


—夏季大学講座内容①—

南極の気象


 (財)日本気象協会北海道本部 山崎道夫

1. 概観 — 北極と南極

北極と南極は地球の二大冷源域として全球的な気象・気候に重要な役割を果たしている。しかし、両者の地理的配置 — 特に海陸関係 — は正反対に近く、このため気象状況もかなり異なる。

すなわち、北極はその大部分を陸地に囲まれた面積1400万km²の北極海が中心であるのに対し、南極は同じ1400万km²(日本の約37倍)の大陸を中心に南極海がとりまいている。大陸の周囲には最小時の3月に500万km²、最大の9月には2000万km²に及ぶ海氷域が広がる。海氷は、暖かい海洋からの熱の供給を遮断し、大陸の拡大と同じような影響を与える。

また、北極海の海氷は厚さが数mであるのに対し、南極大陸は97%が分厚い大陸氷に覆われて平均標高2300mに達し、東南極には4000m以上の高地も広がる。氷の厚さは平均2450mと見積られ、全体が「とてつもなく大きな鏡もち」といえよう。もっとも、西南極は東南極に比べてずっと小さく、高さも低い。

なお、標高のみからすれば、南極は北極より13~14℃低い程度と考えられるが、実際は年平均25~30℃もの温度差が認められる。

2. 日射・放射と熱収支

南極はブリザードが多く、そのため日射も少ないように思われがちだが、地上で測った全天日射量は、昭和基地で年平均4100 MJ/m²(96kly)であって、これは札幌よりやや少ないものの東京とほぼ同量である。さらに昭和基地から270km内陸に

入ったみずほ基地(現在閉鎖中)では4700 MJ/m²(110 kly)、南極点は4400 MJ/m²(103 kly)とかなり多い。

それにもかかわらず南極が寒冷なのは、地上に達した日射の大部分が白い雪面に反射されて宇宙空間に逆戻りしてしまい、地上の空気を暖めるのに使われないためである。

日射の反射率をアルベドというが、雪面はこれが大きく、南極点やみずほ基地では80~86%、昭和基地は春が70%、露岩が出る真夏すぎに30%位。海氷は80~45%内外である。つまり、大陸上で地表に吸収されるのは到達した日射量の20%に満たないことが分かる。

北極の場合は開水面が存在するため、アルベドは冬こそ60~85%だが、夏は20~30%と南極よりずっと小さい。すなわち、日射の多い夏であっても南極の地表が受けとる熱は、北極の夏の数分の1にすぎない。

さらに、雪氷面からの放熱(長波長放射)が加わって、大陸内部は慢性的な熱不足が続く、地表の気温は想像以上に冷え込む。放射による地表の熱収支の状況を模式的に示したのが図1-1である。結局、大気の上層部に達した年間の日射を100とすれば、最終的に10の損失となるので、この分は別の形で補償されなければならない。それには、低気圧によって低緯度から運び込まれる暖気(顕熱)と水蒸気(潜熱)の2つが考えられるが、実際は前者が90%を占めるという。

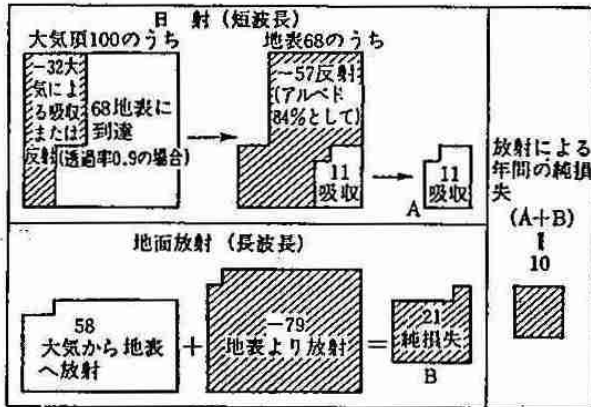


図1-1 地表で代表的な年間放射収支
—南極中央部高原におけるもの—
(Weyant, 1966)

3. 気温分布と年変化の特徴

ひと口に酷寒の地と言っても、内陸と沿岸との違いは大きい。年平均気温の分布を示したのが図1-2である。南極の気象観測基地はせいぜい40地点、内陸ともなれば基地の数は数地点にすぎない。

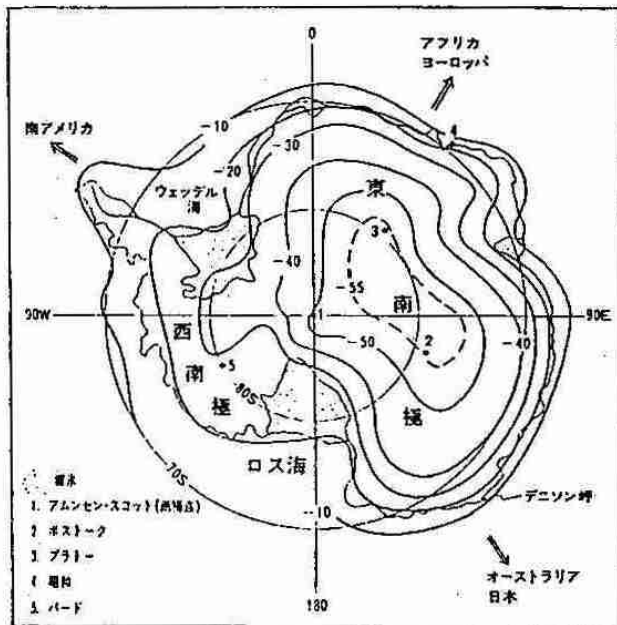


図1-2 南極大陸の年平均気温分布

幸い、雪面下約10mの雪温は一年中殆ど変わらず、その場所の年平均気温を示す。1968年10月～1969年2月に昭和基地～南極点間を往復した日本の村

山隊もそうだったが、内陸の調査旅行隊は必ず気象や雪氷の観測を行うので、図にはそれらの結果も取り入れてある。

これによれば、オアシスと呼ばれる昭和基地など沿岸温暖地域は -10°C 程度であるのに対して、東南極の奥地には年平均 -50°C 以下の高原が広く存在し、その差は $40\sim 50^{\circ}\text{C}$ にも達する。ポストーク(ソ連)やプラトー(アメリカ、現在閉鎖中)は標高3500m内外で、年平均気温は各 -55.5°C 、 -56.4°C である。南極点のアムンゼン・スコット基地(アメリカ)は標高2840m、年平均気温 -49.2°C である。

次に、代表的観測基地における気温の年変化を図1-3に示した。なお、比較のために北半球の地点も加えておいた。

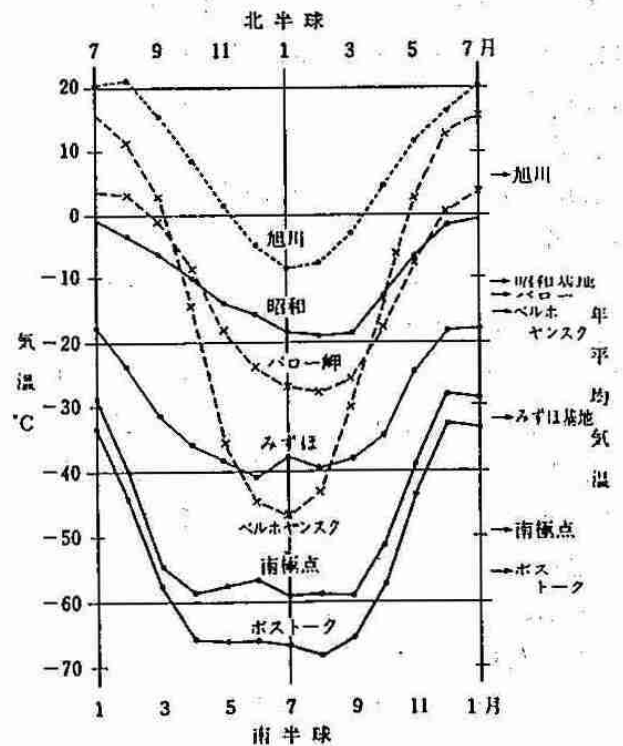


図1-3 両半球における気温変化の特徴

図に明らかなおとおり、ポストークでは月平均気温ですら -70°C 近くまで下がるが、ここで1983年7月21日に観測された -89.2°C が地上における最低気温の極値になっている。

極地の気温にみられる特徴の一つに「なべ底型」の年変化がある。すなわち、内陸の基地では1月から4月まで急激に気温が下がるが、5～9月の真冬の下降は僅かで、時にはやや上昇することもある。太陽が戻る少し前に最低気温が現れ、そして10月以降は急速に上昇を示す。このようなU字型又はなべ底型の気温経過はcoreless winter（核のない冬）と呼ばれる。それは、秋以降に太陽放射がなくなると地表からの放射冷却が進んで気温は急速に下がるが、同時に接地逆転が強まるので、地表からの放熱と大気からの逆放射とが平衡状態に近づき、地上気温はそれ以上はあまり冷え込まなくなるために出来ると考えられている。

この頃の接地逆転は非常に強く、風の弱い大陸中心部ほど発達する。地表～30m位の間に15～20℃、地表～数百mの間では30℃以上に及ぶことがあるという。著しい逆転層の形成も南極内陸部の特徴であり、このため高さによる気温のてい減率は通常の約2倍に達する。

4. 風 — ブリザード・カタバ風

南極でブリザードと呼ばれるものには2種類ある。一つは、主として沿岸地域に襲来する低気圧によるものであり、他は中部高原から沿岸の一部で冬期間特に発達するカタバ風（斜面滑降風）によるものである。

図1-4は、南極における地上風の平均的流線（一般流）を描いたものである。

南極点の低気圧は平均してみると65°S付近の南極海で最も発達する。このため、地上の風系は、65°S以北では偏西風、これより大陸寄りでは偏東風が卓越する。低気圧は時計回りに大陸に接近するが、これに伴い沿岸の基地では気温が上昇し、風が強まってしばしば猛吹雪に見舞われる。昭和基地のブリザードもこの種のものである。低気圧が大陸奥地に進入することは殆ど無いが、東南極と西南極との間のロス海やウエッデル海へは時折入り込む。中部高原のみずほ基地の場合、年に数回雲が拡がり雪をもたらすが、強風には至らないという。

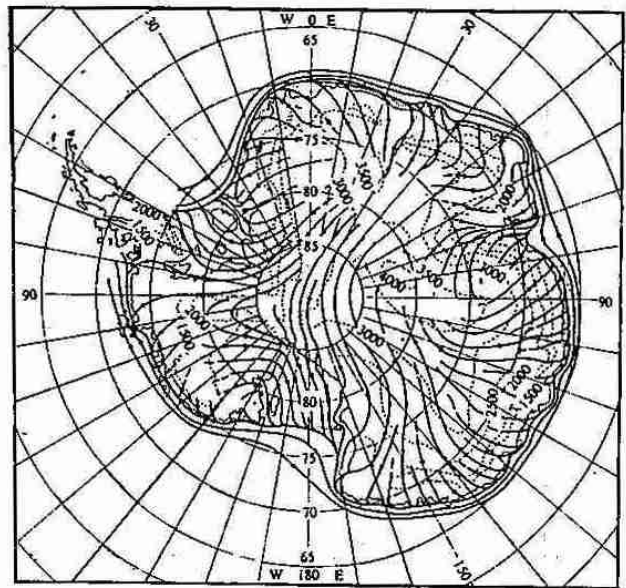


図1-4 観測点での卓越風向と旅行隊の記録から推定される地上風の流線 (Mather and Miller, 1967)

さて、水が高い所から低い所に向かって流れるように、内陸の高地で著しく冷却して密度が大きくなった寒気塊は、周囲へ流れ出す。当然、傾斜の大きな所ほど流下のスピードが増し、風速が強まる。これがカタバ風(katabatic wind)である。図1-4のうち、大陸上の流れがそれにあたり、コリオリの力(転向力)の影響で、周辺に近くに従って反時計回りに曲げられている。標高2200mのみずほ基地は冬12m/s、夏は8m/s内外の東よりのカタバ風が一年中吹走する典型的カタバ風地帯である。もう一つ、沿岸の谷型地形を流れ落ちるカタバ風については、アデリーランドで日平均風速45m/s、瞬間値90m/sの記録もある。一般にはこれ程強くないものの、長期間にわたって一定方向の風が吹き続ける。

5. 気候区分・気候帯

気候区分を行う際に用いる要素としては、気温・降水量・植生などによる場合が多い。南極では気候の厳しさの程度と性質を表す指標として主に気温と風速が用いられている。

図1-5は、各基地の年平均気温と風速による

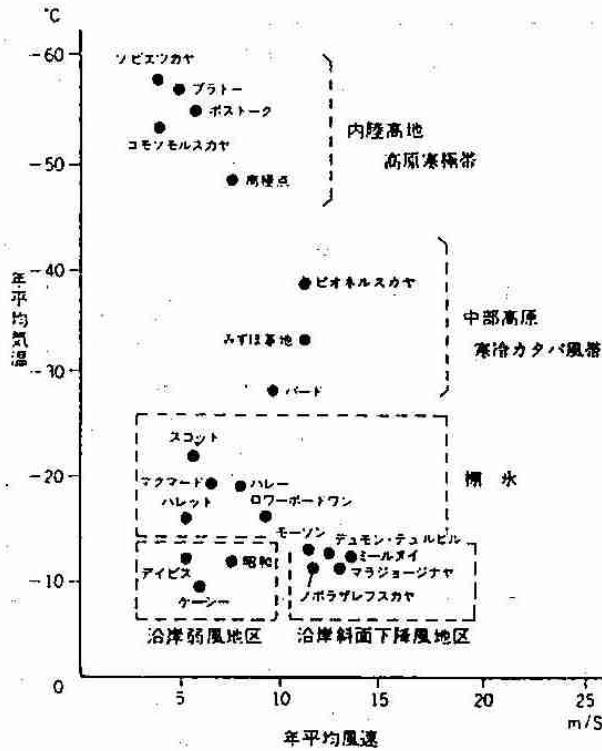


図1-5 大陸上各基地の気温と風速による気候区分

区分である。ここに見られるように、プラトー、ポストーク、南極点などの内陸高地は極端な低温であるが、風が数m以下と弱い。寒冷カタバ風帯と呼ばれる中部高原は気温が相当低いうえに、カタバ風が絶え間なく吹く。年平均気温 -10°C 前後の沿岸地帯は昭和基地のような弱風域と、カタバ風の明瞭な地域とに分けられる。ほかに、やや緯度の低い地域を含み、最も気候の温和な南極半島がある。

図1-6にはダーリンブルが作成した気候帯区分図を示した。主として気候環境の厳しさに基づいて分類したものであるが、各基地の気候的特色を詳しく検討して、大気冷却値(windchill index)なども取り入れている。これは、人間は身体の表面から単位時間に失う熱量によって寒さを感じると考え出されたもので、次式で示される。

$$K = (10\sqrt{v} + 10.45 - v)(33 - T)$$

K : 大気冷却値 (kcal/m²/時)

T : 周囲の気温 (°C)

v : 風速 (m/s)

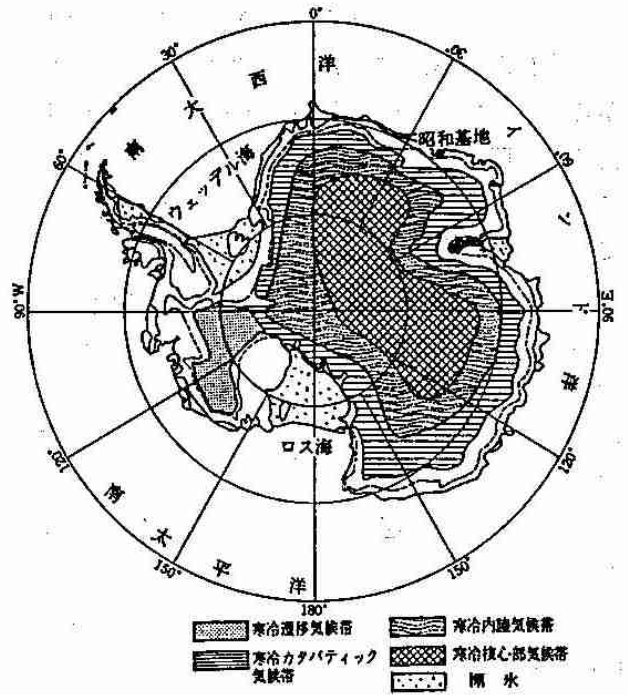


図1-6 ダーリンブルによる気候帯区分 (Dalrymple, 1966)

一般にKが2000以上の場合、長期にわたるテント生活などは危険という。南極高原は、いずれも夏季を除いてこれに該当する。

なお、南極の気候を知るうえで大切な雲と降水について簡単に触れよう。

全雲量の年平均分布をみると、 60°S 付近の低圧部付近に雲量9以上の悪天域があり、沿岸部も低気圧の影響を受けて雲量6~7とやや多い。しかし、内陸に向かうと急に少なくなり標高3000m以上の高原では、雲量4以下の地域が大部分で、しかも上層雲が多い。

また、降水については、極地域の場合、ほとんど吹雪となるため、正確な測定が難しい。しかし、多数の雪尺や断面観測によって求めた結果によれば、低気圧の襲来が多い沿岸部でも年平均400~500mm前後とかなり少なく、さらに水蒸気量の非常に少ない内陸高原地帯は年に50mm以下にすぎない。極端に寒冷である反面、風が弱く、晴天の多いことが内陸高地の特徴となっている。

6. 終わりに

近年、地球規模の環境問題に関連して、南極におけるCO₂の観測、オゾンホールが発見など地道に長年続けてきた観測データがしばしば注目されるようになった。これらは、地球環視の基礎資料であると同時に、長期気象予測の進歩に欠かせないもので、WMO(世界気象機関)もその充実に力を注いでいる。

また、現在各国基地で毎日定時に行われる地上及び高層気象観測結果は、直ちに全世界に送られている。日本の気象庁でも毎日の気象解析、数値予報を行うために南極地域を含む全世界のデータを使用して、3~8日先の予想天気図を作成している。その中で、例えば、南極で寒波の吹き出しがあると、数日後にはインドのモンスーンに影響し、ひいては日本付近の天気にかかわってくるなど、遠隔地の気象といえども、地球上の大きな流れの場に変化を与えるという。このように最近の

数値予報の進歩に伴い、日々の予報の基本データとしても南極における観測資料の重要度が増してきている。

【参考文献】

国立極地研究所編：南極科学館 古今書院(1990)

国立極地研究所編：南極の科学3 気象
古今書院(1988)

楠・鳥居他編：南極 共立出版(1973)

【本講座における関連講義】

菊地 勝弘：南極北極の降雪現象
(昭59年、第2回)

福谷 博：南極北極と大気大循環
(昭59年、第2回)

金戸 進：オゾンホール
(平元年、第7回)