



Title	北海道沿岸の流氷量の変動
Author(s)	青田, 昌秋; 石川, 正雄; 植松, 恵理子
Citation	低温科学. 物理篇, 47, 161-175
Issue Date	1989-03-10
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18572
Type	bulletin (article)
File Information	47_p161-175.pdf



[Instructions for use](#)

北海道沿岸の流水量の変動^{*,**}

青田昌秋・石川正雄・植松恵理子^{***}

(低温科学研究所)

(昭和63年11月受理)

I. はじめに

北大低温科学研究所・流氷研究施設は1966年、北海道オホーツク海沿岸の紋別に設立された。同施設は、1966年から1968年までの3年間でこの沿岸3カ所の山頂にレーダ局を設置、流氷観測レーダ網を完成させた。以来約20年間にわたり、流氷到来から消滅までの流氷の分布の観測を続けてきた。

レーダによる流氷情報のうち朝9時の分布図は関係各機関に配布される。同時にこの分布図は、低温科学・資料集に“オホーツク海・北海道沿岸の流氷量”¹⁻²⁰⁾として報告されている。

ここでは、この20年間の資料集を整理、要約し、海水研究の基礎資料として提供する。さらに、この資料に基づいて、1. この沿岸の流氷初日、終日、流氷の存在する日数等についての統計的な処理を行なった。また、2. 流氷接近、後退と気象条件、とくに気圧場との関係 3. 流氷接岸、密接度と沿岸地域の気候との関係について統計的な整理、考察を行なった。

ここでは、資料提供と同時に、これらの結果について報告する。

II. 観測方法および流水量の定義

1. レーダによる流氷の観測

流氷観測レーダの概要：レーダの設置点、観測範囲は第1図に、レーダの概要は第1表に示す。

紋別、網走および枝幸の各山頂の無人レーダ局は流氷研究施設から遠隔操作され、レーダ情報は紋別局を経て、流氷研究施設へ伝送される。流氷期間中、各局からの情報(P.P.I)は3時間毎に、自動的に35mmカメラで記録される。とくに朝9時の情報はスケッチされ流氷情報として関係機関に速報される。

9時の流氷情報は、スケッチと35mmカメラで撮った写真と照合の上、毎年資料集として印刷、公表される。

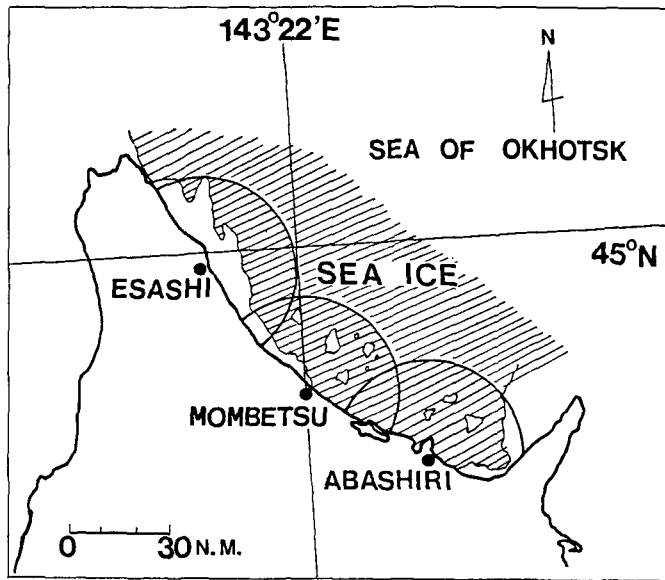
2. 流氷量の定義

レーダによる流氷の検知可能範囲は、レーダ電波の出力、レーダ・アンテナの利得、アンテ

* 北海道大学低温科学研究所業績 第3187号

** 北海道大学低温科学研究所 流氷研究施設研究報告第123号

*** 現在 株式会社オホーツク設計

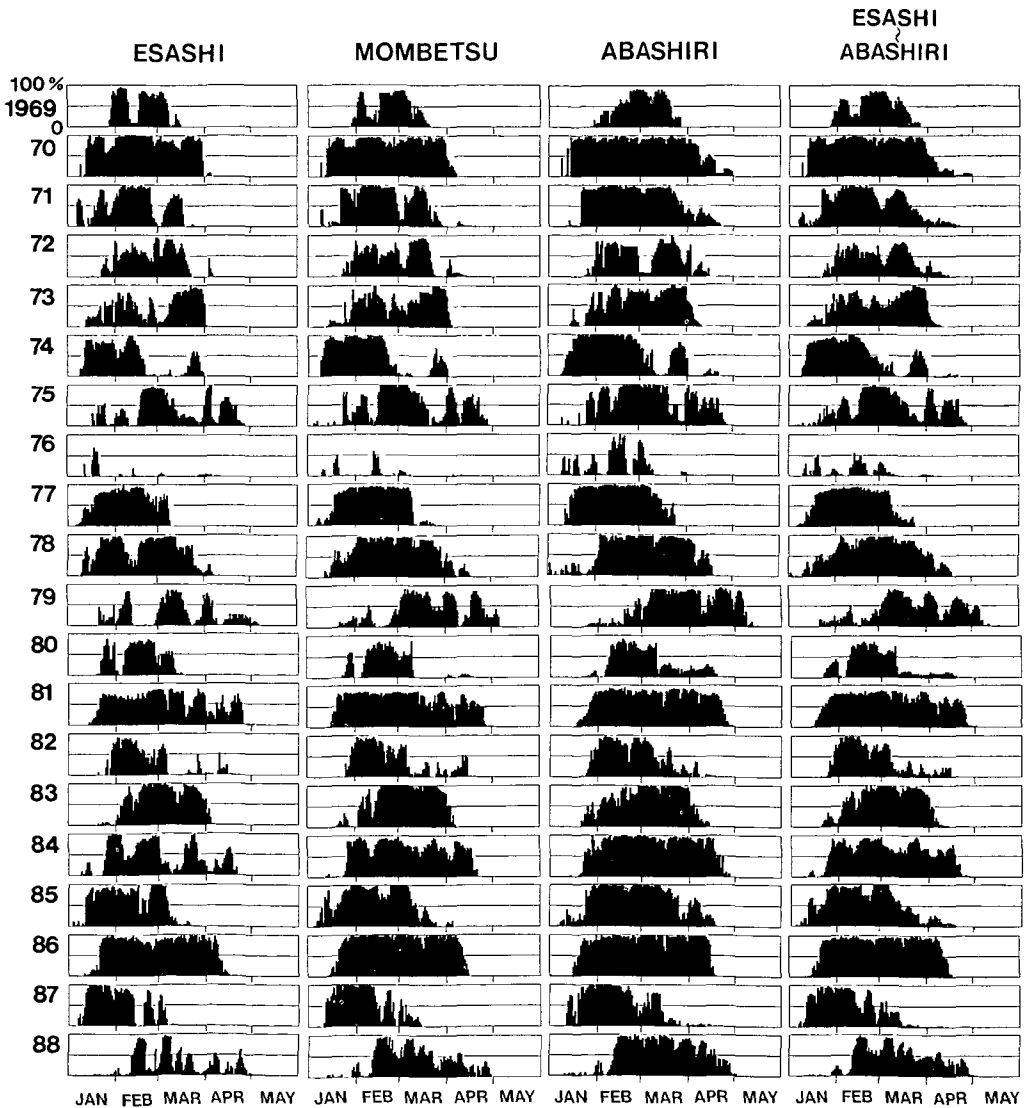


第1図 流水観測レーダ・アンテナの設置点および観測範囲
 図中の円弧内が各レーダ局の観測範囲で半径は約56 kmである

第1表 流水観測用レーダの概要

位置	紋別山(紋別市), 能取岬(網走市), 徳志別山(枝幸町)
流水研究施設レーダ局	紋別市南ヶ丘流水研究施設内
レーダ装置	
空中線	スロット型 開口径 3.6 m
周波数	5540 MC
ビーム幅	水平1度 垂直3度
送信出力	40 kW
パルス幅	0.2 μs および 1 μs
最大探知距離	50 浬
観測用指示器	
指示機	16吋 PPI コンソールテーブル型
離心	3/4 半径
レーダ・リレー回線	
周波数	6720 MC
送信出力	1 W
VHF 回線	
周波数	71.94 MC
情報電送方式	6 周波中の 2 周波選択方式
制御項目	レーダ送受信機動作 ON, OFF, パルス幅切替, AFC の ON, OFF, 監視信号送出, 通話呼出信号送出, 同調制御, 利得制御, STC 制御
監視項目	局扉開放, 調整中, 送信状況, 制御ローカル

ナの標高、観測対象である流氷自体の高さなどによるが、平均的にはアンテナから半径約 56 km (30 浬) の範囲である。アンテナの設置点は、海岸から 2~4 km の内陸である。ここで、各局のアンテナ位置を中心とする半径 56 km の円周と海岸線で囲まれる海域中に占める流氷あるいは海水の面積率 (%) を流氷量と定義する。なお、3つのレーダによる全観測範囲中の流氷の占める率、すなわち、流氷量の算出にあたっては、当然ながら、紋別一枝幸、紋別一網走の各両レーダ観測範囲の重複部分の補正を行なった。また、レーダあるいは電源の故障による欠測日に関しては、該当時前後の写真記録、気象庁、海上保安庁の航空機観測結果を利用して、内挿、補充した。



第2図 流氷量の日々および年々変動 (1969年~1988年)

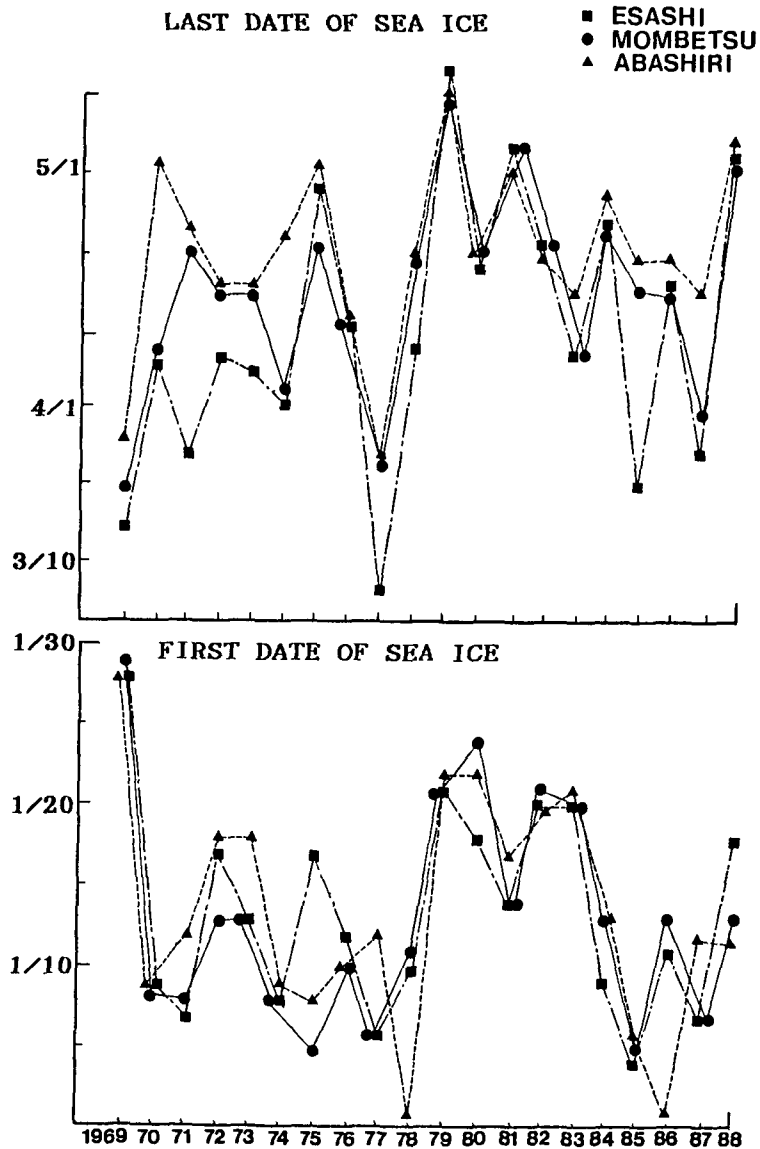
III. オホーツク海・北海道沿岸の流水量の変動

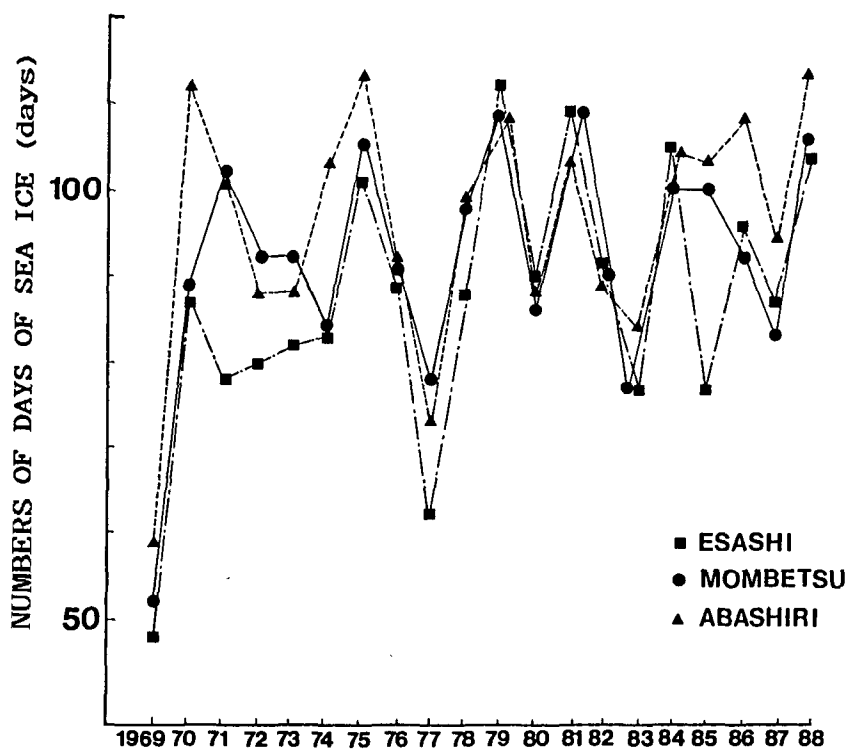
1. 流氷初日, 終日, 流氷期間

氷縁域あるいは沿岸海域の流氷と気象, 気候との関係, さらに海洋生物環境, 水産との関係についての研究のための基礎的資料として流氷レーダによる, この沿岸の流氷量の日々, 年々変動を統計的に要約, 整理した。

第2図に, 1969年から1988年までの20年間の枝幸, 紋別, 網走の各レーダ観測範囲および3つのレーダ観測範囲全域の流氷量の変動を示す。

ここで, 各レーダ観測範囲に流氷(海氷)が初めて検知された日を流氷初日, 流氷検知の





第3図 流水初日，終日，流水日数の年々変動 (1969年～1988年)

最終日を流水終日，流水が検知された日数を流水日数と定義する。

第3図に，20年間の枝幸，紋別，網走の各流水初日，終日，流水日数の年々変動を示す。

流水初日，終日，流水日数とも，過去20年間では明確な周期性は認められない。これらは，広域的には北半球の気圧配置の変動ともなるオホーツク海域の気温，風系に，局所的には，オホーツク海，北海道沿岸の気温，風系，また宗谷暖流とオホーツク海表層低塩分水との水塊交代時期²⁾，宗谷暖流の勢力の年変動，潮流などに支配されると考えられる。

第3図の流水量変動の非周期性はこれら広域的，局所的な気象，海象現象の非周期性を反映しているものと考えられる。

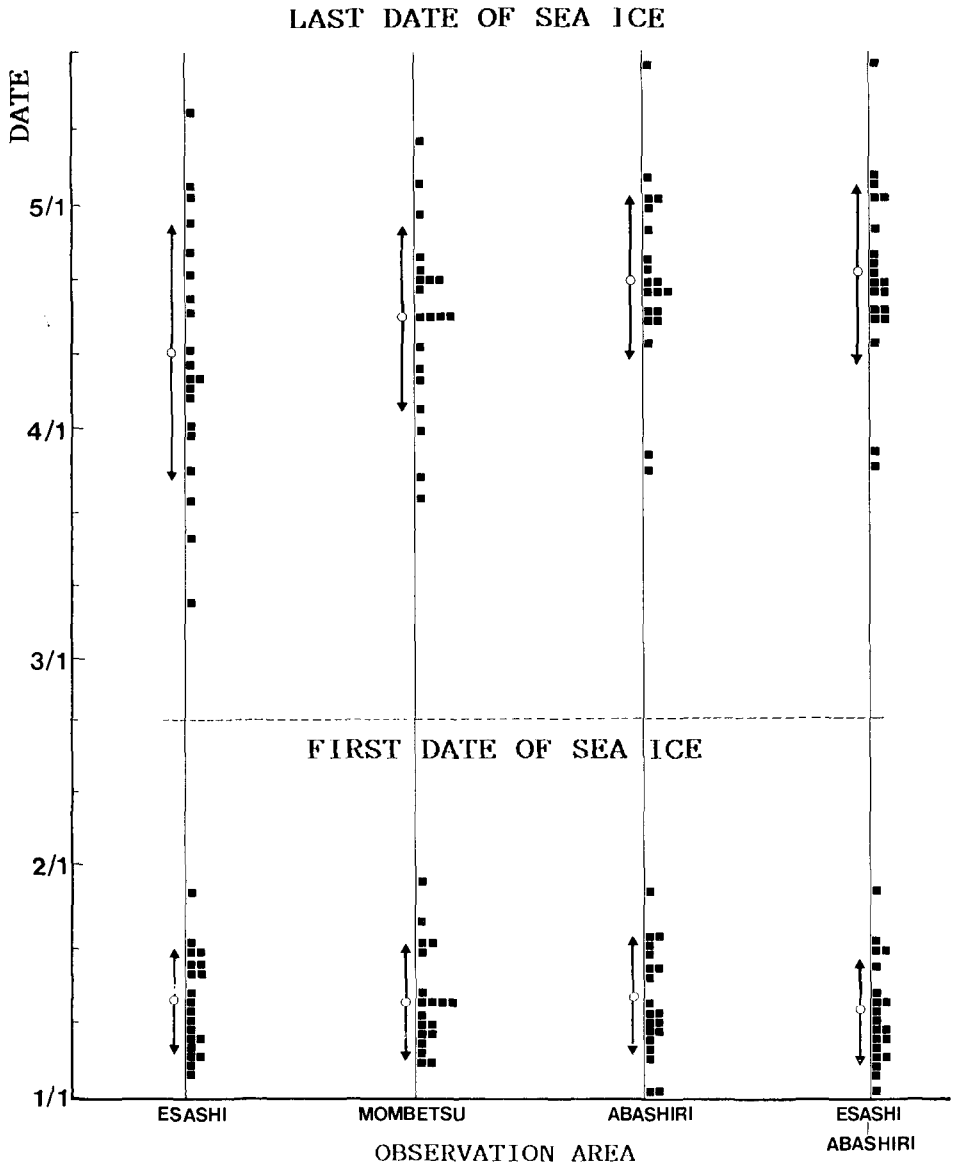
第3図を要約すると第4，5図となる。

第4図では，20年間の各年の流水初日，終日の分布を観測海域毎に黒い四角で示した。白丸は20年間の平均値で，矢印は標準偏差である。また，第5図は，各海域毎の流水日数の分布で，第4図と同じく白丸は平均値，矢印は標準偏差である。

各海域別に20年間で流水初日，終日が最も早かった日，遅かった日，また流水日数の最小値，最大値およびそれぞれの平均値，標準偏差を第2表に示す。

流水初日：全海域で流水初日の平均は1月11～14日，標準偏差は6～7日である。すなわち，この沿岸全域で，ほぼ同時期に流水が出現しているといえる。

この沿岸域の海水は，この沿岸水自体が凍結してできる海水と，沖合で生成，発達した海水が移流，接近した流水とが混在したものである。

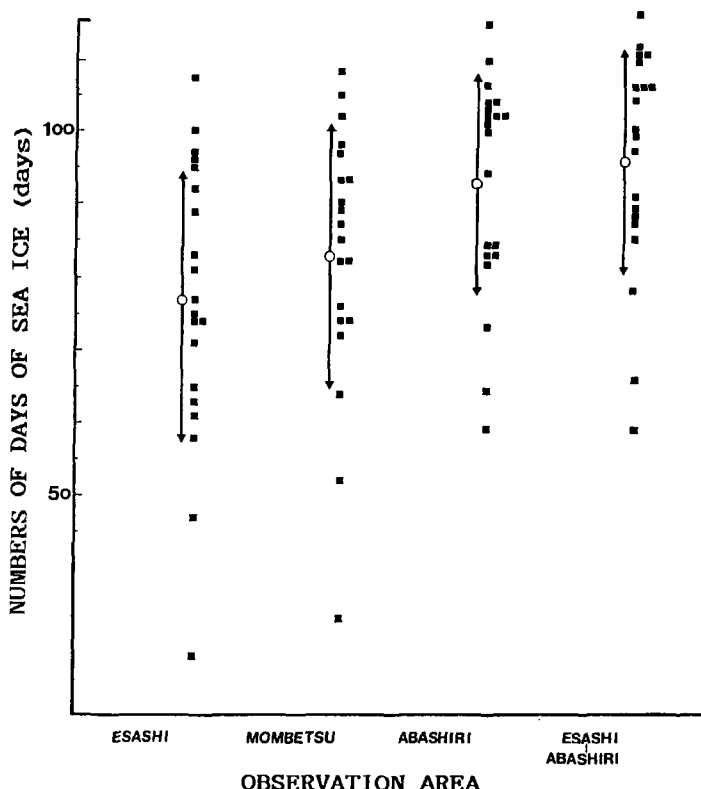


第4図 流氷初日と流氷終日の分布 (1969年～1988年)

縦軸を月日として、20年間の枝幸、紋別、網走の各局および全局の観測海域の流氷初日、終日の分布を示す。白丸は20年間の平均(日)、矢印は標準偏差である

この沿岸域の結氷開始日は、暖候期に流れている宗谷暖流と沖合のオホーツク海表層低塩分水との水塊交代の時期、気温に支配されるが、枝幸-網走間の海域での水塊交代の時期²¹⁾、気温とも、大差は認められない。

また沖合の流氷の沿岸への接近は、主にこの海域周辺の初冬の気圧配置、風系に支配される。局所的な流氷の動きは、海域によって異なり複雑であるが、広域的にはこの対象海域全般にわたる風系は、ほぼ同一と考えられる。



第5図 流氷日数の分布 (1969年～1988年)

縦軸は20年間の枝幸，紋別，網走の各局および全尾の観測海域の流氷日数を示し，白丸は20年期の平均日数，矢印は標準偏差である

すなわち，初冬の沿岸水の結氷条件，沖合流氷を動かす風系はこの沿岸域では，ほぼ同じ条件といえる。流氷初日の均一性は，これらの条件の共通性によるものと考えられる。

流氷終日： 流氷初日に較べ流氷終日は各海域で差が認められ，ばらつきも著しい。平均的には北側の枝幸の終日が最も早く，紋別，網走の終日は枝幸よりそれぞれ5，10日程度遅くなっている。

3月下旬から宗谷暖流の勢力が急速に回復し，海岸沿いに南下する³⁾。北部の枝幸沖海域の流氷離岸が早いのは，主にこの宗谷暖流の影響によるものと考えられる。

一方，南の網走海域の流氷終日は，最も遅い傾向にある。これは知床半島のため，厳冬の風系によって流氷が吹きよせられやすいこと，海明け期の宗谷暖流回復のため，北部の流氷が海岸沿いに南下，供給されるためと考えられる。

流氷日数： 流氷日数も北部より南部の方が長期間で枝幸，網走を比較すると平均1カ月の差がある。これは流氷終日の差に対応したものである。

2. 北海道沿岸とオホーツク海の流氷勢力の関係について

1. では対象海域に占める流氷あるいは海氷面積率を流氷量と定義した。年毎の流氷（海水）勢力の優劣の度合を定量化するために，流氷量（密接度）とその期間の積，すなわち， $P =$

第2表 オホーツク海・北海道沿岸の流水についての統計

観測範囲		流水初日	流水終日	流水日数	
枝幸 レーダ局	早	1985年1月4日	1969年3月17日	最小値	1976年 28日間
	遅	1969年1月28日	1979年5月13日	最大値	1981年 108日間
	平均値	1月14日	4月10日	77日間	
	偏差	6.2日	16.9日	19.6日	
紋別 レーダ局	早	1975年1月5日	1969年3月22日	最小値	1976年 33日間
	遅	1969年1月29日	1979年5月9日	最大値	1981年 108日間
	平均値	1月13日	4月14日	83日間	
	偏差	6.6日	12.1日	18.3日	
網走 レーダ局	早	1978年1月1日	1977年3月26日	最小値	1976年 59日間
	遅	1969年1月28日	1979年5月19日	最大値	1979年 115日間
	平均値	1月14日	4月20日	93日間	
	偏差	7.2日	11.0日	15.5日	
全 レーダ局	早	1978年1月1日	1977年3月26日	最小値	1969年 59日間
	遅	1969年1月28日	1979年5月19日	最大値	1979年 117日間
	平均値	1月11日	4月21日	96日間	
	偏差	7.2日	12.1日	15.5日	

$\int_{T_1}^{T_2} C(t) dt$ を流水勢力と定義する。ここで $C(t)$ は時間 t における流水量で、単位時間内の流水量の平均値を用いる。 T_1 , T_2 は流水期間の始めと終わりの時刻である。

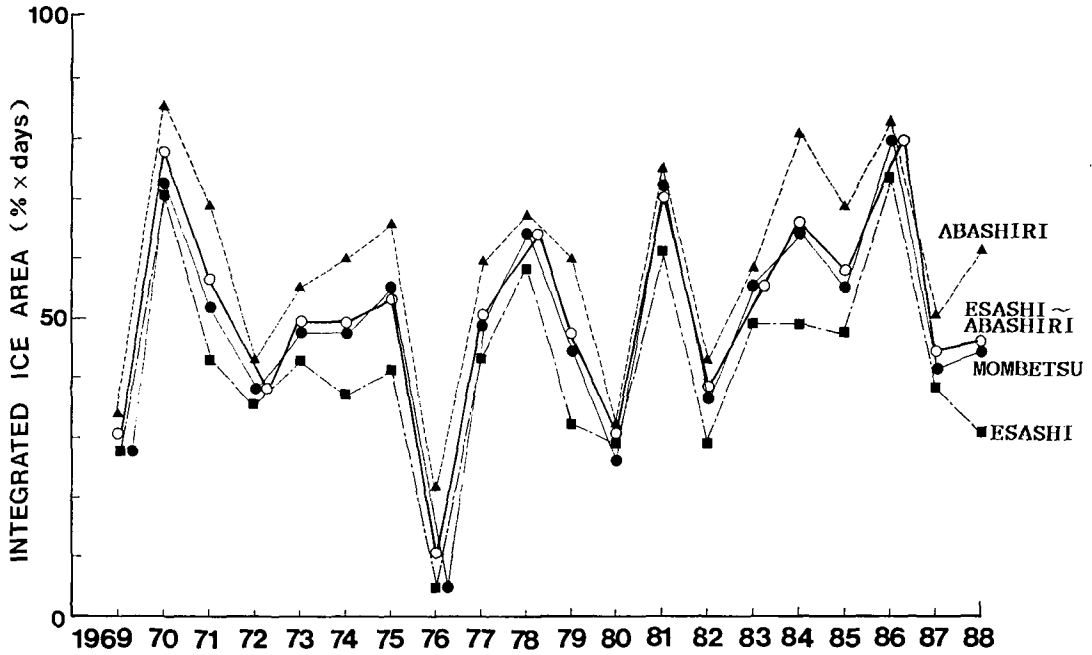
流水勢力 P が大であることは、その対象海域内の広い面積が長時間流水で覆われていたことを意味し、一方、流水勢力 P が小であることは、開水面であった期間が長かったことを意味する。

第6図に、レーダによる枝幸、紋別、網走の各海域および全海域（3局全体）の流水勢力の年々変動を示す。

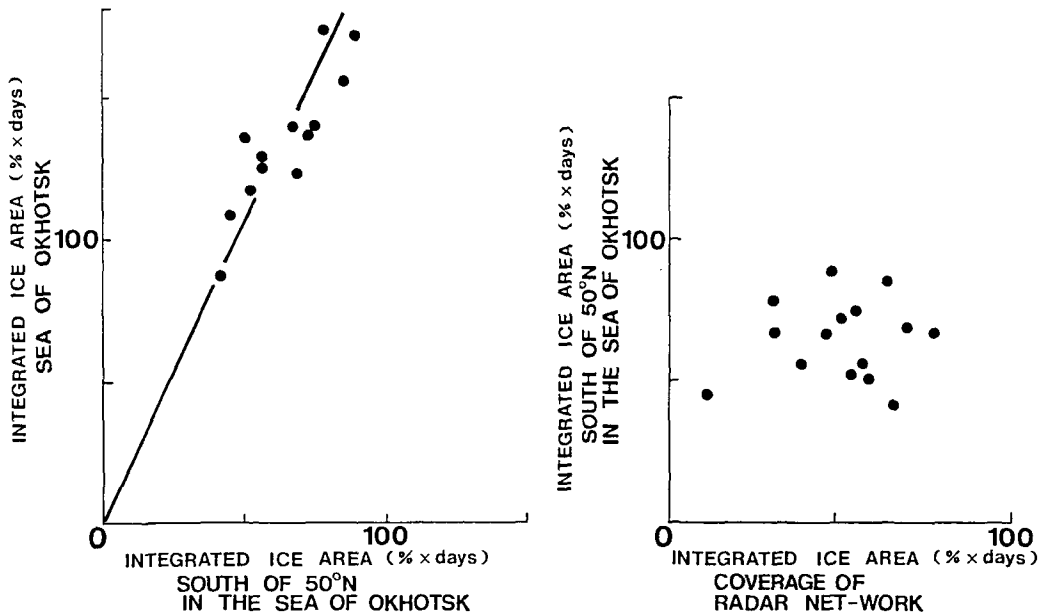
流水勢力の年々変動に関しても、各海域とも明確な周期性は認められていない。全体的な傾向としていえることは、北側から枝幸、紋別、網走の順に流水勢力が増加していることである。これは、先の流水終日の相違によるものである。

網走測候所（現網走地方气象台）は、明治25年から風速測定塔からの目視による流水量の連続観測を行なっている。これは世界で最も長期間の流水観測記録で、貴重な資料といえる。

広域の海水分布の観測手段が無かったため、この目視観測資料がオホーツク海の流水量に対応するとの仮定の上で、農業、水産との関係が考察されてきた。



第6図 流氷勢力の年々変動 (1969年～1988年)
各局および全局の観測海域毎の流氷勢力の20年間の年々変動を示す



第7図 左: オホーツク海北緯50度以南とオホーツク海全域の流氷勢力の関係 (1971年～1985年)
右: 北海道沿岸のレーダ観測範囲内とオホーツク海北緯50度以南の海域の流氷勢力の関係 (1969年～1985年)

はたして、沿岸域とオホーツク海広域の流水量の間には如何なる関係があるのでしょうか。

ここでは、オホーツク海全域、オホーツク海の北緯 50 度以南一千島列島間、および北大流氷レーダによる北海道沿岸域の各々の流水量の関係を、流氷勢力を用いて比較する。

第 7 左図に、1971 年から 1985 年までの 13 年間の、ともに人工衛星資料に基づくオホーツク海北緯 50 度以南の海域とオホーツク海全域の流氷勢力の関係を、第 7 右図には 1969 年から 1985 年までの 15 年間の流氷レーダによる 3 局（枝幸一網走間）の全観測範囲と同時期のオホーツク海北緯 50 度以南の海域の流氷勢力の関係を示す。

オホーツク海全域、オホーツク海北緯 50 度以南の流氷量は、1969 年～1976 年は、ESSA-2、NOAA シリーズ、1977 年からは、主として、“ひまわり (GMS)” の情報に基づくものである²⁴⁻²⁸⁾。

第 7 図から、オホーツク海全域と北緯 50 度以南の流氷勢力の相関係数は、0.87 でかなり高い相関を示している。これは、オホーツク海において北緯 50 度以北は毎年ほとんど全海域が流氷野となり、変動成分は北緯 50 度以南で起こっていることを意味している。

一方、北海道沿岸と北緯 50 度以南の相関係数は 0.1 程度で、相関関係は認められない。

晩秋以降、北海道沿岸には、カラフト東岸沿いに著しい低温、低塩分水が南下する。これは東カラフト海流とも呼ばれている²¹⁾。

この水塊は下層と顕著な密度躍層をなし対流層は浅く凍結しやすい水塊である。この水塊は 11 月下旬に、北海道沿岸に達する。また、この水塊域であるカラフト東岸で早期に生成された流氷群は、1 月中旬に南下、北海道沖に接近する。北海道沿岸の流氷野は、このような海況条件の下に、沿岸結氷とカラフトを南下、到来した流氷群によって形成される。

さきの北緯 50 度以南の広域の流氷勢力と沿岸域のそれとの間の疎な相関関係は、沖合海域とカラフトー北海道沿岸海域の海況の相違によるものと考えられる。

3. オホーツク海・北海道沿岸の流氷量の変動と気圧場の関係

レーダによる流氷の動きは、風の変動、氷野の凹凸度の相違、海潮流の変動、海水相互の作用力などによって支配される。したがって、流氷の動きは、潮流や風の変化など短時間の変動要素と、季節的な気圧配置や、海流などの定常的な影響が複合しあって、極めて複雑である。

沿岸域の流氷の動きと、この海域の局所的かつ短時間の風との対応はかならずしもよくない。

レーダ観測範囲内の流氷の動きは、大局的には、より広域の風の場合に対応していると考えられる。

そこで、レーダ観測範囲全体に対応する風の場の指標として、対象海域の北部の稚内と南部の根室間の海面気圧差と流氷量の変動の関係を調べた。ここでは、稚内の気圧が高い場合を正とする。稚内ー根室を結ぶ線は、ほぼこの海岸線に一致している。

この気圧差は、地衡風速に対応し、差が正の時は、沖合から岸へ、負の時は沖向きの風に対応する。ここで流氷量の変動量が、10 日間に 20% 以上変化した場合に着目して、その変動量と稚内ー根室間の気圧差との関係を第 8 図に示す。

第 8 図から、この沿岸の流氷量の増減は、平均的にはこの沿岸域の広域の気圧傾度すなわ

ち風系にはほぼ対応しているといえる。

4. 北海道沿岸の流氷量と

気温の関係

北海道沿岸の気温も当然ながら、北半球の広域の気象条件の支配化にある。

オホーツク海の特徴は、海面が流氷で覆われることである。流氷（海氷）は断熱材として海洋から大気への熱の動きを阻止すると同時に、そのアルベドの大きさのため、太陽エネルギーの海への吸収を弱める。すなわち、流氷の出現は、その沿岸域を寒冷化する要素をもつ。

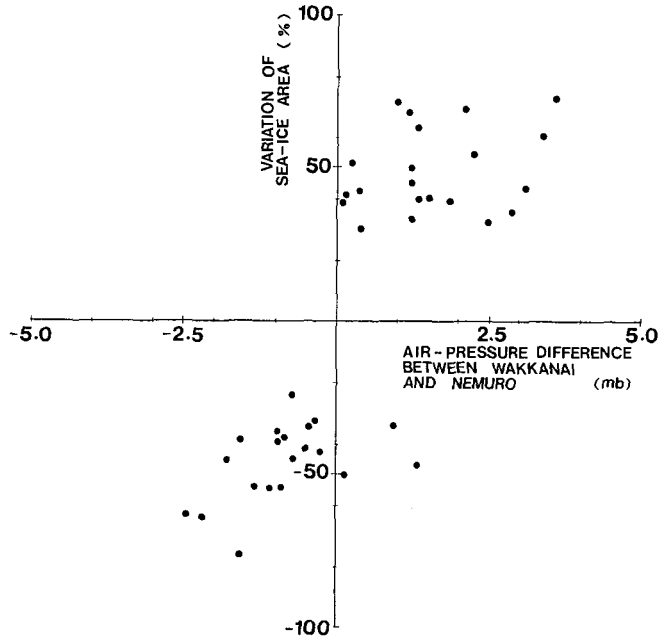
しかし、レーダ観測範囲、距離 56 km 程度の海域が、結氷することによって沿岸気温の低下が生じているか否かは、定かではない。

ここでは、1969年から1987年の2、3月の紋別測候所（海岸より約100mの地点）による旬平均気温と紋別レーダ局の観測範囲の流氷量との関係を調べた。

第9図に、12年間の2月および3月の各旬平均気温と対応する12年間の旬平均気温との偏差と流氷量との関係を示す。なお、図中には参考のため矢印で風向、風速（旬最多風向、平均風速）を示してある。また、12年間の各旬の平均気温は第3表に示す。

平均気温は、風速、風向、日射量等にも支配され単純ではないが、第9図に示すように平均的には、流氷量が多い場合に平均気温は下がる傾向が認められる。

今後さらに世界各地についてこの関係を調査していきたい。



第8図 流氷量の変動量と稚内-根室の気圧差の関係

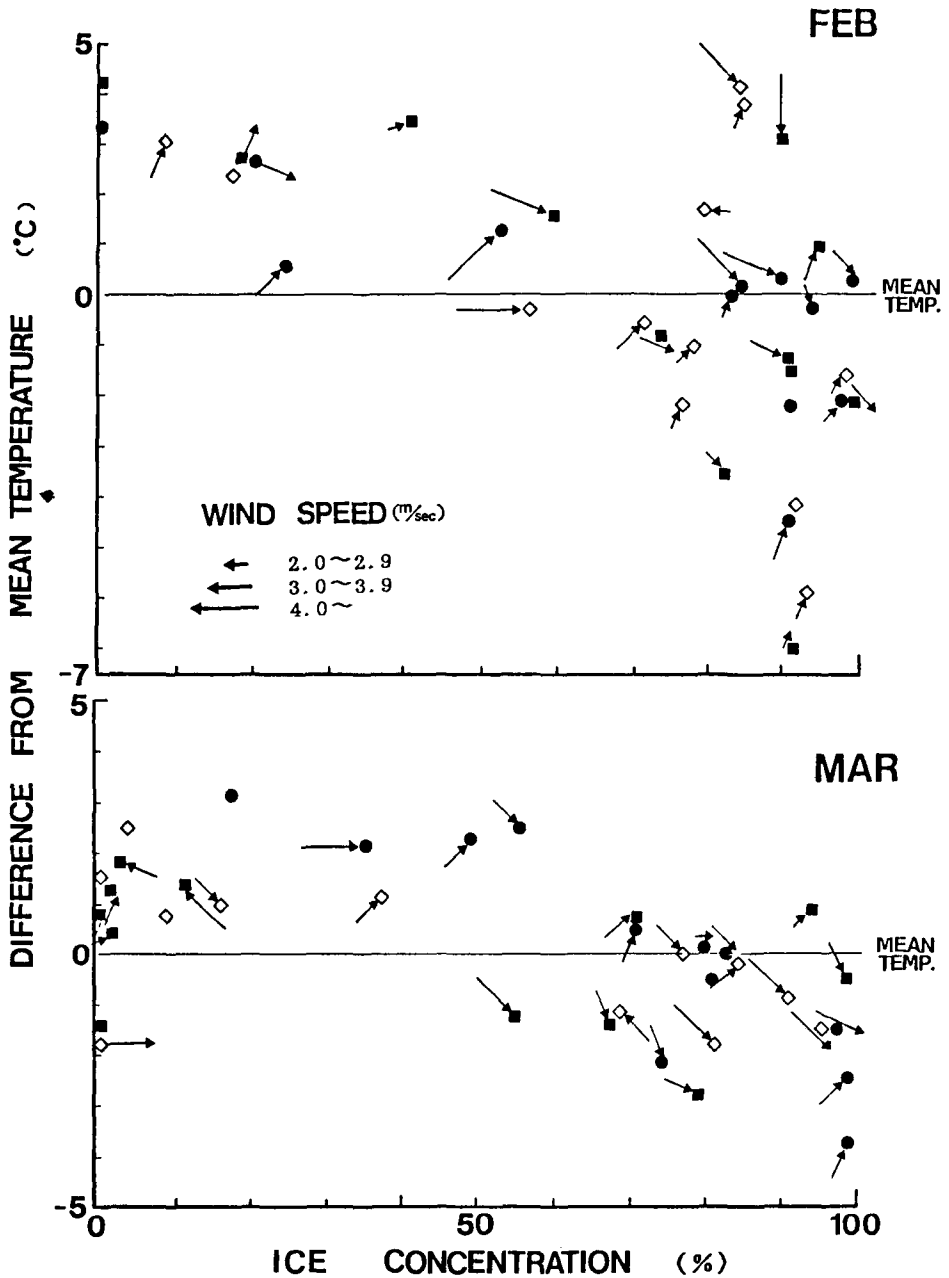
10日間の流氷量の変動量とそれぞれに対応する期間の稚内-根室の平均海面気圧差との関係を示す。なお気圧差は稚内が高い場合を正とする

第3表 紋別測候所における1976年~1987年の2、3月各旬の平均気温

			2月	3月
●	上旬		-8.0	-5.0
◇	中旬		-8.6	-2.7
■	下旬		-6.5	-1.0

IV. おわりに

北大流氷研究施設の流氷観測レーダによる20年間の資料を整理、要約し、海氷研究の基礎資料として報告した。また、北海道沿岸の流氷とオホーツク海の広域の流氷の勢力の関係、沿



第9図 流氷量と気温偏差の関係(上:2月,下:3月)

岸の流氷量の変化と稚内一機室の海面気圧差の関係, 流氷量の沿岸気温への影響などについて報告した。

おわりに, この流氷観測用レーダ網の建設, 維持に御理解, 御協力いただいた文部省, 北海道大学, 北海道電気通信管理局の皆様にお礼申し上げます。レーダによる流氷観測は当流氷

研究施設の全職員によって続けられたものである。レーダ観測に従事、協力いただいた職員の皆様に合わせてお礼申し上げます。本研究に要した費用の一部は、文部省科学研究費・重点領域「資料解析に基づく防災ポテンシャルの変遷に関する研究」(代表：名古屋大学理学部・水谷伸治郎教授)によったものである。記して謝意を表します。

文 献

- 1) 田畑忠司・青田昌秋・大井正行・石川正雄 1969 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1969年2月~3月—. 低温科学, 物理篇, **27**, 資料集, 23-38.
- 2) 青田昌秋・大井正行・石川正雄 1970 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1970年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **28**, 資料集, 43-79.
- 3) 青田昌秋・大井正行・石川正雄・福士博樹 1971 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1971年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **29**, 資料集, 29-69.
- 4) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・福士博樹・青田昌秋 1972 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1969年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **30**, 資料集, 33-62.
- 5) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・福士博樹・青田昌秋 1973 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1973年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **31**, 資料集, 19-48.
- 6) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・福士博樹・青田昌秋 1974 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1974年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **32**, 資料集, 55-84.
- 7) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・福士博樹・青田昌秋・河村俊行 1975 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1975年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **33**, 資料集, 47-76.
- 8) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・福士博樹・青田昌秋・河村俊行 1976 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1976年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **34**, 資料集, 39-56.
- 9) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・福士博樹・青田昌秋・河村俊行 1977 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1977年1月~3月—. 低温科学, 物理篇, **35**, 資料集, 45-70.
- 10) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・福士博樹・青田昌秋・河村俊行 1978 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1978年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **36-37**, 資料集, 77-105.
- 11) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・福士博樹・青田昌秋・河村俊行 1979 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1979年1月~5月—. 低温科学, 物理篇, **38**, 資料集, 39-70.
- 12) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・福士博樹・青田昌秋・河村俊行 1980 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1980年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **39**, 資料集, 35-61.
- 13) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・福士博樹・河村俊行・青田昌秋 1981 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1981年1月~5月—. 低温科学, 物理篇, **40**, 資料集, 48-77.
- 14) 青田昌秋・河村俊行・大井正行・福士博樹 1982 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1982年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **41**, 資料集, 53-76.
- 15) 青田昌秋・河村俊行・大井正行・石川正雄・福士博樹 1983 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1983年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **42**, 資料集, 33-55.
- 16) 青田昌秋・石川正雄・大井正行・福士博樹・河村俊行 1984 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1984年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **43**, 資料集, 69-96.
- 17) 青田昌秋・石川正雄・大井正行・福士博樹・河村俊行 1985 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1985年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **44**, 資料集, 47-74.
- 18) 青田昌秋・石川正雄・大井正行・福士博樹・河村俊行 1986 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1986年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **45**, 資料集, 25-50.
- 19) 青田昌秋・石川正雄・大井正行・福士博樹・池田光雄 1987 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1987年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **46**, 資料集, 45-70.
- 20) 青田昌秋・石川正雄・高塚 徹・池田光雄・白沢邦男 1988 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1988年1月~5月—. 低温科学, 物理篇, **47**, 資料集, (印刷予定).
- 21) 渡辺貫太郎 1964 北海道周辺の海況および気象の特色. 沿岸海洋研究ノート, **3**(2), 23-30.

- 22) 青田昌秋 1975 宗谷暖流の研究. 低温科学, 物理篇, **33**, 151-172.
- 23) 青田昌秋・永田 豊・稲葉栄生・松山優治・小野延雄・金成誠一 1985 宗谷暖流 — 典型的な陸棚上の海流—. 海洋の動態 (文部省特定研究「海洋の動的構造」成果編集委員会, 146-187.
- 24) 気象庁海洋気象部 1982 海水統計資料,
- 25) 気象庁 1983 気象庁海水観測資料第1号, pp. 15.
- 26) 気象庁 1984 気象庁海水観測資料第2号, pp. 14.
- 27) 気象庁 1985 気象庁海水観測資料第3号, pp. 14.
- 28) 気象庁 1986 気象庁海水観測資料第4号, pp. 14.

Summary

This study presents a summary of some statistical results obtained from the 20-year long ice distribution records concerning variations in ice concentration off Hokkaido Island. To begin with, the following is an outline of a radar network which has made this study possible.

1. For observing in detail the distribution of drift ice off the Okhotsk Sea coast of Hokkaido, a radar network was constructed beginning in 1967 through 1969 by Sea Ice Research Laboratory (SIRL), of Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University.

2. The network consists of three land-based radars, which are deployed within mutually overlapping ranges and linked to a central image and data processing computer system via telemetry. The system allows a continuous monitoring of real-time ice field scenery along a 250 km coastline to as far as about 50 km into the Okhotsk Sea (Fig. 1).

3. The radar antennas are located on the hilltop overlooking the coast, at the altitudes of 400 m in Esashi, 300 m in Mombetsu, and 220 m in Abashiri; the ranges of radar vary somewhat with the antenna station, about 65 km, 56 km, and 50 km, respectively.

4. Specifications of the radars are shown in Table 1.

5. The three radars are controlled remotely from the SIRL headquarters in Mombetsu, the central station, where the data from the two other stations are assembled via telemetry.

6. A series of radar images at each radar station is taken automatically every 3 hours with a 35 mm camera during the sea-ice season. A series of ice distributions obtained at 9 a.m. everyday during the ice season has been published in the *Data Report, Low Temperature Science, Ser. A* since 1969.¹⁻²⁰⁾

Here is a summary :

1. Inter-diurnal variations in ice amount (pack ice plus fast ice) were discussed by using the 20-year long data of ice distributions beginning in 1969 through 1988¹⁻²⁰⁾ (Fig. 2).

2. The dates of appearance and disappearance of sea ice in the radar images, and the number of days of sea ice existing in the radar images were discussed (Figs. 3, 4, 5 and Table 2).

3. We introduced the concept of integrated ice area, $P(\% \times \text{days})$, defined by an equation, $P = \int_{T_1}^{T_2} C(t) dt$, where $C(t)$ is the ice concentration, and T_1 and T_2 are the dates of appearance and disappearance of sea ice, respectively.

Annual variations in P in the three-radar coverages beginning in 1969 through 1988 (Fig. 6) were compared with those in the area of the south 50°N in the Sea of Okhotsk (Fig. 7).

4. Variations in ice amount off the Okhotsk Sea coast of Hokkaido were compared with variations in the atmospheric pressure difference between Wakkanai and Nemuro (Fig. 8).

It is suggested that the ice amount affects the air temperature in the coastal regions (Fig. 9).