

熊野灘南部の暖水舌について*

竹内 淳 一**

Warm Water Intrusion in the Southern Area of Kumano-nada

Junichi TAKEUCHI**

Abstract

Continuous observation of sea surface temperature by self-recording thermometers has been carried out in the southern coast of Kumano-nada from December to June for each year since 1972. These data from 1972 to 1980 and February 1986 are analyzed in this paper.

The fluctuations of surface temperature in this area are very changeable from year to year. It is remarkably influenced by the typical large-meander and non-meander paths of the Kuroshio.

For short-period fluctuations, two typical patterns of temperature ascent are observed in these data. The first is the periodic temperature variation that occurs regionally at the tip of the Kii Peninsula. The second is the temperature ascent which abruptly occurs in the coastal area and propagates along the coast. These are caused by a warm water tongue, the intrusion of warm water derived from northern edge of the Kuroshio. The warm water tongue into the Kumano-nada forms sharp temperature front. The front moves northward and southward along the coast. These movements of the front can be traced by records of temperature jump or satellite infrared images. The processes of the warm water intrusion are clarified from the investigations of several events occurred when the Kuroshio flows nearshore the Kii Peninsula. A good catch of yellow-tails frequently occurs at the coastal set nets which lies at the north side of the front.

1. はじめに

黒潮内側の沿岸域には、黒潮系の暖水が表層を舌状となって侵入してくる現象がある。これを暖水舌といい、九州東岸から熊野灘に至る南西沿岸域(坂本, 1971), 房総沖(藤森, 1969)と鹿島灘沖(KUBO and TOMOSADA, 1978)などで報告されている。暖水舌は沿岸漁場環境の短期変動に関連し、漁業に直接影響する重要な現象として、あるいは黒潮分枝流の指標として水産研究者の関心が高かった。また、沿岸・内湾で発生する急潮は、突発的な海況変動として古くから知られており、沿岸で最も特徴的な現象の一つと言える。急潮は、沖合の暖水が突

発的に沿岸、湾内へと流入することによって起こることが多いと理解されており(木村, 1942; 宇田, 1953; 松山・岩田, 1977; TAKEOKA and YOSHIMURA, 1988), この現象にも沖合暖水、つまり黒潮の変動が大きくかわっているらしい。また、急潮とともに暖水流入による水温の突然昇温現象も、日本沿岸しかも黒潮内側でかなり普遍的に観測されている(国司ほか, 1965; 秋山・柳 1984)。

これらの研究から、急潮あるいは水温の突然昇温は沖合暖水が沿岸や内湾に流入することで起こる、特に黒潮の接岸が深く関与している、と理解できる。しかし、その実態をとらえた例は少ない。暖水舌、急潮あるいは水温の突然昇温などの現象は、いずれも突発的に発生し短期間で終了してしまうため、暖水侵入直後の形状を明らかにできる観測資料を得ることは難しい。TAKEOKA and

* 1989年3月9日受理

** 和歌山県水産試験場 Wakayama Prefectural Fisheries Experimental Station, 1551, Kushimoto, Nishimurogun, Wakayama 649-35, Japan

YOSHIMURA (1988)は、係留観測と人工衛星画像の解析から急潮に伴う暖水進入の様子を明らかにしているが、このような具体例の報告は少ない。熊野灘における暖水舌、急潮など海況の短期変動に関する研究は比較的新しく(竹内・鈴木, 1976; 杉本, 1983; KIMURA and SUGIMOTO, 1987; SUGIMOTO and KOBAYASHI, 1987; 西村, 1987), 解明されていない現象も多く残されている。

熊野灘南部沿岸に黒潮系の暖水が波及する型は、黒潮の大蛇行、非蛇行といった二つの代表的な流路によって大いに異なる。大蛇行期には黒潮内側反流に伴って熊野灘北部から流入する比較的厚みのある暖水であることが多く、ときには西進する暖水渦が関連することもある。これに対し、接岸時(非蛇行期)は黒潮系暖水が南から表層を舌状で侵入する「暖水舌」といった型である。いずれも沿岸域の水温は急上昇し、急潮を伴うことも多い。なかでも黒潮接岸時の暖水舌侵入は、特に突発的な海況変動を引き起こす。すぐ南にある黒潮強流帯と沿岸系水とが接する顕著な潮境(黒潮北縁フロント)の移動が関係する。

ここで対象とするのは、このような暖水波及に伴う水温変動特性、なかでも黒潮の短期変動と直接関連するとみられる南から北に向かって侵入する暖水舌についてである。これは、坂本(1971)が報告した黒潮北縁を東進する表層暖水舌のことである。この報告では、熊野灘南部の海況の短期変動はおもに黒潮系水が沿岸域へ暖水舌状に侵入して起こること、その侵入過程では二つのタイプの特徴的な水温変動があることを示し、その変動過程について模式図を提示する。また、熊野灘沖を西進する小暖水渦が作用して、その陸岸側に典型的な暖水舌が発達することを、1980年3月の例で示す。沿岸の定置網でブリを好漁するのは、暖水舌に関連することが多く、暖水が「障壁」あるいは沖からの「圧迫」としてブリの行動に作用したと考えられる。このような漁業との関連についても例をあげて紹介する。

2. 観測と資料

和歌山県では、海況の短期変動をモニタリングするため熊野灘南部沿岸の定置網漁場(Fig. 1)で、1972年以来、12月～5・6月の毎シーズン、3～5ヶ所を選定し、自記水温計による水温測定を続けている。水温測定は液体膨張式自記水温計(柳計器K. K製)あるいは流速計(アンダー社製ロータ型, RCM4)付属の水温計で行った。液体膨張式自記水温計は、ネジ巻式機構によ

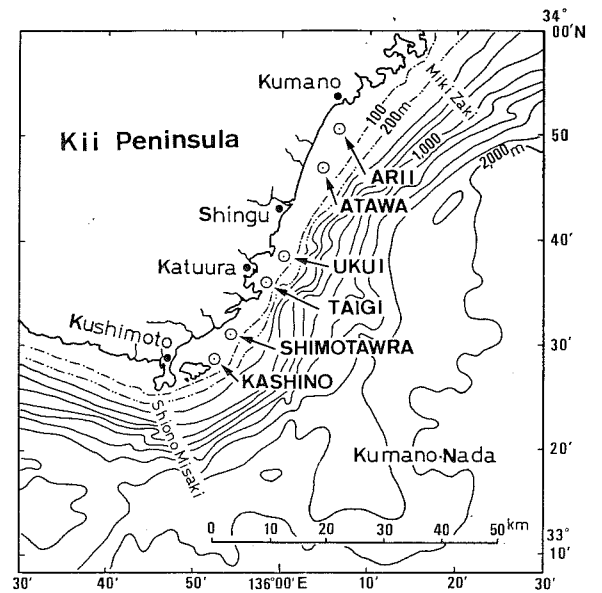


Fig. 1. Bottom topography and locations of set net stations in the southern area of Kumano-nada.

て毎時12mmで送り出される幅40mmの記録紙に連続して7～10日間の水温を記録するもので、その水温精度は $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ 、紙送り時間精度が10分程度である(竹内・鈴木, 1976)。この記録を付属のルーペで1時間毎に読み取り水温値に更正、更に記録紙の交換時毎に防圧転倒温度計を使って各現場の港内海水で器差を求め正確な水温に補正した。流速計では流向、流速、水温、水圧データを10分毎に記録し、水温は1時間毎の正時の値を使った。

各測器の設置には定置網のブイを利用した。自記水温計は観測水深まで吊下し、流速計は水中ブイで海底から観測水深まで立ち上げた。自記水温計は約7日毎に記録紙の交換を行うので、その交換の間や荒天などで水温計の回収や再設置ができない時には1～3日の欠測がある。

ここで使用したデータは、1972年～1980年までの冬～春季、8シーズンであり、Table 1. に観測場所ごとの観測日数と観測機器を示した。水温の観測水深はいずれも20mである。解析には1時間毎の水温と、0～23時の平均値を日平均水温として用いた。欠測時間がある場合には、得られた水温値だけから平均値を求め日平均水温とした。

また、Table 1 以外の水温記録として、1986年2月に4ヶ所(水深10m)で観測したデータを使った。その

Table 1. List of observed data numbers in days and sea depth at set net stations in the southern area of Kumano-nada.

Set net stations and sea depth	ARII	ATAWA	UKUI	TAIJI	URAGAMI	SHIMO-TAWARA	KASHINO
Periods (m)	35m	40m	50m	50m	33m	34m	40m
'72, Dec. ~'73, Jun.	—	—	149	139	—	48	121
'73, Dec. ~'74, May	—	—	133	87	—	120	80
'74, Dec. ~'75, Jun.	66	—	161*	155	—	43	118
'75, Dec. ~'76, Jun.	—	96	78**	—	106	—	124
'76, Dec. ~'77, Jun.	—	53	199**	128	—	43	152
'77, Dec. ~'78, May	—	146	143**	145	—	140	148
'78, Dec. ~'79, Jun.	—	182	154**	145	—	144	161
'79, Dec. ~'80, Jun.	—	183	192**	145	—	134	164

* measured by Aanderaa RCM-4 from Feb. 9, '75

** measured by Aanderaa RCM-4

測定は、デジタルメモリー式水温計（離合社製RMT水温計、精度±0.05°C）により、30分間隔で行った。

3. 結果と考察

(1) 冬春季の日平均水温からみた年あるいは黒潮流路による水温変動特性

紀伊半島から房総半島沖を流れる黒潮は、代表的な二つの流路があり、その黒潮内側域の海況はこのような流路の違いで大きく異なる（藤本・友定, 1980）。熊野灘南部沿岸でも、長年の冬春季の観測からその水温変動特性が年によって違うこと、特に黒潮流路の違い—接岸期と離岸期（大蛇行期）—によって大いに異なっていることを示す。

黒潮の接岸期と大蛇行期を含む1972年から1980年までの冬～春季、8シーズンの日平均水温（水深20m）をFig. 2に示す。Fig. 2のaが12月～6月の8シーズンを重ね合わせたもの、b～iは年度毎に分けたものである。最低水温は1月下旬から4月上旬に記録され、水温変動幅も大きく、年によって水温変化の様子はかなり違うことがわかる。

黒潮が潮岬に接岸して流れる時（b～d）は、一般的に水温は低く、最低水温が13～14°C台まで低下する。すぐ南に黒潮系暖水が近接しているのに水温は低い。その変動周期は数日から十数日で、振幅が大きい、といった変動特性がみられる。このような時には、黒潮強流帯と熊野灘沿岸系水とが接してできるはっきりとした潮境（黒潮北縁フロント）が紀伊半島南端から東に伸びて形成される。この潮境は黒潮の変動と関連して短い周期で変化し、黒潮からの暖水が沿岸域へ間欠的に補給される。このとき突発的な昇温と海水交換が起こり、短周期

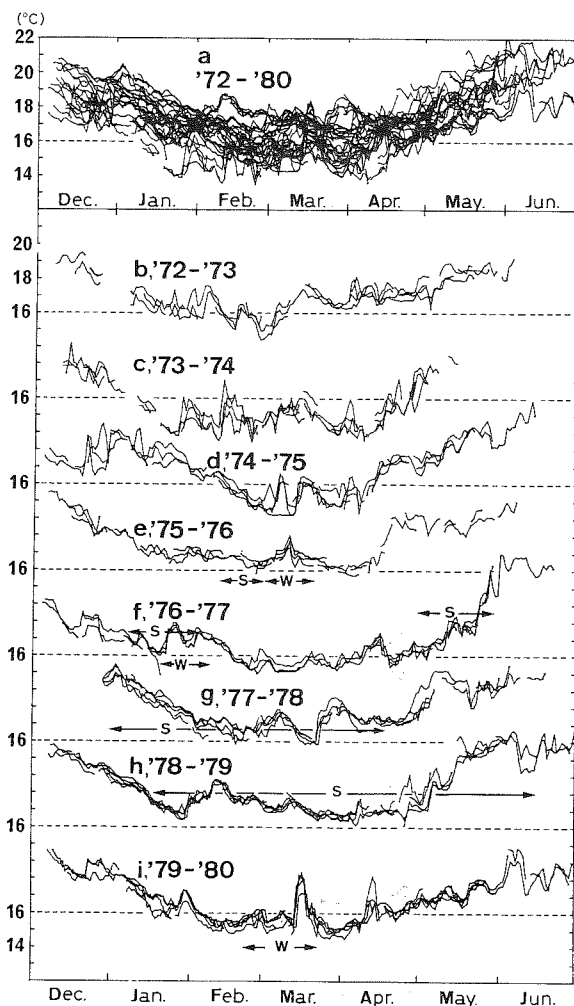


Fig. 2. Variations of the daily mean water temperature 20 m below the sea surface at the set net stations. a: Dec.-June, 1972-1980, b-d: non-meander, e-i: typical large-meander. Symbol w and s denote the warm eddy and S type large-meander respectively.

で振幅が大きいといった変動特性があらわれると推察できる。

これに対し、黒潮が潮岬から約50~180マイルと大きく離岸する大蛇行期(e~i)は水温が高く、最低水温は15~16°C程度までである。これは、大蛇行期には黒潮内側反流の発達に伴う暖水流入(松本, 1986)あるいは東海道沖から切離・西進する小暖水渦(隈部・弘田, 1984; SUGIMOTO and KOBAYASHI, 1987)などがあること、ときには黒潮蛇行の北上部が熊野灘方向に大きく曲がり込むS字蛇行となって、沿岸域が黒潮の直接影響下となるためである。熊野灘南部は水温の高い均一な外海系の水塊で広くおおわれ、付近には黒潮接岸時のように先鋭な潮境は形成されない。このため、水温の変動幅が一般的に小さく、急激な水温上昇は少なくなると考えられる。水温上昇があっても、それは全点でほぼ同時に変化し、その周期は黒潮接岸期よりもやや長いようである。この同時的な水温上昇が起こるのは、小暖水渦が熊野灘まで西進した時あるいは黒潮がS字蛇行した時などで、その期間を図中にそれぞれwおよびsで示した。

S字蛇行が著しく変形し、黒潮が熊野灘沿岸に沿った接岸北上流路となったり('79年4~6月など)、あるいは蛇行の東偏と縮小によって、黒潮が潮岬の20, 30マイル程度まで接岸すると('80年3月中旬~6月など)、黒潮接岸期によく似た水温変動があらわれる。

(2) 暖水舌の侵入に伴う二つの特徴的な水温変動

水温連続記録の短期変動を詳しく検討すると、熊野灘南部沿岸域では冬・春季の水温変動に特徴的な二つのタイプの水温上昇があり、それは黒潮系暖水が舌状となって沿岸域に侵入する過程で起こることがわかった(竹内・鈴木, 1976)。特徴的な二つのタイプの水温上昇とは、水温の急上昇が紀伊半島南端に限定されて約7日あるいは約14日で周期的に生ずるもの(第1の水温変動)と、水温ジャンプが沿岸に沿うように順次、時間的なずれをもって伝播・進行するもの(第2の水温変動)である。

いずれも1~2日といった短期日で水温が約1~3°C急上昇する現象で、このようなことは毎年何回か繰り返し起きている。

Fig. 3が第1の変動例である。紀伊半島南端の檜野だけで、12月14日と21日の2回、約7日の間隔で特徴的な水温上昇が起きている。この2回の水温上昇はいずれもゆっくり昇温(2.0~2.5°C)し、急速に降温する非対称な形である。昇温の継続時間は約30~50時間であった。このとき、紀伊半島西岸の3ヶ所(紀伊水道入口の比井崎、田辺湾、串本西海岸)で毎日1回観測された定地水温にも同じように12月14日と21日の2回、特徴的な水温上昇が繰り返された。つまり、第1の水温変動は、紀伊半島西岸を含む広い海域とほぼ同時に起きている。

檜野で1回目の水温上昇がもとのレベルにもどった12月15日には、宇久井などと同じ水温となり、17日以降は逆に宇久井などのほうが1~2°C高くなっている。12月21日以降も同様の変動パターンが繰り返された。この他にも同じような観測例がいくつかあり、宇久井や下田原で12月17日と24日にはじまる水温上昇は、あとでふれるように第2の水温変動のはじまり、と理解されるようになっている。

つぎは第2の水温変動である。Fig. 4のaがその一例で、上から宇久井、太地、下田原、檜野の順で示す。水温ジャンプは2月11日5~6時に宇久井、太地からはじまった。それは、宇久井・太地→下田原→檜野の順に北から南へ、それぞれ約12時間、14時間ずつ遅れていた。はじめに水温ジャンプがはじまる北側の地点(宇久井、太地)で水温上昇が3°C以上と大きく、その南(下田原、檜野)では約2.0~2.5°Cと小さい。水温ジャンプのあと、北側の宇久井と太地では半日周期の変動を繰り返しながらしだいに水温が低下するが、南端の檜野ではいったん上昇した水温はほとんど変動しない。また、檜野で2月10日19時から数時間で約1.5°Cの水温低下が起きている。この水温低下は、北からの水温ジャンプが檜

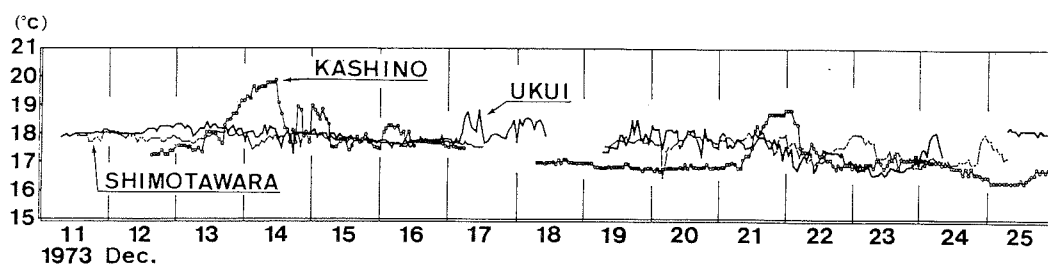


Fig. 3. A typical example of periodic temperature variation at the tip of the Kii Peninsula definitely (The No. 1 type fluctuation), from 11 to 25 December 1973.

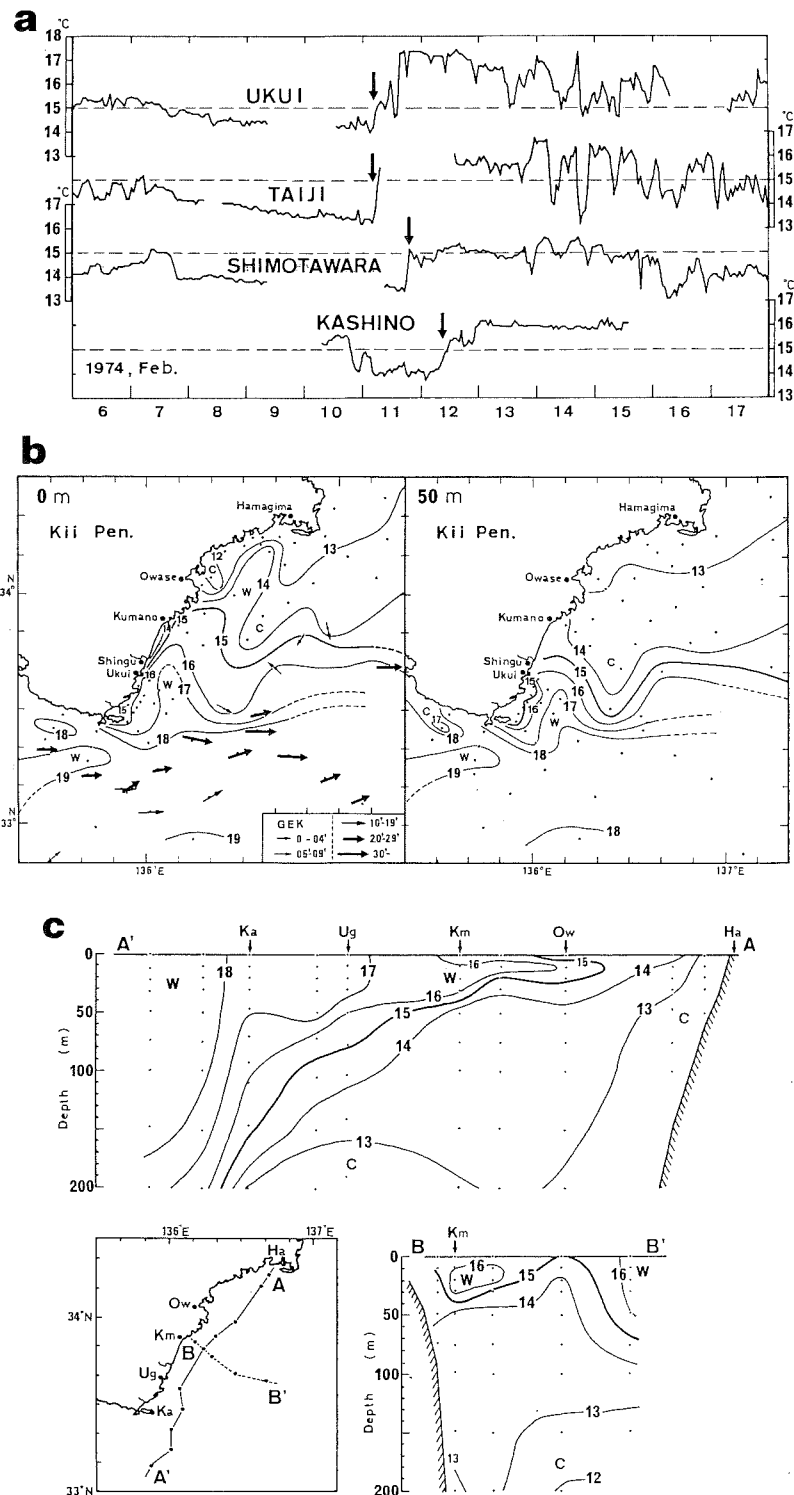


Fig. 4. a: A typical example of spread of the temperature ascent along the coast which abruptly occurred at the four set net stations (The No. 2 type fluctuation), from 6 to 17 February 1974. Observation depth is 20 m below the sea surface.

b: Surface temperature and surface current measured with GEK (Left) and water temperature at 50 m depth (Right). The observations carried out during the period from 12 to 19 February 1974 by Mie, Wakayama, Aichi Prefectural Fisheries Experimental Stations and Hydrographic Office.

c: Vertical temperature structures of along (A) and cross section (B) of the warm water intrusion. The observations carried out during the period from 12 to 15 February 1974.

野まで伝播してきた12日まで約1.5日間つづく。2月10日以前の樫野の水温記録がないが、この水温低下は他の地点の水温低下とは様相が異なり、単なる海面冷却とは考えられない。この他にも水温ジャンプ直前に南端の樫野だけで水温低下が起こる同じ様な現象が観測されており、これは特徴的なことと言えよう。

水温ジャンプ直後に観測された表面と50mの水温分布 (Fig. 4のb) をみると、南東方向から宇久井に向かって17°C 台の暖水舌が侵入しており、宇久井から樫野の沿岸域には小さく沖へ張り出す16°C 以下の低水温域がある。暖水舌の先端は、表面では熊野市を越え熊野灘北部沿岸にまで達するが、50m深では新宮沖くらいまでである。暖水舌の侵入方向とその横断面における水温断面分布 (Fig. 4のc) から、暖水はごく表層を侵入していることがわかる。15°C 等温線で代表した暖水の深さは、宇久井沖で約100m、熊野市沖で約50m、尾鷲沖で約20mと北に行くほど浅くなる。しかも、その先端付近には水温逆転がある。ここでは図示していないが、塩分は表層の暖水舌内で高く (34.70~34.85)、その下層では34.70以下と低い。その分布パターンは水温とほぼ同じである。密度25.7~25.8の等密度線は15°C 等温線と一致し、表層暖水部で低密度 (25.2~25.8)、下層低水温部の密度は26.0~26.2と大きい。暖水舌先端部には密度の逆転があり、水温と全く同じ分布パターンである。表層混合層の発達する冬季にもかかわらずこのような海洋構造が観測されていることから、沿岸に侵入して間もない暖水舌をとらえていたと言える。

宇久井・太地→下田原→樫野の順に北から南に向かっ

て発生した水温ジャンプの時間差から、その伝播速度を求めると、0.2~0.5ノットであった。この他にも水温ジャンプの伝播例は数多く観測されており、ここに示した北から南への伝播ばかりでなく、暖水舌の先端が岸に接する位置によって南から北のこともある (竹内・鈴木, 1978)。南から北への伝播は暖水舌の侵入方向と同じであるが、南への伝播はこれとは異なる。ここに示したように半島東岸で暖水が北から南へ進行する現象は、沿岸域に流入した暖水 (低密度水) が岸を右にみて、岸に沿って流れること (久保川, 1986) で説明できよう。水温ジャンプがはじめに起こる地点とその伝播方向は、暖水舌がどこに侵入するかによって決まるようである。この海域では宇久井沖に暖水舌が侵入するケースが多い。なお、あとでもふれることになるが、暖水が南へ波及する現象は、水温ジャンプの伝播としてはっきり捉えられているがその水平的な様子は明らかでなく、潮境が南下したことを示す直接の観測はない。

(3) 暖水舌侵入の前兆となる第1の水温変動

これら二つの特徴的な水温変動は、黒潮接岸期にしばしばペアで観測された。しかも第1の水温変動は第2のそれに先行して起こっている。このことから第1の水温変動は第2の変動の前兆、つまり暖水舌が発達し沿岸域に侵入する前兆現象と考えられる。

このことを、Fig. 5を使って説明する。紀伊半島南端の樫野だけで水温が上昇する第1の水温変動は、12月25~28日と1月8~11日に約14日の周期で起きている。Fig. 2の例に比べて周期が2倍、水温上昇の継続時間も約2倍と長い。12月28~29日に樫野の水温が低下したあ

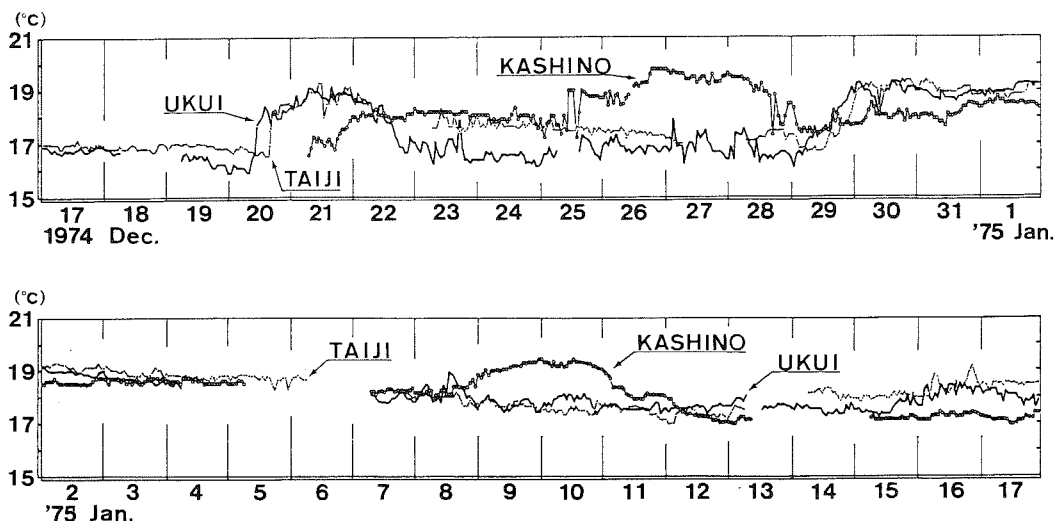


Fig. 5. Variations of water temperature 20 m below the sea surface at the three set net stations, from 17 December 1974 to 17 January 1975.

と(第1の水温変動の終末), つづいて第2の水温変動が宇久井からはじまった。1月12日以降もこれと同じパターンで変動している。なお, 12月20日の水温ジャンプは, それ以前の檜野のデータがないので, 第1の水温変動につづいて起きていたのか, この図からは判らない。しかし次に述べる紀伊水道の暖水波及との関連からみて, この時にも同じ変動様式—第1の水温変動につづいて第2の水温変動が起こる—であった, と判断される。

Fig. 5 と全く同じ時期に, 紀伊水道フロントの短期変動をフェリーで連続観測した結果(吉岡ほか, 1977)や紀伊半島西岸3ヶ所の定地水温(比井崎, 田辺湾, 串本西)などから, 暖水は紀伊水道開口部に12月9~11日と12月23~25日に強く波及し, 12月17~18日に弱く波及している。このことから第1の水温変動のはじまりは, 紀伊水道開口部に暖水が侵入してから1~3日あとだった, とわかる。串本・浦神の潮位差には, 12月24~25日と1月5~6日に35~40cmの顕著なピークがあり, それは紀伊水道側に暖水が波及したときに一致していた。

以上のことから, 第1の水温変動は黒潮北縁部をある間隔で東進する暖水舌の前面が紀伊半島南端に一定時間かかることによって起こる, と推定できる。このとき潮位は紀伊半島の東側に比べ西側で高くなる。暖水舌が潮岬を通過し, 紀伊半島先端の地形による束縛から開放されると Fig. 4の b のように沿岸に向かって侵入する, その先端が岸に接して突発的な水温ジャンプ(第2の水温変動)が起こる, と理解できる。第1の水温変動は, 暖水舌が沿岸域に侵入する前兆現象の一つと考えてよさそうである。

第1の水温変動が観測されない時もあるが, それは暖水舌前面が紀伊半島南端に届かなかったためと考えられる。黒潮がある程度以上に離岸してしまうと暖水舌前面が沿岸域に届かず第1の水温変動は起こらない, 黒潮が20, 30マイル以内に接岸している時だけ, その変動周期を捉えることができると推定される。最近の衛星画像にみられる次のような場合には, 暖水舌前面が紀伊半島南端に届かない。それは, 黒潮に沿って東西に著しく変形した暖水舌—LEE *et al.* (1981) が湾流の強流帯縁辺で観測した冷水と暖水とがペアとなった擾乱によく似ている—, また熊野灘の20, 30マイル沖合に暖水舌が形成される場合などである。また, はるか沖合からウォーム・ストリーマのように細長く伸びて沿岸域に達する暖水舌などもこれに相当する。

(4) 暖水舌に伴う水温上昇の変動周期

坂本(1971)は, 日本南西沿岸域の数日間ごとの平均

水温分布から, 黒潮の北側に形成される暖水舌の周期は平均9.5日, 最小で約6日, 最大で約13日であり, 暖水舌は黒潮に沿って移動するものばかりでなく, 停滞したり, 逆行したりすると報告した。およそこの程度の周期で暖水舌は東進するとみることができよう。それは, 第1の水温変動にみられた約7日あるいは約14日の周期変動と同じである。つまり, 暖水舌がつぎつぎに紀伊半島に到達してこのような周期変動が起きたと考えられる。しかも短いほうの周期は, 停滞・逆行することなく黒潮に沿って東進する暖水舌に関連している, と推察できよう。

このような周期は, 吉岡ほか(1977)が紀伊水道で観測した暖水塊の出現周期とほぼ一致し, 豊後水道南部に約10日周期で暖水が流入, そのたびに水温が急上昇する現象(秋山・柳, 1984)とよく似ている。いずれも黒潮北縁から派生する暖水舌が, 数日~十数日の周期で沿岸域に波及したためとみられ, 杉本(1983)の指摘した数日~十数日の変動特性を持つ黒潮の沿岸側フロントの擾乱と推定される。黒潮流路に近い四国沖の大陸棚斜面での流速にも, これとほぼ同じ7日から15日の周期変動のあることが観測されている(浦島ほか, 1982)。

ところが, これよりやや長い20日程度の周期変動を黒潮とその隣接海域で観測した報告も多い(TAFT, 1978; 江口ほか, 1982; KIMURA and SUGIMOTO, 1987)。このような周期の違いがなぜあるのか—たとえば測定点と黒潮との位置関係が異なるためなのか, あるいは観測を実施した年による相違なのか—については明らかでない。

NAGATA and TAKESHITA (1985)は, 黒潮北縁の温度フロントには十数日の周期をもつ短周期変動がしばしば観測されること, この変動はある限られた時期をとると非常に規則的に見えることが多いが, その変動特性は年によって大きく変化すると報告している。それは, Fig. 2に示した熊野灘南部の水温変動にもあてはまるとみられ, 今後1980年以降のデータを含め検討する必要がある。

(5) 暖水舌の形成・発達・侵入過程

暖水舌の形成・発達・侵入過程について, これまでの観測事実と矛盾しないように模式図で表したのが, Fig. 6である。ただしこの場合, 黒潮は潮岬の20, 30マイル以内に接岸・東行していることが条件となる。図中のA~Eは黒潮北縁部と沿岸水との顕著な潮境(黒潮北縁フロント)であり, 暖水舌の縁辺部を模式的に示している。矢印は, 流れの方向を想定したものである。暖水舌の発達・侵入とともに, フロントはAからB, C, D

熊野灘南部の暖水舌について

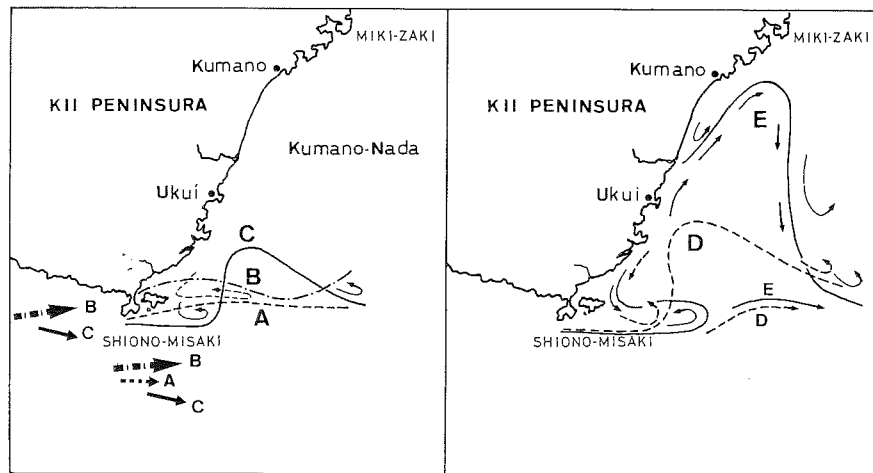


Fig. 6. The schematic process patterns of the warm water intrusion in the southern area of Kumano-nada. Patterns were transformed A to E.

Eへと順次変化すると推測した。それぞれの過程は、次のように説明できる。

A: 当海域のすぐ南に黒潮が接岸して流れ、顕著な潮境が東に伸びて形成される。沿岸域は全域が低水温におおわれている。

B: 西から移動してきた暖水舌の前面が紀伊半島南端にかかり、暖水が北に膨らむ。潮境はやや北上し、その南側となった檜野で水温上昇（第1の水温変動）が起こる。

C: 暖水舌（擾乱）が半島の東へ抜けはじめ、紀伊半島南端の地形に押さえられていた暖水は、熊野灘で舌状に発達する。暖水舌の後面では低水温域（沿岸系水あるいは湧昇域）が南へ張り出し、檜野で一時的な水温低下がある。

D: 黒潮北縁に沿って東進する暖水舌（擾乱）が潮岬を完全に越え、地形の束縛から開放される。暖水舌は発達し沿岸域へと侵入する。その先端の一部が岸に接しはじめ、沿岸域で水温ジャンプ（第2の水温変動）がはじまる。

E: 暖水舌は完全に岸と接するようになる。北側の潮境が岸に沿って北進する。その沖には南へ張り出す沿岸系水がある。北上する暖水の南側つまり宇久井から檜野までの熊野灘南部海域では、流入した暖水は水温ジャンプを伴って北から南へ進行する（第2の水温変動）。暖水が南へ波及するときの様子はよくわからないが、それが半島南端まで伝播してしまうと沿岸域のほとんどは黒潮系暖水によって占拠されることになる。なお、南端には小さな冷水渦が東へ伸びるように変形して残ると想像

される（竹内・阪本, 1986）。

このあと、暖水舌（擾乱）がさらに東へ移動し、暖水の補給は途絶えることになり、新しく入れ替わった海水は徐々に冷やされて再び同様の変動過程が起こる、と推定される。これは、田辺湾や豊後水道南部の海水交換過程（国司ほか, 1965; 秋山・柳, 1984）と同様である。あとで急潮時の流速記録として1980年3月の例（Fig. 9）を示すが、急潮はこのような黒潮系暖水と沿岸水との突発的な海水交換とともに起こる、と理解できる。相模湾で報告されている急潮の発生過程とほぼ同じである（木村, 1942; 宇田, 1953; 松山・岩田, 1977）。

暖水舌が紀伊水道といった湾入部に侵入すると、水深は浅くなるものの陸岸地形の制約がなく自由であることから、その先端付近で吉岡ほか（1977）の示した紀伊水道フロントの発達、強化、衰弱などの現象となるのであろう。これに対し、熊野灘南部海域は黒潮強流帯に突出した紀伊半島の地形であり、陸棚が非常に狭く急深な海底地形をもつ開放型沿岸域であるため、黒潮から侵入した暖水舌の先端がすぐ陸岸に接してしまう。このことが、熊野灘南部の海況変動を特異なものとしているようである。ただし、黒潮が大きく離岸している時にはこれとは異なる海況変動となる。

なお、鹿島灘（久保ほか; 1982）や房総沖（藤森; 1969）などに出現する暖水舌は水深200m程度まで舌状構造が保たれているのに対し、熊野灘における暖水舌の厚さは20~100mと浅い（Fig. 4c）。熊野灘でも大王崎などの北部から黒潮内側反流として波及する暖水の厚さは一般的に深く150~200mに達するが（三重県水産

技術センター、愛知県・和歌山県水産試験場の定線調査など)、南から波及する暖水は浅いのが特徴である。

(6) 暖水舌侵入とブリ漁獲

暖水舌の発達・侵入は、紀伊半島南端付近にある潮境(黒潮北縁フロント)を先鋭にして、その北進を伴う。このため、南下ブリ群にとって暖水が「障壁」あるいは沖からの「圧迫」として作用し、ブリを沿岸域へ回遊させる要因の一つとなると考えた。最近の観測から、暖水舌の侵入過程で人工衛星画像に日をおいて二つの潮境が形成される興味深い例を示し、あわせて定置網のブリ漁獲変動などと関連していたことを示す。

Fig. 7で、1986年2月12日~19日にかけて、暖水舌の侵入とともに、第1と第2の水温変動が続いて起きている。Fig. 5と同様の変動である。2月13日には、潮境が紀伊半島南端にかかって(Fig. 7のa)、御坊(紀伊水道入口東岸)と樫野で水温が上昇し、第1の変動がはじまったところである。2月17~18日には、水温ジャンプが宇久井→下田原(図ではTAWARA)→樫野へと伝播している。いっぽう、熊野灘中・北部では水温ジャンプが三木埼で2月18日、大王崎で2月21日に起きていること(西村, 1987)から、水温ジャンプは沿岸に沿うようにならかなり北側まで伝播・進行していることがわかる。

北への伝播は、つぎに述べる潮境の北進と符合する。これにに対し、南への暖水伝播は水温ジャンプの伝播としてはっきり観測されているものの、衛星画像の水平分布では不明瞭である。

Fig. 7のb, cから、2月17日に暖水舌が発達し、潮境は北進している。潮岬沖には、17°Cの等温線付近に別の潮境があらわれる。2月20日になると、はじめの潮境は大王崎付近まで北上し、新たな潮境が紀伊半島の東沖をまわり込むように移動する。暖水舌はしだいに東へ移り、大王崎南沖には二つの潮境が20~30マイルの間隔で形成された。はじめの潮境が北進したあとに新しい潮境が形成され、潮境は熊野灘で二重となっている。これは、NAGATA and TAKESHITA (1985)がトカラ海峡で観測した黒潮温度フロントの二重構造によく似ており、フロントの移動・交代が起こっていたのであろう。

ブリの漁獲変動をみると、暖水舌が紀伊半島にかかる少し前の2月7~9日に、千尾以上の漁獲で突然はじまった。その後、暖水舌が沿岸域へ侵入する過程の間は漁獲が続く。暖水舌先端部が北上し、沿岸域が暖水におおわれると漁獲が少なくなる。三重県方面でも、島勝以南の定置網漁場で2月9日~16日に集中してブリの漁獲がつづいた。いずれも暖水舌が侵入する直前、すなわち14

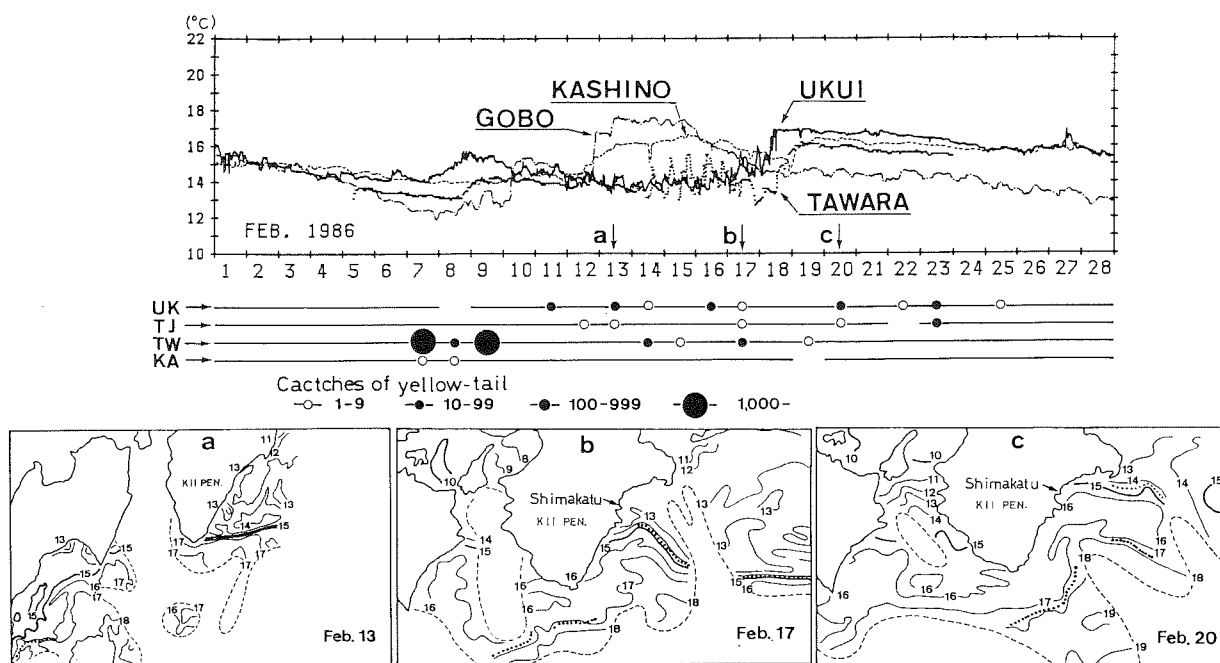


Fig. 7. Relation among variations of water temperature 10 m below the sea surface at the three stations (top), the daily catches of yellow-tail at the four set net stations (middle, UK: Ukui, TJ: Taiji, TW: Shimotawara, KA: Kashino) from 1 to 28 February and the sea surface temperature in 13, 17 and 20 February at top figure's arrows a, b and c respectively (bottom).

~15°Cの潮境の北側で好漁となり、そのあと黒潮系暖水におおわれると漁獲は激減する。暖水舌の北進とともにブリの好漁場は北上していた。暖水舌の発達・侵入が、暖水の「障壁」あるいは「圧迫」として作用したと考えられる。

この他の漁業にも、このときの暖水舌の影響がみられた。それは、暖水舌が紀伊水道に侵入した2月8~18日の期間だけ潮岬西海域の沿岸20~30マイル付近にビンナガマグロの漁場が形成されたことである(和歌山県漁海況情報, 昭和60年第11報)。このことも、暖水舌が沿岸域の漁場形成に重要な役割を果たしたことを示唆する。

(7) 小暖水渦の通過に伴う暖水舌の発達

東海道沖から切離した小暖水渦が熊野灘を通過するこ

ろ、その陸岸側に典型的な暖水舌が発達する場合がある。このような暖水舌の侵入では、第1の水温変動は観測されず、突然第2の水温変動が始まる特徴がある。Fig. 8がその例であり、上から潮岬の風向、5ヶ所の定置網漁場(阿田和, 宇久井, 太地, 下田原, 樫野)での日平均水温(水深20m), 宇久井の流速・流向, および宇久井・太地・下田原・樫野の日別ブリ漁獲尾数などを1980年2月15日から3月31日まで示した。

3月1~2日にすべての地点で水温が約1.5°C低下している。その低下は北側で早くはじまり、南で遅れていた(図中の破線)。早春季に表層混合層内の水温記録から湧昇現象を確認するのは難しいが、3月1日に強い南西風(潮岬の最大瞬間風速, 27.1m/s)が吹いているこ

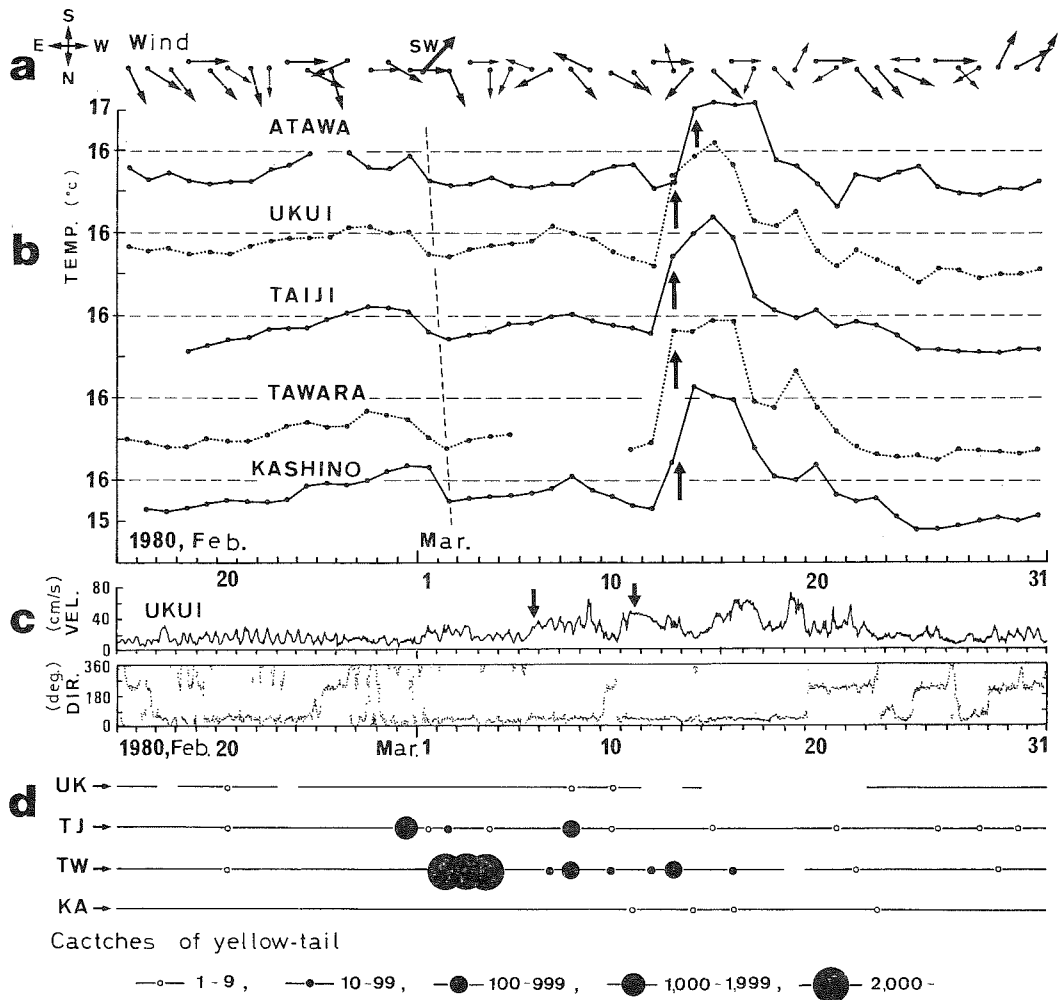


Fig. 8. The abrupt ascent of temperature and current with warm eddies.
 a: Stick diagrams of wind velocity at the Shionomisaki.
 b: Daily mean temperature 20 m below the sea surface at five set net stations.
 c: Current velocity and direction of 20 m depth at the UKUI set net station.
 d: Daily catches of yellow-tail at four set net stations (UK: Ukui, TJ: Taiji, TW: Shimotawara, KA: Kashino). Small or large solid circles indicate the catches, and non line presents lack of catching work respectively.

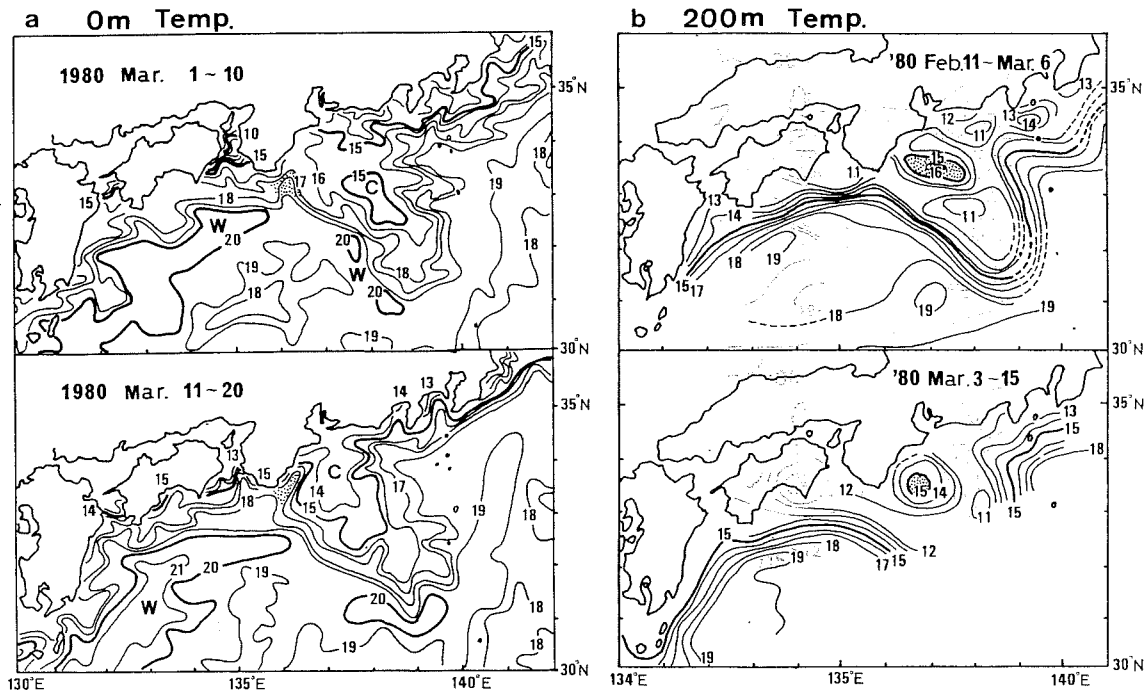


Fig. 9. a: Sea surface temperature distributions, during 1 to 10 March (top) and 11 to 20 March (bottom) reported by Japan Fisheries Information Service Center. Shadow areas indicate the warm water intrusion.
 b: Temperature distributions at 200 m depth, during 11 February to 6 March (top) and 3 to 15 March (bottom), reported by Hydrographic Office. Shadow areas indicate the warm eddies.

と、これまでに観測された春季沿岸湧昇の例（竹内，1985）からみて、この水温低下は南風による半島東岸の沿岸湧昇によって起きたと考えられる。これに符合して、下田原で3月2～4日に、近年では珍しいほどのブリの大漁（合計は約12,000尾）があった。この大漁は、沿岸湧昇が「冷水障壁」あるいは「底層冷水駆集効果」としてブリの回遊に作用したと推定されるが、ここではこの現象についてはふれない。その後、3月13日の水温ジャンプまで太地と下田原でブリの漁獲がつづいた。

3月13日になって、約3°Cの水温ジャンプがはじまる（図中の矢印）。これは、Fig. 9 a に示したように黒潮北縁から暖水舌が熊野灘沿岸に沿って侵入したためである。暖水舌の侵入は小暖水渦が熊野灘に達したところ（Fig. 9 b）にあたり、小暖水渦の陸岸側に暖水舌が形成されている（Fig. 9 a）。小暖水渦には時計回りの1ノット程度の流れがあり（水路部海洋速報昭和55年第5，6号），その進行方向右側にあたる熊野灘沿岸では北上流が発達することになる。この沿岸北上流が黒潮系暖水を北に向かって引き込むように作用し、暖水舌の発達・

侵入を助長したと推測できる。

以下、この時の水温ジャンプの伝播と流れについて詳しく記述する。水温ジャンプは3月12日17時ころ下田原からはじまった。それは下田原→太地→宇久井→阿田和の順に南から北へ、それぞれ3.5時間、1.2時間、8.5時間ずつ遅れていた。その伝播速度は、およそ1.3ノットである。檜野では下田原よりも2.3時間遅れて水温ジャンプがはじまっており、それは下田原→檜野へと南に向かって伝播（伝播速度は約1.5ノット）していた。暖水舌は下田原沖に侵入し、暖水の大部分は沿岸に沿って北方向へ進行したと考えられるが、その一部は南側の檜野へも広がっていることがわかる。

宇久井の流速記録では、水温ジャンプがはじまる6日前（3月6日）ころから北東流（約0.8ノット）が速くなった（Fig. 8のc）。このころから、小暖水渦に伴う沿岸北上流の一部が観測されたと考えられる。流れは3月10日にいったん南西方向に変化し、水温ジャンプの1～2日ほど前（3月11日）から再び速い北東流となって、暖水舌による水温上昇が終了する19日まで続く。こ

れが急潮であり、宇久井では定置網の操業ができない日がつづいた。

宇久井と下田原に設置していた自記流速計では、水温ジャンプが発生した期間、宇久井で0.6～1.0ノットの北東流が、下田原では0.3～0.5ノットの南西流が実測されている。それぞれの流れは水温ジャンプの伝播・進行方向と同じである。また、太地、阿和田の定置網漁業者が毎日朝夕の2回、網の吹かれや表層流速板を使って流れの方向と強さを記録した資料によれば、太地では3月12日朝まで南流、同日午後から北流に変化し、3月13日と14日は北流が速い。阿田和でも3月12日までは南流が、3月13日朝から北流が速くなり、3月14日～16日には北流の急潮のため操業できなかつた。各定置網漁場における流れは水温ジャンプの伝播・進行方向と同じであり、定性的には暖水が流れを伴って北と南に進行したことがわかる。

水温の伝播速度(約1.3ノット)は、実測された流速(0.3～1.0ノット)よりも速い。これは水温ジャンプが沿岸に沿って順次伝播・進行する、と仮定したことが原因の一つと考えられるが、その詳細はわからない。

このほかにも西進する小暖水渦が関連して発生する暖水舌の例がいくつかある。Fig. 2でみると、図中にwで表示した期間('76年3月上旬、'77年1月下旬～2月上旬、'80年2月下旬～3月中旬など)の水温変動がこれに相当する。いずれも第1の水温変動は観測されず、熊野灘南部の定置網漁場全域でほぼ同時に水温の上昇・下降が起きているのが特徴である。

ブリ漁獲変動の経過は、前述の例(Fig. 7)と同じように説明できる。すなわち、暖水舌の侵入までは好漁が続き、沿岸漁場が黒潮系暖水に占拠されてしまうと、漁獲は激減する。漁獲の激減は、急潮によって定置網の漁獲性能が極端に悪くなったことも要因の一つと考えられるが、ブリの回遊に適さない暖水の「駆集効果」とみるのが妥当であろう。すなわち、暖水舌はその侵入過程で「障壁・圧迫」として、その後「駆集効果」として作用したと考えられる。今後、ブリの来遊機構に関して、さきにふれた沿岸湧昇による「冷水」などを含め、SAKAMOTO(1962)が提示した外海性魚類について浸透圧差環境の視点から検討する必要がある。

4. ま と め

熊野灘南部の3～5ヶ所の定置網漁場に自記温計を設置し、1972年12月以来、冬～春季の毎シーズン観測をつづけてきた。ここでは、1972年から1980年の8シーズン

および1986年2月の水温記録を解析し、つぎのことがわかった。

(1) 水温の変動特性は年によって違わらしく、特に黒潮の接岸期・離岸期といった流路の違いによって大いに異なる。

(2) 短期の水温変動には特徴的な二つのタイプの水温上昇があり、黒潮接岸時にはしばしばペアで観測された。その第1は紀伊半島南端に限定されて水温の急上昇が周期的に生ずるものであり、第2は水温ジャンプが短期日のうちに沿岸に沿うように順次、伝播・進行するものである。これは、黒潮系暖水が表層を舌状(暖水舌)となって沿岸域に侵入する過程で先鋭な潮境の移動を伴って起こる。その変動過程について模式図を提示した。暖水舌の侵入とともに潮境が北へ進行したあと、新たな潮境があらわれ、潮境は二重構造となる例が衛星画像で観察された。潮境の北上は水平分布からも明瞭に示されるが、その南下は水温ジャンプの伝播として観測されるだけで、水平的な様子は明かでなかつた。1984年2月の例では、暖水舌の深さは20～100m程度で、北に行くほど浅くなり、その先端付近では水温・密度の逆転があった。

(3) 第1の水温変動に約7日と約14日の周期が観測された。これは黒潮の短期変動と直接関連した現象で、黒潮北縁に沿って東進する暖水舌が紀伊半島南端にかかったため、と理解された。

(4) 第2の水温変動は、暖水舌が陸岸に接して起こり、先鋭な潮境の移動とともに突発的な海水交換がある。このとき、沿岸域は黒潮系暖水に占拠され漁場環境は急変し、急潮が発生することも多い。

(5) 熊野灘沖を西進する小暖水渦の陸岸側に典型的な暖水舌が形成されることがある。これは、小暖水渦の時計回りの流れが、その進行方向右側にあたる熊野灘沿岸で北上流となることで、黒潮系暖水を北へ引き込むように作用するためと考えられる。このような場合は、突然第2の水温変動がはじまり、第1の水温変動は観測されない。

(6) 暖水舌の侵入直前にブリが多獲されていること、暖水舌あるいは潮境の北進とともにブリの好漁が北上していたことから、暖水が「障壁」あるいは「圧迫」としてブリの移動に作用していることが示唆された。

ここに紹介した暖水舌は、南風による沿岸湧昇とともに、熊野灘南部の沿岸漁場環境を大きく支配し、その漁況を左右する最も重要な短期変動現象といえる。また、最近の年間を通じた水温連続観測から、暖水舌の侵入は

冬春季だけでなく、いずれの季節にも起こることが判ってきている。この点で、南風が吹く場合だけに限られる沿岸湧昇と異なる。九州東岸から房総半島にいたる黒潮内側域の海況は、黒潮流軸の変動に大きく影響されると言われているが、黒潮が沿岸域にまで直接影響を及ぼすのではなく、多くの場合ここで述べたような黒潮系暖水の一部が沿岸域へ間欠的に波及する型で起きていると考えられる。

5. 謝 辞

熊野灘沿岸での水温連続観測は多年にわたり多くの定置網漁業者各位のご協力で続けられているものである。観測のきっかけを作っていただいた当時の和歌山県水産試験場資源部長鈴木 猛氏、観測の強化・拡充にご尽力いただいた資源部長阪本俊雄博士の皆様にお礼申し上げます。また、本論をまとめるにあたり貴重な御教示と御校閲をたまわった東大海洋研杉本隆成教授、そして研究当初、熱心な議論と助言をして下さった東北水研奥田邦明博士に感謝いたします。

文 献

- 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.
- 江口一平・柴田 彰・高野芳孝・湊 信也 (1982) 東シナ海における黒潮フロント中の中規模擾乱. 黒潮の開発利用の調査研究成果報告書, **5**, 104-111.
- 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の平均水温について. 東海区水研報, **103**, 17-30.
- 藤森 完 (1969) 房総沖に現わ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.
- 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.
- KUBO H. and A. TOMOSADA (1978) Oceanography of Kashima-Nada, off the east coast of Honshu-II. *Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab.*, **96**, 11-28.
- 久保治良・友定 彰・西畑功夫・宮沢公雄 (1982) 鹿島灘の海況-Ⅲ. 東海区水研報, **108**, 59-133.
- 久保川 厚 (1986) 沿岸での低密度水の挙動について. *海洋科学*, **194**, 512-518.
- 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.

- LEE, T. N., L. P. ATKINSON and R. LEGECKIS (1981) Observations of a Gulf Stream frontal eddy on the Georgia continental shelf, April 1977. *Deep-Sea Res.* **28A**, 347-378.
- 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・岩田静夫 (1977) 相模湾の急潮について. *水産海洋研究会報*, **30**, 1-7.
- 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.
- 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.
- 坂本久雄 (1971) 日本南西沿岸域における表層暖水舌の動態. 南西海域漁況迅速化試験概要報告書, 水産庁調査研究部・南西海区水研, 56-59.
- SAKAMOTO, I. (1962) On the action mechanism of the Osmotic-Balance regulated by the T·Cl character in water masses upon the movements of the pelagic fish school. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 20 th Anniversary Vol., 650-662.
- 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 (1987) Current Observation System Using Snip Drift and its Applications in Kumano-nada and Enshu-nada Seas. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **43**, 363-376.
- TAFT B. A. (1978) Structure of Kuroshio south of Japan. *J. Mar. Res.*, **36**, 77-117.
- TAKEOKA, H. and T. YOSHIMURA (1988) The *Kyūcho* in Uwajima Bay. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **44**, 6-16.
- 竹内淳一 (1985) 紀伊半島の東岸で春季と夏季に発生する沿岸湧昇. 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・阪本俊雄 (1986) 紀伊半島東岸における沿岸湧昇の観測. 1986年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 345.
- 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.
- 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.
- 浦島達郎・石川孝一・川江 訓 (1982) 四国沖の大陸斜面上における定置測流について. 黒潮の開発利用の調査研究成果報告書, **5**, 128-138.
- 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.