

水産海洋研究集会

「常磐・鹿島灘の漁業を考える」 第2回
1984年冬春季における常磐・鹿島灘海域
の冷水現象とイカナゴ, オキアミ漁業

共催 水産海洋研究会
茨城県小型船漁業協議会
後援 茨城県水産試験場

日 時: 昭和59年11月26日(月) 10時30分~17時
会 場: 公務員共済施設「ときわ荘」(水戸市梅香 1-6-8)
コンピナー: 鈴木 秀 彌 (東海区水産研究所)
久保 雄 一 (茨城県水産試験場)
大方 昭 弘 (茨城県庁農林水産部)
二平 章 (茨城県水産試験場)
杉本 隆 成 (東京大学海洋研究所)

挨拶: 辻 田 時 美 (水産海洋研究会会長)
小松崎 七之助 (茨城県小型船漁業協議会会長)

話題および話題提供者

- | | | |
|--|------------------------|--------------------|
| | 司 会 | 二 平 章 (茨城県水産試験場) |
| 1. 1984年冬春季の海況の特徴 | 横 田 廣 (福島県水産試験場) | |
| 討 論 1. | 菊 地 喜 彦 (宮城県水産試験場) | |
| 討 論 2. | 富 永 裕 (茨城県水産試験場) | |
| 2. 1984年冬春季のイカナゴ漁況の特徴 | 菊地喜彦・佐藤孝三 (宮城県水産試験場) | |
| 討 論 1. | 江 部 健 一 (福島県水産試験場) | |
| 討 論 2. | 山 崎 達 男 (茨城県水産試験場) | |
| 3. 関連話題 | | |
| 3-1. 生物学的にみたオキアミ漁業 | 寺 崎 誠 (東京大学海洋研究所) | |
| 3-2. プラクトン分布からみた冷水現象 | 鈴 木 秀 彌 (東海区水産研究所) | |
| 3-3. 海洋の長期変動と冷水現象 | 友 定 彰 (東海区水産研究所) | |
| 3-4. 常磐・鹿島灘沖の異常冷水の発生機構について | 杉 本 隆 成 (東京大学海洋研究所) | |
| 3-5. 世界的規模における気象, 海象異変 | 山 中 一 (遠洋水産研究所) | |
| 3-6. 1984年夏季の茨城県における
下痢性貝毒化現象の特異性について | 岩 崎 順 (茨城県水産試験場) | |
| 3-7. 冷水南下の予測について | 為 石 日出生 (漁業情報サービスセンター) | |
| 総合討論 | 司 会 | 大 方 昭 弘 (茨城県農林水産部) |

1. 1984年冬春季の海況の特徴

横田 廣 (福島県水産試験場)

1984年冬春季の東北海区海況は、厳寒・豪雪だった冬季気象の影響もあって親潮第1分枝の南下が非常に強く、2月末には5°C以下の冷水が36°N以南に達するなど海域全体で著しい低水温の状況が続いた。この低水温現象は、第2次大戦後沿岸定線観測が実施されるようになってからでは最大規模の現象で、各地で観測史上最低の水温を記録し、その持続期間は表面水温では6月まで、下層水温では10月までも続くという異例の長期にわたった。

このような海況が漁況に影響を与えるのは当然であるが、今期の漁況で最も特徴的なものは従来宮城県・牡鹿半島周辺で、宮城県船のみが漁獲していたイカナゴ成魚が、福島県海域や茨城県海域で夏季まで大量に漁獲されたことである。この異常漁況が何故生じたかを知るため

に今冬春季から夏季までの海況経過を検討した。検討素材として岩手・宮城・福島・茨城・千葉の各県水試の定線観測資料を用いた。海域の範囲は35°~40°N, 38°N以北は143°E付近以西, 38°N以南は142°E以西である。以下の説明では3, 5, 7月の3カ月分のみの海況図を図1, 2, 3に示す。

海況の経過

1月 鹿島灘では黒潮系暖水の北上が強まり、表層で15°C台の暖水が塩屋崎東20海里付近に達し、18°C台の暖水もその南10海里付近まで北上した。塩屋崎沖で1月に15°C台の暖水がみられるのは1980年以来4年振りのことである。

三陸海域では、40°N付近に4°C台を示す親潮水の先端があり釜石沖にも5°C台の冷水があるが、10°C以下

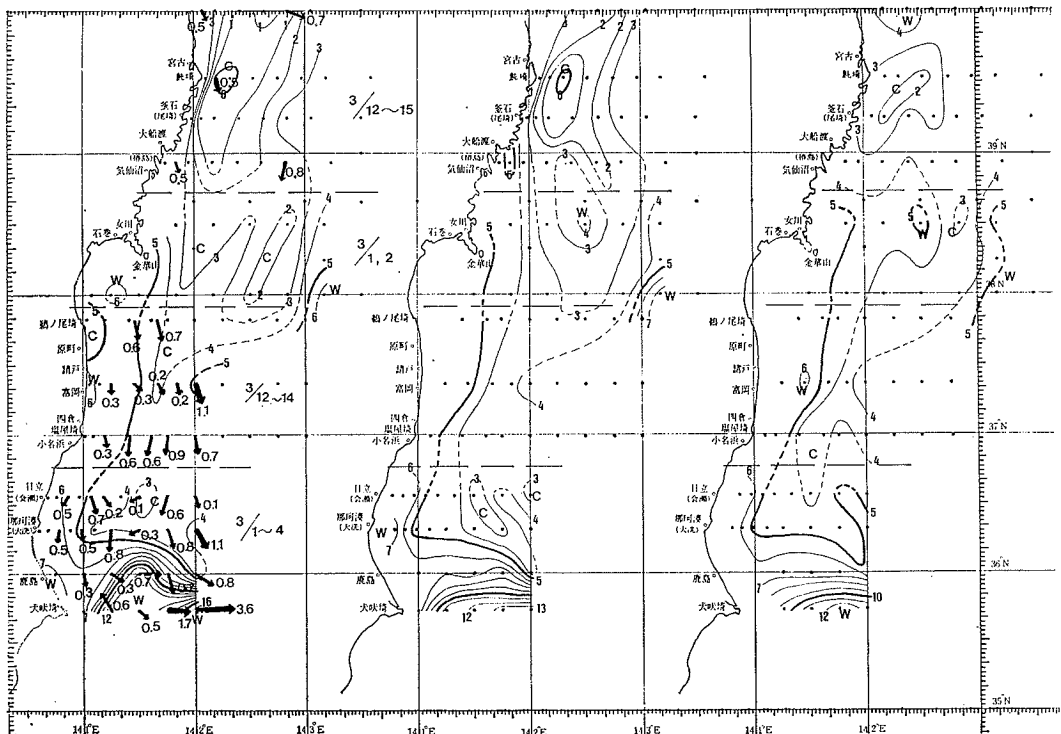


図1 1984年3月の水温分布 (左より 表層・50m深・100m深の分布, 以下同様)

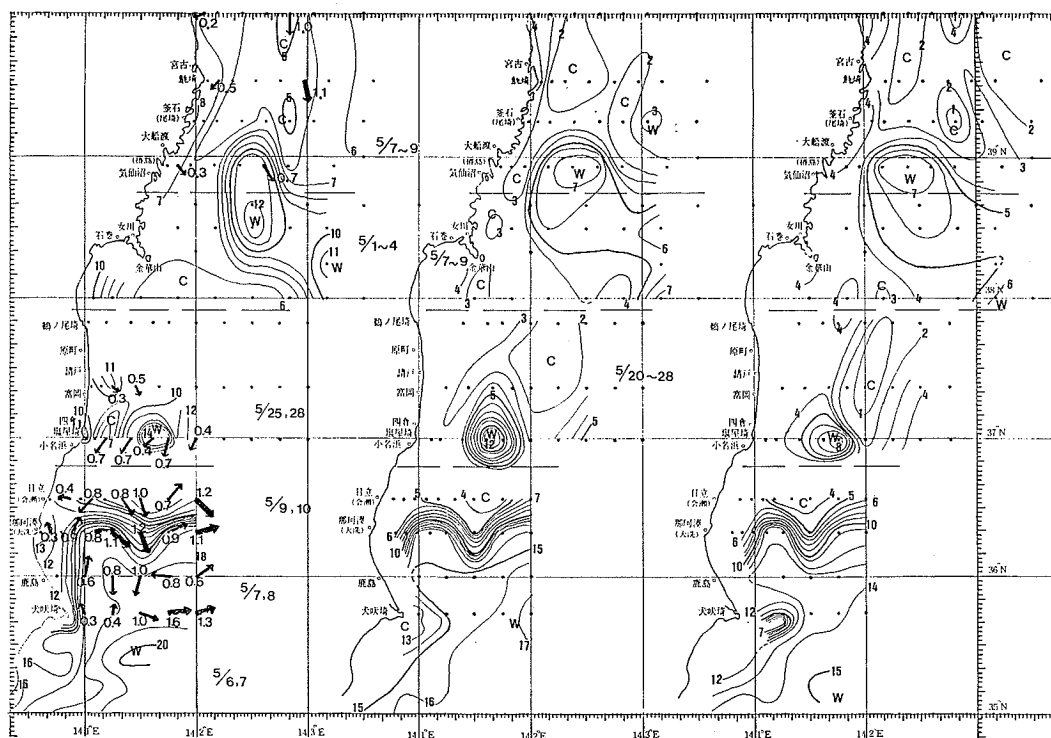


図2 1984年5月の水温分布

の水帯の南下は 38°40'N 付近までである。

2月 表層で 5°C 以下の親潮第1分枝は三陸沖の 143°E 付近に沿って 38°N 以南まで南下し、釜石東10海里では 2°C 台の冷水が出現した。中旬になって親潮系冷水は鶴ノ尾崎東の 141°45'E を西縁として請戸沖まで南下した。塩屋崎東の 141°45'E にも 4°C 台の冷水があり、5°C 台の水帯は日立沖に達している。大洗定線以北に 10°C 以上の水帯はみられない。福島県北部沿岸域は 4°C 台で、県内沿岸域水温としてはこれまでの低温新記録であった。

2月下旬親潮第1分枝は著しく発達して月末に表面で 5°C 以下の冷水が犬吠埼以南に達したが、これは異例なことである (JGSC 漁海況速報第 724 号)。

3月 親潮は金華山以北の沿岸に強く接岸し、銚ヶ埼東10海里付近で表面から 50 m 深まで氷点下の極めて低い水温が観測された。5°C 以下の冷水は常磐海域の距岸 10~20 海里以遠を幅広く南下し、先端は 36°N, 142°E に達した。36°N まで 3°C 台の冷水が南下したのは初めてであろう。金華山以南の沿岸域では、茨城県海域で 6~7°C、福島県海域で 4~6°C を示し、4°C 台を示す水

域の面積は前月より広がった。

4月 鹿島灘では黒潮系暖水の勢力が強まり、表層で 5°C 以下の水域はやや北へ退いたが、大洗沖の 50 m 深では 1°C 台の水温が観測され冷水は前月より強まった。このため鹿島沖の 16°C 台の暖水との間に顕著な潮境が形成された。仙台湾付近の表面水温は前月より昇温したが下層は逆に降温して 3~4°C 台の冷水に覆われた。三陸海域は距岸60海里付近まで親潮水 (最低水温 0°C) に覆われ、2~3°C 台の水域が広く分布した。

5月 月上旬の表面水温は昇温して 5°C 以下の水域は三陸沖の一部のみとなったが 5~6°C の低温水は幅広く日立沖まで南下し、大洗沖まで北上した 15°C 以上の暖水との間に顕著な潮境を形成した。10°C 以上の水帯が仙台湾に出現し、下旬には福島県沿岸にもみられるようになった。

下層では 5°C 以下の冷水が塩屋崎以北の沿岸に接岸し、100 m 深では月上旬に釜石沖に、また下旬には福島県沖に 0°C 台の冷水が出現して強い勢力を保っていた。とくに下旬には福島県沿岸の 50, 100 m 深の水温が 3°C 台となり前月より 1~2°C 降温した。三陸沿岸に通常み

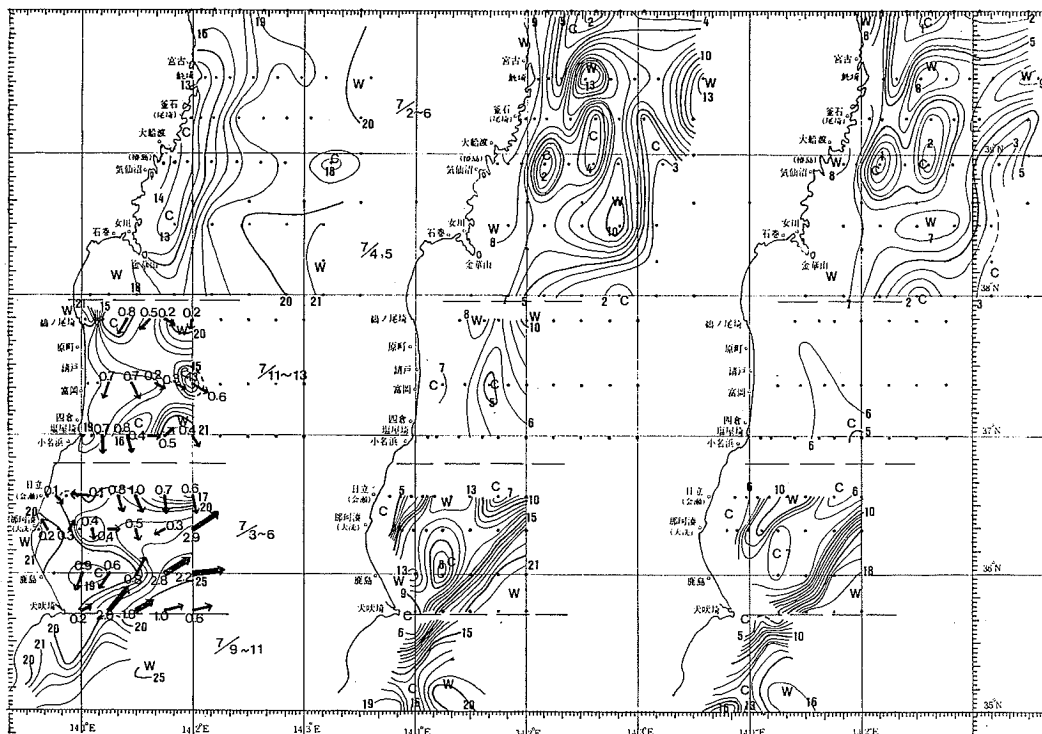


図3 1984年7月の水温分布

られる津軽暖流水は3月以降引き続き存在しなかった。

6月 沖合の表面水温は順調に昇温したが、沿岸域では各地に10°C以下の水域があって昇温が遅れている。とくに福島県沿岸は6月としては1960年以降で最低の5~6°Cであった。

三陸沿岸では50m深7~8°C、100m深6~7°Cの津軽暖流水がみられた。一方下層の5°C以下の冷水は離岸したが1~2°Cを示す水域は50、100m深ともに広く分布していた。金華山から犬吠埼までの沿岸下層水温は降温して100m深の4°C台の水帯は一時犬吠埼以南に達し、さらに3°C台をみると金華山から日立沿岸まで広がって、塩屋埼沿岸50m深では2°C台も観測された。

7月 表面水温は著しく昇温し犬吠埼から三陸の沖合に20°C以上の水域がみられ、沿岸でも大洗周辺、鵜ノ尾崎周辺が20°C以上となって、平年の水温を上回ったところがあった。三陸沿岸の鯧ヶ埼~金華山には15°C以下の水域(中心12°C)が、富岡東の142°Eには12°Cの低温水が、鹿島東の141°Eには18°Cの低温水域があった。

下層水温をみると、5°C以下の親潮第1分枝(中心水温0°C)は鯧ヶ埼東10海里以北に退いたが、三陸海域では冷水と暖水がモザイク状に存在する複雑な水温分布となった。三陸沿岸では50m深に8~9°Cの津軽暖流水があり、中旬には鵜ノ尾崎沖まで南下した。金華山以南の海域の冷水は50、100m深で4°Cに昇温し、沿岸域の下層水温は仙台湾で7~8°C、福島海域で6~7°Cであるのに対し茨城海域では4~5°Cと低温であった。

8月 表面水温は更に昇温し、金華山沖合で27~28°Cの高水温域が出現するなど三陸海域では近年の高水温年であった1979年8月以上の高水温を示したが、茨城海域では平年以下の水温を示す海域があるなど南ほど昇温の速度がにぶった。

142°E線の36~37°N付近では50m以浅まで5°C以下の冷水が孤立して存在し、100m深には2°C台の水帯もあり、この付近以東に大冷水塊が形成されていることを示していた(この下層の冷水塊は10月まで持続した)。三陸沿岸では50m深11~14°C、100m深8~10°Cの弱い津軽暖水が存在した。金華山以南の50m深水温は9~12°Cで、鹿島灘は10~11°Cとやや低温であった。この水温は例年の4~5月のイカナゴ幼魚盛漁期の

水温に相当する。

要約（海況の特徴）

1. 1984年は戦後の冷水年の内でも記録的な年で、親潮第1分枝についてみるとその中心水温は最も低く、南下開始時期は2月と最も早く、南限も犬吠埼以南となり、最も南下した。さらにその影響は10月まで続き最長期間に及んだ。

2. 津軽暖水の南下が非常に弱かったので、40°N～金華山までの三陸沿岸では3～5月の3カ月、仙台湾では4～6月の3カ月、常磐沿岸では5～6月の2カ月の間、下層は5°C以下の冷水で覆われた。このように長

期間にわたって広範囲に5°C以下の冷水が接岸した前例はなく、とくに仙台湾全域が5°C以下となった記録はない。また、8月の鹿島灘沿岸の50m深水温は10～11°Cと低く、仙台湾のイカナゴ幼魚盛漁期の4～5月の水温と同様であった。

3. 6月下旬以降東北海区の表面水温の上昇は著しく、1979年の高水温年における昇温の度合を上回ったが下層冷水は依然として非常に強く、8月には常磐・鹿島灘沖の142°E付近以東に36°Nから38°Nに及ぶ大冷水塊（100m深2°C）が形成され10月まで存続した。

討 論 1. 宮城県沖の海況の特徴

菊 地 喜 彦（宮城県水産試験場）

1月 宮城県(以下本県)沿岸の表面水温は広く10°C台で覆われているが、100m深においては38°30'N, 142°50'E付近では11°C台(表面12°C台)の暖水がみられ、さらに38°N, 142°30'E付近には5°C台の冷水がみられる。

浅海域の表面水温は石巻湾で6～7°C台(20m深8°C台)となっているが、金華山以北では表面、20m深とも水温は9～10°C台となっている。

2月 本県沿岸は広く親潮系水に覆われており、表面から100m深まで4～6°C台となっている。昨年同様に比較して表面で5～6°C、100m深で2～5°C低目に経過している。

3月 親潮第1分枝は、先月より勢力を増して本県沿岸を南下しており、表面は広く2～3°C台の水温に覆われ、100m深の水温は3～4°C台になっている。先月に比較して表面で2～3°C、100m深で1～2°C、また、昨年同様に比較すると表面で3～4°C、100m深で2～3°C低目に経過している。

浅海域の金華山以北の表面水温は4～5°C台で、20m深の水温分布を見ると志津川湾近くまで約3°Cの冷水が入り込んでおり、昨年同様に比較して表面、20m深水温とも、3～4°C低目に経過している。仙台湾の表面

水温は、4°C台となっており、昨年同様に比較して表面で2～3°C、20m深で1～2°C低目に経過している。

4月 金華山以北では依然冷水が142°10'E付近を中心に(表面水温2°C以下)張り出している。金華山以南海域においては沖合でも表面水温が2°C以下の低水温は見られなくなり、徐々にではあるが昇温傾向にある。しかし、依然昨年同様に比較して、141°31'E以西で約1°C、141°30'E以東では4～6°C低目に経過している。

5月 本県沿岸で表面水温が5°C以下の冷水は見られなくなり、38°30'N, 142°30'Eおよび143°E以東では10°C以上の暖水が接岸してきている。しかし100m深においては、今年4月に比較して、依然冷水は強勢であり、昇温は見られない。昨年同様に比較して、表面で5～6°C、100m深で2～5°C低目に経過しており、142°E(金華山沖約10マイル)を中心に昇温が遅れている。浅海域の表面水温は金華山以北で6～8°C台、金華山以南では10°C以上に昇温し、20m深では金華山以南で4～5°C台(石巻湾6～7°C台)となっている。昨年同様に比較して表面水温は金華山以北で約4°C、以南で約2°C低目に経過しており、20m深においても浅海全域で5～6°C低目に経過している。

討 論 2. 常磐南部から鹿島灘沖における海況の特徴

富 永 裕 (茨城県水産試験場)

1984年冬春季(1~6月)の海況は親潮系水が強勢で当海域は低温で経過した。3, 4, 6月には100m層で平年よりも10°C以上も低いという異常低温を記録した。近海の黒潮は1月を除き著しく南偏し犬吠埼以南を流去していた。

なお、低水温の影響を受け当海域では魚類が仮死状態で浮上したり、海岸に打ち上げられるという現象がみられた。ここでは、海況の経過を海洋観測結果に基づいて述べる。ただし図は1・3・5月のもののみをあげ、他は省略した。

1月 黒潮系水が比較的強勢で当海域の距岸20マイルから沖合は黒潮系水で覆われていた(図1)。

2月 上旬から急激に冷水の南下が始まり、中旬には冷水の勢力がますます強くなり、当海域のほとんど全域が表面で10°C以下の冷水域になった。冷水の先端(表面で9°C台)は犬吠埼沖にまで達した。

3月 親潮系水が当海域のほとんど全域を覆い、水温は表面、100m層ともに2~6°C台であった。表面水温は平年偏差でみると全海域で著しく低かった(図2)。

なお、試験船「ときわ」では3月29日~30日に塩屋埼沖合において表面で1.1°Cの水温を観測している。これほどの低水温を記録したのは観測史上はじめてである。

4月 大洗以北は表面、100m層ともに5°C以下の冷水に覆われていた。暖水舌が141°E~141°30'E間を北に張り出し中心水温は表面で12°C、厚さは50m以浅であった。表面水温については鹿島以南は平年並みまで回復したが、大洗以北では5~13°Cも平年値を下回っていた。100m層では当海域全域がほとんど平年以下であり、特に低い海域では-10°Cもあった。

5月 表面水温は4月に比して2~3°C昇温した。しかし、依然として大洗以北は表面で10°C以下の親潮系水に覆われていた。黒潮系水はやや勢力を増し、暖水舌も深いところで約150mほどの厚さをもっていた。水温の平年偏差をみると大洗以南は平年並みとなったが、磯崎以北では平年よりも5°C以上低かった(図3)。

6月 親潮系水は再び強勢となった。とくに沿岸域を南下する冷水の勢力が著しく強く、100m層で5°C以下

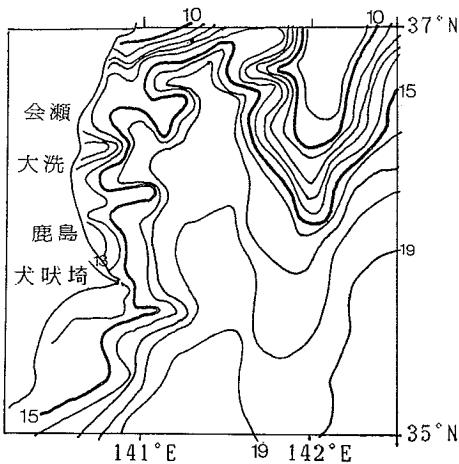


図1 1984年1月20日~26日の表面水温分布

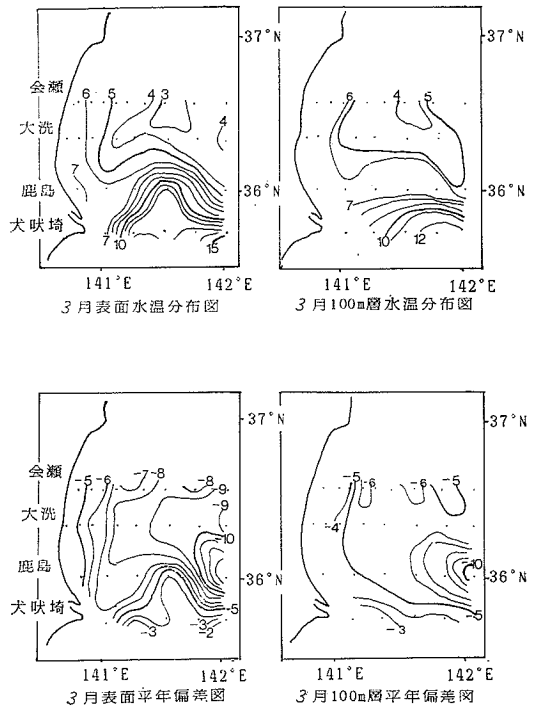


図2 1984年3月1日~4日観測結果

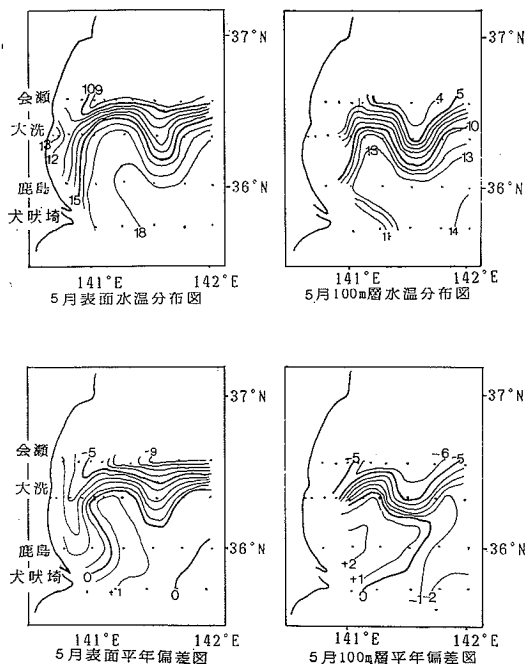


図3 1984年5月7日～10日観測結果

の冷水が犬吠埼以南にまで達していた。暖水舌が 141°～141°30'E 間を北に張り出していた。水温の年平均偏差は表面、100 m 層ともに全海域で平年よりも低かった。

2. 1984年冬春季のイカナゴ漁況の特徴

宮城県におけるイカナゴの年間水揚量は、表1に示すとおりで、成長段階によってコウナゴ(幼稚仔)、メロード(1年魚以上)と称して区別している。

1984年の水揚量はコウナゴ5,944t、メロード27,757t、総計で33,701tであり、総水揚量でみると、近年では1980年の35,516tに次ぐ豊漁であったといえる。しかし漁業種別に見ると、火光利用敷網で漁獲されるコウナゴについては、過去3カ年平均の55.2%と振わなかった。1984年2月上旬に行ったラーバ調査時における稚仔の採集量は1983年1月の同地点における採集量と比較すると、図1に示すとおり、総採集量は前年の約70%であったが、調査日が前年より約20日程遅れたため、その

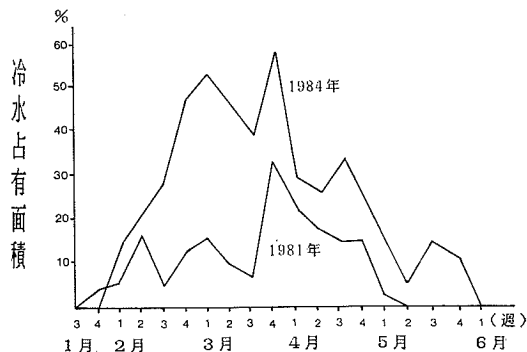


図4 1984年茨城県沖海面(表面)における冷水の占有面積

以上述べたように1984年冬春季の海況は、低温水が長期間にわたって本県海域に居座っていたのが特徴である。

図4には本県海域における冷水の占有面積を示した。冷水の面積は 35°N～37°N、陸岸～142°30'E の範囲内での面積で、前記海域を100とした場合の冷水面積(表面水温 7°C 以下)を%で表わした。1981年は1963年にも匹敵するといわれる冷水年ではあるが、1984年は1981年よりも約2倍の冷水面積がある。この事実からも1984年の冷水規模がいかに大きかったかがわかる。

菊地喜彦, 佐藤孝三 (宮城県水産試験場)

間成長し、ラーバネットでは入りにくいサイズに達していたと思われ、仔魚の発生量は、前年並と推定された。しかし3月中旬にシラス曳網により調査したところ、前年同期の調査時に比較し、総採集尾数は47%に減少している。全長組成においても前年より小さく、網目よりぬけるのが目立ち、異常冷水の影響により成長が遅れていると推察された。

抄い網によるメロードの水揚量は約2,200tと過去3カ年平均の45.1%と振わなかった。しかし代って、いままでもロードを漁獲対象魚としていなかった沖合底曳および小型底曳網船が5月下旬～6月に、図2に示す海域で操業を行った結果、イカナゴ総水揚量の53.1%

表1 宮城県におけるイカナゴ年間水揚量(トン)

年	メロウド	コウナゴ	合計
1960	6,535	3,960	10,495
61	15,252	7,321	22,573
62	4,846	4,681	9,527
63	3,743	11,611	15,354
64	5,060	1,967	7,027
65	7,345	15,313	22,658
66	14,657	1,081	15,738
67	11,497	3,054	14,551
68	3,607	9,736	13,343
69	9,753	3,524	13,277
70	7,077	6,760	13,837
71	8,979	16,503	25,482
72	10,383	3,801	14,184
73	6,025	7,053	13,078
74	2,729	9,268	11,997
75	7,064	5,126	12,190
76	6,888	4,451	11,339
77	3,062	15,020	18,082
78	3,195	14,151	17,346
79	5,992	6,656	12,648
80	2,297	33,219	35,516
81	4,042	6,412	10,454
82	3,905	11,904	15,809
83	6,000	14,600	20,600
84	27,757	5,944	33,701

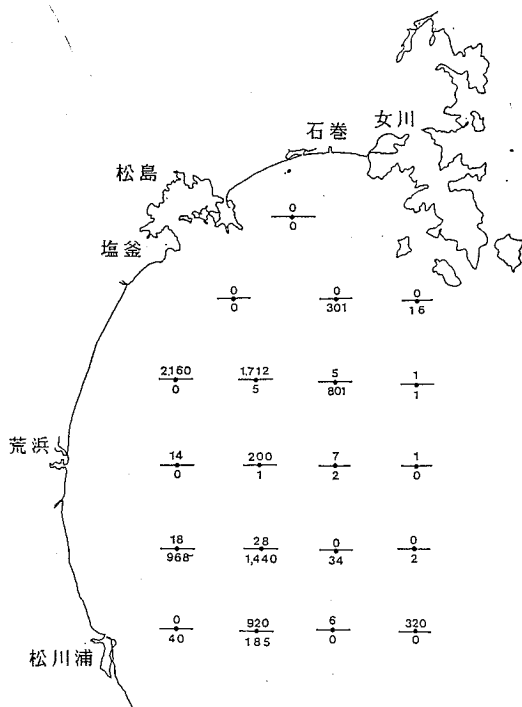


図1 各定点ごとの採集尾数 (上段: 1983年, 下段: 1984年)

(17,880 t) を沖合底曳で, 22.8% (7,678 t) を小型底曳で水揚げした。これらの魚体を測定したところ, 5月~6月上旬は体長が14~16 cm, 6月上中旬は12~13 cmにモードが見られた。

漁期終了後, 図2に示した調査点において, 分布調査を行ったところ, 図3に示すとおり, イカナゴの体長は7~24 cmの範囲にあり, 10 cm台と14 cm台の2つのモードがみられ, これを1977年の体長組成と比較すると, 8 cm以下の出現頻度が小さく, 組成の山が1 cm程ずれているが, 採集月の違いによる結果と思われる。今回の調査では, 38°Nの水深50~60 mの海域で漁獲が最も多かった。また, 漁獲されたメロウドからランダムに標本を抽出し, 体長ごとの脊椎骨数を数え, 耳石を用いて年齢査定を行った。脊椎骨数は62がモード(48.4%)であり, 64以上は6.8%であったから, 今回漁獲されたメロウドは62系群が主群であったと考えられる。また, 年齢査定の結果から, 0年魚5.2%, 1年魚40.5%, 2年魚30.3%, 3年魚4.6%, 4年魚15%, 5年魚4.3%, 6年魚1.9%, 7年魚0.3%の組成が得られた。1977年10~12月の仙台湾における年齢組成

は, 児玉(1980)によると, 0年魚未52.9%, 1年魚未29.4%, 2年魚未11.4%, 3年魚未4.8%, 4年魚未0.8%, 5年魚未以上0.3%であり, これを今回の組成と比較すると, 4年魚がとくに多く出現していることが判明し, 1980年級群の生残り群であると推定され, 今漁期の水揚げ量に大きく影響したことがうかがわれる。

イカナゴ漁況の年変動については, 多くの要因が複雑にからみあっていると考えられるが, 全体として, 近年の漁獲努力量の増大と関連して, 1975年頃からコウナゴの漁獲量が増大し, 成魚であるメロウドの資源は減少傾向にあるといえるが, 1984年までは稚仔の発生量はあまり変化がないといえる。

最近のコウナゴ漁獲努力量は1975年以前と比較して増大しており, また, 同時期頃から, 福島, 茨城沿岸でもシラス曳網漁業によって, 多い年で数千トンのコウナゴを漁獲するようになった。同一系群のコウナゴ資源が広く開発されたことになり, 当海域の漁獲量はほぼ限界に達していると思われる。

児玉(1980)は過去のコウナゴの豊不漁年と海況の関係を検討して, 1~6月に沿岸の水温が低い年の方が豊漁になる傾向があり, とくに盛漁期になる5月に水温が低

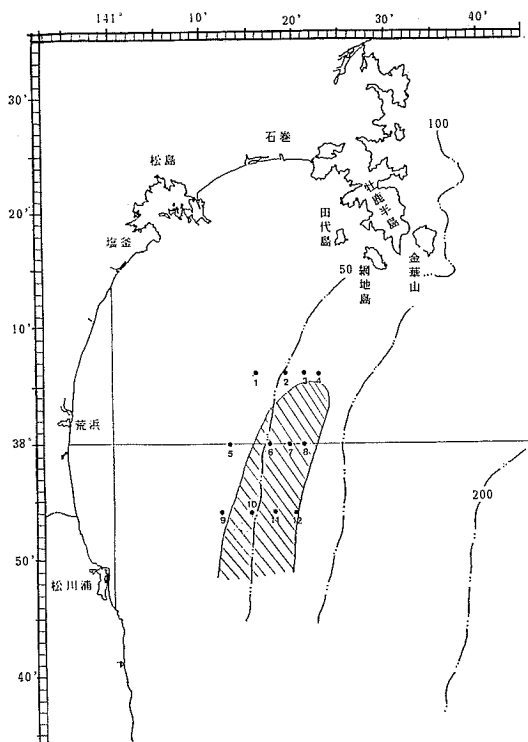


図2 1984年度メロイド底曳網漁場および分布調査の定点

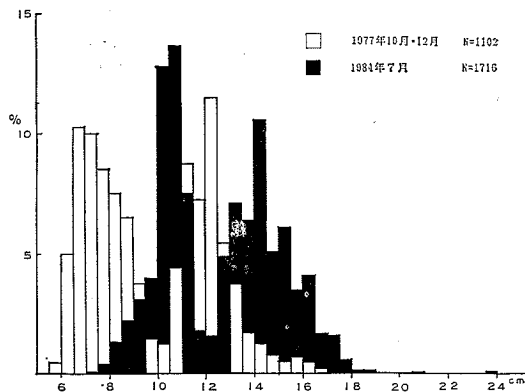


図3 仙台湾で漁獲されたメロイドの体長組成

宮城県江ノ島の5月の平均水温が9.5~10.4°Cの時は明らかに豊漁で、13°C以上の年は不漁、11°C前後の年はせいぜい中漁であるとしている。しかし、1984年は江ノ島の5月の平均水温が7.3°Cと異常に低くなりこのことが不漁になった一因と考えられる。また、1981年以降児玉の類型からはずれてきており、今後経過を見るとともに、新たな検討が必要である。

文 献

児玉純一 (1980) 宮城県沿岸に生息するイカナゴの系群構造と資源生態。宮城県水産試験場研究報告, 10, 1-41.

討 論 1. コウナゴの漁況予測について

江 部 健 一 (福島県水産試験場)

1984年の福島県におけるイカナゴ漁獲量は、コウナゴ(イカナゴ当才魚)で約4千トン、この他に前年までは漁獲されなかったメロイド(イカナゴ1才魚以上)が船曳網および底曳網で5月上旬から8月上旬まで約3万8千トン水揚げされた。

コウナゴについては、2月に僅かに漁獲されたがその後の中断が長く、持続的な漁は3月末からで5月に盛期となり7月に終漁となった。地区別にみると、相馬地区、双葉地区では前年を下回ったが、いわき地区では前年を上回り県全体の漁獲量は前年を約2千トン下回る4千トンであった。

本県では、イカナゴ漁期前調査結果に基づきコウナゴの漁況予測を実施しているので、この概要を以下に紹介する。表1は、海洋観測で得られたまるちネット水平曳でのイカナゴ稚仔魚の採集尾数を1979年から1984年まで月別定線別にまとめたものである。一番北の鵜ノ尾埼定線では、毎年2月にイカナゴ稚仔がある程度採集されていることがわかる。そこで、鵜ノ尾埼定線の1点当りの平均稚仔採集尾数と相馬地区のイカナゴ漁獲量の関係を整理すると図1のとおりで、採集尾数が多ければその年の漁獲量も多い傾向にある。このことから、1984年2月の平均採集尾数を関係式にあてはめ、約1,400トンの数

表1 定線ごとの採集稚仔魚尾数

調査年	月	鵜ノ尾埼						富岡				塩屋埼								
		1マイル	5	10	20	合計	平均	1	5	10	20	合計	平均	1	5	10	20	合計	平均	
54	1	0	39	6	0	45	11.3	0	0	0	0	0.0	0	0	0	0	0	0	0	0.0
	2	533	10	115	0	658	164.5	910	0	10	0	920	230.0	2	0	0	0	2	0.5	
55	1	—	—	—	—	—	—	—	—	0	—	0.0	—	—	0	0	0	0	0.0	
	2	154	577	523	83	1,337	334.3	2	6	2	10	5.0	10	4	130	—	144	36.0		
56	1	0	0	0	0	0	0.0	0	0	0	0	0.0	0	0	0	0	0	0.0		
	2	9	0	0	0	9	2.3	14	2	17	0	33	8.3	0	0	0	0	0.0		
57	1	3	23	404	506	936	234.0	3	0	0	0	0.8	0	9	0	0	9	2.3		
	2	271	669	482	133	1,555	388.8	4	186	269	54	513	128.3	30	7	6	0	43	10.8	
58	1	0	2	40	0	42	10.5	0	0	1	3	4	1.0	6	0	0	0	6	1.5	
	2	50	150	1	2	203	50.8	0	0	0	0	0.0	1	0	1	0	2	0.5		
59	1	2	1	75	0	78	19.5	0	10	0	0	2.5	—	—	—	—	—	—		
	2	1	29	43	5	78	19.5	1	17	13	2	33	8.3	1	0	0	0	1	0.3	

まるちネット表層5分曳, 約2ノット, 一は欠測

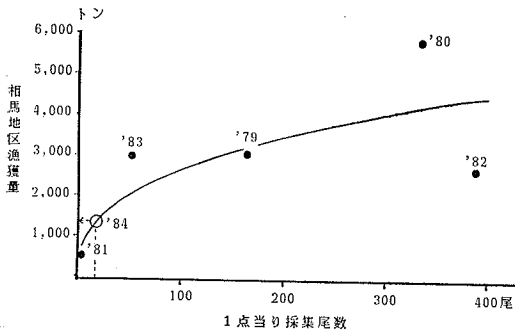


図1 2月の鵜ノ尾埼定線の1点当たり採集稚仔魚尾数と相馬地区コウナゴ漁獲量の関係

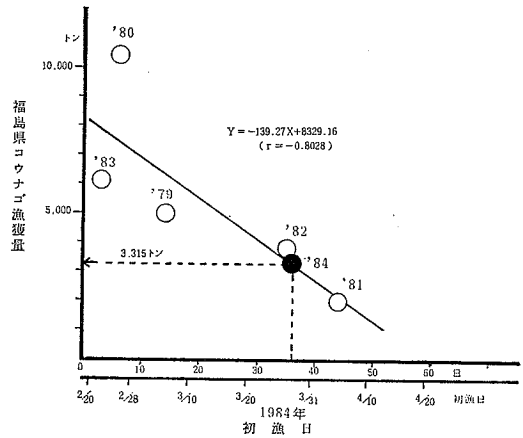


図3 初漁日と全漁獲量の関係

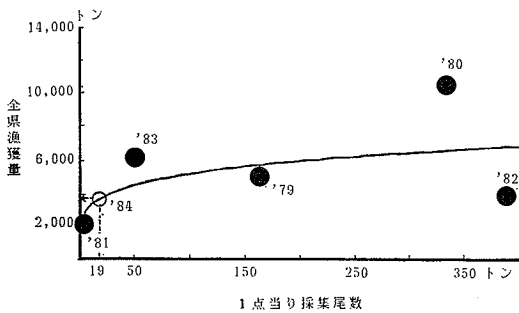


図2 2月の鵜ノ尾埼定線の1点当たり採集稚仔魚尾数と全県コウナゴ漁獲量の関係

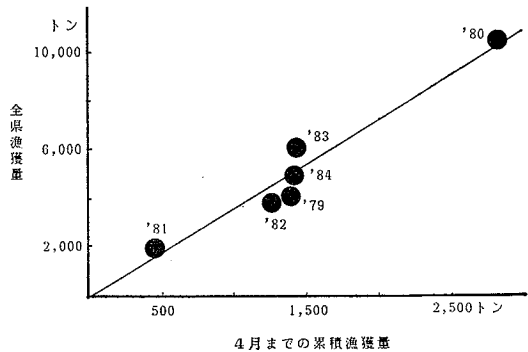


図4 4月までの累積漁獲量と全漁獲量の関係

値を得たので、相馬地区の漁獲量は、前年よりも下回ると予想したが、実際の漁獲量は、前年をかなり下回る605トンであった。しかし、全県漁獲量との関係は、図2に示す通りで、予想漁獲量は、3,574トンとなり、1984年の漁獲量4,100トンに近い値となっている。また、1979年からの本県のコウナゴ初漁日と県全体の漁獲量との関係は、図3のようになり、初漁日が早ければ漁獲量が多い傾向がみられる。この関係に1984年の初漁日（3月28日）をあてはめると、予想漁獲量は3,315トンとなった。ある時期までの累積漁獲量とその年の漁獲量の間を調べ、4月までの累積漁獲量とその年の漁獲量との間に図4に示すとおりある程度の相関がみられる。

この他に、本県では、いわき地域沿岸漁業構造改善事業推進研究会が、地域内の各漁協地先14マイルまで2マイル間隔でまるちネットの表層および中層（浮子綱10m、沈子10kg、曳網索30m）約2ノット5分曳の調査を実施した。この結果のうち1984年2月5日のものを図5に示す。調査地点ごとの稚仔魚採集尾数には、かなりの差があり、稚仔魚は均一には分布していないこと、総採集尾数は、図示した2月5日とその後の2月19日には約2倍の開きがあり、また、表層と中層では後者の方が採集尾数が多いことが分かった。

以上のように、本県では、イカナゴ稚仔量からの漁況予測調査を行っているが、予想精度を向上させるためには、発生稚仔量を適切に把握するための稚仔採集法、採集地点数等の検討、さらには、稚仔魚をとりまく海況を

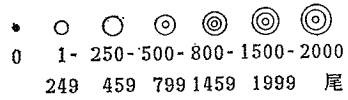
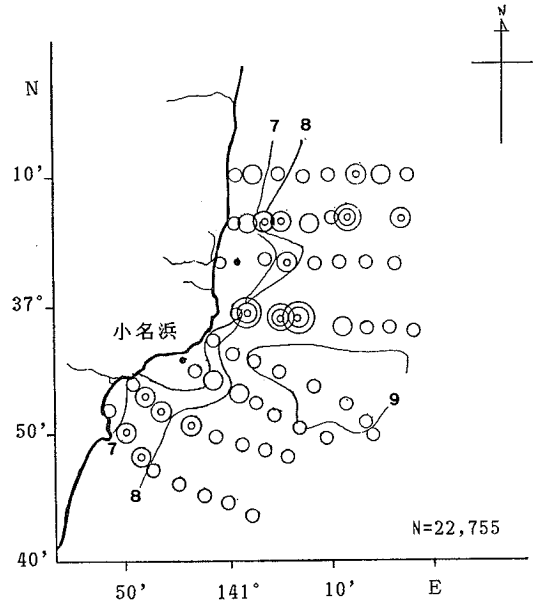


図5 イカナゴ稚仔魚の分布
1984年2月5日、表層および10m深の採集尾数の合計値を示す。

含めた環境による稚仔の生残、移送、分布等の機構等を解明してゆく必要がある。

討 論 2. 1984年の茨城県におけるツノナシオキアミ、およびイカナゴ船びき網漁業の特徴

山 崎 達 男 (茨城県水産試験場)

ツノナシオキアミ

冬春期における茨城県地先海域の海況は近年親潮系水の侵入の影響を受けて低温で経過する年が多く、1977年、'78年、'81年、'83年には大量のツノナシオキアミが来遊し、沿岸漁業対象の重要種の一つとなっている。

1984年は親潮第1分枝の南下が茨城県水産試験場の海洋観測史上例を見ない程強勢であった。ツノナシオキアミが2月中旬に県南沿岸海域で漁獲されたのをかわきりに数日後からは本県沿岸域に広く漁場が形成され4月ま

で好漁が続いた。

一方ツノナシオキアミの魚価は漁期初めから安値で、しかも流通が不安定であったため3月中旬以降漁業者の自主生産規制が行われたが市況の好転が見られず、濃密群の来遊があつたにもかかわらず4月18日をもって漁業を打ち切り、以後全船イカナゴ船びき漁に転換した。

イカナゴ

3月中旬頃から県北海域に小規模な漁場が形成されたので北部の漁船はツノナシオキアミからイカナゴ漁へと

転換するものが増えた。

4月中旬の後半には沿岸域全般にイカナゴ漁場が形成され6月まで全県的に豊漁が続いた。当海域でのイカナゴ漁は例年6月で終漁もしくは低調になるが、本年は7月以降も県南海域に主としてメロード(体長15cm前後)の漁場が形成され8月まで操業が続き過去最高の漁獲量を記録した。

本県では従来メロードの漁獲量は僅少であったが本年はイカナゴ全漁獲量の約3割を占めた。また9月以降も漁獲可能の状態であったが資源維持、漁業調整などの関係から操業を自主的に打切った。表1には最近8ケ年の茨城県漁況の概要をあげた。

表1 茨城県における最近のオキアミ・イカナゴ漁期と漁獲量

種	オキアミ			イカナゴ			
	漁期	初漁	終漁	漁獲量	初漁	終漁	漁獲量
		月日	月日	トン	月日	月日	トン
52年		2.26	5.10	12,510	2.13	8.20	7,201
53		3.25	5.10	9,799	4.14	7.20	1,716
54		—	—	0	2.28	6.10	158
55		3.27	3.31	463	2.23	7.1	5,553
56		3.3	5.12	27,427	4.15	8.18	1,005
57		3.12	4.24	1,759	3.4	6.5	81
58		2.16	4.29	15,559	2.22	8.20	17,244
59		2.16	4.18	20,765	3.2	8.31	30,571

(茨城水試調べ)

3-1. 生物学的にみたオキアミ漁業

寺崎 誠 (東京大学海洋研究所)

1. はじめに

オキアミ類は全世界の海洋から11属85種が報告されている(根本, 1974)。この中で *Euphausia pacifica* (和名, ツノナシオキアミ), *E. superba* (ナンキョクオキアミ), *E. krohnii*, *Thysanoessa longicaudata*, *T. inermis* などは群集団を形成することが知られている(MARR, 1962; KOMAKI, 1967; BAKER, 1970)。

北太平洋の亜寒帯水域の表層に広く分布している冷水種ツノナシオキアミ(BRINTON, 1967)は、毎年春先になると三陸から常磐にかけて、広範囲の沿岸に来遊し、濃密な群集団を形成する。土地の漁業者はこれを「イサダ」と呼び抄い網などで捕獲しており、その収益も少ない。

2. オキアミ漁場の水塊構造

ツノナシオキアミの漁場は親潮第1分枝と沿岸水の境界付近に多い(小達, 1979)。この様な境界が認められた1976年, 1978年, 1980年では岩手県の総水揚量は他の年より多く、とくに顕著な境界が形成された1976年の水揚量は6年間の最高であった(寺崎, 1981)。女川付近ではツノナシオキアミの群集団形成は7°C前後の水温ではじまり16°C以上では起こらない。大槌周辺ではオキアミ漁場の表面水温が6°C前後である時に水揚量が多い(KOMAKI, 1967; 寺崎, 1981)。一般に水温躍層が形

成された年は不漁、上下混合がある年は豊漁という関連性が認められ、水温躍層がツノナシオキアミ群集団の浮上を妨げていると考えられる。

3. オキアミ漁業の生物学的解析

1) 性比 抄い網漁法によって漁獲されるオキアミ類はすべてツノナシオキアミで他の種が混獲されることはなかった。群集団を形成するツノナシオキアミの雌と雄の割合はほぼ同数で、他のオキアミで報告されるような極端な偏りは見られない(寺崎, 1981)。

2) 体長・体重 抄い網でもプランクトンネットによる採集でも群集団中から幼体が検出されることは極めて稀で、体長組成は雌雄とも13~19mmにモードが見られ(図1)、平均体長、平均体重とも雌の方が大きかった(表1)。体長組成は漁場によって大きく異なることはなく、三陸・常磐沿岸の各地に出現するツノナシオキアミの浮上群集団はほぼ同じ大きさの成体によって形成されているといえる。

3) 交尾の有無 ツノナシオキアミの交尾は精包(Spermatophore)の授受という形で行われ、雄は1対の射精管の中に各1個の精包を有し、交尾の時には1つの精包を雌の生殖孔(Thelycum)に付着させる。浮上群集団の中に空の射精管を持つ雄の成体を検出した例は多いが、(KOMAKI, 1967; TERAZAKI, 1980; ENDO, 1984)、精

包を生殖孔に付着させた雌の成体はほとんど採集されていない。小牧(1957)は1957年3月末から5月初旬にかけて女川に水揚されたツノナシオキアミの雌個体を調べたが、卵巣の発達が著しいにもかかわらず生殖孔に精包を付着させている雌は1個体も見られなかったと述べている。また ENDO (1984) は同じく女川で1978年3月3日から4月20日までの漁獲物を調べたが、精包を付着させた雌の数は極めて少なく1048検体の僅か1%で、そのほとんどが採集最終日の4月20日に見られたと報告している。しかしその後、1981年、1982年の3月に大槌湾口で実施したMTDネットを用いたツノナシオキアミの日周鉛直移動の調査の結果から、浮上群集団の中で交尾した雌は、ただちに沈降し日中は50m以深に生息するが、夜間になると表面近くまで浮上することが明らかにされた(図2, TERAZAKI, 印刷中)。このため日中15m以浅の表層で操業する抄い網漁法では交尾後の精包を付着させた雌を採集するのは困難である。

漁期の終りの3~5月に三陸の沿岸では大量のカリプトピス期、フルキリア期の幼体がプランクトンネットで採集されており(寺崎, 1980; ENDO, 1984)、春先のツノナシオキアミの三陸・常磐沿岸への来遊、および浮上群集団の形成が産卵活動と密接な関係を持つことが明らかにされた。

4) 群集団の密度 ツノナシオキアミの群内密度が実測された例は極めて少ない。1979年3月20日に大槌湾内の突堤付近で浮上群集団が観察されたが、この群は14.3~22.2 cm/s (平均18.5 cm/s) の速さで沖から岸に向かって移動しており、その密度は2,505~5,123 個体/m³, 77.8~157.7 g/m³ であった(TERAZAKI, 1980)。1983年3月27日に仙台湾において、スクーバダイビングによって濃密浮上群の潜水観察が行われたが、この時の遊泳

速度は8~10 cm/s、密度は10,000~72,000 個体/m³ であった(HANAMURA *et al.*, 1984)。

5) 胃内容物の解析 ツノナシオキアミは典型的な濾過

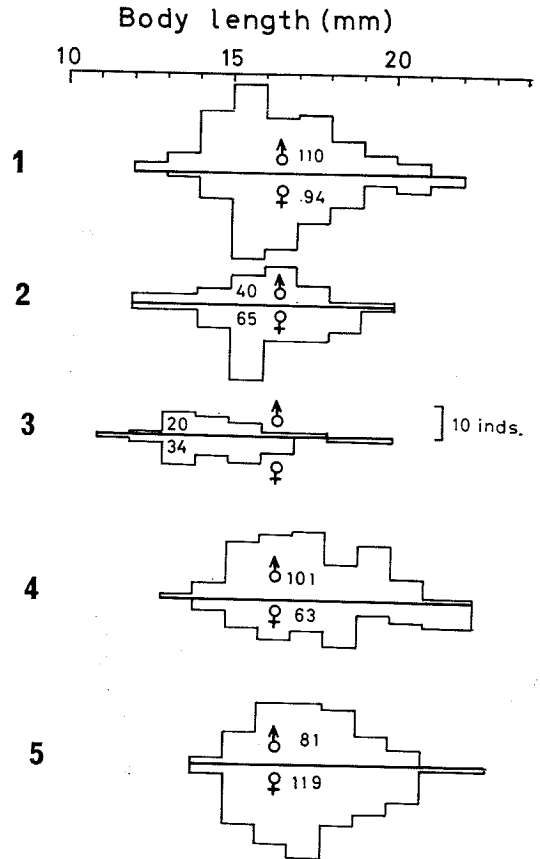


図1 大槌周辺で採集されたツノナシオキアミの体長組成、1-5の採集記録については表1を参照(寺崎 1981)

表1 大槌周辺で捕獲されたツノナシオキアミの雌雄性比、平均体長、平均体重

採集年月日	場 所	採集方法	供試個体数	性比 (%)	平均体長 (mm)	平均体重 (mg)	備考
1976年3月8日	大槌湾口	抄網	雄 110	53.9	15.8±1.8	25.4±10.4	1
			雌 94	46.1	16.4±1.8	30.9±12.5	
1979年3月15日	大槌湾中央部	MTDネット	雄 40	38.1	15.6±1.5	35.3±10.7	2
			雌 65	61.9	16.0±1.5	37.9±11.1	
1979年3月15日	大槌湾中央部	ノルパックネット	雄 20	37.0	14.7±1.2	25.3±7.8	3
			雌 34	63.0	17.2±1.8	30.1±12.2	
1979年3月20日	センター前突堤	口径30cmネット	雄 101	61.6	16.9±1.8	38.4±12.6	4
			雌 63	38.4	17.5±1.9	41.4±15.4	
1980年4月3日	三貫島付近	抄い網	雄 81	40.5	17.1±1.5	33.2±8.9	5
			雌 119	59.5	17.2±1.7	36.6±11.1	

平均体長、平均体重には標準偏差値を付した。

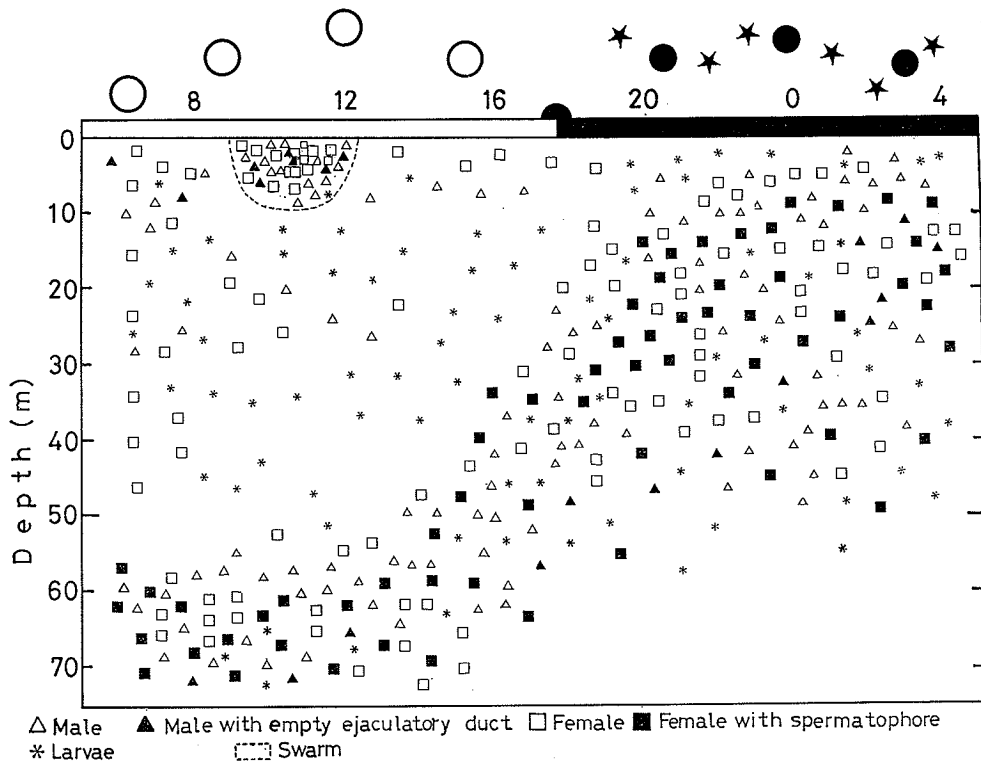


図2 ツノナンオキアミの日周鉛直移動模式図, △は雄成体, □は雌成体, * は幼体を示す

捕食者で通常、珪藻、渦鞭毛藻などの植物プランクトンやデトリタスを餌料としている (MAUCHLINE and FISHER, 1969)。しかし群集団を形成する時は食性も若干異なり、デトリタスや植物プランクトンに混ざって多量のオキアミ類の胸肢や腹肢が胃の中から検出されているのは興味深い。また胃が内容物で充満している個体は少なく、むしろ空胃に近い個体が多い (ENDO, 1984)。

文 献

BAKER, A. (1970) The vertical distribution of euphausiids near Fuerteventura, Canary Island (Discovery SOND Cruise, 1965). *J. Mar. Biol. Assoc. U.K.*, **50**, 301-342.
BRINTON, E. (1967) Vertical migration and avoidance capability of euphausiids in the California Current. *Limnol. Oceanogr.*, **12**, 451-483.
ENDO, Y. (1984) Daytime surface swarming of *Euphausia pacifica* (Crustacea: Euphausiacea) in the Sanriku coastal waters off northeastern Japan. *Mar. Biol.*, **79**, 269-276.
HANAMURA, Y., Y. ENDO and A. TANIGUCHI (1984) Underwater observations on the surface swarm

of a euphausiid, *Euphausia pacifica* in Sendai Bay, Northeastern Japan. *La mer*, **22**, 63-68.
小牧勇蔵 (1957) 三陸沿岸のオキアミについて. 鯨研通信, **60**, 10-17.
KOMAKI, Y. (1967) On the surface swarming of euphausiid crustacean. *Pacific Sci.*, **21**, 433-448.
MARR, J.W.S. (1962) The natural history and geography of the Antarctic krill (*Euphausia superba* DANA). *Discovery Rep.*, **32**, 33-464.
MAUCHLINE, J. and L.R. FISHER (1969) The biology of euphausiids. "Advances in Marine Biology," Vol. 7, 454 pp.
根本敬久 (1974) おきあみ類. 丸茂隆三編, 海洋学講座 10 海洋プランクトン, 東大出版会, 東京, 129-149.
小達和子 (1979) 三陸・常磐沿岸水域におけるオキアミ漁業について. 東北水研研究報告, **40**, 15-25.
TERAZAKI, M. (1980) Surface swarms of a euphausiid *Euphausia pacifica* in Otsuchi Bay, Northern Japan. *Bull. Plankton Soc. Japan*, **27**, 19-25.
寺崎 誠 (1980) 大槌湾の動物プランクトン. 大槌センター報告, **6**, 1-5.
寺崎 誠 (1981) 大槌周辺のオキアミ漁業について. 大槌センター報告, **7**, 25-33.

3-2. プランクトン分布からみた冷水現象

鈴木 秀 彌 (東海区水産研究所)

1984年の冬春季以降、三陸沿岸を南下する親潮第1分枝の張り出しは、5月になってもしっかりと、その南端は鹿島灘南部の沿岸域で黒潮縁辺域に接し、顕著な潮境が形成されていた。この時期に、水産庁の企画による「漁業資源評価システム高度化調査」の一環として、東京都大島南高校海洋科実習船大島丸(446.98トン)の協力を得て、衛星画像を利用した潮境縁辺域における観測点の設定と、そこでの反復調査が行われた。

ここでは、その調査によって得られたプランクトン採集結果を要約し、鹿島灘沿岸域における異常冷水現象の実況と、その特徴について述べる。

1. 海況の概要

前期調査時(5月18~20日)には、黒潮は犬吠埼沖南東50~60 湊付近を東北東に流去していた。一方、親潮系水は鹿島灘の沿岸側からやや沖合に向けて著しく南下し、犬吠埼北東40 湊付近で表面水温6°C 台の冷水の張り出しがみられ、その先端部と黒潮縁辺域との間に顕著な潮境の形成が認められた。

後期調査時(5月27~29日)になると黒潮流路はやや接岸するとともに沖合暖水舌の接岸によって、表面水温で14~15°C 台の水が鹿島灘全域を概ね覆った。しかし、大洗地先の沿岸では10°C 台の冷水がみられた他、

50 m 以深では親潮系水の残留があり、犬吠埼北東40 湊の地点では水深100 m で0.7°C を記録した(図1, 2)。

2. マクロプランクトン分布の特徴

主要地点(図1中に英文字記号で示した地点)におけるマルナカ A' ネットによる層別鉛直採集と稚魚網による5 湊間隔表層採集の結果からみると、寒暖両系種の分布の時空間的変動は上記の水温分布の変動とよく対応していた。

すなわち、表層における10°C の等温線を境にして沿岸寄りの低水温域では親潮系種が主に分布し、それ以外の、より高温域では黒潮系沿岸、沖合性種が分布した。とくに、前、後期の両調査を通じてカツオノエボシが高温域全体にわたって出現し、親潮系種の分布域との間に顕著な空間的分布の違いを示した。親潮系種の分布域は常磐・鹿島灘北部の沿岸域から舌状に沖合へ南東方向に拡がり、低水温域の張り出しの形状と一致していた。ただし量的水準は、前期では5 個体/m³ と高濃密であったが後期では、その約1/50に低下し、逆に沖合南部では黒潮系種の量的な増大がみられた(図3)。

このような表層にみられる両系種の分布域、量的水準の特徴は鉛直的には20 m 以浅に限られていた。1 事例として、代表的親潮系種 *Calanus cristatus* の鉛直分布

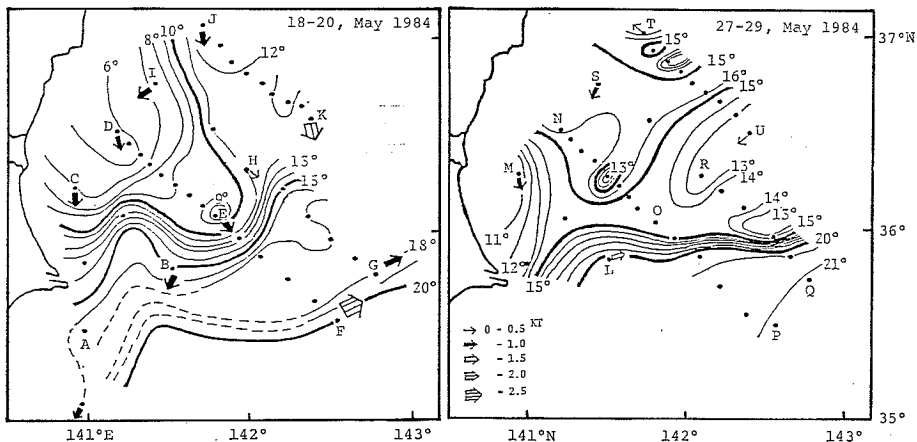


図1 潮境域における表面水温, GEK 値水平分布の時期的変化

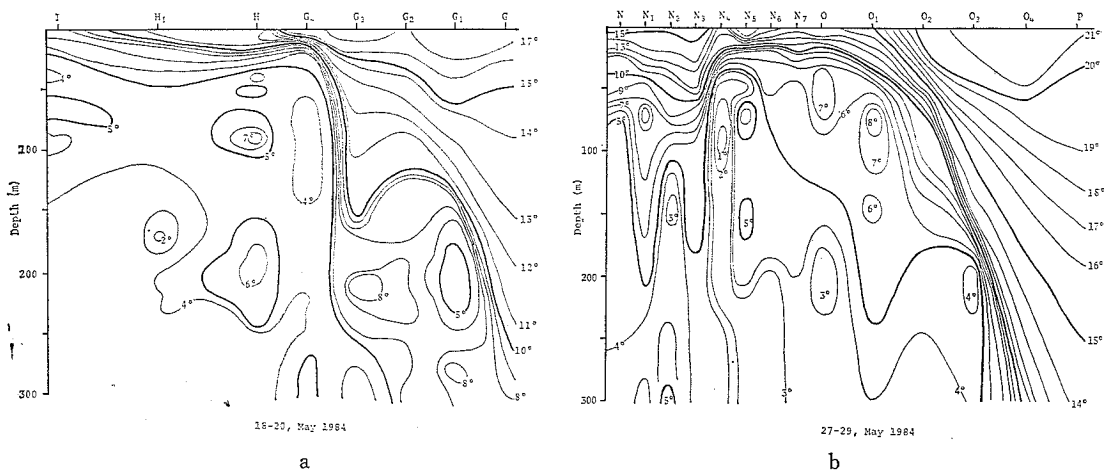


図2 潮境域における水温鉛直断面分布の時期的変化

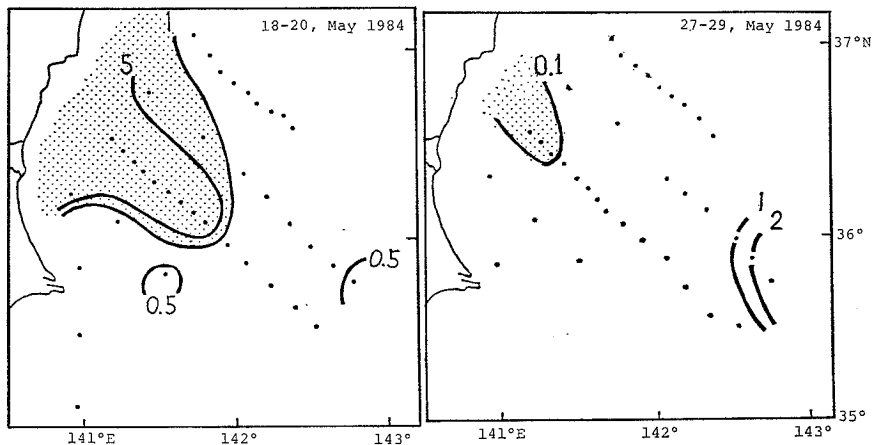


図3 表層における親潮系マクロプランクトン分布(陰影部分)の時期的変化
(マルナカ A' ネット, 0~20 m, 沈殿量 cc/m³)

表1 鹿島灘海域における *Calanus cristatus* の水深層別, 反復採集結果 (個体数/m³)

Station	18-20, May 1984				27-29, May 1984			
	0-20m	20-50m	50-100m	100-150m	0-20m	20-50m	50-100m	100-150m
37°01' 141°44' (J)	3.1	11.3	1.4	1.4	(T) 0	0.1	0.1	0.3
36°47' 141°27' (I)	7.7	1.5	0	0.7	(S) 0	0	0.1	0.2
36°32' 141°11' (D)	8.1	1.3	0.8	0.5	(N) 0	0	0.6	0.7
36°17' 140°54' (C)	0	0.5	1.4	0.7	(M) 0	1.4	3.2	0.8
36°34' 142°20' (K)	0	0.7	1.7	0.3	(U) 0	0	2.4	1.5
36°19' 142°03' (H)	1.9	0	0.2	0.7	(R) 0	0	0.8	0.5
36°36' 141°46' (E)	43.9	0.1	0.5	0.9	(O) 0	0.8	0	0.8
35°50' 141°30' (B)	0	0	0	0	(L) 0	0	0	0
35°18' 141°00' (A)	0	0	0	0	—	—	—	—
35°45' 142°47' (G)	0	0	0	0	(Q) 0	0	0	0
35°30' 142°30' (F)	0	0	0	0.1	(P) 0	0	0	0

をみると、50 m 以深では、前・後期ともに地理的出現状況は、ほぼ同じであり、むしろ量的には後期の方が沿岸南部の低温域ならびに沖合域に多く出現している（表1）。また、前期の北部沿岸域にコペポダイトⅡ、Ⅲ期の個体が多いことなど分布、組成の偏りはあるにしても、水温の鉛直分布にみられるように、50 m 以深での低温域の広がりにはほぼ同じ規模であり、親潮系種の分布は前・後期ともに鹿島灘全域にわたって卓越したといえる。

今回の調査で、冷水域に出現した親潮系種の種組成は、*Calanus cristatus* をはじめ *Calanus plumchrus*, *Pseudocalanus minutus*, *Meteoridia pacifica*, *Euphausia pacifica*, *Parathemisto japonica*, *Sagitta elegans*, *Tomopteris pacifica*, *Algantha digitale*, などコペポダを主体とした親潮系動物群が広範囲に出現した。また、地点によっては *Euphausia pacifica* に多く認められたように、卵、幼生期の個体が卓越して存在した。このように鹿島灘海域に亜寒帯海域におけるようなマクロプランクトンの分布相が出現したことは、親潮系特定種がパッチ状に出現するというこれまでの一過性の出現様式とは全く異なっていた。

以上のように、今回の鹿島灘海域における冷水現象は、

3-3. 海洋の長期変動と冷水現象

はじめに

黒潮の大蛇行が消滅した1980年以降、常磐～鹿島灘海域では異常と思われる程の低温現象がしばしばみられている。しかし、もっと長い期間を通して近年の水温変動を見た場合、最近の異常低温はどのように位置づけられるであろうか。

水温の観測は明治時代末から、気象観測は明治時代の初期から実施され、観測値が数値として記録されている。本報では、観測値が数値として記録されている時代の資料を用いて、その間の水温、気温の変動について記述する。

資料

現在、筆者の手元にある最も古い水温観測資料は宮城江の島および潮岬燈台で1910年に観測されたものである。その後、1913年には日本周辺の燈台に委託して日本

親潮第1分枝の張り出しが5月になっても沿岸に接してみられたことで記録的であった。親潮系種の分布の持続による再生産はすでに武藤ほか（1984）によって示唆されていたが、水塊配置の時空的变化に応じた寒暖両系種の拮抗分布と、海域の生物生産との係わりについては、過去に1963年の例など（NAKAI *et al.*, 1964）いくつかの事例もあり、関東近海への外延的影響（鈴木，1977）も注目される。

文 献

- 武藤清一郎・工藤英郎・荒井永平（1984）東北近海の異常冷水現象。海洋科学，174，719-726。
 NAKAI, Z., S. HATTORI, K. HONJO, T. WATANABE, T. KIDACHI, T. OKUTANI, H. SUZUKI, S. HAYASHI, M. HAYAISHI, K. KONDO and S. USAMI (1964) Preliminary report on marine biological anomalies on the Pacific Coast of Japan in early months of 1963, with reference to oceanographic conditions. Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab., 38, 57-75.
 鈴木秀彌（1977）東海区海域における海洋特性と生物生産にかかわる研究上の問題点——マクロプランクトンとマサバの関係を例として。漁業資源研究会議報，20，103-121。

友 定 彰（東海区水産研究所）

沿岸域の水温観測が組織的に実施されるようになった（友定，1982）。

各県の水産試験場では、県の事業として水産試験場あるいは漁協への委託によって定地水温を観測している（関東・東海ブロック水産海洋連絡会，1983）。

漁海況の沿岸定線観測は1964年に開始され現在に至っている。これらの観測結果は海洋観測資料集に収録されている。これらの観測点のうち、各県の代表点を数点ずつ選び出して、北海道、九州西方、瀬戸内海を除く日本周辺の海域で114点分の水温値を磁気テープに収録した。収録した深度は0，50，100，200 m の4深度である（友定，1984）。

気象のデータは全国気象官署で観測された結果の月平均値を収録した磁気テープを気象庁統計部の御好意により借用しコピーを作成した。その中から、海岸にある気

象官署の観測値を選び出して新たに磁気テープを作成し、海象との関連を調べている。また、オホーツク海の流水データは気象庁海洋気象部が発行した資料(1982)の中から網走の観測値を用いた。

したがって、ここで用いる資料は ①燈台委託の定地水温観測結果、②青森県～和歌山県の各県水試による定地水温観測結果、③漁海況沿岸定線観測結果、④全国気象官署の気象観測の月平均値、⑤網走の海水量である。

結果および考察

那珂湊の定地水温が沖合の水温の変動とどの位相関があるかを図1に示す。図中の観測点6-38は会瀬沖、6-29は大洗沖、6-15は鹿島沖、6-4は犬吠埼沖の、いずれも141°45'Eにある。7-9は千葉県観測点で犬吠埼南東の測点である(測点位置は友定(1984)を参照)。ある月の観測回数が5回以下のもは、相関係数を求めている。これによると、那珂湊の定地水温と141°45'Eの水温は冬季の1~3月には0.6以上の相関があり、測点6-38との間には、10~12月に0.4以上の相関がある。しかし、春~秋季の間の相関はないといえる。した

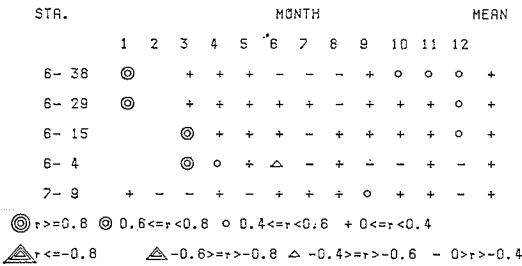


図1 那珂湊定地水温と鹿島灘の水温の月別相関(測点記号は本文参照)

がって、那珂湊の定地水温は冬季には沖合の水温を代表するが他の季節には沖合の水温を代表していないといえる。

青森県～静岡県の各県の定地水温がどのように関連しているかを図2に示す。図2は年平均水温の変動の相関係数を示したものである。なお図中の相関係数に関する記号は図1と同一である。那珂湊の定地水温はそれ以北の太平洋岸の定地水温と類似の変動をし、那珂湊以南の定地水温の変動との相関はない。また、千葉県の千倉の定地水温はいずれの観測点の水温変動とも相関がない。神奈川県、静岡県の定地水温はお互いに極めて高い相関を示している。したがって、ここに示した観測点は、千倉を境にして、それより北側、南側でそれぞれ1つの水温変動を示すグループを形成しており、千倉はいずれのグループにも属さない特異点に相当している。

塩屋埼燈台の定地水温の変動を図3に示す。図3には

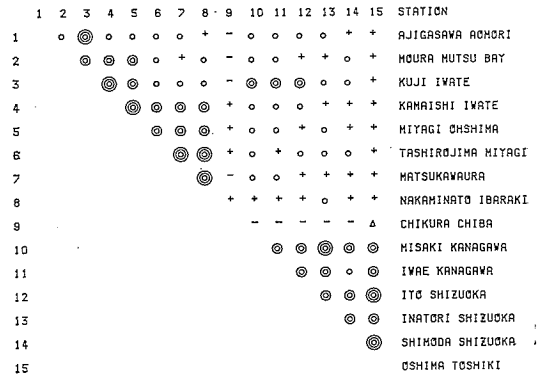


図2 青森県～静岡県の定地水温の年平均値の変動の相関

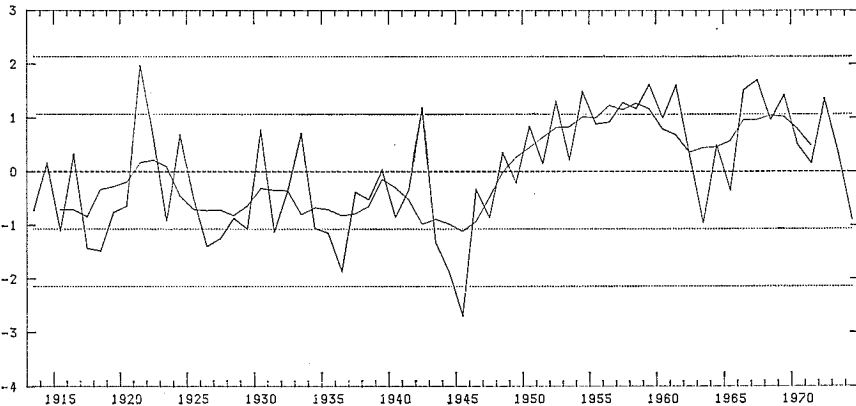


図3 塩屋埼燈台の定地水温の年平均値からの偏差と6カ年の移動平均の変動傾向

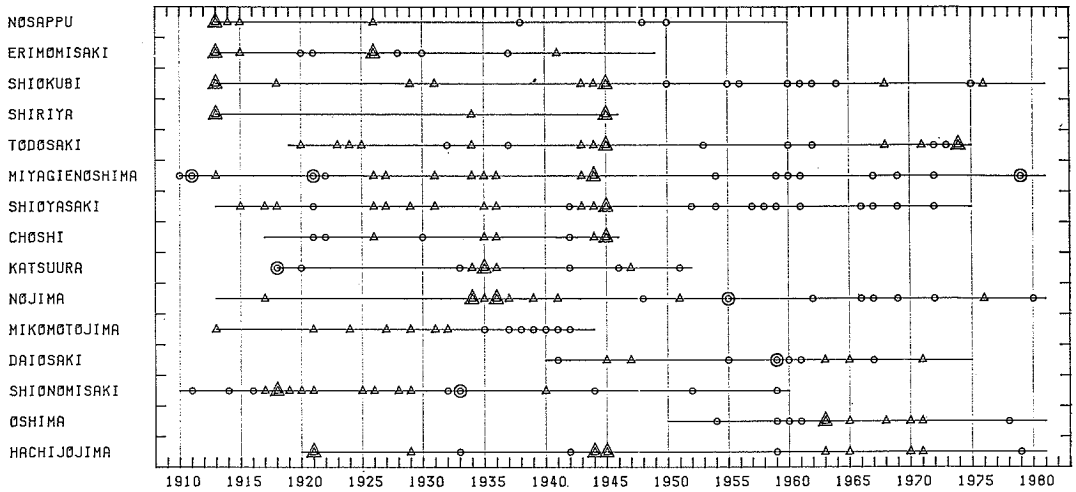


図4 北海道～和歌山県の定地水温の年平均値からみた高温、低温年（図中の記号は本文参照）

年平均水温の偏差とその6年の移動平均、 $\pm 1\sigma$ 、 $\pm 2\sigma$ の線が示されている。気象では $\pm 2\sigma$ を越える観測値を異常値の1つとしている（気象庁，1984）。ところが、海洋関係では、異常値についての定義づけが明確ではない。もし、気象に従って、 $\pm 2\sigma$ 以上の偏差を異常値とすれば、塩屋崎の定地水温は、1913～1974年の間、1945年が異常であり、その他の年は異常ではないことになる。1963年（昭和38年）の“異常冷水”は水族にとってさまざまな影響を与えたとされている。しかし、塩屋崎の定地水温は、その前後に比較して低温になってはいるが、全平均値の中では標準偏差の範囲内に納まっている。長期変動傾向を見ると、1950年を境にしてそれ以前は低温、それ以後は高温の傾向になっている。したがって、1963年の“異常冷水”は高温期中の低温現象であり、水温の絶対値からすると1945年の低温が1963年の低温よりも年平均で 1.5°C 前後低い。1950年以降の平均値からの偏差を求めても、1963年は -2σ を越える低温にはならないであろう。

北海道～紀伊半島の太平洋岸の定地水温観測点を選び出して、それぞれの観測点の年平均値を求めて時系列図を描いた時、 $+1\sigma$ 以上の時を一重丸、 $+2\sigma$ 以上の時を二重丸、 -1σ 以下の時を一重三角、 -2σ 以下の時を二重三角で示したものが図4である。これによると、納沙布～尻屋崎にかけては1913年は異常に水温が低い。1945年には汐首～銚子、八丈島で異常低温である。1920年代～1930年代には -1σ 以下の低温になる所が広く分布し、1950年以後は $+1\sigma$ 以上の高温になる所が多い。 $+2\sigma$ を

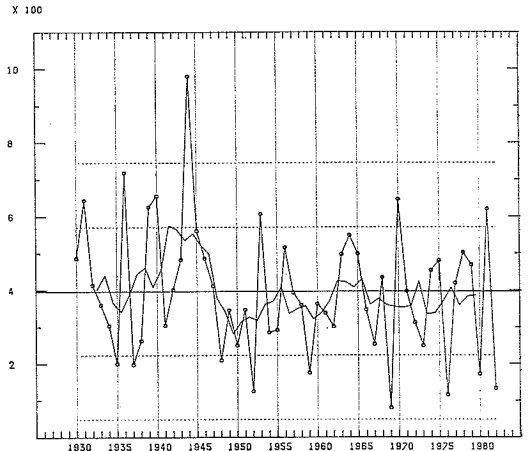


図5 網走流水量の年総計とその6ヶ年の移動平均の変動傾向

越える異常高温はいずれの場合も広い海域にわたらない局地的な現象のようである。図4を見ると、年平均水温の異常値を気象にならって、 $\pm 2\sigma$ 以上とすると、その頻度は少ないようであり、また、 $\pm 1\sigma$ 以上とすると多いようである。どの位の偏差を異常水温とするかは今後の課題であろう。

網走での流水量の目視観測は1930年から継続している。図5は網走の年間流水量の変動を示したもので、観測値と6ヶ年の移動平均を描いている。これによると、1944年の流水量は極端に大きく、明らかに異常である。また、1947年以前の流水量はそれ以後に比べて多い傾向がある。図4に示した定地水温の低温の現われる頻度は

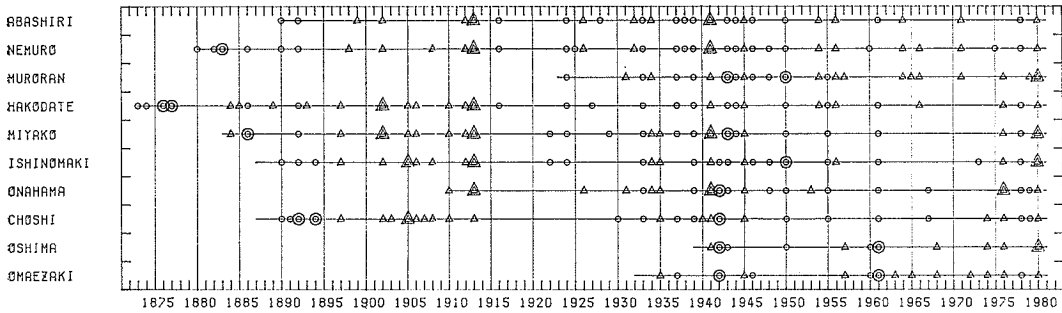


図6 北海道～静岡県の夏季気温の高温、低温年（図中の記号は図4と同じ）

1945年以前に多く、流水量の多い時期と対応している。図4の1945年の異常低温が図5の1944年の流水量の多い年の翌年になっている。流水量の多い年の翌年の水温が低くなる傾向は異常気象レポート'84（気象庁，1984）に報告されている。

図6は北海道東岸の網走～御前崎の夏季（7，8，9月）の気温の異常年を示したものである。図中の記号は図4と同じ方法で描かれている。これによると、低温の現われる頻度が多い時期は1895～1950年であり、それ以後は高温の現われる頻度が多い。理科年表（東京天文台，1983）および気象の事典（和達，1954）から1900年以後の冷害年，凶冷年をより出すと，1902（冷），1905（凶），1913（凶），1926（冷），1931（凶），1932（冷），1934（冷），1935（冷），1941（冷），1945（冷），1953（凶），1954（冷），1964（冷），1971（冷），1976（冷），1980（凶）となっている。西暦年の後のカッコ内の凶は顕著な冷害年を示す。これら冷害年を図6にあてはめてみると， -2σ 以上の偏差になっていない年でも，凶冷年になっていることもあり， $\pm 2\sigma$ の偏差をもって異常年とすることは必ずしも妥当ではない。

結 論

燈台委託の定地水温，県水産試験場で観測している定地水温，漁海況沿岸定線，全国気象官署で実施している気象観測，網走の流水目視観測の結果を用いて，北海道～本州の太平洋の水温，気温の長期変動について記述した。この海域の中の一部として常磐～鹿島灘海域を位置づけた。

1984年夏季の沿岸定線観測では，1964～1974年の10年間の平均水温に比べて， 10°C 以上低くなっている（東海区水産研究所，1985）。このような低温は，過去に例

を見ない。今年が極めて異常低温の年であったことが分かる。

那珂湊の定地水温と沖合の水温を比較すると，冬季以外では両者の相関は悪い。また，定地水温の観測地点毎に相関係数を求めると，本州の那珂湊以北の定地水温の年変動との相関は高く，那珂湊以北を1つのグループと考えることが出来る。房総半島の千倉の定地水温はその西側，北側とも相関がない。一方，相模湾と駿河湾の年平均水温の変動は相関が高い。

気温，水温ともに低かった時期は1950年以前であり，それ以後は両者とも高い傾向がある。このような傾向は網走の流水量の目視観測結果とも対応しているようであり，1930～1947年は流水量が多い。

現在，和歌山県以东～青森県の定地水温観測結果が計算機で処理できるようになっている。今後，他の県の定地水温資料の収集に御協力願えれば幸甚である。

文 献

関東・東海ブロック水産海洋連絡会（1983）定地水温観測結果図表（茨城～和歌山），1-103.
 気象庁（1984）異常気象レポート'84，近年における世界の異常気象の実態調査とその長期見通しについて．大蔵省印刷局，1-294.
 気象庁海洋気象部（1982）海水統計資料，1-38.
 東海区水産研究所（1985）東海区長期漁海況予報，65，2-14.
 東京天文台（1983）理科年表．丸善株式会社，911 pp.
 友定 彰（1982）燈台および水産試験場委託の定地観測資料．水産庁東海区水産研究所，369 pp.
 友定 彰（1984）日本周辺の水温変動—水産における定線観測から—．資源，218，49-61.
 和達清夫（1954）気象の事典．東京堂，572 pp

3-4. 常磐・鹿島灘沖の異常冷水の発生機構について

杉本 隆成 (東京大学海洋研究所)

1. 異常冷水とは、親潮第1分枝とは?

各講演者のお話をうかがいながら、異常冷水とは何か、その発生に関係している諸因子は何か、時系列の対応性から見て感じた所を述べる。

異常冷水の発生には、北太平洋規模の水溫偏差の移動、寒波(寒気)による日本全国規模での海面冷却、および、親潮等の海流の変動の効果(表1)が考えられる。とくに、常磐・鹿島灘沖では、親潮前線(100m層の水溫4°Cと塩分33.5‰線が指標とされている)の南下の強まりによる低温化が重なっている。

北太平洋亜熱帯循環域の水溫変動としては、約6年でひと周りする変動が指摘されているが、その変動幅は1°Cの程度である(長坂, 1984)。寒波による海面冷却

の効果は、海洋の熱容量の大きいことと陸棚と沖合との海水交換のよさのために大きくならず、陸棚・浅海域の水溫を平年に比べて高々1, 2°C余計に下げる程度である(SUGIMOTO and WHITEHEAD, 1983)。しかし、親潮前線の南下の強まりによる低温化では平年偏差が5°Cにも及ぶ。

ところで、親潮前線の大きな季節的・経年的変化は何に因るのか。ここで親潮の構成要素とその変動要因で重要と思われるものを表1の下半分にまとめて示す。

風の場合に関するKUTSUWADA(1983)の研究や亜寒帯循環流に関する風成論によれば、その西端境界流が西岸から離れる場所は、年平均で見ると根室ないし津軽海峡付近である。また、西風が最強になる緯度の季節変化は大きく、夏には千島列島付近まで北上し、冬季には常磐・鹿島の緯度まで南下する。風成・熱塩大循環に関する3次元モデルの数値実験によれば、親潮に相当する流動は深層にまで達しており、順圧的である。しかし、通常の海洋観測に基づく低温・低塩分の亜寒帯上層水の厚さは200~300m程度と推定されており、理論との間にギャップがある。なお、いわゆる親潮第1分枝は、三陸・常磐の陸棚縁に沿って約50kmの幅で南下し、毎年4月頃に最も南まで張り出す(長坂, 1984; 武藤ほか, 1984; 上橋, 1981)。その機構としては、亜寒帯循環流の南北偏の他に、沿岸境界密度流(花輪, 1984a, b)や北

表1 異常冷水, 親潮に関与していると考えられる因子

異常冷水とは?	大洋スケールの水溫アノマリーの移動 全国的な寒波による海面冷却 親潮第1分枝の南下
親潮とは?	三陸以北 { 亜寒帯循環流(風成・熱塩) 沿岸境界吹走流(←北東風) " " 密度流(←流水?) 常磐以南 { 大型暖水塊による南下抑制 黒潮統流の北上に伴う補流

表2 異常冷水発生年, および関与する因子の経年変動

異常冷水年	'53	'56	'63	'74	'78	'81	'84
親潮前線の緯度の平年偏差(例外)	1° 南下		'64 '66	1° 北上	'75	南下	
黒潮大蛇行年月	'53.9-'55.12		'59.5-'63.5		'75.7-'80.8		'81-'84
三陸沖暖水塊発生年月北風成分の強い年	'54.2(超大型)		'60.7(超大型)		'66.10, '68, '72(超大型)		'79(超大型)
やや強い年	('56 弱)		'62, '64	やや強	'68 やや強	'77,	'80 やや強い
流量の多い年	'63~'65			'70	'81 '84		

('76, '80, '82 は少ない)

表3 根室の850 mb 面における1, 2月の9時と21時の平均風速, 東西成分と南北成分
(単位, 0.1 ms^{-1} , 気象庁(1983)による)

Year	W-E	S-N	Year	W-E	S-N
1956*	58	-6	1971	30	-26
1957*	69	-12	1972	63	-31
1958	52	-26	1973	71	-22
1959	75	-15	1974	53	-69
1960	83	-30	1975	51	-28
1961	64	-32	1976	76	-28
1962	50	-38	1977	65	-41
1963	7	-56	1978	50	-34
1964	53	-54	1979	73	-11
1965	62	-39	1980	67	-38
1966	100	-24	1981	40	-47
1967	83	-27	1982	54	-24
1968	55	-47	1983	65	-28
1969	86	-6	1984	41	-46
1970	64	-38	mean:	62	-33

* Sapporo

東風による直接的な風成沿岸境界流, 黒潮流路の季節変動の効果も考えられるが, 未だよくわかっていない。

2. 親潮第1分枝南下の経年変動について

常磐・鹿島灘沖の異常冷水(久保, 1984など)の出現の原因を親潮第1分枝の著しい南下と考へて, 関連因子の年々の変動を検討した結果を模式的に表2に示す。

親潮前線の冬春季の南限の経年変動(石川, 1984)について見ると, 長期的には約10年の単位で南北に約2度ほど変動しているように見える。黒潮流路の平均緯度は1954~63年頃(ただし, 1956~58年は直進)と1975~84年(ただし, 1981年は直進)の本州南方の黒潮大蛇行期に対応する時期には北緯37度付近にあって, 1945~54年および1965~74年の非大蛇行期と比べると, 約1度北偏している(海洋資料センター, 1979)。そして, 黒潮が本州東方沖合で北上すると, 常磐鹿島灘沿岸では南下流が強まり, 冬春季には親潮前線の南下を促すものと考えられる。とくに, 大蛇行が終わる年の1945, 1956, 1963, 1981, 1984年には異常冷水が出現している。これは大蛇行期の末期に本州南方の黒潮流路がいわゆるC型, D型と変化するさいに, 平年金華山沖まで南下する親潮系水をさらに南に引き込むためではないかと想像される。その機構の究明は今後の課題である。

次に, 約20年周期の変化から正または負にずれている年について注目する。本州南方の黒潮大蛇行の消滅期に親潮系水が著しく南下することを先に述べたが, 1963年, 1984年は全国的異常寒波, 1981年は異常冷夏が生じて

いる年でもある。一方, 親潮の南下が比較的強くならなかった例が1979年, '80年に見られる。その原因としては, これらの年には黒潮流路から三陸沖に放出された超大型の暖水塊に親潮第1分枝の南下が阻まれたためのように見える。超大型の暖水塊は1966年, 1972年にも発生している(木村, 1970)が, この時は本州南方沖の黒潮の直進期にあっており, 親潮の南下の弱いのをさらに弱める形で作用しているものと見なされる。しかし, 1974年の異常冷水は以上の考えだけでは説明できず, この年の冬に異常に強かった北風成分(表3)に注目せざるを得ない。冬季の季節風の北風成分が強い年には, 上橋(1981)も指摘しているように親潮第1分枝の張出しが強く, オホーツク海からの流氷量(友定, 1986)も多くなる傾向が見られる。ただし, 1956年は北風成分が弱いことを考慮すると, 黒潮大蛇行の消滅による説明も必要である。

3. まとめ

以上, 異常冷水の出現年を, 時系列の対応性からみて, ①黒潮流路の南北偏, ②大蛇行消滅時における黒潮の離岸の効果, ③冬の季節風の北風成分の強さ, および, ④三陸沖の超大型暖水塊が親潮第1分枝の南下を抑制する効果の組合わせて説明することを試みた。

なお, 久保(1984)は異常冷水が出現する年にはすでに前年の10月から低温化が始まっていることを指摘しているが, これは風の応力や親潮第1分枝の源が強くなることよりもその南下を引きこむ場がより早い時期から変化していることを意味しているものと考えられる。黒潮大蛇行の発生, 消滅年と冬季季節風の北風成分の強い年は, 同じ年に起こる傾向がみられるが, 今後はその原因を究明すると同時に, 冬の季節風の効果と, 黒潮の流路変動の効果等を実験により別々に定量的に明らかにする作業が重要と考えられる。

また, ここでは議論しなかった冬春季異常冷水の持続性, 夏季の冷水化現象または暖水化現象, および, 平均的な季節変動現象の実体について, 基礎的な海洋学的研究を進めることが重要と考えられる。

文 献

- 花輪公雄(1984a) 沿岸境界流. 沿岸海洋研究ノート, 22(1), 67-82.
 花輪公雄(1984b) 北太平洋亜寒帯域の海流系と親潮. 海洋科学, 16, 683-689.
 石川孝一(1984) 親潮前線. 海洋科学, 16, 690-697.
 海洋資料センター(1979) 海洋環境図海流編—日本近海. 日本水路協会, 21 および 45 頁.

木村喜之助 (1970) 黒潮前線から分離する暖水塊の漁場形成機構. 海洋科学, 2(7,8), 38-43.
 気象庁 (1983) 日本上高層資料 30 年報その 2, 指定気圧面成分風・風速の部. 1-220.
 久保治良 (1984) 鹿島灘から常磐南部海域の親潮水. 海洋科学, 16(12), 713-718.
 KUTSUWADA, K. (1982) New computation of the wind stress over the North Pacific Ocean. J. Oceanogr. Soc. Japan, 38, 159-171.
 武藤清一郎・工藤英郎・荒井永平 (1984) 東北近海の

異常冷水現象. 海洋科学, 16, 719-726.
 長坂昂一 (1984) 海洋に起きた異常現象. 朝倉正也編「異常気象時代」, 講談社, 91-132.
 友定 彰 (1986) 海洋の長期変動と冷水現象. 水産海洋研究会報, 50(1), 37-40.
 SUGIMOTO, T. and J.A. WHITEHEAD (1983) Laboratory models of bay-type continental shelves in the winter. J. Phys. Oceanogr., 13, 1819-1828.
 上橋 宏 (1981) 日本海洋学会 春季大会講演要旨集, 24-25.

3-5. 世界的規模における気象, 海況異変

山 中 一 (遠洋水産研究所)

1982-83年の今世紀最大規模の El Niño は, 世界の気象, 海洋, 漁業および農業に極めて大きな影響を与えた。この事実を基にして, 表記の異変について説明する。

1. 1982-83 年の El Niño の, 世界の漁業および農業に与えた影響

世界の漁業への影響 (山中, 1984): ペルー沿岸は平年より 7~9°C も高温となったため, カタクチイワシ, マイワシ, サバの漁獲量は激減し, 約 6 万人の漁業関係者の失職, ペリカン等の海鳥類の千数百万羽の斃死等の異常事態が発生した。

南アフリカ西岸域では, 寒流系水の代わりに赤道海流系水が南下し, ケープタウンには夜光虫やカツオノエボシが多数漂着した。また, カタクチイワシ, マイワシの漁獲量は激減し, ジャッカスペンギンは全滅した。

北米沿岸では, 100 m 層で平年より 4°C も高めの暖水が北上したため, カリフォルニア沿岸のカツオ・マグロ類は北上し, マイワシ, サバ, カラフトマス等は大不漁となった。一方, 北西大西洋のニューファンドランドでは, マダラが南下して産卵した。

以上のように, 世界の各洋とも, 東側は異常高温, 西側は異常低温となり, これらが魚類の分布や資源の変動に大きな影響を与えた。

日本の漁業への影響 (YAMANAKA, 1984; 山中, 1984): 1983年12月~1984年5月にかけて, 日本近海の 0~100 m 層は平年よりも 3~4°C 低めとなり, 日本周辺の魚類の斃死が続出した。とくに, 平年水温より 5~7°C も低めになった銚子沖は凄まじく, ツノナシオキアミの大豊漁のため魚価が暴落し, オットセイの大群がこ

の付近まで南下した。

世界の農業への影響 (LEETMA, 1983; GILL, 1984): 図1は約100年間の世界の夏の降雨量と早魃の面積との関係を示すが, El Niño と大早魃との間に密接な関連のあることが認められる。1982-83年の El Niño の場合も, 太平洋の赤道諸島, 南北アメリカ沿岸は高水温のため大量の雲が発生し, 豪雨と暴風となったのに対し, 大陸内部は大早魃となった。とくに, 南, 北米大陸, オーストラリア, アフリカ大陸は大早魃となり, アフリカでは数百万人の難民が生じた。

2. この El Niño が海流系に与えた影響

太平洋の赤道直下の 100~300 m 深には, 東向き

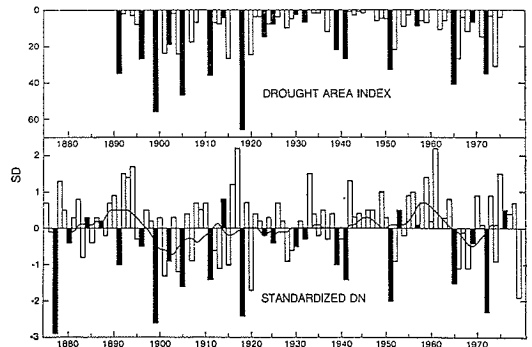


図1 上: 早魃面積の指標 (BHALME and MOOLEY, 1980)

下: 標準化した夏の降雨量の偏差 黒い部分は, 中または大規模エル・ニーニョの年を示す。(RASMUSSEN and CARPENTER, 1983)

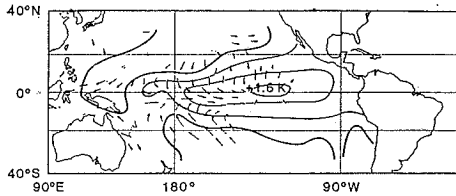


図2 典型的なエル・ニーニョのピーク後の12~2月の表面水温と風の偏差の模式図 (RASMUSSEN and WALLACE, 1983)

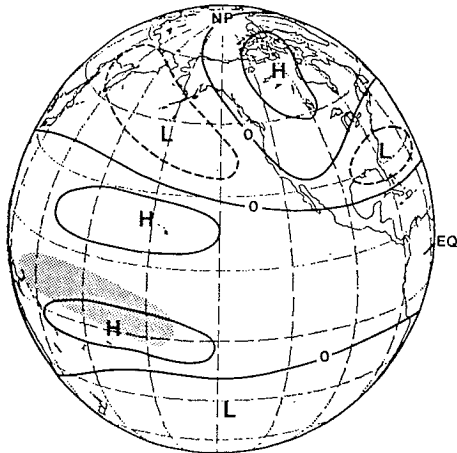


図3 エル・ニーニョの年の12~2月の上空の気圧配置の偏差パターン (SHUKLA and WALLACE, 1983)

道潜流(流量は黒潮のそれに匹敵する)が流れているが、この潜流は1982年12月~1983年2月迄消滅した。これは、後述するように赤道海域の北東貿易風が西風になったため、西向きの上層潜流と東向きの赤道潜流の上部とが入れ替わり、劇的な潜流の消滅の結果となったものと考えられている (HISARD and HENIN, 1984)。また、カリフォルニア潜流も一時的に消滅した。

北赤道海流、南赤道海流は極側に偏り、かつ、勢力も弱くなったが、南赤道海流は10~20°Sの間が強流帯となり、珊瑚海に流入した。一方、北赤道逆流、南赤道逆流は幅広く、かつ、流速も速くなり、北赤道逆流の流量は平年の場合よりも40%増加した。南赤道逆流は上層の海流であるが、表層の東流として現われた。

3. この El Niño が大気循環に与えた影響

図2は、El Niñoの際、巨大な暖水塊が西から東に向かって流去するにつれて、赤道上の北東貿易風が西風に変わることを示す。図3は El Niño 年の12~2月の異

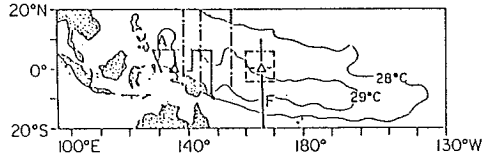


図4 西部太平洋における観測計画

- △ 流速、水温の漂流ブイ
- - - 日本(気象庁)の観測線
- オーストラリアとフランスの観測線

常気圧配置の偏差のパターンを示すが、赤道の両側に高気圧帯が、南、北太平洋の高緯度には巨大な低気圧帯が発生している。

既述したように、1984年の冬から春にかけて日本は異常低温となったが、この寒さの原因は、大きな低気圧帯が東シベリアからアメリカ西岸までのび、さらに平年と比べて異常に南下し、長期間居座り続けたことによる。この低気圧帯を目指して、シベリア大陸から寒気が絶えず吹き込み、日本は寒さが続いたと考えられる。El Niñoは1983年11月に終わったにもかかわらず、1984年までその後遺症を残したものであろうか。

4. TOGA (赤道海洋と大気の大循環) 観測計画

最近、赤道海域の海面水温の異常が続くと、全地球的規模で大気の大循環や海況の異常が引き起こされることが明らかになってきたが、そのメカニズムは未だ不明な点が多い。このため、TOGA計画が世界の赤道海域で、世界の主要国により1985年1月から10年計画で実施されることになっている。

図4は西部太平洋の観測計画であり、オーストラリア、フランス、日本(気象庁)が観測の主力となっている。中、東部太平洋の観測はアメリカが主力である。

以上のように、気象、海況異常は全地球的な視野から検討されるべきであり、後10年間位は不正確な予報しかできないであろう。

文 献

- BHALME, H. N. and D. A. MOOLEY (1980) Large scale drought/floods and monsoon circulation. Mon. Wea. Rev., 108, 1197-1211.
- GILL, A. (1984) Working Draft, Plan for the TOGA Scientific Programme. IOC/WMO/SCOR/ICSU, WCRP 544, 149 pp.
- HISARD, P. and C. HENIN (1984) On the weakening of the Equatorial Undercurrent during the 1982-1983 ENSO EVENT. Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter, (26), 1-2.
- LEETMAA, A., NOAA/AOML (1983) Papers from

1982/83 El Niño/Southern Oscillation Workshop. ed. by J. WITTE, U.S. Government Printing Office: 1984-748-818/Region No. 4, 229 pp.

RASMUSSEN, E.M. and T.H. CARPENTER (1983) The relationship between equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka. Mon. Wea. Rev., **111**, 517-528.

RASMUSSEN, E.M. and T.M. WALLACE (1983) Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. Science, **222**, 16 Dec., 1195-1202.

SHUKLA, J. and T.M. WALLACE (1983) Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperatures anomalies. J. Atmos. Sci., **40**, 1613-1630.

YAMANAKA, H. (1984) The relationship between El Niño episodes and fish migration and yields in the western Pacific. Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter, (25), 2-4.

山中 — (1984) 気象および異常海況の予想. 養殖, 1984, **11**, 44-48.

3-6. 1984年夏季の茨城県における下痢性貝毒化現象の特異性について

岩崎 順 (茨城県水産試験場)

茨城県の砂浜域, 特に鹿島灘沿岸はコタマガイ, チョウセンハマグリ等の主要漁場となっているが, 例年6月下旬から7月中旬にかけて, これらの貝類による渦鞭毛藻類 *Dinophysis fortii* の摂食に起因する下痢性貝毒化現象が発生し, 食品衛生上また漁業経営上重大な関心事となっている。ところが1984年の場合, 例年よりも約1ケ

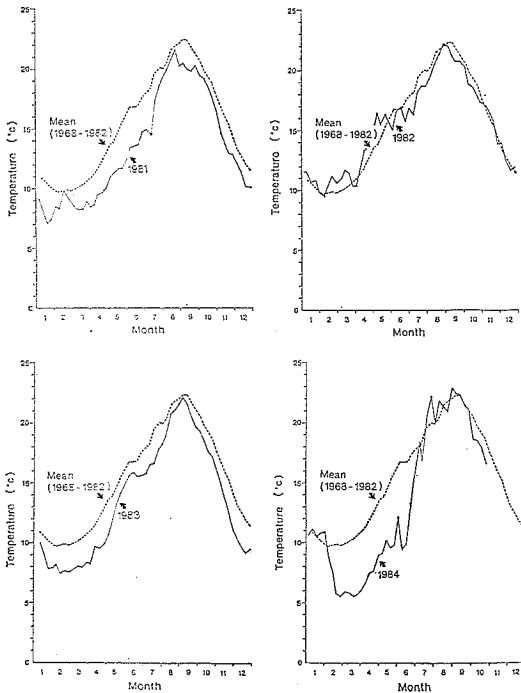


図1 那珂湊定置水温の季節変化

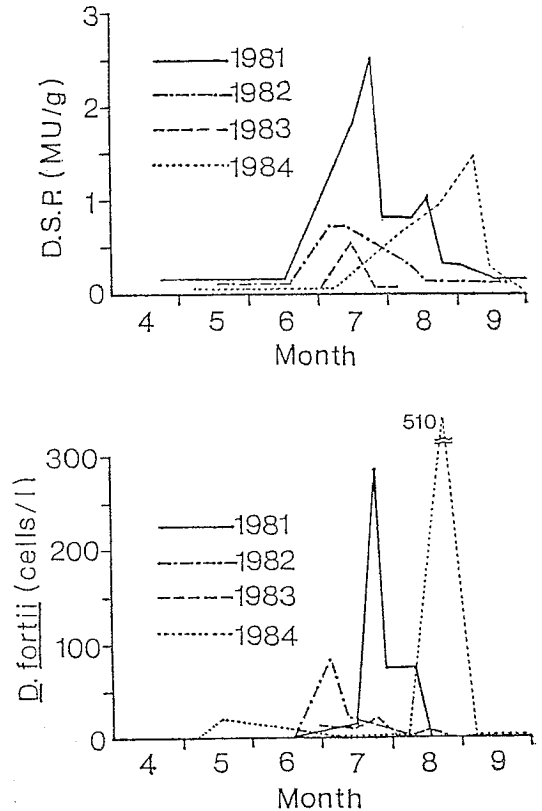


図2 鹿島定点におけるコタマガイの下痢性貝毒量(上)と *D. fortii* 細胞数(下)の季節変化
注) 貝毒量は中腸腺 1g 当たりの毒量を示す

月遅い8月中旬にこの下痢性貝毒化現象が発生した。

一方本県海域は、1984年2月上旬から6月下旬にかけて、1963年以来21年ぶりの強勢な親潮系水の南下に伴う低温化現象に見まわれた。この低温化現象は、本県の沿岸漁業のみならず水質・環境面にも様々な影響をもたらし、また後遺症を残していった。

本報告では、コタマガイの下痢性貝毒化現象の本年における特異性とそれに影響を与えたと思われる冬・春季の本県沿岸海域の低温化現象との関連性についてその概要を述べる。

1. 茨城県沿岸海域の低温化現象

親潮系水の勢力の指標としては、ここでは那珂湊定置水温の年平均偏差値を用いて沿岸域の水温変動傾向を見た(図1)。

下痢性貝毒現象が問題になる5~7月の年平均偏差値を見ると、1981年では2~3°C、1982年では0~1°C、そして1983年では1~2°Cの水温低下を示しているのに対し、1984年では3~7°Cの低下となり、1984年は過去4年間のうちで最も大きい低温化傾向を示したことがわかる。このような低温化傾向は冷水占有面積の季節変化にもあらわれており(富永, 1986)、3~6月の表面水温は平年より10°C以上も低いという異常低温を記録した。

2. 鹿島灘における下痢性貝毒化現象

本県では1981年から二枚貝類の毒化点検調査を始めた

が、同年7月16日にコタマガイから初めて下痢性貝毒化現象が確認された。その後1982年には7月5日に、そして1983年7月14日には規制値(可食部1gあたり0.05 MU)以下ではあったが下痢性貝毒化現象が認められた。ところが1984年には、通常よりも約1ヶ月遅い8月22日に下痢性貝毒化現象があらわれている(図2)。

このように1984年の場合が他の年と比べて特異であるという傾向は貝毒プランクトンである *D. fortii* の出現時期においても見られる。すなわち1981~1983年には、*D. fortii* は5月下旬から6月中旬の間に出現し、7月上旬から中旬にかけてその出現数はピークに達している。ところが1984年の場合 *D. fortii* は通常よりも約1ヶ月遅い8月上旬に出現し始め、8月22日にその出現数はピークに達している(図2)。

1984年における下痢性貝毒化現象の約1ヶ月の遅れの理由は *D. fortii* の出現時期の約1ヶ月の遅れにあるが、それではなぜ *D. fortii* の出現時期が通常よりも約1ヶ月遅れたかが問題になる。

3. *D. fortii* 増殖の環境条件

過去4年間本県沿岸海域における5~7月の *D. fortii* の鉛直分布構造を調べた結果、*D. fortii* は親潮系水の影響下にある沖合数マイル水域の中・底層(水深10~20m)、特に水温・塩分の鉛直勾配が急激に変化する躍層付近で高密度のパッチネス(数1,000 cells/l)を形成

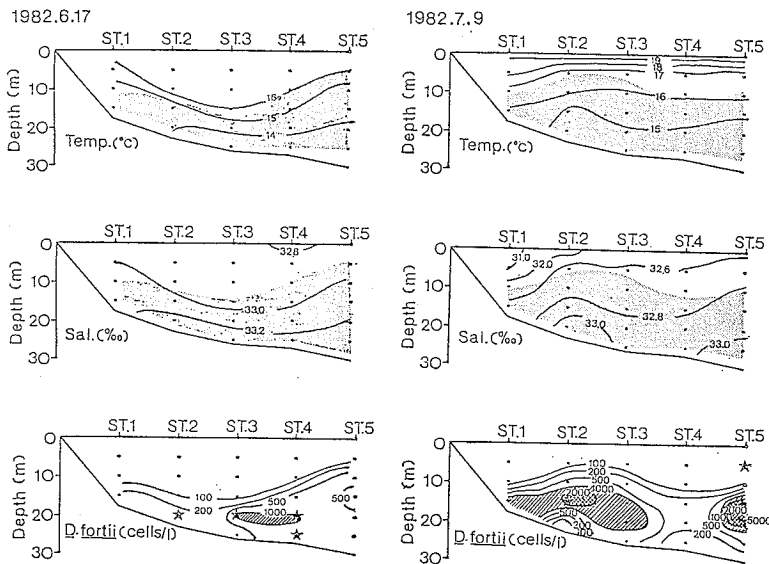


図3 大竹沖5マイルまでの水域における水温、塩分、*D. fortii* 細胞数の鉛直分布
陰影部分は *D. fortii* の100 cells/l以上の出現を示す
星印は分裂細胞の出現を示す

し、分裂途中の細胞も多く出現することがわかってきた(図3)。この *D. fortii* の高密度分布域の水温・塩分条件を整理すると、各々 14~16°C, 32.8~33.2‰ の範囲にある。

以上から、①親潮系水の影響下におかれる ②水温が 15°C 前後③塩分が 33‰ 前後——という3条件が満たされたときに、*D. fortii* は増殖を開始するという仮説をたてた(茨城水試, 1984)。

この仮説に従うと、1984年は強勢な親潮系水が7月初旬まで本県沿岸に居座り、水温 15°C という条件を満たすのが例年よりも約1ヶ月遅れたために *D. fortii* の増殖開始時期も約1ヶ月遅れたものと解釈できる。このことは、那珂湊定置水温の 15°C 到達時期が1984年の場合平年と比べて1ヶ月以上遅れていることと一致しており、*D. fortii* の出現時期の遅れが本県沿岸海域の低温化現象に起因することを裏付けているように思われる。

4. *D. fortii* の輸送機構

沖合水域の中・底層で水温 15°C, 塩分 33‰ という条件が成立した場合 *D. fortii* のパッチネスが見られることがわかってきたが、次にこのパッチネスを沖合水域から貝漁場(水深 4~6m の浅海域)に補給する何らかの輸送機構が介在しなければコタマガイの毒化は起こり得ないものと思われる。

本県沿岸海域では、1984年8月19~27日にかけて台風10号の北上に伴う南偏風の連吹時に、沿岸湧昇を示唆すると思われる水温の低下現象が観察されている(図4)。このことと貝漁場における *D. fortii* 出現数のピークが水温低下直後の8月22日に見られ、下痢性貝毒量のピー

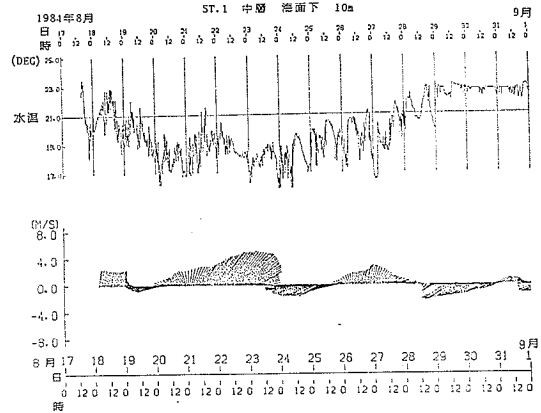


図4 大竹沖5マイル定点の10m層水温変動(上)と風の25時間移動平均ベクトル(下)

クが水温低下終了時の8月27日から10日後の9月6日に見られたことから、*D. fortii* は沿岸湧昇現象によって沖合水域から貝漁場へ運ばれ、コタマガイがそれを摂食して急激に毒化したことが考えられる。

以上、今回の下痢性貝毒化現象の約1ヶ月の遅れは、1984年冬・春季における本県沿岸海域の低温化現象と、8月中・下旬の沿岸湧昇現象という2つの現象が重なったことによって引き起こされたものといえる。

文 献

- 茨城県水産試験場(1984) 昭和58年度重要貝類毒化対策事業報告書(毒化予知手法開発研究)。
- 富永 裕(1986) 常磐南部から鹿島灘における海況の特徴。水産海洋研究会報, 50(1), 26-27。

3-7. 冷水南下の予測について

1974年以降、日本近海は冷年になりやすい傾向にあり、とくに昨年1984年は東北地方の沿岸漁業に大きな被害が出た。その被害額は実に数億円にのぼると言われている。また、この異常冷水現象は東北海域のみならず規模の大小は別としても南西・東海海域・日本海海域にも波及し、近年では最大のものと言われ、1963年の異常冷年に次ぐ規模として特筆される。幸い 3~4 月に遠州灘の冷水塊がC型からD型へ移行せず、外房沿岸には黒潮

為 石 日出生 (漁業情報サービスセンター)

が接岸し、親潮の強い南下は犬吠沖で妨げられていた。このことは1963年とは異なり、また親潮の南下が12月以降から急激に始まった関係もあって後退も早かったことが被害規模を小さくしたとも言える。

しかし、1974年以降、冷年と言われる年は'74年、'78年、'81年、'84年と3年周期にあらわれており、今後とも親潮の動向には充分に注意する必要がある。

そこで、親潮の動向を知り冬季強勢年となるか否かの

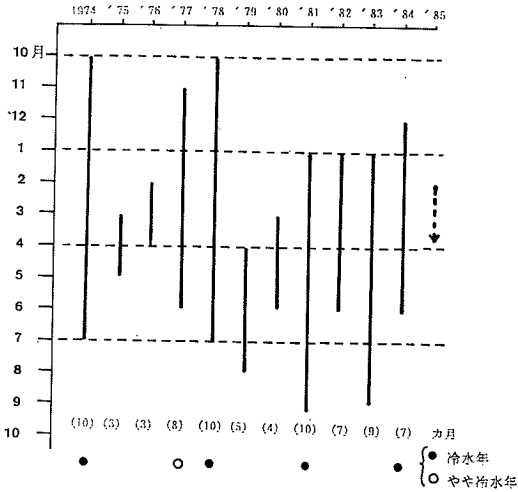


図1 100 m 深 5°C 以下の親潮冷水が 40°N 以南にある期間 () 内親潮停滞月数

ある程度の目安としての判断材料が必要となる。このような強勢年は表面水温はもちろんのこと下層(100m層)水温も冷たく強勢であることが多く、この兆候を知ることが予測として役立つと思われる。すなわち、強勢年は三陸から常磐にかけて冷水が長期間居すわる状態を言い、この時には親潮も早い時期から南下を始めるのではないかと考えられる。

図1は100m層、5°C以下の親潮水が40°N(黒崎沖)線を越えて南下した後、再び40°N線まで後退するまでの期間を表している。例えば、1974年の場合親潮の5°C以下の冷水は前年の10月にはすでに40°N線を越えて南下しており、40°N以北に後退するのは翌年の7月と実に10カ月にも及んでいる。なお、下段の括弧内の数字は5°C以下の親潮冷水が40°N以南に停滞していた月数を表し、その下の黒丸は冷水年、白丸はやや冷水年を表している。

これによると、親潮冷水が前年の10月~12月に40°N線を切って南下する年は冬春季にかけて冷水年になる可能性が高く1月に南下する年も幾分可能性があるので充分に注意が必要であろう。2月に南下する時は冷水年になる可能性が低いといえる。3~5月にはほぼ毎年40°N線を冷水が切って南下しており、100m層においてはこ

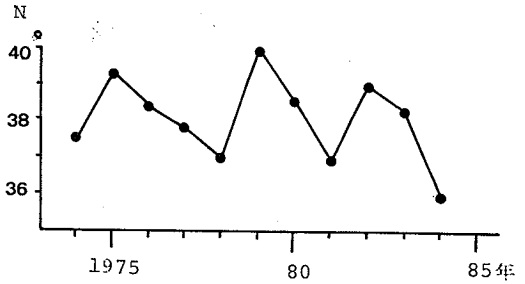


図2 3月下旬の表面5°C以下冷水の南限位置

れらの月が年間でもっとも水温の低い月に当たっている。また、図1の括弧内の停滞期間と冷水年と呼ばれる年とを比較してみると親潮の南下期間が長期にわたる場合が冷水年に当たっている。しかし、1983年はその期間が9カ月にも及んでいるが冷水年となっておらず例外である。それは、この年八戸沖に比較的大きな黒潮系の暖水塊があり、5°C以下の常磐沖の冷水が親潮第1分枝に起因するものでなく、沖合の親潮第2分枝から補給されていたということが冷水年にならなかった一因と考えられる。

このように、早期に親潮の南下が強まると後退も遅く停滞期間が長くなり冷水年になる可能性が高まり、逆に南下時期が遅く急に南下する場合には後退する時期も早く停滞期間が短くなり冷水年とはならない傾向にある。しかし、予測に当たっては、時系列的な要因と、親潮の補給経路や暖水塊の位置などのパターン構造とを併せて総合的に判断する必要がある。また、道東海域の100m層5°C以下の面積の大小も冷水年と関係している可能性もあり、今後の検討課題である。

なお、図2は冷水南下の最も強くなる3月下旬の表面5°C以下の冷水の南限位置である。これによると親潮強勢年の1974年、'78年、'81年にはその南限位置は38°Nにあり、'84年では36°Nと最も南にある。また、冷水年の翌年の冬季は南限位置が後退しており、1985年も例外にもれずこの傾向で冷水年にはならなかった。

最近ではNOAA画像を利用して異常冷水現象を把握できるようになってきており、冷水現象予測のための多方面からのアプローチが望まれている。