

半ばすぎまで亜熱帯ジェット流はヒマラヤ山系の北側を流れており、一方北極から高緯度は冷却により周極寒冷うずが発達する。このため帯状流が卓越し、日本付近の気圧配置は年による大きな差異はみられない。反対に春から初夏にかけては日射による高緯度大気の変暖に伴って子午線流が卓越し、地上気圧配置の年による差異も著しく大きくなる。すなわち、春から初夏の頃には海水温よりも大気環流場の年による差が気温を大きく規制しており、秋には大気環流の年による差が小さくなり、それだけ水温と気温の関係が密になるわけである。

再び第3表にもどろう。対角線の斜線欄より下の欄は水温が翌月以後の気温に影響を及ぼすものを示しており、上の欄は逆に気温が水温に影響することを表している。このようにみると、7月、8月は水温が翌月の気温に大きく影響を及ぼしていることが分かる。また程度はやや劣るが、8月、9月の気温は翌月の水温に作用していることが定性的に云える。ここで特異なのは、5月気温が6月水温、9月水温に $+0.6 \sim +0.7$ の高相関を有していることである。特に9月の正相関は表中の上下、左右の欄の数値からみて、規模も大きく安定したものと推定出来るが、その原因については不明である。

以上述べて来たことから考察するに、「流水が春季から秋季の海水温に作用し、次に海水温が気温に影響を及

ぼしている」ことは確かであり、またそのように考えるのは論理的に無理がない。しかし、第2表にみるようにPIAと秋の海水温の相関係数が $+0.5$ 前後ということから考えて、PIAと夏季の $T_{11}$ の相関は、今後資料年数が増加して安定しても、 $+0.4$ 程度のものであろう。「オホーツク海の流水面積最大値が夏から秋の海水温、北日本気温に正相関の関係を有する」ということは定性的ながら明言出来る。

## 文 献

- 赤川正臣, 1980: オホーツク海の流水と北海道・東北地方沖合海況との関連, 海と空, 55, 169-181.  
 Mahrt, L.J. and W. Schwerdtfeger, 1970: Ekman spirals for exponential thermal wind, Boundary-Layer Met., 1, 137-145.  
 村松照男, 1976: 石狩湾小低気圧による大雪, 札幌気象100年記念論文集, 31-49, 札幌管区気象台.  
 西山勝暢, 1982: 北日本海区のテレコネクションについて, 日本気象学会北海道支部だより, 27, 52-53.  
 大川 隆, 1973: オホーツク海高気圧の成長機構, 気象庁研究時報, 25, 65-77.  
 Taylor, G.I., 1915: Eddy motion in the atmosphere, Phil. Trans. Roy. Soc. London, ser. A 215, 1 26.

## 4. 大気と海水の相互作用 “大気大循環への影響”

片山 昭\*

### 1. はじめに

極洋の海水は大気大循環または気候形成の上で重要な役割を荷なっている。海水は陸水と異なり著しい季節変化を示すと共に、年々の消長も激しい。海水域の変動が大規模な大気の大循環にどのような影響を及ぼしているのだろうか。古くから多くの研究がなされているが、局所的な関係は別として大規模大気場との関係について確定的な結論を得たものはないと考えてよからう。ここでは、この間の事情について報告し、その理由についても考えて見たい。

### 2. 海水の気候への影響要因

海水域の変動は、以下の過程を通じて大規模大気場や気候に影響を与え得る：

i) 海面のエネルギー収支。海面に氷が張る事により、海水と大気との直接の接触を断ち、顕熱および潜熱の交換を著しく抑制すると共に、表面粗度の減少により運動量の交換も少なくなる。またアルベードは海水面の8%前後から海水面の40%以上と増大し海洋表層による日射の吸収も著しく減少する。すなわち、海水の有無は海面周辺の熱収支に顕著な影響を及ぼすことは明らかである。そのため、海水原の縁辺部では大気の変暖冷却に強いコントラストを生じ、傾圧帯が形成され低気圧活動

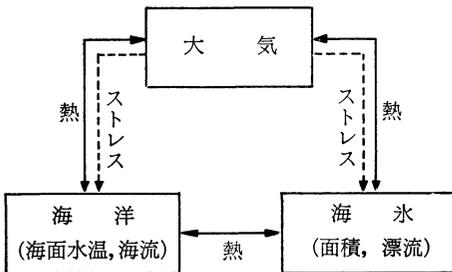
\* Akira Katayama, 神戸海洋気象台(前 気象研究所)

を活発化させる可能性を持っている。

ii) 気温の季節変化。 結氷期には潜熱を放出し大気を余分に暖め最低気温出現の時期が遅れ、 解氷期には融解熱を吸収し大気を冷やし最高気温出現の時期が遅れる。

iii) 海洋中での熱・塩分輸送。 海水が中・低緯度に漂流し融解することは、 塩分度の少ない冷たい水を輸送することになり、 熱や塩分の南北交換に寄与する。

他方、 海水の消長は気温、 地表風や雲量といった大気要素や海水温によって左右され、 海水の移動は風のストレスや海流に依存する。 結局、 海水の消長は第1図に示したように大気と海洋とを含めた複雑な相互作用の所産



第1図 海水、大気、海洋間の相互作用の模式図。

であり、 海水と大気間に有意な関係が見付け出されたとしても、 どちらが原因であり結果であるかを明確に決め得ない場合が多い。

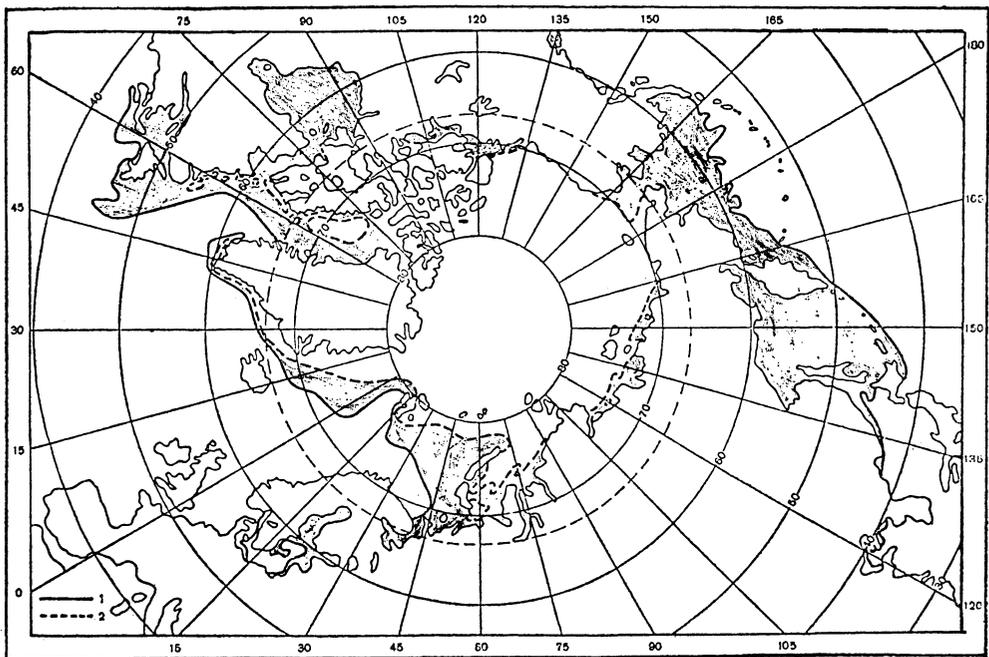
3. 海水の平均状態

海水の平均的状态について北極圏と南極圏とを対比させながら述べる。

第2図は北半球における海水面積の極大期(3月頃)と極小期(8~9月)の海水縁の年平均位置を示すものである。 極大期の面積は  $14.0 \times 10^6 \text{ km}^2$  であり極小期には  $7.1 \times 10^6 \text{ km}^2$  と半減する。 氷の厚さは平均して2~4m位であるが、 海水の衝突などにより数十mの高さの峰が形成されることもあり、 そこでの氷厚は数百mにも達する。

南極圏では第3図に示したように、 9月頃極大期に達しその面積は約  $18 \times 10^6 \text{ km}^2$  で南極大陸の面積  $14 \times 10^6 \text{ km}^2$  よりずっと広い。 3月頃には極小に達し面積は極大期の7分の1の  $2.6 \times 10^6 \text{ km}^2$  となる。 東南極では氷縁は大陸沿岸まで縮退してしまう。 そのため南極圏の海水は1年氷が大部分であり、 厚さも1~2mと薄い。

以上のような北極圏と南極圏の海水の動向の大きな差異は、 陸地により取り囲まれた北極海、 南極大陸を取り



第2図 北半球の海水縁。 実線は3月(極大期)、 破線は8~9月(極小期)、 (Budyko, 1969)。

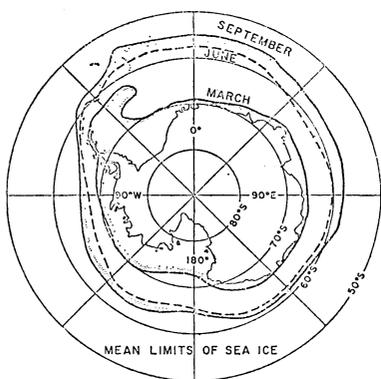
まく南極海という全く相反する地形条件によりもたらされたものである。海水域の拡大や海水の漂流は、北極海は南側の8割が陸地で制限されているが、南極海では全く自由である。

4. 海水域の年々変動の実態

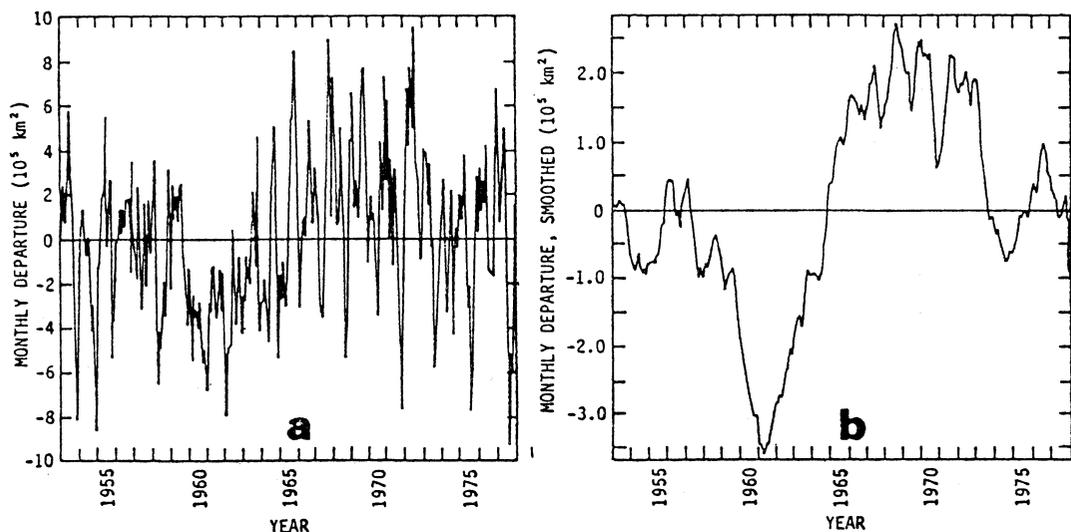
前章で述べた如く、海水域の季節変化は激しいものであったが、その年々変動はどうであろうか。まず海水資料についてふれておく。極圏全域にわたり均質な資料が得られるようになったのは、気象衛星によって観測可能になった1960年代後半からであり、まだ数十年にわたる

い。それ以前は地域的、局所的に各国がまちまちに実施しており、氷状の表現方法も統一されていなかったため過去にさかのぼって半球的で均質な資料を作り出すことは難しい。これに挑戦したイリノイ大学の Walsh のグループは1953年から1977年にわたる25年間(300か月)にわたる資料セットを作成した。その内容は、第6図に示されているように60海里(緯度1°)間隔で排列された1648個の格子点に対し、各格子領域における海水被覆面積比率が毎月与えられている(この資料セットはMTとしてNCARに保存され一般の利用に供されている)。

Walsh・Johnson(1979a)は上述の資料により、海水面積の長期変動の特徴をしらべた。彼等は海水縁として海水被覆面積比が0.5の位置を採用している。第4図(a)は北極海全域の月々の海水面積の変動を示したが、その変動幅は $\pm 8 \times 10^5 \text{ km}^2$ に達する激しいものである。24か月の移動平均をとったのが第4図(b)であるが、顕著な長期傾向が見られる。すなわち、1960年頃までゆっくりと減少しているが、そこから急速に増加し1960年代後半にピークに達し再び減少に転じている。次に海域別に海水面積の年々変動を見てみよう。経度帯としては北部アラスカ水域(NA, 140°W-170°W)、ベーリング海(BS, 150°W-180°W)、東グリーンランド海(EG, 20°W-20°E)およびアイルランド北西方のデンマーク海峡(DS, 10°W-40°W)を選ぶ。海水面積は北部アラスカ水域や東グリーンランド海に対しては7~



第3図 南半球(南極海)における3月、6月および9月の海水縁の年平均位置。



第4図 北極圏全域の月々の海水面積の年平均偏差の時間シリーズ。(a)平滑化されていないもの、(b)24か月移動平均(Walsh・Johnson, 1979a)。

9月の海水面積の平年値からの偏差の和、ベーリング海やデンマーク海峡に対しては2~4月のそれらが第5図に示されている。2つの南部海域の冬の氷の変動性と2つの北部海域の夏の氷の変動性を対比させたものである。これらの図から見出される特徴は：

(i) 冬の氷状を示す  $I_{BS}$  と  $I_{DS}$  には海水の多い年と少ない年がかたまっても出現する傾向が強く、年々の持続性は強い。しかし夏の氷状を示す  $I_{NA}$  と  $I_{EG}$  の年々変動は激しく、持続性はほとんど無い。

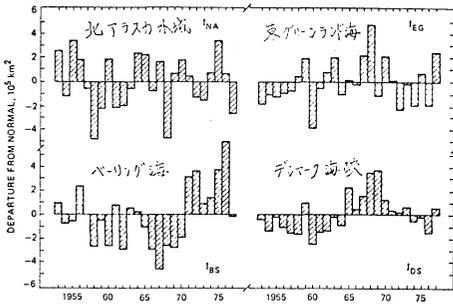
(ii) 夏の  $I_{NA}$  と  $I_{EG}$  の間には  $-0.44$  の逆相関がある。これは夏期の氷状は北極海の西部と東部で逆相関で

変化することを示している。

(iii) 同じ暦年の  $I_{DS}$  と  $I_{EG}$  の間には  $0.57$  という有意な相関がある。これは冬のデンマーク海峡の氷が多い時にはその夏の東グリーンランド海の氷も多いことを示す。

第6図は8月末と2月末における海水の南限の位置の変動幅を示すものである。各経度毎に25年間のうちで最も南偏した緯度と北偏した緯度を選び出しそれぞれを結んで示されている。夏も冬も、南進が陸地で妨げられないすべての経度で約緯度  $5^\circ$  の最大変動幅をもっている。

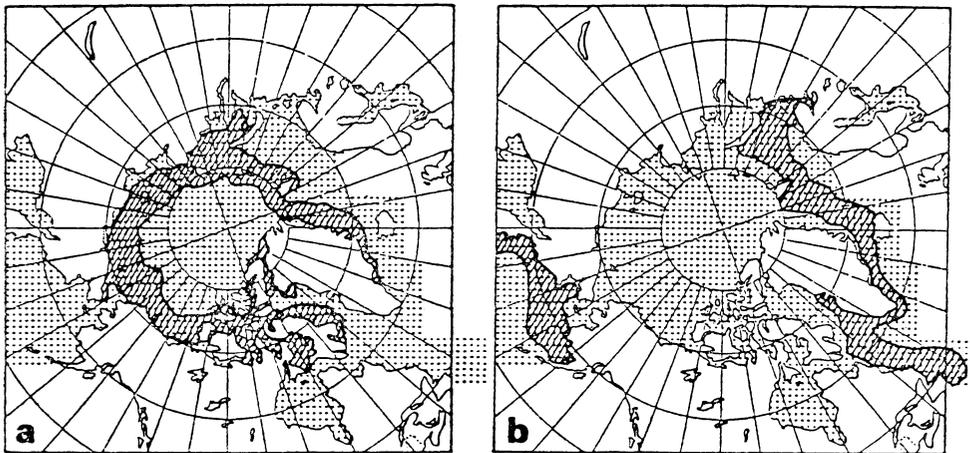
一方、南極圏では人工衛星(1967年)によって半球的な海水観測が可能になる以前の資料は極めて局所的であり、大規模大気循環との関係を論じ得るものはない。1972年12月からアメリカの Navy Weather Research Facility により衛星観測を主体とした南極圏の氷状資料の作成がルーチン的に実施されるようになった。その資料により、1973年から1978年にかけての海水氷縁の带状平均緯度の年々変化を季節別、月別に示したのが第7図である。この図は、5年間に緯度  $2^\circ$  程度の変動がある事を示しているが、その変動の実態を知るには期間が短すぎる。



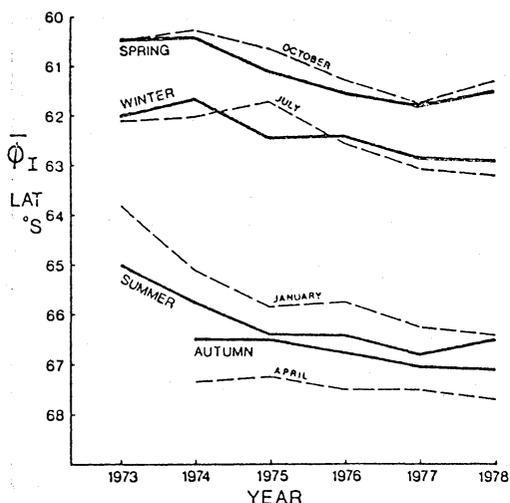
第5図 北部アラスカ水域 (NA), ベーリング海 (BS), 東グリーンランド海 (EG) およびデンマーク海峡 (DS) における海水面積の平年偏差。NA と EG に対しては7~9月, BS と DS に対しては2~4月におけるもの (Walsh・Sater, 1981)。

5. 観測的事実

海水域の増減と大気との関りについての先駆的な研究は Brennecke (1904) や Meinardus (1906) らによってなされた。彼等は東グリーンランド海の海水が拡大する



第6図 8月末 (a) と2月末 (b) における極大および極小の海水域。経度別に25年間のうちから氷縁の北限と南限の緯度を選び出し、それらの包絡線をつかったもの (Walsh・Johnson, 1979a)。



第7図 带状平均された海氷縁緯度  $\bar{\phi}_I$  の月および季節平均の年々変動, 1973-1978 (Streten・Pike, 1980).

第1表 融氷期(4~8月)の東グリーンランド海とバレンツ海の海水面積(南縁緯度)とアイスランド沿岸部の気温, 降水量および海面水温, 1895~1939, 1946~1949 (Schell, 1956).

	3~8月 (同時)	9~11月 (秋)	12~2月 (冬)
気 温	-0.36	-0.40	-0.53
降 水 量	-0.45	-0.34	-0.31
海面水温	-0.45	-0.49	-0.50

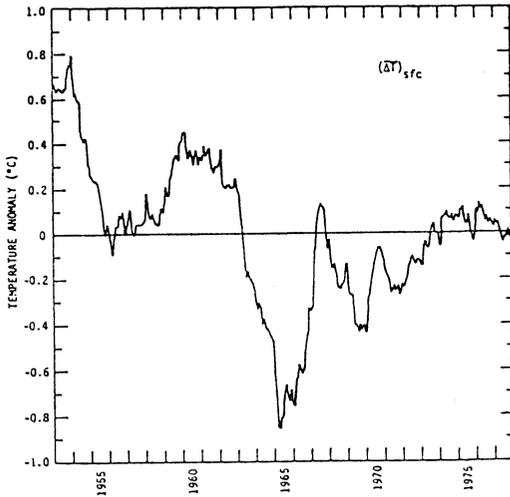
とその南のアイスランド周辺の平均気温が低下するのを見出した。日本においても安藤(1915)は東北地方に凶作をもたらす夏期の異常低温は、それに先立つ初春のベーリング海の氷状と密接な関係を持つことを強調し、さらにベーリング海の氷の多少とベーリング海峡周辺の北風の強弱、北極海の極氷の海峡を通じての南下との関連を論じたが、その周辺に正規の気象観測点のなかった当時、それを証拠立てることは出来なかった。

その後も、ある海域の初春(2~4月)あるいは融氷期(3~8月)の氷状とそれに続く季節の周辺地域の天候(主として気温)への有意な関係について論じた研究が多く発表されている。例えば Schell(1956)は融氷期(4~8月)の東グリーンランド海とバレンツ海の氷状

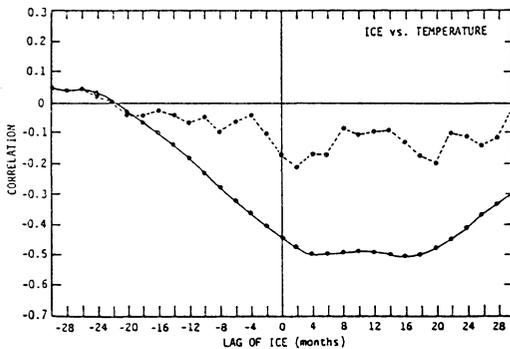
(海水の平均南縁)とアイスランド沿岸部の気温, 降水量および海面水温との間の関係を調べて第1表を得た。同時およびラグ相関はすべて負であり、その値もかなり大きい。融氷期の北方海洋で海水が多い時は、融氷期はもとよりそれに続く秋や冬もアイスランドの気温と海面水温は低く降水量は少なくなることを示している。また Rodgers(1978)は、北極海の北部アラスカ水域(ポーホート海)において、晩夏(8~9月)の海水面積とそれに続く2, 3か月の同地域の気温との間に0.4~0.6という有意な相関があるのを見出している。以上のような関係は局所的ではあるが長期予報に役立つものである。

空間スケールを数千 km の地域的(regional)なものに拡大して見よう。このスケールでの関心事は海氷縁と低気圧経路の関係であった。多くの研究者は海氷の縁辺部の位置と低気圧経路に関係があることを認めているし、それが同時現象であるとしても海氷の比較的強い持続性から、海氷がその指導性を持つであろうと漠然と考えていた。例えば Wicse(1924)は4~7月の融氷期に東グリーンランド海の氷が多い時はそれに続く秋に北大西洋での低気圧経路が南へ偏る傾向があることを認めた。また Overland and Pease(1982)は冬期ベーリング海の氷が多い年には低気圧の多くはアリューシャン列島の南を通過し、氷の少ない年には比較的多くの低気圧がベーリング海西南部に侵入することを認めた。しかし彼等は、低気圧経路の年々変動は大気大循環の変動により外部的に決められており、この低気圧経路の変化が冬のベーリング海の氷状を支配していると結論した。西部ベーリング海へ侵入する低気圧が多くなれば南風が吹く率が増し、融解と風のストレスにより海氷の南下を妨げる。一方、アリューシャン列島の南側を通過する低気圧が多ければ、ベーリング海では冷涼な北東風が卓越し海水の南西への拡大を助長すると説明している。しかし、海氷が低気圧経路を支配するという立場にたっても、もっともらしい筋書きを作り上げる事ができそうである。この場合でもどちらが正しいかを客観的に判定する材料はないのである。

第8図は60°N以北の極圏の月平均気温の年々偏差の時間変化を示しているが、これを海水面積の変動を示す第4図(b)と比較してみると、北極圏の気温が高(低)い時は海水域は縮小(拡大)するという常識的な傾向があることがわかる。この間のラグ相関を示したのが第9図であるが、平滑化しない月平均値間の相関は-0.2以下と小さいが(破線)、24か月移動平均値間では氷状の



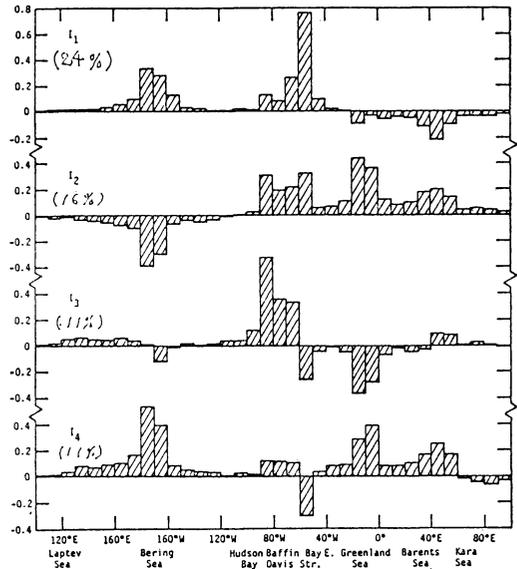
第8図 60°N 以北の極圏の月平均地表気温の年平均偏差の時間シリーズ。24カ月移動平均値 (Walsh・Johnson, 1979a)。



第9図 北極圏 (60°N 以北) の月平均地表気温と海氷面積とのラグ相関。破線は平滑化しないもの同志の相関、実線は24カ月移動平均をとったもの同志の相関を示す (Walsh・Johnson, 1979a)。

おくれた場合はかなり先まで-0.4~-0.5という高い相関 (実線) がある。すなわち2年位の時間スケールで平滑化した場合、北極圏の気温が海氷の変動を支配していることを示唆している。

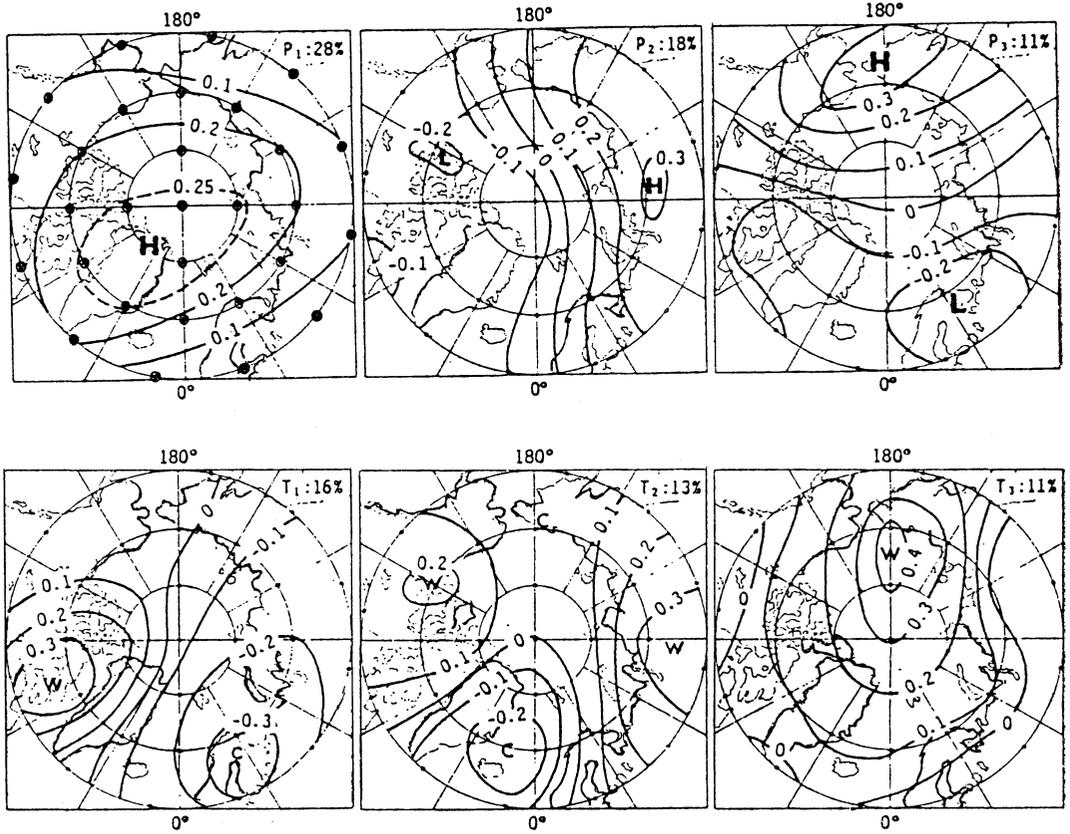
空間的の広がりを持ち時間的に変動する物理量の間を関係調べるのに経験的直交関数 (EOF) の手法がしばしば使われる。Walsh and Johnson (1959b) はまず北極圏の海氷の EOF 解析を試みた。1つのセットは、経度



第10図 海氷面積変動の経度分布に対する最初の4つの主成分 (固有ベクトル), (Walsh・Johnson, 1979b)。

10度毎に求められた36個の月平均海氷面積の年平均偏差値から構成され、解析対象は25年間の300セット (月) である。すなわち海氷面積の変動の経度分布が対象となる。その第1成分、第2成分、第3成分および第4成分が第10図に示されている。第1成分 ( $I_1$ ) は全分散の24%を記述し、ベーリング海およびバフィン湾に及ぶ経度帯と東グリーンランド海およびバレンツ海の経度帯との逆位相の変動、第2成分 ( $I_2$ ) はベーリング海の経度帯とバフィン湾からバレンツ海に至る経度帯の逆位相の変動といった波数1に対応した成分であり、第3成分 ( $I_3$ ) は波数2に対応した変動成分、第4成分 ( $I_4$ ) は全経度にわたり同時に増大し減少する成分である。

以上と対比させる気象要素として、北極圏 (60°N 以北) の海面気圧分布 ( $P$ )、地表気温分布 ( $T$ )、700mb面の高度 ( $z$ ) や気温分布 ( $t$ ) が選ばれた。 $P$  と  $T$  に対する主成分は第11図に示してある。種々の組み合わせの主成分の係数間のクロス相関を計算してその間の関係を求めるのであるが、その1つの例を第12図に示して置こう。 $\langle I_1 P_1 \rangle$  とは海氷の第1成分  $I_1$  と海面気圧の第1成分  $P_1$  の係数間の相関であり、正のラグは  $P_1$  の遅れを示す。全般的に見て、大気要素が氷状に先行するのは3か月から4か月まで (特に融氷期に顕著)、氷状が



第11図 北極圏の海面気圧および地表気温の主成分。

(上) 海面気圧分布の第1, 第2および第3成分 ( $P_1$ ,  $P_2$  および  $P_3$  で示す)。

(下) 地表気温分布の第1, 第2および第3成分 ( $T_1$ ,  $T_2$  および  $T_3$  で示す) (Walsh・Johnson, 1979b)。

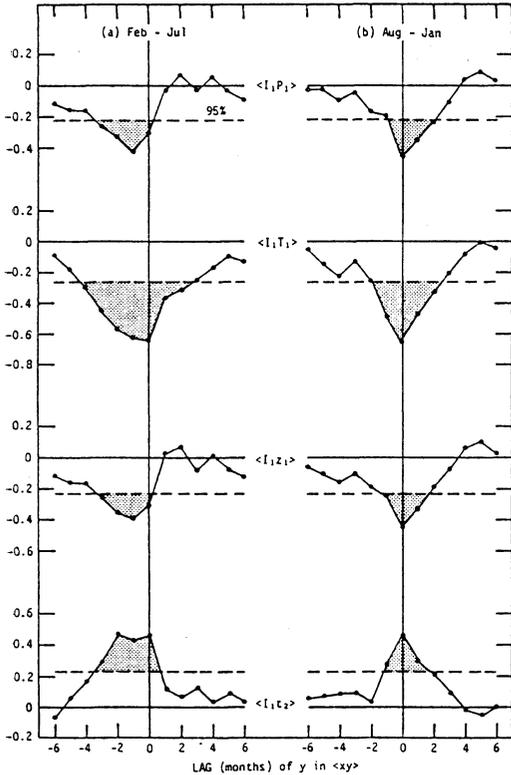
大気に先行するのは1か月か2か月(特に結氷期に顕著)まで有意である。特に気温場 ( $T_1$ ) との間にも最も強い負相関がある。 $I_1$  と  $T_1$  の分布を対比してみれば、気温が低ければ海水は多いことを意味し、融氷期には気温が海水を支配し、結氷期には海水が気温を支配しているように見える。第2図の結氷期の4例のいずれも正のラグの方が有意の裾野が広く、海水が大気に影響を与えている可能性が高い。しかしここで注意すべき事がある。このラグ相関のうちどの程度が気象要素の持続性によってもたらされているかがはっきりしていない。単なる気象要素の偏差の持続性によるものでないことが証拠だてられない限り、この結果が、海水から大規模大気循環への影響を示すものと結論することは出来ない。

以上のように空間規模が拡大するにつれて海水と大気との原因・結果関係は曖昧となってくる。

### 6. 数値実験

海水域の変動が大規模な大気場を与える影響について、解析からはっきりした結論は引き出されなかった。大気大循環モデルによる数値実験からはどのような事が示唆されるであろうか。この種の論文としては Herman・Johnson (1978) のものしかない。彼等はゴダード大気科学研究所(GLAS)の大気大循環モデルを用いた。対象期間は1~2月とし、その期間の海水域の極小状態と極大状態を設定する。それは第6図(b)に示された北限線と南限線とに大体一致する。この線は、経度別に北限と南限を求めて包絡線を引いたもので、出現の年は同じでなく現実の変化を誇張したものになっていることに留意されたい。流氷の厚さは一律に3mとしアルベードは0.7に固定した。海水原の内に lead (開水路)はない。

第13図は海水の極小状態の時の海面気圧分布から極大



第12図  $I_1$  の係数と気象要素の主成分の係数との間のラグ相関。正のラグは気象要素の遅れを示す。(a) 2～7月(融氷期), (b) 8～1月(結氷期), 破線は95%の有意水準 (Walsh・Johnson, 1979b)。



第13図 海面気圧の差。極小海水氷状態から極大海水氷状態の結果を引いたもの。等値線は4 mb 毎 (Herman・Johnson, 1978)。

は経度によって異なり、ある海域で拡大すれば他の海域で縮小することも多い。このモデルでは海水は3 mで、海水内に lead (氷原の熱収支に強い影響を持つ) はないため、氷縁周辺での熱収支の差異が誇張されていることも、意外に大きい差が得られた要因の一つとなっている。より現実に近い海水モデルを用い、より現実的な海水氷域の変化に対して数値実験を実施し有意な差が認められるかどうかを知る必要がある。

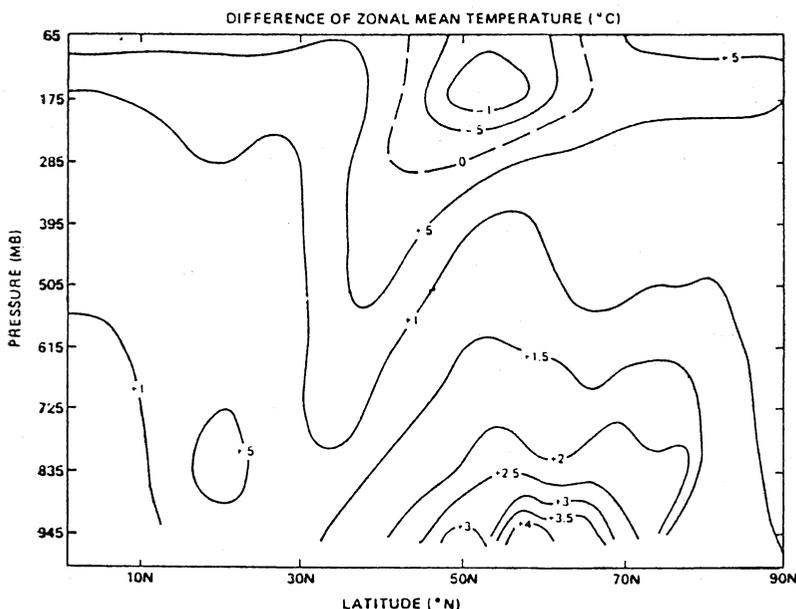
状態の時のものを差し引いたものであり、バレンツ海 (-8 mb)、デービス海峡 (-4 mb より強い)、オホーツク海 (-4 mb よりやや弱い) や北太平洋や北大西洋の亜熱帯に負の値が、アラスカ湾 (8 mb) やアイスランド周辺 (8 mb) に正値が表れ、これ等はモデルのもつ気候ノイズの2倍以上あり、有意な差と見なし得る。

海水氷縁の変化によって海面からの加熱の分布も変わり下層の帯状平均気温にも影響を与えるであろう。第14図の断面図から、極小状態では42～70°N、地表-800 mbの領域で2°Cも高く、SN比は2よりも大きいので有意とみるべきであろう。

以上の外にも色々有意な変化が見出される。これ等の結果は1,000 km 前後の海水氷原の拡大や縮退が同時におこれば、北半球のかなりの部分に有意な影響を与える可能性も示唆している。現実には、氷縁の拡大や縮退

### 7. まとめ—海水氷域の変動は大気大循環を変え得るか

過去資料の解析から、海水氷域の変動が大気大規模場を与える影響について、疑念をはさむ余地のない結果は一つ得られていない。しかし、Herman・Johnsonの数値実験では有意な結果が得られている。これらが矛盾しているとは現時点では言えない。前章で述べた如くその数値実験は多分に誇張されたものであるからである。より現実に近い数値実験で有意な変化が認められるかを知ることが重要である。もし有意な変化が無かったならば、疑心暗鬼に落ちることなく、海水氷域の現実の変化は大気の大規模循環に有意な影響をもたらさないであろうとの立場で検討すべきである。中・高緯度での海水氷異常の大気大規模循環への影響を抽出しようとした多年の努力の結末のむなしさを他山の石とすべきである。



第14図 帯状平均気温の差の鉛直・南北分布. 極小状態から極大状態の結果を引いたもの. 単位 °C (Herman・Johnson, 1978).

海水温異常に対する大気への反応の問題は、ここ数年のうちに Hoskins・Karoly (1981), Webster (1982) その他多くの理論的研究によって急速にそのベールがはがされつつある。それらを総合すれば、異常熱源域が出現してもその存在する場所の状態によって大気への応答は著しく異なる。異常熱源による大気への非断熱加熱は2種の断熱的運動、すなわち水平寒気移流と上昇による断熱冷却によって補償されようとする。加熱率  $Q'$ 、気温上昇  $T'$  と上昇流  $W'$  の位相が一致する時、 $\overline{Q' \cdot T'}$  や  $\overline{T' \cdot W'}$  は大きな正の値となり、じょう乱の有効位置エネルギーと運動エネルギーが効率よく生成され大気に強い影響を与え得る。気温の水平傾度の強い場所では、寒気移流が効果的に働くため鉛直循環の発達を押えらるると共に、 $Q'$ 、 $T'$  および  $W'$  の位相もお互いにずれるので上記エネルギー・サイクルは有効に動作せず大気への影響は弱い。水平傾度の弱い場所では鉛直循環が卓越し  $Q'$ 、 $T'$ 、 $W'$  の位相が一致するのでかなりの影響をもたらし得る。その場合、もし大気が湿潤で条件付不安定であるならば、積雲対流群の活発化を媒介として正のフィードバック過程が有効に作動し極めて顕著な影響を大規模大気場に及ぼす。

この理論的シナリオに従えば、中・高緯度に出現する

異常高温海水に対する大気への反応は水平気温傾度の強い冬期には弱く、水平傾度のゆるむ夏期に幾らか有り得ることになる。水平気温傾度がほとんど無く、湿潤で条件付不安定な状態にある熱帯に異常高温海水域が出現すれば、大気は激しく反応する。その最適例がエル・ニーニョ現象である。海水域の変動は高緯度の現象であり大気の成層も安定である。前述の理論を認める時、少なくとも冬期の北極圏において、海水の変動は大規模大気場に顕著な影響を与え得ないと考えざるを得ない。変動の空間的スケールが比較的小さいこと、海水の効果が大気への加熱ではなく冷却であることも否定材料である。

北半球の場合、海水と大規模大気場の相互作用の研究を困難にさせている一つの問題は海水域が陸地によって分断されていることである。そのため、海域によって海水と大気との相互作用の過程が異なることが多く、半球的に統一され理解しやすい物理的イメージを提案することが難しい。半球的に考える時、単に海水のみならず、大陸上の積雪状態も考慮に入れて考案してみる必要がある。

ここで南半球に言及したい。南極海の海水域の変動は陸地で妨げられることなく自由である。そのため、大規模大気場との相互作用は北半球のように複雑にはならな

いであろう。しかし、海水資料も気象資料も極めて不十分であったため、研究も断片的で局所的なものが多く、現時点においてその全体像は全く不明である。南極海における気象資料の不十分さは今後とも好転するとは考えられないが、半球的な海水資料は衛星観測により着実に蓄積されつつある。それらにより海水域変動の実体を把握し、大循環モデルを用いた数値実験によって大気への影響を推測し、それを実際の気象資料から検証するという手順がとられよう。全く未知であることは魅力である。南極海の海水域の変動がペルー海流の海水温に、そして南方振動にと結び付く可能性も無視し得ない。

以上を総合すれば、北半球における海水の年々変動は局所的には大気に影響を与え得ることは確かであるが、大気大循環の年々変動に顕著に寄与する可能性は疑問視される。しかし、南半球では大気の大規模循環場に顕著な影響を及ぼす可能性は十分あると考えられる。

## 文 献

- 安藤広太郎, 1915: 東北地方に稲の凶作を誘致すべき夏期低温の原因およびこれが予報について, 気象集誌, 34, 387-395, 484-503, 586-591, 641-650.  
 Brennecke, W. 1904: Relation between the air pressure distribution and the ice conditions of the East Greenland Seas, *Annal. Hydrogr. Marit. Met.*, 32, 49-62.  
 Herman, G.F. and W.J. Johnson, 1978: The sensitivity of the general circulation to Arctic sea ice boundaries, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1649-1664.  
 Hoskins, B.J. and D.J. Karoly, 1981: The steady

- linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1179-1196.  
 Meinardus, W., 1906: Periodische Schwankungen der Eistrift bei Island, *Annal. Hydrogr. Marit. Met.*, 34, 148-162.  
 Overland, J.E. and C.H. Pease, 1982: Cyclone climatology of the Bering Sea and its relation to sea ice extent, *Mon. Wea. Rev.*, 110, 5-13.  
 Rogers, J.C., 1978: Meteorological factors affecting interannual variability of summertime ice extent in the Beaufort Sea, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 890-897.  
 Schell, I.I., 1956: Interrelations of Arctic ice with the atmosphere and the ocean in the North Atlantic-Arctic and adjacent areas, *J. Met.*, 13, 46-58.  
 Stretten, N.A. and D.J. Pike, 1980: Characteristics of the brodscale Antarctic sea ice extent and the associated atmospheric circulation 1972-1977, *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A*, 29, 279-299.  
 Walsh, J.E. and C.M. Johnson, 1979a: Interannual atmospheric variability and associated fluctuations in Arctic Sea ice extent, *J. Geophys. Res.*, 84, 6915-6928.  
 —. and —, 1979b: An analysis of Arctic sea ice fluctuation, 1953-77, *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 580-591.  
 Webster, P.J., 1982: Seasonality in the local and remote atmospheric response to sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, 39, 41-52.  
 Weise, W. 1924: Polareis und atmosphärische Schwankungen (Polar ice and atmospheric fluctuations), *Geogr. Annal.*, 6, 273-299.

## 討論及び総合討論の記録

### 討 論

#### 赤川氏に対して

齊藤 (気象大): 衛星写真では、カラフトより北の沿岸と沖合との間に海水のすきまのようなものが見えたが、……。

赤川: おっしゃるとおりで、一度沿岸に出来た海水が、風に流され、またそのあとに結氷するため、ハライカ

湾など海水の source といえる。

川口 (極地研): 流氷領域と密集度、網走湾の流氷とオホーツク海全体の流氷量との直接的関係の有無は。

赤川: 密集度 4~6 以上を氷域と定義している。網走沿岸の流氷の接岸日、終日は、気圧場の他に local な要因で決まり、全体量と関係があるわけではない。