

第 186 研究部会

氷海域における船舶・海洋構造物の 挙動に関する研究

報 告 書

昭 和 56 年 3 月

社 団 法 人
日 本 造 船 研 究 協 会

最近北極海周辺でエネルギー資源開発が急ピッチで進められている。本研究はこのような情勢にかんがみ、来るべき氷海商船就航に備えて今年度から3カ年計画で開始されたもので、初年度である55年度は、文献による基礎的調査、次年度以降の模型試験に備えて対象船型の検討、模型船シリーズの決定、プロペラ設計、船型決定等を行なった。本報告書はこれらをとりまとめたものである。

はしがき

本報告書は、日本船舶振興会昭和 55 年度補助事業として日本造船研究協会第 186 研究部会において実施した「氷海域における船舶・海洋構造物の挙動に関する研究」の成果をとりまとめたものである。

本研究部会の委員及び討議参加者は次の方々である。

第 186 研究部会委員名簿(敬称略、順不同)

部会長	高橋 鑑 (船舶技術研究所)	川口 昇 (三菱重工業)
副部会長	岡本 洋 (川崎重工業)	成田 仁 (三井造船)
幹事	北川 弘光 (船舶技術研究所) 野原 英志 (三菱重工業) 片桐 徳二 (石川島播磨重工業) 城野 隆史 (日立造船) 高井 忠夫 (日立造船) 太田 敬 (日本鋼管)	山崎 祥昭 (石川島播磨重工業) 村上 延夫 (日立造船) 橋本 泰明 (住友重機械工業) 須藤 正信 (日本鋼管)
委員	藤田 謙 (東京大学) 河井 清高 (大阪造船所) 中間 隆三郎 (函館ドック) 寺田 泰治 (日本海事協会) 折戸 博允 (大阪商船三井船舶) 柴田 幸夫 (ジャパンライン) 板沢 順 (かもめプロペラ) 伊藤 政光 (神戸製鋼所) 青木 真一 (川崎製鉄) 高橋 智 (キーバー) 岩上 彰夫 (中央工産) 立花 康夫 (富士電機製造) 石田 富之助 (日本ペイント)	堤 弘 (日本船舶品質管理協会) 貞永 勝 (来島どっく) 高幣 哲夫 (明石船型研究所) 星野 久雄 (新潟鉄工所) 宮崎 敬一 (山下新日本汽船) 三宅 淳達 (日本作業船協会) 海津 源治 (ナカシマプロペラ) 関田 欣治 (新日本製鉄) 鎌田 光郎 (川崎製鉄) 西浦 幸一 (スターライト工業) 大東 俊一 (小野測器) 佐野 隆一 (関西ペイント)

討議参加者名簿(敬称略、順不同)

牛島 秀利 (住友重機械工業)	沖 明雄 (三菱重工業)
田淵 寛 (三井造船)	田崎 正幸 (運輸省)
永松 秀一 (住友重機械工業)	木村 佳男 (運輸省)
木村 峻久 (石川島播磨重工業)	有田 正夫 (日立造船)
松本 公道 (運輸省)	岡 吉則 (日本海事協会)
森山 良信 (大阪造船所)	竹口 順啓 (大阪商船三井船舶)
高橋 通雄 (神戸製鋼所)	副島 俊二 (三井造船)

目 次

1. 緒 言	1
2. 研究計画の概要	2
3. 研究成果	3
3.1 調査研究	3
3.1.1 氷象情報と氷海航行	3
3.1.2 資源開発状況	34
3.1.3 氷象等に関する文献調査	38
3.2 模型試験計画	148
3.2.1 船型	148
(1) 従来の砕氷船船型	148
(2) 模型試験対象船種船型	148
(3) 砕氷タンカー基本設計	149
3.2.2 プロペラ	155
(1) 設計条件と手順	155
(2) プロペラ要目の決定	156
(3) プロペラに関する予備実験	158
3.2.3 Open Sea 中の性能	165
4. ま と め	166

1. 緒 言

北極海周辺に豊富なエネルギー資源の埋蔵が予測されたのは1950年代のことであるが、厳しい自然環境と立地条件の面から、石油、天然ガスの掘削が採算ベースに乗るのは、今世紀後半以降との見通しが大勢であった。しかし、1968年、アラスカ・ノーススロープでの石油試掘成功以後は、引続きエネルギー情勢の逼迫のため、北方資源の調査・開発熱は年を追って上昇し、ポーフォート海、メルビル島、あるいは、カナダ多島海において、ドーム、エッソ、バナーアクテックなどの各社が、天然ガス又は石油の試掘に成功を収めている。

このような情勢により、日本造船研究協会では、来るべき氷海商船就航に備えて、昭和50年、第160研究部会を発足させ、北極諸海周辺の気象、氷象、資源開発状況、砕氷船建造実績、砕氷船設計技術、氷海実験法、海水の諸性質、模型試験技術など、広範囲な調査研究を行った。しかし、その後、氷海商船出現の機運はいよいよ高まり、船舶の氷海中性能に関して具体的な資料入手する必要に迫られ、急ぎ研究に着手すべき情勢となった。

船舶等の氷海中の性能を研究するためには、理論研究、模型試験、及び実船試験を行うことが必要である。しかし、実船試験は、我国の立地条件および巨額な経費を勘案すると、拙速を選ぶべくでなく充分な準備期間の上に慎重な計画立案が肝要と思われ、本研究部会では、昭和56年3月に完成が予定される運輸省船舶技術研究所氷海船舶試験水槽を利用し、模型試験を中心とする研究を行うこととし、海外の関係文献についても、引き続き調査を行うこととした。

昭和55年度においては、次年度よりの模型試験に備えて、対象船型の検討、模型船シリーズの決定、プロペラ設計、および船型決定を行った。又、氷象に関して、ソ連文献等の調査、翻訳も併せ行った。

2. 研究計画の概要

2.1 研究目的

極海周辺の天然資源の掘削、生産、積出、輸送に対応すべく、その第一段階として、海水に覆われた海域で運航・就役可能な氷海商船および氷海海洋構造物を対象とし、海水との相互干渉、氷海中の推進性能を解明調査して、設計指針を得ることを目的とする。

2.2 計画概要

船舶又は海洋構造物の氷中の挙動、性能を明らかにするためには、氷水槽における模型試験のみならず、理論研究、実船試験（field research）が必要である。しかし、理論研究は、現状では設計の指針を得るに足るものもなく、多年に及ぶ研究が必要であること、又、実船試験は、立地条件から見て、研究規模が過大であることから、これらは今後の課題とし、差当り最も成果の期待できる氷水槽における模型実験に主力を注ぐこととした。

運輸省船舶技術研究所においては、昭和56年度より氷海可航型船舶の技術開発に関する研究が5ヶ年計画で行われるが、本研究部会としては、船舶技術研究所における研究内容を考慮して、主対象を氷海可航型タンカーに選定、表2・1のような研究実施内容を決定した。

昭和55年度においては、研究実施施設である船舶技術研究所氷海船舶試験水槽の完成に備えて、シリーズ模型群の検討、決定、船型決定、プロペラの設計と一部製作、およびプロペラに関する予備実験を行うこととした。併せて、海水、氷象に関するソ連・北極南極研究所紀要等の文献調査・翻訳を行った。又、ノースウェストパッセージ及びアラスカ周辺海域等の氷象、海水の特性等の文献調査、北極海周辺での地下資源開発プロジェクトの文献調査、氷海航行能力を規定する海水の種類、氷原、ridge 分布等の資料調査も行うこととした。

表2・1 研究年次計画

年 度 項 目	5 5	5 6	5 7
調査研究	主としてソ連文献の 調査 翻訳	全 左	全 左
模型船による 氷中シリーズ 試験	シリーズ決定 船型決定 プロペラ設計 プロペラ製作(2ヶ)	船型設計 模型船製作(3隻) プロペラ製作(1ヶ) 氷中抵抗・自航試験 (L/Bシリーズ)	模型船製作(3隻) 氷中抵抗・自航試験 (船首形状変化、 B/d変化) 操縦性関連試験 (可能であれば)
直円柱等に働く 氷荷重試験		直円柱(1体)	円柱群(1群)

3. 研究成 果

3.1 調査研究

3.1.1 氷象情報と氷海航行

1) はしがき

極海周辺での資源探査と開発が進むにつれ、氷象に関する情報の収集も、気象学、地球物理学的興味を超え、実用的な氷象予報に向けて、変貌しつつある。これには、船舶、航空機によるレーダ観測、ソナー探査、人工衛星からの観測など、リモートセンシング技術の長足の進歩によるところが多く、又、定点観測施設など観測網の整備にも与っている。しかし、これらのリモートセンシング技術にも長短があり、現在尚、多くの改良、研究が必要とされ、又、海氷観測データも僅かな蓄積しかなく、氷海中の船舶の安全航行、最適航法を確立するには程遠い。

水質に係わる氷の分類についても、工学的な観点からは実用上頼りになるものがない。気象学者等の分類は物理学的過ぎ、又、慣用氷名は一見便利をようでも、厳密さに欠け、特に氷の力学的性質との関連に乏しい。この他、氷や海氷を表わす表現には、様々あり、困ったことには、用語の乱れが少なくなく、定義そのものにも異論が多い。

極地周辺で氷海と戦う国は多く、総括的な、あるいは、海域毎の国際協力必要性は強く痛感されており、周知の AIDJ EX (Arctic Ice Dynamics Joint Experiment) や Greenland 沖の協同研究などの国際協力を通じて今後も多くの研究課題が解明、処理されるものと思われる。我が国においてもベーリング海やオホーツク海など直接関連海域のみならず、極海周辺の海域についても調査研究に積極的に参加することが望ましく、今後、このような研究体制の整備が必要となろう。

2) 海氷(氷)の分類と用語

氷は先ず主としてその存在場所によって分類される。

- (1) lake ice ; 湖氷、淡水氷
- (2) river ice ; 河氷
- (3) glacier ice ; 氷河氷
- (4) ground ice ; 地下氷
- (5) sea ice ; 海氷

このうち、湖氷、河水については、Michel-Ramseier(1)の分類があり、多用されている。海氷については、このような適切な分類がなく、Michel-Ramseier の分類記号が拡張使用されることも少くない。これは、氷の生成過程、結晶粒径、結晶構造および結晶軸方向などにより分類されており、曲げや圧縮強度などの氷の力学的性質の判定と併せて氷質、氷状記述に用いられる。Michel-Ramseier の分類表を表 3.1.1 に示す。

記号 P で表わされる氷は、水面に先ず生成する Primary Ice (初期氷) で、気温が比較的高く成長速度のゆっくりとした結晶粒径の大きな氷が P 1、気温が低く、成長速度が速く、結晶粒径が中程度の氷を P 2 で表わす。水面が波立って、多数の小氷晶が集合した氷が P 3 である。P 1、P 2 が結晶主軸が垂直であるに対して、P 3 では乱雑なものとなっている。水面に氷板が形成された後、その下方に発達する氷が Secondary Ice (2 次氷) で、記号 S を用いる。この型の氷では、結晶粒は鉛直方向に成長した粒状をなしているが、主たる結晶軸方向が鉛直方向であるのが S 1、水平方向であるのが S 2、傾斜しているものが S 3、氷中の氷晶が累積したもので結晶が小さく、結晶軸方向が乱雑なものが S 4 である。又、T 1 は通常、雪氷と呼ばれるもので、氷上の雪に水が浸透して出来た氷で、結晶が小さく、

結晶軸方向は乱雑である。

海水の発達と消散の面からの発生論的分類としては、Weeks の分類表(2)がある。これを 図 3.1.1 に示す。これらの厳密な定義、和名については必ずしも統一されている訳けでなく、慣用語、文部省学術用語、WMO 及び気象庁和訳、南極観測用用語解説などで食違いが見られる。付録として Weeks の用語解説原文を載せておく。特に、slush、sludge、shuga 等の用語についての亂れが多い。気象庁・南極観測用用語では

a. 軟氷； slush or sludge

氷晶(ice cristals、frazil ice、frazil cristals)の密集したもので、氷晶は、ばらばらのまゝか、或はほんの少し凍りつきあっていて、深い層をなし、海面は灰色若しくは鉛色がかった色を呈する。弱い風では、さざなみは立たない。

海氷の崩壊過程でも、これに似た氷ができるが、これは 2 次氷泥(secondary slush)として区別する。

b. 氷泥； ice slush

針状の氷晶が互に凍りつき、海面上に密集しているもの。灰色又は鉛色がかった氷の斑紋、或は薄い緻密な層をなす。

c. 雪泥； snow slush

多量の積雪が、冷却した海水の中へ落ち込んで、べトべトに密集したもの

d. 海綿氷； sludge

海綿状の白っぽい直径数cmの氷のかたまり、氷泥か雪泥から形成され、時には海底ででき、水面に浮び上ってくる海綿状の氷のかたまりからできることがある。

e. 氷殻； ice rind

穢やかな海面上で、軟氷が凍結して生ずる薄い弾性力あるキラキラした氷の殻。厚さは 5cm 以下。風やうねりによってたやすく破れ、船の通過にチャリンチャリンと音を立てる。

f. バドル； puddle

輪郭の明瞭な氷面上の水たまり

g. 蜂の巣氷； rotten ice

融解しつつある段階の、蜂の巣のように穴だらけになった氷で、崩壊の進んだ状態にある。

h. 砕氷； brash ice

他の種々の形の氷が砕けてできた小さな氷片が集ったもの。氷片の直径は 2m 以下。

i. 割れ目； crack

海氷中の割れ目や裂け目で、その巾は水路と呼ぶほどには広くない。飛び越せる程度のもの。

j. 水路； lead, lane

流氷の中の航行可能な水域。その水面に、板状軟氷(young ice)などが張っていてもよい。

k. 氷湖； polynya

氷(一般に定着氷)に囲まれた水域。一定の形を保ち続け、通常、長楕円形をしている。時には氷湖の縁が海岸で限られていることもある。

いずれにしても、海氷に関して、工学的観点から見て合理的な分類、用語、定義が確立されていない現状では、状況説明に過ぎないにしても、Michel-Ramseier の分類記号などを適当に用いることが肝要であろう。

参考として、海上保安庁水路部使用の海氷記号を表 3.1.2 に示しておく。

3) 密接度(氷量)

氷海中の船舶の航行において、氷象状況把握第一段階は、流氷(pack ice)密接度(closeness)

の情報入手である。密接度は、一般には、%表示が用いられ、これに対応して、最密群氷(very close pack ice ; 氷量が実際に 10% あって、水面は殆んど見当らない)、密群氷(close pack ice ; 殆んど接触し合った氷塊の集りからなる。氷量は 7% ~ 9%)、疎群氷(open pack ice ; 氷塊同士は殆んど接触しておらず、至るところに水路や氷池のある流氷集合域)、疎流水(very open pack ice , drift ice ; 氷よりも水面の方が遙かに多い。氷量は 1% ~ 3%)など表現が使われているが、更に細分して、consolidated pack ice (塑結密流水、 10%) , compact (凍結氷、 10%)などの表わし方もある(表 3.1.3)。

この他、密接度を表わすのに OKTAS 表示も用いられる。これを図 3.1.2 に示す。OKTAS では、compact or consolidated 8%, very close 7%, close 6% ~ 7%, open 3% ~ 6%, very open 1% ~ 6%, open water < 1% である。

氷海域での密接度は、いはば最低限情報と云えるが、これとて現状では充分な資料の蓄積もなく、まして、航行に役立つような予報は至難である。図 3.1.3 は、chuckchi 海および Beaufort 海において、密接度 1% の氷量の氷海に遭遇する確率の季節変化を示したものである。就航予定海域において、少くとも、各氷量(%)毎の、日々あるいは週別の遭遇確率図が用意されなければ、その海域を航行する船舶の設計は覚束無い。又、出来得れば、平均値、極大、極小値の確率分布も人手しておく必要がある。特に、長期にわたって同一海域に滞る海洋構造物の設計では、極大値(異常値)情報が不可欠である。(図 3.1.4、図 3.1.5)。このためには、近年、米国等で、氷象調査(図 3.1.6 ~ 図 3.1.9)が意欲的に行われているが、これらが、集大成されることが必要であろう。それ迄は、我国としても、図 3.1.7 等のデータ入手に努めることが肝要である。

氷海中の実航海では、氷状の変化(密接度の時間的変化)、流氷の漂流については、1902年の Nansen の漂流研究以来、近年では、ソ連の北極漂流観測ステーションの研究、北大低温科学研究所の研究などにより大局的な流氷漂流は可なり解明されてきた。北冰洋全体の流氷の動きの特長は、図 3.1.10 に示すように、アラスカ、カナダ多島海、及び北極点で囲まれた海域に Beaufort gyro と呼ばれる環流が存在し、ここでは、流氷は 2 年周期位の時計まわりの大回転運動をしていることである。流氷には、氷の表面に及ぼす風の応力、氷下面に働く水の応力、地球自転によるコリオリの力、氷の浮いている海面の傾斜による圧力傾度の力、および、流氷を介して伝えられる力、即ち氷の内部抵抗、の 5 つの力が支配力として働く。地球物理学的規模では、モデル化も比較的容易であり、シミュレーション計算結果も多く報告されている。しかし、船舶の運航に直接役立規模になると問題も多く実用化への道は未だ遠いようである。

又、船舶の水中航行では、氷盤あるいは流氷上の積雪の情報も重要である。一般に、水中航行では、船舶は氷盤上の積雪によって著しい抵抗・馬力増加を生じ、燃料消費量の増加により、時としてビセットの遠因となる。積雪量については、リモートセンシングによる測定が難しく、極海周辺では情報が不足している。

4) 密接度と海水特性

氷海の密接度を実際に測定することは仲々難しく、目視観測のみの場合が少なくない。航空機により氷海の写真撮影を行う場合には、精度の高い計測ができる。一般には、写真上を等間隔の直線に沿ってそれぞれ走査し、長さ L の走査線が i 個の氷塊を通過したとして、氷塊通過長さを li とすると、密接度 N を次式より求める。

$$N = \frac{1}{L} \sum i_i \quad (4 \cdot 1)$$

野外実験では、海面 A 内に完全に氷で覆われた正方形の標面下を探りその面積変化から密接度の変化を知ることができる。この時、この海域の密接度は

$$N = \frac{dF}{dA}$$

(4 . 2)

である。変位ベクトルを U とすれば A の面積変化率は一次のオーダでは

$$\frac{\delta A}{A} = \operatorname{div} U$$

(4 . 3)

である。 F の面積変化は、融解、凍結、氷丘形成などによって変化するが、その相対的变化率は

$$\frac{\delta F}{F} = \frac{\delta N}{N}$$

(4 . 4)

と表わすことができる。時間間隔が短ければ、 $\delta F/N$ は一般に極めて小さく、(4 . 3)、(4 . 4) 式から

$$\frac{1}{N} \frac{dN}{dt} = -\operatorname{div} U$$

(4 . 5)

を得る。即ち、変位速度ベクトルでの分数を求めれば、密接度の変化が知れる。

実際の船舶での航行では、航行海域の密接度の外、氷塊の寸法、形状などが問題となる。概略的には、ある海域での密接度を、その海域で任意に選択した点が氷塊に當る確率として考えられることによって、密接度と氷塊平均寸法との関係を知ることができる。氷塊が自由に移動しうる距離 λ を考え、これを支配パラメータとすると、隙水中では、近似的に

$$N = k / \left(1 + \frac{\lambda m}{dm} \right)^2 \quad (4 . 6)$$

が成立つことが知られている。ここに dm は氷塊の平均直径、 λm は平均自由行程である。又 k は実測係数で $k \lesssim 1$ である。 λ は氷塊が隣接氷塊に衝突する迄の移動距離であるから、 λm は近似的には開水面の平均幅と考えることができる。究極としては、密接度と λ あるいは氷塊寸法 d との相関が明らかになり、分布形が求められればよいが、この点に関してはリモートセンシングの向上と共に、次第に解明されるであろう。

ある海域での流氷群が等方的構造を有するか、あるいは異方性であるかは、当該海域の規模に左右され、個々の氷塊の寸法と同一オーダの範囲を考えれば、構造的にも運動的にも異方性が強い。しかし、通常、数百キロ程度の規模を考えた場合には、構造的には等方体と見做してよい。

5) 龜裂密度

氷盤の破壊程度を表わす指標に、亀裂密度がある。これは、氷盤面積 1 km^2 当りの亀裂総延長距離を km で表わしたものである。具体的には、北極の多年氷では、亀裂密度は $0.5 \sim 1.5 \text{ km}^{-1}$ である。氷盤規模が小さくなれば、亀裂密度はかなり高くなる。

6) 解氷度あるいは開水度

氷盤の解氷、融氷過程では、亀裂密度を更にすゝめて、解氷度あるいは開水度なる指標を考えた方が合理的である。これは、密接度とは全く逆な指標であるが、氷海中の船舶の航行を考える場合には、密接度より便利なこともある。

シリニコフは、表 3.1.4 のような解氷度表を提案しているが、この表によれば、冬期と春期の解氷度は融氷池と水路の量によって評価され、夏期には、水量によって評価されることになる。但し、表中の碎氷とは、brash ice ではなく大型の板氷 (ice cake) オーダのものである。図 3.1.11 は、ソ連側の北極諸海の解氷度の季節別変化を示したものである。2月～4月では、ソ連側北極諸海とこれに接する北極諸海での解氷度は $2 \sim 3$ 度であることが判る。5月後半には、流氷の解氷は急速に進み始め、中氷盤間に小氷盤及び碎氷が現われる。しかし、北極海盆では、氷盤中の水路や池、割目の数は急増し、解氷度も 5 度まで上昇するものの、氷盤の外観は依然として冬期の様相を示しているのが普通である。

9月には、融解が停止し、北極諸海北部や北極海盆では凍結が始まる。

シリニコフの解氷度は、密接度と対応するもので、流氷野の構造迄は知ることができない。ある海域で、面積 σ_i の氷塊の存在頻度 p_i を考える。調査面(海域)が充分な広さのものであれば、離散値に代って、 σ に関する確率密度 $f(\sigma)$ を考えることができる。ここで、氷が占める総面積に対して、当該寸法の氷塊が占める面積の比、即ちある大きさの氷塊が、調査面(海域)の氷盤を構成する割合 F_i を考える。氷塊の分布がランダムであれば

$$F_i = \frac{P_i \sigma_i}{\sum_{i=1}^{\infty} P_i \sigma_i} = \frac{P_i \sigma_i}{\sigma_{av}}$$

調査面が充分な大きさを持てば、氷塊寸法が σ_1 から σ_2 の氷塊の存在確率は、

$$F_{\sigma_1 \sigma_2} = \frac{\int_{\sigma_1}^{\sigma_2} \sigma f(\sigma) d\sigma}{\int_0^{\infty} \sigma f(\sigma) d\sigma} = \frac{1}{\sigma_{av}} \int_{\sigma_1}^{\sigma_2} \sigma f(\sigma) d\sigma$$

である。実際には氷塊寸法が σ_k より大きな氷塊が占める確率 ϕ_{σ_k}

$$\phi_{\sigma_k} = \frac{1}{\sigma_{av}} \int_{\sigma_k}^{\infty} \sigma f(\sigma) d\sigma$$

を考えた方が便利である。北極諸海と隣接する北極海盆での観測結果が、図3.1.12である。 ϕ の関数形は、解氷度が異っても余り変わらない。解氷度6の場合で、氷解寸法1300m以上の分布関数が異なるのは、シリニコフの解氷度表が氷盤寸法を考慮していないことによる。解氷度6程度では、中氷盤が氷盤面積の70～90%を占めるのが通常であるが、大氷盤の数は、かなりの変化があるからである。

いずれにせよ、現状では解氷度についても問題が多く、信頼に足るデータもないが、今後、密接度や解氷度と、流氷野と氷塊構造との関係を研究する必要がある。

7) 氷丘脈

密接度や解氷度は、流氷野の平面的構造の一指標に過ぎず、立体的構造の記述、指標が必要なことは言うまでもないが、平面的にも充分な研究が進んでいない現在では、氷厚の異常分布、即ち氷丘脈の分布密度の情報収集、分布密度の研究に重点が置かれている。

東氷洋では、氷厚は一様一定ではなく複雑に変化していることは周知のことであるが、一般に、極海での氷状は、沿岸から沖合にかけて、図3.1.13のように変化している。各ゾーンで氷状も氷に惹起される問題点も微妙に異なる。又、図3.1.14は定着氷の発達過程をモデル化したものであるが、各ゾーンが相互に様々に影響し合い発達していく様が判る。これらの図からも明らかのように、各ゾーンによって氷原の変化、又は氷面の起伏度はかなり異なる。図3.1.15、3.1.16には、レーザプロファイラによる観測結果の1例を示す。

沖合では、氷丘脈の遭遇確率が重要である。chukchi海およびBeaufort海における冬期の氷丘脈高さと1海里当りの氷丘脈遭遇頻度の観測図が図3.1.17である。又、図3.1.18は、冬期および夏期における極海での氷丘脈遭遇頻度の等高線図である。氷丘脈の分布の変化は、海象、気象程早いので、このよう氷丘脈遭遇頻度分布がweeklyに予報されれば、通常の船舶の運航には、かなり役立つ。

氷丘脈の遭遇確率の推定は必ずしも容易でない。先ず、氷丘脈の識別定義が問題である。図3.1.19は氷丘脈のモデル化したものであるが、氷丘脈識別法として採用されること多いLowry-Wadhams [11]の方法を示したものである。この場合には、氷丘脈相互間隔(分布距離) X が、限界値

$$X_{crit} = h' \cot \alpha$$

より小さくなれば、氷丘脈としては、より大きな氷丘脈 h' を採り、 h についてはカウントしない。これは **keel shadowing effect** と呼ばれるが、分離距離に Lower Limit が存在することになり、分布論上は重要である。Hibler 等[12]は、簡単に、氷丘脈の分布関数として、

$$P(x)dx = \exp(-\mu x) dx$$

を、又、**ridge height** の分布関数(確率密度関数)として次式を導いた。

$$P(h)dh = K \exp(-\lambda h^2) dh$$

但し、Kは、**cut off height** h_0 により定義され

$$\int_{h_0}^{\infty} P(h)dh = 1 = \frac{K}{2} \left(\frac{1}{2}\right)^{1/2} \operatorname{erfc}(h_0 \lambda^{1/2})$$

であり λ は、実測により求められる平均氷丘脈高さ \tilde{h} を用いて

$$\tilde{h} = \int_{h_0}^{\infty} h P(h)dh = \frac{K}{2\lambda} \exp(-\lambda h_0^2)$$

より求める。Lowry Wadhams は Hibler の考え方で X_{crit} の仮定を導入しより合理的な分布関数を求めている。

原子力潜水艦 USS Gurnard のソナーによる Beaufort 海での計測データを、Wadhams 等が解析した結果が図 3.1.20 である。

8) 沿岸氷

沿岸では grounded ice (anchor ice ; 錨氷)、ice scoring、海岸への ride-up, pile-up などが問題となる。いずれも沿岸付近で、稼動が予定される海洋構造物の設計に際しては、これらの現象を充分留意しておく必要がある。pile-up 又は ride-up のパターンを図 3.1.21、3.1.22 に示す。

9) おわりに

氷海を航行する船舶の設計あるいは氷海中の運航法に、直接役立つような氷象データは無い。氷象に関して、信頼に足る資料を整え、実用段階に至るには、次の課題が解決されていることが必要である。

- (i) 氷象観測技術の確立；リモートセンシング技術
- (ii) 氷象観測網の整備；地上施設、海上又は水上観測施設、人工衛星
- (iii) 系統的なデータの蓄積；国際協力
- (iv) データの合理的な処理・解析；理論・定義
- (v) 氷象予測法の確立；確率密度関数
- (vi) 氷象予報システム

現状では、(i)～(iii)が行われているが、第一段階ですら未解決事項の多いことも事実である。今後、各国の意欲的な研究が期待される。

参 考 文 献

1. B Michel & R. O. Ramseier, "Classification of River and Lake Ice", Can. Geotech. J., Vol. 8, 1971.
2. W. F. Weeks, "Sea ice conditions in the Arctic", AIDJEX Bulletin, no. 34, 1976.
3. M. Dunbar, "A glossary of ice terms (WMO terminology)", Ice Seminar, Calgary, Special Volume 10, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 1969.
4. W. Wittman & M. D. Burkhart, "Sea ice, Part 1 Major features and physical properties", Marine Weather Log, Vol. 17, no. 3, 1973.
5. W. Wittman & M. D. Burkhart, "Sea ice, Part 2 Ice distribution and forecast services, North American Arctic waters", Marine Weather Log, Vol. 17, no. 6, 1973.
6. R. G. Barry, "Meteorology and climatology of the seasonal sea ice zone", Proc. of an International Workshop : The seasonal Sea Ice Zone, Cold Regions Science and Tech., Vol. 2, 1980.
7. R. G. Crane (compiled by), "Inventory of snow cover and sea ice data", Glaciological Data, GD-7, World Data Centre A for Glaciology, 1979.
8. Yu.A. ゴルブノフ他、"解氷度の可変性"、北極南極研究所紀要 Vol. 316, 1978.
9. A. Kovacs and D. S. Sodhi, "Shore ice pile up and ride-up : field observations, models, theoretical analyses", Proc. of an International Workshop : The Seasonal Sea Ice Zone, Cold Regions Science and Tech., Vol. 2, 1980.
10. A. Kovacs & M. Mellor, "Sea ice morphology and ice as a geological agent in the southern Beaufort sea", The Coast and Shelf of the Beaufort Sea, Arctic Inst. N. Amer., Arlington, 1974.
11. R. T. Lowry & P. Wadhams, "On the statistical distribution of pressure ridges in seaice", J. Geophysical Research, Vol. 84, No. C5, 1979.
12. W. D. Hibler, III, W. F. Weeks & S. J. Mock, "Statistical aspects of sea ice ridge distributions", J. Geophysical Research, Vol. 77, No. 30, 1972.
13. P. Wadhams & R. J. Horne, "An analysis of ice profiles obtained by submarine sonar in the Beaufort Sea", J. Glaciology, Vol. 25, No. 93, 1980.

表 3.1.1 Michel-Ramseier の分類記号(1)

Primary ice (first to form):

- P1 Calm surface; low rate of cooling; c axis preferred vertical; crystal size large to extra large; crystal boundaries of irregular shape
- P2 Calm surface; high rate of cooling; c-axis orientation random to preferred vertical superimposed on random; crystal size medium to extra large; crystal shape tabular to needlelike
- P3 Agitated surface, ice cover initiated from frazil; c-axis orientation random; crystal size small to medium; crystal shape equiaxed and tabular
- P4 Ice cover initiated by snow; c-axis orientation random; crystal size small to medium; crystal shape equiaxed

Secondary ice (develops from primary ice):

- S1 Columnar-grained; c-axis orientation preferred vertical; crystal size usually large to extra large, increases with depth; grain cross section of irregular shape
- S2 Columnar-grained; c-axis orientation tends to be preferred horizontal, grain size small to extra large, increases with depth; grain cross section of regular shape
- S3 Columnar-grained; c-axis orientation preferred horizontal and aligned
- S4 Congealed frazil slush; c-axis orientation random; grain size small to medium, shape equiaxed and tabular; formed from frazil deposited beneath ice cover
- S5 Drained frazil slush; grain size small to medium, shape angular; density low, formed from frazil that has drained and subsequently frozen

Superimposed ice:

- T1 Snow ice; c-axis orientation random; grain size small to medium; grains equiaxed; density usually 830 to 900 kg/m³
- T2 Drained snow ice; c-axis orientation random; grain size small to medium; grains equiaxed; density about 600 kg/m³
- T3 Surface ice; layers of columnar ice that have formed on top of primary ice

Agglomerate ice:

- R Inclusion of ice of various types due to mechanical processes; c-axis orientation random to preferred orientation; grain size small to extra large; grain shape columnar to equiaxed to tabular; can be associated with rafting or ridging

Grain size	Grain diameter, mm
Small	< 1
Medium	1-5
Large	5-20
Extra large	> 20

表 3.1.2 水路部海水記号

記号	氷形	備考	記号	氷形	備考
N	新成氷		W	一年氷	
Cr	晶氷	水晶	W0	薄い一年氷	F L (U S A)
Gr	グリースアイス		W1	並の一年氷	F M (U S A)
S	雪泥		W2	厚い一年氷	F T (U S A)
Sg	スポンジ氷	海綿氷	Fg	巨大氷盤	
Ni	ニラス		Fv	巨氷盤	
Nd	暗いニラス		Fb	大氷盤	
Nt	明るいニラス		Fm	中氷盤	
R	氷盤		Fs	小氷盤	
P	はす葉氷		Ck	板氷	
Y	板状軟氷		Cs	小板氷	
Y1	薄い板状軟氷		Ft	大氷岩	
Y2	厚い板状軟氷		Bt	碎け氷	

表 3.1.3. 海冰用語〔3〕

Development	Concentration	Floe Size	Arrangement
<i>New ice</i>			
frazil ice	Compact (10/10)	Giant (> 10 km)	<i>Ice field</i>
grease ice	Consolidated (10/10, frozen together)	Vast (2-10 km)	large (> 20 km)
slush		Big (500-2000 m)	medium (15-20 km)
shuga	Very close (9-10/10)	Medium (100-200 m)	small (10-15 km)
<i>Nilas</i>	Close (7-8/10)	Small (20-100 m)	<i>Ice patch</i> (< 10 km)
dark (0-5 cm)	Open (4-6/10)	Ice cake (2-20 m)	<i>Belt</i> (width 1-100 km)
light (5-10 cm)		Small ice cake	<i>Tongue</i> (length to several km)
rind (to 5 cm)	Very open (1-3/10)	(< 2 m)	
<i>Pancake ice</i>	Open water (< 1/10)	(Brash ice is accumulation of small ice cakes)	
<i>Young ice</i>	Ice free (no ice)		<i>Strip</i> (width 1 km or less)
grey (10-15 cm)			
grey-white (15-30 cm)			
<i>First-year ice</i>			
thin (30-70 cm)			
medium (70-120 cm)			
thick (> 120 cm)			
<i>Old ice</i>			
second-year			
multiyear			

表 3. 1. 4 シリニコフの解氷度(8)

0	水路、池、割目は皆無い
1	水路、池、割目は非常に少ない
2	水路、池、割目は少ない
3	水路、池、割目の数は中程度
4	水路、池、割目の数はやゝ多い
5	水路、池、割目は多數、丸味のある中氷盤は皆無い
6	中氷盤が優勢(70~90%)で、小氷盤と碎氷を含む
7	中氷盤が40~60%で、小氷盤と碎氷を含む
8	小氷盤と碎氷が優勢で10~30%の巨氷盤がある
9	中氷盤は皆無で小氷盤を含む碎氷が優勢
10	巨氷盤及び小氷盤は皆無で碎氷だけが粗剝される

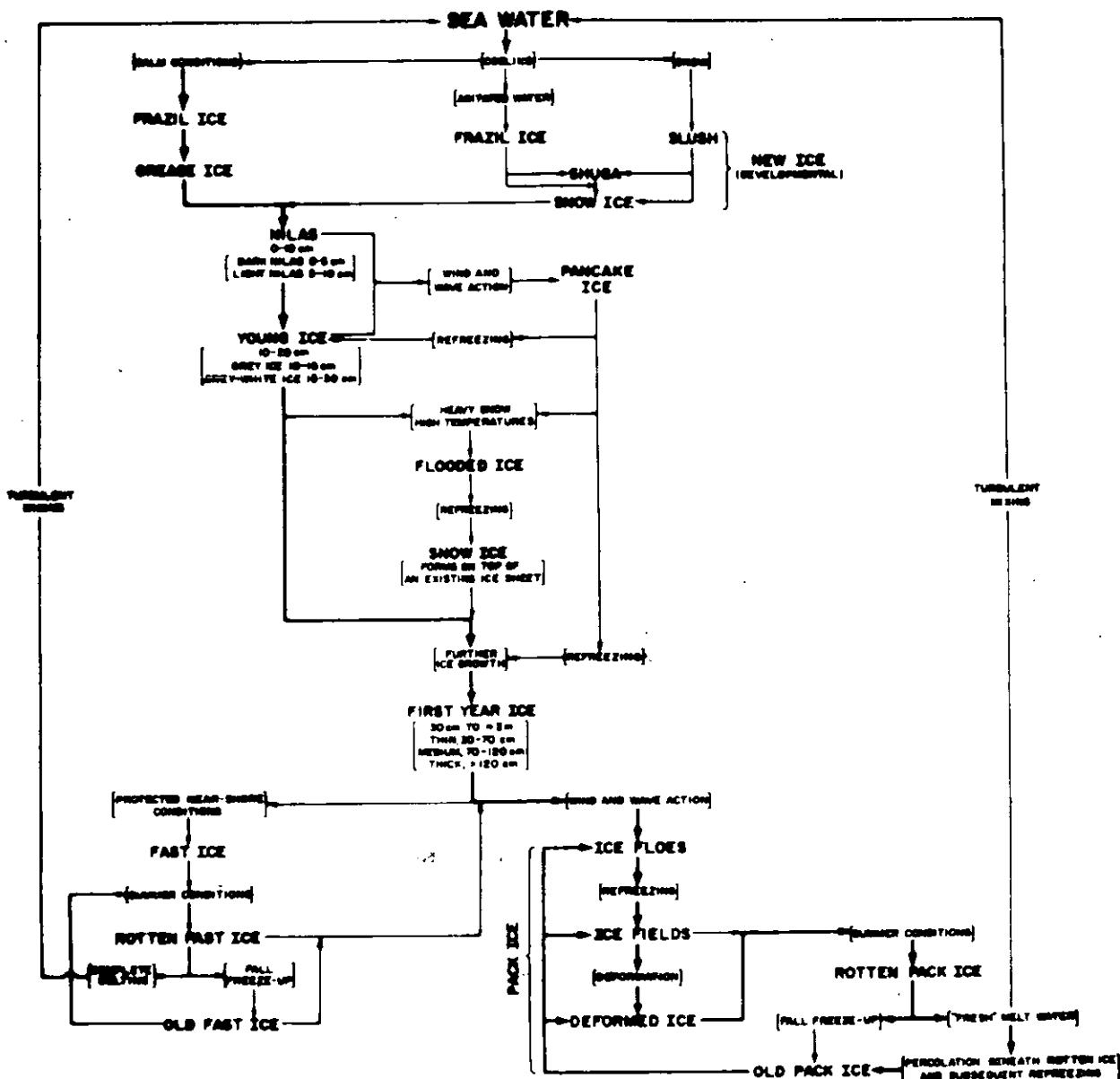


図 3.1.1 海水の発達と消散(2)

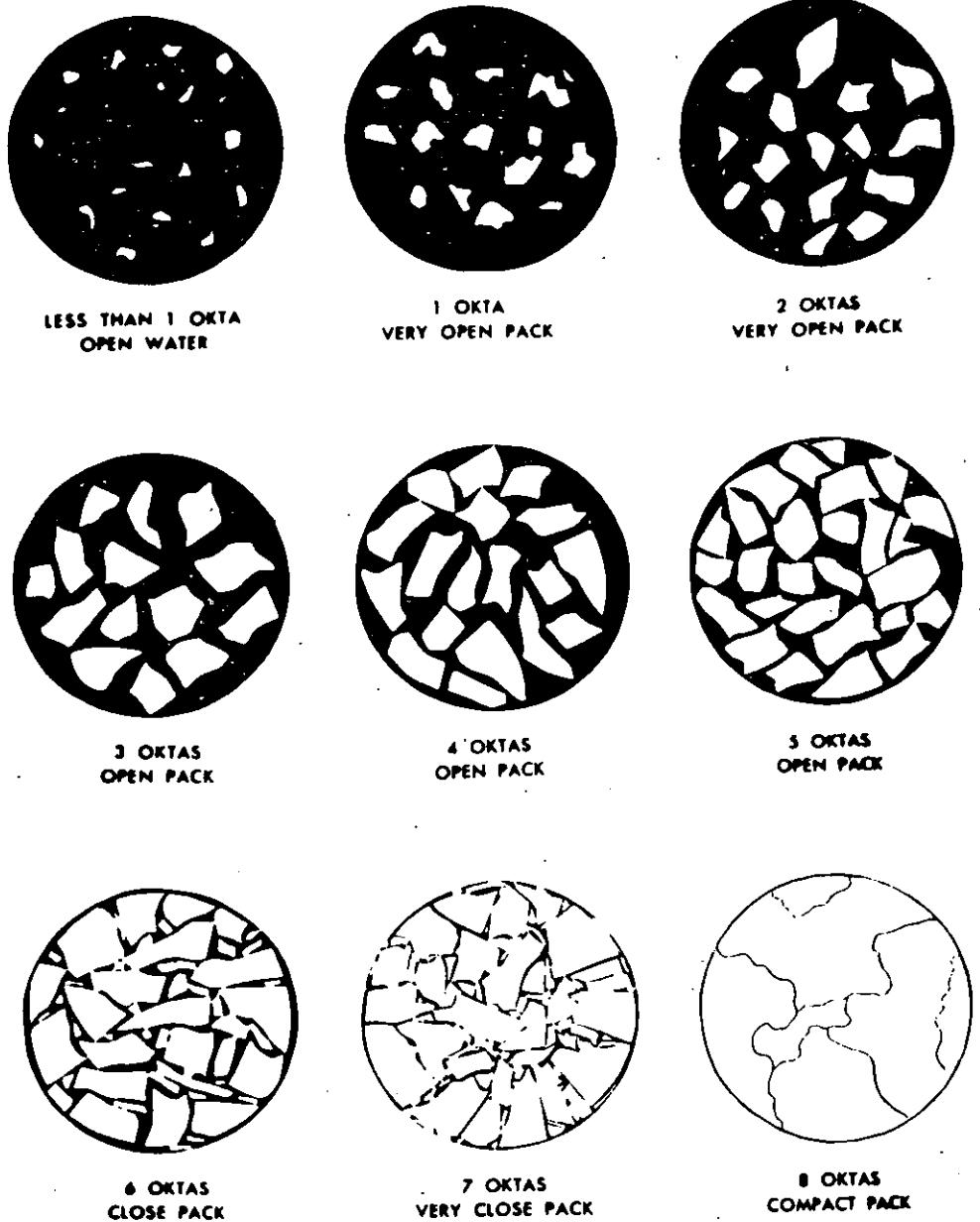


図 3.1.2 密接度(Oktas 表示) [4]

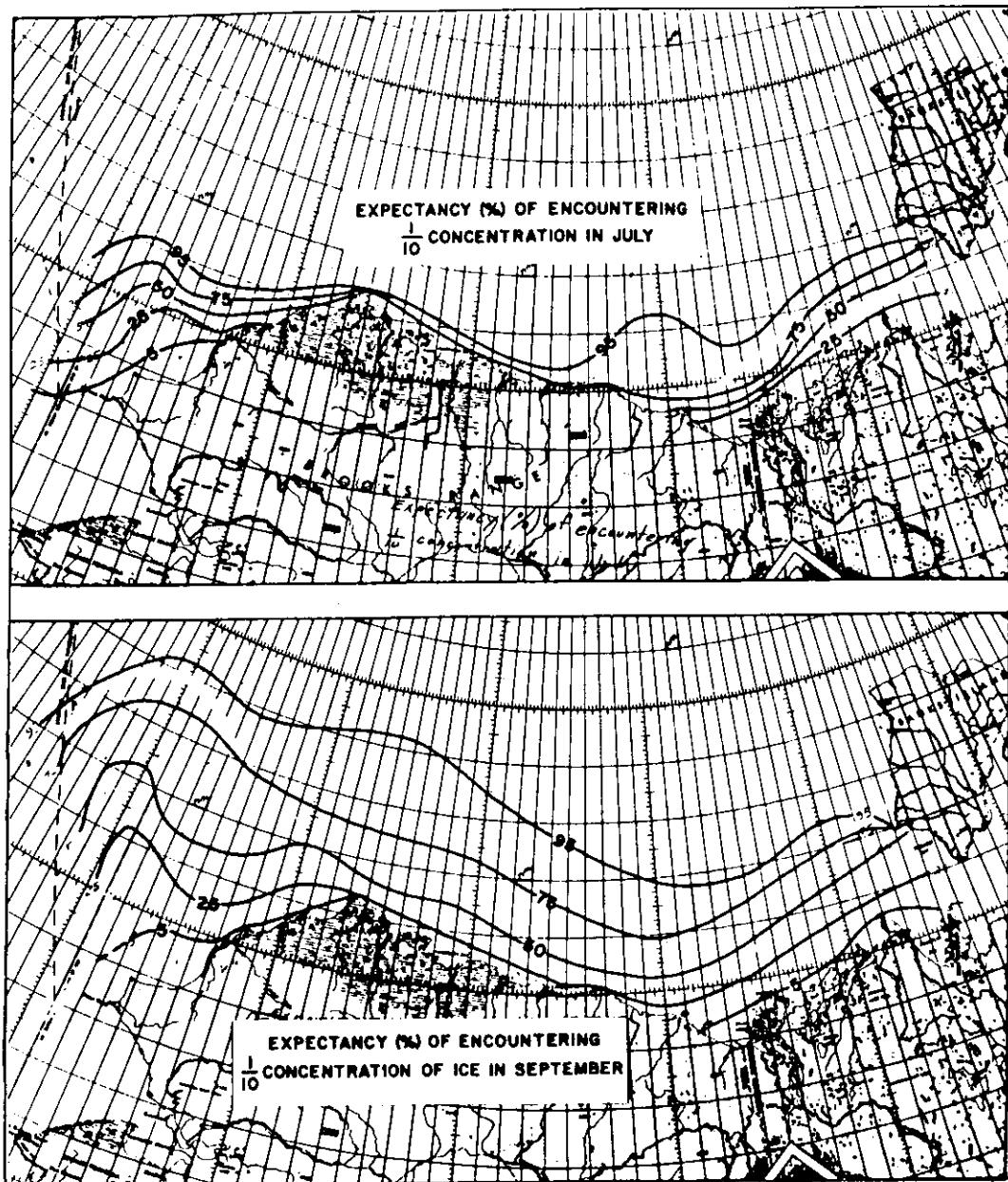


図 3.1.3 密接度分布(Chukchi海及びBeaufort海, 7月及び9月) [5]

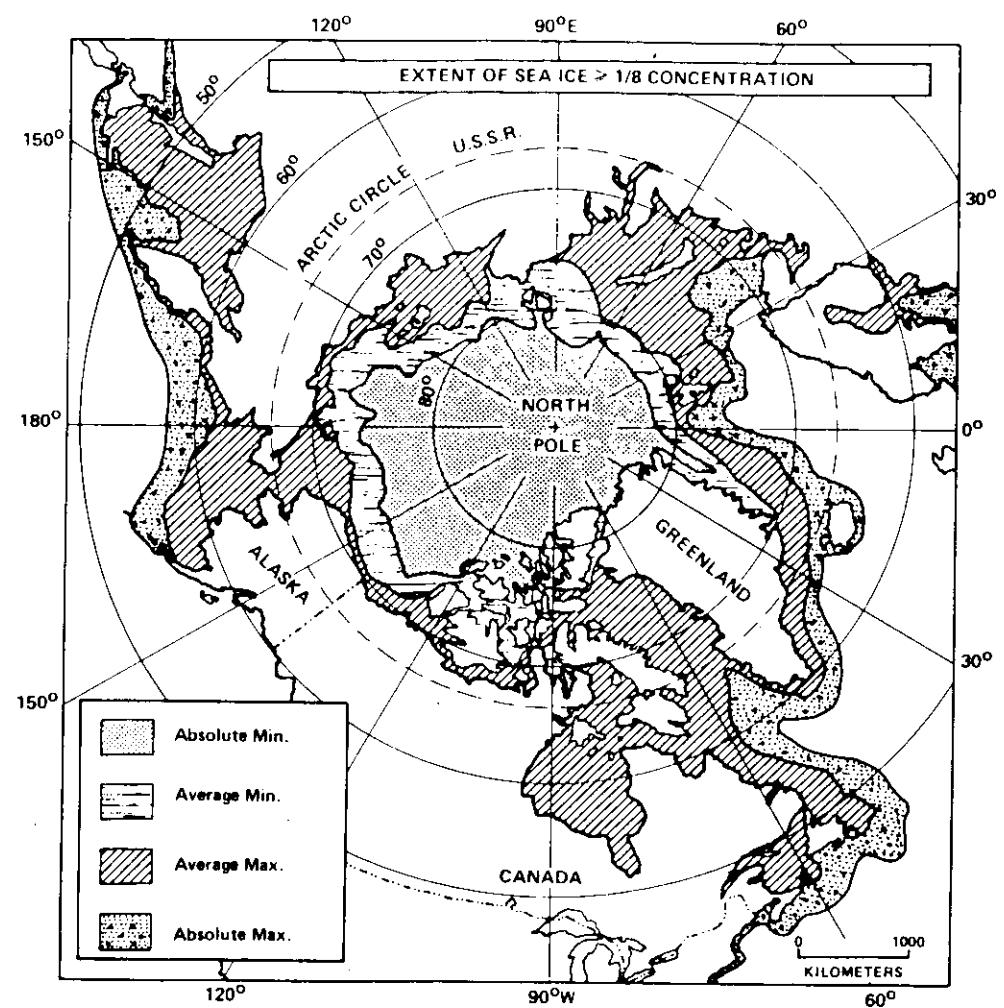


図 3.1.4 海氷分布 (Seasonal sea ice zone; 北極) [6]

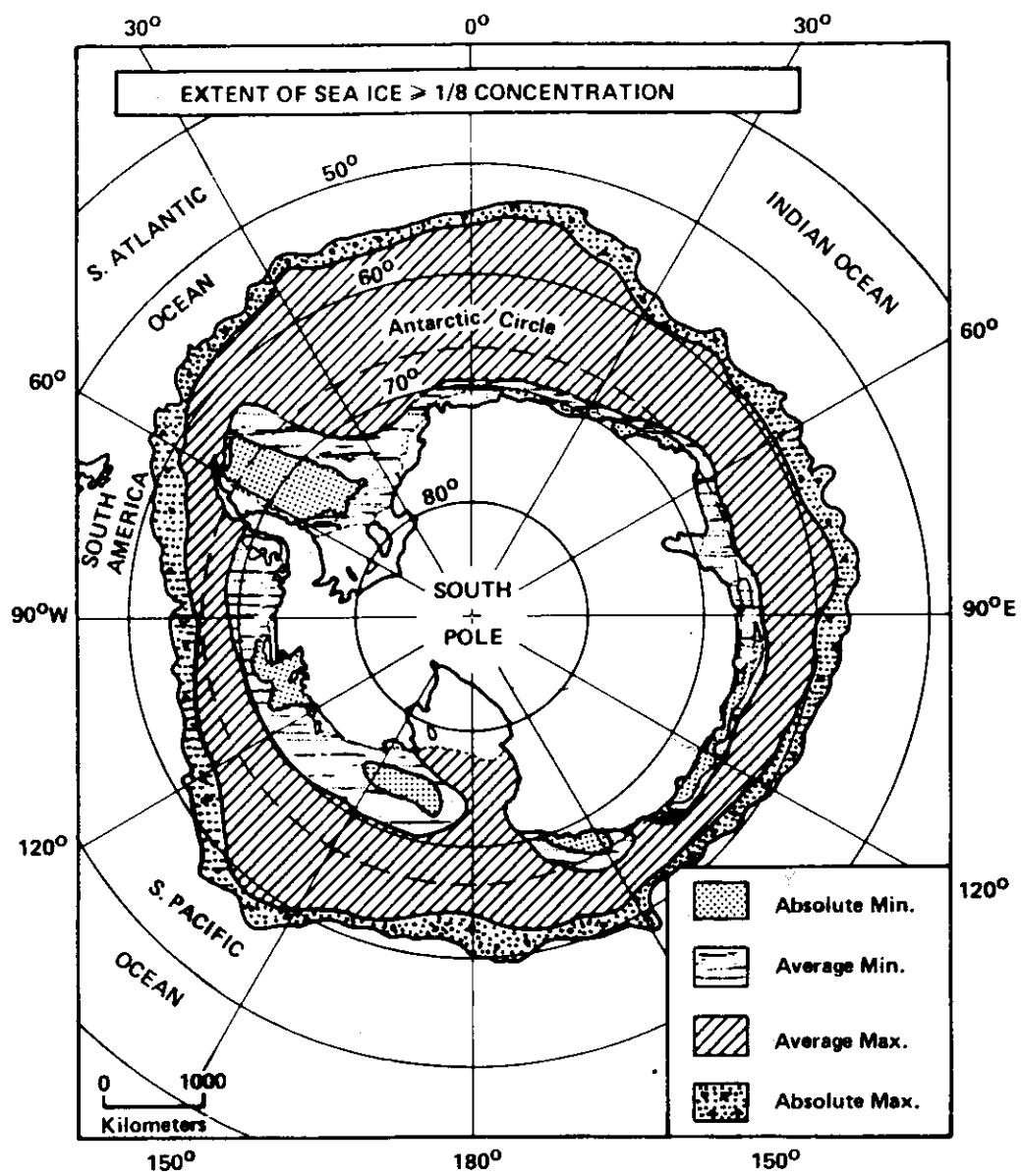


図 3.1.5 海氷分布 (Seasonal sea ice zone; 南極) [6]

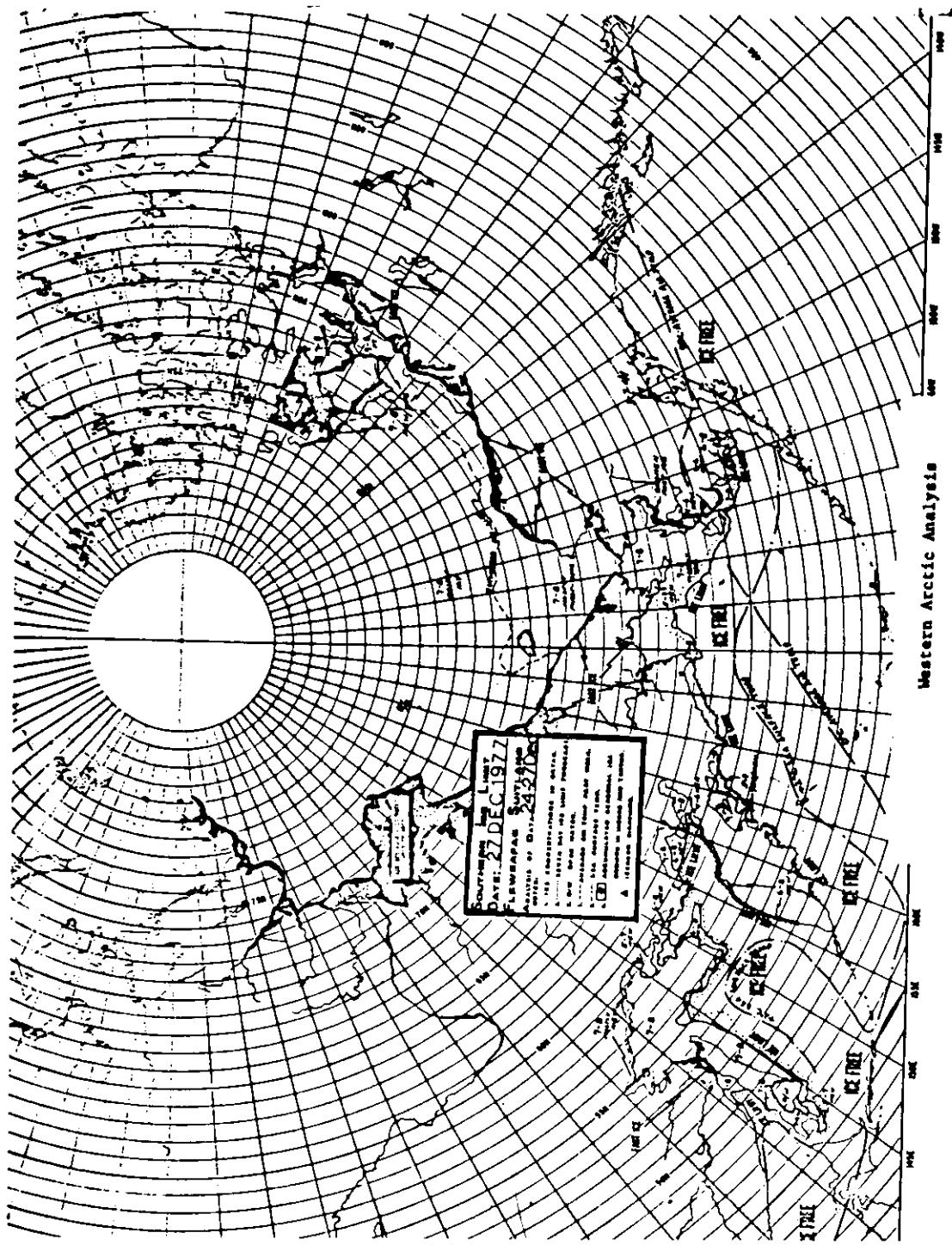


図 3.1.6 氷象図 (Navy-NOAA Joint Ice Center) [7]

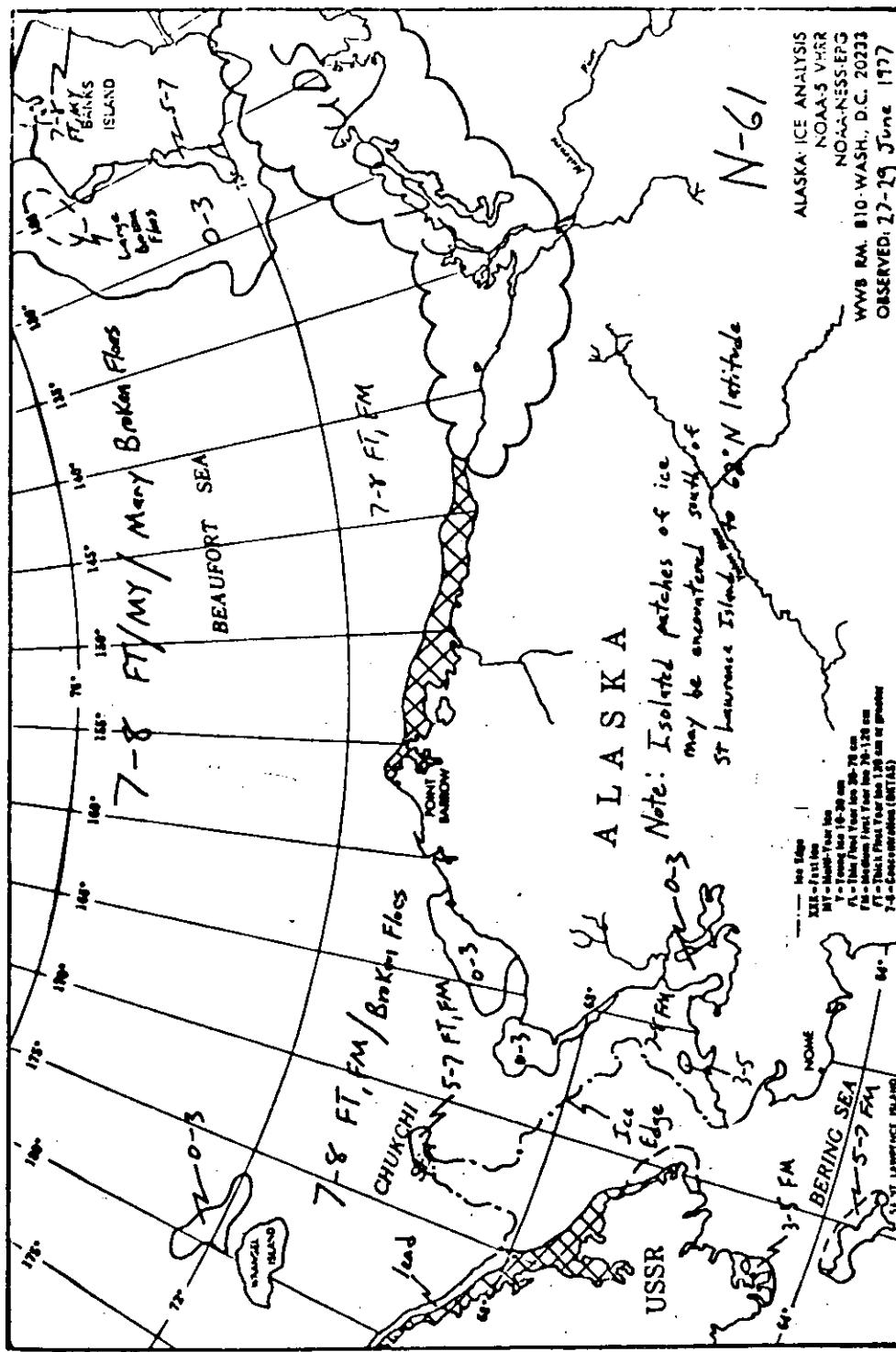


圖 3.1.7 氷象圖 (North Slope ; U.S. National Oceanic & Atmospheric Administration Environmental Satellite Service) [7]



図 3.1.8 氷象図 (Chukchi 海及び Bering 海) [7]

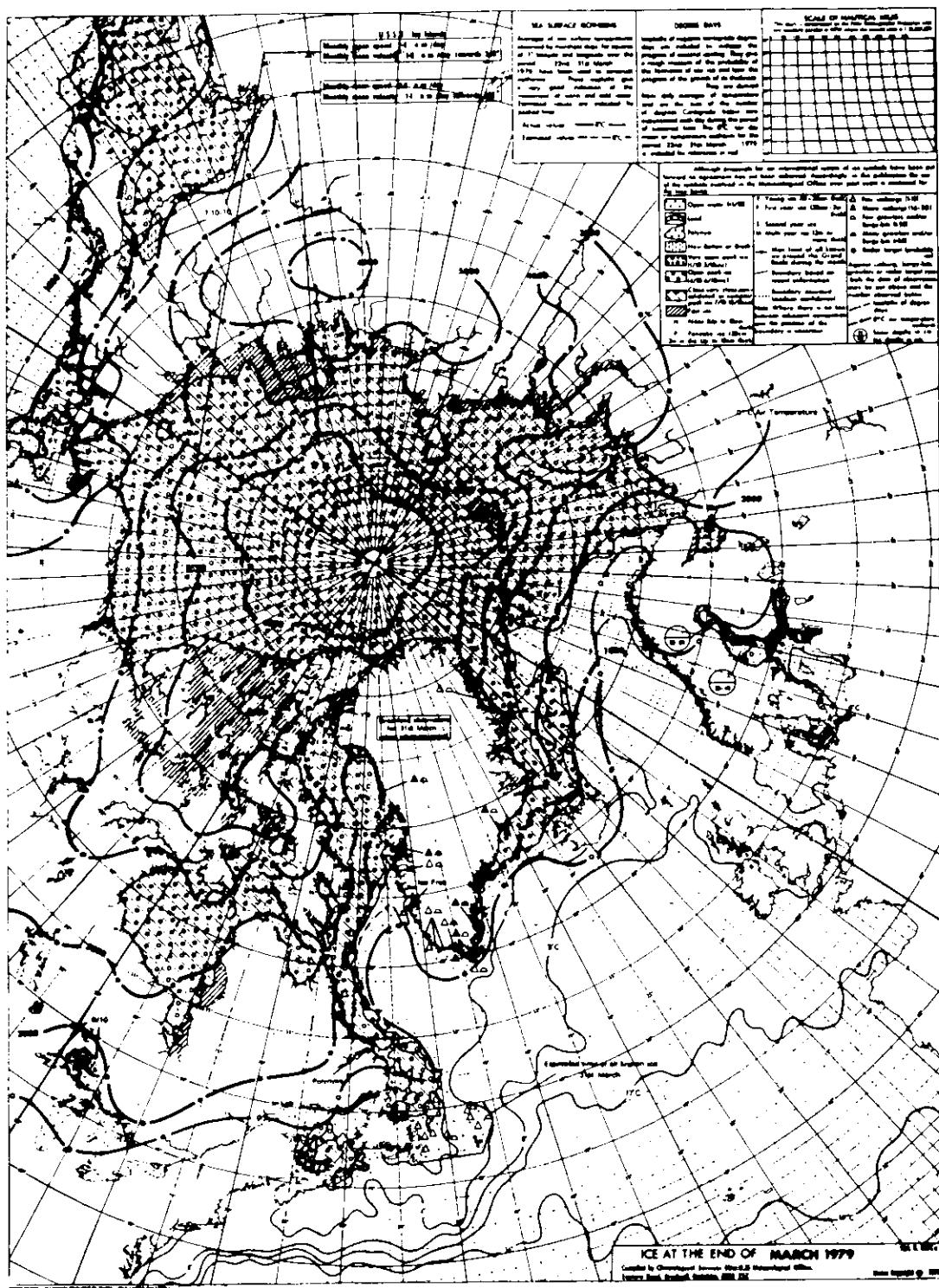


図3.1.9 海氷図 (British Meteorological Office)[7]

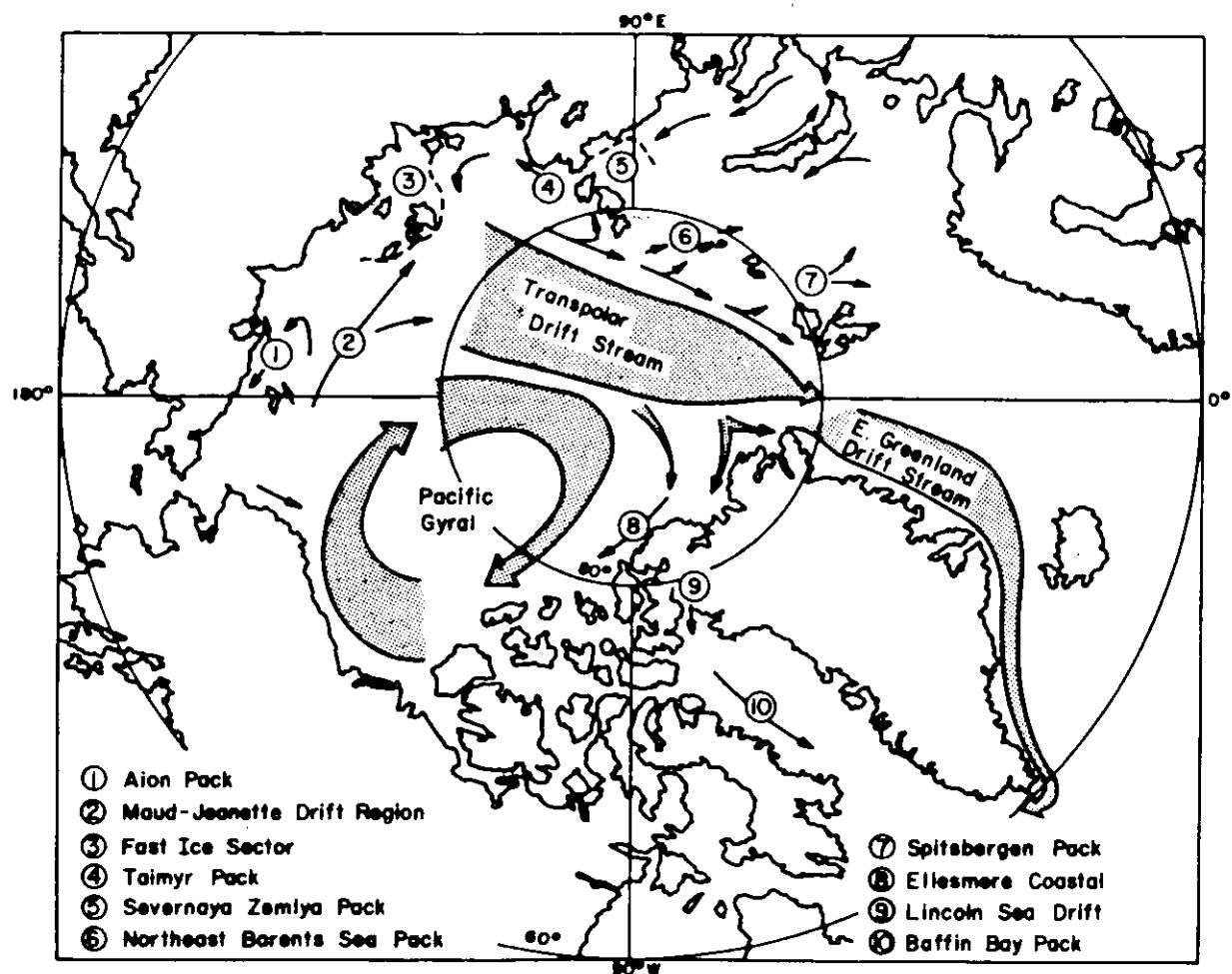


図 3.1.10 流氷漂流〔2〕

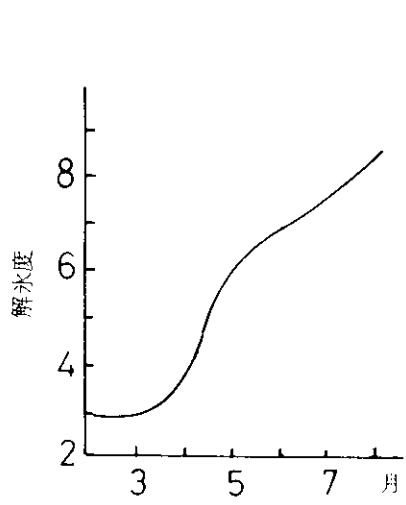


図 3.1.11 解氷度の年変化〔8〕

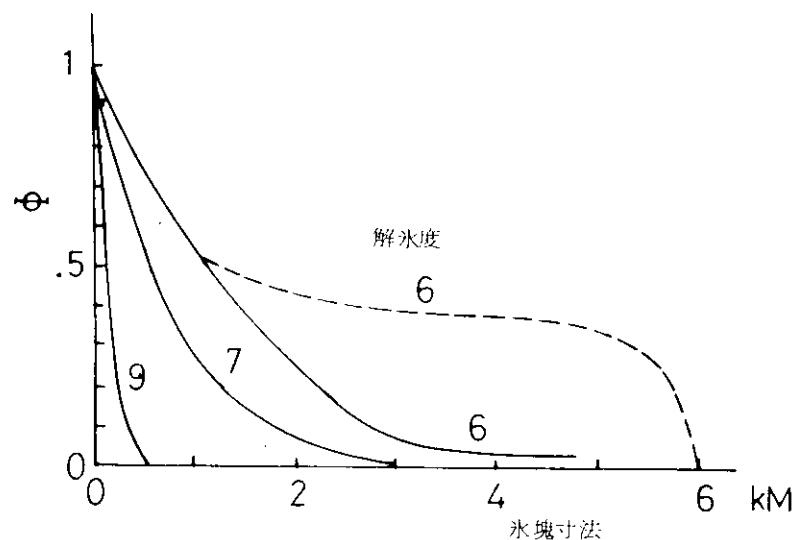


図 3.1.12 解氷度と氷塊寸法〔8〕

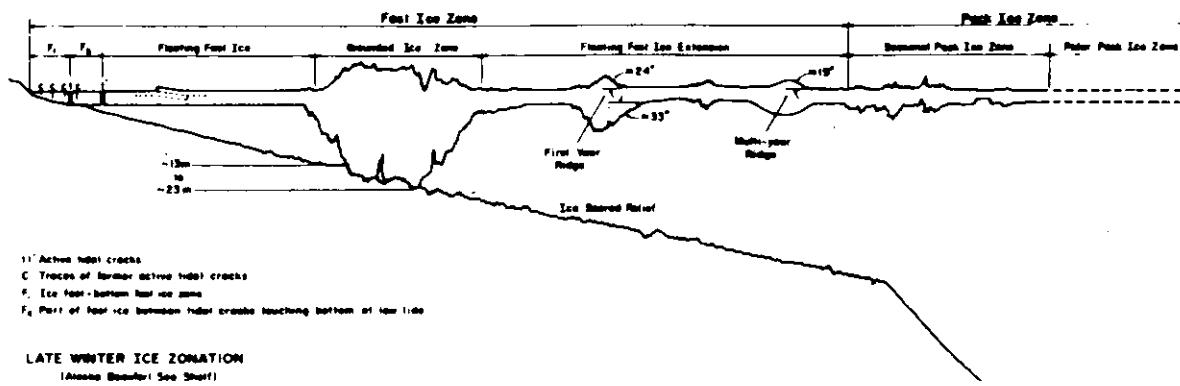


図 3.1.13 海氷のゾーン構造(Beaufort 海 冬末期) [9]

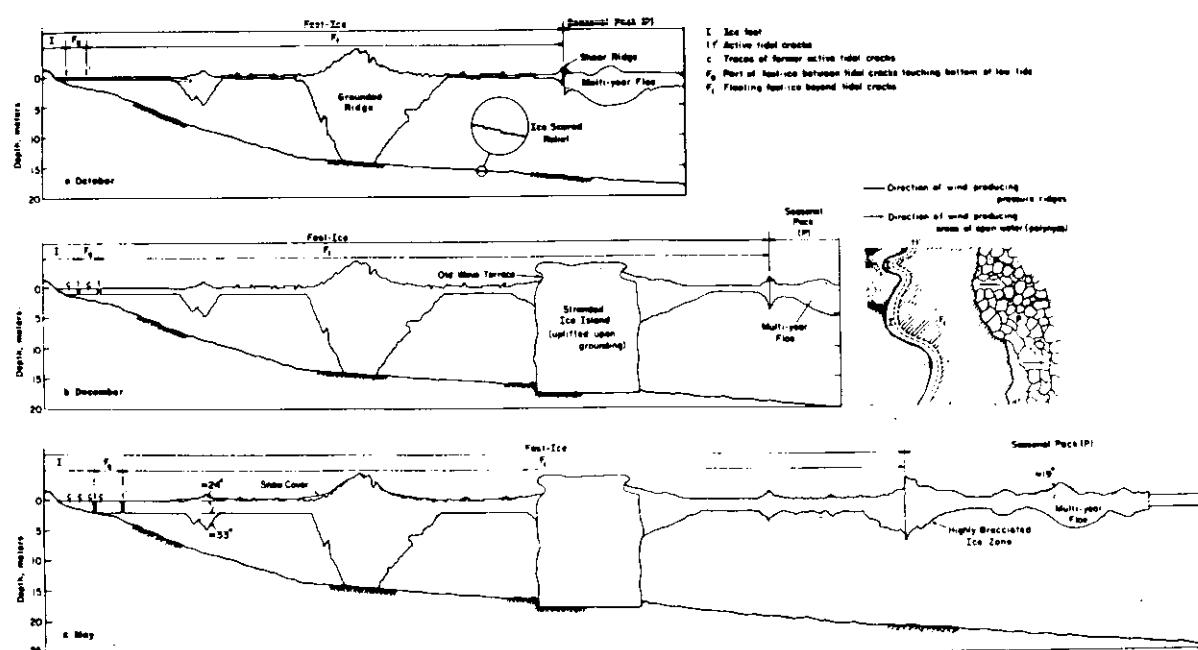


図 3.1.14 定着氷の発達過程 [10]

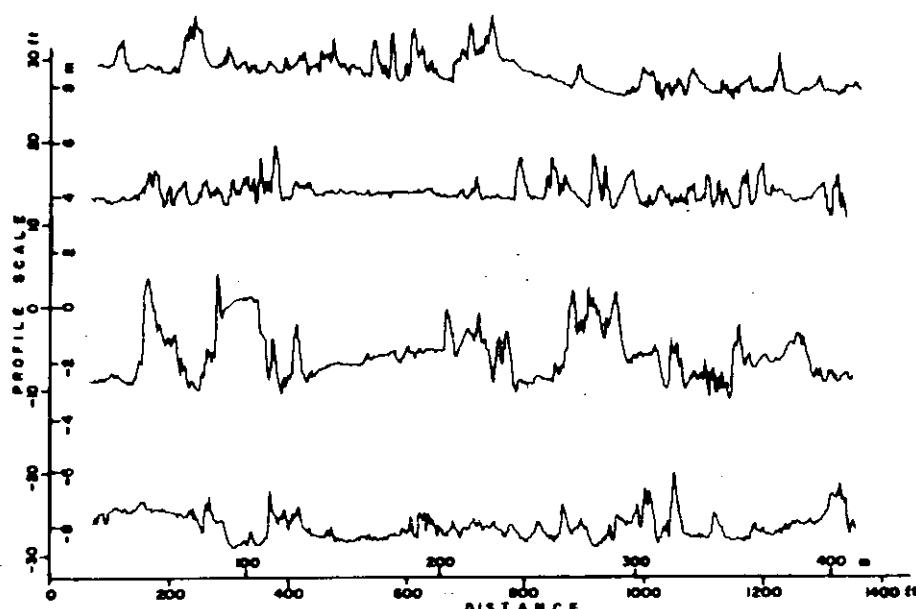


図 3.1.15 氷厚(Prudhoe Bay 北 60 海里沖) [2]

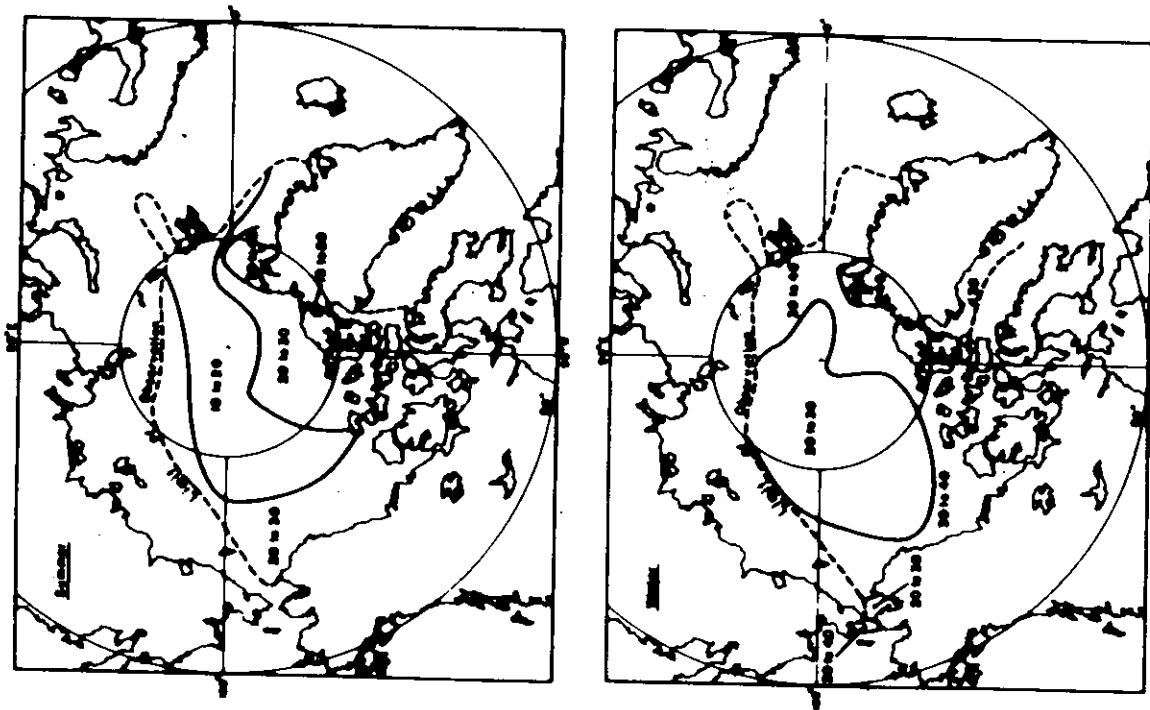


図 3.1.18 氷丘脈遭遇頻度分布(1海里当り)(2)

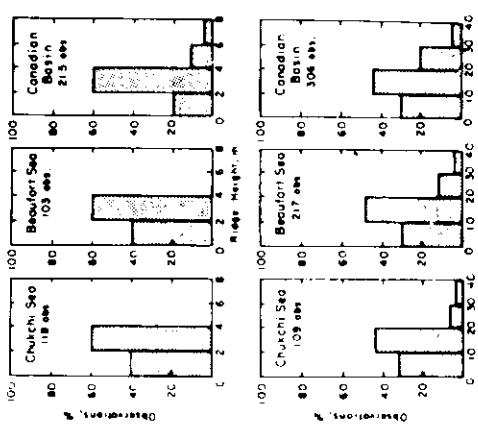


図 3.1.16 氷丘脈；高さと頻度(Chukchi 海, Beaufort 海, Canadian Basin)(2)

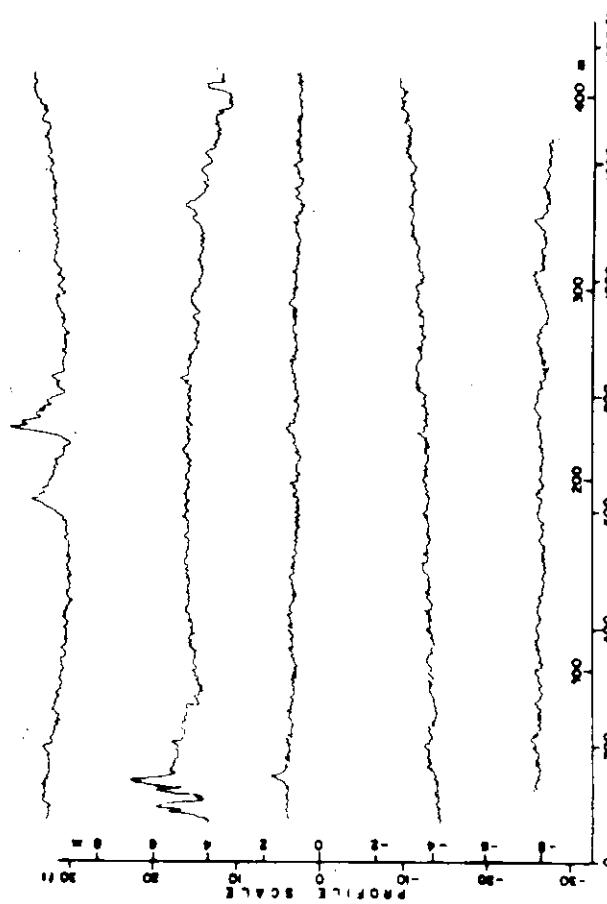


図 3.1.17 多年氷の氷厚(Central Polar Basin)(2)

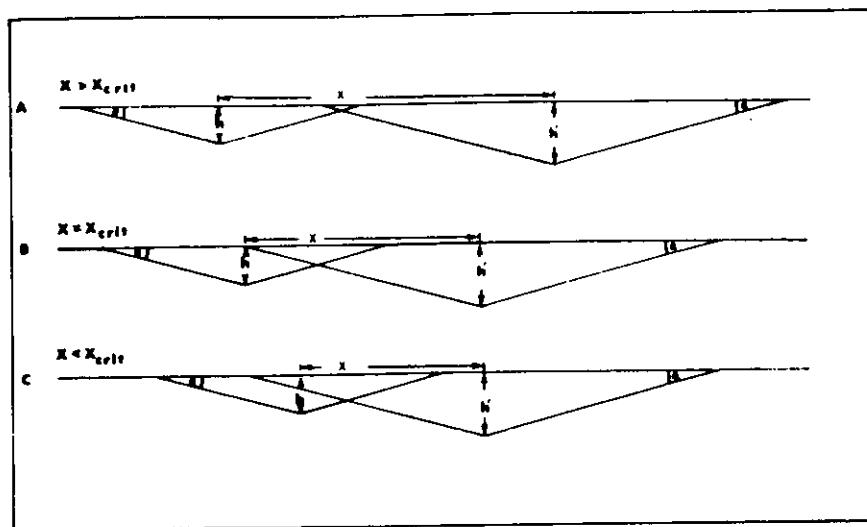


図 3.1.19 氷丘脈 Keel Shadowing Effect [13]

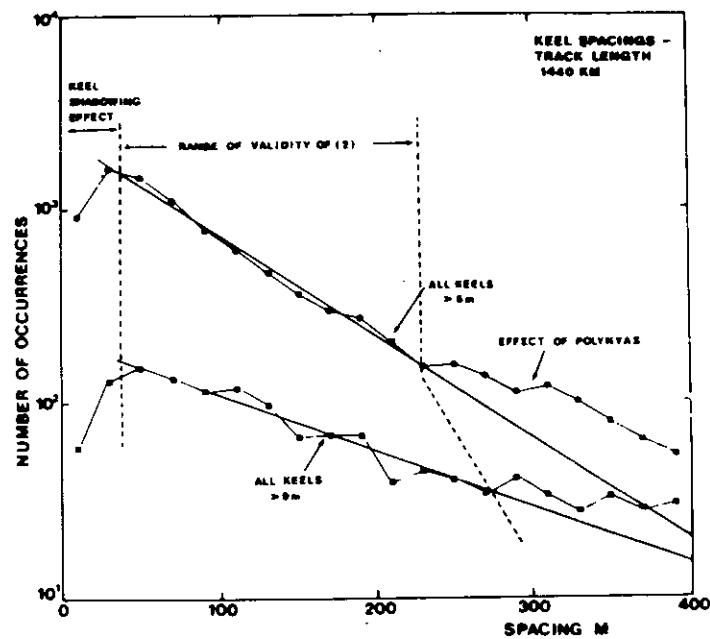


図 3.1.20 氷丘脈 遭遇頻度 [13]

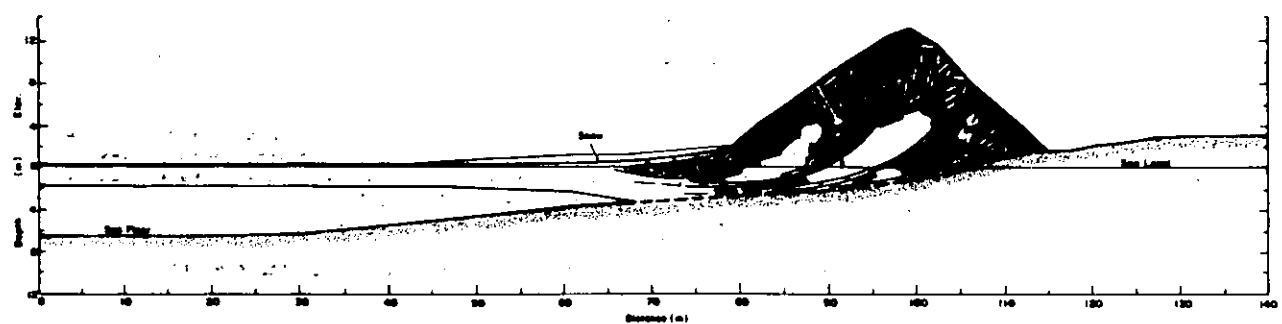


図 3.1.21(a) Pile-up とその構造(Cape Kellett)[9]

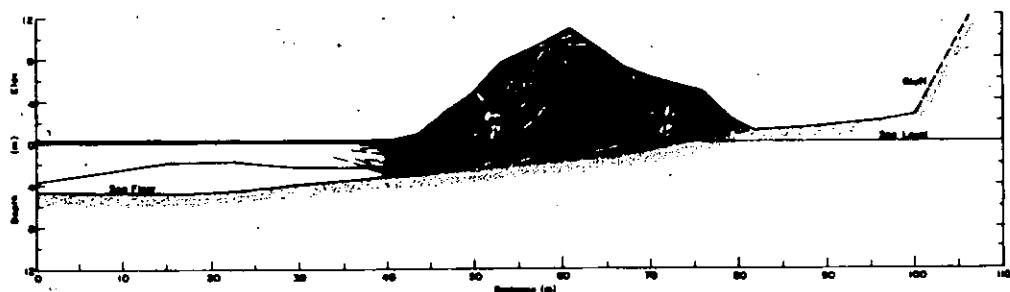


図 3.1.21(b) Pile-up とその構造(Duck Hawk Bluffs)[9]



図 3.1.22 フィンランド Luodonselka 沿岸の Pile-up と Ride-up [9]

付録 海氷用語集 [2]

Ice Terminology

Ice terminology used in this paper is given below. Definitions marked with an asterisk either are not included in or are modified significantly from the definitions given in WMO Sea-ice Nomenclature: Terminology, Codes and Illustrated Glossary, WMO/OMM/BMO no. 259, 147p., published in 1970 by the World Meteorological Organization. Underlined terms are defined elsewhere in the list.

ANCHOR ICE

Submerged ice attached or anchored to the bottom, irrespective of the nature of its formation.

BELT

A large feature of pack ice arrangement, longer than it is wide, and from 1 to 100 km in width (cf. strip).

BESET

Situation of a vessel surrounded by ice and unable to move.

BRASH ICE

Accumulation of floating ice made up of fragments not more than 2 m across (small ice cakes), the wreckage of other forms of ice.

BREAK UP*

A general expression applied to the formation of a large number of fractures through a compact ice cover, followed by a rapid diverging motion of the separate fragments.

BUCKLING*

The flexure of a floating ice sheet into a series of open folds as the result of the elastic instability of the sheet under lateral pressure. Buckling is usually observed only in thin ice.

BUMMOCK*

The underside of a hummock that projects down below the lower surface of the surrounding ice (comparable to a ridge keel).

CANDLING*

The separation of the elongate ice crystals in fresh and brackish-water ice into individual crystals (candles) as the result of differential melting along grain boundaries caused by the absorption of solar radiation.

COMPACTING

Pieces of floating ice are said to be compacting when they are subjected to a converging motion which increases ice concentration and compactness and/or produces stresses which may result in ice deformation.

COMPACTNESS*

The ratio of the area of the sea surface actually covered by ice to the total area of the sea surface under consideration. Therefore a compactness of 0 corresponds to ice free and a compactness of 1, to compact pack ice (cf. concentration).

CONCENTRATION

The ratio, in tenths, of the sea surface actually covered by ice to the total area of sea surface, both ice covered and ice free at a specific location or over a defined area (cf. ice cover). May be expressed in the following terms:

Compact pack ice -- concentration 10/10, no water visible.

Consolidated pack ice -- concentration 10/10, floes frozen together.

Very close pack ice -- concentration 9/10 to less than 10/10.

Close pack ice -- concentration 7/10 to 8/10, floes mostly in contact.

Open pack ice -- concentration 4/10 to 6/10, many leads and polynyas, floes generally not in contact.

Very open pack ice -- concentration 1/10 to 3/10.

CONVERGENCE*

Used to describe the condition when $\operatorname{div} \vec{v}_i$ is negative (cf. divergence).

CONVERGING*

Ice fields and floes are said to be converging when they are subjected to a convergent motion that increases the concentration and compactness of the ice or increases the stresses in the ice.

CORE* (of a ridge or hummock)

The central portion of a ridge or hummock, usually below waterline, that because of pressure or the drainage and refreezing of low salinity melt water, has become frozen together into a strong, massive piece of ice.

CRACK

Any fracture which has not yet parted.

DEFORMED ICE

A general term for ice which has been squeezed together and in places forced upward (and downward). Forms of deformation include rafting, ridging, and hummocking.

DIVERGENCE*

Formally defined as $\text{div } v_i = \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y}$ where v_i is the ice drift velocity. The divergence can be considered as the change in area per unit area at a given point. The word is also used to indicate a generally diverging motion in the ice.

DIVERGING

Ice fields or floes are said to be diverging when they are subjected to a divergent or dispersive motion, thus reducing the ice compactness and concentration, or relieving stresses in the ice (cf. converging).

DRAFT*

The distance, measured normal to the sea surface, between the lower surface of the ice and the water level.

FAST ICE*

Sea ice of any origin which remains fast (attached with little horizontal motion) along a coast or to some other fixed object.

FINGER RAFTING

Type of rafting whereby interlocking thrusts are formed, each floe thrusting "fingers" alternately over and under the other. Common in nilas and grey ice.

FIRST-YEAR ICE

Sea ice of not more than one winter's growth, developing from young ice; with a thickness of 30 cm to 3 m. May be subdivided into thin first-year ice/white ice (30-70 cm), medium first-year ice (70-120 cm) and thick first-year ice (over 120 cm).

FLAW

A narrow separation zone between pack ice and fast ice, where the pieces of ice are in a chaotic state, that forms when pack ice shears under the effect of a strong wind or current along the fast ice boundary.

FLAW LEAD

A lead between pack ice and fast ice.

FLOE

Any relatively flat piece of sea ice 20 m or more across (cf. ice cake). Floes are subdivided according to horizontal extent:

Giant floe -- more than 10 km across.
Vast floe -- 2-10 km across.
Big floe -- 500-2000 m across.
Medium floe -- 100-500 m across.
Small floe -- 20-100 m across.

FLOEBERG

A massive piece of sea ice composed of a hummock, group of hummocks, or a rubble field, frozen together and separated from any surrounding ice. It may have a freeboard of up to 5 m.

FLOODED ICE

Sea ice which has been flooded by melt water or river water and is heavily loaded with water and wet snow.

FRACTURE

Any break or rupture through very close, compact, or consolidated pack ice (see concentration), fast ice, or a single floe resulting from deformation processes (cf. lead). Fractures may contain brash ice and be covered with nilas or young ice. The length may be a few meters or many kilometers.

FRACTURE ZONE

An area which has a great many fractures.

FRACTURING*

Process whereby the ice is permanently deformed and rupture occurs.

FRAZIL ICE

Fine spicules or plates of ice, suspended in water.

FREEBOARD*

The distance, measured normal to the sea surface, between the upper surface of the ice and the water level.

FROST SMOKE

Foglike clouds due to the contact of cold air with relatively warm water. Frost smoke can appear over openings in the ice or leeward of the ice edge and may persist while ice is forming.

GREASE ICE

A stage of freezing, later than that of frazil ice, in which the crystals have coagulated to form a soupy layer on the surface. Grease ice reflects little light, giving the sea a matte appearance.

GREY ICE

Young ice, 10-15 cm thick. Less elastic than nidas, it breaks on swell. Usually rafts under pressure.

GREY-WHITE ICE

Young ice, 15-30 cm thick. Under pressure, it is more likely to ridge than to raft.

GROUNDING ICE*

Floating ice (e.g., ridge, hummock, ice island) which is aground (stranded) in shoal water.

HUMMOCK

A hillock of broken ice which has been forced upward by pressure. May be fresh or weathered. The submerged volume of ice under the hummock, forced downward by pressure, is called a bummock.

HUMMOCK FIELD*

An area of sea ice that essentially has all been deformed into a series of hummocks (cf. rubble field).

HUMMOCKING

Process whereby sea ice is forced into hummocks.

ICEBERG

A massive piece of ice of greatly varying shape with a freeboard of more than 5 m, which has broken away from a glacier and may be afloat or aground.

ICE BOUNDARY

The demarcation at any time between fast ice and pack ice or between areas of pack ice of different concentration (cf. ice edge).

ICE CAKE

Any relatively flat piece of sea ice less than 20 m across (cf. floe). If less than 2 m across, it is a small ice cake.

ICE COVER

The ratio of an area of ice of any concentration to the total area of sea surface within some large geographic locale; this locale may be global, hemispheric, or prescribed by a specific oceanographic entity, such as Baffin Bay or Barents Sea.

ICE EDGE

The demarcation at any given time between the open sea and sea ice of any kind, whether fast or drifting.

ICE FIELD

Area of pack ice greater than 10 km across (cf. ice patch), consisting of floes of any size. Subdivided as follows:

Large ice field -- more than 20 km across.

Medium ice field -- 15-20 km across.

Small ice field -- 10-15 km across.

ICE FREE

No sea ice present. There may, however, be some icebergs present (see also open water).

ICE ISLAND

A large piece of floating ice with a freeboard of approximately 5 m, which has broken away from arctic ice shelf. Ice islands usually have a thickness of 30-50 m, an area of from a few thousand square meters to several hundred square kilometers, a regularly undulating upper surface.

ICE LIMIT

Climatological term referring to the extreme minimum or extreme maximum extent of the ice edge any given month or period, based on observations over a number of years.

ICE MASSIF

A concentration of sea ice (ice field) covering hundreds of square kilometers and found in the region every summer.

ICE PATCH

An area of pack ice less than 10 km across (cf. ice field).

ICE RIND

A brittle shiny crust of ice formed on a quiet surface by direct freezing or from grease ice, usually in water of low salinity. Thickness to about 5 cm. Easily broken by wind or swell, common breaking in rectangular pieces (cf. nilas).

ICE SHEET*

A general expression for a laterally continuous, relatively undeformed piece of sea ice with lateral dimensions of 10 m or larger.

ICE SHELF

A floating ice sheet of considerable thickness, showing 2 to 50 m or more above sea level, attached to the coast. Usually of great horizontal extent and with a level or gently undulating surface. Nourished by annual snow accumulation and often by the seaward extension of land glaciers. Part it may be aground. The seaward edge is called an ice front.

KEEL*

The underside of a ridge that projects downward below the lower surface of the surrounding sea ice.

LEAD*

Any fracture or passage through sea ice that is generally too wide to jump across. A lead may contain open water (open lead) or be ice-covered (frozen lead).

LEVEL ICE

Sea ice which has been unaffected by deformation.

MELT HUMMOCK*

A round hillock-shaped raised portion of the surface of the ice cover that is caused by differential ablation during the summer melt period.

MELT POND*

An accumulation of meltwater on the surface of sea ice that, because of appreciable melting of the ice surface, exceeds 20 cm in depth, is embedded in the ice (has distinct banks of ice), and may reach several tens of meters in diameter (cf. puddles).

MULTIYEAR ICE

Old ice 3 m or more thick, which has survived at least two summers' melt. The hummocks are even smoother than in second-year ice, and the ice is almost salt-free. The color, where bare, is usually blue. The melt pattern consists of large interconnecting irregular puddles and melt ponds, a well-developed drainage system.

NEW ICE

A general term for recently formed ice, which includes frazil ice, grease ice, slush, and shuge. These types of ice are composed of ice crystals which are only weakly frozen together (if at all) and have a definite form only while they are afloat.

NILAS

A thin elastic crust of ice up to 10 cm thick, with a matte surface. Bends easily under pressure, thrusting in a pattern of interlocking "fingers" (finger rafting). Dark nilas, up to 5 cm thick is very dark in color; light nilas, 5-10 cm thick, is rather lighter in color (cf. ice rind).

NIP

Ice is said to nip when it presses forcibly against a ship. A vessel so caught, although undamaged, is said to have been nipped.

OLD ICE

Sea ice which has survived at least one summer's melt. Most topographic features are smoother than on first-year ice. May be subdivided into second-year ice and multiyear ice.

OPEN WATER

A large area of freely navigable water in which sea ice is present in less than 1/10 concentration (see also ice free).

PACK ICE

Any accumulation of sea ice, other than fast ice, no matter what form it takes or how it is disposed (see also concentration.)

PANCAKE ICE

Predominantly circular pieces of ice from 30 cm to 3 m in diameter, and up to about 10 cm in thickness, with raised rims due to the pieces striking against one another. It may be formed on a slight swell from grease ice, shuga or slush, or as a result of the breaking up of ice rind, nilas, or, under severe conditions of swell or waves, grey ice. It also sometimes forms at some depth, at an interface between water bodies of different physical characteristics, and floats to the surface. It may rapidly cover wide areas of water.

POLYNYA

Any nonlinearily shaped opening enclosed in ice. Polynyas may contain brash ice or be covered with new ice, nilas, or young ice. If it is limited on one side by the coast, it is called shore polynya; if it is limited by fast ice, it is called a flaw polynya. If it is found in the same place every year, it is called a recurring polynya.

PRESSURE RIDGE

A general expression for any elongated (in plan view) ridgelike accumulation of broken ice caused by ice deformation (cf. P-ridge, S-ridge).

P-RIDGE*

A line or wall of broken ice that is formed when two adjacent floes move toward each other in a direction that is in general normal to the trace of the boundary between them. The surface expression of a P-ridge is commonly sinuous in plan view.

PUDDLE*

An accumulation of meltwater on the surface of sea ice. Puddles are usually only a few meters across and less than 20 cm deep. As puddles deepen as melting progresses, they become melt ponds.

RAFTING*

Process whereby one piece of ice overrides another; most obvious in new and young ice (cf. finger rafting) but common in ice of all thicknesses.

RIDGE

A line or wall of broken ice forced up by pressure. May be fresh or weathered.

RIDGING

The process whereby ice is deformed into ridges.

ROTTEN ICE

Sea ice which has become honeycombed and which is in an advanced state of disintegration.

RUBBLE FIELD*

An area of sea ice that has essentially all been deformed. Unlike hummock field, does not imply any specific form of the upper or lower surface of the deformed ice.

SAIL*

The upper portion of a ridge that projects above the upper surface of the surrounding sea ice.

SASTRUGI

Sharp, irregular, parallel ridges formed on a snow surface by wind erosion and deposition. On mobile floating ice, the ridges are parallel to the direction of the prevailing wind at the time they were formed.

SECOND-YEAR ICE

Old ice which has survived only one summer's melt. Because it is thicker and less dense than first-year ice, it stands higher in the water. In contrast to multiyear ice, second-year ice during the

summer melt shows a regular pattern of numerous small puddles. Bare patches and puddles are usually greenish blue.

SHEARING

An area of pack ice that is subject to shear when the ice motion varies significantly in the direction normal to the motion, subjecting the ice to rotatory forces. These forces may result in phenomena similar to a flav.

S-RIDGE*

A line or wall of broken ice that is formed when adjacent floes move parallel to the boundary that separates them. S-ridges commonly are quite straight in plan view. The sail of a S-ridge also usually has one vertical or near vertical side.

SHEAR ZONE

An area in which a large amount of shearing deformation has been concentrated.

SHORE LAND

A lead between pack ice and the shore or between pack ice and an ice shelf or a glacier.

SHUGA

An accumulation of spongy white ice lumps a few centimeters across, formed from grease ice or slush and sometimes from anchor ice rising to the surface.

SLUSH

Snow which is saturated and mixed with water on land or ice surfaces, or forms as a viscous mass floating in water after a heavy snowfall.

SNOW ICE*

The equigranular ice that is produced when slush freezes completely.

STRIP

Long narrow area of pack ice, about 1 km or less in width, usually composed of small fragments detached from the main mass of ice and run together under the influence of wind, swell, or current (cf. belt).

THAW HOLE*

Vertical hole in sea ice formed when a melt pond melts through to the underlying water.

WEATHERING

Processes of ablation and accumulation which gradually eliminate irregularities in an ice surface.

YOUNG ICE*

Ice in the transition stage between nillas and first-year ice, 10 to 30 cm in thickness. May be subdivided into grey ice and grey-white ice. The expression young ice is also commonly used in a more general way to indicate the complete range of ice thickness between 0 and 30 cm (as in "the formation and growth of young ice"). Usually these differences in meaning are clear from the context of the discussion.

3.1.2 資源開発状況

北極周辺の海域では、概言すれば、西の Bering 海から、Chukchi 海、Beaufort 海、Melville 島周辺、Baffin 湾、Davis 海峡に至るまで、探査試掘の及ばぬ海域がない程に近年開発が進んできている。Baffin 湾から Davis 海峡にかけての、いわゆる Arctic East Coast 周辺だけでも、Amoco、Aquitane、Atlantic Richfield、BP Canada、Butte Resources、Canada Trust、Chevron Standard、Gulf Canada、Hudson's Bay、Imperial、Norlands、Mobil、Petro Canada、Rim Petroleum、R. G. Belfor、Shell Canada、Siebens、Texaco Canada、Total Eastcan、Tricentral Oils、Ultramar (greenland) 等の開発会社がひしめいている。探査、試掘ユニットも、氷盤 (ice platform)、人工島 (artificial island)、掘削船 (drillship) と様々である。

資源開発に関する最新の情報は、企業秘密に属するところも多く、不詳であるが、図 3.1.2.3 及び 3.1.2.4 に Beaufort 海および Davis 海峡域での試掘状況を、又、表 3.1.5 に、北極海周辺の探査、試掘井の主なものを示す。

表 3.1.5 極海域探査・試掘井

試掘年	施設名	出力物	可採埋藏量 MMcf/d	油 田名	開発会社	場所	海底深度 ft
1971	ノルマニ	出	1 0.0	King Christian D-18	Panarctic	メルビル ^北	-
1973	"	ノルマニ	5 5.0	Kristoffer Bay G-06 A	"	エルフ・リダネス ^北	-
"	"	"	7.8	Thor H-28	"	トナ ^北	-
1974	"	ノルマニ	5 5.0	Hecla I-69	"	メルビル ^北	-
"	油及ガス	"	6,000	W. Hecla N-52	"	"	3,080
"	"	"	5 8.0	Adgo F-28	Esso Resources	エクソン - フラント海	-
1975	ノルマニ	"	5.3	E. Drake I-55	Panarctic	メルビル ^北	-
1976	"	"	5.4	W. Hecla P-62	"	"	3,400
"	"	"	7.3	W. Hecla M-25	"	"	-
"	"	"	8.9	Jackson Bay G-16 A	Esso Resources	エクソン - リダネス ^北	5,248
"	"	"	8.9	Netserk F-40	Panarctic	ビューフラント海	-
"	"	"	-	Hecla C-58	Dome	メルビル ^北	3,998
1977	油及ガス	100MMcf/d	1150b/d	Nektoratik K-59	"	エクソン - フラント海	-
"	"	1 6.9	MMcf/d	Ukalerk C-50	"	"	-
1978	"	3.0	"	Ukalerk 2C-50	"	"	16,250
"	"	7.7.0	"	Drake F-76	Panarctic	メルビル ^北	3,700
"	"	2 0.0	"	Roche PT-O-43	"	"	9.453
1979	"	8.1	"	Whitefish-H-63	"	フロード島西	6,973
"	"	2 0.0	"	Roche Pt. O-43	"	メルビル ^北	9.000
1980	"	1 4.5	"	Whitefish G-63	"	フロード島西	5,571

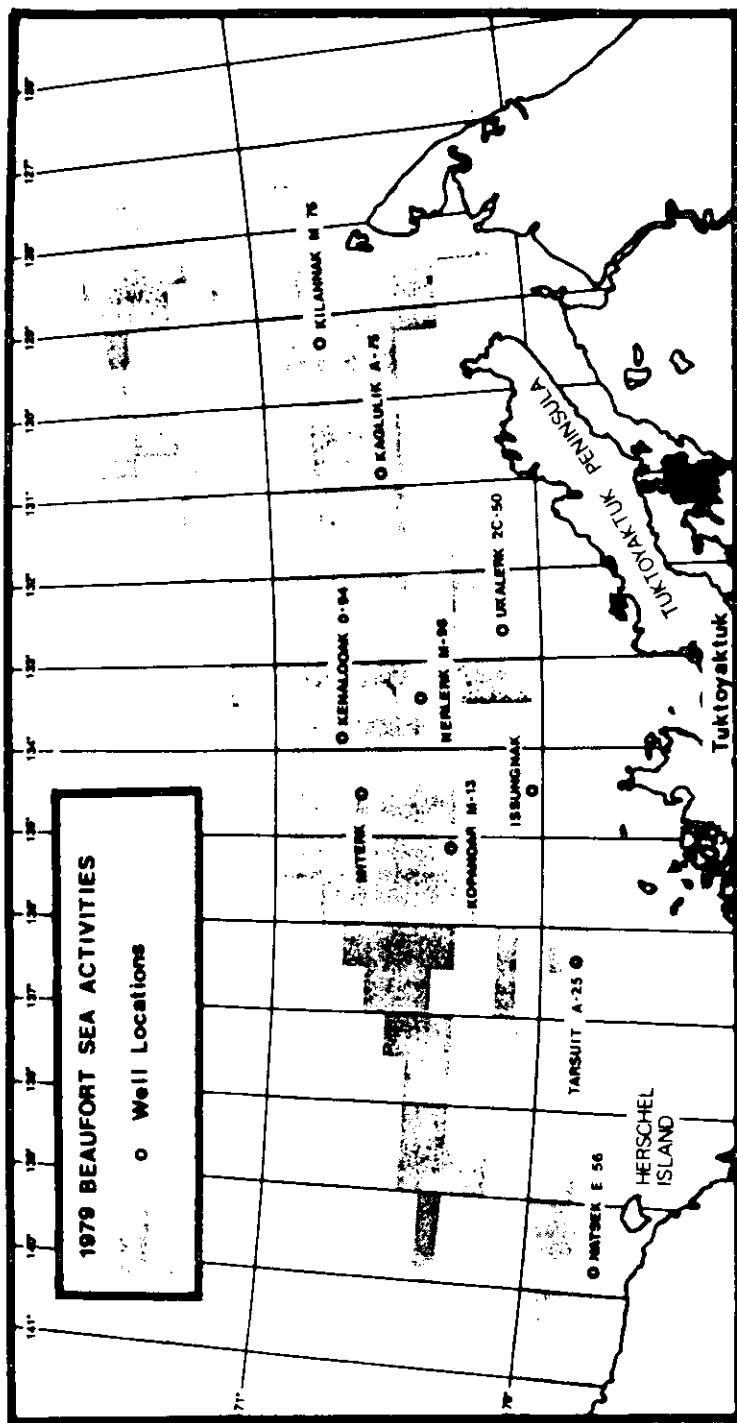
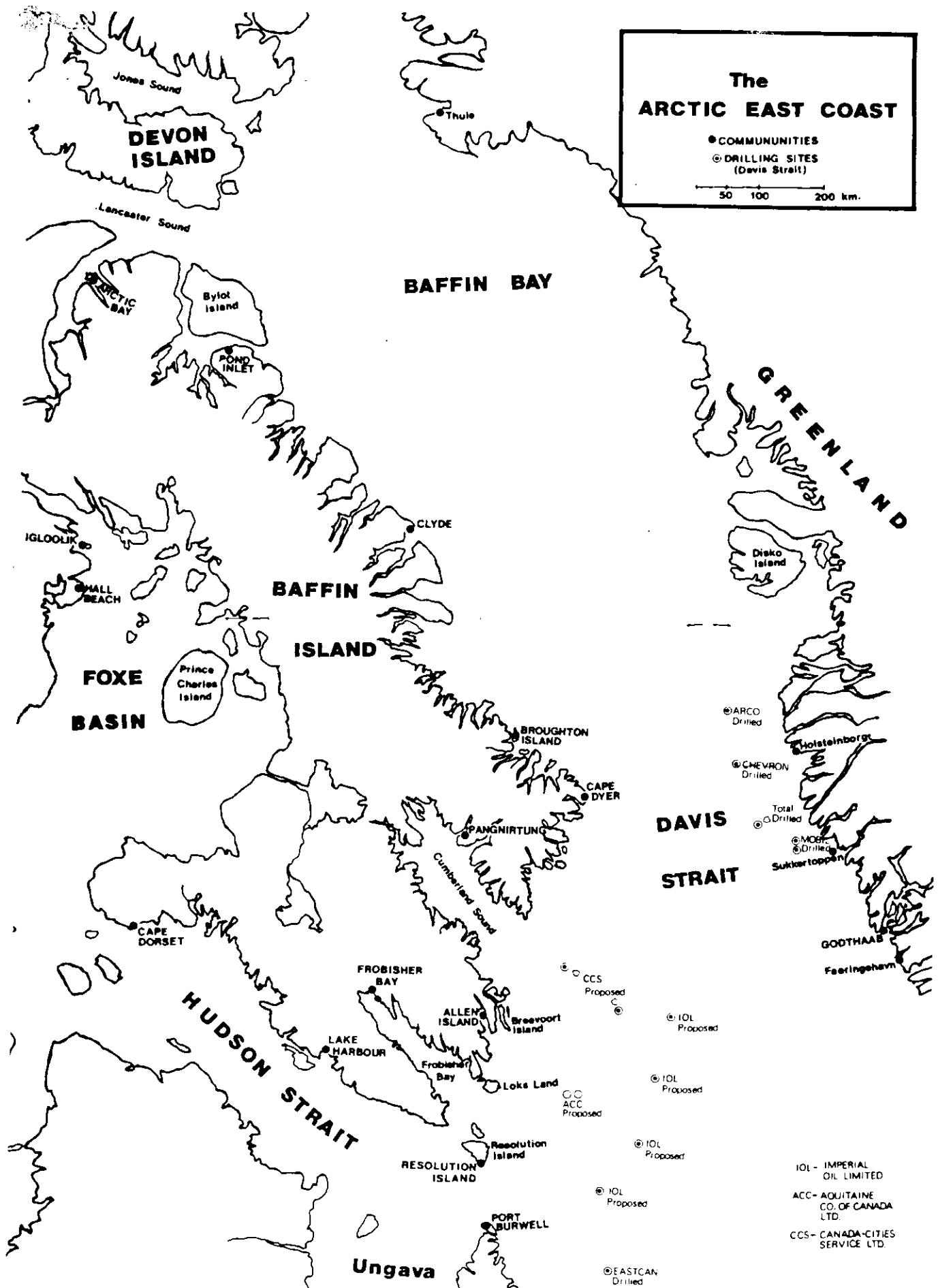


图 3.1.23 开发状况



IOL - IMPERIAL OIL LIMITED
 ACC - AQUITAINE CO. OF CANADA LTD.
 CCS - CANADA-CITIES SERVICE LTD.

図 3.1.24 開発状況

3.1.3 氷象等に関する文献調査

文献資料の調査については、調査項目を設定しても、必ずしも該当文献資料の入手が可能でなく、体系的な調査を実施するためには、相当額の予算と入手が必要となる。そこで、本研究部会においても、第160研究部会の調査方法を踏襲し、一応の調査方向を定めはするが、必ずしもこれに束縛されない方針で、文献資料の調査、翻訳を行うこととした。

本年度は、氷象に関する文献資料の調査を行うこととしたが、英語圏の文献は、調査規模の制約もあって一応対象外とし、ソ連における、北極南極研究所紀要、気象学と水理学、海上輸送などの文献を中心に調査を行った。その結果、資料一に示すような翻訳候補文献を選び、この中から資料二の文献を翻訳整理することとした。これらの文献は、いずれも、北極諸海における、気象、氷象に関するもので、氷量、流氷構造、風による流氷構造の変化、潮汐作用、氷況予測などが主題となっている。これらは体系的な論文、報告ではないが、氷象に関する情報不足を補うものとしてその活用が期待される。

資料－1 昭和55年度調査文献表題

ソ連、北極南極研究所紀要 (B.AAI) Vol. 354, 1978

1. I.M.Kuznetsov, "北極諸海沿岸域の水温変化"
2. I.D.Karelin, "海中の氷量の変化の若干の特殊性"
3. I.M.Kuznetsov, "氷塊の流域に対する形状と寸法の影響"
4. S.M.Losev, "流氷構造の特殊性について"
5. V.A.Voevodin, "圧縮の結果としての歯形成層氷の形成"
6. V.V.Drabkin, "強風下での氷丘と堆積氷の形成"
7. V.A.Voevodin, "北冰洋における氷の吹送圧縮の特殊性"
8. E.A.Kanygin, "デービス海の流氷分布の可変性"

B.AAI, Vol. 363, 1979

1. A.A.Kirillov, "北極諸海の氷条件の可変性とその長期予測原理"
2. E.G.Kovalev, "北極諸海の氷条件の異常指數"
3. E.G.Kovalev, "北極諸海の氷況の超長期予報における周期変動の応用"
4. V.A.Voevodin, "砕氷船の楔状膠着と氷の圧縮との関係"
5. V.A.Voevodin, "氷の圧縮条件下において船舶誘導時の航空氷況偵察の特殊性とその効果"
6. N.I.Komov, "氷の構造と融氷池の形成"

B.AAI, Vol. 364, 1979

1. V.E.Borodachev, "流氷の構造について"
2. I.Y.Kulakov, "密接化段階における氷圧"
3. A.P.Legenjkov, "流氷の潮汐変形について"

Meteorologiya i Gidrologiya (気象学と水理学)

1. A.A.Kirillov, "北極海諸海のための氷況予測とその応用"
1977, №4
2. V.F.Zakharov, "北冰洋の流氷の最近の変化"
1978, №7

海上輸送, 外国海事シリーズ 1979年第4分冊

"氷海輸送船の現状と発展見通し"

1. 氷海輸送船の現状と発展見通し
2. カナダの北極海用砕氷バルカー Arctic 号
3. 北極用砕氷バルカー Thuleland 号
4. 砕氷プロダクトキャリア Lunni 号
5. 北極向け液化ガス運搬船の設計
6. スウェーデンの北極向けバルカー
7. フィンランドの砕氷タンカー Kiista 号

Soyuzmorniiproekt 1976 (海上輸送研究所)

北極海周辺の汚染防止に関するカナダの法規

1. A.K.Zhudro, "北極諸海の汚染防止に関するカナダの法規"
2. 北極海域の汚染防止法 1970
3. 全上 1972年7月11日
4. 若干の北極水域の運航安全管理域として指定すること
1972. 8. 2
5. 船舶による北極海域の汚染防止規則
6. Ice class A, B, C, D&E 級船の設計条件
7. Ice class 船の機関仕様

資料—2 翻訳文献表題

ソ連、北極南極研究所記要 (B. AAI) Vol. 354, 1978

1. I.M.Kuznetsov, "北極諸海沿岸域の水温変化"
2. I.D.Karelin, "海中の氷量の変化の若干の特殊性"
3. I.M.Kuznetsov, 氷塊の浮流に対する形状と寸法の影響"
4. S.M.Losev, "流水構造の特殊性について"
5. V.A.Voevodin, "圧縮の結果としての歯形成層氷の形成"
6. V.V.Drabkin, "強風下での氷丘と堆積氷の形成"
7. V.A.Voevodin, "北氷洋における氷の吹送圧縮の特殊性"
8. E.A.Kanygin, "デービス海の流氷分布の可変性"

B. AAI, Vol. 363, 1979

1. A.A.Kirillov, "北極諸海の氷条件の可変性とその長期予測原理"
2. E.G.Kovalev, "北極諸海の氷条件の異常指数"
3. E.G.Kovalev, "北極諸海の氷況の超長期予報における周期変動の応用"
4. V.A.Voevodin, "砕氷船の楔状膠着と氷の圧縮との関係"
5. V.A.Voevodin, "氷の圧縮条件における船舶誘導時の航空氷況偵察の特性とその効果"
6. N.I.Komov, "氷の構造と融氷池の形成"

B-AAI, Vol. 364, 1979

1. V.E.Borodachev, "流氷の構造について"
2. I.Y.Kulakov, "密接化段階における氷圧"
3. A.P.Legenjkov, "流氷の潮汐変形について"

Meteorologiya i hidrologiya (気象学と水理学)

1. A.A.Kirillov, "北極海諸海のための氷況予測とその応用" 1977, №4
2. V.F.Zakharov, "北氷洋の流氷の最近の変化" 1978, №9

1. 北極諸海沿岸域の水温変化 (I. M. Kuznetsov)

北氷洋諸海の氷縁域における水文学的諸プロセスの研究調査は、学術的、実務的に大きな意義をもつてゐるがこれまで氷縁域における水文気象学的な諸要素の変化の調査には殆んど注意が払われていなかつた。

これまでの大多数の論文は、水文学的前線域における海水の温度と塩分の変化の調査に関するものである〔当論文後記参考文献2-7、8参照〕。一部の論文は、氷の密接度が水温に与える影響について述べている〔1、3、8、10〕。論文〔1、5、6、8〕には、氷の密接度の変化と氷の生成開始時期を計算する場合の海水の熱の量的計算法が記述されている。

これに対して、氷縁の位置との関連における氷の密接度と風向の総体的作用と、水温及び気温の変化特性との関係については、どの論文でも検討されなかつた。

本論においては、若干の北極諸海での水路調査航海、氷縁部流氷観測ステーションの観測および航空機による熱測量の各資料に基づいて、氷縁域の氷の密接度及び風向と水温との関係を明らかにする試みがなされている。

図1は、1946年の砕氷船 *Severny polyus* 号による調査航海データと流氷観測ステーション *Severny polyus-16* の調査データとに基づく二つの連続観測シリーズにおいて、水文観測ステーション上の風向が変化する場合に密接度9の氷海域における海水の温度と塩分の垂直分布とそれらの変化を示す。図1a、bから、海水の温度と塩分は表層において最大の変化が生ずることが明瞭に分かる。深度5m及びそれ以下の海水の温度と塩分は実際上、変化しない。この場合、上記諸要素が最も大きく変化する深度を明らかにするには、諸基準深度でだけ測定するのでは、それらの変化がより上層から始まることもあり得るので、不十分であることを指摘せねばならない。深度5mまでの上層における0.5~1.0mおきの分布は図1a、bのデータに比し若干異なる性格をもつ。*Severny polyus-16* の水文観測ステーションにおける融氷池で実施された観測資料によれば、氷厚が2.0~2.5mの場合には海水の温度と塩分は深度1.5~2.0m以浅で最大の変化が認められることが分かる。この場合、暖められた海上層はドリフトのときに氷と共にその下の冷い海水層上に「滑り込む」。

氷の密接度が異なる海域の熱量を求めるには、これら諸要素の分布特性を知ることが肝要である。この熱は氷量の変化及び氷の生成時期を計算する場合に勘案されている。

もし深度2mまでの上層だけが暖められるものとすれば、海水の熱は、氷の側面を融かし、またそれに接する大気層の気温を高めるためだけに消費される。深度5mまでの上層が暖められるならば、この熱の一部は氷下面を融かすためにも支出されることになる。

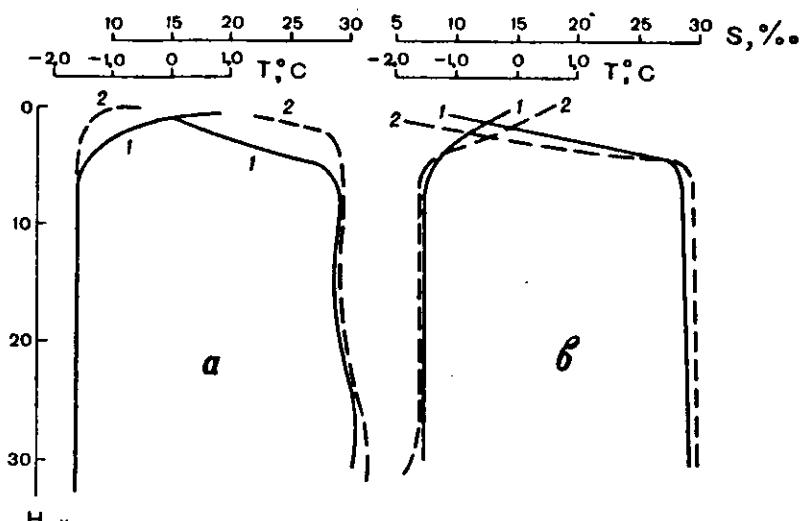


図1. 北東風(a)と西風(b)の作用が始まる前(1)と後(2)の高密接氷中の海水の温度と塩分の垂直分布の変化

高密接氷域の海水の温度と塩分の垂直分布が中央北極海盆でも北極諸海でも同様であるということについ

ては、図 1 のデータの分析、並びに流水観測ステーション Severny polus-13 と Severny polus-16 及び 1946 年の砕氷船 Severny polus 号の調査航海で認められた “氷盤側面の融解の性格と大きさの分析”に基づいて求めることができる。

砕氷船 Severny polus 号の調査航海での観測資料を使って、風向の変化と、深度別の海水の温度と塩分の変化との関係について検討してみよう。7 時間間隔で実施された二つの大深度連続観測シリーズのデータ（図 1 a 参照）によれば、風向は 90° 変化したし、海水の表温は 0.6 ~ 0.8 °C 上昇し、また、気温が實際上一定の下で（-3.6 と -4.0 °C）塩分は 4.5% だけ低下した。この時期の間、観測域における環境氷は変化しなかった。このことは、中央北極海盆では暖められた海上層が氷と共に移動することについて予め指摘されなかったけれども、他の海域からの暖水の流入が生じたためとみられる。

風向の変化に対応した水温の変化は、東シベリア海において 1973 年 8 月 15 日と 17 ~ 18 日に輻射温度計を使って航空機から実施された測量データの結論によつても分かる（表 1）。

表 1. 1973 年の航空温度測量データに基づく
北東風下の水温の変化

観測場所	水温 T°C	
	8月15日	8月17~18日
東経 163 度	3.0	2.2
164	5.0	3.0
165	5.2	3.0
166	4.0	2.1
167	4.0	0.5

注：風の作用の開始は 8 月 15 日に認められた

この航空温度測量データによって、東シベリア海とチュコト海における各種密接度の水域内の海水面の温度の季節的変遷を明らかにすることができる（表 2）、かつ異なる風向下における水温の変化を求めることができた（表 3）。

表 2 のデータから、最も高い海面水温は 9 月前半に観測されることが分かる。表 3 のデータからは、海面水温は凡ゆる密接度の水域下において、西北西風、西風、南風と南東風のときに上昇し、北東風と東風のときに低下することが指摘できる。しかし、風向が水温に及ぼす影響を明らかにするには、引用されたデータだけでは不十分である。

表 2. 1973 年の航空温度測量データによる東シベリア海と
チュコト海における各種密接度の水域中の水温

密接度	水温 T°C					
	8月後半	n	9月前半	n	9月後半	n
無氷	1.77 / 6.0	240	1.60 / 4.4	82	1.08 / 2.4	113
氷縁	1.0 / 2.0	21	1.09 / 3.1	17	-0.21 / 0.5	9
1 ~ 3	-0.37 / 2.5	269	0.3 / 3.3	129	-0.55 / 2.0	276
4 ~ 6	-0.74 / 3.0	44	-0.15 / 2.0	46	-0.85 / 0.5	82
7 ~ 8	-1.18 / -0.6	17	-0.06 / 0.5	5	-1.28 / -0.8	44
9 ~ 10	-0.92 / 1.5	8	-0.93 / 0.2	52	-1.23 / -0.1	170

注：分子には平均水温値、分母には最大値を示す； n = 観測回数

図 2 は、風が氷側からと氷方向へ吹く場合の氷域内、氷縁域及び無氷域にそれぞれ設定された水文観測ステーションにおける水温の垂直分布、並びに氷縁からの距離に応じた同一風向下の表層水温と気温の分布を示す。氷縁から離れた場所では、表面下若干深度の水温は非常に僅かしか変化しないか又は深度が大きくなるに従って当該水温は徐々に低下する。氷縁域及び疎水域では若干深度下に暖水の楔状突出がある。

無氷域から氷域に向かって風が吹く場合には、深度が増すに従って水温はどこでも上昇し、特に深度 10 m

までの表層においてはそれが顕著である。一方、氷域側から風が吹く場合には、水温の低下が生ずる。

表3. 1973年の航空温度測量による東シベリア海と
チュコト海における各種密接度の氷域中の水温

日付	無氷	氷縁	密接度				風向
			1~3	4~6	7~8	9~10	
8月14~15日	2.24	2.0	1.3	0.75	0.85	0.67	南東
8月15日	3.36	1.5	1.72			0.9	東
8月17~18日	2.0						東
8月20日	1.31	0.8	-0.27	-0.13	-1.27	-1.45	北東
8月29~30日	1.36	1.17	-0.63	-1.23	-1.5	-1.16	西北西
8月31日	2.1	0.4	-0.56	-1.05		-1.08	西
9月3日	2.73	2.15	0.0	-0.23	-0.67	-1.16	西北西
9月6日	0.88	0.46	0.14	-0.48		-1.0	南
9月10日	1.0	1.85	0.53	0.14	0.13	-0.59	北西、西
9月15日	1.85	1.05	0.69	0.3	-0.35	-0.28	北東
9月16~17日	0.96	-0.1	0.34	-1.08	-1.33	-1.26	東
9月21~22日	1.3		-0.49	-0.6	-1.13	-0.83	北西
9月26~27日	1.0		-0.83	-1.13	-1.46	-1.46	西
9月27~28日	0.14	-0.35	-0.83	-1.07	-1.22	-1.57	東

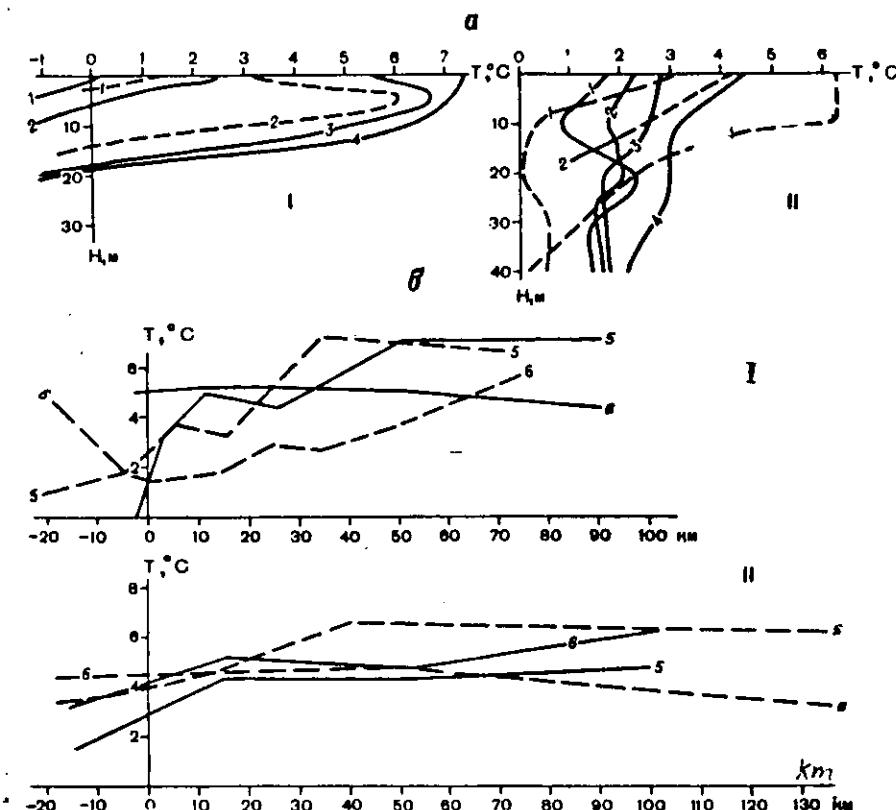


図2. 風が氷域側から吹く場合(実線)と氷域側へ吹く場合(点線)の1962年の
カラ海(I)と、チュコト海(II)における水温の垂直分布(a)並びに氷縁からの距離
に応じた表層水温と気温の分布(b)。 1—氷縁から2 kmの地点(I)と10 kmの
地点(II)の氷域中； 2—氷縁域； 3—氷縁から11 kmの地点の無氷域； 4—
氷縁から51 kmの地点(I)と40 kmの地点(II)； 5—表面水温； 6—気温

データ量が少ない関係上、氷の密接度と氷縁からの距離に応じた水温の増減の大きさやその変化の法則性を求めるのは未だ困難である。

氷域方向への風の場合には、熱交換符号は氷縁から 5 km の氷上で変わる（図 2 b の I の場合）。風が氷域側から吹く II の場合には（図 2 b）、符号の交替は氷縁から 11 km の地点の無氷域上で行われた。

表 4 には、1969 年のチュコト海における氷縁域の氷縁流氷観測ステーション、碎氷船 Sedov 号と調査船 Priboy 号の同期大深度水文観測データによる水温の垂直分布を示す。水温は、疎氷域内（氷縁流氷観測ステーションと碎氷船 Sedov 号）と無氷域（調査船 Priboy 号）における全観測期間で平均化されている。このような水温分布は氷域側からの風向の場合の特徴となっている。上層の冷水層は氷と共に暖水上に「乗り上げる」。

表 4. 各種のデータに基づく 1969 年の
チュコト海の水温の垂直分布

深 度 m	水 温 T °C		
	氷縁流氷ステーション	碎氷船 Sedov 号	調査船 Priboy 号
0	0.2	0.95	5.3
3	0.9	2.2	5.3
6	1.45	3.95	5.55
9	3.65	5.35	5.7
12	4.85	5.75	5.65
15	4.35	5.35	5.45
20	2.25	2.95	1.05
25	0.85	0.6	0.55
30	0.3	0.1	0.05
40	-0.2	-0.3	-0.15
50	-0.3	-0.3	-0.2

氷の直下では暖水の下降が生ずるので、氷の直下の深度 20、25 及び 30 m の水温が無氷域のそれよりも高い、ということは、冷水のこのような「乗り上げ」によって説明できることが明白である。最高水温は、総ての場合に深度 12 m にある。深度 40 m に至るまで温度変動が認められた。氷縁附近の開水域において調査船 Priboy 号が 8 ~ 10 時間漂流したとき、観測の初期に表面水温の著しい変動が認められた（表 5）。氷縁から 18.5 km の無氷域での同船の錨泊時（7月 26 日の 03 時）の水温の変化幅は僅かであった。これら諸表には、氷縁から 7 ~ 10 km の地点の疎氷域内を漂流した氷縁流氷観測ステーションと碎氷船 Sedov 号による水温観測データが示されている。同表からは、氷域内と無氷域の水温変動が实际上、互いに無関係であり、また氷域内の水温変化がより著しいことが分かる。表 4 と 5 のデータからは、氷縁から 18.5 km の距離で既に氷の影響が实际上皆無であることが分かる。

高密接氷域内における氷縁からの距離に応じた水温と塩分の分布については論文〔1、8〕において検討されており、そこでは、水温分布に対する氷塊の影響が氷縁から 3 ~ 5 m の距離まで調査されている。

風向、氷の密接度、氷縁からの距離に応じた海中の水温変化の法則性を知ることは、乱流の水平規模とそれとの関連での各種形状、寸法と厚さの氷塊側面の融解の大きさの問題の解明にとって重要である。

高密接氷域内及び氷縁域における水温変化に関して実施された分析から次の結論を導くことができた。

(1) 水温は、氷の密接度、季節と風向に応じて海水面におけると同様に水面下においても変化する。（表 2 と 3 参照）。風向の変化は、2.35 °C にも達する著しい短期的水温変動幅の原因となる。このため、上記法則性を考慮せずに偶然的（episodic）な観測地点で入手された水温値と塩分値は大きな誤差を伴うことがある。

(2) 各種密接度の氷域内の水温と塩分の分布から、高密接度の氷の融解は主に上面からと側面から行われ、一方、疎氷域の氷のそれは更に下からも行われることが予想できる。表面と最大加温層との間の垂直温度

表5. 各種のデータに基づく1969年のチュコト海における表面水温

観測日時	水温 T°C		
	氷縁流氷ステーション	碎氷船 Sedov号	調査船 Priboy号
7月25日			
14時	1.0	0.3	3.2
19時	0.5	0.5	4.9
22時	0.1	0.2	3.8
7月26日			
03時	0.8	1.1	5.5
06時	1.2	1.1	5.7
09時	0.5	1.2	5.7
13時	0.3	1.1	5.7
17時	0.4	0.9	5.7
19時	0.4	0.8	5.3
7月27日			
22時	0.5	0.7	5.4
01時	0.5	0.9	5.6
05時	0.0	1.7	5.7
11時	-0.3	1.2	5.8
15時	-0.2	0.8	5.7
20時	-0.5	1.0	5.6

傾斜は4.5°Cに達する(表4と5参照)。発達した乱流交換の下では高密接度の氷の場合も下からの融解が生じ得る。

(3) 風向の交替は、高密接氷域の深度0.5mまでの表層水温を0.6~0.8°C未満、疎氷域のそれを1.0~1.4°C未満、氷縁域のそれを0.6~3.5°C未満それぞれ増減させる原因になる(データは、限定された観測量から入手されたものであるので、極めて概算的である)。

(4) 気温と水温に対する氷の影響は、氷縁から10~15kmの距離まで現われ、この距離は風向と風力に応じて変わることが明白である。

(5) 融氷池内の水温に対する氷塊の影響は、その側面から3~5mの距離までしか顕著に現われない。しかし、氷塊の寸法と形状に応じた乱流の規模を求めるにはこれらの諸観測では不十分である。

(6) 高密接度氷域内の水温と塩分の垂直分布の変化は、深度2mまでの上層で生ずる。短い時間間隔でのこれら諸要素の変動幅は、深度5m以深では僅かである。

諸観測資料の分析によって、季節、氷の密接度、風の条件、氷塊の形状、寸法と厚さ、氷縁からの距離に応じた海水の水温と塩分、空気の気温と湿度の変化特性を解明するには入手データが不十分であることが分かった。そのためには、大氷群の中心から海水の最大加温域までの水文気象学的諸要素の変化を、氷が完全に消滅する瞬間まで海中において観測する必要がある。

参考文献

- Alekseev G. V., Buzuev A. Ya. 融氷池における氷側面の融解。<北極南極研究所紀要> 1973, vol. 307., p. 169~178。
- Vize V. Yu. 北極諸海の氷縁域における水文学的諸条件。<北極南極研究所紀要> 1944, vol. 186 p. 125~151。
- Denisov A. S. 海面の水温に対する氷の密接度の影響について。<Okeanologiya> 1968, vol. VII, No. 4, p. 592~596。
- Doronin Yu. P., Grushkina A. S. 大氷群における氷の密接度に対する熱的諸要素の影響の

- 計算について。<北極南極研究所紀要> 1964、vol. 271、p. 39～96。
5. Doronin Yu. P. 北極における大気と水界の熱的相互作用。レニングラード、Gidrometeoizdat 出版所、1969、300p.
6. Zubov N. N. 北極の氷。モスクワ、北洋航路総局出版所、1945、360 p.
7. Krutskikh B. A. 水の熱的作用の結果としての氷の融解。<Okeanologiya> 1961、vol. I No. 4、p. 642～645。
8. Nazintsev Yu. L. 流氷側面の融解の評価について。<北極南極研究所紀要> 1971、vol. 303、p. 180～184。
9. Nalimov Yu. V. シベリア諸河川の河口域における輻射温度計の使用。<北極と南極の諸問題> 1971、vol. 38、p. 129～132。
10. Panov V. V., Fedorova Z. P., Yankina Z. S. 北極諸海における水文学的諸要素の多年平均分布図作成のための方法論について。<北極南極研究所紀要> 1963、vol. 269、p. 96～99。

2. 海中の氷量変化の若干の特殊性 (Karel I. D.)

海又は何らかの海域における氷量の変化の法則性を明らかにすることは、当該海域における氷条件の形成を理解するため、また北極における海洋と大気の熱的相互作用問題を解くために重要な意義をもつてゐる。しかし、海中の氷体積を計算することは、異なる密接度をもつ氷の面積を求め、平均氷厚を算定することに關係するので、これを行うことは可成り困難である。海中の氷の平均厚を算定することは、流氷厚に関するデータが非常に少ないので、特に厄介である。このため、氷厚の分布の法則性を設定する場合には、現存の算定と僅かな測定とが使われている〔参考文献 3,4,7〕。

このような計算は、一定の年令群の氷が優勢である場所では、やや単純に行うことができ、また氷厚の地域的可変性が小さく、かつ氷丘度が同程度であるならば、氷丘度によって氷厚と氷量の変化を考慮しながら、可成りの精度をもつて氷勢 (Power of ice) を計算できる〔1,2,5〕。

ラブテフ海の一つの区域における氷の旬間分布図がこの計算のために使われたが、この分布図から各種の密接度の氷域の面積が平面測量法によって求められ、これら諸氷域の氷体積が算定された。

氷体積の計算結果から、その変化に関する若干の特殊性を明らかにすることができた。7月上旬には氷体積の3年変動サイクルが可成り明瞭に現われるが、当該海域における春期の水分気象学的諸プロセスの循環性がそれを特徴付けるものと思われる。氷量の振幅は極めて大きく、すなわち平均氷体積値が 195 km^3 の下で 158 km^3 になる。このような循環性は、より不明瞭ではあるが、7月下旬にも現われる。この旬間も氷体積の大きな変動振幅によって特徴付けられ、すなわち平均値が 81 km^3 の下で 157 km^3 になる。8月中旬には氷体積の変動の3年循環性は夏期プロセスによってぼやかされる。この期間には、当該海域の氷の分布率にとても特徴的な、6～8年の長期的サイクルだけが現われる〔6〕。氷体積の変動振幅は、平均値が 17 km^3 の下で 74 km^3 である。7月中旬の氷体積の年別変化では、8月中旬の氷体積のそれと同じ循環性が現われる。この法則性は、一ヵ月前に8月中旬の氷体積を計算するために利用できる。他の旬間ではこのような関係は認められていない。

入手されている資料を分析した結果、氷分布率の異なる年の海中の平均氷体積は大幅に異なることが分かった。(表1)。

旬間中の氷体積の変化には一連の興味深い特性がある(図1)。

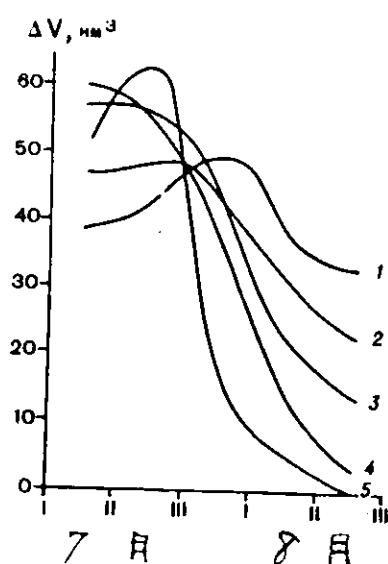


図1. 氷分布率が異常に高い年(1)、やや高い年(2)、多年平均的な年(3)、やや低い年(4)と異常に低い年(5)の旬間中の氷体積の減少

表1. 海域の平均氷体積

月、旬間	氷 分 布 率				
	異常に高い	やゝ高い	多年平均	やゝ低い	異常に低い
7月 上旬	233	211	195	171	133
	194	163	132	112	84
	151	114	81	56	22
8月 上旬	100	72	37	15	5
	63	41	17	3	1
	31	19	7	1	0

7月中旬と下旬の氷体積の変化は、氷分布率が小さいときに増大し、氷分布率が高いときには減少する。8月には反対の現象が生ずる。すなわち氷分布率が小さければ小さい程、旬間中の氷体積の変動の大きさも小さい。この期間の氷体積の最も急激な減少は、異常に高い氷分布率の年に生じ、反対に、その最も僅かな減少は、異常に低い氷分布率の年に生ずる。この現象は、氷分布率の増すに従って海中の氷面積が大幅に増大(密接度10に至るまで)することに関係がある。異常高氷分布率のときには8月上旬の期間に50km³の氷が消滅し、一方、異常低氷分布率のときには同期間中に18km³しか氷は消滅しない。

しかし、氷体積減少の絶対数値は、このプロセスの激しさについて未だ何も証明していない。氷体積の減少力学については、旬間中の氷体積の減少に関して検討するとよりよく分かる(表2)。表2のデータを基礎として、8月末までの氷体積の減少の激しさの段階的増大についての結論を導くことができ、また8月下旬において氷分布率がやゝ低いときにのみ若干の下落が生ずることが分かる。

表2. 氷体積の相対的減少 %

観測月・旬間	氷 分 布 率				
	異常に高い	やゝ高い	多年平均	やゝ低い	異常に低い
7月 中旬	17	22	32	35	37
	22	30	39	50	73
8月 上旬	35	45	54	72	79
	34	43	55	83	85
	51	57	57	65	100

氷の密接度が異なる諸氷域における氷体積の変化に関する法則性の解明に対しては、氷状予測のためと、またこれら諸氷域の熱的諸プロセスの表記のためにも、大きな関心が寄せられている。

氷体積の基本部分は、7月上旬末までは未粉碎状態の定着氷の形に保たれている(図2)。定着氷の破壊後は、異なる密接度の諸氷域における氷体積の減少速度は、氷分布率が異なる年ごとに一様でない。7月下旬までに定着氷域では、やゝ低い氷分布率の場合には密接度9~10の氷が既に全氷体積の73%を、やゝ高い氷分布率の場合にはそれが同83%を、多年平均的な氷分布率の場合にはそれが同77%をそれぞれ占める。やゝ低い氷分布率の場合には更に融解プロセスが発達すると、この高密度氷は急激に融解することになる。このよう年8月中旬は、密接度9~10の海域に氷体積の18%、密接度1~3の海域に氷体積の30%がある。やゝ高い氷分布率の年のこの期間には密接度9~10の広い氷域が依然として維持されており、これが氷の総量の41%を占め、密接度1~3の海域に氷体積の26%がある。多年平均的な氷分布

率の年の場合には、その値はそれぞれ 27% と 47% である。

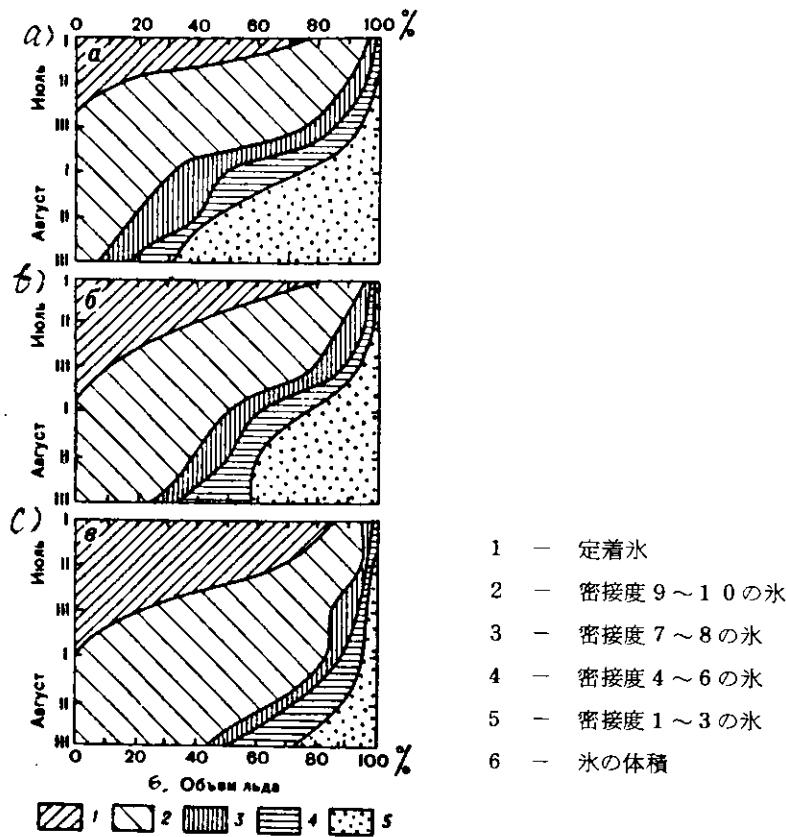


図 2. 氷分布率がやゝ低い年(a)、多年平均的な年(b) やゝ高い年(c)の、密接度が異なる諸氷域における氷の体積率(単位%)

簡単な計算を実施すれば、氷分布率がやゝ高い年には 8 月の全期間を通じて氷の基本体積(72%)が密接度 7~10 の氷域にあることが分かる。8 月下旬にだけ高密接度氷域の氷体積が総氷体積の 49% になる。やゝ低い氷分布率の年の同時期には、この氷域には氷体積の 15% しかない。全体として、総ての氷分布率条件下における 7~8 月の氷体積の変化は諸氷域の面積の変化に密接に関連することを指摘せねばならない(表 3)。

表 3. 7 月と 8 月の密接度別氷域における氷面積 S と氷体積 V

観測月	密接度			
	9~10	7~8	4~6	1~3
多年平均的な氷分布率				
7 月	76/87	6/7	8/3	10/13
8 月	22/36	5/11	14/17	59/36
やゝ高い氷分布率				
7 月	86/91	6/6	3/2	5/1
8 月	41/62	6/10	15/13	38/15
やゝ低い氷分布率				
7 月	76/85	6/7	8/5	10/3
8 月	6/17	12/17	14/12	71/52

注： 分子に面積%
分母に氷体積%

7月から8月にかけて氷面積と氷体積に最大の変化が生ずるのは密接度9～10と1～3の氷域においてであり、この場合、最大の変化は、氷分布率がやゝ低い年の高密接氷が急激に融解する期間に生ずる。

密接度が異なる氷域における氷体積の旬間ごとの変化を、氷分布率が正反対の年の例で調べてみるのは興味深い。異常に高い氷分布率の年(1949、1962、1963、1972年)には8月上旬末までの氷体積は平均 232 km^3 であったが、異常に低い氷分布率の年(1960、1961、1968、1971年)には同時期までのそれは僅か 134 km^3 に過ぎなかつた(表4)。

表4. 密接度が異なる氷域における氷分布率が異常な年の氷体積△Vの変化

月・旬間	密接度			
	9-10	7-8	4-6	1-3
7月 中旬	-4 0.1/-5 5.3	-/-1.4	1.2/-5.6	-0.3/1.4
	-4 6.8/-6 1.1	1.5/1.2	1.8/-2.9	0.3/1.2
8月 上旬	-5 3.8/-1 1.9	0.6/-2.9	1.1/-1.0	1.8/-1.7
	-4 0.0/-0.6	1.2/-0.5	0.5/-1.9	1.3/-0.9
下旬	-3 3.0/-0.2	1.0/-0.2	-2.4/-	1.6/-0.3

注：分子には異常高氷分布率時の氷体積の変化、分母には異常低氷分布率時のそれが夫々用いられている。

引用されたデータから分かるように、氷分布率が異常に高い年の氷体積の減少は、密接度9～10の氷域におけるそれによって主に生ずる。一方密接度がより低い氷域においては氷体積は通常、増加する。氷分布率が異常に低い年には、7月末に既に高密接氷域と同様に低密接氷域及び疎氷域においても氷体積の減少が生じ、こゝでは、密接度9～10の氷域においても氷体積が大規模に減少する。計算の結果分つたことは、氷分布率がやゝ高い場合の海洋と大気の大規模な熱的相互作用を評価するには高密接度氷域における変化だけを考慮せねばならないことと氷分布率が低い場合には氷体積の変化は7月中旬から始まるので、低密接度氷域と疎氷域での氷体積の変化も計算に含めねばならないことである。海中の氷体積の計算結果に基づきまた旬間中のその変化を計算すれば、上からの氷の融解によって消失する氷の体積の部分を査定することができる。上から融解した氷の体積は、密接度10に換算した氷の面積と太陽放射エネルギー対流交換及び凝縮によって氷に吸収される熱量とから容易に求められる。以下に、氷分布率が異なる年の、上から融解した氷体積を示す(表5)。

表5. 上から融解した氷体積

月・旬間	氷分布程度		
	やゝ低い	やゝ高い	多年平均的
7月 中旬	3 5.9/6 0	3 3.0/7 0	3 4.7/6 1
	2 9.1/5 2	3 4.2/6 9	3 1.1/5 5
8月 上旬	1 7.4/4 3	2 4.3/5 8	1 7.7/4 5
	5.5/3 5	1 5.8/5 2	9.1/4 1
下旬	1.3/3 5	9.0/3 9	4.8/3 6

注：分子には上から融解した氷体積、単位 km^3 、分母には氷体積の全変化量に対する上から融解した氷体積の比、単位%を用いた。

得られた諸結果は、氷分布度がやゝ低いか、あるいは平均的な年の場合には上からの氷の融解が氷収支の支出部成分の中で優勢を占めるのは7月だけでありそれ以外の期間では上からの融解によって氷が消滅する割合は35~40%であることを証明している。氷分布度がやゝ高い年の場合には上からの融解は他の成分からのそれよりも全融解期間を通じて優勢であるが、8月下旬だけはそれが大幅に減少する。上から融解した氷体積の変化を分析すると、この可変性は、水温によって融解した氷体積と、風や海流によって流出した氷体積のそれぞれの可変性より大幅に少ないことが分かる。上から融解した氷体積の変化幅は、他の成分の融解による氷体積の変化幅の平均1/2弱である。このことは、上からの融解が主に太陽輻射エネルギーによって起るものであり、その年々の可変性は力学的諸因子（風向と風速）、気温と海中の水温（特に無氷域、低密接度氷域と疎氷域における）の可変性より大幅に少ないと想定される。

旬間中の氷の平均体積とその変化の計算結果に基づき7~8月の各旬間の氷収支の支出部の個々の項目を評価できる。上からの氷の融解は既に計算された。

海上の氷の平均ドリフト速度が知られているために現在では吹送による海域からの氷の流出は可成り正確に評価できる。最近のデータによれば、被調査海域における7~8月の旬間中の平均ドリフト速度は25kmである。流氷吹送路の幅が250kmで、これを通過して氷が北西方向に流出するとすれば、ドリフト速度の旬間ごとの可変性を考慮せずとも、風によって流出する氷の体積は次のようにして求められるはずである、すなわち

$$\Delta V_w = 25 \times 250 \text{ km}^3$$

ただし ΔV_w —旬間に風によって流出する氷の体積

h —旬間中の平均氷厚

海流の流速は小さく、かつ年ごとのその変動幅も小さい。7~8月の各旬間中の海流による氷のドリフトは平均12kmである。海流による氷の流出路の幅は200kmである。これら諸値を考慮して旬間に海流によって流出する氷の体積を次のように求める、すなわち

$$\Delta V_f = 12 \times 200 \text{ km}^3$$

そうなると唯一つの成分、すなわち海水の熱による氷の融解が未知数として残る。これは方程式の剩余項として算出できる、すなわち

$$\Delta V_{tw} = \Delta V - \Delta V_s - \Delta V_w - \Delta V_f$$

ただし ΔV_{tw} —海水の熱によって融解する氷の体積

ΔV —旬間中の氷体積の総変化量

ΔV_w 、 ΔV_f —それぞれ風と海流による流出に起因する氷体積の変化。

総ての計算を実施した後で次のような氷支出成分比が得られる（表6）。

具体的な各年の氷収支の支出部の諸成分値はその平均値と大幅に異なることがある。氷状況のためには

表6. 旬間中の氷の支出

	氷の融解		氷の流出	
	上から	水温による	風による	海流による
7月 中旬	35/61	9/16	9/16	4/7
	31/55	16/28	7/12	3/5
8月 上旬	20/45	16/36	6/14	2/5
	9/41	6/27	5/23	2/9
下旬	5/36	4/29	4/29	1/6

注： 分子には支出成分値を単位km³で示し、分子にはその百分率%を示す。

様々な氷条件の年の氷支出成分を計算するとい。密接度が異なる氷域における氷の支出成分の計算に我々は、大きな関心を寄せてても良い筈である。得られた結果は、海中の氷量を計算でき、かつ氷融解期における海洋と大気の熱的相互作用に関する問題も解決できることを示している。

参 考 文 献

1. Buzuev A. Ya. 氷盤の諸基本パラメータの空間的分布の統計的評価<北極南極研究所紀要>
1975. Vol. 326. p. 187~192
2. Buzuev A. Ya., Dubovtsev V. F. 北極の氷盤の若干のパラメータの統計的諸特性<北極南極研究所紀要> 1971. Vol. 303. p. 166~179.
3. Gudkovich Z. M., Romanov M. A. 冬期の北極諸海の氷勢(Power of ice)分布の計算法。
<北極南極研究所紀要> 1970. Vol. 292. p. 4~48.
4. Kareljin I. D. 融解期の大氷群の構造の可変性について、<北極南極研究所紀要>
1976. Vol. 320. p. 187~195.
5. Kirillov A. A. 氷体積を求める場合の氷丘度の計算。<北極の諸問題> 1957. 第2分冊、
p. 53~58
6. Kovalev E. G. ノボシビルスク海域の氷分布率変動の循環性と、予測のためのその利用の可能性。
<ソ連科学アカデミー報告> 1960. Vol. 135. №2. p. 439~442.
7. Nikolaeva A. Ya., Shesterikov N. P. 諸々の氷条件の計算法(ラブテフ海の例)
<北極南極研究所紀要> 1970. Vol. 292. p. 143~217

3. 氷塊の浮流に対する形状と寸法の影響(I . M . Kuznetsov)

氷の移動の計算の場合には吹送係数と等圧線係数が使われている。これら諸係数は定数値としても適用されているけれども、原則としてこれらは、氷盤の諸特性と観測資料の処理方法論の相違に応じて可成り広い範囲で変わる。

氷塊の形状と寸法がそのドリフト速度に及ぼす影響を解明するために、カラ海南西部の諸極地観測所において氷のドリフトを計器を使って観測した資料が分析されたことがあるが、この場合には、氷塊の形状と寸法の定義は質的特徴をもつていた〔参考文献5〕。

氷塊の形状の定義に関する最大の相異は、大氷盤、流氷野の破片及び小流氷野を分類するときに起る。しかし、氷塊の形状の定義において相違があつたにもかゝわらず、多数の観測を行うことによって若干の法則性を示すことができた。個々の氷塊のドリフト速度を対比させるには無次元数値(Dimensionless value)を操作する必要があるが、それは所与の場合の吹送係数である。しかし、吹送係数値を求めるときに若干の仮定がなされ、これらが算定結果に影響を及ぼした。表1には氷塊の形状と寸法並びに氷丘度が異なる場合の吹送係数K値の分布を示す。総ての氷塊にとって最も確率の高いK値は0.015である。

以下に、異なる形状と寸法の氷塊のための、最も確率が高いK値と算術平均のK値とを示す(表2)。

表1. カラ海南西部の極地観測所のデータに基づく氷塊の形状と寸法に応じた
吹送係数値の分布(n - 件数)

氷 形 状	吹 送 係 数 値 の 範 囲											
	0.0 0	0.0 1	0.0 2	0.0 3	0.0 4	0.0 5	0.0 6	0.0 7	0.0 8	0.0 9	0.1 0	n
	~ 0.0 1	~ 0.0 2	~ 0.0 3	~ 0.0 4	~ 0.0 5	~ 0.0 6	~ 0.0 7	~ 0.0 8	~ 0.0 9	~ 0.1 0	< 0.1 0	
小 氷 盤	7	18	19	15	5	6	4	—	3	3	12	92
大 氷 盤	6	13	13	7	17	4	7	—	4	2	7	80
氷丘性大氷盤	3	9	6	4	4	5	5	—	—	1	4	41
流氷野の破片	4	12	12	6	4	2	8	2	2	2	2	56
氷丘性流氷野片	7	5	11	13	2	3	5	—	—	2	4	52
流 氷 野	5	20	8	9	4	4	7	—	—	1	1	59
氷丘性流氷野	15	32	35	17	16	10	17	1	1	—	12	156
モザイク性流氷野	15	8	6	4	—	2	3	—	5	2	3	48
氷 山	1	1	—	—	2	—	—	—	—	—	—	4

表2. 異なる形態の氷の吹送係数の算術平均値と最大確率値

氷塊の形態	吹 送 係 数	
	算 術 平 均 值	最 大 確 率 値
小 氷 盤	0.0 7 5	0.0 2 5
氷丘性大氷盤	0.0 6 3	0.0 1 5
大 氷 盤	0.0 5 9	0.0 2 0
氷丘性流氷野片	0.0 4 5	0.0 3 5
流 氷 野 片	0.0 5 8	0.0 2 0
氷丘性流氷野	0.0 4 4	0.0 2 5
流 氷 野	0.0 3 8	0.0 1 5
モザイク氷	0.0 3 9	0.0 0 5

引用したデータから、氷丘性氷塊は平坦な氷塊よりも速く、またより細かく粉碎された氷は流氷野よりも速くそれぞれ漂流することが分かる。これら諸データは P. A. Gordienko[2]と N. N. Zubova[3]の結論を確認するものになっている。諸観測から、大多数の場合に低密接度氷は粉碎形態の氷から成り、このために高密接度氷は低密接度氷よりも低速で漂流することが知られている[3]。

諸極地観測所の観測データに基づいて、氷の密接度に応じた小氷盤と大氷盤；氷丘性大氷盤、流氷野片と氷丘性流氷野片；流氷野と氷丘性流氷野のための最も確率が高い吹送係数K値が算定された。統計的処理の結果、それぞれ次のK値が得られた、すなわち0.03；0.027と0.020。密接度が異なる氷の、これら等級(Gradation)の内部の何らかの法則性を明らかにすることには成功しなかった。

密接度1～3の氷域においては碎氷群が、密接度4～6の氷域では流氷野片と大氷盤が、高密接度氷域では流氷野がそれぞれ圧倒的に観測されることが知られている。このように上記で得られたK値によって、密接度が異なる氷域のドリフトを特徴付けることができる。

密接度がそれぞれ異なる氷のために入手したK値と、密接度1～3の氷のためにK値との比を先づ求めてこの値と他の研究者のデータとを対比してみよう(表3)。

表3. 諸研究者のデータに基づく密接度が異なる氷のために吹送係数値の比

氷の密接度	Gordienko P. A. [2]	Biryurin G. M. Yakunin L. P.	Gorbunov Yu. A. [1]	Korzhavin K. N. と Reshetka A. D. [4]	Losev S. M.	得られた データ
1～3	1	1	1	1	1	1
4～6	0.71	—	0.89	0.7	0.84	0.9
7～10	0.43	0.80	0.82	0.5	0.75	0.67

K. N. KarzhavinとA. D. Reshetka[4]は理論的方法によってこの比を得た。Yu. A. Gorbunov[1]は氷の航空測量資料を解析して、形状と寸法並びに密接度が異なる氷のドリフトの法則性を明らかにした。氷の航空測量データに基づいてS. M. Losevは、密接度がそれぞれ異なる氷域の境界の移動を(Shift又はDisplacement)を分析した。表3に示すデータの分析は、密接度が異なる氷のドリフトを評価する場合に存在する大きな相異について証明している。

論文[1]には、流氷野片と流氷野、小氷盤と流氷野のドリフト速度の比が示されており、これはそれぞれ1.01と1.04となっている。表2のデータによれば、これらの相関はそれぞれ1.3と1.65になる。もしこれら諸々の相関に基づいて、密接度が異なる氷域のドリフト速度の比を以前に採用された等級(Gradation)に従って計算すれば、Yu. A. Gorbunovのデータ[1]からはそれぞれ1.0、0.99、0.96；計算データからはそれぞれ1.0、0.77、0.60が得られる。

密接度1～6と7～10の氷域の境界の移動を分析する場合に航空氷状偵察データからはそれぞれ0.02と0.015の吹送係数値が得られ、その相関は1.0と0.75であり、すなわちこれら諸値は、氷のドリフトの計器観測によって入手された比に近い。

得られた吹送係数値は予備的なもので、このことは、分析されるデータの質に原因していることを指摘しておく必要がある。このような資料にさえも大きな関心が寄せられているが、もし氷の形状と寸法と氷丘度の諸特性が量的に与えられているならば、その価値ははるかに高まるはずである。

適切な観測資料があれば、氷の形状、寸法、氷丘度及び密接度と氷のドリフト速度との関係を正確に求めることができるが、このような資料は、極地観測所における映画撮影を使った氷のドリフト観測体制を整備したり、また外海においては航空写真測量体制を整備したりすれば、入手できるのである。

参 考 文 献

1. Gorbunov Yu . A . 航空写真測量を使った氷のドリフトの特性調査の可能性について。
＜北極と南極の諸問題＞1967、第26分冊、p. 57~60.
2. Gordienko P . A . 実際条件下の氷のドリフトの若干の諸特性。
＜北極の諸問題＞1941、第6分冊、p. 5~12.
3. Zubova N. N. 北極の氷、モスクワ、北洋航路総局出版所、1945、360p.
4. Korzhavin K . N . , Resheta A . D . 風の作用下における流氷野のドリフトについて。
＜鉄道輸送研究所紀要＞1971、第124分冊、ノボシビルスク、p. 5~12.
5. 極地水文気象観測所における北極諸海、河川と湖沼の氷観測指針。
＜参考書と指針＞(Posobie i rukovodstvo)、モスクワ・レニングラード、北洋航路総局出版所。1953、第31分冊、97p.

4. 流氷構造の特殊性について (S. M. Losev)

海面の氷盤はさまざまな寸法の氷塊から成り、これは熱的、動力学的諸因子の総体的作用の下に形成される。急激な氷形成の期間には、これらの諸因子の指向性 (direction 又は trend) は対立している。風や海流、潮の干満現象の作用の下に、また陸地やその一連の諸因子の影響の下に氷盤の粉碎と、その個々の生成物の水平方向の長さの減少が生ずる。と同時に、諸氷塊が互いに凍結し合って広大なモザイク氷原が形成される。春期と夏期になると北極では諸プロセスの進展は異なったものになる、すなわち、動力学的原因で生じた氷の粉碎は、氷盤の一般的融解並びに破壊の影響の下で大幅に増幅される。

冬期から夏期にかけての流氷組成の形成条件の変化が原因となって、これら諸季節の氷塊の長さの分布に大幅な相違が生じる。冬期の氷塊の最大径 ℓ の分布は、頂点が一つの曲線で表わされるとすれば、春期と夏期のこの曲線は J 形になる。北極の氷塊の長さ分布の型が二つあることは A. V. Bushuevym, N. A. Volkov と V. S. Loschchilov によって究明された。

北極以外の諸海での航空写真測量データに基づけば、ここでは北極諸海と異なり、氷盤が存在する全期間を通じての氷塊の最大径の分布は、J 形曲線だけで表わされる。(参考文献 3)。

Yu. A. Gorbunov と L. A. Timokhov は、北極諸海の氷の粉碎性の変化を調査して、「モザイク氷原の急激な分解が始まると共に氷の粉碎性は急伸し、5 月には V. I. Shiljnikov の等級表 (5) による 6 級に達すること」を明らかにした(2)。この時点からは実際上、氷塊寸法の分布曲線は J 形になる。

このように、J 形曲線で表わされた氷塊の長さの分布は極めて広範囲のものである。

パラメータ ℓ のこの分布の場合の流氷組成の基本特性は、直徑の減少と共に氷塊の数が急増し、砕かれた氷の多い海域では分布曲線が頻度軸に漸進的に接近するということに尽きる。この原因のために諸大氷原の反復性は極めて低い。

以上で指摘した流氷構造の諸特性は、氷塊の水平寸法の全範囲で同時にその実地調査を行うことを困難にしている。

現在、ソ連では、海上の氷盤に関する情報の収集のために航空写真測量と航空機からのサイドスキャンシグレーダが使われている。氷盤構造の特性を調査する場合には航空写真測量だけが使われたとはいえ、当論文に記された、データ収集及びそれに続くデータ分析のそれぞれの原理は、前述の諸方法による同時測量の場合にも適用できる。

粉碎性 6 ~ 8 級の氷盤内の複数の氷原の存在が原因となって、小面積での観測では氷塊寸法の完全な分布関数を確実に求めるのに必要な情報は得られないことになる。このことは、寸法が 1 Km 以上の氷塊の範囲を表わす関数部分について特に云えることである。裏返していふと、 ℓ 値の小さい反復性領域における諸結果の確実性を高めるために測量面積を増大させれば、観測域に非常に多数の小寸法の氷塊を出現させることになり、このために、作成される統計的級数の間隔ごとにこれら諸氷塊を直接、計算したり、あるいは何らかの量的評価を行なったりすることは実行困難になる。

この外、大氷原を記録する目的で広大な海域を観測するには小さすぎる縮尺で測量せざるを得ない。気象条件が恵まれている場合には一般に 1 : 50,000 ~ 1 : 60,000 又はそれ以下の縮尺が用いられる。現在、レーダー測量の縮尺は約 1 : 100,000 と 1 : 200,000 である。このような縮尺で入手された測量データを、パラメータ ℓ が 100 ~ 200 m 以下に属する部分の分布を求めるために使うのは難しい。この範囲の氷塊を測定するにはより大きな縮尺が必要である。

以上、指摘したような困難を克服する合理的方法の一つは、全ての寸法の氷塊をその粉碎度に応じて 2 ~ 3 の範囲 (diapason) に分け、そのそれぞれについて別個にデータを収集することにあると思われる。この場合、各範囲の測量に一定の縮尺が使用できる。解析の過程で、各範囲ごとに収集された情報は総合されねばならない、この結果、砕かれた氷から最大氷原までの全氷盤組成を特徴付ける分布関数が入手されるはずである。

各範囲ごとの情報収集は、統一された規則を守り乍ら行われねばならない。この場合、所与の確実性 P_t の下で同じ相対誤差 $\delta_\ell = \frac{\Delta\ell}{\bar{\ell}}$ を伴って氷塊の最大径の平均値 $\bar{\ell}$ を求めるという条件に従うのが最も簡単である。このとき、任意の範囲における所要の選択量（氷塊数） n を求めれば(4)、 n から面積 S_p に移行できるが、この面積は、当該範囲での設定条件が確保できる測量でカバーできるものでなければならぬ。このようにして次の公式を得た、すなわち

$$S_p > \frac{1}{q} \left(\frac{t \sigma_\ell}{\delta_\ell \bar{\ell}} \right)^2 \quad (1)$$

ただし δ_ℓ — 当該範囲の氷塊の長さの自乗平均偏差

q — 所与の密接度下における面積 1 km^2 当たりの当該範囲の氷塊の平均個数

パラメータ t 値は、所与の確率（確実性） P_t によって（表から）求められる。

このようにして、採用された範囲ごとの氷塊寸法に関する初期データを得るために、たとえ近似的にではあってもそれぞれの範囲の諸パラメータ $\bar{\ell}$ 、 σ_ℓ と q を評価する必要がある。このような評価は、以前の諸調査結果からか、あるいは僅かに実施された予備測量資料から行うことができる。

航空写真測量を使って氷盤組成を調査する場合に既述の方法が北極の諸海のうちの一つで使われた。予備測量資料に従って三つの寸法範囲に分割され、それぞれの範囲のための必要パラメータの近似値が求められた（表1）。ここから、 δ_ℓ と P_t の所与の値に応じた必要な観測量を評価できた。例として表1に示された n と S_p の値が、 $\delta_\ell = 0.03$ と $P_t = 0.95$ の場合に求められた。

表1. 各範囲ごとの氷の予備航空写真測量資料の
統計的処理データ

範 囲	航空写真測量の縮尺	各範 囲の 氷塊の 寸法、 m	統 計 的 選 択 の 等 級 値、 m	選 択 量 (氷塊 数 n)	ℓ の 選 択 平 均 偏 差 σ_ℓ m	自 乗 平 均 偏 差 σ_ℓ m	密 接 度 の 10 氷塊 の と き の 平 均 数、 km 當 q	$\delta_\ell = 0.03$ と $P_t = 0.95$ のときの必要選択量	
								氷 塊 数 n	密 接 度 10 面 積 km^2
I	1: 40,000–1: 60,000	>500	500	510	915	545	0.7	1,515	2.160
II	1: 5,000–1: 10,000	35–500	35	725	85.1	62.7	63	2,317	36.7
III	1: 1,000–1: 2,000	2–34	4	1,240	5.82	4.02	6,400	2,040	0.32

第I範囲において観測を要する面積は最大なので、これが被調査域での測量部分の選択と飛行ルート図作成の基礎となる。航空写真測量を実施するときには第I範囲と第II範囲の情報の同時収集が可能である。例えば、焦点距離がそれぞれ 55 mm と 350 mm の短及び長焦点式航空写真機を航空機に装備すれば、この課題を完全に実行できる。飛行中に第I範囲の部分で短焦点航空写真機を用いて撮影する場合に、最も代表的な氷

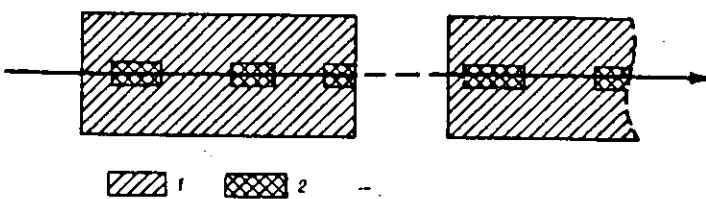


図1. 第I及び第II範囲の航空写真測量方式。矢印は飛行ルート
を示す。1—第I範囲域： 2—第II範囲域

盤をもつ場所で定期的に長焦点航空写真機のシャッターが切られる（図1）。このようにして得られた個々の航空写真シリーズから第II範囲の氷塊の寸法に関する情報が得られる。

第III範囲の写真撮影作業所要量

は少なく、その作業は第Ⅰ及び第Ⅱ範囲での撮影前又は撮影後に低空から行えばよい。

観測資料を解析する場合に、第Ⅰ及び第Ⅱ範囲の写真によって分離された部分は、それらの中の氷の相対組成の同一性を認めることができるように考慮して、すなわち次の条件が満たされるように考慮して選定されねばならない、すなわち

$$\frac{S_{\ell_1}'}{S_n'} = \frac{S_{\ell_1}''}{S_n''} \quad (2)$$

ただし S_{ℓ_1}' と S_{ℓ_1}'' - 第Ⅰ及び第Ⅱ範囲の縮尺での航空写真において ℓ 値が第Ⅰ範囲に属する全氷塊の総面積； S_n' と S_n'' - これら範囲の写真上の氷の総面積。

あれこれの ℓ 値範囲の諸氷塊集合の面積は、氷塊の面積 S とその最大直径との間の関係から求めるのが最も簡単である。現場のデータから(3)、 $S = k\ell^2$ であることが分かった。ただし係数 k は主として氷塊形状に左右される。特に、この場合、円形と橢円形の輪郭をもつ氷塊が多数を占めていた。このため

$$S = 0.53 \ell^2 \quad (3)$$

$S = S(\ell)$ の関係がある場合には、氷塊の長さの等級分けに従って作成された統計的選択において、各等級でのそれぞれの氷塊の集合の面積を求めることが可能になる、すなわち

$$S_i = s(\bar{\ell}_i) m_i$$

この後には当該範囲の全選択氷塊の面積 S_ℓ も求められる、すなわち

$$S_\ell = \sum_{i=1}^n s(\bar{\ell}_i) m_i \quad (4)$$

ただし m_i - 統計級数の等級 i の氷塊数

$\bar{\ell}_i$ - 当該等級の氷塊の平均長さ

このようなアプローチの正当性を確認するために若干の氷塊集合の総面積の実際値と計算値を対比する(表2)。各氷塊の面積はラニメータで測定され、かつ(3)式によって計算された。表2に示す結果から、氷塊の水平距離に関するデータに基づいて諸氷塊のそれぞれの集合の積分面積の解析的定義が可能であることが分かる。

表2. 諸氷塊集合が占める面積の
実際値と計算値の比較

氷塊の寸法、m	氷塊数	実際面積 km^2	計算面積 km^2	相対誤差 %
500 以下	13	0.6347	0.6240	1.7
	37	1.6584	1.6266	1.9
500 以上	56	134.84	138.12	2.4
	163	344.02	340.02	1.3

第Ⅰ範囲の全氷塊の総面積を公式(4)によって評価した後で、第Ⅱ範囲の氷塊の同様の選択が行われる。そのためには第Ⅱ範囲の航空写真によって、(写真はあらかじめモンタージュされる)条件(2)を満たす部分が分離される。この等式で使われている総氷面積 S_n はそれぞれの部分の密接度を考慮して計算される。

第Ⅱ範囲の航空写真では、 ℓ 値に従って第Ⅰ範囲に属する氷塊の個数は一般に少ない。このため、その総面積 S_{ℓ_1}'' を評価する場合に計算誤差を小さくするには等級ごとにグループ化されたデータを使わずに、各氷塊の面積を個別に計算するのが妥当である。

航空写真測量資料を使った作業経験から、第Ⅱ範囲の写真によって必要な部分を選定することは、通常、特別難しいことではない。

初めの二つの範囲の選択は基本的なことであり、原則として、これによってパラメータ ℓ の分布のほぼ全部がカバーされる。このため、氷塊の寸法別の氷盤組成の一般性を得ることが可能になる。

各範囲の統計級数の間隔内の諸氷塊集合の面積を相対値 f_i で表わすと次のようになる、すなわち

$$f_i = \frac{S(\ell_i) mi}{S_n} \quad (5)$$

両範囲を統一すると、第Ⅰ範囲の最大氷塊から第Ⅱ範囲の最小氷塊までの相対面積の総和 $F\ell$ が求められる、すなわち

$$F\ell = \sum_{i=1}^n f_i \quad (6)$$

ただし $i = n, n-1, \dots, 1$ 二つの範囲で統合された統計級数の間隔の番号（この場合には遞減次数である。）結局、得られた、互いに $F\ell$ 値と ℓ 値を結合する解析級数は、氷盤中において確定値 ℓ_k より大きな幅をもつ氷塊が占める面積を決める積分関数を特徴付けることになる。

調査対象域の第Ⅰと第Ⅱ範囲の氷塊は、氷盤の基本部分を形成する（表3）。同時に、これに統いて、氷塊の最大寸法から寸法が小さくなる側にそれら諸面積 f_i を順次に合算する場合、 ℓ が 0 に達すれば $F\ell = 1$ が得られることは明白である。ここから、第Ⅱ範囲の氷塊の最小寸法から $\ell = 0$ までの区間では容易に補外できるので、完全積分関数 $F\ell$ を求めるには初めの二つの範囲のデータで実際上十分であることが分かる。このため、第Ⅲ範囲の選択は、その後この範囲の氷塊の平均長さと平均面積を評価するためにだけ使われた。

図2aには、流氷構造の調査資料に基づいて、上記の方法を使って入手された積分関数 $F\ell$ が示されている。観測は多年に亘り氷盤が最大に発達する冬期に行われた。表3は、各範囲ごとに使われた選択と、それを基礎として設定された氷の諸特性に関する基本的情報を示す。調査は条件 $\delta\ell = 0.04$ 、 $P_t = 0.95$ の下で行われた。残念ながら1966年には第Ⅰ範囲の観測しか成功しなかった。 $\ell < 500m$ から始めて関数 $F\ell$ は計算法によって補足された。既にこれまでに3年間のための同様の計算結果を実際データと対比することによってこの両者がよく合致することが実証されており、このため関数の計算部分には何一つ疑問は生じていない。

表3. 各範囲ごとの基本選択特性

年	航 空 面 積 写 真 攝 影 測 量 Km^2	平 均 密 接 度 C	水 面 積 部 分 の Km^2	各 範 囲 の 氷 塊 数	氷 塊 の 平 均 長 さ $\bar{\ell}$ m	氷 塊 の 平 均 偏 差 $\sigma\ell$ m	占 め る 面 積 氷 塊 が Km^2	氷 塊 の 平 均 面 積 S m^2	各 範 囲 の 氷 塊 の 相 対 面 積 $\%$
第一範囲 ($\ell \geq 0.5 Km$)									
1963	4,146.00	7.91	3,278.734	2,271	918.4	436.9	1,243.807	547,697	37.94
1964	1,226.20	7.01	859.415	784	922.2	403.6	421.065	537,073	48.99
1965	3,021.43	7.21	2,177.180	1,299	907.4	465.8	716.312	551,433	32.90
1966	1,395.90	9.39	1,311.180	576	857.6	339.4	256.240	444,861	19.54
第二範囲 ($35 \leq \ell < 500 m$)									
1963	26.018	6.85	17.822	1,179	85.0	66.8	7.307	6,198	41.00
1964	26.558	7.24	19.228	1,231	84.1	59.8	7.319	5,946	38.07
1965	62.044	3.49	21.675	1,338	86.0	68.2	8.649	6,464	39.90
第三範囲 ($\ell < 35 m$)									
1964				1,872	5.63	4.17	0.048674	26,0	

1963、1964及び1965の各年の被調査域の氷盤の熱的形成条件は互いの間に極めて僅かな差しかなかった。これらの年の冬期は氷点下の気温の和から見れば温和型で、風力条件も多年平均型に近い。このため、表3に示された、これらの場合の流水の統計的諸特性に大きな差がないのは当然である。

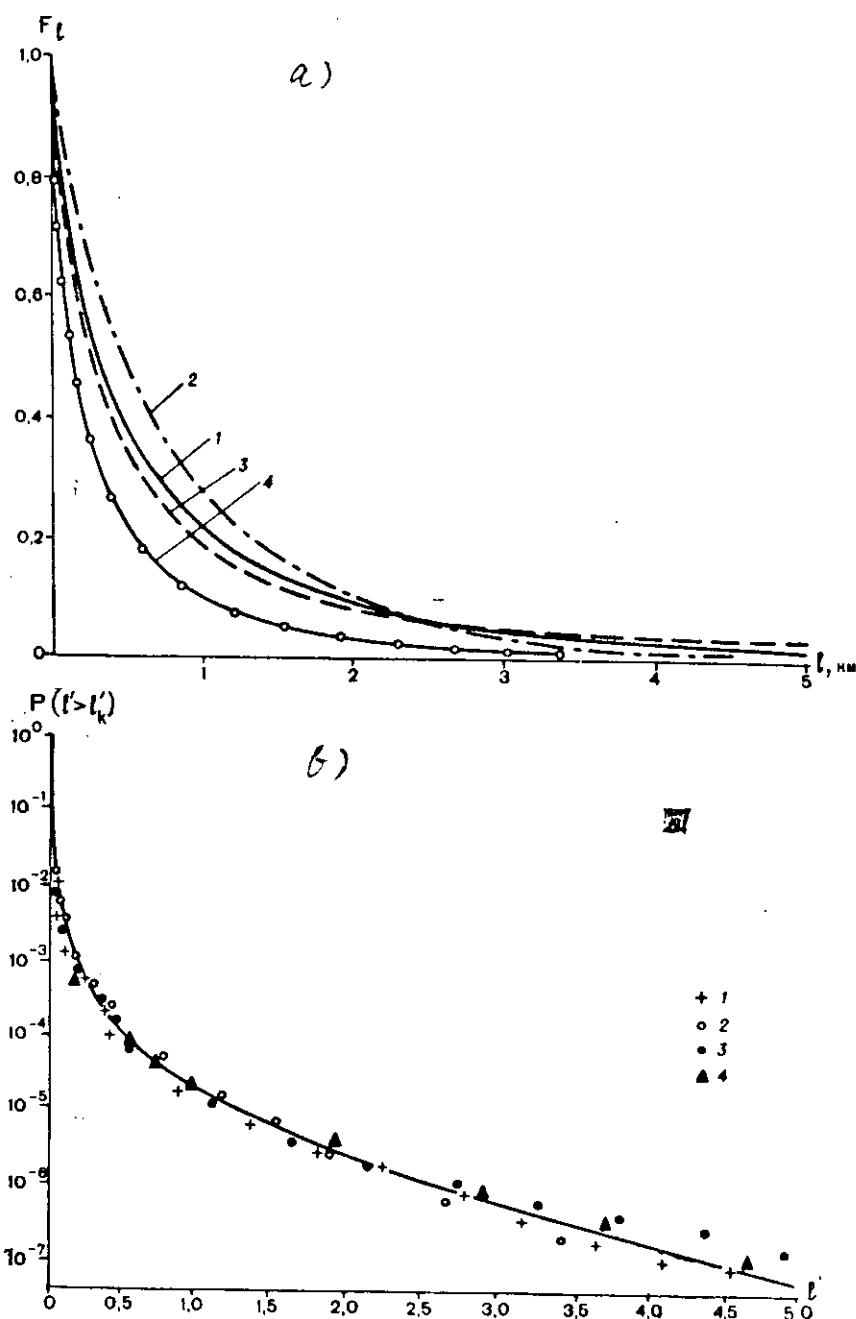


図2. 1963(1)、1964(2)、1965(3)と1966(4)
の各年の氷盤面積の積分分布関数(a)
1963(1)、1964(2)、1965(3)と1966(4)
の各年の氷塊の長さの無次元の形での分布関数(b)

造にも影響したのは当然である。正にこのために、この冬の例外的な厳しさにもかかわらず、 $\ell \geq 500\text{ m}$ の氷盤の頻度(recurrence)と、それらが占める面積は、1963~1965年のそれよりもはるかに少なかつ

1934年以来のデータによれば、1966年の冬は最も厳しかった。しかし、観測時の氷盤の粉砕度は、先行の諸年のそれに比して大きかった。後者の現象の原因は、風力条件の分析の結果分かった。

測量開始以前の2週間に検討対象域では風による、強い氷の圧縮にとって好ましい二つの期間が観測された。各期間の長さはそれぞれ3日であった。各場合の風速は10~14 m/sの範囲で、時には16~20 m/sにも達した。風は海岸に対して直角な大きい風力成分をもっていた。

圧縮と低気温の影響の下に、海岸線に沿った個々の部分で幅5~6 Km未満の強く氷丘化された定着氷が形成された。ところが普通の条件下ではここでの定着氷の幅は0.5 Kmを越えなかった。立体写真測量データによれば、氷丘脈の個々の高さは8~10 mにまで達していた。

非常に強い動力学的諸プロセスが流氷の構

た。氷塊の平均寸法も減少していた。

検討された例は、異常に厳しい冬期でも短期的側面 (plan)においては、氷塊の寸法別の氷盤組成の形成における動力学的諸因子のそれに比しより重要なことがあり得ることを証明している。言い換えると、熱的諸因子が流氷構造形成の一般的背景を決めるにすれば、動力学的諸因子はこのプロセスに大きな短期的変化をもたらすのを助けるのである。

積分関数(6)から氷塊寸法の一般的分布に移行できる。統計級数における寸法間隔 $\ell_i - \ell_{i+1}$ が十分に小さければ、水面積 S_n における幅 $\tilde{\ell}_i = \frac{\ell_i + \ell_{i+1}}{2}$ の氷塊数 m_i は次の等式で求められる、すなわち

$$m_i = (F_{\ell_i} - F_{\ell_{i+1}}) \frac{S_n}{S(\tilde{\ell}_i)} \quad (7)$$

同面積における氷塊の総数 N のために次式が得られる、すなわち

$$N = S_n \sum_{i=1}^n (F_{\ell_i} - F_{\ell_{i+1}}) \frac{1}{S(\tilde{\ell}_i)} \quad (8)$$

従って、長さ ℓ_i の氷塊が出現する統計的確率 (頻度)

$P_i = \frac{m_i}{N}$ は次のように表わせる。すなわち

$$P_i = \frac{F_{\ell_i} - F_{\ell_{i+1}}}{S(\tilde{\ell}_i) \sum_{i=1}^n (F_{\ell_i} - F_{\ell_{i+1}})} \frac{1}{S(\tilde{\ell}_i)} \quad (9)$$

最後に、氷塊の長さの分布関数 $P(\ell > \ell_k)$ を特徴付ける総和頻度のために次式を得る、すなわち

$$P(\ell > \ell_k) = \sum_{i=k}^n \frac{F_{\ell_i} - F_{\ell_{i+1}}}{S(\tilde{\ell}_i) \sum_{i=1}^n (F_{\ell_i} - F_{\ell_{i+1}}) \frac{1}{S(\tilde{\ell}_i)}} \quad (10)$$

図2、(a)に示された積分関数を使い、公式(10)から、長さ $2 m$ の小氷塊の領域での分布に限定して総和頻度の解析級数を作成する。この場合、第I及び第II範囲においては初期選択(表1参照)で採用した間隔値 $\ell_i - \ell_{i+1}$ (500 と $35 m$)と同じ間隔値を探る必要がある。第III範囲では ℓ 値は氷塊の平均面積に対応せねばならない ($\tilde{S}_III = 26 m^2$ 、ここから、公式(3)を考慮して $\ell_{III} = 7.0 m$)。

得られた結果は図2、(b)に示す(半対数座標)。氷塊の長さの値は無次元パラメータ ℓ' で表わされ、この場合、 $\ell' = \ell / \ell_{0.2}$ 、ただし $\ell_{0.2} \sim F_\ell = 0.2$ のときの氷塊の長さ、すなわち長さ $\ell_{0.2}$ 以上の全氷塊が氷盤の総面積の 0.2 を占めるときの氷塊の長さ。この図で示された平均化曲線 $P(\ell' > \ell'_k)$ は、氷塊の水平延長の積分分布関数である。

パラメータ $\ell_{0.2}$ の導入と、無次元の形の分布関数 $P(\ell' > \ell'_k)$ の定義によって、多くの場合、第I範囲のデータがある場合にのみ氷塊の寸法別氷盤組成を極めて正確に計算できる。それはこの第I範囲のデータが数値 $\ell_{0.2}$ を決めるのにしばしば十分であるからである。

無次元の形に類似の形で積分関数 F_ℓ も表わすことができる。このような関数の近似化(3)を使って、 $\ell < 500 m$ の値の範囲での 1966 年の統計級数を導いたことについては既に述べた。

氷塊の寸法の分布関数を決めるのに等しいパラメータ $\ell_{0.2}$ は、氷盤の粉碎度に直接左右されるが、この氷盤の粉碎度は氷状偵察を行なってから決められる。調査域では氷の粉碎度が 6 から 9 まで変化するとき $\ell_{0.2}$ の値は $7.8 km$ から $50 m$ まで変化する(表4)。論文(2)では、一次近似計算における氷盤組成の量的特性がその粉碎性の肉眼測定によって評価できるとの結論が導かれているが、上記のこととはこれを確認するものである。

表4に示されたパラメータ $\ell_{0.2}$ 値は、48 カ所の選択的航空写真測量データを総括した結果得られたもので、粉碎度と $\ell_{0.2}$ 値は、各部分のためにそれぞれ別個に求められた積分関数 F_ℓ によって算定された。

表4. 氷盤の粉碎度に応じたパラメータ ℓ_{02} の変化

氷の粉碎度	パラメータの変化の限界 (Km)	平均 値 (Km)
6	2.4 ~ 7.8	4.3
7	0.9 ~ 2.4	1.5
8	0.2 ~ 0.9	0.5
9	0.05 ~ 0.2	0.12

最後に、被調査対象域における国際海氷用語の氷塊の寸法等級分け [1] に従った氷盤の相対面積 ($\tilde{\ell}_{02} = 1.12 \text{ Km}$) と氷塊の平均頻度値を求める。計算結果(表5)は、流水組成については氷塊の水平延長の分布のみで判断はできないことを証明している。実際には、分布関数によれば、直径 100 m 以上の氷塊が氷塊総数に占める割合は 0.3 % に過ぎない。しかし、積分関数 $F(\ell)$ によれば、これら氷塊は氷盤総面積の約 70 % である。

表5. 流氷組成の平均特性

流水の種類	氷塊の直径 (m)	頻度 (%)	氷塊が占める相対面積 (%)
碎氷	2 - 20	96.843	12
小氷盤	20 - 100	2.863	15
中氷盤	100 - 500	0.282	30
大氷盤	500 - 2,000	0.0116	30
巨氷盤	> 2,000	0.0004	9

このように、氷盤面積の分布の積分関数は、氷塊の長さの分布関数に比し、その組成特性をより完全に表わすものである。全体として両関数は互いに補完し合い、既知の関係式 $S = S(\ell)$ の下でそのうちの一つが得られるのである。

参考文献

1. Volkov N. A., Treshnikov A. F. 新国際海氷用語、<北極と南極の諸問題> 1969, № 32, p. 132 - 135.
2. Gorbunov Yu. A., Timokhov L. A. 氷の粉碎度の可変性、<北極、南極研究所紀要> 1973, т. 316, p. 89 - 94.
3. Losev S. M. 氷盤の面積特性について、<北極と南極の諸問題> 1972, № 39, p. 47 - 54.
4. Rumshinsky L. Z. 実験結果の数学的処理、モスクワ、Nauka 出版所、1971, 192p.
5. Shiljnikov V. I. 氷盤の粉碎性の観測法について、<北極、南極研究所紀要> 1973, т. 307, p. 187 - 193.

5. 圧縮の結果としての歯形成層氷の形成 (V. A. Voevodin)

氷盤の表面特性は氷に対する各種プロセスの作用の結果として現われる。表面を調査すれば、動力学的諸プロセスの発達についての知識を得ることができる。近年、圧縮の結果として幼氷中に形成される「鋸歯状」成層が大きく注目されている(参考文献1、3、5-9)。「海氷用語」(4)によれば、鋸歯状成層氷とは諸氷塊が互いの上に交互に、咬み合い歯のように重なり合っているような成層型の氷を云う。カナダ北極部の氷に関する専門家はこのような氷を finger (ゆび状いかだ氷)と呼称することがあるが、この現象は全体として rafting (諸氷塊の衝突時の氷の層状形成—いかだ氷)と称されている。

鋸歯状成層氷は、非常に正しい方形形状をなす点が特徴である。大部分の場合、殆んど同じ方形をなす成層氷の列が一本の可成り長い帯状に連なって配置されている。時には、一本の鋸歯状成層氷帶の背後に別の鋸歯状成層氷帶が続き、その歯の寸法が異なることがある。

大部分の場合に、歯形成層は厚さ2ないし15cmの氷の中に認められる(6)。このことは1970年と1971年の11~12月にカラ海南部において実施された観測によって確認済みである。この両観測期間中に一度だけ、厚さ30cm未満の氷の中でフィンガーアイスの形成が認められた。

氷に覆われた諸海では歯形成層氷に可成り頻繁に遭遇する。冬期間中、これらは、幼氷に覆われた定着氷縁氷湖や、北極諸海と北極海盆の一年氷の内で、そして、また多年氷の内においてさえも、融水池において常に観測されている(図1)。成層の歯は、流水観測ステーション Severny polus の漂流域でソ連専門家によって認められている。1971年12月には、砕氷船が2日前に氷中に開いた水路においても鋸歯状成層氷が認められている。今までに多くの観測が行なわれたにもかゝわらず、幾何学的に正しく、かつ厳密な模様を含むこの型の成層の形成条件とその原因については最終的に明らかにされたことがない。

最も確実性が高い仮説の一つによれば、この成層は、風や波浪、干溝現象の作用下での圧縮時に薄氷が広い帯状に互いに重なり合う結果として形成される。この作用によって、高くなき成層氷が画く特徴的な正しい歯形模様も形成される。

W. F. Weeks と P. L. Anderson が指摘しているように(9)、大部分の成層は 8m/s 以下の風速のときに形成されている。風速が小さく、従って水平圧縮力が小さいにもかゝわらず、成層プロセスは可成り良好に進行する。見たところ、上層の氷から流れ出るブラインによって互いに滑る氷層の摩擦が減少するようである。ブラインは塩分が高く非常に低温のときにしか凍結しない。

歯形成層の可能な形成原因の一つとして M. Dunbar (7) は風波の外に、船舶による波浪の氷に対する作用



図1. 幼氷中の歯形成層

を挙げている。1971年12月には、砕氷船の船首によってニラス氷が左右に分けられるときに歯形成層が観測された。しかし船舶による波浪は、氷に対する船舶の直接的作用と同様に、少しも、歯形成層のための基本原因とはなり得ない。このことは、航海が頻繁なゾーンの外でも鋸歯状成層氷が広く分布していることからも証明されている。

歯形成層前部の水脈配置の特徴から圧縮力の方向が簡単に求められるので、歯形成層は氷のすれと圧縮プロセスを非常に良く特徴付けている。原則として、この歯形成層は、作用中の風又はそれ以前の風の方向と合致する。例えば1970年11月30日に密接度9~10度の幼氷原内に緯度方向に延びる歯形成層氷帯が認められた。その前の11月23日から29日の期間には風力3~4の南と南東の風が優勢であって、すなわち成層帯が風向に対して直角に配置されていたことは意味深い。

歯形成層の歯の寸法によって圧縮力も評価することができる。ある氷塊が他の氷塊により強く乗り上げたとすれば、従って圧縮がより強く行われたとすれば、同一年令の氷塊の間では歯の長さはより長くなる。

歯の寸法の観測例は未だ僅かしかない。1970、1971年の11~12月にカラ海南西部の鋸歯状成層氷の歯の寸法が砕氷船上から測定された。大多数の場合にその長さは5ないし60m、幅は2ないし40mの範囲内であった(100件の観測例の歯の長さの平均は35m、幅のそれは15mであった)。時には長さ200m、幅100mに達する非常に大型の歯にも遭遇したことがあった。一般に、一本の成層氷帯における歯の寸法は、殆んど同一であって特に灰色氷中においては全く同一である。ところが隣接し合う成層氷帯でそれらの寸法が大幅に異なることもあり得る。

W. F. WeeksとP. L. Andersonのデータ(9)によれば、歯の寸法は $0.1 \times 1\text{ m}$ ないし $40 \times 100\text{ m}$ の範囲内である。J. HolmesとL. Worthington(8)は、観測された歯の各種寸法を記載しているが、その最大寸法も矢張り $100 \times 120\text{ m}$ を超えない。最大の歯(600 m に達する)はOliver(9)が観測した。

成層氷の写真によって、寸法的に小さな歯は非常に薄い氷の上に形成されることが分かった。氷厚が増すに従ってその寸法も増える。しかし、歯の大きさと氷厚との間の具体的な関係について述べることは未だ時期尚早である。

歯形成層氷の頻度に関する特別観測は殆んど皆無であった。Oliverが1951年にボーフォート海上を飛行したときに距離10 mile毎に1本ないし20本の成層氷帯を認めたことがあるだけである(9)。

歯形成層氷は非常に薄い氷中にのみ形成されるので、その発達を現場で観測することは可成り厄介である。このような観測は砕氷船を使えば成功裏に実施できる(7)。しかし、歯の形成プロセス自体については殆んど誰も観測したものはなく、このため歯形成層氷形成についての様々な仮説の信憑性を判断することは極めて困難である。氷のこの重複構造はある程度、地質的を似ており、多分、歯形成層氷の形成メカニズムの謎もこれと同様に解けるものと思われる(2)。

歯を測定記録し、その後で、薄い、幼氷中のいたる所にあって、しかも圧縮の独特のインジケータである歯形成層氷のメカニズムを解明することは、氷の圧縮メカニズムの解明のなにがしかの助けになること、またとえそうでないとしてもこのプロセスを理解する上で助けになることを指摘しておきたい。

参考文献

1. Burke A. I. 海氷、レニングラード、北方航路総局出版所、1940、135p.
2. Volkov N. A.、Voronov P. S. 氷河学と地質学のための海氷の構造地質学的調査。<北極と南極の諸問題> 1967、第27分冊、p. 152~168
3. Evgenov N. I. 海上の氷構造の写真集、レニングラード、Gidrometeoizdat 出版所、1955、143p.
4. 海氷用語集、氷況図用記号、レニングラード、Gidroizdat 出版所、1974、76p.

6. 強風下での氷丘と堆積氷(座氷)の形成(フィンランド湾の例による)(V.V.Drabkin)

(フィンランド湾の例による)

冬期のフィンランド湾東部では強い潮位上昇期間中に定着氷の部分的又は完全な崩壊が生ずることが多い。この場合、海岸、島嶼や浅瀬に多数の堆積氷が形成され、また海上では広い氷丘域が形成されることがある。航空写真測量を使って1973年12月20日のレニングラードにおける最大の冬期高潮の一つの結果が測定、記録された。高潮期間の共観気象条件と氷況条件に関する解説は一部が論文〔参考文献3〕に記述されている。本論文では風による潮位上昇時の氷丘形成の発達の特殊性、氷丘の分布と堆積氷とその寸法特性に注目することにする。

図1にはKurochkin A. S.と共に実施した氷状偵察データに基づく高潮発生前後の氷状が示されている。

この外、潮位上昇のために市街と海岸域の若干部分が浸水して、氷が押し寄せた結果、電信電話線用の柱や塔、浮遊設備などが破損した。

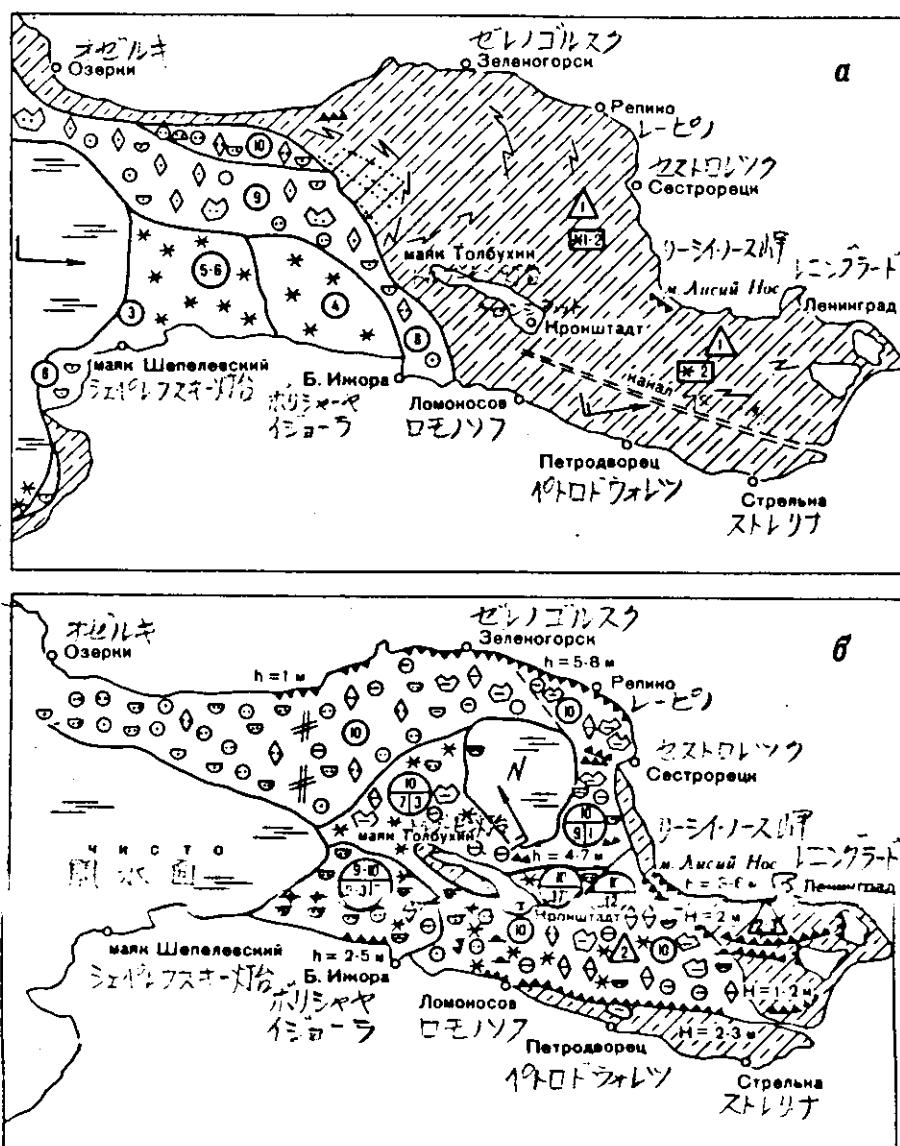


図1. 1973年12月20日の高潮以前(a)とその直後(b)の氷状図: h - 氷丘の高さ : H - 氷堆の高さ

高潮時のネワ川河口の最高潮位は多年平均潮位を 240 cm 上回った。この潮位上界は風速 25 ~ 30 m 每秒に達する西及び南西の暴風を伴った。高潮前の定着氷限は Boljshaya Izhora / Tolbukhin 灯台 / Peschany 岬の線に沿って走っていた。定着氷は長期の雪融け天気と 12 月 10 ~ 11 日の潮位上昇期間に生じたクラックと崩壊の影響の下に著しく弱まった。氷厚は平均 22 ないし 25 cm の範囲内であった。氷の航空写真測量及び航空偵察資料から氷条件の変化過程を再現することが可能になった。長波の移動と潮位の上界に従って定着氷の崩壊が生じ、それに伴って至る所で氷の移動と高密化が行われた。流氷上には氷丘化の痕跡が認められ、氷縁域附近の氷盤は粉碎され、かつ摩滅されて、小碎氷に変わった。海岸に近づくに従って定着氷中のストレスは徐々に増して、定着氷中に、主に緯度方向に走る並行なクラックの形成を伴って生じるその崩壊の原因になった。この並行クラック間の距離は 200 ないし 400 m であった。最も高い堆積氷は湾の最奥部北側に出来た。南岸と水工施設上の堆積氷はその高さの点でそれ以前の数回の冬期高潮時に比べて観測された堆積氷より劣っていた。

海岸や構造物上の堆積氷と氷丘脈の寸法特性を求めるために繰り返し航空写真測量が実施され、引き続き立体写真測定処理を施した資料が使われた。航空写真測量の縮尺は、雲の少ない場所の高度に応じて 1:2000 ないし 1:7000 の範囲内で様々であった。縦方向の重複部分が 60 ~ 80 % になるように撮影が行われた。堆積氷と氷丘脈の高さと断面形状と体積、流水の厚さ、陸上にある氷や構造物に固着した氷の厚さを求めるために 50 組強の立体写真が処理された。各組の立体写真のために各断面ごとに、立体写真ごとに堆積氷の高さと幅の頻度グラフが作成され堆積氷が占める面積と、浅瀬や海岸、構造物上に打ち上げられた氷の量とが計算された。

氷丘脈、吹送、潮汐、熱をそれぞれの起源とする氷丘は異なる。一般に、吹送型氷丘化作用は、風が海岸や構造物あるいは定着氷の側に吹く場合に最大になり、この型の作用は最強になる(2)。氷丘の寸法に対しては調査域の地理的特性、氷の厚さと強度が影響する。フィンランド湾では海流と潮の干満現象は弱く、このため氷丘形成時にこれらが大きな役割を果たすことはない。熱的起源の氷丘も、激しい冷却期間に観察されることがあるが、これも僅かである。氷丘形成プロセスは、潮位上昇と強い西風とが同時に作用する場合に最大限に進行する。例えば、12 月 20 日の高潮以前の氷状航空偵察データと航空撮影フィルムによれば、セストロレツク浅瀬上の定着氷の氷丘度は平均 1 度、ネワ入江のそれは 1 ~ 2 度、コトリニ島西方の流氷のそれは 1 ~ 2 度であった。高潮後の氷丘度は平均 1 ~ 2 度だけ高くなっていた。構造物域では、等深線などの方向に伸びた固定クラックに沿って小氷丘脈が認められた。セストロレツク / ゼレノゴルスク沖合域の定着氷は、それでいてクラックに沿って高さ約 0.5 m で東西に走る並行な氷丘脈が形成された。セストロレツクからリーシイ・ノース岬までの間では、氷丘化作用は維持された定着氷の底縁に沿ってのみ認められた。ネワ入江では、維持された定着氷縁に大きな氷丘脈が形成され、特にロモノソフ市からレニングラード商港までの南岸には高さが最高 5.5 m、氷量 2.2×10^5 m³ の大氷丘脈が形成された。このように、湾の最奥北部では高潮時のエネルギーの基本部分は、氷の再分布、その粉碎と破壊、弾性変形、個々の氷塊間の摩擦、海岸への押し上げのために消費された。ネワ入江では、北部域に比し氷丘形成のために消費されたエネルギーは大変に大きく、このことは、湾の最奥南部における流氷数の少なさ、水深の小ささと維持された定着氷の比較的大きな面積によって説明されている。

定着氷縁に氷丘脈が形成される場合、主な作用である風の接線応力の外に、定着氷との関係で、垂直方向の重力に対抗して作用する潮位上昇の高さを考慮に入れなければならない。Parmenter R. と Coon M. (4) のデータによれば、単位幅当たりの氷丘脈の形成に要する氷の平均圧縮値は約 10^6 dyn / cm² である。潮位上昇が大きい場合には、この値は大幅に減ることがある。例えば、西風が強い場合 (25 ~ 30 m / s 未満) には、氷丘脈と堆積氷の寸法は、冬期高潮の場合のそれよりも一般に小さい。並行貫通クラック附近の崩壊定着氷上に出来た氷丘脈 (例えばネワ入江東部の) は、ずれ形氷丘に属する。これら氷丘脈は、互いに並行な流氷盤が相対的に移動する結果形成され、高さ 2 ~ 3 m 未満の小さく粉碎された氷から成る長い直線の堆積氷

脈の形になった。

海岸の堆積氷、各堆積氷ごとの航空写真測量資料の分布によって、潮位上昇の伝播とその特性を調べることができた。最高の堆積氷(85m)はレーピノからゼレノゴルスクまでの海岸部で記録された。肉眼でみると、この部分の堆積氷の最高点は3~4mにも達していた(3)。当域については、総延長1.6km強の部分の最も特徴的な立体写真8組がつくられた。立体写真上で選択された断面により、海岸線から堆積氷の開始地点までの距離、堆積氷の幅、及びこの距離に対応する高度差がそれぞれ測定され、この海岸の傾斜が計算された。この角度の計算誤差は約0.1°であった。傾斜角が大きい場合には(20°以上)、写真上の海岸線と堆積氷の開始地点との間の距離が小さいために誤差が増し、若干の場合に1~2°に達した。

写真を分析した結果、海岸の傾斜が小さい場合には海岸線から離れて堆積氷脈が形成され、傾斜が急な場合には海岸線の間近にそれが形成されたが、この場合堆積氷自体の断面形状が相違し、その斜面は海側が急であることが分かった。海岸の傾斜角が不均等で、起伏がある場合には堆積氷の断面形状は複雑な性格をもち、二重、三重の堆積氷脈が認められたり堆積氷の斜面の勾配が変化したりしていた。海岸の傾斜角が小さい場合には堆積氷の海側斜面の勾配は平均16°、陸側のそれは29°であった。

堆積氷の平均幅は32.6m、平均高さは1.97mであった。このように、その幅はその高さの16倍を上回わった。

個々の部分に関しては海岸の平均勾配 α と、(同地域の)海岸線から堆積氷開始地点までの距離 l との間に十分な関係が認められた。この場合、勾配に急変がなく、均等に高くなる海岸部分が選択され、窪みについては考慮されなかった。図2に海岸の勾配と、海岸線から堆積氷開始地点までの距離との間の関係を示す。水位が219cmだけ上昇した場合の計算曲線(クロンシタットの最高水位上昇)が次の公式で算定された。すなわち

$$l_1 = (\Delta H - h) \operatorname{ctg} \alpha$$

ただし ΔH —平均水位を上回る水位上昇分

α —海岸の勾配

l_1 — $H = 219\text{ cm}$ のときの海岸線と堆積氷の間の距離の平均水位面への投影

h —氷厚30cm

1—水位が219cmだけ上昇した場合(クロンシタットにおいて)の計算曲線、2—実際曲線。

実際曲線は殆んど対称的な余切曲線の形をなしている。

この図から、海岸の傾斜が小さいときに海岸線から堆積氷開始地点までの距離が大きくなり、海岸の傾斜が大きくなるとこの距離が減って、漸次0に接近することが分かる。海岸の傾斜角1~2°の

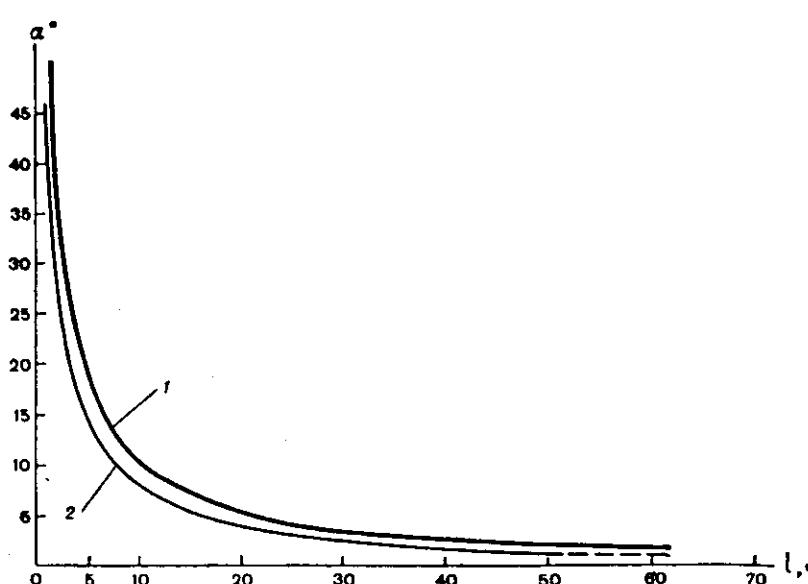


図2. 海岸の勾配と海岸線から堆積氷開始地点までの距離との間の関係

場合、海岸線から堆積氷開始地点までの距離は 40 m 又はそれ以上、傾斜角 $2\sim 5^\circ$ の場合にはその距離は $40\sim 15\text{ m}$ 、傾斜角 $5\sim 10^\circ$ の場合にはそれは $15\sim 8\text{ m}$ である。海岸の傾斜角が 10° 以上になると、海岸線から堆積氷開始地点までの距離は 8 m を超えない。計算曲線と実際曲線は同様な経過をたどる。両曲線の若干の不一致については、第一に、堆積氷形成時の摩擦力が勘案されなかったことと、第二に、その形成のための基本的仕事はより低い水位の下で行われたが、計算では最高水位が採用されたという二点によって説明される。

構造物と浅瀬上の堆積氷

航空写真の立体写真測量資料によって、高潮期間中の、水工施設、島嶼及び浅瀬上のそれぞれの堆積氷に関する可成り正確なデータが入手できた。総ての構造物のための堆積氷の断面形状が作成され、水上部における堆積氷の体積が算定された。若干の場合には S. Ya. Zhuk 記念研究所 (Gidroproyekt) レニングラード支部と共同で、堆積氷の水中部についても計算された。湾北部では水工施設上の堆積氷の水上部と水中部において占める比はほぼ等しかった。湾南部では堆積氷の水上部はその水中部のほど 3 倍を超えた。湾南部の堆積氷の一つの総体積は高潮後 4 カ月間経ても $2/3$ になったに過ぎず、この堆積氷の大部分の解氷が始まったのは 3 月末になってからであった。

堆積氷中の氷量の計算によって、高潮時の氷丘化プロセスの一般的傾向がより確実に評価できた。例えば、湾奥南部では沿岸水工施設上の堆積氷の氷量は、より沖合に設けられた施設の上のそれよりもはるかに、多かった。このことは堆積氷形成の原因となる力があたかも扇のよう海上のカナル (canal) の線を中心に海岸とコトリン島の両方向に分かれたことを証明している。最奥部隣接域では氷は障害を「迂回」して、海岸方向に流れ、こゝでもより大きな堆積氷が形成された。

湾北部における最大量の氷は北西部と、一部は北部の水工施設先端上に認められたが、このことは、高潮時に作用した動力学的諸力の接線応力についての結論を実証している。湾北部における堆積氷水上部の氷量は $26,000^3$ ないし $48,000\text{ m}^3$ の範囲で僅かに変化している。例外は一つの施設だけで ($S_{up} = 144,000\text{ m}^3$)、これは、その北方の広い浅瀬の存在と、湾沖合部側からこの浅瀬と施設に作用した力の最大応力によって説明される。

ロモノソフ市港の防波堤上の堆積氷には大きな関心が寄せられている。こゝでは最大のそれは防波堤の北西方 $50\sim 60\text{ m}$ の距離の浅瀬上に形成され、高さは 3.6 m に達した。防波堤域でのその平均の高さは 1.3 m 、氷量は約 $15,000\text{ m}^3$ であった。このデータは、防波堤に対して氷が圧迫する場合の限界荷量を計算するために利用できる。顯著な堆積氷が、ネワ入江への海上水路の出口の堤防の南部附近に形成された。こゝでのその氷量は $48,500\text{ m}^3$ 、最大高さは海拔約 4 m であった（海準にはバルト海システムの水位の 47 cm が採られた）。水路からの出口の南側（商港）で堆積氷が形成され、カナル自体の内には、それが無いことは次の考え方、即ちコトリン島域で計画中の防潮用堤防における航行用水門の防護棚附近では堆積氷は当該施設の主に外側で形成されるという考え方の根拠になる。

フィンランド湾最奥部には多数の浅瀬があり、こゝには水位変動期、特に冬期潮位上昇時に大きな堆積氷が形成される。浅瀬上の堆積氷か、大深度水域上の氷丘かを判断することは、時として現場の航空写真を大縮尺の水深図に正確に重ね合わせる場合にのみ可能である。

高潮時の最大の堆積氷はトルゴーヒン灯台、ベスチャヌイ岬、シェベレフスキーペー、リーシィ・ノース岬などの諸地域の浅瀬上に形成された。

最多数の堆積氷は、多くの浅瀬があるリーシィ・ノース岬域（約 $60,000\text{ m}^3$ ）で認められている。リーシィ・ノース岬を起点として西から東の方向にある浅瀬上の堆積氷の数量は撮影が行なわれたその附近の対応する浅水域の面積、水深及び水位をそれぞれ考慮すれば当然減少したことになる。

このように、浅瀬上の堆積氷の量は、これら浅瀬の位置やその分布面積によって左右される。この場合、湾最奥部の海岸の輪郭と海底の全般的起伏は、氷の圧縮の力と圧縮の方向を大きく決め、また浅水域の面積

とその水深は、実際の堆積氷の氷量を決める。このような原則は、他の多くの陸棚域にとっても（例えば東シベリア海沿岸域やリガ湾浅水域など）特徴的であることを指摘せねばならない。

氷量の計算

高潮時に作用した諸々の力の分布についてはフィンランド湾最奥部に高潮直前と直後に存在した氷の量の変化から判断できる（図1参照）。

流水と定着氷の量は、各種密接度の氷が占める部分ごとに計算された。定着氷の場合には平均氷厚として25 cmが、灰白氷の場合には23 cmが、灰色氷の場合には12 cmが、明るいニラスの場合には7 cmが、暗いニラスの場合には3 cmがそれぞれ採用された。

1973年12月19日付の氷状偵察データによると、フィンランド湾最奥部の総氷量は約 $220.3 \times 10^6 m^3$ であった。氷丘を考慮しなければ、高潮後の氷量は $201.3 \times 10^6 m^3$ であった。このように、高潮時には堆積氷、氷丘脈、いかだ氷、錨氷などを形成するため約 $19 \times 10^6 m^3$ の氷が使われる。堆積氷と氷丘脈の氷量に関するデータは、立体写真測定処理の結果と、航空写真測定並びに肉眼で測った堆積氷の最大高さと幅との間で導かれた比に基づく計算の結果から入手された。

水工施設、海岸及び浅瀬の上に、高潮時にそれぞれ打ち上げられた氷の合計量は約 $2.5 \times 10^6 m^3$ であった。計算では、水工施設上の堆積氷の量はその水中部分の量も含めて計算された。バルト海での氷丘の水中部の氷量が平均的には水上部のそれの約3倍であることを考えると、最大の氷丘脈が入った立体写真のうち処理されたもののみでその総氷量は $1.33 \times 10^6 m^3$ になる。

高潮直前までフィンランド湾最奥部にあった総氷量 $220.3 \times 10^6 m^3$ のうち $2.5 \times 10^6 m^3$ の氷量が堆積氷の形成のために、同じく $16.5 \times 10^6 m^3$ の氷量が湾最奥部の沖合域での氷丘度の増大といかだ氷形成のために使われたことになる。

高潮後、氷丘度は平均7.5%増加したが、水工施設附近すなわち設計中の堤防域直下では約40%増加した。水工施設附近の氷厚計算は、論文(1)に述べられている方法に基づいて行われ、その後で、得られた値が高潮以前の当該海域の平均氷厚と対比された。いかだ氷を含めて氷丘度の増加のために使われた氷量は、海岸、水工施設及び浅瀬に打ち上げられた氷量の合計の6.6倍であった。

海岸と土木構造物に対する、風による潮位上昇時の氷の運動の作用についての問題をより深く検討するために1900年から1973年までの一連の潮位上昇が検討された。1 m又はそれ以上の潮位上昇の場合は総て考慮に入れられた。定着氷の部分的又は全面的な崩壊と、氷丘及び堆積氷両域の形成とを伴う最も著しい冬期潮位上昇は1925、1932、1955、1957、1961、1964の各年に認められた。これらの例は、具体的条件に応じて氷の動力学的作用が極めて多様であり得ることを証明している。各種の障害に対して大きな圧力を及ぼす氷の強い運動を左右する主要要素としては①風速、風向及びその作用の持続性②潮位の大幅な急昇降③長期の雪融け陽気④定着氷線と氷限の位置⑤氷厚と氷の強度⑥激しい船舶航行の影響下での定着氷の崩壊⑦その表面の汚染の影響下での定着氷の崩壊が挙げられる。

参考文献

1. Voevodin V. A.、Mironov L. V. 航空写真の立体写真処理を使った流氷厚測定の経験。<Okeanologiya> 1966、第2分冊、第8巻、P. 327—335
2. Doronin Yu. P.、Kheysin D. E. 海氷、レニングラード、Gidrometeoizdat 出版所、1975、P. 223
3. 1973年12月20日のレニングラードにおける高潮、<レニングラード気象台・極地気象台論文集> 1974、第8分冊、P. 174—186、筆者：Avloshenko I. V.、Betin V. V.、Kupriyanova N. G.、Shirokov K. P.
4. Parmerter R.、Coon M. Model of pressure ridge formation in sea ice. <J. Geophys. Res.> 1972、Vol.77、No.33、P. 6565—6575、

7. 北氷洋における氷の吹送圧縮の特殊性 (V. A. Voevodin)

北極諸海において船舶にとって最も危険な現象の一つが氷の圧縮であると考えられているのは正しい。

北極の各海域の氷の圧縮にはそれぞれ独自の特徴がある。同一の風力気圧条件の下でも諸海の沿岸部、沖合域、及び北極海盆地では圧縮はそれぞれ各様に現われるはずである。同じ年でも時期が異なれば圧縮の代表的特性は異なる。

本論文では1960～1973年の氷状偵察データと各種学術探検の観察資料に基づいて北極域の氷の圧縮の基本的特徴を検討することにする。

肉眼観測データは著しい量に達しており、そのため氷の圧縮の時間的、空間的变化の調査が可能になった。氷の圧縮の空間的分布は一連の特性によって特徴付けられる。

夏期の局部的コーカル圧縮は諸氷盤間の接触部で一般に観測され、一方、冬期には短い長さの氷の部分で観測される。この場合、すぐそばで(時折りは視界の範囲内で)圧縮が無いか、あるいは時には氷の疎化現象さえ起こることがある。このような圧縮構造は、風のパルセーション(pulsation)、ドリフト速度の不均等並びに氷厚の不均等が原因であってこれらの原因は結局、ドリフト速度の相違をもたらすのである。この場合圧縮は一般に、ドリフト速度が遅い場所で生ずる。局部的(コーカル)圧縮部分の寸法は数100mから数kmにもなることがある。

北洋航路のルート上で船舶を誘導する場合に、氷の局部的圧縮は頻繁に観測されており、例えば砕氷船 Lenin 号は1972年12月末にカラ海南西部においてカナールをつくっている最中に強い圧縮をうけたが、一方、 Lenin 号の後方半マイルの地点を後続していた船舶は自由に運航していた。1938年1月にはラブテフ海では汽船 Rabochij 号が氷の局部的圧縮の結果破損して沈没したがその際、付近で漂流していた、より弱い船体をもつ他の船舶は損傷を蒙らなかった。

1970～1973年の11月～12月にカラ海南西部では砕氷船の後ろでつくられたばかりのカナールにおいてある場所が氷で押しつぶされたがその近くでは逆に開水面が拡がった場合が度々観測された。この場合、カナールの形は数珠に似たものになった。圧縮のこの独特な特性は、船舶の通過後のカナールの形としてよく研究されていた。圧縮の局部性は実際の操船で利用されており、例えば圧縮時には砕氷船は船舶の誘導を中止し、氷中の「弛み部」の探索を始める。

海域の境界部では氷の圧縮が無いか氷の疎化が生じているゾーンと幅数10kmに亘る圧縮域との入替えが屢々観測される。この場合、圧縮のあるゾーンは構造的には多様であってこれは様々な力の局部的圧縮がある流氷部と、圧縮が無い小流氷部とから成ることがある。

圧縮域と疎氷化域の入替えの原因是多分、海流の流速の変化〔4〕並びに流氷群上を気圧系が通過する場合に観測される水位変動〔5〕にあるものと思われる。

北極諸海における圧縮域と疎氷化域の入替え現象の存在は、氷状偵察データや、砕氷船が船舶を誘導する場合に入手された多数の観測資料〔8〕によって確認されている。

例えば、1973年12月にエニセイ湾北方海域の氷状偵察時に5ヶ所の圧縮域(幅は平均15km)が同程度の寸法の疎氷化域に入れ替わっているのが観測された。圧縮域の長さは、以下に示す場合と同様に求められていない。圧縮域と疎氷化域の入替えは1970～1973年の晚秋にペールウイ島とカルスキー・ワロタ海峡で何回も観測された。1971年7月の砕氷船 Lenin 号と Vladivostok 号の高緯度単独航海時に行われた航空偵察の結果、カラ海とラブテフ海の北に氷の圧縮域と疎氷域との逐次的入替えがそれぞれ75～95kmに亘って認められた。圧縮域と疎氷化域の入替えは1965年8～9月東シベリア海においても観測された。これら両域の平均幅は50～60kmで、その大多数の場合にこれら両域は風向に対して直角に延びていた。氷のレーダー観測データによれば、1976年8月のカラ海北東部における圧縮域と疎氷化域の幅は30ないし40kmの範囲内であった〔7〕。

見たところ、圧縮域と疎氷化域の幅は海岸に向うにつれ小さくなるようである。上記で引用した諸例は、

高緯度域ではその幅が75ないし95km、北極諸海中央部では30～60kmにまで減少し、沿岸域と河口域では僅か数kmであることを証明している。圧縮域と疎氷化域の入替えは以前にも一連の研究者によって認められていた〔7、13〕。このように、局部性と帶状性は北極における氷の圧縮の独特な特性である。

一連の場合に、氷の圧縮は、長さ数100kmに及ぶ広大な海域で同時に起きている。最大の氷圧縮域は、風が継続的に吹き付けるときの沿岸域で形成される。例えば1971年6月8日と9日は風速10m/s以上の東風の下で2～3度(バール)の力の氷の圧縮がラブテフ海西部全域で認められた。1970～1973年の秋冬期にはカラ海南西部において航路上の異なる区間で船舶の誘導に当たる5隻の砕氷船が、時には同時に、強い圧縮を受けて楔状膠着状態に陥った。汽船 Chelyuskin号の沈没時の圧縮は、同船の沈没地点(北緯66°18.7'、西経172°50.9')からセルツェ・カーメン岬までの全域で起った〔2〕。

1970年1月には圧縮は北極海盆の広い面積では同期に観測されたが、このとき、流氷観測ステーションSP-16、SP-18とSP-19の氷塊が同時に崩壊した。V.S. Loshchilovが行った航空写真測量の結果は1966年9月24～25日にSP-13ステーションが100km強の長さの氷のスリップ域と氷丘化作用域に陥り、その結果、その氷塊のうちの1/4しか残らなかったことを証明している。

1968／69年には英國の北極横断学術探検隊も、圧縮と氷丘化が非常に広い面積に伝播することがあることを確認した〔13〕。

かくして、氷の圧縮の空間的分布を三つの種類に分類できる。すなわち局部的(中心的)；帶状的(圧縮「帶」)；地域的。

氷の圧縮—これは、時間的に急変し得る流氷群の唯一の特性と云ってよい。

カラ海南西部において秋冬期に砕氷船から行われた観測の結果、氷の圧縮強さの1～2度程度の増減は、短い時間間隔(10分以内)で生じることがある。圧縮の時間的变化は、時にはあたかもバルセーションのごとき仕様で現われる。すなわち強い運動と圧縮の後で(半時間以内の)短時間の静止に入り、その後で圧縮が再び強まる〔6、11〕。

秋冬期には1～2度の圧縮は長期に亘って(2週間あるいはそれ以上)毎日のように観測できる。英國の北極横断学術探検隊の遠征当時には、巨礫の原野を思わせるような重なりあった氷丘が形成される程圧縮が大きな力に達していた北緯約90°、東経88°の海域では圧縮と氷丘化が1968／69年の全冬期間を通じて認められたことが記されている〔13〕。

しかし、3度の力をもつ圧縮の頻度ははるかに少ない。圧縮の発達が顕著であった1968／69年の冬期には北氷洋ではほど4日ごとに氷の著しい運動が観測された〔13〕。

チュコト海において汽船 Chelyuskin号が漂流中に(1933年12月～1934年1月)1カ月に1～2回の強い圧縮が繰り返された〔2〕。同様の結果は北極海盆における流氷ステーション Severny Polysの漂流時にも入手された。約一年間の観測サイクルで、圧縮の頻度は10～30%の範囲で変化する(表1)。圧縮が観測された総日数の内で、強い圧縮が観測された日数の占める率も10～30%である。一連の流氷ステーション Severny Polysの漂流期間中に経験された強い圧縮についての頻度は全体の僅か2～3%であった。

圧縮の持続時間も数分から一昼夜又はそれ以上までの範囲で様々である。1970～1973年の秋冬期にはカラ海南西部における圧縮の平均持続時間は30分であったが、非常に強い圧縮の持続時間は通常、5～15分以内であった。しかし、個々の場合には、圧縮力の点で著しい圧縮は1時間半、弱い圧縮は4時間まで持続した。Severny Polys-13ステーションの漂流中には持続時間20時間に達する圧縮が認められた。数日間に亘る圧縮は可成り稀れで、文献に2～3日間認められた圧縮についての個々の記述しかない〔12〕。圧縮は数週間に亘ることさえある。例えば、1970年にバフィン海をタンカー「Manhattan号」を誘導しているときに圧縮によって砕氷船「St. Laurent号」は同タンカーの舷側に押し付けられた。圧縮が停止しない状態での膠着が5月25日から6月1日まで続いた。

表1 流氷ステーション Severny Polusのデータに
基づく圧縮、運動、氷丘化と崩壊に関する情報

観測場所 と観測年	観測回数 <i>N</i>	圧縮・運動などが 観測された総日数 Σ_1	Σ_1/N_1 %	強い圧縮と強い運 動が観測された日数 Σ_2	Σ_2/N_1 %	Σ_2/Σ_1 %
SP-5. 1955/56	360	110	31	11	3	10
SP-8. 1961/62	339	30	9	7	2	23
SP-9. 1960/61	377	32	9	11	3	34
P-13. 1966/67	277	21	8	6	2	29
P-22. 1973/74	370	67	18	7	2	11

圧縮の空間的、時間的变化の特性の一つは、圧縮の波状伝播である〔3、6〕。圧縮の波は圧縮前線が移動するに従って、特に観測者から徐々に離れていく際の雜音と大音響によって録音できる。1972年12月8日にハラサブイ岬海域において非常に独特な氷の圧縮プロセスの特性が観測された。圧縮の波は秒速5mの速度で東から西に伝播したが、これは、互いにほど1mileの距離であった。3隻の船舶で順次に記録された。Yu.Payer〔9〕は、北極海盆において歩行速度と同程度の秒速1.4mで水中を移動する圧縮の波を認めた。しかし、他のデータ〔6〕によれば、圧縮の「波」は秒速10mで伝播している。

航空観測資料の分析によって、北極諸海においては氷中の強い圧縮は通常、可成り稀れであることが明白である。圧縮力1度の圧縮が最も頻繁に観測されており、認められた総圧縮件数に対するその割合は66%になる。一方、3度の圧縮の頻度は僅か8%に過ぎない。この法則性は強風の頻度についても云える。

北極諸海の沖合域での圧縮は、風が膨大な量の多年氷を動かしている北極海盆での圧縮程の力には達することはない。しかし、諸海の沿岸域では、風が氷を海岸に押し付ける場合に圧縮は非常に強くなることがあります、これが、船舶を沿岸に沿って誘導するのを困難にしている原因の一つである。

圧縮力、特に秋冬期のそれは、著しい値に達することがある。1971年12月にエニセイ湾における高密接氷中で砕氷船Murmansk号が開設したカナールにおいて、同砕氷船の通過後数日を経て高さ8mに達する氷丘脈が観測された。1972年12月にはペール島海域において、海拔5mの高さにある砕氷船の主甲板は強い圧縮の下で数分間、氷丘化氷によって両舷から押し込まれた。

圧縮の頻度は、相互に隣接し合う北極諸海の間でさえも大幅に異なることがある。例えば、カラ海の氷の圧縮はラブテフ海のそれより大きく発達する（圧縮の頻度、その強さと伝播面積が大きい）。その理由はカラ海における低気圧の活動がラブテフ海におけるそれよりも大きく発達することにある。カラ海における1960～1972年の期間の氷状偵察回数全体の内で圧縮が観測された回数の占める率は83%であるのに対し、ラブテフ海でのそれは僅か59%に過ぎない。

秋冬期には春夏期におけるよりも圧縮の強さと頻度がはるかに大きいことが特徴である。

カラ海南西部における航路の内で圧縮を伴う区間の総延長は秋冬期には夏期のそれの約1.5～2倍になる。

夏期には北洋航路の全区間のうちの30%だけが圧縮を伴うとすれば、冬期にはそれが60%に達する。圧縮数は冬期から春期にかけて一般に減少する〔9〕。

気圧系（システム）が頻繁に通過するときにみられる強風の大きな頻度が秋冬期における圧縮の高頻度を条件付けている。この外、気圧が低いときに海面の氷は広範囲に拡がり、開水面は殆んど皆無になる。正にこの条件が、任意の方向の強風の下での氷の頻繁な圧縮の発生を援ける（図1）。

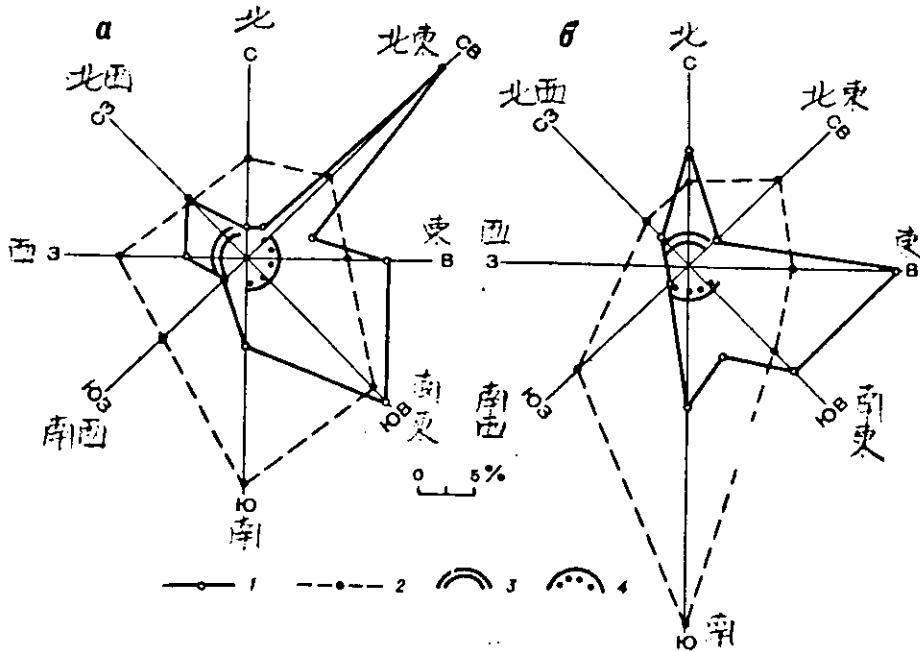


図1 カラ海南西部のカルスキエ・フロータ海峡／ペールイ島区間(a)
とペールイ島／ディクソン島区間(b)における1972-1973年
11月～12月の風向と氷の圧縮の頻度との関係を示す風配図

1 - 圧縮力2～3度の氷の圧縮の頻度、%；2 - 風向別の風の頻度、
3 - 海岸方向の風；4 - 陸からの風

図から分かるように、それぞれの海域における、海岸方向への風の下で起る圧縮の割合は20～30%であり、別の方への風、主に陸側からの風の下での圧縮が残りの%を占めることになる。最大の頻度の圧縮が観測される秋冬期にみられる風向は海岸方向への風や最大頻度の風向とは合致しない。風向に対する氷の圧縮のもつこののような相対的独立性は秋冬期の圧縮の代表的特徴の一つである。

秋冬期の圧縮の持続時間と力は夏期のそれらとはそれぞれ異なる。夏期には圧縮は主に、諸水盤の接触部に現われ、持続時間の点で秋期のそれより短い。この外、夏期の流氷群中には氷湖や融氷池、沿岸氷湖など、広い開水面があるので、夏期の圧縮は冬期のそれのようには強くない。

年と年との間の圧縮の不定性(変異性)の特徴に関する研究は極めて少ない。

氷状航空偵察総回数の内で、氷の圧縮が観測された回数の占める比を年毎にみると氷状が良好な年の40%から氷状が苛酷な年の90%までの間で変動している。また、年によって強い圧縮の頻度も異なり、1960～1973年の期間の圧縮力3度の圧縮の頻度は氷状が並の年の1～4%から苛酷な年の12～14%まで様々であった。

上記のことから分かるように、流氷群の特性の一つとしての氷の圧縮の特殊性は主に、水分気象条件の様々な特殊性によって決まるのである。

参 考 文 献

1. Belov M.I. 北洋航路の発見、開発史、レニングラード、Gidrometeoizdat出版所、1969、第四巻、615頁。
2. Gakkelj Ya.Ya., Khmyznikov P.K. チェリュスキン号とシュミット キヤンプにおける学術調査作業結果、レニングラード、<北洋航路総局>出版所、1938、第二巻、241頁。
3. Gotsky M.V. 氷海航行の経験、レニングラード、<Morskoy transport>出版所、1962、367頁。
4. Zubov N.N. 北極の氷、レニングラード、<北洋航路総局>出版所、1944、360頁。
5. Zubov N.N. 海洋の潮位と収束発散現象に対する気圧の起伏の影響、<Meteorologiya i hidrologiya> 1959, №6. P.52-54
6. Ivchenko V.O., Kheysin D.E. 氷の漂流時に発生する氷盤中の内部応力の測定、<北極と南極の諸問題> 1974、第43-44分冊、P.84-91
7. Losev S.M., Gorbunov Yu.A. 航空機からのサイドスキャンニング・レーダー測量データに基づく沿岸域の氷の動態、<北極-南極研究所紀要> 1975、第326巻、P.104-113
8. Loshchilov V.S., Voevodin V.A. サイドスキャンニング・レーダー Toros を使った流氷群のドリフトと氷縁の移動の諸要素の測定。<北極と南極の諸問題> 1972、第40分冊、P.23~30
9. Payer Yu. 北極氷中における725日。レニングラード、<北洋航路総局>出版所、1935、450頁
10. Smirnov V.I. 氷海航行、外国における科学的、実務的支援サービス、レニングラード、Gidrometeoizdat 出版所、1970、222頁
11. Kheysin D.E. 高密接氷のドリフトの流体力学的段階に対する氷の圧縮力の外乱 (excitation 又は pumping)について、<北極、南極研究所紀要> 1971、第303巻、P.89-98

8. デービス海の流氷分布の可変性 (E. A. Kanygin)

南氷洋の氷盤は夏期の間に実際上総て消滅する。南氷洋の氷量は北半球のそれよりもはるかに大幅に年々変化する。論文 [4] に示されているように、南氷洋の氷盤は、全地球的規模の気象形成に大きな影響を及ぼす。この事実だけでも南氷洋の氷量の変化と、それを決める物理的諸プロセスの研究の重要性が明白である。南極での航海を確保するために氷盤分布の変化の原因を研究する必要がある。

南極の海氷量の可変性に関する情報は少ない。論文 [1 ~ 4] には南氷洋の氷盤の発達に対する大気循環の影響の事実が確認されているが、この影響のメカニズムはその多くが不明確なまゝ残されている。

本論文では、8 ~ 9月（氷盤が最大限に発達する時期）のミールヌイ観測基地の子午線上のデービス海の氷分布と8月の大気循環の強さとの間の関係の最も特徴的な輪郭を質的に求める試みがなされている。この目的のために E. L. Lutzenko は、南極領域上の気圧場 (Baric field) を天然の直交成分 (Orthogonal component) に従って分解している。この場合分解成分のうちの最も意義的なものと初めの4成分だけが検討された。オ一成分とオ二成分は共に優勢な状況を占めており南極の循環 (circulation) 条件の一般的輪郭と構造を反映しており、この場合、オ一成分は子午線方向の、またオ二成分は東西方面の移動の強さをそれぞれ表わす。オ三成分は循環条件の局所的特殊性を反映する。天然の直交成分に従った気圧場分解のオ三ベクトルの略図（図1）は、デービス海域の優勢な気流の方向と、南氷洋のオーストラリア・セクターと東経 50° と 60° の間のセクターとの間の気圧傾度 (baric gradient) との関係を図解したものである。この傾度と大気の大循環との関係は殆んど無く、この傾度は主に、局所的循環特性に左右される。オ四成分はより複雑な循環メカニズムを特徴付けている。

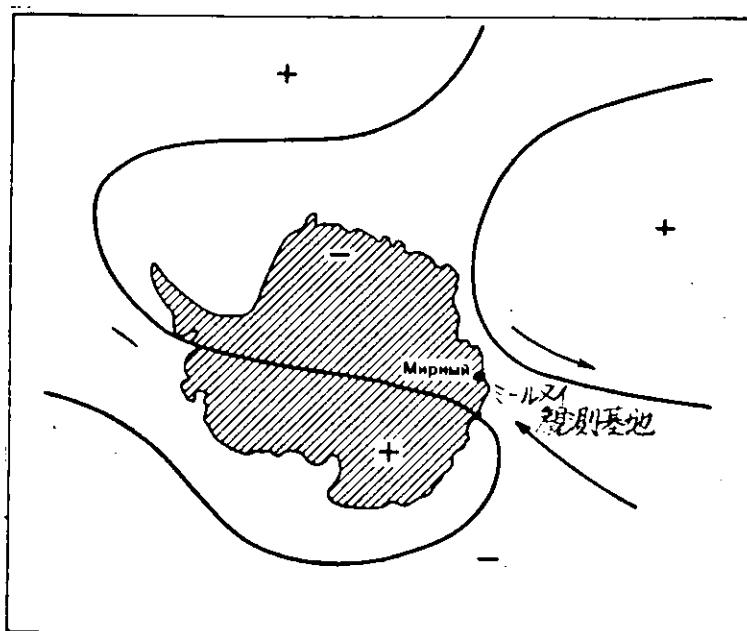


図1. 天然の直交成分に従った南極上の気圧場分解
のオ三ベクトルの略図 (8月)

南極の8月の平均気圧場の分解件数 k の年別変化と、データが入手されている年のミールヌイ観測基地子午線上の8 ~ 9月の氷線の位置 L とを対照すると、オ三成分 k_3 と L の分解係数の間により密接な関係があることが分かる。これらの相関係数は 0.63 である。この関係を解明するために表1に、データが使われた一連の年の平均の氷分布率から最も偏向した最大の氷分布発達期のデービス海における氷線までの距離 (単位 mile) とオ三ベクトルによる分解係数値とを示す。 Δk_3 と ΔL の間の関係の存在 (12件のうち10件): (表では8件)

で偏差値の符号は一致する) は、デービス海域における氷線の分布プロセスに対する大気循環の特性の圧倒的影响を示している。

表1. 8月の南極の気圧場分解のオービベクトルの係数と8～9月
ミールヌイ観測基地子午線上の氷縁までの距離(単位—
mile)の多年平均値からの偏差値(それぞれ△ k_3 と△L)

年	△ k_3	△L	年	△ k_3	△L
1960	-0.4	-33	1969	-0.8	11
1961	-2.2	-32	1970	-1.2	7
1963	2.4	-20	1971	0.2	15
1964	3.7	9	1972	4.7	37
1966	-0.3	-30	1973	-3.0	45
1968	4.5	139	1974	-2.9	-105

検討対象の海域における1年のこの時期の循環の局所的特殊性の存在は、論文[1]で示された南半球における循環的空気交換メカニズム方式によって確認されている。デービス海上を子午線方向に運動する低気圧の渦は、風の大きな波動を形成し、これが氷原を破壊して、かくして当該海域の氷盤の発達に影響を及ぼす。

南氷洋における氷分布率の変化に対する海洋の諸要素の影響を設定することは極めて厄介なことである。

Yu. A. Grigorjevは、アフリカと南極大陸との間の東経20°上の南氷洋域における海水の流量(flow rate)の4～5年周期の変動性を発見した。南氷洋の海水流量は、南極における海洋の大循環の指標として検討できる。表1から、デービス海の氷縁から海岸までの距離も4～5年周期で変動することが分かり、このことによってデービス海の氷分布率の可変性と南極における海洋の大循環との関係は立証できる。

実施された諸調査は、短い時間間隔での全南氷洋の氷分布率の変化が単純(simple)ではないことを証明している。同時に、南氷洋の各海域では氷縁から海岸までの距離の増減が生ずる。ある海域では氷分布率と大気の大循環との間により密接な関係が観測され、他の海域では氷分布率と局所的諸特殊性との間により密接な関係が観測される。南氷洋の氷盤の発達について完全な概念を得るために、氷縁の時間的と空間的なそれぞれの変化を検討する必要がある。

参考文献

1. Zhdanov L. A. 南半球における循環的空気交換のメカニズムと南極大陸の氷帶。<Meteorologiya i gidrologiya> 1975、№11、P. 28-33、
2. Lutsenko E. I., Timokhov L. A. 南極氷盤の、北極氷盤との比較における若干の特殊性。<ソ連南極調査隊情報ビュレッタ> 1975、№91、P. 16-19.

B. AAI, Vol. 363 ほん訳

1. 北極諸海の氷条件の可変性とその長期予測原理 (A.A.Kirillov)

(E.G.Kovalev)

(V.A.Spicigin)

北極諸海の氷盤は、北洋航路上の船舶航行の主要な障害となっている。北冰洋周辺諸海は年に9～10カ月間は流氷と定着氷によって覆われる。氷の急速な融解が生ずる夏期においてさえも高密接度氷が船舶航行ルート間近にありそれが船舶にとっての障害となっている。

北極諸海における氷条件の年毎の大きな変動性と可航期間に制限があることが原因となって、北極の海上貨物輸送は適時に計画を樹立することが必要となっている。このような計画立案の科学的基礎をなしているのが北極南極研究所で定期的に作成されている長期氷況予測である。

現行の氷況予測法の基本となるものは、北極諸海の氷盤の形成とその破壊プロセスに関する、及び北洋航路ルート上の氷条件の年別及び季節別の変動原因に関する膨大な調査である。〔参考文献1〕

北極諸海における夏期の年別氷条件の変化は極めて大きい。氷関係の諸条件が容易な年は8月上旬になると北極諸海はその海面の半分以上が無氷域になるが、一方、氷条件が厳しい年はこの時期になんでもカルスキエ ワロタからベーリング海峡に至る全沿岸ルートは高密接度氷に覆われている。

氷条件が最も容易な年には、北極諸海の沿岸定着氷は6月末には既に解氷が行われており、7月末には全ルートを、砕氷船を使わずに航海できる。氷条件が厳しい年には、定着氷は、8月中旬にならなければ破壊しない。カラ海南西部を除いて北洋航路では、全可航期間を通じて砕氷船を使わなければ航海はできない。氷条件が最も容易な年の場合には、北極諸海は可航期間末までにはほぼ完全に無氷状態になる。この状況下では秋期の氷生成は10月末にならなければ始まらないので砕氷船を使用しないで航海できる日数は80～120日になる。

氷条件が最も苛酷な年の場合には、可航期間中の最も恵まれた時期においてさえ、ほとんどの沿岸ルートは高密接度氷又は疎氷に覆われている。このような年には大部分の海域で秋期の氷生成は9月初旬に、すなわち氷条件が最も容易な年のそれよりも1カ月半ないし2カ月も早い時期に始まる。

このように、夏期の北極諸海の氷のレジメの基本的諸特性の年別変化幅は可なり大きい。氷条件のように大きな可変性の原因を研究することは、氷況予測法を開発し、更に改良するために重要な意義をもつ。

氷条件の変化の原因となる水文気象的諸プロセスをその作用の性格によって分類すると、熱的プロセスと動力学的プロセスとなる。熱的諸プロセスの作用の結果、水と氷との間での結晶集合的変換（氷の増殖又は融解）を介して氷量の増減が生ずる。一方動力学的諸プロセスの方は氷の高密接化、稀薄化、圧縮と氷丘化の各結果としての氷量の再分布と氷の流入出による氷量の増減としかもたらさない。

これら諸プロセスの相関関係は、熱的及び動力学的諸成分を有する海上の氷の收支（バランス）を決める。熱的諸プロセスによって氷の生成と融解が条件付けられるので、この氷收支におけるこれら熱的諸プロセスの果たす役割は非常に大きい。熱流を大別すると、放射熱、対流熱、移流熱の三種になる。北極諸海のレジメに関する多年に亘る詳細な研究によれば、放射プロセスの役割が決定的かつ第一次的なものであるとの結論を導くことができる。秋・冬期には赤外線放射の強さが冷却化の強さを決める。秋期の冷却化の強さの可変性が原因となって、安定した氷生成の時期の可変性が決まり、また冬期冷却化の強さの可変性が、原因となって最大限に増加する氷厚の可変性が決まる。

対流の及び移流の熱プロセスは、放射熱プロセスとは異なり、放射熱プロセスの主導的役割を維持しながら、それぞれ独自に出現する局部的ローカルの性格を有する。このことは、解氷時期に応じた海水活動層の熱含有量の季節変化の例によって明らかにできる。図1から分かるように、カラ海の解氷時期の年別変化幅は、ほぼ3ないし4カ月になり、このことが、4ないし18Kcal/cm²の海水熱含有量の年別変化

幅を決める。しかし、このような熱含有量の大きな差にもかゝわらず、熱含有量が0になる時期の拡散幅は極めて小さく、この時期は実際上10月末の1旬間の範囲である。このことは、10月初めに陽光の輻射熱の到達がほぼ完全に停止し、氷層下の水面の温度がやや高い場合にその強さが大幅に増す赤外線輻射プロセスが活発化することによって説明されている。

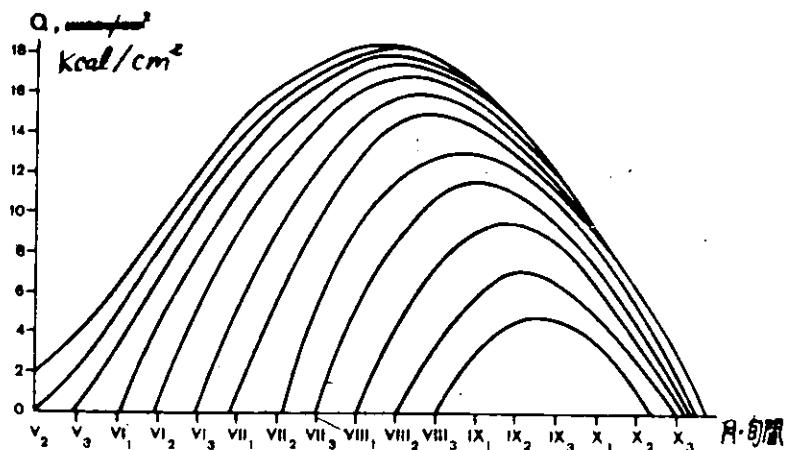


図1. カラ海南西部における解氷時期に応じた海水活動層の熱含有量の変化

冬期における放射冷却の強さは、接地気温の値と氷の増殖の結果とを大きく決める。冬期には大気中の移流プロセスは大きな意義を有するというのはこれによってのみ空気中の水分の量が決まり、かつこの水分の量が放射冷却の強さを大きく左右し、結果として、氷の増殖を左右することになるからである。

北極海盆における、大西洋からの海水を含めた深層水との関係での熱流値と、氷盤の成長におけるその役割については未だ統一的見解は無い。V.Yu.VizeとV.N.Stepanovはこの因子を僅かなものと看做しており、一方、Ya.Ya.Gakkelj、V.T.Timofeev、A.O.Shpaykerは、氷盤の形成においてそれが大きな役割を果すことを指摘している。大陸棚域に位置する北極諸海の海域では、一般に氷の生成の開始時点までに移流は海底まで拡大しており、しかもこれら諸海域では氷の増殖に対して水温は実際上影響していない。

氷厚に関する年別変化幅は主に、冬期間の平均気温の総和の年別変化幅によって決まる。春夏期の解氷期間には、融解が唯一のプロセスであって、その結果として北極諸海から氷が消滅するので、この期間には熱的諸プロセスの果たす役割は特に大きい。この融解は定着氷の解氷時期、氷の分布率値と大群氷の面積値のいずれをも直接左右し、かつ可航期間中の密接度の変化速度に直接影響する。このため、具体的な諸海域においてこの融解プロセスとその特殊性を調査することは、予測法を開発する上において不可欠の条件である。

北極域における熱収支の基本成分のレジメを分析することによって、氷の融解を左右する基本因子が太陽の放射熱であることが分かった。氷盤と大気との間の対流熱交換プロセスの果たす役割は、太陽の放射熱のそれに比してずっと小さい。これに伴って次のような極めて重要な特性が明らかになった。すなわち、氷盤の融解における年別変化幅は非常に大きいが、他方、融解期間中の総放射と有効輻射のそれぞれの年別変化幅は僅かである。

乾燥した雪氷面のアルベドは約80%である。北極地方における全日照期間中にこのようなアルベド値が維持されるものとすれば、入射する全陽光量のうち約10 Kcal/cm²しか吸収されないことになる。このような熱量では、この期間中に約1.4 Kcal/cm²になる有効輻射をカバーすることさえできない。吸収される放

射値を増大させる主な条件は、アルベドの季節的減少である。アルベドが減少し始める日付は、融解が開始する時期として採用されている。

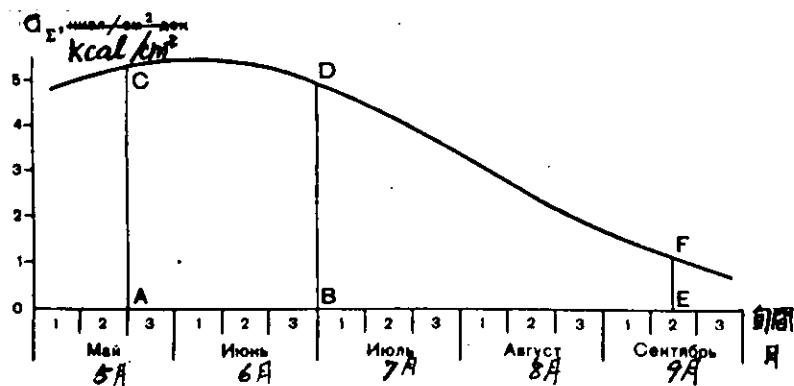


図2. 北極諸海にとって特徴的な旬間総放射値の多年平均推移と融解時期

A — 早い時期の融解；B — 遅い時期の融解；E — 融解の終了

図2には北極諸海にとって特徴的な旬間総放射値の多年平均推移が示されている。A B の区間は可能な融解開始時期の期間を示している。融解が早い時期に始まるものとすれば、この融解は最大放射期間中に行なわれねばならず、このため、アルベドの減少と陽光の吸収は非常に強く行なわれるはずである。一方、融解が遅い時期に始まるものとすれば、この融解は、陽光が益々減少する時期に行なわれることになる。

融解期間中に氷盤によって吸収される総放射値は、融解開始時期が遅い場合、すなわちB D F E、には早い場合、すなわちA C F E、のはゞ $1/2$ である。このことは、氷条件が最大限に容易な場合と最大限に厳しい場合におけるそれぞれの融氷終了時期にみられる大きな差と、同程度の融解段階に達するそれぞれの時期についての顕著なずれの決め手となる。

このように、融解開始時期は、氷盤の融解速度とその消滅時期を決める重要な特性であり、従って、定着氷の破壊時期、諸海の氷の分布率と群氷の面積の偏差を大きく決める重要な特性である。

氷収支の動力学的成分は、氷盤のドリフト（漂流）と各種形態の変形のそれぞれの影響下における海上の水量の変化を特徴付ける。諸海の範囲内での氷のドリフトとその速度の相違は、氷量の再分布の原因になる。しかし、このような氷の再分布は、氷盤の増殖と融解の条件を変えながら、氷収支の熱成分の効果に対して大きく反映することがある。氷のドリフトと風及び気圧配置との経験的(empirical)関係式は、主として諸海の境界における氷の交換の計算の形で、氷況予測の方法として広く使われている。

図3には、北極中央海盆とその周辺諸海との間の計算された(calculated)氷交換の年平均推移が示されている。図から分かるように、冬期には、バレンツ海、カラ海とラブテフ海から北極海盆への氷の流出が生じ、またそこから東シベリア海とチュコトカ海への氷の流入が行われる。夏期には反対に、北極西部諸海からの氷のそこへの流出は減少し、一方、東部諸海ではこの期間中、北極海盆への氷の流出が優勢となる。

北極中央海盆とその周辺諸海との間の氷交換値は年間を通じて大幅に変動するが、この氷交換値の変動の中は冬期において最大になる。氷分布率に対する氷交換の直接的な影響は幾つかの海域においてだけ現われる。すなわち、ロング海峡を経由する氷交換がチュコトカ海南西部の氷分布率を大きく決める。この外、氷のドリフトは、その不均等性のために通常、群氷の密接度を変化させる原因になり、このことが今後は、氷の熱的破壊の強さと海域の解氷に影響することになる。

夏季の氷条件の形成に対して最も著しい影響を及ぼすのは、それに先立つて群氷の形成が行われる冬春期

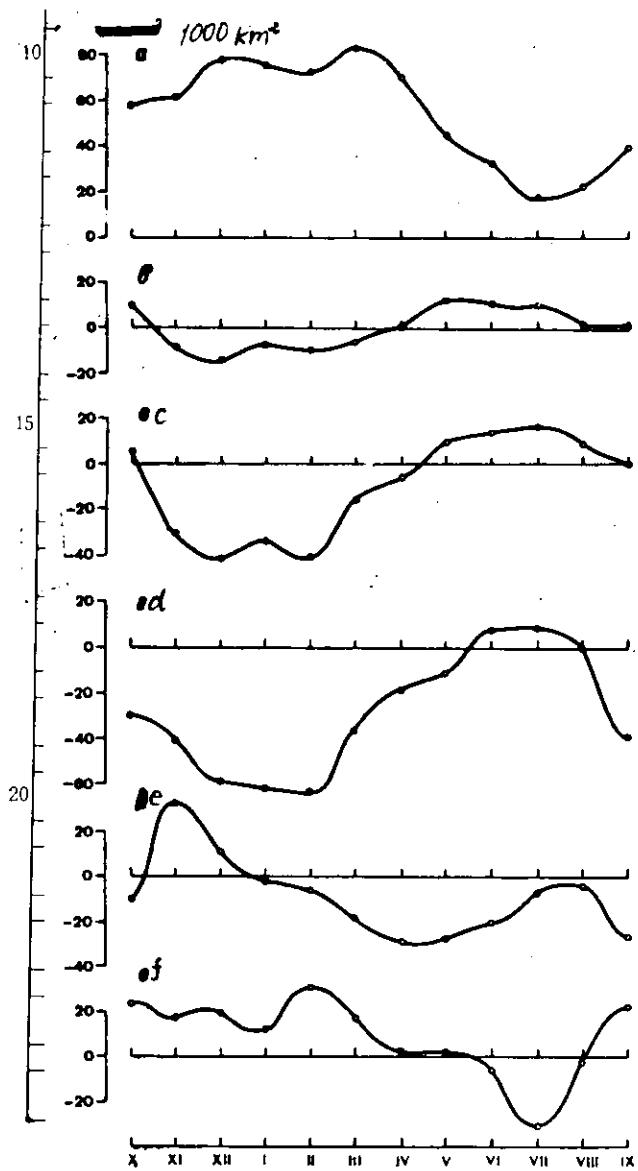


図3. 北極中央海盆とグリーンランド海(a)；バレンツ海(b)；カラ海(c)；ラブテフ海；チュコト海(f)との間の計算された氷交換の年間推移

このように、氷盤形成と破壊、従って年別可変性、の直接的原因となるものは、氷の増殖、融解とドリフトの諸プロセスである。この場合、これら基本的諸プロセスは、異なる海域においてはその地理的位置と水文気象学的諸プロセス自体の発達の性格に応じて様々な形で現われる。

北極諸海における異なる期間(季節)の氷条件形成の基本原因を詳細に研究することによって、氷レジメの個々の因子を計算するための諸モデルを作成することが可能になった。これら諸モデルは、集合相関(統計物理的方式)の結果入手される回帰方程式によってか、あるいは流体熱力学的方程式系で現わされた所謂、

間中のドリフトである。もしも北極諸海の群氷が動かないものとすれば、氷厚の分布は、冬期末までは熱的諸プロセスだけによって決まるはずである。しかし、海岸や定着氷縁の附近では海風による圧迫の作用の下に氷湖が形成され、海域での氷厚の分布に帶状性ができる。冬期を通じて圧迫風が優勢な場合には、海上ではやゝ大きな氷厚が形成されるが、これは氷丘化によって増大するものである。

後続する氷分布率は氷盤の厚さに大きく左右される。表1から分かるように、氷条件が容易な年のすぐ前には、北極西部諸海では冬期末に幼氷の大きなゾーンと古氷の小さなゾーンがある。夏期氷条件が厳しい年のすぐ前には、これら西部諸海では冬期末に幼氷域ははゞ零にまで減少し、東部諸海域では古氷が同海域の $1/3 \sim 1/2$ を占める。氷条件の年別可変性は、冬期末の諸海の幼氷と古氷の面積の年別可変性と可成り良く合致する。

氷盤の融解とこの氷盤の初期状態及び融解開始時期との関係から独特の水文気象学的諸要素のグループが分離されるが、これら諸要素の個々の変化は僅かでも、それらが様々に組み合わされることによって北極諸海の氷条件は極めて多様なものになる。これら諸要素の好都合或は不都合さに応じて氷条件はそれぞれ容易になったり、厳しくなったりする。もしも要素の一部が好都合なものであれば(又は不都合なものであれば)、その時は平均的な氷条件が形成される。

表1. 群氷及び水界の初期状態とこれに後続する氷条件との間の相関係数値

初期状態	後続氷条件	海 城							
		バレンツ 海北東部	カラ海 南西部	カラ海 北東部	ラプテフ 海西部	ラプテフ 海東部	東シベリ ア海西部	東シベリ ア海東部	チュコト 海南西部
3月までの 氷厚	最大水圧 (5月)	0.78	0.83	0.81	0.80	0.78	0.80	0.81	0.80
最大氷厚 (5月)	定着氷の解 氷(7月)	—	0.54	0.78	—	0.19	0.19	—	0.09
	氷分布率 (7~9月)	0.64	0.60	0.52	0.20	0.18	0.14	0.19	0.36
各種年令氷 の面積 (2~5日)	氷分布率 (7~9月)	0.60 0.70	0.34 0.58	0.32 0.70	0.21 0.42	0.14 0.26	0.18 0.30	0.52 0.52	0.40 0.40
	定着氷の面 積(5月)	氷分布率 (7~8月)	—	—	—	0.51	—	—	—
氷分布率 (6~7月)	氷分布率 (8~9月)	0.70	0.80	0.84	0.80	0.78	0.82	0.84	0.78
氷分布率 (7~8月)	氷生成 (9~10月)			-0.44	-5.56	両海全体として 0.86		両海全体として 0.79	
海水の熱含 有量 (7~8月)	氷生成 (9~10月)	0.71	0.70	0.48	0.52	0.63	0.63	0.52	0.50

数値式（モデル）の形で示される。氷盤を形成したり、破壊したりする基本的諸要素を勘案するために計算された統計物理式は、水文気象学的諸プロセスの各種の指標に応じた氷レジメの基本的諸因子を可成り正確に計算できるようにしてくれる〔1〕。

しかし、大部分の場合、これら計算式の予測期間は殆んど零か、あるいは短期であり、実務上の要望に応えられない。このため、長期予測法を開発する場合の基本的課題は、これら計算式を予測式に変換することにある。

この場合、予測の際に勘案されるべき全ての水文気象学的諸プロセスを、予測図作成時点までに生じた先行プロセスと、予測図作成時点と種々の氷条件が予測される時点との間に生ずる後続プロセスとに分ける必要がある。予測期間中の氷盤状態と先行及び後続の諸プロセスとの基本的相互関係図を図4に示す。

この図式の各節の研究状態と並んでそれらの関係を量的に表記することの可能性は、氷条件の予測の可能性とその適時性を大きく決めるものである。

種々の適時性の予測を考え合せ乍らこの図式の各節について以下検討してみよう。

氷盤と水圏の初期の状態

氷盤の初期状態の特性としては、氷厚、各種年令の氷の面積、定着氷の面積、氷の分布率と大群氷の占める面積が使われている。水圏の熱的状態は海水の熱保有量で評価され、この熱保有量は各種指標（氷分布率、熱が海に蓄積される期間における気温と水温の和など）を用いて表わされる。後続氷条件に対するこれら諸要素の相関係数値によって量的に評価することができる（表1参照）。

例えば、北極諸海において5月末～6月初めに氷盤が達するその最大の厚みと、3月初めの氷厚との関係は、相関係数 r で表わされそれは $0.78 \sim 0.83$ に等しく、また8～9月の氷分布率と6～7月の氷分布率との関係は、相関係数 r （ $0.70 \sim 0.80$ 台）をもつ。氷生成開始時期は熱保有量と密接な関係（ $r = 0.48 \sim 0.70$ ）にある等々。

このように、氷レジメの全因子の氷盤の初期状態は、その後の氷レジメの形成のための可成り大きな要因

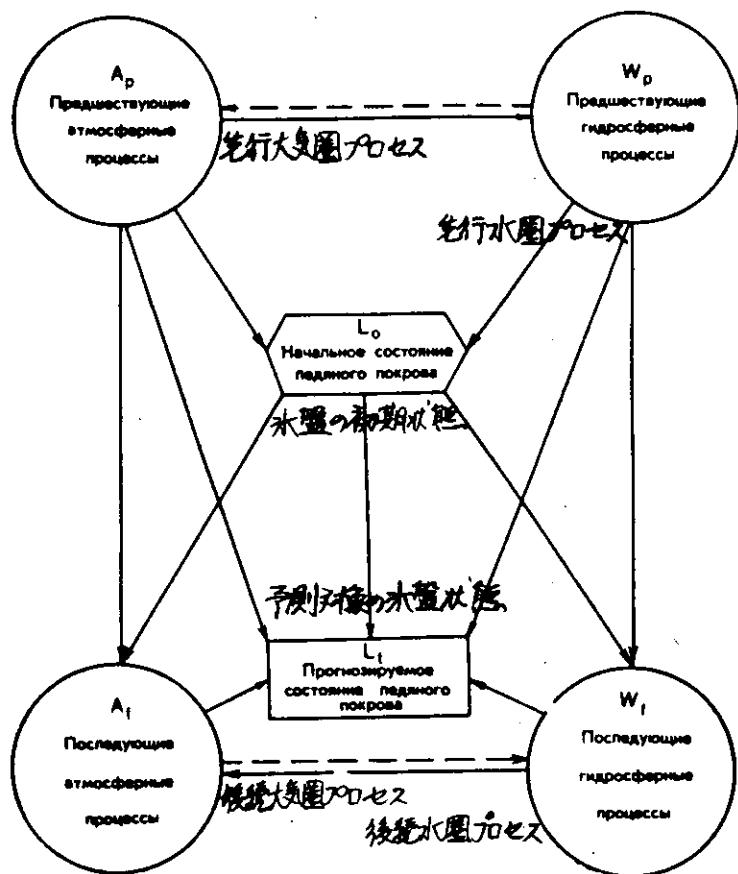


図4. 予測対象の氷条件と水文気象学的諸プロセスとの相互関係図

となるものと看做することができる。このため、氷盤の初期状態は、予測式を作成する場合に考慮すべき要素である。

先行大気圏プロセス

氷条件の形成とその可変性を決める基本プロセスは氷の増殖、融解及びドリフトである。これら諸プロセスの指標として様々な期間における気温、氷交換の方向と速さに影響を及ぼす最適測定地点間の気圧差などが一般に使われている。

多年の調査の結果によって、可航期間の氷条件と、それに先行する期間中の大気圏プロセスの前記諸特性との間に依存関係があることが判明した。例えば、8～9月の期間の北極諸海の氷分布率と、先行諸期間の気温及び最適調査地点での気圧差との関係（表2）は、先行年（前年）の8～12月の期間でのそれらとの間では0.42～0.75、先行年の8～2月の期間でのそれらとの間では0.56～0.89、先行年の8～5月同0.72～0.91、先行年の8～6月同0.74～0.91の各相関係数によって特徴付けられる。

既述のデータから分かるように、氷盤の形成とその破壊を決める先行期間の大気圏プロセスは、各種の適時性を伴う当該因子の予測のために利用できる。海域が異なればこれら諸プロセスが与える影響の程度は多様になり、このことは、予測式を作成する場合の最終的結果にも反映されることになる。これによって色々の適時性をもつ予測の可能性（能力）とその当否率の程度が決まる。

例えば、バレンツ海の5～8月の氷分布率に関する予測を3月（5～6カ月の適時性）に行なうためには、

それに先行した前年8月～2月の期間における諸プロセスを考慮することによって($r = 0.89$)所与の適時性と必要な当否率の程度をもつ予測式を作成できるが、それと同じ時期(3月)にラプテフ海西部で5月～8月に同じ予測を行うには8～2月の期間の大気圏諸プロセスだけの計算では予測図式の作成には不十分である。

表2. 夏期の北極諸海の氷分布率とその年の夏に先行している各期間の大気プロセスとの間の相関係数値(気圧場による指標と気温)

海 域	諸大気プロセスの計算期間			
	8～12月	8～2月	8～5月	8～8月
バレンツ海北東部	0.75	0.89	0.91	0.91
カラ海南西部	0.66	0.79	0.88	0.89
カラ海北東部	0.68	0.70	0.83	0.83
ラプテフ海西部	0.42	0.56	0.82	0.82
ラプテフ海東部	0.66	0.73	0.82	0.82
東シベリア海西部	0.59	0.86	0.87	0.89
東シベリア海東部	0.52	0.63	0.72	0.74
チュコト海南西部	0.74	0.81	0.86	0.89

このように若干の場合には、後続大気プロセスを考慮に入れることが予測式を作成する上で必要になる。このことは、氷の分布、定着氷の解氷時期、秋期の氷現象の開始時期などのごとき諸因子の予測においては特に云えるのである。

残念ながら、現在では、後続する大気プロセス(気温、気圧配置)に関する情報を入手するために長期気象予測を利用できる可能性は、これら諸プロセスの量的特性(quantitative character)が現在の段階では予測されていないために極めて制限されている。このため、一連の場合に、先行大気プロセスと後続のそれとの関係を反映する法則性は経験的方法で入手したものが使われている。例えば、6～7月の気温又は気圧差は先行期間における大気圏又は水圏の各種特性と結び付いている。この場合には、予測式に、後続大気プロセスの特性の替わりに先行大気状態の指標が導入される。

大気圏と水圏における大規模プロセスの計算

以上で、氷条件と、主として氷レジメの形成域、すなわち局部(ローカル)海域において直接発生する水文気象学的諸プロセスとの関係が明らかにされた。しかし、衆知の通り局部海域において生ずる諸プロセスは諸々の大規模プロセスと関係している。従って、これら諸海域における氷条件は地域的諸プロセスによると同様に、当該海域の限界をはるかに超えた広い面積で展開される大規模プロセスによっても決められるに相違ない。

多くの研究によって、片や北極諸海の氷分布率と、片やG.Ya.Nangenheimの分類法に基づく大気循環の型($r = 0.39 \sim 0.52$)、大西洋と太平洋の海水の流量指数($r = 0.39 \sim 0.65$)、北極中央海盆～周辺諸海域間の海水及び氷の交換の激しさ(intensity)の指標(ラプテフ海西部のためには $r = 0.52$)との間には、可成り満足すべき関係(表3)が明らかにされている。

上記の諸関係の外に、予測式においては、氷現象それ自体の多年の推移の中で現われたその他の一連の法則性や、これら諸現象と各種地球物理学的諸現象との間の関係も利用できる。

周期性と地球物理学的諸現象の計算

氷分布率の多年の振幅を分析した結果、これら振幅の準(quasi)期間的(周期的)成分が明らかになつた。その最も顕著なものとしてカラ海における2年周期波とノボシビルスク群島海城における8年周期波

を挙げることができる。カラ海北東部の氷分布率を2年ずらして対照することによって関係($r = 0.42$)の存在が明らかになった。当該年のラプテフ海東部の氷分布率と7~8年後の氷分布率との関係は相関係数 $r = 0.39$ によって表わされる。北極諸海の若干の海域では、氷分布率の可成り安定した、年と年との間の(interyear)慣性が観測されている(バレンツ海北東部では $r = 0.60$; 東シベリア海西部では $r = 0.42$)。

北極諸海の氷分布率の振幅における相互関係を研究した結果、一連の法則性が明らかになった。それらの物理的本質については未だ全く明らかにされていないにせよ、そのうちの若干のものは予測式において巧みに利用されている。

表3. 大気循環の型(E, W, C)、大西洋と太平洋の海水の流量指標($2\Delta P$)と北極諸海の氷分布率との間の相関係数値

海 域	E			W			C			$2\Delta P$
	9~11	12~2	3~5	9~11	12~2	3~5	9~11	12~2	3~5	
バレンツ海北東部	-0.11	-0.13	0.05	-0.14	-0.22	0.42	0.32	-0.20	-0.25	-0.45
カラ海南西部	-0.28	0.00	0.35	-0.08	-0.10	0.22	0.52	-0.36	-0.38	-0.39
カラ海北東部	-0.16	-0.16	0.15	0.00	-0.21	0.27	0.51	-0.32	-0.41	-0.59
ラプテフ海西部	-0.48	0.20	0.29	-0.28	0.18	0.21	0.26	-0.33	0.03	-0.13
ラプテフ海東部	-0.30	0.35	0.02	-0.40	0.29	0.30	0.39	-0.32	-0.23	-0.51
東シベリア海西部	-0.16	0.32	-0.15	-0.39	0.04	0.45	0.30	-0.23	-0.19	0.23
東シベリア海東部	-0.15	0.13	0.00	-0.07	-0.21	0.16	0.14	0.09	0.11	0.39
チュコト海南西部	-0.28	0.11	0.08	0.01	-0.03	-0.09	-0.18	0.23	0.01	0.65

次の諸関係が設定されている、すなわち

$$L(\text{バレンツ海北東部}) - 1 \rightarrow L(\text{カラ海北東部}) \quad r = -0.45$$

$$L(\text{バレンツ海北東部}) - 2 \rightarrow L(\text{ラプテフ海西部}) \quad r = -0.52$$

$$L(\text{ラプテフ海東部}) - 4 \rightarrow L(\text{ラプテフ海西部}) \quad r = -0.41$$

$$L(\text{ラプテフ海東部}) - 2 \rightarrow L(\text{東シベリア海東部}) \quad r = -0.43$$

$$L(\text{カラ海北東部}) - 3 \rightarrow L(\text{東シベリア海東部}) \quad r = 0.42$$

$$L(\text{カラ海北東部}) - 1 \rightarrow L(\text{チュコト海南西部}) \quad r = -0.41$$

$$L(\text{ラプテフ海東部}) - 5 \rightarrow L(\text{チュコト海南西部}) \quad r = -0.51$$

※ 諸研究の結果、地軸の章動(nutritional)振幅が大気に及ぼす影響、かつそれを介した北極諸海の氷分布率に及ぼす影響がそれぞれ明らかにされた。この関係はラプテフ海東部で最も明瞭に現われる。 $(r = 0.45)$ 。※章動(地球自転軸が空間に対し比較的短周期で方向を変える現象)

本稿では、長期予測のための予測式において太陽活動を計算に加える可能性については触れないことにする。その理由はこの問題が主として超長期予測のそれに関連しており、これについてはこゝでは検討対象とされていないからである。

氷レジメの各種因子のための予測式

図4に示されている原理図の個々の節を研究する際に行なわれた諸調査の結論は、各種の予測方程式を作成する場合の基礎となった。

一般的な形では、氷条件とそれを決める諸要素との関係を次のように表わすことができる、すなわち

$$L(t) = f(L_0, A_p, W_p, A_f, C, O, H),$$

ただし $L(t)$ — 所与の期間 t の氷条件

- L_0 — 初期氷条件
- A_p — 先行大気プロセス
- W_p — 先行水圏プロセス
- A_f — 後続大気プロセス
- C, O — 氷条件の振幅の周期性と相互関係
- H — 太陽・地球物理学的プロセス

それぞれの具体的な予測対象因子と必要な適時性のためにこの一般式は、当該因子の形成に影響しないような諸要素を計算式から排除することによって変形されることになる。一般原理図(図4参照)の個々の各節を解析するときに得られた諸結論に基づいて、それぞれの予測対象の氷特性のために別個の予測式が作成されている。次表(表4)の指標は回帰方程式内の変関数である。氷レジメの大部分の因子では実際データを使う場合の予測関係式の確実性(信頼性)は80~90%である。秋期の氷現象を予測するために使われている数値モデルにおいては、既述の諸プロセスは、CとO以外は、物理方程式(熱収支方程式など)によって計算する方法でこの計算に加えられている。

表4. 各種氷特性のための予測式において計算に加えられる変関数(符号+)

氷 特 性	変 関 数					
	C	O	L_0	A_p	W_p	A_f
氷分布率と大群氷の面積	+	+	+	+	+	+
定着氷の破壊	-	-	+	+	-	+
氷の生成	-	-	+	+	-	+
氷の分布	-	-	+	-	-	+
氷厚	-	-	+	-	-	+

長期氷況予測の基本的課題は、可航期間中の航海条件と、北洋航路の個々の区間におけると同様同航路全体における可航期間の連続性とをそれぞれ決める氷レジメの諸特性の予告にある。北極南極研究所は毎年7回の長期予測と修正予測をそれぞれ発行しており、そこでは北極諸海の氷盤の状態とその分布に関する約800にのぼる各種指標が示されている。可航期間前半における予測の適時性はその期間を越すこと6~8カ月の間にわたり、後半のそれは2~3カ月の間にわたり。当研究所が作成している長期氷況予測は80カ所の関係諸団体と施設に配布されている。

氷況予測の実務面での活用は、氷況予測の利用者への配布の外に、北極の海上作業計画を適時に作成する場合やルート上の船舶の科学的・運航オペレーション的誘導の確保を予測面で支援する場合において予測者が直接それらに参加する方法で行われている。

氷況予測の当否率の評価は、ソ連閣僚会議附属水文気象局によって規定された「海上予測業務に関する指図書」に準拠して行われている。表5には、各海の因子別の氷況予測の5年間(1971~1975年)の平均当否率が示されている。(単位%)

この表から分かるように、可航期間前半のための3月の予測と可航期間後半のための8月の予測のそれぞれの当否率の5年平均値は75~89%の範囲内にある。

可航期間前半で最低の当否率をもつ予測因子は氷の分布(71%)と氷分布率(72%)であり、最高のそれは定着氷の解氷(89%)と航海関係諸報告(87%)である。可航期間後半の予測は前半のそれより

当否率が若干高い。

表5. 各海の因子別の3月及び8月氷況予測の5年間(1971~1975年)の平均当否率%

因 子	バレンツ海	カラ 海	ラプテフ海	東シベリア海	チュコト海	全海の平均
	3月の予測					
氷厚と定着氷の解氷	80	93	88	100	83	89
氷分布率と群氷の面積	94	63	70	40	80	72
氷 の 分 布	81	50	—	80	60	71
航 海 関 係 諸 勘 告	80	93	100	80	80	87
全 因 子 の 平 均 値	84	75	86	75	78	
8月の予測						
氷分布率と群氷の面積	100	83	80	60	—	86
氷 の 分 布	92	74	100	100	90	87
氷 の 生成 と 増 加	80	85	84	73	88	81
航 海 関 係 諸 勘 告	75	92	90	90	67	86
全 因 子 の 平 均 値	87	83	89	81	82	

総ての海の全因子を通じての長期氷況予測の最近5年間(1971~1975年)の平均当否率は、値では82%、符号では92%であり、その前の5年間(1966~1970年)のそれは、それぞれ78%と87%であった。従って、最近の5カ年はその前の5カ年よりたとえ僅かではあっても、氷況予測の当否率が若干高くなっている。当該5年平均当否率は比較的高いにもかゝわらず、個々の年についてみた場合は若干の海域と若干の氷レジメの因子に関する氷況予測の誤差は極めて大きいものがある。

このように、許容誤差を0.8σとして、予測対象の諸特性についての当否の多年平均値の実績(又は基準(ノルマ))が40~50%であることを考慮すれば、前回の5年間(1971~75年)の長期氷況予測の効率は平均30~40%である。

得られた諸結果を評価すると、氷況予測分野では一定の進歩があるとの結論を出すことができ、またこのことは、氷況予測という複雑ではあるが実務上非常に重要な問題が正しく解決されつゝあると看做せる根拠となる。

これと共に、北極南極研究所が作成している予測は、その精度の点でも、またその適時性の点でも実務上の要望を完全に満足させ得る状態に未だなっていないことは明白である。従って、予測法を更に改良する課題が、今後とも極めて緊急を要するものであることには変りはない。

参 考 文 献

1. 北極諸海のための長期氷況予測法の基本的総括とその仕上げの問題<北極と南極の諸問題> 1970.

第36~37分冊、P. 86~106、筆者: Volkov N. A., Gudkovich Z. M., Kirillov A. A., Kovalev E. G., Smetannikova A. V., Spichkin V. A.

2. 北極諸海の氷条件の異常指數 (Kovalev E. G.)

北極諸海の氷盤が海上航行の大きな障害になっていることは知られている。このため、これら諸海の氷レジメを深くかつ全面的に研究し、氷条件を適時に予見することに基づいてしか北洋航路における正常な運航に関する問題の解決はあり得ない。

今まで氷レジメの研究と予測法の開発は、運航に影響する個々の因子を研究する方法で進められている。(つまり氷盤を全体として検討するやり方をとる氷分布の数値モデルの作成の如きについては我々は触れていない)。このような特性(運航に影響する因子)に属するものとしては氷分布率、群氷の面積、氷厚、定着氷の最終的融解の時期、秋期の氷現象の開始時期、氷の分布などが挙げられる。

航海できるか否かを判断するため北極の海運に課せられた任務に応じて種々の特性やこれら諸特性の複合(コンプレックス)が使われている。例えば、定着氷の形成の時期とそのための最適条件を決めるためには定着氷の融解時期を知ることが肝要である。砕氷船を最も合理的に配置し、また航海の進路を見定めるためには当該海域の氷分布率、群氷の面積とその位置に関する情報を入手する必要がある。可航期間の終了時期を設定するためには秋期の氷現象の開始時期を知る必要がある。

氷条件の全体としての複雑さの程度を決める場合には、前記諸特性の全複合が分析される。氷盤の研究と氷レジメの個々の因子に関する予測法の開発は、北極での航海を確保するためには不可欠なことである〔参考文献1〕。しかし、氷条件の研究とその予測法の開発のためには別のアプローチを探ってもよい。すなわち、実務的観点から重要な氷レジメの諸因子を含む総合的諸特性の調査研究である。このような総合的諸特性によって氷条件の複雑性の程度が全体として判断できるようになり、これは、航海計画(砕氷船の配置、貨物輸送計画の立案など)の基本的決定のためには重要なことである。

総合的特性は、氷条件の超長期予測を作成する場合にも有利なことがある。このことを考慮して、総合的特性として、筆者らが開発した北極諸海における氷条件の異常性指數(index of anomaly)(偏差値)が提案されている。この指数を作成する場合には主として、現在既に可成りよく研究され、かつその予測が行なわれている氷レジメの因子が使われた。このような因子として氷分布率、群氷の面積、氷厚、定着氷の最終的融解時期、氷生成開始時期などが挙げられる。これら諸特性が選択された理由は、それらが、氷盤の形成と破壊という同一プロセスの様々な側面を反映しているので、相互に関連し合っていることにある。

しかし、これら諸特性のもつ共通性にもかゝわらず、その表記法には違いがある。例えば、氷分布率、群氷の面積、古氷の面積は百分率で表わされるが、これらはそれぞれ異なる特性を示しており、これらを単純に合算することはできない。定着氷の最終的融解時期と秋期の氷現象の開始時期は日付で表わされるが、これも単純には合算できない。また、氷分布率(百分率)と氷生成時期(日付)のような諸特性を単純に加算する方法で統合することができないことは全く明白である。

このため、一つの総合的特性に統合することが必要な氷レジメの因子のすべてを変換させねばならない。すなわち一つの表記法で表わさねばならない。このような変換の基礎として、航海条件に応じて氷特性の好ましさの度合が採用された。例えば、氷分布率が低く、群氷の面積が小さく、定着氷の融解時期が早く、秋期の氷現象の開始時期が遅いことは、基本的な航海形態(船舶の集団的誘導、砕氷船を使用しない航海)にとって好ましいものであり、また反対ならば航海にとって好ましくないものである。

一般化された指標を得るために各因子が航海特性に貢献する程度を計算に入れねばならないが、任務に応じて諸因子の比重が異なるので、これを行うことは実際上不可能である。この場合に筆者らは、全体としての航海条件を見定めようと試みるものである。それ故、氷特性の好ましさの度合は、検討される現象の異常性の値によって決まる。これら総ての異常値は等級に分けられ、記号化される。すなわち±1—標準値；±2—大きな異常値 ±3—極大極小。

このように、総ての因数はそれぞれ六つの値(三つは負の符号をもち、三つは正の符号をもつ)の形で表記される。等級分けは次の基準に従って行われる。すなわち標準値(±1)は、当該因子の多年平均値をAとした場合に±20% A(又は0.675σ)の範囲内; 大きな異常値(±2)は±20% Aないし±40% Aの範囲内; 極大極小は±40% Aを超す異常値(図1)。

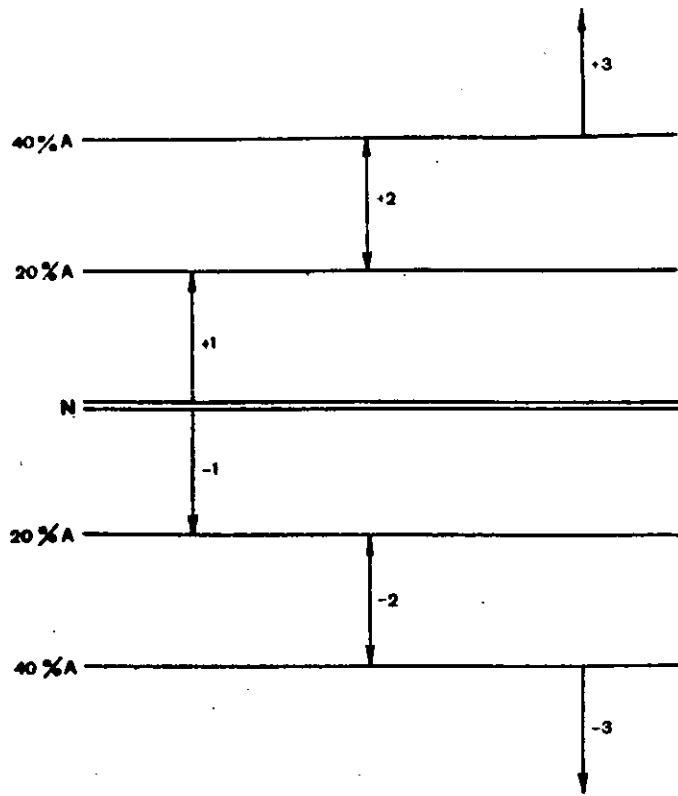


図1. 各等級に対応する異常値の限界

表1、2と3には、氷レジメの各種因子を上記に従って等級分けした場合の異常値を示す。8月1日に計算される氷厚の異常値は次のようにして算出された、すなわち

$HV - \Delta HV_1 - VII$

ただし $HV - 5$ 月末の氷厚

$\Delta HV_1 - VII$ — 6～7月の期間に上から融けた氷の厚さ

表1. 各種等級分けのための氷分布率の異常値%

海 域	7 ~ 8 月			8 ~ 9 月		
	1	2	3	1	2	3
カラ海南西部	≤ 18	$19 \sim 37$	> 37	≤ 10	$11 \sim 21$	> 21
カラ海北東部	≤ 12	$13 \sim 25$	> 25	≤ 18	$19 \sim 37$	> 37
ラプテフ海西部	≤ 13	$14 \sim 27$	> 27	≤ 17	$18 \sim 35$	> 35
ラプテフ海東部	≤ 12	$13 \sim 25$	> 25	≤ 16	$17 \sim 33$	> 33
東シベリア海西部	≤ 9	$10 \sim 19$	> 19	≤ 17	$18 \sim 35$	> 35
略称CHE.M.(海)	≤ 10	$11 \sim 21$	> 21	≤ 10	$11 \sim 21$	> 21
東シベリア海東部	≤ 5	$6 \sim 11$	> 11	≤ 10	$11 \sim 21$	> 21
チュコト海南西部	≤ 12	$13 \sim 25$	> 25	≤ 10	$11 \sim 21$	> 21

諸海の水生成開始時期は、カラ海南西部についてはペールイ島とディクソン島の観測所のデータによって算定され、以下同様にカラ海北東部についてはルースキイ島とチェリュースキン岬の観測所のデータによって、ラブテフ海西部についてはアンドレイ島とプレオブラジエニエ島の観測所のデータによって、ラブテフ海東部についてはチクシ湾とキギリ岬の観測所のデータによって、東シベリア海西部についてはシャラウロフ岬とチェトイリョストルボウォイ島の観測所のデータによって、東シベリア海東部についてはシェラグスキー岬とビリスグス岬の観測データによって、チュコト海南西部についてはシュミット岬とワンカレム岬観測所のデータによって、それぞれ算定された。

表2. 各種等級分けのための群氷の面積値%

群氷の名称	7月上旬			8月上旬		
	1	2	3	1	2	3
ノバヤゼムリヤ群氷	≤17	18~35	>35	≤12	13~25	>25
北カラ〃	≤7	8~15	>15	≤17	18~35	>35
セベルナヤゼムリヤ〃	≤11	15~23	>23	≤18	19~37	>37
タイムイル〃	≤12	13~25	>25	≤17	18~35	>35
ヤナ〃	≤5	6~11	>11	≤20	21~41	>41
ノボシビルスク〃	≤6	7~13	>13	≤10	11~21	>21
アイオン〃	≤5	6~11	>11	≤17	18~35	>35
ウランゲル〃	≤16	17~33	>33	≤9	10~19	>19
群氷の名称	9月上旬			9月下旬		
	1	2	3	1	2	3
ノバヤゼムリヤ群氷	—	—	—	—	—	—
北カラ〃	≤19	20~39	>39	≤17	18~35	>35
セベルナヤゼムリヤ〃	≤13	14~27	>27	≤15	16~31	>31
タイムイル〃	≤15	16~31	>31	≤14	15~29	>29
ヤナ〃	—	—	—	—	—	—
ノボシビルスク〃	≤15	16~31	>31	≤16	17~33	>33
アイオン〃	—	—	—	—	—	—
ウランゲル〃	≤6	7~13	>13	≤10	11~21	>21

注：ノバヤゼムリヤ群氷、ヤナ群氷、アイオン群氷は9月には、多くの場合（大部分の場合）、それらの面積が極めて小さいために検討されなかった。

異常性の指標を概算するために必要な総ての諸因子は、6等級の形すなわち、無次元の値の形ではあるが、航海条件にとって好ましさの度合を反映する値の形で表記された。これら諸値は、一般化された特性を得るために、既に合計できる状態にある。得られたデータを使って諸等級の和が得られた。しかも、諸海域のレジメ上の諸特性と期間に応じて、それぞれの海域毎の異なる諸特性の組合せが選択された。可航期間前半のための組合せは次のようになっている。すなわち

- a) カラ海南西部、ラブテフ海西部とチュコト海南西部では G L I + G M I + G H
- b) カラ海北東部、ラブテフ海東部と東シベリア海西部では G L I + G M I + G H + G D

表3. 各種等級分けのための氷厚、氷生成開始時期、定着氷の最終的解氷時期と古氷の面積の異常値

海 域	8月1日の氷厚、cm			氷生成開始時期、日		
	1	2	3	1	2	3
カラ海南西部	≤20	21~41	>41	≤7	8~15	>15
カラ海北東部	≤18	19~37	>37	≤12	13~25	>25
ラプテフ海西部	≤18	19~37	>37	≤10	11~21	>21
ラプテフ海東部	≤17	18~35	>35	≤9	10~19	>19
東シベリア海西部	≤17	18~35	>35	≤7	8~15	>15
東シベリア海東部	≤17	18~35	>35	≤8	9~17	>17
チュコト海南西部	≤17	18~35	>35	≤10	11~21	>21
<hr/>						
海 域	定着氷の解氷時期、日			古氷の面積、%		
	1	2	3	1	2	3
カラ海南西部	—	—	—	—	—	—
カラ海北東部	≤11	12~23	>23 (ビリキツキー海峡のため)	—	—	—
ラプテフ海西部	—	—	—	—	—	—
ラプテフ海東部	≤6	7~13	>13 (D. ラプテフ海峡のため)	—	—	—
東シベリア海西部	—	—	—	—	—	—
東シベリア海東部	—	—	—	≤13	14~27	>27
チュコト海南西部	—	—	—	—	—	—

c) 東シベリア海東部では

$$G L I + G M I + G H + G S II$$

可航期間後半のためには全海域で次の組合せが選択された、すなわち

$$G L II + G M II + G Z$$

ただし $G L I$ 、 $G L II$ — それぞれ可航期間の前半と後半の氷分布率の等級

$G M I$ 、 $G M II$ — それぞれ可航期間の前半と後半の群氷の面積の等級

$G H$ — 8月1日における氷厚の等級

$G D$ — 定着氷の融解時期の等級

$G Z$ — 氷生成開始時期の等級

$G S$ — 古氷の面積の等級

更に、入手された諸等級の和は、異常性の程度を決めるために極値の和の百分率に換算される。例えば、カラ海南西部では、極値の場合の諸等級の和、すなわち+3又は-3の和、は±12である(氷分布率、7月上旬の群氷、8月上旬の群氷、8月1日の氷厚)。値12を100%として、残りの一連の総ての値を、対応する符号をもつ%で表わすことができる。

可航期間のそれぞれ前半と後半のため、並びにその全体用として入手され、筆者らによって計算された諸特性は、氷条件の異常性指数($I A$)でもあるはずである。この場合、 $I A$ の計算法を考慮すると、最も好都合の条件は指数値-100に、そして、最も不都合の条件は指数値+100にそれぞれ対応する。

これら諸指標が航海条件を特徴付けることができるか否かを決めるには何らかの航海特性とこれらを比較

する必要がある。このような特性として筆者らは、北極の異なるルート（ディクソン／チクシ、チクシ／コリマ、ベーリング海峡／ペベク）での砕氷船を使わない可航期間の日数を採用した。比較のために、これらの進路が通過している諸海の二つの部分から、全可航期間中の最悪の指指数値が選択された。

例えば、ディクソン／チクシ間のルートのためには、カラ海北東部とラプテフ海西部の二つが検討された。また比較のために最悪のIA値が選ばれた。（1964年については二つの値5.5と-1.4のうちから5.5の値が選択され、また総ての年についても同様にして値が選択された）。その後、それぞれの等級IAのために、当該等級IAに対応する年の砕氷船を使わないで航海を継続できた平均の日数が算定された。この結果、等級分けのための、砕氷船を使わないで航海を継続できた日数の平均の典型的異常値が得られた。すなわち

- 1 — 0ないし2.5の異常
- 1 — -1ないし-2.5の異常
- 2 — 2.6ないし5.0の異常
- 2 — -2.6ないし-5.0の異常
- 3 — 5.1ないし7.5の異常
- 3 — -5.1ないし-7.5の異常
- 4 — 7.5の異常
- 4 — -7.5の異常

図2には、砕氷船を使わずに航海を継続できた日数 $H\sigma/n$ と異常性指數の等級 TIA との間の関係を示す。

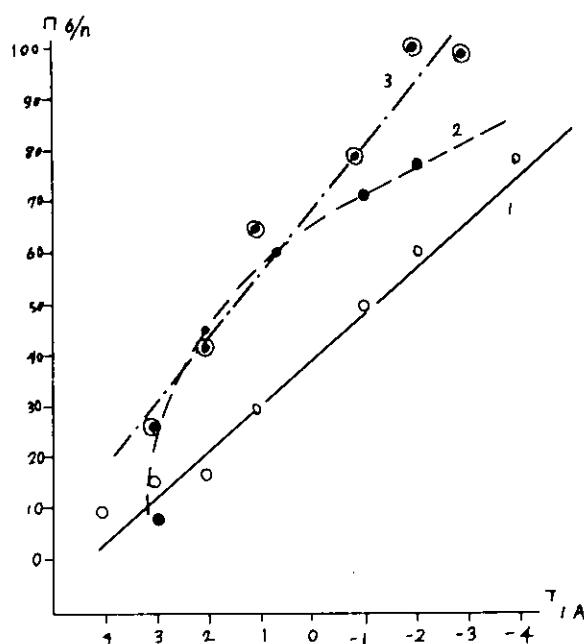


図2. 可航期間の氷条件の異常性指數 TIA が異なる場合の北極諸ルートでの砕氷船を使わずに航海を継続できた日数 $H\sigma/n$

1 — ディクソン／チクシ； 2 — チクシ／コリマ；
3 — ベーリング海峡／ペベク

り、こゝでは、流水の各種パラメータを計算に入れた、本質的には総合的特性である難易度係数 (K_T) を使った、航行条件の計算法が作られている。

この図から、全ルートで、みられることがあるが砕氷船を使わないと航海を継続できた日数が少ないとことは、氷条件が悪い値IA(1、2、3、4)にそれぞれ対応しており、その逆の場合はその反対のことになる。IA値と砕氷船を使わないと航海を継続できた日数との間の関係は(1938～1970の間の年の多くの年では)ディクソン／チクシ、チクシ／コリマ、ベーリング海峡／ペベクでの相関係数値をそれぞれ、0.85; 0.82; 0.78でもって表わしている。

上記の例は、北極諸海における氷条件について提案された異常性指數が航海条件を十分に反映していることを示している。この作業の過程では新たな指數が加えられればそれと航海特性との関係の別のバリエーションも現われるはずである。この外、この指數は、氷海航行の研究部門の作業においても利用できるようであ

研究の結果から、この問題が肯定的に解決されるものと期待されている。特性 I A と K.T を作成するためには、氷海航行研究部門で入手された K.T に関するデータが使われた。1946～1950、1951～1955、1956～1960 と 1961～1965 の各 5 カ年ごとの 7 月～8 月上旬の期間の K.T の合計値が概算された。同じ期間についてラプテフ海の可航期間前半の異常性指数値も算定された。この航海難易度係数と氷条件の異常性指数とを対比させたら、これら両特性間には明瞭な関係があることが実証された。

このように、当研究によって提案されているアイデアは現実的な土台を持ち、この方向で更に研究を続行するための基礎となり得ると考えられる凡ゆる根拠がある。異常性指数の利用、その予測方法論の発展によって長期氷況予測の内容は改善され、かつ拡大されるはずである。

参 考 文 献

1. 北極諸海のための長期氷況予測の方法論の基本的総括とその開発課題、<北極と南極の諸問題> 1970、第 36～37 分冊、P. 86～106、筆者、Volkov N.A., Gudkovich Z.M., Kirillov A.A., Kovalev E.G., Smetannikova A.V., Spichkin V.A.

3. 北極諸海の氷況の超長期予報における周期変動の応用 (E . G . Kovalev)

各種天然現象の多年変動に現われる周期性の利用は、超長期予測を開発する場合に可成り広く発達をみた分野の一つである。北極諸海の氷況の多年変動におけるこれら周期的諸成分の解明のために一連の研究が行われている〔参考文献2.4〕。この問題については論文〔2〕において最も詳細に検討されている。

本論文の筆者は、単純に取捨選択する方法で氷況の多年変動曲線を成分波に分解して、2年周期、7年周期及びそれ以上の長期周期の規模と時間的及び空間的(地理的)構造上を解明したが、これら長期周期については一連の制約のためにその期間の設定には未だ成功していない。この長期周期を一応、バック(背景)周期と呼ぶことにする。

選定された諸周期を分析することによって、2年周期波はカラ海北東部において最も顕著に現われていて、ここでは8月のその平均振幅が毎年の変動の総振幅の28%になることが分かった。これら諸変動は定常波の形をなし、その結節点は東シベリア海に位置する。

氷況の7年周期波はノボシビルスキー諸島海域(ラブテフ海東部と東シベリア海西部)において変動の最大振幅を有し、こゝでの8~9月のその平均値はそれぞれの海城の振幅の42%と30%を占める。この周期波は徐々に東から西に転位し、3~4年でソ連側の全北極諸海を通過する。

実際の氷況から2年周期と7年周期の諸成分を除外した結果、氷況のバック変動が求められた。この分析によって、このバック周期の変化(Variation)はバレンツ海と特にカラ海において最大であることが分かった。

20年代と30年代にはこれら諸海城における氷の量は徐々に減少し、40年代に氷の量のバック周期は最小値に達して、その後、上昇に転じ、初めは緩慢に、50年代中期以降にはより顕著になり、現在に至っている。

現在、超長期予測にとって、得られたこれら法則性が利用できるか否かの間に簡単に答えることは難しい。第一に、検討対象のデータにおいて明らかにされた周期の現実についての信頼できる論拠を入手する必要があり、第二に、周期性の利用はこれら変動を将来に向かって補外することを予定するので、その周期性の時間的安定性(振幅の保持と特に変動の位相の保持)を求める必要がある。

一面では、この問に対する答えは否定的かも知れない。短期間に行われた多くの観測(36年)によって入手されたデータは、解明された周期の現実性を決めるために使われる各種評価(例えばShusterの基準など)にとって實際上役立たない。

地面では、入手された結果を反論するのに十分な根拠を我々には持っていない。このため、明らかにされた周期を確認するための極めて根本的かつ質的な基準の一つは、より長期に亘る観測データであり、かつ氷況との間に物理学的に根拠付けられた現実的関係をもつ他の諸現象の変動との対応である。このような因子の一つとして大気循環の型〔1〕と地球の極運動の変動〔4〕が挙げられる。これら諸現象の多年変動では7年に近い周期性が明らかにされている。〔3〕

ノボシビルスキー諸島海域の氷況と東型大気循環の多年変動とを対比することによって、これら諸現象間には密接な関係があることも明らかにされている〔4〕。この周期は東型大気循環の変動において長期に亘って追求されているので、氷況のこの要素との関係に基づいて認められた周期性が氷況にとっても時間的に安定したものと看做す根拠となる。ノボシビルスキー諸島海域の氷況と地球の極運動との間の関係を示すデータに基づいて〔4〕1900年から1956年までの期間の氷況が算定され、それは7、8、9年周期波の総体について算定された氷況と対比された。これら二つのバリエーションで計算された氷況はよく合致し(相関係数 $r=0.71$)、かつ7年に近い周期のリアリティーが証明されている。

解析によって、次の方程式で計算された8年周期波が氷況と最も密接に関係することが分かった。すなわち

$$U_8 = 8.9 \cos (0.7862 t_n + 5.7826)$$

ただし $t_n = N - 34$; Nは年の順序番号。

認められた関係の存在は、その後の1959年から1977年までの各年の氷況の予測計算のための基礎として使われた(表1)。計算は次の方程式で行われた、すなわち

$$L = 2.14 U_8 + 60$$

$$r = 0.62$$

表1. 氷況の実際値と計算値との間の差

年	△	年	△
1959	7	1969	0
1960	4	1970	0
1961	-14	1971	20
1962	-31	1972	-7
1963	-19	1973	-28
1964	15	1974	-29
1965	19	1975	33
1966	0	1976	6
1967	-14	1977	5
1968	15		

注：許容誤差は計算25%Aのうち15%である。

予測を点検することによって、その当否率が満足すべきものであることが分かった。(1/4Aの計算のうち符号で80%、値で68%)。一方、この期間の気象予測の正確率は唯の50%であった。

得られた結果によって、我々のアイデアの正当性が確認され、かつ今後も当該海域の氷況の超長期予測を作成する場合に、これまで解明された法則性を利用できることが分かった。この海域の氷況の毎年の可変性を決める他の諸要素を8年周期性の計算に加味することによって予測の精度と確実性は大幅に高められることを指摘しておかねばならない。

参考文献

1. Antonov V. S. 北極諸海の一般的氷況の変動の基本原因、<北極の諸問題> 1957. 第1分冊、P. 41~50
2. Volkov N. A., Sleptsov-Shevlevich B. A. 北極諸海の氷況の周期的変動の構造の研究について、<北極南極研究所紀要> 1971. 第303巻、P. 5~35
3. Egorova V. I. 大気循環の基本形態の周期性に関する問題について、<中央地球物理観測所紀要> 1959. 第87冊分、P. 66~85
4. Kovalev E. G. ノボシビルスキー諸島海域の氷況の変動における周期性と予測のためのその利用の可能性、<ソ連科学アカデミー報告> 1960. 第135巻、№2. P. 439~442

4. 砕氷船の楔状膠着と氷の圧縮との関係 (V. A. Voevodin, V. I. Kashchelyan)

砕氷作業中に砕氷船が長時間に亘ってかつ頻繁に楔状膠着を起こすことは、諸船舶を長時間滞船させ、また船団の誘導速度を大幅に低下させる原因になる。氷の圧縮に遭遇した船舶はその船体に重大な損傷を蒙ることもある。沿岸域において海岸方向への強風に遭遇する場合には、氷に押された船が座礁することもある。実際の航海において、諸船舶が流氷中で圧縮に遭遇し、これら諸船舶が互いに衝突し合った例もある。特に激しい場合には、誘導に参加していた全砕氷船が同時に楔状膠着を起こし、その結果、砕氷船同士で援助し合うことも、船団中の輸送船を救出することもできなくなることも生じ得る。

本論においては、楔状膠着が発生する可能性がある諸条件を解明する目的をもって、氷の圧縮時の砕氷船の航海が分析されている。諸観測資料は、北極西部海域において1970～1973年の秋冬期の延長航海期間中に入手されたものである。

一般に、船体の浮上を伴う楔状膠着と浮上を伴わない楔状膠着とは相違している。前者の場合には、砕氷船は氷上に乗り上げ、本船のチャージング作業時に膠着が発生する。

砕氷船の氷からの離脱を妨げるものは摩擦力であってその大きさは、船体の浮上の結果現われた不均衡重量力（損失浮力）に比例する。

秋・冬に延長された航海期間中に起きた船体浮上を伴う楔状膠着は、時には3.5～4.0mの高さに達する大氷丘脈が砕氷船の行手を阻んだ時に高密度氷丘氷内で行なうチャージング作業の際に観測された。この場合には、砕氷船の船体中央部には舷側と氷との間に長さ10～30mの接触域が形成された。時には前記の二つの接触域の方向に向って船首材域における第三の接触域が加わることがあった。

船体浮上を伴わない楔状膠着の場合には、船舶は水位との関係ではその喫水を変えない。氷と船体との間の摩擦力は、砕かれた氷の外板に対する圧力の結果として現われる。この楔状膠着は、高い密度をもつ重厚な砕かれた氷の中とか氷丘氷中につくられた運河（カナル）中を船舶が運動する場合に生ずる。秋・冬に向って延長された航海期間中に起きるところの船体浮上を伴わない楔状膠着は主に、氷の圧縮に際して認められた。

氷の圧縮時の砕氷船と氷との間の相互作用を観測することによって、舷が初めに接触するのは氷盤の突出部であることが分かる。

第二段階で氷は船舶の舷に密接にまつわり付く。圧縮時には、砕氷船の船体による氷の破壊は、氷中のストレスが屈曲によって破壊限度に達したときに生ずる。このときに形成される氷片は主として沈められて、氷面下に去る。氷片の小部分は船体面に積み重なる。船体のうちで舷が垂直か又は舷の垂線に対する傾斜が比較的小さい部分においては、圧縮時に起る氷の破壊は舷から走るクラックの出現と共に頻繁に始まり、その結果、氷盤はあたかも個々の帯のごとく分割され、これらの帯はその後、安定性を喪失して破壊する。この場合に、大型寸法の氷片が得られ、舷附近には大量の氷の堆積が形成される。

圧縮時の舷の傾斜角値は、砕氷船の船体と氷との相互作用の性格を決めるだけではない。諸研究によれば、舷の傾斜角と、氷の圧縮時に船体を圧迫する圧力との間に直接的な関係があることは明らかである。〔参考文献2〕。

氷の圧縮時の船体の圧迫条件は次の形で表記できる。すなわち

$$f_{st} \leq \tan \beta \quad (1)$$

ただし f_{st} 一 船体外板と氷との静摩擦係数

β 一 垂直に対する舷の傾斜角

比較的小さなマイナス気温の下での無冠雪海水と鋼との摩擦に対する静摩擦係数 $f_{st} = 0.3$ の場合には、圧縮時の船舶の圧迫又は氷への割り込み（Squeezing又はPressing）はもしも氷と船体との接触域の舷の傾斜角 β が 17° を超えなければ生じ得る。実働中の砕氷船の大多数は舷の傾斜角が船体中央部において 17° に近い。このように、無冠雪氷中ではその圧縮時に砕氷船は圧迫を受けざるを得ない。冠雪氷

の場合には、砕氷船とその他の船舶の船体の割り込みの条件は、静摩擦係数値が増えるのでいっそう悪化する。

氷が一船舶を強く圧縮する場合には、船舶は氷に圧迫されて、氷と共に漂流することになる。漂流の過程でこの船舶は時々刻々、船体に作用する力の大きさと方向に対応してその相対的位置を変える。

船首から船尾に至る全船体が氷の作用を受けるような圧縮の場合の船舶の楔状膠着条件は、最も一般的な形でしか表わすことができない。これら諸条件に、これらを船首部と船尾部で別個に検討すれば、具体的な形で表記できる。

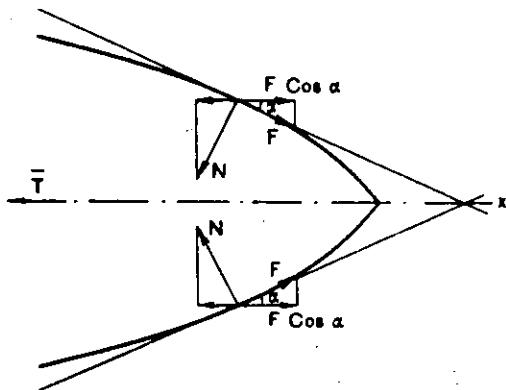


図1. 船体浮上を伴わない砕氷船の膠着時の力の作用

図1には、氷が圧縮する場合に膠着するとときの砕氷船の船首部要素に対して負荷された力の作用を示す。一見して分かるように、楔状膠着は、X軸に対する法線圧力Nの射影が同軸に対する摩擦力Fの射影より小さいか又は等しい場合に発生する、すなわち

$$N \cos \alpha \leq F \cos \alpha$$

ただし α —船体面に対する法線の方向とX軸との間の角；

α —X軸に対する水線の傾斜角

しかし、幾何学的考察から(2)

$$\cos \alpha = \sin \alpha \cos \beta$$

ただし β —垂線に対する舷の傾斜角

他方、 $F = f s t N$

この場合、最終的に楔状膠着条件が得られる。すなわち

$$f s t \geq \tan \alpha \cos \beta \quad (2)$$

相関(2)を解析すれば、砕氷船と輸送船の船体の在来の線図形状の下では、氷の圧縮時には砕氷船の船首部の任意の部分において楔状膠着が生じ得る。船尾部のための楔状膠着条件を考察すれば、船尾部においても同様の結論に到るはずである。このように、既存の砕氷船の船体全長の舷側部分で楔状膠着が起こる。諸々の砕氷船の間にみられる船体の線図形状の相異は、氷の圧縮時に舷の夫々異なる部分がどの位置又は割り込みできるかの点にしか反映されない。

航海にとり面倒な氷中を航行する場合、航海士は通常、楔状膠着を避けるために最大限の努力を払う。圧縮域が局部的(ローカル)な場合には、この圧縮域を迂回することができる。しかし、氷が急成長して、密氷盤が海面の広大な面積を覆う時期つまり秋・冬に向っての航海期間延長中の時期には、強風の際には広い海域において氷の圧縮に好都合の条件が形成される。

このため、楔状膠着が不可避な条件の下では、膠着状態から離脱するための各種の方法、すなわちプロペラの作動； 舵角変更； 傾斜及びトリムシステムの利用、が特別な意義をもつ。

楔状膠着状態から離脱するためには航海士は先づ第一にプロペラを「全速後退」に作動させる方法を探る。だがその前に、経験豊富なパイロットは航速の損失を注意深く追跡して、完全に停止するのを待たずに「全速後退」を指令する。船舶が氷中で停止状態にある時に後進を試みることは、係船状況下でプロペラが発揮できる最大推力値がX軸に対する総摩擦力の射影(projection)より大きいか又は、それに等しい場合においてのみ可能である。この条件は、砕氷船の非膠着性基準と看做すことができる。計算データから、明らかなることは砕氷船を離脱させるためのプロペラの全速後退の利用は、圧縮力が小さい場合さえも非膠着性基準を実現できないことである。

楔状膠着状態からの離脱のためには、プロペラの全速後退作動の外、「全速後退」と「全速前進」を一定

時間間隔で交互に作動させる方法も使うことができる。(秋冬期の航海ではこの方法は効果が低かった)。楔状膠着の砕氷船の離脱条件については論文(3)で詳細に検討されている。

氷の圧縮の下における楔状膠着状態からの最も効果的な離脱手段は、静摩擦を動摩擦に転化させる、例えば傾斜システムのごとき手段であることは明白である。

1972/73年の可航期間には傾斜システムが大出力砕氷船の1隻で使用され、効果が発揮された。

砕氷船上からの観測資料の解析によると、圧縮時の砕氷船の楔状膠着状態が調査された過去3回の秋・冬への延長航海期間における氷条件は互いに大きく異なっていたことが分かった。例えば、1970年と1971年の可航期間に比し1972/73年の可航期間で起った氷の圧縮は、はるかに広い面積と強さをもっていた。事実、1970年には諸船舶の誘導時においての圧縮状況下の氷の長さは北極航路の全延長の51%を、1971年には同28%を、一方、1972/73年には同60%をそれぞれ占めた(図2a)。観測された圧縮の総回数のうち圧縮度が2~3度になった回数は1972/73年には全体の26%、1970年には同19%、1971年には同8%であった(図2a)

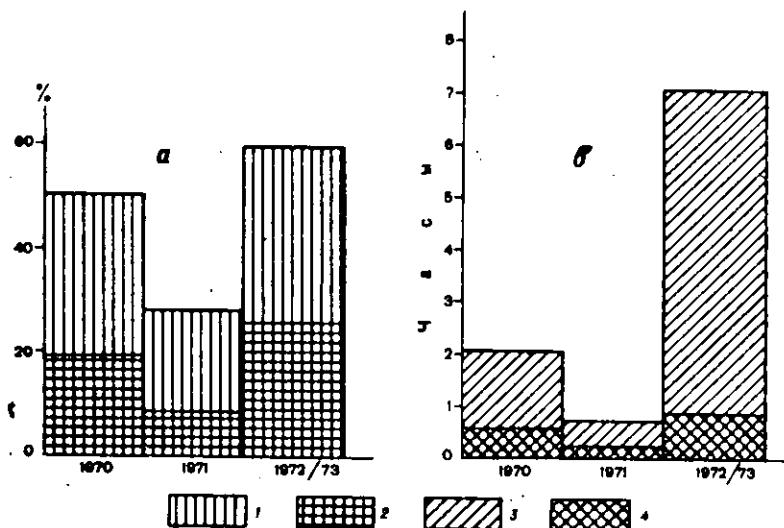


図2 年別氷圧縮特性と砕氷船の楔状膠着のそれぞれの分布

a - 氷の圧縮を伴う北極航路の総距離(1)と圧縮度2及び3度の圧縮の頻度(2);
b - 楔状膠着状態継続時間の最大値(3)と平均値(4)。

このように、1972/73年の可航期間は氷条件の複雑さの点で先行の2年のそれよりもはるかに可航であった。諸砕氷船の船長らは、1972年の11~13月に生じたような幼氷中での強い圧縮を観

測したことはかつて無かったと指摘した。氷はその氷丘化の過程において砕氷船の上甲板にまで達したこともあった。

圧縮時の砕氷船の楔状膠着の観測結果に基づいて作成された図2bから分かるように、圧縮の強さの点からみると氷条件が比較的軽微であった1971年の可航期間には楔状膠着継続時間が平均18分、最大45分であったのに対し、氷条件が重大であった1972/73年の可航期間には楔状膠着継続時間はそれぞれ52分と7時間15分にまで達した。1970年の可航期間の氷条件は平均的であり、楔状膠着継続時間もそれぞれ34分と2時間5分であった。このように、図2から、圧縮力と砕氷船の楔状膠着継続時間との間に関係があることが分かる。

砕氷船の楔状膠着は一般に、その継続時間に応じて軽度と重度に分けられる。軽度の楔状膠着の場合には、その継続時間は3~5分を超えない(この間に砕氷船は、プロペラを作動させて膠着状態から離脱する)。重度の場合は、楔状膠着は5分以上続く。

この状態から離脱するためにはトリムシステムや傾斜システムのごとき特殊手段が使われる。氷条件が軽かった1971年の可航期間には重度の楔状膠着は5回、氷条件が中程度の1970年の可航期間にはそれが8回、氷条件が重かった1972/73年の可航期間にはそれは43回もあった。

本稿においては、圧縮力と、(氷丘度を勘案した)平均氷厚と大出力砕氷船の楔状膠着継続時間との間の量的関係をグラフの形で設定する試みが行われた(図3)。図から分かるように、圧縮力と氷厚が増せば、楔状膠着継続時間も延びる。図3に示された関係は比較的少數の地点での、継続時間が0.5時間以内の場合だけの砕氷船の楔状膠着によって構成されたものであるにもかかわらず、これらは可成り信頼できるものであり、実用に供し得るものであることを指摘せねばならない。

三回に亘る延長航海の期間中に砕氷船1隻当たり平均70回の楔状膠着が生じ、うち7%は圧縮度10度の灰白色圧縮氷中で遭遇している。既述のごとく、楔状膠着は氷の圧縮が無くとも観測された。観測によつて、上記航海期間中に生じた楔状膠着の40%は氷の圧縮を伴わずに起きたものである。氷の圧縮がある場合の楔状膠着の発生件数の40%強は、圧縮度2又はそれ以上の強い圧縮下で生じている。

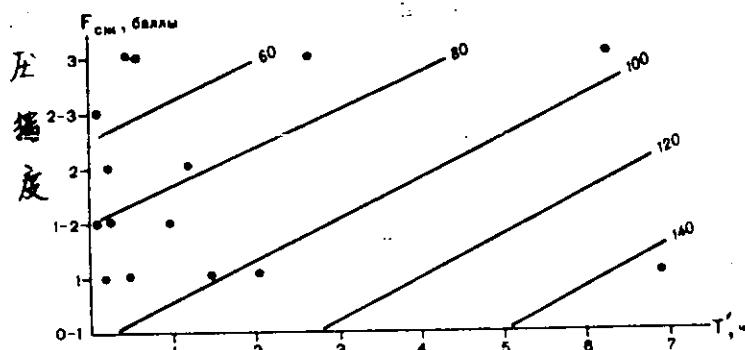


図3. 異なる氷厚の氷丘氷における圧縮力と砕氷船の楔状膠着継続時間との関係：直線先端の数字は氷厚(cm)を示す。

圧縮度	楔状膠着の発生件数、%
0 ~ 1	2
1	4.9
1 ~ 2	7
2	1.4
2 ~ 3	1.2
3	1.6

3回の延長航海の期間中の経験

で明らかなように、楔状膠着は原則として氷丘化氷の区間で生ずる。例えば、観測された楔状膠着の74%は氷丘度2~3度又はそれ以上の下で認められている(表1)。僅か2件だけが平坦氷中で認められたが、これは砂を含む河川性の厚いかだ水であった。

表1. 氷丘度が異なる場合に観測された重度の楔状膠着(1970~1973年) %

氷丘度	楔状膠着の総件数のうちで占める割合
0 ~ 1	1
1	7
1 ~ 2	9
2	9
2 ~ 3	2.9
3	1.6
3 ~ 4	1.9
4	6
4 ~ 5	3
5	1

表2. 異なる厚さの氷丘氷の場合に観測された重度の楔状膠着(1970~1973年) %

氷厚の範囲cm	楔状膠着の総件数のうちで占める割合
20~40	4
41~60	1.3
61~80	2.4
81~100	2.2
101~120	9
121~140	1.0
141~160	8
161~180	4
181~200	6

大出力砕氷船が楔状膠着に陥るときの氷丘度を考慮した平均氷厚の計算によって(1)、氷厚が60cm以下の氷中では総件数の17%しか楔状膠着が生じないことが分かった(表2)。残余の件数の楔状膠着は厚さ60cm以上の氷中で発生している。

このように、圧縮状況下の氷中での砕氷船の航海の観測データを解析した結果、氷丘度を考慮した平均氷厚値が異なる場合の圧縮力と砕氷船の楔状膠着継続時間との間の関係を設定することが可能になった。筆者

らの見解では、このようなデータを蓄積することによって、将来、圧縮時に砕氷船が楔状膠着を起こす確率を決め、かつ予測的観点からこの問題の解決にアプローチできるようになるはずである。

注 * この場合、氷丘度を考慮した水厚とは、条件付き平均水厚のことである。こゝでの船舶の平均運動速度は、所与の氷丘度の氷丘氷におけるそれと同じである(3)。

参 考 文 献

1. Gordienko P. A., Buzuev A. Ya., Sergeev G. N. 海運の媒体としての海上の氷盤の研究 <北極と南極の諸問題> 1967. 第27分冊、P. 93~104
2. 砕氷船。レニングラード。< Sudostroenie 出版所> 1972. 288 p. 著者: Kashtelyan V. I., Ryvlin A. Ya., Fadeev O. V., Yagodkin V. Ya.
3. Popov Yu. N., Kashtelyan V. I. 氷中における砕氷船の楔状膠着。<北極南極研究所紀要> 1973. 第309巻、P. 57~72

5. 氷の圧縮条件下における船舶誘導時の航空氷況偵察の特殊性とその効果 (V. A. Voevodin)

夏期の海上オペレーション計画の遂行を成功させる上での航空氷況偵察の役割はどんなに高く評価しても評価し過ぎることはないが、特に、秋冬期間においての氷の著しい圧縮と極夜開始の諸条件下におけるその意義は益々増している。1970～1974年の秋冬期可航期間中に氷況観測員はカルスキー ワロタ海峡とドゥジンカとの間のルートでの船団誘導を援助した。

氷の圧縮条件下において船舶を誘導する場合には、航空氷況偵察データは特に必要である。このような条件下での船舶誘導の速度は、哨戒方式で行動する氷況偵察機が船舶誘導を直接指揮する場合には、そうでない場合の5～6倍にふえる(表1)。

表1. 1973年の極夜条件下における船団誘導時の哨戒方式による氷況偵察機の使用効果

偵察機の有無	日付	海 域	誘導時間	通過距離	平均速度
無	1/8	北緯73°45' 東経67°30' ペールイ島北方	10	13	1.3
有	1/8		4	32	8.0
無	1/9		16	20	1.2
有	1/9		4	24	6.0

この場合、誘導船団は、時には針路を遠く外れざるを得ないが、このことには特別な意義がある。例えば、1973年1月8日にカラ海南西部において船団は偵察機に従って氷中の開水面を「右往左往」し、その針路を80°乃至340°外れたが、結局、この「右往左往」は正当であった。

氷の圧縮が北極諸海における航海にとって最も危険な現象であることは知られている。圧縮が停止するのを待機するための滞船、強い圧縮域からの迂回など、これらは総て平均航海速度を大幅に低下させる。航海期間中に氷の圧縮の結果船団が滞船を余儀なくされることは稀でない。時には、強い圧縮の下で、リスクを避けるために後退し、帰還せざるを得ない場合もある。

現在、砕氷船の船長は氷況観測員に対して氷の圧縮域とその力を判定することを基本的 requirementとして求めている。氷の圧縮域とその力は航空機から次の微候によって求めることができる。氷の圧縮は常に氷盤の成層化、乗り上げ、氷丘化、破碎などを伴う。これら諸微候によって圧縮の事実そのものが分かるのみならず、その力も評価できる。一定の熟練があれば、圧縮軸の方向も明らかにできることができる、このことは船団を誘導する場合に大きな意義がある。成層帯や氷丘脈の走向は主として圧縮方向に対して直角をなし、一方、破碎帯の方向は圧縮方向に合致する。視界が制限されている場合でも、通常の200 mの飛行高度からならば、氷の圧縮は、成層帯(特に秋期の新生氷中に広く分布する指状いかだ氷)や氷丘形成、氷の破碎の外観と幾何寸法によって、並びに氷上に突出した海水の暗い帯を圧縮の指標として利用して、求めることができる。

秋冬期は一連の特性の点で他の可航期間と異なっており、この期間の氷の圧縮を求めるためには、航空氷況観測教官 V. M. Losev の提案による氷の圧縮程度判別用の度数表(スケール)が利用できる(表2)。

表2. 秋冬期に航空機から観測するための圧縮度数表

氷の圧縮度	外見の特徴
1.	ニラスの指状いかだ氷においては、指の長さがその幅よりもはるかに大である。成層部では氷が押されて凹み、海水が突出している。白色氷のモザイク氷の継目部に新しい粉碎跡があり、かつ氷丘脈が短かい。碎氷船の後方の新設水路が閉じる。
2.	ニラス氷が全体的に成層化し、また圧し出される。灰白氷及び灰白色氷の指状いかだ氷中における指の長さはその幅より大である。白色氷のモザイク氷の継目部に新しい氷丘脈と成層氷がある。これらに沿って氷は押されて凹み、海水が突出している。一冬氷のモザイク氷の継目部には新しい小氷丘脈がある。冬期モザイク氷の諸コーナー部には灰白色氷及び白色氷から成る破碎氷丘がある。灰白色氷中には、圧縮方向に沿って短かい断続的なクラックや直線状及びシグザグ状の水路（カナール）がある。破砕が始まっており、これは新しい氷丘脈のところで終っている。碎氷船の後方の新設水路は直線状氷丘脈の形になり、所によっては成層化される。
3.	灰色氷と灰白色氷は乱雑に成層化されている。白色氷のモザイク氷の継目部には、破碎された縁をもつ滑らかに曲がりくねった線の形の成層氷が、突出した海水に囲まれている。冬期氷のモザイク氷の継目部には新しい氷丘脈があり、そのコーナーには、破碎された灰白色氷と白色氷とから成る氷丘状堆積があり、白色氷のモザイク氷中に短かいクラックと水路がある。新しい破碎の縁は、圧縮方向に大きく転移している。碎氷船の後方の新設水路は、無秩序に壊れた氷丘脈の形をなす。

表2に列挙された諸特徴のうち、たとえ視界が制約された条件下で航空氷況偵察を行うときでも明瞭に認められる薄い幼氷中における圧縮の優れた指標となるものに指状いかだ氷の有無がある。飛行ルート上の一一定距離当たりの指状いかだ氷帯の数と指の長さ（指が長い程、圧縮プロセスはより活発である）は、圧縮現象の可成り特徴的な指標となる。残念ながら、ソ連の氷況観測員が氷況偵察を行う場合には、このような観測は行われていない。

しかし、氷の変形に関連した諸現象（成層化、氷丘化など）は、「目下の（又は当面の）」圧縮プロセスを反映できないので、圧縮の客観的特徴としては不十分である。これら諸現象はしばしば、最近起った現象の「地形学的」根跡であることがあり、このため、現在の時点で圧縮が生じているか否かを決める必要がある。

このため、圧縮プロセスを決める場合の最も有効かつ客観的な指標の一つとして、筆者らの見解では、碎氷船の船尾後方の碎氷された水路の跡の閉塞状態が挙げられると思われる。本稿の筆者は、碎氷船が通過後5～10分間における碎氷水路の状態の次の特性を考慮して圧縮程度を求めるための方法論を提案している。圧縮度1度の場合には、碎氷された水路の両縁は閉じるが、氷丘化は生ぜず、碎氷船直後の新設水路は閉鎖される（船員はこれをドアが音を立てゝ閉まるように「水路がバタンと閉じる」と云っている）。圧縮度2度の場合には、碎氷された水路の両縁は急速に閉じ、碎氷船直後の新設水路は直線状の低い氷丘脈の形をなす（船員はこれを「水路が～線状になる」の用語で呼んでいる）。圧縮度3度の場合には、碎氷された水路の両縁はほどく瞬間に閉じ、碎氷船直後の新設水路は、氷丘脈から成る乱雑に壊れた線の形をなし、その外觀からは、その数分前にこの場所に水路があったとは想像すらできない程である（海事用語ではこれを「水路は脇へ連れ去られる」という）。

秋冬期にみられるような氷盤ではなく主として板氷や碎かれた氷に遭遇する夏期には、視界がよい場合には碎氷された水路の保存程度に基づいて行う圧縮力の評価のコントロールは、次のようにして行うことができる。即ち、航空氷況偵察時に船団後方に基準となるべきマイル（mile）が選定され、この基準マイルに

おいて碎氷された水路(カナール)がどの程度の速さで閉鎖されるか(すなわち碎氷された水路のどの部分が開水面のまゝで残るか)を考慮して氷の圧縮が評価されている。

碎氷船に搭載されるMi - 2型ヘリコプタはその巡航速度200~220km/hの場合にこの基準マイルを約30秒で通過するが、このような測定はこのMi - 2型ヘリコプタを使うことによって最も簡便に実施できる。表3には、氷の圧縮程度と、碎氷船後方の碎氷された水路の氷による閉鎖速度との関係を立証するデータを示す。同様の圧縮測定法は、1970年にバフィン海の水中でタンカー「マンハッタン号」を誘導するとき米国氷研究者によって使われた例がある〔参考文献2〕。

表3. 氷の圧縮度と碎氷船後方の碎氷された水路の氷による閉鎖速度との関係

圧縮度	基準マイルにおける碎氷水路の氷による閉鎖の特徴	平均誘導速度 kt
圧縮なし 0	碎氷水路は閉鎖されない	1.3
弱い圧縮 1	碎氷された水路は1/4マイルが閉鎖される	1.0
やゝ強い圧縮 2	碎氷された水路は3/4マイルが閉鎖される	7
強い圧縮 3	碎氷された水路は全部閉鎖され、そこには氷丘脈が形成される	1

1970~72年の夏期航海期間中にカラ海南西部で実施された航空氷況観測のデータは、氷の圧縮の分布に興味深い特殊性があることを発見する掛けになった。この特殊性とは、海岸方向へ向う風の下では圧縮力は海岸に近づくに従って増大し、しかも、凡ゆる場合に(バフィン海の碎氷船上からの米国雪氷学者の測定をも含めて〔2〕)この関係はほど線形特性を有する、という点に要約される(図1)。この場合、この関係の特性は、海岸や海底などとの関連でそれぞれの海域ごとに明白に異なる。このグラフ(図1参照)は総て、風力4~5の定常風があり、かつその風向は航空偵察実施以前1~2日から持続された場合入手されたことを指摘しておく必要がある。

秋冬に向って延長される航海時の氷況偵察はしばしば哨戒方式で行われたが、この氷況偵察実施期間中に圧縮の空間的分布構造における若干の興味深い特殊性が解明された。例えば、ペールイ島海域において子午線方向に飛行した場合に、時々周期的に圧縮域と圧縮が無い帯域との交互の存在が認められたのに対し、同じ場所を緯度線方向に飛行した場合には、圧縮現象にはそのような特性は認められなかった。航空機内の海象・氷況観測員によって認められた圧縮の特性におけるこのような特徴に対して雪氷研究者のみならず、航海士たちが、多大の関心を寄せていることは無論である。

圧縮の空間的分布における代表的特殊性は、1973年1~2月にエニセイ湾海域において設定された。この特殊性とは、諸船舶が8~10 mileおきに周期的に圧縮を受けたことで、このことは、圧縮場所での、船舶周囲で行われた碎氷作業跡に対する航空機からの観測によって分かった。このような圧縮域の数は5~6ヵ所もあった。

秋・冬に向けた延長航海期間には氷況観測員は、悪視界にもかゝわらず、地図上に座標メッシュとの関係において圧縮を表わす矢印の傾斜角によって圧縮軸を示す方法を採用し乍ら碎氷船の船長にとって非常に貴重な圧縮力の方向に関する情報を氷況図上に記入してきた。衆知のように、圧縮軸を横切る航海は圧縮軸方でのそれよりものはかに多大な困難を伴う。海岸から遠方の沖合で風速が大きい場合には、圧縮軸は主として風向に合致することが分かった。この外、氷況偵察図上には氷の圧縮域の輪郭が書き込まれた。すべてこれらの優れた端緒を法則化することが望まれる。

圧縮された氷中の船団誘導時の航空氷況偵察(哨戒)の一般的経済効果については1973年1月8~9日にカラ海南西部で行なわれた2~3度の圧縮条件下での4隻の船舶と5隻の碎氷船から成る船団の誘導の例によって判断できる(表1参照)。A. I. Murzinによって勧告された計算法〔1〕を使った結果、こ

の期間の氷況偵察の経済効果は概算で約 250,000 ルーブルになると算定された。

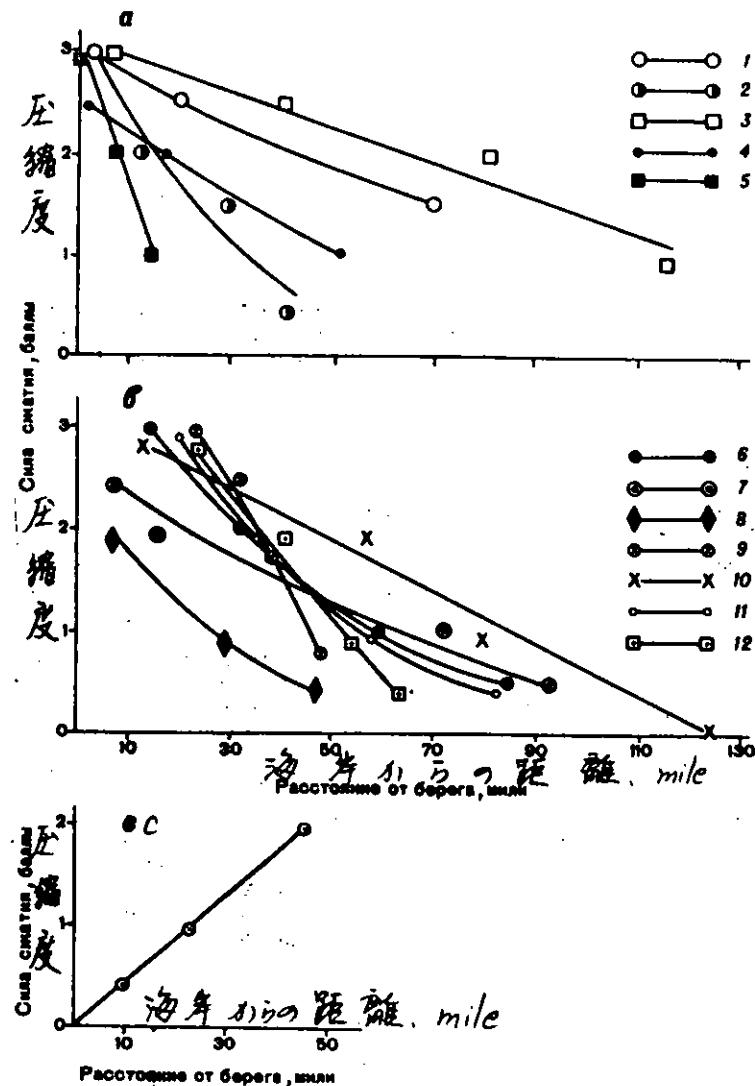


図1. 海岸方向への風(a、b)と沖合方向への風(c)の下での
圧縮力と海岸(定着氷)からの距離との関係:
1—アムデルマ； 2—マレ・サレ； 3、4—ハラサベイ岬；
5—ビリキツキー海峡； 6、7—ペールイ島； 8—ディクソン島；
9—バフィン海； 10~12—ビリキツキ島。

このように、秋冬期の極夜条件下における氷況偵察法の一つとして哨戒方式を採用することの経済効果が非常に大であることは明白である。

上記の総てのことから出せる結論は、氷の圧縮時には諸船舶は必ず航空機かヘリコプタの誘導の下に航海せねばならないことと、これら航空機(又はヘリコプタ)は哨戒体制で行動すれば、船団の圧縮氷域強行突破の成功を助けることができるることである。

参 考 文 献

1. Murzin A. N. 北極における海上航行の航空氷況偵察の経済効果。<Meteorologiya i gidrologiya> 1972、№9、 P. 59~62

6. 氷の構造と融氷池の形成(N. I. Komov)

衆知のように氷盤の破壊には、氷面上の融雪池と融氷池の形成が伴う。融雪池の発達は主に、雪の融解に関係し、また融氷池の発生は氷の融解に関係する。解氷度が3度に達して、融氷池が出現した後には解氷プロセスの急変が生ずるが、このことは肉眼観測のみならず計器観測によっても確認されている〔参考文献1〕。このため、融氷池の生成メカニズムと、このときに生ずる氷の状態の変化に関する明解な概念は、氷盤の破壊特性を理解する上で極めて重要である。

氷の融解は先ず、結晶間層で始まることは知られており、これによって結晶結合手が徐々に弱まり、氷塊は個々の結晶に分解することになる。雪や氷に覆われていない裸氷の融解と、融雪池底の氷の融解とは区別される。無冠雪部分での融解は二つの方法で行われる。すなわち「表面にある結晶の溶融や昇華と同時に、下層の破壊と個々の結晶への分解が生ずる。融雪池底では氷は、氷の破壊段階を介せずに表面から直接的に融解する」〔4〕。この場合、融雪池は氷中で益々深まって、個々の場所では氷盤を貫通することになる。

このようにして、融氷池は、氷の表面からの層状融解過程において融雪池の底の氷が完全に融解した結果として現われる。このことは、融氷池の特性のために採用されている公的定義、すなわち「融氷池とは、融雪池下の氷が融解して貫通した結果形成された海氷中の垂直孔を指す」〔9〕、にも合致する。しかし、この場合には、例えばモザイク氷盤の継目部上や氷丘脈附近など、すなわち融雪池の発達が認められなかった氷部分での融氷池の発生を説明することは難しい。

融氷池の出現場所とその時間を決める主要因は、氷厚と、その表面からの融解速度であるはずである。表1には、カラ海の極地観測所における融氷池の出現時の観測に基づく氷盤の諸特性を示す。

表1. 融氷池の出現時の氷厚

極地観測所	観測所の緯度	解氷度3度のときの氷厚、 最大氷厚に対し占める%	解氷度3度のときまで に融解した氷層、cm
ボルパンスキーノース岬	70°30'	83	19
メンシコフ岬	70°30'	78	27
ディクソン島	70°30'		
" 湾		83	30
" 海		87	24
ゴロミヤンヌイ島	79°30'	90	21
クラスノフロツキー諸島	78°40'	89	24

衆知のように、氷盤の厚さは場所によって大きく異なる性質をもつ。当然、最初の融氷池の出現が期待されるのは、最小厚の氷が融解する場合である。

1967年にA. Ya. Buzuevは、氷盤の各種解氷段階における氷厚の分布状態を知ることができた(表2)。平均氷厚が110cmの場合に融氷池が出現した日の最小氷厚は約50cmであった。氷厚の平均値と最小値との比が他の年のそれとほど同様であるとすれば、融氷池が出現し始める時点の最小氷厚の平均は85~100cm台になっているはずである。この時期までに、極地観測所での観測によれば、氷の表面から15~43cmが融解している。従って、最も薄い氷でもそれが完全に融解するためには、融解値が少なくとも3倍は必要である。このような融解は、石炭粉末を人工的に散布した場所でしか認められたことはない。

表2 1967年の異なる解氷度の下における氷厚の変化
(A. Ya. Buzuevのデータ[2]による)

解氷度	氷 厚 cm		最小氷厚の頻度%
	平均	最 小	
0	177	110~120	1
3	110	50	1
3~4	90	30~40	2

(11)。この海域の天然の汚染度が1度を超すことは稀である。

最も薄い氷は最高の汚染度をもつものと仮定することもできる、すなわちこゝでは表面からの融解も最大になることになる。しかし、最小に近い氷厚は氷厚全体の1~2%を占めるに過ぎず(表2参照)、このため、このような合致が通例としてより寧ろ例外として検討すべきであることは明白である。

北極のより北方の諸海域では更に厚い氷中で最初の融氷池が観測されている。こゝでは表面からの氷の融解値は全部で精々20~25cmであり、この緯度での標準的融雪池の最大深さは約1.2mである(4)。しかし、これら融雪池は、融氷池の形成後1カ月を経て融解が終了するまでにようやくこのような深さに達するのである。

このように、最初の融氷池が出現する時点までの表面からの氷の天然の融解は、融氷池を形成するには不十分である。しかし、この解氷段階にある氷盤中には至る所で融氷池が観測されており、これは毎年のように繰り返されている。融氷池生成のための前提を、氷盤の別の特性、とりわけ自然現象の中に広く分布している特性に求めねばならないことは明らかである。このような特性としては異なる氷構造と、それに関係した氷盤の破壊特性とを挙げることができる。

多くの実地観測によって、氷盤中には異なった構造の層が可成り明瞭に分離されていることが分かった。上層は一般に、無秩序な配向をもつ細粒状氷によって代表され、下層では、主に垂直に発達した結晶をもつ繊維状、棒状及び角柱状構造の氷が特徴となっている。この場合、角柱状氷は通常、厚さが異なる層の形で観測される(5, 7, 8, 10, 12, 14, 15)。古氷には細粒状氷の層の介在が認められる(14, 15)。

上層は秋に形成されて、20~30cmに達し、下層は冬期の増殖時に生成され、氷盤の基本部分をなす。

上層には一般に組織又は紋理(texture)に従って球形の気泡が一様に介在する。下層にはしばしばブライン入りの塩孔、核や細管あるいは気泡列の形の様々な数の介在物を有する、明瞭に表われた帯状紋理がある。毛細管と細管はしばしば複雑な枝状をなし、殆んど全氷厚を貫通している(5, 7, 8, 10, 12, 13, 14)。

融解時の海水構造に存在する相違は、氷盤の解氷特性の差をも条件付ける。表面が融解し始めると、大量の結晶間層をもつ細粒状の氷の中に、融水入り氷粒を含む層が形成される。この層がほど終ての陽光を吸収して、実際に、このような氷の層別融解を決める(12, 14)。

垂直に発達した結晶をもつ氷の中に光線エネルギーはより深く浸透する。この場合、融解も同様に結晶間層から始まり、それから結晶の周辺が融け始め、これが原因となって結晶間結合手が弱まり、更に結晶群が個々の集塊や結晶に分解することになる(12, 14, 15)。内部融解の結果生ずる結晶間層の弱化程度を観察して、N. V. Cherepanovは、氷の表面に流したアニリン塗料が融解開始7~10分後に粒状構造の氷中に12cm浸透し、1カ月後に30~40cm浸透したことを測定した。繊維構造の氷ではこの値はそれぞれ28cmと130cmであった(14)。このことは、結晶間層の融解の結果、氷盤の解氷期間中の、垂直に発達した結晶によって構成された氷塊の浸透性が時間の経過に従って益々高まるることを証明している。

特に陽光の浸透の結果生ずる氷の結晶間層の融解は、初期融氷池の発生の主要原因なのかも知れない。この場合の最重要条件は、氷盤下層の主要部分をなす比較的大型の諸結晶の軸の垂直配向である。垂直毛細管、

空孔などの形の各種の介在の存在は、全氷厚を貫通する孔（カナール）の形成プロセスを加速したり、促進したりすることができる。

このような貫通孔を介して融水が浸透し始めて、この融水が孔を徐々に拡げて、孔は容易に判別できる底なし融氷池に変わる。初期融氷池が「氷の起伏」の低部に形成されて、融水がそこに溜まつたり、あるいは隣接氷部から水が流れ込んだりする場合には、これは大型の融氷池に急成長する。北極では毎年、氷の表面から流れ落ちる融水による浸食が認められており、天然の孔やドリル孔がある場合には数時間のうちにそれは2～3倍になった。数日後にはその場所に直径1m未満の氷湖があった。この場合、氷厚には、それかいかに大きくとも、大した意義はなかった。

融氷池に流れ込む水はしばしば渦流を形成し、これは航空機からさえはっきりと認められている。融水のこのような流下特性が底なし融氷池の形成に一定の影響を及ぼしていることは明らかである。その平面形状が円形をなすことはN. N. Zubovによっても認められている（融水の浸食によって条件付けられた融氷池の円形特性をN. N. Zubovは氷塊が転がった結果と考えた（6. p. 228））。しかし、流れ落ちる水の作用はこの小孔の表面に限らず、その深部にも及ぶ。1977年夏にディクソン湾内の定着氷上において融氷池壁面の独特の「線条」の形成が観測された。融氷池壁は、あたかも波形をなすものようであった（図1）。

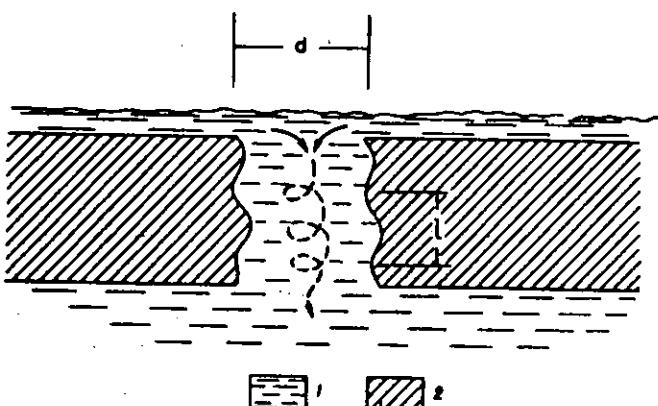


図1. 海氷中の氷湖の浸食方式：1—氷上の融水； 2—氷；
d—底なし融氷池の直径； 1—「線条」のピッチ； 矢印
は流れ落ちる水の予想運動方向を示す。

ある。時には、若干の時間の経過後、最初の融氷池の近くに、更に若干数の、直径が大幅に小さい融氷池が現われる。このことは、氷の結晶層内の分解が継続されるが、大量の融水が無いために融氷池を大きく浸食できないことを証明している。この結果、小融氷池の数は非常に多くなって、氷が密集したり小貫通孔で覆われた状態になる。このような氷の形成のことを、氷が蜂の巣状構造になった、と呼称している（3）。

このような融氷池の形成は、氷層深部への光線エネルギーの浸透を妨げる細粒状氷の上層が融解した後でしか行われない。上記のごとく、この層の厚さは約20～30cmであり、このような融解層は、極地観測所において融氷池の形成時点までに認められている（表1参照）。融氷度3度の下での氷盤の結晶層の著しい弱化は、これら融氷池の外、特にこの時期には一年氷の定着氷の破碎によっても確認される。

最初の融氷池の形成時には氷盤の密度の様々な破壊が大きな意義をもつことは明らかである。1977年夏にカラ海とラブテフ海において認められた200個の融氷池のうち過半数は、冬期に凍結したクラック上で認められた（表3）。

直径25～30cmの融氷池では「線条」のピッチ幅は約20cm、直径10～15cmの融氷池でのその値は約10cmであった。融氷池壁面には總てこの種の起伏が4～5段から6～7段観察された。連続的氷測定点では、氷試料採取用ボーリング後一昼夜のうちにこの小孔壁面には融水の作用が現われた。

融水が流れ落ちて、氷の表面が排水された後、これら融氷池は可成り長期にわたってその寸法と形状を維持するが、このようなことは、持続される層ごとの融解の場合には生じないはずである。

表3. 1977年夏の氷盤上の融冰池の分布

融冰池の位置	融冰池の数(総数のうち占める%)
冬期に凍結したクラック	50~60
氷丘脈と氷丘の附近	30~35
半坦氷盤上	10~15
(湖底上)	(3~5)

融冰池のこのような分布は容易に説明された。冬期に凍結したクラックの異なる3カ所から採集された6個の氷試料中には総て直径1ないし7cm、長さ10ないし35cmの空腔が発見された。3個の氷試料中には水平方向の貫通孔が、また2個には各種寸法の複数の空腔が観察された。融冰池が認められた氷丘域附近でも矢張り氷盤破碎跡である空腔が凍結せずに残っているようである。

氷内部のこのような大きな空腔の存在が、特にその場所に融冰池の出現を促進させる役割を果たすことは疑いない。しかし、凍結したクラック内の氷厚は氷盤の厚さと殆んど変わらなかった。従ってこゝでも、融冰池形成時の主要な役割は、表面からの氷の層別融解ではなく、氷層内部の個々の空腔が結合して密集した貫通孔が形成される内部融解が果たしたのである。

最後に、融解の選択的(Selective)性格と、垂直に発達した結晶をもつ氷構造の存在とは海水に一般的なものであることを指摘しておかねばならない。このため、結晶層の弱化と融冰池形成の同様のプロセスは、氷盤が存在する海域に広く分布しているはずである。

参考文献

1. Betin V. V. 海氷のアルベトと明度係数、<レニングラード水文気象台論文集> 1960. 第3分冊 P. 46~59
2. Buzuev A. Ya. 流氷の諸基本パラメータの空間的分布の統計評価、<北極南極研究所紀要> 1975、第326巻、P. 187~192
3. Bushuev A. E., Volkov N. A., Loshchilov V. S. 氷況図、レニングラード、Gidrometeoizdat 出版所、1974、138p.
4. Bushuev A. V., Volkov N. A., Loshchilov V. S. 北極中央海盆と周辺諸海の流氷の地理的特性、第Ⅱ部、レニングラード、北極南極研究所ファンド、1964、191p.
5. Gollandtseva A. N., Glukhova N. V. 海氷構造の調査(1967年の調査航海の例による)<北極南極研究所紀要> 1971、第300巻、p. 205~209
6. Zubov N. N. 北極の氷、モスクワ、北方航路総局出版所、1945、360p.
7. Kozlovsky A. M. ミールヌイ観測基地の錨地とアラシェーエフ湾における定着氷の形成と構造の特殊性、<北極南極研究所紀要> 1971、第300巻、p. 121~127
8. Morozov P. T. ベーリング海の周縁域の氷の物理的化学的特性、ベーリング海ソ米共同調査、最終シンポジウム報告論文集、レニングラード、Gidrometeoizdat 出版所、1975、P. 191~195
9. 海氷用語集、氷況図の記号、レニングラード、Gidrometeoizdat 出版所、1974、86p.
10. Petrov I. G. 北極諸海の流氷の構造別の区域割りの実験、<北極南極研究所紀要> 1971、第300巻、p. 39~55
11. Peschansky I. S. 雪氷学と雪氷技術、レニングラード、Gidrometeoizdat 出版所、1967、460p.
12. Saveljev B. A. 海上及び淡水域の氷盤の構造、組成と特質、モスクワ大学出版所、1963、540p.
13. Fedotov V. I. 南極氷の定着氷の放射破壊、<北極南極研究所紀要> 1971、第300巻、

p. 128~135

14. Cherepanov N. V. 海氷構造形成の基本的特殊性、レニングラード、北極南極研究所ファンド、1967、151 p.
15. Cherepanov N. V. 氷厚が大きな海氷の構造、<北極南極研究所紀要> 1964、第 267 卷、p. 13~18
16. Cherepanov N. V., Kamysnikova A. V. 凝集性氷の結晶の寸法と形、<北極南極研究所紀要> 1971、第 300 卷、p. 196~204
17. Shesterikov N. P. 海氷による陽光の吸収、<北極南極研究所紀要> 1967、第 257 卷 p. 78~83

1. 流氷の構造について (V. E. Borodachev, I. A. Timokhov)

海上の流氷構造の研究は、雪氷学の新分野の一つである。以前には、氷盤は無秩序に分布するとの観念があり、氷丘化線、クラックの「白斑」、氷塊の集積は散発的現象と看做されていた。近年に至って初めて、流氷の構造に一定の法則性が観測され、地理的媒体としての流氷が一定の構造をもつことが認められるようになった。

流氷の分布の特殊性に対して最初に注目したのは N. A. Volkov, A. V. Bushuev と V. S. Loshechilov である。かれらは、高密接氷中で古氷が直径約 10 Km の「斑点」状に集まっていることを認めた。北極諸海における氷条件を分析することによって、多年氷と一年氷とから成る大流氷の中には、所々の季節と海域においてやゝ高い密接度の氷の集積と最大氷塊があることが分かった。これら氷の集積は、やゝ低い密接度の狭い氷帯域か、又は密接度が同一でも破碎程度がより高い氷帯域によって分けられている。この「斑点」の直径は平均 10 Km であった。疎氷域でも同様の集積が観測されているが、多くの場合、この「斑点」は密接度 7 ~ 8 度の扁平な帶状をなしている（参考文献 1）。

冬期には諸氷盤は互いに高密に接し合っている。これらは互いに凍結し合って広大なモザイク氷を形成し、それらは疎らなクラックと氷丘脈によって区切られている。この流氷の航空写真の分析によって、クラックと氷丘脈の走向には一定の秩序があることが分かった。密接度の諸不連続（breakage）には一定の傾向がある。これに対して凡そ直角に、かつ、相互にそれぞれ若干の距離をおいて新しい氷丘脈が走っており、このようにして流氷は多角形の部分に分割されている。このようなブロック部分の平均寸法は 500 m から 88 Km まで様々であるが、非破壊氷盤の 5 Km ブロックが最も多い。ブロックの同じ寸法の繰り返しの頻度は 5 Km おきに周期的な高まりが認められており、40 Km 以上のブロックは稀れにしか観測されていない（2）。

圧縮状態にある流氷構造の中には、肉眼観測によっては秩序立った要素を求めるることは困難であったが、航空機のサイドスキャニング式レーダを駆使することによってこれら諸要素の発見に成功した。写真上の明るい場所は氷の荒らさがやゝ目立つ氷域に、暗い場所により平坦な氷の部分にそれぞれ対応する。V. N. Kupetsky は、300 × 800 Km の海域の測量結果を分析して、強く氷丘化した氷域のように解説される線形要素は多角形構造の秩序立った網目をなすことを発見した。これら線形要素は互いの間で交差しながら、氷盤を、互いにほゝ並行な辺をもつ菱形状多角形に分割した。諸多角形の幅は 5 ~ 6 mile、稀れに 12 ~ 14 mile、更に稀れには 20 ~ 25 mile、一つの例では 50 mile の場合があった（4）。

様々な研究者によって入手された諸結果に基づいて次の結論を導くことができる。即ち流氷構造中においては、その総ての年令段階で、また密接度が異なるにつれて、空間的多様性、つまりそれぞれ一定の形状と寸法の部分が現われる。しかも、これら構造的部分は一定不变ではないとの結論である。このことから、我々は流氷の構造とその進化を、自然の中に現実に存在する現象として捉えることができる。本論文では、広範な肉眼及び計器観測資料に基づいた流氷の構成要素の幾何関係とその原因が明確されており、また海上の流氷構造の統計的モデルが導かれ、流氷構造の進化についての記述の可能性も検討されることになる。

流氷構造を研究する雪氷学の新部門においては、若干の諸現象は現行の用語では表現されていない。このために、あれこれの用語で理解されていることを説明しておくのが妥当と思われる。

海上の流氷は複雑な物理的、地理的（地球物理的）媒体であり、次の性質によって特徴付けられている、すなわち

- 融氷池や貫通孔をもち、かつクラックや水路や開水面で分割された、それぞれ年令の異なる氷ブロック、氷盤、氷板及び砕かれた氷からなる。
- その要素は一定の幾何形状、物理的・機械的・熱物理的性質をもつ。
- その諸要素間には、それらの配置に関する幾何関係を決める力関係がある。

— その構成部分は、熱的及び動力学的諸因子の作用によって不斷に変化する。

従って、流氷の形態幾何関係を、また群グループ内の氷塊の相対的配置の幾何関係と群の集合の構造を、また流水構造の発生関係を求めることができる。この場合、融氷池や底なし融氷池、クラック内の水とその他の密水破壊形態は流氷の構成部分をなす。

一連の諸研究において、流氷の「完全性の破壊」という用語が見受けられる〔6〕。筆者らの見解では、この用語の使用は論理的に正しくない。流氷の構成部分には構造的部分、諸要素、境界を定めるクラック、水路（カナール）等々がなっている。冬期には新生氷に転化するクラック、水路、開水面の水は、流氷の構造パラメータのうちの一つであり、（氷ブロック、氷盤など）諸要素と共に完全系、すなわち流氷を構成する。この場合、流氷の構成媒体は、連続的であってもよいし、また、その諸要素が開水部分によって区切られている場合には不連続的であってもよい。このため、筆者らは、使われている定義「氷中の開水空間」に変えて、「流氷の連続性の破壊」の用語の導入を提起している。連続性の破壊形態にはクラック、水路、空所、氷湖、開水面、底なし融氷池、融氷池、すり砕かれた氷帯、新しい氷丘脈や貫通孔などがある。

流氷の空間構造の多様性の特性付けのために次の概念を導入する、すなわち

- (1) 流氷の微小構造 — 材料としての氷の空間的構造
- (2) 流氷の中間構造 — 構造形成の空間的構造で、これは、構成部分（構造要素と連続性の破壊）の形状、寸法、相対数量、相互配置と方位によって特徴付けられる。

航空写真的分析によって、秋冬期にはブロックが構造要素の圧倒的な形態であることが分かった。これら諸ブロックは平面上では平行六面体状をなし、その接角は 70° と 110° である。比較的一様な氷の諸ブロックの平均寸法は、5,000件の測定データによれば、氷令と依存関係にあった（表1）。

表1. 一様な氷の諸ブロックの平均寸法

氷令	氷ブロックの寸法、m	
	幅	長さ
暗いニラス	10	20
明るいニラス	30	50
灰色氷	180	320
灰白色氷	600	1000
白色氷	1800	3100

しかし、諸ブロックの平均値での幾何的類似は、混晶氷をも含めて、総ての氷令において保持されている。例えば、1970年4月の北極中央海盆では各種氷令の氷からなるモザイク氷盤が圧倒的多数を占めていたが、このブロックの平均幅は3.5km、長さは6kmであった。

流氷の破碎度の肉眼観測データを処理した結果、2月と3月には氷ブロックの幅はほど同一で、5kmであることが分かった。5月には諸ブロックの平均幅は2.5kmにまで減少する。このように、諸ブロックの寸法は氷令と季節によって左右される。

構造要素は可成り秩序立った構成に統一されている。諸々の氷ブロックは帶状に結ばれている。冬期にはこのような状態の流氷が大部分を占める。諸氷ブロックは、全方向からの引張り条件下においてのみ、四つの全辺からのクラックによって分裂する。複数の水路の間にあって、諸ブロック帶とクラックを含む流氷の諸部分を、一応、第一種構造部分と呼ぶことにする。

流氷の第一種の諸構造部分と、それらの間にある乱雑な破壊度の帶域を第二種構造部分と呼ぶことにする。諸観測資料の分析から分かるように、第一種と第二種の構造部分の寸法は夏期においてさえ部分的に維持されている。この状況は、諸構造部分の一定の安定性を証明しており、かつ、計器測量と肉眼観察による大

量のデータの統計的解析に基づいて作成された流水の物理モデルの基礎となり得るものである。

冬期の北極中央海盆の流水は図式的に表わすことができる。氷媒体はクラック、水路、乱雑な破壊度の帯域によって破壊されて、これらが多角形の網目を形成する。これら諸破壊部分の間の距離はそれぞれ平均3、5、11、5と3.3kmである。多角形の破壊網の内側には諸氷ブロック、第一種と第二種の諸構造部分がある。構造要素と構造部分の形状は主として多角形である。圧縮状態においては、流水のマクロ構造は保たれるが、すり切られた氷の帶と新しい氷丘脈とは発達する。

北極中央海盆の具体的海域において所与の時点に観測される具体的な構造部分と構造要素は、不断の外的諸因子の作用の下に変化するものであることを指摘せねばならない。しかし、ある構造部分と構造要素の破壊は必ず、新しい同様の形状と寸法のその出現を伴う。我々の課題は、諸構造要素と諸構造部分の発生を表記し、それらの寸法、方位、両種の構造的形状の頻度、一方の構造部分の範囲から他のそれへの転移の動態を定義することにある。流水構造の動態が、構造要素と構造部分の相互作用に大きく左右されることは明白である。このため、流水の連続性の破壊は、流水の空間的多様性の形成において大きな役割を果たし、かつ流水の諸応力と諸変形の分布に影響を及ぼす重要な要素である。

クラック形成と氷丘化は、主要圧縮応力 σ_1 の作用の結果として起こる。 σ_2 を第二主要応力成分とすれば、流水の

$$\text{最大接線応力 } \tau = \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_2)$$

$$\text{平均法線応力 } \sigma = \frac{1}{2} (\sigma_1 + \sigma_2)$$

それによるクラックは、主要圧縮応力 σ_1 に対する角度 α に方向付けられた線への作用接線応力 τ_α が限界値 τ_{cr} より大きくなるときに現われる。 τ_{cr} 値の大きさは流水の微小構造によって左右されることは明らかである。

応力の主要成分 σ_1 と σ_2 は平均氷厚 hm で算定されている。諸帶域における氷厚 h が平均氷厚 hm と異なるとすれば、これら諸帶域において作用する諸応力の成分は次のように表わせる、すなわち

$$\tau_d = \frac{hm}{h} \tau, \quad \sigma_d = \frac{hm}{h} \sigma$$

この場合、氷厚 h の氷域におけるそれによるクラックの形成条件は次のようなになる、すなわち

$$(\tau_\alpha)_d = \frac{hm}{h} \tau \sin 2\alpha \geq \tau_{cr} \quad (1)$$

この不等式(1)から、クラックは、氷厚が小さい氷域において最大の確率で出現することが分かる。

流水の厚さが一様ならば、それによるクラックは、作用する接線応力が最大($\sin 2\alpha = \pm 1$)の場所の方に向って走るはずである、すなわち、それによるクラックは、一様な氷中においては主要圧縮応力に対する角 $\alpha = \pm 45^\circ$ で位置するものが最大確率で発生する。このため、クラックと氷丘脈が諸構造要素を横切ることは稀であり、過去にクラックや氷丘があった場所の氷の強度が凍結の過程で氷ブロックの基本体の強度と同様ならば、クラックや氷丘脈はこれら過去のクラックや氷丘の跡の場所に発生する。このような諸状況の下では、それによるクラックはその方向性を、その当初の状態から $70 \sim 110^\circ$ の角度に量子論的に変える。この場合のそれによるクラックは諸構造要素又は諸構造部分の方向性と合致するが、具体的な方向の選択は条件(1)によって決まる。

氷丘化が開始される前に、この将来の氷丘の場所では流水の連続性の破壊が先行する。氷厚が一様とすれば、氷丘化線は最大圧縮応力 σ_1 線に対して直角に位置するはずである。氷厚が一様を流氷中においては、 σ_1 との関係での氷丘化線の方向は、法線応力 σ_φ が氷の圧縮強さ σ_{cr} を超す場所の線として求められる、すなわち

$$\sigma_\varphi = \sigma + \tau \cos 2\varphi \geq \sigma_{cr} \quad (2)$$

ただし φ —氷丘化線に対する法線と最大応力 σ_1 線との間になす角度

氷丘化域における貫通クラックの出現の結果、氷丘化線に沿った諸要素のすべりの発生が可能になる。法線と主要応力 σ_1 線との間になす角が、次式によって決まる限界平衡角 ν_0 より小さければ、氷丘化線は、同時にすべり線にはなり得ない、すなわち

$$\nu_0 = \arctg f$$

ただし f — 氷と氷との間の摩擦係数。 $\varphi > \nu_0$ の場合には、氷丘化線に沿ってすべり線も走ることが期待されるはずである。すべり線上での氷丘化の強さは、他の条件が等しければ、 $\sigma_\varphi < \sigma_1$ であるので、より小さくなることが明白である。

限界平衡角を算定するためには動摩擦係数 f ではなく静摩擦係数 f_s を使わねばならない。論文〔3〕では各種の氷令と異なる表面荒さをそれぞれもつ氷の静摩擦係数の測定結果が示されている。諸測定によれば、 f_s 値は、平均値 $f_s = 0.4 \sim 0.5$ の場合には0.2ないし1.7の範囲内にあり、このことは、限界平衡角 $\nu_0 = 22 \sim 27^\circ$ に対応する。

限界平衡角は、すべり線と主要応力 σ_1 線との間になす角の最大値を決める、すなわち

$$\alpha \pm (90^\circ - \nu_0)$$

α の最小値は0に近く、このために、ブロック構造の高密接流氷では $\alpha = 30 \sim 35^\circ$ である。天然の氷丘化域は主要圧縮応力 σ_1 に対して直角に位置することが最も多くなければならないことを考慮すれば、流水分割線と氷丘化線との間の角度は平均 $55 \sim 60^\circ$ になる。ずれ線と氷丘化線との間の角度は、流氷の航空写真の統計的解析データによれば 60° であった。

このように、流氷の応力は、氷の破碎と流氷の連続性の破壊構造の原因となっている。諸主要圧縮応力は、流氷の諸要素と諸部分の形状と体積を変化させる原因になる。諸応力の最大テンソル軸の方向性は、流氷のずれ線と氷丘化線の方向に関係がある。

流氷構造の、別の重要特性に氷の密接度と氷厚分布がある。これら諸成分の可変性の形成原因となる諸因子について検討する。

位相空間 $\Omega = \Omega(X, Y, v_x, v_y, m)$ に関する概念を導入し、底辺 $dx dy$ をもつ高さ h の氷の素柱が位相空間の要素 $d\Omega = dx dy dv_x dv_y dm$ を占めるものとして、その単位である関数 $f_k dx dy dv_x dv_y dm$ を求ることにする。関数 $f_k d\Omega$ は、諸限界 $d\Omega$ 内に氷が無いとすれば0に等しい、すなわち

$$f_k d\Omega = \begin{cases} 1 & m \in d\Omega \\ 0 & m \notin d\Omega \end{cases} \quad (3)$$

唯一の k 実現として、式(3)によって与えられた関数 f_k を検討して、位相空間要素内に氷柱が存在する確率 $m = \rho_n h dx dy$ の関数を求める〔7〕、すなわち

$$f d\Omega = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N f_k d\Omega$$

時間による確率 $f d\Omega$ の全微分

$$\frac{d(f d\Omega)}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} d\Omega + \left[\frac{\partial f v_x}{\partial x} + \frac{\partial f v_y}{\partial y} + \frac{\partial f \dot{v}_x}{\partial v_x} + \frac{\partial f \dot{v}_y}{\partial v_y} + \frac{\partial f \dot{m}}{\partial m} \right] d\Omega$$

$$\left(\dot{v} = \frac{dv}{dt}, \dot{m} = \frac{dm}{dt} \right)$$

は、氷の素柱同士の間に相互作用が無いときは0に等しい。このことは、位相要素 $d\Omega$ に関する確率 $f d\Omega$ が保たれていることを意味している。諸氷柱間の相互作用を考慮に入れるに、 f にとっての進化方程式は次のようになるはずである、すなわち

$$\frac{\partial f}{\partial t} d\Omega + \left[\frac{\partial f v_x}{\partial x} + \frac{\partial f v_y}{\partial y} + \frac{\partial f \dot{v}_x}{\partial v_x} + \frac{\partial f \dot{v}_y}{\partial v_y} + \frac{\partial f \dot{m}}{\partial m} \right] d\Omega = I \quad (4)$$

ただし I — 相互作用の積分又は、確率 $f(X_j) d\Omega$ の変化に対する諸確率 $f(X_j - \tau_j) d\Omega$ の影響を勘

案する関数。

氷柱の速度が時間と質量と座標によって左右されるものとすれば、V. I. Smirnov が明らかにしたごとく、方程式(4)の替わりに次式を得る〔7〕、すなわち

$$\frac{\partial f}{\partial t} d\Omega + \left(v_x \frac{\partial f}{\partial x} + v_y \frac{\partial f}{\partial y} \right) d\Omega + f \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} \right) d\Omega + h \frac{\partial f}{\partial h} d\Omega + f \frac{\partial h}{\partial h} d\Omega = I \quad (5)$$

流水の要素が一定数だけあるある領域 μ について関数 f を平均化する。 f と v_x, v_y, h との間の相関関係が弱ければ、方程式(5)は、氷厚 h をもつ流氷の確率密度の進化方程式である。換言すれば、式(5)は、氷厚が h ないし $h + dh$ の流水の割合の可変性の方程式として解釈してよい。

方程式(5)は一般的な形で論文〔8〕に現われている。流氷の氷厚が一定、すなわち $h = \text{const.}$ の場合、式(5)から密接度の変化方程式が導かれる。相互作用の積分はモデル的に次の形で表わせる、すなわち

$$I = \left[\frac{\partial}{\partial x} k \frac{\partial f}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k \frac{\partial f}{\partial y} \right] d\Omega$$

ただし、係数 k は密接度との関係でプラスの値にも、又マイナスの値にもなり得る〔8〕。 $I = 0$ のときの氷の密接度の変化方程式は論文〔5〕に記述されている。

連続関数 $f(x, y, h) d\Omega$ の替わりに、中心が点 (x, y) に位置する領域 μ における離散値 h_i に対応する諸離散値の集合 p_i を導入する。海域 μ における開水面の割合のための関数値を導入して、 p_i の定義域を拡大する。例えば、 $h_{i+1} > h_i$ を採用すれば、 $p_1 = p_1(h_1 = 0)$ である。氷厚が h_i の氷の進化方程式は次の形になるはずである、すなわち

$$\frac{\partial p_i}{\partial t} + v_x \frac{\partial p_i}{\partial x} + v_y \frac{\partial p_i}{\partial y} + p_i \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} \right) + h \frac{\partial p_i}{\partial h} + p_i \frac{\partial h}{\partial h} = I \quad (6)$$

被加数 $h \frac{\partial p_i}{\partial h}$ と $p_i \frac{\partial h}{\partial h}$ は、関数 p_i の変化に対する熱的諸因子の影響を表わしている。項 $h \frac{\partial p_1}{\partial h}$ を導入することは氷の増殖過程が生じている場合にのみ意味があり、一方、 $p_1 \frac{\partial h}{\partial h}$ は融解過程においてのみ意味がある。このため、ヘビーサイドの関数

$$\lambda = \begin{cases} 1 & h < 0 \text{ のとき} \\ 0 & h \geq 0 \text{ のとき} \end{cases}$$

を導入すれば、前記の諸被加数は p_1 のための方程式に次の形で導入せねばならない、すなわち

$$(1 - \lambda) h \frac{\partial p_1}{\partial h} + \lambda p_1 \frac{\partial h}{\partial h}$$

相互作用の積分 I_1 は氷厚の変化と、従って確率 p_i に対する機械的諸過程の影響とを計算に入れている。氷厚が 0 の流氷部分として検討されている開水面のための I_1 を定義する場合、他の諸成分の機械的影響は、 $h = 0$ のときに海域に氷が流入したり又は離れたりすることの中に現われる。この場合、次のように表わされる、すなわち

$$I_1 = - \frac{d}{dt} (p_2 + p_3 + p_4 + \dots) = - \frac{d \left(\sum_{i=2}^N p_i \right)}{dt}$$

ただし $\operatorname{div} \vec{v} = 0$

氷丘化は諸値 p_2, p_3, \dots を変化させる原因になる。氷厚 h_2 の氷域が、速度 $\epsilon_2 = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial v_x(h_2)}{\partial x} + \frac{\partial v_y(h_2)}{\partial y} \right]$ をもつ領域の中で変形すれば、確率 p_2 は積 $\epsilon_2 p_2 c_{22}$ に比例して減少する。ただし、 c_{22} は、氷の氷丘化段階、すなわち積み重なり、粉碎され、「膨張する」、に応じて 2 から 4 まで変わる。氷厚 h_2 の

氷の氷丘化のために確率 p_3, p_4, \dots は増加するが、この場合、この増加は諸値 $\epsilon_2 p_2 c_{32}, \epsilon_2 p_2 c_{42}, \dots$ に比例して生ずる。諸定数 c_{32}, c_{42} などは氷丘化メカニズムによって左右され、氷質量の局部収支条件から求められる。 p_i のための方程式(6)の既述の諸条件を考慮すれば、次のようにになる、すなわち

$$\begin{aligned}\frac{dp_1}{dt} + (1 - \lambda) h \frac{\partial p_1}{\partial h} + \lambda p_1 \frac{\partial h}{\partial h} &= - \frac{d(\sum_{i=2}^N p_i)}{dt} \\ \frac{dp_2}{dt} + h \frac{\partial p_2}{\partial h} + p_2 \frac{\partial h}{\partial h} + p_2 \operatorname{div} \vec{v} &= - \lambda \epsilon_2 p_2 c_{22} \\ \frac{dp_3}{dt} + h \frac{\partial p_3}{\partial h} + p_3 \frac{\partial h}{\partial h} + p_3 \operatorname{div} \vec{v} &= - \lambda \epsilon_3 p_3 c_{33} + \lambda \epsilon_2 p_2 c_{32} \\ \frac{dp_4}{dt} + h \frac{\partial p_4}{\partial h} + p_4 \frac{\partial h}{\partial h} + p_4 \operatorname{div} \vec{v} &= - \lambda \epsilon_4 p_4 c_{44} + \lambda \epsilon_3 p_3 c_{43} + \lambda \epsilon_2 p_2 c_{42}\end{aligned}$$

ただし

$$\lambda = \begin{cases} 1, & h, \epsilon_i < 0 \text{ のとき} \\ 0, & h, \epsilon_i \geq 0 \text{ のとき} \end{cases}$$

$$\text{演算子 } \frac{d}{dt}; \quad \frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + v_x \frac{\partial}{\partial x} + v_y \frac{\partial}{\partial y}$$

次の行列

$$P = \begin{Bmatrix} p_1 \\ p_2 \\ p_3 \\ p_4 \\ \vdots \\ \vdots \end{Bmatrix}$$

$$L_1 = \begin{Bmatrix} (1 - \lambda) h \frac{\partial}{\partial h} + \lambda \frac{\partial h}{\partial h} & 0 & 0 & \cdots \\ 0 & h \frac{\partial}{\partial h} + \frac{\partial h}{\partial h} & 0 & \cdots \\ 0 & 0 & h \frac{\partial}{\partial h} + \frac{\partial h}{\partial h} & \cdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots \end{Bmatrix}$$

と相互作用の行列

$$C_1 = \begin{Bmatrix} 0 & -\frac{d}{dt} & -\frac{d}{dt} & -\frac{d}{dt} & \cdots \\ 0 & -\lambda \epsilon_2 c_{22} & 0 & 0 & \cdots \\ 0 & \lambda \epsilon_2 c_{32} & -\lambda \epsilon_3 c_{33} & 0 & \cdots \\ 0 & \lambda \epsilon_2 c_{42} & \lambda \epsilon_3 c_{43} & -\lambda \epsilon_4 c_{44} & \cdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots \end{Bmatrix}$$

を導入する。

この場合、行列の形の氷厚の確率分布進化方程式は次の形で表わせる、すなわち

$$\frac{dp}{dt} + L_1 P = C_1 P \quad (7)$$

流氷の諸要素の破碎過程に留意してみよう。諸氷盤の平均氷厚が一定として、諸要素の面積がどのように変化するのかを検討する。このために、セルが μ に等しい位相空間を導入する。このとき、海域における面

積 σ_i の諸要素の確率 Φ_i の経時変化方程式は次のようになる、すなわち

$$\frac{d\Phi_i}{dt} + \Phi_i \operatorname{div} \vec{v} + \dot{\sigma} \frac{\partial \Phi_i}{\partial \sigma} + \Phi_i \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} = I_i \quad (8)$$

この方程式の項 $\dot{\sigma} \frac{\partial \Phi_i}{\partial \sigma} + \Phi_i \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma}$ は、諸氷ブロックと諸氷盤の面積の熱的増減の効果を計算する。

高密接度氷中においては変化 Φ_i に対する熱的諸因子の基本的な貢献がなされるのは諸氷盤の凍結過程と融解時のモザイク氷盤の分解過程においてであることに注目しよう。

相互作用の積分は、可変性 Φ_i の、機械的諸原因に条件付けられる部分をモデル化する。関数 I_i の解析式は未だ求められていない。唯、月々の破碎度の度数変化と氷圧の計算結果とを対比した結果、破碎度の可変性は月間平均氷圧値だけでなく、ちらばりにも左右されることが分かったことを指摘するだけにとどめる。

方程式(6)と(8)の構造は似ており、このため、方程式(6)は行列の形に書き替えることができる、すなわち

$$\frac{d\Phi}{dt} + L_2 \Phi = C_2 \Phi \quad (9)$$

従って、密接性破壊の配向は条件(1)と(2)から決まり、諸要素の寸法とそれらの進化は方程式(9)によって求められ、流氷の質量転換、その氷厚と密接度の可変性は方程式(8)によって表記される。前記の全成分は流氷構造の諸特性であり、これら数式は流氷構造を決める。 $F(\varphi)$ を、海域 μ における方向 φ への密接性破壊の確率とし、また D を、流氷諸要素の形状（平行六面体、橢円、円）分布の確率とする。多次元ベクトル、すなわち

$$S = \begin{Bmatrix} D \\ F \\ \Phi \\ P \end{Bmatrix}$$

を導入し、これを構造因子と称することにする。ベクトル関数の進化方程式を一般的な形で表わすと次のようになる、すなわち

$$\frac{dS}{dt} + LS = CS \quad (10)$$

構造因子 S の可変性に対する熱的及び機械的諸因子の影響をモデル化する演算子 L と C の式は複雑であるが、若干の制限の下では明快な形でそれを得ることができる。構造因子 S の定義から分かるように、これは、熱的及び動力学的諸プロセスの全位相にとっての流氷構造を表記するものである。ベクトル関数 S が流氷の動力学関係を大きく左右することは注目に値する。

このように、本論文においては、流氷が一定の構造形状を有するものであることが明らかにされている。諸観測資料の統計的解析に基づいて、冬期と春期の流氷のモデルが作成されている。流氷構造とその進化を求めるための数学モデルが提起されており、その個々の成分は熱的計算や応用計算において既に使われている。流氷構造を表記する課題の解決のためには、これら諸プロセスの物理的側面と同様に数学的側面に関する多くの諸問題を更に解決する必要がある。

参考文献

1. Borodachev V. E. 夏の北極諸海における水分布の若干の特殊性と、船舶運航速度に対するその影響、
<北極南極研究所紀要> 1974、M. 316、P. 35 - 41
2. Borodachev V. E. 流氷のブロック構造について、<北極南極研究所紀要> 1974、M. 316、P. 25

3. Gavrilov V. P. 海水の摩擦特性、<北極南極研究所紀要> 1974、№316、P. 107—112
4. Kupetsky V. N. 流氷のストレス状態の大規模特性、<北極南極研究所紀要> 1974、№316、P.18—24
5. Nikiforov E. G. 流氷の密接度の変化とその動力学との関係について、<北極の諸問題> 1957、№2、P. 59—72
6. Peschansky P. S. 雪氷学と雪氷技術、レニングラード、Gidrometeoizdat 出版所、1967、461 P.
7. Smirnov V. N. ボルツマンの一般運動方程式と多分散系の若干の運動方程式、<中央高層気象観測所紀要> 1963、№47、P. 33—54
8. Timokhov L. A. 氷の動力学の若干の諸問題、プロセスの数学モデル、自筆論文抄約、レニングラード、1968、31 P. 北極南極研究所

2. 密接化段階における氷圧 (I. U. Kulakov L. A. Timokhov)

流水内の動力学的諸プロセスは、諸氷盤が互いに接触し始めたときに最も複雑化する。多くのメカニズムが同時に作用を始める。特に氷縁が接触したときの氷の分散と、氷塊の接触場所における氷丘化、諸氷盤の運動（転移と回転）とそれらの再構成、流水の破碎と高密化が作用し始める。その個々のメカニズムは多数の因子に左右されるが、大多数の場合これら諸因子は正確には知られていない。氷厚、諸氷盤の形状、氷丘度、破碎度等々のごとき諸指標は、対応する諸指標の分布関数の集合の形の平均値としてしか勘案することができない。このため、流水内におけるそれぞれの動力学的要素プロセスは、統計平均的近似値としてしか検討できない。本論文においては、高密化段階における流水の密氷化と氷の応力状態の変化の総合的プロセスに統一される主要な諸要素メカニズムが検討されている。

全面的な圧縮は流水の構造的再構成の原因になるが、その主な再構成メカニズムは密接度の変化と氷丘化と諸氷の破碎である。密氷化段階においては、動力学的諸プロセスに対して諸氷の高密化メカニズム、すなわち流水の密接度の変化メカニズムが最大の貢献をする。

圧縮力の作用は氷の密接度の増加を伴い、このために諸氷盤の接触点数が増すことになる。接触点数が増加する結果、圧縮に対する抵抗力も増大し、このことが原因となって、負荷が一定の下では、一定時間内の氷の密接度の増分が減少することになる。氷の密接度の全増分中の、全面的圧縮力値に比例すると考えられる固定部分増分 $\triangle_1 N$ すなわち

$$\frac{\triangle_1 N}{\triangle t} = a_1 \sigma \quad \sigma = \frac{1}{2} (\sigma_{xx} + \sigma_{yy}) \quad (1)$$

と、時間間隔 $\triangle t$ 中に値が変化する部分増分 $\triangle_2 N$ とを分離することにする。後者の増分は、圧縮力の増分 $\triangle_1 \sigma$ が存在すれば、一定値になる。このとき、密接度の第二部分増分 $\triangle_2 N$ と圧縮力の部分増分 $\triangle_1 \sigma$ との間には比例関係が認められる。すなわち

$$\frac{\triangle_2 N}{\triangle t} = a_2 \frac{\triangle_1 \sigma}{\triangle t} \quad (2)$$

さてここで、諸氷盤の接触場所における氷の氷丘化との関係での流水の構造的変化の解析を行なうこととする。 $\triangle h$ を、局部氷丘化に起因する巨視的領域の氷厚の平均増分として、密接度の場合と同様に、圧縮力に比例する部分氷厚変化分すなわち

$$\frac{\triangle_1 h}{\triangle t} = a_3 \sigma \quad (3)$$

と圧縮力の増分に比例する部分氷厚変化分すなわち

$$\frac{\triangle_2 h}{\triangle t} = a_4 \frac{\triangle_2 \sigma}{\triangle t} \quad (4)$$

を分離する。

次に重要なメカニズムは、氷塊の局部的な移動及び回転の結果として生ずる諸氷盤の再構成である。諸氷盤の相対的移動は諸氷塊の接触網の破壊とそれらのより密接なパッキングとを伴い、このことが結局は、氷圧値の部分下降の原因になる。このメカニズムは次の形の公式によって表わすことができる。すなわち

$$-\frac{\triangle_3 \sigma}{\triangle t} = f(\delta V, \omega) \quad (5)$$

この場合、関数 f は、諸氷塊の相対的転位速度 δV と回転 ω の統計的分布関数によって左右される。

第一近似計算においては関数 f は、諸氷のずれ変形速度 $\dot{\gamma}$ と高密化程度すなわち

$$f = a_5 \dot{\gamma} (1 - N)$$

に比例する。この場合、乗数 $(1 - N)$ は、密接流水内においては氷塊の局部回転が実際上存在しないことを示している。

密接度と氷厚の部分増分はそれぞれ、巨視的領域の部分変形速度に比例する、すなわち

$$\begin{aligned}\frac{\Delta_1 N}{\Delta t} &= -N \dot{\varepsilon}_1, & \frac{\Delta_2 N}{\Delta t} &= -N \dot{\varepsilon}_2 \\ \frac{\Delta_1 h}{\Delta t} &= -h \dot{\varepsilon}_3, & \frac{\Delta_2 h}{\Delta t} &= -h \dot{\varepsilon}_4\end{aligned}$$

面積の部分変形速度の総和は、流氷の巨視的面積の相対的変化速度又は諸氷のドリフト速度の発散に等しい、すなわち

$$\dot{\varepsilon}_1 + \dot{\varepsilon}_2 + \dot{\varepsilon}_3 + \dot{\varepsilon}_4 = \dot{\varepsilon} = \operatorname{div} \vec{V} \quad (6)$$

圧縮力の全増分 $\dot{\sigma} = \frac{\Delta \sigma}{\Delta t}$ は部分増分の総和に等しい、すなわち

$$\dot{\sigma} = \frac{\Delta_1 \sigma}{\Delta t} + \frac{\Delta_2 \sigma}{\Delta t} + \frac{\Delta_3 \sigma}{\Delta t} \quad (7)$$

圧縮の第一部分増分と第二部分増分との比を導入する、すなわち

$$\frac{\Delta_2 \sigma}{\Delta t} = a_6 \frac{\Delta_1 \sigma}{\Delta t} \quad (8)$$

この場合、式(7)と(5)を使えば、 $\frac{\Delta_1 \sigma}{\Delta t}$ のための次の式が得られる、すなわち

$$\frac{\Delta_1 \sigma}{\Delta t} = \frac{1}{1+a_6} \dot{\sigma} + \frac{f}{1+a_6} \quad (9)$$

式(1)～(4)を加算し、式(6)、(8)と(9)を計算する。変形の結果、流氷のドリフト速度の発散値と、氷圧の変化値及び変化速度とを結合する決定相関が得られる、すなわち

$$\dot{\sigma} + D_1 \sigma + D_2 \dot{\varepsilon} + f = 0 \quad (10)$$

ただし

$$\begin{aligned}D_1 &= (1+a_6) \frac{a_1 + a_3 \frac{N}{h}}{a_2 + a_4 a_6 \frac{N}{h}} \\ D_2 &= (1+a_6) \frac{N}{a_2 + a_4 a_6 \frac{N}{h}}\end{aligned}$$

氷圧及びその変化速度と運動の動学とを結合する決定方程式(10)は、流氷の巨視的領域が諸氷の平均ドリフト速度で空間中を移動するとの仮定の下で、流氷の巨視的領域のために得られる。この場合、運動速度が平均速度から偏向した個々の氷塊がこの領域を出入りすることは無視された。固定領域のための決定方程式を求めるには、平均速度でのこれら諸氷塊の出入りとこれら諸氷塊の運動のゆらぎを勘案する必要がある。この目的のためには、圧力 σ の時間による完全導関数の代わりに偏導関数を取り、かつ巨視的領域面 Σ による、この領域の外形に対して垂直な局部速度 \vec{u}_n と巨視的圧力との積の積分を加える、すなわち

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} + \frac{1}{v} \int_{\Sigma} \sigma \vec{u}_n \cdot d\Sigma$$

ただし v 一領域の広さ。

微視的圧力と局部運動速度とから平均値とバルセーションを分離する、すなわち

$$\sigma = \bar{\sigma} + \sigma' \quad \vec{u}_n = \vec{V}_n + \vec{u}'_n$$

このとき次式が得られる、すなわち

$$\begin{aligned}&\frac{\partial \sigma}{\partial t} + \frac{1}{v} \int_{\Sigma} \operatorname{div} \sigma \vec{V} dv + \frac{1}{v} \int_{\Sigma} \sigma' \vec{u}'_n \cdot d\Sigma \\ &\approx \frac{\partial \sigma}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \sigma V_x + \frac{\partial}{\partial y} \sigma V_y + \frac{\partial}{\partial x} (\overline{\sigma' u'_x}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{\sigma' u'_y})\end{aligned}$$

項 $\overline{\sigma' u'_x}$ 、 $\overline{\sigma' u'_y}$ は、領域の諸辺に沿って平均化された圧力バルセーションと運動速度の微視的相互作用プロセスを表す。これら諸項のための式は、微視的諸プロセスを検討すれば得られる。対流プロセスと同様

にして次の関係を採用できる、すなわち

$$\overline{\delta' u_x} = -\kappa \frac{\partial \sigma}{\partial x} \quad \overline{\delta' u_y} = -\kappa \frac{\partial \sigma}{\partial y}$$

ただし κ —比例係数で、これは未知数であるが、実験的方法か又は微視的諸プロセスに関する補助データを基礎として求めることができる。

この結果、密氷化段階における流氷のための決定方程式は次の形をとる、すなわち

$$\begin{aligned} \frac{\partial \sigma}{\partial t} + \frac{\partial \sigma V_x}{\partial x} + \frac{\partial \sigma V_y}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial x} \kappa \frac{\partial \sigma}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} \kappa \frac{\partial \sigma}{\partial y} \\ + D_1 \sigma + D_2 \dot{\epsilon} + f = 0 \end{aligned} \quad (11)$$

圧縮値のゆらぎと、それとドリフト速度バルセーションとの相関に関する実験報告は皆無である。高密接氷中では氷塊のドリフト速度の平均値からの偶発的偏向は、大きな圧縮の下では小さい、と仮定できる。このためて一次近似計算では分散項 $\frac{\partial}{\partial x} \kappa \frac{\partial \sigma}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \kappa \frac{\partial \sigma}{\partial y}$ を無視できる。

簡単化のために一連の仮定を取り入れて、方程式(11)を調べる。 $\kappa = 0$ 及び非線形諸項は他項に比し小さいものとする。このとき、方程式(11)は(10)の形をとる。ドリフト速度の発散のためには次の経時変化の法則を利用する、すなわち

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_0 e^{-\zeta t}$$

ただし $\dot{\epsilon}_0$ —諸氷盤が互いに接触し始め、接触点を結ぶ線が連続網を形成した時点 $t = 0$ のときのドリフト速度の発散。

この初期モーメントは密接度 $M = 0.6 \sim 0.7$ によって特徴付けられる。氷の平均ドリフト速度で移動する巨視的領域においては、密接度は次の方程式に従って変わる、すなわち

$$\frac{dN}{dt} = -N\dot{\epsilon} \quad (12)$$

方程式(12)を $t = 0$ と $N = N_0$ から t と $N = N(t)$ まで積分すると、次式が得られる、すなわち

$$N(t) = N_0 e^{-\frac{\dot{\epsilon}_0}{\zeta}(1 - e^{-\zeta t})} \quad (13)$$

公式(13)によって ζ 値が評価できる。 t_1 を、巨視的領域中の氷が $N = 1$ の値にまで収束した時間とする。この場合、

$$\zeta \approx 3 |\dot{\epsilon}_0|$$

また比 $T = \frac{1}{\zeta}$ は密接度が $N_0 = 0.6 \sim 0.7$ から $N = 1.0$ まで変化する代表的時間を表わす。典型的発散値は $10^{-5} 1/s$ で、この場合、時間間隔 T は $10 \sim 20$ 時間であり、これは天然に観測される収束時間に近い。

パラメータ D_1 と D_2 の符号は一定で、その値は、局部氷丘化によって生ずる氷の密接度と氷厚の変化に応じて変化する。しかし、変化の百分率ではこれらは左程大きくなない。

実際、公式(1)～(5)、(8)～(9)から次の関係が導びかれる、すなわち

$$\begin{aligned} \frac{a_3}{a_1} &= \frac{h}{N} \cdot \frac{\dot{\epsilon}_3}{\dot{\epsilon}_1} \\ \frac{a_4 a_6}{a_2} &= \frac{h}{N} \cdot \frac{\dot{\epsilon}_4}{\dot{\epsilon}_2} \end{aligned}$$

諸氷の密氷化による流氷面積の相対的变化値 $\dot{\epsilon}_1$ と $\dot{\epsilon}_2$ は、密氷化時の氷丘化によるそれよりもはるかに大きい。このため、 D_1 と D_2 のための式は次の形をとる、すなわち

$$D_1 \approx \frac{a_1}{a_2} (1 + a_6)$$

$$D_2 \approx \frac{N}{a_2} (1 + a_6)$$

氷塊の局部回転の氷圧変化に対する貢献度は小さく、平均値で $10 \sim 15\%$ を超えないと仮定することが

でき、このため $a_6 \approx 0.1$ と看做せる。この外、パラメータ D_2 のためには密接度 N は一定値の 0.85 を探すことができ、この場合、誤差は 10~15% を超えないはずである。このとき

$$D_1 = 1.1 \frac{a_1}{a_2} = \frac{1}{\tau}$$

$$D_2 = 0.94 \frac{1}{a_2} = \frac{\eta}{\tau}$$

ただし

τ —応力緩和時間：

$$\eta = 0.85 \frac{1}{a_1} \text{ は粘性相互作用係数と看做される。}$$

簡単化した後で、関数 f が時間に左右されないと看做して、初期条件、すなわち

$$t=0 \text{ のとき } \sigma = \sigma_0$$

のときの方程式 (10) を積分する。この結果、諸氷の平均運動速度で空間中を移動する流氷の巨視的領域のための応力 σ の次の式を得る、すなわち

$$\sigma = \eta |\dot{\epsilon}_0| \left(\frac{T}{\tau - T} \left(e^{-\frac{t}{\tau}} - e^{-\frac{t}{T}} \right) - f \tau \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}} \right) + \sigma_0 e^{-\frac{t}{\tau}} \right) \quad (14)$$

密氷化プロセスにおける氷圧増加のための条件 $\dot{\sigma} > 0$ は、諸氷塊の再構成の結果としての応力の弱化プロセス $\frac{\Delta_3 \sigma}{\Delta t}$ に対し、応力が増大する原因となる諸プロセス $(\frac{\Delta_1 \sigma}{\Delta t} + \frac{\Delta_2 \sigma}{\Delta t})$ が優先する条件と同じである。換言すれば、次の不等式が成り立つ、すなわち

$$\left| \frac{\Delta_3 \sigma}{\Delta t} \right| = (1 + a_6) \frac{\Delta_1 \sigma}{\Delta t} < 1$$

このとき、方程式 (10) から関数 f 値を評価できる、すなわち

$$f < \frac{\eta}{\tau} \left| 0.17N\dot{\epsilon}_1 + 1.2N\dot{\epsilon}_2 \right|$$

氷の密接度が増大するに従って関数 f 値は 0 に近づく。このため、 f の最大値は $N=N_0$ のときに得られる。この結果、 f 値を評価できる公式が得られる、すなわち

$$f = 0.7 \xi \frac{\eta |\dot{\epsilon}_0|}{\tau} \quad (15)$$

ただし $\xi < 1$ — 数値係数。

方程式 (10) から緩和時間 τ を求めることにする。このためには、応力の経時増分 $\dot{\sigma}$ をその代表値 $\dot{\sigma} = \frac{\sigma}{T}$ に置き換える。この場合、 T —流氷が $N=0.6 \sim 0.7$ から $N=1$ まで密氷化する代表的時間： σ —この時間間隔での平均応力値である。このとき

$$\frac{\sigma}{T} + \frac{\sigma}{\tau} - \frac{\eta}{\tau} |\dot{\epsilon}_0| + 0.7 \xi \frac{\eta |\dot{\epsilon}_0|}{\tau} = 0$$

$\frac{\eta}{\tau} \cdot \frac{|\dot{\epsilon}_0|}{\sigma}$ 値は式 $\frac{\eta}{\tau} \cdot \frac{|\dot{\epsilon}_0|}{\sigma} = \frac{1}{\tau} \cdot \frac{\dot{\epsilon}_2}{\dot{\epsilon}_1}$ の形に表わすことができ、これを前の等式に代入すれば、緩和時間 τ を求めることができる、すなわち

$$\tau = T \frac{\dot{\epsilon}_2}{\dot{\epsilon}_1} \quad (16)$$

圧力の増分に起因する収束プロセスが優勢な場合には ($\dot{\epsilon}_2 > \dot{\epsilon}_1$) 緩和時間はプロセスの代表的経過時間 T より大きいことが公式 (16) から分かる。換言すれば、挙動が弾塑性法則によってシミュレートされる媒体は、より大きな緩和時間 ($\frac{1}{\tau} = \frac{a_1}{a_2} \rightarrow 0$) によって特徴付けられる。応力 σ は初期値 σ_0 によって大きく左右される。このような弱い緩和媒体のための決定方程式 (10) は次の形をとる、すなわち

$$\dot{\sigma} + D_2 \dot{\epsilon} + f = 0 \quad (17)$$

粘性プロセスが優勢である媒体は緩和時間が小さい。 $\tau \rightarrow 0$ のときには方程式 (10) は次の形をとる、すな

わち

$$\sigma + \eta \dot{\epsilon} = 0 \quad (18)$$

密氷化過程にある流氷は変形条件を変える。密接度が小さければ、流氷の挙動は、粘性係数が可変の粘性媒体の挙動に近い。諸氷が密集した時点から始めて値 $N = 0.6 \sim 0.7$ までは、流氷の変化において弾粘塑性媒体の特徴が優勢である。この意味において流氷の密氷化過程のそのレオロジー特性の可変性について述べることができる。

パラメータ τ と T の相関が異なる場合の応力 σ の時間的可変性を検討してみよう。

$T = 10$ 時間 = 3.6×10^4 S, $\dot{\epsilon}_0 = 10^{-3}$ 1/s, $\eta = 10^9$ kg/m·s, $\xi = 0.1$, $\sigma_0 = 0$ とする。

σ を公式(14)により時間の関数として計算する、すなわち

大きな緩和時間のためには

$$\tau = 5 T$$

小さな緩和時間のためには

$$\tau = \frac{1}{5} T$$

τ が実際上 T と殆んど変わらない場合のためには

$$\left| \frac{(\tau - T)}{\tau T} t \right| \ll 1$$

図1に、粘性プロセスが優勢な場合、弾塑性プロセスが優勢な場合とこれら諸プロセスの貢献度が等しい場合のための σ の値の変化を示す。これら諸関係によって、流氷の応力状態の形成プロセスを質的に解析することが可能である。図1から、粘性プロセスの優勢によって密氷化初期段階には氷圧がより急速に増大することが分かる。しかし、極値に達した後でストレス状態の弱まりが生ずる。系の諸要素の弾塑性的相互作用

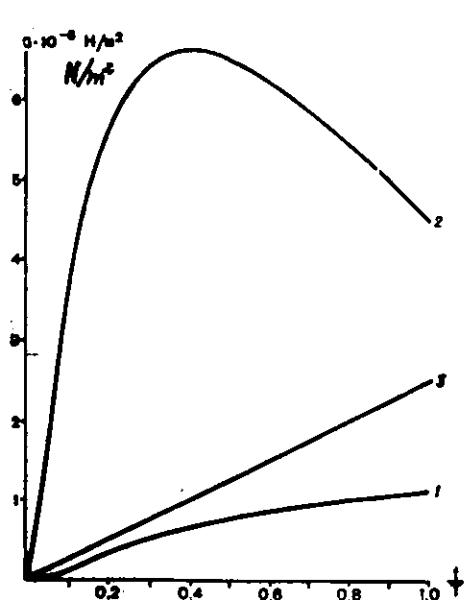


図1. 弾塑性プロセス ($\tau = 5 T$) (1)と粘性プロセス ($\tau = \frac{1}{5} T$) (2)がそれぞれ優勢な場合と $\tau = T$ の場合(3)のための収束期間中の氷圧 σ の経時変化

は、媒体諸要素の高密化の下においては実際上、圧力の線形上昇を示す。

流氷の初期密氷化段階においては諸要素(諸氷盤)間には粘性型の相互作用プロセスが優先し、その後は弾塑性型のそれが優先するものと仮定することができる。図1を質的に解析すると、実際流氷のレオロジー特性の実験的調査には、何よりもまず、氷圧と密接度の時間的可変性の測定を含めねばならない事が分かる。

3. 流氷の潮汐変形について (A . P . Legenjkov)

氷の変形と変形梢円

連続媒体としての流氷の変形は次の変形からなる、すなわち

素図形の面積の変形

$$\operatorname{div} V = e_x + e_y, \quad e_x = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad e_y = \frac{\partial u}{\partial y} \quad (1)$$

とその形状の変形

$$Q = e_x - e_y, \quad \Gamma = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial x} \quad (2)$$

ただし、 V 、 u 、 v —それぞれ氷のドリフト速度ベクトルと、 x 、 y 軸へのその射影

e_x, e_y — x, y 軸方向への伸び速度又は伸び

Q — x, y 軸方向への伸びの不均等性

Γ — ずれ速度又はずれ (x, y 両軸に合致する方向の間の直角の変化速度)

諸変形 $\operatorname{div} V$ 、 Q 、 Γ には一般に、次の特性が加わる、すなわち

$$\Omega = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (3)$$

ただし Ω —素図形の回転速度

$e_x, e_y \ll 1/\Delta t$ (ただし Δt —変形 e_x, e_y が行なわれている時間間隔) の場合の氷変形のためには次の関係が知られている、すなわち

$$\left. \begin{aligned} \operatorname{div} V &= \frac{1}{S} \cdot \frac{\partial S}{\partial t} \\ \operatorname{div} V &= -\frac{1}{N} \cdot \frac{\partial N}{\partial t} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

ただし S — 素図形の面積

N — 氷の密接度

t — 時間

一見して分かるように、関数 $\operatorname{div} V$ は氷の密接度 N の変化指標として利用することができる。密接度 N の増減はそれぞれ密氷化と疎氷化と称される。これら諸プロセスは、勿論、 $N < 1$ のときには生ずる。公式(4)によれば、関数 $\operatorname{div} V$ の正の値には疎氷化が、また負の値には密氷化が対応することが明白である。

$N \approx 1$ 又は $N = 1$ の場合の高密接氷内において $\operatorname{div} V < 0$ のときには、互いの氷塊の圧力の結果、氷の圧縮が生ずる。

疎氷化、密氷化と氷の圧縮は流氷の最重要変形である。これら諸変形は航海や、海洋と大気との間の熱交換を左右し、またこれら諸変形には氷の成長、融解、氷丘化、破碎と、全体として群氷の形成が関係する。このため、疎氷化、密氷化と氷の圧縮の調査研究の問題には大きな意義があるが、これら現象については、実際資料の不足のために未だその研究は非常に弱い。

本論文においては、潮汐波によって引き起こされる氷の潮汐変形についてのみ説明することにする。

最近まで、氷の潮汐変形は主に、潮汐波の伝播方向にのみ生ずるプロセスとして検討されてきた。このようなアプローチの下では当然、密氷化と疎氷化又は氷の圧縮と疎氷化は、同時進行があり得ない現象として表わされる。しかし、潮汐による実際の密氷化、圧縮と疎氷化は二つの次元で生じており、この場合、異なる方向での疎氷化、密氷化と圧縮は通常、同期的に進行している。

二次元プロセスとしての密氷化、圧縮と疎氷化の諸指標の一つは関数 $\operatorname{div} V$ である。この指標は、潮汐による密氷化、圧縮と疎氷化を求めるために使われたことがある(5)。しかし、関数 $\operatorname{div} V$ は所与の海域点からの氷の出入りの全体的効果を特徴付ける。だがそれは氷の出入りプロセスの詳細の形成を明らかにしていない。従って、これら諸場合の密氷化と疎氷化又は圧縮と疎氷化は同時進行しないプロセスとして看做されている。

しかし、関数 $\operatorname{div} V$ によっては、次のような問題に対する解答を得ることはできない。すなわち、所与の時点に、どこから、かつどの程度の量の氷が所与の海域に入り、またこの同じ時点に、どこへ、かつどの程度の量の氷がそこから出るのか？ e_x, e_y は、任意に選択される x, y 座標軸の方向のみの変形を特徴付け、他の方向の変形については表わしていないために、この課題とその被加数 e_x, e_y を解く助けにはならない。

所与の点における密氷化と疎氷化プロセスを完全に表わすことは既述の $\operatorname{div} V$ と共に

$$e = e_x \cos^2 \varphi + e_y \sin^2 \varphi + \Gamma \cos \varphi \sin \varphi \quad (5)$$

を使えば可能である。この場合、 $e - x$ 軸に対する角 φ の任意の方向への伸び

伸び e の先端は変形速度の楕円上にある（以後は単に変形楕円と称することにする）(4)、すなわち

$$\frac{\eta^2}{(1+e_\eta)^2} + \frac{\xi^2}{(1+e_\xi)^2} = 1$$

ただし $e_{\eta, \xi}$ — 主伸び（それぞれ η 軸と ξ 軸方向へのもの）

η, ξ — 主変形方向又は主変形楕円軸

主変形方向は x 軸に対して次の角をもつ、すなわち

$$\begin{aligned} \varphi_\eta &= \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \Gamma / Q \\ \varphi_\xi &= \varphi_\eta + 90^\circ \end{aligned} \quad (6)$$

伸び e の勘定は、単位角速度に等しい単位半径の円から行なわれ、 e 値はこの円の直径に沿って採られる、すなわち正の値ならば円の外側に、また負の値ならばその中心方向に沿って採られる。（図 1）

関数 $\operatorname{div} V$ は座標変換の不变量であることに注目しよう。このことは、この関数が、選択された座標に左右されないことを意味する。従って、

$$\operatorname{div} V = e_x + e_y = e_\eta + e_\xi$$

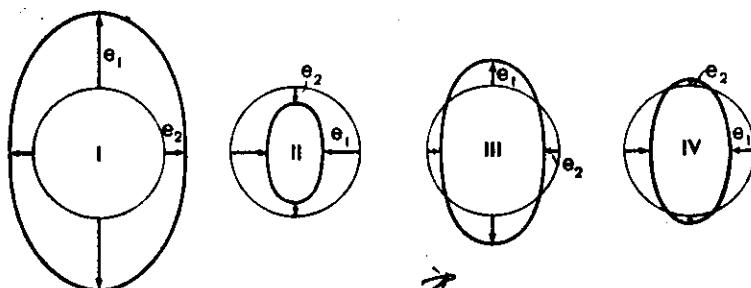


図 1. 変形楕円、その諸要素 $e_{\eta, \xi}$, $\varphi_{\eta, \xi}$, $e_{1, 2}$, $\vartheta_{1, 2}$ と、単位半径の円との関係における変形楕円の位置 I – IV.

絶対値がより大きな主伸び e_η 又は e_ξ を e_1 で表わし、より小さいそれを e_2 で表わす。またそれらに対応する角 $\varphi_{\eta, \xi}$ をそれぞれ $\varphi_{1, 2}$ で表わすと、 $e_1 = e_\eta$ 、 $e_2 = e_\xi$ 又は $e_1 = e_\xi$ 、 $e_2 = e_\eta$ ； $\varphi_1 = \varphi_\eta$ 、 $\varphi_2 = \varphi_\xi$ 又は $\varphi_1 = \varphi_\xi$ 、 $\varphi_2 = \varphi_\eta$ となり、

$$\operatorname{div} V = e_1 + e_2$$

で表わされることは明白である。

変形楕円と単位半径の円との交差点とその中心とを結べば、 $e = 0$ に沿った諸方向が得られる。これら諸方向は $e = e_1$ 、 $e = e_2$ に沿った諸方向との間にはそれぞれ

$$\left. \begin{aligned} \vartheta_1 &= \pm \arctg \sqrt{-e_1/e_2} \\ \vartheta_2 &= \pm 90^\circ - \vartheta_1 \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

の角をなすが、この場合

$$\begin{aligned} 45^\circ &\leq |\vartheta_1| \leq 90^\circ \\ 45^\circ &\leq |\vartheta_2| \leq 0 \end{aligned}$$

$2\vartheta_1$ ($2\vartheta_2$) は、比較的大きな (より小さな) 伸び e をもつ変形楕円の扇形角であることは自明である。このように、卓越した変形の扇形 (角 $2\vartheta_1$ をもつ扇形) は、比較的小さな変形の扇形 (角 $2\vartheta_2$ をもつ扇形) より大きい。変形楕円内には比較的大きな変形をもつ二つの扇形 (図 1においては第一扇形、第三扇形として示す) と比較的小さな変形をもつ二つの扇形 (第二扇形と第四扇形) とが分離される。第一扇形と第三扇形 (第二と第四扇形) は等値である、すなわち両扇形の限界内では同符号でかつ、等値の変形が生じている。第一と第三の両扇形における変形符号と、第二と第四の両扇形における変形符号とは常に反対である。 e_1 値と e_2 値の符号が異なる場合には諸変形の扇形について述べたことは総て正しい。

e_1 値と e_2 値の符号が同じならば、この場合には変形楕円と単位半径の円とは互いに交差しないので、 $\varphi_{1, 2}$ 値は物理的内容を失う。この場合には、変形楕円を上記の扇形に分割することは意味をなさない。

e_η 、 e_ξ 、 φ_η 、 φ_ξ 、 $e_{1, 2}$ 、 $\varphi_{1, 2}$ 、 $\vartheta_{1, 2}$ の諸値は、変形楕円要素と称することができる。

単位半径の円との関係での変形楕円の位置は次の四つの場合が可能である。(図 1 参照)、すなわち

I 变形楕円が単位半径の円の外側に位置し、この場合、 $e_{1, 2} > 0$ である。このことは、当該海域における氷の全面的疎氷化に一致する。

II 变形楕円は単位半径の円の内側に位置し、この場合、 $e_{1, 2} < 0$ である。このことは当該海域における氷の全面的密氷化に一致する。

III 变形楕円は単位半径の円と交差し、この場合、 $e_1 > 0$ 、 $e_2 < 0$ ；このことは、上下両扇形から氷が離れるとき同時に他の左右両扇形を介して氷が当該海域に入ることに対応するが、 $\operatorname{div} V = e_1 + e_2 > 0$ であるので、こゝでは疎氷化が密氷化よりも優勢である。

IV 前者の場合と同様に変形楕円は単位半径の円と交差するが、 $e_1 < 0$ 、 $e_2 > 0$ である。 $\operatorname{div} V = e_1 + e_2 < 0$ であるので、こゝでは結局、密氷化が疎氷化よりも優勢である。

所与の時点での潮汐変形楕円は、単位半径の円との関係で、列挙された位置のうちのいずれかの位置を占めることができるが、これら諸位置は、潮汐変形楕円が比較的長時間に亘って占めるので、基本的なものである。時間間隔 T (T —潮汐波の周期) の間に位置 I、II、III、IV は何らかの順序で互いに交替する。この場合、I と III、II と IV の位置が相互に交替することは起こり得るが、III から II へ、また IV から I への位置の交替及びその逆は起こり得ず、また I 位置から II への交替及びその逆は、このような位置の交替時には条件 $e_1 = e_2 = 0$ が実現されねばならず、このことは、実際条件下では小さな確率でしか生じ得ない純逆流に対応するので、稀にしか起こらない。

一見して分かるように、基本的位置関係 I、II、III、IV 以外は、変形楕円の、未だ中間的位置関係である。これら中間的位置は個々の時点 t においてのみ認められる。これらを次のように表わす、すなわち

$$I \rightleftharpoons III, III \rightleftharpoons I, II \rightleftharpoons IV, IV \rightleftharpoons II, III \rightleftharpoons IV, IV \rightleftharpoons III$$

(矢印は一方の位置関係から他方の位置関係に転移中であることを示す。)

中間位置Ⅲ→Nには相関関係 $|e_1| = |e_2| = |e_\eta| = |e_\xi|$ 、 $\vartheta_{1,2} = \pm 45^\circ$ 、 $\operatorname{div} V = 0$ が対応し、中間位置I→ⅢとⅡ→Nには $e_1 \leq 0$ 、 $e_2 = 0$ 、 $\operatorname{div} V \geq 0$ と $\vartheta_{1,2} = 90^\circ$ が対応し、位置ⅢとNのときには $90^\circ > |\vartheta_1| > 45^\circ$ 、 $0 < |\vartheta_2| < 45^\circ$ が対応するが、位置IとⅡのときには $\vartheta_{1,2}$ 値は物理的意味をもたない。

このように、潮汐による密氷化、圧縮と疎氷化は複雑な現象である。これら諸プロセスを詳細に研究することは、この変形橈円によって任意の方向での伸び e の値と符号が求められるので、関数 $\operatorname{div} V$ と変形橈円の時間的及び空間的挙動が分かれば可能である。密氷化、圧縮と疎氷化の他にも、左程詳細ではないけれども変形Q、 Γ と回転Ωについても検討することにする。

調和潮汐波によって引き起こされる変形

既知の潮汐波 M_2 、 S_2 、 \dots の諸値 u 、 v 、 e_x 、 e_y 、 $\operatorname{div} V$ 、 Q 、 Γ 、 Ω は、時間 t の調和関数である。これら諸値の振幅と初期位相をそれぞれ u_0 、 v_0 、 e_{x0} 、 e_{y0} 、 $\operatorname{div}_0 V$ 、 Q_0 、 Γ_0 、 Ω_0 と τ_x 、 τ_y 、 g_x 、 g_y 、 m 、 σ 、 Γ 、 x で表わせば、次のように表記される、すなわち

$$u = u_0 \cos(\sigma t - \tau_x) = u_1 \cos \sigma t + u_2 \sin \sigma t$$

$$v = v_0 \cos(\sigma t - \tau_y) = v_1 \cos \sigma t + v_2 \sin \sigma t$$

ただし $\sigma = 2\pi/T$ ：(T—当該潮汐波の周期)

次のことが明白である、すなわち

$$u_1 = u_0 \cos \tau_x, \quad u_2 = u_0 \sin \tau_x$$

$$v_1 = v_0 \cos \tau_y, \quad v_2 = v_0 \sin \tau_y$$

$$u_0 = \sqrt{u_1^2 + u_2^2}, \quad v_0 = \sqrt{v_1^2 + v_2^2}$$

$$\tau_x = \operatorname{arctg} u_2/u_1, \quad \tau_y = \operatorname{arctg} v_2/v_1$$

残余の諸値も同様の形をなす。この場合、公式(1)～(3)に對応して次のようになることを考慮する必要がある、すなわち

$$e_{x_{1,2}} = \frac{\partial u_{1,2}}{\partial x}, \quad e_{y_{1,2}} = \frac{\partial v_{1,2}}{\partial y}$$

$$\operatorname{div}_{1,2} V = e_{x_{1,2}} + e_{y_{1,2}}, \quad Q_{1,2} = e_{x_{1,2}} - e_{y_{1,2}} \quad (8)$$

$$\Gamma = \frac{\partial u_{1,2}}{\partial y} + \frac{\partial v_{1,2}}{\partial x}, \quad \Omega = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_{1,2}}{\partial x} - \frac{\partial u_{1,2}}{\partial y} \right)$$

u_0 、 v_0 と τ_x 、 τ_y の諸値は、潮汐による氷のドリフト速度の射影の振幅と初期位相である。明らかによう、氷の変形速度の振幅 e_{x0} 、 e_{y0} 、 \dots と初期位相 g_x 、 g_y 、 \dots とは u_0 、 v_0 、 τ_x と τ_y の諸値を使って算定できる。これら諸値は総て一定であり、潮汐用語と同様にそれぞれ潮汐ドリフト速度の射影の調和定数及び氷の潮汐変形速度とそれぞれ呼ぶことができる。

表1にラブテフ海のある海域のための氷の潮汐変形の調和定数の算定結果を示す。この計算では、等式(8)に含まれている導関数 $\frac{\partial u}{\partial x}$ 、 $\frac{\partial u}{\partial y}$ など(x軸は北に、y軸は東に方向付けられ、位相はグリニッジ時間に對応する。)は、数値微分式によって算定され、また所要の諸調和定数 u_0 、 v_0 、 τ_x 、 τ_y は、海水の粘性、海底や氷・水の境界での摩擦力、ラブテフ海の海底起伏、海岸線の輪郭、地球の自転を勘案して求められている。

表1. 氷の潮汐変形速度の振幅 e_{xo} 、 e_{yo} 、 $\text{div}_o V$ 、 Q_o 、 Γ_o 、 Ω_o 、 $S^1 \times 10^8$ と初期位相 g_x 、 g_y 、 m 、 u 、 Γ 、 χ 並びに調和波 S_2 、 M_2 による氷の固有潮汐変形の振幅 ϵ_{xo} 、 ϵ_{yo} 、 $\text{div}_o L$ 、 q_o 、 r_o 、 ω_o (10^4 が乗せられた無次元値) と初期位相 g_x 、 g_y 、 \bar{m} 、 \bar{u} 、 $\bar{\Gamma}$ 、 $\bar{\chi}$ 、

調 和 波	振 幅						初 期 位 相					
	e_{xo}	e_{yo}	$\text{div}_o V$	Q_o	Γ_o	Ω_o	g_x	g_y	m	u	Γ	χ
S_2	4.9 3.4	3.0 2.1	6.9 4.7	4.3 3.0	3.7 2.5	1.5 1.0	14.5 23.5	8.5 17.5	12.0 21.0	1.80 2.70	6.0 1.50	1.80 2.70
M_2	12.7 9.0	8.0 5.7	13.1 9.3	16.7 11.9	14.5 10.3	2.5 1.8	11.0 20.0	0 9.0	7.0 16.0	1.40 2.30	1.5 1.05	1.30 2.20

表1には、諸関数 e_x 、 e_y ...を積分した結果得られた氷の固有潮汐変形の振幅 ϵ_{xo} 、 ϵ_{yo} 、 $\text{div}_o q_o$ 、 r_o 、 ω_o と位相 \bar{g}_x 、 \bar{g}_y 、 \bar{m} 、 \bar{u} 、 $\bar{\Gamma}$ 、 $\bar{\chi}$ も示されている。

振幅 e_{xo} 、 e_{yo} ...と位相 g_x 、 g_y ...によって任意の時間モーメント t における氷の様々な潮汐変形を算定でき、かくして、所与の海域におけるこれら潮汐変形に関する完全な概念を得ることができる。

このような計算は、周期 $T M_2$ 、 s_2 (それぞれ潮汐波 M_2 と S_2 の周期) の期間内の 10 分毎に続く時間モーメント t の間隔で算定された。以下、特にこれら諸計算を基礎にして、上記の海域における調和波 M_2 と S_2 によって生ずる変形を検討する。

このような計算の諸結果を解析すると、氷の潮汐変形は周期的現象であると解釈せねばならない。また疎氷化は、 $\text{div} V (e_x, e_y, e) > 0$ である時間間隔 t の間中常に行なわれおり、また密氷化と圧縮は、 $\text{div} V (e_x, e_y, e) < 0$ の値に対応することについても考慮に入れておく必要がある。

$\text{div} V (e_x, e_y, e)$ の値の正符号が負符号に変わるとときに疎氷化は終了して、密氷化が開始される。すなわち氷の密接度 N は最小値に達する。 $\text{div} V (e_x, e_y, e)$ の値の符号に前記の逆の変化が生ずる場合には、密氷化が終了して、疎氷化が開始される。すなわち氷の密接度 N は最大値になる。

同様にして Q 、 Γ 、 Ω の諸値を検討すれば、氷の形状の変形と回転に関する完全な概念を得ることができる。

上記のことと表1のデータを基礎にして、例えば、調和波 M_2 の作用の下で、疎氷化(密氷化)が最大値 $\text{div} V = 13.1 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ ($-13.1 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$) に達することを明らかにすることにする。これは、クリニッヂ子午線上を月が通過した後の平均太陽時間モーメント $t_{\max} = m | \sigma = 2 \text{ 時間} 25 \text{ 分} (8 \text{ 時間} 37 \text{ 分})$ 後にやってくる。疎氷化は $t_{\max} - \frac{1}{4} T$ と $T_{\max} + \frac{1}{4} T$ の両モーメントの間で生じ、一方、密氷化は $t_{\max} + \frac{1}{4} T$ と $T_{\max} + \frac{3}{4} T$ の両モーメントの間で生ずる。氷の密接度は $t_{\max} + \frac{1}{4} T$ のときに最小、 $t_{\max} + \frac{3}{4} T$ のときに最大である。公式(4)内の分母にある N 値が定数であると仮定して、疎氷化時間間隔中の氷の密接度 N の変化を求める、すなわち $\Delta N_p = -2 \text{div}_o L \cdot N = -0.0186 N$ 。氷の密接度 N の同様の変化(符号は反対であるが)は密氷化時間間隔中にも生ずる、すなわち $\Delta N_c = 0.0186 N$ 。

同様にして、他の変形、すなわち e_{xy} 、 Q と氷の回転 Γ も検討できる。しかし、ここで関心があるのは氷の潮汐変形の一般的諸特性だけである。

これらを解析すると、氷の潮汐変形は非常に緩慢なプロセスなので、これら潮汐変形の安定性が比較的大きいにもかゝわらず(一方の符号の変形が生ずる時間間隔が比較的大きいにもかゝわらず) $N < 1$ の場合には通常、それらの総体的効果でさえも肉眼測定が不可能であることに注目しよう。実際、引用された例においては、 $\frac{1}{2} T$ 時間間隔中の氷の密接度 N の変化は、全体で僅か $\pm 0.0186 N$ 、すなわち 0.2 度以下にしか過ぎない。そして、北極諸海においては、氷の密接度のこのような変化は、氷の強い潮汐変形に対応している。

また、調和波の作用の下では密氷化と疎氷化だけが生じ、圧縮は生じないことも注目しよう。氷の圧縮

が生じないのは、 $\triangle Np + \triangle Ne = 0$ 、すなわち凍水化時に発散した氷量と同量の氷が密水化時に収束し、このため、諸氷塊が互いに接触するまで（これは氷塊の圧縮が実現するための必要条件である）密水化プロセスが達しないことから当然である。このことは勿論、氷の純潮汐運動にとって何ら障害（風、海岸、定着氷など）の無い場合には正しい。

氷の潮汐変形橢円の諸要素 $e_{\eta, \xi}$ 、 $\varphi_{\eta, \xi}$ 、 $e_{1,2}$ 、 $\varphi_{1,2}$ と $\theta_{1,2}$ は、(5)～(7)の諸式によれば、時間 t の非調和関数である。

図 2 には、個々の時間モーメント t における波 M_2 の変形橢円を示し、また図 3 には、この波の周期 T に等しい時間間隔中の不連続関数 t としてのこの変形橢円の諸要素 $e_{\eta, \xi}$ 、 $\varphi_{\eta, \xi}$ 、 $e_{1,2}$ 、 $\varphi_{1,2}$ と $\operatorname{div} V$ を示す。ここで検討されている場合には、波 M_2 による変形橤円の挙動は、原則として、波 S_2 による変形橤円の挙動と変わらないことに注目しよう。このために、波 M_2 による変形橤円の変化を求めるには、同時に波 S_2 による変形橤円の変化についても情報が得られる。

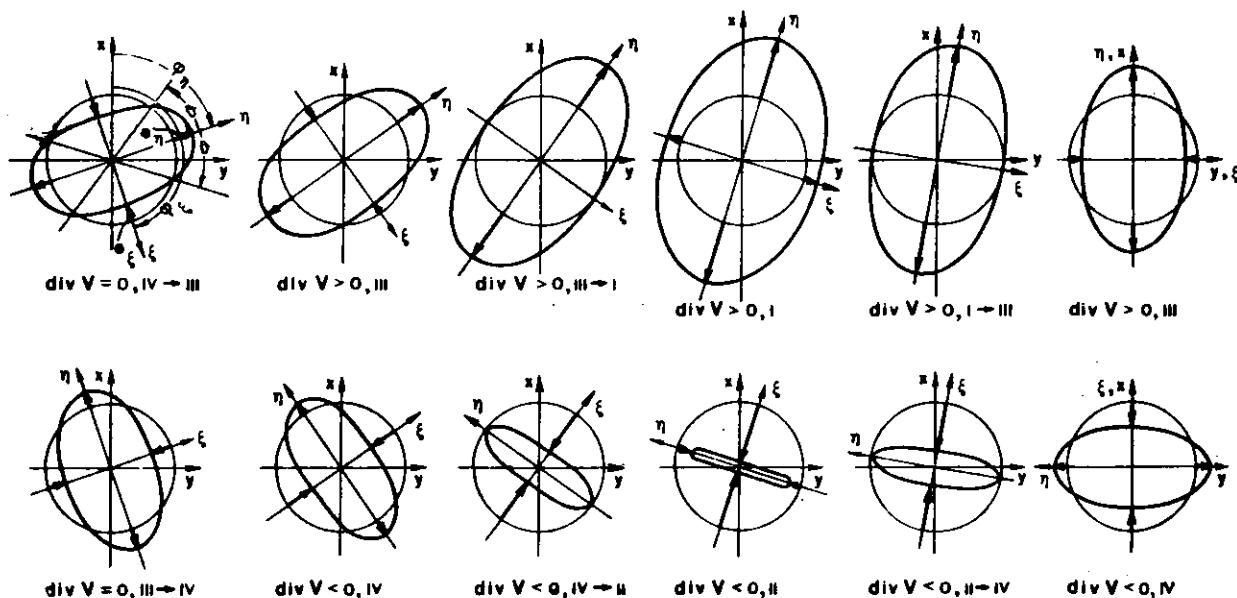


図 2. 調和潮汐波の 1 波長の範囲内の各時間モーメントにおける所与の海域の潮汐変形橤円

変形橤円軸 ($\varphi_{\eta, \xi}$) の方向付けは時間的に一定ではない。この例では、波 M_2 と S_2 による変形橤円は左回りに回転している。 $\operatorname{div} V > 0$ 又は $\operatorname{div} V < 0$ のときには時間間隔 $\frac{1}{2} T$ の間にこれら変形橤円は丁度 90° だけ回転することが認められる。すなわち波 M_2 の下では $\varphi_1 = 251^\circ$ (71°) から $\varphi_1 = 161^\circ$ (341°) に、また波 S_2 の下では $\varphi_1 = 160^\circ$ (340°) から $\varphi_1 = 70^\circ$ (250°) に回転することが分かる。変形橤円が 90° 回転すると、その主軸 η と ξ はいずれかの時間モーメント t に x 、 y 軸に合致するのは当然である（例えば、図 2においては $\operatorname{div} V > 0$ 、位置 III の場合）。しかし、変形橤円の回転は不均等に生ずる。例えば、波 M_2 による変形橤円は、 $\operatorname{div} V > 0$ 又は $\operatorname{div} V < 0$ である時間間隔の前半に、均等回転の場合に生じるはずの角 $\Delta\varphi = 45^\circ$ ではなく、角 $\Delta\varphi = 48^\circ$ だけ回転する（図 3 参照）。

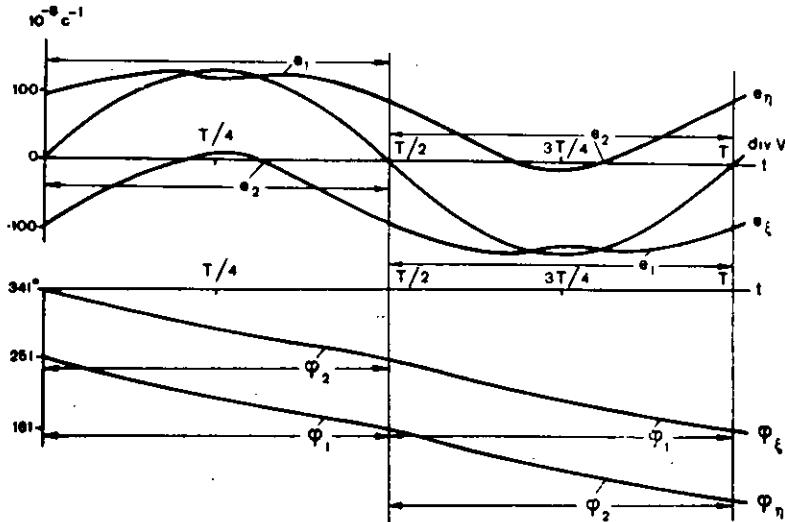


図 3. 調和潮汐波の 1 波長の範囲内の時間 t の関数としての $\text{div } V$ 、 e_{η}, ξ 、 $e_{1,2}$ 、 φ_{η}, ξ 、 $\varphi_{1,2}$ 値、

変形橈円の回転と共に $\varphi_{\eta, \xi}$ 、 $e_{1,2}$ の諸値も時間的に変化する。図 3 からは、主伸び $\varphi_{\eta, \xi}$ が潮汐波の周期中に 0 から極値までスムーズに変化することが分かるが、この図によって $e_{\eta, \xi}$ 、 $e_{1,2}$ の諸値の変化について判断できる。しかし、関数 e_{η} (又は e_{ξ}) 値が負符号をもつ時間間隔と正符号をもつ時間間隔とは関数 e_{ξ} (又は e_{η}) の極値がそうであるように、等しくない。 $\text{div } V > 0$ のときの関数 e_{η} (e_{ξ}) は、 $\text{div } V < 0$ のときの関数 e_{ξ} (e_{η}) の鏡対称 (mirror image) をなす。諸関数 e_{η} 、 e_{ξ} と $\text{div } V$ はそれぞれ互いに位相がずれており、そのため、それらの 0 点 (又は極値) は時間的に合致することがない。条件 $|e_{\xi}| = |e_{\eta}|$ は、 $\frac{1}{2}T$ に等しい時間間隔ごとの各時間モーメント t においてのみ実現される。この場合、 $e_{\eta} \gtrless 0$ または $e_{\xi} \gtrless 0$ であり、従って $\text{div } V = 0$ であるが、関数 $e_{\eta, \xi}$ の絶対値は極めて大きくなり得る。事実、検討されている場合には、 $\text{div } V = 0$ のとき、潮汐波 M_2 と S_2 のためには $|e_{\eta}| = |e_{\xi}| = 94^\circ$ と $24 \times 10^{-8} \text{ S}^{-1}$ であり、一方、これら両波のための $\text{div } V$ の極値はそれぞれ 131 と $69 \times 10^{-8} \text{ S}^{-1}$ である (表 1 参照)。

関数 e_1 の絶対値は、所与の地点の所与の時間における全伸び e を超す。このことから関数 e_1 と、それに対応する関数 e_2 に対して特別な関心が寄せられる理由が分かる。関数 $e_{1,2}$ の法則性は、グラフによって最も簡単に解明できる。

図 3 から分かるように、スムーズに経時変化する関数 e_{η} 、 e_{ξ} と違って関数 $e_{1,2}$ は飛躍を有する、すなわちこれらの符号は、絶対値が 0 でないモーメント (例えば $\text{div } V = 0$ のときの時間モーメント; この場合 $|e_1| = |e_2| = |e_{\eta}| = |e_{\xi}| \neq 0$) のうちに正反対に変わる。

関数 e_1 は常に 0 でなく、その符号は関数 $\text{div } V$ の符号と一致する。 $\text{div } V = 0$ の場合には、 $|e_1|$ 値は最小であり、その後でこの値は最大値にまで増加するが (こゝでは最大値が一つでないこともあり得ることに注目しよう)、そのモーメントは、 $\text{div } V$ が最大になるモーメントとは一致しない。この後、 $|e_1|$ 値は減少して、関数 $\text{div } V$ が再び 0 に戻るモーメント t のときに当初の最小値を探ることになる。

関数 e_2 は、関数 e_1 と違って 0 値をもつ。 $e_2 = 0$ のときのモーメントは、 $\text{div } V = \pm \text{div}_0 V$ のモーメントに近い。 $\text{div } V = 0$ の場合には、 e_2 の絶対値は最大である。この場合、関数 e_2 は、 e_1 と同様にその符号を正反対に変える。

この後、 $|e_2|$ 値は、0、最大、再び 0 の値を取りながら減少する。この後、 $|e_2|$ 値は、関数 $\text{div } V$ が再び 0 に戻るとき、モーメント t におけるその最大値に再度近づく。

関数 $e_{1,2}$ を検討する場合、 $\operatorname{div} V < 0$ と $\operatorname{div} V > 0$ のときの e_1 (又は e_2) の絶対値が等しく、またその符号が正反対であることに注目することは重要である。この外に、 $\operatorname{div} V < 0$ と $\operatorname{div} V > 0$ のときの角 φ_1 (φ_2) も等しい ($\operatorname{div} V = 0$ ならば、これら諸角は勿論、 90° だけ飛躍によって変化する)。諸関数 $e_{1,2}$ と $\varphi_{1,2}$ のこのような変化は、時間間隔 $\frac{1}{2} T$ ごとのモーメントにおける任意の同一方向での伸び e の値が同じで、符号が正反対であることと同じである (図 2 参照)。

所与の地点での伸び e の変化は、諸関数 e 、 e_x 、 e_y と $\operatorname{div} V$ が時間 t の調和関数であることと全く一致する。このことの重要な結果の一つが、前に指摘したごとく、等式 $\triangle N_p + \triangle N_c = 0$ であり、これが調和波下での氷の圧縮の形成を排除する。

同一時間における関数 e_1 と e_2 の符号は一致するか、あるいは異なる。この場合、異なる (同一の) 符号は、中間が $\operatorname{div} V = 0$ ($\operatorname{div} V \pm \operatorname{div}_o V$) のときのモーメントであるような時間間隔において認められる。これに準拠すれば、調和波の周期中の変形橈円の位置関係の移行は、表 2 に示す方式に従って行なわれる。

表 2. 時間間隔 $\frac{1}{2} T$ 中の変形橈円の位置変化の順序と、調和波 M_2 と S_2 のこれら位置変化に対応する角 $\vartheta_{1,2}$ (度) の絶対値

角	$\operatorname{div} V = 0$	$\operatorname{div} V > 0$		$\operatorname{div} V = \operatorname{div}_o V$	$\operatorname{div} V > 0$		$\operatorname{div} V = 0$
	$N - \text{II}$	III	$\text{III} - \text{I}$	I	$\text{I} - \text{III}$	III	$\text{III} - N$
$ \vartheta_1 $	45	45 - 90	90	*	90	45 - 90	45
$ \vartheta_2 $	45	0 - 45	0	*	0	0 - 45	45

角	$\operatorname{div} V < 0$		$\operatorname{div} V = \operatorname{div}_o V$	$\operatorname{div} V < 0$		$\operatorname{div} V = 0$
	N	$N - \text{II}$	I	$\text{I} - \text{IV}$	IV	$\text{IV} - \text{I}$
$ \vartheta_1 $	45 - 90	90	*	90	45 - 90	45
$ \vartheta_2 $	0 - 45	0	*	0	0 - 45	45

* $\vartheta_{1,2}$ の値には物理的内容が無い。

次の関数を検討する、すなわち

$$\Gamma_{\max} = e'_1 - e'_2$$

ただし e'_1 、 e'_2 — それぞれ主伸び e_η 、 e_ξ のうちの最大と最小の伸び ($e'_1 > e'_2$ 及び $\Gamma_{\max} > 0$ であることは明白である。) :

Γ_{\max} — 所与の地点における最大ずれ速度

速度 Γ_{\max} は、両辺が主変形軸 η と ξ の丁度中間にある直角 (この両辺をそれぞれ η' と ξ' で表わす) に対応する。この両方向 η' と ξ' が次の角に対応することは自明である、すなわち

$$\varphi_{\xi'} - \xi' = \varphi_{\eta', \xi} \pm 45^\circ$$

このように、方向 η' と ξ' に沿って最も多くの氷が「傾斜する」。

関数 φ_η 、 φ_ξ の挙動は、勿論、関数 φ_η 、 φ_ξ の挙動と合致する。関数 Γ_{\max} と $\varphi_{\eta', \xi}$ は非調和法則に従って経時変化する。関数 Γ_{\max} は、 T に等しい時間間隔中にはほぼ同一の二つの最大値 (例えば、波 M_2 では $\Gamma_{\max} = 189$ と $186 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ が対応する) と矢張りほぼ同一の二つの最小値 ($\Gamma_{\max} = 115$ と $112 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$) とをもつ。時間的にはこれら最大と最小は、それぞれ $\operatorname{div} V = 0$ と $\operatorname{div} V \pm \operatorname{div}_o V$ のときのモーメントに近く、また $\frac{1}{2} T$ 時間間隔置きにとった関数 Γ_{\max} 値は同一である。多分、たとえ総体的な密氷化又は疎氷化が存在しない Γ_{\max} のときにこのプロセスは最大の力に達するとしても、氷は連続的にかつほぼ同一の強さで「傾斜する」。関数 Γ_{\max} は常に正である。 Γ_{\max} の符号が一定であることは、勿論、時間間隔内の最大のずれ (これを γ_{\max} で表わす) が無限に成長することを意味するものではない、というの

は、軸 α 、 β の回転を伴うすれば t_{max} は次々に新しい直角のものとなり、この新直角に接する直角は反対符号の変形を蒙るからである。時間間隔 $\frac{1}{2}T$ によって分けられた一定モーメント t におけるこれら諸直角を構成する方向 α 、 β が軸 x 、 y でもあることは明白である。

調和波 M_2 と S_2 によって煽動される流氷の変形の検討を終るに当つて次のことを指摘しておく。

任意のモーメントにおける氷の潮汐変形は総ての水平方向を包括するが、これは所与のモーメントにおけるそれぞれの方向で異なる強さをもち、その符号は異なる場合もまた同一の場合もあり得る。このように、疎氷化と密氷化の同時進行は排除されていない。この場合、水平面上に横たわる変形楕円内の各モーメントには同一符号の、変形が比較的大きな二つの扇形と、それとは反対符号の、変形が比較的小さな二つの扇形とが分離されるが、その場合、変形の絶対値はその中心において最大であり、一方、諸扇形の境界で0になる。変形の符号が反対の扇形は水平面上で互いに交換する。これら諸扇形の寸法とそこでの変形の強さは絶えず経時変化する。例えば、 $\text{div } V = 0$ のときのモーメント t における疎氷化と密氷化の強さは合致し、前記4扇形全部が同一になる。 $\text{div } V = \text{div}_0 V$ のときのモーメントにおける疎氷化扇形の寸法とそこでの疎氷化の強さは、最大値に達する。 $\text{div } V = -\text{div}_0 V$ のときのモーメントにおいては逆の様相が観測される。すなわち密氷化扇形の寸法とそこでの密氷化の強さは最大に発達する。

疎氷化か密氷化のいずれか一方のプロセスが生ずる場合が起り得る。このプロセスは当然、平面の全方向で生ずるが、それぞれの方向で強さが異なる。潮汐変形楕円は絶えず回転する。この回転は右回りでも左回りでも起り得る。 $\text{div } V > 0$ 又は $\text{div } V < 0$ の間の時間間隔中の変形楕円の回転は丁度 90° である。時間間隔 $\frac{1}{2}T$ で分けられた全時間モーメント t の間に任意の所与の方向 α 、 β は等しいが符号が異なる変形が生ずる。このため、調和潮汐波の作用下での氷の圧縮は起り得ない。潮汐変形が特に強く又は比較的弱く現われる方向が各海域に存在する。

氷の調和潮汐変形の主要特性とはこのようなものであり、これら諸特性は波 M_2 と S_2 だけでなく、それがどのような海域で観測されようとも、全調和潮汐波に共通のものである。

非調和波によって引き起こされる氷の変形

海洋における実際の潮汐波は非調和波である。便宜的にこの非調和波を最も単純な調和波 M_2 、 S_2 、 N_2 、 K_1 、 O_1 ……に分割することにする。世界海洋諸海域の潮汐波のためのこれら諸成分の相対値は同じではない。このため、潮汐波は、一般の潮汐現象と同様に次の性格によって分類される。すなわち半日波、非定常半日波、非定常一日波、一日波である。半日潮汐波は波 M_2 、 S_2 と N_2 が互いに重なり合った結果として現われる。北極諸海では特にこの波が他の潮汐波より優勢である。例として、波 M_2 と S_2 が重なる結果現われる半日波によって引き起こされる流氷の変形を検討してみよう。この半日波を $M_2 + S_2$ で表わす。我々が興味をもつるのは変形である。

$$\left. \begin{aligned} e_{x,y} &= \sum_{M_2, S_2} BC e_{x_0, y_0} \cos (\sigma t - (b + c) - g_x, y) \\ \text{div } V &= \sum_{M_2, S_2} BC \text{div}_0 V \cos (\sigma t - (b + c) - m) \\ Q &= \sum_{M_2, S_2} BC Q \cos (\sigma t - (b + c) - u) \\ I' &= \sum_{M_2, S_2} BC I' \cos (\sigma t - (b + c) - I') \\ Q' &= \sum_{M_2, S_2} BC Q' \cos (\sigma t - (b + c) - x) \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

ただし B 、 C 、 b 、 c ——既知の天文的独立変数(6)。

波 N_2 は、波 M_2 の係数 C を使って公式(9)において計算できる。表1からの波 M_2 と S_2 の振幅と位相の値によって、関数 $e_{x,y}$ 、 $\text{div } V$... と諸潮汐の位相不等式期間(15日)の間の、それぞれ平均太陽時間10分ごとに連続するモーメント t における半日波 $M_2 + S_2$ に関する関数 $e_1, z, \varphi_1, z, T_{\max}, \vartheta_1, z$ とが算定された。この場合、時間モーメント t の勘定の原点としてグリニッヂ子午線での朔望(syzygy)中の夜半が採られた($C = 0$)；月角差(Parallax inequalities)(N_2 波)は考慮されず($C = 1$)、直角 B と b の平均値($B = 1, b = 0$)が採られた。氷の非調和潮汐波の記述は、正にこれら諸計算が基本となるであろう。関数(9)は非調和時間関数である。その各々が、周期 $T_{M_2+S_2} \approx \frac{1}{2}(T_{M_2}+T_{S_2})$ をもち、かつ位相差期間中に振幅(極値)と位相が変化する波である。

関数 $\text{div } V$ と Ω の例によってこれら諸変化を求めておこう。表3からは、関数 $\text{div } V$ と Ω の極値が $n = 5$ (第五半日)のときに最大値に、また $n = 20$ のときに最小値に達することが分かる。このように、氷の最大(最小)変形と最大(最小)回転は、朔望(矩象)(quadrature)に対して2.5日だけ遅れるが、これはそれらの寿命(age)である。北極諸海の諸海域における潮汐と潮汐流の寿命は2~3日であるとするデータがあるが、2.5日の寿命はこの既知のデータに一致する。平均太陽時間で表わされ、かつ半日ごとのデータの原点 $n = 0$ から計算される関数 $\text{div } V$ と Ω の位相は当然、 n の数が増すにつれて増加する。

表3. 波 $M_2 + S_2$ の位相不等式の異なる半日 n における関数 $\text{div } V$ と Ω の隣接

する正と負の極値($\times 10^8 \text{ s}^{-1}$)(分子)とその位相(分母)

関 数	半 日 数 n						
	1	5	10	15	20	25	30
$\text{div } V$	$\frac{183}{3.0}$	$\frac{200}{4.0}$	$\frac{173}{5.3}$	$\frac{106}{7.1}$	$\frac{64}{10.8}$	$\frac{115}{1.2}$	$\frac{179}{2.9}$
	$\frac{-187}{9.1}$	$\frac{-200}{10.1}$	$\frac{-168}{11.5}$	$\frac{-113}{0.9}$	$\frac{-62}{4.4}$	$\frac{-123}{7.3}$	$\frac{-183}{9.0}$
Ω	$\frac{37}{5.0}$	$\frac{40}{6.0}$	$\frac{34}{7.3}$	$\frac{20}{8.9}$	$\frac{10}{0.3}$	$\frac{43}{3.3}$	$\frac{36}{4.8}$
	$\frac{-37.5}{11.1}$	$\frac{-40}{12.0}$	$\frac{-35}{1.1}$	$\frac{-21}{2.7}$	$\frac{-10}{6.5}$	$\frac{-44}{9.5}$	$\frac{-37}{11.0}$

注 位相は時間で表わされ、半日 n データの原点から計算されている。

表3からは、関数 $\text{div } V$ と Ω の、隣接する正と負の極値が調和波下におけると同様に、等しくないことが分かる。このことは、波 $M_2 + S_2$ の1波長の範囲内では不等式 $|\Delta N_p| \neq |\Delta N_c|$ が成立立つことを実証している。直接計算によれば、 $n = 5$ から $n = 20$ までの期間には $|\Delta N_p| > |\Delta N_c|$ が、また $n = 20$ から $n = 30$ 以降 $n = 5$ までの期間には $|\Delta N_p| < |\Delta N_c|$ であることが明らかであり、この場合、 $n = 5$ と $n = 20$ のときに和 $\Delta N_p + \Delta N_c$ であり、また前記 n の間の中間に於いてこの和は最大になる(表4)。こゝから次のよう結論することができる、すなわち $N \approx 1$ のときの高密接氷中においては、不等式 $|\Delta N_p| < |\Delta N_c|$ に對応する最小(矩象)変形から最大(朔望)変形までの期間に、密氷化と共に、既述のごとく、調和波下では排除される氷の圧縮が生じ得る。この期間の船舶航行条件は、氷の潮汐圧縮が $\Delta N_p > \Delta N_c$ であるために生じ得ない朔望($n = 5$)変形から矩象($n = 20$)変形に至る期間におけるそれよりも困難になることは明白である。

表4. 波 $M_2 + S_2$ の1波長の範囲内における位相不等式($\times 10^{-4} N$)の異なる半日の疎氷化 ΔN_p と密氷化 ΔN_c

氷の密接度	半 日 数 n						
	1	5	10	15	20	25	30
ΔN_p	-258	-281	-244	-151	-91	-164	-252
ΔN_c	263	281	237	141	91	174	258
$\Delta N_p + \Delta N_c$	5	0	-7	-10	0	10	6

表5からは、関数 Γ_{\max} と e_1 が、関数(9)と同様な位相不等式をもつことが分かる。すなわちこれら諸関数は $n = 5$ のときに最大、 $n = 20$ のときに最小であり、それらの位相は数 n の変化に従って変化する。波 $M_2 + S_2$ の1波長の範囲では一般に二つの極値をとる関数 e_1 は、ある n 値の下ではより大きなその数をとり得ることに注目しよう。しかし、これら極値の数値は互いに殆んど変わらない。こゝで示された例では、関数 e_1 のこのような振幅は、関数 e_1 の極値の数値に近い三つの正(と三つの負)が数えられる $n = 20$ と21のときに認められ、またこれらには殆んど同一の角 φ_1 が対応する。

表5. 位相不等式の異なる半日 n における関数 Γ_{\max} と e_1 の極値($\times 10^8 s^{-1}$)
(分子)とそれらの位相(分母)

関 数	半 日 数 n						
	1	5	10	15	20	25	30
Γ_{\max}	$\frac{137}{2.6}$	$\frac{143}{3.9}$	$\frac{215}{25}$	$\frac{101}{1.5}$	$\frac{141}{1.0}$	$\frac{106}{0.5}$	-
	$\frac{228}{5.6}$	$\frac{238}{6.9}$	$\frac{128}{5.5}$	$\frac{164}{4.5}$	$\frac{86}{4.2}$	$\frac{178}{3.6}$	$\frac{135}{2.3}$
	$\frac{138}{8.6}$	$\frac{143}{10}$	$\frac{211}{8.6}$	$\frac{98}{7.5}$	$\frac{142}{7.3}$	$\frac{109}{6.7}$	$\frac{225}{5.5}$
	$\frac{231}{11.9}$	$\frac{238}{0.9}$	$\frac{125}{11.9}$	$\frac{160}{10.9}$	$\frac{87}{10.5}$	$\frac{183}{9.9}$	$\frac{137}{8.5}$
	$\frac{170}{4.0}$	$\frac{176}{5.0}$	$\frac{156}{4.3}$	$\frac{114}{6.0}$	$\frac{-79}{2.3}$	$\frac{95}{1.0}$	$\frac{168}{3.9}$
	$\frac{-170}{10.2}$	$\frac{-175}{11.2}$	$\frac{-153}{10.5}$	$\frac{-109}{12.1}$	$\frac{-74}{4.0}$	$\frac{-100}{7.3}$	$\frac{-170}{10.0}$
					$\frac{-83}{6.2}$		
					$\frac{78}{8.6}$		
					$\frac{75}{10.2}$		
					$\frac{87}{12.5}$		

注 位相は平均の太陽時間で表わされ、半日 n データの原点から計算されている。
調和波の場合と同様に、関数 Γ_{\max} には各波長の範囲内に四つの極値があり、これら全極値は正である。
この場合の最大極値は、その最小極値の2倍を超えない。従って、当該場合には氷は不斷にかつ殆んど同じ

強さで「傾斜する」。

表6、7からは、非調和潮汐変形橿円は左回りに回転することが分かる。関数 $\text{div } V > 0$ 又は $\text{div } V < 0$ ($\Delta t = \frac{1}{2} T_{M2} + S_2$) である期間中に、この橿円は 90° 近い角度だけ回転する。 $\text{div } V = 0$ のときのモーメントにおける同一 n 値の下では諸角 φ_1 は互いに非常に近いので、これら諸角は同一と看做すことができる（表6では、これら諸角は、値を丸めた（端数を切上げ又は切捨てた）結果、同一値が得られた）。位相不等式の間ではこれら諸角は殆んど変わらない。すなわち $n = 1$ のときの $\varphi_1 = 249^\circ$ から $n = 15$ のときの $\varphi_1 = 257^\circ$ 、更に、 $n = 30$ のときの $\varphi_1 = 249^\circ$ まで。

表6 位相不等式の異なる半日数 n における関数 $\text{div } V$ の零値とその位相及び関数

$\text{div } V$ の極値、すなわち関数 $\text{div } V$ の上記の零値と極値に時間的に合致する

$\text{div } V (s^{-1} \times 10^8)$ とその位相及び関数 $e_1, e_2 (s^{-1} \times 10^8)$ 、 φ_1

n	$\text{div } V = 0$ $\text{div } V = \text{div } V$	位相	e_1	e_2	φ_1 (度)	変形橿円 の位置
1	—	—	—	—	—	—
	+ 0 —	6.0	-113	113	249	III → IV
5	- 0 +	0.9	118	-118	251	IV → III
	+ 0 —	7.2	-117	117	251	III → IV
10	- 0 +	2.3	107	-107	253	IV → II
	+ 0 —	8.5	-105	105	253	III → IV
15	- 0 +	4.1	80	-80	257	IV → III
	+ 0 —	10.2	-77	77	257	III → IV
20	+ 0 —	1.1	-70	70	251	III → IV
	- 0 +	7.5	70	-70	251	IV → III
25	+ 0 —	4.2	-85	85	246	III → IV
	- 0 +	10.4	88	-88	246	IV → III
30	—	—	—	—	—	—
	+ 0 —	5.9	-112	112	249	III → IV
1	1 8 3	3.0	163	20	197	I
	- 1 8 6	9.1	-165	-21	197	II
5	2 0 0	4.0	172	28	205	I
	- 2 0 0	10.1	-171	-29	205	II
10	1 7 3	5.3	152	21	214	I
	- 1 6 8	11.5	-148	-20	214	II
15	1 0 6	7.1	106	1	219	I
	- 1 1 3	0.9	-111	-2	221	II
20	- 6 2	4.4	-74	12	202	IV
	6 4	10.8	77	-13	198	III
25	1 1 5	1.2	116	-1	198	III
	- 1 1 9	7.3	-121	2	192	IV
30	1 7 9	2.9	160	19	196	I
	- 1 8 3	9.0	-163	-20	196	II

注 1. 位相は太陽時の時間単位で表わされ、半日データの原点から計算されている。

2. 記号「+ 0 —」(「- 0 +」)は $\text{div } V = 0$ の値の符号が + (-) から - (+) に変わることを意味する。

$\operatorname{div} V > 0$ 又は $\operatorname{div} V < 0$ のときの時間中に変形梢円の位置は次の順序で交替する。すなわち $n = 1, 5, 10, 25$ と 30 のときに $IV \rightarrow III, III \rightarrow I, I \rightarrow III, III \rightarrow IV, IV \rightarrow II, II \rightarrow IV, IV \rightarrow III$ 。一見して分かるように、位相不等式の間、変形梢円は各半日 n のうちに任意の位置を占めることができ、 $n = 20$ のときにだけこれは位置 $III \rightarrow IV, IV \rightarrow II, II \rightarrow III$ を占める。この場合の関数 e_1 と e_2 の挙動は、調和波の下におけるそれらの挙動と同様である。このことは、関数 e_1 が 0 を採らないことを意味する。1 波長の範囲内での $|e_1|$ 値は、 $\operatorname{div} V = 0$ のときのモーメントにおいて最小であり、

表 7 位相不等式の異なる半日 n における関数 e_2 の極値、すなわち e_{1e} 、これらの位相と時間的にそれらに合致する関数 e_2 、 $\operatorname{div} V$ 、 φ_1 値と変形梢円の位置

n	e_{1e} ($s^{-1} \times 10^8$)	位相	e_2	$\operatorname{div} V$, ($s^{-1} \times 10^8$)	φ_1 (度)	変形梢円 の位置
1	171	4.0	-12	159	179	III
	-173	10.2	12	-161	179	IV
5	176	5.0	1	177	184	I
	-175	11.2	0	-175	184	II
10	156	4.3	-9	147	233	III
	-153	10.5	9	-144	233	IV
15	114	6.0	-24	90	238	III
	-119	-0.2	22	-97	237	IV
20	79	0.3	-57	22	168	III
	-79	2.3	44	-35	237	IV
	-74	4.0	13	-61	210	IV
	-83	6.2	45	-38	172	IV
	79	8.6	-46	33	239	III
	75	10.2	-14	61	213	III
	87	12.3	-45	42	172	III
25	126	2.3	-30	96	174	III
	-132	8.5	28	-104	174	IV
30	168	3.9	-13	155	179	III
	-170	10.0	12	-158	179	IV

注 位相は太陽時の時間単位で表わされており、半日データの原点から計算されている。

$\operatorname{div} V = \pm \operatorname{div}_0 V$ のときの期間に最大となる。値 $|e_1|$ の最大値がその最小値の 2 倍を超えないことが注目される（表 6 からの e_{1e} と表 7 からの e_1 の値を同一 n 値の下で比較する）。 $|e_1|$ の最小値と最大値の間の最大の差は朔望変形時に認められ、その最小の差は短象変形時に認められている。このように、変形 e_1 は決して減衰せず、かつ殆んど同一の強さで行われ、その符号は、 $\operatorname{div} V = 0$ のときに反対に変わること。

関数 e_2 は関数 $|e_1|$ と異なって $\operatorname{div} V = 0$ のときに最大であり、 $\operatorname{div} V = \pm \operatorname{div}_0 V$ のときのモーメント附近で 0 又は最小になる。

氷の非調和潮汐変形がその調和潮汐変形と相違することに注目しよう。変形梢円と波 $M_2 + S_2$ の関数 $\operatorname{div} V, Q, T, \Omega$ の全要素は位相不等式をもつ。氷の非調和潮汐変形の寿命は、潮汐と潮汐流のそれに合致する。氷の調和変形にとっては位相不等式と寿命との問題は意味がないことが明白である。非調和変形

梢円は、 $\operatorname{div} V > 0$ 又は $\operatorname{div} V < 0$ のときの時間 $\frac{1}{2} T_{M_2+S_2}$ の間に約 90° だけ回転する。時間間隔 $\frac{1}{2} T_{M_2+S_2}$ で互いに分割された全モーメント t 中に任意の方向に符号が異なる変形が生ずるが、この場合、それらの絶対値は近いとはいえない。その結果、波 $M_2 + S_2$ の 1 波長の範囲内では ΔN_p と ΔN_c の絶対値は、調和変形の場合のように同一ではない。これに対応して $N \approx 1$ の場合には非調和波 $M_2 + S_2$ の作用の下で氷の圧縮が生じることがあり、このことは、既述のごとく、調和波の場合には排除される。和 $\Delta N_p + \Delta N_c$ は、変形の他の諸要素と同様に、絶対値と符号に関する位相不等式をもつ。このため $|\Delta N_p| + |\Delta N_c| > 0$ のときの矩形変形から朔望変形に至る期間の船舶の航行条件は、生じ得る氷の圧縮の関係で $\Delta N_p + \Delta N_c < 0$ のときの朔望変形から矩形変形に至る期間におけるそれよりも困難となる。

非調和潮汐変形の残余の変化については調和潮汐変形の挙動に合致する。

参 考 文 献

1. Bezukhov N. I. 弹性と塑性の理論、モスクワ、Gostekhizdat 出版所、1953、420 p.
2. Volkov N. A., Gudkovich Z. M., Uglev V. D. 北極海盆における氷のドリフトの不均等性の研究結果、<北極南極研究所紀要> 1971, No 303, p 76-88
3. Drogaytsev D. A. 気圧場における氷の圧縮域と疎氷域<ソ連科学アカデミー報、地球物理学> 1956, No. 11, p 1332-1337
4. ポホート海における海氷の中規模変形の測定 (AIJ EX-1971) <北極と南極の諸問題> 1974, No 43-44, p 119-138、筆者、Hibler U. D., Weeks U. F., Ekly S., Kowax A., Campbell U. J.
5. Legenkov A. P. 潮汐流の調和定数に従った潮汐による疎氷化、密氷化と氷の圧縮の定義について、<北極南極研究所紀要> 1968, No 285, p 215-222
6. Soskin I. M. 潮汐流の調和定数に基づく潮汐海における航海用潮流図の作成方法、<国立水路研究所紀要> 1956, No 30 (42), p 242-272

Meteorologiya i Gidrologiya ほん訳

1. 北極諸海での氷況予測とその応用 (地理学修士 A. A. Kirillov)

北極航路では可航期間が制限されており、かつルート上の氷条件は毎年変化し、しかも大量の貨物を輸送せねばならない関係上、北極域の海上輸送は、予め適時な計画を立てないまゝ実施せざるを得ない。ソ連北極南極研究所が 30 有余年に亘って定期的に作成している長期氷況予測はこのようないくつかの計画樹立の科学的基礎となる。

氷況予測の編成時期、その内容と形式は総て実際 (Practic) の要請によって決められる。

来るべき北極可航期間の予備的氷況予測はその年の 1 月に作成されている。この予測では北極諸海と大西洋北西部において予期される氷条件の一般的背景が提示される。

3 月上旬に可航期間前半の基本的氷況予測が編成されるが、これには 1 月のものと異なり、氷盤の数量的諸特性、例えば冬期末までの沿岸定着氷の最大厚、船舶の運航上重要な諸海域の沿岸定着氷の自然破碎時期、大群氷の面積と位置、氷縁の位置と若干の諸海の定着氷縁の氷湖の状態のごときものから北極航路の個々の区間において期待される碎氷船誘導作業開始時期と諸船舶の単独航海開始時期に関するそれぞれの勧告に至るまですべて含まれることになる。

3 月に行った予測の正確化と、その可能な限りの詳細化は必要に応じて 5 、 6 、 7 月の初めに行なわれる。

可航期間後半の基本的予測は 8 月 5 ~ 10 日に作成され、これには大群氷の面積と位置、一定した氷形成時期と新生氷が船舶の航行を制限する程の厚さに達する時期のそれぞれに関するデータ、新生氷中における秋期碎氷船誘導作業開始時期と碎氷船による大量船舶誘導作業終了時期とに関する勧告が含まれる。

9 初めには北極可航期間の終了予測の正確化と詳細化が行われる。北極南極研究所は長期氷況予測とその修正予測を毎年、7 回発表している。可航期間前半について行う予測はそれより、6 ~ 7 カ月以前、同じく後半については同 2 ~ 4 カ月以前がそれぞれ適時とされている。

1 ないし 10 昼夜前に出される短期氷況予測は、可航期間中に直接、船の進路上において科学者と運航者からなるグループによって作成され、それは具体的な船舶誘導作業計画の立案と実施に利用されている。

氷況予測はバレンツ海、カラ海、ラブテフ海、東シベリア海、チュコト海とアナドイル湾のために作られている。過去 5 年の間に北極南極研究所は、長期予測の対象区域をラブラドル海、グリーンランド海とデビス海峡にまで拡大した。

極北域の経済開発テンポが益々速くなっているので、氷況予測と氷情報に対する関心もつねに高まる一方である。近い将来には北極諸海域大陸棚の地下資源の探査、開発を行う場合に氷況予測の利用が予想されている。

ソ連の海洋船隊省のごとき氷況予測の主要なユーザーの外に、可成り広範な省庁の経済組織や機関がこれを利用しており、北極・南極研究所が作成する総ての氷況予測はそれに関心をもつ 80 の機関や組織に配布されている。

氷況予測をユーザーに配布することの外に、これを実務に浸透させる方法として予測作業員を北極海上オペレーション計画の適時作成と北極の可航期間中の船舶の誘導の科学上及び操作上の保証に直接参加させる方法も採られている。

この外、全可航期間中、北極・南極研究所の予測員は、諸海域の実際の及び予想される氷条件について無線と電話での相談に応じている。

長期氷況予測法は極めて若い学問の分野で、その基礎は V. Yu. Vize と N. N. Zubov の諸労作によって 1930 ~ 40 年代に築かれたものである。これら優れた極地研究家の基礎的研究のピッチは諸外国の同僚たちのそれらと比較するとはるかに早かった。

その後、自然の諸プロセスに関する一連の観測が蓄積され、諸海の条件に関する知識が拡大し深くなるに

従って氷況予測方法は益々改良されてきた。これら諸研究は、北極航路での貨物輸送量の急増と可航期間の延長とによって促進された。氷況予測方法についての現在のレベルはもし北極海盆と周辺諸海の計画的、総合的研究がなかつたら達成できなかつたことを指摘しておく必要がある。

現行の長期予測法の基礎には、秋冬期の氷の蓄積プロセスと春夏期のその融解と崩壊両プロセスの主要特性の調査がある。これら諸プロセスのうちの最重要プロセスは：1)氷の成長。この結果、主に、諸海の氷盤が形成される；2)融解。諸海から氷が一掃されるか、又はその量を減少させる原因になる；3)氷の漂流、氷盤の吹寄せ或いは運び出しの原因となる。

氷盤の形成・破壊プロセスの研究によって、将来の氷条件に影響を及ぼす諸因子全体の中の先行するプロセスと後続するそれとの役割を概略ではあるが決めることができた。初期の氷条件とその後の氷の状態の変化との相関関係に関する問題は、氷況予測法を開発する場合の主要問題となる。

先行する諸プロセスの直接、間接の影響又は、全く同じことであるが、初期条件のそれらは、氷の慣性、氷塊の熱慣性、傾斜対流にそれぞれ現れ、これらが統計物理的氷況予測法で広く利用されている。

本論文の枠内では氷況予測法の内容について更に詳述することはできない。その主な事項については一連の諸論文〔参考文献1-3〕に記述されている。

近年、長期の氷況予測を作成する場合には、統計物理法と共に数値法又は海洋熱力学的方法が使われている。

実際の予測作業において明らかなどとく、あれこれの方法を巧く組み合わせることによって最良の結果が得られている。

ここで氷況予測の当否の確率について若干触れることにしよう。

北極可航期間終了後に毎年、個々に予測された指数（index）の確率の評価が行われている。ソ連邦気象庁が設定した特別指針に従って氷況予測を評価する場合の許容誤差として予測の適時性に応じた自乗平均偏差²又はその割合が使われている。

6カ月以上前に予測が出された場合の許容誤差を²とすれば、1ないし6カ月の場合のそれは0.8²、すなわちA×20%には²対応し、また1カ月又はそれ以内の場合のそれは0.674²である。

このような許容誤差値が若干の予測利用者、特に航海関係者の要求を全面的に満たすものでないことを我々は知っている。

比較的高い許容誤差値が設定されている理由は、主に、予測対象の氷特性の観測データに関して測定精度が不十分な点にある他にこの氷特性の年毎の可変性が大きい点、並びに予測法自体が不完全な点にもある。つまり予測にとって気象学とその関連科学部門の発展水準が大きくものを云うことになる。

氷況予測法と基本観測データの各精度が現行水準である限り氷況予測を評価するためにより厳格な基準を適用することには根拠がない。

長期の氷況予測の当否を評価する場合、予測対象の総ての諸特性は、その実用面での価値と方法論的な根拠に応じて次の5群にまとめられる、すなわち

- (1) 氷の厚さと定着氷の崩壊
- (2) 氷盤の分布率と面積
- (3) 氷の分布
- (4) 氷の形成と新生氷の成長
- (5) 航海上の推薦（navigational recommendation）

表1に1971-1975年の期間の3月と8月の基本的氷況予測の当否を百分率で示す。

表で明らかなように、3月及び8月の氷況予測の全海域と全因子についての平均の確率は、各年毎にみてもまた5カ年平均でみても80～90%の範囲にあり、個々の場合にのみ50～70%まで低下する。表1から、可航期前半では氷の分布(80%)、氷盤分布率と面積(84%)の予測の確率が最低であり、定着氷の崩壊(89%)と航海上の推薦(87%)のそれが最高であることも分かる。

可航期後半の予測(8月予測)では航海上の推薦(86%)が比較的高い確率を有し、一方、氷形成と氷の成長(81%)が最低の確率をもつている。

海域別では北極東部域の予測、特に東シベリア海とチュコト海の可航期前半の氷盤分布率と分布に関するそれらの確率が比較的低い。

西部諸海域(グリーンランド海、バレンツ海、カラ海、ラブテフ海)の予測の確率は、可航期前半においても、また後半においても比較的高い(表1)。

表2. 北極航路の進路のための航海上の推薦に関する予測の五カ年毎の確率

	1941 -1945	1946 -1950	1951 -1955	1956 -1960	1961 -1965	1966 -1970	1971 -1975
確 率 %	63	68	82	81	83	85	87
指 数	30	34	40	57	75	76	75

表2には1941-1975年の期間の五カ年毎の航海上の推薦の予測の確率と指数についてのデータが示されている。この表から明らかなように、1946-1950年の第二次五カ年計画期から1951-1955年の第三次五カ年計画期への過程で確率の飛躍的向上がみられた。1951-1975年の25カ年間の航海上の推薦の予測の確率は80%を超える水準を維持しており、この場合、5カ年から次のそれへとたとえ徐々にではあるにしても、この確率は絶えず上昇している(表2)。航海上の推薦の予測の指標は1961年以降、実際上変わらず、75である。

実用上の観点からみて極めて重要なのは次の事実である。即ち諸々の予測の中で実際面で最重要の因子つまり全北極諸海での航海上の推薦の方が3月・8月予測の残りの諸指標よりも高い確率(87%)をもつという事実である。

五カ年平均の氷況予測の確率は比較的優れているにもかかわらず、若干の年の個々の海域については大きな誤差が生じている。例えば、1974年の8月の予測(68%)と1975年の東シベリア海とチュコト海に関する3月の予測(62%)の確率は低かった。

このように、もし許容誤差が0.8%の下で、予測対象の氷特性の多年平均値が一般に50～60%を超えず、また個々の場合には35～40%にさえなることを考慮するならば、五カ年間の長期氷況予測の効果は30～40%であったことになる。

表3. 1971-1975年の期間の短期氷況予測の確率(%)

年	西 部	中 央	東 部
1971	87	85	84
1972	86	82	92
1973	85	82	83
1974	84	89	93
1975	90	85	91
平 均	87	85	89

表3は北極西部、中部と東部諸海域の可航期間中に北極・南極研究所の予測員が作成した短期の氷況予測の確率を示す。

表3から分かるように、北極のこれら三つの海域の総て短期氷況予測の確率は同年の長期氷況予測のそれよりも若干高く、平均85～90%になっている。

北極東部海域での予測は確率が比較的高く（五カ年平均89%）、西部海域のそれは若干低く（87%）、中央部のそれは更に低い（85%）。

5カ年間の短期予測の確率は年によって極めて僅かしか変わらない（表3）。

得られた諸結果を評価すると、次の結論を導くことができる。すなわち氷況予測の分野においても一定の進歩がみられており、また氷況予測の極めて複雑で、かつ実務的に非常に重要な諸問題は正しい方向で解決されつつあるのである。

これと共に、われわれは、北極・南極研究所が作成する予測がその精度の点でもまた適時性の点でも未だ実務面のニーズに十分に応えられるものではないことを知っている。

年々増加の一途にある北極の経済開発テンポと、これに関連した北極航路による輸送量の増大を考慮すれば、今後も氷況予測に対する要求は高まるものと見ねばならぬ。

新造大出力砕氷船を含む各種技術手段によって北極航路が整備されても、氷況予測を参考にする必要がなくなるわけではなく、反対に、この高価な新造設備を、たえず変化する氷条件を考慮してより目的的かつ合理的に利用せねばならなくなる。従って、予測法の改良問題は今後も依然として現実の問題である。

海上の氷盤についての研究成果と予測法の現状を基礎として、この分野での今後の作業は次の三つの基本方向で進められねばならない、すなわち

- (1) 氷盤に対する定期的計器観測の方法論の改良とその量の拡大。その結果として、予測法を更に改良するという要求に応えられるような情報収集システムが開発されねばならない。
- (2) 年間の全サイクルを通じた氷の状態の数値計算法の改良のために氷盤の集積、破壊、運動の諸プロセスを更に研究すること。数値計算・予測法の理論的開発のためには対応した実験研究体制を整備する必要がある。
- (3) 予測精度を高め、かつその適時性を強めるために統計・物理的、数値的予測法を新たに開発すること。この場合、氷のレジムの大規模な異常にについての予測の確実性を高める問題は極めて重要である。

前記諸提案の実現は予測の質を高めるのに役立ち、このことによって実務面のニーズをより完全に満足させるのに役立つはずである。

参考文献

1. Volkov N. A., Gudkovich Z. M., Kirillov A. A., Kovalev E. G., Smetannikova A. V., Spichkin V. A. 北極諸海の長期氷況予測法開発の基本的総括と課題。〈Problemy Arktiki i Antarktiki〉1970. №36-37. p. 86-106.
2. Kirillov A. A. 北極諸海の長期氷況予測法とその改良方法。〈Problemy Arktiki i Antarktiki〉1967. №27. p. 65-74.
3. Krutskikh B. A., Gorbunov Yu. A., Sokolov A. L. 北極諸海の短期氷況予測の諸問題。〈Problemy Arktiki i Antarktiki〉1970. №36-37. p. 107-115.

2. 北冰洋における流氷の最近の変化（地理学修士 V. F. Zakharov, L. A. Strokina）

極氷と気候との相互影響を評価するには、大気の熱的状態と海水の分布に関する相当長期間の並行観測が皆無のために著しい困難が伴う。近年、この分野での状態は改善され始めた。第一に、前世紀末以降の大気の熱的状態を示すデータが入手された。第二に、1936年以降の北冰洋の大部分における氷の分布に関する最初のデータが入手された。このように、最近の気温と極氷面積のそれぞれの変化特性を知ることができるようになったのみならず、この両者の関係の密接さをできる限り評価する試みも可能になった。

地球の半球上及び個々の緯度上の気温の変化特性については一連の研究によって詳細に解明され、よく知られているが、極氷（polar ice）についてははるかに僅かしか知られていない。このことを考慮しながら、最近の極氷についてより詳細に論じることにしよう。

最近地球上の海水盤は合計 $23.471,000 \text{ km}^2$ すなわち世界海洋面積の 6.5% を占める。うち $12.378,000 \text{ km}^2$ は北半球に、 $11.093,000 \text{ km}^2$ は南半球に分布している。この数字は年平均の氷面積を表わすものである。図1はそれぞれの半球と地球全体にとってこれら面積の季節変化（change）特性を示す。第一に、南北両半球の氷盤の寸法は反対位相で変化し、それぞれの極値は9月と3月に現われることを指摘せねばならない。第二に、南半球のこれら諸寸法の季節変化の振幅は北半球のそれの2.1倍になる。第三に、世界海洋の氷面積は10月に最大（ $27,804,000 \text{ km}^2$ ）、3月に最小（ $18,200,000 \text{ km}^2$ ）になる。

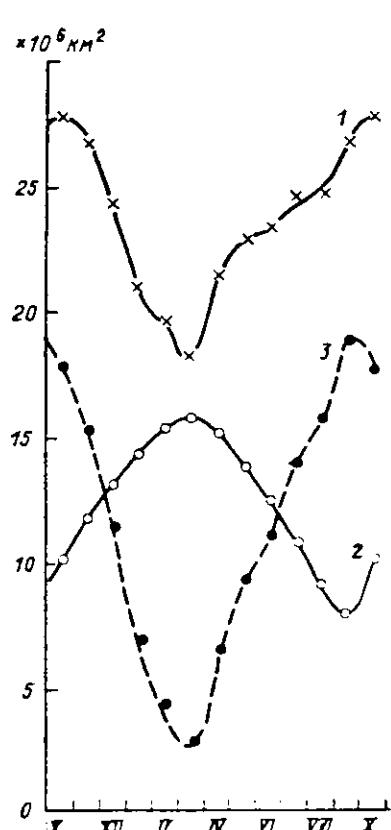


図1. 世界海洋(1)、北半球(2)と南半球(3)
の海水分布面積の季節変化

季節変動（oscillation）はその顕著さにもかゝわらず、極氷面積の時折りの変化の複雑な性格の末端までを現わしてはいない。19世紀及びそれ以前に行われた漁船や探検船、輸送船の航海は、例えば極氷域の氷条件が年毎に可成り大幅に変化することを明らかにした。その後、20世紀に入ると既に、この条件が多年性の変動も蒙ること、換言すると、航海にとって比較的容易な氷条件と重大な氷条件とには可成り長期に亘る周期があり、これが時間と共に交互に交替することが分ってきた。

極氷面積の多年性変動の事実が認識されたのは主として、北極の温暖化と初めに称された今世紀最初の急激な気象変動の研究課程においてであった。特に、今世紀20年代には北極の大西洋隣接域の大部分で氷分布率の低下傾向が明確に認められたことが分った〔参考文献5.9.10〕。バフィン海とデービス海峡においては氷条件の改善傾向がそれよりやゝ早く認められた。今世紀初期には既に同海峡の氷分布率は平均以下を示し、1921～1930年の10年間に氷分布率は1810～1930年の100余年の期間のうちでの最低になつた。グリーンランド海の1921～1939年の4月～8月の氷面積は1898～1920年のそれに比し15～20%縮少した。この氷分布率の低下によって、アイスランド沿岸において今世紀初頭では未だ正常な海運と漁業を妨げていた氷の出現がついに止まつた〔10〕。1896～1919年の5月～6月のバレンツ海の氷分布率は6.1%であったのに対し、1920～1940年のそれは4.7%にまで低下した〔5.8〕。このような氷分布の減少の結果、同海での氷の南端は30年代末までには $\Delta 120 \text{ km}$ 北に移動した。

他の北極諸海域でも氷分布の減少は生じており、その場合、V. Yu. Vize が記すように〔5〕、ほぼ全海域においてその規模は、バレンツ海におけるそれよりも更に大きく減少した。

勿論、今世紀第1四半期間の水量についてのデータの確実性が不十分であることを忘れてはならない。このために、このデータに基づいて得られる量的評価には注意して対応せねばならない。しかし、氷面積の多

年性変化の性格それ自体には疑いを起こさせない。

北極における氷盤発達の多年性変化は一般に、気象変化と並行して、全体的には自然条件の進化と並行して起っていることが分かった。例えば、V. Yu. Vize のデータ〔5〕によれば、北冰洋の水面積は 1920 年代と 1930 年代、すなわち気温が何よりも強く上昇した時期、特に大幅に減少した。この 20 年間だけでも北極の極氷冠の規模は約 1,000,000 km² 減少した。しかも、その変化は北冰洋の大部分の海域、つまりバフィン海とデービス海峡、グリーンランド海とベレンツ海、及びシベリア沿岸北方諸水域でそれぞれ生じている。同時に、これら諸々の変化の規模は、その地理的分布特性について幾らかでも明確な概念を形成するのには役立たなかつたがそれその規模が海域の地理的位置に左右されることが認められた。これについては、科学がこの時期にはどれ位事実の解明に関与していたかを考えると、何ら驚くべきことはない。V. Yu. Vize は、1924~1939 年の北極諸海における氷分布について利用した資料の質を評し乍ら、「総ての場合、水面積のほぼ半分は不明のまゝであった」と記している。このために、この 16 年間の氷分布率の変動に関する結論のすべては、同氏の意見では、単に概略的なものとしてしか認められないものである。

北極における航海の発展と、氷況図作成のための航空機の利用は、氷盤発達の研究の論拠となる調査資料を大幅に増強した。これは人工衛星の出現によって更に強化され、地上の最遠隔地からの情報収集が現実に可能になった。この結果、現在までに、北冰洋の大部分での過去 40 年間の氷盤の発達についての判断を可

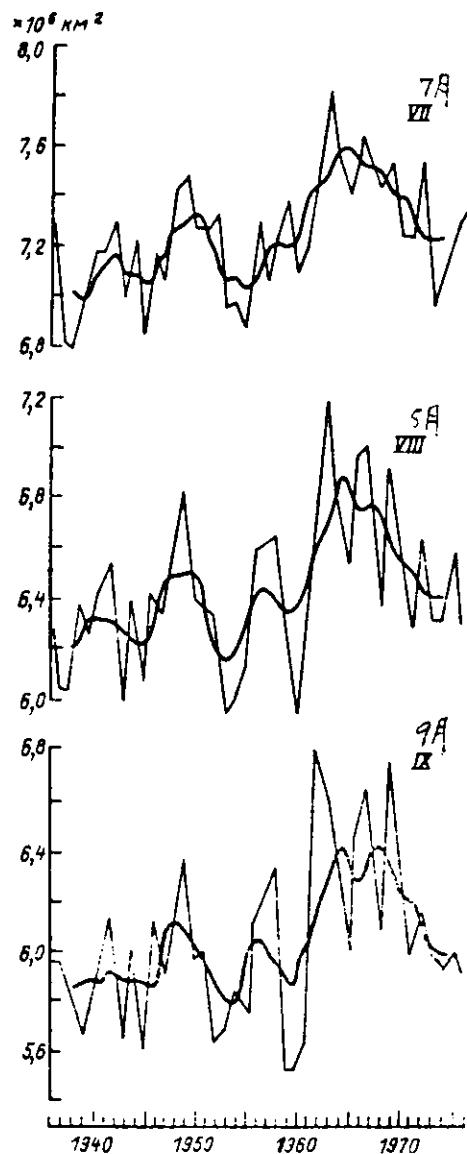


図 2. 夏期の北冰洋の氷面積の変化

能にするデータが收集された〔7〕。この（氷盤）部分の面積は 1,093,100 km² で、これは北冰洋全面積の 7.4% に当る。ポーフォート、リンカーン及びバフィンの諸海、ハドソン湾、カナダ北極群島諸海峡における氷観測はグリーンランド東方諸海域におけるそれよりも遅く始められた。このため、北冰洋のこれらの部分の氷分布の変化の分析は行われていない。現存のデータに基づけば、この海域の氷面積の多年性の変化の一般的な傾向は、北冰洋の他の部分のそれに九分九厘まで合致するらしいとしか云いようがない。

本調査の対象期間中に氷によって占められた面積を求めるための基礎となった資料の質について云えば、これは、V. Yu. Vize が使った第二次世界大戦前のデータの質とは較べものにならない。この質の大幅な改善は、1946 年以来、主として海氷線の位置に対するこれまでより定期的且つより詳細な観測を実施する方法で得られたものである。残念ながら、データの精度の評価は大きな困難を伴うのでこの理由のためそれは未だ行われていない。

図 2 は 1936~1976 年の期間の 7.8.9 月における調査対象区域の極氷面積の変化曲線を示す。これら面積は時間の経過と共に非常に大きく変化することが容易に分かる（表 1）。

表 1. 1936~1976 年の北冰洋の氷面積に関する
データの統計的特徴（単位 1,000 km²）

	7 月	8 月	9 月
平 均	7,247	6,437	6,033
最 大	7,848	7,209	6,830
最 小	6,807	5,917	5,528
振 幅	1,041	1,292	1,302
自乗平均	252	312	326

氷面積の多年性の変化には大きな関心が寄せられている。

これら諸変化の特徴は、5カ年毎に平均化された氷面積の変化に明瞭に表われている。図2には曲線で画かれた氷面積の平均値が太線によって示されている。

7.8.9月のこれら諸曲線が多くの点で類似していることに先ず注目せねばならない。のこと(類似)は、過去40年(1940~1979年)間の氷盤の発達にみられるこれら諸曲線によって表わされている特徴が、北極における1年のうちの少なくとも温暖期間全部に亘って顕著に現われることを立証している。これら諸特徴のうち最も明瞭なものは、50年代中期に始まった極氷面積の大幅な増大である。この増加は非常にピッチが早く、10年後の60年代中期には調査対象区域の氷面積は既に7月で540,000 km²、8月で650,000 km²、9月で540,000 km²だけそれぞれ増加していた。その結果、この時期の開始当時には氷が皆無であった場所や極めて稀れにしか現われなかつた場所でも氷の出現が当り前の現象になった。しかも、これら諸変化は北極のあれこれの海域でそれぞれ個別の特徴をもつてゐる。つまり変化は時間的に一致せず、またその規模においても大幅に異なつてゐる。氷面積の増加は先づ初めにカラ海で始まり(40年代初め)、その後、ラブテフ海とバレンツ海で(50年代中期)、最後にグリーンランド海で(60年代中期)始まつた。氷面積の最も著しい増加はカラ海で生じ、こゝでは1940年代初期から1960年代末期までの間に、氷面積は390,000 km²程増加した。バレンツ海でも水量の増加は顕著であった。氷盤の分布の最大の変化は概して北極の大西洋隣接域、すなわちカラ、バレンツ、グリーンランド諸海で生じたことを指摘しておかねばならない。

氷面積の増加は北極における氷状悪化の最も重要な反映ではあるが唯一の兆候ではない。北冰洋の氷盤がニラスからバックに至る凡ゆる年令順位の氷の機械的混合物であることは知られている。これら諸氷の量は時間的にも又地理的にも変数値である。氷盤の最もよく保存された、安定した部分は、北冰洋中央部に集中している二年氷と多年氷である。これが北半球の極氷冠の核をなしている。

北冰洋のバックと二年氷の面積は、密接度10の最密氷に換算して1970年代初めまでに1950年代中期のそれに比し720,000 km²も増加したことが観測によって分かっている。氷盤の「熟年」(ageing)と、その厚さの増加が生じた。北冰洋におけるバックの分布も変わつた。シベリア沿岸からなるか北方にあつたその限界は益々海岸に接近するようになった。ある海域ではその限界はほぼ150海里も南下した。その結果可航期には航行の進路上で益々頻繁にバックに遭遇するようになり、輸送船の航海が難しくなつた。

海水の熱含有量の低下と、以前より低い気温は、北極諸海の氷形成がより早期に始まるようになる原因になつた。一連の諸海域ではこの時期が20~30昼夜も早まつた。同時に、春期の氷現象(融解、定着氷の崩壊、氷の浄化〔refining〕)は遅れるようになった。換言すれば、氷の蓄積期間の大幅を延長と、その破壊期間の短縮とが生じた。

図2から分るよう、1960年代中期以降、北冰洋の氷盤の面積は可成り急速に縮少するようになった。このことの反映は北冰洋の周辺域の水況と航海条件の改善となって現われた。この改善が、1930年代末から1940年代の始めまで、すなわち温暖化の絶頂時、に観測された気象条件と氷条件の再現への期待をもたらしたこととは疑いない。

以前に本論文の筆者の一人とN. A. Volkovとの共著による論文〔6〕においても、1960年代に始まつた北極氷盤の面積の減少について既に指摘されていた。また、この減少が、温暖化に向かう丁度その年々における大気中の熱的条件の変化に関するM. I. BudykoとK. Ya. Vinnikovの結論〔4〕と完全に一致することも指摘された。M. I. BudykoとK. Ya. Vinnikovはこの温暖化プロセスを、大気中のCO₂濃度の増加との関連で起こる連続的気温上昇の長期的時代の開始と看做している。これと異なり、N. A. VolkovとV. F. Zakharovはこのプロセスを、多くの専門家の予想によると今世紀末にそのピークに達する現在の寒冷化状態の破壊と看做している。これら二つの相対立する觀点のうちいずれが真理に近いかを語ることは未だ時期尚早である。

大気中の熱的条件と極氷の発達との相互関係に関する問題には大きな関心が寄せられている。

北半球の気温変化に関する最も信頼のおけるデータは論文〔1〕に掲載されている。これらデータは、それ以前に実施された膨大な量の計器観測を総括する過程で得られたもので、これは $\varphi k =$ 北緯 20, 25, 30, 35, … 85 度の 14 の緯度線上の(1881年から1975年までの期間の平均気温に対する)気温の平均偏差値の形で表わされ、この後で北半球の全非熱帯域(北緯 87.5 ~ 17.5 度)と基本緯度域(北緯 87.5 ~ 72.5 度, 72.5 ~ 57.5 度, 57.5 ~ 37.5 度, 37.5 ~ 17.5 度)で平均化されている。

これらデータの分析によって、当該期間の初めから 30 年代中期までに北半球の非熱帯域の気温上昇が生じたことが分った。その後 20 年間に亘って気温が低下しつづけ、60 年代中期に最低に達した。その後の年には高緯度域において特に、明瞭に現われた温暖化傾向が見られた〔1.4〕。

大気の熱的状態の経時 (time) 変化に関するこれら諸特徴は、北極の海水盤発達の特徴と完全に一致することが容易に分かる。このため、これら両現象間の関係の密接さを量的に評価できるデータに対して関心が払われねばならないのは当然である。

先ず最初に、夏季 3 カ月のうちの各月(7.8.9 月)の北冰洋の水面積値と、1936 年から 1976 年までの毎年のデータに基づく北半球の非熱帯域における気温の年平均異常値との間の関係の密接さが評価された。この両者間の相関係数値は 7 月に最大値(-0.59)を、また 9 月に最小値(-0.37)をもつことが分った。7 月の北冰洋の水面積値と北半球の非熱帯域の年平均偏差値との間の関係を図 3 に示す。

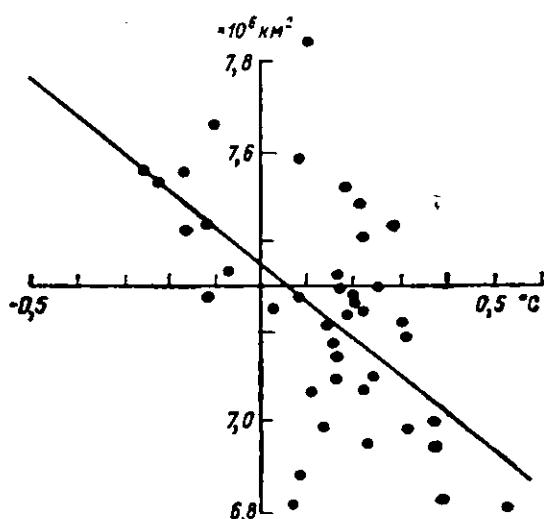


図 3. 北半球の非熱帯域(北緯 85~20 度)の年平均気温偏差値と 7 月の北冰洋の水面積との間の相関関係を示すグラフ

れる。この関係から、夏季の各月の氷の一般的分布率値と、寒冷な及び温暖な各半年間の平均気温偏差値との間の相関係数値の算定に対して一定の関心が払われた。(寒冷な半年(以下寒冷季と称す)は、前の年の 10 月から数えて 6 カ月間であり、温暖な半年(以下温暖季と称す)は暦年の 4 月以降の 6 カ月間とする。) 気温偏差は、データ〔1〕に基づいて北緯 85~65 度域のために求められた。表 2 に、入手された相関係数値を示す。

表 2 から明らかなように、相関係数値は寒冷季と温暖季の間で若干相違する。しかし、その差は小さい。夏季の極氷面積が夏季の熱的条件によってのみ左右されるものでないことは明白である。このことについては、夏季 3 カ月のそれぞれの月の氷の分布率と、寒冷季及び温暖季の両季の温度偏差の間の線形多重相関係数 (linear multiple correlation coefficient) が証明している。前記係数は、7 月と 8 月の

この関係を利用すれば、補外 (extrapolation) によって北半球の年平均気温が 1°Cだけ変化する場合の 7 月の氷面積の変化をほど評価することができる。この値は 840,000 km^2 になる。しかし、この評価は極めて予備的性格のものであることを強調しておかねばならない。

7 月の氷の分布率に関する毎年のデータと、それぞれの緯度域における年平均気温偏差との間の関係の密接さを検討する場合、当然予期されたように、北極諸海の氷の分布率は、最北域(北緯 85~75 度)の大気の熱的状態と最も密接な相関関係を有することが分かった。この場合、前記変数の間の相関係数は -0.62 である。この地帯についての、よく知られている特徴を思い起してみると〔1.4〕、すなわち、ここでは、半球上の他のどこよりも早く、かつ明瞭に熱的条件 (regime) の変化が現われる。この場合、この特徴は一年の内の寒冷な半年に最もはっきりと現わ

表1. 1971-1975年の期間の3月・8月氷況予測の確率(%)

海 域 名	氷の厚さと定着氷の崩壊					氷盤の分布率と面積					氷 の 分 布								
	1971	1972	1973	1974	1975	平均	1971	1972	1973	1974	1975	平均	1971	1972	1973	1974	1975	平均	
3 月 予 測																			
ラブ라도ル海とデービス海峡	-	-	-	-	-	-	50	100	40	100	100	78	82	88	71	95	88	85	
グリーンランド海	-	-	-	-	-	-	100	100	100	80	100	96	80	83	88	78	100	86	
バレンツ海	100	67	67	67	100	80	100	93	100	79	100	94	93	88	69	70	87	81	
カラ海	100	100	67	100	100	93	100	50	67	67	33	63	100	-	0	0	100	50	
ラブテフ海	100	80	100	100	60	88	100	50	50	100	50	70	-	-	-	-	-	-	
東シベリア海	100	100	100	100	100	100	100	100	0	0	0	40	0	100	100	100	100	80	
チュコト海	100	100	100	67	50	83	100	100	100	100	0	80	100	0	100	100	0	60	
アナドイル湾	100	0	100	100	100	80	100	100	50	50	100	80	-	-	-	-	-	-	
平均	100	85	85	91	86	89	82	92	73	83	88	84	84	75	82	74	80		
8 月 予 測																			
バレンツ海	-	-	-	-	-	-	100	100	-	100	100	71	100	100	100	88	92		
カラ海	-	-	-	-	-	-	67	100	100	50	100	83	75	68	100	78	50	74	
ラブテフ海	-	-	-	-	-	-	50	100	100	50	100	80	-	-	100	100	100	100	
東シベリア海	-	-	-	-	-	-	100	100	0	100	0	60	100	100	100	100	100	100	
チュコト海	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	-	100	80	100	84	86	90		
平均	-	-	-	-	-	-	84	100	80	75	92	86	78	82	100	91	84	87	
氷形成と氷の成長								航海上の諸勧告					全因子の平均当否率						
海 域 名	1971	1972	1973	1974	1975	平均	1971	1972	1973	1974	1975	平均	1971	1972	1973	1974	1975	平均	
3 月 予 測																			
ラブ라도ル海とデービス海峡	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	76	91	55	98	94	83	
グリーンランド海	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	82	84	94	80	100	88	
バレンツ海	-	-	-	-	-	-	100	100	100	50	50	80	95	88	84	67	90	85	
カラ海	-	-	-	-	-	-	100	100	100	100	67	93	100	80	69	83	75	81	
ラブテフ海	-	-	-	-	-	-	100	100	100	100	100	100	100	78	89	100	67	87	
東シベリア海	-	-	-	-	-	-	100	100	100	100	0	80	83	100	86	88	62	84	
チュコト海	-	-	-	-	-	-	100	100	100	100	0	80	100	80	100	83	20	77	
アナドイル湾	-	-	-	-	-	-	100	100	100	100	100	100	100	80	75	83	100	88	
平均	-	-	-	-	-	-	100	100	100	100	91	55	87	86	87	78	86	81	84
8 月 予 測																			
バレンツ海	50	100	100	100	50	80	100	-	100	100	0	75	79	100	100	100	75	91	
カラ海	92	73	60	100	100	85	100	80	100	100	80	92	84	70	79	94	89	83	
ラブテフ海	80	80	80	80	100	84	100	75	100	100	75	90	79	80	88	80	94	84	
東シベリア海	100	83	92	25	67	73	100	100	100	100	50	100	90	100	90	89	37	70	77
チュコト海	100	100	100	38	100	88	-	-	100	0	100	67	100	85	100	41	100	85	85
平均	88	84	84	61	88	81	100	83	100	75	71	86	84	88	68	85	82		

氷の分布率に対しては -0.71、9月の氷の分布率に対しては -0.58 となっている。

表2. 北緯 85~65 度域の気温偏差と北冰洋の水面積との間の相関係数値

気温異常	夏季の氷の分布率		
	7月	8月	9月
線形相関			
寒冷季の気温偏差	-0.66	-0.58	-0.47
温暖季の気温偏差	-0.57	-0.64	-0.53
年平均気温偏差	-0.60	-0.57	-0.41
部分相関			
(温暖季の影響を除外した)寒冷季の気温偏差	-0.53	-0.38	-0.26
(寒冷季の影響を除外した)温暖季の気温偏差	-0.36	-0.49	-0.39

温度偏差が1年のどの部分をより大きく左右するかを定めるために、温暖季と寒冷季の各気温偏差からそれぞれ他の気温偏差の影響を除外した値と氷の分布率との間の部分相関が計算された。

部分相関係数値は線形相関係数値よりも小さいけれども、これら部分相関係数値は寒冷季と温暖季の温度の影響の差をはっきりと表わしている(表2)。極水面積が未だ年間最大に近い7月のそれは、寒冷季の気温偏差とより密接な相関関係を有し、一方、8月と9月、すなわち氷が激しく融解する時期、のそれは、温暖期の気温偏差とより密接な相関関係を有する。

図4は、被検討対象の緯度線域における寒冷期と温暖季の気温偏差と、7月と8月の北冰洋の水面積の多年の推移を示す。この場合、1936~40年の5年間の寒冷季の気温は1965~69の5年間のそれに対応して-2.2℃だけ低くなっているが、この低下に対応して7月の氷盤面積は、全期間を通じての7月の平均氷盤面積値に対し9.1%だけ増加し、また1965~1969年の5カ年後の1.0℃の温度上昇に対応して氷面積は5.5%だけ減少した。

温暖季の気温変化の振幅は、寒冷季のそれよりもはるかに小さい。例えば、1962~1966年の8月の温度に対する1936~1940のその温度低下は0.9℃でしかなく、また近年(1972~1976年まで)の温暖化は全体で僅か0.3℃の温度上昇となって現われたに過ぎない。しかし、この温度変化に対応する8月の氷面積の変化は、多年平均からのそれぞれ10.3%と6.8%になった。

このように、それぞれの半年間の熱的条件(レジム)の変動の影響下における氷面積の変化について得られた評価は、北極諸海の氷盤が寒冷季の温度変化に対するより温暖季のそれに対

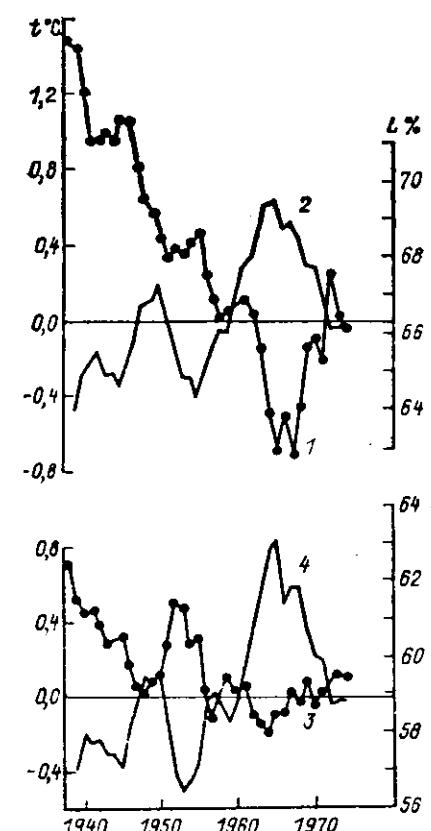


図4. 北緯 85~65 度域における寒冷季(1)と温暖季(3)の5年浮動平均気温偏差と、7月(2)と8月(4)の北冰洋の水面積の多年の推移を示す折線グラフ

する方が遙かに敏感であるとの、以前得られた結論[2.3]を再確認するものである。

図4に示すデータは、気温の変化に対する氷の分布率の変化の様相(phase)には顕著な遅延は認められないとの結論[7]

にも合致する。このことは、比較される値を1年から5年にずらした場合に現われる相関係数の大幅な低下によっても証明される。

最後に、北氷洋の水面積に関するデータに限界があるために本論に示された量的評価は予備的性格をもつものであることを指摘しておかねばならない。しかし、これら諸評価は、極水面積の多年の変動が現代の全地球的気象変動の確実な指示器（インジケーター）であることに疑問をさし挿むものではない。これら諸変動を解明するには海水の分布を系統的に観測する必要がある。このような観測データは北半球の温度変動傾向に関する自主性のある貴重な情報源としてしばしば使うことができる。

参考文献

1. Borzenkova I. I., Vinnikov K. Ya., Spirina L. P., Stekhnovsky D. I. 1881～1975年の期間の北半球の気温変化。〈 Meteorologiya i gidrologiya 〉 1976, №7. p.27～35.
2. Budyko M. I. 極氷と気象。レニングラード、Gidrometeoizdat 出版所、1969. 36 p.
3. Budyko M. I. 気象変化。レニングラード、Gidrometeoizdat 出版所、1974. 280 p.
4. Budyko M. I., Vinnikov K. Ya. 全地球的温暖化。〈 Meteorologiya i hidrologiya 〉 1976, №7. p. 16～26.
5. Vize V. Yu. 北極諸海の長期氷状予測の基礎。モスクワ、北洋航路局出版所、1944. 274 p.
6. Volkov N. A., Zakharov V. F. 気象変化との関連における北極の氷盤の発達。〈 Meteorologiya i hidrologiya 〉 1977, №7. p. 47～55
7. Zakharov V. F. 北極の寒冷化と北極諸海の氷盤。〈 北極・南極研究所紀要 〉 1976, Tom 337. 96p.
8. Zubov N. N. 学術調査隊 "Sadko"。〈 Sovetskaya Arktika 〉 1935. 第一分冊. p.28～50.
9. Ivanov V. M. 大西洋域における諸々の気象プロセスの画期的推移の法則の調査の経験。〈 「大西洋北部における大気圈と水圈の相互作用」問題に関する第二会議資料第二巻 〉
10. Karelina D. B. グリーンランド海の氷の分布率。〈 Problemy Arktiki 〉 1941. 第三分冊. p. 14～18.
11. Lam H., Jonson A. 気象変化と、大気の一般循環に観測される変化。モスクワ、Progress 出版所、1964. p. 327～427.

3.2 模型試験計画

アラスカ北部、カナダ北部等のいわゆる Polar Arctic 地域にて産出される石油、天然ガスを我国等の消費地に輸送するに当っては、従来にない氷海航行能力をもち、かつ、大型の氷海タンカー、氷海LNG船等の氷海商船が要求される。

昭和55年度のSR186概念設計小委員会においては、この様な氷海商船の運航システム、フィージビリティスタディとして、独航型、ブッシャー方式、碎氷船先導方式の三方式について概略設計と運航コストの試算が行われた。

しかし、その基本技術である大型氷海商船の碎氷抵抗を始めとする氷海中における挙動は未だ研究されていない分野に属するものである。

SR186では3年計画の2、3年度に当る、昭和56、57年度において、氷海試験水槽において、上記の大型氷海商船の氷海中における諸性能を実験的に研究する事とした。

即ち、昭和55年度は、以下に述べる様に母船型の基本設計と、プロペラの設計を行い、56、57年は、この母船型を中心に、 L/B 、 B/d 、船首、船尾形状変化等の氷海中における諸性能への影響を模型試験によって研究する。

この模型試験は、運輸省船舶技術研究所に昭和55年度末をもって完工する新設の氷海船舶試験水槽に於いて行われる計画である。

3.2.1 船型

(1) 従来の碎氷船船型

図3.2.1～図3.2.4に碎氷船の実績を示すが、これから判る様に、碎氷船船型は年とともに大型化の傾向を示してはいるが、その最大船型でも Loa は約140m、主機馬力は約75,000HPであるなど、将来北極圏の石油・天然ガス等の資源輸送用として出てくるであろう超大型船に比べると小型船舶であり、その碎氷能力もせいぜい3～4フィート厚さ、最大でも約6フィート厚さのlevel iceを連続碎氷できる程度で、主としてバルト海、セントローレンス水域および夏期北極・南極海にて運航されてきている。

また、これら碎氷船の特徴として、一般的に $L/B = 4 \sim 5$ 、 $Cb = 0.45 \sim 0.65$ と比較的小さい L/B 、 Cb となっている。

これら従来の碎氷船と比較して、北極圏の石油・天然ガス等の資源輸送用大型碎氷商船は超大型船型となり、またその碎氷能力も7～8フィートさらには10フィート厚さのlevel iceを連続碎氷できることが要求される。この様今までにない大型碎氷商船の氷海域における挙動を研究するにあたっては、その手段として氷海船舶試験水槽における模型試験を実施して、その挙動を実験的に把握することが必要である。

(2) 模型試験対象船種・船型

北極圏には豊富な石油・天然ガスが埋蔵されているとともに、鉱石資源等も注目に価するものであると語られている。これら北極圏における資源輸送用大型碎氷商船の模型試験実施にあたって、そのベースとする船種は、最近特にアラスカ・カナダ北極圏の石油・天然ガスを対象とする資源開発が具体化に向けて着実に進展しつつあることに注目して、LNG船あるいは原油タンカーとするのが良いと考えられる。

このうち、本研究部会では、原油タンカーを模型試験対象船種として選択することとした。また原油タンカー（氷海域における石油輸送システム）には、独航碎氷タンカー、ブッシャーと碎氷構造タンカー、碎氷船と耐氷構造タンカー等種々のシステムが考えられるがこれらのうち、碎氷・耐氷タンカーの基本になると考えられる独航碎氷タンカーを技術的には選択した。

次に、サイズの選択にあたっては、一般的にはスケールメリットを考慮して、出来るだけ大型船（即ち、Deadweight → 大）とすることが望ましいが、砕氷タンカーの場合、船型の超大型化の問題（建造・修繕 Dock capacity の問題も含め）積出し基地の capacity の問題、船型の大型化に伴う主機馬力の超大出力化の問題等製造限界等をも考慮して、20万DWT程度が適当と考えられ、対象を20万DWT型とした。

(3) 砕氷タンカーの基本設計

① 適用氷海用船舶規則と Ice Class

北極圏のカナダ領海を航行する船舶は Canada Arctic Shipping Pollution Prevention - Regulation (ASPPR) を適用しなければならない。ASPPRでは、表3.2.2と図3.2.5に示す如く、適用される Ice Class によって、その船舶の航行可能海域と航行可能期間が規定されている。

ここでは、北極海年間通航砕氷タンカーであることを考慮してその Ice Class を ASPPR の最高 Class である Arctic Class 10 とした。

② 氷海中船速 (level ice 連続砕氷能力)

氷海中の連続砕氷時船速は、主機馬力の大出力化を考慮して、水中における最低連続航行可能船速であると言われている約3ノットとした。

また、ASPPR Arctic Class 10 適用の場合、その対象氷厚は約10フィートに相当すると書かれており、これをそのまま適用すると、本船は10フィート厚さ level ice 連続砕氷能力を有する必要があり、それで相当する所要主機馬力は非現実的なほど大出力のものとならざるを得ないことが予想された。このため、本船の所要主機馬力推定の対象とする level ice 氷厚は、とりあえず8フィート厚さにすることになった。

即ち、本船の level ice 連続砕氷能力を、3ノットにて8フィート level ice を連続砕氷する設定した。

③ 氷海航行バラスト吃水

氷海バラスト航行においても、砕氷に必要な十分な mass (排水量) を有し、また氷片によるプロペラ損傷を少なくするため、十分なプロペラ没水を得るために、本船の氷海航行バラスト吃水は満載吃水と同一とし、(船体を Double Hull, Double Bottom 構造として、このスペースを利用して) 所要 Water Ballast Tank Capacity を持たせることとした。

④ 船体主要寸法

(i) Draft (d)

砕氷船舶の場合、そのプロペラを氷片との接触より保護するという観点、あるいは同一DWTの場合 L や B を小さく出来るという観点より、その draft は出来るだけ深い方が望ましいが、本船就航予定航路、積出及び受入港の水深より制限されることとは言うまでもない。又、前述の様に砕氷タンカーの場合、大きな Water Ballast Tank Volume を持つことになり、本船の L、B、D が DWT を keep するよりもむしろ、この Volume を keep するために決定されることになり結果的には L、B、D が大きくなる。この場合もまた Cb とのバランス上 draft を深くすることは好ましくない。(L、B が大きい値のまま draft を深くすると同一DWTでは Cb が極端に小さくなる)

これらのことを考慮しながら、一例としてアラスカ北部沿岸およびベーリング海峡の既存チャーターより、この付近の水深を調査して $d \leq 20 \sim 22 m$ であれば Critical な問題はなさそうであることが判った。後述する Cb、L、B との兼合いより本船の draft は 20 m に設定することとした。

(ii) Cb

オイルショック以前、FO 価格が比較的低かった時には、通常型タンカーにおける Cb は L、B を出来るだけ小さくするため肥大であり 0.83 付近あるいはそれ以上の値をとっていたが、昨今の

F.O.価格の急騰により通常型タンカーにおいてもCbは上記に比較して小さい値をとるのが有利である傾向にある。また前述のdraft (= 20 m)と後述のL、B (L、B大)との兼合いより砕氷タンカーのCbは通常型タンカーに比較してもやや小さめの値となることが予想された。

この様な状況より、本船のCbを0.75付近に設定して設計を進め、結果的には初期設定通りの、 $C_b = 0.75$ となった。

(iii) L/B

一般的に砕氷抵抗はBに比較すると言われており、砕氷抵抗を減らすためには出来るだけ小さいBを採用することが望ましいと言える。

しかし、Stabilityの観点等からB→小によってL/Bの値があまり大きくなると、水中における旋回性能が悪くなり、この点からもある程度の限度がある。この様な観点よりL/B = 7.0付近をねらって設計を進め、結果的にはL/B = 6.92となった。

(iv) B/d

氷塊の衝突によるDamaged Stabilityや氷板への船首部乗り上げ時のStabilityを考慮して $B/d > 2.5$ と設定。結果的に $B/d = 2.60$ となった。

表3.2.1 基本船型要目

船種	200型砕氷タンカー	
Ice Class		Canada, ASPPR Arctic Class 10 (ただし、主機馬力はArctic Class 8に対応)
主要寸法		$L_{oa} = \text{約 } 38.000\text{m}$ $L_{pp} = 36.000\text{m}$ $L/B = 6.92$ $B_{mid} = 52.00\text{m}$ $B/d = 2.60$ $D_{mid} = 37.00\text{m}$ $d_{mid} = 20.00\text{m}$ $\Delta_{mid} = 287,800\text{t}$ $C_b = 0.75$ 1eb = 約-20% LPP $DWT = \text{約 } 210,000\text{t}$
船速(氷海中)	約3 Knots (8' level ice連続砕氷時)	
主機馬力	$3 \times 75,800\text{SHP}$ (227,400 SHP)	
軸数およびプロペラ	3軸CPP ($D_p = 10.0\text{m}$)	

表 3.2.2 CANADA ARCTIC CLASS & 航行可能海域

Column 1 Category	Column II Zone 1	Column III Zone 2	Column IV Zone 3	Column V Zone 4	Column VI Zone 5	Column VII Zone 6	Column VIII Zone 7	Column IX Zone 8	Column X Zone 9	Column XI Zone 10	Column XII Zone 11	Column XIII Zone 12	Column XIV Zone 13	Column XV Zone 14	Column XVI Zone 15	Column XVII Zone 16	
Arctic Class 10 1.	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	
Arctic Class 8 2.	Jul. 1 to Oct. 15	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	All Year	
Arctic Class 7 3.	Aug. 1 to Sept. 30	Aug. 1 to Nov. 30	Jul. 1 to Dec. 15	Jul. 1 to Dec. 15	Jul. 1 to Dec. 15	Jul. 1 to Dec. 15	Jul. 1 to Dec. 15	Jul. 1 to Dec. 15	Jul. 1 to Dec. 15	Jul. 1 to Dec. 15	Jul. 1 to Dec. 15	Jul. 1 to Dec. 15	Jul. 1 to Dec. 15	Jul. 1 to Dec. 15	Jul. 1 to Dec. 15	Jul. 1 to Dec. 15	
Arctic Class 6 4.	Aug. 15 to Sept. 15	Aug. 1 to Oct. 31	Jul. 15 to Nov. 30	Aug. 1 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 30	Aug. 1 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 30	Aug. 1 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 30	Aug. 1 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 30	Aug. 1 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 30	Aug. 1 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 30	Aug. 1 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 30
Arctic Class 4 5.	Aug. 15 to Sept. 15	Aug. 15 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 15	Aug. 15 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 15	Aug. 15 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 15	Aug. 15 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 15	Aug. 15 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 15	Aug. 15 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 15	Aug. 15 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 15	Aug. 15 to Oct. 15	Jul. 15 to Nov. 15
Arctic Class 3 6.	Aug. 20 to Sept. 15	Aug. 20 to Sept. 30	Jul. 25 to Oct. 15	Aug. 20 to Sept. 15	Jul. 20 to Oct. 5	Aug. 20 to Sept. 25	Jul. 20 to Oct. 20	Aug. 1 to Sept. 25	Jul. 20 to Oct. 20	Aug. 1 to Sept. 25	Jul. 20 to Oct. 20	Aug. 1 to Sept. 25	Jul. 20 to Oct. 20	Aug. 1 to Sept. 25	Jul. 20 to Oct. 20	Aug. 1 to Sept. 25	Jul. 20 to Oct. 20
Arctic Class 2 7.	No Entry	No Entry	Aug. 15 to Sept. 30	Aug. 1 to Oct. 31	No Entry	Aug. 15 to Nov. 20	Aug. 1 to Nov. 20	Aug. 10 to Nov. 5	Aug. 10 to Nov. 20	Aug. 10 to Nov. 5	Aug. 10 to Nov. 20	Aug. 10 to Nov. 5	Aug. 10 to Nov. 20	Aug. 10 to Nov. 5	Aug. 10 to Nov. 20	Aug. 10 to Nov. 5	Aug. 10 to Nov. 20
Arctic Class 1A 8.	No Entry	No Entry	Aug. 20 to Sept. 15	Aug. 20 to Sept. 30	No Entry	Aug. 25 to Oct. 31	Aug. 10 to Nov. 5	Aug. 10 to Dec. 15	Aug. 10 to Dec. 15	Aug. 10 to Dec. 15	Aug. 10 to Dec. 15	Aug. 10 to Dec. 15	Aug. 10 to Dec. 15				
Arctic Class 1 9.	No Entry	No Entry	No Entry	No Entry	No Entry	Aug. 15 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 15	
Type A 10.	No Entry	No Entry	Aug. 20 to Sept. 10	Aug. 20 to Sept. 20	No Entry	Aug. 15 to Oct. 15	Aug. 1 to Oct. 25	Aug. 10 to Nov. 10	Aug. 10 to Nov. 20	Aug. 10 to Nov. 20	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 20	
Type B 11.	No Entry	No Entry	Aug. 20 to Sept. 5	Aug. 20 to Sept. 15	No Entry	Aug. 25 to Oct. 30	Aug. 10 to Oct. 31	Aug. 10 to Oct. 31	Aug. 10 to Oct. 31	Aug. 10 to Oct. 31	Aug. 10 to Oct. 31						
Type C 12.	No Entry	No Entry	No Entry	No Entry	No Entry	Aug. 25 to Oct. 25	Aug. 10 to Oct. 10	Aug. 10 to Oct. 25	Aug. 10 to Oct. 25	Aug. 10 to Oct. 25	Aug. 10 to Oct. 25	Aug. 10 to Oct. 25					
Type D 13.	No Entry	No Entry	No Entry	No Entry	No Entry	Aug. 10 to Oct. 5	Aug. 15 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 20					
Type E 14.	No Entry	No Entry	No Entry	No Entry	No Entry	Aug. 10 to Sept. 30	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 15	Aug. 10 to Oct. 20	Aug. 10 to Oct. 15	

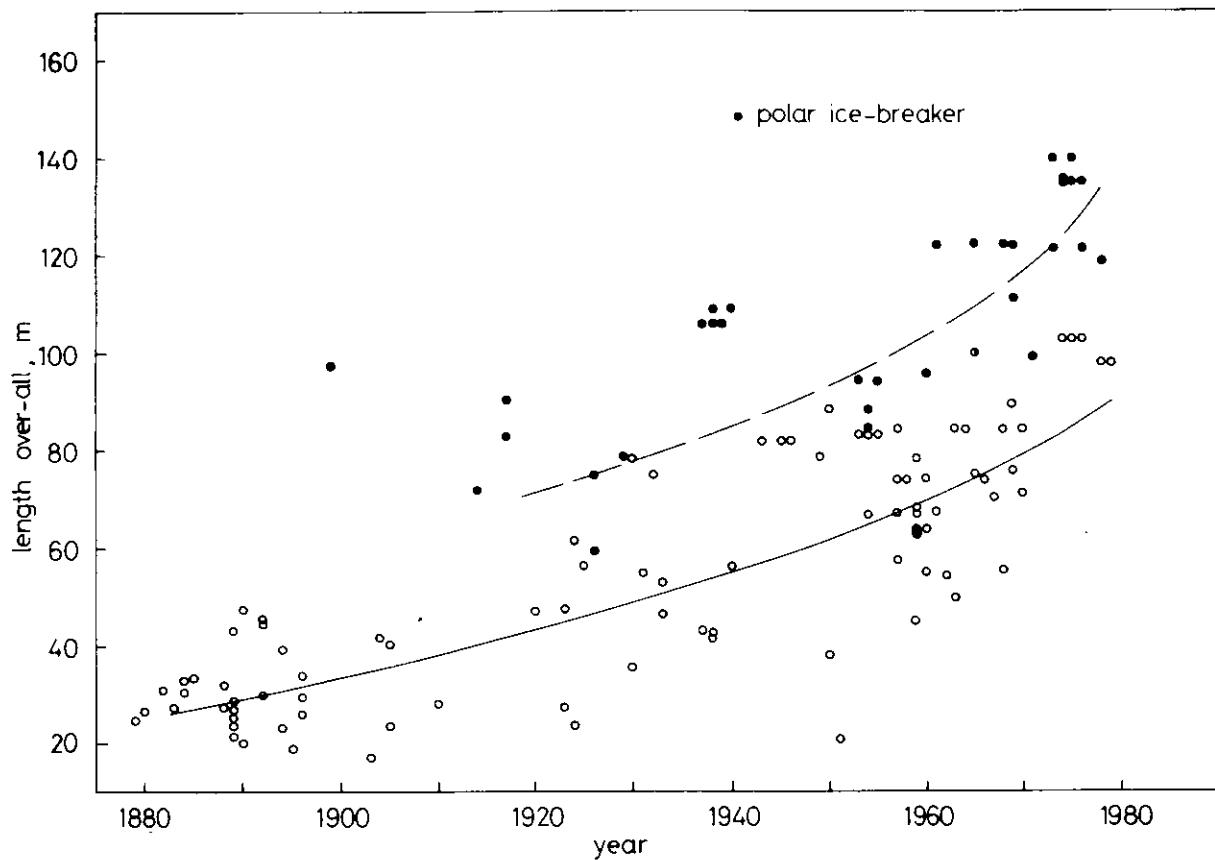


図 3.2.1

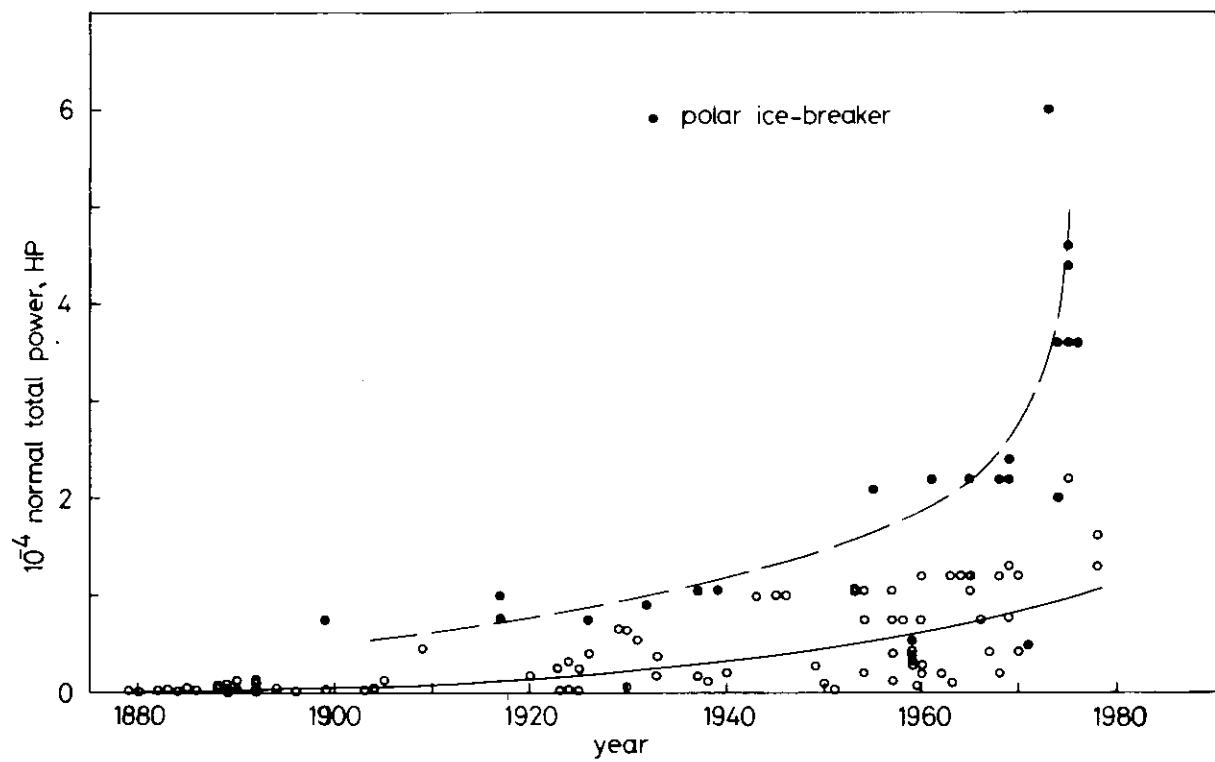


図 3.2.2

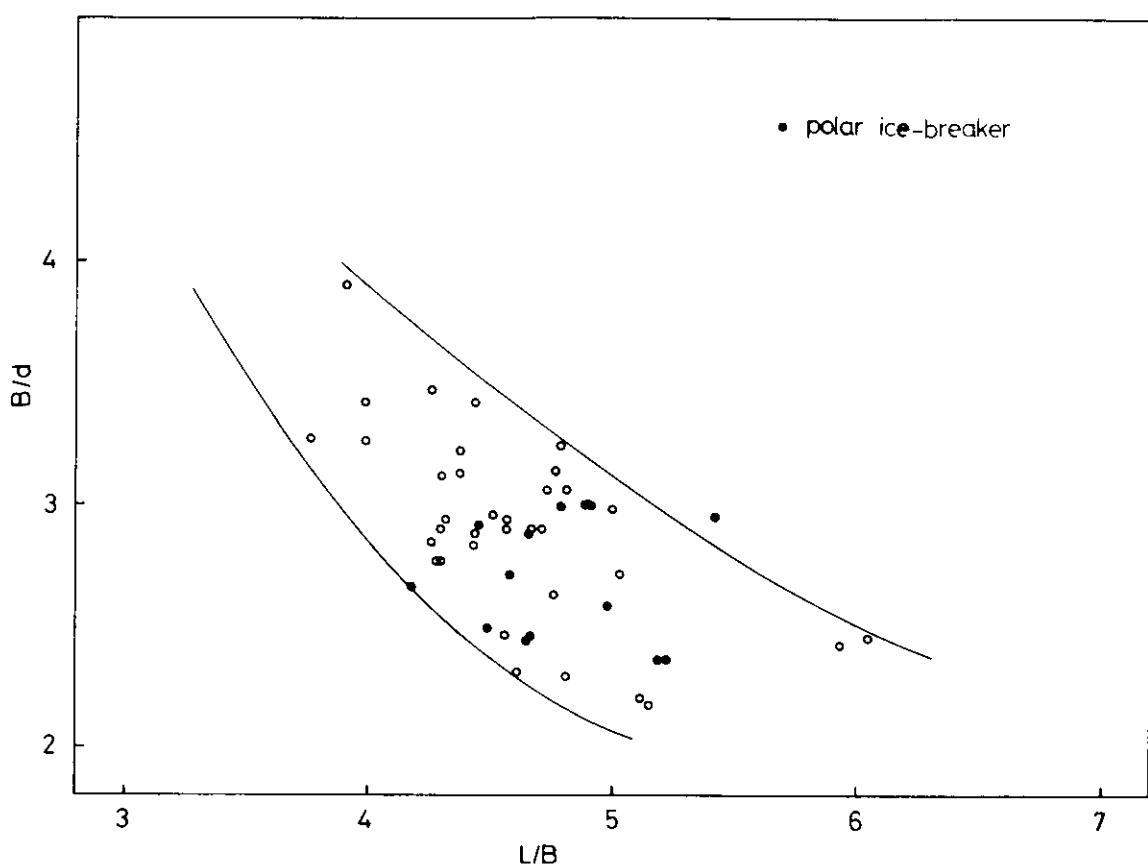


図 3.2.3

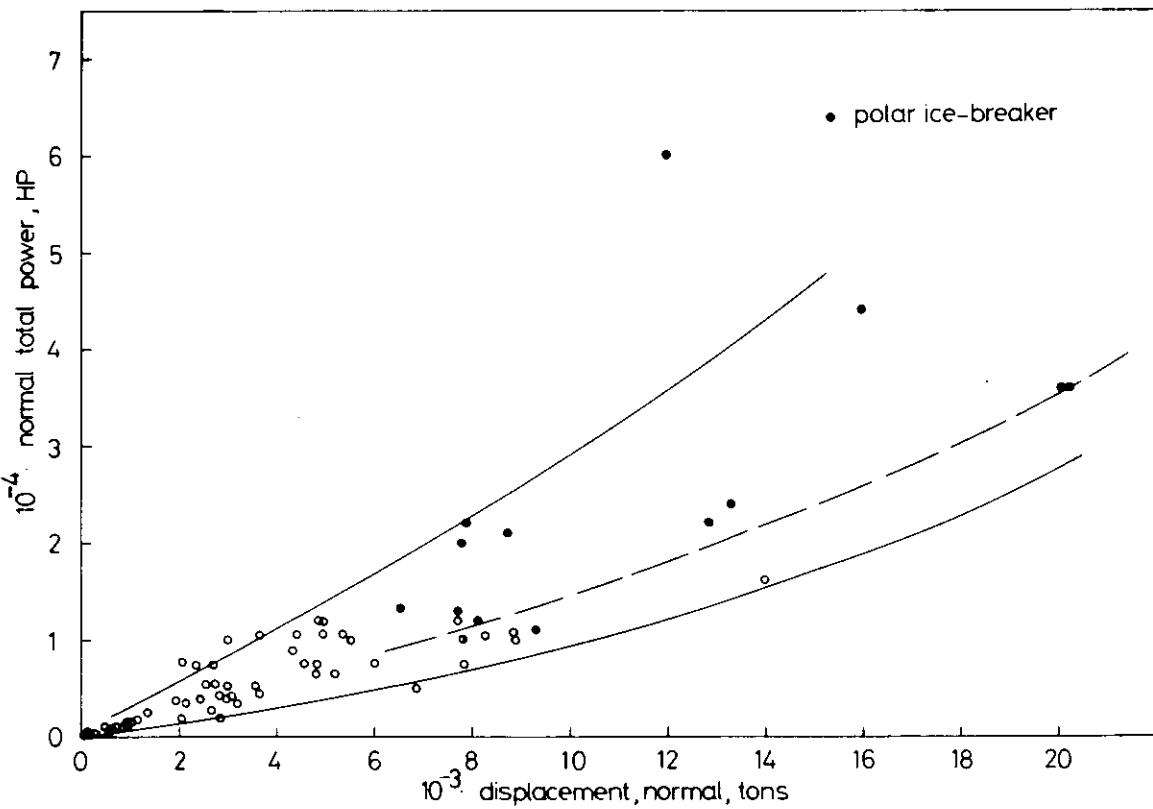
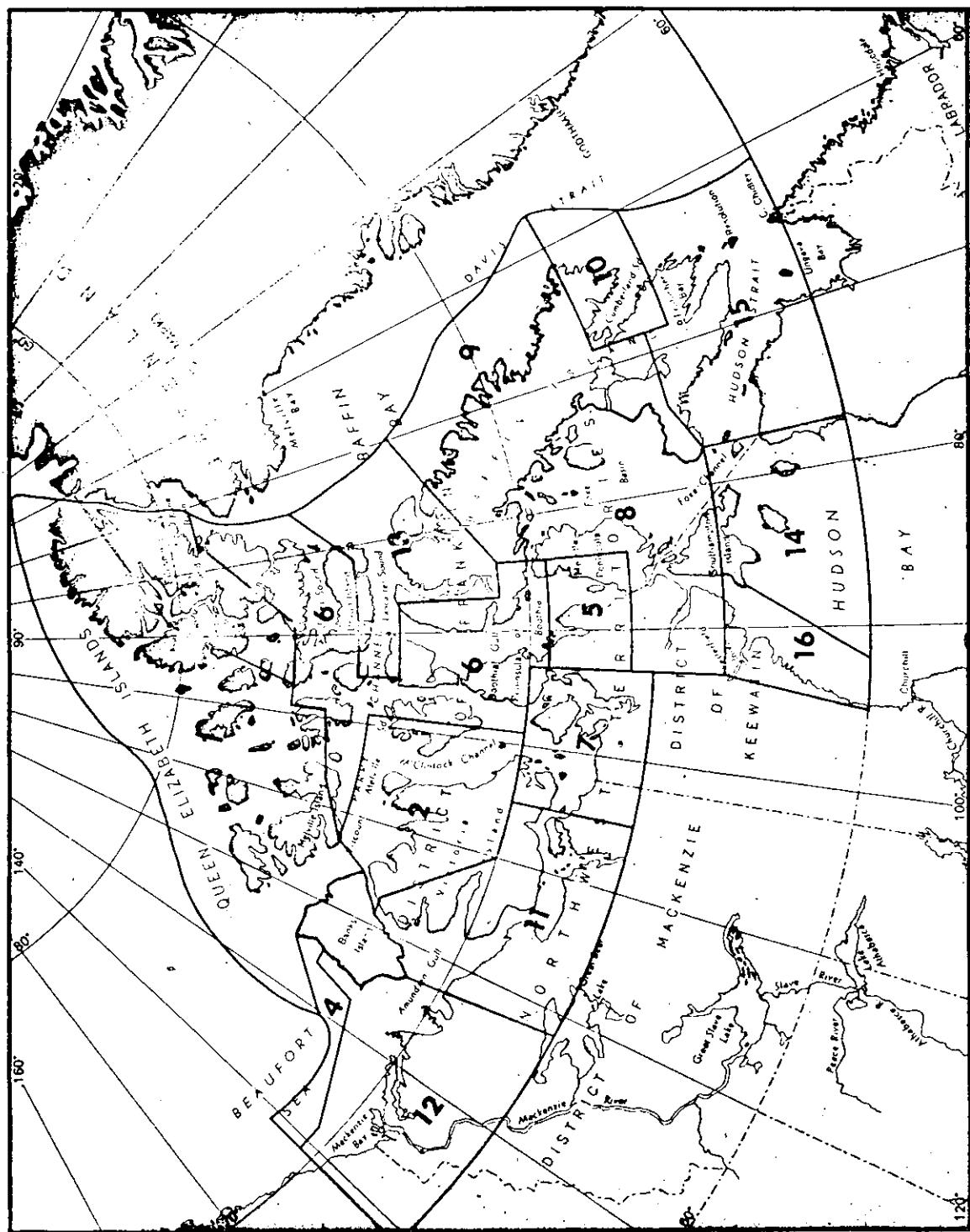


図 3.2.4

図 3.2.5 CANADA ARCTIC CLASS 対応する海域分割図



3.2.2 プロペラ

3.2.1において設計した、20万DWT砕氷タンカーのプロペラ設計について述べる。

氷海商船用のプロペラはOpen Seaを航行する通常商船のプロペラに比較して、種々の複雑なプロペラ-氷間の相互作用をうけるので、これらの荷重に對して、流体力学的並びに強度力学的にも充分考慮して、Iterative Designを経てプロペラの主要目を決定し、その後、プロペラの翼輪郭、前後縁の翼厚分布等の局部的な変形を行ない、Final Propellerを決定する必要がある。

しかし、本報告書では、Final Propellerを設計するのが目的でないため、上述の局所的変形までは、行なっていない。模型試験の結果を解析検討する事によって、プロペラ設計条件の見直しも又必要となろう。図3.2.6にプロペラ設計の手順のフローを示す。

(1) 設計条件と手順

① 船型の主要寸法

$$\begin{aligned} LPP &= 360 \text{ m} \\ Bmld &= 52 \\ dmld &= 20 \\ DW &= 210,000 \text{ t} \\ Vs_{ice} &= 3 \text{ kts} \end{aligned}$$

② 砕氷抵抗

Propeller設計を行うためにまず、砕氷抵抗を計算しプロペラが与えるべき全推力を設定しなければならない。

以下、本部会の決定に従い、Kashteljanの方法による砕氷抵抗を算出する。全抵抗式は次の通りである。

$$R_T = R_1 + R_2 + R_3 + R_0 = 0.004 B \sigma h U_0 + 3.6 r_i B h^2 U_0 + 0.25 B h V \frac{1}{\eta_2} + R_0 \quad (1.1)$$

ここで、 R_1 ：砕氷抵抗

R_2 ：砕氷塊の潜回、回転摩擦による抵抗

R_3 ：砕氷塊の押分による抵抗

R_0 ：水抵抗

であり、また各項の係数0.004……等はUSSRの砕氷船Ermak号のModel and Full Scale-testより求めたものを使用している。

(1.1)式に下記の数値を代入し、船速3kts時の抵抗を求める。

$$\begin{aligned} R_1 &= 39 \\ R_2 &= 1252 \\ R_3 &= 190 \\ R_0 &= 8 \\ \therefore R_T &= 1490 \text{ ton} \end{aligned} \quad \left\{ \begin{array}{l} B = 52.0 \\ \sigma = 60 \text{ t/m}^2 \\ h = 2.4 \text{ m (8')} \\ U_0 = 1.29 \\ \eta_2 = 3.31 \\ r_i = 0.9 \\ Vs = 3 \text{ kts} \end{array} \right.$$

(3) プロペラの軸数、型式、翼数および直徑について3軸 built up FPP、4翼、10m直徑とする。

軸数：ASPPRによると、Arctic Class 7以上の全ての船舶は、2軸以上のプロペラを船尾に装備する事が義務付けられているが、本船の如く高馬力船（全体馬力20万馬力以上）では、プロペラ配備、操縦性、信頼性、等から3軸が良い。

型式：発生推力の見地から“ Ducted Propeller ”

操縦性能の見地から“ CPP ”

の採用も考えられるが、今回はFPPとする。但し、プロペラの铸造限界から^{*} “ built up ” とする。

* 直径 11 m 以下、重量 91 ton 以下

翼数：4 翼

直径：推進効率上大直径が望ましい。また本船の場合は吃水 20 m とかなり深いためプロペラ直径を大きくしても、氷塊による損傷は余りないと考えられる。図 3.2.7(a)、(b)に示すプロペラ配置を考慮して、直径 10 m とした。

なお、Melberg 等の文献“ The Design of Polar Icebreaker ”によるプロペラ直径の概算式のうち、型幅が制限される場合の式を適用すると、

$$\begin{aligned} DP &= (0.625 \times B - 4.0) / 3 & B : \text{船幅 (フィート)} \\ &= 3.43 \text{ フィート} & 52 m (171 \text{ フィート}) \\ &= 10.4 m \end{aligned}$$

となり、良く一致する。

また、8 フィート厚さの level ice との接触についても図 3.2.7(a)が示すように氷板下端とプロペラチップの間かくは 5.2 m ($20 - 2.4 - 12.4 = 5.2 m$) 程度あり充分である。

④ 出力分担比 ; 1 : 1 : 1

3 軸船の出力分担については種々論議を呼ぶところであるが、下記の見地より均等分担が勝れていると考えられる。

(i) 推進効率 : 図 3.2.8 図 3.2.9

Ice 中、Open Sea 中を問わず、同一推力を得るに要求される 3 軸総合馬力は均等配分付近が最小となる。

(ii) 信頼性 : P_c : 中央軸の馬力 P_w : 両舷軸の馬力 $P_w < P_c$: 両舷のプロペラの負荷が低いと氷塊との接触により Stall しやすくなり、損傷する可能性が大である。

$P_w > P_c$: 両舷軸のプロペラの損傷が減少する利点はあるが、損傷したときには、他方の Wing プロペラの出力を大巾に落す必要がある。

$P_w = P_c$: 上述のような問題がなくなる。Power Plant が単独となり、互換性がでてくる。

以上でプロペラの要目を決定する条件が設定された。

これをまとめると次の通りである。

i	設計速力	: 8 フィート水中 3 ノット
ii	浮氷抵抗	1500 ton
iii	プロペラ軸数	3 軸
iv	プロペラ型式	built up FPP、4 翼
v	プロペラ直径	10 m
vi	出力分担	均等分担 1 : 1 : 1

(2) プロペラ要目の決定

以下、Troost B 4-85 のプロペラ特性カーブを使用して要目を決定する。

① プロペラビッチ : 図 3.2.10

1 軸の発生すべき推力は、 $T = R / 1-t$ から 567 ton と決定される。この推力を最も効率よく発生する 4 翼で直径 10 m のプロペラのビッチを、 $P = 0.6, 0.7, 0.8$ と変化させた計算結果 (図 3.

2.1.0より $P = 0.8$ と設定する。(但し、図 3.2.10 は初期設計時の推力 $T = 530 \text{ ton}$ の場合の計算結果を流用したものであるが、最適ピッチは殆んど変わらないと考えられる。)

② プロペラ回転数

Troost B 4-85 ピッチ比 0.8 のチャートを使用してプロペラの回転数を算出する。計算の手順を表 3.2.3 に示す。

新たに計算に使用した条件は下記の通りである。

$$\text{プロペラ推力}/1\text{軸} = 567 \text{ ton}$$

$$\text{自航要素 } 1-t = 0.9$$

$$1-W_c = 0.625$$

$$1-W_s = 0.75$$

$$\eta_t = 1.03$$

計算の結果 B 4-85 type のプロペラでは、

$$\text{プロペラ回転数 } N_{center} \approx 76 \text{ rpm} \quad (78 \text{ rpm})^*$$

$$N_{wing} \approx 76 \text{ rpm} \quad ("")^*$$

$$\text{合計馬力 } SHP_{total} \approx 212,500 \text{ SHP} \quad (227,400 \text{ SHP})^*$$

*) Boss Ratio の影響を $\oplus 7\%$ 加えた場合の値を示す。

このようにして得られたプロペラを装備したときの Open Sea の馬力、回転数を計算し、これを 3.2.3 に示した。

③ プロペラボス比

氷海プロペラは Ice Load に打ち勝ち、かつキャビテーションエロージョン防止の見地からかなり厚翼、巾広となるためプロペラ重量が増加する。solid type か built up type かはプロペラメーカーの鋳造制限に依存する。現在の限界は、

$$\text{直径 } D_p < 11 \text{ m} \quad \text{重量 } W < 91 \text{ ton}$$

である。本プロペラの場合の重量は約 200 ton となるため built up となる。

built up propeller の場合、翼根の長さ、厚み、翼取付ボルトの配置等を勘案してボス比を決めなければならない。このためには ASPPR Class 8 で規定される翼厚を考慮して最大翼厚分布を決める必要があるが、ボス比は 0.3 程度で設定することができる。

④ プロペラの展開面積比と翼輪郭

図 3.2.11 に Burrill の Cavitation 判定チャートに従って船速 3 ノットの状態に対して求められた各 5%、10%、25% の Back Cavitation 発生に対するプロペラ展開面積比を示した。

氷海商船の場合の Cavitation 設定規準については未だ定説はないが Melberg 等¹⁾によると、

"氷海航行時に 10% Back Cavitation 以下にすべきである。"

とされているので、ここでもこの考え方を採用すると展開面積比 0.81 を得る。

以上で得られた展開面積比とボス比を満す Troost 型の翼輪郭を図 3.2.12 (a) に示す。氷海用プロペラとしては、氷荷重および後進性能を考慮して翼輪郭を変形する必要があるが、ここでは、Troost 型のままである。また図 3.2.12 (b) に翼根の概略配置を示す。これからボス長を、

$$l = 3.2 \text{ m}$$

と設定する。

⑤ 翼厚分布

図 3.2.13 に ASPPR にしたがって求めた本プロペラの翼厚分布を示す。なお Ice Torque Factor m としては Arctic Class 8 の規定値 $m = 3.28$ が使用されている。

(3) プロペラに関する予備実験

氷水槽において使用される模型プロペラは、一般船舶試験水槽用のものとは異なり、ボス比、プロペラ翼厚が大きく、荷重度が高いためプロペラ翼面横比も大きい。又、模型船船尾あるいは単独でも、プロペラが、固体である氷板又は氷塊と、回転時に激突し、衝撃力を生ずるため、その材質は、ステンレス又は銅合金であり、重量も重いものとなる。

このため、本格的な模型実験に先立って、模型プロペラの動的バランス、表面処理精度、対氷硬度などについて簡単な調査を行い、実験に支障がないことを確かめた。但し、模型プロペラ翼面と氷との摩擦力については、将来、表面処理法の考慮が必要と考えられる。又、プロペラ自体の温度については、翼面積が大きく適当な heating systemを見出すことが可成り難しく、低温空気中にプロペラを露出させることは、プロペラ翼面上に着氷を生ずる危険があることが判った。低温時の長時間実験では注意が必要である。

プロペラと氷塊との衝突による衝撃力は、スターンペアリングやプロペラ軸に大きな影響を与える。プロペラ軸には、耐塩対策のためステンレスが用いられるが、氷海商船の多くは2軸及至3軸の多軸船である上、模型寸法も5～6mと比較的小型模型船が使用されたため、軸径を充分な寸法にとることが難しい場合もある。この場合には、スラスト、トルク等負荷変動記録の解析には充分な注意が必要であることが判った。

表 3.2.3 破水 Tanker 用 Propeller 計算

Prop. Chart B 4 - 85

1 : 1 : 1

P = 0.8

τ	參 考	1.0	1.5	Remarks
V _S		3.0	3.0	
EHP		30,864		
R _{TS}		1500		$R_{TS} = 7.5 EHP / V_s$
T _T		1,670	1,670	$1 - t = 0.9$
T _c	567	567	418	$T_c = T_t \tau / (1 + 2\tau)$
T _w	567	567	626	$T_w = T_t \tau / (1 + 2\tau)$
1-W	c 1.0 w 1.0	c 0.625 w 0.75	c 0.625 w 0.75	
V _{a c}	1.5432	0.9645		$1 - W_c = 0.625$
V _{a w}	1.5432	1.1574		$1 - W_s = 0.75$
$\frac{T}{V^2}$ _c	22.76	58.28	42.97	$\frac{T}{V^2} = T / \rho V^2 D p^2$ $= 0.0956 T / V a^2$
$\frac{T}{V^2}$ _w	22.76	40.46	44.67	
J _c	0.1195	0.0765	0.0890	$c = 0.1028 T_c$
J _w	"	0.0915	0.0870	$w = 0.07136 T_w$
K _{q c}	0.0401	0.0416	0.0412	
K _{q w}	"	0.0411	0.04125	
η	0.1545	0.1 0.119		
N _c	77.48	75.65	65.02	$N = V_a / T D p \times 60$
N _w	"	75.89	79.82	
SHP _c	73,467	70,940	44,620	$SHP = 2\pi\rho k_q \eta^3 D_p^5 / 75 \eta t$
SHP _w		70,760	82,650	
Total SHP	220,400	212,460	209,920	
SHP _c / SHP _w	1.0	1.003	0.5398	

boss 比修正 SHP $\times 1.07$

Total 227,400 SHP

78 rpm

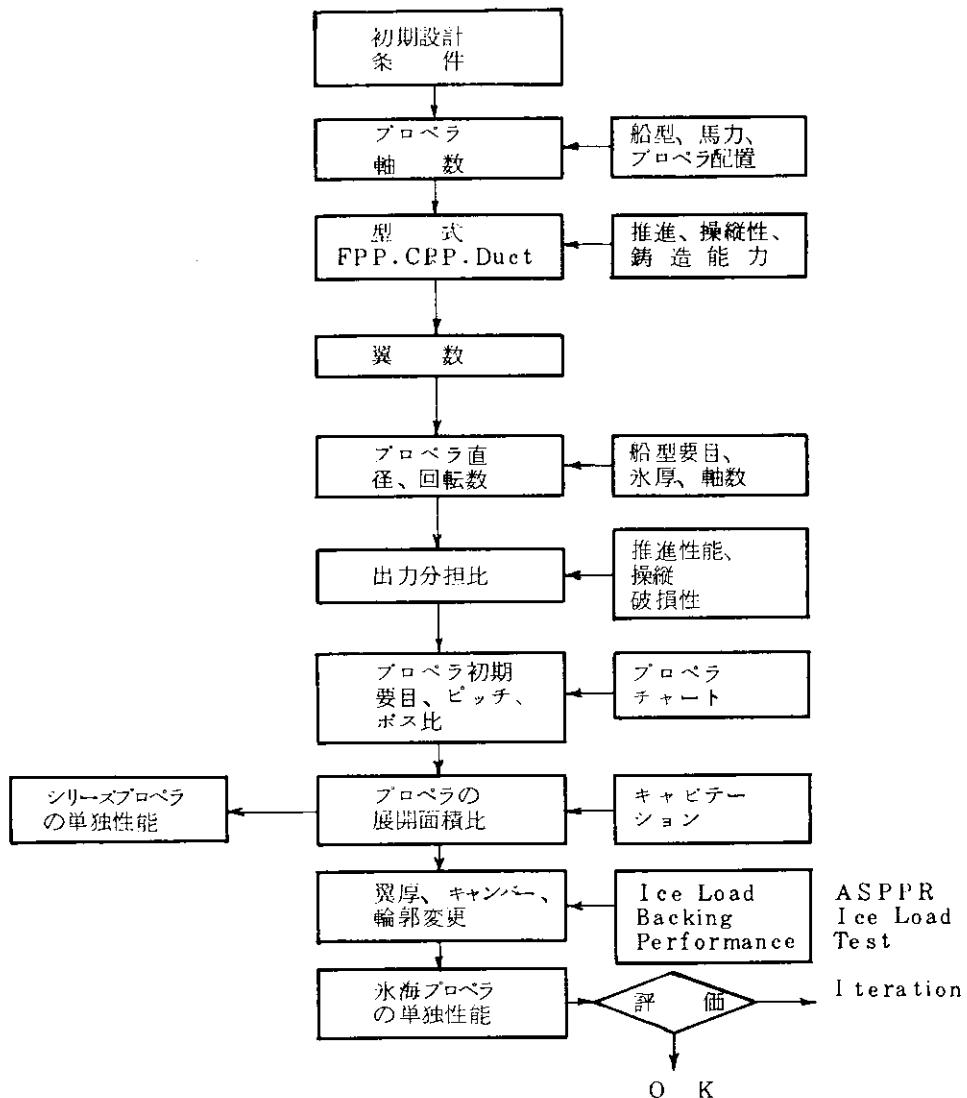


図 3.2.6

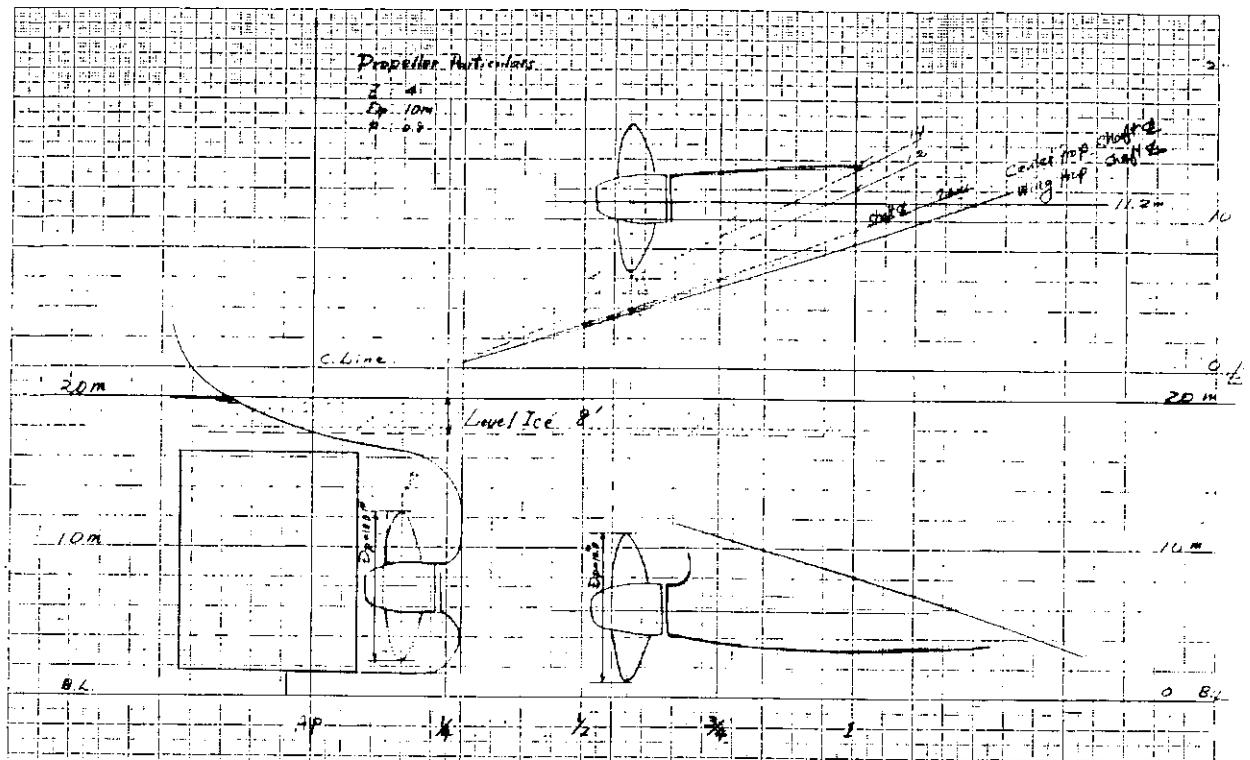


図 3.2.7(a) Propeller Arrangement

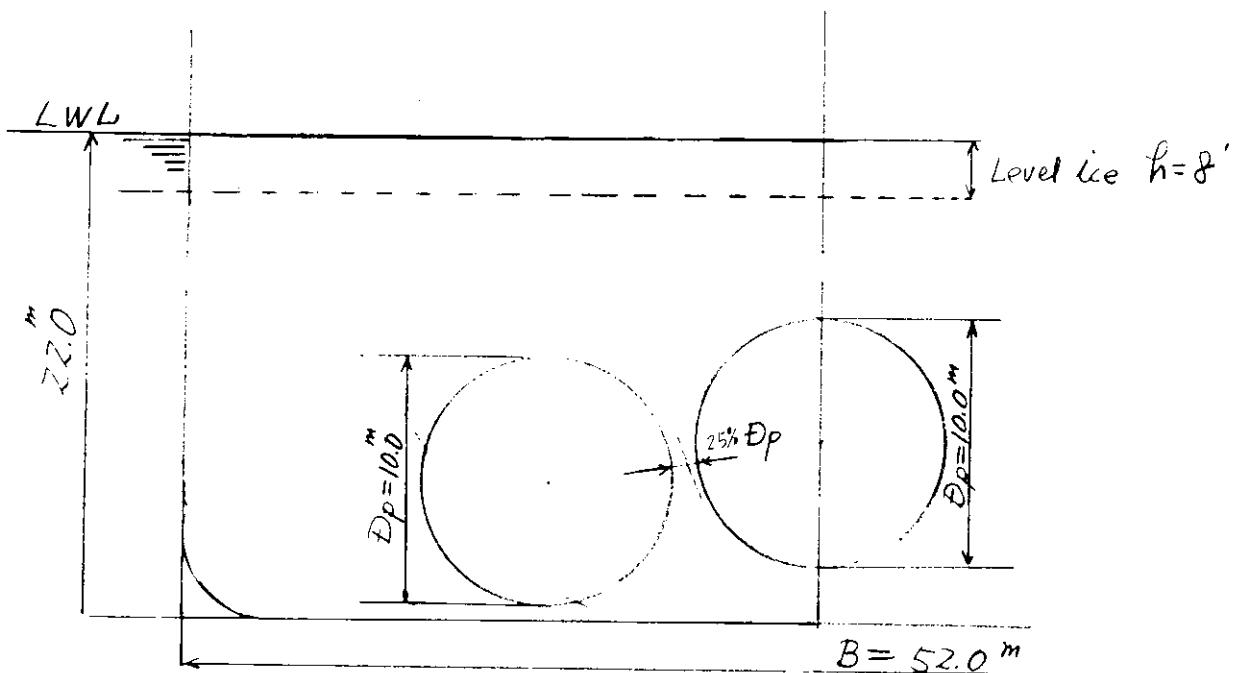


図 3.2.7(b) Propeller Arrangement

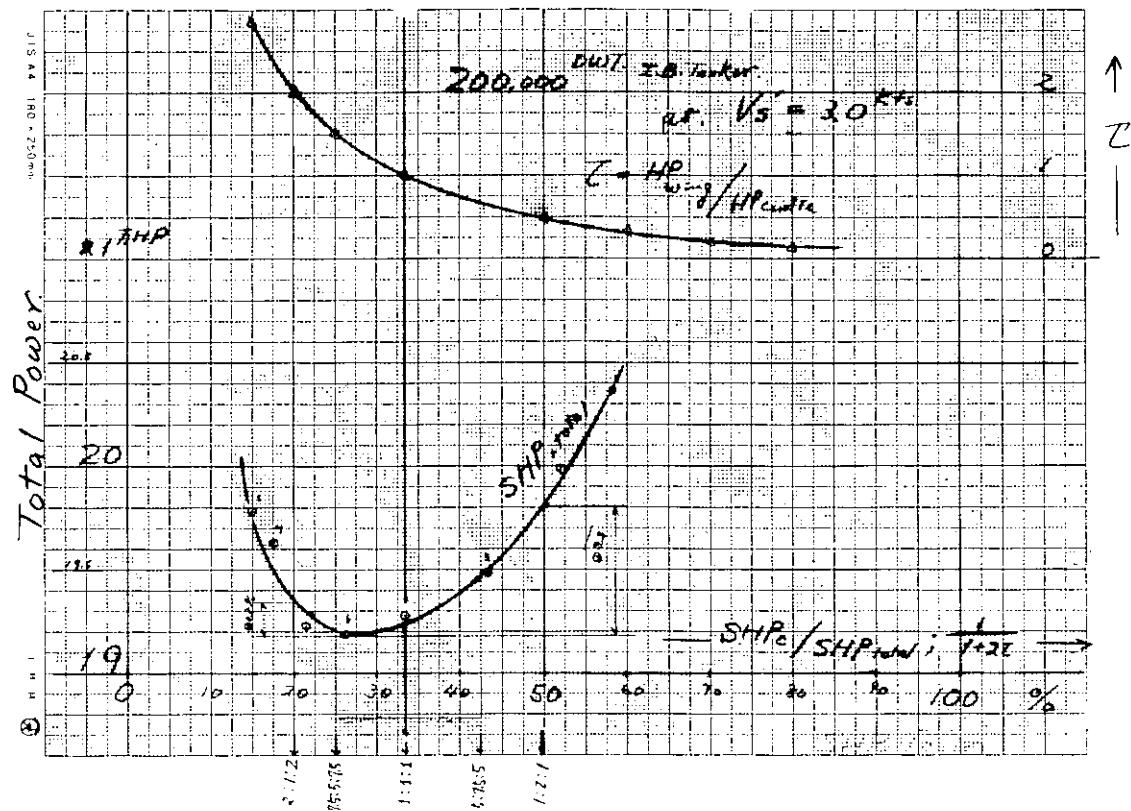


図 3.2.8 Optimum Power Distribution

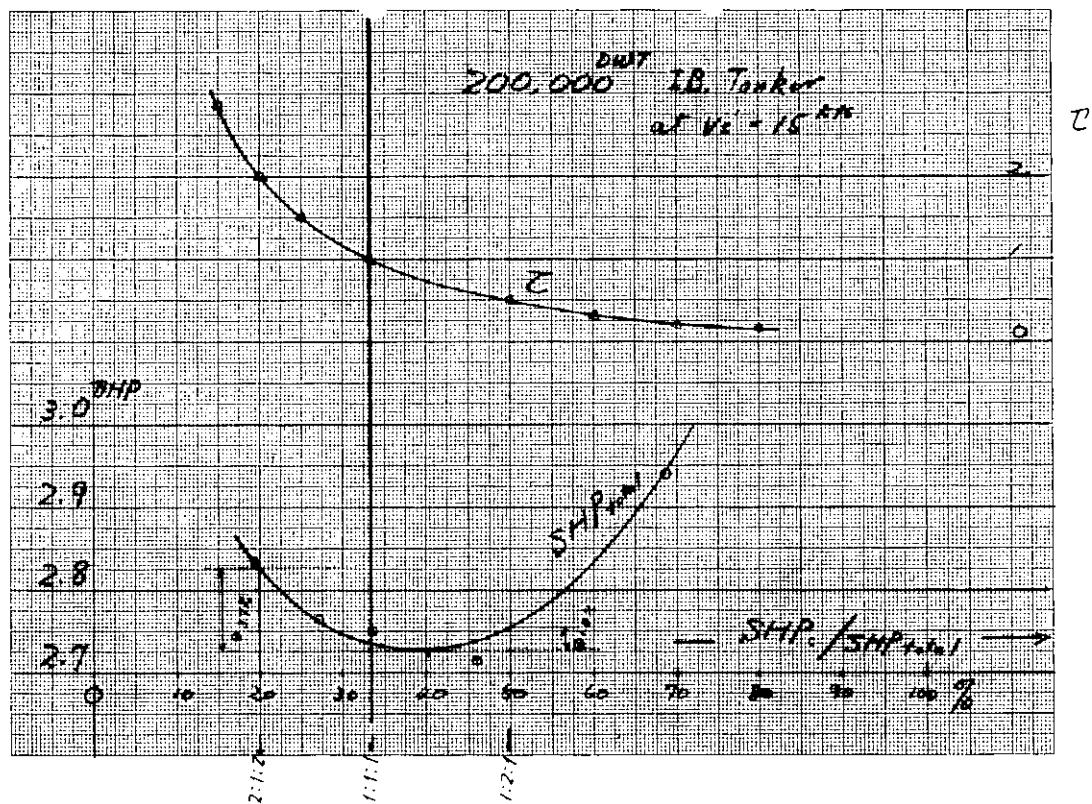


図 3.2.9 Optimum Power Distribution

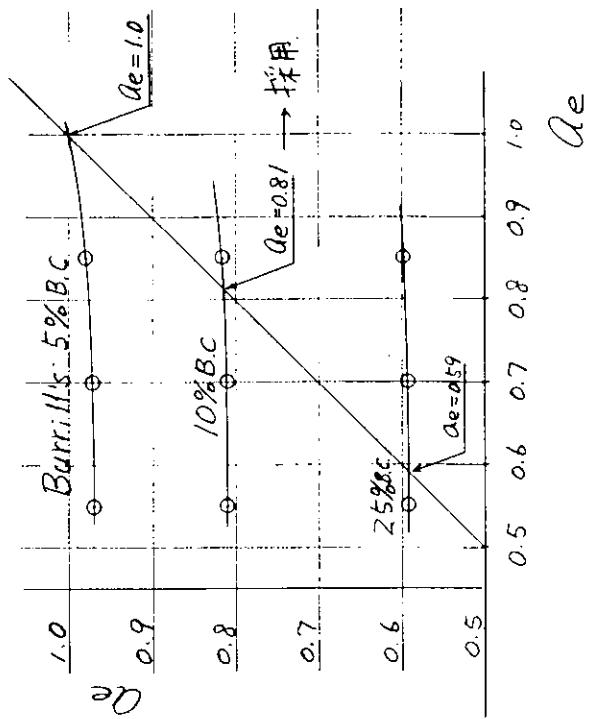


図 3.2.11 Cavitation Criteria

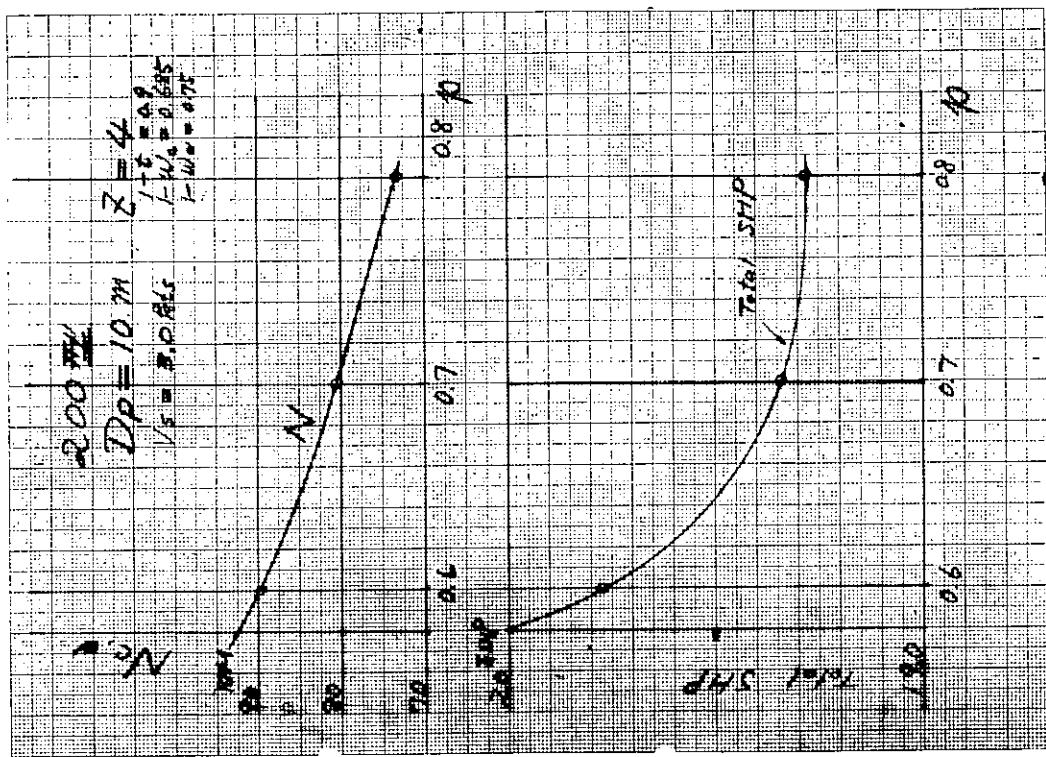


図 3.2.10 Optimum Pitch Ratio

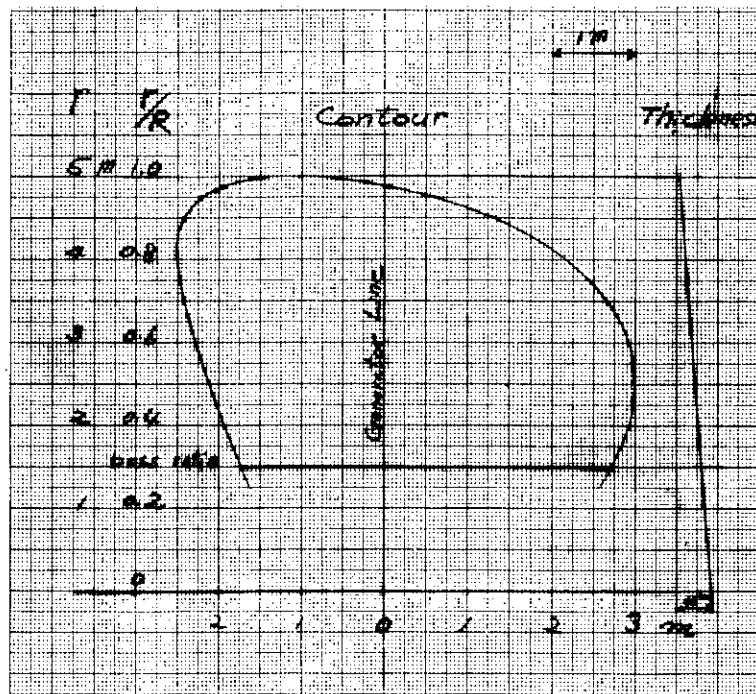


図 3.2.12(a) Blade Contour

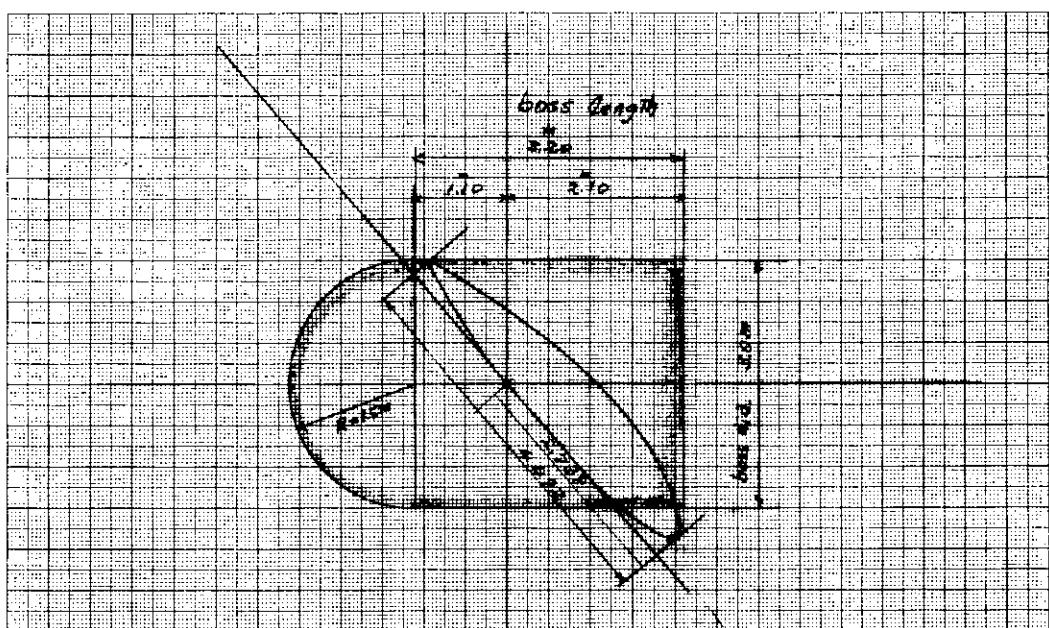


図 3.2.12(b) Arrangement of Blade and Boss

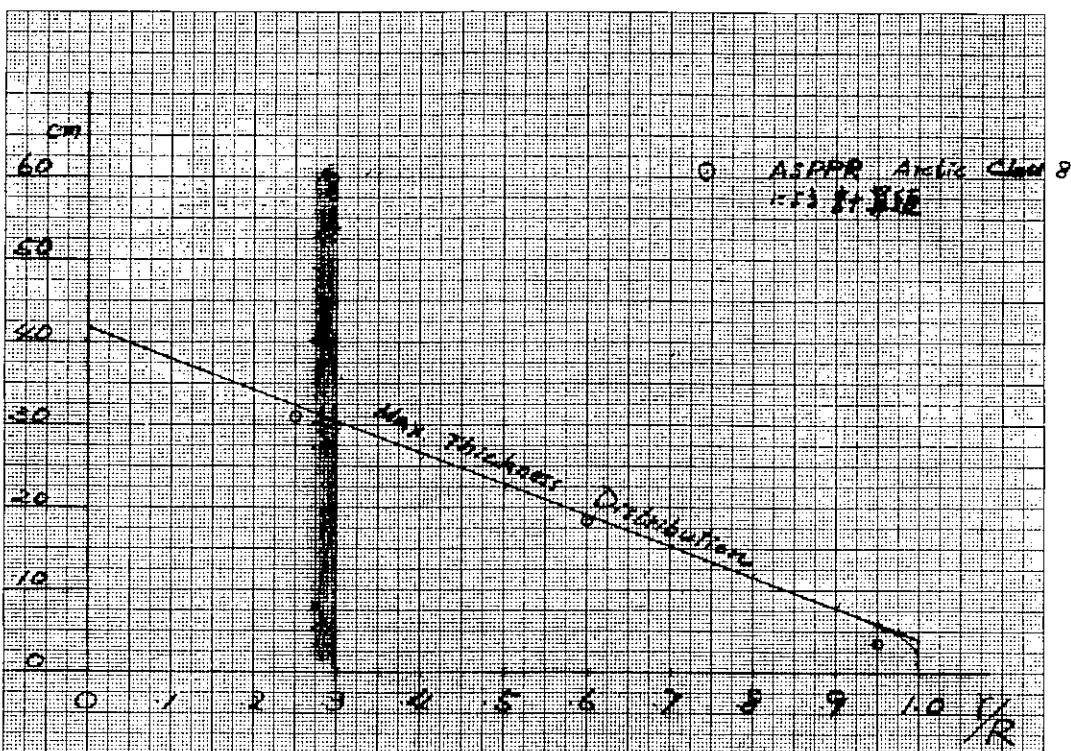


図 3.2.13 Max. Thickness Distribution

3.2.3 Open Sea 中の性能

所要馬力の把握およびキャビテーションの検討のためにOpen Sea 中を設計速力 15 kts で航走するときの諸元を計算する。

(1) 船体抵抗

20万DWTの通常のタンカー類似船のデータから本船の抵抗を算出すると大略

$$R_{ts} = 156 \text{ ton} \quad \text{at} \quad V_s = 15 \text{ kts}$$

但し、Arctic Ship 特有の Bow Inclination、Reinforced Wing Bossing 等の影響は考慮されていない。

(2) 馬力等

上述の船体抵抗に打勝つ全推力は 190 ton ($1 - t = 0.82$ と仮定) となる。出力分担比を種々変化させた場合の合計出力を計算し、これを図 3.2.9 に示した。

この結果によれば、Open Sea 中においても大略出力均等分担が最も効率が良くなることが分る。この結果として、

$$\begin{aligned} \text{プロペラ回転数 } N_{center} &= 53 \text{ rpm} \rightarrow 54 \text{ rpm} \\ N_{wing} &= 58 \text{ rpm} \rightarrow 60 \text{ rpm} \end{aligned} \quad **$$

$$\text{合計出力 } 27,500 \text{ S.H.P} \rightarrow 29,500 \text{ S.H.P}$$

これにボス比の修正量 $\oplus 7\%$ を加えると * *) に示した値となる。

4. ま と め

本年度は、研究実施施設の完成に備え、次年度以降に行われる模型実験計画の立案・決定に専念した。氷海商船就航予定海域での氷象、海水状況等については、現状では海外文献よりの情報に依らざるを得ないので、文献調査は本部会にとって重要課題である。本年度は、ソ連・北極南極研究所紀要、氷象に関する文献の調査・翻訳を行った。

次年度以降の研究効率を高めるため、年度途中で研究計画の変更を行い、模型プロペラの製作及び予備実験迄を本年度で行った。

氷海中の船舶あるいは海洋構造物の挙動については、我国は経験に乏しく、研究解明すべき課題も山積している。本年度は、少くともここ数年来議論の対象となっていた氷海商船研究の方向を定めたといった意味から記念すべき事であろう。