



Title	氷島アーリス に於ける海洋観測
Author(s)	藤野, 和夫
Citation	低温科学. 物理篇, 24, 269-284
Issue Date	1966-03-22
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18049
Type	bulletin (article)
File Information	24_p269-284.pdf



[Instructions for use](#)

氷島アリス II に於ける海洋観測*

(1964年6月～11月)

藤野和夫

(低温科学研究所 海洋学部門)

(昭和40年11月受理)

I. ま え が き

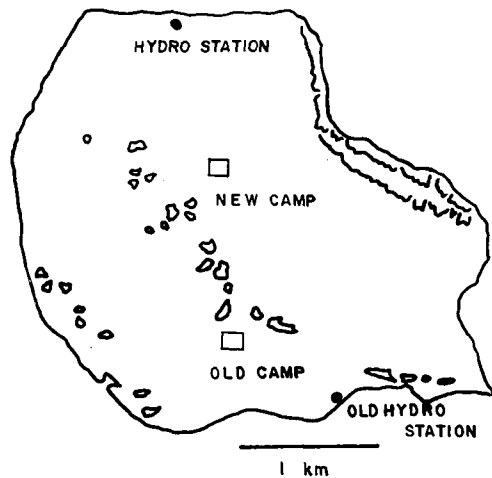
北極海に関する海洋学的研究は、古くは19世紀末のNansenのFram号での漂流による研究を始めとして数多くの研究者によってなされてきた。しかしながら北極海中央部は一年を通じて厚い氷で覆われ、通常の船舶は勿論のこと、強力な砕氷船をもってしても航行することは不可能である。そのため海洋観測によって資料を得る事の出来るのは北極海周辺部に限られ中央部はほとんど空白の状態であった。戦後米、ソ両国が航空機や北極海を漂流する氷島などを利用して、従来空白であった海域の海洋観測を行ない、多数の観測資料を得ており、その資料に基づく研究が盛んに行なわれるようになった。

筆者は北海道大学と北米北極研究所との共同研究計画『漂流基地アリス II に於ける北極海の海洋観測』に参加し、北極海を漂流していた氷島アリス II に1964年6月より12月迄滞在して海洋観測に従事した。今回の報告はその間に得られた資料に基づいたものである。

II. 氷島に於ける観測の概要

氷島アリス II は1961年5月米国アラスカ州バロー岬の北方200 kmの地点で発見された。直ちにアラスカ大学北極研究所によって観測基地が設営され、アリス II (Arctic Research Laboratory Ice Island) と命名された。それ以来島上の基地に於いて気象学や地理学等の観測がなされて来た。

氷島の大きさは発見当時は直方形で縦6.5 km、横3.0 km、厚さ12～25 mの大きさであったが、その後2つに割れ、筆者が滞在した当



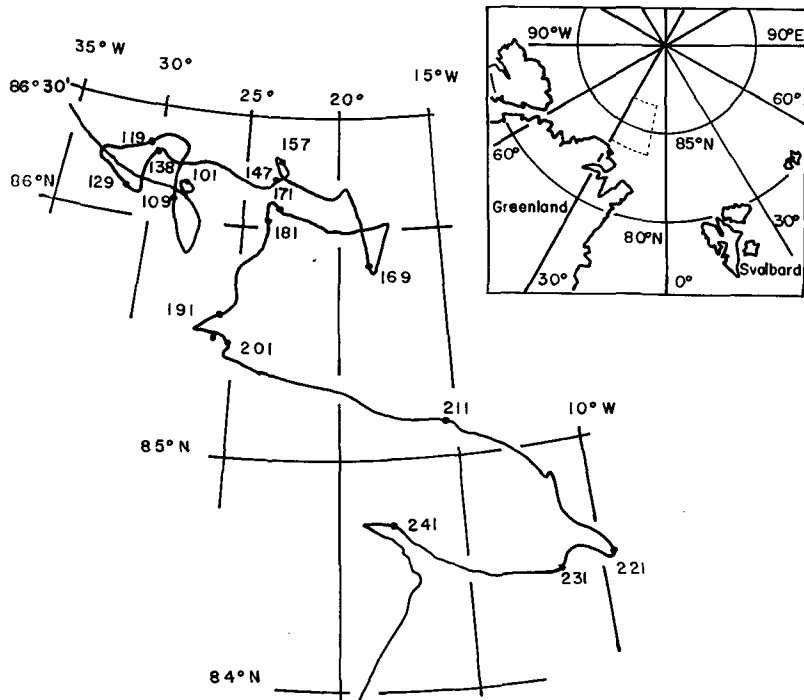
第1図 氷島アリス II の地図

* 北海道大学低温科学研究所 業績第767号

時は縦3 km, 横3.8 kmの大きさである¹⁾(第1図)。氷島は発見された地点から170°~180°Eの経線沿いに北上し、極点附近を経てグリーンランド島北方を通り、更に島の東岸沿いに南下して、'65年5月に放棄された。筆者が滞在したのは氷島が北緯86°25', 西経35°31'から北緯83°50', 西経14°32'迄の海域を漂流していた'64年6月から12月迄の6カ月間である。

氷島の海洋観測所は当初氷島の北東部に凍着していた厚さ約3 mの多冬極氷の上に設けられ、基地から約1.2 km離れた地点にあった。しかし夏期に氷島表面が輻射によって著しく融解したため、8月下旬主基地を移動した。それに伴い海洋観測所も島の西南部で主基地より約2 km離れた、厚さ約4.5 mの凍着海水上に移動した。(第1図参照)。

滞在中約150の測点が設けられた。観測は毎日1,500 m迄26層の測温, 10日毎の1,500 m迄32層の採水測温を行なった。得られた試水についてその塩分, 溶在酸素量, 珪酸及び隣含有量等の測定を行なった。採水を行なった各測点の位置及び島の漂流航跡図を第2図に示した。5月下旬に観測用捲揚器の故障のため、綱索に事故を生じ、以後1,500 m以深の観測が不可能となったのは残念な事である。



第2図 測点の位置及び氷島の航跡図

III. 水温及び塩分の垂直分布

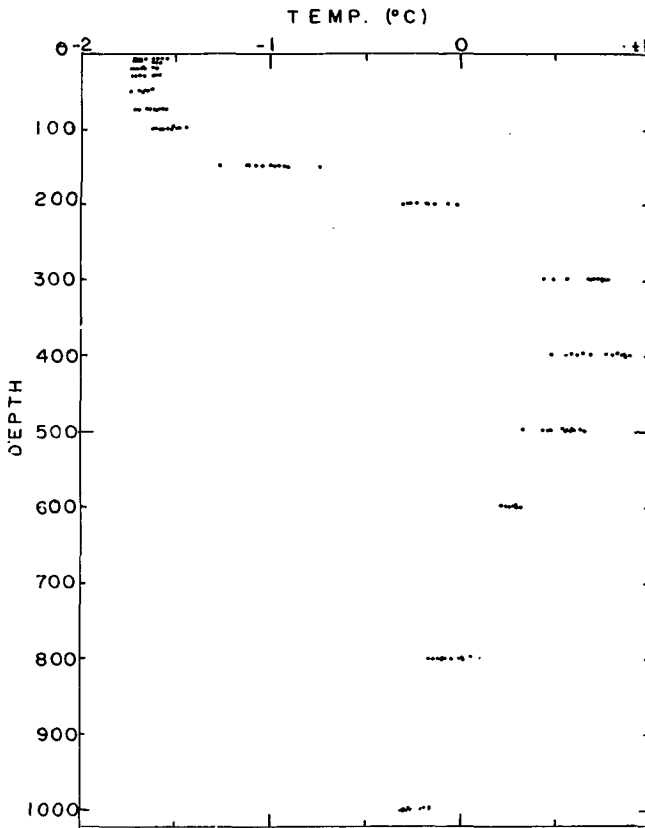
北極海の海洋学的な特質は、グリニッチ子午線とスピッツベルゲン島西岸との間から北極海に流入する高温(正の温度を有する), 高塩分($S=34.8\%$)の大西洋水塊と北極海を取りまく

大陸、とりわけシベリヤ沿岸の河川より流入する陸水及び北極海の大部分を覆っている氷野の夏期に於ける融解によって供給される淡水などの混合によってさだまっている²⁾。

滞在期間中に得た水温及び塩素量の垂直分布を第3図 a, b に示した。又各季節の水温、塩素量、密度の垂直分布の例を第4, 5, 6 図に示した。

第3図 a 及び b から判る様に水温の最低値は 50 m 附近迄に見られ、結氷温度又はほぼそれに近い値を示している。60 m 附近から一様な温度勾配で急速に上昇して 200~250 m 附近で 0°C を越え、300~400 m の間で最大値となる。それ以深では逆に次第に下降し 700 m 附近で再び 0°C を横切るが温度勾配は上層程大きくはない。そして 1,000 m 附近で約 -0.3°C の値を示す。

一方塩素量は水温の場合と同様に 50 m 附近迄は 17.5‰ 前後のほぼ一様な分布を示しているが、それ以深 100 m 附近迄は急激に増加し、150 m 附近で 19.0‰ を越え、以後 300 m 附近迄徐々に増加する。それ以深では一様な値を保ち 1,000 m 附近で 19.3‰ 程度の値を示し、温度分布に見られる様な躍層は見られない。

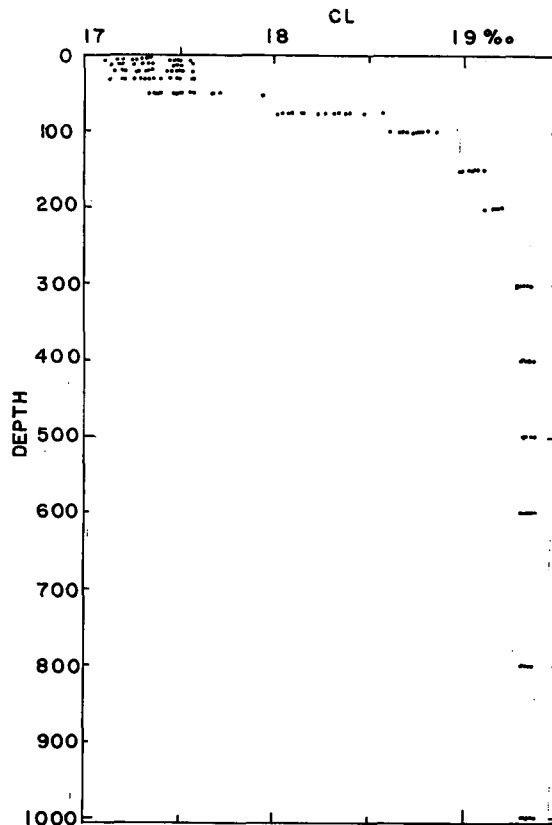


第3a図 1964年6月~11月の観測された水温の垂直分布

得られた水温と塩分の $T-S$ 相関図を第7図に示した。 $T-S$ 相関図から判る様に、この海域の水塊は表面から 150 m 附近迄の安定な成層を示している表層水、300~500 m の部分を占めている高温高塩分の中間層、1,000 m 以深の底層水の3つに分けられる。

表層水は北極表層水と呼ばれる水塊で Nansen によって “genuine polar water” と名付けられた。その特徴は -1°C 以下の低温と塩分 30~34‰ の低塩分を有する事である。この層は $T-S$ 相関図から判る様に 50~60 m までの季節変化を受けて塩分の変動の著しい表面部分とその下の非常に安定した成層を示している部分との成層構造をもっている。この成層構造は表層が夏に海氷の融解によって低塩分化される事に起因すると考えられる。又冬に海氷が生成されるために生ずる対流混合によって表面部分の 50~60 m は成層が乱されるが、それ以深にはこの乱れは及ばずその下の部分は良好な安定度を保っている。表面部分の塩分の季節変動については次節で詳しく述べる。

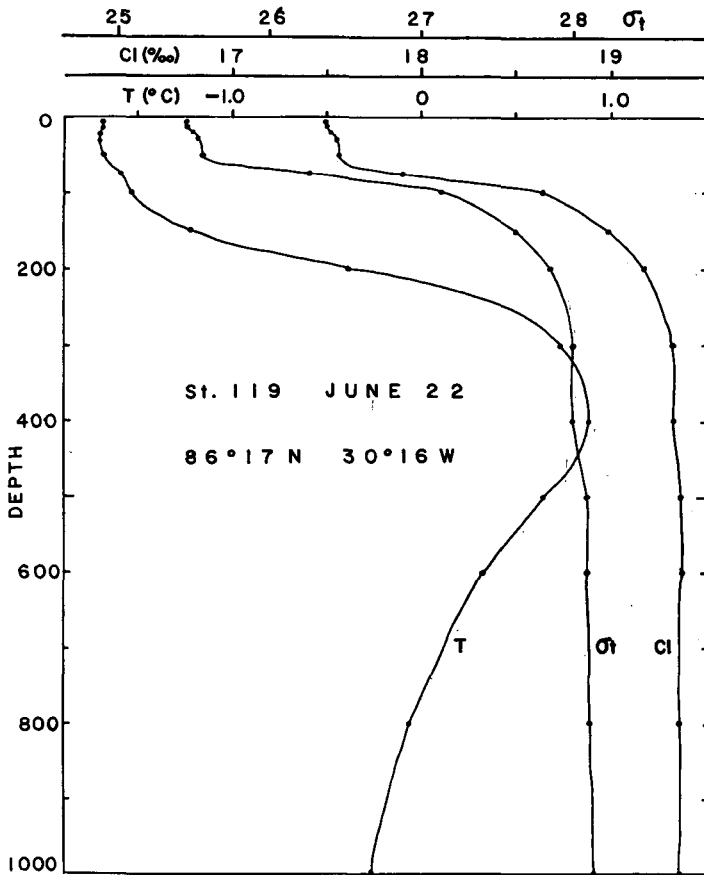
表層水と大西洋水の境界には第 3-a 図及び第 3-b 図に見られる様な水温、塩分の顕著な躍層があり、これが表層水の深さを知る有力な手助けとなる。表層水の下限の深さはユーラシヤ



第3図b 1964年6月~11月の観測された塩分の垂直分布

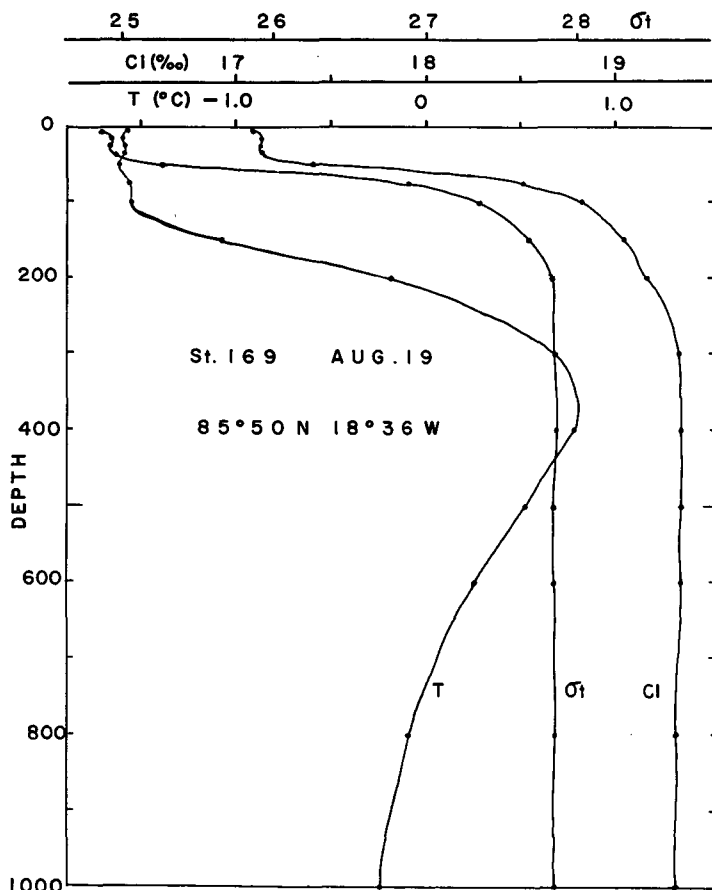
大陸側では 75 m 前後で浅く、中央部では 200 m 前後と深くなる。それが北極海から流出するグリーンランド附近では 120 m 前後と推定されている⁹⁾。筆者の観測した海域では多少の変動はあるが大体 150 m 前後の深さをもっている。表層水の下限にこの様な明瞭な躍層が存在する事は北極表層水と大西洋水塊との間の混合が容易に起らない事を示していると考えられる。

北極表層水の生因については高温、高塩分の大西洋水とシベリヤ沿岸からの流入陸水との混合によって生ずると説明されている⁹⁾。この考えは基本的には正しいと思われるが表層水と大西洋水との混合が容易に起らない事から考えると次の様な考察が出来る。すなわち大西洋から流入した大西洋水は北極海のシベリヤ沿岸を循環しながらここにある流入陸水との混合によって徐々に表層水を作り出すのではなく、どこかで何らかの原因によって急速な混合が起ってこの表層水を作り出す。一度出来上った表層水はすでに述べた様に非常に安定なのでそれ以後は大西洋水との大規模な混合を起す事なく安定した状態を保っていると考えられる。



第4図 St. 119 の水温、塩分、密度の垂直分布

300~500 m の深さの部分占める中間層は大西洋水と呼ばれ、その特徴は既に幾度も述べた様に高温、高塩分を有する事である。この水はグリニッチ子午線とスピッツベルゲン島西岸との間から北極海に入り、反時計廻りにシベリヤ沿岸を一巡して再び今度はグリーンランド東岸とグリニッチ子午線の間から大西洋に流出すると云われている。この海域での大西洋水の最高水温は $+0.8^{\circ}\text{C}$ 程度で、それを示す水深は大体 350 m 附近である。この高い水温のために大西洋水塊が北極海の熱収支の上で重要な役割を果しているであろう事が容易に考えられる。既に述べた様に密度の垂直分布から見ると、この水塊が上の表層水とは混合が起り難いが、下の底層水とは混合が起り易いと考え事が出来る。この事から北極表層水の下限の深さが安定しているのに反し、大西洋水塊の下限の深さが変動するのは、海底地形の変化の影響を受ける底



第5図 St. 169 の水温、塩分、密度の垂直分布

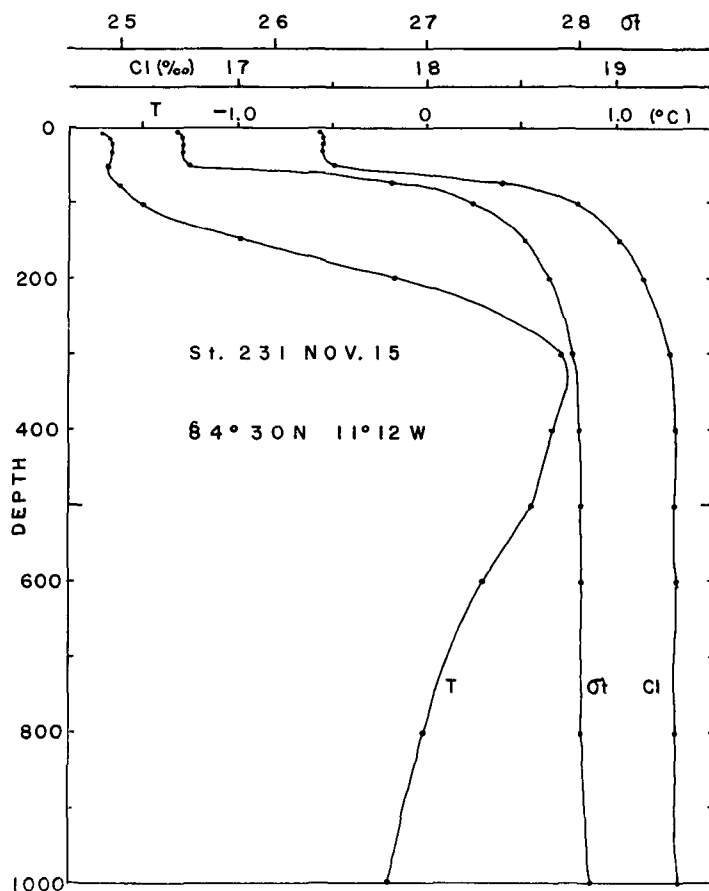
層水との間に混合が起きるためとすれば容易に理解出来る。

1,000 m 以深を占めている北極底層水については今回は触れない。この水塊は海底地形との関連や大循環の問題に関連して数多くの興味ある問題を含んでいるので今後の課題となると考えられる。

IV. 表層水の季節変動

滞在期間中に得られた資料の中で、特に北極表層水の表面部分の塩分の季節変動に着目する。表層水は第4, 5, 6 図及び第7 図から判る様に、その表面部分の50~60 m 迄の水温及び塩分が各季節によって著しく変化している。特に塩分の季節変化は著しい。

表層水では夏期にはその表面を覆う海氷が太陽輻射や大気からの熱吸収によって融解する



第6図 St. 231 の水温、塩分、密度の垂直分布

結果、その融解淡水によって塩分の希釈が起り、同時に水温も上昇する。又逆に冬期には大気への熱放出によって水温が低下して海水が生成される。この過程で脱水による塩分の濃縮が起り、同時に水温はその塩分の結氷温度迄低下する。

得られた表面部分の測定結果から以上の過程の量的な検討を行なった。今季節変化を冬から夏及び夏から冬の2つの過程に分けて考える。

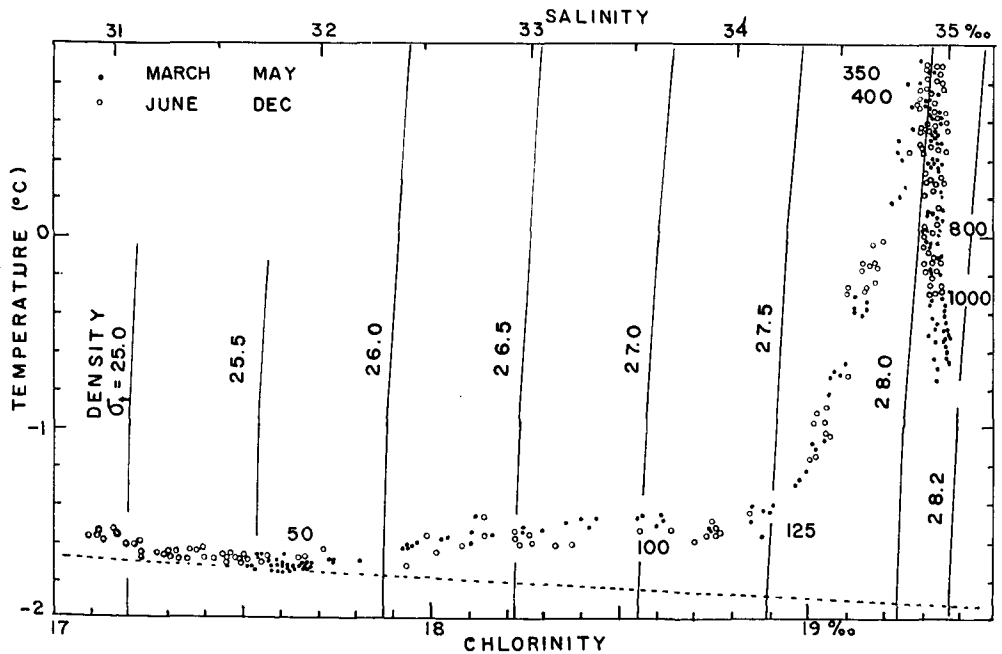
1. 冬から夏にかけての塩分減少過程

表層部分の塩分の変化の様子を第8図に示す。(St. 100以前の資料は桶による³⁾)。観測資料から4月13日の St. 55迄は表層部分の塩分の増加が認められるが、それ以後は第8図の様に次第に減少し8月19日の St. 169で塩分の最小値が見られた。

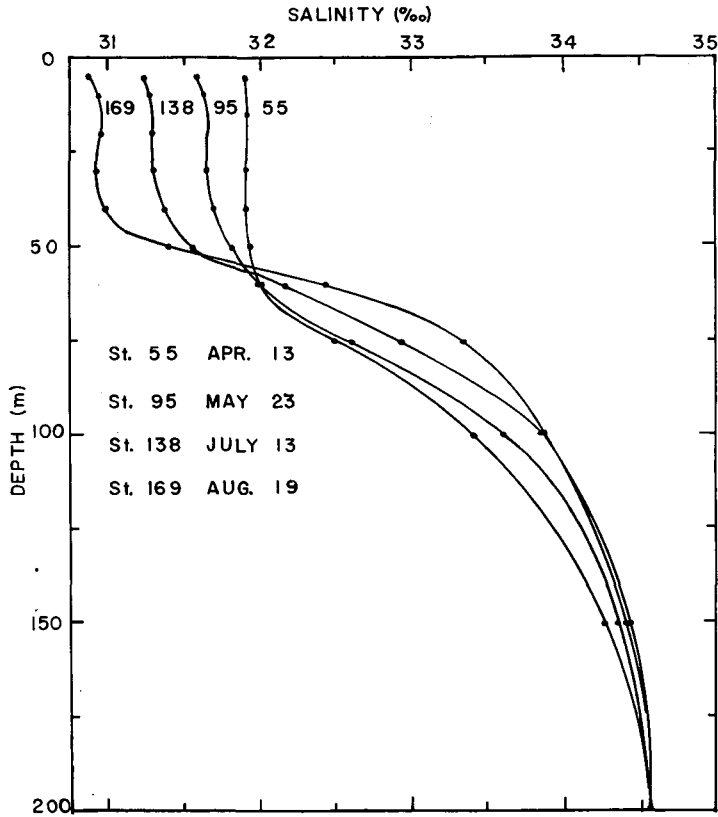
一方この期間の水温はあまり著しい変化は示さず、ほぼ結氷温度かややそれを上廻る値を示していた。融解の最盛期の8月19日の St. 169での5m深の水温ですら結氷温度を約0.1°C程度しか上廻っていなかった。これは筆者が滞在した夏は異常な冷夏で、氷野の融解が少なく島の周辺に開水面が見られなかった。その為海面での太陽輻射の吸収や、大気からの熱吸収が少なかった事に起因していると考えられる。

冬の終りの塩分の最大値を示していると思われる4月13日の St. 55の塩分を基準とし、それ以後の各測点の表層部分の塩分迄希釈するのに要する淡水量を求める。

ある時期の塩分分布の様な表面層の厚さを D_m 、平均塩分を S_1 とする。次の観測時ま



第7図 1964年11月迄の観測された水温と塩分の相関図



第8図 1964年4月～8月にかけての表層水の塩分垂直分布の変動

での間に海面 1 cm^2 あたり $V \text{ cm}^3$ の淡水が供給されたために、その平均塩分が S_2 に減少していたとすればそれ等の中に次の式がなりたつ。

$$(100 D_m + V) S_2 = 100 D_m S_1 \quad (1)$$

又は、

$$V = \frac{100 D_m (S_1 - S_2)}{S_2} \quad (2)$$

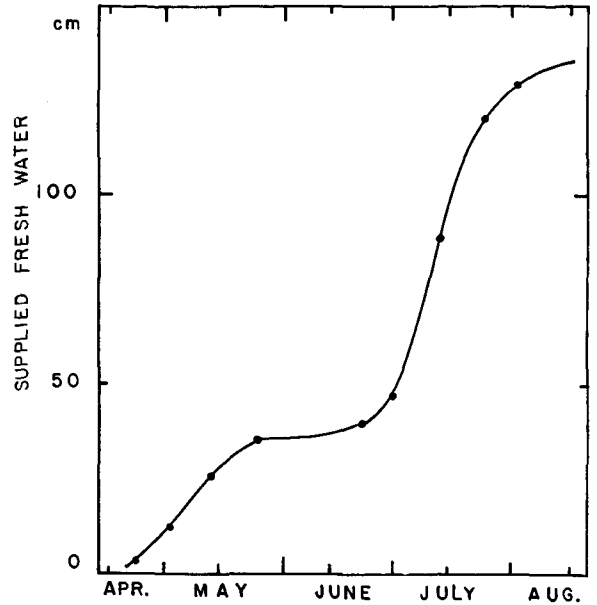
この式を用いて St. 55 からの積算淡水供給量を計算した結果を第1表に示した。計算に際して希釈される層の厚さ D_m の値としては、季節変化の及ぶ限界の深さと思われる 55 m。 S_1 , S_2 はその深さ迄の塩分の平均値を用いた。計算の結果異常に高い供給量を示した、6月1日の St. 101 及び6月13日の st. 109 を除いて他の測点の積算供給量を示したのが第9図である。

第1表及び第9図から判る様に、供給された淡水量は夏の最盛期には 138 cm にも達している。第9図から判る様に淡水の供給には2つの時期がある。すなわち4月中旬から5月下旬にかけての淡水の供給及び7月初旬から8月中旬にかけての急激な多量の淡水供給の2つである。

極地方に於ける海水の融解は、1) 氷の太陽輻射の吸収。2) 大気からの熱の吸収。3) 氷に

第1表 冬の終りから観測時迄に各測点に供給された積算淡水量

St. No.	Date	S (%)	V (cm)
55	April 13	31.92	0
65	23	31.90	3.5
75	May 3	31.86	10.4
85	13	31.77	26.3
95	23	31.72	34.7
101	June 1	31.38	94.6
109	13	31.23	123.2
119	22	31.69	40.0
129	July 2	31.66	45.1
138	13	31.42	89.2
147	24	31.23	121.5
157	August 3	31.20	128.7
169	19	31.13	139.6



第9図 冬の終りから観測時迄に各測点に供給された淡水量の積算図

接する海水からの熱の吸収。の結果生ずる。この海域では春(太陽は毎日昇りそして沈む。)は3月10日前後に始まり、夏(太陽は1日中沈まない。)は3月下旬から始まるが太陽高度は低く、又5月下旬迄日中最高気温は負であるので、3月後半から4月下旬迄の輻射及び気温による海水及び雪の融解量は無視出来る程少ない。実際に氷島上の積雪の輻射融解が盛んになるのは6月初旬以後であった。また海水の下の水温もほぼ結氷温度か、又はそれに近かった。従って4月中旬から5月初旬にかけての淡水の供給は、島附近での海水の融解に起因するとは考えられない。それ故5月中旬以前の淡水供給は他の原因によるものと思われる。島の漂流した海域は北極海中央部からグリーンランド島東岸沿いに大西洋に向って流れている東グリーンランド海流の流域にあっているが、この淡水が北極海中央部から運び出されたとは考えられない。又 Zubov⁶⁾によればシベリヤ沿岸からの流入陸水の流量が雪融けで増大するするのは5月である事からもこの淡水が中央部から移流されたとは考えられない。とすればこの海域よりも融解の早く始まると考えられる南の海域、すなわちグリーンランド島周辺やビューホルト海からの淡水の移流によるものかも知れない。

Lowe, F.⁷⁾によれば結氷温度をやや上廻った温度の海水中に於いては氷は予想以上に大きな融解量を示すとの事である。これを考慮すると、この時期に海水の下面での融解が起っている可能性もあるが、これについての定量的な観測を行っていないので可能性があるとは云う事が出来ない。

6月下旬から8月中旬の多量の淡水供給は氷野の表面積雪及び氷が太陽輻射の吸収及び大気との熱交換によって融解した淡水によるものであることは疑いない。筆者の観測した氷島上

での積雪の密度変化と深さの減少量の計算から表面での融解で生成された淡水量は6月20日から6月30日迄の10日間に約30 mm, 7月20日迄に約120 mm, 8月10日迄に約400 mmであった。この観測値から見ても第1表及び第9図に見られる, 6月下旬からの淡水の増加はこれ等の積雪の融解によるものであると云える。

以上の結果から夏の最盛期にかけて表層に供給される淡水には成因の異なる2つの淡水がある事が分った。夏期に供給される淡水は全淡水供給量の約2/3を占め, しかもこれは氷野の融解によって生成されるものである。5月初旬迄に見られる淡水については他の海域から移流したものと考えられるがその成因については確定的な事は云えない。

この様にして供給された淡水は表層部分の低塩分化を促進し表層中に更に安定した成層を作り出す事に役立つ。

2. 夏から冬にかけての塩分の増加

8月19日のSt. 169以後, 表面層の塩分が徐々に増加した。当時既に日中最高気温も負であったので, この塩分の増加は海水の生成によって起った事は疑いない。そこでZubov-Defant^{8),9)}の方法を用いて塩分増加をひき起すために生成されるべき海水の量を計算した。この計算に際しては考えている海域に流れはなく, 海面での降水量と蒸発量は等しく, 塩分の増加はそこで海水が生成される事によってのみ起ると考える。

今塩分 S_1 , 温度 t_1 で厚さ D_1 mの様な層から厚さ I cm, 塩分 S_2 ‰, 密度 σ_2 の海水が生成されたとする。所で厚さ I cmの氷が D_1 mの層の次の式で求められる h cmの高さの水柱から析出したとすると,

$$h = I \times \frac{\sigma_2}{\sigma_w} \quad (4)$$

ここで σ_w は海水の密度である。氷が生成されると残りの水柱の塩分は ΔS だけ増加するから考えている層の塩分増加 ΔS は次の式で求められる。

$$\Delta S = \frac{(S_1 - S_2) h}{D_1 - h} \quad (5)$$

今分母の h は D_1 に比較して著しく小さいので無視すれば(5)式は次の様になる。

$$\Delta S = \frac{(S_1 - S_2) h}{D} = \frac{(S_1 - S_2) I \times \frac{\sigma_2}{\sigma_w}}{D} \quad (6)$$

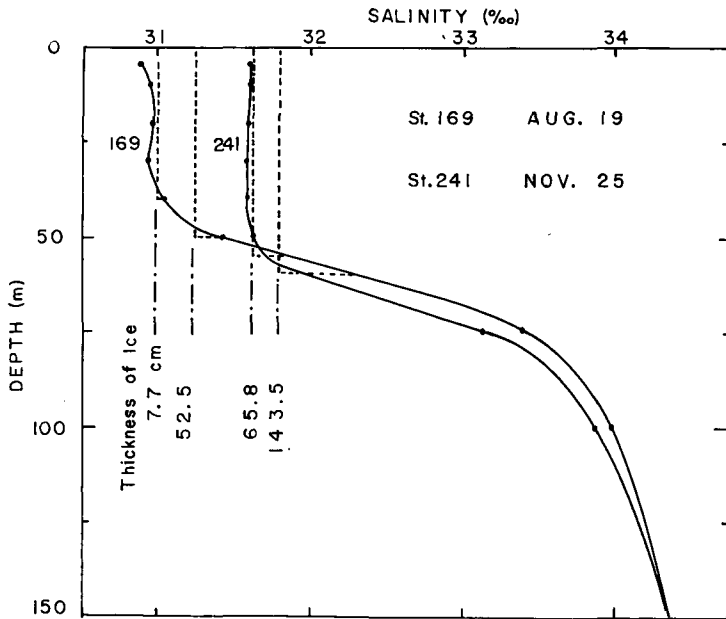
塩分が ΔS 増加すれば, それに伴って密度が増大し, その結果その下層の等密度の層迄の対流混合が引き起され, その層迄様な温度, 塩分の混合層が出来る。この様にして次ぎ次ぎと下の層まで対流が伝わって行く。その結果冬期には大気に奪われた熱量に見合う量の氷が生成されそれに伴って塩分の増加が起り, それに見合う深さ迄混合が及んで温度, 塩分の一様な層が形成される。したがって夏の最小塩分を示した測点の塩分の垂直分布を基準にして, その後のある時期のある深さの混合層を持つ測点の塩分の垂直分布を知れば, その期間中に混合がその深さに達するに至る迄の海水の生成量を知る事が出来る。

第 II 表及び第 10 図に夏から冬にかけての塩分増加に伴う対流混合の及ぶ深さと、それを引き起すに必要な海水の生成量を、塩分が最小値を示した夏の最盛期の St. 169 を基準にして

第 II 表 夏の終りの St. 169 からの対流混合とそれともなう氷の生成量の予想値

D (m)	T (°C)	S (‰)	σ_t	$T_{\bar{m}}$ (°C)	$S_{\bar{m}}$ (‰)	$\bar{\sigma}_t$	ΔS (‰)	I (cm)	\bar{T} (°C)
5	-1.57	30.877	24.85	-1.57	30.877	24.85			
10	1.59	30.950	24.91	1.58	30.913	24.88	0.037	1.6	-1.63
20	1.60	30.969	24.93	1.59	30.958	24.92	0.45	3.8	1.64
30	1.58	30.927	24.89	1.59	30.948	24.91	-0.10	-1.2	1.65
40	1.60	31.060	25.00	1.59	30.993	24.95	0.45	7.7	1.66
50	1.63	31.419	25.29	1.61	31.239	25.15	0.246	52.5	1.67
60	1.60	32.180	25.87	1.61	31.799	25.58	0.560	143.5	1.69
70	1.58	33.000	26.54	1.59	32.590	26.20	*0.280	65.8	1.68
80	1.56	33.550	26.97	1.57	33.225	26.76	—	—	—
90	1.56	33.800	27.18	1.56	33.675	27.07	—	—	—
100	1.56	33.964	27.35	1.56	33.882	27.26	—	—	—

* は 55 m 迄対流混合が起った場合の値を示す。



第 10 図 観測された塩分の垂直分布及び対流混合による塩分の垂直分布の変化とそれともなう海水の氷厚

行なった計算結果を示した。計算の際に、海水と海氷の密度の比を 0.9 とした。海氷の塩分は著者が氷島附近で厚さ約 3 m の海氷について測定した結果、表面附近で 6% 底面で 4~5%, 中間の大部分は 3~4% であったが、成長している海氷の場合は厚い海氷の中央部よりは一般に塩分が多いことは周知の事であるので、計算には生成される海氷の平均塩分として 5% を用いた。海水の塩分は St. 169 の平均値の 31% を用いた。それ等の数値を (6) 式に入れると、

$$\Delta S = \frac{I}{D_1} \times 23.4. \quad \text{又は} \quad I = \frac{\Delta S \cdot D_1}{23.4} \quad (7)$$

となる。第 II 表に示されている氷厚 I は、この式で求めた値である。

第 II 表及び第 10 図から判る様に、夏の St. 169 の塩分分布が 11 月末の St. 241 の様な塩分分布を示すためには、海氷が約 66 cm 生成されて、対流混合が 55 m の深さに迄達する。更に冬が進んで冬の終り、春の始めの St. 55 に見られる様に (第 8 図参照) 更に対流混合が深く迄及んで仮りに 60 m 迄及んだとすれば約 144 cm の氷が生成されなければならない。

しかしながらこの海域は幾度も述べた様に北極海の水が大西洋に運び出される東グリーンランド海流の流域にあるので計算の際に用いた流れはないと云う仮定は厳密には成立しない。もし流れがあるとすれば、この場合には氷島附近の海域よりも気温の低いと考えられる北極海中央部で海氷生成のために濃縮された海水が運ばれて来る可能性がある。すなわちこの海域では第 II 表に示した迄の氷厚の増加がなくとも良い事になる。

一方北極海に於ける多冬極氷の氷厚には、ある限界 (場所によって異なるが 3~3.5 m.) があり^{10), 11)}, しかもその厚さは永年的にほぼ一定に保たれる事が知られている。この事実から長年月にわたって見ると夏期に融解で生成された淡水が冬期に再び凍ると云う事が繰り返されていると思われる。とすればこの海域での夏期に生成供給された考とえられる、約 1 m の厚さの淡水が冬期に再び凍結しなければならない事になる。

夏期に淡水が供給されると、表層部分での低塩分化のために安定した成層構造が形成されその為の下層との混合がさまたげられると云う事及びこの成層構造も冬期に塩分が増大して対流混合が引き起されると成層構造が乱れ相対的に安定度が減少し、下層との混合が起りやすくなると云う事は容易に考えられる。第 10 図の 50 m 以深 150 m 迄の層の塩分勾配に注目すると、11 月末の St. 241 ではその部分の塩分勾配が、St. 169 のそれよりも減少している事が判る。同様の事が前年の秋から冬にかけて起っていた事が、第 8 図の St. 55 からも明らかである。この事は夏と冬では表面水とその下の大西洋水との間の混合の難易度が異なる事を示している。すなわち、夏は表層水中の垂直安定度が大きいため、大西洋水と表層水との混合は起きにくい、冬には表層水中の安定度が対流混合によって減少するので混合しやすくなると考えられる。

この事から夏に供給された淡水の大部分すなわちその 1 m 程度は水に再凍結するが、残りの部分は下層の高塩分の大西洋水との混合によって高塩分化する。この様に考えると冬期に見られる塩分の増加過程には、2つの過程があり、夏の終り迄に供給された淡水の中、この海域で生成された分は再凍結によって、残りの部分は大西洋水との混合によって冬の間消滅する

と考えられる。この様な過程を考えると、表層水の季節変動の及ぶ深さから考えられる海水生成量と冬の終りに見られる、それよりも大きな塩分増加量との間の食い違いも十分に説明される。

VI. 結 語

北極海に於ける1964年6月から11月迄の海洋観測の資料を用いて、観測海域、特にその表層部分を占める北極表層水についての考察を述べた。

この海域は北極海の水塊が大西洋に流出する重要な部分に当たっているが、不幸な事には観測資料の最も少ない未知の海域である。

将来、多くの観測がなされたならば、この海域の海流の特性、表層水の塩分変動の過程について更に詳細な量的検討を進めて行きたいと考えている。

この共同研究は1963年12月より1965年5月にわたって行なわれたものである。得られた全資料は目下整理の段階にあり、それに関する解析、考察はいずれまとめて報告される。

なお著者が氷島に滞在中、これ等の資料を得るために現地で全面的な協力を与えて下さった北海道大学の関係者諸氏、Dr. Max C. Brewer 所長及び基地司令の Carl Johnston 氏を始めとする Arctic Research Laboratory の職員、及び Ronald C. Priebe, Ronald Ronlet を始めとする Project Husky の参加者に心から感謝の意を表す。

資料の解析にあたって北海道大学低温科学研究所の海水研究グループの諸氏から有益な御指導と御助言を得た。又資料整理の際の電子計算機のプログラミングには海上保安庁水路部の大橋氏の御協力を得た併せて感謝の意を表す。

文 献

- 1) Smith, D. D. 1964 Ice lithologies and structure of ice island ARLIS-II. *J. Glaciology* **5**, 17-38.
- 2) Sverdrup, H. U. 1950 Physical oceanography of North Polar Sea. *Arctic*, **3**, 178-186.
- 3) Nansen, F. 1902 The oceanography of North Polar Basin Norwegian North Polar Expedition 1893-1896. *Sci. Res.*, **3**, No. 9, 427 pp.
- 4) Coachman, L. K. & Barnes, C. A. 1962 Surface water in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean. *Arctic*, **15**, 251-277.
- 5) Kusunoki, K. Personal Communication
- 6) Зубов, Н. Н. 1954 Льды Арктики. Издательство Главсевморпути. Москва, 351 pp.
- 7) Loewe, F. On melting of fresh water ice in sea water *J. Glaciology*, **3**, 1051-1052.
- 8) Defant, A. 1946 Konvektion und Eisbereitschaft in Polaren Sceif Meeren. *Geografiska Annaler*, **31**, 25-35.
- 9) Зубов, Н. Н. 1938 Морские Воды и Льды. Гидрометеониздат Москва. 451 pp.; Зубов, Н. Н. 1954 Льды Арктики. Издательство Главсевморпути. Москва. 351 pp. による.
- 10) Untersteiner, N. & Sommerkeld, R. 1964 Supercooled water and bottom topography of floating ice. *J. Geophys. Res.*, **69**, 1057-1062.
- 11) Schwarzacher, W. 1959 Pack-ice studies in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **64**, 2357-2367.

Summary

Oceanographic observations in the Arctic Ocean recently have become very active with the aid of aircraft which land on the Arctic pack-ice, or the use of ice islands, which drift around the Arctic Ocean, as observational platforms.

Members of Hokkaido University conducted oceanographic observations on the drifting ice island ARLIS-II from December 1963 to May 1965 under the contract between Arctic Institute of North America and Hokkaido University. The writer stayed on ARLIS-II as a member of this project from May to December 1964 carrying out oceanographic observations. On the basis of the results of these observations, the oceanographic features of the waters of Greenland Arctic Ocean will be discussed in this paper.

ARLIS-II drifted from $86^{\circ}25'N$, $35^{\circ}31'W$ to $83^{\circ}50'N$, $14^{\circ}32'W$. A total of 150 oceanographic stations were occupied during this period (Fig. 2). In order to exhibit the general information concerning the vertical distribution of temperature and chlorinity, plots of data taken from all stations while on ARLIS-II from June to November 1964 are shown in Fig. 3-a, -b. The vertical distribution of temperature, chlorinity and density of each season, the end of winter, summer and the beginning of the following winter, are shown as examples in Fig. 4, 5, 6. In order to identify the water masses, the T-S diagram is shown in Fig. 7. In this diagram the closed circles represent the data from March to May, and the open from June to November 1964. From Fig. 7, three main water masses are recognized.

The water mass at less than 150 meters has a chlorinity of less than 19‰ and relatively low temperature. This water mass is the Arctic Surface Water. This water mass can be divided into two layers, that is, the surface layer (less than 50–60 meters), which shows the seasonal variation of chlorinity due to the melting and forming of sea ice, and the subsurface layer, which shows a very stable stratification. The process of seasonal variation will be discussed in detail later.

The Atlantic Water which is characterized by positive temperature and chlorinity of more than 19‰, occupies the depth area of 350 to 500 meters. Between Arctic Surface Water and Atlantic Water, a large increase of density is observed. These data show that mixing between these two layers cannot easily occur.

The water mass at more than 1000 meters is the Arctic Bottom Water. The boundary between Atlantic Water and Arctic Bottom Water is not so clear compared with that of Arctic Surface Water and Atlantic Water. In this situation, the mixing between Atlantic Water and Arctic Bottom Water will occur relatively easier than that of Arctic Surface Water and Atlantic Water.

Two processes of seasonal variation of chlorinity of surface layer are recognized, that is, dilution which occurred from the end winter to summer, and concentration, from the end of summer to winter. These processes consist of the melting and the forming of sea ice. In Fig. 8, the features of dilution from the middle of April (St. 55) to the middle of August (St. 169) are shown. In Table 1 and Fig. 9, calculated amounts of supplied fresh water from St. 55 to each station are shown. Two remarkable periods of fresh

water supply are recognized in Fig. 9, one, from the middle of April to the beginning of May, the other, from the middle of June to the beginning of August. In this region, the melting of ice by solar radiation takes place at the end of June. Therefore, the fresh water which is supplied in the first period is not originated by melting of ice in this region, but transported from other localities. The origin of the fresh water in the second period is mainly due to the melting of ice in this region. This is confirmed by investigations of the variation of the density and thickness of snow cover on the ice island. Thus, in dilution process, there two different kinds of fresh water in this region, one, the fresh water which is considered to be transported from other localities, and two, the fresh water, supplied by the melting of ice in this region.

On the contrary, the process of concentration takes place due to ice formation from the end of summer. The vertical convection due to ice formation is deduced from distribution of chlorinity. It is possible to estimate the amount of sea ice which is formed in this period, from the deviation of the depth of the vertical convection layer from the initial stage. In Table II and Fig. 10, the thickness of sea ice which is calculated from the depth of the vertical convection layer are shown. Therefore, the maximum depth of the seasonal variation may be reached, if the depth of convection layer reaches 60 meters, the thickness of sea ice should be 1.4 meters. From the statistical view point, the thickness of pack ice in the Arctic region remains of constant value every year, so the amount of sea ice which is formed in winter might be equal to that of melting sea ice in summer. Considering the dilution process in this region, the thickness of the melting ice should be less than 1 meter. Therefore, the thickness of sea ice which is formed in this region is presumed to be about 1 meter.

The amount of increase of chlorinity in this concentration process exceeds the value expected from ice formation. The rest of that increase will be originated to the mixing with subsurface layer and Atlantic Water. Comparing the vertical distribution of chlorinity at the beginning of winter with that of the end of winter, the remarkable change of chlorinity between subsurface layer and the upper layer of Atlantic Water are recognized (for example St. 55 and St. 241). It is considered that, in summer, the very stable stratification in the surface layer prevents mixing between these layers, but in winter vertical convection due to ice formation disturbs this stratification, therefore, mixing between these layer will easily occur compared with that of summer. Thus, the concentration which is observed in the winter season will largely originate from ice formation and partial maxing between Surface layer and Atlantic Water.