



Title	Bering海東部の陸棚水の海洋構造と海氷について
Author(s)	大谷, 清隆; OHOTANI, Kiyotaka
Citation	北海道大學水産學部研究彙報, 20(2), 94-117
Issue Date	1969-08
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/23384
Type	departmental bulletin paper
File Information	20(2)_P94-117.pdf



Bering 海東部の陸棚水の海洋構造と海水について

大 谷 清 隆

On the Oceanographic Structure and the Ice Formation on the Continental Shelf in the Eastern Bering Sea

Kiyotaka OHOTANI

Abstract

Oceanographic investigations were carried out on the continental shelf of the eastern Bering sea by the Oshoro-Marui of the Faculty of Fisheries, Hokkaido University, in the summer of the years 1963-1966. The oceanographic conditions were explained according to the distributions of temperature, salinity and density of the water. There is a discontinuous zone between the oceanic water and the shelf water due to the physical and chemical properties of the water column along the edge of the shelf.

In summer, although the surface temperature of water rises to 6-8°C in the southern region or to 10-12°C in the northern region, yet cold water (-1.7~2°C) remains under the surface layer. The isohaline are nearly parallel to the isobaths, and decrease constantly toward the coast. A large pycnocline which is accompanied by a large halocline and thermocline, appears between the surface layer and lower one at the depth of 20-30 meters in the northern part of lat. 60°N. Therefore the heat transfer from the surface layer to the lower one is obstructed in summer.

The vertical circulation of water which is caused by cooling, makes a homogeneous water in the convective layer in winter. Although the depth of the convective layer is extended to the sea bottom in the southern region, yet is limited in the surface layer upon the halocline in the northern region. The freezing index is accordingly large (20 kg-cal/cm²<) in the southern region and small (5-20 kg-cal/cm²) in the northern region, and increases sharply to the offing at the edge of the shelf.

In the region off the shelf, since the amount of heat given off by the water column in winter is estimated about 20-24 kg-cal/cm² on the basis of the temperature of the dichothermal layer, the sea ice may be formed in the northern region or the shallow area only, and the ice cover in an other area may be drifted by wind and current.

The depth of the convective layer is deepened with the increase in salinity of the upper layer for ice formation. Along the edge of the shelf or in the Anaduirskii gulf, more saline and warmer oceanic water intrudes beneath this low salinity and cold convective layer.

* 北海道大学水産学部海洋学気象学講座
(Laboratory of Oceanography and Meteorology, Faculty of Fisheries, Hokkaido University)

I 緒 言

Bering 海東部は広く大陸棚によって占められていて、この海域はタラバガニ、カレイ、エビ、タラ、ニシン等の漁場として知られている。これらの漁場の環境としての海況と魚群の分布、洄遊との関連について現在まで数編の報告がなされ、魚群の行動を規制するものの一つとして環境条件が重要な役割りを果たしていることを明らかにしている。本著では広範囲にわたるこれらの漁場の全般的な海洋構造とその特徴について記述し、それらの海洋構造のもつ海洋学的意味を二三考察しようとするものである。

用いた海洋観測資料は当学部練習船おしよる丸が北洋実習航海に際して、例年実施している漁場調査の結果をまとめた、海洋調査漁業試験要報（北大水、1964～1967）によっている。厳しい状況のなかで観測にあたられた藤井武治船長はじめおしよる丸乗組員各位、ならびに調査員各位に敬意と謝意を表します。

II 考 察

1) 水温と塩分の水平分布

海洋観測は通常試験操業に伴って行なわれるため観測期間は長く、この海域全域を網羅したもの

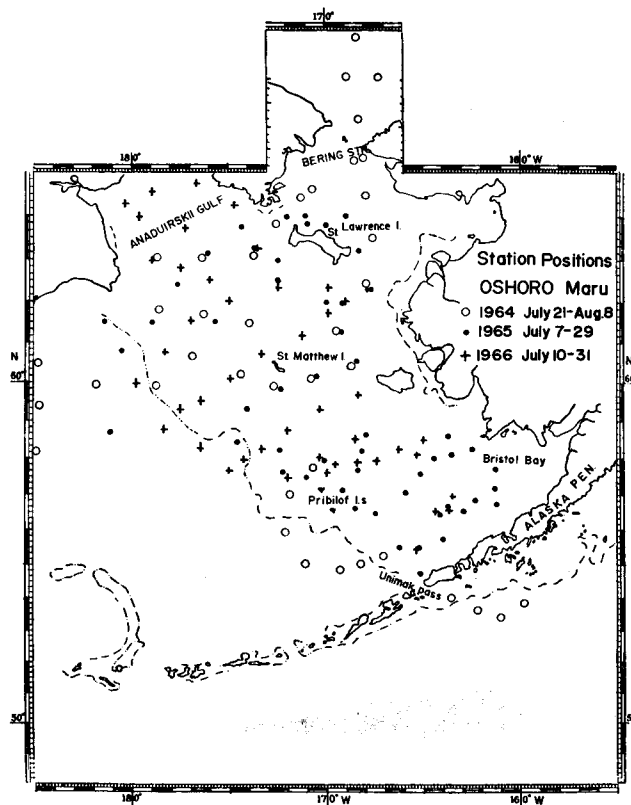


Fig. 1. Station positions used in figures 2-7.

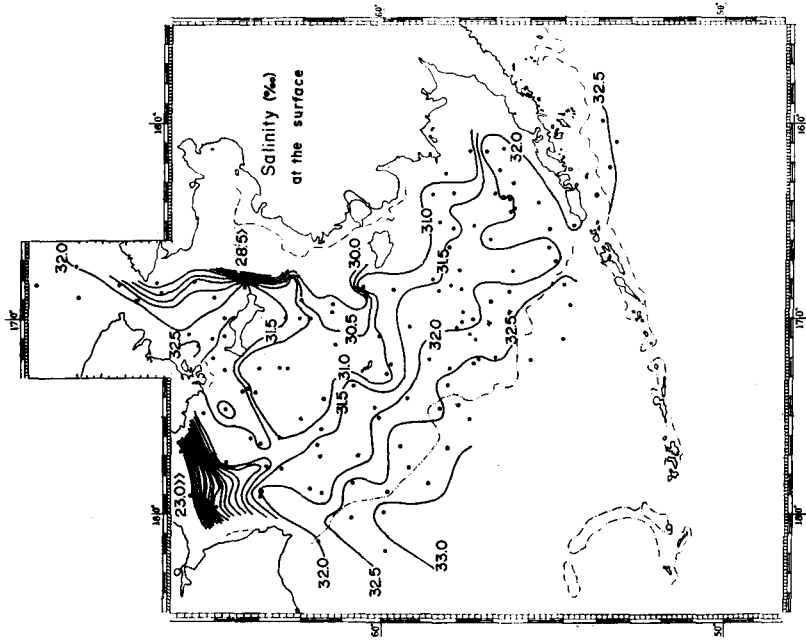


Fig. 3. Horizontal distribution of salinity at the surface.

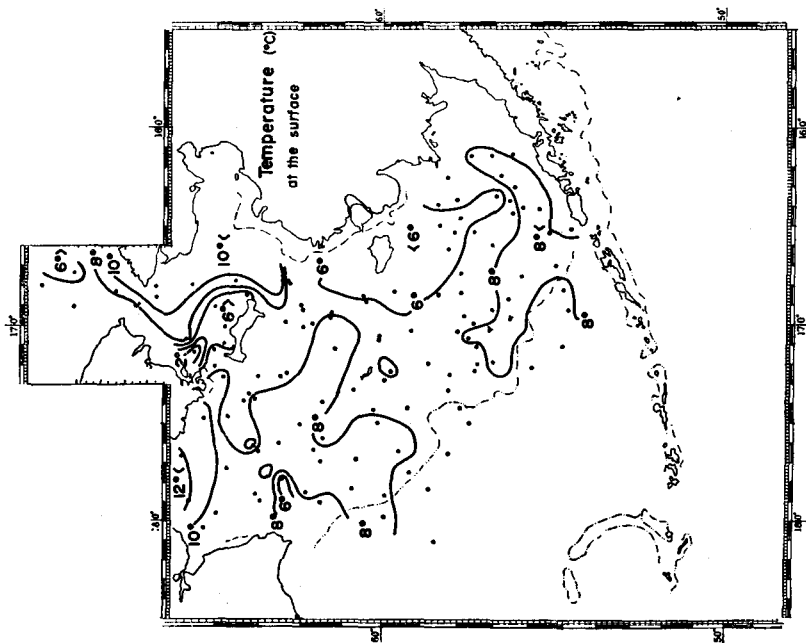


Fig. 2. Horizontal distribution of temperature at the surface.

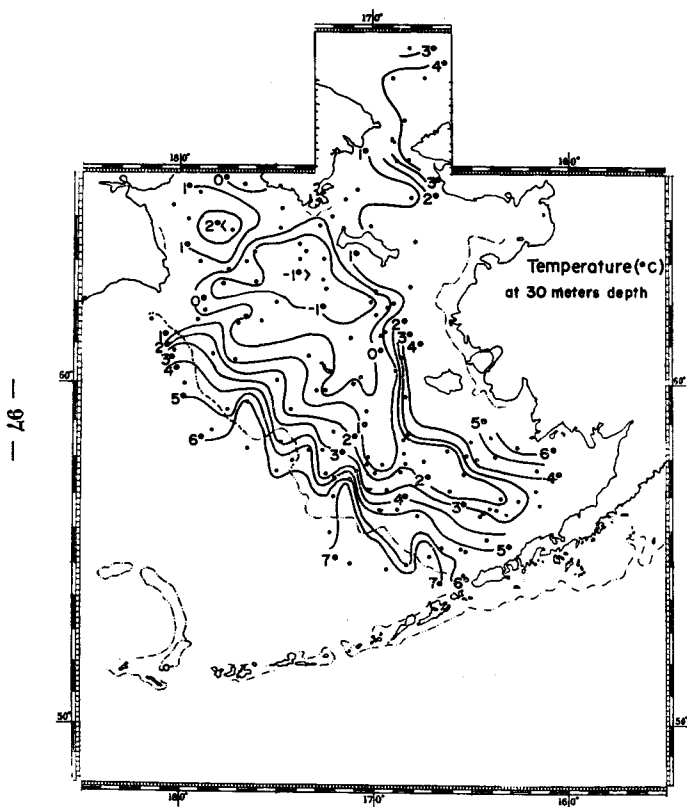


Fig. 4. Horizontal distribution of temperature at the depth of 30 m.

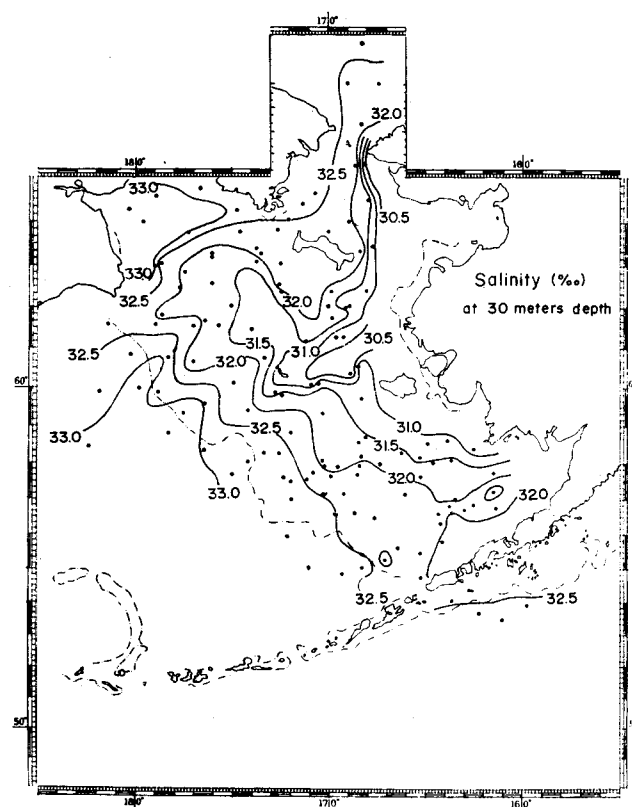


Fig. 5. Horizontal distribution of salinity at the depth of 30 m.

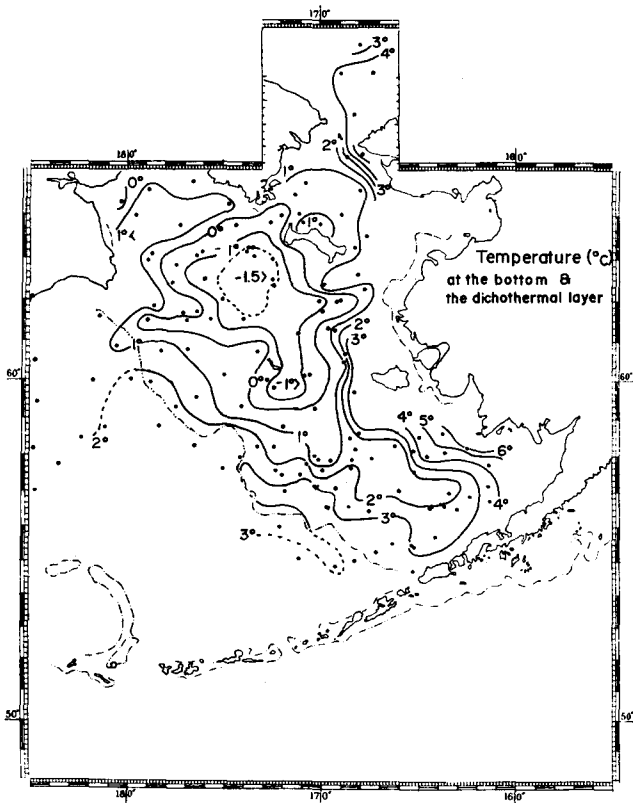


Fig. 6. Horizontal distribution of temperature at the bottom (on the shelf) and in the dichothermal layer (in deep region).

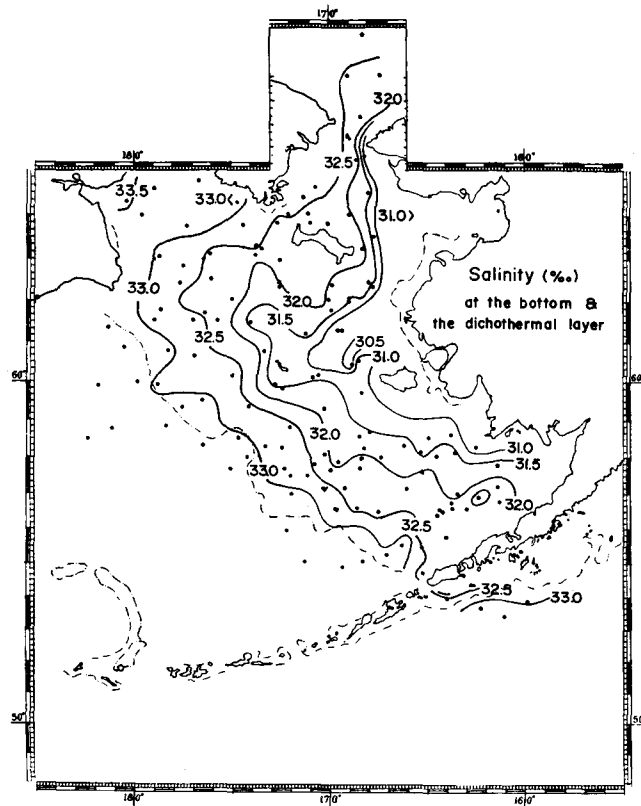


Fig. 7. Horizontal distribution of salinity at the bottom (on the shelf) and in the dichothermal layer (in deep region).

ではないので、ここでは 1964 年から 1966 年までの 3 年間の 7 月中旬から 8 月上旬にわたるほぼ 1 か月間に得られた資料を用いた。したがって年変動による偏りが解析の結果に含まれることはさげられないが、全般の特徴や海洋構造を示す要因については本質的な影響を与えるものではないだろう。ここに用いた観測点を Fig. 1 に示した。

Fig. 2 と 3 にそれぞれ表面の水温と塩分の水平分布を示した。加熱期初期には外洋水域を除いて表面水温は極めて低く、60°N 以北では 6 月に入ってもなお流氷が見られる場合がある。Pribilof 諸島以南の海域は周年比較的的温暖でこの海域以北の寒冷な水域との間に顕著な水温の不連続が見られ、等温線は北に低く南に高く、東西に沿って描かれる。加熱期盛期に入ると一部の海域を除いて表面水温は上昇し顕著な水温の不連続域は消失する。しかし Bering 海峡や Anaduirskii 湾奥では表面水温の上昇がはげしく 10°C 以上に達する。一方 St. Lawrence 島北側や Nunivak 島付近の海域では潮流等による湧昇や鉛直混合が見られるため相対的に表面水温は低くなっている。

表面塩分は外洋から沿岸に向かってほぼ等深線と同様に低くなっている。St. Lawrence 島南側に 31‰ 以下の低塩分な水帯が Alaska 沿岸より伸展している。Norton Sound と Anaduirskii 湾では表面塩分は極めて低く、特に Anaduirskii 湾奥で 24.7‰ 以下の低塩分水帯が見られることは注目すべきである。これらの表面に見られる特徴は Fig. 4~7 に示されるように下層にまでは及んでいない。水温の分布は表面におけるのとは全く異なり、加熱期盛期にあってもなお寒冷な水域のあることを示している。これらの冷水帯と外洋水の間には顕著な水温不連続域が形成され、一方 Alaska 沿岸の浅い海域は潮流等の影響によって鉛直混合が行なわれるため表面から底層まではほぼ等温となるので相対的に底層では沖合より高温となり、ここにも冷水帯との間に不連続域が形成される。これらの不連続域の存在がタラやカレイ等の分布或いは洄遊経路に大きな影響を与えていることは小藤・前田 (1965) や前田外 (1967, 1968) 等によって明らかにされている。これらの冷水帯より北に位置する Anaduirskii 湾ではこのような寒冷な水温は湾奥の一部を除いて存在しない。Fig. 6 に見られるようにその水温は、外洋水の中冷層水温にほぼ一致し、塩分値も Fig. 5, 7 に示されるように中冷層水の塩分値に等しい。塩分分布の形はこの海域を除いて表面から底層まではほぼ同様である。32‰ の等塩分線は Bristol 湾口に凸出し、上下層はほぼ均質な外洋水の流入を示している。結氷温度に近い冷水の存在する St. Lawrence 島南側の海域には表面と同じように東側の Alaska 沿岸より低塩分水帯が伸展している。しかし表面の塩分よりは高くやや顕著な塩分躍層のあることがうかがわれる。

Bering 海峡では東側に低塩分で高温な水が Norton Sound より伸展しているのに対して、西側では高塩分で低温な比較的均質な水が St. Lawrence 島北側から北氷洋へと伸展している。おしよる丸の観測と同時期の 1964 年 8 月上旬に、Northwind 号によって海峡南部の横断観測が行なわれている。その結果によると、Bering 海峡での流向は北又は北西で、横断面の約 1/3 の面積を占める Fairway Rock 東側には 10~20m 深に顕著な水温と塩分の躍層があり、これに対応する密度躍層の上層では流速は 80~95cm/sec であって、下層では 30~55cm/sec の強い流れが観測されている。しかし西側ではこのような躍層は観測されずほとんど均質な水によって占められ、流速も 20~70cm/sec で表層から底層に、または西に向かって流速を減じている。この両断面を北に流れる流量はほとんど等量で総流量は $1.4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ と計算されている (Coachman & Aagaard 1966)。これらの両側の水域に見られる特徴の違いは陸水の流出に大きな差異があるためであろう。これらの水の間には Fig. 3, 5, 7 の塩分分布に示されるように極めて顕著な不連続域があって Fig. 3 では 31‰ の、Fig. 5, 7 では 32‰ の等塩分線によってその形を知ることができる。

2) 流 れ

陸棚上の流れは主として潮流によるものであろうが、弱い海流の存在が認められる。Fig. 8 に力学的高低図を示した。0/50 decibar の値を示しているので流速については論外であらうがほぼ海流の型

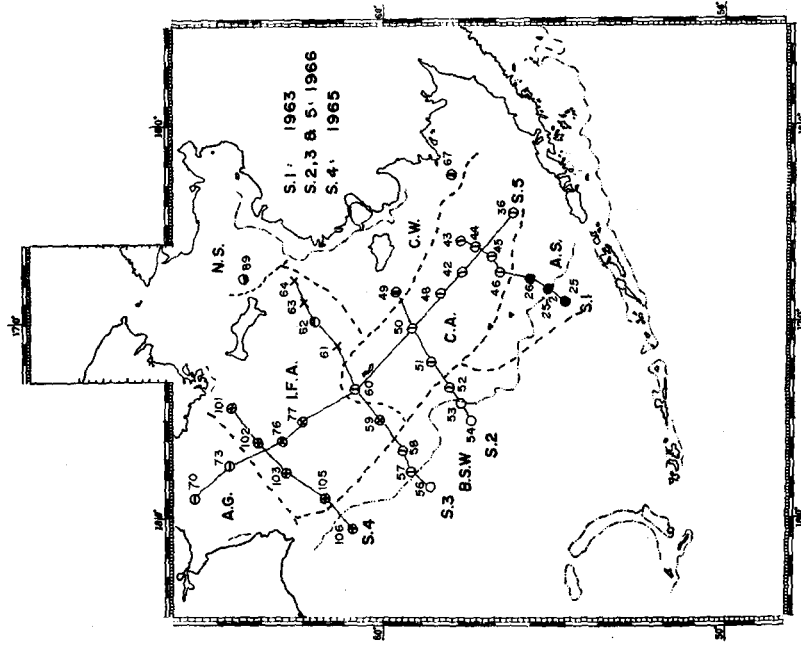


Fig. 9. Locations of vertical sections and regions.

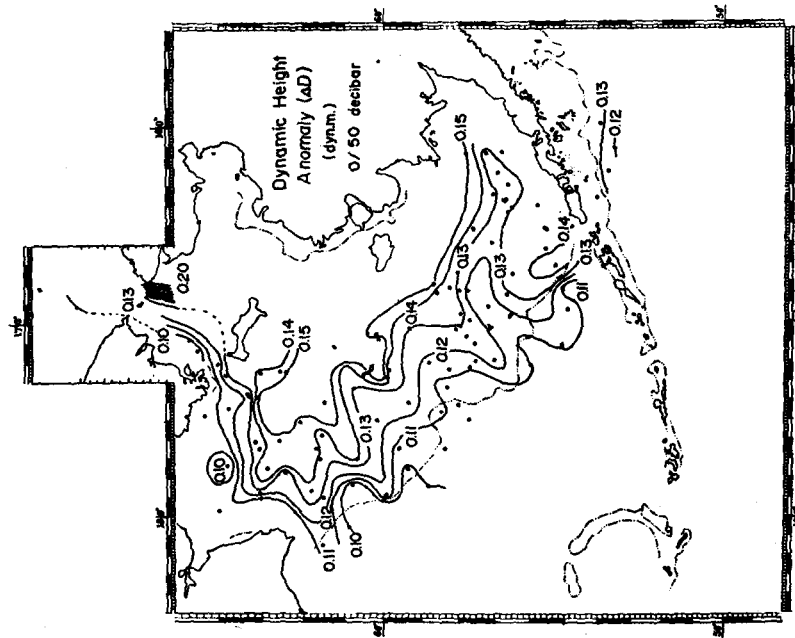


Fig. 8. Geopotential topography in dynamic meter, 0/50 decibar, in summer.

を示しているだろう。塩分の水平分布図も流線をほぼ表わすものであるので Fig. 8 は Fig. 5, 7 によく似ていて、Bristol 湾口に向かう流れやほぼ等深線に沿って北西に向かう流れのあることがうかがわれる。Anaduirskii 湾口で東に向きをかえ、一部は St. Lawrence 島西側の水路を通して北氷洋に流出しているが、他の一部は St. Lawrence 島の南側を東に流れ、Alaska 沿岸を北上し、流出した陸水によって希釈されながら Bering 海峡東側を通して北氷洋に流出している。この Alaska 沿岸の低塩分水は先に述べたように流速の大きい流れであるが、この図でも海峡の等高線が非常に密であり流れの速いことがうかがわれる。Anaduirskii 湾内は観測点が少ないので明確ではないが反時計廻りの流れがあるようである。

3) 水温躍層と塩分躍層

水温と塩分の水平分布図からもわかるように、陸棚水の表層水は中層又は底層水と水温・塩分値に大きな差異があり、底層水についても地域的に特徴のある型を示している。ここでそれらの特徴と、類型間のつながりを知るために、深淺方向と等深線に沿って南北方向に伸びる鉛直断面を図示した。各断面の位置を Fig. 9 に示した。

Fig. 10 の Section 1 では St. 26 と 46 の間を境として水温・塩分の分布に大きな差異が認められる。St. 26 に比較的高温で鉛直塩分傾度の一様な水があって、これより浅い陸棚内では塩分は鉛直方向にはほぼ均質であり、内陸に向かってほぼ一様に減少している。陸棚崖上の地点では塩分傾度は鉛直方向に見られ、比較的高温な水によって占められている。この二つの型にわけられる水の間には、水平方向に顕著な水温の不連続域があり、これより浅い海域に鉛直方向に均質な冷水が小さな塩分躍層とこれに伴う水温躍層の下に残っている。

σ_t の分布はほぼ塩分分布に相似していて、外洋性の水と陸棚水の間大きな不連続がみられる。陸

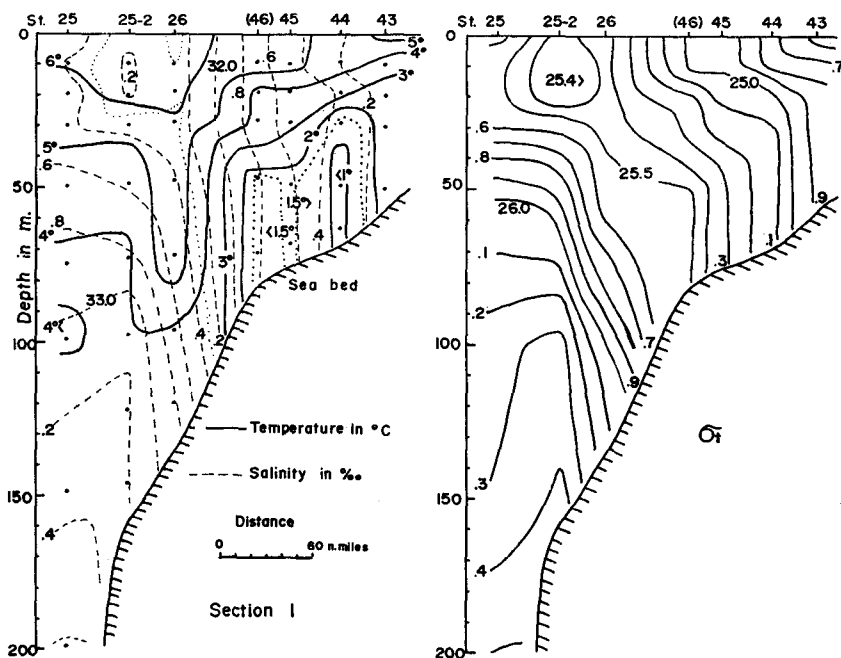


Fig. 10. Vertical sections of temperature, salinity and σ_t along the line of S. I.

棚内の底層は鉛直方向にほとんど等密度となっている。

Fig. 11 の Section 2 ではこれらの分布はもっとも単純な形を示している。Section 1 と同様、陸棚上では沖合に向かって深くなる小さな塩分躍層とこれに伴う水温躍層が 20~40m 深にあって、その下層には鉛直方向に均質な冷水が残っている。より浅い沿岸部では鉛直方向の水温差が小さく、相対的に底層の水温が高くなっているので、この冷水は外洋水と沿岸水にはさまれてこれらの間に水温の壁をつくっている。

ここに見られる外洋水は Section 1 に見られる外洋水とは性質がことなり、図示されている水深まではほぼ等塩分であって水温分布も単純である。 σ_t の分布もこれらの分布に応じて、表層と底層の間に密度躍層が見られる以外には単純に浅所に向かって値が小さくなっている。

Fig. 12 の Section 3 では外洋水とこれに接する陸棚水の形状は Section 2 に類似している。しかし表層と底層の間の塩分躍層は前述の 2 断面に見られるものより大きくなっている。St. 61 より浅い地点では表層の塩分は底層にくらべて非常に低く大きな塩分躍層が形成されている。この大きな塩分躍層の下には -0.5°C 以下の寒冷な水があるが、水温躍層は塩分躍層の下部には及んでいない。これらの躍層に対応して陸棚水の 30m 以浅の密度傾斜は非常に大きくなっている。外洋水との境界付近には Section 1 と同様に dome 状の密度分布が見られる。

Anaduirskii 湾口に位置する Fig. 13 の Section 4 では外洋水との間に顕著な水温・塩分の不連続が見られる。外洋水の表層塩分と最低水温の値に差はあるが本質的には Section 2, 3 に見られるものと大差はない。しかし陸棚上の水温・塩分の分布の形は前記の断面とは異なって、塩分分布は鉛直方向に大きな差があるが水平方向には均質となっている。水温躍層は上部の塩分躍層に一致しているが、この水温躍層の下にもやや勾配のゆるい塩分傾斜が海底まで達している、結氷温度に近い最低水温はこの塩分傾斜の中にあり、底層は再び水温上昇して中冷水となっている。この底層の水は外洋水と混

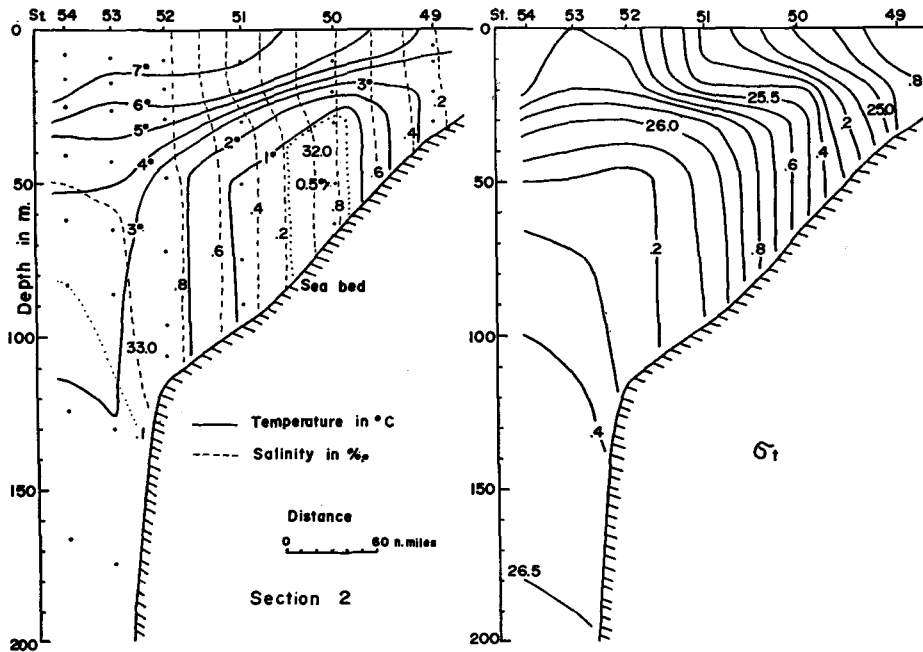


Fig. 11. Vertical sections of temperature, salinity and σ_t along the line of S. 2.

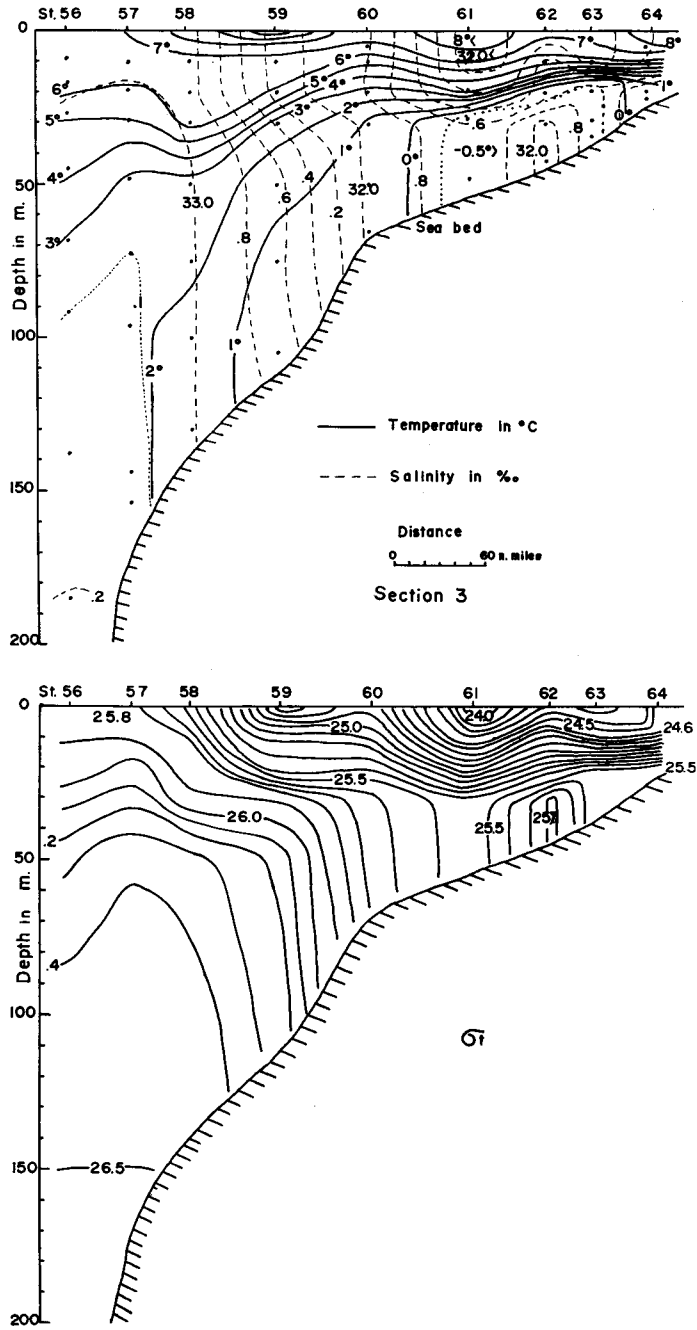


Fig. 12. Vertical sections of temperature, salinity and σ_t along the line of S. 3.

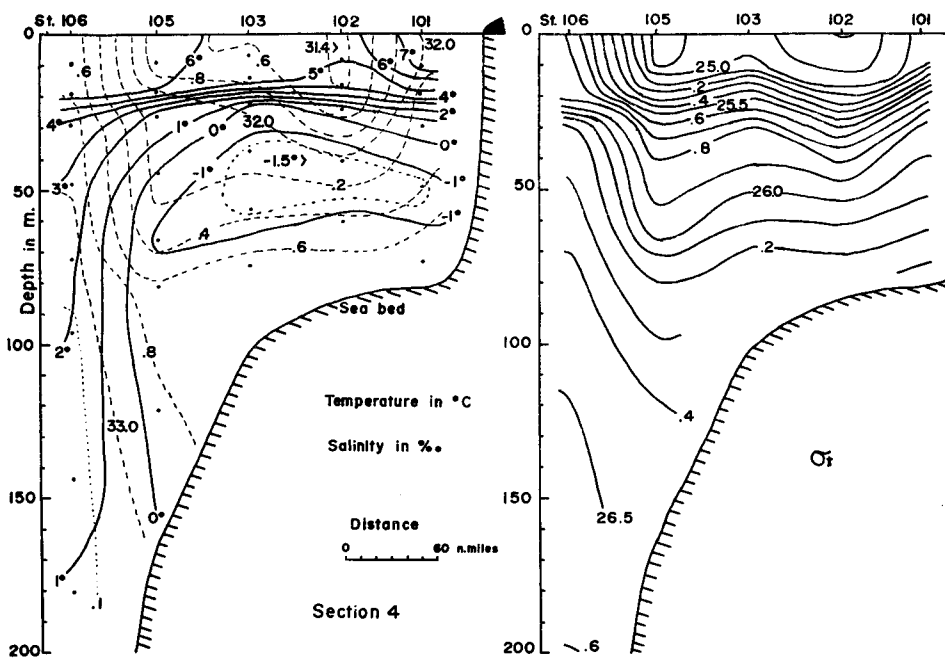


Fig. 13. Vertical sections of temperature, salinity and σ_t along the line of S. 4.

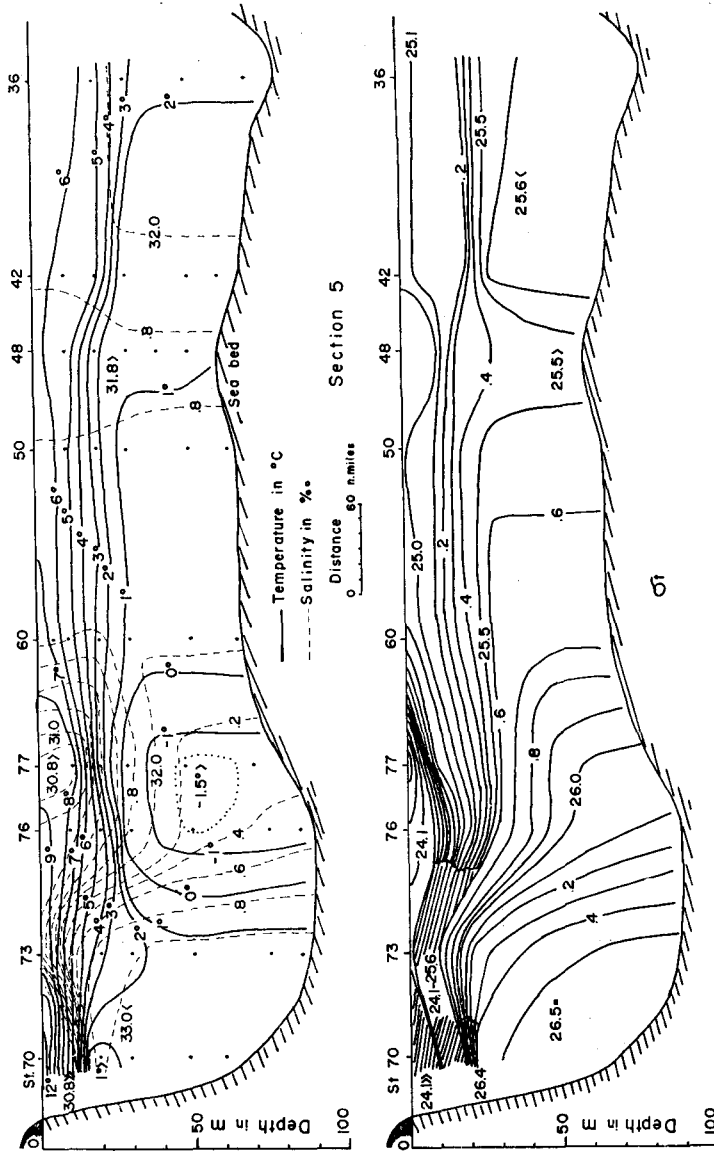
合しながら沈潜侵入したものであろう。

σ_t 分布も塩分分布と同じように、外洋水との間には水平方向に不連続であるが陸棚上では一様で前述の3つの Sections とは異なって明瞭な成層構造が認められる。

これらの断面図から容易に理解されるように、陸棚水と外洋水の間には水温・塩分の分布に明瞭な差異が認められ、陸棚水の密度は外洋水の50m 深の密度より小さく、20~40m 深に密度躍層が水温・塩分躍層に一致して見られる。一般にこれらの躍層は沿岸から沖合に向かって深くかつその幅はひろくなっている。

Fig. 14 にこれらの断面を横切って前述の冷水帯のほぼ中心を通る Section 5 を示した。St. 60 以南(右側)の海域ではほぼ一様な塩分を示している。これは塩分の水平分布が等深線に沿っていて、塩分の鉛直分布も Fig. 9.10 に示されるように、小さい塩分躍層をはさんで等塩分層が見られることから理解される。この小さな塩分躍層に一致して水温躍層があり、北から南にやや深くなっている。底層の最低水温は北から南に高く徐々に変化して単純な分布を示している。

これに対して、St. 60 の北側では表層に低塩分水があり、大きな塩分躍層の下の底層水はこれに反して南側の底層水より高い塩分値を示している。特に Anadirskii 湾内では、33% 以上の外洋水に相当する高塩分水が20m 深で深の底層に見られ、表層水との間にきわめて大きな塩分躍層を形成している。これらの大きな塩分躍層は同時に大きな密度躍層を形成するので、表層と底層との間の熱輸送はきわめて小さくなる。そのために加熱期に入って加えられる熱は極く薄い表層にのみ蓄積され、その結果、表面水温は南に位置する海域より高くなっている。しかしこの大きな密度躍層の下には、St. 76, 77 に見られるように結氷温度に近い極めて寒冷な水が残っている。この寒冷な水と Anadirskii 湾内の底層水との間には Section 4 の外洋水と陸棚水の間に見られるような水温・塩分の不連続がある。この底層水はその塩分や水温の値が後述のように冷却期における Bering 海表層水(夏期には中冷水に代表される)に一致している。



4) 海洋構造の特徴による水域の分類

前記のように陸棚水は地域的に特徴のある水温や塩分の分布を示している。これらの分布の類型をここでは水域として地理的に分類し、Section 1~5 に用いた観測点の T-S 図を用いて Fig. 9 に示した。Fig. 9 の観測点にしるされた mark は Fig. 15 に用いたものと同一である。

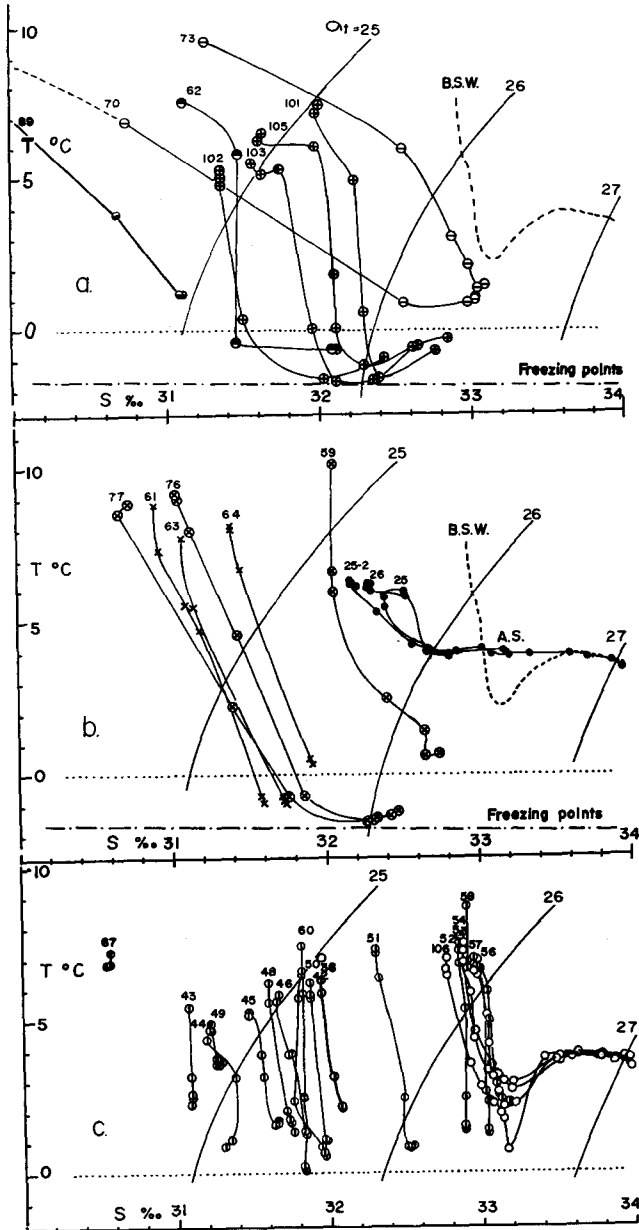


Fig. 15. T-S diagram for the stations shown in Fig. 9.

この陸棚水は本質的には外洋水系の水と降水、融氷、河川の流出水等の陸水系の水との混合の結果として在るものであろうが、一様な混合過程を経ているものではない。流入する外洋水も Fig. 15 の b, c 両図の右側に示されるように異なっている。b 図の St. 25~26 の示す T-S 曲線は、表面塩分は低く深さとともに漸増して、中層の水温は比較的高く一様である。この水は冬期間の冷却を強く受けていない、近く海峡から流入して来た Alaskan Stream 水系水と考えられる。c 図の白丸の示す T-S 曲線には中冷水があり、この上層は等塩分となっている。これは Bering 海に流入した Alaskan Stream 水が冷却期を経て、上層に Bering 海水塊としての特徴を持つに至った水で、塩分躍層の下では b 図に見られるように Alaskan Stream 水系水の示す T-S 曲線に一致している。

大陸棚縁辺ではこの二つの外洋水の上層水がその地点の深度に相当して侵入している。これらを含めて、ここでは外洋水系として **A. S.** 水域と **B. S. W.** 水域との二つの類型に分けた。これらの水域の水温と塩分の鉛直分布の代表的例を Fig. 16 に示した。藤井 (1968) はサケの分布がこれらの水系に対応することを示唆している。

c 図の他の点では表層から底層まで等塩分、もしくは 0.2‰ 以内の塩分差でほぼ均質な水であることを示している。これらは Bering 海外洋水に見られるように冬期間の冷却による対流の結果を示すものであるが、St. 49 のように沿岸浅所の地点では潮流等による鉛直混合がはげしいため水温差も小さくなっている。これらをそれぞれ **C. A.** 水域と **C. W.** 水域とした。

Fig. 17 にこれらの水域の水温と塩分の鉛直分布を示した。

a 図の St. 70 と 73 は Anaduirskii 湾内の観測点である。表面の塩分は極めて低く湾奥では前述のように 24.7‰ 以下となっている。しかし表層 10~20m 深以下では塩分・水温とも高く、底層の T-S 図の占める位置は Bering 海外洋水の中冷水に等しい。塩分の水平分布図や ΔD の分布図に示

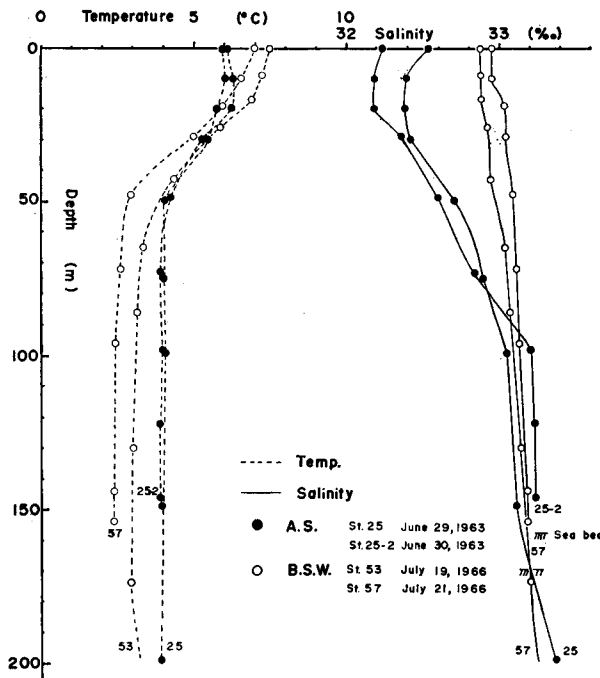


Fig. 16. Typical temperature and salinity structures in A.S. and B.S.W. regions.

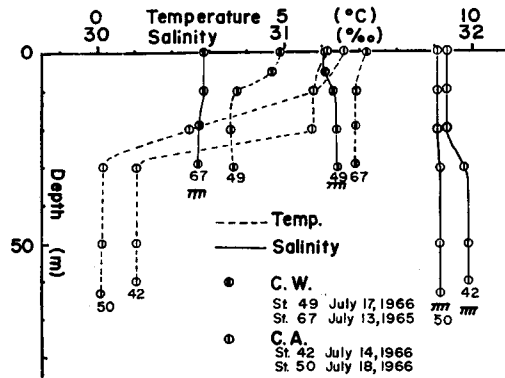


Fig. 17. Typical temperature and salinity structures in C.A. and C.W. regions.

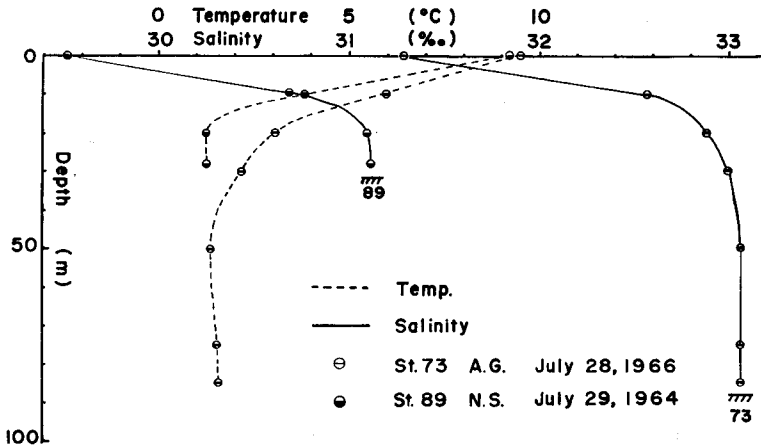


Fig. 18. Typical temperature and salinity structures in A.G. and N.S. regions.

されるように、Anaduirskii 湾には Bering 海外洋水が直接流入していて、加熱期には表層に陸水の流出があって見られるような海洋構造を示すものと思われる。この海域を A.G. 水域とし、Fig. 18 に特徴のある水温・塩分の鉛直分布を示した。同じような分布は陸水流出の大きい Bering 海峡東側にも見られる。これを N.S. 水域とした。

a 図の他の地点では表層の塩分は低いが、中層に等塩分又はそれに近いほぼ均質な層がありその底部に極小水温があって、底層は塩分とともに水温が上昇している。この底層の水は Bering 海外洋水の中冷水と等しい密度面にあつて、外洋水との混合、潜入を示している。しかし b 図の左側の地点では等塩分層は表層に限られていて、深さとともに塩分増加し、浅い地点では底層に極小水温があつてほぼ均質な層となっている。深い地点では底層の塩分はより高くなっているが、同じように底層に極小水温があつて均質となっている。これらを I.F.A. 水域とし、水温と塩分の鉛直分布を Fig. 19 に示した。

陸棚水には多くの地点で比較的浅い深度に塩分躍層があつて、加熱期には表層と下層との熱輸送を妨げるためここに水温躍層を生じる。小藤、前田(1965)は上下層間の熱輸送は鉛直渦動伝導によつて

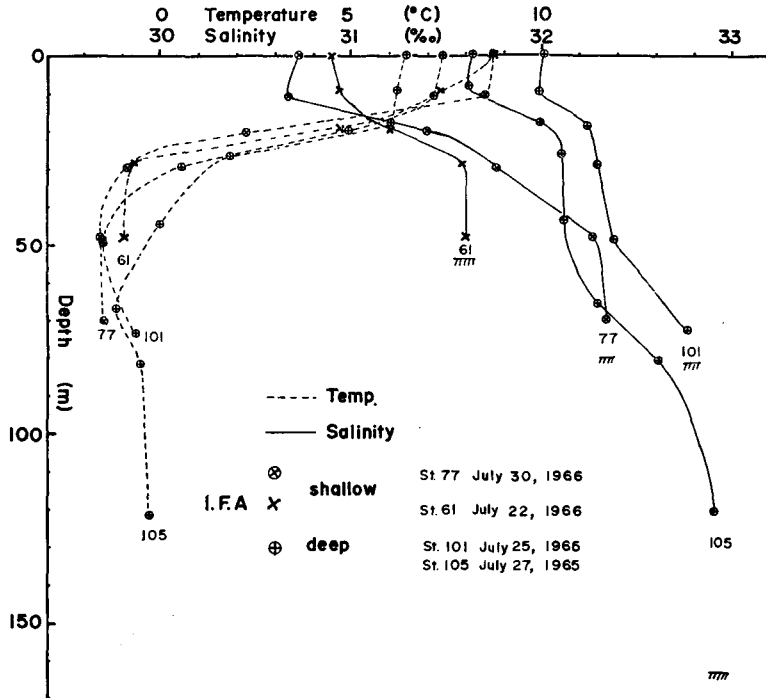


Fig. 19. Typical temperature and salinity structures in I.F.A. region.

行なわれ、鉛直安定度の大きい地点では渦動伝導度が著しく小さいことを明かにしている。I.F.A. 水域に見られる底層のきわめて寒冷な水は周囲の水温等から移流によるものではなく、冷却期の水温が表層の大きな塩分躍層のため加熱期になお持続されているものであろう。したがってこの寒冷水は周囲の水と混合しながら規模をせばめるであろうが、周年存在するものと思われる。

5) 冷却期の対流混合

冷却期に入ると表層の水温低下にともなって密度は高くなり、表層の密度と等しい密度を有する層まで対流混合が行なわれる。亜寒帯水域の均質な表層水がこのような過程によってもたらされたものであることはよく知られている。陸棚水についても南部海域についてはこのような過程を容易に考えられる。しかし塩分躍層のある地点では躍層下の密度と表層の冷却期の水温と塩分の示す密度とを算出しなければならない。ここでは簡単のため Fig. 20 のような塩分躍層をもつ model を考える。

表層の塩分を S_1 とし、下層の塩分を S_2 とする。その差を ΔS とし、厚さ d の表層水と厚さ $a \cdot d$ の塩分躍層の水が幾何学的に混合したとすると、あらたに表層となった水の塩分は S_m となる。このとき表層の水温は厳しい気象条件の下で S_m の塩分の海水の結氷温度になっていたとして、その場合の密度 σ_{S_m, t_f} と σ_{S_2, t_2} とを比較する。このとき

$\sigma_{S_m, t_f} > \sigma_{S_2, t_2}$ であれば対流混合は塩分躍層をこえて底層に及ぶ。

" = " であれば平衡状態であり他の原因により攪乱される。

" < " であれば対流混合は塩分躍層をこえない。

と考えられる。

混合された表層の塩分 S_m は混合の式として

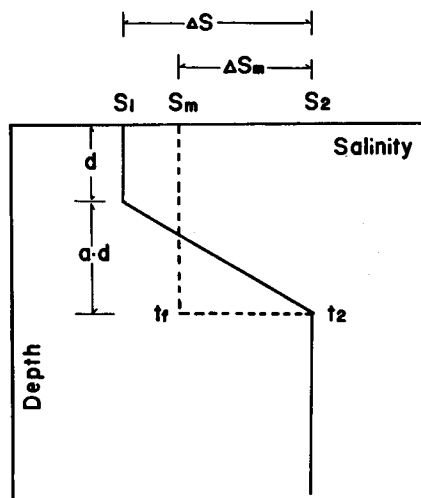


Fig. 20. Schematic salinity structure in the shelf water.

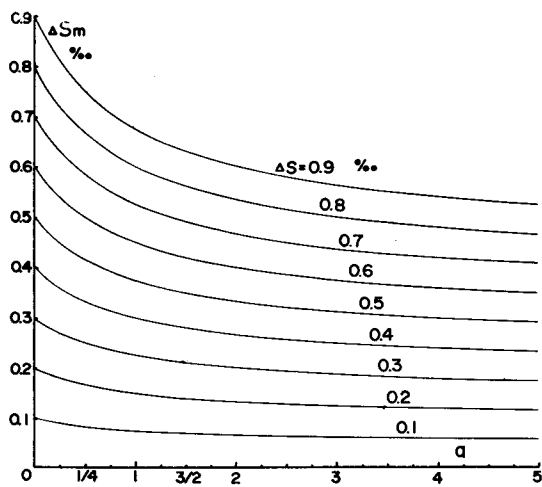


Fig. 21. Difference in salinity between mixed surface layer and lower one (ΔS_m).

$$S_m = \frac{S_1 d + \frac{1}{2} (S_1 + S_2) a \cdot d}{d + a d}$$

$$= S_1 + \frac{a}{2(1+a)} \Delta S$$

と表わされる。ここで a は表層の厚さ d に対する塩分躍層の厚さの比である。ここで問題となるのは、 S_2 と S_m の塩分差による密度差であるので、この差を ΔS_m とすると

$$\Delta S_m = \left\{ 1 - \frac{a}{2(1+a)} \right\} \Delta S$$

によって求められる。計算の結果を Fig. 21 に図示した。この図を用いて、表層と塩分躍層との厚さの比、及び表層と下層との塩分差から、混合された表層と下層との塩分差 ΔS_m が直接求められる。

海水の密度は塩分と水温との関数であるから、結氷温度に冷却された表層水の密度 σ_{S_m, t_f} に等しい密度の海水の水温と塩分はそれぞれ一義的に求められる。下層の水温 t_2 と塩分差 ΔS_m について図示すると、 S_m のそれぞれの値について Fig. 22 のように描かれる。この図において塩分 S_m の表層水の等密度線に対して、塩分差 ΔS_m で水温 t_2 の下層の水の示す座標が左上に位置すれば、 $\sigma_{S_m, t_f} > \sigma_{S_2, t_2}$ であり、右下に位置すれば $\sigma_{S_m, t_f} < \sigma_{S_2, t_2}$ であることを意味する。このようにして、対流混合が塩分躍層を越えて海底に達するかどうかを Fig. 1 の各点について求め、Fig. 23 に示した。

底層水温が比較的高く、塩分躍層の小さい南部の C.W. 水域や C.A. 水域ならばに外洋水と接する水域では、対流混合は

海底に達し得、冷却期の強い風による攪乱と相俟って、全層の鉛直循環が行なわれるのであろう。その結果塩分の分布は鉛直方向に均質となって、次の加熱期には表層はやや希釈され、底層に外洋水の移流、混合があって、前記のような分布を示すようになる。

一方北部海域の多くでは、対流による鉛直循環の達し得る深さは小さく、30 m 以浅となっている。したがって、冷却による対流混合と対流層下部にある結氷温度に近い寒冷な水の存在を考慮するためには、海氷の生成について考えなければならない。

対流混合による鉛直循環が最大の深さに達した時の水温は、底層の水温より常に低く対流層は等温

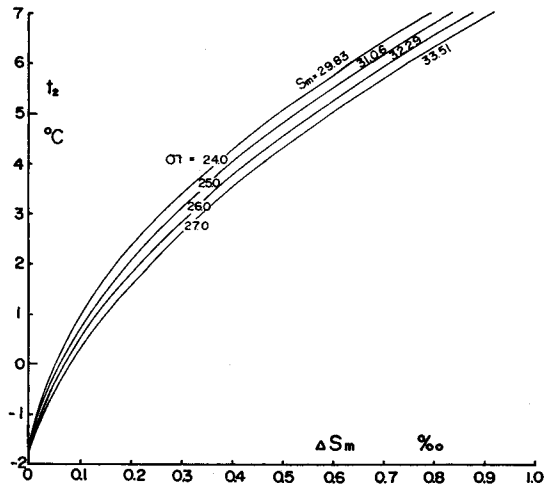


Fig. 22. Isosteric curves of t_2 - ΔS_m diagram.

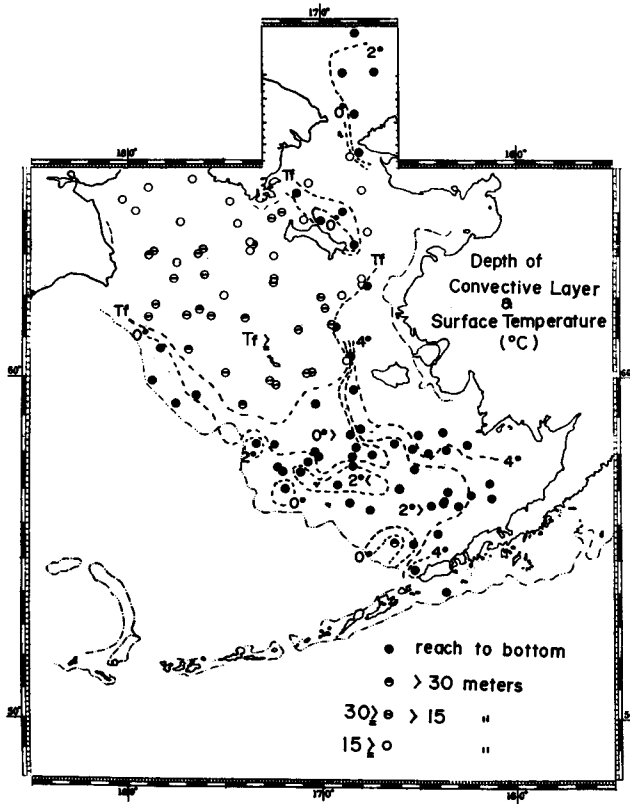


Fig. 23. Depth of convective layer and surface temperature at the point reaching the critical depth of vertical circulation in winter.

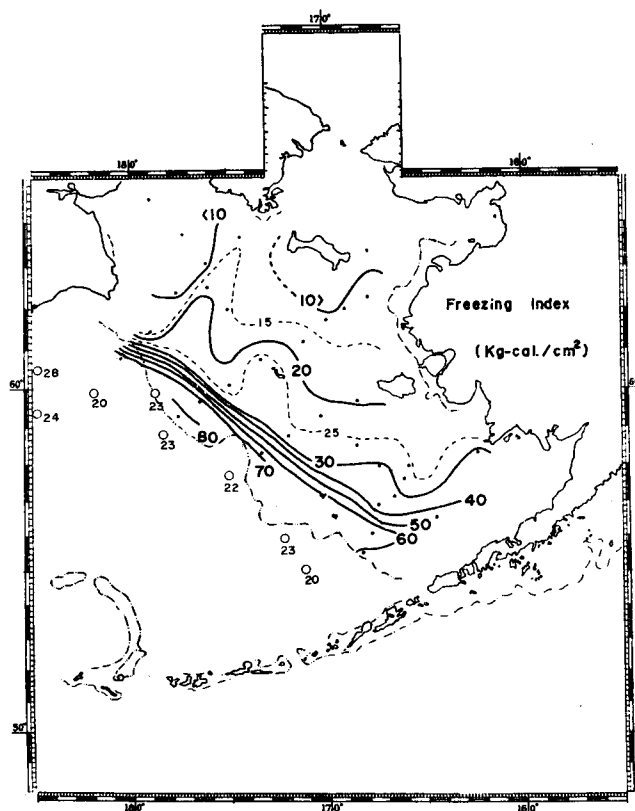


Fig. 24. Freezing indexes for the stations on the shelf and amount of heat given off by the water column in the deep region in winter.

となる。この水温は Fig. 22 の t_a として、結氷温度の表層水の密度と等しい密度を示すために必要な、底層水の塩分の増加分をあらたに ΔS_m と読みかえて求められる。その結果を Fig. 23 に破線をもって示した。前述のように、海底迄対流混合される海域では比較的高い水温を示しているが、対流層の浅い海域は結氷温度となっている。冷却によって大気中に放出される熱量として考えた場合、I.F.A. 水域以北とその南とに大きな差があれば、結氷域を推定することは可能であろう。

6) 結氷海域の推定

Bering 海の家氷はこの大陸棚と Siberia 沿岸近くに見られる。陸棚の上では 11 月に Anadirskii 湾と Norton Sound で結氷が始まり、しだいにその範囲を南西に拡げて、2~3 月に最大となつてほぼ Navarin 岬と Pribirof 諸島を結ぶ位置に達する (Dunbar 1967) ことが知られている。しかし海水野縁辺部はその位置で結氷したのではなく、流水として分布範囲を拡げているものであろう。

Zubov (1945) は冷却によって対流混合が行われる際に、海氷の生成なしに達し得る垂直循環の深さを垂直循環の限界の深さと名づけ、この際に大気中に放出される単位面積当りの熱量を凍結指数と呼んで、海氷のできやすさを表わす第 1 近似として用いている。凍結指数 Q は垂直循環の限界の深さを D_0 とすると

$$Q = \rho c S \int_0^{D_0} (t - t_f) dD$$

であらわされる。ここで ρ は密度、 c は比熱、 S は水柱の底面積、 t は海水温、 t_f は海水の結氷温度である。

陸棚上の数点について、簡単のために $\rho c S = 1$ 、 $t_f = -1.7^\circ\text{C}$ として Q の計算をして Fig. 24 に示した。凍結指数自身は海水の生成について厳密な意味をもつものではないが、北東海域では小さく、南西に大きくなり、外洋水と接する海域では急激に増大して、海水域の伸展の状態によく一致している。外洋水に見られる中冷水が冷却期に同様な過程を経て生じたものとする、 $40 \sim 45 \text{ kg-cal/cm}^2$ の熱量が大气中に放出されることになる。しかし冷却期の水温分布はほとんど鉛直に等温であり、陸棚水のような大きな塩分躍層もないので、対流混合と同時に風による摩擦混合が表層水の均質化に大きく働いていると考えられる。したがって、中冷層水温が冬期の表層水温に近い値を示しているとなれば、冷却期に大气に放出される熱量は $20 \sim 24 \text{ kg-cal/cm}^2$ と推算される。この値が冷却期にこの海域で大气に奪われる熱量を代表するものとなれば、Fig. 24 の凍結指数 20 または 25 kg-cal/cm^2 以上の海域では海水は生成されないことになる。

一方、塩分躍層の大きな北部海域では冷却期においてもなお密度成層を示し、鉛直安定度は大きい。したがって、風による鉛直混合は比較的浅い範囲に限られ、凍結指数に大きな差異を生じないと考えられるので、少なくとも 20 kg-cal/cm^2 以下の海域では対流混合の及ぶ表層は結氷温度に低下し、それぞれの凍結指数に応じて、海水の生成が見られるであろう。

凍結指数が 20 kg-cal/cm^2 以下の海域は Fig. 4 に示される冷水域と沿岸水域に相当している。海水が生成されると結氷量に応じて海水下の表層水の塩分濃度は増加する。それにつれて対流混合層はその深さを増し、Fig. 19 の St. 61 に示されるような結氷温度に近い寒冷な水が底層に蓄積されることになる。

Fig. 18 の St. 105 の場合について、塩分躍層をこえて対流混合が行なわれるために必要な結氷量を求めると、表層の厚さ $d = 10 \text{ m}$ 、塩分 $S_1 = 31.63\%$ 、塩分躍層の厚さ $ad = 10 \text{ m}$ 、下層の塩分 $S_2 = 32.12\%$ であるから、塩分躍層の下部まで対流によって混合、均質化されたものとする、表層の塩分 S_m は Fig. 21 から 31.76% と求められる。この表層水が海水の生成によって下層の塩分に等しく濃縮されたものとする、単位面積の水柱について氷として析出される水柱の高さ I は、海水中に封入されている Brine 量を海水に対して 5% として、

$$I = \frac{S_2 - S_m}{S_2 - 5} (1 + a) d = 25 \text{ cm}$$

と求められる。これは氷の厚さにして約 28 cm で、この際結氷のために放出される熱量は 2.0 kg-cal/cm^2 である。St. 105 の凍結指数は 14.2 kg-cal/cm^2 であるからこの潜熱を加えても冷却期に放出される熱量として充分考えられる。したがって塩分躍層の下の水は海水の生成後に結氷量に応じて対流混合が深まり、蓄積されたものであろう。高塩分な底層の水との対流混合を同様に考えると、 170 cm の高さの水柱が結氷しなければならず、この時に放出される熱量は約 14 kg-cal/cm^2 となる。しかしこの値は結氷後の海面と大气との熱交換を考えると過大であり、水温も海底に向かって上昇してこの過程は考えられない。したがって底層水は高塩分水の潜入、混合によって生じたものと思われる。

Anadirskii 湾奥のように 24.7% 以下の低塩分水がある場合、真水の場合と同じように表面から結氷することになる。しかし冬期には風によって攪乱されて、表層は 24.7% 以上になると思われるが、密度勾配の大きいこの海域では、攪乱される深さは極く浅い範囲に限られ、凍結指数は小さく表層は早くに結氷温度となるだろう。このことは海水が早くに見られる事実裏づけられる。

Table I. Features of temperature and salinity

Water system	Region	Layer	Vertical distribution of temperature	
			in summer	in winter
Oceanic water	A. S.	Upper Thermocline Lower	0-20m. isothermal; 8°C 20-50m. -0.2°C/m. isothermal; 4°C	deepen, 2~3°C. vanish. 3~4°C
	B. S. W.	Upper Thermocline Lower	0-20m. 7-8°C. 20-30 or 50m. -0.1 or -0.3°C/m. 3-2°C.	Surface-bottom, isothermal; 1~2°C
Shelf water	C. A.	Upper Thermocline Lower	0-20 or 30m. 7°C 20 or 10-30m. -0.6 or -0.3°C/m. isothermal; 0.3°C	Surface-bottom, isothermal; 0~2°C
	C. W.	Surface Bottom	0-10m. 5 or 6~3 or 4°C isothermal; 3~4°C	isothermal; -1.7~0°C
	I. F. A. (deep region)	Upper Thermocline Lower Bottom	0-20m. 8~9°C 20-30m. -0.7 or -0.9°C/m. isothermal; -1.7~0°C >60 or 80m. -0.5~ 0.5°C	Freezing point. vanish after freezing. Near freezing point.
		(shallow region)	Upper Thermocline Lower	0-10m. 5 or 7°C 10-20m. -0.5°C/m isothermal; 0.5~1.5°C
Land water	N. S.	Surface Bottom	0-10 or 20m. 9~11°C thermocline; -1 or -0.6°C/m. isothermal; 1~3°C	Freezing point. Near freezing point.
	A. G.	Surface Lower	0-15m. 10~12°C thermocline; >-1°C/m. near isothermal; 1~2°C	Freezing point. inversion. 0~1°C

7) 綜合考察

陸棚上の水域では塩分や水温の鉛直分布に地域的に特徴のある型がみられ、この分布の型によって冷却期の対流混合の及ぶ深さや、海氷の生成される範囲は限定される。と同時に海氷の生成およびその分布は夏期水温・塩分の分布形態に大きな影響を与えている。

各水域について、水温・塩分の分布の特徴と推定による冬期の状態をまとめ、これに対応する対流混合と海氷の状態について Table 1. に示した。水系として、水域の特徴に顕著に影響のある外洋水

structures and sea ice in each region.

Layer	Vertical distribution of salinity		Convection in winter	Sea ice
	in summer	in winter		
Upper Halocline Lower	0-20m. 32.0 or 32.6‰ 20 or 30-100m. >0.5‰ 0.01‰/m. Isohaline; 33.0~33.2‰	deepen & isohaline. vanish on shelf.	reach to bottom on shelf.	Nil
Upper Halocline Lower	0-20m. 32.6 or 32.9‰ 20-30m. <0.2‰ <0.02‰/m. Isohaline; 32.7~33.2‰	Isohaline.	reach to bottom on shelf.	Nil or drift ice
	Isohaline; 31.0~32.5‰ or 20-30m. halocline; <0.2‰	Isohaline.	reach to bottom.	drift ice
	Isohaline or 0-20m. halocline; <0.4‰ <31.6‰	Isohaline.	reach to bottom.	drift ice & frost
Upper Halocline Lower Bottom	0-10 or 20m. <31.6‰ 10-20 or 20-30m. >0.4‰ Isohaline; 31.8~32.2‰ 50-70m. halocline; 0.02‰/m. increase with depth, 32.9‰	increase with freezing, & halocline vanish	after frost, reach to lower layer.	frost
Upper Halocline Lower	0-10 or 20m. <31.6‰ 10 or 20-30m. >0.03‰/m. 30-50 or 70m. <0.03‰/m. isohaline; 31.5~31.6‰ or increase 32.3‰	deepen after frost, & isohaline or increased by advection & mixing	after frost, reach to bottom, or bottom of 1st halocline.	frost
Surface Bottom	halocline; 0 or 10-20 or 30m. >0.1‰/m. isohaline; <32‰	after frost, isohaline.	after frost, reach to bottom.	frost
Surface Lower	halocline; 0-10 or 20m. $\ll 32‰$, $\geq 0.1‰/m$. isohaline; 33.0‰	increased by mixing. steady.	surface layer.	frost

系と陸水系及び両水系の影響が混在する陸棚水系とに分類した。水域は5に記述した分け方によって、それぞれ各水系の特徴に近い水域ごとにまとめた。水温・塩分の鉛直分布に成層構造のある場合には、上層・躍層・下層及び底層あるいは表層と底層とに分け、それぞれ上層の深さ、表面または上層の水温・塩分、躍層の厚さと大きさあるいは勾配、下層の状態等について記してある。推定による冬期の分布状態は、対流混合が海底に達する水域では全層の状態を示し、海水の生成される水域については結氷後の状態について示した。海氷については海氷の有無と、流氷とその場で結氷が見られる場合と

について記してある。

各水系間の混合過程において、横混合は陸棚水と外洋水または陸水との境界域では大きく行なわれているのであろうが、主として底層に高塩分水が沈潜し、表層では低塩分水が伸展し、これら二層の水が冷却期の鉛直循環によって均質化される鉛直混合が大きく働いていると考えられる。

III 要 約

北大水産学部練習船おしよ丸による 1963 年から 1966 年までの夏期の海洋観測資料にもとづいて、Bering 海東部の陸棚水について二・三解析を行なった。その結果を要約すると、

1) 夏期に陸棚水の表面水温は $6\sim 8^{\circ}\text{C}$ に昇温し、陸水の流出量の大きな北部海域では 12°C に達する。しかし中層または底層は低温であって、St. Lawrence 島南側には結氷温度に近い極めて寒冷な水が周年存在する。

2) 塩分は沖合から沿岸に向って一様に減少し、Anaduirskii 湾と Bering 海峡を除いて、ほぼ等深線に沿って等塩分線は描かれる。 60°N 以南の海域では表層と底層との塩分差は小さいが、 60°N 以北の海域では $20\sim 30\text{m}$ 深に大きな塩分躍層があって、その差は著しく大きい。

3) 陸棚水は Pribilof 諸島以南では近くの海峡から流入した高温で低塩分な Alaskan Stream 系水と接し、以北では Bering 海外洋水と接して、これらとの間に顕著な水温と塩分の不連続域を形成している。

4) Anaduirskii 湾の 20m 以深には Bering 海外洋水が直接流入し、表層の希釈された低塩分水との間に極めて大きな塩分躍層を形成している。

5) 冬期の鉛直循環は 60°N 以南海域では表面から海底迄達し全層均質となるが、 60°N 以北海域では大きな塩分躍層のため躍層上部に限定される。したがって、結氷指数は 60°N 以南と外洋水域では $25\text{kg}\cdot\text{cal}/\text{cm}^2$ 以上と大きい、 60°N 以北では小さく、Anaduirskii 湾では $10\text{kg}\cdot\text{cal}/\text{cm}^2$ 以下である。冬期にこの海域で失われる熱量を外洋水の中層水温から概算すると $23\text{kg}\cdot\text{cal}/\text{cm}^2$ 程度であるので、結氷海域は 60°N 以北と沿岸浅所に限られる。

6) 結氷海域では結氷後、表層の塩分増加に応じて鉛直循環の及ぶ深さを増し、寒冷な水を底層に蓄積する。これらの寒冷な水は夏期に表層水との間の大きな塩分躍層によって鉛直熱輸送が妨げられるため、その範囲をせばめながらも周年存在する。

7) 陸棚上のほとんどの海域に分布する海水は夏期に、降水や陸水の流出と相俟って、表層に低塩分水をもたらし、下層の水との間に塩分躍層を形成する。

8) 陸棚水の水温・塩分等の分布は、冬期にうける冷却の状態と融氷期の陸水の流出状態によって地域的に特徴づけられている。

文 献

- Coachman, L. K., K. Aagaard (1966). On the water exchange through Bering strait Lim. *Oceanogr.* 11 (1), 44-59.
- Dunbar, M. (1967). The monthly and extreme limits of ice in the Bering sea. *Physics of Snow and Ice*. I (1), 687-703. *Inst. Low Temp. Science, Hokkaido Univ. Sapporo.*
- 藤井武治 (1968). Bering 海南東部における水塊分布とベニサケ等の分布回避 (Bristol 湾を含む大陸棚上) 水産海洋研究会報 (13), 38~46.
- 北大水産学部 (1964). 海洋漁業要報 (8), 208~256.
- (1965). 同誌 (9), 230~277.
- (1966). 同誌 (10), 260~299.

1969]

大谷： Bering 海東部の陸棚水

- (1967). 同誌 (11), 174~200.
- 小藤英登・前田辰昭 (1965). 東部ベーリン海トロール漁場における魚群の移動と底水温の変化, 日水誌 **31** (10), 769-780.
- 前田辰昭・藤井武治・増田紀義 (1967). ベーリング海東部における底曳網漁場の研究-I. 1963年の海況と魚群の分布について. 同誌 **33** (8), 713~720.
- (1968). 同上-II. 夏季における海況の年変動について, 同誌 **34** (7), 586~593.
- Zubov, N. N. (1945). L'dy Arktiki. 360p. Moscow ; Izdvo Glavsevmorputi. (北氷洋の氷, 北大低温研訳, 1961)