

# 北太平洋北～西側海域での水位振動と 日本沿岸域流入水塊密度の推定

日比野忠史<sup>1</sup>

<sup>1</sup>正会員 工博 広島大学大学院工学研究科助教授 社会環境システム専攻 (〒739-8527 広島市鏡山1-4-1)  
E-mail:hibinot@hiroshima-u.ac.jp

北海道付近を節とした北太平洋西～北側沿岸での水位振動と黒潮・親潮系水塊の挙動との関係について検討し、北側海域沿岸において水位低下時には親潮が南下、水位上昇時には親潮が北上していることが見いだされた。さらに、海流の影響が季節的に異なる沿岸域では気圧による水位変動成分よりも海流によって運ばれる暖・冷水塊の交換にともなった水位変動成分が大きいこと、日本沿岸域では水位変動が主に気圧と水塊交換にともなう体積変動量によって表されることが見いだされている。最後に、これらの特性を利用して三陸沿岸に流入する水塊の密度を水位と気圧から推定することの妥当性について検討した。これらの結果、沿岸域に流入する水塊密度の指標として気象、水位データの利用が可能であることが示された。

**Key Words** : sea level height, pressure distribution, sea level oscillation, ocean current

## 1. はじめに

内湾域における水環境を検討していくためには海流等外洋の影響を考慮していくことが必要であるが、太平洋表中層水の形成における垂熱帯循環系の作用や強さの理解は不十分であり、その変動についてはほとんどわかっていないのが現状である。外洋においては空間的にも時間的にも連続した観測を行うことは困難であるため、対象とする内湾域周辺における連続的な境界条件を入手することは極めて難しい。このため、従来からグローバルな大気現象との関係で海洋現象の検討が行われている。例えば、南方振動はエルニーニョの指標として用いられており、南方振動指数(SOI)はタヒチ(ポリネシア)とダーウィン(オーストラリア)の気圧差で与えられる。また、エルニーニョの発達時には気圧配置に顕著なPNA(Pacific North America)パターンが現れており、親潮の異常南下による三陸沖での水温変化においてもグローバルな気候と強い関連があることがわかっている(例えば、関根<sup>1)</sup>)。

米大陸西海岸における水位と気圧に関する研究は1960年代から精力的に行われている。Robinson<sup>2)</sup>は1hPaの気圧上昇に対して1cmの水面低下があることを示しており、Wunsch<sup>3)</sup>はBermudaでの8年間の実測水位データから数日～数週間の気圧に対する水位の静的なレスポンスを説明している。一方で、

長期にわたる連続的な流れのデータを取得することは困難であることから、流速に変わる物理量として、多地点での連続的なデータが蓄積されている水位が使用されている。米西海岸に沿う毎月の水位異常値(平年の季節変動値が除かれた月平均水位)の検討はRoden<sup>4), 5)</sup>によって最初に行われている。この中で、海面水位(SLH)と表層水温(SST)との間に弱い相関があること、SLHと海面気圧(SLP)との間に強い逆相関(理論値の1～2倍の水位変動)があることを示している。Saur<sup>6)</sup>もSLPの変動に対するSLHの変化が-1cm/hPaよりも大きいこと、米西海岸での強い沿岸風が気圧配置に関連していることを明らかにしている。SLPの変動に対して水位が大きく変化するのは、気圧配置によって生起される風(エクマン輸送)が水位変化を促進しているためとしている。Chelton & Davis<sup>7)</sup>は気象変動に対する長期の水位変動特性を月平均の水位異常値を用いて検討している。彼らは北アメリカ大陸沿岸の水位は気圧の変化に対する変化が最も大きいこと、北米西海岸に沿って南下していくにつれ、気圧に対する水位のレスポンスの割合は小さくなり、風応力の影響が大きくなることを示している。

本研究では、海面水位や気圧の変動と海流の挙動との関連を明らかにすることによって、外洋水(黒潮・親潮系水塊)の沿岸域への影響について定量的に見積もることを行う。この結果を用いて内湾域で

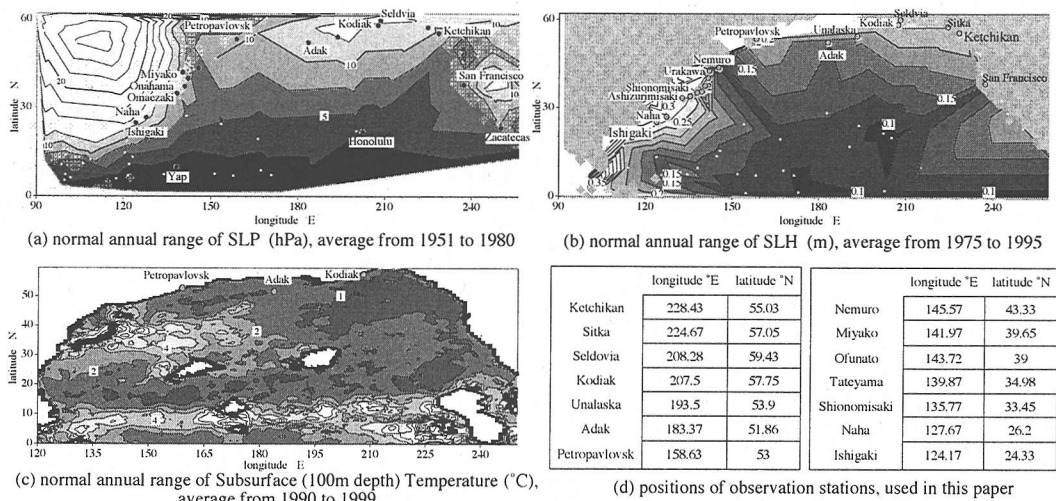


Fig. 1 Distribution of normal range of SLP (Sea Level Pressure), SLH (Sea Level Height) and Subsurface Temperature over the North Pacific Ocean (the difference between maximum and minimum value using normal monthly mean)

の流れを再現するために必要な開境界条件として水位変動と同時に流入水塊の密度を与える手法を確立することを目的としている。

まず、北太平洋（北半球）周辺の気圧、水位データ（気象庁海洋観測資料、世界気象資料、海況解析データおよび UHSLC, JODC 水位データ）を用いて、北太平洋の北～西側海域において年周期で起こる水位振動の発生機構について検討を行った。次に、北太平洋沿岸における水位振動と気圧の関係から日本沿岸における実測水位を気圧による変動成分と沿岸に離着岸する外洋水塊の密度による変動成分に分けること、さらに、これを利用し水位・気圧データから沿岸域に流入してくる水塊密度の推定を行った。密度による水位変動量は海洋観測資料および釜石湾と大船渡湾での水温・塩分観測結果によってその妥当性が検討された。

## 2. 北太平洋北～西側海域での水位振動 (NWPO)

北太平洋の北～西側海域沿岸では北海道付近を節、北側海域と西側海域（東シナ海、フィリピン海）を腹とした年周期で水位が振動（北～西側海域水位振動；NWPO）している（Minobe<sup>8)</sup>、日比野<sup>9)</sup>）。この振動では夏期（冬期）には北側海域で水位下降（上昇）、西側海域で水位上昇（下降）している。NWPO と北～西側海域上の気圧配置はよく対応していることから、NWPO はアリューシャン低気圧の発達と強い関連があると考えられる。このため、アリューシャン海域（北側海域）周辺における水位

振動は気圧変動に追従した運動になっている。これに対し、日本周辺（西側海域）では気圧変動の他に親潮の北上にともなった黒潮系暖水塊の沿岸域への接岸による水位上昇量が大きく、日本沿岸域での水位上昇に対する暖水塊の影響を考慮することが必要になる。

Fig.1 には北太平洋における(a)気圧（1951～1980年の平均値）、(b)水位（1975～1995年の平均値）、(c)水深 100m での水温（1990～1999年の平均値）の年較差の分布および(d)本論文で利用する主なデータ観測点の緯度・経度表が示されている。図中の・は本解析で用いた気圧・水位の観測地点を示している。気圧の年較差が大きい海域では水位の年較差が大きく、気圧配置の変化に類似した水位変動があることがわかる。水位変動の大きい海域は北側海域と西側海域（東シナ海、フィリピン海）であり、その中間にある北海道から南東に向かう海域では、水位変動が小さい（NWPO での節）。この水位振動は東側海域でも生じているが、その規模は西側海域に比較して小さく、サンフランシスコ周辺が振動の節に位置している。NWPO の発生はアリューシャン低気圧の発達によって北太平洋での水位が上昇し、消滅によって水位が低下することで北太平洋の南北方向で水位振動が生じることが主な原因であると考えられる。さらに、冬期にアジア大陸、北アメリカ大陸側で高気圧が発達すること、特に、アジア大陸に発達するシベリア高気圧の勢力が大きいことにより、北～西側海域での水位振動が顕著に現れると考えられる。水深 100m での水温較差は北米大陸側で

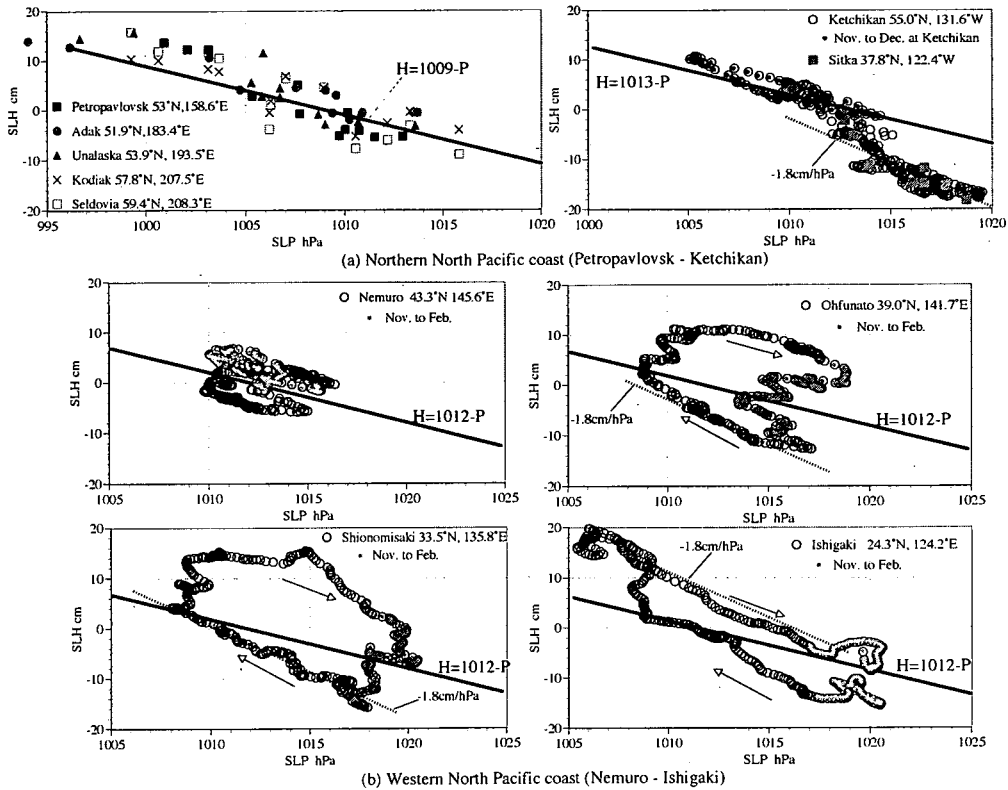


Fig. 2 Correlation between SLP and SLH (average from 1987 to 1997)

小さく (1°C未満), 日本周辺で大きく (4~8°C) になっている (Fig.1(c)). 特に三陸沿岸で大きく (約 6°C) になっており, この海域で黒潮と親潮等によって運ばれる暖・冷水塊が周期的に交換されているために水温の変動が大きいことが予想される.

### 3. 水位振動 (NWPO) と親潮の南下

#### (1) 北太平洋での水位基準の設定

Fig.2には北太平洋の(a)北側と(b)西側沿岸地域での15日間の移動平均された気圧(SLP)と水位(SLH)の関係, Fig.3には(a)12~5月と(b)5~12月の石垣島からKetchikan (アラスカ) までの西~北側沿岸の海面水位と気圧の分布の月変化が示されている. なお, Fig.2にはKetchikanの11, 12月の値が・, 石垣と根室の11~1月の値が×で示されている. Fig.2(a)から北太平洋沿岸に沿った年周期の水位振動に関して, 北側海域では移動平均間隔である2週間以上の位相差はなく, 1hPaの変動に対して, -1cmの水位変動 (図中の実線) が生じていること (気圧変動に水位振動が連動) がわかる. 太平洋の北側海域での海面気圧P(hPa)と水位H(cm)の関係には線形な関係

があり, 式(1) (気圧補正) に従って水位基準を設定した (Fig.2(a)の実線). この時, Fig.3に示したように, 5月頃に北太平洋西~北沿岸域で気圧差が最も小さくなっている. この時期には北側海域では1009hPa, 日本周辺では1012hPa程度となっていることから, この気圧を基準気圧 ( $P_0$ ; 水位に与える影響が最も小さいときの気圧) とした.

$$H = P_0 - P \quad (1)$$

Fig.2(b)には日本周辺沿岸域での気圧~水位関係が示されている. 日本周辺沿岸域での水位基準は, 水位変化に対する気圧の効果は北側海域と西側海域で同じであるとし, 気圧補正 (式(1)) された後の水位の年平均が0となるように水位補正を行った後の水位として定めている.

根室においては式(1)の周辺 (-1cm/hPa) で水位が変動しているが, 本州以西では気圧と水位との比 (勾配) の絶対値は-1cm/hPaよりも大きな値 (図中の波線の勾配は-1.8cm/hPa) で変化している. 水深100mでの水温の年較差は日本周辺沿岸域では4°C以上, アリューシャン列島周辺域では1°C程度

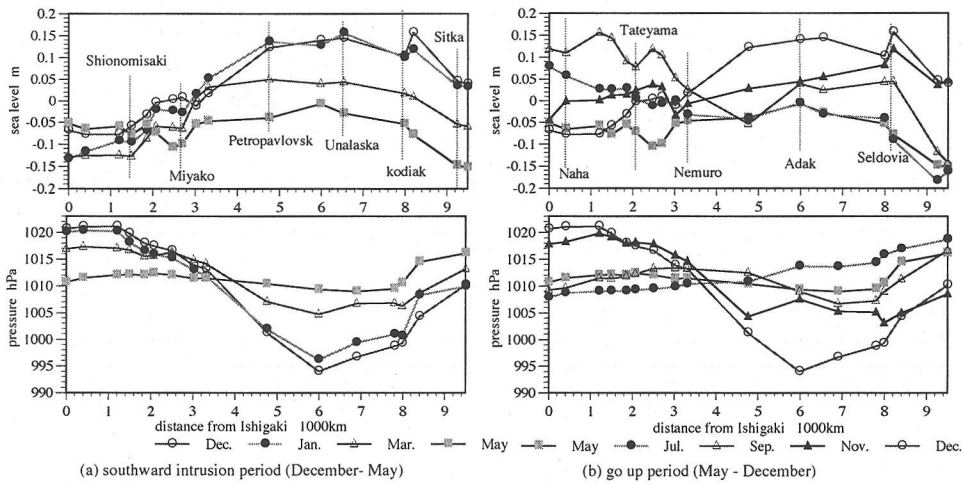


Fig. 3 SLH and SLP gradients along West to North Pacific (from Ishigakijima to Ketchikan)

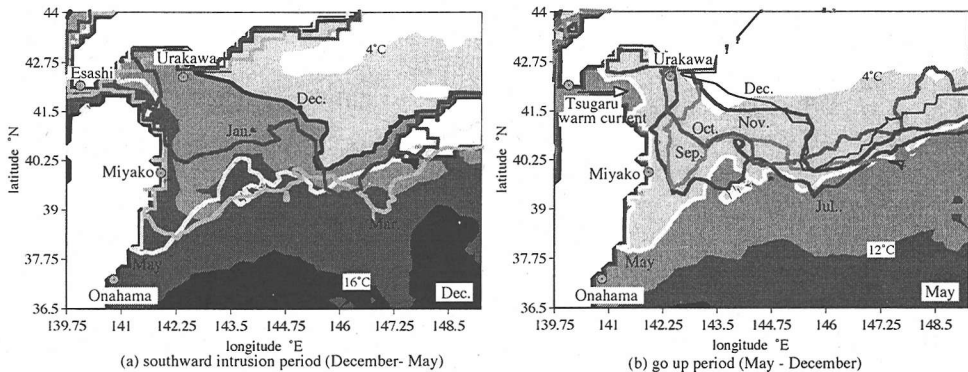


Fig. 4 Movement of the Oyashio (subsurface temperature at 100m depth (8 °C isobars at each month))

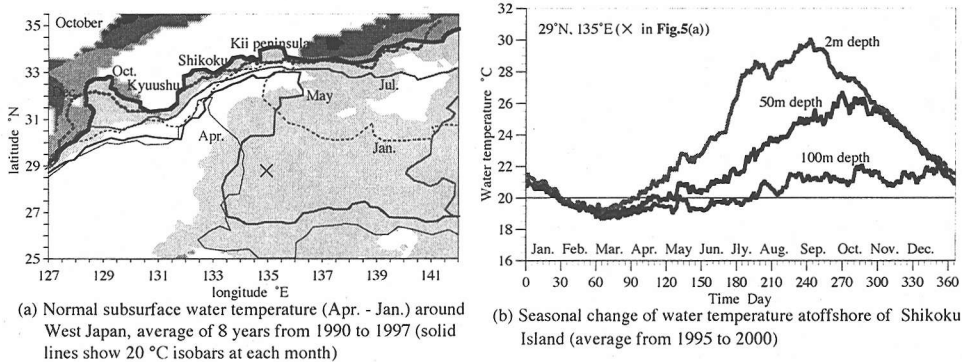


Fig. 5 Characteristics of water temperature variation at Kuroshio area

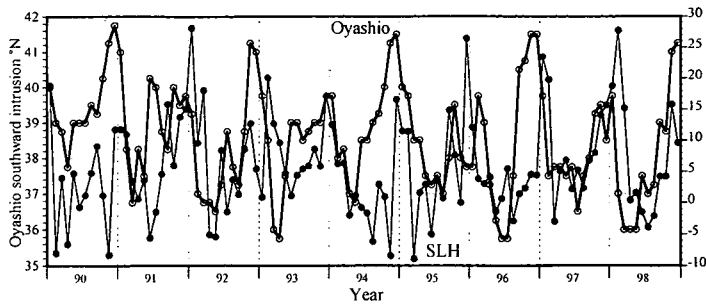
(Fig.1(c)) であり、水温変化が日本周辺域の水位に影響を与えていることが予想できる。

日本周辺での気圧～水位関係はヒステリシスを描いており、その大きさ(春期と秋期の水位差)は九州～中国・四国(ここでは潮岬を示した)で最大となり、沖縄(石垣島)では小さくなっている。根室と大船渡湾では冬期(11～2月, Fig.2(b)中の・参照)に北太平洋沿岸域での特性である気圧が低く、水位

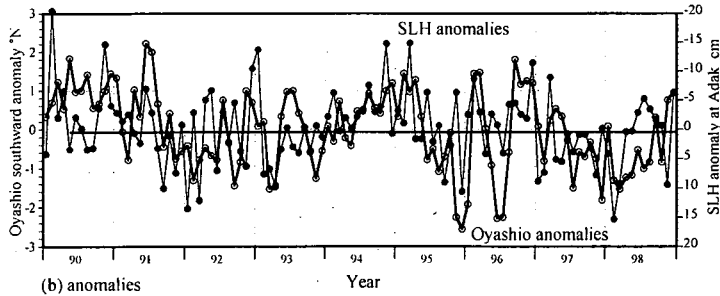
が上昇する傾向(特に根室で顕著)が現れている<sup>9)</sup>。西太平洋(日本周辺)で気圧～水位関係がヒステリシスを描くのは、異なる密度をもつ水塊が沿岸域に離接岸するため、黒潮系水塊の影響が考えられるが、この点については次章で検討を行う。

(2) 北太平洋の北～西沿岸での水位振動と気圧との関係

Fig.4には気象庁によって客観解析された100m水



(a) Oyashio southward intrusion and SLH (monthly average)



(b) anomalies

Fig. 6 Relationship between Oyashio southward intrusion and Sea level (SLH) at Northern Pacific (Adak, 53.9N, 183.4E), there is negative correlation between anomalies.

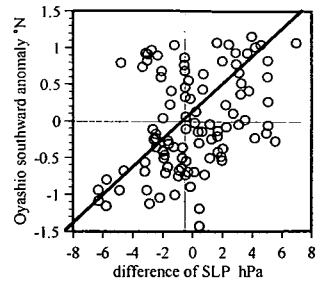
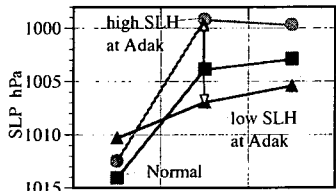


Fig. 7 Correlation between SLP difference (Kodiak; 57.8N, 207.5E - Petropavlovsk; 53.0N, 158.6E) and anomaly of the Oyashio southward intrusion



Petropavlovsk Adak Kodiak

Fig. 8 Relation of SLP among Petropavlovsk, Adak and Kodiak

深の水温分布<sup>10)</sup> (1990~99年の平均値) から求められた親潮の (a)南下期 (12~5月) と (b) 北上期 (5~12月) の8℃の等値線, Fig.5には同データによる四国沖での (a) 20℃の等値線図と (b)水深10, 50, 100m (観測点; 図(a)中の×) での水温の経時変化が示されている。Fig.3と4の(a)から親潮の南下時には北太平洋で水位低下 (気圧上昇), Fig.3と4の(b)から北上期には水位上昇 (気圧低下) していることがわかる。さらに, 北太平洋の西側沿岸 (日本周辺) での水位振動と気圧の関係は北側沿岸域の関係と異なっていることがわかる。北側沿岸域での気圧変化は水位変化との時間的な遅れが小さいのに対し, 北太平洋の西側では気圧変化が約5hPaある1~4月に水位変化が小さく (数cm), 気圧変化が数hPaの6~9月に20cm程度の水位増加がある。根室付近で水位, 気圧の変動量が小さいのは, 根室付近がNWPOの節に位置しているためである (Fig.3)。

Fig.2でも示したように北太平洋の北側沿岸域では, 気圧変動量に対する水位変動量は-1cm/hPaとなっており, 北側海域における水位振動は主に気圧の変化に伴っているのに対し, 日本沿岸域では気圧以外の変動が大きいことがわかる。宮古では水位低下のある春期 (Fig.3と4では3, 5月) に親潮は南下, 水位上昇のある秋期 (図では9月) には親潮は北上しており, 水位変動は親潮系水塊の南下・北上との

関連が強いものと推定できる。水位低下は西日本で早く, 秋期には, 四国周辺において水位が上昇しており, 特に, 9~10月の水位上昇量が大きくなっている。

Fig.5から親潮の南下・北上に対応して, 黒潮系水塊が四国沖に離岸・接岸していることがわかる。高水温塊が親潮が北上する5月頃から九州南岸~四国~紀伊半島沖に接近し始め, 12月頃まで20℃を越える水塊が四国沖に存在している。9~10月に黒潮系水塊は日本沿岸に最接近しており, この影響によって水位上昇が大きいものと考えられる。以上のことから日本周辺における水位振動が気圧配置の影響を受けるとともに, 親潮, 黒潮等の海流の挙動と密接な関係にあることが示唆される。

### (3) 親潮南下と太平洋北側海域での水位変動

Fig.6 に親潮の南下緯度と北側沿岸域のほぼ中央に位置する Adak (53.9N, 183.4E)での SLH との関係を示した。ここで示す親潮の南下緯度は Fig.3 に示した水深 100m での水温が 8℃の等値線の最南下緯度 (経度は考慮していない) としている。Fig.6 (b) には親潮の南下緯度偏差と Adak での水位偏差との関係 (負の相関) を示している。ここで, 偏差は同月の平年値からのずれである。Fig.2~5 から北側沿岸域での水位変動と三陸沿岸に南下する親潮の動

きとは密接な関係にあることがわかる。Fig.6 (b)から Adak での水位偏差が半年～1年程度の周期で変動する親潮の南下緯度を表していることがわかる。ただし、この時には、Adak での水位偏差が上昇時に南下緯度は小さく、下降時に大きくなっている。このことは、Adak での水位の下降に伴って親潮が南下していることと矛盾しているように思われるが、この現象は北側海域に発達する気圧配置との関係で説明することができる。

Fig.7 に Adak の東西 (アリューシャン列島の東端と西端) に位置する Kodiak (57.75N, 207.5E) と Petropavlovsk (53N, 158.6E) の気圧差および親潮の南下緯度偏差の関係を示した。アリューシャン列島の東西端での気圧差と親潮の南下緯度偏差が良い対応関係にあることがわかる。Fig.8 には Adak での月平均水位が平年値より低い月 (▲) と高い月 (●) に分けて、それぞれ平均された Kodiak, Adak および Petropavlovsk における気圧の相互関係が示されている。Fig.7 では Kodiak で気圧が低いとき (北米大陸側で気圧が低下 (Fig.8 中の●)) に親潮の南下が現れており、西～北方向での気圧配置に加えて、アリューシャン列島上空に発達する低気圧分布が親潮の動きに影響を与えていることがわかる。

南下緯度偏差と Adak での水位偏差が逆相関の関係にあるのは、北米大陸側で気圧が低下する時 (親潮が南下) には Adak で水位上昇 (Fig.8 中の●), カムチャッカ半島側で気圧が低下するときには、Adak で水位低下 (Fig.8 中の▲) するためである。すなわち、アリューシャン列島周辺に発達する気圧配置の状態が半年程度の親潮変動を表しており、この変動は Adak での水位に表れるために、Adak での水位偏差と親潮の動きが対応しているのである。

#### 4. 沿岸に流入する水塊密度の推定

##### (1) 親潮の南下と推定密度 (SLH-SLP)

太平洋の北側海域 (Fig.2(a) に示した海域) において SLP に対する SLH の応答がよく、水位の変動が主に気圧配置の変動によるものと考えられることが前章で示された。日本周辺海域においても水位は気圧によって同様に変動するとし、気圧以外による変動成分は異なる密度をもつ水塊の移流によるものとして議論を進める。なお、密度変化は太陽放射によっても起こっている。しかし、瀬戸内海のような閉鎖性の強い内海において太陽放射を無視することはできないが、流動性の高い黒潮域では沿岸に接近してくる水塊は、すでに太陽熱フラックスに

よる季節変動を受けている (Fig.5) と考えられる。この理由から、本論文では SLH-SLP によって表される水塊の密度変動量に改めて太陽放射分を考慮する必要はないとしている。

Fig.9 には 1990～99 年の (a) 親潮の南下緯度 (水深 100m での 8°C 等値線の最南下緯度) と大船渡外湾 (39°N, 141.7°E) での SLH-SLP 値 (水位と気圧の差、気圧の水位変換は式(1)による) の経時変化、(b) SLH-SLP 値と 36-42°N～142-148°E 海域 (Fig.10(a-1) の実線で囲まれた海域) における 100m 水深の水温分布の平均値との関係、Fig.9(a) 中には 144°E 上 (●) と沿岸上 (○) における親潮の最南下緯度が示されている。ハッチされた範囲は 144°E 上と沿岸での親潮南下形状を表しており、この範囲が広い時には、親潮が海岸沿いに南下している期間が長く、その規模が大きいことを示している。例えば、1996～98 年頃は親潮は三陸沿岸に南下していることがわかる。

SLH-SLP 値は親潮の南下状況と良く対応 (黒潮系暖水塊の北上によって水位が上昇する) しており、SLH-SLP 値が三陸に浸入する水塊の密度との関連があると言える。1995 年頃から SLH-SLP 値の上昇が観察されており、同時に三陸海岸に沿って親潮が南下する傾向が現れている。Fig.9(b) に示された 36-42°N～142-148°E 海域の平均水温は SLH-SLP 値と正の相関 (0.66) があり、95 年頃からの SLH-SLP 値の上昇 (水位の上昇) は三陸沖の水温上昇 (体積膨張) に依存していることがわかる。

三陸沿岸で 9～10 月頃に水位、水温の最大値が観測される (Fig.3(b)) のは、三陸沖にはこの季節に南から黒潮系の暖水塊、北から津軽暖流が浸入してくることに依っている (例えば高杉・村上<sup>11)</sup>)。Fig.4 では、平年では 4～9 月頃に津軽暖流が太平洋側に浸入しており、10 月には親潮が北上し、三陸沖には黒潮系水塊が浸入していることがわかる。

Fig.10 には (a) 1996 年と (b) 1998 年の 10 月における三陸沖での塩分の水平分布 (水深 50m) と 144°E 断面での鉛直分布が示されている。黒潮系の暖水塊は深さ 400m 程度の円錐形で三陸沖に浸入してきているのがわかる。1996 年には津軽海峡から三陸沖に高塩分水塊が分布している。96 年の 38°N 以北に在る高塩分水塊は 200m 程度の厚さであり、津軽海峡から連続的に存在していることから津軽暖流が南下しているものと考えられる。1998 年には、親潮系水塊が三陸沿岸に張り付いている (Fig.9(a))。この時期には、津軽暖流は太平洋側に流れ込まず、三陸沿岸には低塩分水塊が分布している。Fig.9(a)

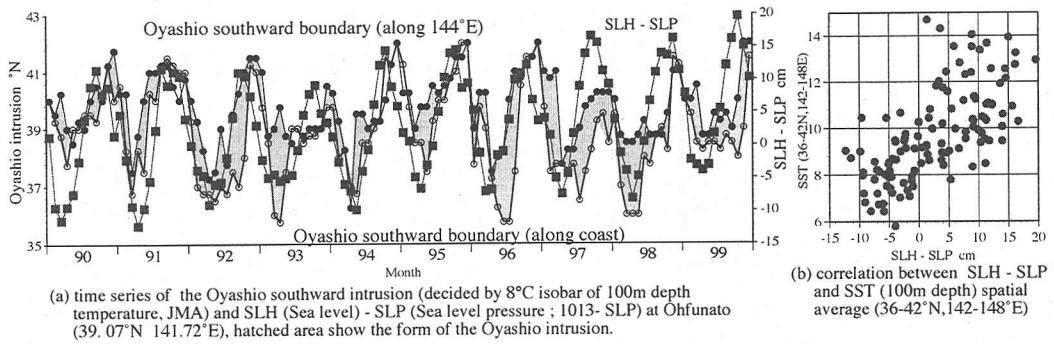


Fig. 9 Relationship between the Oyashio southward intrusion and sea surface density

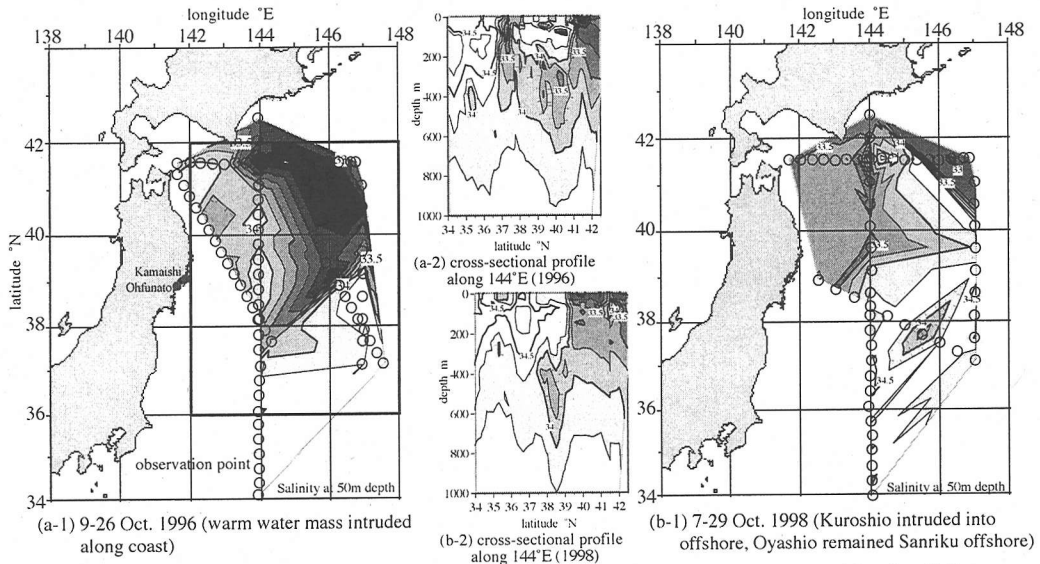


Fig. 10 Horizontal distribution (50m depth) and cross-sectional profile of salinity around Sanriku, JMA

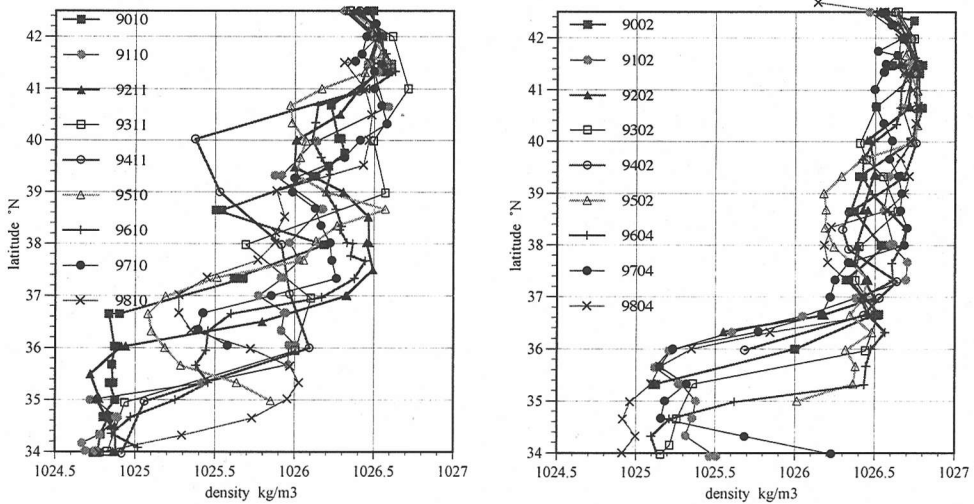
において 1997 年は平年では親潮が北上する冬期にも海岸沿いに 39°N 付近まで南下しており、1997/98 年の冬以降も三陸沿岸に滞まっている。1998 年 10 月までは三陸沿岸に親潮が停滞しているため、沿岸水塊の塩分は低くなっているが、三陸沖での塩分は高くなっている。すなわち、Fig.9(a)で SLH-SLP 値が親潮南下緯度と対応していない時期には、三陸沖での親潮の存在のみではなく、三陸の周辺海域に来る水塊の密度との関連が大きいと考えられる。以上のように、三陸沖での水塊密度の分布は親潮、黒潮、津軽暖流の流れによって様々に変化しているが海流の動きに伴う水塊密度の変動は SLH-SLP との関係で表現できることが予想される。

## (2) 三陸沖での海流の挙動に伴う密度変動

Fig.11 には 1990~98 年に気象庁によって観測された 144°E 上の(a)晩秋期 (10 月または 11 月)と(b)

春期 (2 月または 4 月)における表層水塊 (0~400m) の水深平均密度の経年変化、Fig.12 には Fig.11 に示した水塊の(a)晩秋期と(b)春期に対応する 36~42.5°N の間の断面平均密度および大船渡湾 (39.02°N, 141.75°E) で観測された SLH-SLP 値の経年変化が示されている。Fig.9 と Fig.11 から黒潮系暖水塊は晩秋期に北上するが、その規模 (密度) と北上緯度は年によって異なっていること、春期の経年的な密度変化は小さいことがわかる。さらに、黒潮系の暖水塊は 40°N 付近まで北上する場合もあるが、黒潮系水塊が本流から連続して三陸沖に北上するのは 37°N 付近までであること、この黒潮系暖水塊の浸入により 37°N 付近では 1~2kg/m<sup>3</sup> 程度の密度の低下が起こっていることがわかる。

SLH-SLP 値は 144°E 上の断面平均密度の変動と対応しており、特に、親潮が南下する春期には良く対応している (Fig.12)。大船渡湾での SLH-SLP



(a) fall, Kuroshio's most Northward intrusion season (b) spring, Oyashio's Southward intrusion season  
 Fig. 11 Fluctuation of depth average density (0 - 400m) in spring and fall along a 144°E line of longitude (Oyashio and Kuroshio mixing area) (data report of oceanographic observation, JMA and JODC)

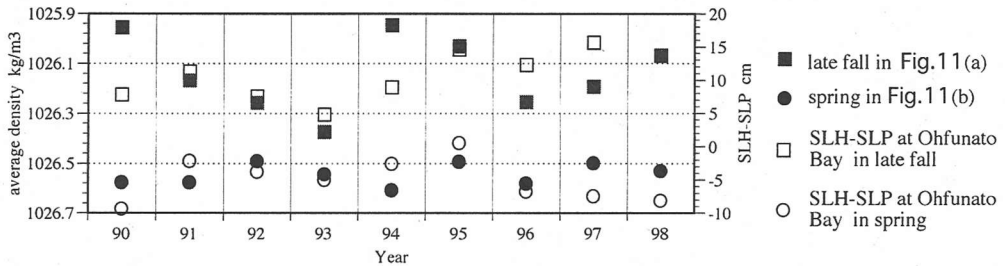


Fig. 12 Relationship between observed density (Kuroshio and Oyashio) and estimated density (SLH - SLP) time series of density (average of cross section, 36 - 42.5°N, 400m depth, observed month is described in Fig. 11) and SLH-SLP (monthly averaged values of same month as density observation month) at Ohfunato

値が 144°E 上の断面平均密度の変動と対応してない 1990 年と 94 年は黒潮の北上 (孤立渦) が顕著に現れた年であり, 小雨, 高気温等の異常気象が観測されている。また, 1996~97 年は最大のエルニーニョが発生した年である。これらのことから, 三陸沿岸における気圧による変動を除いた水位は, 三陸沿岸に接岸する水塊形状や気象現象と密接に関連していることが示唆される。

### (3) 水塊密度の空間分布と水位変動

Fig.13 に 39°N, 144°E における (a) 表層から 62.5m, 112.5m, 225m, 400m までの水深平均密度および (b) それらの換算水位 (体積膨張量) の経時変化が示されている。ここに示す水深平均密度は海面から対象とする水深と次の観測水深との中間水深までの平均密度を示している。例えば, 50m の観測値は前後の観測水深 (40m と 75m) との中間水深である 45~62.5m の代表値として用いられており, 50m までの

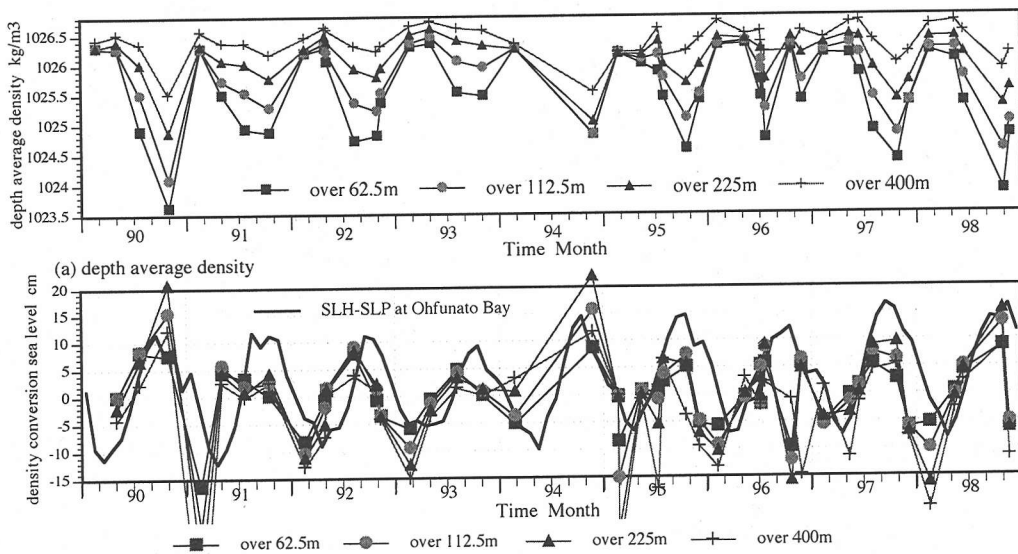
観測値を用いて 62.5m までの平均密度としている。図 (b) には, 各水深までの体積変動による換算水位と SLH-SLP 値との関係が併せて示されている。水位換算は対象海域における黒潮系水塊と親潮系水塊の交換が静的に行われ, 浸入暖水塊が浮力によって冷水塊域に浮遊している (Fig.10) として, 次式によって行われている。

$$h_2 = \rho_1 / \rho_2 \cdot h_1, \Delta h = h_2 - h_1 \quad (2)$$

ここに,  $\rho$  は密度,  $h$  は置き換わる水塊の深さ, 添字 1 は浸入以前の水塊, 添字 2 は浸入してくる水塊を表す。 $\Delta h$  は水塊が置き換わることによる水位の変動量であり, この値を密度の換算水位として用いている。

Fig.13(a) から初夏~秋頃には鉛直方向の密度勾配が大きくなっており, 三陸沖に暖 (低密度) 水塊が浸入していること, 暖水塊の鉛直構造が季節で異なる





(b) relationship between density conversion sea levels and SLH-SLP at Ohfunato Bay

Fig. 13 Time series of depth average subsurface density (over 62.5, 112.5, 225, 400m) at 39°N, 144°E using data report of oceanographic observation (JMA) and conversion sea levels

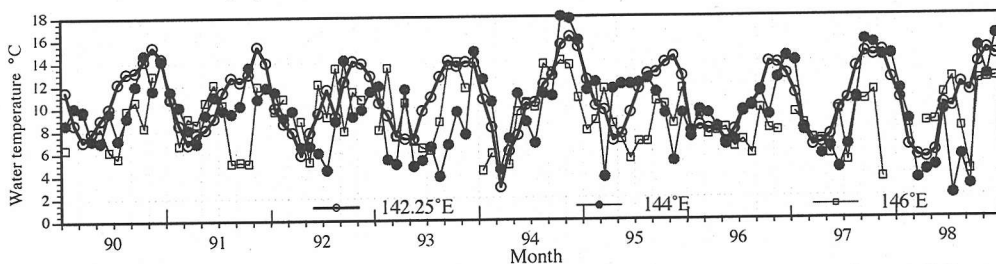


Fig. 14 Time series of subsurface water temperature (100m depth) for Ohfunato offshore (on 39°N line), JMA

り、浸入形態は年毎に変化していることがわかる。さらに、1995～97年春頃までの間では周期的な季節の変動は現れなくなっており、冬と夏頃に400m水深まで密度プロファイルが高密度で一様化（暖水塊の浸入がない）する現象が観測されている。1995年頃から大船渡沖（39°N, 144°E上）での密度プロファイルが季節の周期で変動しないのは、上述の異常気象と関連して、①黒潮系水塊の浸入経度が変化してきた（三陸海岸沿いに浸入せず、沖側に北上している）ことや②津軽暖流が三陸沖に南下する機会が多くなったことが原因として考えられる。ちなみに、1995/96年の冬には親潮の異常南下、97年にはエルニーニョが観測されている。

水位観測点（大船渡湾外；39.02°N, 141.75°E）とCTD観測点（39°N, 144°E）は経度で2°以上（約180km）離れ、かつ、月平均値と瞬間値の違いがあるが、いずれの深さの換算水位も10数cmの範囲でSLH-SLP値と概ね一致した値を示している（Fig.13(b））。特に、表層62.5mまでの水塊密度

とSLH-SLP値がよい対応関係にある。このことは、表層50m程度までの密度変化が水位変動に対する与える影響が大きいことを示している。

Fig.14には大船渡湾沖（39°N上）の142.25°E, 144°Eと146°Eにおける100m水深での水温の経月変化が示されている。海岸に近い142.25°Eでの水温は季節的な変動が卓越しているのに対して沖側での水温は年毎に異なった特性が現れている。142.25°Eと144°Eの水温を比較すると1993年以前には夏に沖側（144°E）で水温が低い傾向にあるが、1994年以降では沖側水温が高い傾向にあることがわかる。また、Fig.13(b)に示したSLH-SLP値は水位、気圧が測定された海岸に近い142.25°Eでの水温との対応が良いことがわかる。

以上のことから、水位は観測点付近の水塊密度に対応していると言え、沿岸近傍で測定されたSLH-SLPは沿岸近傍の水塊密度により近い特性を有していると考えられる。

## 5. 水位と気圧によって表される沿岸水塊密度の物理的意味

Fig.15 には三陸沿岸の地形と STD (上中下層の塩分・水温, 釜石湾は水温のみ), SLH, SLP および風の観測値点が示されている. 釜石湾は大船渡湾の北北東約 35km に位置し, 中間には4つの同規模の湾が存在している. 大船渡湾および釜石湾での流れの特性は日比野ら<sup>12)</sup>を参考にされたい.

### (1) 大船渡湾における通年の水位・気圧と水塊密度

Fig.16 には(a)1998年と(b)1999年の大船渡湾において観測された SLH, SLP と換算水位の和(水深35mでの実測密度, SLP および北北西風から算出)との関係(上段図), 実測密度の換算水位と SLH-SLP 値との関係(中段図)および中段に示した SLH-SLP 値と実測密度の換算水位差と北北西風(下段図)の関係の経時変化が示されている. 実測密度の水位換算は式(2)の  $\rho_1$  を  $1025.54\text{kg/m}^3$  (Fig.13(a)に示した表層65m水深平均密度の年平均値), 35m水深での観測値を流入水塊の代表値( $\rho_2$ )として行われた.

Fig.16 から一年を通して SLH-SLP 値は実測された密度と良い対応をしており, 特に, 5月から10月頃までの大船渡湾に流入する水塊の密度は SLH-SLP によって表されていることがわかる. さらに, 高周波の水位変動は気圧の変動との相関が強く(0.8), 数日~数週間で行く水位変動は気圧の変動との関連が強いことがわかる.

また, 冬期には密度変化の他に数週間程度の変化が現れており, SLH-SLP 値には水塊密度による変動以外の成分が含まれていることがわかる. 米西海岸においては, 水位は気圧の静水圧的な変動に対して1~2倍(-1~-2cm/hPa, 南ほど変動量大きい)の変化が観測されており, 気圧配置によって起こる準地衡風との関連が指摘されている<sup>7)</sup>. 冬期には, 北側海域での気圧低下に伴って大船渡では北北西方向の風(陸から海に向かう風)が卓越(NNW-SSEの成分以外の風は年間を通して小さい)しており, 大船渡周辺における水位上昇には北北西の風との関連が考えられる. 北北西風が直接水位の上昇を起こしているわけではなく, 海洋構造との関係で水位上昇が起きているものと考えられる. 本論文では気圧場~風場~水位変動間の物理的な関係については言及せず, 風の水位変動に対する影響については観測値の関係のみを考慮している. Fig.16 の下段に示すように北北西風と水位(気圧と密度の効果を除いた水位)との対応は良く, 風速 3m/s の北北西風に對

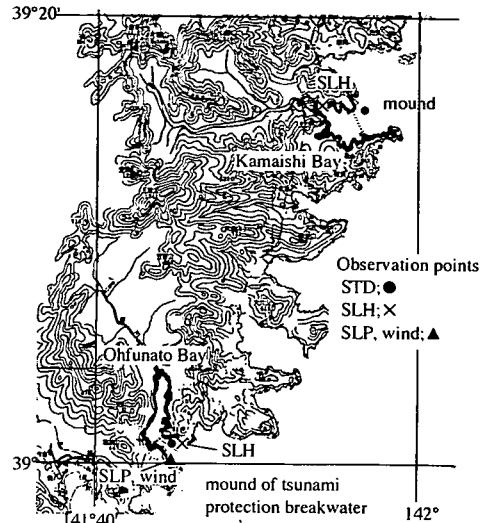


Fig. 15 Coastal landform at Sanriku and observation point (straight distance between Ohfunato Bay and Kamaishi Bay is about 35km)

し, 10cm 程度の水位上昇が観測されている. すなわち, 大船渡においては冬期になると北北西風が卓越し, これに伴った水位上昇分を考えることによって外洋から浸入してくる水塊の密度を SLH-SLP 値を用いて表すことが可能となる.

### (2) 短周期での SLH-SLP の変動特性

Fig.17 には 1998 年 9 月上旬の潮位, 気圧・降雨量, SLH-SLP 値と大船渡外湾水深 35m の水温, 塩分から求められた密度 ( $\sigma_t$ ) および大船渡湾と釜石湾における水温の鉛直プロファイルの経時変化が示されている. SLH-SLP の密度換算は式(2)によっており, SLH として潮位の 25 時間移動平均値を用いている. 水温プロファイル(下段図)とともに示した実線は  $\sigma_t$  の変動を示しており, 大船渡湾には 35m の実測値, 釜石湾には SLH-SLP による換算値が示されている. なお, 大船渡湾と釜石では水位の差は最大で 3cm 程度である. また, 釜石周辺で気圧が測定されているのは宮古 (39.65°N, 141.97°E) と大船渡であり(釜石はほぼその中間に位置する, 釜石での気圧は大船渡湾と宮古の平均値を用いた), この期間の気圧差は 2hPa 程度である. したがって, 釜石湾における SLH-SLP 値は大船渡湾での変化と最大で  $0.2\text{kg/m}^3$  程度の差である.

釜石湾と大船渡湾は直線距離で約 35km 離れている (Fig.15) が, 釜石湾と大船渡湾での水温は相関の高い変化をしている. 釜石湾での水深 20m と大船渡湾での水深 35m の相関係数は 0.73, 日以下の

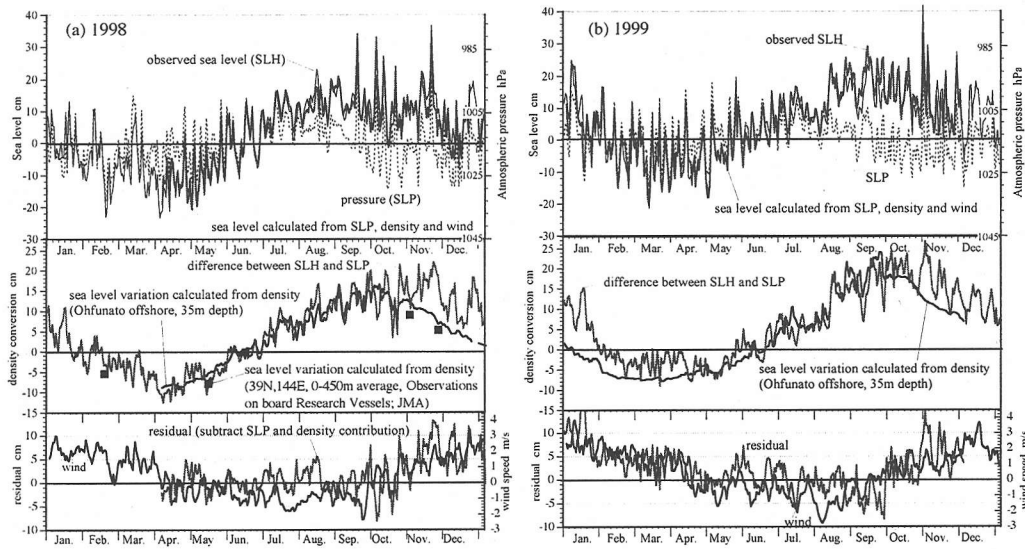


Fig. 16 conversion SLHs of SLP, density and wind speed (NNW wind;+) at Ohfunato offshore (39°N, 143.72°E), the relationship between SLH and SLP axis in upper panel follows  $SLH = -1 * (1012 - SLP)$

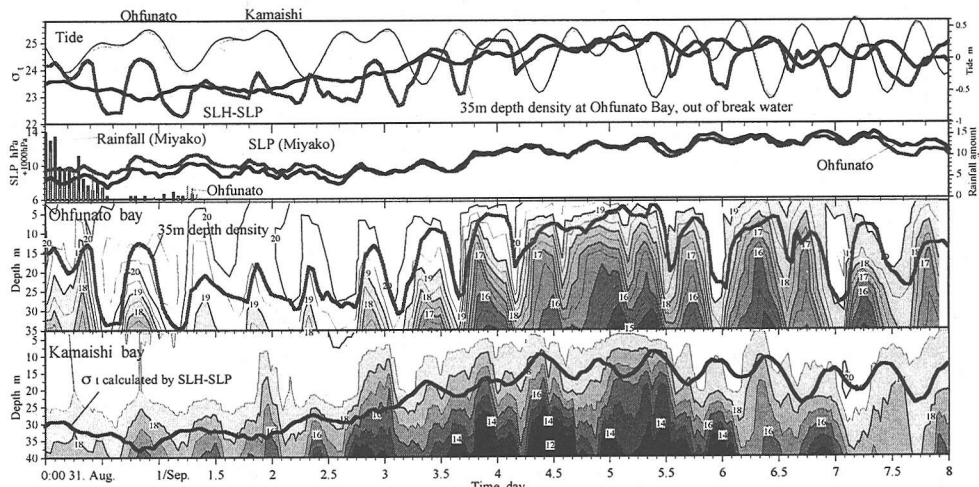


Fig. 17 Time series of water temperature profile at Ohfunato Bay and Kamaishi Bay, density (SLH-SLP) and tide, SLP, Rainfall amount (from 31 Aug. to 7 Sep. 1998)

時間スケールでの変化を除くと 0.88 になる。このことは三陸沿岸の内湾域には外洋から類似の密度をもった水塊が流入していることを示している。

大船渡湾で実測された大船渡湾での水温・塩分が沿岸に近接して測定されているために、内湾（陸水）の影響を含んだものになっている<sup>13)</sup>が、密度の日周期以上の変動は SLH-SLP から換算された密度と同様に変動していることがわかる。さらに、大船渡湾での  $\sigma_t$  と水温プロファイルとを比較すると、密度の上昇は冷水塊の浸入，低下は暖水塊の浸入によるものであることがわかる。この現象を考慮して釜石湾での水温プロファイルと SLH-SLP 値（換算密度）を比較すると SLH-SLP 値が冷水塊の浸入によって

密度が上昇する現象を表していることが推測できる。

以上の議論から SLH と SLP によって推定された密度は外海から沿岸域に接岸してくる水塊の密度を表していると言え、SLH-SLP 値によって推定された密度を外海側の開境界条件として使用することの妥当性が示された。

## 6. おわりに

(1) 太平洋の北側海域沿岸では水位振動は主に気圧の変化に伴っているのに対し、日本周辺における水位振動が気圧配置の影響を受けるとともに、親

潮, 黒潮等の海流の挙動と密接な関係にある。

- (2) 西～北方向での気圧配置に加えて, アリューシャン列島上空に発達する低気圧分布が親潮の動きに影響を与えており, この現象は北側海域での水位偏差と半年～1年程度の周期で変動する親潮の異常南下との関係に表れている。
- (3) SLH-SLP値は外洋で観測された水塊密度よりも沿岸近傍で測定された水塊密度と相関が良く, 水塊の体積変動に対して表層50m程度の密度変化が水位変動を良く表している。
- (4) 5月から10月頃までの三陸沿岸にある内湾域に流入する水塊密度はSLHと静水圧で水位換算されたSLPの差によって求められる。冬期には三陸沿岸で卓越する北北西の風が水位上昇を起こす(気圧の変動による風等の効果によって気圧にともなう水位変動が-1cm/hPaよりも大きな変動をもたらしている)と考えられ, 冬期における密度の推定は風による補正が必要となる。
- (5) SLHとSLPによって推定された密度は外海から沿岸域に接岸してくる水塊の密度を表していると言え, SLH-SLPによって推定された密度を外海側の開境界条件として使用することの妥当性が示された。

謝辞: 本解析に使用した大船渡湾での観測データは, 1999年に港湾技術研究所(現国土技術政策総合研究所)が第2港湾建設局(現東北地方整備局)の協力により測得したものである。1996-98年のCTDデータは気象庁海洋観測資料 No86-89, 気圧は気象庁年報および大船渡水位および1995年以前のCTDデータは日本海洋データセンターホームページから入手している。記して謝意を表す。

#### 参考文献

- 1) 関根義彦: 北太平洋の親潮及び亜寒帯循環の異常南下, 海の研究, Vol.1, No4, pp.153-165, 1992.

- 2) Robinson, A. R.: Continental shelf waves and the response of sea level to weather systems, *J. Geophys. Res.*, Vol.69, pp.367-368, 1964.
- 3) Wunsch, C.: Bermuda sea level in relation to tides, weather and baroclinic fluctuations, *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol.10, pp.1-49, 1972.
- 4) Roden, G. I.: On the nonseasonal variations in sea level along the west coast of North America, *J. Geophys. Res.*, Vol.65, pp.2809-2826, 1960.
- 5) Roden, G. I.: Low frequency sea level oscillations along the Pacific coast of North America, *J. Geophys. Res.*, Vol.71, pp.4755-4775, 1966.
- 6) Saur, J. F. T.: The variability of monthly mean sea level at six stations in the eastern North Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, Vol.71, pp.2781-2790, 1962.
- 7) Chelton, D.B. and Davis, R.E.: Monthly mean Sea-level variability along the west coast of North America, *J. Physical Oceanogr.*, Vol.12, pp.757-784, 1982.
- 8) Minobe, S.: Resonance in bi-decadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 26 No.7, pp.853-858, 1999.
- 9) Hibino, T. and Furukawa, K.: Preliminary use of global meteorological information as an indicator for long term water exchange in an estuary - Development of Aleutian Low and ocean current -, ICCE2000, pp.3669-3682, 2001.
- 10) 海洋気象部海洋課: 表層水温の客観解析, 測候時報, Vol.57, No.6, pp.271-282, 1990.
- 11) 高杉知, 村上眞裕美: 三陸沿岸の物理環境, 沿岸海洋研究ノート, Vol.32, No.1, pp.3-13, 1994.
- 12) 日比野忠史, 豊田政史, 西守男雄, 細川恭史, 鶴谷広一: 海面水位の変動が内湾域の水環境に及ぼす影響 - 大船渡湾での貧酸素水塊の形成と消滅機構 -, 港研報告, Vol.38, No.3, pp.3-36, 1999.
- 13) 日比野忠史, 駒井克昭, 鶴谷広一, 岡田知也: 湾口における高密度水塊の貫入機構のモデル化と海水交換量の推定, 海岸工学論文集, 第49巻, 第2号, pp.976-980, 2002.

(2002.8.5 受付)

## SEA LEVEL OSCILLATION OVER NORTHWESTERN NORTH PACIFIC AND ESTIMATION OF DENSITY AT OPEN SEA BOUNDARY

Tadashi HIBINO

The seasonal change of sea level is strongly related to the sea level oscillation along the northwestern part of the North Pacific (NWPO). The relationship between the ocean currents around the Japanese coast and this oscillation was studied. It can be seen that a high correlation between the Oyashio's southward intrusion and NWPO is indicated. When the Oyashio intrudes southward, sea level height (SLH) in the North Pacific descends. In addition, it is recognized that SLH variation around Japan is not only caused by these pressure systems but also by the ocean currents, and the SLH at the Japanese coast is mainly the sum of sea level pressure (SLP) and volume expansion due to water exchange. Finally, the validity of the seawater density off the Sanriku coast represented by the changes in SLH and SLP was studied. It may be possible to use meteorological and water level data as historical long-term indicators of water density at the entrance of estuaries.