

## 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\*

川合 英 夫\*\*

### Long-Term Fluctuations in the North Limit of the Kuroshio Extension Axis and in the South Limit of the Oyashio Water near the East Coast of Japan

Hideo KAWAI\*\*

#### Abstract

This paper describes long-term fluctuations in the north limit of the Kuroshio Extension axis (NLK) during the period 1933 to 1988 (Fig. 2) and those in the south limit of the Oyashio Water (SLO) during the period 1946 to 1988 (Fig. 5) in areas near the east coast of Japan (Fig. 1). NLK is based on the GEK stream-axis and/or the isotherm indicative of the Kuroshio Extension axis at a depth of 200 m (14°C); SLO is based on the Oyashio Front at a depth of 100 m (Table 3). Relationships between fluctuations in NLK, SLO and the south limit of the Kuroshio axis south of Honshu (SLK) and ENSO events are discussed. In 1942, 1960 and 1979, anomalous southward shift of SLK beyond 30°N and detachment of a cold-core ring were succeeded by anomalous northward shift of NLK beyond 39.5°N and detachment of a huge warm-core ring (Fig. 4). Propagation speeds of the shifts were 0.2 to 0.3 knot (Table 1). Fluctuations in SLO are much influenced by east-west migration of a warm-core ring (Fig. 7), and often become discontinuous. About the time when the great meander of the Kuroshio path south of Honshu disappears, SLO always shows southward shift beyond about 37°N (Fig. 5, Fig. 2).

#### 1. はじめに

東北海区における海況と漁況は、他海区と比べて変動が大きく複雑であるために、多数の水産海洋研究者の関心を集めてきた。本報は、このような東北海区における海況変動の二大指標である黒潮続流軸北限と親潮水南限の変位（位置変動）を主な研究対象として取りあげ、両者の変位の特徴と相互関連、本州南方の黒潮流軸の変位、ENSO（エルニーニョと南方振動）事象との関連などを明らかにすることにより、浮魚資源変動の機構解明と予測に寄与することを目的としている。

次に、本研究の経過について略述する。1988年11月19日に塩釜市で開かれた「東北海域における海洋環境と浮魚資源の動向」のシンポジウム（水産海洋学会・木村記念事業会共催）で、たまたま筆者は海洋研究の立場から

の討論を求められた。浮魚資源の動向に対応する海洋環境の動向としては、海洋環境の現況・短期変動・長期変動などがあるが、その中から特に東北海区近海の黒潮続流軸北限と親潮第一貫入南限の長期変動をとり上げて討論した。その理由は次のとおりである。(a) 抽象論ではなく具体的討論をしたい。(b) 現場調査研究機関から離れたところでは、最新資料が入手しにくいので、上述の動向の研究のうちでは、長期変動に関する研究しかできない。(c) 東北海区に來遊する浮魚資源の動向に対して、特定の海況構造の経年的な南北変位が影響を及ぼしている（小川・佐々木, 1988; 小川・石田, 1989）。(d) そのような南北変位をする海況構造としては、続流軸北限と親潮水南限が基本的に重要である。

本報は、このシンポジウムでの討論のために着手した研究を展開し、その結果を取りまとめたもので、川合(1972)がこれに類似した研究を行った当時と比べて、その対象と解析手法は今では珍しくはない。しかし、従来の多くの報告とは異なり、本報では上記2指標値の時系

\* 1989年7月19日受理

\*\* 京都大学農学部水産学教室 Department of Fisheries, Faculty of Agriculture, Kyoto University, Kyoto 606, Japan

列変動の特徴が、具体的に如何なる水塊・海流の配置の変動と関連して現れるかについて考察するべく努めた。

当初、本研究は親潮水ではなく親潮第一貫入の南限の変位を取りあげた。しかし、後者の南限の位置は、親潮第一貫入の不鮮明な構造と不十分な観測点分布のため、決定者の解釈に依存する部分も少なくないことが分かってきた。かくして、本報では親潮第一貫入南限の代わりに、より客観的に決めやすい沿岸域における親潮水南限を扱うことにした。Fig. 1に本報と関連のある主な海況構造の概略と北限・南限を定義した海域区画を示す。

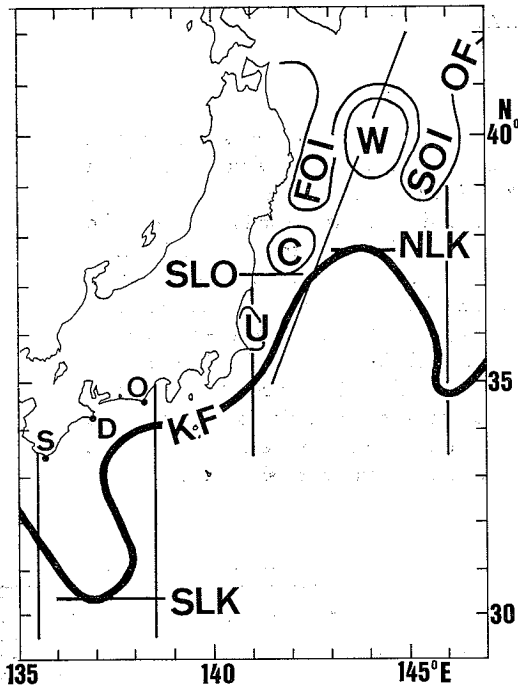


Fig. 1. Geography of hydrographic structure and boundaries of areas. KF, the Kuroshio Front i. e. the axis of the Kuroshio or Kuroshio Extension; OF, the Oyashio Front; SLK, the south limit of KF south of Honshu; NLK, the north limit of KF east of Japan; SLO, the south limit of the Oyashio Water; W, a warm-core ring; FOI, the First Oyashio Intrusion; SOI, the Second Oyashio Intrusion; C, a cold water mass detached from FOI; U, a small area of upwelling close to the coast from Kashima-nada to Shioya-zaki. The areas where SLK and NLK are defined are shown by two sets of two meridional lines. The eastern boundary of the inshore area where SLO is defined is shown by a slanting line. S, Shionomisaki; D, Daio-zaki; O, Omae-zaki.

## 2. 東北海区近海での黒潮統流軸北限の長期変動

黒潮海流系の他の部分と比べて、東北海区近海での黒潮統流は最も深く根を張り、日本海溝の谷を横断する部分は別として、海面から海底近くまで同じ方向に流れている。海面から海底までの統流の全容積輸送量も、この付近で最大となる (WORTHINGTON and KAWAI, 1972; 川合, 1972)。したがって、統流軸北限の変位は、鉛直的に極めて大規模な現象の変動を指標することになる。また、統流軸は東北海区の  $152^{\circ}\text{E}$  以西では2つの北向きの頂点をもって蛇行し、近海での蛇行の頂点すなわち統流軸北限は、 $144^{\circ}\text{E}$  を中心とし  $141^{\circ}\text{E}$ ~ $146^{\circ}\text{E}$  の間で出現している (川合, 1972)。これらのことを考慮して、 $141^{\circ}\text{E}$ ~ $146^{\circ}\text{E}$  の範囲内で統流軸北限を決めた。

### 2-1. 黒潮統流軸の指標水温と資料の出所

上橋・西山 (1983) は 1954~79 年の統流軸北限の変位を図示したが、統流軸の決め方は明記していない。水野 (1984) は、GEK 強流軸または  $100\text{ m}$  深季節別黒潮前線指標水温 (川合, 1955) をもとに、東北海区漁場海況概報 (東北水研) を用い、1965~81 年の統流軸北限の変位を図示した。気象庁 (1989) も同様な方法により、全国海況旬報 (気象庁) を用い、1955 年ころ以降の同変位を「異常気象レポート '89」に図示した。しかし、 $100\text{ m}$  深水温は季節変化がいちじるしいため、季節に無関係な一定の指標水温を与えることはできない。しかも、黒潮統流の表面での強流軸は、 $100\text{ m}$  ではなく  $200\text{ m}$  より深い深度の指標水温とよく対応する (KAWAI, 1969)。このため本報では、GEK 強流軸または当海域での  $200\text{ m}$  深統流軸指標水温  $14^{\circ}\text{C}$  (KAWAI, 1969) をもとに統流軸北限を決め、その長期変動を図示した (Fig. 2)。

用いた資料のうち、1933~69 年分は KAWAI (1972) の一部改変値であり、1970~88 年分は日本近海海況図 (海上保安庁)、東北海区漁場海況概報 (東北水研)、海洋速報 (海上保安庁) などの図版からの読み取り値である。

### 2-2. 本州南方黒潮大蛇行の存在期間

Fig. 2 では、本州南方黒潮大蛇行の存在期間を太い横線で示してある。潮岬~御前崎正南線間にはほぼ相当する  $135.5^{\circ}\text{E}$ ~ $138.5^{\circ}\text{E}$  の経度区間での黒潮統流軸の南限をもって、本州南方黒潮統流軸の南限と称することにする。潮岬・大王崎・御前崎正南線上での黒潮統流軸緯度 (川合, 1972; 藤本ほか, 1985; 南西水研, 未発表) の最小値が、上記の南限緯度にはほぼ等しくなるから、これを便宜的に用いてもよい。本報では、このような黒潮統流軸の南限が  $32^{\circ}\text{N}$  以南にあるときを、大蛇行存在期間とした。

東北海区近海の黒潮続流軸北限と親潮氷南限の長期変動

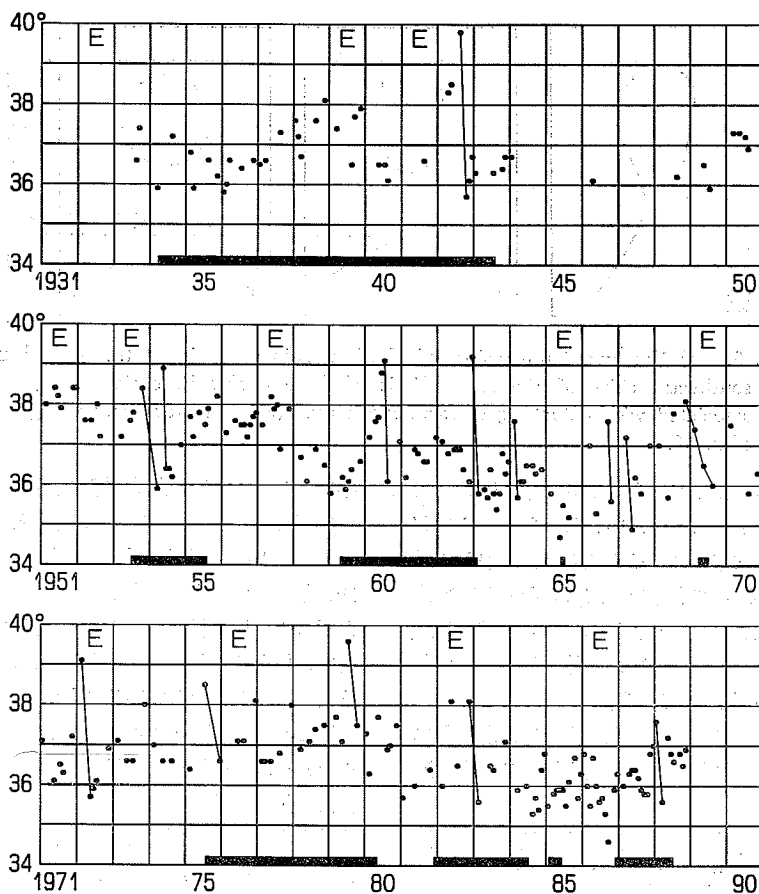


Fig. 2. Long-term fluctuations in the latitude at the north limit of the Kuroshio Extension axis (NLK) near the east coast of Japan (141-146°E) based on the GEK stream-axis or the isotherm of 14°C at a depth of 200m indicative of the axis. Values of the latitude at NLK before 1970 are partly adapted from KAWAI (1972), and those since 1970 are read from various charts of GEK current and temperature at a depth of 200 m. Solid lines indicate abrupt southward shifts ( $\geq 1.8$  degree) of NLK associated with detaching a warm-core ring. Thick bars are periods of occurrence of the great meander of the Kuroshio path south of Honshu. E is the year of ENSO event.

次に、このような大蛇行存在期間の決め方が妥当かどうかについて、若干の考察をしてみる。黒潮流軸が八丈島の南東側を通るときは、C型流路(吉田, 1961)または非蛇行離岸流路(川辺, 1986)と呼ばれている。C型流路は、伊豆海嶺線上で流軸が最も南偏するような湾曲した形を示す。この線上においてさえも流軸南限が 32°N 以南にあることはまれである (OTSUKA, 1985; Fig. 6) から、伊豆海嶺線の西方に当たる 135.5~138.5°E の経度区間での C 型流路の流軸南限が 32°N 以南になることは殆どない。それゆえ、この経度区間で流軸南限が 32°N 以南にあるときをもって、本州南方黒潮大蛇行の存在期

間と見なして差し支えない。

2-3. 黒潮続流軸北限の変位の特徴

Fig. 2 とは異なって、上橋・西山 (1983), 水野 (1984), 気象庁 (1989) は、いずれも 1975 年の続流軸北限の北偏を示していない。1975 年の北偏は、GEK 測流値が不十分のため捉えにくかったが、200 m 深水温分布図からは明らかである (海上保安庁, 日本近海海況図, 1985 年夏季)。このとき続流軸北限と見なしたものが、実は続流からすでに分離した暖水塊の北縁であったのかもしれないが、分離前には続流軸北限がその付近に達していたことに誤りはない。また、気象庁 (1989) は、5

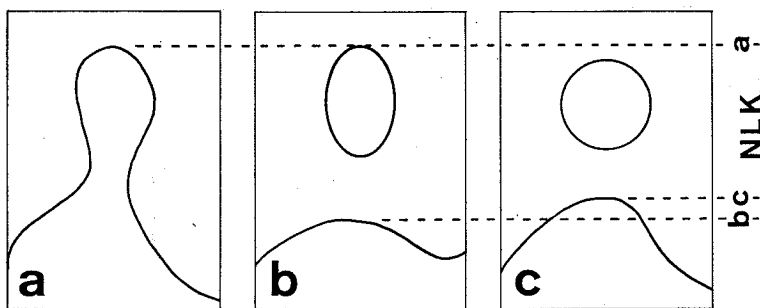


Fig. 3. (a) Northward protrusion of the Kuroshio Extension path. (b) Abrupt southward shift of the north limit of the Kuroshio Extension axis (NLK) associated with detaching a warm-core ring. (c) Northward recovering shift of NLK.

カ月移動平均をとったためか、上記の1975年のほか1960年と1972年の北偏も図示していない。しからばなぜ1967年（実在せず）と1979年のスパイク状の異常北偏が移動平均値に現れたのか理解できない。Fig. 2をもとに統流軸北限の変位の特徴を、次に5項目にまとめて述べる。

(1) 黒潮統流軸北限には、明確な季節変位がなく経年変位がいちじるしい（川合、1955）。

(2) 黒潮統流軸北限の急激な北上と南下は、北向きに突出した黒潮統流路の蛇行頭部から暖水塊が分離する過程に対応している。

Fig. 2の実線は暖水塊の分離に伴う統流軸北限の急激な南下を示す。ここで“急激な南下”という表現を用いたが、時間的サンプリングが十分に密ならば、本来は瞬間的南下となる部分を含むはずである（Fig. 3）。しかし、サンプリング時間間隔が粗いため、数カ月で緯度差ほぼ1.8度以上の速さで南下したように見える結果となった。なお、南下時間とは異なって北上時間は或る幅をもち、半年くらいとなっている。各時期の分離暖水塊の直径を別の資料により調べ Fig. 2 と比べると、暖水塊の分離直後に、北限は暖水塊の直径分以上に南偏していることが分かる。これは、暖水塊分離前に統流路が「火の玉状に」（木村、1949）細長く北向きに突出し、その北限が直径分以上に北偏した後、分離の反動により北限が一時的に南偏し、また回復したためである（Fig. 3）。

1942, 1954, 1960, 1972, 1979年には、北限が39°N付近以北に達したのち超大型暖水塊が分離した。1966年には北限は38°Nにも達しなかったが、暖水塊分離前後の北限が36°N以南にまで南偏していたために、200 m深10°Cの等温線で囲まれる分離暖水塊の面積が6面[面=緯度経度1°区画単位、木村(1973)]にもなり、この暖水塊は超大型の部類に入る(川合、1977)。上述の各

年は、木村(1973)が超大型暖水塊発生6年周期説で挙げた年(1942, 1948, 1954, 1960, 1966, 1972年)とほぼ一致している。北限が39°N付近に達した各年には、1972年を除いて本州南方の黒潮大蛇行が起きていた。したがって、統流軸北限が39°N付近にも達するほどの顕著な北偏をひき起こす要因として、本州南方の大蛇行が重要な役割を果たしていることが示唆される。

RIKIISHI and UMATANI (1977) は、日本海洋データセンター収録の極めて多量の観測資料を解析して、本州南方の黒潮の蛇行期と非蛇行期に分けた1度区画昇目平均値をもとに、海面の力学的等高線図とGEK流線図を作成した。そして、蛇行期間中には東北海区近海の黒潮統流路はあまり変位せず、狭い幅の一定の緯度範囲を東流し、その北側の分離暖水塊の形成域も地理的に固定されているが、非蛇行期間中には黒潮統流の流路と分離暖水塊の形成域は南北に変位すると述べている。かれらの主張とは異なって、本報でいえることは、蛇行期にはその前後の非蛇行期と比べて、統流軸北限したがって分離暖水塊の形成位置も顕著に北偏していることだけである（Fig. 2）。もっとも、本報での非蛇行期はC型流路期などを含んでいるので、非蛇行期を更に細分割して上述の南北偏現象を吟味せねばならない。

(3) 1942, 1960, 1979年と18~19年おきに、統流軸北限が異常に北偏し超大型暖水塊を分離した。これに先行して、本州南方では黒潮流路が南東または南南東に向かって突出し、流軸南限の異常南偏を示していた(Fig. 4)。

これに関連することであるが、川合(1972)が1933~69年の統流軸北限の変位から、なんら裏づけとなる考察を施さずに、サロス日月食周期(18年11.3日周期であり、18.6年の月の昇交点黄経逆行の周期とは異なる)の存在を示唆したことは、理に合わないことであった。また、

上橋・西山 (1983) は、川合 (1972) がその可能性を示唆した統流軸北限南北偏の 4.5 年周期曲線の位相をずらして書きこみ、1979 年は南偏期であるにもかかわらず異常北偏していたと述べた。もとより、4.5 年周期が実在するかどうかは不明であるが、1979 年は 4.5 年周期曲線では北偏期に当たっており、上橋・西山 (1983) の主張とは逆に、この年の異常北偏は 4.5 年周期と一致する変動を示したことになる。

(4) ENSO 事象発生後の最初の冬からほぼ 1 年以内に、統流軸北限がいちじるしく南偏することがある。

1940, 1954, 1958~59, 1966, 1970, 1984 年がこれに当たる (Fig. 2)。この南偏は、1933 年以後に起きた 11 回の ENSO 事象のうち 6 回起きたことになる。しかし、相関関係があまり明瞭でないため、その解釈は差し控える。なお、ここで数えた ENSO 事象発生年 (Fig. 2 の E) は、RASMUSSEN and CARPENTER (1983) の定義による WEY (Warm Episode Year) に、1982 年と 1986 年とを加えたものである。

(5) 異常冷水年といわれている 1963 年と 1984 年ころに、統流軸北限はかなりの南偏を示していた。

これは異常気象に影響された親潮第一貫入の発達 [3.3 節(5)] にも関連するもので、統流軸北限の変位が、モンスーン指数 (村上, 1989; 上橋・西山, 1983) などで指標される季節風変動のような高緯度要因とも関連していることを示唆している。また、南偏については 9 年周期があるかもしれない (1936, 1945, 1954, 1963, 1972, 1981 年)、これは冬の気温変動にも見られ (川合, 1972)、やはり高緯度要因との関連を示唆している。

#### 2-4. 統流軸の異常北偏と本州南方黒潮流軸の異常南偏

1942 年 8 月下旬, 1960 年 7 月中旬, 1979 年 7 月中旬には、統流軸北限は異常に北偏して [2-3 節(3)] 39.5°N を越え、超大型暖水塊を分離した (Fig. 4)。Fig. 2 の統流軸北限は 1960 年 7 月には 39.5°N にまで達していないが、これは、統流軸の両側の南北 2 測点での水温値を用いて、比例補間により求めた 200m 深指標水温値が占める地点を流軸位置と見なしたためである。しかし、実際の 200m 深等温線図によれば、7 月には統流軸北限が、更に 8 月には分離した超大型暖水塊の北限が、39.5°N を越えていたことが分かっている (KAWAI, 1972; Fig. 32 gh)。

このような統流軸北限の異常北偏に先行して、本州南方では黒潮流路が南東~南南東に向かって細長く突出し、流軸南限が 30°N 以南にも達するという異常現象が

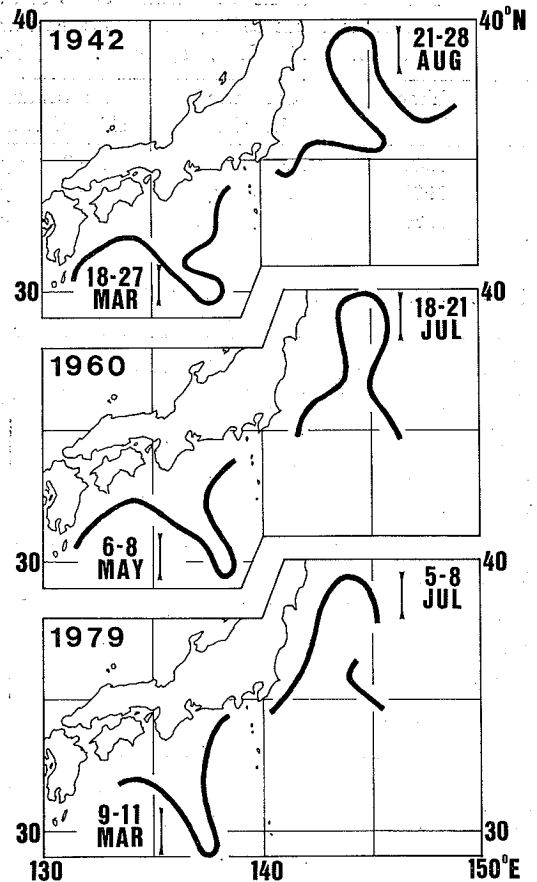


Fig. 4. Anomalous southward shifts of the south limit of the Kuroshio axis (SLK) beyond 30°N and succeeding anomalous northward shifts of the north limit of the Kuroshio Extension axis (NLK) beyond 39.5°N in 1942, 1960 and 1979.

認められる (Fig. 4)。これに伴って、突出頭部が冷水塊 (リング) として南方に分離されたことを示す水温分布図も若干ある。たとえば、1960 年 5 月 6~8 日には、御前崎はるか南方の 29°30'N, 138°00'~05'E に向かって鋭く突出した黒潮流路の屈曲が見られ、これは後に小冷水塊を分離している (TAFT, 1972; Fig. 14)。事実、135.5°~138.5°E 間での黒潮流軸南限の緯度 (2-2 節) を、潮岬・大王崎・御前崎正南線上での黒潮流軸緯度 (川合, 1972; 南西水研, 未発表など) により調べると、流軸南限が 30°N を越えて異常に南偏していた年は、1933 年以降の資料がある期間では、1942, 1960, 1977, 1979 年しかない。なお、川合 (1972) の御前崎正南線上での流軸緯度は 30°N 以南には達していないが、これは上述の TAFT

Table 1. Anomalous southward shifts of the south limit of the Kuroshio axis (SLK) beyond 30°N and succeeding anomalous northward shifts of the north limit of the Kuroshio Extension axis (NLK) beyond 39.5°N (Fig. 4).

Year	Southward shift of SLK	Northward shift of NLK	Time lag (days)	Distance (mile)	Velocity (knot)
1942	18-27 Mar.	21-28 Aug.	155	600	0.2
1960	6-8 May	18-21 July	74	550	0.3
1979	9-11 Mar.	5-8 July	118	500	0.2

(1972)が示した資料を用いなかったためである。

本州南方での黒潮流軸南限の異常南偏や冷水塊の分離は、東北海区での続流軸北限の異常北偏や超大型暖水塊の分離と比べて、2.5~5月早く出現している (Table 1)。両者の現象が起きる場所の間の距離は、異常突出のない黒潮流軸と続流軸に沿って測ると、500~600海里であるから、それが乱れとして波及する速度は0.2~0.3ノットとなる。この値は、本州南方の黒潮大蛇行に先行して、九州都井岬南東沖の黒潮流路の冬季離岸が発達し東方に伝播する速度0.2ノットにはほぼ等しい。もちろん、前者の波及の仕方は、後者とは異なっているが、具体的にどのような流路パターンの変化過程をとるかは、今後に解明されるべき問題である。

本州南方の黒潮大蛇行は安定した流路を保ち、流軸南限は30°N以北に留まるものと、長いあいだ信じられてきた。この大蛇行流路の南端部から、冷水塊が分離されるという報告は、1977年5月に分離冷水塊「はるかぜ」が観測されるまでは、わずかに TAFT (1972)があるくらいであった。それゆえ、従来は誤測値として排除されたかもしれない既往資料を再吟味して、本州南方黒潮流軸南限の異常南偏を本節で検討した次第である。

### 3. 東北海区近海での親潮水南限の長期変動

親潮水の鉛直的厚さは黒潮流軸と比べて薄いが、前者の南限の南北変動範囲は、後者の流軸北限のそれよりも一般に広く、東北海区近海の花況や漁況に大きな影響を及ぼしている (石田・小川, 1989; 小川ほか, 1987)。

#### 3-1. 親潮水南限緯度の決定方法

Fig. 1 のように 35°N, 141.5°E と 42°N, 145°E とを結ぶ線を以後、沿岸区画線と呼ぶ。細かいことをいえば、沿岸区画線としては大円の弧ではなく、作図の便宜上、緯度増分/経度増分=2 となる線をとってもよい。本報では、沿岸区画線以西の東北海区沿岸域において、親潮水南限緯度を求めた。沿岸区画線は、小規模な湾入部を陸地と見なすような海岸線の大局的な走行状態を指標する滑らかな基線から、100海里ほど東側に位置して

Table 2. Latitude (°N) at the south limit of a small area of upwelling close to the coast from Kashima-nada to Shioya-zaki and an adapted value of the latitude at the south limit of the Oyashio Water (SLO) in Fig. 5.

	Temporal reading for an area of upwelling	Adapted reading for SLO in Fig.5
June 1965	36.3	38.4
June 1978	35.7	37.3
June 1980	36.4	37.6
June 1985	36.4	39.8

いる。海底地形に関連していえば、沿岸区画線以西域は(大陸)傾斜面水域にはほぼ相当し、この東側に日本海溝が横たわっている。小川ほか (1987)が示した1964~85年各月の親潮第一貫入南限位置の分布図を調べると、211カ月中19カ月分の南限が、沿岸区画線より沖側に位置していた。このうちには、親潮第二貫入の南限と見なされるものや、親潮第一貫入が黒潮流軸の北側の内側低温帯に沿って沖出しするものなどが含まれている。また、これとは別に各年各月の100m深等温線図を調べると、沿岸区画線は、親潮第一貫入と第二貫入の境界となる北上暖水帯の峰線と、多くの年においてよく一致しており、これより西側の沿岸域における親潮水の南限は、親潮第一貫入の南限に関連したものを見なしてよい。なお、本報での沿岸区画線の定義は、親潮第一貫入は三陸海岸から100海里以内の沿岸域に近づく貫入であるという定義 (川合, 1972) ととも整合している。

次節で述べるような親潮水が、上記沿岸域に存在すれば、それが親潮第一または第二貫入から分離していようとなかろうと、それとは無関係にその親潮水の南限緯度を読み取った。しかし、6月ころには鹿島灘~塩屋崎の海岸に接して、孤立した沿岸湧昇冷水域が100m深水温分布図に見られることがあるが[東北海区漁場海況概報, 東北水研, 該当各年 (Table 2) の6月号], この冷水域の南限は親潮水南限とはしなかった (Table 2)。この湧昇冷水域は、(a) 水平規模が相当円直径20~40海里と小

さく、距岸20~40海里以内の海岸に接して存在し、(b) 100 m 深以浅にも達し、(c) 季節が6月ごろに限られているという点で、AN (1980) が提唱した塩屋崎沖湧昇域とは全く異なったものといえる。

親潮貫入水の中心部が、北方から岸沿いに南下せず、沖合から 39°N 以南の沿岸区画線を通して接岸することがある。これは暖水塊が沿岸域に存在していたために、親潮貫入水が沿岸区画線以東を迂回して生じた現象である。また、沿岸区画線のところがちょうど親潮水南

限に当たる(親潮前線の指標等温線が沿岸区画線またはそれ以東で最も南偏することになる)こともあったが、Fig. 5 では特に区別して表示しなかった。

### 3-2. 親潮前線の指標水温

西山・稲川 (1984) は 100 m 深 4°C の指標水温をもとに、1960~82年各月の親潮第一分枝 (=親潮第一貫入) の南限緯度偏差の変動を論じた。小川 (1989) は 100 m 深季節別親潮前線指標水温 (Table 3) をもとに、1964~87年の殆ど各月の親潮第一貫入の南限の変位を論じた。

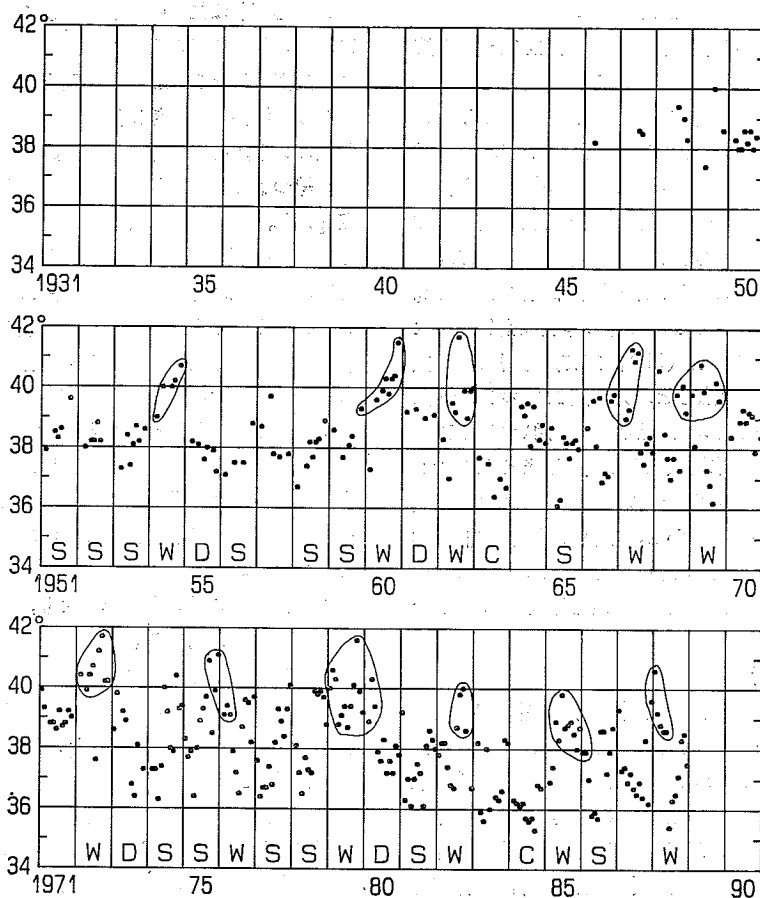


Fig. 5. Long-term fluctuations in the latitude at the south limit of the Oyashio Water (SLO) near the east coast of Japan based on the monthly isotherms at a depth of 100 m indicative of the Oyashio Front (Table 3). Values of the latitude at SLO since 1964 are read from monthly isotherms at a depth of 100 m prepared by the Tohoku Reg. Fish. Res. Lab. Values of the latitude at SLO before 1964 are read from various charts of isotherms at a depth of 100 m. S indicates a type of seasonal shift of SLO, W a type of blockade of southward shift of SLO caused by inshore movement of the Kuroshio Extension axis or a warm-core ring (WCR), D a type of southward shift of SLO caused by an offshore-moving or decaying WCR, and C a type of southward shift of SLO associated with anomalously cold weather.

Table 3. Monthly values of the isotherms (°C) at a depth of 100 m indicative of the Oyashio Front (KAWAI, 1972).

JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
7	6	5	5	5	6	6	6	7	7	8	8

季節変化を考慮しない指標水温を用いる場合には、南限の季節変位が実況よりも誇張されることになる。これを避けるために、西山・稲川 (1984) は南限緯度の累年月別偏差値を用い、石川 (1984) は2~3月のみの親潮前線の位置の平年偏差図を示したのだから。

本報 (Fig. 5) での親潮水南限緯度は、100 m 深季節別親潮前線指標水温以下の低温水の南限緯度として示されたものであり、その意味について次に考察してみる。KAWAI (1972) は1948~67年の資料を用いて、北海道南東沿岸の定点Oでの深度別累年隔月別平均水温と塩分を求めた。定点Oは、調査期間内では殆ど常に親潮水域内にあったにもかかわらず、100 m 深平均水温は1.4~5.2°C、平均塩分は33.1~33.4‰と季節変化を示した。また、親潮前線に相当する100 m 深の等温線密集帯の水温示度が季節変化すること (川合, 1955) も併せて考慮し、川合 (1972) は、定点Oと北方定点Xでの100 m 深累年隔月または各月別平均水温と塩分を用いて、100 m 深季節別親潮前線指標水温 (Table 3) を求めたのである。もとより、この指標水温値には鉛直混合による変質の影響が加わっている。しかし、本報で「親潮水」と称しているものは、季節的に不変な属性をもつ水塊ではなく、親潮前線のような海況構造により区切られた水塊を意味する。

### 3-3. 資料の出所

図5の1964~88年分は、小川 (1989) の親潮第一貫入南限緯度の付表を参考にし、東北海区漁場海況概報と同原稿 (東北水研) の100 m 深等温線図から筆者が読み取った親潮水南限緯度の値に基づいている。1946~63年分は、川合 (1959, 1960, 1961, 1962, 未発表)、海洋報告 (気象庁)、日本近海海況図 (海上保安庁)、海洋観測成果表略報 (東北水研)、東北海区海洋調査技術連絡会資料 (二管海上保安本部) からの読み取り値による。

### 3-4. 親潮水南限の変位の特徴

Fig. 5 に現れている親潮水南限の変位の特徴を、次に5項目にまとめて述べる。

(1) 黒潮統流軸北限の場合と比べて、親潮水南限は不連続的 (たとえば、緯度2度/月以上) 南北偏を示すことが多い。

これは、(a) 親潮前線が統流軸ほど鮮明な構造をもた

ないために、親潮前線の指標等温線が経時的に連続して描けないこと、(b) 親潮前線が統流軸より入り組んだパターンをもつために、その連続的変動を或る断面で切り取って捉えると不連続的変動となって現れることによる。上記 (b) は位相幾何学の問題であり、その一例を次に示す。親潮前線の100 m 深指標水温と等しい示度をもつ水温躍層面と100 m 深水平面との交切線が、親潮前線の100 m 深指標等温線にほかならないが、鉛直混合や移流により、その水温躍層面の起伏が変化すると、この交切線つまり親潮前線が不連続的に移動することになる (Fig. 6)。これに対して、統流軸の指標等温線の示度である14°C の等温面は、いろいろな水温鉛直断面図 [たとえば、川合 (1972) の図 2.5d や 2.6d] に示されているように、200 m 深水平面となす角度が四季を通じて統流軸付近では比較的に大きいため、上述のような不連続的移動を示さない。

このように、入り組んだ3次元変動のパターンを、2次元の水平面で切り取ることに起因して、親潮前線そのものが不連続的に移動することになる。親潮水南限が不連続的に変位する別の位相幾何学的例は、次の項目(2)(c)で示される。

(2) 暖水塊の接岸と離岸により、親潮水南限の北偏と南偏がそれぞれ起きる。

これは次のように3つの型に分類される (Fig. 7)。(a) 暖水塊の接岸により第一貫入の南下が阻止され、親潮水南限が急激に北偏する型 (Fig. 7 の破線から実線へ)。(b) 暖水塊の離岸により暖水塊の西側を第一貫入が南下し、親潮水南限が急激に南偏する型 (Fig. 7 の実線から破線へ)。これは (a) と逆向きの過程に当たる。(c) 暖水塊の接岸により、暖水塊の沖合を迂回する第二貫入が接岸し、親潮水南限が急激に南偏する型 (Fig. 7 の鎖線)。この最後の型は (a) において親潮第二貫入の接岸がいちじるしく、沿岸区画線以西域内にまで入りこんだ場合に当たり、先に述べた南限の位相幾何学的不連続移動に該当する。なお、この型は黒田 (1988) の特異年夏~秋の親潮沖合分枝接岸型の水塊配置に似ている。さて、親潮前線の移動は、(1) で述べたように不連続の場合もあるが、たとえ2次元の連続変動であっても、それを沿岸区画線で仕切った海域内での緯度座標で捉えるために、こ



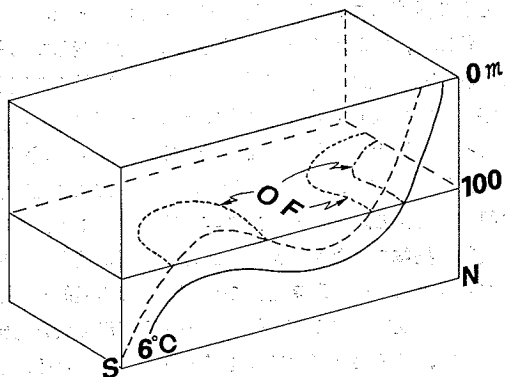


Fig. 6. Discontinuous shift of the Oyashio Front (OF) caused by undulations of the isothermal surface with the same temperature as the isotherm indicative of the OF at a depth of 100m, e. g. 6°C for months from June to August.

のような不連続移動が生ずるのである。

(3) 年4回以上の観測値のある1950年以降について調べると、親潮水南限の季節変位が明確な年と不明確な年がある。

季節変位が明確な年 (Fig. 5 の S 印の計13年) では、親潮水南限は春または冬に最も南偏し、秋または冬まで北偏し、それから翌年の南偏に繋がることが多い。季節変位が不明確な年は、次の4つの型に分類される。

(a) 続流または大型暖水塊の接岸による南偏阻止型年: Fig. 2 の続流軸北限の急激な北上と南下のときに起きた続流軸または大型分離暖水塊の接岸により、親潮水南限の南偏が阻止される年 (北偏の月を囲んだ Fig. 5 の閉曲線の下方にある W 印の計11年)

(b) 暖水塊の離岸または衰退による南偏型年: 南偏阻止型年につづく暖水塊の離岸または衰退により、親潮水南限が6月以降まで南偏している年 (Fig. 5 の D 印の計4年)

(c) 異常気象のときの南偏型年: 異常気象の影響で1年近くも、いちじるしく南偏したままの年 (Fig. 5 の C 印の計2年)

(d) その他の不規則変位の年 (Fig. 5 で無印の計9年)  
 上記のように年により異なった型が現れるのは、本来、季節変位要因が潜在しているのであるが、分離暖水塊の盛衰と離岸、黒潮統流軸の離岸、異常気象などの影響により、季節変位が歪められた形で現れたためと解釈される。この季節変位が顕在するときには、小川(1989)の南偏モードが春ころに起きるものと考えられる。

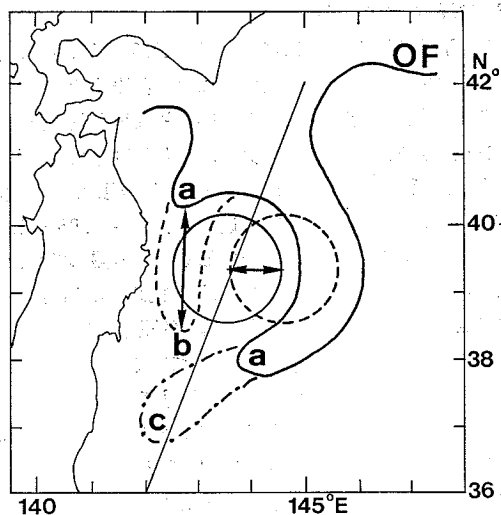


Fig. 7. Three types of abrupt shift of the south limit of the Oyashio Water (SLO) associated with east-west migration of a warm-core ring (WCR). (a) Abrupt northward shift of SLO caused by blockade of the First Oyashio Intrusion (FOI) due to an inshore-moving WCR (from dashed lines to solid). (b) Abrupt southward shift of SLO caused by southward shift of FOI due to an offshore-moving WCR (from solid lines to dashed), a process opposite to that of (a). (c) Abrupt southward shift of SLO caused by westward shift of the Second Oyashio Intrusion (SOI) or FOI due to an inshore-moving WCR (a chain line). This is a process similar to (a), but is associated with more remarkable westward shift of the offshore Oyashio Intrusion through the eastern boundary (a slanting line) of the inshore area where SLO is defined. OF, the Oyashio Front.

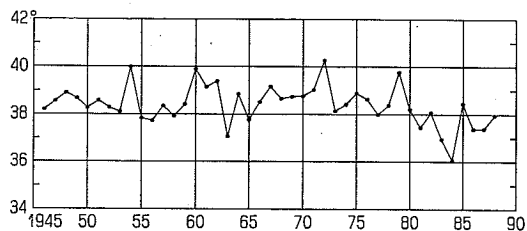


Fig. 8. Long-term fluctuations in the annually averaged latitude at the south limit of the Oyashio Water (SLO) near the east coast of Japan.

(4) 親潮水南限の各年の平均緯度 (Fig. 8) は、ほぼ6年ごとに北偏している。

1948, 1954, 1960, 1967, 1972, 1979, 1985年の北偏年は、前項(3)(a)の黒潮統流または大型暖水塊の接岸による南偏阻止型年に相当する。経年的な南北偏の振幅は1950~1963年ころには増大し、それ以降あまり変わりはない。長期傾向として眺めると、南北振動の中心軸は1959年ころ以前は38.5°N付近にあったが、1967~72年には北偏し、1981年以降いちじるしく南偏していた。1967年以降の傾向は、小川(1989)の指摘のように、冬のアリューシャン低気圧の発達南偏(柏原, 1987; SEKINE; 1988; 関根, 1988)と関連している。

(5) 本州南方の黒潮大蛇行が消滅するころには、親潮水南限は例外なく37°N付近以南にまで南偏していた。

1955, 1963, 1969, 1980, 1984, 1985, 1988年がこれに当たる。これは次のようにも説明される。大蛇行が消滅するときには、黒潮はC型流路をとって八丈島南東側を迂回するため、伊豆小笠原海嶺東側の房総半島南方海域において冷水の占める面積が拡大する。しかし、海嶺西側からの冷水補給が海嶺により妨げられるため、北方からの冷水補給が必要となり、親潮水が南下することになると。しかし、逆の因果関係も考えられ、現在のところでは、本州南方の黒潮大蛇行の消滅と親潮水の南下との関連を示すだけに留めて、どちらが主原因であるかを特定することは差し控えたい。

#### 4. おわりに

黒潮統流軸北限と親潮水南限の変位を引き起こす要因としては、低緯度要因と高緯度要因とが考えられる。しかし、中高緯度の異常気象や海況変動と ENSO との関連を示す研究もあり (YAMAGATA *et al.*, 1985; 柏原, 1987; HANAWA *et al.*, 1988; 関根, 1988), 要因を低緯度・高緯度別にすることがおかしいという意見もある。なるほど、統流軸北限と親潮水南限の変位には、地球規模的な気象海況条件が関与しているかもしれないが、直接に大きな影響を及ぼす局地的要因を特定することは、いろいろな点で意味がある。低緯度現象の変動を指標する ENSO 関連指数 [東部熱帯太平洋 SST 指数, 赤道付近の降水量指数, Darwin 気圧指数, Darwin-Tahiti 気圧差指数など; WRIGHT (1984)] ばかりでなく、高緯度現象の変動を指標する周北極ジェット流蛇行パターンの変動指数やモンスーン指数などと、黒潮統流北限や親潮水南限の変位との関連を解明する必要があるが、具体的な情報が得難く研究できなかった。また、漁況変動

などとの関連についての研究も間に合わなかった。

本報には、なお不満足な点があることを指摘しておきたい。その主なものは、統流軸北限と親潮水南限の緯度を数字として公表していないことである。統流軸北限の緯度とそれを決定するために用いた 200 m 深水温観測点と GEK 測流点の資料は、1969 年以前は KAWAI (1972) に掲載してある。しかし、1970 年以降については、同様な資料を掲載できなかった。それは、原観測値を作業図にプロットせずに、著者自身の印刷ずみの等温線図ばかりでなく、既成の他の等温線図や GEK 海流図なども参照にして、統流軸北限の緯度を読み取っているため、公表してよいほど信頼できる値を得ていないことによる。ちなみに、KAWAI (1972) の資料は、論文刊行当時までの全資料を網羅した積もりであったが、刊行年に近い 1962~69 年分については、その後公表された資料もあって、訂正を要するところがある。たとえば、1966 年 10 月 21 日と 23 日の水戸丸などの観測によれば、統流軸北限は 35.6°N にあった。また、1962 年 12 月の拓洋の観測によれば、統流軸北限は 39.5°N 付近にあった。

このように不満足な点はあるが、本報は種々の新しい知見を得たものと思われるので発表に踏み切った。なお、この種の研究を促進するには、資料の公開、観測を担当している官公庁間での観測網の調整、民間船への XBT などの貸与による観測網の補充、流軸追跡ブイの開発などが役だつだろう。

最後に、本報の原稿について有益な意見を賜った小川嘉彦博士、並びに本州南方の黒潮流軸離岸距離の資料を整理し提供された南西海区水産研究所海洋動態研究室の係官に対し厚くお礼申し上げる。

#### 文 献

- AN, H.S. (1980) Observational evidence of the upwelling off Cape Shioyazaki in Fukushima Prefecture, Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **36**, 85-95.
- 藤本 実・百田方子・坂本久雄・中川倫寿 (1985) 南西海域の黒潮流軸変動について. *南西水研報*, **19**, 99-109.
- HANAWA, K., T. WATANABE, N. IWASAKA, T. SUGA and Y. TOBA (1988) Surface thermal conditions in the western North Pacific during the ENSO events. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **66**, 445-456.
- 石田知子・小川嘉彦 (1989) 三陸沿岸の水温場に対する親潮の影響の評価. *東北水研報*, **51**, 183-190.
- 石川孝一 (1984) 親潮前線. *月刊海洋科学*, **16**(12),

- 690-696.
- 上橋 宏・西山勝暢 (1983) 1979年本州東方海域の黒潮の異常北偏. 海と空, **58**, 149-157.
- 海上保安庁 日本近海海況図, 1955-63年.
- 海上保安庁 海洋速報, 1974-88年.
- 柏原辰吉 (1987) 北太平洋を中心とした最近の冬季の冷化について. 天気, **34**, 777-781.
- 川辺正樹 (1986) 黒潮および対馬海流の研究: 流路変動について. 海洋学会誌, **42**, 319-331.
- 川合英夫 (1955) 東北海区における極前線帯とその変動について-I. 東北水研報, **4**, 1-46.
- 川合英夫 (1959) 東北海区における極前線帯とその変動について-III. 終戦後5年間の水塊配置の変動とカツオ・ビンナガ漁場の海況条件. 東北水研報, **13**, 13-59.
- 川合英夫 (1960) 昭和26年東北海区総合海況+付図. 東北水研海洋資源年報. 昭和26年度, 海洋調査篇, 108-121.
- 川合英夫 (1961) 昭和27年東北海区総合海況+付図. 東北水研海洋資源年報, 昭和27年度, 海洋調査篇, 84-94.
- 川合英夫 (1962) 昭和28年東北海区総合海況+付図. 東北水研海洋資源年報, 昭和28年度, 海洋調査篇, 76-87.
- KAWAI, H. (1969) Statistical estimation of isotherms indicative of the Kuroshio axis. *Deep-Sea Res.*, Suppl. to **16**, 109-115.
- KAWAI, H. (1972) Hydrography of the Kuroshio Extension. p. 235-352. In, *Kuroshio: its physical aspects.* ed. H. STOMMEL & K. YOSHIDA, Univ. of Tokyo Press.
- 川合英夫 (1972) 黒潮と親潮の海況学. p. 129-321. 海洋物理 II (海洋科学基礎講座, **2**), 増澤譲太郎編, 東海大学出版会.
- 川合英夫 (1977) 黒潮続流より分離された大型暖水塊. 月刊海洋科学, **9**(12), 53-60.
- 木村喜之助 (1949) カツオ漁場図集. 黒潮書房, 45pp.
- 木村喜之助 (1973) 東北海区における超大型暖水塊の発生状況及びその性格. 1973年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 32-33.
- 気象庁 海洋報告, **4-6**, 1954-57年.
- 気象庁 海洋気象観測資料, 1957-63年.
- 気象庁 (1989) 異常気象レポート '89: 近年における世界の異常気象と気候変動 —その実態と見通し— (IV). 433 pp.
- 黒田隆哉 (1988) 海洋環境の特徴. シンポジウム「東北海域における海洋環境と浮魚資源の動向」予稿集, 1-4.
- 水野恵介 (1984) 東北海区の海況変動について. 東北水研報, **46**, 61-79.
- 村上 敬 (1989) 道南海域における沿岸親潮の動態. 文部省総研 (b) 報告集—対馬暖流および津軽暖流の変動機構と東北北海道沿岸における津軽暖流の挙動, 68-76.
- 二管海上保安本部 東北海区海洋調査技術連絡会資料, 1960年.
- 西山勝暢・稲川 勝 (1984) 亜寒帯域の海況変動と気象. 水産海洋研究会報, **45**, 44-48.
- 小川嘉彦 (1989) 親潮第一貫入南限緯度の変動. 東北水研報, **51**, 1-9.
- 小川嘉彦・平井光行・安田一郎 (1987) 親潮第一貫入の変動とその水産生物への影響. 東北水研報, **49**, 1-15.
- 小川嘉彦・石田知子 (1989) 三陸沿岸クロマグロ漁況に關与する海況条件. 東北水研報, **51**, 23-39.
- 小川嘉彦・佐々木知子 (1988) 本邦北部太平洋沿岸スルメイカ漁況の変動様式. 東北水研報, **50**, 1-24.
- OTSUKA, K. (1985) Variability of the Kuroshio deduced from sea level data from the Izu Islands. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **42**, 106-118.
- RASMUSSEON, E.M. and T.H. CARPENTER (1983) The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 517-528.
- RIKIISHI, K. and S. UMATANI (1977) Characteristic features of the Kuroshio with and without the cold water mass south of Enshunada. *Rep. Res. Inst. Appl. Mech. (Kyushu Univ.)*, **25**, 79-101.
- SEKINE, Y. (1988) Anomalous southward intrusion of the Oyashio east of Japan. 1. Influence of the seasonal and interannual variations in the wind stress over the North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **93**, 2247-2255.
- 関根義彦 (1988) 親潮の異常な南下, 亜熱帯循環流の変動, エル・ニーニョの発生と北太平洋の風系変動との関連. 月刊海洋科学, **20**(5), 310-316.
- TAFT, B. (1972) Characteristics of the flow of the Kuroshio south of Japan, p. 165-216. In, *Kuroshio: its physical aspects.* ed. H. STOMMEL & K. YOSHIDA, Univ. of Tokyo Press.
- 東北水研 海洋観測成果表略報. 1958-60, 1962年.
- 東北水研 東北海区漁場海況概報と同原稿. 1964-88年.
- WORTHINGTON, L.V. and H. KAWAI (1972) Comparison between deep sections across the Kuroshio and the Florida Current and Gulf Stream. p. 371-385. In, *Kuroshio: its physical aspects.* ed. H. STOMMEL & K. YOSHIDA, Univ. of Tokyo Press.
- WRIGHT, P.B. (1984) Relationships between indices for the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1913-1919.
- YAMAGATA, T., Y. SHIBAO and S. UMATANI (1985) Interannual variability of the Kuroshio Extension and its relation to the Southern Oscillation/El Niño. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**, 274-281.
- 吉田昭三 (1961) 遠州灘沖冷水塊と黒潮の変動について (その1). 水路要報, **67**, 54-57.