



Title	海氷の研究（第17報）：北方海の沿岸における一年氷の厚さの最大値について
Author(s)	福富, 孝治
Citation	低温科学, 9, 125-136
Issue Date	1952-12-30
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/17528
Type	bulletin (article)
File Information	9_p125-136.pdf



[Instructions for use](#)

海氷の研究(第17報)

北方海の沿岸における一年氷の厚さの最大値について*

福 富 孝 治

(低温科学研究所 海洋学部門)

(昭和27年8月受理)

I. 序 言

筆者は海氷の研究(第3報)¹⁾において(1)海水の鹽分が24.7%以上で均質であり、(2)海流等により外から異つた水温の水が流入したり、生じた海流が他へ移動したりすることが無く、(3)氷の表面には積雪がなく、結氷の成長の途中では日射による融解の影響も無視できる、といふ様な3条件を満足する理想的沿海を考えここに生ずる沿岸海氷の生成条件や結氷の初期、結氷の厚さの時間的增加、最大氷厚等につき論じ、近似的な理論式を求め實際のオホツク海の沿岸海氷が定性的にはかなりよくこの理論で説明されることを述べた。

本報告はこれらの理論式がオホツク海ばかりでなく一般に定量的にもどの程度成立つか否かを確かめる第一段階として北極海、ベーリング海、オホツク海、韃靼海灣、日本海等その鹽分が24.7%以上の北方海における各沿岸の最大氷厚(一年氷)の値について吟味を行い、又氷厚係数をも求めて、それらに関し多少議論を行つた。

II. 北方海の沿岸海氷の厚さの最大値と気温との關係

前章に述べた様な条件を満足する場合には沿岸海氷の厚さの最大値 I_m は前報¹⁾により

$$I_m = \mu \left\{ \frac{2A}{p} \left\{ \sqrt{1 - \left(\frac{T_0}{A}\right)^2} - \frac{T_0}{A} \left\{ \frac{\pi}{2} - \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) \right\} \right\} \right\}^{\frac{1}{2}} \quad \dots \dots (1)$$

で近似的に與えられる。但し、結氷は一年氷(Winter-ice)で、 T_0 はその場所における気温の年平均値(気温は海水の結氷温度を基準として測るものとする)、 A は気温の年週変化の半振幅、 $p = \frac{2\pi}{\tau}$ で τ は365日、 μ は所謂氷厚係数で、氷厚を I 、積算寒度を $\int_0^t (-T) dt$ (但し、 T は或

* 北海道大学低温科学研究所業績 第144号。
昭和27年4月8日 日本海洋学会年會に於て発表

る単位期間例えば1日の平均気温で、気温が丁度海水の結氷点即ち0にまで降下した日を時間の起点として其後 t 期間積算した値である)とすれば

$$I^2 = \mu^2 \int_0^t (-T) dt \quad \dots\dots (2)$$

で與へられる。

オホツク海、韃靼海灣、日本海、ベーリング海、北極海の沿岸における一年氷の最大氷厚(一冬に生じた氷の厚さの最大値)の實測値は次の資料によつた。即ち、オホツク海、韃靼海灣、日本海、ベーリング海については田口龍造氏²⁾が Vladivostok の Central Geophysical Observatory の報告から抜萃報告されたものがあり、北極海については舊東亞研究所により紹介された資料³⁾があるのでこれを用いた。根室に於ける氷厚は根室測候所の資料を用い、網走の氷厚は筆者等の観測値によつた。気温の資料は北極海については舊東亞研究所の報告⁴⁾、オホツク海其他については田口氏の報告並に中央气象台の報告⁵⁾等によつた。気温については氷厚測定場所で気温の測定がなされている場合はその値を、その土地で気温の測定値がない場合にはそれに近い場所の値を種々の気象報告から探して用いることにして、年平均気温 T_0 (気温 T_0 及び T は海水塩分を30%としてその結氷温度 -1.6°C を基準として測つた値) 並に年週変化の振幅 A を求めた (A は毎月の平均気温から求めた)。最大氷厚の値、年平均気温、年週変化の振幅も年により変化があるから、同じ年の値を用いることが望ましいのであるが、資料が少なくて困難であつたので、氷厚、気温共に資料のある限りの範囲でその平均値を用いることにした。斯くして得た T_0 、 A の値を用い(1)式の右邊の

$$X \equiv \left(\frac{2A}{p} \right)^{\frac{1}{2}} \left[\sqrt{1 - \left(\frac{T_0}{A} \right)^2} - \frac{T_0}{A} \left\{ \frac{\pi}{2} - \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) \right\} \right]^{\frac{1}{2}} \quad \dots (3)$$

なる値を計算した。これらの値を第1表に示した。

今横軸に気温から計算した X の値をとり、縦軸にその土地の最大氷厚の實測値 I_m をとつて図示すると第1図が得られる。図中白丸はオホツク海北岸並に西岸の値、黒丸は韃靼海灣並に日本海沿岸の値、二重丸は北極海の値、×印はベーリング海沿岸の値である。オホツク海の北岸 Okhotsk と Ola の最大氷厚の値は夫々 300cm 及び 250cm でオホツク海の値としてはあまりにも大き過ぎる様に思われる。海水の研究(第15報)⁶⁾にも述べた様に沿岸の結氷には流水の侵入により結氷が破砕されて一枚の結氷の下に同じ場所の結氷が突き込まれて重つている場合が屢々ある。従つて、この測定値はかような場合と考へてこれら2ヶ所の最大氷厚だけは半分と見做し、この値は白三角印で図に示した。

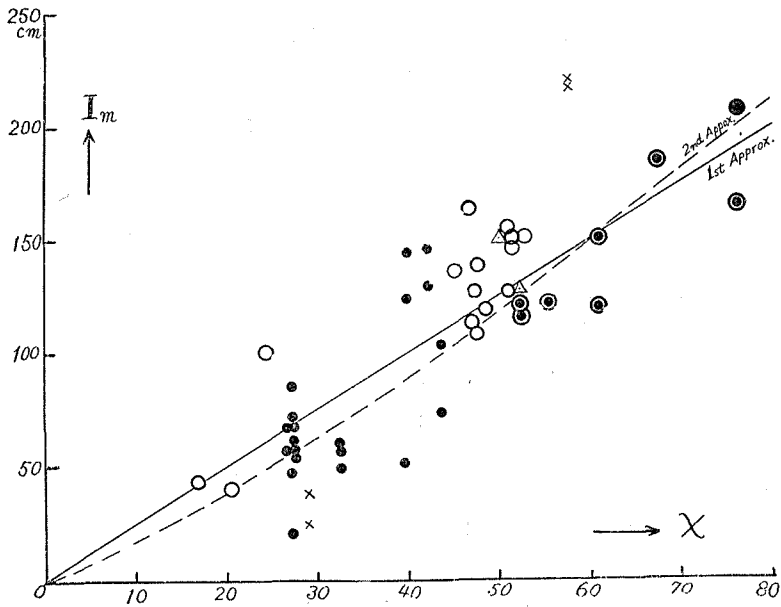
図を見ると点はかなり散在している。これは用いた最大氷厚と気温の資料との年や場所に多少の喰違ひがあることに主としてよるものと思われる。兎に角、第一近似としては I_m と X との間に図中に實線で示した様に比例関係があることが判る。即ち、近似的に(1)式が成立つてゐることが判るのである。この直線の傾斜から(1)式によつて氷厚係数 μ の値を求めると $\mu=2.5$

第1表 オホツク海,日本海,ベーリング海,北極海に於ける一年氷の厚さの最大値 I_m ,年平均気温 T_0 ,気温の年遷変化の半振幅 A , X の値,氷厚係数 μ の値.

	地 名	緯 度	経 度	平均 I_m	T_0	A	X	μ	気 温 観 測 地	備 考
		N	E	cm	C	C				
1	根室	43.3°	145.6°	43	7.2°	11.4°	16.9	2.54	—	}
2	網走	44.0	144.3	40	7.3	13.2	20.6	1.94	—	
3	Palana	59.1	159.9	163	-1.4	16.5	46.7	3.49	テイギリ	
4	Jamsk	59.6	154.4	127	-3.1	17.1	50.9	2.49	*	
5	Jamskaya Bay	〃	〃	155	-3.1	17.1	50.9	3.05	*	
6	Okhotsk	59.4	143.3	(150)	-3.2	17.0	51.0	2.94	—	
7	Kikehik	53.5	156.0	100	2.7	9.0	24.6	4.06	オゼルナヤ	
8	Taous Bay	59.5	150.8	150	-3.4	17.1	51.5	2.91	オ ラ	
9	〃	59.6	150.0	150	-3.5	17.2	51.9	2.90	〃	
10	〃	59.4	148.7	150	-3.4	17.1	51.5	2.91	〃	
11	Shantar Great Is.	54.9	137.5	135	-1.1	15.8	45.2	2.99	*	
12	Ola	59.6	151.3	(125)	-3.4	17.1	51.5	2.42	—	
13	Aian Bay	56.5	138.1	108	-2.1	15.5	46.9	2.30	—	
14	Langre	53.3	141.5	127	-1.5	16.6	47.1	2.70	—	
15	Pronge	52.8	141.3	138	-1.2	17.6	47.7	2.89	ラングルとニコライエフスクとの平均	
16	Dzhaore Point	52.6	141.3	113	-1.5	16.6	47.0	2.40	ラングル	
17	Nikolaevsk on Amur	53.1	140.8	119	-0.9	18.7	48.4	2.46	—	
18	Kloster Kamp, De Castries Bay	51.4	140.9	103	-1.1	14.7	43.6	2.36	—	
19	〃, Tartary Bay	〃	〃	73	〃	〃	〃	1.67	—	
20	Alexandrovs :	50.9	142.1	145	1.8	18.2	42.2	3.43	—	
21	Jonguire	50.9	142.1	128	〃	〃	〃	3.07	アレキサンドリア	
22	Milioutin, Tartary Strait	49.0	140.3	143	2.6	17.6	39.8	3.59	*	
23	〃, Sovietski Harbar	〃	〃	122	〃	〃	〃	3.07	*	
24	Nikolaevsky	49.0	140.4	50	2.6	17.5	39.7	1.26	*	
25	Olga	43.7	135.3	49	4.0	14.9	32.5	1.51	—	
26	Olga Bay	43.7	135.3	59	〃	〃	〃	1.82	—	
27	Veselyi Jar	43.9	135.5	57	〃	〃	〃	1.75	オルガ	
28	Vladivostock	43.1	131.9	72.5	7.0	16.5	27.3	2.66	—	
29	Basargin	43.1	132.0	46	〃	〃	〃	1.69	ウラジオストツク	

	地 名	緯 度	経 度	平均 I_m	T_0	A	X	μ	気 温 観 測 地	備 考
		N	E	cm	C	C				
30	Tokarevski	43.1°	131.8°	67	7.0°	16.5°	27.3	2.46	ウラヂオストツク	日本海
31	„, Amur Bay	„	„	„	„	„	„	„	„	
32	„, Amur Bay 北部	43.3	132.0	85	„	„	„	3.11	„	
33	Peschanyi	43.2	131.7	60	„	„	„	2.20	„	
34	Brussovski, Amur Bey	42.8	131.5	52	„	„	„	1.90	„	
35	Slavianski Bay	42.8	131.5	55	„	„	„	2.02	„	
36	Rimski Korsakov Is.	42.7	131.5	20	„	„	„	0.73	„	
37	Nazimof, Expedition Bay	40.6	130.8	57.5	„	„	„	2.11	„	ベーリン グ海
38	Anadyr, Anadyr Bay	64.8	177.6	220	-6.2	17.7	57.6	3.82	—	
39	„, Main Estuary	„	„	218	„	„	„	3.79	—	Nowaja Semlja 北部
40	Petropavlosk, Avatchu Bay	52.9	158.7	38	2.6	10.9	28.8	1.32	—	
41	„, Rakovaiya	„	„	24	„	„	„	0.83	—	北極海 (カラ海)
42	ジェラーニエ岬, 外海	76.9	68.6	150	-9.7	13.0	61.0	2.46	Nowaja Semlja 北部	
43	„, 灣	„	„	120	„	„	„	1.97	„	Matotschkin Schar
44	マートチキン・シヤール	73.3	56.4	121	-7.3	12.9	55.5	2.18	Matotschkin Schar	
45	カルスキエ・ウオロード	70.4	58.8	116	-6.0	12.9	52.6	2.21	Waigatsch	Waigatsch
46	ユゴルスキ・シヤール	69.8	60.8	121	„	„	„	2.30	„	
47	ディクソン島, 灣	73.5	80.4	184	-11.5	16.9	67.3	2.73	Dickson	北極海 (ラプテ グ海)
48	テイクシ-灣	71.6	128.9	207	-14.1	23.6	76.2	2.72	Ssagnstyr と Bulun の平均	
49	コテリヌイ島	76.2	138.7	165	-15.4	18.6	76.0	2.17	New Siberian Is.	

N.B. 気温観測地の欄中、—は氷厚観測地と一致せるもの、*は気温変化と緯度との関係式から T_0, A を推定せる場所。



第1圖 北方海の沿岸に於ける一年氷の最大氷厚の実測値 I_m とその場所の気温から計算した X の値との関係

但し

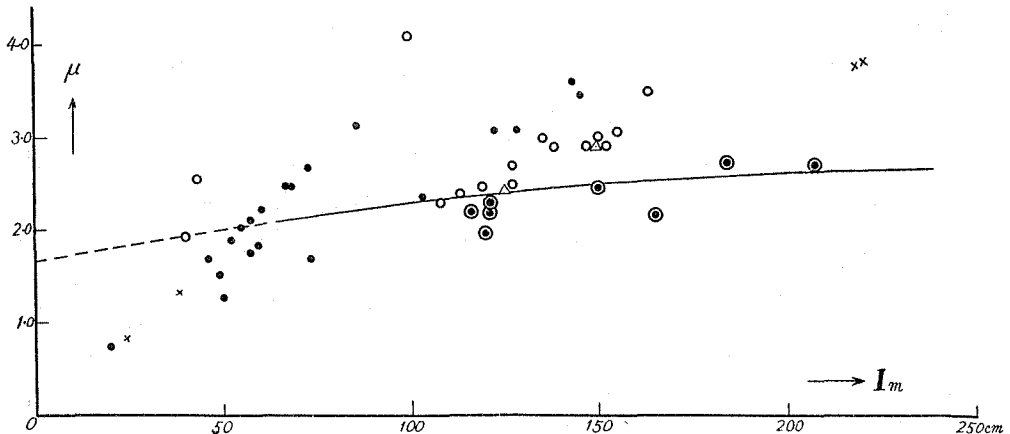
二重丸	… 北極海
掛印	… ベーリング海
白丸, 三角	… オホツク海
黒丸	… 日本海及び韃靼海灣

$\text{cm}/(\text{deg.day})^{\frac{1}{2}}$
が得られる。

海氷の研究(第3報)¹⁾ においては第6報の網走、紋別の結果から $\mu=2.10$ とつてオホツク海の沿岸海氷の最大氷厚を論じたが、この値はオホツク海北海道沿岸の値としては適當であるが、オホツク海全体としては多少小さ過ぎると

思われることを注意した。しかし、オホツク海、日本海、北極海等に共通な場合には以上の結果から判かる様に μ の値は 2.50 位にとるのが適當と思われる。

しかしながら、第1図を見ると $\mu=2.50$ とすると X が凡そ 35 より小さい値に對しては (1)



第2圖 氷厚係数 μ と最大氷厚 I_m との関係

式から計算された I_m の値は實測値より多少大き過ぎる様な傾向がある。それで實測の I_m と X

の値とから(1)式によつて逆に μ の値を計算してみると第1表の末欄に掲げた様になる。今縦軸にかくして計算された氷厚係数 μ の値をとり、横軸に I_m の實測軸をとつて図示すると第2図が得られ、 μ の値は I_m の値が増加すると段々増加し遂にはある究極値に達する様な傾向を示している。いま第2図に示した μ と I_m との関係を I_m の小なる部分は除外して

$$\mu = \frac{\mu_0}{\sqrt{1 + \delta e^{-\eta I_m}}} \quad \dots\dots (4)$$

なる實驗式で表わしてみると、 μ_0 , β , η なる常数の値として $\mu_0=2.80$, $\delta=1.86$, $\eta=1.343 \times 10^{-2}$ が得られる。この関係は第2図中實線であつて、全体としてはかなり實測と合致する。

即ち、北方海の沿岸結氷の最大氷厚 I_m は第一近似として

$$I_m = 2.50 \left(\frac{2A}{p} \right)^{\frac{1}{2}} \left[\sqrt{1 - \left(\frac{T_0}{A} \right)^2} - \frac{T_0}{A} \left\{ \frac{\pi}{2} - \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) \right\} \right]^{\frac{1}{2}} \quad \dots (5)$$

で表はされ、第二近似として

$$I_m \left(1 + 1.86 e^{-1.343 \times 10^{-2} I_m} \right)^{\frac{1}{2}} = 2.80 \left(\frac{2A}{p} \right)^{\frac{1}{2}} \times \left[\sqrt{1 - \left(\frac{T_0}{A} \right)^2} - \frac{T_0}{A} \left\{ \frac{\pi}{2} - \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) \right\} \right]^{\frac{1}{2}} \quad \dots\dots (6)$$

で表はし得ることが判かり、第3報の理論式が實際にも近似的には適用可能であることが判つたのである。

III. 氷厚係数 μ が氷厚に關係あることに對する説明

氷厚係数 μ は第2図に示した様に氷厚が大きくなると段々増加するが、その増加の割合は次第に減小してある究極値に達する様な傾向がある。かような傾向は海水の研究(第6報)⁷⁾において網走、紋別、根室における氷厚の時間に対する増加の研究の際にも見られた。第3図にはこの關係を示した。この様な傾向が如何なる原因によつて起るかを考察してみようと思う。

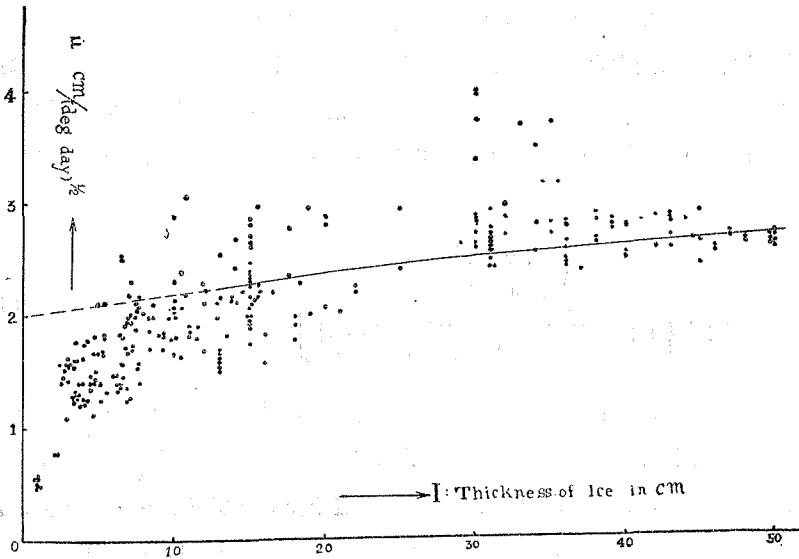
先づ第1に考えられるのは、氷厚係数 μ が定義された基本式(2)において、 T を気温としているが嚴密には結氷の表面温度 θ_0 であるべきである。何故ならば、今簡単なために結氷を淡水の結氷と考え、 I を氷厚とし、 z 軸は氷の表面を原点として鉛直下方に向けてとるものとする。又 $\mu_1^2 = \frac{2k_0}{L\rho}$, k_0 , ρ , L を夫々純水の熱伝導度、密度、融解潜熱とし、 θ を氷温、 $\frac{d\theta}{dz}$ は結氷面に垂直下方へ向う温度傾度とすれば、結氷の下面における氷の成長速度 $\frac{dI}{dt}$ は

$$\frac{dI}{dt} = \frac{k_0}{L\rho} \left(\frac{d\theta}{dz} \right)_{z=I} = -\frac{\mu_1^2}{2} \left(\frac{d\theta}{dz} \right)_{z=I} \quad \dots\dots (7)$$

で與えられる。気温が相当時間一定温度 T に保たれていれば近似的には結氷中の温度は表面から下方へ直線的に増加すると考えてよろしい。即ち、

$$\left(\frac{d\theta}{dz}\right)_{z=1} \doteq \left(\frac{d\theta}{dz}\right)_{z=0} \doteq -\frac{\theta_0}{I} \quad \dots\dots (8)$$

となる。(8)式を(7)式に代入して積分すれば(2)式が得られる。従つて、若し結氷の表面温度 θ_0 が T と一致しないときには、 θ_0 の代りに T としたことによつて μ の値に当然誤差を生ずるのである。



第3圖 氷厚係数 μ と、氷厚 I との関係 (網走, 紋別, 根室)

今氷の表面から T なる温度の空気に向つて Newton の冷却法則に従つて熱の輻射が行われていると考へ、放熱常数を K で表わせば単位時間に表面の単位面積に對して

$$K(\theta_0 - T) = k_0 \left(\frac{d\theta}{dz}\right)_{z=0} \doteq -\frac{k_0 \theta_0}{I} \quad \dots\dots (9)$$

$$\therefore \theta_0 = \frac{T}{1 + \frac{k_0}{K} \frac{1}{I}} \quad \dots\dots (10)$$

なる式が成立する。故に(2)式から

$$\frac{dI}{dt} = \frac{\mu_1}{2} \frac{-T}{I + \frac{k_0}{K}} \quad \dots\dots (11)$$

が得られ、これを積分すれば

$$I^2 = \frac{\mu_1^2}{1 + 2 \frac{k_0}{K} \frac{1}{I}} \int_0^t (-T) dt \quad \dots\dots (12)$$

となつて氷厚係数 μ は近似的には

$$\mu = \frac{\mu_1}{\sqrt{1+2\frac{k_0}{K}\frac{1}{I}}} \quad \dots\dots (13)$$

で與えられるのである。

海水の場合も淡水氷の場合と全く同様であるが、 μ_1 の代りに次に述べる様な μ_2 なる値を代入すればよいのである。即ち k/K の値が0でなくある大きさをもつために μ と I との間に第2図、第3図の様な関係が生ずるのではないかと云うことである。

然し、海水の場合には淡水氷の場合と異つて次の様な作用も考えられる。海水では淡水氷の場合と異なり氷の生成は結氷下面ばかりでなく結氷の中層においても起るために氷厚係数が異つてくる。この問題については海水の研究 (第6報)⁷⁾ に論じたからここでは述べないが、その結果 μ_2 は近似的に

$$\mu_2 = \frac{\left(\frac{2k}{\rho\alpha_0 L}\right)^{\frac{1}{2}}}{\left[1+\lambda\left\{1+\frac{BN}{|\theta_0|}\log_e\left(\frac{BN/|\theta_0|}{1+BN/|\theta_0|}\right)\right\}\right]^{\frac{1}{2}}} \quad \dots\dots (14)$$

で表わされることが判つた。但し、 k は海水の熱伝導度、 ρ 、 L は夫々純水の密度、融解潜熱であり α_0 は結氷下面の単位体積の海水中の純水の占める体積、 $\lambda = \frac{\rho_i}{\alpha_0 \rho_b} \frac{C}{N}$ 、 ρ_i 、 ρ_b は夫々海水及び氷中の brine の密度、 N 、 C は夫々海水の塩分含量及び海水中の平均塩分含量 (%), B は brine の結氷温度と brine の塩分との関係を示す常数で $B \doteq 6.35 \times 10^{-2}$ 、 $|\theta_0|$ は結氷が行われている間の平均寒度である。

$\mu_2 \left(\frac{2k}{\rho\alpha_0 L}\right)^{\frac{1}{2}}$ の値は第6報⁷⁾ の第3図、第4図に示した様に λ 即ち海水中の平均塩分濃度 C が増せば減少し、平均寒度 $|\theta_0|$ が大となると減少する。しかし、平均寒度が凡そ 7°C より大になれば平均寒度の影響は略々一定の値となり (14) 式分母の $|\theta_0|$ を含んだ項は略々常数と見做され、平均塩分濃度 C だけが影響するものと考えられる。

海水中の平均塩分含量と下の海水の塩分との比 C/N の値は海水の研究 (第11報)⁸⁾ の第9図に示した様に氷厚が大となると冷却速度が小となるため減少するし、第11報の第10図に示した様に時間が経過すれば塩分は脱落するのでこれ又氷厚が増加すれば塩分が減少する。これらの影響は決して現象としては単純ではないが $I=0$ で $\frac{C}{N}=1$ 、 $I=\infty$ で $\frac{C}{N} \doteq 0$ となる筈であり、大略の傾向を知るのが目的であるから近似的には

$$\frac{C}{N} = C^{-0.71} \quad \dots\dots (15)$$

なる實驗式で表はし得るものとする。又 k や α_0 (α_0 の値は海水の研究 (第16報)⁹⁾ に報告した様に下の海水の塩分が0%即ち淡水の場合には1で、塩分が増加すると急激に減少して海水塩分が20~35%では0.6位の略々一定値となる)も常数と見做せば (14) 式は次の形となる。

$$\mu_2 = \frac{\mu_3}{\sqrt{1 + \delta e^{-n}}} \dots\dots (16)$$

但し,
$$\delta = \frac{\rho_t}{\sigma_0 \rho_b} \left\{ 1 + \frac{BN}{|\theta_0|} \log_e \frac{BN / |\theta_0|}{1 + (BN / |\theta_0|)} \right\} \dots\dots (17)$$

$$\mu_3 = \left(\frac{2k}{\rho \sigma_0 L} \right)^{\frac{1}{2}} \dots\dots (18)$$

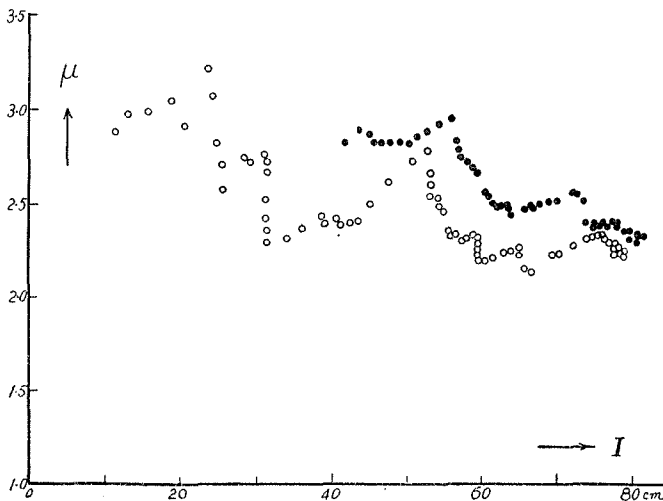
で μ_3 も略々常数, δ は氷厚が非常小さい場合を除き常数である。

故に海氷の場合には一般に以上の2つの影響を考慮に入れば氷厚係数 μ は

$$\mu = \frac{\mu_3}{\sqrt{1 + \frac{2k}{K} \frac{1}{I} \sqrt{1 + \delta e^{-n}}}} \dots\dots (19)$$

で近似的に與えられる筈である。

次に海氷では以上の2作用の中どちらの影響が主要な役割を演じているかを吟味してみよう。海氷の場合にはどちらの影響も可能であるが、淡水氷においては第1の影響だけが問題である。従つて淡水氷について第1の影響を吟味すればこの影響は全く相似に海氷の場合にもあてはまる譯である。かような考えから村上政嗣氏¹⁰⁾が滿洲の松花江において測定された氷厚増加の測定値の中一例として測点 (a) 及 (A) における毎日の氷厚と積算寒度 (毎日の最高最低気温が測定されているのでその平均値を平均気温と見做してそれを結氷初日から積算して求めた) とから (2) 式によつて μ を計算し、これを縦軸にとり、氷厚を横軸にとつてその関係をしらべたのが第4図である。もし、第1の影響が問題となるほど大であれば当然 (13) 式のような関係が存在すべきであるが、実際には $I < 10\text{cm}$ の場合は資料がなく判らないが $I > 10\text{cm}$ の場合では μ



第4圖 淡水氷(松花江の氷)の氷厚係数 μ と氷厚 I との関係

は略々一定か寧ろ逆に氷厚が増加すると多少減少する様な傾向が見える。冬季広い野外においては風が相当にあるから k/K の値が小で I が小なる部分を除き第1の影響は度外視できるのではないかと思われ、即ち氷の表面温度は気温に等しいと考えて先ず差支えない様と思われる。

かような理由から、海氷については氷厚の小さな

る部分を除き第2の作用が氷厚係数に主として影響していると考へられるから近似的には

$$\mu \doteq \frac{\mu_3}{\sqrt{1 + \delta e^{-\eta I}}} \quad (\text{但し, } I \text{ の小なる部分を除く}) \quad \dots\dots (20)$$

が成立つ筈である。

故に北方海全部について μ と I との間に(20)式が成立つものとして μ_3, δ, η を求めると $\mu_3 = 2.80, \delta = 1.86, \eta = 1.343 \times 10^{-2}$ が得られ、全く同様に網走、紋別、根室の場合(第3図)には $\mu_3 = 3.20, \delta = 1.507, \eta = 3.52 \times 10^{-2}$ が得られた。この関係は第2図、第3図に實線で示した。

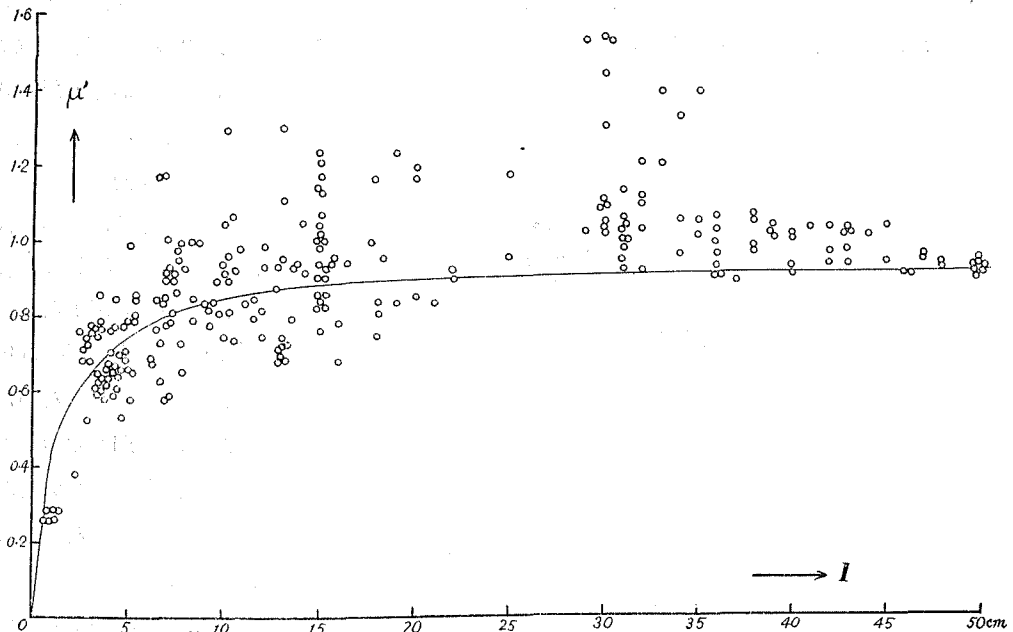
さて、 μ_3 が判れば(18)式において、 $\rho = 0.913, L = 80, \alpha_0 = 0.6$ であるから熱伝導度 k 及び $\left(\frac{2k}{\rho L}\right)^{\frac{1}{2}}$ が次の様に求められる。

北方海全域に對し $k = 2.0 \times 10^{-3}, \quad \left(\frac{2k}{\rho L}\right)^{\frac{1}{2}} = 2.2$

網走、紋別、根室に對し $k = 2.6 \times 10^{-3}, \quad \left(\frac{2k}{\rho L}\right)^{\frac{1}{2}} = 2.5$

この $\left(\frac{2k}{\rho L}\right)^{\frac{1}{2}}$ の値が第4図の淡水氷の μ の値とその程度が一致することや村上氏によつて求められた天然淡水氷の k の値 2.3×10^{-3} に上の k の値に近いことは、海水の厚さが大となると塩分が脱落するのと冷却速度が小であるため塩分含量が小となり、熱伝導度も淡水氷の場合に近づく様になることを示すものと思う。

北方海全域の場合(第2図)には I のあまり小さい資料がなかつたことと、資料があまり良く



第5圖 網走、紋別、根室に於ける μ' の値と氷厚 I との関係

ないことに原因して点が散在しているので、これ以上の議論を進めることは困難であるが、網走、根室の場合(第3図)には I が15cmより小なる所では明らかに(20)式で與へられる μ の値(實線)より實際の μ の値は小さい。即ち、この部分に對しては第1の影響があるものと思われるから μ の値は(19)式で與えられるものと考えられる。従つて實際の μ の値を

$2.80 / \sqrt{1+1.507e^{-3.52 \times 10^{-2}I}}$ で割つた値を μ' とし、 μ' を縦軸に I を横軸にとつて図示すれば第5図が得られる。この場合には(13)式の関係が期待されるから、最も適合する $\frac{k}{K}$ の値を求めると

$$\frac{k}{K} = 1.96$$

が得られた。この関係は図中に實線で示してある。今 k の値に前に得られた $k=2.6 \times 10^{-3}$ を代入すると

$$K=1.3 \times 10^{-3} \text{ c.g.s.}$$

が得られた。

VI. 總括と結語

海氷の研究(第3報)において求めた沿岸海氷に関する近似的理論式が實際の北方海にどの位適用できるかを確かめる目的で、オホツク海、日本海、ベーリング海、北極海の一年氷の最大氷厚 I_m の實測値と理論式に依る計算値との比較を行つた。その結果第1近似としてはこの場合氷厚係数を $\mu = 2.50 \text{ cm} / (\text{deg} \cdot \text{day})^{\frac{1}{2}}$ とすると両者がかなりよく一致することが判つた。しかし、 $\mu = \frac{2.80}{\sqrt{1+1.86e^{-1.343 \times 10^{-2}I_m}}}$ とすればもう少しよい結果が得られることも判つた。斯様に μ が I_m の値によつて変ることの原因について論議し、その結果から海氷の熱伝導度 k 、放熱係数 K の値を求めてみた。

終りに臨み、本研究に要した費用は文部省科学研究費に依つた。ここに記して厚く感謝の意を表する。

文 献

- 1) 福富孝治 1950 海氷の研究(第3報)沿岸海氷の生成に就いての理論的考察. 低温科学, 3, 131
- 2) 山口龍雄 1932 ベーリング海, オホツク海, 日本海北部の海氷に就いて. 海洋時報, 4, 489.
- 3) 東亞研究所 1943 北極洋大陸沿岸の氷状調査(1933-1934)北極洋調査資料 4.
- 4) Franz Baur 1929 Das Klima der Bisher Erforschten Teile der Arktis. Arktis, 2, 77.
- 5) 中央氣象台編 1931 本邦氣候表
- 6) 福富孝治, 楠 宏 1951 海氷の研究(第15報)氷丘脈とその生成に就いて. 低温科学, 8, 59.
- 7) 福富孝治, 楠宏, 田畑忠司 1950 海氷の研究(第6報)海氷の厚さの増加に就いて. 低温科学, 3, 171.

- 8) 福富孝治, 楠宏, 田畑忠司 1951 海水の研究 (第11報) 網走, 紋別に於ける沿岸海水中の塩素量に就いて. 低温科学, 6, 71.
- 9) 福富孝治, 齋藤光郎, 工藤義夫 1952 海水の研究 (第16報) 海水の組織特に氷殻における純氷率と短冊状氷片, 氷片集塊に就いて. 低温科学, 9, 113.
- 10) 村上政嗣 1941 松花江の凍結. 雪氷, 3, 333.

R é s u m é

With the object of ascertaining the applicability of the writer's theory (Study of Sea Ice, the 3rd Report) to the northern seas, he tried, at the first step, to examine the accuracy of the following equation that gives the relation between the maximum thickness of winter-ice and the corresponding annual change of air temperature:

$$I_m = \mu \left[\frac{2A}{p} \left\{ \sqrt{1 - \left(\frac{T_0}{A}\right)^2} - \frac{T_0}{A} \left\{ \frac{\pi}{2} - \sin^{-1} \left(\frac{T_0}{A} \right) \right\} \right\} \right]^{\frac{1}{2}} \equiv \mu X,$$

where μ is the ice-thickness factor, $p = \frac{2\pi}{\tau}$, $\tau = 365$ days, T_0 the annual mean of air temperature measured from the freezing point of sea water, A the amplitude of the annual change. The writer plotted the points in Fig. 1, taking the observed values of I_m at the coasts of the Arctic Ocean, the Bering Sea, Sea of Okhotsk and the Japan Sea in ordinate and the corresponding X values that were calculated from T_0 and A at the same coasts in abscissa. From the figure it is recognized that I_m is approximately proportional to X as expected from the equation, and the value of μ is given by 2.5 cm/(deg·day) $^{\frac{1}{2}}$ in the first approximation, and also

$$\mu = \frac{2.8}{\sqrt{1 + 1.86e^{-1.743 \times 10^{-2} I_m}}}$$

in the second approximation. The reason that μ is, in the second approximation, more or less changeable with the value of I_m is also discussed.