



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	宗谷暖流の研究
Author(s)	青田, 昌秋; AOTA, Masaaki
Citation	低温科学. 物理篇, 33, 151-172
Issue Date	1976-03-30
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18282
Type	departmental bulletin paper
File Information	33_p151-172.pdf



宗 谷 暖 流 の 研 究^{*,**,***}

青 田 昌 秋
(低 温 科 学 研 究 所)
(昭 和 50 年 10 月 受 理)

目 次

I. ま え が き	151
II. オホーツク海の北海道沿岸海域の水塊	153
III. 宗谷暖流の季節変動	154
a) 夏から初冬	154
b) 冬	155
1. 初冬から流氷到来期	155
2. 冬季の宗谷海峡からオホーツク海への暖流の流入	156
3. 流氷退去期から春	157
c) 春から夏	158
d) 宗谷暖流の断面積の季節変化	160
IV. 紋別沖および宗谷海峡における流速観測結果	161
V. 宗谷暖流の流速についての理論的考察	163
VI. 宗谷暖流の輸送流量	168
VII. あとがき	169
文 献	170

I. ま え が き

北海道オホーツク海沿岸海域は冬季に凍結し、また流氷も到来して1月初旬から3月下旬頃までは海上交通が停止する。夏この海域には高温・高塩分のオホーツク唯一の暖流が流れており、海況の変化は極めていちじるしい。

昭和41年、この沿岸の中央に位置する紋別市に北大低温科学研究所附属流氷研究施設が設置された。流氷の物理的性質はその母体である海水の組成に関係し、流氷の動きをきめる要因は主として風と海流の作用である。それゆえ、この沿岸海域の海洋構造および海潮流を知ることが流氷の研究を進める上で極めて重要である。

対馬海峡をとおってほぼ日本列島に沿って北上する対馬暖流の大部分は津軽海峡から太平洋に流出し、残りは宗谷海峡をとおってオホーツク海に入り、北海道のオホーツク海沿岸に沿って南下することは良く知られている。この北海道オホーツク海沿岸を南下する暖流は対馬暖

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1701号

** 北海道大学低温科学研究所 流氷研究施設研究報告 第42号

*** 北海道大学提出博士論文

流分岐、または宗谷暖流とよばれており、オホーツク海にみられる唯一の暖流である。この暖流のために沿岸海域は、夏季には、表面水温 20°C 以上塩素量 19% 近くに達し、オホーツク海中で最も高温・高塩分になる。ところが初冬、結氷直前のこの海域および海水下の海水の塩素量は、僅か 18.0% もしくはそれ以下である。夏季の高塩分の宗谷暖流系水は晩秋以後に低塩分の水塊と交代し、解氷期以後に再び宗谷暖流系水が出現する。

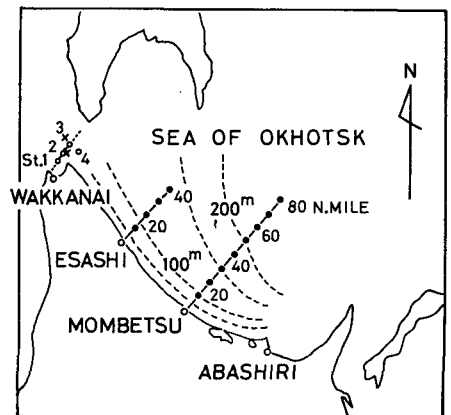
渡辺¹⁾は北見枝幸、雄武、紋別における沿岸水の比重の観測結果を整理して、高塩分の宗谷暖流系水が11月中旬に低塩分の東樺太海流系水塊と交代するのであろうと述べている。しかし冬季間居坐っていた低塩分の水塊をおしのけて宗谷暖流が再び出現するのはいつごろであるかについてはふれていない。

オホーツク海南海域の海洋観測は近年になってから比較的ひんぱんに行なわれるようになり宗谷暖流の塩素量はほぼ $18.4\sim 18.8\%$ であること、宗谷暖流の沖側に位置しているオホーツク海の表面水の塩素量はほぼ $17.6\sim 18.0\%$ であることなどが知られている²⁻⁴⁾。しかし、暖流域は最盛期でさえも距岸僅か $20\sim 30$ 裡に限られているにも拘わらず沿岸近くの観測点が少なくかつ連続的な観測でないために海洋構造の詳細な季節変動は明らかでなかった。暖流の消長についても、9月初旬頃が最盛期であり冬季には消滅してしまうのであろうという程度のことしか知られていなかった。

低温科学研究所附属流水研究施設では宗谷暖流の消長を主とする海洋構造の季節変動を研究するため、昭和41年4月以来オホーツク海の北海道沿岸の紋別沖及び枝幸沖北東 $30\sim 80$ 裡以内の海洋観測を系統的に実施してきた。

観測は主として、第一管区海上保安本部・紋別海上保安部の巡視船“そらち”，同網走海上保安署の巡視船“てんりゅう”で行なった。主な観測定線は第1図に示したように紋別港および枝幸港から海岸線にほぼ直角な北東方向距岸 $30\sim 80$ 裡までの各5裡毎の点である。この海域はすべて大陸棚上にあつて水深は浅く、紋別沖合15裡点で110m、30裡点でも160m、枝幸沖15裡点では120m、30裡点で140mにすぎない。観測は表層から海底までを $10\sim 20$ mの深さごとの主にナンセン採水器による各層観測で、塩素量の検定は銀滴定法によつた。

昭和43年5月30日～6月3日及び46年4月17日～21日には東大海洋研究所の観測船“淡青丸”によつて北海道西岸から宗谷海峡を経て知床半島までの海域全域の観測を、また昭和45年1月21～23日、48年6～8月には、稚内海上保安部の巡視船“ほろない”によつて宗谷海峡南部海域の海洋観測を実施した。また昭和47年以後は紋別、枝幸北東方向の定線及び宗谷海峡で小野式流速計を用いて1昼夜以上の海流の連続観測を実施した。これらの観測の結果、この海域での海洋構造及びその季節変動が明らかになった。また理論的研究によつて宗谷



第1図 観測海域

宗谷海峡における流速の測点は×で示す

暖流の流速は稚内と紋別、網走との水位差によって説明されることがわかった。この論文ではこれらの結果について述べる。

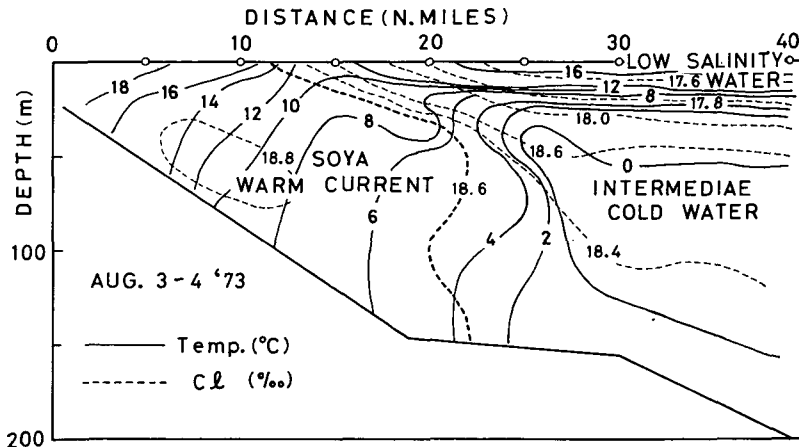
II. オホーツク海の北海道沿岸海域の水塊

第2図に昭和48年8月の紋別沖定線の水温・塩素量の鉛直断面図を示した。図で距岸約20哩までは塩分がもっとも高く(18.6%), 温度も高い水塊で占められている。

現在までに行なわれたオホーツク海の海洋学的研究によると²⁾, 宗谷暖流は日本海の対馬暖流より低塩分であるが, 宗谷海峡から知床半島までほぼ海岸線に平行でかつあまり沖合の水と混合せずに流れておりその塩素量は18.6% ぐらいであることが知られている。このことはのちに述べるように, 著者の観測によっても確かめられており, 塩素量18.6%以上の水塊を宗谷暖流系水とみなすことができる。

距岸20哩より沖合の水深50m以浅には塩素量18.0%以下の低塩水の水塊が存在しており, その表面は日射のためかなり温度が高くなっている。これはオホーツク海固有の表層低塩分水塊といわれているものである。さらに距岸30哩以遠の中層には水温が0°Cで塩素量が暖流系水および表層低塩分水の中間の値を示す水塊がある。これは, 冬季間表層が冷却されることおよび海水の生成による塩分増加などによって沈降してできた中冷水である。春から晩秋までその水温は-1~2°Cで塩素量は18.2~18.4%である。

以上のようにこの海域の主要水塊は, 塩素量18.6%以上の宗谷暖流水塊, 18.0%以下のオホーツク海表層低塩分水および春から晩秋にかけて認められる水温-1.0~+2.0°C, 塩素量18.2~18.4%の中冷水の3水塊である。これらは互いに接しており中冷水と宗谷暖流系水塊および表層低塩分水との境界にはそれらの混合水域が認められるのは言うまでもない。



第2図 紋別港沖水温・塩素量鉛直断面図
(48年8月3~4日)

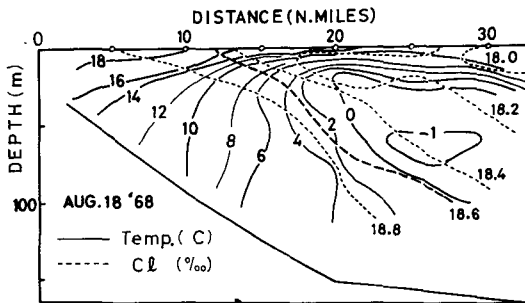
III. 宗谷暖流の季節変動

昭和 41 年以降の観測によってこの沿岸の海洋構造は、多少の違いは認められるが、ほぼ毎年同じ季節変動を繰返していることが確かめられた。ここでは、昭和 43~44 年の観測結果を例にして宗谷暖流域の海洋構造の季節変化を示す。

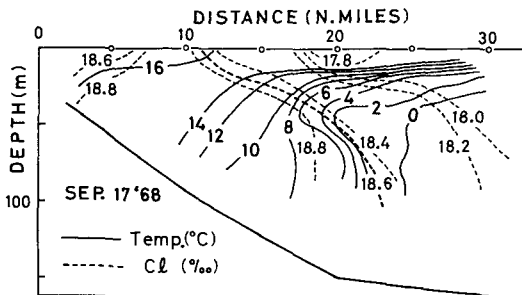
a) 夏から初冬

第 3 図は昭和 43 年 8 月 18 日の観測結果である。表層の水温は沿岸から距岸 10 哩までは 18°C 以上で年間を通じて最高で、沖合でも 14°C 以上に昇温している。塩素量 18.6‰ 以上の暖流水は距岸 13 哩の表層から距岸 30 哩以遠の底層にかけて存在しており、その断面積が年間を通じて最大であるばかりでなく、そのほとんどの領域の塩素量も 18.8‰ 以上で暖流としての勢力が強まっていることを示している。いっぽう塩素量 18.0‰ 以下のオホーツク海表層低塩分水は距岸 30 哩以遠に後退しており、暖流と表層低塩分水に境される 20 哩以遠の中冷水では -1.0°C の水温が観測された。

第 4 図は 9 月 17 日の観測結果である。暖流の断面積は 8 月の観測時よりも沖合の海底部分では減少した。沿岸近くの表面層の水温は僅かに低下して 16°C となったが、暖流域の平均水温は目立って上昇しており、その熱量はむしろ 8 月よりも増大した。また沖合 30 哩までの表層水温も目立って上昇した。また沖合 40 m 以深の中冷水は沖合に後退したばかりでなく昇温して中冷水固有の性質を弱めている。総じて断面全体としては最も温度が高かった。



第 3 図 紋別港沖水温・塩素量鉛直断面図 (43 年 8 月 18 日)



第 4 図 紋別港沖水温・塩素量鉛直断面図 (43 年 9 月 17 日)

距岸 20 哩の表層には、8 月まではみられなかった塩素量 17.8‰ の低塩分水塊が現われており、また塩素量 18.0‰ 以下の表層低塩分水塊は距岸 20 哩で 20 m、30 哩で 60 m とその厚さが著しく増してきたのが注目される。

第 5 図は 10 月 23 日の結果である。断面全体の水温は著しく下降し、宗谷暖流域は急激にせばまった。水温 5~8°C、塩素量 18.0‰ の表層低塩分水塊はほぼ 50 m となり距岸 10 哩まで達し宗谷暖流を圧迫している。

第 6 図は 11 月 16 日の結果である。50 m 層以浅の表層は沿岸から距岸 30 哩まで水温 6°C 塩素量 17.8~18.0‰ の表層低塩分水塊でおおわれ、宗谷暖流は沿岸から完全に姿を消し、海底にうずくまっている。宗谷暖流は距岸 23 哩の 70 m 以深で中冷水と接し、また表層水と極めて

顕著な潮境を形成している。なお、中冷水は著しく昇温しその性質は弱体化している。

10月23日の暖流領域(塩素量18.6%以上の海域)と11月16日のそれを比較すると、急激な宗谷暖流の衰退期にも拘らず10月23日に較べて11月16日の暖流領域断面積が明らかに増大している。同じ現象は翌年の枝幸沖および紋別沖にもみられた。この暖流領域断面積の変動は対馬暖流の北上勢力、宗谷海峡からの流入量などに関係していることはいうまでもないが衰退期の宗谷暖流の断面積が一時的に増大することは注目すべきことであろう。

10月23日には岸から距岸4哩までの表層には塩素量18.6%以上の宗谷暖流水塊が存在していたが、11月16日には20m以浅は塩素量10.0%以下の低塩分水塊が占められていた。この間に表層水の交代があったことは明らかである。

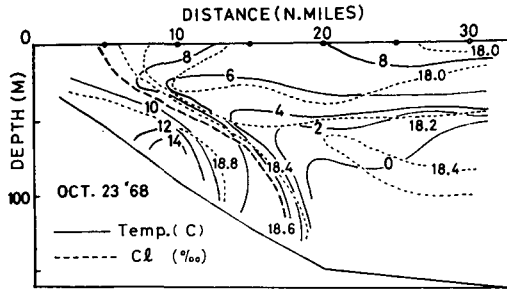
宗谷暖流は8月あるいは9月に最盛期に達する。その後急激に衰退し、11月頃には沿岸から完全に姿を消し、代って低塩分の表層水がみられるようになる。このため従来は、宗谷暖流は初冬には消滅するものと考えられてきたが、それは誤りであった。実際には第6図からわかるように、表層には暖流がみられないが、距岸数哩以遠の海底には依然として暖流が存在していることが明らかである。

b) 冬

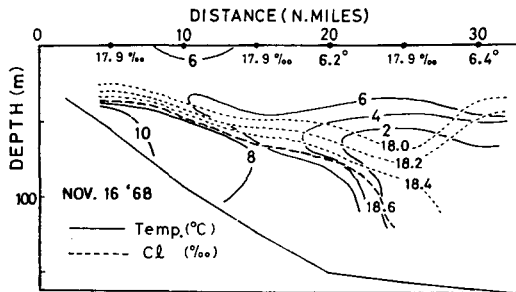
1. 初冬～流水到来期

第7図は昭和43年12月2日の結果である。表層附近はほぼ全域が水温4~5°C、塩素量17.8~18.2%となり、前回11月16日に宗谷暖流を厚くおおっていた塩素量18.0%以下の低塩分層は薄くなり20m層以浅となった。これは表層低塩分水の水温の低下による密度増大のため下層の水との鉛直混合が行なわれたためである。

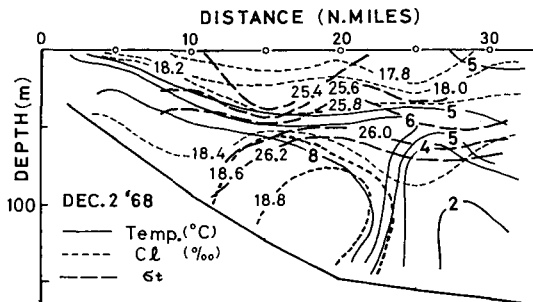
暖流領域の中心は沿岸からいっくらか沖合に移動しているが、依然とし距岸10哩から25哩の50m層以深に密度的にも安定した状態で明らかに存在している。このように、宗谷暖流系水



第5図 紋別港沖水温・塩素量鉛直断面図 (43年10月23日)



第6図 紋別港沖水温・塩素量鉛直断面図 (43年11月16日)



第7図 紋別港沖水温・塩素量鉛直断面図 (43年12月2日)

塊は初冬にオホーツク海に固有の表層低塩分水と交代して沿岸から消滅したのちにも距岸5~25 哩附近の中層以深に存在している。これは、昭和43年に限ったものではない。第8図は昭和44年12月18日紋別沖北東方向の観測結果である。ここにも同じく暖流系の水塊が存在している。

このことから宗谷暖流は流氷期にも潜流として存続しているのではないかと考えられる。

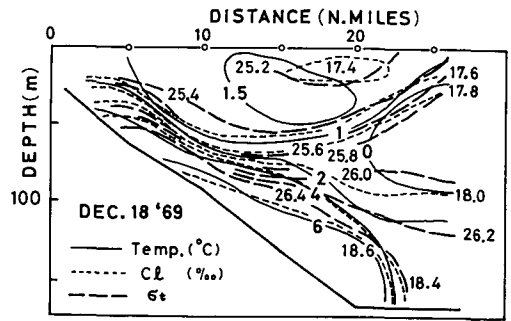
2. 冬季の宗谷海峡からオホーツク海への暖流の流入

宗谷暖流の消長を研究した結果、冬期間は宗谷海峡からオホーツク海への暖流の流入は無くなり、したがって宗谷暖流は消滅しているのではないかという従来の考えはあやまりで、宗谷暖流は冬期間にも表層低塩分水の下に潜流として存在しているらしいことがわかった。昭和45年1月21~23日、オホーツク海への暖流の流入口である宗谷海峡において、暖流の流入を確かめるための観測を行った。

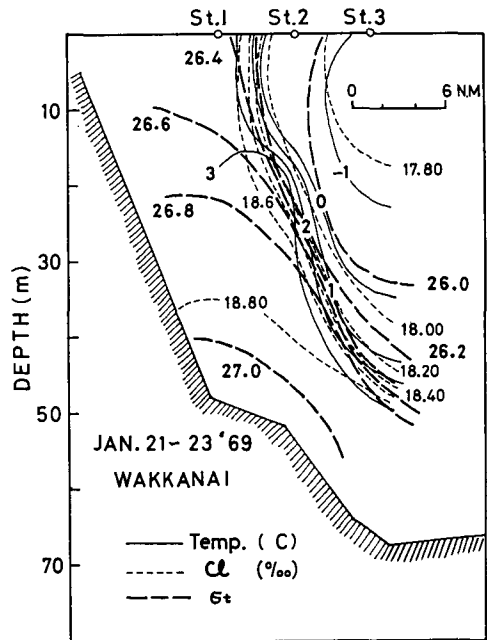
この海峡の水深は30~70 mで、冬季にはオホーツク海の表層約50 mは表層低塩分水でおおわれるので暖流の流入は遮断されてしまうのではないかと考えられていただけで観測が行なわれたことはなかった。筆者は第1図に示した宗谷海峡南部海域4点で水温、塩素量の各層観測を行った。第9図にその観測結果を示す。

1月18~19日、オホーツク海沿岸には全域流水が接岸し、さらに宗谷岬から北西方向にかけて日本海側へも一部流出したが、1月20日、宗谷海峡の流水は宗谷岬東3 哩まで後退した。第9図に示すように、最も日本海寄りの測点1は表層から測点2の中層および測点3の表面から深さ3/4の点を結ぶ線より北海道側の部分は水温2~3°C、塩素量18.6~18.75‰の暖流系水塊である。この線から北側は低温、低塩分の水塊でおおわれている。

すなわち当時宗谷海峡では、上に述べた線より北の部分から表層低塩分水が日本海に流出し、対馬暖流はこの低塩分水に圧迫されながらもこの線の南側を通過してオホーツク海へ流入している様子をはっきりとうかがわれる。



第8図 紋別港沖水温・塩素量鉛直断面図 (44年12月18日)



第9図 宗谷海峡水温・塩素量・比重鉛直断面図

すなわち、流水期の1月下旬にもオホーツク海への暖流の流入があることは確かである。

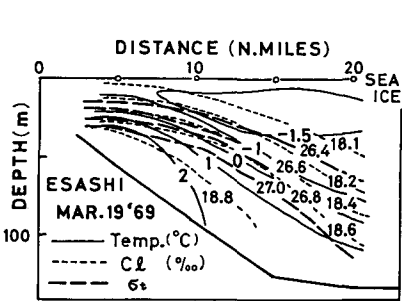
3. 流水退去期から春

第10, 11図はそれぞれ昭和44年3月19, 20日の枝幸沖、紋別沖の観測結果である。この観測は、流水調査に出動した砕氷船“宗谷”によって行ったものであり、筆者の知るかぎりでは、3月中のこの沿岸海域の海洋観測はこれがはじめてである。

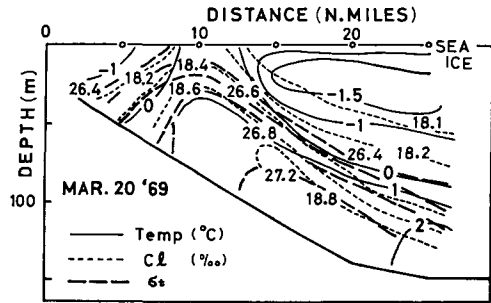
当時流水の氷縁は枝幸沖では距岸25哩、紋別沖では距岸28哩で常呂から網走にかけては接岸していた。流水退去後のことなので枝幸、紋別沖とも表面水温は結氷点に近い。

これらの観測に先立って同じく砕氷船“宗谷”で観測された北海道西沖合対馬暖流域の水温は2~3°Cであった。

枝幸沖では距岸20数哩までの中層以深には水温1~2°C、塩素量18.6~18.8%の宗谷暖流水塊とおもわれる水塊が存在している。この水塊はその塩素量とほぼ同時期に観測された対馬暖流域の水温とを考慮すると、宗谷暖流水であることは間違いないであろう。いっぽう第11図からわかるように紋別沖でも宗谷暖流水が存在する。これは枝幸沖よりもやや沖合に中心を有し、距岸10哩附近では表層までのし上っている。



第10図 枝幸港沖水温・塩素量鉛直断面図 (44年3月19日)



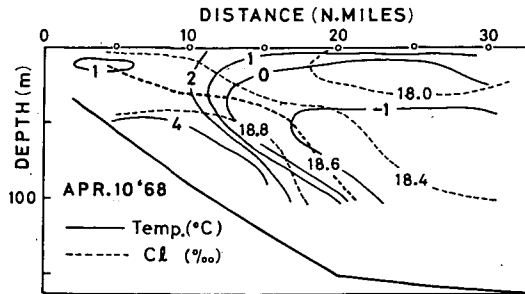
第11図 紋別港沖水温・塩素量鉛直断面図 (44年3月20日)

以上、流水到来直前、流水期および流水退去直後の観測から宗谷暖流は冬季間も宗谷海峡はもちろん枝幸および紋別の沖合中層以深に存在していることが確かめられた。

第7~11図中に示した σ_t の分布からも明らかなように宗谷海峡、枝幸沖および紋別沖の各観測で確認された暖流水は低密度のオホーツク海表層低塩分水の下に密度的に安定した状態で存在している。

これらの暖流水塊は分離水塊ではなくオホーツク海へ流入した高温、高塩分の暖流水が低密度のオホーツク海表層水の下へもぐり込み、冬期間も潜流として流れていることを示している。

第12図は昭和43年4月10日の紋別沖の観測であるが、距岸10~20哩の



第12図 紋別港沖水温・塩素量鉛直断面図 (43年4月10日)

30 m 以深の海底附近には水温 $2\sim 4^{\circ}\text{C}$ 、塩素量 $18.6\sim 18.8\%$ の宗谷暖流水塊が明らかにみられる。

第 10, 11 図と第 12 図の間には約 1 カ月の時期の違いがあるが、流水期直後の宗谷暖流の存在が兩年とも同じ傾向を示していることがわかる。

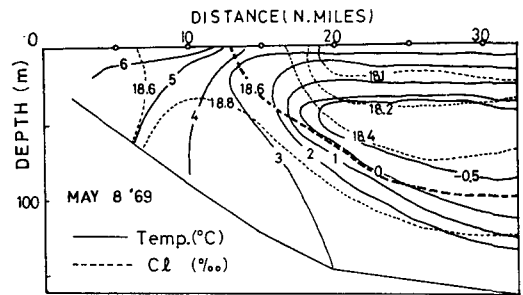
流水期直後の沿岸水の塩素量は、前年 12 月下旬よりはるかに大きく $18.2\sim 18.3\%$ である⁵⁾。また第 11 図の暖流域の断面積も流水直前の前年の 12 月よりはるかに大きい。

すなわち、宗谷暖流勢力の回復は流水直後の観測以前にすでに始まったとおもわれる。

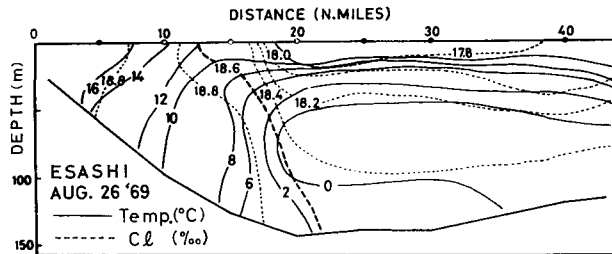
c) 春から夏

第 13 図は昭和 44 年 5 月 8 日の観測結果である。紋別沖の宗谷暖流の回復はめざましく表層ですでに距岸 13 哩、50 m 層で 20 哩まで拡がり、100 m 以深では中冷水の下層に 30 哩以遠の沖合まで達している。沿岸近くの低塩分水は陸水の盛んな流入によるものであろう。距岸 18 哩以遠には、50 m 層を中心として優勢な中冷水が存在している。

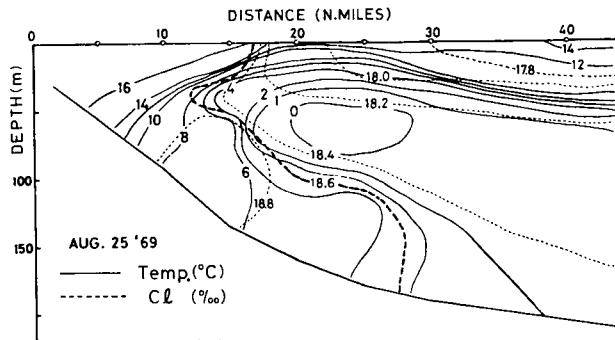
第 14 図は 8 月 26 日の枝幸沖の観測結果で、第 15 図は 25 日の紋別沖の結果である。夏になって宗谷暖流の勢力は順調に増大し、前年の 8 月 15 日に得られた第 3 図とはほぼ同じ分布を示しているがこのときにはすでに最盛期を過ぎようと



第 13 図 紋別港沖水温・塩素量鉛直断面図 (44年 5 月 8 日)



第 14 図 枝幸港沖水温・塩素量鉛直断面図 (44年 8 月 26 日)



第 15 図 紋別港沖水温・塩素量鉛直断面図 (44年 8 月 25 日)

している。第14図の枝幸沖における暖流域は表層で距岸13哩、100 m層では20哩で沖合の中冷水と接している。距岸18哩以遠の30 m層以浅には水温 10°C 、塩素量 18.0% 以下の低塩分水がみられるが、表層には塩素量 17.8% 以下の水塊が存在している。

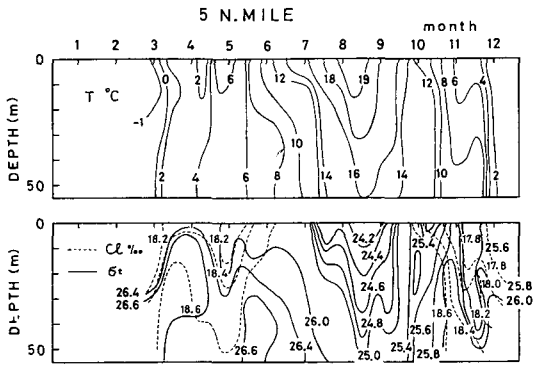
紋別沖では第4図とはいくらか異なり、宗谷暖流水はすでに低塩分の表層水と中冷水に圧迫されて中層でくびれ、距岸15~27哩の50 m層以深では中冷水の下層にもぐりこんでいる。距岸30哩以遠には、水温 12°C 、塩素量 17.8% の枝幸沖18哩以遠にみられたものと同一の低塩分水塊があらわれている。

9月以降は再びすでにのべたとほぼ同じ経過をたどって、宗谷暖流の勢力が減少している。

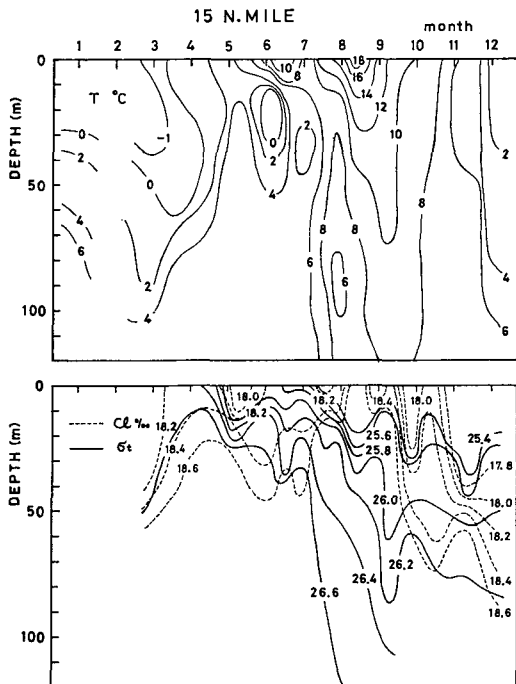
昭和41年以来、筆者が行ってきた紋別沖北東方向のすべての海洋観測資料を用いて、紋別

沖の平均的な海況の変動を第16図(A, B, C)に示した。図ではそれぞれ距岸5, 15, 25哩の水溫、塩素量および比重(σ_t)の季節変化を示してある。

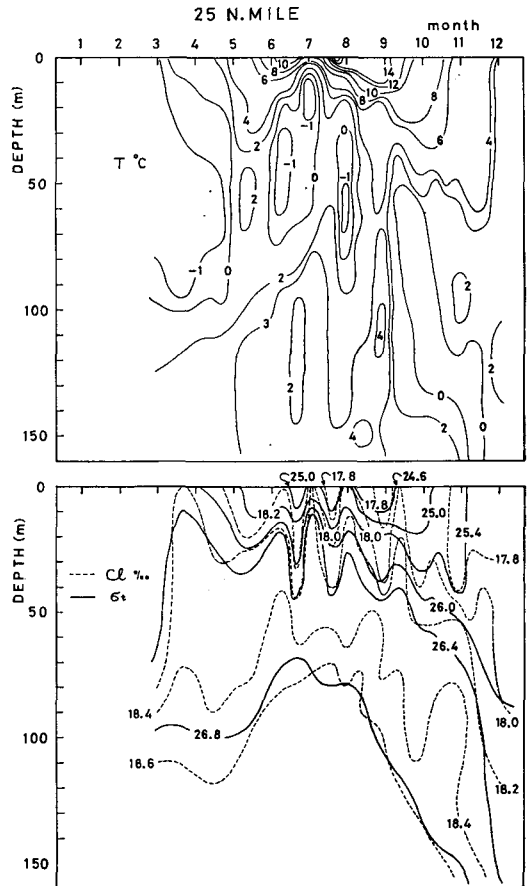
5哩点では、冬の冷却および流水の融解



第16図A 紋別沖宗谷暖流域の海況の変動



第16図B 紋別沖宗谷暖流域の海況の変動



第16図C 紋別沖宗谷暖流域の海況の変動

による結氷温度に近い海水は3月下旬で消滅するが、融雪による陸水の影響は5月初旬まで続いている。暖流系水は3月中旬にすでにみられ、次第に増大して7月から10月上旬までの間は全層が暖流系水で占められている。10月下旬以後、暖流系水は表層から徐々に姿を消し、代ってオホーツク海表層低塩分水が厚さを増していき、暖流系水は海底近くのみみられるようになる。但し11月下旬に一時的な増大がみられるが、5 湊点では真冬には暖流系水は存在しない。

15 湊点では3月には冬の冷却と海水生成による対流の深さが50 m 層に達しているが、表面からの昇温と暖流の影響で次第に衰退して5月初旬には消失している。さらに6月上旬から7月中旬には沖合の中冷水が沿岸方向へ接近して15 湊点の水深10 数 m から40 m 層には0~2°Cの中冷水が存在している。この中冷水も7月下旬には消滅して8月から9月にかけて全層が暖流系水で占められている。9月下旬から10月になると表層に低塩分水があらわれ11月初旬以後この低塩分水は次第に厚さを増して行き、宗谷暖流は海底に押しやられるが、そのまま越冬する。3月にはすでに暖流勢力増大のきざしがみられる。

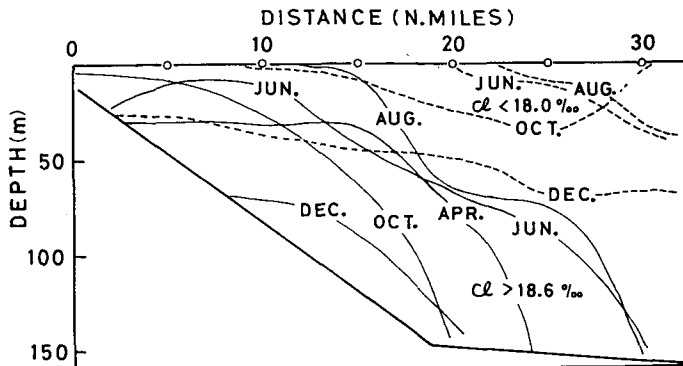
25 湊点では一年を通じて、表面はオホーツク海表層低塩分水、中層は中冷水で占められる期間が長い。3月には低層には明らかに暖流の流入が認められ、これ以後この暖流域は次第に厚さを増して、8、9月には最大となる。9月にはすでに表層に塩素量18.0‰以下の低塩分水が表われ、11月には中冷水は消滅し、12月末にはほぼ全層が塩素量18.0‰以下の低塩分水となってしまう、海底にも暖流系水は認められない。

第16図中の σ_t の分布からわかるように、全観測を通じてこの海域の海水は密度的にきわめて安定であることは明らかである。

d) 宗谷暖流の断面の季節変化

第16図に基づいて紋別沖北東方向の8年間の平均的な宗谷暖流域(塩素量18.6‰以上)およびオホーツク海表層低塩分水(塩素量18.0‰以下の水域)の変化の様子を第17図に示した。

第18図は昭和42~45年の毎年の紋別沖および枝幸沖北東定線における宗谷暖流域断面積

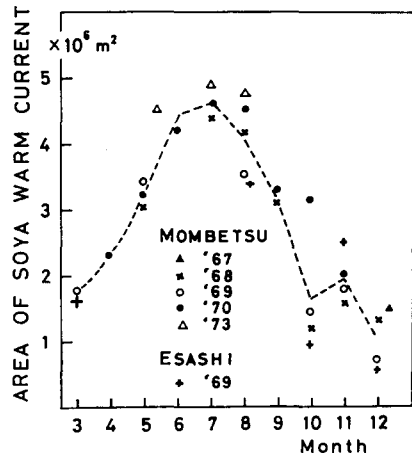


第17図 紋別沖の宗谷暖流域と表面低塩分水層の季節変動

実線(塩素量18.6‰)以深は宗谷暖流系水で点線(塩素量18.0‰)以深はオホーツク海固有の表層低塩分水である

の季節変化である。暖流の断面積は種々の海洋学的要因に支配される筈であるが年による違いが少ない事は注目すべき事である。

図から明らかなように、暖流の断面積は流水退去直後の3月にはすでに流水到来直前の12月よりはるかに広い。これはその後急速に増大して8月に最大となり、9月以後急激に減少する。その後、11月に一時的に増大して再び減少する。この暖流域の流速はのちに述べるように沿岸の三地点(稚内、紋別、網走)の相対的水位差から推察される。暖流域の断面積が一時的に回復増大を示す11月前後の時期の水位には大きな変化は認められない。すなわちこの時期の暖流域の流速に急激に大きな変動があるとは理論的には考えられず、かつ経験的にもそのような事実は知られていない。それゆえ暖流域断面積の急激な一時的増大は宗谷暖流の流量の一時的な増大としか考えられないが、残念ながらその原因は明らかでない。なお、図中の点線は5年間の紋別沖宗谷暖流域の断面積の平均的季節変動を示す。



第18図 紋別および枝幸北東方向の宗谷暖流域断面積の季節変動(昭和42~45年)

IV. 紋別沖および宗谷海峡における流速観測結果

宗谷暖流域における流速の一昼夜以上の連続観測は、筆者の知るかぎりでは、いままでなされたことがない。春から秋にかけての数回のG.E.K.による測流結果が杉浦⁴⁾によって報告されているにすぎない。それによると宗谷岬から知床岬にいたる宗谷暖流の流速は1ノット以上で、その最大値は春(4, 5月)1.7ノット、夏(8, 9月)2.9ノット、秋(10, 11月)1.8ノットときわめて大きく夏に最も大きい傾向があると報告されている。

G.E.K.による測流値は潮流の成分を含んでおり、しかもこのような浅海域では誤差を含みやすい。それゆえこれらの値そのままが宗谷暖流の流速を示すものとは言えない。またのちに述べるようにこの沿岸海域では地衡流近似は成り立たない。

筆者は昭和45~48年、紋別沖および宗谷海峡において十数回の一昼夜の流速観測を実施した。それらの結果から求めた恒流成分のみを第1表に示す。測定はいずれも宗谷暖流域内で行なうよう心掛けた。そのため測定点は季節によって異なり、距岸5, 7.5, 12.5, 17.5 哩で行なった。得られた流向はすべてほぼ沿岸に平行な南東流であった。

第1表から春(4, 5月)は距岸7.5 哩の底層附近で約1ノット、12.5 哩点の表層近くで0.7ノットであつた。春先の勢力増大中の暖流域の底層に1ノット以上の流れがあることが注目される。夏(7, 8月)は暖流域が沖合へ広がっているので距岸12.5, 17.5 哩で観測したが表層ではそれぞれ12.5 哩点でほぼ0.8ノット、17.5 哩点で0.5~0.75ノットで、中層から底層は両測点とも0.5~0.7ノットである。秋(9, 10月)は距岸7.5, 12.5 哩の表層の流速は0.5~1ノットで、中層以深は0.6~0.7ノットである。

冬(12~1月)は距岸5哩, 12哩の表で0.4~0.5ノットであった。この値は流氷の漂流速度と風速との関係から求めた流水期間中にもこの海域に0.3~0.4ノットの南東流があるという報告⁶⁾とも一致している。なお距岸12哩の中層以深の宗谷暖流潜流域に約0.8ノットの表層より

第1表 紋別北東および宗谷岬北方の流速観測結果

Date of Obs.			Station NE from Mombetsu (mile)	Depth (m)	Obs. Layer (m)	Current		Direc- tion (°)	Speed (cm/sec.)	Parallel Comp. to the Coast (cm/sec.)
						N-comp. (cm/sec.)	E-comp. (cm/sec.)			
1970-71	Dec.~ Feb.	4~5	5.0	50	10	—	—	—	26	—
1972	Dec.	15~19	12.0	80	10				20	
	Dec.	15~19	12.0	80	60	-35	20	141	40	40
1973	Apr.	29~30	7.5	60	50	-40	33	132	52	52
	May	24~25	12.5	100	15	-28	21	134	35	35
1973	Jul.	4~5	12.5	100	5	-38	19	145	43	42
			12.5	100	45	-28	18	139	33	33
			17.5	140	5	-21	13	140	25	25
1973	Aug.	3~4			10	-25	30	121	39	38
			17.5	140	50	-20	23	122	31	30
					100	-16	21	118	26	25
1973	Sep.	19~20	12.5	100	10	-45	41	128	61	60
			12.5	100	50	-27	23	131	36	35
			17.5	140	—	-23	25	124	34	33
1973	Oct.	22~27	7.5	60	10	-19	17	129	26	26
			12.5	100	10	-36	32	129	48	48
			12.5	100	75	-19	24	118	30	29

Sōya strait

Date of Obs.			Station N from Cape Sōya (mile)	Depth (m)	Obs. Layer (m)	Current	
						N-comp. (cm/sec.)	E-comp. (cm/sec.)
1973	Jun.	28~29	6	35	10	-36	82
			10	50	25	22	42
1973	Aug.	21~22	6	35	10	-35	89
			6	35	30	14	43
			10	50	10	-50	84
			10	50	30	-22	55

速い流れが見出されたことは興味深いことである。

以上昭和 45~48 年の紋別沖の宗谷暖流の測流結果をみてきた。得られた結果は時間的にも空間的にも複雑であるが、宗谷暖流域の流速は春から秋まではおおそ 0.5~0.9 ノットで、冬は 0.4~0.5 ノットと言えよう。季節的にみると春・秋の方が夏よりも流速が大きい傾向がある。なお中層以深にも通年 0.5 ノット強の流れがあることを知りえた。

宗谷海峡での測定はいずれも夏でしかも海峡の南半分に限られている。観測時の海峡の流れは極めて速く、しかも海底が岩盤であるために流速計の定置が困難なほどであった。果して得られた結果は表層で約 1.9 ノット、中層以下でも約 1 ノットの速さで東南東の方向すなわちオホーツク海に向かって流れていた。

昭和 45~48 年紋別沖北東方向距岸 5~17.5 湊で実施した流速の観測結果は第 1 表に示した通りである。同時に行なった各層観測の結果を用いて力学計算によって地衡流を求め、両者を比較した。この時の観測線は第 1 図に示すように紋別北東方向であるから地衡流は沿岸に平行な成分を示している。地衡流と実測流との関係を第 19 図に示す。

これから明らかなようにこの暖流域の流れを地衡流として考えることはできない。さらに沿岸近くの流れの原因として風の影響も考えられるが、この地域では第 1 表に示した流れを起すような卓越風は無い。

一般に北部日本海の水位は北海道南東の太平洋岸の水位より高いことが知られている。

稚内、紋別および網走の月平均水位の高さは第 20 図のとおりであり、月平均水位の高さは稚内、紋別、網走の順に次第に低くなっている。この事実から宗谷暖流の流れを水位差、海底地形および地球自転の転向力によるものと考えて理論的考察を試みた。

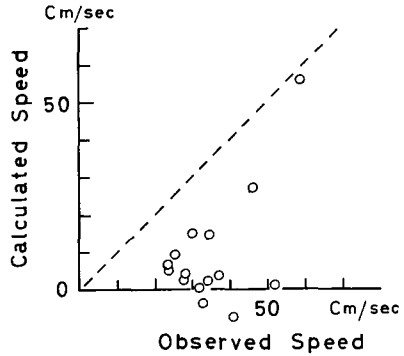
V. 宗谷暖流の流速についての理論的考察

いま密度は均一で運動は定常的であると考えると北半球では流体の運動方程式は次式で表わされる⁷⁾。ただし座標系は左手系とする (第 21 図)。

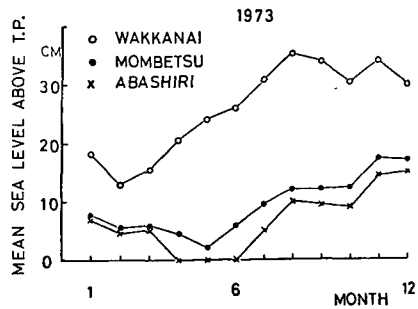
$$\frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + 2w \cdot \sin \varphi \cdot v = g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (1)$$

$$\frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - 2w \cdot \sin \varphi \cdot u = g \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (2)$$

ここで $u, v, \rho, \mu, w, \varphi, g$ はそれぞれ流速の x 成分, y 成分, 密度, 渦動粘性係数, 地球の



第 19 図 紋別北東方向の実測線と地衡流の関係



第 20 図 稚内・紋別および網走の月平均水位の変動

回転角速度，緯度および重力加速度である。 $\frac{\partial \zeta}{\partial x}$ ， $\frac{\partial \zeta}{\partial y}$ はそれぞれ X ， Y 方向の海表面の傾きで ζ は上向きを正とする。

いま簡単のために

$$W = u + iv$$

$$a = \sqrt{\frac{\rho \omega \sin \varphi}{\mu}}$$

とおくと (1)，(2) 式は次のようにあらわされる。

$$\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} - 2ia^2 W = \frac{\rho g}{\mu} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} + i \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) \quad (3)$$

(3) 式の一般解は

$$W(x, y, z) = A \cdot e^{(1+i)az} + B \cdot e^{(1+i)az}$$

$$- \frac{\rho g}{2(1+i)a\mu} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} + i \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) \cdot e^{-(1+i)az} \cdot \int_{z_0}^z e^{(1+i)az} dz$$

$$+ \frac{\rho g}{2(1+i)a\mu} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} + i \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) \cdot e^{(1+i)az} \cdot \int_{z_0}^z e^{-(1+i)az} dz \quad (4)$$

となる。

ここで風の影響を無視しかつ海底 $z=H$ で流れが無いとすると境界条件は

$$z = -\zeta: \quad -\mu \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (5)$$

$$z = H: \quad W = 0 \quad (6)$$

となる。境界条件 (5) 式および (6) 式によって，(4) 式の A ， B を決定すると

$$W(x, y, z) = \frac{ig}{2\omega \sin \varphi} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} + i \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) \left\{ \frac{\cosh(1-i)az}{\cosh(1+i)aH} \right\} \quad (7)$$

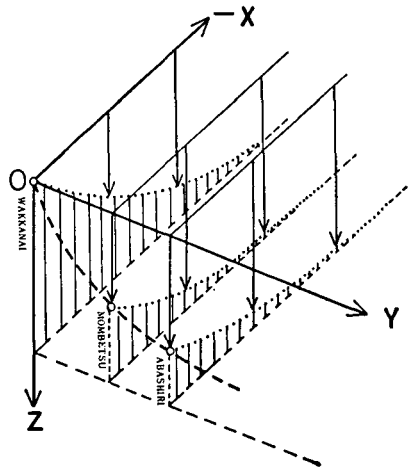
次に連続の方程式は密度を均一とすると

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (8)$$

ここで (8) 式を海面 $-\zeta$ から海底 H まで上下積分して海底における流速の鉛直成分は 0 でありかつ表面における流速の鉛直成分は小さいのでこれを 0 とすると次式がえられる。

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{-\zeta}^H u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-\zeta}^H v dz \doteq 0 \quad (9)$$

ここで第 21 図に示すように座標原点を稚内の水面にとり鉛直下方に Z 軸，稚内一紋別一網走を結ぶ海岸線を Y 軸，これらに直交する方向を X 軸とする。第 1 図からわかるように水深はこの海域では



第 21 図 海面傾斜の模式図

沿岸から沖合に向ってほぼ直線的に増大しているから

$$H = D + kx \quad (10)$$

と表わしうる。\$D\$ は \$x=0\$ すなわち沿岸における水深で \$D=1000\$ cm, \$K\$ は水深勾配で \$K=-3.2 \times 10^{-3}\$ である。(13)式から

$$\frac{\partial H}{\partial x} = K, \quad \frac{\partial H}{\partial y} = 0 \quad (11)$$

また水位偏差 \$\zeta\$ は水深 \$H\$ に較べて充分小である。すなわち

$$|\zeta| \ll H \quad (12)$$

(11), (12)式で表わされる条件の下で(9)式の積分を実行すると

$$-\frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2} + 2aK \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2} = 0 \quad (13)$$

となる。ここで

$$\zeta = \zeta_x \cdot \zeta_y \quad (14)$$

とおくと(13)式は変数分離され

$$\frac{\partial^2 \zeta_x}{\partial x^2} - C \zeta_x = 0 \quad (15)$$

$$\frac{\partial^2 \zeta_y}{\partial y^2} - 2aK \frac{\partial \zeta_y}{\partial y} + C \zeta_y = 0 \quad (16)$$

がえられる。

これまでの研究結果によると沿岸から充分沖合の流速の絶対値は極めて小さく、しかも一定の海流は認められない。それゆえこの沿岸から充分沖合では流れを無視しうるとする。よって(18)式において \$x \rightarrow -\infty\$ で \$\frac{\partial \zeta_x}{\partial x} = 0\$ とすると

$$\zeta_x = P \cdot e^{\sqrt{c}x} \quad (17)$$

いっぽう(19)式において \$\zeta_y\$ はたかだか 30 cm, \$y \sim 2.5 \times 10^6\$ cm であり、かつ海面傾斜は連続的に変化していると考えると \$\frac{\partial^2 \zeta_y}{\partial y^2}\$ の項は無視しうる。

よって(19)式は

$$2aK \frac{\partial \zeta_y}{\partial y} + C \zeta_y = 0 \quad (18)$$

となり(21)式の一般解は

$$\zeta_y = Q \cdot e^{-\frac{c}{2ak}y} \quad (19)$$

と表わせる。

(14), (17)および(19)式から水位偏差 \$\zeta\$ は一般的に

$$\zeta = Ae^{\sqrt{c}x} \cdot e^{-\frac{c}{2ak}y} \quad (20)$$

と表わされる。

以上によって、稚内の水面を基準とすると沿岸各点の水位 Z_{0y} は

$$Z_{0y} = A \left(e^{-\frac{c}{2ak}y} - 1 \right) \quad (21)$$

となる。ここで紋別および網走の稚内に対する相対水位を最適近似するように (20) 式の未定常数 A および C を決定する。 A および C が定まると (20) 式から

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = A \sqrt{C} e^{\sqrt{c}x} \cdot e^{-\frac{c}{2ak}y} \quad (22)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial y} = -A \frac{C}{2aK} e^{\sqrt{c}x} \cdot e^{-\frac{c}{2ak}y} \quad (23)$$

となり任意の海域の水位勾配が求められる。故に (7) 式によって任意の海域の任意の水深の点 (x, y, z) の流速の各成分は次式によって決定される。

すなわち

$$u(x, y, z) \doteq \frac{g}{2w \sin \varphi} \left[\left\{ e^{a(z-H)} \cdot \sin a(z-H) - e^{-a(z+H)} \cdot \sin a(z+H) \right\} \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \left\{ 1 - e^{a(z-H)} \cdot \cos a(z-H) - e^{-a(z+H)} \cdot \cos a(z+H) \right\} \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right] \quad (24)$$

$$v(x, y, z) \doteq \frac{g}{2w \sin \varphi} \left[\left\{ 1 - e^{a(z-H)} \cdot \cos a(z-H) - e^{-a(z+H)} \cdot \cos a(z+H) \right\} \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \left\{ e^{a(z-H)} \cdot \sin a(z-H) - e^{-a(z+H)} \cdot \sin a(z+H) \right\} \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right] \quad (25)$$

計算結果

以上によって、この海岸線の3点の相対水位が知れると任意の点 (x, y, z) の流速が求められる。ここで一例として昭和48年の稚内、紋別および網走の月平均水位 (第20図) から決

第2表 沿岸水位と A および C の値

Monthly Mean Sea Level Above T. P.

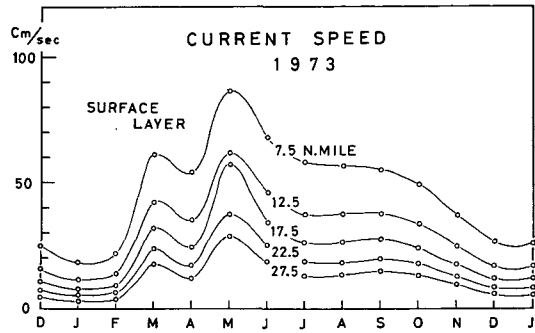
1973	Wakkanai	Mombetsu	Abashiri	A	C
Jan.	18.5	8.0	7.0	23.0	1.4×10^{-13}
Feb.	13.0	5.5	4.7	16.6	1.3
Mar.	15.5	6.0	5.5	20.2	1.4
Apr.	20.5	4.5	0.2	46.9	0.8
May	24.0	2.0	0.0	48.0	1.4
Jun.	26.0	6.0	0.0	65.5	0.7
Jul.	31.0	9.5	5.0	54.6	1.0
Aug.	35.5	12.0	10.0	51.1	1.4
Sep.	34.0	12.0	9.5	49.0	1.3
Oct.	30.5	12.5	9.0	44.5	1.0
Nov.	34.0	16.5	14.5	39.9	1.2
Dec.	30.0	17.0	15.0	30.3	1.2

定した各月の A, C を第 2 表に、またこれを用いて理論的に算出した昭和 48 年、紋別沖北東方向、距岸 7.5~27.5 哩の各月の表面流速の季節変化を第 22 図に示す。なお水位は気圧の影響を受けるが、この 3 点における月平均気圧差は極めて小さいので無視し得る。また渦動粘性係数は 100 C.G.S. として計算した。

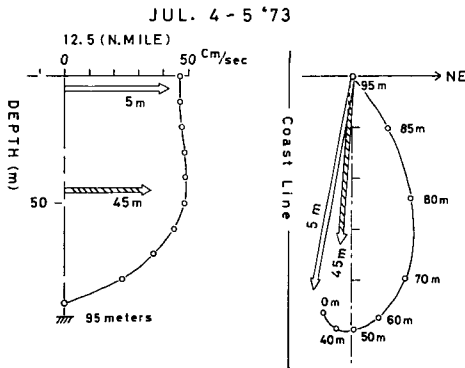
第 1 表に示した昭和 48 年の流速の実測値と第 2 表で示した A と C を用いて算出した同じ位置の流速の理論値とを比較してみよう。

第 23 図に 7 月の紋別沖北東 12.5 哩における実測流速と理論値とをエックマン・スパイラルで示した。図中の実線は理論値で白い矢印は 5 m、斜線を施した矢印は 45 m の深さの実測値である。

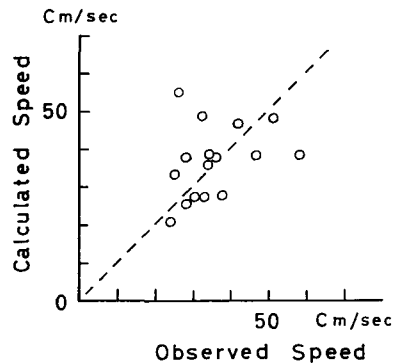
次に第 1 表に示した紋別沖の流速の総ての実測値と理論値との関係を第 24 図に示す。これによると、二の点を除き、宗谷暖流域の流速は沿岸水位から算出した流速とおおむね一致



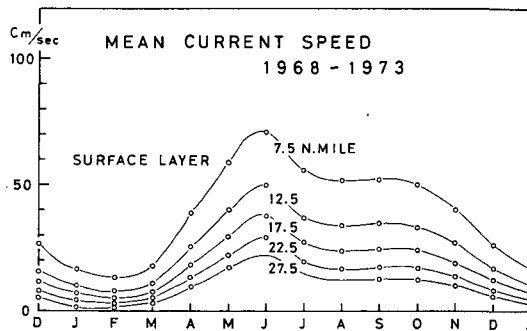
第 22 図 紋別沖北東方向の表面流速の季節変動 (1973)



第 23 図 紋別沖北東 12.5 哩における実測流と理論的に求めた流速との関係



第 24 図 宗谷暖流域の実測流と理論値との関係



第 25 図 紋別沖北東方向の表面流速の季節変動 (1968~73 の平均)

している。したがって宗谷暖流の流速は第 21 図に模式的に示した沿岸の海面傾斜によって充分説明できるとおもわれる。

ここで宗谷暖流域の平均的流速を知るために、さきに述べた三地点の昭和 43~48 年の 6 年間の検潮記録から平均的な月毎の相対水位差を求め紋別沖北東距岸 7.5~27.5 哩の表層流速の季節変化を算出した (第 25 図)。

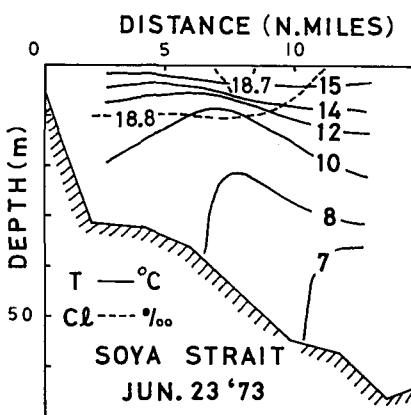
暖流の流域はさきに述べたように各季節によって変化し、かつ表層に現われず中層以深のみに存在する時期もあるので第 25 図がそのまま暖流の平均的流速をあらわしているわけではないがおおよその様子は知ることが出来る。すなわち、この海域の表層の流速は流水退去後急速に増大して春 (4, 5 月) には 0.3~0.9 ノットとなり、それ以後さらに増大し 6 月に最大で 0.6~1.2 ノットを示している。夏から秋まではほぼ一定で 0.4~0.9 ノットとなり、11 月以後は減少して冬 (1~2 月) に最小となっており、これまで経験的に言われていた事とほぼ一致している。

VI. 宗谷暖流の輸送流量

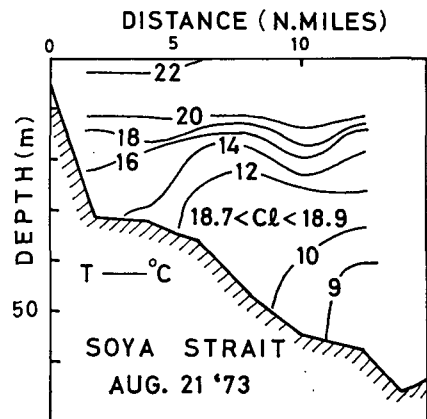
宗谷海峡の断面積は約 $42.3 \text{ km} \times 0.05 \text{ km}$ である。第 1 表に示した観測結果から宗谷海峡の 6 月および 8 月の東方向の平均流速は両月ともほぼ 60 cm/sec である。測流と同時にに行った海峡南部海域の水温、塩素量の鉛直断面図を第 26 図 A, B に示す。両月とも海峡は暖流系水で占められていると考えられる。したがって夏季日本海からオホーツク海へ流入する暖流の流量はおおよそ $1.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ である。

いっぽう紋別沖の昭和 48 年夏 (7~8 月) の暖流域の断面積は約 $4.5 \times 10^6 \text{ m}^2$ である。また第 1 表から 7~8 月の紋別沖宗谷暖流域の平均流速は 30 cm/sec である。すなわち、紋別沖の暖流の輸送流量はおおよそ $1.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ となり両者はほぼ一致している。

すなわち、夏季日本海から宗谷海峡を通じてオホーツク海へ流入する暖流の流量は $1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 強であり、かつこのほとんどが紋別沖を通り南東流しているといえる。



第 26 図 A 宗谷岬北方水温・塩素量鉛直断面図 (48 年 6 月 29 日)

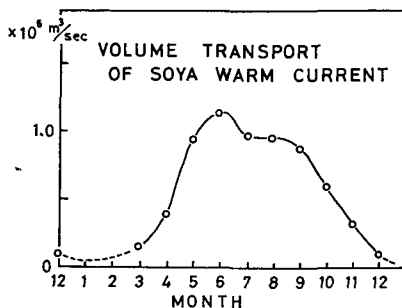


第 26 図 B 宗谷岬北方水温・塩素量鉛直断面図 (48 年 8 月 21 日)

宗谷暖流の輸送流量の季節変化

稚内、紋別および網走の6年間の月平均水位から理論的に求めた紋別沖の流速分布と、第18図に示した紋別沖の平均的暖流断面積から暖流の輸送流量の季節変化を算出すると第27図となる。夏季の流量は $1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 内外で、さきに実測に基づいて算出した流量とほぼ一致している。

第27図によると宗谷暖流の流量は夏に最大で秋以降は急速に減少し冬に最小となるが、流水期直後の3~4月にはすでに増大しはじめていることを示しており、さきに述べた宗谷暖流の消長をよくあらわしている。



第27図 宗谷暖流輸送流量の季節変動

VII. あとがき

昭和41年から48年まで特に宗谷暖流に留意して北海道オホーツク海沿岸海域主に紋別港北東30~80哩および枝幸港北東30~40哩の横断海洋観測を系統的に実施した。また47~48年には紋別港北東の定線および宗谷海峡南部海域において十数回の流速の連続観測を行った。これらの8年間の観測資料によって宗谷暖流の詳細な季節変動を知り得た。また宗谷暖流の流速を日本海と太平洋の水位差、海底地形および地球自転の転向力に起因するという考えから、稚内、紋別および網走の3地点の相対水位から理論的に求めることを試みた。

宗谷暖流の消長について次のようなことがわかった。

1) 表層近くにおける宗谷暖流系は11月中旬以降消滅してしまい、冬季間は宗谷暖流は消滅してしまうように見える。しかし、流水到来直前、流水期、流水退去後の紋別、枝幸沖の横断観測および宗谷海峡南部の海況等から宗谷暖流は冬も潜流として存在し続けている。これは1, 2年の特異な現象ではなく定常的な現象と考えられる。

2) 紋別沖の宗谷暖流域断面積の季節変動は毎年よく一致しており、8月に最も拡大しており表層で距岸15哩から距岸30数哩の海底附近まで達している。また12~2月に最も縮小する。

3) 10月以降、宗谷暖流は衰退していくが、連続的に減退するのではなく、一時的な回復が認められる。

4) 紋別沖の宗谷暖流の流速は春から秋まではおおよそ0.5~0.9ノットで冬は0.4~0.5ノットである。また中層以深に全年0.5ノット強の定常流がある。

5) 夏、宗谷海峡を通じて日本海からオホーツク海へ流入する対馬暖流の流量は約 $1.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ であり、ほぼ同時期に紋別沖を南東流する暖流流量もほぼこれに等しい。すなわち宗谷海峡を通過した対馬暖流水塊のほとんどが沿岸に沿って南東流していると考えられる。

6) 宗谷暖流の流速はこの沿岸の3地点の相対水位差を用いて理論的に求められる。この理論的に求めた流速分布と横断観測で定まる暖流域から算出した夏の暖流流量は約 $1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ で実測に基づいた流量とほぼ等しい。この理論によると宗谷暖流の勢力は3月にはすでに

11, 12月より強くなっており夏(6~8月)にその勢力は最大となる。その後10~11月に急速に衰退していき, 12~1月にその勢力は最小となる。これはこれまで横断観測によって知り得た宗谷暖流の消長とよく一致している。

おわりに, 観測に御協力いただいた第一管区海上保安本部・紋別海上保安部・巡視船“そらち”, 網走海上保安署・巡視船“てんりゅう”, 稚内海上保安部・巡視船“ほろない”及び東大海洋研究所“淡青丸”の各船長及び乗組員の皆様には厚くお礼申し上げます。

この研究に際して, 終始御指導と御協力いただいた田畑忠司教授をはじめ, 海洋学部門の小野延雄助教授, 若上正暁助手, 滝沢隆俊助手, 大学院生・白沢邦男氏, 研究生・長谷美達雄氏, 応用物理学部門の藤野和夫助教授, 気象部門の石田 完教授, 困難な海洋観測に御協力いただいた大井正行, 石川正雄, 福土博樹の各技官ならびに塩分検定, 資料整理に御協力いただいた福土千江子様に深く感謝致します。

なお東大理学部・吉田耕造教授, 永田 豊博士, 東大海洋研究所・寺本俊彦教授, 前田明夫博士, 京大理学部・国司秀明教授, 海上保安庁水路部・庄司大太郎博士, 倉品昭二氏の有益な御指導をいただきました。ここにあわせてお礼申し上げます。

文 献

- 1) Watanabe, K. 1963 On the reinforcement of the East Sakhalin Current preceding to the sea ice season off the coast of Hokkaido. *Oceanogr. Mag.* **14**, No. 2, 117-130.
- 2) Iida, H. 1962 On the water masses in the coastal region of the South-Western Okhotsk Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 20th Anniversary Volume 272-276.
- 3) 若生 充・小島伊織 1963 オホーツク海南西域の海況について (2). 北水試月報, **18**, No. 5, 1-12.
- 4) 杉浦次郎 1958 オホーツク海南西部の海況について. 気象庁研究時報, **10**, 549-553.
- 5) 青田昌秋 1968 北海道オホーツク海沿岸沖における海況変動の研究 I. 低温科学, 物理篇, **26**, 351-361.
- 6) 青田昌秋 1970 北海道オホーツク海沿岸沖における海況変動の研究 II. 低温科学, 物理篇, **28**, 261-279.
- 7) 青田昌秋 1971 北海道オホーツク海沿岸沖における海況変動の研究 III. 低温科学, 物理篇, **29**, 213-224.
- 8) 田畑忠司・青田昌秋・大井正行・石川正雄 1969 レーダによる流水の動きの観測. 低温科学, 物理篇, **27**, 295-315
- 9) Ekman, V. W. 1905 On the influence of the Earth's rotation on ocean currents. *Arkiv for Matematik, Astronomi och Fysik*, Band **2**, No. 11.

Summary

For the study of the variation of oceanographic conditions of the Soya warm current, oceanographic observations were carried out from 1966 to 1973 along sections running northeast from Mombetsu and Esashi harbours and in the Soya strait. The results of the observations are shown in Figs. 2-15.

In warmer seasons the Soya warm current runs southeastward along the Okhotsk coast of Hokkaido. The chlorinity of the surface water of the southern Okhotsk sea is less than 18.0‰ and that of the Soya warm current is more than 18.6‰. Hence,

the existence of the Soya warm current is easily identified by chlorinity tests.

Obtained from the results of the observations shown in Figs. 2-15 were the seasonal variations in the cross-sectional area of the Soya warm current crossing a vertical plane located to the northeast of each of Mombetsu and Esashi harbours (Fig. 18).

It was found that the Soya warm current appeared immediately after the sea ice had moved away from the coast, became strong in summer, from July to August, and weakened from autumn to winter; it disappeared from the surface early in November. However, a high-salinity water mass with the chlorinity of more than 18.6‰ were observed at the bottom of the sea 5 to 20 nautical miles off of the coast in those regions both in late autumn and in early spring the following year. Besides, a high-salinity water mass with the chlorinity of more than 18.6‰ existed in the southern part of the Soya strait even in the sea-ice season as shown in Fig. 9.

It can be considered from the facts described above that the Soya warm current exists in winter as an undercurrent.

From the direct measurements of the current shown in Table and the vertical distribution of temperature and chlorinity in the Soya strait and off Mombetsu, the volume transport of the Tushima current which flows into the Okhotsk sea through the Soya strait in summer was considered to be about 1.3×10^6 m³/sec., and that of the Soya warm current running southeastward along the Okhotsk coast of Hokkaido was approximately 1.2×10^6 m³/sec.

This suggests that almost all the volume of the Tushima warm current flowing into the Okhotsk sea through the Soya strait runs southeastward along the Okhotsk coast of Hokkaido.

It was proved that the results of the geostrophic approximation of current velocity in Bjerknes-Helland-Hansen's dynamical computation did not agree with the results of the direct measurement of the Soya warm current off Mombetsu as shown in Fig. 19.

A theoretical method was formulated for computing the velocity of the Soya warm current by using the difference of the water levels in three stations: Wakkanai, Mombetsu and Abashiri.

Consider a straight coast line and a homogeneous sea water of the density ρ . If a current is stationary, and the inertia term and the horizontal mixing are neglected, hydrodynamical equations in a left-hand system of coordinate are given by eqs. (1) and (2), where u and v are the horizontal components of current velocity in directions X and Y respectively, ζ the elevation of the sea surface, μ the coefficient of vertical eddy viscosity, ω the angular velocity of the earth and φ the geographical latitude.

If the wind stress is negligible on the sea surface, we have the boundary conditions (5) and (6). The solution of (1) and (2) subject to the conditions (5) and (6) leads to (7). The substitution of (7) into (9) under the conditions (10), (11) and (12) gives eqs. (13)-(16). And under the conditions that $W=0$ as $x=-\infty$ (this condition is obtained empirically), and on the assumption that $\frac{\partial^2 g}{\partial y^2}$ is negligible, we have eq. (20).

In order that the slope of the sea surface $\frac{\partial \zeta}{\partial x}$ and $\frac{\partial g}{\partial y}$ is found, A and C in eq. (20) must be determined. By using the relative difference of the water levels at the three stations mentioned above A and C can be obtained approximately by the least

squares method. The monthly mean current velocity of the Soya warm current (Fig. 22) was obtained from the numerical values of A and C , which are shown in Table 2 for each month in 1973. The calculated values obtained by this method agree well with the results of the direct measurement.

It may be concluded from these facts that the Soya warm current is explained as a gradient current.