TUMSAT-OACIS Repository - Tokyo University of Marine Science and Technology (東京海洋大学)

# 紀伊半島周辺の海洋構造と変動および漁業への影響



| メタデータ | 言語: Japanese |
| --- | --- |
| | 出版者: |
| | 公開日: 2008-03-31 |
| | キーワード (Ja): |
| | キーワード (En): |
| | 作成者: 竹内, 淳一 |
| | メールアドレス: |
| | 所属: |
| URL | https://oacis.repo.nii.ac.jp/records/750 |

# 紀伊半島周辺の海洋構造と変動
# および漁業への影響

東京海洋大学附属図書館
200490660
寄贈

竹　内　淳　一

２００４

# 目　次


## 第1章　はじめに

1-1. 紀伊半島周辺域の地形と漁業の概要 ---------- 1
1-2. 研究の動機・背景 ---------- 3
1-3. 論文の構成 ---------- 5

## 第2章　紀伊半島南方での黒潮の流路パターンと紀伊半島周辺海域の海況

2-1. はじめに ---------- 7
2-2. 解析に用いた資料 ---------- 7
2-3. 黒潮の流路パターンと各パターンに対応する紀伊半島周辺域の海況特性 ---------- 8
2-4. 黒潮離岸距離と紀伊半島沿岸域の海況 ---------- 10
2-5. まとめ ---------- 11

## 第3章　黒潮直進時の紀伊半島先端付近の流れと振り分け潮

3-1. 黒潮直進時の紀伊半島先端付近における海洋の微細構造 ---------- 17
3-1-1 はじめに ---------- 17
3-1-2 実施した観測航海と用いた資料 ---------- 17
3-1-3 黒潮直進時の紀伊半島周辺の海況 ---------- 18
3-1-4 潮岬東方に現れる冷水渦 ---------- 18
3-1-5 潮岬を境とする沿岸水の分離と串本・浦神検潮所の水位差 ---------- 19
3-1-6 トビウオ漁場と紀伊半島先端部付近の海況 ---------- 20
3-1-7 おわりに ---------- 23
3-2. 紀伊半島南西岸の代表的な流れのパターン、特に振り分け潮について ---------- 31
3-2-1 はじめに ---------- 31
3-2-2 和歌山水試による観測と、利用した資料 ---------- 31
3-2-3 流れの分類と、各パターンの生起確率 ---------- 32
3-2-4 振り分け潮の分岐点の位置 ---------- 33
3-2-5 陸岸に平行な観測線上での流れの発散 ---------- 33
3-2-6 黒潮の離岸距離と流れの発散値の関係 ---------- 36
3-2-7 黒潮流軸位置と流況パターン ---------- 36
3-2-8 おわりに ---------- 37
3-3. 振り分け潮の安定性と水平構造 ---------- 49
3-3-1 はじめに ---------- 49
3-3-2 観測と使用した資料 ---------- 49
3-3-3 クルーズ II で観測された海況 ---------- 50
3-3-4 クルーズ I で観測された海況 ---------- 52
3-3-5 クルーズ III で観測された海況 ---------- 54
3-3-6 クルーズ IV で観測された海況 ---------- 55
3-3-7 時間単位の串本・浦神間水位差と南西岸沖の海況 ---------- 56
3-3-8 まとめと考察 ---------- 57

## 第4章　熊野灘南部海域における中規模現象


4-1. はじめに ---------- 75
4-2. 熊野灘海域に進入する暖水舌 ---------- 75
4-2-1 はじめに ---------- 75
4-2-2 観測 ---------- 77
4-2-3 1972 年 12 月から 1980 年 6 月までの冬季を中心とした水温変動の特性 ---------- 78
4-2-4 水温の上昇ジャンプの観測例 ---------- 79
4-2-5 まとめと漁業への影響 ---------- 82
4-3. 南風による沿岸湧昇 ---------- 91
4-3-1 はじめに ---------- 91
4-3-2 観測 ---------- 91
4-3-3 定置水温連続記録に現れた水温変化 ---------- 92
4-3-4 沿岸湧昇域の広がりと、その変化 ---------- 93
4-3-5 沿岸湧昇現象と串本・浦神の水位差について ---------- 94
4-3-6 沿岸湧昇の発生を示す他の事例について ---------- 95
4-3-7 沿岸湧昇に伴う漁獲量と魚種組成の変化 ---------- 97


## 第5章　紀伊水道の海況特性と底層冷水の生物生産の関係


5-1. はじめに ---------- 107
5-2. 観測と資料 ---------- 108
5-3. 紀伊水道南部海域の海況特性 ---------- 110
5-3-1. 反時計回りの渦と振り分け潮 ---------- 110
5-3-2. 渦の鉛直構造 ---------- 111
5-3-3. 紀伊水道への暖水の進入現象 ---------- 112
5-4. 紀伊水道北部海域に見られる底層冷水 ---------- 124
5-4-1. 夏季底層冷水の定義 ---------- 124
5-4-2. 底層冷水の出現状況 ---------- 124
5-4-3. 黒潮離岸距離と底層冷水 ---------- 125
5-5. 底層冷水と栄養塩 ---------- 136
5-5-1. 夏季底層冷水中の栄養塩類 ---------- 136
5-5-2. 1995 年夏季の強化観測 ---------- 138
5-6. 紀伊水道北部海域の生物生産 ---------- 151
5-6-1. プランクトン量の経年変動 ---------- 151
5-6-2. 底層冷水とプランクトン量 ---------- 151
5-6-3. 紀伊水道での漁業資源とその長期変動 ---------- 153
5-7. むすび ---------- 161

第6章　まとめと今後の課題 ---------- 163

謝　辞 ---------- 167

文　献 ---------- 168

# 第1章　はじめに

## 1-1.　紀伊半島周辺海域の地形と漁業の概要

紀伊半島周辺の漁場は、地形や大陸棚の発達の状況、黒潮の流路や黒潮内側域の海況によって、Fig. 1-1 に示すように熊野灘南部、紀伊水道南部、紀伊水道北部の 3 つの海域に分けることができる。紀伊水道は南に大きく開いており、紀伊半島南端の潮岬と四国側の南端室戸岬の間は約 150km で、これを結ぶ線の北側を広義の紀伊水道と呼ぶ。しかし、日ノ御埼と蒲生田岬を結ぶ線の北側では急に狭く、両地点間の距離は約 28km で、この北側の大部分は水深 40-65m の平坦な陸棚域で占められ、狭義の紀伊水道と呼ばれる。この論文では、この線から北側を紀伊水道北部海域、南側を紀伊水道南部海域と呼ぶことにする。紀伊水道は、海況の多様性もあり、日本でも海洋生物の種類が豊富な海域で（西村　1981）、これまでに、1,100 種の魚類が確認されており（荒賀・田名瀬　1966）、この内、700 種あまりが漁獲対象となっている（多々良ほか　1965）。

### 熊野灘南部海域

紀伊半島沿岸東部の熊野灘は、急峻な紀伊山地が海岸まで迫り、海岸線は小さく湾曲して、多くの小さな内湾を形成しているリアス式海岸である。熊野灘南部海域は、大陸棚が狭く、約 2000m の水深をもつ熊野舟状海盆が距岸 5-10km まで迫っている。この海域は海洋に広く開けていることから、黒潮の影響を強く受け暖水系の回遊魚が来遊する。ブリ定置網（奥　1960）を中心に、サンマ流し刺網・棒受網（工藤　1972）、メジカ（マルソウダ）棒受網、カツオ・マグロひき縄、カツオ竿釣、マグロはえ縄、サメはえ縄、小型捕鯨、鯨類（イルカ）追込網、イルカ突棒、モジャコ採捕、イセエビ刺網、採介採藻、ハマチ・マダイ養殖、真珠・ヒオウギ貝養殖などの多種多様な漁業が古くから活発に行われてきた。

### 紀伊水道南部海域

紀伊水道南部海域は開放型の海域で、そこでの漁業も黒潮など外洋からの強い影響を受け、代表的な漁業はひき縄漁業とまき網漁業である。ひき縄漁の漁場は黒潮の南縁と北縁、および沿岸域に流入してくる暖水域に形成され、黒潮前線漁場と呼ぶことができる。冬季から春季には大多数の小型船が、カツオやマグロ類（ヨコワ：クロマグロの幼魚、キハダ、ビンナガなど）など、大回遊の途中で来遊する高度回遊性魚類を対象に操業する。カツオやマグロ類の来遊が少ない 6-12 月には、棒受網漁業や一本釣漁業などが行われる。棒受網漁業はウルメイワシ・小アジなどを対象として、田辺～切目埼の湾入沿岸部と潮岬周辺の湾入部を中心に行われる。一本釣の代表的なものには、田辺湾を中心としたイサキ釣りと切目埼～日ノ御埼でのハマチ（ブリ幼魚）釣りがある。また、紀伊半島西岸に沿った瀬戸埼～江須埼の陸棚から陸棚斜面付近で、夏季～秋季にスルメ一本釣が行われる（工藤　1971, 武田・阪本　1989）。

代表的漁業のひとつであるまき網漁は、アジ類、サバ類、イワシ類などの浮魚類を対象としてお

り、その漁場は紀伊半島西岸の中央部海谷周辺の陸棚上と、瀬戸埼～切目埼付近の水深 150m 以浅の陸棚域が中心で(阪本 1991, 樫山 1994, 武田 2002a, 2002b)、紀伊半島西岸沿いに流入してきた黒潮系暖水と沿岸水の潮境に形成される。

日ノ御埼から田辺湾までの小さな湾入部の沿岸部では、シラスを対象として 3-6 月に船びき網漁業が(堀木 1983, 堀木・吉村 1987)、1-2 月には日高川河口を中心に海産稚アユの採捕が行われている(堀木 1988, 1991)。昭和 30 年代以降、田辺湾の湾奥でハマチの養殖が盛んになり、現在ではマダイを中心とした養殖が行われている。

南部海域の紀伊半島先端の潮岬付近では、局地的な漁業としてトビウオやキビナゴを対象とした流し刺網漁やまき網漁が行われる(坂詰 1959, 小川 1988, 白藤・武田 2001, 白藤 2004)。この漁場は、黒潮の直接の影響を受ける潮岬周辺沿岸部に限られている。なお、この潮岬付近の沿岸域には、サンゴ類を採集する特異な漁業が昭和 40 年代初めまで残っていた(財団法人 日本自然保護協会 和歌山県海中公園学術調査報告 1966)。

**紀伊水道北部海域**

この海域には、北方の友ケ島水道から大阪湾の沿岸水が、鳴門海峡から瀬戸内海の沿岸水が流れ込んでおり、吉野川、那賀川、紀ノ川などの淡水の影響も受けている。冬季には、低温・低塩分の沿岸系水と高温・高塩分の沖合黒潮系水の間に顕著な海洋前線ができる(吉岡 1971, 吉岡ほか 1977, 吉岡 1988)。この前線の位置は、ほぼ陸棚の縁辺部、すなわち南部海域との境界線、日ノ御埼と蒲生田岬を結ぶ線の近くにある。この海域は沖合に向かって開いているため、しばしば黒潮系暖水が表層を進入して沿岸水との間に顕著な潮境を形成する。また、夏季には低温・高塩分で栄養塩に富んだ海水が、陸棚の下層に進入して、底層冷水を形成することがある。この底層冷水はこの海域への栄養塩の供給源として注目されている(例えば、藤原ほか 1997, 竹内ほか 1997, 金田・上田 1998)。紀伊水道北部海域とそれに隣接する瀬戸内海域は、幼稚魚の育成場であり、紀伊水道地方群(瀬戸内海東部群)の資源形成に重要な働きをしている(阪本 1987)。

この海域の代表的な漁業は、小型底びき網漁業と船びき網漁業である。小型底びき漁業は、タチウオを主対象として水道中央部の広い範囲で周年行われる。タチウオは、そのほとんどが小型底びきで漁獲される(阪本 1982)が、近年は一本釣でも重要な漁獲対象種となっている。船びき網漁業は、春季から秋季のシラスおよび冬季のイカナゴを対象として、日ノ御埼から友ケ島までの小さな湾入部を中心に行われる(堀木 1983, 吉村 1987)。

この他にも、友ケ島周辺や湯浅湾周辺を中心に、一本釣、底はえ縄、刺網、定置網、潜水、蛸壺などの多種多様な漁業が行われ、対象魚種の多くは瀬戸内海と外海とを出入りする内海・外海交流種(例えば、サワラ、トラフグ、タチウオ、マルアジ、マサバ、マナガツオ、ブリなど)であり、底魚類のいくつかもこの交流種(例えば、ハモ、マアナゴ、クルマエビなど)に含まれる(例えば、多々良ほか 1965, 阪本 1990)。この他、内湾に定着するイカナゴ、カレイ類、スズキ、さらにメバル、カサゴ等の磯魚類、アワビ類、サザエ等の貝類、マダコ、アオリイカ等のイカ・タコ類、ナマコ、アカウニ

等のウニ・ナマコ類、その他テングサ類、ワカメ等の海藻類など、数多くの水産生物が漁獲される（堀木 2001, 2002）。

## 1-2. 研究の動機・背景

黒潮の流路は非常に特徴的で、本州南岸に沿って直進する流路と、紀伊半島沿岸から遠州灘にかけて大きく迂回する流路に分かれるとされている（例えば Taft 1972, Kawabe 1985）。黒潮流路は短時間で変化する不安定なものではなく、一度、特定の流路を取ると数カ月から数年にわたって安定して持続する。

潮岬南沖を流れる黒潮の離岸距離は、直進流路で小さく、大蛇行流路で大きい。従って、紀伊半島沿岸の海況は、黒潮流路の影響を強く受ける。紀伊半島付近では、この二つの流路型を判別する基準として、黒潮が潮岬から「20 マイル以内」に接岸するか、「30 マイル以上」に離岸するかが経験的な目安になっている。Kawai（1969）は、奄美大島から房総半島東沖に至る4つの海域において黒潮主軸をあらわす指標等温線を統計的に求め、その中で潮岬南沖での黒潮主軸は 200 m深の水温が 16℃であるとした。この統計的推定結果を応用して、川合（1969）は、それまで基準が明確でなかった黒潮の離接岸の程度をあらわす「やや」、「かなり」、「著しく」などの表現について合理的な基準を提案した。それに示された潮岬南沖における「接岸」と「やや離岸」の二つの階級を区分する離岸距離は 26 マイルであり、この数値は前述の経験的な目安とした離岸距離にほぼ一致する。一方、潮岬沿岸から房総半島沿岸の旧東海区水産研究所と各県水産試験場の海況担当者たちは、黒潮流路の蛇行状態の違いによって、黒潮内側反流の発達や地先の海況のパターンがおおよそ決まることを知り、この経験則を共通認識として海況予測に利用してきた。

このようなことから、紀伊半島周辺域では、黒潮が「20マイル以内」あるいは「30マイル以上」のどちらの離岸距離で流れるかによって、その沿岸域の海況パターンが基本的に異なることがわかっていたが、その理由は明らかではなかった。

一方、紀伊半島先端の潮岬から白浜に至る紀伊半島南西岸沿いには、ある地点から流れが東西に分かれる振り分け潮と呼称されている特異な流況パターンがあり、現地の漁業者や紀伊水道を通過する航海者に知られていた。水産関係の研究者の多くも、この流れに注目し、紀伊半島沿岸に流入する黒潮からの分枝流として紀南分枝流の名称で呼ばれていた。しかし、この振り分け潮あるいは紀南分枝流の存在は、水温・塩分の分布、魚卵・稚仔の分布、潮目の方向、船の偏流などから推定されていただけで、流れの実測を基にした研究は阪本（1992a）の報告のみであり、その構造や発生頻度などの詳細はわかっていなかった。

紀伊半島先端の東西に位置する串本と浦神間の水位差は、黒潮の流路をモニターするのに使われてきた。しかし、潮岬を挟んで直線距離でわずか約 15km しか離れていない二つの検潮所間の水位差によって黒潮の流路をどこまでモニターできるか、どのような海況条件の時に水位差変動が起こるのか、その詳細は明らかにされていなかった。この水位差も、紀伊半島先端にあらわれる

特異現象の一つであり、しかも、この水位差に代表されるような小さなスケールの現象を明らかにするためには、潮岬周辺の微細海洋構造を観測する必要があった。このため、三重大学の練習船「勢水丸」による数回にわたる特別観測が実施された。

紀伊半島周辺における黒潮の影響は、まず紀伊半島先端付近にみられる振り分け潮などの特徴的な流れに現れ、つづいて隣接する海域(熊野灘南部海域と紀伊水道海域)の海況特性に影響が及ぶと考えられる。したがって、紀伊半島先端付近の特徴的な流れの実態と変動機構を明らかにすることは、これに隣接する海域で起こる海況変動を解明する上で重要なことである。

振り分け潮の一方の東向流は、潮岬を越えると熊野灘の沿岸水と接し熊野灘南部海域の南端で顕著な黒潮フロントを形成する。振り分け潮のもう一方の西向流は、紀伊水道入口の陸棚付近で内海系水と接し、紀伊水道北部海域と南部海域との間で、顕著な紀伊水道フロントを形成する。紀伊半島周辺の海況と漁況に関する研究を進める上では、まず振り分け潮の構造と変動特性を明らかにし、次にこの振り分け潮に関連して形成されるフロントに接する隣接海域の海況について議論を進めた。

沿岸域で起こる短期変動に関連して、熊野灘南部海域の定置網漁業者は操業時に水温、流れ、透明度などを長年にわたり観測記録し、海況が急変するときに、しばしば大漁になることを経験的に知っていた。また、この熊野灘南部では春から夏の季節に強い南西風(まぜ)が吹くと、採貝漁業者は急激な水温低下が起こるため長い時間潜っていられないことを体験し、養殖漁業者は魚の摂餌が突然悪くなることを経験していた。浦神湾の養殖漁業者は、強い南西風が吹いた後には、水温が急激に下がるとともに透明度が良くなることを観察して、この現象を「わき潮(湧きシオ)」と呼称していた。この名称は、その原因までも的確に表したものである。これらの事例では、いずれも、漁業者の現場経験から、その海域に発生する特異な現象を適切な短い言葉で表現している。漁業者は、とくに短期変動に強い関心を寄せ、各地に気象、海況、漁況に関する経験的なことわざを残した。地先特有の海況や漁況に関する現象、とくに短期変動を理解するには、地域で育ち経験を積み重ねた漁業者の観察と伝承が役立つ。

地域における海況と漁況の研究は、漁業者あるいは水産研究者が経験や伝承してきた地先特有の海況変動現象に注目し、その実態と変動機構を観測から科学的に説明する役割がある。このような視点に立つことで、これまであまり取り上げられることのなかった地先特有の現象が解明され、地域の漁業に貢献できると考える。

## 1-3.　論文の構成

このような視点から、本論文では黒潮の直進流路と大蛇行流路による紀伊半島沿岸域における海況の違いを概説し、まず、第2章で黒潮離岸距離に伴う沿岸域の水温特性を明らかにした。次に、第3章では、振り分け潮に代表される紀伊半島先端部の流れを ADCP 観測から詳しく調べ、半島先端付近にみられる特徴的な流れの実態を明らかにし、その特異性と発生機構について議論した。つづいて、第4章では熊野灘南部海域にみられる特徴的な現象、紀伊半島のすぐ東方に発生する冷水渦とその外縁に沿って進入してくる暖水舌の現象、および南風が吹き続くときに発生する沿岸湧昇現象を解析し、漁業に与える影響を調べた。そして、第5章では紀伊水道北部海域の海況と漁況に大きな影響を与える紀伊水道における表層暖水と底層冷水の進入現象を、定線観測資料、定置観測点における水温の連続観測資料、ADCP 観測資料などを利用して解析した。底層冷水現象に関しては、栄養塩類、プランクトン量、各種漁獲量などの長期変動との関係についても検討した。最後の第6章では、研究のまとめと今後の課題について述べる。

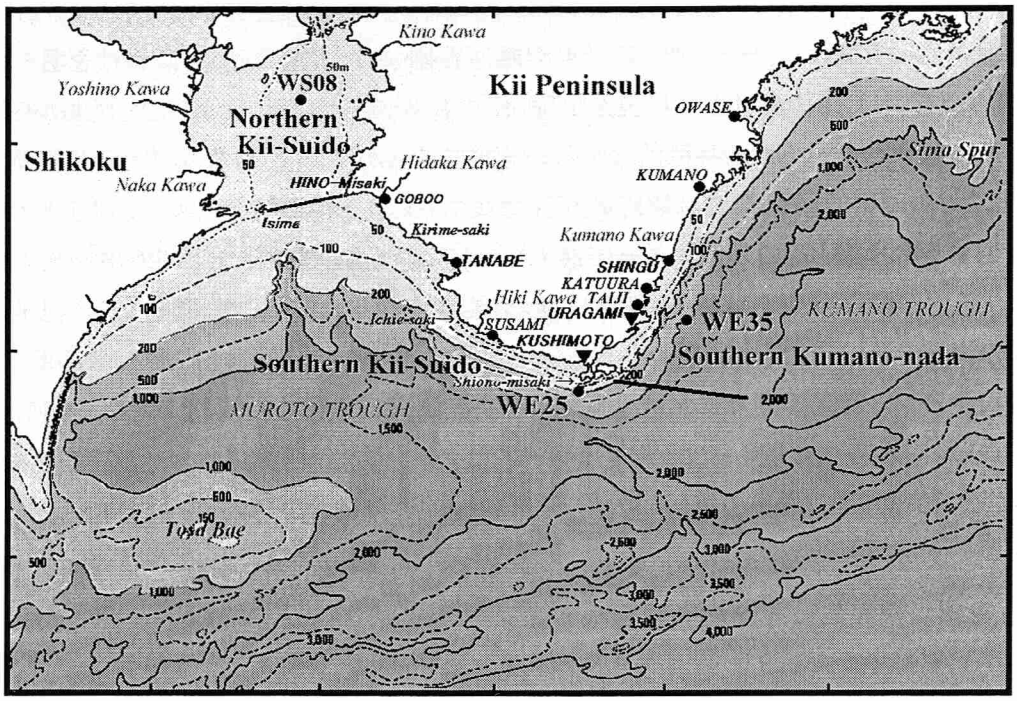


**Fig. 1-1.** Location of the study area in this paper. The area is divided into the southern Kumano-nada, the southern Kii Channel, and northern Kii Channel. Locations of observation points, WS08, WE25 and WE35 which are selected as representative points for the northern Kii Channel, the southern Kii Channel and the southern Kumano-nada, respectively. The locations of two tide gauge stations at Kushimoto and at Uragami are shown with ▼. Bottom topography is shown. Numerals attached to bottom contours indicate depth in m. Locations of main rivers, of main capes, and of main cities and towns are given.

# 第2章　紀伊半島南方での黒潮の流路パターンと紀伊半島周辺海域の海況

## 2-1.　はじめに

黒潮には直進流路と大蛇行流路の 2 つの安定した流路があり(例えば、Taft 1972, Kawabe 1980a, 岡田 1978)、紀伊半島付近ではこの 2 つの流路を判別する基準として潮岬南沖を流れる黒潮の離岸距離が経験的な目安になっていることを、第1章で述べた。

このような黒潮の 2 つの安定した流路間の遷移過程には、次のような特徴のあることが知られている。大蛇行流路から直進流路への転換時の海況変化は、それが大蛇行流路の東端、伊豆半島沖の流路変化に関連しており、その影響は紀伊半島周辺海域に顕著には現れない。この場合には、直進時に現れる串本・浦神間の水位差に見られる大きな短周期の変動にも隠され、変動の時期を示す明確なシグナルは認めがたい。これに対して、直進流路から大蛇行流路に変わる場合には、紀伊半島の沖合を小蛇行が通過した直後に、それが急激に発達して大蛇行流路に成長することから、沿岸域の海況に現れる影響も直接的である(藤本ほか 1988)。この場合には、串本・浦神間の水位差に非常に明瞭な変化が現れる(Kawabe 1980a)。このように、紀伊半島周辺の海況は、大蛇行流路の発生前後、すなわち黒潮小蛇行が潮岬を通過する前後に、非常に大きく変わることが指摘されている。

本章では、紀伊半島周辺の海況に影響する黒潮流路について、直進流路と大蛇行流路の2つ代表的なパターン、ならびに小蛇行が潮岬を通過する前後の 2 つのパターン、合計 4 つのパターンに分類して示すと共に、それぞれのパターンの特徴について概説する。また、第1章で定義した 3 つの海域について、それぞれを代表する観測点を選び、そこで観測した水温と潮岬沖での黒潮流軸の離岸距離との相関を検討して、黒潮離岸距離に伴う沿岸域の水温特性を示す。黒潮離岸距離が紀伊水道周辺海域に大きな影響を与えることを示す。

## 2-2.　解析に用いた資料

紀伊半島周辺の黒潮を含めた流況をみるには、海洋保安庁水路部(現海洋情報部)発行の海洋速報(以下海上保安庁海洋速報と略記する)、海上保安庁第五管区海上保安本部発行の五管区海洋速報、和歌山水試が発行している黒潮沖合調査速報などを利用できる。これらは、発行される直前の種々の機関が行った海洋調査情報や、衛星画像情報などを総合して作成されている。この論文では、これらの速報を利用して潮岬から南方に伸びる線上で測った、潮岬から黒潮流軸までの距離を黒潮の離岸距離として、黒潮の流路を示すパラメーターとして用いる。

この章の解析では、紀伊水道北部海域、紀伊水道南部海域、熊野灘南部海域のそれぞれを代表する観測点として、Fig. 2-1 に示す3つの測点、WS08(観測回数 1,104)、WE25(観測回数 653)、WE35(観測回数 375)を選び、1963～1995 年の 33 年間のデータを使用した。これらの観測点は、和歌山水試が毎月行っている定期観測の観測点に含まれるものである。ここでは、このそれぞれ

の測点から、0.6 マイル以内の領域で測られたものは、浅海・沿岸・沖合定線の別なくこの点での観測として解析に加えた。WS08 の観測数が多いのは、和歌山水試の浅海・沖合定線の他に徳島県水産試験場(現徳島県立農林水産総合技術センター水産研究所、以下徳島水試と略記する)・兵庫県立水産試験場(現兵庫県立農林水産技術総合センター水産技術センター、以下兵庫水試と略記する)の両水産試験場の資料も解析に加えたためである。WE25 の観測数がやや多いのは、沖合定線の測点(SI-2)資料を加えたためである。そして、WE35 の観測数が最も少ないのは、この測点が沿岸定線のデータのみからなっているからである。また、ここでは、季節変動を除去するために、各測点・水深ごとに、1 月 1 日から 12 月 31 日までの年日数に並べ替え、移動平均によって季節変動を求め、これを標準とする季節変動からの偏差値を解析に使用する(竹内 1987b)。水深 0-200m の間で測られた水温データを解析の対象としたが、 WS08 は水深が浅いので水深 65m までのデータを解析した。

紀伊半島沖では、200m 深における水温 15-16℃の等温線が、ほぼ黒潮流軸の位置を示すとされている(Kawai 1969, Kawabe 1985)。WE25 の表層への黒潮水の進入の勢力を示すために、水温 15℃の深度を用い、このパラメーターと黒潮の離岸距離との相関を調べた。

黒潮の離岸距離は、原則として、それぞれの観測日に最も近い海上保安庁海洋速報に記載されている潮岬南方の数値を使った。ただし、和歌山水試の沖合定線観測が実施されている場合には、その観測結果を優先して使用した。

## 2-3. 黒潮の流路パターンと各パターンに対応する紀伊半島周辺域の海況特性

すでに述べたように、本州南岸の黒潮には 2 つの安定した流路、直進流路と大蛇行流路があることが知られている。これを模式的に示したものが Fig. 2-2 の(a)および(b)である。これ以外にも、移行期の黒潮の流路について、特に大蛇行の消滅期において、多くのパターン分けが試みられている(例えば、吉田 1961, 小林ほか 1984; 1986)。しかし、これらは、遠州灘より東方、伊豆海嶺付近の黒潮流路に注目したものであり、紀伊半島周辺海域の海況にはほとんど関係しないので、ここでは論じない。

直進・蛇行の黒潮流路の違いにしたがって、紀伊半島周辺海域の海況に種々な中規模の現象が発生したり、消滅したりする。これらの現象も、Fig. 2-2(a) ,(b) に示す。これらについては第3章以下に詳述するが、主要なものをあげておく。第3章で論じる紀伊半島南西海岸域に生じる振り分け潮の現象は直進流路の時に現れる。第4章で論じる紀伊半島先端の東方に現れる冷水渦(冷水域)も黒潮直進時に典型的に現れる現象である。この時、紀伊半島南西海域には黒潮系の暖水が進入してくることが示され、潮岬の東方に形成される冷水渦に伴う冷水域との間で、海面水位の差が現れる(第3章)。これが、串本と浦神の 2 つの検潮所間で大きな水位差が現れる理由であり、黒潮流路の変化をモニターできることにつながる(第3章)。紀伊水道南部海域で生じる大きな違いは、直進時にはそこに大きな反時計回りの流れが生じるのに対して、大蛇行時には、そのよう

な卓越した流れは認められず、時計回りの流れが生じる場合もあることである。反時計回りの流れが紀伊水道北部海域に与える影響については、第5章で述べる。一方、黒潮大蛇行時には大冷水塊を大きく迂回する形で黒潮系暖水が熊野灘に流入することがあり、松本(1985, 1986)はこれを黒潮内側反流と呼んでいる。この流入は、小暖水渦の形をとることも多い(隈部・弘田 1984, Sugimoto and Kobayashi 1988, 木村・杉本 1990, Maekawa *et. al.*, 2002)。

黒潮の大蛇行流路から直進流路への移行は、通常、大蛇行に伴う大冷水塊が東に移動していき、伊豆海嶺の東方に去ることによって起こるが、紀伊半島周辺海域の変動は徐々に生じるようで、串本・浦神の水位差にも明確な遷移時期を示すような変動は現れない。これに対して、直進流路から大蛇行流路への変化は急激に起こり、串本・浦神の水位差の時間変動に、急激な上昇を示すジャンプが現れる(例えば、Kawabe 1980a)。九州南端の都井岬近くの黒潮流路に小さな蛇行が現れ、それが四国沖を東進し、紀伊水道沖から潮岬を越えて熊野灘に入ると蛇行が急速に成長して、大冷水塊をともなう大蛇行流路が形成されるといわれてきた(Shoji 1972)。しかし、Fujita *et al.*(1998)および永田ほか(1999)は、四国沖において東進しつつある小蛇行が直接観測された例がないことを指摘し、都井岬付近で発生した小蛇行の西縁の位置はその位置にとどまり、蛇行の幅を増しながら、東縁のみが東に進むと考えるべきだとしている。この東縁が室戸岬を越えると、四国沖の黒潮流路が急に北上して接岸し、紀伊水道のところに小蛇行が形成される。永田(2003)は、衛星画像からFig. 2-3に示すような大蛇行発生直前の四国沖での黒潮流路を示して、この説を補強している。蛇行東縁のみが東進するにせよ、小蛇行が東進するにせよ、それらの東縁の北流部が室戸岬を越すと、紀伊水道のところに小蛇行が観測され、それが潮岬を越えると、しばしば大蛇行に発展することには変わりがない。竹内・諏訪(2000)は、小蛇行の東縁が潮岬を越える前後のわずか数日で、潮岬周辺沿岸域の流況と海況が大きく変わる事例を示している。

この大蛇行の発生前後には、紀伊半島周辺海域の海況が激変するので小蛇行が潮岬を通過する直前と、潮岬沖を通過している時の黒潮流路と海況を模式的にFig. 2-2の(c)および(d) に示す。小蛇行が潮岬を通過する直前の海況は、直進流路の海況と本質的には変わらないが、紀伊水道沖で、この時すでに冷水塊の成長が見られ、紀伊水道沖に小蛇行が明確に現れる。これに伴い紀伊水道海域に黒潮系の暖水が流入する。このため、この海域の水温が著しく上昇する(竹内 1989b, 1990)。小蛇行が潮岬沖に達すると、紀伊水道内あるいは沖合の反時計回りの渦は著しく弱まり、不明確になる。これに対し、熊野灘南部岸沿いに直接的な黒潮本流の流入が起こる。その後、この黒潮は岸を離れ沖合に出るが、しばらくは、蛇行の位置が西に偏っており、藤本ほか(1988)や小林ほか(1986)は、この流路パターンをAs型として分類しているが、ほどなくFig. 2-2(b)の典型的な大蛇行流路に移行する。

紀伊水道周辺海域における大蛇行発生時を含めた流況の変遷については、吉田(1961)、藤本(1972, 1985a, 1985b)、殿谷(1981)など多くの研究がある。その移り変わりは、(a) → (c) → (d) → (b) の順で起こる。大蛇行流路(b) から直進流路(a) への変化は、大蛇行の位置が次第に東にずれ、蛇行が伊豆海嶺を跨ぐ形(C 型と呼ばれることが多い)になった後、大蛇行が消滅す

る。しかし、最近の海況はやや異常で、C 型のままでかなりの期間持続することもある(Toba and Murakami 1998, Maekawa *et. al.*2002)。

## 2-4. 黒潮離岸距離と紀伊半島沿岸域の海況

黒潮の直進流路、大蛇行流路などの流路パターン別に分類して、場合別に資料を統計解析して流路と沿岸海況との関係をみることは多くの研究者によってなされている(例えば、杉村 1979, 藤本・友定 1980, 小林ほか 1984; 1986, 坂本 1985, 西村 1987, Kawabe and Yoneno 1987, 長塚 1988, 松山 1992)。しかし、2 つの典型的なパターン間の遷移期の現象や、種々の短周期変動現象を含めて、黒潮流路との関係を論じるためには、黒潮流路の特性を示すパラメーターを導入する必要がある。潮岬から南方に測った黒潮の流軸位置(離岸距離)と串本・浦神の間の水位差に、明確な相関のあることは、多くの研究者が指摘している(例えば、藤田 1997)。そこで、この節では黒潮離岸距離と紀伊水道周辺の各海域との海洋特性の関係をみることにする。なお、この節の内容は竹内(1996, 1998)に発表したものである。

熊野灘南部海域、紀伊水道南部海域、紀伊水道北部海域のそれぞれを代表する 3 つの観測点 WS08、WE25、 WE35 を選んだ(Fig. 2-1)。このうち、WE25 は第1章における海域区分した紀伊水道南部海域の東端に近いが、潮岬から南方に伸びる定線上にあり、この線上で黒潮の離岸距離を決めているので選んだ。各点について標準的季節変動からの偏差を、1963 年から 1995 年の 33 年間の資料を用いて、黒潮の離岸距離を横軸にとってプロットしたものが Fig. 2-4 である。解析は種々の水深について行ったが、沿岸域への黒潮の影響をみるには 200m 深ではやや深すぎるようであるし、WE25(水深は 250m)では 200m 深のデータ数は 100m深に比べてかなり減少する。そこで、WE25(中図)、WE35(下図)については 100m 深の結果を示す。WS08(上図)での水深は 67m であるため 50m 深の結果を示した。65m 深の場合の方が、データのばらつきが小さくなるが、この場合も 65m 深のデータ数は、50m 深に比べてずっと少なくなるので 50m 深の結果を示した。図中で、実線で結んだ大きな黒点は平均値を示し、平均はデータ数がほぼ均一になるように区分した離岸距離のブロックごとに求めた。したがって、ブロックの幅は離岸距離が大きくなるほど大きくなっている。データの散らばりを示すために、ブロックごとの水温および離岸距離について、平均値のまわりの標準偏差をそれぞれ鉛直および水平の線分で示した。

離岸距離を定義した測線上の点 WE25(Fig. 2-4 中図)にまず注目してみよう。この図で特徴的なことは離岸距離 20-30 マイルのところに水温偏差の平均値に極小が現れることである。そして、離岸距離がここから小さくなっても、大きくなっても水温偏差の値が大きくなる傾向を示す。Fig. 2-5 に、表層の黒潮の影響の強さを示す水温 15℃の深度について、離岸距離を横軸にとった散布図を示す。水温偏差の極小の位置に対応して水温 15℃の深度に極小が出る傾向がある。

この 2 つの図から、黒潮の離岸距離が 20-30 マイルの時、沿岸域の海況に対して黒潮による暖水の影響が最も小さくなることがわかる。この 20-30 マイルという値に関して、藤田(1997)および

Nagata *et al.* (1999)の Fig.11(または本論文の第3章 Fig. 3-5)は、黒潮が直進流路の性質を持つ時と大蛇行流路の性質を持つ時を分ける離岸距離が 25 マイルであることを示している。紀伊水道・紀伊半島の沖合海域では水温断面に、黒潮のすぐ北側に等温線の盛り上がりが観測されることが多く、表面近くまで低温帯を形作ることがある。これが Fig. 2-4 b(WE25)で 25-30 マイルのところに、水温偏差の最小値がでる理由であろう。この水温極小帯については多くの研究者が言及している(藤本・百田 1984, 藤本 1985b, 藤本ほか 1988, 阪本 1987; 1990)。湧昇現象の存在によって説明される場合もあるが、その論拠は明確に示されていない。

熊野灘南部海域の WE35 については(Fig. 2-4 c)、離岸距離 20-30 マイルでの水温極小の傾向はみられず、離岸距離 10 マイルから 160 マイルまで、離岸距離の増大とともに水温偏差値が増大している。20-30 マイル以内に黒潮が接岸した場合に偏差値が小さくなる(低温になる)のは、この地点が第3章で論じる黒潮直進時に潮岬の東方に生じる冷水渦の影響を受けるためと考えられる。離岸距離の増大とともに偏差値が大きくなる(高温になる)のは、大蛇行流路の時に現れる黒潮内側反流による暖水が熊野灘南部にまで及ぶためである。

紀伊水道北部海域の WS08(Fig. 2-4 a)では、黒潮の直進時(離岸距離 25 マイル以下)に水温偏差値が大きくなる(高温となる)傾向がみられる。この海域の海況特性については第5章で論じるが、黒潮直進時には通常、陸棚沖に反時計回りの冷水渦が生じ、この冷水渦のまわりを流れてきた暖水が、海域の東岸沿いに流入してくる現象があり、その影響であろう。離岸距離 25-80 マイルの範囲で、低温傾向になることが示されているが、これは黒潮北縁の冷水帯では説明できない。この海域では夏季を中心に底層に底層冷水の進入してくる現象があり、その影響も考えられる。しかし、冬季の表面冷却に伴う対流は海底まで及ぶことが知られており、季節変化を含めた種々の要因が関係しているものと思われる。

## 2-5. まとめ

この章では、紀伊半島周辺海域に影響を与える黒潮流路パターンの分類を行うと共に、それぞれのパターンに対応する紀伊半島周辺海域の海況について概説した。また、この論文で流路パターンを代表させる潮岬から南方に伸びる線上で測った黒潮の離岸距離を用いた解析の一例を示し、このパラメータが紀伊水道周辺海域の海洋特性を分類するのに有用であることを示した。

次章以下では、紀伊水道周辺域の各海域、紀伊水道南部(潮岬周辺を含む)、熊野灘南部、紀伊水道北部などに特徴的に現れる中規模の現象に注目して、海域の変動特性や漁業との関連を議論する。ここでの概説が、以下の章における記述の背景を与え、理解を容易にすることを希望するところである。

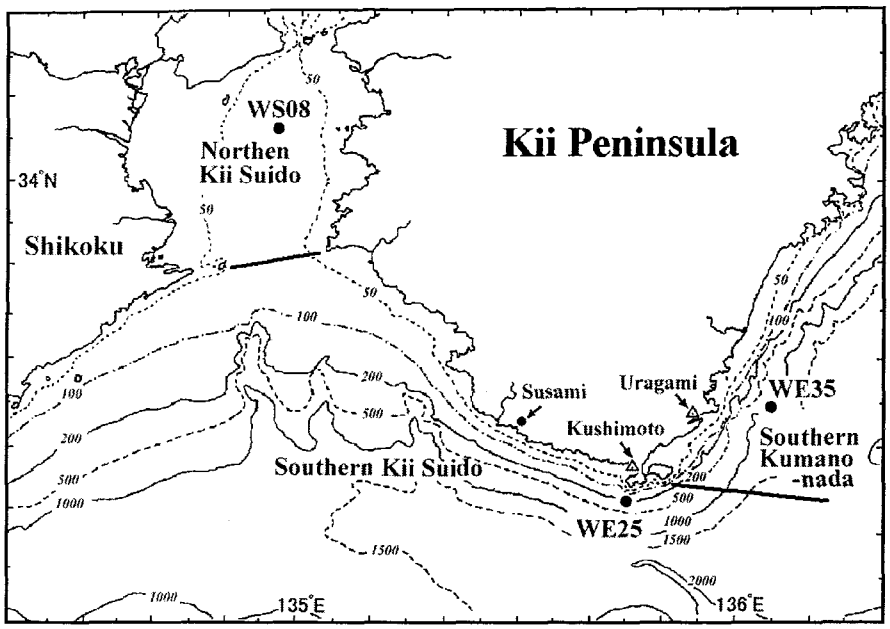


**Fig. 2-1.** Locations of observation points, WS08, WE25 and WE35 which are selected as representative points for the northern Kii Channel, the southern Kii Channel and the southern Kumano-nada, respectively. Bottom topography and the locations of two tide gauge stations at Kushimoto and at Uragami are shown with △.

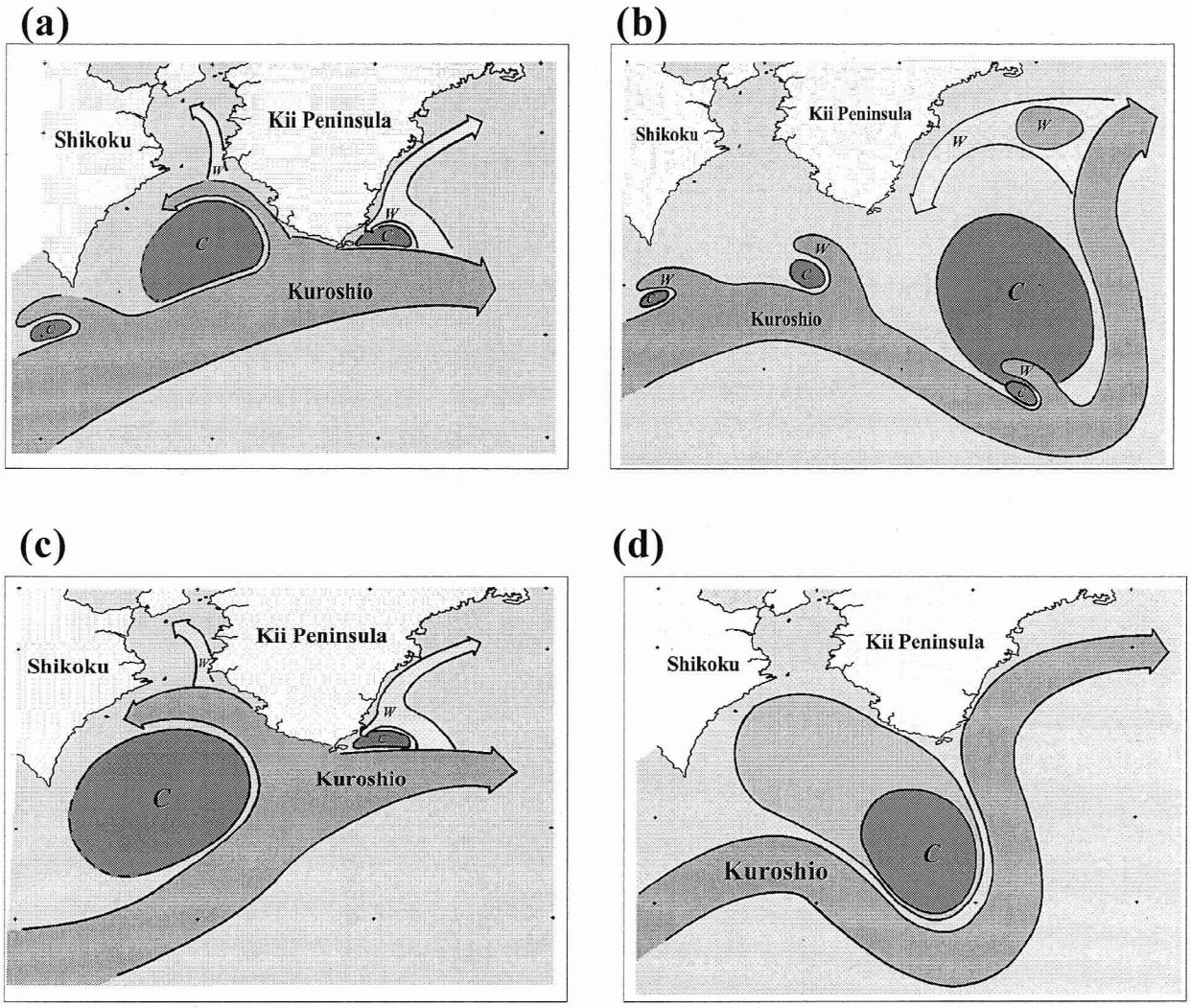


**Fig. 2-2.** Schematic representations of typical flow patterns of the Kuroshio in the vicinity of the Kii Peninsula: **(a)** at the time that the Kuroshio is flowing in a straight path, **(b)** at the time that the Kuroshio is flowing in a large meandering path. The Kii Bifurcation Current is usually observed off the southwest coast of the Kii Peninsula when the Kuroshio flows in the straight path. Warm water often intrudes along the edge of the large cold water off Enshu-nada into the Kumano-nada area. **(c)** and **(d)** indicate transient states from the straight path to the large meandering path. A cold water mass is developed off the Kii Channnel in the first stage **(c)**, and then the cold water mass passes Cape Shjionomisaki and is abruptly developed into a large area of cold water. The transition from the large meandering path to the straight path is gradual in the vicinity of the Kii Peninsula.

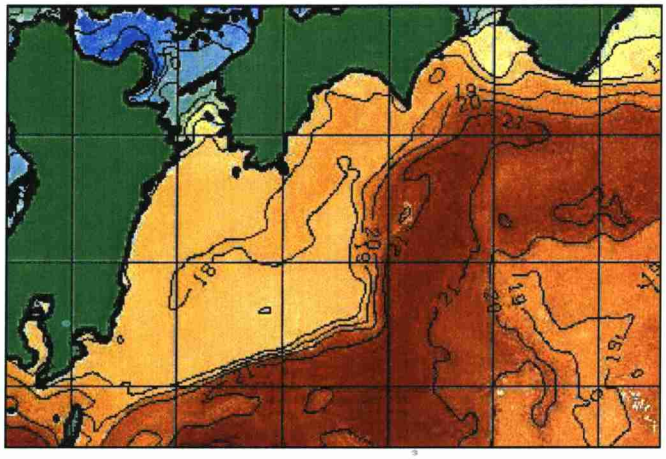


**Fig. 2-3.** Satellite image of the surface temperature distribution just before the development of a cold water mass off the Kii Channel prior to the formation of the large meandering path of the Kuroshio. Numerals attached to isotherms indicate the temperature in ℃ which is also differentiated by coloration. The picture was taken by the Fisheries Research Division, Mie Prefectural Science Technology Center (Nagata, 2003).

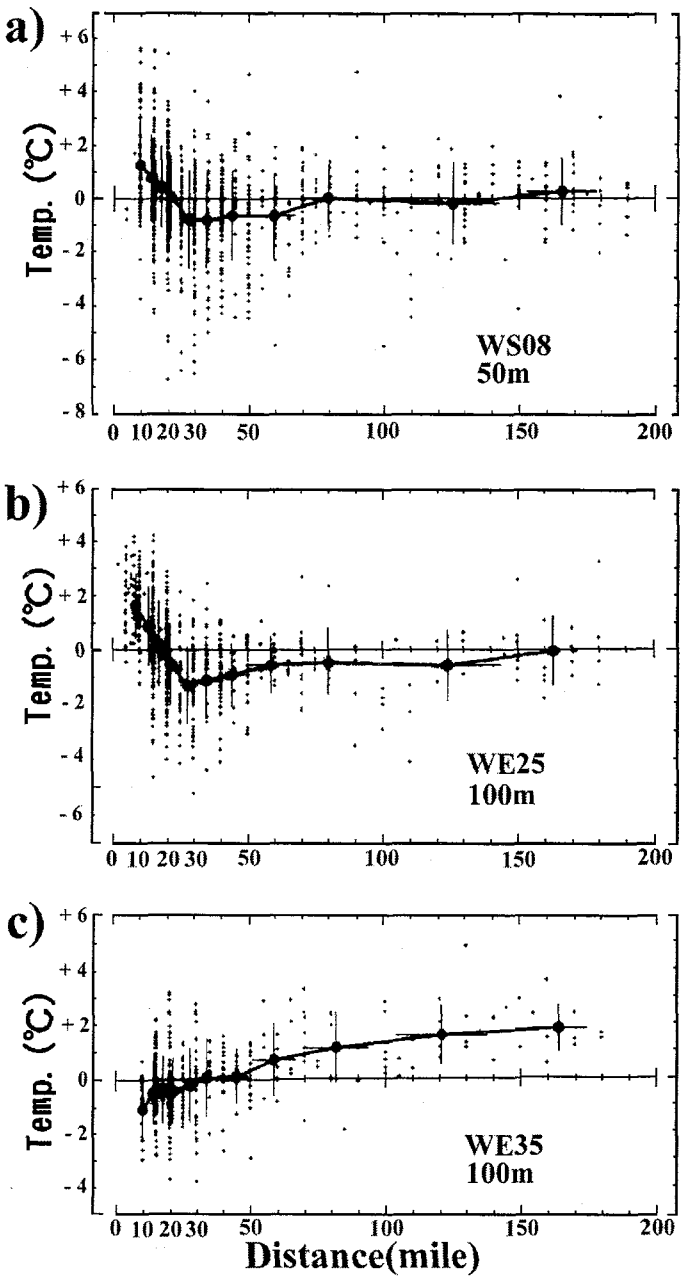


**Fig. 2-4.** Temperature anomalies (in ℃) from the standard averaged seasonal variation (an example of the standard variation is shown in Fig. 5-14 for WS08) are plotted against the separation distance (in nautical miles) from the Kuroshio axis measured southward from Cape Shionomisaki: **a)** for the temperature at 50m depth at SW08, **b)** for that at 100m depth at WE25, and **c)** for that at 100m depth at WE35. Data observed in the period from 1963 to 1995 were used. Data are grouped for segments along the horizontal axis. The widths of the segments were selected so that all segments include roughly the same number of data. So, the width of the segment tends to increase as the distance of the Kuroshio axis increases. Black circles connected with bold line in the figure is the averaged temperature value for each segment. Vertical and horizontal bars attached to each black circle indicate standard deviations of temperature and distance for each segment.

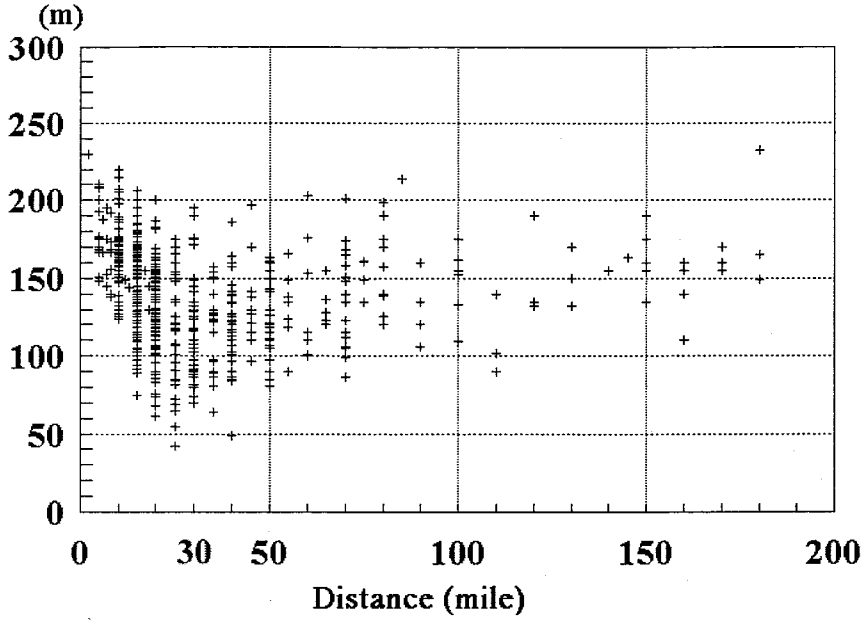


**Fig. 2-5.** Depth (in meters) of 15℃ surface at WE25 against the separation distance (in nautical miles) of the Kuroshio axis measured southward from Cape Shionomisaki.

# 第3章　黒潮直進時の紀伊半島先端付近の流れと振り分け潮

## 3-1.　黒潮直進時の紀伊半島先端付近における海洋の微細構造

### 3-1-1　はじめに

第2章で述べてきたように、黒潮直進時の紀伊半島先端付近の海洋構造は、大蛇行時と非常に異なっている。ここでは、三重大学生物資源学部の練習船「勢水丸」と和歌山水試の漁業調査船「わかやま」によって、黒潮直進時に行った測点密度の高い観測結果の解析を中心として、紀伊半島先端付近の海況を論じる。この海況は、次節で述べる紀伊半島南西岸沖に発生する「振り分け潮」の現象と密接な関係がある。なお、この節の内容は Nagata *et al.*(1999)、Takeuchi *et al.*(2000)および竹内(1993)に発表したものである。

### 3-1-2　実施した観測航海と用いた資料

黒潮が紀伊半島に接岸していた1996年6月11-14日に、三重大学の練習船「勢水丸」と和歌山水試の漁業調査船「わかやま」の 2 船を使い、潮岬周辺域において詳細な海洋観測を実施した。「勢水丸」では黒潮を南北に横切り岸近くに至る 4 本の観測線に沿って、測定点間隔が約 5 マイル以下の CTD 観測を行い、若干の補足的な XBT 観測を実行した。この時「勢水丸」の ADCP が故障していたため、流れの直接測定はできなかった。この観測を補足するため、沿岸近くにおいて、同時期に行われた「わかやま」の CTD 観測結果を合わせて解析した。また、潮岬周辺の狭い範囲だけであるが、「わかやま」によって ADCP 観測が行われた。

黒潮の流路の指標として、潮岬を東西に挟む串本と浦神 2 つの検潮所間の水位差が広く用いられている(例えば、Kawabe 1980a, 藤田 1997)。通常、水位差と黒潮の離岸距離との関係は、半月単位の平均値を用いて議論されるが、ここでは、より短周期の現象も考慮して、気象庁の汐観測原簿から串本と浦神の日平均潮位を用い、串本と浦神間の日平均水位差を求めた。両地点は直線距離で約15kmしか離れておらず、きわめて近接していることから気圧補正は行わなかった。これに対応させるため、和歌山水試が直接受信した1999年～2002年の4年間の NOAA/HRPT 人工衛星画像を利用して、1日単位以下の黒潮の北縁位置を読み取って解析に使用した。

紀伊半島先端付近の潮岬沿岸域で1990年6月～1993年3月に毎月1回を基本として計34回の微細な ADCP 観測を実施した。このうち、トビウオ流し刺網漁業が行われていた時期の24回の観測結果を選び出して解析に用いた。この結果と、トビウオ漁獲量として、串本漁業協同組合のトビウオ流し刺網漁業による1987-2002年の16年間におけるトビウオの月別水揚量統計資料を用いて、海況とトビウオの漁場形成との関係も調べた。

### 3-1-3　黒潮直進時の紀伊半島周辺の海況

1996年6月11-14日に練習船「勢水丸」と漁業調査船「わかやま」による観測の測点位置をFig. 3-1に示す。図中、●印および×印はそれぞれ「勢水丸」によるCTDおよびXBTの測点を、○印は「わかやま」によるCTD・ADCP測点を示す。図には、200m水深における水温の平面分布も示してある。黒潮流軸の200m指標水温は15-16℃であることから(Kawai 1969, Kawabe 1985)、黒潮の強流部が潮岬に非常に接岸していることがわかる。この図で特徴的なことは、黒潮北縁のフロントが、紀伊半島先端の潮岬の西方ではあまりはっきりしないのに対し、東方では水温 11-14℃のところに明確に現れていることである。西方では岸のごく近くまで 14℃を超した暖水におおわれている。潮岬東方での黒潮のフロントのすぐ北側には、水温 10℃以下の低温域が現れている。つまり、黒潮直進時には沿岸域の水塊特性が、潮岬を境に東西で全く異なっていることがわかる。

Fig. 3-1のLine 1、2、3の各測線に沿った、水温断面をFig. 3-2に示す。潮岬の南方沖に伸びる Line 2 の水温断面図をみると、黒潮の強流部を示す等温線の急勾配な部分が陸棚斜面まで達していることがわかる。Fig. 3-1の水温水平分布に対応して、東側のLine 3での水温の水平勾配がLine 2に比べて強くなり、西側のLine 1では弱くなっている。Line 1、Line 3では岸近くに水温の水平勾配が水平に近い部分、すなわち沿岸水域が現れている。これに対し、Line 2 では沿岸水域は消滅している。すなわち、黒潮の強流部が潮岬のところで、完全に岸に達しており、沿岸水が潮岬の東西で完全に分離されていることが示されている。潮岬西方のLine 1で10-17℃等温線は陸岸斜面まで達しており、Fig. 3-1の水温平面図に示された、陸岸に達する黒潮系の暖水進入が、広い深度範囲に起こっていることがわかる。

この黒潮系暖水の沿岸部への進入については、3-2節および3-3節において、紀伊水道南西岸沖に現れる振り分け潮との関連で述べる。これに対して、潮岬東方のLine 3の沿岸部では、低温な沿岸水域が存在し、潮岬東方の冷水域にも関連して、黒潮北縁の冷水帯の存在も示されている。

### 3-1-4　潮岬東方に現れる冷水渦

黒潮直進時に現れる潮岬東方の強いフロントと、その北側にみられる冷水域は、和歌山水試の毎月 1 回の定期的な海洋観測でも、黒潮が直進型のときには常に観測されるものである。この冷水域の特性をさらに詳しく検討する。

1996年6月11-14日の観測時には、調査船「わかやま」によって、水深 5m、50m、100mの3層のADCPによる測流観測が行われている。その測定結果をTable 3-1に示す。また、水深5m層の流速分布をFig. 3-3に示す。この測流結果からも、潮岬通過後に黒潮の流速が加速されていることがわかり、潮岬東方の冷水域にともなう反時計回りの冷水渦の存在も示されている。

すでに述べたように、潮岬付近の陸棚斜面上で黒潮は海底まで達して流れていたと考えられる。一般に渦度の保存則から、海底にまで達する地衡流では海底の等深線に沿って流れる傾向にある。したがって、黒潮が潮岬の東方で陸棚を離れて、外洋に流れ去る機構を考えてみる必要があ

る。

Fig. 2-1 に示された等深線をみると、潮岬の西方から熊野灘南部に至る等深線は円弧状に走っている。このうち、200m の等深線を Fig. 3-4 に示すように半径 25.9km の円弧で近似することにする。もしも、流れが等深線に沿って流れた場合の、遠心力($v^2/r$)の大きさを種々の流速に対して計算したものを Table 3-2 に示してある。この表には、この流速に対するこの緯度(33.5°N)におけるコリオリの力(fv)の大きさも示してある。流速が 200cm/s に達すると、遠心力がコリオリの力より卓越する。流速が 100-150cm/s でも、遠心力はコリオリの力に比べ無視できない大きさになることが示されている。この 100-150cm/s(約 2.0-3.0kt)という値は、Table 3-1 に示した流速の実測値から判断して、十分、海底直上で存在し得る値である。このように、遠心力が大きく働くようになると、流れは等深線に沿っては流れず、陸棚を離れるはずである。流れが等深線から離れて沖合に出ることにより、潮岬東方に冷水渦が生じる。この冷水渦と黒潮の間に生じる大きな水温勾配が黒潮フロントを明確にし、黒潮の流れを加速することになると考えられる。

黒潮直進時のこの冷水渦の発生は、熊野灘南部海域への暖水舌の進入現象にも関係すると考えられる。このことについては、第4章において議論する。

### 3-1-5 潮岬を境とする沿岸水の分離と串本・浦神検潮所の水位差

黒潮の直進時には、紀伊半島先端周辺の沿岸水は、Fig. 3-1、Fig. 3-2 にみられるように、潮岬の東西で大いに異なり、潮岬の西方では黒潮の暖水が岸近くまで進入してきている。これに対し、東方では冷水渦に代表されるような冷水域でおおわれる。つまり、潮岬の陸繋部の西岸にある串本検潮所の前面海域は暖水域に含まれ沿岸水位が上昇する。一方、潮岬の東方約 15km に位置する浦神湾前面の海域は冷水域となり、浦神湾ひいては浦神検潮所の水位を低下させる。このため、黒潮直進時には両検潮所間に大きな水位差が生じることになる。

これに対し、大蛇行時には黒潮流路が潮岬から遠く離れてしまうことから、潮岬の東西の沿岸水は一繋がりになってしまう。したがって、潮岬の東西で海水の水位に差が生じる理由は無い。また、大蛇行時には串本・浦神の間の水位差がほぼ一定しており、変動が少ないことは、潮岬東西の沿岸水が活発に交換されていることを示すものであろう。

藤田(1997)は半月平均のデータを基にして、黒潮離岸距離(km)と串本・浦神間の水位差(cm)との関係を調べた。その結果を Fig. 3-5 に載録した。データはかなり分散しているものの、大蛇行流路(黒丸)の時には、水位差は小さく(一般的に 25cm 以下:ただし、この水位差は両地点で報告されている観測値の差をとったもので、水位測定の基準面を合わせれば、水位の差 23.6cm が水位差 0 にあたる)、その変動もきわめて小さい。一方、直進流路(白丸)の時には、離岸距離が約 30-50 km でほぼ一定であるのに対し、水位差は 25-55 cm の範囲できわめて大きく変化する。黒潮の離岸距離が数十 km を超すと、離岸距離(最大 320km に達する)に関係なく、水位差は一定した値をとる。これは、黒潮が数十 km(約 25-40 マイル)離岸すると、潮岬東西の沿岸水の水塊交換が十分起こり得ることを示していると考えられる。藤田(1997)は水位差 25cm を大蛇

行流路と直進流路を分ける基準としている。

このように、串本・浦神間の水位差は、黒潮の流路パターンを知る上で非常に有用である。藤田(1997)にみられるように、従来から両者の関連は半月以上の平均値を対象に求められている。しかし、衛星資料を利用すれば、より短期の間隔で平均的な黒潮流路の位置を決めることができる。そこで、衛星画像による黒潮位置と、串本・浦神間の日平均水位差の関係を、1999 年 1 月～2002 年 12 月の 4 年間の資料を基に求めてみた。衛星画像から求めることができるのは、黒潮北縁の位置であるので、この解析には黒潮位置としてこの北縁位置を代用した。黒潮北縁位置は流軸(流速最大)の位置よりも岸寄り(北寄り)に 5-10 マイル程度ずれる。とくに、黒潮の小蛇行あるいは小冷水渦が潮岬を通過する前後では、黒潮北縁の位置は北側に 20-30 マイル程度ずれることもあるので注意する必要がある。また、衛星画像では、黒潮が潮岬に非常に接近した場合、正確な北縁位置が判読できなくなるため、北縁が最も岸に接近した場合でも 2.2 マイルまでとした。

衛星画像から決めた黒潮北縁の位置を縦軸に、串本・浦神間の日平均水位差を横軸にとってプロットしたものが、Fig. 3-6 である。図中には、藤田(1997)の黒潮の大蛇行状態・直進状態を分ける基準の水位差 25cm を鉛直の実線で示してある。この結果は、藤田(1997)の結果、Fig. 3-5 と同じであり、1 日平均値に対しても、串本・浦神の水位差は黒潮の流路をモニターする上で有効であることを示している。

### 3-1-6 トビウオ漁場と紀伊半島先端部付近の海況

和歌山県におけるトビウオ漁獲量は、昼間に操業される「流し刺網」が大半を占めている。漁獲される魚種は、トビウオ類に限られホントビウオ、ハマトビウオ、アヤトビウオなどを主体に、ホソトビ、アリアケトビウオなどが若干混獲される(小川 1988)。トビウオ流し刺網漁業は、紀伊半島先端域の水深 100m 以浅に限られた局地的な漁業である。その漁場は、黒潮強流部の陸岸側にあたる潮岬近傍の狭い沿岸域に形成される。トビウオは、流し刺網以外にも潮岬東方の大島付近から、潮岬西側の紀伊半島南西岸の江須埼に至る海域の定置網でも春季を中心に漁獲される。

潮岬周辺海域でのトビウオ漁場を Fig. 3-7 に斜線を付した海域で示した(この模式図は、独自に行った聞き取り調査などに、坂詰(1959)と小川(1988)の報告内容を加えて作成した)。濃く斜線をつけた部分が、特に好漁場となる海域である。一般に、トビウオ類の漁獲量統計では、種別に集計されておらず、トビウオ類の全ては単にトビウオとして扱われている。トビウオの漁期は、春季(4 月下旬～6・7 月)、夏季(8 月中旬～9 月)、秋季(10 月～11 月中旬)と年に 3 回ある。流し刺網漁は夏季が最盛期で、漁獲量はやや落ちるが春季と秋季にも漁期がある。定置網の漁獲は、春季に集中しており、春季の漁獲量は、流し刺網と定置網でほぼ半々である。しかし、夏・秋季の漁獲量の大半は、流し刺網によるもので占められる。

トビウオ類の漁獲量は、黒潮変動に大きく影響され、「黒潮の接岸時に豊漁、離岸時に不漁となる」ことが、地元漁業者の間で経験的に知られている。坂詰(1959)や小川(1988)は、年間の漁獲統計資料と黒潮流路パターンあるいは黒潮離岸距離とを対応させて、このことを確かめる報告

を行っている。

黒潮の離岸距離を横軸にとり、1 カ月ごとの努力量当たりの漁獲量(CPUE:Catch per unit effort、単位は 1 日 1 隻当たりの kg;kg/隻)を 1987-2002 年の 16 年間についてプロットしたのが、Fig. 3-8 である。漁獲量については、串本漁業協同組合の月別水揚量統計資料を用いたが、この資料でも種別に数量が示されておらず、トビウオ類の総計が記されているだけである。Fig. 3-8 では 8-11 月の各月の CPUE を●印で、4-7 月のものを○印で示してある。春季の漁獲は定置網によっても行われるが、ここでは流し刺網によるものだけを選び出して CPUE を計算した。

8-11 月の場合には、CPUE と黒潮離岸距離の間に明瞭な関係がみられ、離岸距離が 20 マイル以内にあれば好漁になることが多く、30 マイル以上では不漁となる。この好漁と不漁の境目となる 20-30 マイルという離岸距離は、潮岬沖の黒潮が直進流路か大蛇行流路かを判別する基準に相当する。黒潮が 20 マイル以内に接岸する直進流路の場合、黒潮の影響を強く受け潮岬の西と東で沿岸水が完全に分離され、潮岬沿岸には顕著な潮目が形成されてトビウオの好漁につながる。これに対し、黒潮が 30 マイル以上に離岸する大蛇行型では潮岬を越えて沿岸水の交換が容易に起こるから東西の沿岸水は均質化され、トビウオの漁場となるような潮目は形成され難くなり不漁になる。

ただし、離岸距離が 30 マイルを超えた場合であっても、1999 年 9 月と 2001 年 8 月(図中に '99.9 と'01.8 の数字を示した)の場合は好漁となっている。この 2 つの場合について、海上保安庁海洋速報を詳しく調べた。1999 年 9 月の場合には、海洋速報の平成 11 年第 18 号(観測期間、9 月 1-14 日)と第 19 号(観測期間、9 月 14-29 日)に示された海況から判断して、黒潮小蛇行が 9 月 14-29 日の間に潮岬沖を通過したと考えられる。2001 年 8 月の場合には、平成 13 年発行の海洋速報第 24-28 号(平成 13 年 4 月から週 1 回の発行となり、次号と観測期間が 7 日間重複する半月単位の形式に変更された。第 24 号:7/24-8/7、第 25 号:7/31-8/14、第 26 号:8/7-8/21、第 27 号:8/14-8/28、第 28 号:8/21-9/4)に示された海況から、8 月中旬～下旬ころ小蛇行が通過したあと、黒潮が潮岬に急速に接岸しはじめたと考えられる。

観測期間が半月ごとの海洋速報では、小蛇行の通過のような短期変動の詳細は分からないので、Fig. 3-9 に、これらの時期の前後における串本・浦神間の日平均水位差の変化を示す。1999 年の場合、水位差は 9 月 12 日に 57cm のピークを示したあと急激に下がり 9 月 17 日には 30cm 以下(図中の矢印)、9 月 24 日には大蛇行流路を示す 25cm 以下まで下がっていることから、9 月半ば頃、小蛇行東端部が潮岬を通過したと推定できる。また、2001 年の水位差では、7 月から 8 月上旬にかけて大蛇行流路を示す 25cm 以下の水位差まで下がっていたが、8 月 24 日になって直進流路を示す 30cm 以上になっていることから(図中の矢印)、この頃黒潮が非常に接近しはじめたと推定できる。なお、2001 年 9 月 10 日にみられる短期間の水位差低下は、台風 15 号の通過に関係した現象と考えられる。このように、1999 年 9 月と 2001 年 8 月の場合には、小蛇行通過のような黒潮流路の短期変動のため、その前後で一時的に黒潮が強く接岸し、潮岬沿岸に黒潮系暖水の進入が起こったため、例外的な好漁になったものであろう。

これに対し、4-6 月の CPUE(図中の○印)ではデータの散らばりが大きく、8-11 月の場合のようには明確な相関関係は認められない。しかし、黒潮が接岸すると漁獲量が増大する傾向はみられる。ただし、好漁に当たる離岸距離が 40 マイル近くまで伸びているようにみえる。この理由はよくわからないが、トビウオ類が春季には定置網でも多く漁獲されることから考えて、トビウオがこの時期には、より沿岸域に集まるためではないかと思われる。

次に、1990 年 6 月～1993 年 3 月の期間で、トビウオ流し刺網漁業が行われていた時に実施した 24 回 ADCP 観測結果を用いて、トビウオ漁場の流況を検討した。

この ADCP 観測が行われた日において、1 隻当たりの CPUE が最も多かったのは、1991 年 10 月 31 日の 569kg/隻であった。これに次いで CPUE が多かったのは、1992 年 10 月 29 日の 338kg/隻、1992 年 9 月 16 日の 250kg/隻であった。この 3 回の観測時の黒潮は、直進流路であった。

これに対して、1 隻当たりの CPUE が小さく 1kg/隻に満たなかった日が、1990 年 9 月 10 日と 1990 年 10 月 24 日と 2 回あった。これに次いで少なかったのは、1990 年 10 月 29 日で、CPUE は 35kg/隻であった。この 1990 年には、黒潮は大蛇行流路をとっていた。

Fig. 3-10 に、これらの好漁日(左図)、不漁日(右図)の流速場を、ADCP の観測結果から示す。それぞれの図の右下に、その日の 1 隻当たりの CPUE を示してある。また、好漁日の図には漁船が集まっていた漁場の中心と思われる場所を☆印で示してある。好漁日の流況をみると、潮岬に接するように 2.0 ノットを超す強流帯がみられ、黒潮が直進流路をとっていたことを示している。1991 年 10 月 31 日(左上図)には、黒潮は紀伊半島南西岸においても非常に接岸しており、1992 年 10 月 29 日(左中図)では潮岬西方で黒潮強流部は、岸からやや遠ざかっている。また、1992 年 9 月 16 日(左下図)には紀伊半島南西岸沿いに西に流れる「上り潮」がみられるが、これは振り分け潮の分岐点が潮岬付近まで東偏した場合にあたる(次節 3-2 参照)。潮岬の西方の海況は 3 つのケースで大きく異なっているが、潮岬から東方の流況は互いに似ており、トビウオ漁場は潮岬灯台直下の岬先端の下流側に形成されて、潮岬の突端から東に伸びる潮目がみられた。この潮目は黒潮の強流部と潮岬の影の沿岸部にみられる弱流部の間に形成されたものと思われる。漁船の集まり方からみて、トビウオ漁場はこの潮目のすぐ北側の弱流域のごく狭い海域に限定されていたと考えられる。

一方、不漁時(Fig. 3-10 の右図)の流況は、黒潮の大蛇行時の特徴を示し、沿岸域には卓越した流れはみられず、流速も一般に弱い。トビウオ類は、通常、黒潮系暖水域に生息しているから、黒潮が大蛇行流路をとって、陸岸を遠く離れている場合には沿岸域までは回遊して来ないと考えられる。

### 3-1-7 おわりに

この 3-1 節では、三重大学の練習船「勢水丸」と和歌山水試の調査船「わかやま」による集中精密観測を基にして、黒潮が直進流路をとっている時の、紀伊半島先端周辺の典型的な海況を論じた。直進時の黒潮強流帯は潮岬に非常に接近し、少なくとも観測時の黒潮の強流帯は潮岬沖で陸棚斜面にまで達していた。そして、潮岬の西方では黒潮の暖水が岸近くまで進入しており、次節(3-2 節)に述べる黒潮直進時に卓越して発生する振り分け潮が生じていると考えられる構造がみられた。また、潮岬東方の黒潮の下流域には、強い黒潮フロントが黒潮の北縁にみられ、その北側にはこれも黒潮直進時に特徴的な冷水渦が認められた。測点間隔が約 5 マイルという密度の高い観測は 1 回だけしか行えなかったが、このような観点からみて、この観測は黒潮直進時の紀伊半島先端付近の典型的な海況を示していると考えられる。

黒潮強流帯が潮岬のところで陸棚斜面に達しているが、海岸沿いの等深線の曲率が大きいため、もし黒潮の流れが等深線に沿って流れていれば、コリオリの力に匹敵する遠心力を受けることになる。そのため、潮岬東方で黒潮強流部はすぐに陸岸を離れて真っ直ぐ東方沖に流れることが示された。このような流況のもとで、紀伊半島先端付近の沿岸水は潮岬の東西に分離され、潮岬西側では黒潮系暖水の進入のため海面水位の上昇が起こり、潮岬東側は冷水渦に代表される冷水が沿岸を覆い海面水位が低下する。これに対し、黒潮が大蛇行流路をとるときには、非常に幅の広い沿岸水域が潮岬周辺に形成され、潮岬を境とする沿岸水の分離は生じない。そのため、潮岬の東西で、海面水位差は発生しない。これが、直線距離で 15km しか離れていない串本と浦神の 2 つの検潮所間における海面の水位差によって黒潮の流路型が推定できる理由である。従来は、黒潮流路と検潮所間の水位差の対比は、半月間の平均値を使って行われてきが、ここでは、この関係が水位差の日平均値と衛星画像から決めた黒潮北縁位置の離岸距離に対しても成り立つことを示した。

以上の結果を利用して、潮岬周辺に限定される特異なトビウオ類の流し刺網漁場の生成の仕組みを論じた。トビウオ漁は黒潮が直進流路をとり、黒潮の強流部が潮岬に接するときに非常に好漁となり、漁場は潮岬の先端付近から東に伸びる潮目のすぐ岸側の流れが弱い領域に限定されて形成される。これに対し、黒潮の離岸距離が大きい、大蛇行時にはトビウオ類の漁獲は、一般に非常に少ない。

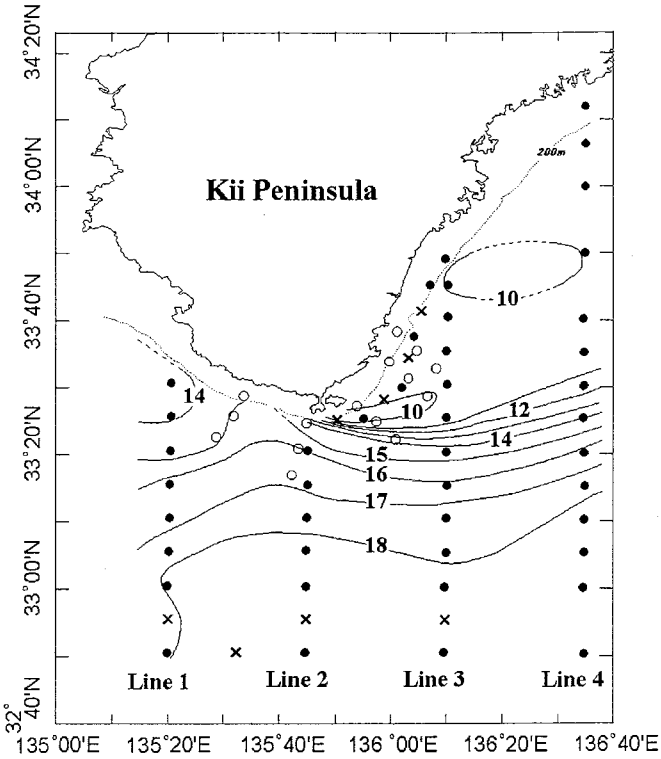


**Fig. 3-1**. Observation sites of the R/V Seisui-maru of Mie University on June 11-14, 1996 and of the R/V Wakayama of the Fisheries Experimental Station, Wakayama Research Center of Agriculture, Forestry and Fisheries on June 11-12. The CTD observation points by the R/V Seisui-maru and by the R/V Wakayama are indicated with black circles and white circles, respectively, and the XBT observation points by R/V Seisui-maru with x. The horizontal temperature distribution at the depth of 200 m (in ℃) is also shown.

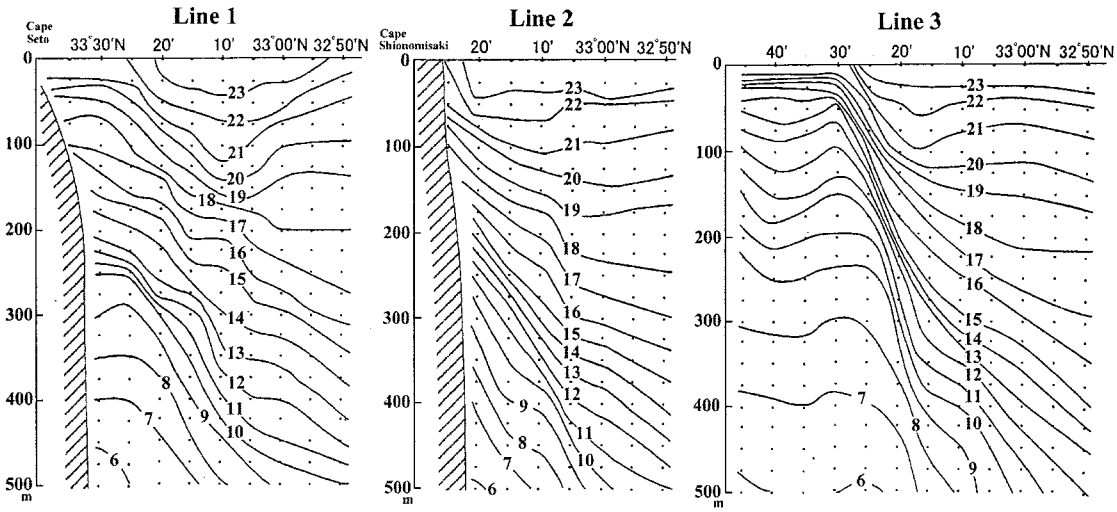


**Fig. 3-2.** Temperature cross-sections (in ℃) along three north-south lines of R/V Seisui-maru. The right panel shows the condition to the east of Cape Shionomisaki, the middle that just to the south of Cape Shionomisaki, and the left that to the west. (See Fig. 3-1 for their positions). Dots indicate the data points used for this analysis.

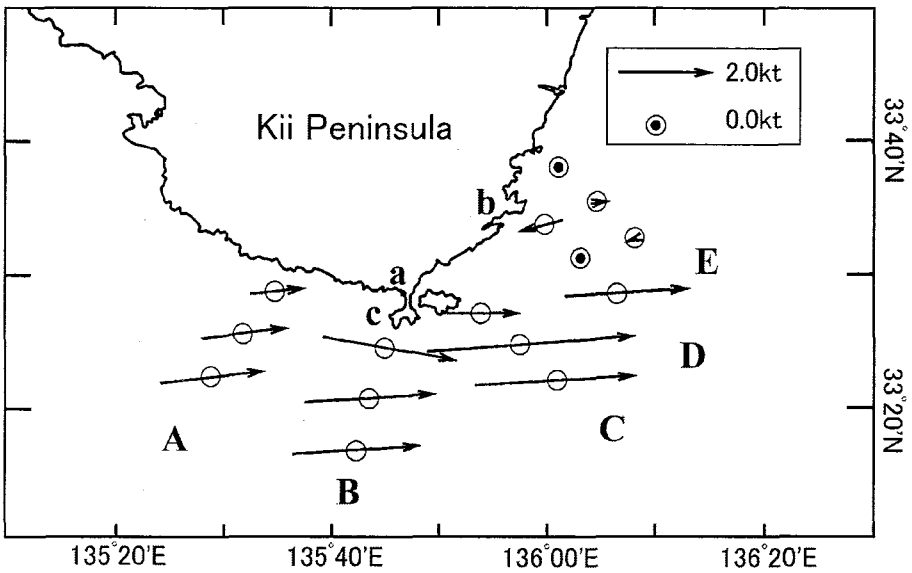


**Fig. 3-3.** Surface current field (5 m) measured by ADCP of the R/V Wakayama on June 11-12, 1996. **a** indicates the position of the Kushimoto tide gauge station, **b** that of the Uragami tide gauge station, and **c** Cape Shiono-misaki.

**Table 3-1.** Current directions and speeds measured by R/V Wakayama at three depths (5, 50 and 100 m). The direction is measured clockwise from north. See Fig. 3-3 for the positions of the observation lines A through E. The numerals in the leftmost column indicate the distance from the coast along each observation line.

| Distance | Depth | Line A | | Line B | | Line C | | Line D | | Line E | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | (°) | (kt) | (°) | (kt) | (°) | (kt) | (°) | (kt) | (°) | (kt) |
| **2 mile** | 5 m | 85 | 1.2 | 97 | 3.0 | 86 | 1.6 | 239 | 0.4 | - | 0.0 |
| | 50 m | 93 | 1.0 | 101 | 2.9 | 228 | 0.1 | 272 | 0.4 | 32 | 0.1 |
| | 100 m | 84 | 0.9 | 95 | 2.5 | 249 | 0.1 | 323 | 0.4 | 59 | 0.2 |
| **6 mile** | 5 m | 78 | 1.9 | 86 | 3.0 | 83 | 4.9 | - | 0.3 | 83 | 0.4 |
| | 50 m | 72 | 1.5 | 87 | 3.1 | 80 | 4.2 | 251 | 0.3 | 91 | 0.3 |
| | 100 m | 71 | 1.7 | 88 | 2.7 | 82 | 2.4 | 297 | 0.2 | 91 | 0.6 |
| **10 mile** | 5 m | 76 | 2.4 | 87 | 2.7 | 83 | 3.8 | 84 | 2.8 | 249 | 0.2 |
| | 50 m | 73 | 2.5 | 83 | 2.6 | 83 | 3.3 | 78 | 0.8 | 228 | 0.4 |
| | 100 m | 59 | 2.2 | 81 | 2.3 | 84 | 2.3 | 150 | 0.4 | 242 | 0.4 |

**Table 3-2.** Centrifugal forces and Coriolis forces (in c.g.s) for three current speeds, when the current is assumed to follow the 200 m bottom contour just to the east of Cape Shionomisaki. v is the current speed, r the radius of the circle which is used to approximate the 200 m contour near Cape Shionomisaki (25.9 km), and f the Coriolis parameter at 33.5N ($0.77\times10^{-4}s^{-1}$).

| V | 100cm/s | 150cm/s | 200cm/s |
|---|---|---|---|
| $v^2/r$ | $0.39\times10^{-2}$ | $0.87\times10^{-2}$ | $1.56\times10^{-2}$ |
| F v | $0.77\times10^{-2}$ | $1.15\times10^{-2}$ | $1.54\times10^{-2}$ |

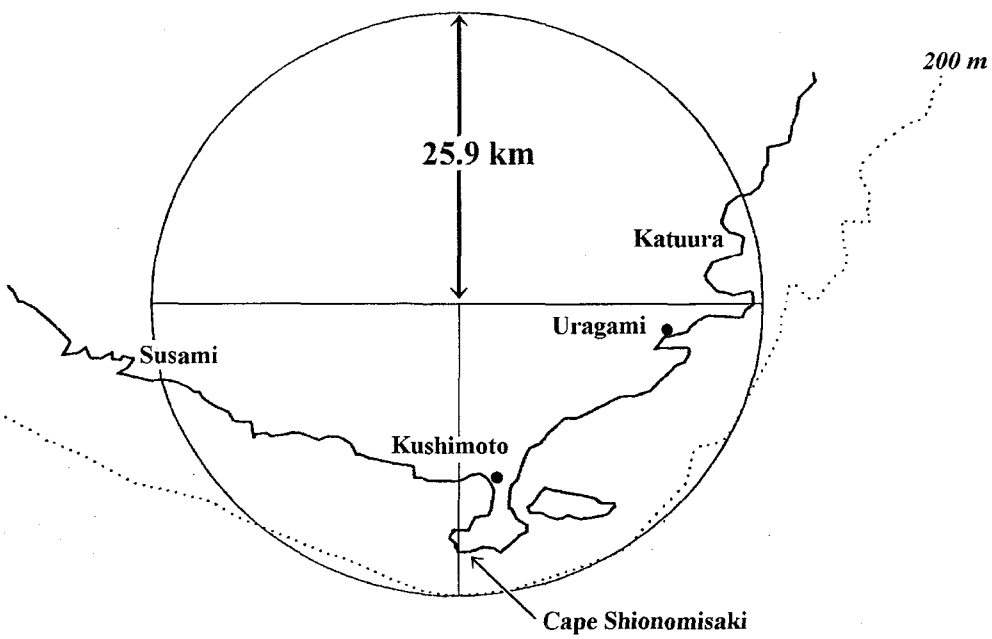


**Fig. 3-4.** Coastline and 200 m bottom contour in the vicinity of Cape Shionomisaki. The bottom contour just to the south and to the east is approximated by a circle (drawn in bold in the figure: the radius of the circle is 25.9 km). Black dots indicate the positions of two tide gauge stations, Kushimoto and Uragami. The sea level difference between these two stations is used to monitor the states of the Kuroshio path, namely in a straight path or a meandering path.

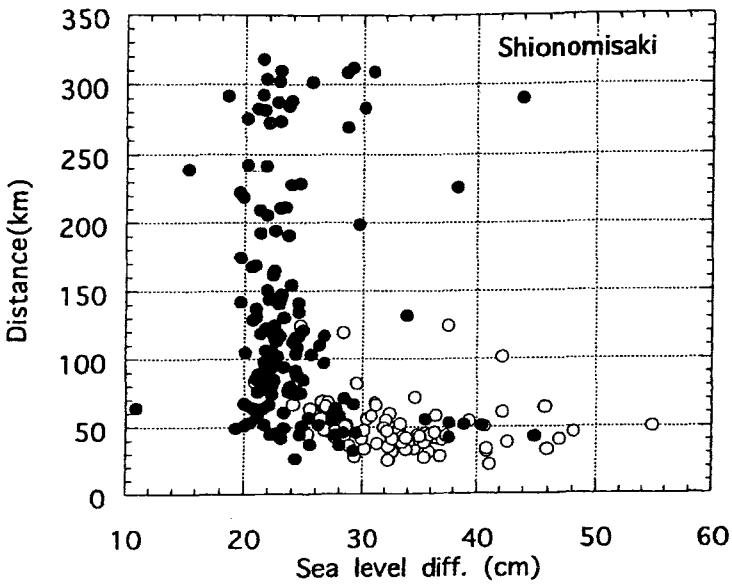


**Fig. 3-5.** Correlation between the position of the Kuroshio axis measured due southward from Cape Shionomisaki (in km) and the sea level difference between Kushimoto and Uragami (in cm). The distance was determined from the Prompt Report of Oceanographic Conditions published bimonthly by the Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard, and the sea level difference averaged for each half month is used. Black circles indicate the data which were taken at the time of a large meander and white circles those taken at the time of a straight path (Fujita 1997).

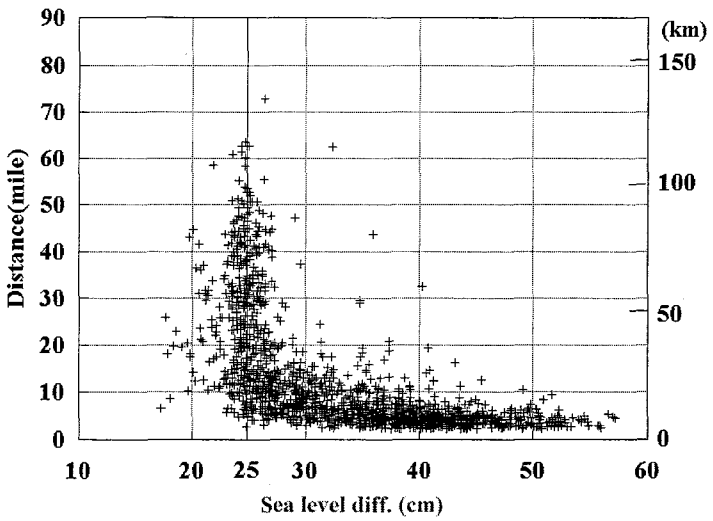


**Fig. 3-6.** Correlation between the positions of the Kuroshio axis measured due southward from Cape Shionomisaki (in mile and km) and the sea level difference between Kushimoto and Uragami (in cm) during January 1999 to December 2003. The distance was determined from satellite image of surface temperature distribution by the Fisheries Experimental Station, Wakayama Research Center of Agriculture, Forestry and Fisheries, and the sea level difference averaged for each day is used.

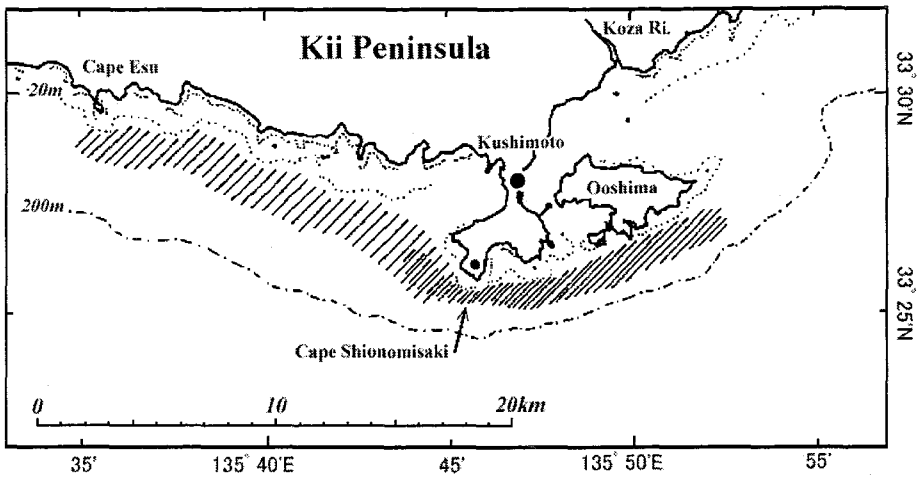


**Fig. 3-7.** Fishing ground for flying fish near Cape Shionomisaki is shown as a hatched area. Main ground is heavily hatched. Bottom contour of 200m is shown.

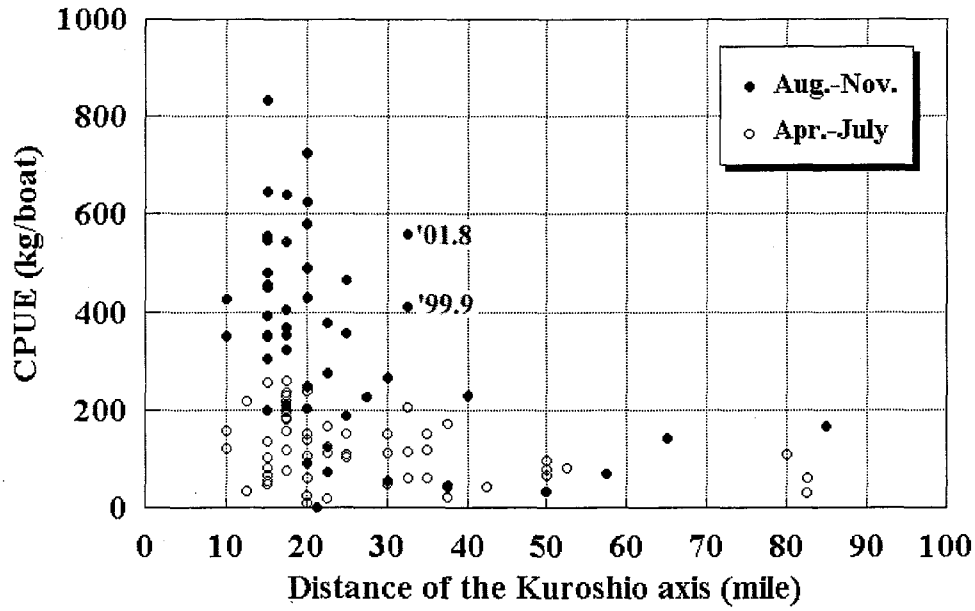


**Fig. 3-8.** Correlation between the position of the Kuroshio axis measured due southward from Cape Shionomisaki (in mile) and monthly catch (CPUE: kg/boat/day) of flying fish in 1987-2002. Black circles indicated the data August to November and white circles those April to July. '01.8 and '99.9 indicate the monthly catch in August 2001 and September 1999, respectively.

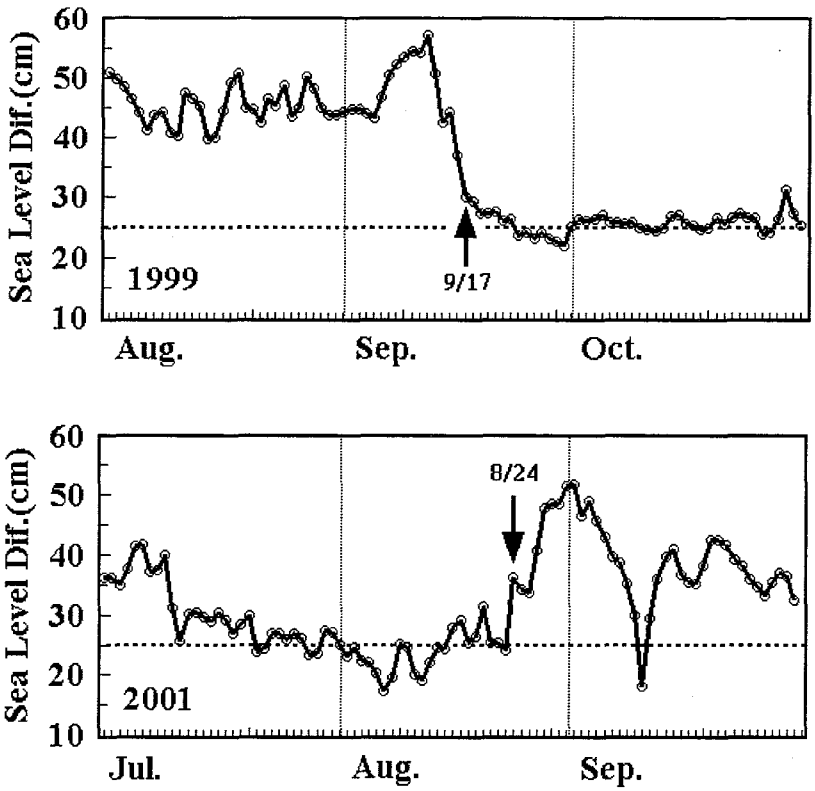


**Fig. 3-9.** Variation of the daily averaged value of the sea level difference between Kushimoto and Uragami for the period from September to November 1999 (upper panel) and July to September 2001 (lower panel). The horizontal dashed line at 25cm difference in the figure is the threshold value whether the Kuroshio has a straight path or a large meandering path. The straight path usually occurs if the difference is larger than 25cm, and the meandering path occurs if it is near or smaller than 25cm (Fujita, 1997).

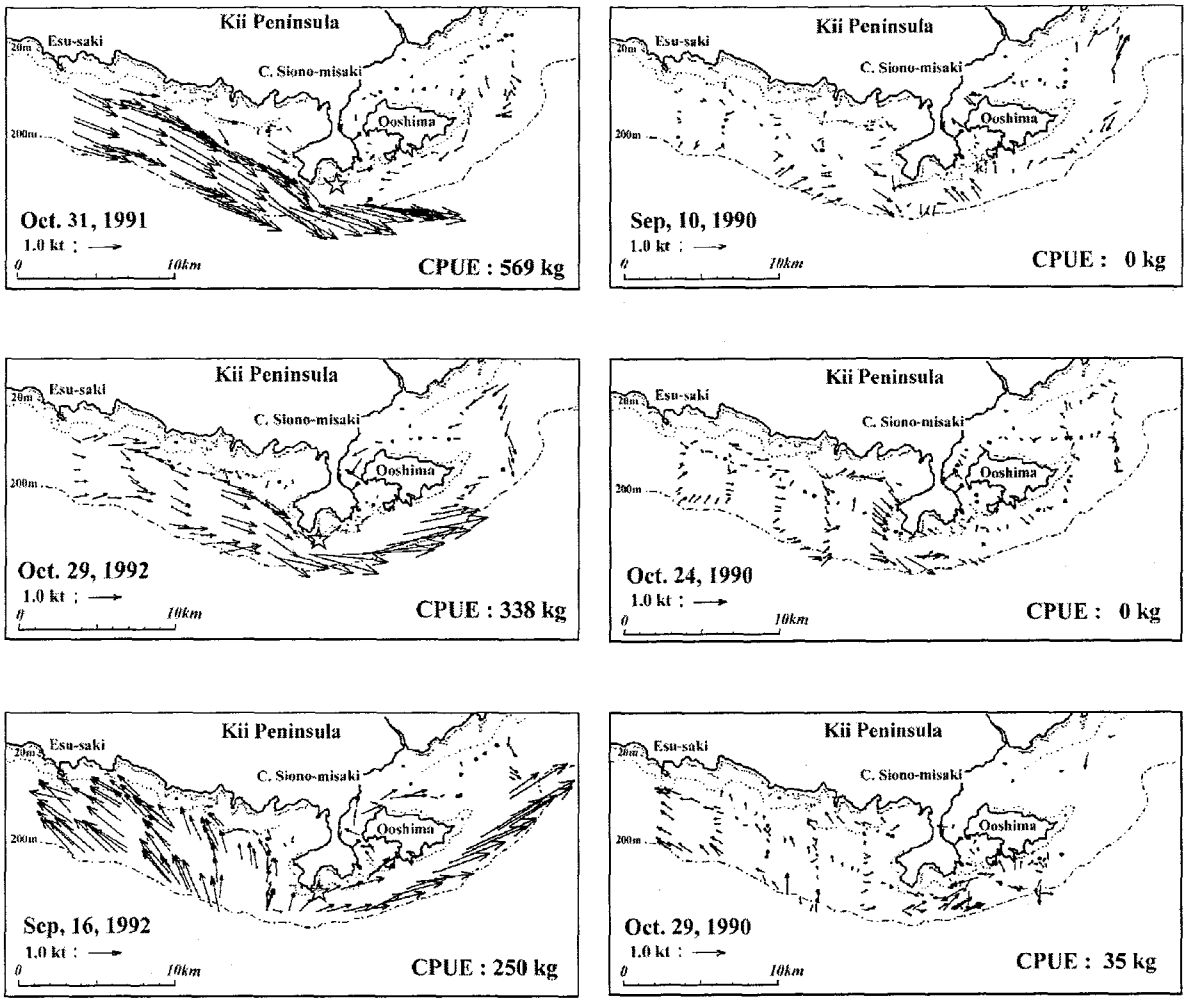


**Fig. 3-10.** Left side figures show current fields at 5m depth at the time of the best catches of flying fish during the period from June 1990 to March 1993. Figures are aligned from top to bottom in order to CPUE (catch per unit effort): CPUE was 569kg/boat/day on October 31, 1991 (upper figure), 338 kg/boat/day on October 29, 1992, and 250 kg/boat/day on September 16, 1992. Right side figures show current field at 5m depth at the times of the poorest catches: 0 kg/boat/day on September 10, 1990 (upper figure), 0 kg/boat/day on October 24, 1990, and 35 kg/boat/day on October 29, 1990. Current velocity was measured with ADCP by the R/V Wakayama. Scales of current vector and of distance are shown near left bottom corner of each figure.

## 3-2. 紀伊半島南西岸の代表的な流れのパターン、特に振り分け潮について

### 3-2-1 はじめに

宇田(1984)が著した「海と漁の伝承」には、紀伊半島南西岸に沿って北西方向へ流れる「上り潮」、南東方向へ流れる「下り潮」があること、さらに「昔から三つ磯(すさみ沿岸)につけたシオが分かれ、田辺口(北西方向)へ向かう上りシオと、潮岬(南東方向)へ向かう下りシオに分かれる」ことがあると述べられている。この紀伊半島南西岸で東西に分かれる特異な流れは、地元漁業者によって「振り分け潮」と呼ばれている。また、この海岸の沿岸域では北西に流れる流れは「上り潮」、南東に流れる流れは「下り潮」と呼ばれてきた。この名称は、都であった京都へ向かうものを「上り」、京都から離れるものを「下り」と呼ぶ慣習から起こったものである。海軍水路部の明治 37 年と昭和 5 年の海図にも、半島先端に近い潮岬～江須埼の沿岸に 3.0 ノットの東向流があり、その西側約 30km の市江埼～瀬戸埼の沿岸にはこれと逆方向に流れる 1.2 ノットの北西流が記載され、はっきりと振り分け潮の存在が示されている。紀伊水道を通過する航海者も、古くから、振り分け潮の存在を知っていたことがわかる。また、水産関係の研究者の多くも、かなり以前から、この流れに注目し、魚卵・仔稚魚の輸送加入に関わる現象として、あるいは漁場形成や漁況に関わる現象として、研究してきた(坂詰 1959, 辰喜 1966, 坂本 1971, 花岡 1972, 堀木 1972: 1994, 杉村 1971: 1979, 工藤 1971, 阪本 1987: 1990: 1992a: 1992b, 武田・阪本 1989, 竹内 1993, 樫山 1994,)。これらの研究者の中には、振り分け潮ないしは上り潮を紀南分枝流と呼んでいるものもある。その多くは、水温・塩分の分布、魚卵・仔稚魚の分布、潮目の方向、船の偏流などから振り分け潮の存在を定性的に推定しているのみで、流れの実測を基にした研究はほとんどなく、第五管区海洋概報(1987-1990)に示されている他は、阪本(1992a)の報告があるのみである。しかし、振り分け潮の構造や、発生頻度についての、詳細は不明のままに残されてきた。ここでは、和歌山水試が紀伊半島南西岸沖で行ってきた ADCP を用いた 9 年間の測流観測結果を利用して、振り分け潮の生起頻度や特性を調べ、また黒潮の流路パターンとの関係を議論する。

振り分け潮の水平構造や流れの安定性等については、3-3 節で改めて議論する。また、振り分け潮と紀伊水道域の海況との関係については、第5章で議論する。なお、この 3-2 節の主要な内容は、Takeuchi *et al.*(1998a)に発表されたものである。

### 3-2-2 和歌山水試による観測と、利用した資料

和歌山水試では、定線観測などの行き帰りの航路を利用して、ADCP を用いた振り分け潮の観測を定期的に行ってきている。紀伊半島南西の海岸線は、潮岬から市江埼までの間、南東から北西に向かって直線状になっている(Fig. 3-11)。ADCP 観測は、この海岸線と平行な観測線上で行っている。測線は時によって、若干移動するが、ほぼ 100m の等深線に沿って行われる回数が最も多く、1988 年 10 月から 1996 年 9 月までの 9 年間に 258 回の回数を数えており、これを本節の解析に利用する。使用した ADCP は古野電気製(CI-50)であり、3 層の測流データが得られる

が、水深 5m を除くと、他の 2 層では航海ごとに測定水深が異なっている。また、測線の深度が浅く、測得値は深度によってほとんど変化しないことが示されているので、ここでは水深 5m のデータだけを扱った。1 回の観測に要する時間は 2 時間弱であり、潮汐の周期に比べ十分に小さい。したがって、1 回の観測時間内で、潮汐流による流れの変動によって、流れのパターンが有意に変化することはなく、観測の同時性は保たれていると考えられる。もちろん、海岸に平行な潮汐成分が大きな場合、振り分け潮の分岐点が見かけ上移動することは十分考えられる。しかし、観測から潮汐成分を除くことはできなかった。

すでに、3-1 節で述べたように、串本・浦神の検潮所間の水位差は、紀伊半島沖での黒潮の離岸距離あるいは、黒潮が直進流路をとっているか大蛇行流路をとっているかの流路特性をよく示すことが知られている。ここでも水位の資料として、気象庁の月別の潮汐原簿による日平均値を用いた。それぞれの ADCP 観測日について、串本・浦神の 2 地点間水位差の日平均値(串本の水位から浦神の水位を引いたもの)を計算して、黒潮の流路の指標として用いる。この 2 地点間は直線距離で約 15km しか離れていないため、両地点間での気圧の差は無視した。気圧補正は両水位の差をとることによって、自動的に実行されている。また、海上保安庁海洋速報(月 2 回発行)に記載されている、潮岬南方沖の黒潮の離岸距離を、適宜、解析に用いた。

### 3-2-3 流れの分類と、各パターンの生起確率

1991 年 6 月 28 日の観測から、水深 5m での流速ベクトルの分布図を Fig. 3-11 に示す。流れは「すさみ」沖を境にして、その北西側は西北西に、南東側は東南東の方向に流れており、「振り分け潮」と呼ばれる流速分布がみてとれる。このように、振り分け潮の分岐点が非常に明確に認められるケースを、ここでは「典型的な振り分け潮」と呼ぶことにする。しかし、分岐点付近の流速の小さい部分の流速の分布に乱れが認められて正確な分岐点が決め難い場合や、西北西流部分あるいは東南東流部分の流速が小さく不明確であっても、全体として「振り分け潮」の特性が読みとれる場合も「振り分け潮」として分類することにする。「典型的な振り分け潮」を特に取り出した場合には、それを除いたものを単に「振り分け潮」と呼ぶこともある。また、典型的でない「振り分け潮」についても全体の流速分布から、おおよその分岐点の位置を推定して解析に用いた。

すでに述べたように、振り分け潮は常に生じている訳ではなく、紀伊半島南西海岸全体に沿って一方的に流れる、東南東流(下り潮)あるいは西北西流(上り潮)が現れることがある。これらの流れの典型的な事例を、それぞれ 1996 年 4 月 8 日と 1993 年 12 月 6 日の観測結果から、Fig. 3-12 の II(左上の図)、および III(右上の図)に示す(Fig. 3-11 の振り分け潮は I とする)。これらの流れを簡略して、それぞれ「東向流」、「西向流」と呼ぶことにする。また、出現頻度は少ないが、Fig. 3-12 の IV(左下の図)に示した 1995 年 5 月 9 日の観測例のように、振り分け潮とは逆に流れが収束している場合もあり、これを「収束流」と呼ぶことにする。この他、Fig. 3-12 の V(右下の図)に示した 1999 年 2 月 8 日の例のように、流速が小さく特徴的な流速分布が認められない場合もあり、このような流れを「不定流」と呼ぶことにする。

解析期間について、I から V までのそれぞれの流況パターンの出現確率を求めた結果を Fig. 3-13 に示す。「振り分け潮」(I)の出現確率が最も多く、解析した258例のうち177例を占め、全体の約 69%にも達する(このうち 4 例は、市江崎以西で海岸線が南北に近く走る部分で振り分け潮が起こっており、振り分け潮に入れるかどうか若干の問題がある)。この内、非常に明確な「典型的な振り分け潮」は 76 例で、全体の約 29%である(これには市江埼以西で振り分けが起こった例はない)。これに続くのが、「東向流(II)」で 48 例、次いで「収束流(IV)」が 11 例であり、「西向流(III)」が 8 例であった。この「収束流(IV)」のパターンは過去に報告例がなく、11 例も見つかったのは意外であった。なお、明確な流速分布特性の見られない「不定流(V)」は、14 例であった。

### 3-2-4 振り分け潮の分岐点の位置

「振り分け潮」が観測された時のすべての流速ベクトル分布図(177 例)から、流れが東西に分かれる分岐点の位置(緯度、経度)を読みとった。そして、経度 1 分ごとの幅について、それぞれ集計し、生起頻度を示したのが Fig. 3-14 である(東経 135°18'E 以西で振り分け潮が起こった 3 例は 135°18'E のところに併せて示してある)。頻度は「振り分け潮」全体(上図)と、「典型的な振り分け潮」のみ(下図)のそれぞれについて示している。典型的なものだけを取り出した場合、資料の数は当然減少するが、典型的な場合、分布の幅がやや減少し、東経 135°21'E から 135°44'E の間に分布が限られる。しかし、頻度分布の全体の形は全体的に類似している。いずれの場合も、市江埼とすさみの間の 135°26'E に極大値が現れるが、分布の幅は広く、紀伊半島南西海岸の特定の位置に分岐点が現れるのではなく、直線部の全域に分岐点が現れ得ることを示している。

分岐点の位置の決まり方に、年による違いがあるかどうかを調べるため、横軸に観測年月日をとり、縦軸に経度をとって示したのが Fig. 3-15 である。図では、「典型的な振り分け潮」の出現を▲印で、その他の「振り分け潮」を△印で示してある。Fig. 3-14 と同様に「典型的な振り分け潮」のほうが点の散らばりの幅が小さい傾向はあるが、1990 年を除いて、散らばり方に年による違いはほとんど見られない。すさみ付近に分岐点か現れると一般にいわれているが、分岐点は市江埼(図右の B)付近から潮岬(図右の G)付近までの、広い範囲のどこにでも現れることがわかる。この分岐点は、時には市江埼の西方にもあらわれ、この時は半島南西岸のみを考えれば東向流である。

1990 年には「典型的な振り分け潮」は一度も起きておらず、また、分岐点の分布も年当初の 4 例を除いて 135°30'E よりも東方の潮岬の近くに限られている。1990 年においては、後で述べるように黒潮は年間を通して大蛇行型の流路をとっていた。これに対して、解析期間の他の年はおおむね直進流路をとっていた。

### 3-2-5 陸岸に平行な観測線上での流れの発散

#### *流れの発散の持つ意味*

前節(3-1 節)において、黒潮が直進流路をとり潮岬に接する形で流れている時、紀伊半島南西沿岸には、黒潮系の暖水が岸近くまで進入して来ていることを示した。岸沿いの流れが「振り分

け潮」のように発散しているならば、その海水を補給するために沖合の海水が沿岸域に進入してくるはずである。ただし、その際、沿岸の流れが「振り分けて」いる必要はなく、流れの方向に、流れの並岸流成分の流速が増加していても良い。また、潮汐などによる一方向に向かう強い並岸流があるならば、「振り分け潮」の片方の流れが強化され、他方の流れが打ち消されて、一時的に「上り潮」あるいは「下り潮」に近い形になるであろう。少なくとも、一様な並岸流があれば、「振り分け潮」の分岐点の位置は大きくずらされると考えられる(次の 3-3 節で論じるが、振り分け潮の構造、分岐点の位置などには、潮汐周期の変動は現れない。このことは観測線付近での潮汐による並岸成分はそれ程大きくないことを示している)。物理的に考えた場合、振り分けという現象よりも、岸に平行な線上での流れの発散のほうが重要であろう。

### *流れの発散の計算*

ここで用いた観測結果は、観測線がほぼ 100m の等深線に沿ったものを選んでいるが、航路は必ずしも直線上になく、観測ごとに若干航路が違ってもいる。そこで、Fig. 3-16 に示すように、北緯 33°34'N、東経 135°20'E の地点から 112°の方向(北から時計回りに測った角度)に伸びる線を基準線に選び、測定された各流速ベクトルをこの線に投影する形で、この基準線に沿う流速を求めて、発散の計算に用いた。基準線の起点を東経 135°20'E にとったのは、これ以西では海岸線の方向が大きく変わること、少なくとも「典型的な振り分け潮」の分岐点はこれより東で見いだされるためである。図には、この点から基準線に沿って測った距離を km 単位で示してある。45km 付近が潮岬沖に当たる。隣接する流速値の差を、その 2 点間の距離で除して発散値を求めた。Fig. 3-11 に示した 1991 年 6 月 28 日の観測から得られた発散値の分布を例として示したものが、Fig. 3-17 である。測定値は 1 分間隔で得られるが、調査船の対地速度が一定でないため空間的には、この図でわかるように不等間隔のデータになっている。

求められた発散値は非常に変動しているが、この傾向は基準線の両端にあたる 0-5km と 40-50km において著しい。おそらく、基準線上の 0-5 km の範囲では海岸線の向きが大きく異なった、南北に近い方向となっていて、海岸線が観測線から大きく離れていることが影響していると考えられる。また、基準点から 40km 以東、潮岬の近傍では、振り分け潮の出現範囲の外側になっており、特に黒潮直進時には、黒潮の強流域の直接的な影響を受けるため(3-1 節参照)、発散値には大きな変動が現れるのであろう。そこで、ここでは基準線上の両端部分を除いた 5-40km の範囲について議論する。

この範囲においても、得られた発散値は大きく変動している。Fig. 3-17 には、「振り分け潮」の分岐点を矢印で示したが、この分岐点が発散値のピークに対応するとは限らない。これは、個々の測流値の変動から、十分な精度で発散値が計算できなかったためとも考えられ、何らかの平均操作が必要となる。そこで、得られた発散値を、内挿して、1 km 間隔のデータとして、それを年ごとに平均して、年平均値を求めて解析に使用した。

### *基準線に沿った発散値の年々変動*

それぞれの観測日に対応して、基準線上の 5-40km の範囲内について平均した発散値と、串本・浦神間の日平均水位差との相関を見たものが Fig. 3-18 である。この図では、各流況パターンの合計 258 例のうち、串本あるいは浦神の日平均データの欠測日を除いた 248 例について示した。図中、水位差 25cm のところに引いた破線は、この値より小さな値に対しては大蛇行流路が出現し、大きいときは直進流路が出現する水位差の閾値(藤田 1997)を示している。なお、図で●印で示したデータ点は、「典型的な振り分け潮」の場合を、○印はその他の流況パターンを示す。この両者の間には比較的良い相関が見られ、発散値が大きいほど水位差も大きくなるという正の相関($R^2$=0.435)が認められる。特に典型的な「振り分け潮」が観測されたときには、発散値は例外なく正の値をとる。このことは、ここに導入した発散値が「振り分け潮」を含む海況パターンの有意な指標となることを示している。

基準線上 5-40km の範囲を 1 km 幅で分割して、それぞれの区間についての発散値を、1988 年から1996年までについて、各年の平均を求めて示したのがFig. 3-19である。また、全解析期間についての平均を左上の図に示す。発散値の分布は、なおも基準線上で大きく変動しているが、1990 年を除き、各年の発散値は、基準線上の全域でほぼ正の値を示す。発散値のピークは年によって現れる場所が異なっており、特定の場所で顕著なピークを示すようなことはない。このことは、「振り分け潮」の分岐点位置が変動に富んでいることと関係していると考えられる。1990 年については、発散値の大きさは一般に小さく、負の値を示す区間も多くみられる。

年ごとの違いをみるため、Fig. 3-19 に示した年ごとの発散値を基準線上 5-40km の範囲について平均した年平均値をFig. 3-20に示す。若干の変動はあるが、この平均発散値は1990年を除いて有意な正の値を示している。1990 年だけは、非常に小さな負の値を示しており、この年が他の年と海洋条件を異にしていたことを示している。

### *流れの向岸流成分*

ADCP の観測値から基準線に直角な向岸流成分も求めることができる。沖合の黒潮系暖水の進入を考える場合、この方がより直接的な指標となるはずである。そこで、向岸流成分を読みとって、発散値と同様の解析を行った。各年の平均値を、さらに、5-40km の範囲について平均し、Fig. 3-20 に対応する形の、向岸流成分の年々変化を示したものが、Fig. 3-21 である。この図でも、1990 年の向岸流成分が最も小さく、この年が特異な年であることを示している。しかし、他の年との違いは、発散値の Fig. 3-20 ほどには際だっていない。

258 回の各観測時について、5-40km の範囲内について平均した発散値と向岸成分の相関をみたものが、Fig. 3-22 である。両者の間に、正の相関($R^2$=0.36)が認められるものの、データは広い範囲に分散しており、発散値が正の場合にも、向岸流が負の値を示している場合が多い。一般に、向岸流成分の分布は複雑であり、岸向・沖向の流れが入り交じって観測されることが多く、「振り分け潮」が起きているときにも、しばしば沖向の流れが観測される。また、3-3 節の Fig. 3-36 の江

須埼沖にみられるように、表層で岸向きでも、下層では沖向きになることがある。一般に向岸流成分の流向が深さによって逆転する場合もしばしばある。したがって、ここでは、向岸流成分よりは、主として発散値を用いた解析を行った。

### 3-2-6 黒潮の離岸距離と流れの発散値の関係

Fig. 3-23 に、海上保安庁海洋速報を利用して、半月ごとに決めた潮岬から南に測った黒潮の離岸距離(上図)と、串本・浦神間の日平均水位差(下図)の時間変動を示す。ここで、水位差 25cm は黒潮が大蛇行をとる時の指標とされており(藤田 1997)、これ以上大きな値に対しては一般に黒潮は直進流路をとるとされている(3-1 節の議論参照)。注目すべきことは、1989 年 10 月～1991 年 1 月の期間では、水位差は非常に小さい値を示しており、25cm 以下の値を保っている。すなわち、上記の解析で異常な年であった 1990 年は、年間を通して黒潮は大蛇行流路をとっていたことがわかる。これに対し、他の年では、若干の短周期変動が存在するが、黒潮流路は基本的に直進傾向であったことがわかる。このことは、紀伊半島南西海岸沖の流況が、黒潮の流路パターンによって、強く影響されることを示している。

Fig. 3-23 で水位差の図で 1995 年のところに示した上向きの矢印は、Fig. 3-12 に示した典型的な収束流(IV)が起こった日を示している。この前後で水位差は 25cm 以下となっていて、黒潮の離岸距離も一時的ではあるが大きくなり、大蛇行時に近い状態であったことがわかる。この収束流は出現頻度が少なく、その出現特性については十分な解析はできなかったが、今後検討していく課題である。しかし、この事象も紀伊半島南西岸における流況に対する黒潮流路の影響を強く示唆しているものといえる。

### 3-2-7 黒潮流軸位置と流況パターン

黒潮の流軸の位置、黒潮の離岸距離と紀伊半島南西海岸沖の流況との間に密接な相関があることがわかった。それでは、3-2-3 節で定義した各流況パターン、「典型的な振り分け潮」、「振り分け潮」、「東向流」、「西向流」、「収束流」、「不定流」は、それぞれ黒潮流路がどんな場合に起こるのであろうか。

基準線上 5-40km の範囲で求めた平均発散値を、各流況パターンごとに集め、そのそれぞれの平均を求めて示したのが Fig. 3-24 である。「収束流」の場合に発散値が負になるのは当然としても、これ以外の流況パターンのすべてで正の値をとることは注目に値する。発散値の計算精度に問題があるのかもしれないが、この海域には「振り分け潮」が起こりやすい何らかの条件があるのかもしれない。これは今後の課題である。正の発散値は、「典型的な振り分け潮」で最も大きく、次いで「振り分け潮」で大きい。1 方向に流れる「東向流」、「西向流」についても有意な正の値を示し、これはいずれの場合にも流れが加速される傾向があることを示す。この加速は「東向流」の方が著しい。

各流況パターンに対して計算した平均黒潮離岸距離(上から下に伸びる柱状図)および、平均

水位差(下端から上に伸びる柱状図)を示したものがFig. 3-25である。この図からみると、「典型的な振り分け潮」、「振り分け潮」、「東向流」の3つの流況パターンは、黒潮離岸距離の値が約20マイル以下、そして水位差が30cm以上の場合、すなわち藤田(1997)の結果の離岸距離25マイル以下、水位差 25cm 以上という黒潮直進時の条件にほぼ対応している。すなわち、これらの流況パターンは、黒潮が直進流路の時に起こりやすいことを示している。この3つのうち、「典型的な振り分け潮」に対しての平均離岸距離が最も小さくなっており、平均水位差が最大になっている。「典型的な振り分け潮」は、黒潮の強流部が特に潮岬に近づき、潮岬東西の沿岸水が分離された時に起こりやすいと結論することができる。

一方、「西向流」、「収束流」、「不定流」の3パターンは、黒潮離岸距離が30マイル以上あり、水位差が20数cm以下で起こりやすいことがわかる。解析期間中に大蛇行流路をとった期間が非常に短く、各パターンの出現頻度が小さいため、統計の精度に問題はあるが、これらのパターンが大蛇行時に現れやすいことは結論できそうである。黒潮の離岸距離が大きくなり、黒潮の影響が沿岸部に及ばなくなった時に、卓越した流況パターンは現れず、不明確な「不定流」が現れることは十分理解できよう。黒潮大蛇行時に「西向流」が出現しやすいことは、次の小節(3-2-8)の議論のように、大蛇行時に熊野灘南部海域へ流入した黒潮系暖水が潮岬を越えて紀伊水道側まで影響を及ぼしていることと関連しているのであろう。

### 3-2-8 おわりに

1988年から1996年の間に得られたADCP観測のうち、ほぼ100mの等深線に沿って得られた258例を選んで解析した。紀伊半島南西岸沖に現れる並岸流を、「典型的な振り分け潮」、「振り分け潮」、「東向流(下り潮)」、「西向流(上り潮)」、「収束流」および「不定流」の6つにパターン分けし、それぞれの生起確率を求めた。解析期間では典型的なものを含め「振り分け潮」の出現頻度が高く、69%に達した。また、各パターンの出現時における黒潮の離岸距離や串本・浦神間の水位差の動向を調べ、「典型的な振り分け潮」、「振り分け潮」、「東向流」の出現は、黒潮の直進時に多いことを示した。また、他の3つのパターンは、黒潮の大蛇行時に起こることが多いことを示した。「振り分け潮」の生起頻度が高かったのは、解析した期間が、1990年を中心とした時期と、若干の短期間を除き、黒潮はほぼ直進状態にあったためと考えられる。

「振り分け潮」の分岐点は、従来、すさみ沖に現れるとされてきたが、市江埼から潮岬近くまでの広い範囲にわたって現れることが示された。さらに、「振り分け潮」の存在を示す指標として、沿岸に平行な観測線上での並岸流の発散が使えることを示した。このことは、黒潮の直進時に紀伊半島南西海岸沖に黒潮系の暖水が進入してくることと良く対応している。

振り分け潮の分岐点は、時には市江埼より西方に現れる。この時は紀伊半島南西海岸のみを考えれば「東向流」である。この東向流は、「振り分け潮」に準ずる特性を持ち、黒潮の直進時に現れることが多い。潮岬沿岸にあたる基準線の40-45kmに近い海域で観測された測流値で各観測時に得られた絶対値が最大の東西流成分(東向きを正にとる)を選び出し(そのほとんどは、そ

の東端、潮岬の真南に現れる)、そのときの串本・浦神間の水位差と対比させたものがFig.3-26である。図で、「典型的な振り分け潮」がみられた事例を●印で示してある。両者の間には良い相関($R^2$=0.72)がみられる。「典型的な振り分け潮」は水位差が 25cm 以上の、黒潮が直進流路をとっている時にのみ現れることがわかる。潮岬沿岸で、4 ノットに達するような東向きの流れが観測されるのは、この測点が黒潮の強流帯に含まれてしまうことがあることを示している。次節(3-3 節)で、「振り分け潮」の構造について述べるが、そこで、「振り分け潮」の東端部分(東流部分)は、黒潮が接岸し潮岬に接するようになったときの黒潮の流れそのものであることを示す。この図は、このような考えを支持しているといえよう。

一方、逆に西向きに流れる「西向流」は黒潮の大蛇行時に現れることが多い。興味深いのは、Fig.3-26 で、潮岬南方の測点で有意な西向流(0.5 ノット)が見いだされた時の串本・浦神間の水位差はすべて 25cm 以下になっていることである。これは、この時の黒潮は大蛇行流路をとっていたことを示している。大蛇行時には、遠州灘から熊野灘沖に現れる大冷水塊を迂回する形で熊野灘南部海域まで黒潮系暖水が進入する(第2章の議論参照)が、この暖水の一部は潮岬を越えて西方に運ばれることを示唆している。紀伊半島南西海岸沖は、一般に流れの発散域となっていることが示されたが、例外的に流れが岸に沿った線上で流れが収束する「収束流」が現れることも見いだされた。事例が少なく今後の検討が必要であるが、潮岬を越えて流れる西向流は、この「収束流」の発生にも寄与することは想像に難くない。このことは、「収束流」の出現が黒潮の大蛇行時に限られていることと符合している。

阪本(1990)は、「振り分け潮」が出現した時に、紀伊水道においてまき網漁の漁獲が増えることを報告している。「振り分け潮」の出現は、また、第4章で述べるように紀伊水道内の漁業にも関係し、魚類の再生産にも大きく影響すると考えられる。「振り分け潮」は、紀伊半島周辺部に現れる特徴的な中規模現象であり、この海域の漁業・漁場を論じる上で重要な要素となろう。

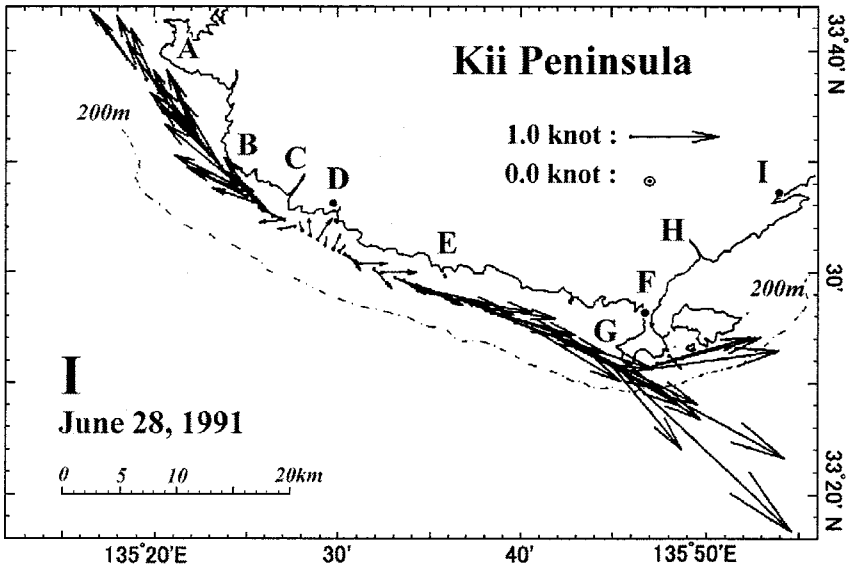


**Fig. 3-11.** Location of the Bifurcation Current. A typical ADCP observation line is shown together with the current field at a depth of 5 m on June 28, 1991. The observation line was usually selected so as to follow the 100m depth contour which runs almost parallel to the coast. The current field shown is a typical example of the Bifurcation Current (**I:** the Typical Bifurcation Current). A: Cape Seto, B: Cape Ichie, C: Hiki River, D: Susami, E: Cape Esu, F: Kushimoto, G: Cape Shionomisaki, H: Koza River, and I: Uragami.

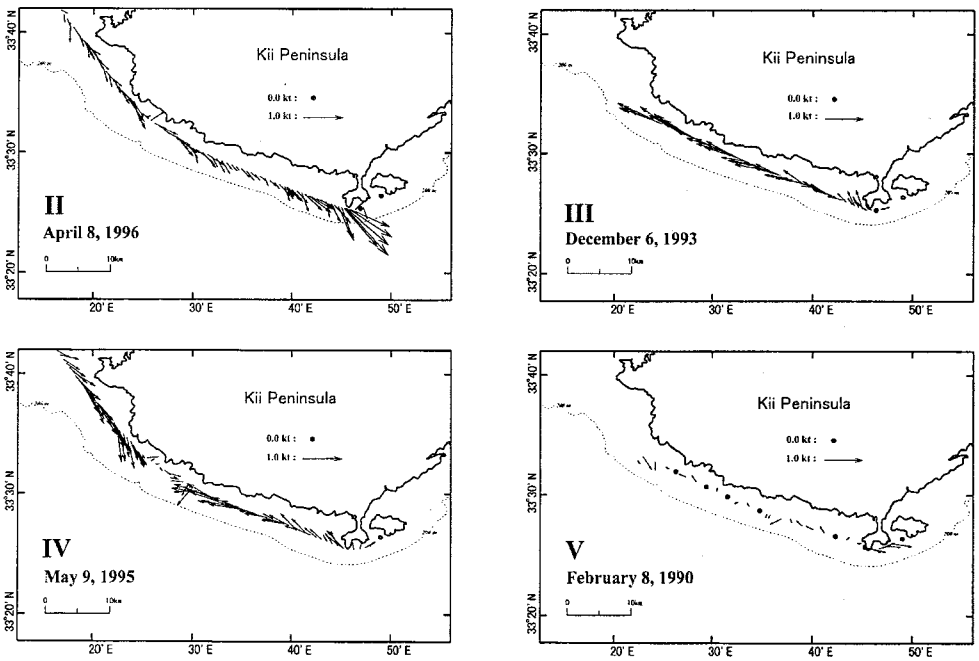


**Fig. 3-12.** Typical examples of the Eastward Current (**II:** top-left, April 8, 1996), the Westward Current (**III:** top-right, December 6, 1993), the Converging Current (**IV:** bottom-left, May 9, 1995), and the Irregular Current (**V:** bottom-right, February 8, 1990).

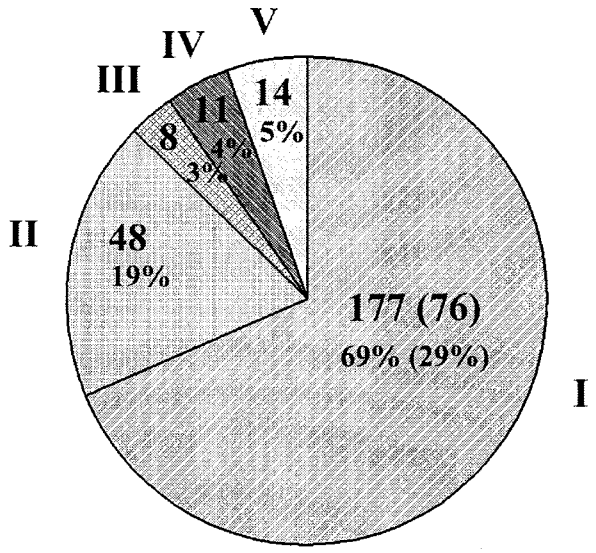


**Fig. 3-13.** Occurrence frequency of each flow pattern; **I:** the Bifurcation Current, **II:** the Eastward Current, **III:** the Westward Current, **IV:** the Converging Current and **V:** the Irregular Current. The occurrence frequencies are given both by number and by % are shown in each corresponding section (numbers in parenthesis indicate the Typical Bifurcation Current).

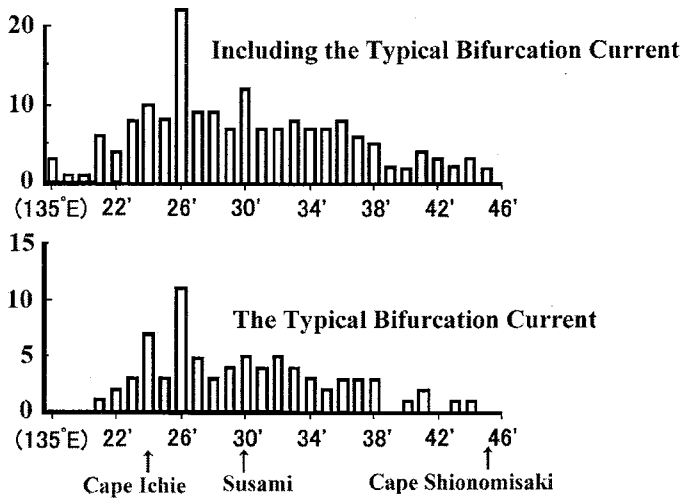


**Fig. 3-14.** The frequency histograms against the position (in longitude) are shown for both the Bifurcation Current (upper figure: including the Typical Bifurcation Current) and the Typical Bifurcation Current only (lower figure). Two figures show an almost identical shape, and the weak peak of bifurcation point appears near Cape Ichie in each curve.

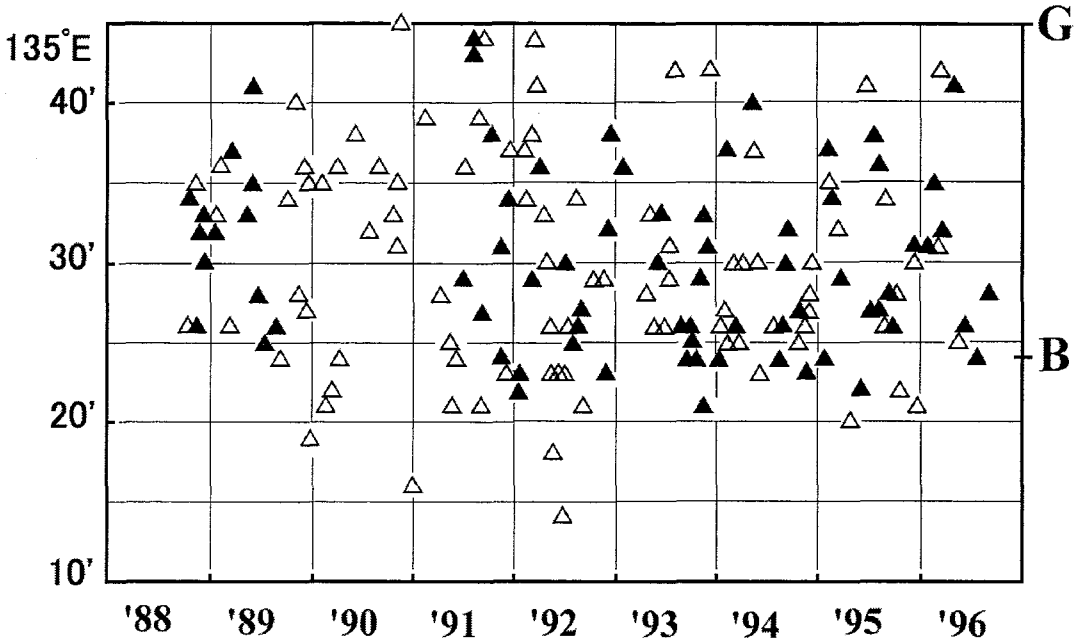


**Fig. 3-15.** Scattered nature of the bifurcation position: the observed position in longitude are given on the ordinate, and the observation time on the abscissa. Black triangles indicate the case of the Typical Bifurcation Current. Note that the data points are distributed almost evenly in the region between 135°20'E and 135° 40'E, and no Typical Bifurcation Current occurred in 1990. B: Cape Ichie, G: Cape Shionomisaki.

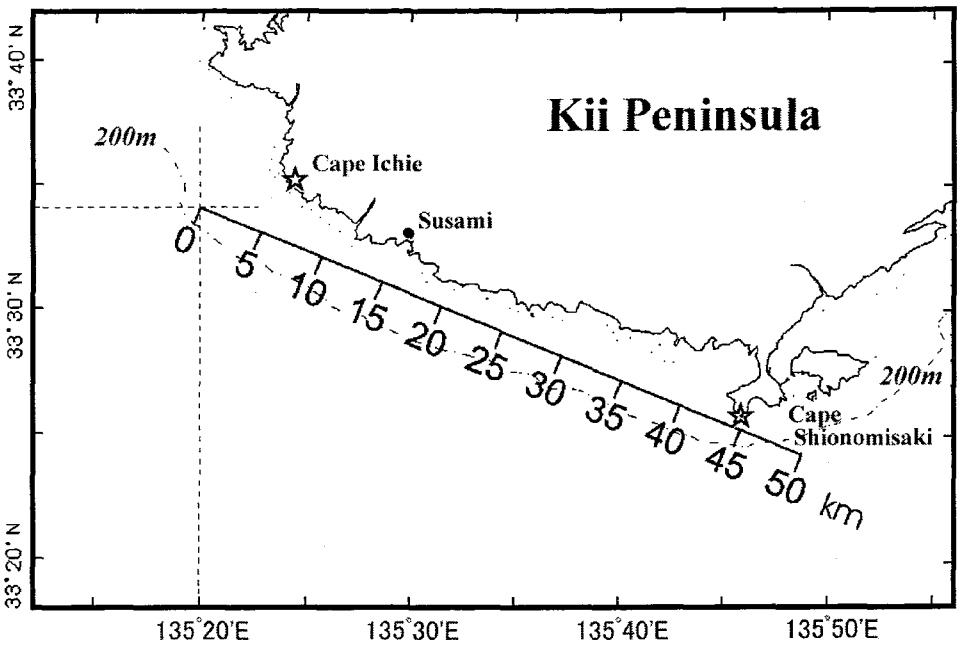


**Fig. 3-16.** The standard line where the current divergence was determined.

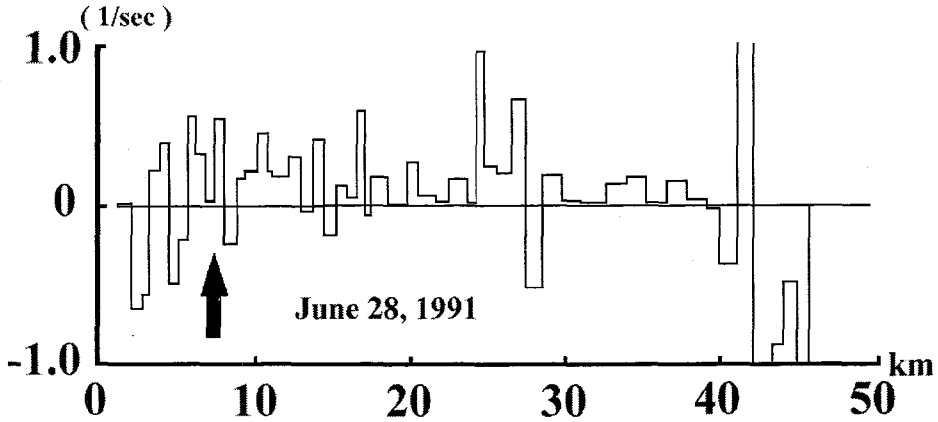


**Fig. 3-17.** An example of the distribution of the divergence value (in 1/sec) estimated along the standard line (June 28, 1991). The arrow is the bifurcation point.

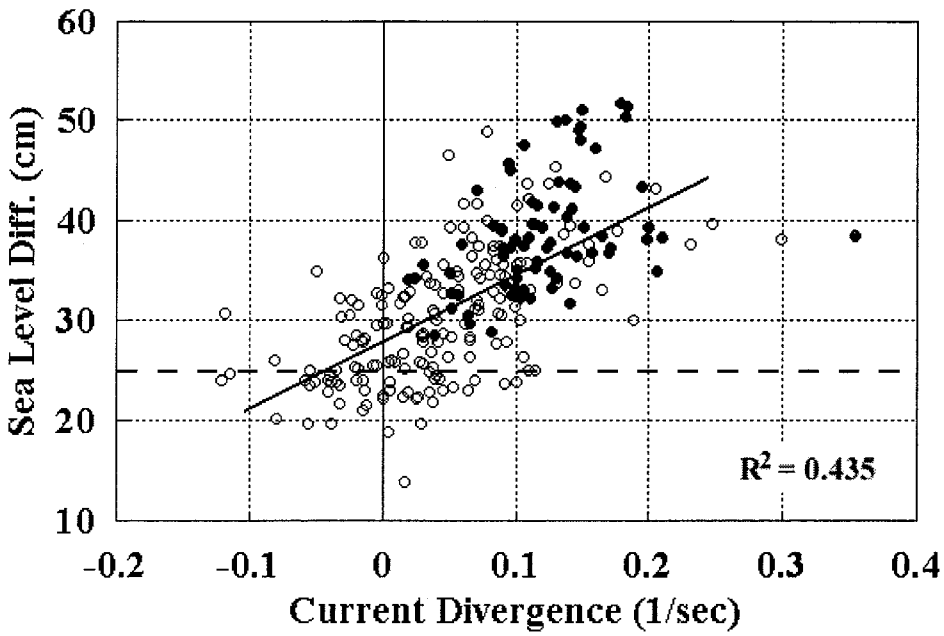


**Fig. 3-18.** Correlation between the daily average value the sea level difference between Kushimoto and Uragami and the current divergence averaged over the central portion of the standard line (Fig. 3-16). Black dots indicate the case of the Typical Bifurcation Current. White dots indicate the other Current pattern which the other Bifurcation Current, the Eastward Current, the Westward Current, the Converging Current, and the Irregular Current.

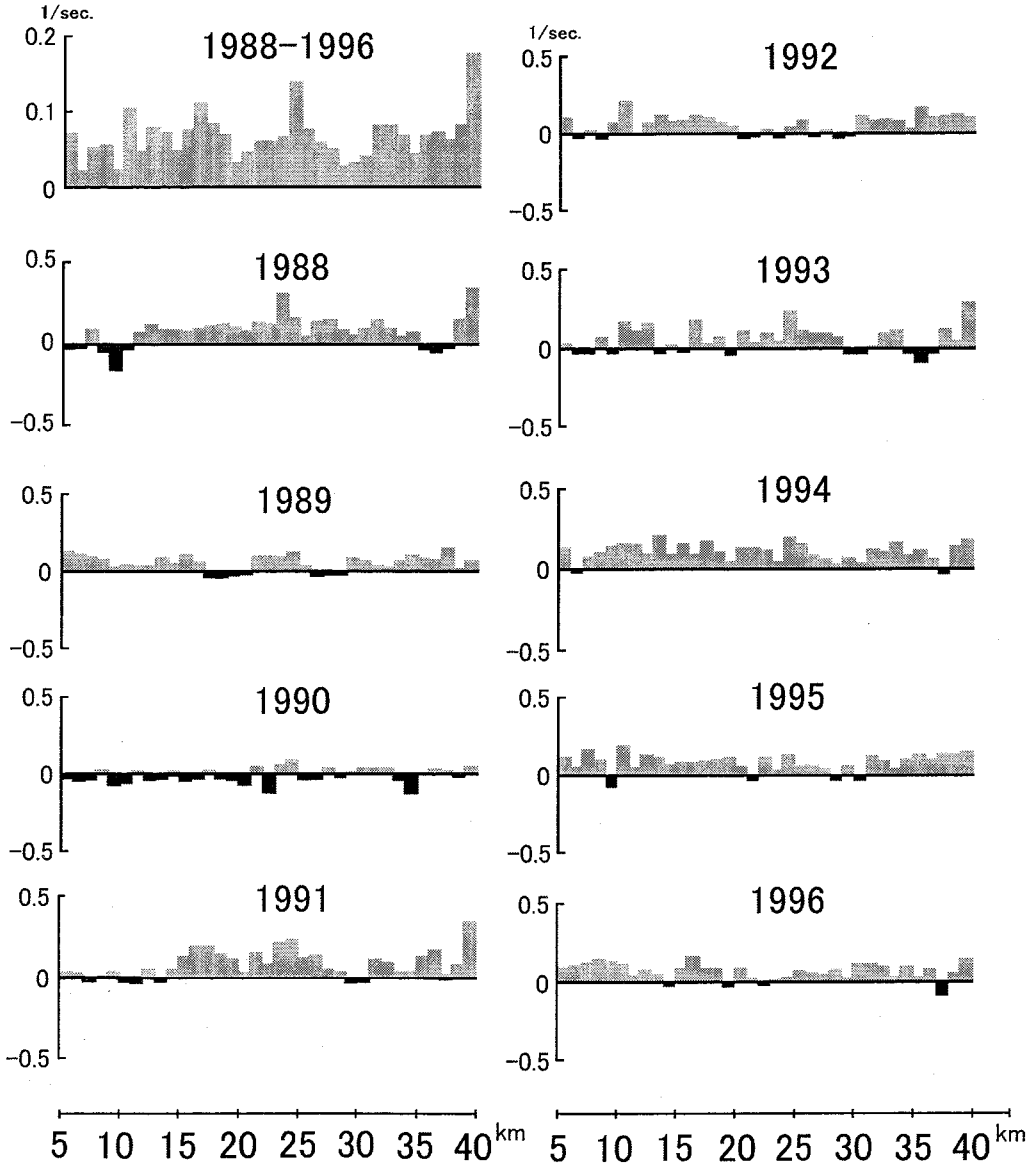


**Fig. 3-19.** Distributions of the current divergence (in 1/sec.) along the standard line averaged for each year. The distribution averaged for the whole analyzed period from 1988 to 1996 is also given in the first (top-left) figure.

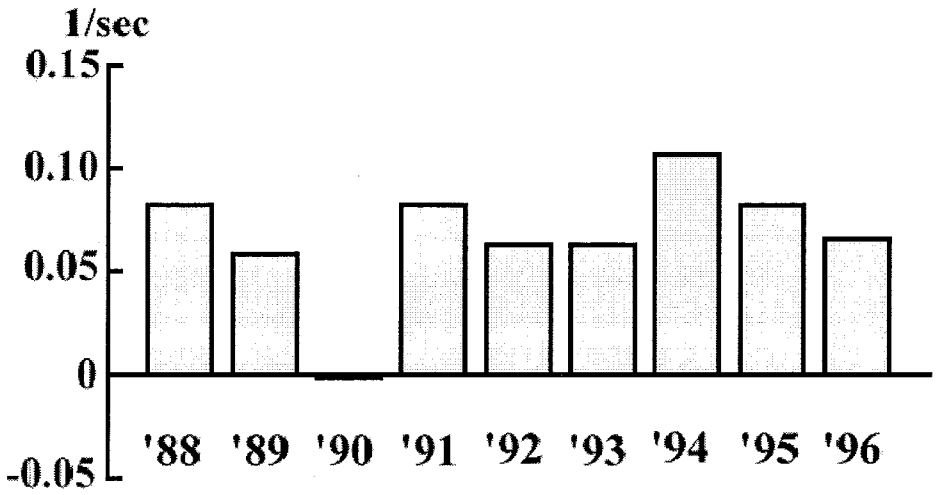


**Fig. 3-20.** Temporal variation of the current divergence (in 1/sec) yearly averaged over the standard line.

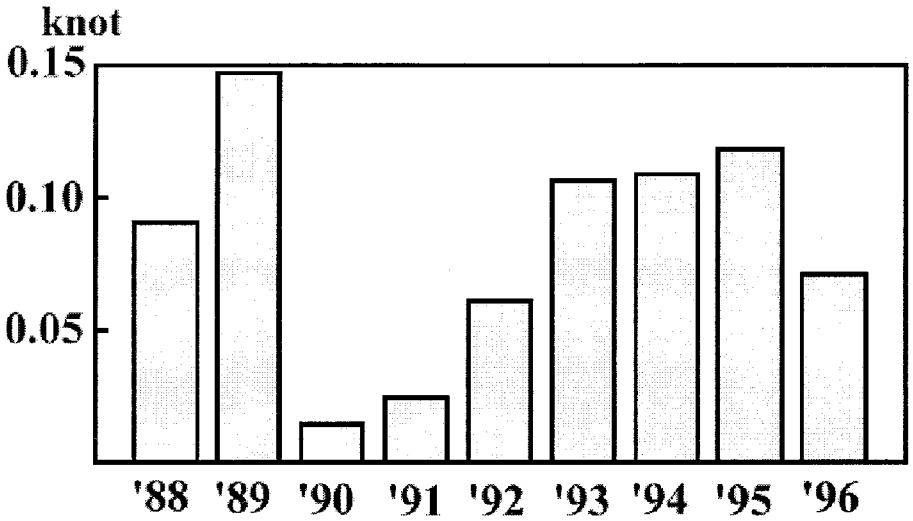


**Fig. 3-21.** Temporal variation of the onshore current component (in knot) yearly averaged over the standard line.

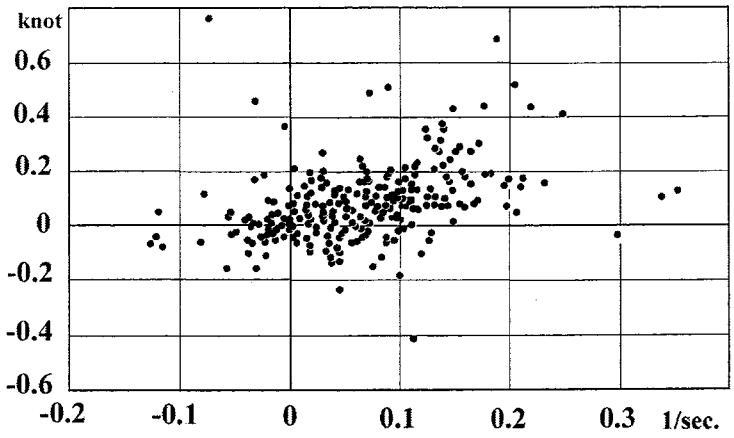


**Fig. 3-22.** Scatter diagram between the averaged onshore component (in knot) and the current divergence (1/sec).

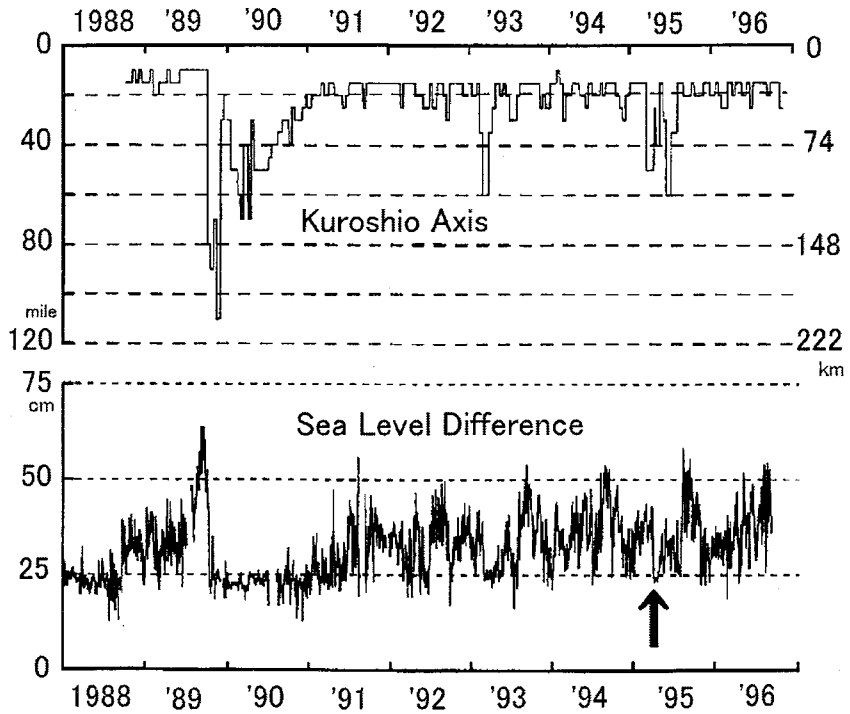


**Fig. 3-23.** Temporal variations of the position of the Kuroshio axis measured southward from Cape Shionomisaki (in nautical miles and in km), and the sea level difference between Kushimoto and Uragami (in cm: see Fig. 3-11 for the positions of these tide gauge stations). This sea level difference is usually used for monitoring the Kuroshio path off the Kii Peninsula (e.g., Kawabe, 1980).

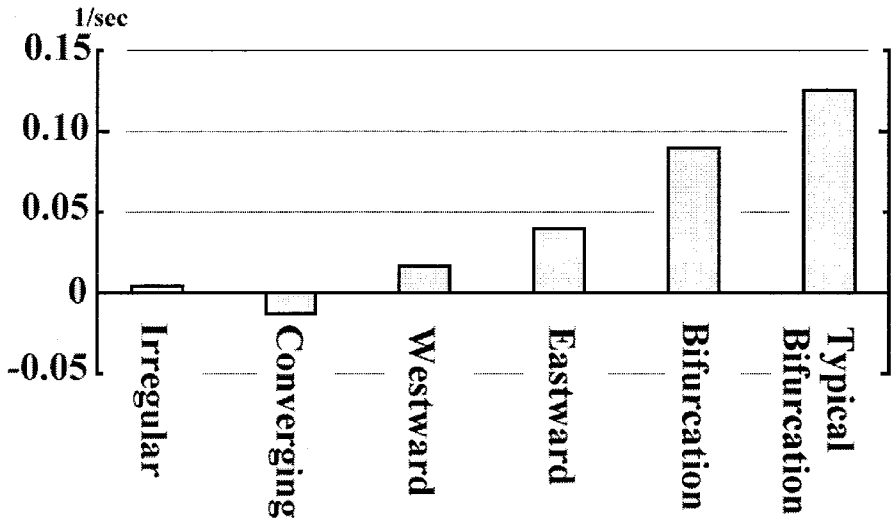


**Fig. 3-24.** Current divergence averaged for each flow pattern.

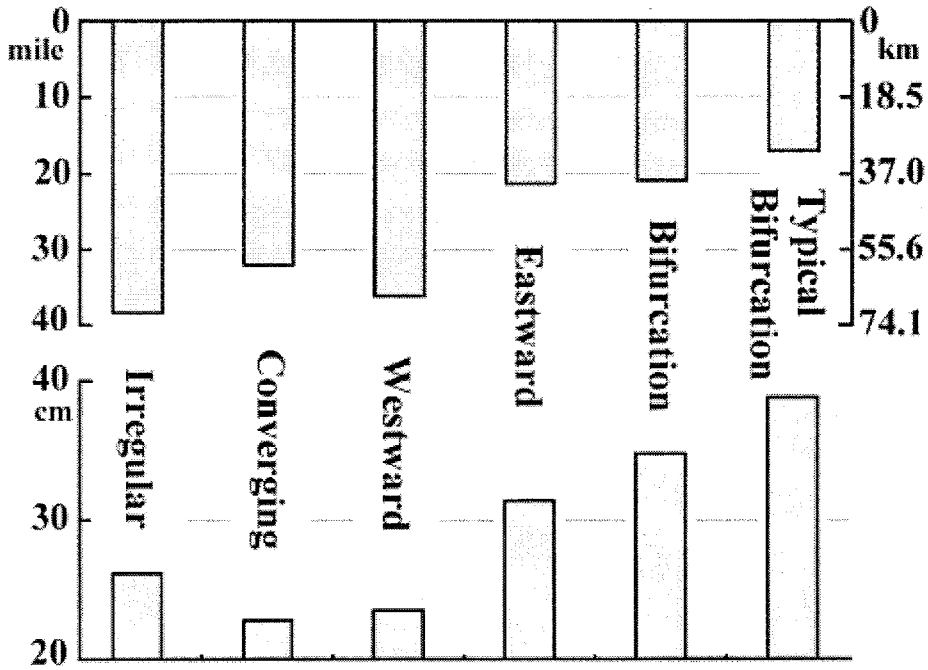


**Fig. 3-25.** Position of the Kuroshio axis measured southward from Cape Shionomisaki and the sea level difference between Kushimoto and Uragami for each current pattern.

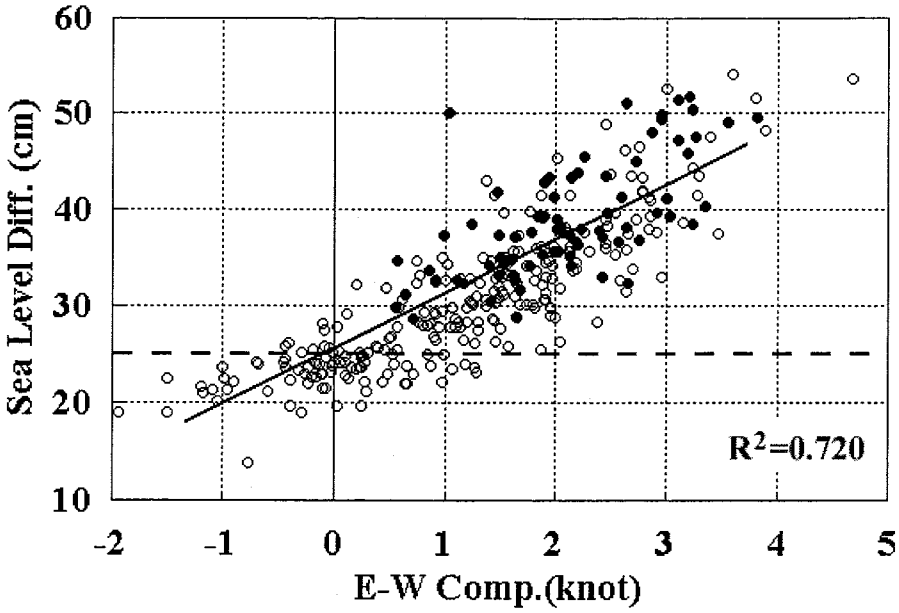


**Fig. 3-26.** Correlation between the daily average value of the sea level difference between Kushimoto and Uragami and the current velocity in the vicinity of Cape Shionomisaki, where locate the east area of the Bifurcation Current. Black dots indicate the case of the Typical Bifurcation Current. White dots indicate the other Current pattern which the other Bifurcation Current, the Eastward Current, the Westward Current, the Converging Current, and the Irregular Current.

## 3-3. 振り分け潮の安定性と水平構造

### 3-3-1 はじめに

本章の 3-1 節では、測点密度の高い紀伊半島周辺部の観測から、黒潮が直進している時の典型的な海況を明らかにした。その結果から、200m 水深の水温分布図を Fig. 3-27 に採録しておく。また、3-2 節では、紀伊半島南西海岸沖における流れのパターン分けを行い、それぞれの生起頻度を考察し、振り分け潮が黒潮の直進時に現れる現象であることを示した。しかし、振り分け潮の構造が時間的に持続性のあるものかどうか、例えば潮汐流の影響を受けて潮汐周期の変動を示すのかどうか、については触れなかった。このことは振り分け潮の分岐点の位置が非常に変動性に富むこととの関連においても興味ある課題である。また、振り分け潮の東の部分（東向流部分）は黒潮の強流部が接岸した部分であることを示唆したが、振り分け潮の構造については論じなかった。ここでは、三重大学生物資源学部の練習船「勢水丸」を利用して 4 回にわたる振り分け潮の特別な観測を行い、これらの点を明らかにすることを試みた。なお、本節の内容の主要部分は Takeuchi *et al.*(1998b) または Uchida *et al.*(2000) に発表したものである。ただし、観測結果の解釈については、再検討を加えて、改善を試みている。

### 3-3-2 観測と使用した資料

三重大学生物資源学部の練習船「勢水丸」を 1996 年 10 月 29-31 日（クルーズ I）、1997 年 6 月 24-26 日（クルーズ II）、1997 年 10 月 14-16 日（クルーズ III）、1997 年 12 月 3-4 日（クルーズ IV）、の 4 回、潮岬から紀伊半島南西岸沖に派遣して観測を行った。観測は ADCP 観測を主体としたが、クルーズ I とクルーズ II では CTD または XBT 観測を併せて行っている。用いた機器は、ADCP が古野製の CI-30、CTD は Niel-Brown 製の Mark III B であった。Table 3-3 に各クルーズで行われた観測線でのそれぞれの開始位置と開始時刻および終了位置と終了時刻を示してある。各観測名の最初のローマ数字はクルーズ番号を、続く大文字のアルファベットは岸に沿った方向の観測線であることを示し、A、B、C、D、E の順で観測線が沖方向にあることを示している。観測線 A は、3-2 節で解析した和歌山水試の観測線に対応して、ほぼ 100m 等深線に沿ったコースが選ばれている。この観測線 A 上では、各クルーズにおいて ADCP による反復観測が行われており、A の後につけた括弧付きの数字は反復観測の番号を示す。クルーズ I における観測名中の小文字の英字は岸に直角な方向に設定された 3 本の XBT 観測線を示している。観測線は a、b、c の順に西から東に移っている。

黒潮の離岸距離の指標として、この節でも気象庁による月別の潮汐観測原簿から、串本と浦神間の水位差を求めて用いた。ただし、ここでは、日平均値の水位差の他に、黒潮流路のより短期の変動をみるために毎時のデータも検討の対象とした。両地点が互いに近接しているため、気圧補正は行わなかった。

各観測時における黒潮流路の特性をみるため、この 4 回の観測時を含む 1996 年 10 月～1997

年 12 月の期間について、串本・浦神間の日平均水位差の変化を示したのが Fig.3-28 である。各クルーズの実施された期間を横軸の下に示してある。また、黒潮の蛇行流路と直進流路を区分する水位差の値である 25cm(藤田 1997)を、図中の水平の破線で示してある。この値より水位差が大きいと黒潮は直進流路をとり、小さいと黒潮は大蛇行流路をとるとされている。

4 回の観測期間中の黒潮流路は、半月ごとに発行される海上保安庁海洋速報(平成 8 年第 21-22 号、平成 9 年第 13 号、20-21 号、23-24 号)によると、いずれも直進流路であった。しかし、Fig. 3-28 をみると、水位差は非常に変動しており、しばしば水位差は大蛇行流路を示す 25cm 以下に下がっている。藤田(1997)の解析は半月の平均値を対象にしているが、この閾値は 3-1 節で論じたように日平均値に対しても適用できる(Fig. 3-6 参照)。この図から判断する限り、クルーズ I が行われた期間の黒潮は蛇行流路であり、クルーズ II は黒潮が比較的安定した直進流路をとっていたと考えられる。クルーズ III とクルーズ IV の期間はそれぞれ、水位差は 25cm より有意に高く、直進流路をとっていたと考えられるが、クルーズ III の期間は、黒潮は直進流路から蛇行流路に変化していく傾向にあり、クルーズ IV では逆に蛇行流路から直進流路に変化していく期間にあたっていたといえる。

### 3-3-3 クルーズ II で観測された海況

串本・浦神間の日平均水位差からみて、黒潮が安定した直進流路をとっていたと考えられる 1997 年 6 月 24 日から 26 日に行われたクルーズ II の時の海況を、まず、見てみよう。

#### *5 本の岸に平行な測線での流速分布*

クルーズ II では、Table 3-3 に示すように、岸に平行した 5 本の観測線上で、ADCP による測線観測が行われた。それを基に、5m 深(上図)、25m 深(中図)、75m 深(下図)の流速場を示したのが Fig. 3-29 である。流速の大きさは、深さと共に若干減少する傾向があるが、流れの分布パターンは深さによらず、ほぼ同じ形をしている。一番内側の 100m の等深線に沿った 5m および 25m 深の流速分布に、すさみ付近に分岐点をもつ振り分け潮がみられる(75m 深は、海底に近く信号が乱れて良好なデータが得られていないので示していない)。振り分け潮の様相は、測線が沖に移るにつれて明確さを欠くが、B あるいは C 線上ではこれに対応する流速場の変化が若干ではあるが認められる。一番外の E 線では、北東向きのベクトルが卓越しており、この強流部は沿岸に近づくにつれて潮岬近くに限定されてきて、潮岬のすぐ沖では東に向かう流れになっている。この強流部は黒潮強流部の北縁部分の流れと思われる。すなわち、この観測で見いだされた振り分け潮の東側部分の東向流は、岸に近づいた黒潮強流部から成っていることがわかる。

#### *水温の水平分布*

クルーズ II では、これらの測線上で CTD あるいは XBT による観測が行われている。その資料を用いて、水深 50m と 200m の水温平面分布を示したのが Fig. 3-30 である。日本南岸沖では、

水深 200m における 15℃あるいは 16℃の等温線が黒潮流軸に対応するとされている(例えば、Kawai 1969, Kawabe 1985)。Fig. 3-30 の 200m 水温分布をみると、15-16℃の等温線が、潮岬の南約 10 マイル(33°15'N)付近にあり、非常に陸岸に接近している。藤田(1997)は離岸距離 25 マイル以下を黒潮が直進流路であることの目安にしている。クルーズ II の時の黒潮は、典型的な直進流路をとっていたわけで、Fig. 3-28 の日平均水位差の値は、良く海況を表していたことになる。

等温線がおおよその流線を示す 200m 水温分布をみると、12℃と 13℃の等温線が東の方に舌状に張り出し、海岸線に平行な水温の高い尾根がみられる。この形状はこの尾根の北側に西向きの流れがあることを示唆している。この舌状尾根の先端から東側では、岸に近づくほど水温が低下していて、流れは岸近くまで東向きである。この東向流は、13℃の等温線の形状からみて、黒潮強流帯の北縁近くの流れが潮岬の西方(135°35'E から 135°40'E の間)で分岐し、反転して生じていることがわかる。これに対し、50m 深の等温線分布をみると、200m 深で岸沿い西向流が示唆された部分に沿って、暖水が西に張り出しているのが認められる。これは上述の西向流によって、岸方向に吸い寄せられた表層の暖水が紀伊水道の方へ運ばれていることを示している。すなわち、水温の水平分布からも振り分け潮がクルーズ II の観測時に存在していたことがわかる。

*ADCP による反復観測*

Table 3-3 に示すように、クルーズ II においては、100m の等深線にほぼ沿った測線(A ライン)上で 9 回の反復観測を行っている。観測は 6 月 25 日 17:11 から 26 日 13:57 までの約 21 時間の間に行った。1 回の観測に要した時間は約 1 時間 20 分であった。串本・浦神の 1 日平均水位差が黒潮離岸距離と良く関係していることはすでに論じてきているが、より短期の水位差の変動が黒潮流軸の変動を表し得るかどうかは分からない。Fig. 3-31 にクルーズ II の期間を含む 1997 年 6 月 24 日 00:00 から 27 日 23:00 までの、水位差の変動を示す。反復観測線の観測は、複数観測線に引き続いて行っているが、これらの観測期間も Fig. 3-31 に示してある(反復観測の各回の行われた時刻を、1 から 9 の数値を添えた矢印で示す)。時間単位の水位差の変動からみる限り、複数線観測時には黒潮流路は直進時の特徴をもっていたが、反復観測中にその特性が弱まっていく傾向がみてとれる。

この 9 回の反復観測によって得られた 5m 深の流速ベクトルの分布を、Fig. 3-32 に上から時間順に示す。反復観測期間中の全回をとおして、振り分け潮が認められている。振り分け潮の分岐点は 1 回目には江須埼沖にみられるが、その約 21 時間前に行われた複数線観測の A ライン上の観測結果(Fig. 3-29 の最上段 II-A(0))では、10 数 km 西寄りのすさみ沖で認められる。反復観測中も分岐点は東西に移動しているが、江須埼沖とその 10 km 東方の間にとどまり、反復観測中のその位置は比較的安定していた。

Ogura(1933)が示している M2 潮の同時潮図などをみると、紀伊半島沖での同時潮線は南北に走っており、この海域での潮流は東西成分が大きいと考えられる。もし、潮流による東向きの流

れあるいは西向きの流れが有意な大きさを持つならば、振り分け潮の分岐点は潮時に従って東西に移動するはずである。しかし、Fig. 3-32 にみられる分岐点の移動には潮汐周期の変動はみられない。分岐点付近の流速値は小さく、分岐点を明確に決めることは難しい。そこで、A ラインに沿う並岸流成分(東向き成分を正にとる)と、それに直角な線に沿う向岸流(岸向き成分を正にとる)を求めて、各回の観測について示したものが Fig. 3-33 である(横軸の距離は、Fig. 3-32 の下に示した線の左端から東向きに測ったものを示している:この線は 3-2 節で用いた Fig. 3-16 に示した基準線の 5-40 km の部分に当たる)。向岸流成分(Fig. 3-33 の右図)は変動が多く、分岐点の位置の正確な決定に役立たなかったが、並岸流成分の分布(Fig. 3-33 の左図)では、流れの向きが変わる分岐点の位置が客観的にみてとれる。この結果は先に述べた分岐点の位置とほぼ一致している。以上のことは、少なくとも水深 100m の等深線の近くでの潮汐流は弱く、分岐点の位置の変動に潮汐の効果は考えなくても良いのであろう。

このように反復観測中を通して振り分け潮が認められたが、反復観測の後半は前半に比べて流速の大きさが減少しているようにみえる。このことは観測範囲の両端部の流速をみれば顕著である。5-40km について計算した並岸流成分を利用し、発散値を計算してこの区間全体の平均発散値を、5m 層と 25m 層について示したのが Table 3-4 である。これをみると、発散値の減少傾向が反復観測の期間を通してみてとれる。これは、Fig. 3-31 において反復期間中に串本・浦神間の水位差が減少して、直進流路の特性が弱まっていく傾向と良く対応している。他に短周期の黒潮離岸距離の変化をモニターする手段がないが、このことは時間単位の水位差変動も、黒潮流軸変化の指標を与え得ることを示唆している。この後に述べる他のクルーズの海況変化を示す指標として時間単位の水位差変動を利用することを試みる。

### 3-3-4 クルーズ I で観測された海況

1996 年 10 月 29-31 日に行われたクルーズ I の期間(Table 3-3)では、Fig. 3-28 の串本・浦神間の日平均水位差は 25cm 以下であり、黒潮の離岸距離は大蛇行時に匹敵するほどの大きさをもっていたと考えられる。しかし、25cm 以下の状態は 3 日程度しか持続していない。また、この観測期間における時間単位の水位差変動を Fig. 3-34 に示す。クルーズ II における時間単位の水位差の曲線(Fig. 3-31)には潮汐周期の変動が顕著には現れていなかったが、このクルーズ I の期間には、顕著な潮汐周期の振動が現れている。この振動のため、時々25cm を超す水位差が現れるが、おおむね水位差は 25cm 以下に保たれている。この図の下欄に A ライン沿いに行われた反復観測 I-A(1)、I-A(2)のそれぞれの開始時刻を矢印で示してある。また、CTD を用いて、3 つの南北線(a、b、c)に沿って行われた観測の期間(I-a、I-b、I-c)をそれぞれ図中に示す(各観測線の位置、観測の開始時刻、終了時刻については Table 3-3 を参照されたい)。

#### *水温の水平分布*

1996 年 10 月 29-30 日に行った CTD 観測の資料から、水深 200m における水温の水平分布を

描いたのがFig. 3-35である。15℃の等温線は潮岬の南方約26マイル(約48km)を東西に走っており、16℃の等温線は南方約27マイルにある。藤田(1997)は、25マイルを直進流路と大蛇行流路とを区分する水位差としているが、この図はこの観測時の黒潮の離岸距離が、大蛇行時に匹敵する大きさをもっていたことを示している。3日程度の時間スケールで黒潮の離岸現象が起こった原因はよく分からないが、和歌山水試および三重県水産試験場(現三重県科学技術振興センター水産研究部、以下三重水試と略記する)が、晴天時に随時発行している人工衛星海況速報によると、10月26日頃に黒潮の小蛇行が潮岬沖を通過したとしている。Fig. 3-35では、流軸付近の等温線は観測範囲内では東西に伸びており、人工衛星で通常観測される小蛇行よりはその幅が広いように見えるが、観測からはこれ以上のことはいえない。

この黒潮流軸と潮岬の間の広い海域は、水温11-13℃の非常に一様な水におおわれており、沿岸水の幅が非常に広かったことを示している。そして、潮岬の東西で沿岸水の性質はほとんど変わらず、Fig. 3-27の黒潮直進時における海況と非常に異なっていることがわかる。日平均水位差が黒潮の離岸を示す25cm以下に下がっていたのはわずか3日間だけであることからみて、黒潮の離岸に伴う、潮岬東西での沿岸水の差異が解消されるには1日程度の時間しかかからないと考えられる。このことは、串本・浦神間の日平均水位差が紀伊半島沖の黒潮流路変動のモニターには十分使用できる理由を与えるものである。

### *流速場*

観測時間上の制約から、岸に平行な観測線上でのADCPによる流速観測は、100m等深線にほぼ沿ったAラインで2回と、やや沖側に位置するBラインでの1回の計3回だけである。1996年10月29日20:34に開始した最初の観測(Table 3-3、I-A(1))線、A Line上の流速ベクトルの分布を水深5mと50mについてFig. 3-36に、10月30日19:16から10月31日00:17までの間に引き続いて実施された2本の観測線(Table 3-1、I-A(2)およびI-B)上の水深5mでの流速ベクトル分布を、Fig. 3-37に示す。

10月29日にAライン上で観測されたベクトル分布(Fig. 3-36)と、約22時間半後に同じ線上で観測されたベクトル分布(Fig. 3-37)は非常に異なった様相を示しており、前者では観測範囲全域で西向きの流れが現れているのに対し、後者では全く逆に全域で東向きの流れが観測されている。前節(3-2節)の結果では、黒潮の蛇行時には西向流(上り潮)が現れることが示されているので、後者のパターンはこれと矛盾している。しかし、I-A(2)の直後に測られたやや沖合の観測線B Line上でのベクトル分布は、変動に富んでいるものの、西向きの流れが卓越している。これだけの資料では明確な結論を導くことができないが、この時の流れのパターンは空間的にも、時間的にも変動に富んでいたというべきであろう。串本・浦神間の水位の動向から判断して、この時の蛇行流路(黒潮の離岸)は3日間程度で消滅したと考えられるから、流れのパターンが変動性に富んでいたことは十分考えられる。むしろ、1日程度の時間スケールで潮岬の東西の沿岸水が混ざり合って串本・浦神間の水位差が解消されるためには、潮岬沖合を東西両方向に流れる時間変化

に富んだ流れの存在が必要といえるのかもしれない。

Fig. 3-36 の図で、A ライン上の 5m 深のベクトル分布と、50m 深ベクトル分布がかなり異なっており、その傾向は向岸流成分に著しい。向岸流は一般に複雑で、成層構造にも関係し、上層で岸向きの流れ、下層では沖向きに流れるようなことは良く知られている。しかし、この時の上下層の違いは非常に大きく、あるいは活発な変動性を反映しているのかもしれない。

### 3-3-5 クルーズ III で観測された海況

1997 年 10 月 14-16 日に行われたクルーズ III の期間(Table 3-3)では、Fig. 3-28 の串本・浦神間の日平均水位差が約 40cm の安定した値から、25cm に近い値まで急激に減少しつつある時に行われた。和歌山水試と三重水試が発行している人工衛星画像海況速報によると、このクルーズ III の観測期間すぐ後の 10 月 17-20 日の間に、黒潮の小蛇行が潮岬沖を通過していることが報告されている。この小蛇行の影響が、すでにクルーズ III の観測時に、潮岬周辺の海況に現れていた可能性が大きい。Fig. 3-38 に、クルーズ III の観測期間における時間単位の水位差の変動を示す(反復観測の各回の行われた時刻を、1 から 10 の数値を添えた矢印で示す)。この水位差の曲線には顕著な潮汐周期の振動がみられる。最小二乗法を用いて潮汐周期の振動を消去し、直線状のトレンドを求めたものを図中に示してある。時間単位でみた水位差も、黒潮流軸が遠ざかりつつあり、蛇行流路に近づきつつあることを示しているように考えられる。この観測では、100m 等深線に沿った A ライン上で ADCP を用いた 10 回の反復観測を行い、その直後に流れの平面分布をみるため、岸に平行した 5 本の観測線に沿った ADCP 観測を行った。

A ラインに沿った反復観測の結果を Fig. 3-39 に示す。A(1)から A(4)までの流速ベクトルの分布は、観測線全域において東向流であることを示しており、流速は東に向かうほど大きく、全域で発散傾向を示している。A(5)から A(8)では、わずかに振り分け潮の特性がみられ、すさみのやや東方に分岐点が認められる。しかし、分岐点の西方の流れは弱い。A(9)では再び、東向きの流れが全域でみられる。最後(図の最下段)の A(10)でも傾向は東向流であるが、中央部は変動に富んでいて、明確な傾向は認め難い。3-1 節で述べたように、東向流は黒潮が直進している時に現れやすいから、黒潮が遠ざかりつつあるにせよ、反復観測中の黒潮は直進流路に近い流路をとっていたと考えることができよう。

Fig. 3-39 の流速場の流速は、時間と共に流速値が減少していく傾向がみられ、A ラインの東端、潮岬の近くで明確である。これだけの資料から確言することは難しいが、時間単位の水位差の変化(Fig. 3-38)と合わせて考えると、黒潮の流軸が遠ざかりつつあったと考えるのが妥当であろう。

流速場の平面観測は、反復観測に引き続いて行われた。その結果を 5m、25m、75m の各深度について、Fig. 3-40 に示す。上述したように、A(10)の観測時には、黒潮の流軸がかなり遠ざかってしまったと考えられ、25m 深の C ライン上で振り分け潮に似た流速分布がみられるものの、特徴的な流速分布は認められない。しかし、黒潮が非常に接近していたクルーズ II の分布図(Fig. 3-29)と比べると明らかなように、潮岬の南西沖にみられる、流れの大きさは非常に弱まっている。

この流れは黒潮の強流帯の北縁部と考えられるから、クルーズ III の時（少なくとも平面分布の観測の行われた時点）の黒潮流軸の位置は、クルーズ II の時に比べると、ずっと南に下がっていたことを示している。

### 3-3-6 クルーズ IV で観測された海況

1997 年 12 月 3-4 日に行われたクルーズ IV の期間（Table 3-3）では、100m の等深線に沿った A ライン上での ADCP による反復観測のみを行った。この時期は、Fig. 3-28 の串本・浦神間の水位差からみると、水位差が 25cm 近くまで下がった蛇行時に匹敵する水位差から、40cm という水位差に戻る過渡的な状態にあったと考えられる。しかし、時間単位で表した水位差の変化（Fig. 3-41）は、反復観測を行った期間では、水位差は 30-38cm の間にあり、若干の不規則な振動を伴っているが、かなり安定した状態にあったようである。このとき、時間単位の水位差の変動には、ほとんど潮汐周期の振動はみられない。この観測時の天候は非常に悪く、観測の直前の 12 月 2 日から 12 月 3 日午前中まで、15m/s を超す北西風が吹き荒れていた。観測を開始した 12 月 3 日の正午から風は少し弱まったが、A ライン上の 10 回の反復観測が行えたのみで、流れの水平構造を求める複数線観測は中止せざるを得なかった。

10 回の反復観測で得られた流速の分布図を、5m 深（左図）と 65m 深（右図）について、Fig. 3-42 に示す。5m 深では、最後の IV-A(10)を除き、全般に向岸流成分が現れているが、65m 深では顕著な向岸流はみられない。また、65m 深での向岸流成分は 5m 深のそれと向きが逆になっている場所が多くみられ、向岸流成分には鉛直方向に大きく変化する傾向がみられる。5m 深における A ライン上で発散をみるため、並岸流成分（左図）と向岸流成分（右図）に分けて、それらの分布を示したのが、Fig. 3-43 である。

これらの図（Fig. 3-42、Fig. 3-43）をみると、流れのパターンは、5m 深では A(1)～A(7)で東向流（下り潮）、A(8)～A(10)で振り分け潮となっている。これに対して、Fig. 3-42 の 65m 深では A(1)～A(2) で東向流であるが、A(3)から振り分け潮の形をとっており、A(3)から A(10)に向かって時間と共に分岐点の位置が東へ移っていく様子がみえる。クルーズ IV の時には並岸流成分にも若干の鉛直変化が現れている。これだけの資料からは原因を確定することはできないが、かなりの時間吹きつづけた北西の強風のため、表層近くに東向きの風成流が生じて分岐点の位置を見かけ上、東に移動させていたのかもしれない。Fig. 3-43 の左図で、観測期間を通じて全域で流れが発散していることがみてとれるが、すでに論じてきたように、東向流（下り潮）は黒潮が直進流路をとっている時に現れやすく、振り分け潮と同じ特性を示す。東向流は分岐点が市江埼よりも西方にある振り分け潮とみなすこともできそうである。いずれにせよ、以上の結果はクルーズ IV の時には、黒潮直進流路に対応する流れが紀伊半島南西岸沖にあらわれていたことを示している。

### 3-3-7 時間単位の串本・浦神間水位差と南西岸沖の海況

潮岬周辺の海況を支配する黒潮の離岸距離をモニターするのに、半月以上の平均値でなくとも、日平均の串本・浦神間水位差も十分用いられることは、以上の4つの事例解析からも明らかであろう。上の議論で、さらに短周期の海況変動をみるのに、時間単位の水位差も参考にすることを試みてきた。ここでは、時間単位の水位差が、紀伊半島南西岸沖の流れの場と、どのような関係にあるかをみることにする。

クルーズ II およびクルーズ III の反復観測時に、時間単位の串本と浦神間の水位差が顕著な減少傾向にあったことが示されている(Fig.3-31 および Fig.3-38)。クルーズ II において、各回の A ラインに沿う観測、II-A(1)～A(9)、のそれぞれに対しして、測線全域で平均した 1 km 当たりの流れの発散量を Table 3-4 に示したが、この 5m 深の発散量とその時の時間単位の水位差との関係を示したのが、Fig. 3-44 の上図(a)である。両者の間には明瞭な正の相関($R^2$=0.883)がみられ、このことは発散量が振り分け潮ないしは東向流(下り潮)の特性を与える良い指標であると共に、時間単位の水位差も黒潮の離岸特性の指標として用いられることを示すものであろう。すなわち、水位差の増大は黒潮の接岸傾向が強まったことを意味し、それに伴って振り分け潮の強度(発散値)が増加すると考えられる。

クルーズ III においても、各回の観測、III-A(1)～A(10)、に対して A ライン上での 5m 深の流れの平均発散値を計算し、時間単位の水位差と対比させたものが Fig. 3-44 の下図(b)である。この時、時間単位の水位差の曲線には、はっきりした潮汐周期の振動が現れているので、水位差としては生の値と、潮汐振動を最小二乗法で消去したトレンドの値とを、それぞれ用い、前者を○印で、後者を●印でプロットしてある。生の値(○印)に対しては、水位と平均発散値の間にも正の相関がみられるが、相関係数は 0.136 にしか過ぎず、あまり良い相関はみられない。それに対して、トレンドの値(●印)を用いた場合は、相関係数が 0.702 に増大しており、明らかな相関関係が認められる。このことは、いずれの反復観測においても、流れのパターンには潮汐周期の変化が現れなかったことに対応するものである。

Fig. 3-44 の上図(クルーズ II)と下図(クルーズ III)は、共に流れの発散量と時間単位の潮位差との間に良い相関を示しているのであるが、データ点の分布する場所が全く違っている。もし、両者のデータを合わせて解析するならば、相関は非常に悪くなってしまう。すなわち、ある与えられた期間内では相関が認められても、期間によって相関の形が変化してしまうことを示している。すなわち、時間単位の水位差の曲線が、ある期間内に明瞭な変化を示している場合には、海況の変化を定性的に表しているが、時間単位の水位差は海況の特性を定量的に表しているとはいえない。串本・浦神間の水位差は、その前面の海での水塊特性の差から生みだされているのであるから、それが水位差の時間単位の変化で正確に示されるということは、もともと考え難い。しかし、時間単位の水位差でもある程度の海況変動を追うことができるということは、他に短周期の海況変動を知る方法がない以上、非常に有用であろう。一方、時間単位でも、ある程度の指標になり得ることは、今まで論じてきたように 1 日単位の平均水位差が黒潮の離岸距離のような広域の海況の

指標として十分用いることができるという結果を支持するものといえる。

なお、時間単位の水位差の曲線に、潮汐周期の振動が現れる場合（クルーズ II とクルーズ III）と現れない場合（クルーズ I とクルーズ IV）があることは興味深い。Ogura（1933）の M2 潮の同時潮図によると、同時潮線は岸にほぼ直角に走り、潮汐が東から西に向かって移動している。すなわち、半日潮は浦神側から串本に向かう方向に進行しているが、両地点間の距離が非常に小さいから、有意な位相差が出るとは考え難く、差をとった時に潮汐成分は消されているものと思われる。また、もし潮汐成分が残るにしても、天体潮である限り、現れる時と現れない時があることはないはずである。したがって、時間単位の水位差に現れる潮汐振動は、潮岬東西での水塊構造が何らかの潮汐周期変化を起こしていることを示すのであろう。クルーズ I の解析から、黒潮の直進流路から、蛇行流路へ変化した時、1-2 日という短期間で、潮岬東西の水塊の差異が解消され、東西の沿岸水が一様になることを示した。このような変化を起こすには、潮岬を越える沿岸流が存在する必要があると考えられるが、潮汐流もまた重要な働きをするのであろう。詳細な機構は今後の研究に待つ以外にないが、時間単位の水位差に時として現れる潮汐周期の変動は、この意味からも重要であると考える。

### 3-3-8 まとめと考察

この節（3-3 節）では、3-2 節で論じた振り分け潮をはじめとする紀伊半島南西海岸沖に現れる特徴的な流れのパターンの水平的な構造や、流れのパターンの持続性などを、三重大学生物資源学部の練習船を利用した 4 回の観測を基にして論じた。この 4 回の観測が行われた期間では、海上保安庁海洋速報によると、おおむね黒潮は直進流路をとっていた。しかし、黒潮流軸の離岸距離には、多くの短周期の変動が現れ、クルーズ I が実施された時には、一時的とはいえ、流軸は大蛇行流路に匹敵する大きな離岸距離をもち、海況は蛇行時の特性を示し、振り分け潮は現れていなかった。他の 3 回のクルーズでは、いずれも振り分け潮（ないしは東向流）が観測され、基本的に海況は直進流路の特性を有していたが、その特性が安定して持続していた場合や、弱まりつつある場合など非常に変化していた。そのため、本節では、3-3-3 から 3-3-6 までの各小節で、各クルーズの海況のケース・スタディを行ってきた。このまとめの小節では、得られた結論を総括すると共に、若干の考察を加えた。その結果は次のようにまとめられる。

(1) 振り分け潮または東向流（下り潮）は、黒潮が直進流路をとるときに、特徴的に現れる流れである。東向流は、分岐点が市江埼より西方に移った場合の振り分け潮とみなすことができる。

(2) 黒潮直進時に現れる東向流は、流れの方向に流速が増大しており、流れは発散している。振り分け潮ないし東向流の強度を表すのに、100m 等深線に沿った測線上の流れの平均発散量を用いることができる。この流れの発散は、紀伊半島南西岸で黒潮直進時に黒潮系暖水が岸近くに進入することに対応している。

(3) 100m 等深線に沿った測線上での向岸流成分は、表層と下層で向きが違うことも多く、鉛直構造が複雑で、深さについて積分しないと、振り分け潮・東向流の強度あるいは沖合暖水の沿

岸への進入の指標に用い難い。

(4) 振り分け潮の特性は、100m 等深線にほぼ沿った測線で最も明瞭に現れ、沖合の測線では振り分け潮のパターンを見いだすことは一般に難しい。

(5) 振り分け潮の東の部分にみられる東向流は、流速の平面分布からみて、接岸した黒潮の強流部そのものから構成されている。

(6) 福田ほか(2002)は数値実験を通して、黒潮が非常に接岸し、紀伊水道に反時計回りの環流が生じる条件のもとで、振り分け潮が発生することを示している。したがって、振り分け潮の西の部分に現れる西向流は、少なくとも大局的には紀伊水道に生じる反時計まわりの環流と関係していると考えられる。しかし、Fig. 3-27 や Fig. 3-30 の水温分布図からみて、振り分け潮の西半分にあたる領域の沖側は黒潮系の暖水によって占められており、反時計回りの環流を生みだす冷水域がこの海域まで進入していない。また、東向流(下り潮)も黒潮直進時に現れる特性をもつことからも、振り分け潮と紀伊水道に現れる反時計回りの環流とが直接結びつくとは局地的な視点からは考え難い。現在利用できる資料からは、紀伊水道に現れる反時計回りの環流の東端付近における海況を明らかにすることはできなかった。今後の研究課題の 1 つである。

(7) 振り分け潮の構造は1日程度の反復観測期間中には、その特性は十分保持される。しかし、その分岐点の位置はかなりの移動を示すことがあり、東向流と振り分け潮が交代するようなことも起こる。しかし、潮汐周期の変動は一般に認められない。

(8) 串本・浦神間の 1 日平均の水位差は、黒潮離岸距離の日々の変化に十分追従している。したがって、潮岬沖を小蛇行が通過するような数日程度の時間スケールの現象をモニターするのに用いることができる。

(9) 日平均水位差も、ある程度海況の短周期変化を表し得ることが分かった。黒潮が岸から遠ざかりつつある時は、時間平均の水位差にも明瞭な現象が観測される。このような場合には、100m 等深線に沿った観測線上での流れの発散値と時間平均の間に強い正の相関がみられる。

この節では、得られた結果と漁場や漁況との関係は論じなかったが、振り分け潮等の紀伊半島南西岸の流況特性と、それをモニターする方策について述べた。この結果は、今後、漁場・漁況の精密な解析を行う場合に有効な手段を与えるものである。

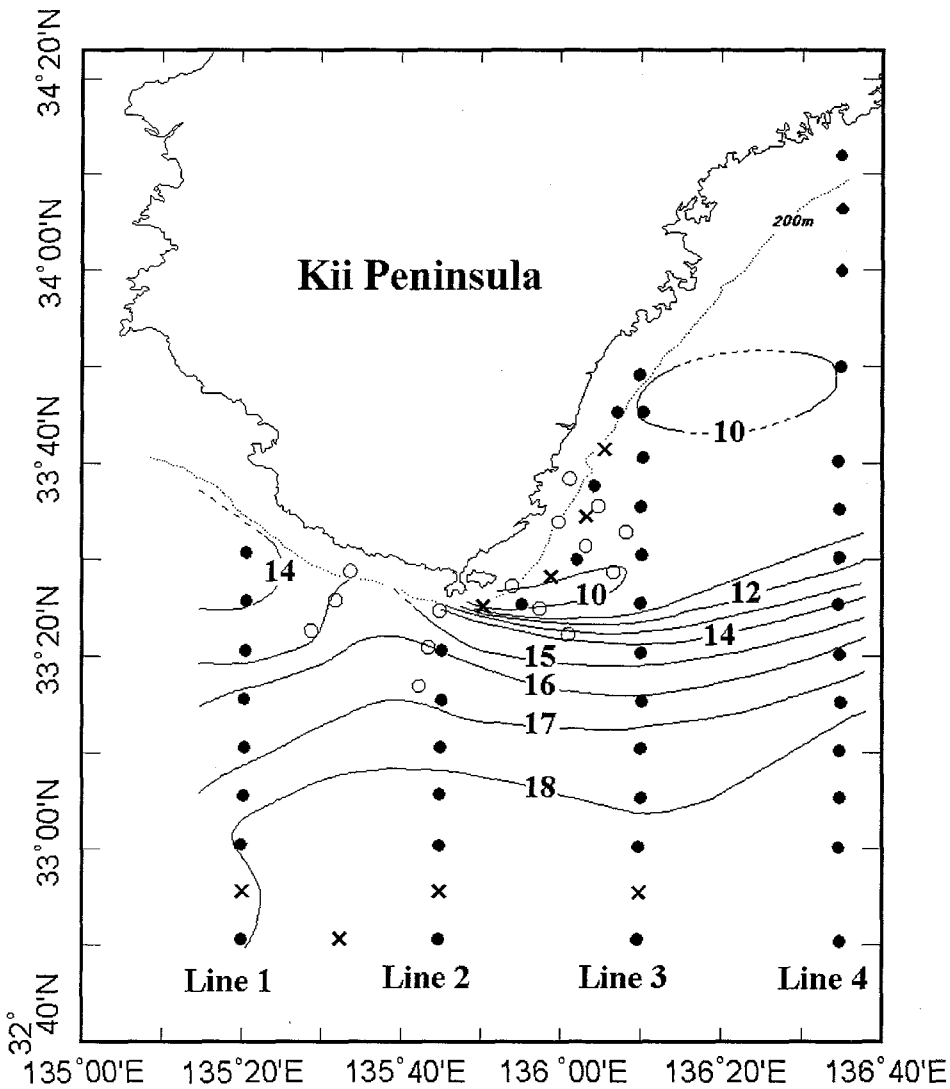


**Fig. 3-27.** Observation sites of the R/V Seisui-maru of Mie University on June 11-14, 1996 and of the R/V Wakayama of the Wakayama Research Center of Agriculture, Forestry and Fisheries, Marine Fisheries Experimental Station on June 11-12. The CTD observation points by the R/V Seisui-maru and by the R/V Wakayama are indicated with black circles and white circles, respectively, and the XBT observation points by R/V Seisui-maru with x. The horizontal temperature distribution at the depth of 200 m (in ℃) is also shown.

**Table 3-3.** Observation periods, positions of the observation lines and observation items. These lines are taken roughly parallel to the coastline. In the names of lines and of runs, the first Roman numbers indicate the cruise number; the capitals A through E, indicate the observation lines parallel to the coastline in alphabetical order from coast to offshore in each cruise: small letters, a through c indicate the north-south observation lines in Cruise I from west to east. The A line surveys were taken roughly along the 100 m depth contour, and were identical for all cruises (the A line). The CTD used was the Niel-Brown Mark IIIB, and the used ADCP was the CI-30 of Furuno Electric Co. Current speeds at three prescribed levels can be measured, and 5m, 25m and 50m levels were selected in Cruise I, 5m, 25m and 75m levels in Cruises II and III, and 5m, 25m and 65m levels in Cruise IV, respectively. The observation periods of the repeated runs are shown on the right in the corresponding figures.

| Cruise | Line name | Starting | | Ending | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Time | Position | Time | Position |
| I (1996) | I-A(1) | 20:34, Oct. 29 | 33° 24.9'N, 135° 45.6'E | 22:52, Oct. 29 | 33° 35.0'N, 135° 15.2'E |
| | I-a | 00:01, Oct. 30 | 33° 30.0'N, 135° 20.0'E | 09:51, Oct. 30 | 32° 30.0'N, 135° 20.0'E |
| | I-b | 11:41, Oct. 30 | 32° 40.0'N, 135° 45.2'E | 19:05, Oct. 30 | 33° 25.0'N, 135° 44.8'E |
| | I-A(2) | 19:16, Oct. 30 | 33° 25.4'N, 135° 43.2'E | 21:24, Oct. 30 | 33° 33.9'N, 135° 18.2'E |
| | I-B | 21:44, Oct. 30 | 33° 31.7'N, 135° 15.4'E | 00:17, Oct. 31 | 33° 21.8'N, 135° 45.4'E |
| | I-c | 03:53, Oct. 31 | 33° 50.0'N, 136° 09.9'E | 16:28, Oct. 31 | 32° 30.0'N, 136° 10.3'E |
| II (1997) | II-A | 22:44, Jun. 24 | 33° 25.0'N, 135° 46.0'E | 01:37, Jun. 25 | 33° 36.2'N, 135° 13.4'E |
| | II-B | 02:03, Jun. 25 | 33° 34.1'N, 135° 13.1'E | 04:29, Jun. 25 | 33° 23.2'N, 135° 45.3'E |
| | II-C | 04:54, Jun. 25 | 33° 21.5'N, 135° 44.2'E | 08:03, Jun. 25 | 33° 32.3'N, 135° 12.1'E |
| | II-D | 08:43, Jun. 25 | 33° 28.5'N, 135° 10.4'E | 10:53, Jun. 25 | 33° 18.1'N, 135° 44.0'E |
| | II-E | 12:14, Jun. 25 | 33° 13.7'N, 135° 40.6'E | 15:45, Jun. 25 | 33° 24.6'N, 135° 08.4'E |
| | II-A(1)~(9) | 17:11, Jun. 25 | 33° 34.0'N, 135° 20.1'E | 13:57, Jun. 26 | 33° 24.8'N, 135° 46.1'E |
| III (1997) | III-A(1)~(10) | 23:11, Oct. 14 | 33° 25.0'N, 135° 46.1'E | 22:03, Oct. 15 | 33° 24.9'N, 135° 46.0'E |
| | III-B | 22:22, Oct. 15 | 33° 23.0'N, 135° 45.0'E | 00:51, Oct. 16 | 33° 33.9'N, 135° 13.2'E |
| | III-C | 01:12, Oct. 16 | 33° 32.1'N, 135° 11.8'E | 03:44, Oct. 16 | 33° 21.1'N, 135° 43.8'E |
| | III-D | 04:12, Oct. 16 | 33° 17.5'N, 135° 42.6'E | 06:52, Oct. 16 | 33° 28.5'N, 135° 10.0'E |
| | III-E | 07:12, Oct. 16 | 33° 25.0'N, 135° 08.5'E | 09:43, Oct. 16 | 33° 13.7'N, 135° 40.1'E |
| IV (1997) | IV-A(1)~(10) | 13:13, Dec. 3 | 33° 25.0'N, 135° 46.1'E | 12:20, Dec. 4 | 33° 25.2'N, 135° 46.0'E |

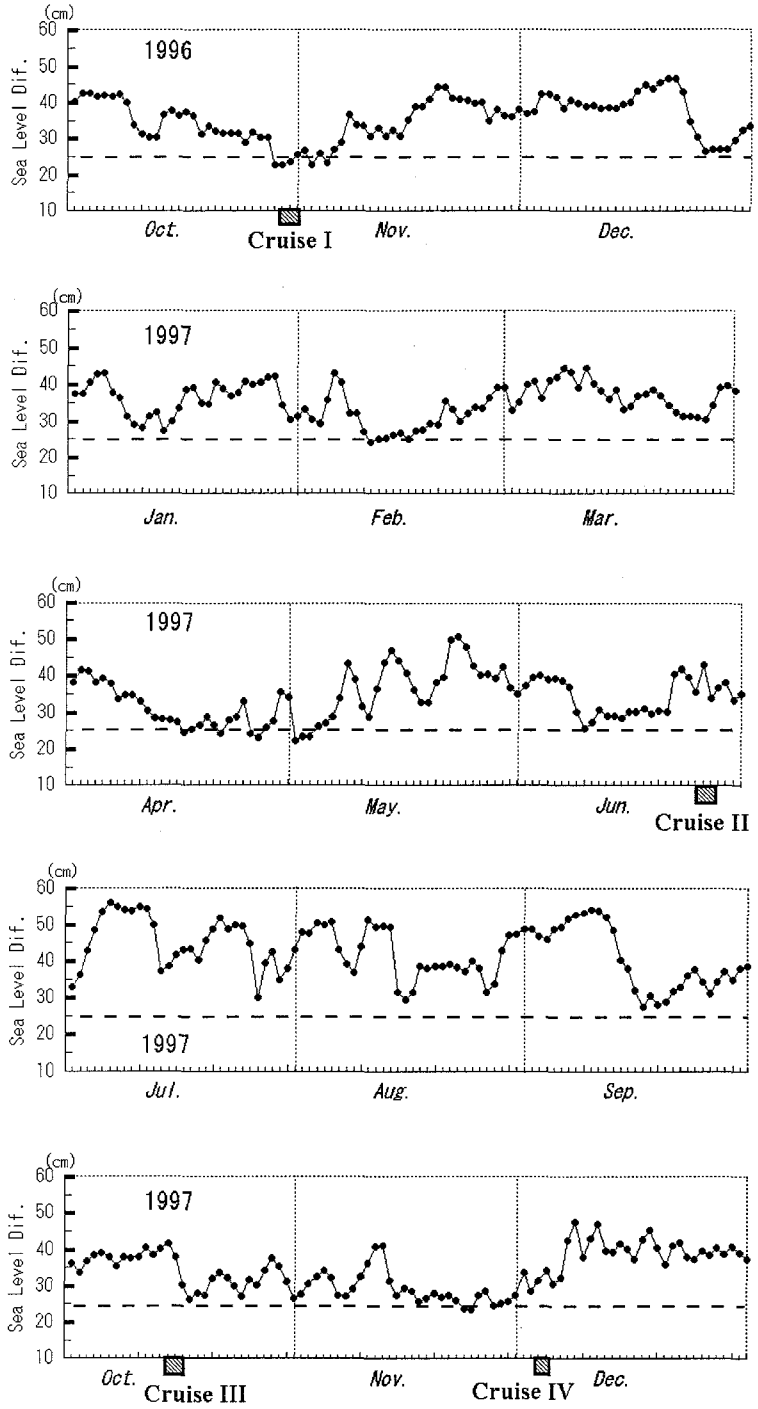


**Fig. 3-28**. Variation of the daily averaged value of the sea level difference between Kushimoto and Uragami for the period from October 1996 to December 1997. The horizontal dashed line at 25 cm difference in the figure is the threshold value whether the Kuroshio has the straight path or the large meandering path. The straight path usually occurs if the difference is larger than 25 cm, and the meandering path occurs if it is near or smaller than 25 cm (Fujita 1997). The periods of the four cruises are indicated with bold bars under the column.

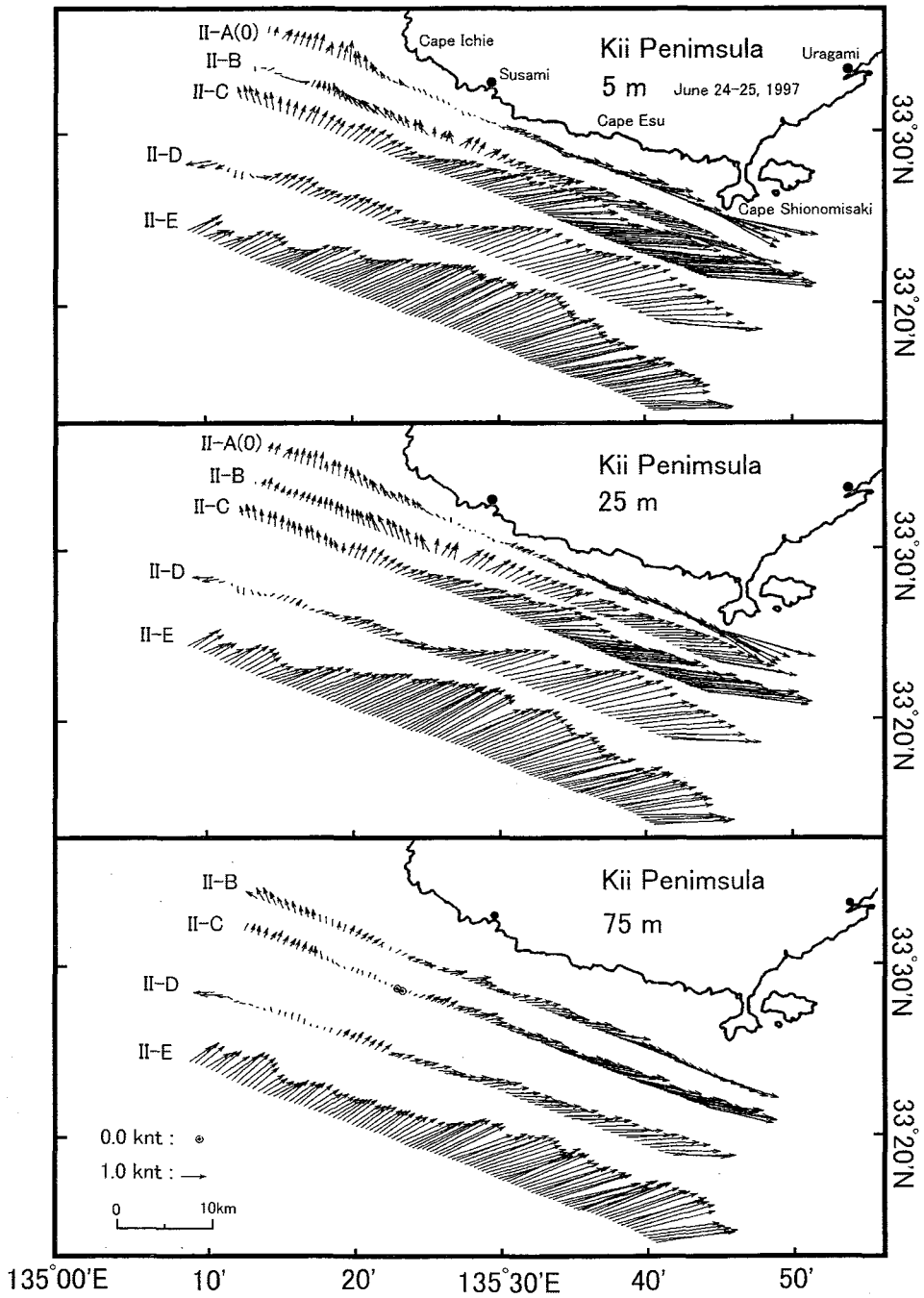


**Fig. 3-29.** Current distributions in the period from June 24 to June 25 (Cruise II) for three depths of 5 m (upper figure), 25 m (middle figure) and 75 m (lower figure). The current vector is given as the averaged value over each observation time of 1 min. length, which contains 4-5 raw observed data points. The current data at 75 m along Line A were erroneous as the measurements were made near the bottom (not shown here). The magnitude of the current vector is indicated at the left-lower corner of the figure (in kt = 0.5 m/s).

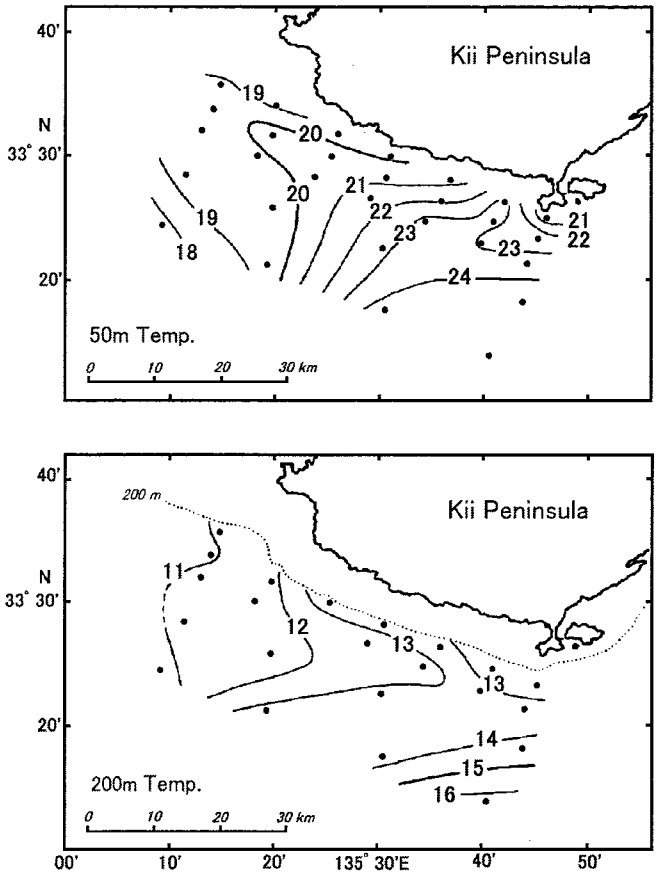


**Fig. 3-30**. Temperature distributions at the depths of 50 m (upper figure) and 200 m (lower figure) in the period from June 24 to June 25 (Cruise II). Dots in the figure indicate the position of the XBT observations.

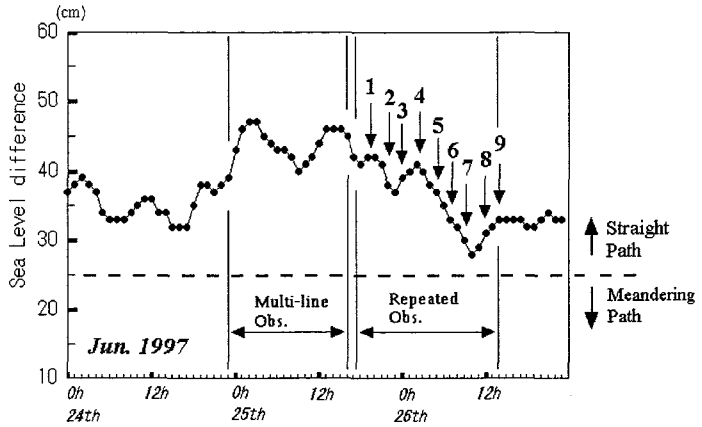


**Fig. 3-31.** Temporal variation of hourly value of the sea level difference between Kushimoto and Uragami during Cruise II. The sea level difference tends to decrease during the repeated observations. Such short-period variation can barely be seen in the variation curve of the daily average (Fig. 3-28). The time of the multi-line observation and the repeated observation are indicated in the figure. Numerals with arrows indicate the run number of the repeated observation.

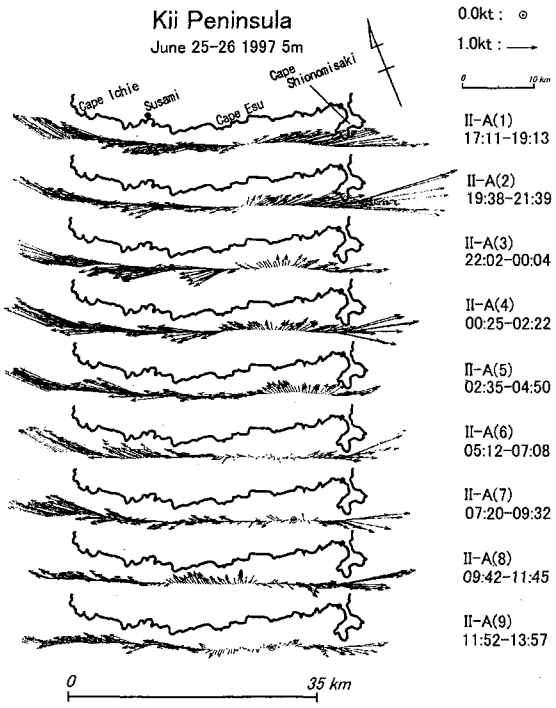


**Fig. 3-32.** Current field of each repeated run of Cruise II at 5 m depth. The observation period of each run is shown in the rightmost portion of each row of the figure. The bold horizontal line at the bottom of the figures indicates the position where the current divergence was averaged (Table 3-4 and Fig. 3-44 a). The time required to carry out each repeated line is usually less than 2 hours, and tidal currents appear not to influence the flow pattern. The magnitude of the current vector is indicated at the right-upper corner of the figure.

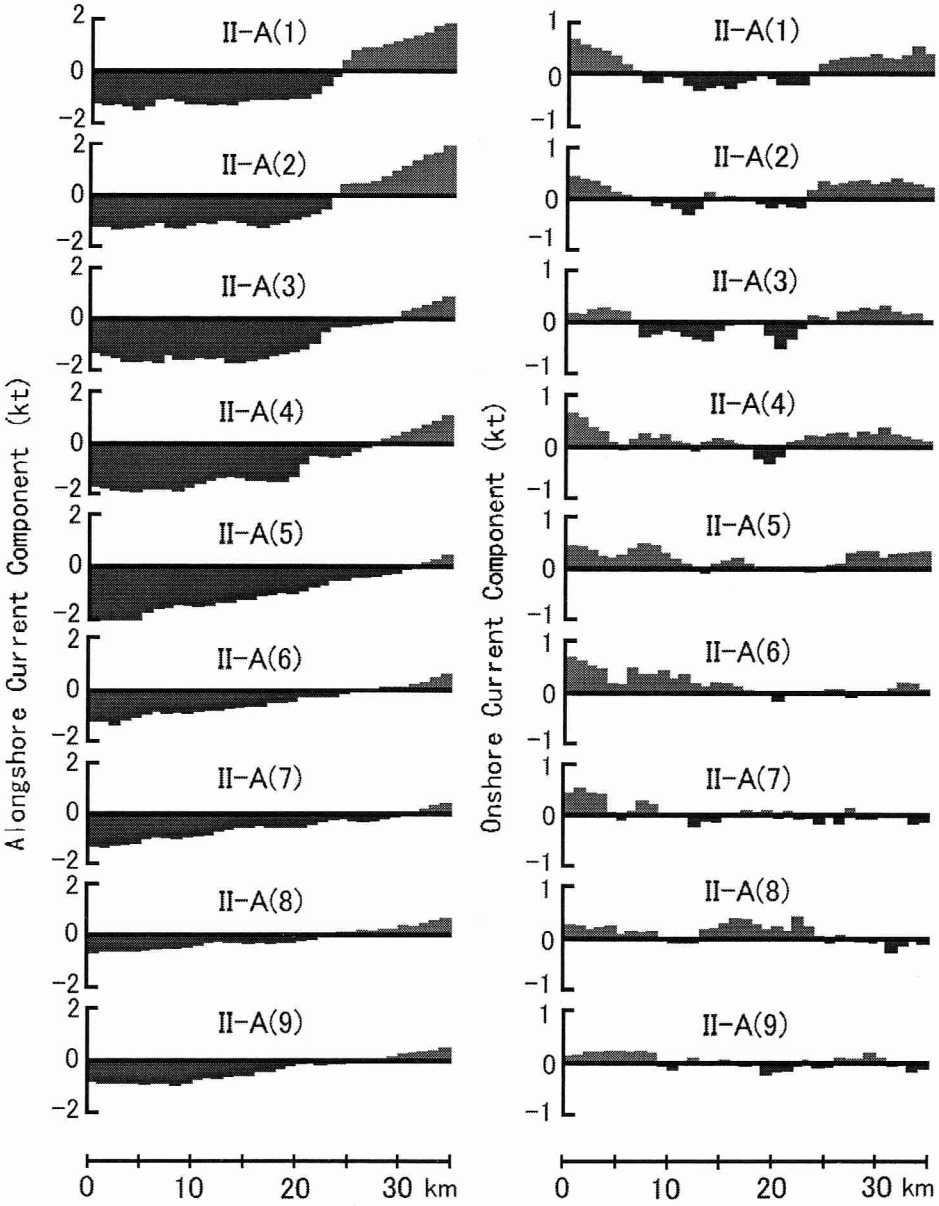


**Fig. 3-33.** The alongshore (left figures) and onshore (right figures) velocity components averaged for each 1 km segment of the A line for repeated runs in Cruise II. The current value is given for the central portion of the standard line (35 km in length from 33°33.0'N, 135°23.0' E to 33°25.8'N, 135°44.1'E: see Fig.3-32 for its position). The full scale of the left figures is from -2 to 2 kt (-1.0 to 1.0 m/s), and that of the right figures is from -1 to 1 kt (-0.5 to 0.5 m/s).

**Table 3-4.** The averaged current divergence along the central segment (35 km length) of the A line (in 1/s) at 5 m and 25 m depths for each repeated run of Cruise II. The position of the central segment is shown in Fig. 3-32.

| Line name | Depth 5 m | 25 m |
|---|---|---|
| II-A(1) | 0.17 | 0.17 |
| II-A(2) | 0.17 | 0.16 |
| II-A(3) | 0.12 | 0.10 |
| II-A(4) | 0.15 | 0.12 |
| II-A(5) | 0.13 | 0.12 |
| II-A(6) | 0.10 | 0.11 |
| II-A(7) | 0.09 | 0.10 |
| II-A(8) | 0.09 | 0.09 |
| II-A(9) | 0.07 | 0.08 |

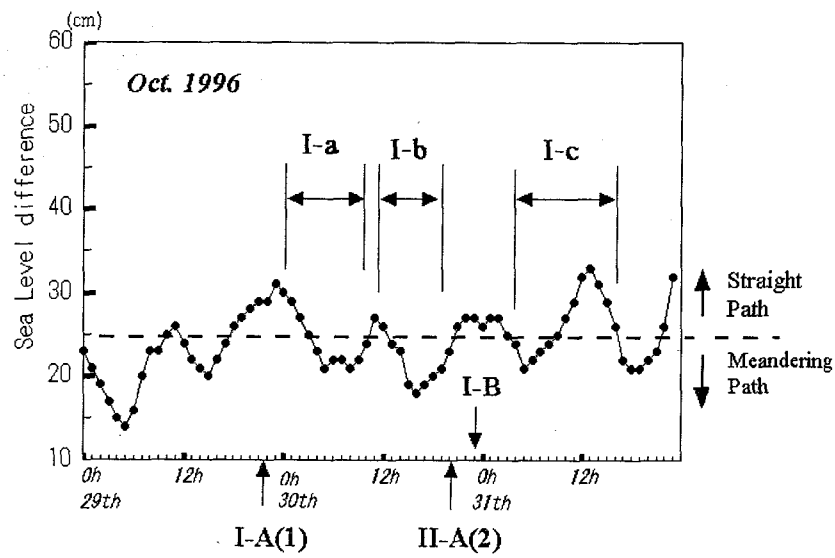


**Fig. 3-34.** Same as in Fig. 3-31 except for Cruise I.

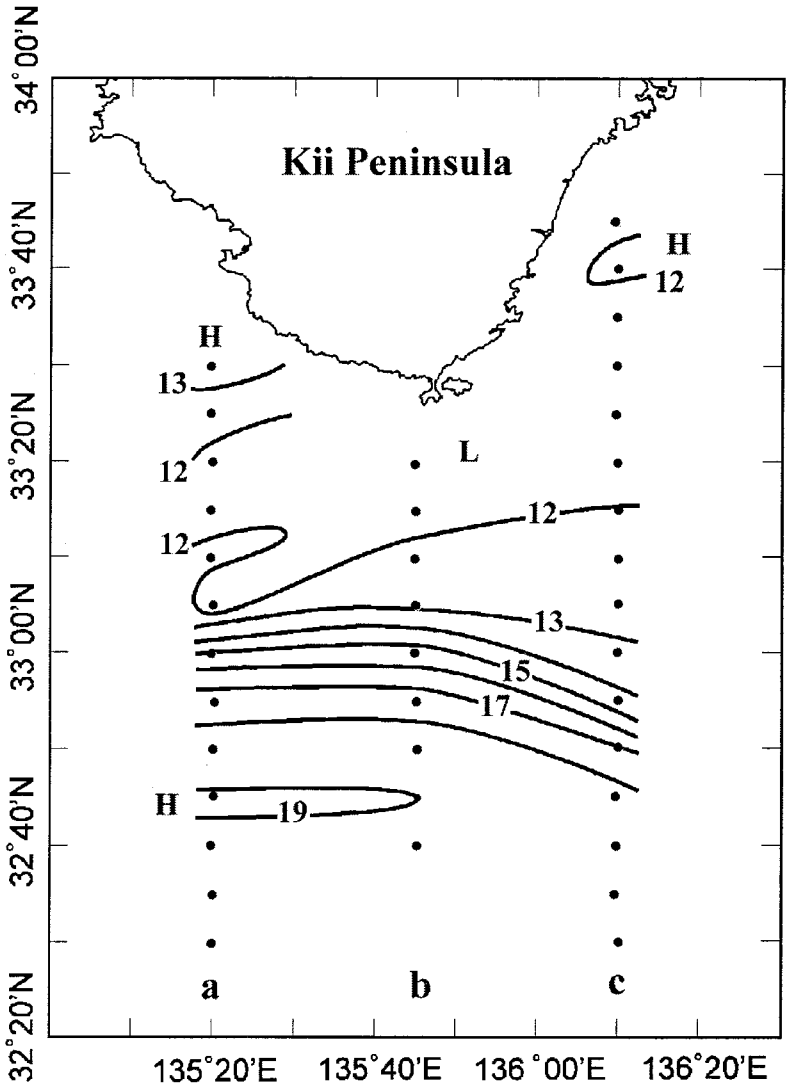


**Fig. 3-35.** The observation sites of the CTD observations in Cruise I, and the resultant horizontal temperature distribution at the depth of 200 m (in ℃).

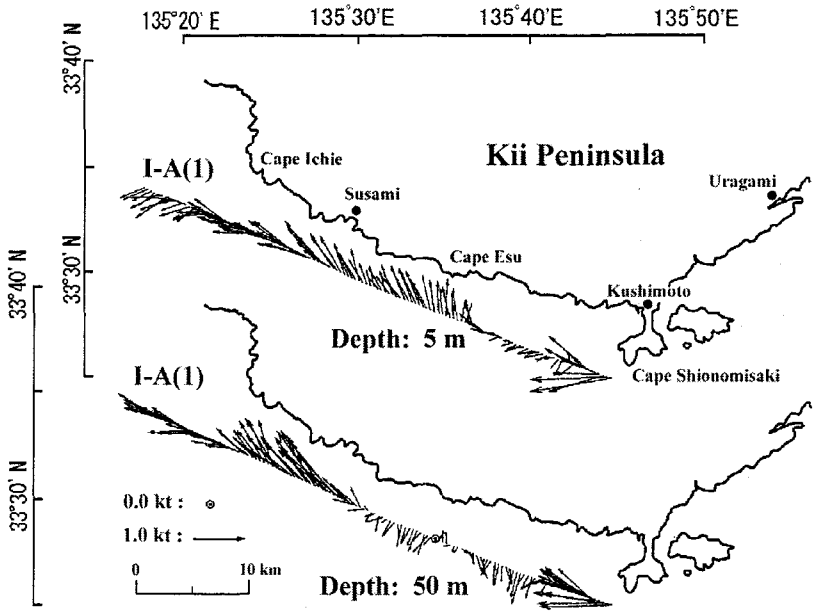


**Fig. 3-36.** Current profiles at 5m (upper figure) and 50m depth (lower figure) in I-A(1) line in Cruise I. The magnitude of the current vector is indicated at the left-lower corner of the figure (in kt = 0.5 m/s).

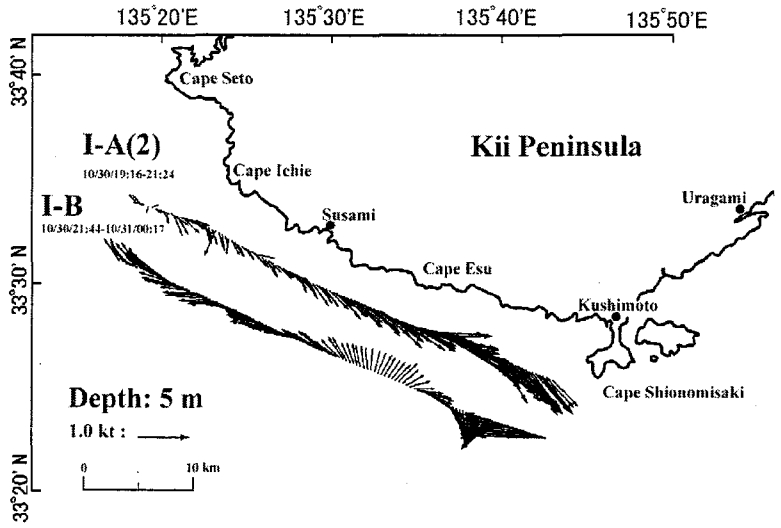


**Fig. 3-37.** Horizontal distribution of the current in I-A(2) and I-B in Cruise I. The magnitude of the current vector is indicated at the left-lower corner of the figure (in kt = 0.5 m/s)

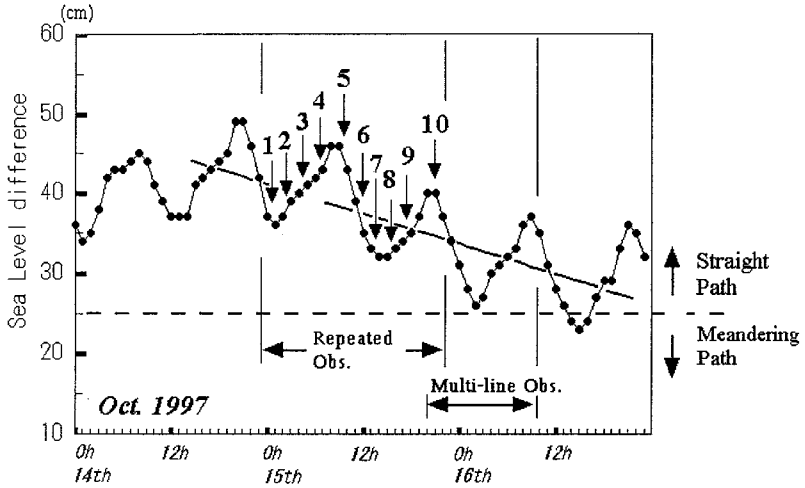


**Fig. 3-38.** Same as in Fig. 3-31 except for Cruise III.

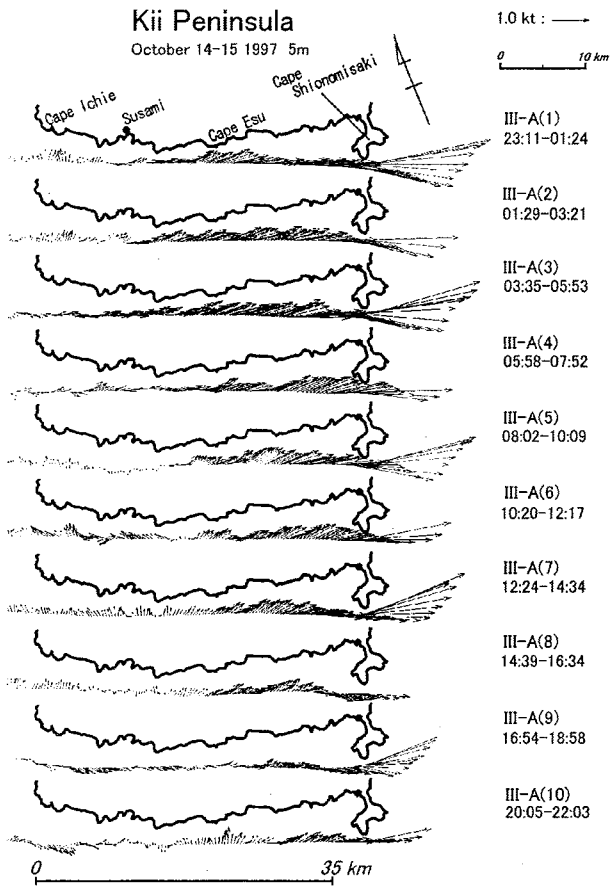


**Fig. 3-39.** Same as in Fig. 3-32 except at 5 m depth for 10 repeated runs in Cruise III.

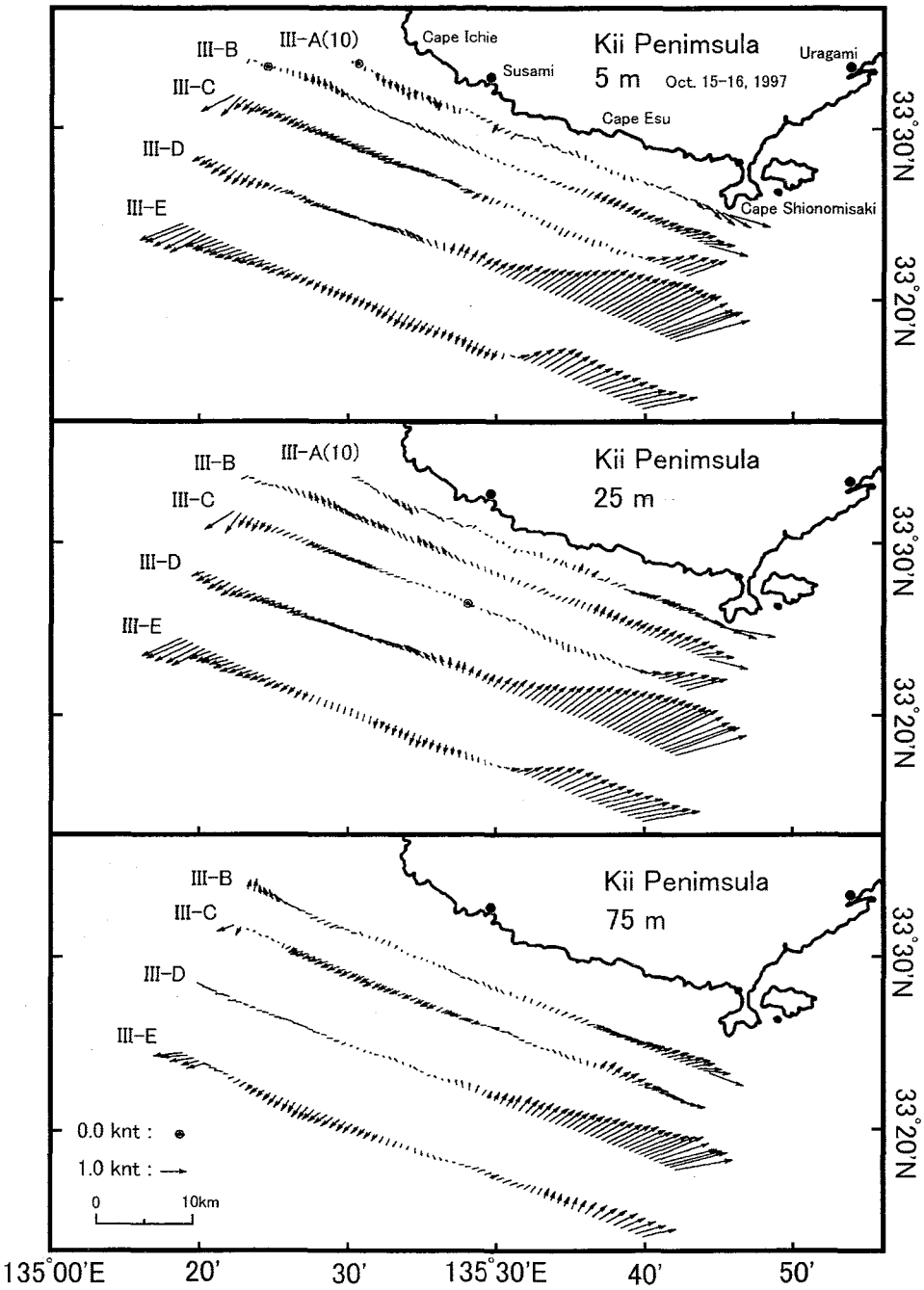


**Fig. 3-40.** Current distribution at 5 m (upper), 25 m (middle), 75 m (lower) depths at the time of the multi-line observation Cruise III. The magnitude of the current vector is indicated at the left-lower corner of the figure (in kt = 0.5 m/s).

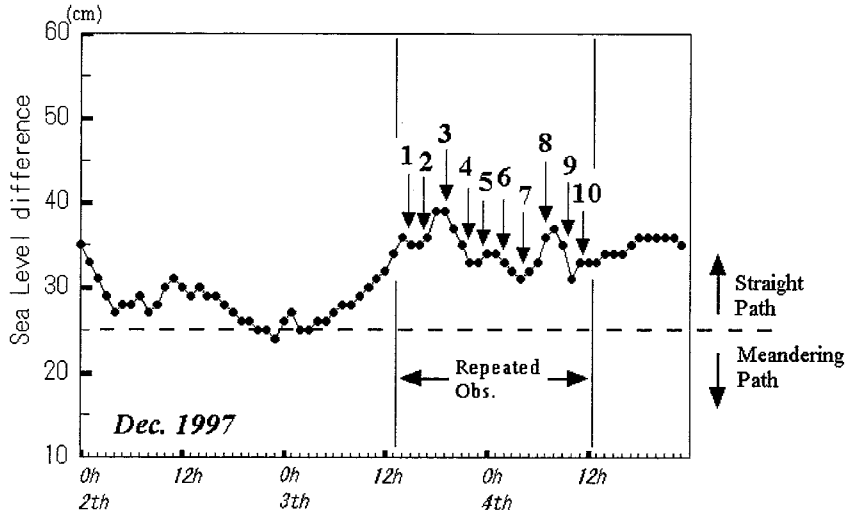


**Fig. 3-41.** Same as in Fig. 3-31 except for Cruise IV.

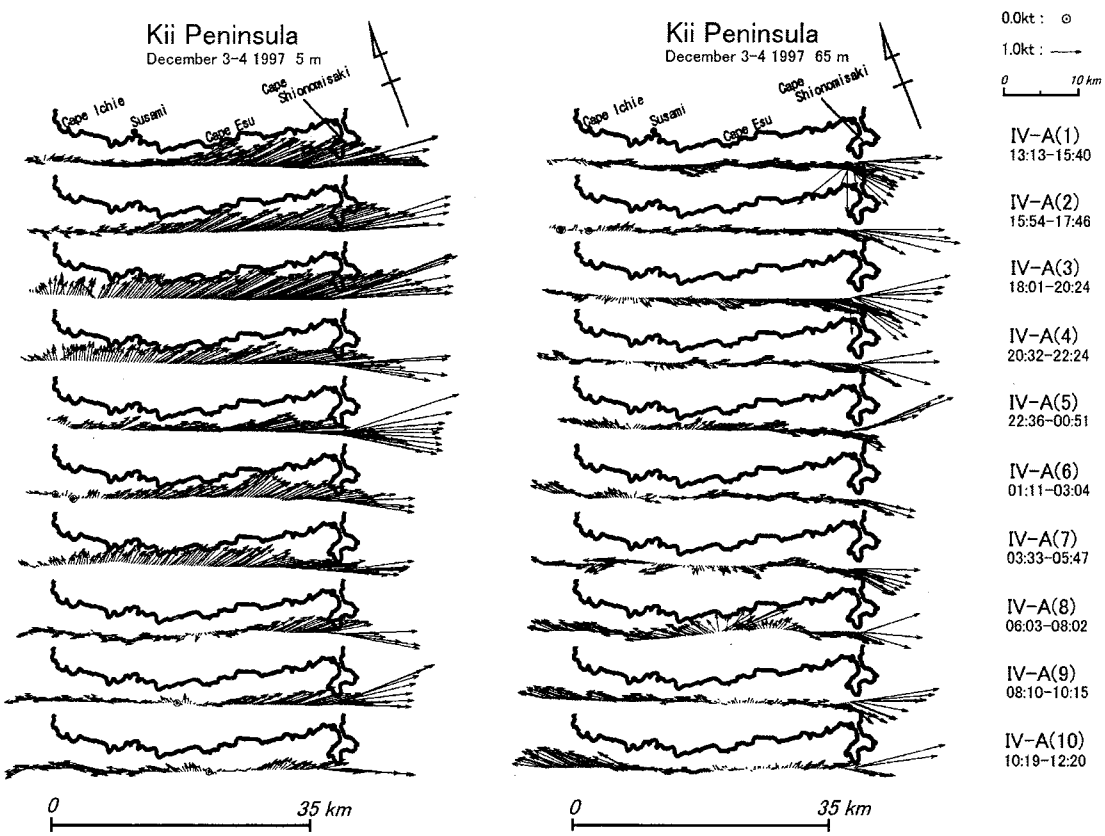


**Fig. 3-42.** Current fields of each repeated run, IV-A(1) through IV-A(10), of Cruise IV at 5 m depth (left figures) and at 65 m depth (right figures). The observation period of each run is shown in the rightmost portion of each row of the figure. The magnitude of the current vector is indicated at the right-upper corner of the figure.

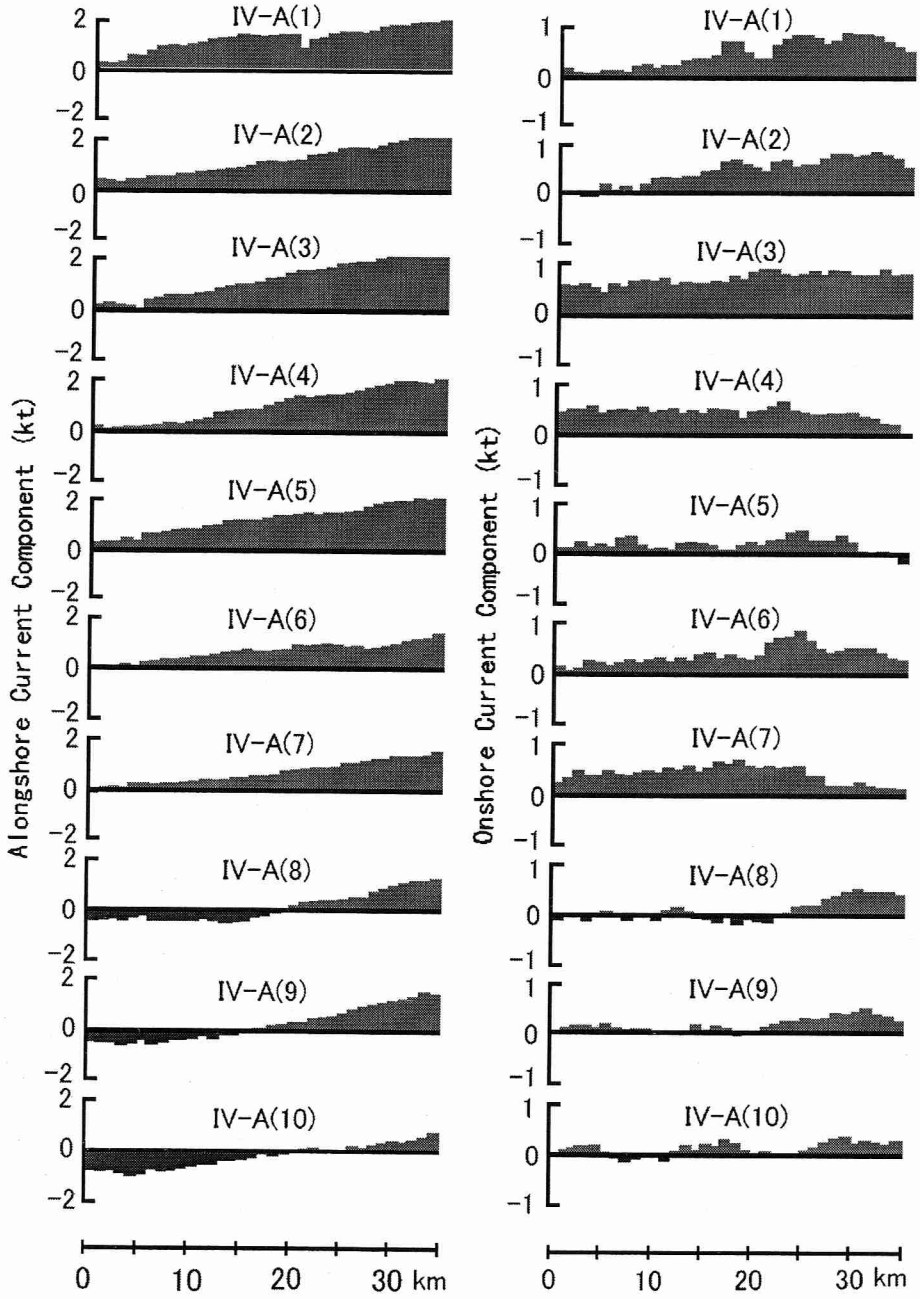


**Fig. 3-43.** Same as in Fig. 3-33 except at 5 m depth for 10 repeated runs in Cruise IV.

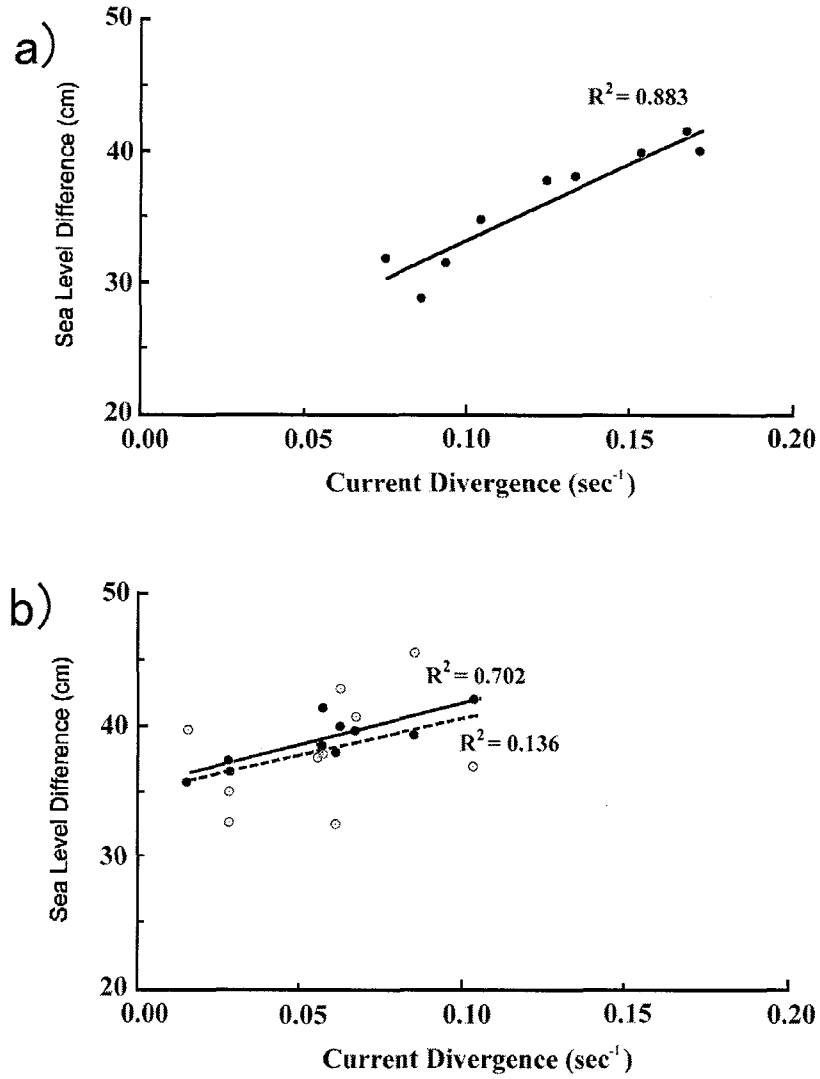


**Fig. 3-44.** Correlation between the hourly value the sea level difference between Kushimoto and Uragami and the current divergence averaged over the central portion of the standard line. **a)** At the time of the repeated runs in Cruise II. The regression line is shown with a full line and the square of the correlation coefficient is shown in the figure. **b)** At the time of the repeated runs in Cruise III: white dots indicate the case that the raw value of the sea level difference is taken in the ordinate, and black dots the case that the sea level difference has been used after elimination of the tidal signal (see Fig. 3-38). The regression lines are shown as a dashed line ($R^2$=0.136) and a full line ($R^2$=0.702), respectively.

# 第4章　熊野灘南部海域における中規模現象

## 4-1. はじめに

熊野灘の海況もまた、黒潮が直進流路をとっているか、蛇行流路をとっているかによって非常に変化する(例えば、藤本・友定 1980)。熊野灘にあらわれる中規模海況としては、黒潮内側反流・小暖水渦(松本 1985; 1986, 隈部・弘田 1984, 藤田 1989, 南 1989, Maekawa *et al.*, 2002)などが知られている。また、遠州灘から熊野灘北部・中部海域を中心とした海況と漁況の短期変動は、Kimura and Sugimoto(1987)、木村・杉本(1988, 1990)、Kasai *et al.*(1993)、Kimura *et al.*(1994)などの研究によって多くの知見が得られている。このような、短期の時間変動を示す中規模現象は、直接的に沿岸域の漁業・漁況に大きな影響を与え、その解明は非常に重要である。

和歌山水試では、熊野灘南部海域に漁業調査船をしばしば派遣して、その海況とその変化を調べているが、短周期の変動現象を捉えるため沿岸のいくつかの点において、定置網等に自記観測機器を設置して連続的な水温観測を行ってきた。この第4章では、これらの観測結果を利用して、熊野灘南部海域での特徴的な中規模現象、暖水舌の沿岸域への進入および沿岸湧昇現象について論じる。また、これらの現象の漁業・漁場への影響について考察する。なお、この章で述べる内容の主要部分は、竹内(1987a, 1989a: 他に竹内・鈴木 1976, 1978)に発表されたものであるが、改めて総合的に検討し直したものである。

## 4-2. 熊野灘海域に進入する暖水舌

### 4-2-1 はじめに

本州に沿って流れる黒潮の内側には、黒潮系の暖水が表層を舌状となって進入する現象が各地で報告されている(例えば、九州東岸から熊野灘に至る南西沿岸域については坂本(1971)が、房総半島沖については藤森(1969)が、鹿島灘については Kubo and Tomosada (1978)が、遠州灘から熊野灘中北部については Kimura and Sugimoto(1987)や木村・杉本(1988; 1990)、Kasai *et al.*(1993) が、九州南・東岸については秋山ほか(1992)、秋山(1994; 1996)の報告がある)。これらの暖水舌の沿岸域への進入は、黒潮分枝という捉え方がされることも多い。また、暖水の沿岸域への進入は、相模湾などでは強い流れを伴うことがあり、定置網の流出など、漁業に甚大な被害を引き起こす。このような現象は古くから知られており、急潮と呼ばれている(木村 1942, 宇田 1953, 岩田ほか 1990, 松山・岩田 1977; 1985, 松山ほか 1992; 1999, Matuyama *et al.* 1997; 1999)。急潮現象は豊後水道の宇和島湾や宿毛湾(Takeoka and Yoshimura 1988, 秋山 1991, 武岡ほか 1992, Takeoka and Yoshimura 1993)にもみられ、紀伊半島東岸の浦神湾(田中ほか 1992)でも報告されている。急潮のような強い流れを伴わない

場合にも、黒潮系暖水の進入は、前面に水温フロントを伴い、水温の連続記録に水温の急上昇（水温ジャンプ）がしばしば現れることが多くの研究者によって指摘されている（国司ほか 1965, 秋山・柳 1984）。

沿岸域の小・中規模現象は、数日から週間という短い周期の現象であるため、通常の定期観測から、その詳細な構造や発達・消滅過程を知ることは難しい。しかし、最近になって沿岸域に設置された複数の水温等の連続観測点における連続記録や、人工衛星画像の解析から、詳しく解析された事例が現れている。例えば、Takeoka and Yoshimura（1988）、秋山（1991）は、それぞれ宇和島湾と宿毛湾への暖水の進入を調べ、これは黒潮の北縁に現れる小蛇行・暖水渦が豊後水道に黒潮系の暖水を送り込むことから生じていることを示している。また、岩田（1986）、Iwata and Matuyama（1989）、北出ほか（1996）、岩田ほか（1998）、Matuyama *et al.*（1999）などは、相模湾の急潮について研究し、それが三浦半島から進入した黒潮系暖水が、岸を右にみて岸沿いに伝播する現象であることを示し、その発生には黒潮の流軸が三浦半島近くに接近することにより生じるが、黒潮の変動の他に気象条件も重要な働きをすることを示した。そして、彼らは実用的な急潮の予報システムを開発している（岩田ほか 1998, 石戸谷 2000; 2001）。

第2章で述べたように、黒潮が大蛇行流路をとっている時、熊野灘・遠州灘沖に現れる大冷水塊を迂回する形で黒潮系暖水が、しばしば熊野灘に進入してくることが知られている（松本 1984, 藤本 1985a, 松本 1986）。この場合の暖水舌はかなりの厚みをもつことが多い。隈部・弘田（1984）は、1975～1984 年の資料を使って東海道沖に発生する小暖水塊は黒潮の蛇行期にしばしば現れる現象で、冷水塊が八丈島付近の伊豆海嶺寄りに近づいたとき発生しやすいこと、その原因は伊豆諸島付近での黒潮流軸の変動であり、発生した暖水塊は冷水塊の北縁を西へ移動することを報告している。Maekawa *et al.*（2002）は、蛇行流路をとる黒潮が、伊豆海嶺の西に沿って北上する際に、伊豆半島の沖で大きなくびれを生じて、そこから伊勢湾沖に向けて数百 m を超す厚さの暖水塊を放出することがあることを報告している。これは、大冷水塊をまわって黒潮系暖水が熊野灘へ供給される現象の極端な例と考えることができよう。しかし、この非常に厚い暖水は舌状に伸びるのではなく、孤立した暖水の塊として、通常は大冷水塊に占められる海域に、孤立した小暖水塊を形成し、その寿命も 1 カ月を超すことが報告されている。

このように、同じ黒潮系暖水の沿岸海域への進入現象であっても、その特性は、海域ごとに非常に異なっており、空間規模も時間規模も種々なものがある。この論文は、熊野灘南部海域でみられる比較的小規模の黒潮系暖水のもう一つの進入現象について、沿岸域に設けられた複数の水温連続観測点の資料を中心にして議論することにする。この現象は以下に示すように、黒潮が直進流路をとっている時に特徴的に現れる現象である。

### 4-2-2 観測

熊野灘南部海域には、数多くの定置網が主としてブリの漁獲を目的として古くから敷設されている。各定置網漁業者の協力を得て、この定置網のブイを利用して自記水温計を設置し、水温の連続観測を実施した。定置網は、年間を通じて敷設されるところもあるが、通常、11 月に設置され、翌年の6月ないし7月には撤収される。したがって、観測はこの冬季から初夏にかけての期間に限定されている。観測は 1972 年 12 月～1973 年 6 月に至る期間から、1979 年 12 月～1980 年 6 月に至る期間まで、8 年間に計 8 シリーズの観測が行われた。水温観測点の位置を Fig. 4-1 に示すが、種々の事情から全部の観測点で同時に観測を行うことができず、シリーズ毎に観測点数、観測点が異なっている。各シリーズで水温の連続測定の行われた測点、および各測点での観測期間と観測日数を、Table 4-1 に示す。この表には各測点における水深も示してある。また、この表に示したものの他に、1986 年 2 月に 5 地点(阿田和、宇久井、太地、下田原、樫野)で、1986 年 2 月に 3 地点(宇久井、下田原、樫野:解析には紀伊半島西岸の御坊も加える)で、やはり定置網ブイなどを利用した水温の連続観測を行っており、これらの資料も解析に加えた。

観測は、定置網ブイからロープで自記水温計(柳計器 K.K 製)を吊して、海面下 20m の深さの水温を測定した。また、宇久井では、Table 4-1 に示すように 1974 年～1975 年以降の観測は、流速計(アンデラー社製、RCM4:水温センサー付き)を使用した。流速計の観測は、アンカー、ロープ、水中ブイなどを使って海底から立ち上げる水中係留方式をとり、測定水深は、他の水温計と同様、海面下 20m を選んだ(1986 年 2 月の観測のみ水面下 10m に設置)。用いた自記水温計は、ネジ巻式の記録紙巻き取り方式のもので、記録された水温を 1 時間毎に読みとり、記録紙の交換時ごとに現場で測定した水温値によって、読みとり水温を補正した。これらの水温計は、定置網漁業者に依頼して7-10 日ごとに引き上げ港に持ち帰ってもらい、港内に係留された定置網漁船上で現場水温との比較テスト及び記録紙の交換を行った。この記録紙の交換の際、荒天時等のために引き続いて水温計が設置できない場合があり、そのような時には 1-3 日間の欠測が生じた。流速計は、記録内蔵型であり、流れ、水温、水圧を 20 分間隔で測定した。

1986 年 2 月の観測では、定置網ブイからデジタル・メモリー水温計(離合社製、RMT 自記水温計)を懸架し、海面下 10m の深さで、30 分間隔の水温観測を行った。Fig. 4-1 に宇久井、下田原、樫野の測点位置を示した。また、紀伊水道側では日ノ御埼の東南東約 9km にある御坊(Fig. 1-1)では、桟橋に係留した表面ブイの水深 1m に自記水温計を吊して観測した。なお、本論文で用いる日平均水温は、毎日の 0 時から 23 時の 1 時間毎の水温値を選び、それを平均したものである。ただし、欠測がある場合には、得られた水温値のみから平均値を求め、日平均値とした。

水温の連続記録と対比するため、和歌山・三重・愛知の各県水産試験場と海上保安庁水路部(現海上保安庁海洋情報部)が実施した海洋観測結果を随時使用した。

### 4-2-3 1972 年 12 月から 1980 年 6 月までの冬季を中心とした水温変動の特性

先に述べた 8 シリーズの水温連続観測期間のそれぞれについて、各測点の日平均水温の変化を重ねて示したものが、Fig. 4-2 である。なお、この図の最上段には、全観測点の記録を重ねて示した。これによると、最低水温が 2 月終わりから 3 月にかけて生じる傾向はみえるが、変動の幅が非常に大きく、その幅は 3℃以上になっている。各年の図をみると、数日の時間規模の短周期変動を除くと、各測点の変動はほぼ同じ曲線上に乗る。すなわち、1 カ月より長い周期の変動は、熊野灘南部全体で起こっていることがわかる。この変動について、本論文ではふれないが、黒潮流軸の変動のような、かなり大規模な海況変動を示すと考えられる。

大蛇行流路をとっていた黒潮は、1963 年 5 月頃から終末期をむかえ、10 月には直進流路をとるようになった(例えば、Shoji 1972)。その後、1969 年 3 月から 7 月にかけて、一時的に蛇行流路をとったが、水温連続記録をとり始めた 1972 年 2 月には黒潮は直進状態にあった。その後の流路は比較的安定していたが、1975 年 7-8 月に黒潮は再び大蛇行を起こし(Kawabe 1980a)、この大蛇行流路は 1980 年 8 月まで維持された。したがって、水温連続観測のうち、最初の 3 シリーズは黒潮が直進流路をとっていた時に、後の 4 シリーズは大蛇行流路をとっていた時に行われたことになる。この黒潮流路の違いは各年の水温変化の最低水温に現れている。すなわち、直進流路にあたる時の最低水温は 13-15℃であるのに対して、蛇行流路の時には 15-16℃ないしはそれ以上となっている。このことは、第2章で述べた大蛇行時に大冷水塊を迂回する形で黒潮系暖水が熊野灘に流入してくることに対応しており、その影響が熊野灘南部海域まで及ぶことを示している。この進入がこの海域まで舌状を維持しているとは考え難いが、黒潮大蛇行時における水温変動の一部はパッチ状に進入してくる黒潮系暖水によって起こっている可能性がある。

1 時間毎の読み取り値から短周期の水温変動の様子を、1973 年 12 月 11 日から 25 日までの期間、1974 年 12 月 17 日から 1975 年 1 月 17 日の期間について示したのが、Fig. 4-3 及び Fig. 4-4 である。これらの図にみられるように、穏やかな水温上昇に続いて急な水温降下が起こる場合(Fig. 4-3 の 1973 年 12 月 13-15 日、樫野)、逆に水温の急上昇に高温期が続く場合(Fig. 4-4 の 1974 年 12 月 20 日、太地・宇久井)、比較的高温の時期がしばらく続く場合(Fig. 4-4 の 1975 年 1 月 9-10 日、樫野)など水温変化の形も様々であり、また、ある測点だけで水温上昇が起こり他の測点ではみられない場合(Fig. 4-3 の 1973 年 12 月 13-15 日、樫野、および Fig. 4-4 の 1975 年 1 月 9-10 日、樫野)、複数の地点で水温上昇が同時あるいは時間差をもって起こる場合などがある。ここでは示さないが、次節(4-3 節)で述べる南風による沿岸湧昇による水温変化のように、比較的急速な水温の低下に引き続き、穏やかな水温の回復が起こる場合もある。

本節では、これらのうち 1974 年 12 月 20 日、太地・宇久井で起こった場合のような水温の急上昇(水温ジャンプ)を取り上げて議論する。このような水温ジャンプは、湾内の表層にシャープな温度フロントをもった暖水が進入してくる場合(例えば、国司ほか 1965, 秋山・柳 1984)の例や、外湾でも相模湾の急潮現象に伴って観測された例(例えば、松山ほか 1999)など数多く報告されている。

### 4-2-4 水温の上昇ジャンプの観測例

*1974年2月11-12日の事例*

1974年2月6日から17日までの、宇久井、太地、下田原、樫野の各測点での水温変化をFig. 4-5に示す。水温の上昇の形態は太地・下田原ではまさにジャンプといえる形になっているが、これらよりも北側の宇久井では上昇の途中で一旦水温が低下しており二段構造になっていて全体として変化もより緩やかである。同じように南の樫野での昇温も緩やかで、若干の水温の振動がみられる。二段階構造の宇久井でのジャンプの始まりを何時とするかは問題であるが、最初の立ち上がり部をとれば、太地とほぼ同時に始まっており、上昇速度最大の時刻をとれば、太地よりも遅く始まったことになる。太地より南へ向かっては北から南に向かって明らかな生起時刻の遅れがみられる。

2月12日から19日の間に、三重県水産試験場(現三重県科学技術振興センター水産研究部)、和歌山水試、愛知県水産試験場、海上保安庁水路部(現海洋情報部)による観測資料を基にして描いた表面水温分布およびGEKによる測流結果をFig. 4-6の左に、50m深の水温分布を右に示す。また、その中で2月12日から15日の期間に観測された岸にほぼ平行した観測線A-A'、岸に直角な測線B-B'に沿った水温断面図をFig. 4-7に示す。水温分布は両層共に沖合から北向きに顕著な暖水進入があったことを示している。この観測は、一番後に起こった樫野の水温ジャンプ以後にとられたものであるが、岸近くまで進入した暖水が岸沿いに南へ伸びていった兆候はみられない。すなわち、ジャンプの位相が太地から下田原、樫野と遅れていることが、暖水塊の南方向への移動で生じたのではないことを示唆している。暖水の外縁が弧を描いているために、岸に一番近い部分のフロントがまず観測点列に達した後、その南北にあるフロント部が順次、観測点列に達したと考えるのが自然である。すなわち、フロント自体は岸向きに移動していたが、その形状により到着時間に遅れが生じたのであろう。

Fig. 4-7のA-A'断面をみると、進入暖水は樫野より南にある200mよりも厚い暖水層から、舌状に送り出されたと考えられる。この暖水舌は根元では50mを超す厚さをもつが、北に進むほど厚さを減じる。熊野市以北では、陸水起源と考えられる冷水層が暖水舌の上をおおうようになるが、暖水舌は尾鷲市よりも北まで20m層を中心に、明確に認められる(B-B'の水温断面も参照)。このことは、水温連続観測の水温計設置水深を20mに選んだことが適切であったことを示している。

Fig. 4-6の水温分布・流速分布は、この観測時に黒潮の強流帯は潮岬に接する形で東方へ流れる、直進流路をとっていたことを示している。しかし、通常、黒潮の直進時にみられる潮岬東方の顕著な冷水渦は認められない。暖水舌発生前の海況の実測がないので、確言できないが、暖水舌の進入が潮岬東方の冷水渦を弱めるか、消滅させたことは十分考えられる。

*1974年12月20日の事例*

Fig. 4-4に示された1974年12月20日に観測された事例は、もちろん水温ジャンプの例である。この時、水温ジャンプは、まず宇久井の観測点で起こり、太地ではやや遅れて起きている。樫野では立ち上がり以前の記録が欠けているため、正確なジャンプの開始時刻は分からないが、太地・

宇久井よりもかなり遅れて発生している。すなわち、水温ジャンプは宇久井で最初に記録され、その南北の測点では遅れて起こっている。

### *1978 年 3 月 23-26 日の事例*

先にあげた 2 例は、黒潮が直進流路をとっている時に観測されたものであるが、大蛇行流路が生じてからも、水温ジャンプは観測されている。1978 年 3 月 18 日から 25 日の阿田和・宇久井・太地・下田原・樫野の水温変化を Fig. 4-8 に示す。ジャンプと呼べるような水温の急上昇は太地と一番北の阿田和でみられるが、他の点の変化はやや緩やかである。この水温上昇を境に、全ての点で約 16℃のレベルから、17℃を超す水温レベルに上昇したが、前後のそれぞれの水温値は非常に一定しており安定している。水温上昇の開始時刻は、宇久井・下田原が最も早く、中間の太地ではやや遅れており、南端の樫野でもやや遅れ、北側の阿田和では最も遅れている。大蛇行時には大冷水塊を迂回する形で黒潮系暖水が熊野灘へ流入する現象があるが、阿田和の水温上昇が他の点に比べ有意に遅れていることは、この水温上昇がそのような北からの暖水の進入に基づくものではないことを示している。水平規模の大きさからみても、この水温上昇は沖合から暖水が沿岸部に押し寄せてきたと解釈すべきであろう。水温上昇の位相関係が複雑で、水温ジャンプからみられる阿田和と太地の中間の宇久井で上昇パターンが崩れていることは、水温フロントが岸沿いに伝播したのではないことを示唆している。おそらく、沖合から進行してきた水温フロントの形が、太地の前面でシャープであったが、宇久井と下田原の前面では崩れていたと解釈すべきではないだろうか。そうすれば、太地の水温上昇開始時刻が両者よりも若干遅れたことも説明できそうである。これだけの資料から確言できないが、この進入した暖水塊の先端は、宇久井と下田原の海域にまず進入してきたのであろう。

### *1978 年 4 月 23-25 日の事例*

前事例の約 1 カ月後の同じ 5 点での水温変化を、1978 年 4 月 21 日から 29 日の期間について、Fig. 4-9 に示す。この時期の前半においても 5 地点の水温は約 17℃に保たれていて、水温の変動も非常に小さい。この期間には水温ジャンプと呼べるような水温変化はみられないが、水温上昇がかなり明瞭な位相差をもって生起している。北側の 4 点における比較的短期間のみに起こった水温上昇の事例を、影をつけて示してある。この 4 つの水温変化パターンが似ていることから、同一の現象に基づくものと考えられる。この場合には、水温上昇がまず太地・宇久井に起こり、北あるいは南に移るにつれて遅れて起こっている。樫野ではこの期間の後半に全地点でみられる水温上昇傾向に重なって、不明確になっているが、26 日早朝に起こった水温上昇がこれに対応しているように思われる。この位相の遅れは、前例(Fig. 4-8)の場合に比べ進行が非常に遅い。この相違も、水温変化が沿岸に沿って移動するのではなく、沿岸に進入してくる暖水塊の前線形状の違いによる到着時刻の違いに基づくことを示唆している。

*1980年3月12-15日の事例*

同じ5点で得られた水温変化を、1980年2月15日から3月31日までの期間についてFig. 4-10に示す。この図では、3月1日頃を中心に水温が低下する現象がみられ、その終了は北側の3地点に比べ、南側の2点では1日遅れてみえるが、ほとんど同位相である。この後、3月12日に水温の急上昇が始まった。阿田和での昇温の開始は1日遅れの13日とみることもできるが、昇温現象もほぼ同位相で起こっている。この水温急降下につづく水温の再上昇の水温変化は、次の4-2節で述べる沿岸湧昇に際して起こる水温変化と似ている。また、この事例における水温ジャンプ後の高水温の継続期間が数日と短いのも他の事例と異なっている。

漁業情報サービスセンター発行の漁海況速報 第477号による旬刊表面水温(Fig. 4-11 左上図)をみると、潮岬の西方で、沖合から暖水舌が北に伸び始めていることが示され、つづく第478号、3月11-20日の旬刊表面水温(Fig. 4-11 左下図)をみると、この暖水舌は、紀伊半島の東岸に沿う形で熊野灘南部海域に進入している。この暖水舌が何らかの理由で岸に近寄れば、5つの観測点で同時に昇温が始まったことが説明できるかもしれない。

海上保安庁水路部海洋速報の1980年2月11日～3月6日までの資料に基づく第5号、3月3-15日の資料に基づく第6号の200m深の水温分布図を、それぞれ、Fig. 4-11の右上と右下に示す。この時、黒潮は典型的な大蛇行流路をとっていたことがわかる。しかし、Maekawa *et al.*(2002)が報告しているような、厚さの大きな小暖水塊が大冷水塊の中に見出され、とくに暖水舌の進入した3月上旬には、潮岬東方に位置していた。この暖水塊は、その周りに時計回りの還流を伴っていると考えられ、その西縁に沿った北向きの流れが暖水舌の熊野灘南部海域への進入を助けたことは十分考えられる。

*1986年2月17-19日の事例*

これは、Table 4-1に含まれていないが、1986年2月に宇久井、下田原、樫野の定置網で水温計を設置していたので、その観測結果をFig. 4-12の上段に示す。なお、この時の水温計の設置深度は10mであった。この図には、紀伊半島西岸の日ノ御埼南に位置する御坊(Fig. 1-1)における水深1mの水温変化もあわせて示してある。この図でも、2月18-19日に3つの観測点で水温の比較的急な水温上昇が観測され、その位相は宇久井が早く、他の2点が1日ばかり遅れている。この直前の2月13日から17日の間に、樫野の水温値だけが上昇し、他の2点では水温上昇がみられていない。おもしろいのは、この昇温が同じ時期に遠く離れた御坊にもみられることである。2月13日の衛星画像では潮岬先端から東へ伸びる温度フロントが観測され、海上保安庁海洋速報の流路図からも黒潮が直進流路をとっていたと考えられる。

この2月13-17日の水温連続観測結果は、潮岬東西の水塊の境目が潮岬の先端にあったのではなく、樫野にまで西方の暖水が進入していたことを示唆するのであろう。黒潮直進時の串本・浦神間の水位差の変動が大きく、時には蛇行時の水位差である25cm近くまで下がることがあり、間欠的にせよ潮岬東西の水塊の交換が起こることが考えられるのであるが、これはそのよう

なことが起こった一例である可能性が高い。この例に限らず、樫野の水温変動が、他の北の測点での変動と異なった様相を示す場合が少なくない。この点は潮岬東方の海況を論じる場合には充分に考慮されるべきであろう。

### 4-2-5 まとめと漁業への影響

この小節では、定置水温の曲線に現れる水温の急上昇ジャンプに焦点を絞って論じてきた。このジャンプをもたらす暖水舌は、黒潮水ないし黒潮系の暖水が、潮岬東方を北方向に進入してくることによって生じることが示された。この暖水舌の先端は、定置水温観測では、通常、太地あるいは宇久井にまず到達する。これにより北あるいは南での水温ジャンプは、かなり遅れて起こる。しかし、進入暖水が沿岸に達してから南北に分かれて岸沿いに進行するわけではなく、暖水舌のフロントが曲率をもっているために、岸向きに進む先端(岸から見て)の左右の部分の到着が遅れるために起こると考えられる。ただし、北側の位相の進行には、暖水舌の北方への伸びが加算されている可能性がある。このことは、ジャンプの岸沿いの進行速度が、ケース毎に非常に異なることからも類推される。この点では、内湾に進入してくる暖水フロントの通過に伴う水温ジャンプや、水塊そのものが、岸沿いに進入してくる相模湾の急潮現象に伴うジャンプとは性質が異なる。

暖水舌の先端がなぜ太地あるいは宇久井に先行して到達し、南の樫野の測点に遅れて到達するのかは明らかにできなかった。黒潮が直進流路をとっており、潮岬東方に冷水渦が発達している場合には、それを迂回するためと考えられるが、水温ジャンプは黒潮の大蛇行時にも観測される。しかし、暖水舌の進入がFig. 4-11左下の表面水温分布図にみられるように、北ではなく北東に向かって起こるならば、樫野がその影に入るのかもしれない。さらに、樫野の水温が他の測点と違い、変動特性が潮岬西方と連動するような場合があり、特殊性をもっていることも関係している可能性がある。

Fig. 4-10およびFig. 4-12には、水温記録の下に宇久井・太地・下田原・樫野の定置網でのブリの漁獲量の推移を示してある。Fig. 4-10で水温が降下しはじめた1980年3月1日の直後に、とくに下田原で約2,000尾の漁獲が3日間つづき、水温が上昇した15日以降の漁獲が激減している。しかし、この図に示された期間の初め、あるいは終わりの時期の水温値はこの時と同じか、下回っている。Fig. 4-12の漁獲量の推移でも、下田原で比較的低温期の1986年2月7日と9日に高い漁獲が得られている。この程度の水温変化が、ブリの行動あるいは魚群の逸散行動に結びつくかどうか、今後とも詳細な検討が必要である。しかし、これらの図は水温変化ないし水塊の交代が、漁獲量に顕著な影響を与えることを示している。

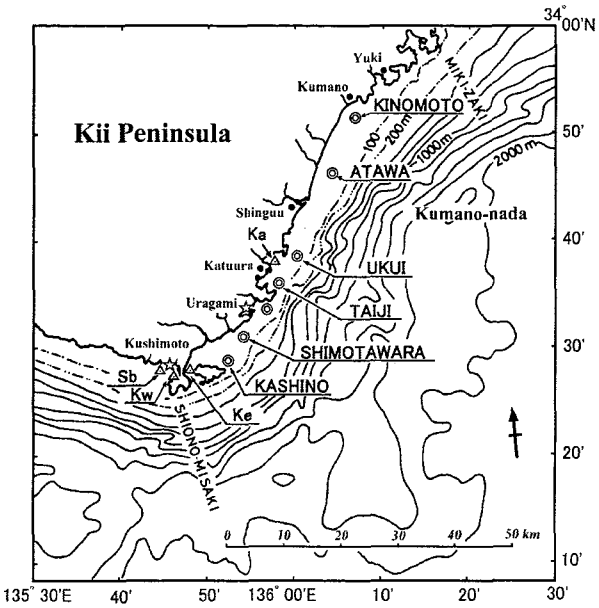


**Fig. 4-1.** Locations of temperature observation points are shown with ◎ marks. Names of the set nets are shown for these observation points. Temperature sensors were attached to buoys of the set nets, and temperature at 20m depth was measured. See Table 1 for details of the observations. The figure also shows the location of routine surface temperature observation points with △ marks, station names are Sabiura (Sb), Kushimoto west coast (Kw), Kushimoto east coast (Ke), and Katuura (Ka). The locations of two tide gauge stations at Kushimoto and at Uragami are shown with ☆ marks.

**Table 4-1.** List of observed data numbers in days and water depth at the set net stations (see Fig. 4-1 for their positions).

| Set net Stations and Sea depth (m) | KINOMOTO 35 m | ATAWA 40 m | UKUI 50 m | TAIJI 50 m | URAGAMI 33 m | SHIMOTAWARA 34 m | KASHINO 40 m |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Periods | | | | | | | |
| 1972 Dec～1973 June | - | - | 149 | 139 | - | 48 | 121 |
| 1973 Dec～1974 May | - | - | 133 | 87 | - | 120 | 80 |
| 1974 Dec～1975 June | 66 | - | 161* | 155 | - | 43 | 118 |
| 1975 Dec～1976 June | - | 96 | 78** | - | 106 | - | 124 |
| 1976 Dec～1977 June | - | 53 | 199** | 128 | - | 43 | 152 |
| 1977 Dec～1978 May | - | 146 | 143** | 145 | - | 140 | 148 |
| 1978 Dec～1979 June | - | 182 | 154** | 145 | - | 144 | 161 |
| 1979 Dec～1980 June | - | 183 | 192** | 145 | - | 134 | 164 |

* measured by Aanderaa RCM-4 from Feb. 9, 1975

**measured by Aanderaa RCM-4

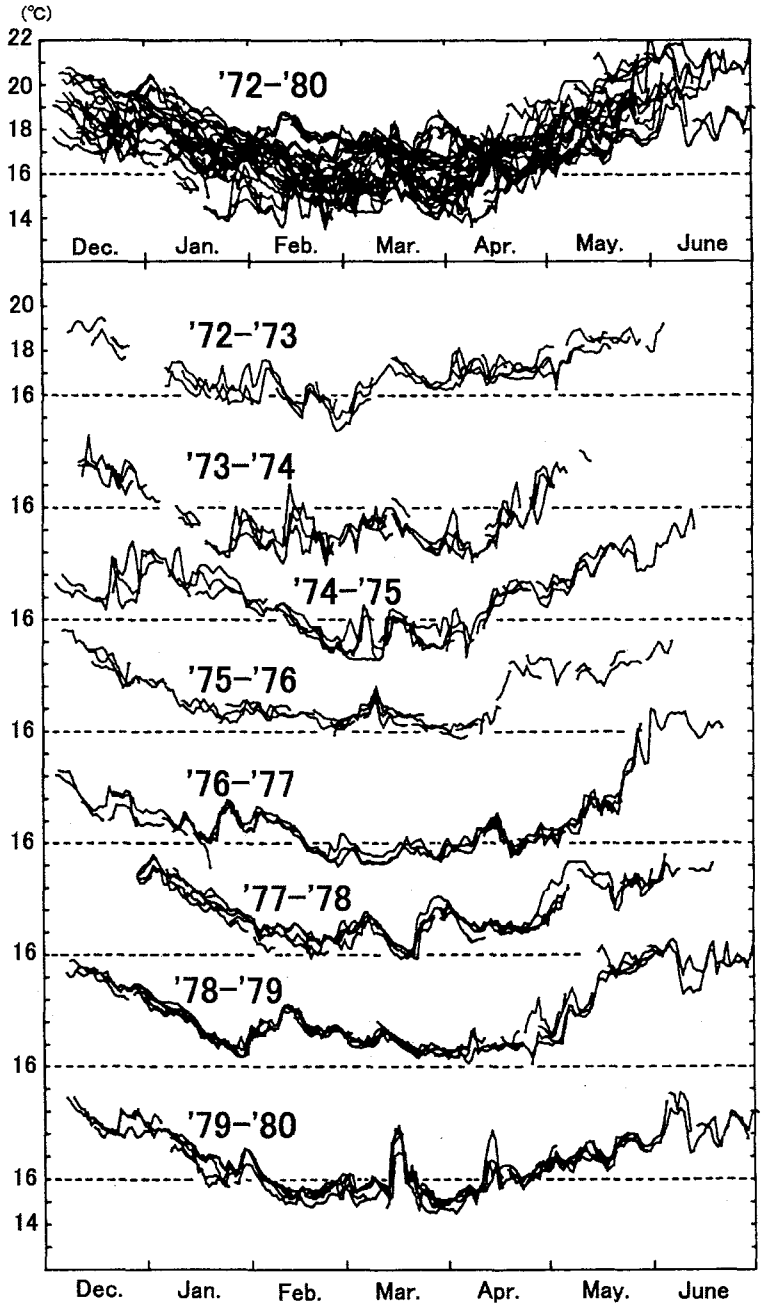


**Fig. 4-2.** Variations of daily averaged temperature at 20m for period from December to next June of each year from '72 to '80. As seen in Table 4-1, available observations differ year by year. All of the available data are shown altogether in each figure. All of the variation curves from '72 to '80 are given in the uppermost panel. The variations for each year are given in other panels in order from 1972-1973 through '79-'80. The Kuroshio flowed in the straight path from '72-'73 to '74-'75, and in the large meandering path from '75-'76 to '79-'80.

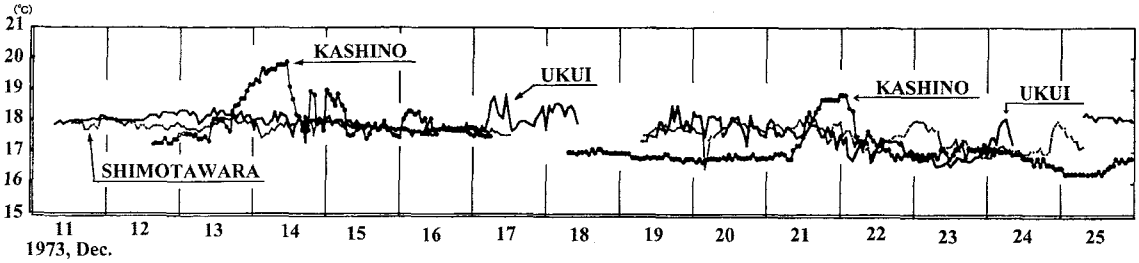


**Fig. 4-3.** Temperature variations at three points, Ukui, Shimotawara, and Kashino in the period from December 11 to 25, 1973. Hourly values are used. See Fig. 4-1 for the location of these observation points.

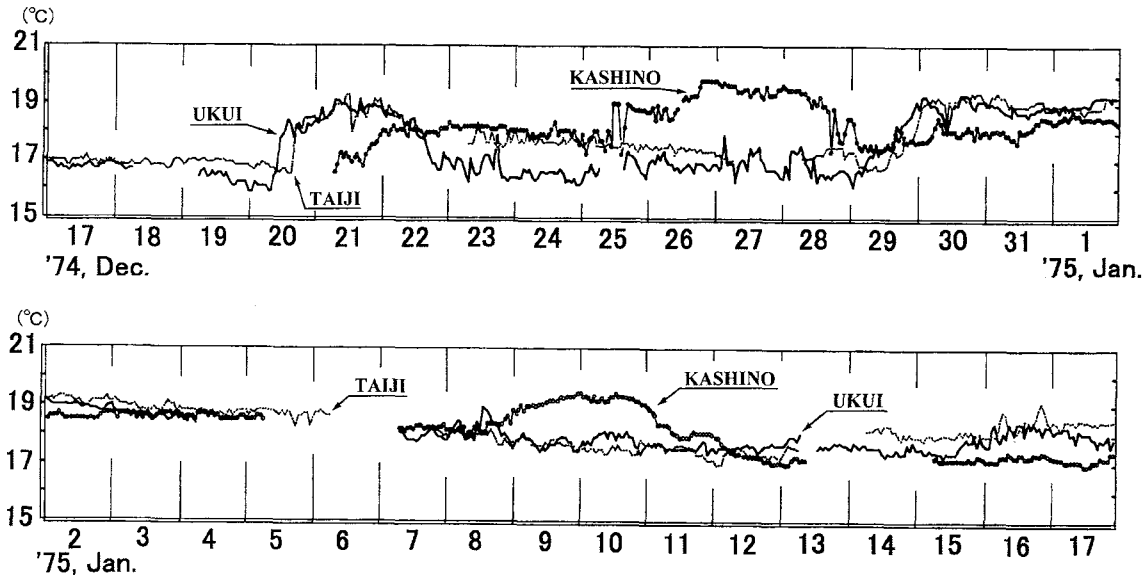


**Fig. 4-4.** Temperature variations at three points, Ukui, Taiji, and Kashino in the period from December 17, 1974 to January 17, 1975. Hourly values are used. See Fig. 4-1 for the location of these observation points.

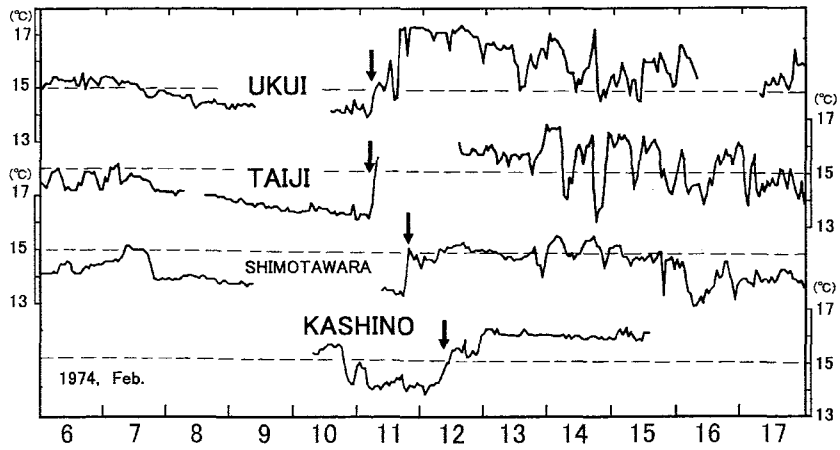


**Fig. 4-5.** Temperature variations at four points, Ukui, Taiji, Shimotawara, and Kashino in the period from February 6 to 17, 1974. Hourly values are used. See Fig. 4-1 for the location of these observation points. An abrupt temperature jump is recognized at the portions shown with arrows.

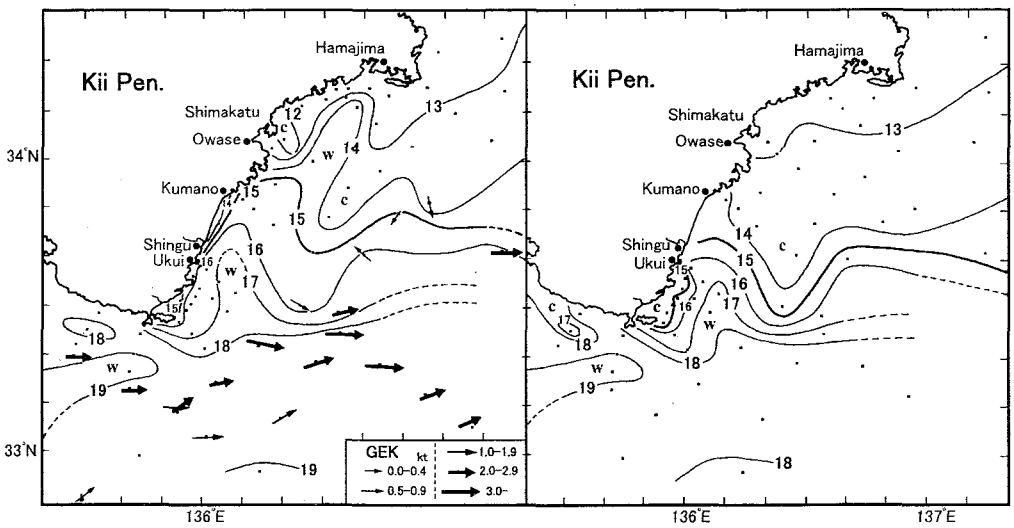


**Fig. 4-6.** Horizontal temperature distributions at the sea surface (left figure) and at 50m depth (right figure) on February 12-19, 1974. Numerals attached to isotherms indicate temperature in °C. w and c indicate warm water tongue and cold water tongue, respectively. Data observed by the Fisheries Experimental Station, Wakayama Research Center of Agriculture, Forestry and Fisheries, the Fisheries Research Division, Mie Prefectural Science Technology Center, the Aichi Prefectural Fisheries Experimental Station, and the Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard were used. Current field observed with GEK is shown in the left figure together using information given by the Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard. Scale of current vector is given at the lower right corner.

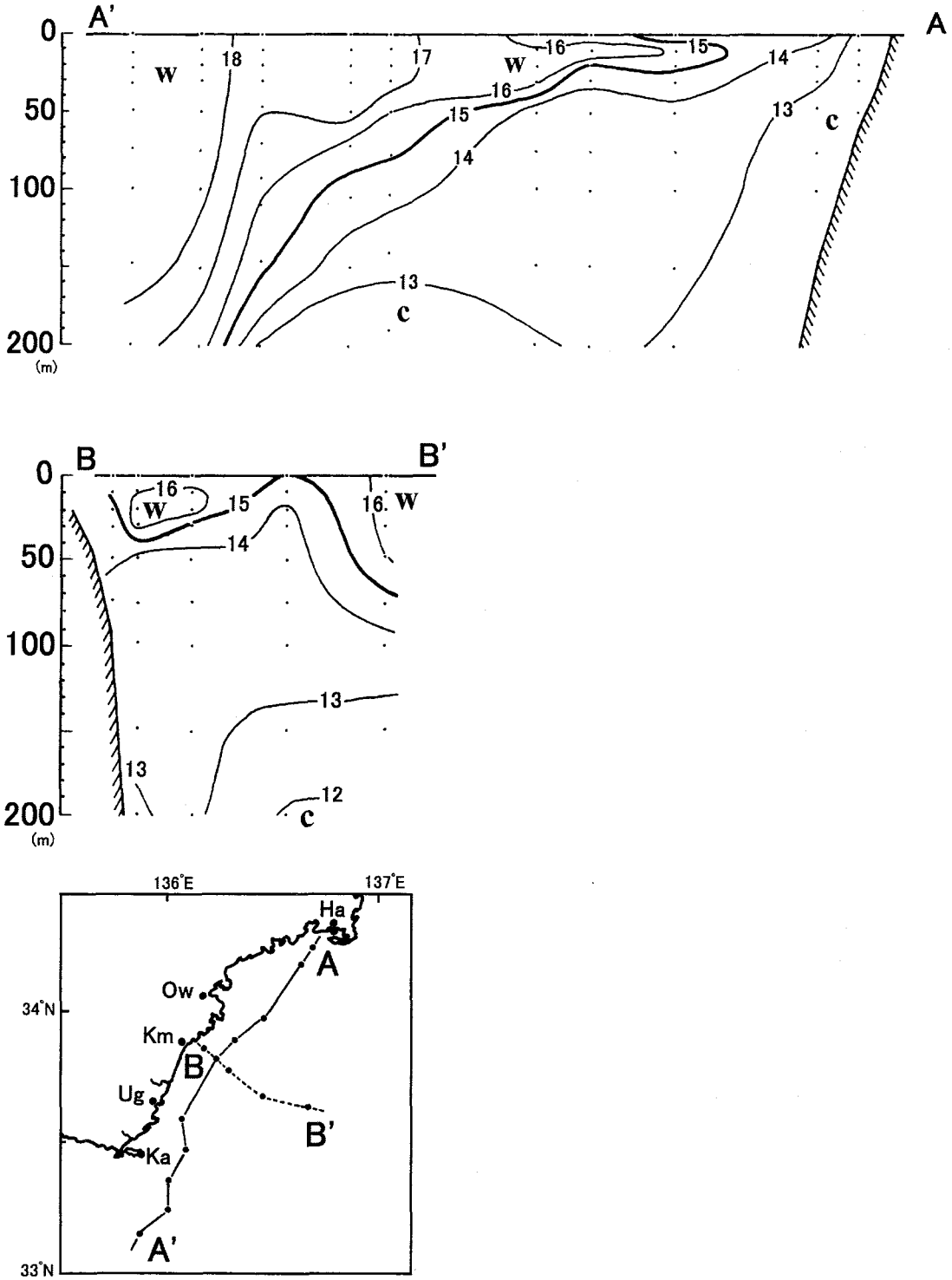


**Fig. 4-7.** Cross-sectional temperature along two lines A-A' (upper figure) and B-B' (middle figure) the positions of the lines are shown in the lower figure. Numerals attached to isotherms indicate temperature in ℃. w and c shows relatively warm and cold portions, respectively. The same data source was used as Fig. 4-6.

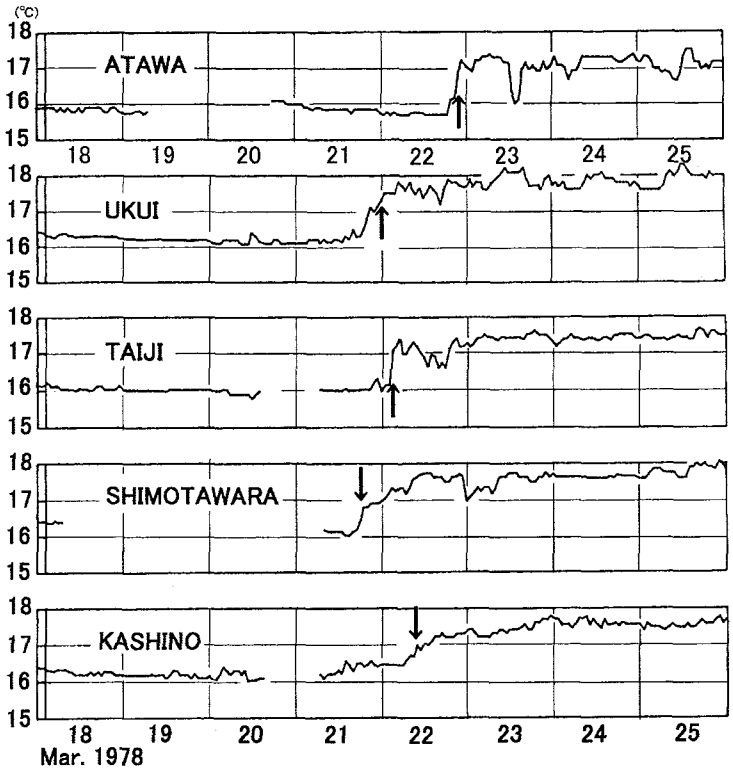


**Fig. 4-8.** Temperature variations at five points, Atawa, Ukui, Taiji, Shimotawara, and Kashino (from top to bottom) in the period from March 18 to 25, see Fig. 4-1 for location of these observation points. An abrupt temperature jump is recognized at the portions shown with arrows.

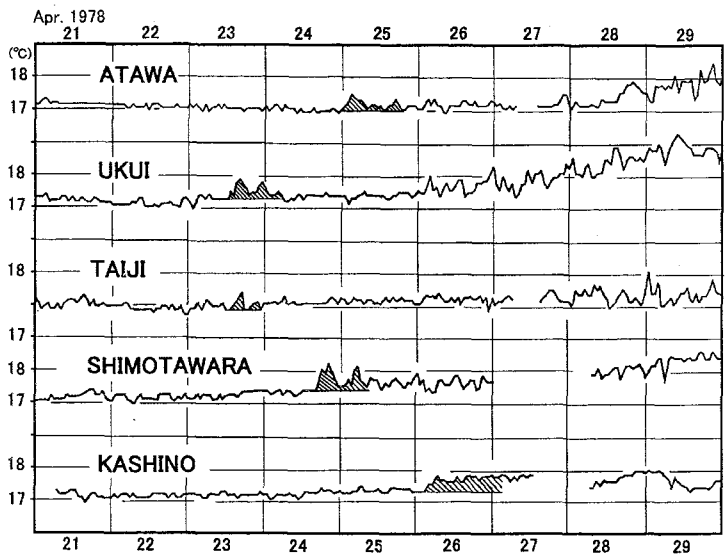


**Fig. 4-9.** Same as Fig. 4-8, except for the period from April 21 to 29, 1978. We paid special attention to the events shown in the figure with hatched area.

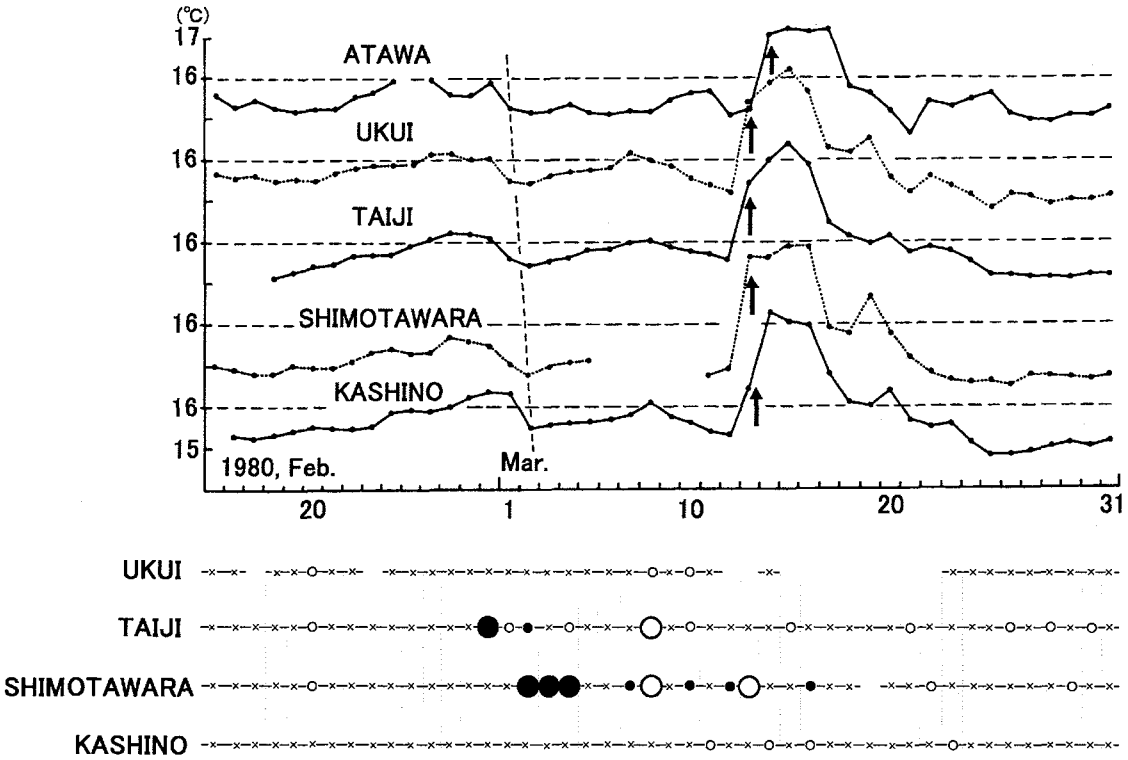


**Fig. 4-10.** The upper figure shows temperature variations at five points, Atawa, Ukui, Taiji, Shimotawara, and Kashino (from top to bottom) in the period from February 15 to March 31, 1980. See Fig. 4-1 for the location of these observation points. An oblique line in the figure indicates the temperature decreasing event on March 1-2, and arrows the temperature increasing event on March 13-15. The lower figure shows variations of daily catch numbers of yellowtail at four set nets at Ukui, Taiji, Shimotawara, and Kashino. Gaps of horizontal bars indicate days of no fishing activity. Cross marks indicate the catch was nothing, small white circles in the range between the catch number 1 and 9, small black circles between the catch number 10 and 99, large white circles between the catch number 100 and 999, large black circles over the catch number 1,000.

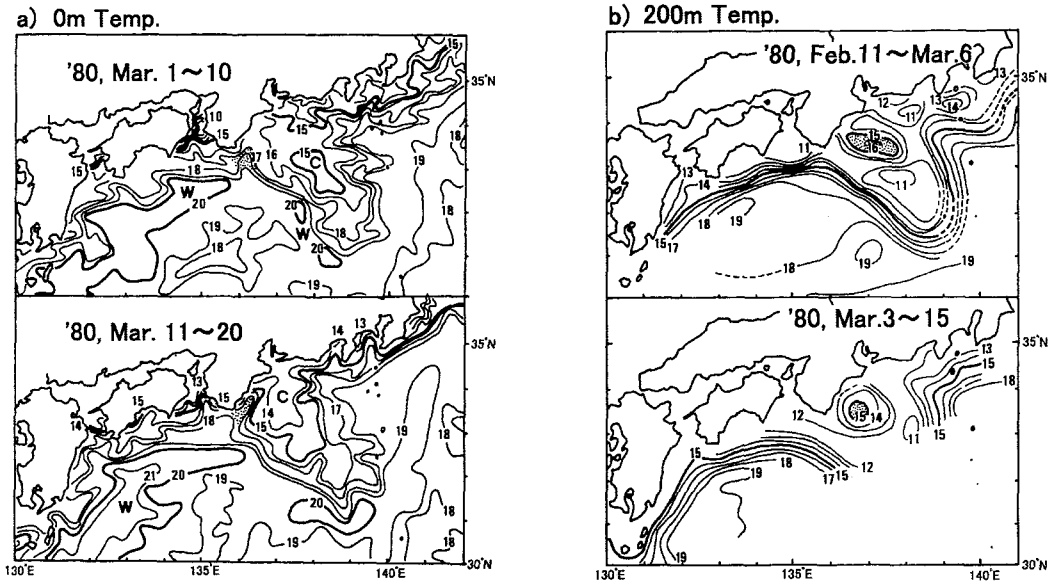


**Fig. 4-11.** Surface temperature distributions based on data taken in the period from March 1 to 10, 1980 (upper left figure) and based on data taken in the period from March 11 to 20, 1980 (lower left figure) after the Japan Fisheries Information Center, and temperature distribution at 200m depth based on data taken in the period from February 11 to March 6, 1980 (upper right) and based on data taken in the period March 3 to 15, 1980 (lower right figure) after the Prompt Report of Oceanographic Conditions published bimonthly by the Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard. Numerals attached to isotherms indicate temperature in ℃. w and c show relatively high and low temperature portions, respectively.

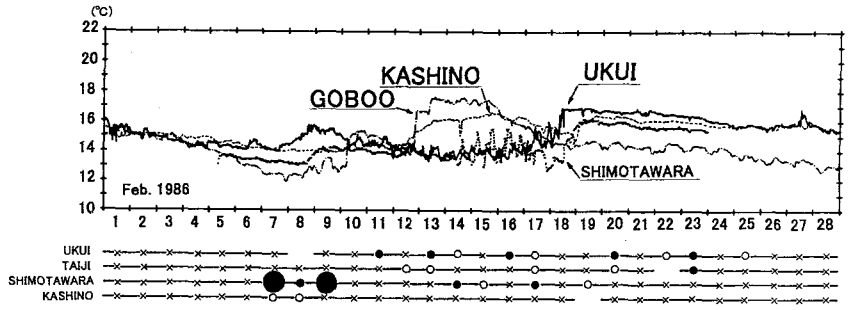


**Fig. 4-12.** The upper figure shows variations of water temperature at 10m depth at three set net stations, Ukui, Shimotawara, Kashino. See Fig. 4-1 for the location of these observation points. In the period from February 1 to 28, 1986. Variation at 1m depth at Goboo on the western coast of Kii Peninsula (see Fig. 1-1 for its location) for the same period. The lower figure shows variations of daily catch number of yellowtail at four set nets at Ukui, Taiji, Shimotawara, and Kashini. Gaps of horizontal bars indicate days of no fishing activity. Cross marks indicate the catch was nothing, small white circles in the range between the catch number 1 and 9, small black circles between the catch number 10 and 99, large black circles over the catch number 1,000.

## 4-3. 南風による沿岸湧昇

### 4-3-1 はじめに

夏季に卓越する北風によって起こされるカルフォルニア沿岸の沿岸湧昇や、同じように夏季に卓越する南風によって起こされるペルー沿岸の沿岸湧昇は、その地方の気候のみならず世界的な気候に影響を及ぼす。これほどの時間・空間規模を持つわけではないが、北半球で沿岸を左にみて吹く卓越風は、数日程度の時間規模であっても、沿岸湧昇現象を引き起こし、周辺の海況・漁況に大きな影響を与える。わが国においても、時間スケールの短い沿岸湧昇現象は、伊豆半島東岸(Kishi 1976; 1977)、北海道渡島半島東岸(大谷・出口 1981; 1983)、房総半島東岸(清水・瀬戸口 1986)などの各地で観測されている。吉田(1978)は、数日の時間スケールで消長する間欠的な沿岸湧昇なら、有利な条件の風が数日間つづけばよいのだから、少しオーバーにいうなら、いつでも、どこにでも、沿岸湧昇は起こりうる、と述べている。

紀伊半島でも、その南東岸沖、熊野灘南部海域において、強い南寄りの風が継続して吹いた場合に、沿岸水温の顕著な低下が起こることが知られている。われわれは、1985 年夏季に紀伊半島東岸で発生した沿岸湧昇を、和歌山水試の漁業調査船「わかやま」による特別観測と、沿岸近くの定置網を利用した水温の連続観測資料を用いて、その構造と時間的変遷を捉えることに成功した。その観測結果を議論するとともに、沿岸域の漁業に与えた影響、漁獲される魚種組成の急変現象についても考察する。なお、この章の主要な内容は、竹内(1985a, 1987a)に発表している。

### 4-3-2. 観測

熊野灘南部海域で 1985 年 8 月 28-29 日に毎月 1 回の定期的な沿岸定線観測を実施した。この後、南海上にあった台風 2・3 号が日本海へ進み強い南寄りが吹き、9 月 1 日には紀伊半島先端東岸(串本東海岸と勝浦)の定地観測で水温低下の兆候がみられた。このため、急遽、観測予定を変更し、この海域に和歌山水試の漁業調査船「わかやま」を派遣して、9 月 2-5 日の期間内に 2 回、CTD を用いた水温・塩分の水平分布の特別観測を行った。

1985 年 8 月 28-29 日の観測は定期的な沿岸定線観測であり、測定水深は 300m までである。9 月 2-5 日に行われた 2 回の特別観測では、調査時間を短縮するために、表層の観測を行い、測定水深は 200m までとした。

1985 年 8 月 28-29 日の第 1 回目の定期観測は、湧昇の発生する直前にあたり、調査範囲は後の 2 回に比べやや狭い。9 月 2-3 日の第 2 回目の観測は湧昇の盛期にあたり、9 月 5 日の第 3 回目の観測は湧昇の終了期にあたっていたと考えられる。第 2、3 回目の特別観測では、湧昇域をほぼカバーするように海域が選ばれ、測点間隔も可能な限り密にとった。この 3 回の観測で用いた機器は、CTD が Niel-Brown 社製の Mark III B である。その測点位置は Fig. 4-13 に示してある。図中、●印は第 1 回目の沿岸定線観測の測点(WE28～WE36、WE31'、WE34')を、

○印が第 2、3 回目の特別観測の測点を示す。特別観測では岸と直角方向に A から G まで 7 つの測線で、各測線ごとに岸から沖方向に 1、3、6、10 マイルの 4 つの測点を設けた。

また、◎印で示す樫野と太地では、夏季にも小型の定置網が敷設されている。そのブイを利用して、自記水温計(RMT 水温計、離合社製)を 10m の深度に設置して、1 時間間隔で水温の連続観測を行った。

この他、紀伊半島先端近くでは、海岸で毎日朝 9 時に表面水温が観測されている地点が錆浦(Sb、Sabiura)、串本西海岸(Kw、Kushimoto-west)、串本東海岸(Ke、Kushimoto-east)にある。串本西海岸と串本東海岸では和歌山水試が、錆浦では串本海中公園センターが観測を行っている。また、勝浦(Ka、Katuura)では和歌山県栽培漁業センターが、海深 5m からポンプアップした海水を毎朝 9 時に測定している。これらの 4 カ所の定地観測資料を用いた。これらの観測地点の位置は Fig. 4-13 に示してある。

また、風向・風速のデータは気象庁の潮岬測候所の資料を使用した。海面水位については、串本と浦神間の日平均水位差(原簿の数値を使用し、串本から浦神の水位を引いた値、Fig. 4-13 の☆印)を求めて、解析に使った。この 2 つの検潮所は近接しており、両地点とも最寄りの気圧測定点は潮岬測候所であるので、気圧補正は行わなかった。

### 4-3-3 定置水温連続記録に現れた水温変化

樫野および太地における水温の連続観測結果を、1985 年 8 月 28 日から 9 月 7 日までの期間について、Fig. 4-14 に示す。図は 1 時間ごとデータを基に作成した。両記録とも 9 月 1-3 日を中心に顕著な低水温がみられ、それまでの水温 27-28℃から 7-8℃も低下し、約 21℃の値を示している。水温の低下は急激で、この水温低下は 1 日に満たない時間内に起こっている。短周期の変動が重なっているため、水温低下の始まった時刻は正確には特定できないが、水温の減少の最も急速な時刻は、太地では 9 月 1 日の 0 時頃、樫野では 9 時頃であり、樫野での発生が数時間遅れて始まったと考えられる。水温は 9 月 3 日から上昇を始め、9 月 6 日には約 26℃まで回復する。この水温値は、この水温低下現象の始まる前よりは若干低いが、その後はあまり変化せずほぼ一定値を保っている。

Fig. 4-14 の上段に、潮岬測候所で測られた風速ベクトルを 3 時間ごとに示してある。これをみると、8 月 31 日の午前中から風向が南風に変わり、昼頃には風速も約 8m/s に達した。9 月 1 日には風向が次第に南南西から南西、西南西に転じ、9 月 2 日以降は西風になり、約 5m/s の西風が 9 月 3 日まで継続して吹いていた。9 月 3 日の昼頃にはこの西風が弱まった。風が弱まった時刻は、低下した水温が上昇しはじめた時刻にほぼ一致している。このような対応関係は、観測された水温の低下現象が南(ないし西寄り)の強い風によって起こされたことを示唆している。この約 2 日間つづいた強い南風は、1985 年 8 月 31 日から 9 月 1 日にかけて、九州西岸から日本海に進んだ台風 12・13 号によって吹いたものである。

Fig. 4-15 b) に、紀伊半島先端周辺海岸の表面水温観測点、錆浦(Sb)と串本西海岸(Kw)、

串本東海岸(Ke)、勝浦(Ka)での8月20日から9月20日までの水温変化を示す。図のa)には潮岬測候所で測られた 1 日間の最大瞬間風速ベクトルを示してある。水温変化は、潮岬より西方にある錆浦・串本西海岸と、東方にある串本東海岸・勝浦とでは、非常に違っており、西方では水温の低下現象は全くみられないのに対して、東方の2点ではFig. 4-14に示した樫野・太地と同様に、急激な水温の下降(27℃から22℃への低下)と、それに引き続いてのやや緩やかな水温の上昇が9月3日から9月6日の間に起こっている。わずかな距離しか離れていない潮岬の東方の串本東海岸と、西方の串本西海岸の間にこのような水温変化の特性の差が現れることは興味あるところである。いずれにせよ、この水温低下の現象は、潮岬以東の熊野灘南部海域に限定されていることがわかる。測定間隔が1日であるので、詳しいズレは論じることができないが、東方の2点の間で、勝浦の水温変動が、串本東海岸のそれに比べて明らかに1日先行していることはFig. 4-14の2点間にも位相差が現れていることと合わせて興味深い。このことは、冷水域が発生期間中に移動または変形(拡大・縮小)を行っていることを示すものである。

### 4-3-4 沿岸湧昇域の広がりと、その変化

和歌山水試は、熊野灘南部海域の沿岸部に漁業調査船「わかやま」を、1985 年 8 月 28-29 日、9月 2-3 日、9月 5 日の3回派遣したが、Fig. 4-14の樫野・太地の水温変化からみて、それぞれ、水温低下現象の発生前、最盛期、終末期にあたっていたと考えられる。この3回の観測結果を Fig. 4-16 の左から右に向かって示し、それぞれの期における表面水温(上段)、水深 10m 水温(中段)の平面分布、および水深 10m 塩分の平面分布(下段)を並べて示した。

9 月 2-3 日の水温低下の最盛期に観測された表面水温の平面図には岸近くに 23.5℃を下回る冷水がみられ、水温 26℃以下の冷水域が潮岬の東から新宮市と熊野市の中間点まで、岸に張り付く形で、長さ約 30km、幅 8-10km の範囲に存在していた。この冷水域のまわりに、顕著な水温フロントがみられ、水温勾配は 0.4-0.7℃/km に達していた。このような表面水温は、8 月 28-29 日の観測時にはみられず、岸近くの冷水域の中心部では、4℃を超す低下となっている。水深 10m の水温・塩分平面分布は、表面水温に比べ複雑な分布である。これは、次に示すFig.4-17の水温断面図からもわかるように、水深 10m が水温躍層の上面付近にあたることから、躍層面がわずかに浅いか深いかによる違いが反映されたために、このような複雑な分布になったと考えられる。水深 10m でも岸に沿った陸棚域を中心にして 24℃以下の低温(20-23℃)で高塩分(34.1-34.3psu)の水が分布していることが明瞭に示されている。この沖側は総じて水温が高く、塩分は低かった。全般的な特徴として、低温域で塩分が高く、高温域では塩分が低い。したがって、この冷水の起源は湧昇現象に求めざるを得ず、先に述べた風との相関からみて、強い南風による沿岸湧昇の結果、生じたものと考えられる。

樫野・太地の水温が 25℃にまで回復した沿岸湧昇(水温低下)現象の終末期の 9 月 5 日に観測された表面水温の水平分布は多くの示唆に富んでいる。このときの冷水域は岸沿いには26℃を下回る低水温は、もはや見られず、26℃以下の冷水は大島の南沖から東へ伸びる帯状

の部分に見られる。岸に沿っては大島の南から太地沖に至る 27℃以下の比較的低温の水が帯状に存在しており、湧昇域の名残を示すのであろう。この低水温域の形状は、外力である風が弱まった後、冷水域は岸沿いに南へ移動し、黒潮系暖水の北縁に沿って潮岬の東方に伸びていき、幅 3-5km のフィラメント状に変形したことを示している。水深 10m 深の水温・塩分平面分布には、大島の南から東沿岸にかけて小さな冷水域(24℃以下で 33.9psu 以上の高塩分)が分布している。このすぐ沖側には水温が 25-26℃で塩分が 33.8psu 以下の水塊があり、これによって分離されるように、観測域の東端部には大島沿岸にみられた冷水域と同じ特性をもつ冷水域(水温 24℃以下で 33.9psu 以上の高塩分)が分布している。観測海域が限られているため、黒潮強流帯の北縁が、この東に伸びた冷水帯に接するように存在していたかどうかは、Fig. 4-16 から分からない。

沿岸湧昇の最盛期(9 月 2、3 日)と終末期(9 月 5 日)における Line A から Line G までの 7 つの測線(Fig. 4-13)における水温断面を Fig. 4-17 と Fig. 4-18 に示す。図で 20℃と 25℃に挟まれた部分に影を付けた。この部分がほぼ水温躍層にあたる。9 月 2、3 日の断面(Fig. 4-17)では、Line B(下田原)、Line C(太地)、Line D(宇久井)の 3 線で岸近くの表層において等温線が左上がりに走っていて、そこに湧昇が起きていることを示している。とくに、Line B(下田原沖)と Line D(宇久井沖)では水温躍層が海表面に現れている。Fig. 4-16 において、沿岸に現れている最低水温は 2 つに分かれており、太地がその中間に位置していることが、この断面図の違いになっている。等温線の左上がりの傾向は、Line B(下田原沖)では数十メートルまでみられるが、Line C(太地沖)と Line D(宇久井沖)では表層 20m ほどにすぎない。このように、湧昇の及ぶ深さは非常に浅く、50m 深の水温分布では湧昇域が明確に現れない。熊野灘南部でみられる湧昇現象が、強い南風が起こるとすぐ現れ、南風が止むと急速に衰えるのは、この湧昇の及ぶ深さが浅いことと関係しているのであろう。

### 4-3-5 沿岸湧昇現象と串本・浦神の水位差について

Fig. 4-15 の c) には、串本・浦神間の水位差の変遷を示してある。この水位差は黒潮が直進流路をとっているか、蛇行流路をとっているかの指標を与えるもので、この値が 25cm ないしはそれ以下になると一般に黒潮が蛇行流路をとり、黒潮流軸の位置(離岸距離)が潮岬から南方に 50km 以上離れるとされている。また、黒潮の流軸が接近し、直進流路をとると、水位差は一般に 25cm 以上の値をとる。この関係は、日平均値で表現できるような数日の時間スケールの短周期変動においてもよく成り立つことが示されている(第3章参照)。

Fig. 4-15 の c) をみると、8 月の 30-31 日において、水位差は 25cm に近い値を示し、例え一時的にせよ黒潮流軸は潮岬南方に遠ざかっていたと考えられる。それ以前の時期においては、8 月 20 日に 30cm 以下となることもあり、8 月 21 日には 30cm を超す有意な水位差を示し、全般的にみて水位差は減少傾向を示すことから、明確なことはいえないが、黒潮流軸の位置は潮岬から遠ざかりつつあったと考えられる。8 月 28-29 日の水平図で、明瞭な黒潮フロントがみられな

いのは、このことに対応しているのであろう。

Fig. 4-13 c) の水位差の曲線が、8 月 31 日以降上昇しはじめているが、これは黒潮流軸が再び近づいてきたことを必ずしも意味しない。それは、水位差の曲線の 8 月 31 日から 9 月 7 日までの変動の様子が、正負が逆になっているものの、樫野あるいは太地の水温変化に良く対応しているからである。湧昇に伴って浦神の前面の海水温が低下すれば、そこの水位を低下させることになり、当然、浦神の水位を低下させることになる。浦神の水位がどの範囲の海域の水位を代表するかは不明であり、限られた資料から定量的な議論は難しいが、両曲線の類似性からこの水位変動は湧昇に起因したものと考えるのが自然である。このことから、この間の串本・浦神間の水位差は黒潮の離岸状況を反映していない可能性が大きい。前小節(4-3-4)での議論で、黒潮強流帯の北縁が潮岬に近寄っているかのような判断を保留したのは、このような事情による。また、このことは、沿岸湧昇の発生のような特殊な状況の下では、日平均の串本・浦神間水位差が黒潮の離岸状況の指標とはなり得ない可能性を示しており、水位差を解釈する際に十分考慮する必要があることを示している。

### 4-3-6 沿岸湧昇の発生を示す他の事例について

熊野灘南部海域において、強い南風が吹いた時、沿岸域の水温が低下することは、漁業者も古くから知っていた。浦神湾の養殖業者は、これを「わき潮(湧きシオ)」と呼称していた。しかし、時間スケールが数日と短く、空間スケールも小さく発生する海域も非常に限られているため、海洋観測で、この現象の構造が十分に明らかにされたのは、以上に述べてきた事例だけである。しかし、強い南風が吹いた時に冷水域が発生する現象は、沿岸域における定地水温観測や、定置網などを利用した定置水温観測で捉えられている。ここでは、4-2 節で論じた 1972 年から 1980 年にかけて、冬季から初夏に実施された定置網による水温観測の結果から、そのような観測事例を紹介する。なお、この小節にでてくる地名については、Fig. 4-13 を参照されたい。

Fig. 4-19 は、1973 年 4 月 29 日から 5 月 6 日の期間について、上段に潮岬における風の南西成分(南西風成分を正にとる)と北西成分(北西風を正にとる)の時間変化を示した。影をつけた部分は、沿岸湧昇に関わると考えられる南風が吹いた時期を示す。また、下段に太地、下田原、樫野のそれぞれの地点での海面下 20m での水温変化を示す。この場合、5 月 1 日の 17 時頃から南西風が吹きはじめ、次第に強まって 2 日の 13 時頃には最大瞬間風速 20.2m/s を記録した。水温は南西風が吹きはじめると下降をはじめているが、急激な水温低下は 2 日の昼頃から起こっている。この水温の急低下がはじまった時刻は北方の太地で最も早く、下田原、樫野と南の地点に移るほど遅れている。このことは、沿岸湧昇の中心は太地より北にあって、湧昇域が次第に南下してきたことを示すのであろう。樫野の水温計は 3 日の朝から不調になり、水温の回復期の記録は樫野では利用できない。しかし、回復も太地に比べて南側の下田原では数時間遅れて始まっている。この場合には、一旦水温が回復した後、もう一度水温の顕著な降下・回復が起こっている。この原因はわからないが、この変動は太地・下田原では同位相で起こっているか

ら湧昇域の移動では説明できない。

Fig. 4-20 に、1975 年 4 月 3 日から 10 日までの期間について、上段には風の南北成分を、下段には木ノ本・下田原・樫野での海面下 20m の水温の変化を示す。この場合には、5 日から 6 日の早朝にかけて吹いた南風に対応して、木ノ本・下田原の水温は 6 日 6 時頃から急速に降下している。しかし、樫野では 5 日 15 時～6 日 6 時の間に約 0.5℃下降しているものの、その後かえって約 1.0℃上昇し、6 日 17 時には南風の起こる前に比べて、より高温となった。この高水温の起源は分からないが、その高温性から、黒潮の影響を強く受けた暖水が潮岬の東を通って流入してきたとしか考えられない。その後、水温は下降しているが、この時には南風はおさまっているから、風の直接の影響とは考えられず、より北方の木ノ本・下田原で起こった沿岸湧昇域が南に下がってきたと解釈すべきであろう。しかし、水温は大きく変動しており、湧昇による冷水域のフロントは樫野の測点を行きつ戻りつしたのであろう。7 日以降、湧昇の終末期の昇温期には、樫野の水温変動は、他の 2 点とほぼ同じ傾向を示しており、この時までには樫野の測点は南下してきた冷水域の中に入ったものと思われる。

Fig. 4-20 で、もう一つ注目すべきことは、4 月 8 日にも 5-6 日の南風成分に匹敵する大きさで、南風成分が現れている。しかし、これに対応するような水温降下は現れていない。5-6 日の風は南南西から吹いていたのに対して、8 日の風向は南南東であり、岸に向かって吹きつける形になっていたのが原因と考えられる。この海域において、沿岸湧昇を考える場合、南風成分だけでは湧昇の有無を判断することはできず、風の主方向を考慮する必要があることを、この例は示唆している。

1978 年 5 月 17 日から 23 日までの、潮岬で測られた風速ベクトルの変遷と太地・下田原・樫野の海面下 20m での水温変化を Fig. 4-21 に示す。5 月 18 日の 9 時頃から南風が吹き始め、19 日 3 時には風速が 10m/s に達している。その後、風は西風に変わるが、この風は 21 日の昼頃まで吹きつづいた。この風の変化は、前小節で述べた場合の変化(Fig. 4-14)に似ている。この風に対応して、3 つの測点で顕著な水温低下が現れている。しかし、水温の下降は、Fig. 4-14 の場合に比べて穏やかである。とくに下田原の記録では、水温の下降時に顕著な水温の振動が重なっており、湧昇の最盛時の水温変化にも、水温回復期にも大きな振動がみられる。太地の水温測定は 20-21 日にかけて欠測になっていて、比較は難しいが、降温時の記録からみて水温振動は太地では小さかったようである。この振動のため、太地と下田原の間に位相差があったかどうかは分からない。しかし、樫野の水温変化は、下田原のそれに比べて約半日の遅れを示している。水温の振動現象は樫野では小さい。このことから考え、この場合にも湧昇による低水温域の南への移動が起こったと考えられる。下田原の大きな水温振動の原因は分からないが、この地点が、湧昇域の南端の縁近くにあったためかもしれない。

以上の 3 例は、4 月から 5 月の春季に起こったものであるが、いま一つ、夏季にみられた水温降下の例を示しておこう。Fig. 4-22 の上段に、1979 年 8 月 14 日から 21 日までの風速ベクトルの変遷を示す。この観測は、夏季の水温低下に伴う養殖魚の餌食い不良の原因調査のため、

串本東側に位置する養殖漁場の生簀(Fig. 4-22 の右図)を利用して海面下 10m の深さで水温の連続記録を観測していたもので、その測定結果を Fig. 4-22 の左に示す。17 日の昼過ぎから南風が吹き始めて、19 日の夜まで吹き続いている。これに伴って 18 日の 6 時過ぎから水温が急降下しているのが認められ、この水温低下も南風による沿岸湧昇で起こったものと理解できる。

ここで注目すべきことは、これらの沿岸湧昇を引き起こした南風の継続期間が 2-3 日と極めて短いことである。そのため、Fig. 4-17 でみられるように、この海域で沿岸湧昇の及ぶ深さは数十メートルを超すことはほとんどないといえそうである。また、この小節でみてきたように、沿岸湧昇の時間変化、空間構造は場合によってかなり違ってくると考えられる。しかし、引き起こされた低水温域は岸に沿って南に伸びる傾向のあることは結論できるように思われる。なお、冬季においては海水温低下が観測されなかった。これは、冬季には南風が起こる頻度が少ないこと、たとえ起こっても湧昇の及ぶ深度が小さいことから、表層混合層の発達した冬季では水温分布に影響するようなことは起こらないからであろう。

### 4-3-7 沿岸湧昇に伴う漁獲量と魚種組成の変化

Fig. 4-15 の d) および e) に、勝浦漁業協同組合所属の棒受網漁による日別の漁獲量とその魚種組成の変化を示してある。この漁場は勝浦沖の陸棚付近に形成されており、南風による海水温の低下域に対応している。

Fig. 4-15 d) の漁獲量の推移をみると、沿岸湧昇の起こっていた時期、とくにその後半期に、漁獲量が増加していることがわかる。しかし、さらに劇的な変化が Fig. 4-15 の e) の魚種組成に現れている。すなわち、湧昇が起こる前の 8 月 31 日までと湧昇が消滅した後の 9 月 17 日以降では、漁獲のほとんどが表層暖水性のマルソウダであったものが、湧昇が発生している時期にはマサバ類(ほとんどがマサバ)とマイワシが主として漁獲されている。水温との対応関係には、魚種組成の変化のほうが若干遅れる傾向があり、湧昇が最盛期となった 9 月 2 日にもマルソウダの漁獲が 60%以上となっており、湧昇が 7 日に消滅した後の 9 月 15 日までサバ類が主流を占めていた。急激な海洋条件の変化に魚群が追従するのに若干の日時が必要とされるのであろう。

なお、同様の魚種組成の変化が、勝浦漁業協同組合ほど明確ではないが、三重県遊木漁業協同組合所属の棒受網漁でも生じていた。この遊木漁業協同組合所属の棒受網の漁場は熊野市沖である。Fig. 4-16 に示された湧昇最盛期の表面水温平面図にみられるように、熊野市は沿岸湧昇の起こった海域の北に外れている。漁場が湧昇域の中に含まれていた勝浦漁業協同組合で明確な魚種の組成変化がみられるのは当然であろうが、同様の組成変化が周辺海域でもみられたことは、上に述べた冷水域の発生・消滅と組成変化の間に時間的なずれが生じたことと関係しているのかもしれない。今後、沿岸湧昇現象と魚種組成変化のような漁場条件の関係を詳細に論じる場合には、これらの位相のずれを考慮することが必要であろう。

1985 年 8 月から 9 月にかけて熊野灘南部海域で発生した顕著な低温現象について、短期間に 3 回の海洋観測と定置連続水温観測の資料を用いて、この現象が強い南風によって起こされ

た沿岸湧昇であることを示した。熊野灘南部海域では、南風が長期間吹き続ける気象条件は起こらず、2-3 日の強い南風によっても十分湧昇現象が起こることが示された。そのため、この海域の沿岸湧昇現象は高々1週間程度の時間規模をもつにすぎず、湧昇現象の及ぶ規模も数十m以下と考えられる。しかし、湧昇現象は串本・浦神間の水位差に影響を与えるもので、短周期の黒潮変動をモニターするのに日平均水位差を用いるには、注意をする必要がある。また、沿岸湧昇の発生は、漁場条件に大きな影響を与え、とくに陸棚上を漁場とする棒受網で漁獲される魚種組成に大きな変化を与えることが示された。漁業への影響は、この他一本釣り漁業や養殖漁業あるいは放流幼魚の移動(竹内 1985a; 1987c)や魚卵・仔稚魚の輸送過程などへの影響も考えられるが、これらの問題は今後の研究課題である。

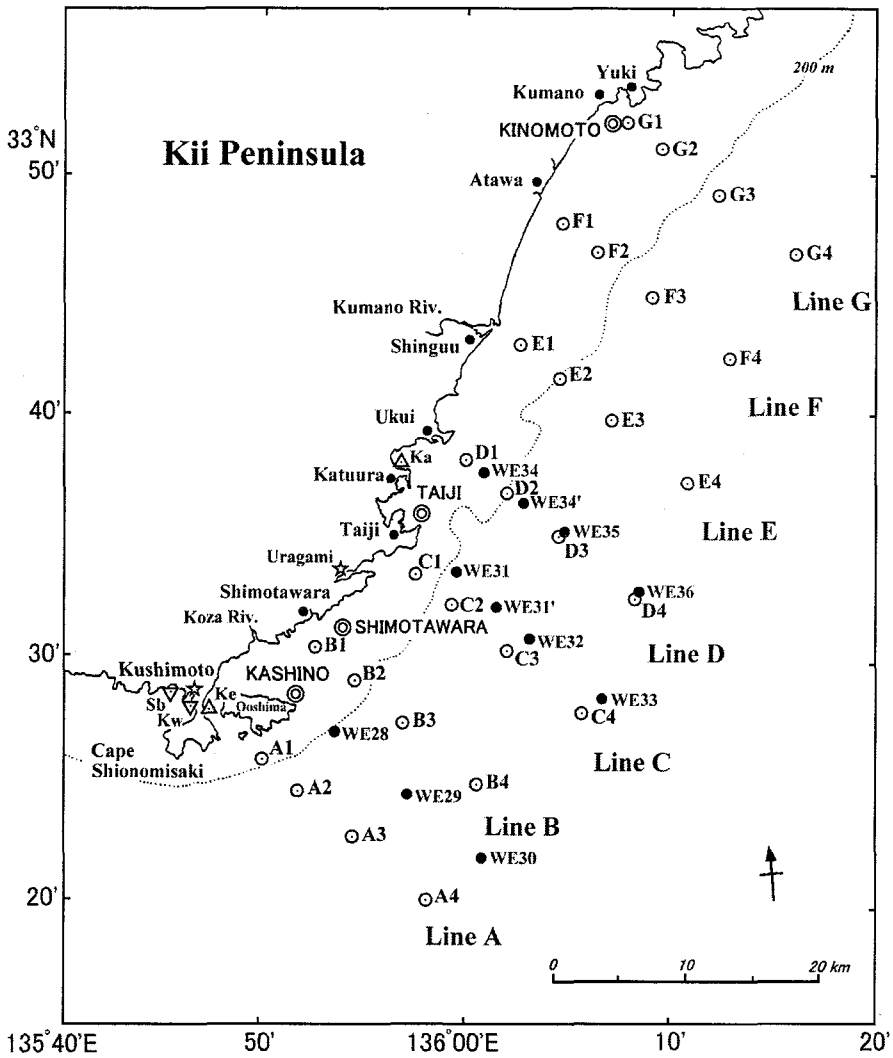


**Fig. 4-13.** Location of observation points for special observations conducted on August 28-29 (white circles), and on September 2-5 (black circles), 1985. Station names are attached to stations, Line A through line G are the observation lines adapted in the observation on August 28-29. CTD observations were conducted by using R/V Wakayama. Points shown with double circles indicate the set net observation points, and those shown with triangles indicate routine surface temperature observation points: Sb is Sabiura, Kw is Kushimoto west coast, Ke is Kushimoto east coast, and Ka is Katuura. Locations of tide gauge stations at Kushimoto and Uragami are shown by star marks. Location of towns, rivers and so on are also shown.

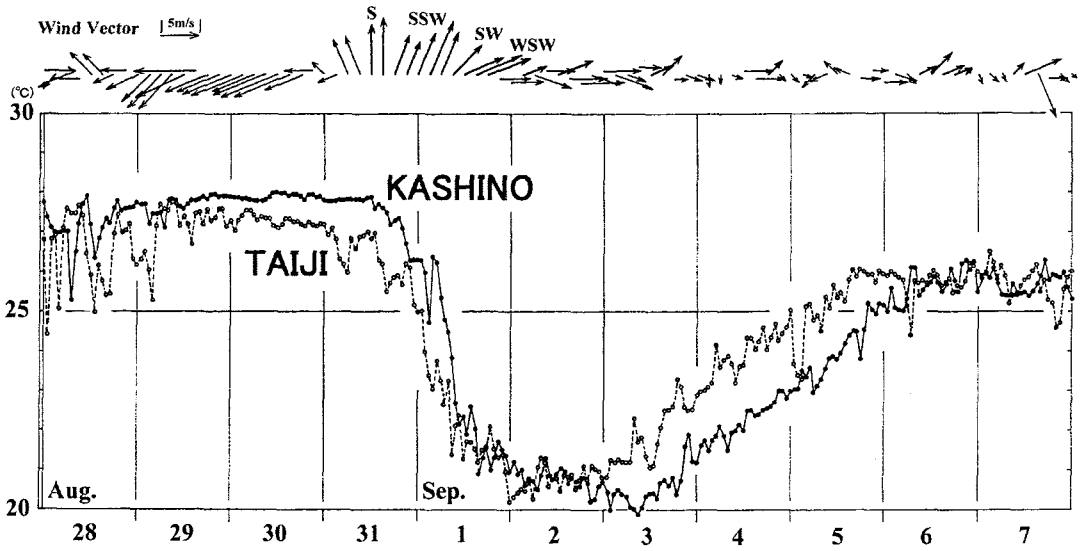


**Fig. 4-14.** Variations of temperature at 10m depth at two set net stations of Taiji and Kashino (see Fig. 4-1 or Fig. 4-13 for their locations) in the period from August 28 to September 7, 1995. Variation of three hourly interval wind velocity at Cape Shionomisaki is shown above the figure. Scale of wind speed is given at left upper corner.

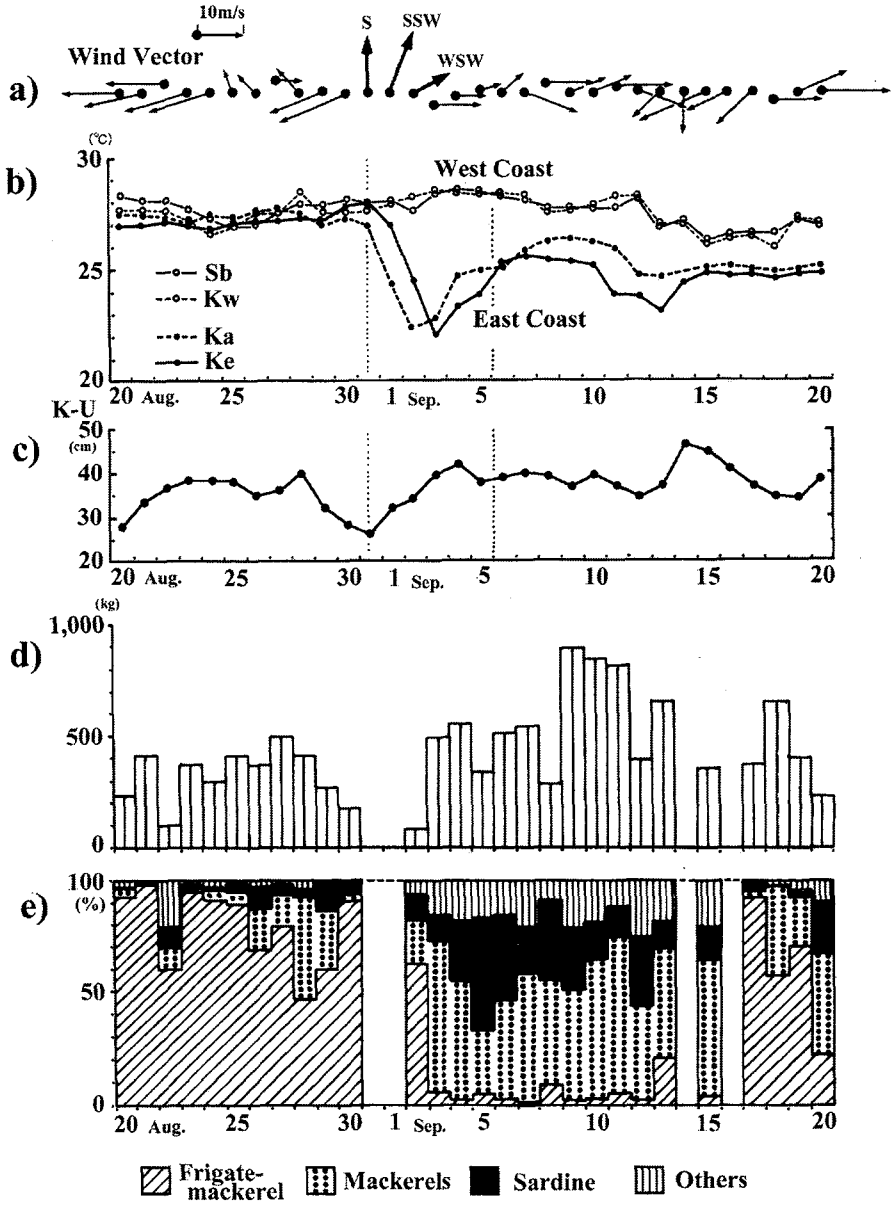


**Fig. 4-15.** Daily maximum instantaneous wind velocity (a: scale of wind speed is shown right upper), of surface temperatures (b: in ℃) at four routine surface temperature observation points, Sabiura (Sb), Kushimoto west coast (Kw), Kushimoto east coast (Ke), and Katuura (Ka) (see Fig. 4-13 for their locations: Sb and Kw are located to the west of Cape Shionomisaki, and Ke and Ka to the east of Cape Shionomisaki), at 9:00 a.m., of sea level difference (c: in cm) between Kushimoto and Uragami tide gauge stations (the nominal sea level value at Kushimoto is subtracted by that at Uragami), of daily catch (d: in kg/boat/day) and species constitution (e: in %: classification of species is shown below the figure) by stick-held dip net boats belonging to the Katuura Fisheries Co-operative Association.

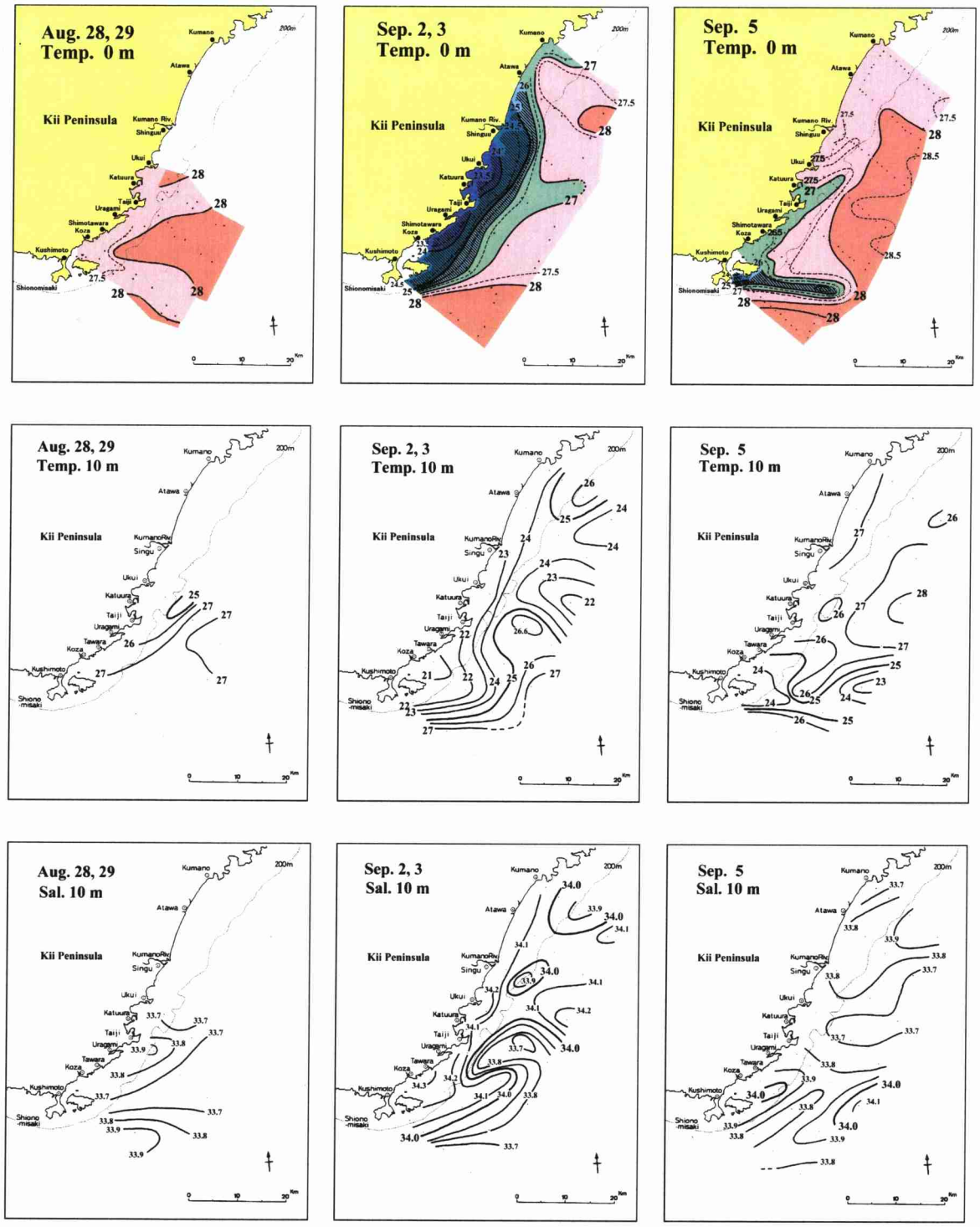


**Fig. 4-16.** Variations of horizontal temperature fields at the sea surface (upper figures), and at 10m depth (middle figures), and horizontal salinity field at 10m depth (lower figure). Distributions observed on August 28-29, September 2-3, and September 5, 1985 are shown in left, middle, and right panels, respectively. Numerals attached to isotherms indicate temperature in ℃, and those attached to salinity isopleths indicate salinity in psu units. The area where surface temperature is below 26℃ is shaded in the upper figures.

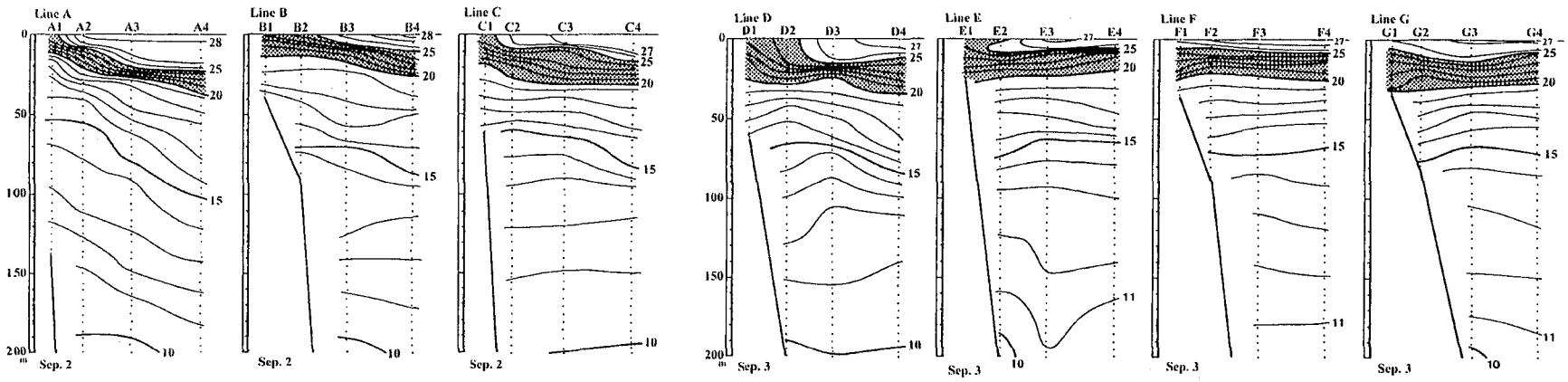


**Fig. 4-17.** Temperature cross-sections on Line A through Line G (see Fig. 4-13) for positions of these lines observed on September 2-3, 1985. Temperature measurements were made along vertical dotted lines, and station names are shown on the upper margin. Numerals attached to isotherms indicate temperature in ℃. The portion where temperature is between 20 and 25℃ is shaded. This portion corresponds to thermocline layer at the time of observation.

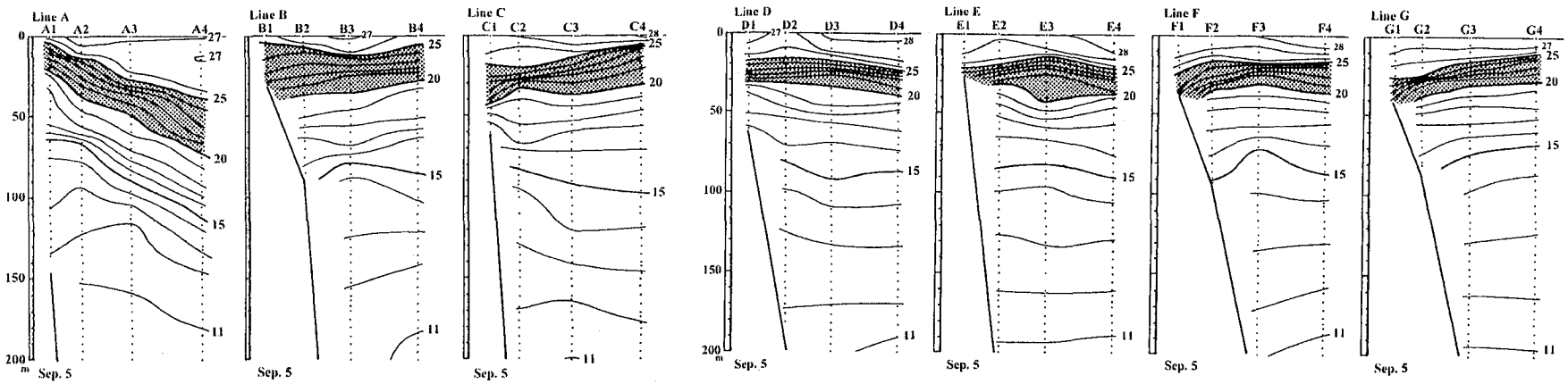


**Fig. 4-18.** Same as in Fig. 4-17, except for September 5, 1985.

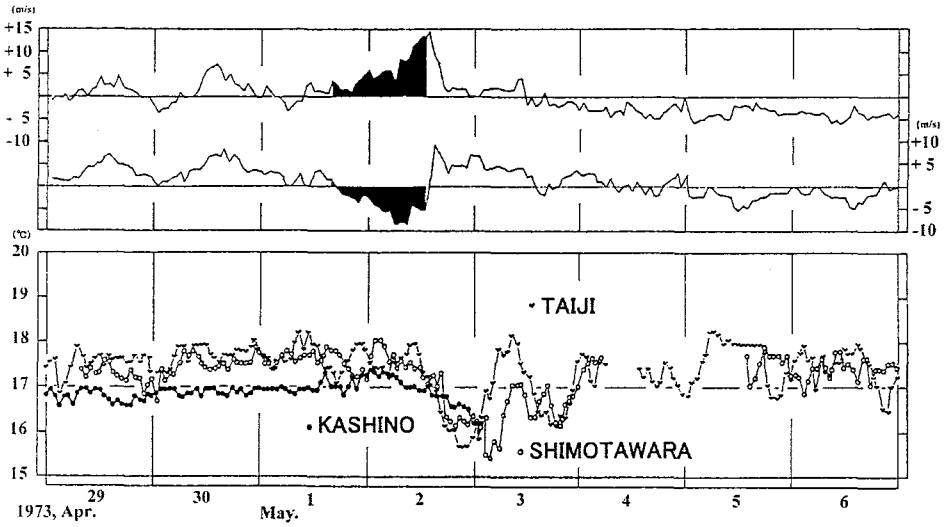


**Fig. 4-19.** Variation of northward and westward components velocity (upper figures) observed at Cape Shionomisaki, and of temperatures at 20m depth (lower figures) at three set net stations, Taiji, Shimotawara, and Kashino (see Fig. 4-13 for their locations) in the period from April 29 to May 6, 1973. The portion that wind blew in a favorable direction for coastal upwelling is shaded in the upper figures.

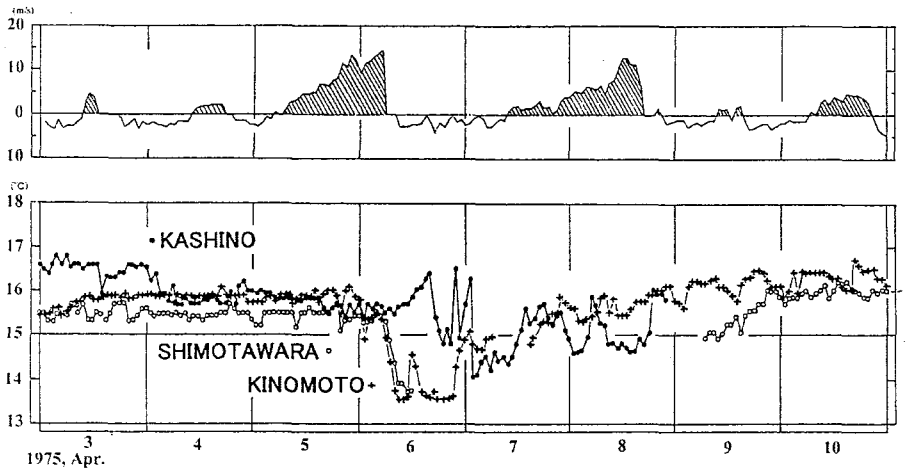


**Fig. 4-20.** Variation of northward components of wind velocity (upper figures) observed at Cape Shionomisaki, and of temperatures at 20m depth (lower figures) at three set net stations, Kinomoto, Shimotawara, and Kashino (see Fig. 4-13 for their locations) in the period from April 3 to 10, 1975. The portion that wind blew in a favorable direction for coastal upwelling is shaded.

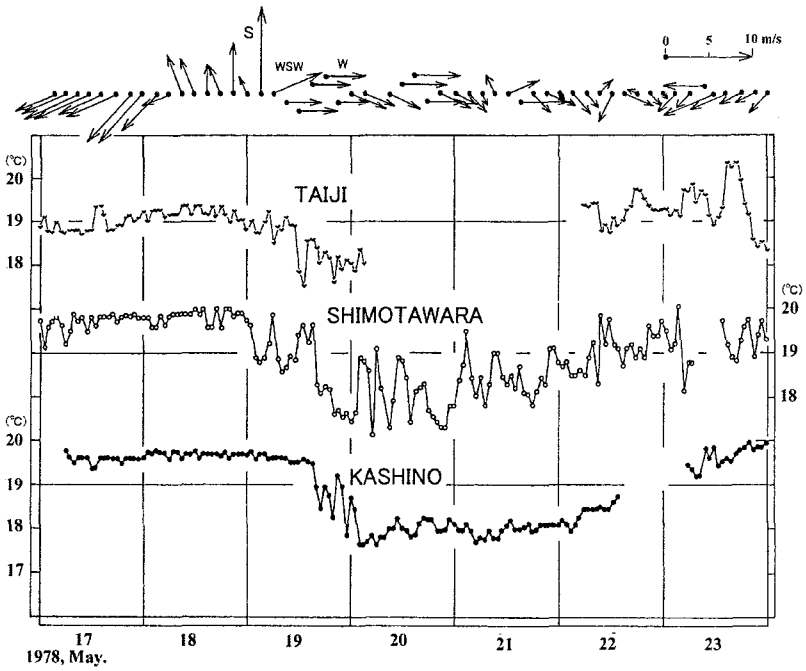


**Fig. 4-21.** Variation of temperature at 20m depth at three set net stations of Taiji, Shimotawara, and Kashino (see Fig. 4-13 for their location) in the period from May 17 to 23, 1979. Variation of three hourly interval wind velocity at Cape Shionomisaki is shown above the figure. Scale of wind speed is given at the right upper corner.

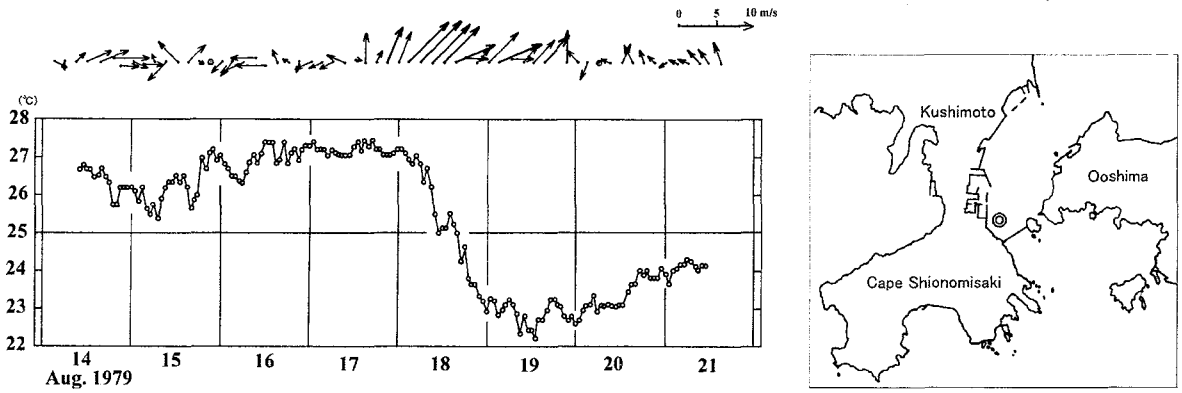


**Fig. 4-22.** Variation of temperature at 10m depth at the fish farm buoy station, (see right figure for its location; ◎) in the period from August 14 to 21, 1979. Variation of three hourly interval wind velocity at Cape Shionomisaki is shown above the figure. Scale of wind speed is given at the right upper corner.

# 第5章　紀伊水道の海況特性と底層冷水の生物生産の関係

## 5-1. はじめに

紀伊水道は広義には室戸岬と潮岬を結ぶ線の北側を指すが、蒲生田岬と日ノ御埼を結ぶ部分で一旦狭くなり、それ以北は水深 100m 以下の陸棚域となっている。この部分の南側の海域は外洋に広く開いた開放性の湾であるのに対して、北側はやや閉鎖的な特性を有している。ここでは、北側を紀伊水道北部海域、南側を紀伊水道南部海域と呼ぶことにする。吉岡(1971, 1988)が論じている紀伊水道を横断する形で冬季に沿岸水域と沖合水域の間に形成されるフロントは、この北部海域と南部海域の境界近くに現れる。

紀伊水道南部海域の内、その東の部分、紀伊半島南西海岸沖については第3章で、そこで見られる特徴ある流れ、振り分け潮について詳しく論じた。振り分け潮の現象は、黒潮の流路が接岸し潮岬に接する形で流れている時に発生する。紀伊水道南部海域の海況も直進流路と蛇行流路などの黒潮流路パターンによって大きく影響される。直進流路では紀伊水道南部海域の中央部には通常、冷水域が存在し、反時計回りの渦が見られる。大蛇行の発生時には室戸岬沖を東進してきた小蛇行(冷水渦)と、この紀伊水道南部海域にある反時計回りの渦(冷水渦)が合体する形で発達する。この発達した冷水渦が潮岬を越えると更に発達して、熊野灘・遠州灘沖の大蛇行、大冷水塊の発生につながる。この紀伊水道冷水渦の東進後、一時的に紀伊水道域には時計回りの渦が発生する(第2章参照)。黒潮が安定した大蛇行流路を取っているときは、紀伊水道から熊野灘にかけて比較的均一な沿岸系水塊におおわれているのが普通である。前章までに述べてきたように、大冷水塊のまわりを反時計回りに進入してきた黒潮系の暖水が北部熊野灘に止まらず、潮岬を越えて紀伊水道海域まで送り込まれていることが示唆されている。しかし、紀伊水道南部海域の冷水域を伴う反時計回りの渦を含む各種の海況については、定性的な議論が行われているのみで統計的な検討や、定量的な議論は行われていない。本論文でも、紀伊水道南部海域については、若干の考察を試みるが、北部海域に直接影響を与えると考えられる暖水の進入現象を除いては、ほとんど触れない。この問題については、今後検討を重ねたいと考えている。

紀伊水道北部海域は、外海から瀬戸内海東部につなぐ海域として、大阪湾・瀬戸内海の海況や漁業環境を論じる点でも重要と考えられる。夏季を中心に、北部海域の陸棚部の底層に外洋から、しばしば冷水が進入してくることが観測されている。例えば、藤原ほか(1997)は、紀伊水道に進入する夏季底層冷水が高い栄養塩を含むとして、底層冷水進入がこの海域に大量の栄養塩を供給すると考えた。阪本(1987)も、この夏季底層冷水の年々変動が、漁場形成に影響するとともに、幼魚生育場などの再生産機構に影響し、水産資源の変動を引き起こすことを示唆した。竹内・中地(1995a)、竹内ほか(1997)、竹内(2001a)等の論文を通して、竹内は北部海域の表層・底層への外洋水の進入現象を解析し、底層冷水がもたらす栄養塩、生物生産の増大の効果を明らかにしようと努めてきた。しかし、解析資料の再検討をすると共に、種々の資料を追加検討した結果、底層冷水が常に高い栄養塩を持つとはいえず、貧栄養である場合もあることが明らかになった。底

層冷水によるこの海域への栄養塩の供給を否定するものではないが、瀬戸内海側からの表層水を通しての栄養塩の供給も同等、あるいはそれ以上の効果を与えると考えられる。この論文では、これらの再検討結果をまとめると共に、底層冷水の発生機構についての考察を通して、どのような場合に底層冷水が高い栄養塩を持つか、あるいは持たないかについての考察を行う。特に黒潮が大蛇行状態にある時の観測資料が少なく、明確な結論を得るには至っていないが、ここで得られた結果は、今後のこの海域の海況、漁況の解析に多くの示唆を与えるものと考える。

## 5-2. 観測と資料

基本的な資料としては、1967-1996 年に実施された和歌山水試の歴代漁業調査船(「きい」、「わかやま」、「きのくに」)による定線観測結果を用いた。定線は、沖合定線(Fig. 5-1a)、沿岸定線(Fig. 5-1b の○印)、浅海定線(Fig. 5-1b の●印)からなる。沿岸定線、浅海定線は毎月1回の観測が行われる。沖合定線は 2 カ月に 1 回ないしは 3 カ月に 1-2 回という割合で、年に 6 回ないし10回の観測が行われている。ただし、紀伊水道中央部を南北に縦断する観測線(AI線)の観測は、1986 年から始められたものである。水温・塩分観測には、1984 年 4 月以前は転倒採水器による所定層の観測、それ以降は CTD(Neil-Brown 社製 Mark IIIB)が用いられている。また、1988 年以降の観測では観測点到着直前にADCP(古野電気製CI-50)による3層の測流も行っている。沖合定線については、適宜 XBT(鶴見精機製)を用いた水温観測を追加する場合もある。また航海中、可能な限り ADCP の連続観測を実施している。

潮岬から南に伸びる東経 135°45'線に沿った沖合定線(SI線:SI は潮岬を指す)では、150m から表面までの改良型ノルパック・ネット(1990 年 2 月までは丸特 B 網)を用いたプランクトン観測が行われている。紀伊水道中央を東経 134°55'線に沿って南北に設定した沖合定線(AI 線:AI は合ノ瀬をとおる測線を指す)では、通常は栄養塩観測・プランクトン観測は行っていない。沿岸定線では、150m 深または海底上 5m から表面までの鉛直引きのプランクトン観測を行っているが、通常は採水による栄養塩観測は行っていない。浅海定線では、採水による栄養塩観測を表面および海底上 1-5m の 2 層で年 4 回(原則として 2、5、8、11 月)実施している。また、水深 50m または海底上 1m から表面までのプランクトン観測を毎月行っている。なお、観測船「わかやま」の代船「きのくに」が 1998 年 11 月に就航したのに伴って、ADCP は 128 層の観測が可能な RD 社のドップラー多層流向流速計(10202150)が導入された。5-3-1 節の解析には、これらの観測資料が用いられている。

1995 年の夏季には、強化観測が行われて、上記の定線観測に Fig. 5-1a、b に＋印と×印で示した測点を追加した観測が行われた。そして、8 月 21-22 日に実施された沖合定線の各測点でも、栄養塩の測定のために 0m と 50m 層での採水を行った(＋印の 6 測点は 0m 採水のみ)。また、7 月 25-26 日および 8 月 24 日にそれぞれ実施された特別観測では Fig. 5-1c に示す測点で 0m と 50m の採水を行った。8 月 1-2 日に行われた紀伊水道北部海域の浅海定線(Fig. 5-1b の WS01

～WS18)では 0m、20m 層、海底上 1m の 3 層で採水し、沿岸定線のうち切目埼沖の WE13、WE14、WE15、WE15'の 0m、20m 層の 2 層で採水を行った。8 月 2 日の観測では WS08 と WS11 の 2 測点では、0-80m の範囲で 5m 間隔の採水を行った。

紀伊水道北部海域では、和歌山水試の他に、淡路島南方で兵庫水試が、紀伊水道西部四国寄りには徳島水試が定線観測を行っている。必要に応じてこれらの観測結果も利用する。浅海定線の測点 WS08(WS は和歌山水試の浅海定線を指す)のすぐそばに沖合定線の測点(Fig. 5-1a の AI-2)があり、また WS08 の測点から 0.6 マイル以内に兵庫水試・徳島水試の定期観測点もある。これらの測点を同一地点による観測とみなして 1967-1996 年の 30 年間について本論文の解析に使用する。

紀伊半島先端の潮岬西から大阪湾湾口部、鳴門海峡に至る沿岸域にある定置網や桟橋等を利用して Fig. 5-2 に示したように 8 カ所(K2, K3, K4, K5, K6, K7, O1, O2)の測点に自記水温計を設置して水温の連続観測を 1994 年 4-5 月に実施した。それぞれの水深、設置水深、観測期間、設置方法、使用水温計等の詳細は Table 5-1 に示す。このうち K7 と O2 の観測は兵庫水試が行ったものである。水温はいずれの測点においても 60 分間隔で記録されている。さらに、この K5 点では 1994 年と 1995 年の夏季(7-8 月)に、自記水温・塩分計(Sea-Bird 社製 SBE-16)を水深 30m 設置し、30 分ごとの連続観測を行った。

黒潮流路の潮岬沖での離岸距離を推定する資料として、第3～4章と同様に気象庁による串本と浦神の両検潮所間の日平均水位差を使用した。これらの検潮所の位置は Fig. 5-2 に、KU、UR として示してある。また、海上保安庁海洋速報に記載されている潮岬南方沖の黒潮離岸距離も解析に使用した。

採水サンプルを化学分析することによって、栄養塩類($NO_3$-N、$NO_2$-N、$NH_4$-N、$PO_4$-P)の量を求めた。この論文では、$NO_3$-N、$NO_2$-N、$NH_4$-N の窒素原子の合計値、DIN(Dissolved Inorganic Nitrogen:単位 $\mu$g-at/l)を解析に使用した。

プランクトンの採集には、すでに述べたように 2 種のネットが用いられているが、丸特 B 網の目合が 0.33 mm、改良型ノルパック・ネットの目合が 0.335 mm とほぼ等しく、口径も同じであり、曳網の速度も約 1m/sec の速度に統一されているため、ネットによる採集効率の差は考慮しなかった。採集にあたって、ネットの口輪の中心に濾水計を取付け、濾水量を求めている。水深が浅い場合、曳網距離が小さくなるが、測定した湿重量(g/m$^3$)と沈殿量(ml/m$^3$)は単位濾水量あたりの量として求めているので、曳網距離による違いは考慮しなかった。また、1972 年 4 月以前には湿重量の測定が行われていないので、解析は両方のデータが整っている 1972 年 5 月～1998 年 12 月の 27 年間の資料について行った。

漁獲量の資料としては、紀伊水道南部海域を漁場(Fig. 5-2 に斜線部で示す)とする田辺漁業協同組合所属の 2 そうまき網による漁獲資料を用いた。この漁獲資料から、阪本(1990)は 1973-1989 年の期間についてサバ類の漁獲を使っているが、ここでは、その後のデータを追補し 1973-1998 年の 26 年間の月別漁獲量を求めて使用した。1994 年以前にはゴマサバの混獲は少な

かったが、武田(2002b)によると1995年以降の漁獲には、年間17%程度のゴマサバが含まれている。この他、農林水産統計資料から、ムロアジ類(マルアジ主体)、サワラ、アワビ類の1977-1998年の年間漁獲量を利用した。

## 5-3. 紀伊水道南部海域の海況特性

黒潮が接岸し、直進流路をとるとき、紀伊水道南部海域に反時計回りの渦が生じることはよく知られている。しかし、この渦の特性や時間的変化を調べるには、Fig. 5-1a に示した和歌山水試による沖合定線の観測線の間隔が広すぎるし、他の観測も少なく、詳細な議論をすることは難しい。ここでは、利用できる資料を用いて、紀伊半島南西海岸沖に見られる振り分け潮と、この反時計回りの渦との関係を考察する。また、熊野灘南部海域で暖水が沿岸域へ進入する時に見られたような、水温ジャンプの伝播現象が、定置水温観測によって捉えられたので、これについても論じることにする。

### 5-3-1 反時計回りの渦と振り分け潮

2001 年 11 月 20-21 日の和歌山水試の沖合定線観測から、ADCP により航路沿いに測定した17m 層の流速分布を Fig. 5-3 に示す。また、和歌山水試の観測に、徳島水試の 11 月 12-14 日の沿岸定線、19 日の沖合定線のデータを加えて求めた、200m 深の水温の平面分布を Fig. 5-4 に示す。ただし、紀伊半島南西岸沖の等温線を引く際、典型的な振り分け潮が Fig. 5-3 に見られることから、その場所に沖合の黒潮暖水が岸近くまでもたらされているであろうことを考慮している。これらの図から、黒潮は室戸岬と潮岬で非常に接岸していること、紀伊水道南部海域に反時計回りの渦が存在したことが示されている。この渦の中心は、水深の深い沖合に存在しているが、渦北側の西向流部分のほとんどが 200m 以浅の大陸棚上に存在している。瀬戸埼西方で西向きに転じている流速場は、北側の西向流部分の北半分に対応しているように見えるが、測線間隔が広くて詳細は分からない。おもしろいのは、この流れの一部分が岸沿いに北に流れ、日ノ御埼を越えて紀伊水道北部海域に流入していることで、北部海域への暖水供給の 1 例を示しているのであろう。振り分け潮による北西流部分は沿岸表層に限られた流れであり、紀伊水道南部海域の反時計回りの渦による西向流は一般に陸棚上で海底まで及んでいるため、これだけの資料から両者の関係を論じることは難しい。しかし、振り分け潮の西向流で運ばれた暖水が、反時計回りの渦(循環流)に連行されたと考えることはできよう。

他の例として、1999 年 8 月 24-25 日に行われた和歌山水試の観測から水深 17m の流速分布を Fig. 5-5 に、8 月 20-25 日の期間に和歌山水試・徳島水試で観測された資料から描いた 200m 深の水温の平面分布を Fig. 5-6 に示す。Fig. 5-5 の流速場は、この時典型的な振り分け潮が起こっていたことを示している。この時の ADCP 観測では、十分に反時計回りの渦をカバーしていないが、第五管区海上保安本部(以下第五管本部と略記する)が発行した五管海洋速報の号外には 8 月

第五管区海上保安本部(以下第五管本部と略記する)が発行した五管海洋速報の号外には 8 月 22 日以降にとられたADCPデータを基にした流速分布図が載せられている。これには和歌山水試の定点における観測結果も含まれているが、第五管本部が行った土佐湾・紀伊水道域を対象とした密なADCP観測の結果も示されている(Fig. 5-7)。この図および水温の平面分布図(Fig. 5-6)には、この時も黒潮は接岸しており、その強流部は室戸岬と潮岬に接する形で流れていたことが示されている。水温の平面分布図では、反時計回りの渦に伴う冷水域は東西に伸びた形をしており、紀伊半島南西岸沿いに見られる振り分け潮の西向流と反時計回りの渦との関連を示唆しているように見える。しかし、Fig. 5-7 の流速場に現れた反時計回りの渦は円形に近く、冷水域が東方に伸びているようには見えず、振り分け潮の西向流と反時計回りの渦とは切り離されているように見える。もちろん、西向流で岸沿いに運ばれた暖水が反時計回りの渦に連行されたことは十分考えられる。これらの観測結果は、観測線間の間隔が広すぎて、振り分け潮と反時計回りの渦との関係について明確な結論を示すものではない。

もう 1 つの例として、2001 年 8 月 29-30 日の観測から、同様に求めた流速分布図と 200m 水温分布図を Fig. 5-8 と Fig. 5-9 に示す(水温分布図の作成には、徳島水試の 8 月 24 日、8 月 28 日の測定結果も使用した)。この場合の冷水域の形が、東に張り出しているように見えるが、これは、AI 線よりも東側でとられた 8 月 24 日の徳島水試による 1 点の観測結果を反映しており、データの同時性に若干の疑問があり、冷水域の形状が短期間に変化したことを示すのかもしれない。この時の振り分け潮の分岐点は市江埼付近にある。その北西部の北西流成分は、岸沿いに日ノ御埼近くまで達しており、そこで北西向きに転じているが、2001 年 11 月の例と同様に、反時計回りの渦の北側にあたる西向流部分全体にはつながらず、その北半分の西向流部分だけが陸棚上の部分につながっているように見える。

### 5-3-2 渦の鉛直構造

これらの観測で、反時計回り渦の北半分にあたる西向流部のかなりの部分が浅い陸棚上にあり、200m 深の水温分布図で冷水域のまわりにおける等温線の幾つかが陸棚斜面にぶつかる形となっていた。このことは、反時計回りの渦が複雑な鉛直構造を持っていることを示唆する。

上記の 3 例の内、測線が紀伊水道北部域まで伸びている 2001 年 8 月および同じ年の 11 月の場合について、水温の南北断面図を示したのが、Fig. 5-10 と Fig. 5-11 である。2001 年 8 月の図(Fig. 5-10)をみると、200m 以深に、測点 AI-8 を中心にドーム状の冷水構造が見られる。反時計回りの渦の構造が非常に厚く、400m よりも深くまで冷水構造が続いている。しかし、渦の北半分(図の左半分)での等温線の傾きが、14℃前後を境に深いところでは左下がりであったものが、これより浅いところでは左上がりになっている。この左上がりの等温線は、深い部分の密度構造によって生み出された西向きの地衡流成分を打ち消す形になっている。図には ADCP 観測による 17m 深の渦の西向流部分を 2 つの↓印で示してあるが、右側の↓印、すなわち西向流と東向流の境目(この断面での渦の中心)の位置は、下層のドーム状構造の中心よりも、かなり北寄りになってい

る。また、西向流は測点 AI-5 付近にあり、西向流は、十分陸棚上まで伸びている。また、この位置付近まで水温 27℃を超す暖水が進入している。これに対して、2001 年 11 月の断面では、ドーム状構造は表面まで認められ、17m 深の渦の中心位置もドーム構造の中心にほぼ一致している。17m 深における西向流の北の境界は、陸棚上まで進入しているが、2001 年 8 月に比べてその進入は顕著ではない(21℃の等温線に着目すると、暖水の進入は AI-5 より少し北側にまで及んでいる)。この西向流の範囲に対応して 22℃の高水温の水が表層に見られ、この水は反時計回りの渦によって、黒潮域から運ばれてきたと考えられる。

このように、反時計回りの渦の構造は、十分 400m 深を超す深さまで伸びているが、約 200m 以浅の構造は、変動に富んでいる。また、西向流は一般に陸棚上まで進入しているが、その進入の度合いは、場合によって変化するようである。この陸棚上の暖水は、海底まで達しており、これを運ぶ陸棚上の流れは地衡流のバランスにはない。冷水域をまわる 200m深の等温線が紀伊半島西岸沖で陸棚傾斜にぶつかっていることから考え、地衡流的に等温線に沿って運ばれてきた暖水が、この部分の海面水位を高めて、傾斜流の形で陸棚上の反時計回りの流れを作り出したと類推される。もちろん、このことを証明するためには、大陸棚の海底上に水圧計を配置して、圧力場を測定する必要がある。陸棚上の海底にまで達する流れは渦度の保存則から等深線に沿う傾向を持つであろう。振り分け潮の北西部分の流れが、この還流の陸棚上の流れに合流する可能性は高いと考えられる。

### 5-3-3 紀伊水道への暖水の進入現象

1994 年 4-5 月に、紀伊半島先端西岸から大阪湾湾口部、鳴門海峡にいたる沿岸域に 8 カ所(K2, K3, K4, K5, K6, K7, O1, O2:各測点の位置については Fig. 5-2 を、各観測の詳細については Table 5-1 を参照されたい)に自記水温計を設置して水温の連続観測を実施した。その観測結果を Fig. 5-12 に示す。図には参考のため測点記号とともに各測点の観測水深を示してある。この記録で、4 月 10-13 日および 4 月 20-25 日の 2 回水温の急上昇、水温ジャンプが観測され、K2→K3→K4→K5→K6 と位相が遅れている。

非常に顕著なジャンプが観測された 4 月 20-25 日のケースをまず見てみよう。外洋に面した K2(里野)では明確なジャンプの形はとっていないが、海岸線が南北方向に走るようになった K3(椿)から明確な水温ジャンプが見られる。農学情報資源システム(AGROPEDIA)提供の農林水産衛星画像データベース(SIDaB)から、4 月 21-22 日(21 日の朝 9 時から翌朝 9 時までの 1 日合成画像)の表面水温分布(Fig. 5-13 の a)をみると、紀伊水道の東半分に 23℃を超す暖水域が進入しているのが見られ、その西の境界に沿って明瞭なフロントが形成されている。この暖水は紀伊半島側を K3(椿)より北の瀬戸埼付近まで達している。広がりの形状から見て、この高温水は黒潮域から送り込まれてきたと考えられる。

水温連続観測点は測点によって観測水深がまちまちであるため、細部の水温変化の形状を比較することは難しいが、K3～K5 までの各点での水温ジャンプは 1-2℃であり、変化の形もほぼ同じ

K2、K3 において約 21℃であるのに対して、K4、K5 では約 20℃であって(測定水深と違いによる水温値の違いは認め難い)、高温の水の一部は紀伊水道北部海域に進入せず、陸棚の沖合を西進したのであろう。一方、これより遅れて水温ジャンプが起こった淡路島南沖の K6(沼島)でのジャンプの形状は、他の点と非常に異なっており、水温ジャンプは非常にシャープで、水温上昇量は6℃にも達している。しかし、ジャンプ後の水温の約 20℃は、K4、K5 のジャンプ後の水温値とほぼ同じである。したがって、非常にシャープな水温変化が現れたのは、高温水進入前の K6(沼島)での水温が非常に低かったためと考えられる。しかし、K6(沼島)では高温は長く続かず、若干の振動を伴いながら、4 月 29 日には 17℃まで低下している。農林水産衛星画像データベースの 4 月 24-25 日の表面水温分布図(Fig. 5-13 の b)をみると、北部海域の東側に進入した暖水部から、低水温域の中へ暖水が舌状に K6(沼島)に向かって伸びているのが見られる。4 月 26-27 日の水温図(Fig. 5-13 の c)では、この舌状の暖水は反時計回りに回転し、東西方向に伸びる形になっている。K6(沼島)は、この暖水舌の回転により暖水域の外に出て、水温の低下が観測されたのであろう。Fig. 5-12 でみると、水温低下後の水温値は水温ジャンプの起こる前の水温値よりもずっと高いレベルにある。したがって、この暖水舌は単に通過したのではなく、この海域の水温上昇をもたらしたわけである。その後、この暖水舌は先端が鈎状に曲がり、形を崩しながら四国沿岸に沿って南下していったことが衛星画像(4 月 28-29 日:Fig. 5-13 の d)から見てとれる。

4 月 10-13 日に起きた水温ジャンプにおいても、外洋に面した K2(里野)よりも、水道部に入った K3(椿)でより明確なジャンプが見られる。ジャンプ後の最高水温は、K2(里野)で約 20℃、K3(椿)で約 19.5℃、K4(大引)では約 18℃と、進行に伴って水温の低下が見られる。K5(逢井)と K6(沼島)では水温ジャンプは見られないが、K5(逢井)で K4(大引)の最高値に近い水温に達するのは、ずっと遅れて 4 月 20 日頃である。この場合と、上で述べた 4 月 20-25 日の違いは、おそらく進入する水温フロントの規模の差によるものであろう。水温変動の幅が、紀伊水道の奥に進むにしたがって減少することは、4 月 8 日頃および 5 月 5 日頃に起こった緩やかな峰状の水温変化にも見られ、4 月 20-25 日のような例はむしろ珍しいのかもしれない。このことは、友ケ島水道や鳴門海峡部の O1、O2、K7 において、水温ジャンプが観測されない事情を物語っていると考えられる。また、観測期間が短いため、季節変動まで言及できないが、この時期は水温の上昇期に当たっており、外洋に近い地点では水温が連続的に上昇せず、水温ジャンプのようなイベントを通して段階的に起こり、内湾部に入るにつれてこのような変動がならされた形で連続的に起こることを示唆している。また、外洋に開いた紀伊水道域での季節的な昇温には、外洋からの暖水の流入が大きく働いていることを示すものであろう。

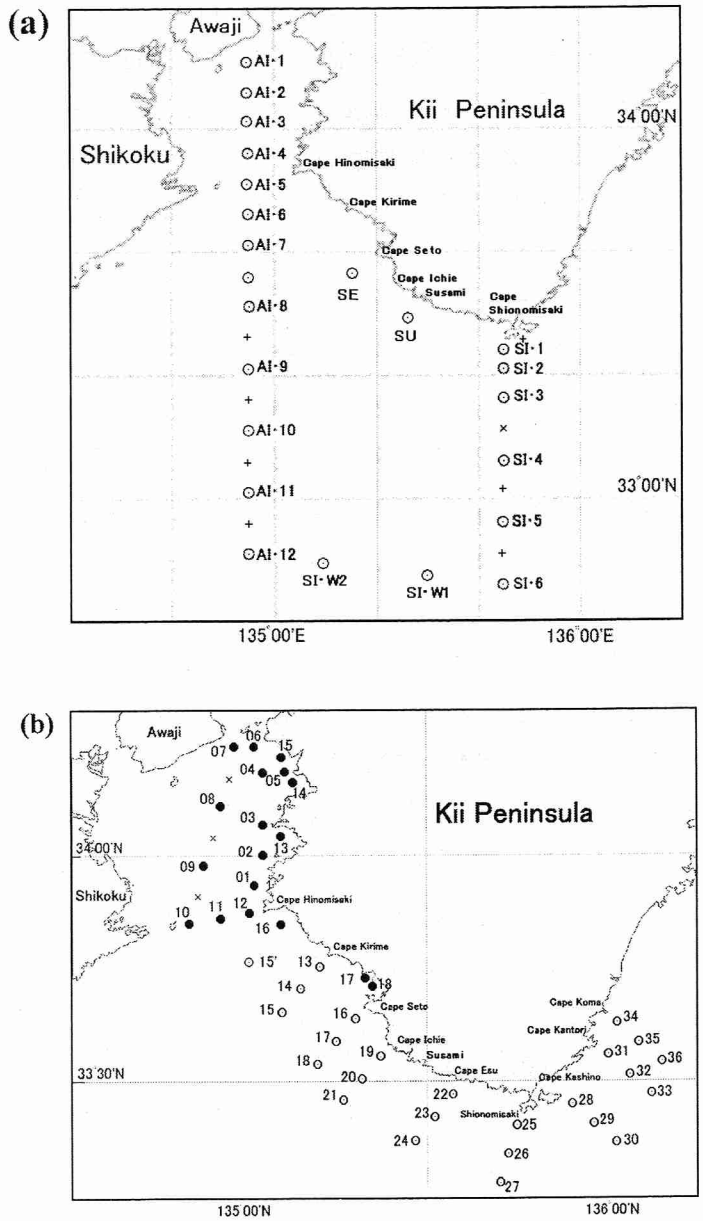


**Fig. 5-1.** Station maps of the routine observations carried out by the Fisheries Experimental Station, Wakayama Research Center of Agriculture, Forestry and Fisheries (renamed from the Wakayama Prefectural Fisheries Experimental Station). **(a)** Stations of the offshore lines: white circles indicates CTD stations, x XBT stations, and + surface water sampling stations. Station name is attached to each CTD station. A CTD station between AI-7 and AI-8 is occupied optionally and no name is given. AI and SI are the line names. **(b)** Stations of the coastal lines (white circles) and shallow water lines (black circles), respectively. Numeral attached to each station is the station number, and WS is attached before the station number for the shallow water stations and WE for the coastal stations number, respectively. The station WE-15' is an additional station at the time of high frequency survey conducted in 1995.

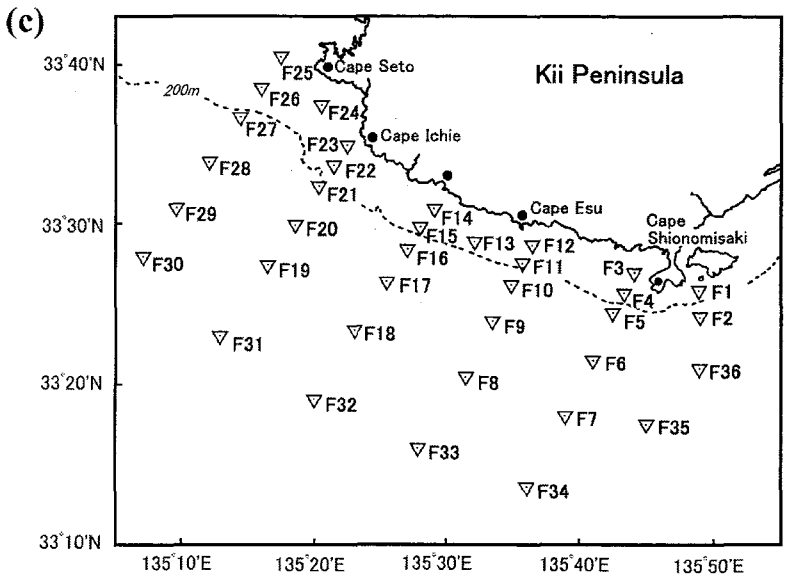


**Fig. 5-1. (c)** Stations adapted in the high frequency survey conducted in July 25-26 and in August 24, 1995.

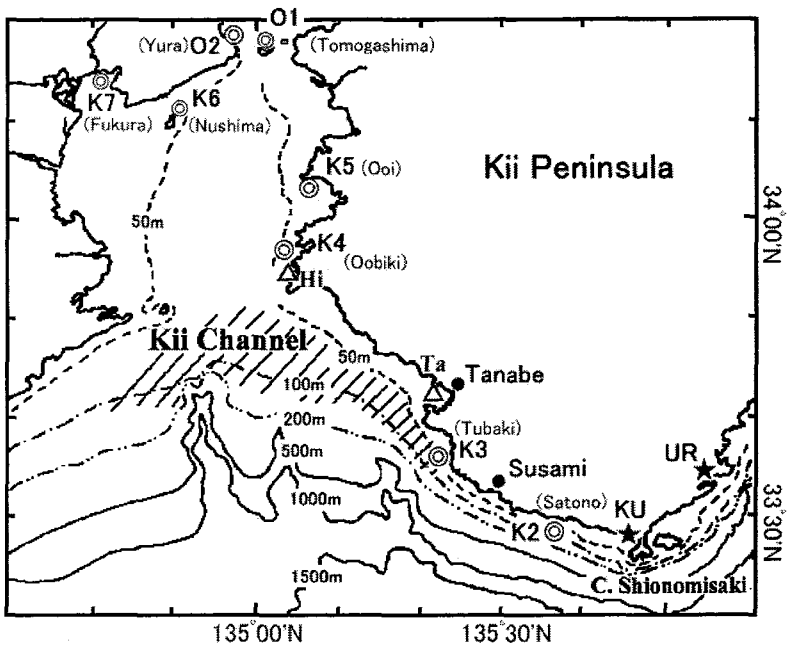


**Fig. 5-2.** Locations of 8 automatic temperature observation stations, K2, K3, K4, K5, K6, K7, O1, and O2. Temperature sensors were set by using buoys of available fixed shore net, coastal piers and so on. Details of observations such as water depth, sensor depth, instrument type, setting condition and so on are shown in Table 5-1. The observations were conducted during April and May in 1994. KU and UR indicate locations of tide gauge stations of Kushimoto and Uragami, respectively. Fishing ground of two-boat encircling net off Kii Channel is shown with hatched area.

**Table 5-1.** Details of automatic temperature observations.

| Station (Location name) | Water Depth | Observation Depth | Observation Periods | Mount Body | Type of Instrument |
|---|---|---|---|---|---|
| **K2 (Satono)** | 30m | 10m | Jan.-July, 1994 | Set-net buoy | RMT*1 |
| **K3 (Tubaki)** | 28m | 23m | Feb.-July, 1994 | Set-net buoy | RMT |
| **K4 (Oobiki)** | 30m | 10m | Jan.-May, 1994 | Set-net buoy | RMT |
| **K5 (Ooi)** | 35m | 30m | Apr.-May, 1994 | Set-net buoy | RMT |
| ,, | 35m | 30m | July-Aug., 1994-1995 | Set-net buoy | SBE-15*2 |
| **K6 (Nushima)** | 23m | 23m | Apr.-May, 1994 | Set-net buoy | RMT |
| **O1 (Tomogashima)** | 6m | 3m | Jan.-July, 1994 | Pier | RMT |
| **O2 (Yura)** | 10m | 4 5m | Feb.-May, 1994 | Anchor buoy | Thermister chain*3 |
| **K7 (Fukura)** | 5m | 3.5m | Feb.-May, 1994 | Anchor buoy | Thermister chain |

*1: Manufactured by Rigo Co. Ltd. , *2: Sea-Bird Co. Ltd., *3: Aanderaa Co. Ltd

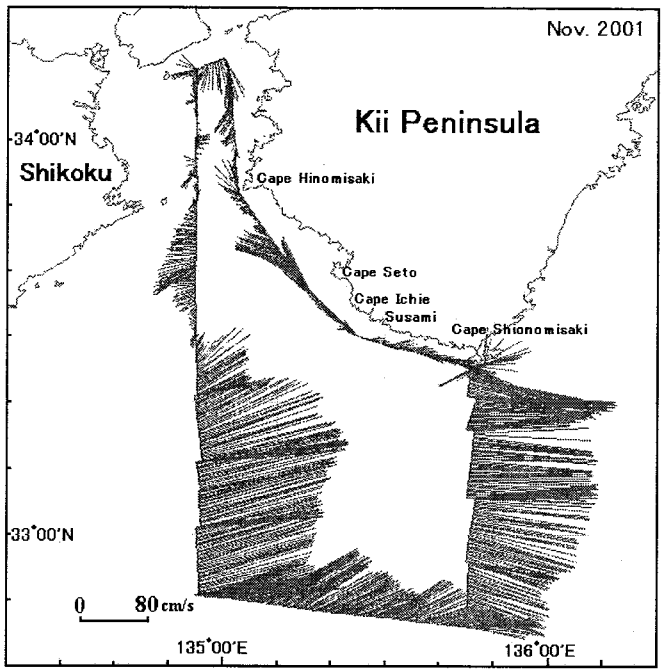


**Fig. 5-3.** Horizontal distribution of current velocity on 17m depth surface, which was observed with ADCP by the Fisheries Experimental Station, Wakayama Research Center of Agriculture, Forestry and Fisheries in the period from November 20 to 21, 2001. The scale of velocity vector is given near the left bottom corner.

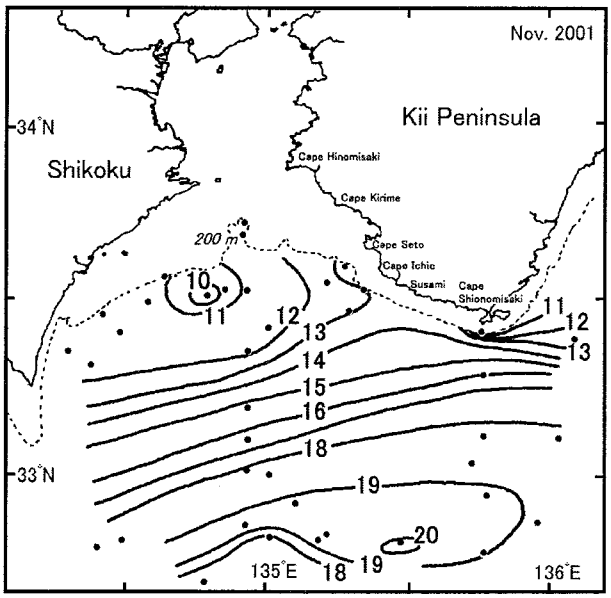


**Fig. 5-4.** Horizontal distribution of the water temperature at 200m depth based on data taken in the period from November 12 to 18, 2001. Numerals attached to isotherms show temperature in ℃. Positions of observation points are given by black dots.

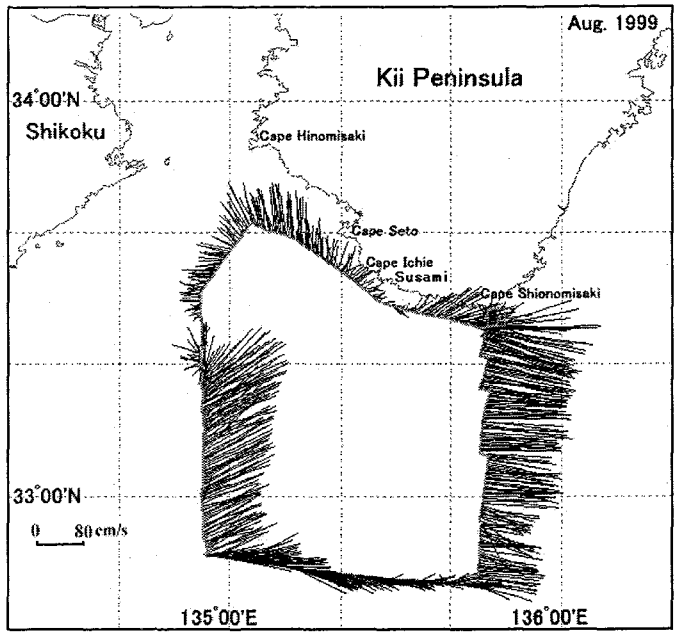


**Fig. 5-5.** Same as in Fig. 5-3, except for the period from August 24 to 25, 1999.

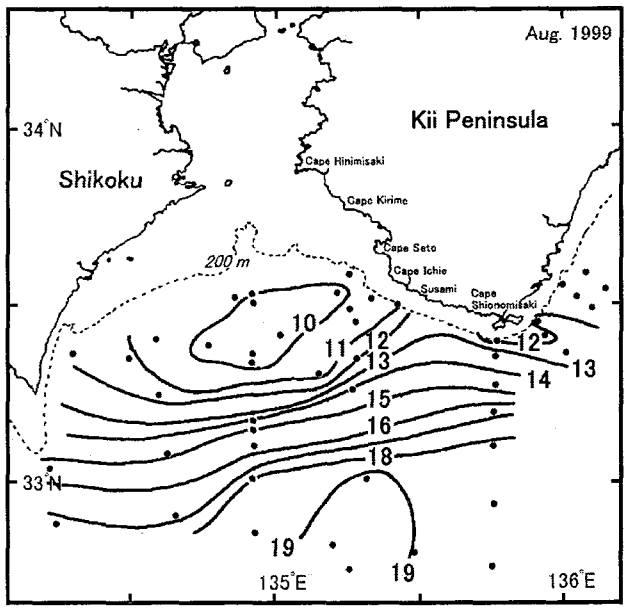


**Fig. 5-6.** Same as in Fig. 5-4, except for the period from August 20 to 25, 1999.

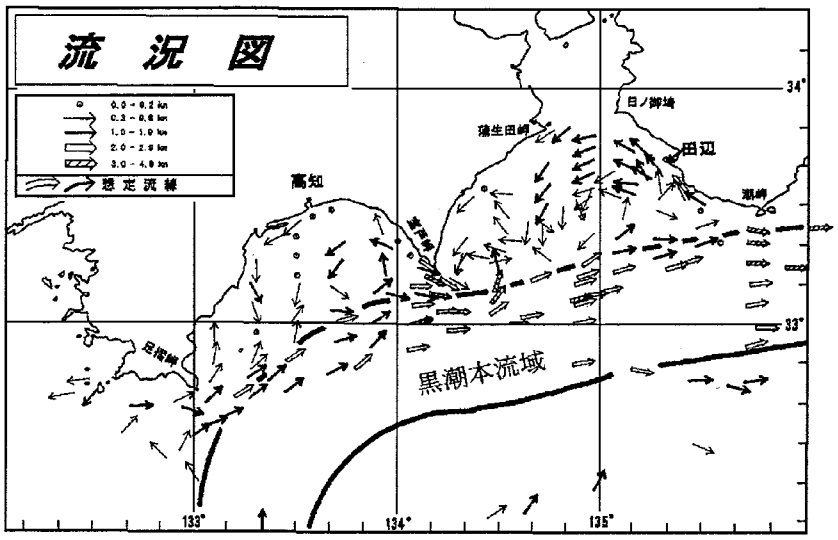


**Fig. 5-7.** Near surface current field based on ADCP observations conducted by various agencies in the area off Tosa Bay and the Kii Channel in the period from August 22 to 31, 1999. The observations include results of a special project conducted by the Fifth Maritime Safety Headquarter, and of routine observations conducted by the Fisheries Experimental Station, Wakayama Research Center of Agriculture, Forestry and Fisheries. (Special Issue of Prompt Report of the Regional Oceanographic Condition published by the Maritime Safety Headquarters on September 1, 1999.) The scale of velocity vector is given in left top corner. Position of the current zone of the Kuroshio is shown with two bold curves.

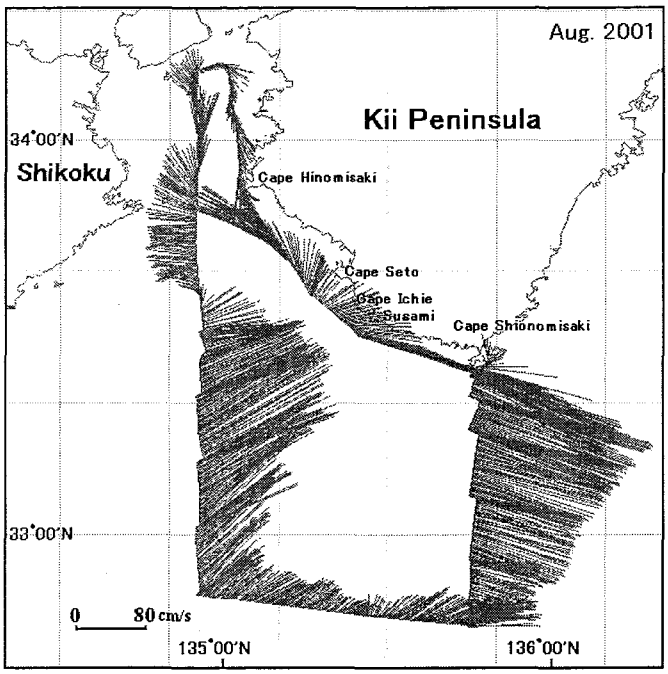


**Fig. 5-8.** Same as in Fig. 5-3, except for the period from August 29 to 30, 2001.

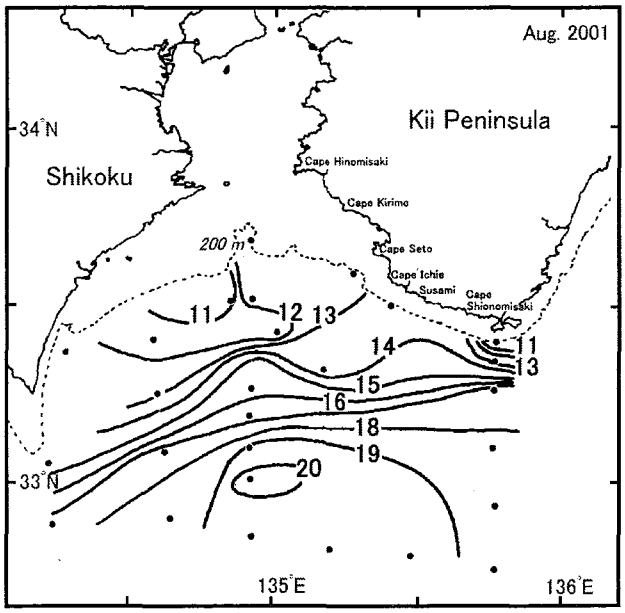


**Fig. 5-9.** Same as in Fig. 5-4, except for the period from August 24 to 30, 2001.

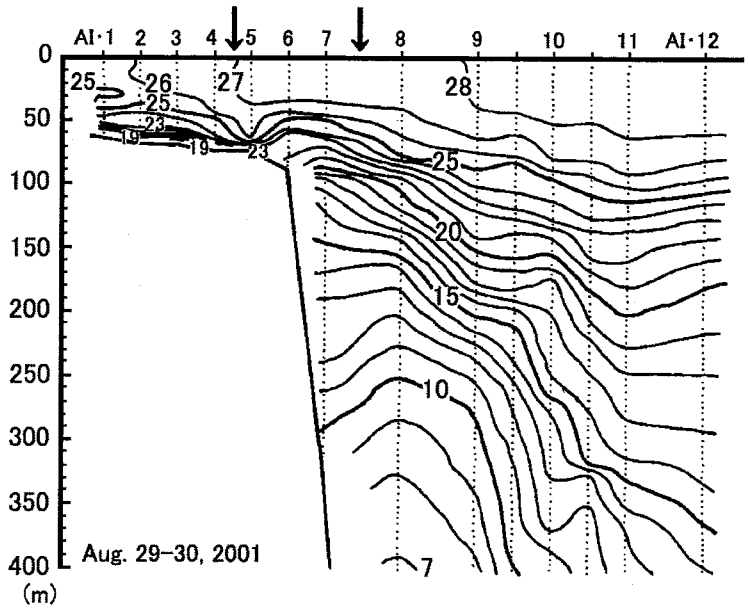


**Fig. 5-10.** Temperature cross-section along the longitude of 134°55'E (AI line) on August 29-30, 2001. Numerals attached to isotherms indicate temperature in ℃. CTD observation points are shown above the figure with station names. Two points between AI-9 and AI-10 and between AI-10 and AI-11 are XBT observation points. Data were read at the interval of 5m for each station. Two vertical arrows shown above the figure indicate boundaries of zone of westward current, determined from ADCP observations (Fig. 5-8).

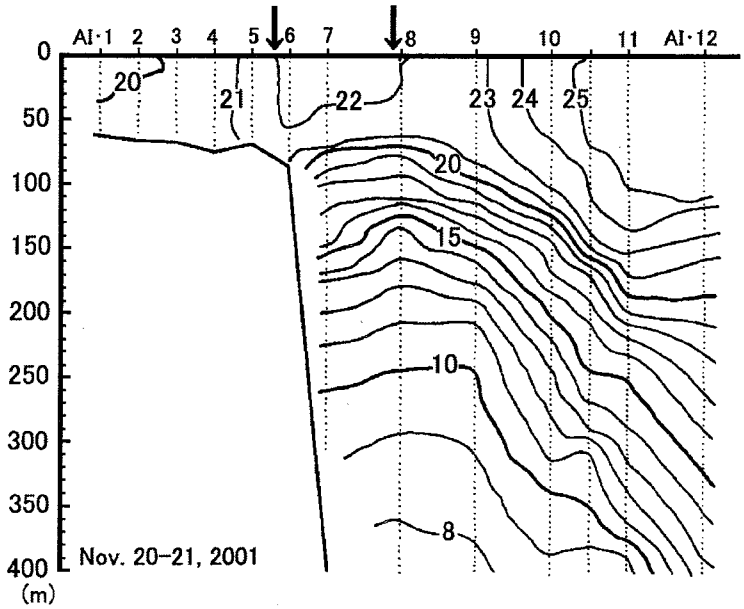


**Fig. 5-11.** Same as in Fig. 5-10, except for on November 20-21, 2001. Zone of westward current, indicated by the two arrows, was determined from ADCP observations (Fig. 5-3).

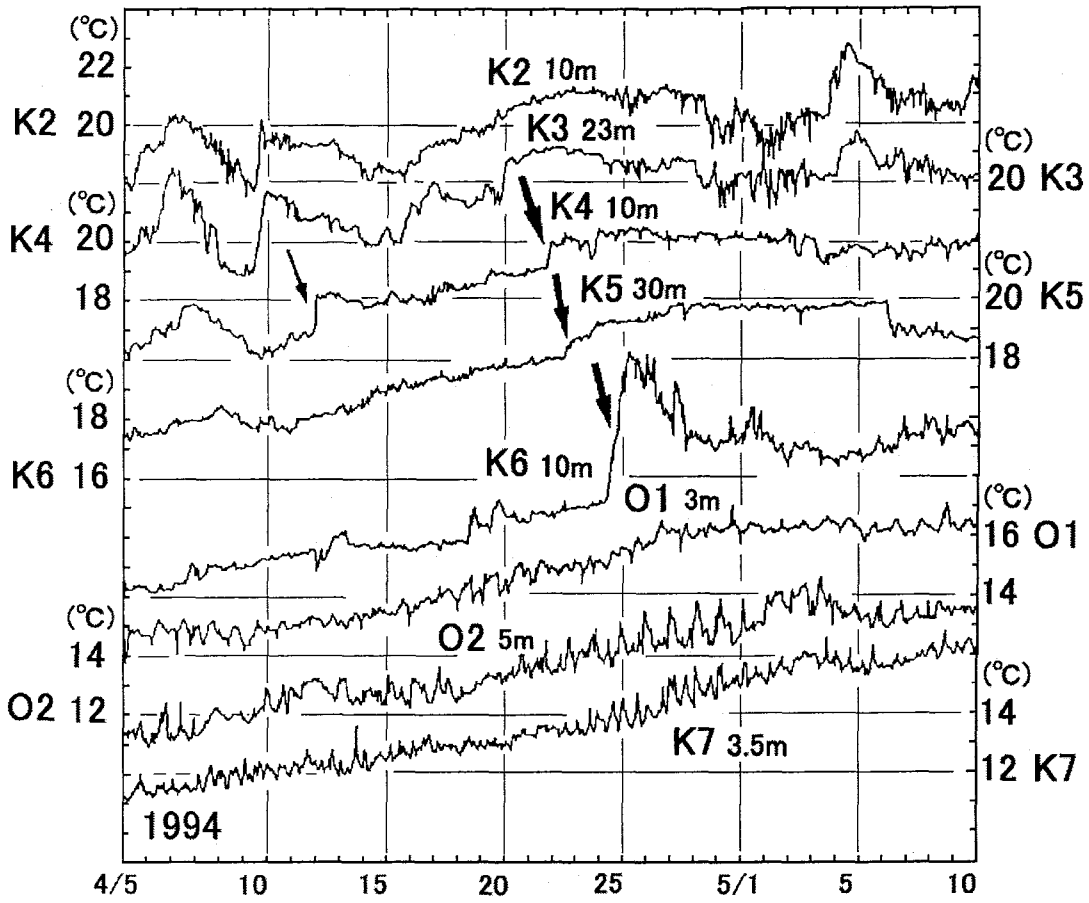


**Fig. 5-12.** Variations of water temperature at 8 stations, K2, K3, K4, K5, K6, K7, O1, and O2 from 5 April to 10 May 1994. The depth of temperature measurement is given with station name for each curve. The thin and bold arrows indicate two propagating events of abrupt temperature increases from April 10 to 13, and from April 20 to April 25, respectively. Temperature ordinates are shown on left or right ordinate for each station.

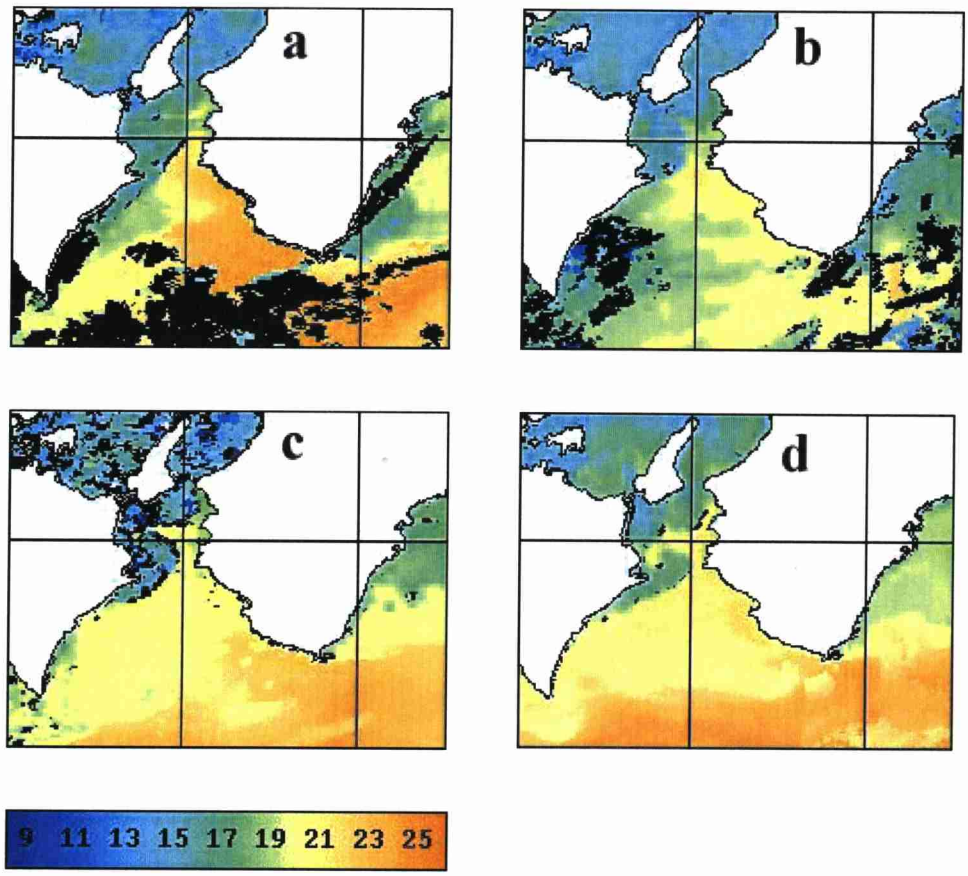


**Fig. 5-13.** Satellite images of sea surface temperature data source from AGROPEDIA of the Agriculture, Forestry and Fisheries Research Center. **(a)** April 21-22, **(b)** April 24-25, **(c)** April 26-27, and **(d)** April 28-29, 1994. Correspondence of color to brightness temperature is shown below the figures.

## 5-4. 紀伊水道北部海域に見られる底層冷水

### 5-4-1 夏季底層冷水の定義

紀伊水道北部海域の中央のやや奥まった浅海定線の測点SW08(水深67m)の0.6マイル以内には、和歌山水試の沖合定線の測点、徳島・兵庫水試の定線の測点もあり、観測回数が多い。1967-1996年の30年間に、この測点近傍の水深50mで観測された水温を全て、1月1日からの日数を横軸に取ってプロットしたのが、Fig. 5-14である。観測回数は1,135である。図中に示した実線による曲線は、測定値の31日間の移動平均である。この海域の表面水温の最高値は通常8月の中・下旬に現れるが、図に見られるように50m深ではかなり遅れ、その平均水温の最高値は10月に現れる。12月頃から4月頃までの期間は、冬季の海面冷却によって内海側に激しい鉛直混合が起こり、水温は表面から海底に至るまでほぼ均一となる。この均質水の外縁に当たるところに、吉岡(1971, 1988)が論じた熱塩フロントが形成される。海面冷却の強さなどに依存して、水温値は年、時間によって変化し、この時期にも水温値が大きく変動しているのがわかる。この時期を除いた期間で水温変動が大きいのは7～9月の期間であり、水温はしばしば15℃近くまで低下する。

水温の鉛直分布の時間変化を1976年から1985年まで10年間の各年について示したのが、Fig. 5-15である。この期間の中で1976年から1978年まで期間は、黒潮が比較的安定した大蛇行流路をとっていた時に当たる。この図で、12月～翌年4月の等温線が鉛直に走っている時期が、熱塩フロントの存在する時期である。図では18℃以下の部分を着色してある。1982年では6月の底層に冷水が見られるが、顕著な18℃以下の底層冷水の発生は夏季7-9月に多い。これとは別に、春季に熱塩対流フロントが解消した後、この沿岸系の冷水がしばらく底層に滞留することもある。また、Fig. 5-14に見られるように、WS08の50m深の水温は季節的に大きく変動する。18℃という水温は6月初旬あるいは、12月初旬の平均水温にあたる。季節的に水温が急変する時期には、表層と底層の季節変化に時間差があれば見かけ上、底層に冷水が見られる可能性もある。Fig. 5-14で、底層冷水が現れる頻度が特に7-9月に多いこと、その出現が等温線の比較的孤立した峰として現れることから、本論文では、7-9月の夏季に出現する18℃以下の底層冷水に注目することにする。最近、この7-9月に見られる底層冷水に注目した研究が多く(例えば、浜田ほか 1971, 竹内 1986, 藤原ほか 1997, 竹内ほか 1997, 金田・上田 1998, 高志ほか 2002)、夏季底層冷水という呼称が定着している。豊後水道にも、これによく似た低温化現象が出現する(兼田ほか 1996)。

### 5-4-2 底層冷水の出現状況

1967年から1996年の期間について、各年7-9月の3カ月間に行われた観測からWS08の50m深での最低水温を選び出し、その経年変化を示したものが、Fig. 5-16 bの●印である。同時に、この3カ月間に観測された水温の平均値も○印で示してある。また、Fig. 5-16 cには、同じ要領で最高塩分(●印)、平均塩分(○印)を示してある。この30年間に16回、18℃以下の最低水温が記録されている。ただし、1968、1986、1991年の場合は、同時に塩分の低下が起こって、塩分値が34.5

以下か、近い値となっている。したがって、この場合には、沖合の栄養塩に富んだ下層の水が進入してきたものとは考え難いので、底層冷水とはみなしていない。Fig. 5-16 a には潮岬南方における黒潮流軸の離岸距離(海上保安庁海洋速報による月 2 回の値を細い実線、これを2.5カ月移動平均したものが太い実線)の変化を示しているが、この図に縦の破線で、上に述べた 3 例を除いて底層冷水の出現した年を示してある。平均水温・塩分の値は、最低水温の変化にほぼ対応している。平均水温が、最低水温より低下傾向が際立っている時には、出現月が複数であったり、前後の月も低温化していたことを示す。

和歌山水試が CTD を導入した後の 1987 年からの 10 年間について、浅海定線の WS08 測点における 8 月の水温の鉛直分布を重ねて示したのが、Fig. 5-17 である。水温は表面から海底に至るまで、年々大きく変動しており、いずれの年にも海底近くに、上層に比べて比較的低温の水が存在していることがわかる。この 8 月の測定で、50m 深で 18℃以下になったのは、1990 年と 1995 年だけであるが、7-9 月の最低水温ではこの他 1987、1988、1991、1993 年などが 18℃以下となっている(Fig. 5-16 b)。Fig. 5-17 の 8 月の鉛直分布でも、1991 年を除くと、これらの年には底近くで 19℃以下の水温が現れており、底層での低温水の進入が明確に見られる。このことは、7-9 月の最低水温が底層冷水の出現の良い指標になることを示している。

### 5-4-3 黒潮離岸距離と底層冷水

Fig.5-16a に示した黒潮離岸距離の変動と夏季底層冷水(Fig.5-16 の縦破線)の出現イベントを見ると、底層冷水は 1967-1996 年の 30 年間で 13 回出現している。このうち、潮岬南方沖において、黒潮が明らかに 30 マイル以上に離岸していた時に底層冷水が出現していた事例は 7 例(1976,1978,1979,1982,1983,1987,1990)である。また、1969,1993,1995 年などの 3 年間は、いずれも小蛇行の通過があった年で、次の項で詳しく述べるように小蛇行の通過に伴って陸棚沖の冷水渦の中層水が陸棚上に進入したと推定されている。この他の 3 例(1980,1984,1988 年)についても、海上保安庁海洋速報から夏季 7-9 月の 3 カ月間について半月ごとに詳しくみると、黒潮は少なくとも 1-3 回は 25-30 マイルまで離岸していた。以上のことから、底層冷水は、夏季 3 カ月間に潮岬南沖の黒潮が 30 マイル以上に離岸している場合、あるいは小蛇行の通過などによって短期的に黒潮が離岸した時に出現しているようである。

和歌山水試が行っている沖合定線で、潮岬沖(SI 線)と同時に紀伊水道沖(AI 線)の観測が行われるようになったのは 1986 年以降である。また黒潮大蛇行期には黒潮流軸まで遠いため、潮岬(SI 線)の 1 線のみの観測となることが多く、しかも観測頻度も少なくなる。そのため、安定した大蛇行期に底層冷水が出現した時の水温・塩分南北断面を十分な距離にわたって観測している事例は非常に少ない。黒潮直進時においては、短期的な黒潮の離岸時(小蛇行の通過時)を含めて、比較的紀伊水道での海況を知る資料が利用できる。特に、1995 年には特別強化観測が実施されており、比較的多くの観測資料が得られている。

### *1995年夏季の底層冷水の出現特性*

1995年の夏季には顕著な底層冷水の発生が見られている(Fig. 5-16、Fig. 5-17)。紀伊水道中央を南北に縦断するAI線に沿った沖合定線観測が7月18-19日と8月21-22日と1カ月間隔で実施されている。この結果からAI線沿いの水温・塩分の断面分布を示したのがFig. 5-18 a、cである。また、8月1-2日に行われた紀伊水道北部領域の浅海定線観測から、水道の中央部の南北に近い測線(測線の位置はFig. 3-19に示す)を選んで水温・塩分の断面分布を示したものがFig. 5-18 bである。

7月18-19日の断面(Fig. 5-18 a)をみると、水温が15℃の等温線、塩分34.4の等値線が沖合から底層を陸棚上深くまで進入しているのが見られる。また、陸棚の沖に弱いながらも反時計回りの冷水渦が存在したことを示している。しかし、冷水渦は150m以深の12℃以下の等温線に明確に現れているだけで、それより表層での等温線は左上がりに走っていて、反時計回り渦の北半分の西向流を弱める形になっている。あるいは逆に、陸棚近辺の反時計回り渦によって表層を運ばれてきていた黒潮系の表層暖水の供給が、何らかの原因で断たれたために、表層の等温線が右上がりから左上がりに変化して、それに伴って、冷水域の中層の冷水が陸棚上にもたらされたと考えることもできる。

これに対して、約1カ月後の8月21-22日の断面(Fig. 5-18 c)では、陸棚上は水温18℃以上、塩分34.6以下の高温・低塩分の水が占めている。そして、陸棚のすぐ沖合に等温線のドーム状の盛り上がりが、表層の約30mの浅さまで認められる。また、200m深に10℃の等温線が現れる等、反時計回り渦は7月18-19日の断面に比べ強化されている。

測線はややずれるが、8月1-2日に得られた断面(Fig. 5-18 b)では15℃の等温線は沖側で左下がりに傾いて海底にぶつかる形になっている。陸棚上のWS09では海底のごく近くで水温15℃以下の冷水が見出されるが、この冷水は沖側の冷水からは切り離されているように見える。和歌山水試の8月1-3日に行われた観測(●印)に、徳島水試の8月2-4日に行われた観測(○印)を加えて作成した50m深の水温平面分布をFig. 5-20に示す。図には、ADCPによって測定された表層の流速ベクトルも示した。ただし、潮流補正は行っていない。この図からみると、この時までに陸棚沖の紀伊水道南部海域には冷水域が形成され始めており、それを巡る反時計回りの流れが形成されていることがうかがえる。陸棚の縁に沿って運ばれてきた暖水(Fig. 5-20では20℃を超す暖水舌の形で示している)が、7月に進入していた冷水を陸棚上に取り残した形で、沖側の冷水から分離させている。この取り残された冷水は、紀伊水道北部海域の西半分に残されており、北部海域の東半分には陸棚縁沿いに運ばれてきた暖水によっておおわれている。暖水の先端は友ケ島水道付近まで達していることがわかる。

紀伊水道北部海域の東部にある湯浅湾のK5(逢井)では、1995年の夏季にも水深30mで水温・塩分の自記連続観測が行われていた(測点の位置はFig. 5-2参照)。その7-8月の観測結果を、串本・浦神の検潮所間の水位差(日平均値)と合わせて示したのがFig. 5-21である。この図には断面観測を行った3つの時期を縦の破線で示してある。7月30日以前の水位差は、25-30cm

の値にとどまっており、黒潮強流帯は潮岬沖で岸から離れた蛇行流路をとっていたことを示している。Fig. 5-16 a に示した黒潮離岸距離の変化からわかるように、この蛇行は 1995 年 3 月末に発生したもので、継続期間が非常に短い。7 月 18-19 日の断面(Fig. 5-18 a)で 150m 以深に見られるドーム状の水温構造は、蛇行が始まる前の小蛇行時に生じていた反時計回り渦の構造が残されていたものと考えるのが自然であろう。

串本・浦神の水位差は第 2 回目の観測が行われた 8 月 2 日頃から増大を始め、第 3 回目の観測が行われた 8 月 21-22 日には水位差から見て、黒潮は完全な直進状態にあったと考えられる。小蛇行が潮岬を通過して黒潮の流路が直進状態に戻ると、反時計回り渦の勢力が回復して、北半分の西向流が強化され、渦を廻る暖水の供給が復活するであろう。上で述べた 8 月 2 日頃の水温の断面構造と水平構造は、このように解釈することができる。

この推論が正しければ、安定した黒潮の直進流路が、小蛇行の通過に伴って一時的に壊されると、大陸棚の縁辺部にある反時計回り渦の北側に見られる西流部の流れが弱まるか、消滅し、表層近くの等温線の勾配が陸側に向かって浅くなる形になるはずで、それが冷水渦の中層の水を、陸棚上にもたらすことは容易に考えられる。Fig. 5-16 a の黒潮離岸距離の変遷をみると、このような状況は、1969 年、1993 年にも起こっていた、その直後に夏季底層冷水が発生している。このことは、以上の推論を支持するものであろう。

### *1990 年夏季の底層冷水の出現特性*

黒潮が大蛇行流路であった期間においても、1976 年、1978 年、1979 年に底層冷水が出現している。一般に、大蛇行時には顕著な反時計回りの渦は観測されないから、これらの年については、上で述べてきたような発生機構は考え難い。AI 線の観測が実施されるようになったのは 1986 年以後であり、これらの年については紀伊水道南部海域の海況を示す資料はほとんどない。この大蛇行時の特性は栄養塩と関係させて次節(5-5 節)で論じる。

1989 年から 1990 年にかけて、離岸距離はそれ程大きくないが、約 2 年にわたって黒潮の強流部は潮岬から大きく離岸した蛇行流路をとっていた。この期間の最後に近い 1990 年の 8 月には、Fig. 5-16 b で見られるように、WS08 の 50m水温は 16℃まで下がっており、底層冷水が発生している。この年の 6 月 18-19 日、7 月 23-24 日、8 月 27-28 日に観測した AI 線に沿った水温の断面構造を示したものが Fig. 5-22 である。これらの断面の右端近くで等温線が明確に左上がりになっている部分が黒潮の強流部にあたる。水温分布および ADCP の測流結果をみると 6-8 月の黒潮強流部の位置は比較的安定しており、その北端は 33°N(AI-11 付近)より少し南にあったことがわかる。6 月と 8 月の断面では、16-18℃の等温線は、黒潮強流部の北側でゆるやかに左上がりになっており、これらの等温線は陸棚部に進入している。7 月の水温断面では黒潮強流部の北側に緩やかなドーム状の構造が見られ、弱い冷水渦があったように見える。これに伴って、その北で等温線の左上がりの傾向は弱められており、陸棚上に伸びている等温線は 16℃以上のものだけになっている。黒潮強流部の北側の海域で、15℃以下の等温線が若干波打っていることがあり、弱い冷水

渦あるいは弱い暖水渦が現れることがあるが、黒潮直進時に現れる反時計回り渦のような顕著な構造は通常みられない。

1990 年 6 月、8 月の断面に見られる黒潮強流部北側の左上がりの等温線は、この部分の流れが弱くとも東流傾向にあることを示している。そして、このような条件が存在するならば、底層冷水の陸棚上への進入が起こり得ることが示唆されている。この状況は先に述べた 1995 年と大きく異なっている。この違いが、冷水の持つ栄養塩の量にも大きな違いをもたらすことを次節(5-5 節)で述べる。

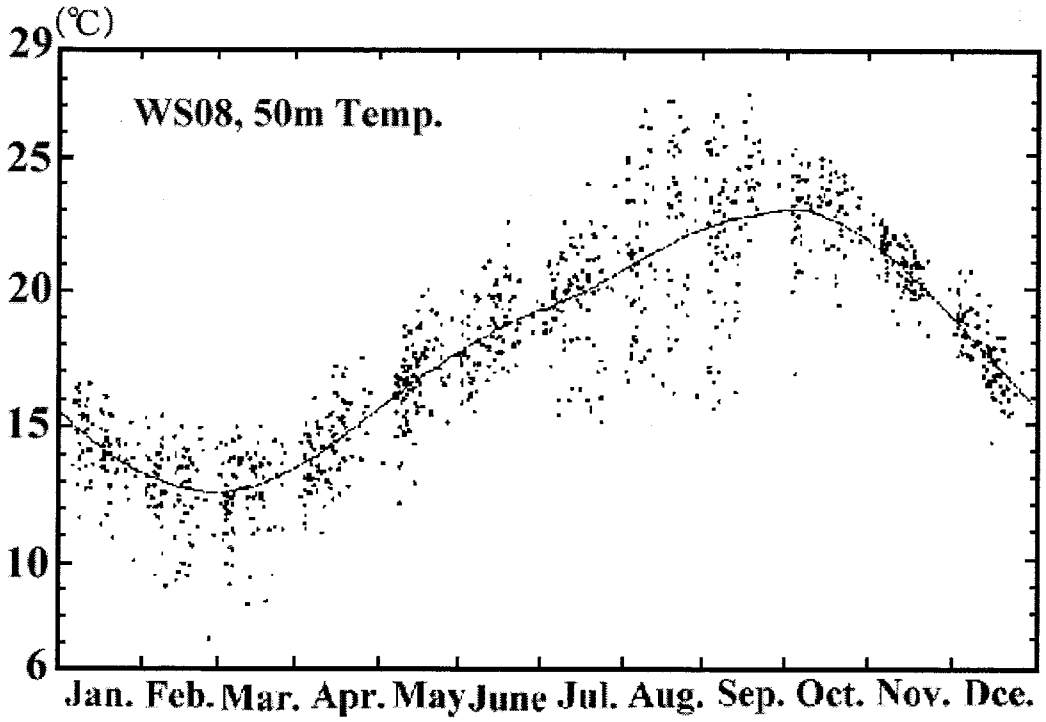


**Fig. 5-14.** Seasonal variation of temperature at 50m depths observed adjacent to SW08. All temperature values observed in the period from 1967 to 1996 are plotted against the day number counted from January 1 of each year. The solid curve shown in the figure is the running average for 31 days. Total number of the data is 1,135.

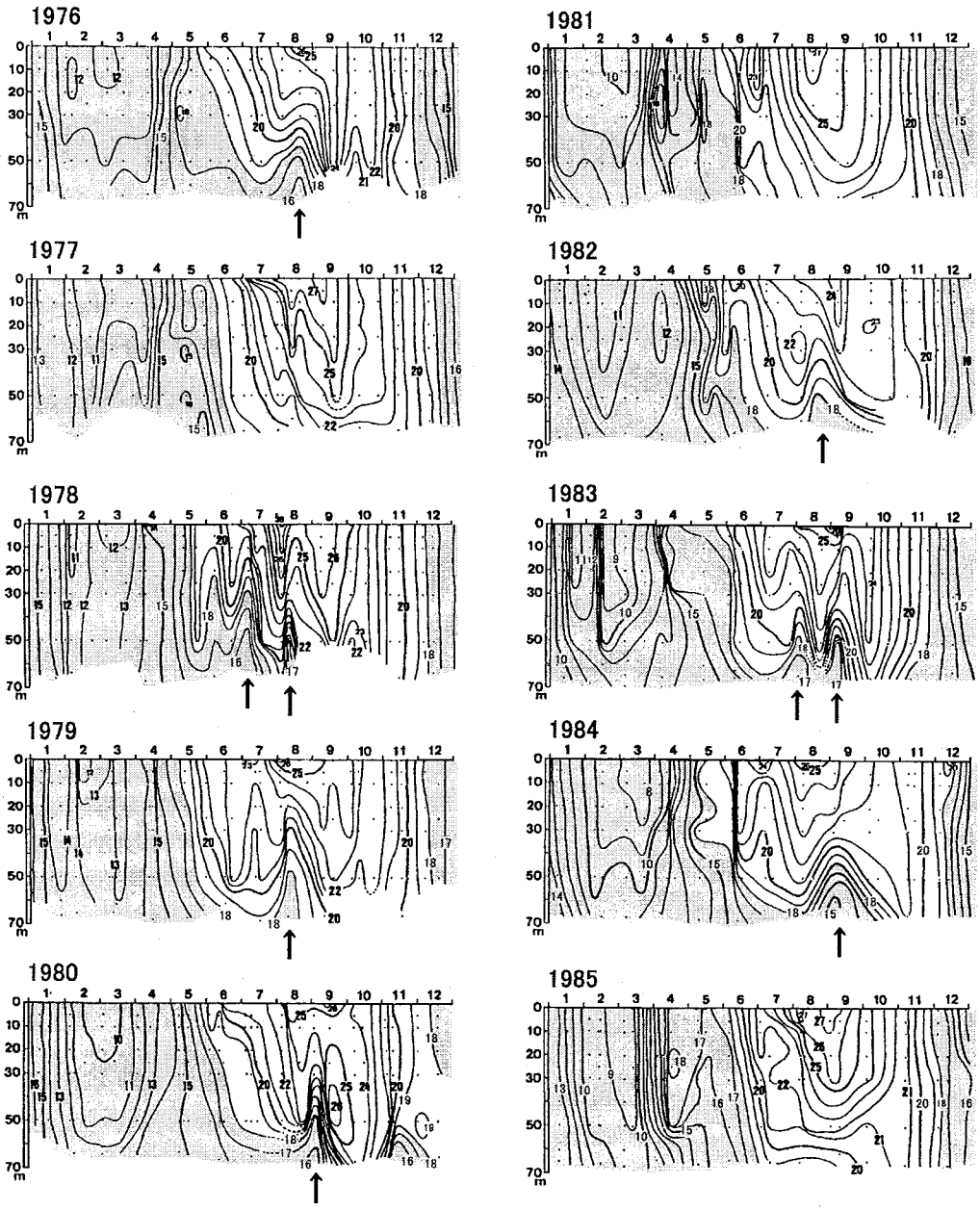


**Fig. 5-15.** Seasonal variation of vertical temperature profile in each year from 1976 to 1985. Numerals attached to isotherms indicate temperature in ℃. Portions where temperature is below 18℃ are colored with gray. Arrows below the figures indicate the time when cold water was seen near the bottom.

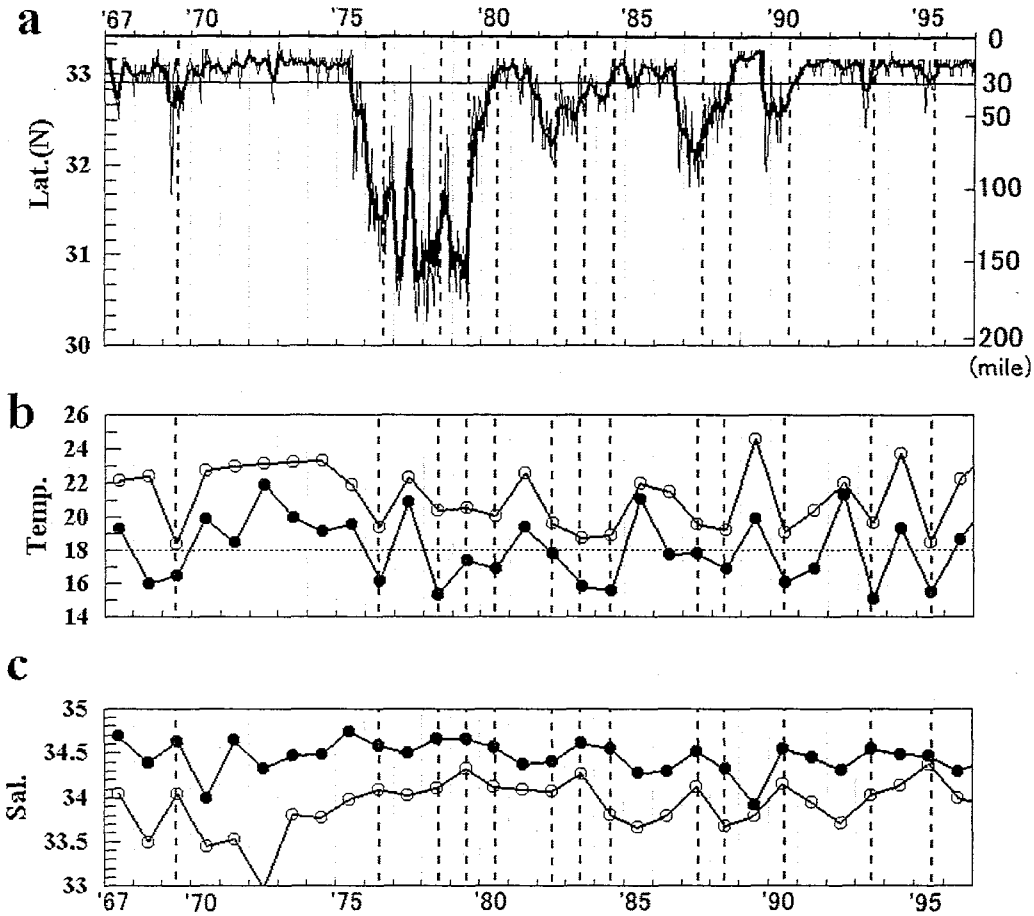


**Fig. 5-16.** Temporal variations in the period from 1967 to 1996 of the distance (in nautical miles) of the Kuroshio axis, which was measured southward from Cape Shionomisaki (a), of averaged temperature for July, August and September data of each year (white circles) and of the minimum temperature among three months (black circles) measured at 50m depth of SW08 (b), and of averaged and the maximum salinity obtained by the same manner (c). The distance of the Kuroshio axis was determined from the Prompt Report of Oceanographic Conditions published bimonthly by the Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard. The values plotted here are bimonthly data (thin line) and 2.5 months running mean (bold line) in the top figure. Distance of 30 nautical mile is shown with a horizontal line. The horizontal dotted line in the middle figure shows 18℃. The typical cold bottom water is defined when the minimum temperature is below this temperature. Vertical dashed lines indicate the occurrence years of cold bottom water, except for 1968, 1986 and 1991 when low salinity values were observed.

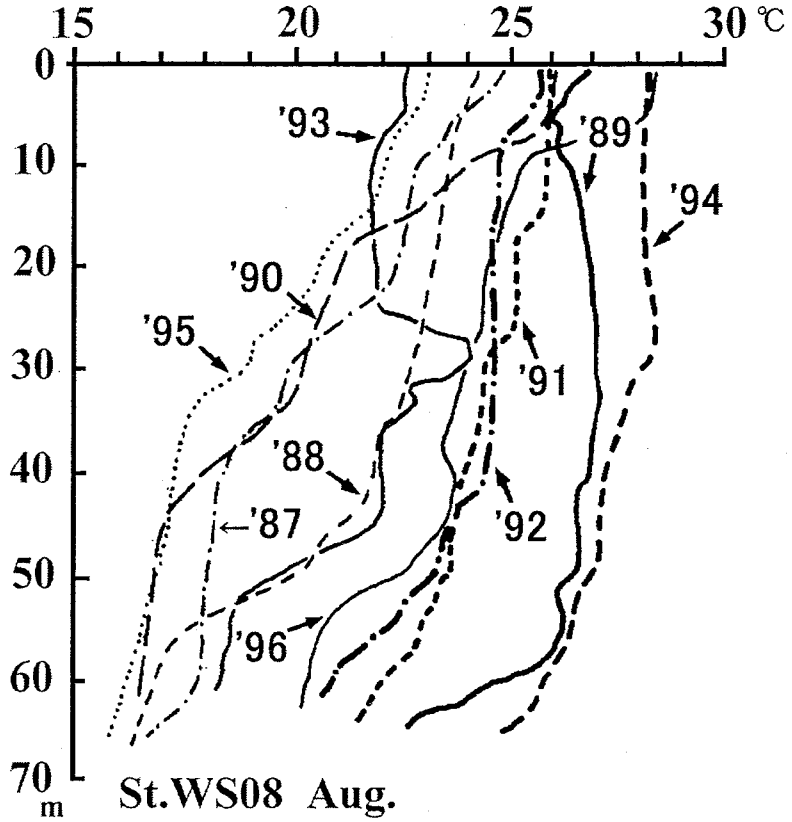


**Fig. 5-17.** Vertical temperature profiles in August from 1988 to 1996 at WS08. Numeral attached to each profile indicates the measured year.

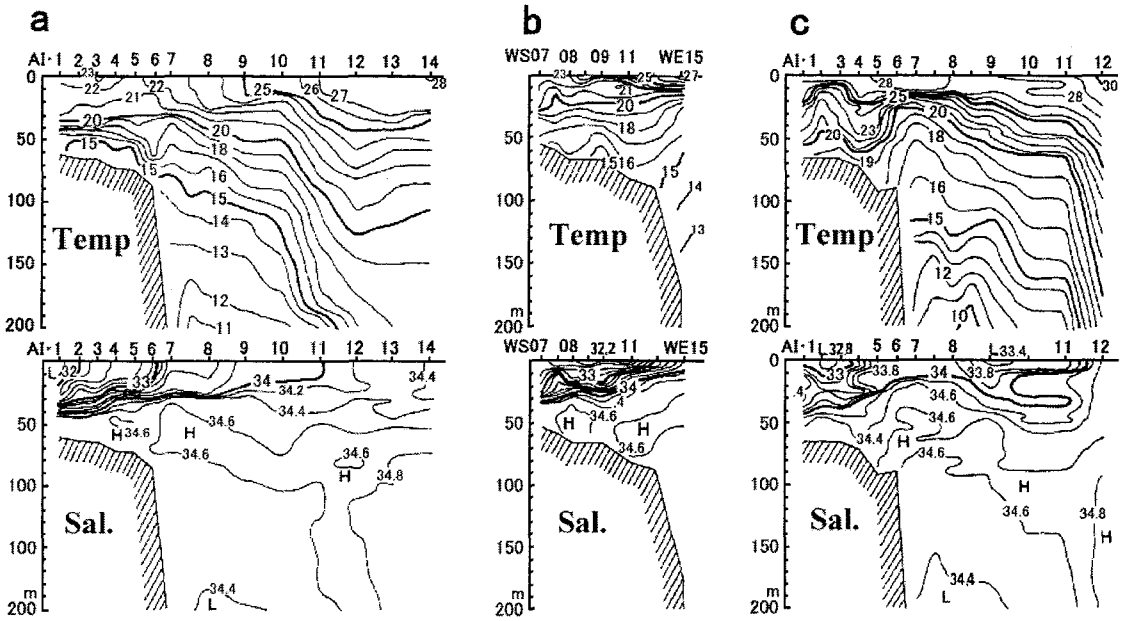


**Fig. 5-18.** Temperature (upper figures) and salinity (lower figures) cross-sections along AI line on July 18-19 (a), along line B on August 1-2 (b), and along AI line on August 21-22, 1995. The positions of the lines AI and B are shown in Fig. 5-19. Numerals attached to isopleths in the figures indicate temperature in 1 ℃ (upper figures), and salinity in psu (lower figures), respectively. Station names are given in the upper margin of the figures.

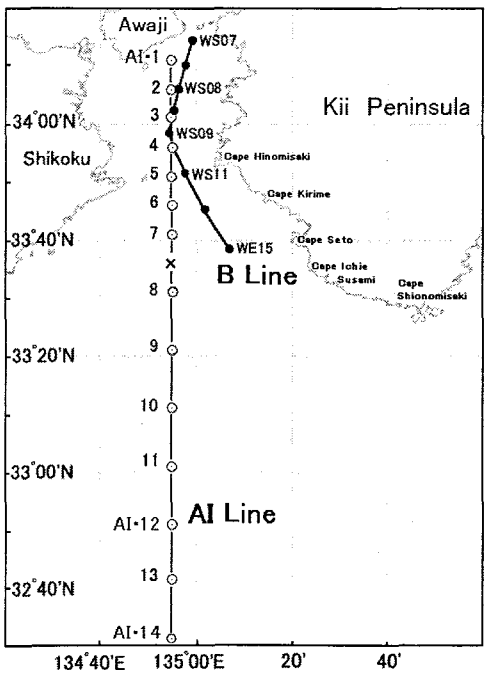


**Fig. 5-19.** Locations of AI line and B line, along which cross-sectional distribution of temperature and salinity are given in Fig. 5-18. x mark along AI line indicates the position of XBT observation. CTD observations were made at other stations.

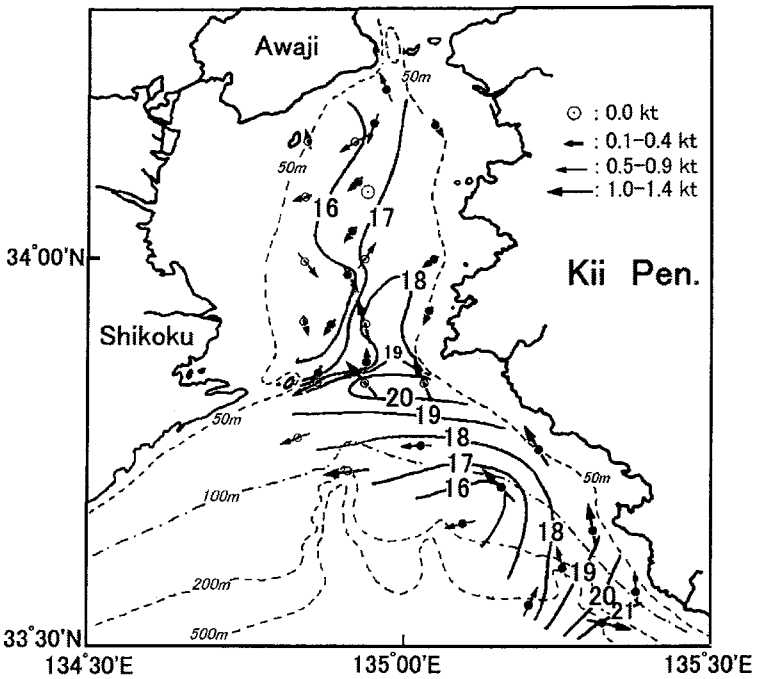


**Fig. 5-20.** Temperature distribution at the depth of 50m on August 1-4, 1995. Numerals attached to isotherms indicate temperature in ℃. Current velocities at 5m depth measured with ADCP are shown as arrows. Scale of the current velocity is shown in right top in the figure. Dashed lines also show bottom contours for 50m, 100m, 200m, and 500m.

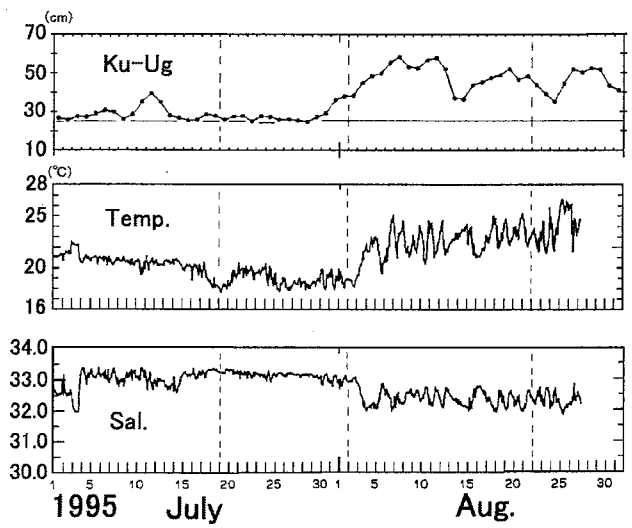


**Fig. 5-21.** Temporal variations of sea level difference between Kushimoto and Uragami tide gauge stations (upper figure), and of temperature (middle figure) and salinity (lower figure) at 30m depth of Station K5 in the period from July 1 to August 31, 1995. Nominal observed value at Kushimoto is subtracted by that at Uragami for sea level difference. Vertical dashed lines indicate the times when the cross-sectional distributions in Fig. 5-18 were observed.

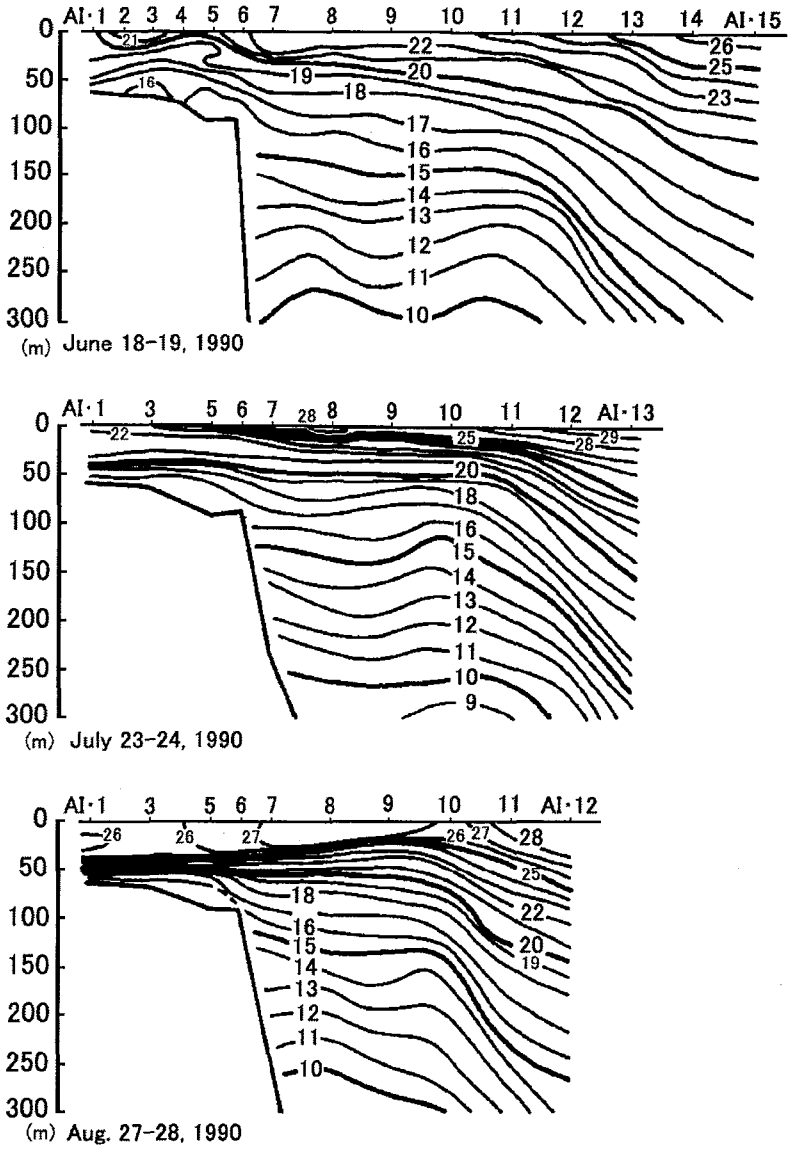


**Fig. 5-22.** Temperature cross-sections along AI line on June 18-19 (upper figure), on July 23-24 (middle figure), and on August 27-28, 1990. Numerals attached to isotherms indicate temperature in ℃.

## 5-5. 底層冷水と栄養塩

### 5-5-1 夏季底層冷水中の栄養塩類

和歌山水試では、原則として毎年2、5、8、11月の年4回、浅海定線の一環として、紀伊水道東部の15点(測点位置はFig. 5-1bを参照されたい)において、CTD観測(1984年4月以前は転倒採水器による測温・採水またはバンドン採水器による採水)と同時に、0m 層と底層(底上 1～5m)で栄養塩類($NO_3$-N、$NO_2$-N、$NH_4$-N、$PO_4$-P)の測定を行っている。ここで0m層はバケツ採水、底層では海底上 1～5m の深さに採水器を下ろして採水した海水の分析によって得られた値である。ただし、1991年の栄養塩の測定値が0m、50mの両層で全てゼロに近い値が報告されている。これは明らかに不自然であるので解析には用いなかった。残る20年間の資料から、8月の観測(ただし、1980、1984、1985、1992年では、8月ではなく9月に栄養塩観測が行われたのでそれで代用する)の底層での観測結果を解析した。栄養塩類の量を示す指標としては、ここでは簡単のため、赤潮の発生などと関連して良く使用される溶存態無機窒素量(Dissolved Inorganic Nutrient: DIN)を$NO_3$-N、$NO_2$-N、$NH_4$-N の計測値から計算して用いた。また、対応させる水温としては、CTD の観測結果から読み取った、採水深度での水温値を使用した。

横軸に水温(℃)をとり、縦軸にDIN(μg-at/l)をとって、20年間に得られた底層のデータをすべてプロットしたものが、Fig. 5-23 である。また、底層冷水の出現年のデータは青色(1990 年のデータは黒色)で、出現しなかった年のデータを赤色で示してある。図中には、藤原ほか(1984)が豊後水道での下層冷水について得た水温・DIN の回帰式

$$DIN = a \times T + b$$

を実線で示した。ここで、T は水温(℃)、a = −1.04(μg-at/l/℃)、b = 25.7(μg-at/l)である。

ここでは底層冷水の出現年は、各年の7-9月の3カ月間におけるWS08の50m水温の最低値が 18℃以下と定義している。このため、底層冷水が出現しないとされている年でも、50m 以深の底層や、他の地点で底層冷水が進入している場合があること、あるいは赤い点で 17℃に近い低温のデータも存在することなどは、当然のこととして、底層冷水出現年のデータが低温側に多く、非出現年のデータは高温側に分布する。データの散らばりは大きく、底層冷水発生年においても非常にDIN値の低いデータが多く、また20℃以上の範囲でもDIN値の大きなデータが多く見られ、底層冷水がこの海域に栄養塩を供給しているということは、少なくともこの図からはいえない。

#### *1990年と1995年の事例*

5-4-3節において議論したように、同じように底層冷水が現れた年であっても、1990年と1995年とでは沖合の海況はかなり異なっている。そこで、これらの年の 8 月についてそれぞれの水温とDINとの関係をみてみよう(Fig. 5-24)。陸棚沖に明確な冷水渦が存在した1995年(Fig. 5-18 b)では、両者の間に強い相関があり、データは右下がりの直線近くに分布している。これに対して、蛇行期で黒潮の流軸位置が潮岬の南方約40マイルにあった1990年(Fig. 5-24 上図)では、DIN

の値は、水温に関係なく、全般に低い。Fig. 5-18 の断面図から、1995 年の底層冷水は沖合の冷水渦の中層に起源を持っていると考えられるから、冷水ドーム内の湧昇現象によって高栄養塩水が供給されたと考えることができる。あるいは逆に、このことは、冷水ドーム内に湧昇現象が生じていることを示唆している。これに対して1990年の場合には、Fig. 5-22の断面構造から見て、底層冷水の起源が黒潮北部の緩やかな東流によって西方から運ばれてきた水と考えられ、顕著な湧昇の影響を受けているとは考えられず、そのために冷たくても貧栄養にとどまっていると考えるのが自然であろう。

### *貧栄養の底層冷水*

個々の年の水温・DINの相関を見て、1990年のように貧栄養の例と、水温低下にしたがってDIN値が増大しない例を取り出したのが Fig. 5-25 で、1982、1987、1988 と、解析期間中に 3 回ある。特に 1987 年の場合、データの欠測が多いものの 16℃という低温の水を含め、DIN 値は 5 μg-at/l 以下にとどまっており、1990 年の貧栄養底層水の出現が特異な異常年の現象でないことを示している。また、これらの年が、Fig. 5-16 a から見て、黒潮流軸の離岸距離が 40 マイル以上離れた蛇行期にあたっていることは注目に値する。

### *高栄養の底層冷水*

一方、1995 年のように、水温の低下に伴って DIN 値が増大し、その最大値が 10 μg-at/l 近くまで達する例を示したのが、1976、1978、1980、1983、1984 年の 5 例ある。これらの内 1984 年の場合には 3 点を除いてデータが失われているので、他の 4 例について水温・DIN の関係を示したのが Fig. 5-26 である。この中で 1976、1978、1980 年は 1975 年から 1980 年の間に継続した黒潮の大蛇行時に現れたもので、黒潮の離岸距離が大きい場合には貧栄養の底層冷水が現れるという上の考察と矛盾する。しかし、この時の黒潮流軸位置は Fig. 5-16 a に見られるように、非常に変動が激しく、1977 年には大蛇行の沖合部分が分離して、孤立冷水塊が発生している。紀伊水道内部での観測が少なく、陸棚近くの海況は不明であるが、このような状況の基で陸棚沖に冷水ドームを伴う冷水渦が生じていた可能性はある。

いずれにせよ、底層冷水が富栄養であるか貧栄養であるかを、単純に黒潮離岸距離と関係づけることはできないことをこれらの例は示している。1983 年の場合は、前年の 1982 年が貧栄養であった(Fig. 5-25)のに比べ、底層冷水はかなり富栄養化されているが、この年には断面構造が得られていないので原因は分からない。

Fig. 5-27 に示した、1979 年および 1993 年の相関図は、Fig. 5-25 のように貧栄養の場合と Fig. 5-26 ように富栄養の場合との中間的な様相を示している。1979 年は 1975-1980 年の大蛇行期に含まれており、1993 年は 5-4-3 節の議論(p.124)で、1995 年に準ずる海況にあったのではないかとした年である。あるいは、これらの例も富栄養状態に加えるべきかもしれないが、水温・DIN の相関が年によって大きな変動のあることを示唆するものであろう。原因は明らかにすることはできなかっ

たが、1975-1980年の大蛇行期において底層冷水のDIN量が大きかったことが、底層冷水は常に富栄養であり、この海域の夏季における主要な栄養塩の供給元であるという定説を生み出したように思われる。

### *底層冷水が出現しなかった年*

底層冷水の進入が認められなかった年の水温・DINの相関図をFig. 5-28に示す。1985、1986、1992年の20℃以下の低温で高濃度のDINが現れているが、これは8月以前に進入した底層冷水が影響している可能性が考えられる。しかし、20℃以上の水温で10μg-at/lを超す富栄養水の起源を底層冷水に求めることは難しい。この水は、瀬戸内海・大阪湾の内湾で富栄養化した水の流出の影響と考えるべきであろう。Fig. 5-23に示したデータの分散状況から見て、表層起源のこの富栄養水の生物生産への役割は、夏季だけを考えても、十分底層冷水による栄養塩供給量に十分匹敵すると考えられる。また、この海域への表層を通しての栄養塩類の供給量も年によって大きく変動することが示されている。

以上見てきたように、底層冷水でも栄養塩がほとんど含まれない年がある。また、Fig. 5-24の下図やFig. 5-26など、水温とDINの間に直線関係が認められた場合のみを選んでも、それぞれの回帰直線の勾配や、水温軸との交点の位置は、年によって大きく異なっている。したがって、少なくとも紀伊水道北部海域に関しては、ある一定の標準的な回帰直線から栄養塩量を推定するには慎重な検討が必要である。

## 5-5-2 1995年夏季の強化観測

以上見てきたように、強化観測が行われた1995年は、進入した夏季底層冷水によって最も顕著に紀伊水道北部海域に栄養塩類が供給された年である。物理的な海況とその変化については、5-4-3節で述べたので、ここではそれとの関連において栄養塩類の動静をみることにする。

### *観測の概要*

強化観測の行われた1995年の夏は、7月18-19日実施された沖合定線AIの観測で、顕著な底層冷水が陸棚上にまで進入しているのが観測されており(5-4節)、AI線の断面(Fig. 5-18 a)には陸棚底層に15℃以下、塩分34.4以上の非常に冷たい水が陸棚深くまで進入している。8月2日の観測では、断面では15℃の等温線は大陸棚の端まで後退しており(Fig. 5-18 b)、切り離された15℃以下の底層冷水が陸棚上に残っている。8月21-22日の観測では、断面陸棚上は18℃より高い水温の水で占められている(Fig. 5-18 c)。この海況変化に対応させて、強化観測の実施状況をみると、次の3つの期間に分けることができる。

(1) Fig. 5-18 aの断面がとられた直後の7月25-26日に潮岬から瀬戸崎にいたる沖合まで延長された特別定線の36測点におけるCTD観測と、0m、50mでの採水観測(50mの採水点は35点)。測点位置はFig. 5-29に示す。

(2) Fig. 5-18 b の断面図の基になった観測で、8 月 1-2 日に実施された紀伊水道北部の大陸棚域と隣接する紀伊半島沿岸域の浅海定線 18 点と沿岸定線 4 点の計 22 点での観測。CTD 観測と 0m、20mでの採水観測が行われた。測点位置は Fig. 5-30 に示す。この観測の最後の 8 月 2 日にこれらの測点のうち WS08 と WS11 の 2 点で海底近くまで、5m間隔での採水観測を、CTD 観測とあわせて行っている。

(3) Fig. 5-18 c の基になった観測で、潮岬沖から南方へ 40 マイルの SI 線および AI 線で 8 月 21-22 日に行われた CTD と、0m、50mの採水観測。測点位置は Fig. 5-31 に示す。この後、8 月 24 日に潮岬から市江崎沿岸で、同じく CTD と 0m、50mの採水観測が行われた。測点位置は Fig. 5-32 に示す。

なお、採水観測は行っていないが、Fig. 5-20 等の水温場の考察には、8 月 3 日に瀬戸崎、市江埼沖で実施された沿岸定線観測の結果等も利用した。

### *陸棚上での水温、DIN の鉛直分布*

1995 年 8 月 2 日に行った WS08 と WS11 の 2 点(測点位置は Fig. 5-2 b 参照)における DIN(μg-at/l)と水温(℃)、海水密度(σt)の鉛直分布を Fig. 5-33 に示す。WS08 と WS11 での 50m 深の水温は 18℃以下になっており、また、底層の水温は 16℃以下となっていることから、この位置に底層冷水が存在していたことを示している(5-4-3 節参照)。密度躍層は、WS08 では水深 15-30m、WS11 では水深 0-15m 付近に形成されていた。密度躍層よりも深いところで、大きな DIN 値が現れている。DIN は水深 25-35m より上層で 0.5-4.0μg-at/l、下層で 5.4-10.9μg-at/l である。Fig. 5-34 に、この 2 点における水温と DIN の関係を示すが、DIN が 5.4μg-at/l より大きく、躍層より深いところでは、良い直線関係が見られる。ここでは示さないが、$PO_4$-P も同様の鉛直分布を示していた。なお、良い直線関係が見られる DIN が 5.4μg-at/l より大きな部分では、Fig. 5-24 の 1995 年の分布と良い一致を示している。Fig. 5-24 下図の場合には、浅海定線の多くの測点での底近くの値をプロットしたものであり、各側点の水深の違いが水温に反映されている。このような空間的な測定の結果が、鉛直的な測定の結果にほぼ一致することは、ここでの解析が十分の信頼性を持つことを示唆するものであろう。

### *栄養塩と水温の相関*

1995 年 7-8 月の観測で得られた 256 のサンプル(WS08 と WS11 の 5m 毎の観測値を含む)を水深 0m、水深 20m、水深 50m 及び水深 25-45m、水深 55-80m について、水温に対して DIN の値をプロットしたものが Fig. 5-35 である。水温が 25℃を超す表面水の DIN 値が低いほか、8 月 21-24 日の 50m 深のデータ(青い四角)で、高温・貧栄養を示すものは、Fig. 5-31 を見てわかるように、沖合の黒潮強流帯で観測されたもので、黒潮水が貧栄養であることを示している。

水温が 25℃以下の範囲では、水温の低下とともに DIN の値が増大するのが認められる。ただし、8 月 21-22,24 日に取られたデータで大きく高い DIN 値側に離れたものが 5 点見られる(図に矢印

測されている。高い DIN 値が現れた理由はよく分からないが、現在議論の対象としている底層冷水の現象とは直接関係していないと考えられる。Fig. 5-31 で AI 測線上の測点 AI-7 周辺で高い DIN 値が見られるが、これは 8 月 21-22 日の時点では、陸棚沖の冷水渦が復活しており、冷水渦の中の湧昇現象に関連するのであろう。ちなみに、これらの点のデータは、全体としての左上がりに分布するグループの中にある。

7 月 18-19 日の AI 線断面(Fig. 5-18 a)には、顕著な低層冷水の進入が認められたが、この時は栄養塩の観測は行われていない。7 月 25-26 日の 50m 深の観測結果(Fig. 5-29)によると、南部海域の紀伊半島南西海岸沖で、潮岬周辺のいくつかの測点を除く、ほとんどの測点で 7 μ g-at/l を超す高い DIN 値が得られている。おそらく、この海域にも冷水ドームに起源を持つ冷水が進入していたのであろう(Fig.5-35 でこれらのデータも全体としての左上がりに分布するグループの中にあることは興味深い)。冷水渦をまわる暖水の流れが復活したと考えられる 8 月 24 日には(Fig. 5-32)、進入した暖水のために DIN の値が減少している。8 月 1-2 日には冷水が切り離された形で陸棚上に見られたが、これに対応して Fig. 5-30 に DIN の極大値が陸棚上に存在する。切り離された高い DIN を示す水は、濃度はかなり減少しているが 8 月 21-22 日(Fig. 5-31)にも、AI-2、AI-3 の測点で認められる。切り離されても 1 カ月程度は富栄養な水は維持されるようである。

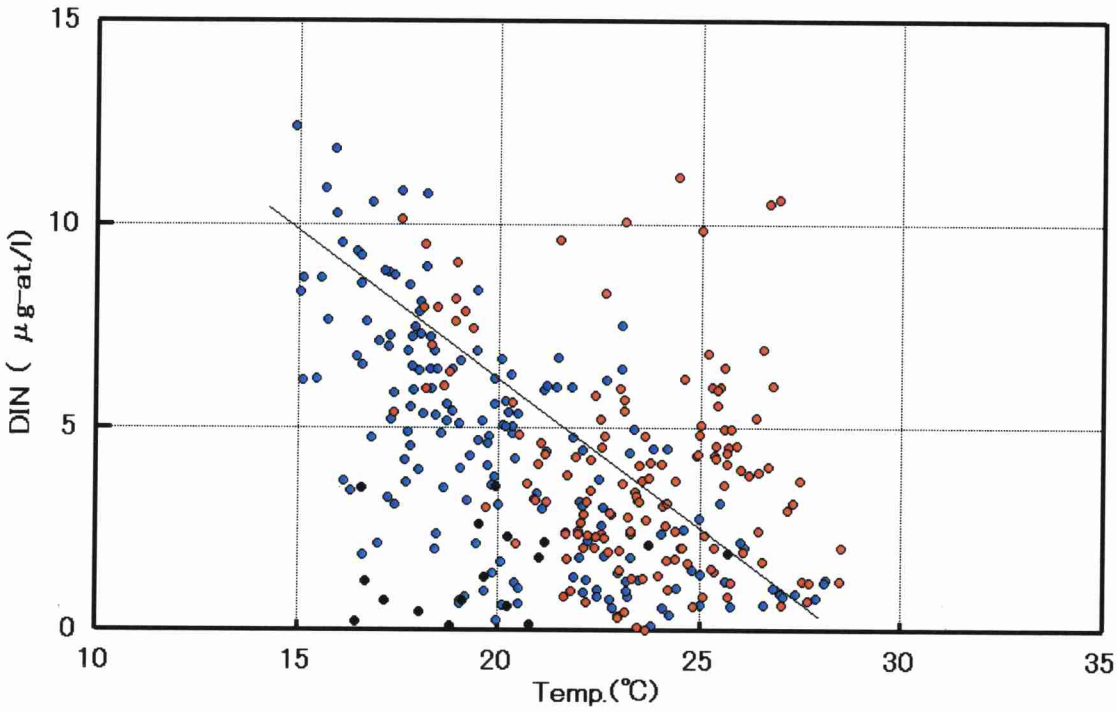


**Fig. 5-23.** Relation between water temperature (℃) and DIN (Dissolved Inorganic Nitrogen: μg-at/l). The data observed near bottom in August or September in the period from 1976 to 1990 and from 1992 to 1998 are used. Blue points indicate the data taken in the year that summer cold water was observed, black points indicate the data taken in 1990, and red points the data taken in the year that summer cold water was not observed. The straight line in the figure is the regression line obtained by Fujiwara *et al.* (1984) for the bottom cold water found in the Bungo Channel between Shikoku and Kyushu.

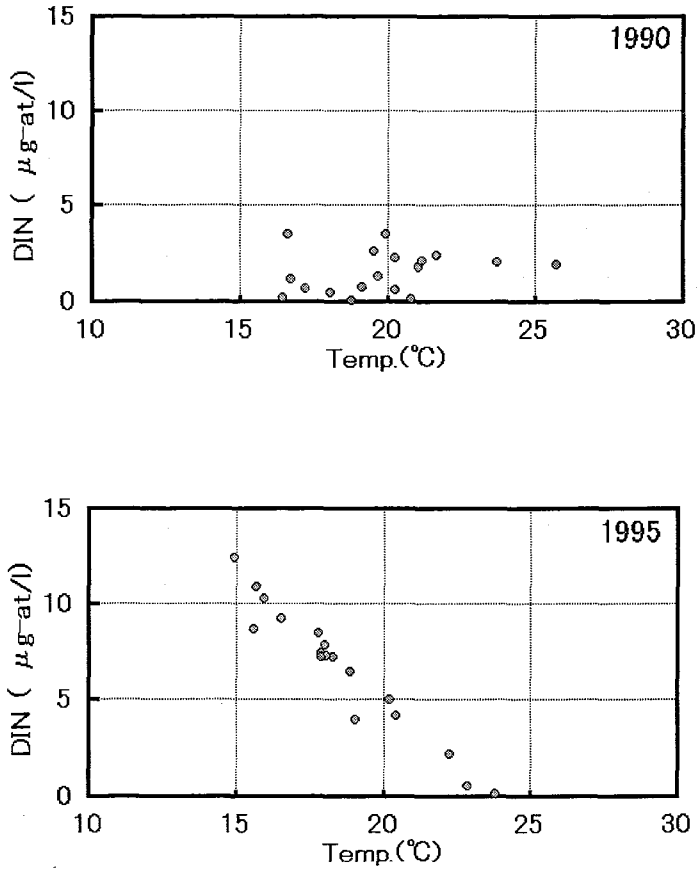


**Fig. 5-24.** Relation between water temperature (℃) and DIN ( $\mu$ g-at/l) observed in August 1990 (upper figure) and in August 1995 (lower figure).

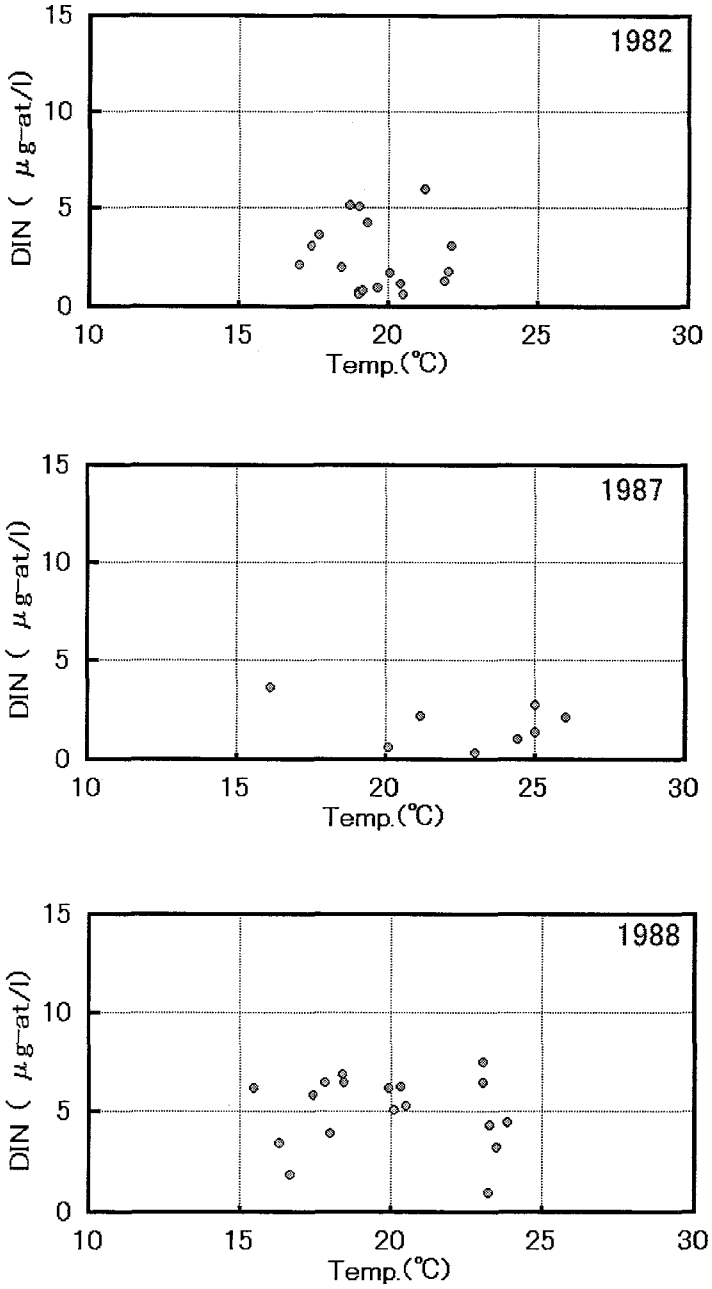


**Fig. 5-25.** Same as in Fig. 5-24, except for in August 1982 (upper figure), for in August 1987 (middle figure), and for in August 1988 (lower figure).

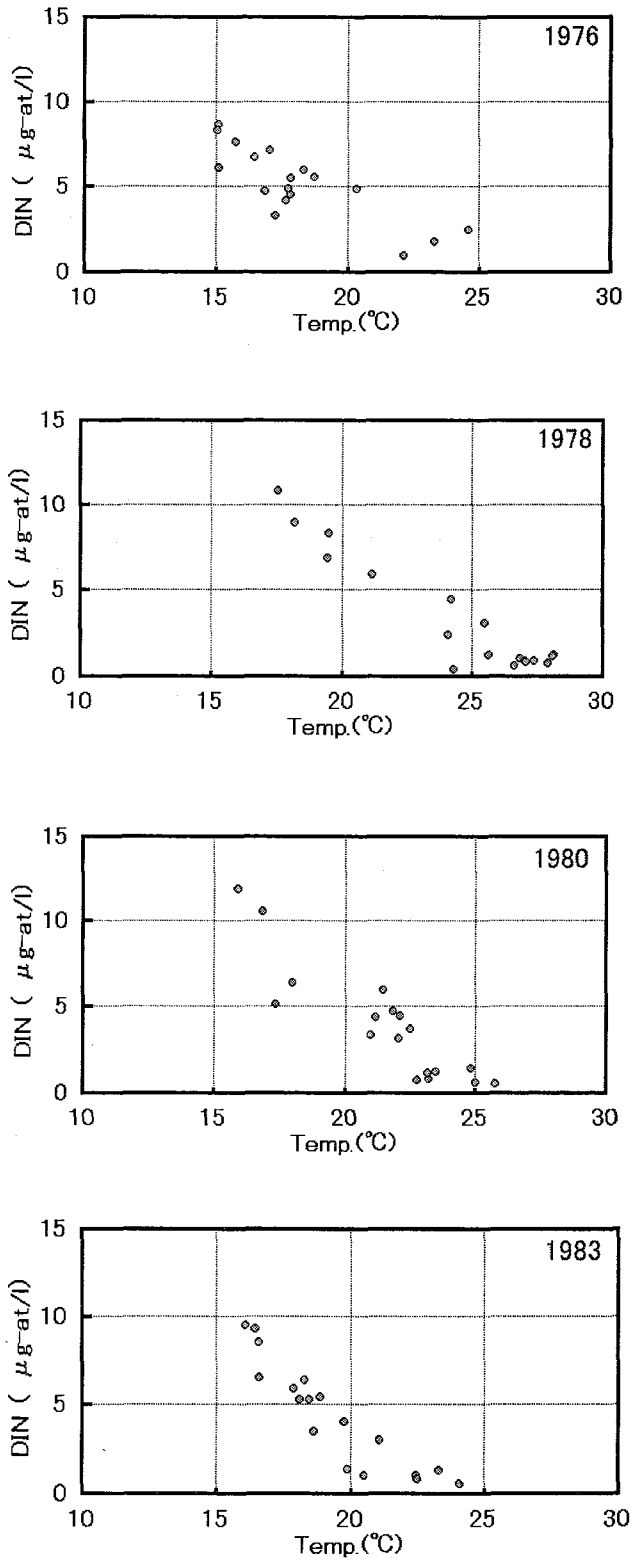


**Fig. 5-26.** Same as in Fig. 5-24, except for in August 1976, in August 1978, in September 1980, and in August 1983 from top to bottom.

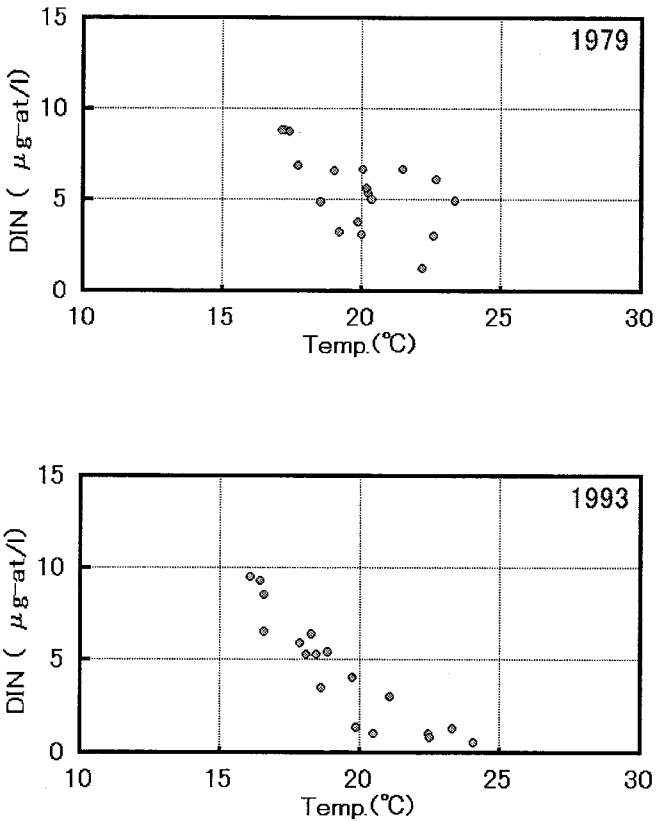


**Fig. 5-27.** Same as in Fig. 5-24, except for in August 1979 (upper figure) and for in August 1993 (lower figure).

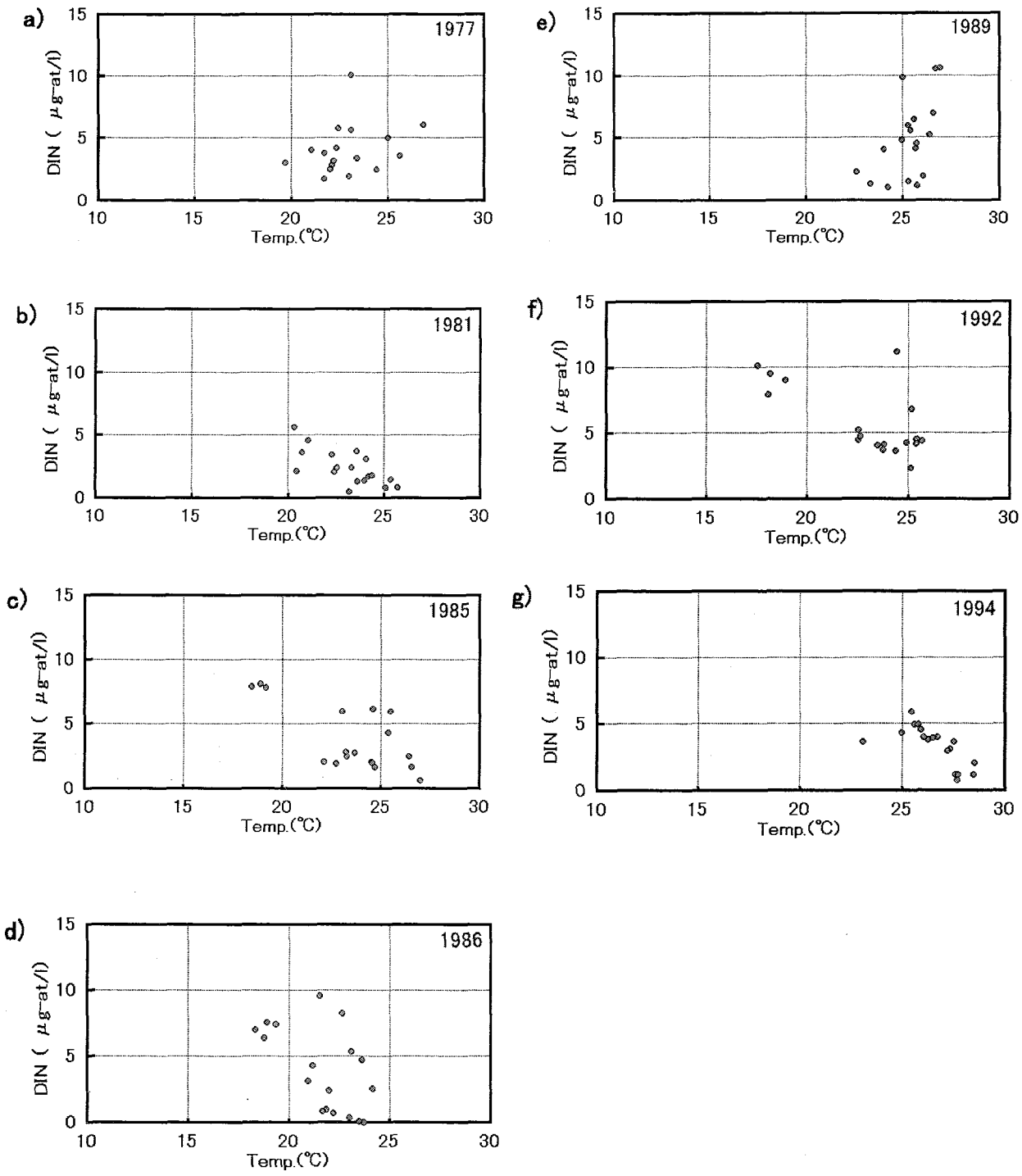


**Fig. 5-28**. Relation between water temperature (℃) and DIN ( μ g-at/l): **(a)** in August 1977, **(b)** in August 1981, **(c)** in September 1985, **(d)** in August 1986, **(e)** in August 1989, **(f)** in September 1992, and **(g)** in August 1994. No bottom cold water was observed for these years.

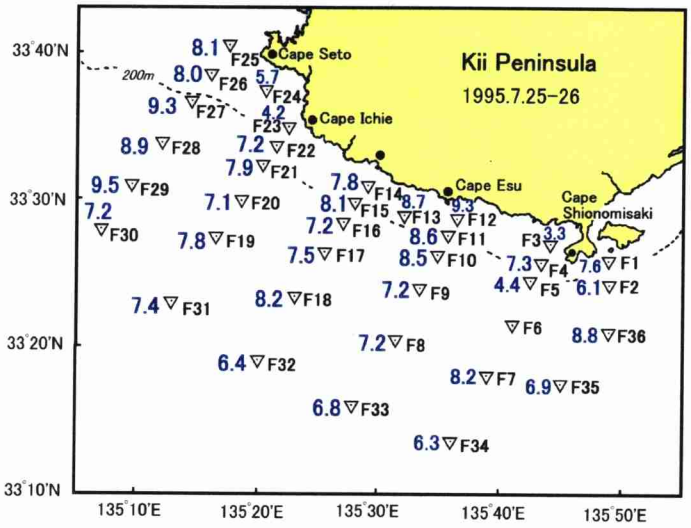


**Fig. 5-29.** Locations of the observation stations conducted on July 25-26, 1995. CTD observation and water sampling at 0m and 50m depth were made. Station name is attached to each station Water sampling at 50m depth was missed at station F-6 where DIN values are not shown. Blue numeral attached to each station shows DIN at 50m depth in $\mu$g-at/l.

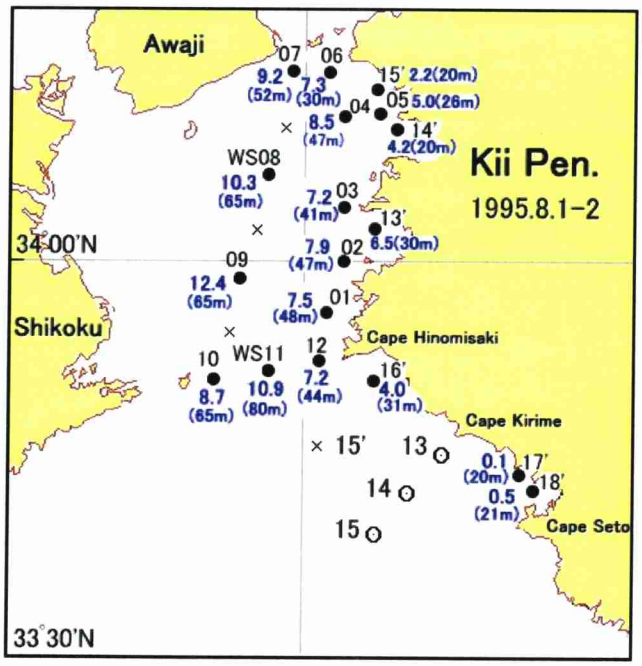


**Fig. 5-30.** Locations of the observation stations conducted on August 1-2, 1995. Black circles are shallow water stations (black circles: usually identified with WS attached on front of station number), and white circles are coastal stations (white circles: identified with WE). Numbers attached to stations indicate station number. Water samplings in depth interval of 5m were conducted at shallow water stations WS08 and WS11, together with CTD observations. DIN in the bottom layer (1-3 m above bottom) are given with blue numbers in $\mu$ g-at/l. Numerals in parentheses indicate water depths in m.

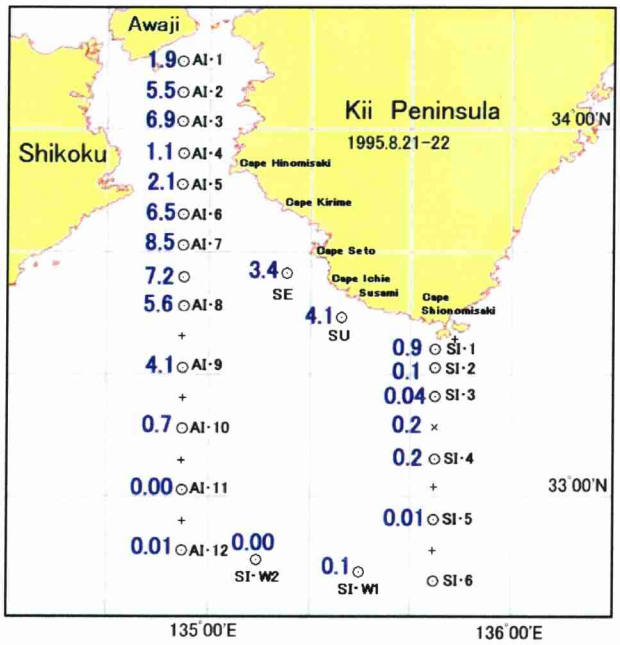


**Fig. 5-31.** Locations of the observation stations conducted on August 21-22, 1995. CTD observations and water samplings at 0m and 50m depth were made. Station name is attached to each station. At stations shown by + marks, water sampling were made only for surface. Additional water samplings at 0m and 50m were made at XBT stations shown with x mark. Water sampling at 50m depth was missed at station SI-6. Blue numeral attached to each station shows DIN at 50m depth in $\mu$g-at/l.

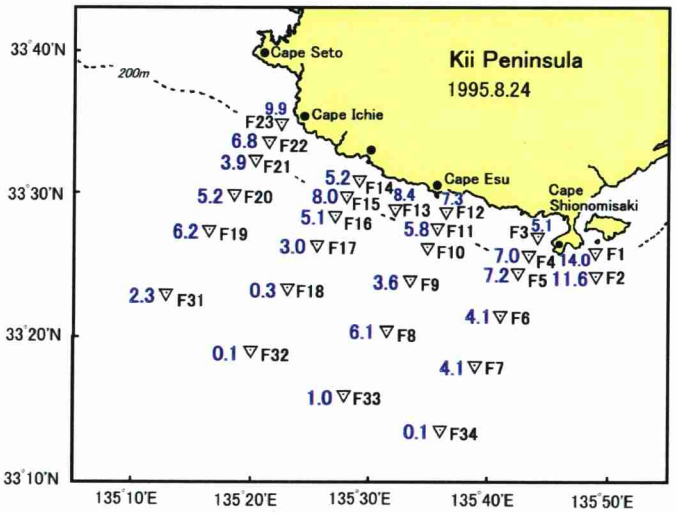


**Fig. 5-32.** Locations of the observation stations conducted on August 24, 1995. CTD observation and water sampling at 0m and 50m depth were made. Station name is attached to each station. Blue numeral attached to each station shows DIN at 50m depth in $\mu$g-at/l. Water sampling at 50m depth were missed at station F-10 where the DIN value is not shown.

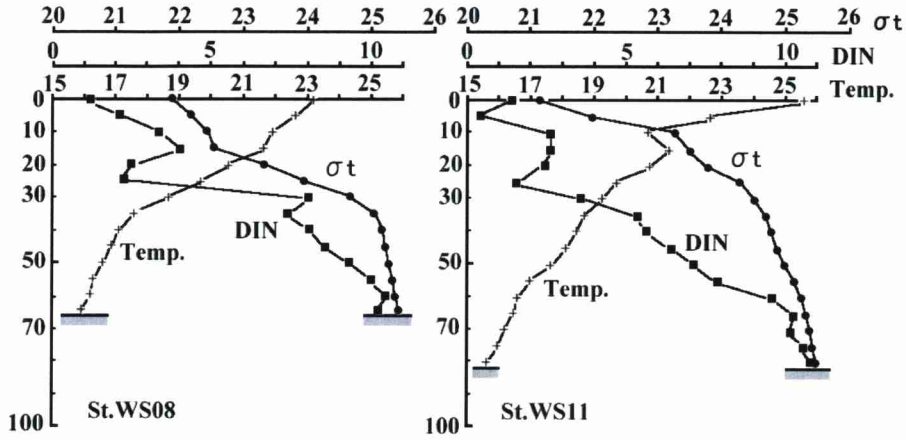


**Fig. 5-33.** Vertical profiles of temperature (+ marks: in ℃), sigma-t (black circles), and DIN (black squares: in μg-at/l) at WS08 (left figure) and WS11 (right figure) on August 2, 1995.

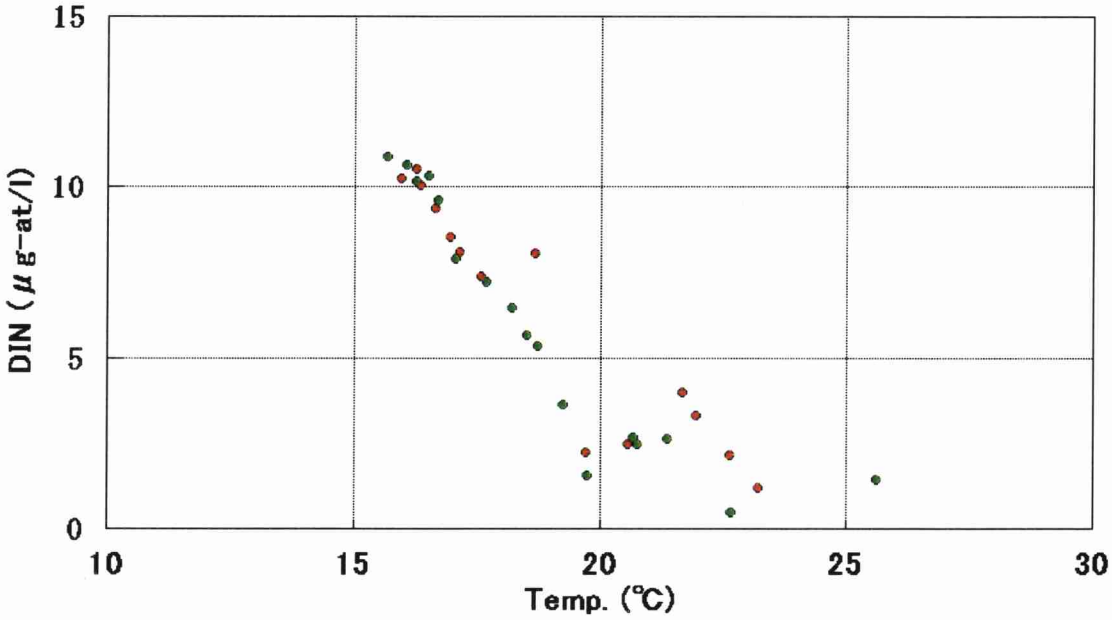


**Fig. 5-34.** Relations between temperature and DIN at WS08 (red points) and WS11 (green points). See Fig. 5-33 for their vertical profiles.

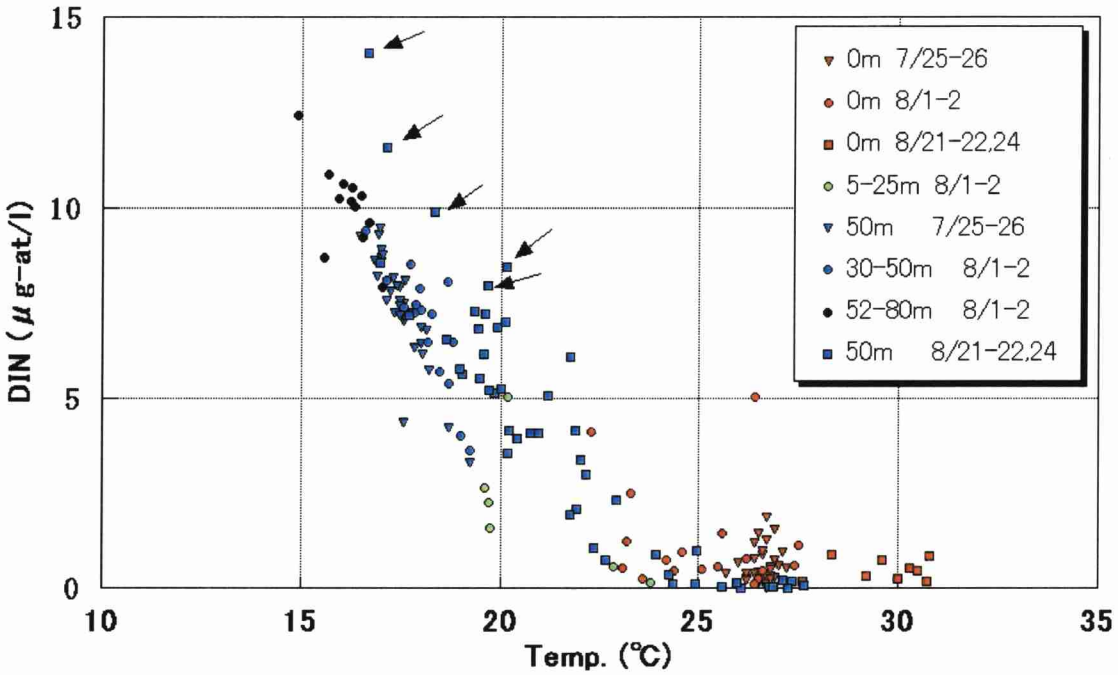


**Fig. 5-35.** Relation between temperature and DIN for the data taken in the high frequency survey conducted in July and August, 1995. Data are classified for observed period and depth ranges with various colors and symbols. Details of classification are shown in the table given at the right top corner of the figure.

## 5-6. 紀伊水道北部海域の生物生産

### 5-6-1 プランクトン量の経年変動

紀伊水道北部海域では浅海定線の 15 測点で、毎月、プランクトンの観測が行われている。プランクトンの湿重量、沈殿量のデータがそろっている 1972 年以降 1998 年までの 27 年間について、15 測点の月平均値を求めて、それらの経年変化を示したものが Fig. 5-36 である。月別プランクトン湿重量(上段 a)と沈殿量(下段 b)は、4-9 月(○印:春夏季)と 10 月-翌年 3 月(●印:秋冬季)に分けて示してある。

湿重量の経年変化をみると、1973-1981 年の期間では春夏季にピークが出現する傾向にあり、1982-1990 年では逆に秋冬期にピークが現れている。これに対して、解析期間の最後の 1/3 にあたる 1991-1998 年には、1 年を通して湿重量は小さい値にとどまっている。ここでは、これらの 3 つの期間を第 I 期 、第 II 期、第 III 期(Fig. 5-36 中段)として議論を進めることにする。

第 I 期において、湿重量の変化と沈殿量の経年変化とを比較すると、ピークの出現は良く対応しているようである。しかし、ピークの高さについては対応しているとはいえない。第 II 期に入ると、湿重量に秋冬季に大きなピークが現れるのに対して、沈殿量には大きなピークが見られない。また、沈殿量では春夏季と秋冬季のピークの差は見られない。第 III 期では、沈殿量に現れるピーク値は第 II 期に比べると若干大きくなるが、第 I 期に見られるような大きなピークは現れない。したがって、沈殿量についても、湿重量の変遷から分けた 3 つの期間分けが有効であることがわかる。

個々の年について、プランクトン湿重量の季節変化を、第 I 期 、第 II 期、第 III 期別に示したものが、Fig. 5-37 である。湿重量がピークを示す月は年によって若干異なるし、ピークの高さも異なるが、季節変化の型が、3 つの期間によって大きく違うことが、この図でもわかる。

堀木(1976)は、第 I 期に対応する期間で、春夏季のピークに対応するプランクトンの組成は、*Noctiluca* と Copepoda が優占していたことを報告している。これに対して小久保・竹内(1987)は、第 II 期に対応する期間で、秋冬のプランクトン・ピークの優占種は、*Coscinodiscus* であったことを報告している。これに対応して播磨灘でも、第 II 期において、*Coscinodiscus* が増加したことにより、高透明度が観測されている(Manabe and Ishio 1990)。

### 5-6-2 底層冷水とプランクトン量

WS08 の 50m 深で夏季に 18℃以下の水が観測された年を、Fig. 5-36 の図の上段欄外に矢印で示すが、プランクトン湿重量のピークの出現との間に明確な関係は見られない。赤潮の発生条件に見られるように、栄養塩類(DIN の値)の増大は、プランクトンの増殖に直接関係するはずであるから、この結果は意外である。これに関連して次のような問題点や課題があげられる。

(1) この論文で用いた底層冷水の指標は、夏季における典型的な底層冷水の進入現象を把握するのに適しているが、指標が現れなくても底層への DIN 値の高い冷水が陸棚域に進入してこないとはいえない。夏季以外にも底層冷水が進入する場合がある。また、DIN の供給総量を把

握するには、冷水の滞留時間等の要素を考慮する必要がある。

(2) 夏季底層冷水が生じていた場合でも、黒潮が大蛇行状態にあった 1990 年のように底層冷水が貧栄養状態の場合がある。

(3) 12 月～翌年 4 月の時期には、紀伊水道北部海域は表面冷却に伴う対流により、冷たい均一層におおわれる。夏季底層冷水の影響が、この混合期を越して持続するとは考え難い。栄養塩の滞留特性に、このような季節変化がどう関わっているか十分な考察がない。

(4) 栄養塩の供給源として、この論文では主として外洋性の底層冷水に注目しているが、解析結果に示したように、瀬戸内海側における富栄養化の影響の紀伊水道北部海域への影響が底層冷水の効果に十分匹敵すると考えられる。底層だけを考えても、冬季の対流は表面起源の栄養塩を底層に運ぶ役割を果たすであろう。

(5) プランクトンの増殖と直接関係するのは、栄養塩の消費量であるはずで、複雑な季節変化をするこの海域での消費量の把握は困難である。

(6) 上に述べたように、第 I 期、第 II 期、第 III 期でプランクトンの組成が変化しており、プランクトン量のピークの生じ方には、栄養塩以外の要素が大きく関わっている。

以上のことを考えれば、直接的な相関が得られなくても不思議ではないであろう。

例えば、第 II 期の秋冬季に見られるプランクトン量のピークは大型珪藻 *Coscinodiscus* によるものである。Manabe and Ishio (1991)は、この藻類が栄養塩を大量に消費し、しかも他の植物プランクトンやデトライタスなどを吸着しながら沈降することを指摘している。しかし、このことが、冬季の対流期を越した次の春季に、栄養塩の枯渇を招き、春季のプランクトンの発生を抑えるかどうかは、冬季の対流時に表層起源の栄養塩が底層まで運ばれる可能性があり、より詳しい検討を要する事柄である。また、第 I 期のプランクトン量のピークが、1976 年を除いて、6 月以前に起っている(Fig. 5-37)ことの理由を、7-9 月に起こる夏季底層冷水の進入に求めることはできないであろう。少なくとも、ここで示したような、10 年程度の時間規模で変化するプランクトン量の変化特性を、単純に夏季底層冷水の発生状況のみで説明することは難しいであろう。

栄養塩量やプランクトン量についての詳細な季節変化の研究を今後行う必要がある。そして、底層冷水の進入に伴う DIN の付加量を定量的に把握する必要がある。しかし、その間の因果関係を明らかにするためには、多くのファクターを組み入れたプランクトン量の増減モデルを組み上げて、求めた付加量を外力として与えた数値モデルを動かすような研究が必要であろう。いずれにせよ、この問題は今後の研究に待つ必要がある。

### 5-6-3 紀伊水道での漁業資源とその長期変動

プランクトン量の変遷でみられた長期的変動に合わせて、1973-1981 年、1982-1990 年、1991-1998 年の期間に分けて、2 そうまき網による田辺漁協におけるサバ類の漁獲量の季節変化を示したのが、Fig. 5-38 である。2 そうまき網漁は、紀伊水道北部海域の南の陸棚から海谷部周辺(Fig. 5-2 の斜線部分)で行われる(武田 2002b)。第 I 期においては、漁獲量に春季と夏季の 2 つのピークが現れているが、第 II 期、第 III 期には春季のピークは消えており、夏季のピークのみになっている。また、第 II 期では、漁獲量の大きな状態は夏季に限らず、秋から冬にかけても続いている。これに対して、第 III 期では、秋冬にもかなりの漁獲量が見られるものの、大きなピークは夏季に限られている。

それぞれの期間ごとに平均した漁獲量の季節変化を求めて示したのが、Fig. 5-39 の下図である。Fig. 5-39 の上図と中図には、同様にして求めた WS08 の 50m 深平均水温の季節変化とプランクトン量の季節変化を、それぞれ示してある。第 I 期の漁獲量に現れる春季のピークは、プランクトン量の春のピークに対応しているようにみえるが、各期における夏季の漁獲量のピークは、全てプランクトン量が最小にあたる時期に対応しており、単純に餌のプランクトンの増大が漁獲量の増大につながるとはいえないのであろう。

WS08 の 50m 深平均水温をみると、第 II 期の水温は、第 I 期・第 III 期よりも全般的に低い傾向があり、これは特に夏季に著しい。しかし、これは必ずしも夏季底層冷水の出現が、第 II 期に多かったことを意味しない。むしろ、Fig. 5-16 の時系列をみると、第 I 期の初めの 1973-1974 を通じて非常に高い水温が認められること、第 III 期においても高水温が散発的に生じていることを反映していると見た方が自然である。このような高水温は、黒潮が安定した直進期に生じており、直進期に特徴的な反時計回りの渦をまわって紀伊水道南西岸の陸棚上を北に運ばれてきた暖水が紀伊水道北部水域に流入してきたことに対応するのであろう。高水温の発生は 1970 年から始まっており、第 I 期の決め方の始期を早めれば、第 I 期の水温は全般により高くなるであろう。

漁獲量統計をみる場合、魚種組成の変遷にも注意を払う必要がある。阪本(1990)によると、ほぼ第 I 期と第 II 期に対応する 1973-1989 年に漁獲されたのはほとんどがマサバである。1990 年以降、第 III 期になると、それまで漁獲されなかった暖水性のゴマサバがわずかに混獲されるようになった。さらに、1995 年頃からゴマサバの混獲が目立つようになり、この年から紀伊水道ではマサバとゴマサバを区別した漁獲統計が取られるようになった。1995-2000 年平均では、年間漁獲量のうち約 83%がマサバ、約 17%がゴマサバで、年と共にゴマサバの混獲が増加する傾向にあるという(武田 2002a)。

このマサバとゴマサバの混獲状況は他海域にも見られる。熊野灘における 1988 年 5 月以降のマサバとゴマサバの種別漁獲量(三重県奈屋浦港のまき網漁業、三重水試の資料)によると、ゴマサバは 1993 年以降増加し、漁獲の大半(約 75-97%)を占めるようになった。伊豆列島周辺を漁場とする一都三県の主要港における 1982 年以降のゴマサバ漁獲量についても、1993 年からマサバを上回る漁獲がつづいているという(小林 2002)。

紀伊水道におけるゴマサバの出現は、熊野灘から伊豆列島周辺に比べて若干遅れるとともに、第 III 期にもマサバの割合が多い状態(約 83%)にとどまっている。このことは、一方では紀伊水道のマサバが地方群的性格の強い資源であることを示すとともに、混獲状況の変化は広範囲の海域の海況変化に関連して起っていることを示唆している。

ここで注意すべきことは、平均水温だけをみると、第 I 期の高温、第 II 期の低温、第 III 期の高温となっていることから、振動あるいはレジームシフト的に見えるが、プランクトン量や漁獲量をみると、各期はそれぞれの特性を持っていて、振動的な現象ではないことである。これを示す例として、同じ海域の2そうまき網を中心として漁獲されるムロアジ類(ほとんどがマルアジ)の漁獲量の変遷を農林水産統計資料から Fig. 5-40 に示す。ムロアジ類の漁獲は 1977 年以前にはきわめて少なく、統計資料には現れていない(漁獲量が少なかったため統計資料として整備されていなかった)。これをみると、第 I 期、第 II 期、第 III 期の時期に対応して、段階的に変化しているが、この場合には全般的に増加の一途をたどっている。

サワラの場合には Fig. 5-41 に示すように、第 I 期前半および第 III 期後半においてはほとんど漁獲されていないにもかかわらず、第 II 期を中心に大きな漁獲量が得られている。この傾向は、紀伊水道海域から大阪湾・備賛瀬戸・播磨灘と広い海域に見られ、特に播磨灘で著しく年漁獲量が年間 3,000 トンに達している(昭和 47 年～平成 10 年 瀬戸内海地域における漁業動向、中国四国農政局統計情報部編集; 永井ほか 1996)。ただし、この場合の漁獲量は播磨灘が中心で、紀伊水道北部海域のプランクトン量のようなものが、主要原因とは考えられない。1985 年頃の漁獲量ピークは、はなつぎ網の復活やテグス網などによる漁獲努力量の増加が大きく効いているとみられている。しかし、第II期の海況が、その前後の海況と異なっていたことを示唆しており、興味あるところである。

もう一つ、紀伊水道入口の日ノ御埼周辺を中心とするアワビ類の漁獲量の経年変化を Fig. 5-42 に示す。資料として和歌山県地区別水産統計(農林水産統計資料)を使い、ここに示したデータは日ノ御埼付近から切目埼付近までの 4 つの漁業協同組合(Fig. 5-43; 大引、比井埼、御坊、印南)におけるアワビ漁獲量の年別集計値である。図に示した太い横線は、1972年から1998年の27年間における年間漁獲量の平均値である。これをみると、第II期にあたる期間が、漁獲量の大きな期間になっている。この場合には、ピーク状の漁獲量の変化は現れず、矩形型の平坦な変化となっているのは注目に値する。第 III 期の時期に入って漁獲量は暫減しているが、これは Fig. 5-43 に示した田辺湾と比井埼における定地水温(毎朝9時の表面水温観測で、11月から翌年2月の4カ月平均値を示す)が、この期間に高温化していることに関係していると考えられる。水温上昇が藻場の衰退をもたらし、アワビの餌の減少を招いたことが要因の一つとして考えられる。

現れたプランクトン量の変遷から解析期間を3つの期間に分割したが、この期間分けは、サバ類漁獲量等の変遷にも適用できそうである。しかし、相互の因果関係は明確にすることができなかった。したがって、ここでの結果は、10 年程度の持続性のある沿岸現象が非常に多種多様に存在することを示すだけであるかもしれない。

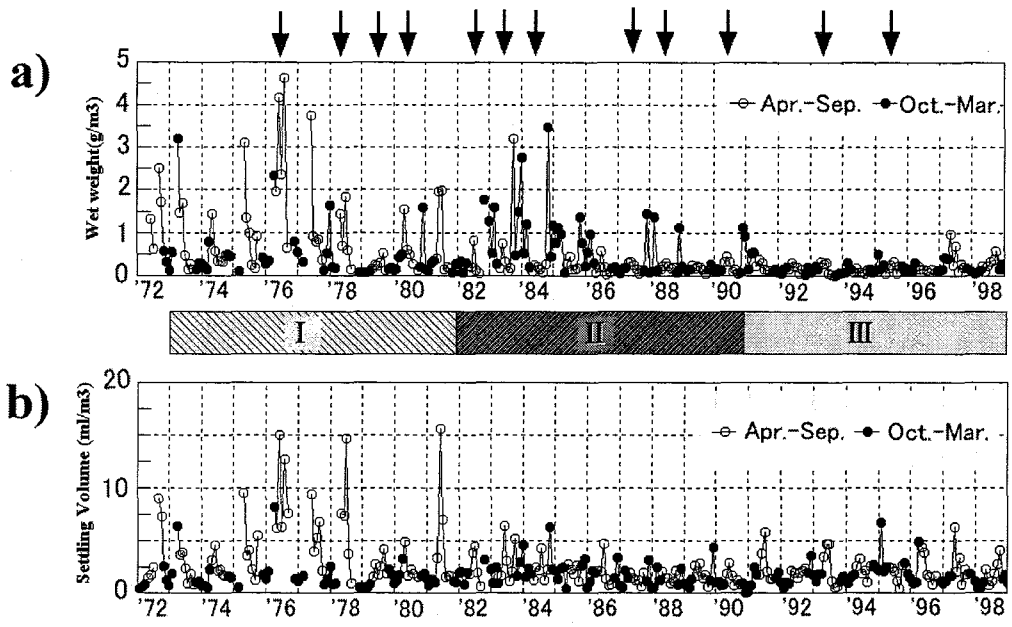


**Fig. 5-36.** Temporal variations of plankton biomass in the northern Kii Channel in the period from 1972 to 1998: figure **a** shows the variation of wet weight in g/m$^3$, and figure **b** settling volume in ml/m$^3$. The average value over 15 shallow water stations was calculated for each month. Data from April to September (spring-summer season) are shown with white circles, and those from October to March (autumn-winter season) with black circles. Arrows attached to the upper margin of the upper figure indicate the year when summer cold bottom water was found on the shelf. Analyzed period can be classified into I, II, and III as shown in middle figure.

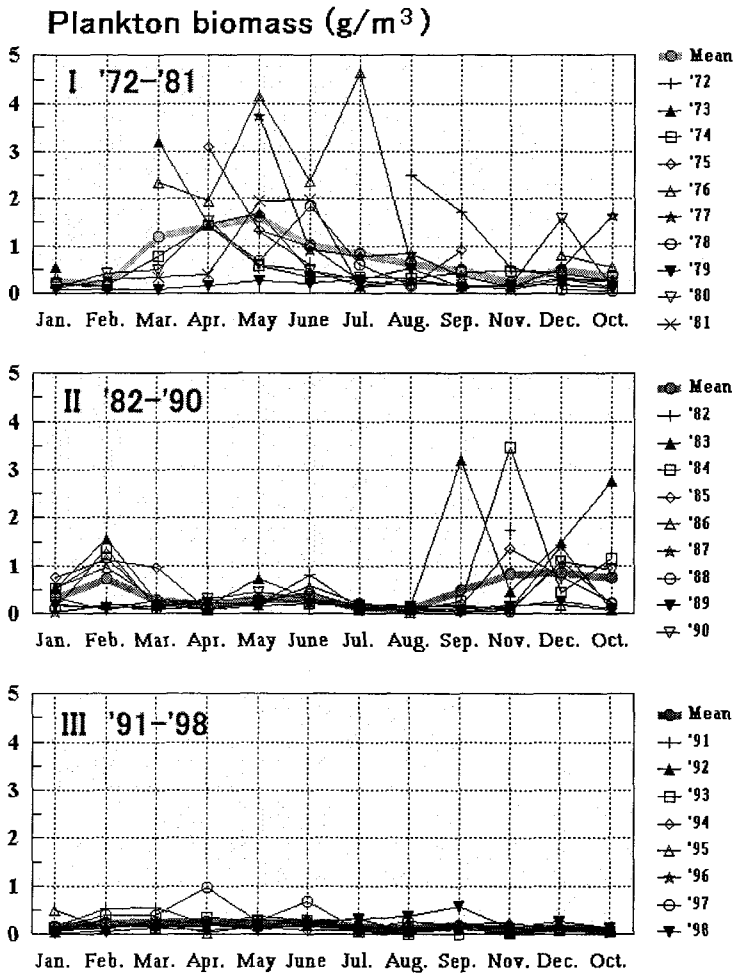


**Fig. 5-37.** Seasonal variation of plankton biomass (in g/m$^3$) for each year. The variations are shown for period I (1972-1981: upper figure), for period II (1982-1990: middle figure) and period III (1991-1998). Identification of the year is given with symbols as shown on the right of each figure.

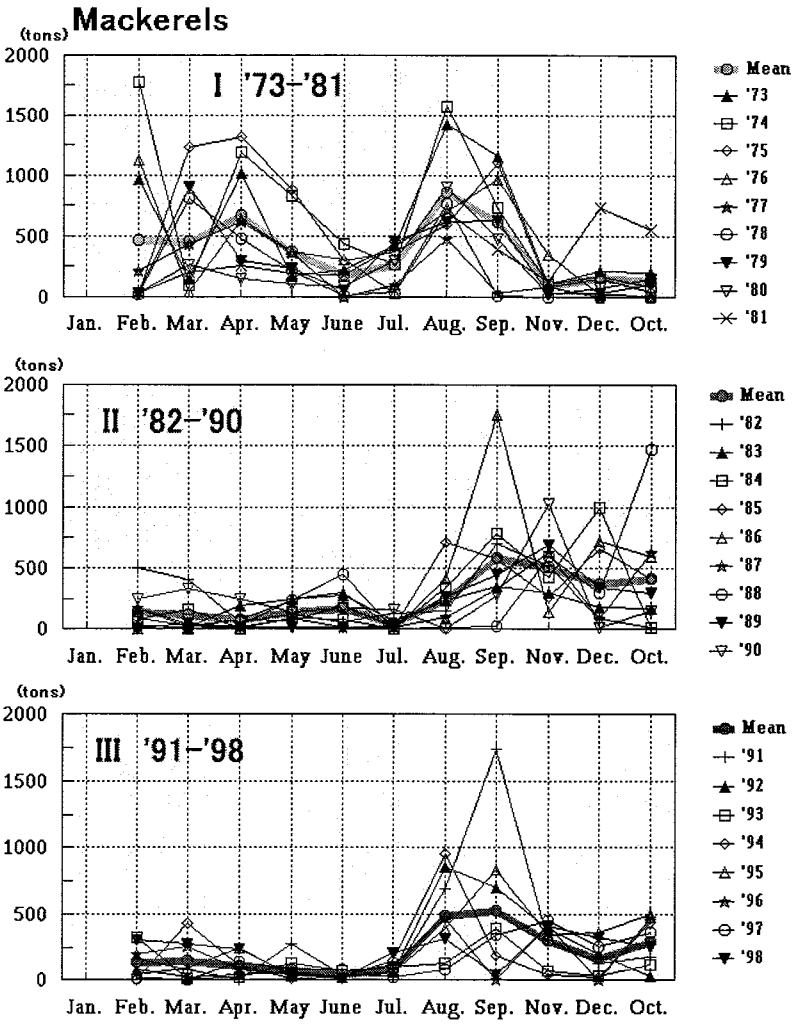


**Fig. 5-38.** Seasonal variations of the mackerels catch (in tons per month) with two-boat encircling net by fisheries boats belonging to Tanabe Fisheries Co-operative Association. The variations are shown for period I (1972-1981: upper figure), for period II (1982-1990: middle figure) and period III (1991-1998: lower figure). Identification of the year is given with symbols as shown on the right of each figure.

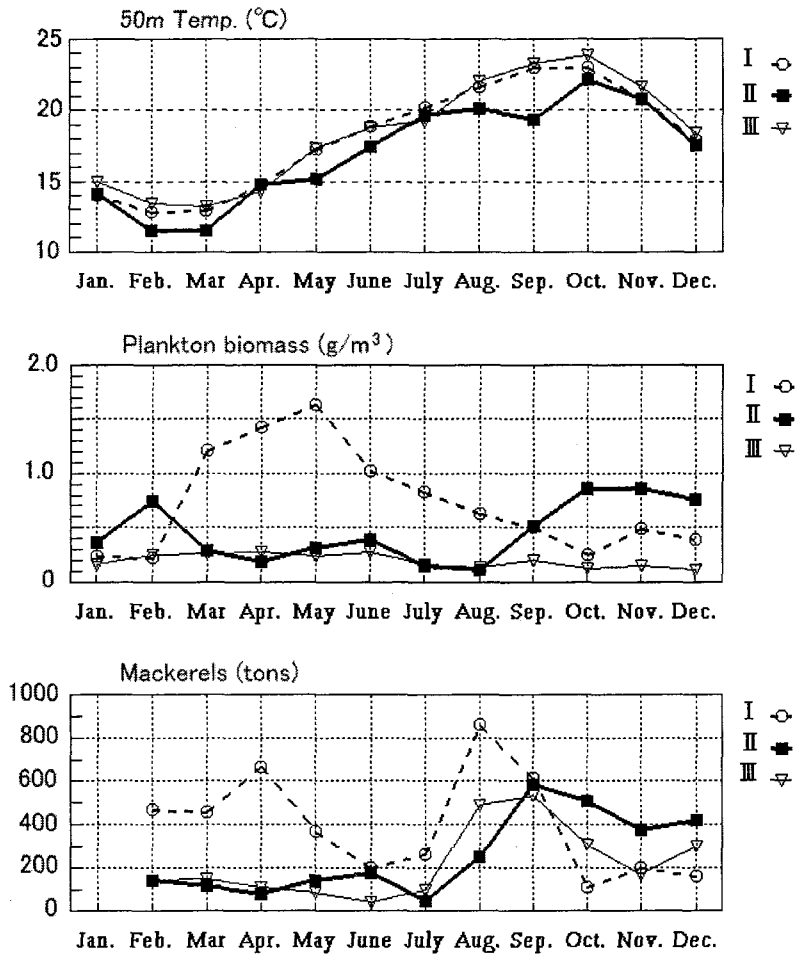


**Fig. 5-39.** Seasonal variations of temperature measured at 50m depth of WS08 (upper figure, in ℃), of plankton biomass (middle figure, in g/m$^3$), and of the mackerels catch (lower figure, in tons). Monthly averaged values are given for period I (white circles connected with dashed line), for period II (black squares connected with bold line), and for period III (white triangles connected with thin line).

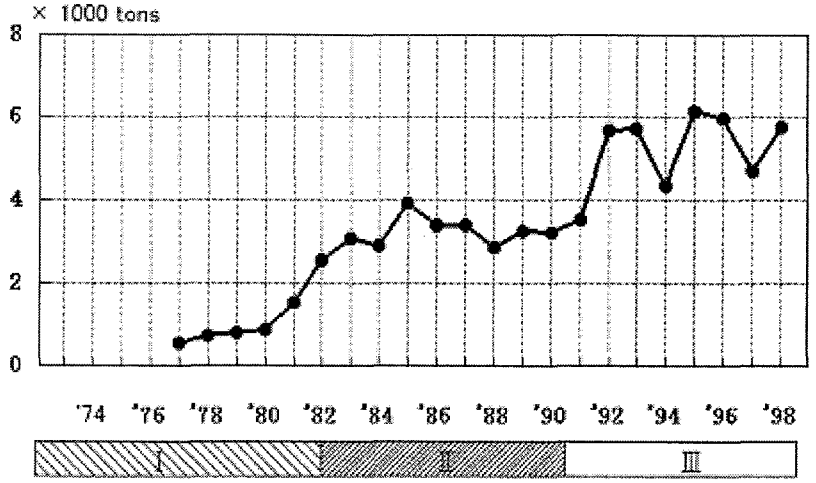


**Fig. 5-40.** Variation of yearly catch of the scads (x1000 tons) in the Kii Channel area (including southern and northern areas) from 1977 to 1998. Periods I, II, and III are shown at the bottom of figure.

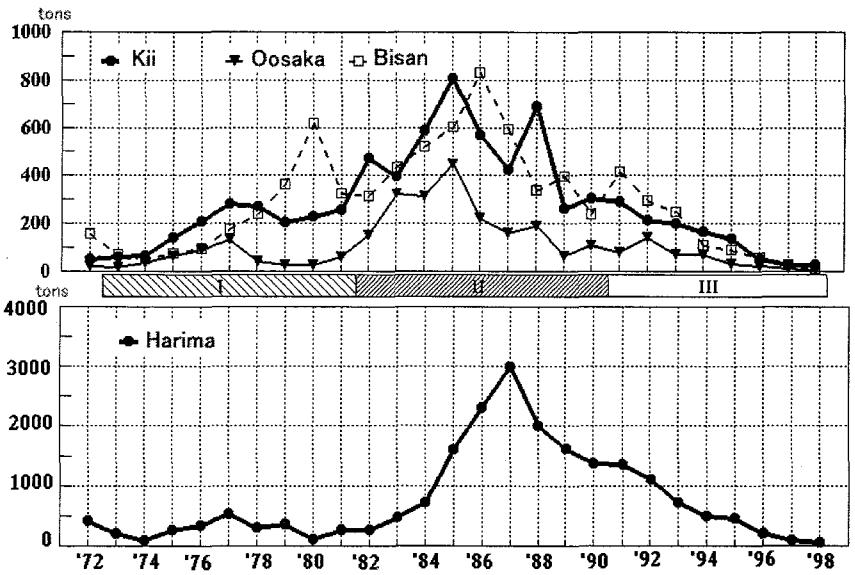


**Fig. 5-41.** Variations of yearly catch of the Japanese Spanish mackerel (in tons). Yearly catches in the Kii Channel area (black circles connected with bold line), in Oosaka Bay (black triangles connected with thin line), and in Bisan-seto (white squares connected with dashed line) are shown in upper figure, and yearly catch in the Harima-nada is shown in lower figure. Periods I, II, and III are shown at the bottom of the upper figure.

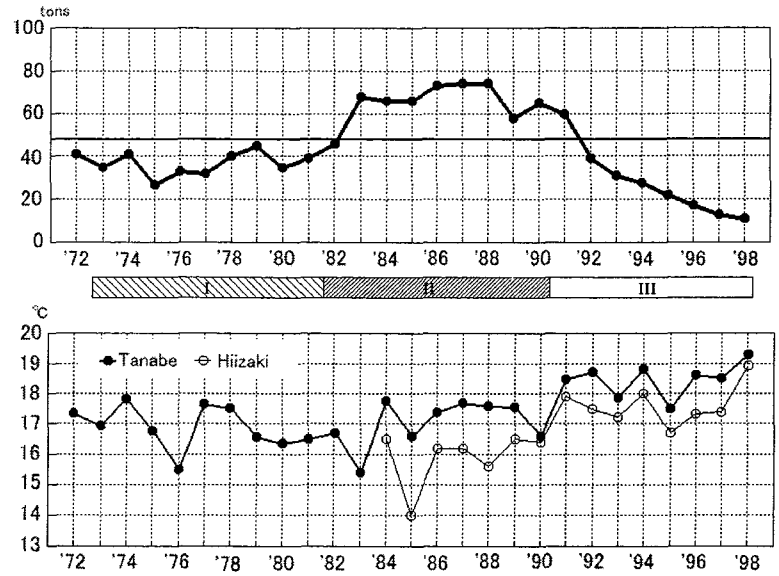


**Fig. 5-42.** Variation of the yearly catch of abalones reported by 5 fisheries co-operative associations near Cape Hinomisaki is shown in upper figure **(a)**. The averaged surface temperature for the period from November to next February in Tanabe Bay (black circles), and that at Hiizaki (white circles) are shown in lower figure **(b)**. See Fig. 5-43 for these locations. Periods I, II, and III are shown at the bottom of the upper figure. Horizontal bold line in upper figure indicates the averaged yearly catch in the period from 1972 to 1998.

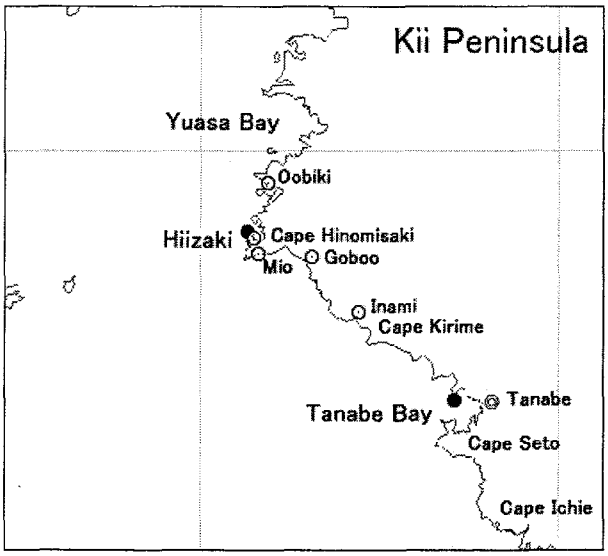


**Fig. 5-43.** Locations of Cape Hinomisaki, Tanabe Bay and Yuasa Bay. Positions of temperature measurement in Tanabe Bay and at Hiizaki are shown as black circles. Locations of Fisheries Co-operative Associations (Oobiki, Hiizaki, Goboo, Inami) are shown with white circles.

## 5-7. むすび

この章では、紀伊水道北部海域を中心に諸種の海況と生物生産について考察した。黒潮直進時に紀伊水道南部海域の陸棚沖側に現れる反時計回りの冷水渦をまわる流れの一部は、紀伊半島西部で陸棚上に進入して流れる。この流れは海底にまで達しており、北部海域の海況に大きな影響を与える。これに対して、南部海域の紀伊半島南西岸沿いに発生する振り分け潮の西の部分を構成する北西向きの流れは表層に限られており、これが反時計回りの渦（環流）の陸棚部分を作り上げることは考え難い。しかし、この北西向きの流れが陸棚上に進入した環流に吸収されることは十分考えられる。また、陸棚上を流れる環流では陸棚縁が東西に走るようになる切目崎沖で、その主要部も西に向きを変えるが、その一部は北部海域の東岸に沿って北進を続け北部海域内部に進入していくことが示された。

水温の上昇期（4-5 月）には、紀伊水道東岸に沿って外洋から北部海域に、暖水が顕著なフロントを伴って進入していく現象が、岸沿いの定置網ブイなどを利用した水温の連続観測から明らかになった。北部海域に進入した暖水は北部海域で反時計回りにまわることが示された。水温の季節的な昇温の一部は、このような暖水進入によってもたらされるようである。

北部海域に栄養塩を供給する機構の一つとして、近年、夏季を中心に現れる底層冷水が注目されている。ここでは、陸棚上の測点（WS08）の 50m 水温を使い、7-9 月に観測された最低水温が 18℃以下の場合を底層冷水の出現年として解析した。底層冷水は、夏季 7-9 月の 3 カ月間に潮岬南沖の黒潮が 30 マイル以上に離岸している場合、あるいは小蛇行の通過などで黒潮が短期的に 25 マイル以上に離岸した時に出現する。

この底層冷水に関して 1995 年のように小蛇行の通過に伴って陸棚沖の冷水ドームの表層部が壊され、底層冷水が陸棚上に進入してくる事例のあることが明らかにされた。このような機構で進入する底層冷水は、冷水ドームの中層に起源を持つと考えられ、高い栄養塩類が含まれている。これに対して、蛇行が比較的長く続いていた 1990 年に発生した底層冷水では、冷水の起源が大きく離岸した黒潮の強流帯北側にあり、このような場合には底層冷水は貧栄養の状態にある。貧栄養の底層冷水は 1987 年にも観測されているが、1985 年以降の黒潮が基本的には直進の状態にあった時期だけをとれば、底層冷水の DIN 値は黒潮流軸の変動と密接に関係しているようである。これに対して、黒潮が大蛇行状態を続けていた 1975-1980 年の時期に発生した底層冷水では、一般に栄養塩が高かった。この期間では紀伊水道の海況を明らかにするような観測はなく、その原因は分からない。この大蛇行期には黒潮流軸の変動が大きく、1977 年を中心に大冷水塊の南部が分離して孤立冷水塊を作るような珍しい現象が報告されており、あるいはこのような変動のために、紀伊水道北部海域に湧昇を伴うような冷水渦が生じていたのかもしれない。このように、底層冷水の栄養塩量は冷水を送り込む位置での沖合の海況によって大きく左右されることが示され、底層冷水が常に富栄養であるとはいえない。

典型的な富栄養の底層冷水が発生した 1995 年に行われた強化観測によって底層冷水の発生

過程や、栄養塩量の分布やその変遷が明らかにされた。陸棚底層に進入した富栄養な冷水は、小蛇行通過後に反時計回りの冷水渦が表層まで復活すると共に、切り離された形で北部海域に取り残された。その DIN 値は時間と共に減少したが、1 カ月以上、陸棚上にとどまっていたことが示された。

紀伊水道北部海域におけるプランクトン量の時間的変化や、各種の魚種の漁獲量の時間的変化についても考察した。底層冷水の発生とプランクトン量の間には明確な関係は認められなかった。底層冷水が北部海域に栄養塩類を供給する働きを否定するものではないが、底層冷水の性質が年により変化することや、瀬戸内海から表層を通してこれに匹敵ないしは上回る栄養塩の供給が考えられること等がその理由として考えられる。約 30 年間の解析期間は、プランクトン量や、漁獲量の変遷から、各 10 年程度の 3 つの期に分類することができる。しかし、各現象相互の間に明確な関連を見つけることはできなかった。おそらく、この海域には 10 年程度の周期で変化する種々の現象があるのであろう。

# 第6章　まとめと今後の課題

日本南岸を東進する黒潮は周辺地域に温暖な気候をもたらすと共に、豊かな海洋生物資源を提供している。紀伊半島周辺海域の海況と漁況は黒潮の影響を強く受ける。その影響について、体験を通して知られていることは多いが、科学的な根拠・理解は必ずしも十分とはいえない。本論文は、現場観測を中心とした研究により、黒潮が紀伊半島沿岸の海況に及ぼす影響について明らかにすることを試み、その結果をここにまとめたものである。

第1章では、紀伊半島周辺海域を地形や漁獲特性によって熊野灘南部、紀伊水道南部、紀伊水道北部の3つの海域に分け、それと関係づけて論文の構成を示すと共に、研究の動機・背景について述べた。第2章では、紀伊半島周辺の海況に影響する黒潮流路パターンを分類して示し、それぞれのパターンに対応する特徴を概説した。また、第1章で定義した3つの海域について、それぞれを代表する観測点を選び、そこで観測した水温と潮岬南方沖での黒潮流軸の離岸距離との相関を調べ、この離岸距離が紀伊水道周辺海域の海況特性に大きく影響することを示した。以上、第1章と第2章では、黒潮の変動に伴う紀伊半島周辺の海況の一般的な特性を概説した。

古来、黒潮の挙動は、紀州の漁業者にとっては最大関心事の一つである(阪本 1989)。紀伊半島は本州最南端に位置し、日本列島の南岸沿いに流れる黒潮に向かって突き出る形になっていることから、紀伊半島周辺海域の流況と海洋構造は、黒潮の変動、特にその流路に大きく影響される。黒潮が直進流路をとる時には、黒潮の強流部が紀伊半島先端の潮岬に接し、振り分け潮など特徴的な流況が現れる。黒潮の影響は、ふつう、紀伊半島先端部で顕著にあらわれ、その影響が隣接海域の海況特性に及ぶと考えられる。そこで、まず紀伊半島先端部（潮岬）における流況特性、潮岬を挟む東西沿岸の海況および水位差などについて議論した。次に、これに隣接する熊野灘南部海域と紀伊水道南部・北部海域に現れる特徴的な海況現象の実態とその発生機構、そして漁業への影響について検討を進めた。より直接的には、黒潮の内側沿岸域における中規模の海況現象が、沿岸漁業に影響を及ぼすと考えられるので、本論の第3章以下では、第1章で定義した紀伊水道南部（潮岬周辺を含む）、熊野灘南部、紀伊水道北部に現れる中規模現象――具体的には、紀伊水道南部の振り分け潮、熊野灘南部の暖水舌と沿岸湧昇、紀伊水道北部の表層暖水と底層冷水――に注目して、その実態と変動機構、漁業への影響について考察した。

第3章では、紀伊半島先端付近の流れの特性について論じる。とくに紀伊水道南部海域の紀伊半島南西岸沖に現れる「振り分け潮」の特性をADCP測流によって明らかにすると共に、漁業との関係を調べた。振り分け潮の解析では、主として和歌山県水産試験場(現和歌山県農林水産総合技術センター水産試験場)の過去9年間のADCP観測資料を使い、振り分け潮の特性を明らかにした。これを補完するため三重大学生物資源学部「勢水丸」による4回にわたる詳細な反復観測・複数測線観測を実施し、振り分け潮の安定性と水平構造を調べた。振り分け潮は、潮岬の黒

潮離岸距離が 20 マイル以内で直進流路の時に出現する。振り分け潮の特性は、100m等深線にほぼ沿った測線で最も明瞭に現れ、沖合の測線では振り分け潮のパターンを見いだすことは一般に難しい。振り分け潮の構造は 1 日程度の反復観測期間中には、その特性は十分保持され、潮汐周期の変動は一般的に認められない。振り分け潮の分岐点は、「すさみ」沖とされてきたが、必ずしも固定されておらず、時には市江埼より西方に現れる。この時、南西岸のみを考えれば東向流である。この東向流も黒潮直進時に現れることが多く、振り分け潮に準じた流況パターンである。振り分け潮の東半分の東向流部分は、沿岸近くまで接近した黒潮の北縁強流部にあたる。また、北西部の北西方向に流れる部分は黒潮の接岸時に紀伊水道南部海域に現れる反時計回りの冷水渦に関連していると考えられる。この振り分け潮の発生に伴って、黒潮の暖水が紀伊半島南西海岸の岸近くまで進入し、周辺の海況・漁況、生物相に大きな影響を与える。

黒潮が典型的な直進流路であった 1996 年 6 月に、三重大学「勢水丸」による紀伊半島先端付近の広域精密観測を実施し、同時に行われた和歌山水試の観測資料を加えて解析した。この時、黒潮の強流部は紀伊半島先端（潮岬）の陸岸・陸棚斜面に接して流れ、潮岬の西と東の沿岸水は完全に分離されていた。紀伊半島南西沿岸部には表層部で黒潮系暖水の進入が認められ、典型的な振り分け潮が確認された。潮岬東方では黒潮は真東へ流れ、この部分の黒潮は潮岬西方の部分より流速は大きかった。黒潮が紀伊半島先端の潮岬に接岸して、真っ直ぐ東方へ流れ強流部が陸棚から離れると、半島先端部の東側に冷水渦が形成される。つまり、潮岬の西側には暖水が、潮岬の東側には冷水が存在することになる。このようにして、黒潮直進時には、串本と浦神の検潮所間に大きな水位差が生じることになる。一方、黒潮が大蛇行流路をとり、黒潮強流部が沖合に離れると、潮岬を越えて沿岸水の交換が容易に起こるから、東西での沿岸水は均質化され串本と浦神間の水位差は解消され、潮岬を境とした沿岸水の分離も生じない。このことが、直線距離でわずか 15km しか離れていない串本と浦神間の水位差によって、黒潮が直進流路であるか大蛇行流路であるかを判定できる理由である。従来、このような黒潮流路と水位差との対比は、半月間の平均値を使って行われていたが、この関係が 1 日平均の水位差と衛星画像から決めた黒潮北縁位置の離岸距離に対しても成り立つことを明らかにした。

第4章では、熊野灘南部海域にみられる特徴的な中規模現象として、暖水舌の沿岸への進入現象、および沿岸湧昇現象を解析し、その実態と変動過程を明らかにすると共に、漁業への影響を考察した。暖水舌については、熊野灘沿岸に沿って敷設された定置網のブイを利用した水温の連続観測を中心に解析した。この連続記録に水温の昇温ジャンプがしばしば観測される。水温ジャンプは太地あるいは宇久井の観測点で最初に現れ、これより南と北の測点では順次遅れて起こる。位相の遅れは弧状のフロントの先端部がいち早く岸に到達し、これより南と北ではフロントの形状から少し遅れて到達することで説明できる。太地あるいは宇久井付近で最初にジャンプが観測されるのは、暖水の進入経路が大略固定されているためと考えられる。黒潮の直進時では、この暖水が潮岬東方に形成される冷水渦の外側を回ってくるためと推測される。この暖水進入は、ブリの群を沿岸域にもたらし、定置網の好漁につながる。

熊野灘南部海域において、夏季に南西寄りの強風が1日以上吹き続くと、沿岸水温が急激に低下することが連続水温記録から示された。この現象の時間スケールは 1 週間程度である。1985 年夏季に 8 日間に 3 回という高頻度の海洋観測を行い、湧昇の発生直前、最盛期、終末期の海況を明らかにした。最盛期の冷水域の規模は、岸沿いに長さ約 30km、幅 8-10km であった。終末期には、この冷水域が岸沿いに南へ移動し、最終的には潮岬から黒潮北縁に沿って東方へ伸びる幅 3-5km のフィラメント状に変形した。沿岸湧昇の発生で、熊野灘南部海域の漁場環境は短期日で急変し、漁獲される魚種は暖水性のマルソウダからマイワシとサバ類に交代した。沿岸湧昇の現象はとくに陸棚域で顕著に現れることから、沿岸漁業はもちろん内湾域の養殖漁業あるいは港内取水施設(例えば種苗センター)などにも大きな影響がある。なお、顕著な沿岸湧昇が発生すると、真夏でも 19-20℃以下の非常に低い水温となることもあり、海水浴や遠泳大会などでの人身事故にも注意が必要である。

第5章では、紀伊水道北部海域を中心に海況と生物生産について考察した。紀伊水道北部海域の海況に大きな影響を与える紀伊水道への表層暖水と底層冷水の進入現象を、定線観測資料、定置観測点における水温の連続観測資料、ADCP 観測資料などを利用して解析した。黒潮の直進時には、紀伊水道南部海域の陸棚沖に反時計回りの冷水渦がかなり定常的に存在しており、大蛇行の発生時などには消滅する。この冷水渦をめぐる暖水は、紀伊半島西岸の陸棚上に進入し、その構造は海底近くまで達している。この流れの岸寄りの部分は、しばしば陸沿いに北部海域へ進入することが示された。表層に限られる振り分け潮の北西流部分が、反時計回りの冷水渦の循環に寄与しているとは考え難いが、それが反時計回りの渦に連行されていることは十分考えられる。この渦に伴う流れは、紀伊水道北部海域の南限の日ノ御埼と蒲生田岬を結ぶ線付近では西向流となっている。この西向流は通常強い潮境をもっており黒潮系の中層水の陸棚域への進入を抑える働きをし、渦が弱まったり消滅したりした時に底層冷水が発達する傾向を示す。この紀伊水道沖における反時計回りの冷水渦の特性や時間変化を調べるには、和歌山水試による沖合定線の観測線の間隔が広すぎるし、他の観測も少なく、詳細な議論をすることは難しい。これらのことを明らかにするには、この海域で精密観測が必要であり、今後の課題である。

底層冷水は夏季に顕著となる季節変動がみられる。近年、紀伊水道北部海域の生物生産に影響する現象として、夏季に陸棚上に進入してくる底層冷水が注目されている。底層冷水は夏季7-9月に潮岬南沖の黒潮が 30 マイル以上に離岸している場合、あるいは小蛇行の通過などで黒潮が短期的に 25 マイル以上に離岸した時に出現する。また、過去の資料を解析した結果、底層冷水は常に富栄養であるとは限らず、外洋の海況によっては貧栄養な場合もあることが明らかになった。特に 1985 年以降には、黒潮離岸距離と底層冷水の栄養塩量に相関がみられ、具体的には、底層冷水が、陸棚沖の反時計回りの冷水渦から供給された場合は富栄養となるが、大きく離岸した黒潮周辺から供給された場合には貧栄養になる事例を示した。

底層冷水の長期的な変動は、解析した 1973-1996 の期間では、プランクトン量とサバ類・マルアジ・サワラ・アワビ類などの漁獲量の変遷などから 10 年程度の 3 つの期間に分けることができた。し

かし、各現象の相互の因果関係は明確にすることができなかった。したがって、ここでの結果は、この海域に10年程度の持続性のある様々な沿岸現象が多種多様に存在することを示すだけであるかもしれない。ここでは明らかな結論には至らなかったが、底層冷水は幼稚魚の良好な育成場となる紀伊水道北部海域に出現することから、紀伊水道における各種の魚介藻類の資源再生産にも影響することが考えられ、今後とも底層冷水の長期的な変動を研究する必要がある。とくに、栄養塩量とプランクトンなどの生物生産との関連を明らかにするには、底層冷水の進入に伴う栄養塩類の負荷量を詳しく季節的、定量的に把握する必要がある。いずれにせよ、この問題は今後の研究に待つ必要がある。

本研究では、漁業者が経験を通して知っている振り分け潮、暖水舌、沿岸湧昇、底層冷水進入などの海況現象をADCP流速計、CTD、自記水温計、衛星画像などを使った科学的手法により詳細に把握し、今後の研究の発展となる成果が得られた。ここで取り上げたように、地域における海況と漁況の研究では、漁業者あるいは水産研究者が経験あるいは伝承してきた様々な地域特有の海況現象に焦点をあて、その実態と変動機構の本質を観測から科学的に説明する役割がある。このような視点に立つことで、これまであまり取り上げられることのなかった地先特有の現象が解明され、地域の漁業に貢献できると考える。

# 謝　辞

本研究に懇切な御指導と御校閲を賜った東京海洋大学教授松山優治博士、東京大学名誉教授（前海洋情報研究センター所長）永田　豊博士に心より深く感謝いたします。また、本論文の御校閲と有益な御助言を頂いた東京海洋大学教授長島秀樹博士、同教授森永　勤博士、同教授吉田次郎博士、同助教授北出裕二郎博士に深謝いたします。

本研究の共同研究者であり多大なる御支援・御教示を賜った三重大学資源生物学部教授小池　隆博士、同助教授森川由隆博士、同当時学生本多直人氏（現(独)水産総合研究センター水産工学研究所）、同練習船「勢水丸」の前船長の石倉　勇氏、船長（当時の一等航海士）の内田　誠氏および海洋観測に御尽力を頂いた「勢水丸」の乗組員各位に厚くお礼申し上げます。また、長年にわたり御支援を頂いた東京大学名誉教授（現東海大学海洋研究所教授）杉本隆成博士、終始激励して下さった（財）相模湾水産振興事業団顧問（前海洋情報研究センター研究開発部長）岩田静夫博士に感謝の意を表します。

本研究は現地観測データの解析が中心となっている。長期間にわたり海洋観測に従事された当時の和歌山県水産試験場（現和歌山県農林水産総合技術センター水産試験場）漁業調査船の歴代船長をはじめとする乗組員各位ならびに歴代の海況担当者の杉村允三元資源部長、中地良樹主任研究員、諏訪　剛副主査研究員、および終始御協力を惜しまれなかった小久保友義主任研究員に深く感謝申し上げます。また、自記水温計などの設置・回収に御尽力下さった阿田和、宇久井、太地、下田原、樫野、上野、里野、椿、大引、逢井、沼島の定置網漁場の関係者各位に対し厚くお礼申し上げます。

本研究を進めるにあたり貴重な討論・御教示を頂いた和歌山県水産増殖試験場の元場長（故）阪本俊雄博士、および本研究のとりまとめにあたり励ましと御配慮を賜った和歌山県農林水産総合技術センター水産試験場の元場長の加来靖弘氏、前場長の田中嘉治氏、現場長の堀木信男博士に深く感謝いたします。また、漁海況長期予報会議をはじめ各種事業検討会などを通じて多くの方々に貴重な討論、御助言を頂いた。この他、長年にわたる調査とそのとりまとめに際し、実に多くの方々の御協力と御支援があった。ここに記して心から感謝申し上げます。

# 文　献


秋山秀樹(1991):宿毛湾の急潮. 沿岸海洋研究ノート, **29**, 90-96.

秋山秀樹(1994):九州南・東岸海域に出現する黒潮暖水舌の動態. 月刊海洋, **26**, 689-697.

秋山秀樹(1996):日本南岸海域の黒潮に伴う暖水舌と急潮に関する研究. 東海大学大学院海洋学研究科博士論文, pp.131.

秋山秀樹・柳　哲雄(1984):宿毛湾における水温急変現象の機構. 沿岸海洋研究ノート, **22(1)**, 61-66.

秋山秀樹・大野裕一・斉藤誠一(1992):トカラ海峡周辺を通過する黒潮暖水舌. 海と空, **67**, 113-132.

荒賀忠一・田名瀬英明(1966):和歌山県の浅海魚類, 和歌山県海中公園学術調査報告. 日本自然保護協会調査報告, **(27)**, 81-95.

藤本　実(1972):黒潮流軸の変動について. 漁場海況概報(水産庁東海区水産研究所), **59**, 1-6.

藤本　実(1985a):黒潮大蛇 1981 について. 南西水研報, **19**, 87-97.

藤本　実(1985b):南西海域の黒潮主軸変動について. 南西水研報, **19**, 99-100.

藤本　実(1985c):南西外海域の低温現象について. 南西海区ブロック海洋研究会報告, **2**, 27-34.

藤本　実・友定　彰(1980):黒潮大蛇行期・非蛇行期からみた本州南東沿岸域の平均水温分布について. 東海水研報, **103**, 17-30.

藤本　実・百田方子(1984):本州南西海域の黒潮北縁冷水域について. 黒潮の開発利用の調査研究成果報告書, **7**, 306-313.

藤本　実・坂本久雄・中川倫寿(1988):黒潮大蛇行と南西海域の海況. 海と空, **64(3)**, 129-144.

藤森　完(1969):房総沖に現れる黒潮系水オーバーハングの若干例. 東海区水研漁場海況概報, **38**(特別号), 9-18.

藤田弘一(1989):東沿岸の黒潮切離暖水について. 関東・東海ブロック水産海洋連絡会, **15**, 11-13.

藤田弘一(1997):日本南岸の黒潮流路の変動と串本・浦神の潮位差との関連に関する研究. 三重大学大学院生物資源学研究科博士論文, pp. 136.

Fujita, K. , S. Yoshida and Y. Nagata (1998): Does small-scale meander travel eastwards and trigger Large-scale Meander of the Kuroshio. *Acta Oceanographic Taiwanica*, **37**, 127-138.

藤原建紀(1997):淡水影響域におけるエスチュアリー循環流と生物・物質輸送. 海と空, **73(1)**, 23-30.

藤原建紀・山岡到保・肥後竹彦(1984):豊後水道をへて瀬戸内海に"流入"する窒素について. 1984 年度日本海洋学会春季大会講演要旨集.

藤原建紀・宇野奈津子・多田光男・中辻啓二・笠井亮秀・坂本　亘(1997):紀伊水道の流れと栄養塩輸送. 海と空, **73(2)**, 63-71.

福田　久・郭　新宇・山形俊男(2002):紀南分岐流(振り分け潮)の数値モデル研究. 海の研究, **11(5)**, 513-527.

浜田尚雄・岩井昌三・森脇絆二(1971):大阪湾におけるフクラヤムシ *Sagitta enflata* の進入条件－Ⅱ. 水産学会誌, **37(5)**, 357-363.

花岡藤雄(1972):南西海区のまき網漁場における短期の海況変動と漁況について. 南西水研研報, **5**, 11-24.

堀木信男(1972):和歌山県沿岸海域におけるカタクチイワシ卵および稚仔の分布について. 昭和46年度和歌山水試報告, 209-232.

堀木信男(1976):和歌山県沿岸におけるプランクトン沈殿量について. 昭和 50 年度和歌山水試報告, 131-138.

堀木信男(1983):紀伊水道においてパッチ網で漁獲される幼稚魚の漁業生物学的考察. 水産増殖, **31(3)**, 146-155.

堀木信男(1988):和歌山県沿岸域における海産稚アユの採捕量変動について. 水産増殖, **36(3)**, 197-204.

堀木信男(1991):和歌山県における海産稚アユ採捕量の年変動, 特に近年における採捕量の激減について. 日本水産学会誌, **57(6)**, 1065-1070.

堀木信男(1994):紀伊水道および紀南沿岸海域における魚卵・稚仔魚の出現・分布と海況の関係についての研究. 和歌山県水産試験場特別研究報告, **3**, pp.57.

堀木信男(2001):友ヶ島周辺海域におけるマダコの漁業実態. 平成 11 年度和歌山県農林水産総合技術センター水産試験場事業報告, 187-193.

堀木信男(2002):紀伊水道域におけるスズキの漁獲実態. 平成 12 年度和歌山県農林水産総合技術センター水産試験場事業報告, 233-239.

堀木信男・吉村晃一(1987):紀伊水道で漁獲されるシラスの「魚種交代現象」について. 昭和 60 年度和歌山県水産試験場事業報告, 140-156.

石戸谷博範(2000):相模湾における定置網を急潮から守るマニュアル. ていち, **97**, 1-23.

石戸谷博範(2001):相模湾における急潮と定置網の防災に関する研究. 東京大学大学院農学生命科学研究科博士論文. 211pp.

石戸谷博範・岩田静夫・松山優治(1995):1994年1月9日に起こった急潮現象と定置網の挙動. 水産海洋研究, **59(2)**, 190-196.

石戸谷博範・渡辺　勲・松山優治(1998):定置網の被害の実態と発生要因. 水産海洋研究, **62(4)**, 185-192.

岩田静夫(1986):相模湾の海況の短期変動に関する研究. 神奈川水試論文集, **3**, 66pp.

Iwata, S., and M. Matuyama(1989):Surface circulation in Sagami Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan*,

**45**, 310-320.

岩田静夫・松山優治・前田明夫(1990):相模湾の急潮. 神奈川県水産試験場研究報告, **11**, 11-15.

岩田静夫・石戸谷博範・渡辺　勲・松山優治(1998):定置網の被害の実態と発生要因. 水産海洋研究, **62(4)**, 385-392.

兼田淳史・武岡英隆・小泉喜嗣(1996):1993 年夏季の豊後水道の低温化現象. 沿岸海洋研究ノート, **34**, 71-78.

金田佳久・上田幸男(1998):紀伊水道の平均的海洋構造と陸棚斜面水の這い上がり現象. 第 4 回瀬戸内海資源海洋研究会報告, 15-26.

Kasai, A., S. Kimura, and T. Sugimoto(1993):Warm water intrusion from the Kuroshio into the Coastal Areas South of Japan. *J. Oceanogr.* , **49**, 607-624.

樫山晃晴(1994):地域性浮魚資源管理方式開発調査事業. 平成 4 年度和歌山県水産試験場事業報告, 27-35.

Kawabe, M. (1980a): Sea level variation along the south coast of Japan and the large meander in the Kuroshio. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **36**, 97-104.

Kawabe, M. (1980b):Sea level variation around the Nansei Island the large meander in the Kuroshio south of central Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **36**, 227-235.

Kawabe, M. (1985):Sea level variation at the Izu islands and typical stable paths of the Kuroshio. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**, 307-326.

Kawabe, M. and M. Yoneno (1987):Water and flow variations in Sagami bay under influence of the Kuroshio path. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**, 238-294.

Kawai, H.(1969):Statistical estimation of isotherms indicative of the Kuroshio axis. *Deep-Sea Res*. **16**, 109-115.

川合英夫(1969):黒潮主軸離接岸程度の表現法について. 南西海区(昭和 44 年春期)長期漁海況予報会議議事録(水産庁　南西海区水産研究所), 50-52.

川尻正博・佐々木　正・影山佳之(1981):下田市田牛地先における磯焼け現象とアワビ資源の変動. 静岡県水産試験場研究報告, **15**, 19-30.

木村喜之助(1942):沿岸の大急潮について. 中央気象台彙報, **19**, 1-85

Kimura, S., and T. Sugimoto(1987):Short Period Fluctuations in Oceanographic and Fishing Conditions in the Coastal Area of Kumano-nada Sea. *Nippon Suisan Gakkaishi*, **53(4)**, 585-593.

木村伸吾・杉本隆成(1988):遠州灘沿岸域における短期漁海況変動. 水産海洋研究会報, **52**, 221-228.

木村伸吾・杉本隆成(1990):熊野灘・遠州灘沿岸域への黒潮系暖水の流入過程. 水産海洋研究, **54**, 19-31.

Kimura, S., A. Kasai, and T. Sugimoto (1994) : Migration of Yellowtail in Relation to Intrusion of Warm Water from the Kuroshio. *Fisheries Science*, **60(6)**, 635-641.

Kishi, M. (1976) : Upwelling along the East Coast of Izu Peninsula (Ⅰ). 海と空, **51(3-4)**, 105-113.

Kishi, M. (1977) : Upwelling along the East Coast of Izu Peninsula (Ⅱ). 海と空, **52(3)**, 59-66.

北出裕二郎・松山優治・岩田静夫・石戸屋博範・清水健太郎・渡辺　勲 (1996) : 台風の通過に伴う相模湾の水温・流動変動. 沿岸海洋研究, **33(2)**, 191-202.

小林憲一 (2002) : たもすくい網・棒受網漁業の変遷と現状. 月刊海洋科学, **34(4)**, 245-248.

小林雅人・杉本隆成・平野敏行 (1984) : GEK 観測資料に基づく黒潮流路タイプ別の熊野灘・遠州灘の流況－Ⅰ. －黒潮非大蛇行期－. 水産海洋研究会報, **46**, 18-26.

小林雅人・杉本隆成・平野敏行 (1986) : GEK 観測資料に基づく黒潮流路タイプ別の熊野灘・遠州灘の流況－Ⅱ. －黒潮大蛇行期－. 水産海洋研究会報, **50**, 2-11.

小泉喜嗣 (1999) : 豊後水道東岸域における急潮と植物プランクトンの増殖機構に関する研究. 東京大学大学院農学生命科学研究科博士論文. 145pp.

小久保友義・竹内照文 (1987) : 紀伊水道における小型種プランクトンの年変動と季節変動について. 昭和 60 年度和歌山水試報告, 131-138.

Kubo, H., and A. Tomosada (1978) : Oceanography of Kashima-Nada, off the east coast of Honshu- II. Tokai Reg. Fish. Res. Lab., **96**, 11-28.

工藤基善 (1971) : 枯木灘域におけるスルメイカの漁場形成について. 昭和 45 年度和歌山水試報告, 242-256.

工藤基善 (1972) : 熊野灘海域におけるサンマ漁況と海況との関連性について. 昭和 46 年度和歌山水試報告, 233-241.

隈部良司・弘田　実 (1984) : 東海道沖冷水塊周辺における小暖水塊の出現. 黒潮の開発利用の調査研究成果報告書, **7**, 65-72.

国司秀明・西　勝也・由佐悠紀 (1965) : 白浜海洋観測塔における水温変動について. 京都大学防災研年報, **8**, 479-493.

久野正博・藤田弘一 (2003) : 熊野灘および伊勢湾における潮位変動と海況変動. 海と空, **79(1)**, 31-37.

Lee, T, N., L. P. Atkinson and R. Legeckis (1981) : Observation of a Gulf stream frontal eddy on the Georgia continental shelf, April 1977. *Deep-Sea Res.* , **28A**, 347-378.

Maekawa Y., M. Uchida, S. Yoshida, and Y. Nagata (2002) : The formation of thick and stable warm eddies inside the large meander of the Kuroshio south of Honshu, Japan. *La mer.*, **40**, 171-182.

Manabe T. and S. Ishio (1991) : Bloom of Coscinodiscus wailesii and DO deficit of bloom in Seto Inland Sea. *Mar. Poll. Bull.*, **23**, 181-184.

増沢譲太郎編(1971):海洋科学基礎講座 3 海洋物理 III.本文 220pp.第 7.2 図(b).東海大学出版会,東京,pp.331.

松本孝治(1984):水産研究における海況予測モデル. 月刊海洋, **16**, 624-628.

松本孝治(1985):黒潮流路の蛇行状態と黒潮内側反流. 水産海洋研究会報, **49**, 52-54.

松本孝治(1986):異常潮位の謎を追う. 東海水研さかな, **36**, 29-39.

松山優治(1988):駿河湾及び相模湾の循環流と潮流. 沿岸海洋研究ノート, **26(1)**, 21-32.

松山優治(1992):沿岸海況に影響を及ぼす黒潮の変動. 南西外海の資源・海洋研究, **8**, 101-116.

松山優治・岩田静夫(1977):相模湾の急潮について(I) 1975 年に起こった急潮. 水産海洋研究会報, **30**, 1-7.

松山優治・岩田静夫(1985):相模湾の循環流とそれに影響を及ぼす黒潮. 月刊海洋科学, **17(10)**, 603-606.

松山優治・岩田静夫・前田明夫・鈴木 亨(1992):相模湾の急潮. 沿岸海洋研究ノート, **30(1)**, 4-15.

Matuyama M., S. Iwata, H. Nagamatu(1997):Kyucho in Sagami Bay induced by typhoon 88-8. *J. Oceanogr.*, **53**, 199-205.

Matuyama M., H. Ishidoya, S. Iwata, K. Kitade, H. Nagamatu(1999):Kyucho induced by intrusion of Kuroshio water in Sagami Bay. Japan. *Continental Shelf Research*, **19**, 1564-1575.

Morikawa, Y., J. Takeuchi, T. Uema, T. Imoto and Y. Nagata (1997):Hight Salinity Waters Found off the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, **53**, 633-643.

南 秀人(1989):東海道沖暖水渦の構造. 海と空, **4**, 199-216.

永井達樹・武田保幸・中村行延・篠原基之・上田幸男・阿部享利・安部恒之(1996):瀬戸内海東部産サワラの資源動向. 南西水研報告,**29**,19-26.

長井 敏・堀 豊・眞鍋武彦・今井一郎(1995):播磨灘海底泥中から見いだされた大型珪藻 Coscinodiscus wailesii Gran 休眠細胞の形態と復活過程. 日水誌, **61**, 179-185.

永田 豊(2003):モニタリング・ネットワーク. 月刊海洋, **36**, 61-66.

Nagata, Y. and K. Takeshita(1985):Variation of the Sea Surface Temperature Distribution across the Kuroshio in the Tokara Strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**, 244-258.

永田 豊・吉田昭三・藤田弘一(1999):黒潮大蛇行の前駆現象としての小蛇行. *La mer.*, **36**, 119-130.

Nagata, Y., J. Takeuchi, M.Uchida, I. Ishikura, Y. Morikawa, and T. Koike (1999):Current nature of the Kuroshio in the vicinity of the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, **55**, 407-416.

長塚朋子(1988):黒潮の離接岸にともなう駿河湾およびその周辺海域の海況変動. 昭和 63 年度東京水産大学修士論文, 57pp.

中村保昭(1977):駿河湾ならびに隣接海域の海況変動. 水産海洋研究会報, **30**, 8-38.

西村昭史(1987):熱赤外画像から見た熊野灘の海況変動. 海洋科学, **206**, 434-440.

西村三郎(1981):地球の海と生命. 海洋生物地理学的序説. 海鳴社, 東京, pp.284.

Nitani, H.(1975):Variation of the Kuroshio South of Japan. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **31**, 154-173.

小川満也(1988):和歌山県におけるトビウオ流し刺網漁法について. 水産技術と経営, 1988.12, 41-45.

Ogura, S.(1933):The tides in the sea adjust to Japan, *Bull. Hydr. Dep. Japan*, **7**.

岡田正実(1978):黒潮の大蛇行歴(1854～1977)と潮汐観測. 号外 海洋科学, **1(2)**, 81-88.

奥 清一(1960):和歌山県定置網漁業誌. 紀南海区漁業調整委員会, pp138.

大谷清隆・出口良二(1981):渡島半島東岸の沿岸湧昇－1.北大水産彙報, **32(1)**, 77-96.

大谷清隆・出口良二(1983):渡島半島東岸の沿岸湧昇－2. 北大水産彙報, **34(4)**, 291-311.

Ozaki, K., S. Uye, T. Kusumoto and T. Hagino(2004):Interannual variability of the ecosystem of the Kii Channel, the Inland Sea of Japan, as influenced by bottom intrusion of cold and nutrient-rich water from the Pacific Ocean , and a recent trend of warming and oligotrophication. *Fish. Oceanography*, **13(1)**, 65-79.

坂本久雄(1971):日本南西沿岸域における表層暖水舌の動態. 南西海域漁海況迅速化試験概要報告書, 水産庁調査研究部・南西海区水産研, 56-59.

坂本久雄(1985):紀伊水道及びその外域における黒潮蛇行期と非蛇行期の平均水温について. 南西海区水産研究所研究報告, **18**, 39-49.

阪本俊雄(1982):紀伊水道におけるタチウオの漁業生物学的研究. 和歌山県水産試験場特別研究報告, pp.113.

阪本俊雄(1987):熊野灘・紀伊水道周辺域の中長期の漁海況変動. 海洋科学, **19(8)**, 456-462.

阪本俊雄(1989):1986～'87 年の黒潮蛇行が紀伊水道及び熊野灘南部の漁況, 資源に及ぼした影響. 水産海洋研究, **53(2)**, 167-172.

阪本俊雄(1990):和歌山県沿岸域の漁海況. 海と空, **66**, 347-366.

阪本俊雄(1991):1986, '89 年の黒潮蛇行と紀伊水道の漁海況. 南西外海の資源・海洋研究, **7**, 17-27.

阪本俊雄(1992a):黒潮変動に伴う紀南域のシオについて. 南西海区ブロック海洋研究会報告, **9**, 33-46.

阪本俊雄(1992b):紀伊水道におけるウルメイワシの漁場形成と漁況. 南西外海の資源・海洋研究, **8**, 97-99.

坂詰 博(1959):黒潮変動と潮岬沿岸トビウオ漁. 和歌山県水産試験場調査研究報告, **6**, 1-3.

Sekine, Y. and K. Fujita (1999):Why does the sea level difference between Kushimoto and Uragami show periods of large meander and non-large meander paths of the Kuroshio south

of Japan. *J. Oceanogr.*, **55**, 43-51.

瀬戸内海区水産研究所(1999):平成 10 年度資源評価票(サワラ). 平成 10 年度瀬戸内海水産資源担当者会議配布資料,9pp.

清水利厚・瀬戸口明弘(1986):外房沿岸における沿岸湧昇. 水産土木, **23(1)**, 57-62.

白藤徳夫(2004):串本周辺海域におけるキビナゴの生活史特性. 月刊海洋 **36(10)**, 745-749.

白藤徳夫・武田保幸(2001):串本周辺海域におけるキビナゴの生態. 月刊海洋 **33(4)**, 281-285.

Shoji, D.(1972):Chapter 7, Time variation of the Kuroshio south of Japan, p. 217-234. In *Kuroshio Its Physical Aspects*, edited by H.stommel and K.Yoshida, Univ. Tokyo Press, Tokyo.

杉本隆成(1975):浮遊卵稚仔の輸送拡散と沿岸海洋構造. 水産土木, **12**, 1-8.

杉本隆成(1977):黒潮の陸岸境界域の海洋物理構造. 海洋科学, **6(3)**, 44-49.

杉本隆成(1983):黒潮の陸岸境界域の流動構造の観測. 昭和 57 年度漁業資源研究会議環境部会報, 92-104.

Sugimoto, T., and M. Kobayashi(1988):Current observation system using ship-drift and its applications in Kumano-nada and Enshu-nada Seas. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**, 363-376.

杉村允三(1971):黒潮主軸の動向からみた紀南分枝流の変化. 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, 昭和 46 年 10 月), 36-39.

杉村允三(1979):潮岬周辺海域の海況について. 昭和 53 年度和歌山県水産試験場事業報告研究報告, 1-5.

Taft, B.A. (1972):Characteristics of the flow of the Kuroshio south of Japan. In, Kuroshio －Its physical aspects－, edited by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. of Tokyo Press, pp. 165-216.

高志利宣・藤原建紀・住友寿明・竹内淳一(2002):外洋から紀伊水道への窒素・リンの輸送. 海岸工学論文集, 土木学会, **49**, 1076-1080.

武田保幸(2002a):紀伊水道周辺海域におけるマルアジの回遊. 水産海洋研究, **66(1)**, 26-33.

武田保幸(2002b):近年の紀伊水道周辺におけるマサバの漁獲動向. 黒潮の資源海洋研究, **3**, 63-68.

武田保幸・阪本俊雄, (1989):和歌山県沿岸におけるスルメイカの漁業生物情報と漁場形成について. 南西外海の資源・海洋研究, **5**, 45－57

Takeoka, H., and T. Yoshimura(1988):The Kyucho in Uwajima bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **44**, 6-16.

武岡英隆・秋山秀樹・菊池隆展(1992):豊後水道の急潮. 沿岸海洋研究ノート, **30(1)**, 16-26.

Takeoka, H., and T. Yoshimura(1993):The Kyucho in Bungo Chanel, Japan-Periodic intrusion of oceanic warm water. *J. Oceanogr.*, **49**, 369-382.

竹内淳一(1985a):紀伊半島の東岸で春季と夏季に発生する沿岸湧昇－水温の時間変動からみた沿岸湧昇－. 関東・東海ブロック水産海洋連絡会報, **7・8** 合併号, 38-54.

竹内淳一(1985b):1984 年夏季、紀伊半島沖で観測された高塩分水について(情報). 水産海洋研究会報, **47・48**,193-196.

竹内淳一(1986):紀伊水道における海況の変動－夏・秋季に出現する中・底層の低水温現象－. 南西海区ブロック海洋研究会報告, **3**, 69-84.

竹内淳一(1987a):熊野灘南部海域における暖水舌と沿岸湧昇. 海洋科学, **19(8)**, 447-455.

竹内淳一(1987b):定線調査データを使った季節変化曲線の算出方法. 南西海区ブロック海洋研究会報告, **4**, 73-78.

竹内淳一(1987c):和歌山県中・南部水域におけるブリ当才～1才魚の標識放流結果. 天然ぶり仔資源保護培養のための基礎調査実験 昭和 61 年報告, 67-86(昭和 62 年 12 月, 社団法人 日本栽培漁業協会, 協会研究資料 No.**37**, 1987).

竹内淳一(1988):潮岬の東西海岸における水温差変動と黒潮. 関東・東海ブロック水産海洋連絡会報, **17**, 2-3.

竹内淳一(1989a):熊野灘南部の暖水舌について. 水産海洋研究, **53(3)**, 242-254.

竹内淳一(1989b):紀伊水道における短周期の暖水波及. 関東東海ブロック水産海洋連絡会, **16**, 5-9.

竹内淳一(1989c):潮岬の東西海岸における水温差変動と黒潮 II(メモ). 関東・東海ブロック水産海洋連絡会報, **18**, 14-19.

竹内淳一(1989d):紀伊水道周辺海域の短期海況変動(要旨). 南西海区ブロック海洋研究会報告, **6**, 1-3.

竹内淳一(1990):紀伊水道における短周期の暖水波及(概報). 南西海区ブロック海洋研究会報告, **7**, 1-7.

竹内淳一(1993):潮岬周辺の海況とトビウオ漁獲について. 関東・東海ブロック水産海洋連絡会報, **19**, 35-47.

竹内淳一(1995a): 熊野灘南部の海洋構造と漁業. 日水誌, **61(2)**, 253-254.

竹内淳一(1995b):黒潮の離岸、接岸に伴う熊野灘南部の海況と漁況の変化. 水産の研究, **14(5)**, 36-41.

竹内淳一(1996):黒潮離岸距離に伴う紀伊半島沿岸の水温特性. 1996 年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 110.

竹内淳一(1998):黒潮離岸距離に伴う沿岸水温の変化. 平成 8 年度和歌山県水産試験場事業報告, 171-184.

竹内淳一(2001a):紀伊水道におけるプランクトン量の経年変動特性. 海と空, **77(2)**, 51-58.

竹内淳一(2001b):和歌山県におけるモジャコ不漁年の特徴. 黒潮の資源海洋研究, 2,90-108.

竹内淳一(2002):紀伊水道におけるプランクトン量の経年変動とその影響. 月刊海洋, 号外 **31**,

209-216.

竹内淳一(2003a):黒潮変動と紀伊半島周辺のイセエビ資源の変動. 平成13年度和歌山県農林水産総合技術センター水産試験場事業報告, 199-203.

竹内淳一(2003b):黒潮変動と紀伊半島周辺のイセエビ資源の変動. 水産海洋研究, **67(2)**, 124-127.

竹内淳一・鈴木 猛(1976):熊野灘沿岸の定置網漁場における水温変動について. 昭和50年度和歌山水試事業報告, 139-148.

竹内淳一・鈴木 猛(1978):熊野灘沿岸の定置網漁場における水温変動の観測. 昭和 52 年度和歌山水試事業報告, 52-61.

竹内淳一・阪本俊雄(1986):紀伊半島東岸における沿岸湧昇の観測, 日本海洋学春季大会講演要旨集, 345.

竹内淳一・中地良樹(1995a):紀伊水道に侵入する暖水について. 南西海区ブロック海洋研究会報告, **12**, 33-46.

竹内淳一・中地良樹(1995b):紀伊半島西岸の天然礁で漁獲された大型カツオ. 平成7年度和歌山県水産試験場事業報告, 研究報告, 202-207.

竹内淳一・中地良樹・小久保友義(1997):紀伊水道に進入する表層暖水と底層冷水. 海と空, **73(2)**, 81-92.

Takeuchi, J., N. Honda, Y. Morikawa, T. Koike and Y. Nagata (1998a):Bifurcation Current along the southwest coast of the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, **54**, 45-52.

Takeuchi,J., Y.Morikawa, I.Ishikura, M.Uchida, T.Koike and Y.Nagata (1998b):Bifurcation Current found along the coast of the Kii Peninsula and position of the Kuroshio axis. Acta Oceanographic Taiwanica, **37**, 113-125.

Takeuchi, J., Y. Morikawa and Y. Nagata (1998c):The Interaction between the Kuroshio Water and Coastal Water in the Area the Kii Peninsula and its Flow out. 9th Physics of Esutuaries and Coastal Sea(PECS), 1998.

Takeuchi, J., Y. Morikawa, Y. Nagata (2000):On the Nature of the Kuroshio Waters off the Kii Peninsula and Its Relation with the Kii Bifurcation Current and Coastal Sea Level. Interaction between Estuaries, Coastal Seas and Shelf Seas, Et. T. Yanagi, pp. 303-315. by Terra Scientific Publishing Company(TERRAPUB), Tokyo.

竹内淳一・諏訪 剛(2000):潮岬を通過する黒潮小蛇行と沿岸海況. 平成10年度和歌山県農林水産総合技術センター水産試験場事業報告, 147-155.

田中祐志・篠原 潤・津田良平(1992):浦神湾の急潮. 沿岸海洋研究ノート, **30(1)**, 37-44.

多々良薫・北森良之介・永田樹三・水戸 敏・林 知夫・工藤晋二(1965):瀬戸内海漁業振興調査結果による瀬戸内海および隣接大陸棚における魚類目録付, 付・軟体動物目録. 内水研刊行物 C 輯, (**3**), 77-123.

辰喜　洸(1966):南紀州沿海の海況および沿岸(海岸)漁業の概況. 日本自然保護協会調査報告　第**27**号　和歌山県海中公園学術調査報告(財団法人　日本自然保護協会, 1966年12月), 109-126.

Toba Y. and H. Murakami　(1998)　: Unusual Behavior of the Kuroshio Current System from Winter 1996 to Summer 1997 Revealed by ADEOS-OCTS and Other Data--Suggestion of Topographically Forced Alternating-Jet Instability. *J. Oceanogr.*, **54(5)**, 465-478.

友定　彰(1984):日本周辺の水温変動　ー水産における定線観測からー. 資源, **215**, 49-61.

友定　彰(1985):マサバ卵・稚仔輸送の場としての海洋構造の研究. 東海水研報, **117**, 47－119

殿谷次郎(1981):大型冷水塊形成による黒潮流及び徳島沿海の海況変動. 昭和54年度徳島県水産試験場事業報告書, 128-135.

津村建四郎(1963):日本沿岸の平均海面およびその変動の研究(Ⅰ)ー潮位変化の地域分布ー. 測地学会誌, **9**, 49-90.

Uchida, M., J. Takeuchi, Y. Morikawa, Y. Maekawa, O. Momose, T. Koike and Y. Nagata(2000) : On Structure and Temporal Variation of Bifurcation Current off the Kii Peninsula. *J. Oceanogr.*, **56**, 17-30.

宇田道隆(1953):相模湾の急潮とその予知について. 日本海洋学会誌, **9(1)**, 15-22.

宇田道隆(1984):海と漁の伝承. 玉川大学出版部, 392pp.

山内　信・上出貴士・堀木信男・加来靖弘・小川満也・翠川忠康(2000):第Ⅳ章　太平洋中部域のカジメ藻場(和歌山県). 水産業関係特定研究開発促進事業　藻場の変動要因の解明に関する研究　総括報告書, 平成7～11年度, 和歌山, 1-27.

吉田耕造(1978):湧昇流研究の展望. 沿岸海洋研究ノート, **15**, 96-108.

吉田昭三(1961):遠州灘冷水塊と黒潮の変動について(その1). 水路要報, **67**, 54-57.

吉村晃一(1987):和歌浦湾パッチ網漁業のシラス漁獲量と漁場について. 昭和60年度和歌山県水産試験場事業報告　研究報告, 157-183.

吉岡　洋(1971):冬期紀伊水道に発生する Oceanic front について. 海と空, **46(2)**, 31-44.

吉岡　洋(1988):冬期紀伊水道に発生する沿岸フロント. 海と空, **64(2)**, 17-49.

吉岡　洋・中島暢太郎・国司秀明(1977):紀伊水道の OCEANIC FRONT の変動. 京都大学防災研年報, **20**(B-2), 513-527.

財団法人　日本自然保護協会(1966):日本自然保護協会調査報告第27号　和歌山県海中公園学術調査報告(財団法人　日本自然保護協会, 1966年12月), pp.126.