佐渡沖冷水域の海洋學的性状—I.

下村 敏正・宮田 和夫

(日本海区水産研究所)

On the Oceanographic Character of the
Low Temperature Region off Sado Island - 1.

Toshimasa SHIMOMURA and Kazuo MIYATA

1) Several low temperature regions, which play big roll in fisheries, were found in the Sea of Japan during the simultaneous observation conducted in the summer (late July to early August) of 1951. This paper deals with the oceanographic character and the year-to-year shifting of the locations of these regions, especially the one located off Sado Island.

2) The results of the above observation indicate that within the low temperature region off Sado Island the water had the intermediate character between the water cold and the warm ocean currents distribution in the adjacent areas, and that the surface water of the cold current from the north was laterally mixing in this region with the subsurface water of the warm Tsushima Current from the south. As the bottom water of the Sea of Japan has been considered the mixture of these two waters, this region may be said to be one of those regions where the surface water of the cold current is converted into that bottom water. In that it is caused by the lateral mixing of two currents, this low temperature region differs from other similar regions in the Sea of Japan or off Kii Peninsula which are caused by the upwelling of the deep water.

3) Owing to the presence of this mixing region, the subsurface water of the Tsushima Current is deprived of much of its original properties in the north of Noto peninsula.

4) The location and the degree of development of this mixing region depend on the fluctuating strengths of the cold and the warm currents, and therefore are subject to considerable seasonal and annual variations. There are some indications that it is best developed in spring.

は し が き

Fig. 1 Schematic representation of the ocean currents in the Sea of Japan.

日本海の対馬暖流は3つの分枝 (Fig. 1; 水路要報, 1950. 3月)よりなり, これらは能登~入道崎間で合流して北上するが, この内朝鮮東岸を北上する第三分枝は, $N 40^\circ$ 線附近を東流して寒流系水と極前線を形成する。この極前線以南の暖流々路に当る若狭湾・佐渡等の沖合においてしばしば冷水域が発達することは 須田(1932)・宇田(1934)・山中(1951)等によつて指摘されている。このような沖合冷水域の発達程度・時期等は日本海漁業に甚大な影響を及ぼすものであり, これらを系統的に追跡することは漁況予察上最も重要な課題である。特に能登~佐渡沖の冷水域は早春の候によく発達する。一方能登以北の日本海では最も重要なイワシ・サバ・イカ等の漁期も又春からであるため, この冷水域の時期的の消長は北部日本海の漁況に甚大な影響を及

Fig. 2 Map showing the observing stations in the summer (late July to early August) of 1951.

Fig. 3 Horizontal distribution of temperature ($^{\circ}\text{C}$) and chlorinity (‰) at 50 m layer.

ばすものであるが、こ
 にはまず一応の海洋学的
 性状について発表するこ
 ととする。すなわち本稿
 は、第3回日本海海洋調
 査技術連絡会の決議によ
 り、鹿児島～北海道の対
 馬暖流全域にわたり、日
 本海区水産研究所、外15
 機関により、1951年7月
 下旬～8月上旬に実施さ
 れた対馬暖流々域一斉調
 査の資料を用いて、その
 当時発達存在していた冷
 水域、特に佐渡沖の冷水
 域について、その性状を
 明らかにし、更に既往資
 料によつてその変動を比
 較検討した。

日本海冷水域の一般的

性状 Fig. 3 は Fig. 2 から求めた 50 m 層の水溫 (°C)・塩素量 (‰) を示す。すなわち 15°C 以下 18.90 ‰前後の低温・低鹹の冷水域は、隠岐東方・佐渡北方・鳥ヶ首埼沖・入道埼沖の4箇所があり、いずれも 15°C 等温線附近において著しい不連続線を形成しているが、この不連続線を境にして鳥取沖・越前沖・山形沖の3 暖水域と若狭沖・佐渡沖・鳥ヶ首埼沖・入道埼沖の4 冷水域に大別される。今各海域の性状を見るため、各海域の代表点における T-Cl 曲線を描くと Fig. 4 となる。宇田 (1933) は日本海の

T-CI 曲線について南部暖水型・北部寒水型・中間型の3型式に類別しているが、Fig. 2, Fig. 4から南部暖水型は *St. C₄*・*St. 404*に見られるごとく上記暖水域内の諸点に限られ、いずれも上層水 (25°C 内外, 18.80‰ 以下), 中層水 (10~20°C, 18.00~19.20‰), 下層水 (1°C 以下, 18.80~18.87‰) の3層から成り、対馬暖流水であることを示す。北部寒水型は *St. 21*・*St. 412*に見られるもので、入道埼沖及び北海道以北の冷水域においてのみこの型があつて、上層水 (19°C 内外, 18.70‰ 内外)・下層水 (1°C 以下, 18.80~18.87‰) の2水塊から成り、寒流水であることを表わしている。一方中間型は *St. 35*・*St. 411*・*St. I₅* のごとく佐渡沖とそれ以南の諸冷水域内の観測点において見出される。すなわち、下層水 (1°C 以下, 18.80~18.87‰) は前2型とほとんど全く同一で、いわゆる日本海固有底層水であるが、上層水 (20~25°C, 18.80‰ 以下)・中層水 (10°C 内外, 18.90‰ 内外) は、暖流表層水、或は暖流中層水と寒流表層水との中間的性状を持つ。

Fig. 4 Temperature-chlorinity diagrams for representative stations (July-August, 1951)

以上のように冷水域内の水塊組成が、寒暖両流の中間的性状を有すると言うことは、本土側の日本海固有底層水は、融氷によつてシベリア海域に生成された寒流表層水が、暖流中層水下に潜流したものである (須田, 1932・宇田, 1934) から、この2者の水平或は垂直の混合にその原因を求めることができよう。換言すれば暖流中層水が寒流表層水と混合して変成したか、又は暖流中層水が日本固有底層水の湧昇流によつてこれと混合変成したものであると見る事ができる。

混合による暖流中層水の変成 まず垂直安定度によつてその渦動の状態を見よう。

佐渡沖海域について、各測点の垂直安定度 $10^3 E = d\rho/dz - 500$ を計算すると、下表より $10^3 E = 4000$ 以上の点は、 $I_5 \cdot g_1 \cdot g_5 \cdot g_6 \cdot M_1 \cdot M_2 \cdot M_3 \cdot M_4$ の諸点である。 I_5 は $\rho = 1.025$ 以浅の表層近くにおいて5380の最高値をもち、 $\rho = 1.025$ 以深では比較的小さい。すなわち、この附近の強い湧昇流の存在を示す。同様に表層附近に最大安定度4000以上を持つのは、 $g_1 \cdot g_5 \cdot g_6 \cdot M_2$ の諸点で、それ以深は比較的小さくなっている。又 *St. M₁* は $\rho = 1.025 \sim 1.026$ で最大安定度を示すが、

St. No.	L_4	L_5	L_6	I_5	I_6	g_1	g_2	g_3	g_4	g_5	g_6	M_1	M_2	M_3	M_4
ρ															
1.024 >	—	—	—	3000	2800	—	4500	4500	—	—	—	1500	—	—	—
1.024~1.025	3350	2360	3500	5380	3200	3000	1420	3350	45.0	4400	—	2140	4500	4500	30.0
1.025~1.026	1460	2130	1500	1200	1680	1500	2000	2630	12.0	4500	4270	5050	3070	3850	45.0
1.026~1.027	690	650	540	690	750	1940	2280	2840	1460	1500	1393	760	2360	4770	21.0
1.027~1.028	520	220	540	300	590	590	1110	500	530	610	610	580	450	340	280
1.028 <	—	—	—	—	—	—	150	100	110	140	330	—	—	50	140

表層より著しく深い所にあり、表層附近は収斂性を有し、下層は海底傾斜による湧昇流を示している。

次に暖流中層水の水平的拡散混合の度合によつて寒流表層水の混入を見よう。今 st 面を考えると、この面上に沿う水の混合は容易であるから、 ct 面上の塩素量の変化は、ある固有の塩素量をもつ水が、水平混合によつて変化を受けた程度を示すものに外ならない。Fig. 4より暖流中層水の中心部は、およそ $st = 25.50$

の所にあり、中層水の最大塩素量は 19.10‰ である。一方寒流系水は、 $\sigma_t=25.50$ 面では、18.80‰ 前後である。今前者を 100 とし、後者を 0 として、 $\sigma_t=25.50$ 面上の塩素量の分布を見る (Fig. 5)。そうすると、100% 以上の純暖流系水は鳥取沖及越前沖暖水域と能登西岸に見られる。鳥取沖及越前沖暖水域は対馬暖流の第一及第二・第三分枝を表わしいずれも 100% 以上に達する。能登西岸は 100% 前後でこの第一・第二分枝の合流点と考えられる。0% 以下の寒流系水は入道崎沖合にある。そして暖流中層水 50% 以下の区域は前述の各冷水域を示している。この 50% 以下の冷水域について見ると、佐渡沖冷水域は 0% の寒流域から舌状に南下し、佐渡弾崎北 20 哩及能登猿山岬北西 40 哩の点では 40% でその周囲より著しく低い。これは湧昇流による混合が大きいためである。また隠岐沖冷水域は若狭湾にまで及んでいるように見えるが中心部は 44% で猿山岬沖と同じように非常に狭いことは多分に湧昇流による混合が大きいと見てよい。こ

Fig. 5 Percentage ratio of the surface water of the cold current in their lateral mixing, as inferred from the chlorinity distribution on the $\sigma_t=25.50$ surface.

れに対して佐渡沖冷水域の特徴は寒暖両流の水平的な混合によつて生成されたものである。更に 75% 以上の暖流域について検討すると、暖流は沖合・沿岸の 2 派が能登半島に合流し、北上する経路が判然としている。そして能登半島を境にして、北方では 100% 以上の純暖水系は全く消失し、北上するに従つてしだいに寒流性水の混合を加え、入道崎附近では沿岸で 80% 前後に減る。かく能登半島を境にして、北方暖流中層水が変成することは、須田 (1932) の結果と一致するが、以上から、対馬暖流は北上するに従つて、しだいに拡散混合率を高めて行くこと、1951 年夏の佐渡沖冷水域は寒流性表層水が暖流下に潜流する一つの経過海域であることが分る。

佐渡沖冷水域の経年変化 1951 年夏の佐渡沖海水は、一つの経過海域であることを述べたが、かかる冷水域は、季節或は年による消長変動が大きい。今暖流中層水と日本海固有底層水との接触面、すなわち第二不連続面 ($\sigma_t=25.75$) は寒暖両流の接触面 (極前線) の延長であり、この σ_t 面の位置は冷水域の範囲を示す。又 $\sigma_t=25.75$ 面は塩素量の垂直変化が日本海では、水温に比べ非常に小さいから 5°C 等温面をとつて考えてもよい。一方佐渡海域では暖流中層水は大体 100 m 層にその中核を持ち、寒流表層水或は日本海固有底層水と、 $\sigma_t=25.75 \cdot 5^{\circ}\text{C}$ の線で不連続面を形成する。すなわち、100 m 層における 5°C 線の地理的変動は、暖流中層水と寒流系表層水との接触面—亜寒帯収斂線の地理的変動を、更には冷水域勢力の消長をも示すことになる。今 1948 年から 1951 にわたる 100 m 層における 5°C 線の地理的変動を見れば Fig. 6 となる (日水研・水路部・青森・秋田・山形・新潟・富山・石川水試の観測値による)。年により季節により変ることが分る。すなわち 1949 年からしだいに勢力をまし、1951 年に最も強く南下している。

Fig. 6 Geographical variation of 5°C isotherms at 100m layer off Sado Island during 1948-1952. (Roman numerals denote month in each year.)

又、季節的には春から夏にかけて発達するが、このことは次表からも断定される。下表は 1919~39 年の 21 年間（海洋調査要報、第4~65 報）において、佐渡沖冷水域の影響の大きい弾埼 NW 50 哩の点の 150 m 層が 5°C 以下になる月別頻度を示す。

又、能登以北の沿岸水温も本冷水域の強勢な年は低温に経過し、沿岸漁況に対しても大きな影響を与える。

月	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
観測回数	—	—	3	9	12	17	11	10	6	6	3	2
頻度	—	—	2	4	5	8	5	4	2	2	0	0

引用文献

- 1) 須田曉次, (1933). 日本海の底層水について (予報). 海洋時報 4 (1).
- 2) 須田曉次・日高孝次他, (1933). 第三回日本海主要部海洋観測報告. 海洋時報 4 (1).
- 3) 宇田道隆, (1934)・(1936). 日本海及びその隣接海の海況・水産試験場報告 5 及び 7.
- 4) 海上保安庁, (1950). 昭和 23 年夏の対馬海流及び宗谷海流々域の海象. 水路要報. 増刊号.
- 5) 日本海区水産研究所, (1951). 昭和 26 年夏対馬海流域一斉観測結果.
- 6) 山中一郎, (1951). 昭和 24 年春~夏の日本海々況 Ⅰ・Ⅱ, 日本海洋学会誌 6 (3).
- 7) 海上保安庁, (1951). 昭和 25 年 8 月・9 月における日本海の海象. 水路要報 23
- 8) 海洋調査要報. 4~65 大正 8 年 6 月—昭和 15 年 7 月.