

沿岸海洋開発と流氷

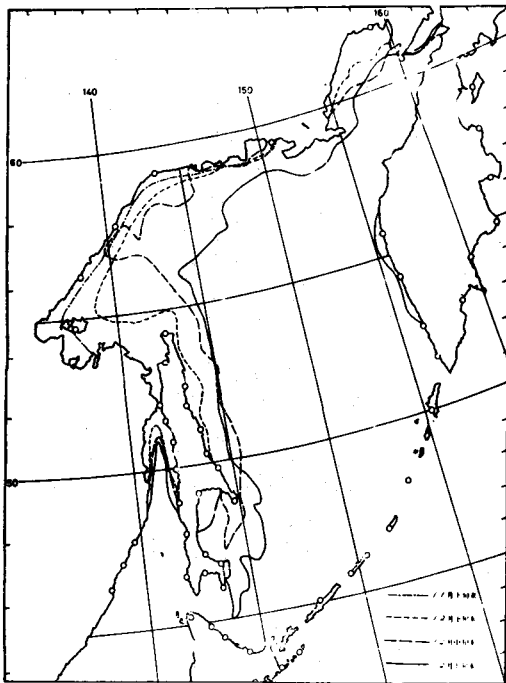
田 畑 忠 司

海 の 氷

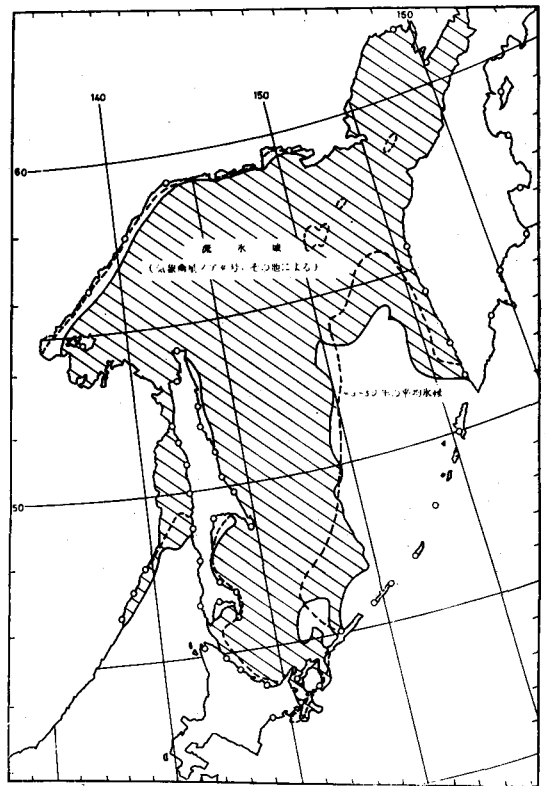
北海道のオホーツク海岸で流氷が見られることは良く知られている。この流氷は海水が凍って出来たものである。

海水が凍って出来た氷を総括して“海氷”と云う。このうちで沿岸や島に定着していて動かないものを“定着氷”，岸から離れて沖合を流れ動いているものを“流氷”と云う。定着氷のうち沿岸近くの海が凍って出来たものを“沿岸結氷”と云う。

冬に流氷が見られる海は全海面のほぼ10%にも達するが、実は北海道オホーツク海岸は凍る海としてはもっとも緯度が低い。すなわち海氷の南限にあたっている。凍る海としてはもっとも暖い地方にあっており、またそのために海氷は厚さも少なく不安定である。



第1図 1974年末オホーツク海の結氷域
拡張状況
(函館海洋气象台資料による)



第2図 1975年3月上旬の流氷域
(函館海洋气象台資料による)

第1図はオホーツク海での結氷域の推移をあらわしたものである。すなわち最初の結氷は11月下旬頃、オホーツク海の北西部アムール河の河口付近ではじまる。その結氷域は東に拡大するとともに、サハリン島の東岸に沿って南に発達し、12月下旬頃には北海道の近くにまで達する。1月はじめには北海道沿岸に達し、その後更に勢力を増し、3月上旬頃には第2図に示したように、千島列島中郭沖のせまい海域をのぞいてオホーツク海のほぼ全域が結氷する。

海水の結氷温度 T_f は塩分量の函数であり、次の式であらわされる。

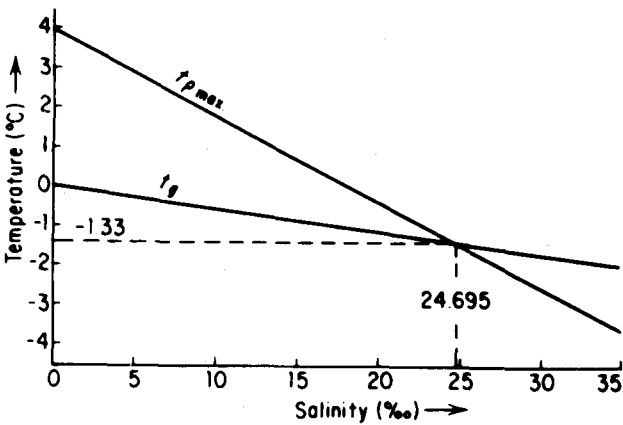
$$T_f = -0.0137 - 0.051990 (S\%) - 0.00007225 (S\%)^2$$

すなわち塩分量がおよそ32%の北海道オホーツク海岸沖の海水の結氷温度は -1.75°C である。

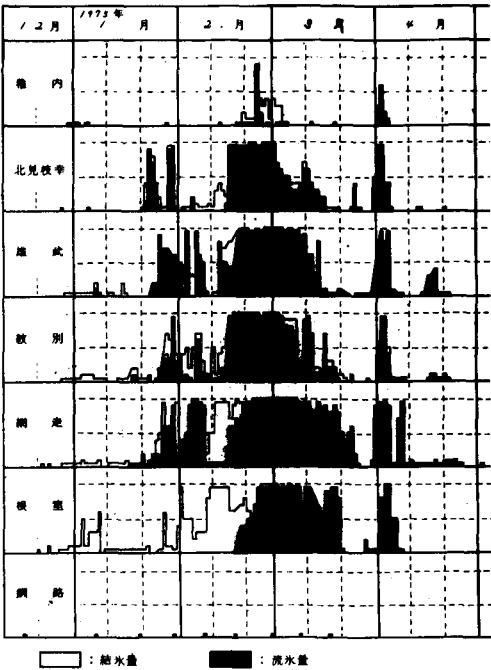
海水では塩分量24.7‰のときには結氷温度と最大密度を呈する温度がひとしいが (-1.34°C)、塩分量がそれよりも大きい普通の海水では最大密度を呈する温度はその結氷温度より低くなる (第3図)。それゆえ、この場合には海水は冷却されると全層が結氷温度に達するまで鉛直循環が続き、その後表面から結氷しはじめる。そのため、他の条件が同じならば海が深ければそれだけ凍りにくいことになる。オホーツク海は表面から50 m ぐらまでは塩分量がほぼ32‰であるが、それ以下は約33‰以上で、明らかな二層構造をしている。このため冷却による鉛直循環はこの躍層で阻止され、それより下層には及ばない。すなわち海水の発生と云う立場から見るとオホーツク海は水深僅か50 m の浅い海と云うことになる。このゆえにこそ冬の寒さも比較的温和な北海道オホーツク海岸沖でも海水が、幸か不幸か、発生するのである。これに反して、千島列島をこえた太平洋には、表面近くに冷却による対流を阻止するような躍層が無く、鉛直循環は300乃至400 m にまで達する。結氷温度まで海水が冷却されないうちに再び春になってしまうので海水は出来ない。また太平洋に流れ込んだ流氷はそこで融解してしまう。

流氷量の変化

北海道のオホーツク海岸沖は流氷域の南限にあた

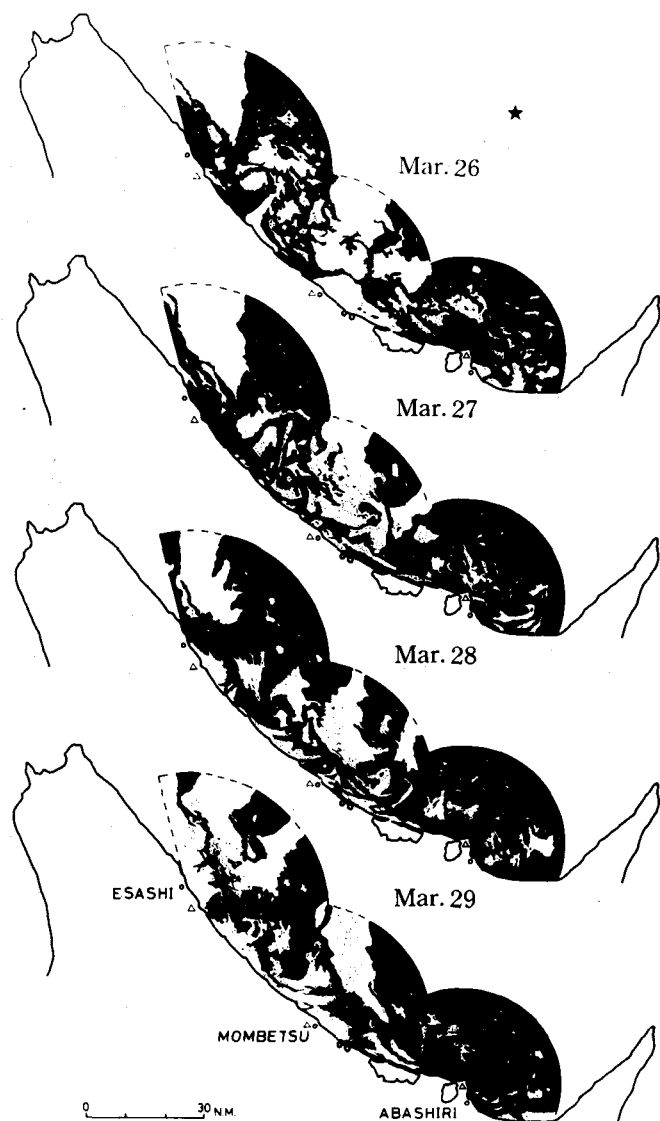


第3図 海水の結氷温度 (t_g)、最大密度を示す温度 (t_{pmax}) と塩分量の関係



第4図 北海道オホーツク沿岸各地での流氷量の日変化 (函館海洋气象台資料による)

っている。このため氷の厚さも薄く、流水の状況は不安定であって変りやすい。第4図は1975年冬の稚内およびオホーツク海岸の枝幸・雄武・紋別・網走・根室の各気象官署で観測した毎日の流水量の変化である。風力塔の上から眺めて、全海面が完全に氷でおおわれているときには氷量を10とし、氷が全くないときには0としてあらわしている。図中で黒い部分は流水で、線で囲まれた白い部分は沿岸結氷をあらわしている。各地の沿岸での結氷はすでに前年12月末にはじまっていたが、流水があらわれたのは1月下旬である。流水は4月上旬まで見られたが、最盛期をのぞき各地ごとの毎日の流水量のちがいが目に付く。また最盛期自体も互に少しづつ異なっており、流水は決して一様で一定のものでなくたえず変化していることをうかがわせる。

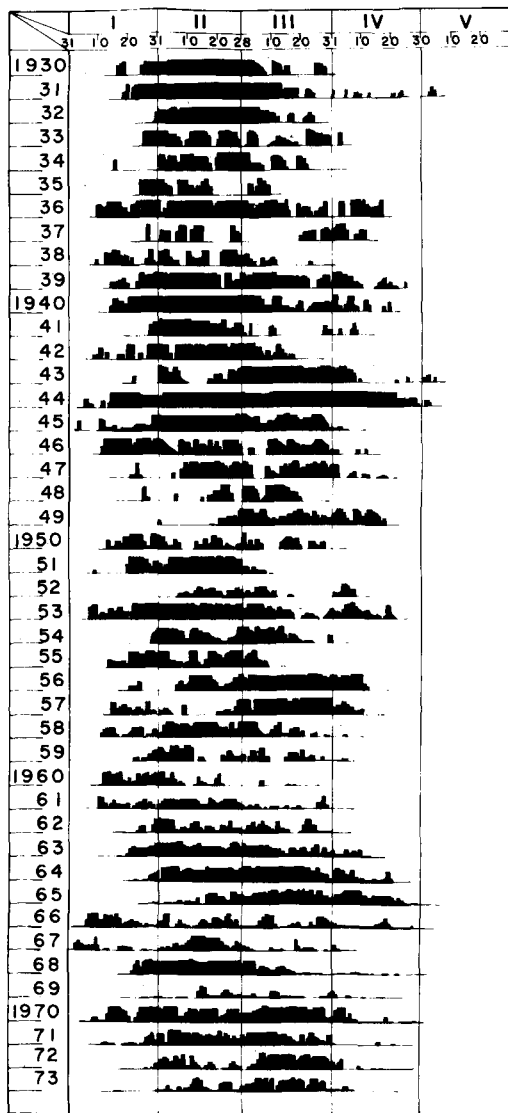


第5図 レーダー観測による流水分布図(1974年3月26~29日)

このような流水の不均一性はレーダーによって観測された流水分布図をみるとよくわかる(第5図)。この図は山頂に設置された3基のレーダーによって観測された資料を合成したものである。図中の黒い部分が流水である。流水の分布が日によって、また地点ごとに変っている様子が一目瞭然である。

毎日の流水量が年ごとにどのように変っているかを示したのが第6図である。この図は網走地方気象台で観測された1930年(昭和5年)から1973年(昭和48年)までの44年間の結果である。各年ごとに高さのちがいによって氷量のちがいをあらわしてある。図から、年によって流水の量が著しく違うのにおどろかされる。もっとも流水の多かったのは1944年で1月中旬からほぼ4月末まで優勢な流水が居すわったことがわかる。これに反して1969年の流水量は殆ど零にひとしい。また特に流水が優勢な期間をのぞくと、流水量の毎日の変化も著しいことがよくわかる。第5図、第6図の結果は気象官署から見える限られた海面についてのもので、オホーツク海全体の氷量の傾向そのものではないが、第6図に見られる氷量の極端な変化はオホーツク海全体の氷量の変動と深い関係があると考えることができよう。

流水量の増減には気象・海象要素の影響が著しいであろうことは容易に想像し得る。特に第6図からもわかるように、網走における流水量の年による違いがきわめて顕著なので、この氷量の多少・増減などを気象要素との関連を求める試みは多くの人によってなされてきたが、あまり良い結果は得られていない。その理由は、第5図からもわかるように、第6図にみられる海岸近くの氷量は地域的にも、また時間的にも著しく異なっており、その変動が広範囲の流水域の変化とはあまり直接的関係がないことによるのであろう。レーダーで第5図の程度の流水分布図が得られ、また第1、2図のように人工衛星によってオホーツク海全体の流水量の分布を知ることが出来るようになってから僅に10年にすぎない。気象・海象要素と流水量との関係の研究はこれからの課題である。



第6図 網走における流水量の年変化

海水の成長

すでにのべたように、塩分量24.7‰以上の海では対流層内の海水が結氷温度に達したのちにその表面から凍りはじめる。第7図は海水の表面に出来たばかりの氷の結晶で、氷晶とよばれる。発生したば

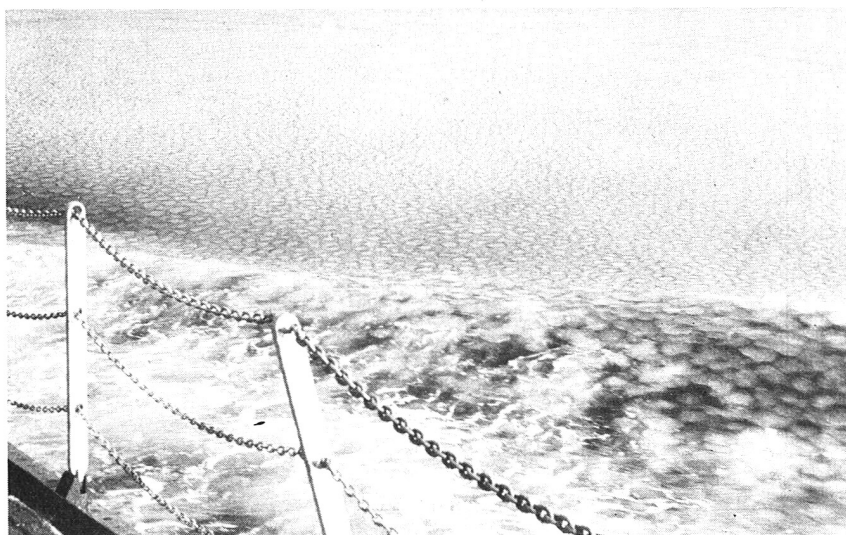
かりの氷晶は肉眼では見えないほど小さいが、この写真は -18°C のときの発生後10分ほどのものである。氷晶は良く知られている雪の樹枝状結晶、針状結晶と全く同じ形をしている。

海の表面に波が全くないときには、これらの氷晶は静かに発達して互に凍りついて、氷殻とよばれる比較的硬い氷の板となる。しかし多くの場合には海には波がある。風が強く、激しく波立っているときには表面からの冷却は静穏なときよりもずっと著しい。それゆえ氷晶の発生も多い。ところが波のために氷晶はたえず上下しているので前述の氷殻はできない。氷晶は波の波長の半分の規模によせ集められ、互いにからまりあって小さな円板状の集合体になる。第8図はこのようにして出来た円板状の氷の集まりで、

特に蓮葉氷とよばれる。氷晶の数が増し、蓮葉氷ができるようになると波が次第に静まる。第8図では船によって出来た波が蓮葉氷によって押えられているのがよくわかる。蓮葉氷は氷晶の集合体なので軟らかく、指で押すと簡単に穴があく。波がおさまってしまうと、蓮葉氷は互に凍りついて硬い氷板になり、次第に厚くなる。



第7図 海面上に出来た氷晶(5mm×5mm)



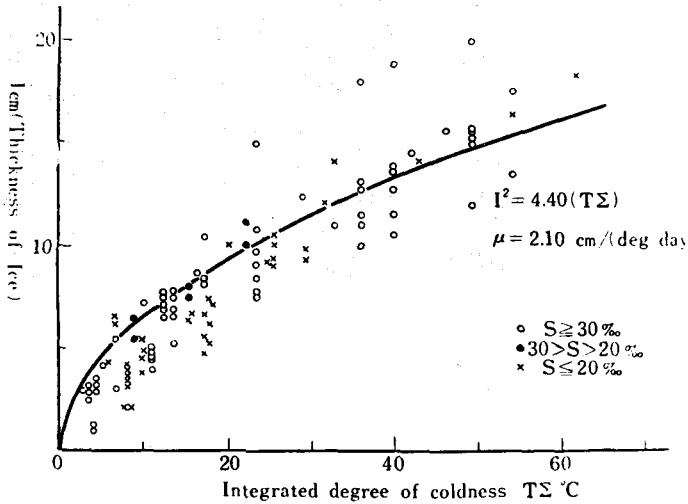
第8図 蓮葉氷

氷殻あるいは蓮葉氷から氷板が出来る。その厚さはほぼ気温の和の平方根に比例する。すなわち理論的にも、また実験的にも氷厚 I は

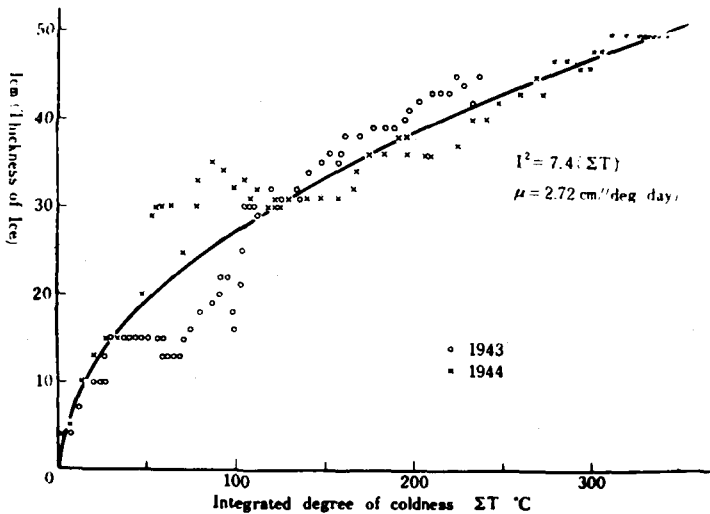
$$I = \mu \sqrt{\Sigma T}$$

であらわされる。ここで ΣT はいわゆる積算寒度で、この場合には海水の結氷温度と気温の差を積算する。常数 μ は海水上の積雪量、海水の塩分量、気温、その他によって複雑に変化する。

第9, 10図は実測した氷厚と当時の積算寒度の関係を示したものである。常数 μ の値はそれぞれ2.10, 2.72 cm/(deg·day)^{1/2} である。北極地方では9月中旬頃から結氷がはじまり、その厚さはおよそ2 mに達する。北海道のオホーツク海沿岸では最大40~50 cm, オホーツク海北部では1 m以上に達する。



第9図 氷厚と積算寒度との関係（網走・紋別）



第10図 氷厚と積算寒度との関係（根室）

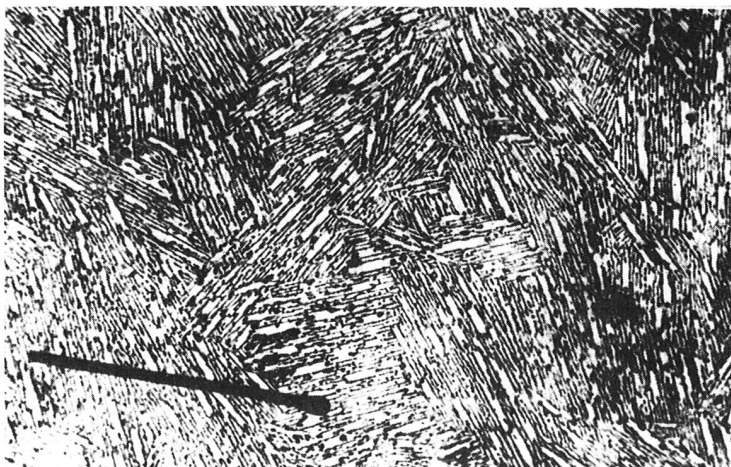
海水の構造

第11図は海水の底面の写真である。成長しつつある海水の底面には、鉛直下方を向いた樹枝状をした薄い氷の板（長さは時には数センチメートルにも達する）がみられる。写真の中の白い所はそのような氷の板である。黒い所は海水の中に閉じ込められた海水である。これらのうすい氷の板の数枚は互にくっつきあって平行にならんでいるが、そのとなりの集団は別の向きを向いているのがよくわかる。この平行にならんでいる集団のひとつひとつは海水の結晶粒とよばれる。

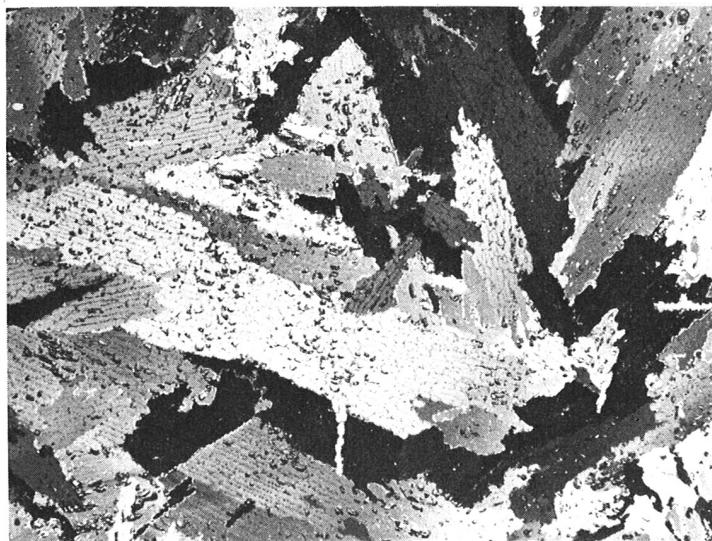
海水を底面と平行に、厚さ1ミリメートルにまで削って偏光でみると第12図のように見える。色の同じところがひとつの結晶粒で、その中には氷板は互に平行であることがわかる。濃淡のちがいは結晶粒の方向のちがいによるものである。図中の黒い斑点に見えるのは海水中に閉じ込められた海水である。これらの海水は濃縮されている。その温度を結晶温度とするような塩濃度をもっており鹹水（ブライン）とよばれる。氷の温度が

下るとブラインの中から氷が析出してブラインの塩濃度が高くなり、逆に温度が上ると周囲の氷がとけ込んでブラインの濃度が下がる。また氷の温度、すなわちブラインの温度が -8.2°C に達すると $\text{NaSO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ が析出し、 -23°C 附近で $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ が、 -44°C で $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ が析出することが知られている。 -54°C ぐらいでブラインは殆ど固体の塩にかわってしまう。このように、海水では、その温度変化に伴って、ブラインの量と組成が、したがって氷の部分の量も変化するのので、それに応じて海水の諸性質が変化する。

海水はふつうの水とブラインの混合体であり、また少量の気泡も含まれている。それゆえ海水は塩分を含んでいることになる。海水の塩分量は、これを融かした水の塩分量であらわす。海水の塩分量は、

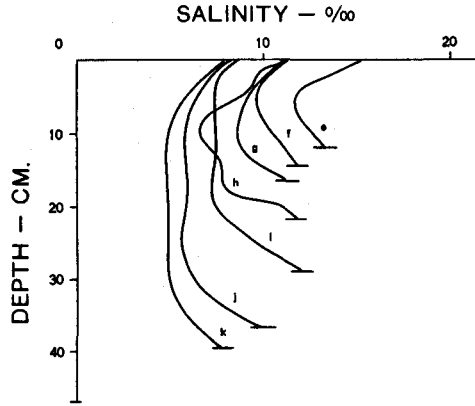


第11図 海水の底面



第12図 海水の水平断面（偏光写真、 $9\text{ cm} \times 7\text{ cm}$ ）

それが出来たもとの海水の塩分量、氷の成長速度などでことなる。また氷の厚さによってもことなる。通常の海水から出来た厚さ10cm以下ぐらいの海水の塩分量は平均10~20‰である。第13図に示したように、氷が厚くなると塩分が次第に減少する。また一般には氷の表面と下面で塩分量が多い。



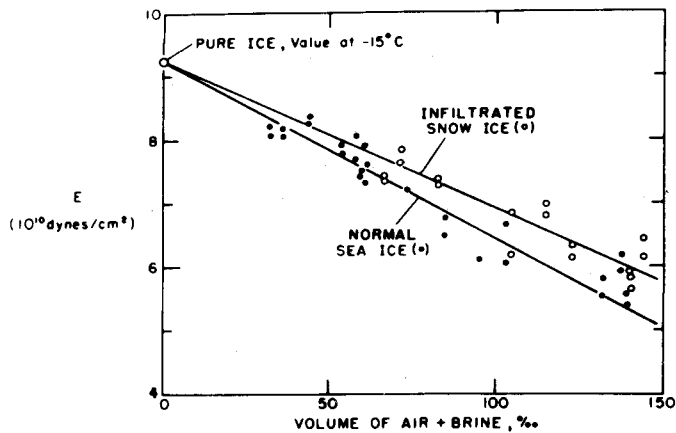
第13図 海水の塩分分布と厚さとの関係

海水の塩分量はたえず変化していると言っても過言ではない。すでにのべたように、温度が下るとブラインから氷が析出してブラインの塩濃度が大きくなる。氷が析出すると体積が増すので、ブラインに圧力が加わる。このためにブラインの一部は互いに連なっているブライン細胞をとおって海水中に押し出され、海水全体の塩分量は減少する。逆に温度が上ってブラインの周囲の氷が融解するとブライン細胞内は負の圧力になり、下の海水を吸いあげることがある。このときには塩分量は増加することになる。海水の表面温度はほぼ気温にひとしく、下面の温度は海水の結氷温度にひとしい。したがって冬季には海水中に上に行くほど温度が下がるような温度勾配が存在する。それゆえあるひとつのブライン細胞を考えると、その上端の温度は下端の温度より低い。そのためにブライン細胞の上端では氷が析出してその附近のブラインの塩分量が増し、逆に下端では氷が融解する。これらの氷の析出・融解量はきわめて少ないが、長い時間のあいだにはブライン細胞は下へ下へと移動することになる。海水の水面上に出ている部分のブラインは重力によって次第に下降する。このようにして海水の塩分量は次第に減少する。空气中に長く放置された海水や非常に厚い氷の表面の塩分量が2‰以下になることは決して珍らしくはない。

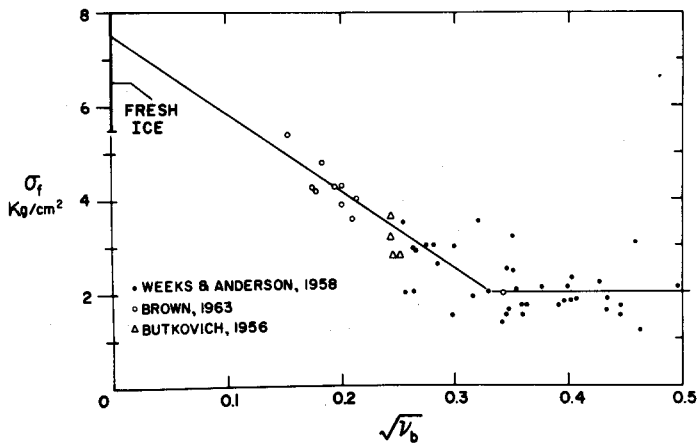
海水の塩分量は海水のそれよりも必ず少ない。すなわち海水ができるときにいくばくかの塩がブラインとして海水中に放出される。このブラインは温度も低く塩分も多く、したがって密度が大きいのので対流層内の鉛直循環が促進され、しかも塩分も増大する。その結果、海水の発生初期に存在していた比較的浅い対流層内の塩分量は海水の生成に伴って増加し、対流層の厚さも次第に深くなる。

海水の力学的性質

海水中には液体のブラインが含まれている。またいくらかの気泡も含まれている。これらのブラインと気泡の量が多いほど強度は弱く、弾性率も低下することが容易に想像できる。したがって塩分量が多く、温度が高いほど海水は弱いことが期待される。



第14図 海水の弾性率と気泡量+ブライン



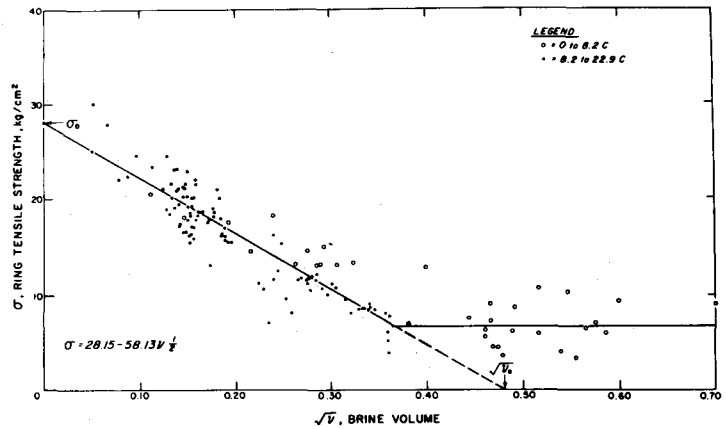
第15図 ブライン体積の平方根と曲げ強度との関係

第14図は気泡とブラインの量の和と弾性率の関係である。明らかにブライン量などの増加に伴って弾性率はおよそ $1/2$ の値にまで低下している。

現場で海水に“コ”の字形に鋸を入れると海水の片持梁ができる。そうしてその自由端に力を加えて曲げ強度を測る方法は多くの人によって試みられている。この方法では測定されるべき氷の状態を乱さないという点ではすぐれたものである。この方法による曲げ強度の測定の一例を第15図に示した。果して期待したとおりブライン量が多くなると曲げ強度が著しく減少している。また $\sqrt{V_b}$ が 0.3 以上になると強度が一定である。海水から円柱資料を切り出し、中央部に細い穴をあけ、その資料の円柱軸を水平に置いて圧縮破壊させると、曲げ強度を測ることができる。第16図はこのようにして得た結果である。第15図とはほぼ同じ傾向を示しているが得られた強度の値は数倍大きい。

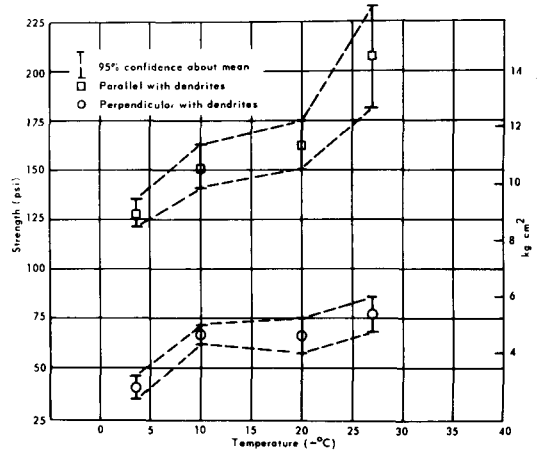
すでにのべたように海水はうすい氷の板を立てて平行にならべたような構造をしている。しかも結晶の主軸はこの氷の板の巾の広い面に直角である。すなわち氷の結晶の基底面はこの氷の板の面に含まれていることになろう。それゆえ氷に力を加える方向によって強度が異なることが考えられる。第17図は上述の氷の面に平行に力を加えた場合（上の方）およびそれと直角に力を加えた場合の引張り強度と温度

第16図 Ring tensile strength $\sqrt{\nu_b}$



との関係である。図から明らかに前者のほうが強い。また温度の低下に対しては、温度の低下につれて強度が増している。また海水はそ性的な性質があるので、曲げ強度は力の増加速度とも関係する筈である。第18図は力の増加速度と温度と強度の関係をあらわしている。

力学的性質のみならずその電気的性質および熱的性質なども、いずれも海水の特有な構造因子と深くかかわり合っている。



第17図 荷重方向と温度による曲げ強度のちがい

第18図 海水の曲げ強度と温度、応力の増加速度との関係

