普及講座

南極の気象

川口貞男**

はじめに

南極の気象については，地球上で最も寒さの厳しいところ，ブリザードと呼ばれる強風が吹きあれるところとして知られている．しかし，南極大陸は日本の約37倍の広さをもち，沿岸露岸地帯から約4,000mの海抜高度をもつ内陸氷床，それ以上の高度を有する山岳地帯もあり，その地理地形上の違いにより気象の厳しさの度合も大いに異なる．

1820年の南極大陸の発見以来，多くの探検隊は断片的ではあるが，気温，風についての記録を残しており，19世紀のおわりには初めての越冬がなされ，冬期の気象についても経験した．しかし，この時まではすべて沿岸部までのものしかなく，またその観測値の信頼度も低い．20世紀に入りイギリスをはじめとする各国探検隊による越冬が行なわれだし，内陸への旅行によりそこでの気象知識も得られるようになった．1910～1913年のスコット探検隊に参加したシンプソン（1919）による気象観測は，南極での系統だった初めてのものといえる．定時観測や自記記録はほとんど欠測はなく，また気球による高層気象観測も試みている．1920年代から40年代にかけてはアメリカの活動が盛んであり，既にラジオゾンデによる高層気象観測も実施されている．第2次世界大戦後1946～1948年にかけてもアメリカは，精力的な調査活動をしている．1949～1952年のスウェーデン，イギリス，ノルウェーの三国共同観測隊による観測では，地上気象，高層気象観測のほかに，放射収支，熱収支に関する研究で特筆すべき成果をあげている（リリエキスト，1953）．1956～1957年の国際地球観測年の南極観測には12カ国が参加した．大陸沿岸をほぼ等間隔に取り巻くように配置された基地のほか，内陸にも南極点（90°S，高度2,800m）をはじめボストーク（78°S，107°E，高度3,490m），バード（80°S，120°E，高度1,530m）などの基地が設けられ，南極全体の気象の概要についての知見を得る事ができるようになった．

1. 南極の気候を支配する主要素

両極域が地球上のほかの地域と比べて極めて厳しい気候を示すのは，主として地球と太陽の位置関係による事はいうまでもない．太陽の沈まない夏と長い冬の極夜は極域特有の事であるが，第1図に50°S以南の緯度に対する昼の時間の長さを示した．大気による太陽光の屈折により，同緯度の昼の長さは6ヶ月ずらした日付の夜よりわずか長い．69°Sにある昭和基地では5月末から7月中旬までが太陽のない日となる．太陽との関係で留意する事として，南半球の夏は近日点通過時であり北半球の夏は遠日点通過時に当たる事である．

近日点と遠日点では，地球大気上端に受ける日射量は約7％の差がある．南極点の夏は，1日当たり地球上で最大の日射量を受けている．南極の年間日射量が以外に多い事は後述するが，この事も一つの原因となっている．

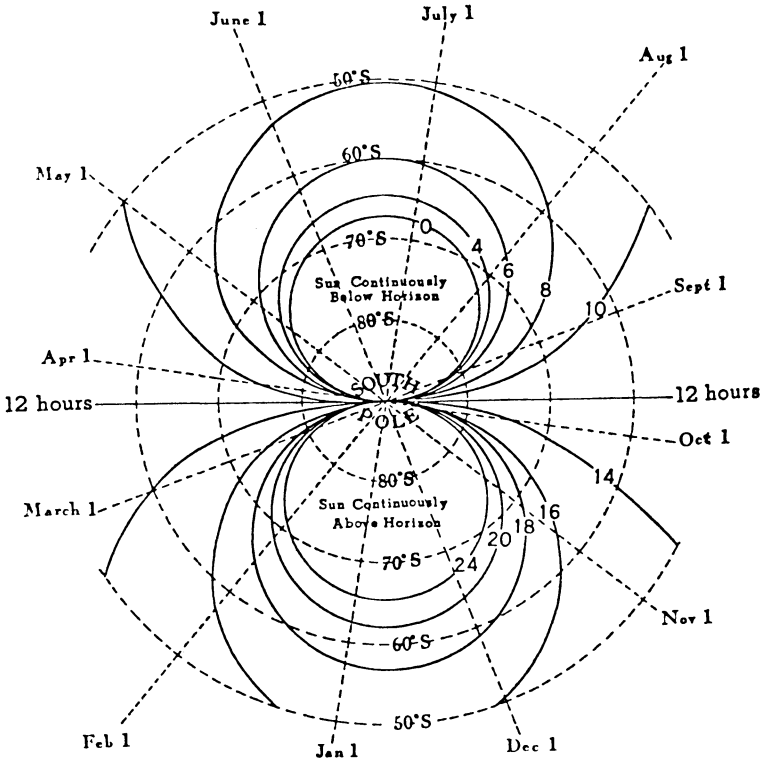
大陸と海洋の分布は両半球で全く反対である．北極点は約1,400万 km^2 の広がりをもつ北極海のほぼ中心にあり，北極海は大陸に囲まれている．一方，南極点は，北極海とほぼ等しい面積をもつ南極大陸の中心近くにあり，南極大陸は広大な南極海に取り囲まれている．南極海の海氷域は最も縮少する3月で500万 km^2，最大となる9月には約2,000万 km^2 の広がりをもつ．海氷は海洋と大気の熱交換を遮り，大陸の面積を広げたと同じ影響を気候に与える．

南極大陸は，約97％が大陸氷に覆われ，その氷を合わせた大陸の平均高度は約2,000mである．55％は2,000mより高く，また25％は3,000m以上の高度を有する．海面レベルの北極に比べ，これだけからも平均12°Cの温度差が算出されるが，実際には年平均約30°Cの差がある．第2図に大陸の等高線を示したが，傾斜の小さい高原地帯，周辺の傾斜の大きい地帯，沿岸地帯それぞれ特有の気候を有している．

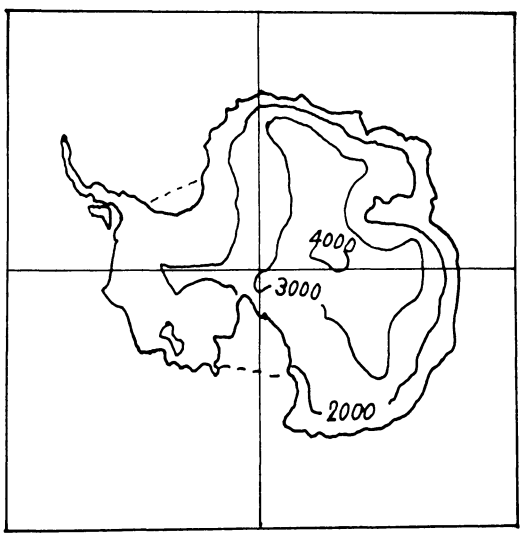
2. 放射収支

南極点の大気上端に来る日射量は，年間約129 klyで

* S. Kawaguchi，国立極地研究所．



第1図　50°S～90°Sの太陽照射時間．実線円の数字は照射時間を示す．



第2図　南極大陸の等高線，単位はm．

これは東京の 260 kly の半分である．ところが地上の全天日射量は，103 kly であり，これは東京とほぼ同量である．昭和基地（69°S，35°E）はこれよりやや少なく 95 kly，みずほ基地（71°S，44°E，2,200m）はやや多く 110 kly 程度となっている．大気上端に達した日射は，大気やそこに含まれる水蒸気，炭酸ガス，オゾン，あるいはエーロゾルなどによる吸収，散乱を受けるが，中でも雲による吸収，散乱は大きい．地上に達した日射は，雪氷面で大部分は反射され，大気，雲などによる二次散乱をして一部は再び地上に戻って来る．南極の全天日射量が，大気上端における日射量に比してこのように多い要因として以下の事があげられよう．

(1)　大気中の水蒸気量，エーロゾルが少なくこれによる吸収，散乱が小さい（透過率が大きく，混濁係数が小さい）．

(2)　観測点の高度が高い(1)の事をさらに助長している．極点，みずほ）．

(3)　雲量，特に夏期の雲量が少ない．極点の平均雲量は 5/10 前後である．

(4)　南極の雲の日射透過率が大きい．

(5)　アルベドが大きい．極点，みずほ基地では 80～

86%，昭和基地の場合は季節変動が大きく，春の70%から夏に向かって次第に小さくなり，真夏すぎには露岩が出るため30%位になる．海氷の場合も80～45%位の季節変動がある．これは気温の上昇や日射による海氷の変態による．

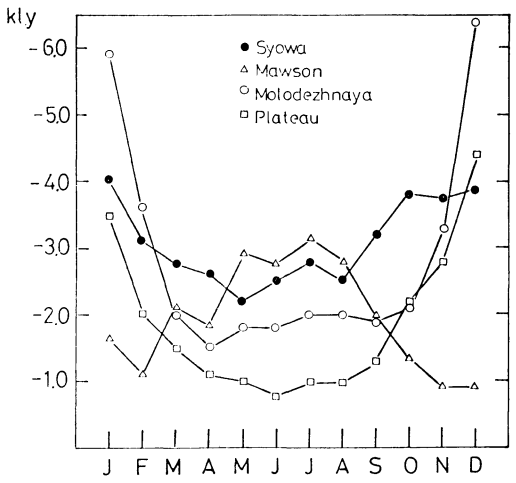
この(1)から(5)の中で特に(5)は雪氷域，特に内陸氷床域の日射収支を特徴ずけている．雪氷面に達した日射の80%以上が反射されるのであるが，これは，大気で，あるいは雲の下面で，2次散乱をしてその一部は再び地上に戻り全天日射量の一部となっている．晴天の場合においてさえ，この量は4～5%となる．雲のある場合は，地表と雲底の間での多重散乱となる．氷床域では(4)の要因と相まって，雲があっても日射量は以外に大きい．みずほ基地での観測によると，晴天時に比して，太陽高度角10度で0.5，20度で0.6，30度で0.71，40度で0.81となっている（川口・佐々木，1975）．

このように全天日射量は多いのであるが，地表のアルベドが大きい事によりこれらの大部分は天空に失われる．有効日射量として地表に吸収される量は，極点で16.5，みずほ基地で18.8 kly/yearにすぎない．昭和基地の場合は，夏期に露岩が出る事により50 kly前後となる．

極域が低温である要因として，日射が少ない事によるというのは，日射が地上の全天日射量を意味するならあてはまらない．地表のアルベドが大きい事による有効日射量が少ないからであり，さらに厳密にいうなら，地球大気系に吸収される日射量で考えなければならない．極域の全天日射量を多くしている要因のいくつかは，逆に地球大気系の日射の吸収を少なくしている．人工衛星観測によると地球大気系の日射吸収は，南極点では東京の緯度の約25%となっている（Vonder Haar・Suomi, 1971）．

中・低緯度圏では，日射による昇温と長波長放射による夜間の冷却とで1日のサイクルを持っているが，極域では全く様相が変わる．極夜の長波長放射冷却は，極域の種々の気象現象の要因となっている．たとえば，温度逆転層は夏期間を除いて常に維持され，斜面滑降風がその間中卓越する．地上の有効長波長放射の月間値を第3図に示した．プラトー（79°S，40.5°E，高度3,600m）は内陸の最も気温の低い地域にあり，その他は沿岸の基地である．マラジョージナヤは，夏には完全に積雪が消えて露岸の温度が＋20°C以上にもなる．

冬期の晴天時の有効長波長放射は，極点やプラトー，

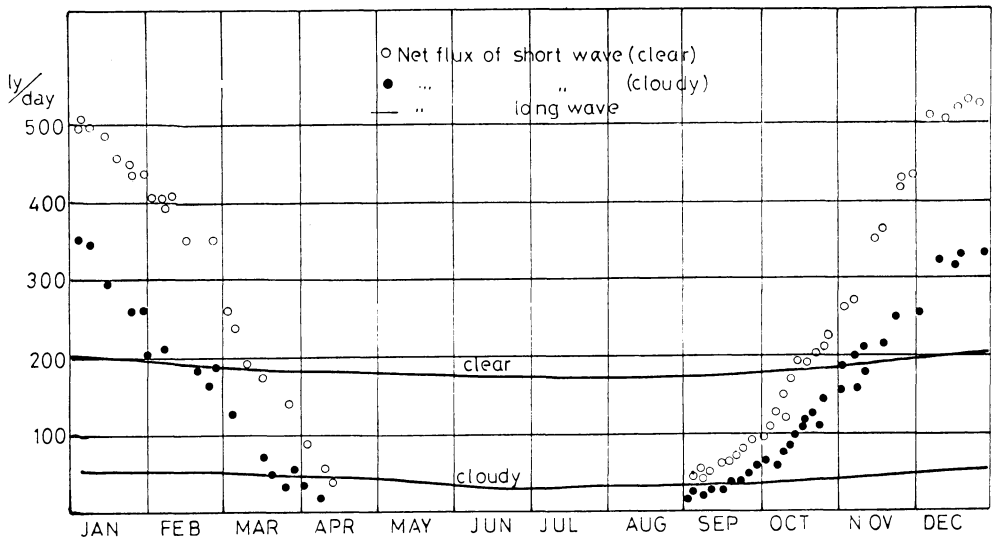


第3図　有効長波長放射の月間値．

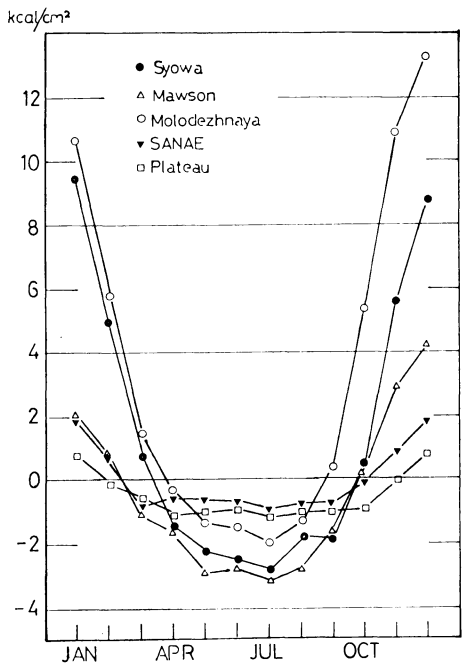
みずほ基地では0.02～0.05 ly/min，昭和基地では平均0.12 ly/minを示す．内陸基地の値が小さいのは，地表温度が極めて低く上向き放射が小さいためであるが，みずほ基地の場合は斜面下降風に伴う地ふぶきの影響が大きい．接地温度逆転の強いところでは，雲が出て来ると雲からの下向き放射が大きくなり，しばしば有効長波長放射は下向きのセンスをもつ．

地表の有効日射量と有効長波長放射を加えたものは，地表面の放射収支を表わすが，昭和基地の場合についてその季節変動を第4図に示した．晴天日と曇天日の有効長波長放射の1日量を太い曲線で表わしている．白丸と黒丸は，晴天日と曇天日の有効日射量を示している．これによると，地表面の放射収支は晴天では3月上旬から10月中旬まで，また曇天では3月下旬から9月中旬まで，1日の収支が負となる．第5図に各基地の放射収支を示した．これによると，プラトー基地では12～1月のわずか2ヶ月がプラスであとの10ヶ月はマイナスとなっている．昭和基地やマラジョージナヤ基地のように露岩上にある基地では，夏の有効日射が大きいため年間の総量では利得となっている．しかし，南極全体で露岩は3%程度にすぎず，全体としてはマイナスが大きい事はいうまでもない．

ここでの放射収支は地表面に関するものであったが，地球大気の冷却源としての南極の放射収支を考える場合，地球大気系全体，すなわち大気上端での放射収支を見る必要がある．これらについては，Sasamori *et al.* (1972) や Newell *et al.* (1970) の計算値や Vonder



第4図　昭和基地の放射収支の季節変化，

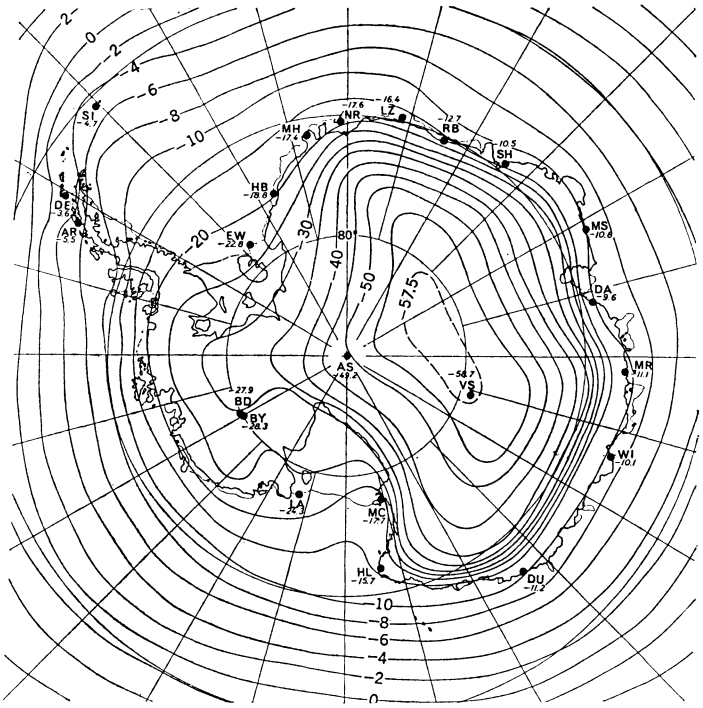


第5図　各国基地の放射収支の季節変化．

Haar・Suomi（前出）の人工衛星による観測がある．それによると，年平均 −160～−210 ly/day となっている．放射によるこの熱のそう失は移流によって補われなければならないが，ルビン（1962）によると，約90%は顕熱により残りが潜熱の形で中・低緯度から運ばれて来る．

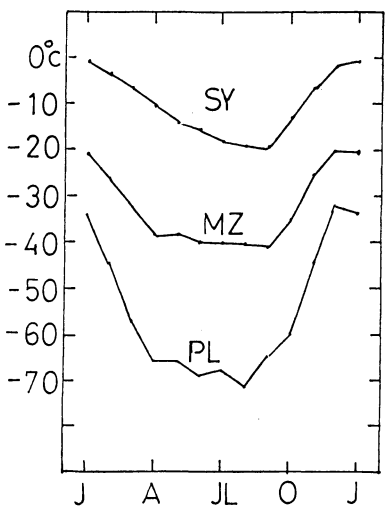
3. 気　温

きわめて少ない有効日射量，海抜高度，海水面からの距離，これらが南極を地球上の寒極としている．第6図に，年平均気温分布を示す．この等温線の形が，第1図に示した等高線とよく相似している．すなわち，海抜高度が気温を強く支配している．大陸周辺から3,000m高度位まではほぼ100mにつき 1°C 位の低下となるが，それ以上では高度による気温低下はもっと大きくなる．第7図に，昭和基地，みずほ基地，プラトー基地（79°S, 40°30′E，高度 3,600m）の月平均気温の季節変化を示した．これらの基地は，ほぼ 40°E 近くに沿って，沿岸，内陸へ 250 km，1,100 km に位置するが，海抜高度は 15m，2,200m，3,600m である．年平均気温は −11°C，−33°C，−56°C であり，沿岸からの距離よりも高度に大きく左右されている事がわかる．しかし，この高度による気温のてい減は，自由大気のてい減ではない．自由大気のてい減は100mにつき 0.4～0.6°C 位である．地上気温のこの高度によるてい減は，放射冷却された大気が斜面に沿って滑り落ちる斜面滑降風が気温分布を大きく左右している事に起因する．図は，また沿岸と内陸の温度差は冬に大きく，夏にはやや小さい事を示す．昭和基地とプラトー基地では，夏は 30°C～35°C の差であるが，冬には 50°C もの差があり，特に4月には



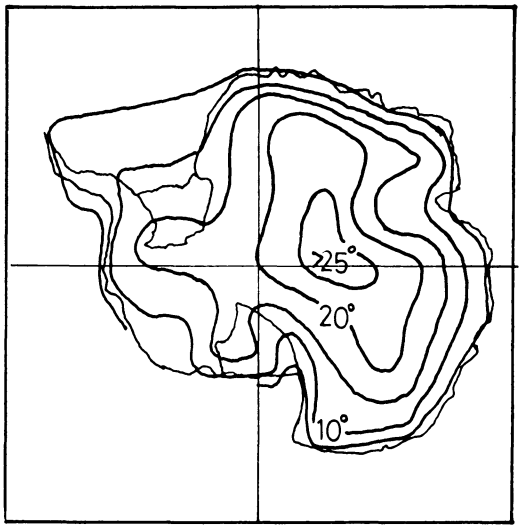
第6図　年平均気温.

55°C の差がある．内陸基地では1月から4月頃まで急激な下降を示し，冬の間は，低下は少なく経過し，時にはやや上昇する事もある．太陽の戻る頃に年の最低気温月が現われ，その後また急激な上昇を示す．このようなU字型の気温推移は，極地方の特徴的な型で coreless winter と呼ばれている．太陽放射がなくなり放射冷却が進み気温が低下するが，接地逆転が強まり，地表からの放射と大気放射がバランスするというのが，この理由の一つにあげられている．第5図のプラトー基地などの放射収支は，概略この事を示している．さらに，White・Bryson (1967) は，逆転層内の斜面下降風が強まり，逆転層の上のそれを補償する北成分の流れと沈降による事を示した(後述)．一方，Wexler (1958) は，内陸の急速な冷却により周辺海洋との間の温度傾度が大きくなり，じょう乱の発生を促し，それによる暖気の移流によるものと考えた．しかし，雲量の季節変化を見ると，プラトー基地も極点もむしろ雲量が減っているなど，観測事実から納得できない点がある．



第7図　月平均気温：上から昭和，みずほ，プラトー基地.

南極の気温状況のもう一つ特徴的な事は，既に述べたが，接地気層での強い逆転である．放射冷却によるものであるが，風の弱い内陸中心部では特に発達する．地表近くの逆転が冬の季節が進むにつれて深くなり，800～1,000m の高度まで逆転している．風の弱い場合は地表から30m 位までに 15°C から 20°C もの逆転ができる



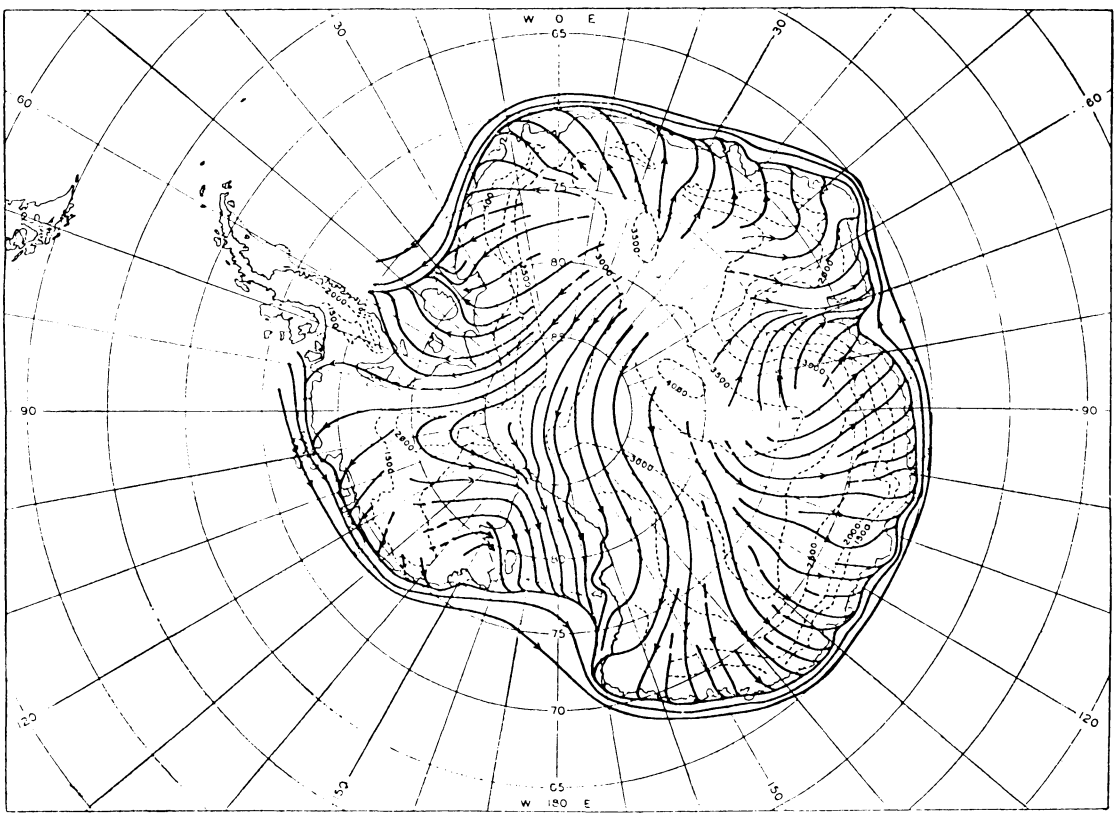
第8図　6月～8月の接地逆転の平均強度を示す.

事がある．しかし，この薄い逆転層は 10 m/sec 程度の風でも破壊される．数百mまで続く逆転層は，ほとんど冬中維持されている．

4. 風

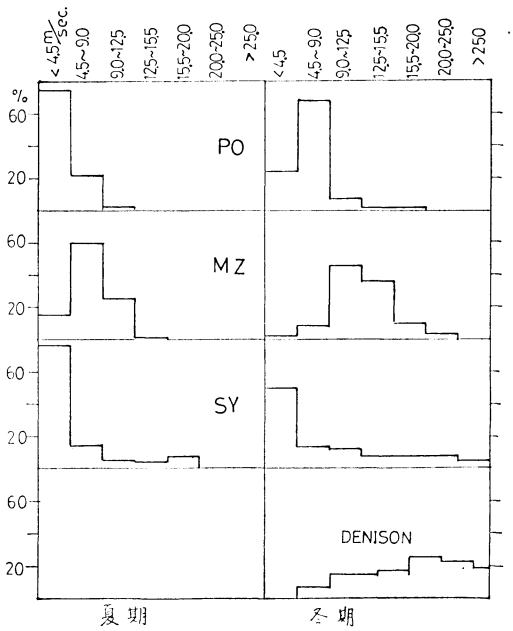
南極圏の年平均海面気圧は，65°S 付近に極小がある．このため，地表風系は 65°S より北では偏西風が卓越し，65°S 以南は偏東風が卓越する．寒帯前線帯で発達した低気圧は，時計まわりに南極大陸周辺に接近する．大陸沿岸の基地は，気温が上昇し，風が強まり，降雪がある．昭和基地でブリザードと呼んでいるものである．強い低気圧の場合には，冬期でも 0°C 近くまで気温が上がり，40 m/sec 以上の風が吹き，視界は 1 m 以下となる事もある．

大陸内部への低気圧の進入は少ない．しかし，みずほ基地などにはその影響が及ぶ事がしばしばある．気圧が下がり，E～ESE の卓越風向がやや時計まわりに回転し ENE～NE になる．低気圧に伴う雲が増え，時には降雪



第9図　地上風の流線（Mather・Miller, 1967）.

をもたらす．しかし，風速はやや強まるものの 20 m/sec を越える事は少ない．プラトー基地などに対してはほとんどその影響は及ばない．しかし全くないわけではなく，年に数度低気圧に伴う雲が広がり，降雪があるが強風をもたらすことはない．大陸内部の地上風は，斜面のこう配と接地層の温度逆転によってもたらされる斜面滑降風（カタバ風）である．お供え餅のような形をしている大陸内部で放射によって冷却された空気が，なだれのようにその斜面に沿って沿岸に向かって滑り落ちて来る．この風速，風向は，斜面の傾斜，冷気と逆転層の上の暖気との温度差，地表面の粗度，コリオリのパラメータなどにより定まる．南半球のコリオリの力は，流れの下流に向かって左側に働くので，風は沿岸に近ずくにつれて，最大傾斜方向より反時計廻りにまげられる．第 9 図は，観測点の卓越風向や旅行隊の記録をもとに Mather・Miller (1967) が引いた地上風の流線図である．大きく見ると概略このようになっているが，実際にはこの風は数 km のオーダの地形の変化によっても，その地形に応じて変化する．また，この風は沿岸に来て斜面がおわるとハイドロリックジャンプという現象を起こし，大陸縁辺から数 km のオーダのところで弱まる．昭和基地は，縁辺からわずか 4 km 程しか離れていないのであるが，大陸上で雪煙をあげてこの風が落ちて来るのが望見されても基地まで来る事は少ない．第10図は，上から，極点，みずほ，昭和各基地の 3 時間おきの平均風速の頻度分布を，7 月および12月について表わしている．また，デニソン岬 (68°S, 143°E) については日平均風速の年間の頻度を示している．極点の 1 月，7 月の平均風速は 3.1, 5.7 m/sec，みずほでは 7.3, 12.6 m/sec，昭和は 4.0, 6.0 m/sec である．内陸基地でも極点とみずほでは風速は全く異なる．これは，極点は中央部近くにあり傾斜角が非常に小さい事による．内陸の基地の場合は，強さは違ってもあまり頻度分布が分散していない．一方，昭和基地と極点を比較すると，夏・冬それぞれの平均風速に大差はないが，昭和基地では頻度はそれ程多くないが強風がある．特に，冬では最大頻度は極点では 4.5～9.0 m/sec，昭和では 4.5 m/sec 以下にあるが，昭和の場合強風も吹くため，平均風速ではやや大きくなっている．これは，既に述べたように昭和基地は低気圧による強風がある事による．デニソン岬は昭和基地と同じく沿岸の基地であるが，非常に風が強い．この風は斜面滑降風であり，この風もまたブリザードと呼ばれている．大陸の端末の急斜面近くにあり，かつ風が収

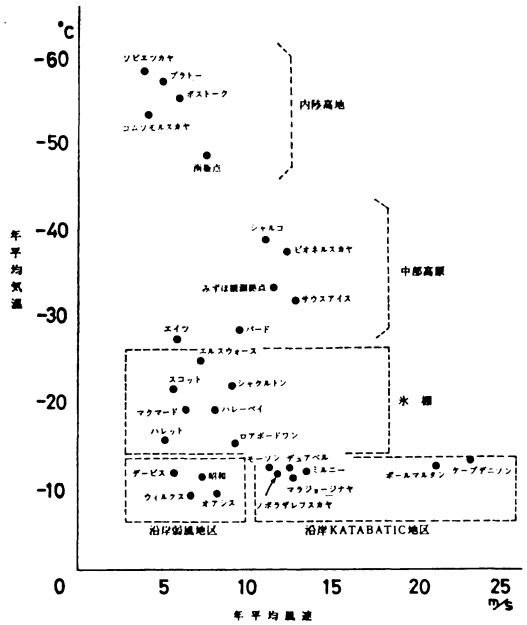


第10図　極点，みずほ，昭和，デニソン岬各基地の風速頻度．

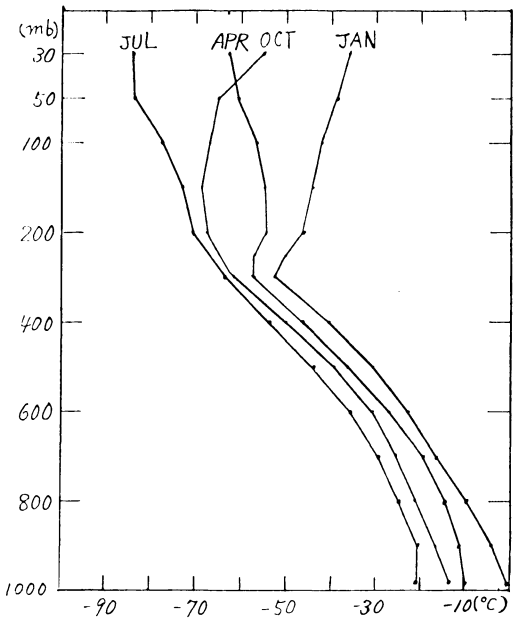
れんするような地形にある事による．沿岸の基地は，斜面滑降風の影響の受け方によりこのような違いが生ずる．

5. 気候区分

気候区分は，どの気候要素を重視するかによって，いろいろな区分の仕方がある．一般には，植生などとの関連で雨量とか乾燥湿じゅんなどの要素が重要となるが，南極の場合は気温と風速が気候を示す最適の要素である．第 11 図は，南極各地の気温と風速による区分である．内陸高地の南極点やボストーク，プラトーは，非常に低温であるが風は弱い．Dalrymple (1966) は，ボストーク，プラトーなどを Cold Central Core, 極点などを Cold Interior と二つに分けている．中部高原にはみずほ基地などが含まれるが，気温が低いだけでなく斜面滑降風が絶えまなく吹いている．Dalrymple は，みずほなどを Cold Katabatic とし，やや風が弱く，気温も高い西南極のバード，エイツなどを Cold Transitional としている．ロス氷棚やウェッデル海のフィルヒナー氷棚のシャックルトン基地やハレーベイ基地，マクマード基地などは，沿岸に比べてやや気温が低いが風はあまり強くない．沿岸地区は，前述したように弱風地区と強い斜面滑降風地区に分ける事ができる．一口に南極は寒い



第11図　南極各地の気温と風速による気候区分.

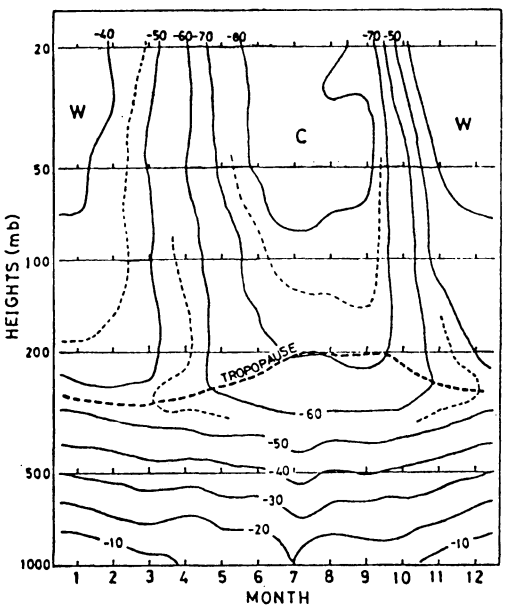


第12図　昭和基地における月平均状態曲線（1972）.

ところと言っても，南極の寒さにはこれだけの差がある．日本の場合，札幌と沖縄の気温差は最も顕著な月でもせいぜい 20°C でしかない．南極では，年平均気温にして実に50°Cもあり，風の強さも大いに違うのである．

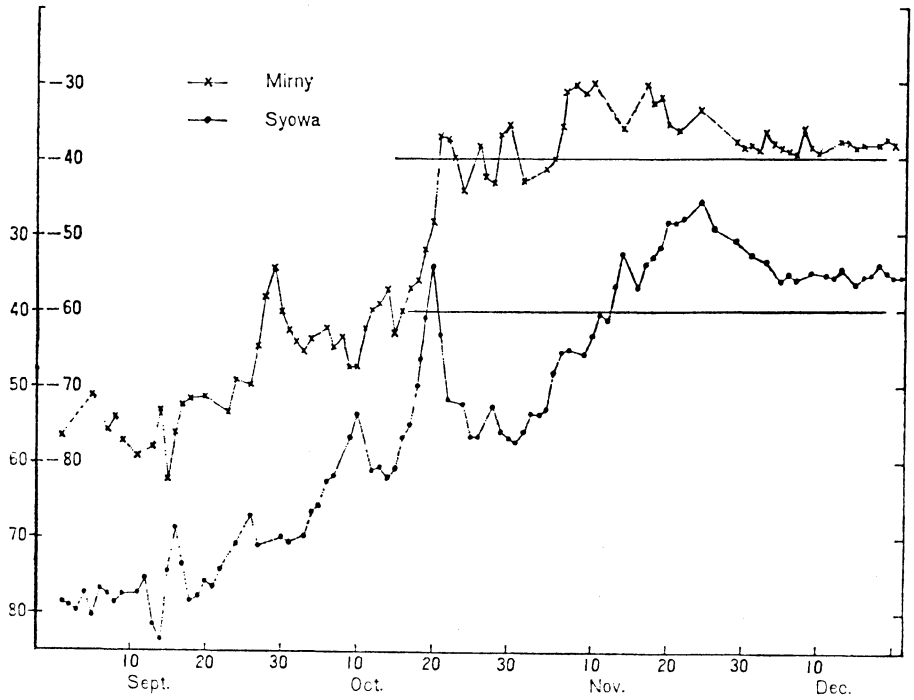
6. 高層大気

南極での高層気象観測は，前にも述べたように1940年代に既にラジオゾンデによる観測があるが，南極特有の種々の現象が明らかになったのは，IGY 以降の事であった．第12図に昭和基地での月平均状態曲線を，また，第13図には年間のタイムクロスセクションを示した．地表近くの気温の年変化は 20°C 程度と大きいが，上層になるに従って小さくなり，成層圏に入って再び大きくなる．極点では地表近くでの年変化は 30°C 以上もあり，上部対流圏では 10°C 以下となり，この特徴がさらにはっきりして来る．この事は，地表近くでは冬期の放射による冷却の影響が現われているが，中・上部対流圏には北緯度からの移流があるためである．圏界面高度が夏よりも冬の方が高くかつ冬の圏界面があまりはっきりしなくなるのも特徴的である．圏界面の生成・変動は，対流圏の対流活動と放射によって規定されるものであるが，南極の対流圏は一般に対流活動は小さく，特に地表近くの安定層は対流活動を阻止している．冬期の長波長放射収支は，圏界面およびその直下の冷却を小さく，その上



第13図　昭和基地の高層気温のタイムクロスセクション（1972）.

で大きくしている．そのために圏界面は押し上げられ，はっきりしなくなるとも考えられるが，上部対流圏の対

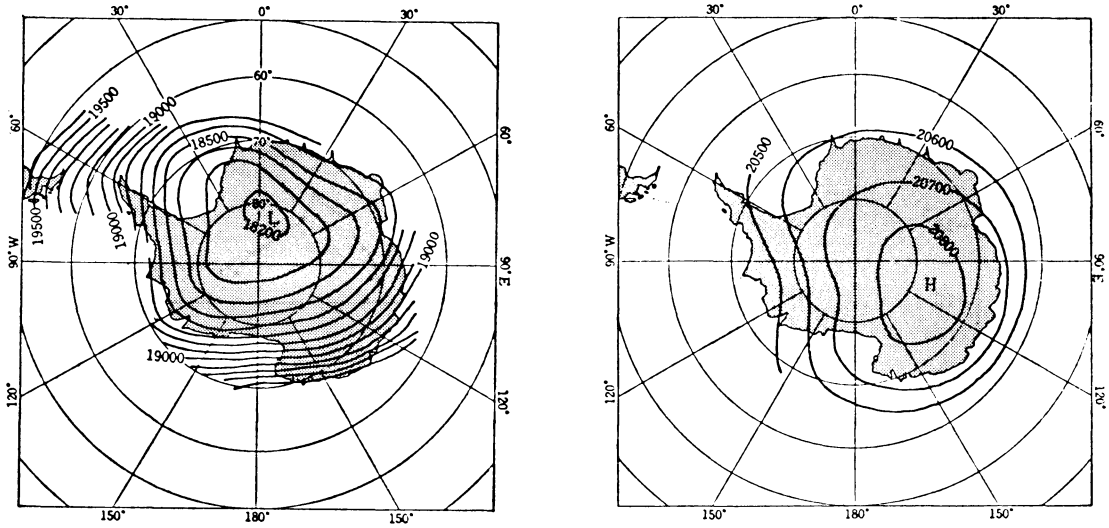


第14図　昭和基地とミルヌイ基地の 50 mb 温度（石田ほかによる）.

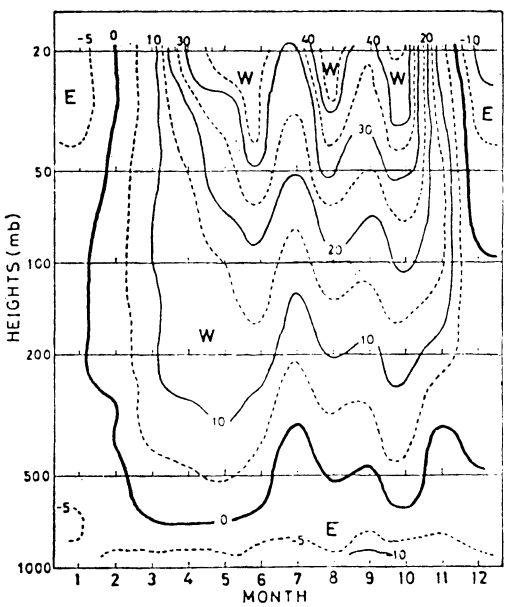
流，水平方向の熱交換などまだ不明な点が残り今後の研究にまたなければならない．成層圏気温の季節変化はまことに顕著である．夏を過ぎる頃から上の方から次第に低下し，8月頃に最低温度に達する．太陽が戻る頃よりやや上昇し始めるが，ある日突然爆発的に昇温する．1日に 15～20°C もの昇温が 2～3 日続き，数日前より 30～40°C も高い温度を示す事もある．最終突然昇温が起きるのは年により異なるが，この20年間では，10月中旬から11月下旬頃までの期間であった．また，突然昇温があまり明確でなく除々に昇温していった年もある．昭和基地では，1959，1969，1977年などがそうであった．第14図に，1966年の昭和基地とミルヌイ基地の突然昇温の頃の 50 mb の毎日の温度変化を示した．ゾンデの上昇高度があがり，データが増えるにつれて昇温の様相がよくわかってきたのであるが，この昇温現象は，年によっては 7～8 月頃からやや周期的に数回起き10～11月頃に最終突然昇温となる．このような温度場の変化は，成層圏の大気循環の変化と結びつく．冬期の南極成層圏の低温は中緯度成層圏との間に大きな温度こう配を形成する．これは偏西風が高さと共に強まる事となる．南極大陸を中心に強大な極渦が発達し，極夜ジェットと呼ばれる成層圏偏西風は 100 m/sec にも達する事がある．突然昇温によって極渦は壊され，南極成層圏は高気圧性循環となる．第15図に，冬期と夏期の成層圏（50 mb）の等高度線の例を示す（Ropar・Gray, 1961）．また，第16図に昭和基地の高層風の東西成分の季節推移を示した．第12図で，1月から4月までの 50 mb での温度低下は約 20°C であるが極点では 30°C 前後に達する．夏の高気圧性循環は当然破壊される．第16図は，低気圧性循環への移行が既に2月頃からなされている事を示している．しかし，3月中頃まではまだ成層圏温度の南北傾度が小さいだろう事は，偏西風が高さと共に増加していない事から見られる．冬の季節の進みと共に偏西風は強まると共に，高度による違いが出て来る．極渦の崩壊が突然である事を反映して，偏西風から偏東風への移行も急速になされる．一方，対流圏の風の季節変化は下層では1年中偏東風が吹き，500 mb にいたって偏西風と偏東風の交代が起きる．対流圏の偏西風は高度と共に強まり，圏界面が風系にほとんど影響をもたず，成層圏の極夜ジェットまでその強さを増していく．

7. 大気循環

既に風の項で低気圧に関して，また高層大気の項で成



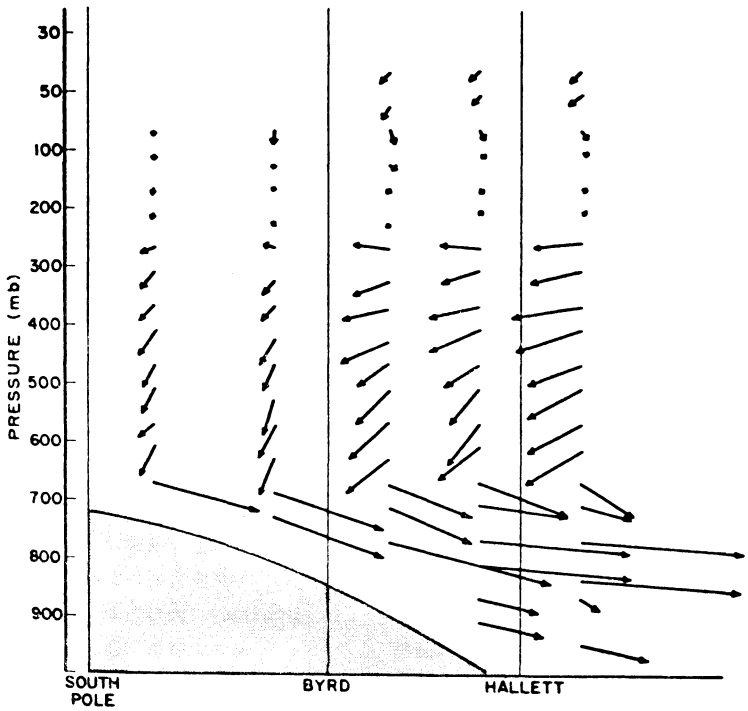
第15図　成層圏（50 mb 面）循環は冬期（左）には低気圧性であったが，突然昇温のあとは高気圧性となる（Ropar・Gray）．



第16図　昭和基地の高層風東西成分（1972）．

層圏循環に関して触れた．ここでは，南極大陸の対流圏の循環に関する White・Bryson (1967) の説を述べる．南極が年間放射収支に関し大きくマイナスを示し，これは北緯度からの熱の移流によって補われなければならない事は前に述べた．一方，放射ゾンデによる観測によると，極点での逆転層より上の暖気層の放射冷却は 1.4°C/day 程度あり，昭和基地の場合でも 1.5°C/day の冷却が観測される．しかしながら，実際観測される温度低下はこれよりずっと小さい．地球大気系を見ても，人工衛星や放射ゾンデによると，冬期に大気上端から放出される長波長放射は，極点付近で 10～11 ly/hr となっている．一方，極点の地表の放射収支は，その時期には 1.2 ly/hr である．この差は大気からの放射となるわけで，これによる大気の冷却は 1.3°C/day，月にして実に 40°C となる．実際に観測される大気全体の冷却は，せいぜい月当たり 3°C 程度である（もちろん成層圏ではもっと大きく対流圏ではやや小さい）．

この大きな差をうずめているのは，北緯度からの暖気の流入と沈降によるものだろう．White らは，極点，バード，ハレット基地の放射ゾンデ観測から，各観測点での各高度における放射冷却と実際に観測される気温の低下の差を求め，これが沈降によって補われるとし，それを補うために必要な移流を出し，第17図に示すような子午面循環を提案した．逆転層内の風は，斜面滑降風として沿岸に向かい，その上ではそれを補うように沿岸からの気流が内陸に向かいながら沈降している．この循環図は，非常に明解に放射冷却や coreless winter などの問題を説明できる．しかし，実際の風の観測結果は必ずしもこのようにすっきりとなっていない．たとえば，500 mb の大陸沿岸の平均風向は，冬には 0°～90°E，



第17図　6～7月の子午面の風ベクトル.

180°～110°E は北成分をもっているが，その他は南成分をもっている．同一子午面内でこのような流れをもつのではなく，地上風向は確実に沿岸に向かうとしても，500 mb などの上空では，その気圧パターンによって南北いずれの成分も持つのである．ただ，斜面滑降風による流出の補償のために沈降は確かに起こる筈であり，逆転層より上で総和として流入がある筈だが，その機構はまだ解明されておらず，水蒸気などの移流機構を含め今後の問題として残されている．

文　献

石田恭市，清野善兵衛，清水正義，1967：第7次越冬隊高層気象報告，南極資料，No. 70.

Dalrimple, P.C., 1966: A physical climatology of the Antarctic Plateau, M.J. Rubin (ed.), Studies in Antarctic Meteorology-Am. Geophys. Union Antarctic Res. Ser., 9, 195-231.

藤沢　格，福谷　博，白土武久，1974：第13次南極地域観測隊報告，南極資料，No. 49.

川口貞男，佐々木浩，1975：みずほ観測拠点の日射収支，南極資料，No. 54.

Liljequist, G.H., 1953: Radiation, wind, and temperature profile over an Antarctic snow field, Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52, Norsk Polarinstitutt.

Mather, K.B. and G.S. Miller, 1967: Notes on topographic factors affecting the surface wind in Antarctica, with special refference to katabatic winds, Univ. Alaska, Tech. Rept., UAG-R-189, 125 pp.

Phillpot, H.R. and J.W. Zillman, 1969: The surface temperature inversion over the antarctic continent, Commonwealth Bureau of Met., Melbourne.

Roper, N.J. and T.I. Gray, 1961: Description of the 50 mb pattern over Antarctica in 1958, Mon. Wea. Rev., 89, No. 7.

Rubin, M.J., 1962: Atmospheric advection and the antarctic heat and water budget, Geophys. Mono., 7, Amer. Geophys. Union.

Simpson, G.C., 1919: Meteorology Part 1, Discussion, in British Antarctic Expedition, 1910-13.

Vonder Haar, T.H. and V.E. Suomi, 1971: Measurements of the earth's radiation budget from satellites during a five-year period, J. Atmos. Sci., 28, 305-314.

Wexler H., 1958: The "Kernlose" winter in Antarctica, Geophysica, 6.
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 Meteorol., Geneve, 1966, W.M.O. Tech. Note, 87, 199-224.

第20期第7回常任理事会議事録

日　時　昭和54年3月19日　15.00～17.30

場　所　東京管区気象台会議室

出席者　岸保，小平，浅井，内田，植村，奥田，河村，関根，新田，松本，増田

報　告

〔庶務〕 1. 2月23日，(財)日本証券奨学財団理事長瀬川美能留氏から，昭和54年度研究調査助成の募集依頼がきた（締切4月末日）．

2. 2月27日，東レ科学振興会会長田代茂樹氏から，第19回（昭和53年度）東レ科学技術賞受賞者ならびに同科学技術研究助成金受領者決定通知がきた．

3. 地球科学研究協会理事長三宅泰雄氏から，1979年度学術賞「地球化学研究協会三宅賞」の受賞候補者の推薦依頼がきた（締切9月1日）．

4. 日本気象学会賞・藤原賞候補者推薦委員会担当理事沢田竜吉氏より，選定理由書を添え選考経過報告書が送られてきた．

5. 3月17日，第17回粉体に関する討論会世話人宇津木弘氏から，同討論会共催依頼がきた．

〔会計〕 2月分の会計報告：会費は順調にはいってきている．昭和54年度の予算書（案）のうち支出の部で山本賞10万円と計上しておいたが，本年度は支出しないので削除し，その分を予備費に廻すこととする．

〔気象研究ノート〕 英国民間図書館から，"気象研究ノート"，"気象集誌" を寄贈して欲しいとの申し出がきている．これについては調べて検討する．

〔講演企画〕 春季大会のプログラムを編成したが全部で169編である．シンポジウムは「中層大気の組成と力学」である．秋季大会のシンポジウムは，九州支部から「室内実験による気象の研究」という申し出があった．気候変動シンポジウムは，その2として続けて行ないたい．

〔奨励金各賞〕 岡田賞については，「気象衛星業務の確立」で業績のあった寺内栄一氏（東京航空地方気象台長）を推薦した．

〔長期計画〕 次のとおり報告があった．1. 気象衛星センターの"ひまわり"のデータの利用状況 2. 大学サイドの技術的要望：共通的要望の討論の必要，気象協会との話し合い，TIROS-Nデータ．3. 筑波大型施設の共同利用問題．4. ヨーロッパの衛星 METEOSAT のサービス調査（山元理事意見）：学会がクッションになって気象庁の外部の要望を把握 (A)長期計画委員会の調査として主な大学の教授にアンケート (B)または「天気」へアンケート掲載．以上に対し，長期的展望に立って計画を進める必要がある，当面は学会活動の1ブランチとしてまず山元理事の(A)を行なったらよい等の意見が交わされた．

〔南極〕 Polex について予算がついた．鉄塔を立てて観測をする．また，北極のアラスカで降雨の観測をする．

議　題

1. 昭和54年度学会賞・藤原賞の推薦について

沢田理事から提出された選考経過概要および推薦理由書について浅井理事から補足説明があった．学会賞7件，藤原賞6件のうちから次のとおり推薦があった．

日本気象学会賞：大気境界層の構造に関する研究　横山長之（工業技術院公害資源研究所）

藤原賞：日本の歴史時代の気候の分析　山本武夫