

— 論文 —

親潮水の水質の10年スケール変動とその要因*

高谷 祐介[†]・岩尾 尊徳[†]・宮尾 孝[‡]・緑川 貴^{**}・齊藤 一浩^{††}

要 旨

親潮は二つの起原水、オホーツク海水 (Okhotsk Sea Water; OSW) と北太平洋西部亜寒帯水 (Western Subarctic Gyre Water; WSAGW) で構成されると考えられている。親潮水の水質が、起原水自体の変動と、起原水の混合の割合が変動することに起因するという観点から北海道南方海域での親潮水の10年スケールの変動を調査研究した。

北海道南方での41°30'N (PH線) に沿った親潮水の水質変動と両起原水の変動との間には、明確な対応がみられず、親潮水の水質の10年スケール変動の主要因は両起原水の混合比変動であることが示唆された。PH線における親潮水中でのOSWとWSAGWの混合比(Rw)の変動には、水温・塩分に比べ溶存酸素とリン酸塩の化学成分で10年スケール変動がより顕著であった。親潮水の混合比変動の要因の1つとして、北太平洋上における大気循環場による影響が示された。

キーワード：親潮、起原水、混合比、10年スケール変動

1. はじめに

親潮水は、低温・低塩分・豊酸素・貧栄養塩のオホーツク海水 (Okhotsk Sea Water; OSW) と、相対的に高温・高塩分・貧酸素・豊栄養塩の北太平洋西部亜寒帯水 (Western Subarctic Gyre Water; WSAGW) の二つの起原水が混合したものであり、親潮の特徴である深さ100 mから300 m付近に見られる水温極小構造 (中冷構造) もこれらの水の混合に伴って形成されと考えられている (Hirano, 1958; 大谷, 1989; 大谷, 1991)。Yasuda (1997) は、OSWとWSAGWの混合が千島列島南部の

海峽部で起こっており、これが親潮水となって北海道南方に流れ、41°30'Nでは144°E~145°E付近を通過して、さらに南に張り出すとしている。吉田 (1988) は、水温・塩分および溶存酸素の鉛直プロファイルからOSWとWSAGWを分類して、それらの分布を調査し、親潮水域の沿岸でOSW系の水、沖合でWSAGW系の水が卓越する傾向を明らかにした。石川 (1988) は、親潮の南への張り出しが著しい年にはWSAGWが41°30'N線の145°E~147°E付近まで分布している可能性があると指摘している。

このように、親潮の起原水であるOSWとWSAGWの混合過程については多くの調査研究がなされてきており、二つの起原水の混合比を評価した研究もある。Watanabe and Wakatsuchi (1998) は、クリル海盆中層水と東カムチャッカ海流水の塩分と溶存酸素の濃度比から、北西太平洋における両水塊の混合比を1:2と見積もった。また、Itoh *et al.* (2003) はポテンシャル水温と塩分を用いて、千島列島南西付近での親潮中層水に

* 2006年4月21日受領；2006年9月22日受理
著作権：日本海洋学会, 2007

[†] 函館海洋気象台海洋課

〒041-0806 北海道函館市美原3-4-4

主著者 e-mail address: y-takatani@met.kishou.go.jp

[‡] 気象庁地球環境海洋部海洋気象課

〒100-8122 東京都千代田区大手町1-3-4

^{**} 気象研究所地球化学研究部

〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1

^{††} 神戸海洋気象台海洋課

〒651-0073 兵庫県神戸市中央区脇浜海岸通1-4-3

おけるオホーツク海中層水と西部亜寒帯水との混合比を1:1.5と評価した。しかし、これらの研究は歴史的データを気候値的に扱ったものであり、比較的短期間に集中して行なわれた観測に基づいた諸研究 (Kono and Kawasaki, 1997; Yasuda, 1997; Yasuda *et al.*, 2002) を含めても、二つの起源水の混合状況の経年変動に着目した例はほとんどない。

花輪 (1991) は冬季の $40^{\circ}\text{N}\sim 44^{\circ}\text{N}$ の緯度帯のスベルドラップ輸送量や親潮第一分枝の南限緯度に約3年周期の変動が卓越し、その年の極東東西指数と3年前のスベルドラップ輸送量から親潮第一分枝の南限緯度の変動が説明できることを示した。関根 (1993) は冬季アリューシャン低気圧の南偏に伴い形成される海面応力の変化によって親潮・亜寒帯循環系の異常な南下が生じ、それに伴う海面水温の低下が正のフィードバックとして南偏したアリューシャン低気圧を含む PNA パターン (Pacific/North American Pattern) を強めることを指摘した。

このように、北太平洋上の大気変動による亜寒帯循環全体の季節変動あるいは経年変動から、親潮の変動を捉える試みがなされてきている。しかしながら、その多くは、大気循環場と親潮の南限緯度や流量変動との関連やそれに伴う水温変動を調査したものであり、親潮水の水質の変動と大気循環場との関連に着目した例はほとんどない。

親潮水の水質の長期変動の原因として、それぞれの起源水の変動と、二つの起源水の混合の仕方の変動の二つが考えられる。そこで、本調査では、北海道南方の親潮水について水温塩分溶存酸素量およびリン酸塩のデータを使用して、二つの起源水の混合比の長期変動を解析し、親潮水の水質変動の要因について大気循環場に注目して考察を行なった。

2. データおよび解析手法

2.1. $41^{\circ}30'\text{N}$ 線 (PH 線)

調査対象とした海域とその海況の概略を Fig. 1 に示す。本調査の経年変動の解析には、1972年から2003年までの函館海洋気象台の海洋観測定線である北海道南

方の $41^{\circ}30'\text{N}$ 線 (PH 線) で取得された水温・塩分・溶存酸素およびリン酸塩の各層観測データを使用した。1989年11月まではナンセン採水器と転倒温度計による観測が行なわれ、概ね基準層 (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1,000, 1,200m) の離散的データが得られている。一方、その後のCTD-ロゼット採水器の導入以降は、水温・塩分については鉛直的に連続的なデータが得られており、観測深度も海底付近あるいは4,000 m 深に達するようになっている。これらのデータを統一的に取り扱うため、内挿点をはさむ上下2層の観測データを使った二次関数を用いて鉛直方向に内挿を施し、基準層および $0.1\sigma_{\theta}$ 毎の密度面における各要素の値を推定して基礎となるデータセットを構成した。

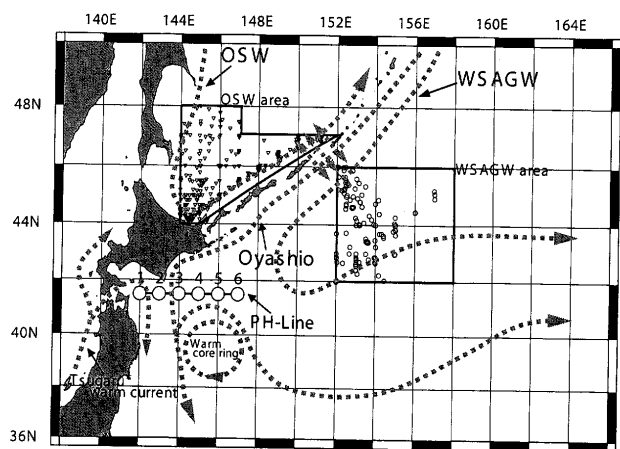


Fig. 1. Location of $41^{\circ}30'\text{N}$ Line (PH-Line) and schematic pattern of water mass and ocean current system. Symbols are defined as follows. ∇ : Observation points in OSW area. \circ : Observation points in WSAGW area

PH線においては、親潮水は主に 144°E 以東で見られることから、 144°E 以東のデータ (PH-3~PH-6) について解析した。石川 (1988) および Yasuda (1997) の報告に基づいて、OSW と WSAGW が混合して形成される親潮水が主として分布すると考えられる沿岸寄りの PH-3, 4 (144°E , 145°E) と、WSAGW の影響を強く

受けることがあると考えられる沖合の PH-5, 6 (146°E, 147°E) に分けて解析を行なった。また, 144°E 以東でも津軽暖流水や黒潮起源の暖水塊等の亜熱帯起源の水の影響を受けることがある。本調査では, 親潮水の変動に着目しているため, 100 m 深水温が 5 °C より高い観測データはこれら暖水の影響が強いと見て解析から除外した。また, PH 線では年 4 回以上の観測が実施されているので, 本解析では年間の平均値を PH 線の観測値として用いた。

2.2. 親潮起源水域

起源水の指標値を作成するために, OSW と WSAGW それぞれについて Fig. 1 の太実線の枠で囲んだ二つの海域(それぞれ OSW 域と WSAGW 域と呼ぶ)で, 1963 年から 2003 年に函館海洋気象台高風丸, 気象庁凌風丸および舞鶴海洋気象台清風丸によって取得された全季節の観測データを使用した。使用した観測期間の幅を PH 線のそれより広く取ったのは, これらの海域での観測が極端に少ないためである。これらの起源域においても常時 OSW または WSAGW が存在するとは限らないので, 吉田 (1988) に倣って OSW 域では 300 m 深の水温が 2 °C 以下のものを OSW の観測値として, また, WSAGW 域では 300 m 深の溶存酸素が 135 $\mu\text{mol L}^{-1}$ 以下のものを WSAGW の観測値として選び, 使用した。このようにして抽出された観測値の平均鉛直分布を Fig. 2 に示す。

Stabeno *et al.* (1994) は漂流ブイ観測から, 千島列島沿いに流れる親潮の表層における流速を日平均で約 15 cm s^{-1} と報告している。また Uehara *et al.* (1997) は, 北海道襟裳岬沖での係留系観測から, 親潮の 500 m 以浅での流速は平均 13~15 cm s^{-1} , 最大で約 28 cm s^{-1} と報告している。親潮水が作られる海域は千島列島の南部の海域とされており (Yasuda, 1997), 親潮水は生成域から高々 1~2 季節のうちに PH 線まで到達すると考えられる。したがって, PH 線での親潮水の水質の変動は, ほぼ同年の両起源水の変質または両者の混合によると考えられる。

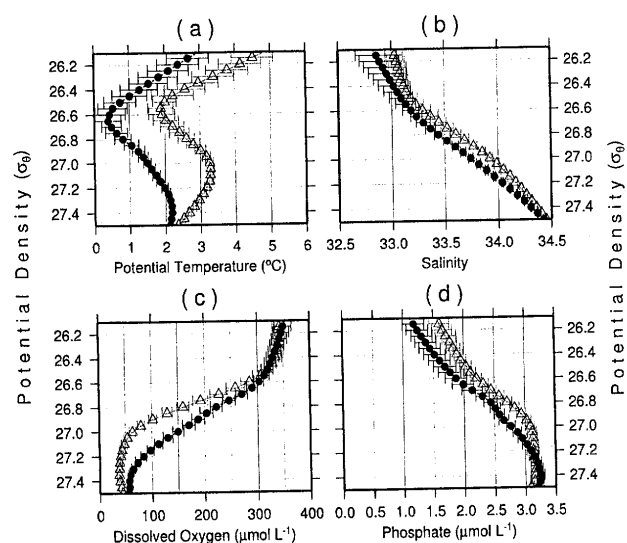


Fig. 2. Vertical profiles of (a) potential temperature, (b) salinity, (c) dissolved oxygen and (d) phosphate. Error bars indicate the standard deviation. Symbols are defined as follows. ●: OSW area, △: WSAGW area (See Fig. 1).

2.3. 混合比 (Rw) の計算

親潮水が OSW と WSAGW の等密度面混合で形成されると仮定すれば, ある密度面におけるある成分での OSW, WSAGW の指標値をそれぞれ X_o , X_w , 観測値を X と表したとき, WSAGW の混合比 (R_w) は次式で与えられる。

$$R_w(X) = (X - X_o) / (X_w - X_o) \quad (1)$$

この値は観測した水が純粋な OSW のとき 0 となり, 純粋な WSAGW のとき 1 となる。こうした混合比による解析手法は, 親潮水と黒潮水の水温塩分についてはしばしば用いられている (例えば, Yasuda *et al.*, 2003; Shimizu *et al.*, 2001) が, 本調査ではこの手法を親潮水の起源水である OSW と WSAGW の溶存酸素とリン酸塩データに適用した。水温, 塩分, 溶存酸素およびリン酸塩から得られた混合比を, それぞれ $R_w(\theta)$, $R_w(\text{sal})$, $R_w(\text{DO})$, $R_w(\text{PO}_4)$ と表すこととする。

3. 解析結果

まず、PH 線における親潮水の物理的混合状況をみるため、渦位の経年変動を研究した。Fig. 3 に PH-3, 4 と PH-5, 6 の $26.7\sim 27.2\sigma_\theta$ の各密度面における渦位の経年変動を示す。渦位を求めるために用いた各層の層厚は、上下 $0.1\sigma_\theta$ の幅とした(例えば、 $26.7\sigma_\theta$ 面では $26.6\sim 26.8\sigma_\theta$ 面の層厚)。年々の変動がみられるものの、PH-3, 4, PH-5, 6 とともに、表層では 1970 年代から 2003 年にかけて高渦位化の傾向がみられる。また、3 年移動平均でみると、 $27.0\sigma_\theta$ 面以浅では 1980 年代後半に極小、1990 年代後半に極大と 10 年スケール変動がみられ、特に PH-5, 6 で顕著である。Yasuda *et al.* (1997), Yasuda *et al.* (2002) により、OSW は低渦位水、WSAGW は高渦位水であり、特に $26.6\sim 27.0\sigma_\theta$ 付近において両起源水の渦位の違いが明瞭であることが報告されている。このことから、親潮水への両起源水の寄与が年々変動しており、親潮水の 10 年スケール変動を引き起こしている可能性が示唆される。そこで、それぞれの起源水の混合状況を調べるため両水塊の混合比を推定した。

混合比の算出にあたって、最も重要な基礎となるのが両起源水の指標値である。しかし、OSW 域や WSAGW 域では継続した観測が行なわれてこなかったため、データの空白期間が存在し、起源水の経年変動を正確にとらえることは困難である。また、観測は夏季に集中して行なわれており、季節変動を正確にとらえることも困難である。Andreev and Kusakabe (2001) は OSW と WSAGW の両起源域において、中層域の溶存酸素に 10 年スケールの変動があることを報告している。その変動傾向は、Fig. 4 に示す PH 線での親潮中層域における溶存酸素の変動傾向とほぼ同様の傾向を示している。このことから、PH 線での溶存酸素の変動は、起源域での溶存酸素の変動に起因していることが考えられる。そこで、PH 線と両起源域での各要素の変動の対応を調べた。Fig. 5, 6 に $26.8\sigma_\theta$ 面と $27.0\sigma_\theta$ 面での、PH 線における年平均値の平年値 (1972 年～2003 年の平均値) からの偏差と、両起源域における年平均値の平年値 (1963 年～2003 年の平均値) からの偏差を示す。PH 線と OSW 域において、同時に観測が行なわれて

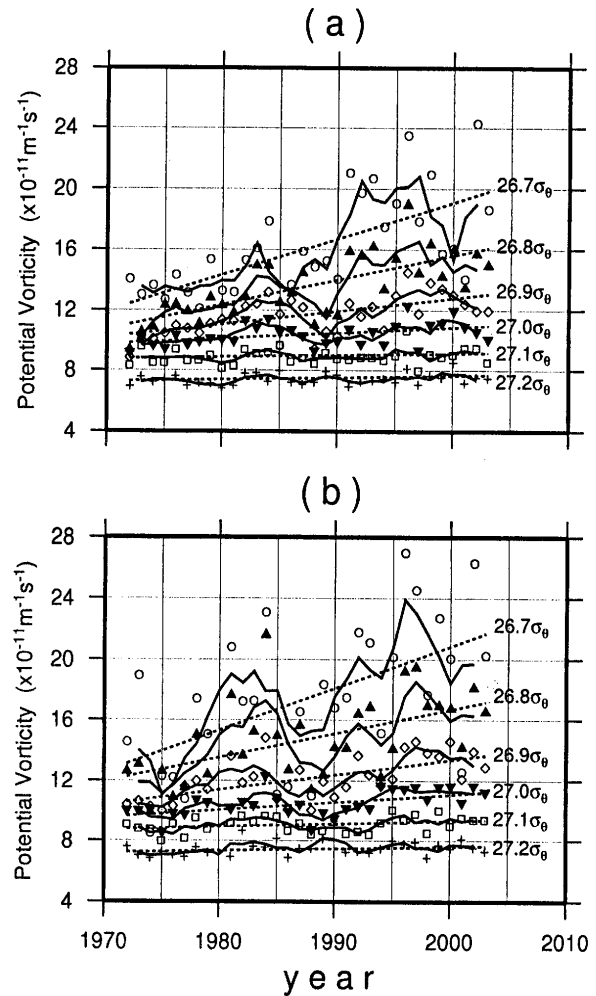


Fig. 3. Time-series of the annual mean potential vorticity at (a) PH-3, 4 and (b) PH-5, 6. The thickness of a specific layer is assumed to be the thickness of the layer between plus and minus $0.1\sigma_\theta$. Symbols are defined as follows. \circ : $26.7\sigma_\theta$, \blacktriangle : $26.8\sigma_\theta$, \diamond : $26.9\sigma_\theta$, \blacktriangle : $27.0\sigma_\theta$, \square : $27.1\sigma_\theta$, $+$: $27.2\sigma_\theta$. The solid line denotes the 3-year running average. The broken line denotes the linear regression line.

いた期間 (1972～1988 年) での各要素における両海域間の相関係数、および PH 線と WSAGW 域において、同時に観測が行なわれていた期間 (1972 年～1980 年、1997 年～2002 年) での各要素における両海域間の相関係数を Table 1 に示す。PH 線と OSW 域の両海域間の相関係数においては、 $26.8\sigma_\theta$ 面での溶存酸素、リン酸塩では 0.53 以上で有意な相関 (有意水準 (以下 α と表す) < 0.02) がみられる。しかし、 $26.8\sigma_\theta$ 面の水温、塩

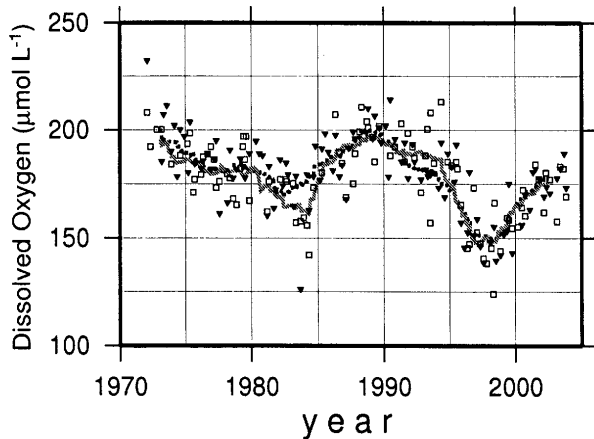


Fig. 4. Time-series of dissolved oxygen in PH-3, 4 (▼) and PH-5, 6 (□) on $26.8 \sigma_{\theta}$ surface. The solid line (broken line) denotes the 3-year running average of PH-5, 6 (PH-3,4).

Table 1. The Cross-correlation coefficients between each property at individual original seawater region and PH-Line in the period when observations were conducted simultaneously in both regions; (a): PH-Line versus OSW area, (b): PH-Line versus WSAGW area. The value in parentheses denotes significance level.

	$26.8\sigma_{\theta}$		$27.0\sigma_{\theta}$	
	PH-3,4	PH-5,6	PH-3,4	PH-5,6
Temperature	-0.18 (0.464)	0.28 (0.299)	0.26 (0.324)	-0.26 (0.336)
Salinity	-0.22 (0.395)	0.24 (0.341)	0.24 (0.333)	-0.25 (0.321)
Dissolved Oxygen	0.53 (0.019)	0.60 (0.008)	0.36 (0.117)	0.38 (0.096)
Phosphate	0.59 (0.011)	0.54 (0.014)	0.21 (0.335)	0.25 (0.319)

	$26.8\sigma_{\theta}$		$27.0\sigma_{\theta}$	
	PH-3,4	PH-5,6	PH-3,4	PH-5,6
Temperature	0.30 (0.264)	0.28 (0.308)	0.37 (0.119)	0.29 (0.305)
Salinity	0.32 (0.250)	0.26 (0.339)	0.39 (0.154)	0.30 (0.284)
Dissolved Oxygen	0.72 (0.001)	0.74 (0.003)	0.44 (0.088)	0.39 (0.099)
Phosphate	0.33 (0.229)	0.36 (0.131)	0.70 (0.004)	0.62 (0.012)

分および $27.0 \sigma_{\theta}$ 面の各要素についての相関は 0.4 以下 ($\alpha > 0.09$) で有意ではない。また、PH 線と WSAGW 域では、 $26.8 \sigma_{\theta}$ 面での溶存酸素および $27.0 \sigma_{\theta}$ 面のリン酸塩において 0.70 以上の有意な相関 ($\alpha < 0.01$) もみられたが、その他では 0.44 以下 ($\alpha > 0.08$) と有意ではない。今回の解析では PH 線と起源域での変動傾向の間に明確な対応がみられなかった。起源水自体の変動による親潮水の水質の変動への影響は小さいことが示唆される。次に、式 (1) より推定した $26.8 \sigma_{\theta}$ 面における指標値を 1963 年～2003 年の平均値として計算した R_w の経年変動と、起源域で観測が行なわれた年については指標値の年々変動を考慮して計算した R_w の経年変動を比較した (Fig. 7)。起源域で観測が行なわれていない年については、平均値を指標値として用いた。 R_w (DO) の 1990 年代後半のピークが低くなっているなどの、各年の値には多少の増減があるものの、どちらの指標値を用いた場合においても R_w (DO), R_w (PO_4) の 10 年スケール変動は顕著にみられる。このことから、PH 線でみられる親潮水の水質の 10 年スケール変動は、起源水自体の変動による影響よりも両起源水の混合の割合の変動が主要因であると推測される。そこで、今解析では、両起源域での年々変動をとらえることが困難なことから、両海域における各密度面での平均値を両起源水の各密度面での指標値として用いることにするが、その指標値を用いて計算した R_w は PH 線でみられる親潮水の長期的な変動傾向を充分表していると思なせる。

Fig. 8, 9, 10 に水温、塩分、溶存酸素およびリン酸塩を式 (1) に適用して推定した $26.6 \sim 27.4 \sigma_{\theta}$ 面における R_w の経年変化を示す。図中の太黒破線および太灰実線はそれぞれ PH-3, 4 と PH-5, 6 の R_w の 3 年移動平均を表す。

$R_w(\theta)$, $R_w(\text{sal})$ は全層において数年以下の短期変動が顕著であるが、 $26.6 \sigma_{\theta}$ 面と $26.8 \sigma_{\theta}$ 面の 3 年移動平均では 1980 年代中頃に極大、1990 年代中頃に極小、そして 1990 年代後半に極大と、ピークは弱いものの 10 年スケール変動していた。 $27.0 \sigma_{\theta}$ 面以深になると年々変動が卓越し、3 年移動平均でも 10 年スケール変動は不明瞭となっていた。それに対し、 R_w (DO), R_w (PO_4) の $27.2 \sigma_{\theta}$ 面以浅では、3 年移動平均した変動は

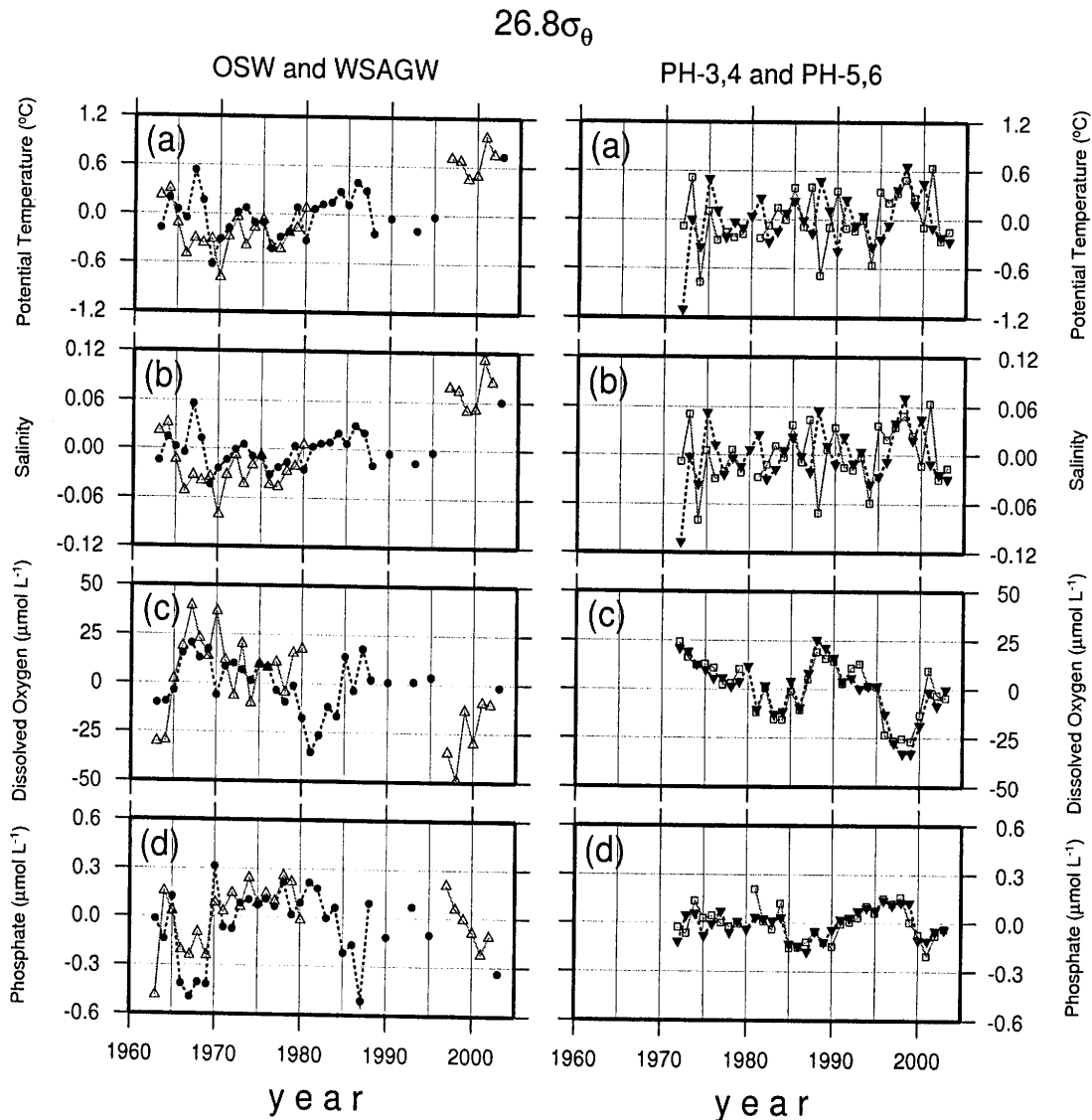


Fig. 5. Time-series of the anomaly of (a) potential temperature, (b) salinity, (c) dissolved oxygen and (d) phosphate at PH-3, 4 (\blacktriangledown), PH-5, 6 (\square), OSW area (\bullet) and WSAGW area (\triangle) on the $26.8\sigma_\theta$ surface

かりでなく年々の変動からも10年スケール変動が顕著であった。27.4 σ_θ 面 (PH線で約1,000 m深) になると、27.2 σ_θ 面以浅に比べ変動幅は小さくなり、10年スケール変動も不明瞭となっていた。27.2 σ_θ 面以浅の R_w (DO) では、1970年代後半までは概ね0.50以下でOSWが卓越していたが、1970年代後半から1980年代前半には0.50以上とWSAGWが卓越する年が多くみられ、1980年代中頃から1990年代前半にかけては再び0.50以下で推移していた。その後、1990年代後半には0.50以上となり、WSAGWが卓越していた。 R_w (PO_4) では、1980年代前半までは年毎の変動が大きいものの0.50以上のWSAGWが卓越する年が多くみら

れ、1980年代後半には0.50以下となっていた。その後、1990年代は概ね0.50以上で推移し0.75以上となる年もみられたが、2000年以降は概ね0.50以下となっていた。

Table 2に3年移動平均値から求めたPH-3, 4およびPH-5, 6における各密度面での各成分間の相関係数を示す。27.2 σ_θ 面以浅での各成分間の相関係数は、 R_w (DO) と R_w (PO_4) ではPH-3, 4で0.61~0.72、PH-5, 6で0.59~0.80と有意な相関 ($\alpha < 0.01$) を示しているのに対し、これらの成分と R_w (θ), R_w (sal) との相関はPH-3, 4、PH-5, 6共に-0.19~0.25 ($\alpha > 0.18$) と有意ではない。このことより、親潮中層における10年

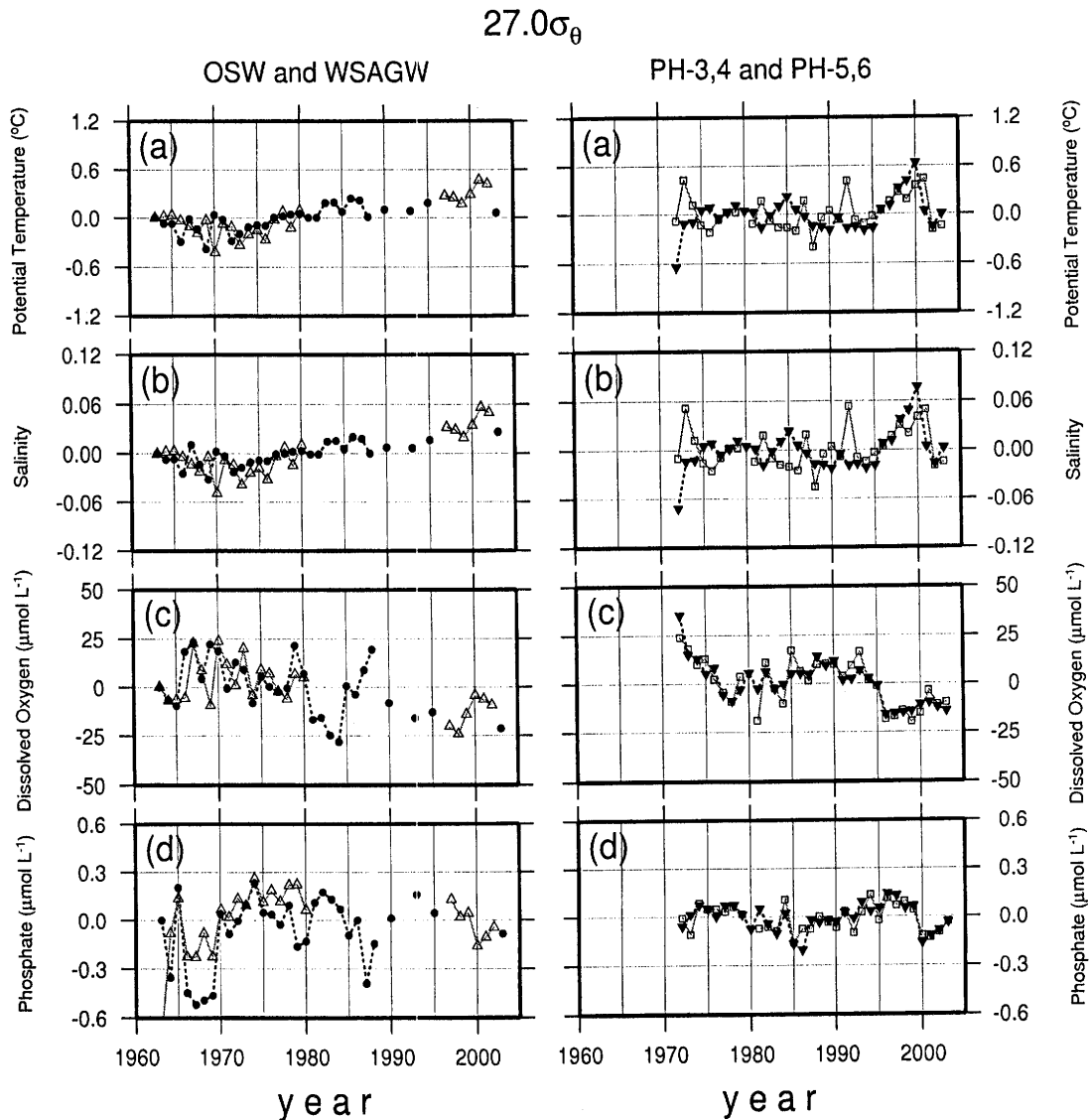


Fig. 6. The same as Fig. 5 but for the $27.0\sigma_\theta$ surface

スケール変動は、水温・塩分に比べ溶解酸素リン酸塩の化学成分のほうがより明瞭にみられることが示唆される。

次に、各層におけるPH-3,4とPH-5,6の相関係数を調べた。 $Rw(\theta)$ 、 $Rw(\text{sal})$ では0.06~0.37と相関は低い($\alpha > 0.08$)が、 $Rw(\text{DO})$ 、 $Rw(\text{PO}_4)$ では0.58~0.87と有意な相関($\alpha < 0.01$)を示しており、溶解酸素やリン酸塩の変動は、測点間においてもほぼ同位相の傾向がみられた。一方、PH-3,4に比べPH-5,6の Rw が高いという傾向はみられず、PH-3,4でOSW、PH-5,6でWSAGWが卓越するという明確な傾向はみられなかった。

また、 $27.0\sigma_\theta$ 面以浅における $Rw(\theta) \cdot Rw(\text{sal})$ 、および $27.2\sigma_\theta$ 面以浅における $Rw(\text{DO}) \cdot Rw(\text{PO}_4)$ の

変動は渦位の10年スケール変動とよく対応しており、特に $26.8\sigma_\theta$ 面における $Rw(\text{DO})$ とPH-5,6の渦位では0.80以上の有意な相関($\alpha < 0.001$)がみられた。また、 Rw は、1980年代後半から1990年代後半にかけて増加傾向を示し、特に $Rw(\text{DO})$ 、 $Rw(\text{PO}_4)$ は1990年代後半に著しく高くなった。このことは、PH線における親潮中でのWSAGWの割合が増していることを示しており、同期間の高渦位化の結果と矛盾していない。

4. 考察

前述したように、起原水自体の変動による親潮水の水質の変動への影響が小さいことが示唆されたが、次

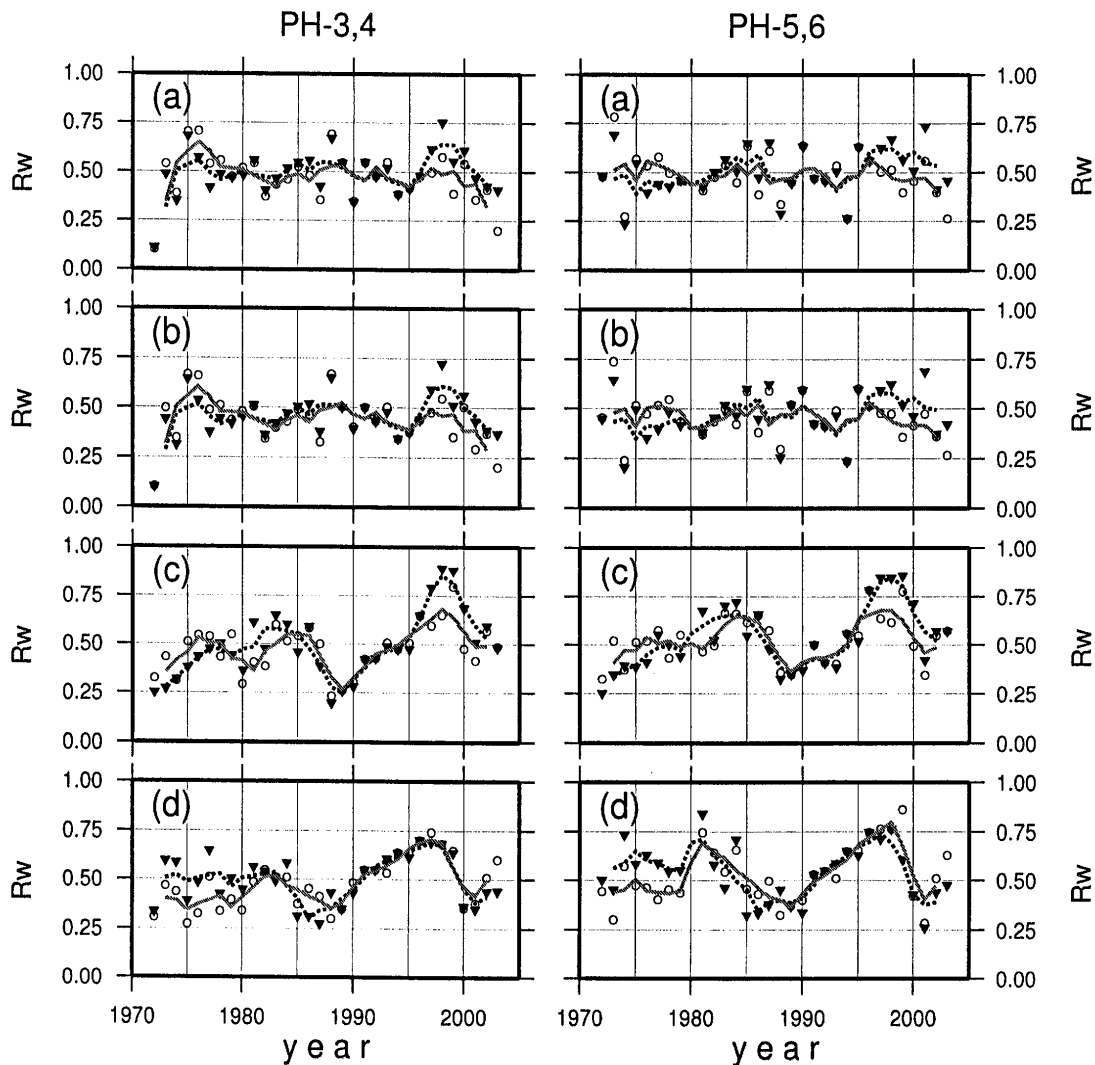


Fig. 7. Time-series of R_w estimated from (a) potential temperature, (b) salinity, (c) dissolved oxygen, and (d) phosphate by using the index value considering interannual variability in both origin regions when there is observation data. Pure OSW is defined at 0, and pure WSAGW is defined at 1. Symbols are defined as follows. ○: R_w calculated from the observed values in each year in both origin regions, ▼: R_w calculated from the time-averaged values in both origin regions. Solid and broken lines denote the 3-year running average of each R_w .

に起原水自体の変動以外に両起原水の混合の割合を変動させる要因について考察を行なった。大谷 (1989) は、海水の生成時の冷却とブライン排出により高密度水が厚く生成され、北海道南方に流出すると報告しており、親潮の消長はオホーツク海の海水の生成量に依存すると指摘している。そこでまず、オホーツク海における海水面積と OSW の水質の変動との関係について解析した。OSW 域で観測が行なわれた 1972 年から 1988 年における各要素とオホーツク海の 1 月から 3 月における平均海水面積の相関係数は $-0.23 \sim 0.13$ と低い相

関 ($\alpha > 0.3$) となった。OSW 域における観測は、夏季に行なわれたものがほとんどではあるが、海氷による OSW の水質への影響はあまりないことが示唆される。次に、オホーツク海における海水面積と R_w の相関を調べた。海水面積が大きいときには、より多くの高密度水が生成されるため、親潮中に占める OSW の割合が増すことが期待される。しかし、リン酸塩では -0.45 以上の負相関 ($\alpha < 0.03$) がみられる密度層もあったが、PH-3, 4, PH-5, 6 とその他の要素では $-0.27 \sim 0.18$ と低い相関 ($\alpha > 0.1$) となっていた。本調査では、海水

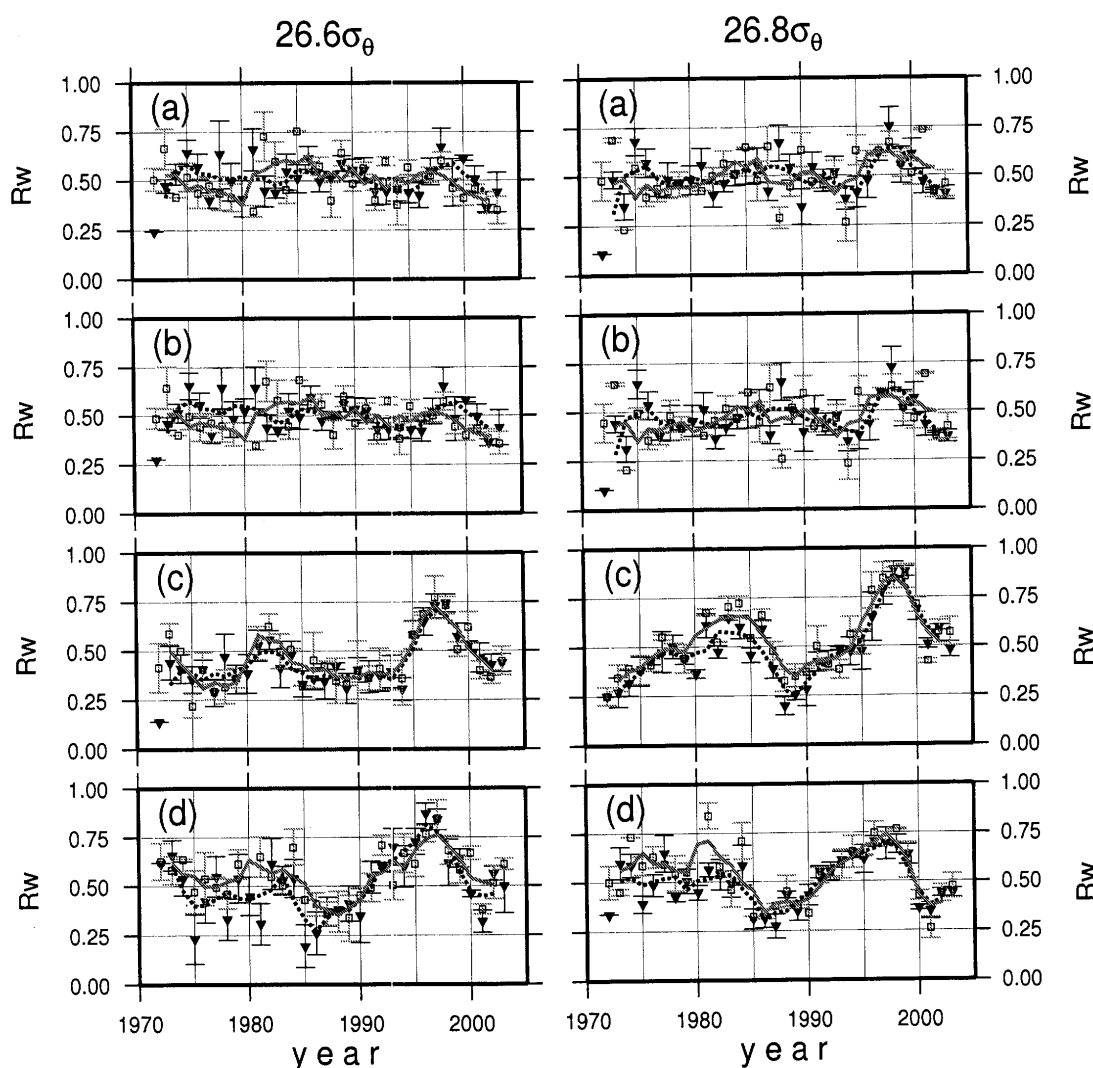


Fig. 8. Time-series of the R_w estimated from (a) potential temperature, (b) salinity, (c) dissolved oxygen and (d) phosphate at PH-3, 4 (\blacktriangledown) and PH-5, 6 (\square) on the $26.6\sigma_\theta$ surface and the $26.8\sigma_\theta$ surface. Pure OSW is defined at 0, and pure WSAGW is defined at 1. Error bars indicate the standard deviation. The solid line (broken line) denotes the 3-year running average of PH-5, 6 (PH-3, 4).

面積の変動により親潮中の OSW の割合が対応するという明確な傾向はみられなかった。

次に、 R_w と大気の循環場の関係について究明した。Watanabe *et al.* (2003) は、PH 線とほぼ同じ海域での中層において、溶存酸素とリン酸塩の 10 年スケール変動を検出しており、その変動は北太平洋指数 (North Pacific Index; NPI) と非常に高い相関があることを報告している。また、日本海の中層水にも同様の結果を見出しており、これらの 10 年スケール変動は北太平洋全域の大規模な気候条件の変動に伴って、北太平洋の広い海域で同時に引き起こされている現象であると結論づけている。NPI は太平洋域における 10 年スケール

変動を表す 1 つの指標であり、冬季アリューシャン低気圧の勢力を示す値として用いられている。そこでまず、NPI と R_w との相関を調べた。Fig. 11 に NPI の規格化偏差の推移を示す。年々変動がみられるものの、5 年移動平均では 1980 年代中頃に極小、1990 年代前半に極大、1990 年代中頃から後半にかけて極小と 10 年スケールの変動がみられ、 R_w (DO)、 R_w (PO_4) の変動の間には -0.52 以上 ($\alpha < 0.005$) の高い負相関があり、アリューシャン低気圧の強弱により WSAGW の張り出しが変動することが示唆される。さらに、風応力から推定される海洋の南北輸送量を表すスベルドラップ輸送量を用いて、風応力場による WSAGW と OSW の勢力へ

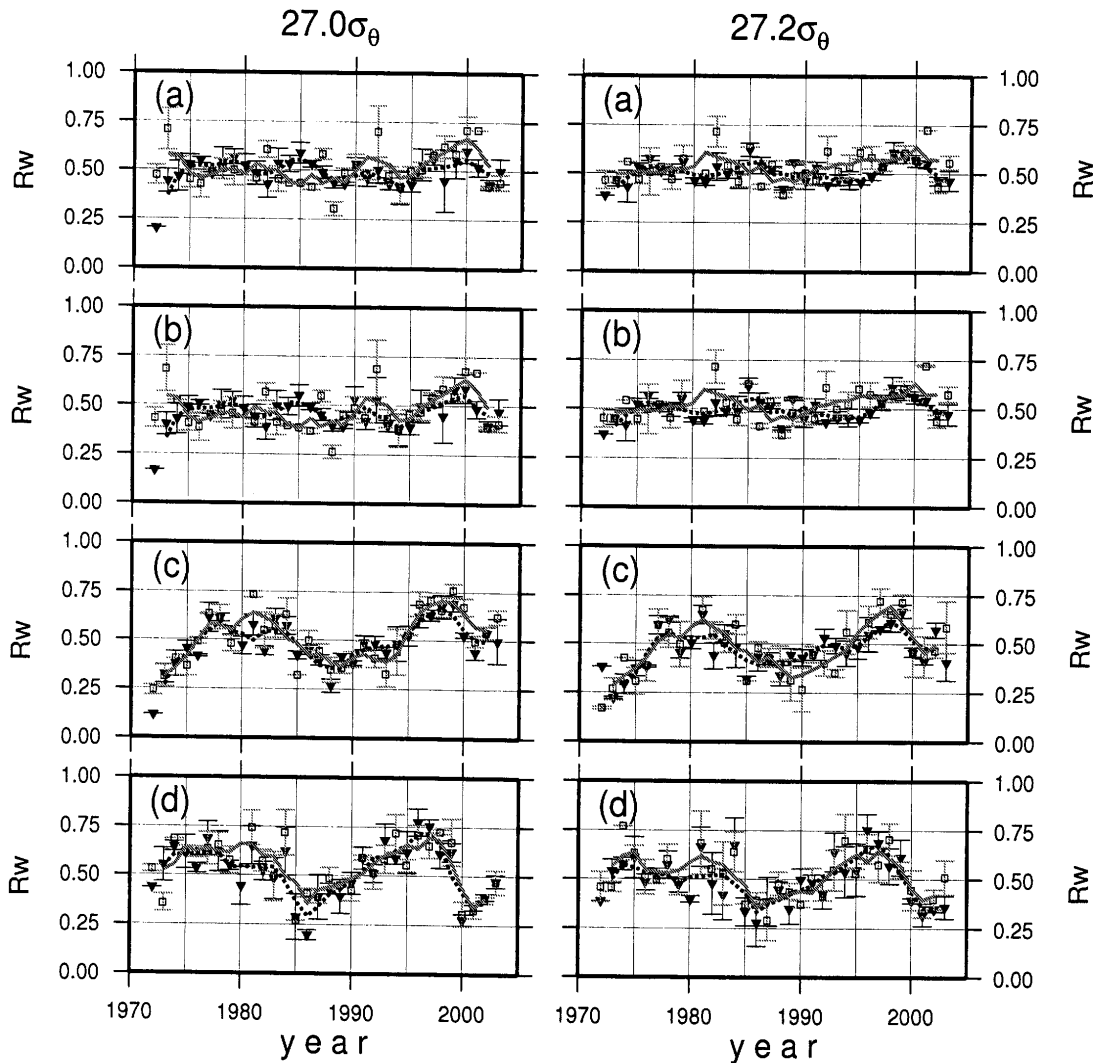


Fig. 9. The same as Fig. 8 but for the $27.0 \sigma_\theta$ surface and the $27.2 \sigma_\theta$ surface.

の影響を調べた。Fig. 12 に月毎の NCEP/NCAR 再解析値の風応力場を用いて計算した 43°N における太平洋東岸から 150°E まで積分した冬季 (12 月～2 月) のスベルドリップ輸送量の冬季平均値からの偏差の経年変動の推移を示す。冬季のデータのみを用いたのは、亜寒帯循環域では冬季に風が強まりまた左旋性をもっており、アリューシャン低気圧と関連していると考えられているためである。Fig. 12 では、年々変動がみられるものの、5 年移動平均では 1980 年代前半に極大、同年代後半に極小、そして 1990 年代半ばに極大と 10 年スケール変動がみられる。Table 3 に PH-3, 4 の $26.8 \sigma_\theta$ 面と $27.0 \sigma_\theta$ 面におけるスベルドリップ輸送量と R_w との間のラグ無しから 3 年ラグまでの相関係数を示す。 $R_w(\theta)$, $R_w(\text{sal})$ では、ラグの有無に関わらず、各層とも

$-0.31 \sim 0.14$ の範囲 ($\alpha > 0.1$) にあり、有意ではない。しかしながら、 $R_w(\text{DO})$, $R_w(\text{PO}_4)$ では、1 年～2 年のラグで相関が最も高く、 $0.72 \sim 0.84$ と有意な正の相関 ($\alpha < 0.001$) がみられた。同様の傾向が、PH-5, 6 の R_w とスベルドリップ輸送量の間にもみられた。前述したように、親潮水は生成域から PH 線まで 1～2 季節程度で達することから、親潮の変動は風応力場に対して順圧的な応答をすることが考えられる。しかし、Nakano *et al.* (2005) は千島列島南部から北海道南方における傾圧ロスビー波の第 1 モードの伝播速度を $-0.5 \sim -0.7 \text{ cm s}^{-1}$ と報告しており、千島列島付近から PH 線に達するまでに要する時間が 2 年程度と推定され、本解析のような水系変動に対しては、傾圧的な応答も考えられる。これらのことより、大気循環場と北海道南方で

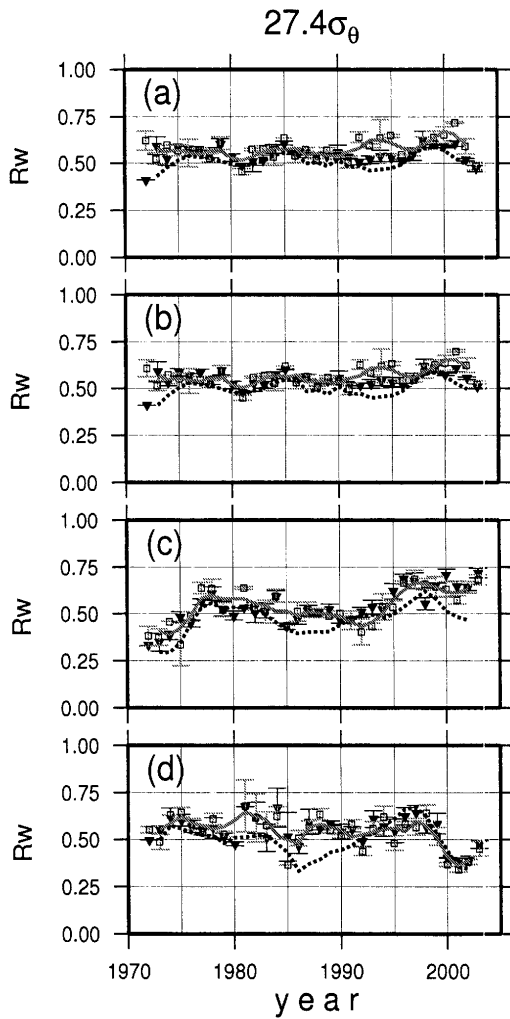


Fig. 10. The same as Fig. 8 but for the 27.4 σ_θ surface

の親潮水の組成の変動との対応が示唆される。

次にオホーツク海内部の風に対する応答を調べるため、月毎のNCEP/NCARの風応力場から計算した48°~58°N, 144°~154°Eにおける風による海面応力の回転成分(curl τ)の平均からの偏差の経年変動をFig. 13に示す。NPIやスベルドラップと同様に年々変動がみられるが、5年移動平均では1970年代中頃、1990年前後、1990年代後半に極大、1980年前後、1990年代前半から中頃に極小と10年スケール変動がみられる。しかし、各Rwとの相関はラグの有無に関わらず-0.27~0.31 ($\alpha > 0.11$)と低く、有意な相関はみられなかった。したがって、オホーツク海の循環の強度による親潮水中のOSWの勢力への影響は小さいことが示唆される。

Table 2. The Cross-correlation coefficients between each property on each density surface in PH-3, 4 and PH-5, 6. The value in parentheses denotes significance level.

		Rw(θ) versus Rw(sal)	Rw(θ) versus Rw(DO)	Rw(θ) versus Rw(PO4)	Rw(sal) versus Rw(DO)	Rw(sal) versus Rw(PO4)	Rw(DO) versus Rw(PO4)
26.6 σ_θ	PH-3,4	0.94 (<0.001)	0.21 (0.520)	-0.11 (0.543)	0.10 (0.617)	-0.13 (0.469)	0.67 (<0.001)
	PH-5,6	0.99 (<0.001)	0.20 (0.274)	-0.19 (0.321)	0.23 (0.233)	-0.23 (0.240)	0.80 (<0.001)
26.8 σ_θ	PH-3,4	0.99 (<0.001)	0.10 (0.608)	0.06 (0.748)	0.15 (0.403)	-0.08 (0.611)	0.72 (<0.001)
	PH-5,6	0.99 (<0.001)	0.24 (0.216)	0.19 (0.319)	0.19 (0.333)	0.21 (0.219)	0.78 (<0.001)
27.0 σ_θ	PH-3,4	0.96 (<0.001)	0.23 (0.208)	-0.19 (0.324)	0.21 (0.239)	-0.13 (0.471)	0.64 (0.002)
	PH-5,6	0.99 (<0.001)	0.19 (0.307)	0.24 (0.208)	0.20 (0.265)	0.17 (0.303)	0.65 (0.001)
27.2 σ_θ	PH-3,4	0.99 (<0.001)	-0.08 (0.621)	-0.09 (0.635)	-0.11 (0.525)	0.04 (0.823)	0.61 (0.005)
	PH-5,6	0.99 (<0.001)	0.17 (0.321)	0.12 (0.509)	0.25 (0.188)	0.22 (0.249)	0.59 (0.010)
27.4 σ_θ	PH-3,4	0.97 (<0.001)	0.31 (0.110)	-0.25 (0.178)	0.29 (0.132)	-0.28 (0.137)	0.39 (0.057)
	PH-5,6	0.99 (<0.001)	0.29 (0.151)	-0.18 (0.300)	0.33 (0.091)	-0.25 (0.171)	0.34 (0.100)

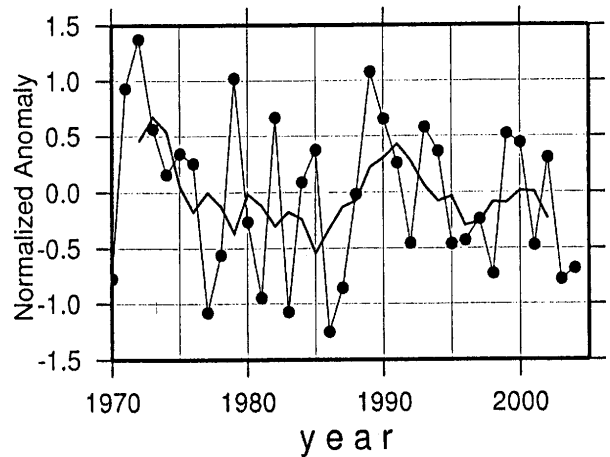


Fig. 11. Time-series of the normalized anomaly of NPI. The heavy line denotes the 5-year running average.

これらのことより、北西太平洋上の大気循環が強くなると西部亜寒帯循環が強化され、親潮水中におけるWSAGWの影響が大きくなるというように、北太平洋域での大気循環場が北海道南方での親潮水の組成の変動に大きく影響している。一方、大気循環によりオホーツク海内の循環が強化されても、親潮水中におけるOSWの勢力への影響は小さいことが示唆された。

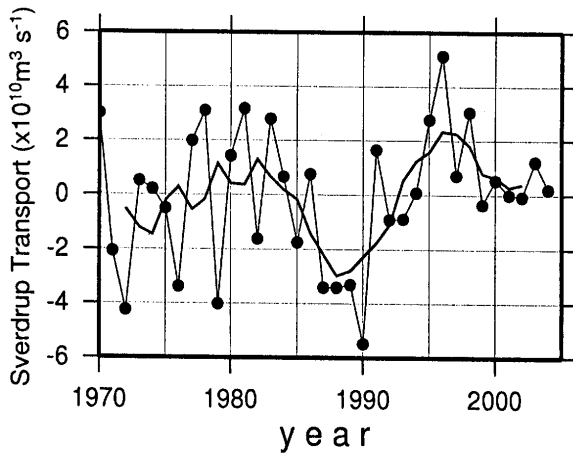


Fig. 12. Time-series of the anomaly of the Sverdrup transport around 43°N, integrated from the west coast of America to 150°E in wintertime (December to February) using the wind stress field of the NCEP/NCAR reanalysis monthly data set. The heavy line denotes the 5-year running average.

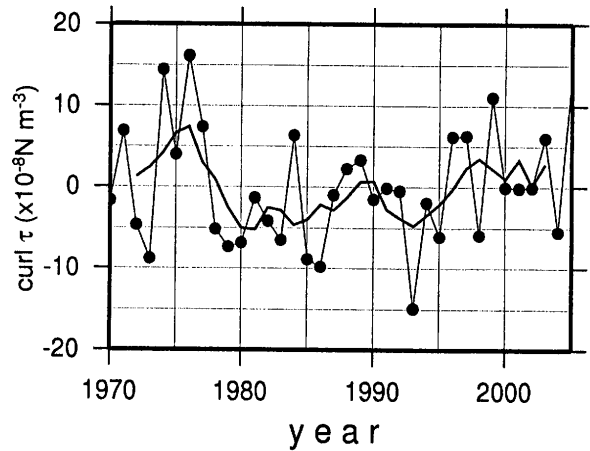


Fig. 13. Time-series of the anomaly of the rotational component of sea surface stress by wind ($\text{curl } \tau$) around 48°N to 58°N, 144°E to 154°E calculated by using the wind stress field of the NCEP/NCAR reanalysis monthly data set. The heavy line denotes the 5-year running average.

Table 3. The Cross-correlation coefficients in which time lag is considered between Sverdrup Transport along 43°N and R_w for each property in the PH-3, 4 on $26.8 \sigma_\theta$ surface and $27.0 \sigma_\theta$ surface. The value in parentheses denotes significance level.

	No time lag	1-year lag	2-year lag	3-year lag
$26.8\sigma_\theta$				
Temperature	0.14 (0.456)	-0.01 (0.943)	-0.21 (0.269)	-0.24 (0.221)
Salinity	0.07 (0.726)	-0.08 (0.680)	-0.25 (0.200)	-0.23 (0.234)
Dissolved Oxygen	0.58 (0.001)	0.78 (<0.001)	0.32 (0.090)	0.09 (0.667)
Phosphate	0.69 (<0.001)	0.84 (<0.001)	0.81 (<0.001)	0.41 (0.040)
$27.0\sigma_\theta$				
Temperature	-0.05 (0.780)	0.08 (0.693)	-0.18 (0.337)	-0.31 (0.103)
Salinity	-0.08 (0.699)	0.11 (0.557)	-0.11 (0.586)	-0.20 (0.308)
Dissolved Oxygen	0.71 (<0.001)	0.80 (<0.001)	0.50 (0.006)	0.28 (0.144)
Phosphate	0.55 (0.002)	0.72 (<0.001)	0.79 (<0.001)	0.44 (0.033)

これは、OSWの北太平洋への流出・WSAGWとの混合は、千島列島南部の海峡部の潮汐混合により駆動されるため (Nakamura *et al.*, 2004; Yasuda *et al.*, 2006

など)、親潮水中におけるOSWの勢力にはオホーツク海内部の循環の変動よりも千島列島南部の海峡部における潮流が大きく影響しているためと考えられる。

5. まとめ

1963年～2003年の気象庁の観測船による海洋観測資料を用いて、北海道南方における親潮水の変動とその要因について研究した。親潮の二つの起源水であるOSWとWSAGWの指標値を作成し、1972年から2003年にかけてのPH線の観測データから、等密度面におけるOSWとWSAGWの混合比の経年変動について、水温・塩分・溶存酸素およびリン酸塩について調査を行った。Rw(θ), Rw(sal)では数年程度の変動が卓越しており、 $26.6 \sigma_\theta \cdot 26.8 \sigma_\theta$ 面での3年移動平均時系列で辛うじて10年スケール変動が確認できるほどであったが、 $27.2 \sigma_\theta$ 面以浅のRw(DO), Rw(PO_4)では年々の変動からも10年スケール変動が明瞭であり、1980年代後半にOSWが卓越し、1990年代後半はWSAGWが卓越していたと推定された。また、Rwには長期的なWSAGWの勢力の増加傾向があり、PH線における高渦位化の傾向と一致していた。 $27.4 \sigma_\theta$ 面(約1,000 m深)になると溶存酸素・リン酸塩においても10年ス

ケール変動は不明瞭になった。PH線における親潮水の変動と両起源域での変動との間には明確な対応がみられず、また両起源水自体の変動が混合比の変動傾向に及ぼす影響は小さかった。このことより、親潮水の水質の変動には起源水自体の変動より両起源水の混合の割合が大きく影響することが示された。両起源水の混合の割合の変動を引き起こす要因の1つとして、水温・塩分では明瞭ではないものの、43°Nにおける太平洋東岸から150°Eまで積分した冬季(12月~2月)のスベルドラップ輸送量とRw(DO)・Rw(PO₄)の変動に高い相関がみられた。このことにより、親潮水の組成に対して大気循環場が影響しているが、オホーツク海上の大気循環場による親潮水中のOSWの勢力への影響は小さいことが示唆された。これは、OSWの北太平洋への流出・WSAGWとの混合には千島列島南部の海峡部での潮汐混合が大きく影響しているためと考えられる(Yasuda *et al.*, 2006)。

今後は、溶存酸素・リン酸塩において顕著にみられた10年スケール変動が水温・塩分においてはみられない理由や、大気循環場との関係も有意ではない理由、また混合比の変動を引き起こすその他の要因や、OSW、WSAGWの張り出しを促す要因など、更なる解明が必要である。

References

- Andreev, A. G. and M. Kusakabe (2001): Interdecadal variability in dissolved oxygen in the intermediate water layer of the Western Subarctic Gyre and Kuril Basin (Okhotsk Sea). *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2,453-2,456.
- Andreev, A. and S. Watanabe (2002): Temporal changes in dissolved oxygen of the intermediate water in the subarctic North Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2002GL015021.
- Chiba, S., T. Ono, K. Tadokoro, T. Midorikawa, and T. Saino (2004): Increased stratification and decreased lower trophic level productivity in the Oyashio region of the North Pacific: A 30-year retrospective study. *J. Oceanogr.*, **60**, 149-162.
- 花輪 公雄 (1991): 北太平洋上の大気循環と親潮の長期変動. 北海道水産研究所研究報告, **55**, 125-139.
- 石川 孝一 (1988): 北海道南方海域における親潮水系について. 海と空, **64**, 9-18.
- 石川 孝一, 高槻 靖, 白石 昇司, 椿 修二, 中舘 明, 宮尾 孝, 北野 昌幸, 井上 博敬, 久保 直, 西沢 純一 (2003): 気象庁の定線に見られ見られる海洋変動とその要因. 測候時報, **70**, 特別号, S1-S34.
- Itoh, M., K.I. Ohshima, and M. Wakatsuchi (2003): Distribution and formation of Okhotsk Sea Intermediate Water: an analysis of isopycnal climatological data. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JC001590.
- Joyce T. M. and J. Dunworth-Baker (2003): Long-term hydrographic variability in the Northwest Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2002GL015225.
- Kono, T. and Y. Kawasaki (1997): Modification of the western subarctic water by exchange with the Okhotsk Sea. *Deep-sea Res.*, **44**, 689-711.
- Miyao, T. and K. Ishikawa (2003): Formation, distribution and volume transport of the North Pacific Intermediate Water studied by repeat hydrographic observations. *J. Oceanogr.*, **59**, 905-919.
- Nakamura, T., T. Toyoda, Y. Ishikawa, and T. Awaji (2004): Tidal mixing in the Kuril Straits and its impact on ventilation in the North Pacific Ocean. *J. Oceanogr.*, **60**, 411-423.
- Nakamura, T. and T. Awaji (2004): Tidally induced diapycnal mixing in the Kuril Straits and its role in water transformation and transport: A three-dimensional nonhydrostatics model experiment. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JC001850.
- Nakano, T., I. Kaneko, M. Endoh, and M. Kamachi (2005): Interannual and decadal variabilities of NPIW salinity minimum core observed along JMA's hydrographic repeat sections. *J. Oceanogr.*, **61**, 681-697.
- Ono, T., T. Midorikawa, Y. W. Watanabe, K. Tadokoro, and T. Saino (2001): Temporal increases of phosphate and apparent oxygen utilization in the subsurface waters of western subarctic Pacific from 1968 to 1998. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3,285-3,288.
- 大谷 清隆 (1989): 親潮形成に関わるオホーツク海の役割. 海と空, **65**, 1-21.
- 大谷 清隆 (1991): “親潮”の再確認. 北海道区水産研究所研究報告, **55**, 1-24.
- 奥田 邦明 (1986): 1984年の異常冷水現象の発生過程について. 東北水産研究所研究報告, **48**, 87-96.
- 奥田 邦明, 武藤 清一郎 (1986): 東北海区の異常冷水現象の特徴とその発生要因. 水産海洋研究会報, **50**, 231-238.
- Talley, L. D. and Y. Nagata (1995): The Okhotsk Sea and Oyashio region. *PICES Sci. Rep.*, **2**, 1-227.
- Sekine, Y. (1988): Anomalous southward intrusion of the Oyashio east of Japan, 1. Influence of the seasonal and interannual variations in the wind stress over the North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **93**, 2,247-2,255.

- 関根 義彦 (1993): 大気循環とカップルした北太平洋の亜寒帯循環の変動. *海と空*, **69**, 73-80.
- Shimizu, Y., I. Yasuda, and S. Ito (2001): Distribution and circulation of the coastal Oyashio intrusion. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1,561-1,578.
- Stabeno P. J., R. K. Reed, and J. E. Overland (1994): Lagrangian measurements in the Kamchatka Current and Oyashio. *J. Oceanogr.*, **50**, 653-662.
- 友定 彰 (1993): 東北沿岸域の水温変動と大気の循環指数の関係について. *海と空*, **69**, 81-94.
- Uehara, K., H. Miyake, and M. Okazaki (1997): Characteristics of the Flows in the Oyashio Area off Cape Erimo, Hokkaido, Japan. *J. Oceanogr.*, **53**, 93-103.
- 植原 量行, 伊藤 進一, 加藤 修, 清水 勇吾, 高杉 知 (2000): 襟裳岬沖親潮集中観測線 (OICE) 上の係留系による実測流と, TOPEX/POSEIDON 海面高度データおよび CTD 観測データから計算された流れとの比較. *海と空*, **76**, 11-21.
- Yasuda, I. (1997): The origin of the North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **102**, 893-909.
- Yasuda, I., S. Ito, Y. Shimizu, K. Ichikawa, K. Ueda, T. Honma, M. Uchiyama, K. Watanabe, N. Sunou, K. Tanaka, and K. Koizumi (2000): Cold-Core anticyclonic eddies South of the Bussol' Strait in the Northwestern Subarctic Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1,137-1,157.
- Yasuda, I., Y. Hiroe, K. Komatsu, K. Kawasaki, T.M. Joyce, F. Bahr, and Y. Kawasaki (2001): Hydrographic structure and transport of the Oyashio south of Hokkaido and the formation of North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **106**, 6,931-6,942.
- Yasuda, I., S. Kouketsu, K. Katsumata, M. Ohiwa, Y. Kawasaki, and A. Kusaka (2002): Influence of Intermediate Okhotsk Sea Water on the Oyashio and North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **107**, 10.1029/2001JC001037.
- Yasuda, I., S. Osafune, and H. Tatebe (2006): Possible explanation linking 18.6-year period nodal tidal cycle with bi-decadal variations of ocean and climate in the North Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/2005GL025237
- 吉田 隆 (1988): 二つの親潮起源水と, 親潮水域内でのそれらの分布. *海と空*, **64**, 1-8.
- Watanabe, T. and M. Wakatsuchi (1998): Formation of 26.8-26.9 σ_θ water in the Kuril Basin of the Sea of Okhotsk as possible origin of North Pacific Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, **103**, 2,849-2,865.
- Watanabe, Y., M. Wakita, N. Maeda, T. Ono, and T. Gamo (2003): Synchronous bidecadal periodic changes of oxygen, phosphate and temperature between the Japan Sea deep water and the North Pacific intermediate water. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2003GL018338.

Oyashio Water Quality: Decadal Changes and Controlling Factors

Yusuke Takatani[†], Takanori Iwao[†], Takashi Miyao[‡],
Takashi Midorikawa^{**}, and Kazuhiro Saito^{††}

Abstract

The Oyashio water is formed by mixing of the Okhotsk Sea Water (OSW) and Western Subarctic Gyre Water (WSAGW). Decadal changes in the quality of the Oyashio water in the sea south of Hokkaido were investigated from the viewpoint that the changes in quality of the Oyashio water originated from changes in the origin waters themselves and from the changes in the mixing ratio of the origin waters.

No clear correspondence was found between the changes in the Oyashio water along 41°30'N (PH-Line) south of Hokkaido and the changes in the two origin waters. It therefore seems that the main factor of the decadal changes in the quality of the Oyashio water could be changes in the mixing ratio of the two origin waters. The decadal changes were clearer in the variability of the mixing ratio of OSW and WSAGW in the Oyashio water along the PH-Line in terms of the chemical components of dissolved oxygen and phosphate, compared with temperature and salinity. One factor in the mixing ratio changes in the Oyashio water could be the influence of the atmospheric circulation in the North Pacific.

Key words: Oyashio, origin water, mixing ratio, decadal change

(Corresponding author's e-mail address: y-takatani@met.kishou.go.jp)

(Received 21 April 2006; accepted 22 September 2006)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2007)

[†] Oceanographical Division, Hakodate Marine Observatory 3-4-4 Mihara, Hakodate-shi, Hokkaido 041-0806, Japan

[‡] Global Environment and Marine Department, Japan Meteorological Agency 1-3-4 Otemachi, Chiyoda-ku, Tokyo 100-8122, Japan

^{**} Geochemical Research Department, Meteorological Research Institute 1-1 Nagamine, Tsukuba-shi, Ibaraki 305-0052, Japan

^{††} Oceanographical Division, Kobe Marine Observatory 1-4-3 Wakinohamakaigandori, Chuo-ku, Kobe-shi, Hyogo 651-0073, Japan