

北海道周辺の海況および気象の特色

渡 辺 貫 太 郎

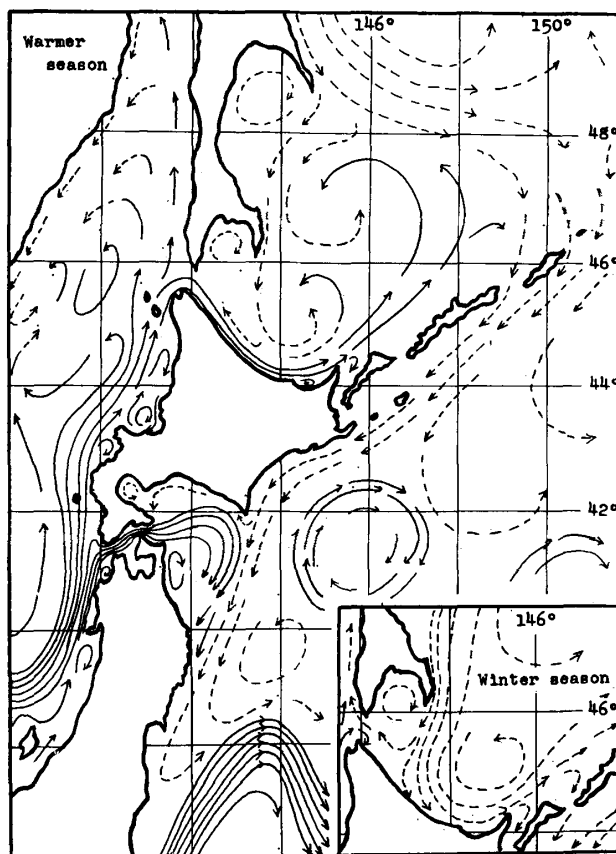
まえがき

今回の沿岸海洋シンポジウム（1964年9月，本学会札幌大会にて）において標題の話題提供を課せられたけれども，北海道〔周辺〕と云う甚だ莫然とした海域における「海況および気象」という真に広範な現象の特色について，「沿岸海洋」のシンポジウムにふさわしい話題をまとめるということは，浅学非才の筆者にとって至難のことであった。そこで甚だ勝手ではあるが，沿岸附近の海況を大きく左右する程度の沖合の海況をもって，「北海道周辺の海況」と見做してやや詳しく述べ，気象については海況と特に関係の深い2・3の現象に触れるのみで，その責めを逃れることにした。

北海道は海潮流の激しい津軽海峡を介して本邦の最北に位置し，夫々海洋学的に特色のある2つの附属海，日本海とオホーック海，および太平洋の一小部分とによって囲まれており，シベリヤ大陸から吹いて来る寒気と北方海域から南下する寒流との影響を強く受けると共に，本州沿いに北上する暖流の作用も大きく受けるため，その気象と周辺の海況は共に甚だ複雑であり，季節変動も真に大きい。次にそれらの主なものを日本海側，オホーック海側，太平洋側，および津軽海峡の順に概観する。

1. 日本海側

第1図の流動模式図に見られるように，本州の北岸に沿って屈曲しながら北上した対馬暖流は津軽海峡西口沖で最も接岸して流域中が30海里程度に狭まばり，その可成りの部分は同海峡を通過して三陸沖へ抜け，残りが北海道西岸沖を北上して大部分は宗谷海峡からオホーック海に流入する。そして残りの僅かな量が樺太西岸沖を更に北上し



第1図 流動模式図。実線は暖流，点線は寒流を示す。図中，日本海側の流線のみは A. K. Leonov (1960) の書「地域海洋学」による。

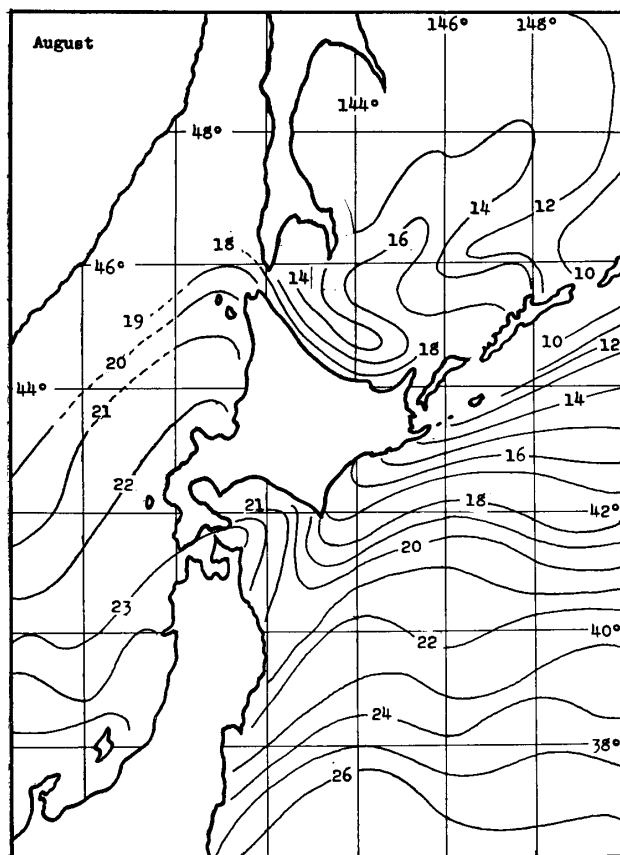
ている様である。一方，シベリヤ海岸に沿って，衆知のように寒流のリマン海流が南西流しており，同海流系の冷水は対馬暖流域の北西に広く広がっている。

これらの流動状況が第1図に流線を以て示されているが，日本海の流線だけは A. K. Leonov (1961) の書物から写したもので，近年の観測資料（例えば気象庁海況資料の各号など）と考え合

北海道周辺の海況および気象の特色

わせると、その流線の密度は流速の大小をかなりよく表わしているようである。例えば図中で対馬暖流の最も強い所は、流線密度の大きい青森県沖ということになるが、事実、1963年6月、青森県権現埼沖の対馬暖流外縁で東北東流 2.7kt が観測されたことがある。楠・鹿島(1951)によれば、権現埼沖の平均の流速は 0.3kt と見積られており、宮崎(1952)によればその流量は約 $7 \times 10^6 \text{m}^3/\text{sec}$ という。そして秦克己(1962)の計算では、その50~70%程度が津軽海峡に流入するようである。

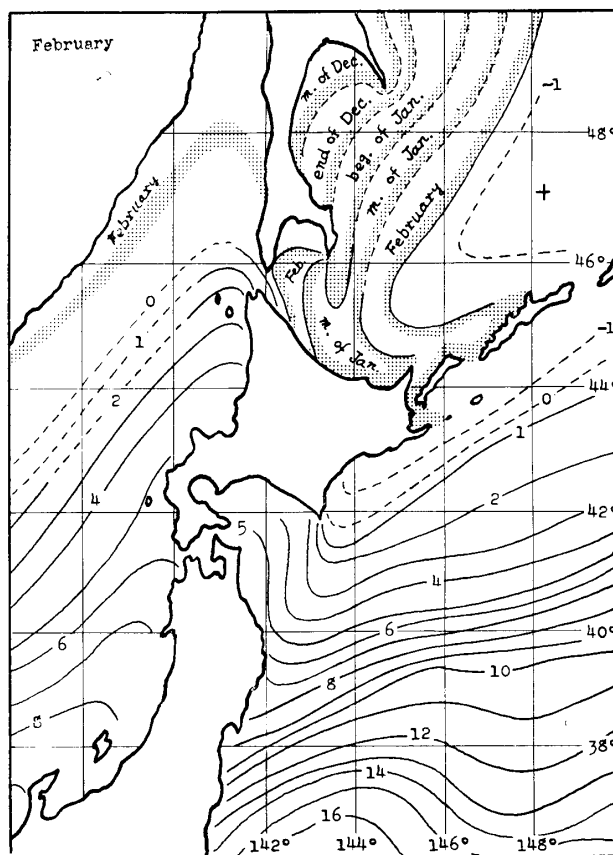
次に、同暖流の大きな特色である季節変動について見ると、日高・鈴木(1950)によれば、対馬海峡における平均流速は晩夏・初秋の頃に最高で約80cm/sec、晩冬・初春の頃に最低の20cm/sec程度であり、また楠・鹿島(1951)によれば、北海道の江差沖で8月末に最高の0.5kt弱、1~4月間が最低で0.1kt程度と見積られている。



第2図 8月の平均表面水温図。日本海側は函館海洋気象台(1958)、オホーツク海側は杉浦・伊藤(1957)、太平洋側は気象庁海洋課による。

北海道の西海岸はこの様に対馬暖流に洗われているため、その表面水温は、第2図(8月)、第3図(2月)の平均水温図に見られるように、オホーツク海側や、太平洋側に比べてはるかに高い。殊に、オホーツク海では後述するように海水の来流が盛んな厳冬期においても、日本海側では津軽海峡附近で 6°C 、宗谷岬沖でも約 2°C と、かなりの暖水温を呈する。

従って、北西季節風の卓越する冬期には、シベリヤ大陸からの乾燥した寒冷な空気がこの暖流域で多量の水蒸気と顕熱とを獲得することになる。宮崎(1951)の計算によれば、北海道西岸沖における海面からの蒸発量は夏期には $1 \text{mm}/\text{cm}^2 \cdot \text{day}$ 強に過ぎないが、冬期は約 $4 \text{mm}/\text{cm}^2 \cdot \text{day}$ で夏期の4倍に近い。また顕熱の移流について見ても、夏期には零に近い数字であるが冬期には $80 \text{g} \cdot \text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{day}$ 以上で、上記の蒸発量を潜熱に換算してこれに加えると、冬期、北海道西岸沖の対馬暖



第3図 2月の平均表面水温図。網目部は各期の平均の氷域。日本海側、太平洋側の出所は前図に同じ、オホーツク海側は渡辺(1965)による。

北海道周辺の海況および気象の特色

流域から大気に放出される総熱量は $400 \sim 500 \text{ g} \cdot \text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{day}$ となる。同様の見積りが最近、藤田・本多 (1964) によって吟味されたが、それによると1月の平均放出総熱量は $1,000 \text{ g} \cdot \text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{day}$ に達するという。

上記の蒸発量および放出熱量の見積りは冬期間中、あるいは1月中の平均値であるから、低気圧に伴う強い風や、寒気流の強い吹出しの時の蒸発量と放出熱量は上の値の幾倍にも達するであろう。事実、海域は異なるが近藤 (1964) の計算によれば、紀州沖の黒潮域で低気圧後面の寒気吹出しの時には、海面より極めて多量の水蒸気と顕熱とが大気に放出され、その総量が $3,600 \text{ g} \cdot \text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{day}$ にも達した例がある。この様に日本海から北西季節風の寒気流に移った水蒸気は、北陸および北海道西部における多量の雪として降下する訳であるし、大気に与えられた総熱量（すなわち潜熱と顕熱）は、冬期日本海で頻繁に発生・発達する低気圧の大きなエネルギー源となるのであろう。

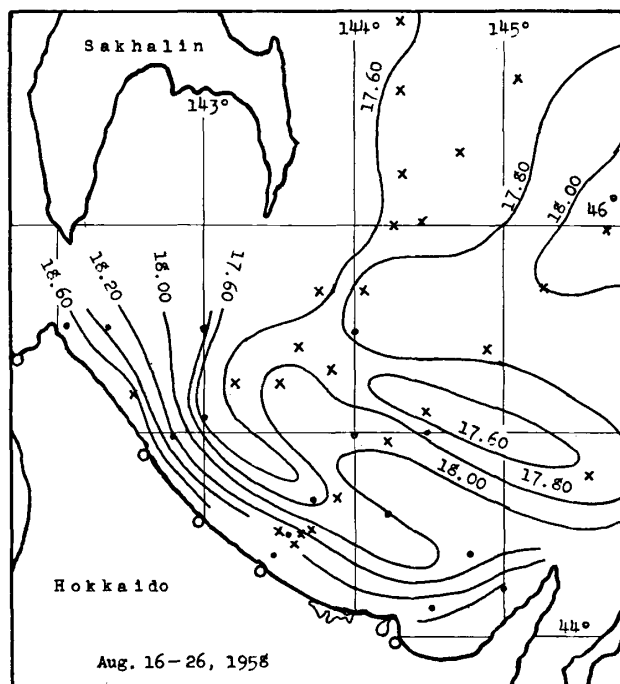
2. オホーック海側

宗谷海峡を通過してオホーック海へ入った対馬暖流は名を宗谷暖流と改めて、第1図に見られるように、4～11月の間は北海道の北東岸に沿って南東流する。その中は距岸約15海里以内で、流速は強いところで 2 kt 程度である。その水はオホーック海においての最高の塩素量を持ち、 $18.6 \sim 18.8\%$ 程度であるが、すぐ沖合まで拡って来ている低かん水と混合で、知床半島沖からクナジリ島・エトロフ島の北方へと拡がるにつれて 18.4% 、 18.3% と次第に低下して行く。

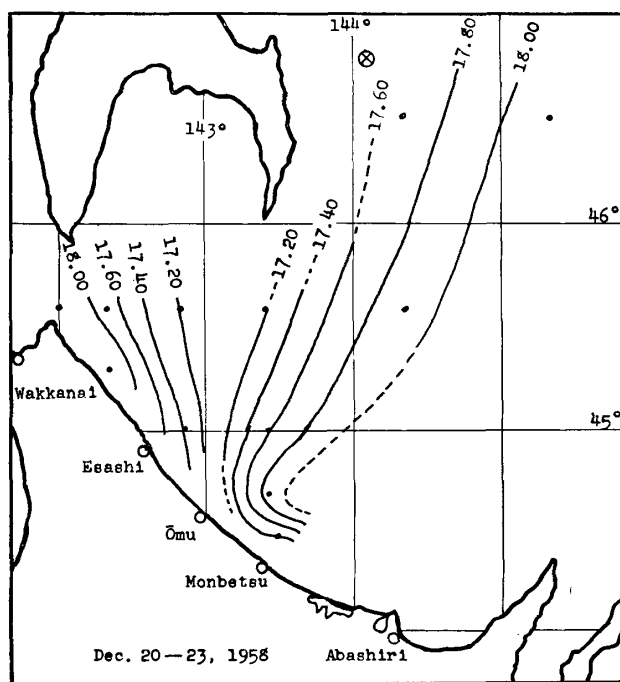
さて、オホーック海の表層海況が低温・低かんなのは主として東樺太海流のためである。すなわち、樺太北端の東沖80海里あたりで多くの場合表面塩素量は 17.0% 以下の低かんな沿岸性の水が、樺太の東岸沿いに南流し、中部樺太の北知床岬附近から南東沖へ向い、一部は北上してオホーック海中・北部の左旋環流の一成分となる。他の一部はそのまま南東に中部千島方面へ向い、その島間から太平洋側に流出して後述するように親潮の主要成分となる様である。そして暖候期には、この

東樺太海流の小部分が第1図に示すように南樺太沖を南へ拡がって、第2図表面水温図でも見られるように、宗谷暖流と顕著な潮境を形成する。

上述の表層海況は4月～10月間の姿であるが、この様な海況からは冬期北海道沖の盛んな結氷と夥しい流水の来流とを説明することは出来ない。

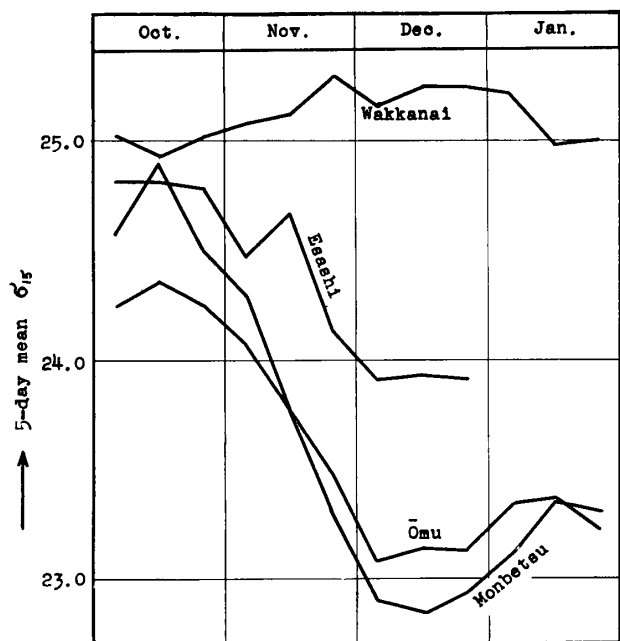


第4図 1958年8月の表面塩素量分布図



第5図 1958年12月の表面塩素量分布図

北海道周辺の海況および気象の特色



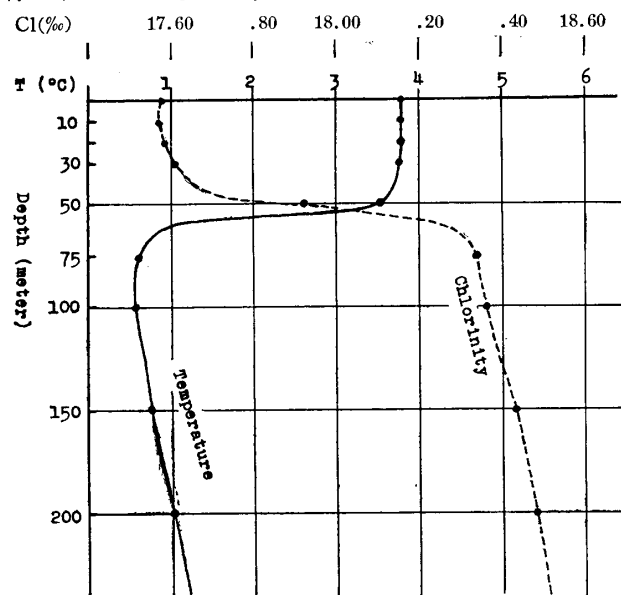
第6図 累年5日間平均の沿岸比重。稚内、枝幸、雄武については1951—'60年間の10カ年の平均、紋別については1957—1962年間の5ケ年の平均。

すなわち、宗谷暖流が北海道のオホーツク海岸に沿って流れている限り、雄武・紋別・網走地区であの様に盛んな結氷は起り得ないし、北西季節風の作用のみではあの様に優勢な流水の長期接岸は考えられない。どうしても、晩秋・初冬の頃に海況の大きな変化が起るものとする必要がある。

第4図は北海道沖における暖候期の表層海況を代表する1958年8月の表面塩素量分布図で、上述したように塩素量が18.6‰というオホーツク海では他で見られない高かんな宗谷暖流が岸沿いに南東流しているが、その10数海里沖合には $Cl=17.6\%$ の低かん水が拡がっている。この年の10月と11月にも第4図と大差のない海況であったが、第5図に示す同年12月下旬の観測結果では、高かんな宗谷暖流のオホーツク海への流入は止まっており、代りに東樺太海流系の低かん水($Cl=17.2\%$)が南樺太の東岸沖から南下して真直ぐ雄武、紋別地区に達している。このような水質の交代は1958年のみだけでなく毎年起る現象であることは、第6図に示す沿岸比重の急降下から明らかである(渡辺, 1959)。すなわち、同図は各地の10ヶ年累年5日間平均の沿岸比重(σ_{15})の変化状況で(紋別の

み7ヶ年)、宗谷海峡入口の稚内では比重の変動が少なく、 $\sigma_{15}=25.0$ 程度であるから、同地は年中宗谷暖流域にあることが判る(ただし、2月～9月間は省略)。ところがオホーツク海側の枝幸・雄武・紋別では、11月に σ_{15} の急激な降下が起っている。図は10ヶ年(枝幸、雄武)あるいは7ヶ年(紋別)の平均値であるから、この様な σ_{15} の急降下は毎年この時期に起っている訳である。これは明らかに、東樺太海流の急増強の結果で第1図の内挿図に示されているようにオホーツク海南部では寒候期に、同海北西部から東樺太海流が真直ぐ来流し(渡辺, 1963)、その流速は1963年11月の観測値(函館海洋气象台, 1964)から見て0.6kt前後と思われる。この様に急激な変北は10月から卓越し始める北西季節風、すなわち西高東低の気圧配置に大きく影響されて起るのであろうし、また宗谷暖流の流入停止は前に述べた対馬暖流の1～4月間の弱勢化と深い関係を持つことは云うまでもない。

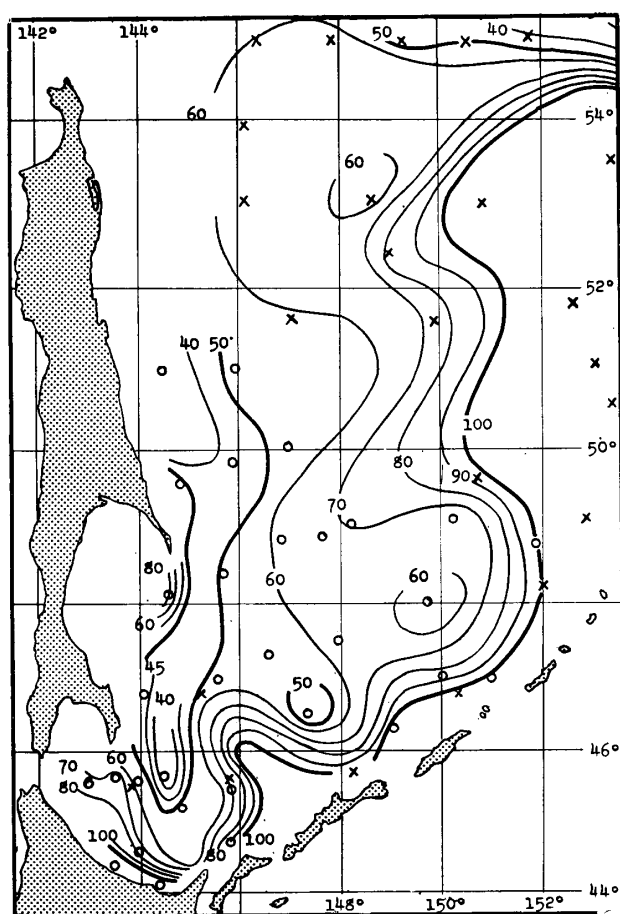
この様に初冬に急増強する東樺太海流は、厳冬期に北海道沖へ夥しい流水を運んで来るし、盛んな結氷現象をも誘起する。東樺太海流の低かん水はAmur河等の陸水の影響を強く受けて前述の様に低かんであるが、その深さは甚だ浅い。その



第7図 東樺太海流域の観測点(46°47'N, 144°08'E)における1963年11月23日の水温・塩素量垂直分布。

北海道周辺の海況および気象の特色

例として第7図に東樺太海流域の $46^{\circ}47'N$, $144^{\circ}08'E$ (第5図, 樺太中知床岬北東50海里あたりの⊗印) における1963年11月23日の垂直分布を掲げる。深度40mまでは温度Tは $3.8^{\circ}C$ 程度, 塩素量Clは17.6%程度で, 既に表面からの放熱冷却のためによく混合して, T, Clとも殆んど一様になっているが, 50mあたりに大きな躍層があって, 70mあたりは更に低温(ただし結氷期には表面の方がより低温になる)でやや高かんな北洋海域特有の水が占めている。この躍層の深さ, すなわち, 温かん混合層の深さは海面からの放熱冷却が進むにつれて徐々に深まるが, 層重の安定な東樺太海流域ではあまり深くならず, 低かん水の分布が少ない千島列島寄りの海域では, 混合層は厳寒期に可成りの深度まで発達する。混合層の厚さの小さい所, すなわち東樺太海流域では, 表層の海水は容易に冷却して結氷点に達するので海水の生成・発達がはげしい。第8図は1963年7月と同年11月



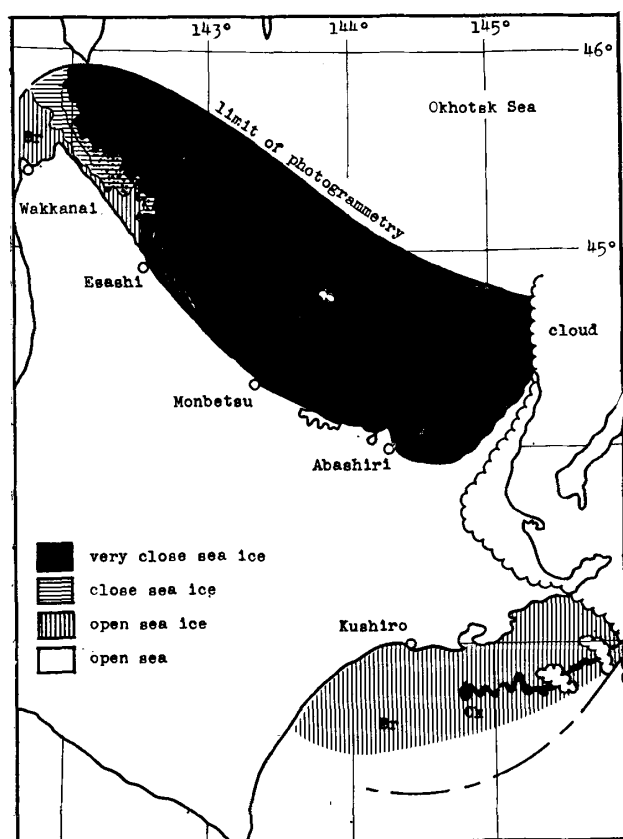
第8図 1963年・'64年 結氷期の結氷開始直前における温かん混合層の深さ (m)。

との各層観測資料を用いて, Defant—Zubov の温かん混合図式計算法 (Zubov, 1945; Defant, 1961) によって求めた結氷開始期における温かん混合層の深度分布図である。樺太東岸に沿って50m以下の層が南伸しており, 東樺太海流域では結氷の容易なことを示している。それに反して千島列島寄りでは100m以上であるから, 水温はなかなか結氷点に達しない。従って海水は第3図に網目をもって示されている様に樺太沖で発達する。図において網目の縁が実線で描かれている所は既応の氷域資料の平均, 点線の所は筆者による推算の結氷域である(渡辺, 1964, 1965)。ただし日本海北部の氷縁は他に資料がないため Defant (1961) の書から写したものであまり精確ではないようである。図によると12月中旬に樺太のタライカ湾以北で結氷が起り, 下旬には愛郎岬附近, そして1月上旬に氷域は樺太南東端の中知床岬沖から更に南伸して枝幸の北東約30海里沖にまで達することが多い。そして例年, 1月中旬になると, 既に30~40cmの厚さに発達した一冬氷の板氷群が北海道沿岸に達する。以後, 2~3月の氷状ははげしく, 第9図に1例を示すように枝幸から根室までの海岸線は厚さが1m以上の優勢な流水によって閉塞されるのが普通である。

なお, 第6図に掲げた沿岸比重の降下状況は平均値で示されているため10月末から12月始めにかけて降下しているように見えるが, 各年の実際の降下はわずか1~2日の間に起ることが多い。その時期は結氷初日および流水初日の早晚と相関が非常に高く, 結氷初日および流水初日の予想に有用である(渡辺, 1963)。

さて, オホーツク海においては上述の様に冬期海水現象が卓越し, 最盛期の3月には北千島沖の一部を残して, 同海の大部分が氷域におおわれるから(渡辺, 1964)海水の総量は莫大で, 年間の生成量が3,000~10,000億トンと見積られている(須田, 1948; 福富, 1950; 倉品, 1963), そして海水の可成りの部分は東樺太海流と北西季節風との作用で南へ, すなわち北海道沖, さらにクナシリ島, エトロフ島附近へと吹送され, 北太平洋水の影響でやや高温高かんこの海域で急速に崩壊・

北海道周辺の海況および気象の特色



第9図 航空写真測量による1957年3月22日の
海氷分布図

融解してゆく(宇田, 1843, 赤川, 1959)。すなわち、結氷期までにAmur河などによる陸水、および雨期における降水によってオホーツク海全域の表層に薄く分布し蓄積した低かん水から、純水成分のみが凍結しては南部に吹送されて融解するので、解氷期後の塩素量分布は北高南低となっている筈である。事実、春の資料では樺太北端の北東沖150海里附近で18.3~4%のことが多く、同海南部の表層は17.8%以下の所が多い。このように南部に溜まった流水融解水は、クナシリ島—ウルップ島附近から太平洋側に流出して、春期の親潮表層水を低かん化する。低かん水の太平洋側への流出と同時に、宗谷海峡から高かん水が流入して来るため、オホーツク海南部では春・夏・秋と季節の進むにつれて高かん水が蓄積する傾向がある。一方、北部では上に述べたように低かん水の蓄積が進むため、結氷開始前のオホーツク海全域の表面塩素量分布は、春・夏とは逆に北低・南高と変わる。オホーツク海の低かん水が流水融解水のため

と説明されることがあるが、そうではなくて上述のようにサイクリックな現象の一面として理解すべきである。

3. 太平洋側

北海道の太平洋側すなわち十勝沖には、第1図に示されているように親潮が普通1 kt以下の速さで岸沿いに南西流している。これは親潮の接岸分枝といわれ、襟裳岬をかすめて三陸沖を南西に進み、第2, 3図の表面水温図にも現わされている様に、その影響は金華山沖、常盤沖まで及ぶ。この接岸分枝の表層水は晩冬・初春の頃に特に低温・低かんで、例えば2~3月頃は、水温0°C以下、塩素量18.0%以下の表層水がエトロフ島・クナシリ島附近から根室半島・釧路地区沖を岸沿いに分布しており、その頃の親潮が流水融解水の影響を強く受けていることを示している。

オホーツク海沿岸で流水来流の盛んな2月中旬~3月末の頃には、流水融解水のみでなく、来流した流氷のごく一部分に過ぎないが、第9図に一例が見られる様に、流氷群が根室海峡やクナシリ水道を通り抜けて太平洋側に流出し、親潮接岸分枝に乗って釧路地区の南沖まで現われることが多い。その量はオホーツク海南部における流氷勢力に大きく左右される。例えば近年になく氷況の強かった1961年には、早くも1月中旬から根室半島南岸沖に流氷が現われはじめて、冬の深まるにつれてその量は増強し、3月上旬・中旬には板氷、砕氷を主休として中に小氷盤を含む無数の篠状の流氷群が釧路沖に広く分布して、釧路港を基地とする漁業は3月末まで甚大な被害を受けた。このように太平洋側に現われる流氷は既に崩壊・融解の過程にあるため、親潮域で密接流氷野となることは殆んどなく、一辺が数mから数10m程度の板氷の群であることが多い。しかし、オホーツク海で既に十分に成長して氷丘化したことのある一冬氷の破片であるから、その厚さは1mを越えることが多く、中には海面上の高さが2~3mのもの、従って氷厚は4~5m以上のものが交っており、小型船舶の航行に大きな障害となる(気象庁技術報告第29号, 1963; 渡辺, 1963a; 1964)。

北海道周辺の海況および気象の特色

上述の接岸分枝に対して、エトロフ島沖あたりで親潮本流から分離して南東沖へ向う一分枝があり、親潮の沖合分枝と呼ばれている。この流れは晩冬・初春の頃は明確でないこともあるが、晩春、初夏の頃から明瞭となり、低温・低かんな表層水がエトロフ島・クナジリ島の南東沖で左旋環流を形成することが多く、南千島沖左旋環流と呼ばれている（渡辺信雄，1953；杉浦，1958）。

これら親潮の両分枝の中間，すなわち釧路の南東方沖合には第1図にも示されているように、黒潮から分離して出来た高温・高かん水の右旋環流，いわゆる暖水塊（域）の存在していることが多い。そして房総沖を北上して常盤沖，金華山沖で屈曲して東方へ向う黒潮本流と上述の親潮との中間には、黒潮から分離して出来た暖水塊と、親潮系の冷水塊とが複雑に分布して季節と共にその様子も除々に変化する。しかし、釧路沖の上述の暖水塊の出現頻度は高い。

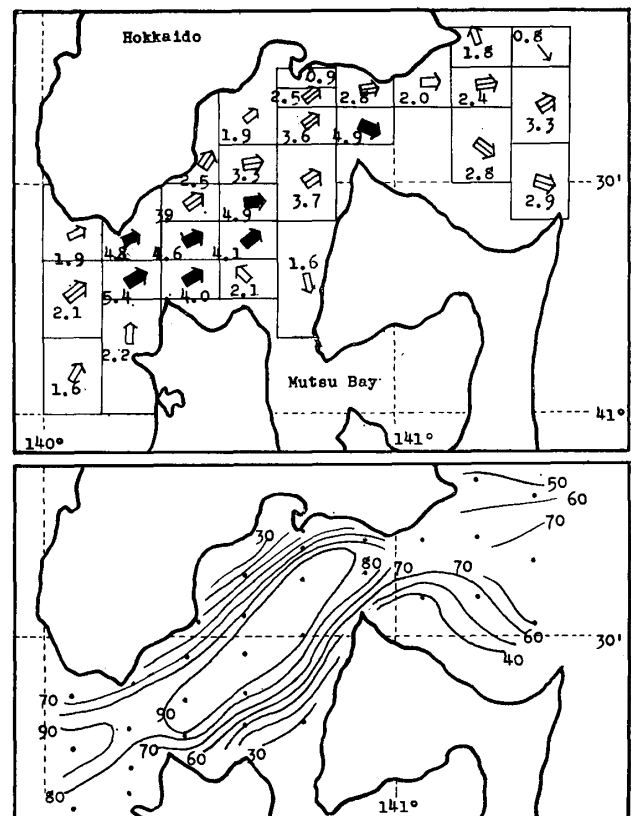
このように北海道南岸沖は寒冷な親潮の流域となっており、その附近には暖水塊・冷水塊の複雑な分布もあるため、その南東洋上から高温・多湿な気流が北上する晩春、夏期には、この冷水域上で海霧の発生することが多く、中部千島を中心とするこの冷水域上の海霧は、その出現の規模、頻度とも世界最大である。

4. 津 軽 海 峡

前に触れたように、日本海を北上して津軽海峡の西口附近まで達した対馬暖流のうち、50～70%がこの海峡に流入する。これが津軽暖流であるが水平的・垂直的ともに複雑な地形のこの海峡に、第1図の流線分布にに見られるように流れが収斂的に流入するため、流速も速く、その分布も甚だ複雑である。さらにこの海峡では強い潮流が季節変動をする津軽暖流に重なっているため、各場所における流向・流速はともに絶えず変化している。

第10図aは函館海洋気象台の秦克巳の調査によるもので、同台が1955—1961年間にG E Kによって得た表面流速測定値を、図中の柵目毎に分類した時の各柵目内の測得最大流速を図示したもので、数字は流速を表わす（函館海洋気象台，1964）。

資料数がまだ十分でなく、またG E K測得値は一般に浅海ほど低目に出るというその原理上の性質から見ても、この数字を幾%か割増して考える必要はあるが、津軽暖流の強い夏秋に、潮流最強時（東流）における流速のおおよその分布がかなりよく示されている。



第10図 a（上）津軽海峡におけるG E Kによる測得最大流速（kt），
b（下）流れの安定度（%）

第10図bは前図の資料から求めた安定度の分布図で、海峡の西口から東口に向うその中央部が強流帯で、その安定度は90%と非常に高い。すなわち海峡中央部の流れは比較的变化が少なく、東北東または北東の4 kt前後のことが多い。そして函館湾南西の葛登支岬沖と下北半島西沖とは、安定度が30～40%と低くなっているが、この附近は潮時による流向・流速の変動が大きいことを示す。

海峡を通り抜けた津軽暖流は、そのまま日高沖を東または南東に進んで第2図、第3図の平均水温図にも表わされているように、襟裳岬附近で親潮接岸分枝と接して顕著な潮境を作り、南西流に

北海道周辺の海況および気象の特色

変じて宮古沖で親潮と混合するに至る。

参 考 文 献

赤川正臣 (1959) ; 流水野の融解について。研究時報, 11 (11), 921—932.

Defant, A. (1961) ; Physical Oceanography Vol. 1. 96—100, Pergamon Press.

藤田敏夫, 本田庸浩 (1964) ; 冬期の日本海における顕熱及潜熱放出の推定。日本気象学会昭和39年春季大会にて講演。

福富孝治 (1950) ; オホーツク海中央部における結氷の生成についての理論的考案。低温科学, 第3輯, 143—157.

秦 克己 (1962) ; 北部日本海における輸送水量からみた海況変動。日本海洋学会創立20周年記念論文集, 168—179.

日高孝次, 鈴木 皇 (1950) ; 対馬海流の永年変化について。日本海洋学会誌, 6 (1), 28—31.

近藤純正 (1964) ; 海洋からの蒸発。日本気象学会昭和39年春季大会で講演。

倉品昭二 (1963) ; オホーツク海の海水と三陸沖の海況ならびに冷害との関係について。雪氷, 25(6), 1—5.

楠 宏, 鹿島利治 (1951) ; 日本海北海道西岸における海流の変化。日本海洋学会誌, 6 (3), 133—142.

Леонов, А. К. (1960) ; Региональная океанография (地域海洋学), часть I Гидрометеорологическое издательство, Ленинград, 223—233.

宮崎道夫 (1952) ; 日本海の熱経済 [海況予想の研究 1]。北海道区水産研究所報告, 等4号。

須田皖次 (1948) ; 北洋の海水分布について。水路要報, 第8号。

杉浦次郎 (1958) ; “駒橋”の観測による1934—1936年の北洋の海況。日本海洋学会誌, 14 (3), 1—5.

杉浦次郎・伊藤清吾 (1957) ; オホーツク海における表面水温の平年値について。函館海洋気象台旬報 (昭和32年12月中旬号), 271—274.

宇田道隆 (1943) ; 流氷塊の衰滅に就て。海と空, 23, 159—162.

渡辺貫太郎 (1959) ; オホーツク海北海道沖における流氷の到来とそれに前駆する海況の変動。天気, 6 (6), 190—195.

Watanabe, K. (1963a) ; Summary of Sea Ice Conditions off the Coast of Hokkaido—Study on Sea Ice in the Okhotsk Sea (I). Oceanogr. Mag., 14 (1), 15—27.

——— (1963b) ; On the Reinforcement of the East Sakhalin Current preceding to the Sea Ice Season off the Coast of Hokkaido—Study on Sea Ice in the Okhotsk Sea (IV). Oceanogr. Mag., 14 (2), 117—130.

——— (1964) ; Summary of ice states in the Okhotsk Sea. 日高教授還暦記念海洋学論文集, 265—273.

——— (1965) ; On an Estimation of Ice-forming Areas in the Okhotsk Sea from Dropping Figures of Surface Water Temperature. 印刷準備中。

渡辺信雄 (1953) ; 昨年及本年夏季の北洋と東北海区の海況について。第3回東北海区海洋調査技術連絡会議事録。

Зцбов, Н. Н. (1945) ; 「北氷洋の氷」第3章大洋の水の混合。北海道大学低温科学研究所訳(1961年)による。

気象庁 (1963) ; 1961年1—4月北海道海水報告第1章航空機観測による1961年の海水状況。気象庁技術報告, 第29号, 1—22.

函館海洋気象台 (1958) ; 日本近海平均表面水温 (一般船舶による1911—1940年の統計)。気象庁海洋報告, 7 (1), 69—74.

——— (1964) ; 昭和38年11月オホーツク海海洋観測概報。海洋速報, 1 (3).

——— (1964) ; 津軽海峡総合調査報告。函館海洋気象台要報特別号。

(筆者: 函館気象台)