

# TUMSAT-OACIS Repository - Tokyo

University of Marine Science and Technology

(東京海洋大学)

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

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-03-31 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 千手, 智晴 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="https://oacis.repo.nii.ac.jp/records/752">https://oacis.repo.nii.ac.jp/records/752</a>

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

平成4年度  
(1992)

東京水産大学大学院  
水産学研究科  
海洋生産学専攻  
千手智晴



## 要旨

日本海の主温度躍層下は、日本海固有水と呼ばれる水温、塩分がほぼ一様な海水によって占められている。主温度躍層のすぐ下に位置する日本海固有水上部（以下、固有水上部と呼ぶ）は、躍層より上の海水との混合や冬季の対流と直接関係すると考えられるため、そこでの特性分布や循環の把握は、日本海固有水の形成、さらには深層循環機構の解明にもつながる興味深い問題である。また固有水上部の海水は栄養塩を豊富に含むため、その挙動を把握することは水産学的にも意義がある。そこで本研究では、既存の海洋観測資料と高精度なCTD観測に基づき、固有水上部の海洋構造とそこでの循環過程を明らかにすることを試みた。

一般に大規模な水系の運動や混合は、等密度面に沿って起こる傾向がある。そこで、まず日本海固有水の鉛直的な密度構造に注目し、1000dbar基準のポテンシャル密度  $\sigma_t = 32.00 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$  の範囲を固有水上部と定義できることを示した。また、 $40^\circ \text{ N}$  以北の大陸側海域には  $32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$  の密度をもち、高酸素で鉛直的に特性がほぼ一様な海水が分布していた。本研究ではこの海水を高酸素固有水と名づけ、固有水上部における特徴的な水系として定義した。

次に1964～1985年に得られた各深さにおける水温、塩分、溶在酸素、リン酸塩の資料から、緯度  $1^\circ \times$  経度  $1^\circ$  毎の平均値を算出し、日本海全域について、固有水上部を代表する等密度面上での平均的な特性分布と、その季節変動を調べた。解析の結果、(1)  $40^\circ \sim 43^\circ \text{ N}$  の大陸側海域は年間を通して等密度面が浅く、冬には  $\sigma_t = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$  面が海面に露出していること、(2) この海域は日本海の中でも高酸素で低リン酸塩の海域であり、 $32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$  の層が厚いこと、(3) 大和堆東側の大和海盆は日本海の中でも低酸素、高リン酸塩の海域で、 $32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$  の層が薄いこと、が明らかになった。さらに、(4) 等密度面上のAOUとリン酸塩、硝酸塩の間には直線的な正の相関が認められ、 $40^\circ \text{ N}$  以北の大陸側海域には最も「新しい」海水が、逆に大和海盆には最も「古い」海水が分布していること、(5) 海域によって特性が異なるにもかかわらず、各海域とも同じ特性を有する海水に起源をもつこと、(6) 初期リン酸塩と冬の海面付近でのリン酸塩の分布から、高酸素固有水は  $40^\circ \sim 43^\circ \text{ N}$  のシベリア沖で形成されていること、が示され

た。以上より、冬季に $40^{\circ} \sim 43^{\circ} \text{N}$ のシベリア沖海域で形成された高酸素固有水は、その後大和堆西側海域へ移動し、最終的には大和海盆に流入していると推測される。

山陰沖以北の対馬海流域および大和堆周辺海域で行った観測からは、鉛直分解能が高いCTD観測でなければ検出できない興味深い海洋構造が明らかになった。日本側大陸斜面や大和堆斜面から約37km以内では、日本海固有水の等密度線が約300m深から1000m以深まで同じような形状で「うねる」ように分布していた。これは大和堆や大陸斜面に捕捉された流れや波動の存在を示唆しており、海底地形が固有水上部の海水の運動に影響を与えていることを示している。また大和海盆内のいくつかの測点では、 $32.04 \text{kg m}^{-3}$ 付近に溶在酸素の一様層が観測された。これは、大和海盆内に高酸素固有水が流入していることを示す証拠と考えられる。

固有水上部の海水特性の時間的な変動について解析した結果、舞鶴海洋気象台によるシベリア沖の観測定点 PM10 ( $40^{\circ} 20' \text{N}$   $132^{\circ} 48' \text{E}$ ) では、各特性量とも平均場の空間変動の $1/3 \sim 1/2$ 程度の振幅の経年変動が認められた。大和海盆のPM05 ( $37^{\circ} 43' \text{N}$   $134^{\circ} 43' \text{E}$ ) でも経年変動が認められたが、PM10と比較して変動の振幅は小さかった。またPM10とPM05での溶在酸素の変動のタイムラグから、両海域間の流動に要する時間は12~21ヶ月と推測された。冬のシベリア沖での観測資料から、高酸素固有水はこの海域で対流によって形成されていることが示された。またPM10での溶在酸素量の変動と、ウラジオストクの月平均気温およびウラジオストクと小樽の気圧差との間に良い対応がみられたことから、高酸素固有水の形成に大気の状態が大きく関与していることが示唆される。

以上より、固有水上部の水塊（その大部分を高酸素固有水が占める）は冬季に $40^{\circ} \sim 43^{\circ} \text{N}$ のシベリア沖で対流によって形成され、その後、大陸を右手に見るように大和堆西側海域に移動し、最終的には大和堆の北、あるいは南側を迂回する形で大和海盆に流入していると考えられる。この流動に要する時間は、12~21ヶ月と推定される。

# 目次

第1章	序論	1
第2章	日本海の海洋構造と日本海固有水上部の定義	7
2-1.	はじめに	7
2-2.	資料および解析方法	7
2-3.	日本海の海洋構造と海水特性分布の特徴	9
2-4.	海水特性の鉛直分布と密度との関係	12
2-5.	まとめと考察	14
第3章	等密度面上の海水特性分布と日本海固有水上部での循環	38
3-1.	はじめに	38
3-2.	資料および解析方法	38
3-3.	等密度面上での海水特性分布とその季節変動	39
3-4.	等密度面上での非保存性の海水特性量相互の関係	41
3-5.	まとめと考察	45
第4章	日本海固有水の構造に及ぼす海底地形効果と 大和海盆における高酸素固有水	70
4-1.	はじめに	70
4-2.	観測の概要とデータ処理	70
4-3.	日本海固有水上部の密度構造に及ぼす海底地形効果	71
4-4.	日本近海の固有水上部の構造	75
4-5.	まとめ	77
第5章	日本海固有水上部の海水特性の経年変動と 高酸素固有水の形成	95
5-1.	はじめに	95
5-2.	解析に用いた資料	95
5-3.	固有水上部の海水特性の経年変動	96
5-4.	高酸素固有水の形成と経年変動の原因	99
5-5.	まとめ	103
第6章	結論	120
	謝辞	124
	文献	125
	資料	130

## 第1章 序論

日本海は西部北太平洋に位置する、世界で4番目に大きな縁海である（面積  $1.008 \times 10^6 \text{ km}^2$ ）。Fig.1-1の海底地形図に示すように、大部分が1000m以上の水深を有しており（平均水深 1350m）、最大水深も3796mと周辺の縁海と比較して非常に大きい。しかしながら、日本海と他の海洋（東シナ海，北太平洋，オホーツク海）とをつなぐ四つの海峡（対馬，津軽，宗谷および間宮海峡）の水深は最大でも約140mしかないため、日本海は多分に地中海的な性質をもっている（周東，1982）。

日本海には対馬海峡から対馬海流が流入し、その大部分が津軽海峡から流出するが（例えばMoriyasu, 1972）、海峡を通しての海水交換は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ほとんど完全に隔絶されている。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‰前後の海水で占められている（宇田，1934）。日本海固有水の水温，塩分の一様性は世界の海洋の中でも際だったもので（Worthington, 1981）、日本海的全海水の84%を水温  $0.0 \sim 1.0^\circ\text{C}$ ，塩分 33.96～34.14 PSUの狭い範囲の海水が占めている（Yasui et al., 1967）。また日本海固有水の溶在酸素量は、他の海洋の同水深での値と比べて極めて大きいことから（ $5.0 \sim 7.0 \text{ ml l}^{-1}$ 前後）、その更新速度は相当大きいと考えられ（須田，1932；宇田，1934；梶浦ら，1958）、活発な循環の存在を期待させる。しかしながら、日本海固有水の密度は均質性が強いいため力学計算による流れの解析が困難であり、また直接測流もほとんど行われておらず、その循環については未知な点が多い。

水温，塩分の一様性から、これまで単一の水系\*として扱われることが多かった日本海固有水も、近年の高精度な観測によると、いくつかの層に分類できることが明らかにされてきた。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（1000～2000m深）および下部底層水（約2000m以深）に分類した（Fig.1-2）。Sudo (1986) はポテンシャル水温  $0.1^\circ\text{C}$  付近に、塩分，溶在酸素にも不連続がみられることを示し、この深度（800

～1000m深)で日本海固有水上部と深層水に分類している (Fig.1-3)。さらに最近では、高精度な溶在酸素量の測定とCTDによるポテンシャル水温の観測結果から、2000m深付近で深層水と底層水に分けられることが報告されている (Gamo and Horibe, 1983)。日本海固有水の中でもその上部と下部で特性が異なるという事実は、それぞれの海水の起源や循環に差異があることを示唆している。

主温度躍層のすぐ下に位置する日本海固有水上部 (Upper portion of the Japan Sea Proper Water; 以下、固有水上部と呼ぶ, Sudo, 1986) は、研究の早い段階から日本海固有水を構成する水塊の一つとして認識されてきた (須田, 1932; 梶浦ら, 1958)。これは、1000m深付近に水温の鉛直傾度の不連続や、溶在酸素の極小層が存在するという事実に基づいている。それにもかかわらず、固有水上部は主温度躍層上の海水と、より深層の日本海固有水との間の遷移層として捉えられることが多かったためか、その構造や特性分布について記述した文献は少なく、明確な定義のもとに統一的に議論した研究は皆無であった。Sudo (1986) は過去に行われた代表的な観測資料に基づいて、固有水上部の海水とより深層の日本海固有水とは海水特性に明確な差異があることを示し、さらに固有水上部の中でも40°N付近を境に南北で分布の状態が異なることを指摘した。

固有水上部の海水は主温度躍層のすぐ上の海水との混合や、冬季の対流と直接関係すると考えられるため、そこでの海水特性や循環の把握は、日本海固有水の形成、さらには深層循環機構の解明にもつながる海洋物理学的に非常に興味深い問題である。また固有水上部の海水は栄養塩を豊富に含んでいるため、その挙動の把握は水産学的にも意義がある。本研究は日本海固有水上部の海洋構造を把握し、そこでの循環過程を明らかにすることを目的とする。そこで、既存の海洋観測資料のうち特に信頼性の高いデータと、高精度なCTD観測に基づき、以下の構成で研究を展開する。

第2章では、日本海の広範囲にわたる海洋構造、特にその鉛直構造を把握するとともに、大規模な水系の運動は等密度面に沿って起こる傾向があるという視点から、Sudo (1986) の示した日本海固有水上部を構成する水系を密度によって再定義する。第3章では、固有水上部を代表する等密度面上の海水特性分布について議論する。第3章での解析結果から、固有水上部の海水の循環について一つの仮説が提出される。この仮説を検証するために、第4章ではCTDによる分解能

の高い観測資料に基づいて、固有水上部の構造とそれに及ぼす海底地形効果について解析する。第5章では、固有水上部の海水特性の時間的な変動について議論する。最後に第6章で本研究のまとめを行い、結論を述べる。

普通はT-Sダイアグラム上の狭い曲線帯によって定義される水塊 (water mass)、もしくはT-Sダイアグラム上の一点で表される水型 (water type) の概念 (Sverdrup et al., 1942) が用いられるが、日本海においてはその区分は必ずしも明確ではないので、本研究では水系という用語を用いて、海水をその分布状態、起源によって区分する (梶浦ら, 1958; 増沢・蓮沼, 1977)。



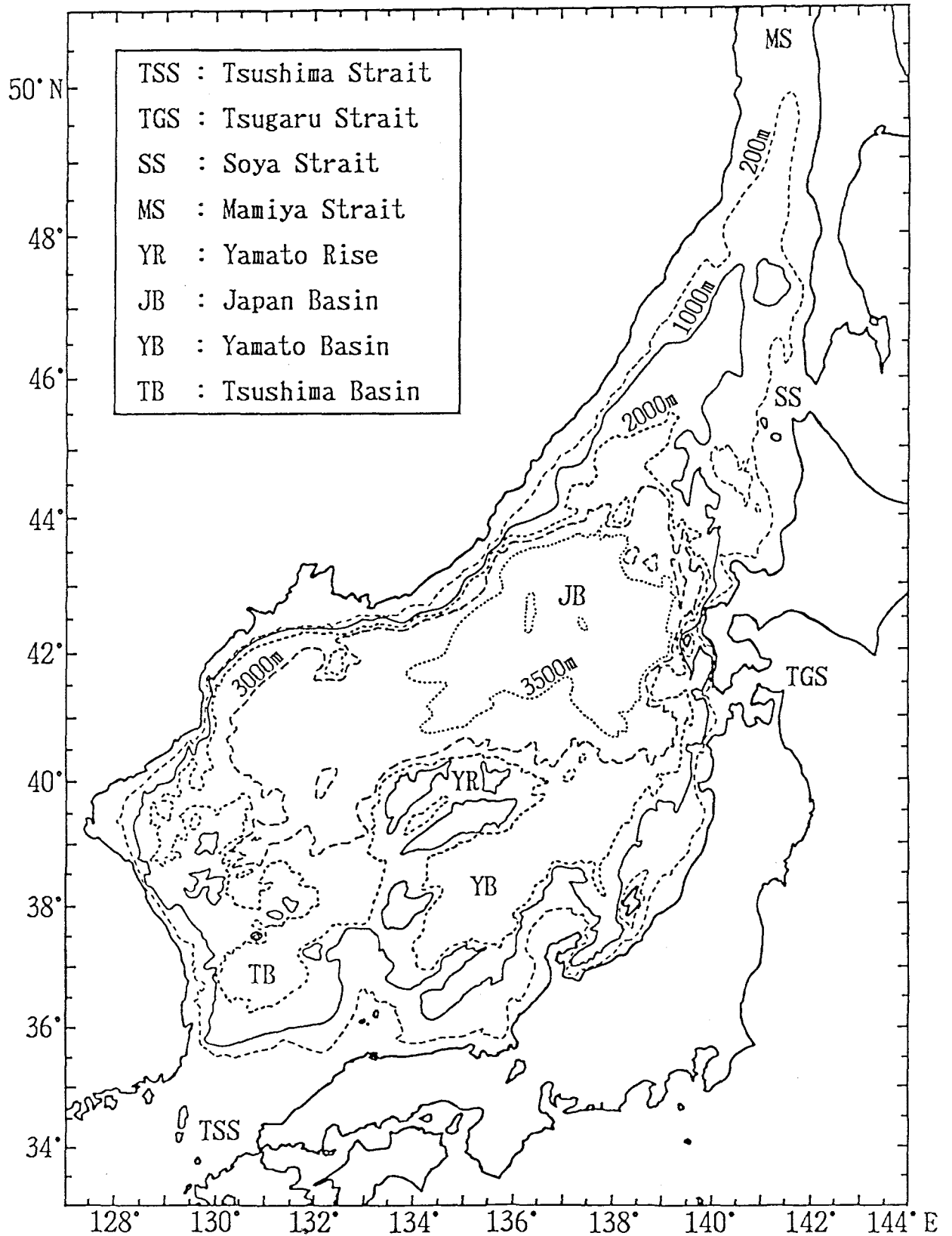


Fig.1-1: Bottom topography of the Japan Sea. TSS, TGS, SS, MS, YR, JB, YB and TB stand for the Tsushima Strait, Tsugaru Strait, Soya Strait, Mamiya Strait, Yamato Rise, Japan Basin, Yamato Basin and Tsushima Basin, respectively.

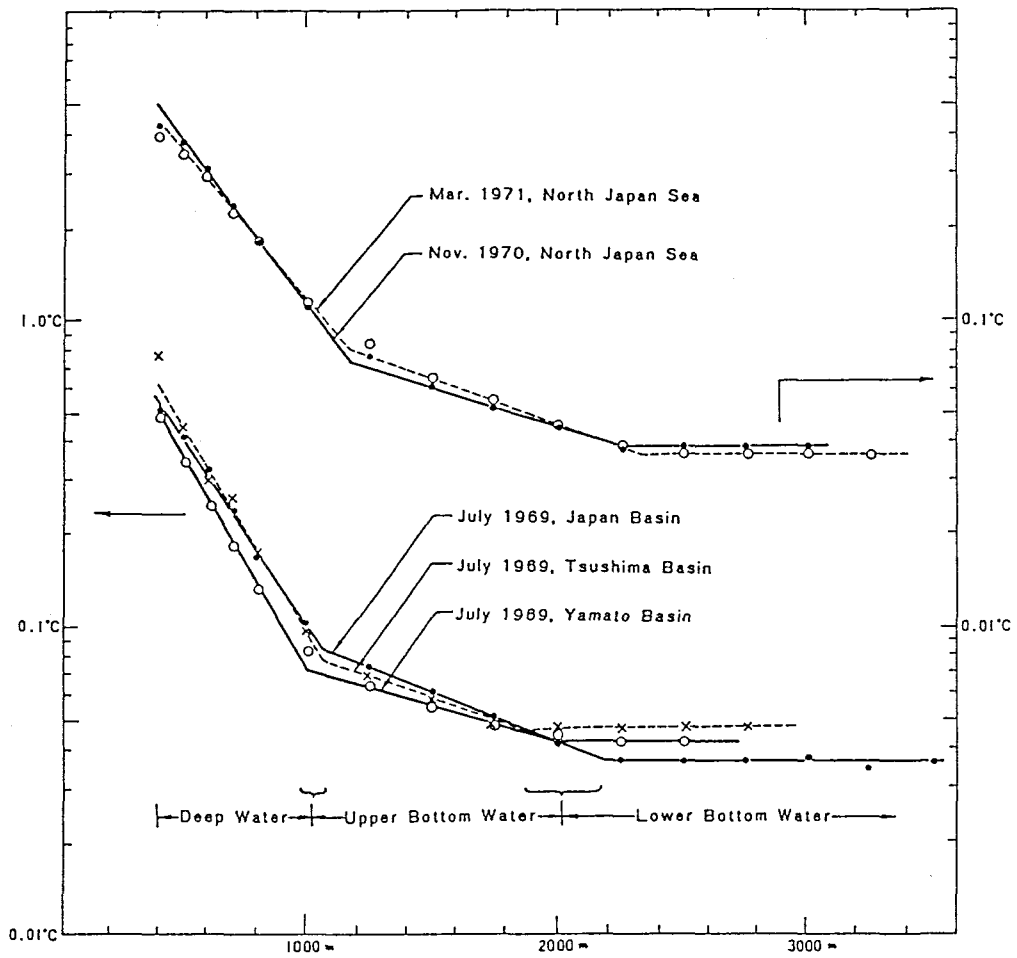


Fig.1-2: Examples of vertical distribution of averaged potential temperatures in the Japan Sea. (After Nitani, 1972)

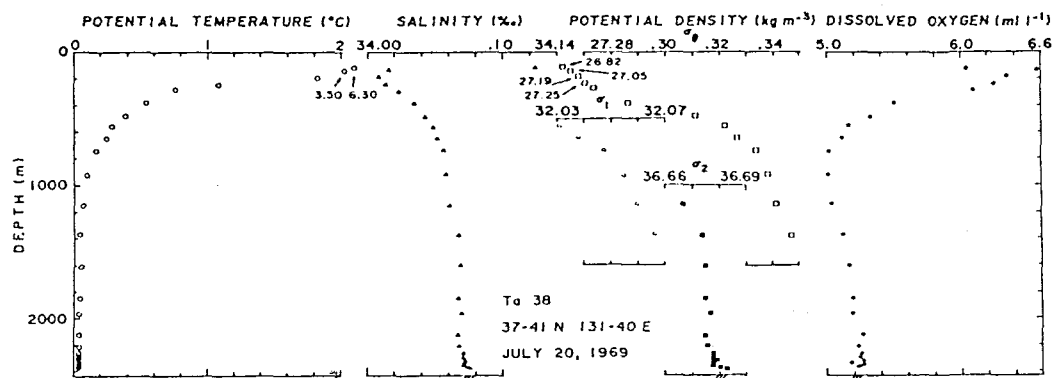
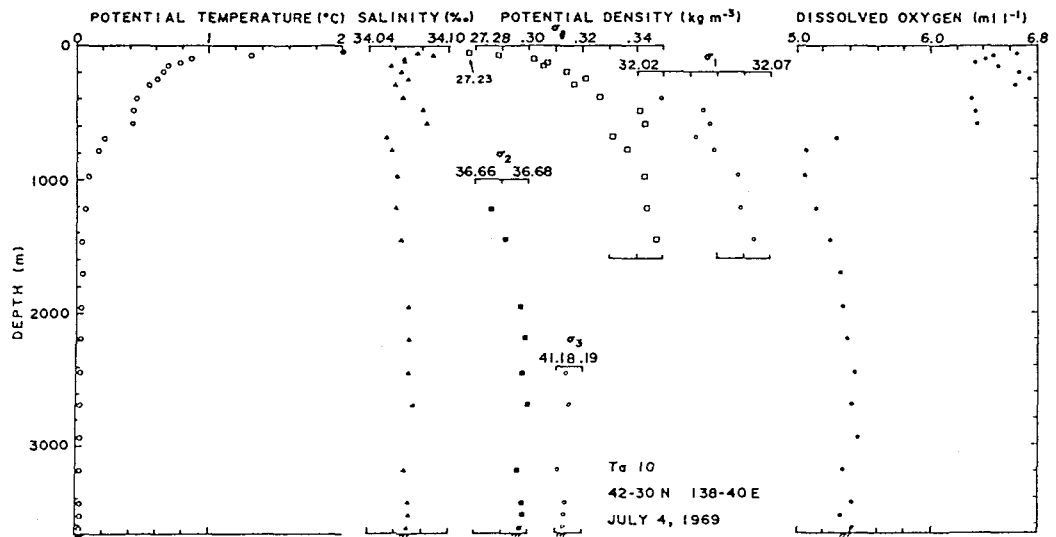
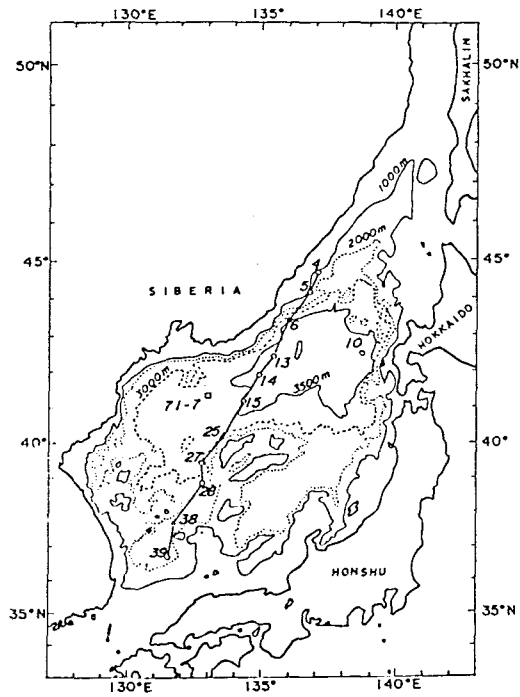


Fig.1-3: Examples of distributions of potential temperature, salinity, potential densities ( $\sigma_0$ ,  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ ) and dissolved oxygen. (After Sudo, 1986)

## 第2章 日本海の海洋構造と日本海固有水上部の定義

### 2-1. はじめに

これまで単一の水系として扱われることの多かった日本海固有水も、近年の高精度な観測によると、いくつかの層に分けられることが明らかにされている。

Sudo (1986) は、ポテンシャル水温  $0.1^{\circ}\text{C}$  付近に塩分、溶在酸素の不連続がみられることから、この深度 (800~1000m深) で日本海固有水上部と深層水に分類した (Fig. 1-3)。しかしながら、日本海南部においては明瞭な水温、塩分の不連続が存在しないため、日本海全域でこの定義が妥当か否かは議論の余地を残している。

一般に海面近くの層を除くと、大規模な水系の運動や混合は等密度面に沿って起こることが多い (例えば土屋, 1970; Reid and Lynn, 1971; 増沢・蓮沼, 1977)。そこで本章では、日本海の広範囲にわたる密度構造と特性分布に基づいて、Sudo (1986) の示した固有水上部をポテンシャル密度によって再定義する。

### 2-2. 資料および解析方法

Sudo (1986) の結果から、日本海固有水は1000m深付近で上部と下部に分類できると考えられる。しかしながら、日本海固有水の水温、塩分は  $0.0\sim 1.0^{\circ}\text{C}$ ,  $34.00\sim 34.10$  PSUの狭い範囲で変化し、さらに約1000m以深での水温、塩分の鉛直傾度は極めて小さい (Fig. 2-3)。そこで1000m深付近の密度構造の議論には、海面基準のポテンシャル水温 ( $\theta_0$ ), ポテンシャル密度 ( $\sigma_0$ ) よりも、1000dbar基準のポテンシャル水温 ( $\theta_1$ ), ポテンシャル密度 ( $\sigma_1$ ) を用いる方が適切である。 $\sigma_1$ の水温 ( $\theta_1$ ), 塩分に対する依存性をFig. 2-1に示す。 $\theta_1$ が $0.1\sim 1.0^{\circ}\text{C}$ の範囲では、 $\theta_1$ の $0.12$  Kの減少または塩分  $0.0125$  PSUの増加に対して、 $\sigma_1$ が $0.01\text{kg m}^{-3}$ 増加する。本研究では、 $\theta_1$ については $0.02$  K, 塩分については $0.01$  PSU以上の精度をもつと考えられる資料を採用する。したがって $\sigma_1$ は、少なくとも $0.01\text{kg m}^{-3}$ の精度で決定できる。

日本海の広域のかつ体系的な観測は、1932年の水産試験場による一斉観測 (宇

田, 1934) 以降、水産庁, 気象庁, 海上保安庁などの機関によって行われてきた。特に1964年からは、日本海沿岸の各県水産試験場による沖合定線調査が行われており、膨大な資料が得られている。しかしながら、これらの資料は観測深度が300~400m深までのものがほとんどであり、測点も日本沿岸に限られているため、本研究には適さない。また気象庁や海上保安庁の資料についても、1964年5月の拓洋(海上保安庁水路部)の観測より前に得られた塩分については、0.01 PSUの精度をもたない。そこで本研究では、1964年5月の拓洋の観測から1985年10月までに、海上保安庁, 気象庁および舞鶴海洋気象台によって得られた各層観測資料(水温, 塩分, 溶在酸素, リン酸塩; 標準観測層に内挿した値ではなく観測値)を用いた。解析に用いた資料の一覧を、Table 2-1に示す。これらの資料のうち溶在酸素量はWinkler法によって測定されており、測定誤差は $\pm 0.03 \text{ ml l}^{-1}$ 程度といわれている(増沢・蓮沼, 1977)。またリン酸塩については、1968年までは塩化第一スズ還元法, 1969年以降はアスコルビン酸還元法によって分析されているが、その精度に変化はない(馬場ら, 1985)。なお、Table 2-1の資料には1972年以降のロシア(旧ソビエト), 北朝鮮および韓国のEEZ(Exclusive Economic Zone; 経済専管水域)内での、海底付近に達するようなデータはほとんど含まれていない。したがって、この海域の海底付近までの資料は、1960年代後半から1970年代の初めに得られたものに限られる。

近年、水系の識別に次式で定義されるポテンシャル渦度(isopycnic potential vorticity)が非常に有用な指標となることが示された(Talley and McCartney, 1982; Talley and Raymer, 1982; Suga et al., 1989; Senjyu and Sudo, 1993)。

$$\frac{f}{\rho_1} = \frac{\Delta \sigma_1}{\Delta z} \quad (2-1)$$

ここに $\rho_1$ は1000dbar基準のポテンシャル密度( $\rho_1 = (1000 + \sigma_1) \text{ kg m}^{-3}$ ),  $\Delta z$ は採水器間の深度差,  $f$ は惑星渦度(コリオリパラメータ)を表す。ポテンシャル渦度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理論においては、ポテンシャル渦度を保存するように運動が生じる(例えばGill, 1982; Pedlosky, 1987)。(2-1)式のポテンシャル渦度は、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

い流れのシアアがある場所を除いて、良い近似で成り立つ。そこで本研究では、(2-1)式のポテンシャル渦度を塩分や溶在酸素などとともに、水系識別のための指標として用いることにする。ポテンシャル渦度は密度の鉛直傾度に比例するため、成層が弱い場所では小さな値をとる。また(2-1)式のポテンシャル渦度の精度は、水温、塩分の測定誤差と採水器間の深度差に依存する。水温、塩分の誤差による採水器間の $\sigma_1$ の誤差は、最大でも $0.02\text{kg m}^{-3}$ である。一方、固有水上部における採水器間の深度差は100~200mであり、これから見積もられるポテンシャル渦度の誤差は $18 \times 10^{-12} \sim 9 \times 10^{-12} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ である。この値はポテンシャル渦度の誤差の最大値を示しており、実際の観測において期待されるランダムな誤差は、この値よりも小さなものである。

### 2-3. 日本海の海洋構造と海水特性分布の特徴

各特性量の鉛直分布の特徴をみるために、Fig. 2-2に示すSta.C06 ( $41^\circ 56.0'$  N  $135^\circ 00.0'$  E) と、Sta.G04 ( $38^\circ 3.0'$  N  $134^\circ 57.0'$  E) での $\theta_1$ , 塩分,  $\sigma_1$ , ポテンシャル渦度および溶在酸素のプロファイルをFig. 2-3(a), (b)に示す。Sta.C06は $40^\circ$  N付近に存在する極前線以北の海域を、Sta.G04は極前線以南の対馬海流域を代表する測点である。Sta.C06 (Fig. 2-3(a)) では、 $\theta_1$ の分布から主温度躍層は100m以浅にあることがわかる。また540~940m深付近にも弱い躍層（この間に約 $0.3^\circ\text{C}$ 低下する）が認められ、これら二つの躍層の間には $0.5^\circ\text{C}$ 台の水温一様層（thermostad）がみられる。塩分の540~730m深付近にも鉛直傾度の不連続が認められ、 $\theta_1$ の弱い躍層の深度と一致している。海面付近を除くと、塩分は $34.06 \sim 34.08$  PSUの狭い範囲に収まっている。このため、 $\sigma_1$ の分布は $\theta_1$ に相対的に大きく依存しており、100m以浅にはシャープな密度躍層が、また540~940m深付近にも弱い密度躍層がみられる。そして二つの躍層の間には、比較的弱い密度勾配をもつ層（pycnostad）が認められる。このpycnostadは、ポテンシャル渦度のプロファイルには350~440m深付近の $3 \times 10^{-12} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ 以下の極小層として現れている。Thermostad, pycnostadに対応するように、溶在酸素の100~540m深付近にも $6.5 \sim 6.3 \text{ml l}^{-1}$ の酸素一様層（oxystad）がみられる。また、そのすぐ下層の540~940m深付近には顕著な躍層が認められ、 $\theta_1$ , 塩分,  $\sigma_1$ にみられた弱い躍層

の深度と一致している。

40° N以南のSta. G04 (Fig. 2-3(b)) では、主温度躍層、主密度躍層は300m以浅に存在し、Sta. C06にみられたようなthermostad, pycnostadは認められない。このことはポテンシャル渦度の分布からも明かで、明確な極小は存在せず、1000m深付近まで深さとともに減少している。塩分、溶在酸素については、Sta. C06にはみられない特徴が認められる。それは、240~480m深付近の塩分極小(34.05 PSU以下)と、100~380m深付近の酸素極大(5.5ml l<sup>-1</sup>以上)である。この水塊は中間水と呼ばれる、日本海固有水とは異なる水系である(宮崎, 1952, 1953)。

極前線の南北では海水特性の鉛直分布に差異があり、各々特徴的な構造をもつことが示された。これらの構造は、水平的にはどの程度の規模をもっているのだろうか。そこで、Fig. 2-2に示す三つの代表的な断面について解析する。断面A, Bは1969年9~10月に行われた気象庁一斉観測のもの、断面Cは1967年4月に海上保安庁の拓洋によって観測されたものである(Table 2-2)。Fig. 2-4(a)~(d)に、断面A (Fig. 2-2)における $\theta_1$ , 塩分, 溶在酸素および $\sigma_1$ の分布を示す。各特性量とも約1000m深までは等値線が比較的密に分布しているのに対し、1000m以深では等値線がまばらになり、海域的な差異がほとんど認められない。1000m以浅に注目すると、40° Nより南の測点(Sta. F09, G08, H07, I07)の150m以浅には、対馬海流(第三分枝, または東鮮暖流; Kawabe, 1982)と考えられる高温(5.0°C以上), 高塩分(34.10 PSU以上)で低酸素(6.0ml l<sup>-1</sup>以下)な海水が、また同海域の150~300m深には塩分極小(34.03 PSU以下), 酸素極大(6.0ml l<sup>-1</sup>以上)で特徴づけられる中間水がみられる。一方、40° N以北のSta. C06, D09には、 $\theta_1$ および溶在酸素が鉛直に一定の値を示すか、もしくは非常に弱い傾度をもつ層がみられ、Sta. C06では水深300~700m,  $\theta_1$  0.55~0.30°C, 溶在酸素 6.5~6.0 ml l<sup>-1</sup>, Sta. D09では、200~700m, 0.60~0.35°C, 6.7~6.3ml l<sup>-1</sup>を示している。この層はFig. 2-3(a)にみられたthermostad, oxystadに対応している。同様の一様層はFig. 2-5のリン酸塩の断面にも認められ、Sta. C06では200~550m深で1.6~1.8  $\mu$ mol l<sup>-1</sup>, Sta. D09では100~550m深で1.4~1.6  $\mu$ mol l<sup>-1</sup>の値を示している。これに対して $\sigma_1$ の断面から、溶在酸素やリン酸塩の分布にみられるような、明確な一様層を見いだすのは困難である。しかしながら、Fig. 2-6のポテンシャル渦度の断面には、極小層の形でpycnostadが現れている。ただしFig. 2-6の縦軸は $\sigma_1$ で

とっており、 $30 \times 10^{-12} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ より大きな等値線は省略してある。断面のほぼ全域にわたって、 $\sigma_1 = 32.03 \sim 32.05 \text{kg m}^{-3}$ の範囲に $5 \times 10^{-12} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ 以下の極小層が認められ、切れ目はあるものの、連なった構造をもっていることが示されている。Fig. 2-4, Fig. 2-5と比べると、 $40^\circ \text{N}$ 以北の海域では pycnostad の深さと、 $\theta_1$ , 溶在酸素, リン酸塩の一樣層の深さとが一致しているのが認められる。 $\theta_1$ や溶在酸素, リン酸塩の断面では $40^\circ \text{N}$ 付近までしか一樣層を確認できないのに対し、ポテンシャル渦度断面では $40^\circ \text{N}$ 以南の測点 (E08, F09, G08) にも極小層が認められ、 $38^\circ \text{N}$ 付近まで pycnostad が存在していることを示している。ただし $40^\circ \text{N}$ 以南の pycnostad は、 $40^\circ \text{N}$ 以北のものよりも低酸素で高リン酸塩となっている。

次に日本側の断面 B における  $\theta_1$ , 塩分, 溶在酸素および  $\sigma_1$  の分布を、Fig. 2-7(a)~(d) に示す。断面 B においても、1000m 以浅では $40^\circ \text{N}$ 付近を境に南北で海洋構造に差異がみられ、 $40^\circ \text{N}$ より南の測点 (Sta. F05, G04, H04) の200m 以浅には高温 ( $5.0^\circ \text{C}$  以上), 高塩分 ( $34.10 \text{ PSU}$  以上) で低酸素 ( $6.0 \text{ ml l}^{-1}$  以下) な対馬海流系水が、またその下層の300~500m 深には塩分極小 ( $34.06 \text{ PSU}$  以下), 酸素極大 ( $6.0 \text{ ml l}^{-1}$  以上) を示す中間水が認められる。断面 A と異なるのは、断面 B には thermostad, pycnostad が存在しないことである。このことは、Fig. 2-8 のポテンシャル渦度断面においても明らかで、極小層は Sta. C03 の  $32.04 \text{ kg m}^{-3}$  付近にみられるだけである。しかしながら溶在酸素の断面 (Fig. 2-7(c)) には、 $40^\circ \text{N}$  以北の測点 (A02, B02, C03, D06) の100~500m 深に  $6.0 \sim 6.5 \text{ ml l}^{-1}$  の oxystad が認められる。また、 $40^\circ \text{N}$  (Sta. E04) から  $39^\circ \text{N}$  (Sta. F05) にかけて  $6.0 \sim 5.2 \text{ ml l}^{-1}$  の等値線が急激に浅くなっており、断面 A と同様、 $40^\circ \text{N}$  付近にフロントを形成している。

断面 C における  $\theta_1$ , 塩分, 溶在酸素,  $\sigma_1$  の分布を Fig. 2-9(a)~(d) に、またポテンシャル渦度の分布を Fig. 2-10 にそれぞれ示す。 $\sigma_1$  の分布から、対馬海流は Sta. 02 と 03 の間に存在すると考えられる。対馬海流域 (Sta. 1, 2) では、密度の増加とともにポテンシャル渦度が単調に減少しており、極小層が存在しない。これに対して、大陸側の三測点 (Sta. 5, 7, 6) の  $32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$  には、 $5 \times 10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  以下のポテンシャル渦度の極小層がみられ、150~500m 深の  $\theta_1$ , 塩分および溶在酸素の一樣層 ( $0.4 \sim 0.3^\circ \text{C}$ ,  $34.05 \sim 34.07 \text{ PSU}$ ,  $7.0 \sim 6.0 \text{ ml l}^{-1}$ ) と一致している。



以上の特徴をまとめると次のようになる。各海域とも約1000m深までは、水温、塩分、密度、溶在酸素とも、比較的大きな鉛直傾度を示すのに対し、それ以深では変化の割合が極端に小さくなるとともに、海水特性に海域的な差異がほとんど認められなくなる。1000m以浅に注目すると、40° N付近を境に南北で、また大陸側海域と日本側海域とで差異が認められる。40° N以南の海域の200m以浅には高温、高塩分、低酸素で低密度な対馬海流系の海水が、またその下層の200~500m深には塩分極小、酸素極大で特徴づけられる中間水が分布している。一方、40° N以北の大陸側海域には、ポテンシャル渦度の極小層によって特徴づけられる $\sigma_{\theta} = 32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の pycnostad が存在し、水温、溶在酸素およびリン酸塩の一樣層と一致している。大陸側海域では40° N以南にも pycnostad が認められるが、40° N以北のものと比べて低酸素で高リン酸塩である。これに対して日本側海域には、pycnostad が存在しない。

#### 2-4. 海水特性の鉛直分布と密度との関係

前節では深さに対する海水特性分布の特徴と、その海域的な差異を明らかにしてきたが、水系あるいは水塊としてより一般的な議論を行うため、密度との関係を考察する。水系の大規模な動きや、異種水系の混合作用などは等密度面上で起こることが多い（増沢・蓮沼，1977）。等密度面に沿って水系が運動しているのであれば、ポテンシャル渦度の極小が $\sigma_{\theta} = 32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の範囲に限られていたように、密度と各特性量の間にも何らかの関係が存在すると考えられる。そこで本節では、1964年5月から1985年10月までに得られた水温、塩分、溶在酸素およびリン酸塩の資料（Table 2-1）を用いて、密度と海水特性の関係を議論する。なお本文中では、代表的な季節として冬（1~3月）と夏（7~9月）の資料を示す。

冬と夏の $\sigma_{\theta}$ と $\theta_{\theta}$ の関係をFig. 2-11(a), (b)に、 $\sigma_{\theta}$ と塩分の関係をFig. 2-12(a), (b)にそれぞれ示す。図中には $\pm 0.005 \text{ kg m}^{-3}$ 毎（例えば $\sigma_{\theta} = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$ については $32.025 \sim 32.035 \text{ kg m}^{-3}$ の範囲）の平均と標準偏差も示してある。なお、この平均と標準偏差は、前節での結果に基づいて40° Nより北と南に分けて算出した（●：40° N以北，×：40° N以南，二つの海域の標準偏差が重ならないように、

上下にずらして表示してある)。  $\theta_1$  の分布に注目すると、  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面付近より上層では密度の増加と水温の低下が直線的であるのに対して、  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面より下層ではほぼ一定値 ( $0.1 \sim 0.3^\circ\text{C}$ ) を示し、データの低温側の包絡線が  $0.1^\circ\text{C}$  付近で縦軸と平行になっている。塩分については、  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面以浅では  $34.05 \sim 34.07$  PSU を中心にデータが分布しているのに対し、  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面以深では密度の増加とともに値が直線的に増加している。このことは、  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面より上層の密度は主に水温によって決定され、下層では塩分によって決定されることを意味する。この特徴は両季節にみられ、また海域的な差異も認められないことから、日本海における一般的な特徴と考えられる。

次に、冬と夏の  $\sigma_1$  に対する溶在酸素の分布を Fig. 2-13(a), (b) に示す。両季節とも  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面より上層では、  $40^\circ \text{N}$  以北と以南の平均値が明確に分けられ、二つのモードを形成している。  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面より下層でも両海域の平均値の間に差がみられるが、上層と比較して  $0.25 \text{ ml l}^{-1}$  以下と小さい。どちらのモードについても密度の増加とともに溶在酸素量が減少する傾向が認められ、とりわけ冬の高酸素側のモードには  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面付近に躍層が認められる。  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面より上層の  $40^\circ \text{N}$  以北の平均値に注目すると、冬には  $6.0 \sim 7.0 \text{ ml l}^{-1}$  であったものが、夏には  $5.5 \sim 6.7 \text{ ml l}^{-1}$  まで減少している。このことは、  $40^\circ \text{N}$  以北の海域の溶在酸素量には季節変動が存在することを意味し、冬季に  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面より上層の海水に海面から酸素が供給されていることを示している。これに対して低酸素側のモードは、両季節ともほぼ一定値 ( $5.2 \sim 6.0 \text{ ml l}^{-1}$ ) を示している。  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面より下層でも、  $40^\circ \text{N}$  以北では夏季に値が減少する傾向が認められるが、  $40^\circ \text{N}$  以南では明確な季節変動はみられず、年間通して  $5.0 \sim 5.4 \text{ ml l}^{-1}$  となっている。

冬と夏の  $\sigma_1$  とリン酸塩の関係を Fig. 2-14(a), (b) に示す。  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面より上層では、高濃度側に  $40^\circ \text{N}$  以南の、低濃度側に  $40^\circ \text{N}$  以北の平均値が分布しており、溶在酸素と同様に二つのモードを形成している。  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面より上層の  $40^\circ \text{N}$  以北の平均値に注目すると、冬には  $1.1 \sim 1.8 \mu \text{ mol l}^{-1}$  であるのに対して、夏には  $1.3 \sim 1.9 \mu \text{ mol l}^{-1}$  と増加している。これに対して  $40^\circ \text{N}$  以南の平均値は、年間を通して  $1.5 \sim 2.0 \mu \text{ mol l}^{-1}$  となっている。  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面より下層では、季節、海域に関係なく  $1.9 \sim 2.1 \mu \text{ mol l}^{-1}$  とほぼ一定値を示している。

## 2-5. まとめと考察

日本海を縦断する方向と、これに直交する方向の断面に基づいて、海底付近までの海洋構造、海水特性分布を調べた。1000m深付近までは、水温、塩分、密度、溶在酸素とも鉛直的に比較的大きな傾度で変化しているのに対し、それ以深では変化の割合が極端に小さく、各特性量とも海域的な差異がほとんど認められない。1000m以浅に注目すると、40° N付近を境に南北で、また大陸側海域と日本側海域とで差異が認められる。40° N以南の海域の200m以浅には高温、高塩分、低酸素で低密度な対馬海流系の海水が、そのすぐ下層の200~500m深には塩分極小、酸素極大で特徴づけられる中間水が分布している。40° N以北の大陸側海域には、 $\sigma_t = 32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の pycnostad が存在し、水温、溶在酸素およびリン酸塩の一樣層と一致している。大陸側海域では40° N以南にも pycnostad が認められるが、その特性は40° N以北のものより低酸素で高リン酸塩である。これに対して日本側海域には pycnostad が存在しない。

密度に対する海水特性の分布からは、 $\sigma_t = 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ 面を境に上層と下層で特性が異なることが示された。 $32.05 \text{ kg m}^{-3}$ 面より上層の密度は主に水温によって決定され、下層では塩分によって決定されている。この特徴は季節や海域にほとんど関係しないことから、日本海における一般的な特徴と考えられる。 $32.05 \text{ kg m}^{-3}$ 面より上層では、溶在酸素、リン酸塩の分布に海域特性が認められ、40° N以北の海域には季節的な変動もみられる。特に溶在酸素については、冬に比べて夏は値が低く、 $32.05 \text{ kg m}^{-3}$ 面より上層の海水に、冬季、海面から酸素が供給されていることを示している。これに対して $32.05 \text{ kg m}^{-3}$ 面より下層では、時空間的な変動はほとんど認められない。

宇田(1934)は、日本海固有水とその上層の海水との境界として水温 1°Cを定義した。Fig. 2-4, Fig. 2-7, Fig. 2-9の各断面において、 $\theta_t = 1.0^\circ\text{C}$ 線のわずかに下に位置する等密度線は  $\sigma_t = 32.00 \text{ kg m}^{-3}$ 線である。またこの等密度線は、40° N以南の海域あるいは対馬海流域では、塩分極小層(中間水)のすぐ下に位置している。Fig. 2-3のプロファイルからわかるように、 $\theta_t = 1.0^\circ\text{C}$ より上層ではそれより下層に比べて温度勾配が大きく、深さの減少とともに水温が急激に上昇するため、特に塩分極小が存在する海域では $32.00 \text{ kg m}^{-3}$ 面のわずかに上層にシャープな密度躍層が形成される。そこで本研究では、日本海固有水の最上部を $\sigma_t = 32.00$

kg m<sup>-3</sup>面と定義する。一方、2 - 4節で示したように、日本海固有水は $\sigma_{\theta} = 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ 面を境に上層と下層で特性が異なる。そこで日本海固有水を $32.05 \text{ kg m}^{-3}$ 面で日本海固有水上部と深層水に分類し、日本海固有水上部の水塊を $\sigma_{\theta} = 32.00 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の密度をもつ海水と定義する。 $32.05 \text{ kg m}^{-3}$ 面は500~1000m深に存在しており、Sudo (1986) の結果(800~1000m深) とほぼ一致する。また、日本海固有水が1000m深付近で分けられることに関しては、Nitani (1972) の結果とも一致している。

固有水上部の中でも、海域によって構造に差異がみられる。大陸側海域には、 $\sigma_{\theta} = 32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の pycnostad (ポテンシャル渦度の極小によって特徴づけられる) が存在し、特に40° N以北では pycnostad と水温、溶在酸素、リン酸塩の一樣層とが一致している。Sudo (1986) は1969年7月に観測された Fig. 2-4 とほぼ同様の断面 (Fig. 1-3, 上図) において、thermostad, oxystad をともなう pycnostad を見いだしており (Fig. 2-15)、このほぼ一樣な特性をもつ海水をモード水 (mode water) と名づけた。Sudo のモード水は、海面基準のポテンシャル密度  $\sigma_{\theta} = 27.32 \sim 27.34 \text{ kg m}^{-3}$  をもっている。Fig. 2-1によると、水温 0.4°C, 塩分 34.07 PSU 付近で、 $\sigma_{\theta} = 27.32 \sim 27.34 \text{ kg m}^{-3}$  は  $\sigma_{\theta} = 32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$  にほぼ一致する。すなわち、Fig. 2-15 の pycnostad の水温、塩分の範囲では、その密度が  $\sigma_{\theta} = 32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$  に対応するとみてよい。このことから、40° N 以北の大陸側海域にみられる  $\theta_{\theta}$ , 溶在酸素、リン酸塩の一樣層は、Sudo のモード水と同じ水系と考えられる。この水系は特に溶在酸素の分布に顕著であり (明確な oxystad として現れる)、また日本海固有水全体の中でも非常に高酸素 (6.0~7.0 ml l<sup>-1</sup>) な海水である。したがってこの海水は、厳密な意味でのモード水ではないにしても (本来「モード水」という用語は、その体積が統計的なモードを示す水系に対して用いられる)、日本海固有水の起源、あるいはその形成に直接関係する重要な水系と考えられる。そこで本研究では、この海水を高酸素固有水 (High Oxygen Japan Sea Proper Water) と名づけ、固有水上部における特徴的な水系として定義する。

Table 2-1 Hydrographic data used in the study

Ship	Date	Number of stations used	office (division)
<i>Takuyo</i>	May 1964	43	MSA
<i>Seifu Maru</i>	Aug.-Sep. 1965	23	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar. 1966	37	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May -Jun. 1966	43	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Aug.-Sep. 1966	76	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar. 1967	37	MMO
<i>Takuyo</i>	Apr. 1967	7	MSA
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug. 1967	60	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar. 1968	26	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug. 1968	49	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb. 1969	46	MMO
<i>Takuyo</i>	Jul. 1969	42	MSA
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug. 1969	58	MMO
<i>Ryofu Maru,</i> <i>Kofu Maru,</i> <i>Shympu Maru,</i> <i>Chofu Maru and</i> <i>Seifu Maru</i>	Sep.-Nov. 1969	139	JMA
<i>Seifu Maru</i>	Feb. 1970	43	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug. 1970	70	MMO
<i>Soya</i>	Nov.-Dec. 1970	25	MSA
<i>Seifu Maru</i>	Feb. 1971	43	MMO
<i>Takuyo</i>	Mar. 1971	15	MSA
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug. 1971	69	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb. 1972	50	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May 1972	11	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug. 1972	73	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Oct. 1972	11	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar. 1973	52	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May 1973	11	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug. 1973	61	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Sep. 1973	10	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar. 1974	36	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May 1974	11	MMO

<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug.	1974	70	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Oct.	1974	11	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar.	1975	51	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May	1975	11	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug.	1975	86	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Sep.	1975	11	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar.	1976	48	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May	1976	11	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug.	1976	50	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Sep.	1976	11	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar.	1977	32	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May	1977	10	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug.	1977	38	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Sep.	1977	10	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar.	1978	32	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May	1978	10	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.	1978	44	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Oct.	1978	10	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar.	1979	44	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May	1979	10	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.	1979	42	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Sep.	1979	10	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.	1980	25	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May.	1980	10	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug.	1980	42	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Sep.	1980	10	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar.	1981	25	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May	1981	10	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug.	1981	43	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Sep.	1981	10	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Oct.	1981	28	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.	1982	23	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May	1982	24	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug.	1982	47	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Sep.-Oct.	1982	16	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Oct.	1982	23	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar.	1983	29	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May	1983	23	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug.	1983	44	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Sep.	1983	15	MMO

<i>Seifu Maru</i>	Sep.-Oct. 1983	25	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar. 1984	27	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May -Jun. 1984	42	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug. 1984	42	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Sep.-Oct. 1984	38	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Feb.-Mar. 1985	46	MMO
<i>Seifu Maru</i>	May -Jun. 1985	42	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Jul.-Aug. 1985	56	MMO
<i>Seifu Maru</i>	Sep.-Oct. 1985	35	MMO

---

Total            2729

※ Office

MSA : Maritime Safety Agency

JMA : Japan Meteorological Agency

MMO : Maizuru Marine Observatory

Table 2-2 Hydrographic survey data used in the section 2-3 analysis

Ship	Date	References
<i>Takuyo</i> *	April 24 - 27, 1967	Maritime Safety Agency, 1970*
<i>Ryofu Maru,</i> <i>Kofu Maru,</i> <i>Shumppu Maru,</i> <i>Chofu Maru</i> and <i>Seifu Maru</i>	September 29 - October 18, 1967	Japan Meteorological Agency, 1971*

\* Also available through the Japan Oceanographic Data Center.



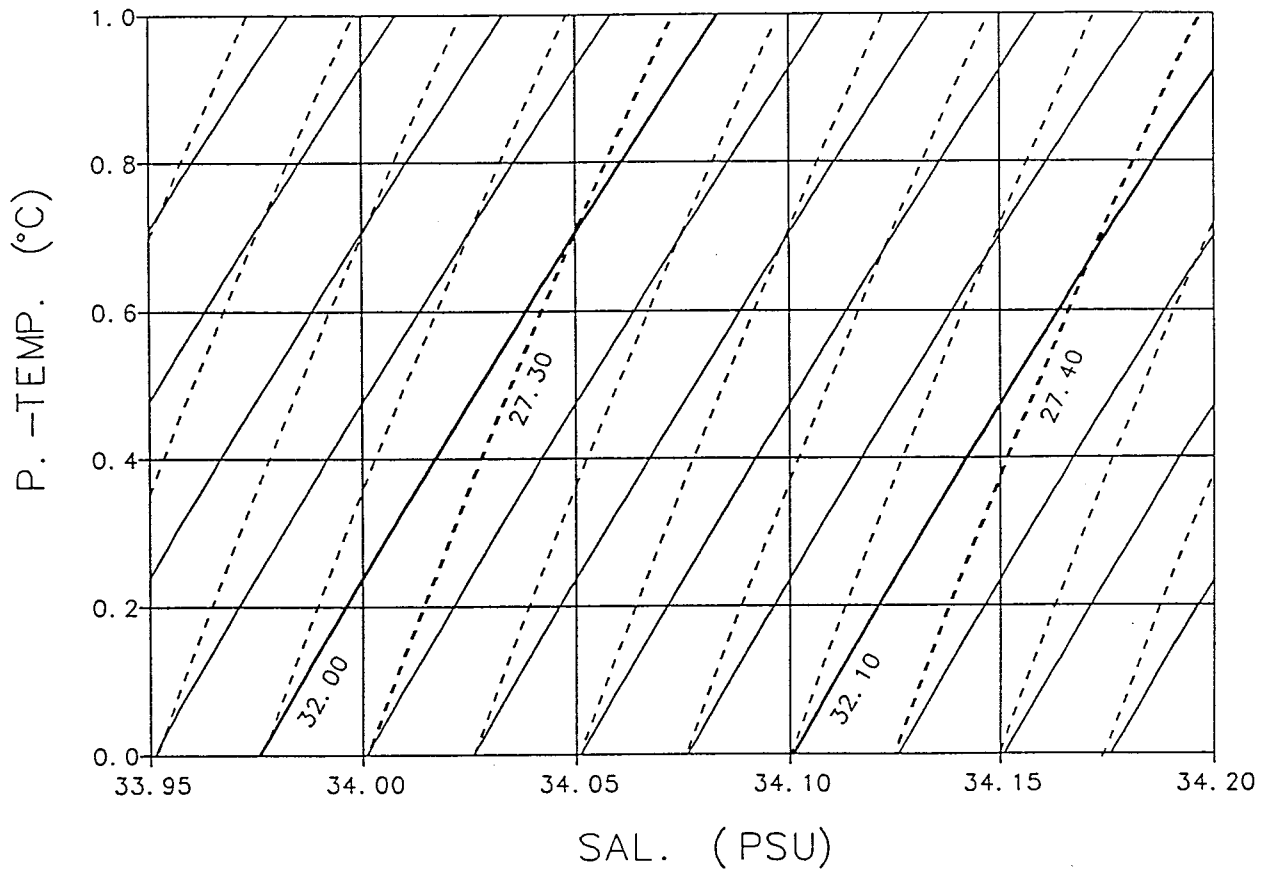


Fig.2-1: Values of potential densities ( $\text{kg m}^{-3}$ ) as functions of potential temperature and salinity. Dashed lines and solid lines indicate  $\sigma_0$  and  $\sigma_1$ , respectively. Potential temperature is given in  $\theta_0$  (when moved adiabatically to the sea surface) and  $\theta_1$  (when moved adiabatically to 1000 decibar surface) for  $\sigma_0$  and  $\sigma_1$ , respectively.

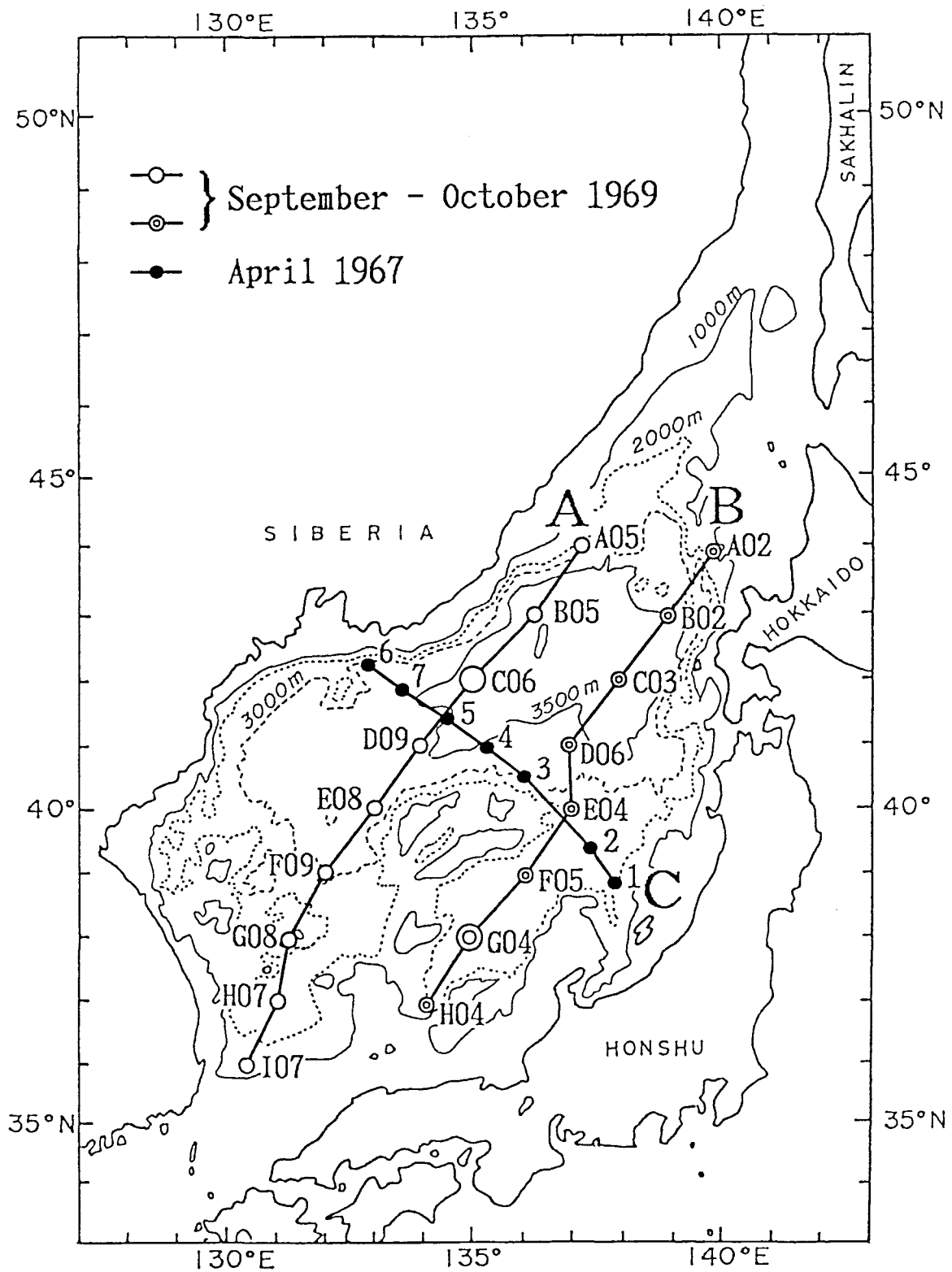


Fig.2-2: Location of stations at which hydrographic data used for Figs.2-3 to 2-10 were obtained. Stations along Line A were taken in October 4-15, 1969 and along Line B were taken in September 30 - October 16, 1969, respectively. Stations along Line C were taken in April 24-27, 1967.

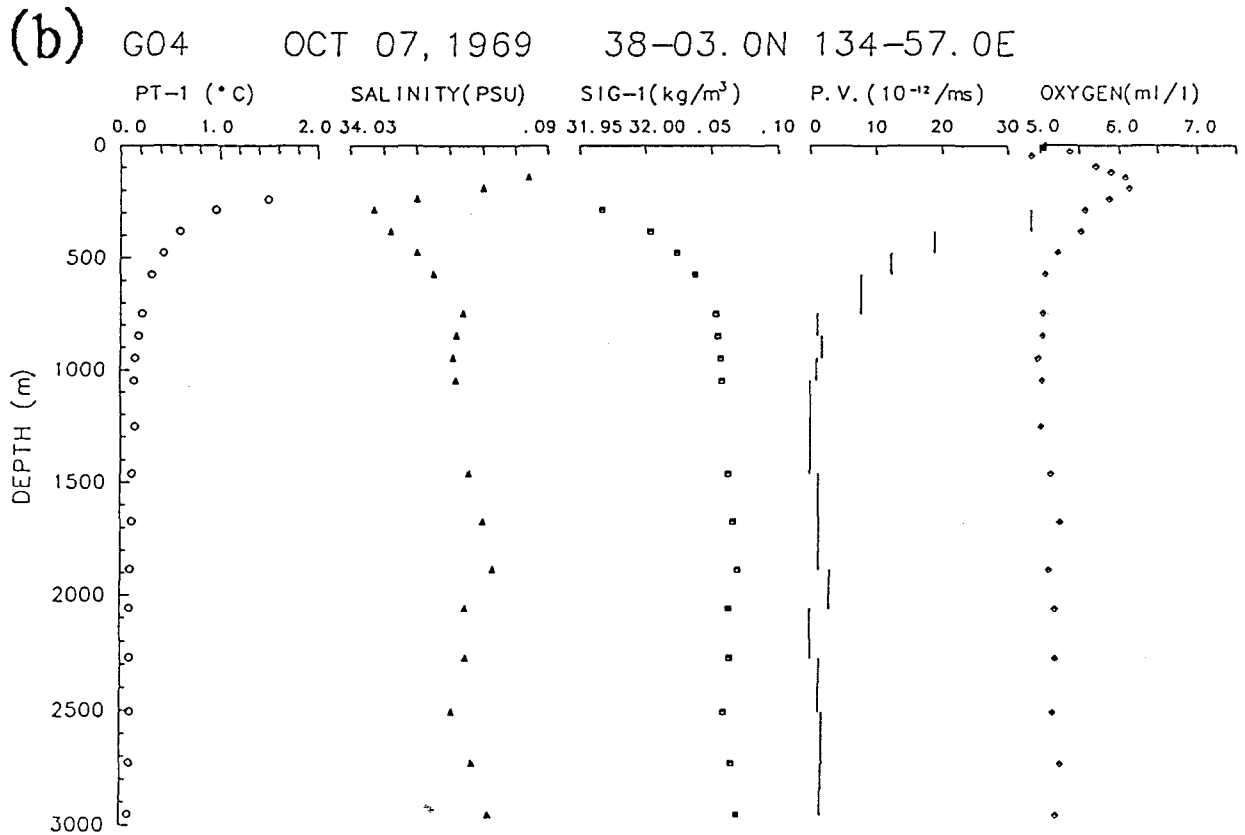
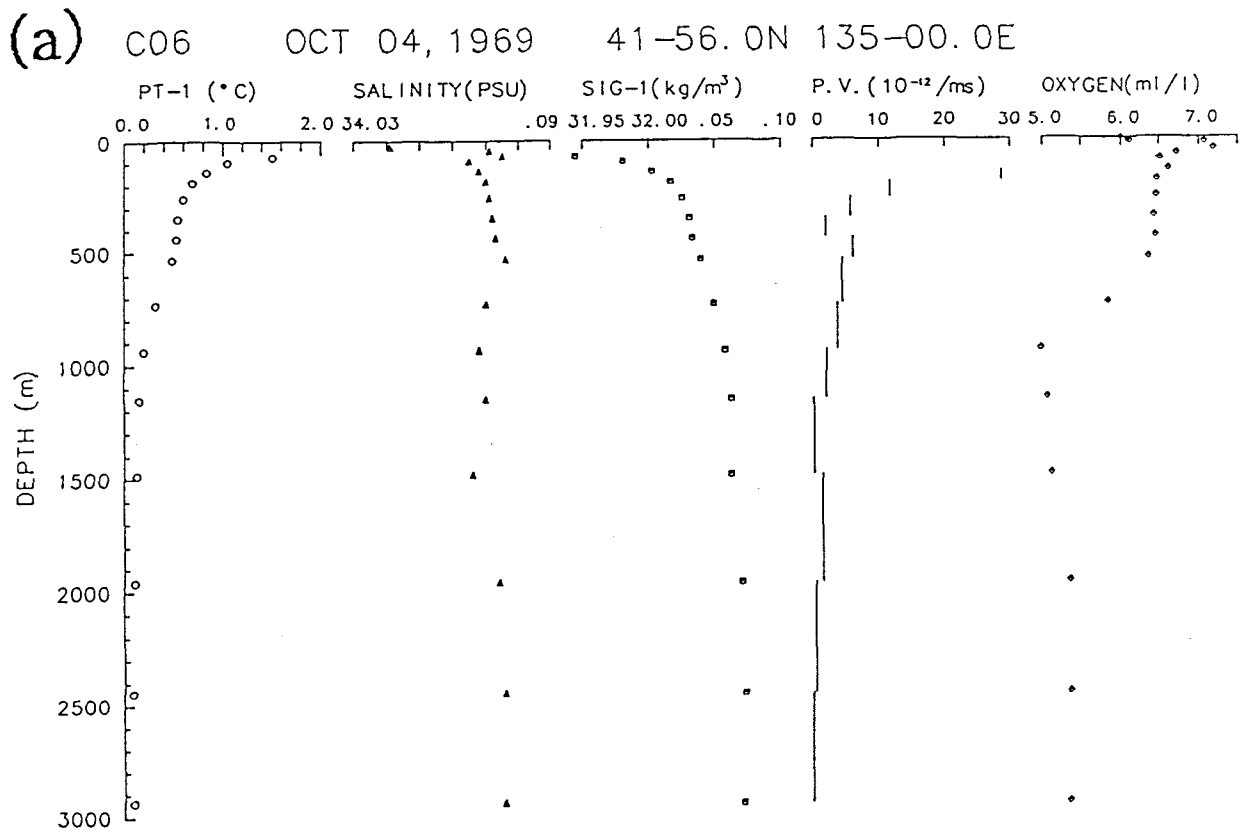


Fig.2-3: Vertical profiles of  $\theta$ , (°C), salinity (PSU),  $\sigma$ , (kg m<sup>-3</sup>), potential vorticity (10<sup>-12</sup> m<sup>-1</sup>s<sup>-1</sup>) and dissolved oxygen (ml l<sup>-1</sup>) at (a) Sta. C06 and (b) Sta. G04 shown in Fig.2-2.

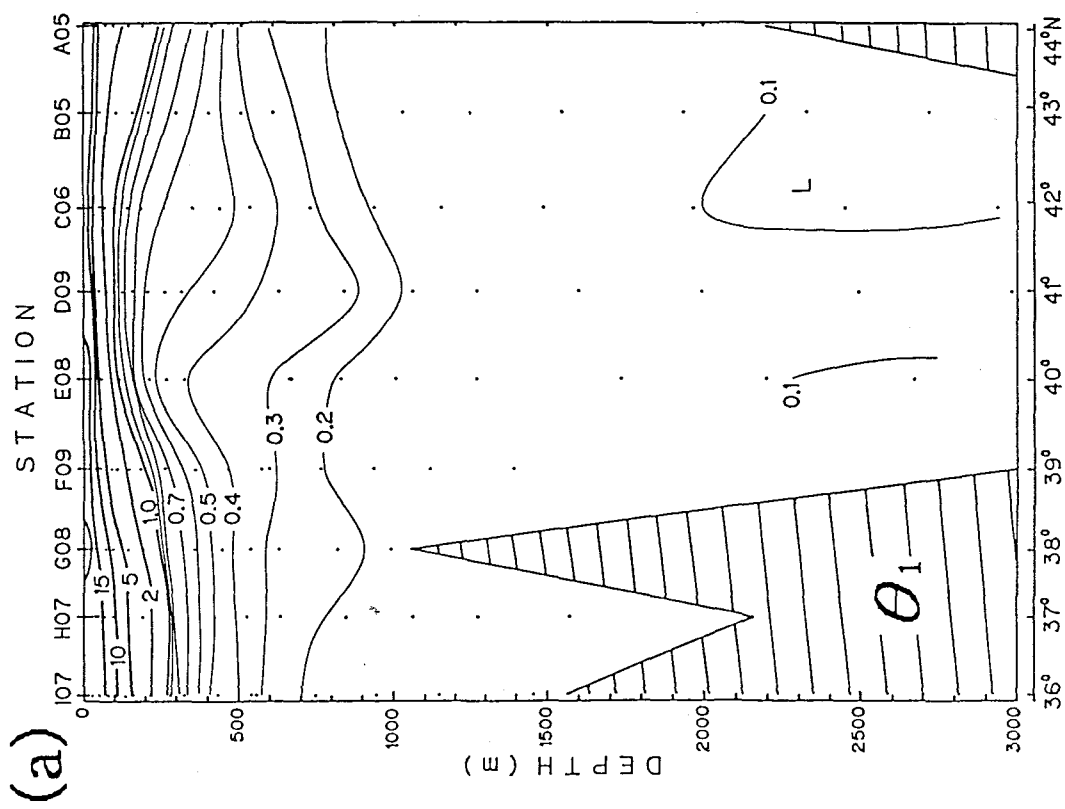
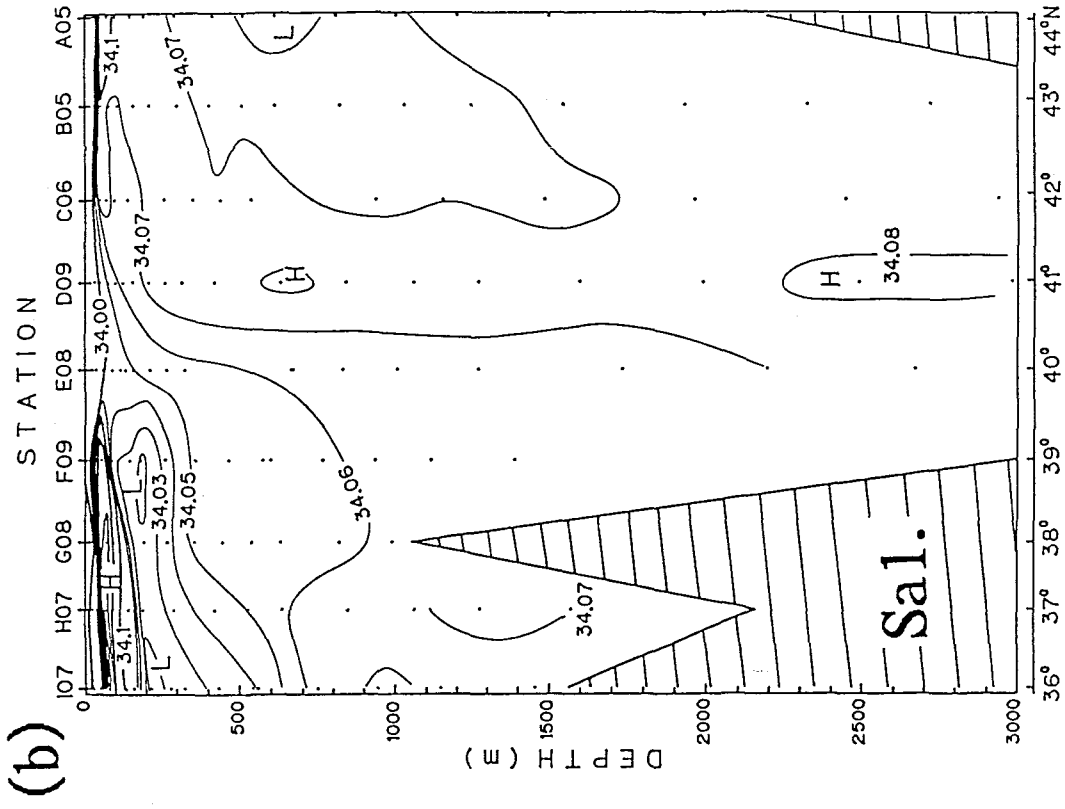


Fig. 2-4: Vertical sections of (a)  $\theta_1$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), (b) salinity (PSU), (c) dissolved oxygen ( $\text{ml l}^{-1}$ ) and (d)  $\sigma_1$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) along Line A in Fig. 2-2.

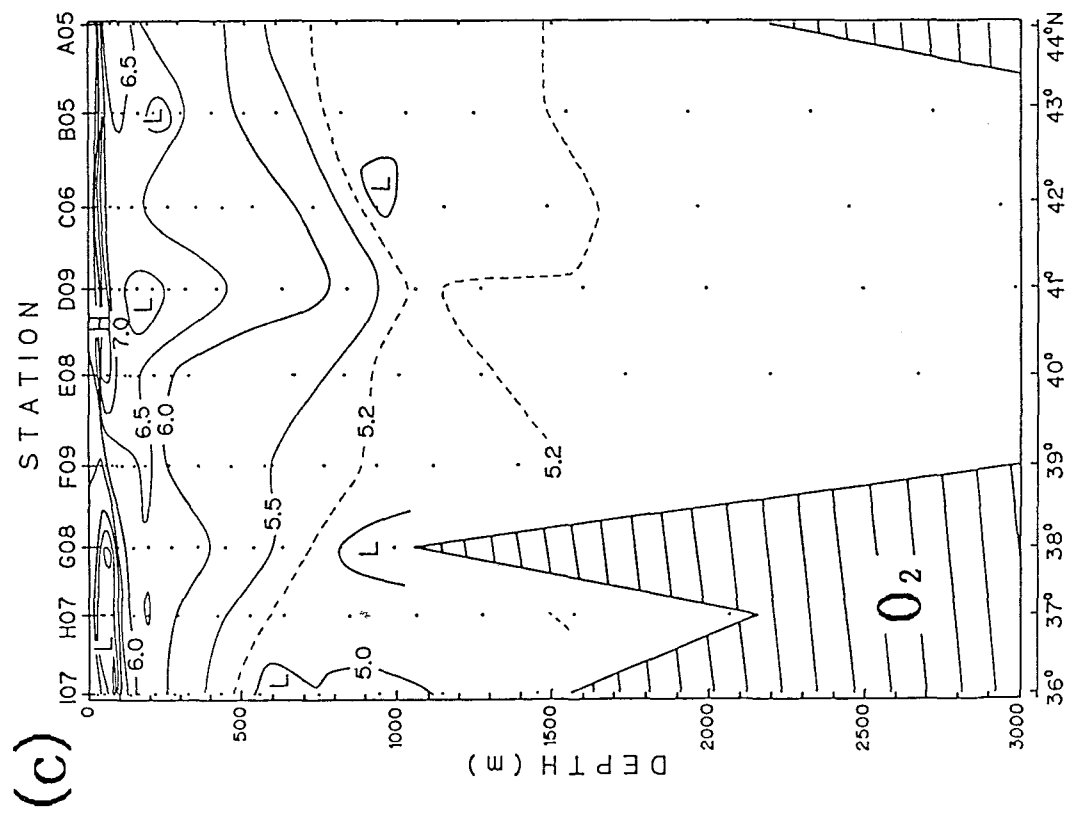
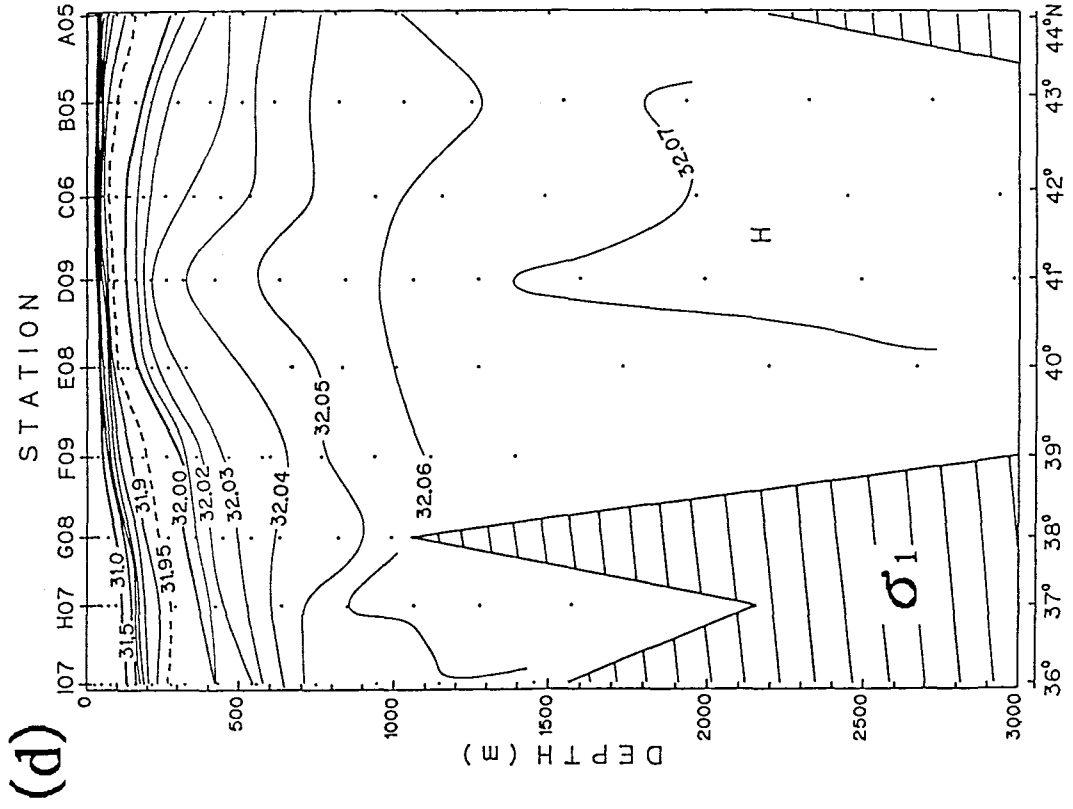


Fig. 2-4: Continued.

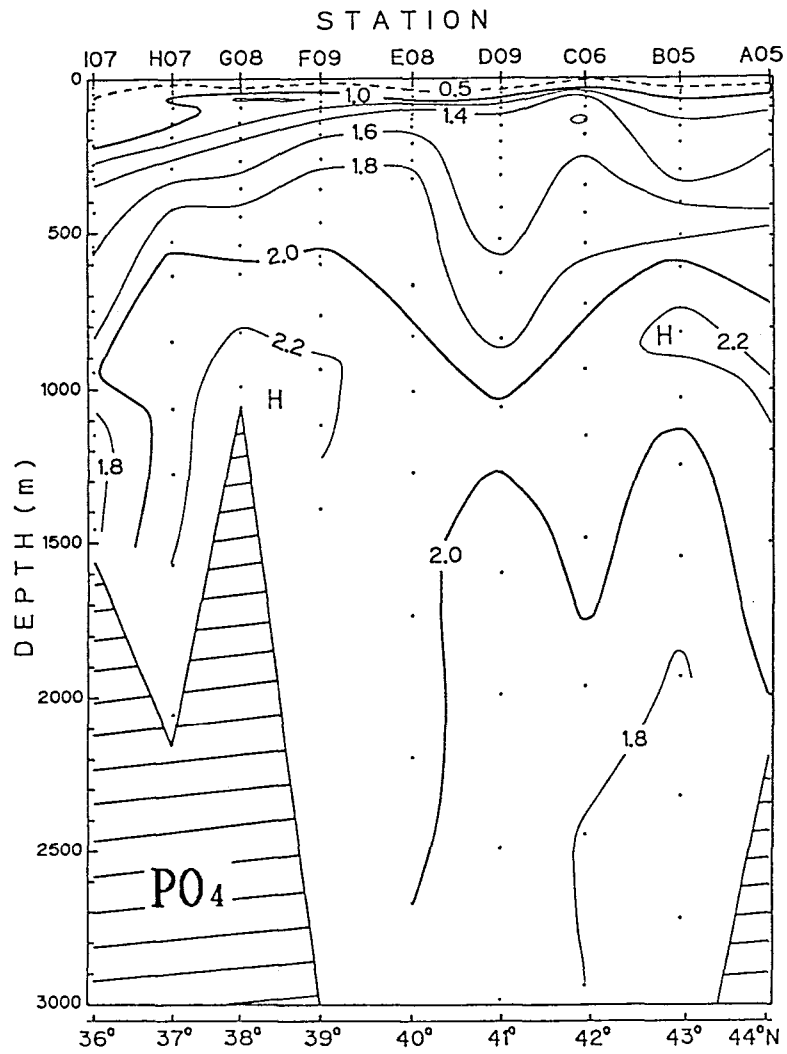


Fig.2-5: Vertical section of phosphate ( $\mu \text{ mol l}^{-1}$ ) along Line A in Fig.2-2.

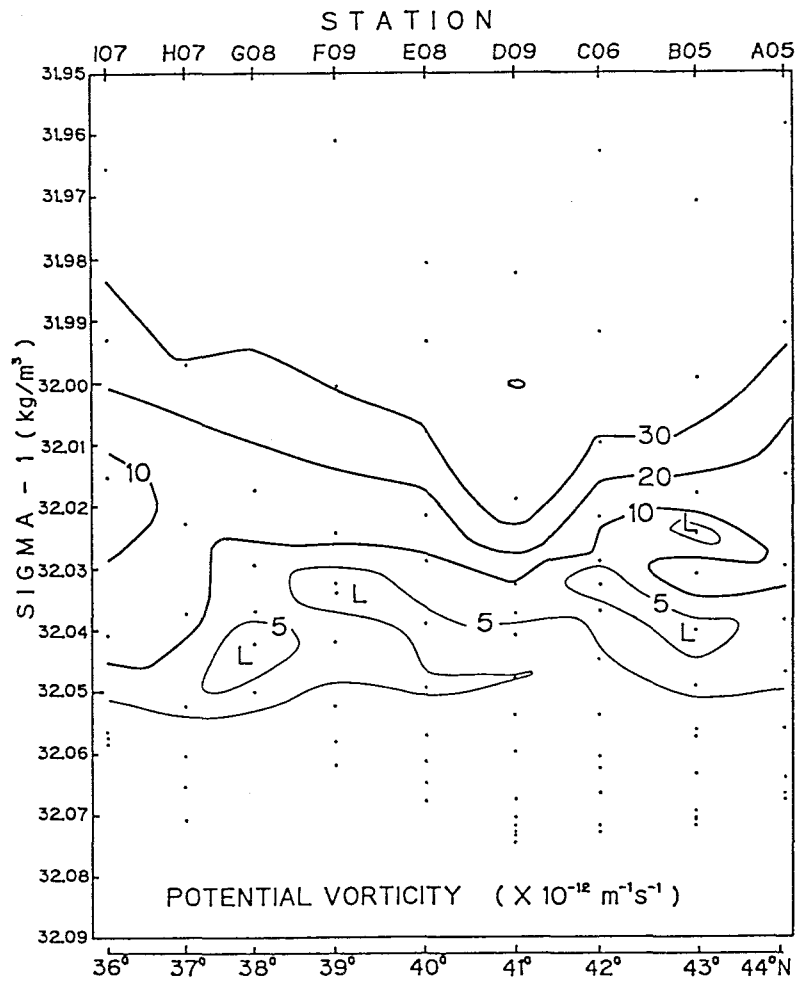


Fig.2-6: Vertical section of potential vorticity ( $10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) along Line A. The vertical coordinate is potential density  $\sigma_1$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ). Contours for more than  $30 \times 10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  are omitted.

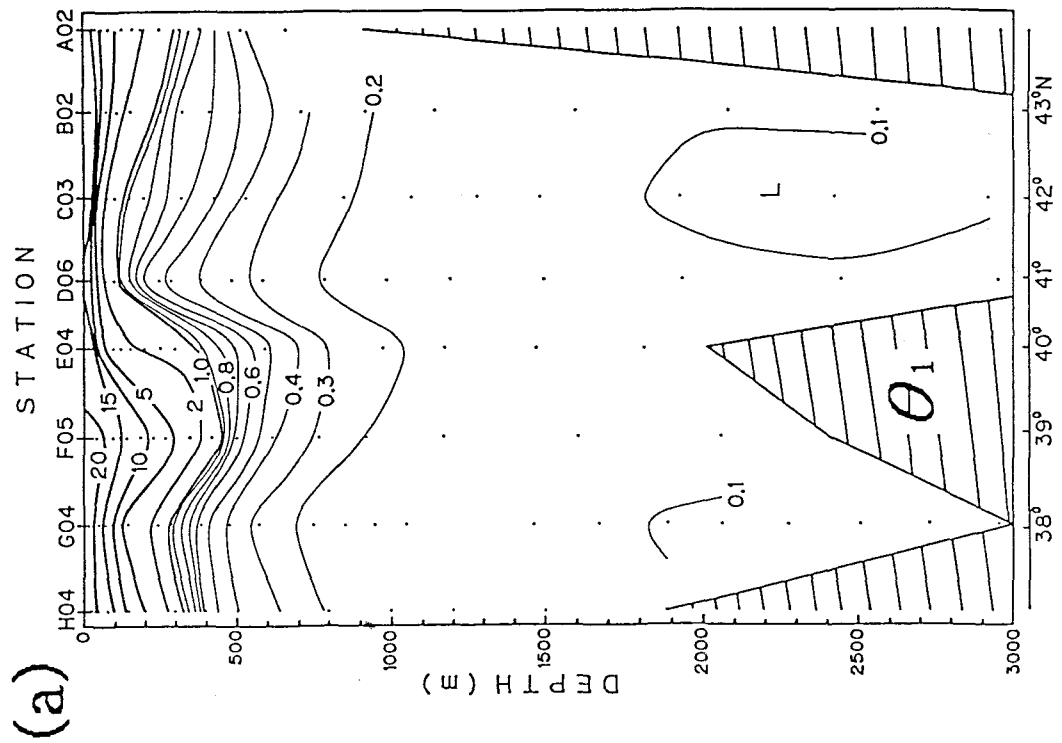
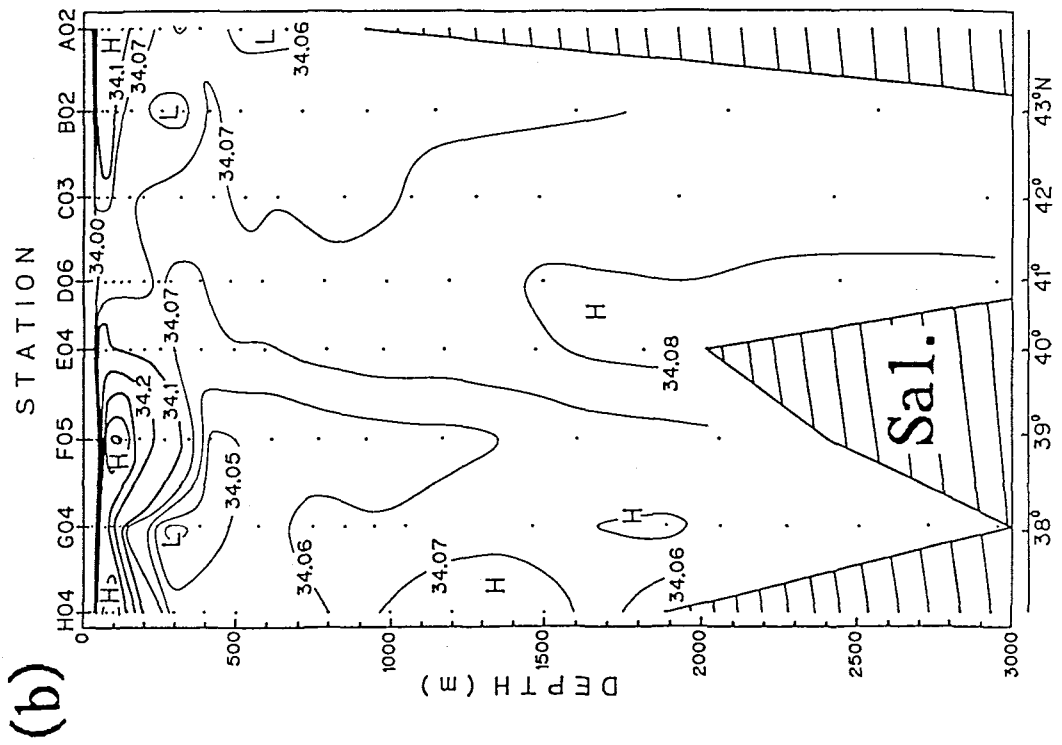


Fig. 2-7: Vertical sections of (a)  $\theta_1$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), (b) salinity (PSU), (c) dissolved oxygen ( $\text{ml l}^{-1}$ ) and (d)  $\sigma_t$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) along Line B in Fig. 2-2.



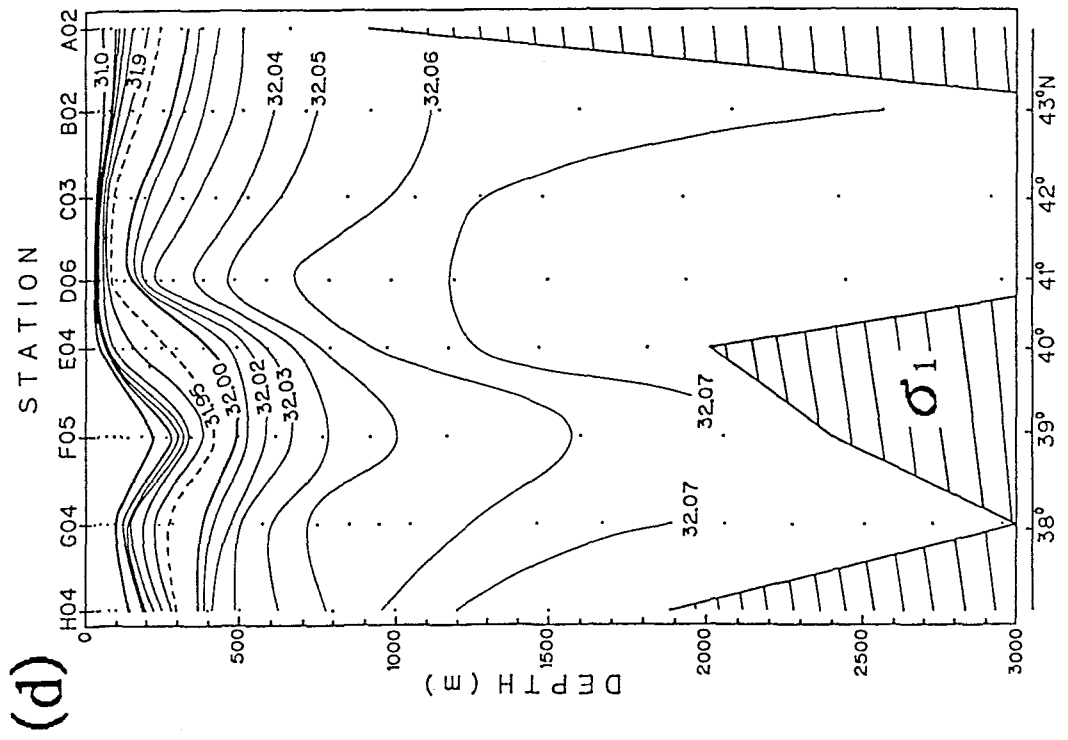
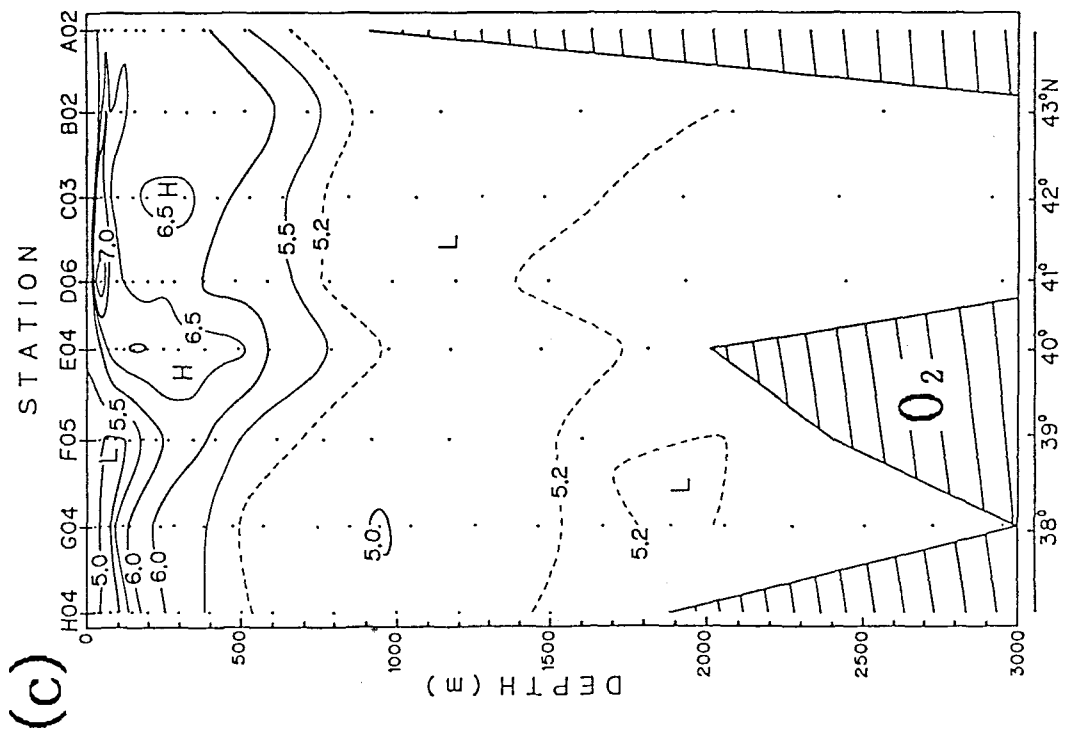


Fig. 2-7: Continued.

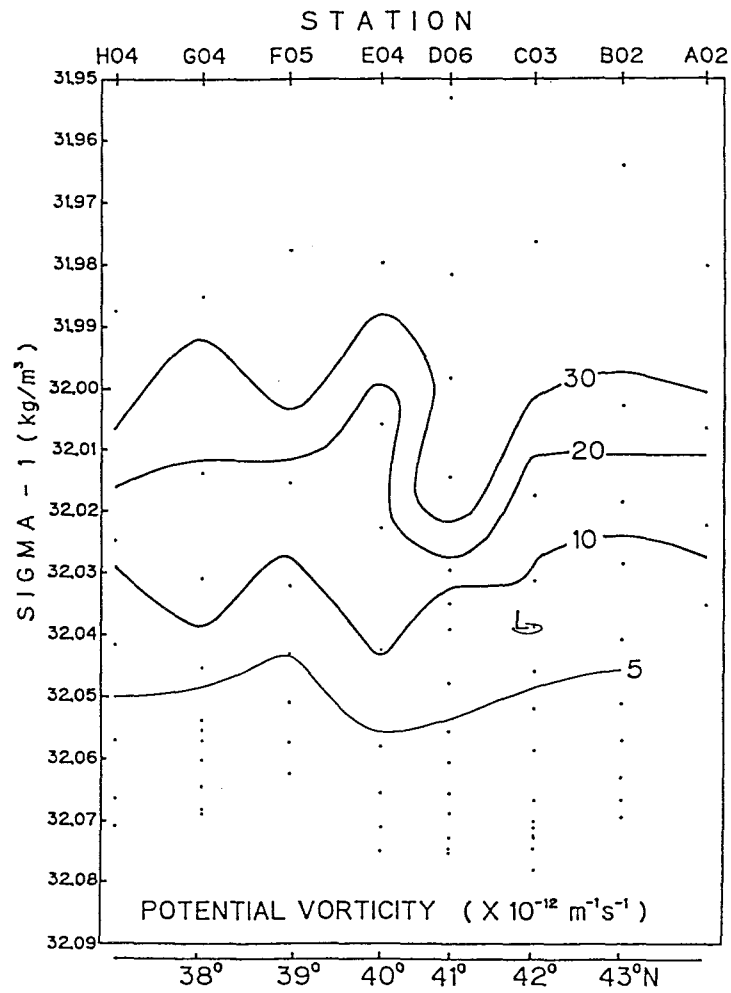


Fig. 2-8: Vertical section of potential vorticity ( $10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) along Line B, as in Fig. 2-6.

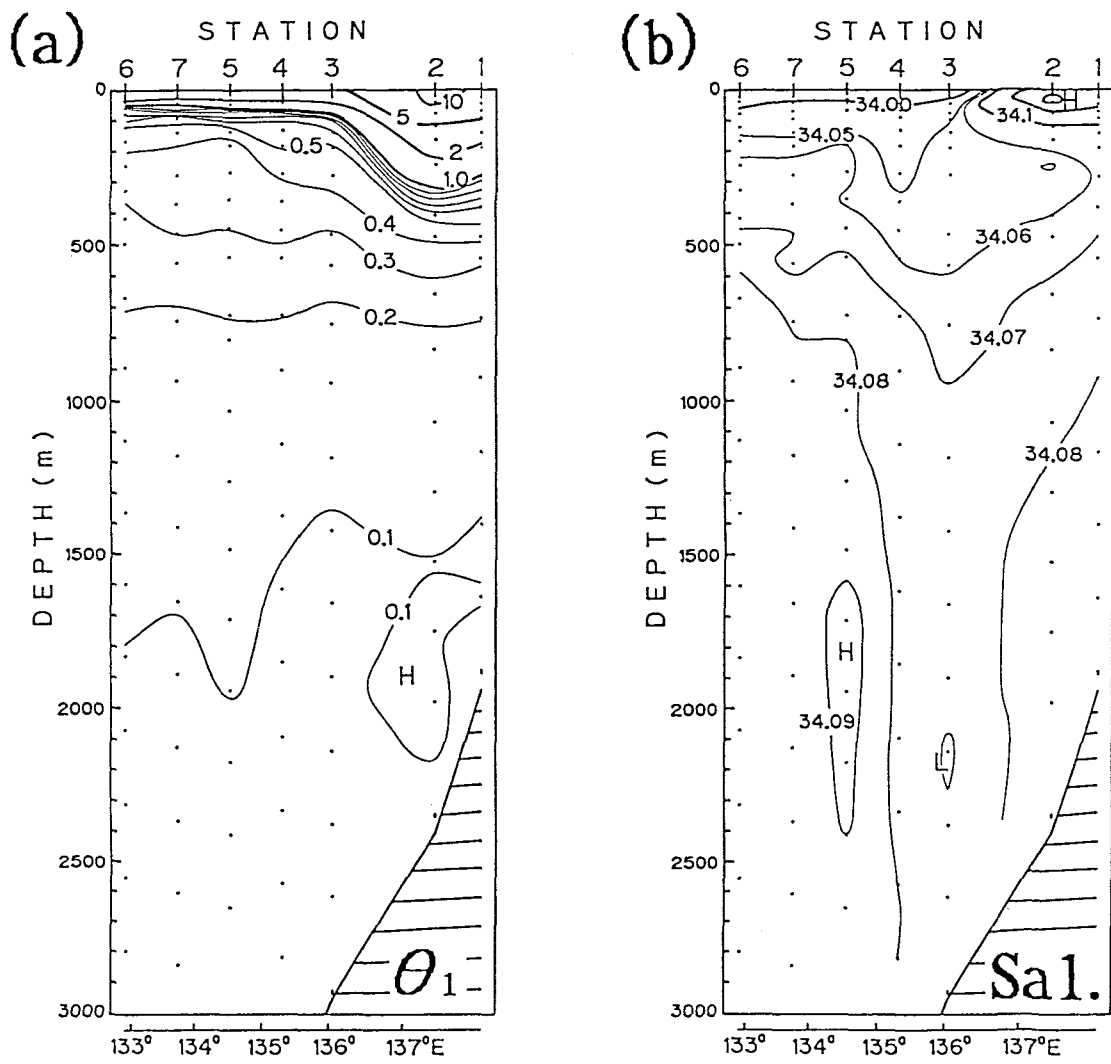


Fig.2-9: Vertical sections of (a)  $\theta_1$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), (b) salinity (PSU), (c) dissolved oxygen ( $\text{ml l}^{-1}$ ) and (d)  $\sigma_1$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) along Line C in Fig.2-2.

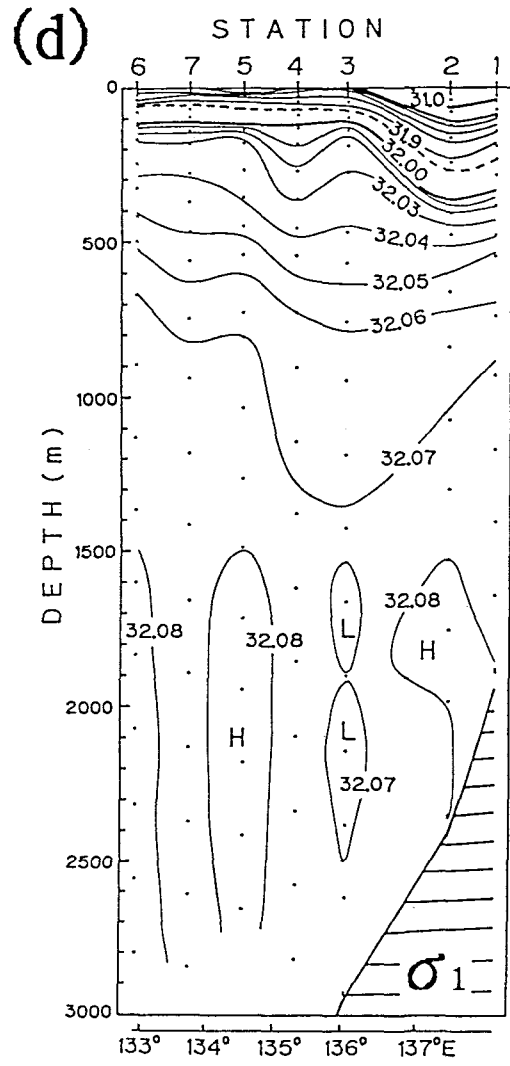
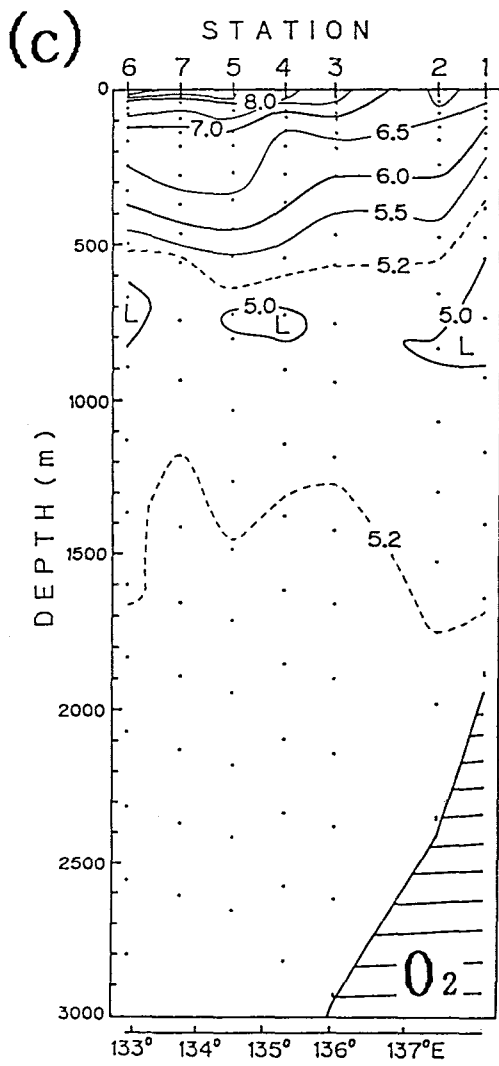


Fig. 2-9: Continued.

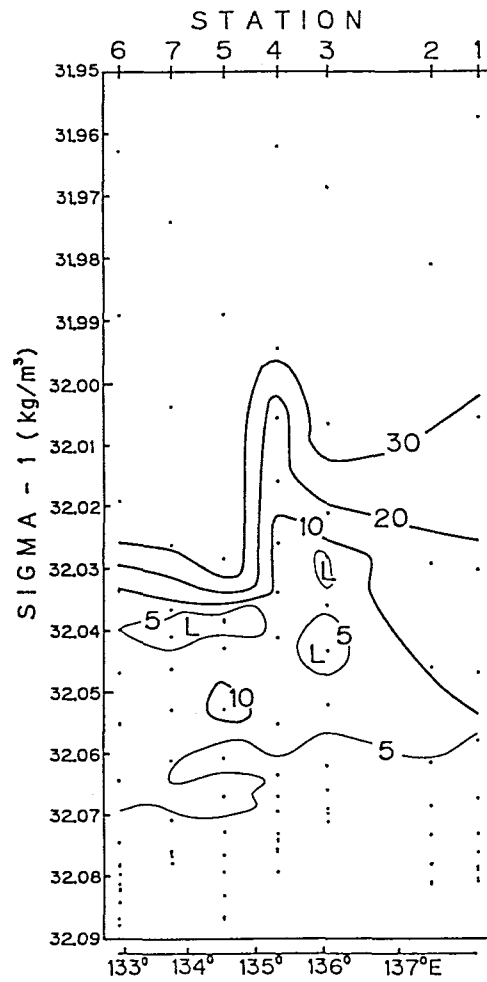


Fig.2-10: Vertical section of potential vorticity ( $10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) along Line C, as in Fig.2-6.

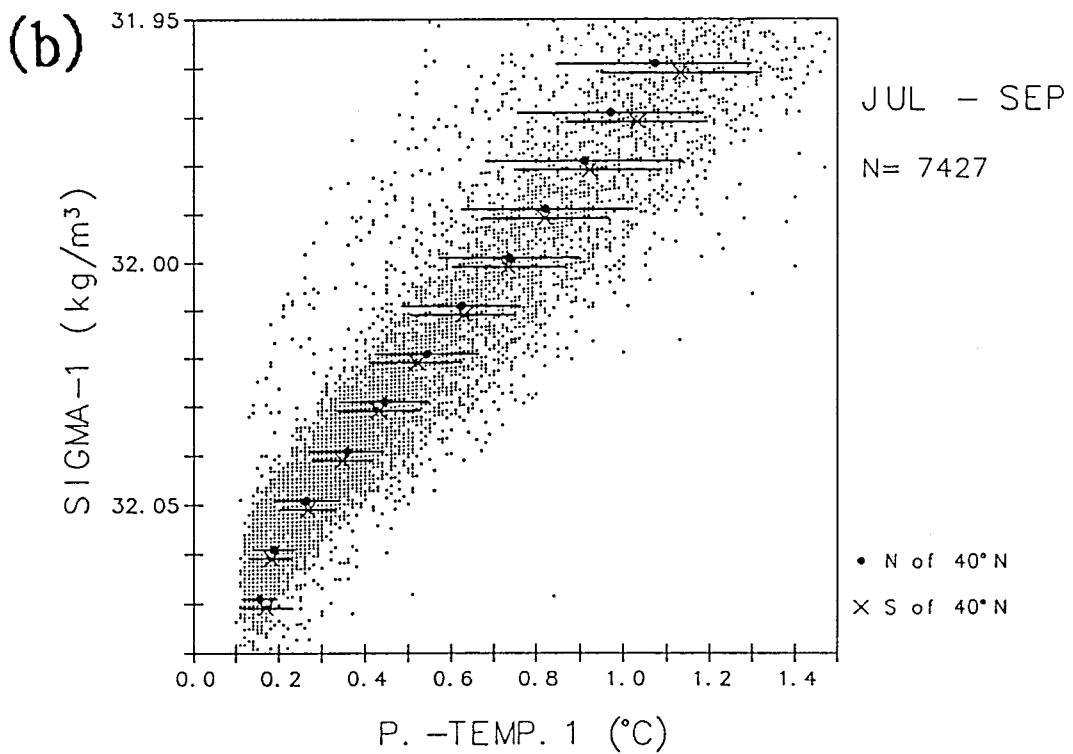
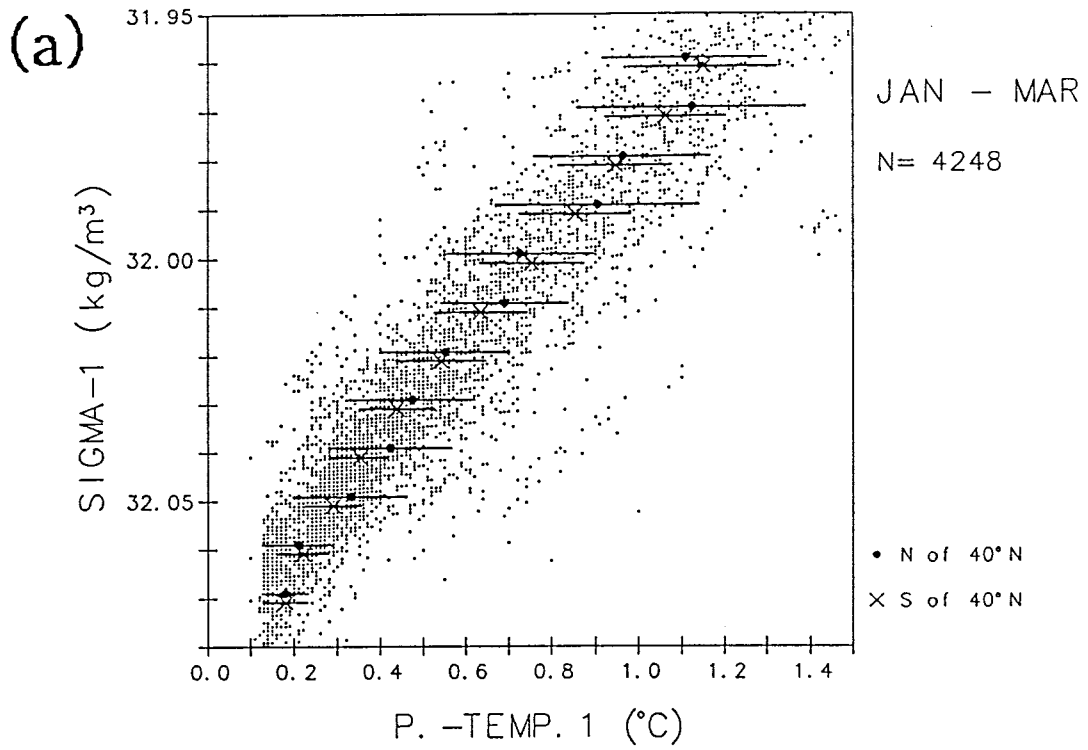


Fig.2-11: Relationships between  $\sigma_1$  (kg m<sup>-3</sup>) and  $\theta_1$  (°C) in (a) winter (January - March) and (b) summer (July - September). Closed circles and crosses with horizontal bars show  $\theta_1$  means with two standard deviations for  $\sigma_1$  of every 0.01 ( $\pm 0.005$ ) kg m<sup>-3</sup> for north and south of 40°N, respectively.

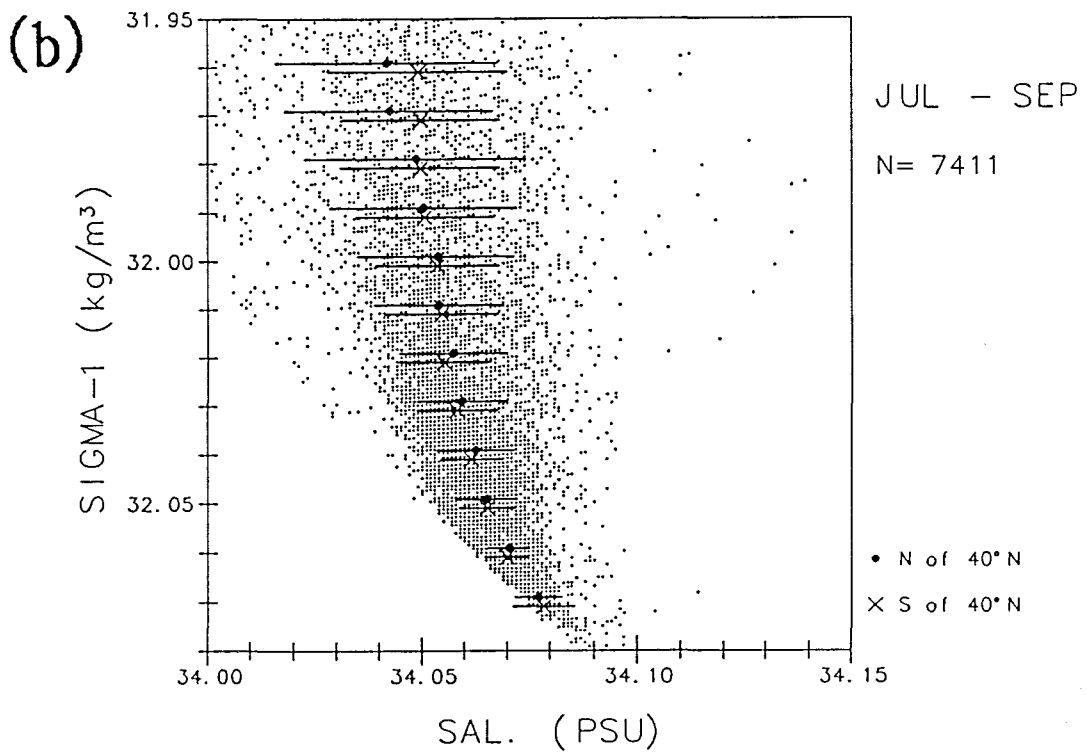
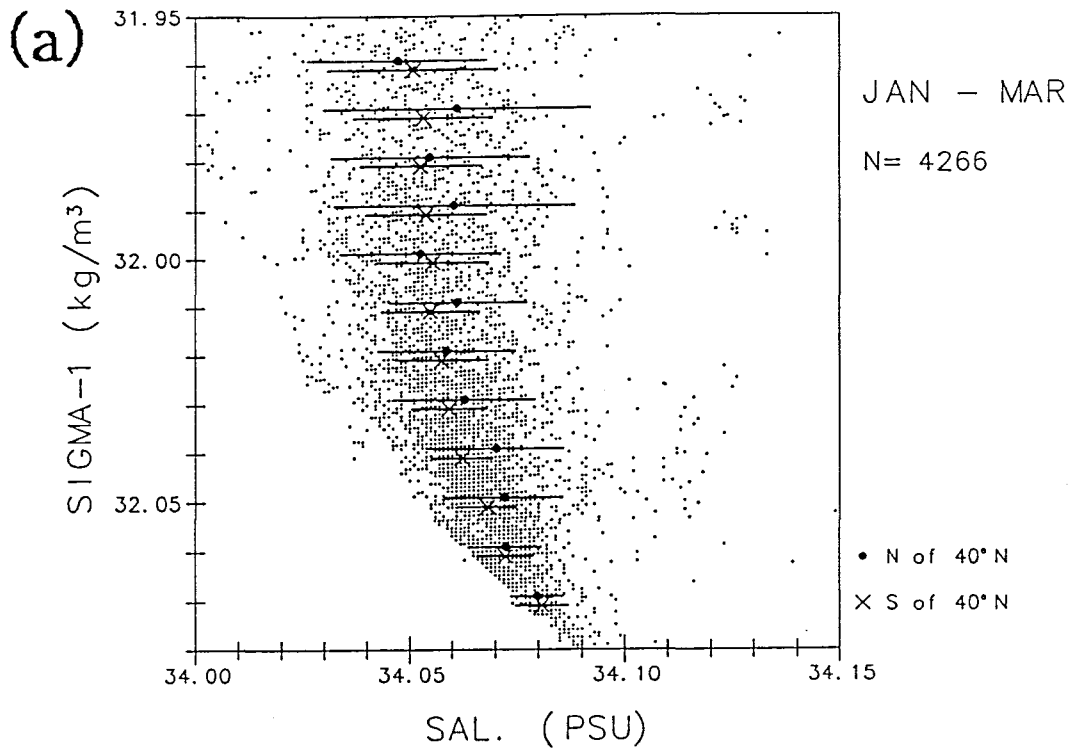


Fig.2-12: Relationships between  $\sigma_t$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) and salinity (PSU) in (a) winter (January - March) and (b) summer (July - September), as in Fig.2-11 except for salinity means.

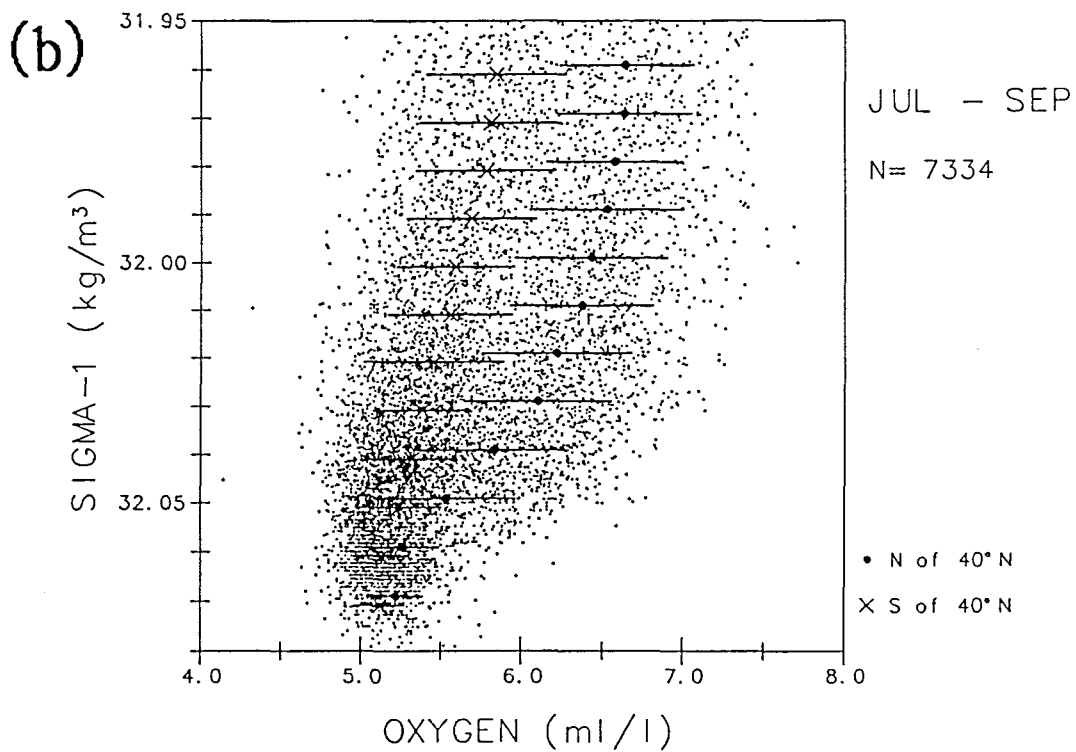
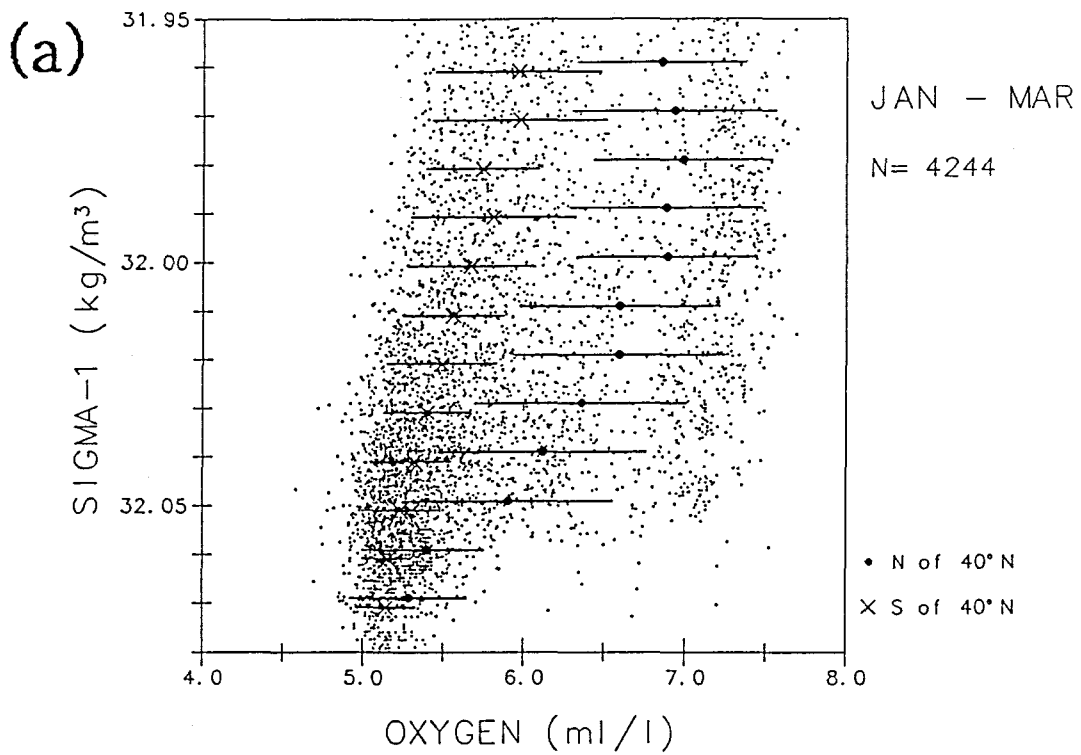


Fig.2-13: Relationships between  $\sigma_1$  (kg m<sup>-3</sup>) and dissolved oxygen (ml l<sup>-1</sup>) in (a) winter (January - March) and (b) summer (July - September), as in Fig.2-11 except for dissolved oxygen means.



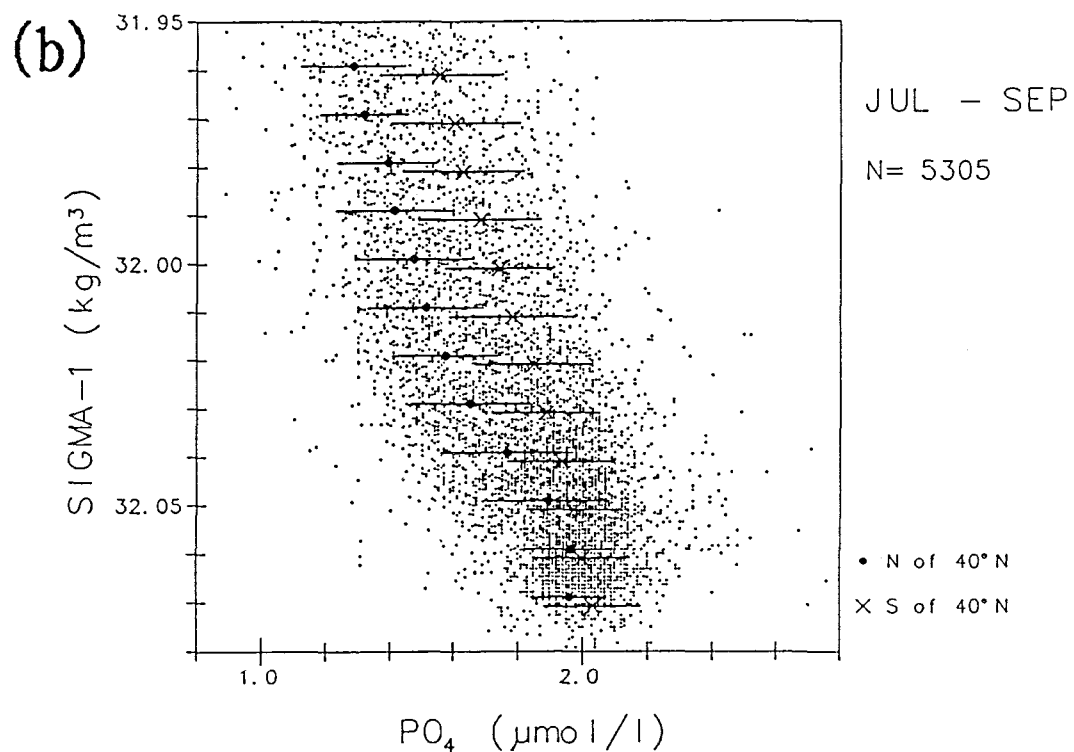
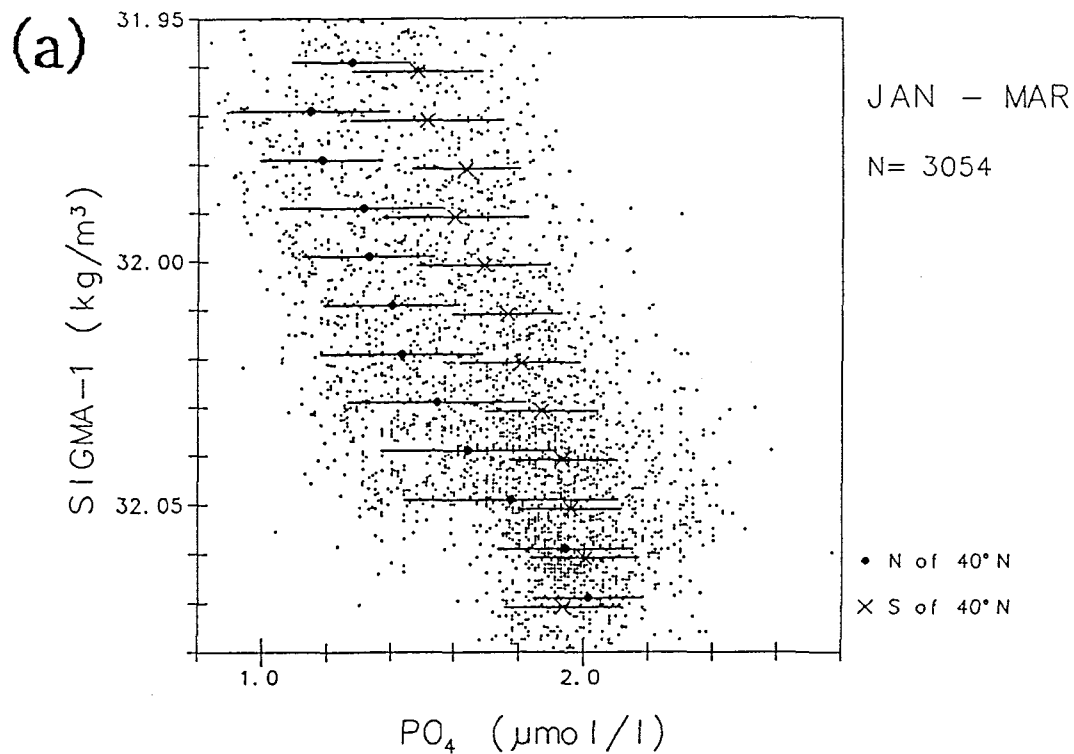


Fig.2-14: Relationships between  $\sigma_1$  (kg m<sup>-3</sup>) and phosphate ( $\mu$ mol l<sup>-1</sup>) in (a) winter (January - March) and (b) summer (July - September), as in Fig.2-11 except for phosphate means.

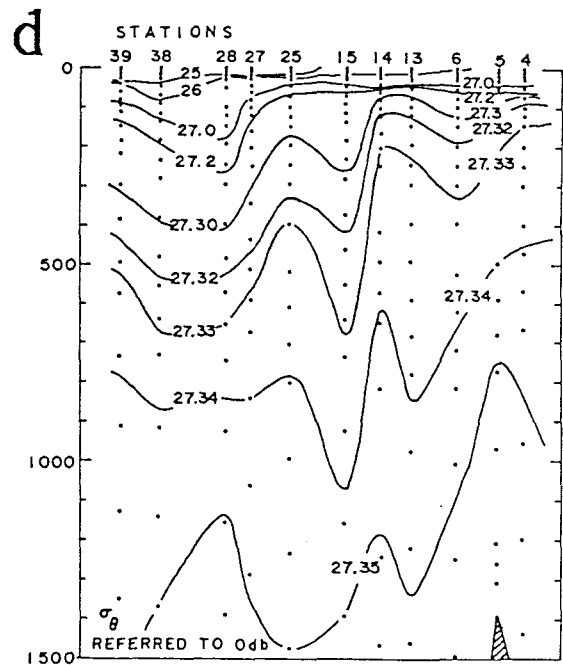
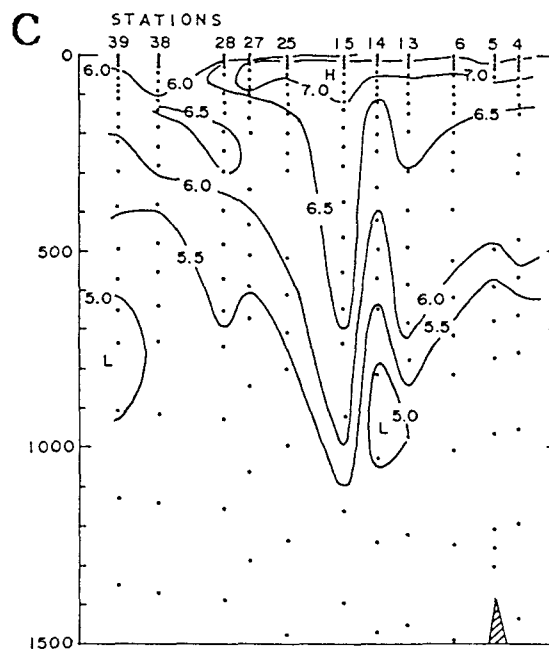
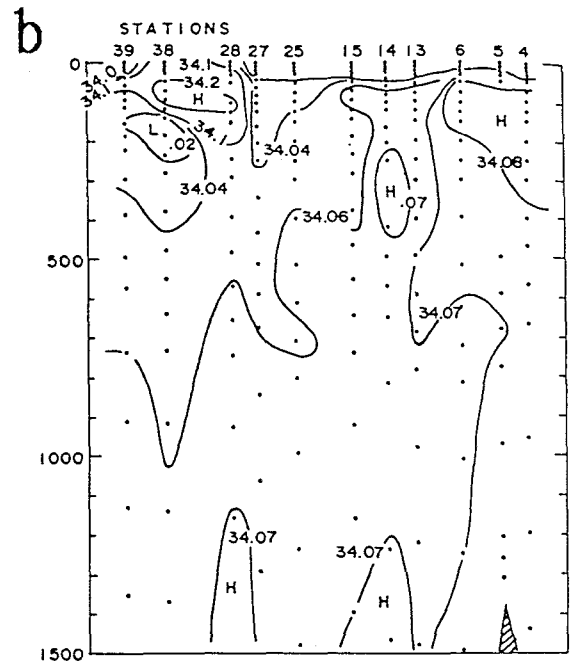
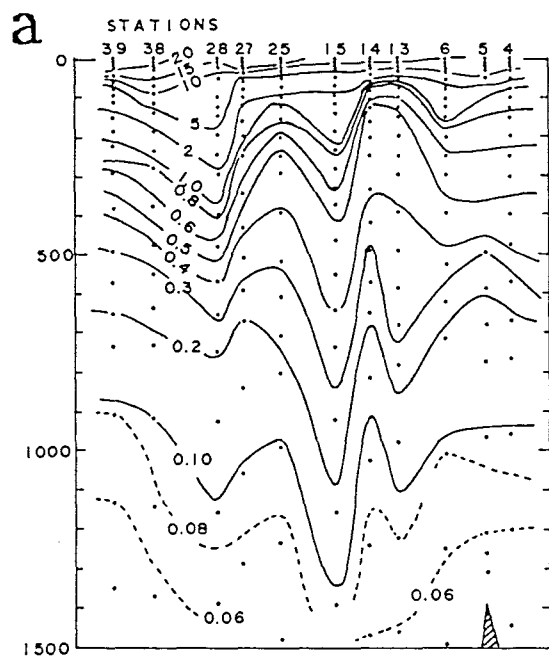


Fig.2-15: Vertical sections of (a)  $\theta_0$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), (b) salinity (PSU), (c) dissolved oxygen ( $\text{ml l}^{-1}$ ) and (d)  $\sigma_0$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) along the line shown in the top of Fig.1-3. (After Sudo, 1986)

## 第3章 等密度面上の海水特性分布と日本海固有水上部での循環

### 3-1. はじめに

第2章では、海域によって固有水上部の構造や海水特性の分布に差異があることを示した。また40°N以北の海域では、溶在酸素、リン酸塩の濃度に季節変動がみられた。このような特性量の時空間的な変動は、固有水上部の海水の形成や循環と密接な関係があると考えられる。

前章でも述べたように、大規模な水系の運動や混合は等密度面に沿って起こる傾向がある。そこで本章では、日本海の広範囲にわたる長期間の資料に基づいて、固有水上部を代表する等密度面上での平均的な海水特性分布と、その季節変動を解析する。さらに特性量相互の関係に注目し、固有水上部の海水の循環について議論する。

### 3-2. 資料および解析方法

解析に用いた資料は、1964年5月から1985年10月までに、気象庁、海上保安庁および舞鶴海洋气象台によって得られた水温、塩分、溶在酸素、リン酸塩の資料である (Table 2-1)。

固有水上部の平均的な特性分布と、その季節変動の議論 (3-3節) には、Table 2-1の資料を季節毎 (冬: 1~3月, 春: 4~6月, 夏: 7~9月, 秋: 10~12月) に分けたものを、緯度1°×経度1°の格子に、鉛直方向には19セグメント (Table 3-1) に分類し、特性量ごとに平均したものをを用いた。水温、密度については、第2章で述べた固有水上部の定義に従うため、深度と水温、塩分の平均値から $\theta_1$ ,  $\sigma_1$ を計算した。そして、これらの資料を各緯度・経度格子の中央に配したものを解析の基本データセットとした。

平均資料の作成にあたって、基本となるデータセットの時空間的な偏りを把握しておくことは重要である。水温、塩分についての、年毎の月別測点数をTable 3-2に示す。冬の資料は767点あり、大部分が2月に得られている。春は329点で

5月が、夏は1323点で7月が最も多く、次いで8月が大きな割合を占めている。秋の資料は310点と四季の中では最も少なく、しかも大半は10月に得られている。したがって、これらの資料から求めた平均値には、冬は2月、春は5月、夏は7～8月、秋は10月の状態が強く反映されていると考えられる。各季節における水温、塩分の測点の分布を、Fig. 3-1(a)～(d)に示す。定線観測資料が多いため測点の分布に多少の偏りがみられるが、各季節とも43° N以南のほぼ全域に測点が分布している。各測点の最深観測深度は、沿岸域などの水深の小さい海域を除いて大半は800mであるが、一部の測点では2000m以深にまでおよんでいる。なおFig. 3-1のほとんどの測点で、水温、塩分と同時に、溶在酸素とリン酸塩が測定されている。

等密度面上での特性量相互の関係についての議論(3-4節)には、Table 2-1の資料を季節毎に分けたものを用いた。この他に、Table 2-1の観測で硝酸塩を測定している場合には、その資料も用いた。硝酸塩の測点の分布をFig. 3-2に示す。硝酸塩の測点は666点あるが、日本海北部、および北西部での観測が少なく、また季節による偏りがある。そこで硝酸塩については季節変動の議論は行わず、以下に述べるような海域特性を示すにとどめる。各特性量の海域特性をみるために、これらの資料をFig. 3-3に示す四つの海域に分類した。この海域区分は、海底地形と対馬海流の流路、および平均的な極前線の位置に基づいて行い、かつ各海域の資料数ができるべく均等になるようにした。第I海域は40° N以北の大陸側海域に対応し、以下反時計回りに第II海域は大和堆西側海域、第III海域は大和海盆、第IV海域は40° N以北の日本側海域に対応する(大和堆、大和海盆の位置についてはFig. 1-1参照)。

### 3-3. 等密度面上での海水特性分布とその季節変動

本節では、固有水上部を代表する等密度面として $\sigma_t = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$ 面を選び、その面上での平均的な海水特性分布について議論する。この等密度面は固有水上部のほぼ中央に位置し、かつ高酸素固有水の上限に相当する。

各季節における $32.03 \text{ kg m}^{-3}$ 面の深度分布をFig. 3-4(a)～(d)に示す。40°～43° Nの大陸側海域は四季を通して等密度面が浅く(400m以浅)、特に冬には一

部が海面に露出 (outcrop) している (図中斜線部)。これに対して大和堆南東方の大和海盆は、年間を通して等密度面が深い海域となっている。大和海盆の等密度面は、冬には480m前後であるのに対して、夏と秋には550m以上と深くなっている。また、対馬海流 (第一分枝) の流路に沿うように等密度面深度が大きい海域が認められ ( $38^{\circ} \sim 41^{\circ} \text{ N}$  の日本沿岸にみられる500mの等値線によって示される)、やはり冬から夏、秋にかけてしだいに明瞭になっている。対馬海流の流量は冬から春にかけて極小となり、夏から秋にかけて極大を示すことが知られており (秦, 1962; Moriyasu, 1972)、これら等密度面深度の変化が対馬海流の消長と対応していることから、固有水上部の海洋構造に対する対馬海流の影響が示唆される。

次に、冬と夏の塩分の分布をFig. 3-5(a), (b)に示す。塩分の季節変動は、最大でも0.02 PSU程度と小さい。空間的にも変化は小さく、各季節とも二、三の例外を除いて34.05~34.08 PSUの範囲にあるが、 $42^{\circ} \text{ N}$  以北の大陸に沿った海域は他の海域に比べてわずかに高い値を示している。なお、等密度面上では塩分とポテンシャル水温 ( $\theta_1$ ) とは一対一に対応しているので、上で述べた定性的な特徴は  $\theta_1$  についてもそのままあてはまる。

各季節における溶在酸素の分布を、Fig. 3-6(a)~(d)に示す。分布の様子を概観すると、北部で高く、南部で低い値を示している。日本沿岸を除く $40^{\circ} \sim 43^{\circ} \text{ N}$  の日本海盆 (Fig. 1-1参照) は、年間を通して $6.0 \text{ ml l}^{-1}$ 以上の高酸素域となっており、特に冬と春には西部で $6.5 \text{ ml l}^{-1}$ 以上の高い値を示している。 $40^{\circ} \text{ N}$  付近にはフロントがみられ、緯度 $1^{\circ}$ あたり $0.5 \text{ ml l}^{-1}$ 程度の勾配を示している。 $40^{\circ} \text{ N}$  以南の分布に注目すると、大和堆東側の大和海盆は四季を通して $5.5 \text{ ml l}^{-1}$ 以下の低酸素域となっており、大和堆を挟んで西側で高く、東側で低い分布を示している。また $39^{\circ} \text{ N}$  以北の日本沿岸には、対馬海流の流路に対応するように $6.0 \sim 5.5 \text{ ml l}^{-1}$ の等値線が分布している。溶在酸素の季節変動は、 $40^{\circ} \text{ N}$  以北の大陸側海域以外では小さく、特に $40^{\circ} \text{ N}$  以南では年間を通して海域毎にほぼ一定値を示している。

冬と夏のリン酸塩の分布を、Fig. 3-7(a), (b)に示す。リン酸塩の分布のパターンは溶在酸素と似ているが、その値は一般に逆の関係を示している。 $40^{\circ} \sim 43^{\circ} \text{ N}$  の大陸に沿った海域は、年間を通して $1.6 \mu \text{ mol l}^{-1}$ 以下の低い値を示している。これに対して $40^{\circ} \text{ N}$  以南の日本沿岸は、 $1.8 \mu \text{ mol l}^{-1}$ 以上の高リン酸塩域となっ

ており、大和堆の東西で異なる分布を示している。

以上、特性量の分布の特徴をまとめると次のようになる。各特性量とも、133° E 以東の40° N 付近には東西にのびるフロントがみられ、明確に二つの海域に分けられている。フロントの北西側の40° ~43° N にかけての大陸側海域は、年間を通して等密度面が浅く、特に冬季には32.03kg m<sup>-3</sup>面が海面にoutcropしている。またこの海域は、日本海の中でも高酸素で低リン酸塩の海域であり、その季節変動も大きい。これに対してフロントの南東側の大和海盆は等密度面が深く、低酸素で高リン酸塩の海域であり、等密度面深度以外の特性量については季節変動がほとんどみられない。同じ40° N以南の海域でも、大和堆西側海域は東側の大和海盆に比べて等密度面が浅く、高酸素で低リン酸塩である。一方、日本沿岸には等密度面深度が大きく、低酸素な海域がみられる。この海域は対馬海流（第一分枝）の流路に対応しており、対馬海流の季節変動に対応して等密度面深度が変化することから、固有水上部への対馬海流の影響を表すものと考えられる。

### 3-4. 等密度面上での非保存性の海水特性量相互の関係

等密度面上の分布で最も明確な海域特性を示したのは、非保存性の特性量である溶在酸素とリン酸塩である。海水中の溶在酸素や、リン酸塩などの栄養塩の濃度は、光合成や呼吸、分解、溶出等の生物学的、化学的作用によって時間とともに変化する。一般にリン酸塩（PO<sub>4</sub>）や硝酸塩（NO<sub>3</sub>）は、上層から沈降してくる有機物粒子の酸化・分解によって再生される。この過程で酸素を消費するので、有光層以深に沈降した海水については溶在酸素量は時間とともに減少し、PO<sub>4</sub>やNO<sub>3</sub>は増加する傾向がある（ブロッカー、1981；角皆・乗木、1983 など）。この関係を、動植物プランクトンの平均的な化学組成に基づくモデルから導いたものがRedfield ratioと呼ばれる関係で（Redfield et al., 1963）、

$$\Delta P : \Delta N : \Delta O = 1 : 16 : -276$$

という原子比で海水中のリン、窒素、酸素が変化する。しかしながら、このようなRedfield ratioは海洋での現場観測に基づくものではないため、栄養塩を海水のトレーサーとする解析には適当でないとする研究もあり（Takahashi et al., 1985；Broecker et al., 1985）、また各元素の比率は海域、深度によって異なる

という報告もある (Minster and Boulahdid, 1987; Boulahdid and Minster, 1989)。そこでまず、固有水上部における酸素とリン、窒素の関係について考察する。

消費された酸素量を議論する場合、A O U (Apparent Oxygen Utilization) を用いるのが便利である。A O U は、水塊が海面でその水温、塩分を獲得したとき、酸素は飽和状態にあり、その後水温、塩分は変化しないと仮定して、観測された水温、塩分から飽和酸素量を計算し、それから溶在酸素量の観測値を差し引いたもので、見かけの酸素消費量を表す。Fig. 3-8(a)~(d)に、冬の $\sigma_t = 32.025 \sim 32.035 \text{ kg m}^{-3}$ の海水 (本節ではこれを $32.03 \text{ kg m}^{-3}$ 面とみなす) の、各海域 (Fig. 3-3) におけるA O Uと $\text{P O}_4$ の関係を示す。なお図中には、海域毎の特性量の平均と標準偏差も示してある。第I海域 (Fig. 3-8(a)) ではデータのばらつきがやや大きい、A O U  $0.6 \sim 2.0 \text{ ml l}^{-1}$ 、 $\text{P O}_4$   $1.2 \sim 1.6 \mu \text{ mol l}^{-1}$ の範囲にほとんどの資料が分布している。40° N以南の第II海域と第III海域 (Fig. 3-8(b), (c)) は、第I海域と比べてA O Uが大きく、 $\text{P O}_4$ に富んでいる。また標準偏差も比較的小さく、第I海域に比べて時空間的な変動が小さいことを示している。これに対して第IV海域 (Fig. 3-8(d)) は、A O U、 $\text{P O}_4$ とも広い範囲にデータが分布しており、明確な海域特性はみられない (しかしながら、A O Uと $\text{P O}_4$ の間には良い正の相関が認められる)。これは、第IV海域には低酸素で高リン酸塩の対馬海流の影響と、高酸素で低リン酸塩の大陸側の海水の影響が混在しているためと考えられ、 $32.03 \text{ kg m}^{-3}$ 面上での平均的な溶在酸素とリン酸塩の分布 (Fig. 3-6, Fig. 3-7) からも理解される。Fig. 3-9(a), (b)に、冬と夏のA O Uと $\text{P O}_4$ の海域毎の平均値の関係を示す (○: 第I海域, △: 第II海域, ×: 第III海域, □: 第IV海域)。両季節とも、各海域のA O Uと $\text{P O}_4$ の平均値の間には、直線的な正の相関が認められる。図中の直線は、この等密度面上の季節毎の全資料から求めた回帰直線である (相関係数 冬: 0.862, 夏: 0.753)。年間を通して最もA O Uが小さく $\text{P O}_4$ が少ない海域は第I海域であり、逆に最もA O Uが大きく $\text{P O}_4$ に富む海域は大和海盆に相当する第III海域である。このことは、第I海域には最も最近まで海面付近に存在した「新しい」海水が、逆に第III海域には最も「古い」海水が分布していることを意味する。大和堆西側の第II海域は、第III海域に比べてA O Uが小さく、 $\text{P O}_4$ も少ないが、標準偏差の範囲からわかるように、両海域の

資料は AOU - PO<sub>4</sub> 平面上でかなり重なる部分がある (Fig. 3-8(b), (c))。しかしながら両海域の特性は、99%の有意水準で区別することができる (春, 夏および秋の第 I 海域と第 IV 海域との区分以外は、すべての海域の特性が99%の有意水準で区別できる)。AOU と PO<sub>4</sub> の間の直線的な相関は、日本海固有水最上部の 32.00 kg m<sup>-3</sup> 面 (31.995 ~ 32.005 kg m<sup>-3</sup>) にも、固有水上部の底部に相当する 32.05 kg m<sup>-3</sup> 面 (32.045 ~ 32.055 kg m<sup>-3</sup>) にも認められる。最小二乗法によって求めた、各等密度面上での AOU 1.0 ml l<sup>-1</sup> の増加に対する PO<sub>4</sub> の増加の割合 (再生率) を、Table 3-3 に示す。密度が大きくなるにつれて再生率がわずかに小さくなる傾向がみられるが、四季を通して大きな変化はなく、全層、全季節平均では 0.316 μ mol l<sup>-1</sup> となる。

上で述べた AOU と PO<sub>4</sub> の関係が有機物の酸化・分解に起因するのであれば、AOU と NO<sub>3</sub> の間にも同様な関係がみられるはずである。Fig. 3-10 に、32.03 kg m<sup>-3</sup> 面上での AOU と NO<sub>3</sub> の関係を示す。PO<sub>4</sub> と同様、両者の間には直線的な正の相関が認められる (全資料に基づく相関係数 0.638)。最も AOU が大きく NO<sub>3</sub> に富む海域は第 III 海域であり、逆に最も AOU が小さく NO<sub>3</sub> が少ない海域は第 I 海域である (第 I 海域と第 IV 海域との区分以外の、すべての海域の特性が99%の有意水準で区別できる。また第 I 海域と第 IV 海域も、95%の有意水準で区別できる)。この関係は 32.00 kg m<sup>-3</sup> 面、32.05 kg m<sup>-3</sup> 面についても認められる。各等密度面上での AOU 1.0 ml l<sup>-1</sup> の増加に対する NO<sub>3</sub> の再生率を、Table 3-4 に示す。PO<sub>4</sub> に比べて値が多少ばらついているが、全層平均すると 4.470 μ mol l<sup>-1</sup> となる。

以上の結果から導かれる固有水上部でのリン, 窒素, 酸素の関係は、

$$\Delta P : \Delta N : \Delta O = 1 : 14 : -283$$

である。この比率は、リンと酸素については Redfield et al. (1963) の値 (1 : 16 : -276) よりわずかに大きく、Takahashi et al. (1985) の外洋域での実測に基づく値 (1 : 16 : -344) よりは小さめの値となっている。一方、窒素と酸素については、Takahashi et al. (1985) の結果に近い値となっている。

Fig. 3-8 の各々の PO<sub>4</sub> の値を、再生率 (Table 3-3) を傾きにもつ直線 (回帰直線) に沿って縦軸まで移動させたときに示す値は、AOU がゼロ、すなわち水塊が有光層以深に沈降する前の PO<sub>4</sub> の値と考えられる。酸素とリンが一定の関係で



変化する限り、この値（初期リン酸塩, initial phosphate）は時間によらないため、塩分やポテンシャル水温と同様に保存量として扱うことができる。Redfield（1942）はこの概念を大西洋での等密度面解析に応用し、400~1000m深に存在する $\text{PO}_4$ の極大層の一部は、南極収束線（Antarctic convergence）から等密度面に沿って移動してきたものであることを示した。一方、Broecker et al.（1985）は、Takahashi et al.（1985）が示したRedfield ratioに基づいて初期リン酸塩を求め、Antarctic salinity maximum waterの組成を明らかにしている。日本近海でも本州東方の等密度面上の海水が、低塩分で初期リン酸塩濃度の高い親潮系水と、高塩分で初期リン酸塩濃度の低い黒潮系水との混合によって形成されていることが報告されている（Sugiura and Yoshimura, 1964; Sugiura, 1969; 彼らの論文ではconservative phosphateという用語が使われている）。

本研究では初期リン酸塩（ $(\text{PO}_4)^0$ ）を、Table 3-3のAOUと $\text{PO}_4$ の関係に基づいて、

$$(\text{PO}_4)^0 = \text{PO}_4 - 0.316 \times \text{AOU} \quad (3-1)$$

により算出した。ここに $\text{PO}_4$ はリン酸塩の観測値で単位は（ $\mu\text{mol l}^{-1}$ ）であり、 $(\text{PO}_4)^0$ の単位も（ $\mu\text{mol l}^{-1}$ ）、AOUの単位は（ $\text{ml l}^{-1}$ ）である。 $\text{NO}_3$ についても同様に、初期硝酸塩（ $(\text{NO}_3)^0$ ）を

$$(\text{NO}_3)^0 = \text{NO}_3 - 4.470 \times \text{AOU} \quad (3-2)$$

によって計算した（Table 3-4）。 $\text{NO}_3$ は硝酸塩の観測値で、 $\text{NO}_3$ 、 $(\text{NO}_3)^0$ とも単位は（ $\mu\text{mol l}^{-1}$ ）である。

冬と夏の $32.03\text{kg m}^{-3}$ 面上での $(\text{PO}_4)^0$ と $\theta_1$ の関係を、Fig. 3-11(a), (b)に示す。各季節とも $\theta_1 = 0.3 \sim 0.6^\circ\text{C}$ 、 $(\text{PO}_4)^0 = 0.9 \sim 1.3 \mu\text{mol l}^{-1}$ の範囲にデータが集中しており、海域的な差異が認められない。 $(\text{NO}_3)^0$ と $\theta_1$ の関係（Fig. 3-12）についても同様で、 $\theta_1 = 0.3 \sim 0.6^\circ\text{C}$ 、 $(\text{NO}_3)^0 = 10.0 \sim 14.0 \mu\text{mol l}^{-1}$ の範囲に各海域のデータが集中している。このような $(\text{PO}_4)^0$ と $\theta_1$ 、 $(\text{NO}_3)^0$ と $\theta_1$ の関係は、上層の $32.00\text{kg m}^{-3}$ 面および下層の $32.05\text{kg m}^{-3}$ 面にもみられる。このことは、固有水上部の水塊は、少なくとも酸素と $\text{PO}_4$ 、 $\text{NO}_3$ については、四つの海域とも同じ特性を有する海水に起源をもつことを意味する。したがってFig. 3-9, Fig. 3-10にみられる関係は、最も新しい第I海域の海水が第II海域の特性を経て、徐々に第III海域の海水に変質したことを示している。

( $\text{PO}_4$ )<sup>0</sup>は水塊が有光層以深に沈降する以前のリン酸塩濃度を表すことから、冬の海面付近でのリン酸塩の分布から、これらの水塊の形成域を推定することができる。Fig. 3-13に緯度1°×経度1°で平均した、冬の10m深でのリン酸塩の分布を示す。Fig. 3-11で( $\text{PO}_4$ )<sup>0</sup>にモードのみられた0.9~1.3  $\mu\text{mol l}^{-1}$ を示す海域は、40°~43° Nの大陸側海域であることがわかる。この海域は最も高酸素で、冬季に32.03  $\text{kg m}^{-3}$ 面が海面にoutcropしている海域とほぼ一致している。

### 3-5. まとめと考察

1964~1985年に得られた水温、塩分、溶在酸素およびリン酸塩の、緯度1°×経度1°×深さ19レベル毎の平均値に基づいて、固有水上部の平均的な海洋構造と等密度面上での海水特性分布、およびその季節変動について議論した。40°~43° Nの大陸側海域は年間を通して等密度面が浅く、特に冬季には32.03  $\text{kg m}^{-3}$ 面が海面にoutcropしている。またこの海域は、日本海の中でも高酸素で低リン酸塩の海域となっており、その季節変動も大きい。これに対して大和海盆は等密度面が深く、日本海の中でも低酸素で高リン酸塩の海域であり、等密度面深度以外の特性量については季節変動がほとんどみられない。これら二つの海域は、40° N付近に存在するフロントによって明確に分けられている。一方、同じ40° N以南の海域でも、大和堆を挟んで東西で特性分布が異なっており、大和堆西側海域は東側の大和海盆に比べて等密度面が浅く、高酸素で低リン酸塩となっている。

等密度面上での非保存性の海水特性量(AOUと $\text{PO}_4$ ,  $\text{NO}_3$ )の間には、直線的な正の相関が認められた。最もAOUが大きく $\text{PO}_4$ ,  $\text{NO}_3$ に富む海域は大和海盆に相当する第Ⅲ海域であり、逆に最もAOUが小さく $\text{PO}_4$ ,  $\text{NO}_3$ が少ない海域は40° N以北の大陸側海域(第Ⅰ海域)である。このことは、第Ⅰ海域には最も最近まで海面付近に存在した「新しい」海水が、逆に第Ⅲ海域には最も「古い」海水が分布していることを意味する。等密度面上でのAOUと $\text{PO}_4$ ,  $\text{NO}_3$ の関係から見積もられる、固有水上部での平均的なRedfield ratioは、 $\Delta P : \Delta N : \Delta O = 1 : 14 : -283$ である。このRedfield ratioから算出した初期リン酸塩、初期硝酸塩と $\theta_1$ の間には、海域的な差異が認められないという特徴がみられた。このことは、海域によって特性が異なるにもかかわらず、少

なくとも酸素とリン酸塩、硝酸塩については、各海域とも同じ特性を有する海水に起源をもつことを意味する。また初期リン酸塩の値と、冬季の海面付近のリン酸塩の分布から、固有水上部の水塊は $40^{\circ} \sim 43^{\circ} \text{N}$ の大陸側海域で形成されると推測される。

溶在酸素やリン酸塩のような、海水自身をもつ特性量とはまったく独立な力学的トレーサーとして、第2章で述べたポテンシャル渦度がある。Talley and McCartney (1982) はポテンシャル渦度の極小をトレーサーとして、北大西洋の Labrador Sea Waterの循環を明らかにしており、またTalley and Raymer (1982) も、Sargasso海北部でのEighteen Degree Waterの循環をポテンシャル渦度の分布から解析している。第2章で示したように、大陸側海域の固有水上部には、ポテンシャル渦度の極小で特徴づけられる高酸素固有水が存在する (Fig. 2-3(a), Fig. 2-6, Fig. 2-10)。ポテンシャル渦度は等密度面間の距離に反比例することから ((2-1)式)、注目する水塊の層の厚さを調べることによっても、ポテンシャル渦度の分布を調べるのとはほぼ同様の結果を得ることができる。Fig. 3-14(a), (b)に、高酸素固有水を代表する $\sigma_{\theta} = 32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の層の厚さの、冬と夏の分布を示す。冬の $40^{\circ} \sim 43^{\circ} \text{N}$ の大陸側海域には、400m以上の厚さをもつ領域がみられる。この海域は $32.03 \text{ kg m}^{-3}$ 面が海面にoutcropし、高酸素で初期リン酸塩濃度の高い海域と一致している。夏の分布では300m以上の厚みを持つ領域が、 $40^{\circ} \sim 43^{\circ} \text{N}$ の日本海盆から大和堆西側海域へと、切れ目はあるものの連なって分布している。これは、大陸側のポテンシャル渦度断面 (Fig. 2-6) にみられた pycnostad に相当する。一方、大和海盆は年間を通して100m以上、300m未満となっており、日本海全体の中でも層の薄い海域となっている。このような高酸素固有水の厚みの分布は、等密度面上の溶在酸素 (Fig. 3-6) やリン酸塩 (Fig. 3-7) の分布と類似している。

以上の結果から、次のような固有水上部での循環を考えることができる。固有水上部の水塊、とりわけ $32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の密度をもつ高酸素固有水は、 $40^{\circ} \sim 43^{\circ} \text{N}$ の大陸側海域で冬季に海面で形成される。形成された水塊は、それ自身と同じ密度の深さまで沈降し、その後は等密度面上を広がって行く。時間の経過とともに、生物化学的作用により水塊内の溶在酸素は減少し、代わりにリン酸塩などの栄養塩が再生される。また鉛直混合などの作用により、形成域近くでは大

きかった層の厚さも時間とともに小さくなってゆくと考えられる。等密度面上の溶在酸素とリン酸塩の分布、および高酸素固有水を代表する $32.03\sim 32.05\text{kg m}^{-3}$ の層の厚みの分布から、沈降した高酸素固有水は大陸に沿うように大和堆西側海域に流れ込んでいると推測される。この海水の移動には、地球の自転と大和堆の存在が深く関与していると考えられる。回転系での密度流はそのポテンシャル渦度を保存しつつ、北半球では鉛直境界を右手に見るように運動することが知られており (Griffiths, 1986)、同様の機構がこの水塊の移動に作用していると考えられる。また南下した水塊は、大和堆によって大和海盆に直接流入するのを妨げられる。その結果、高酸素固有水は大和堆の北あるいは南側を迂回する形で大和海盆に流入するため、その間の時間の経過と鉛直混合により更に変質し、大和海盆には最も低酸素で高リン酸塩の海水が、小さな厚さで分布する。等密度面上での特性分布のパターンに大きな季節変動がみられないことから、この循環はかなり安定したものであると考えられる。以上のような循環パターンは、Gamo et al. (1986) が2000m以深のbottom waterについて推測したパターンと類似しており、固有水上部のみならず、より深層でも似たような運動が起こっていると考えられる。これは、木谷 (1987) の固有水上部から深層水にかけての測定結果にみられる、強い順圧性を示す流れからも支持される。

3-3節で議論した平均場について、各緯度・経度格子の面積に $32.00\text{kg m}^{-3}$ 面と $32.03\text{kg m}^{-3}$ 面の深度差、および $32.03\text{kg m}^{-3}$ 面と $32.05\text{kg m}^{-3}$ 面の深度差をかけることによって、固有水上部の海水の体積を求めることができる。しかしながら海底が浅かったり、観測深度が $32.05\text{kg m}^{-3}$ 面まで達していないため、その深度を決定できない海域がいくつかある。そこで次のような方法で、固有水上部の海水の体積を見積もった。冬と夏の $32.05\text{kg m}^{-3}$ 面の深度分布 (Fig. 3-15(a), (b)) からわかるように、年間を通してこの等密度面が1000mよりも深くなることはない。そこで1000m以上の水深を持つ海域だけを考え、その面積を海図から読み取り、1000m深までの体積を計算する ( $V_{1000} = 62.1 \times 10^4 \text{km}^3$ )。次にデータのある緯度・経度格子について各等密度面間の厚みを合計し、緯度 $1^\circ \times$ 経度 $1^\circ$ の平均面積 ( $S$ ) をかけて体積を求める ( $V_d$ )。そして $V_d$ とデータのある緯度・経度格子の1000m深までの体積 ( $V_{00}$ ) との比が、日本海全体での各密度レンジの海水の体積 ( $V_x$ ) と $V_{1000}$ との比に等しいと仮定する。例えば $32.03\text{kg m}^{-3}$ 面と $32.05\text{kg}$

$m^{-3}$ 面の深度が決定できる緯度・経度格子が  $n$  個あり、その厚みの合計が  $L$  であった場合、 $V_d$  は  $S \times L$  であり、 $V_{0.5}$  は  $S \times n \times 1000m$  となる。日本海全体についての  $32.03 \sim 32.05 kg m^{-3}$  の密度をもつ海水の体積  $V_x$  は、

$$\frac{V_d}{V_{0.5}} = \frac{V_x}{V_{1000}} \quad (3-3)$$

から求める。なお代表的な緯度  $1^\circ \times$  経度  $1^\circ$  格子の面積  $S$  は、 $9477 km^2$  ( $40^\circ \sim 41^\circ N$ ) とした。

以上の方法で求めた季節毎の固有水上部の海水の体積を、Table 3-5に示す。各密度レンジとも、夏と秋に比べて冬と春に少なくなっている。これは冬と春には等密度面の深度が決定できない緯度・経度格子が、pycnostadが存在する日本海西部に多かったためと考えられ、過小評価されている可能性がある。固有水上部の全体積に対して、 $32.03 \sim 32.05 kg m^{-3}$  の海水が占める割合は、四季を通して65%程度とほぼ一定している。 $32.03 \sim 32.05 kg m^{-3}$  の海水のかなりの部分を高酸素固有水が占めると考えられることから、高酸素固有水は固有水上部の主要部を構成しているといえる。固有水上部の海水の体積を  $27.3 \times 10^4 km^3$  (夏と秋の平均値) とすると、この値は日本海の全容積 ( $136.1 \times 10^4 km^3$ ) の約20.1%に相当する。

Table 3-1 Vertical segments for calculation of mean data set

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 ~

Table 3-2 Number of stations in each month

Month	Winter			Spring			Summer			Autumn			Total
Year	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1964	0	0	0	0	43	0	0	0	0	0	0	0	43
1965	0	0	0	0	0	0	0	22	1	0	0	0	23
1966	0	31	6	0	40	3	0	38	38	0	0	0	156
1967	0	31	6	7	0	0	21	39	0	0	0	0	104
1968	0	24	2	0	0	0	15	34	0	0	0	0	75
1969	0	46	0	0	0	0	55	45	4	131	4	0	285
1970	0	43	0	0	0	0	12	58	0	0	23	2	138
1971	0	43	15	0	0	0	19	50	0	0	0	0	127
1972	0	50	0	0	11	0	38	35	0	11	0	0	145
1973	0	34	18	0	11	0	26	35	10	0	0	0	134
1974	0	23	13	0	11	0	39	31	0	11	0	0	128
1975	0	25	26	0	11	0	68	18	11	0	0	0	159
1976	0	37	11	0	11	0	33	17	11	0	0	0	120
1977	0	19	13	0	10	0	32	6	10	0	0	0	90
1978	0	22	10	0	10	0	44	0	0	10	0	0	96
1979	0	36	8	0	10	0	42	0	10	0	0	0	106
1980	0	25	0	0	10	0	36	6	10	0	0	0	87
1981	0	17	8	0	10	0	35	8	10	28	0	0	116
1982	0	23	0	0	24	0	41	6	16	23	0	0	133
1983	0	27	2	0	23	0	38	6	18	22	0	0	136
1984	0	20	7	0	38	4	38	4	14	24	0	0	149
1985	0	33	13	0	38	4	49	7	14	21	0	0	179
Total	0	609	158	7	311	11	681	465	177	281	27	2	2729
	767			329			1323			310			

Table 3-3 PO<sub>4</sub> regeneration ratio to 1.0 ml/l increase in AOU

$\sigma_t$ (kg/m <sup>3</sup> )	winter	spring	summer	autumn	mean
32.00	0.295	0.332	0.306	0.361	0.324
32.03	0.333	0.282	0.298	0.349	0.316
32.05	0.312	0.296	0.280	0.343	0.308
mean	0.313	0.303	0.295	0.351	0.316

(unit in  $\mu$  mol/l)

Table 3-4 NO<sub>3</sub> regeneration ratio to 1.0 ml/l increase in AOU

$\sigma_t$ (kg/m <sup>3</sup> )	regeneration ratio
32.00	4.123
32.03	3.992
32.05	5.294
mean	4.470

(unit in  $\mu$  mol/l)



Table 3-5 The volume of upper portion of the Japan Sea Proper Water  
calculated from mean density field

	Month	Jan. - Mar.	Apr. - Jun.	Jul. - Sep.	Oct. - Dec.
Volume ( $10^4 \text{ km}^3$ )	$\sigma_t = 32.00 - 32.03$	7.1	8.0	9.4	9.7
	$\sigma_t = 32.03 - 32.05$	14.5	12.8	17.3	18.2
	Total	21.6	20.8	26.7	27.9
	$\frac{\sigma_t = 32.03 - 32.05}{\text{Total}}$ (%)	67.2	61.4	64.8	65.2

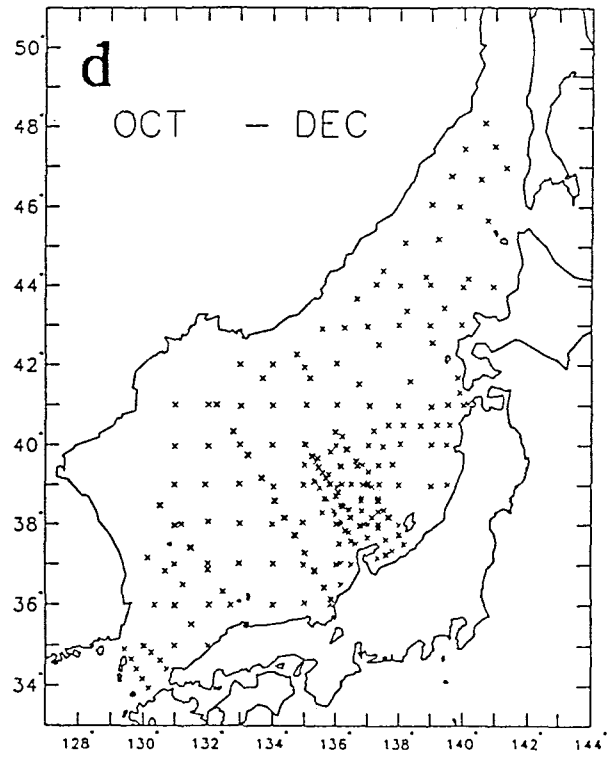
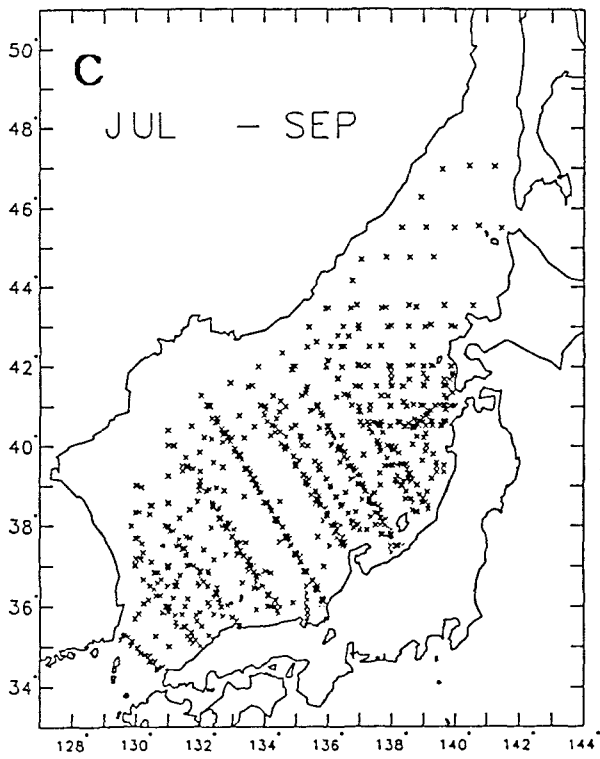
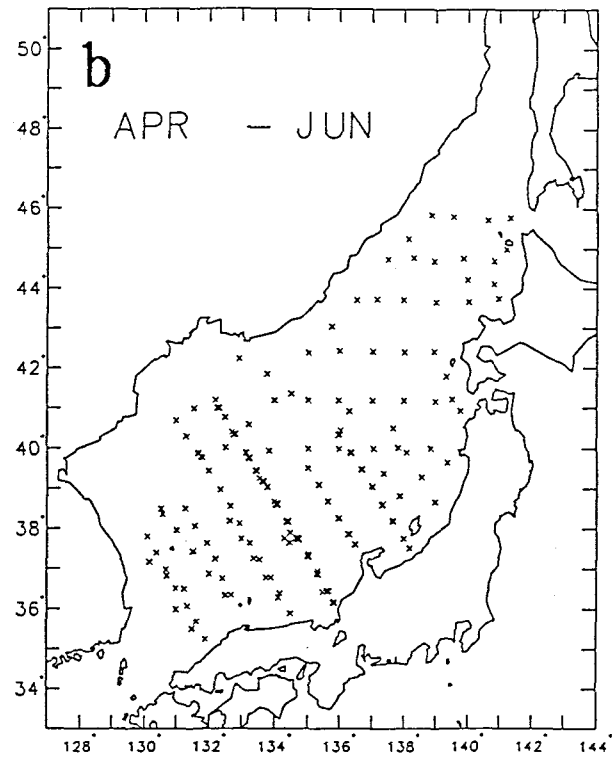
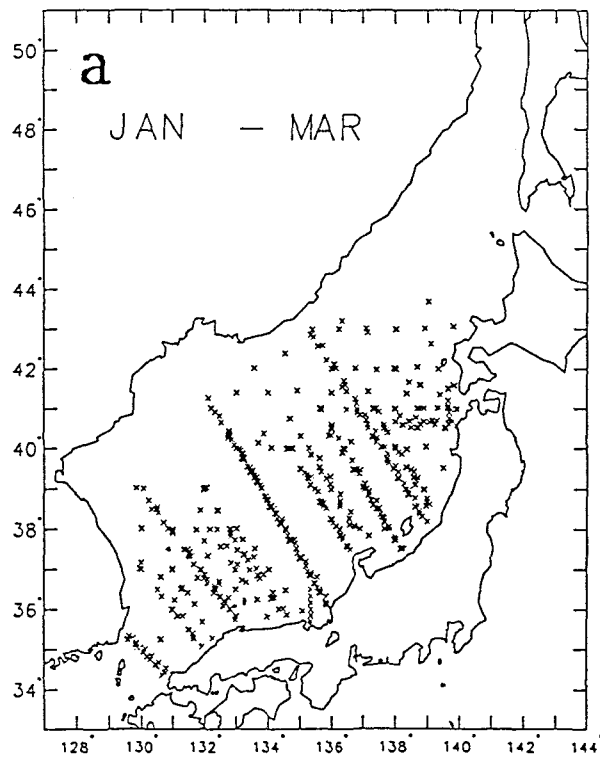


Fig.3-1: Distributions of hydrographic stations used in the analysis in (a) winter (January - March), (b) spring (April - June), (c) summer (July - September) and (d) autumn (October - December) during 1964 - 1985.

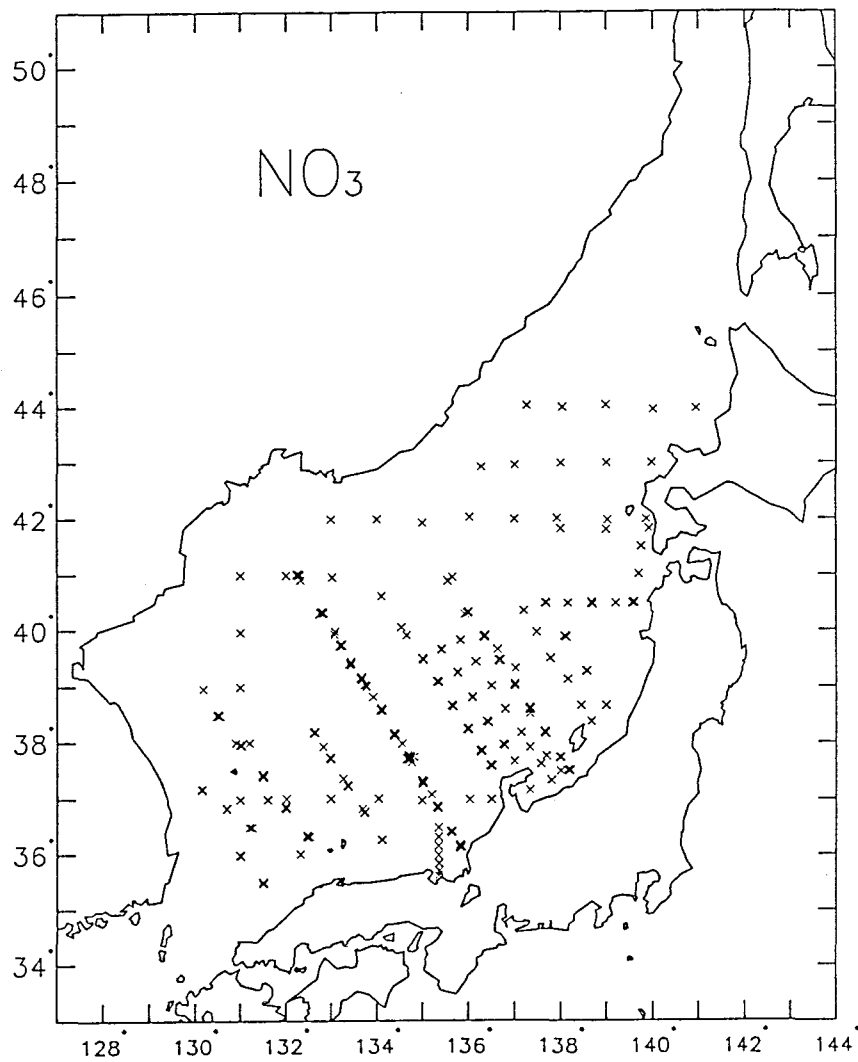


Fig.3-2: Distribution of the stations with nitrate ( $\text{NO}_3$ ) samples taken during May 1964 to October 1985.

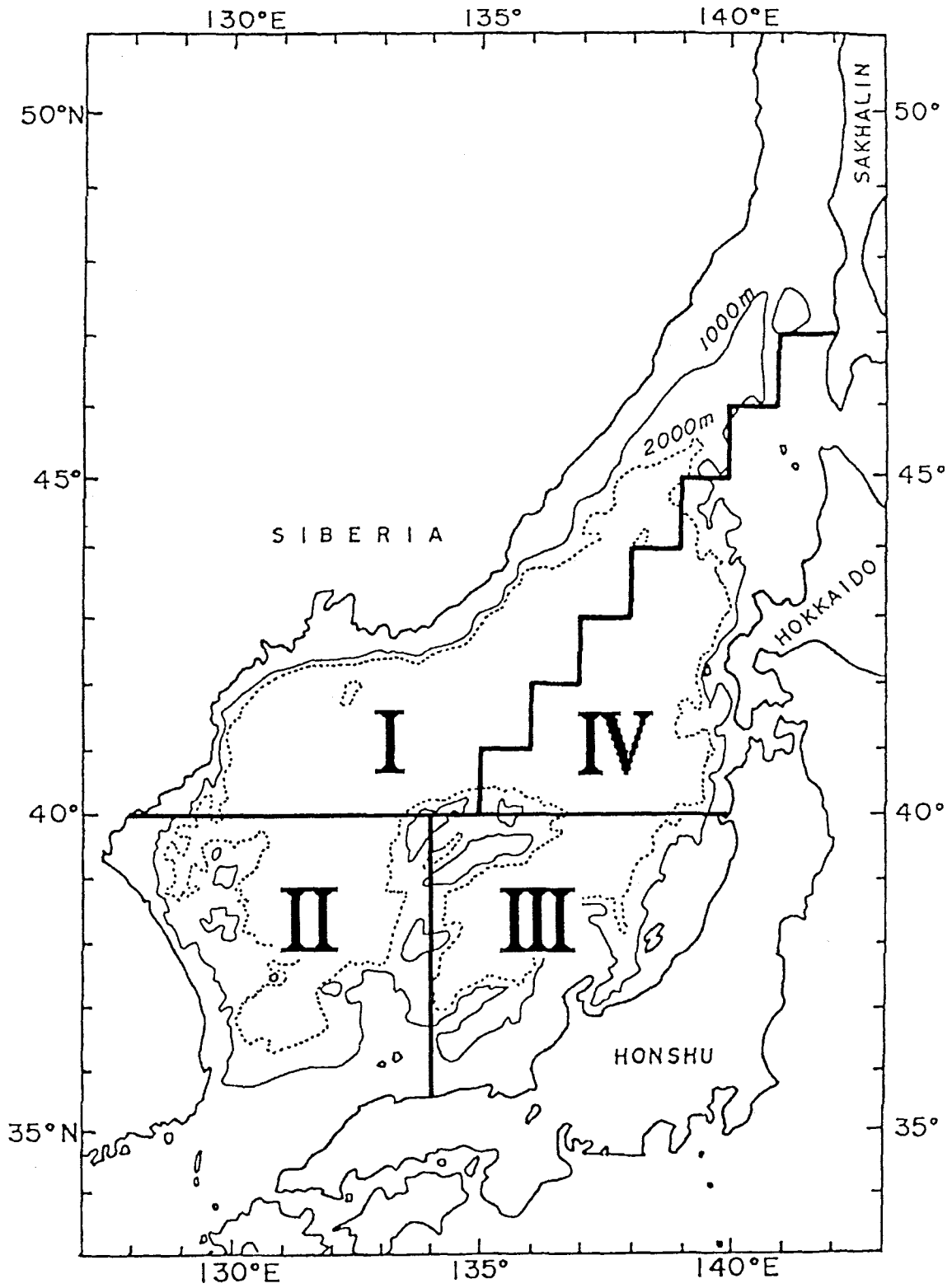


Fig. 3-3: Sea area division used for Figs. 3-8 to 3-12.

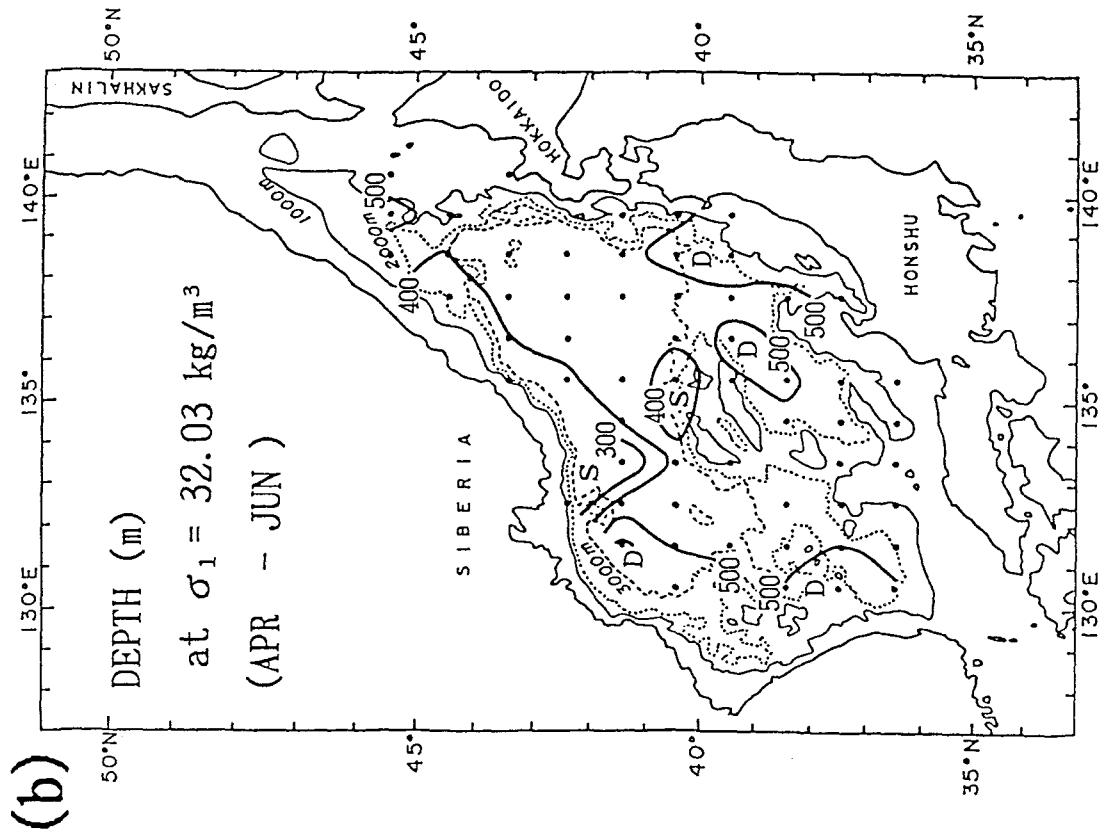
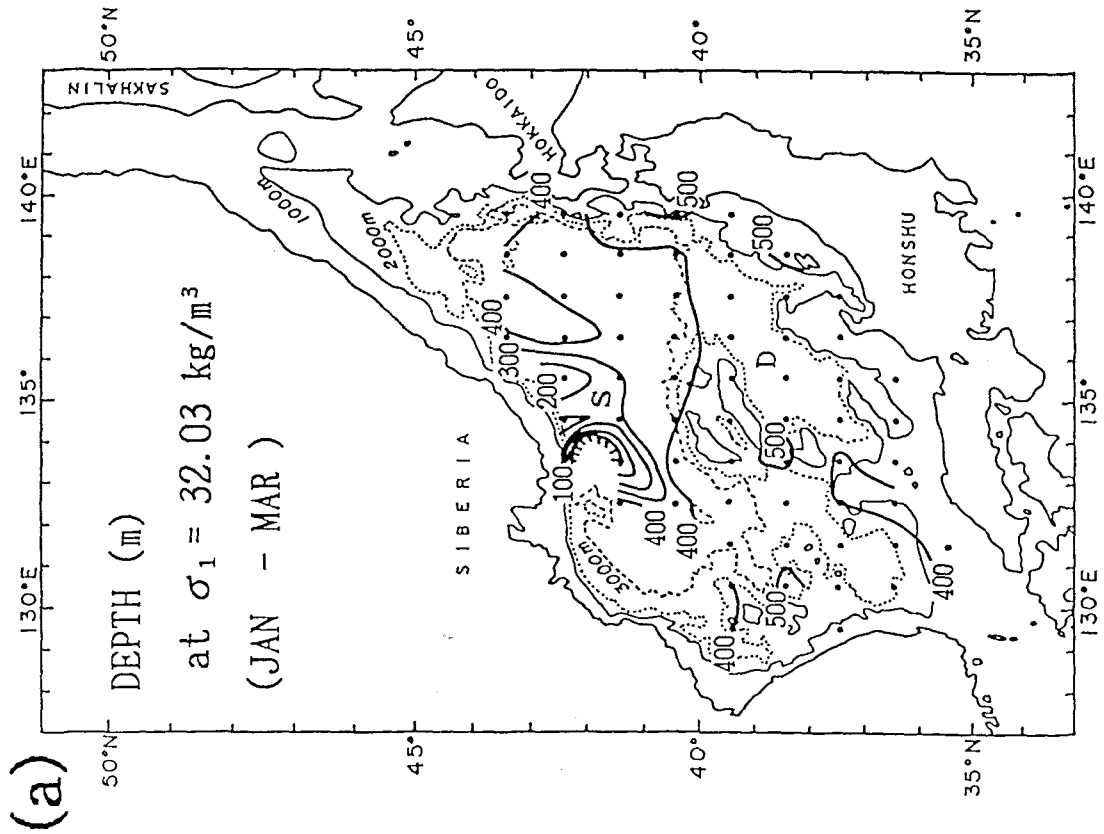


Fig. 3-4: Depth (m) of  $\sigma_1 = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$  surface in (a) winter (January - March), (b) spring (April - June), (c) summer (July - September) and (d) autumn (October - December).

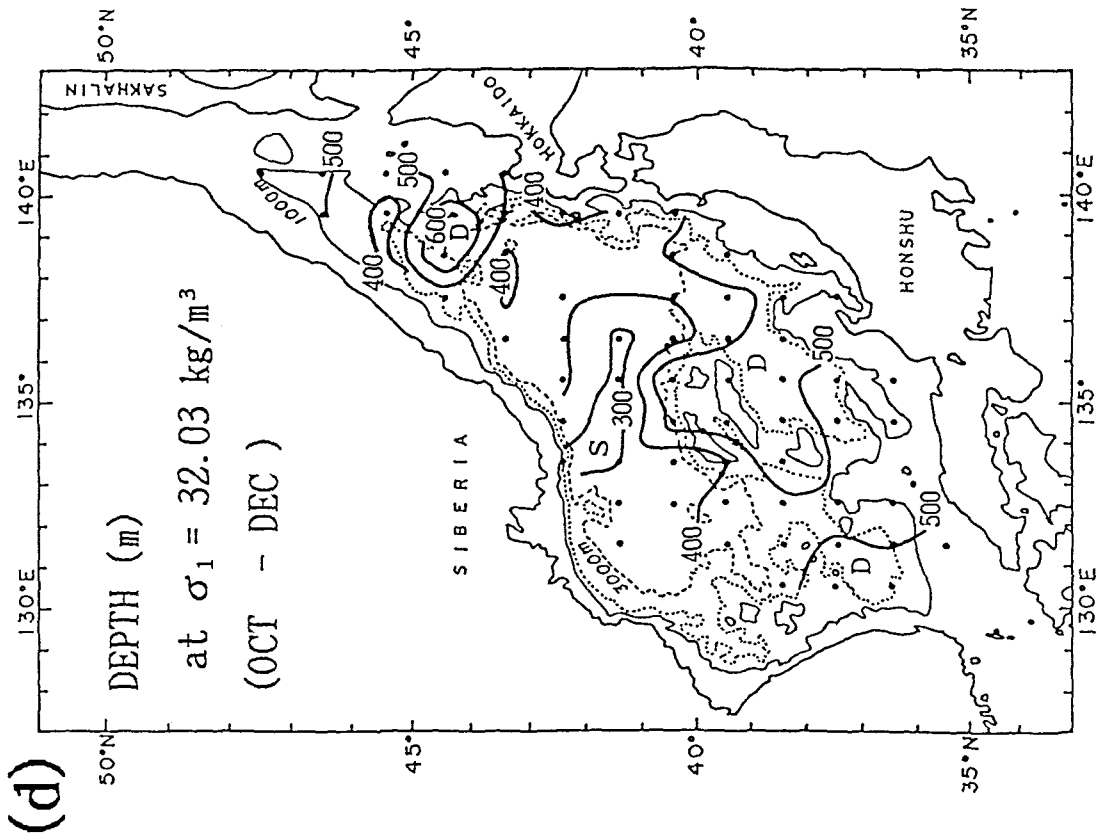
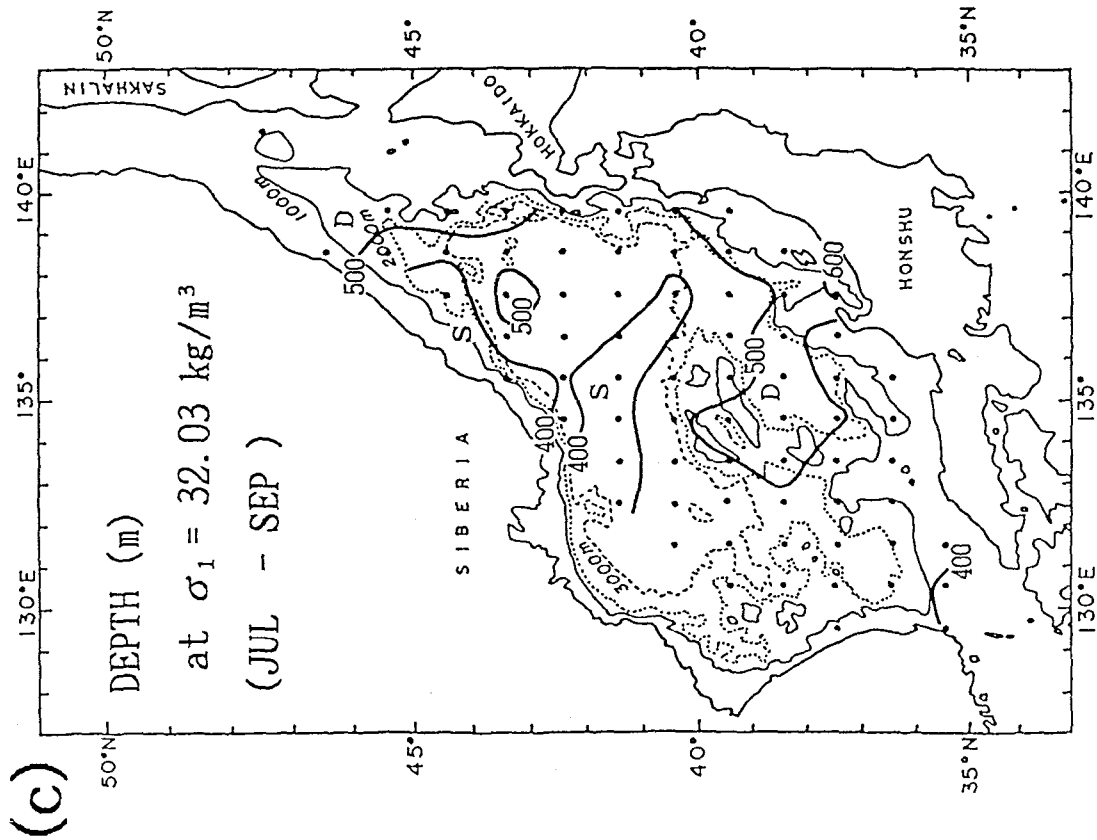


Fig. 3-4: Continued.

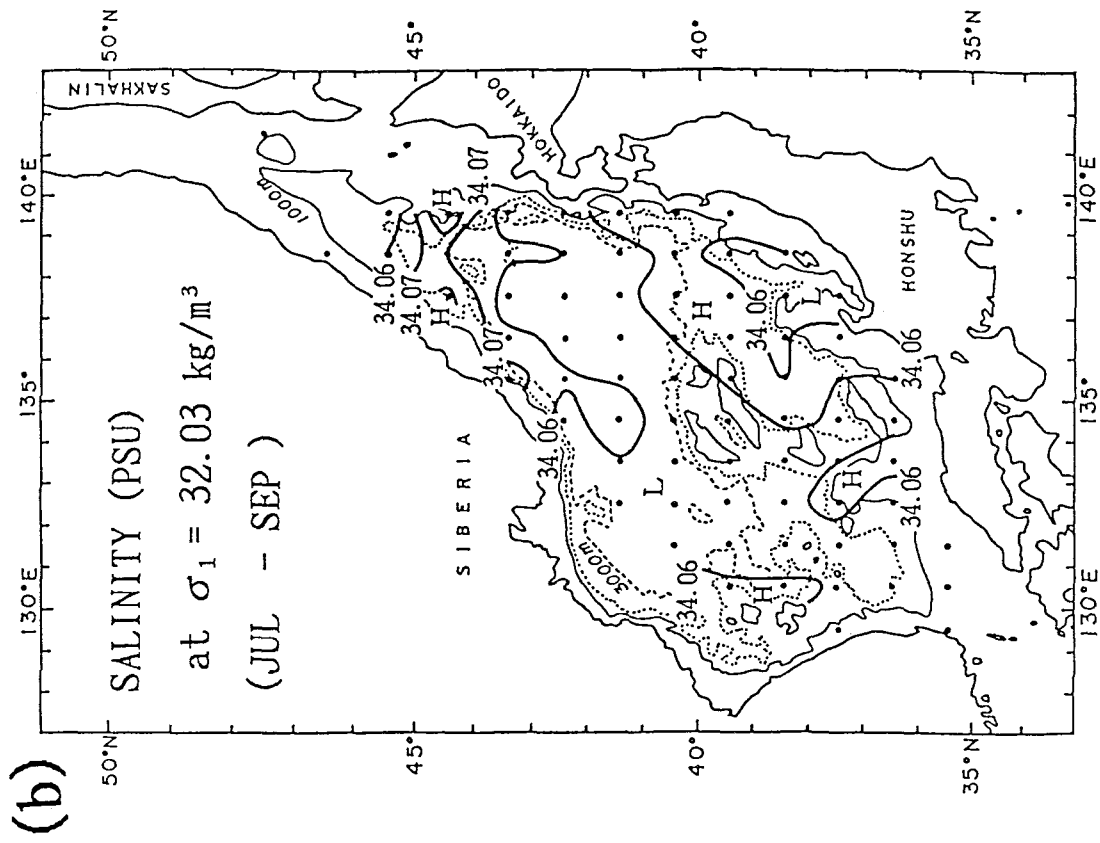
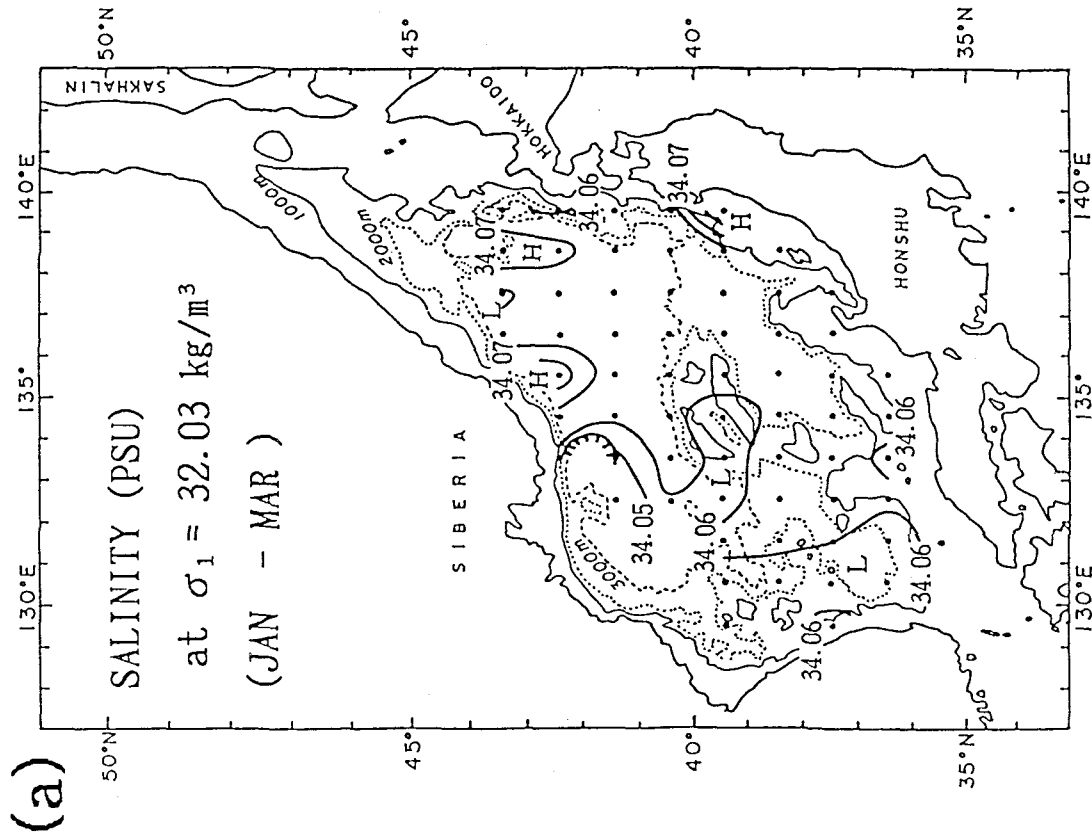


Fig. 3-5: Salinity (PSU) on the  $\sigma_1 = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$  surface in (a) winter (January - March) and (b) summer (July - September).

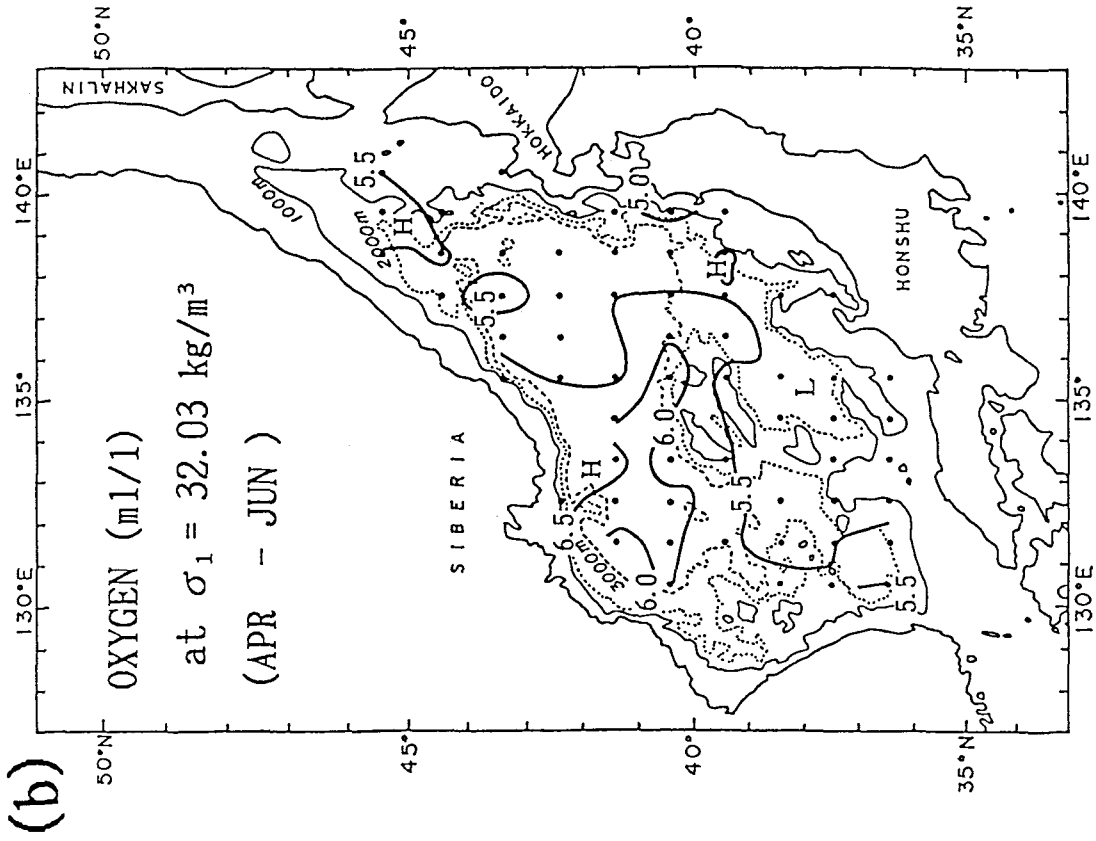
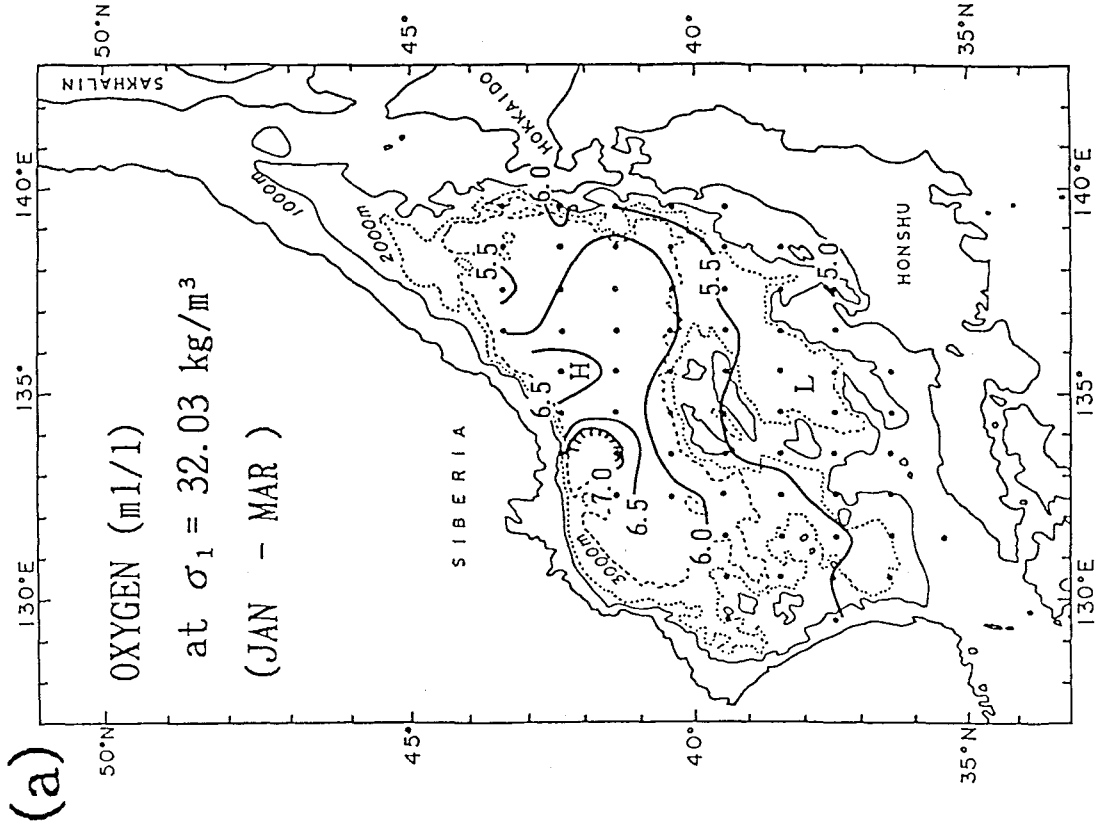


Fig. 3-6: Dissolved oxygen ( $\text{ml l}^{-1}$ ) on the  $\sigma_1 = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$  surface in (a) winter (January - March), (b) spring (April - June), (c) summer (July - September) and (d) autumn (October - December)



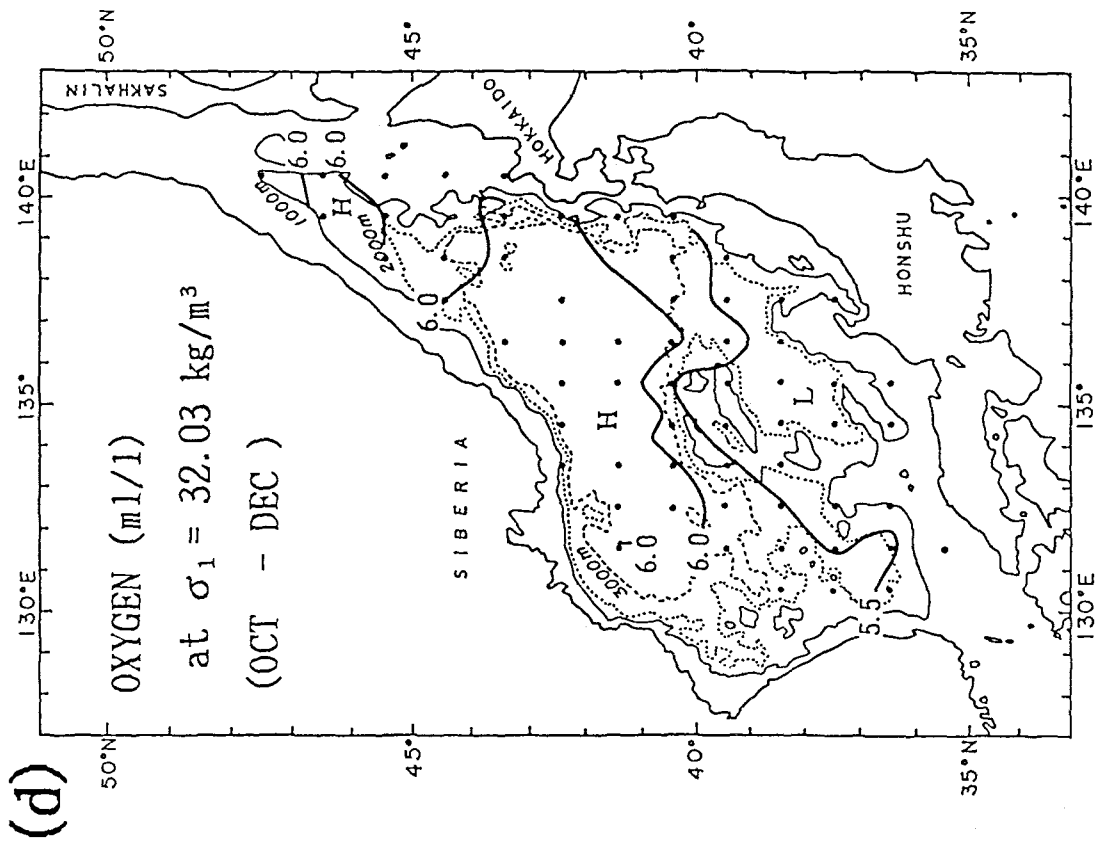
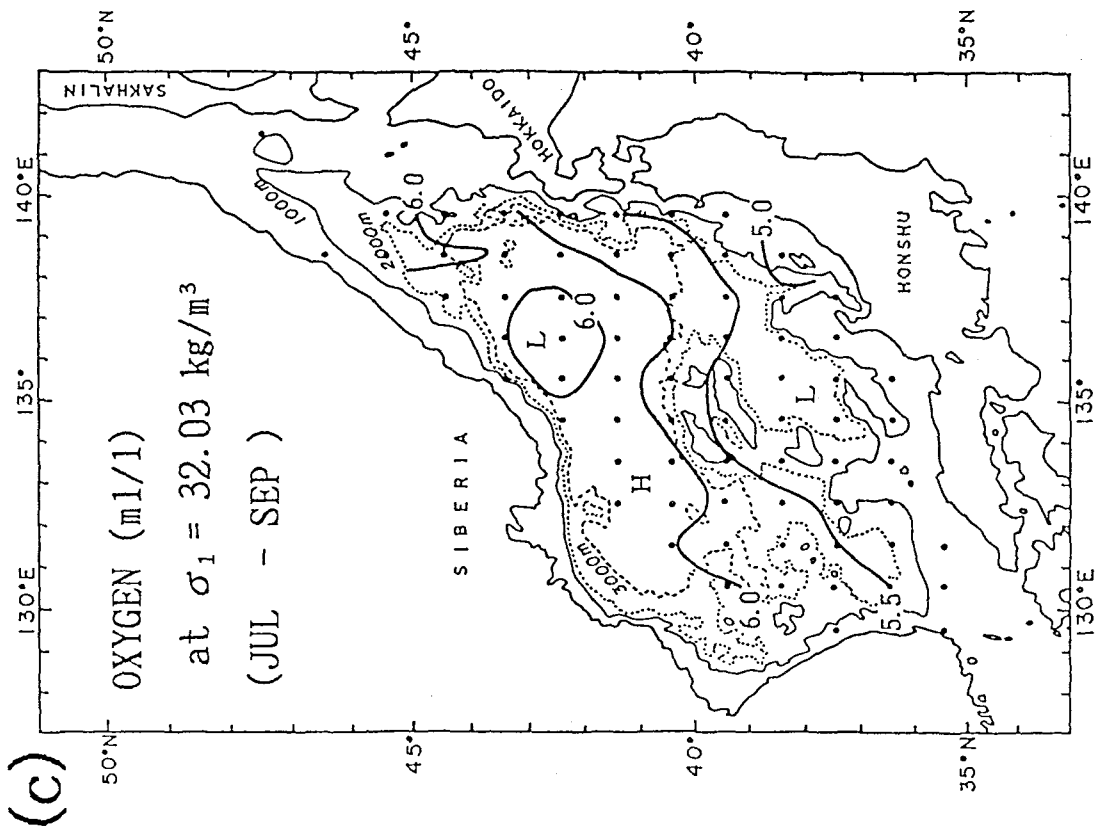


Fig. 3-6: Continued.

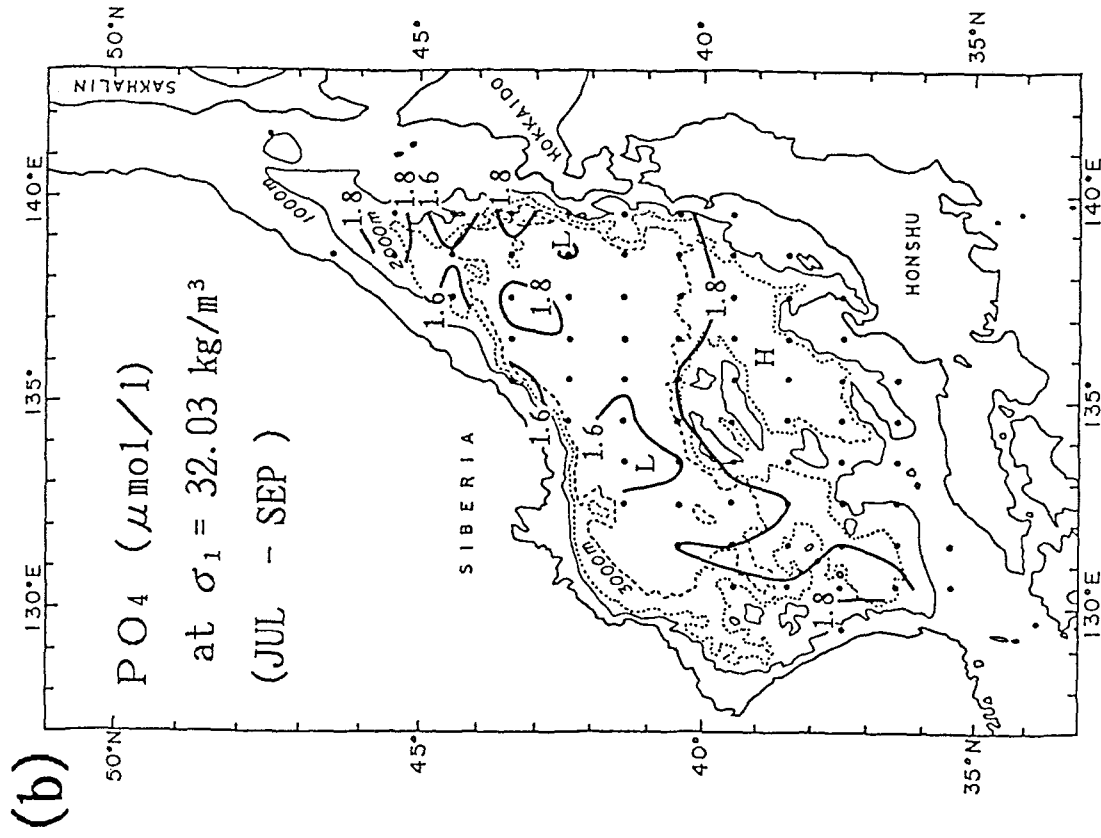
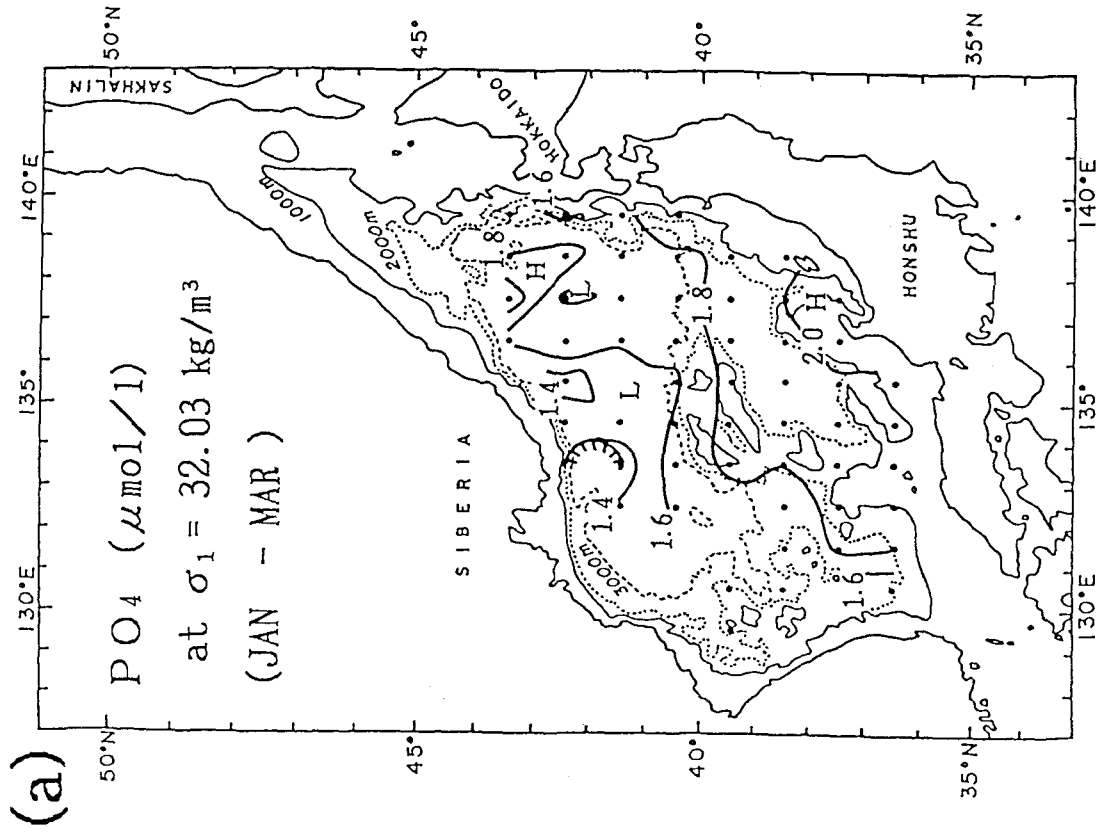


Fig.3-7: Phosphate ( $\mu\text{mol l}^{-1}$ ) on the  $\sigma_1 = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$  surface in (a) winter (January - March) and (b) summer (July - September).

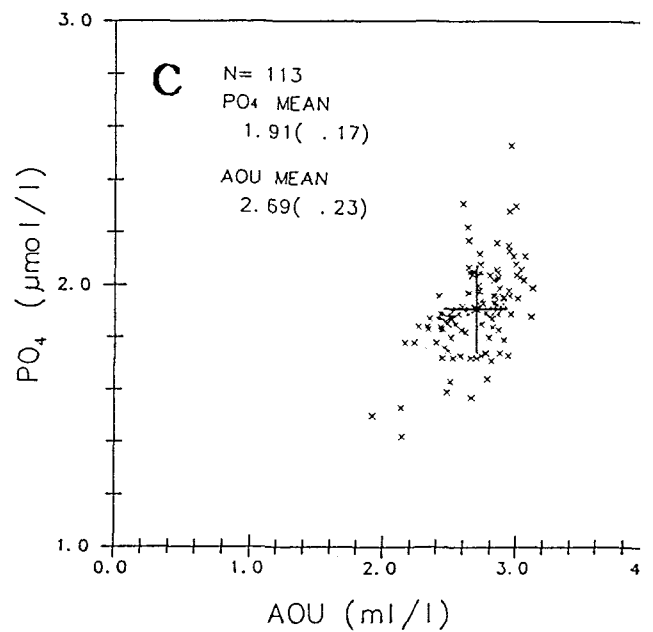
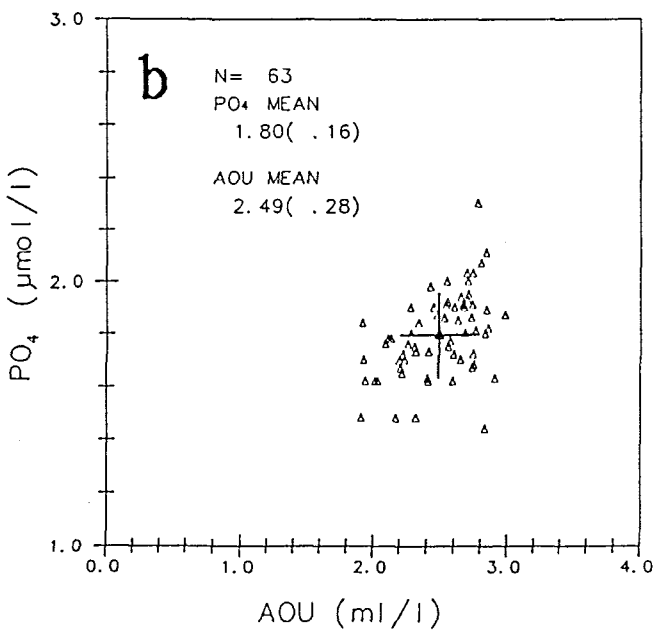
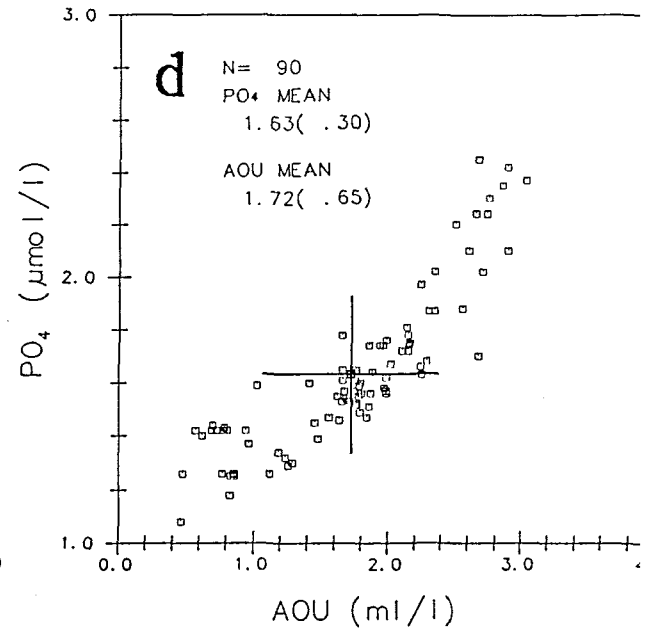
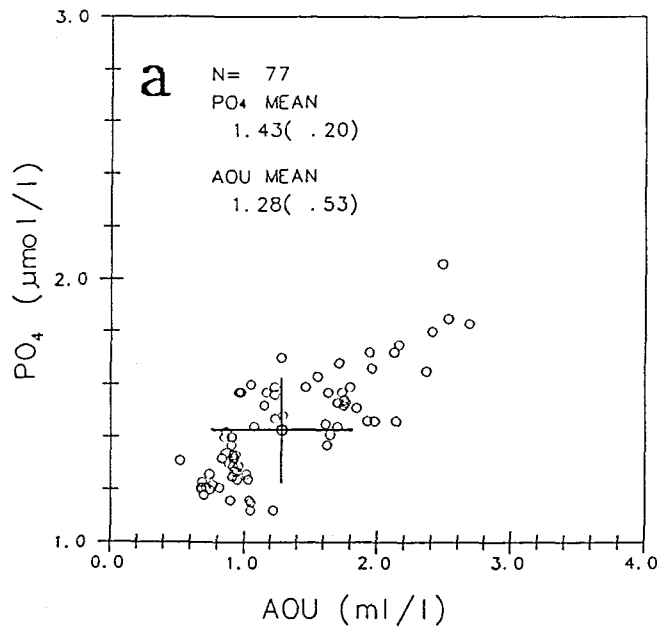


Fig. 3-8: Relationships between phosphate ( $\mu\text{mol l}^{-1}$ ) and AOU ( $\text{ml l}^{-1}$ ) at (a) area I, (b) II, (c) III and (d) IV shown in Fig. 3-3 for the range of  $\sigma_t = 32.025^* - 32.035 \text{ kg m}^{-3}$  in winter (January - March). Means are shown by intersections of horizontal and vertical bars denoting two standard deviations.

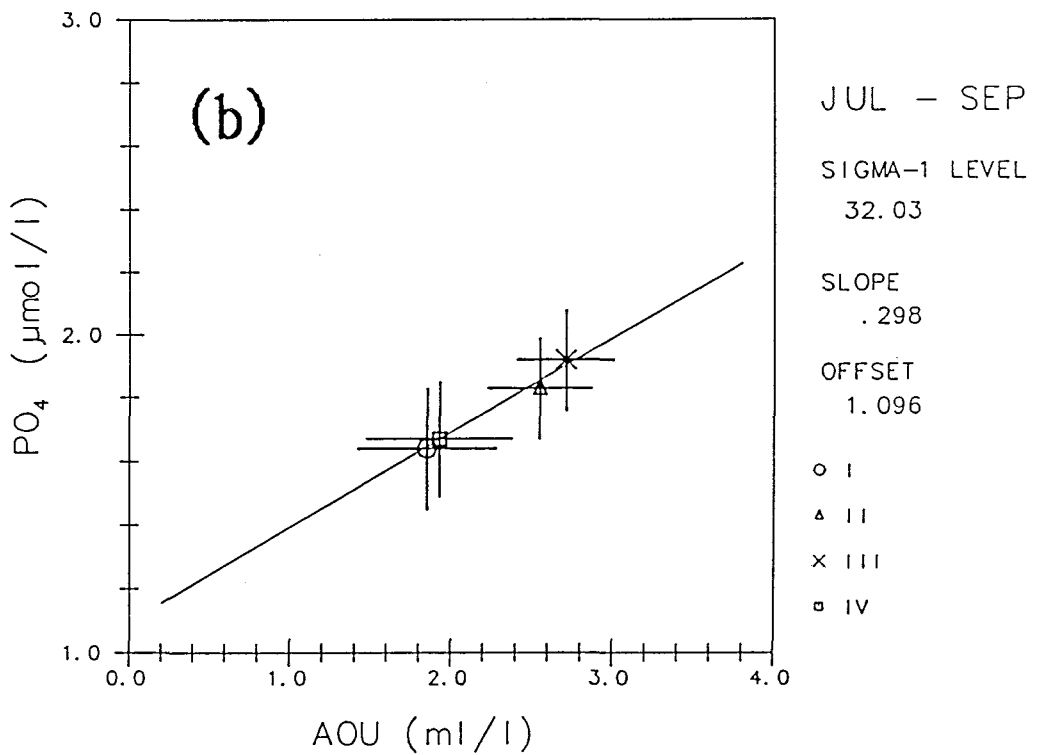
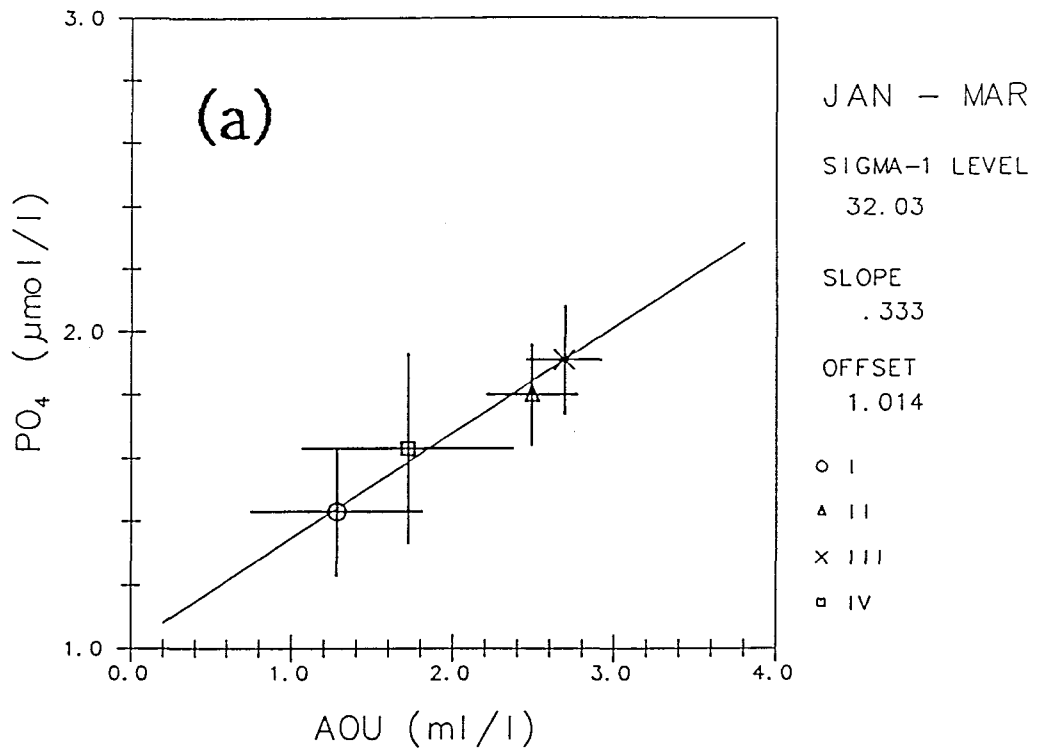


Fig.3-9: Relationships between phosphate ( $\mu\text{ mol l}^{-1}$ ) and AOU ( $\text{ml l}^{-1}$ ) means and two standard deviations for each area in (a) winter (January - March) and (b) summer (July - September) for the range of  $\sigma_1 = 32.025 - 32.035 \text{ kg m}^{-3}$ . Symbols of circle, triangle, cross and square denote the area I, II, III and IV data, respectively. Regression line based on all of the data is shown as well.

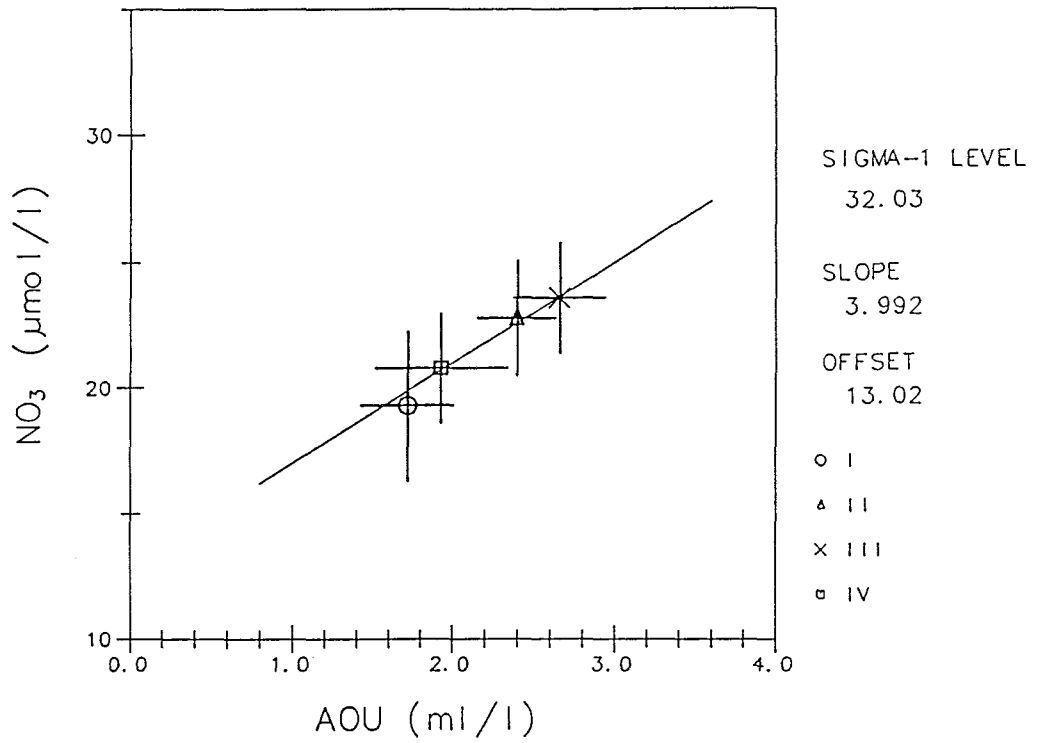
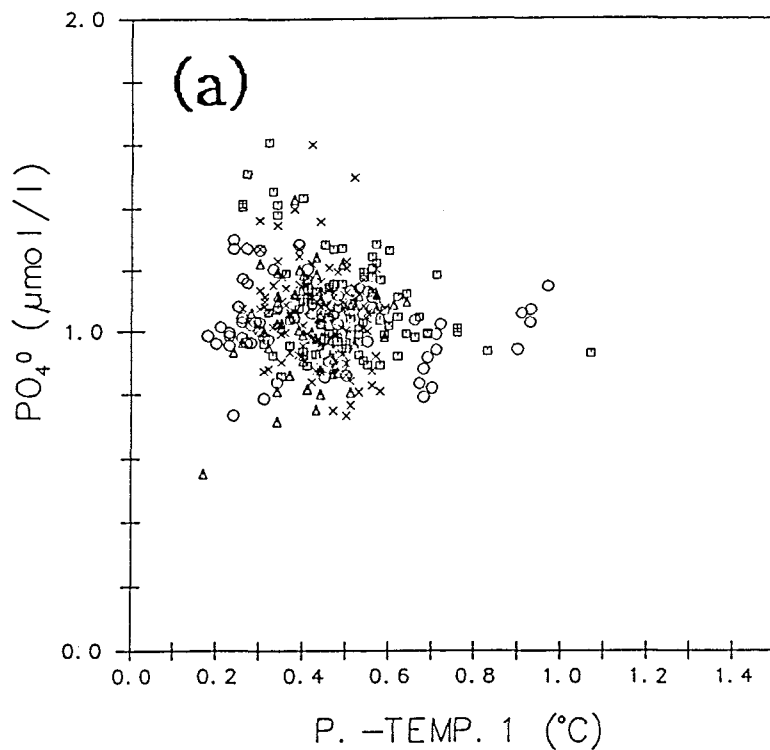


Fig.3-10: Relationship between nitrate ( $\mu\text{mol l}^{-1}$ ) and AOU ( $\text{ml l}^{-1}$ ) means and two standard deviations for the range of  $\sigma_1 = 32.025 - 32.035 \text{ kg m}^{-3}$ , as in Fig.3-9.

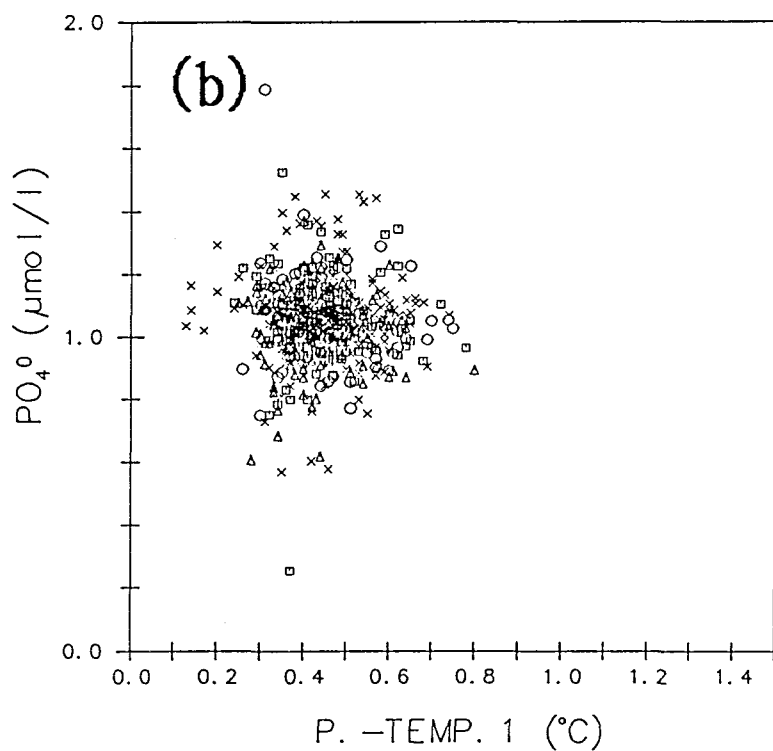


JAN - MAR

SIGMA-1 RANGE

32.025-32.035

N= 343



JUL - SEP

SIGMA-1 RANGE

32.025-32.035

N= 558

Fig.3-11: Relationships between initial phosphate ( $\mu\text{mol l}^{-1}$ ) and  $\theta_1$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) for the range of  $\sigma_1 = 32.025 - 32.035 \text{ kg m}^{-3}$  in (a) winter (January - March) and (b) summer (July - September).

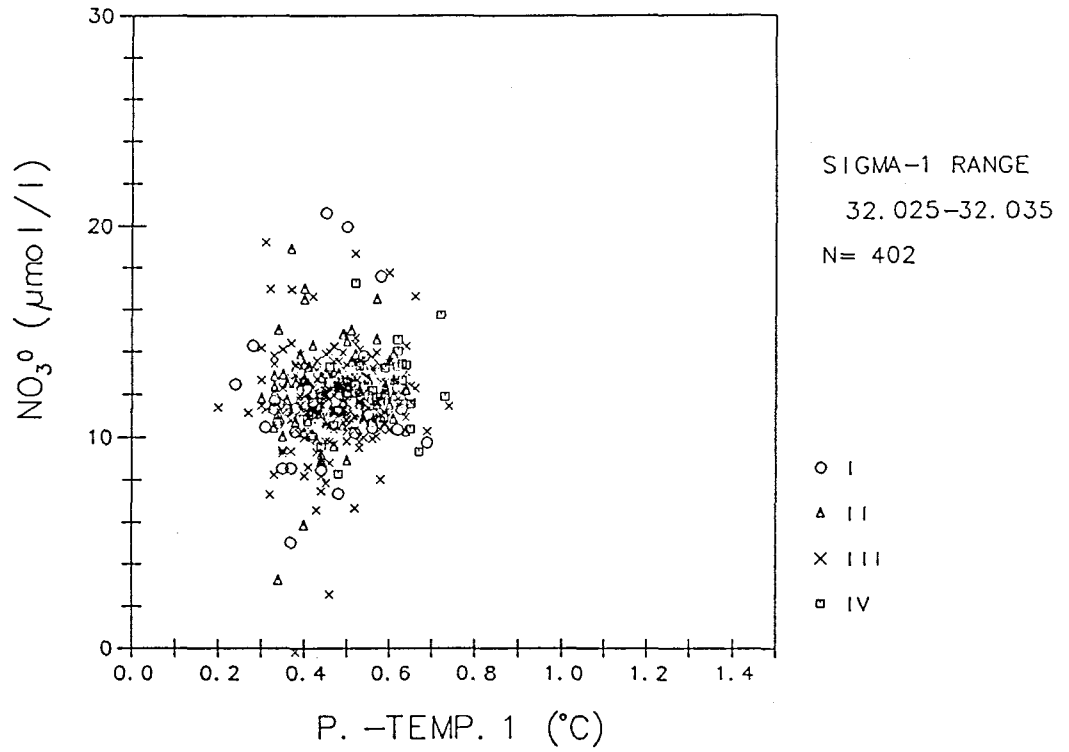


Fig.3-12: Relationship between initial nitrate ( $\mu\text{mol l}^{-1}$ ) and  $\theta_1$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) for the range of  $\sigma_1 = 32.025 - 32.035 \text{ kg m}^{-3}$ .

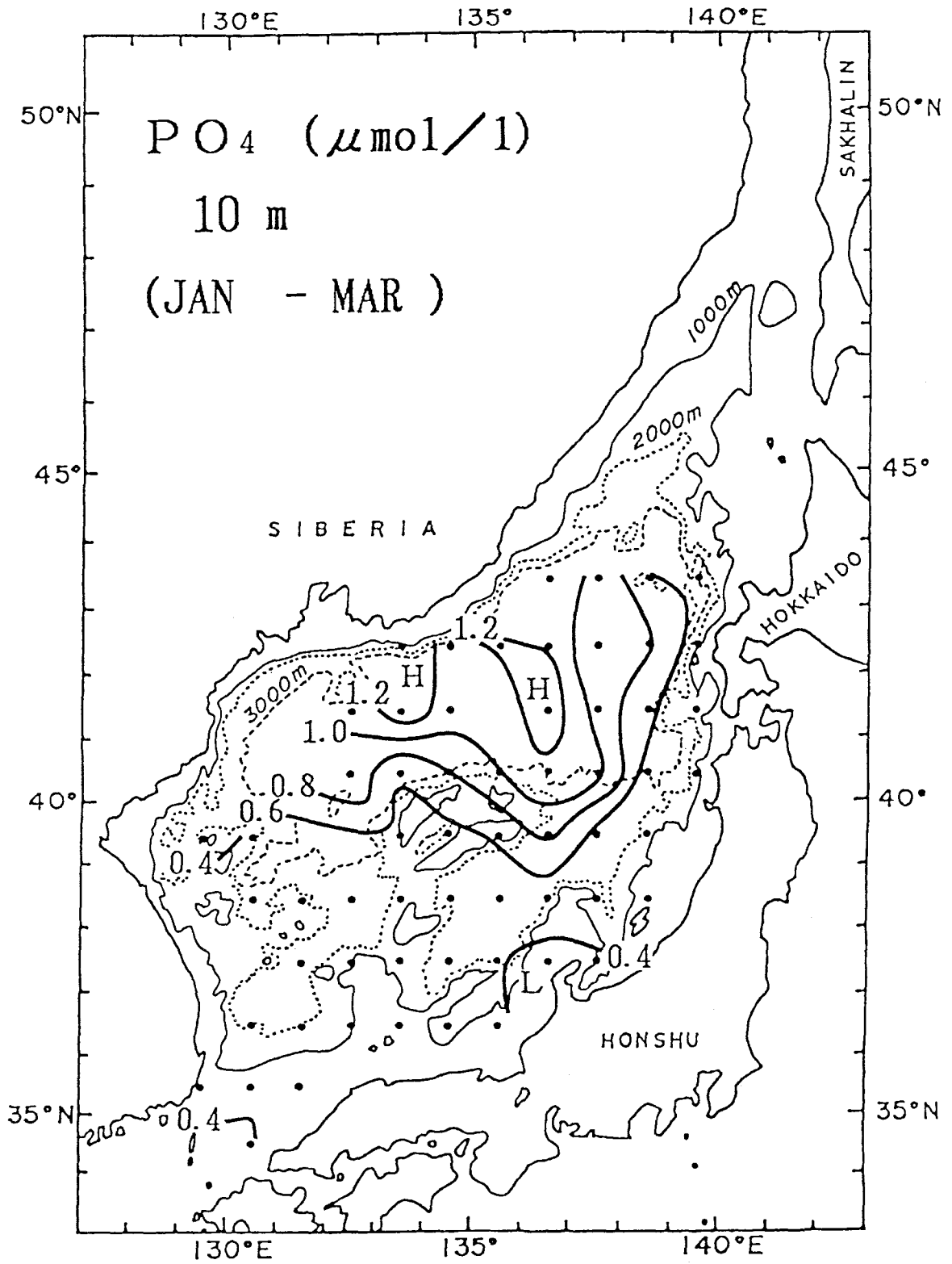


Fig.3-13: Horizontal distribution of phosphate ( $\mu\text{mol l}^{-1}$ ) at the depth of 10 m in winter based on the mean values for  $1^\circ$  latitude  $\times$   $1^\circ$  longitude.



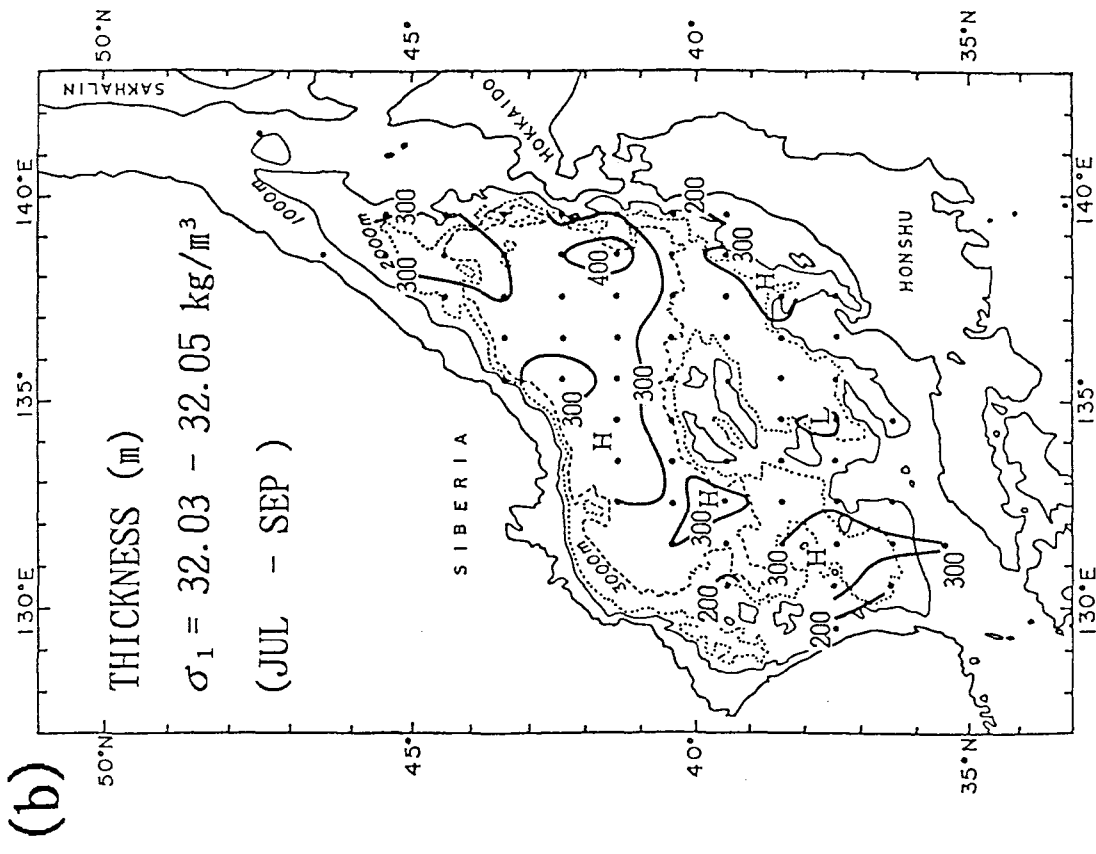
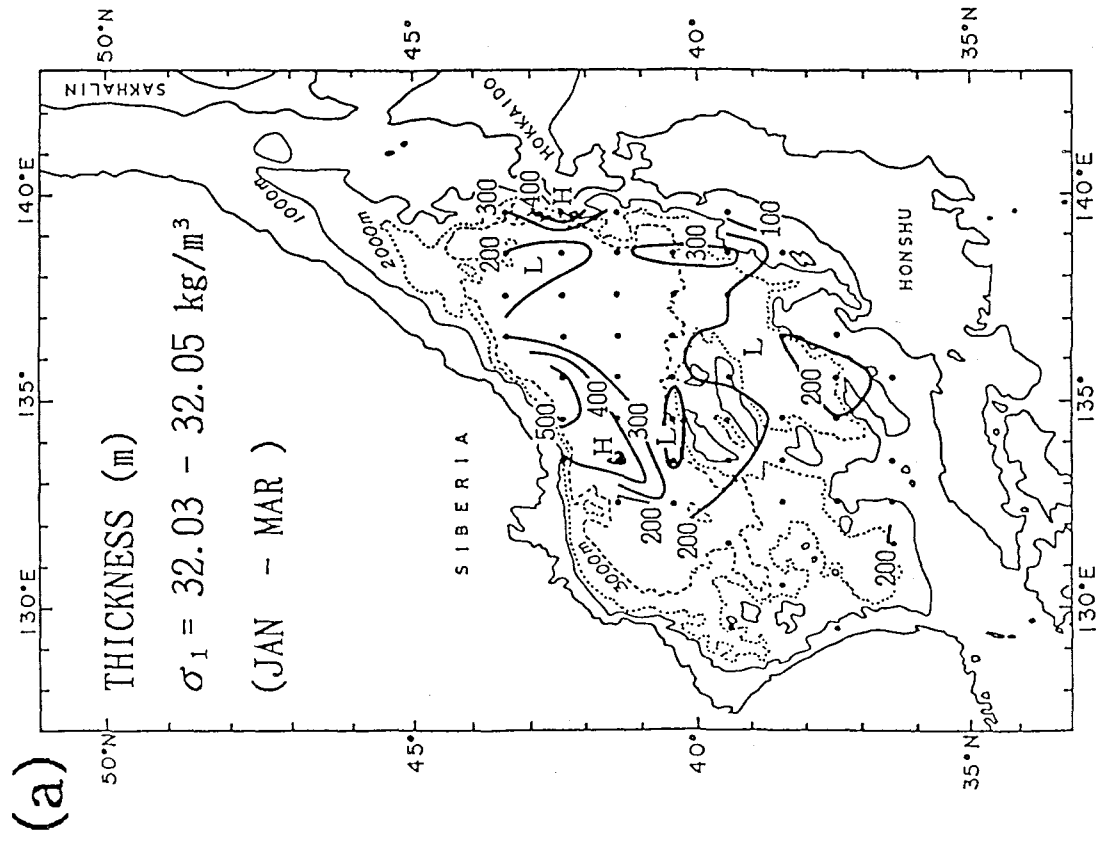


Fig. 3-14: Thickness between isopycnal surfaces of  $\sigma_1 = 32.03$  and  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  in (a) winter (January - March) and (b) summer (July - September).

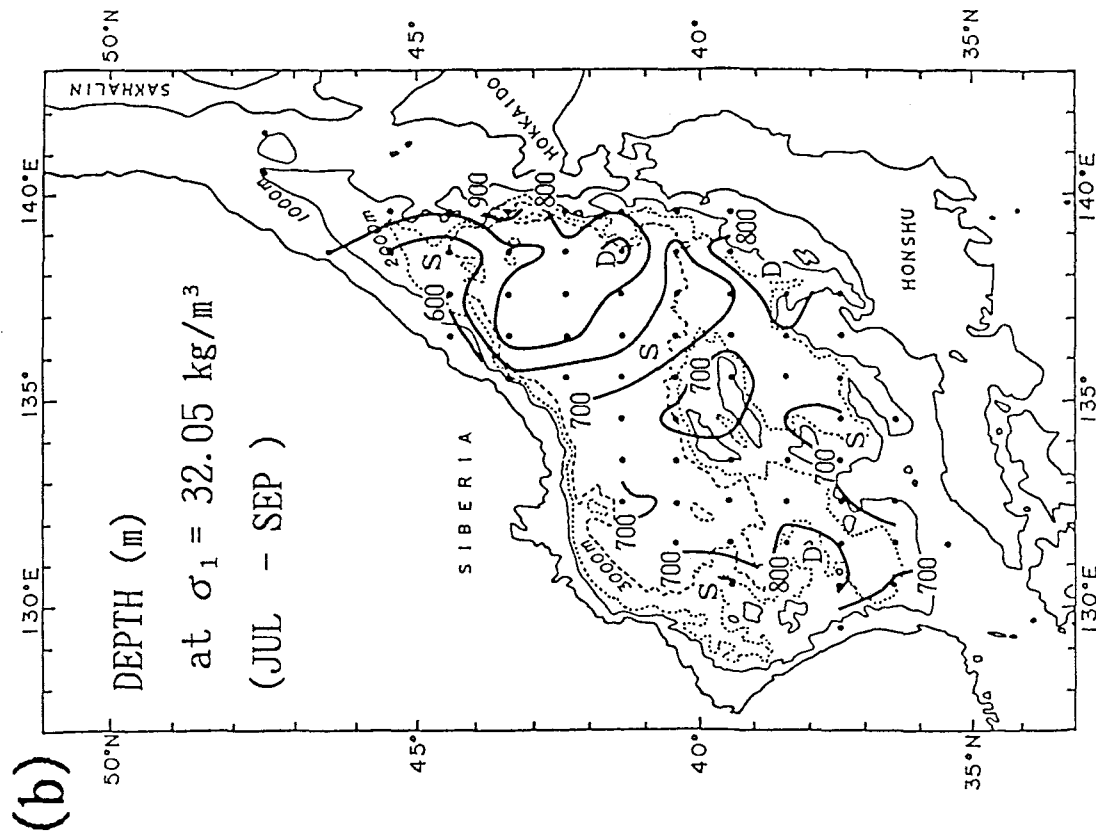
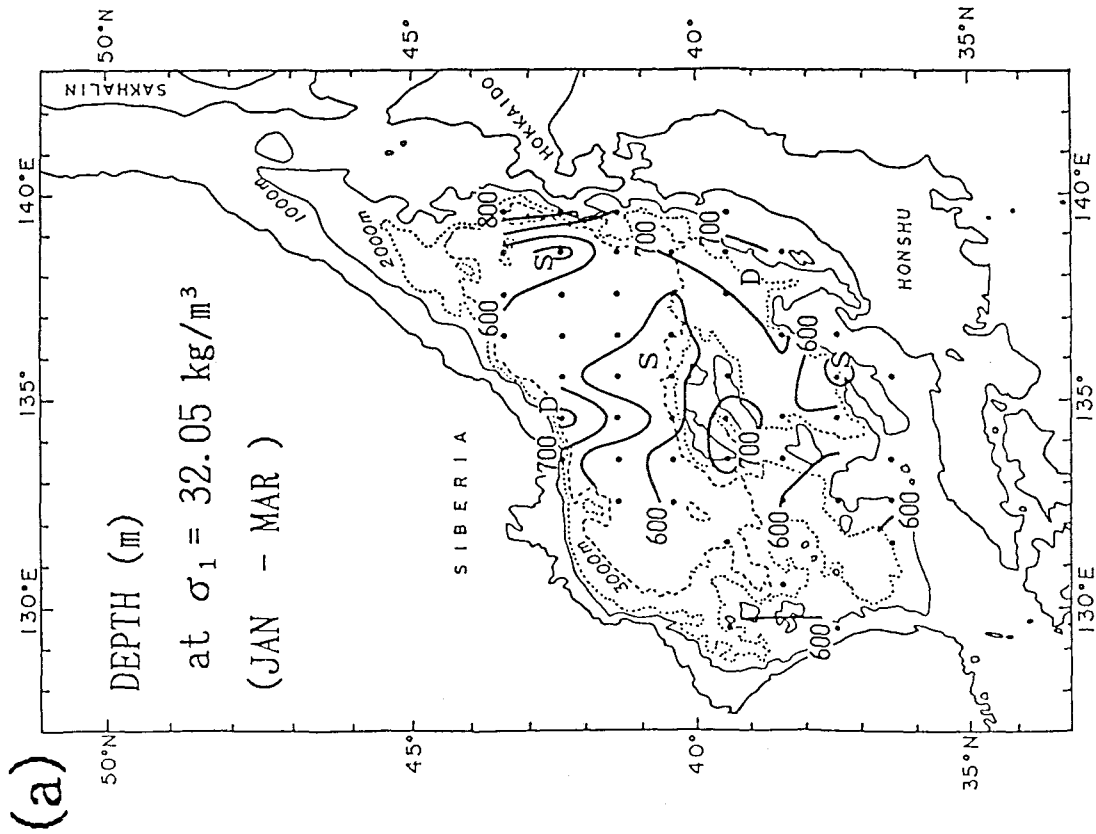


Fig. 3-15: Depth of  $\sigma_1 = 32.05 \text{ kg m}^{-3}$  surface in  
(a) winter (January - March) and (b) summer (July  
- September).

## 第4章 日本海固有水の構造に及ぼす海底地形効果と 大和海盆における高酸素固有水

### 4-1. はじめに

第3章では既存の観測資料に基づいて、冬季、 $40^{\circ} \sim 43^{\circ} \text{N}$ のシベリア沖で形成された高酸素固有水は、最終的に大和海盆へ流入していることを述べた。もしこのとおりであるならば、水塊の形成域と大和海盆の中間に位置する大和堆周辺海域では、両海域の海水交換を示唆する何らかの構造がみられ、さらに大和海盆においても高酸素固有水が観測されるはずである。

海底地形が流れに対して持続的に影響を及ぼすならば、密度構造にもその影響が現れることが期待される。しかしながら、大和堆や大陸斜面のような海底地形が急激に変化する海域での固有水上部の構造を明らかにするためには、測点間隔の短い、詳細な観測が必要である。また一様層としての特性を失いつつある高酸素固有水をとらえるためには、鉛直的な分解能が高い、高精度な観測が要求される。そこで1988年7月から1991年7月にかけて、4回にわたって大和海盆を含む対馬海流域および大和堆周辺海域で、CTDによる詳細な観測を行った。本章ではこれらの観測結果に基づいて、固有水上部の密度構造に及ぼす海底地形効果と大和海盆における高酸素固有水について議論する。

### 4-2. 観測の概要とデータ処理

観測は、1988年7月（YAM88航海）、1989年7月（YAM89航海）、1990年7月（YAM90航海）および1991年8月（YAM91航海）の4回にわたって、東京水産大学研究練習船「神鷹丸」で行った。この他に、1989年8月に隠岐東方海域で行った観測（OKI89航海）資料の一部も解析に用いることとする（Table 4-1）。全観測線の位置をFig. 4-1に、航海ごとの測点をFig. 4-2(a)～(d)に示す。観測にはNeil Brown社製 MARK3B型CTD（DOセンサー付き）にロゼットマルチサンプラーを取り付け、CTD揚収時に採水を行った。

塩分については下船後、AUTOSAL (Guildline社製 MODEL 8400A) を用いて検定し、CTDから得られた塩分値との間で回帰式を求め、補正を行った。AUTOSALの精度は0.003 PSUであり、補正後のCTDの値も同様の精度をもつ。溶在酸素については、YAM89航海、YAM91航海では船上でWinkler法による滴定を行い、CTDの測得値との間で回帰式を求め補正を行ったが、YAM88航海、YAM90航海では検定を行っていないため、溶在酸素量の絶対値を決定することができなかった。しかしながら、CTDから得られた溶在酸素のプロファイルの「形」は、前章までに用いた既往観測資料のプロファイルとよく一致しており、少なくとも1キャスト内での相対的な鉛直分布に基づく議論は有効と考えられる。

圧力、水温、および補正した塩分のデータから現場密度を計算し、静水圧を仮定して1.0m毎のデータを作成した。これに基づいて1000dbar基準のポテンシャル水温 ( $\theta_1$ )、ポテンシャル密度 ( $\sigma_1$ ) を計算し、解析のデータセットとした。

#### 4-3. 日本海固有水上部の密度構造に及ぼす海底地形効果

本節ではYAM88, YAM89航海の資料に基づいて、大和堆周辺海域および大和海盆から日本側大陸斜面にかけての固有水上部の密度構造について議論する。YAM88航海 (Fig. 4-2(a)) では、能登半島沖から北西に大和海盆を横断し大和堆に至る測線Aと、大和堆付近で測線Aに平行する測線Bを設けた。測線Aと測線Bの間隔は37km (20マイル) で、測点間隔は両測線とも18.5km (10マイル) である。

測線A, Bでの $\theta_1$ , 塩分および $\sigma_1$ の断面を、Fig. 4-3(a), (b), Fig. 4-4(a), (b), Fig. 4-5(a), (b)にそれぞれ示す。図の右側が日本側、左側が大陸側に対応し、斜線部は海底地形を表している。全体的にみて、両測線とも300m以浅では等密度線は緩やかな右下がりを示し、北東流の存在を示唆している。塩分断面では極大層、極小層が各測点にみられるが、その値は測点ごとに異なるため、断面図上ではパッチ状に現れている。日本海固有水の最上部と定義した $\sigma_1 = 32.00 \text{ kg m}^{-3}$ の等密度線は、34.06 PSUの等塩分線で示される塩分極小層のすぐ近くか、もしくはその下層に位置している。また、この深度は $\theta_1 = 1.0^\circ\text{C}$ の等温線のわずかに下に相当し、第2章での解析結果と一致する。測線Aの固有水上部の等温線、等密度線に注目すると、水深の急変する日本側大陸斜面 (Sta. 02~04) や大和堆の近く

(Sta. 14~16) で、等値線が上下に「うねる」ように分布しているのが認められる。「うねり」の鉛直スケールはSta. 03~04の500~600m深で最も大きく、約150m (等値線の傾きにして約 $8.1\text{ m km}^{-1}$ ) であり、固有水上部のみならず1000m深においても変動が認められる。同様の特徴は測線Bにもみられ、 $\theta_1$ , 塩分,  $\sigma_1$ とも、大和堆南側斜面 (Sta. 19~21の400~600m深) で等値線が下に凸の形に分布している。この部分の鉛直スケールは約90m (約 $4.9\text{ m km}^{-1}$ ) であり、測線Aでの値より小さい。このような等値線の分布は、大和堆や大陸斜面から37km (20マイル) 以内に限定されており、比較的平坦な大和海盆中央部 (Sta. 05~08) では、等密度線の傾きは最大でも $1.6\text{ m km}^{-1}$ 程度と小さくなっている。

1988年の観測では、海底地形が急変する海域で等温線, 等密度線が上下に「うねる」ように分布することが示されたが、同時に次のような問題点が提起された。①等値線の「うねり」は斜面から37km以内に限定されており、測点間隔が18.5kmではその詳細を議論するのに十分でない。②1000m深でも $\theta_1$ ,  $\sigma_1$ の水平的な変化が認められることから、さらに深くまで構造が及んでいる可能性がある。そこで1989年には、大和堆斜面に焦点を当てた観測を実施した。

YAM89航海では、Fig. 4-2(b)に示すような大和堆斜面に直交する三本の測線 (W, C, E) を設けた。各測線の間隔は37km (20マイル) で、測点間隔は大和堆斜面上では9.3km (5マイル)、それより南では18.5km (10マイル) である。

各測線での $\sigma_1$ の断面を、Fig. 4-6(a)~(c)に示す。三つの断面とも、表層から1500m深付近まで等値線は全体的に右下がりに分布しており、北東流の存在を示唆している。日本海固有水の等密度線の分布に注目すると、三つの測線に共通した特徴として、大和堆のすぐ南側では等値線が (少なくとも650~800m深については) 堆に向かって上昇しており、堆斜面に沿うように高密度水が存在している。また、そのすぐ南側の測点では等値線が下降し、さらにその南側の測点では再び上昇しており、結果として等密度線が「うねる」ように分布している。等密度線の「うねり」の鉛直スケールは測線, 等密度線ごとに異なっているが、最も顕著なSta. 15~16 (測線C, Fig. 4-6(b)) の1000m深付近で約150mである。一方「うねり」の水平スケールは、三測点で谷 (山) が一つ入る程度であることから、波長の上限は約18.5kmと判断される。また等密度線分布は、鉛直的にコヒーレントな構造をもっている。例えば、測線CのSta. 16にみられる1500m深にまで及ぶ等密度線の下

降構造は、日本海固有水最上部の $32.00\text{ kg m}^{-3}$ 線にすでにその特徴がみられ、またそのすぐ南のSta. 17では、300m深付近から少なくとも1100m深まで、等密度線のうねりの「山」としての構造を示している。

以上2回の観測から、水深の急変する日本側大陸斜面や大和堆斜面近傍では、日本海固有水の等温線や等密度線が「うねる」ように分布していることが示された。「うねり」の大きい海域は斜面から約37km(20マイル)以内に限定されており、斜面から離れると等値線の傾きが小さくなるという特徴がみられた。このことは大陸斜面や大和堆が、固有水上部の流動に影響を及ぼしていることを示唆している。また等密度線の「うねり」は鉛直的にコヒーレントな構造をもっており、300m深付近から1000m以深まで同じような形状で分布していた。しかしながら、観測は短期間のものであるため、この構造が定常的なものかどうかは即断できない。

木谷(1987)は1986年10月~1987年4月に、Fig. 4-1に示すX, Y, Zで約200日間にわたる係留系による流速測定を行った。大和堆北東端に位置するY( $39^{\circ} 26.4' \text{ N } 136^{\circ} 27.0' \text{ E}$ )での進行ベクトル図(木谷, 1987)をFig. 4-7に示す。鉛直に約1400m離れた記録であるにもかかわらず、二層とも期間を通してほぼ一定方向に、平均流速 $2.9\sim 3.5\text{ cm s}^{-1}$ で流れている。Fig. 4-1のYの位置と進行ベクトル図を見比べると、この流れは大和堆を右手に見るような流れであったことになる。一方、日本側大陸斜面に近いZでは、流向が変化するために平均流としては小さいが、観測される流速の絶対値はYとほとんど変わらないことが報告されている。これに対して日本海盆内に位置するXでの平均流速は、Yでの1/5以下であった(木谷, 1987; 千手ら, 1992)。

Fig. 4-2(a)によるとZは測線AのSta. 03~04付近に位置しており、 $\theta_1$ と $\sigma_1$ の断面(Fig. 4-3(a), 4-5(a))で等値線が上下に変化する地点とほぼ一致している。Yは測線から少し外れるが、等深線に沿って南西に移動させると、B線ではSta. 18~19付近、A線ではSta. 10~11付近に相当する。いずれも斜面の近くで等値線が複雑に変化する点と一致するか、もしくは非常に近い点である。同様のことはFig. 4-6の測線E, C, Wについてもいえ、少なくとも流速の大きな地点と等密度線がうねる地点とが一致することは興味深い。また、 $\sigma_1$ 断面にみられた鉛直的なコヒーレント構造は、等密度線の傾きにしがうような地衡流を仮定すると、日本海固有水の最上部から1000m以深まで同じ方向の流れが存在することを示唆して

おり、特に等密度線が堆に向かって下降している部分では、堆を右手に見るような流れが存在すると考えられ、木谷（1987）の測流結果と合致している。

木谷（1987）のYでの測流結果から、大和堆を右手に見るような流れは、ある程度の持続性をもつ現象と考えられる。また、日本海固有水の密度の鉛直的な変化の変化率（ $\partial^2 \sigma_1 / \partial z^2$ ）は非常に小さいので（300～1500m深で $10^{-7} \text{ kg m}^{-5}$ のオーダー）、近似的に深さに対する密度の変化率を一定とみなすことができる。そこで一定の変化率で連続的に密度成層した海洋で、斜面に捕捉された定常な流れを仮定する。この場合の流れにともなう等密度線の変動の水平スケールは、Rossbyの内部変形半径

$$L_o = NH / f \quad (4-1)$$

のオーダーとなる。ここにHは流体層の厚み、fはコリオリパラメータである。Nは浮力振動数で、

$$N^2 = - \frac{g}{\rho_o} \frac{\partial \sigma_1}{\partial z} \quad (4-2)$$

により与えられる。ただしgは重力加速度、 $\rho_o$ は平均密度（本研究では1000dbar基準）を表し、z軸は海面を原点に鉛直上方を正とする。（4-2）式に代表的な測点として、YAM88航海のSta.16（Fig.4-6(b））の300m以深での値（ $\rho_o = 1032.051 \text{ kg m}^{-3}$ 、 $\partial \sigma_1 / \partial z = 4.02 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-4}$ ）を代入すると、浮力振動数Nは $6.18 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ となる。流体層の厚みは、Sta.16での観測深度（1489m）から300mを引いた値がその最小値を与えると考えられる。H = 1190m、f =  $9.18 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ として（4-1）式に代入すると、内部変形半径 $L_o$ は約8.0kmとなる。大和堆南側斜面で観測された等密度線の「うねり」の水平スケールは、最大でも約9 km（波長にして18.5km）であり、密度場から計算された内部変形半径とよく一致している。このことは、大和堆斜面に捕捉された流れの存在を示唆している。一方、地形性の湧昇や波動の水平スケールもRossbyの内部変形半径で与えられることが知られており（例えばGill, 1982; Pedlosky, 1987）、能登半島沖にみられる等密度線のうねり（Fig.4-5(a); Sta.01～05）は、木谷（1987）のZでの測流結果から定常的な流れというより、斜面に捕捉された波動もしくは渦動現象と考えることができる。しかしながら変動は長周期のため、地衡流場として議論することは可能である。

#### 4-4. 日本近海の固有水上部の構造

本節では大和海盆 (YAM90 測線 K, Fig. 4-2(c)), 極前線域 (YAM90 測線 L) および極前線以北の日本海盆東部海域 (YAM91, Fig. 4-2(d)) での観測結果に基づいて、日本近海での固有水上部の構造と高酸素固有水の dissipation の過程について議論する。

はじめに、各測線にみられる海洋構造の概要を示す。大和海盆を横断する YAM90 航海の測線 K (Fig. 4-2(c)) での  $\theta_1$ , 塩分,  $\sigma_1$  断面を、Fig. 4-8(a)~(c) に示す。 $\sigma_1$  の分布から、Sta. 01~10 にかけての幅広い北東流が示唆される。対馬海流系水のコアを  $\theta_1 = 5.0^\circ\text{C}$ , 塩分 34.10 PSU の等値線で囲まれる部分と定義すると、その影響は水平的には Sta. 08~09 付近まで、鉛直的には最も日本に近い Sta. 01 で約 250m 深までである。Sta. 09 以北の表層からは、34.06 PSU 以下の低塩分水 (中間水と考えられる) が対馬海流系水のコアの下に潜り込むように分布しており、これより極前線は Sta. 09 ( $39^\circ 32.5' \text{ N } 135^\circ 49.1' \text{ E}$ ) 付近に存在すると考えられる。日本海固有水の最上部である  $32.00 \text{ kg m}^{-3}$  の等密度線は、この低塩分水のすぐ下に位置しており、日本海固有水内部でも等密度線が傾斜していることを示している。

測線 K に極前線がみられたことから、測線 L (Fig. 4-2(c)) は極前線のすぐ北側に位置すると考えられる。測線 L での  $\theta_1$ , 塩分,  $\sigma_1$  断面を、Fig. 4-9(a)~(c) に示す。測線 K では広い範囲で対馬海流の影響がみられたのに対し、測線 L では対馬海流系の高塩分水は Sta. 18 ( $40^\circ 30.0' \text{ N } 138^\circ 11.0' \text{ E}$ ) よりも東側に限られている。 $\sigma_1$  の分布からも、強い北向きの流れは Sta. 18 以東にあることがわかる。対馬海流系水の下層には 34.065 PSU 以下の塩分極小が認められるが、測線 K ほど明確なものではない。また Sta. 17 の 100~200m 深には 34.07 PSU 以上の高塩分水がみられる。日本海固有水内部の水温に注目すると、Sta. 12 と 16 に冷水域が認められる。しかしながら塩分で補償されているため、 $\sigma_1$  断面では等値線は水平に近くなっている。

極前線以北の日本海盆東部海域 (YAM91 航海, Fig. 4-2(d)) での  $\theta_1$ , 塩分,  $\sigma_1$  断面を、Fig. 4-10(a)~(c) に示す。東西方向の観測線は Sta. 01~04 に限られているにもかかわらず、 $\sigma_1$  の分布から示唆される強い北向きの流れは Sta. 03 ( $43^\circ 08.4' \text{ N } 138^\circ 54.5' \text{ E}$ ) よりも東にあることがわかる。また塩分の分布からも、



34.10 PSU以上の高塩分水はSta. 02と03の間までに限られている。この対馬海流系の高塩分水の下層には、34.06 PSU以下の塩分極小が認められる。またSta. 05, 08~10の250~400m深には、34.075 PSU以上の弱い塩分極大がみられる。

Fig. 4-10(b)にみられる固有水上部での弱い塩分極大は、鉛直分解能の高いCTD観測でなければ検出できない特徴である。例として、YAM91航海のSta. 10 ( $41^{\circ} 20.3' N$   $137^{\circ} 07.1' E$ )での塩分のプロファイルと、 $\theta_1$ -SダイアグラムをFig. 4-11(a), (b)に示す。水深300m付近、 $\theta_1 = 0.6 \sim 0.7^{\circ}C$ ,  $\sigma_1 = 32.02 \sim 32.03 \text{ kg m}^{-3}$ に、34.077 PSUに達する極大が認められる。1000m深における塩分の値が34.070 PSUであり、補正後のCTDの塩分の精度が0.003 PSUであることから、この極大は有意であると考えられる。塩分極大が $32.00 \sim 32.03 \text{ kg m}^{-3}$ の範囲に認められる測点の分布を、Fig. 4-12に示す。なおこの分布図には、前節で用いたYAM88, YAM89航海の他に、1989年8月に隠岐東方海域で行ったOKI89航海の資料も含んでいる。いずれの測点も極前線より北に分布していること、塩分極大の存在する $\sigma_1$ の範囲が高酸素固有水の密度 ( $32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ ) よりも上層であることから、これら塩分極大は対馬海流から切離された高温、高塩分な海水が、周りの低温水によって冷却されたものと考えられることができる。

大陸側海域の固有水上部を特徴づける水系として、 $32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の密度をもち、鉛直的に特性がほぼ一様な高酸素固有水があった。特に $40^{\circ} N$ 以北では、高酸素固有水は高い溶在酸素量 ( $6.0 \sim 7.0 \text{ ml l}^{-1}$ ) を示すoxystadとして現れていた。各測線での $\theta_1$ ,  $\sigma_1$ の断面 (Fig. 4-8(a), (c), Fig. 4-9(a), (c), Fig. 4-10(a), (c)) をみる限り、明確なthermostad, pycnostadは認められない。しかしながら溶在酸素のプロファイルには、一様層としての特徴が明確に現れている。例として、YAM91航海のSta. 12 ( $40^{\circ} 47.4' N$   $136^{\circ} 38.0' E$ )での溶在酸素のプロファイルをFig. 4-13(a)に示す。約400~650m深に、ほぼ一様な濃度を示す層がみられる。この特徴は、縦軸を $\sigma_1$ でとったプロファイル (Fig. 4-13(b))により明確に示されている。 $\sigma_1 = 32.035 \sim 32.048 \text{ kg m}^{-3}$ の範囲に溶在酸素の一様層が認められ、その上層と下層にはシャープな躍層がみられる。溶在酸素の一様層の存在する密度範囲が、高酸素固有水の密度と一致すること、oxystadとしての特徴を示していることから、この溶在酸素の一様層は高酸素固有水を表すと考えられる。Fig. 4-14に溶在酸素の一様層が観測された測点の分布と、oxystadの厚みを示す。溶在酸

素の一樣層は極前線以北の海域だけでなく、大和海盆の中央部や南西部にも分布していることがわかる。このことは大和海盆内に高酸素固有水が流入していることを意味し、第3章での結論を支持するものである。高酸素固有水が大和海盆内へ大和堆の南側から流入しているのか、あるいは北側から流入しているのかは、高精度な溶在酸素の詳細な分布が得られない限り明らかにできない。しかしながら、大和堆斜面付近で150m以上の厚みのoxystadが観測されていることから、前節で議論した大和堆斜面に捕捉された流れとともに極前線以北、あるいは大和堆西側海域から、時計回りに堆に沿って大和海盆内へ流入している可能性が大きい。

Fig. 4-13(b)のプロファイルでもう一つ注目すべき特徴は、 $32.05\text{ kg m}^{-3}$ 面付近を境に、それより下層で急激に溶在酸素量が減少しているということである。この特徴は、第2章で示したように、 $40^{\circ}\text{ N}$ 以北の海域で特に顕著なものである (Fig. 2-13)。しかしながら鉛直分解能の高いCTD観測によると、同様の特徴はFig. 4-14の測点すべてに共通してみられ、大和海盆内でも $32.05\text{ kg m}^{-3}$ 面付近に躍層が観測されている。このことは、高酸素固有水は $32.05\text{ kg m}^{-3}$ 面以深の海水とあまり混合することなく、大和海盆内に流入してきたことを示している。これに対して、oxystadの上層にはいくつかの細かい溶在酸素の逆転がみられる。同様の逆転はFig. 4-14の測点すべてに認められ、異なる特性を持つ海水の貫入や、oxystadと上層の海水との混合を表していると考えられる。以上より、高酸素固有水は循環の過程で主に上層の海水と混合し、徐々に一樣層としての特徴を失っていくとともに、少しずつ上層へ回帰していくものと考えられる。

#### 4-5. まとめ

1988年7月から1991年7月にかけて4回にわたって行った、対馬海流域および大和堆周辺海域でのCTDによる観測結果に基づき、日本近海での固有水上部の海洋構造と、それに及ぼす海底地形効果について議論した。

水深の急変する日本側大陸斜面や大和堆斜面の近傍では、日本海固有水の等温線、等密度線が「うねる」ように分布していた。等温線や等密度線の「うねり」は、大和堆や大陸斜面から約37km (20マイル) 以内に限定されており、斜面から離れると等値線の傾きが小さくなる特徴がみられた。また等密度線の「うねり」は

鉛直的にコヒーレントな構造をもっており、日本海固有水最上部の300m深付近から1000m以深まで同じような形状で分布していた。等値線が「うねる」海域は、木谷(1987)が深層での測流で強い流れを観測した海域とほぼ一致しており、また観測された密度場から計算したRossbyの内部変形半径は、大和堆斜面でみられた等密度線の「うねり」の水平スケールと良い一致を示した。このことは、大和堆や大陸斜面に捕捉された流れや波動の存在を示唆している。

一方、対馬海流を横断するいくつかの測線からは、鉛直分解能が高いCTD観測でなければ検出できない、興味深い海洋構造が明らかになった。その一つは $\sigma_{\theta} = 32.04 \text{ kg m}^{-3}$ 付近を中心に存在する溶在酸素の一樣層である。一樣層の存在する密度範囲が高酸素固有水の密度と一致すること、oxystadとしての特徴を示していることから、観測された溶在酸素の一樣層は高酸素固有水を表すと考えられる。溶在酸素の一樣層は極前線以北のみならず、大和海盆の中央部や南西部でも認められた。このことは、高酸素固有水が大和海盆内に流入していることを示しており、第3章での結論を支持する。150m以上の厚さをもつoxystadが大和堆斜面付近で観測されたことから、高酸素固有水は大和堆に捕捉された流れとともに、大和堆の北側から大和海盆内に流入している可能性が大きい。密度と溶在酸素の関係からは、大和海盆においても $32.05 \text{ kg m}^{-3}$ 面以深で溶在酸素量が急激に減少するという特徴がみられた。またoxystadの上層には、いくつかの溶在酸素の逆転層が認められた。これらの事実から、高酸素固有水は異なる水系の貫入や、上層の海水との混合によって徐々に一樣層としての特徴を失っていくとともに、少しずつ上層へ回帰していくものと考えられる。

Table 4-1 Hydrographic surveys by RT/V *Shin'yo Maru*

Cruise	Period	Number of CTD stations	Station interval (NM)
YAM88	July 25-29, 1988	22	10
YAM89	July 27-30, 1989	21	10
			5*
OKI89	August 28-30, 1989	8	15
YAM90	July 27-30, 1990	20	20
YAM91	August 1- 3, 1991	13	20

\* On the slope of Yamato Rise

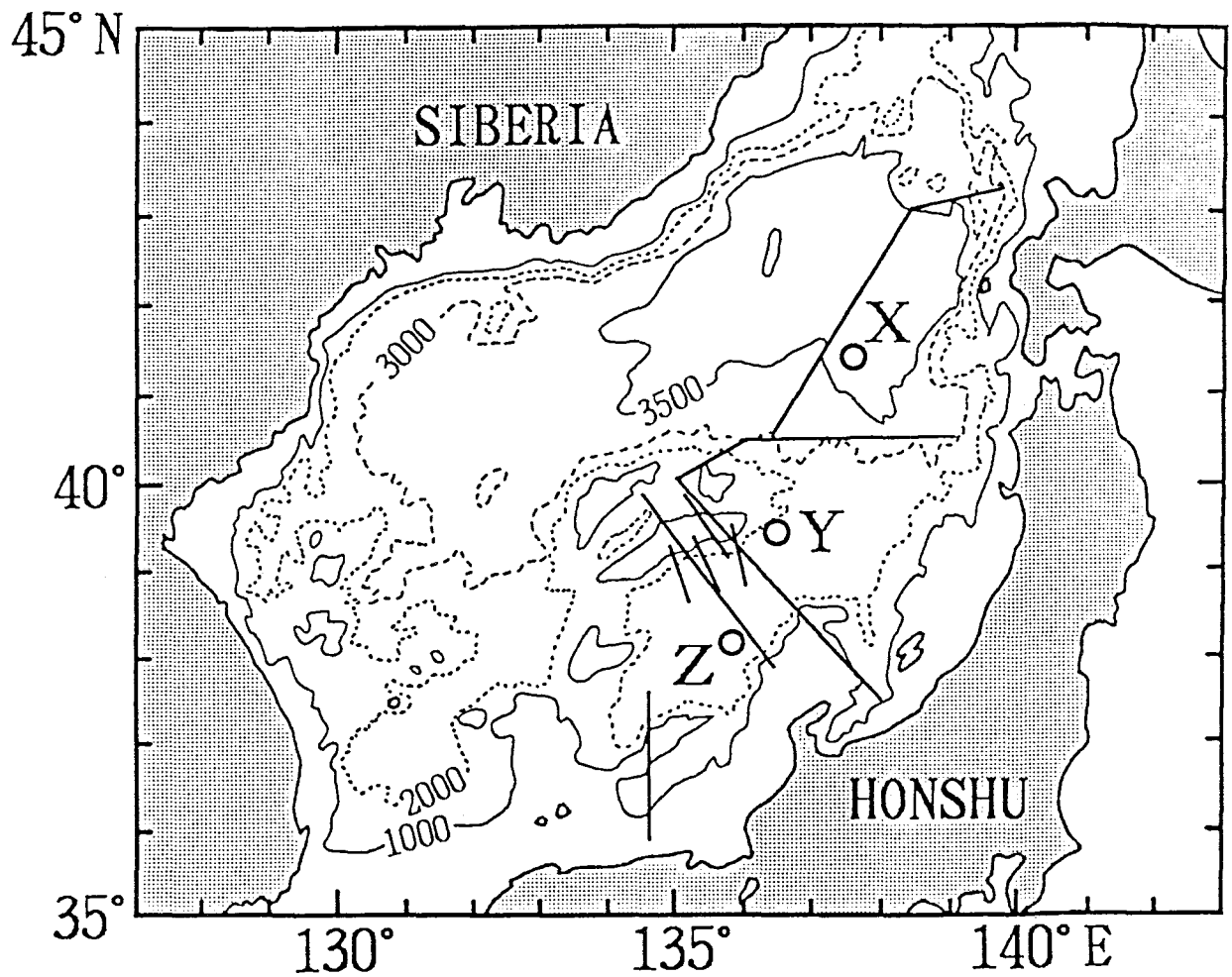


Fig.4-1: Bottom topography and locations of sections and stations used in this study. X, Y and Z show Kitani's (1987) current measurement stations.

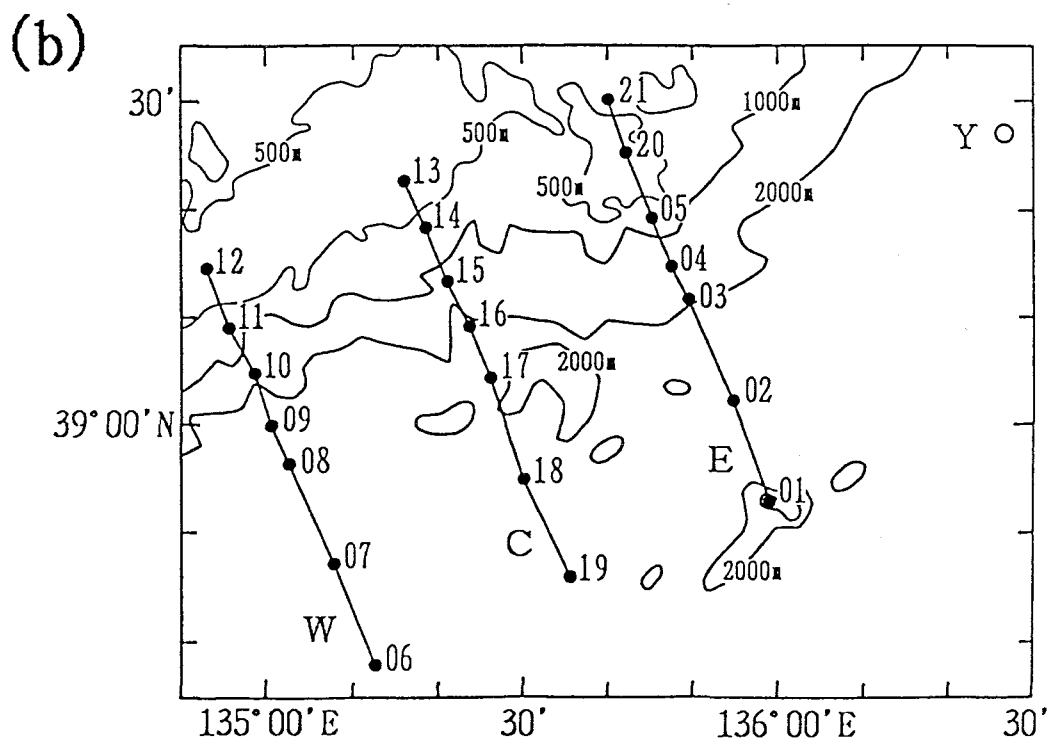
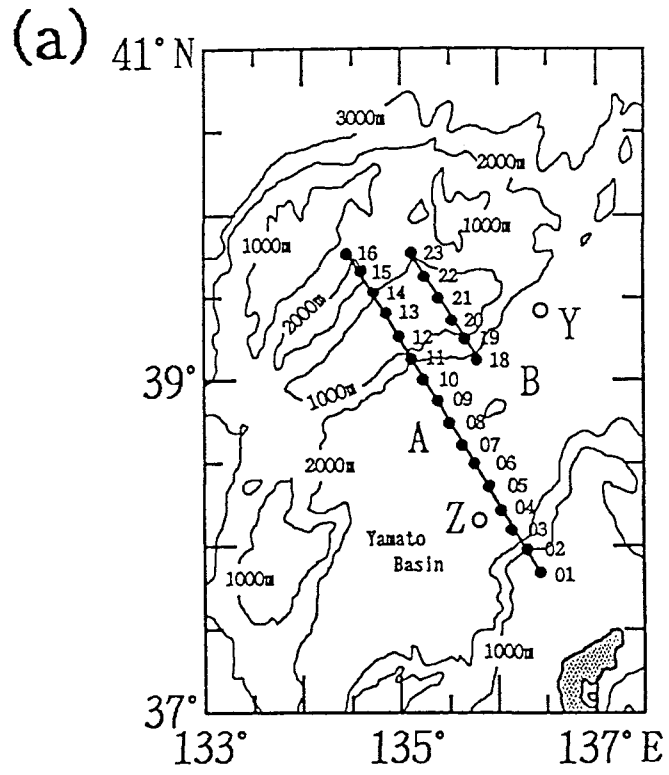


Fig. 4-2: Location of CTD stations during (a) YAM88 cruise (25-29 July, 1988), (b) YAM89 cruise (27-30 July, 1989), (c) YAM90 cruise (27-30 July, 1990) and (d) YAM91 cruise (1-3 August, 1991). Y and Z show Kitani's (1987) current measurement stations.

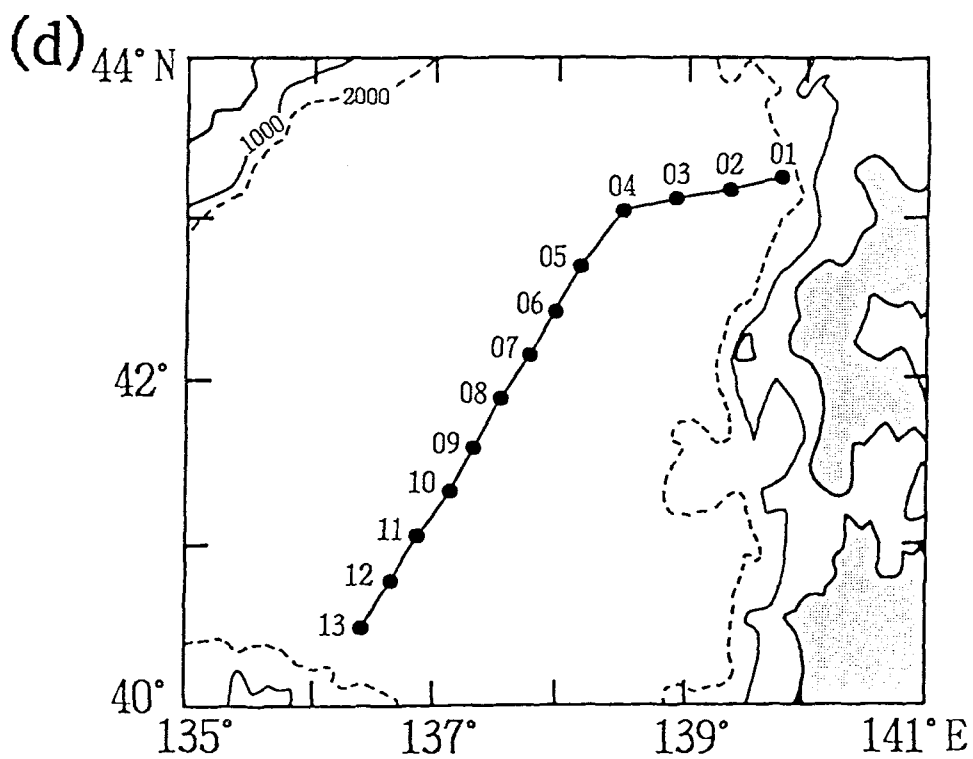
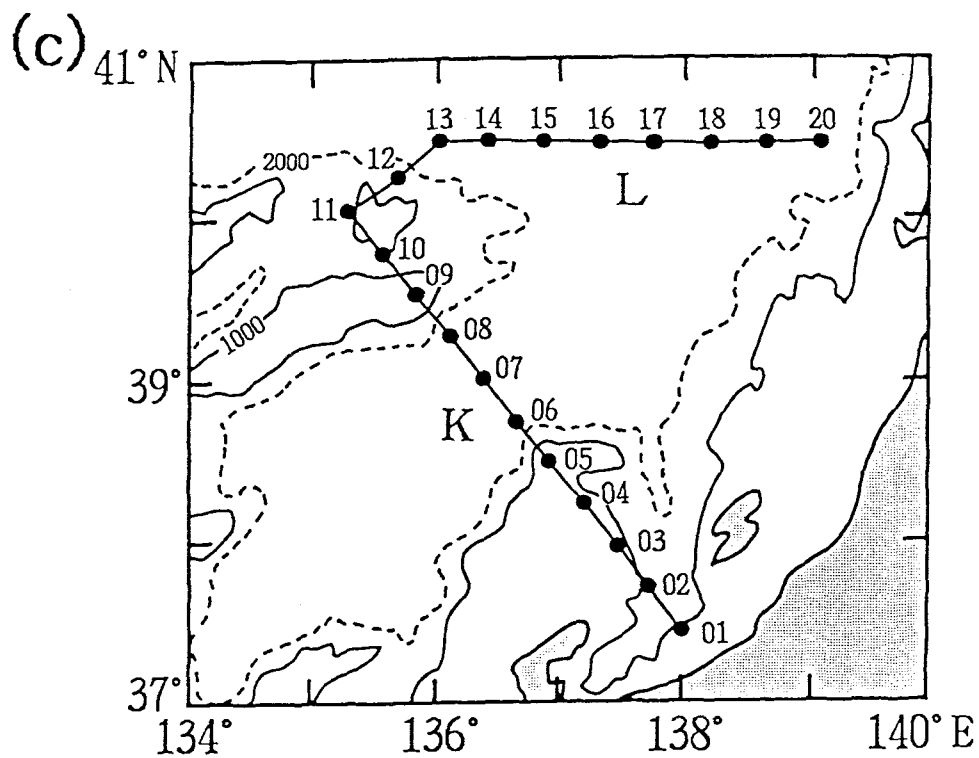


Fig. 4-2: Continued.

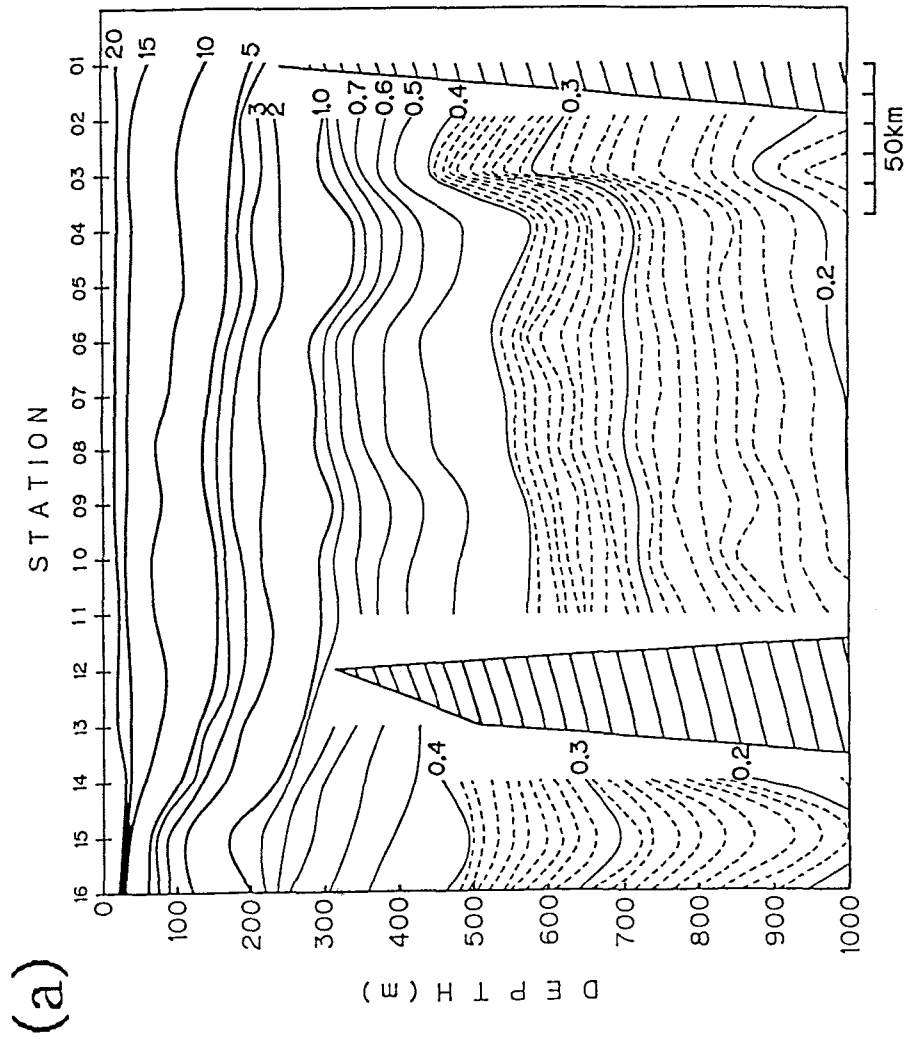
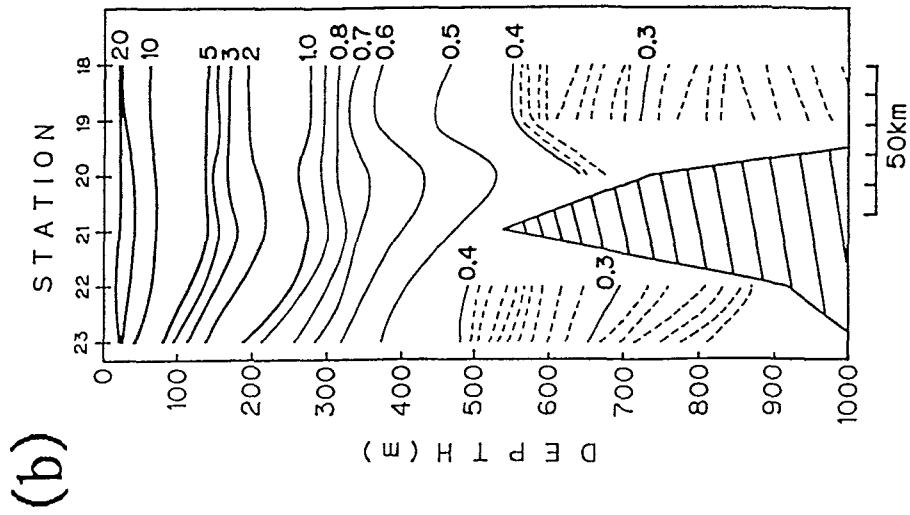
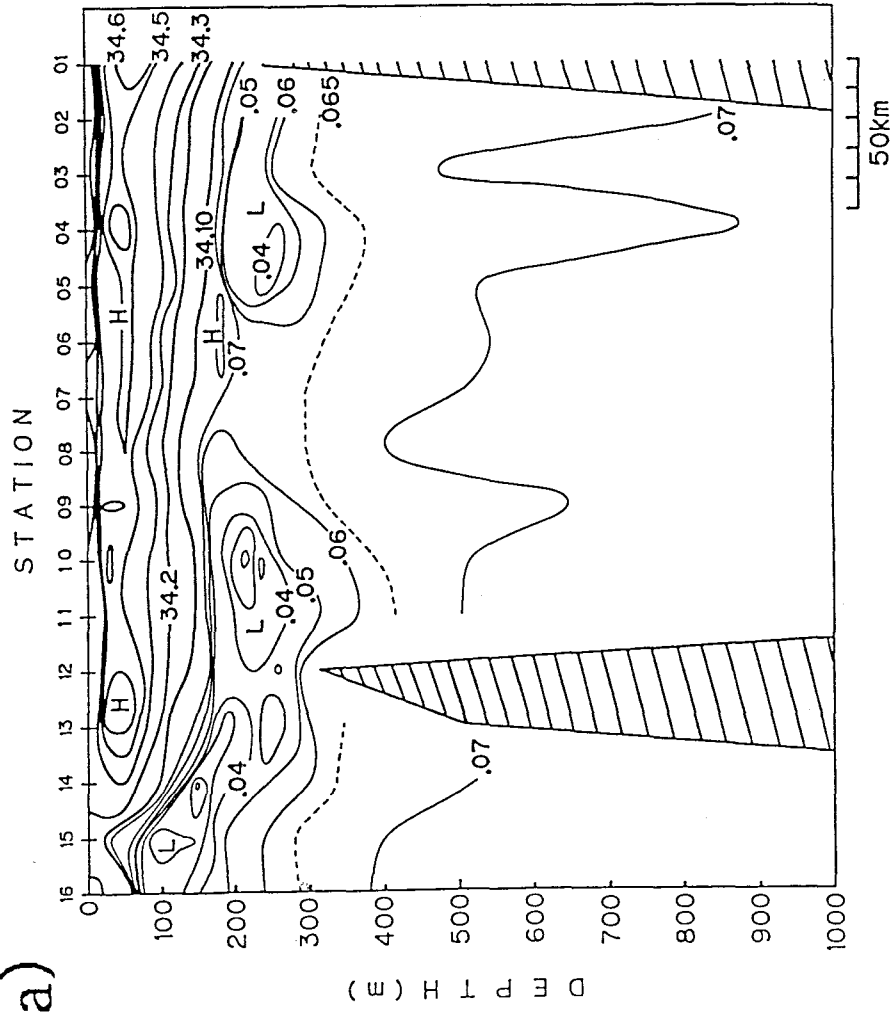


Fig. 4-3: Vertical sections of  $\theta_1$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) along (a) A-line, (b) B-line during the YAM88 cruise.



(a)



(b)

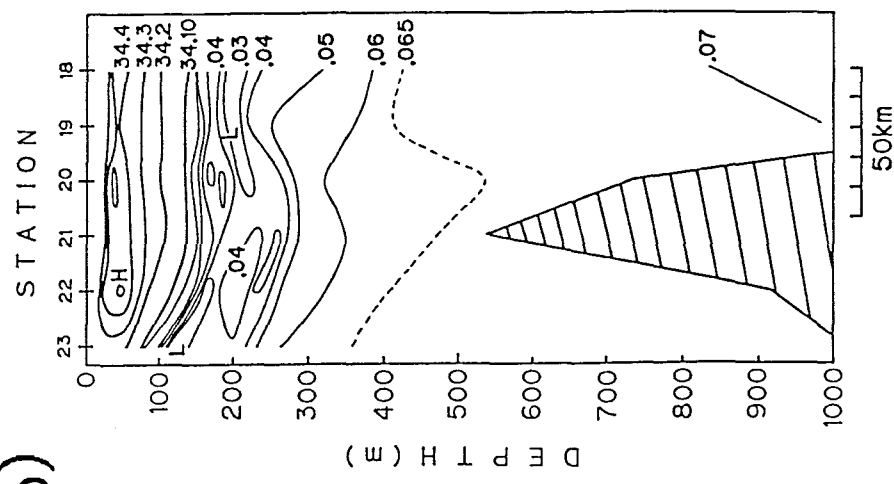
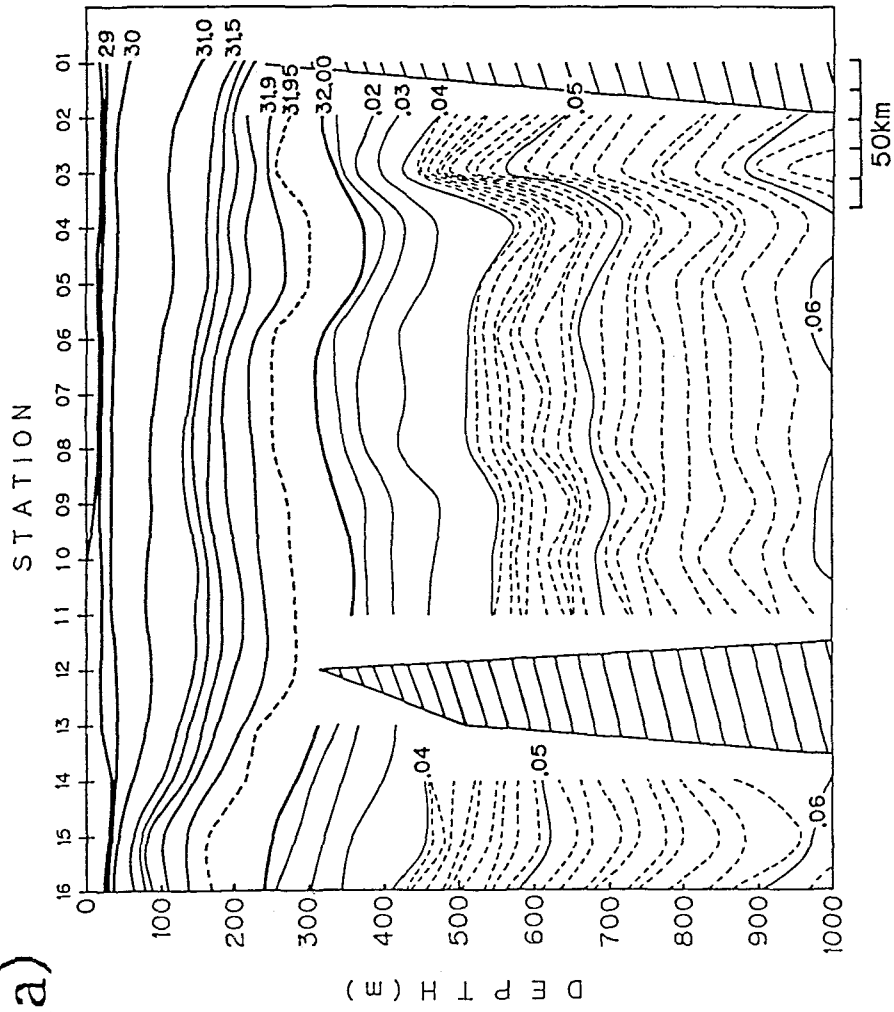


Fig. 4-4: As in Fig. 4-3 except for salinity (PSU).

(a)



(b)

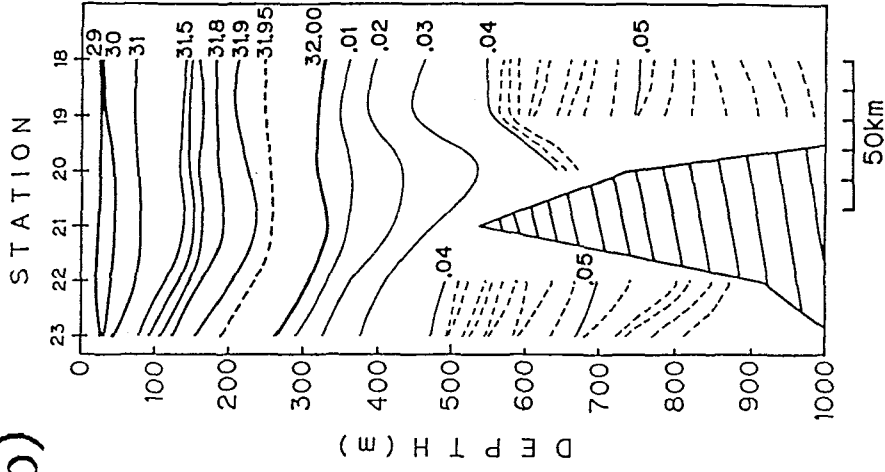


Fig. 4-5: As in Fig. 4-3 except for  $\sigma_1$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ).

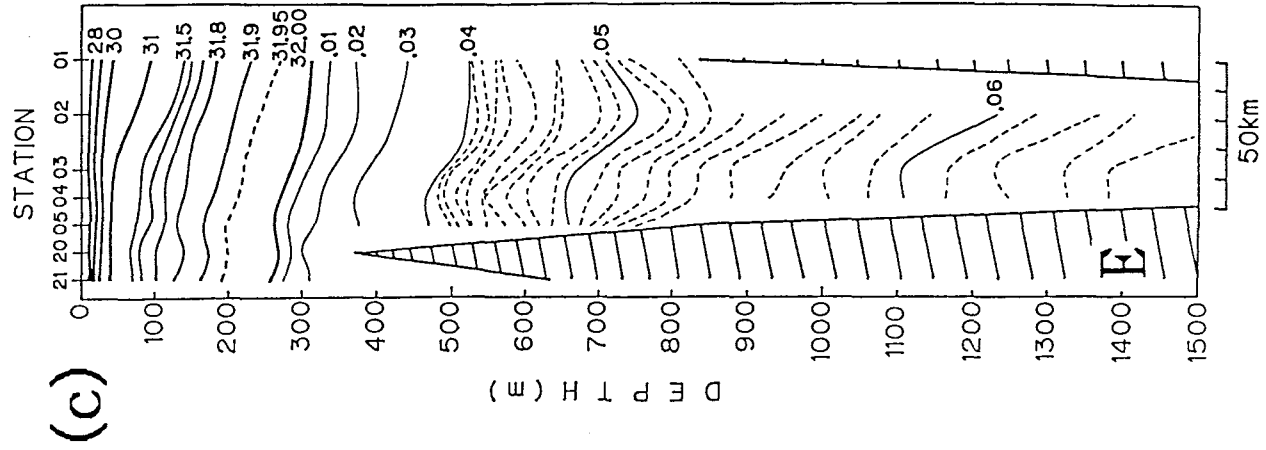
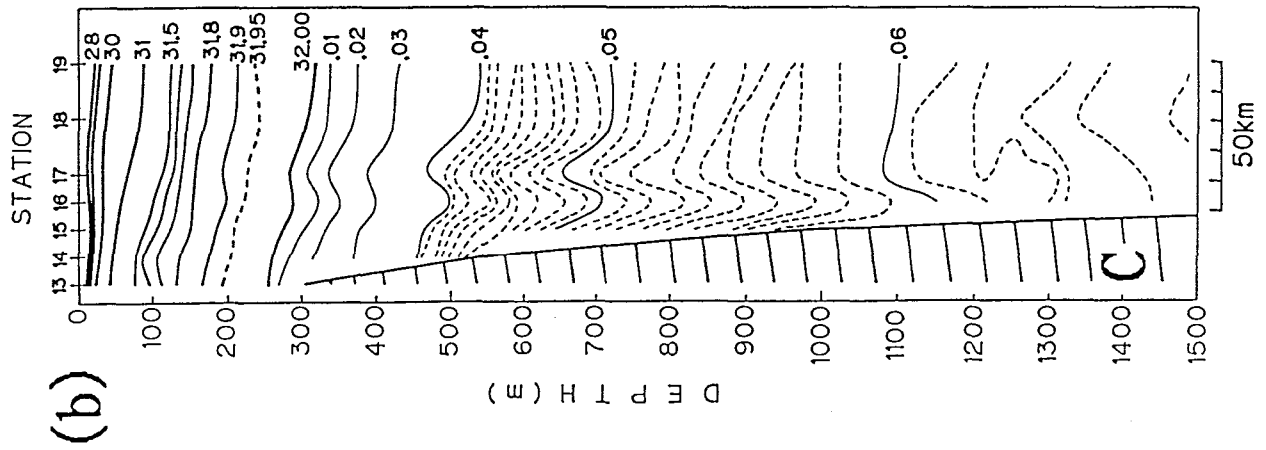
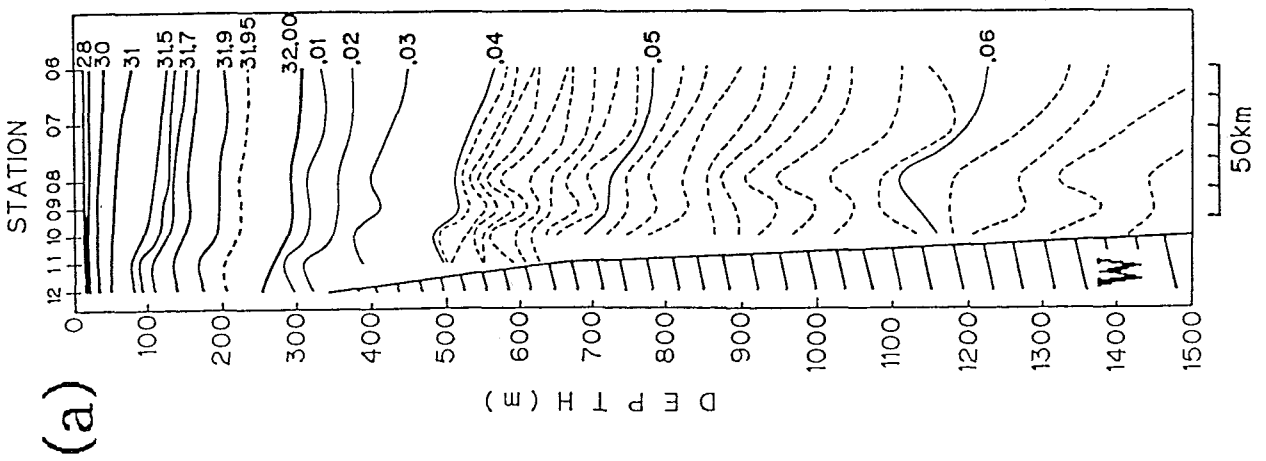
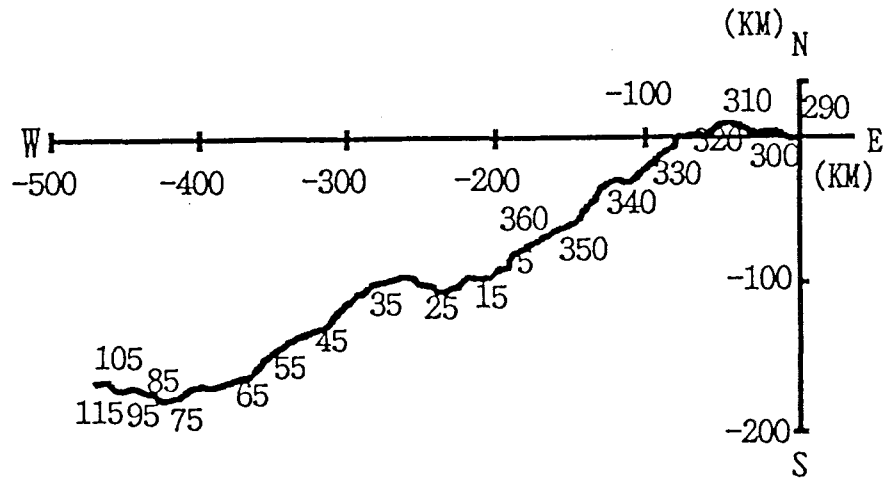
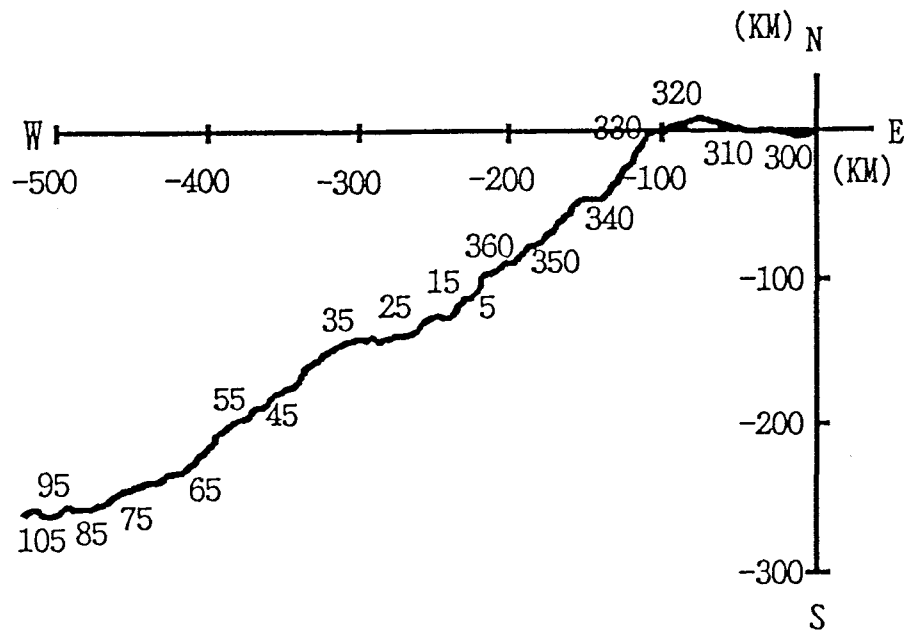


Fig. 4-6: Vertical sections of  $\sigma_t$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) along (a) W-line, (b) C-line and (c) E-line during the YAM89 cruise.



Yamato Basin, St. Y, 1097m  
Oct.14,1986-Apr.28,1987



Yamato Basin, St. Y, 2530m  
Oct.14,1986-Apr.28,1987

Fig.4-7: Progressive vector diagrams at 1097 m (upper) and 2530 m (lower) at Sta.Y (39° 26.4' N 136° 27.0' E) in the Yamato Basin during the period from 14 October 1986 to 28 April 1987. Numerals in figures denote Julian Day. (After Kitani, 1987)

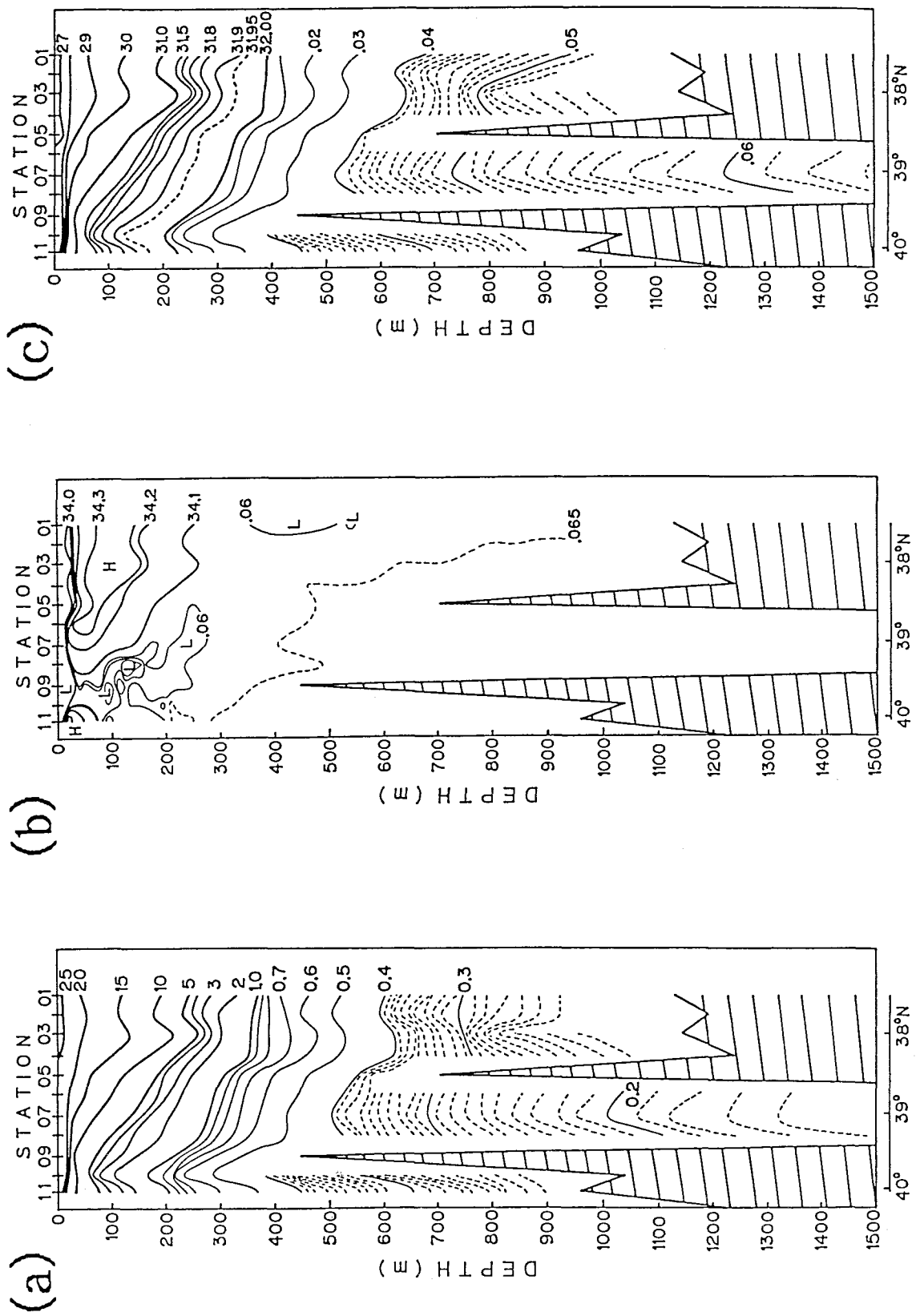


Fig. 4-8: Vertical sections of (a)  $\theta$ , ( $^{\circ}\text{C}$ ), (b) salinity ( $\text{PSU}$ ) and (c)  $\sigma_t$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) along K-line

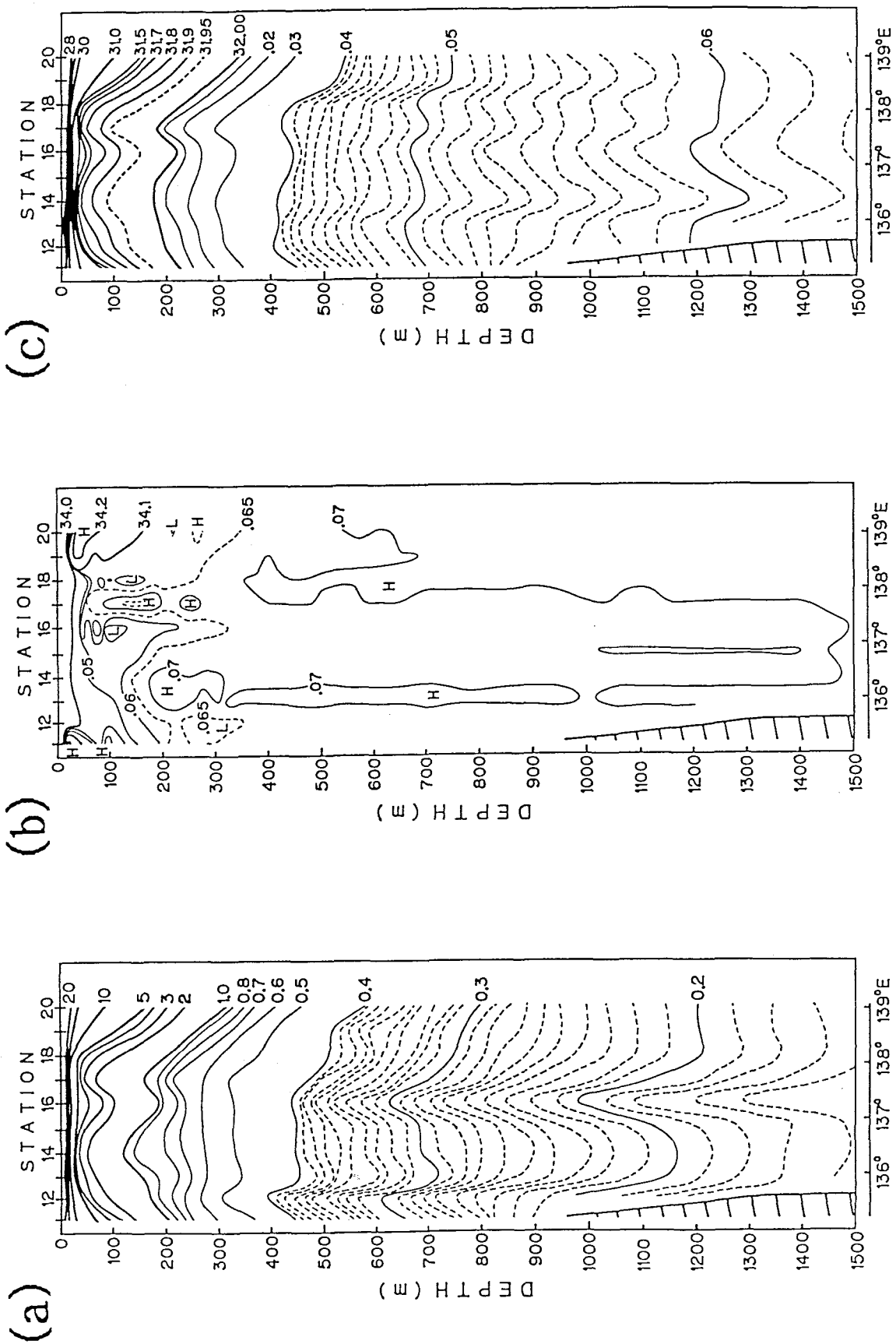


Fig. 4-9: Vertical sections of (a)  $\theta$ , ( $^{\circ}\text{C}$ ), (b) salinity (PSU) and (c)  $\sigma_t$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) along L-line during the YAM90 cruise.

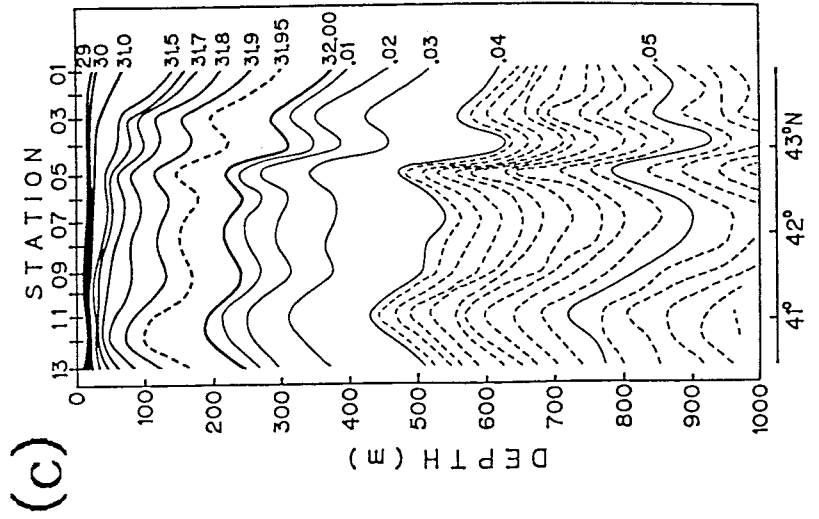
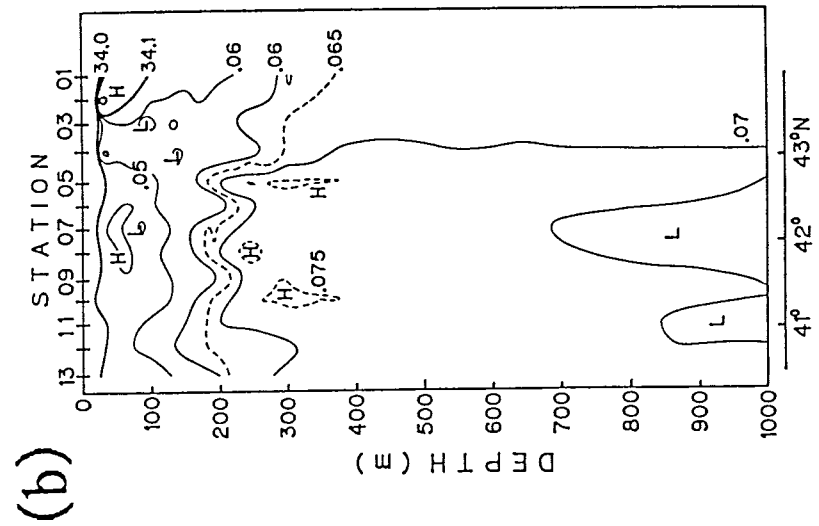
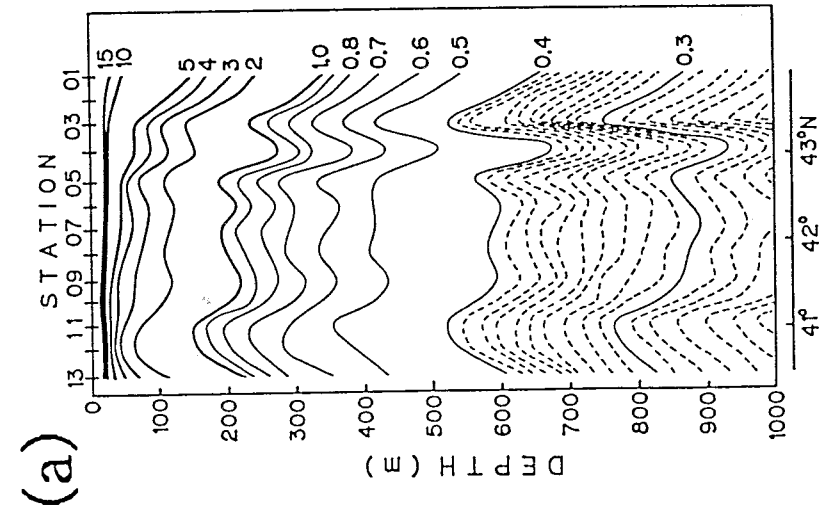
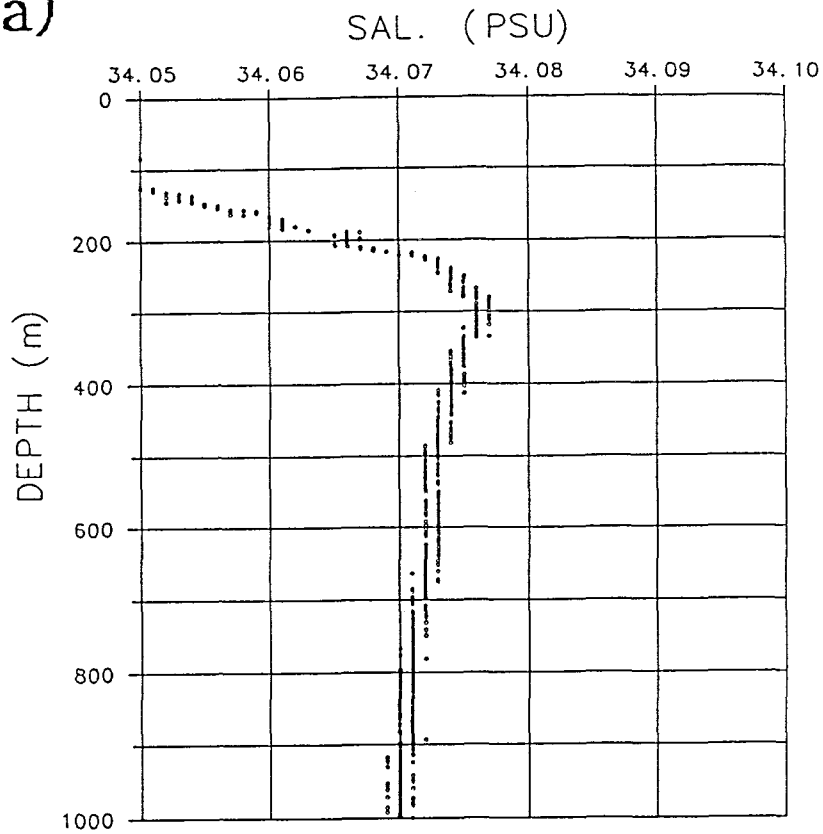


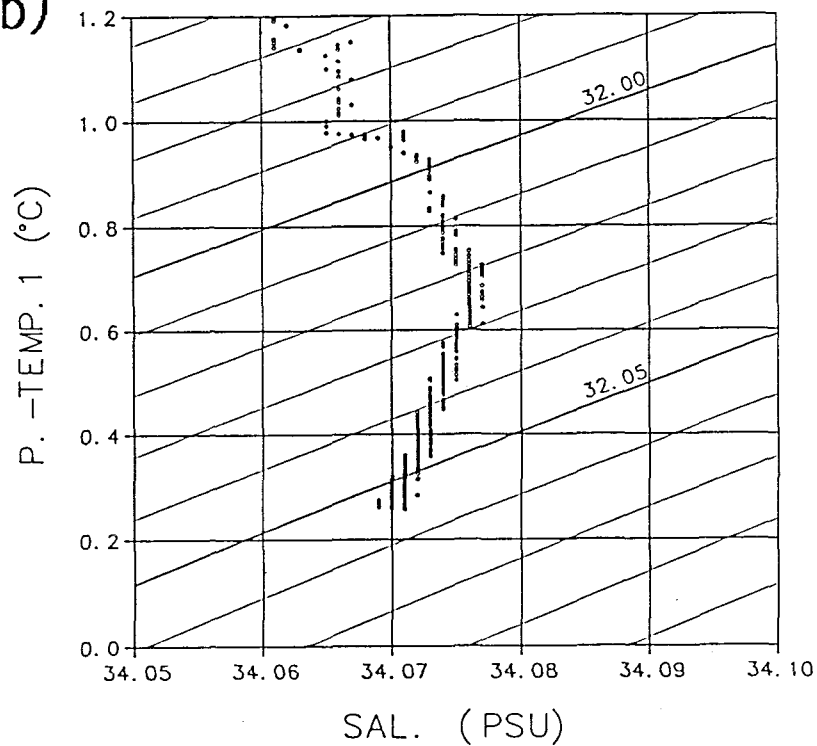
Fig. 4-10: Vertical sections of (a)  $\theta_1$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), (b) salinity (PSU) and (c)  $\sigma_1$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) along the YAM91 cruise line.

(a)



STA. NAME  
YAM91C10

(b)



STA. NAME  
YAM91C10

Fig.4-11: (a) Vertical profile of salinity and (b)  $\theta$ -S diagram at Sta.C10 (41° 20' N 137° 07' E) during the YAM91 cruise.



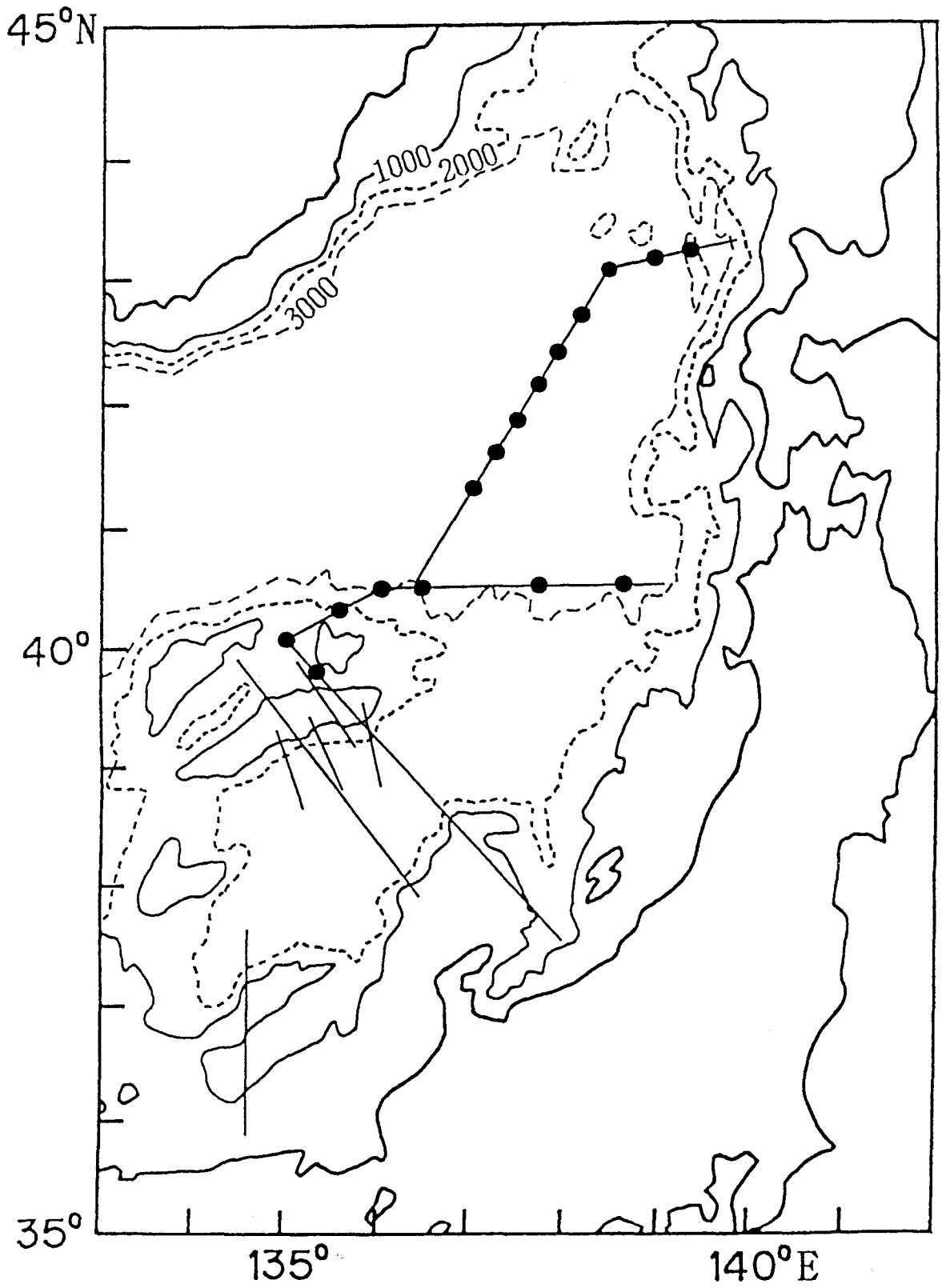


Fig.4-12: Distribution of Stations at which salinity maximum was detected.

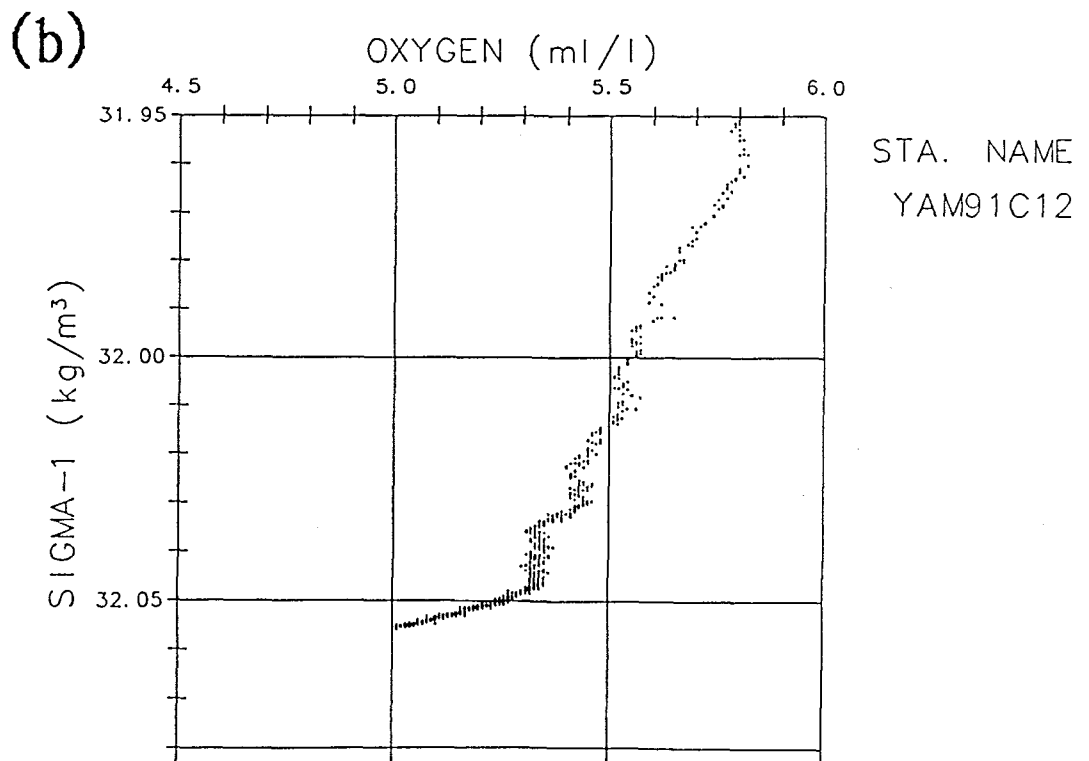
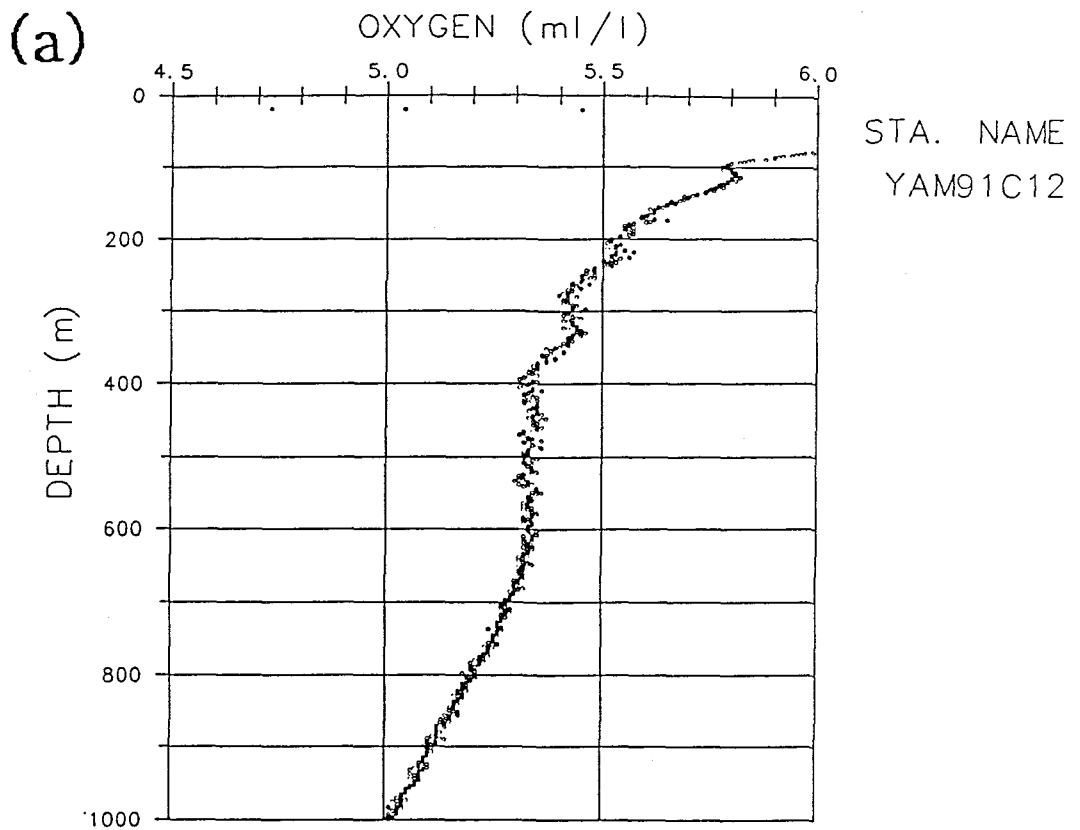


Fig.4-13: (a) Vertical profile of dissolved oxygen ( $\text{ml l}^{-1}$ ) and (b) relationship between  $\sigma_t$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) and dissolved oxygen at Sta.C12 ( $40^{\circ} 47' \text{ N } 136^{\circ} 38' \text{ E}$ ) during the YAM91 cruise.

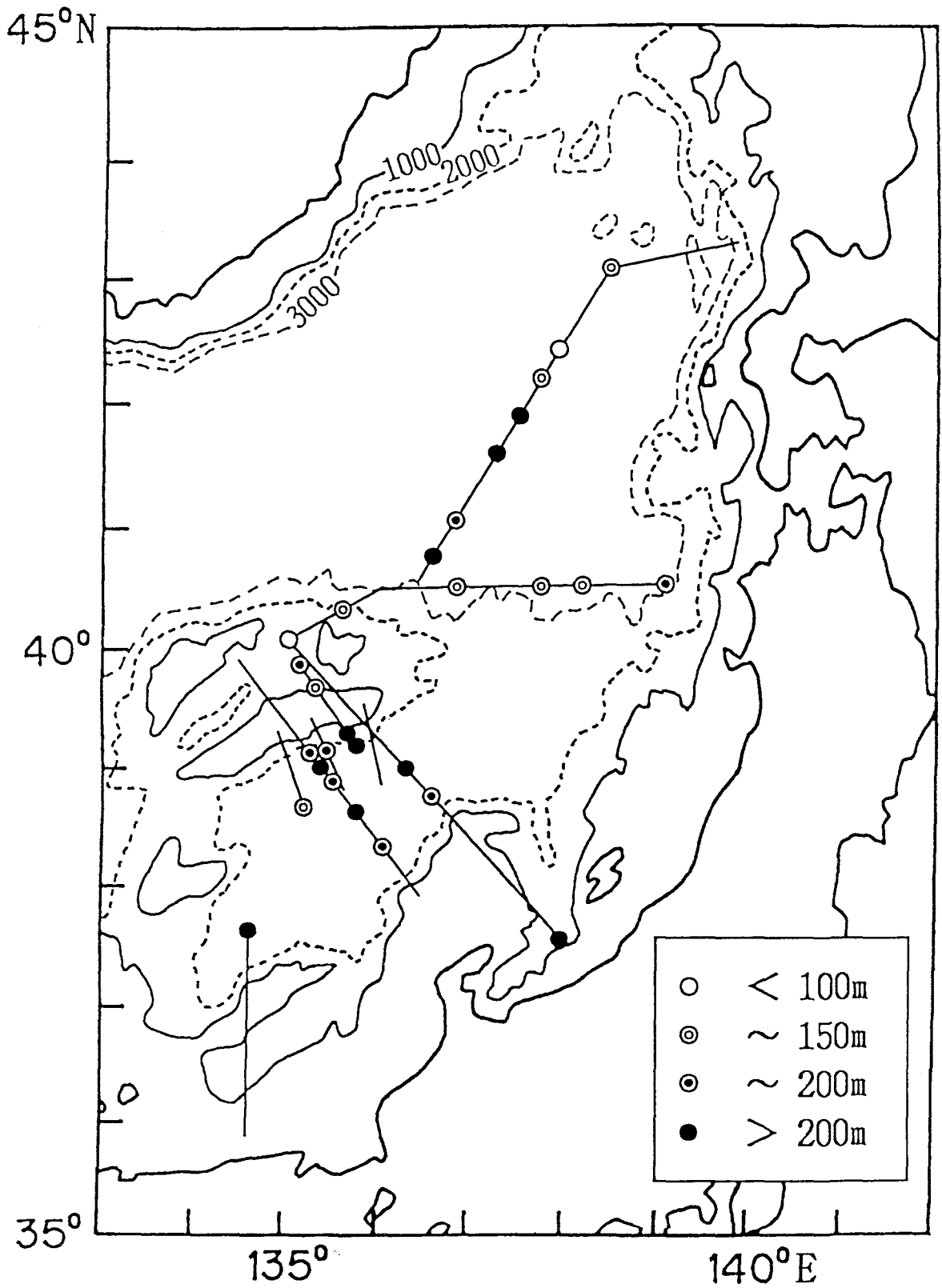


Fig.4-14: Distribution of stations at which oxystad was detected. Oxystad thickness is shown by symbols defined in the right-down corner.

## 第5章 日本海固有水上部の海水特性の経年変動と高酸素固有水の形成

### 5-1. はじめに

前章までは、固有水上部の特性の空間的な変動に注目して解析を進めてきたために、その長期的な変動（経年変動）については明らかにされなかった。しかしながら海水特性の時間的な変動からも、固有水上部の循環に関する有効な情報が得られると考えられる。

本章では、約20年にわたる定点での観測資料に基づいて、固有水上部の海水特性の経年変動と、高酸素固有水の形成機構について議論する。

### 5-2. 解析に用いた資料

固有水上部の海水特性の経年変動を調べるためには、定点での長期観測資料が必要である。しかも日本海固有水の密度変化の範囲は極めて小さく、塩分の変動に大きく影響されるため、長期間にわたって一定の精度を保持する塩分データが要求される。舞鶴海洋気象台によるPM線（越前岬沖定線：Fig. 5-1の実線）は、1965年から年に2回（主に2月と8月）行われており、1973年からは気象庁における海洋汚染観測定線として、年に4回（主に2, 5, 7, 9月）実施されている。またPM線での塩分の資料は、1965年以降、小数点以下第3位までの測定値が得られており、精度に変化はない。

そこで、新しく形成された高酸素固有水をモニタリングする資料として、PM線の測点の中でもその形成域に近く、欠測の少ないPM10（40° 20' N 132° 48' E, Fig. 5-1）での資料（水温, 塩分, 溶在酸素, リン酸塩）を用いた。ただしPM10はロシア（旧ソビエト）のEEZ（経済専管水域）に位置するため、1982年5月以降、観測は行われていない。一方、日本海の中でも古い海水が存在する大和海盆の海水特性のモニタリングには、PM05（37° 43' N 134° 43' E）での資料を用いた。PM05は大和堆の南側、大和海盆の南西端に位置し、1965年から毎年観測が行われている。解析に用いたPM10, PM05での資料の一覧をTable 5-1に示す。

PM10, PM05とも観測点の正確な位置は毎回異なるが、一、二の例外を除き、所定の緯度、経度から10'以内に収まっている。

### 5-3. 固有水上部の海水特性の経年変動

本節では、固有水上部を代表する $\sigma_t = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$ 面上での海水特性の経年変動を議論する。高酸素固有水の形成域に近いPM10での、1965年8月から1982年5月までの等密度面深度、塩分、溶在酸素およびリン酸塩の変動をFig. 5-2(a)~(d)に示す。図中の一点鎖線は解析期間中の全資料の平均値を表し、負の偏差を示す期間には影をつけてある。

等密度面深度 (Fig. 5-2(a)) は、平均値 375m深を中心に $\pm 150\text{m}$ 程度 (標準偏差 89m) の振幅で変動している。この変動の振幅は、平均場 (Fig. 3-4) の空間変動の約1/2に相当する。変動の様子を大まかにみると、1967年以前と1973年~1976年秋には正の偏差 (平均よりも深い) を、1970年~1972年夏と1977年~1978年秋、および1980年代には負の偏差 (平均よりも浅い) を示している。

等密度面深度とほぼ同じ位相で変動しているのが、溶在酸素 (Fig. 5-2(c)) である。変動の様子を概観すると、この等密度面上では1966年頃から急激に値が増加し、1968年春には平均値 ( $6.24 \text{ ml l}^{-1}$ ) に達し、1969年夏~1970年春にはさらに増加して、1970年~1972年の秋には正の偏差を示している。その後1973年~1976年秋には負の偏差を示し、1977年からは再び正の偏差となっているが、1980年春頃より減少傾向を示し、1981年5月以降は負の偏差となっている。溶在酸素の変動幅は、1966年~1970年にかけては約 $1.5 \text{ ml l}^{-1}$ にも達するが、1970年以降は $\pm 0.5 \text{ ml l}^{-1}$ 程度の振幅で変動している。この値は平均場 (Fig. 3-6) の空間変動の約1/3となっている。なお、全期間通しての標準偏差は $0.33 \text{ ml l}^{-1}$ である。

リン酸塩 (Fig. 5-2(d)) は溶在酸素と逆の位相で変動しており、1967年以前と1974年秋~1975年秋には正の偏差を、1970年~1973年春および1976年夏~1980年春には負の偏差を示している。これはFig. 5-3の溶在酸素とリン酸塩の相関図にも負の相関として明確に現れている (相関係数  $R = -0.7287$ )。なお、Fig. 5-3のデータ群の傾きは、第3章で示したRedfield ratioにほぼ等しくなっている。リン酸塩の平均値は $1.61 \mu \text{ mol l}^{-1}$ であり、変動幅は1966年~1968年には約 $0.5 \mu \text{ mol}$

$l^{-1}$ に達するが、1970年以降は $\pm 0.2 \mu mol l^{-1}$ 程度となっている（標準偏差  $0.15 \mu mol l^{-1}$ ）。この振幅の大きさは、平均場（Fig. 3-7）の空間変動の約1/2に相当する。

塩分（Fig. 5-2(b)）は、平均34.061 PSU、変動の振幅は最大でも $\pm 0.02$  PSU程度（標準偏差  $0.008$  PSU）で、時間的な変動と平均場（Fig. 3-5）における空間変動の大きさが同程度となっている。変動の様子に注目すると、1966年春以前と1970年～1974年秋までは負の偏差を、1977年春～1978年秋と、1979年冬～1980年春、および1981年春以降は正の偏差を示しており、同一符号の偏差が長く続く傾向がみられる。なお、塩分とポテンシャル水温（ $\theta_1$ ）は等密度面上の資料であるので、まったく同じ位相で変動しており、塩分の $\pm 0.01$  PSUの変動に対して、 $\theta_1$ が $\pm 0.1^\circ C$ 程度変化する。 $\theta_1$ の平均は $0.456^\circ C$ であり、標準偏差は $0.078^\circ C$ である。

塩分と溶在酸素の変動（Fig. 5-2(b)と(c)）の間に特定の関係を見いだすことは困難であり、このことはFig. 5-4の塩分と溶在酸素の相関図からも理解される（ $R = 0.1491$ ）。これは塩分（または水温）と溶在酸素（またはリン酸塩）は独立に変動していることを示しており、それぞれ別の変動の原因があることを示唆している。

次に、最も古い海水が存在する大和海盆（PM05）での $32.03 kg m^{-3}$ 面の深度、およびこの面上での塩分、溶在酸素、リン酸塩の時間変化をFig. 5-5(a)～(d)に示す。塩分（ $\theta_1$ ）については、平均値  $34.061$  PSU（ $0.463^\circ C$ ）を中心に $\pm 0.01$  PSU（ $\pm 0.1^\circ C$ ）程度の振幅で変動しており（標準偏差  $0.007$  PSU,  $0.062^\circ C$ ）、年に4回の観測が行われるようになった1973年以降には、12～15ヶ月周期の変動が認められる。1976年以前には、一年以上にわたり同じ偏差を示す期間はみられないが、1977年～1980年春には正の偏差が、1980年夏から1982年夏にかけては負の偏差が現れている。一方、等密度面深度とリン酸塩（Fig. 5-5(a), (d)）には、それぞれ $\pm 100m$ ,  $\pm 0.2 \mu mol l^{-1}$ （1969年以前は $0.3 \mu mol l^{-1}$ ）程度の変動が認められる（それぞれ平均  $486m$ ,  $1.89 \mu mol l^{-1}$ ；標準偏差  $70m$ ,  $0.13 \mu mol l^{-1}$ ）。溶在酸素（Fig. 5-5(c)）にも $\pm 0.3 ml l^{-1}$ 程度の振幅の変動が認められ（平均  $5.28 ml l^{-1}$ , 標準偏差  $0.15 ml l^{-1}$ ）、正、負の偏差を示す時期が比較的明確に現れている。以上のように、PM05での塩分（ $\theta_1$ ）以外の特性量の変動の振幅、標準偏差は、

PM10と比較して小さくなっている。PM10とPM05の平均値を比較すると、 $32.03\text{kg m}^{-3}$ 面についてはPM05の方が111mほど深く、高温 ( $+0.007^{\circ}\text{C}$ )、低酸素 ( $-0.96\text{ml l}^{-1}$ ) で高リン酸塩 ( $+0.28\mu\text{mol l}^{-1}$ ) である。塩分は両測点で差がみられず、また水温も観測精度以下の差しかないことに注意が必要である。これらの特徴は、すでに前章までに述べたとおりである。

注目すべき点は、PM10とPM05の溶在酸素の変動に相関が認められることである。先に述べたようにPM10では1970年～1972年秋に正の偏差を示しており、これに対応するようにPM05でも1971年春～1974年の秋頃まで正の偏差を示している。その後、PM10では1973年～1976年秋に負の偏差となっており、PM05でも1975年春～1978年春頃まで偏差がほとんどゼロか、もしくは負の偏差を示す期間となっている。PM10の1977年以降の正の偏差に対応するPM05での変動は明確ではないが、1978年夏～1979年春の正の偏差がこれに対応すると思われる。以上の特徴をより明確に示すために、PM10、PM05での各特性量の値を内挿して三ヶ月毎（2，5，8，11月）の資料を作成し、相互相関を計算した。溶在酸素についての結果をFig. 5-6に示す。12～15ヶ月のタイムラグに $+0.4$ 程度のピークが認められ、また21ヶ月にも $+0.3$ 程度のピークがみられる。これはPM10で変動が起こってから、12～21ヶ月遅れてPM05で変動が観測されていることを意味しており、シベリア沖で形成された高酸素固有水が、第3章で述べた循環を通してPM05まで移流してきたことを示唆している。PM05での変動の振幅がPM10に比べて小さいことについては、高酸素固有水が形成域からPM05にまで移流してくる間に、拡散や混合などの作用を受け、変動が弱められたためと考えることができる。なお、同程度のタイムラグは等密度面深度、リン酸塩にもみられ、 $32.05\text{kg m}^{-3}$ 面上での溶在酸素にも認められる。以上より、このタイムラグはPM10からPM05までの水塊の移流のタイムスケールを表すと考えられる。

PM10とPM05の間の距離は約335kmであり、この距離を12～21ヶ月かけて移動したと仮定すると、その速度は $1.06 \times 10^{-2} \sim 0.62 \times 10^{-2}\text{m s}^{-1}$ となる。これは、高酸素固有水の移動速度の下限値と考えられる。また両測点の $32.03\text{kg m}^{-3}$ 面上での溶在酸素量の平均値の差は $0.96\text{ml l}^{-1}$ であり、これが12～21ヶ月で消費されたとすると、この等密度面上での平均酸素消費速度は $0.96 \sim 0.55\text{ml l}^{-1}\text{yr}^{-1}$ となる。この値は、日本海の方が低温であるにもかかわらず、北大西洋、北太平洋の100～300

m深における平均酸素消費速度 (Wyrski, 1962; Jenkins, 1980; Suga et al., 1989) と同じオーダーである。

#### 5-4. 高酸素固有水の形成と経年変動の原因

高酸素固有水の形成域に近いPM10での海水特性には、経年変動が存在することを示した。海水特性の経年変動は、どのような原因によって引き起こされるのだろうか。この疑問に答えるためには、高酸素固有水の形成機構について考察する必要がある。

高酸素固有水に一般的にみられる特徴として、①海水特性が鉛直的にほぼ一様である、②溶在酸素量が比較的高い、という二点を挙げるができる。これらは、北大西洋のSubpolar Mode WaterやLabrador Sea Water, 北太平洋のSub-tropical Mode Waterなどにもみられる特徴で、対流によって形成される水系に共通した特徴と考えられている (Lazier, 1973; McCartney and Talley, 1982; Talley and McCartney, 1982; Suga et al., 1989; Suga and Hanawa, 1990)。40° ~ 43° Nの大陸側海域では、冬季、高酸素固有水の上面である $\sigma_t = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$ 面が海面にoutcropし、 $32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の層の厚みが増加する (第3章) という事実も、高酸素固有水は冬季の対流によって形成されるという考えを支持する。

冬季に、少なくとも500m深付近までの対流が起こっていることを示す観測資料がある。Fig. 5-7に、1971年3月に拓洋 (海上保安庁) によって観測された41° 20' N線 (Fig. 5-1, 破線) に沿った $\sigma_t$ 断面を示す。136° Eより西の海域では約200m深に達する混合層がみられ、最も西の測点 (Sta. 7; 41° 24.0' N 133° 01.0' E) では海面から500m深付近まで $32.04 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の海水で占められている。この測点での $\theta_t$ , 塩分,  $\sigma_t$ , ポテンシャル渦度および溶在酸素のプロファイルを、Fig. 5-8に示す。各特性量とも500m深付近まではほとんど一様であり、第2章で示した高酸素固有水の特徴値に極めて近い (Fig. 2-3(a), Fig. 2-4, Fig. 2-9)。同様の混合層は、第3章で解析した海水特性の平均資料にも認められる。Fig. 5-9に、冬 (1~3月) の大陸に沿っての (Fig. 5-1, 細線)  $\sigma_t$ 断面を示す。41° 30' N ~ 43° 00' Nにかけて、日本海固有水の最上部である $32.00 \text{ kg m}^{-3}$ の等



密度線が海面に outcrop しており、特に  $42^{\circ} 30' N$  付近では  $32.02 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$  の海水が、海面から 650m 深付近までを占めている。このような deep convection には二つの型 (shelf process 型の convection と open-ocean convection) があることが知られており (Killworth, 1983)、このうち open-ocean convection は地中海や Labrador 海, Greenland 海, Weddell 海などで観測されている (MEDOC GROUP, 1970; Swallow and Caston, 1973; Clarke and Gascard, 1983; Gascard, 1991; Sandven et al., 1991)。Open-ocean convection は chimney と呼ばれる直径 20~50km の狭い領域で起こり、また激しい対流に先だって鉛直安定度を小さくする preconditioning が不可欠であるとされている。Fig. 5-8 のポテンシャル渦度のプロファイルからわかるように、混合層内部の鉛直安定度は非常に小さく、open-ocean convection に特徴的な preconditioning が起こっていると考えられる。混合層の海水特性が高酸素固有水の特徴と一致することからも、高酸素固有水はこの海域で open-ocean 型の deep convection によって形成されると考えられる。

PM10 で観測された溶在酸素量の変動は、以上の理由から、対流の規模に支配されていると考えることができる。大規模な対流が起こると、その対流の深さ、面積に応じて大量の高酸素固有水が形成される。このとき対流の深さが深いほど、より大きな密度における溶在酸素量が増加する。また形成される高酸素固有水の量が多いほど、水塊の移動にともなう変質の度合いが小さいため、その特性が数年間にわたって持続し、結果として経年変動として現れると考えられる。したがって等密度面上での溶在酸素量の変動は、高酸素固有水の形成量を反映したものと考えることもできる。PM10 での  $\sigma_{\theta} = 32.00 \text{ kg m}^{-3}$  面および  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面上での溶在酸素の変動を、Fig. 5-10 (a), (b) に示す。Fig. 5-2 (c) とこれらの図から、いくつかのイベントを見いだすことができる。

- (A) 1969年~1970年の冬には、すべての等密度面上の溶在酸素量が急激に増加している。
- (B) 1973年~1974年にかけて、 $32.00 \text{ kg m}^{-3}$  面の溶在酸素量が急激に増加しており、 $32.03 \text{ kg m}^{-3}$  面、 $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面でも増加傾向を示している。
- (C) 1976年~1977年にかけて、 $32.03 \text{ kg m}^{-3}$  面と  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  面の溶在酸素量が急激に増加している。また  $32.00 \text{ kg m}^{-3}$  面でも増加傾向を示している。

対流の規模を支配する要因の一つとして、大気の状態が考えられる。Talley

and McCartney (1982), Clarke and Gascard (1983) は、Labrador Sea Waterの形成量には気温や風速などの大気の状態が大きく関係していることを示した。また地中海でも強いMistralが吹き続けた二週間前後の間に、2000m以深にまで達する混合層が形成され、大量のdeep waterが形成されたことが報告されている (Stommel, 1972)。さらにMartin et al. (1992) は、人工衛星からのマイクロ波観測によって間宮 (タートル) 海峡付近での海水量の変動を調べ、日本海のbottom waterの形成には低気圧の通過が大きく関与していると述べている。

高酸素固有水の形成域付近での大気の状態を表す指標として、ウラジオストク (Fig. 5-1) での月平均気温の時系列 (1964年7月~1982年6月) をFig. 5-11(a) に示す。図中の一点鎖線は、 $-15^{\circ}\text{C}$ の位置を表す。解析期間中に $-15^{\circ}\text{C}$ 以下を記録した月は5回あり、それぞれ (a) 1965年12月 ( $-18.2^{\circ}\text{C}$ )、(b) 1969年1月 ( $-15.0^{\circ}\text{C}$ )、(c) 1970年1月 ( $-16.1^{\circ}\text{C}$ )、(d) 1974年1月 ( $-15.5^{\circ}\text{C}$ )、(e) 1977年1月 ( $-18.2^{\circ}\text{C}$ ) となっている。これらの月のうち (c) ~ (e) は、PM10の溶在酸素量に大きな変化がみられた時期 ((A)~(C)) と一致している。この海域の大気の状態を示すもう一つの指標として、ウラジオストクと小樽の気圧差の時系列 (1964年7月~1982年6月) をFig. 5-11(b)に示す。ウラジオストクと小樽はほぼ同じ緯度に位置しており (ウラジオストクは $43^{\circ} 07' \text{ N } 131^{\circ} 54' \text{ E}$ 、小樽は $43^{\circ} 11' \text{ N } 141^{\circ} 01' \text{ E}$ ; Fig. 5-1)、両地点間の気圧差を冬季の季節風 (北風) の強さの指標と考えることができる。図中には10hPaの位置を一点鎖線で示してある (単純に地衡風を仮定すると、10hPaの気圧差に対して約 $7.0 \text{ m s}^{-1}$ の風が吹く)。PM10でイベントがみられた時期は、すべて10hPa以上の気圧差を記録した月となっていることがわかる。大気 - 海洋間の熱交換量は、気温や風速の他に日射量や蒸発量などの気象条件、海面水温、成層状態、結氷の有無などの海洋の状態によっても左右されるため、一概に気温が低く、季節風の強い冬に大規模な対流が発生するとは断言できない。しかしながら、少なくとも気温や季節風の強さ (気圧差) と、PM10での溶在酸素量の変動に対応がみられることは興味深い。

以上より、高酸素固有水は寒冷な冬には大量に形成され、逆に比較的暖かい冬にはあまり形成されていないと推測される。しかしながら、もし高酸素固有水の形成が完全に停止したとすると、PM10, PM05での溶在酸素量は先に述べた平均酸

素消費速度から考えて、3～6年で現在の半分のレベルにまで落ちてしまうと考えられる。Fig. 5-2(c)やFig. 5-5(c), Fig. 5-10が示すように、20年近くにもわたって平均的に高い溶在酸素量を維持していくためには、高酸素固有水はその形成量に変動はあるものの、ほとんど毎冬形成されていると考えられ、それが第3章で述べた季節変動として現れていると考えられる。

第3章で用いた冬季の平均資料から、固有水上部の水塊の平均的な形成量を見積もることができる。日本海固有水の最上部である $\sigma_t = 32.00 \text{ kg m}^{-3}$ 面が海面に outcropする面積は、その深度分布 (Fig. 5-12) から約 $4.9 \times 10^4 \text{ km}^2$ と見積もられる。一方、冬季の deep convectionはFig. 5-7では約500m深まで、Fig. 5-9では650m深付近まで起こっている。しかしながら、これらの断面図から、500m以深にまで達する大規模な対流は、比較的狭い海域で起こっていることがわかる。そこで、対流による混合層の平均的な厚みを400mと仮定すると、固有水上部の水塊の平均形成量は約 $2.0 \times 10^4 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ となる。第3章で求めた固有水上部の海水の体積 ( $27.3 \times 10^4 \text{ km}^3$ ) をこの値で割ると、13.7年という ventilation timeが得られる。この値は、2000m以深の海水に対してGamo and Horibe (1983) が求めた300年や、200m以深の海水全体に対するHarada and Tsunogai (1986) の300～400年, Watanabe et al. (1991) の数百年と比べてかなり小さい。しかしながら、これらは固有水上部のみを対象としたものではなく、より深層での日本海固有水、もしくは日本海固有水全体についてのものである。したがって固有水上部の水塊は、より深層での日本海固有水の10倍程度の速度で更新されていることになる。

一方、PM10の水温、塩分には、溶在酸素とは異なる位相の経年変動が認められた。水温、塩分の変動は対流の規模よりも、むしろ高酸素固有水形成時の気象条件 (蒸発量, 降水量, 気温, 風速, 日射量など) や、海洋の状態 (対馬海流系の高温, 高塩分水の移流や結氷の有無, 成層状態など) に関係していると考えられる。北大西洋の Labrador Sea Water や Eighteen Degree Water にも水温、塩分の経年変動が見いだされており、大規模な気候変動との関連が示唆されている (Lazier, 1980; Talley and McCartney, 1982; Talley and Raymer, 1982; Clarke and Gascard, 1983)。

## 5-5. まとめ

高酸素固有水の形成域に近いシベリア沖での観測定点（PM10）と、日本海の中でも古い海水の存在する大和海盆での定点（PM05）で、1965年8月～1982年5月までに得られた資料に基づいて、固有水上部の海水特性の時間的な変動を調べた。

PM10では、各特性量とも平均場の空間変動の1/3～1/2程度の振幅の経年変動が認められた。溶在酸素とリン酸塩の変動の間には明確な負の相関が認められたが、溶在酸素と塩分の間には有意な相関はみられなかった。このことは水温、塩分の変動と、溶在酸素やリン酸塩の変動の原因は別であることを示唆している。PM05でも各特性量に経年変動が認められたが、その変動の振幅、標準偏差はPM10に比べて小さかった。PM10とPM05の溶在酸素量の変動には相関があり、PM10で変動が起きてから、12～21ヶ月遅れてPM05で変動が観測されていた。このことはシベリア沖で形成された高酸素固有水が、第3章で述べた循環を通してPM05まで移流してきたことを示唆しており、両海域間の流動に要する時間は12～21ヶ月であることを示している。

PM10での溶在酸素量の変動と、ウラジオストクの月平均気温、およびウラジオストクと小樽の気圧差との間に良い対応がみられたことから、高酸素固有水の形成に大気の状態が大きく関与していることが示唆される。また冬季のシベリア沖での観測資料から、高酸素固有水はこの海域でopen-ocean型のdeep convectionによって形成されると考えられる。第3章で用いた平均資料から見積もられる、固有水上部の海水の平均形成量は $2.0 \times 10^4 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ であり、これから計算されるventilation timeは約13.7年である。

Table 5-1 Dates of observations at PM10 and PM05  
used in the analysis

No.	Ship	Date	
		PM10 (40° 20' N 132° 48' E)	PM05 (37° 43' N 134° 43' E)
1	<i>Seifu Maru</i>	Aug. 15, 1965	Aug. 14, 1965
2	<i>Seifu Maru</i>	Feb. 14, 1966	Feb. 13, 1966
3	<i>Seifu Maru</i>	May 22, 1966	May 29, 1966
4	<i>Seifu Maru</i>	Sep. 11, 1966	Sep. 7, 1966
5	<i>Seifu Maru</i>	Feb. 20, 1967	Feb. 19, 1967
6	<i>Seifu Maru</i>	Aug. 4, 1967	Aug. 3, 1967
7	<i>Seifu Maru</i>	Feb. 24, 1968	Feb. 18, 1968
8	<i>Seifu Maru</i>	Aug. 8, 1968	Aug. 9, 1968
9	<i>Seifu Maru</i>		Feb. 16, 1969
10	<i>Seifu Maru</i>	Aug. 6, 1969	Aug. 5, 1969
11	<i>Seifu Maru</i>	Feb. 16, 1970	Feb. 14, 1970
12	<i>Seifu Maru</i>	Aug. 6, 1970	Aug. 7, 1970
13	<i>Seifu Maru</i>	Feb. 13, 1971	Feb. 12, 1971
14	<i>Seifu Maru</i>	Jul. 24, 1971	Jul. 23, 1971
15	<i>Seifu Maru</i>		Feb. 15, 1972
16	<i>Seifu Maru</i>	May 22, 1972	May 23, 1972
17	<i>Seifu Maru</i>	Jul. 29, 1972	Jul. 30, 1972
18	<i>Seifu Maru</i>	Oct. 25, 1972	Oct. 26, 1972
19	<i>Seifu Maru</i>	Feb. 23, 1973	Feb. 21, 1973
20	<i>Seifu Maru</i>	May 11, 1973	May 9, 1973
21	<i>Seifu Maru</i>	Jul. 28, 1973	Jul. 29, 1973
22	<i>Seifu Maru</i>	Sep. 29, 1973	Sep. 28, 1973
23	<i>Seifu Maru</i>		Feb. 16, 1974
24	<i>Seifu Maru</i>	May 11, 1974	May 10, 1974
25	<i>Seifu Maru</i>	Jul. 24, 1974	Jul. 25, 1974
26	<i>Seifu Maru</i>	Oct. 9, 1974	Oct. 10, 1974
27	<i>Seifu Maru</i>	Feb. 28, 1975	Feb. 27, 1975
28	<i>Seifu Maru</i>	May 8, 1975	May 7, 1975
29	<i>Seifu Maru</i>	Jul. 16, 1975	Jul. 17, 1975

30	<i>Seifu Maru</i>	Sep. 24, 1975	Sep. 23, 1975
31	<i>Seifu Maru</i>	Feb. 14, 1976	Feb. 13, 1976
32	<i>Seifu Maru</i>	May 10, 1976	May 9, 1976
33	<i>Seifu Maru</i>	Jul. 24, 1976	Jul. 23, 1976
34	<i>Seifu Maru</i>	Sep. 24, 1976	Sep. 23, 1976
35	<i>Seifu Maru</i>		Feb. 19, 1977
36	<i>Seifu Maru</i>	May 9, 1977	May 8, 1977
37	<i>Seifu Maru</i>	Jul. 18, 1977	Jul. 19, 1977
38	<i>Seifu Maru</i>	Sep. 23, 1977	Sep. 22, 1977
39	<i>Seifu Maru</i>		Feb. 24, 1978
40	<i>Seifu Maru</i>	May 10, 1978	May 9, 1978
41	<i>Seifu Maru</i>	Jul. 14, 1978	Jul. 15, 1978
42	<i>Seifu Maru</i>	Oct. 8, 1978	Oct. 7, 1978
43	<i>Seifu Maru</i>	Feb. 13, 1979	Feb. 12, 1979
44	<i>Seifu Maru</i>	May 9, 1979	May 8, 1979
45	<i>Seifu Maru</i>	Jul. 14, 1979	Jul. 15, 1979
46	<i>Seifu Maru</i>	Sep. 22, 1979	Sep. 21, 1979
47	<i>Seifu Maru</i>	Feb. 19, 1980	Feb. 18, 1980
48	<i>Seifu Maru</i>	May 11, 1980	May 10, 1980
49	<i>Seifu Maru</i>	Jul. 18, 1980	Jul. 19, 1980
50	<i>Seifu Maru</i>	Sep. 26, 1980	Sep. 25, 1980
51	<i>Seifu Maru</i>	Mar. 1, 1981	Feb. 28, 1981
52	<i>Seifu Maru</i>	May 8, 1981	May 7, 1981
53	<i>Seifu Maru</i>	Jul. 16, 1981	Jul. 17, 1981
54	<i>Seifu Maru</i>		Sep. 26, 1981
55	<i>Seifu Maru</i>		Feb. 5, 1982
56	<i>Seifu Maru</i>	May 9, 1982	May 8, 1982
57	<i>Seifu Maru</i>		Jul. 14, 1982
58	<i>Seifu Maru</i>		Sep. 28, 1982

---

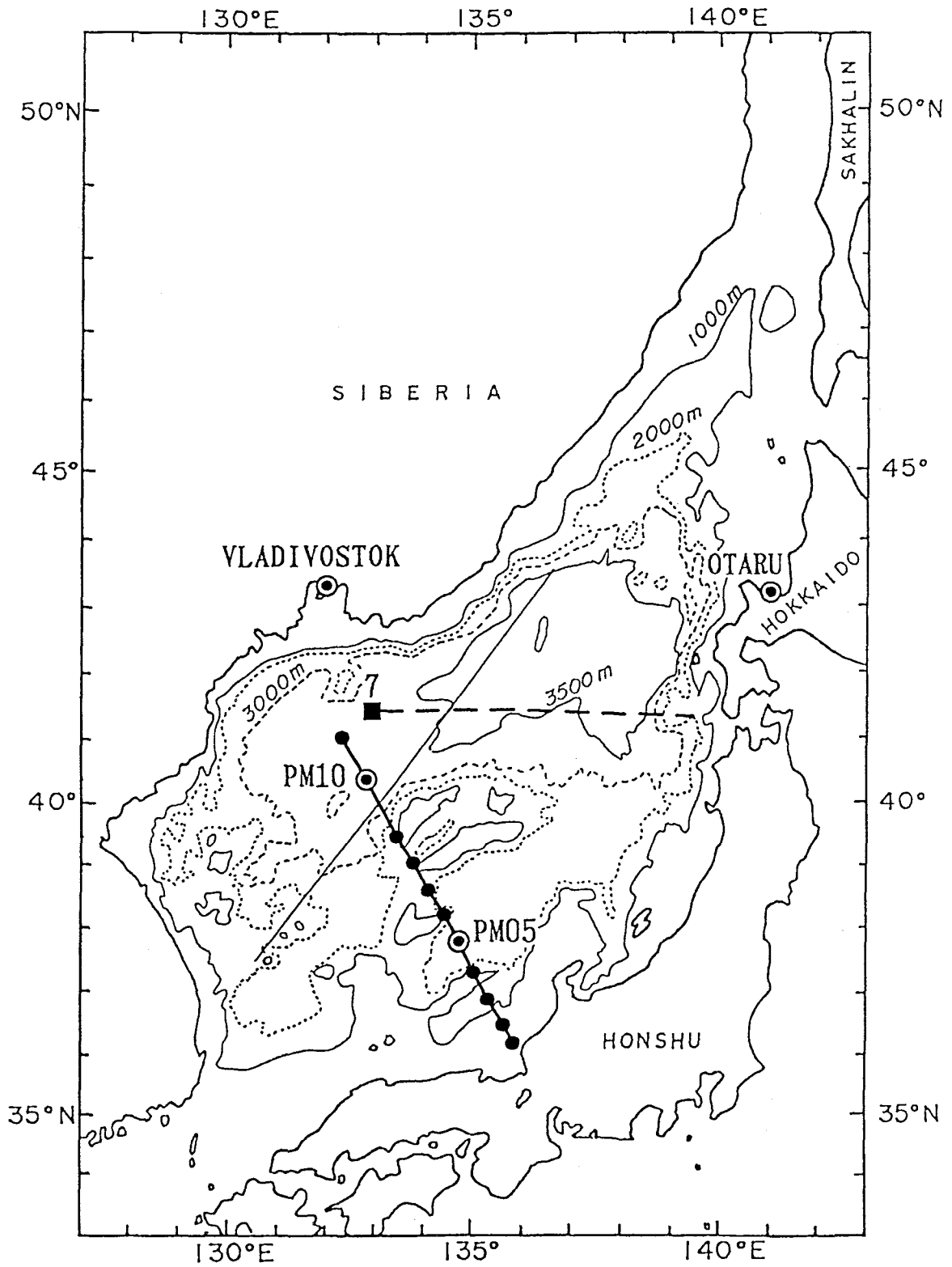


Fig.5-1: Location of sections and stations used in this study. The bold and dashed lines denote PM-line and R/V *Takuyo*'s section in March 4-11, 1971, respectively. The thin line shows location of Fig.5-9 section.

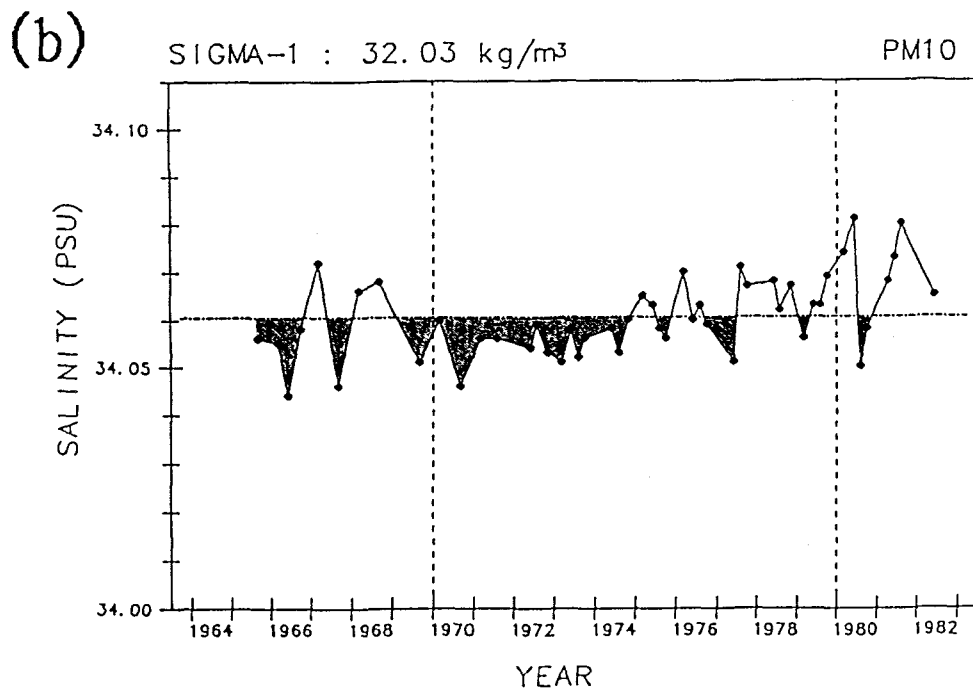
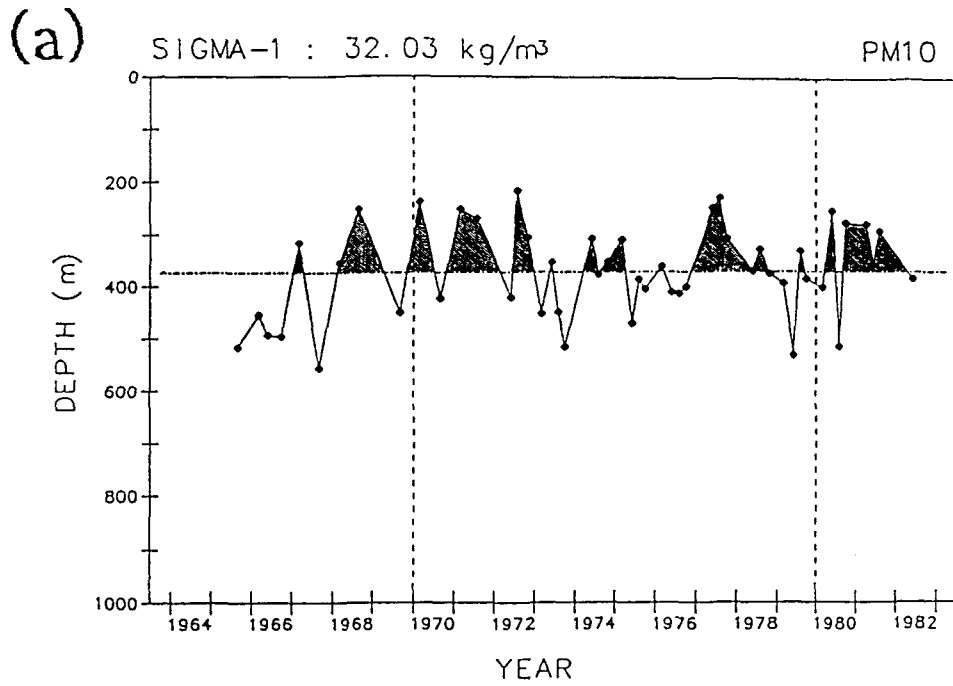


Fig.5-2: Variations of (a) depth (m), (b) salinity (PSU), (c) dissolved oxygen ( $\text{ml l}^{-1}$ ) and (d) phosphate ( $\mu\text{mol l}^{-1}$ ) on  $\sigma_1 = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$  surface at PM10 from August 1965 to May 1982. Hatched areas show negative anomaly.



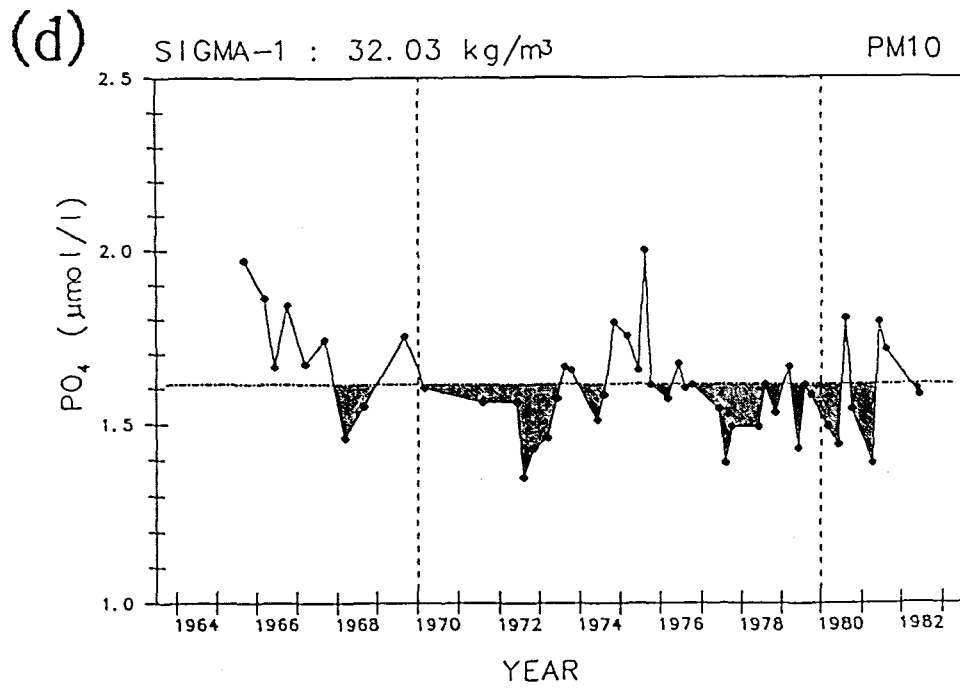
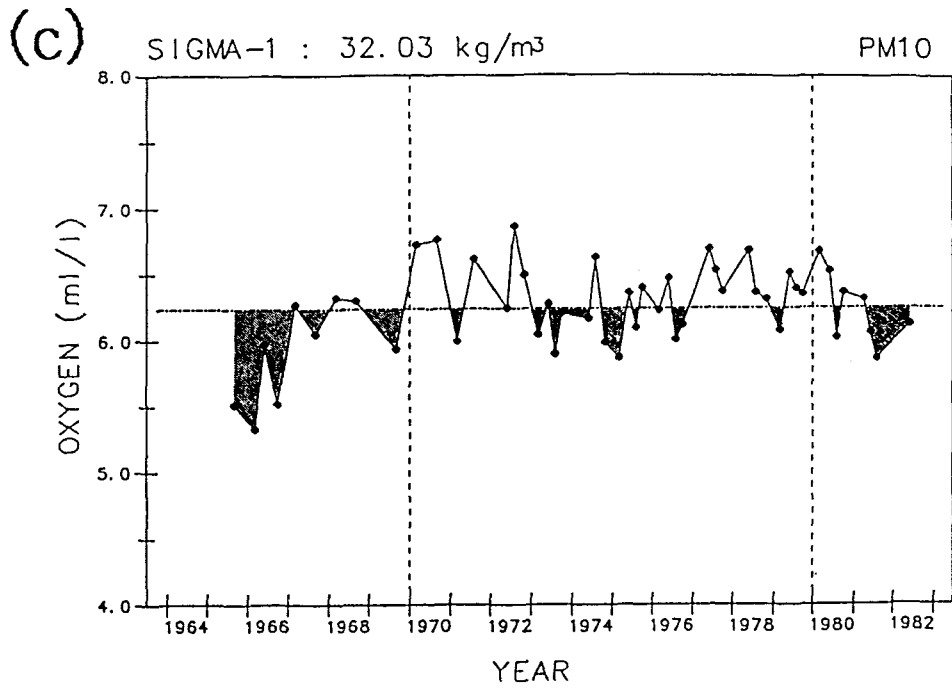


Fig. 5-2: Continued.

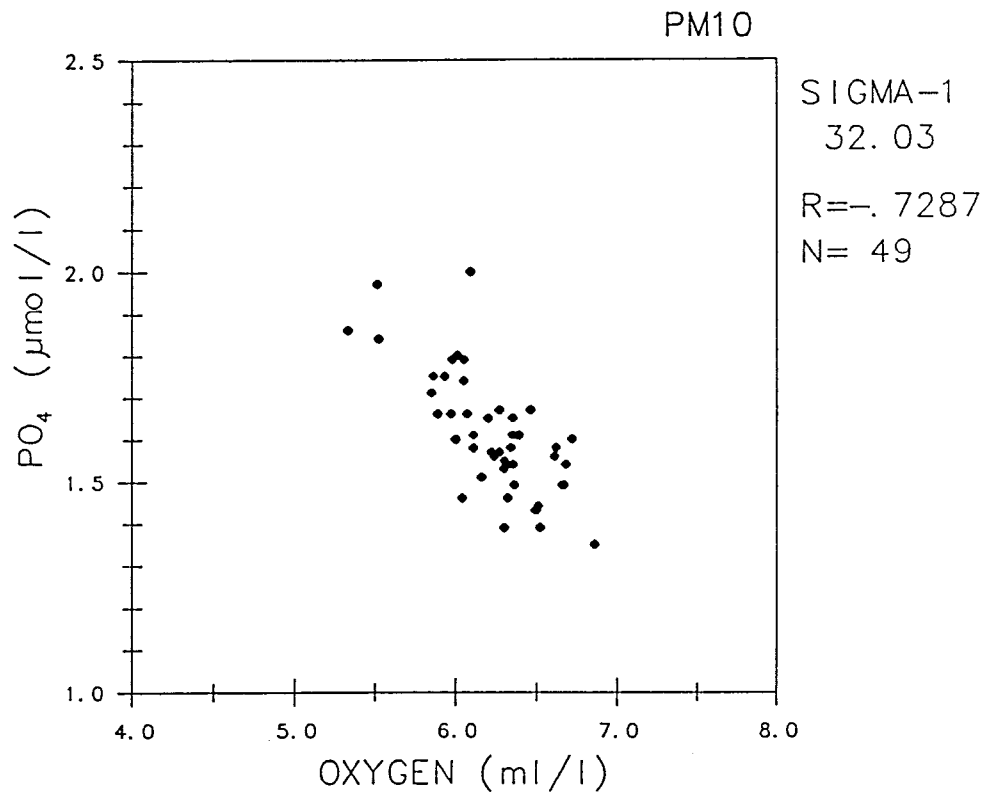


Fig.5-3: Correlation between phosphate ( $\mu \text{ mol l}^{-1}$ ) and dissolved oxygen ( $\text{ml l}^{-1}$ ) on  $\sigma_1 = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$  surface at PM10 during August 1965 to May 1982.

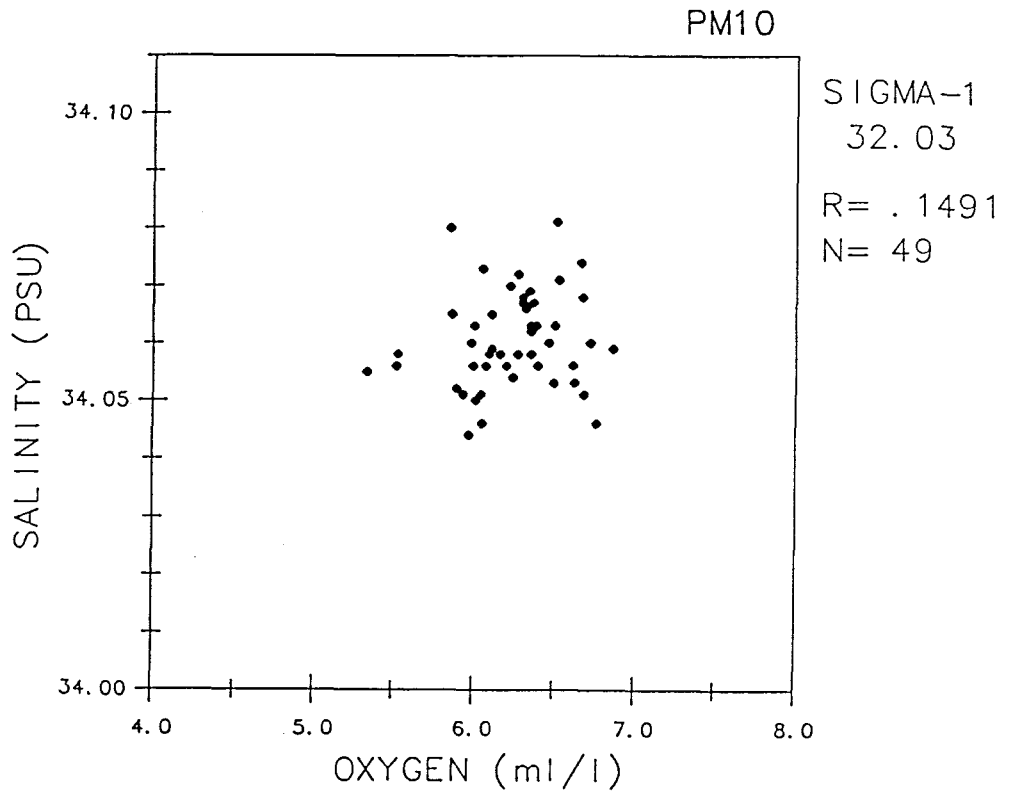


Fig.5-4: Correlation between salinity (PSU) and dissolved oxygen ( $\text{ml l}^{-1}$ ) on  $\sigma_t = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$  surface at PM10 during August 1965 to May 1982.

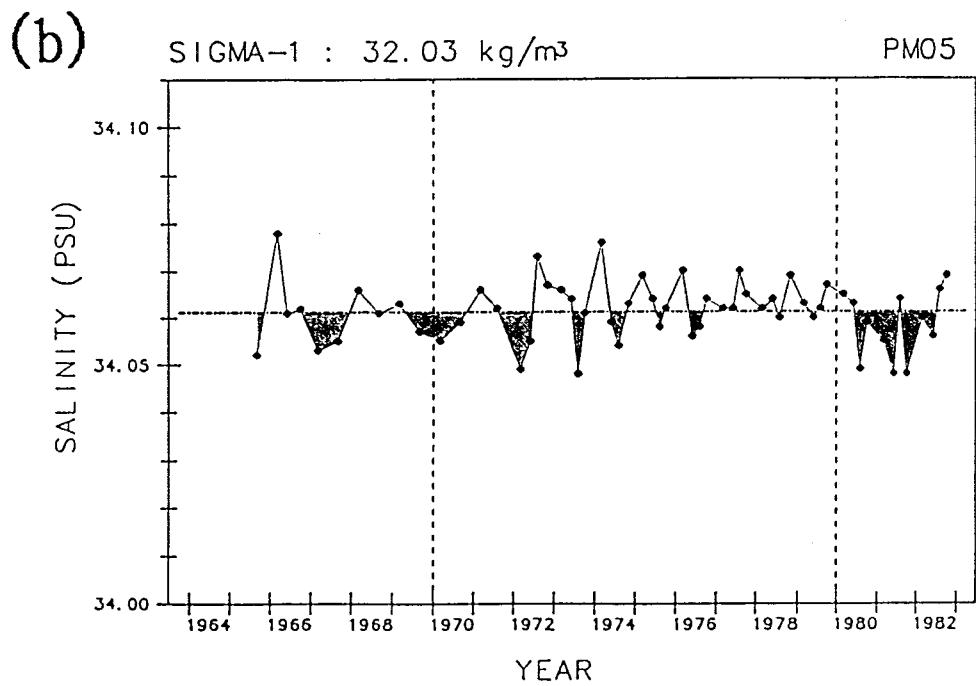
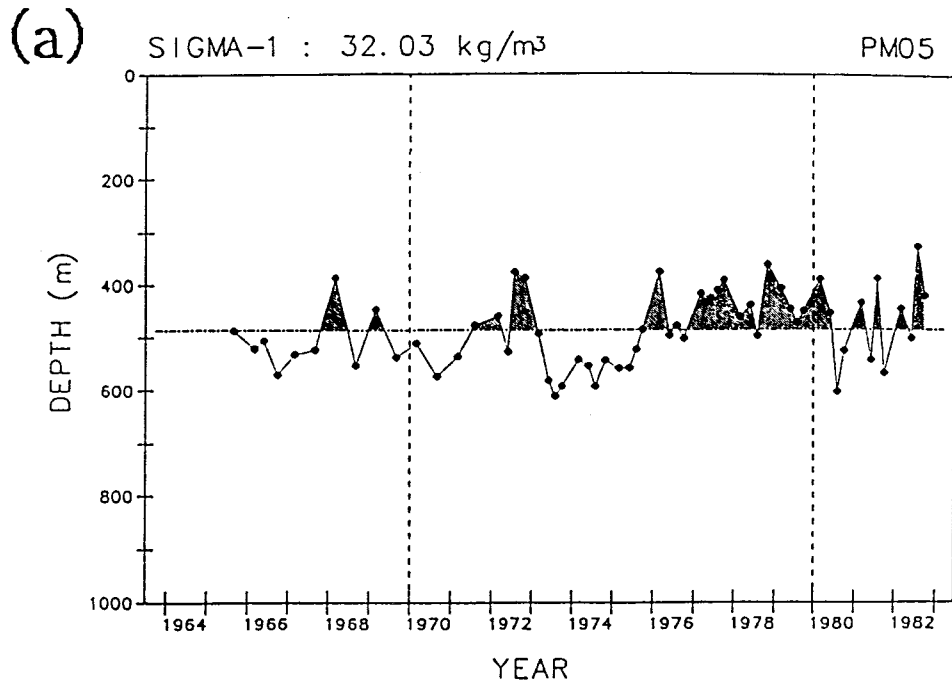


Fig.5-5: Variations of (a) depth (m), (b) salinity (PSU), (c) dissolved oxygen ( $\text{ml l}^{-1}$ ) and (d) phosphate ( $\mu\text{mol l}^{-1}$ ) on  $\sigma_1 = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$  surface at PM05 from August 1965 to September 1982, as in Fig.5-2.

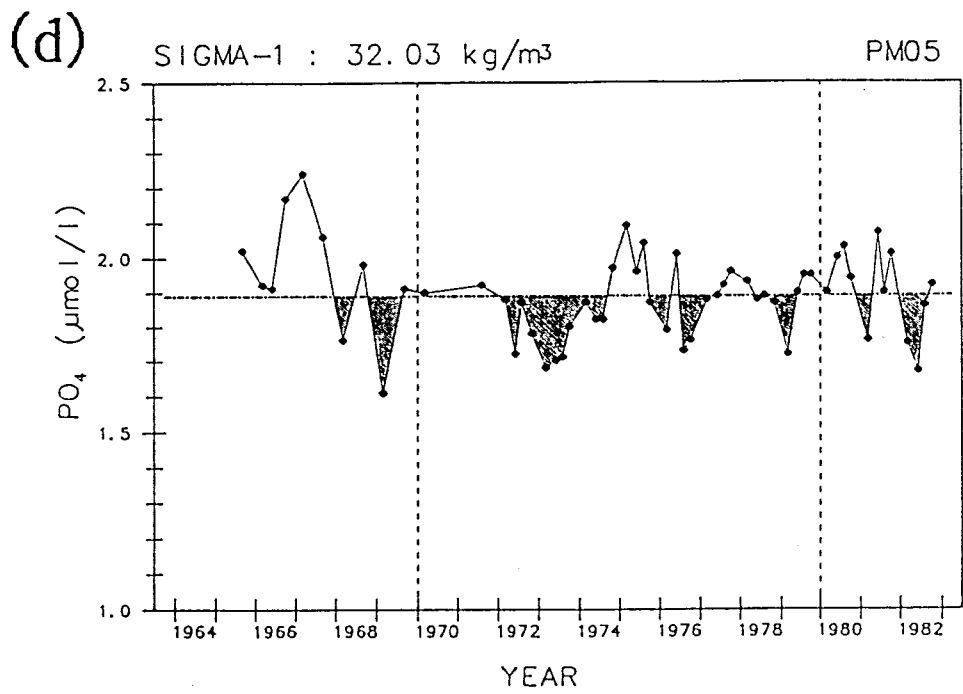
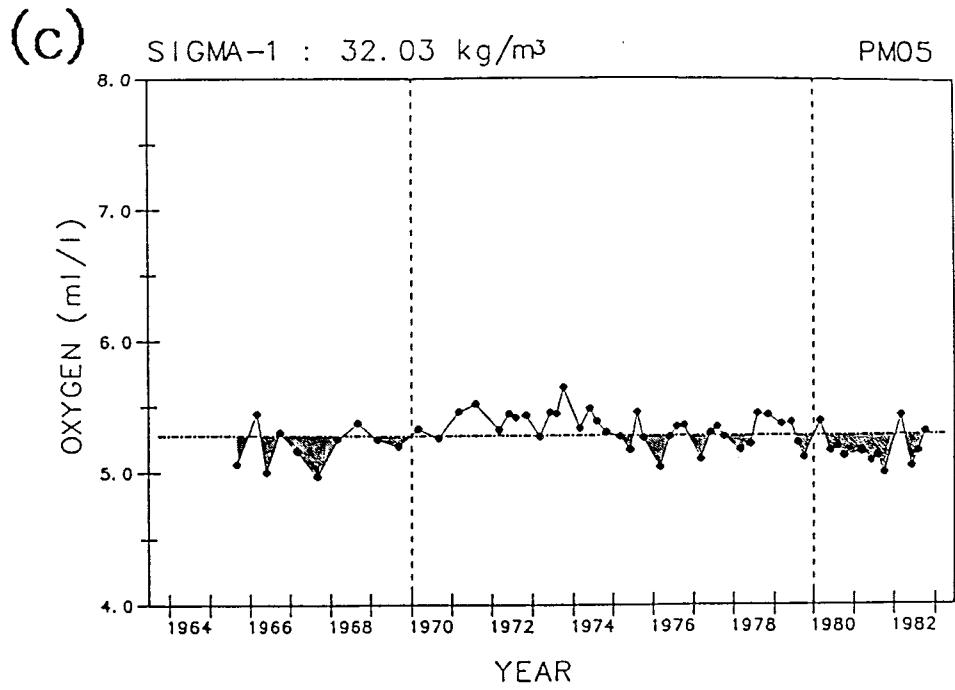


Fig. 5-5: Continued.

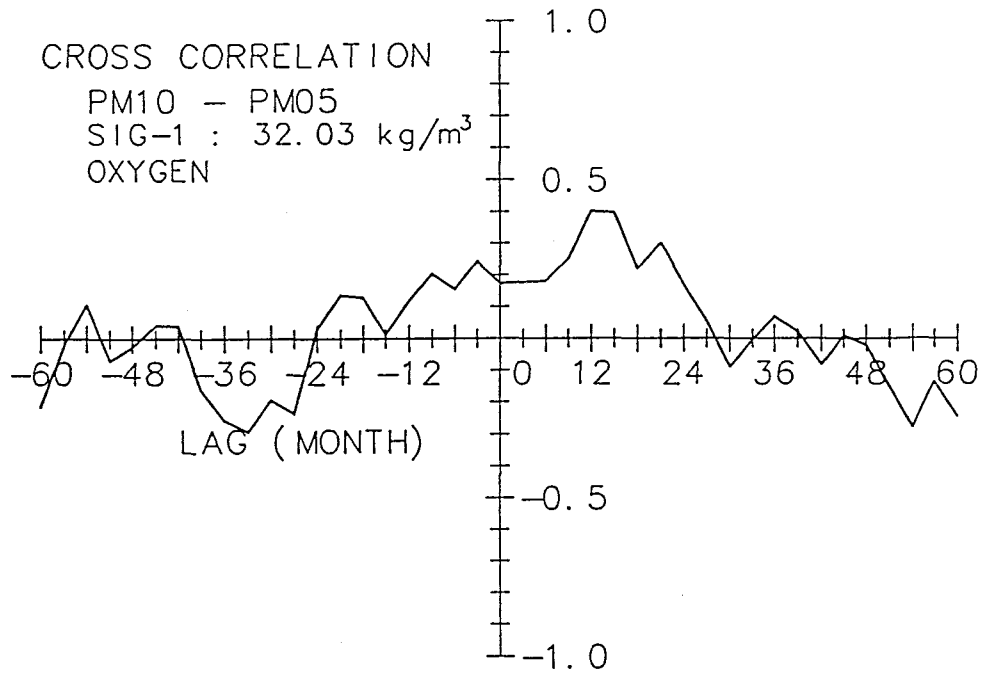


Fig.5-6: Cross-correlation between dissolved oxygen variations on  $\sigma_1 = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$  surface at PM10 and PM05. Positive lag indicates that variations at PM10 leads those at PM05.

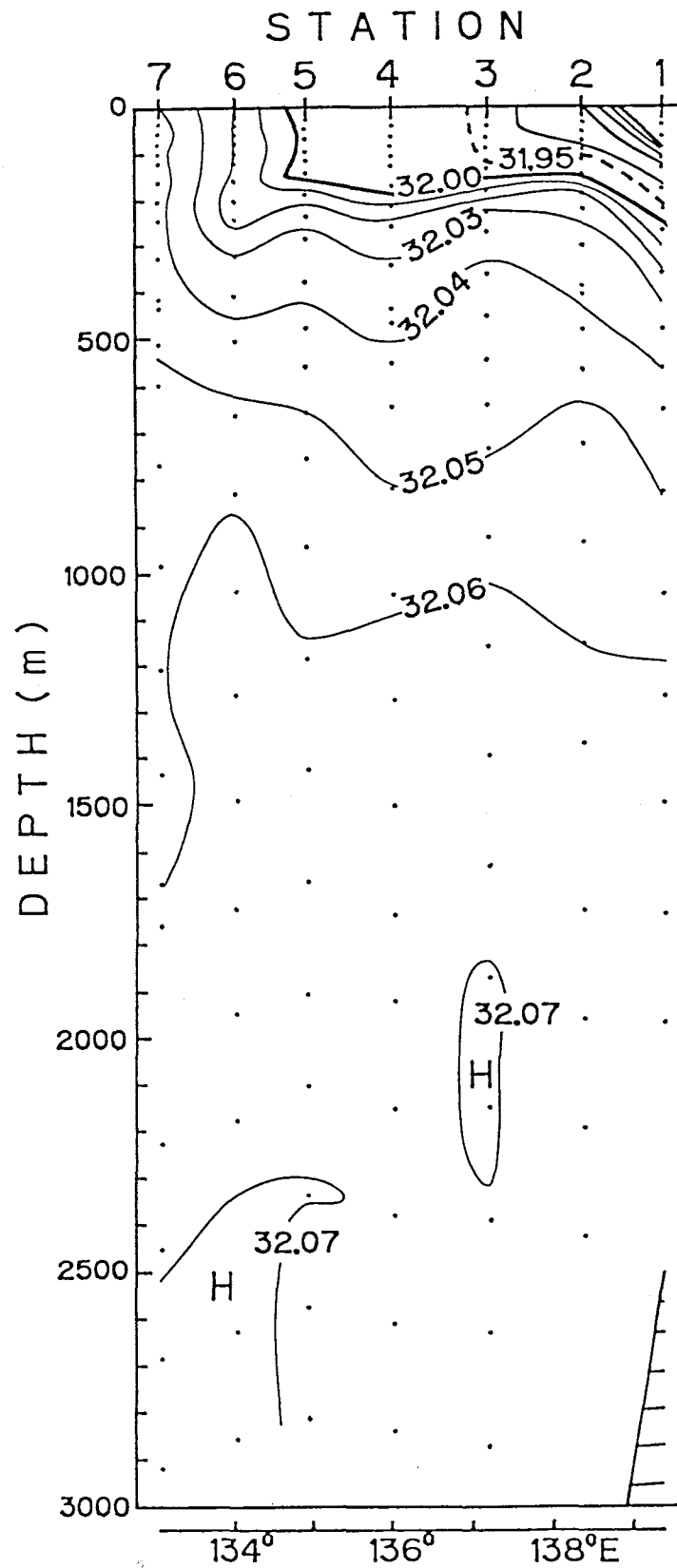


Fig. 5-7: Vertical section of  $\sigma_1$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) along  $41^\circ 20' \text{ N}$  by R/V *Takuyo* in March 4-11, 1971 (Fig. 5-1, dashed line).

TA007 MAR 11, 1971 41-24.0N 133-01.0E

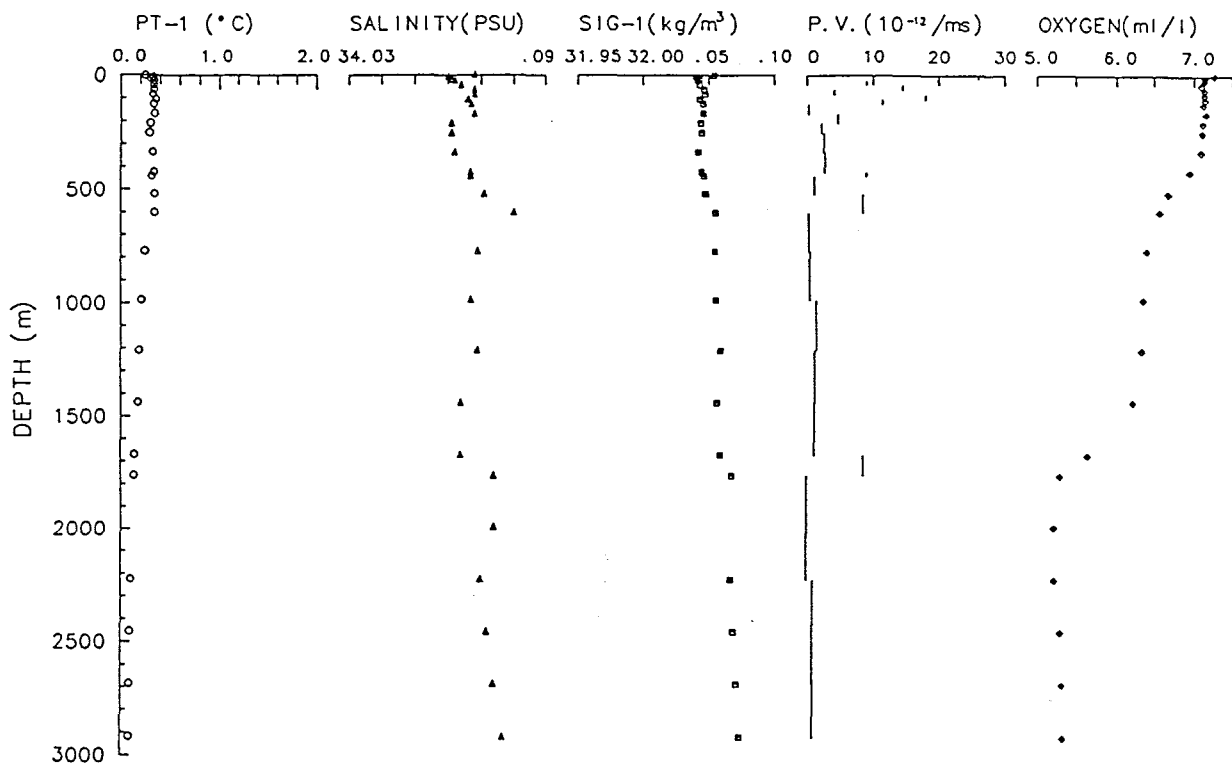


Fig. 5-8: Profiles of  $\theta_1$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinity (PSU),  $\sigma_1$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ), potential vorticity ( $10^{-12} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) and dissolved oxygen ( $\text{ml l}^{-1}$ ) at Station 7 in Fig. 5-7 ( $41^{\circ} 24.0' \text{N}$   $133^{\circ} 01.1' \text{E}$ ).



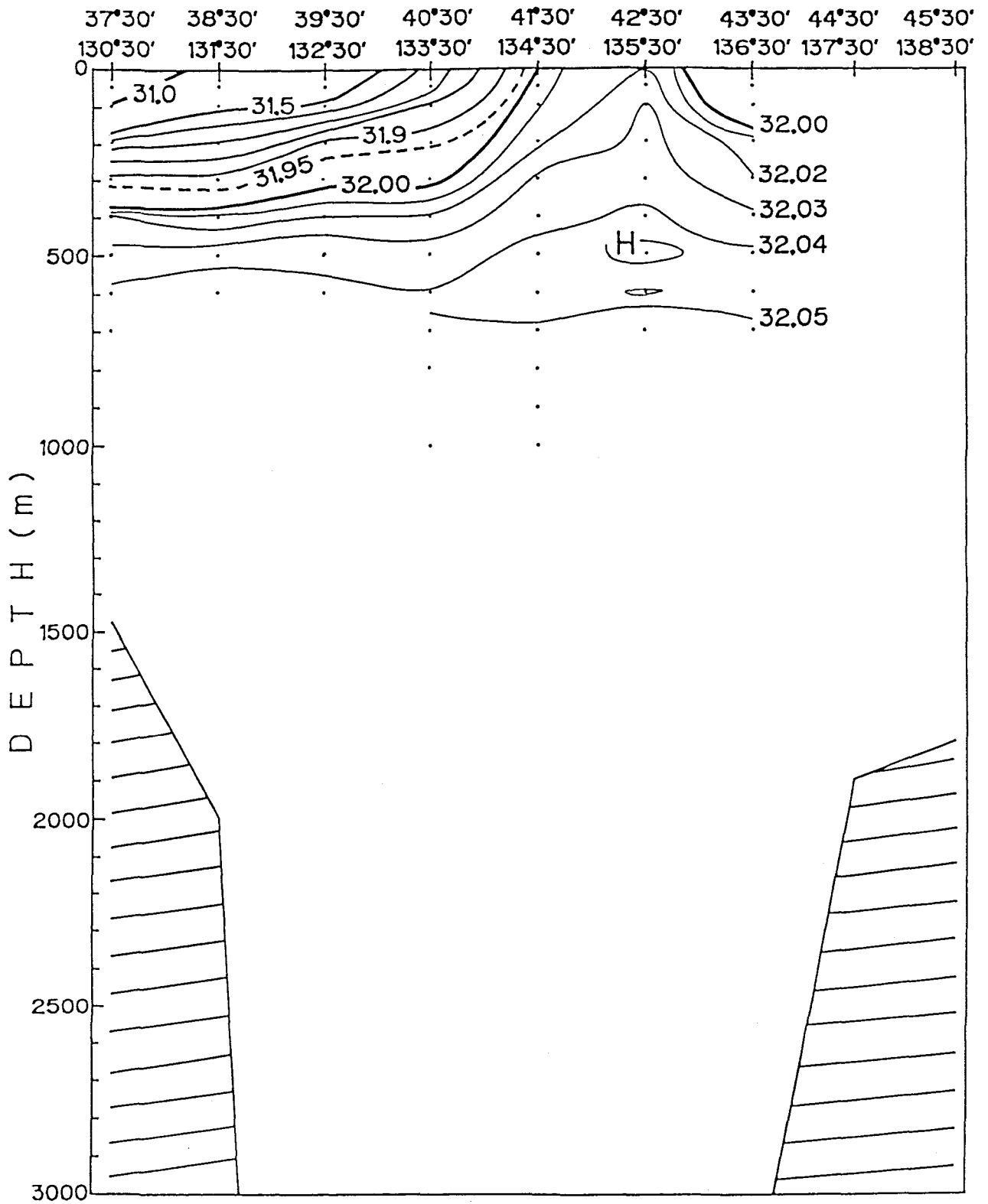


Fig.5-9: Vertical section of winter means (January - March) of  $\sigma_t$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) from  $43^\circ 30' \text{ N } 136^\circ 30' \text{ E}$  to  $37^\circ 30' \text{ N } 130^\circ 30' \text{ E}$  (Fig.5-1, thin line).

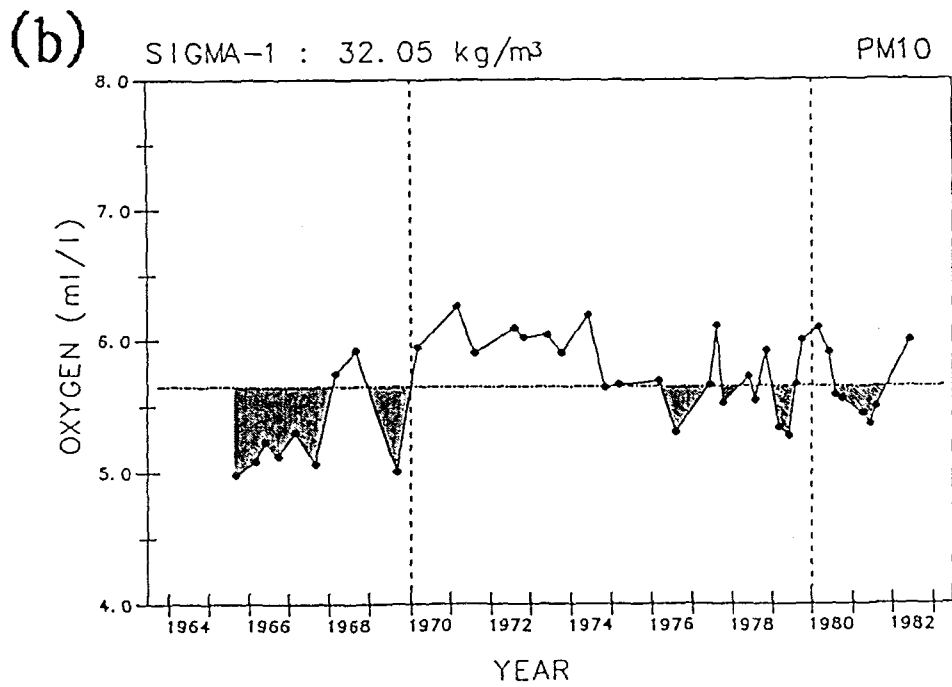
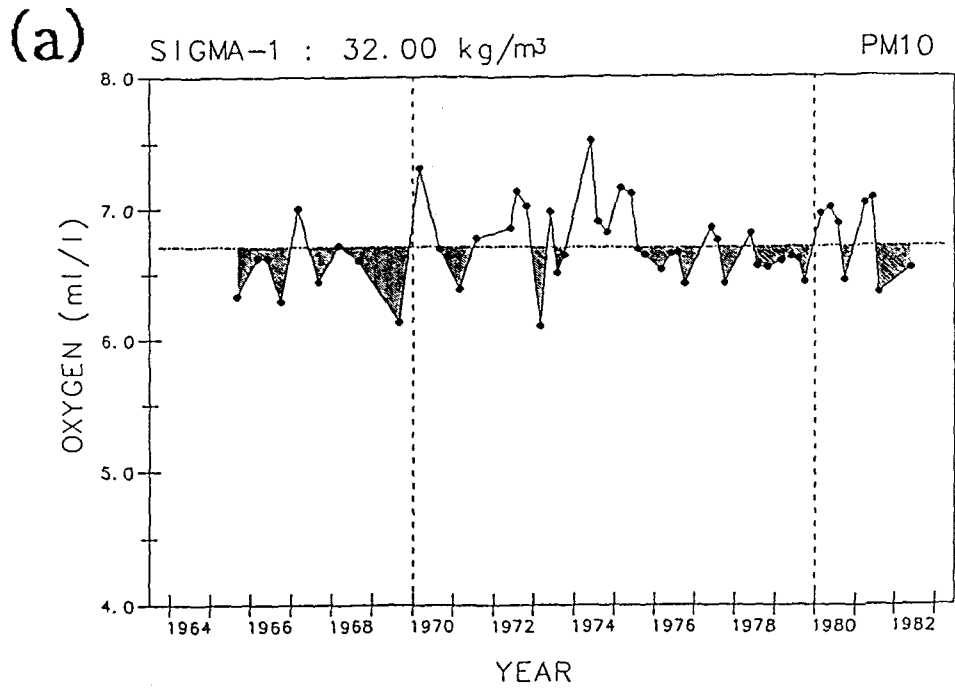


Fig.5-10: Variations of dissolved oxygen ( $\text{ml l}^{-1}$ ) on (a)  $\sigma_1 = 32.00 \text{ kg m}^{-3}$  and (b)  $32.05 \text{ kg m}^{-3}$  surfaces at PM10, as in Fig.5-2.

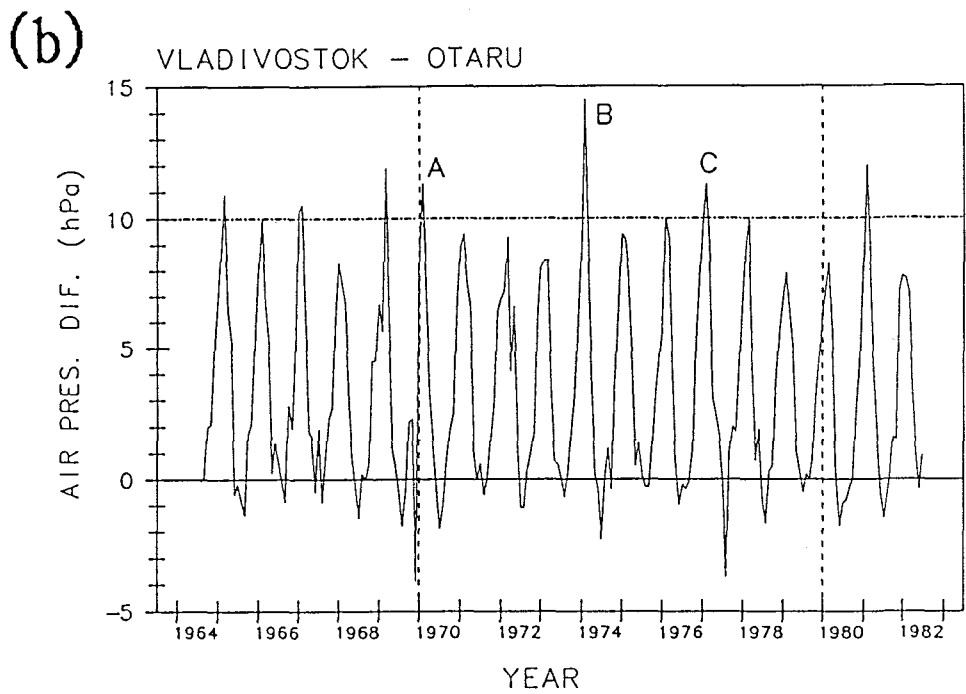
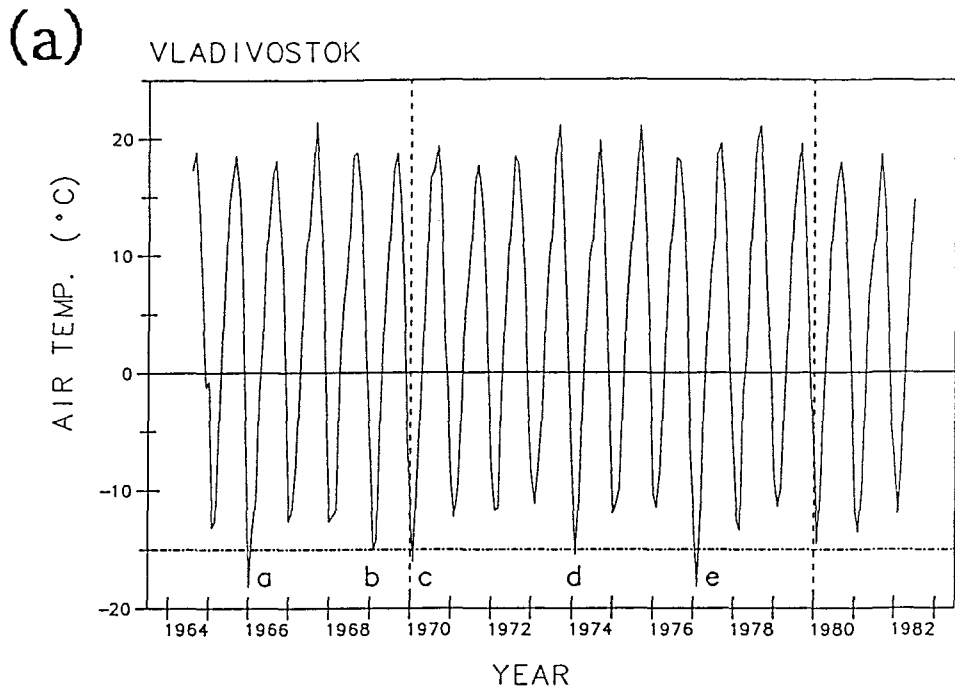


Fig.5-11: (a) Monthly mean air temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) at Vladivostok and (b) Monthly mean air pressure difference (hPa) between Vladivostok and Otaru from July 1964 to June 1982.

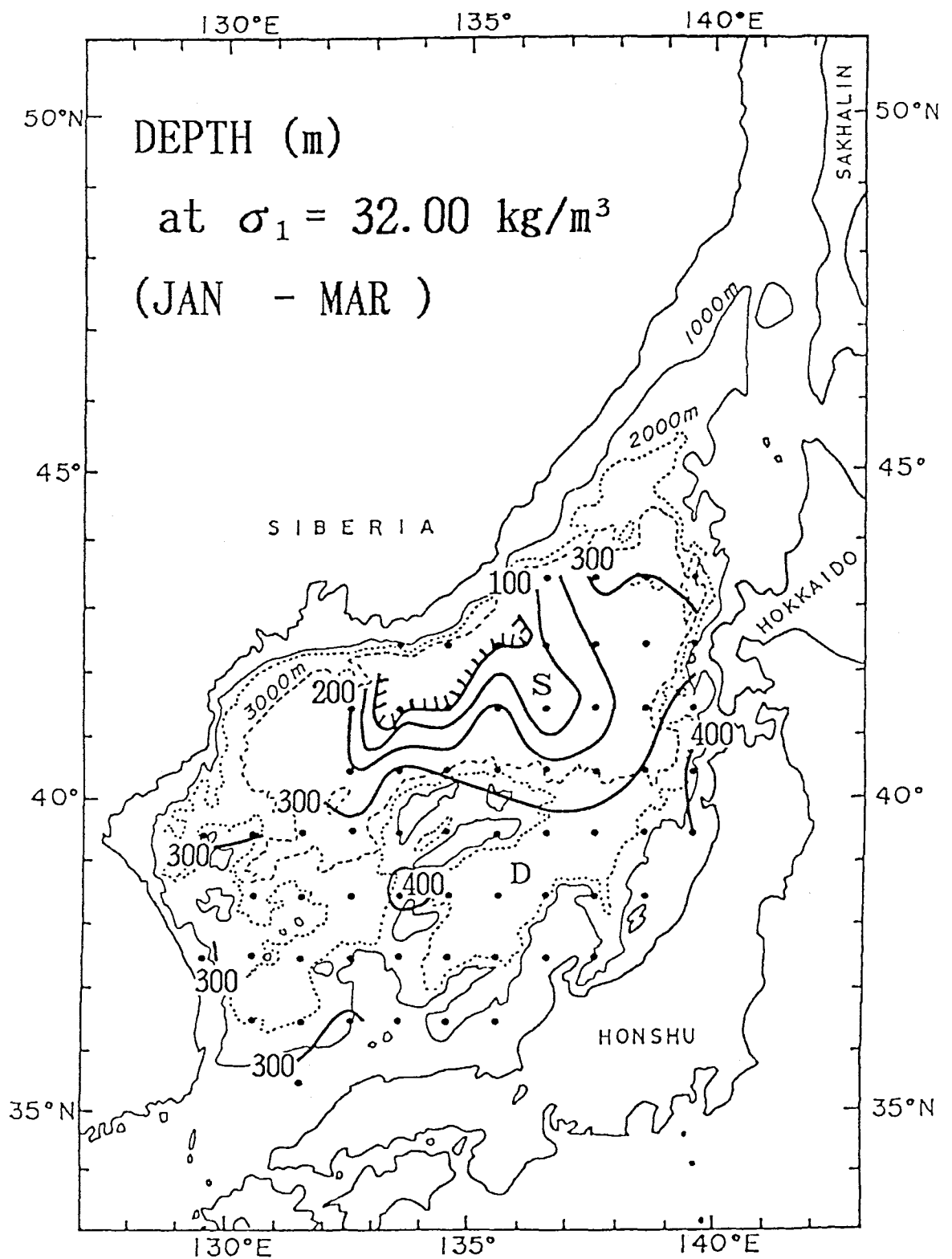


Fig.5-12: Depth (m) of  $\sigma_1 = 32.00 \text{ kg m}^{-3}$  surface in winter (January - March).

## 第6章 結論

観測技術の発達にともない、これまで単一の水系として扱われることの多かった日本海固有水も、鉛直的にいくつかの層に分けられることが指摘されている (Nitani, 1972; Gamo and Horibe, 1983; Sudo, 1986)。本研究では、既存の海洋観測資料とCTDによる観測結果から、主温度躍層のすぐ下に位置する日本海固有水上部の海洋構造と、そこでの循環過程を明らかにすることを試みた。

まず、大規模な水系の運動や混合は等密度面に沿って起こる傾向があるという視点から、日本海固有水の密度構造と海水特性の鉛直的な分布に注目して解析を行った。その結果、固有水上部は $\sigma_t = 32.00 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の密度で定義できること、固有水上部の中でも海域によって構造に差異があり、 $40^\circ \text{ N}$ 以北の大陸側海域には $32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の密度をもち、高酸素 ( $6.0 \sim 7.0 \text{ ml l}^{-1}$ ) で、鉛直的に特性がほぼ一様な高酸素固有水が存在することが示された。

次に、広範囲にわたる固有水上部の平均的な状態と、その季節変動を調べるために、1964~1985年に得られた水温、塩分、溶在酸素、リン酸塩の資料について、緯度 $1^\circ \times$ 経度 $1^\circ \times$ 深さ19レベル毎の平均値を求め、等密度面上での特性分布を解析した。その結果、 $40^\circ \sim 43^\circ \text{ N}$ にかけての大陸側海域は年間を通して等密度面が浅く、冬季には $32.03 \text{ kg m}^{-3}$ の等密度面が海面にoutcropしていること、この海域は年間を通して高酸素で低リン酸塩の海域であるとともに、高酸素固有水を代表する $32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の層が厚い海域であること、大和堆東側の大和海盆は日本海の中でも等密度面が深く、低酸素で高リン酸塩の海域であり、 $32.03 \sim 32.05 \text{ kg m}^{-3}$ の層が薄いことが明らかになった。また、平均的な密度場から見積もられる固有水上部の海水の体積は $27.3 \times 10^4 \text{ km}^3$ であった。

固有水上部での海水の循環をさらに詳しく調べるために、等密度面上での非保存性特性量 (AOUとリン酸塩, 硝酸塩) 相互の関係に注目して解析した結果、以下のことが明らかとなった。(1)等密度面上のAOUとリン酸塩, 硝酸塩の間には直線的な正の相関が認められ、 $40^\circ \text{ N}$ 以北の大陸側海域には最も「新しい」海水が、逆に大和海盆には最も「古い」海水が分布している。(2)固有水上部における

る平均的なRedfield ratioは、 $\Delta P : \Delta N : \Delta O = 1 : 14 : -283$ である。

(3)40° N以北の日本海盆，大和堆西側海域，大和海盆での海水特性は各々異なるにもかかわらず、各海域とも同じ特性を有する海水に起源をもつ。また、(4)初期リン酸塩の値と冬季の海面付近でのリン酸塩の分布から、高酸素固有水は40°～43° Nの大陸側海域で形成されていることが示唆された。以上の結果から、高酸素固有水は冬季に40°～43° Nのシベリア沖で形成され、その後大陸に沿うように大和堆西側海域へ移動し、最終的には大和海盆に流入しているものと推測された。

山陰以北の対馬海流域および大和堆周辺海域で行った観測結果からは、鉛直分解能の高いCTD観測でなければ検出できない、興味深い海洋構造が明らかになった。日本側大陸斜面や大和堆斜面から約37km以内では、日本海固有水の等密度線が上下に「うねる」ように分布していた。この「うねり」は鉛直的にコヒーレントな構造をもっており、日本海固有水の最上部から1000m以深まで同じような形状で分布している。これは、大和堆や大陸斜面に捕捉された流れや波動の存在を示唆している。一方、対馬海流を横断するいくつかの測線からは、 $\sigma_t = 32.04 \text{ kg m}^{-3}$ 付近に溶在酸素の一樣層が存在することが示された。溶在酸素の一樣層の存在する密度範囲が高酸素固有水の密度と一致することから、この一樣層は高酸素固有水を表すと考えられる。このことは、大和海盆内に高酸素固有水が流入していることを示す証拠と考えられる。また溶在酸素のプロファイルから、高酸素固有水は循環の過程で主に上層の海水と混合し、徐々に一樣層としての特徴を失っていくと推測された。

固有水上部の海水特性の経年変動を明らかにするために、1965～1982年のシベリア沖と大和海盆の観測定点における、等密度面上での海水特性の変動を調べた。シベリア沖の測点（PM10）では、各特性量とも平均場の空間変動の1/3～1/2程度の振幅の経年変動が認められた。大和海盆の測点（PM05）でも各特性量に経年変動が認められたが、PM10と比較して変動の振幅，標準偏差は小さかった。PM10とPM05の溶在酸素の変動には相関があり、PM10で変動が起きてから、12～21ヶ月遅れてPM05で変動が観測されていた。このことはシベリア沖で形成された高酸素固有水が、固有水上部での循環を通して大和海盆まで移流してきたことを示唆しており、両海域間の流動に要する時間は12～21ヶ月であることを示している。

PM10での溶在酸素量の変動と、ウラジオストクの月平均気温、およびウラジオストクと小樽の気圧差との間に良い対応がみられたことから、高酸素固有水の形成に大気の状態が大きく関与していることが示唆された。また冬季のシベリア沖での観測資料から、高酸素固有水はこの海域でopen-ocean型の対流によって形成されていることが示された。冬季の平均資料から見積もられる、固有水上部の海水の平均形成量は $2.0 \times 10^4 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ であり、これから計算されるventilation timeは約13.7年であった。

以上の結果から推測される日本海固有水上部での循環は、次のようなものである。固有水上部の水塊、とりわけその体積の大部分を占める高酸素固有水は、冬季に $40^\circ \sim 43^\circ \text{ N}$ の大陸側海域でopen-ocean型のdeep convectionによって形成される。その形成量は水塊形成時の大気の状態に依存しており、寒冷な冬には大量に形成される。形成された水塊は、それ自身と同じ密度の深さまで沈降し、等密度面上を広がって行く。時間の経過とともに、生物化学的作用により水塊内の溶在酸素量は減少し、代わりにリン酸塩などの栄養塩が再生される。また形成域近くでは大きかった層の厚みも、主に上層の海水との混合のために徐々に小さくなる。沈降した高酸素固有水は大陸に沿うように南下し、大和堆西側海域へと広がって行く。南下した水塊は、大和堆によって大和海盆に直接流入することを妨げられるため、大和堆の北、あるいは南側を迂回する形で大和海盆に流入する。この流動に要する時間は12~21ヶ月である。またこの循環の過程で、高酸素固有水は上層の海水との混合を通して、少しずつ上層へ回帰して行く。

本研究では、主に等密度面上の海水特性分布に基づいて、日本海固有水上部での循環を議論してきた。しかしながら、この方法では循環の大まかな特徴についての情報しか得られない。より詳細な、定量的な情報を得るためには、深層での係留系による直接測流や、ソーファーフロートなどによる流れの観測が必要である。またCTDによる広域観測、 $^{14}\text{C}$ や $^3\text{H}$ などの放射性化学トレーサーの利用も有効な情報を提供するであろう。一方、観測と平行して、数値モデルによる力学的な研究も必要である。本研究によって明らかにされた高酸素固有水の移動経路や、大和堆に捕捉された流れには地球の自転効果が作用していると推測され、地

球流体力学的なアプローチが望まれる。また本研究では大規模な水系の運動や混合は、等密度面上での過程が支配的であると仮定してきた。しかしながら第4章で述べたように、現実にはdiapycnalな過程も存在しており、高酸素固有水のdissipationの過程や、上層の対馬海流系水、あるいはより深層の日本海固有水との関係を論ずる上で非常に重要と考えられる。Diapycnalな混合過程の、観測に基づく物理的な大きさの評価が望まれる。



## 謝辞

本研究をとりまとめるにあたり、終始ご指導をいただいた東京水産大学教授 須藤英雄博士に心より感謝の意を表します。また松山優治助教授、吉田次郎博士のご指導に深謝いたします。溶在酸素の滴定、栄養塩に関する文献、データ処理に関してご指導いただいた鎌谷明善教授、前田 勝助教授、並びに論文作成の上で有益な助言をいただいた大塚一志教授、大槻 晃教授にお礼申し上げます。さらに、観測に際して多大な御協力をいただいた、東京水産大学研究練習船「神鷹丸」の井上 清，五月女雄二郎，磯打 勉 船長をはじめとする乗組員の方々に感謝いたします。

海洋化学研究室の鈴木昌弘 氏、並びに海洋物理学研究室の大学院生，学部学生 諸氏には、観測に御協力いただき、有意義な議論をしていただいた。

なお本研究で用いた資料のほとんどは、日本海洋データセンターから提供を受けたものである（提供番号 88-110）。また本研究で行った計算の一部は、東京水産大学情報処理センターの F A C O M M-760を使用した。さらに本研究の一部は、文部省科学研究費補助金・重点領域研究「深層海水循環過程の解明」（課題番号 01610005 研究代表者 望月 仁 および 63610007 研究代表者 松山優治）および文部省科学研究費補助金（一般研究C）「日本海の熱及び淡水輸送量の解析」（課題番号 63540310 研究代表者 須藤英雄）の補助を受けて行われた。

## 文献

- ・ 馬場信夫, 榎原資嗣, 高谷祐吉. 1985. 日本海におけるリン酸塩の分布.  
海と空, 60: 127-143.
- ・ Boulahdid, M. and Minster, J. F. 1989. Oxygen consumption and nutrient regeneration ratios along isopycnal horizons in the Pacific Ocean. *Mar. Chem.*, 26: 133-153.
- ・ フロッカ, W. S. 1981. 海洋化学入門. 新妻信明 訳. 東京, 東京大学出版会.  
217p.
- ・ Broecker, W. S., Takahashi, T., and Takahashi, T. 1985. Sources and flow patterns of deep-ocean waters as deduced from potential temperature, salinity, and initial phosphate concentration. *J. Geophys. Res.*, 90: 6925-6939.
- ・ Clarke, R. A. and Gascard, J. C. 1983. The formation of Labrador Sea Water. Part I: Large-scale processes. *J. Phys. Oceanogr.*, 13: 1764-1778.
- ・ Gamo, T. and Horibe, Y. 1983. Abyssal circulation in the Japan Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 39: 220-230.
- ・ Gamo, T., Nozaki, Y., Sakai, H., Nakai, T., and Tsubota H. 1986. Spacial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom layer. *J. Mar. Res.*, 44: 781-793.
- ・ Gascard, J. C. 1991. Open ocean convection and deep water formation revisited in the Mediterranean, Labrador, Greenland and Weddell Seas. In: Chu, P. C. and Gascard, J. C., ed. Deep convection and deep water formation in the Oceans. Elsevier Oceanography Series, 57, Amsterdam, p.157-181.
- ・ Gill A. E. 1982. Atmosphere-ocean dynamics. New York, Academic Press.  
xv+662p.
- ・ Griffiths, R. W. 1986. Gravity currents in rotating systems. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 18: 59-89.

- Harada, K. and Tsunogai, S. 1986.  $^{226}\text{Ra}$  in the Japan Sea and the residence time of the Japan Sea water. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77: 236-244.
- 秦 克己. 1962. 北部日本海における輸送水量からみた海況変動. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 20th Anniversary Volume, 168-179.
- Jenkins, W. J. 1980. Tritium and  $^3\text{He}$  in the Sargasso Sea. *J. Mar. Res.*, 38: 533-569.
- 梶浦欣二郎, 土屋瑞樹, 日高孝次. 1958. 日本海の海況の分析. 対馬暖流開発調査報告書(漁況・海況篇), 水産庁. p.158-170.
- Kawabe, M. 1982. Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea. Part I. Data analysis. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38: 95-107.
- Killworth, P. D. 1983. Deep convection in the world ocean. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21: 1-26.
- 木谷浩三. 1987. 日本海固有冷水の直接測流. 日本海区水産試験研究 連絡ニュース, 日本海区水産研究所. 341: 1-6.
- Lazier, J. R. N. 1973. The renewal of Labrador Sea Water. *Deep-Sea Res.*, 20: 341-353.
- Lazier, J. R. N. 1980. Oceanographic conditions at Ocean Weather Ship *Bravo*, 1964-1974. *Atmos.-Ocean*, 18: 227-238.
- Martin, S., Munoz, E. and Drucker, R. 1992. The effect of severe storms on the ice cover of the northern Tatarskiy Strait. *J. Geophys. Res.*, 97: 17753-17764.
- 増沢譲太郎, 蓮沼啓一. 1977. 海洋の水系. 増沢譲太郎 編. 海洋物理IV(海洋科学基礎講座 4), 東京, 東海大学出版会. p.1-114.
- McCartney, M. S. and Talley, L. D. 1982. The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 12: 1169-1188.
- MEDOC GROUP. 1970. Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969. *Nature*, 227: 1037-1040.
- Minster, J. F. and Boulahdid, M. 1987. Redfield ratios along isopycnal surfaces - a complementary study. *Deep-Sea Res.*, 34: 1981-2003.

- ・ 宮崎道夫. 1952. 日本海の熱経済 (海況予想の研究 1). 北海道区水産研究所  
研究報告, 4: 1-54.
- ・ 宮崎道夫. 1953. 日本海の水塊に就て (海況予想の研究 II). 北海道区水産  
研究所研究報告, 7: 1-65.
- ・ Moriyasu, S. 1972. The Tsushima Current. In: Stommel, H. and Yoshida, K.,  
ed. Kuroshio - Its Physical Aspects. Tokyo, Univ. of Tokyo Press.  
p. 353-369.
- ・ Nitani, H. 1972. On the deep and bottom waters in the Japan Sea.  
In: Shoji, D., ed. Researches in hydrography and Oceanography.  
Tokyo, Hydrographic Department of Japan, Maritime Safety Agency  
p. 151-201.
- ・ Pedlosky, J. 1987. Geophysical fluid dynamics (second edition).  
New York, Springer-Verlag. xiv+710p.
- ・ Redfield, A. C. 1942. The processes determining the concentration of  
oxygen, phosphate and other organic derivatives within the  
depths of the Atlantic Ocean. Pap. Phys. Oceanogr. Meteorol., 9:  
5-22.
- ・ Redfield, A. C., Ketchum, B. H. and Richards, F. A. 1963. The influence of  
organisms on the composition of sea-water. In: Hill, M. N., ed.  
The Sea, 2. New York, Interscience. p. 26-77.
- ・ Reid, J. L. and Lynn, R. J. 1971. On the influence of the Norwegian -  
Greenland and Weddell seas upon the bottom waters of the Indian  
and Pacific oceans. Deep-Sea Res., 18: 1063-1088.
- ・ Sandven, S., Johannessen, O. M. and Johannessen, J. A. 1991. Mesoscale  
eddies and chimneys in the marginal ice zone. J. Mar. Sys., 2:  
195-208.
- ・ 千手智晴, 松山優治, 須藤英雄, 山田東也, 吉田次郎, 栗田嘉宥. 1992.  
大和堆周辺海域における日本海固有水上部の密度構造とそれに及ぼす海  
底地形効果. 海と空, 68; 1-12.

- Senjyu, T. and Sudo, H. 1993. Water characteristics and circulation of the upper portion of the Japan Sea Proper Water. (Accepted to J. Mar. Sys.)
- Stommel, H. 1972. Deep winter-time convection in the western Mediterranean Sea. In: Gordon, A. L., ed. Studies in Physical Oceanography: A Tribute to Georg Wust on his 80th Birthday, 2. New York, Gordon and Breach. p.207-218.
- 須田皖次. 1932. 日本海の底層水に就いて (予報). 海洋時報, 4: 221-240.
- Sudo, H. 1986. A note on the Japan Sea Proper Water. Prog. Oceanogr., 17: 313-336.
- Suga, T., Hanawa, K. and Toba, Y. 1989. Subtropical Mode Water in the 137°E section. J. Phys. Oceanogr., 19: 1605-1618.
- Suga, T. and Hanawa, K. 1990. The mixed-layer climatology in the north-western part of the North Pacific subtropical gyre and the formation area of Subtropical Mode Water. J. Mar. Res., 48: 543-566.
- Sugiura, Y. 1969. Identification of the source region of the Kuroshio water by the conservative phosphate concentration. J. Oceanogr. Soc. Japan, 25: 229-232.
- Sugiura, Y. and Yoshimura, H. 1964. Distribution and mutual relation of dissolved oxygen and phosphate in the Oyashio and the northern part of Kuroshio regions. J. Oceanogr. Soc. Japan, 20: 14-23.
- Sverdrup, H. U., Johnson, M. W. and Fleming, R. H. 1942. The Oceans, their physics, chemistry, and general biology. Englewood Cliffs, N. J., Printice-Hall. x+1087p.
- Swallow, J. C. and Caston, G. F. 1973. The preconditioning phase of MEDOC 1969 - I. Observations. Deep-Sea Res., 20: 429-448.
- 周東健三. 1982. 日本海の海況 (I). 海と空. 57: 157-169.
- Takahashi, T., Broecker, W. S. and Langer, S. 1985. Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. J. Geophys. Res., 90: 6907-6924.

- Talley, L. D. and McCartney, M. S. 1982. Distribution and circulation of Labrador Sea Water. *J. Phys. Oceanogr.*, 12: 1189-1205.
- Talley, L. D. and Raymer, M. E. 1982. Eighteen Degree Water variability. *J. Mar. Res.*, 40 (Supplement): 757-775.
- 角皆静男, 乗木新一郎. 1983. 海洋化学 - 化学で海を解く. 西村雅吉 編. 東京, 産業図書. viii+286p.
- 土屋瑞樹. 1970. 海水の循環. 堀部純男 編. 海水の化学 (海洋科学基礎講座 10), 東京, 東海大学出版会. p. 141-175.
- 宇田道隆. 1934. 日本海及び其の隣接海区の海況. 水産試験場報告, 5: 57-190.
- Watanabe, Y. W., Watanabe, S. and Tsunogai, S. 1991. Tritium in the Japan Sea and the renewal time of the Japan Sea deep water. *Mar. Chem.*, 34: 97-108.
- Wyrтки, K. 1962. The oxygen minima in relation to ocean circulation. *Deep-Sea Res.*, 9: 11-23.
- Worthington, L. V. 1981. The water masses of the world ocean: Some results of a fine-scale census. In: Warren, B. A. and Wunsch, C., ed. *Evolution of Physical Oceanography*. Cambridge, M. I. T. Press. p. 42-69.
- Yasui, M., Yasuoka, T., Tanioka, K. and Shiota, O. 1967. Oceanographic studies of the Japan Sea (1) - Water characteristics. *Oceanogr. Mag.*, 19: 177-192.

## 資料

- Results of oceanographic observations for 1970, 1971. Data Report of Hydrographic Observations, Series of Oceanography, No.11  
Maritime Safety Agency, Tokyo, 96 + 88 pp. (1974)
- 気象要覧 No.779-994 (July 1964 - June 1982) 気象庁
- 理科年表 平成2年(1990) 第63冊 国立天文台編 丸善 東京