



# 天 気

1982年8月

Vol. 29, No. 8

## わが国の気候変動研究計画(WCRP)\*

### 7. 南極気候研究計画\*\*

世界気候小委員会 南極グループ\*\*\*

#### はじめに

WCRP への参加呼びかけに応じて SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research) は、大気、海洋、海氷、雪氷を含む専門家会議を組織し、南極気候研究計画のガイドラインとして、“Basis for an Action Plan on Antarctic Climate Research” を作成した。それによると、南極における気候の変動の実態とその形成機構、及び地球的規模の気候変動に対する南極の役割を明らかにするため、総合的な研究を行うこととし、次の6項目を取りあげている。

- 1) 氷床の力学
- 2) 氷床ボーリングコアの研究
- 3) 海氷過程
- 4) 大気過程
- 5) リモートセンシング
- 6) 観測実施のための設営

又、海洋諸過程の研究については、SCAR は発足当初から SCOR にすべて委ねていた経緯があり、この計画においても、SCOR と IOC の共同委員会である CCCO (Committee on Climatic Changes and the Ocean) に委ねた。

この計画書の中では、この6項目について、更に緊急に、優先的に実施すべき研究・観測について述べている。

ダブリンにおける JSC の会議 (1982年3月) において

\* World Climate Research Programme in Japan.

\*\* Climate Research Programme in Antarctic, (執筆) 川口貞男 (国立極地研究所)。

\*\*\* 代表 樋口敬二。

て、この計画が検討され、WCRP に寄与する事が大きい事が認められ、特に大気過程、海氷過程、及び氷床縁の氷床-海洋相互作用が重要である事が指摘された。

ここでは、SCAR が示したガイドラインを踏まえ、日本南極観測隊が既に実施した、或いは実施しつつある POLEX (極域気水圏観測計画, 1979~1981), MAP (中層大気国際共同観測計画, 1982~1985), 東グリーンランド地域研究計画 (1982~1986) などの期待される成果を考慮し、南極気候研究計画の案を示した。

#### 1. 大気諸過程

全球規模の気候を考える場合、低緯度地方における熱の利得と両極大気からの熱損失によって生ずる気温のコントラストが、力学過程を介して、大気大循環の維持、変動に変換される機構の解明が第1になされるべき事である。このためには大気状態がまず把握されていなければならない。南極の大気状態に関するわれわれの知識は極めて乏しい。この原因は観測網の不備による。FGGE 期間中には、データーの最も乏しいとされた南太平洋にブイを浮べ気象観測史上、最も充実した全球にわたってのデーターが得られた。しかし南極については、依然として10数点の沿岸基地と2~3点の内陸基地の観測データーしか得られなかった。南極氷床は、かなり広い区域について、一様性をもつと思われるが、それにしても2~3点では、内陸全体の気象をつかむ事は出来ない。海氷域にいたっては殆ど皆無であった。夏期、 $2.5 \times 10^6 \text{ km}^2$  の海氷域は冬期  $20 \times 10^6 \text{ km}^2$  まで広がる。冬期海氷域は南極大陸の面積  $14 \times 10^6 \text{ km}^2$  よりはるかに大きい。ここでの観測が皆無であった事は FGGE データーの大き

な欠陥である。

南半球高緯度についてのモデリングが最近なされている。例えば Herman and Johnson (1980) は、両半球の高緯度について GLAS (Goddard Laboratory for Atmospheric Science) の大循環モデルを使ってシミュレートしている。その結果は、北極域に関しては、気圧・気温の分布が南極域に比べて複雑であるにも拘らず観測値との差異は比較的小さい。しかし南極に関しては全く失敗している。海洋域についての気圧・気温は観測値に近いものを示すが、氷床及び海水域についての隔差は非常に大きい。この原因の1つは、これら領域の表面境界層の熱、水蒸気、運動量のフラックスの見積もり、パラメタリゼーションの不備によるところが大きい。前述のモデル実験は、FGGE データーを使ったものではないが、FGGE データーを使ったとしても、南半球高緯度については、あまり期待出来ない。

南極の気候は、大気大循環などに関係する大規模な擾乱の影響を受けているが、一方南極の接地境界層、海水過程など、極域表面と大気の相互作用に大きく支配される。氷床面における強い放射冷却によって形成される逆転層は、カタバ風を誘起し、冷氣塊は大陸周辺から流出し、その補償流が逆転層より上で流入する平均的子午面循環の存在を White and Bryson (1967) は示した。カタバ風は南極氷床に於ける最も特徴的な気象現象である。しかしこのカタバ風と一言で片づけているものが、氷床表面形態や逆転層の構造によって、その現象・形態・維持機構がかなり異なるものであることが分かって来た。中央高原域ではむしろ接地逆転と表面傾度により生ずる Inversion Wind と呼ばれているものである。このタイプのものについては、内陸高原にあるポストーク基地や、プラトー基地での観測により定性的には解明された。例えば Mather and Miller (1967)。

一方沿岸地帯の急斜面に生ずるものは、突然開始し急速に弱まるもので、地形により時には 40 m/sec を越える風となる。急斜面と接地逆転によるのであるが、冷却された密度の大きい気塊が斜面に沿って落下するもので gravity wind と呼ばれている。この風は、今世紀初頭から、南極探検船などにも知られていたものであり、Ball (1960) などの理論的考察もある。一方カタバ風領域と呼ばれている高原域と沿岸域の中間域は、その表面斜傾もその中間にあり、風の持続性は内陸高原に類似し、風速ははるかに強い。この領域のカタバ風については、今まで殆ど観測がなく、機構についても知られていなかった。

た。POLEX 期間中、日本観測隊は、みずほ基地における観測で、この風に関する多くの情報を得、形成・維持機構、それに伴う熱、水蒸気などのフラックスについても明確になる事が期待されている。このように氷床境界層の風は、少なくとも各観測点においては、現象的に明らかになって来たのであるが、これの理論的・実験的研究を進める事と、各観測点の地域代表性を確認し、それぞれの気候域に適合した熱・水蒸気量などの flux を見積もり、氷床域全体についてのパラメタリゼーションが必要である。

又、沿岸のカタバ風は、海水の運動にかかわり、海中のポリニアやリードの形成の原因の1つと考えられている。

南極においても雲の研究は最も遅れている。昭和基地及びみずほ基地における放射収支、熱収支観測の結果、雲の有無によりそれらが大きく左右される事が明らかになった。氷床形成の基本要素である降水についても、現在の知識は乏しい。POLEX による観測結果の解析が進む事により、進展は期待される。しかし雲の3次元の分布、降水特性、放射特性、光学的性質などの諸特性、雲の形成、維持、消滅過程などの観測研究が必要であろう。

大気・降水・積雪中の微量気体成分や固体粒子は、南極と中低緯度の循環過程や、光化学反応などに関連して興味深く、又地球大気のパックランド値を示すものとして重要であるが、MAP や東クイーンモードランド計画においても観測計画が組み込まれている。CO<sub>2</sub> については、もう少し精度の良い観測を考える必要がある。

以上の事を背景として次の観測を計画する。

#### 1-a 観測点の充実、無人観測点、ブイ

昭和基地：定常観測の継続

衛星画像によるシノプチック解析の充実。

内陸基地：1-b と関連して1～2年越冬観測。

無人観測：内陸氷床を広域にわたって基本的な気象要素の観測をし、気候分域を明確にする。

ブイ観測：海水域に設置する。データーは衛星を介して収集。

#### 1-b 雲と放射

気象衛星観測の充実と画像解析の改良

航空機による観測：雲粒子のサンプリング、放射観測

レーダー観測：昭和基地及び内陸基地

同時にゾンデによる高層気象観測を内陸基地においても行う。

## 1-c 微量気体成分及びエロゾル

エロゾル：サンフォトメーター又はオーリオルメーターによるモニタリング。

CO<sub>2</sub>：地表大気中のモニタリング。航空機による高度分布  
船上観測による緯度変化。

## 2. 海水過程

IGY 以来、4 半世紀にわたる南極観測により、南極に関していろいろな分野の研究が進んだが、海水の研究の進展は非常に遅かった。気候変動に対する海水の役割の重要性は、誰も認めているのであるが、南極の海水域での観測が非常にやり難いため組織的な研究は各国ともあまりなされていない。安全性の確保が難しく、又浮氷帯の中で観測をやれる船が少ない。この事は現在もあまり変わらないが、非常に有利になっている事は、衛星をはじめとして、リモートセンシング技術が非常に発達した事である。計画は当然これらの利用が中心となる。

海水が気候に影響する過程として、大別して次のものが考えられる。

- a) 海水は、大気と海洋間のエネルギー交換の遮蔽板となっている。又海水が張る事により、アルベドが大きく変るし、海水も表面積雪の有無などによりアルベドが変化する。これらの過程は、この海域の表面熱収支を大きく変える。
- b) 気温の季節変動を緩和する。凍結開始期には、潜熱の放出により気温の極を遅らせ、融解期には、熱を吸収して同じ作用をする。
- c) 移動により塩分濃度の小さい水と、負熱を低緯度方向に運び、又氷生成海域の塩分濃度を高める。又海水縁では、局地的に特殊な気候帯を形成する。

南極の海水域の面積は、 $2.5 \times 10^5 \sim 20 \times 10^6 \text{ km}^2$  の季節変動を示す。冬期には、南極大陸の面積、 $14 \times 10^6 \text{ km}^2$  を越えるのである。季節変動が示す様に、氷の大部分は 1 年未満水であり、厚さは 1~1.5m にとどまる。北極海の海水の季節変動面積に比較して非常に大きな変動を示す一方、厚さははるかに薄い。又南極海水と北極海水のもう 1 つの大きな違いは、移動の自由性である。南極海水の外縁は全く陸地に遮られずに海流や風によって自由に北上出来るし、又中低緯度で発生した低気圧は、南極海水域の奥深くまで容易に入り込む。このため定着氷として安定する海水域は、冬期においても非常に限られ

た部分にとどまり、大部分は海洋と暴風により活発な変化をする。この様な両極海水の性質、条件の違いは、気候との関連についても大きく違って来る。北極海水についてはよく調査されているが、その調査結果は、南極海水に対して基礎的な力学・熱力学的応用には使えるが、直接的に南極海水に当てはめる事は出来ない。

この計画の最終目標は、気候と南極海水域とのかかわりを解明する事にあるが、このためには先ず南極海水域の特性を明らかにしなければならない。このために特に重点を置くテーマは次の様になる。

- a) 南極海水の変動特性
- b) 南極海水と北極海水の相違
- c) 氷域内海水面(ポリニア)、変動海水域 (Marginal zone) の力学・熱力学的特性

この研究を進めるため次の観測を行う。

## 2-a 人工衛星情報の収集

(海水域の広域水状把握)

- 気象衛星 NOAA の受信を続けると共に Landsat D や ERS-1 など高分解能の画像の判読・解析を行い、その結果を NOAA 画像の解析に拡げ、情報量の拡大をはかる。

## 2-b 地球表面情報の収集

(海水 Truth 観測)

- 船舶(ふじ, しらせ)による情報収集  
ビデオカメラ, 赤外放射温度, プロペラ推力, 船体動揺記録などにより氷盤の形状, 厚さ, 不均質度の情報を収集する。この観測は、WCRP 開始前においてもなるべく早く開始する。
- Weddell Polynya 域海洋調査  
WCRP 期間中に 海洋・海水総合調査を行う。
- 航空機観測  
空中写真, レーザープロファイラ, 放射温度計, マイクロウェーブ放射計(パッシブ)など。
- 越冬観測  
基地周辺海水(定着氷)の熱収支, 海水成長, 融解過程  
Polynya (例えば通称大利根水路など)における熱収支などの観測

## 3. 氷床

南極氷床は、大気過程、海洋過程を通じて全球的気候形成に重要な役割を果たしている。氷床の形態や表面の物理的性質は、南極の大気過程を大きく支配し、海洋との

境界においては、低層水の形成など海洋過程に大きな影響をもっている。又、海洋→大気→氷床→海洋の水循環過程も重要な課題となる。

氷床が大気に及ぼす影響、及び水循環の大気→氷床の過程の研究は、大気過程の研究の中に盛込まれている。

海洋と氷床の相互作用は、ダブリンにおける JSC 会議が指摘したように、重要な課題である。

大気→氷床→海洋の過程には、氷床の力学が含まれている。現在、氷床が安定状態にあるのかどうかについては、あまり良く分かっていない。若し氷床が変動するならば、気候に何らかの変化を与えるであろうし、又気候変動は、氷床の変動をもたらすであろう。一般に、氷床の変動は、大気、海洋過程に較べてタイムスケールが非常に長いと考えられている。しかし最近の研究は、ドラスティックな氷床流動の可能性を示している。氷床の流動には、内部変形によるものと底面すべりによるものの2つの過程がある事がわかって来た。内部変形については、過去30年にわたり、氷の物性、速度分布、結晶構造、氷床内温度分布の関係について研究されて来た。底面すべりの過程はまだ殆ど分っていない。氷底が融点にある時に起きるのであるが、内部変形による流動に較べ、その流動速度は非常に早く、不安定流動を引き起こす可能性を有している。内部変形流動と底面すべり流動の分布は大陸全体についてはまだ分っていないが、次第に明らかになりつつある。次にその底面すべり流動が、安定状態で起きているのか、不安定状態で起きているかが問題となる。堆雪量、表面形態、底面状態、氷厚分布、内部温度分布などの観測とそれによって得られたデータに基づくモデル計算によって明らかになるだろう。白瀬氷河流域は、この様な観点から非常に興味深い領域であり、前述の東クイーンモードランド研究計画では、この領域の氷床の力学、堆雪環境研究を重点研究項目として、既に1982年から着手している。

東クイーンモードランド研究計画は、気候変動研究計画の中で実施されているものではないが、目標の多くの部分で一致している。1986~1990年の気候変動研究期間には、以下の観測を重点的に行なう。

### 3-a 人工衛星による氷床形態の変動監視

(特にレーザアルチメーター情報による)

### 3-b 空撮による氷床縁の変動監視

## 4. 氷床ボーリングコアの研究

南極氷床を形成している氷の層や、フィルンの中には、気候環境に関する多くの情報が連続的に記録されて

いる。

氷床中のダストは、その当時の大気中のエアロゾルに関係し、火山活動の時代変化の情報を得るのに利用出来るかも知れないし、海洋起源のものであれば、海水の張り出しを反映するであろうし、又海洋、大陸土壌起源のものの密度分布の変化により大気大循環の変化を知る事も可能であるかも知れない。又宇宙線生成物の $^{10}\text{Be}$ や $^{26}\text{Al}$ から太陽活動についての情報を得る事が出来るかも知れない。100m程度の浅層から得られるものは、人間の生産活動に関係し、生産活動による地球規模の大気汚染のバックグラウンド値の変遷を示すだろう。

氷床中の気体は、気候変化と結びつく氷床高度の変化を記録するとともに、閉じ込められた時代の気候と密接にかかわり合っている。大気温度は、氷中のDや $\delta^{18}\text{O}$ の解析により調べる事が出来るし、閉じ込められた空気の組成から、その当時の大気組成についての情報を得る事が出来るが、特に $\text{CO}_2$ についての情報は、現在いわれている $\text{CO}_2$ の気候変動に対する影響を調べる上で貴重なデータとなり得る。又掘削孔内温度も気温変化についての情報を含んでいる。

現在までに、Byrd ( $80^\circ 01' \text{S}$ ,  $120^\circ \text{W}$ , a.s.l. 1510 m), Vostok ( $78^\circ 28' \text{S}$ ,  $106^\circ 48' \text{E}$ , a.s.l. 3490 m), Dome C ( $74^\circ 39' \text{S}$ ,  $124^\circ 10' \text{E}$ , a.s.l. 3240 m) などにおいて深層ボーリングがなされ、約30,000 B.P.までの解析が進められている。 $\delta^{18}\text{O}$ の解析結果は、最終氷期から、約12,000 B.P.に始まった間氷期へ向っての暖化を明瞭に示した。Barkov *et al.* (1975) Lorius *et al.* (1979)。又最近の分析技術の進展により、コア中に閉じ込められた空気から $\text{CO}_2$ 量を測定する事が可能となり、過去の大気中の $\text{CO}_2$ の変動についてのデータを得る事が出来るようになった。Delmas *et al.* (1980)。

それによる $\text{CO}_2$ 濃度は、最終氷期の終り近く、5,000 B.P.~22,000 B.P.には現在の約50%であった事が示されている。

日本南極観測隊によるみずほ基地 ( $70^\circ 42' \text{S}$ ,  $44^\circ 20' \text{E}$ , a.s.l. 2230 m) でのボーリングは150m深まで行われ、そのコアの解析は現在も進行中であるが、 $\delta^{18}\text{O}$ のプロファイルは小氷期に対応すると思われる変化を25m深付近において示している。

東クイーンモードランド計画では、みずほ基地において500mのボーリングを行うと共に、白瀬氷河への氷床流動域の数地点で、100~150mのボーリングを計画している。500m深のコアは約10,000年に対応するであろう

し、浅層ボーリングは1,000年位に対応し、東南極氷床の気候の変動についての情報が期待される。

又ボーリング技術、コア解析の方法の改良発展も期待され、WCRPにおいては、これらの成果を踏まえ実施される。

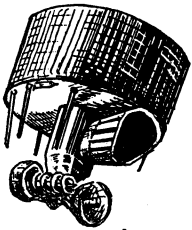
## 文 献

- Herman, G.F. and W.T. Johnson, 1980: Arctic and Antarctic climatology of a GLAS general circulation model, MWR 108, 1974-1991.  
 White, F.D. and R.A. Bryson, 1967: The radiative factor in the mean meridional circulation of the Antarctic atmosphere during the polar night, Proc. Symp. Polar Met., Geneve, 1966, W.M.O. Tech. Note, 87, 199-224.  
 Mather, K.B. and G.S. Miller, 1967: Notes of topographic factors affecting the surface wind

in Antarctica, with special reference to katabatic winds; and bibliography, Technical Report, Geophys. Institute, University of Alaska, UAG R-189.

- Ball, F.K., 1960: Winds on the ice slopes of Antarctica, Proc. Symp. Antarctic Met., Melbourne, 1959, 9-16.  
 Barkov, N.I., F.G. Grodienko, E.S. Korotkevich and V.M. Kotlyakov, 1975: Oxygen isotope study of a 500m ice core from the borehole at Vostok Station, Inform. Bull. Sov. Antarct. Exped., 90, 39-49.  
 Lorius, C., L. Merlivat, J. Jouzel and M. Pourchet, 1979: A 30,000 year isotope climatic record from Antarctic ice, Nature, 280, 644-648.  
 Delmas, R.J., J.M. Ascencio and M. Legrand, 1980: Polar ice evidence that atmospheric CO<sub>2</sub> 20,000 years BP was 50% of present, Nature, 284, 155-157.

## 宇宙から見た気象——No. 8



### ケルビンヘルムホルツ波を想わせる雲

大 野 久 雄\*

衛星写真にはケルビンヘルムホルツ波 (KH波) に由来すると思われる雲列がいたる所に見える(口絵1, 2). 例として写真上A~Jまでの10地点で計測した雲列間隔を表に示す。Dは下層~中層の雲, 他は上層の雲である。

—表—

| 写真               | 口絵 1 |    |    |    | 口絵 2 |    |    |    |    |    |
|------------------|------|----|----|----|------|----|----|----|----|----|
| 測定位置             | A    | B  | C  | D  | E    | F  | G  | H  | I  | J  |
| 波長. km<br>(雲列間隔) | 28   | 22 | 17 | 15 | 18   | 28 | 10 | 25 | 12 | 19 |

このような雲列を生じさせるであろう KH 波の伝搬モードは鉛直安定度, 風の鉛直シアーなどの大気構造に依存するから雲列の間隔とその移動速度を説明する KH 波の波長と位相速度を見出せば大気の詳細構造の情報が得られると思われる。すなわち大気構造の "KH 波診断" が可能となるであろう。

\* Hisao Ohno, 気象庁電子計算室.