

紀伊水道に侵入する暖水について*

竹内 淳一・中地 良樹 (和歌山県水産試験場)

はじめに

和歌山県水産試験場では、1986年から紀伊半島周辺の主要な沿岸域に自記水温計を設置し、水温の連続観測を行っている。この観測は、月1回の定線観測だけでは理解できない短期日の海況変動をモニタリングする目的ではじめられた。漁業者の関心がとくに高い日単位の漁況と海況の変動を理解するのに役立つ。このような水温連続観測と定期的な海洋観測および人工衛星などの情報を組み合わせることによって、紀伊半島周辺沿岸域に波及する黒潮系暖水について理解がすすんだ。

黒潮系暖水の波及は、その時間スケール、成因などから大きく二つのタイプに分けられる。その第1は九州東岸で発生した小蛇行の東進時に発生する継続的な黒潮系暖水の流入であり、第2は黒潮北縁(フロント)を移動する擾乱に伴って起こる周期的な暖水侵入である。その時間スケールは、前者が1~2ヶ月程度と比較的長く、後者は数日~十数日程度と短い。いずれの場合にも黒潮の変動によって漁場環境は突発的に変化し、それに連動して漁況も変わると考えられる。

第1の小蛇行で発生する暖水流入では、その継続期間の長さなどからも磯根資源を含めて水産生物への影響は大きいと推定されるが、その具体的な資料は準備できなかった。このため、ここでは主に小蛇行東進に伴う海況の特徴的な事例について記述し、漁況については特徴的な事象を記載した。

た。

第2の黒潮フロント擾乱に伴う暖水侵入に関して、1993年と1994年の水温連続観測と衛星画像などから、冬~春における水温ジャンプとその伝播ならびに暖水侵入の特徴について紹介する。この暖水侵入が紀伊半島周辺におけるカツオやシラスの短期の漁況変動と深く関わっていることを示す。

方 法

紀伊半島周辺の沿岸域に自記水温計を設置し、30分あるいは60分毎に水温の連続観測を行った。図1に観測地点を示す。水温の観

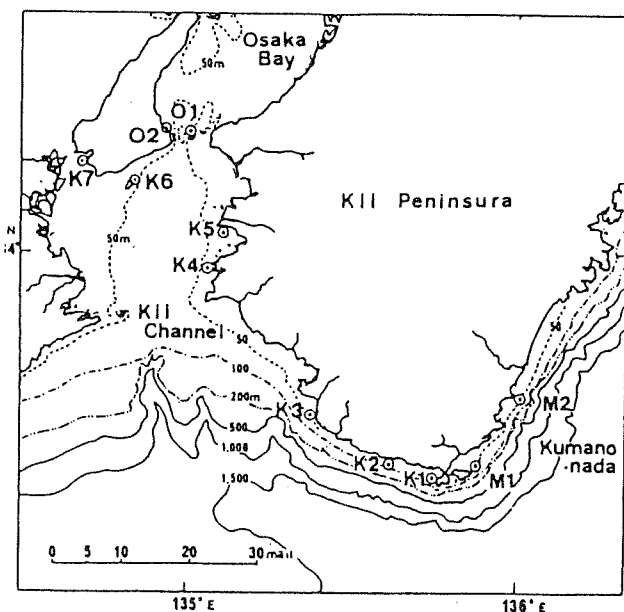


図1 紀伊半島周辺の水温観測点

* 南西海ブロック海洋研究会報告 第12号, 33-46(平成7年3月, 南西海区水産研究所)に掲載.

測水深は 3 m から 30m であり、観測場所によって異なる。定地水温は、潮岬の東西海岸で 1967 年以來毎日 9 時に観測を続けているものである。

結果と考察

1. 黒潮小蛇行の東進に伴う継続的な暖水流入

黒潮の非蛇行流路から大蛇行流路への移行は、まず九州南東沖で小蛇行が発生して東進し、遠州灘沖で蛇行が増幅されることで起こる（関根，1992）。九州南東沖の小蛇行は黒潮大蛇行への移行に先立つ現象であり，“引き金蛇行”とも呼ばれる。藤本他（1985）によれば、すべての小蛇行が黒潮大蛇行へと移行するわけではなく、小蛇行が潮岬に達するまでにその大部分は消滅してしまい、潮岬以東海域まで伝播し大蛇行に発達するものは全体の 1 割程度である。このような小蛇行の東進現象は、南西海域では最大規模の特徴的な現象で、黒潮蛇行の東方波及現象が生じるとその短期的な離接岸状況に対応して南西海域の黒潮内側域の海況は一変する（藤本など，1988）。

松本（1993）は、このような小蛇行の東進速度を整理して、速度の遅い蛇行だけが遠州灘で大蛇行に発達することを指摘した。この経験則は東進する小蛇行が大蛇行になるかどうかを判断する根拠の一つとして使われ、中央ブロックや南西海区の長期海況予測ではその有効性が認識されている。

ここでとくに注目するのは、〈移動速度の遅い小蛇行〉が通過する時に発生する黒潮系暖水の流入である。これは、四国沖～熊野灘沖の南西海区での海況変動としては最も大きなイベントの一つである。小蛇行が四国沖から紀伊水道沖に位置すると、黒潮は南沖から北上して紀伊半島沿岸に向かう流路となり、黒潮系暖水が沿岸域に流入する。このような流路は、1～2 ヶ月くらい続くことがあり、紀伊半島沿岸域の漁場環境は長期間にわたって黒潮系暖水の直接的な影響を受ける。その継続時間の長さからも沿岸域の水産生物に与える影響は大きいと推定される。

1-1 小蛇行の東進と黒潮大蛇行

1965 年から 1994 年までの潮岬南沖の黒潮離岸距離、潮岬東・西海岸の水温差、串本・浦神の潮位差などを、図 2 に示した。潮岬南沖では数年ごとに黒潮までの距離が 30 マイル～180 マイルに離岸する現象がみられる。それは大蛇行やそれに準ずる蛇行によって起こるもので、潮岬東・西海岸の水温差や串本・浦神の潮位差などにもその影響が反映される（竹内，1988）。黒潮が 30 マイル以遠に離岸するような大蛇行期には負の水温差と潮位差 25cm 以下の状態が長期間にわたって安定して続く。黒潮が 20 マイル以内に接岸すると水温差は正、潮位差 25cm 以上になる。

図中に、小蛇行が潮岬を通過した時期を破線で示した。とくに矢印で示した '75 年、'86 年、'89 年などは、いずれも大蛇行の発生につながるものであった。'81 年に発生した蛇行現象は、その特異な発生過程から藤本（1985）が指摘したように、準大蛇行に分類されると考える。川崎他（1992）によれば、室戸岬～遠州灘での東進速度は、大蛇行発生年（'75 年、'86 年、'89 年）で

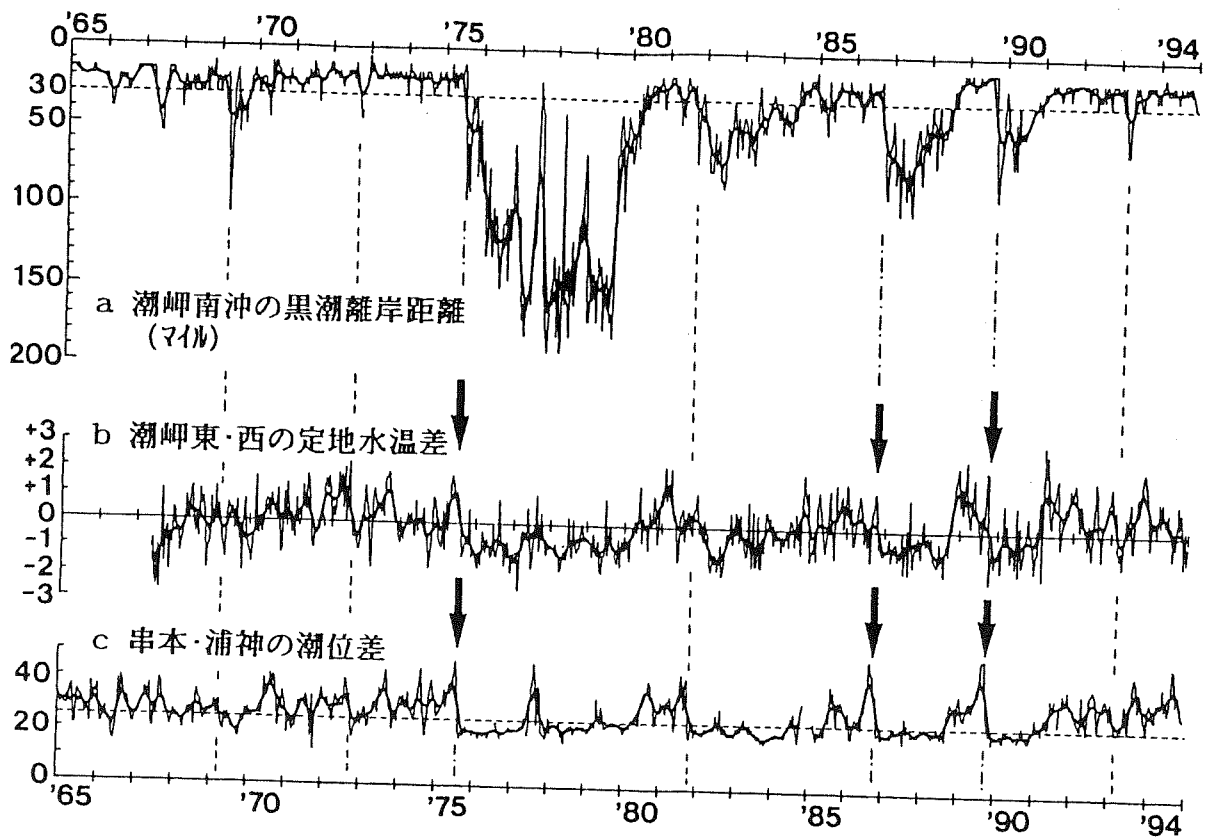


図2 潮岬南沖の黒潮流軸と沿岸水温・潮位差の変動（太線は3ヶ月移動平均）
 a：潮岬南沖の黒潮離岸距離（マイル，水路部海洋速報，30マイルに破線）
 b：潮岬東・西海岸の定地水温差（半月平均値を使い標準偏差基準で標示）
 c：串本・浦神の潮位差（半月平均値，気象庁潮岬測候所，25cmに破線）

2.5～3.5マイル/日で極めて遅く，準大蛇行の'81年は5マイル/日でやや速い。

水温差と潮位差の両方に顕著なピークが認められるのは，移動速度の遅い小蛇行の通過時であり，いずれも大蛇行の発生した年にあたる。この両方の顕著なピークは，小蛇行が潮岬を通過することで，黒潮系暖水の流入が潮岬を境に紀伊半島の西岸から東岸へと移行したことをあらわしている。このようなピークは，大蛇行の終了時（'80年，'88年，'91年）にもみられるが，詳しくみると潮位差のピークがゆるやかである点が違っている。

1-2 1989年小蛇行の東進と沿岸海況

小蛇行東進の事例として，1989年に起きた小蛇行の移動経過を図3に示す。1989年4月後半に種子島東沖に形成された小蛇行は6月前半頃から東へと移動し始め，8月には九州東沖，そして9月には四国沖に達した。10月上旬，蛇行は潮岬を越え，黒潮は熊野灘沿岸を洗うように極めて接岸して流れた。11月上旬には蛇行が熊野灘東沖へ移動し，その規模は11月から12月にかけて拡大，遠州灘で大蛇行に発達した。室戸岬～熊野灘の東進速度は2.7マイル/日（平成元年度第2回中央ブロック長期予報会議資料）で，非常にゆっくりした速度であった。

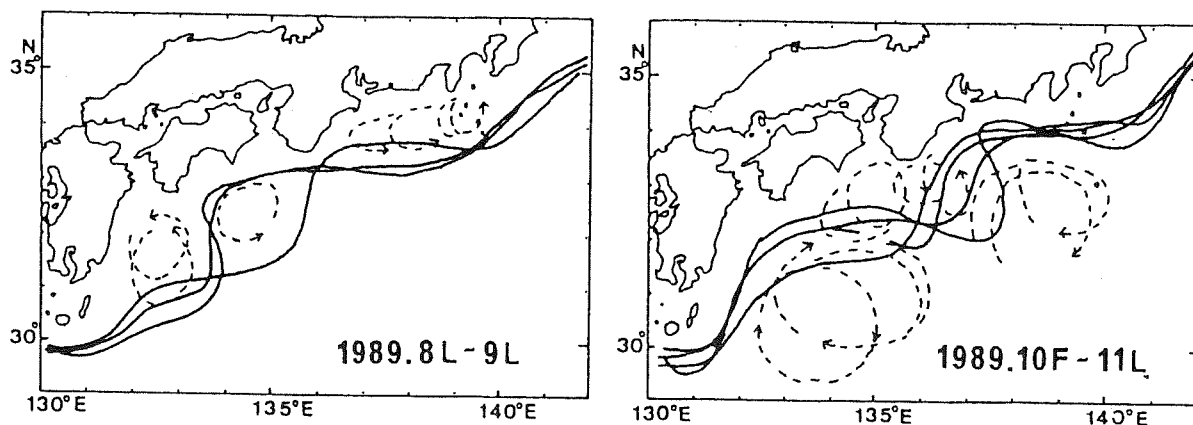


図3 黒潮小蛇行の東進 (1988年8~11月, 水路部海洋速報)

小蛇行が四国沖から潮岬沖に位置した時期(8月後半~9月)には、黒潮が南から北へ立ち上がる流路となり、黒潮系水が紀伊水道に流入した。しかも、その東進速度が極めて遅く、暖水流入は長期間つづいた。紀伊水道中央部において暖水が底層近くまで達する特徴的な水温分布が1989年8月に観測されている(図4)。黒潮が潮岬南20マイル以内に接岸していた1991、1992年も水温は高いが、1989年はそれよりも約2℃も高水温であった。

紀伊水道内(K5)と熊野灘(M1)における水温変動を図5に示す。小蛇行が潮岬以西にある時に紀伊水道は高水温で変動が小さく、熊野灘では低水温で変動が大きい。8月下旬~9月上旬の熊野灘における急激な水温低下は、沿岸湧昇に伴う現象である。蛇行が熊野灘へ移動した10月上旬ころから、熊野灘は高水温で変動が小さくなり、紀伊水道では低水温となった。暖水流入がつづいた沿岸域では、高温で均質な黒潮系暖水で広くおおわれ単調な水温分布となるため、水温変動が小さく安定した高水温がつづくと考えられる。

小蛇行が潮岬沖に達したころ(9月下旬~10月上旬), 蛇行の北上流路は潮岬に直接突っかける型となり黒潮系暖水が串本湾内に強く流入した。このため湾内で急潮が発生し、養殖生簀のイカリが引けるなどの被害があった。

潮岬沿岸では、東向流が速い時には陸岸から“シオナミ(潮波)”が目視され、経験的に概略の流速を判定できることから、それは黒潮接岸時の指標となっている。10月5~6日には“潮波”がみられなくなった。これは串本・浦神の潮位差が低下したころ(図5の矢印)であり、紀伊水道

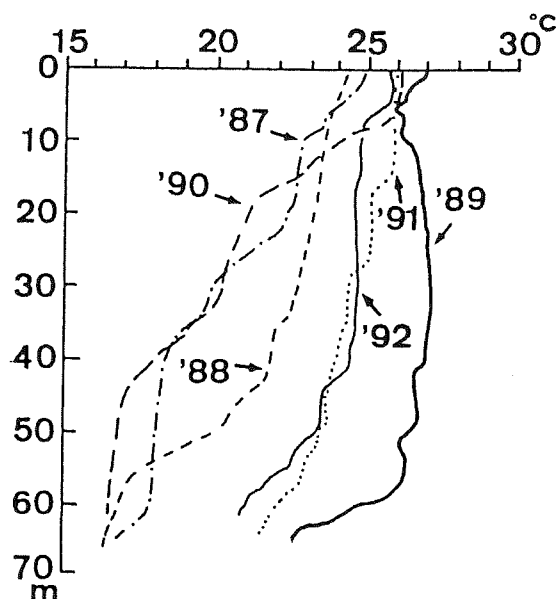


図4 8月に紀伊水道中央部で観測された水温鉛直分布の比較(1987年~1992年)

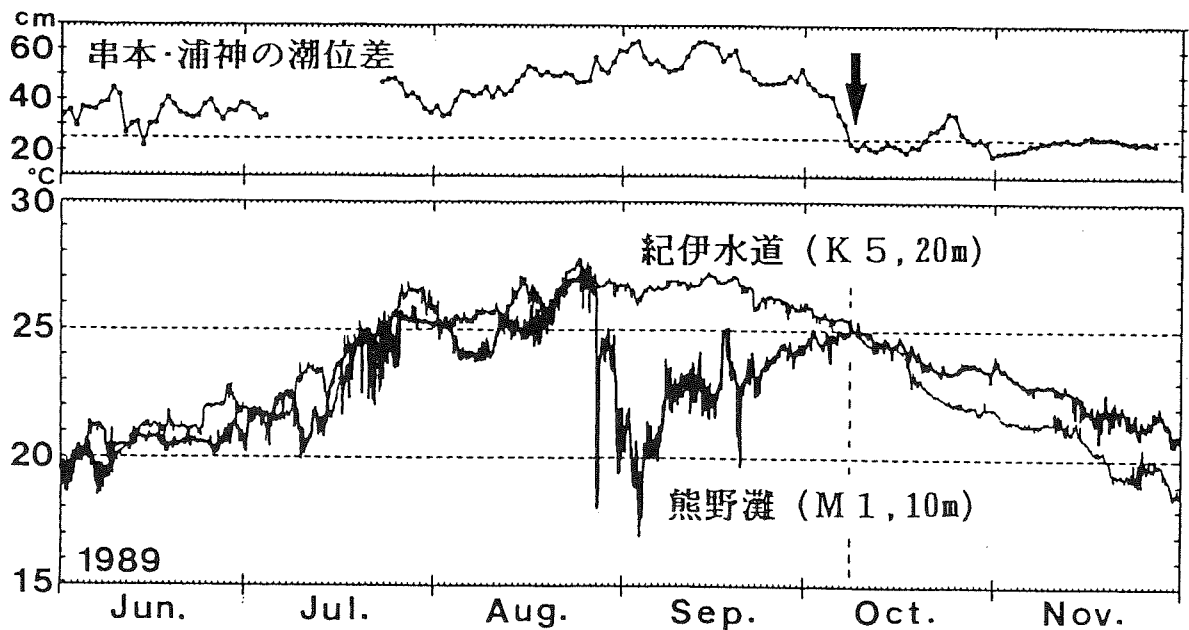


図5 黒潮小蛇行の通過に伴う紀伊水道・熊野灘の水温・潮位差の変動

と熊野灘の水温が逆転したころ（図4の破線）にあたる。このことから、小蛇行が潮岬を通過したのは10月の初めと推定された。11月、蛇行は熊野灘東沖へ移動し潮位差は25cm以下で安定した。定線観測によると、1989年10月5日には熊野灘沿岸で約3ノットの北上流、11月2日には熊野灘沿岸は約1ノットの南西流に変化している。

1986年に起きた小蛇行の東進時にも、これとよく似た現象が起きていた（竹内，1989b）。

1-3 特徴的な水産生物現象

小蛇行の東進に関する研究は、その流路変動に関心が集中しており、沿岸域での海況と漁況の具体的な研究は少ないようである。紀伊半島沿岸域へ黒潮系暖水の流入が約1~2ヶ月の間つづけば、沿岸域の漁況には大きな影響があると考えられる。このような現象の研究には、漁況、水産生物などの具体的な事例を収集、蓄積することが大切であり、その共通する特徴を探し出すことであろう。

ここでは、1989年の小蛇行の東進に関連して紀伊半島周辺で観察された特徴的な漁況などを下記に記載する。和歌山県漁海況情報および中央ブロック長期予報会議資料として提出された和歌山県と三重県の特異現象から抜粋した。ただし、具体的な資料ではなく漁業者などからの聞き取り情報も含まれている。

①8月~9月、串本周辺でヤマトカマスとトビウオが豊漁。三重県では例年10月には少なくなるカマス（アカカマス、ヤマトカマスなど）の漁獲が11月になっても減少せず、比較的好漁がつづいた。

②7月末~9月初め、紀伊水道でユウレイクラゲが大量に分布した。

③ 9月下旬～11月、熊野灘南部でトラフグの記録的な豊漁、本種の漁獲は珍しい。これと同様の蛇行東進のあった1986年にはクロサバフグの大量漁獲があった。

④ 11月、ゴンドウクジラの滞留が熊野灘でみられず、伊勢湾に9月末から分布・滞留した。1986年の蛇行東進時にも熊野灘にクジラ類の来遊がなかった。

⑤ 小蛇行の東進があった1986年から1987年にかけて紀伊半島周辺で磯焼けとアワビの痩せ貝などの現象が観察されている(金丸, 1990)。1989年～1990年にも磯焼け現象が発生していたと推定されるが、その詳細は不明である。

ここで述べた現象は、その時間スケールから移動できない磯根資源(海草類、貝類)などの水産生物への影響はとくに大きいと推定される。今後、磯焼け現象などの資料を収集し、その因果関係を探ることは興味深い課題である。

2. 黒潮北縁を移動する擾乱に伴う周期的な暖水侵入

黒潮内側の沿岸域では、短周期の水温ジャンプがしばしば観測される。これは黒潮フロントから派生する擾乱が発達し、黒潮系暖水が暖水舌あるいは暖水ストリーマーとして沿岸域に周期的に侵入することで起こると考えられる。水温ジャンプは沿岸に沿うように伝播し(例えば、竹内, 1989a), 急潮(例えば、TAKEOKA and Yoshimura ; 1988)を伴う。このような擾乱の東進速度は、およそ30マイル/日であり、前述したような小蛇行の東進速度が数マイル/日であるのに比べ数倍速い(川崎他, 1992)。このような暖水侵入は紀伊半島西岸で“振り分け潮”(阪本, 1992)となり、半島西岸に沿って北上する紀南分枝流の形成につながると考えられる。また、紀伊水道外海中央部にみられる直径100kmの反時計回りの環流(杉本, 1975)にも関連すると推定される。

ここでは、1993年と1994年の水温連続観測結果と人工衛星画像を使って、紀伊水道周辺沿岸域に起こる周期的な水温ジャンプとその伝播の特徴を示す。紀伊半島西岸では短周期の水温ジャンプが周期的に起こり、西岸に沿うように伝播することが多い。これは、黒潮変動に伴う暖水の沿岸域への侵入で起こると推定される(竹内, 1990)。水温ジャンプが紀伊水道北部まで伝播する時には、紀伊水道フロント(吉岡, 1971)の北への移動を伴う。その季節特性として、冬季よりも春季に発生することが多い。黒潮の変動に伴うこのような暖水の消長が、カツオ、ビンナガマグロ、シラス、イカナゴなどの漁況と深く関わっている。

2-1 紀伊半島周辺の水温変動と日別漁獲変動

1993年と1994年の1月～5月に、紀伊水道内部～紀伊半島沿岸域で観測された水温変動と串本・浦神の日平均潮位差を図6, 7に示す。水温変動には観測地点番号と観測水深を記入している。図中の小さな矢印は水温ジャンプを示す。○印は図6下段に示したビンナガマグロやカツオの好漁を、●印はそれが不漁に転じたことをあらわしている。☆を付した小さな矢印は紀伊水道外域のシラス

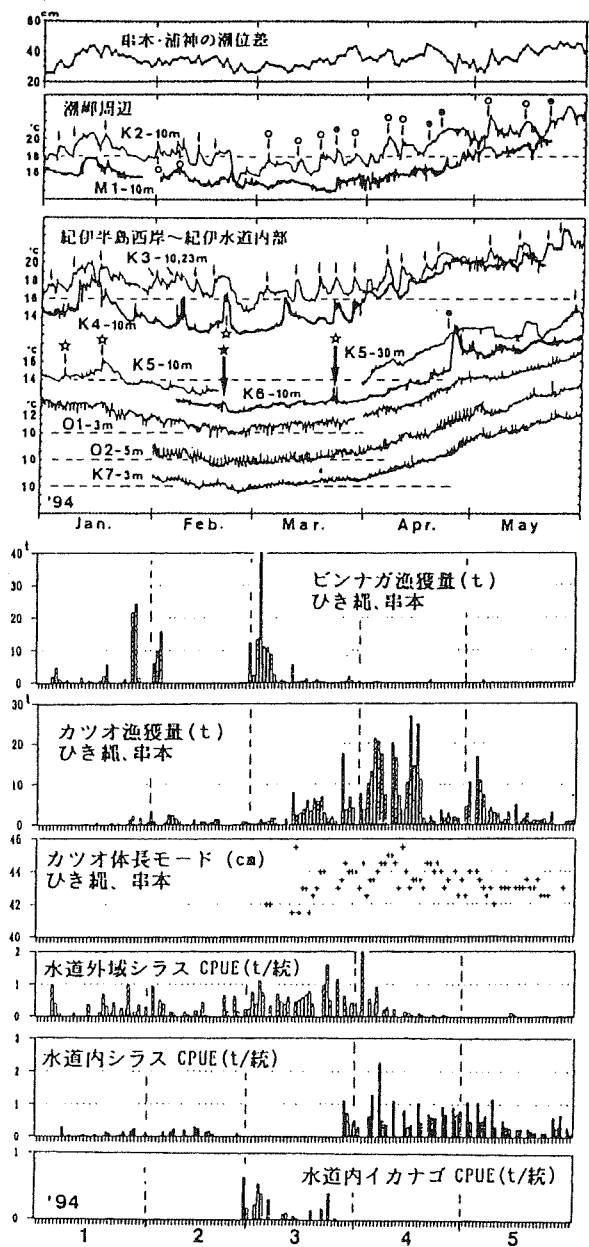


図6 紀伊半島周辺の水温変動と日別漁獲量など(1994年1月～5月)

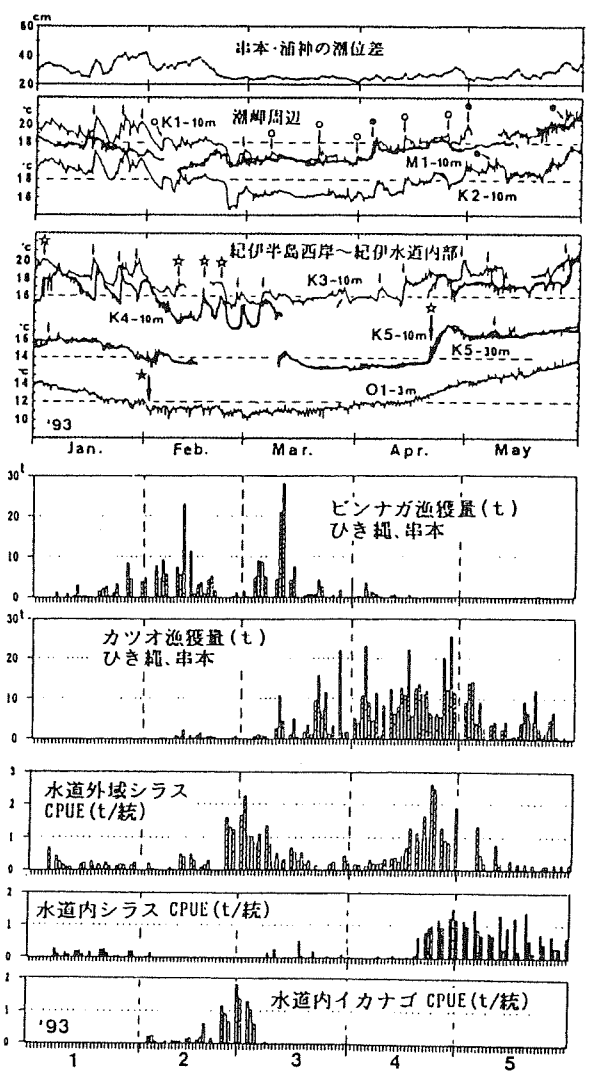


図7 紀伊半島周辺の水温変動と日別漁獲量など(1993年1月～5月)

好漁を、☆の太い矢印は紀伊水道内部のシラス好漁を示す。★の太い矢印は紀伊水道内部のイカナゴ漁獲の始まりを示す。

紀伊半島西岸の紀南域(K2, K3)では短周期の水温変動が卓越し、その変動は大きい。紀伊水道入口(K4)や紀伊水道内部(K5, K6)など内湾域ほど、顕著な水温変動はみられなくなる。水道北部のK7や大阪湾入口(O1, O2)では、潮汐周期の変動が卓越する。黒潮に向かって突出した潮岬下流域の熊野灘南部(M1)は、水温が低くその変化は小さい。

紀南域で起こる短周期の水温ジャンプは、串本・浦神の日平均潮位差の変動と一致することが多

い。このことは、紀伊半島西岸に水位の高い黒潮系暖水が周期的に波及していることを示唆している。

紀伊半島の西岸に沿うように水温ジャンプが伝播することについては、このあとで図8、図9を使って述べる。ここでは、その伝播に季節的な特性のあることを指摘する。

冬季1月～3月には、紀南域で起きた水温ジャンプが紀伊水道内部にまで明瞭な形で伝播することは少なく、水温上昇は約2℃程度の小規模なものである。これに対し、4月下旬には水道北部のK6で約5℃に達する顕著な水温ジャンプが起きている(図6)。1993年にも、図7で示すように4月下旬に約4℃の水温上昇を観測している。このように、水道内部にまで達する水温ジャンプの伝播は、春季4月に起こることが多い季節特性があるようである。紀淡海峡あるいは鳴門海峡などの周辺域では、潮汐周期の変動が卓越し、水温ジャンプは不明瞭になる。

次に日別漁獲量を使って、周期的な水温ジャンプとの関連について検討する。図6の下段に、ひき縄によるビンナガマグロとカツオの日別漁獲量(トン)、カツオの体長モード、紀伊水道外域と水道内のシラス漁獲日別CPUE(トン/統数)、紀伊水道内のイカナゴ漁獲日別CPUE(トン/統数)を示す。

ひき縄漁業によるビンナガマグロとカツオの漁場は、漁期はじめの1月～3月は黒潮南側が主漁場であり、3月、4月、5月と季節が進むにしたがって漁場は黒潮北縁(黒潮フロント)そして沿岸域へと移る傾向があり、5月から6月にはごく沿岸の「瀬付き」となって終漁をむかえるのが一般的である。漁獲対象も例年、1月～3月のビンナガマグロから3月以降はカツオへ変化する。

ビンナガマグロとカツオの漁獲は、水温ジャンプが起こるころ好漁となることが多い。ただし、季節的な水温上昇がはじまる3月下旬以降には水温ジャンプによって漁獲が低調となるケース(図中の●↓)がでてくる。

短周期で繰り返される水温ジャンプとその伝播は、黒潮擾乱による暖水舌あるいは暖水ストリーマーとして紀伊半島西海域に水位の高い黒潮系暖水が周期的に波及していると考えられるので、カツオの好漁はこのような黒潮フロントの擾乱や暖水舌の形成と深く関わっていることが示唆される。暖水侵入が強すぎると好漁場の形成条件である暖水舌周辺に形成される潮境は紀伊半島周辺から消失し、漁獲は低調になると考えられる。

カツオの体長組成モードは、小から大あるいは大から小へと順次変化するのではなく、42cmから45cmの範囲で微妙な短周期の変化があるようだ。この図には表現できなかったが、短期日で漁獲の主体が51～58cmの中型魚へと大きく変化することもある。

以上のことから、カツオの漁況に関して、黒潮擾乱の通過→暖水舌・潮境の発達、黒潮フロントの接近→漁獲ピークや体長組成の変移、といったことは一連の現象として理解できそうであり、漁獲対象となる魚群が短い期日で交代していることが示唆される。

紀伊水道内部とその外域で操業するパッチ網で漁獲されるシラスの漁況は、暖水侵入によるフロントの移動が関係する。紀伊水道外域のシラス漁獲は、水温ジャンプ前後に好漁になる傾向がある。春季に紀伊水道内部まで伝播する顕著な水温ジャンプとともに紀伊水道内部でもシラスが漁獲されはじめる。水道内部まで達するような水温ジャンプによって、紀伊水道フロントは北上し、シラス漁獲の主体は紀伊水道外域から水道内部に移る、と推定できる。このことは花岡（1971）の示したシラス魚群の移動推定図と一致する。

これに対し、紀伊水道内部のイカナゴ漁獲は、年間最低水温が記録されるころにみられ、しかも図9に示した★の太い矢印で示した水温低下が起こったあとの短期間（約1ヶ月）に漁獲が集中する。これは大阪湾などからの内海系水の流出とともにイカナゴが紀伊水道に移出したことを示唆している。イカナゴ漁は図6に示した☆の太い矢印の暖水侵入で終漁し、春シラス漁に変わる。

このように、黒潮フロント擾乱に伴う暖水侵入は、短期の漁況に大きく影響していると考えられる。暖水侵入と関連してカツオの好不漁が周期的に現れ、春季に起こる紀伊水道フロントの北上で水道内部にシラスの好漁がもたらされると理解できる。

図7に示した1993年1月～5月についても、前述した1994年とほぼ同様のことが指摘できる。2月下旬、串本・浦神の潮位差が小さくなっている。これは、小蛇行の通過を示し、4月には規模の大きな蛇行となった。この蛇行は東進速度が速く、大蛇行には発達しなかった。4月中旬には、潮岬沖で黒潮は接岸傾向に転じている。水道内シラスの好漁は、4月20～21日の暖水侵入ころから始まり、1994年よりも約1ヶ月遅れた。

2-2 春季の暖水侵入と紀伊水道フロントの北上

紀伊半島の紀南沿岸で起こった水温ジャンプは、冬季には水道内部まで伝播することは少なく、水道内部に達する顕著な暖水の侵入が発生するのは春季4月になってからであることを図6、図7で指摘した。ここでは春季に紀伊水道内まで伝播する水温ジャンプについて詳しく検討する。図8と図9に1993年と1994年の4月上旬～5月上旬の水温変動と人工衛星による水温分布を示した。水温変動に示した破線は、下段の人工衛星画像受信日に対応している。

1994年の場合（図8）、紀伊水道内部のK6まで達した水温ジャンプは、矢印で示したようにK2・K3→K4→K5→K6と時間的な遅れをもって伝播していることがわかる。水温ジャンプは4月20日にK2とK3ではじまり、22～23日には水道内部（K4、K5）、25日には水道北部のK6に達していることがわかる。水温ジャンプの時間差から、伝播速度は紀伊半島西岸で約30cm/s、水道内で約13cm/sとなる。水温上昇の幅は、水道北部のK6で約5℃に達する大きなものであった。紀淡海峡や鳴門海峡に近接するO1、O2、K7などでは潮汐周期の変動が顕著で、水温ジャンプの伝播はわからない。

人工衛星画像から紀伊水道周辺の水温フロントの様子をみしてみる。3月31日は、図6で示した

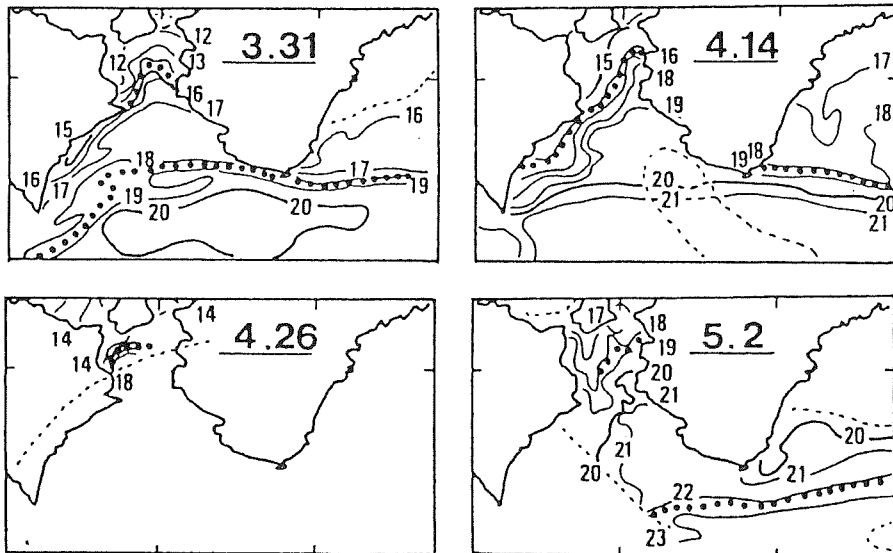
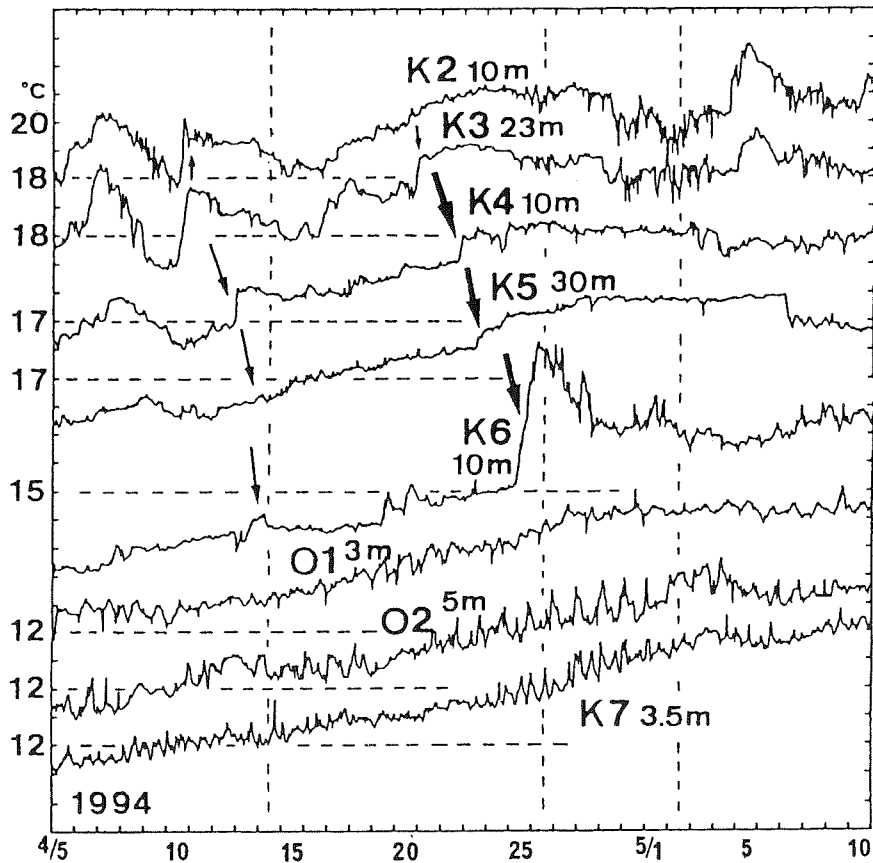


図8 1994年春季、紀伊水道周辺の水温度変動と人工衛星水温度分布
(漁業情報サービスセンター)

☆の太線矢印の暖水侵入の後にあたり、水道入口中央から水道内部へとフロントがやや北上して位置している。4月14日は、図8の上段の細い矢印で示した暖水侵入の直後とみられ、紀伊水道のフロントは和歌山県側で北上している。4月26日は、水温ジャンプが水道北部まで伝播した直後にあたる。4月26日の画像は雲域が多く全体の様子はわからないが、フロントの先端は水道北部に達していることがうかがえる。5月2日は水道内外で水温低下が始まったころにあたり、衛星画像に徳島県側から内海系水の流出がみられる。

図9に示した1993年についての詳しい説明は省略するが、水温

れる。4月26日は水温変動から暖水侵入の盛期から衰退期に移行するころにあたり、衛星画像には徳島県側から内海系水が張り出している。

以上から、紀伊水道内部の水温ジャンプは紀伊水道フロントが北へ移動することで起こると理解できる。竹内(1990)が模式図として提示した暖水波及の変遷過程とほぼ同じである。紀伊水道フロント北上を伴う顕著な暖水侵入が起こるのは、春季4月になってからであるといった季節特性は、

鉛直混合の強さ

の季節的变化(武岡, 1993)に関連するとみられる。

2-3 海洋観測で観測された紀伊水道北部の孤立暖水

暖水侵入の直後にあたる4月26日~27日に沖合定線観測を実施した。その観測結果を図10に

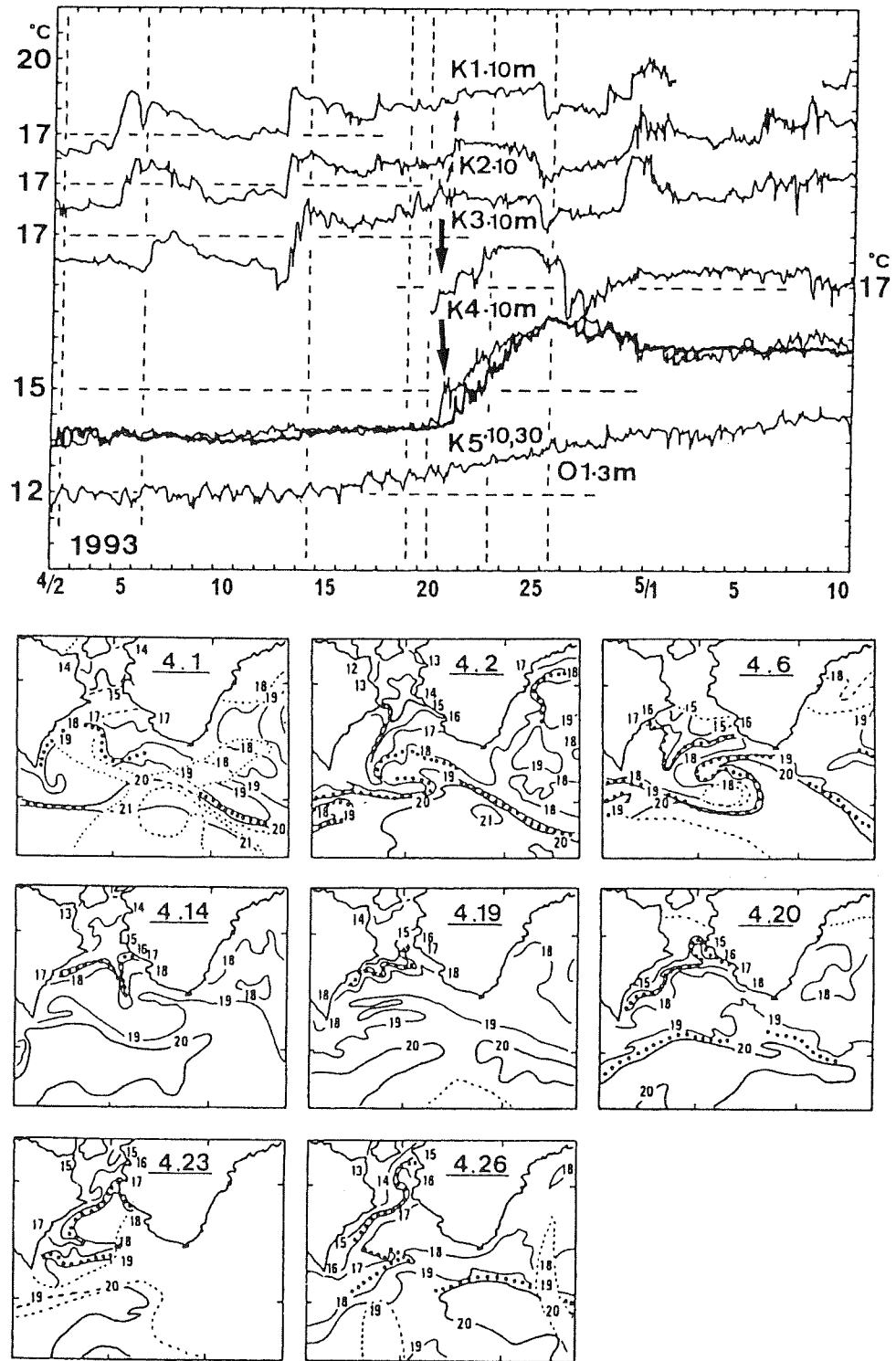


図9 1993年春季、紀伊水道周辺の水溫変動と人工衛星水溫分布
(漁業情報サービスセンター)

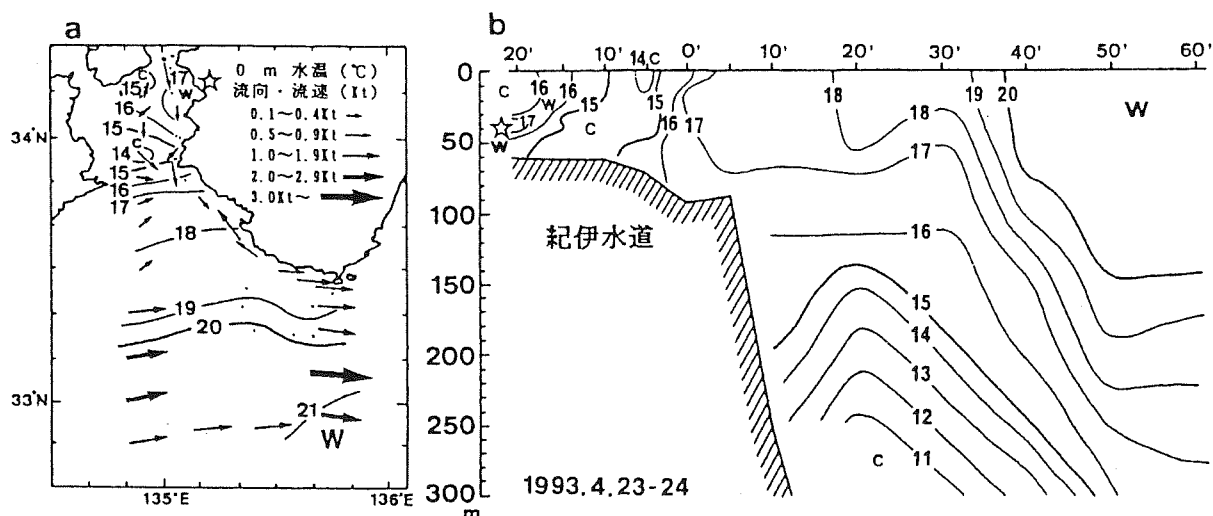


図10 1993年4月に観測された紀伊水道北部の孤立暖水
(a: 紀伊水道周辺の水温と流れ, b: 紀伊水道中央の水温断面)

示す。表面水温でみると紀伊水道北部の和歌山側に17°Cの孤立暖水（図中の☆印）があり，紀伊水道入口は徳島側からの15°C以下の低水温でおおわれている。紀伊水道中央における水温の南北断面では，紀伊水道北部の水深35~48mに水温逆転を伴った17°Cの孤立暖水があり（図中の☆印，塩分34.4），水道入口には16°Cの等温線で示される顕著なフロントがみられる。フロントのすぐ北側には表層から底層まで15°C以下（塩分は33.6以下）の内海系水が分布している。

この観測結果と前述の水温変動や衛星画像などから，孤立暖水は次のような過程で形成されたと考える。4月21日から26日にかけて紀伊水道内部に侵入した暖水は，その直後の26~27日に徳島側から南下流出した内海系水によって水道入口がおおわれ，水道北部に孤立暖水となって残ったと推定できよう。この暖水内でパッチ網によってシラスが漁獲された。シラスは暖水侵入とともに紀伊水道北部まで運ばれたと考えられる。

2-4 紀伊半島先端付近で観測された短周期の水温ジャンプと暖水舌

紀伊半島西岸の先端付近で，1993年12月に約4日周期の水温変動が観測された。水温ジャンプ直後にあたる12月16日の衛星画像とともに図11に示す。周期的な水温ジャンプは，図中に矢印で示したように12月15日から24日までに3回起きている。水温上昇幅は数時間で約2°C，その周期は約4日であった。水温ジャンプはK2で始まり，K3ではこれよりも約20時間遅れていた。K2とK3の間では“振り分け潮”となることがあるので水温ジャンプがK2からK3へと直接伝播した根拠はないが，ここでは12月16日の衛星画像にみられるように暖水が沿岸に沿ってK2からK3へと伝播したと仮定すると，水温ジャンプの時間差からその速度は約40cm/sとなる。紀伊半島西岸に沿って侵入する黒潮からの暖水舌（あるいは暖水ストリーマー）によって，水温ジャンプとその伝播が短期間で繰り返し起きていたことが示唆される。

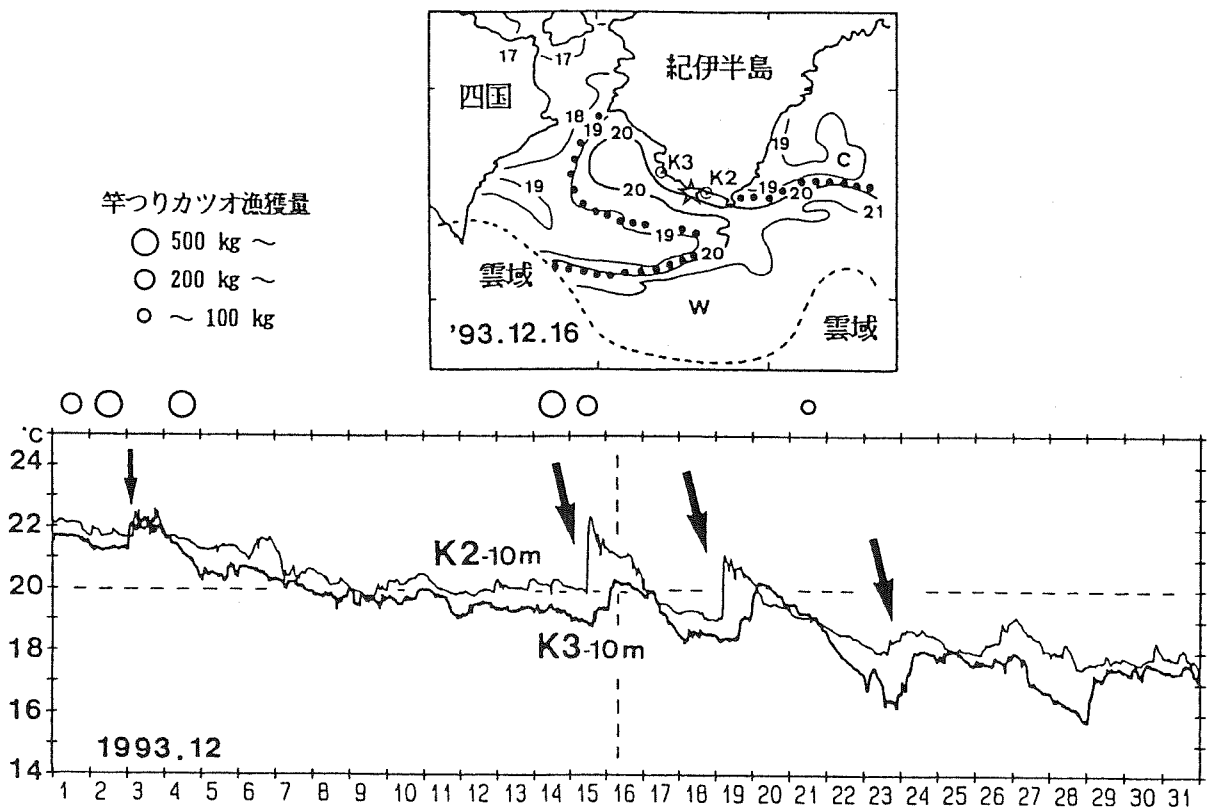


図11 紀伊半島先端付近で観測された短周期の水温ジャンプと暖水舌
 (上段; 1993.12.16の人工衛星水温分布, 下段; St.K2とSt.K3の水温変動)

K2のごく沿岸部の天然礁付近(図中の☆印)で, 12月としては大変珍しくカツオ竿つり船の操業があった。そのカツオ漁獲量などを, 図中に丸印で示す。カツオは暖水侵入のころに間欠的に漁獲されており, 短周期の黒潮系暖水侵入と関係があるようである。

謝 辞 紀伊水道北部の由良(O2)と福良(K7)における水温観測結果の提供および沼島(K6)における水温連続観測の実施には, 兵庫県立水産試験場資源部長 丹下勝義氏と堀 豊氏のご協力をいただきました。ここに深く感謝いたします。

文 献

- 秋山秀樹(1993): 南西外海の資源・海洋研究, 9, 1-14.
- 関根義彦(1992): 水産海洋研究会報, 56(1), 13-22.
- 藤本 実(1985): 南西水研報, 19, 87-97.
- 藤本 実・百田方子・坂本久雄・中川倫寿(1985): 南西水研報, 19, 99-109.
- 藤本 実・坂本久雄・中川倫寿(1988): 海と空, 64(3), 129-144.
- 花岡藤雄(1971): 日本南西沿岸沖合海域における漁海況情報の迅速化に関する試験実施の概要,

- 水産庁調査研究部・南西海区水産研究所, 61-65.
- 金丸誠司 (1990): 昭和 63 年度和歌山県水産試験場事業報告, 100-138.
- 川崎 清・松本孝治・稲掛伝三・横内克巳・松尾 豊・友定 彰 (1992): 平成 3 年度地球環境遠隔探査技術等の研究—研究成果集—, 科学技術庁研究開発局, 51—58.
- 木村伸吾・杉本隆成 (1988): 水産海洋研究会報, 52, 221-228.
- 松本孝治 (1993): 平成 5 年度中央ブロック長期予報会議資料, 中央水産研究所, プリント P3.
- 西村昭史 (1987): 海洋科学, 19, 434-440.
- 小川嘉彦・若林 清 (1992): 中央水産研究所研究報告, 4, 71-89.
- 阪本俊雄 (1991): 海と空, 66, 347-366.
- 阪本俊雄 (1992): 南西海区ブロック海洋研究会報告, 9, 13-18.
- 杉本隆成 (1975): 水産土木, 12(1), 1-8.
- 杉本隆成・秋 孝尚 (1992): 沿岸海洋研究ノート, 30(1), 45-57.
- 水産庁調査研究部・南西海区水産研究所 (1971): 日本南西沿岸沖合海域における漁海況情報の迅速化に関する試験実施の概要, pp111.
- 武岡英隆 (1993): 沿岸海洋研究ノート, 30 周年記念特別号, 63-72.
- TAKEOKA, H and T. YOSHIMURA (1988): J. Oceanogr. Soc. Japan, 44, 6-16.
- 竹内淳一 (1980): 昭和 55 年度南西海区長期予報会議資料, プリント, P5.
- 竹内淳一 (1988): 関東・東海ブロック水産海洋連絡会報, 17, 2-3.
- 竹内淳一 (1989a): 水産海洋研究会報, 53(3), 242-254.
- 竹内淳一 (1989b): 南西海区ブロック海洋研究会報告, 6, 1-3.
- 竹内淳一 (1990): 南西海区ブロック海洋研究会報告, 7, 1-7.
- 宇田道隆 (1941): 海洋の科学, 1(1), 24-27.
- 吉田昭三 (1961): 水路要報, 67, 54-57.
- 吉岡 洋 (1971): 海と空, 46(2), 31-44.