

東クイーンモードランドの気温・風・大気循環

菊地時夫*

Temperature, Wind and Atmospheric Circulation
in East Queen Maud Land, Antarctica

Tokio KIKUCHI*

Abstract: Proxy observations of wind and temperature are carried out in East Queen Maud Land. The atmospheric circulation patterns are further studied by *in situ* observation of the diurnal wind vector variation and the upper air soundings. It was revealed that the high wind directional constancy at Mizuho Station is derived not only from the katabatic wind but also from the general synoptic pressure patterns. The katabatic wind is weakened when the westerly wind intensifies as part of the 30 to 50 day cycle synoptic pattern changes (T. YASUNARI and S. KODAMA, J. Geophys. Res., **98**, 13063, 1992) of which the cause is still to be solved.

要旨: 南極氷床の気候を特徴づけている、気温と風について衛星と風紋からの推定を行った。さらに、南極氷床をめぐる大気循環について、風速ベクトルの日変化や上層風の hodograph の観測から考察を行い、みずほ基地の高い風向一定性が、カタバ風だけでなく一般場の気圧配置からももたらされていることを示した。T. YASUNARI and S. KODAMA (J. Geophys. Res., **98**, 13063, 1992) が示した 30-50 日周期の気圧配置の変化によって、偏西風が強まるときはカタバ風が弱まるが、この周期的変化の原因については不明の点が多い。

1. はじめに

南極に限らず気候を語る時、まず問題になるのは気温と風であろう。どちらも極地においては人手による観測が難しいため、無人観測や衛星観測あるいは雪温などの代替の観測による推定に頼らなければならないことが多い。ここでは定常観測の最も困難な内陸地域における年平均気温と卓越風向についての代替観測の結果を述べ、さらにこれらの観測結果に関係した南極を巡る大気循環についての問題点を考察する。

2. 衛星による平均気温の推定

昭和基地で受信をしていた極軌道 NOAA 気象衛星 (山内・瀬古, 1992) は熱赤外線領域で

* 高知大学理学部情報科学科。Department of Information Science, Kochi University, 5-1, Akebonocho 2-chome, Kochi 780.

10.5-11.5 μm (ch 4) と 11.5-12.5 μm (ch 5) のふたつのバンドを持っている。これらは近似的に陸面や海面の温度を表している。衛星による観測は日に何度もあるわけではなく、昭和基地で受信していたものは日に1度程度でしかないが、例えば年間を通じて平均した場合、年平均気温と強い相関があることが期待される。一方、南極氷床の表面は雪で覆われていて断熱性が高いことから約10 mの深さの雪温がほぼ年平均気温に等しいことが知られている。これら二つの代替観測値を比較したのが、図1 (KIKUCHI *et al.*, 1992) である。

図1において、 x 軸はJARE内陸調査旅行により観測された10 m雪温 (SATOW and KIKUCHI, 1989) であり、一方 y 軸は1987年2月から1988年1月までの1年間の受信データ (高部・山内, 1989) の中からほぼ10日おきの画像を取り出し、前記の観測地点におけるch 5の輝度温度を平均したものである。これら二つの代替観測値は互いにより相関があることが見られる。但し、沿岸近くの年平均気温の高いところではNOAAの輝度温度の方がかなり低い温度を与えるが、これは沿岸地域での雲量が無視できないことと比較的背の高い雲が多いためと考えられる。

図2には、年平均をほどこした画像から読みとった年平均輝度温度を、南極大陸氷床の地形図 (DREWRY, 1983) に重ねたものを表示した。氷床上の等温線は地形の等高線にほぼ平行に走っていることがわかる。但し、80°S, 0°E/W付近に見られる温度の極小域が地形に対応して

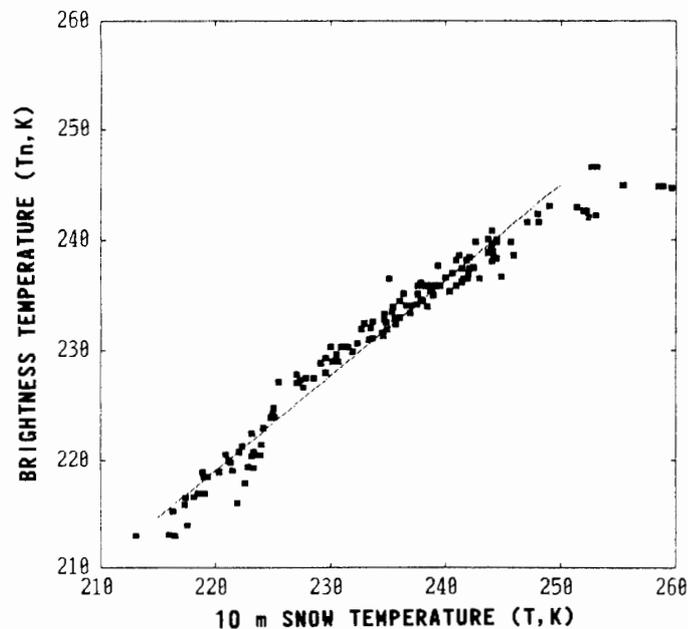
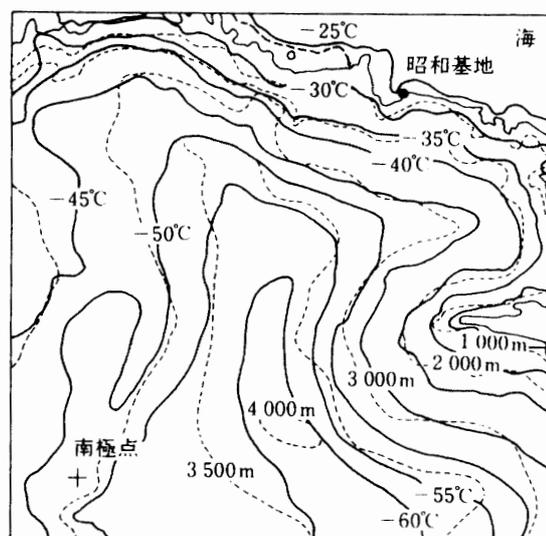


図1 年平均をほどこした NOAA AVHRR ch 5 の輝度温度と、10 m 深雪温との比較。細い破線は雪温が 250 K 以下の範囲での回帰直線をあらわす。

Fig. 1. Comparison of the annually averaged brightness temperature from NOAA AVHRR ch 5 and 10 m depth snow temperature. The thin dashed line depicts the least square regression line within the range of $T < 250$ K.

図2 南極大陸氷床地形図 (DREWRY, 1983) に重ねて表示した, NOAA AVHRR による年平均輝度温度.

Fig. 2. Anually averaged NOAA AVHRR brightness temperature superimposed on a topographic map of the Antarctic ice sheet (DREWRY, 1983).



いないなど, 細部においては不一致がみられる。これは高度だけでなく, 氷床表面の傾斜などの局所的な地形, つまりこれによるカタバ風の強さも平均表面温度を決定する要因として働いているためであろう。また, 雲の侵入の多少も影響していることが考えられる。

3. 風紋観測による卓越風系

南極大陸氷床上の風系を代替観測で推測するには, 衛星画像に現れる縞模様を解析したり,

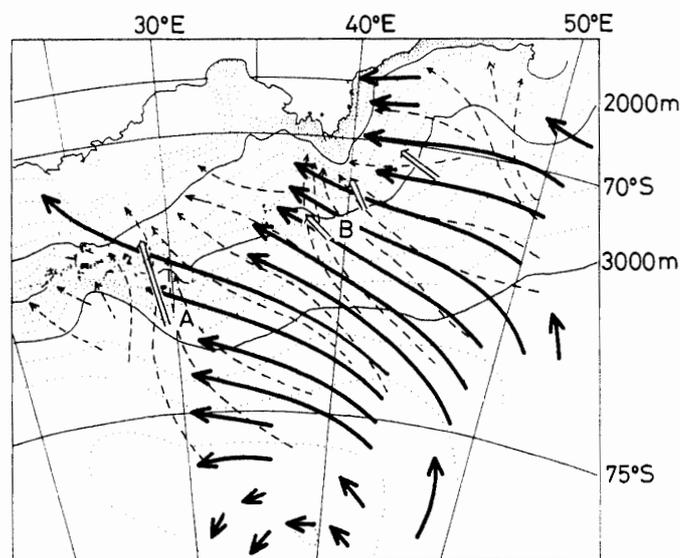


図3 風紋 (サスツルギ) 観測によるカタバ風によるとみられる卓越風の場合 (太線矢印, 白抜き矢印は第2の風系が観測されたところに記入してある)。破線矢印で示したのは PARISH and BROMWICH (1987) の計算法によるカタバ風の流線。

Fig. 3. A comparison of the observed windfield (bold and open arrows) with that from a simple theoretical model (thin arrows with dashed lines: PARISH and BROMWICH 1987).

内陸旅行において観測された風紋の方向データを集めて合成する方法などが考えられる。NOAA 衛星の熱赤外面像に現れる縞模様については、SEKO (1992) と SEKO *et al.* (1992) に考察があるが、その生成機構がよくわからないことや、雲に隠された時には観測できないこともあって、代替気候データとして有効に利用できる段階にはない。

図3には、JAREによる内陸旅行のデータより推定合成した、カタバ風によると思われる風系を太線と白抜き矢印で示した。また、比較のため PARISH and BROMWICH (1987) によるカタバ風の理論計算の結果も細い矢印で示してある。

図3に示されているように、内陸の卓越風系は必ずしも理論で示される風系とは一致しない。特に、谷の左岸において理論では収束域が現れるのに対して、白瀬氷河域やベルジカ山地とセルロンダーネ山脈の間では収束が不明瞭である。こうした地域では、カタバ風が、収束性のものと、斜面を乗り越えるものと二つの風系に分かれるようである。

4. 南極大陸をめぐる大気循環についての問題点

南極大陸が地球上で最も風の強いところであり、その強風が大陸斜面上の気温逆転を起源とするカタバ風であることについては、多くの研究があり、例えば PARISH (1988) や、井上 (1988) に詳しい解説がある。

ここで取り上げようとしているのは、局地風とはいえ、このような大規模で強いカタバ風が(少なくとも南極地域全体規模の) 大気大循環を駆動するほどに大きな影響を与えているのではないだろうかという問題である。

4.1. カタバ風についての簡単な復習

カタバ風の発生については次のような説明がされている。つまり、南極氷床を覆う雪面は短波放射をよく反射し、長波放射については黒体に近い特性を持つ。このため、氷床上には温度の逆転層が形成され、この逆転層が傾斜を持つため水平方向に気圧勾配を生じる。そして、この気圧勾配と、地表面摩擦、コリオリ力が釣り合うような形で風が吹く。

このような簡単なシナリオに従って、地表風を計算する方法を考案したのが、BALL (1960) であり、カタバ風は 1) 斜面の傾斜、2) 逆転の強さ、つまり逆転層の温度とその上の自由大気との温度差、3) 逆転層の高さ、4) 地面の摩擦係数、5) コリオリのパラメータの五つだけで決定できる。

以上のパラメータのうち、斜面の傾斜に関しては地形図からかなり詳しく求めることができる。逆転の強さについては、地上気温との相関関係から PHILLPOT and ZILLMAN (1970) が求めている。これらのデータを用いて PARISH and BROMWICH (1987) は南極全体の地表風の分布を計算した(図4)。

彼らの計算結果のもうひとつの重要な点は、南極の地形が全体としては鏡もちのような形で

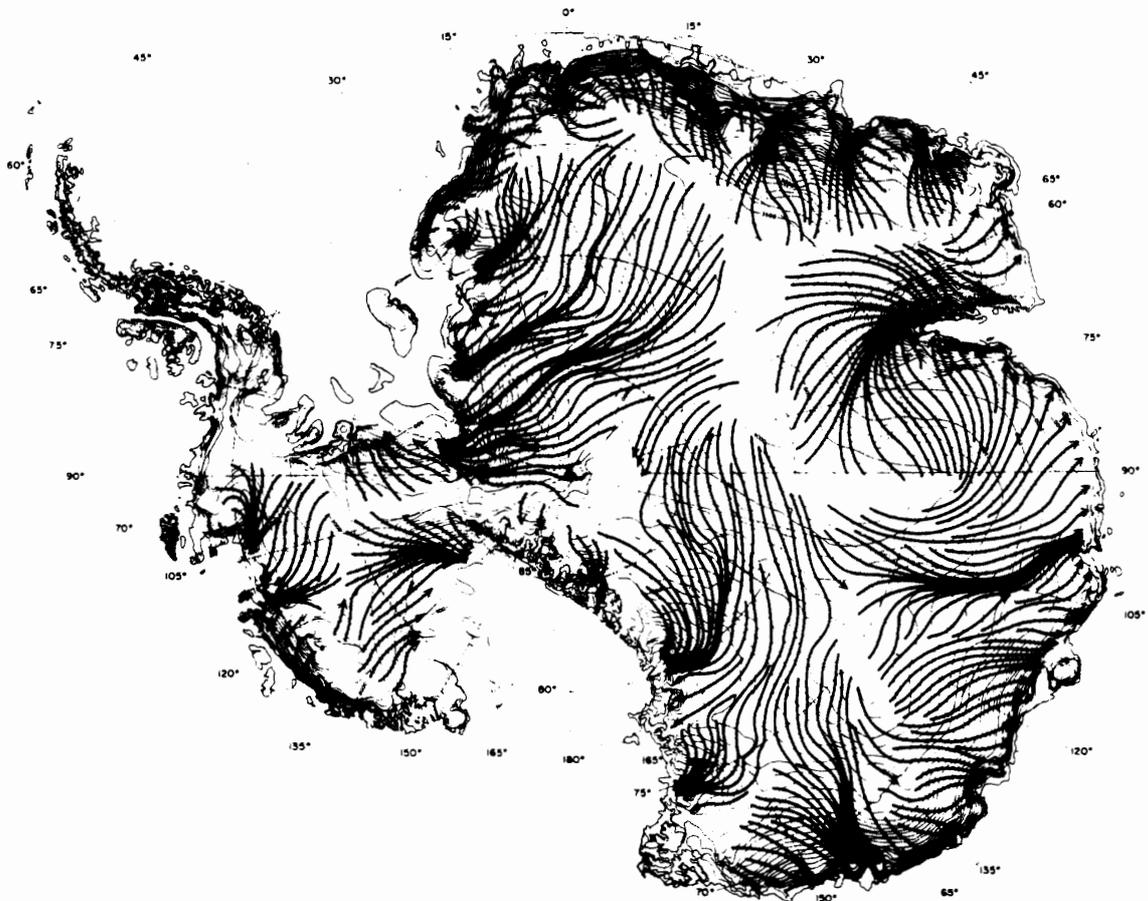


図4 BALL (1960) のモデルから導かれる南極大陸上のカタバ風の風系 (PARISH and BROMWICH, 1987).

Fig. 4. Katabatic wind field calculated with BALL (1960)'s model (PARISH and BROMWICH, 1987).

あるが、ところによって谷地形があるため、カタバ風がそのような谷に集まりやすいということである。このため谷の流出口付近では強風帯が現われるとしている。

このように、南極氷床上の風については、比較的簡単な境界層についての計算法で、何千 km にも及ぶ、大陸全体についての風の計算ができてしまう、というところに大きな特徴がある。しかし、こうした単純な見方について問題が無いわけではない。

問題点のいくつかは、既に井上 (1988) に指摘されている。つまり、実際に卓越風をサスツルギから推定すると、特に氷床のリッジ (峰) 付近などで、斜面を上昇する風が示唆されることや、用いられている地表面摩擦係数が実際の観測に比べて大きいことなどである。ここでは、これらの問題点とは別に、大循環との関わりで重要と思われる問題を取りあげたい。

4.2. カタバ風と大気大循環との関わり

最初に述べたようなカタバ風による大循環とは、次のようなシナリオで起こると考えられ

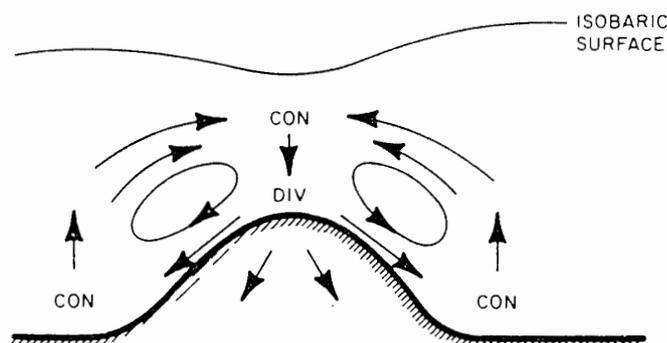


図5 カタバ風による南極子午面循環の形成。JAMES (1989) をもとに PARISH and BROMWICH (1991) が描いたもの。

Fig. 5. Antarctic meridional circulation formation by katabatic wind. Illustration by PARISH and BROMWICH (1991) based on the discussion by JAMES (1989).

るような南極大陸をとりまく循環である。つまり、カタバ風により氷床上の気塊の流出が起るとそれを補償するように、自由大気の方で低緯度側から極へ向かう流れが形成されると考えられる。結果として図5のような子午面循環が形成されると考えられる。これが、カタバ風による大循環の駆動の概念となる。

EGGER (1985) はこの考えから、極点の周りに軸対称な大陸をあたえ、カタバ風による大循環の再現を試みた。ところが、計算によると一旦発達した下降流は数日の積分を続行すると逆に減衰してしまった。この問題について、JAMES (1989) はカタバ風の流出によって、極渦が強まること、そしてこの渦によってできる気圧勾配がカタバ風の流出を妨げることを指摘した。図6はJAMES (1989) による計算結果である。偏西風が強化されるとともに、カタバ風が弱くなっていく様子がわかる。さらに、EGGER (1992) は、逆転層と自由大気からなる系では、カタバ風が全く無くなる状態が「定常解」として存在することを証明した。

それにもかかわらず、実際に観測される風やサスツルギは、カタバ風がほとんど定常的に吹いていることを示唆している。JAMES (1989) は、この矛盾点に着目し、カタバ風を維持している機構として、1) ロスビー波の放射、2) 局所傾圧不安定、3) 重力波摩擦、4) 中緯度低気圧の減衰の4点を検討している。

結論からいうと、南極大陸が極点の周りで非対称であることによるロスビー波の放射は、極渦の偏西風を強める傾向にある。また、南極大陸高原の縁には局所的に傾圧不安定があると考えられるが、あまりカタバ風を強化するとは考えられない。

重力波摩擦は、最近の数値モデルに入れられるようになってきたが、現在使われているモデルでは、南極域で大きな重力波摩擦は認められていない。ところがMOBBS and REES (1989) のレポートにあるように、実際にはかなりの重力波活動が認められ、偏西風を弱める方向に働いているようだ。

中緯度低気圧が、極へ向かって進行すると、極渦を変形させてこれを弱めることになる(図

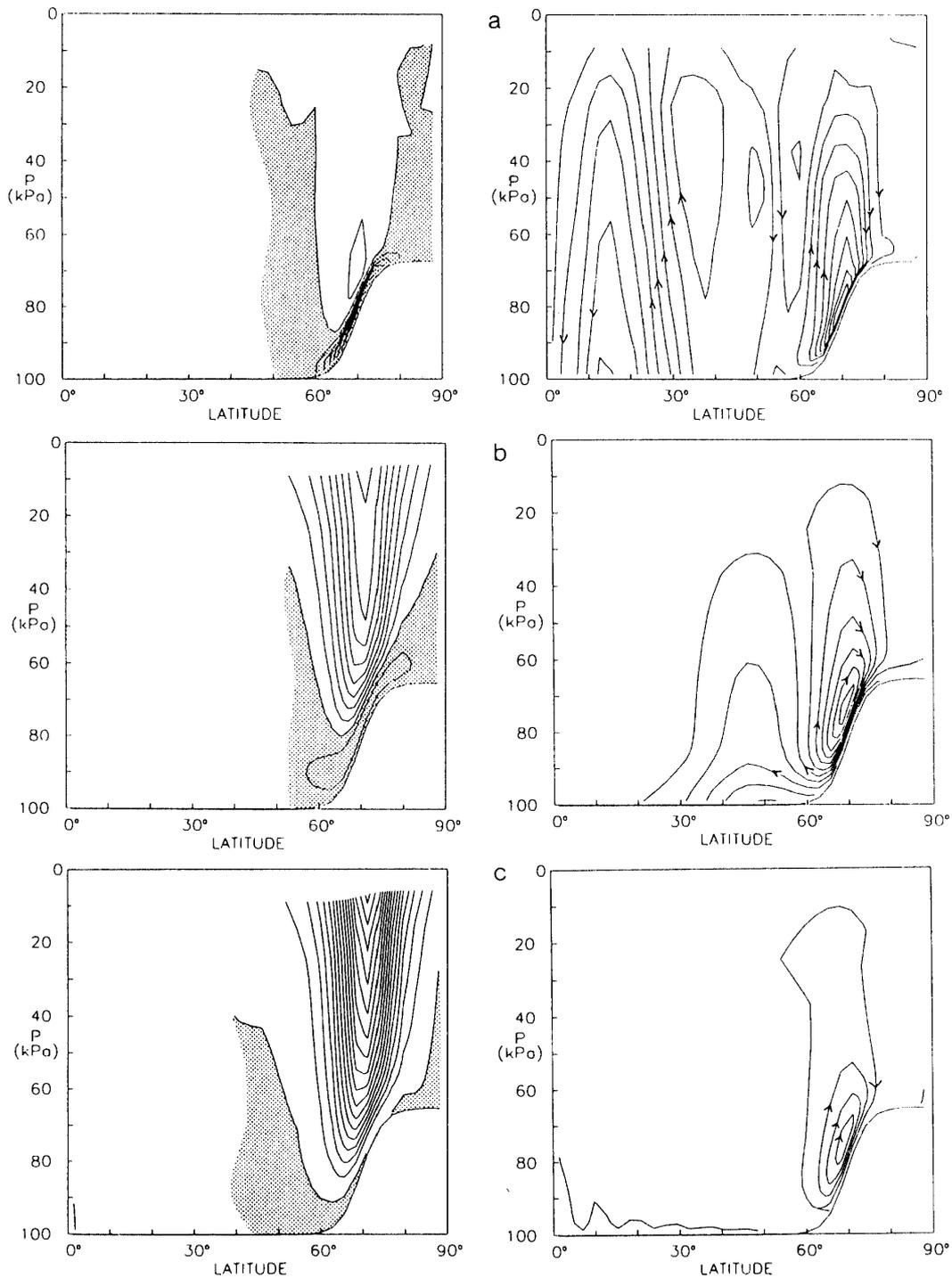


図6 カタバ風の流出による循環の形成と、極渦が強められることによるカタバ風の減衰。JAMES (1989) のプリミティブ方程式を用いた計算による。左は東西方向の風 (東風に影をつけてある)。a) は0.5日, b) は5日, c) は30日後の状態。

Fig. 6. The evolution of the drainage circulation over Antarctica predicted by the primitive equation model. The development of katabatic winds forms the meridional circulation and then are subsequently decreased by the polar vortex. The area of easterly wind is depicted by shadows on left-side figures. (a) day 0.5, (b) day 5.0, and (c) day 30.

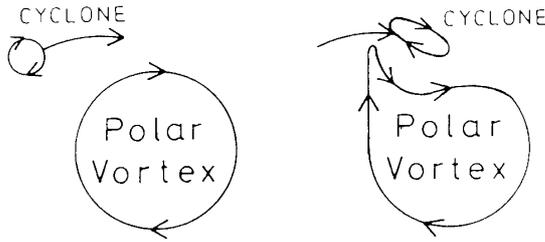


図7 中緯度低気圧と極渦の干渉 (JAMES, 1989). 低気圧が極域に近づくことにより極渦を変形させ弱める。

Fig. 7. Interference of a subtropical cyclone and the polar vortex. The cyclone distorts and weakens the polar vortex as it approaches the antarctic region. Illustration by JAMES (1989).

7). 低気圧の極域への侵入は間欠的なものであるから、実際にはカタバ風による極渦の強化と低気圧侵入による減衰とが、交互に起こっていることになる。実際、沿岸地域の気象記録では、強いカタバ風の吹き出しと、静穏時とが交互に現れている。

以上が JAMES (1989) による議論であるが、EGGER (1992) によると、南極循環の定常解として前述のカタバ風の弱い状態の他に、渦の供給がある場合には強いカタバ風が得られることが示されており、カタバ風の維持に中緯度からの擾乱が大きな役割をはたしていると思われる。

4.3. 回転水槽実験

以上のように、カタバ風による大気大循環の駆動という考えには、大きな問題が残されている。そればかりか、カタバ風の維持機構を考える必要がある。BAINES and FRAEDRICH (1989) はこの問題に対し、回転水槽実験で違った角度からアプローチしている。

彼らは、南極大陸の縁に3カ所(ロス海、ウェッデル海、マッケンジー海)の、いわゆる低気圧の墓場があることに注目し、これを回転水槽によるモデル実験で再現することを試みた。水槽全体を時計回り(南半球の回転方向)に回すと同時に、大陸のモデルは回転水槽の中で独立に回転できるようにしておき、水槽に対して反時計回りに回して偏西風をシミュレートした。

密度一様の流体と、成層流体で実験は行われたが、双方とも似たような結果であった。論文には南極大陸の最高部より少し上空に相当する高さでの流れのパターンが示されているが前述の三つの低圧部がよく再現されている(図8)。

さらに注目すべきことは、東南極における高気圧性循環、つまり通常はカタバ風そのものと考えられている内陸の東よりの風がこの実験でも再現されることである。このことから、彼らは、PARISH and BROMWICH (1987) が示すようなカタバ風による循環だけでは、実際の子午面循環を説明するには不十分であるとしている。

4.4. 内陸での風の観測データと二つのパラダイム

以上のように、南極の大気循環(より細かく言うと地表付近の東風)をめぐる、カタバ風によるものと、より大きな地形効果によるものとの二つのパラダイムが提出されているのが現

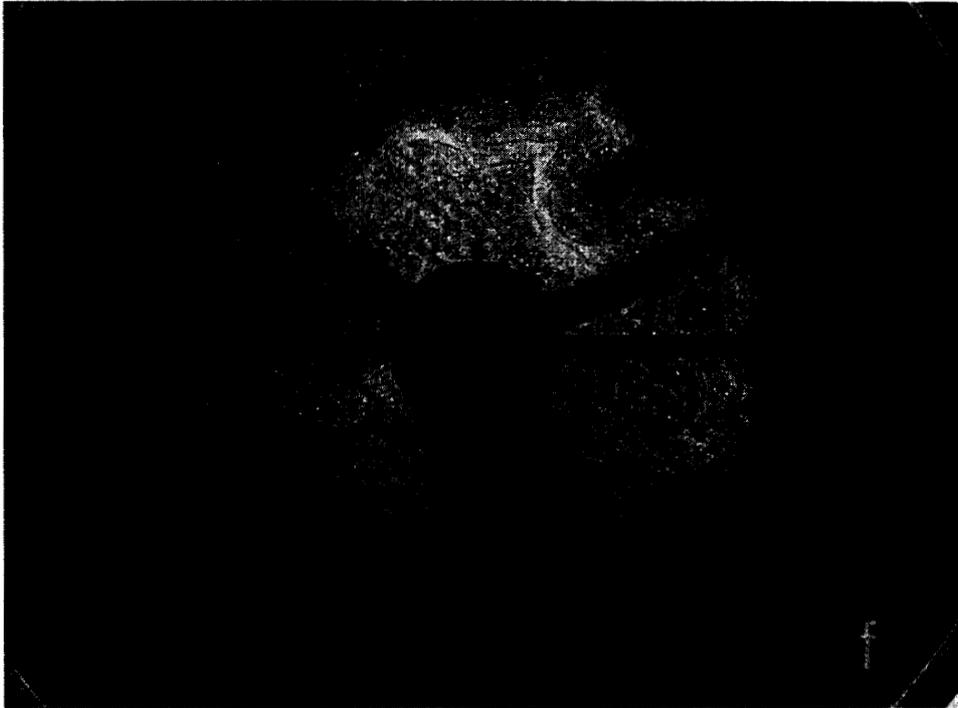


図8 回転水槽を用いたモデル実験による南極大陸の地形の効果。地形モデルを回転水槽に相対的に反時計回りに回転させることで、地形と偏西風の間関係を再現している (BAINES and FRAEDRICH, 1989).

Fig. 8. Model experiment of the effect of antarctic continental topography. The model was rotated anticlockwise relative to the rotating pan, so as to realize the westerly wind (BAINES and FRAEDRICH, 1989).

状である。ここで、実際の内陸域での観測データをそれぞれに照らし合わせてみる必要がある。

4.4.1. 風紋観測による卓越風系

PARISH and BROMWICH (1987) による計算結果の重要な点の一つである、カタバ風が谷に集まりやすいということについては、内陸氷床上での風紋観測からの検証を行っている。しかし、図3に示されているように、内陸の卓越風系は必ずしも理論で示される風系とは一致しない。

KIKUCHI and AGETA (1989) は慣性項の効果だけを取り出して検討したが、気温逆転と逆転高度の組み合わせによって、地形データを与える格子点の最適な間隔が異なることを見いだした。地形データは、PARISH and BROMWICH (1987) では 50 km ごとに与えているが、後の多層モデル (PARISH and BROMWICH, 1991) では 100 km で与えることで、前のモデルにあった収束域のいくつかは消えており、前述の白瀬氷河域もその一つとなっている。また、一部には斜面を乗り越える風系が現れている。

理論がある程度調節可能であることはさておき、実際の風系が (北風に大きくシフトする低気圧侵入時を除いても) 二つ以上存在することは、持続的なカタバ風の存在に疑問をなげかけ

ている。

4.4.2. 夏の風の日変化と風速分布

さらに、みずほ基地 (70°42'S, 44°20'E, 2230 m) ともう一つの内陸観測拠点であった前進拠点

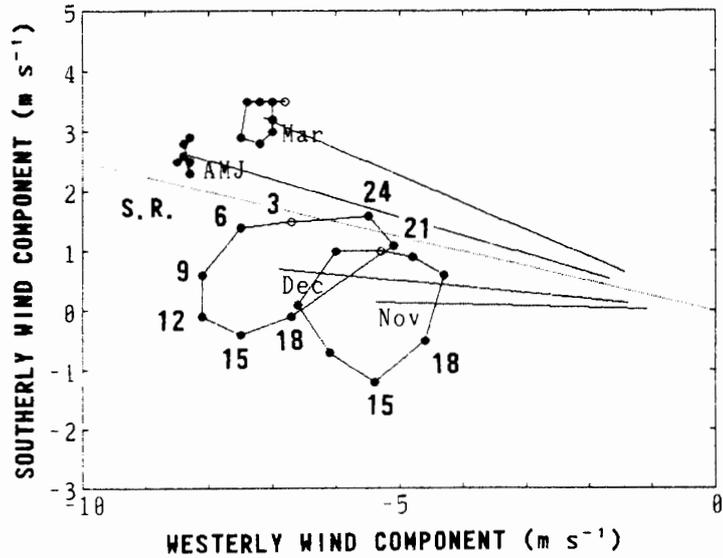


図9 内陸前進拠点で観測された地上風ベクトルの日変化 (KIKUCHI *et al.*, 1988).

Fig. 9. The diurnal wind variation hodograph which was observed at Advance Camp of East Queen Maud Land (KIKUCHI *et al.*, 1988).

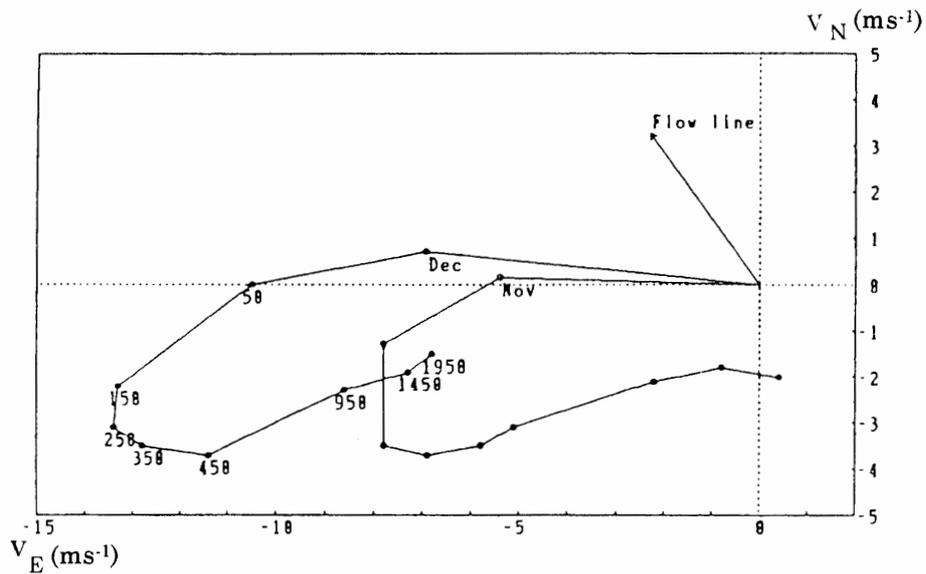


図10 内陸前進拠点での上層風のホドグラフ (KIKUCHI *et al.*, 1988)。1985年11月と12月の観測による。12月のグラフに付いている数字は表面 (海拔 3200 m) からの高度。

Fig. 10. The upper wind hodograph at the Advance Camp in East Queen Maud Land in November and December, 1985 (KIKUCHI *et al.*, 1988). The height from the ice sheet surface (3200 m a.s.l.) is given on the December graph.

(74°12'S, 34°59'E, 3198 m) (KIKUCHI *et al.*, 1988) での気象観測結果を見てみよう。この二つの観測点での風速一定度 (SCHWERDTFEGER, 1984) は 0.96 と 0.93 であり、他の外国の内陸観測点に比べて著しく高い値である (例えば Vostok では 0.81)。このため、この地域はカタバ風が著しく卓越していると言われる。しかし、前進拠点で観測された夏の風の日変化と高度 2000 m までのパイロットバルーンによる風速分布は異なる解釈の可能性を示唆するものであった。

つまり、11月の日最大風速は9時頃に現れているのに対し、12月では12時頃に遅れて現れるようになり、最大風速の値も増加していた (図9)。同じ時期の風速分布を見ると、12月には高度 2000 m 程度まで東風が卓越していたことがわかった (図10)。すなわち、12月に経験した午後の強い風はカタバ風ではなく、上空の東風が境界層の混合によって地上に伝播してきたと解釈できる。

さらに興味深いことには、みずほ基地での斜面の最大傾斜方向が真北でなく、かなり西に向いていることから、カタバ風の風向が殆ど東風、つまり自由大気に現れた風向に近くなることである (図3)。みずほ基地は風向一定性が特に高いことが知られているが、これは、冬のカタバ風と夏の一般場による風とが偶然に一致しているためとも考えられる。

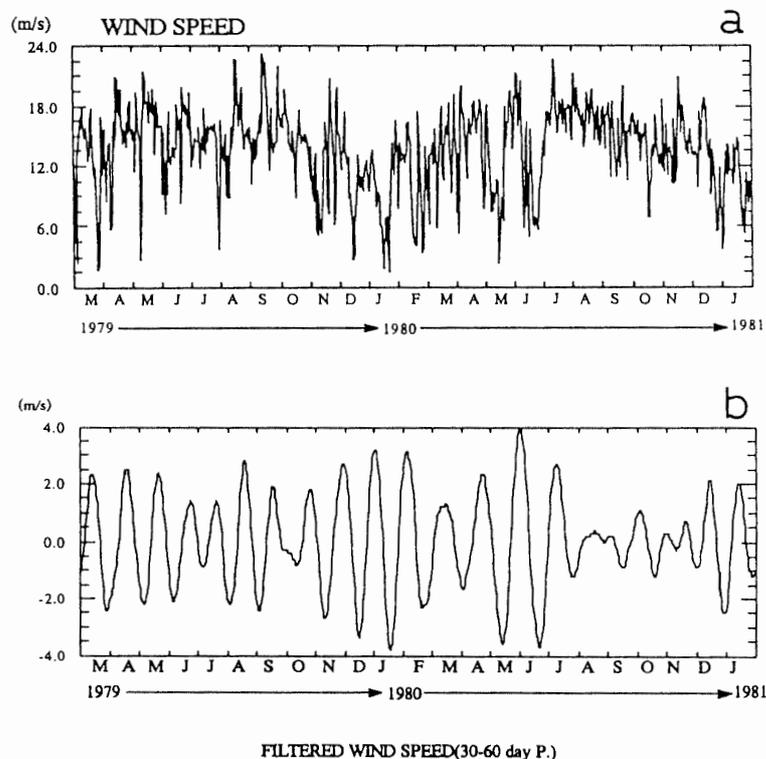


図11 みずほ基地における地上風速。(a) 日平均値。(b) 30-60日のフィルターをかけたもの (YASUNARI and KODAMA, 1992)。

Fig. 11. Surface wind record of Mizuho Station. (a) daily average, (b) filtered with a 30-60 day band pass filter (YASUNARI and KODAMA, 1992).

境界層の上の自由大気の風は一般場の気圧配置によるものであるから、BAINS and FRAEDRICH (1989) の実験のような効果を考えずに、カタバ風だけで内陸氷床上の風を全て説明するのは困難であろう。

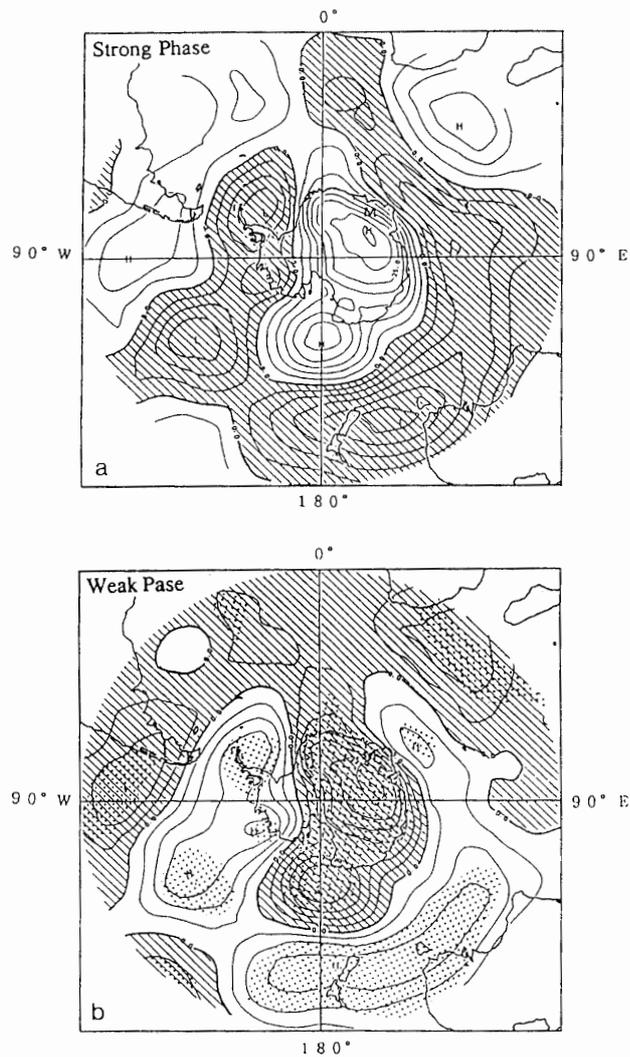


図 12 みずほ基地の地上風が (a) 強い時期と (b) 弱い時期の 500 hPa 高度偏差。NMC の全球解析データをもとにしている。偏差の等高線は 5 m ごとで、負の偏差値は斜線で影をつけてある。また、(b) で点の打ってある領域は有意水準が 95% 以上の地域である (YASUNARI and KODAMA, 1992)。

Fig. 12. Southern hemisphere 500 hPa geopotential height anomaly, based on the NMC global analysis, in the (a) strong and (b) weak phase of the 30-60 day filtered Mizuho surface wind. Negative anomalies are hatched with thin lines, while the area of significance level exceeding 95% is indicated with dots in (b) (YASUNARI and KODAMA, 1992).

4.5. 南極振動

このように、依然として南極をめぐる風の問題は謎が多いが、少なくとも「長期間継続するカタバ風」といった言い方には問題があることが示唆されてきている。実際、YASUNARI and KODAMA (1992) はみずほ基地の風速が 30-50 日程度の周期で大きな変化をしていることを示し (図 11), さらにこれが南極周辺の気圧場と強くリンクしていることを示した。つまり、みずほ基地の風が強くなる時には、500 hPa 高度に見られる極渦が弱くなり、逆に風が弱い時には極渦が強くなって偏西風も強いというものである。みずほ基地のカタバ風は前述のように東風であるから、局所的に偏西風が強くなればカタバ風が弱くなるというのは当然のことであるが、図 12 に示すように渦の強弱はほぼ南極大陸を覆う規模で起こっていることが重要なポイントである。

この「南極振動」の影響は中緯度にまで広がっていることが図からは読みとれる。しかし、はたしてこの効果がカタバ風によって引き起こされているのか、それとも、むしろ中緯度における相当する周期の変動から引き起こされているのか、未だに不明の点が多い。

5. 結 語

南極氷床の気候を特徴づけている気温と風について、衛星と風紋からの推定を行った。さらに、南極氷床をめぐる大気循環について、風速ベクトルの日変化や上層風のホドグラフの観測から考察を行い、みずほ基地の高い風向一定性が、カタバ風だけでなく一般場の気圧配置からもたらされていることを示した。南極の大気循環に関しては、いわゆる南極振動の原因など未解決の問題が多く残っている。

本論をまとめるにあたって、観測に参加した第 26 次南極地域観測隊の皆様をはじめ、各次隊内陸旅行での観測や衛星受信のオペレーションに関わった隊員の皆様に感謝いたします。

文 献

- BAINES, P.G. and FRAEDRICH, K. (1989): Topographic effects on the mean tropospheric flow patterns around Antarctica. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3401-3415.
- BALL, F.K. (1960): Winds on the ice slopes of Antarctica. *Antarctic Meteorology*, Oxford, Pergamon Press, 9-16.
- DREWRY, D.J. (1983): Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio. Cambridge, Scott Polar Research Institute.
- EGGER, J. (1985): Slope Winds and the axisymmetric circulation over Antarctica. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1859-1867.
- EGGER, J. (1992): Topographic wave modification and the angular momentum balance of the Antarctic troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 327-334.
- 井上治郎 (1988): 境界層—カタバ風. 南極の科学, 3. 気象. 国立極地研究所編, 東京, 古今書院, 57-82.
- JAMES, I.N. (1989): The Antarctic drainage flow: implications for hemispheric flow on the Southern Hemisphere. *Antarct. Sci.*, **1**, 279-290.
- KIKUCHI, T. and AGETA, Y. (1989): A preliminary estimate of inertia effects in a bulk model of katabatic

- wind. Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., **2**, 61-69.
- KIKUCHI, T., AGETA, Y., OKUHIRA, F. and SHIMAMOTO, T. (1988): Climate and weather at the Advance Camp in East Queen Maud Land, Antarctica. Bull. Glacier Res., **6**, 17-25.
- KIKUCHI, T., SATOW, K., OHATA, T., YAMANOUCHI, T. and NISHIO, F. (1992): Wind and temperature regime in Mizuho Plateau, East Antarctica. Int. J. Remote Sensing, **13**, 67-79.
- MOBBS, S.D. and REES, J.M. (1989): Studies of atmospheric internal gravity waves at Halley station, Antarctica, using radiosondes. Antarct. Sci., **1**, 65-75.
- PARISH, T.R. (1988): Surface winds over the Antarctic continent: a review. Rev. Geophys., **26**, 169-180.
- PARISH, T.R. and BROMWICH, D.H. (1987): The surface windfield over the Antarctic ice sheets. Nature, **328**, 51-54.
- PARISH, T.R. and BROMWICH, D.H. (1991): Continental-scale simulation of the Antarctic katabatic wind regime. J. Climate, **4**, 135-146.
- PHILLIPOT, H.R. and ZILLMAN, J.W. (1970): The surface temperature inversion over the Antarctic continent. J. Geophys. Res., **75**, 4161-4169.
- SATOW, K. and KIKUCHI, T. (1989): The 10 m snow temperature. Antarctica: East Queen Maud Land Enderby Land: Glaciological Folio. Sheet 7. Tokyo, National Institute of Polar Research.
- SCHWERDTFEGER, W. (1984): Weather and Climate of the Antarctic. Amsterdam, Elsevier, 261 p.
- SEKO, K. (1992): A preliminary study of katabatic wind by using NOAA AVHRR data. Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., **5**, 167-173.
- SEKO, K., WATANABE, O. and FURUKAWA, T. (1992): The surface condition on the Antarctic ice sheet. Proceedings of the Symposium on the Role of Polar Regions on the Global Change. Fairbanks, University of Alaska.
- 高部広昭・山内 恭 (1989): 気象衛星 NOAA データ処理装置. 南極資料, **33**, 73-87.
- 山内 恭・瀬古勝基 (1992): NOAA 衛星から見た南極—雲・氷・雪—. 東京, 国立極地研究所, 91 p.
- YASUNARI, T. and KODAMA, S. (1992): Intraseasonal variability of katabatic wind over East Antarctica and planetary flow regime in the Southern Hemisphere. J. Geophys. Res., **98**, 13063-13070.

(1996年10月23日受付; 1996年10月31日改訂稿受理)