HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	海水の凍結によって起る塩対流に関する実験
Author(s)	若土, 正暁
Citation	低温科學. 物理篇, 35, 249-258
Issue Date	1978-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18340
Type	departmental bulletin paper
File Information	35_p249-258.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Masaaki WAKATSUCHI 1977 Experiments on Haline Convection induced by Freezing of Sea Water. *Low Temperature Science, Ser. A*, **35**. (With English Summary p. 257)

海水の凍結によって起る塩対流に関する実験*,**

若 土 正 暁
(低温科学研究所)

(昭和52年10月受理)

I. まえがき

海氷生長過程に於ける海氷下の熱塩対流に関する研究は，近年特に盛んになってきた[1~8]。それはこの現象が，南極底層水の形成機構に大きなつながりがあるという，巨視的な意味での重要性をもったものであるだけではなく，微視的な海水の混合といった海洋学的には最も基本的で，かつ未知な要素を多分にもったものであるからであろう。

よく知られているように，海水の密度は，おもに温度と塩分によって決まる。温度の拡散係数は塩のそれより100倍ほど大きい。TurnerやSternは，温度的に安定で塩分的に不安定な，しかも全体としては安定な密度場の時に起る，ソルトフィンガー (Salt finger) という特異な型の対流現象を観測し，熱塩対流の海洋で果す役割について述べた[9~12]。これに対して，海氷生長過程での海氷下の海水は，結氷点もしくは，それに近い温度である。こういった海水の密度は，ほとんど塩分量のみの関数となる。従って密度への寄与からみて安定要素が塩分であるという点で前者とは異なる。

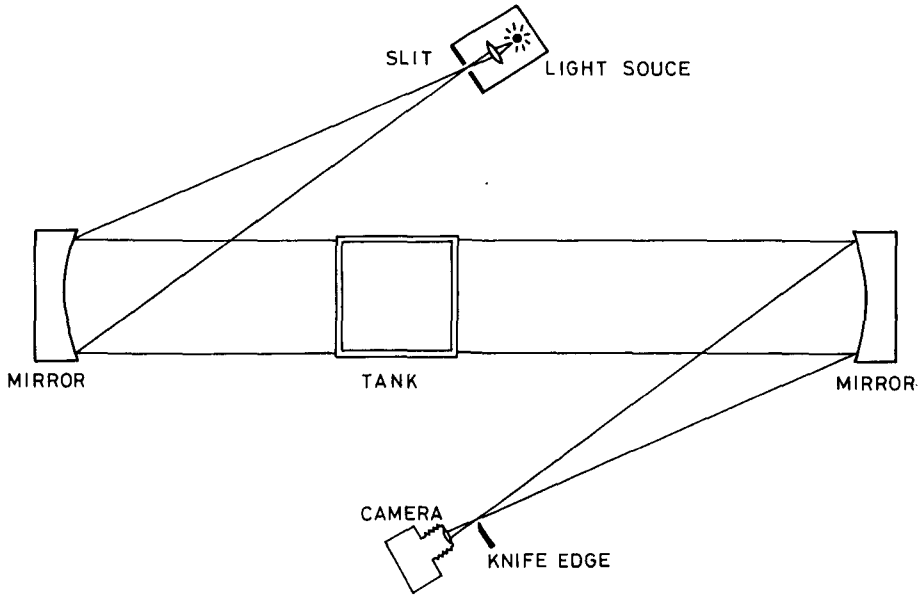
Fosterは，海水の凍結によって引き起される塩対流に関する理論的[13]，および実験的[14]研究の結果から，対流セルの水平幅が，ほぼ0.2~0.3 cmぐらいであることを見い出した。さらに，彼はこの結果が南極底層水の形成機構に適用できるか否かを確かめるために，最近では定着氷上の氷湖やウェッデル海での観測を続けている[15~17]。しかし，塩対流の現象を，自然界で確認する前に，ブラインの塩輸送速度および体積輸送速度，さらに排出されたブラインが，海氷下でどのような運動を起しながら海水の塩分量を増加させていくのか，といった，実験的にも解明していかなければならない要素がまだまだ多い。

若土[18]は海氷生長に関する実験から，その生長初期に塩の排出が著しい事を見い出した。その結果を用いて塩の輸送速度を計算すると，$1.2 \sim 1.3 \times 10^{-6}$ g/sec·cm^{2}であった。そこで，今回は，この塩排出の著しい海氷生長初期過程に於ける海氷下の塩対流の現象を，シュリーレン法を用いて光学的に観測した。

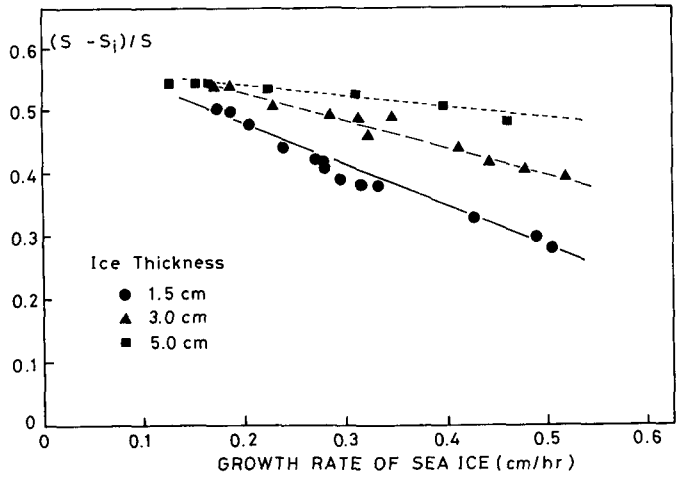
II. 観測方法

実験装置は，第1図に模式的に示した。これらの装置全体は，低温室の中に置かれた。水槽は内径が，20×20×53 cm，厚さ1 cmの透明なアクリル板製のものを用いた。海水は天然の

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1849号
** 北海道大学低温科学研究所 流氷研究施設研究報告 第58号



第1図 実験装置の模式図



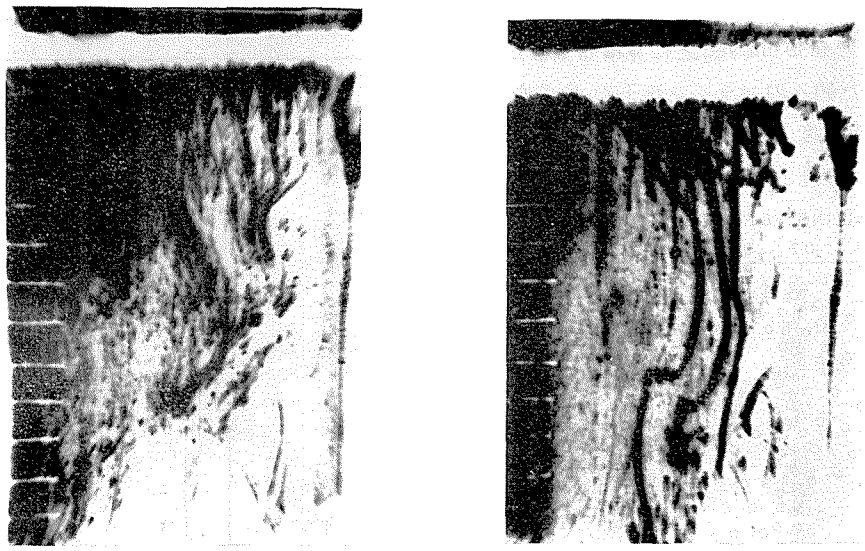
第2図 海氷の生長速度と塩の排出率との関係（若土，1974による）
S；母海水の塩分量 S_i；海氷の塩分量

ものを用い，その塩分量は32.88‰であった。また海氷の生長速度は，第2図に示したように，前回の実験で塩の排出が著しかった，0.322 cm/hr と 0.510 cm/hr の2つを選んだ。凍結中は，水槽の周囲と底を厚さ10 cm の断熱材で覆い，上から以外の熱の出入りが無いようにした。この水槽を，直径45 cm，焦点距離4 m の凹面鏡2台の間に光線に対して直角になるように置いた。2台の鏡の間隔は約7 m であった。水槽内の海水の動きは，16 ミリカメラで連続撮影した。光源には，水銀ランプを用い，水槽を平行光線が通過するようにするために，最初の鏡の焦点のところに置かれたスリット上にランプの焦点が合うように調節した。ナイフエッヂは，

うしろの鏡の焦点のところに置き，水槽内で何ら撹乱が無いときには，光線をほとんど遮断するように注意深く調整を行なった。これによって，水槽内の流体の屈折指標が局所的に塩分量変化を起した時，光線はそこで屈折し，凹面鏡を反射し，ナイフエッヂを通過したのち，カメラに入り込むようになっている。また鏡の直径の限界から，一度に水槽全体の様子を観測することが出来ないので，上下2つの部分に分けて撮影した。さらに映画撮影後，海氷下の海水の塩分量鉛直分布を測定するために，内径 0.5 mm，長さ約 15 cm の注射針を用いて，水槽の側壁から数カ所の海水を静かに吸い取り，銀滴定法によって塩分量を求めた。

III. 観 測 結 果

得られたシュリーレン写真の一例が第3図に示されている。(A)は，海氷の生長速度が大きい時で，(B)は，それの小さい時である。写真の左側の目盛は，2 cm である。上の白い部分は生長しつつある海氷である。この海氷の底面（生長面）から細長く垂れ下っているようにみえる黒い部分が，海氷から排出された周囲の海水より低温高塩分のブライン流下（streamer）である。しかし左側の黒い部分は，水槽を造るときに出来たキズである。海氷生長過程で，氷の中から排出されたブラインは，このように細長い流れとなって，下の海水中を落下していった。



(A)　(B)

第3図　シュリーレン写真の一例

(A)　生長速度の大きい時 (0.510 cm/hr)　(B)　生長速度の小さい時 (0.322 cm/hr)

以上のようなシュリーレン連続写真の解析結果から，塩対流に関して次のような2つの型のあることがわかった。

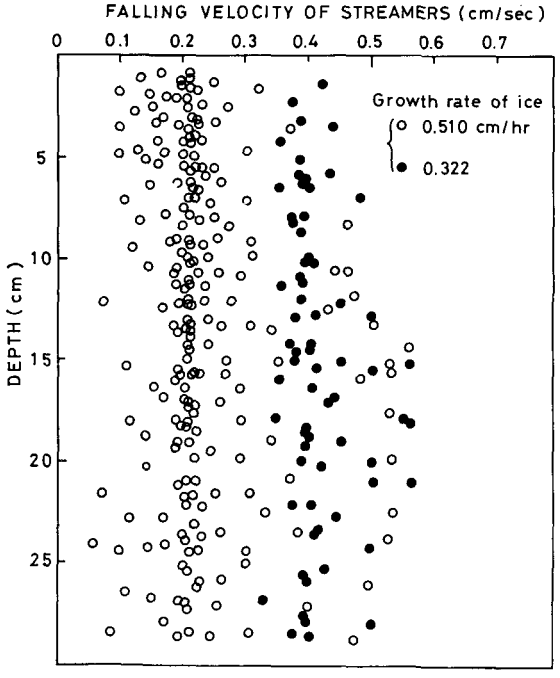
(1)　排出されたブラインは，海氷直下の薄い層にいったんは留まり，やがて数多くの非常に細長いブライン流下となってその層から飛び出していった。これらは束をなして海水中を落下していき，やや拡散しながら，水槽の半ば (水深約 20 cm) で大きく反転し，そのまま湧昇しながらやがて周囲の海水に拡散していった。これらブライン流下の束によって形

成された対流セルの水平幅は，最大のもので約 10 cm あった。

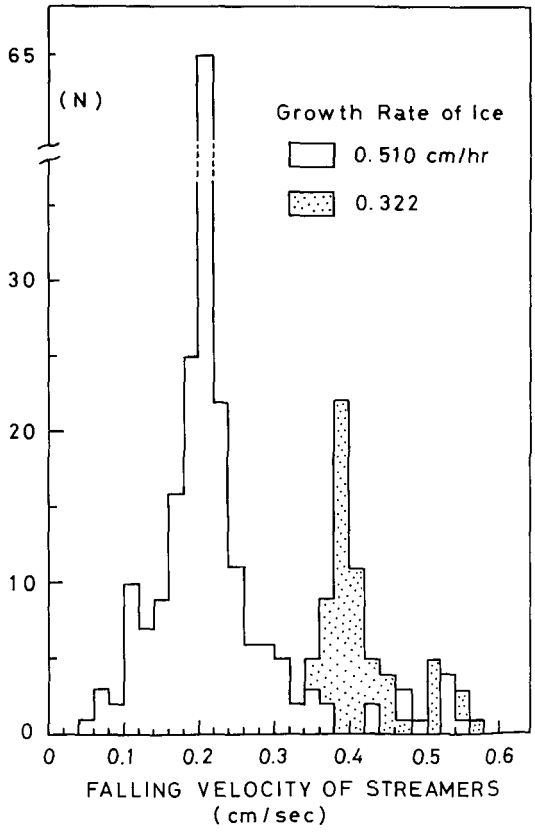
(2) 海氷から排出されたブラインのほとんどは，海氷直下の薄い層に留まらず，比較的太いブライン流下となって，海水中を拡散せずに，水槽の底まで一気に落下していった。そして底の壁にぶつかり，そのまま拡散しながら底に落着き，それらが湧昇していく事はなかった。その代り，ブライン流下の囲りの海水が，これを補償するようにパッチ状に上昇していくのが観測された。またこれら太いブライン流下は数が少なく，その一本一本が終始海氷底面の同じ出口から落下しつづけた。これは海氷底面から垂れ下ったブライン流下の根元を，水槽の側壁から押入れた注射針でつつくと，しばらく撹乱がおこり，その後すぐに，同じ所から再びブライン流下が垂れ下ってきたという事で確かめられた。

以上の 2 つの型のうち，(1)は海氷の生長速度の大きい時にのみ見られ，(2)は，おもに生長速度の小さい時に観測された。

前回の実験[18]から塩輸送速度が計算されたので，今回の実験では排出されるブラインの体積輸送速度を求めた。第 4 図は写真解析から求めたブライン流下の落下速度を，水槽の各深さで示している。この図から，生長速度の小さい時の落下速度は大きい時の約 2 倍で，いずれの場合にも深さによる変化はほとんど無い事が明らかである。また第 4 図に示した落下速度の頻度分布が第 5 図である。この図から，落下速度は生長速度の大小で，それぞれ近似的に 0.21 cm/sec と 0.39 cm/sec とに見積ることが出来る。また個々のブライン流下の太さを測定し，落下速度との関係を示すと第 6 図のように両者は直線的な関係にあり，近似的には，

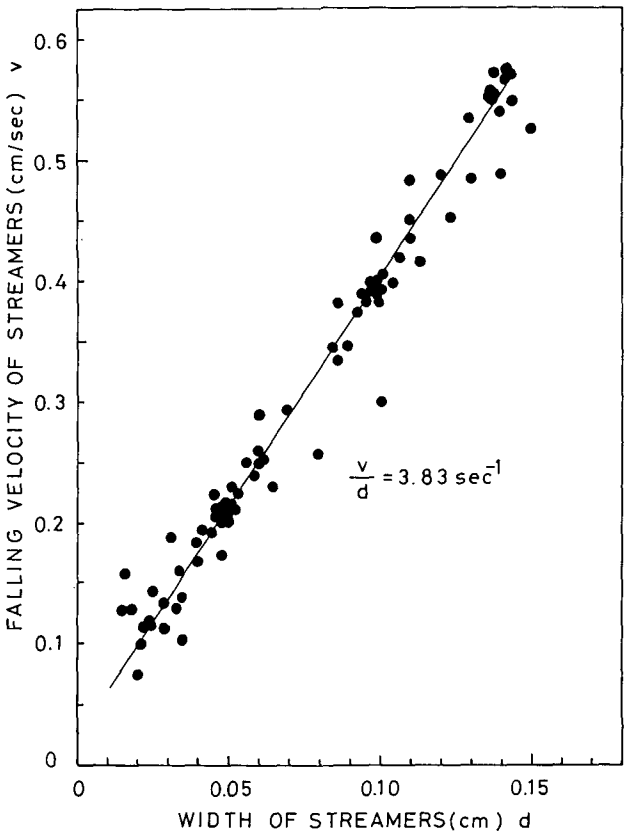


第 4 図 ブライン流下 (streamer) の落下速度

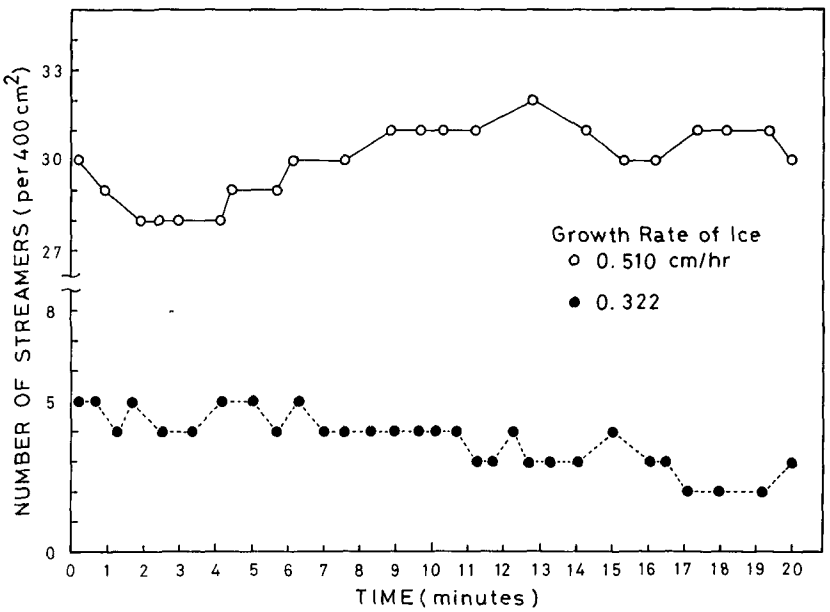


第 5 図 ブライン流下の落下速度の頻度分布

$v/d=3.83\ \mathrm{sec}^{-1}$ で表わされる。ここで v, d はそれぞれブライン流下の落下速度と太さ（水平幅）を表わしている。このブライン流下の太さについては，連続写真のためか，そのふちが鮮明でなく，やや太めに撮れていたので，次のような補正のための実験を行なった。即ち着色インキを混入した濃縮海水を，注射器を用いて，海水で満たされた水槽の上から自然落下させて，いろんな太さのブライン流下を作り，それをシュリーレン写真と普通の35ミリ写真とで同時に撮り，太さを比較して正確な値を求めた。次にブライン流下の数を求めるために，16ミリ撮影時間の約20分間に於いて，適当な時間間隔で数えたところ，第7図を得た。これからブライン流下の平均的な数は，水槽の断面積



第6図　ブライン流下の落下速度と太さの関係



第7図　ブライン流下の数

第1表 観 測 結 果

海氷の生長速度 (cm/hr)	ブライン流下 (Streamer)				
	落下速度 (cm/sec)	太さ (cm)	数	体積輸送速度 (cc/sec·cm²)	塩分量 (‰)
0.322	0.39	0.1	4	3.18×10^{-5}	37.20
0.510	0.21	0.05	30	3.73	34.91

(400 cm²) あたり，生長速度の大きい時で約30本，小さい時で約4本と見積ることが出来る。

以上のブライン流下の落下速度，太さ，数の見積り値を用いれば，ブライン流下の体積輸送速度；Vは，次式で求められる。

$$V = \pi(d/2)^2 \cdot n \cdot v/A$$

ここで，nはブライン流下の数，Aは海氷の底面の面積で，ここでは $20\times20=400$ cm² である。また上式は，ブライン流下が円柱型をしているとみなしている。上式にそれぞれの見積り値を代入すると次のようになる。

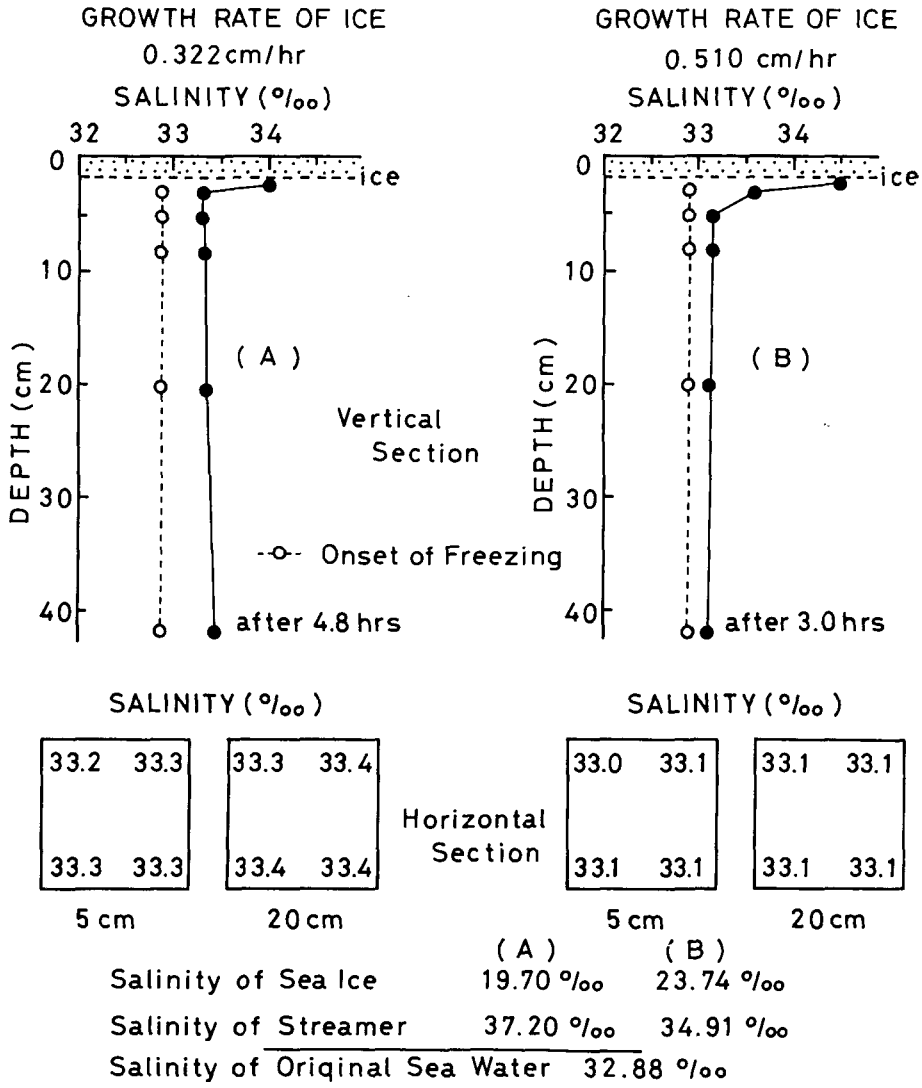
$$V_{\text{H.G.R.}} = 3.73\times10^{-5}\ \text{cc/sec·cm}^2$$
$$V_{\text{L.G.R.}} = 3.18\times10^{-5}\ \text{cc/sec·cm}^2$$

ここで，H.G.R. 及び L.G.R. は，それぞれ生長速度の大きい時と小さい時である。塩の輸送速度と体積輸送速度が得られたので，個々のブライン流下の平均塩分量は，簡単に計算できる。シュリーレン撮影の行なわれた海氷の厚さが2 cm 位の時のブライン流下の平均塩分量は次のとうりである。

$$S_{\text{H.G.R.}} = 34.91‰, \qquad S_{\text{L.G.R.}} = 37.20‰$$

ここで，母海水の塩分量は 32.88‰ であった。以上の見積り値については，すべて第1表にまとめられている。

次に，シュリーレン撮影の頃の海氷下の塩分量勾配を調べるために，撮影直後に注射針で数カ所の海水を吸い取って塩分量を測定した。結果は第8図に示してある。この図を見ると，生長速度がいずれの場合にも，海氷直下に厚さの薄い高塩分の層が形成されている。しかもその層は，生長速度が大きい程厚い。さらにその層の下の海水の塩分は，生長速度の小さい時には，深くなる程徐々に増加しているが，大きい時は，底までほぼ一様である。以上の結果は，シュリーレン写真の観察で説明がつく。つまり，生長速度の小さい時は，排出されたブラインのほとんどが太いブライン流下となって，水槽の底まで一気に落下するので，塩分的にみて安定な鉛直勾配になるのだろう。この場合にも海氷直下に非常に薄い高塩分の層が存在するが，排出されたブラインも，ほんのわずかはこの層に留まっているからだろう。これに対して生長速度の大きい時は，排出されたブラインの多くが，海氷直下に一時留まるので，高塩分の層が形成され，その下の海水中では，束をなしたブライン流下によって，盛んに対流が繰返されるので，塩分の一様な鉛直分布になるのだろう。



第8図　海水の塩分量分布
○：結氷開始時
●：シュリーレン撮影直後

IV. 結　　論

今回の実験結果から以下の事が明らかになった。

(1) 海氷生長過程に海氷から排出されたブラインは，細長いブライン流下となって海水中を落下し，周囲の海水とはなかなか混合しなかった。

(2) 海氷下の塩対流の現象は，海氷の生長速度の大小によって違った様子をしていることが観測された。

(3) ブライン流下の落下速度，太さ，数（水槽の断面積，400 cm^2 当り）は，生長速度の大小

で，それぞれ次の値が観測された。

生長速度の大きい時： 0.21 cm/s, 0.05 cm, 30 本

生長速度の小さい時： 0.39 cm/s, 0.1 cm, 4 本

(4) 生長速度の小さい時には，排出されたブラインは，比較的太いブライン流下となって，海水中をほとんど拡散せずに水槽の底まで落下していった。そしてそのまま底に停滞し，決してそのブライン流下が湧昇していく事はなく，その補償流として囲りの海水の一部がとぎれとぎれに上昇していった。このために塩分は深くなる程多い，安定な鉛直分布になった。

(5) 生長速度の大きい時には，ブラインは海氷直下に一時留まって，高塩分の薄い層が形成された。そしてその層から，数多くの細いブライン流下が流れ落ち，それらは束になって海水中を落下していった。それらの束は，やや拡散しながら水槽の半ば位で，孤を描くように反転しながら湧昇していき，やがて周囲の海水中に拡散していった。この対流セルの水平幅は，最大のもので約 10 cm のが観測された。このように高塩分の層の下では対流が盛んなために，水槽の底まで塩分の一様な分布になった。

(6) ブラインの体積輸送速度は，$3.2\sim3.8\times10^{-5}$ cc/s·cm^2 であった。

(7) 個々のブライン流下の塩分量は，期待されたとうり，周囲の海水の塩分量に比べて 2～5‰ 多かった。

おわりに，今回の実験で使用したシュリーレン装置一式を快くお貸し下さった，工学部の柏村教授に厚くお礼申し上げます。またこの研究を進めるにあたって，終始激励と御教示いただいた田畑教授ならびに小野助教授，そして実験に際して，種々御協力下さった当研究所のさまざまな人々に厚く感謝の意を表します。

文　　献

1) Turner, J. S. and Stommel, H. 1964 A new case of convection in the presence of combine vertical salinity and temperature gradients. *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.*, **52**, 49–53.

2) Foster, T. D. 1965 a Stability of a homogeneous fluid cooled uniformly from above. *Phys. Fluids*, **8**, 1249–1257.

3) Foster, T. D. 1965 b Onset of convection in a layer of fluid cooled from above. *Phys. Fluids*, **8**, 1770–1774.

4) Coachman, L. K. 1966 Production of supercooled water during sea ice formation. *In* Proceedings of the Symposium on the Arctic Heat Budget and Atmospheric Circulation (J. O. Fletcher, ed.), Memo. RM-5233-NSF, Rand Corporation, Santa Monica, California, 497–529.

5) Lewis, E. L. and Walker, E. R. 1970 The water structure under a growing sea ice sheet. *J. Geophys. Res.*, **75**, 6836–6845.

6) Lewis, E. L. and Lake, R. A. 1971 Sea ice and supercooled water. *J. Geophys. Res.*, **76**, 5836–5841.

7) Farhadieh, R. and Tankin, R. S. 1972 Interferometric study of freezing of sea water. *J. Geophys. Res.*, **77**, 1647–1657.

8) Solomon, H. 1974 Comments on the Antarctic Bottom Water problem and high-latitude

thermohaline sinking. *J. Geophys. Res.*, **79**, 881–884.
9) Turner, J. S. 1967 Salt fingers across a density interface. *Deep-Sea Res.*, **14**, 599–611.
10) Turner, J. S. 1968 The behaviour of a stable salinity gradient heated from below. *J. Fluid Mech.*, **33**, 183–200.
11) Stern, M. E. and Turner, J. S. 1969 Salt fingers and convecting layers. *Deep-Sea Res.*, **16**, 497–511.
12) Stern, M. E. Collective instability of salt fingers. *J. Fluid Mech.*, **35**, 209–218.
13) Foster, T. D. 1968 a Haline convection induced by the freezing of sea water. *J. Geophys. Res.*, **73**, 1933–1938.
14) Foster, T. D. 1969 Experiments on haline convection induced by the freezing of sea water. *J. Geophys. Res.*, **74**, 6967–6974.
15) Foster, T. D. 1972 b Haline convection in polynyas and leads. *J. Phys. Oceanogr.*, **2**, 462–469.
16) Foster, T. D. and Carmack, E. C. 1976 Temperature and salinity structure in the Weddell Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 36–44.
17) Foster, A. D. and Carmack, E. C. 1976 Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea. *Deep-Sea Res.*, **23**, 301–317.
18) 若土正暁 1974 海氷生長と海氷からのブラインの排出に関する実験. 低温科学, 物理篇, **32**, 195–205.

Summary

Laboratory experiments were performed in which natural sea water with a salinity of 32.88‰ was frozen from above in a tank with a dimension of $20 \times 20 \times 53$ cm. A haline convection occurring under growing sea ice was observed using a schlieren optical system. Growth rates of sea ice selected for observations were 0.322 and 0.510 cm/hr in the range of which salt rejections remarkably varied (WAKATSUCHI. 1974).

The results are summarized as follows:

(1) Brine rejected from the growing sea ice took the form of long vertical filaments and fell from the bottom of the growing ice into the underlying sea water scarcely with any diffusion.

(2) The phenomena of the haline convection were marked by the different patterns depending on (a) the higher and (b) the lower growth rates of ice.

(a) The rejected brine remained transiently in a layer immediately under the growing ice. and formed a layer with the higher salinity there. Subsequently, a large number of filamentous streamers flew out from the layer and fell in bunches into the underlying sea water. They turned around about half way of the tank and ascended upward forming cnvection cells while diffusing slightly. The horizontal widths of the cells were up to 10 cm. In this case in which a convective motion took place vigorously the salinity of sea water was homogeneous from the layer with the higher salinity to the bottom of the tank.

(b) Without remain in the layer, the brine fell directly into the underlying sea water in the form of thicker streamers, which fell toward the bottom of the tank scarcely with any diffusion. As they extended at the bottom, some of the surrounding sea water to ascend upward in compensation for them. As a result, the vertical profile of salinity measured showed that the salinity of sea water gradually grew with depths. In this growth rate, streamers alway continued to fall from the outlets of brine channels on the

bottom surface of the growing ice.

(3) It was estimated that volume fluxes of the brine were $3.2 \sim 3.8 \times 10^{-5}$ cc/sec•cm^2 and the average salinity of the streamers was about 2～5‰ higher than that of the surrounding sea water.