

親潮水域における海洋環境と餌料生物生産維持機構の解明 (プロジェクト研究成果シリーズ261)

誌名	親潮水域における海洋環境と餌料生物生産維持機構の解明
ISSN	
著者名	
発行元	農林水産省農林水産技術会議事務局
巻/号	261号
巻号補足	
掲載ページ	p. 1-151
発行年月	1991年11月

農林水産省 農林水産技術会議事務局筑波産学連携支援センター

Tsukuba Business-Academia Cooperation Support Center, Agriculture, Forestry and Fisheries Research Council
Secretariat



親潮水域における海洋環境と 餌料生物生産維持機構の解明

農林水産技術会議事務局

親潮水域における海洋環境と
餌料生物生産維持機構の解明

1991年11月

序 文

農林水産技術会議事務局では、農林水産行政上の要請、あるいは新しい研究分野の必要性に応えるための研究を進めている。このうち、関係試験研究機関の協力を得て推進した特別研究、別枠研究又は複数の試験研究機関が共同して推進したその他の農林水産関係試験研究については、研究、行政の効率の推進等に資することを目的として、成果シリーズとして刊行するものである。

この第 261 集「親潮水域における海洋環境と餌料生物生産維持機構の解明」は、農林水産技術会議の特別研究として、北海道区水産研究所が中心となり東北区水産研究所、中央水産研究所が共同し、北海道大学、東北大学、東京大学の協力を得て、昭和 62 年度から平成元年度までの 3 カ年にわたり実施した研究の成果を取りまとめたものである。

国外 200 海里水域内における漁獲割当量の削減の強化等により我が国 200 海里水域内における漁業資源の重要性は極めて高いものとなっている。特に、親潮水域は、マイワシ、サンマ等多獲性浮魚類の生育場やスケトウダラ等底魚類の産卵場となっているほか、沿岸の生物生産にも大きく関与している生産性の高い水域である。このため、親潮水域の生産性を評価するとともに中・長期的な変動機構を解明し、水域を適正かつ高度に活用することが求められている。

本研究は、親潮基幹部から下流にあたる北海道東部、東北地方沖合水域において系統的な調査を行い、親潮水域の海洋構造とその変動特性を把握するとともに餌料生物生産維持機構を解明し、親潮及び餌料生産の変動とマイワシ、サンマ、マサバ等浮魚資源の来遊動態・成長過程との関係を解明することを目的として実施したものである。

ここに本書を刊行し、広く関係者の参考に供する次第である。

終わりに、この研究を担当し、推進された方々の労に対して厚く感謝の意を表するものである。

平成 3 年 11 月

農林水産技術会議事務局長
貝 沼 圭 二

目 次

研究の要約	1
第1章 親潮水域の海洋構造とその変動特性の解明	13
1. 親潮の海洋構造の解明	13
(1) 広域観測による親潮の水塊構造の解明	13
(2) 親潮前線域の海洋構造の解明	24
(3) オホーツク海系水の親潮に及ぼす影響の解明	37
(4) 親潮の鉛直的流動構造の解明	40
(5) アルゴスプイによる親潮表層の流動構造の解明	50
2. 親潮の変動特性の解明	55
(1) 親潮の季節変動の解明	55
(2) 親潮前線域の変動特性の解明	62
(3) 係留系による親潮の短・中期変動のモニタリング	70
(4) 亜寒帯循環系の中・長期的変動と親潮変動との関係解明	80
(5) 親潮水域の沿岸定地水温・水位差データに現れる親潮変動の抽出	89
第2章 餌料生物生産維持機構の解明	96
1. 親潮水域の生物生産維持機構の解明	96
(1) 親潮水域における生物生産に係わる栄養物質の循環の解明	96
(2) 親潮水域における栄養塩類の補給過程と海洋構造との関係の解明	110
(3) 親潮水域における植物性餌料環境の解明	117
(4) 親潮水域における動物性餌料環境の解明	125
2. マイワシ・マサバ・サンマ等浮魚資源に関する親潮の生産性評価	131
(1) 親潮水域における浮魚資源の成長の解明	131
(2) 親潮水域における浮魚資源の分布移動の解明	139
(3) 親潮水域の生産性評価手法の開発とそれに基づく評価	145

研究の要約

I 研究年次・予算区分

研究年次：昭和62年度～平成元年度

予算区分：農林水産技術会議特別研究

II 主任研究者

主 査：北海道区水産研究所長

能勢健嗣（昭和62年4月～昭和62年9月）

菅野 尚（昭和62年10月～昭和63年9月）

高木健治（昭和63年10月～平成2年3月）

副主査：北海道区水産研究所海洋環境部長

井上尚文（昭和62年4月～平成元年3月）

（高木健治併任）

（平成元年4月～平成元年9月）

柏井 誠（平成元年10月～平成2年3月）

とりまとめ責任者：

北海道区水産研究所海洋環境部長

柏井 誠

III 研究場所

北海道区水産研究所，東北区水産研究所，中央水産研究所，北海道大学低温科学研究所，東北大学理学部，東京大学海洋研究所

IV 研究目的

1. 親潮水域の海洋構造とその変動特性の解明

親潮の影響を強く受ける“親潮水域”は重要浮魚類の索餌海域となっており，資源の動向を予察するにはこの海域の海洋構造とその変動を把握することが必要である。本課題では“水系としての親潮”および“流れとしての親潮”の平面的・立体的な構造を明らかにするとともに，その変動特性を明らかにすることを目的とする。

2. 餌料生物生産維持機構の解明

親潮水域は生産性の高い海域である。しかし，具体的な生物生産の過程において，どのような意味において生産性が高いのか，そしてそれはなぜ高いのかは十分明かではない。このため親潮水域の海洋構造と餌料生物の生産との関連を解明し，ついで餌料生物の生産と浮魚資源の来遊動態（分布，移動）ならびに成長との関連を明らかにし，親潮水域におけ

る餌料生物生産維持機構を解明することを目的とする。同時に親潮水域における生産性を明らかにするため，その評価手法の開発を行う。

V 研究方法

1. 親潮水域の海洋構造とその変動特性の解明

(1) 親潮の海洋構造の解明

これまで十分把握されていなかった“流れとしての親潮”の姿を明らかにするために，直接測流手法を開発し直接測流による流動場の観測を行うとともに，深層までの密度場の観測を行って，親潮の流量と流路を明らかにし，それを踏まえて“水系としての親潮”，特に三陸海域から東そして北東に帰還していく姿を把握することを図った。このために，200海里体制以降観測の途絶えている親潮源流域における広域海洋観測を行うとともに，同時的・広域的な一斉共同観測を実施した。これと同時に，広域的な流路を明らかにするために，アルゴスブイを追跡し，長期間の流跡を解析した。

北太平洋西部亜寒帯循環を特徴づける，低温低塩分の水系を形成する場であるオホーツク海が，親潮に及ぼす影響を評価するために，オホーツク海と太平洋の水塊交換，日本海から流入する宗谷暖流の流量，アルム川などからの淡水流入量の評価を行った。

(2) 親潮の変動特性の解明

親潮水域の変動については，太陽からの受熱と大気大循環の変動の影響による季節変動及び年々変動，フロントの蛇行や中規模渦の移動などによる中規模変動について，定線調査と係留系による長期測流を行ってその実態を把握するとともに，生物生産を支えるものとしての観点から海洋構造の変動を解析した。また，年々変動およびさらに長期の経年変動の特性を明かにして，その経験的予測を可能にするために，沿岸水位や沿岸定地水温などの長期的蓄積のある観測資料を解析し，さまざまな周期の変動がどのように関与しあっているか，またどのような力学的要因によって変動が生じるのかを調べた。

2. 餌料生物生産維持機構の解明

(1) 親潮水域の生物生産維持機構の解明

親潮水域の生物生産過程を栄養物質の循環として定量的に調べ、深層からの栄養物質の供給から生産された生物が餌として利用され、水産資源生物の生産にいたるまでの、骨格的な物質循環の素過程を定量的に見積り、親潮水域の生産過程の特徴を調べた。この生産過程の特徴をもたらししている具体的な過程を、栄養物質の供給過程と海洋構造との関連を通じて調べ、時間的・空間的な生物生産の分布を把握した。この生物生産を餌料としての観点から調べ、浮魚資源にとって有効に利用可能であるのか、またその豊度は十分であるのかを解析した。

(2) マイワシ・マサバ・サンマ等浮魚資源に関する親潮の生産性

春から秋にかけて親潮水域に来遊しここを索餌域

として利用している浮魚が、どのようにこの海域を利用し、その結果としてどのような成長をするのかを明らかにするために、暖水塊など水塊配置と漁場形成の関係から来遊・移動の実態を調べるとともに、プランクトンの組成と浮魚の分布との関係から魚種による索餌域の利用の違いを検討し、胃内容物と環境プランクトンとの関係から摂餌様式を調べた。また索餌域としての親潮水域の生物生産の結果浮魚がどの様に成長したかを、年級別成長状態の年々の変動と年級豊度との関係から調べ、索餌域の生産性の指標として来遊資源量と個体あたり増重量との間の理論的關係を求めてデータに適用し、道東海域に來遊するマイワシの資源量の急増過程における親潮水域の生産性の評価を試みた。

研 究 計 画 表

研 究 課 題	研究年次			担当場所（研究室）	委 託 機 関
	62	63	元		
1. 親潮水域の海洋構造とその変動特性の解明					
(1) 親潮の海洋構造の解明					
ア. 広域観測による親潮の水塊構造の解明	○	○	○	北水研（海動態研） （生環研）	北海道大学低温科学研究所・流水研究施設
イ. 親潮前線域の海洋構造の解明	○	○	○	東北水研（海動態研） （生環研）	
ウ. オホーツク海系水の親潮に及ぼす影響の解明	○	○	○		
エ. 親潮の鉛直的流動構造の解明	○	○	○	北水研（海動態研）	
オ. アルゴスプイによる親潮表層の流動構造の解明	○	○	○	中央水研（変動研）	
(2) 親潮の変動特性の解明					
ア. 親潮の季節変動の解明	○	○	○	北水研（海動態研） （生環研）	東京大学海洋研究所・資源環境部門 東北大学理学部・地球物理学教室
イ. 親潮前線域の変動特性の解明	○	○	○	東北水研（海動態研） （生環研）	
ウ. 係留系による親潮の短・中期的変動のモニタリング	○	○	○		
エ. 亜寒帯循環系の中・長期的変動と親潮変動との関係解明	○	○	○		

研 究 課 題	研究年次			担当場所（研究室）	委 託 機 関
	62	63	元		
オ. 親潮水域の沿岸定地水温・ 水位差データに現れる親潮変 動の抽出	○	○	○	北水研（海動態研）	
2. 餌料生物生産維持機構の解明					
(1) 親潮水域の生物生産維持機構 の解明					
ア. 親潮水域における生物生産 に係わる栄養物質の循環の解 明	○	○	○	中央水研（物循環）	
イ. 親潮水域における栄養塩類 の補給過程と海洋構造との関 係の解明	○	○	○	北水研（海動態研） （生環研）	
ウ. 親潮水域における植物性餌 料環境の解明	○	○	○	北水研（生環研）	
エ. 親潮水域における動物性餌 料環境の解明	○	○	○	東北水研（漁生産研）	
(2) マイワシ・マサバ・サンマ等 浮魚資源に関する親潮の生産性 評価					
ア. 親潮水域における浮魚資源 の成長の解明	○	○	○	北水研（浮魚資研） 東北八戸（浮魚資研）	
イ. 親潮水域における浮魚資源 の分布移動の解明	○	○	○	東北八戸（浮魚資研） 北水研（浮魚資研）	
ウ. 親潮水域の生産性評価手法 の開発とそれに基づく評価		○	○	北水研（浮魚資研） （海動態研） （生環研）	

VI 研究結果

1. 親潮水域の海洋構造とその変動特性の解明

(1) 親潮の海洋構造の解明

ア 海流としての親潮の特徴とその流量

開発した直接測流手法を用いて親潮広域観測を行
い、親潮は緩やかであるが深くまで達する流れであ
って、表層部に強流部をもち 200 m 水温でその流軸
が指標できる黒潮とは性格を異にする海流であるこ
と、ウルップ島沖を南西に流れる親潮の流量は 1500
db 基準の傾圧流として十数 S_v 、絶対流量として二
十数 S_v に達することを明らかにした。この流量は、
従来考えられてきた親潮の流量よりも 1 オーダー大
きく、またこの流量はトカラ海峡を通過する黒潮の

絶対流量とはほぼ等しく、海洋大循環における亜寒帯
循環の重要性が確認された。

イ 親潮の流路と親潮前線域の海洋構造

3 船による広域共同観測から、道東～三陸海域に
おける親潮の流動構造は、従来考えられてきた反流
を伴う貫入構造ではなく、沿岸に沿って南下する単
条流と複数個の低気圧性渦が重なった分枝構造であ
ることが示された。この大域的な流路のパターンは
アルゴスプイの軌跡によっても裏付けられた。

親潮前線域の水塊構造は 50～300 m 深に分布する
低温・低塩水によって形成される顕著な水温・塩分
前線によって特徴づけられ、その前線位置に対応し
た密度の水平勾配は 2000 m 以深でも認められる。親

潮前線付近における水温構造と流れの構造はよく対応し、親潮前線に沿って 50 cm/s を越える強い流れが存在する。親潮前線付近では 10^{-5} s^{-1} オーダーの水平収束が起きており、この水平収束域に隣接して反時計回りの過流を伴う 10^{-5} s^{-1} オーダーの発散域が認められた。これは、親潮前線に沿っては流れがないとしてきた、従来の親潮前線像を一新するものである。

ウ 水系としての親潮

ウルップ水道を横断する観測測線には、オホーツク海由来の水、東カムチャッカ海流由来の水、そして親潮前線に沿って北東流する亜熱帯系水の、3つの水系が明確に区分できる。千島列島沿いに南下する親潮水は、このうちのオホーツク海由来の水と東カムチャッカ海流由来の水の中間のT-S特性を有し、ウルップ水道以南での混合によって形成される。

この低塩分のオホーツク海系水の形成に寄与する、オホーツク海への淡水供給量は年間 845 km^3 と見積られ、その37%がアムール川由来と推定されるが、この量は宗谷海峡から流入する宗谷暖流水の平均輸送流量の2.4%にすぎない。オホーツク海盆を時計まわりに循環する流量は1988、1989年にはそれぞれ12、13 Svであり、千島列島の各海峡を通して出入りする流量が宗谷海峡やアムール川から供給される流量に比べて圧倒的に大きいことが示唆される。オホーツク海から北ウルップ水道を経由して太平洋側に流出する流量は3 Sv程度と見積られ、岸沿いに道東～三陸沖を南下する親潮第1分枝の流量の30～40%と考えられる。

2) 親潮の変動特性の解明

ア 親潮の流れの変動

道東沿岸の陸棚域では、躍層が岸に向かって深くなっている。躍層の上部にある低密度水塊は周年南西向きに輸送され（道東沿岸流）、その輸送量は11月に極大、4月に極小となる季節変動を示す。その水温塩分値は1月から5月に低温低塩分（沿岸親潮水）に、9月から11月に高温高塩分になる。このパターンはオホーツク海北海道沿岸の宗谷暖流域での流量と水塊交替のそれと類似しているが、道東沿岸域で2～3ヶ月の位相の遅れがある。

暖水塊の道東沿岸への接岸と離岸に伴って、岸に沿って流れる親潮第1分枝の流れとオホーツク水塊の影響を強く受けた水系の分布が変わった。これは

暖水塊の接岸によって、親潮の流路が変わったためである。

係留系による長期測流の結果もこのことを裏付けており、距岸50kmで水深約1700 mの地点の海面下500 m層での平均流速は、親潮の影響が強い場合には南西方向に 20 cm/sec 程度であるが、黒潮系の暖水塊が接近する場合、北東向きに 30 cm/sec の流れが継続して見られる。また、親潮の影響下で南西流が支配的な場合、5～7日程度の周期の短期的変動が卓越する。しかし、年によっては20日程度の周期の変動も見られる。これらの変動は岸沿いの風との間に相関を持つが、その位相は0～2日程度の遅れを示す。

イ 東北・道東海域の長期変動

東北近海の上層（100 m深）水温には3～4年周期の変動が卓越しており、変動のピークはENSO現象の発生時期と対応している。また、数十年周期の大きな振幅の変動が確認された。1987～1989年の海況変動の特徴を親潮・黒潮前線、北上暖水・暖水塊などの中規模構造に着目して整理した結果、この期間が東北海域の低温期から高温期への移行期にあたっていることがわかった。

フェリーの水温時系列資料と沿岸定線海洋資料の観察をもとに、冬季親潮系水の三陸沿岸への接岸を予測する重回帰モデルを作成した。風の応力場をENSOイベントと、冬季の日本近海の水温偏差を抽出条件とした合成図解析を行い、日本近海の大規模なスケールの水温偏差の出現は季節風の強弱に依存することがわかった。親潮第一貫入の年平均南限緯度の変動は、風の応力場から期待される冬季の亜寒帯循環系のスベドラップ輸送量の変動と、高い相関を持つことがわかった。親潮第一貫入の年平均南限緯度を予報する重回帰モデルを作成し、スベドラップ輸送量を用いたモデルでは、0.87の高い重相関係数を得た。

沿岸水位の月平均値は道東沿岸沿いの親潮の流量変動を指標しないが、年平均スケールでは指標性がある。これにもとづいて年平均値の時系列を解析した結果、亜寒帯循環の南限の変動と、亜寒帯循環の西岸境界流の流量変動とは、単純な対応関係を示さず、それらのあいだにタイムラグが存在することが明らかになった。

2. 餌料生物生産維持機構の解明

(1) 親潮水域の生物生産維持機構の解明

ア 栄養物質の循環と海洋環境

硝酸塩量, 沈降量, 光合成量の分布, 塩分, 硝酸塩, 溶存酸素から鉛直移流と鉛直拡散係数を見積り, 窒素の鉛直輸送を計算すると, 年間平均で上層へ硝酸塩が $22\text{mgNm}^{-2}\text{day}^{-1}$ 供給されることになる。この 22mgNm^{-2} のうち 6mgNm^{-2} は深層大循環からの湧昇によるものであり, これが親潮域も含む亜寒帯域の生産性を支えているものと考えられる。

沿岸域における栄養塩濃度は, 主に水系(宗谷暖流変質水, Oi水, 沖合親潮水)の交代にともなって変化する。栄養塩濃度は夏季から宗谷暖流変質水の現れる秋季の表層部で低くなる。また, 1月から7月までの低塩分期に栄養塩濃度の変動が認められることが特徴的である。特に4~5月には中・底層の栄養塩濃度増加が著しい。これは, 通常陸棚縁辺域において形成される沿岸親潮水と沖合親潮水間の鉛直的な密度フロント構造が崩れ, 陸棚域中, 下層に沖合親潮水が分布するようになったことに起因する。

道東沿岸域における春季ブルージン現象の基礎となる栄養塩の供給過程の中で, 栄養塩濃度の高い沖合親潮水の挙動が大きな役割を果たしていることが明かとなった。

また, 岩手県沿岸での植物プランクトンのブルージン時期を予測するためには親潮水の接岸状況の正確な把握が必要であることが明らかになった。

イ 植物性餌料の豊度

親潮域の植物性餌料すなわち餌料としての植物プランクトン分布を明らかにするため1987年から1989年にかけてクロロフィルa分布調査を行った。その結果からサイズ組成を基に植物性餌料分布について検討し, 沖合域では浮魚の索餌期にあたる夏季に植物性餌料はほとんどないこと, これに対して沿岸域では春季ブルージンの後, 秋季まで大型の画分を含んだ比較的高濃度のクロロフィルaが存在し沖合域よりは植物性餌料は豊富であることを明らかにした。しかし, マイワシが植物プランクトンだけを利用する場合のエネルギー量を試算した結果は必要エネルギー量に比較して十分とはいえないことから, マイワシは植物プランクトンには多くを依存していないことが予想された。

ウ 餌料としての動物プランクトン

水温の背斜構造を示す海域で, 動物プランクトン生物量が比較的多かった。また, 高い生物量は春から秋にかけて親潮第1・第2分枝が位置する海域に多く出現するが, 150°E 以東の沖合にも出現した。

親潮水域では5月に最大となった生物量が6月に一旦減少して7月に再び増加し, 8月になると急激に減少するという季節変化を示した。生物量の増加は4月に道東近海で始まり, 5月になると三陸から道東の広範囲な海域で生物量が多くなり, 6月から8月にかけて生物量の多い海域は徐々に北に移動し, 9月になると全域において減少した。夏季の平均生物量は1960年代半ばから1970年代後半にかけて平年より多く, 1960年代前半までと1980年代は平年より少ない傾向にあり, 生物量の経年変動に10数年程度の変動周期がある。夏季の平均生物量と平均表面水温には有意な負の相関関係があり, また動物プランクトンの濃密な分布は主に夏季に出現する。

「かいあし類」はその脂質組成によって, ワックスエステル含量が高い種とトリグリセライド含量が高い種に大別された。*Neocalanus plumchrus* の第V期幼生の脂質含量は多かった。また, 本種雌成体の成熟に伴う脂質含量及び脂質組成の変化から, 脂質蓄積量が産卵に大きな影響を与えること及び卵形成にトリグリセライドが関与することが示唆された。

親潮の流れによって夏季に道東海域に輸送される総生物量は約 $2.4 \times 10^6 \text{ tonC/4months}$ と計算された。

2) マイワシ・マサバ・サンマ等浮魚資源に関する親潮の生産性

ア マイワシの成長と摂餌

北海道南東部沿岸域(道東海域)に來遊したマイワシを対象に, 資源増加期における年級別成長過程を明らかにするとともに, 主要な餌料生物と, 餌料環境変化に対応した摂餌様式の切り替えについて検討した。

1976~1982年級を対象に von Bertalanffy の成長曲線を求めた。極限体長および成長係数と來遊資源量あるいは年級豊度の間には, 負の相関関係が認められた。成長状態が1980年級を境に大きく変化することから, マイワシの成長の低下は, 単純な

個体あたりの餌料の減少のみによるものではなく、回遊の変化とそれともなう餌料環境の変化によって、摂餌－消化－吸収－成長関係が変化したものである。

6月の三陸～道東海域におけるマイワシの主要な餌料生物は、珪藻、桡脚類、オキアミ類、端脚類であった。胃内容物中と海水中の動植物プランクトンの密度比を比較し、マイワシが相対的に動物プランクトンを選択していること、そして大型動物プランクトンが利用可能な場合には、「濾過」食に優先して「ついばみ」食を行い、これを積極的に利用していることを示す結果を得た。

イ 浮魚の分布と水塊構造

道東のマイワシは、親潮と暖水塊及び沿岸暖水の3者の関わりにより漁場形成域（魚群密集域）及び魚群の密集度は変化する。三陸～常磐海域のマサバでは、親潮と津軽暖流及び暖水塊の3者の関連が漁場形成と魚群の移動に大きく係わっている。北西太平洋域のサンマは、親潮と北上暖水及び暖水塊の相対的な位置関係により、密集した魚群の移動ルートが決定され、それが経済的な意味での豊漁・不漁と密接に関係している。いずれの魚種においても分布・移動や集群には親潮に関わりを持ち、これと暖水塊、津軽暖流、北上暖水の相互に関連する多様な水塊配置無しには、有効な漁場の形成は存在しないことが再確認された。

ウ 索餌域の生産性指標

索餌域の生産性指標として、餌料密度の変化に対する捕食者の機能的反応のモデルを基礎に、来遊資源尾数と個体増重量の理論的關係を導き、道東海域へ来遊するマイワシ資源を対象に、1976～1986年のデータに適用した。

来遊資源尾数と個体あたり増重量との関係は、相対的に来遊資源水準が低い1976～1979年で、個体あたり増重量は高いが来遊資源尾数の増加にともなう密度効果が顕著であり、索餌域の収容力に限界があることが示唆される。相対的に来遊資源水準が高い1980年以降では、個体成長の低下により増重量は小さいが、安定しており密度効果は殆どみられない。これは、1980年以降は、成長に有効な餌料密度がより低い海域へ索餌域が拡大したためと推察される。しかし、来遊資源全体が索餌域で成長に利用できた餌料豊度は、前者の年代で低く、後者の年

代で高い。1980年以降、個体増重量が低水準ながらも安定していることは、拡大した索餌域での餌料環境の変化がマイワシの適応能力の範囲内であり、資源変動の直接の原因とはならないことを示唆する。マイワシは資源の増加にともなって、個体成長を犠牲にして、成長に有効な餌料密度が低い海域へも索餌域を拡大し、資源全体としてはより大量の餌料を確保し、資源の維持と増大を可能にしたことになる。これは、捕食者の生態的適応によって、環境収容力の枠が変化することを意味している。

VII 今後の問題点

1. 親潮水域の海洋構造とその変動特性の解明

1) 親潮の海洋構造の解明

ア 水系解析の指標

混合による水系の変質過程の解析の手法として用いた指標は、親潮の起源水系の混合比をとったが、黒潮系の亜熱帯水系の混合による変質との区別ができず、不完全である。水温塩分以外の海水特性を用い、動的な変質過程を定量的に解析する手法に発展させることが必要である。

イ 親潮の流量の正確な評価

親潮は、これまで考えられてきたよりもより深くまで達しており、大陸斜面とそれに連なる海溝斜面に張り付くように流れていることが明らかになったが、現在の観測手段・解析手法ではこの斜面部分の流量が、正しく評価されていない。このためには、大陸斜面に複数の係留測流点を設けるとともに、CTD観測を3000db以深まで行う必要がある。現在水産庁に所属する調査船のCTD観測システムでは3000db以深まで測定できる船舶は少なく、少なくとも亜寒帯循環域を調査するには上述した装備を整備する必要がある。

2) 親潮の変動特性の解明

ア 冬季における広域観測の重要性

1988年から開始されたソ連邦200カイリ内の広域観測は、これまでにない多数の成果を上げている。しかし、解析が進につれ、ますます冬季におけるオホーツク海全域やカムチャッカ半島までのより広域に及ぶ調査、研究の必要性が高まっている。また近年、全球的なシミュレーションモデルが開発されつつあるが、北太平洋亜寒帯循環に関しては現場データが少なく、その検定資料が求められている。特に

冬季における海水の鉛直循環に関しては資料が乏しいため、鉛直拡散係数の値が便宜的に決められているにすぎない。親潮水形成過程の解明には冬季における表層混合を観測する必要がある、耐航性の優れた調査船の建造と調査の実施が望まれる。

イ 親潮水域の海況の長期変動の機構

親潮第一貫入の年平均南限緯度に対する経験的予測モデルを作成したが、その間に介在する現象の物理的な解釈はまだ出来ていない。すなわち、スベルドラップ輸送量は単なる大気の海洋に対する強制力の一つの指標である可能性がある。今後は様々な手法を用いてさらに精密な考察を行い、その因果関係を調べる必要がある。

まず、北太平洋上の大気変動による西部亜寒帯循環の駆動の効果が、西部亜寒帯循環の空間規模と西岸境界流の流量とに及ぼす影響を明らかにする必要がある。そのためには、親潮水域の力学的構造と暖水塊の力学的挙動との関連、親潮全体の流量の変動を把握するための調査を継続する必要がある。また、測流だけでなく、深海圧力計によるモニタリングシステムを開発する必要がある。

これまでの研究でも長期変動を第一貫入の南限緯度、黒潮流軸の北限緯度などの指標値で調べた。変動の生物生産過程への意義をつかむためには、長期的・連続的な流速測定、定期的な深層にいたる海洋観測などを組織して、定量的・構造的な長期的変動を調べていくことが必要である。

2. 餌料生物生産維持機構の解明

(1) 親潮水域の生物生産維持機構の解明

ア 道東沿岸域における春季ブルーミング現象の基礎となる栄養塩の供給過程の中で、栄養塩濃度の高い沖合親潮水の挙動が大きな役割を果たしていることが明らかとなったが、この現象のメカニズムの解明については今後の大きな課題であろう。また、2月以降の流水の南下にともなった南部オホーツク水の道東沿岸への流入は、沿岸域の植物プランクトンのブルーミング現象の発生との関連で詳細な検討が行われる必要がある。

イ 植物プランクトンの微細分布

利用可能な植物性餌料の試算に、マイワシはクロロフィル a 極大層で摂餌すると仮定したが、用いたクロロフィル a 極大値は水平的にも鉛直的にも離散的な測定値から求めている。したがって水平的には

海域の代表性についての問題が残る、また鉛直的にはクロロフィル a 極大層が薄く観測されていないことも有り得るため、今後連続分布調査によりクロロフィル a 極大値について明らかにする必要がある。

(2) マイワシ・マサバ・サンマ等浮魚資源に関する親潮の生産性

ア 餌料選択と索餌域における種間競争

マイワシのみを対象として、資源増加にともなう成長の変化と、主要な餌料生物および餌料環境に応じた摂餌様式の転換について検討した。今後は、摂餌様式および餌料選択の変化を媒介として、餌料環境とマイワシの成長の関係を再検討するとともに、索餌域における浮魚間の餌料をめぐる競争関係を、餌料選択性および索餌域の時空間的利用形態の比較を通じて再検討する必要がある。

イ 索餌のエネルギー収支と分布・回遊の変化

現時点では、元の索餌域と拡大した索餌域の間で、マイワシにとっての餌料環境が、実際にどのように異なっているか明らかでない。仮に餌料生物全体の密度(単位面積あるいは体積あたりの重量など)が同じであっても種組成およびサイズ組成が違えば E_d 、 E_p は変化する。一方、分布・回遊の拡大により、索餌期間中の有効な索餌時間が減少すれば、コストの増加により、個体の成長量は減少する。今後、分布・回遊の変化と、それにともなう餌料環境の変化に対応した索餌、成長コストの変化(=エネルギー収支の変化)を検討する必要がある。

VIII 研究発表

- 1) 青田昌秋・松山優治：宗谷河流域における水位変動測定結果，1987年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集，50-51，(1987)
- 2) 青田昌秋・石川正雄・山田俊郎：宗谷海峡の流れについて，低温科学，物理編，47，147-160，(1988)
- 3) 青田昌秋・山田俊郎・石川正雄：宗谷海峡の海潮流観測結果，1988年度日本海洋学会周期大会講演要旨集，48-49，(1988)
- 4) 青田昌秋：宗谷暖流域の海面傾斜の季節変動，第3回オホーツク海と流水に関する国際シンポジウム講演要旨集，41-44，(1988)
- 5) 青田昌秋・石川正雄・高塚 徹・山田俊郎：宗

- 谷暖流フロントの短周期変動, 大槌臨海研究センター報告, 14, 204 - 209, (1988)
- 7) 青田昌秋・石川正雄・高塚 徹・松山優治: 宗谷暖流フロントの短周期変動, 日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 149 - 150, (1990)
- 8) 青田昌秋: オホーツク海への淡水供給量と宗谷暖流輸送流量について, 大槌臨海研究センター報告, 16, 115 - 117, (1990)
- 9) 青田昌秋: オホーツク海への淡水供給量と宗谷暖流の輸送流量について, 第6回オホーツク海と流水に関する国際シンポジウム講演要旨集, 13 - 16, (1991)
- 10) 青田昌秋・石川正雄: オホーツク海への淡水供給量と宗谷暖流の輸送流量について, 北水研研報, 55, 109 - 113, (1991)
- 11) 花輪公雄・岩坂直人: 冬季三陸沿岸域への親潮系の水の接岸と水温予報の試み. 月刊海洋, 19, 53 - 59, (1987)
- 12) 花輪公雄・吉川泰司・渡辺朝生: 西部北太平洋の海面水温変動と風の応力場との関係. 大槌臨海研究センター報告, 14, 178 - 180, (1988)
- 13) 花輪公雄: 親潮第一貫入の年平均南限緯度と北太平洋上の偏西風の変動との関係, 大槌臨海研究センター報告, 14, 181 - 183, (1988)
- 14) 花輪公雄: 親潮の南下と北太平洋上の風の場との関係について, 大槌臨海研究センター報告, 15, 79 - 81, (1989)
- 15) 花輪公雄・吉川泰司・渡辺朝生: 西部北太平洋の海面水温変動と海面風応力場との関係, 月刊海洋, 21, 484 - 487, (1989)
- 16) 花輪公雄: 親潮の南下と北太平洋の風の場の関係について, 月刊海洋, 22, 383 - 385, (1990)
- 17) 花輪公雄: 北太平洋の大規模海面水温変動に関する研究 - 平成元年度堀内基金奨励賞受賞記念講演 -, 天気, 37, 9 - 18, (1990)
- 18) 花輪公雄: 北太平洋上の大気循環と親潮の長期変動, 北水研研報, 55, 125 - 139, (1991)
- 19) Hanawa, K.: Long-term variations in the physical environments in the pacific Ocean, Abstracts of International Symposium on the long-term variability of pelagic fish populations and their environment, November 1989, Sendai (1989)
- 20) Hanawa, K., Y. Yoshikawa and T. Watanabe: Composite analysis of winter time wind stress vector fields with respect to SST anomalies in the western North pacific and the ENSO events. Part I. SST composite. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 385 - 400, (1989a)
- 21) Hanawa, K., Y. Yoshikawa and T. Watanabe: Composite analysis of winter time wind stress vector fields with respect to SST anomalies in the western North pacific and the ENSO events. Part II. ENSO composite. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 835 - 845, (1989b)
- 22) 平井光行・安田一郎: 100 m 深水温分布からみた東北近海の経年的な変動, 大槌臨海センター報告, 14, 184 - 186, (1988)
- 23) 平井光行: 親潮前線付近の流れの構造と浮魚類漁場形成, 東大海洋研究所シンポジウム「流れの構造と生物の分布・移動」講演要旨集, 5 - 6, (1990)
- 24) 平井光行: 三陸近海におけるマサバ漁場形成と流れの構造, 水産海洋特論「流れと生物と」, 川合英夫編, 京大出版会, 251 - 270, (1991)
- 25) 平井光行: 三陸近海におけるマサバまき網漁場の水産海洋学的研究, 東北水研研報, 53, 59 - 147, (1991)
- 26) 柏井 誠: 特別研究「親潮水域における海洋環境と餌料生物生産維持機構の解明」への取り組み, 北水研ニュース, 36, 4 - 5, (1988)
- 27) 柏井 誠・河野時廣: 道東沖における親潮の流動構造について, 第3回オホーツク海と流水に関する国際シンポジウム講演要旨集, 30 - 31, (1988)
- 28) 柏井 誠・河野時廣: 漂流測流系による直接測流手法の開発, 北水研研報, 52, 151 - 165, (1988)
- 29) 柏井 誠: “流れ”としての親潮 - 漂流測流系による親潮の直接測流結果の速報, 大槌臨海研究センター報告, 13, 68 - 70, (1987)
- 30) 柏井 誠・河野時廣: 漂流測流系による親潮の測流, 1988 年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 34 - 35, (1988)

- 31) 柏井 誠・阿部深雪：1988年9月照洋丸「親潮広域調査」，3.流れの分布，第4回オホーツク海と流氷に関する国際シンポジウム講演要旨集，46-50，(1989)
- 32) 柏井 誠・河野時廣：親潮の流れと水系，1989年日本海洋学会春季大会講演要旨集，82-83，(1989)
- 33) Kashiwai, M.: Changes in cross-stream surface topography of Oyashio Current and monthly mean sea-level along the southeast coast of Hokkaido, Abstract of 5th International Symposium on the Okhotsk Sea and Sea Ice, 107-113, (1990)
- 34) Kashiwai, M.: Surface topography, sea-level difference and volume transport of the Oyashio Current, Bull, Hokkaido National Fisheries Research Institute, 54, 9-24, (1990)
- 35) Kashiwai, M.: Long-term variability of Oyashio Current appearing in the coastal mean sea level, Bull, Hokkaido National Fisheries Research Institute, 55, 141-160, (1991)
- 36) 柏井 誠・河野時廣・川崎康寛・杉本隆成：道東沿岸の水位差による親潮の流量のモニタリング，1990年度日本海洋学会春季大会講演要旨集，80-81，(1990)
- 37) 川崎康寛：GEK資料からみた親潮南下流の季節変動とその無流面の決定，大槌臨海研究センター報告，13，86-88，(1987)
- 38) 川崎康寛：親潮水域における流速変動，大槌臨海研究センター報告，14，159-163，(1988)
- 39) 川崎康寛・河野時廣・杉本隆成：親潮の流速変動，月刊海洋，22(4)，199-210，(1990)
- 40) 川崎康寛・杉本隆成：暖水塊とその周辺域での流速分布構造，月刊海洋，21(2)，659-704，(1989)
- 41) 川崎康寛・河野時廣：親潮の流路とその鉛直的な流動構造，第5回オホーツク海と流氷に関する国際シンポジウム講演要旨集，119-124，(1990)
- 42) 川崎康寛・河野時廣・柏井 誠・田中勝久・奥田邦明：広域観測による親潮の流量収支，1990年度日本海洋学会春季大会講演要旨集，76-77，(1990)
- 43) 川崎康寛・河野時廣・柏井 誠・奥田邦明：親潮の流動構造 1：1989年夏季の傾圧流量収支と親潮水系の流路，北水研研報，55，79-89，(1991)
- 44) 河野時廣・川崎康寛：親潮の流動構造と水塊構造，大槌臨海研究センター報告，15，10-11，(1989)
- 45) 河野時廣：親潮の水系輸送について，月刊海洋，22(4)，187-198，(1990)
- 46) 河野時廣・川崎康寛・柏井 誠・田中勝久・奥田邦明：親潮の水系輸送，1990年度日本海洋学会春季大会講演要旨集，78-79，(1990)
- 47) 河野時廣・佐藤芳和：1988年9月照洋丸「親潮広域調査」，4.水系解析，第4回オホーツク海と流氷に関する国際シンポジウム講演要旨集，51-55，(1989)
- 48) 河野時廣：親潮の水系解析，1989年度日本海洋学会春季大会講演要旨集，80-81，(1989)
- 49) 河野時廣：北太平洋亜寒帯水域の水塊と水系，北水研研報，55，91-108，(1991)
- 50) 小谷祐一・小達和子：親潮水域における動物プランクトン生物量と生産性，北水研研報，55，185-195，(1991)
- 51) 松山優治・青田昌秋：宗谷海峡付近の潮流特性，第3回オホーツク海と流氷に関する国際シンポジウム講演要旨集，35-37，(1988)
- 52) 望月重人・青田昌秋：オホーツク海と親潮海域の間の水塊交換，第3回オホーツク海と流氷に関する国際シンポジウム講演要旨集，38-40，(1988)
- 53) 荻島 隆・藤井 浄：道東海域におけるクロロフィルaの季節変化，1989年度日本海洋学会春季大会講演要旨集，306-307，(1989)
- 54) 荻島 隆：道東沿岸域におけるクロロフィル分布特性，第5回オホーツク海と流氷に関する国際シンポジウム講演要旨集，17-21，(1990)
- 55) 荻島 隆：道東海域におけるマイワシの植物性餌料環境，平成2年度日本水産学会春季大会講演要旨集，10，(1990)
- 56) 荻島 隆：道東海域のクロロフィルa量の季節変化，続日本全国沿岸海洋誌(日本沿岸海洋研究

- 部会編), 497 - 498, 東海大学出版会, (1990)
- 57) 荻島 隆・道東海域におけるマイワシ餌料としてのクロロフィル分布, 北水研研報, 55, 173 - 184, (1991)
- 58) 杉本隆成・森永健司・木村伸吾・永江秀雄・川崎康寛: 道東沖隆棚斜面上の流速の中短期変動特性, 1990 年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 86 - 87, (1990)
- 59) 章 若潮・花輪公雄: 親潮水域の水系解析, 大槌臨海研究センター報告, 14, 164 - 169, (1988)
- 60) 田中勝久・佐藤芳和: 道東親潮域における栄養塩濃度の季節変化, 1988 年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 9 - 10, (1988)
- 61) 田中勝久・荻島 隆: 1988 年 9 月照洋丸「親潮広域調査」2. 栄養塩の分布と海域特性, 第 4 回オホーツク海と流水に関する国際シンポジウム講演要旨集, 43 - 45, (1989)
- 62) 田中勝久・佐藤芳和・角田富男: 道東沿岸域における栄養塩濃度の季節変化, 第 5 回オホーツク海と流水に関する国際シンポジウム講演要旨集, 11 - 16, (1990)
- 63) 田中勝久: 道東海域 (PH ライン上) の栄養塩, 続日本沿岸海洋誌 (日本海洋学会沿岸海洋研究部会編), 第 29 章北海道東部・南部沿岸域 III 化学, 東海大学出版会, 490 - 497, (1990a)
- 64) 田中勝久: 道東海域沿岸海域の栄養塩濃度の季節変化, 続日本沿岸海洋誌 (日本海洋学会沿岸海洋研究部会編), 第 29 章北海道東部・南部沿岸域 III 化学, 東海大学出版会, 490 - 497, (1990b)
- 65) 田中勝久・佐藤芳和・角田富男: 道東沿岸域における栄養塩濃度の季節変化, 北水研研報, 55, 161 - 172, (1991)
- 66) 友定 彰: 慣性円の減衰についての観測例 - アルゴスブイの軌跡から -, 1989 年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 118 - 119, (1989)
- 67) Tomosada, A.: Decay of inertial flow observed by Argos drifting buoys. ARGOS news letter, 38, 6 - 9, (1989)
- 68) Tomosada, A.: Decay of inertial oscillation observed by Argos drifting buoy, Bull. Hokkaido National Fisheries Research Institute, 55, 115 - 124, (1991)
- 69) 和田時夫・荻島 隆: 道東海域におけるマイワシ資源と海洋環境, 漁業資源研究会議報告, 26, 49 - 59, (1988)
- 70) Wada, T. and M. Kashiwai: Changes in growth and feeding ground of Japanese sardine with fluctuation in stock abundance, In Long-term Variability of pelagic Fish populations and Their Environment (Ed. Kawasaki, K. et al.), 181 - 190, Pergamon Press (1989)
- 71) 和田時夫: 資源変動に伴うマイワシの生態的適応, 水産海洋研究, 54, 425 - 428, (1990)
- 72) 和田時夫・柏井 誠: 資源変動にともなうマイワシの索餌域選択について, 北水研研報, 55, 197 - 204, (1991)
- 73) 和田時夫・柏井 誠: 資源の増大に伴うマイワシの摂餌戦略と成長の変化 - 仮説, 平成元年度日本水産学会春季大会講演要旨, 32, (1989)
- 74) 和田時夫・松原孝博・本田 聡: 道東海域におけるマイワシの餌料生物と摂餌様式, 平成 2 年度日本水産学会春季大会講演要旨, 10, (1990)
- 75) 大和博之・青田昌秋: 気象衛星 NOAA でみた宗谷暖流の変動, 第 3 回オホーツク海と流水に関する国際シンポジウム講演要旨集, 48 - 50, (1988)
- 76) 山田俊郎・青田昌秋: 宗谷海峡における海流変動について, 第 3 回オホーツク海と流水に関する国際シンポジウム講演要旨集, 45 - 47, (1988)
- 77) Yasuda, I., K. Okuda and M. Hirai: Evolution of a Kuroshio warm-core ring. - Variability of the hydrographic structure -, Deep-Sea Res., (1991) (in press)
- 78) 安田一郎・奥田邦明: 黒潮系暖水塊 86 B の形成・移動・変質過程, 月刊海洋, 21(1), 639 - 651, (1989)
- 79) 安田一郎・奥田邦明: 三陸近海における暖水塊の挙動とその構造変化 (II), 1989 年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 75 - 76, (1989)
- 80) 安田一郎・G. R. Flörl: 渦の非対称融合について, 1991 年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 105 - 106, (1991)

IX 研究担当者

第1章 親潮水域の海洋構造とその変動特性の解明

1. 北水研 海動態研

柏井 誠 (62.04 - 01.09) / 川崎康寛 (01.10
- 02.03)

川崎康寛 (01.04 - 01.09)

阿部深雪 (62.04 - 02.03)

河野時廣 (62.04 - 02.03)

2. 東北水研 海動態研

工藤英郎 (62.04 - 63.03) / 奥田邦明 (63.04
- 02.03)

奥田邦明 (62.04 - 63.03)

安田一郎 (62.04 - 02.03)

村上真裕美 (63.10 - 02.03)

3. 東北水研 生環研

小川嘉彦 (62.04 - 01.04) / 松尾 豊 (01.05
- 02.03)

平井光行 (62.04 - 02.03)

横内克己 (63.04 - 02.03)

4. 中央水研 変動研

友定 彰 (62.04 - 02.03)

稲掛伝三 (62.04 - 02.03)

5. 北大 低温研

青田昌秋 (62.04 - 02.03)

6. 東北大 理学部

花輪公雄 (62.04 - 02.03)

7. 東大 海洋研

杉本隆成 (62.04 - 02.03)

川崎康寛 (62.04 - 01.03)

第2章 餌料生物生産維持機構の解明

1. 北水研 海動態研

柏井 誠 (62.04 - 01.09) / 川崎康寛 (01.10
- 02.03)

川崎康寛 (01.04 - 01.09)

阿部深雪 (62.04 - 02.03)

河野時廣 (62.04 - 02.03)

2. 北水研 生環研

藤井 浄 (62.04 - 63.07) / 田口 哲 (01.10
- 02.03)

荻島 隆 (62.04 - 02.03)

佐藤芳和 (62.04 - 02.03)

田中勝久 (62.09 - 02.03)

3. 北水研 浮魚資研

北片正章 (62.04 - 01.03) / 加賀吉栄 (01.04
- 02.03)

加賀吉栄 (62.04 - 01.04)

和田時夫 (62.04 - 02.03)

松原孝博 (62.04 - 02.03)

本田 聡 (01.04 - 02.03)

4. 東北水研 漁生産研

霧田義成 (62.04 - 02.03)

小達和子 (62.04 - 02.03)

小谷祐一 (62.04 - 02.03)

5. 東北八戸 浮魚資研

山口閑常 (62.04 - 02.03)

6. 中央水研 物循環

佐々木克之 (62.04 - 02.03)

佐藤善徳 (62.04 - 63.03)

松川康夫 (62.04 - 02.03)

(注) ○印 小課題執筆担当者

X 取りまとめ責任者のあとがき

このプロジェクトは、親潮をテーマとしたものであること、そして資源研究と環境研究との連係を前提としたものであることが特徴である。

親潮をテーマとするプロジェクトは、これまでにない取り組みで取り組まれている。これは、親潮が海流としてその存在を認知されていなかったことを意味する。このため広範な問題設定をして研究展開をする必要、そして新しい観測・解析手法を開発し適用する必要があった。得られた成果は、海流としての親潮像を確立する上で、大きな前進をもたらしたものと確信する。

親潮-餌-浮魚という課題構成が、このプロジェクトのもう一つの特徴をなしている。これまでの水産研究において、資源研究と環境研究との連係は永年の課題であり、わが国だけでなく国際的にも多くの論議と試みがなされてきた。水産研究所の水産海洋研究における、研究室の構成が海洋物理系と海洋生物系とからなるため、研究室間の連係の問題として、研究展開の上の重要な課題である。この点に関して、このプロジェクトの研究活動の中で、多くの前進と経験が得られた。

この研究の展開とその成果は、基礎的・理論的な性格が強い。地球環境問題、マイワシ資源の長期変

動の問題など、これまでの水産研究が取り扱ってきた変動スケールよりもう一段大きいスケールの現象の研究が要請されている。この10年から数10年のスケールの現象に何らかの法則性が存在する予感を多くの研究者が抱いている。そうした現象に対する研究にとって、この研究成果がその出発点となっていることを願っている。

この適確な時機と狙いをもったプロジェクトの企画と設計にあたられた、記録には名前の現れないプ

ロモーターたちの意図と努力に、敬意を表する。またこのプロジェクトは、チームに恵まれたとともに、よい支援に支えられた。研究討論会を毎年開催することに強力な支持が得られ、研究の前進に大きく役立った。具体的な研究の実施においても、調査船の乗組員はじめ多くの方々から、惜しみない協力と貴重な意見、そして励ましを頂いた。この成果がそれらに答えるものとなっていれば幸いである。

（北水研・柏井 誠）

第1章 親潮水域の海洋構造とその変動特性の解明

1. 親潮の海洋構造の解明

(1) 広域観測による親潮の水塊構造の解明

ア. 研究目的

親潮は、東カムチャッカ海流から連なり、千島列島沿いに南西流して北海道・東北海域に至る、西部亜寒帯循環の南西端を成す海流である。一つの海流が特定され認識されるには、それが運ぶ水塊が周囲の水塊と比べて異なる個性をもち、流れが連続していることが必要である。親潮の全体像を明らかにするためには、流れの構造の解明と平行して、親潮水を周囲の海水と区別して特定し、区別された海水特性の分布と流れの場を対応させることが必要である。

この研究では、親潮水塊（水系）を識別した文献をレビューし、親潮水の識別手法について検討する。その結果に基づいて、1988年の広域観測データを解析し、親潮水を特定し周囲の海水と区別して、親潮水を含む区別された海水の分布を明らかにする。明らかになった海水の分布と流れの分布を組み合わせ、区別された海水毎の輸送量の収支を明らかにして、親潮の変質過程について考察する。

イ. 研究方法

(ア) 親潮水識別についての文献レビュー

海洋観測の基本的な形は、各測点における水温と塩分の鉛直分布を測定することである。得られた水温塩分の鉛直分布を、水温を縦軸、塩分を横軸にとったT-S図上にプロットすると、海域毎に特徴的なパターンを示す。このT-S図のパターンの類似性によって海域を類型的に特定し区分する概念が“水塊”である。そしてこのT-S図のパターンがいくつかの起源となる均質な海水の混合からなるものと見なすことができるとき、その起源となる海水が起源水型（source water-type）である。“水型”は概念的には、T-S図上の一点で表される海水特性を持つ、均質な海水である。しかし、現実にはこれはT-S図上である広がりを持っている。また、水塊間の混合過程を調べるためには、水塊を構成している要素としての、T-S図上の小さな範囲で表される海水特性を持つ海水、“水系”に着目し、その相互の区別と相互の関連を調べるが必要にな

る。この水塊解析と水系解析は、別のもではなく、相補的な関係にある。また特定の水系が、特定の時期に特定の場所に常に現れる場合、海洋構造の記載のためには、これに名前を与えるとともに、その海水特性を特定することが、便利でありまた必要である。

親潮水域と親潮に関する水塊と水系について、これまでの知見を整理するとともにその問題点を明らかにするために、文献をレビューし、親潮水を識別した目的、方法及び識別された水の空間的配置についてまとめた。レビューにあたっては、普遍的な方法である。T-S図を用いた水塊および水系識別に関する文献を取り上げた。

(イ) 広域観測による親潮水系の識別と輸送量収支

親潮は、最も妥当な定義としては、南部千島列島沖から道東沿岸そして三陸沖を南下する、低温低塩分の亜寒帯系の海水とされている。この親潮の水系を、他の周辺の水系と区別して識別するとともに、その起源水系を明らかにするために、親潮源流域を含む広域の観測資料を解析した。

1988年8～9月にソ連200カイリの南部千島列島周辺海域を含む広域的な観測が照洋丸によって行われた。図1-1に観測点図を示す。資料として、この観測の中で行われたCTD観測結果と小課題1-1-(4)で開発された漂流測流系による直接測流結果を用いた。さらに、データを補うために、これまでに行われた唯一の冬季の広域観測である1966年2～3月のBOREAS探検のデータも用いた。

北ウラル水道、択捉島、及び北海道沿岸から南東に延びる3つの測線（NU-line, ET-line, A-line）には低温低塩分の水系が分布していた。この水系を周囲の水系と区別するために、測線毎にT-S図を作成して比較し、冬季の広域的な観測であるBOREAS探検のデータを用いて、低温低塩分水系を細分化した後に、細分化された水系の構造を調べ、その細分化された水系毎の輸送流量収支をそれぞれの断面で調べた。

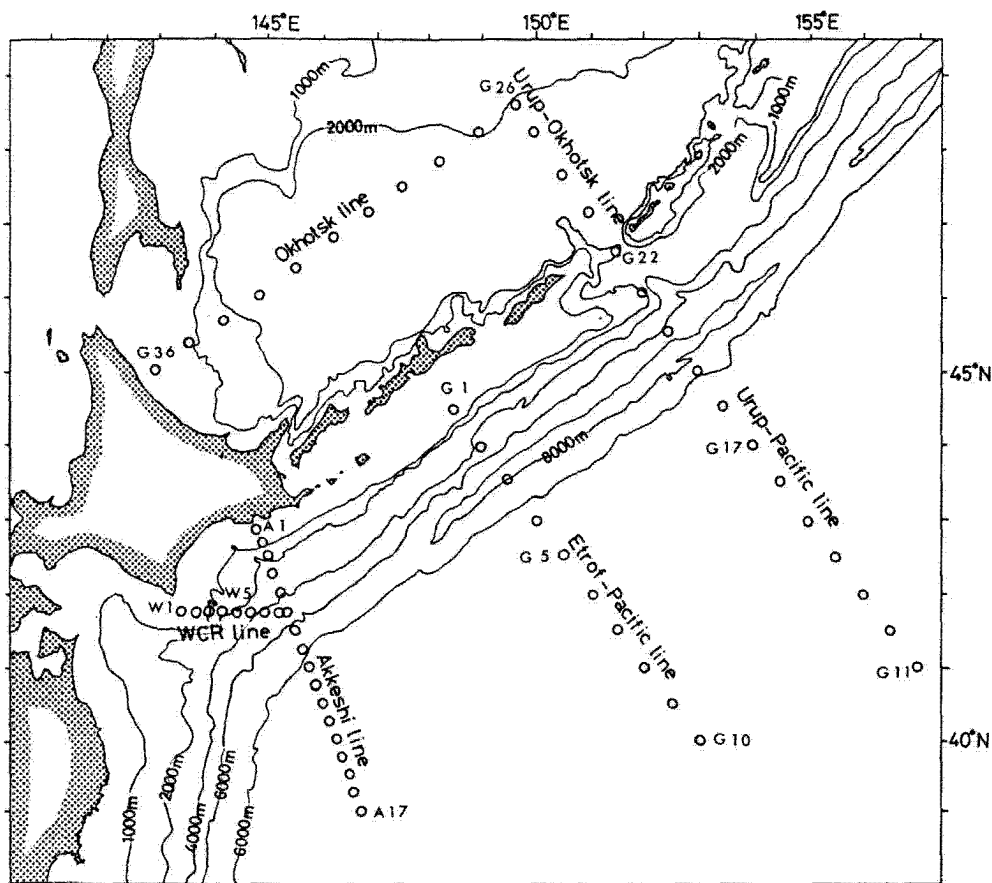


図1-1 1988年8～9月における照洋丸と北米丸による観測点図

ウ. 結 果

(ア) 親潮水識別についての文献レビュー

川合⁵⁾は、黒潮と親潮に関係する代表的な水系の一つとして、西部亜寒帯海域における上部帯（塩分躍層の上層，表層～100 m深）に分布する卓越水系を純親潮水と定義した。川合⁵⁾の作成した冬季における純親潮水の海面露出層の底面深度図（海洋物理Ⅱ，197p.）をみると，純親潮水はベーリング海とオホーツク海を含む西部亜寒帯水域に広く分布し，冬季の鉛直混合の影響を受けた等質な海水である。しかし，純親潮水に対してベーリング海起源の海水とオホーツク海起源の海水がどの程度影響するかについては述べられていない。

表～中層で定義された純親潮水に対し，大谷⁸⁾は，中層以深で親潮水の起源水を識別している。大谷⁸⁾は，親潮水形成に関わるオホーツク海の役割を調べ

るために，Dodimeadら¹⁾とFavoriteら²⁾の作成した亜寒帯海域の海流と循環の模式図に基づいて，親潮水とその起源水の分布域を特定し各水域における中層以深の海水特性を比較し，親潮水はムシル海峡以南の千島列島から北海道・東北沖合にかけての岸沿いに分布し，東カムチャッカ海流水とオホーツク水を起源水とする，と結論した。これら2つの起源水から親潮水を区別する根拠として，中暖層における起源水のT-S領域は互いに離れた位置を占めており，親潮水はその中間のT-S領域を占めることを挙げている。また，亜熱帯起源の水を，T-S領域で親潮水及び親潮起源水と区別し，北ウラル水道を通る測線上でこれら水塊の分布を示している。

吉田¹²⁾と石川⁴⁾は，親潮水に対する二つの親潮起源水の影響の度合を評価するために，二つの親潮起源水の海水特性が中暖層において明瞭に異な

ることに注目し、T-S特性以外に溶存酸素量の鉛直分布の相違も用いて、親潮水の海水特性の内容を解析している。オホーツク水の影響の強い水は南千島列島沿いに、東カムチャッカ海流水の影響の強い水はその沖合いにそれぞれ分布する傾向を示し¹⁶⁾北海道南沖合のPH線(41°30'N)ではオホーツク水と東カムチャッカ海流水の影響の度合は年によって、または空間的に変動する⁴⁾としている。さらに石川⁴⁾は、PH線上の Δst が130 cl/ton以上の密度層では親潮水は津軽暖流水と黒潮の影響を受けるため起源水を特定できないが、 Δst が130 cl/ton以下の親潮下層水は等密度面上の溶存酸素量によって親潮起源水の影響を評価できるとしている。

小笠原⁶⁾と大谷⁷⁾は、親潮水塊の中冷構造に注目して親潮水を特定している。小笠原⁶⁾は、道東沖合で季節的な出現と消滅を繰り返す道東沿岸流の水系に対し、その沖合に分布する中冷構造を持つ水塊(親潮水)のT-S構造は中冷層以深で変動しないとし、T-S図上で親潮水を定義している。大谷⁷⁾は道南で特定の季節に特定の海域で常に現れる水系に注目して、親潮中冷水、津軽暖流水、沿岸親潮水を特定している。両者は、海水の季節的な出現と消滅を記述するために海水を特定する基準として、T-S図上で海水を定義した。

以上の結果をまとめると、少なくとも冬季の西部亜寒帯海域の塩分躍層以浅には低温低塩分の等質な海水(純親潮水)が広く分布すること。南千島列島から北海道に至る沿岸域にはベーリング海の水とオホーツク海の水を起源水とする低温低塩分水(親潮水)が分布すること、これら2つの起源水が親潮水に与える影響の度合は時空間的に変動すること、である。

しかし、中暖層以深では、対象海域において注目する海水の特性とその鉛直分布、地理的分布、季節的な出現と消滅を用いることによって親潮水とその起源水との関係が明らかにされているが、中冷層以浅($\Delta st=130 \text{ cl/ton}$ 以上)では親潮水と起源水との関係は解明されていない。川合⁵⁾による純親潮水のT-S図上の定義領域は低温側、低塩分側にむかって開いており、純親潮水が低温低塩分の海水を起源とするが、その起源水をT-S図上の一点で表される水型(water type)として特定できないこと

を示している。このことは、純親潮水が中冷層以浅の多様な起源水をもつ海水が冬季の冷却と対流によって変質して形成されることを示唆する。

地理的分布または季節による消長によって海水を特定しT-S図上で定義する方法に対し、Hanawa and Mitsudera³⁾は対象海域の全ての観測データを用いて、T-S図上で海水を区別している。T-S図上で特定の領域を占める海水の集合を水系と定義し、T-S図上における頻度分布と月毎及び測点毎のT-S図を作成して、親潮水系を含む6つの水系を区別し区分した。水系の区別にあたって、季節による卓越水系の交替と地理的分布を考慮している。T-S図上の相対的な位置を問題とするHanawa and Mitsudera³⁾の水系解析では、ある水系は対象海域に存在する水系の中で、他のものと区別(distinction)される。これは、水系または水塊のもつ海水特性でこれを特定(identification)することは異なる。注目している海水だけを特定する場合、どのような海水に対して区別されたかは必ずしも明瞭ではなくなる。

しかし、親潮水のT-S特性はばらつく上に、北海道沖合では親潮水と黒潮水とが混合するため、親潮水と黒潮水の中間の海水のT-S領域がT-S図上で大きく広がり、異なる起源を持つ海水のT-S領域が互いに重なって、水系または水塊をT-S図上の領域で区別することができない。このような場合の水系識別には、対象海域における卓越水系の海水特性の地理的季節的变化を許し、周囲の水系との特性との相互関係における区別によってそれを追跡しつつ識別する必要がある。

(f) 広域観測による親潮水系の識別と輸送量収支

a. 観測線断面上の水温塩分分布

ある広がりを持った水塊が他の水塊と接するとき、多くの場合その境界にはフロントが形成される。これは、水塊の広がりが海流系あるいは循環系にその力学的根拠を持つことに他ならない。水系の分布を調べる前に、水温塩分の分布、とくにフロントの存在を調べるのが有効である。

1988年8～9月にかけて、照洋丸によるソ連200海里水域を含む広域観測と北光丸による北海道・東北沖合域の観測が行われた。図1-1に観測点を、図1-2～1-5にCTDによる各観測線の水温断面分布を示す。これら断面上の水系分布の特徴を

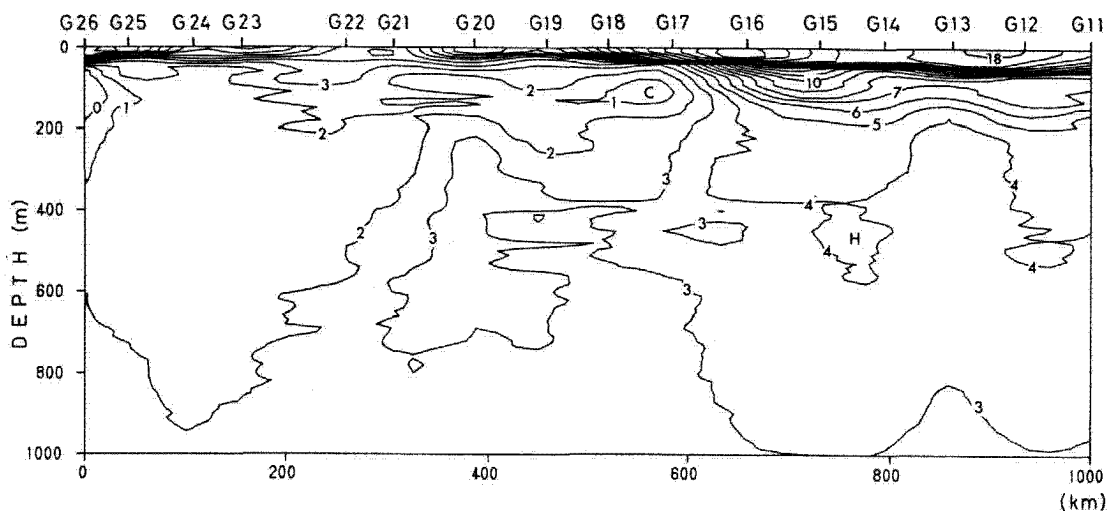


図1-2 NU-lineにおける水温断面図

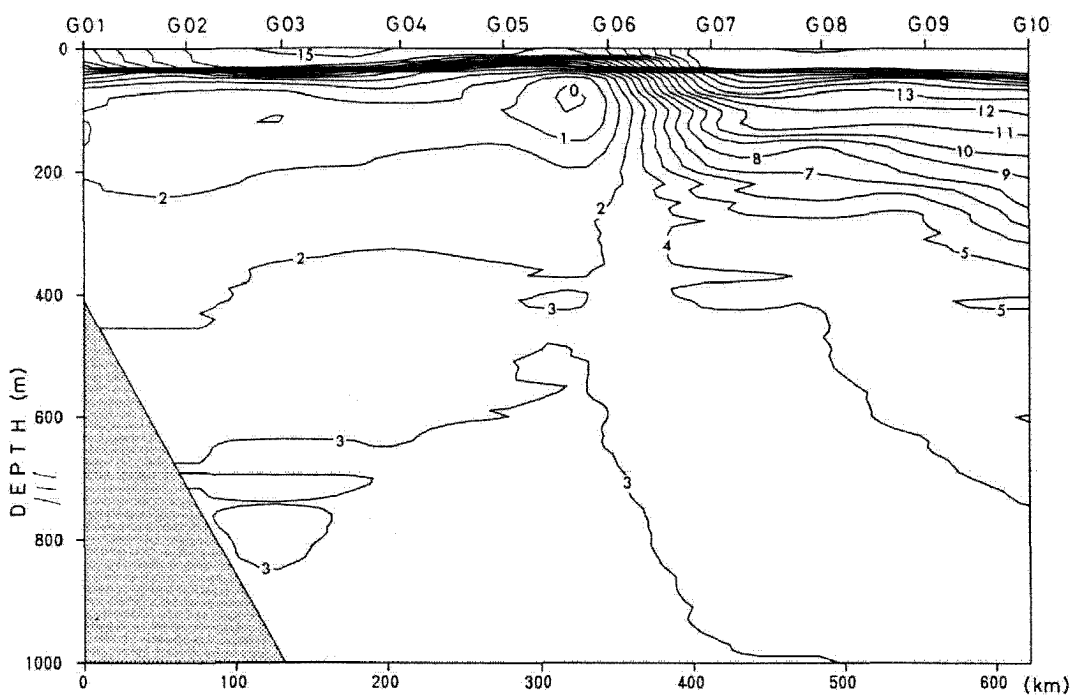


図1-3 ET-lineにおける水温断面図

次に述べる。

オホーツク海からウルップ水道を通して南西に延びる測線 (NU-line; Stn. G11~G26) の水温断面 (図1-2) をみると、北ウルップ水道の南東沖 390 km に、100 m 深で水温が 2℃から 6℃まで変

化するフロントがあり、その南東側に亜熱帯水起源の水塊、北西側には中冷構造を持つ亜寒帯水が存在する。また、このフロントの中心にある 4℃の等温線は水温躍層から 300 m 深に至っており、これは Uda¹¹⁾ と Roden⁹⁾ が極前線 (Polar Front) と呼

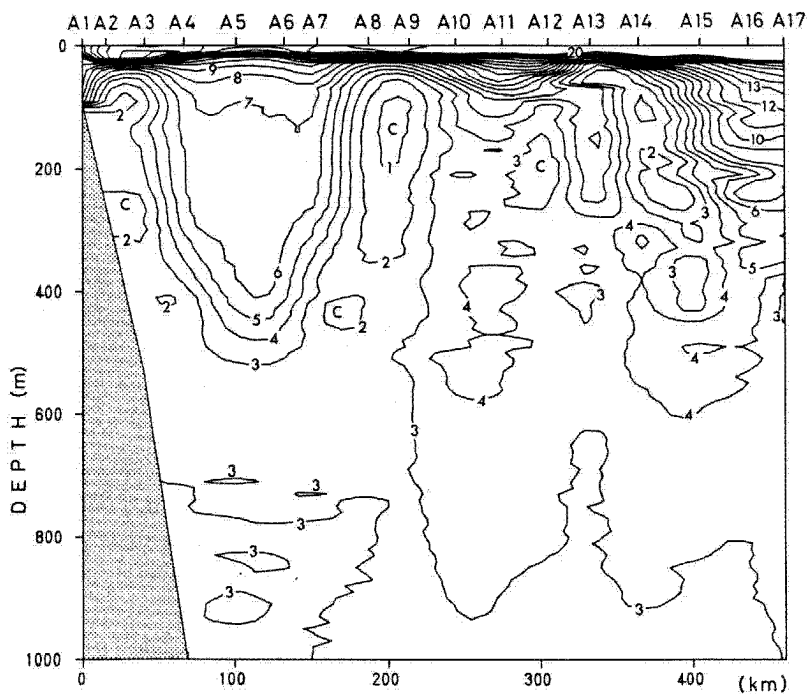


図 1-4 A-line における水温断面図

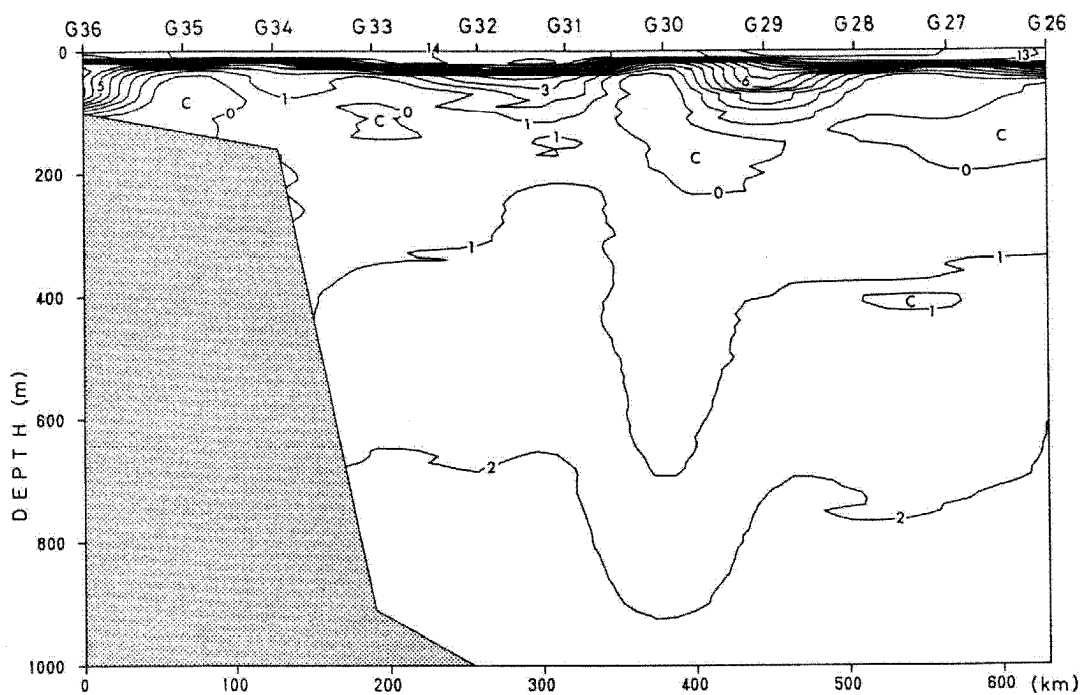


図 1-5 OKHTK-line における水温断面図

んでいるものである。このフロントの北側に亜寒帯水が存在することと、フロントの中心の水温塩分が親潮フロントのそれにはほぼ一致することから、親潮前線に連なるものとして、これを亜寒帯前線と呼ぶことにする。

一方、北ウルップ水道出口の南東側にはオホーツク海内部の深い(900 m)塩分躍層から立ち上がって水深200 mに達する塩分フロントが見られる。このフロントを介して水温は1℃台から3℃台に変化している。フロントの北西側には、その南東側に比較して低温で水温鉛直傾度の低い水塊がある。オホーツク海のさらに内部のStn. G26とG25には100 m深を中心として水温0℃以下の中冷水がある。

択捉島沿岸から南東に延びる測線(E T-line; Stn. G1~Stn. G10)の水溫断面(図1-3)をみると、択捉島沖合450 kmに、水温が2℃から10℃まで変化するフロントが水温躍層から400 m深までみられ、その北西側には中冷構造のある水塊、その北東側には亜熱帯起源の水塊がそれぞれ存在する。このフロントは亜寒帯前線であり、北ウルップ水道沖合のフロントからつながっている。

道東沖合の厚岸沿岸から南南東に延びる厚岸沖定線(A-line)の水溫断面(図1-4)には暖水塊がみられ、その北北西側と南南東側には中冷水がある。

一方、紋別沿岸域からオホーツク海を北東に延びる測線(OHTK-line)の水溫断面(図1-5)で

は紋別沿岸域の測点(Stn. G36)に水温7℃以上、塩分33.7以上の暖水がある。Takizawa¹⁰⁾によれば、この暖水はオホーツク海北海道沿岸を南東流する宗谷暖流水である。樺太の東方では下に凸の形状をした水温構造がみられる。

b. 親潮水系の識別とその起源水系

親潮は南部千島列島沖から道東沿岸そして三陸沖を南下する低温低塩分の亜寒帯系の海水であるとする認識のもとについて、広域観測によって得られた各測線のT-S図にしたがって、親潮水系を識別する。この親潮水系は、択捉島沖では南西流する低温低塩分水系として現れる。

図1-6~図1-9に各測線のT-S図を示す。データはCTDによる1 m毎の水溫塩分値をスムージング処理を行った後、再サンプリングした10 m毎の水溫塩分データをポテンシャル水溫と塩分データに変換したものをを用いている。

E T-lineのT-S図上(図1-7)では、プロットの占める領域によって2つの水系が識別できる。より低温の水系は亜寒帯前線の北西側、より高温の水系はその南東側にそれぞれ分布する。二つの水系の間の広い空白のT-S領域の広がり、水系の境界をなすフロントが、この観測の測点間隔のスケールにおいて、極めてシャープであることを示している。

NU-lineのT-S図(図1-6)にはプロットが頻度高く分布する領域(以下T-S図上の領域ま

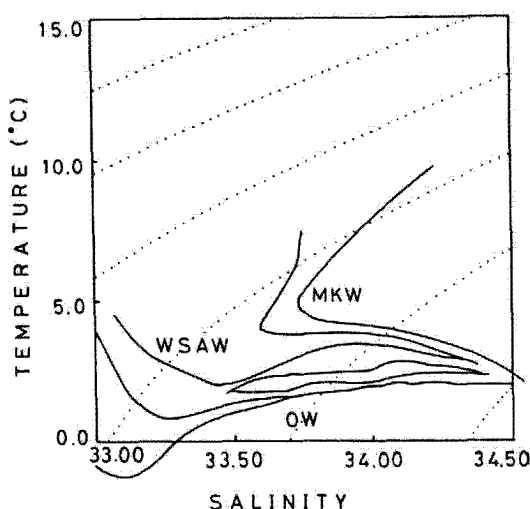
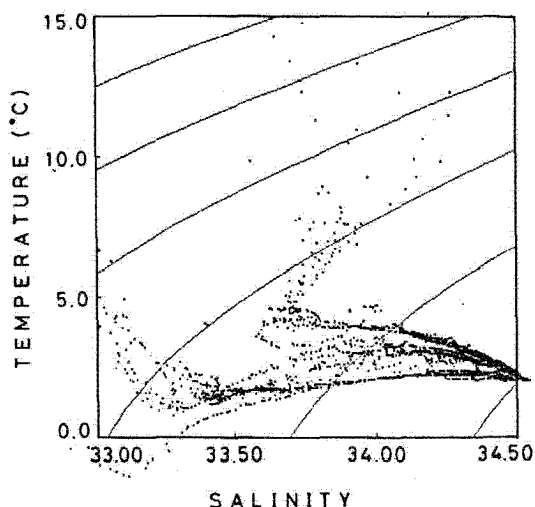


図1-6 NU-lineにおけるT-S図(a)および水塊模式図(b)

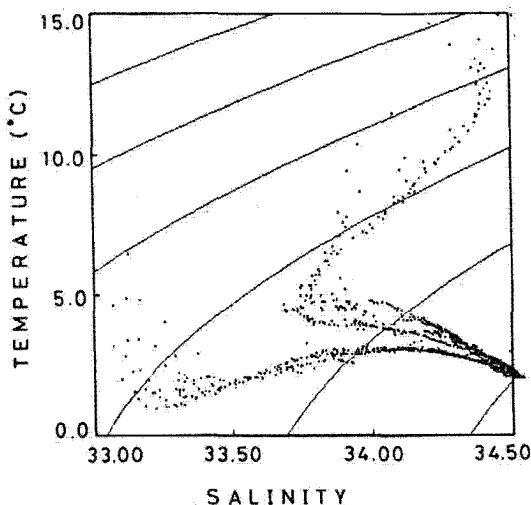


図 1-7 ET-line における T-S 図

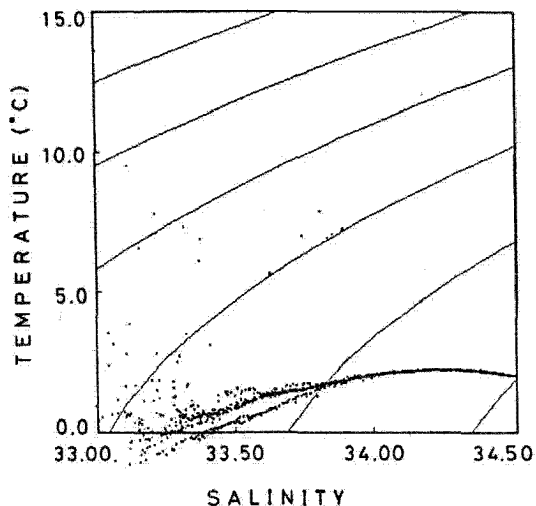


図 1-9 OKHTK-line における T-S 図

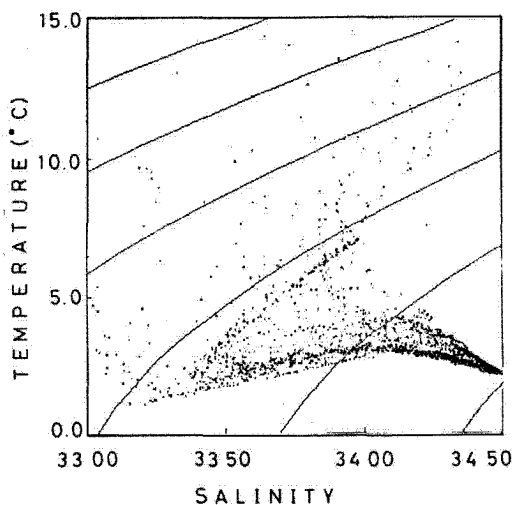


図 1-8 A-line における T-S 図

たは領域と呼ぶ)が明らかであり、これらを次のように水系として区分することができる。

水温 2.3°C 塩分 34.45 から低塩分側へ 3 本の曲線をなす領域が延びている。

最も高温の領域は、塩分 33.7 付近を塩分極小として再び塩分をやや高めながら高温側に水温 7°C 以上まで延びており、これは亜寒帯前線の南東側に分布する亜熱帯起源の水系である。これを仮に MKW (Modified Kuroshio Water) と呼ぶ。

最も低温側の領域は、 Δst が 120 cl/ton から 2 本の曲線に分歧し、最も低温側の曲線は水温 0°C

以下の領域にまで延びている。この最低温の領域はオホーツク海に分布する水系であり、これを仮に OW (Okhotsk Water) と呼ぶ。

中間の水温値を持つ曲線は、OW の高温側の曲線と塩分 33.5 でつながっていて、合流した領域は水温 5°C 塩分 33.0 まで延びている。この中間の水温値の曲線は亜寒帯前線以北の千島列島沖の太平洋に分布する水系を示し、合流した領域は亜寒帯前線以北の太平洋側から北ウラル水道の南東側にかけて分布する。この水系は西部亜寒帯循環の一端として千島列島を南西流する水系であり、これを仮に西部亜寒帯水 WSAW (Western Sub-Arctic Water) と呼ぶことにする。

ET-line に見られる二つの水塊の内、より高温の水系領域はほぼ MKW のそれと一致し、より低温の水系の領域は WSAW のそれに含まれるか、より低温である。

MKW, WSAW および OW の占める領域を模式的に図 1-6-(b) に示した。

一方、A-line の T-S 図 (図 1-8) では、最も低温の領域は、 Δst が 120 cl/ton 以下の領域では WSAW とほぼ一致するが、 Δst が 120 cl/ton 以上の領域では WSAW の低温低塩分の領域が欠けている。また、NU-line と ET-line の各 T-S 図でみられなかった亜熱帯起源の水系と亜寒帯水系の中間の水系がみられる。

OKHTK-line の T-S 図 (図 1-9) には Δst

が150～170cl/tonで高温(7℃)高塩分(33.7)の領域があり、これは宗谷暖流水系である。プロットの頻度高く分布する領域はOWとほぼ重なり、 Δst が100cl/ton以下で2つに枝分かれている。

以上のT-S図の比較から、NU-lineからA-lineに至る千島列島沿岸太平洋沿岸域から北海道沿岸沖合域にかけて、オホーツク海の水系、亜熱帯起源の水系、そして両者の中間のT-S領域を持つ水系と区別できる水系が分布する。これは西部亜寒帯循環の一端として千島列島沿いに南西流する水系またはそれを起源とする水系である。この水系が親潮水系である。

c. 親潮水系の識別と細分化

NU-line, ET-line, 及びA-lineにみられる親潮水系のT-S領域は、 Δst が150cl/ton以下で、1963年2～3月のBOREAS探検の観測で得られた、東カムチャッカ海流域のT-S領域と北ウルフ水道周辺のオホーツク海のT-S領域と重なる

か中間領域を占める。すなわち、南部千島列島から北海道沿岸の亜寒帯循環水系は東カムチャッカ海流が南下する過程でより低温低塩分なオホーツク海の水系の影響を受けたと判断できる。

この低温低塩分水系はT-S値が散らばる。この低温低塩分水系のT-S値の空間的変動とその周囲の水系の分布をみるために、BOREAS探検のオホーツク海域のT-S値の中で最も低温低塩分な値を持つ水塊(オホーツク水塊; OW)と東カムチャッカ海流域のT-S値の中で最も高温高塩分な値を持つ水塊(東カムチャッカ海流水塊; EK CW)を抽出し、この2つの水塊が等比容面上で混合したと仮定したときの混合比を各層のT-S値について、図1-10に示す Δst -Tダイアグラムを用いて求め、オホーツク水塊の影響を示す水系の指標値として等値線図を各断面で作成した。この指標値(以下OEI; OW-EK CW index と呼ぶ)はT-S値の散らばりの比較的大きい Δst が150cl/ton以上の、水

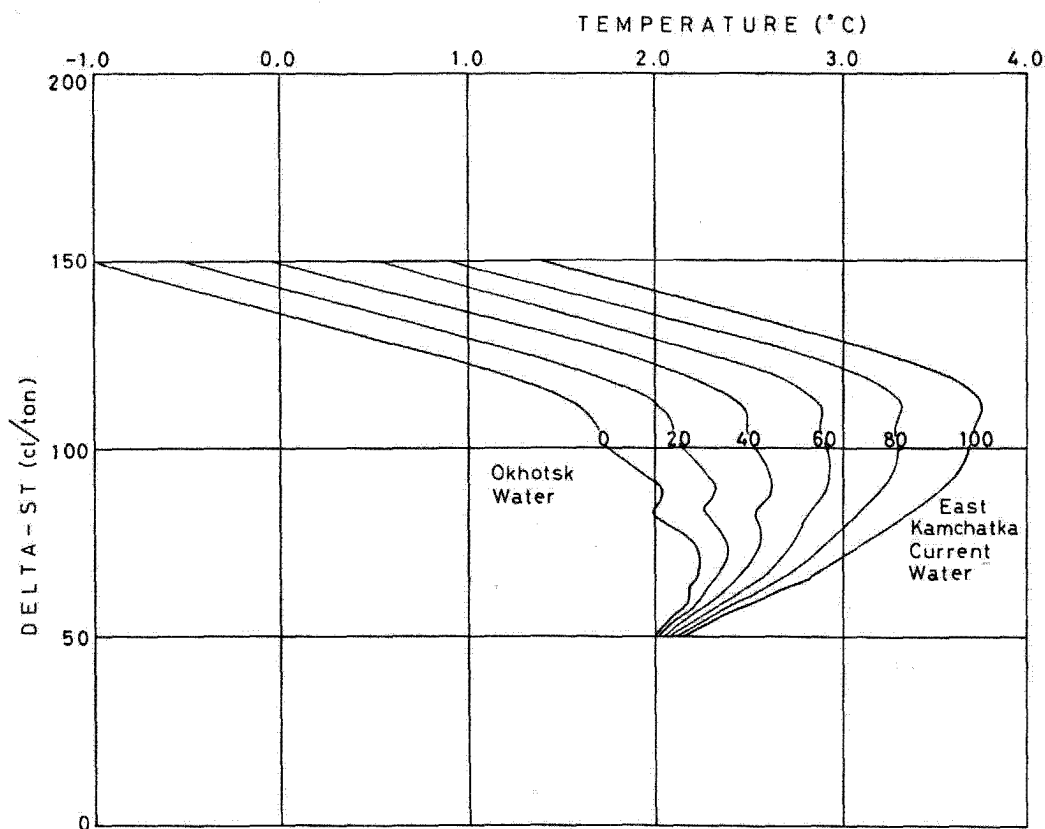


図1-10 Δst -Tダイアグラムを用いた水系の細分化

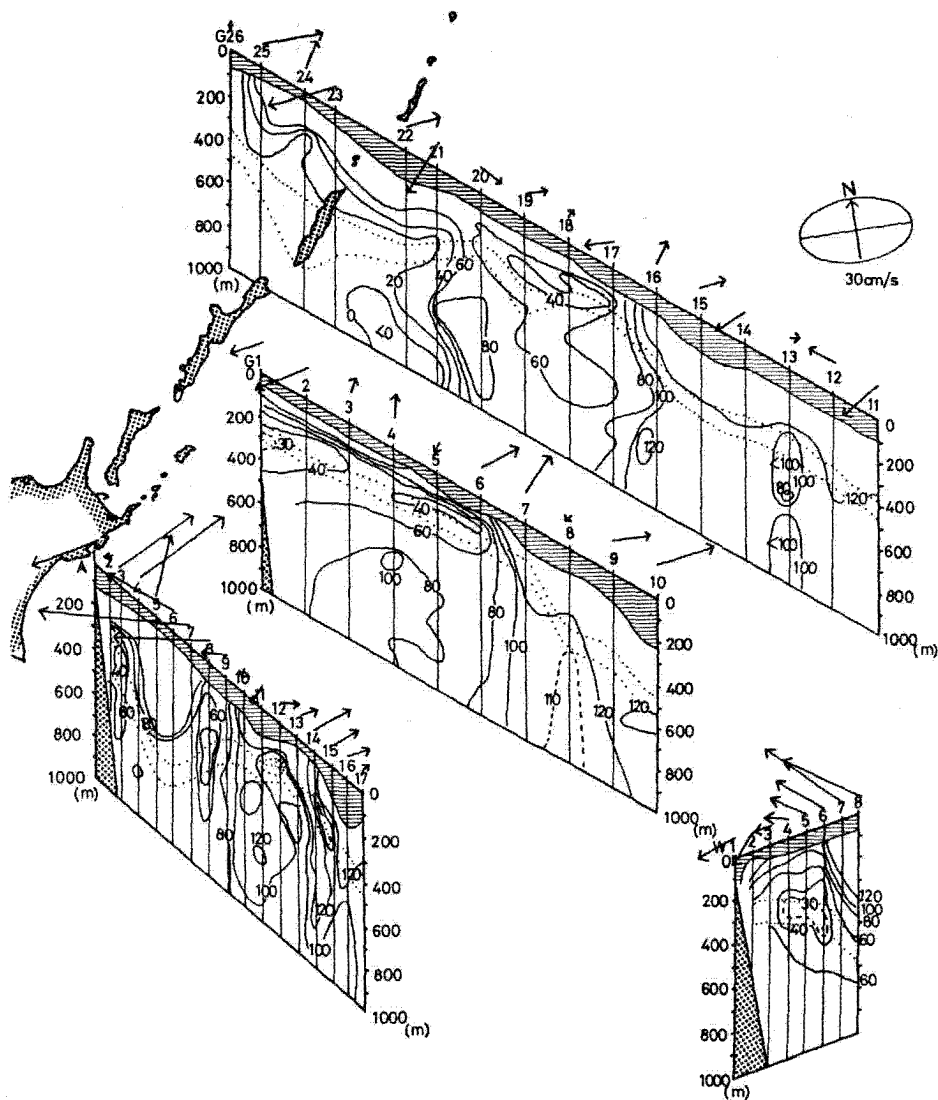


図1-11 OEIの分布と200 m深の直接測流結果

温または塩分躍層以浅を除いて求められた。水系がOWのみで形成されている場合はOEIはゼロ、逆にEK CWのみの場合はOEIは100になる。

d. 水系指標値の分布と細分化された水系の輸送

図1-11にNU-line, ET-line, A-line, 及びW-lineのOEI分布を示す。オホーツク海の400 m深より深い層にOEIが20以下の低温低塩分水系があり、その水系はオホーツク海から北ウラル水道の南東側に張り出す形で分布しており、その沖合にあるOEIが60以上の水系とフロントを成し

ている。北ウラル水道の500 km沖合にはフロントがあり、このフロントは亜寒帯前線である。その北西側にはOEIが80以下、北東側にはOEIが100以上の水系が分布する。

OEIが100を超えるのはEK CWよりも高塩分の黒潮系の亜熱帯水系の影響を受けて変質していることを示している。ET-lineのOEIの分布をみれば、択捉島の400 km沖合にOEIが80以下の水系と100以上の水系との境界がある。この境界は亜寒帯前線でNU-lineにみられる前線と連続している。

択捉島沿岸域 (Stn. G1, G2) の 200 ~ 400 m 深には O E I が 40 以下の O E I の低い水系が分布する。とりわけ, Stn. G1 の 300 m 深には O E I が 20 ~ 30 と, この断面で最も O E I の低い水系が分布する。O E I が 20 以下の水系は E T - line 上にはみられない。A - line と W - line では O E I の 20 ~ 30 の水系が 300 m 深付近の暖水塊縁辺域に分布し, 暖水塊内部の O E I が 90 以上の水系及び厚岸南南東沖合 400 Km のフロントを隔てて O E I が 120 以上の水系と接

する。これら 2 つの北海道沖合の断面においても O E I が 20 以下の水系はみられない。

すなわち, O E I が 20 ~ 80 の水系 - 親潮水系は, 北ウラル水道太平洋側では O E I が 20 以下の水系と, 千島列島沖合 500 Km にある亜寒帯前線を隔てて O E I が 100 以上の亜熱帯起源の水系と, 北海道沖合では O E I が 100 以上の暖水塊及び亜熱帯起源の水系と接する。

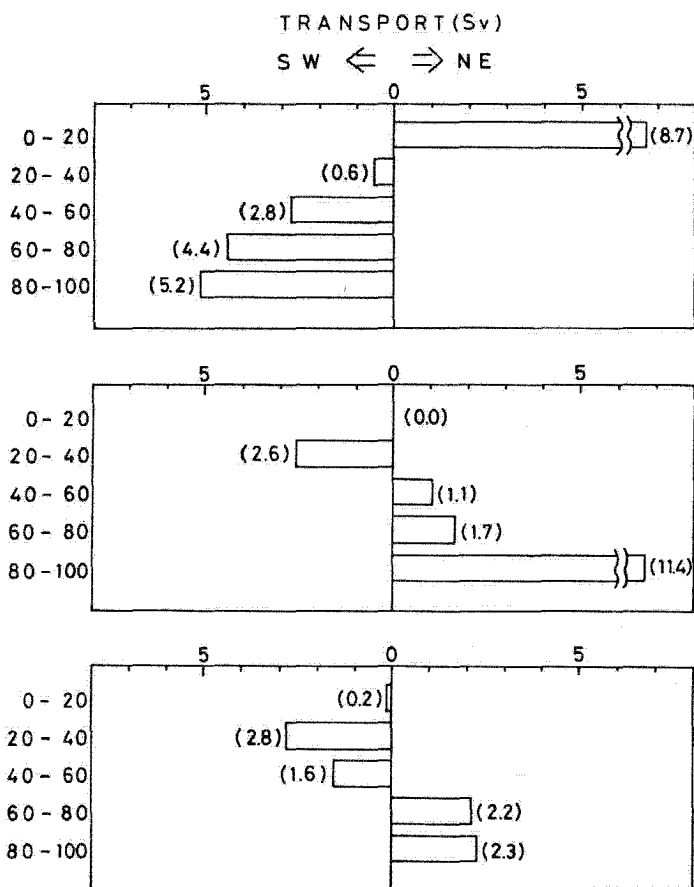


図 1 - 12 O E I が 0 ~ 100 までの水系の輸送量収支

これらの水系はどのように輸送され輸送流量の収支はどのようなものであるか, 明らかにするために流れとの対応をみることにする。まず, 直接測流による 200 m 深の流れの分布をみれば, N U - line 及び E T - line の千島列島沿岸域に南西流がみられ, 沖合の亜寒帯前線に沿って北東流がみられる。北海道

沖合では暖水塊の存在を示す時計回りの循環流がみられる。200 m 深の直接測流結果を基準として計算した絶対地衡流速分布と細分化された水系分布を対応させて, 細分化された水系毎の流量を計算し各断面における水系毎の収支を O E I の値が 0 ~ 100 について図 1 - 12 に示した。N U - line の水系の輸送

量収支をみると親潮水系を示すOEIが20~40、40~60、60~80の各水系の収支は全て南西向きを示し、合計で7.80 Svとなっている。これは少なくともこの測線の0~1000 mでは、低温低塩分の水系が南下し変質を受け高温高塩分の水系（亜熱帯起源の水系）として北上することで、西部亜寒帯循環の南西端を成すことを示す。

次に、細分化された水系毎の輸送量収支の配分を各測線で比較すれば、NU-lineでは南西向きに輸送される水系の中で20~40、40~60、60~80、80~100の順に輸送量が高く、それぞれ0.6 Sv, 2.8 Sv, 4.4 Sv, 5.2 Svであった。一方、ET-line, A-lineでは、OEIが20~40の水系の輸送量はそれぞれ2.6 Sv, 2.8 Svと南西向きでは最大で、NU-lineのOEIが20~40の輸送量0.6 Svを上回っていた。ET-line, A-lineの40以上の水系はいずれも北東向きか、南西向きであっても、NU-lineの40以上の水系よりも低い輸送流量であった。これは、OEIが20~40の水系が少なくとも2 Sv以上、北ウルフ水道太平洋側から択捉島沖合に至る過程で新たにつくられたことを示唆する。

また、NU-lineではOEIが20以下の水系は北東に輸送され、ET-lineとA-lineでは、OEIが20以下の水系はみられないかその輸送流量は0.2 Svとかなり小さい値であった。すなわち、OEIが20以下の水系の大部分は北ウルフ水道から直接流出しないといえる。

エ. 今後の問題点

(7) 亜熱帯水の影響でOEIが100を越えるため、EK CWの変質を識別できない。

(4) 水系の輸送量収支に用いた絶対地衡流分布は、岸側の流れの評価が欠けており、岸に沿って流れる親潮の流量を過小評価している可能性がある。今後、過小評価している流量を再評価して、水系輸送量を計算する必要がある。

オ. 要 約

(7) 親潮水系識別についてのレビュー

海水の集合を識別する方法として、海水を特定する方法とT-S図上で海水を区別し区分する方法がある。海水を特定する方法は季節的な水塊の出現と消滅、地理的な分布等の既往知見に基づくため、全ての水系または水塊を抽出できないおそれがある。これに対して海水を区分する方法はT-S図等で対

象海域の全ての海水の集合が互いに区別されるから、対象海域の水系構造を明らかにすることができる。しかし、西部亜寒帯海域を覆う広い海域では親潮水系はどのような水系に対して区別できるか明らかとなっていない。

(4) 親潮水系の識別

北ウルフ水道の太平洋側、択捉島南東沖合、北海道南東沖合ではT-S図上でプロットが頻度高く分布する領域として低温低塩分水系が周囲の水系から区別可能である。これらの低温低塩分水系はほぼT-S図上の領域が一致し、空間的にひとつづきの海水の集合であることから、西部亜寒帯循環によって南部千島列島及び北海道に沿って輸送される水系またはそれを起源とする水系である。この意味においてこの水系を親潮水系と定義できる。親潮水系の周囲には、オホーツク海に分布するさらに低温低塩分の水系、南部千島列島の南東400~500 km沖合にある亜寒帯前線以南の亜熱帯起源の水系、さらに北海道沖合にある暖水塊及び親潮前線以南の亜熱帯起源の水系が区別できる。

(4) 親潮水系の細分化と細分化された水系の分布

T-S図上ではばらつく親潮水系の構造を調べるために、東カムチャッカ海流水系とオホーツク水系の等比容面混合比を、親潮水系のオホーツク水系の影響を示す指標(OEI)として、OEIの分布を調べた。OEIが20以下の水系がオホーツク海から太平洋へと張り出して、その南東側のOEIが60~80の水系とフロントを形成していた。択捉島沿岸域と北海道の暖水塊縁辺域ではOEIが20~40の水系が分布していた。OEIが20以下の水系は択捉島以南の太平洋ではみられなかった。

(4) 細分化された水系の輸送量収支

親潮水域を横切り亜寒帯前線または親潮前線以南の暖水域に至る測線(NU-line, ET-line, A-line)で、親潮水系とオホーツク水系を示すOEIが0~100までの水系の輸送量収支を計算した。その結果、少なくとも7.7 Svの親潮水系は西部亜寒帯循環の一端として北ウルフ水道の太平洋側から南西流した後、亜熱帯起源の水系として北上すること、ウルフ水道から択捉島に至る間にオホーツク水系と親潮水系が混合すること、オホーツク水系の北ウルフ水道からの流出はみられないことが示された。

カ. 引用文献

- 1) Dodimead, A. J., Favorite, F. and Hirano, T.: Oceanography of the Subarctic Pacific Region, INPFC 13, VANCOUVER, 213 pp (1963)
- 2) Favorite, F., Dodimead, A. J. and Nasu, K.: Oceanography of the Subarctic Pacific Region, 1960-71, INPFC 33, VANCOUVER, 187 pp (1976)
- 3) Hanawa, K. and Mitsudera, H.: Variation of Water System Distribution in the Sanriku Coastal Area, J. Oceanogr. Soc. Japan, 42, 435-446 (1987)
- 4) 石川孝一: 北海道南方海域における親潮水系について, 海と空, 64, 9-18 (1988)
- 5) 川合英夫: 黒潮と親潮の海況学, 海洋物理II, 東海大学出版会, 129-320 (1972)
- 6) 小笠原淳六: 親潮と道東沿岸流, 月刊海洋, 19, 21-25 (1987)
- 7) 大谷清隆: 噴火湾の海況変動の研究II, 噴火湾に流入・滞留する水の特性, 北大水産学部研究彙報, 22, 58-66 (1971)
- 8) 大谷清隆: 親潮水形成に関わるオホーツク海の役割, 海と空, 65, 63-83 (1989)
- 9) Roden, G. I.: Oceanographic aspects of the Emperor Seamounts region, J. Geophys. Res., 87, 9537-9552 (1982)
- 10) Takizawa, T.: Characteristics of the Soya Warm Current in the Okhotsk Sea, J. Oceanogr. Soc. Japan, 38, 281-292 (1982)
- 11) Uda, M.: Oceanography of the subarctic Pacific Ocean, J. Fish. Res. Bd. Canada, 20, 119-179 (1963)
- 12) 吉田隆: 二つの起源水と, 親潮水域内でのそれらの分布, 海と空, 64, 1-8 (1988)

(北水研 河野 時廣)

(2) 親潮前線域の海洋構造の解明

ア. はじめに

東北近海では, 道東近海を起源とする寒冷水(親潮水)の舌状分布が認められる。この舌状に伸びる親潮水の分布は, 岸側から親潮第1分枝(貫入),

親潮第2分枝(貫入)といわれている。親潮水は黒潮系暖水や津軽暖水との間に顕著な潮境を形成し, この潮境は親潮前線と呼ばれ, 秋にはマイワシ, マサバ, サンマなどの浮魚類の主漁場となる。親潮前線は, 「流軸としてより50~200 m深における塩分33.6以下の西部北太平洋亜寒帯水の周辺にある水温前線」と定義されている⁴⁾ように, 水温や塩分の前線ではあるが明瞭な密度前線ではなく, 親潮前線に沿った強い流れは存在しないと考えられている^{4, 8)}。しかし, このような親潮前線の海洋構造の特徴は, 水平的に50 km以上, 鉛直的には200 m以浅で10~50 m, 200 m以深では100~200 m間隔の粗い海洋観測から得られた水温・塩分分布から得られたものであり, 加えて技術的制約から流れに関する情報を著しく欠いているためその実態は未だ明らかになっていない。また, 春の親潮第1分枝の南下・接岸は三陸沿岸の生物生産機構と密接に関わっているにもかかわらず, その実態に関する基礎的な知見は少ない。

そこで本課題では, 親潮前線域における親潮水の分布様式と従来から知見の少なかった流れの場の海洋観測結果に基づいて親潮前線の実態解明を試みた結果と, 岩手県沿岸をモデル海域として春の海洋構造の変動に伴う基礎生産過程の実態解明を試みた結果について報告する。

イ. 海洋観測

親潮第1分枝あるいは親潮第2分枝は, 累年月別平均水温水平分布図などで平均的にみても, あるいは人工衛星画像などで広域・同時的にみても, 道東近海から南~南西方向に舌状に張り出すことが多い¹⁾。そこで, 1987~1989年の春と秋にこの舌状に伸びる親潮分枝を横断するように東西方向に観測線を設定し, 15カイリ間隔以内で1000 mあるいは2000 m深までCTD (Neil Brown Mark III B) 観測し, 水温・塩分・密度 (Sigma-t) の鉛直断面分布の特徴を解析した。また, 力学計算による基準面地衡流やADCPによる流れの構造と水温・塩分・密度分布による海洋構造との対応関係を検討した。

春季の海洋構造の変動に伴う基礎生産過程を検討するために, 岩手県鮎ヶ崎正東線上に5カイリ間隔で距岸30カイリまで7定点を設定し, 1988年3~5月上旬と下旬および6月上旬に300 m深までの各層観測を反復して実施した。この観測では, 水温・塩分のほかに栄養塩やクロロフィル濃度を測定し,

親潮水の接岸状況と春の植物プランクトンのブルームの発生時期との対応関係を検討した。

ウ、親潮前線域の水塊構造

1987 年春と秋の東北近海における人工衛星赤外面像による海面温度分布をみると、春・秋とも親潮

第 1 分枝、親潮第 2 分枝が道東近海から南または南西に舌状に張り出している（図 1-13）。このように岸側から津軽暖水、親潮第 1 分枝、暖水塊、親潮第 2 分枝が並ぶような水塊配置の海域を東西に横切る 1000 m 深までの水温・塩分鉛直断面分布（図 1

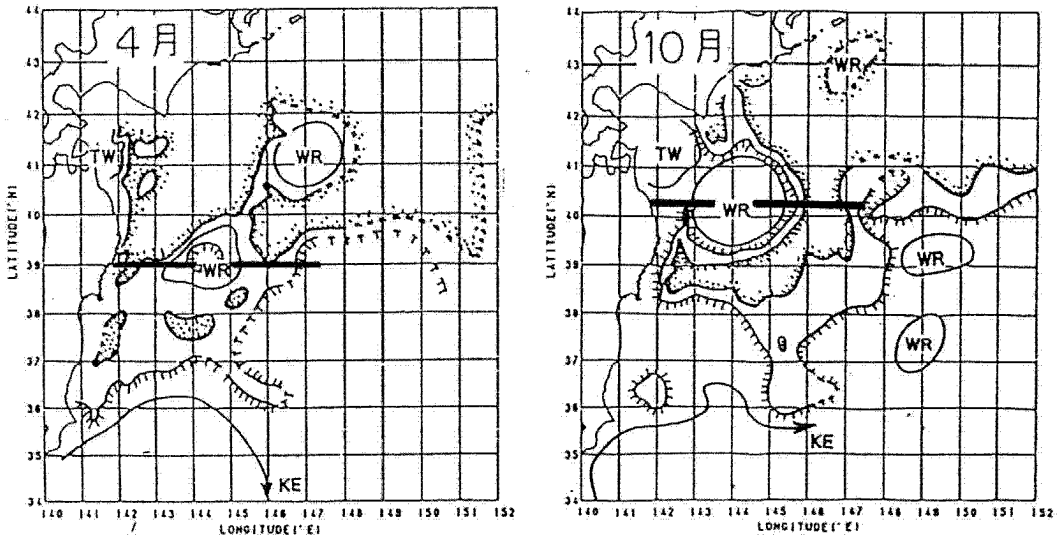


図 1-13 1987 年春（4 月）と秋（10 月）の東北近海の海況模式図。図中の線は調査船による観測線を示す。東北水研資料による。

KE：黒潮主流，WR：暖水塊，TW：津軽暖流，O1：親潮第 1 分枝，
O2：親潮第 2 分枝

－14）をみると、春・秋とも舌状に張り出す親潮第 1 分枝や親潮第 2 分枝域は下層からもりあがるような凸状の水温・塩分分布をしている。なかでも、Kawai³⁾が定義している純親潮水とはほぼ同じ性質の水温 3℃以下、塩分 33.6 以下の特徴的な低温・低塩水の分布が認められる。この低温・低塩水は春・秋とも 600 m 以浅に分布しているが、その分布の中心は 300 m 以浅にある。また、春には低温・低塩水の一部が海面まで露出しているのに対して、秋には 50 m 以浅では低塩水が昇温している。600 m 以深では親潮分枝域の低塩・低塩水は顕著ではないが凸状の構造は認められる。水平方向にみると、この低温・低塩水は秋の親潮第 2 分枝域に顕著にみられるように凸状の水温・塩分分布のなかでもその頂部から東西にやや離れた海域に分かれて分布し、隣接する暖水との間に顕著な水温・塩分前線を形成している。また、低温・低塩水の分布面積は親潮前線の 100 m

深の指標水温で規定される親潮域の広さ（図 1-14 の ↔ の範囲）とよく対応している。秋の親潮第 1 分枝域や春にもこのような傾向は現れているが、秋の親潮第 2 分枝域ほど顕著ではない。

他方、このような水温・塩分分布域の密度（Sigma-t）断面分布（図 1-14）をみると、春・秋とも 50 m 以深では親潮第 1 分枝・親潮第 2 分枝域とも凸状構造が顕著に現れている。つまり、50 m 以浅ではほとんど水平勾配はないとはいえ、水温・塩分の顕著な前線位置ではいずれも海底あるいは 1000 m 以深まで密度の水平勾配が明瞭である。このような親潮前線付近における深層にまで及ぶ密度の水平勾配の存在は、1988 年秋と 1989 年秋の観測結果にも現れており、とりわけ 1989 年秋に実施した観測によると親潮前線付近では 2000 m 深まで密度の水平勾配が存在することが確認された（図 1-15）。

以上のように、親潮前線域の水塊構造は 50～300

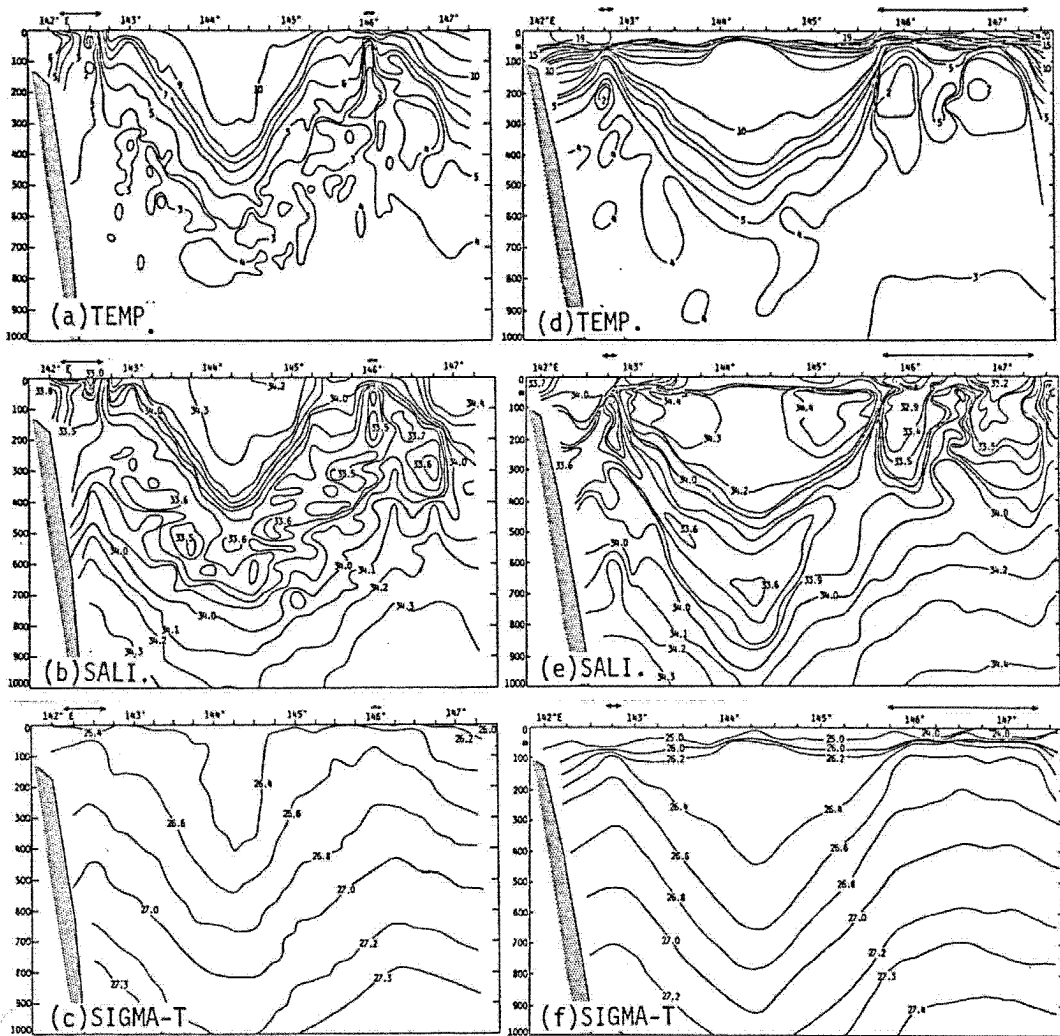


図1-14 1987年春(39°N: a~c)と秋(41°15'N: d~f)の親潮第1分枝、暖水塊、親潮第2分枝を東西に横断する水温・塩分・密度(Sigma-t)断面。観測線は図1-13を参照。a~cは1987年4月18~20日に俊鷹丸, d~fは10月4~6日に北光丸で観測された。図中の↔は川合(1972)による親潮前線の100m深指標水温から求めた親潮域を示す。

m深に分布する低温・低塩水によって形成される顕著な水温・塩分前線によって特徴づけられるが、その前線位置に対応した密度の水平勾配は2000m以深でも認められることが明らかになった。

エ. 親潮前線域の流れの構造

1988年10月中旬に東北近海で実施した流れの詳細な観測結果から親潮前線域の流れの構造を検討す

る。1988年10月中旬の東北近海における100m深水温分布図(図1-16a)をみると、下北半島東方では津軽暖水が143°15'E付近まで張り出し、その南側の三陸沿岸域では親潮系冷水が広く分布し、ごく沿岸寄りの津軽暖水域を除いて広く冷水域となっている(沿岸冷水域)。一方、やや沖寄りの海域をみると、40°N, 144°E付近には中心示度15°C

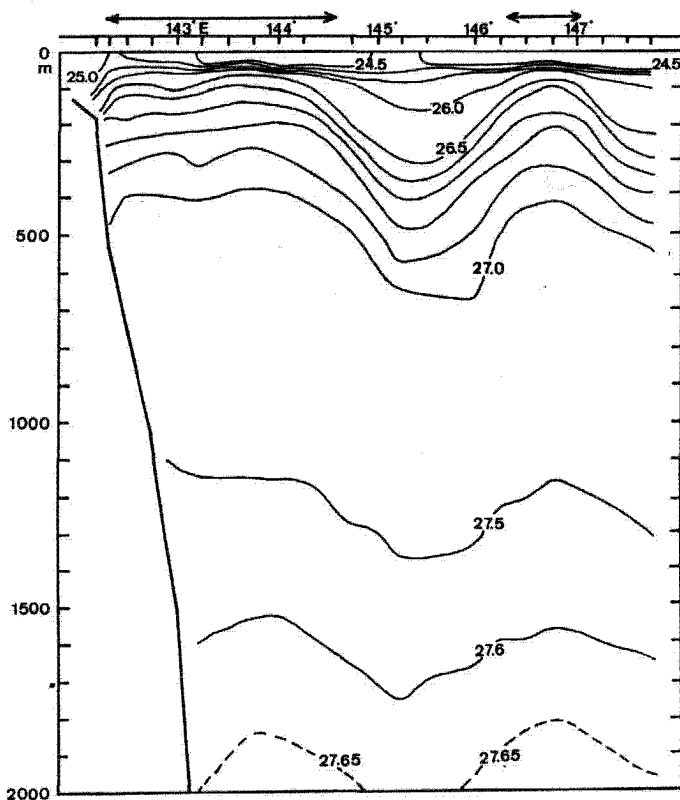


図1-15 1989年春の親潮第1分枝, 暖水塊, 親潮第2分枝を東西に横断する39°45'N線に沿った密度 (Sigma-t) 断面。観測は10月13~24日に北光丸で実施された。↔は図1-14と同じ。

台の暖水塊 (沖合暖水塊) がみられ, その東~南東側にかけて親潮第2分枝系の冷水が幅広く分布し, 暖水塊との間で顕著な潮境が形成されている。親潮第2分枝の一部は北西方向に突出し, 沖合暖水塊のすぐ東側に中心示度2℃台の数10kmスケールの袋状冷水域が形成されている。この袋状冷水域の南側では逆に暖水塊の一部が南東方向に突出し数10kmスケールの袋状暖水域が形成されている。

地衡流平衡を仮定して計算した500db面基準の表面の力学的等高線図 (図1-16b) をみると, その分布パターンは100m深水温分布のそれとよく一致していて, 下北半島東方の津軽暖水域では時計回り, 三陸沿岸で広く分布する冷水域では反時計回り, 沖寄りの暖水塊では時計回りの流れが認められる。また, この沖合暖水塊の東~南東側,

さらに東側に波打ちながら走行する親潮第2分枝の潮境に沿って強い流れがみられ, 親潮第2分枝全体が反時計回りの流れになっている。このように, 東北近海のような広い海域で100m深の水温分布パターンが100m以深のそれと大きく異なる場合に平均的にみて地衡流平衡を仮定すれば, 100m深水温分布図に出現する水温の水平勾配の大きな海域 (異水塊の境界である潮境) では, 暖水域を右手にみて潮境に沿った方向に強い流れが存在するといえる。

そこで, 10月14~16日にこの沖合暖水塊の中心から親潮第2分枝に向かう南東方向の観測線上に Stn. A, B および C の3定点 (図1-16a) を設定し, それぞれの定点から北東および南西方向に約18km間隔でCTD観測を行うと同時にADCPによる流れ

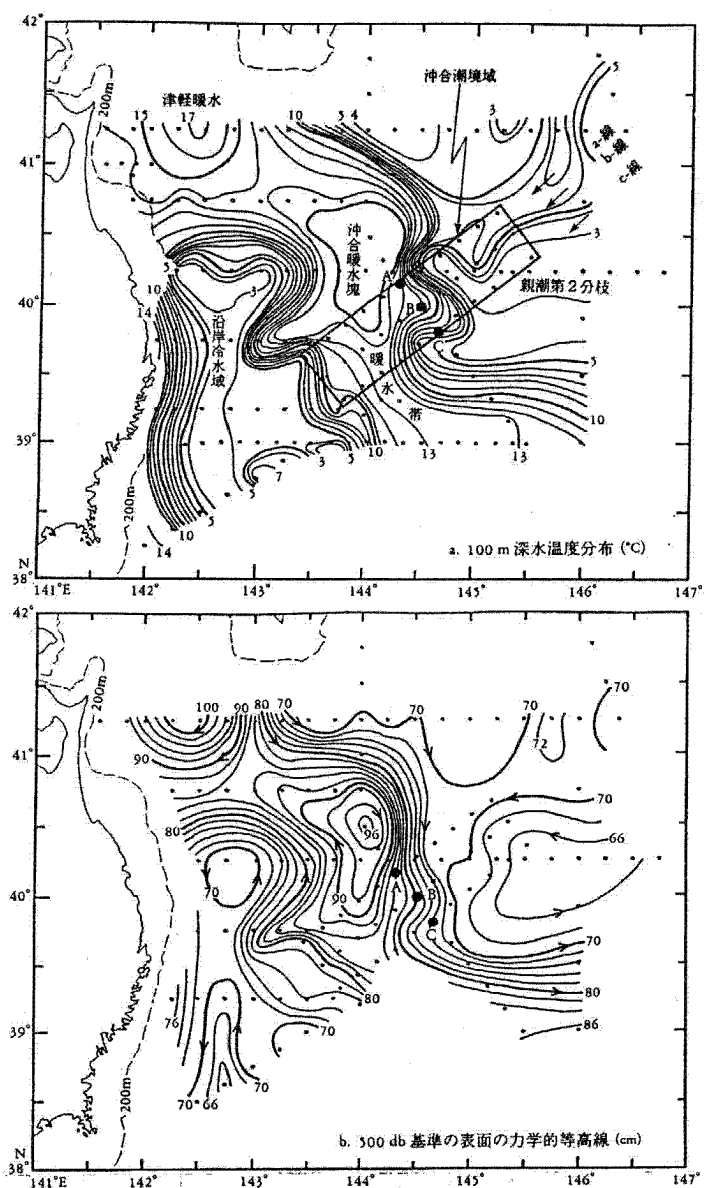


図1-16 1988年10月中旬の三陸近海における100 m 深水温分布(a)と500 db 面基準の表面の力学的等高線図(b)。海洋観測は10月8～24日に主として北光丸で実施された。

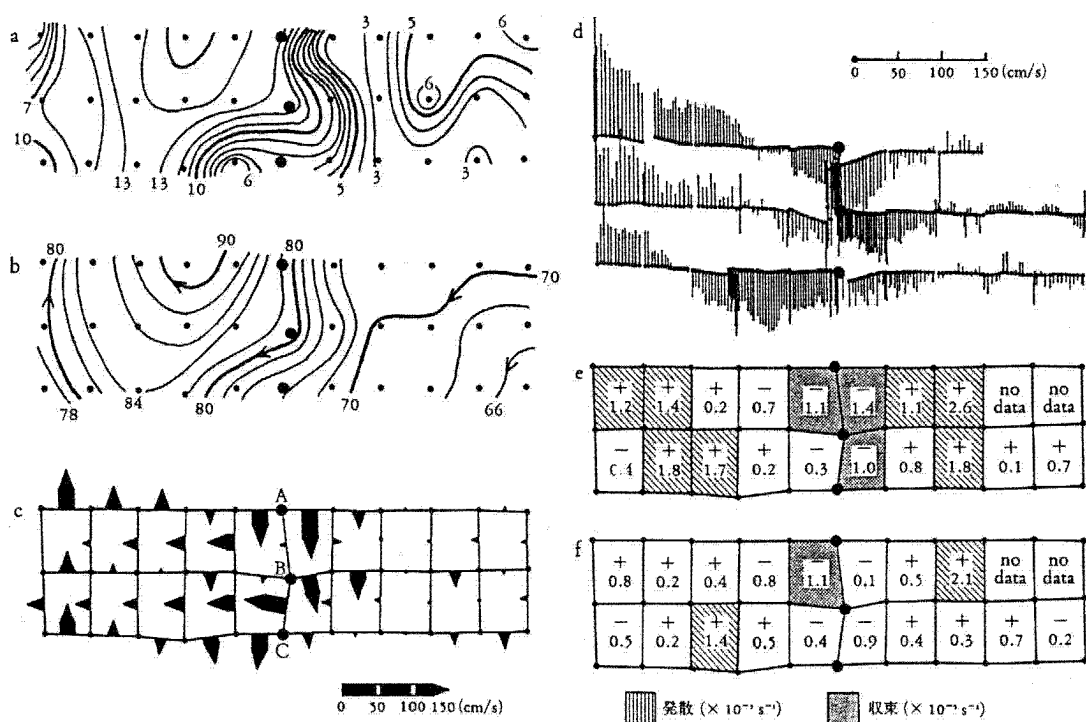


図1-17 沖合潮境域における100m深水温分布(a), 500db面基準の表面の力学的等高線図(b), 500db面基準の力学計算による10m深の地衡流速(c), 10m深のADCP流速の北西-南東成分(d), 10m深のADCP流速から計算した約18km×23kmの四辺形ごとに平均した水平発散Q(e)および50m深のADCP流速から計算したQの分布(f)。ADCP流速の測定誤差を10cm/sと仮定しQの絶対値が 9.9×10^{-5} 以下の値は有意ではないと考えた。

の連続観測を実施した。ここで、南西～北東方向に約180km、北西～南東方向に約45kmの広がりをもつこの矩形海域を便宜上、沖合潮境域、また南西～北東方向の観測線を北西測から、a-線、b-線およびc-線と呼ぶことにする(図1-16a)。

この沖合潮境域において、100m深水温分布図(図1-17a)の7℃(10月の値)の等温線で代表できる親潮前線⁴⁾は、Stn. Aからはほぼ南東方向に走行し、大きく湾曲して南西方向に伸びている。この親潮前線は、Stn. A付近では沖合暖水塊との間で顕著な潮境となっているにもかかわらず、Stn. Aの南東～南側では等温線間隔が広がりやや弱まっている。一方、この親潮前線の北東側に接して中心示度2℃台の袋状冷水域の一部がみられ、その北東側では水温がやや高くなっている。また、Stn. Aを通る親潮前線の南西側には、沖合暖水塊の一部と

この暖水塊に向かって伸びる13℃台の暖水帯が認められる。

500db面基準で計算した力学的等高線図(図1-17b)および10m深の力学計算による地衡流速分布(図1-17c)をみると、Stn. Aを通る親潮前線付近では、沖合暖水塊との間に形成されているこの顕著な潮境に対応して等高線の間隔が狭くなっている。実際、この前線に沿う南東方向の力学計算による地衡流速をみると50cm/s以上の大きな値となっている。また、Stn. Aの南東～南側では、親潮前線が湾曲し等温線間隔も広がっていることと対応して、力学的等高線も時計回りに湾曲しその間隔も広がっている。一方、100m深水温分布でこの親潮前線の北東側にみられた袋状冷水域付近では、力学的高度の水平勾配がほとんどなく、顕著な流れは認められない。また、13℃台の暖水帯付近でも親潮前線

付近と比較すると力学計算による地衡流速は小さい。このように、親潮前線や暖水塊などの100 kmオーダーの現象では、水温構造と地衡流平衡を仮定した流れの構造の対応が認められるものの、地衡流平衡では袋状冷水域のような10 kmオーダーの水温構造に対応した流れを正確にとらえることはできない。

次に、力学計算による地衡流と ADCP による流れとを比較するために、10 m 深の ADCP 流速の北西-南東成分の水平分布を図 1-17 d に示す。a-線に沿う ADCP 流速の北西-南東成分の変化傾向をみると、顕著な潮境となっている Stn. A 付近で南東成分が最も大きく、a-線に沿って南西方向に徐々に南東成分が小さくなり、最も南西寄りの観測点では逆に北西成分が最大となっている。b-線と c-線では、親潮前線が時計回りに湾曲し力学的等高線間隔も広がっていることと対応して、ADCP

流速の南東成分も小さくその極大も a-線ほど明瞭ではない。このように観測線に沿った ADCP 流速の北西-南東成分の変化傾向は、10 m 深における力学計算による地衡流速のそれ(図 1-17 c)と大まかには一致している。実際、10 m 深の ADCP 流速値の北西-南東成分を各観測線における約 18 km ほどの観測点間で平均し、この平均値と各観測点間ごとに力学計算した 500 db 面基準の地衡流速の 10 m 深における北西-南東方向成分とを対比してみると、ADCP 流速と力学計算による地衡流速との単純な相関係数は 0.91 となり、両者の間には良い相関関係が認められる(図 1-18 a)。しかしながら、Stn. A から a-線に沿って北東方向に ADCP 流速成分の変化を詳しくみると、袋状冷水域の東側では力学計算による地衡流ではみられなかった北西成分が小さいながら認められる。袋状冷水域の南西縁では流

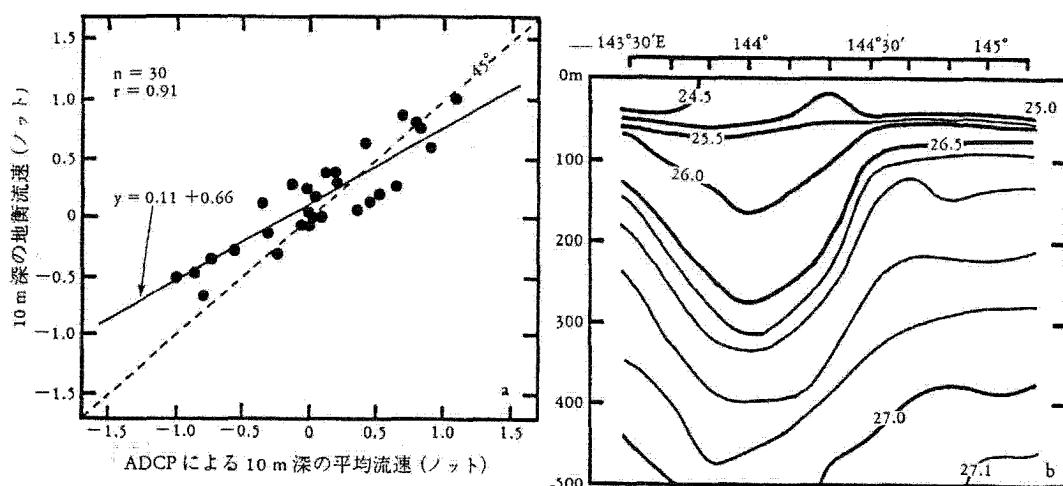


図 1-18 ADCP による 10 m 深の平均流速と 500 db 面基準の力学計算による 10 m 深の地衡流速との比較(a)および沖合潮境域の最も北西側の a-線に沿った密度 (Sigma-t) の鉛直断面分布(b)。

れの南東成分が大きく北西縁では北西成分が認められることから、ADCP によればこの袋状冷水域が反時計回りの渦流となっていることが示唆される。このように、ADCP 流速と力学計算による地衡流速との間には大まかな対応関係はあるとはいえ、両者の流速値が小さな場合には互いの変化傾向に不一致が認められ、地衡流では捉えることができない細かな流速変化を知るためには ADCP を用いる必要

があることがわかる。

ADCP による流速が基準面流速と力学計算による地衡流速との和であると考え、力学計算による地衡流速と ADCP 流速との差は基準面流速となる。もし「沖合潮境域」で基準面流速が一定であるなら、図 1-18 a の回帰直線の傾きはほぼ 1 となるはずである。しかし、その回帰直線の傾きは 0.66 で 1 からは大きく隔たっている。このような回帰直

線の傾きの差は、500dbを力学計算の基準面としたために生じたのであろう。実際、沖合潮境域の最も北西側のa-線に沿った密度(Σ_t)の鉛直断面分布(図1-18b)をみると、500db面付近でも凹状の密度線の形状が認められ、さらに深いところでも密度の水平傾度があることを示している。

この「沖合潮境域」で実際に収束や発散が起きているのか否か、もし起きているとすれば、収束域や発散域は顕著な潮境とどのような位置関係にあるのかなどを検討するために、Gaussの定理から得られる次式を用いて、ADCPによって測定された10m、50m深の流速値から約18km×23kmの四辺形ごとに平均した水平発散 $Q(s^{-1})$ を試算した(図1-17e, f)。

$$Q = fV \cdot ndl / S$$

ここに、 V はADCPによって測定された流速ベクトル(cm/s)、 n は矩形の各辺に垂直な外向き方向の単位ベクトル、 l は矩形の辺に沿った長さ(cm)および S は四辺形の面積(cm^2)である。実際の計算では、四辺形各辺の法線方向の流速の平均値を用いているが、北西-南東方向と比べて北東-南西方向の流速成分の精度がやや劣る。なぜなら、北西-南東成分にはa~cの観測線に沿った約18km間のADCP流速の北西-南東成分を用いているのに対して、北東-南西成分には四辺形の北西-南東隅の2観測点での流速成分の平均値を用いているからである。とくに、力学的等高線図(図1-17b)から判断すると、Stn. BとStn. C付近では流速の北東-南西成分が大きいので、各辺の両端2測点の平均値による方法では誤差が大きくなる。また、ADCP流速値にはADCP自身の誤差以外に潮流流や慣性振動による測流誤差や測位誤差が含まれているが、現在のところこのような測流誤差を正確に見積もる方法は確立されていないとはいえ、それほど大きいとは考えられない。今回行った水平収束の見積もりではADCP流速値に多くの平均操作を行っているため、流速値の誤差を $10cm/s$ と仮定した。この仮定のもとでは絶対値が $9.9 \times 10^{-5} s^{-1}$ 以上の Q の値のみ有意となる。

このように考えると、10m深では親潮前線域に当たるStn. A~C付近で収束域が認められる。また、Stn. A付近では沖合暖水塊との間に顕著な潮境が形成されていることと対応して水平収束値が最も大

きく、Stn. Aの南東~南側では潮境が湾曲しながら弱くなっていることと対応して収束値が小さくなり、あるいは有意な収束値がみられなくなっている。すなわち、水温や力学的高度の水平勾配が大きく流速も大きい顕著な潮境が水平収束域となっている。一方、発散域は13℃の暖水帯と袋状冷水域で認められる。このうち、袋状冷水域では Q が $2.6 \times 10^{-5} s^{-1}$ の大きな値となっていて強い湧昇域となっている。ここで得られた水平収束値は 10^{-5} のオーダーで、川合ほか⁶⁾や川合・坂本⁷⁾が四国沖の黒潮前線付近で浮漂物の追跡から実測した値と同程度かやや小さい。黒潮前線では親潮前線に比べて50~100cm/s程度流速が大きいことを考慮すれば、親潮前線で得られた 10^{-5} のオーダーの水平収束値も妥当なもの判断できる。また、水平収束値は同じ長さのスケールで比較する必要がある⁵⁾。実際、Kawai⁵⁾の示した $Q^2/2$ と長さ L との対応関係から判断しても、約20kmの L に対してこの 10^{-5} のオーダーの Q は妥当な値である。このように、三陸近海における顕著な親潮前線付近では潮境に沿って強い流れが存在し、その潮境付近で水平収束が起きている可能性が高いことを指摘することができる。ちなみに、海面での鉛直方向の流速を0として10m深でのこの湧昇流を見積もると、 $2.6 \times 10^{-2} cm/s$ 程度の大きな値となる。50m深では全体的に Q の絶対値が小さく、わずか3つの四辺形でのみ有意であるにすぎない。しかし、50m深での収束域は沖合暖水塊との間に形成されているStn. A付近の顕著な親潮前線域、発散域は13℃の暖水帯と袋状冷水域で認められ、10m深での収束・発散域と一致している。このことは収束・発散域で起きていると考えられる沈降流・湧昇流が一部では50m以深に及んでいることを示唆している。

以上のように、親潮前線付近でのADCPによる測流結果から、水温構造と流れの構造はよく対応し、流れの構造からみると親潮前線に沿って50cm/sを越える流れが存在するため、東北近海のように親潮前線が暖水塊と接している海域では、「親潮前線では強い流れは存在しない」という考えを改める必要があることが示された。また、この親潮前線付近では $10^{-5} s^{-1}$ オーダーの水平収束が起きており、この水平収束域に隣接して反時計回りの渦流を伴う $10^{-5} s^{-1}$ オーダーの発散域が認められた。

オ. 岩手県沿岸における親潮水の接岸とブルーミングの発生時期との対応関係

3月上旬の水温, 塩分, クロロフィル-*a* および $\text{NO}_3\text{-N}$ の鉛直断面分布, 距岸 5 カイリおよび 20

カイリ地点の鉛直安定度, クロロフィル-*a* および栄養塩 ($\text{NO}_3\text{-N}$, $\text{SiO}_2\text{-Si}$, $\text{NH}_4\text{-N}$, $\text{PO}_4\text{-P}$) の鉛直分布を図 1-19, 図 1-20 に示す。距岸 5 カイリ以内には塩分 33.8 以上の津軽暖水が底層

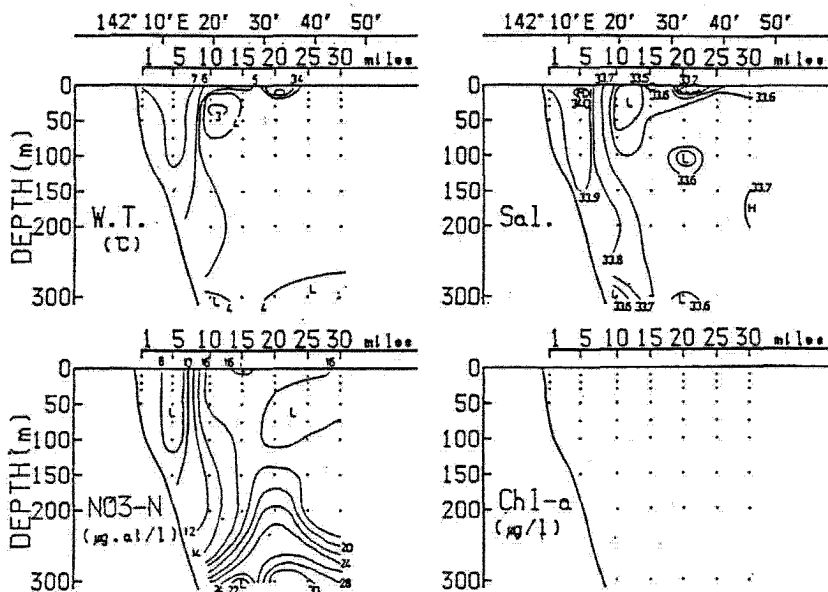


図 1-19 1988 年 3 月 14 日の鯉ヶ崎 (39°15'N) 正東線における水温・塩分・ $\text{NO}_3\text{-N}$ およびクロロフィル-*a* の鉛直断面分布。

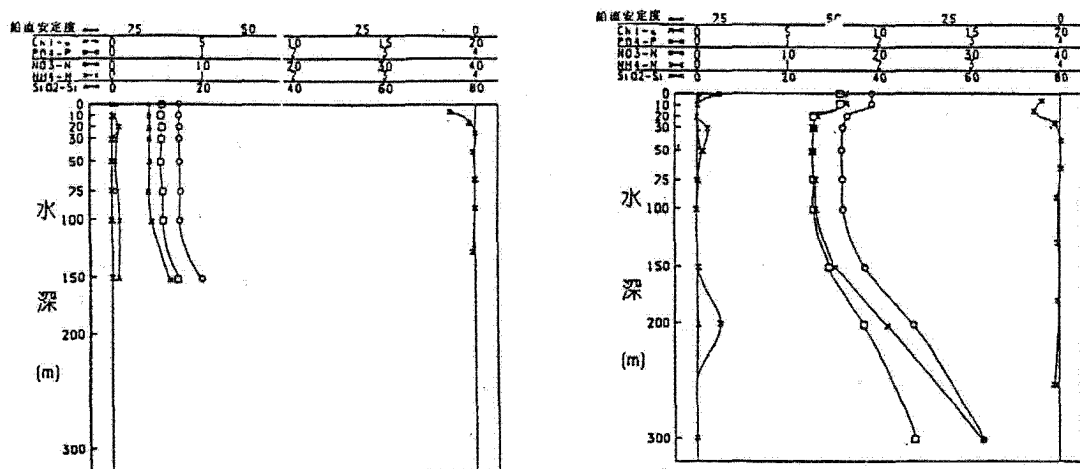


図 1-20 1988 年 3 月 14 日の鯉ヶ崎 (39°15'N) 正東 5 カイリ (a) と 20 カイリ (b) における鉛直安定度, クロロフィル-*a* および栄養塩の鉛直分布。

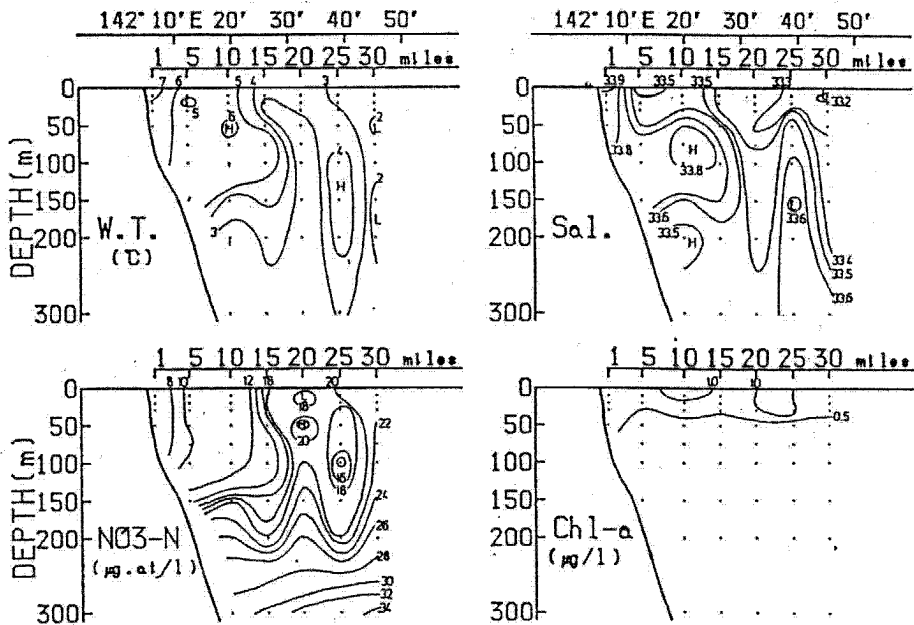


図1-21 1988年4月7日の鯉ヶ崎(39°15'N)正東線における水温・塩分・ $\text{NO}_3\text{-N}$ およびクロロフィル-aの鉛直断面分布。

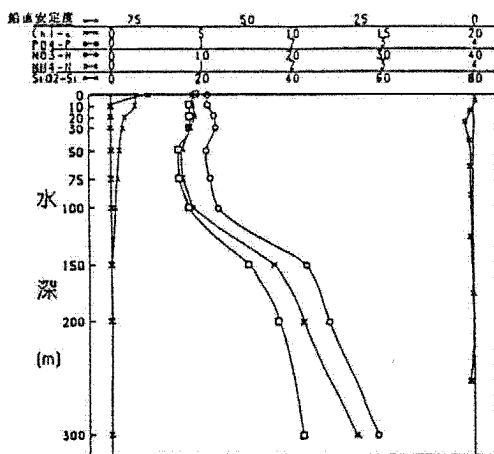


図1-22 1988年4月7日の鯉ヶ崎(39°15'N)正東10カイリにおける鉛直安定度、クロロフィル-aおよび栄養塩の鉛直分布。

まで分布し、栄養塩類も均一な濃度となっている。その東側では、表層をオホーツク海の融氷水起源と考えられる低温・低塩分水が覆い、その下層に広く

分布している親潮系水との間に弱い密度躍層を形成していた。この時にはクロロフィル-aは全域で0.5 $\mu\text{g}/\text{L}$ 以下であり、植物プランクトンのブルームの発生前であると判断された。

4月上旬の鉛直断面分布(図-21)および距岸10カイリ地点の鉛直分布(図1-22)をみると、50m以浅に親潮水が接近し津軽暖水は中層に分布していることがわかる。このことは、10カイリ地点の栄養塩の鉛直分布ともよく対応している。即ち、50~100m深付近に低栄養塩の津軽暖水、その上層には10m以浅では低レベルの植物プランクトンの増殖による栄養塩の消費が認められるとはいえやや栄養塩の多い親潮水、下層には高栄養塩の親潮下層水が分布していることと一致する。クロロフィル-aはおおむね30m以浅では0.5 $\mu\text{g}/\text{L}$ を越える値を示したものの、依然として低水準であった。

4月下旬になると、津軽暖水の中核と考えられる水塊は親潮水の接岸により下層に沈み込んだようになっている(図1-23, 1-24)。距岸10カイリ以東の50m以浅では33.2以下の低塩水が分布して強い密度躍層を形成しており、この躍層上部では栄養塩類の激減とクロロフィル-aの激増が認められる。

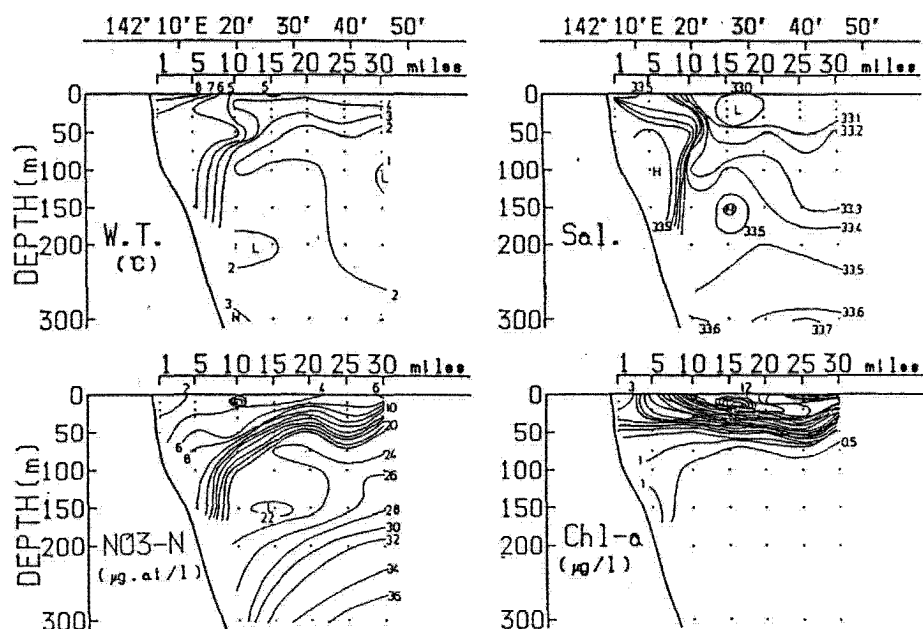


図1-23 1988年4月25日の鮟ヶ崎 (39°15' N) 正東線における水温・塩分・ $\text{NO}_3\text{-N}$ およびクロロフィル a の鉛直断面分布。

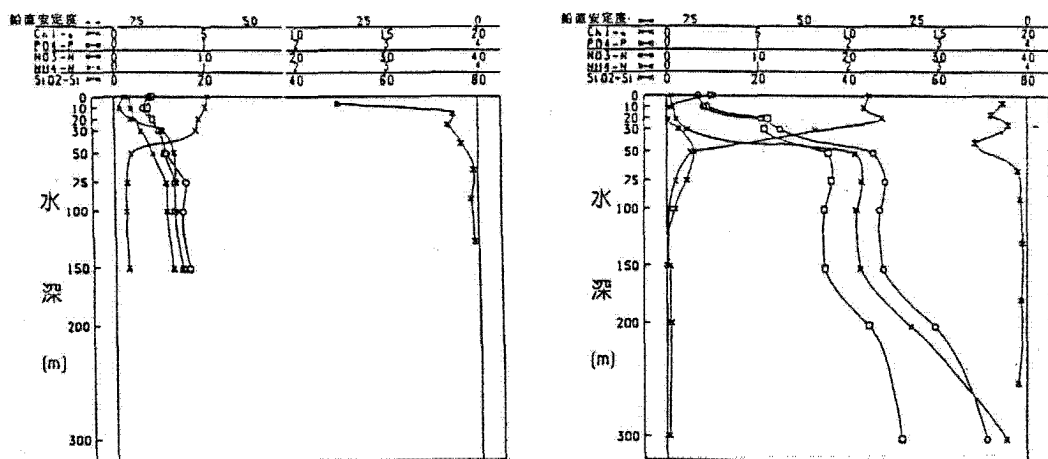


図1-24 1988年4月25日の鮟ヶ崎 (39°15' N) 正東5カイリ(a)と20カイリ(b)における鉛直安定度, クロロフィル a および栄養塩の鉛直分布。

このことは4月上旬から下旬にかけて植物プランクトンのブルージンが発生したことを示している。

5月下旬の鉛直断面分布 (図1-25) および距岸30カイリ地点の鉛直断面分布 (図1-26) をみると、

表層の栄養塩は枯渇状態となっていることから植物プランクトンのブルージンが収束状態に向かっていることがわかる。

1988年の調査結果から、植物プランクトンのブ

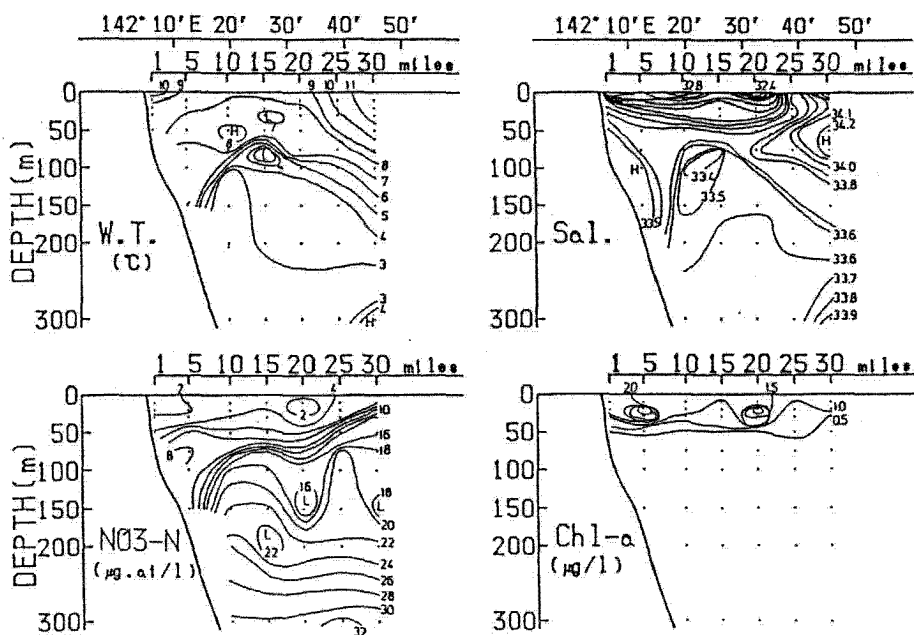


図1-25 1988年5月26日の鯉ヶ崎(39°15'N)正東線における水温・塩分・ $\text{NO}_3\text{-N}$ およびクロロフィル-aの鉛直断面分布。

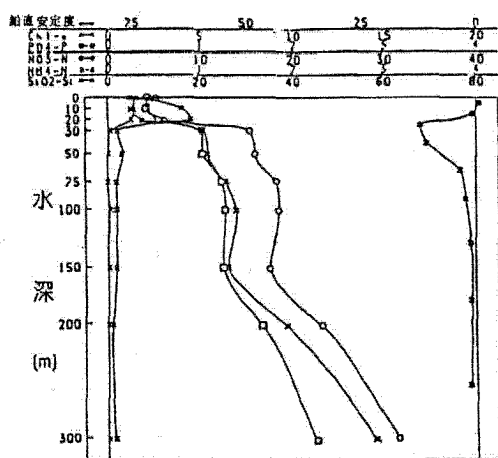


図1-26 1988年5月26日の鯉ヶ崎(39°15'N)正東30カイリにおける鉛直安定度、クロロフィル-aおよび栄養塩の鉛直分布。

ルーミングは4月7日から25日の間に起きたと判断できる。そこで、津軽暖流域と考えられる距岸5カイリおよび親潮水域と考えられる30カイリ地点の水温・塩分・密度(Sigma-t)の経時変化からこの期間の海洋構造の変化を検討した(図1-27)。この期間には両地点ともに密度躍層の形成が認められるがその形成過程は異なり、津軽暖流域では水温の上昇が躍層形成の大きなファクターであるのに対して、親潮水域では低塩水の移入が大きなファクターであると考えられる。1988年の春には三陸沖に暖水塊があったため親潮第1分枝の張り出しが弱く、三陸中部沿岸への接岸が近年に比べて約1カ月遅れたことが植物プランクトンのブルーミングを遅らせた原因であると考えるのが妥当であろう。以上のことから、低温・低塩の親潮水の接岸状況の予測が岩手県沿岸での植物プランクトンのブルーミング時期を予測するための1つの材料となると考えられる。

カ. 要 約

1987～1989年の春と秋に東北近海における親潮前線付近の海洋観測を実施し、以下のことが明らかになった。

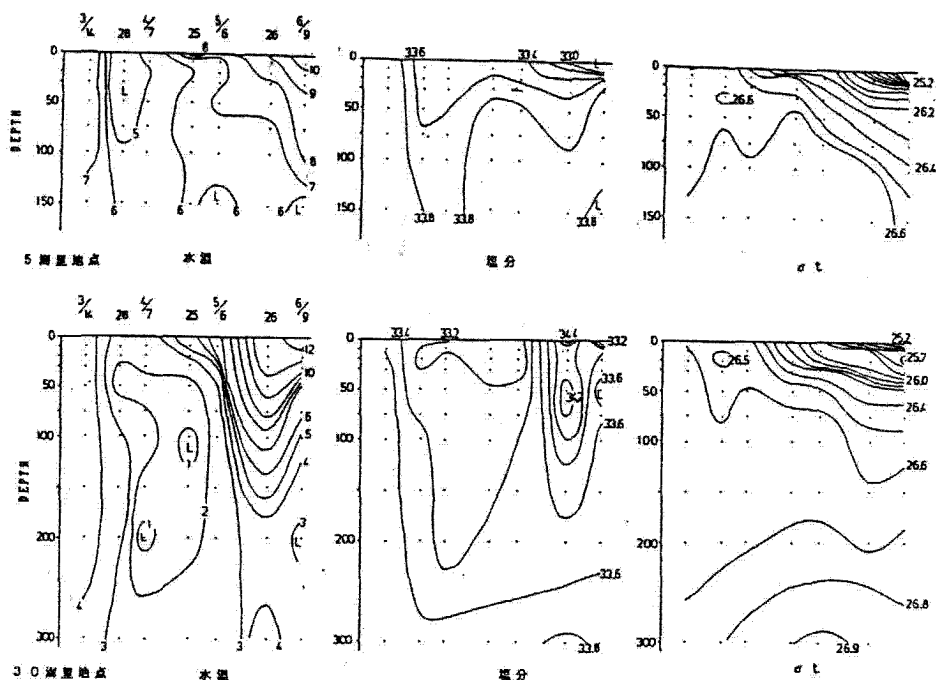


図1-27 鮪ヶ埼 (39°15'N) 正東5カイリと30カイリ地点における水温・塩分・密度 (Sigma-t) の経時変化。

(1) 親潮前線域の水塊構造は50～300 m深に分布する低温・低塩水によって形成される顕著な水温・塩分前線によって特徴づけられるが、その前線位置に対応した密度の水平勾配は2000 m以深でも認められる。

(2) 親潮前線付近における水温構造と流れの構造はよく対応し、流れの構造からみると親潮前線に沿って50cm/sを越える強い流れが存在する。

(3) 親潮前線付近では 10^{-5} s^{-1} オーダーの水平収束が起きており、この水平収束域に隣接して反時計回りの渦流を伴う 10^{-5} s^{-1} オーダーの発散域が認められた。

(4) 岩手県沿岸での植物プランクトンのブルーム時期を予測するためには親潮水の接岸状況の正確な把握が必要である。

キ. 引用文献

- 1) 平井光行：三陸近海におけるマサバまき網漁場の水産海洋学的研究，東北水研報，53，59-147 (1991)
- 2) 川合英夫：東北海区における極前線帯とその変

動について (第3報)，東北水研研報，13，13-59 (1959)

- 3) Kawai, H.: Hydrography of the Kuroshio Extension. In: KUROSHIO—Its physical Aspects, ed. by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. Tokyo press, Tokyo 235-352 (1972)
- 4) 川合英夫：黒潮と親潮の海況学，海洋科学基礎講座2 海洋物理II (増沢譲太郎編)，東海大学出版会，東京 p.129-321 (1972)
- 5) Kawai, H.: Scale dependence of divergence and vorticity of nearsurface flows in the sea. part 2. Results and interpretation, J. Oceanogr. Soc. Japan, 41, 167-175 (1985)
- 6) 川合英夫・坂本久雄・百田方子：黒潮表層水の収束発散に関する研究—I—海面における収束発散の実測とその解釈一，南西水研研報，1，1-14 (1969)
- 7) 川合英夫・坂本久雄：黒潮表層水の収束発散に関する研究—II—表層混合層の上部と下部における収束発散の実測一，南西水研研報，2，19-38

(1970)

8) 西山勝暢: 親潮前線, 海と空, 57, 19-30

(1981)

(東北水研・平井光行, 岩手水試・前川秀則)

(3) オホーツク海系水の親潮に及ぼす影響の解明

ア. はじめに

オホーツク海は親潮水形成にどれほどの寄与をしているのであろうか。すでに, 須田⁸⁾は, オホーツク海の水と塩分の収支から, オホーツク海〜太平洋間の交換輸送流量を算定し, オホーツク海は親潮水を灌養すると結論している。Favorite⁴⁾は親潮水形成には千島列島中部から流出するオホーツク海水の影響が大きいと述べている。また, 大谷⁷⁾は, 親潮域の水塊形成には, オホーツク海の海水の生成が重要な役割をもつと述べている。これまでの研究からも, 親潮水形成の鍵は, オホーツク海の水塊構造の形成に関わる海水生成とその海水の太平洋への流出にあるといえる。

海水生成は, 表層低塩分層の存在というオホーツク海の水塊構造の特殊性に依存する。現在, この表層低塩分層の形成は, アムール川からの淡水の流入によると考えられている。アムール川主因説を確かめるためには, オホーツク海への淡水供給量の配分を知らなければならない。一方, 海水生成によって

形成されたオホーツク海水の太平洋への流出量の定量的説明には, オホーツク海における, 水, 塩分, 熱収支計算が不可欠となる。

オホーツク海は, シベリア大陸〜カムチャッカ半島, 千島列島等によって囲まれ, 比較的閉じられた海である。海水交換としては, 千島列島間の海峡, 水道を通じての太平洋水との交換, および, 宗谷海峡を通じての対馬暖流分岐(宗谷暖流)の流入だけである(図1-31)。

ここでは, オホーツク海の水, 塩分, 熱収支計算を目標に置き, その第一歩として, 宗谷暖流の輸送流量とオホーツク海への淡水供給量について報告する。

イ. 宗谷暖流の年間輸送流量

宗谷暖流は, オホーツク海を流れる唯一の暖流である。青田^{2,3)}は, 宗谷暖流の駆動力は, 日本海〜オホーツク海の水位差であるとして, 宗谷海峡での実測流速と稚内〜網走間の水位差の関係を調べ, 両者の間に有意な相関関係があることを見出した。この関係にもとづいて, 水位差から推定した対馬暖流のオホーツク海への流入量を求めた。1969〜1988年の宗谷暖流輸送量を図1-28に示す。この20年間の宗谷暖流の年間輸送量の平均は約 $2.0 \times 10^4 \text{ km}^3$ である。

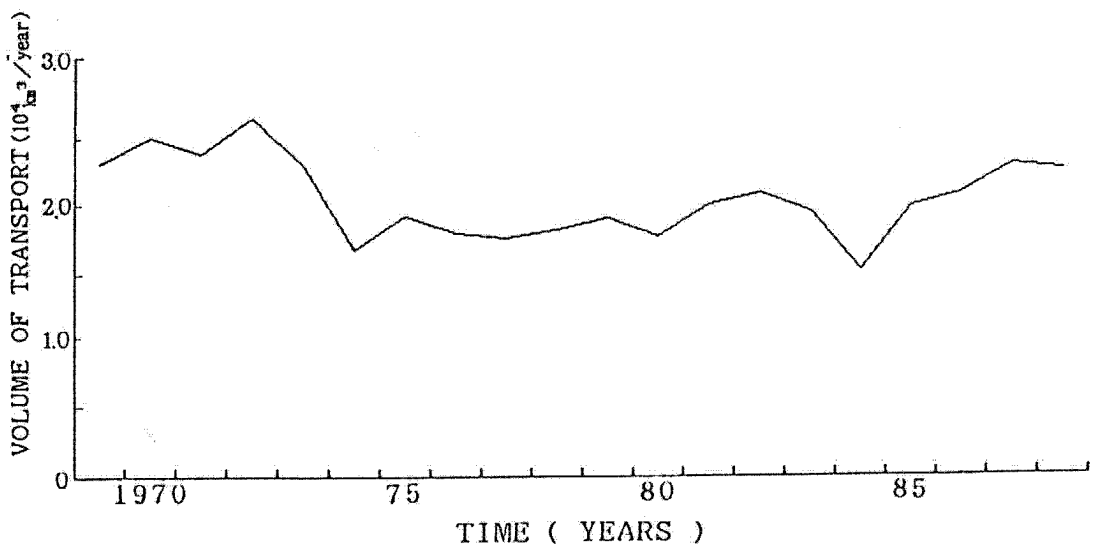


図1-28 宗谷暖流年平均輸送流量 ($10^4 \text{ km}^3/\text{year}$) の経年変化

ウ. オホーツク海への淡水供給量

オホーツク海は、海水の生成・移動・融解→表層の低温低塩分水・中層の低温高塩分水の形成→オホーツク海～太平洋水の交換・混合という過程を経て、親潮水の形成に寄与していると考えられる。

オホーツク海は、比較的低緯度に位置しているにもかかわらず多量の海水を生成する。その第一の要因は、表層低塩分水の存在である。この低塩分水の形成については、定性的にはあるが、大河アムール川によってオホーツク海に運ばれる陸水によると考えられている（アムール川説）。オホーツク海に供給される淡水の全量に占めるアムール川の流量はどれほどであろうか。これは、オホーツク海の水、塩分収支にも関わり重要な問題である。

(ア) オホーツク海の降水量と蒸発量

オホーツク海の降水量と蒸発量の算定は、Alissow

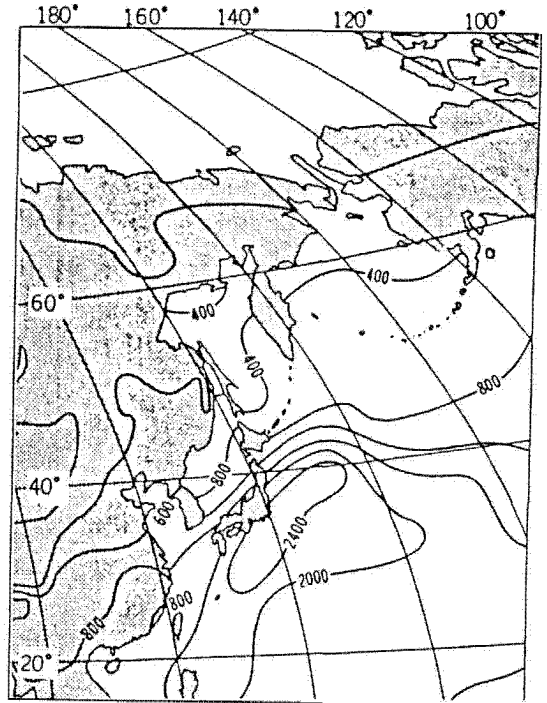


図1-30 年蒸発量 (mm) 分布図¹⁾

ら¹⁾ による年降水量分布図 (図1-29), および Zubenok ら¹⁾ による年蒸発量分布図 (図1-30) によった。

上記の年降水量分布図によると、オホーツク海の

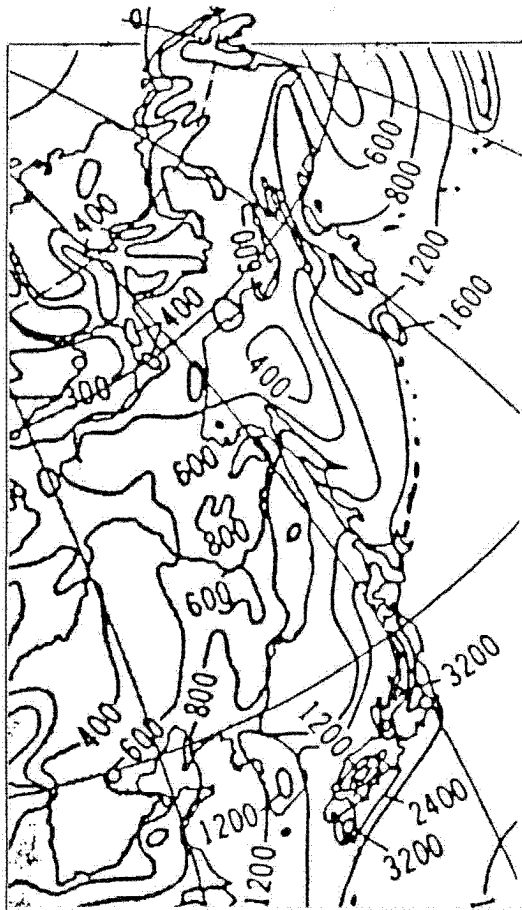


図1-29 年降水量 (mm) 分布図¹⁾

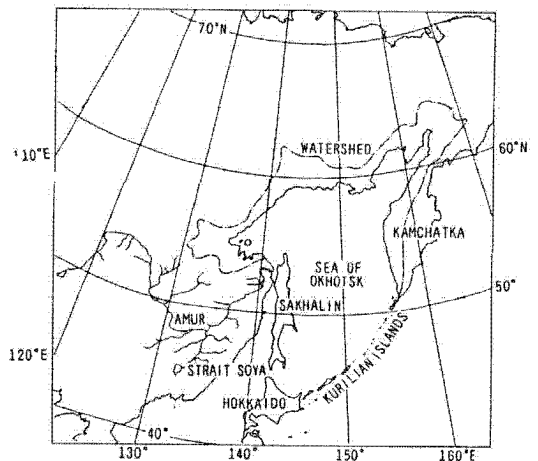


図1-31 オホーツク海への陸水の流量計算に用いたオホーツク海を囲む分水嶺とアムール川流域

年降水量は、北部で400 mm、南部の千島列島寄りで1200 mmである。降水量分布図から面積分的にオホーツク海の平均的年降水量を求めると680 mmとなる。

一方、年蒸発量は、南部を除き、ほぼ全域で400 mmで、平均蒸発量は430 mmである。降雨量と蒸発量の差として、淡水の年間供給量を求めると、382 km³の増加となる。なお、ここで、オホーツク海の表面積は、理科年表⁹⁾によって、528 × 10⁹ km²とした。

(f) 陸水の流入量

オホーツク海への陸水の流入量の計算は、日本海、間宮海峡に面するシベリア大陸（沿海州）からの流入量と、オホーツク海を囲むシベリア大陸～カムチャッカ半島にいたる陸地からの流入量に分けて行った（図1-31）。

前者は、アムール川の年間流量とすることは妥当であろう。アムール川は、シベリア大陸とサハリン島に挟まれた間宮海峡北部に流れ込んでいるが、その水のほとんどがオホーツク海に流入するからである。ユネスコ世界河川流量報告書¹⁰⁾によると、1969～1972年、4年間のアムール川の平均年間流量は315 km³である。

一方、後者オホーツク海を囲むシベリア大陸～カムチャッカ半島からの陸水の流入量は、以下のようにして算出した。まず、オホーツク海周辺のシベリア大陸～カムチャッカ半島の分水界（嶺）から、オホーツク海への陸水給水域（流域）を定めた。

流域面積は、0.742 × 10⁶ km²である。この流域面積と、前記の年降水量分布、年蒸発量分布図から、面積分によって、年間の降水および蒸発量を求める。この結果は、年降水量371 km³、年蒸発量223 km³である。この差が、先の流域面積への淡水の年間供給量となる。ここで、この差の全量がオホーツク海へ流入すると仮定すると、オホーツク海周辺の陸地からの淡水供給量は年間148 km³となる。

エ. 要約と今後の課題

オホーツク海への宗谷暖流の年間流入量は、2.0 × 10⁴ km³であり、その塩分は33.6～34.0 ‰である。降水量、蒸発量、陸水の流入量の総和から、オホーツク海への淡水の総年間供給量は845 km³と見積られる。

なお、アムール川からオホーツク海への河川流量（315 km³）は、全淡水供給量（845 km³）の約37%に相当する。

ここで得られた、水および塩分のオホーツク海への年間供給量は、千島列島間の海峡、水道を通して行われる、オホーツク海～太平洋の交換流量で補償されなければならない。

須田⁶⁾は、千島列島間の海峡、水道の上層400 mでは、オホーツク海から太平洋への流出、それより下層では、逆に、太平洋側からオホーツク海への流入がなされると仮定して、水、塩分の収支から両海の交換輸送流量を計算している。しかしながら、最近の観測結果^{5,6)}によると、須田⁶⁾の仮定は成り立っていない。今後、千島列島周辺の流れ、水塊分布の実測結果にもとづいたモデル化を行い、オホーツク海の水、塩分、熱の収支を考察し、オホーツク海の親潮水形成への定量的評価を行っていきたい。

オ. 引用文献

- 1) Alissow et al. : 年降水量分布図, 「気候学・気象学辞典(1985)」, 二宮書店, 6(1962)
- 2) 青田昌秋・石川正雄・山田俊郎: 宗谷海峡の流れについて, 低温科学, 物理編, 47, 147-160(1988)
- 3) 青田昌秋・松山優治・永田 豊・山田俊郎: 宗谷暖流輸送流量の長期変動, 第5回オホーツク海と流水に関する国際シンポジウム講演要旨集, 115-118(1990)
- 4) Favorite, F., A. J. Dodimead and K. Nasu, : Oceanography of the subarctic Pacific region 1990-71, INPFC 33, Vancouver, 187pp(1976)
- 5) 川崎康寛・河野時廣: 親潮の流路とその鉛直的な流動構造, 第5回オホーツク海と流水に関する国際シンポジウム講演要旨集, 119-124(1990)
- 6) 河野時廣・阿部深雪: 親潮の水系輸送について, 第5回オホーツク海と流水に関する国際シンポジウム講演要旨集, 125-128(1990)
- 7) 大谷清隆: 親潮水形成に関わるオホーツクの役割, 海と空, 65(2), 1-21(1989)
- 8) 須田皖治: 日本近海表面水温の異常分布に就いて, 中央気象台産業気象調査報告, 第4巻第1冊, 192-230(1943)
- 9) 東京天文台(編): 理科年表, 第52冊, 丸善, p 地42(1979)
- 10) Unesco Press: Discharge of selected

rivers of the world. A contribution to the International Hydrological Decade, Vol.

III (part II), Mean monthly and extreme discharges (1969 - 1972), 89 pp (1974)

- 11) Zubenok et al.: 年蒸発量分布図, 「気候学・気象学辞典 (1985)」, 二宮書店, 240 - 241 (1977)

(北大低温研 青田昌秋)

(4) 親潮の鉛直的流動構造の解明

ア. 目的

これまでに親潮の流動を推定する手法は、ナンゼン観測等の結果から海水の密度分布を計算して地衡流を算出する間接的な方法が主に用いられ、その際 600 ~ 1000db 面に流れがないことを仮定していた。しかし、近年の測流技術の発達により、水深 1500 m 付近でも表・中層と流向の等しい数 cm/s の安定した流れが存在する^{6,9)} ことから、1) 少なくとも無流面を 3000db または海底にとって傾圧流の計算を行うこと、2) 実測流結果に基づいて親潮の流

動場を再構築することが求められている。本課題では、直接測流結果に基づく実際の親潮の流動場、また、広域観測によって水平的に連続した親潮の、深層まで及ぶ流路を明らかにすることを目的にする。

イ. 方法

(ア) 漂流多機測流系の開発とそれに基づく中深層までの横断面測流。

(イ) CTD による中深層までの横断面観測とそれに基づく地衡流の計算。

(ウ) 直接測流資料と地衡流速場を組み合わせた絶対流速場の解明。

(エ) 共同観測による親潮源流域を含めた広域的な親潮の流路とその流量配分計算。

ウ. 結果

(ア) 漂流測流系の開発と実用化試験²⁾

漂流測流系による各層の流向流速は、系全体の対地漂流速度と流向 (放流時と揚収時における系の位置から決める)、及び各層に垂下された流速計による系に対する相対流速、流向から計算される。測流手法として要求されたのは、1) 1000 m 深までの

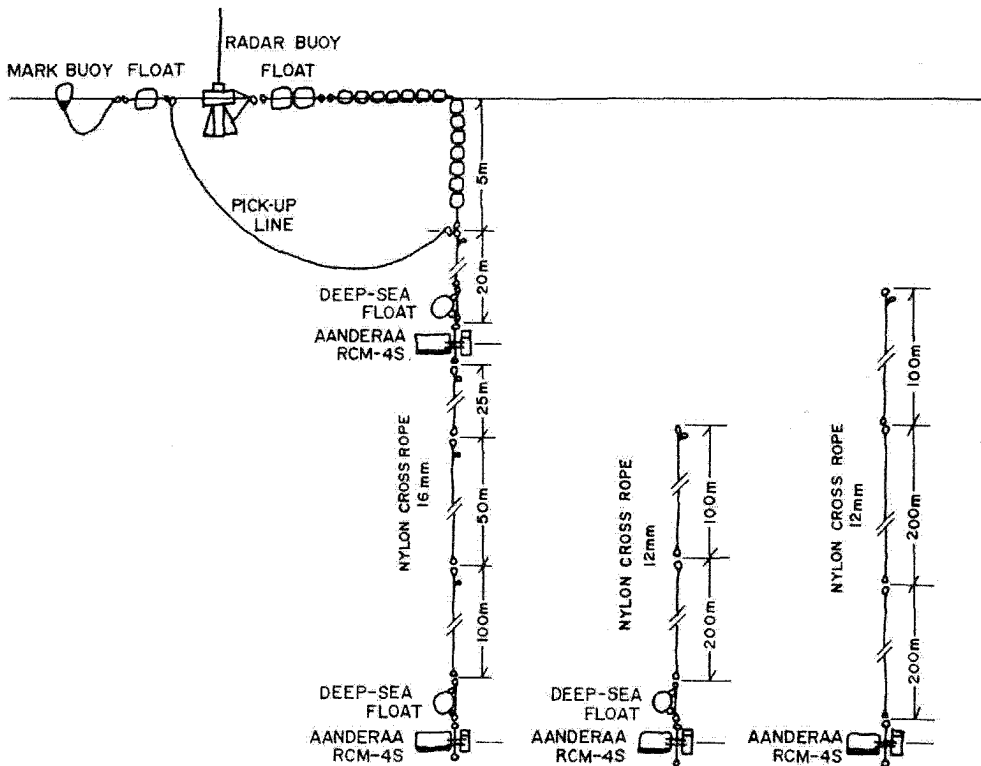


図 1 - 32 漂流多機測流系の実用モデル

測流が可能であること、2) CTD観測と同時に観測できること、3) 1 m/s 以下の流速域で 5 cm/s 程度の精度があること、4) 人手を多数要しないことである。中でも表層の波浪の影響で系全体が振動し、測定値に誤差が生じることがないように留意した。また、系全体が傾くことによって、ローターが正常な回転をせず、各層の測得値が小さくならないよう系全体の抵抗を軽減した。最終的に実用に供した漂流測流系の全容を図1-32に示す。測流水深は25, 200, 500, 1000 m 深の4層で、系の傾きをモニターするため、流速計には適切な測定レンジの深度センサーを取り付けた。また、波浪による系の動揺を防ぐため表層では小型の浮力体を数珠状に連結し、主浮力体とした。

1987年4月における釧路沖南南東測線(A-line)での漂流測流系を用いた観測結果のうち、各層の流向流速の水平分布を図1-33a, bに、密度断面図に各層の流速分布を重ねた結果を図1-34に示す。これらの図から、陸棚上に低密度水の流入に伴う強い流れが存在すること、St.A3を中心に

1000 m以深まで及ぶ強い流れがあること、暖水塊を示す時計回りの循環が深層まで及んでいることが分かる。また、密度の鉛直断面図から推定される流れの方向と測流された流れの方向とが一致していることが分かる。

(イ) 直接測流資料と地衡流速場を組み合わせた絶対流速場

各測点のある基準層の直接測流結果から、測線に直交する流速成分を計算し、それをスプライン内挿したものをもその測線におけるある基準層の流動場とする。この基準層における流動場を維持できるような絶対圧力勾配を地衡流平衡の原理に基づいて計算する。一方で各測点におけるCTD観測から計算される密度鉛直分布から、3次自然スプラインを用いて測線における密度場を内挿し、無流面を仮定した地衡流平衡の原理から、相対圧力勾配場を計算した。相対圧力勾配を計算した無流面における絶対圧力勾配は、ある基準層における絶対圧力勾配から相対圧力勾配を減じたものであるから、絶対圧力勾配場は、相対圧力勾配場にある基準層の絶対圧力勾配を加え

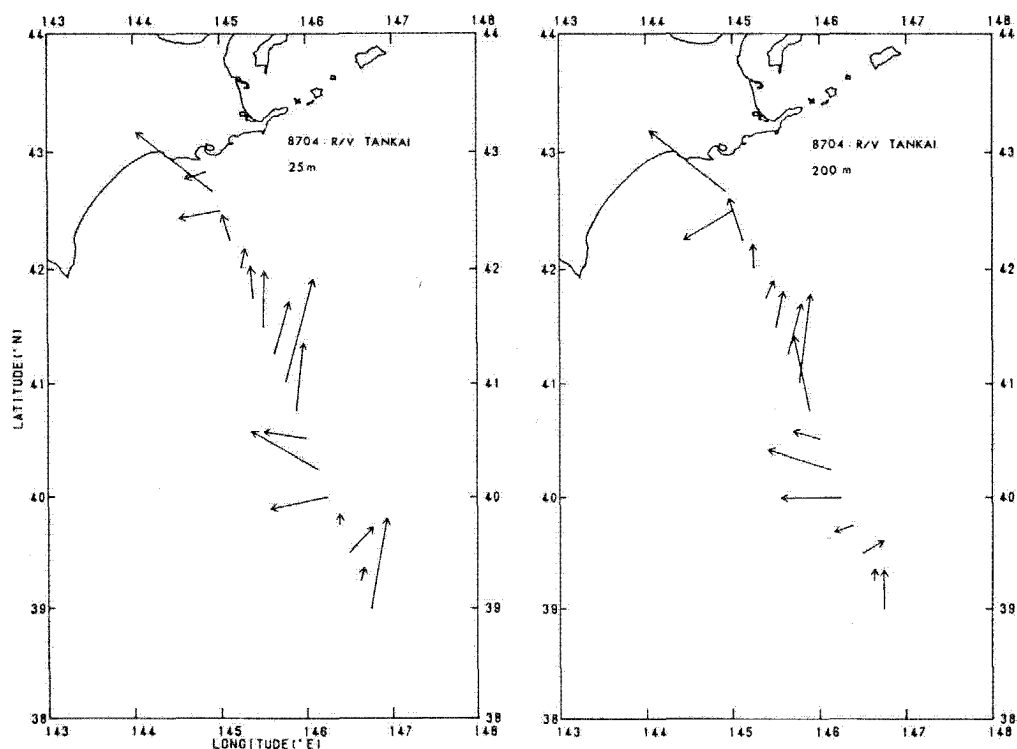


図1-33 厚岸沖測線における水平流向流速分布 1987年4月、探海丸 a) 25 m, b) 200 m

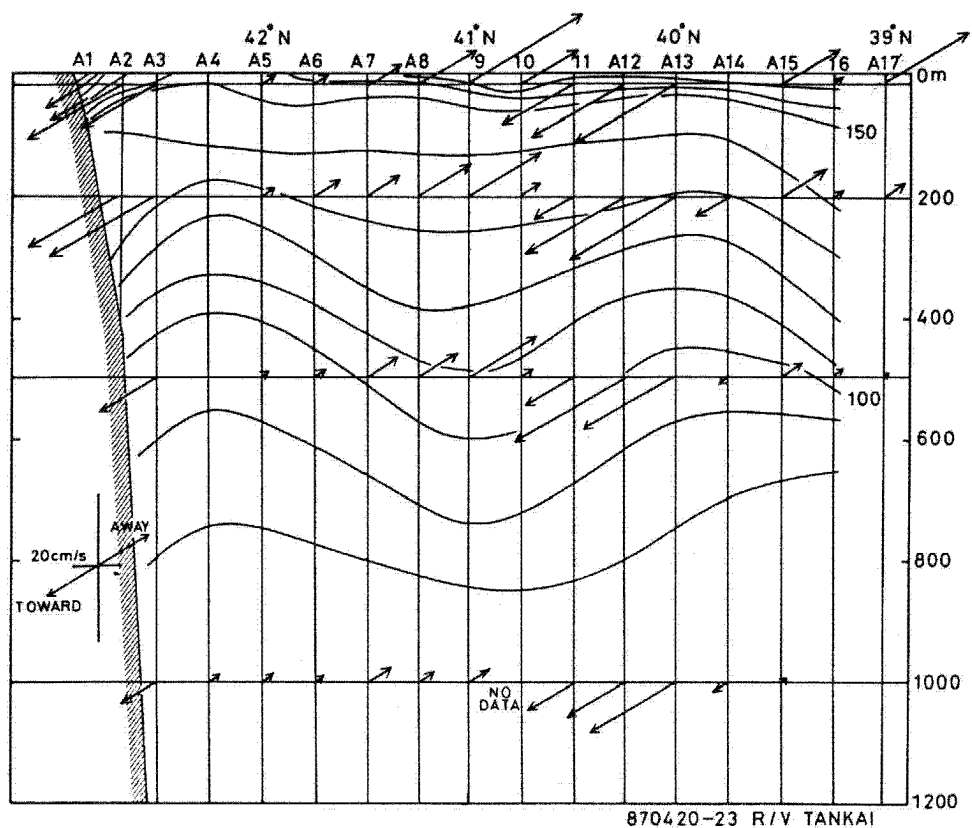


図 1-34 厚岸沖測線を垂直に横切る流速成分と比容断面 1987年4月, 探海丸

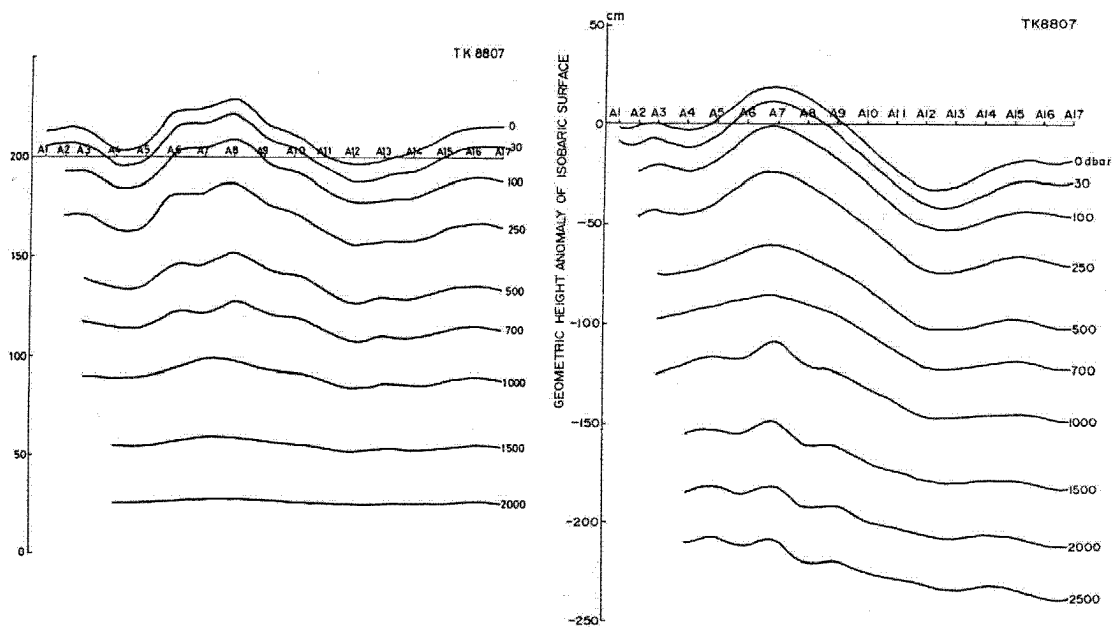


図 1-35 1988年7月における厚岸沖測線における各基準層の相対圧力勾配場(a)および絶対圧力勾配場(b)

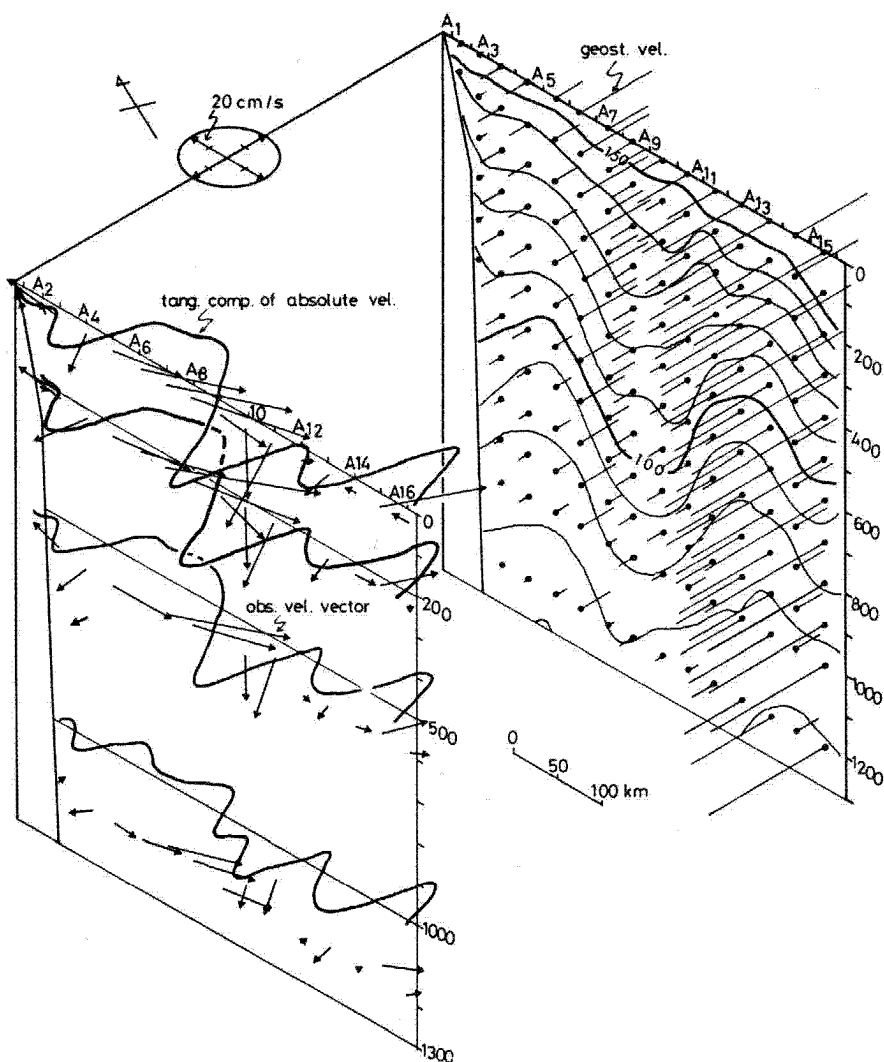


図 1-36 1988年4月における厚岸沖測線の地衡流分布 (2500db 基準) と比容断面 (右) および直接測流結果と測線を横切る各層の絶対流速分布 (左)

たものである。この絶対圧力勾配場に基づいて順圧流と傾圧流が合わさった流動場が計算される。計算結果の一例を図 1-35a, b に示す。図 1-35a, b はそれぞれ 1988 年 7 月の各基準層における相対圧力高低差と絶対圧力高低差である。

1988 年 4 月には A-line で 2500db までの CTD 観測、漂流測流系観測 (30, 200, 600, 1100 m)、係留系観測 (700, 1700 m) の同時観測が行われた。2500db 基準の地衡流分布、係留系及び漂流系による直接測流結果、30m 深の測流結果を基準にしてス

プライン内挿した 0, 200, 500, 1000m の流速分布 (測線に直交する成分) を図 1-36 に示す。図中の矢印は実測流、水平に伸びる棒、及び太線は測線に直交する地衡流速、絶対流速を表し、右図は測線の密度断面を表す。親潮第 1 分枝 (A1 ~ A5) の流れは地衡流 (2500db 基準) では 1000 m 以深で 0 に近くなっているが、漂流測流系、係留系共に数 cm/s の表・中層と同じ方向に向かう流れが存在すること、すなわち順圧的な鉛直シアの少ない流れが存在することが分かる。また、A9 を中心とした時

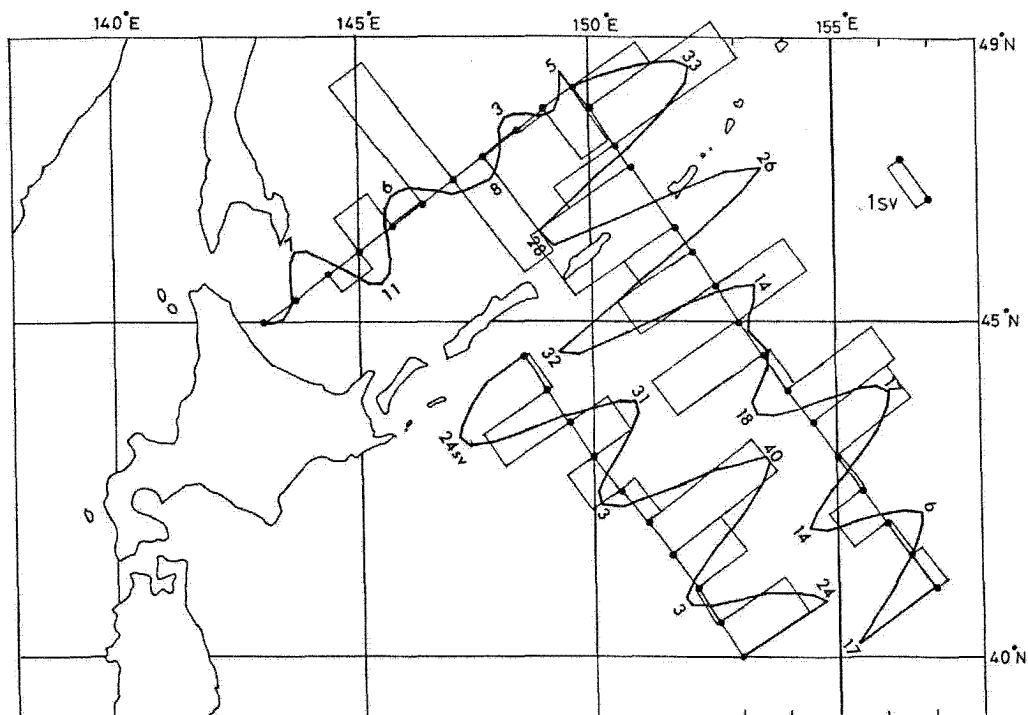


図 1-37 1988 年 9 月における傾圧流量分布 (1500db 基準棒グラフ) および 25db 面の絶対流速分布 (折れ線) 絶対流量 (Sv) は折れ線の上に数字で示す。

計回りの循環が直接測流結果にもよく表れており、暖水塊の中心が A9 の西方に位置することが分かる。

(ウ) 親潮広域調査による親潮の流量と流路

(a) 1988 年広域調査³⁾

1988 年 9～10 月の昭洋丸による CTD 観測から計算された流量分布を図 1-37 に、また、25,200 m の直接測流結果を図 1-38a, b に示す。図 1-37 中の棒グラフは 1500db を無流面とした傾圧地衡流量分布。折れ線は 25db における直接測流値の測線に直交する成分を基準として算出した絶対流速分布である。絶対流速を積算した流量を南西、北東成分に分け、折れ線の上に数字 (Sv) で表す。これによると、千島列島南部沿いに南西流する傾圧流量はウルップ沖で 10～14 Sv (絶対流量 32 Sv)、択捉沖で 5 Sv 以上 (24 Sv) であり、親潮前線に沿って北上する流量は 14～15 Sv (17～40 Sv) であった。択捉沖の地衡流量が少ないのは St.G1 の水深が 500 m であるため、St.G1 と G2 の間の 500 m 以深の流量が含まれていないこと、また択捉島と St.G1 の間

の岸寄りの流量が含まれていないためである。一方、ウルップ測線上の千島列島を挟むように南西流する流れは計 22 Sv あるが、オホーツク海における時計回りの循環成分を 12 Sv とすると、太平洋側を南西流する流量は 10 Sv と見積もられる。また、親潮前線に沿って北東流する流量は約 13 Sv となり、列島南部を南西流する値とほぼ同程度になる。

直接測流で得られた流向・流速と地衡流計算で示される流動との間で大きな違いが認められたのは、ウルップ水道太平洋側の測点で、この測点の南西側には水深 1000 m の浅瀬が北東に張り出しており、実測流は地衡流よりも海底地形に沿って流れる潮流成分を測定した可能性があり、地衡流分布とは異なる結果が出たと考えられる。また図 1-38 から分かるように、直接測流の流向が測線に平行するような場合には絶対流速は過少に評価される傾向がある。

一方、課題番号 1-1-(1) の結果⁸⁾ から、オホーツク系の水 (混合比 20% 以下) は択捉沖測線までは分布しないことが示され、親潮水系 (混合比 20～40

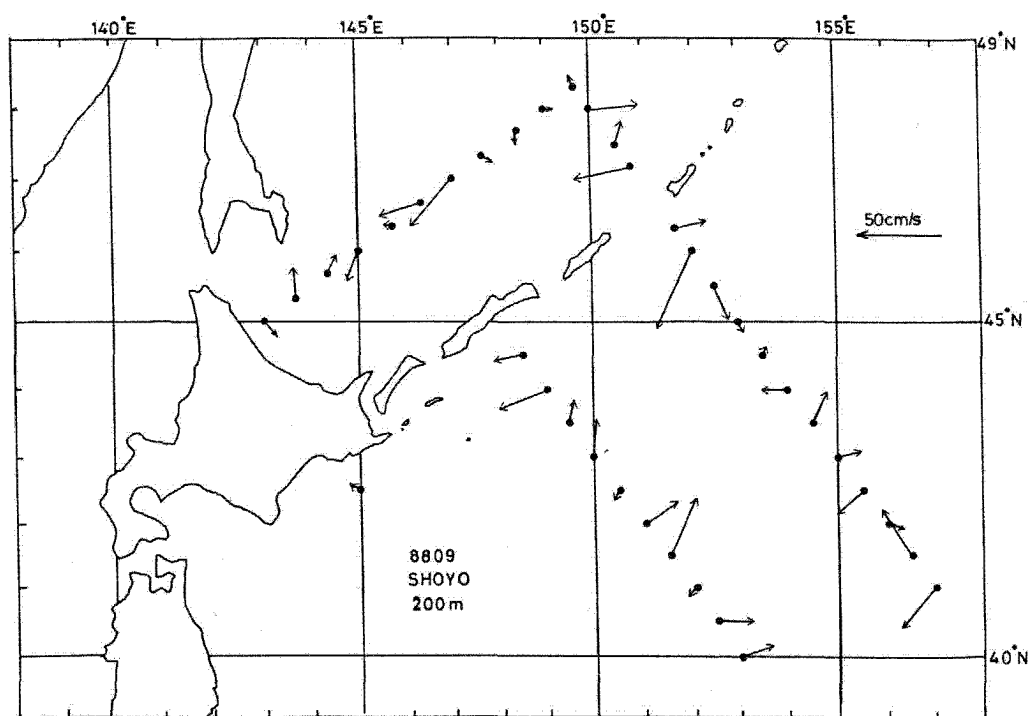
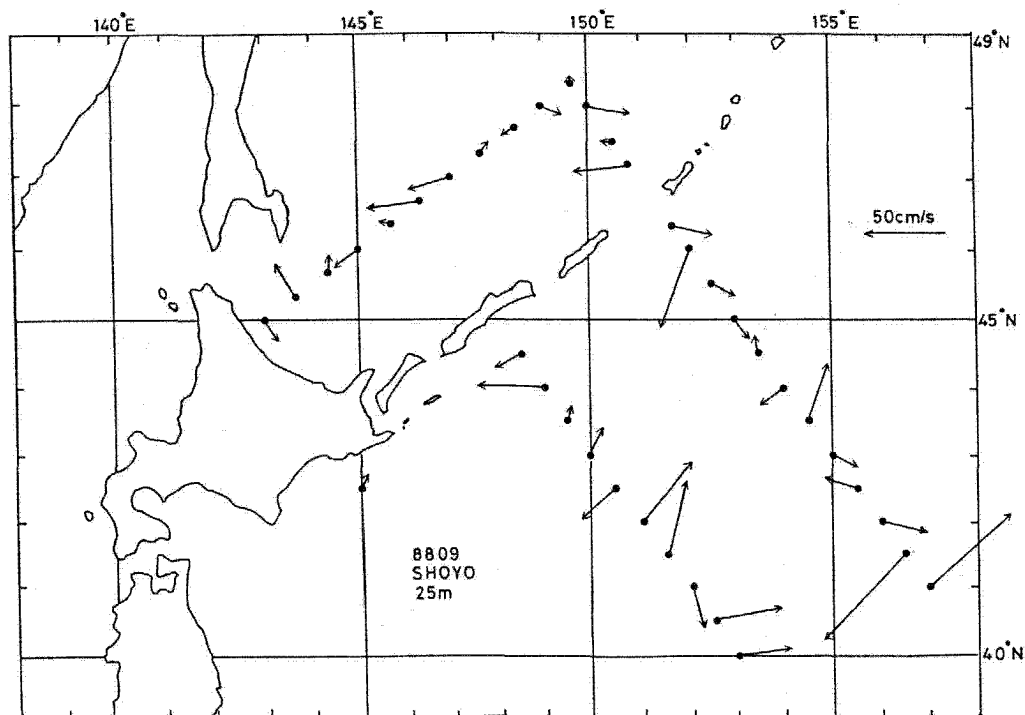
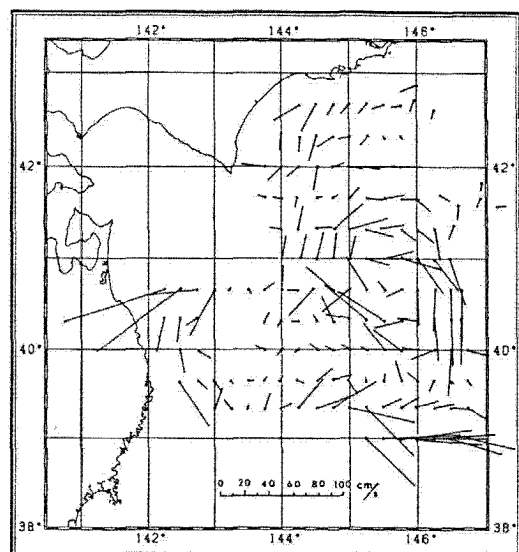


図1-38 漂流測流系による直接測流結果 a) 25m層 b) 200 m層

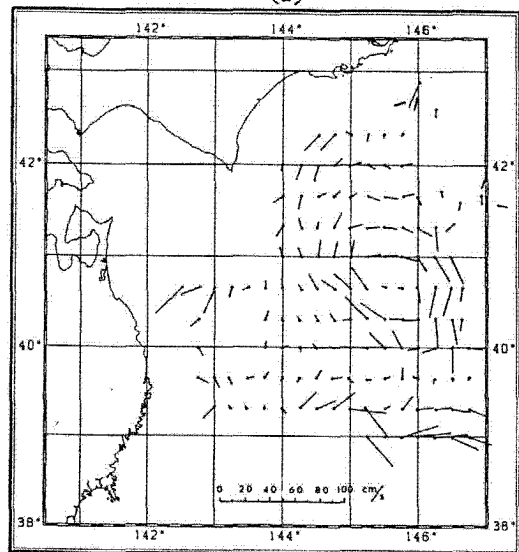
%)が道東沖の暖水塊KWCR-86Bを迂回して道東沿岸に達することが示された。

(b) 1989年広域観測⁷⁾

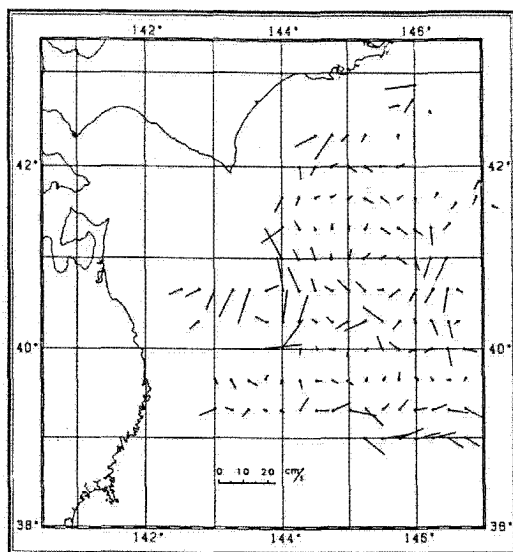
1989年に行われた道東から三陸海域の一斉観測は北水研調査船北光丸・探海丸、東北水研調査船わかたか丸の3船によって1989年9月8日から21日の間に行われ、約14万km²の海域を150個の三角形で等間隔に分割するような測点の配置をし、1500db深まで及ぶ広域かつ高密度で同時性の高い観測を行っ



(a)



(b)



(c)

図1-39 1989年9月における1500db基準の傾圧流分布 a) 20db面, b) 200db面, c) 700db面

た。またソ連邦200カイリ内の観測は、一斉観測が行われる前の8月30日～9月11日の間に行った。CTD観測から計算された1500db基準の20, 200, 700db面上の傾圧流分布を図1-39a, b, cに示す。

20/1500dbに現れる30cm/s以上の強流域は39°Nに沿った親潮前線域、釧路沖暖水塊の東縁域、及び津軽暖流の南東縁にあり、それらの強さは深くなるほど弱まる。一方、八戸沖の700/1500dbにおける流れには表層とは異なった10～15cm/sの反時計回りの循環が顕著に現れる。道東沿岸から三陸沖には20/1500dbで10～20cm/sの流れがあるが、200/1500dbでもその強さは大幅に減少しない。

これらの傾圧流を鉛直的に全層にわたって積算した傾圧流量の分布を測点間毎に図1-40に示す。測点間距離42kmを横切る流量が4Svを越す強流域は、39°Nに沿って東流する親潮前線域、釧路沖暖水塊の時計回り循環域、道東～三陸沿岸に沿った南下流域で顕著に現れ、八戸沖には強い反時計回りの循環が存在する。暖水塊(7Svの循環成分)の中心から道東沿岸に向かう横断面では南西流する親潮の流量は約9Sv、中心から西に三陸沿岸に向かう横断

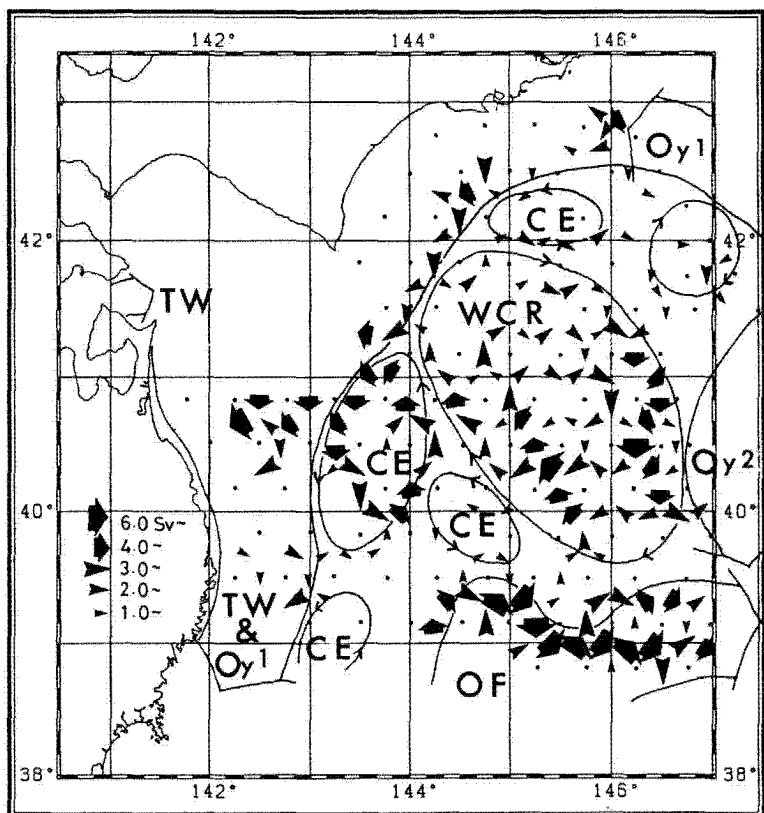


図 1-40 測点間毎の 1500db 基準傾圧流量分布および各水系の流路

面における親潮と津軽暖流が合わさった南下流は約 11 Sv と計算された。

以上の結果とソ連邦 200 カイリ水域内で計算された親潮の流量収支とを合わせて図 1-41 に示す。ウルップ島沖を南西流する親潮の流量は 11~14 Sv で、そのうち 3~5 Sv はオホーツク海から太平洋に流入することになる。色丹島沖の暖水塊を迂回して道東沿岸に達する親潮の流量は 6 Sv である。また、金華山沖の親潮前線に沿って東流する流量は 11 Sv 以上あり、千島列島南部海域を北東流する流量は 19 Sv 以上である。この値は、前年の親潮南西流の 10 Sv、親潮前線北東流の 13 Sv に比べてやや増加の傾向がある。

河野⁸⁾に従い、親潮のコア水を択捉島沿いに南西流する水と定義すると、 $\Delta st = 110 \sim 120 \text{ cl/ton}$ の等比容面上での水温・塩分分布から、水の起源（オホーツク海由来か、東カムチャッカ海流由来か）やその特性値の広がり方が区別できる。水系としての

連続性、すなわち水平的な分布をみるため、 $\Delta st = 120 \text{ cl/ton}$ 面の塩分分布を図 1-42 に示す。

オホーツク水由来と考えられる 33.60 以下の低塩分水はウルップ水道、ウルップ島南沖、択捉島沖、そして色丹島沖暖水塊の外縁に沿って分布し、道東沿岸まで達していない。またこの水系は親潮前線の北側に孤立して出現し、道東沿岸に近づく流路とは異なった経路で輸送され则认为られる。

親潮コア水よりやや塩分の高い (33.60~33.65) 親潮第 1 分枝を形成する水系は、道東沖から三陸沿岸に沿って一様に分布し、上流から下流に向かっての顕著な特性の変化は認められない。

また、親潮第 1 分枝と釧路沖暖水塊の間に形成された低気圧性渦は、塩分で 33.65~33.70 と両者の中間値を示し、渦の回転方向に沿って高塩分の水が岸方向に入り込み、低塩分水が沖側に運ばれる様子がうかがえ、親潮系水の変質と密接な関連があることが考えられた。

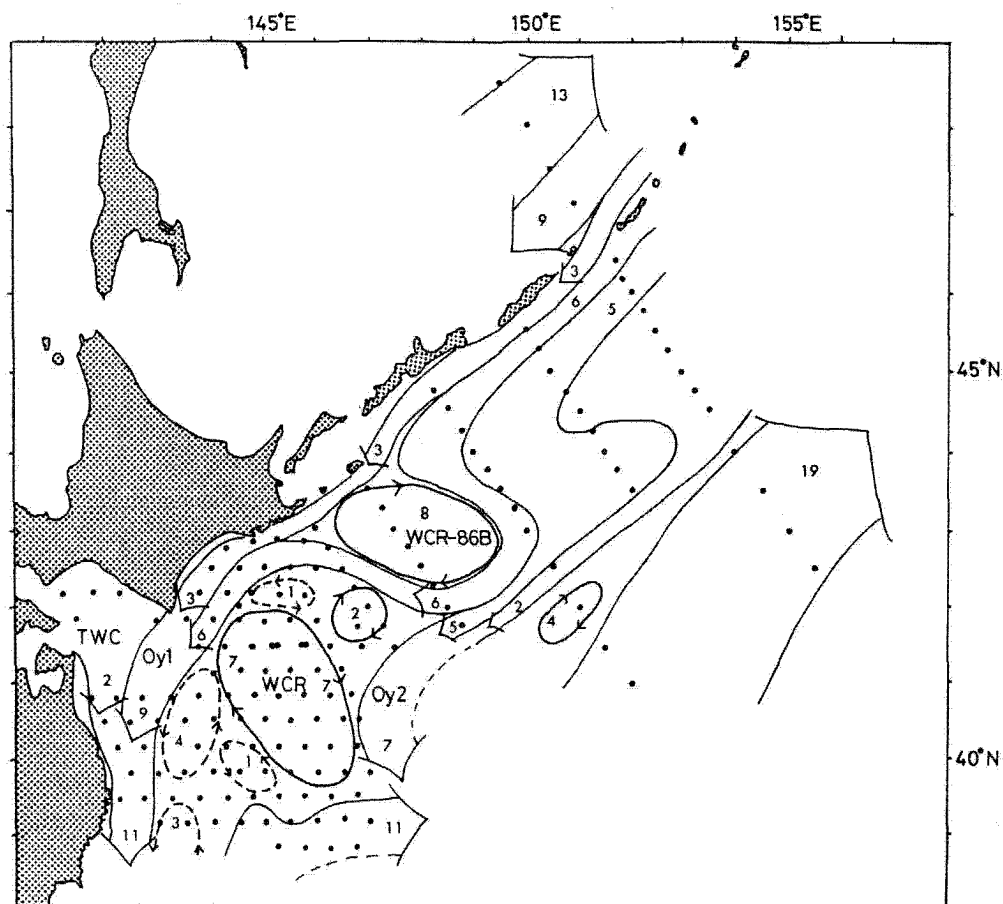


図1-41 1989年8月29日～9月21日における各水系の傾圧流量(S_v , 1500db基準)配分

今回の観測結果から得られた親潮の流動構造は、これまでの研究結果¹⁾とは異なり、一方的に南下する単条流(親潮第1分枝)と低気圧性渦とを重ね合わせた構造が道東から三陸海域の親潮の流動構造であった。従来の親潮第1貫入¹⁾として考えられてきた流動構造は、沿岸沿いに南下する流れと、その沖合を北上する反流が一体のものとしてとらえられていた。しかし、南下する流量と北上する流量には大きな差があり、低気圧性渦が存在するときのみ両者の流量がバランスする。これまでの観測では今回のように深層まで及ぶ広域・高密度・同時性の高い観測が行われなかったため、低気圧性渦の存在に着目していなかったと考えられる。

低気圧性渦は親潮水系を高温、高塩分化する働き、及び暖水塊周辺の水を低温、低塩分化する働きがあ

ると考えられ、その流量の大きさから、道東から東北海域の海況変動を支配する一因子として新たに位置づけられよう。また、この渦に起因する流れは、中層以深で顕著になり、表層の物質循環や海水交換に関与するよりも中層水の形成に深く関与する可能性があると考えられる。

エ. 要 約

(ア) 漂流測流系を開発し、その実用化試験を行い、漂流系による直接測流結果と係留系による直接測流結果、海水密度分布から推定される流動場などと比較を行った。その結果、漂流系による流動場は現実の流動場を良く表していることが示された。

(イ) 親潮広域観測からウルフ島沖を南西に流れる親潮の流量は1988, 1989年両年とも1500db基準の傾圧流として十数 S_v 、絶対流量として二十数

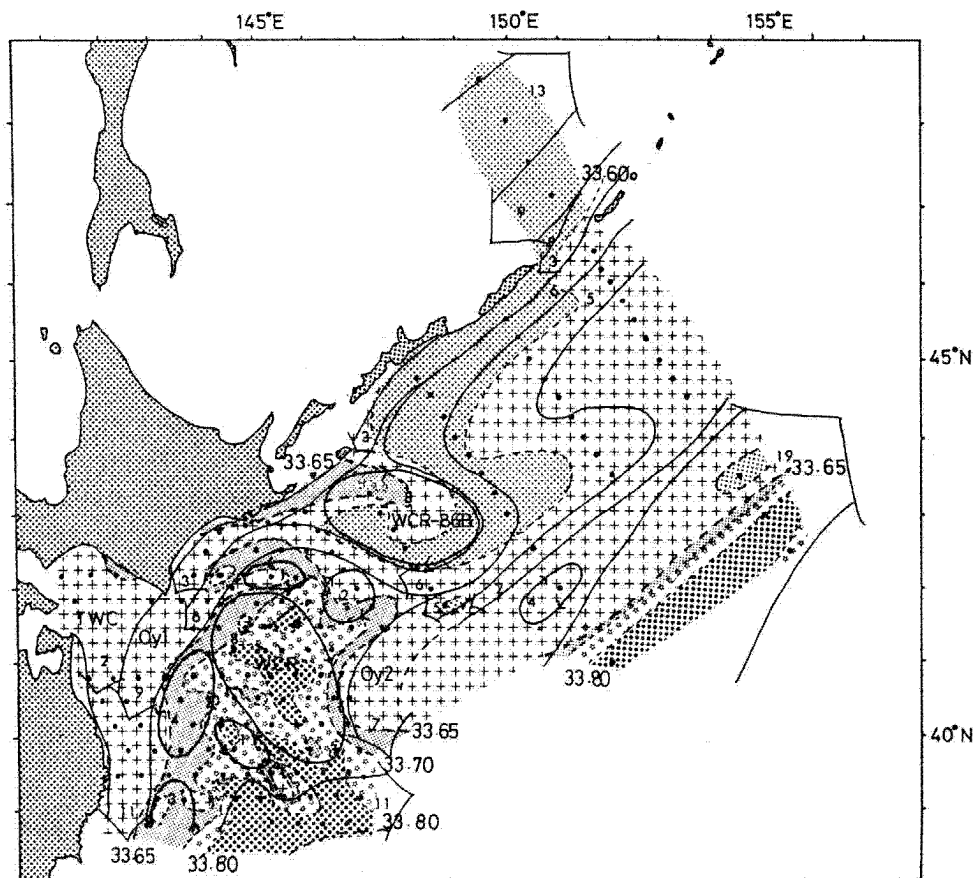


図1-42 120cl/ton 等比容面上における塩分分布
 図中には親潮水系の流路を合わせて示す

S_v に達することが明らかになり、従来考えられてきた親潮の流量よりも1オーダー大きい値を示すこと、またこの流量はトカラ海峡を通過する黒潮の絶対流量二十数 $S_v^{10)}$ とほぼ等しい値を示すことになり、海洋大循環を構成する上での亜寒帯循環の重要性が認識された。

(ウ) 1989年に行われた3船による広域・高密度共同観測から、道東～三陸海域における親潮の流動構造は、従来考えられてきた回流を伴う貫入構造ではなく、一方的に沿岸に沿って南下する単条流と複数の低気圧性渦が重なった分枝構造であることが示された。このことは、親潮水系の変質過程を明らかにする上でも重要である。

オ. 今後の問題点

(イ) 精度の高い流速測定

漂流測流系の欠点として、流速が大きく下層との鉛直シアが大きい場合には系全体が大きく傾いてローター式流速計では正確な流速測定ができないことが挙げられる。これらの欠点を改善するためには他の測定原理を用いた流速計の導入が必要である。

また、近年導入されたADCPによる測流資料は、船舶の航行方向と船速ならびに船位測定システムによる誤差が取り除かれておらず、今後多量に入手されるADCP資料の活用を図るためにも誤差除去のアルゴリズムを確立する必要がある。

係留系によって測流された流速記録は、他の測流手法を検定する上での標準資料となるため、今後更に観測点を複数個に増やし、係留観測を継続する必要がある。

(イ) 深層までの密度構造の解明

近年の観測結果¹⁾から、亜寒帯循環域の流動構造はこれまで考えられてきたよりもより深くまで達しており、大局的な海水密度構造を把握するためには、CTD観測を3000db以深まで行う必要がある。現在水産庁に所属する調査船のCTD観測システムでは3000db以深まで測定できる船舶は少なく、少なくとも亜寒帯循環域を調査する船舶には上述した装備を整備する必要がある。

(ウ) 冬季における広域観測の重要性

1988年から開始されたソ連邦200カイリ内の広域観測は、これまでにない多数の成果を上げている。しかし、解析が進むにつれ、ますます冬季におけるオホーツク海全域やカムチャッカ半島までのより広域に及ぶ調査、研究の必要性が高まっている。親潮水形成過程の解明には冬季における表層混合過程を詳細に観測する必要がある、耐航性の優れた調査船の建造と調査の実施が望まれる。

(エ) 力学的シミュレーションモデルとの結合

近年、全球的なシミュレーションモデルが開発されつつあるが、北太平洋亜寒帯循環に関しては現場データが少なく、その検定資料が求められている。特に冬季における海水の鉛直循環に関しては資料が乏しいため、鉛直拡散係数の値が便宜的に決められているにすぎない。現場資料取得のための努力が更に望まれる。

(オ) その他

特別研究の実施期間には大型の暖水塊が道東から千島列島南部海域を東へ移動し、親潮の流路に大きな影響を与えていた。平年的な海況を把握するためには今後とも継続して広域調査を実施する必要がある。

また、八戸沖で認められた中層以深の低気圧性渦は道東～三陸海域の海況変動に与える影響は大きく、その発生機構、発生頻度、移動機構などを今後解明する必要があると考えられる。

カ. 引用文献

- 1) Kawai, H.: Hydrography of the Kuroshio Extension, In: Kuroshio - its physical aspects (eds. Stommel, H. and Yoshida, K.), 235 - 352, Tokyo, Univ. of Tokyo press, (1972)
- 2) 柏井 誠・河野時廣: 漂流多機測流系による直

接測流手法の開発, 北水研研報, 52, 151 - 165 (1988)

- 3) 柏井 誠・阿部深雪: 1989年9月照洋丸「親潮広域調査」3, 流れの分布, 第4回オホーツク海と流水に関する国際シンポジウム講演要旨集, 46-50 (1989)
- 4) Kashiwai, M. and T. Kono: Surface topography, sea-level difference and volume transport of Oyashio Current, Bull. Hokkaido Natl. Fish. Res. Inst., 54, 9-24 (1990)
- 5) 川崎康寛・河野時廣: 親潮の流路とその鉛直的な流動構造, 第5回オホーツク海と流水に関する国際シンポジウム講演要旨集, 119-124 (1990)
- 6) 川崎康寛・河野時廣・杉本隆成: 親潮の流速変動, 月刊海洋, 22, 199-210 (1990)
- 7) 川崎康寛・河野時廣・柏井 誠・奥田邦明: 親潮の流動構造, I - 1989年夏季の傾圧流量収支と親潮水系の流路, 北水研報, 55, 79-89 (1991)
- 8) 河野時廣: 親潮の水系輸送について, 月刊海洋, 22, 187-198 (1990)
- 9) 三宅秀男・福岡二郎・松浦 昇: 襟裳岬南東沖の親潮第1分枝直下における流速測定, 北大研究彙報, 37, 58-68 (1986)
- 10) 中野俊也・金子郁雄: 九州南方のトカラ海峡周辺の黒潮構造と流量, 海と空, 66, 153-162 (1990)
- 11) 大谷清隆・大西広二・安間 元: 北太平洋亜寒帯循環の東西輸送, 1991年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 74-75 (1991)

(北水研 川崎康寛)

(5) アルゴスブイによる親潮表層の流動構造の解明 ア. 研究目的

栄養塩類に富んだ親潮の水は、ベーリング海あるいはオホーツク海で涵養され、北海道沖に達している。一方で、衛星写真から判断すると、親潮は一筋の流れではなく、多くの渦を形成し、その渦と平均流とが結合して複雑な流況を呈している。この複雑な流動状況の実態を広域にわたる流跡として把握し、同時に衛星データを利用し、親潮表層の流動構造を明らかにする。

イ. 研究方法

アルゴスブイを追跡し、海洋観測、衛星データを用いて、親潮表層の流れの構造を把握し、流動と水温場との関連を求める。

ウ. 研究結果

(7) アルゴスブイの構成とデータ取得処理方法

特別研究「東北・道東海域における暖水漁場の短期変動予測技術に関する研究」(暖水漁場)で投入したアルゴスブイは、ブイ本体の下方4 mに1.5 m × 4.0 mの抵抗布が結合され、ブイが空中に出る部分の面積は抵抗布の面積の10%であった。本特研「親潮水域」で投入した系では、ブイ本体の体積が小さく、ブイの浮力が小さくなったので、抵抗布を直接ブイ本体に取りつけることができなくなり、図1-43に示すような構成になっている。抵抗布の断

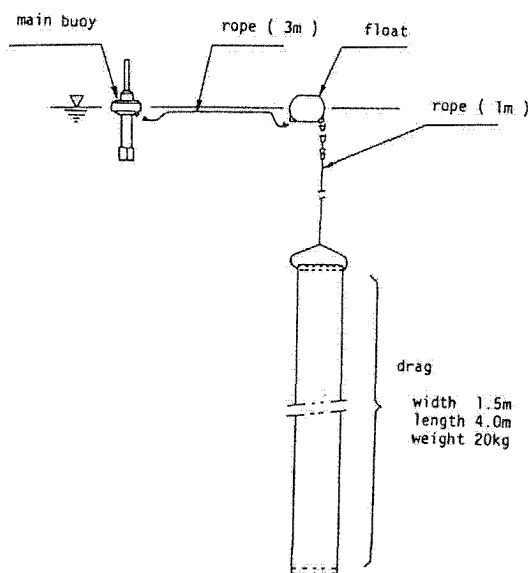


図1-43 アルゴスブイの概念図

面積は「暖水漁場」で投入したものと同じであるが、海面上にでる部分の面積ははるかに小さくなった。ここでは、海面上にでている部分が風によって流され、それが系全体を動かすのではなく、抵抗布に当たる流れに追従しているとして議論する。

ブイからは出力1 W、周波数 401.650 MHz の電波が発信され、信号は2機の気象衛星ノアを介して、フランスの地上局アルゴスセンターで受信される。

アルゴスセンターから利用者へのデータ提供の方法はいくつかあるが、我々は1カ月分のデータを収録したMTを利用する方式をとった。送付されたMTからフロッピーディスクにデータを書き換え、パソコンを用いて処理・解析した。データの取得回数は「暖水漁場」で利用した時より多く、1日に8回程度であった。取得されたデータを統計的に処理するために、一次内挿により、2時間毎の緯度・経度・水温を求めた。

(イ) ブイの軌跡と海洋構造

本プロジェクトで投入したブイの軌跡を図1-44に示す。

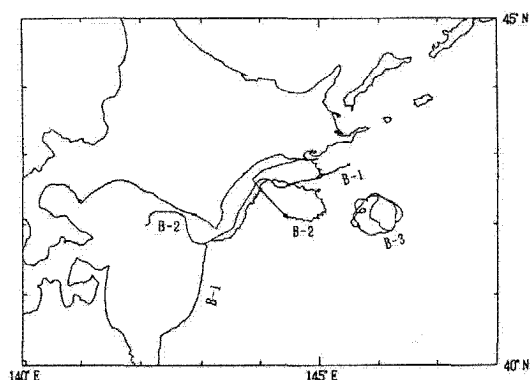


図1-44 特研「親潮水域」で投入したブイの軌跡

ブイ名	投入日	投入位置
B-1	1987/9/8	42°50'N, 145°30'E
B-2	1988/4/23	42°39', 144°50'
B-3	1988/9/15	41°58', 145°39'
消滅日	消滅位置	温度情報
1989/1/17	21°51'N, 170°10'E	△
1988/6/4	41°59', 142°04'	×
1988/9/25	42°20', 145°58'	○

B-1の温度センサーは-5~25℃が計測範囲で、それを越えた水温が計測できなかった。B-2は途中で一度拾われ、再投入された。

a. 中層の水に引かれる親潮表層水

「暖水漁場」では、1984年9月に、南西方向に流れることを期待して、釧路南東沖70海里の100 m深水温が最低になる親潮域でブイを投入した。ところが、そのブイは予測に反して、東方へ流れた²⁾。そこで、B-1は海面水温が最低になる位置を探し

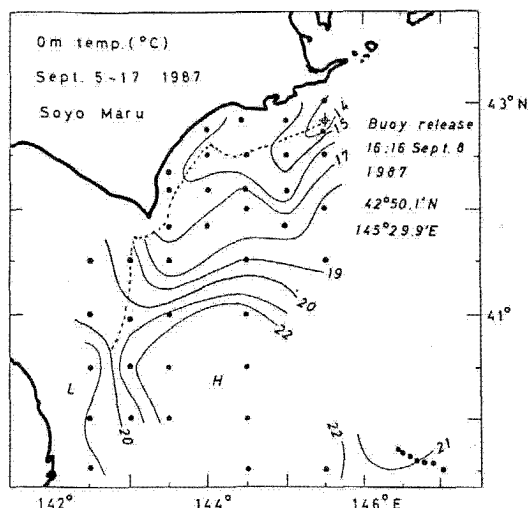


図1-45 B-1投入時の海面水温(実線)と
ブイ投入点とその軌跡(点線)
(ブイの軌跡は1987年9月8~19日)

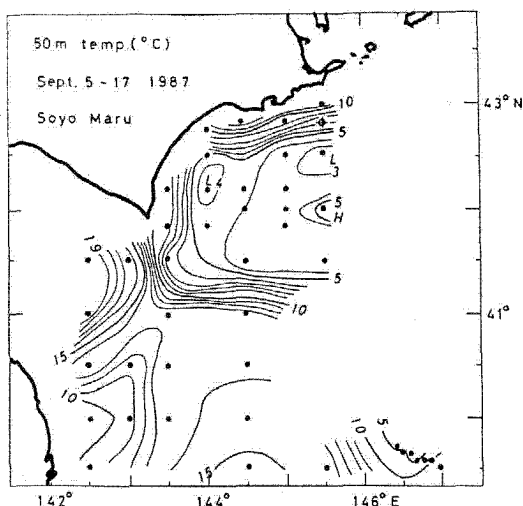


図1-46 B-1投入時の50m深水温

て投入された。図1-45に投入時の海面水温分布とブイの投入位置と投入後12日間のブイの軌跡を示した。また、図1-46には、同時期の50m深水温分布を示している。これによると、ブイは海面水温が周囲に比べて低いところを漂流している。海面水温が低いところは50m深水温の勾配が大きいところに位置している。B-1投入後の1987年9月20日のノ

ア衛星写真によると、水温が低い水が投入点付近を東北東から西南西にくさび状に張り出していることが認められた。青田¹⁾は気象庁凌風丸の親潮を横切る数本の海洋観測の観測線から1000dbを基準面とした地衡流を求め、親潮を横断する何れの線でも、海面よりも中層で流速が大きいことを示している。地衡流場が流れを代表しているとすれば、ブイの漂流結果と青田¹⁾の示した結果は親潮の最強流速帯は海面にあるのではなく中層にあり、海面の水は中層の水に引かれて流れていることを示唆している。このような流れの構造が親潮域で常に存在するか否かは今後観測事例を増やしていくことによって明らかにしていかなければならない。

b. 慣性周期運動の発生と減衰

B-2は一度拾われた後、再投入された。図1-47は再投入後の1988年5月2~30日の軌跡を示したものである。これによると、ブイは小振幅の擾乱

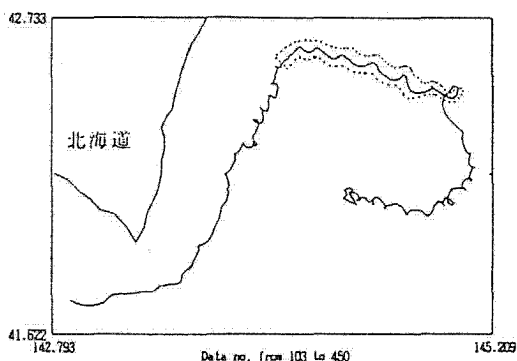


図1-47 B-2の1988年5月2~30日の軌跡

を伴いながら西方へ流れている。小振幅の擾乱は「暖水漁場」で投入したブイにも認められ、その周期は慣性周期であることが示されているので、B-2の擾乱も慣性周期であることが想定される。そこで、B-2の軌跡の緯度・経度の22時間移動平均をとり、22時間より長い変動と短い変動に分離した。ここでは、22時間より長い変動を平均流、短い変動を残差流と呼ぶことにする。図1-48に経度の残差流の時系列を示す。この変動の周期はスペクトル解析から18.3時間であり、当海域の慣性周期に一致する。図1-48のデータ番号240番(5月13日11時)から300番(5月18日11時)では、240番付近で発

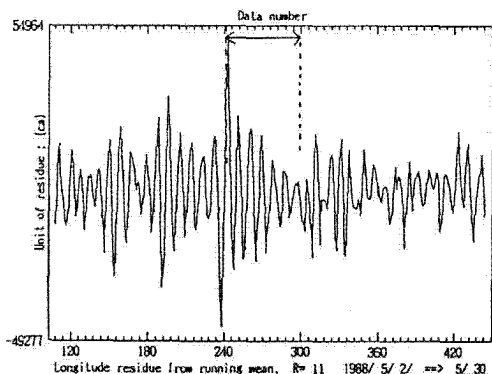


図 1-48 B-2 の経度の 22 時間移動平均からの偏差 (残差流) の時系列, 矢印の期間は釧路の風 (図 1-49) が強風から静穏になった期間

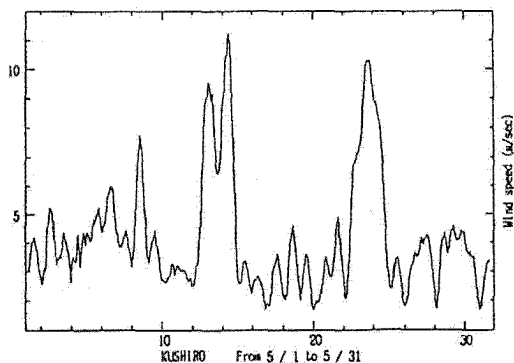


図 1-49 釧路の風速の 12 時間移動平均

生じた擾乱が次第に減衰していく様子がうかがわれる。この間の釧路の風速を図 1-49 に示す。図 1-49 によると、5 月 12-14 日に 10 m/sec 前後の風が吹き、その後急に静穏になっている。図 1-48 のデータ番号 240 番付近の擾乱はこの時の風によって引き起こされ、その後減衰したことを示している。図 1-48 のデータ番号 242 番 (5 月 13 日 15 時) から 300 番の残差流の流速 u' , v' を用いて、スピード $S = (u'^2 + v'^2)^{1/2}$ と運動エネルギー $E = S^2/2$ を求め、それぞれについて指数関数近似式を求めた (図 1-50)。これによると、運動エネルギーが e^{-1} に減衰するまでの時間 (半減期) は 36 時間 (1.5 日)、スピードの半減期は 71.8 時間 (3 日) である。

減衰した残差流のエネルギーは平均流側へ移る部分と、摩擦によって消滅する部分があるであろう。残差流の運動エネルギーと平均流の運動エネルギーを比べると (図 1-51)、慣性周期の運動が減衰し始めた時に平均流のエネルギーが増加し、その後両者とも減衰していることが分かる。このことは、平均流には親潮そのものの流れの外に、風によって励起される部分と残差流からエネルギーをもらう部分があることを示唆している。

c. 親潮と暖水塊の海水交換の周期性

B-3 を投入した 1988 年 9 月には、釧路沖の親潮域内に暖水塊が存在していた。B-3 はこの暖水塊の中に投入した。ブイは暖水塊の流れに追従し、平均速度 55 cm/sec で流れ、流れの東西・南北成分

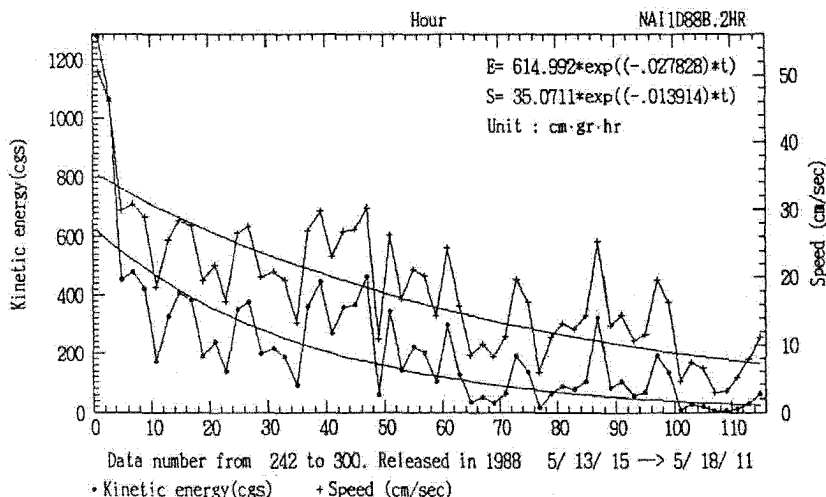


図 1-50 図 1-48 の矢印の期間の残差流のスピードと運動エネルギーの時系列と指数関数近似

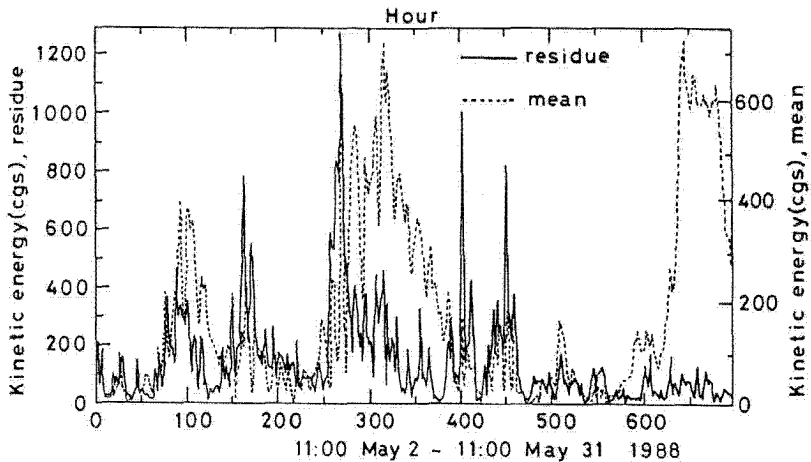


図1-51 B-2の1988年5月2～30日の平均流(点線)と残差流(実線)の運動エネルギーの時系列

には18.6時間の慣性周期が認められた。

慣性周期の運動は気象の擾乱によっておこる現象で、広い範囲にわたって、ある水塊が慣性周期で動いていると言える。プランクトンや卵・稚仔など遊泳能力を持たない浮遊物質が、ある水塊から別の水塊へ乗り移ることがあるが、同一の水塊が慣性周期で動いていて、その中に浮遊物質があるのであれば、浮遊物質は別の水塊へ乗り移ることはできない。

もし、暖水塊と親潮の間で海水の交換があるなら、ブイは温度の異なる水へある速さで移動し、もし、両者の間で交換がないなら、いくら速いスピードでブイが流れても、ブイで測定する水温は変化しないであろう。このことは熱の移流項の大きさを

$$Q = V \cdot (\partial T / \partial \ell) \quad (1)$$

で表した時、 Q が大きければブイは水温の異なる水

へ乗り移ることになる。ここに、 V はブイのスピード、 T は水温、 ℓ はある時間内のブイの漂流距離である。そこで、B-3について、(1)式を計算し時系列として示すと図1-52のようになる。図1-52には、標準偏差(破線)とその2倍(点線)の幅も示されている。1式の大きさがどの位の時に、微小な浮遊物質が異水塊へ乗り移るか明かではないが、図1-52によると2時間～数時間にわたって1式の値が標準偏差以上になる回数が11日間で10回程度数えられる。このことは、浮遊物質には1日に1回数時間にわたって、ある水塊から別の水塊へ乗り移るチャンスが与えられていることを示唆している。図1-52の変動の周期を求めると(図1-53)、31.3、21.7、14.7時間の周期が認められる。これらのうち、31.3時間(1.3日)の周期は顕著である。別

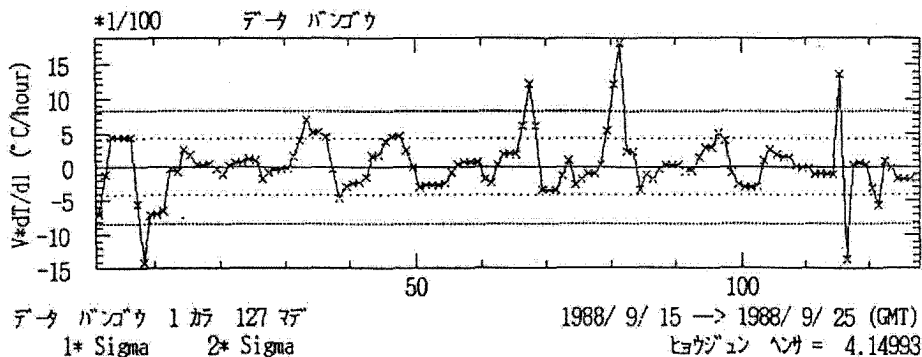


図1-52 B-3について、1式で求めた移流項の大きさの時系列

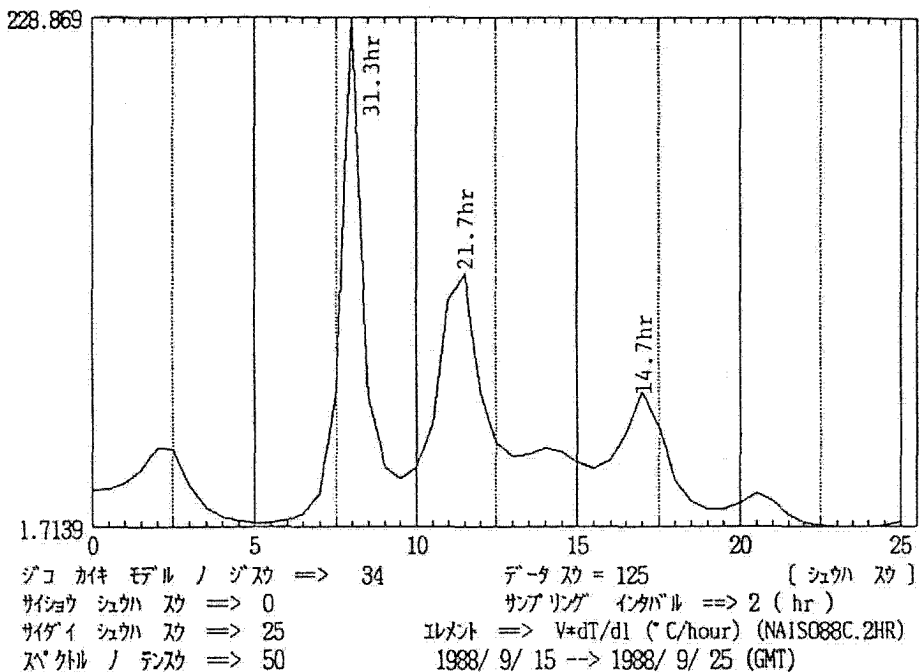


図 1-53 図 1-52のスペクトル

のプロジェクトで本州東方の混合域内に存在する暖水塊に1989年5月に投入したブイでは、32.4時間（1.4日）の周期が得られた。つまり、2例では、暖水塊と周辺海域の海水交換に1日よりやや長い周期性が認められたことになる。しかし、このような周期が何故あるのか、又、暖水塊と周辺海域との間で一般的であるのかは今後検討しなければならない。

エ. 今後の問題点

本特研で親潮域に投入したアルゴスブイはわずかに3機である。亜寒帯域でのブイの投入・追跡は亜熱帯域に比べて極端に少ない。このことは、統計的な処理を施すことの困難性を意味している。統計的な処理をするためには、もっと多数のブイを亜寒帯域に展開する必要がある。

オ. 参考文献

- 1) 青田昌秋：親潮の地衡流についての私信，（1988）
- 2) 東北・道東海域における暖水漁場の短期予測技術に関する研究，研究成果209，農林水産技術会議事務局1-122，（1988）

（中央水研 友定 彰）

2. 親潮の変動特性の解明

(1) 親潮の季節変動の解明

ア. 目的

北海道・東北沖合の親潮水域では冬季の悪天候等のため、親潮の季節変動、とりわけ中深層までの構造とその変動については明らかになっていない。北水研海洋環境部は厚岸から南南東に定線を設定して、1987年4月からほぼ隔月の観測を実施している。本研究は、この定線で行われたCTD観測、またはナンセン各層観測の結果を解析して、水系、流れ、及び水系輸送について時系列を作成し、その季節的変動パターンを抽出する。

イ. 研究方法

厚岸沖定線（図1-54）では1987年4月からほぼ隔月に観測が行われてきた。これらの観測結果を用いて次の方法で水系、流れ、水系輸送流量についての時系列を作成した。

(7) 道東沿岸流

厚岸沖定線の Δ st断面をみれば、距岸25海里までの沿岸域（Stn. A1～A3）では周年、 Δ st = 150 cl / tonの等値線が岸に向かって下がっていて、岸側には低密度水が厚く分布する。図1-55にその1

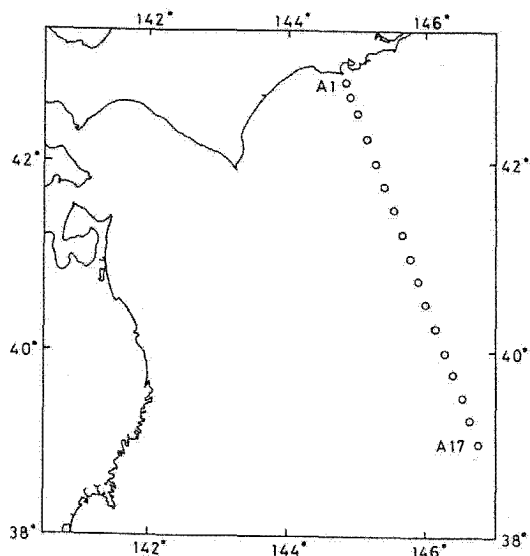


図 1-54 厚岸沖定線図

例を示す。この低密度水の T-S 関係、輸送流量、水系輸送量、についてそれぞれ時系列を作成した。

(i) 沖合親潮

親潮の水系、流量、水系輸送量について次の方法で時系列を作成した。

a. 水系分布：小課題 1-1-(1)の文献レビューの結果、 $\Delta st = 130 \text{ cl/ton}$ 以上の中冷層以浅では、等密度面上の海水特性を用いて親潮起源水の親潮水に対する影響が評価できないが、 $\Delta st = 130 \text{ cl/ton}$ 以下の中暖層以深では等密度面上の海水特性（水温、塩分、溶存酸素等）でその影響の度合を調べることができる。このため、中暖層以浅にあたる Δst が 120 cl/ton 及び 100 cl/ton の密度層を選んで、各等比容面上の塩分分布の時間変化を示し、親潮水に対する起源水の影響度合の季節的な変動を調べた。

b. 親潮第 1 分枝の流量：川崎ら³⁾ は、岸に沿った親潮の流れは距岸 40~60 カイリまでの沿岸域 (Stn. A1~A5) で 30m 深の直接測流結果を基準とした、表層から 700 m 深までの絶対地衡流を親潮第 1 分枝の流れとして積分し、その流量の時系列を作成した。

c. 定線上の全輸送量：定線の全測点 (Stn. A1~A17) で、700 db を基準とした傾圧輸送流量と、直接測流結果 (30m) を基準とした、表層から 700 db

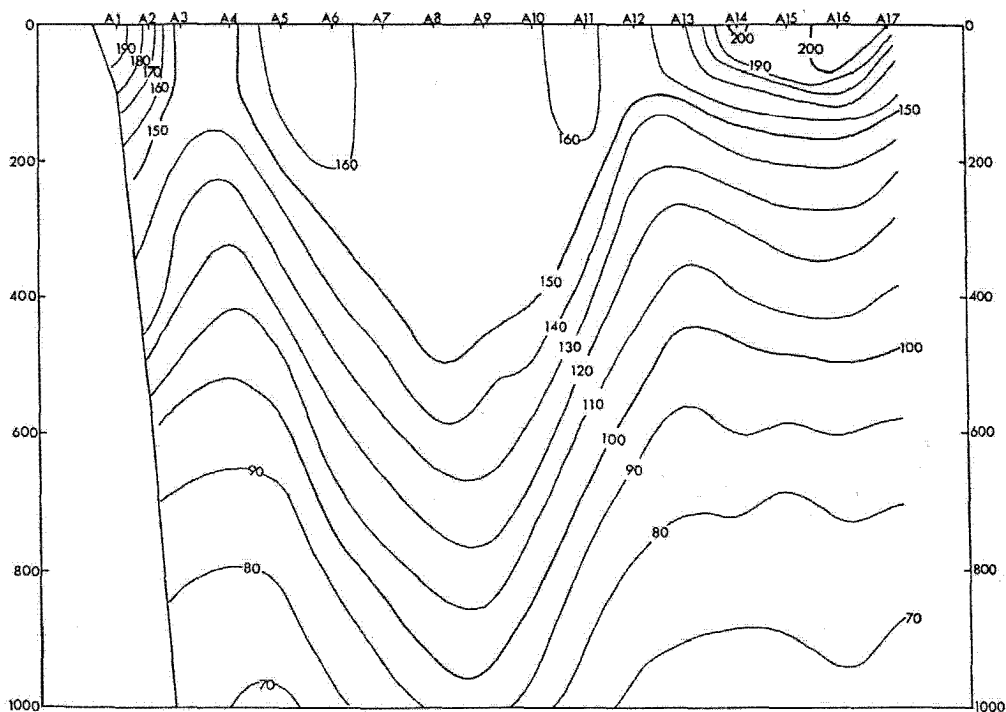


図 1-55 1988 年 1 月、厚岸沖定線における Δst 断面

までの絶対地衡流量（傾圧及び順圧成分を含む）を合計し、それら全輸送量の時系列を作成した。

d. 水系輸送量：小課題 111 では、親潮水系は T-S 図上で東カムチャッカ海流水塊（EKCW）とオホーツク水塊（OW）の中間の領域でばらつくことから、等比容面混合を仮定し、親潮水に対する東カムチャッカ海流水塊の体積混合比を、親潮水に対する起源水の影響度合を示す指標とし、OEI（OW-EKCW index）と呼んだ。この OEI が 20～80 が親潮水系であり、この中でもオホーツク水塊に近い 40 以下の水系の輸送量収支の時系列を作成した。輸送量は Stn. A1～A17 で、直接測流結果（30m）を基準とした、表層から 700 m 深の絶対地衡流を OEI の断面分布と対応させ、積分して求めた。

ウ. 結 果

(7) 道東沿岸流

図 1-56 に距岸 5 カイリの陸棚上の測点（Stn. A1, 水深 100 m）における。1987 年 4 月～1989 年 10 月までの T-S 図を示す。1 月から 5 月にかけて水温 4℃以下、塩分 33 以下、 $\Delta st = 150 \sim 230 \text{ cl/ton}$ の水系がみられ、9 月から 11 月にかけて水温 7℃以上、塩分 33 以上、 $\Delta st = 200 \sim 350 \text{ cl/ton}$ の水系がみられる。村上⁴⁾によればこの低温低塩分水系は融氷水を起源とする沿岸親潮水で、阿部・藤井¹⁾によれば高温高塩分水系は宗谷暖流変質水である。6 月と 7 月はこれら 2 つの水系の中間の T-S 値を持つ水系が分布し、5 月から 9 月にかけての沿岸親潮水から宗谷暖流変質水への変化は緩やかであるが、

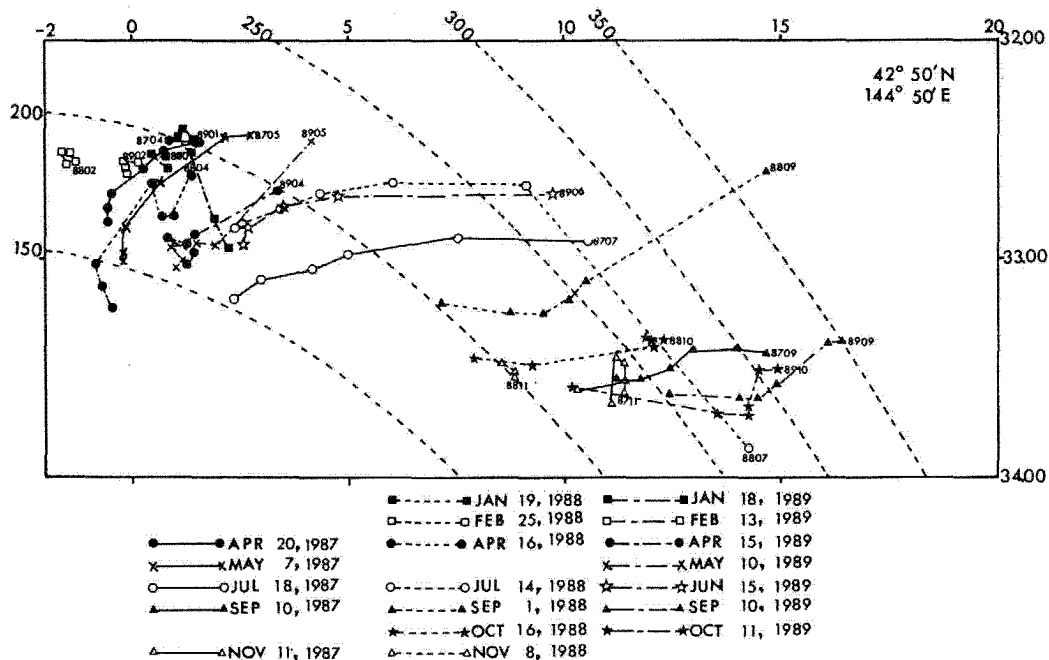


図 1-56 1987 年 4 月～1988 年 11 月までの Stn. A1 における T-S 特性の変化

11 月から 1 月にかけての水系の交替は急激である。

距岸 25 カイリまでの沿岸域（Stn. A1～A3, 水深 100～1500 m）の密度構造は Δst が 150 cl/ton 付近を中心とした密度躍層が岸に向かって深くになっており、密度躍層の上部に季節変動する低密度水系（沿岸親潮水、宗谷暖流変質水）がある。Stn. A1～A3 の Δst 150 cl/ton 以上の水系の輸送

流量を、直接測流結果を基準とした絶対地衡流量を用いて各観測で算出した。図 1-57 に示した 1987 年 4 月～1988 年 11 月までの輸送流量の時系列をみれば、輸送流量は常に南西向きで 0.1～1.0 Sv の範囲にあり、11 月に極大、4 月に極小となる。この南西向きの流れが村上⁴⁾、小笠原⁵⁾の指摘した道東沿岸流である。

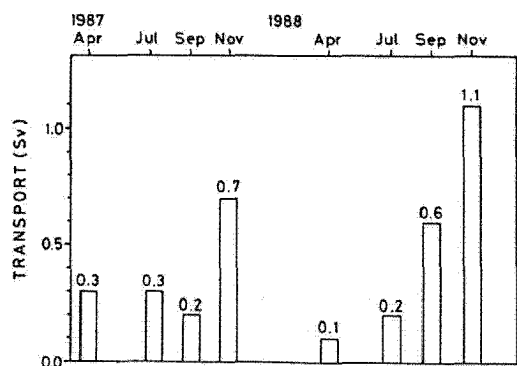


図1-57 Stn. A1~A3の Δst 150cl/ton 以上の水塊の輸送流量

(f) 沖合親潮

a. 水系分布

図1-58, 図1-59に Δst が120cl/ton及び100cl/tonの等比容面上の塩分分布の時系列図をそれぞれ示す。 Δst が120cl/tonの図をみれば、塩分33.5~33.6の範囲の最も低塩分な水系の領域はStn. A1~A5に広く分布する。特に、1987年9月、1988年4月、1988年9月、及び1988年11月には2つ以上の測点でこの低塩分な水系がみられた。一方、 Δst

= 100 cl/tonの時系列図をみれば、1987年9月に塩分33.85がStn. A4でみられるほか、塩分33.9~33.95の低塩分な水系の領域が1987年4月、11月、1988年4月、9月、及び1989年4月の主に沿岸域(Stn. A1~A5)でみられた。また、塩分34.0以上の海域は1月に広くなる傾向がある。

Δst が120cl/tonの塩分33.6、及び100cl/tonの塩分33.95はOEIではそれぞれ45及び60にあたり、これより低塩分の水系はオホーツク水塊に近い親潮水系である。一方、塩分33.9はOEIで105にあたり、これより高塩分の水系は亜熱帯起源の水系である。すなわち、定線上には4月、9月、11月にはオホーツク水塊の影響を強く受けた水系が広く分布し、1月には亜熱帯起源の水系が広く分布する傾向がうかがえる。

b. 親潮第1分枝の流量

図1-60に1987年4月から1988年11月までの、Stn. A1~A5の南西向き絶対地衡流量(0~700m)の時間変化を示す。この図をみれば、流量は0.6~9.2 Svまで変化し、1987年11月と1988年11月極大となった。川崎ら³⁾によれば、1987年3~10月には1986年秋季に黒潮より派生した暖水塊KWCR-86Bが道東沿岸に接岸しており、特に1988年9月に

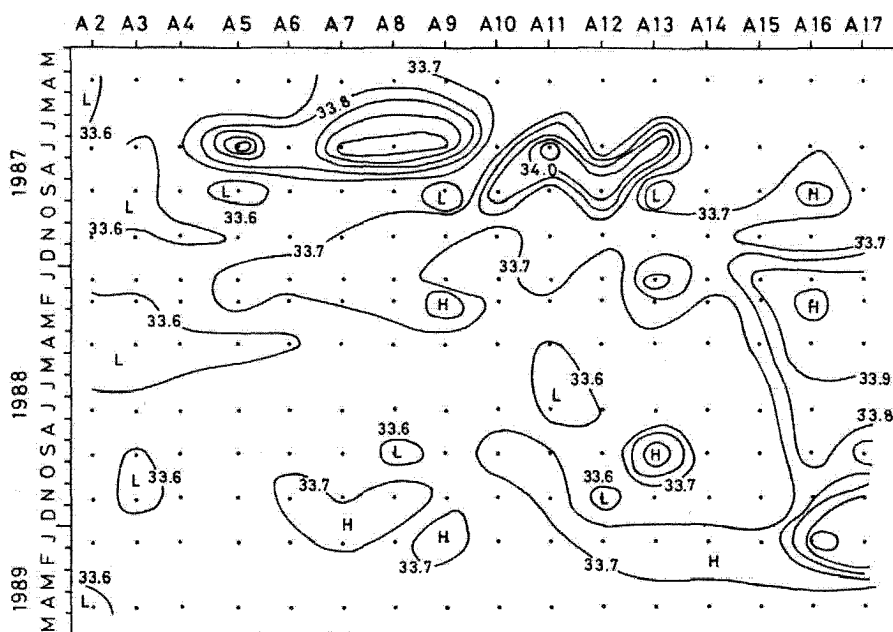


図1-58 厚岸沖定線における、 Δst 120cl/ton上の塩分分布の時間変動

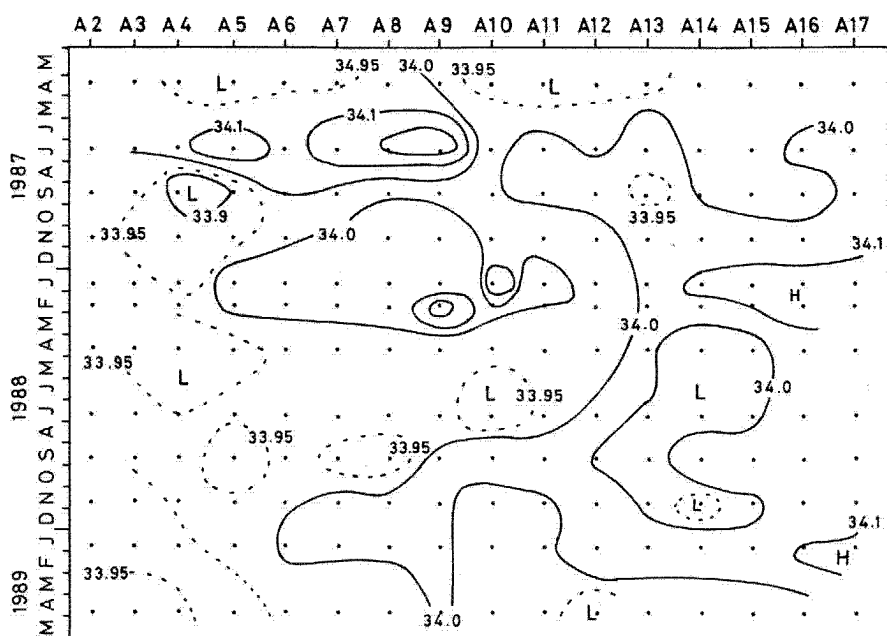


図 1-59 厚岸沖定線における、 $\Delta st = 90 \text{ cl/ton}$ 上の塩分分布の時間変動

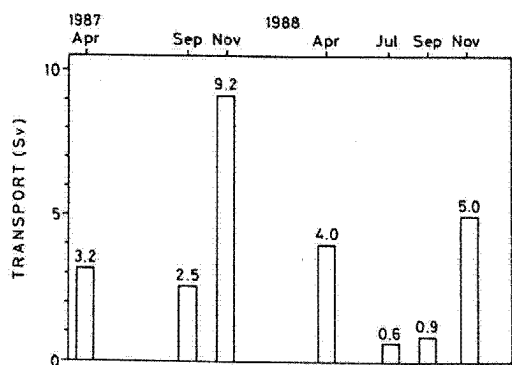


図 1-60 Stn. A1～A5の南西向き絶対地衡流量の時間変化

は ΔD の谷が南千島列島から暖水塊を迂回して襟裳岬に向かっていった。この暖水塊の接岸と離岸が1988年7月と9月の流量の減少及び1988年11月の流量の増加の原因であると判断できる。

c. 定線上の全輸送量

図 1-61にこの定線における総流量の時間変化を絶対地衡流量、傾圧成分、及び順圧成分について示した。この図をみれば、全ての観測で傾圧成分の絶

対地衡流量に占める割合は小さく、1987年9月と1988年4月を除いた全ての観測で順圧成分と傾圧成分は同一の方向にあった。絶対地衡流量の変動をみると、11月に極大となる変動パターンがうかがえる。

d. 親潮水系の輸送流量

図 1-62に1987年4月から1988年11月にかけてStn. A1～A17の観測データを用いた。OEIが40以下の水系の南西向き及び北東向き輸送量と輸送量の収支の時系列を示した。輸送量収支は1987年の4月と1987年の9月を除いて南西向きとなっており、1988年7月を極大とする変動を示し、季節的な変動の傾向はみられない。

エ. 考 察

(ア) 道東沿岸流

小課題 2-1-(2)の、1987年5月、7月、9月、11月の観測結果から、知床岬沖合では $\Delta st = 150 \text{ cl/ton}$ 以浅でT-S値が大きく変化し、9月に最も高温高塩分となり、11月から低温低塩分化が始まり、5月に最も低温低塩分となっていた。一方、道東沿岸域では、11月には高温高塩分な宗谷暖流変質水が

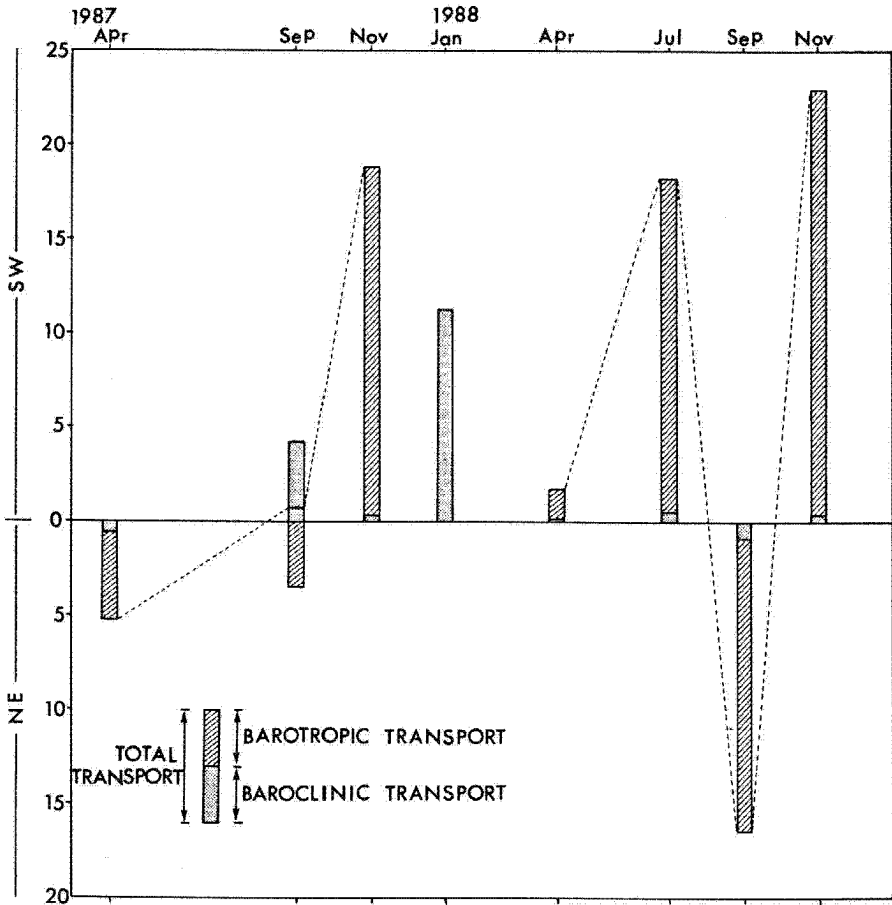


図1-61 厚岸沖定線における総流量の時間変化（絶対地衡流量，傾圧成分，及び順圧成分）

存在するが，1月には低温低塩分な沿岸親潮水に交替し，道東沿岸域の低温低塩分には1～2カ月の遅れがある。また，青田ら²⁾によれば，宗谷暖流の流量は12月下旬～2月上旬にかけて極小（ $-0.3 \sim -0.5 \text{ Sv}$ ），夏季に極大（ $0.7 \sim 1.1 \text{ Sv}$ ）となる季節変動がある。一方，道東沿岸域の低密度水の輸送流量は $0.3 \sim 1.5 \text{ Sv}$ の範囲で変化し，11月に極大，4月に極小となる季節変動が示唆される。流量変動の範囲は2つの海域ではほぼ一致し，道東沿岸域に3カ月前後の遅れがみられる。

宗谷暖流域における，水系と流量変動の季節的変動パターンは道東沿岸域におけるそれと類似しているうえに，両海域間の，水系および流量の季節変動の位相のずれはそれぞれ2カ月および3カ月と近い値である。さらに，小課題2-1-(2)では，1988

年2月における両海域の栄養塩分布は北海道沿岸南部オホーツク表層水が道東沿岸域へ流出したことを示している。これらのことは北海道オホーツク海沿岸域を南西流する水塊は周年にわたって道東沿岸域に流出することを示唆する。

(イ) 沖合親潮

1988年3月～10にかけて，道東沿岸に暖水塊が接岸し，暖水塊は7～9月に最も岸よりに位置した。この暖水塊の接岸に伴って，1988年7月と9月には親潮第1分枝の流量が減少し，オホーツク水塊の影響を強く受けた水系（ $\Delta st = 120 \text{ cl/ton}$ では塩分33.6以下， $\Delta st = 90 \text{ cl/ton}$ では塩分33.95以下の水系）が他の時期よりも沖合よりに分布していた。

このように親潮の流路は暖水塊の接岸に影響されるものの，水系分布については，春季（4月）と秋

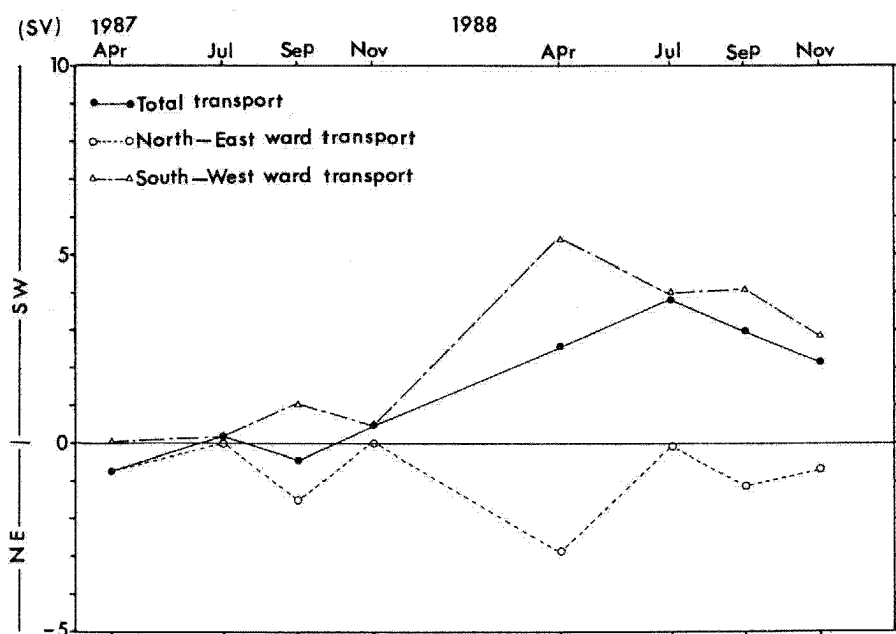


図1-62 厚岸沖定線における、オホーツク水塊の影響を強く受けた親潮水系（OEI < 40）の絶対地衡流による輸送流量収支

季（9月、11月）にはオホーツク水塊の影響を強く受けた水系が広がり、冬季（1月）には亜熱帯起源の水系が広がる季節変動、絶対地衡流の総流量は11月に南西向きで極大となる季節変動がそれぞれ示唆された。これらの変動はいずれも11月に極大となる点で一致する。

オ. 今後の問題点

(ア) ほぼ1年半の定線観測データを用いて、親潮の水系、流れの時系列が示唆する季節変動パターンを抽出した。さらに、データを蓄積してこれらのパターンが永続的なものか確かめる必要がある。

(イ) 小課題1-1-(4)では南部千島列島の沖合を南西流する親潮水系は沿岸域を南下する親潮水系に比較してオホーツク水塊の影響が小さいとしている。オホーツク水塊の影響の小さい親潮水系と、オホーツク水塊の影響の大きい暖水の影響がある親潮水系が同じT-S値であった場合、季節変動をより明確に抽出するためには、これらを区別する必要がある。水温塩分以外の海水要素を加えた水系解析が望まれる。

(ウ) 親潮の流量を見積る場合、岸よりの流量を過

小評価する可能性があり、CTD観測深度を深くするとともに、過小評価分を再評価する必要がある。

カ. 要約

(ア) 道東沿岸の陸棚域の密度構造は、 $\Delta\sigma_t$ が150 el/ton を中心とする躍層が岸に向かって深くなっている。躍層の上部にある低密度水塊は周年南西向きに輸送され（道東沿岸流）、輸送量は11月に極大、4月に極小となる季節変動、その水温塩分値は1月から5月に低温低塩分（沿岸親潮水）に、9月から11月に高温高塩分になる季節変動のパターンが示唆された。このパターンはオホーツク海北海道沿岸の宗谷暖流域での流量と水塊交替のそれと類似しており、道東沿岸域で2～3カ月の位相の遅れがあった。

(イ) 暖水塊の道東沿岸への接岸と離岸に伴って、岸に沿って流れる親潮第1分枝の流れとオホーツク水塊の影響を強く受けた水系の分布が変わった。これは暖水塊の接岸によって、親潮の流路が変わったためである。

(ウ) 暖水塊の離接岸に関わらず、断面上の総流量は秋季（11月）に極大となる季節変動パターン、水系の分布については春季（4月）と秋季（9、11月）

にオホーツク水塊の影響を強く受けた水系が広がり、冬季（1月）には亜熱帯起源の水系が広がる季節変動パターンがそれぞれ示唆された。オホーツク水塊の影響を強く受けた水系の輸送量は、ほぼ周年南西向きが卓越し、季節変動はみられなかった。

キ. 引用文献

- 1) 阿部深雪・藤井 浄：海洋構造並びに海況変動の解明－北海道周辺海域の季節的海況変動－（昭和55年），さけ別枠沖合生態昭和55年度レポート，遠洋水産研究所，129－138（1985）
- 2) 青田昌秋・松山優治・永田 豊・山田俊郎：宗谷暖流輸送流量の長期変動，月刊海洋科学，22(4)，211－215（1990）
- 3) 川崎康寛・河野時廣・杉本隆成：親潮の流速変動，月刊海洋，22，199－210（1990）
- 4) 村上 敬：沿岸親潮の道南海域への流入，月刊海洋，16，697－701（1984）
- 5) 小笠原惇六：親潮と道東沿岸流，月刊海洋，19，21－25（1987）

（北水研 河野時廣）

(2) 親潮前線域の変動特性の解明

ア. 研究目的

ここでは親潮前線域という名称を親潮前線近傍の限定された狭い海域に対してではなく，黒潮前線から親潮前線にいたる海域，いわゆる混合水域に北海道近海の親潮第1，第2分枝域を加えた広い海域に対して使う。この海域はマイワシ・マサバ・サンマ・カツオ等の索餌海域であり，夏季から秋季にかけてこれら浮魚類の好漁場が形成され，この海域の海洋変動は様々な仕方で漁業に大きな影響を及ぼしている。例えば，津軽暖流や暖水塊・黒潮系暖水の短期的（＜1カ月）な変動は漁場形成と密接に関係している⁷⁾。また，暖水塊の形成にともなう海況変動や，親潮水域の南への張り出しの経年変動は浮魚の回遊経路や，索餌海域である親潮水域の餌料生産力に影響し，資源の長期的な変動に関係することが推測されている。

イ. 研究方法

ここでは海洋変動と浮魚資源変動との係わりという視点から，数カ月以上の中長期変動をとりあげ，その重要な特徴を記述する。まず，東北近海の100 m深水温に基づき，混合水域の経年変動の特徴を述

べる。次に，黒潮統流域から千島沖海域に至る海域の海面水温から，この海域の表層構造の季節変動の特徴を調べる。最後に，親潮前線域の最も特徴的な数カ月変動である暖水塊の形成・変形・移動過程の特徴を，最近の事例に基づいて述べる。

ウ. 結果と考察

㊦) 100 m 深水温の経年変動

親潮前線域は，親潮第1分枝の顕著な南への張り出しで特徴付けられる経年変動をすることが知られている。この変動はシベリヤからアリューシャン列島にかけての広域的な気象変動と密接に関連していることが指摘^{2,8)}されており，本プロジェクトで

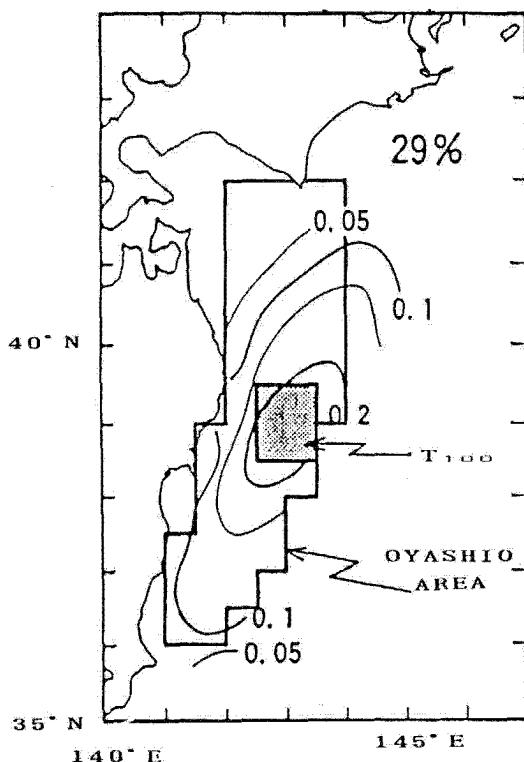


図1-63 解析を行なった海域，金華山沖の点を打った海域において100 m深水温の時系列（図1-64a）を作成し，太い実線で囲った海域で親潮水占有面積（図1-64b）を計算した。図中の等値線は東北近海における水温変動のEOFの第1モード（寄与率29%）の振幅⁶⁾である。

もこの変動の特徴と原因が更に詳細に調べられている(課題1-2-(4))。ここでは東北近海の100 m深水温を基に、混合水域の経年変動の特徴を述べる。

混合水域の変動の大きな特徴は、親潮の変動だけでなく、黒潮統流のメアンダーや暖水塊等黒潮統流の変動に強く支配されていることである。川合⁴⁾はこの海域の海洋構造を特徴づける構造として、黒潮統流の北限位置と親潮水の分布の近海における南限位置に着目し、それらの長期的な変動の特徴を整理している。また、Yamagataら⁹⁾は黒潮統流を横切る水温断面を基に、黒潮統流の変動とENSO現象(El Niño and Southern Oscillation)との関係を調べている。しかし、この海域の現象が極めて複雑であるに加えて、特に沖合域の海洋観測データが少ないため、変動の機構を充分明らかにするには至っていない。

我々が用いたデータは、1965年から1988年の期間の東北水研発行の月ごとの100 m深水温分布図(東北海区漁場海況概報)である。100 m深水温を用いた理由は、海面水温の次にデータが多く、かつその変動が、海面水温に比べて、大気の直接的な影響よりもむしろ黒潮や親潮の変動に伴うこの海域の海洋構造変化によると考えられるからである。金華山沖の $38^{\circ}30'N \sim 39^{\circ}30'N$, $142^{\circ}30'E \sim 143^{\circ}30'E$ をモデル海域(図1-63)とし、この海域の月ごとの平均水温を求め、時系列(図1-64a)を作成した。

この海域を選んだ理由は、そこが東北近海の全体的な水温変動を最もよく代表する⁶⁾ことが知られているからである。また、水温分布図から図1-63の実線で囲んだ東北近海での親潮水の占有面積の時系列(図1-64b)を求めた。ここで親潮水は川合³⁾が提唱した親潮前線の100 m深での指標水温で定義した。なお、図1-64aの上部に示した横棒はENSO現象の発生期間である。

図1-64から次の特徴が分かる。

a. 100 m深水温と親潮域面積には3年から4年の変動が顕著であり、両者は近似的に逆相関である。ENSO現象は100 m深水温のピークと対応している。

b. 100 m深水温も親潮面積も長期的なトレンドを含んでいる。即ち、100 m深水温は1965年から1988年にかけて、平均してみれば、一方的に低下しており、親潮域面積はそれと対応して増加している。

漁場海況概報の100 m深水温図によれば、3~4年周期の水温変動のピークは顕著な暖水塊の形成('66, '69, '72, '75, '79, '82, '85)と関係しており、一方水温変動の谷、又は親潮域面積のピークは親潮第1分枝の著しい南下('74, '81, '84, '86)と関係している。ENSO現象と親潮前線域の海洋変動との相関についてはこれまでもいくつかの報告がなされている。例えば、Yamagata

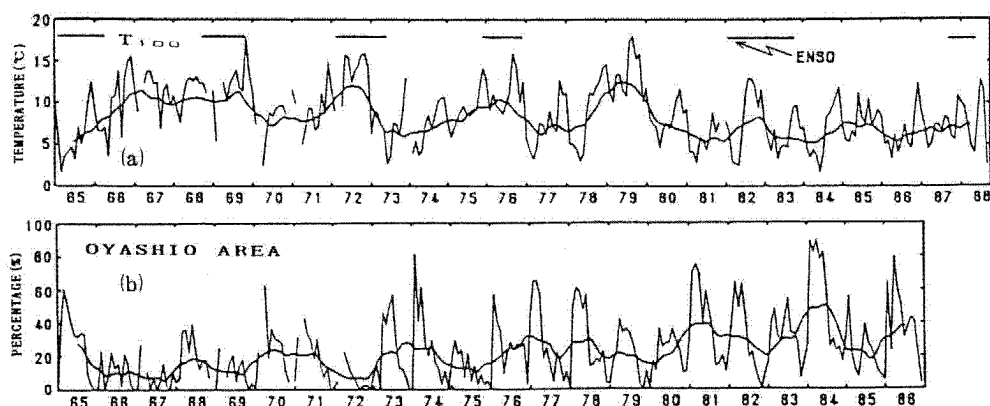


図1-64 図1-63に示した海域における1965年から1988年の期間の100 m深水温の時系列(a)及び親潮水占有率(b)。東北水研が毎月発行している漁場海況概報から求めた。

ら⁹⁾はENSO現象の発生に1.5年遅れて黒潮統流の水温勾配のピークが現れることを指摘しており、Hanawaら¹⁾はENSO現象の発生とこの海域の海面水温変動との間に密接な関係があることを指摘している。また、川合⁴⁾は親潮第1分枝の南限緯度、近海の黒潮統流の北限緯度といった海況指標との変動とENSO現象との関係を指摘している。今回の結果は、暖水塊の形成で代表される黒潮統流の変動あるいは親潮第1分枝の著しい南下といった、東北海域の特徴的な中規模の海況変動と赤道海域に起るENSO現象が関係していることを如実に示している。

100 m深水温及び親潮域面積の長期トレンドは北太平洋中高緯度域全域の平均的な海面水温にも現れており⁵⁾、太平洋規模の変動であることが推測される。近年温室効果ガスの増加による気温の上昇が問題になっているが、丁度ここで取扱った期間に、グローバルな平均気温の上昇が起こっており、それは地球温暖化と関係していると考えられている。今回の結果ならびに気象庁の結果は、北太平洋ではこの期間に逆に亜寒帯循環の強化及びそれに伴う水温の低下が起こっていることを示しており、興味深い。

(f) 表層前線の季節的变化

今対象としている東北から北海道沖の海域では、周年にわたって2つの顕著な前線、すなわち黒潮前線と親潮前線が形成されている。また、親潮第1・第2分枝や暖水塊等に伴って、極めて複雑に分布する時間的変動性の大きな前線が形成されている。そして、このような海洋構造がこの海域の高い漁業生産と密接に関係していると考えられている。

現在のところ前線が具体的にどのような物理・生物環境を周辺海域に形成し、それが浮魚の再生産にどのように関与しているのかは、厳密な形では明らかにされていない。しかし、前線付近では一般に湧昇を伴う鉛直循環流と前線に向かって収束する流れが形成されていること、前線付近の流速の大きな鉛直・水平シアは湧昇を伴う中小規模擾乱を発生させること、そしてそのような海洋構造は、低次生物生産に好都合である事を考えると、水域における前線の有無、存在する前線の顕著さ等はある意味で水域の生物生産性を指標すると考えられる。このような考えに基づいて、この海域の生物生産に係わる重要な物理環境特性として表層の前線構造に着目し、その季

節的変動の巨視的な特徴を調べた。

ここで用いた資料は漁業情報サービスセンターが作成した1981年4月～1989年3月の半月又は1旬毎の、35°N～48°N、141°E～155°Eの海域における30'×30'のグリッドポイントの海面水面データである。水温値は同センターが発行している海面水温図(漁海況速報)から読取ったものである。このデータから各グリッドポイントにおいて、前線の強さを指標する量、

$$I_g = \{ (\partial T_s / \partial x)^2 + (\partial T_s / \partial y)^2 \}^{1/2}$$

を計算した。ここで、 $\partial T_s / \partial x$ 及び $\partial T_s / \partial y$ は、それぞれ東西方向及び南北方向の水温勾配である。 I_g から更に近海、141°E～148°Eの海域について、与えられたある海面水温値 $T_1(^{\circ}\text{C})$ に対する平均的な水温勾配の強さ $I_m(T_1)$ を、対象とする海域のグリッドポイントのうち海面水温 $T_s(^{\circ}\text{C})$ が $T_1 - 0.5 < T_s \leq T_1 + 0.5$ をみたすポイントの I_g の平均値として求めた。海面水温は季節ごとに親潮水域あるいは黒潮水域といった水域でほぼ決まった値を持つことから、 I_m から水域の前線構造の季節的推移を知ることが可能である。

1988年4月～1989年3月の月毎の I_m を図1～65に示す。これから、今対象としている海域の海洋表層における前線構造の季節的消長に以下の特徴があることが分かる。

冬季(1～3月)：15～16℃及び7～8℃の2つの水温帯に顕著なピークがあり、冬季の表層構造は顕著な2つの前線で特徴づけられていることが分かる。東北海区漁場海況概報(東北水研発行)、海洋速報(水路部発行)あるいは海況旬報(気象庁発行)等の100 m深水温図によれば、前者は黒潮前線に対応し、後者は親潮前線に対応している。図中100 m深水温図を参照して決めた黒潮前線及び親潮前線の位置を矢印で示している。

春季(4～6月)：冬季にあった2つの顕著な前線のうち、黒潮前線に対応するピークが急速に低くなる。つまり、黒潮前線周辺では海面水温の水平勾配が小さくなり、水温では黒潮水域と混合水域との境が曖昧になる。一方、親潮前線に対応するピークは顕著なままに維持されるか、あるいは冬季よりも更に強化される。

夏季(7～9月)：黒潮前線に対応するピークは更に低くなり、同時に親潮前線に対応するピークも

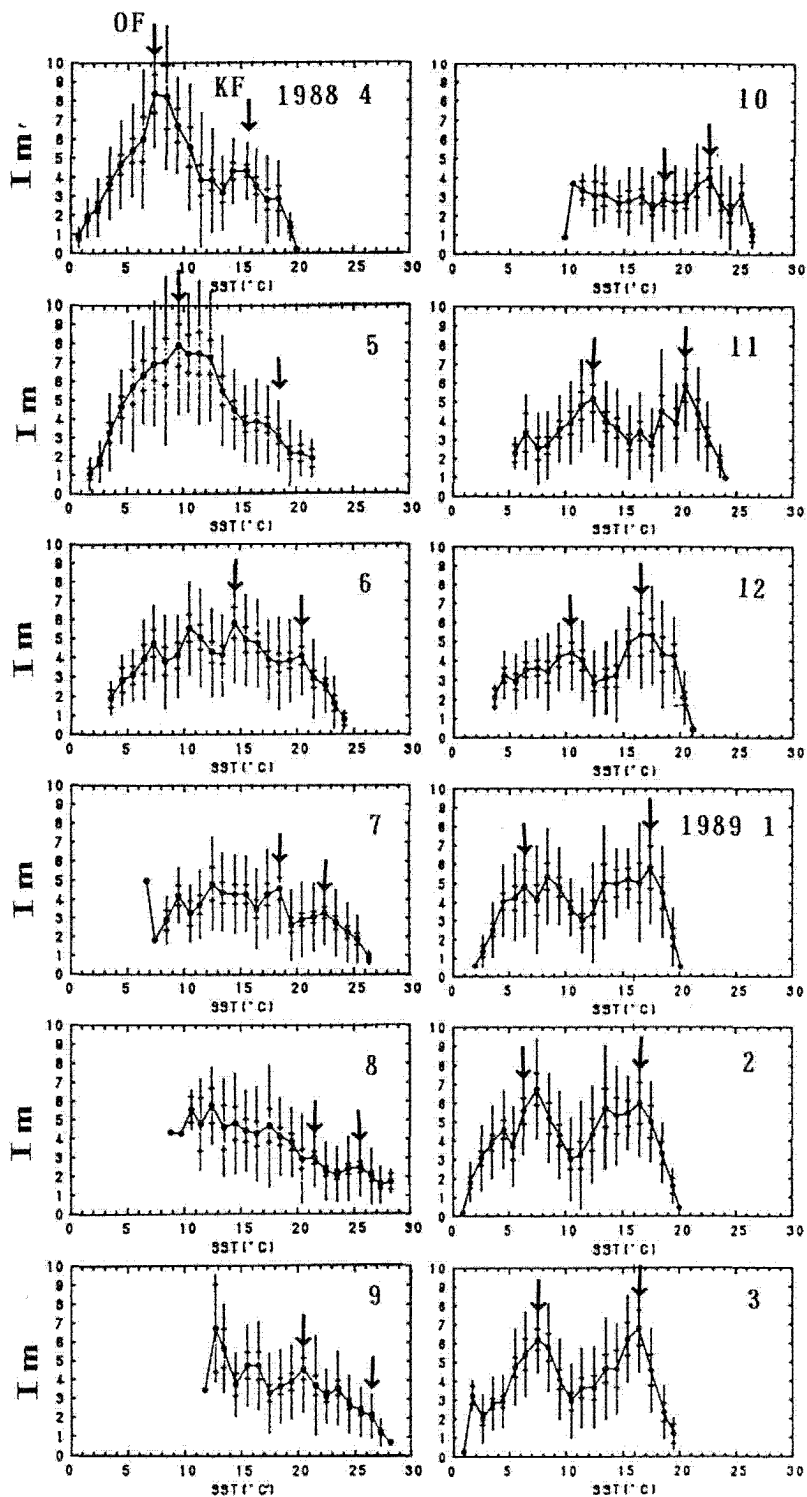


図1-65 1988年4月～1989年3月の前線指標 I_m ，縦棒は標準偏差，縦棒の途中の短い横棒は90%信頼限界を示す。

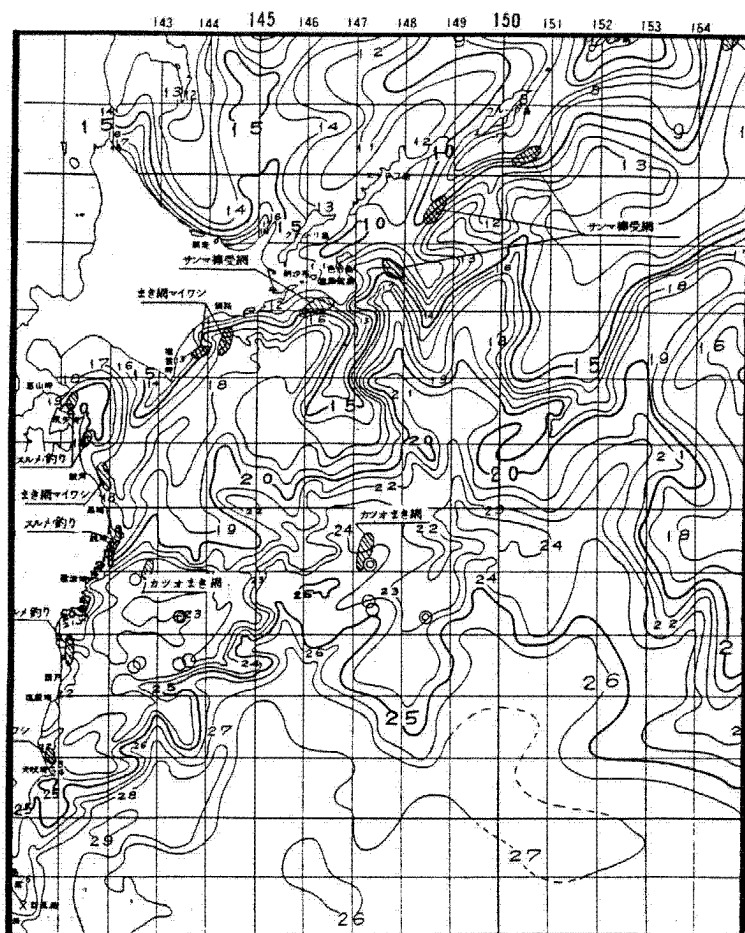


図1-66 1988年8月11日～8月15日の海面水温図（漁海況速報；漁業情報サービスセンター発行）

急激に低くなる。その結果、親潮前線周辺海域以南の表層では、顕著な前線が存在しない単調な海域となる。そして顕著な前線構造が維持されるのは、親潮前線以北の道東から千島列島にかけての海域のみとなる。図1-66にこの状況を示す例として、1988年8月11日～8月15日の漁海況速報を載せた。

秋季（10～12月）：親潮前線及び黒潮前線に対応するピークが、時間の経過とともにふたたび顕著になってゆく。

図1-67に、1981年4月～1989年3月における月ごとの1m及び100m深水温を参照して決めた黒潮前線（KF）及び親潮前線（OF）の指標海面水温を示した。黒潮前線の指標水温は3月に最低値をとったのち上昇し始め、8月に最高値になる。一

方、親潮前線の指標水温は1月に最低値をとり、2・3月とやや上昇するが4月にいったん低下したのち急激に上昇し始める。親潮前線での4月から8月の昇温は黒潮前線に比べてはるかに急で、その結果、季節変化の幅は親潮前線が14℃であるのに黒潮前線では9℃である。このような水温上昇の起こる時期、上昇率の違いから、両前線の水温差（KF-O F）は5月に極大をとった後急激に減少し、7・8月に最小となる。

図1-65及び図1-67に現れている表層構造の季節的推移の特徴は、この海域における季節躍層の消長が水域によって異なる事と関係している。例えば、夏季における季節躍層の発達程度は明らかに黒潮水域よりも親潮前線付近で顕著である。また、親潮

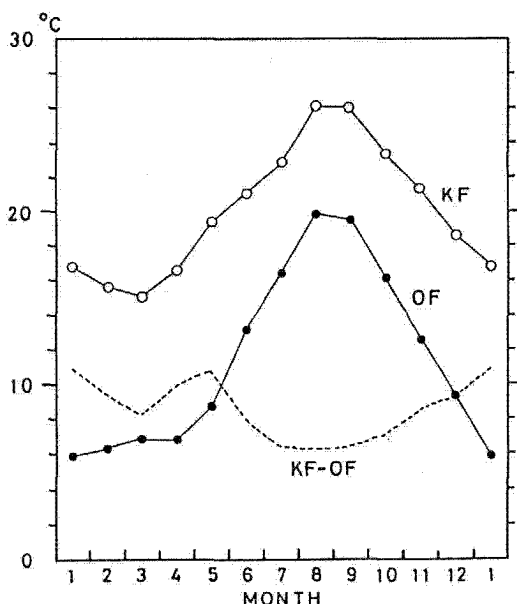


図1-67 黒潮前線 (KF) と親潮前線 (OF) を指標する海面水温及び両者の差 (KF-OF)。1981年4月から1989年3月の期間の平均値。

水域でも千島沖では季節躍層の発達は親潮前線付近ほど顕著ではない。浮魚の索餌回遊の特徴とこのような親潮前線域の表層構造の季節的推移との関連は、少なくとも表面的には、極めて明瞭である。表層における前線の顕著さの程度が水域の生物生産性と関係しているという側面から見れば、浮魚は生産性の高い海域、つまり前線構造が顕著な海域を追うように北上しているように見える。また、一方前線が水温障壁として浮魚の回遊に制限を加えているという側面から見れば、浮魚は丁度、黒潮前線及び親潮前線の表層構造が不明瞭になると対応して混合水域そして道東・千島海域へと北上しているように見える。

季節躍層の消長の仕方は、気象の年々変動に伴って経年変動する。そしてこのような表層構造の経年変動が浮魚の索餌海域への回遊の時期・回遊経路等に影響し、資源の長期的な変動と何等かの関係を持つことは当然予想されることである。海面水温データは現在まだ解析中であり、ここではプレリミナリーな結果しか報告できなかった。今後このよう

な観点から解析を進めたい。

(ウ) 暖水塊による数カ月変動

親潮前線域において2～3カ月程度の時間スケールの海洋変動の要因となり、かつ生物生産過程や漁業に大きな影響を及ぼす代表的な現象は、暖水塊である。1986年秋季に形成された暖水塊(86B)は2年以上にわたって東北・北海道近海に持続して存在し、沿岸・近海域に大きな影響を与え続けた。この暖水塊の動向を正確に把握しておくことは、本プロジェクトの他課題にとっても重要である。人工衛星熱赤外線画像と調査船海洋観測により86Bの変化の詳細な過程を解析することが出来たのでその基本的な特徴を記述する。なお、本結果の詳細はYasudaら¹⁰⁾を参照されたい。

暖水塊86Bは1986年9月上旬から中旬にかけて、黒潮主流の蛇行の峰から切離し、金華山東方の38°N, 145°E付近に形成された。この暖水塊はその後、黒潮主流と相互作用を繰り返した結果、11月上旬には始めに形成された直径約200kmの暖水塊よりも大きな暖水塊(直径約270km, 図1-68)となった。

形成後、86Bは翌年1987年3月中旬まで金華山付近にとどまり(図1-69)越冬した。この間に暖水塊の直径は270kmから200kmと減少し、また、冬季の大気からの冷却により中心付近の水温が16.2℃(1986年10月)から10.2℃(1987年4月)に低下し、塩分も周囲の低塩水との混合により34.7～34.8台から34.3台に減少した(図1-68)。

1987年3月下旬から86Bは徐々に北上し、7月上旬には39°50'Nに達した(図1-69)。この期間における北上移動過程は特徴的であり、暖水ストリーマの流入と明確な関係がみられた。中心水温・塩分は、この期間にはほとんど変化がなかったが、表面水温でみる暖水塊の直径は暖水ストリーマが流入したことにより短期的に変動していた。その後11月までは暖水塊の中心付近の水温・塩分はほとんど変化がなかった。

8月下旬から9月上旬にかけて暖水塊86Bの直径は約200km(7月)から約300kmへ(9月上旬)急に増加(図1-68)し、同時に暖水塊の中心は東方へ移動した(図1-69, 70)。これは沖から西へ移動して来た別の暖水塊と86Bが衝突、相互作用した結果であり、特に直径が急に大きくなったのは、

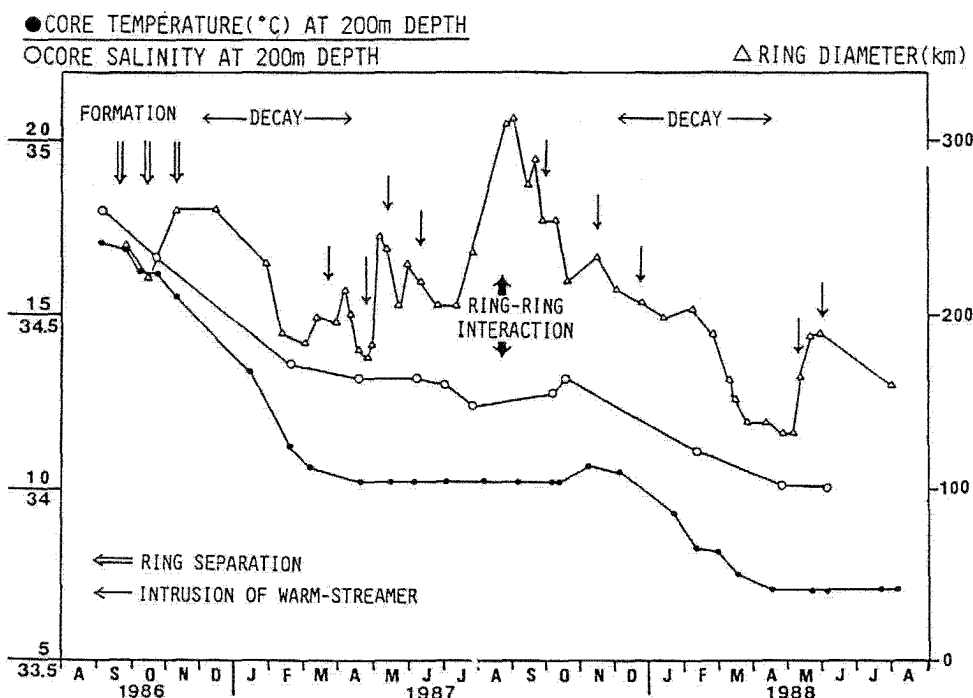


図1-68 暖水塊86Bの1986年9月～1988年7月の200m深における中心付近の水温・塩分、海面での前線から見積もった直径の経時変化。矢印は暖水ストリーマの流入時期を表す。

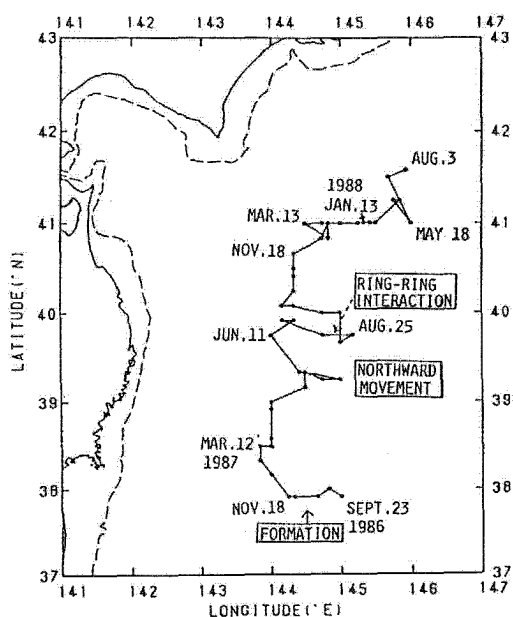


図1-69 1986年9月～1988年7月の間の86Bの中心位置の軌跡

沖から移動して来た暖水塊の水が大量に86Bに流入し、そのへりを取囲んだためであった。

別の暖水塊との相互作用の後、86Bは徐々にその直径を減じながら(図1-68)一旦は西へ移動し、岸に接近した後、再び北東へ移動し(図1-69, 70)、1988年1月には北海道南岸の41°N, 145°20'E付近に達した(図1-69, 70)。この間の北上移動についても、暖水ストリーマの流入と関係があることが図1-70から示唆される。

86Bは北海道南岸において2度目の冬を越した。このとき暖水塊内部の水は冷却され、水温は10.2℃(1987年10月)から8.0℃(1988年2月)、7.1℃(1988年4月)と減少した。塩分も一回目の越冬時と同様に減少し、34.2台から(1997年10月)から34.1台(1988年2月)、33.9～34.0台(1988年4月)となり、周囲の低塩分水と混合したことが示唆された(図1-68)。暖水塊の直径は越冬前の200kmから急激に減少し、1988年4月には130kmとなった。1988年6月の断面観測から2

●LATITUDE(°N)
○LONGITUDE(°E)

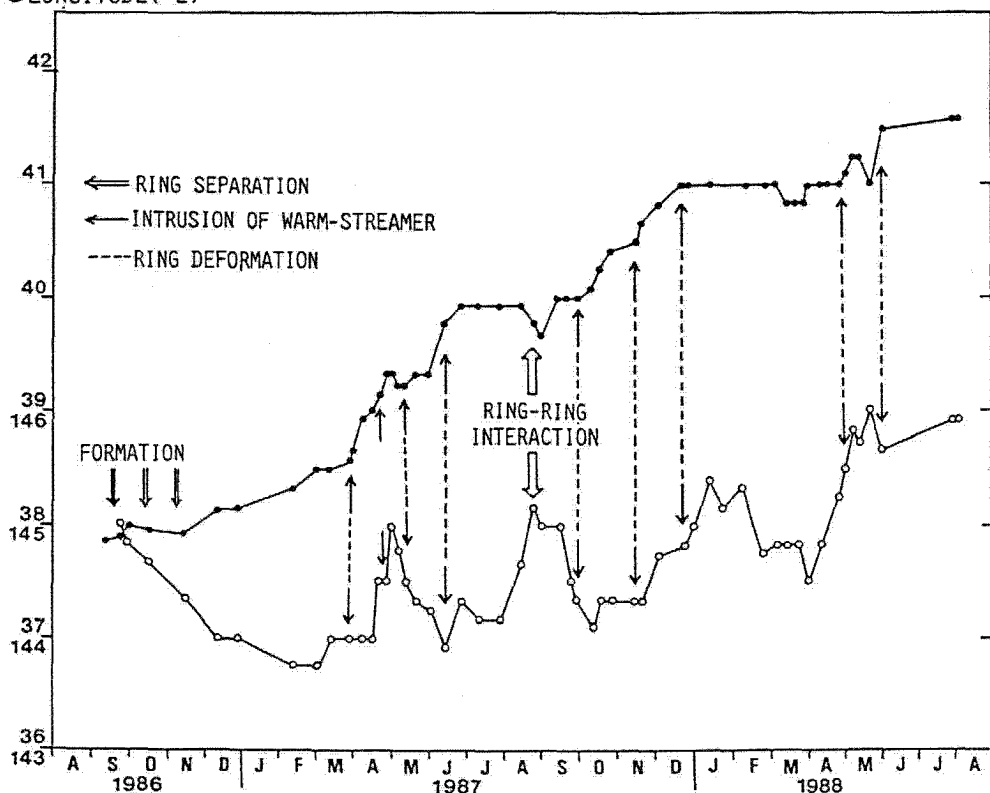


図1-70 1986年9月～1988年7月における暖水塊86Bの中心緯度・経度の経時変化，矢印は暖水ストリーマの流入時期，破線は南北に長い楕円形への変形時期を示す。

度目の越冬後，均一層の深度が越冬前に比べて100 m以上深くなっていたことが明らかとなっている。

越冬後，1988年4月から5月には再び暖水ストリーマの流入が認められ，北東に移動した（図1-69，70）。

86Bはここで行なった調査期間の後も，少なくとも1990年秋までは持続し，北海道～南千島沖の海域に大きな影響を及ぼしたことが知られている。

エ. 今後の問題点

(ア) 親潮貫入の短・中期的（<数カ月）な変動は，暖水塊・黒潮系北上暖水に強く影響されている。この過程の把握のためには整った調査とともに，素過程の力学を数値シミュレーションなどにより明らかにしていくことが必要である。

(イ) これまでの研究そして本研究でも長期変動を第1貫入の南限緯度，黒潮流軸の北限緯度などの指

標値で調べた。変動の生物生産過程への意義をつかむためには，長期的・連続的な流速測定，定期的な深層にいたる海洋観測などを組織して，定量的・構造的な長期的変動を調べていくことが必要である。

オ. 要約

(ア) 東北・道東海域の長期変動（季節～年々変動）特性の把握：

a. 東北近海の上層（100 m深）水温には3～4年周期の変動が卓越しており，変動のピークはENSO現象の発生時期と対応している。また，十年以上周期の大きな振幅の変動が確認された。

b. 前線を代表する月ごとの水温値を求め，水域ごとの黒潮から千島列島にいたる海域の表層構造の季節的推移の特徴を前線に着目して整理した。

(イ) プロジェクト期間における海況変動の把握：1987～1989年の海況変動の特徴をこの期間に

わたって持続した大型暖水塊の変化過程に着目して整理した。暖水塊の移動・変質過程、黒潮との相互作用等に関して新しい事実が明らかになった。この暖水塊の形成と関連して、東北海域は低温期から高温期へ移行した。

カ. 引用文献

- 1) Hanawa, K., Y. Yoshikawa and T. Watanabe : Composite analyses of wintertime wind stress vector fields with respect to SST anomalies in the western North Pacific and the ENSO events, Part II. ENSO composite. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 833 - 845 (1989)
- 2) Iida, H. and K. Katagiri: Abnormal spreading of cold water along the east coast of Honshu Island in February, *The Oceanogr. Mag.*, 26, 41-47 (1974)
- 3) 川合英夫: 黒潮と親潮の海況学, 増沢謙太郎編, 海洋学基礎講座海洋物理 II, 東海大学出版会, 東京 (1972)
- 4) 川合英夫: 東北海区近海の黒潮続流軸北限と親潮水南限の長期変動, *水産海洋研究*, 53, 353 - 363 (1989)
- 5) 気象庁: 異常気象レポート'89, 433pp (1989)
- 6) 水野恵介: 東北海区の海況変動について, *東北水研研報*, 46, 61-80 (1984)
- 7) 東北・道東海域における暖水漁場の短期予測技術に関する研究, 研究成果シリーズ 209, 農林水産技術会議事務局, 122 pp (1989)
- 8) Sekine, Y.: Anomalous southward intrusion of the Oyashio east of Japan 1. Influence of the seasonal and interannual variations in the wind stress over the North Pacific, *J. Geophys. Res.*, 93, 2247 - 2255 (1988)
- 9) Yamagata, T., Y. Shibao and S. Umatani : Interannual variability of the Kuroshio Extension and its relation to the southern oscillation / El Niño, *J. Oceanogr., Soc. Japan*, 41, 274 - 281 (1985)
- 10) Yasuda, I., K. Okuda and M. Hirai: Evolution of a Kuroshio warm core ring -

Variability of the hydrographic structure. *Deep-Sea Res.* (in press) (1991)

(東北水研 奥田邦明・平井光行・安田一郎)

(3) 係留系による親潮の短・中期変動のモニタリング

ア. はじめに

親潮は北太平洋の亜寒帯循環流の一部をなすものであるが、上層はウルップ水道など南千島の水道から流出するオホーツク海系水が混入する。また、道東・三陸沖では黒潮系暖水塊の影響を強く受けることが知られている^{6,9)}。この親潮は水温・塩分分布から見ると、平均的には4月頃最も南まで張り出し、9月頃最も北まで後退する^{1,8)}。しかし、親潮の流れを直接測流によって調べた研究は、過去にはあまり例がなく、川崎⁴⁾がGEKによる表面流速データを統計的に整理したもの、柏井・河野²⁾の漂流方式の測流系(複数台の自記流速計を吊り下げた漂流ブイ)による調査、友定・稲掛¹¹⁾のアルゴス・ブイ追跡による流跡の調査、および、三宅・松浦⁷⁾が襟裳岬南東沖の水深1600 m地点で行った係留系による短期間の測流等があるだけである。

そこで本研究では、釧路沖の2地点に係留系を設置して、長期にわたる直接測流を行い、数日~1カ月程度の時間スケールの流速変動の特性を調べた。またそれらがどのような現象に関連して変動しているものかについて考察した。

イ. 観測方法及び資料

(ア) 係留系による流速測定

道東周辺域の海底地形と係留系の設置点、潮位および風速の測定地点を図1-71に示す。係留系を設置した地点は釧路南東の陸岸から約50km沖合のKS-1地点(42°30' N, 145°00' E, 水深約1700 m)と約80km沖合のKS-2地点(42°13' N, 145°06' E, 水深約3800 m)である。陸棚斜面の等深線の走向は道東以北では60°~240°であるのに対し、三陸以南ではほぼ南北方向であって、斜面はともに水深7000 mを越える日本海溝に連なっている。設置した係留系の模式図を図1-72に示す。流速計にはアンデラ社製のRCM-5型を用い、1時間毎にサンプリングした。流速計の設置点、設置期間、測定深度等を表1-1に示す。1987年9月11~12日の設置は東大海洋研究所の白鳳丸で、1988

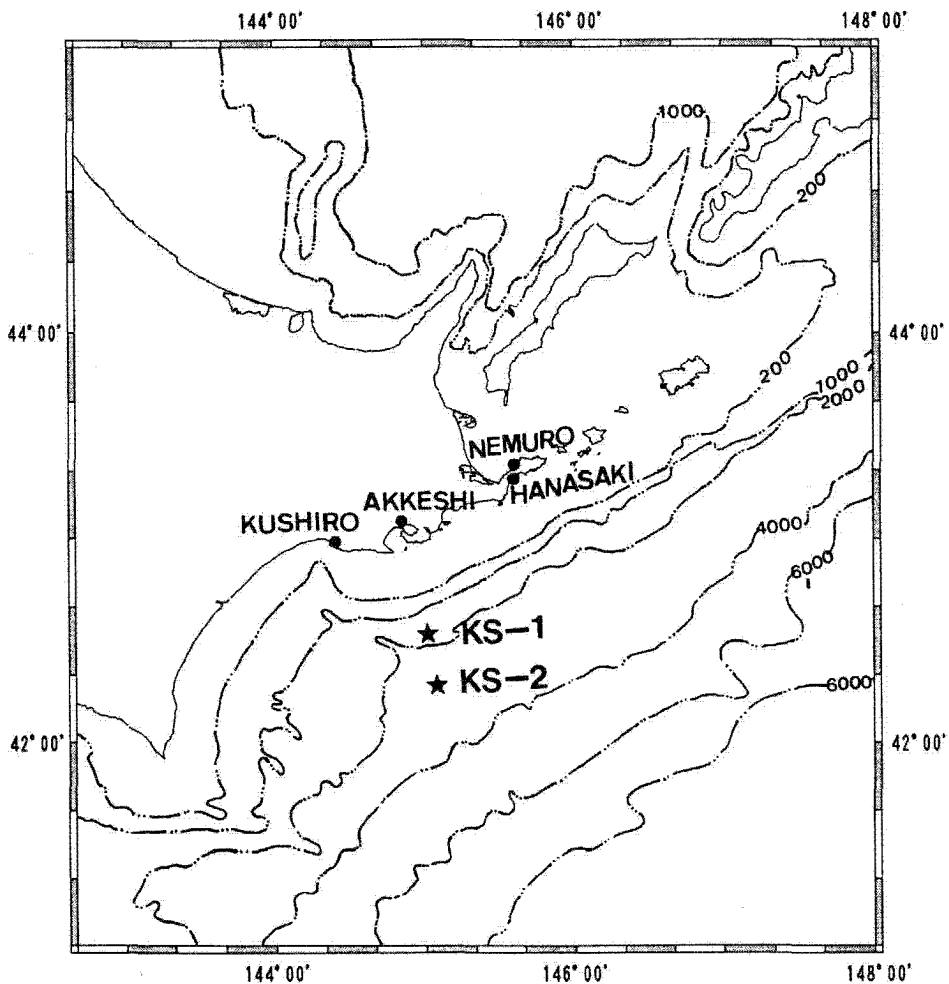


図1-71 道東周辺海域の海底地形と係留系設置点(★)および潮位・風速の測定地点(●)

年5月30～31日と1989年5月28～29日の回収・再設置は同研究所の淡青丸で行い、観測は現在も継続中である。本報では、1987年9月12日～1989年5月28日の約600日間のデータを解析した結果を中心に報告する。

(イ) 海況資料

沖合の海況変動を考察するため、測流期間中の道東沖の海況変動の資料として気象庁海況旬報の表面流況を使用した。この他、北海道区水産研究所が隔月に行っている厚岸釧路沖断面の海洋調査結果と、気象協会および漁業情報サービスセンターが発行している人工衛星熱赤外面像を参考にした。さらに、東北海区の四管庁技術連絡会技術報告の海況図と、

係留系設置回収時に白鳳丸、または淡青丸で行ったCTDによる海洋構造の調査結果等⁵⁾を参考にした。

(ウ) 風速および潮位データ

南千島南東沖、道東海域の海上風は、根室(40°29.2'N, 145°01.0'E)の風によってある程度代表できる(気象庁, 1988; JMA, 1987)。従ってここでは根室上空850mbの6時間毎の風向・風速データを用いて、その中・短期(数日～1ヵ月)の変動特性、とくに卓越周期を調べ、さらに係留系で測定された流速変動との相関を調べた。また、東京湾中等潮位を基準にした花咲と釧路の日平均潮位を用いて、両地点間の潮位差(ただし、気圧の差

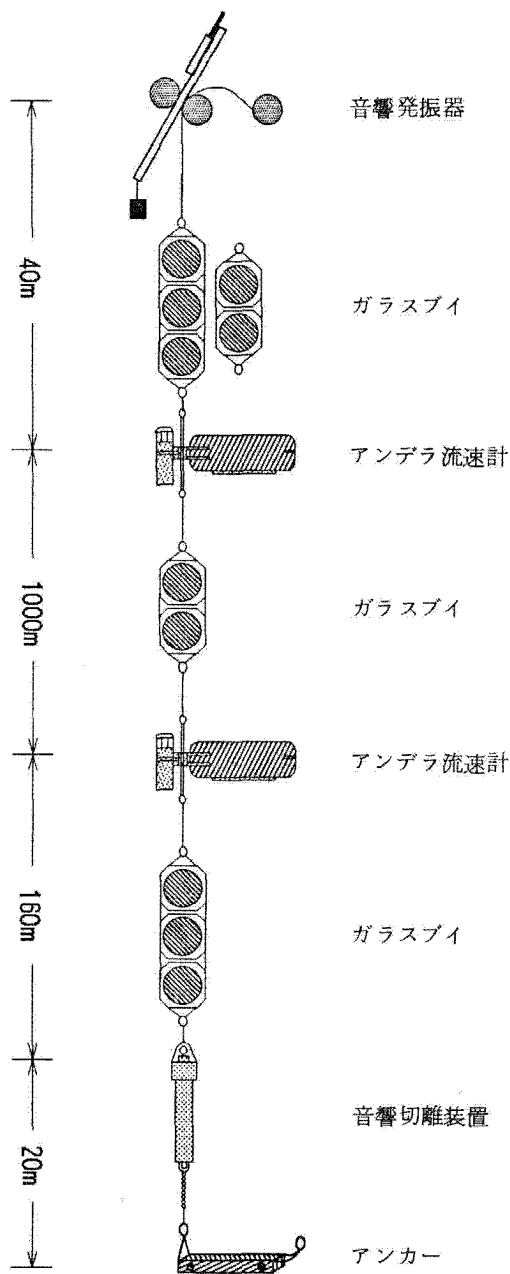


図1-72 流速測定用の係留系(KS-1)の模式図

は小さいから気圧補正値は相殺されると考えて無視した)の中・短期の変動特性を調べ、かつ、係留系による流速および風速との相関を調べた。

ウ. 観測および解析結果

(ア) 係留系で測定された流速と水温の時系列

1987年9月12日～1988年5月27日における流速ベクトルの時系列を、KS-1の上層(480m深)と下層(1480m深)、KS-2の上層(710m深)と下層(1710m深)について、それぞれ図1-73a～dに示す。また、1988年5月30日～1989年5月28日の流速ベクトルの時系列を、KS-1の上層(下層は欠測)、およびKS-2の上層と下層について、それぞれ図1-74a～cに示す。

距岸約50kmの岸寄りの測点KS-1の流速ベクトルを示す図1-73a, bを見ると、西寄りの流れが卓越する時期と東寄りの流れが卓越する時期は上層と下層とでよく対応している。この上層と下層との対応性を考慮しつつ、KS-1の流速ベクトルの時系列(図1-73a, bと図1-74a)を見ると、1988年2月上旬以前と1988年10月以降は西～西南西の流れが卓越している。その間の1988年2月中旬から1988年9月下旬までの期間には、周期が20日前後の変動が見られる。1988年3月～5月下旬の欠測の期間についてもKS-2の様子から推測すれば、変動は同じ傾向にあったと思われる。

距岸約80kmの沖寄りの測点KS-2の流速ベクトル(図1-73c, dと図1-74b, c)を見ると、係留系設置後の1988年2月末頃までは西寄りの流れが卓越するが、1988年3月上旬以降1989年1月末頃まで北東方向の流れが卓越し、その中に20日程度の周期の変動が見られる。とくに1988年7月から10月の間は北東方向の流れが継続して見られる。この北東向きの流れは、後述の海況から見て大型の黒潮系暖水塊(リング)の道東への接近によるものと考えられる。1988年5月30日～1989年5月28日のKS-1の上層の流れ(図1-74a)について、とくに1988年10月以降の西寄りの流れに乗っている変動の周期をもう少し定量的に調べる。このため平均流方向(62°の方位、すなわちほぼ岸沿いの東北東方向)の成分のパワースペクトルを求め、図1-75aに示す。これを見ると、21日前後、11日前後、5～7日に卓越周期が見られる。これに対して沖合の測点KS-2の下層の同時期の流速変動のパワースペクトルを図1-75bに示す。これには5～7日の卓越周期は明瞭には見られず、スペクトルの形はおおよそ周波数の-2.5乗の線に沿っている。

表 1-1 道東沖係留系の測定期間，カッコ内は欠測期間

測 点	Period 1				Period 2			
	位 置	水深	設置 水深	測定期間 (欠測期間)	位 置	水深	設置 水深	測定期間 (欠測期間)
KS-1	42-31N	1680 m	480m	1987 Sept.12-1988 Dec.23	42-29N	1740m	540m	1988 May 30-1989 May 28
upper	144-59E				145-01E			
KS-1			1480m	1987 Sept.12-1988 Mar. 9				
lower								
KS-2	42-12N	3210 m	710m	1987 Sept.11-1988 May 27	42-14N	3385m	885m	1988 May 30-1989 May 28
upper	145-06E			(1987 Nov. 16-1987 Nov.30)	145-06E			(1988 Oct.14-1988 Dec. 1)
KS-2			1710m	1987 Sept.11-1988 May 24			1885m	1988 May 30-1989 May 28
lower								

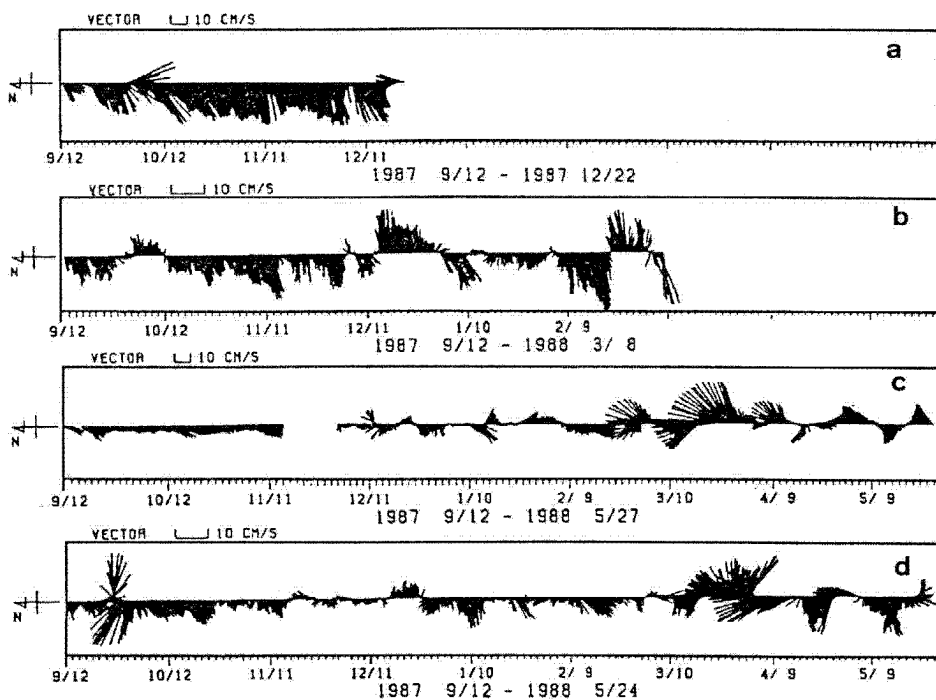


図 1-73 25時間移動平均した流速ベクトル (1987年9月12日～1988年5月27日)
(a), (b)はKS-1, (c), (d)はKS-2, (a), (c)は上層, (b), (d)は下層。

次に，暖水塊影響下の1988年4月～1989年10月のKS-2下層の流速のパワースペクトルを図1-75cに示す。これには28日付近の明瞭なピークの他に4日と7日付近にも小さな卓越周期が見られる。

(f) 測定期間中の道東沖の海況変化

1987年5月～1989年5月の気象庁海況旬報から抽出した道東沖の毎月の表面流況を図1-76a, bに示す。これらと，東北海区の四官庁技術連絡会技術報告および北海道区水産研究所による隔月の厚岸沖断面海洋観測資料によると，1986年秋に常

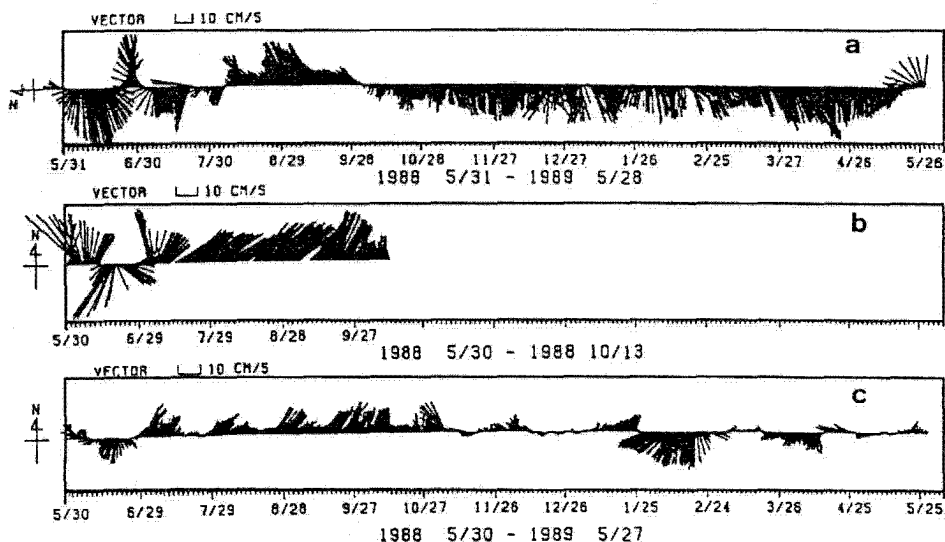


図 1-74 図 1-73と同じ。ただし、1988 年 5 月 30 日～1989 年 5 月 28 日。(a)は K S - 1 の上層, K S - 2 の上層(b), 下層(c)の流速ベクトル表示の北方向は上。

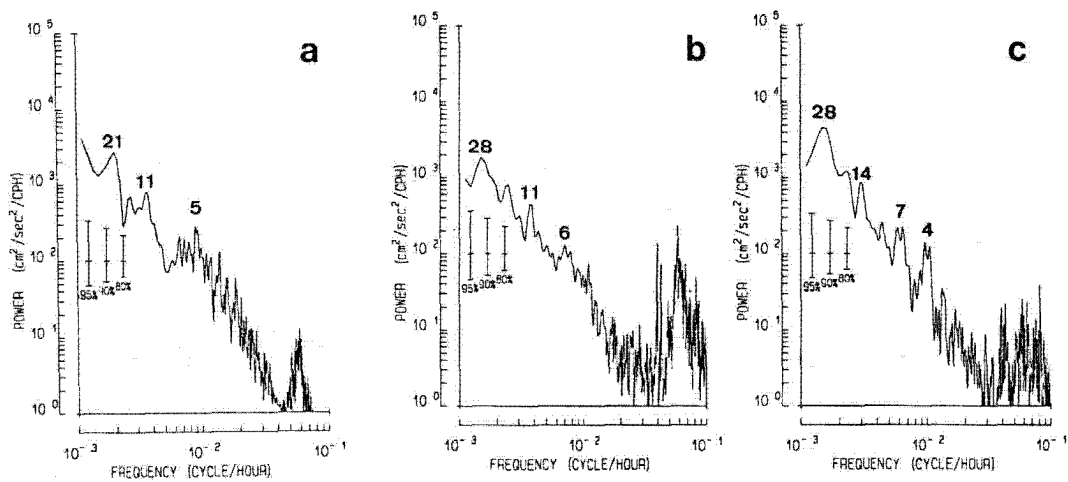


図 1-75 流速の岸沿い成分の変動のエネルギー・スペクトル。(a)1988 年 10 月 1 日～1989 年 4 月 30 日, K S - 1 上層, (b)1987 年 9 月 12 日～1988 年 3 月 31 日, K S - 2 下層, (c)1988 年 4 月 1 日～10 月 31 日, K S - 2 下層。

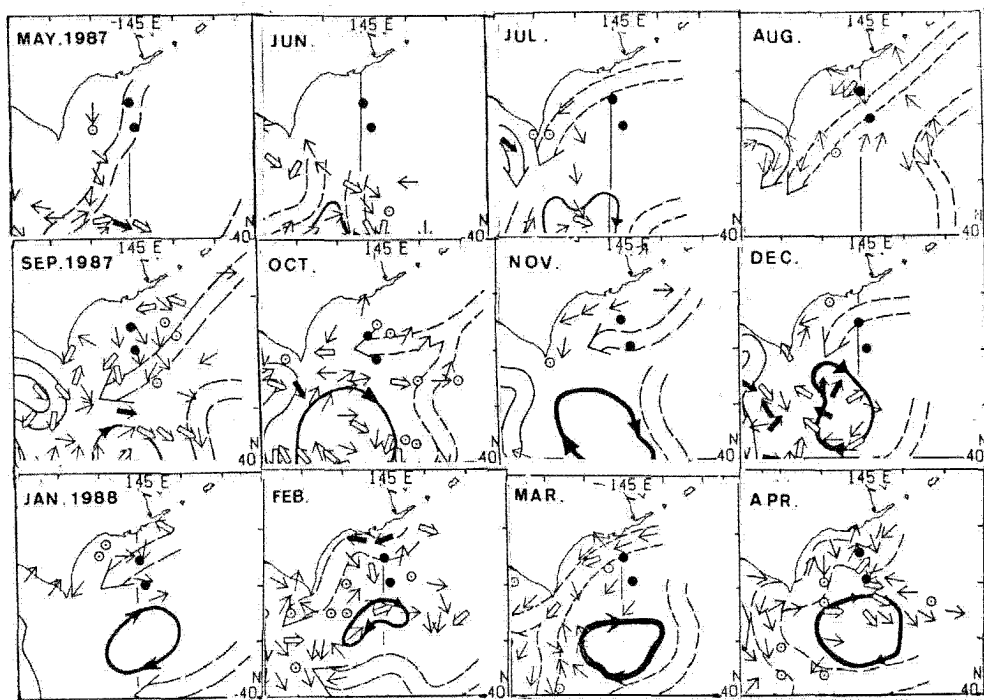


図1-76a 道東沖合の毎月の表面流況（1987年5月～1988年4月），気象庁海況旬報による。
黒丸は係留系設置点

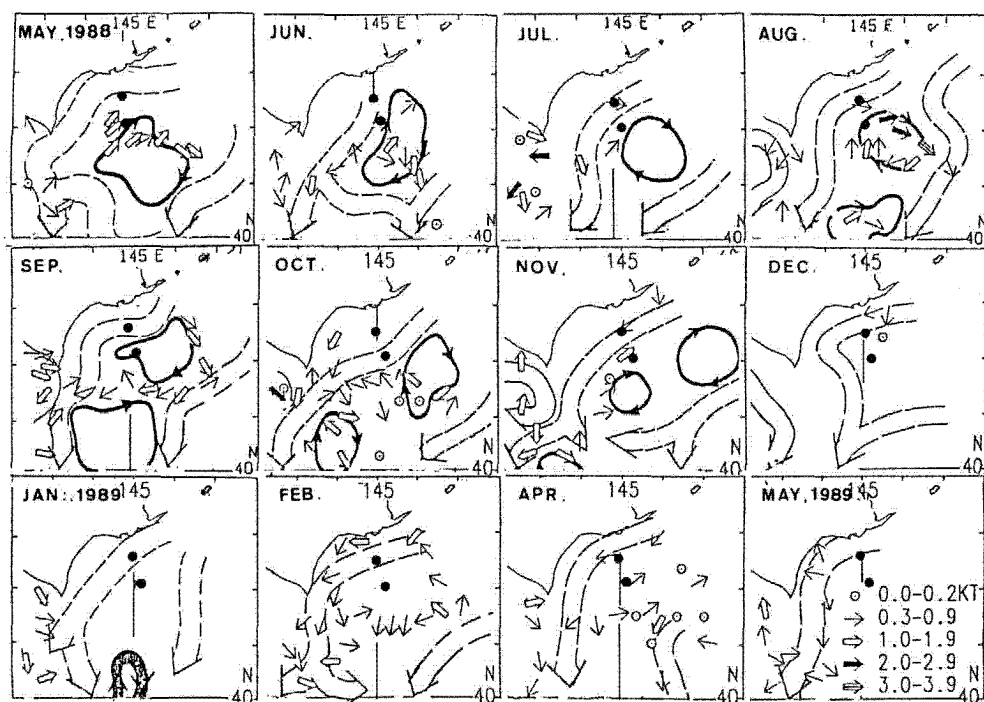


図1-76b 同（1988年5月～1989年5月）ただし，10月は修正。

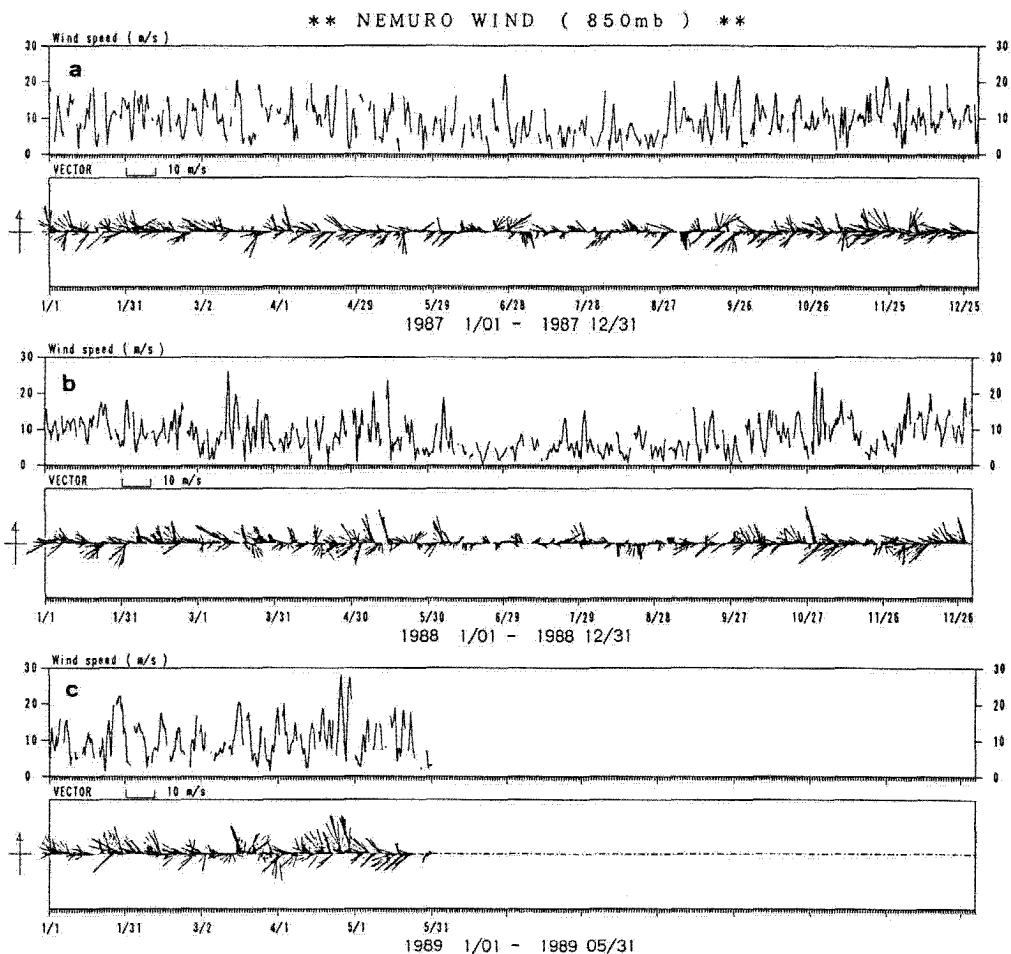


図1-77 根室の上空 850 m b 面上の日平均風速ベクトルの時系列 (1987 年 1 月 ~ 1989 年 5 月)

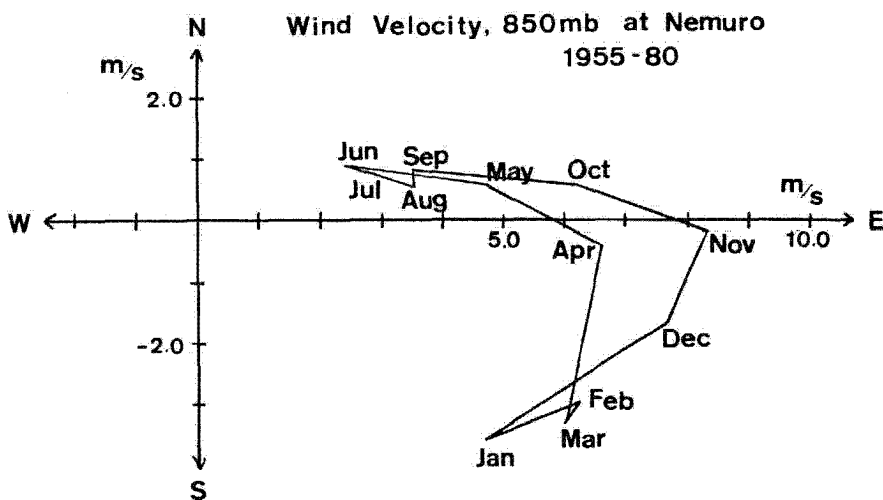


図1-78 根室上空 850mb の月平均風速ベクトルのホドグラフ

磐沖で発生し北上してきた大型暖水塊（86B）は、係留系設置時の1987年9月中頃にはその中心が $38^{\circ}40'N$, $144^{\circ}30'E$ にあり、北縁は $41^{\circ}00'N$ 付近にあったが、1988年4月から1989年10月頃まで $41^{\circ}40'N$ 以北の道東海域に影響を与えた。一方、親潮は図1-76によれば北上した暖水塊の影響を受けてその流路を大きく変化させている。その後暖水塊はさらに東北東に移動して道東海域を離れ、択捉島沖に至った。

図1-74aに見られたKS-1付近の南西流は、図1-76によれば、1988年の11月以降の表面流流に現れている（図1-76b）。

(ウ) 根室上空850mbの風速変動

係留系による流速変動に見られた数日～1カ月程度の変動と道東および千島沖の風の応力の変動との対応性を調べる。このため根室（ $42^{\circ}29.2'N$, $141^{\circ}01.0'E$ ）の上空850mb面上の6時間毎の風速ベクトルを日平均し、1987年1月～1989年5月の期間の時系列を、図1-77に示す。なお、根室の上空の850mbの月平均風速ベクトルのホドグラフ（図1-78）を道東および千島沖の海上風と比べると、両者とも西～北西が卓越し風向に大きな差

は見られない。通常6～8月は風は弱く、9～11月には高低気圧が通過して南西風と北西風とが交互に吹く。12月中頃からは西～北西からの風の頻度が高くなり、2月末頃まで10～20m/sec程度の大きさの風が1週間程度の間隔で吹く。よく見るとその振幅に1カ月程度の周期の変動も見られる。これをもう少し定量的に見るため、1987年10月～1988年4月と1988年10月～1989年4月について6時間の風速の岸沿い成分のパワースペクトルを求め、図1-79に示す。風速変動が卓越する周期帯は1988年10月～89年4月には5～7日の他に10日前後および25～30日付近にも見られる。しかし、図1-77でもわかるように、両年には違いがあり、1987年10月～88年4月の場合10～30日の周期帯にはスペクトルピークが見られない。

(エ) 花咲と釧路間の潮位差の変動

係留系で得られた流速変動と根室上空の風との対応性を、流れに沿う水位差から調べる。図1-80a～cに花咲と釧路間の日平均水位差の時系列を1987年1月～1989年12月について示す。これらを見ると、季節的な変動の特徴として、12月上旬から2月中旬にかけては、釧路の水位に比べて花咲の方が高く、岸

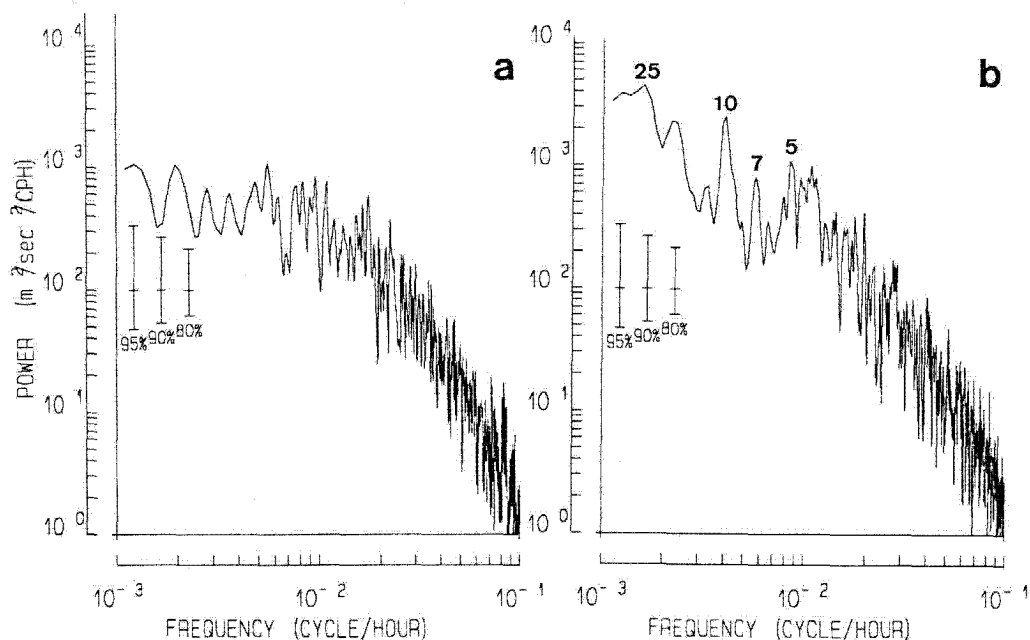


図1-79 根室上空850mbの6時間毎の風速の岸沿い（ 62° 方向）成分のパワー・スペクトル，
(a) 1987年10月～1988年4月，(b) 1988年10月～1989年4月

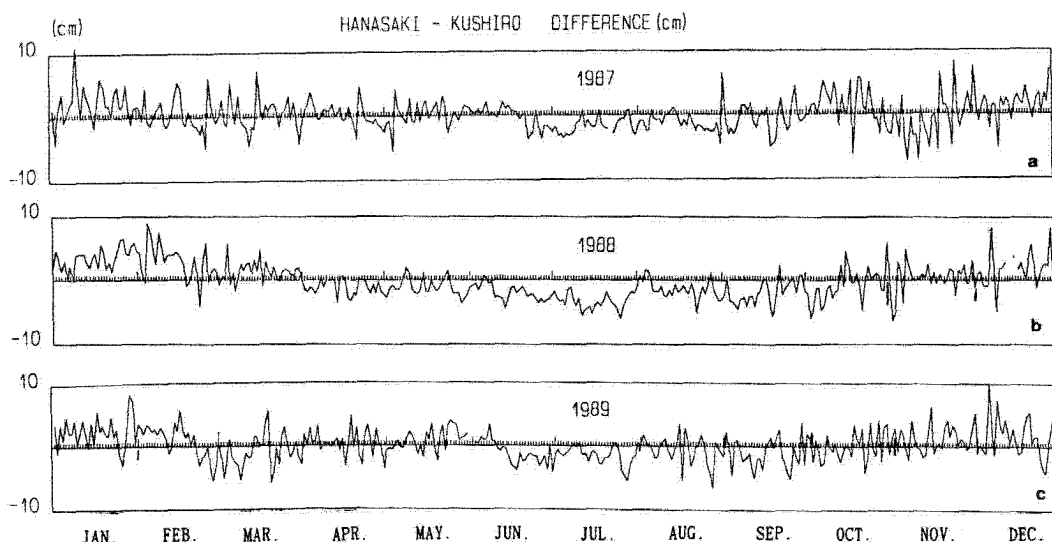


図 1-80 花咲と釧路間の日平均潮位差の時系列。(a)1987 年, (b)1988 年, (c)1989 年

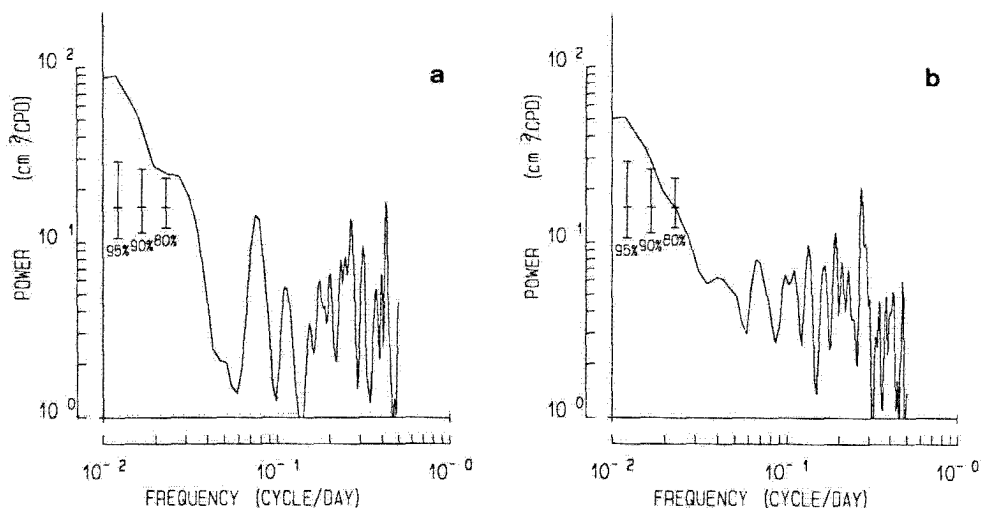


図 1-81 花咲と釧路の日平均潮位差のパワー・スペクトル。(a)1987 年10月～1988 年 4 月, (b)1988 年10月～1989 年 4 月

に沿っては冬季に南西流が強くなることを示している。しかし、6月から10月中頃にかけては、逆に花咲の方が低くなる傾向がどの年にも見られる。1988年の5月～12月に注目すると、25日程度の周期の変動が見える。しかし、1989年の後半についてはこのような傾向はなく、短周期の変動だけが目立つ。1987年10月～1988年4月と1988年

10月～1989年3月について、花咲と釧路間の日平均潮位差のパワースペクトルを求め、図1-81a, bに示す。変動の卓越する周期帯は数日前後に見られる。

エ. 考 察

流速変動の卓越周期として、暖水塊の影響下では28日付近と4～7日に、親潮の影響下では21日と10

～15日および5～7日に卓越周期が見られた。これらの変動と道東～南千島周辺の風の応力場の変動との関連性を調べるために、根室上空の850mbにおける風の岸沿い成分と、花咲・釧路間の水位差の変動のスペクトル、および、これらと係留系による中深層の流速とのコヒーレンスおよび位相差を求め、両者の関連性について考察した。

(ア) 暖水塊の中短期変動との対応性

1988年3月から同年までKS-2で見られた北東向きの流れは、道東沖の暖水塊の接岸に伴って出現し、その強さには28日程度の周期の変動が見られた。

川崎ら⁵⁾は、係留系の流速ベクトルの変化の仕方から、20～30日の周期性は楕円形をした暖水塊がその長軸を時計回りに回転させながらゆっくり南西に移動するためと考えた。これに対して、杉本ら¹⁰⁾は、南ないし東側から三陸沖の暖水塊に流入し、ほぼ同時に北側の道東沖の暖水塊に流入する暖水ストリーマーが20日ないし40日位の間隔で発生する傾向があることに原因を求めた。さらに森永は回転水槽

実験の結果をも参考にして、それらは同一の現象の2側面であることを指摘している(未発表)。しかし、より詳しいデータに基づくそれらの検証は今後の課題である。

(イ) 根室上空の風とKS-1の流速変動との対応性

KS-1において岸沿い(西南方向)の流れが卓越していた1988年10月～1989年3月における流速の時系列には21日、10～15日および5～7日周期の変動が卓越していた。その原因として、亜熱帯循環流としてのスベルドラップ・トランスポートの変動、親潮に伴う傾圧不安定波、千島北方からの地形性ロスビー波(大陸棚波)、あるいは道東沖の局所的な風の応力(の岸沿いの成分)に起因する傾斜流の変動など様々な要素が考えられる。

ここでは、局所的な風の応力の岸沿い成分による傾斜流の影響の度合いを確かめるため、根室で代表される風の変動との相関を調べた。図1-82aは根室の上空850mbの風の岸沿い成分とKS-1の流速

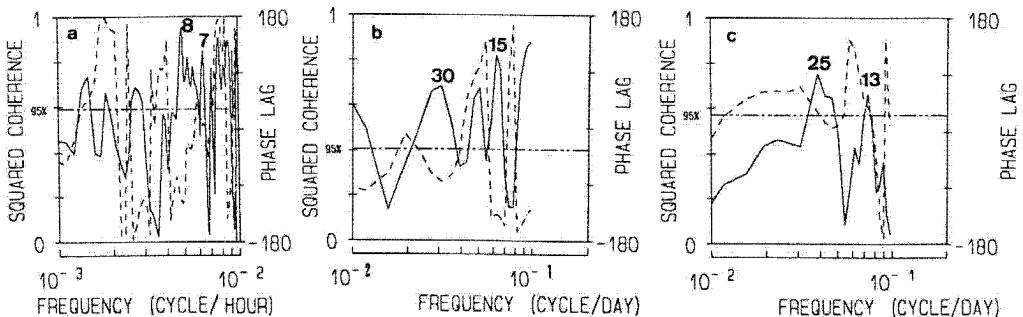


図1-82 KS-1の流速と根室上空の風速、花咲・釧路間の潮位差間のコヒーレンスと位相差。

(a) KS-1の流速と根室上空の850mbの風速(62°方向成分)、(b) 根室上空の風速と花咲・釧路間の潮位差、(c) KS-1の流速と花咲・釧路間の潮位差。図中の数字は卓越周期(日)。

の岸沿い成分とのコヒーレンスおよび位相差を示す。これを見ると、コヒーレンスは4～5日と7～8日付近で0.8程度の値をもち、位相は風の方が0～2日進んでいると判断される。

(ウ) 根室上空の風と花咲・釧路間の潮位差との対応性

図1-82bは根室の上空の風の岸沿い成分と花咲・釧路間の日平均潮位差とのコヒーレンスおよび位相差を示す。これを見ると、10日、15日、20日、30

日付近のコヒーレンスは0.6程度あり、位相は20日を除けば風の方が5日程度進んでいるものと考えられる。

(エ) KS-1の流速変動の岸沿い成分と花咲・釧路間の潮位差との対応性

Kashiwai and Kono³⁾はKS-1上層の月平均流速および親潮の第1分枝の流量の季節変動が、花咲・十勝間の月平均潮位差と0.7～0.8程度の相関で対応していることを示している。ここでは、よ

り短周期での対応性を見るために、日単位の潮位差と流速の対応性を検討した。図1-82cを見ると、両者のコヒーレンスは22~25日と13日付近で0.7程度の有意な相関があり、ほぼ同位相で変動している。

オ. 要 約

1987年9月~1989年5月までの約1年8カ月にわたって中深層の流速を測定し、道東海域の流速変動の特性を調べた。係留系の設置点は釧路沖の大陸棚斜面上の親潮直下付近で、距岸50kmで水深約1700mの地点(KS-1)と、距岸約80kmで水深約3000mの地点(KS-2)である。またさらに、これらの変動の原因を明らかにする作業の一環として、根室上空の風と花咲・釧路間の日平均潮位差の変動特性および流速変動との相関を調べた。その結果、以下のことが明らかにされた。

(v) KS-1地点の海面下500m層での平均流速は、親潮の影響が強い場合には南西方向に20cm/sec程度である。しかし、黒潮系の暖水塊が接近する場合、北東向きに30cm/secの流れが継続して見られる。

(vi) 流れの中短期変動に関しては、親潮の影響下で南西流が支配的な場合、5~7日程度の周期の短期的変動が卓越する。しかし、年によっては20日程度の周期の変動も見られる。これらの変動は岸沿いの風との間に相関を持つが、その位相は0~2日程度の遅れを示す。

(vii) 花咲・釧路間の日平均潮位差は冬春季に正、夏秋季には負になる傾向が見られる。親潮が卓越する時期のKS-1における流速と花咲・釧路間の潮位差との間には22~25日と13日程度の周期の変動に相関が見られ、また同位相を示した。なお、このような中短期の周期を持つ擾乱の岸に沿う伝播特性については、係留系の配置を岸~沖方向にしたために今のところ不明であるが、等深線に沿って配置している現在の係留系を回収し、そのデータを解析することによって近い将来明らかにし、さらには回転水槽実験等によってその力学的機構の解明を進めたいと考えている。

カ. 引用文献

- 1) 石川孝一：親潮前線，月刊海洋，16，690-696(1984)
- 2) 柏井 誠・河野時廣：漂流多機測流系による直

接測流手法の開発，北水研研報，52，151-165(1988)

- 3) Kashiwai M. and Kono T.: Surface topography, sea-level difference and volume transport of the Oyashio Current, Bull. of Hokkaido Nat. Fish. Res. Inst., 54, 9-24(1990)
 - 4) 川崎康寛：GEK資料からみた親潮南下流の季節変動とその無流面の推定，大槌臨海研究センター報，13，86-88(1987)
 - 5) 川崎康寛・河野時廣・杉本隆成：親潮の流速変動，月刊海洋，22，199-210(1990)
 - 6) 河野時廣：親潮の水系輸送について，海洋，22，187-198(1988)
 - 7) 三宅秀男・松浦 昇：襟裳岬南東沖における親潮系水の長期測流，大槌臨海研究センター報，13，71-74(1987)
 - 8) 小川嘉彦：親潮第1分枝の南限緯度の変動，東北水研研報，51，1-9(1989)
 - 9) 大谷清隆：親潮水形成に関わるオホーツク海の役割，海と空，65，63-83(1989)
 - 10) 杉本隆成・森永健司・木村伸吾・永江英雄・川崎康寛：道東沖陸棚斜面上の流速の中短期変動特性，1990年度日本海洋学会春季大会講演要旨集，86-87(1990)
 - 11) 友定 彰・稲掛伝三：アルゴスブイによる暖水の流動場，東北・道東海域における暖水漁場の短期予測技術に関する研究，研究成果209農林水産技術会議事務局，52-63(1988)
- (東大海洋研 杉本隆成・森永健司)

(4) 亜寒帯循環系の中・長期的変動と親潮変動との関係解明

ア. 研究目的

(v) 大気循環場と海面水温

近年、海面水温(以下、SST)場の変動の特徴、その形成や維持の過程についての研究が著しく進展した。それによると、太平洋中・高緯度中央部から東部にかけてのSSTは、PNA(Pacific/North American)テレコネクション・パターンが卓越したSST変動を生じさせる⁶⁾こと、西部北太平洋中緯度海域、日本近海のSSTは、かなり広い領域で連動して変動している⁷⁾こと、また、それ

が熱帯域のエル・ニーニョ／南方振動（ENSO）イベントと連動していることなどが明らかにされてきた²⁾。

ここでは、先ず親潮海域のみを直接対象とする前に、北太平洋のSSTの変動に焦点をあて、海洋上のどの様な風の場合、すなわち大気大循環場と関連しているのかについて調べてみた。なお、議論の詳細はHanawaら^{3,4)}を参照されたい。

(イ) 大気大循環場と親潮の南下

北太平洋亜寒帯循環系の西岸境界流である親潮の一部は、道東から東北沖を南下する。この部分は親潮第1貫入とか第1分枝と呼ばれている。親潮の南下の程度は年毎の変動が大きく、南下が著しい時には漁場の変動や魚種の交代という水産業に与える影響が甚大である。また、偏東風と低い海面水温の相互作用により、いわゆる「やませ」が発達しやすい状態となり、春季から夏季にかけて北海道・東北地方太平洋岸の天候にも多大の影響を与えていると考えられる。この親潮第1貫入の南下がどの様な条件で決まっているのか、また、予測が可能であるのかを検討した。なお、詳細はHanawa⁵⁾を参照されたい。

(ウ) 親潮の三陸沿岸への接岸と予測

冬季から春季にかけて、親潮系の水は三陸沿岸へ接岸し、さらにリアス式小湾へと流入する。湾内で行われているワカメやホタテの養殖に対し、親潮系の水の接岸や湾内への流入は、適度であれば栄養塩の補給の観点からは望ましいものであるが、長期にわたる接岸・滞留は低温のために逆に生育不良という弊害をもたらす。親潮系の水の長期接岸は数年に一度の割合で起こっている。最近では、1984年の冬季から春季にかけて三陸沿岸は水温 2°C 以下、塩分33psu以下の沿岸親潮水が2月下旬から接岸し、いわゆる異常冷水現象となり、社会的に耳目を集めた。したがって、三陸沿岸域の冬季の沿岸水温を予測する事は冷水現象への対応の面から極めて重要であろう。

イ. 研究方法

(ア) 北太平洋の大規模海面水温の変動と大気大循環場

本解析で用いた風の応力場（WSV）は、Kutsuwada and Teramoto⁸⁾が求めたものである。北太平洋

のほとんどの領域をカバーしている緯度経度 $2^{\circ}\times 5^{\circ}$ の格子の、月平均値データで、期間は1961年から1984年までの24年間である。12～2月の平均値を冬季のWSVとした。この季節平均値を、Iwasakaら⁷⁾の海域区分による「A海域」ほとんど同じ様な海域、すなわち、日本近海で平均したSST変動に着目して、顕著な正のSSTアノマリを示す「暖かい冬（WW）」、負のアノマリを示す「寒い冬（CW）」のふたつのカテゴリに分けて、合成図解析法により検討した。

(イ) 北太平洋の大気大循環場と親潮第1貫入の南限緯度について

親潮第1貫入の南限緯度について、最近小川¹⁰⁾が東北水研が発行している100m深の水温分布図を用いて1964年から1987年まで月毎に南限緯度を読み取り時系列化し、その変動様式を考察している。

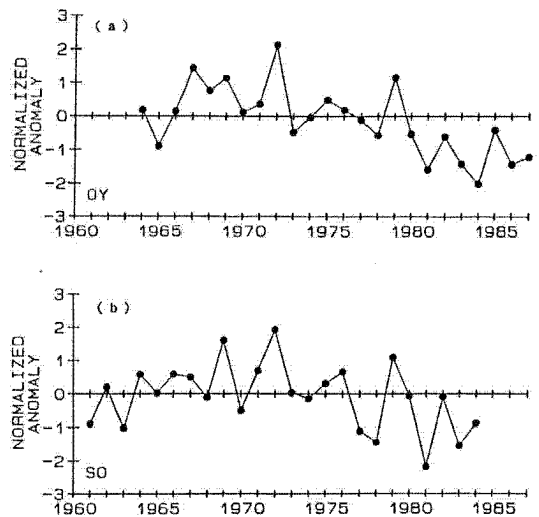


図1-83 親潮第1貫入の年平均南限緯度(a)と冬季（12-2月）の亜寒帯循環系（ $40-44^{\circ}\text{N}$ の平均）のスベルドラップ輸送量の時系列(b)。縦軸は、1964年から1984年までの平均値を原点に取り、その間の標準偏差で規格化している。親潮第1貫入の平均緯度は $38^{\circ}50'\text{N}$ 、標準偏差は $55'$ である。一方、スベルドラップ輸送量の平均値は -26.4 Sv 、標準偏差は 20.0 Sv である。（ $1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ ）。双方の時系列の相関係数は0.81。

彼の求めた時系列を図1-83(a)に示す。従来言われてきたような春季に南下し、秋季に後退するという季節変化よりも、むしろ経年変動が顕著であり、1970年代後半から近年まで南下傾向が著しいことなどを指摘した。ここではこの小川による年平均南限緯度の時系列を考察の対象とする。

(ウ) 冬季三陸沿岸域への親潮系の水の接岸
三陸の沿岸域を定期運航しているフェリーでモニターしているSST資料等により、親潮系の水の三陸沿岸への接岸状況を観察し、この結果をもとに三

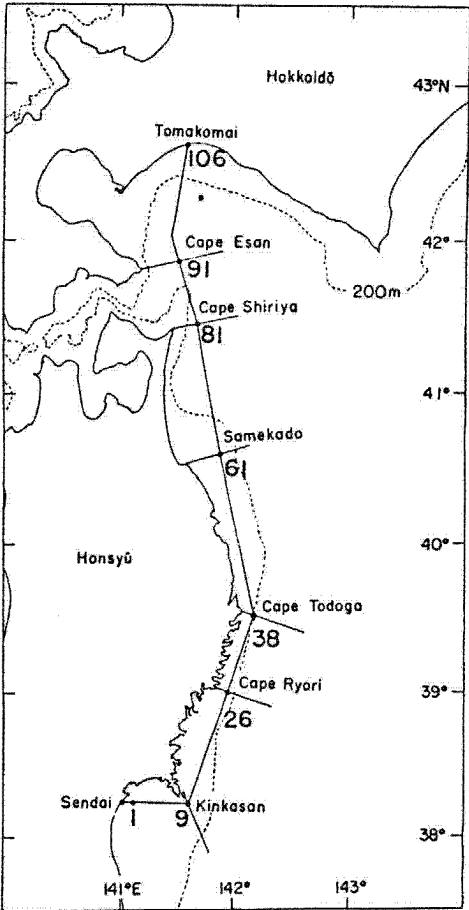


図1-84 フェリー「いしかり」の仙台-苦小牧の航路。このフェリーは名古屋-苦小牧を4日で1往復、年間約80航海している。航路上にはチェックラインが設けられ、通過時刻が記録される。図中の数字は5km毎の資料に対するサンプリング番号を示す。

陸沿岸の冬季の水温を支配していると考えられる要因を抽出する。さらに、沿岸水温の予測を試みる。なお、ここで述べられることは別途詳細に論じられる予定である。

ウ. 研究の成果

(ア) 北太平洋の大規模海面水温の変動と大気大循環場

a. WW, CW風の応力場

SSTアノマリの時系列を図1-85に示す。WWとして、1966, '69, '72, '73, '79, '83の6年が、CWとして1962, '63, '68, '74, '84年の5年が選ばれた。WWにはENSOが発生している期間中の冬季(ENSO年冬季)が3つ選ばれているがENSO+1年冬季は選ばれていないこと、一方、CWにはENSO+1年冬季が2つ選ばれているがENSO年冬季は選ばれていないことに注意されたい。

合成したWW, CWのWSV気候値からのアノマリ場を図1-86に示す。偏西風帯に着目すると、WWには高気圧性の循環が北緯40度、日付変更線を中心に出現し、一方、CWには低気圧性循環が現れる。

これはWWでは北へ、CWでは南へという偏西風の主軸の南北移動に対応している。これにともない、日本近海では、WWには北西向きのWSVアノマリが、CWには南東向きのWSVアノマリが出現する。このアノマリ場はとりもなおさず、東アジア冬季モンスーン、すなわち、季節風の強弱を意味しているものである。従って、日本近海のSST変動を支配している要因のひとつは季節風の強弱であり、そし

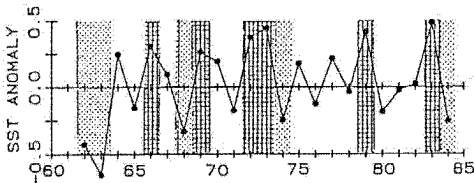


図1-85 Iwasakaら⁷⁾が区分した「A海域(日本近海)」で海域平均した冬季のSSTアノマリの時系列。格子縞の年はWWとして、点描された年はCWとして、合成図解析に選ばれている。

てその風の場合は北太平洋の全海域に及ぶ構造を持っているといえる。

b. シベリア高気圧とアリューシャン低気圧

前節でWWとCWの年のWSVの場を見てきたが、このときのシベリア高気圧(SH)とアリューシャ

ン低気圧(AL)はどうなっているのだろうか。

図1-87にWWとCWで合成した海面気圧場を示す。

予想されるように、WWではSHはあまり発達しておらず、ALの中心は北の方に位置している。一方、CWにはSHは発達して南東側に中心を移し、AL

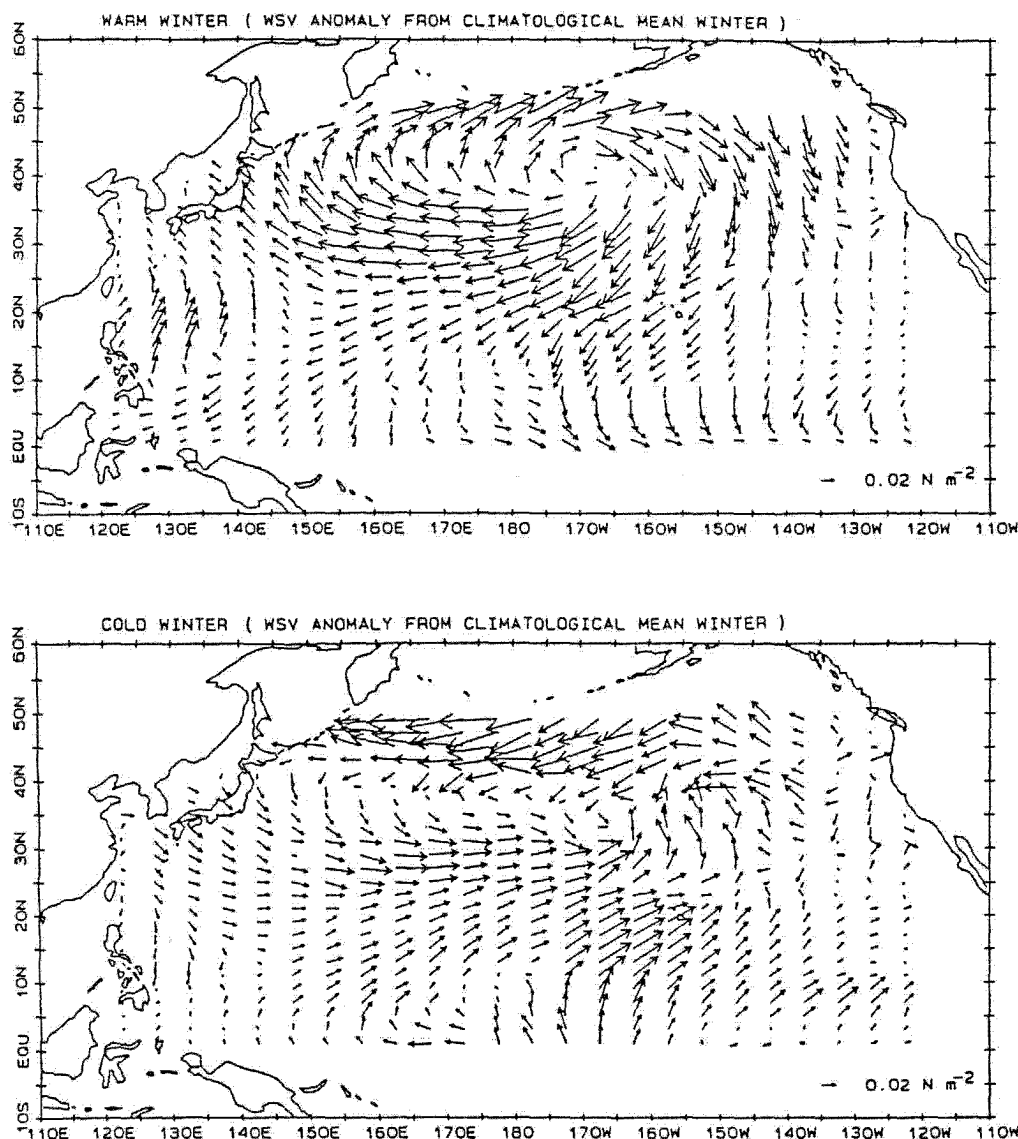


図1-86 WW, CWのWSVの気候値からのアノマ

リ場。矢印の大きさは図中右下に示している。それぞれ、中緯度偏西風帯に高気圧性、低気圧性循環が現れており、偏西風の南北移動が顕著であることを示している。

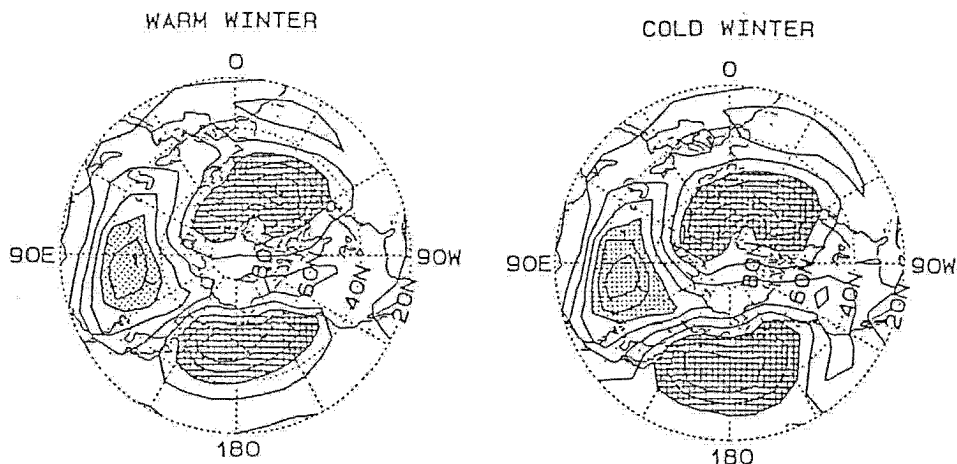


図1-87 北半球冬季の海面気圧場のWW, CWに対する合成図。等値線間隔は4 hpa で、1028 hpa 以上の領域を点描、1012 hpa 以下の領域に格子縞をつけた。大西洋上の低気圧はアイスランド低気圧である。

の中心は南に移動している。従って、CWでは日本付近の東西の気圧傾度が著しく増して、強い季節風をもたらしていることがわかる。

(イ) 北太平洋の大気大循環場と親潮第1貫入の南限緯度について

a. 亜寒帯循環系のスベルドラップ輸送量と親潮の南限緯度

Sekine¹¹⁾は、風の応力のカールのゼロ線の南北移動と親潮南下を結び付けて考えているが、ここでは直感的に亜寒帯循環系のスピニングアップ・スピニングダウンプロセスが親潮の南下を支配しているものと考え、40°Nから44°Nの緯度帯のスベルドラップ輸送量の時系列を作成した。さらにこのとき、冬季のみの風場が効率的に亜寒帯循環系を駆動しているものとし、12月から2月までの輸送量が関与していると仮定する。用いた風の応力のデータは前節と同じ、Kutsuwada & Teramoto⁸⁾である。図1-83(b)に、冬季のスベルドラップ輸送量の時系列を示す。双方の時系列の相関は0.81と高く、上記の仮説を裏付けている。従って、冬季の風場を監視することで、その年の平均南限緯度は予想できることがわかる。

さて、上記のスベルドラップ輸送量と親潮の南限緯度の関係をどう考えればいいのか。もっともらしい説明に対する模式図を図1-88に示す。冬

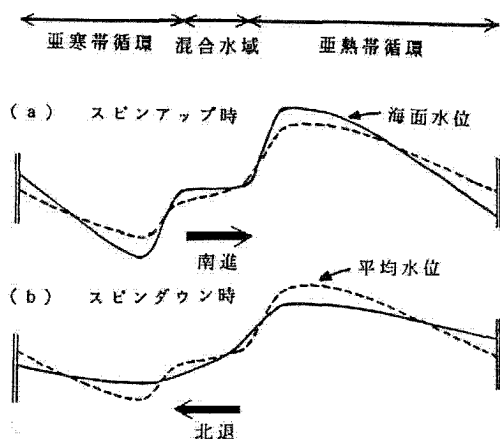


図1-88 亜寒帯循環系のスピニングアップとスピニングダウンに伴う親潮第1貫入の侵入の関係を示す概念図。(a)スピニングアップ時で親潮の南進傾向に対応。(b)スピニングダウン時で親潮の北退傾向に対応。

季大気大循環場の変動に対応して亜寒帯循環系が応答し、平均の状態よりスピニングアップされた時には図1-88(a)の様な水位分布となり、逆にスピニングダウンした時には図1-88(b)に示した分布となる。その結果、この様にして決まった西岸域での水位(圧力)

勾配が親潮第1貫入の南下を促進したり、阻害したりすると言うものである。しかし、このようなスピニングアップのされ方が実際に起こっているのだろうか。また、冬季の調の場だけでいいのであろうか。粘性によるスピンドダウンの時間スケールが1年より長いのか、など問題は残っている。ここでは、親潮第1貫入を支配しているひとつの「インデックス」を見いだした、と解釈しておくのが妥当なのかもしれない。

b. 予測モデル

南限緯度や輸送量の時系列の相関解析から3年の周期性が卓越していることがわかった。そこで、3年前のスベルドラップ輸送量とその年の輸送量というふたつの説明変数を用いて、南限緯度を予測する重回帰モデルを作成した。図1-89はその結果で、観測値と予測値との間で重相関係数0.87を得ている。月々の南限緯度は、海洋側のより短周期の変動の影響を強く受けるので、予測は困難であろうが、1年平均程度にならすと予測できそうである。

さて、一般に風の応力場をリアルタイムに評価することは現在のところ中・高緯度では難しい(体制ができていない)。そこで、輸送量もしくは大局的な風の間を代表する何かしらの指標があればより現実的である。Hanawaら³⁾などにより、極東東西指数(ZOI)が季節風の強さや偏西風の軸の南北移動をよく表現していることが示されたので、ZOIを説明変数としたモデルも作成した。3年前のスベルドラップ輸送量とその年のZOIを説明変数とするモデルでは、重相関係数として0.71を得ている。

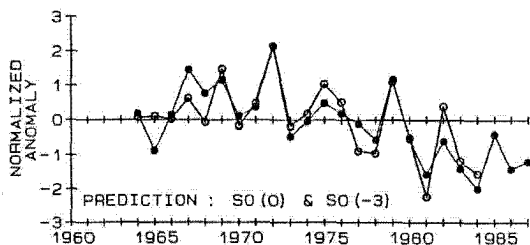


図1-89 3年前のスベルドラップ輸送量とその年の輸送量から南限緯度を予報する重回帰モデルの結果。○はモデルの結果、●は親潮南限緯度の実測値。ふたつの時系列の重相関係数は0.87である。

また、3年前のZOIとその年のZOIを説明変数とするモデルでは、0.62の値を得た。

(ウ) 冬季三陸沿岸域への親潮系の水の接岸

太平洋フェリー(株)所属「いしかり」によるSSTモニタリングを1981年から開始し、1985年までの丸5年間の資料を解析した。フェリー航路を図1-84に示す。測器や資料の作成方法等についてはHanawa¹⁾を参照されたい。

図1-90に、1983年と1984年の1~4月の水温の時間-空間分布図を示す。この両年は親潮系の水の接岸がほとんど無かった年と、上述の異常冷水年になった両極端の年である。各年の始めの部分はドック入りのため欠測で、1984年は引き続きレコード故障のため欠測がある。ここで接岸というのは、航路上に親潮系(3℃以下)の水が観測されることをいう。航路と陸岸の距離は場所によって異なるが、三陸沿岸ではおよそ10マイル内外とみてよい。

また、岩手県水産試験場の毎年3月の沿岸定線資料からも接岸時の海況を観察した。これらをまとめると次のようになる。

a. 3℃以下の水温を持つ親潮系の水の接岸は、2月上旬から4月下旬までの間に生じる。接岸の頻度や領域の大きさに着目すると、1984、1985、1982、1981、1983年の順で接岸が強かった。

b. 三陸沿岸では鮎ヶ埼付近を中心として接岸することが多い。

c. 親潮系の水の三陸沿岸への接岸は単に親潮水系の消長にのみ依存するのではなく、津軽暖流の強さにも依存している。すなわち、津軽暖流は三陸沿岸にとって親潮系の水の接岸に対するバリアーの働きをしている。

接岸の観察結果をもとに、1カ月前の冬季の三陸沿岸域の月平均水温を予測するモデルを提出する。モデルの作成の基本は、「三陸の極く沿岸域の水温は、津軽暖流の(I)強さ(流量)と(II)水温、親潮系の水の流れてくる(III)強さと(IV)水温とに依存している」というものである。すなわち、(I)~(IV)の4つの指標が重要であるとする。予測されるべき三陸沿岸域の水温として、気象庁が行っている宮古の沿岸水温を選んだ。宮古の沿岸水温は隣接の湾の水温や、フェリーSST資料との対応が良いことがわかっている。

上記の4つの指標のうち、水温は流れの上流側に

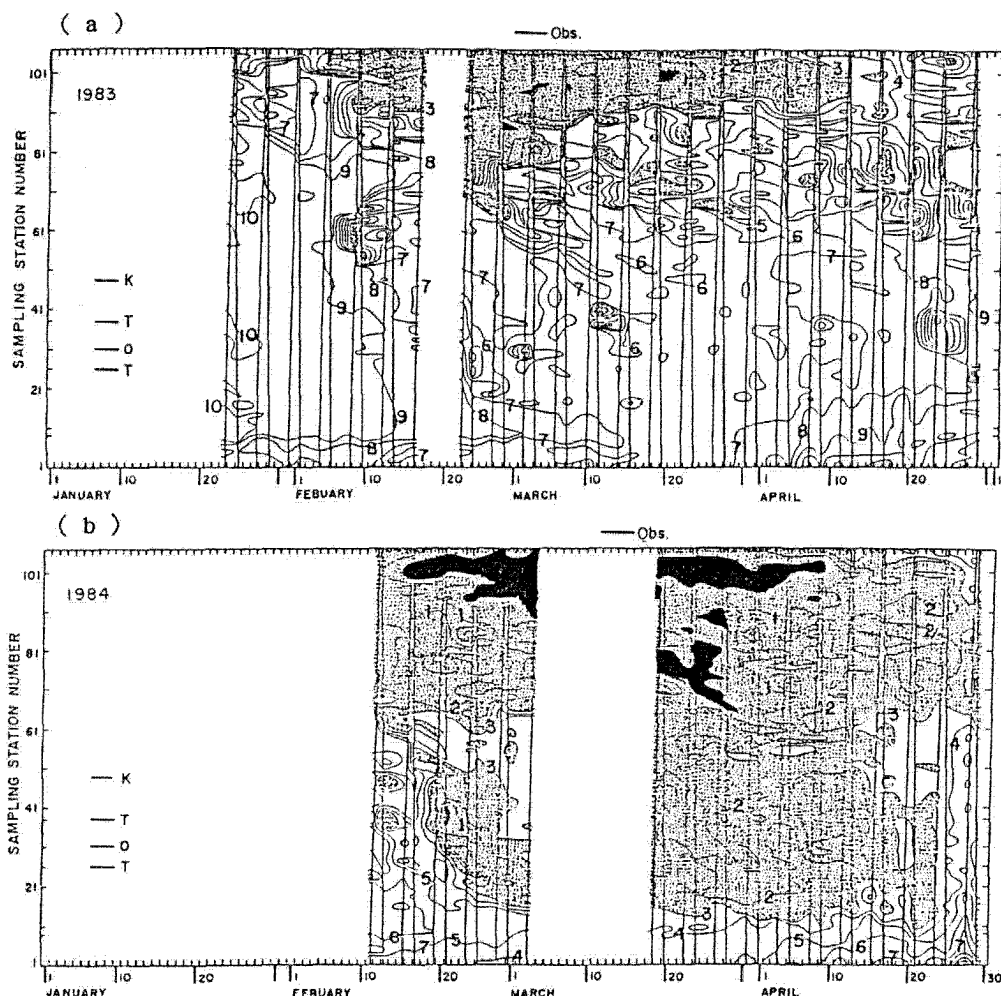


図1-90 フェリー「いしかり」によりモニターされた仙台-苫小牧間のSSTの、1983年(a)と1984年(b)の1～4月の時間-空間分布図。強調のため親潮系の水を示す3℃以下に点描し、さらに0℃以下を黒く塗りつぶした。図中の斜線は船の航跡を示す。図の上のObs. は、岩手県水産試験場の沿岸定線観測の3月の観測日、図中左側のK, T, O, Tは黒崎, 鮎が崎, 尾崎, 椿島定線の位置を示す。

位置し1カ月程度の時間スケールに対応する空間スケールを考えたうえで、津軽暖流の水温として輪島の水温、親潮系の水の水温として浦河の水温を選んだ。双方の流れの強さを示す指標は、本州日本海沿岸(男鹿, 鼠が関)と北海道太平洋沿岸(花咲, 釧路, 浦河)の水位差, 北海道太平洋岸と本州東岸(八戸, 宮古)の水位差をそれぞれ選んだ。取り扱った資料の期間は1981年から1985年の5年間で

ある。水温資料は気象庁発行全国海況旬報の旬平均値から求めた月平均値, 水位は沿岸昇降検知センターでまとめた月平均潮位を用いた。以下, 全てアノマリを対象として扱い, モデルでも宮古沿岸水温アノマリを予測することとする。そして, 12月から5月までを冬季(厚い混合層を持つ時期)とし, この期間の水温予測を目指す。

宮古沿岸水温と4つの指標間のラグ相互相関係数

のふるまいを検討し、-2月~+2月の間で有為な相関を示したことから指標の有意性が確かめられた。また、4つの指標間の独立性も検討した。その結果から、モデルとして重回帰モデルを採用することとした。冬季の資料から求めた重回帰係数の大きさ、すなわち、宮古沿岸水温に寄与する程度は、輪島の水温、浦河の水温、親潮系の水の流れる強さを示す水位差、津軽暖流系の強さを示す水位差の順であった。

このモデルで宮古沿岸水温アノマリ自身の現在の状態を、予測因子の中に入れていないことに注意されたい。このことは、三陸沿岸域の水温は上記の“システム”で決まる事を宣言していることに対応している。この理由は、暖水塊の接岸による高温化、南風の連吹に伴う湧昇や霧の発生などによる低温化など、上記のシステム以外の要因で決まることがあっても、その要因が無くなれば再び上記のシステムで決まるのであるから、アノマリをひきずらせる傾向を与えるこの予測因子を含めないほうが良いと判断したためである。

前節のモデルで求めた宮古沿岸水温の予測値と実測値の差の時系列を図1-92に示す。冬季の水温予測が目的であるが、同じ係数を用いて夏季についても予測を行った。また1986年1月から7月までは係数を決める際に使用していないので、完全予測値となっている。12月から5月までの冬季については標準偏差0.5℃程度で予測できる。したがって、このモデルは海況予測の判断材料には使えそうである。夏季については2℃程度の誤差を生じることがある。夏季は混合層が薄く成層が発達するため、局所的な外部擾乱に対して水温変動の応答が大きいことが原因であり、前述の水温決定システム以外の要因が存在していたと思われる。

エ. 考 察

(7) 北太平洋の大規模海面水温の変動と大気大循環場

本節では日本近海のSST変動に着目して、北太平洋上のWSVの場を合成図解析した結果を示した。日本近海のSSTアノマリは、既に指摘されてきたように冬季季節風の強弱にある程度支配されていることがわかった。しかし、必ずしもSST変動は季節風の強弱によってのみ決まっているわけではなく、亜熱帯循環による低緯度からの熱の輸送も関与して

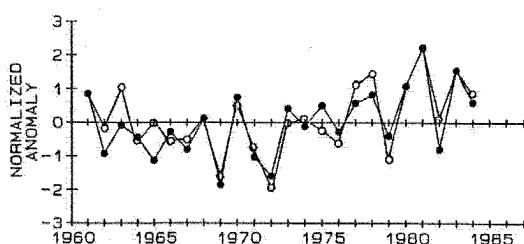


図1-91 冬季の亜寒帯循環系(○)と亜熱帯循環系(●:24-28°Nの平均)のスベルドラップ輸送量の時系列。亜熱帯循環系のスベルドラップ輸送量の平均値は、75.3 Sv, 標準偏差は14.5 Svである。この図で、亜寒帯循環系の輸送量の符号を変えていることに注意。

いることを認識することも重要である。ここで取り扱ったWSVの場は、海洋大循環のスピンアップ・ダウンに直接結びつけられる量であるので、今後ここで示したWSVの場がどの様に海洋を駆動しているのかなどに着目して考察していかなければならない。

亜寒帯循環系と亜熱帯循環系のスベルドラップ輸送量が同時に変動している。図1-91にふたつの時系列を示す。ふたつの時系列の間の相関係数は0.81であった。24-28°Nで求めた亜熱帯循環系の輸送量も、1970年代中ごろから増加している。もちろんスベルドラップ輸送量はいくつかの仮定の下に求められた風の場合に対する定常応答の結果であるので、実際に、黒潮の様な西岸境界流がこれに“見合う”変動をしているのかは不明であるが、この増大の時期と期を一にして、日本南岸で黒潮が蛇行流路を取っているのは興味深い。

また、親潮第1買入やスベルドラップ輸送量に見られる最新傾向は、どの様な大気大循環場の変動に対応しているのであろうか。最近, Nitta and Yamada⁹⁾は、1976年以降の10年と以前の10年とを比較し、最近の10年間は東部赤道域のSSTが高く、その結果PNAテレコネクションパターンの活動度も高いことを示している。このことは偏西風の南偏・強化を意味しており、海洋にとっては亜熱帯と亜寒帯双方の循環系のスピンアップにつながっているものと考えられる。

(イ) 北太平洋の大気大循環場と親潮第1貫入の南限緯度について

親潮第1貫入の年平均南限緯度は、冬季の亜寒帯循環系のスピニング・スピンドウプロセスで説明できることを示し、また、その予測モデルを提出した。1970年代半ばからの南下傾向は、東部赤道域のSSTの上昇に伴うPNA-likeな大気擾乱により、冬季に偏西風が南偏・強化された状態になり、亜寒帯の海洋循環をそれ以前に比べスピニングされた結果と考えられる。

(ウ) 親潮系水の三陸沿岸への接岸とその予測モデル

本節では、はじめに三陸沿岸域のSST資料と、岩手県水産試験場の沿岸定線資料を用いて、冬季の親潮系の水の接岸について記述し、次に、この観察結果をもとに冬季の三陸沿岸に沿う内湾や極く沿岸

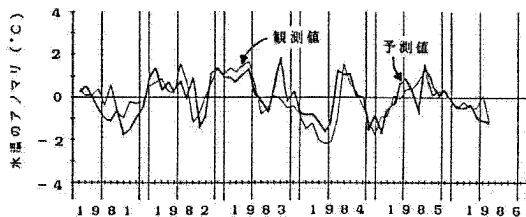


図1-92 宮古沿岸水温のアノマリの重回帰モデルによる予測値（太い実線）と実測値（細い実線）の時系列。

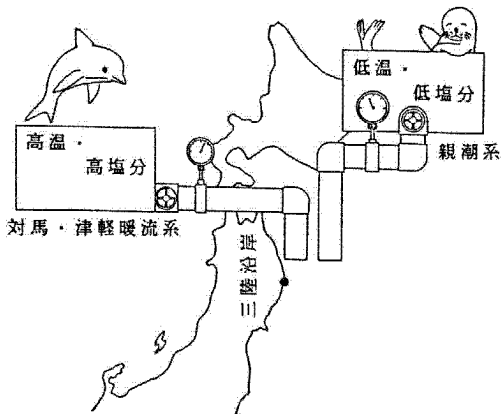


図1-93 三陸沿岸域の水温アノマリの形成を支配する要因の模式図

域の水温を予測するモデルを提出した。

本節で提出した水温予測モデルは非常に単純なものである。陸岸境界付近に存在する低密度水は、地形の効果も含めて北（南）半球では陸岸境界を右（左）にみて流れる沿岸境界流となることを踏まえ、より上流の水温を監視していれば水温は予測できるのではないかというのがモデルの基本的発想であった。ただ、この海域では図1-93に模式的に示したように、親潮、特に沿岸親潮というもうひとつ沿岸境界流になりうる候補が存在するので、実際は双方を“ブレンド”して予測している。このような単純なモデルであるが、日本沿岸の幾つかの海域に対してもこの海域以上の精度で適用可能と思われる。

オ. 今後の問題点

親潮第1貫入の年平均南限緯度に対する経験的予測モデルを作成したが、その間に介在する現象の物理的な解釈はまだ出来ていない。すなわち、スベルドラップ輸送量は単なる大気と海洋に対する強制力の一つの指標である可能性がある。今後は様々な手法を用いてさらに精密な考察を行い、その因果関係を調べる必要がある。

カ. 要約

(ア) 風の応力場をENSOイベントと、冬季の日本近海の水温偏差を抽出条件とした合図解析を行い、日本近海の大規模なスケールの水温偏差の出現は季節風の強弱に依存することがわかった。

(イ) 親潮第1貫入の年平均南限緯度の変動は、風の応力場から期待される冬季の亜寒帯循環系のスベルドラップ輸送量の変動と、高い相関を持つことがわかった。

(ウ) 親潮第1貫入の年平均南限緯度を予測する重回帰モデルを作成した。スベルドラップ輸送量を用いたモデルでは、0.87の高い重相関係数を得た。

(エ) フェリーの水温時系列資料と沿岸定線海洋資料の観察をもとに、冬季親潮系水の三陸沿岸への接岸を予測する重回帰モデルを作成した。

キ. 引用文献

- 1) Hanawa, K.: Sea surface temperature off Sanriku Coast of Tsugaru Strait monitored by Ferry Ishikari (1) 1981, Tohoku Geophys. J., 29, 192 - 222 (1983)
- 2) Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga and Y. Toba: Surface thermal

- condition in the western North pacific during the ENSO events, J. Meteor. Soc. Japan, 66, 445 - 456 (1988)
- 3) Hanawa, K., Y. Yoshikawa and T. Watanabe T., : Composite analyses of wintertime wind stress Vector fields with respect to SST anomalies in the western North pacific and the ENSO events, part I. SST composite, J. Meteor. Soc. Japan, 67, 385 - 400 (1989a)
- 4) Hanawa, K., Y. Yoshikawa and T. Watanabe, : Composite analyses of wintertime wind stress vector fields with respect to SST anomalies in the western North pacific and the ENSO events, part II. ENSO composite, J. Meteor. Soc. Japan, 67, 835 - 845 (1989b)
- 5) Hanawa, K., : Southward intrusion of the Oyashio water system and the wintertime condition of midlatitude westerlies over the North pacific, (Manuscript) (1990)
- 6) Iwasaka, N., K. Hanawa and Y. Toba : Analysis of SST anomalies in the North pacific and their relation to 500mb height anomalies over the Northern hemisphere during 1969 - 1979, J. Meteor. Soc. Japan, 65, 103 - 114 (1987)
- 7) Iwasaka, N., K. Hanawa and Y. Toba : partition of the North pacific Ocean based on similarity in the SST anomaly variation, J. Meteor. Soc. Japan, 66, 433 - 443 (1988)
- 8) Kutsuwada, K. and T. Teramoto : Monthly maps of surface wind stress fields over the North pacific during 1961 - 1984, Bull. Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo, 24, (1987)
- 10) Nitta, T. and S. Yamada : Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship with northern hemisphere circulation, J. Meteor. Soc. Japan, 67, 375 - 383 (1989)
- 11) 小川嘉彦 : 親潮第1貫入南限緯度の変動, 東北水研報告, 51, 1 - 9 (1989)
- 12) Sekine, Y. : Anomalous southward intrusion of the Oyashio east of Japan, I. Influence of the seasonal and interannual variation in the wind stress over the North pacific, J. Geophys. Res., 93, 2247 - 2255. (1988)
(東北大学 花輪公雄)
- (5) 親潮水域の沿岸定地水温・水位差データに現れる親潮変動の抽出
- ア. 研究の目的
- 季節的変動から経年変動を含む海況の中・長期的な海況変動を解明するには、恒常的に測定されている資料からそれらの変動が抽出できることが必要である。そして物理的実体の明らかな変動が抽出できれば、過去の海況変動の復元が可能となることを意味し、将来については一定のスパン内での予測が可能となることを意味する。長期間恒常的に観測されている海況データとしては、沿岸定地水温と潮位データをおいて他にない。本課題はこれらのデータから親潮の中・長期変動を抽出し、その変動特性を明らかにすることが目的である。
- 親潮水域の海況指標は、これまでに様々提起され、海況変動の記述に用いられている。代表的なものは、親潮前線の位置、冷水領域の面積、沿岸あるいは特定位置での水温値である。しかし、海況変動を支配している力学的機構の理解のためには、海況指標の力学的意味が明確でなければならない。この点から最も重要な指標は、その海域における主要な海流の流量と流路である。しかし、海流の流量を直接測定によってモニタリングするには多大の努力を要するため、常時継続することは困難である。したがって、適切な指標の確立が必要である。
- 黒潮については流れを挟む2地点の水位差の流量指標性が、津軽暖流については海峡の兩岸の水位差の流量指標性が、宗谷暖流については海峡の両側の水位差の指標性が、対馬暖流については沿岸水位の流量指標性が報告されている。これらは、それぞれの流れの力学的特性を背景にその理論的裏付けが存在する。
- 親潮はどのような力学的特性をもち、その流量はなにによって指標できるのだろうか？ ここでは、親潮の力学的特性を等圧面の絶対高低によって把握し、沿岸水位、水位差の流量指標性について検討す

る。

海況の経験的予測の方法には、周期分析による外挿、回帰式による予測、階級分けによる判別予測、類似法による予測等が挙げられる。予測対象 (predictand) が定性的なカテゴリーに分けられているカテゴリー予測である第3番目を除けば、いずれも回帰式による予測に帰着する。回帰式による予測において重要なことは、予測要因 (predicator) それ自身および予測対象量との回帰関係の安定性である。このためには、要因として用いる量の物理的意味が明瞭である必要がある。このような観点から、海況予測における予測要因でもあり予測対象でもありえる水位、水位差、親潮第1貫入南限緯度、沿岸定地水温そして大気変動の指標である東西指数の変動特性を検討する。

イ. 研究方法

まず、沿岸定地水温および水位データを収集して、流れの場の解析から得られる親潮の流量変動と等圧海面の形状および水位との関係を解析し、水位あるいは水位差の指標性を検討する。そして、大気変動の指標である東西指数との比較を行って解析対象時系列の変動の特性と力学的連関を調べる。

(ア) データの収集およびデータの一次処理

親潮水域および源流域内での長期データ (月平均水位と気圧補正のための月平均気圧、および沿岸水温)、東西指数の時系列を収集した。

データとその出所は次のとおりである。

(a) 月平均潮位データ

Petropavlovsk	1957. 7-1987. 12 Psmsl
Yuzhnokrisk	1951. 1-1987. 12 Psmsl
花咲	1954. 10-1989. 4 気象要覧 海岸昇降検知センター-潮位年報
釧路	1951. 1-1987. 12 気象要覧 海岸昇降検知センター-潮位年報
十勝	1960. 9-1988. 12 気象要覧 海岸昇降検知センター-潮位年報
宮古	1965. 4-1987. 12 海岸昇降検知センター-潮位年報

(b) 月平均気圧

Petropavlovsk	1959. 2-1988. 8 Monthly Climatic Data for the World
根室	1951. 1-1987. 12 気象要覧
釧路	1951. 1-1987. 12 気象要覧 海岸昇降検知センター-潮位年報
帯広	1951. 1-1989. 4 気象要覧 海岸昇降検知センター-潮位年報
宮古	1965. 4-1987. 12 気象要覧 海岸昇降検知センター-潮位年報

(c) 沿岸水温

厚岸	1950. 1-1987. 12 北大臨海実験所養殖漁場海況観測取りまとめ
宮古	1965. 4-1987. 12 海岸昇降検知センター-潮位年報

(d) 極東域月平均 500mb 東西指数偏差 (ZI)

ZI	1946. 1-1988. 12 気象庁予報部長期予報課
----	------------------------------

(e) 親潮第1貫入南限緯度

FOI	1964. 4-1987. 12 小川 嘉彦 ³⁾
-----	---

(f) 厚岸沖定線の流量および密度場

(g) 厚岸沖の係留系による長期測流データ

気圧補正 (水位cm+ (海面気圧-1000) mb) を行った水位データについて、地殻変動を直線と仮定して除去した。東西指数は、極東の大気の循環パターン²⁾の指標であって、主として冬の季節風の指標として用いられてきた。親潮第1貫入南限緯度は東北海区¹⁾の海況指標として漁況との関係などが調べられてきた指標である。

(イ) 親潮の力学的構造の解析手法の開発

厚岸沖の定線観測で得られた密度場と直接測流データから等圧海面の形状を求めるための解析手法を開発し、親潮水域の力学的構造の特徴を明らかにする。

(ウ) 沿岸水位および水位差の親潮流量の指標性
等圧海面形状の解析から得られた流れを横切る方向の海面勾配と、道東沿岸沿いの親潮の流量（課題 1-2-(1), 1-2-(3)の成果）とを比べてその指標性を検討する。また、平均水位および水位差と、流量変動と比較してその指標性を検討する。

ウ. 結果と考察

(ア) 親潮の力学的構造の特徴^{1,2)}

親潮の鉛直的流動構造の解析の結果、親潮は密度分布だけでなく海面勾配で決まる流れの成分が大きい海流であって、黒潮とは性格を大きく異にする海流であることが明らかになった。これは、主として暖流の海況記述のために開発されてきたこれまでの海況学の方法、すなわち流軸を指標等温線で代表させたり沿岸水位で流量を指標させる方法が、親潮に

はそのまま適用できないことを意味する。

(イ) 沿岸水位および水位差の親潮流量の指標性^{1,2)}

a. 流れを横切る方向の海面勾配（図-94）

海流のように大規模な流れは、北半球では地球の自転の効果によって高い圧力（水位）を右手に見るように流れる。観測結果もこれを示しており、沿岸に沿う親潮の流れを横切る方向の海面勾配は、沿岸に沿う流れ（主として親潮第1分枝）の流量の指標となる。しかし、流れの外側の海面の高さが深い層での等圧面深度の変動によって変化するため、沿岸（釧路）の水位は、流れを横切る方向の海面勾配を代表しない。このため、流れを横切る方向の海面勾配を知るには、海底設置の深海圧力計あるいは人工衛星搭載の海面高度計による測定が必要である。

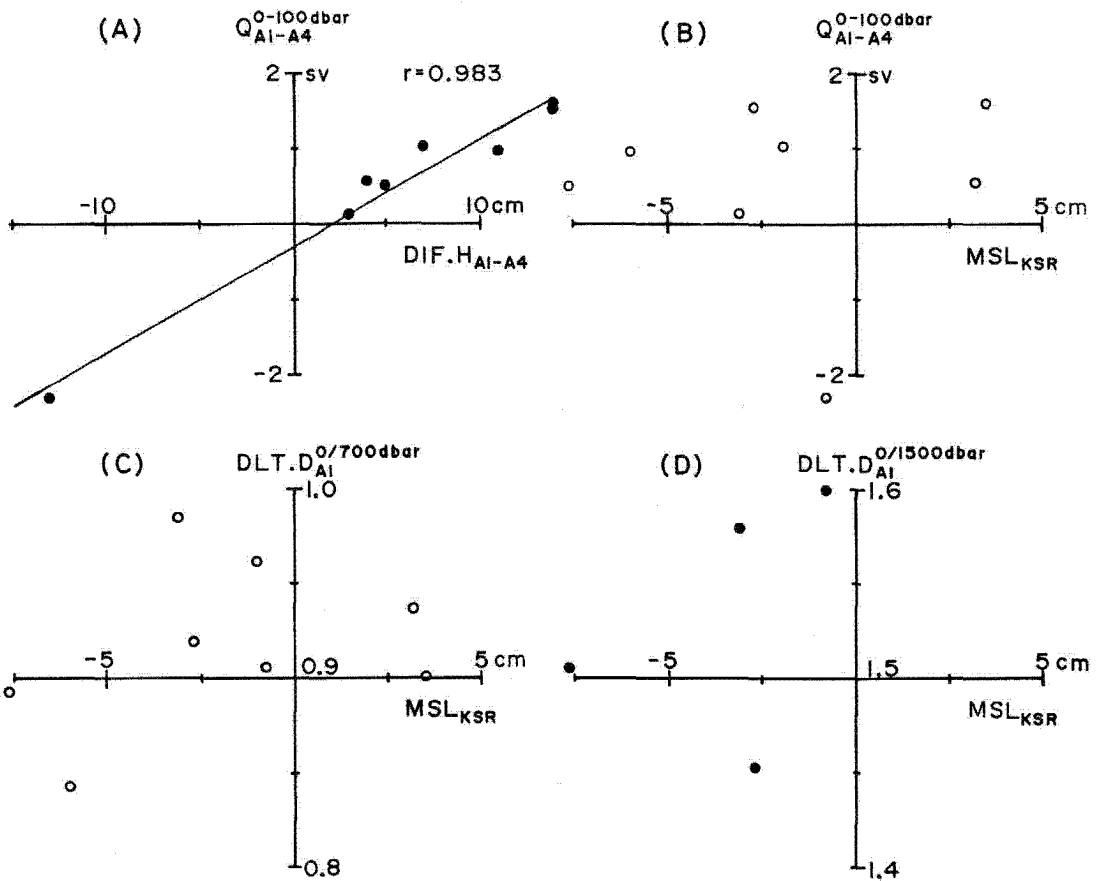


図 1-94 流れを横切る水位差と沿岸に沿う流れの流量との関係

b. 流れに沿う方向の海面勾配 (図 1-95)

流れに沿う方向の海面勾配 (花咲-十勝の水位差) は、岸に沿う流れ (主として親潮第 1 分枝) の流量の指標となる。これは海底の摩擦と釣合う、流れに

沿う方向の海面勾配を調べていることに相当する。花咲-十勝の水位差に見る限り流量変動は、東西指数と相関を持たない。

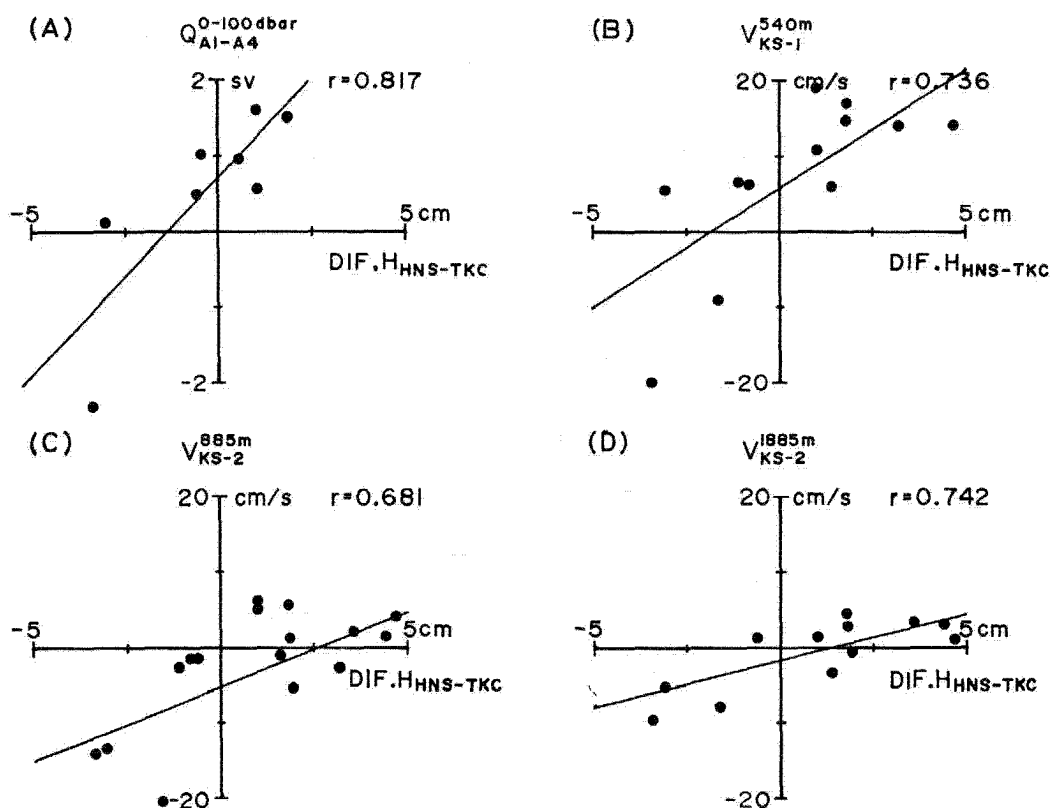


図 1-95 流れに沿う水位差 (花咲-十勝) と沿岸に沿う流速との関係

花咲-十勝の水位差と(A)厚岸沖定線沿岸部 (Stn. A1-A4) の表層部 (0-100db) の流量との関係, (B)係留系 (Stn. KS-1) の 520m深の流速の月平均値との関係, (C) 係留系 (Stn. KS-2) の 885 m深の月平均流速との関係, (D)係留系 (Stn. KS-2) の 1885 m深の月平均流速との関係。

c. 暖水塊と親潮の流量

親潮第 1 分枝と第 2 分枝への流量配分が暖水塊の位置によって決められるため、沿岸での水位差では、親潮全体あるいは北太平洋西部亜寒帯循環の流量変動はモニタリングできない。

d. 花咲-十勝の水位差の変動 (図 1-96)

花咲-十勝の水位差の流量指標性が明らかになったので、これによって道東沿岸に沿う親潮の流れの

流量変化を過去に遡って調べることが可能になった。その結果 (図 1-96), 流量は 1980 年代に入ってから多くなっていること、冷水年である 1981 年および 1984 年には通常とは異なり春あるいは夏~秋に流量の増加が見られる。

(e) 海況指標の変動特性とそれらの相互関係

a. 沿岸水位の年周変動 (図 1-97)

月平均水位の年周変動とそれからの標準偏差を図

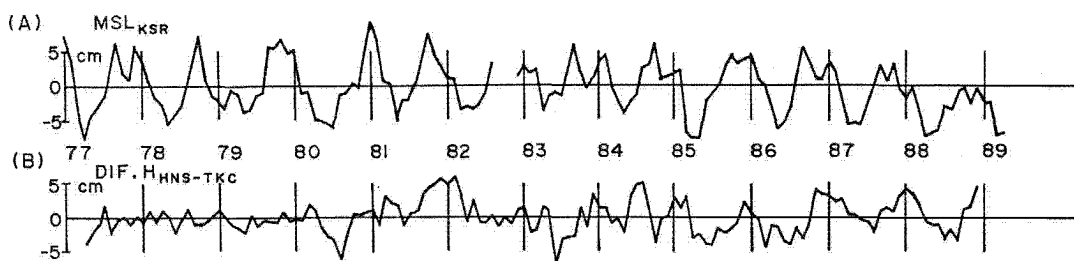


図 1-96 (A)釧路における月平均水位（気圧補正済み）の時系列, (B)花咲一十勝の月平均水位差の時系列。

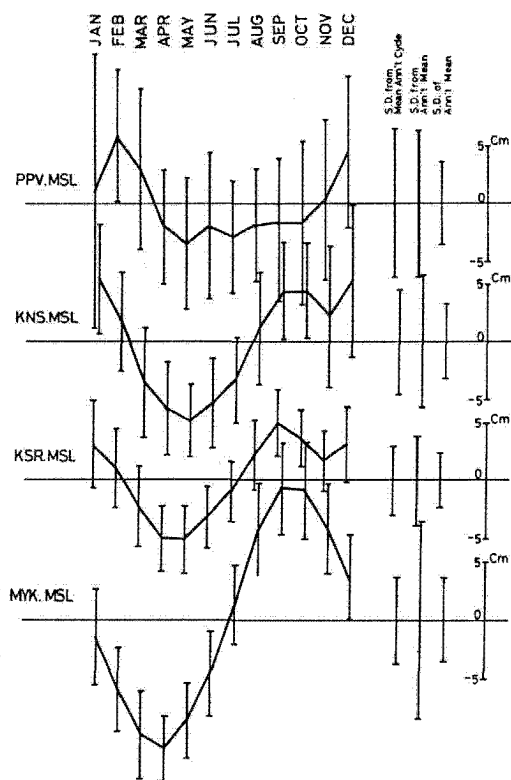


図 1-97 月平均水位の年周変動

1-97にまとめた。年周変動に添えたバーは平均年周変動からの標準偏差を表している。図の右側に示した三つのバーは、左から右へ、各月毎の月平均水位の年周変動からの標準偏差を平均したもの、各月毎の月平均水位の年平均値からの標準偏差の平均値、および年平均水位の標準偏差である。

各地点の月平均水位の年周変動のパターンはそれ

ぞれ異なる。宮古の水位は、大きな振幅の正弦変動を示しその年毎の変動は少ない。これは、顕著な二つのピークを示す他の親潮水域の地点のパターンと大きく異なる。また、年周変動のまわりの変動は北の地点ほど激しい。これは、北太平洋上の風の応力の変動の半年周期成分が北部ほど大きい⁴⁾ことに対応するものと考えられる。

b. その他の海況指標の年周変動 (図 1-98)
水位以外の海況指標の年周変動を図 1-98に示し

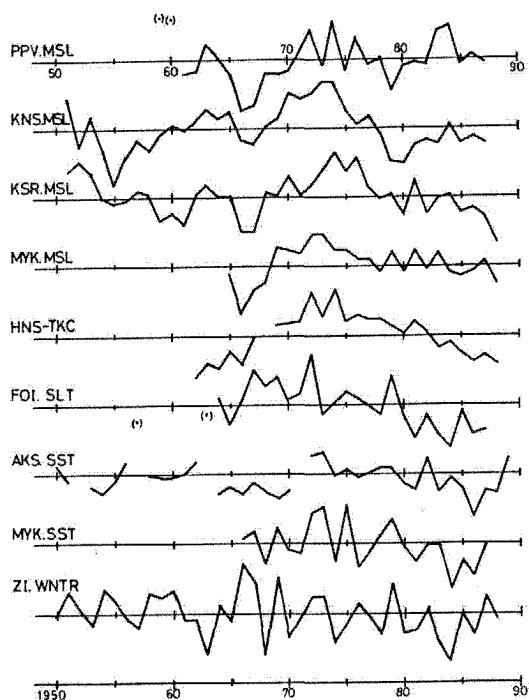


図 1-98 その他の海況指標の年周変動

た。花咲一十勝の水位差の変動においては、年周変動あるいは月々の変動よりも、年々の変動が大きな部分を占めている。親潮第1貫入の南限緯度の変動の特徴は、年平均値の変動と年周変動がほぼ等しいことである。東西指数の月々の変動は、年周変動あるいは年平均値の経年変動よりも大きく、持続性の短い変動特性を持つ。厚岸の沿岸定地水温は、これらとは異なり、正弦的な年周変動が圧倒的に卓越し、日射の季節サイクルを直接反映する部分が大きいことを示している。

c. 海況指標の年平均値の変動（図1-99）
 水位の年平均値の標準化した変動（図1-99）には共通した傾向が見られ、1966～67年の深い落込みから70年代半ばの高原状態を経て、1968～70年の小さな肩を経過した後、1980年代半ばに向かって減少していく。短い周期の変動の目立つ水位差、親潮第1貫入南限緯度および厚岸と宮古の沿岸定地水温にも、同様の傾向がうかがえる。また、国後、釧路および宮古の水位と花咲一十勝の水位差は、ペトロパブロフスクの水位、親潮第1貫入南限緯度、宮古の沿岸定地水温、東西指数の変動よりも長い持続

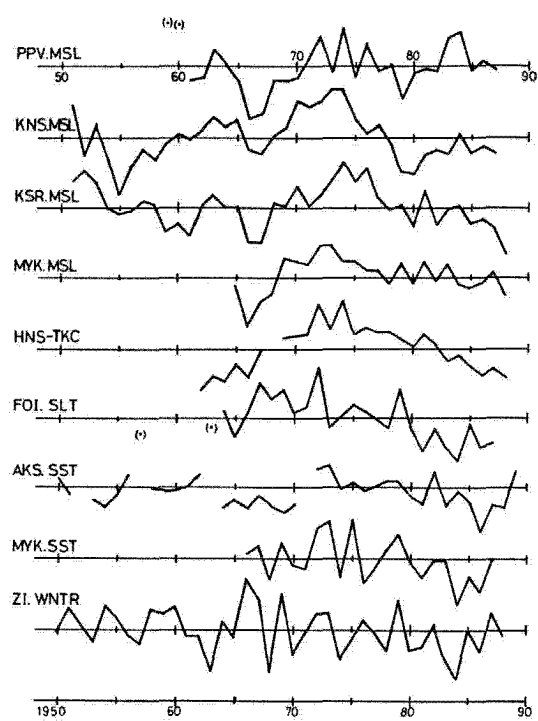


図1-99 海況指標の年平均値の変動

表1-2 海況指標の年平均値の相互関係

	PPV .MSL	KNS .MSL	KSR .MSL	MYK .MSL	HNS -TKC	AKS .SST	FOI .SLT	MYK .SST	ZI. WNTR
PPV.MSL	*	<u>.390</u>	<u>.560</u>	<u>.532</u>	<u>.298</u>	<u>.234</u>	<u>-.315</u>	<u>-.366</u>	<u>-.575</u>
KNS.MSL		*	<u>.522</u>	<u>.525</u>	<u>.411</u>	<u>.268</u>	<u>.238</u>	<u>.169</u>	<u>-.162</u>
KSR.MSL			*	<u>.729</u>	<u>.627</u>	<u>.229</u>	<u>.079</u>	<u>-.001</u>	<u>-.239</u>
NYK.MSL				*	<u>.718</u>	<u>.385</u>	<u>.136</u>	<u>.348</u>	<u>-.073</u>
HNS.TKC					*	<u>.237</u>	<u>.429</u>	<u>.314</u>	<u>.020</u>
AKS.SST						*	<u>.252</u>	<u>.289</u>	<u>-.142</u>
FOI.SLT							*	<u>.592</u>	<u>.533</u>
MYK.SST								*	<u>.641</u>

*Numerals in boldface are significant in 1% level.
 *Numerals underlined are significant in 5% level.

性を示している。ただし、東西指数は冬季の3カ月の平均を示した。
 d. 年平均海況指標の相互関係（表1-2）
 海況指標の年平均値の間の相関を調べた結果（表

1-2），次のことが明らかになった。
 ペトロパブロフスク、国後、釧路および宮古の水位の間には有意な相関がある。水位の年周変化が各地点で大きく異なる反面、年平均値の変動に共通性

が見られたが、この高い相関は、経年変動が道東から三陸の宮古までの親潮水域で共通性があることを裏付けている。宮古が津軽暖流に洗われる沿岸に位置していることを考え合わせると興味深い事実であり、津軽暖流の変動の背後に親潮の変動が存在することを意味する。このことは、釧路および宮古の水位が、花咲一十勝の水位差と高い相関を持つことにも現れている。

月平均レベルでは、花咲一十勝の水位差は道東沿岸沿いの親潮の流量と相関を持つが、釧路の水位と花咲一十勝の水位差あるいは道東沿岸沿いの流量とは相関が無かった。これに反して年平均レベルで、水位差と水位に相関があることは、年平均水位は道東沿岸沿いの親潮の流量の指標と成り得ることを意味している。

沿岸定地水温は、水位あるいは水位差と相関を示さず、水温が親潮変動を直接指標していないことを意味している。親潮第1貫入南限緯度、宮古の沿岸定地水温およびペトロパブロフスクの水位は、冬季平均の東西指数と正あるいは負の有意な相関を示し、これらの海況指標が冬季の季節風の影響を強く受けることを示している。

親潮第1貫入の南限緯度は、亜寒帯循環の南端の位置を指標すると考えられるが、水位あるいは水位差と高い相関を示さないことは、冬の季節風が亜寒帯循環を駆動するという力学的連関において、亜寒帯循環の南限の変動と亜寒帯循環の西岸境界流である親潮の流量の変動との関係が単純な対応でないことを意味し、さらに研究すべき課題を提示している。

エ. 今後の問題点

㍻) 北太平洋上の大気変動による西部亜寒帯循環の駆動の効果が、西部亜寒帯循環の空間規模と西岸境界流の流量とに及ぼす影響を明らかにする必要がある。

㍿) 親潮水域の力学的構造と暖水塊の力学的挙動

との関連を明らかにする必要がある。

㍿) 親潮全体の流量の変動を把握するための調査を継続する必要がある。

㍿) 深海圧力計によるモニタリングシステムを開発する必要がある。

オ. 要 約

㍿) 沿岸での水位差で親潮沿岸流の流量変動をモニターできる。

㍿) 沿岸水位の月平均値は道東沿岸沿いの親潮の流量変動を指標しないが、年平均スケールでは指標性がある。

㍿) 花咲一十勝の水位差の変動は、東西指数だけで決まらない。

㍿) 釧路沖暖水塊の挙動のため、親潮全体の流量変動は沿岸の水位だけでは指標できない。

㍿) 亜寒帯循環の南限の変動と、亜寒帯循環の西岸境界流の流量変動とは、単純な対応関係を示さない。

カ. 引用文献

- 1) Kashiwai, M. and T. Kono: Surface Topography, sea-level difference and volume transport of the Oyashio Current, Bull. of the Hokkaido Nat. Fish. Res. Inst., 54, 9 - 24 (1990)
- 2) Kashiwai, M.: Long-term variability of Oyashio appearing in the coastal sea-level, Bull. of the Hokkaido Nat. Fish. Res. Inst., 55, 141 - 160 (1991)
- 3) 小川嘉彦: 親潮第1貫入南限緯度の変動, 東北水研報告, 51, 1 - 9 (1989)
- 4) Trenberth, K. E., W. G. Large and J. G. Olson: The mean annual cycle in global ocean wind stress, J. of Phys. Oceanogr., 20, 1742 - 1760 (1990)

(北水研 柏井 誠)

第2章 餌料生物生産維持機構の解明

1. 親潮水域の生物生産維持機構の解明

(1) 親潮水域における生物生産に係わる栄養物質の循環の解明

ア. 目的

親潮水域は、春季及び夏季には一次生産や二次生産が高く、またイワシやサンマなどの多獲性浮魚の索餌域で好漁場である。この生産を支える栄養は冬季の混合により補給され、春季に成層が形成されることにより一次生産が高まり、引続き二次生産が高まると考えられている²⁴⁾。ここではこの過程を、水理、栄養物質の分布、有機懸濁物の沈降量や光合成量の測定結果を用いて定量的に把握して、この水域の生産性を低次生産の面から評価しようとするものである。

イ. 研究方法

1987年9月29日～10月13日の照洋丸調査における St. 1～35, 1988年の探海丸調査におけるトラップ調査点である4月23日のP1, 4月28日のP2, 5月2日のP3, 7月15日のP2及び1989年5月12日～25日の蒼鷹丸調査における St. 1～8の観測点を図-2に示した。栄養物質(この場合は窒素が中心)の輸送は、基本的には鉛直的輸送に焦点をおいて検討した。鉛直的な流れ(湧昇)と拡散については塩分、酸素、硝酸塩の分布と生産・消費のバランスから求めた。上記の調査のうち1987年では栄養塩とDOとトラップによる沈降量, 1988年では沈降量のみ, 1989年では下記の項目を分析した。水温と塩分はCTD観測により, DOはウィンクラー法で求めた。採水はロゼットサンプラーにより行った。採水は, トラップ点では基本的には0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 800, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000mの19層で行い, その他の点では1000mまでで, 300m以深は500, 750, 1000mとして13層で行った。栄養物質の分析については,

(ア) 硝酸塩+亜硝酸塩はカドミカラムを用いたオートアナライザー法¹⁾

(イ) 珪酸塩は蓚酸とアスコルビン酸還元によるオートアナライザー法²⁾,

(ウ) クロロフィルとフェオフィチンは蛍光法を用い, 佐藤ら²⁰⁾の磨砕なしの抽出法により, また抽出

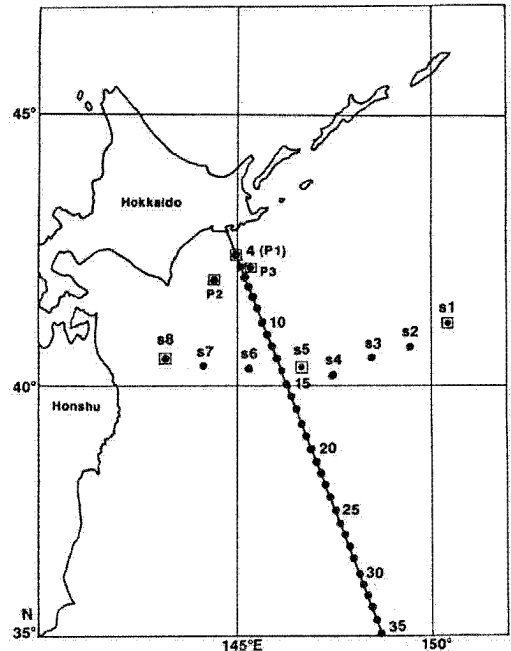


図2-1 観測点。St. 4からSt. 35までは1987年照洋丸の観測点で, 全点CTD観測を行ったが, 栄養塩の観測は, St. 4, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19の8点である。St. P1, P2, P3は1988年探海丸による調査点, St. S1～S8は1989年蒼鷹丸による調査点であり, □はセディメント・トラップの調査点を示す。

液としては鈴木²³⁾によりジメチルフォルムアミドを用いた。

(エ) 懸濁態窒素と炭素は, GF/F紙紙を用いて濾過により得られた試料をCarlo Erba社の元素分析計により分析した⁵⁾。

(オ) 生物体珪素は, Paache and Ostergen¹⁴⁾による炭酸ナトリウム抽出法により求めた。

トラップ点では全項目を分析し, その他の点ではクロロフィルと栄養塩の分析を行った。沈降量はfloat-typeのセディメント・トラップを用いて, 基本的には50, 150, 300, 500, 750, 1000mの深さに1日吊して回収して, クロロフィル+フェオフィチン,

懸濁態窒素と炭素、及び珪素を分析した。

光合成は ^{13}C - NaHCO_3 を ^{13}C の atom% が約 10% になるように添加して、現場法で求めた。光量子計 (Li Cor-100) で光強度を測定し、光が 100 (0 m), 50, 25, 10 及び 1 % 層の海水を採水して、一部は 0 time 試料として 1 l を直ちに濾過して、残りの海水 1 l に ^{13}C 試薬を加え培養後、試水を Whatman GF/F 紙で濾過して乾燥後、 ^{13}C -Analyzer (JASCO EX-130S) を用いて測定し、下記の式 (7) により光合成速度を算出した。

$P = \text{POC}(a_{is} - a_{ns})f / T(a_{ic} - a_{ns})$ ただし、POC: incubate 後の試料の粒状炭素濃度 (mg l^{-3}), a_{is} : incubate された試料の ^{13}C atom%, a_{ns} : 天然の ^{13}C atom%, a_{ic} : 無機態炭素の ^{13}C atom% (この場合 10%), T : 培養時間, f : discrimination factor ($f = 1.025$)。

St. 1 では 12 時～17 時, St. 5 では 9 時 30 分～17 時, St. 8 では 9 時～17 時の間培養した。各層における光合成速度 ($\text{mg C m}^{-2} \text{h}^{-1}$) を積算し、1 日を 10 時間として日生産量を算出した。

動物プランクトンは、トラップ点 (St. 1, St. 5, St. 8) で NORPAC ネット (口径 45 cm, GG 54, 網目 0.328 mm) の鉛直曳き (50 m, 100 m 及び 300 m から 0 m まで) により採集して、5 % 中性ホルマリンで固定した。サンプリングは午前中及び午後 8 時頃に行った。微小動物プランクトン (microzooplankton) もトラップ点で、1 日に 1 度だけ所定層 (0, 20, 50, 100 m) から 1 l 採水して 20 ml の 25 % グルタルアルデヒド、ついで 1 ml の中性ホルマリンで固定した。

二次生産については、動物プランクトン及び微小動物プランクトンの乾燥重量の結果を用いて、Ikeda and Motoda の方法 (8) により算出した。動物プランクトンについては種別に、0.4 μm のポアサイズのヌクレオポアフィルターを用いて、3.5 % の炭酸アンモニウム溶液で洗浄して乾燥重量を求めた。微小動物プランクトンについては、有鐘纖毛虫、その他の纖毛虫及びノープリウスに分け、有鐘纖毛虫は殻口 L 、殻長 H とする三角錐と考え体積を $\pi L^2 H / 12$ とし、その他の纖毛虫及びノープリウス (体幅 L 、体長 H) は楕円体と考え体積を $\pi L^2 H / 6$ として、比重を 1 とし乾燥重量を推定した。二次生産量は次の式を用いて算出した。

$$R = aW^b,$$

ただし、 R : 呼吸速度 ($\mu\text{l O}_2 / \text{indiv.} / \text{hr}$), W : 乾燥重量 ($\text{mg} / \text{indiv.}$), a 及び b は定数,

$$\log_{10} a = 0.02538 T - 0.1259 \quad (T: \text{生息水温}),$$

$$b = -0.01089 T + 0.8918$$

である。また、 F : 摂餌速度, P : 生産速度とすると、 $F = 2.5 R$, $P = 0.75 R$ として求められる。生息水温 T は、CTD で得られた水温値の 0～50 m, 0～100 m 及び 0～300 m の積算平均値である。この場合呼吸量を炭素換算するために呼吸商 0.8 として計算する。具体的には $1 \mu\text{l O}_2$ は、

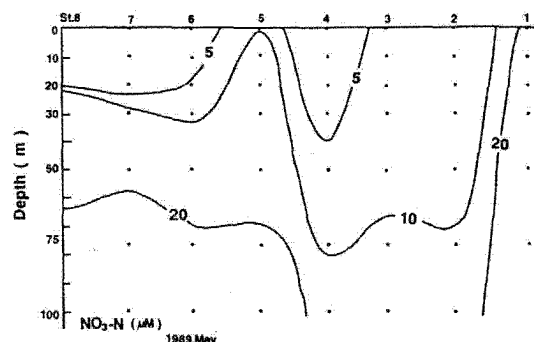
$$1 \times 0.8 \times 12 / 22.4 = 0.428 \mu\text{g C}$$

となる。

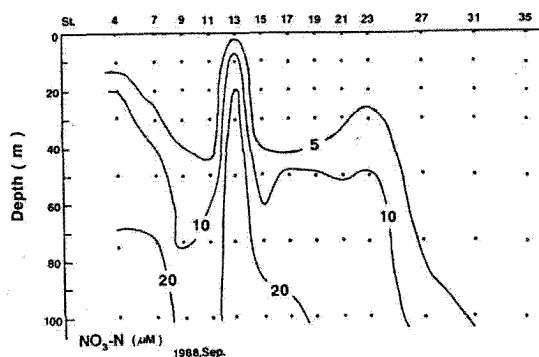
ウ. 結 果

(ア) 栄養物質分布と沈降量の季節変化及び生産性評価

a. 親潮水域の硝酸態 N 分布: 図 2-2 a, b に 1989 年 5 月と 1988 年 9 月の親潮水域の ($\text{NO}_2 + \text{NO}_3$) - N (ほとんどは硝酸態窒素) の 0～100 m の分布を示した。9 月の結果では、親潮水域の範囲は、100 m 層の水温が 5 $^{\circ}\text{C}$ 以下を指標として見ると St. 1 から St. 19 付近までである。また St. 35 は黒潮域である。この結果で St. 13 では原因は不明で高濃度であるが、その他の点では 30 m から 40 m より以浅では硝酸態 N は 5 μM 以下となっている。一方 5 月では、親潮水域は St. 1 及び St. 5-8 であるが、表層近くまで硝酸態 N は 10～20 μM である。1988 年から 1989 年にかけての冬季のベーリング海の表層の海水を開洋丸にサンプリングしてもらい硝酸態窒素を分析したところ、12 月 27 日 (57 $^{\circ}$ 03.5 N, 177 $^{\circ}$ 54.8 E) では



(a)



(b)

図 2-2 親潮水域を含む海域の 5 月(a)と 9 月(b)の硝酸態窒素分布 (観測点は図 2-1 参照)

硝酸態 N 濃度は 24.8, 1 月 1 日 (53°44.7'N, 175°45.4'W) で 28.3, 1 月 22 日 (54°42.6'N, 170°04.6'W) で 26.8, 1 月 27 日 (58°00.0'N, 178°00.2'W) では 25.1 μM であった。5 月の親潮水域でも表層で約 20 μM の硝酸塩濃度であったので、冬季の対流混合でベーリング海と同程度になるものと考えられる。春から秋にかけての硝酸態 N の減少を計算してみる。春のブルーミング前の点として 1989 年 5 月の St.1 は、硝酸態 N が表層まで多く、懸濁態 N が少ないので春のブルーミング前の状態と考えることができる。秋の状態としては、硝酸塩濃度を調査した 1987 年の St.4, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19 の 8 点の硝酸態 N の平均値を用いる。50 m 以深は栄養塩も多く、生産層と考えず、0~50 m までの積算値を比較して計算すると、春の硝酸態 N の現存量は 1170 m moles m^{-2} であり、秋では 300 m moles m^{-2} であり、その差 870 m moles m^{-2} が計算上生産層から消失した (または年間でこれだけ下層から上層へ供給された) ことになる。これを年平均でみると、33 $\text{mg Nm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ となる。この消失の原因としては、硝酸態 N が懸濁態 N や溶解有機態 N に変化したこと、また下層へ沈降したこと、さらにはより栄養塩の少ない水塊へ拡散していったことが考えられる。

b. 春における鉛直的密度差と懸濁態窒素の生成: 5 月の St.1, 5, 8 の間には硝酸態と懸濁態 N の鉛直分布が大きく異なる。すなわち、先にも述べたように St.1 では硝酸態 N が多く、懸濁態 N は少な

い。一方 St.8 では表層にはほとんど硝酸態 N は見られず、懸濁態 N が多い。St.5 は両者の中間である。違いの原因を検討するために、図 2-3 に 0~50 m の σ_t と懸濁態窒素の濃度分布を示した。この図から明らかなように上層と下層の間の σ_t の差が

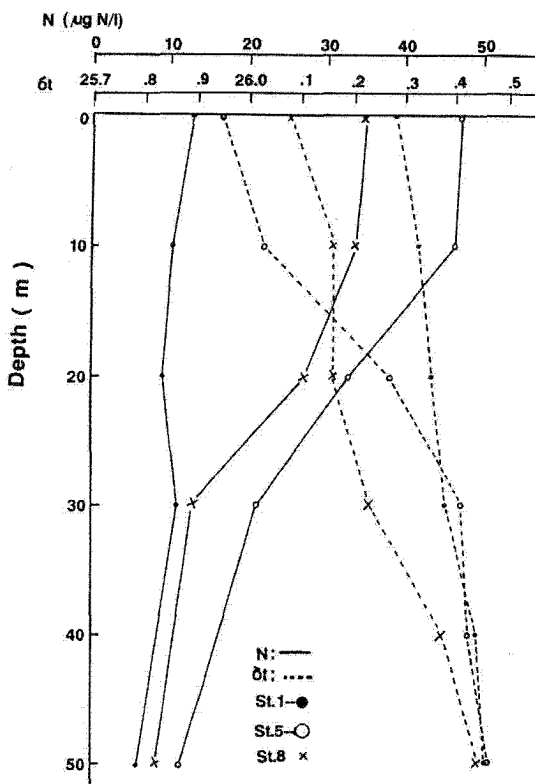


図 2-3 1989 年 5 月の St.1, 5, 8 の懸濁態窒素 (N) と σ_t の鉛直分布

大きいほど懸濁態窒素の量が多い。従って St.1, 5, 8 の生産性の違いは鉛直的な密度差によるものと考えられる。また、St.1 から St.5, St.8 への変化は、春に日射が強くなり成層構造が発達するにつれ一次生産が増加する過程を示していると見ることができる。

c. 沈降量: 1987 年から 1989 年にかけての結果を表 2-1 に示した。夏から秋にかけての結果は 7/15 の 1 回しかないが、5 月のブルーミング時に高い値が得られている。親潮水域の 50 m, 500 m 及び 1000 m 層の炭素及び窒素の沈降量の季節変化を図 2-4 に示した。興味深いことは、500 m や 1000 m

表 2-1 セジメント・トラップで得られた炭素 (C : $\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$)
と窒素 (N : $\text{mgNm}^{-2}\text{day}^{-1}$) の沈降量

観測日 深さ (m)		87/9/29	88/4/23	88/4/28	88/5/2	88/7/15	89/5/17	89/5/19
50	N	5.6	4.7	5.7	55.0	6.4	10.9	16.9
	C	44.3	40.7	39.2	383	50.5	70.9	117
150	N	nd	3.7	2.9	32.6	5.0	3.6	7.2
	C	nd	25.0	26.9	230	46.4	25.2	51
300	N	12.4	4.4	1.8	10.0		2.6	4.0
	C	114	34.7	13.6	67.3		10.0	32.6
500	N	9.6	3.3	1.9	4.7	4.1	3.2	3.7
	C	105	23.7	14.8	33.4	39.2	14.0	27.1
750	N	22.5		2.2	5.6	4.8	2.3	2.2
	C	179		14.9	52.6	41.8	10.6	16.4
1000	N	8.6		1.3	3.0	2.1	1.8	1.7
	C	82.5		10.0	21.5	16.1	14.8	12.4

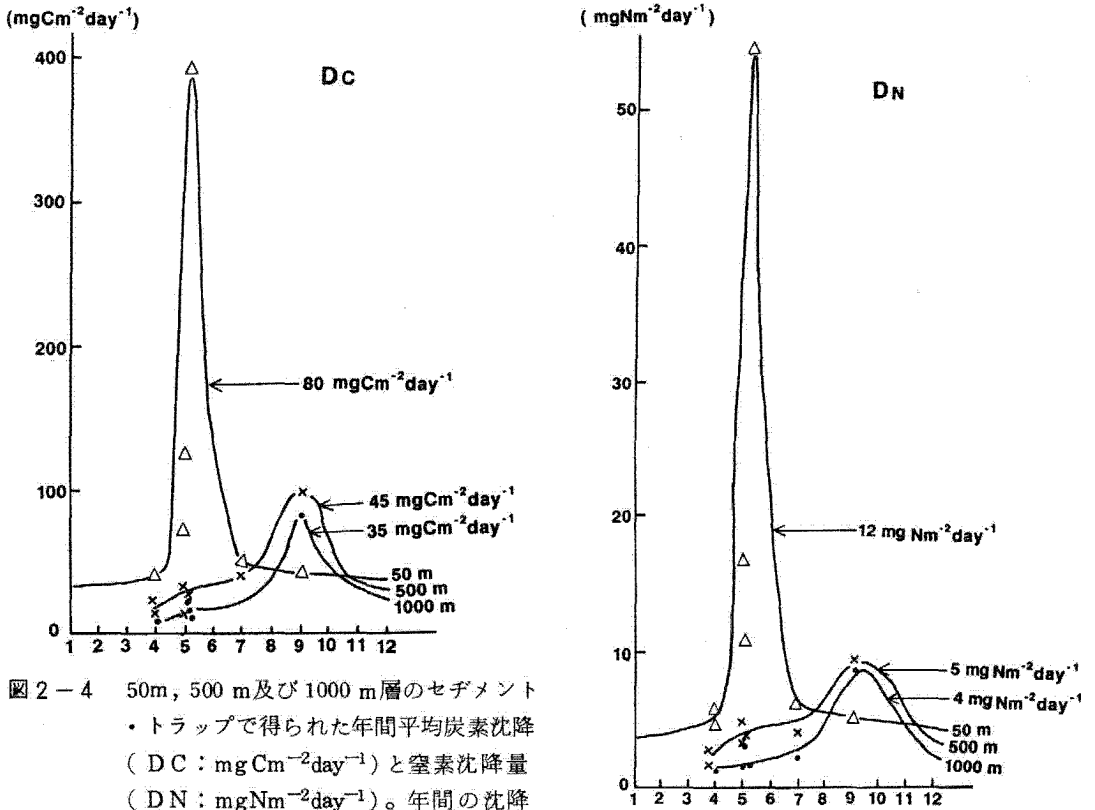


図 2-4 50m, 500m 及び 1000 m 層のセジメント・トラップで得られた年間平均炭素沈降 (Dc : $\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$) と窒素沈降量 (Dn : $\text{mgNm}^{-2}\text{day}^{-1}$)。年間の沈降量を求めるために大まかに線を引き、その面積から年間平均沈降量を求めた。

層では春より夏から秋にかけて沈降量が多いことである。恐らく沈降時間によるずれであろう。50m層への年平均沈降量は図2-4の面積を積算して約80 $\text{mgCm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ と見積もった。一方500 m層及び1000 m層への年平均沈降量は約45及び35 $\text{mgCm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ となる。またNの50m層への年平均沈降量は約12 $\text{mgNm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ 、500 m及び1000 m層への平均沈降量は5及び4 $\text{mgNm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ と見積もった。

表2-2には、炭素(C)、窒素(N)、クロロフィルa(chla)、フェオフィチン(pheo)及び生物体珪素(BioSi)の50mまでの積算量(Σ)と50m層での沈降量(T)を示した。炭素の沈降量(TC)の積算炭素量(ΣC)との割合(B/A)は0.3~2.6%であり、TCと ΣC との間には相関が見られなかった。表には ΣPC が何カ月で全て沈降するののかを示した(A/B/30)が、1.3~10.7とかなり開きが見られた。TCと植物プランクトン色素の沈降量(TP=Tchla+Tpheo)との比(TC/TP)は4~5月では9~13であるのに対して7月では318であり、4~5月では沈降物は植物プランクトン由来の物質

が多いのに対して7月では植物プランクトンがかなり分解した物質であることが示された。このことはBioSiでも見られた。沈降した炭素と珪素の比(B/H)は4~5月では17~34%であるのに対して7月では157%であり、春は珪藻由来の物質が沈降していることが示された。この比は7月をのぞいて平均すると24%であるのに対して、懸濁態中の炭素と珪素の比(A/G)は1989年の2例しかないが72%であり、沈降物の比より3倍強大きい。このことは炭素の比が小さい物質が沈降しやすいか沈降中に炭素が珪素より分解されやすいことを示していると考えられるが、常識的には後者と考えられる。そこで50m層へ沈降する間の炭素の分解量を考えて見る。懸濁態炭素量をa、懸濁態珪素量をb、沈降物炭素量をc、沈降物珪素量をdとする。これらの値がそろっているのは1989年5月の2つのSt.のみなのでその値を用いると、

$$a/b = 0.72,$$

$$c/d = 0.22$$

となる。炭素の分解率Dは、 $(a-c)/a$ で求め

表2-2 50m層における懸濁態炭素(PC)、クロロフィル(chla)、フェオフィチン(pheo)及び生物体珪素(BioSi)の現存量と沈降量(詳細は本文参照)

	87/9 (st4)	88/4/23	88/4/28	88/5/2	88/7/15	89/5/15 (st1)	89/5/17 (st5)	89/5/19 (st8)
A: $\Sigma\text{PC}(\text{mgm}^{-2})$	1709	13078	12600	17210	6605	3946	9741	11038
B: $\text{TPC}(\text{mgm}^{-2}\text{day}^{-1})$	44.3	40.7	39.2	383.5	50.5	nd	70.9	123
B/A(%)	2.59	0.3	0.31	2.2	0.77		0.73	1.11
A/B/30(month)	1.3	10.7	10.7	1.5	4.4		4.6	3.0
C: $\Sigma\text{chla}(\text{mgm}^{-2})$	nd	12.4	324	463	38.6	nd	nd	473
D: $\text{Tchla}(\text{mgm}^{-2}\text{day}^{-1})$	nd	0.039	0.32	10.1	0.009	0.012	0.16	1.56
D/C(%)		0.31	0.10	2.17	0.024			0.33
E: $\Sigma\text{pheo}(\text{mgm}^{-2})$	nd	17.0	77.6	114	54.8	nd	nd	144
F: $\text{Tpheo}(\text{mgm}^{-2}\text{day}^{-1})$	nd	0.46	3.91	22.4	0.15	0.13	5.28	15.6
F/E(%)		2.7	5.0	19.6	0.27			10.8
G: $\Sigma\text{BioSi}(\text{mgm}^{-2})$	nd	nd	nd	nd	nd	nd	14784	14056
H: $\text{TBioSi}(\text{mgm}^{-2}\text{day}^{-1})$	nd	120	228	1448	32.2	nd	325	552
H/G(%)							2.20	3.92
A/G(%)							65.9	78.5
B/H(%)		33.9	17.2	26.5	156.8		21.8	22.3
I: $(\text{D}\times 25 + \text{F}\times 1.51)/5$		4.4	37.5	421	1.4		43.9	156.8
I/B(%)		11	96	110	2.6		62	127

る。今、沈降中に珪素が全く分解しないと過程すると

$$D = 0.69,$$

すなわち69%が分解されることになる。しかし、一般に珪素も分解される⁹⁾ことが知られているので、珪素が70%分解されるとすると

$$D = 0.79,$$

50%分解されるとすると

$$D = 0.85$$

となる。ここでは70%分解されるとして炭素は80%分解される、すなわち1/5になると仮定してみる。なお、東京湾でも我々¹⁷⁾が懸濁物と沈降物のC/BioSiを比較してみると前者に比べ後者はやはり1/4~1/5になっている。Welschmeyer and Lorenzen²⁷⁾の考えに従い、沈降したフェオ色素は動物プランクトンの fecal pellet 由来であると考え、またフェオ色素をクロロフィルに換算するために

$$\text{chl}a = 1.51 \times \text{pheo}$$

とし、50mまで沈降する間の炭素の分解量を1/5、C/chla=25²⁾,¹⁵⁾として、植物色素から換算された炭素沈降量を計算して表2-2のIに示した。また、この値と実際の沈降量(B)との比(I/B)を%で示した。沈降中については、C/chlaがどのように変化するか知見がないので一定とし、フェオ色素はWelschmeyer and Lorenzen²⁶⁾に従い分解しないと仮定した。この値を見ると、88/4/23(11%)と88/7/15(2.6%)が小さい値であるが、その他は100%前後の値である。88/4/23はクロロフィル現存量が少なくブルーミング前であり、88/7/15は生産層で繰り返し利用された炭素が沈降したと考えると、この比が小さいことは説明可能である。従って、ブルーミングに近い時期の炭素沈降量は主に植物プランクトンに由来していると考えられる。1988/5/2の沈降物のchl a量はとくに多く(10mgm⁻² day⁻¹)、この沈降物を顕微鏡で観察(北水研:齊藤)したところ、*Thalassiosira* spp., *Coscinodiscus* spp., *Biddulphia* spp. などの中・大型珪藻やその aggregateが多かった。この時の沈降量は383mgCm⁻² day⁻¹でとくに大きな値であり、このような大きな沈降量が得られる時は植物プランクトンがそのまま沈降したと考えられる。

d. 光合成量: 89年5月に現場法で求めた結果を

図2-5に示した。日光合成量は、St. 1で402, St. 5で428, St. 8で383mgCm⁻²・day⁻¹であった。図2-5の一番深い層はそれぞれ光量が表層の1%の層に設定したが、St. 1ではまだかなり光合成量が見られたので、St. 1の値は少し過小評価と考えられる。50m層での沈降量は、St. 1では得られていないが、St. 5では70, St. 8では123mgCm⁻²・day⁻¹であった。光合成量がほぼ同じであるのに沈降量が異なる原因は不明である。また、この時の動物プランクトンの0~50m層の現存量は次に示すようにSt. 8より多いのに、沈降したフェオ色素はSt. 8の方がかなり多く、光合成量、動物プランクトン現存量、フェオ色素沈降量の間には関係が見られなかった。

e. 二次生産量: 結果を表2-3に示した。微小動物プランクトンは1日に1度だけしか採集していないので夜・昼共通とした。また、微小動物プランクトンはほとんど50m以浅に分布しているので、100m及び300mからの鉛直曳きの計算にも同じ値を用いた。Copepodaではほとんどがherbivoreまたはomnivoreであり、Copepoda以外の動物プランクトンではcarnivoreの占める割合が大きかった。二次生産量を見積もるために、この表ではherbivoreとcarnivoreを区別せずに一括して加えて計算してある。全体の特徴としてはCopepodaの占める割合が大きかった。St. 1では50m積算の値に比べ300mの積算では4倍ちかく増えていて深い所に動物プランクトンが多かったのに対して、St. 5と8ではこの差が小さく、上層に二次生産者が集まっていたことを示している。また、300m積算値で見ると、どの測点も同じような値であり、差が見られなかった。chl a量はSt. 1ではかなり少なかったが光合成量はどの測点でも同じような値であり、二次生産量は光合成量と関連しているように考えられる。300m積算値で見ると、摂餌量は約100mgCm⁻² day⁻¹、二次生産量は約30mgCm⁻² day⁻¹という結果であった。

(i) 親潮域の平均的な窒素循環

a. 方法: 一般にある物質の濃度をCとすれば、平均状態における保存則は

$$\begin{aligned} & \partial [(W+w_o)C - K\partial C / \partial z] / \partial z \\ & + \partial (UC - Kh\partial C / \partial x) / \partial x \\ & + \partial (VC - Kh\partial C / \partial y) / \partial y = Pc \end{aligned} \quad \cdots (1)$$

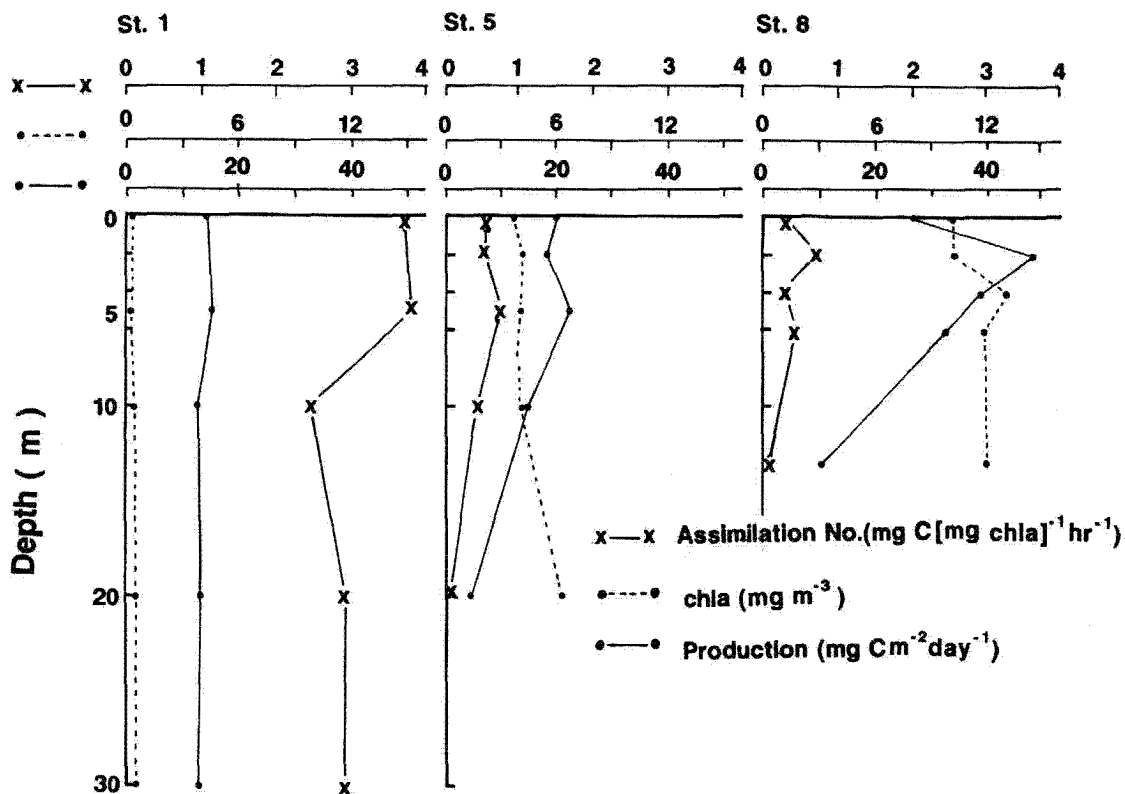


図2-5 1989年5月のSt. 1, 5, 8における光合成量 (production), クロロフィル (chl a) 及び assimilation No.。光合成量は表層の光を100%として, 50, 25, 10, 1%の光の深さに本文で述べた時間吊して求めた。

表2-3 Ikeda and Motodaの方法による1989年5月のSt. 1, 5, 8の二次生産量の見積もり。H.Oはherbivore & omnivoreを, Cはcarnivoreを示す。
(詳細は本文参照)

St. 1

夜 (N) / 昼 (D)	N	D	N	D	N	D
曳 網 深 度 (m)	50 → 0	50 → 0	100 → 0	100 → 0	300 → 0	300 → 0
呼吸量 (m l m ⁻² d a y ⁻¹)						
微小動物プランクトン	6.2		6.2		6.2	
Copepoda H . O	13.6	20.0	28.8	25.8	nd	91.6
C	0	0	0	0	nd	
Copepoda 以外 H . O	1.4	0	0.6	0	nd	0.2
C	3.4	0.4	5.6	3.6	nd	11.2
total	24.6	26.6	41.2	25.6	109.2	
夜と昼の平均	25.6		38.4			
摂食 (F) ・ 生産 (P) (m g C m ⁻² ・ d a y ⁻¹)						
F	27.4		41.1		116.8	
P	8.2		12.3		34.9	

St. 5

夜 (N) / 昼 (D)	N	D	N	D	N	D
曳 網 深 度 (m)	50 → 0	50 → 0	100 → 0	100 → 0	300 → 0	300 → 0
呼吸量 (mlm ⁻² day ⁻¹)						
微小動物プランクトン	5.0		5.0		5.0	
Copepoda H . O	82.8	56.0	nd	61.4	72.8	66.8
C	0	0	nd	0	0	2.8
Copepoda 以外 H . O	0	0	nd	0	0	0
C	3.0	3.6	nd	3.8	4.8	10.2
total	90.8	64.6	70.2		82.6	87.8
夜と昼の平均	77.7				85.2	
摂食 (F) ・ 生産 (P) (mgCm ⁻² ・day ⁻¹)						
F	83.1		75.1		91.2	
P	24.9		22.5		27.3	

St. 8

夜 (N) / 昼 (D)	N		D		N		D	
曳 網 深 度 (m)	50 → 0		50 → 0		100 → 0		100 → 0	
呼吸量 (mlm ⁻² day ⁻¹)								
微小動物プランクトン		3. 4		3. 4		3. 4		
Copepoda	H . O	44. 4	42. 4	63. 4	62. 0	67. 4	80. 4	
	C	1. 0	0	0	0	1. 0	0. 6	
Copepoda 以外	H . O	1. 8	1. 2	5. 4	9. 2	7. 8	4. 8	
	C	3. 4	1. 4	3. 2	4. 8	6. 4	6. 8	
total		54. 0	48. 4	75. 4	79. 4	86. 0	96. 0	
夜と昼の平均		51. 2		77. 4		91. 0		
摂食 (F) ・ 生産 (P) (mgCm ⁻² ・day ⁻¹)								
F		54. 8		82. 8		97. 4		
P		16. 4		24. 8		29. 1		

また、簡単のためにK_hを一定とすれば、海水の非圧縮性により、

$$\begin{aligned}
 & W\partial C / \partial z \\
 & -\partial(K\partial C / \partial z) / \partial z \\
 & = P_c - \partial F / \partial z - D_h C / Dt \\
 & + K_h D_h^2 C \quad \dots\dots (2)
 \end{aligned}$$

但し、x, yは水平方向、zは鉛直方向(下方正)の距離、U, Vは水平流速、Wは鉛直流速、K_hは水平拡散係数、Kは鉛直拡散係数、w₀はその物質の海中での自由落下速度、P_cは生産速度、F(=w₀C)は沈降速度、D_hC/Dtは水平方向の流線に沿ったCの変化率、D_h²Cは水平方向のラプラスアンを表している。更に、式(1)を鉛直方向にz₀からzまで

積分すれば、

$$\begin{aligned}
 & (WC - K\partial C / \partial z)_z \\
 & - (WC - K\partial C / \partial z)_{z_0} \\
 & - C^*(Wz - Wz_0) / H \\
 & = P_c^* \\
 & - (Fz - Fz_0) \\
 & - (D_h C / Dt)^* \\
 & - (K_h D_h^2 C)^* \quad \dots\dots (3)
 \end{aligned}$$

但し、Hはz₀からzまでの距離、*はz₀からzまでの積算値を表す。一般には水平拡散の項は他に比べて小さいので無視できる。従って、いくつかの適当な物質の分布や沈降量がわかれば、W, K, P_c*

が算出され、さらに全ての項が定量できる。このために、懸濁態Nの沈降量 (F)、塩分 (S)、溶存酸素 (DO)、硝酸態窒素 (NO_3-N) を測定し、海水の鉛直流速 (W)、鉛直拡散係数 (K)、 DO 消費 ($-P_o$) とそれに伴う NO_3-N の生産 (P_n) を計算し、骨格的窒素循環を推定した。

b. F, S, DO, NO_3-N の鉛直分布: F はすでに図 2-5 に示したが、以下の計算に必要な値を示すと、

$$F_{50} = 12 \text{ mgNm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1} \quad \dots\dots (4)$$

$$F_{500} = 5 \text{ mgNm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1} \quad \dots\dots (5)$$

$$F_{1000} = 4 \text{ mgNm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1} \quad \dots\dots (6)$$

S については Kawai¹⁰⁾ の既往資料を用いた。 DO については図 2-6 に示した 1987 年 9 月の照洋丸調査の結果を用いた。北大西洋と北太平洋の NO_3-N と DO の年間平均値の鉛直分布は角皆・乗木²⁵⁾ に示されている既往資料を用いて図 2-7 に示した。

c. 鉛直流速 (W) 及び鉛直拡散係数 (K) の算出

(a) 1000 - 4000 m : S については水平拡散は小さく、水平方向に沿った変化率も小さいので、式(2)は

$$W \partial S / \partial z - \partial (K \partial S / \partial z) / \partial z = 0 \quad \dots\dots (7)$$

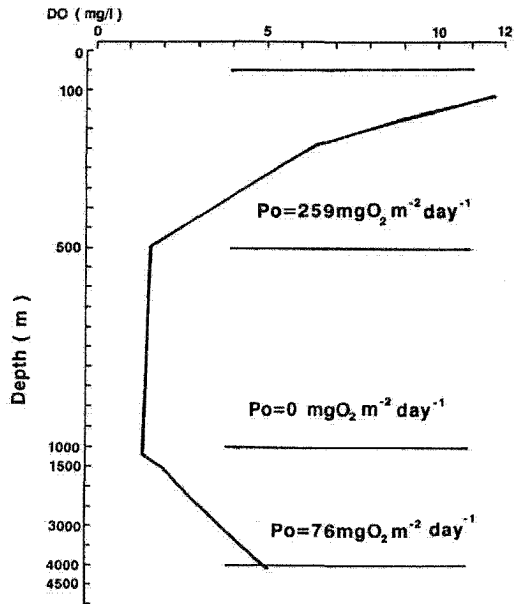


図 2-6 親潮水域の溶存酸素 (DO) の鉛直分布と酸素消費量 (P_o)。 DO の分布は 1987 年照洋丸の調査の時の値である。 P_o は 50 ~ 500, 500 ~ 1000, 1000 ~ 4000 m の間の値で本文で述べたように鉛直流と鉛直拡散係数から求めた。

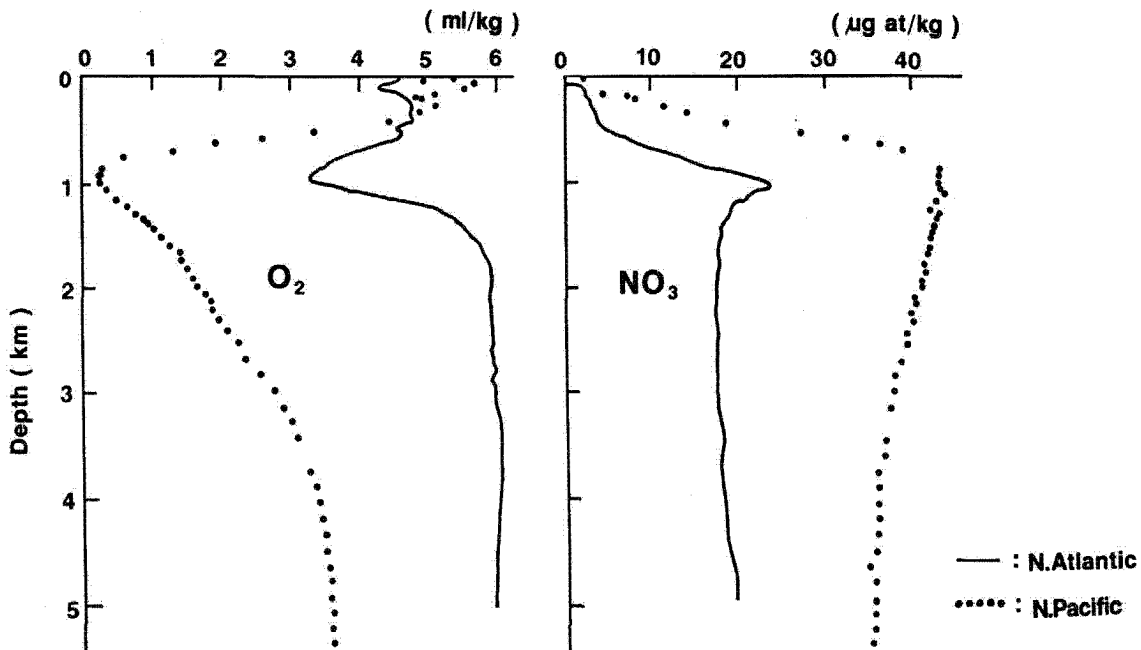


図 2-7 北大西洋及び北太平洋で観測された海水中の溶存酸素 (O_2) と硝酸塩 (NO_3-N) の鉛直分布。この値を用いて、北大西洋から北太平洋までの深層大循環の過程を計算した。

即ち鉛直一次元拡散となる。W, Kがこの層で一定とすれば,

$$W \partial S / \partial z = K \partial^2 S / \partial z^2 \quad \dots (8)$$

この解は

$$S - S_{4000} = (S_{1000} - S_{4000}) \exp(W/K \cdot z) \quad \dots (9)$$

これらの関係は温位 (θ) についても同様に成立して

$$W/K = -2 / 6000 \text{ m} / \log E \\ = -0.8 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1} \quad \dots (10)$$

この値はCraig³⁾や角皆・乗木²⁵⁾が1000~4000 mで得た値, $1 \times 10^{-5} / \text{cm}$ に近い。NO₃-Nについては式(3)から

$$(WN - K \partial N / \partial z)_{4000} \\ - (WN - K \partial N / \partial z)_{1000} \\ = P_n - 3000 \text{ m} \times D_h N / Dt \quad \dots (11)$$

深層水が北大西洋から北太平洋まで経過する間のDOの減少とNO₃-Nの増加については図2-7から, DOは約3.5 ml O₂ l⁻¹減少し, 反対にNO₃-Nは約20 $\mu\text{g} \text{ l}^{-1}$ 増加したと見積もり, この間の期間は角皆・乗木²⁵⁾により2000とした。また4000 mと1000 mの間でもDOもNO₃-Nも鉛直勾配が相対的に小さいので, 式(6), (10), (11)から

$$W \times (35 - 43) \mu\text{g} \text{ a t N l}^{-1} \\ = P_n^* - 3000 \text{ m} \times 20 \mu\text{g} \text{ a t N l}^{-1} / 2000 \text{ yr} \quad \dots (12)$$

$$W \times (5 - 1) \text{ mg O}_2 \text{ l}^{-1} \\ = P_o^* - 3000 \text{ m} \times (-3.5) \text{ ml O}_2 \text{ l}^{-1} / 2000 \text{ yr} \quad \dots (13)$$

$$W = 1.2 \times 10^{-5} \times (P_o^* / P_n^* + 17) / \\ (P_o^* / P_n^* + 36) \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1} \quad \dots (14)$$

角皆・乗木²⁵⁾によれば

$$P_o^* / P_n^* = -28 \quad \dots (15)$$

したがって,

$$W_{1000} = 1.6 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1} \quad \dots (16)$$

$$K_{1000} = 2.0 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1} \quad \dots (17)$$

$$P_n^* = 2.7 \text{ mg N m}^{-2} \text{ day}^{-1} \quad \dots (18)$$

$$B = 1.3 \text{ mg N m}^{-2} \text{ day}^{-1} \quad \dots (19)$$

(Bは堆積速度)

(b) 500~1000 m: この層におけるSの釣合は

$$(WS - K \partial S / \partial z)_{1000} \\ - (WS - K \partial S / \partial z)_{500}$$

$$- (W_{1000} - W_{500}) S^* / 500 \text{ m} = 0 \quad \dots (20)$$

500 mではWは殆どゼロとすれば,

$$-1.6 \times 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1} \times (34.7 - 34.1) \% \\ + K_{500} \times (34.0 - 33.7) \% (600 - 400) \text{ m} = 0 \quad \dots (21)$$

$$K_{500} = 0.6 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1} \quad \dots (22)$$

$$(WO)_{1000} - (-K \partial O / \partial z)_{500} - O^* W_{1000} \\ = P_o^* \quad \dots (23)$$

O₁₀₀₀ = 0なので,

$$P_o^* = 0.6 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1} \times (1.2 - 2.2) \text{ mg O}_2 \text{ l}^{-1} / 200 \text{ m} \\ = -26 \text{ mg O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1} \quad \dots (24)$$

この層の分解がRedfield ratio ($P_o^* / P_n^* = -20$)で行われているとすれば,

$$P_n^* = 1.3 \text{ mg N m}^{-2} \text{ day}^{-1} \quad \dots (25)$$

この値はF₅₀₀とF₁₀₀₀の差1 mg N m⁻² day⁻¹の減少に極めて近い。

(c) 50~500 m: この層におけるSの鉛直勾配は殆ど一定なので, Kも殆ど一定となり,

$$K_{50} = K_{500} \\ = 0.6 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1},$$

これによって生産層へ輸送されるNO₃-Nは,

$$0.6 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1} \times (30 - 0) \mu\text{g} \text{ a t N l}^{-1} / 100 \text{ m} \\ = -22 \text{ mg N m}^{-2} \text{ day}^{-1},$$

また, 50 mから下層へのDO供給は

$$-0.6 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1} \times (5 - 10) \text{ mg O}_2 \text{ l}^{-1} / 100 \text{ m} \\ = 259 \text{ mg O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1} = 13 \text{ mg N m}^{-2} \text{ day}^{-1}$$

となる。但し, $P_o^* / P_n^* = 20$ としている。

(d) 骨格的N循環: 全体をまとめて図2-8に示した。但し, New productionはTotal productionの50%⁴⁾, 生態効率は10%¹⁶⁾としてある。深層大循環で7 mg N m⁻² day⁻¹流入したうち, 1 mg N m⁻² day⁻¹が発散し, 残りの6 mg N m⁻² day⁻¹に4000~1000 mまでの分解3 mg N m⁻² day⁻¹と1000 m~500 mまでの分解1 mg N m⁻² day⁻¹と500~50 mまでの分解12 mg N m⁻² day⁻¹が加わって生産層には22 mg N m⁻² day⁻¹が湧昇する。これに生産層内の分解による供給22 mg N m⁻² day⁻¹が加わって, 基礎生産44 mg N m⁻² day⁻¹, 二次生産は4 mg N m⁻² day⁻¹, 三次生産0.4 mg N m⁻² day⁻¹となる。このうち5 mg N m⁻² day⁻¹が表・中層大循環で発散し, 残った17 mg N m⁻² day⁻¹が下層に輸送され, 16 mg N m⁻² day⁻¹が分解され, 1 mg N m⁻² day⁻¹が深海底に堆積する。

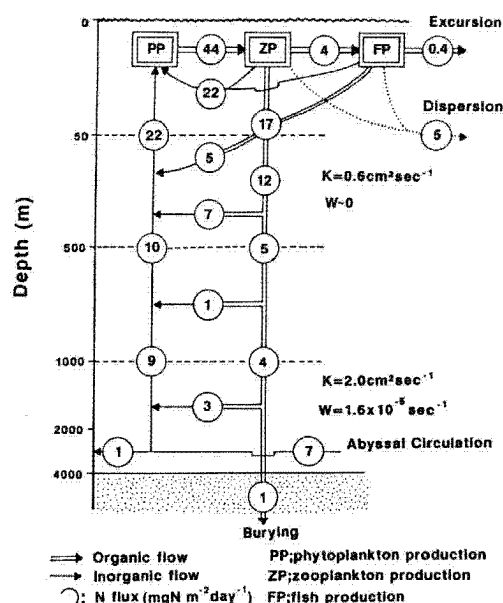


図 2-8 親潮水域の骨格的窒素循環。本文で述べた計算により、0～50, 50～500, 500～1000, 1000～4000m の間における N や D O の変化を求め、鉛直流と鉛直拡散係数を用いて 50, 500, 1000m 深における輸送量を計算して、N の循環を求めた。

エ 考 察

親潮水域もその一部である亜寒帯水域の生産性の特徴について谷口²⁴⁾は、冬季に極めて低く、春から夏にかけて高い、特に春季に珪藻の大増殖が生じ、季節的に変動が大きいと述べている。具体的には、一次生産は夏季には $0.2 \sim 2.0 \text{ gCm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ 、年間では $100 \sim 150 \text{ gCm}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$ 、二次生産は夏季には $40 \sim 121 \text{ mgCm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ 、年間では $6.0 \sim 18.2 \text{ gCm}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$ と述べている。ここでは、ブルーミング時期のデータに比べ夏から秋にかけてのデータが少ないが、谷口²⁴⁾が述べた亜寒帯水域の生産性の特徴が親潮水域で定量的にどのように表れているのかを検討してみたい。具体的には、①沈降量、光合成量、下層からの栄養塩供給などから、一次生産力はどのように評価されるのか、②この生産性を規定しているのは何か、③二次生産力の特徴は何か、④高次生産に果たす親潮水域の評価について検討する。

(ア) 一次生産力の評価

a. 沈降量からの評価：ブルーミング時期には光

量が表層の 1% 層は 13～30m であったが、図 2-2 に示されるように硝酸塩は表層から 40～50m まで減少しているため、生産層を 50m と仮定し、50m に設置されたトラップにより捕集された沈降量を生産層直下の沈降量と考えた。この沈降量の年間平均値は図 2-4 に示したように約 $80 \text{ mgCm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ と見積もられた。この値は new production (P_n) である。この計算で最も誤差が出るのはブルーミング時の沈降量の評価である。Sasaki and Nishizawa¹⁷⁾ の三陸沖の 5 月と 6 月の結果を用いると、沈降量の見積もりは約 $120 \text{ mgCm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ となる。これから比べると我々の得た値 $80 \text{ mgCm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ は過小評価ということになる。

先に述べたように P C と BioSi の比から炭素が 50m 沈降する間に 1/5 になると仮定すると上層の一次生産力は約 $400 \text{ mgCm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ 、年間で $150 \text{ gCm}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$ となる。この場合の生産力は total production (P_t) である。また、1989 年 5 月では光合成量は約 $400 \text{ mgCm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ であり、50m 層での沈降量は 70 及び $120 \text{ mgCm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ である。最近では P_n を硝酸塩の取り込みからだけでなく沈降量からも求められている¹¹⁾ので、P_n/P_t の比を表す f-ratio を光合成量と沈降量から求めてみると、St.5 では $70/428 = 0.16$ 、st8 では $123/383 = 0.32$ 、平均 0.24 となる。年間平均の f-ratio は把握できていないが、この値を沈降量 $80 \text{ mgCm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ に当てはめると、年間平均の P_t は約 $330 \text{ mgCm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ ($120 \text{ gCm}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$) となる。

b. 硝酸塩供給からの評価：図 2-3 からの評価では年間平均で $33 \text{ mgNm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ 硝酸塩が上層に供給される結果であった。この値は図 2-8 に示した骨格的窒素循環の値 $22 \text{ mgNm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ に比べ 1.4 倍大きい値である。ブルーミング前の硝酸塩の濃度はほぼ $20 \mu\text{M}$ と考えられるので、秋の硝酸塩分布の見積もりによってこの値は変化する。ここでは、年間平均で上層への硝酸態 N の供給は $20 \sim 30 \text{ mgNm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ であり、平均 $25 \text{ mgNm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ と見積もることにする。Redfield 比の C/N = 5.6 で計算すると、これは $140 \text{ mgCm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ の P_n (年間 $51 \text{ gCm}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$) となり、f-ratio = 0.24 とすると P_t は約 $580 \text{ mgCm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ となる。沈降量から見積もった P_t ($80 \text{ mgCm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$) と硝酸塩から見積もったものの比は $140/80 = 1.75$ であり、硝酸塩から見積もつ

た P_n は約75%高い値である。この差の原因として沈降量から見積もった P_n が過小評価であることも考えられるが、もし意味があるとすれば、下層から供給された硝酸塩を利用して生成した有機物の一部分は沈降するとともに、溶存態有機窒素となり(杉村・鈴木²²⁾)下層へ拡散していき、他の部分は他海域へ発散していくことが考えられる。溶存態有機窒素の問題については、Legendre and Gosselin¹²⁾も杉村・鈴木の結果を引用して、New production の概念を従来言われてきた懸濁物質の下層への沈降量と見るのではなくて、溶存態有機窒素の拡散による下層への輸送を付け加えて考えなければならないと問題提起している。図2-8でも $5\text{mgNm}^{-2}\text{day}^{-1}$ は発散し、別に $5\text{mgNm}^{-2}\text{day}^{-1}$ は沈降とは別のプロセス(例えば溶存態有機窒素の拡散)で下方輸送するとしている。このうち他海域へ発散していくと考えられる $5\text{mgNm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ の中にはイワシの漁獲も含まれ、また他海域へ輸送されるものも含まれると考えられる。

一次生産量の評価は、親潮水域の一次生産力(P_t)は年間平均で約 $400\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ (約 $150\text{gCm}^{-2}\text{year}^{-1}$) であり、高次生産に結び付く P_n は硝酸塩から推定すると約 $140\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ ($51\text{gCm}^{-2}\cdot\text{year}^{-1}$)、沈降量から推定された P_n は $80\text{mgCm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ ($29\text{gCm}^{-2}\cdot\text{year}^{-1}$) ということになる。

(イ) 深層大循環と親潮水域の生産性: 図2-8では年間平均でみて深層大循環により $\text{NO}_3\text{-N}$ は $6\text{mgNm}^{-2}\text{day}^{-1}$ 、上層からの沈降物の分解などにより生じた $16\text{mgNm}^{-2}\text{day}^{-1}$ 、合計 $22\text{mgNm}^{-2}\text{day}^{-1}$ が上層の生産層に供給され、このうち $5\text{mgNm}^{-2}\text{day}^{-1}$ が沈降とは別の何らかの機構で失われていくことを示している。この供給の機構の大部分は冬季の対流混合によるものである。もし深層大循環による供給がなければ親潮水域の生産性が保たれないことは明らかである。このことにより、この水域は平均 $22\text{mgNm}^{-2}\text{day}^{-1}$ (約 $130\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$) の高い P_n が保証されている。また、この図では $5\text{mgNm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ が外部へ失われることになっているが、これが事実なのか、またそうだと懸濁態の形か栄養塩の形で他水域へ供給されるのかという問題もある。

(ウ) 親潮の二次生産と高次生産

a. 二次生産の評価: 谷口²⁴⁾によれば、Ikeda and Motoda⁸⁾は動物プランクトン量の多いベーリン

グ海を含めた亜寒帯域の夏季の二次生産を $40\sim 121\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ 、年間では $6.0\sim 18.2\text{gCm}^{-2}\text{year}^{-1}$ 見積もっている。我々が1989年5月の親潮水域で Ikeda and Motoda の方法⁸⁾により見積もった結果では、50mまでで $10\sim 25\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ 、300mの積算でも $30\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ であり、低い結果であった。この時の沈降量から見積もった P_n は平均約 $100\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ であるので、一次生産から二次生産への転送効率は約20%ということになる。 P_t は約 $400\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ であり、これと比較すると転送効率は5.0%と低い値となる。ただ、動物プランクトンの中には omnivore や carnivore も存在したので生態効率を $10^{1.5}$ とすると、この時の P_t からの二次生産は $13\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ となりよく一致する。一方、この時のフェオフィチンの沈降量は $st5$ で 5.28 、 $st8$ で $15.6\text{mgm}^{-2}\text{day}^{-1}$ (表2-2)であり、これが fecal pellet 由来と考え、先に述べたように Welschmeyer and Lorenzen²⁶⁾ に従い、 $C/chla = 25$ として動物プランクトンに摂餌された植物プランクトン炭素を計算すると、 $St.5$ で 199 、 $St.8$ で $589\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ となる。転送効率を10%とすると二次生産量は $St.5$ で約20、 $St.7$ で約 $60\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ となり、Ikeda and Motoda⁸⁾ により見積もった値より大きな値となる。

年間平均については、 P_n が硝酸塩供給から $140\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ 、沈降量からは $80\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ と見積もられたので、転送効率を10%とすると二次生産は $8\sim 14\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ ($2.9\sim 5.1\text{gCm}^{-2}\text{year}^{-1}$) と見積もられる。年間の P_t を $150\text{gCm}^{-2}\text{year}^{-1}$ とすると、転送効率は1.9~3.4%と、従来一般的に言われている10%よりかなり低い値となった。また、度々引用する谷口²⁴⁾が示した亜寒帯域の二次生産の最小値 $6\text{gCm}^{-2}\text{year}^{-1}$ よりも低い値となった。もちろん春季については平均の2倍の約 $20\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ 程度と考えるのが妥当である。このように、我々が見積もった二次生産の評価が従来の知見より低い問題については、今後さらに検討する必要がある。

b. 二次生産の維持機構: 図2-4や谷口²⁴⁾の模式図に見られるように、親潮水域では春季のブルーム期にかなり大きい一次生産が生じるが他の時期にはそれほど大きな一次生産は見られない。小達¹³⁾の親潮水域の動物プランクトンの湿重量の季節

変化をみると、その変化は一次生産の季節変化よりも緩やかであることがわかる。このような一次生産と二次生産のずれをどのように考えるべきなのだろうか。一次生産が直ちに二次生産に結び付いているならばこのようにはならないはずであり、一次生産で生産された有機物がすみやかに生産層から失われないようにするなんらかの機構があるに違いない。谷口²⁴⁾によれば、動物プランクトンは植物プランクトンの豊富な春季に沢山餌を取り、これを体内脂肪として蓄えることにより適応していると述べている。

しかし、それ以外のことも考えられる。表2-2の1段目には0~50m層の積算の炭素量が示されている。89/5/15を除けば春季には10~17gC存在し、7月には6.6gC、9月には1.7gCしか存在しない。89/5/15には3.9gCしかなく、このように炭素量が少ないのはブルーム前と考えれば理解できる。このことは、春季のブルームで一挙に増加した懸濁態炭素がある程度沈降するにしても、残りは秋季にむかって徐々に減少していくと考えることができる。4段目には沈降速度が観測時と一定とした場合の懸濁態炭素の存在月数を示したものであるが、88/5/2を除くと3~10カ月という結果であった。先に述べたように88/5/2の場合はchl_a沈降量が多く、これを除いてpheo由来だけを考えると懸濁態炭素の存在月数は3.4カ月となる。実際には春季以外は生産がゼロというわけではないので存在月数はより大きいと考えてもよい。このように懸濁態炭素が上層に滞留する機構としては、春季に生産されたもののうち大型のものは沈降してしまうが、動物プランクトンの摂餌によるアンモニアの生成とそれを利用したより小型の植物プランクトンの増殖、動物プランクトンの食べ残しなどの小型のデトリタスが残ることなどにより懸濁物質が沈降しにくくなることが考えられる。とくにイワシが親潮域で成長するのは夏季から秋季なので、二次生産の季節変化の実態とその機構の解明が今後の課題となる。

c. 高次生産における評価：課題2-2-(3)によれば、1976-1979年と1980-1986年ではマイワシの索餌域は変化して、後者は前者の4倍となっていると述べている²⁶⁾。マイワシの索餌域を緯度を40°-44°N(444km)、索餌域が最も東へ広がった1984年の経度を170°Wと仮定すると140°E-170°W(4142km)、従って1980-1986年の索餌域は $1.84 \times 10^{12} \text{m}^2$ 、

1976-1979年はその1/4で $0.46 \times 10^{12} \text{m}^2$ となる。マイワシの増重量については、1976年、1979年及び最も量の多かった1984年について計算してみる。1976年のマイワシの増重量は1尾あたり15g、この時のマイワシ尾数は 59×10^8 、従ってマイワシの増重量は $8.85 \times 10^{10} \text{g year}^{-1}$ 、乾燥重量は10%、炭素量はその40%とすると、炭素量で $0.35 \times 10^{10} \text{g}$ 増加したことになる。面積を $0.46 \times 10^{12} \text{m}^2$ とすると、 $0.0076 \text{gCm}^{-2} \text{year}^{-1}$ となる。1979年の1尾あたりの増重量は12g、マイワシ尾数は 214×10^8 、同様に計算するとマイワシの炭素増加量は $0.022 \text{gCm}^{-2} \text{year}^{-1}$ 、1984年については1尾あたりの増重量は9g、マイワシ尾数は 487×10^8 で、面積は $1.84 \times 10^{12} \text{m}^2$ 、同様に計算すると、炭素増加量は $0.0095 \text{gCm}^{-2} \text{year}^{-1}$ となる。イワシが可能な餌のどれほどの割合を摂餌しているのかを検討してみた。まず、Ptを $150 \text{gCm}^{-2} \text{year}^{-1}$ として、イワシが植物プランクトンも動物プランクトンも餌とするとして転送効率を 10^{-5} とすると、マイワシの可能増重量は $4.7 \text{gCm}^{-2} \text{year}^{-1}$ であり、最もマイワシの増重量の多かった1979年の値 $0.022 \text{gCm}^{-2} \text{year}^{-1}$ を用いても、実際のイワシの増重量は0.5%に過ぎない。一方、Pnの値29~51 $\text{gCm}^{-2} \text{year}^{-1}$ を用いてもわずか1.7%程度にしかならず、また転送効率を 10^2 にしても5.5%にしかならない。従って、この計算結果からは親潮域ではマイワシの餌は十分あるという結論になる。

一方、小達¹³⁾はサンマが春から秋にかけて1尾あたり80g増重するとしてサンマの漁獲からサンマが食する年間の餌の量を200~800万トンとしている。この場合のサンマの生息水域面積が不明であるが、例えば緯度-経度それぞれ10°(約 10^{12}m^2)と仮定して同様な計算をすると、 $0.08 \sim 0.32 \text{gCm}^{-2} \text{year}^{-1}$ の餌を消費することになり、サンマの増重量は転送効率を10%とすると $0.008 \sim 0.032 \text{gCm}^{-2} \text{year}^{-1}$ となって、マイワシの場合と同程度の値となった。サンマの場合は動物プランクトン食なので転送効率を 10^2 とすると、これに見合うPnは8~32 $\text{gCm}^{-2} \text{year}^{-1}$ とかなり大きな値となり、サンマにとっては餌は必ずしも十分ではないということになる。Pnを51 $\text{gCm}^{-2} \text{year}^{-1}$ として、緯度・経度10°づつで囲まれた親潮及び亜寒帯水域(約 10^{12}m^2)の二次生産は510万トンC(動物プランクトン湿重量11,000万トン)となり、三次生産はこの1/10で

生産可能量は1,100万トンということになる。一方、50m以深にも平均 $80\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ ($30\text{gCm}^{-2}\text{year}^{-1}$)が供給されるので、たら類など下層の資源に対する親潮水域の寄与は大きいものと考えられる。

オ. 要 約

(ア) 親潮域の春から秋にかけての硝酸塩量、沈降量、光合成量の分布から、一次生産のPtとPnを見積もったところ、冬季の対流混合により表層まで約20μMの硝酸塩が供給され、春季に50m層へ約 $400\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ も沈降するブルーミングを生じ、年間平均ではtotal production (Pt)は $150\text{gCm}^{-2}\text{year}^{-1}$ 、new production (Pn)は $29\sim 51\text{gCm}^{-2}\text{year}^{-1}$ と評価された。

(イ) 塩分、硝酸塩、溶存酸素、沈降量の分布から鉛直移流(湧昇流)と鉛直拡散係数を見積もり、この値を用いて窒素の鉛直輸送を計算すると、年間平均で上層へ硝酸塩が $22\text{mgNm}^{-2}\text{day}^{-1}$ 供給されることになる。これを利用した上層でのPnは、Redfield比5.6を用いると約 $120\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ (約 $45\text{gCm}^{-2}\text{year}^{-1}$)と評価された。この $22\text{mgNm}^{-2}\text{day}^{-1}$ のうち $6\text{mgNm}^{-2}\text{day}^{-1}$ は深層大循環からの湧昇によるものであり、これが親潮域も含む亜寒帯域の生産性を支えているものと考えられる。

(ウ) 5月の親潮域の二次生産は、Ikeda and Motoda⁸⁾の方法により $10\sim 25\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$ と見積もられた。年間平均のPt($150\text{gCm}^{-2}\text{year}^{-1}$)から、転送効率を10%とすると、年間平均の二次生産は約 $15\text{gCm}^{-2}\text{year}^{-1}$ ($40\text{mgCm}^{-2}\text{day}^{-1}$)と評価され、我々の結果はそれより低かった。

(エ) マイワシの親潮域での増重量は $0.0076\sim 0.022\text{gCm}^{-2}\text{year}^{-1}$ と見積もられ、マイワシにとっては親潮域は餌が十分という評価となった。

(オ) 硝酸塩の供給から見積もられたPnが沈降量から見積もられたものより大きく、その差は他海域への発散や溶存態有機物への拡散による下層への輸送であると推論したが、今後検証しなければならない。また、二次生産力の評価が従来の知見に比べ小さい値であり、その原因を今後検討しなければならない。

カ. 引用文献

1) Armstrong, F. A. J., C. R. Sterns and J. D. H. Strickland: The measurement of upwelling and subsequent biological processes by means

of the Technicon Autoanalyzer and associated equipment, Deep - Sea Res., 14, 381 - 389 (1967)

2) Antia, N., C. D. McAllister, T. R. Parsons, K. Stephens and J. D. H. Strickland: Further measurements of primary production using a large - volume plastic sphere, Limnol. and Oceanogr., 8, 166 - 183 (1963)

3) Craig, H.: Abyssal carbon and radiocarbon in the Pacific, J. Geophys. Res., 74, 5491 - 5506 (1962)

4) Epply, R. W. and B. J. Peterson: Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean, Nature, 282, 677 - 680 (1979)

5) Froelich, P. N.: Analysis of organic carbon in marine sediments, Limnol. and Oceanogr., 25, 564 - 572 (1980)

6) Grasshoff, K.: Advances in Automated Analysis, Vol II, 133 - 145 (1969)

7) Hama, T., T. Mizaki, Y. Ogawa, Iwakuma, M. Takahashi, A. Otsuki, and S. Ichimura: Measurement of photosynthetic production of a marine phytoplankton population using a stable ^{13}C isotope, Mar. Biol., 73, 31 - 36 (1983)

8) Ikeda, T. and S. Motoda: Estimated zooplankton production and their ammonia excretion in the Kuroshio and adjacent seas, Fish. Bull., 76, 357 - 367 (1978)

9) 鎌谷明善・天野誠: 東京湾で採集された底棲生物の糞粒からの磷酸と珪酸の再生について, 日本水産学会誌, 50, 999 - 1003 (1984)

10) Kawai, H.: Hydrography of the Kuroshio extension. In "Kuroshio" ed. by Stommel, H. and Yoshida, K., 235 - 353 (1972)

11) Knauer, G. A., D. G. Reddallie, W. G. Harrison and D. M. Karl: New production at the Vertex time series site, Deep - Sea Res., 37, 1121 - 1134 (1990)

12) Legendre, L. and M. Gosselin: New production and export of organic matter to the deep ocean: Consequences of some recent

- discoveries, *Limnol. and Oceanogr.* 34, 1374-1380 (1989)
- 13) 小達和子: 黒潮続流域の生物生産力, 水産海洋研究会報, 52 巻, 150-154 (1988)
- 14) Paache, E.: Silicon content of five marine plankton diatom species measured with a rapid filter method, *Limnol. & Oceanogr.*, 25, 474-480 (1980)
- 15) Parsons, T.R., K. Stephens and J.D.H. Strickland: On the chemical composition of eleven species of marine phytoplanktons, *J. Fish. Res. Bd. Canada*, 18, 81-97 (1969)
- 16) Ryther, J.H.: Photosynthesis and fish production in the sea, *Science*, 166, 72-76 (1969)
- 17) Sasaki, H. and S. Nishizawa: Vertical flux profiles of particulate material in the sea off Sanriku, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 6, 191-201 (1981)
- 18) Sato, H., Y. Yamaguchi, N. Kokubun and Y. Aruga: Application of infrared absorption spectrometry for measuring the photosynthetic production of phytoplankton by the stable ^{13}C isotope method, *La mer*, 23, 171-176 (1985)
- 19) 佐々木克之・梅林修・松川康夫・中田薫: 夏季東京湾における窒素, リンの分布と植物プランクトン成長制限要因について, 1989年度海洋学会春季大会講演要旨集, 179-180 (1989)
- 20) 佐藤巨男, 古橋賢造, 榎原資嗣: 気象庁で採用している磨砕なしの植物プランクトン色素の蛍光抽出法, *日本プランクトン学会報*, 28, 173-178 (1981)
- 21) Solorzano, L. and J.H. Sharp: Determination of total phosphorus and particulate phosphorus in natural waters, *Limnol. and Oceanogr.*, 25, 754-758 (1980)
- 22) 杉村行勇, 鈴木款: 北太平洋西部海水中の有機炭素・窒素の推定現存量について, 1988年度日本海洋学会春季大会要旨集, 256 (1988)
- 23) 鈴木玲子: 植物プランクトンのクロロフィルの安定性, 1988年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 348 (1988)
- 24) 谷口旭: 太平洋亜寒帯前線付近における低次生物生産の特性と漁場環境, 北大水産学部・北洋水産研究施設業績集特別号, 23-25 (1989)
- 25) 角皆静男, 乗木新一郎: 海洋における生物過程と化学物質, 西村雅古編「海洋化学-化学で海を解く-」産業図書, 101-137 (1983)
- 26) 和田時夫: 資源変動にともなうまいわしの索餌域の選択について, *北水研報*, 55, (印刷中) (1991)
- 27) Welschmeyer, N.A. and C.J. Lorenzen: Role of herbivory in controlling phytoplankton abundance: annual pigment budget for temperate marine fjord, *Mar. Biol.*, 90, 75-86 (1985) (佐々木克之・松川康夫)
- (2) 親潮水域における栄養塩類の補給過程と海洋構造との関係の解明
- ア. 研究目的
- ベーリング海やオホーツク海は, 世界で最も栄養塩が豊かな海のひとつであるといわれており, これらの海を源流とする親潮の消長は北太平洋亜寒帯水域の化学環境に直接的な影響を与えている¹⁾。しかしながら, 道東沿岸域の栄養塩分布とその補給過程についての報告は非常に少なく, 特に, 北方圏の生物生産において最も重要な植物プランクトンの春季ブルーム現象につながる初冬から春季にかけての情報は極めて乏しい。
- 道東海域では, いわゆる親潮の沿岸より(大陸棚上)に沖合親潮(親潮第1分枝)とは性質が異なった道東沿岸を南下する流れの存在が知られている。この道東沿岸流²⁾のもたらす水系は, 春季に勢力を強めオホーツク海の融氷水を源とする沿岸親潮水(Oi水)³⁾と, 秋季に影響を与える宗谷暖流変質水⁴⁾に分けられる。
- 本課題では, 道東沿岸域の栄養塩の補給過程を明らかにするとともに, これと親潮第1分枝, 道東沿岸流等の海流および海洋構造との関連を解明することを目的とした。
- イ. 研究方法
- 1987年11月~1989年5月に厚岸沖定線(Aライン: 図2-9)においてはほぼ隔月間隔の調査を北海道区水産研究所調査船探海丸, 北光丸によって実施したが, 一部は照洋丸(水産庁)および蒼鷹丸(中央水産研究所)によった。このうち, 沿岸域の代表と

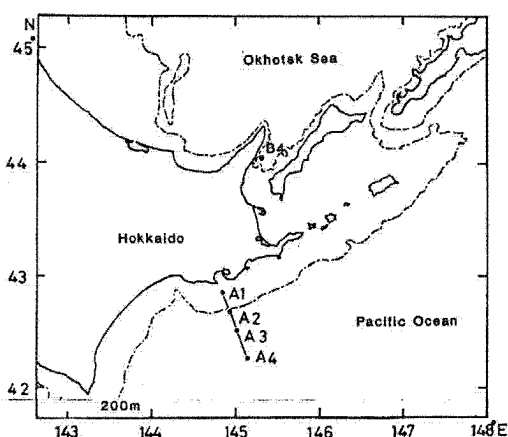


図2-9 観測定点

して大陸棚上の定点A1（厚岸沖距岸約11km、水深約100m）、沖合の代表点として定点A3（東経145°E、北緯42°30'N、水深約1800m）をそれぞれ選び、栄養塩濃度の季節変化を概観した。さらに、親潮第1分枝の道東沿岸大陸棚海域に及ぼす影響を明らかにするために、1989年4～5月には定点A1からA4のはば2週間間隔の調査を実施した。

観測定点では、14層（表面、10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300, 500, 600, および800m：一部変更あり）について、転倒温度計をセットしたナンゼン採水器、またはCTD（NEIL BROWN Mark III B）にセットしたロゼット・マルチサンプラーを用いて採水した。栄養塩分析用試水は、採水後直ちにミリポアHAフィルターまたはワットマンGF/Cフィルターでろ過した後、実験室における分析時まで凍結保存した。栄養塩（ $\text{SiO}_2 - \text{Si}$, $\text{PO}_4 - \text{P}$, $\text{NO}_3 - \text{N}$ ）はStrickland and Parsons⁵⁾の方法に準じて分析された。

ウ. 結 果

(ア) 大陸棚上（定点A1）

図2-10-1に道東沿岸の定点A1における水温、塩分およびサーモスティックアノマリー（ Δst , 単位 $\text{cl} \cdot \text{ton}^{-1}$ ）の季節変化を示した。定点A1の水温・塩分は、1987年11月には宗谷暖流変質水の影響を受け、高塩分（33.5前後）、高水温（10℃以上）となっている。1988年1月には水温・塩分ともに低下し、2月には塩分32.5前後、水温-1.5℃以下といずれも最低となる。4月には水温・塩分ともわずかに上

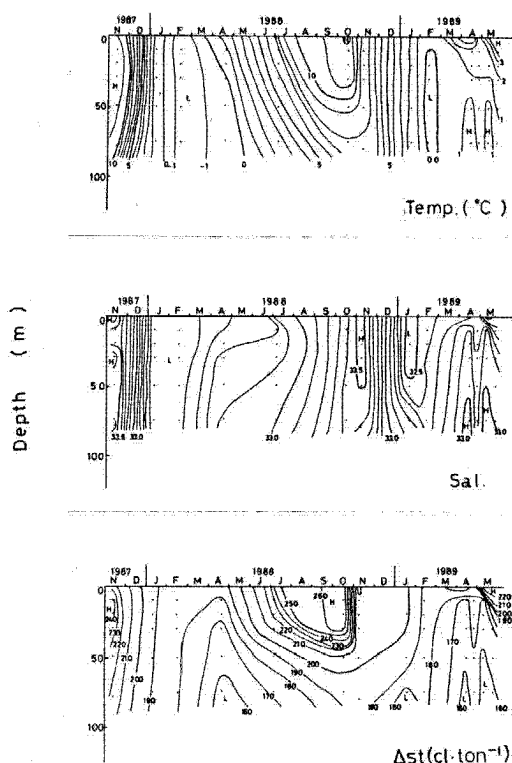


図2-10-1 定点A1における水温、塩分、 Δst の季節変化

昇している。7月には特に表層で昇温が著しいが、塩分では4月と比較し変化は少ない。1988年10月から11月には、高水温、高塩分の宗谷暖流変質水が再び現れ、ほぼ1987年11月の状態にもどっている。

夏季から秋季には30～50m層で主に水温の変化による顕著な密度躍層が形成されるが、冬季では、水温の低下により密度の鉛直変化は非常に少ない。1989年1月には1988年1月と同様に水温・塩分が低下しているが1989年2月では1988年2月に比較して水温が高く、-1℃以下の水温は観測されなかった。

このような大陸棚上（定点A1）の晩冬から初春の状態は大谷³⁾の水温・塩分による分類に従えば、親潮沿岸水（0i水：塩分33.0以下、水温2℃以下）の影響下にあることを示している。しかし、1989年4～5月では底層付近で0i水より高塩分（塩分33以上）の値が断続的に観測されており、短期的な変動も大きい。

栄養塩濃度（図2-10-2）は夏季から秋季の密

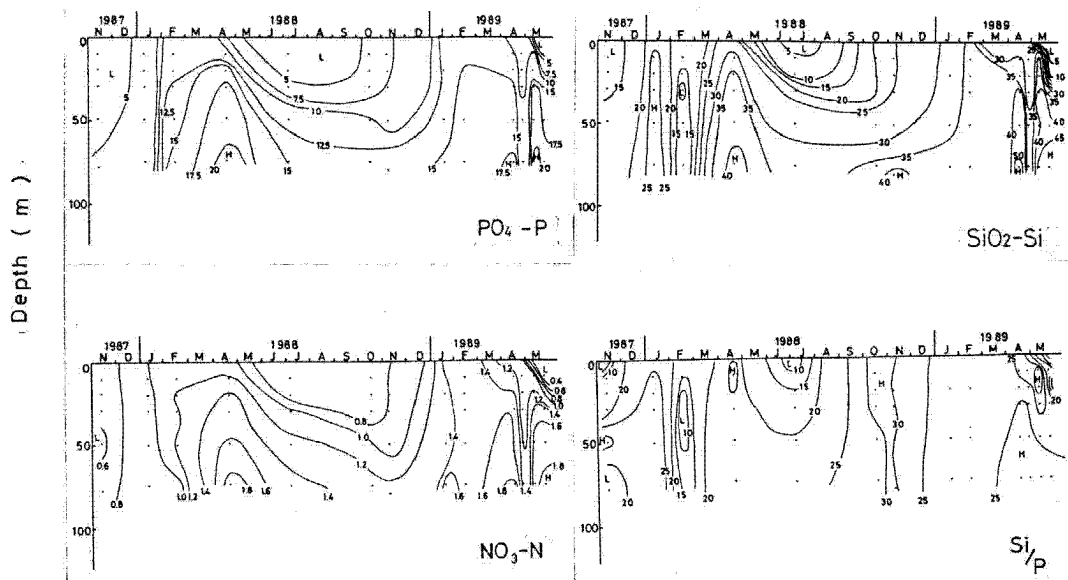


図 2-10-2 定点 A1 における栄養塩濃度 ($\mu\text{g at}\cdot\text{l}^{-1}$) と Si/P の季節変化

度躍層上部と宗谷暖流変質水の現れる秋季で低い。夏期の密度躍層上部の $\text{NO}_3\text{-N}$ と $\text{SiO}_2\text{-Si}$ の濃度は、ほとんど痕跡程度まで低下する。これに対して、 $\text{PO}_4\text{-P}$ では周年全層で $0.5 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$ 以上である。また、1987年11月および1988年11月の宗谷暖流変質水(塩分33.5以上)の栄養塩濃度($\text{PO}_4\text{-P}$: $0.5\sim 0.8 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$, $\text{NO}_3\text{-N}$: $3\sim 8 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$, $\text{SiO}_2\text{-Si}$: $11\sim 26 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$)はオホーツク海の宗谷暖流水($\text{PO}_4\text{-P}$: $0.21\pm 0.07 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$, $\text{NO}_3\text{-N}$: $0.36\pm 0.25 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$, $\text{SiO}_2\text{-Si}$: $3.14\pm 2.17 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$)に比較すれば⁶⁾, かなり高い値を示しており、根室海峡の宗谷暖流変質水の濃度($\text{PO}_4\text{-P}$: $0.5\sim 1.5 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$, $\text{NO}_3\text{-N}$: $5\sim 10 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$, $\text{SiO}_2\text{-Si}$: $10\sim 20 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$)⁷⁾ とほぼ同レベルである。

低水温期(1~5月)では、1988年1月には各栄養塩濃度は1987年11月の2倍程度に増加しているが、2月には、 $\text{PO}_4\text{-P}$, $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度がさらに増加したのに反し、 $\text{SiO}_2\text{-Si}$ では再び $20 \mu\text{g}\cdot\text{at}\cdot\text{l}^{-1}$ 以下に低下した。このように大陸棚海域では、1月から7月までの低塩分期中の栄養塩濃度に変動が認められ、特に $\text{SiO}_2\text{-Si}$ 濃度の変動様式は他の栄養塩と異なっていることが特徴的である。米田ら⁶⁾ は P:N:Si の比から北太平洋亜寒帯海洋前線以北の表層水(0~150 m)の特徴を検討し、特に Si/P

の海域間の差が顕著であることを示した。定点 A1 においては1988年2月には、Si/P は $\text{SiO}_2\text{-Si}$ 濃度の低下により20以下に低下し、その後、1988年2月から4月の間には、Si/P は再び20以上となった。

(1) 沖合親潮域

道東沖の大陸棚に深は通常、沖合親潮と釧路沖暖水塊間の相互作用により変動が著しく、両者の変化に応じて年による変化も大きく複雑な海況となる。1988年6月から10月半ばには、大型暖水塊(KWCR-86B)が道東沖にとどまり、1988年9月には厚岸沖南南東130 kmまで接岸したが、その後の観測期間中暖水塊は厚岸沖定線には出現しなかった⁸⁾。図2-11-1に定点 A3 における水温、塩分、および Δst の季節変化を示した。水温・塩分では表層部(およそ200 m層以浅:以後、表層部は200 m層以浅とする)の変化が大きい。

表層部では、1987年11月には、表面水温が9℃台と高く、2℃以下の中冷水が200 m層付近に認められる。1988年1月には、表面水温は1℃台で、2月には水温はさらに低下し、50 m層まで0℃以下となったが、中冷構造は消滅している。塩分は1988年の2月から4月の0~50 m層で低く、4月の表層では32.75と最低値を示したが、その後、1988年7月から10月には水温・塩分とも上昇し、およそ200 m層

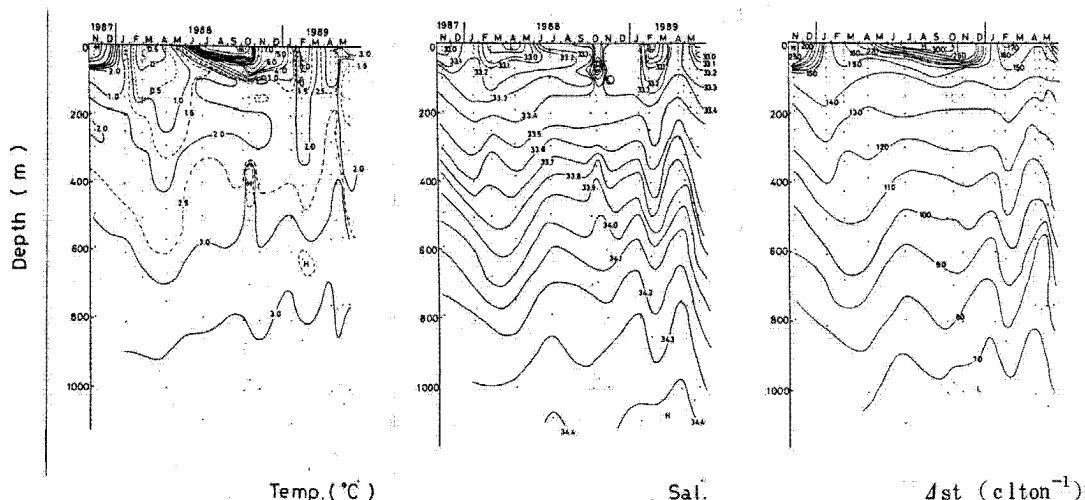


図2-11-1 定点A3における水温、塩分、 Δst の季節変化

を中心に 1°C 台の中冷構造が再び形成され、塩分は33以上を示した。1988年10月には50～100 m層に塩分33.5～34.2の高塩分が観測され、釧路沖暖水塊の影響が認められる。1989年冬季では1988年冬季と比較して高水温で、2～4月においても 0°C 以下の水温は観測されなかった。表層部の Δst 分布からは、夏季の昇温にともない、強い密度躍層が発達すること、また、1月には鉛直混合が最も盛んで表層から200 m層までの Δst の鉛直変化はほとんどないことが示されている。

中層以深(200 m層以深)では、水温は通常 2.0°C ～ 3.1°C の範囲にあり、600～800 m層を中心に 3°C 以上の中暖構造が認められるが、1988年10月には400 m層を中心に 3.5°C 以上の高温を示している。また、1988年4月には水深600 m付近まで水温が低下した(水深500 m付近で 1.5°C 以下)。塩分では、200～600 m層が33.4～34、600 m以深が34以上である。塩分・ Δst の等値線は変動が大きく、2～4月にかけて低塩分となる傾向が1988年、1989年ともに認められた。

栄養塩濃度の変化(図2-11-2)では、夏季から秋季の密度躍層上部で低濃度となり、表層ではほとんど痕跡程度まで低下する。また、定点A1の場合と同様に1988年2月には $\text{SiO}_2\text{-Si}$ 濃度の低下(表層で $16\mu\text{g}\cdot\text{at l}^{-1}$)に伴い Si/P が減少している。冬季から春季にかけての表層の栄養塩濃度は、 $\text{PO}_4\text{-P}$ で $1.2\sim 1.9\mu\text{g}\cdot\text{at l}^{-1}$ 、 $\text{SiO}_2\text{-Si}$ で37

$\sim 61\mu\text{g}\cdot\text{at l}^{-1}$ (1988年2月を除く)、 $\text{NO}_3\text{-N}$ で $10\sim 21\mu\text{g}\cdot\text{at l}^{-1}$ に達し、いずれも大陸棚海域(定点A1)に比較して著しく高濃度である。

表層部以深では、冬季に $\text{NO}_3\text{-N}$ と $\text{SiO}_2\text{-Si}$ 濃度が低下する傾向が認められるが、特に、1988年2月から4月にかけてはそれ以前に比較して急激に栄養塩濃度が増加している。 $\text{PO}_4\text{-P}$ では、500 m層において1988年2月以前で $2.4\mu\text{g}\cdot\text{at l}^{-1}$ 以下、以降で $2.5\sim 3.2\mu\text{g}\cdot\text{at l}^{-1}$ と大きく変化した。1989年では冬季における $\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度の変化は明瞭ではない。1988年における冬季の栄養塩濃度の減少は $\text{PO}_4\text{-P}$ 以外の栄養塩でも同様であり、少なくとも栄養塩濃度の分布から見る限り、1988年4月以降はそれ以前と明らかに異なった水塊の影響下にあったことを示している。

エ. 考 察

晩冬から夏の、定点A1における低塩分水中の栄養塩濃度の変動は、この期間に道東沿岸域に流入する水系が単一のものではないことを示している。定点A1における1988年2月の Si/P は $\text{SiO}_2\text{-Si}$ 濃度の低下により20以下に低下し、その後、4月には Si/P は再び20以上となった(図2-10-2)。オホーツク海に隣接し、道東海域とつながる根室海峡羅臼沖の水温および Si/P の季節変化では、低水温期(1～7月)の Si/P は20以下であり⁹⁾、米田⁶⁾によるオホーツク海南部海域表層低塩分水の Si/P の平均値は15.1で、北太平洋亜寒帯海域表層水

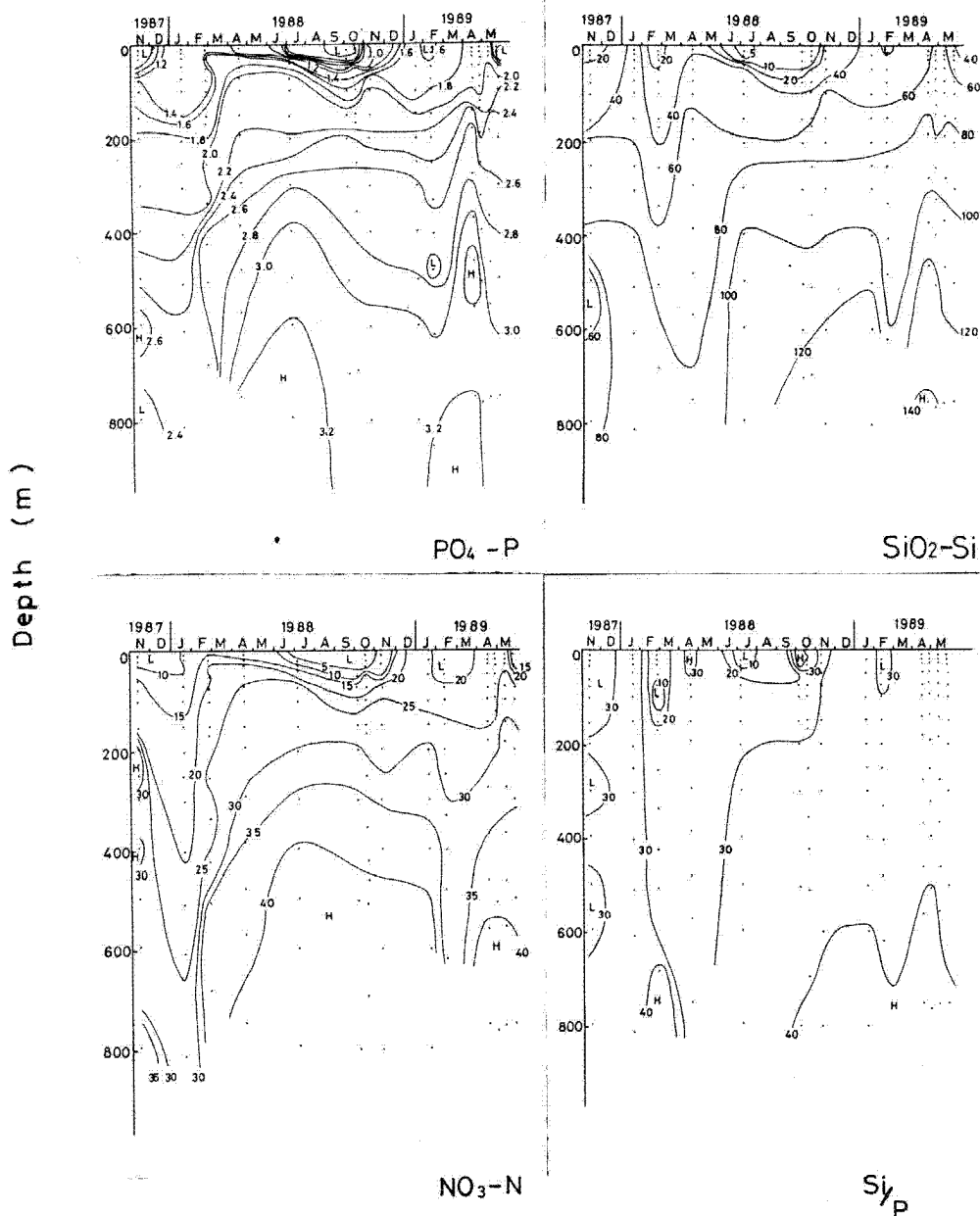


図2-11-2 定点A3における栄養塩濃度 ($\mu\text{g at} \cdot \text{l}^{-1}$) と Si/P の季節変化

(36.7) に比較し、明瞭に異なっている。

これらの観測結果は、南部オホーツク海水が1988年2月にこの海域に流入したことを示唆している。この傾向は定点A2, A3でも認められており(図2-11-2), Si/Pから見れば、1988年2月には道東沿岸の大陸棚海域から50km以上沖合にわたる広い範囲で南部オホーツク水の影響を受けているも

のと推定される。この後、1988年4月以降のSi/Pは20以上に増加し、南部オホーツク海水の影響下から、より強く北太平洋亜寒帯海域の特徴を示す状態に移行した。このように、1988年2月の低温水は栄養塩分布の特徴から見ても南部オホーツク海からの流水の影響を受けた水塊(Oi水)であることが推察される。しかしながら、定点A1では1987年11月

および1988年7月、定点A3では1988年7～10月においても表層（密度躍層以浅）で Si/P が20以下の値が見られるが、これらは前述の躍層以浅で PO_4-P 濃度が比較的高いことと、春季のブルーミングにおける珪藻類の増殖による栄養塩消費により窒素や磷に先だて、まず SiO_2-Si が枯渇する（珪藻の元素組成にしろる Si の割合が海水中の溶存栄養塩組成のそれに比較して著しく大きい）¹⁰⁾ことによるものと考えられる。

これに対して、1989年2月では Si/P の減少は明瞭ではなく、水温も1988年に比較して高い。この

年には、オホーツク南部の流水域が小さく、過去30年毎年見られた南部千島列島沿いの海峡からの流水の流出がなかった¹¹⁾。したがって、冬季の道東海域への南部オホーツク海水の流入現象は、流水の太平洋への流出との関連が深いものと考えられる。

定点A1では、1988年4月、および1989年4～5月に中・底層の栄養塩濃度の上昇が認められるが、この現象は $\Delta st = 160 \text{ cl} \cdot \text{ton}^{-1}$ 以下の高密度水の分布と一致している（図2-10-2）。1989年4～5月の水深150 m以浅の定点A1から定点A4にいたる Δst と PO_4-P 濃度の断面分布を図2-12に示

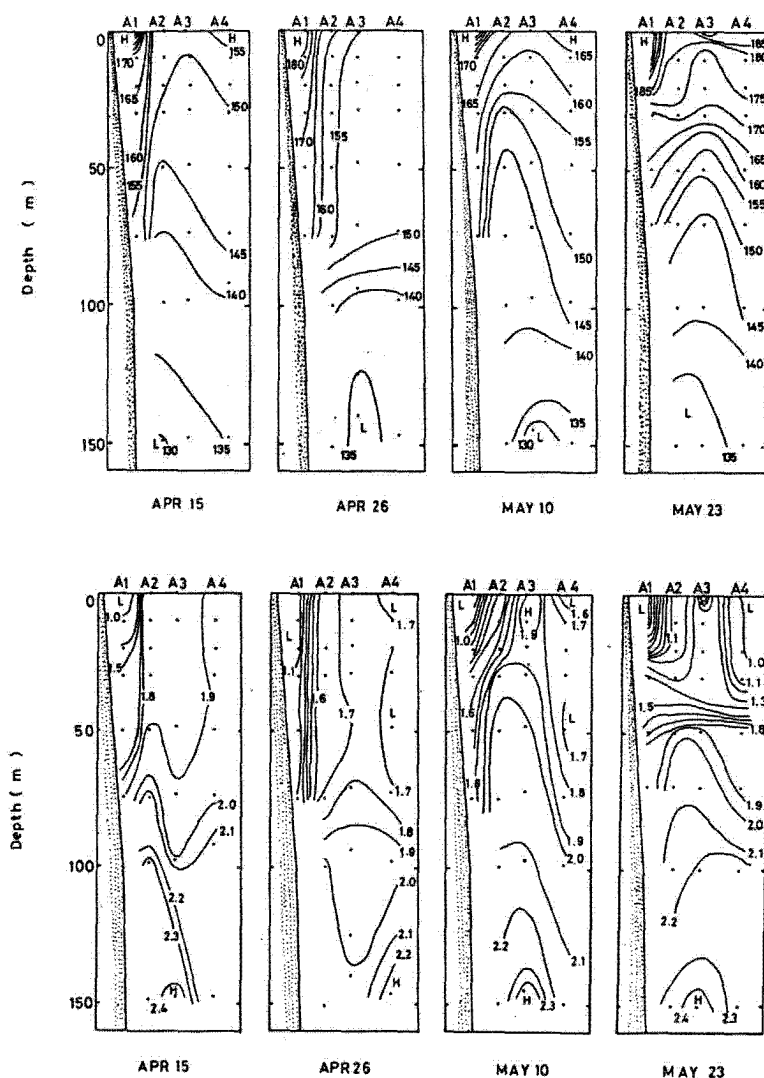


図2-12 1989年4月15日から5月23日のAラインにおける Δst ($\text{cl} \cdot \text{ton}^{-1}$: 上) と PO_4-P ($\mu\text{g} \cdot \text{at l}^{-1}$: 下)の断面分布

した。 Δst 、 PO_4-P 濃度ともに変動が激しいが、4月15日と5月10日には $\Delta st=150\text{cl}\cdot\text{ton}^{-1}$ の等値線は沿岸側に大きく盛り上がった形になっている。また、沿岸側の $\Delta st=160\text{cl}\cdot\text{ton}^{-1}$ 以上の低密度水と沖合の親潮水との間の密度フロント構造は4月26日の観測例を除いて明瞭ではなく、特に、4月15日と5月10日の観測例では、大陸棚海域（定点A1）の中・底層（50m層以深）で $\Delta st=160\text{cl}\cdot\text{ton}^{-1}$ 以下の値となっている。 PO_4-P 濃度の変化では、 Δst 分布の変化と対応して4月15日と5月10日には50m以深で $1.5\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{at l}^{-1}$ 以上と高濃度で、沖合の高 PO_4-P 濃度の親潮水が、大陸棚海域中・底層に分布していることがわかる。このように、定点A1の中・底層における栄養塩濃度の増大は、沖合の親潮（親潮第1分枝）が大陸棚海域に接岸したことに起因するものと言えよう。

このような親潮水（親潮第1分枝）の挙動の変化は表層部以深においても観測されている。定点A3では表層部以深で1988年4月以降、栄養塩濃度の急激な増大が認められた（図2-11-2）。図2-13に定点A3における1988年4月以降とそれ以前の

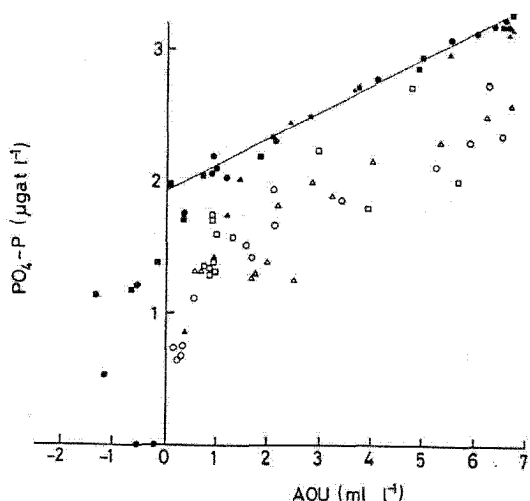


図2-13 定点A3におけるAOUと PO_4-P の関係。
○印、□印、△印はそれぞれ1987年11月、1988年1月、1988年2月のデータを示す。また、●印、■印、▲印はそれぞれ1988年4月、1988年6月、1988年10月のデータを示す。

PO_4-P とAOU（みかけの溶存酸素消費量）の関係を示した。Sugiura¹²⁾によれば、保存性 PO_4-P （AOU=0のときの PO_4-P 濃度）の濃度は、アリューシャン列島南方部より逐次、南下するにつれて低下し、太平洋のカムチャッカ半島東沖から北海道東沖に続く親潮水域では表層部の保存性 PO_4-P 濃度は $1.8\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{at l}^{-1}$ またはそれ以上である。定点A3における両者の関係は1988年2月を境として、それ以前と以降で大きく異なっており、1988年4月以降は保存性 PO_4-P 濃度の高い親潮水の特徴を示している。図2-13中の実線は気象庁の資料¹³⁾からウルフ島東沖の西部北洋中央水（CW水）域のAOUと PO_4-P の関係を示したものであり、1988年4月以降は特に中層以深でCW水と類似している。これに対し、1987年11月～1988年1月は、保存性 PO_4-P 濃度の低い比較的南方の水塊の影響下にあったものと考えられる。

オ. 今後の問題点

道東沿岸域における春季ブルーミング現象の基礎となる栄養塩の供給過程の中でも、栄養塩濃度の高い沖合親潮水の挙動が大きな役割を果たしていることが明らかとなったが、この現象のメカニズムの解明については今後の大きな課題であろう。また、2月以降の流水の南下にともなった南部オホーツク水の道東沿岸への流入は、沿岸域の植物プランクトンのブルーミング現象の発生との関連で詳細な検討が行われる必要がある。

カ. 要 約

道東海域における栄養塩分布と海洋構造との対応から栄養塩の補給過程のメカニズムを解明することを目的とし、1987年11月から1989年5月にほぼ隔月間隔の調査を実施した。

(ア) 沿岸域（大陸棚上）

沿岸域における栄養塩濃度は、主に水系（宗谷暖流変質水、Oi水、沖合親潮水）の交代にともなって変化する。栄養塩濃度は夏季から宗谷暖流変質水の現れる秋季の表層部で低くなる。また、1月から7月までの低塩分期に栄養塩濃度の変動が認められることが特徴的である。特に4～5月には中・低層の栄養塩濃度増加が著しい。これは、通常陸棚縁辺域において形成される沿岸親潮水と沖合親潮水間の鉛直的な密度フロント構造が崩れ、陸棚域中、下層に沖合親潮水が分布するようになったことに起因する。

このように、大陸棚海域における春季ブルーミング現象の基礎となる栄養塩の供給過程の中でも、栄養塩濃度の高い親潮水の挙動（親潮第1分枝の沿岸域への接岸）が重要な役割を果たしていることが推察された。

1988年2月の低水温・低塩分水はSi/Pから見て北海道沿岸南部オホーツク海表層水（Oi水）起源であり、道東沿岸の大陸棚海域から沖合にわたる広い範囲で南部オホーツク表層水の影響を受けているものと推定される。

(4) 沖合親潮域

表層の栄養塩濃度は夏季から秋季の成層期に低い。鉛直混合による表層部の高い栄養塩濃度は、1月には認められるが、2月には低塩分水の流入により、表層の栄養塩濃度は低下する。また、1989年4、5月には鉛直密度勾配が減少し、表層の栄養塩濃度は観測期間中最高となった。栄養塩濃度、およびAOU（みかけの溶存酸素消費量）と $\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度との関係からみれば沖合親潮域の水塊は1987年11月～1988年1月には親潮上流域とは異なった特性を示し、保存性 $\text{PO}_4\text{-P}$ 濃度の低い比較的南方の水塊の影響下にあったものと考えられよう。

キ. 引用文献

- 1) 気象庁：北方亜寒帯広域観測および北方亜寒帯海域季節変動観測，北方亜寒帯に関する総合研究報告書，科学技術庁研究調整局，109-210(1973)
 - 2) 小笠原博六：親潮と道東沿岸流，海洋科学，19，21-25(1987)
 - 3) 大谷清隆：噴火湾の海況変動の研究Ⅱ．噴火湾に流入・滞留する水の特性，北大水産研究彙報，22，58-66(1971)
 - 4) 阿部深雪・藤井 浄：海洋構造並びに海況変動の解明—北海道周辺海域の季節的海況変動—（昭和55年），サケ別枠研究「沖合生態グループ」昭和55年度リポート，129-138(1981)
 - 5) Strickland, J.D.H. and T.R. Parsons: A practical handbook of seawater analysis, Bull. Fish. Res. Bd. Canada, 167, 311pp (1968)
 - 6) 米田義昭・戸屋健治：亜寒帯海域における栄養塩の分布と構成比の特性，水産海洋研究会報，50，105-113(1986)
 - 7) 角田富男・鈴木辰彦・星野修三・石亀正則：羅臼沿岸海域の水質環境，羅臼海域のコンブに関する総合調査報告書，羅臼漁業協同組合，237-281(1985)
 - 8) 川崎康寛・杉本隆成：暖水塊とその周辺海域での流速分布構造，月刊海洋，21，695-704(1989)
 - 9) 田中勝久・佐藤芳和・角田富男：道東沿岸域における栄養塩濃度の季節変化，北水研研報，55，161-172(1991)
 - 10) 角皆静夫：植物プランクトン組成を決定する1因子としての溶存ケイ素，北大水産研究彙報，30，314-322(1979)
 - 11) 加納裕二：今冬のオホーツク海の流水状況，水産海洋研究，53，337-338(1989)
 - 12) Sugiura, Y.: Distribution of reserved phosphate in the Subarctic Pacific Region, Pap. in Met. Geophys., 15, 208-215(1965)
 - 13) 気象庁：気象庁海洋観測資料，50(1973)
(南西水研：田中勝久)
- (3) 親潮水域における植物性餌料環境の解明
- ア. 研究目的
- 親潮水域は春季から秋季にかけてマイワシ，サンマ，マサバ等の浮魚類の索餌場となっている。植物プランクトンは基礎生産者としてこれら浮魚類の餌料生産を支えているため，低次生物生産機構の解明のためには植物プランクトン分布を量的に把握する必要がある。親潮水域の植物プランクトンの分布，生産量については1960年代から調査が行われている^{1,2,3)}。しかし，沿岸陸棚付近についてはこれまでの調査は断片的で，季節変化については不明の点が多い。また，動物プランクトンや浮魚類の餌料としての観点からの知見は乏しい。
- 本課題では，植物性餌料，すなわち浮魚類，とくに植物食性が強いとされているマイワシの餌料としての植物プランクトン分布を明らかにすることを目的に調査船によるクロロフィルa分布調査を行った。1987年4月から1989年9月までに行われた厚岸沖定線における調査結果から，最初にクロロフィルaの季節変化と海洋構造との対応について述べ，つぎに餌料としての条件として重要なサイズについて検討し，浮魚類の植物性餌料環境について考察した結果を報告する。
- イ. 研究方法
- 北海道南東沖の厚岸沖定線A（図2-14）のStn.

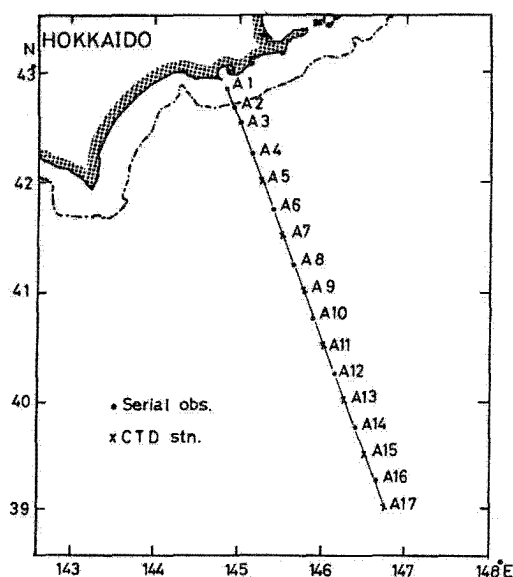


図2-14 観測点図

A2, A3, A4, A6, A8, A10, A12, A14 および A16 の10 観測点において1987年4月, 5月, 7月, 9月, 11月, 1988年1月, 2月および4月の計8回, 150 mあるいは200 m深までの所定層(0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200 m)で, またStn. A1 では(0, 10, 20, 30, 50, 75 m)で各層採水を行い, 水温および塩分とともにクロロフィル a の測定に供した。また日中の観測点で透明度を測定した。採水した300~600 mLをただちにグラスファイバーフィルター(Whatman GF/F)でろ過し, 凍結後実験室に持ち帰った後にクロロフィル a 量を分光蛍光光度計(日立F-3000)で分析した。

また, 植物プランクトンのサイズについて検討するため1988年7月15~17日, および1989年4月15日, 5月10日, 9月10日, 定線Aの沿岸の観測点(Stn. A1, A2, A4)において10 m深および50 m深からバンドン採水器により採水した2~4リットルを用いてサイズ分画を行った。サイズ分画にはナイロンメッシュ(格子の大きさ95 μm)およびニュクリポアフィルター(孔径10 μm)を用い, 95 μm 以下および10 μm 以下の2つに分画した後, グラスファイバーフィルター(Whatman GF/F, 孔径約0.7 μm に相当)でろ過した。さらにサイズ分画を経ないで直接グラスファイバーフィルターにろ過した。クロロフィル a 量は上述と同じ方法で行い, 10 μm 以下,

10 μm ~95 μm , および95 μm 以上の各画分のクロロフィル a 量を算出した。

さらに, マイワシ餌料としての植物プランクトン豊度が, マイワシの必要エネルギー量に対してどのくらいの量であるのかについて, サイズ別クロロフィル a 現存量を基にいくつかの仮定のもとで試算を行った。クロロフィル a から炭素量に換算するためには植物プランクトンの炭素とクロロフィル a の比($C/\text{chl } a$ 比)を, Parsons ら¹²⁾を参考に, 4月と5月は30, 7月と9月は60とし, さらにそれをエネルギーに換算するために1モルの植物炭素を112 kcalとした。植物性餌料炭素現存量およびマイワシの利用可能エネルギー量の試算にはマイワシの遊泳層を考慮して10 m深のサイズ別現存量の比率を用いた。

ウ. 結 果

(ア) クロロフィル a 現存量の季節変化と海洋構造の対応

調査期間内の定線Aにおける水塊配置について, 100 m深水温の季節変化(図2-15)から検討すると, Stn. A2からA4にかけては常に5℃以下の親潮域であったが, Stn. A6からA14にかけては暖水塊の影響が及んでいる場合があった。一方, Stn.

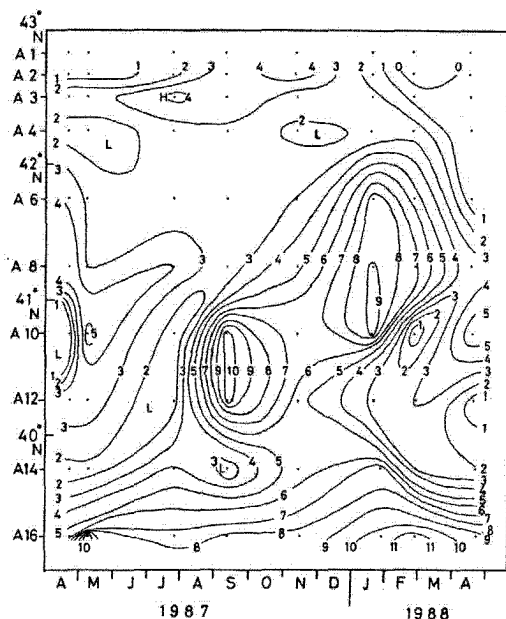


図2-15 厚岸沖定線における100 m深水温(℃)の季節変化

A16は常に6-11℃台の高水温域となっていた。

このときの定線Aにおける150 m深までの積算クロロフィルa量の季節変化を図2-16に示す。ただしStn. A1では90 m深までの積算値である。

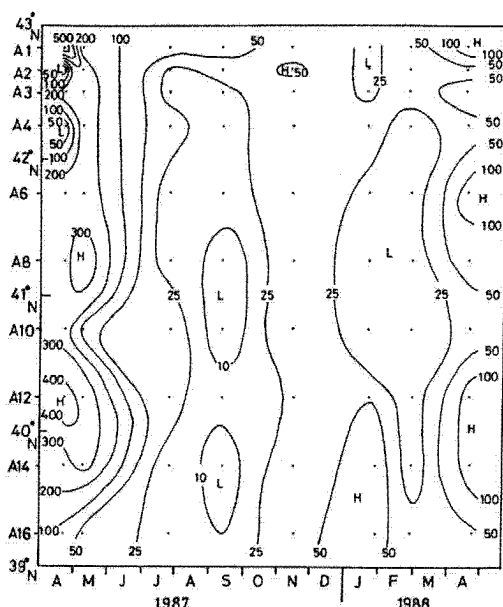


図2-16 厚岸沖定線における150 m深までの積算クロロフィルa量 (mg/m^2) の季節変化 (Stn. A1の積算は90m深まで)

沖合域 (Stn. A2~A14) では4月から5月にかけて春季ブルーミングがみられた。ブルーミング時のクロロフィルa積算量は $200 \sim 400 \text{ mg}/\text{m}^2$ に達した。夏季 (7月~9月) には $25 \text{ mg}/\text{m}^2$ 以下に低下した。秋季 (11月) に若干の増加が認められたが、冬季には再び $25 \text{ mg}/\text{m}^2$ 以下に低下した。

これに対して沿岸陸棚域 (Stn. A1) では4月の春季ブルーミングの後、秋季 (10月頃) まで $50 \text{ mg}/\text{m}^2$ 以上を維持していた。

100 m深水温分布 (図2-15) から判断される海域毎の代表点としてStn. A1 (沿岸陸棚域), Stn. A3 (親潮域) およびStn. A16 (暖水域) を選び、それぞれの観測点の水温、塩分、クロロフィルaおよび σ_t 鉛直分布の季節変化を図2-17, 18に示した。

親潮域 (Stn. A3) におけるクロロフィルaの季節毎の鉛直分布特性については従来から報告されているように、密度躍層の形成状態と密接に関連して

いた¹⁵⁾。すなわち、春季ブルーミング時 (4~5月) ではゆるやかな躍層が形成され、クロロフィルaは表層 (0~30 m深) で極大値を示し、最大 $10 \text{ mg}/\text{m}^2$ 以上に達した。この密度躍層の形成が従来想定されていたような表層水温の上昇によるものかどうかについてははっきりとしない。夏季 (7~9月) は20~30 m深に顕著な躍層が形成され、クロロフィルaの極大値は躍層付近にあり最大 $1 \text{ mg}/\text{m}^2$ 程度であった。冬季 (1~2月) は表層混合層が発達し、クロロフィルaは表層混合層 (厚さ100 m位) 内ではほぼ均一に分布し、 $0.5 \text{ mg}/\text{m}^2$ 以下であった。有光層が透明度 (20 m位) の3倍程度とすると冬季の制限要因は表層混合層が有光層よりも深いことによる光条件である。沿岸陸棚域 (Stn. A1) のクロロフィルa鉛直分布の季節変化で親潮域と異なる点は春季ブルーミングの後夏季の温度躍層の勾配が親潮域に比べて小さくクロロフィルa極大値が表面付近にあること、また秋季まで約 $2 \text{ mg}/\text{m}^2$ の高濃度を維持していたことである。このことは、沿岸域の生産層に栄養塩を供給し続ける機構があることを示唆するが、田中ほか¹⁴⁾は沿岸域に栄養塩を供給する機構として親潮水の接岸が重要と指摘している。

一方、暖水域 (Stn. A16) では春季 (4~5月) と冬季 (11~1月) にブルーミングが認められたが、そのクロロフィルa極大値は $1 \text{ mg}/\text{m}^2$ 程度で親潮域より低かった。また、夏季 (7月~9月) の表層のクロロフィルaは $0.25 \text{ mg}/\text{m}^2$ 以下と低かった。

(イ) サイズ別クロロフィルa現存量

測定結果を各サイズ毎の百分率として、全体のクロロフィルaの値とともに、図2-19に示す。既に春季ブルーミングが起こっている沿岸のStn. A1では、4月には $95 \mu\text{m}$ 以上の画分が90%以上、5月には80%以上を占めていた。春季ブルーミングが盛期となっていない4月のStn. A2およびA4では $10 \mu\text{m}$ 以下の画分が70%以上を占めていたが、春季ブルーミング時 (5月) には $95 \mu\text{m}$ 以上の画分が50%以上となった。夏季7月の沖合のStn. A2およびA4では $10 \mu\text{m}$ 以下の画分が50%以上で、9月には $10 \mu\text{m}$ 以下の画分が90%以上を占め、 $95 \mu\text{m}$ 以上の画分は認められなかった。これに対して、沿岸のStn. A1の9月では $10 \mu\text{m}$ 以下の画分が34%、 $10 \sim 95 \mu\text{m}$ の画分が51%で、 $95 \mu\text{m}$ 以上の画分も15% ($0.36 \text{ mg}/\text{m}^2$) 含んでいた。絶対量でみると、 $10 \mu\text{m}$

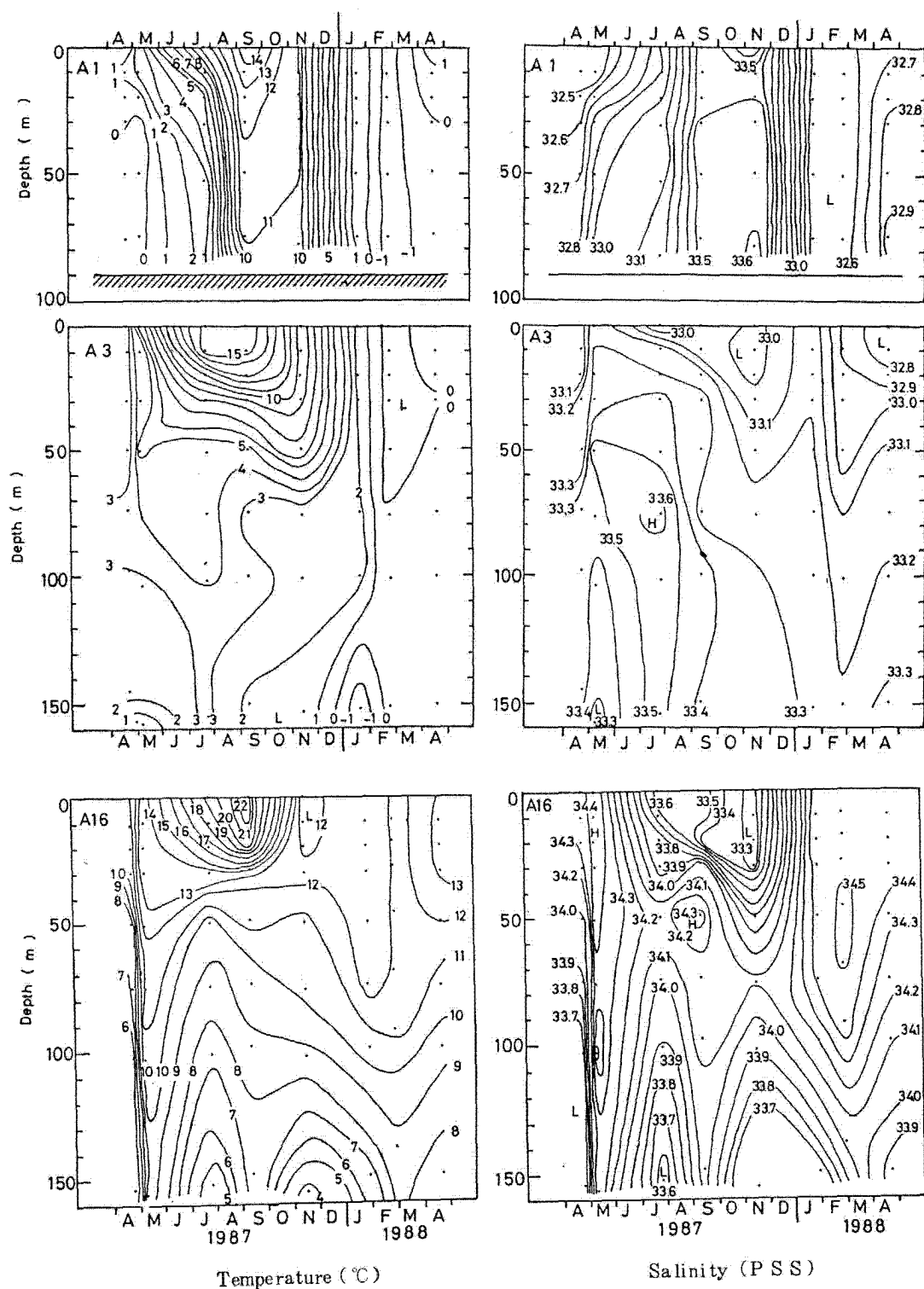


図2-17 沿岸域 (A1), 親潮域 (A3) 及び暖水域 (A16) における水温 (°C) 及び塩分 (pss) の季節変化

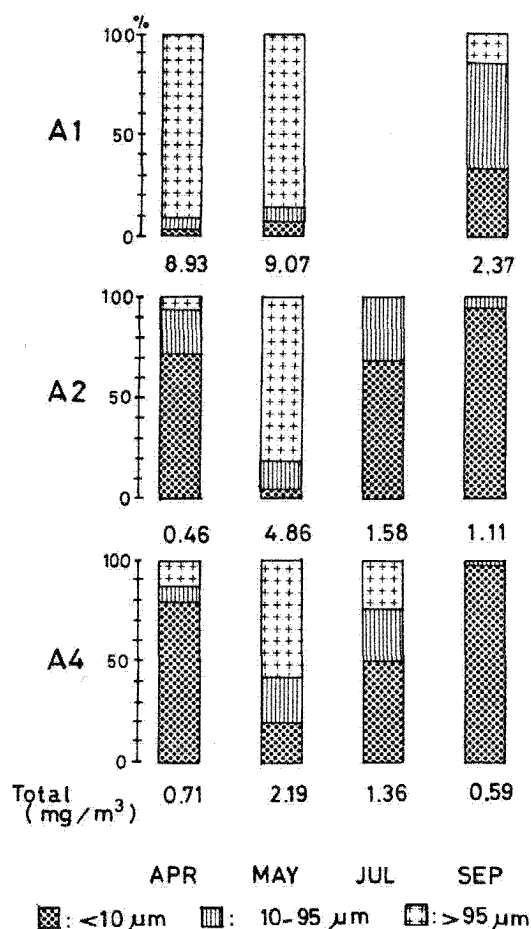


図 2-19 1988年7月, 1989年4月, 5月および9月の Stn. A1, A2 および A4 における 10m 深のクロロフィル *a* のサイズ組成 (%) 数字は全体のクロロフィル *a* 量 (mg/m³)

以下および 10 ~ 95 μm の画分は 4 月から 9 月まで大きな変動は認められず (0.1 ~ 1 mg/m³ の範囲), 全体の変動の大半は 95 μm 以上の画分が担っていた。

(ウ) マイワシの利用可能な植物性餌料豊度

サイズ別クロロフィル *a* 量の測定結果から浮魚 (マイワシ) が植物プランクトンを直接の餌料として利用する場合を考え, 植物性餌料豊度について検討した。マイワシの摂食可能な大きさについては, 鰓耙の構造についての中井⁹⁾を参考に 10 μm 以上とした。50m 深までの積算クロロフィル *a* 量に 10 μm 以上の画分の比率 (表 2-4) および C/chl *a* 比を乗じたものを植物性餌料炭素現存量として表 2-

5 に示す。

表 2-4 95 μm 以上の画分の全体のクロロフィル *a* 量に対する比

観測点	4 月	5 月	7 月	9 月
A 1	0.96	0.93	—	0.66
A 2	0.38	0.95	0.31	0.052
A 4	0.21	0.80	0.50	0.0050
— No data				

表 2-5 植物性餌料炭素現存量 (gC/m²) 計算結果

観測点	4 月	5 月	7 月	9 月
A 1	12.1	4.2	—	1.9
A 2	0.25	5.8	0.40	0.078
A 4	0.16	4.0	0.77	0.0060
— No data				

大陸棚より沖合の Stn. A2 および A4 では 5 月に大きな値を示したが, 浮魚の索餌期にあたる 7 月から 9 月にかけて急激に減少した。これに対して, 大陸棚上の Stn. A1 では 4 月および 5 月に大きな値を示した後, 9 月にも 1.9 gC/m² という比較的大きな値を示した。このことは沖合よりも大陸棚上の方が総体として植物性餌料量が豊富であることがわかる。しかし個々のマイワシにとって餌料とするに十分な濃度かどうかはわからない。そこで, マイワシが実際に摂餌するのはクロロフィル *a* 極大層であるとして, 1 日 1 尾当たり利用できる植物性餌料量がマイワシの必要エネルギー量に対してどの程度であるのかについて, 以下の仮定の基に試算を行った。マイワシの必要エネルギー量については, 野口ほか¹¹⁾による摂餌実験の結果から成長がゼロの時の摂餌量を必要エネルギー量として推定すると, 1 年魚の配合餌料とオキアミ餌料の場合の必要エネルギー量の平均は体重 100 g 当たり 2.7 kcal/day である。今, 単位体重当たり必要エネルギー量は一定であるとする, 体長 12cm, 体重 30 g のマイワシの場合を考えると必要エネルギー量は約 0.8 kcal/day となる。1 日 1 尾当たり利用可能な植物性餌料量はクロロフィル *a* 極大値にろ水量, 10 μm 以上の画分の比率および C/chl *a* 比を乗じて炭素量に換算し, さらにそれをエネルギー量に換算した。マイワシのろ水

量については米田・吉田¹⁷⁾が体長12cmのマイワシについて摂餌量から推定した。1日270リットルとした。クロロフィル a 極大値を表2-6に、1日1尾当たりのマイワシの利用可能エネルギー量の計算結果を表2-7に示す。

表2-6 クロロフィル a 極大値 (mg/m³)

観測点	4月	5月	7月	9月
A1	7.4	7.4	—	2.5
A2	0.49	4.4	1.8	1.0
A4	1.7	3.0	0.92	0.98

— No data

表2-7 マイワシの利用可能な植物性餌料量
(kcal / indiv. / day)

観測点	4月	5月	7月	9月
A1	0.54	0.52	—	0.25
A2	0.014	0.31	0.086	0.0079
A4	0.026	0.18	0.069	0.00074

— No data

クロロフィル a 極大値は5月に大きく、また沖合よりも沿岸で大きかった。1日1尾当たりの利用可能エネルギー量は沖合のStn. A2およびA4では5月に最大を示し、それぞれ0.31kcal および0.18kcalであったが、マイワシの必要エネルギー量に対してはそれぞれ39%および23%にしかない。夏季7月ではそれぞれ0.086kcal および0.069kcal と5月より1桁低く、9月ではさらに小さな値であった。一方、沿岸のStn. A1では4月および5月に大きな値で、それぞれ0.54kcal および0.52kcal (マイワシの必要エネルギー量のそれぞれ68%および66%)と大きな値を示した後、9月にも0.25kcalと比較的大きな値を示し、沖合域よりは植物性餌料量が豊富であることがわかった。しかしマイワシの必要エネルギー量に対しては31%にすぎなかった。この結果は浮魚の索餌期である夏季に、最も植物性餌料の豊富な沿岸域でもマイワシが餌料とするに十分な濃度ではないことになる。

エ 考 察

沖合の親潮域における植物プランクトン現存量(クロロフィル a)の季節変化についてはこれまで気象庁による年4回の北海道沖定線観測(PH線、

北緯41度30分)が行われているが、隔月間隔のクロロフィル a 調査は行われておらず、高だか1年間の調査とはいえ今回の調査がおそらく始めてであろう。一方、沿岸域についてはこれまで厚岸湾についての報告はあるが、大陸棚付近のクロロフィル a の季節変化の報告はなされていない。今回の調査で春季ブルーミング後の沿岸陸棚域においては沖合の親潮域に比べ高濃度のクロロフィル a が秋季まで持続するという新たな知見が得られた。

また、本報告では浮魚類の直接の餌料としての植物プランクトン濃度についてサイズ組成から検討した。長澤⁸⁾は道東マイワシ漁場の餌料環境について考察し、長期間マイワシ主漁場が沿岸陸棚域に形成されているのは、沿岸陸棚域は秋季に植物プランクトンが豊富であること^{6), 16)}、マイワシは沿岸陸棚域では植物プランクトンを餌料として利用していると報告されていること¹⁸⁾を理由に挙げている。沿岸陸棚域の秋季に植物プランクトンが豊富であることについては本研究結果でも確かめられた。Kawasaki and Kumagai⁷⁾はマイワシ食性調査結果から植物プランクトンをかなり食べているとしたうえで、植物プランクトンを主として食べることによってマイワシ個体群変動が太平洋規模の気候変化に支配されていると述べている。しかし彼らの方法は胃内容物を150 μ mのメッシュで分け、細かなものを植物プランクトンとしているため、その中には多量の微小動物プランクトンが含まれている可能性があり、植物プランクトンを主として食べるといえるかどうかは疑問である。

一方、マイワシの食性についてNakai¹⁰⁾は仔魚期までは動物プランクトン食性であるがその後鰓耙の発達とともに雑食性になると報告している。また、林⁹⁾はマイワシ食性研究の歴史を紹介したうえで、マイワシの食生活は可塑性・柔軟性に富んでいると述べている。マイワシが植物プランクトンを利用することは確かにしても、マイワシがどの程度植物プランクトンに依存しているのかについては、これまでの胃内容物調査における植物プランクトンの定量方法(主に検鏡による計数)では明らかではなかった。

本報告ではマイワシが植物プランクトンだけを餌料として利用すると想定して、マイワシの必要エネルギー量に対してどの程度の量が環境中にあるのか

について植物プランクトン色素を基に試算したが、試算結果そのものは植物プランクトンだけでは必要エネルギーに満たなかった。

この試算には、マイワシの摂食可能な植物プランクトンの大きさ、ろ水量、 $C/\text{chl } a$ 比、および消費エネルギー等の仮定を置いており、これらの数値については今後さらに研究を要する。

マイワシの摂食可能な大きさはここでは $10 \mu\text{m}$ 以上としたが、吉田¹⁹⁾の報告にある体長 12cm のマイワシの単位面積当たりの鰓耙の格子数から格子の一边の長さを推定すると約 $77 \mu\text{m}$ で、もしこちらが正しければ本試算結果は利用可能な植物性餌料量をかなり過大評価したことになる。

つぎにろ水量についてはマイワシが実際にろ過した水量の推定値を引用したが、最大のろ水量という意味で吉田¹⁹⁾によるマイワシの鰓耙の面積 (7.2 cm^2) と最適ろ過速度 (3 cm/s) で 1 日中ろ過した場合を計算すると 1866 リットルとなり、かなり過小評価したことになる。しかし吉田⁹⁾の摂餌方法の報告によれば 1 日中ろ過するということは無理である。一方、成分や消化率については今回の試算では考慮せず、クロロフィル a 量から $C/\text{chl } a$ 比を用いてエネルギー量に換算するという方法を採用した。Banse³⁾によれば $C/\text{chl } a$ 比は最大でも 100 位であり、本試算結果に大きな影響はないだろう。

Cushing⁴⁾はいわし類の消化管は体長程度と短く、また砂のう状器官 (gizzard) を持たないことから植物食性に適応していないと述べており、消化率は低いと考えられる。

ところでマイワシの体長はここでは 12cm としてこれらの値を仮定したが、道東海域ではこれより大きなものが多く、大きさによる食性の違いからこれらの要素の相互の関係が異なっている可能性も考えなくてはならない。すなわち、体長が大きくなり植物プランクトン食性の傾向が強くなるとすると、鰓耙の格子の目の大きさは体長が大きくなるにしたがって多少は細くなるように発達するかもしれない⁹⁾。しかし一方、ろ水量と消費エネルギーとの関係について考えてみると、ろ水量は鰓耙の面積、したがって体長のほぼ 2 乗に比例する¹⁷⁾のに対して、消費エネルギーは体重、したがって体長のほぼ 3 乗に比例するであろうから、結局体長が大きな方が植物プランクトン食性あるいはろ過食性にとってはむしろ不

利になることが考えられる。したがって本試算結果のオーダーには誤りがないとすれば、実際にマイワシが植物性餌料には多くを依存してはいないであろう事は本試算結果から十分予想されよう。今後胃内容物中の植物色素から植物プランクトン摂餌量を推定することが必要であろう。

オ. 今後の問題点

植物プランクトンの微細分布についてはここでは取り上げなかったが、餌料の条件として重要である。本報告では利用可能な植物性餌料の試算に、マイワシはクロロフィル a 極大層で摂餌すると仮定したが、用いたクロロフィル a 極大値は水平的にも鉛直的にも離散的な測定値から求めている。したがって水平的には海域の代表性についての問題が残る、また鉛直的にはクロロフィル a 極大層が薄く観測されていないことも有り得るため、今後連続分布調査によりクロロフィル a 極大値について明らかにする必要がある。

カ. 要 約

親潮域の植物性餌料すなわち餌料としての植物プランクトン分布を明らかにするため 1987 年から 1989 年にかけてクロロフィル a 分布調査を行った。その結果からサイズ組成を基に植物性餌料分布について検討し、沖合域では浮魚の索餌期にあたる夏季に植物性餌料はほとんどないこと、これに対して沿岸域では春季ブルーミングの後、秋季まで大型の画分を含んだ比較的高濃度のクロロフィル a が存在し、沖合域よりは植物性餌料は豊富であることを明らかにした。しかし、マイワシが植物プランクトンだけを利用する場合のエネルギー量を試算した結果は、必要エネルギー量に比較して十分とはいえないことから、マイワシは植物プランクトンには多くを依存していないことが予想された。

キ. 引用文献

- 1) Aruga, Y. and M. Monsi: Primary production in the Northwestern part of the Pacific off Honshu, Japan, J. Oceanogr. Soc. Japan, 18, 85 - 94 (1962)
- 2) Aruga, Y., Y. Yokohama and M. Nakanishi: Primary productivity studies in February - March in the Northwestern Pacific off Japan, J. Oceanogr. Soc. Japan, 24, 275 - 280 (1968)

- 3) Banse, K. : Determining the carbon-to-chlorophyll ratio of natural phytoplankton, *Mar. Biol.*, 41, 199 - 212 (1977)
 - 4) Cushing, D.H. : Upper trophic levels in upwelling areas. In "Upwelling Ecosystems" ed. by Boje, R. and M. Tomczak, Springer - Verlag, Berlin, pp.101 - 110 (1978)
 - 5) 林知夫 : 魚類の食性調査から摂食戦略論まで
(1) マイワシ類の食性研究の歴史から, 海洋と生物, 3, 82 - 87 (1981)
 - 6) 今久則 : 東北海域の植物プランクトンの分布 (昭和26年10月~11月), 日本海洋学会誌, 9, 109 - 114 (1953)
 - 7) Kawasaki, T. and Kumagai, A. : Food habits of the far eastern sardine and their implication in the fluctuation pattern of the sardine stocks, *Nippon Suisan Gakkaishi*, 50, 1657 - 1663 (1984)
 - 8) 長澤和也 : 道東海域におけるマイワシの漁業生物学的研究 第2報 マイワシ漁場としての道東沿岸流の意義, 水産海洋研究, 53, 34 - 37 (1989)
 - 9) 中井甚二郎 : マイワシ *Sardinia melanosticta* (T. & S.) の鰓肥の構造と食餌との関係について, 水産研究誌, 33, 547 - 561 (1938)
 - 10) Nakai, J. : Studies relevant to mechanisms underlying the fluctuation in the catch of the Japanese sardine, *Sardinops melanosticta* (Temminck & Schlegel), *Jap. J. Ichthyol.*, 9, 1 - 115 (1962)
 - 11) 野口昌之・高橋善弥・広田祐一 : 飼育実験におけるマイワシの摂餌量と成長の関係, 日水研研報, (40), 1 - 14 (1990)
 - 12) Parsons, T.R., M. Takahashi and B. Hargrave : "Biological Oceanographic Processes 3rd edition", Pergamon Press, Oxford 330 pp. (1973)
 - 13) Saijo, Y. and S. Ichimura : Primary production in the Northwestern Pacific Ocean, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 16, 139 - 145 (1960)
 - 14) 田中勝久・佐藤芳和・角田富雄 : 道東沿岸域における栄養塩濃度の季節変化, 北水研研報, 55, 161 - 172 (1991)
 - 15) Taniguchi, A. and T. Kawamura : Primary production in the Oyashio region with special reference to the subsurface chlorophyll maximum layer and phytoplankton-zooplankton relationships, In "Biological Oceanography of the Northern North Pacific Ocean" ed. Takenouchi, A. Y. et al., Idemitsu Shoten, Tokyo, 231 - 243 (1972)
 - 16) 津幡文隆 : 北海道南東海区の珪藻類の分布と海況について (第一報), 日本海洋学会誌, 6, 33 - 38 (1950)
 - 17) 米田勇一・吉田陽一 : イワシとその食餌プランクトンとの関係 - I. マイワシの摂餌量について, 日本水産学会誌, 21, 62 - 66 (1955)
 - 18) 吉田英雄 : 道東~三陸沖における春・夏季のマイワシの分布と食性, 水産海洋研究, 51, 324 - 329 (1987)
 - 19) 吉田陽一 : イワシとその食餌プランクトンとの関係 - II. マイワシの摂餌機構について, 日本水産学会誌, 21, 467 - 470 (1955)
- (荻島 隆)
- (4) 親潮水域における動物性餌料環境の解明
ア. 研究目的
親潮水域は太平洋系群のサンマ, マイワシ, マサバ等の主要な索餌場であり, それらの主な餌料生物が動物プランクトンであること^{3), 5), 8)}から, 動物プランクトンはこれら浮魚類の成長及び資源変動と深く関わっているものと考えられる。ここでは, このような観点から親潮水域の餌料生物生産維持機構の解明に資することを目的として, 以下の4つの項目について研究を進めた。
(ア) 海洋構造と動物プランクトンの分布
親潮とその隣接水域における浮魚類の餌としての動物プランクトンの分布特性を明らかにする。
(イ) 海洋環境の変動と動物プランクトン生物量の消長
動物プランクトン生物量の中・長期的変動を明らかにする。
(ウ) 重要餌料動物プランクトンの生産量の推定
浮魚類の餌料として重要な種の生活史を明らかにし, その生産量の推定を試みる。
(エ) 浮魚類による捕食量の推定
動物プランクトン生物量の季節的変動特性から,

浮魚類の捕食量の推定を試みる。

イ. 研究方法

(ア) 海洋構造と動物プランクトンの分布

親潮とその隣接水域において海洋観測および動物プランクトンの採集を行い、海洋構造と動物プランクトン生物量の分布との関係を検討した。

(イ) 海洋環境の変動と動物プランクトン生物量の消長

丸特B型ネットを150 m垂直曳網して得られた標本の湿重量の測定結果を位置及び水温情報等とともに「動物プランクトン生物量データベース」に整理した。このデータベースを用いて、親潮水域における動物プランクトン生物量の変動を統計的に解析した。

(ウ) 重要餌料動物プランクトンの生産量の推定

親潮とその隣接水域において採集した動物プランクトン主要種の体長、発育段階、乾燥重量及び脂質含量を測定した。

(エ) 浮魚類による捕食量の推定

夏季の親潮による動物プランクトンの輸送量及び動物プランクトン生産量を試算し、浮魚類の捕食量との関連について検討した。

ウ. 結 果

(ア) 海洋構造と動物プランクトンの分布

500 mg/m³以上の生物量は春から秋にかけて親潮第1及び第2分枝が位置する海域で多く出現し、150°E以東の沖合にも出現することが明らかになった(図2-20)。また、親潮水域において生物量が比較的多くなる場合の海洋構造の特徴は、「水温の背斜構造」であった。1988年秋季には暖水が北緯44°付近まで北上し、北東方向に走る顕著な水温前線が観測され、この前線の北側では南側に比べて表層のクロロフィル量は約2倍、生物量は約4~16倍であった。しかし、千島列島近海のオホーツク海側と太平洋側の冷水域では、ほぼ同じ生物量であった。

(イ) 海洋環境の変動と動物プランクトン生物量の消長

a. 1955年から1985年の31年間の北緯35°00'~41°59', 東経143°00'~146°59'における総数3632の資料を用いて月別に重回帰分析を行った(表2-8)。

4月、9月、10月と11月の回帰式における重相関係数は低いが、その他の月では0.5を越えていた。採集年の偏回帰係数は4月、5月、8月と9月で正

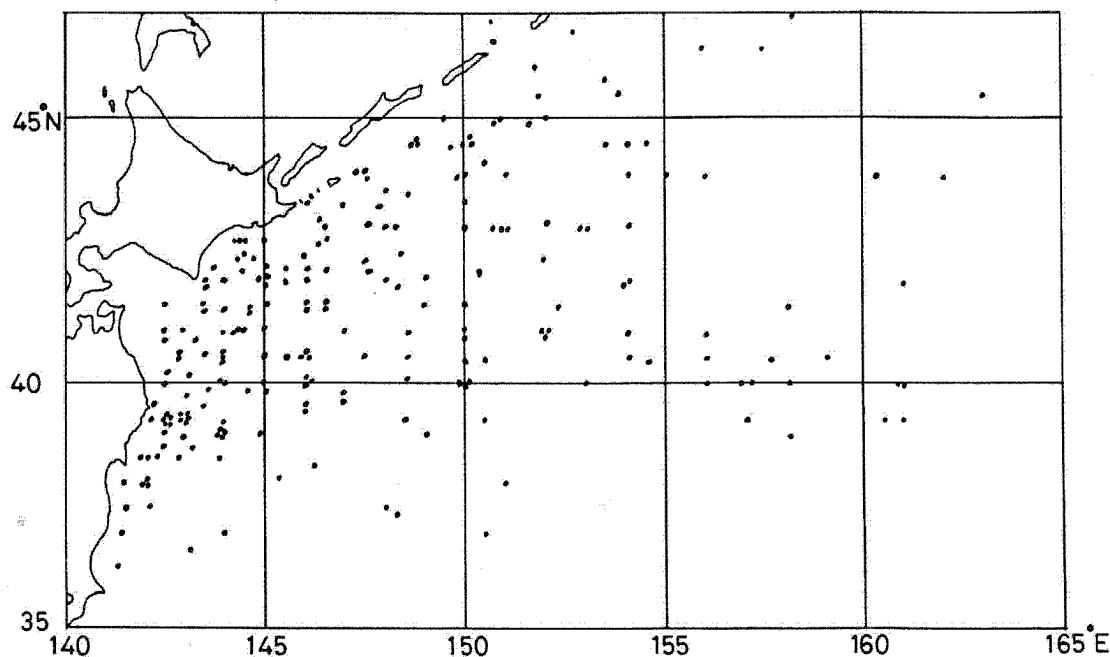


図2-20 生物量が500 mg/m³を越えた標本の採集実績(1956~1985年)

表2-8 変数減少法 (F値 2.0) の重回帰分析による東北海区沖合いの動物プランクトン
生物量 (水深150以浅の平均湿重量mg/m³)

月	データ数	平均 mg/m ³	生物量=定数項	年	日	時刻	緯度	経度	0 m水温	100 m水温
1	32	16.868	WW = -753.478	-0.439Y	-0.708D	+2.418T**		+5.495 L O		+0.834 T ₁₀₀
2	54	15.765	WW = -14.008*		+0.629D*	+3.239T**				
3	36	58.660	WW = 56.735*		+2.901D**					-6.885 T ₁₀₀ *
4	148	93.904	WW = -530.644* +1.937Y*		+4.350D**		+12.120LA*			-7.915 T ₁₀₀ **
5	359	141.625	WW = -811.130** +2.181Y**				+22.086LA**	+5.970 T ₀		-15.287 T ₁₀₀ **
6	436	83.888	WW = -214.323		-1.450D**		+11.849LA**	-5.935 T ₀ **		-5.072 T ₁₀₀ **
7	542	62.299	WW = -313.582**				+11.981LA**	-2.256 T ₀ *		-5.174 T ₁₀₀ **
8	478	50.312	WW = 192.741** +0.359Y	-0.383D	+0.201T**			-6.048 T ₀ **		-3.202 T ₁₀₀ **
9	329	38.236	WW = 5.269 +0.563Y**		+1.867T**					-1.746 T ₁₀₀ **
10	317	43.038	WW = 96.139**					-2.941 T ₀ **		
11	228	43.069	WW = 445.096		+2.294T**			+2.790 L O		-1.057 T ₁₀₀ *
12	42	26.476	WW = 177.989** -1.774Y** -1.377D*		+2.402T*			-2.270 T ₀		

** : 信頼度99%で有意 * : 信頼度95%で有意

の値を、1月と12月の回帰式では負の値を示した。採集日の偏回帰係数は2月、3月と4月で正の値を、1月、6月、8月と12月で負の値を示した。採集時刻 (午後0時からの絶対時刻) の偏回帰係数は1月、2月、8月、9月、11月と12月で正の値を示し、特に1月と2月の標準化偏回帰係数はそれぞれ0.674、0.629と大きかった。採集位置 (緯度) の偏回帰係数は4月、5月、6月と7月で正の値を示したが、その標準化偏回帰係数は小さかった。採集位置 (経度) の偏回帰係数は1月に正の値を、11月に負の値を示したが、それぞれの標準化偏回帰係数は小さかった。水温 (T₀) の偏回帰係数は6月、7月、8月、10月と12月に負の値を、5月に正の値を示した。水温 (T₁₀₀) の偏回帰係数は3月、4月、5月、6月、

7月、8月、9月と11月で負の値を示し、標準化偏回帰係数は4月と5月で大きかった。

b. 親潮水域 (T₁₀₀5℃以下を示す水域) を AREA I, AREA II 及び AREA III の3水域に区分して、1951年から1985年の35年間の生物量データを解析した。

AREA II において、生物量は3月中旬頃から増加し始め、増減を繰り返しながら、5月中旬には290 mg/m³と最も多くなった。6月下旬には急激に減少して6月下旬と7月上旬は150 mg/m³以下になったが、その後再び増加して7月中旬から8月上旬にかけて小さな極大を形成した。8月中旬以降は次第に減少して、11月上旬には70 mg/m³以下になった。

緯度別分布の季節変化 (図2-21) では、4月に

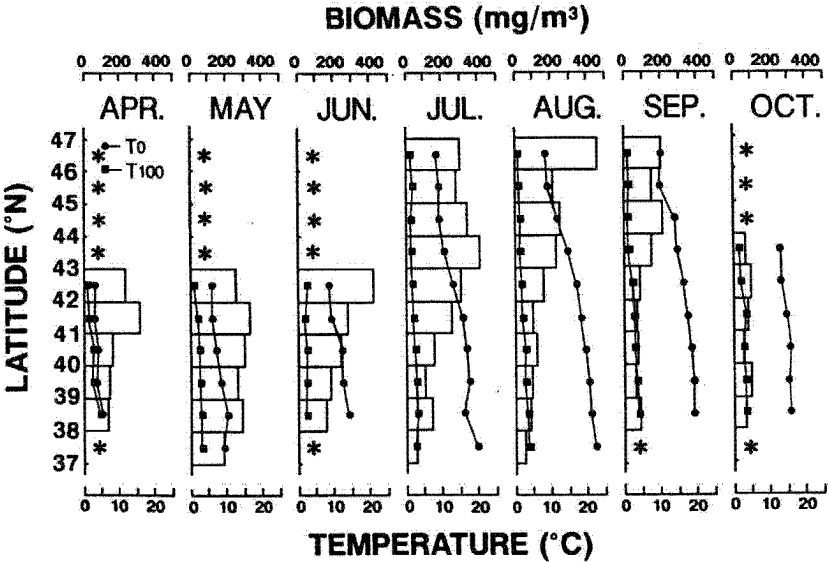


図2-21 月別に示した親潮水域における緯度による動物プランクトン生物量と表面及び100 m深水温の変化 (*印で示した緯度間では資料がない)

は生物量は41°Nで320 mg/m³とやや多かったが、41°Nより南の海域では160 mg/m³以下であった。5月には全域で生物量が増加して、海域による顕著な差がなくなった。6月には38°～43°Nにおいて生物量は北ほど多くなる傾向を示し、42°～43°Nの生物量は430 mg/m³で最も多かった。7月には43°～44°Nで生物量が最も多くなり、それより北側ではやや減少した。8月も北側ほど生物量が多くなる傾向を示し、特に46°以北の海域では450 mg/m³と多かったが、43°N以南の海域では200 mg/m³以下に減少した。9月になると生物量は全域において減少し、特に46°～47°Nの海域での減少が著しかった。10月には38°～43°Nにおいて生物量は100 mg/m³以下に

なった。

生物量頻度分布の季節変化では、AREAⅡで5月から7月、AREAⅠで7月と8月及びAREAⅢで6月と7月において、250 mg/m³以上の生物量の出現頻度が比較的高かった。また、AREAⅡにおける各月の生物量の頻度分布は3月にJ字型、9月及び10月に強い非対称左傾型、5月に最も弱い非対称左傾型を示した。

生物量の経年変動(図2-22)では夏季の平均生物量は1960年代半ばから1970年代後半にかけて平年より多く、1960年代前半までと1980年代は平年より少ない傾向にあり、10数年程度の変動周期があった。また、夏季の平均生物量と平均表面水温には信頼度

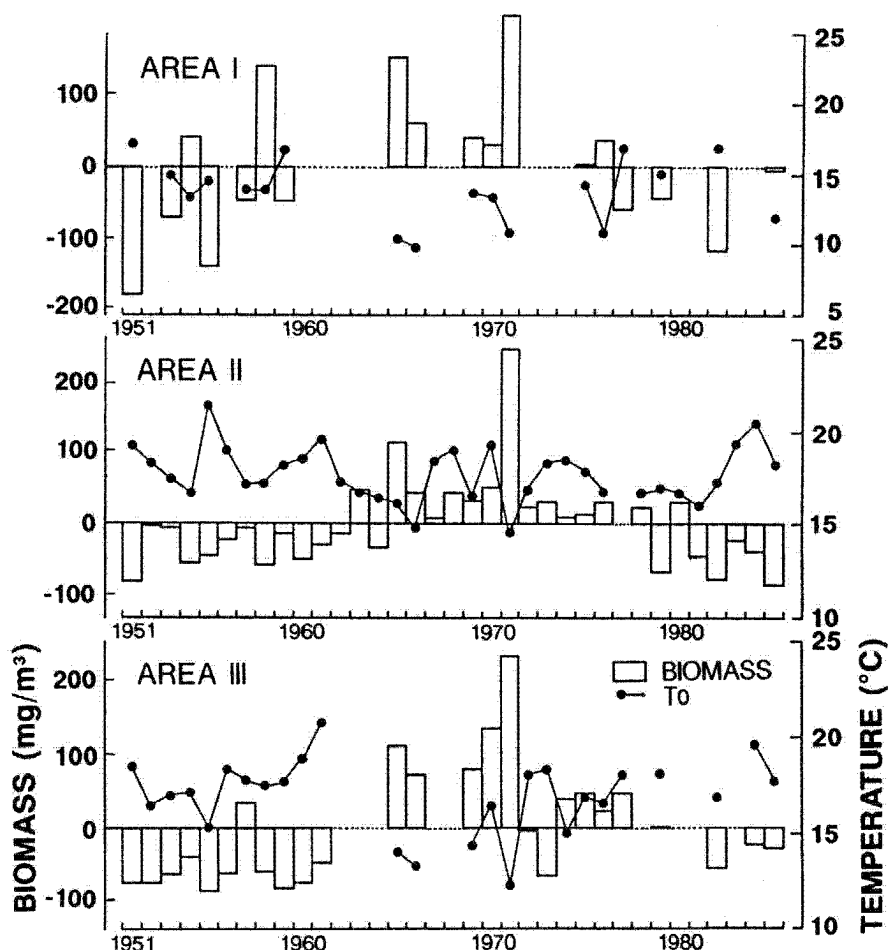


図2-22 親潮水域における夏季(7～9月)の動物プランクトン生物量の年平均偏差及び表面水温の経年変動(生物量の平均値, AREAⅡ: 130 mg/m³, AREAⅢ: 140 mg/m³)

99%で有意な負の相関関係があった。

(ウ) 重要餌料動物プランクトンの生産量の推定

冷水性「かいあし類」の脂質組成は *Neocalanus plumchrus*, *Neoc. cristatus*, *Metridia pacifica*, *M. okhotensis* ではワックスエステル¹⁾の含量が多く, *Eucalanus bungii bungii*, *Pleuromanna* spp. ではトリグリセライドの含量が多かった(表2-9)。春季の *Neocalanus plumchrus* 第V期幼生の脂質含量は, その乾燥重量の10~62%であり, 冷水域に生息する個体ほど脂質含量, 乾燥重量ともに大きかった。秋季の同第V期幼生の脂質含量は乾燥重量の35~70%を示し, 冷水域で採集した個体ほど脂質の蓄積量が多かった。また, 雌成体の成熟度が進むとトリグリセライド含量が増加する傾向があった。さらに水温10℃, ろ過海水による10日間の飼育条件下における同第V期幼生の飢餓実験によると脂質の消費量は1.2~1.7 μg/indi./dayであった。

(エ) 浮魚類による捕食量の推定

親潮は一定流量を示す流れであり^{2), 6)}, その流れはウルップ水道太平洋側付近から道東沖まで連続している⁴⁾ことから, 夏季の4カ月間にこの流れによって親潮上流域から浮魚類の索餌海域に輸送される生物量を試算した。ここで, 浮魚類の主要な索餌海域より上流域では浮魚類による被食はほとんどない, 夏季の4カ月間に親潮の流量は大きく変動しないと仮定した。また, 水深1,500 mにも及ぶ親潮の流れの構造を考慮して, 索餌海域へ流入する海水中の平均生物量を図2-22の5~8月の各月で最大生物量を示す海域の生物量の1/2とした。さらに夏季の親潮の平均流量を18.7 Sv⁴⁾(1 Sv=10⁶m³/sec), 動物プランクトンの乾重量は湿重量の15%, 有機炭

素量は乾重量の40%(科学技術庁¹⁾)として, (1)式より親潮上流域での夏季の平均生物量205 mg/m³を有機炭素量(Wc)に換算し,

$$Wc = 205 \times 10^{-3} \times 0.40 \times 0.15 \\ = 0.012 \text{ g C/m}^3 \quad \dots\dots(1)$$

(2)式により, 4カ月間に道東海域に移送される総生物量(TWc)を計算した。

$$TWc = 0.0123 \times 18.7 \times 10^6 \times 60 \times 60 \times 24 \times 120 \times 10^{-6} \\ = 238 \times 10^6 \text{ ton C/4 months} \quad \dots\dots(2)$$

エ 考 察

(ア) 海洋構造と動物プランクトンの分布量

生物量が比較的多くなる場合の海洋条件は「水温の背斜構造」であるが, このような構造があまり観察されない150°E以東の沖合にも出現することから, 高密度分布域(パッチ)の形成は海洋構造の特性だけでなく, 動物プランクトンの能動的な集群にもよると考えられた。また, 水温前線の北側では南側に比べて表層のクロロフィル量は約2倍であるが, 動物プランクトン生物量は約4~16倍であったことから, 植物プランクトンよりも動物プランクトンの変動が大きく, 浮魚類の餌料環境を評価する場合にも動物プランクトンの分布及び生態がより大きな影響を与えるものと考えられる。

(イ) 海洋環境の変動と動物プランクトンの消長

生物量は季節によって変動することが明らかなので, 月別に重回帰分析を行い, 季節変動による影響を除いたが, 重相関係数が低い月もあり, 回帰式の妥当性についてはさらに検討する必要がある。水温(T₀)の偏回帰係数は6月, 7月, 8月, 10月と12月に負の値を, 5月に正の値を示した。水温(T₁₀₀)の偏回帰係数は3月, 4月, 5月, 6月, 7月, 8

表2-9 親潮域に出現する主要な撈脚類の脂質含量と脂質組成

Specics	Stage	Lipid (mg/animal)	(%dry weight)	WE (%total lipid)	TG (%total lipid)
<i>Neoc. flemingeri</i>	F, CV	0.02-0.85	10-70	79-88	0-10
<i>Neoc. cristatus</i>	CV	0.05-2.28	8-62	80-92	0-5
<i>Eucalanus bungii bungii</i>	F, CV	0.02-0.68	5-42	0-25	70-82
<i>Pseudocalanus minutus</i>	F	0.02	41	82	5
<i>Metridia pacifica</i>	F	0.05-0.18	22-56	66-80	0-15
<i>M. okhotensis</i>	F	0.12-0.35	42-66	58-88	0-22
<i>Pleuromanna abdominalis</i>	F	0.04-0.15	26-51	0-12	78-92
<i>Acartia omorii</i>	F	0.01	28	22	68

F: 雌成体, CV: 第5期幼生, WE: ワックスエステル, TG: トリグリセライド

月、9月と11月で負の値を示し、標準化偏回帰係数は4月と5月で大きかった。これらのことから生物量の変動の特徴を整理すると、2月、3月と4月は生物量が増加傾向にあり、1月、6月、8月と12月は減少傾向にあることが示唆された。また、1月と2月は深夜になるほど生物量が増加するが、この他の月では生物量の変動に対する採集時刻の影響は小さいこと、採集位置は生物量の変動にあまり大きな影響を与えていないことが示唆された。6月、7月、8月、10月と12月では T_0 が高い場合ほど、また3月、4月、5月、6月、7月、8月、9月と11月では T_{100} が高い場合ほど、生物量が減少する傾向があった。5月では表層が暖かく、下層が冷たい水温躍層を形成しているような海域ほど生物量が多くなることが示唆された。これらのことから、得られた回帰式によって東北海区沖合域のある時期のある海域に分布する動物プランクトン生物量を予測すること、または資料が得られなかった海域の生物量をある程度推定することが可能であると思われる。

生物量の季節変化では5月に最大となった生物量が6月に一旦減少して7月に再び増加するという特徴があった。その要因としては黒潮系暖水の影響が考えられ、黒潮系暖水では親潮系冷水に比べて生物量が少ないことから、 T_{100} が 5°C 以下を示す海域においても、その表層が暖水で厚く覆われた場合には水深150 m以浅の鉛直採集ではその海域の生物量が低く見積もられる可能性が高い。親潮水域における春季から夏季にかけての生物量の緯共別分布の変化は、海域によって動物プランクトンの発生時期が異なること、黒潮系暖水の影響や浮魚類による被食、植食性「かいあし類」の生活史に伴う垂直移動等が主な要因であると考えた。また、動物プランクトンの濃密な分布は主に夏季に出現すること、動物プランクトンの出現頻度の分布型が季節や水域によって異なることが明らかとなり、浮魚類の主な索餌期である7～9月においては、親潮水域の北部が最も餌料条件の良いことが示唆された。

(ウ) 重要餌料動物プランクトンの生産量の推定

冷水域ほど、優占種である*Neocalanus plumchrus*の第V期幼生の脂質蓄積量が多く、夏季に比較的栄養状態の良い動物プランクトン（動物性餌料）が出現することが親潮水域の特徴であり、浮魚類の良好な索餌場となる条件であると考えられた。冷水性

「かいあし類」にはワックスエステル含量が多い種とトリグリセライドの含量が多い種があり、このような脂質組成の違いが、これらの摂餌生態や産卵生態等と密接に関連すると思われる。また、*Neocalanus plumchrus* 雌成体の成熟と産卵に伴う脂質含量及び脂質組成の変化から、脂質蓄積量が産卵に大きな影響を与えること及び卵形成にトリグリセライドが関与することが示唆された。さらに同種の第V期幼生の脂質消費量は $1.2 \sim 1.7 \mu\text{g}/\text{indi.}/\text{day}$ 、脂質蓄積量は $200 \sim 800 \mu\text{g}/\text{indi.}$ であることから、比較的飢餓に強いことが示唆された。

(エ) 浮魚類による捕食量の推定

魚類生産と動物プランクトン生産に時間的・地理的差異が生じる要因として、親潮の運搬作用による高緯度海域からの生物の輸送について検討した。小達⁶⁾は索餌期の4カ月間のサンマの増重量と漁獲量から計算して、道東海域へのサンマ来遊資源全体による摂餌量を $3.0 \times 10^5 \sim 6.0 \times 10^5 \text{ ton C}$ と推定したが、これにマイワシ、マサバ、ハダカイワシ等の魚類及び端脚類やヤムシ類等の肉食性動物プランクトンによる摂餌を考慮すれば、夏季に道東海域に輸送される約 $2.4 \times 10^6 \text{ ton C}$ という生物量は必ずしもこれら魚類等の餌料供給量として十分ではないと考えられた。以上のことは、浮魚類による摂餌が生物量の季節変化や経年変動の一因であり、浮魚類の索餌場としての親潮水域を評価する上で、夏季の親潮上流域の高い生産力と豊富な生物量及びそれを輸送する流れとしての親潮が重要なポイントであることを示唆している。物質輸送機能等の亜寒帯循環の定量的評価は今後の重要な研究課題であることはすでに指摘されているが、このように生物生産の面からも流れとしての親潮が果たす機能的役割の重要性を強調することができる。

オ. 今後の問題点

生物量の変動に関して、未整理であったNORPAC ネットで採集した動物プランクトンの資料を加えて、統計的解析をさらに進める。

動物プランクトンの飼育実験によって、その生態的知見をさらに蓄積する。

親潮による生物の輸送の実態を明らかにする。

カ. 要 約

水温の背斜構造を示す海域で、動物プランクトン生物量が比較的多かった。また、高い生物量は春か

ら秋にかけて親潮第1・第2分枝が位置する海域に多く出現するが、150°E以東の沖合にも出現した。

親潮水域では5月に最大となった生物量が6月に一旦減少して7月に再び増加し、8月になると急激に減少するという季節変化を示した。生物量の増加は4月に道東近海で始まり、5月になると三陸から道東の広範囲な海域で生物量が多くなり、6月から8月にかけて生物量の多い海域は徐々に北に移動し、9月になると全域において減少した。夏季の平均生物量は1960年代半ばから1970年代後半にかけて平年より多く、1960年代前半までと1980年代は平年より少ない傾向にあり、生物量の経年変動に10数年程度の変動周期があった。また、夏季の平均生物量と平均表面水温には有意な負の相関関係があった。夏季に250 mg/m²以上の高い生物量の出現頻度が比較的多く、動物プランクトンの濃密な分布は主に夏季に出現した。また、生物量の出現頻度の分布型は季節的に変化することが示唆された。

「かいあし類」はその脂質組成によって、ワックエステル含量が高い種とトリグリセライド含量が高い種に大別された。*Neocalanus plumchrus* の第V期幼生の脂質含量は乾燥重量の35~70%を示し、親潮水域で脂質の蓄積量が多かった。また、本種雌成体の成熟に伴う脂質含量及び脂質組成の変化から、脂質蓄積量が産卵に大きな影響を与えること及び卵形成にトリグリセライドが関与することが示唆された。本種の第V期幼生の脂質消費量は1.2~1.7 μg/indi./dayであった。

親潮の流れによって夏季に道東海域に輸送される総生物量を約 $2.4 \times 10^6 \text{ ton C/4 months}$ と計算した。

キ 文 献

- 1) 科学技術庁：海洋生物の生産力把握に関する調査，資料第81号資源調査会編，289pp（1980）
- 2) 柏井 誠・河野時廣：親潮の流れと水系，1989年度日本海洋学会春季大会講演要旨集，82-83（1989）
- 3) 木立 孝：マイワシの食性，東海区長期漁況予報，（15），14-15（1968）
- 4) 河野時廣：親潮の水系輸送について，月刊海洋，22，187-198（1990）
- 5) 小達和子：サンマの食性について，東北水研研報，（38），75-88（1977）
- 6) 小達和子：サンマの摂餌による動物プランクト

ン消費量について，第35回サンマ検討会報告，176-185（1987）

7) Ohtani, K.: Oceanographic structure in the Bering Sea, Mem. Fac. Fish. Hokkaido Univ., 21 (1), 65-106 (1970)

8) 鈴木秀弥：マサバ太平洋系群の餌，東海区長期漁況予報，10，27-28（1967）

（東北水研 小谷祐一，小達和子）

2. マイワシ・マサバ・サンマ等浮魚資源に関する親潮の生産性評価

(1) 親潮水域における浮魚資源の成長の解明

ア. 目 的

北海道南東部沿岸域から中部千島沖合域にかけての海域へは、夏～秋季にマイワシ、サンマなどの浮魚類が索餌のために来遊する。わが国周辺海域でのマイワシ資源の増加にともない、1970年代後半から1980年代にかけては、マイワシが卓越した。

一般に、索餌域で獲得した余剰エネルギーが、成長と再生産へ配分される。したがって、索餌域におけるエネルギー収支の解明は、これらの浮魚資源の変動機構を解明し、漁獲に対する資源の耐性を評価する上で基礎的な知見を提供する。しかしながら、現時点では、これらの浮魚類の索餌域における成長の実態や、餌料環境に応じた摂餌の実態は明らかにされておらず、具体的なエネルギー収支の検討は行われていない。

そこで本研究では、北海道南東部沿岸域（道東海域）に来遊したマイワシを対象に、資源増加期における年級別成長過程を明らかにするとともに、主要な餌料生物と、餌料環境変化に対応した摂餌様式の切り替えについて検討する。

イ. 研究方法

(ア) 年級別成長過程の解明

1976~1986年に道東海域に来遊し、まき網で漁獲されたマイワシについて、鱗による年齢査定を行い、年齢別平均体長を計算した。このデータに von Bertalanffy の成長曲線をあてはめ、1976~1982年級の成長式を求めた。得られた成長式のパラメータと来遊資源量、年級豊度との関係を解析した。

(イ) マイワシの主要餌料生物の解明

1988, 1989年6月に三陸～道東海域の9地点で、釣りおよび流し網により採集された44尾のマイワシの

胃内容物について種別に個体数あるいは細胞数を計数し、主要な餌料生物を明らかにした。

1988年の1地点をのぞいて、マイワシ採集と同時に、ノルバックネットの水深150 mから表面までの垂直曳による動物プランクトンの採集および、表面採水による植物プランクトンの採集を行い、それぞれ種別個体数あるいは細胞数を計数した。

(ウ) マイワシの餌料環境変化に応じた摂餌様式の切り替えの検討

動物および植物プランクトン間での餌料選択性を検討するため、胃内容物中と海水中の動植物プランクトン密度比を比較した。

胃内容物中の珪藻量と環境中の珪藻密度から胃内容物1 gあたりの河過水量を計算し、海水中の珪藻および動物プランクトン密度、さらに胃内容物中の動物プランクトンのサイズとの関係を検討した。

動物プランクトンの密度の計算にあたっては、垂直分布を考慮して、マイワシの摂餌水深と考えられる0～30 mに、全体の75%が分布すると仮定した。

ウ. 結 果

(ア) 年級別成長過程の解明

a. 年級別成長式のあてはめ

1976～1982年級の0～4歳までの年齢別平均体長を表2-10に示す。年齢査定ができた尾数が少なく、3年魚と4年魚で平均体長が逆転している1979年級をのぞき、1976～1982年級を対象に、Walfordの定差図を用いて、von Bertalanffyの成長式をあてはめ以下の式を得た。

1976年級：

$$Lx=225.0 \{ 1-\exp \{-0.528(x+1.781)\} \}$$

1977年級：

$$Lx=225.4 \{ 1-\exp \{-0.522(x+1.610)\} \}$$

1978年級：

$$Lx=212.4 \{ 1-\exp \{-0.647(x+1.550)\} \}$$

1980年級：

$$Lx=204.7 \{ 1-\exp \{-0.367(x+2.505)\} \}$$

1981年級：

$$Lx=211.5 \{ 1-\exp \{-0.319(x+3.165)\} \}$$

1982年級：

$$Lx=206.5 \{ 1-\exp \{-0.461(x+2.062)\} \}$$

…………(1)

極限体長 L_{∞} は、相対的に1976～1978年級で大きく、1980～1982年級で小さい。成長曲線が L_{∞} に近づく速さを示す係数 K は、同様に前者の年級群で大きく、後者で小さい。

b. 成長状態と来遊資源量の関係

成長状態との関係を検討すべき資源量水準の指標として、対象とする年級が4年魚に達するまでの全来遊資源尾数の累積値と、年級豊度（その年級の1年魚時点での来遊資源尾数）をとりあげる。これらを和田¹⁾、Wada and Kashiwai²⁾より計算し、成長式のパラメータとともに年級別に表2-11に示す。

累積資源尾数は相対的に1976～1978年級で低く、1980～1982年級で高い値を示す。年級豊度は1980、1981年級が高く、これらが卓越していることを示す。これに対して1982年級の豊度は著しく低い。1976～

表2-10 道東海域におけるマイワシ1976～1982年級の年齢別平均体長

年 級	年齢別平均体重 (mm)				
	1	2	3	4	5
1976	136.9 ¹⁾	172.3 ¹⁾	193.8	207.5	214.3
1977	130.1 ¹⁾	169.0	192.5	203.4	214.2
1978	133.5	170.1	192.2	202.0	205.7
1979	151.6	182.1 ²⁾	193.6	190.7	200.6
1980	125.1	149.5	167.6	176.2	186.8
1981	123.4 ³⁾	156.5	170.3	181.8	190.3
1982	134.2 ⁴⁾	155.4	177.4	185.7	194.0

1) 釧路水産試験場 昭和52年度事業報告資料より計算

2) " 昭和54年度 "

3) " 昭和56年度 "

4) " 昭和57年度 "

表2-11 道東海域における年級別の0～4年魚の間のマイワシ来遊資源尾数の累積値、年級豊度（1年魚来遊資源尾数）および成長式のパラメータ（ L_{∞} 、 K ）

年 級	累積資源尾数 ($\times 10^8$ 尾)	年級豊度 ($\times 10^8$ 尾)	L_{∞} (mm)	K
1976	650.2	52.7	225.0	0.528
1977	835.1	42.8	225.4	0.522
1978	1,110.1	51.9	212.4	0.647
1980	1,647.2	141.4	204.7	0.367
1981	1,794.2	83.8	211.5	0.319
1982	1,800.8	25.5	206.5	0.461

1978年級は、1980年級の1/3、1982年級の2倍の水準ではば一定である。

以下に成長式のパラメータ（ L_{∞} 、 K ）と累積資源尾数および年級豊度の関係を検討する。

(a) L_{∞} —累積資源尾数関係

両者の間には負の相関関係の存在がうかがわれる（図2-23）。

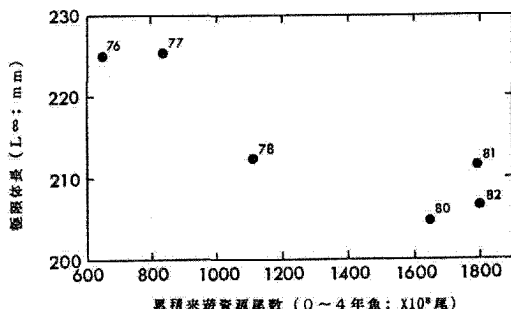


図2-23 マイワシ1976～1982年級（1979年級をのぞく）における極限体長（ L_{∞} ）と累積資源尾数の関係。図中の数字は年級を示す

(b) L_{∞} —年級豊度関係

1982年級をのぞくと、年級豊度が高いと L_{∞} も小さい傾向が認められる。しかし、全体として一定の関係を見いだすことはできない（図2-24）。

(c) K —累積資源尾数関係

関係は1980年級を境に2つのグループに分けられる。1976～1978年級では、 K と累積資源尾数の間に正の相関関係の存在が示唆される（図2-25）。

(d) K —年級豊度関係

全体的には、年級豊度が高ければ、 K は小さいと

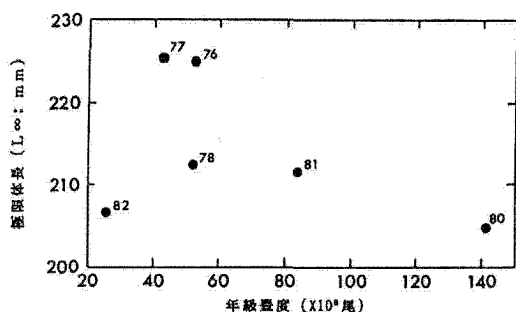


図2-24 マイワシ1976～1982年級（1979年級をのぞく）における極限体長（ L_{∞} ）と年報豊度の関係

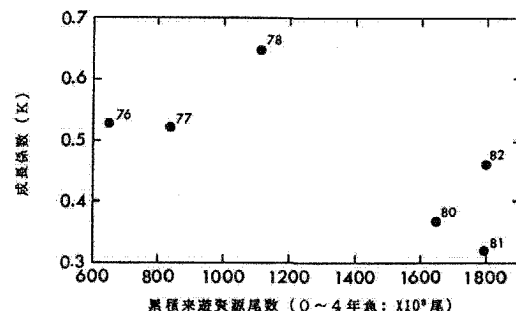


図2-25 マイワシ1976～1982年級（1979年級をのぞく）における成長係数（ K ）と累積資源尾数の関係

いえる。しかし、年級豊度が 60×10^8 尾以下の4つの年級では、年級豊度にもない K が大きくなる傾向が認められる（図2-26）。

(e) L_{∞} — K 関係

1980年級を境に2つのグループに分けられる。それぞれのグループ内では、 L_{∞} と K の間に負の相関関係あるいは、反比例的な関係の存在が示唆され

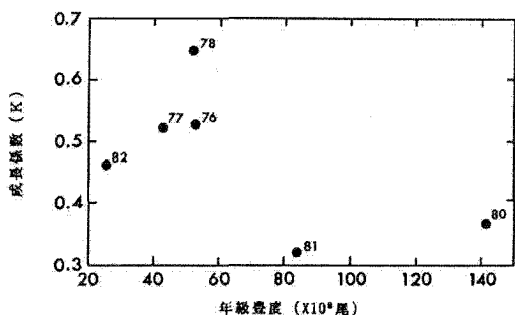


図 2-26 マイワシ1976～1982年級（1979年級をのぞく）における成長係数（K）と年級豊度の関係

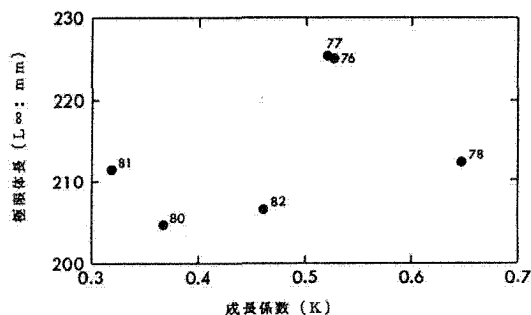


図 2-27 マイワシ1976～1982年級（1979年級をのぞく）における成長係数（K）と累積資源尾数の関係

る（図 2-27）。

(イ) マイワシの主要餌料生物の解明

a. 標本の採集地点

1988年および1989年6月の採集地点および胃内容物を検索した個体数を図 2-28に示す。体長は1988年が190 mm前後、1989年が200 mm前後である。

b. 胃内容物の出現頻度

採集地点（標本）別の胃内容物中の餌料プランクトンの種（分類項目）別出現頻度 P_{ij} を次式により計算し、4段階に分けて表 2-12に示す。

$$P_{ij}(\%) = n_{ij} / N_j \times 100 \quad \dots\dots\dots(2)$$

ここで n_{ij} は、胃内容物中に i 種が出現した j 地点の個体数、 N_j は、 j 地点の胃内容物を検索した全個体数である。

動物プランクトンでは、橈脚類およびオキアミ類は全ての個体の胃内容物中にみられ、ついで端脚類が多く出現する。腹足類（幼生）は、1988年には1地点をのぞく全ての採集点で出現するが、1989年には全く出現しない。植物プランクトンでは、珪藻類が卓越し、渦鞭毛藻類がこれに続く。

c. 胃内容物組成

採集地点別に胃内容物中の主要な餌料プランクトンの平均個体数パーセントを、動物、植物プランク

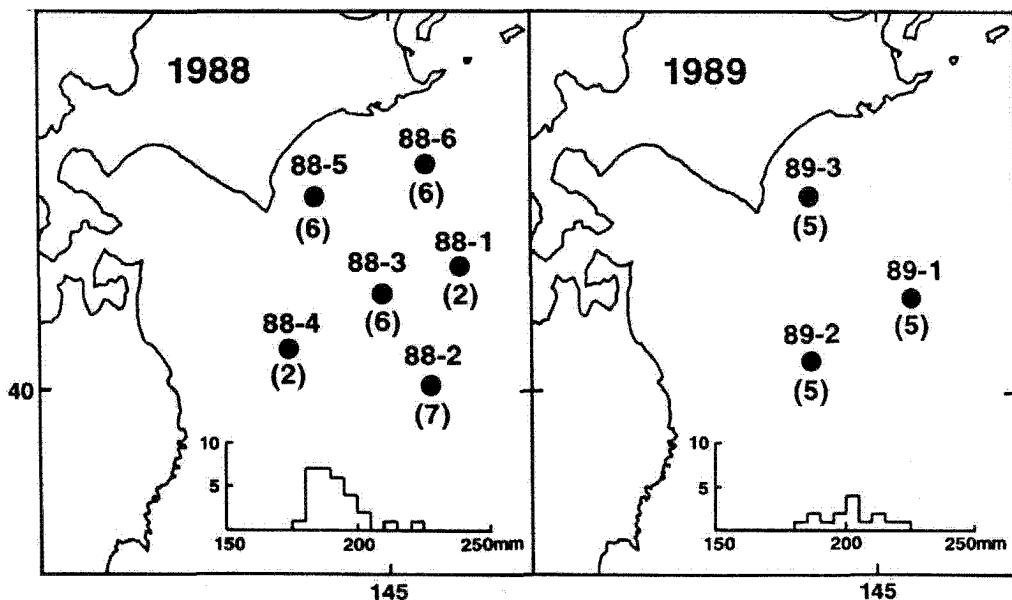


図 2-28 1988,1989年6月の三陸・道東海域におけるマイワシ採集地点と、地点別胃内容物検索個体数。図中のヒストグラムは採集されたマイワシの体長組成を示す

表2-12 採集地点(標本)別の胃内容物中の餌料プランクトンの分類項目別出現頻度

項目/標本	88-1	88-2	88-3	88-4	88-5	88-6	89-1	89-2	89-3
動物プランクトン									
腹足類(幼生)	×	◎	●	◎	●	●	×	×	×
多毛類(幼生)	×	△	×	×	×	×	×	×	×
枝角類	×	×	×	×	×	◎	×	×	×
貝虫類	◎	×	×	×	×	×	×	×	×
橈脚類	●	●	●	●	●	●	●	●	●
蔓脚類(幼生)	●	△	△	×	△	△	×	△	△
等脚類	×	×	×	◎	×	×	×	×	×
端脚類	×	◎	●	◎	●	◎	△	◎	△
オキアミ類	●	●	●	●	●	●	●	●	●
十脚類(幼生)	×	×	△	×	×	×	×	×	△
毛顎類	×	●	◎	×	△	●	×	×	×
尾虫類	×	●	×	×	×	△	×	×	×
魚類稚仔	×	×	△	×	×	×	×	×	×
植物プランクトン									
珪藻類	●	●	◎	●	●	◎	●	●	●
黄色鞭毛藻類	×	◎	△	◎	△	×	△	×	△
渦鞭毛藻類	●	●	×	●	●	◎	○	●	●

×：出現せず，△：1～49%，◎：50～99%，●：100%

トン別に図2-29に示す。動物プランクトンでは、橈脚類が卓越するが、1988年では、地点により端脚類、オキアミ類の占める割合も高い。植物プランクトンでは、1988年の1地点をのぞいて、珪藻が全体の90%以上を占める。

(ウ) 餌料環境に対応した摂餌様式の検討

a. マイワシの餌料選択性

鰓耙の形状から判断すると、マイワシの摂餌様式は「汭過」食が基本であり、これにより珪藻などの植物プランクトンや小型の動物プランクトンを摂餌すると考えられる。一方、オキアミ類、端脚類や大型の橈脚類など、ある程度の視認性と逃避能力を持つものに対しては「ついでみ」食を行うと考えられる。

マイワシの植物プランクトン(珪藻)と動物プランクトン間での選択性を検討するため、採集地点別個体別に、海水中の珪藻と動物プランクトンの密度比(海水1ℓあたり珪藻細胞数/海水1ℓあたり動物プランクトン個体数)と胃内容物中の珪藻と動物プランクトンの密度比(胃内容物1g中の珪藻細胞数/胃内容物1g中の動物プランクトン個体数)を

比較する(図2-30)。海水中と胃内容物中の密度比が等しいなら、選択性はなく海水中の餌料をそのまま「汭過」食により摂餌していることを示唆する。

海水中の密度比の増加(=珪藻密度の増加)にともない、胃内容物中の密度比も増加する傾向が認められる。しかし、多くの地点および個体で胃内容物中の密度比が低く、動物プランクトンをねらった摂餌が行われていることが示唆される。

b. 餌料環境に応じた摂餌様式の変更

「汭過」食の指標として、胃内容物1gあたりの珪藻を得るために要する海水の体積(汭過水量： V (ℓ/g))を考え、採集地点別個体別に次式で計算した。

$$V = D_{ij} / d_{ij} \quad \dots\dots\dots(3)$$

ここで、 D_{ij} 、 d_{ij} は、それぞれj地点i個体の胃内容物中の珪藻密度および海水中の珪藻密度である。実際の計算にあたっては、海水と胃内容物中に共通して出現する卓越種の値を用いた。共通する卓越種がない場合には、全ての珪藻の合計値を用いた。1989年の1地点(89-2)では、海水中と胃内容物中の珪藻の組成が大きく異なるため、検討からのぞ

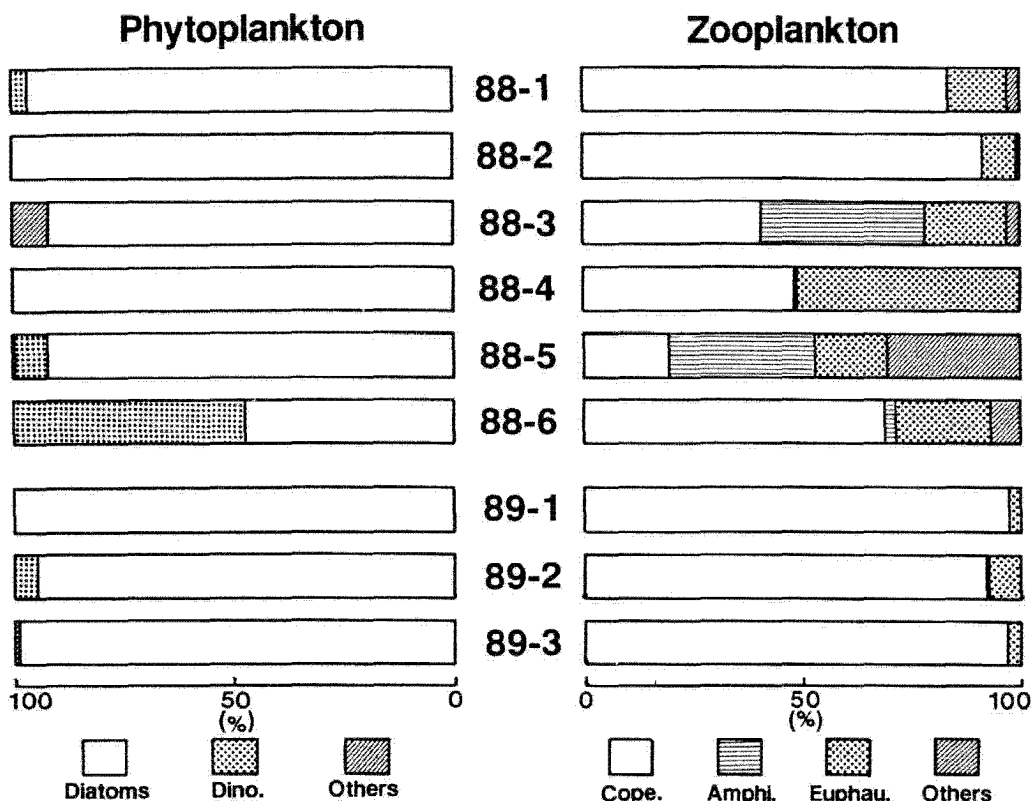


図 2-29 1988,1989年 6 月の三陸・道東海域における採集地点別動・植物プランクトン別
マイワシ胃内容物組成 (個体数, 細胞数%の平均値)

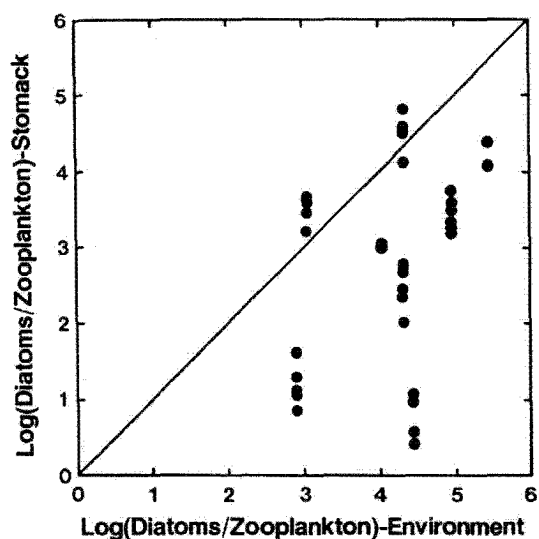


図 2-30 採集地点別個体数の海水中の珪藻と動物
プランクトン密度比と, 胃内容物中の珪
藻と動物プランクトン密度比の関係

いた。以下に得られた汙過水量と, 海水中の珪藻および動物プランクトンの密度, 胃内容物のサイズ組成の関係を検討する。

(a) 汙過水量と珪藻, 動物プランクトン密度の関係

計算された汙過水量は, 0~143ℓの範囲に及ぶ。汙過水量は海水中の珪藻密度の増加にともない減少するが, 同じ地点で採集された個体間でも大きくばらつく。また, 採集地点によっては, 珪藻密度に無関係に汙過水量は低い。一方, 汙過水量と海水中の動物プランクトン密度との関係はU字型を示し, 低密度と高密度で汙過水量が増加する (図 2-31)。このことは, 「ついでに」食が行われるためには, ある一定以上の動物プランクトン密度が必要であることを示唆する。高密度下での高い汙過水量は, マイワシが高密度で存在する小型動物プランクトンに対しては「汙過」食を行い, これにともなって, 付加的に胃内容物中の珪藻量が増加するためであると

考えられる。

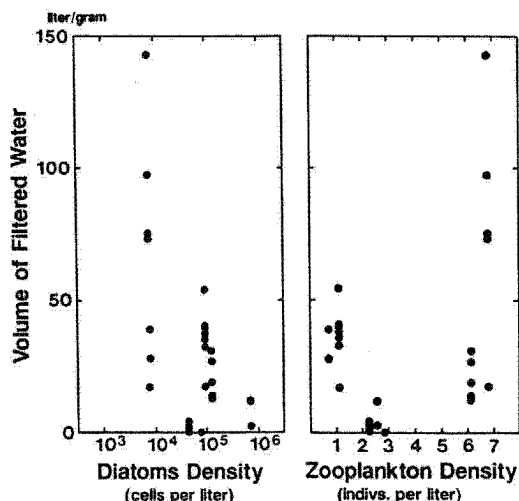


図 2-31 採集地点別個体別の胃内容物 1 g あたりの
の濾過水量と、海水中的珪藻密度および
動物プランクトン密度の関係

(b) 濾過水量と胃内容物中の動物プランクトンの
サイズ組成の関係

橈脚類の *Calanus* 属、オキアミ類の成体と幼体および端脚類を大型動物プランクトンとする。採集地点別個体別に、胃内容物中の全動物プランクトン個体数に対する大型動物プランクトン個体数の割合を計算し、濾過水量との関係を検討する(図 2-32)。

大型動物プランクトンの割合が高く(30~60%)、濾過水量が低い(0~3ℓ/g)グループと、割合が低く(0~15%)、濾過水量が高い(13~143ℓ/g)グループがある。このことから、濾過水量と胃内容物中の大型動物プランクトンの割合の間には、反比例的な関係があり、マイワシは大型動物プランクトンに対しては「ついばみ」食を行うと推察される。

エ. 考 察

(ア) マイワシの成長と資源量の関係

資源量の増加にともなうマイワシの成長の低下はすでに報告されており、密度依存的な効果(補償作用)の現れであると解釈されている¹⁰⁾。

ここで検討した6つの年級では、ある年級の L_{∞} は、その年級と同時に存在したマイワシ資源全体の豊度によって制限されていると考えられる。Kと累積資源尾数および年級豊度の関係は明瞭でないが、

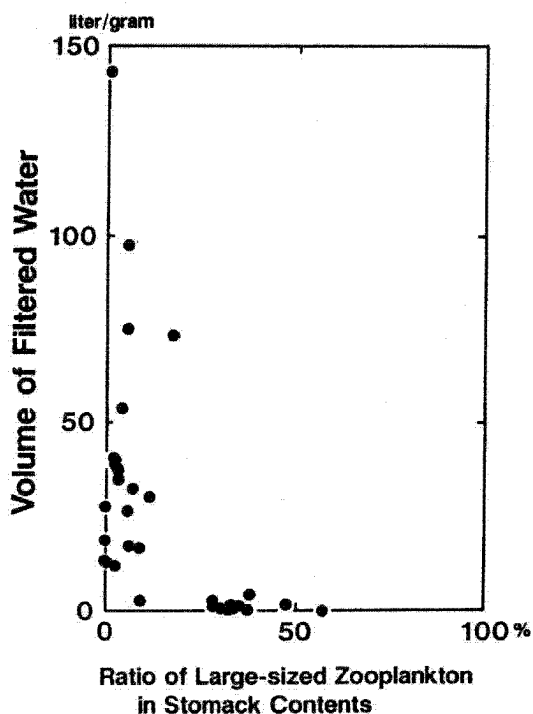


図 2-32 採集地点別個体別の胃内容物 1 g あたりの
の濾過水量と、胃内容物中の大型動物プ
ランクトンの割合の関係

1980年級以降でそれ以前に比べて小さく、高資源水準および高年級豊度の下で、小さいと推測される。

1976~1978年級では、Kと累積資源尾数の間に正の相関関係の存在が示唆されるが、これは、資源量の増加にともない高齢魚での成長が抑制され、その結果Kが大きくなったと考えられる。また、このことにより、 L_{∞} とKの間に負の相関あるいは反比例的關係が成立するものと推察される。

K-累積資源尾数関係および L_{∞} -K関係からも明かなように、1980年級を境に成長パターンが変化する。この変化は、資源量の増加にともなう産卵場の移動⁴⁾と索餌域の拡大による回避変化^{11), 12)}に対応している。したがって、近年のマイワシの成長の低下は、単純な個体あたりの餌料の減少のみによるのではなく、回避の変化と、それにともなう餌料環境の変化によって、摂餌-消化-吸収-成長関係が変化することを反映したものと推察される。

(イ) マイワシの主要餌料生物と摂餌様式

従来から、マイワシの胃内容物中には、珪藻や橈

脚類をはじめ様々な動植物プランクトンが出現することが報告されている^{1,2,3,7,8,9)}。しかし、鰓耙が完全に発達したマイワシ成魚は、基本的には珪藻などを主餌料とする「汙過」食者であるという見解が多い^{2),7),8)}。

これに対し、Loukashkin⁵⁾は、マイワシと同属の *California sardine* を対象とした水槽での観察結果として、小型の餌(アルテミアのノープリウス)に対しては「汙過」食を行うが、大型の餌料(アルテミアの成体、ペレットなど)が利用できる場合には、「汙過」食に優先して「ついばみ」食を行い、これらを積極的に摂餌することを紹介している。

さらに、マイワシと同様の鰓耙をもつカタクチイワシ(*northern anchovy*)に対する実験でも、同様の結果が得られるとともに、「汙過」食だけでは、可能な摂餌時間中には、1日当たりの必要な餌料を摂餌することが、極めて困難であることが示されている⁶⁾。

本課題で得られた結果は、マイワシの主要な餌料生物に関しては、植物プランクトンでは珪藻類、動物プランクトンでは橈脚類、オキアミ類、端脚類であり、従来の知見とほぼ同様であった。

しかしながら、動物、植物プランクトンのいずれが主たる餌料であるかについては、動物プランクトンをより好んで摂餌する傾向が認められた。さらに餌料環境に対応した摂餌様式の変更については、*California sardine* や *northern anchovy* での実験結果と同様、大型動物プランクトンが利用できる場合には、「汙過」食に優先して「ついばみ」食を行い、これを利用することが示唆された。

鰓耙の形状から判断するかぎり、マイワシの摂餌の基本モードは「汙過」食であり、胃内容物組成は、海水中の動植物プランクトン組成を反映すると考えられる。しかしながら、資源の増加にともなって分布域が拡大し、夏季に三陸・道東海域に広く来遊する段階では、相対的に動物プランクトンの比重が高くなり、大型動物プランクトンが利用可能な場合には「ついばみ」食により、これを積極的に利用すると推察される。

オ. 今後の問題点

本課題では、マイワシのみを対象として、資源増加にともなう成長の変化と、主要な餌料生物および餌料環境に応じた摂餌様式の転換について検討した。

今後は、摂餌様式および餌料選択の変化を媒介として、(7)餌料環境とマイワシの成長の関係を再検討するとともに、(1)索餌域における浮魚間の餌料をめぐる競争関係を、餌料選択性および索餌域の時空間的利用形態の比較を通じて再検討する必要がある。

カ. 要 約

(ア) 北海道南東部沿岸域(道東海域)に来遊したマイワシを対象に、資源増加期における年級別成長過程を明らかにするとともに、主要な餌料生物と、餌料環境変化に対応した摂餌様式の切り替えについて検討した。

(イ) 1976~1982年級を対象に von Bertalanffy の成長曲線を求めた。極限体長および成長係数と来遊資源量あるいは年級豊度の間には、負の相関関係が認められた。

(ウ) 成長状態が1980年級を境に大きく変化することから、マイワシの成長の低下は、単純な個体あたりの餌料の減少のみによるのではなく、回遊の変化と、それにともなう餌料環境の変化によって、摂餌-消化-吸収-成長関係が変化することを反映したものと推察した。

(エ) 6月の三陸~道東海域におけるマイワシの主要な餌料生物は、珪藻、橈脚類、オキアミ類、端脚類であった。胃内容物中と海水中の動植物プランクトンの密度比を比較し、マイワシが相対的に動物プランクトンを選択していることを示唆する結果を得た。

(オ) マイワシの摂餌モードのうち、「汙過」食の指標として、胃内容物1gあたりの汙過水量を計算し、動植物プランクトン密度、サイズとの関係を検討した。

(カ) 汙過水量と珪藻密度の関係は、珪藻密度の増加にともない汙過水量が減少するグループと、これと無関係に汙過水量が低いグループに分かれた。また、汙過水量と胃内容物中の大型動物プランクトンの割合の間には、反比例的な関係が認められた。

(キ) 以上の結果から、マイワシは、大型動物プランクトンが利用可能な場合には、「汙過」食に優先して「ついばみ」食を行い、これを積極的に利用すると推察した。

キ. 引用文献

- 1) 平本紀久雄：マイワシ太平洋系群の房総およびその周辺海域における発育と生活に関する研究、

千葉水試研報, 39, 1 - 127 (1981)

2) 飯塚景記: 東北部海域におけるマサバ未成魚の生態的地位, 東北水研研報, 49, 35 - 59 (1987)

3) Kawasaki T. and A. Kumagai, : Food habits of the far eastern sardine and their implication in the fluctuation pattern of the sardine stock, Bull. Japan. Soc. Sci. Fish., 50, 577 - 589 (1984)

4) 黒田一紀: 本邦の太平洋沿岸域におけるマイワシ主産卵場の変遷, 水産海洋研究会報, 52, 289 - 296 (1988)

5) Loukashkin, A. S. : On the diet and feeding behavior of the northern anchovy, *Engraulis mordax* (Girard), Cal. Academy of Sciences, 37, 419 - 458 (1970)

6) O'Connell, C. P. : The interrelation of biting and filtering in the feeding activity of the northern anchovy (*Engraulis mordax*), J. Fish. Res. Bd. Canada, 29, 285 - 293 (1972)

7) 山下秀夫: 九州西海域のマイワシの生長と食餌の関係, 日本水産学会誌, 21, 471 - 475 (1955)

8) 米田勇一・吉田陽一: イワシとその食餌プランクトンとの関係-I. マイワシの摂餌量について, 日本水産学会誌, 21, 62 - 66 (1955)

9) 吉田英雄: 道東〜三陸沖における春・夏季のマイワシの分布と食性, 水産海洋研究会報, 51, 324 - 329 (1987)

10) 和田時夫: 道東海域におけるまき網対象マイワシ資源の来遊動態に関する研究, 北水研研報, 52, 1 - 138 (1988)

11) 和田時夫・荻島 隆: 道東海域におけるマイワシ資源と海洋環境, 漁業資源研究会議報, 26, 49 - 60 (1988)

12) Wada, T. and M. Kashiwai: Changes in growth and feeding ground of Japanese sardine with fluctuation in stock abundance, In Long-term variability of pelagic fish populations and their environment, (Ed. Kawasaki, T. et al.), 181 - 190, Pergamon Press (1991) (北水研 和田時夫)

(2) 親潮水域における浮魚資源の分布移動の解明

ア. 目的

三陸・道東のいずれの海域も津軽暖流、黒潮系北上暖水及び親潮の相互の接触域(潮境)が多獲性表層回遊性浮魚類であるマイワシ・マサバ・サンマの主要漁場となり、その形成や移動には親潮の動向が関与しているとされて来ている^{1)~4), 6)}。

また、資源量の低下に伴いマサバの道東への来遊は激減し、漁場は消滅したが、これに変わって道東へ姿を現したマイワシには(資源の増大と共にその分布域を道東まで拡大はしたが)、急激な資源量の増大に伴う道東での漁場域の飛躍的な拡大は見られていない。

このように、夏〜秋季に三陸・道東海域への索餌のために北上・南下の大回遊をしている多獲性浮魚類の漁場域への来遊資源量の評価を実施すると共に、親潮の変動が魚の集群域や移動実態を現している漁場の形成や魚群密度の高低等に関連しているかを把握・検討することにより、親潮の生産性の評価の一端を解明しようとするものである。

イ. 研究方法

魚の集群・移動に最も鋭敏に反応していると考えられる商業漁船の動向情報を可能な限り収集・分析すると共に、調査船を運航して計量魚探の曳航、中層トロール・各種目合の流し網等を使用しているマイワシ・マサバ・サンマの現存量の推定結果等をも参考として、魚群の分布・移動の実態把握を行った。

また、様々な形で提供される親潮その他の海洋環境の変動傾向と魚群・漁場の移動の時間的変化とのマッチングにより、両者の関連の有無の解明を目指した。

ウ. 結 果

年々の魚群の分布・移動の経過と特徴を明瞭に示すことの出来る、道東海域のマイワシ、三陸〜常磐海域のマサバ及び北西部太平洋のサンマについて、各年の海況の特徴と各々のまき網、棒受け網による商業漁業の推移とに基づいて調査船による調査結果も参照しながら、1987・1988・1989年の各漁期及び漁場位置の特徴を検討して以下の様な結果を得た。

ア) 1987年: 三陸北部に大型暖水塊が存在して津軽暖流と接触したため秋季には明瞭な親潮第1分枝がほとんど発達しなかった。

a. 道東のマイワシまき網: 本年の漁場形成の特

徴を述べると、①1985・1986年と比べて漁場の形成が安定していた。言い替えると、高密度の魚群が時空間的に連続して形成されていたと云える。②7月下旬以降は極めて沿岸域の海区までが漁場として利用された。③9月上旬以降には漁場の沖合への広がりも顕著であった。④終漁期の10月下旬になっても例年なら襟裳岬寄りに移る漁場が釧路沖から動かなかった。つまり、魚群の南下移動の開始は遅かったと云えよう（図2-33）。

b. 三陸～常磐海域のマサバまき網：前年は三陸南部の距岸200カイリのはるか沖合域にまき網漁場が形成され、親潮第1分枝の南西方向への張り出しが顕著なこともその要因の一つとの見解もあった。本年は秋季の親潮第1分枝の張り出しはほとんど無く、三陸北部沖合には暖水塊が存在した。前年ほどには沖合ではないが、本年もマサバまき網の漁場域は三陸南部の沖合域に形成された（図2-34）。青森～千葉県主要港へのマサバまき網水揚げ量（23.1万トン）は、前年（45.3万トン）の51%、前々年（26.7万トン）の86%（いずれも9～12月分）にしか達せず、このことから判断してマサバ来遊資源量は低水準であったと考えられる。

c. 北西太平洋のサンマ棒受け網：初漁期に一時好漁を示したが、中部千島沖に形成された漁場の南下が遅く、9月までは前年の約1/2程度の水揚げと不漁であった。しかし、10月には一転して好漁となり、特に親潮第2分枝が三陸沿岸へ接近したことにより、三陸・常磐沿岸域で好漁となった。12月中旬までの総漁獲量は前年の9割強にまで回復した。

(i) 1988年：本年も釧路沖及び三陸沖には暖水塊が存在したが、親潮第1分枝は明瞭に見られた。

a. 道東海域のマイワシまき網：本年の漁場形成の特徴は、①7月には沿岸域を中心に比較的安定した漁場の形成がみられたが、8月上旬になると漁場は沖合域へと広がり、8月下旬には釧路沖暖水塊の東縁に沿って漁場が形成された。②9月以降は、ほぼ沿岸域において漁場の形成が見られたが、日によって形成域が激しく変化した。また、前年とは異なっており、釧路以西（襟裳岬寄り）での漁場形成が目立った（図2-35）。

b. 三陸～常磐海域のマサバまき網：本年も三陸沖には暖水塊が存在したが、親潮第1分枝の張り出しは明瞭に見られた（図2-36）。それにもかかわらず、マサバの来遊は前年よりもさらに遅れ、秋漁

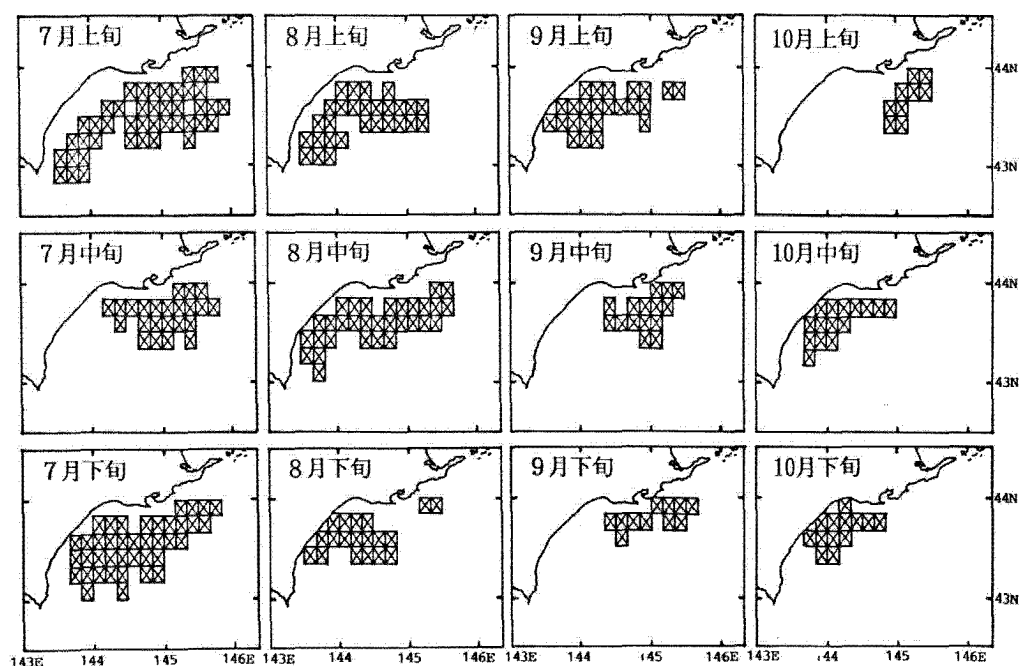


図2-33 1987年道東海域マイワシまき網漁場分布（10分目）

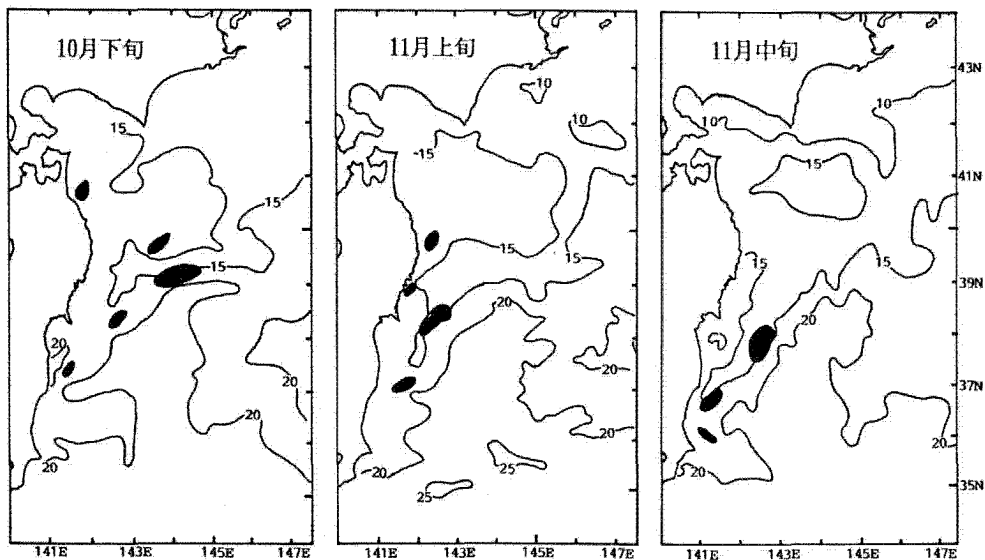


図2-34 1987年10月下旬～11月中旬におけるマサバまき網漁場（数値は表面水温）

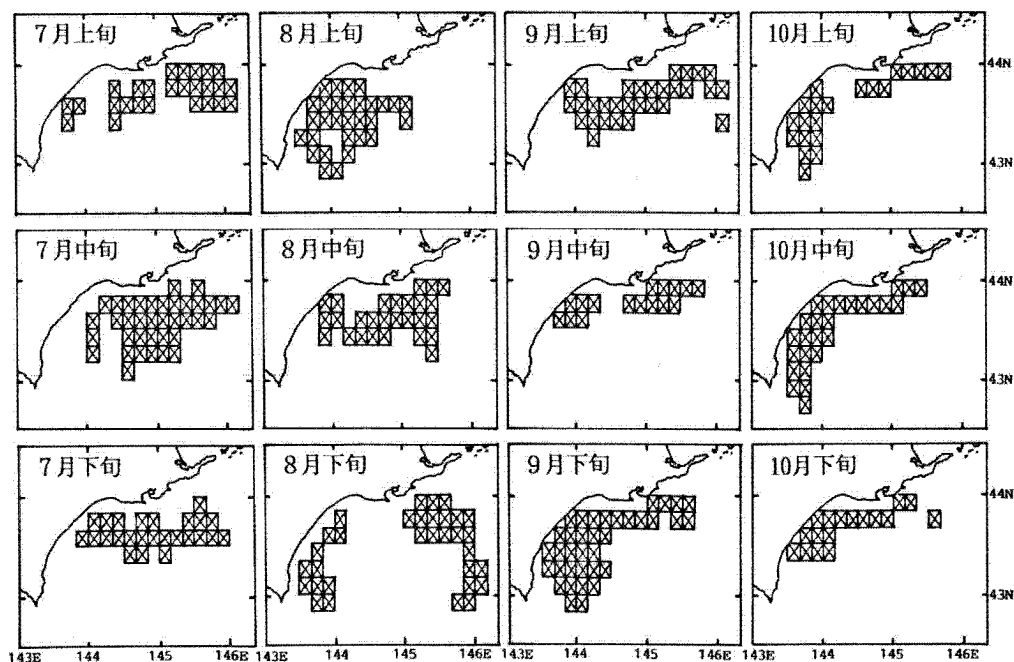


図2-35 1988年道東海域マイワシまき網漁場分布（10分升目）

初漁日は10月上旬後半であった。三陸北部の親潮第1分枝と津軽暖流との境界域に形成されたマサバまき網の漁場は、12月上旬まで持続した（図2-37）。このことから三陸北部沿岸へのマサバの来遊は多か

ったものと判断されたが（八戸港への水揚げ量は、前年の1.9倍、前々年の7%増）、三陸～常磐全域では前年をさらに下回る（漁獲量は前年の70%）来遊水準に終わった。

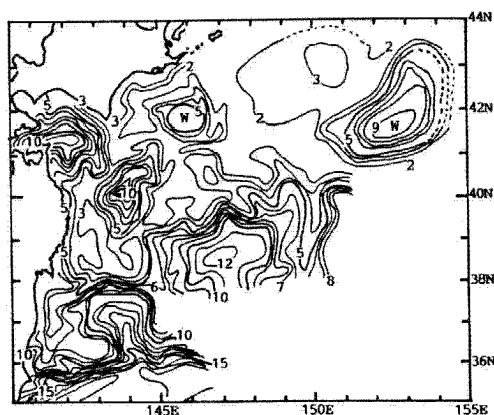


図 2-36 1988年10月中・下旬の200 m 深水温分布

c. 北西太平洋のサンマ棒受け網：本年は夏季以降に黒潮系暖水の北上が顕著となり、親潮との潮境が発達したため、棒受け網の大・中型船のサンマ漁場も初漁から例年よりも近海寄りのこの潮境周辺に形成された。9月下旬には道東近海～沿岸域に好漁場が形成され、10月には道東近海と三陸沿岸～近海が好漁場となった。親潮第2分枝の三陸沿岸への接岸に伴って、例年沖合寄りを南下する魚群も、本年は三陸以南の沿岸域で漁獲の対象となり、好漁に拍車を掛けた。本年は魚価安のための休漁や早期切上げが実施されたが、水揚げ量は28.1万トンと前年全漁期の21万トンを大幅に上回った。

(ウ) 1989年：7月以降も暖水塊が色丹島沖に存続

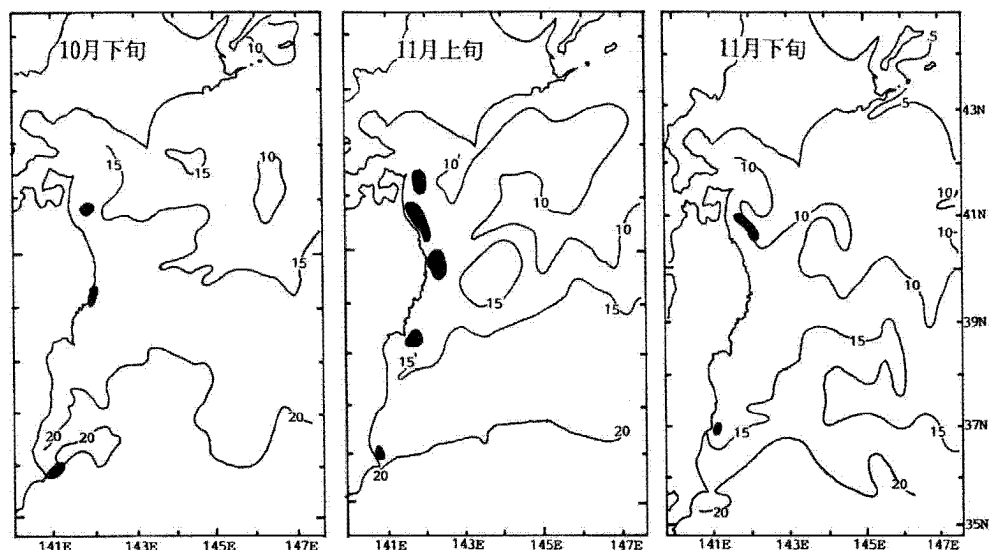


図 2-37 1988年10月下旬～11月下旬におけるマサバまき網漁場（数字は表面水温）

したため親潮系水は例年よりも道東沿岸寄りを流れる状態となった。また、釧路の南東沖及び三陸沖にもそれぞれ別の暖水塊が存在した。さらに、津軽暖流の張り出しは、過去2カ年に比して強かった。

a. 道東海域のマイワシまき網：7月には厚岸～大津の沖合域に魚群密度の高い漁場が形成され、まとまった漁獲が見られた。しかし、8月中旬以降は魚群密度の低い漁場が落石岬～襟裳岬の沿岸域に断続的に形成され、漁獲量は急激に減少した。本漁期の特徴としては、8月下旬以降に襟裳岬南方の沖合域で例年になく比較的魚群密度の高い漁場が形成さ

れたことが挙げられる（図2-38）。

b. 三陸～常磐海域のマサバまき網：前年よりもやや早く9月末日（前年は10月上旬後半）に三陸北部域におけるマサバまき網の秋漁は本格化した。10月の間は三陸から常磐までのほとんどの主要水域において、前年を上回る好調な漁況が続いた。しかし、11月になると三陸北部域、特に八戸近海における漁況が極端に悪化し、常磐～房総近海域での水揚げも、不振であった前年は上回ったものの、三陸北部域の不足分を補うまでには至らなかった（図2-39）。12月には全ての海域が極めて低調な漁況で終始した。

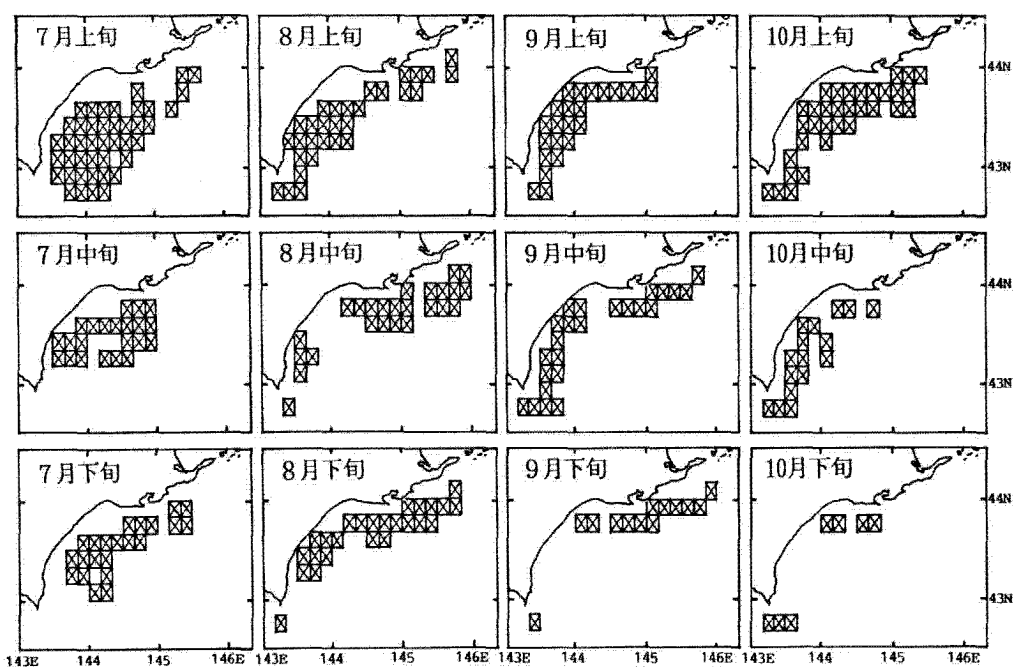


図 2-38 1989年道東海域マイフシマキ網漁場分布(10分升目)

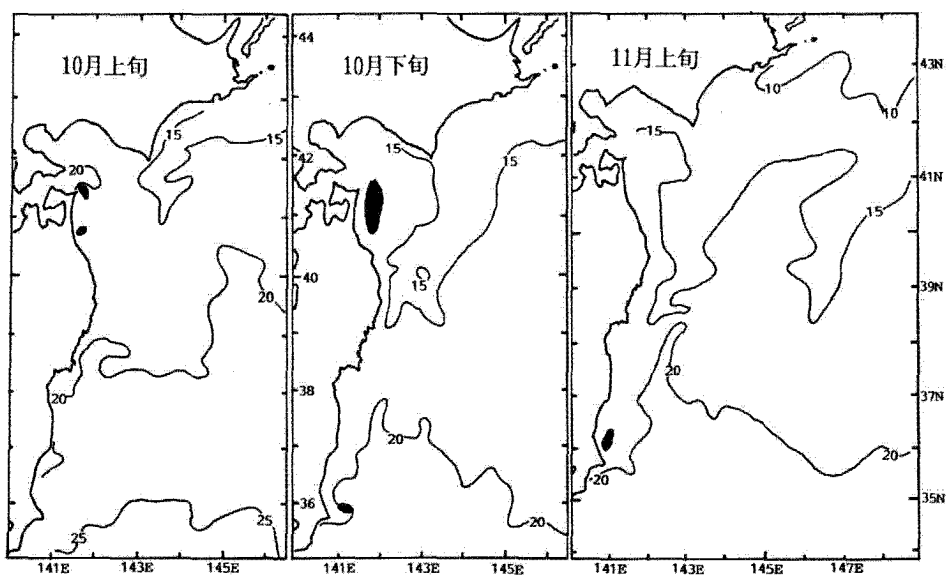


図 2-39 1989年10月下旬～11月上旬におけるマサバまき網漁場(数値は表面水温)

9～12月の水揚げ累計値は87年：22.8万トン，88年：20.2万トン，89年：9.3万トンと本年の大幅な落込みが目立つ。

c. 北西太平洋サンマ樺受け網：8月中旬に始ま

ったサンマ漁は，前年よりも若干遅い11月中旬に終了した。漁期当初からの好漁と前年の漁獲物の多量在庫による魚価安から，漁業者は積荷制限の早期実施，臨時休漁，陸揚げ港別水揚げ制限等を実施した

が、大豊漁と評価された前年の28.4万トンの84%に達する24.3万トンの水揚げがあった。漁期始めの漁場が根室港に近い水域に形成され、さらに早期に南下を開始した魚群も三陸・常磐のサンマ水揚げ港に近いところで漁場を形成したため、大量水揚げが続き豊漁の原因となった。

エ. 考 察

本研究期間を通して、三陸・道東海域の沿岸・沖合域における親潮系水の動向を左右し、そのために主要浮魚類の漁場形成や来遊状況に大きく影響をもたらしたのは、「86B」と命名された暖水塊⁵⁾の存在であった。

(ア) 道東海域のマイワシ：暖水塊86Bが三陸沖にあった1987年は、道東のマイワシまき網の漁場の形成域は安定しており、当初分散傾向の強かった魚群も月を追うごとにまとまりを見せ、10分升目の漁区数は順次減少した(図2-40)。暖水塊86Bが釧路沖へと移動した1988年には、その東縁辺域における

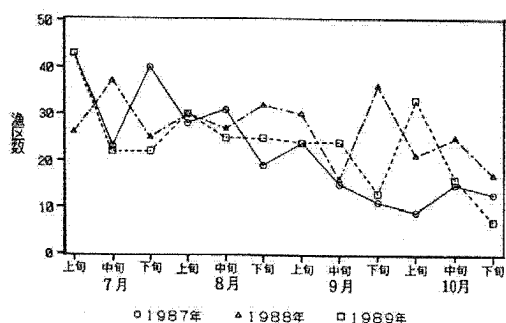


図2-40 1987~89年 道東海域マイワシまき網旬別量区数

漁場の形成や釧路以西域での形成が目立ったが、10分升目漁区数の月による変化は見られなかった(図2-40)。暖水塊86Bが色丹島沖へと移動した1989年には、漁場が日高から襟裳岬沿い及び釧路港から比較的近い海域で形成されることが多く、前年までに比べて沿岸寄りでのみ漁場の形成がなされた。年間漁獲量が100万トン以上であった前年までに比べて魚群密度(CPUE)が低かったにもかかわらず、10分升目漁区の利用数はいずれの月も前年同期を下回っていた(図2-40)。本年の道東海域でのマイワシまき網の総漁獲量が100万トンを下回った(88.2万トン)ことや魚群密度の低下は、本海域へのマ

イワシ来遊資源量に何等かの変化があったことを示すものである。

(イ) 三陸～常磐海域のマサバ：1987年には沖合に存在した暖水塊86Bの影響で、秋季の親潮第1分枝の三陸沖合への張り出し状態は弱く、マサバまき網漁場は三陸南部のはるか沖合域の暖水塊東南縁の親潮第2分枝内に形成され、年末に向けて漁場域は常磐・房総海域へと移動した。暖水塊が釧路沖へ移った1988年秋季には、親潮第1分枝の三陸沖への張り出しは明瞭であり、三陸北部においては親潮第1分枝と津軽暖流との境界域にマサバまき網漁場の形成が見られた。月が進んでも三陸南部(宮城県)以南における漁場の形成は芳しくなく、漁場形成域は三陸北部のみに限られた。1989年秋季の三陸沖では、水塊配置の特徴が前年とよく似ており、漁場の形成位置や特徴も前年と似ていた。しかし、三陸北部への魚群の来遊は10月のみにとどまった。11月以降は三陸中部以南の海域においても、めばしい漁場形成は認められないままに年を終わった。以上の経過から考えて、マサバ太平洋系群の来遊資源量は年々低下の傾向にあると考えられる。

(ウ) 北西部太平洋のサンマ：大・中型棒受け網の漁況の経過を年別に見てみると、1987年は魚群の南下は遅れたが、10月の親潮第2分枝の三陸沿岸への接近により好漁を示した。1988年は初漁期より親潮と黒潮系北上暖水との潮境が沿岸寄りに形成され、道東・三陸海域とも好漁であった。1989年も魚群の南下は早く、道東～三陸沖で初漁期より好漁が持続した。本魚種は経済的な判断によって好・不漁の評価がなされているが、来遊資源量自身は中程度の中で年変化をしているとの判断がなされている。

オ. 今後の問題点

(ア) 主要浮魚類の内、マイワシ、マサバに関しては、北上期の詳細な分布・移動の実態が把握出来なかった。沖合域における分布・移動の実態が不明のままに残ったため、この点を明確にする必要がある(サンマに関しては、参加研究室の選定に問題があったと考える)。

(イ) 親潮流流域内におけるマイワシ・マサバ・サンマ等の生態の把握が出来ていない(ソ連200カイリ水域内との関連も存在する)。この点が解明されて初めて、前記主要浮魚類の分布・移動の全容を明らかに出来たこととなる。

(ウ) 研究対象魚類の生態の把握を主目的とした、長期・広範囲にわたる綿密な科学調査船による調査研究の実施が必要である。

カ. 要 約

春に越冬・産卵水域より北上回遊をして親潮水域内で索餌を行い、秋季に南下回遊を実施する多獲性浮魚類の内、商業漁業の動向を監視することでその分布と回遊の特徴が把握でき、しかもそれぞれの漁場形成域に特徴のある道東海域のマイワシ、三陸～常磐海域のマサバ及び北西太平洋域のサンマの3種を例に、調査船調査も参考にして、親潮水域における分布・移動の解明を試みた。

(ア) 道東のマイワシでは、親潮と暖水塊及び沿岸暖水の3者の係わりにより漁場形成域(魚群密集域)及び魚群の密集度は変化する。

(イ) 三陸～常磐海域のマサバでは、親潮と津軽暖流及び暖水塊の3者の関連が漁場形成と魚群の移動に大きく関わっている。

(ウ) 北西太平洋域のサンマは、親潮と北上暖水及び暖水塊の相対的な位置関係により、密集した魚群の移動ルートが決定され、それが経済的な意味での豊漁・不漁と密接に関係している。

以上、いずれの魚種においても分布・移動や集団には親潮が係わりを持ち、これと暖水塊、津軽暖流、北上暖水の相互に関連する多様な水塊配置なしには、有効な漁場の形成は存在しないことが再確認された。

キ. 文 献

- 1) 福島信一：東北海区におけるサンマ漁況と海況との関係に就いて、東北水研研報，12，1－27 (1958)
- 2) 長澤和也：道東近海におけるマイワシ漁場の特徴，水産海洋研究会報，46，43－46 (1984)
- 3) 佐藤祐二：道東・三陸漁場におけるマサバの生息環境(2)，東北水研研報，34，31－57 (1974)
- 4) 山口関常：東北海区における最近のマサバまき網漁場形成域の特徴について，東北水研研報，50，97－115 (1988)
- 5) 安田一郎・奥田邦明：黒潮系暖水塊86Bの形成・移動・変質過程，月刊海洋，21，639－351 (1989)
- 6) 和田時夫：道東近海におけるまき網対象マイワシ資源の来遊動態に関する研究，北水研報，52，1－138 (1988) (東北水研八戸・山口関常)

(3) 親潮水域の生産性評価手法の開発とそれに基づく評価

ア. 研究目的

回遊性魚類の餌料資源の利用は、回遊の経路や時期を通じて時間的、空間的に制限されている。加えて、餌料生物の種組成やサイズ組成も、魚類の摂餌様式や餌料選択性を通じて、餌料利用の制限要因となる。したがって、魚類にとっての索餌域の生産性を評価するためには、餌料生物の現存量あるいは生産量の評価に加えて、餌料の利用性を考慮する必要がある。しかしながら、実際には、利用性を定量的に評価することは困難である。

一方、索餌域に入った資源(個体群)のそこでの成長量は、結果として、利用可能であった、あるいは成長に有効であった餌料生物の豊度の指標と考えられる。

本特別研究の期間中、親潮水域において最も卓越していた浮魚はマイワシである。ここでは、マイワシにとっての索餌域の生産性指標として、餌料密度の変化に対する捕食者の機能的反応のモデルを基礎に、索餌域への来遊資源尾数と個体増重量の理論的關係(捕食－成長モデル)を導き、実際のデータへのあてはめを行う。

イ. 研究方法

(ア) 捕食－成長モデルの開発

Nicholson-Baileyの寄主－寄生者モデルを基礎に、索餌域へのマイワシ来遊資源尾数と個体あたり増重量の線形関係式を導いた。

(イ) 個体あたり増重量の計算とモデルの適用

1976～1986年に北海道南東部沿岸域(道東海域)に来遊したマイワシのうち、その主体をなす1～4年魚を対象とした。索餌期間を0.5年として、von Bertalanffyの成長曲線および体長－体重関係から、年別年齢別に個体増重量を計算し、さらに年別年齢別来遊資源尾数で重み付けして平均した。このデータに、開発した捕食－成長モデルをあてはめた。

ウ. 結 果

(ア) モデルの展開

N個体の捕食者が、面積Aの索餌域に存在する重量Wの餌料生物を捕食する場合を考える。1個体の捕食者が、単位時間に面積aの範囲に存在する餌料を捕食するとすれば、個体群全体の捕食量Cは、

$$dC/dt = (a/A)NW \quad \cdots (1)$$

で表される。これは餌料生物の減少量に等しいから、

$$dW/dt = (-a/A)NW \quad \cdots \cdots (2)$$

捕食開始時点 ($t=0$) の餌料生物量を W_0 とすると、 t 時間後の餌料生物量 W_t は、

$$W_t = W_0 \exp(-atN/A) \quad \cdots \cdots (3)$$

となる。時間 0 から t までの捕食量 C は、 $W_0 - W_t$ に等しいから、

$$C = W_0 \{1 - \exp(-atN/A)\} \quad \cdots \cdots (4)$$

これは Nicholson-Bailey の寄主-寄生者モデルである。(4) 式の指数関数部分を級数展開し、第 3 項目までで打ち切って近似すると、

$$C = W_0 (atN/A) \{1 - (atN/2A)\} \cdots (5)$$

このとき、捕食者 1 個体あたりの捕食量は、

$$C/N = W_0 (at/A) \{1 - (at/A)(N/2)\} \cdots \cdots (6)$$

となり、捕食者の個体数 N に対する直線で表される。

一方、捕食者個体群の成長量 (= 増重量、生産量) P は、消化効率 E_d を同化量/捕食量、成長効率 E_p を成長量/同化量と定義すれば、

$$P = E_d E_p C \quad \cdots \cdots (7)$$

である。したがって (4)、(6) 式から、時間 0 から t の間の捕食者個体群の成長量 P および 1 個体あたりの成長量 P/N は、それぞれ、

$$P = E_d E_p W_0 \{1 - \exp(-atN/A)\} \cdots (8)$$

$$P/N = E_d E_p W_0 (at/A) \{1 - (at/A)(N/2)\} \quad \cdots \cdots (9)$$

で表される。

(9) 式は個体成長量 P/N と個体数 N との関係が、負の傾きを持つ直線関係になることを示している。負の傾きは密度依存的成長を意味しており、 at/A は 1 個体の捕食者の索餌期間中における索餌域の利

用率を表すとともに、密度依存の程度の指標である。

$E_d E_p W_0$ は、索餌域に存在した成長に有効な初期餌料豊度、 $E_d E_p W_0 (at/A)$ は、捕食者個体群密度が極めて低いときの可能な最大個体成長量である。

(イ) モデルの適用

a. 資 料

道東～中南部千島海域へは、1970年代後半以降、毎年夏～秋季にマイワシの索餌群が来遊する。釧路沖を中心とする海域では、1976年以来毎年 7～10月にまき網漁場が形成される。この漁場へ来遊したマイワシについて、1976～1986年の年齢別来遊資源尾数(表 2-13)および、1979年級をのぞく 1976～1982年級の年級別 von Bertalanffy の成長曲線(図 2-41)が求められている^{3), 4)}。年齢別来遊資源尾数は、索餌域全体の来遊量の一部を評価したものではあるが、そのよい指標であると考えられる。そこでこれらの資料を用い、1976～1986年の 11 年間に、来遊群の主体をなす 1～4 年魚を対象にモデルの適用を行った。

b. 具体的方法

i 年の索餌域における 1 個体あたりの成長量 P_i/N_i として、1～4 年魚の年齢別個体成長量を来遊資源尾数で加重平均した値を用いた。すなわち、

$$P_i/N_i = \sum (p_{ij} n_{ij}) / \sum n_{ij} \quad \cdots \cdots (10)$$

ここで、 p_{ij} は j 年魚の個体成長量であり、以下の仮定のもとに、年級別の成長曲線から索餌域における体長の伸びを計算し、体長-体重関係

$$BW(g) = 3.474 \times 10^{-6} \times BL(mm)^{3.248} \quad \cdots \cdots (11)$$

を用いて重量に換算した。

表 2-11 1976～1986年の道東まき網漁場におけるマイワシの年齢別漁獲尾数

年齢	年齢別来遊資源尾数 ($\times 10^8$)										
	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986
0	0.5	1.5	—	2.8	10.2	2.0	0.5	1.4	15.6	28.1	1.0
1	29.2	52.7	42.8	51.9	0.9	141.4	83.8	25.5	163.2	19.4	81.4
2	26.1	59.8	36.4	75.2	28.2	6.8	243.4	129.7	36.8	61.0	8.0
3	2.6	23.0	33.5	64.6	52.1	58.4	25.9	202.0	175.9	65.4	47.4
4	0.8	0.8	5.6	18.7	24.6	30.3	46.4	11.1	71.3	73.3	47.4
5+	—	—	0.5	0.4	4.8	5.2	12.8	13.0	24.0	20.6	65.5
合 計	59.2	137.8	118.8	213.6	120.8	244.1	412.8	382.7	486.8	267.8	250.7

—: データなし、しかし著しく少ない。

5+: 5 年魚以上

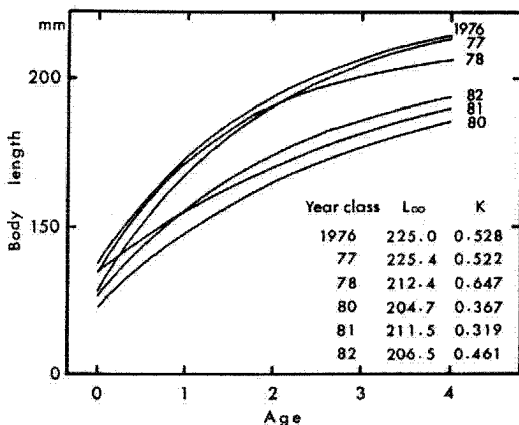


図2-41 道東海域におけるマイワシの1976～1982年級(1979年級をのぞく)の von Bertalanffy の成長曲線

仮定1. 年齢を9月1日時点のものとし、索餌期を6月1日から11月30日までの6カ月間とする。

仮定2. 1975年以前の年級, 1979年級および1983年級以降の年級の成長は, それぞれ, 1976年級, 1978年級および1982年級に等しい。

c. 適用の結果

計算された P/N と N の関係を図2-42に示した。

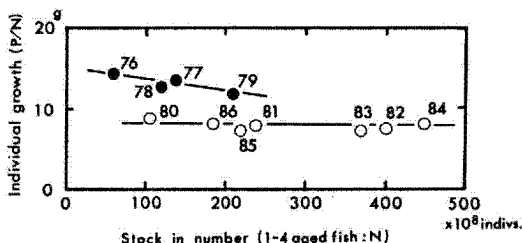


図2-42 計算された年別の個体成長量と資源尾数の関係

関係は1976～1979年のグループと1980～1986年のグループで異なる。相対的に資源尾数が少ない前者で、来遊資源尾数の増加にともなう個体成長量の低下、すなわち、密度依存的成長の傾向が強い。これに対し、相対的に資源尾数が多い後者では、資源尾数にかかわらず個体成長量は殆ど変化しない。

2つの年グループに、それぞれ(9)式をあてはめ、 $E_d E_p W_0 (at/A)$ をはじめとする特性値を計算し

た(表2-14)。

表2-12 計算された特性値

特性値/年グループ	1976-1979	1980-1986
可能な最大個体成長量	15.3	8.5
$E_d E_p W_0 (at/A) (g/尾)$		
初期餌料豊度	7.0	14.2
$E_d E_p W_0 (\times 10^5 \text{トン})$		
索餌努力/索餌域面積	2.2	0.6
$at/A (\times 10^{-11})$		

$E_d E_p W_0 (at/A)$ は、1976～1979年グループで、1980～1986年グループの約2倍である。一方、1976～1979年グループの at/A の値は、1980～1986年グループの約4倍である。この結果として、 $E_d E_p W_0$ は、1980～1986年グループで、1976～1979年グループの2倍である。

エ. 考察

2つの年グループの何れも、個体成長量と資源尾数の関係式は(9)式によくあてはまる。このことは、ある資源尾数の範囲では、初期餌料豊度は一定であり個体成長は密度依存的であることを意味する。

個体成長が低下しているとき、索餌努力 at が大きく減少することは考えにくい。そこで2つの年グループで at が一定と仮定すると、 at/A の変化は、索餌域の面積 A が、1980～1986年グループで1976～1979年グループの約4倍に拡大したことを意味する。さらに、 E_d と E_p が一定ならば、 $E_d E_p W_0$ の変化は、索餌域の拡大部分における成長に有効な餌料密度が、本来の索餌域のそれに比べて大幅に低いことを示唆する。

2つの年グループ間の個体成長量と資源尾数の関係の変化は、太平洋側におけるマイワシの主産卵場が、1980年を境に、伊豆諸島周辺海域から薩南海域へ移動したこと²⁾に対応している。この産卵場の移動の結果として、マイワシは薩南海域を起点とする大規模な回遊を行うようになり、より拡大した索餌域を獲得したと考えられる。

索餌域の拡大は、索餌域全体に来遊するマイワシ資源に対する、道東海域のまき網漁場への来遊量の相対的低下を意味する。したがって、1980年以降、計算された来遊資源尾数(表2-13)は、索餌域に来遊したマイワシ資源尾数の指標としては過小推定

になっており、索餌域全体における実際の個体成長と資源尾数の関係は、図2-43のようになるかと推察される。

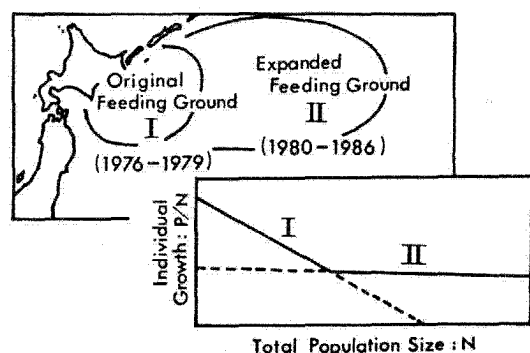


図2-43 索餌域全体における実際の個体成長量と資源尾数の関係

動物個体群における「理想自由分布」の考え方¹⁾にしたがえば、捕食者個体群は、索餌場の選択において、各個体の捕食量が等しくなるように分布する。すなわち、個体群が小さいときは索餌域としてより餌料密度の高い海域を利用するが、個体群の増大にともない、個体あたりの餌料密度が低下し、外側のより餌料密度が低い海域と等しくなった時点で、外側の海域へ索餌域を拡大する。ここに示したマイワシにおける2つの年グループの間の、個体成長量と資源尾数の関係の変化も、この考え方に沿って解釈できる。

すなわち、マイワシは資源尾数が少ない間は、相対的に狭いが餌料密度の高い索餌域を利用しているが、資源尾数がある水準を越えると、増大した個体群を維持するため、索餌域を餌料密度の低い海域へ拡大し、個体成長は低下するものの、個体群全体としてはより大量の餌料を確保したと考えることができる。

加えて、1980～1986年の間で個体成長量が殆ど変化しないことは、成長に有効な餌料密度が変化しなかったが、変化がマイワシの適応能力の範囲内であったことを示す。すなわち、得られた結果の示す限りでは、索餌域における餌料環境の変化は、資源減少の直接の原因とはならないことを示唆する。

オ. 今後の問題点

現時点では、元の索餌域と拡大した索餌域の間で、

マイワシにとっての餌料環境が、実際にどのように異なっているか明かでない。仮に餌料生物全体の密度(単位面積あるいは体積あたりの重量など)が同じであっても種組成およびサイズ組成が違えば E_d 、 E_p は変化する。一方、分布・回遊の拡大により、索餌期間中の有効な索餌時間が減少すれば、コストの増加により、個体の成長量は減少する。今後、分布・回遊の変化と、それにともなう餌料環境の変化に対応した索餌、成長コストの変化(=エネルギー収支の変化)を検討する必要がある。

カ. 要 約

(ア) 索餌域の生産性指標として、餌料密度の変化に対する捕食者の機能的反応のモデルを基礎に來遊資源尾数と個体増重量の理論的關係を導き、道東海域へ來遊するマイワシ資源を対象に、1976～1986年のデータに適用した。

(イ) Nicholson-Bailey の寄主-寄生者モデルを基礎に、來遊資源尾数 N と個体あたり増重量 P/N の線形關係式：

$$P/N = E_d E_p W_0 (at/A) \{1 - (at/A)(N/2)\}$$

を導いた。

(ウ) $P/N - N$ 關係は、相対的に來遊資源水準が低い1976～1979年で、個体あたり増重量は高いが來遊資源尾数の増加にともなう密度効果が顕著であり、索餌域の収容力に限界があることが示唆される。相対的に來遊資源水準が高い1980年以降では、個体成長の低下により増重量は小さいが、安定しており密度効果は殆どみられない。

(エ) 1980年以降は、成長に有効な餌料密度がより低い海域へ索餌域が拡大したと推察される。しかし、來遊資源全体が索餌域で成長に利用できた餌料豊度は、前者の年代で低く、後者の年代で高い。

(オ) 1980年以降、個体増重量が低水準ながらも安定していることは、拡大した索餌域での餌料環境の変化がマイワシの適応能力の範囲内であり、資源変動の直接の原因とはならないことを示唆する。

(カ) マイワシは資源の増加にともなう、個体成長を犠牲にして、成長に有効な餌料密度が低い海域へも索餌域を拡大し、資源全体としてはより大量の餌料を確保し、資源の維持と増大を可能にしたと推察される。

キ. 文 献

- 1) Fretwell, S.D. and H.L. Lucas: On terri-

- torial behavior and other factors influencing, habitat distribution in birds, *Acta Biotheoretica*, 19, 16-36 (1970)
- 2) 黒田一紀：本邦の太平洋沿岸域におけるマイワシ主産卵場の変遷。水産海洋研究会報, 52, 289-296 (1988)
- 3) 和田時夫：道東海域におけるまき網対象マイワシ資源の来遊動態に関する研究, 北海道区水研研報, 52, 1-138 (1988)
- 4) Wada, T. and M. Kashiwai: Changes in growth and feeding ground of Japanese sardine with fluctuation in stock abundance, In Long-term variability of pelagic fish populations and their environment (Ed. Kawasaki, T. *et al.*), 181-190 Pergamon Press (1991) (北水研 和田時夫, 柏井 誠)