

月例会「南極圏の気象」(第2回)の報告

第2回目の月例会「南極圏の気象」を昭和59年度秋季大会の前日10月23日に開催いたしました。福岡という遠い所にもかかわらず、40名を越す多数の参加者を得ることができ、御協力に厚くお礼を申し上げます。

1回目の月例会はテーマを設定せずに行いましたが、2回目以後は議論を盛り上げるために話題を絞ることにし、今回は、「南極の大気循環と斜面下降風」というテーマを選びました。これに沿って、観測、理論と数値シミュレーションの話をも3名の方々にしていただきました。

1. 南極氷床の風の構造

小林俊一(北海道大学低温科学研究所)

南極氷床の風は、氷床上で年平均で放射冷却が大きく、氷床表面近くに強い逆転層が発達するために生ずる斜面下降風(Katabatic Wind)によって特徴づけられている。斜面下降風(カタバ風とも呼ばれる)は、南極氷床から周囲の海水や海洋上へと発散する風系をもち、その結果、補償流として氷床上への大気の沈降流が生じ、氷床上へ熱をフィードバックする。カタバ風の強い地域では、年中地吹雪が発生し、放射収支にも影響を与える(山内, 1984)。南極氷床の激しい吹雪は、Mawson (1915)によって“Home of the Blizzard”の著書の中で記述され、南極氷床からのカタバ風の海洋への発散風系は、Simpson (1911~1913年のスコット隊に参加)によって極冠高気圧(Polar Cap Anticyclone)として認識された。しかしなんといいても有名なのは、南極のカタバ風についてのBall (1956)の理論である。Ballの理論は2つの内容から成る。1つは、カタバ風を一樣な厚さの冷気流として、コリオリ力を無視して1次的にあつかった、冷気流の跳水現象(Hydraulic Jump)である。このジャンプ現象は、主に南極氷床の周辺に見られ、ジャンプの際に雪を巻き込むので雪煙として遠望できる。Mawson (1915)やStreten (1963)によって、その状況がスケッチされているが、安達(1980)は昭和基地から4 km離れた対岸の南極大陸斜面上に発生したジャンプ現象を見事に写真にとらえて報告している。

Ballの理論の2つめの内容は、コリオリ力を考慮に入れて流れを2次的にあつかい、カタバ風の流速と斜面の最大傾斜の方向と流れの方向の角度を与える式を導いたことである。観測とこれらの理論に基づいて、MatherとMiller (1967)は南極氷床上のカタバ風の流線をえがいた。Ballのカタバ風理論は一樣な温度と厚さの冷気流モデルからなるものだが、ラジオゾンデによる観測によれば、実際のカタバ風は、地表面からある高度で風速の最大値を示し、かつ温度分布は接地逆転を示していることが明らかになった(Tauber, 1960; 小林, 横山, 1976; 川口他, 1982)。以上の条件を満足する斜面風の理論式はPrandtl (1944)によって高さ方向に振動する風としてすでに与えられているが、実際の南極氷床上の良く発達したカタバ風の風速や温度の高度分布を表現するにはやや不満足である(坂本, 石田, 1973)。一方、南極氷床上の水平方向には、強い温度傾度が存在するので、温度風に関するエクマン・スパイラルとして風を表現できる(Dalrymple, 1966; Mahrt, Schwerdtfeger, 1970)。南極氷床では、温度風は低温域を右に見て吹くように表される。

最近では、安達(1983)は、カタバ風を境界層方程式の数値積分によって解き、さらに解析解として分布式を求めた。しかし、いずれの場合も、拡散係数の高度依存性を考慮する必要がある、今後の問題となっている。また、地吹雪による効果として、飛雪粒子の蒸発や粒子混入による冷気流の密度の増加を考慮したカタバ風の発達の議論がアラスカ大学の児玉・Wendler (1984)によって最近なされた。

以上概説したように、南極氷床の風の構造としては、南極氷床から周囲の海洋上に発散する厚さが薄くて巨大な広がりをもつ冷気流の挙動が本質的である。

2. 斜面下降風の厚さと強さについて

近藤純正(東北大理学部)

南極大陸の熱循環を起こす原動力は、放射収支がマイナスであることから地表面が冷却し、斜面風が発生する

ことから始まる。これを正しく理解するための基礎研究として、(1) 雪や氷の面が大気に及ぼす作用は畑や森林地とどう違うか、つまり雪や氷の面の粗度(運動量、顕熱、蒸発に対する)はどのような値をとるか、(2) 放射冷却によって斜面上に気温分布が形成される過程で、気温分布と斜面風と地面の放射冷却の相互作用はどうなるかを明らかにしなければならない。

ここでは、基礎研究としての斜面風の性質をとり上げる。筆者らは、南極大陸ばかりでなく、現実の複雑地表面を含む陸地面をパラメータ化する研究を実施している。モデルはできるだけ単純化したものでなければ現実への応用が困難なので、Parcel model を用いる。結果として、つぎを得た。

(1) 斜面冷気層の厚さは冷気の滑降距離と地表面の熱バルク係数の積に比例する。したがって雪氷面上では薄く、草地・森林では厚い。

(2) 滑降冷気流の風速は斜面上の落差の平方根に比例して増加する。以上2つの結果は小規模斜面から南極大陸斜面までの多くの観測を説明できる。

(3) 斜面冷気層の大気が安定なときは冷気塊の落差は大きくなれないので、冷気層厚さと斜面流速は大きくなれない。したがって安定気層(冷気湖)ができる盆地底に近い所では斜面流は弱く、地表面冷却は地中の熱物理定数に強く依存した放射冷却に従い、空気力学定数によらない。

(4) 斜面の熱バルク係数が大きく、逆に摩擦のバルク係数が小さく、地中の熱物理定数が小さいほど冷気流量は多くなる。

(5) 斜面の冷気を集めて流れる、谷内の冷気層の厚さと流速は地表面の空気力学定数と谷の長さや深さなどの地形パラメータで表現される。各地の観測データはこのモデルで説明できる。

(6) 山間部や盆地内の全大気の冷却は斜面の面積に比例し、空間容積に逆比例するので、山並みが多く平坦地が少ない地域ほど、大気冷却は大きい。

(7) 盆地全大気の冷却は斜面の熱バルク係数と共に増加する。したがって、他の条件が同じなら、斜面が雪で覆われた時より草木で粗面になった場合が大気冷却は大きくなる。

(8) 内陸盆地に形成される冷気湖の深さは盆地の地形図から得られる深さに比例して増加する。したがって、地形起伏1 kmの内陸には夜間に3 mb程度の局地高気圧が形成される。

3. 南極の子午面大気循環と熱収支

萬納寺信崇(札幌管区気象台)

南極大陸上の、経度方向に平均した子午面循環像として、White・Bryson(1967)やRubin・Weyant(1963)の結果がある。両者の結果は、600 mb以下で最大値1.5 m/s程度の低緯度向きの流れ、それより上層では最大値0.5 m/s程度の極向きの流れがあり、大陸上では最大値3 mm/s程度の下降流がある、という点で一致している。FGGEの6月のデータでも70°S付近の南北流はこの結果と矛盾しない。

熱収支の項として、平均南北流による移流、断熱下降、放射、渦による熱輸送等の項がバランスしていると考えられる。この中で下降流による加熱と放射による冷却が主な項である。Rubin・Weyantによると、下降流で1.4°C/day程度、渦による熱輸送で0.2°C/day程度の加熱があり、平均流の移流の寄与は少ない。残差(1.6°C/day)は放射による冷却量であり、White・Brysonの観測とはほぼ一致する。FGGEデータでは下降流は地形がわからないため算出できないが、渦による熱輸送で0.5°C/day程度、平均南北流で0.1°C/day程度の加熱が見積れる。

さて、経度方向に平均した時の子午面循環を高さ・緯度の2次元数値モデルで表現しようと試みた。円筒座標系で、静水圧平衡を仮定した非弾性系方程式系を用いる。氷床上の斜面下降風をうまく表現しなければならないので、乱流による鉛直混合はYamada(1975)によってパラメタライズした。水蒸気と二酸化炭素による長波放射をSasamori(1968)によって計算した。渦による水平方向の運動量・熱の輸送はFGGEのデータを元にしてあらかじめ与えた。地衡風の西風が吹いている状態を初期条件として5日間の時間積分を行った。

斜面下降流はほぼ定常になり、その構造は観測とかなり一致した。子午面循環をみると、上層の極向きの風は期待通りのものができたが、低緯度方向の風は、厚さ2~300m程度の極めて薄い斜面下降風によるものだけで、観測で示される600 mbの高さに及ぶ厚い流出はなかった。下降流は1.5 mm/s程度で、放射による冷却を補う事はできず、0.2°C/day程度冷却を続ける。もっと長時間積分すると定常状態に落ち着くと考えられるが、それは実際の気象の温度よりずっと低いと予想する。

数値モデルでは放射による冷却量や斜面下降風の性質(以下132頁へ続く)

が寒冷前線であるわけだが、もともと前線を形成・強化させていた上層の傾圧帯から大きく離れて、低い緯度まで移動した寒冷前線は、もはやそれを維持する機構はなくなり、やがて弱化・消滅すると考えられる。しかし、この例では、じょう乱 L_1 の南西部で形成された雲バンド R-S は、次第に形がくずれながらも、次の主要なじょう乱 L_2 をやりすごし、さらに次の主要なじょう乱 L_3 が北方に進んで来る 4 日 00 Z まで認めることができた。一度大気中に生じた異質な気団の境界線（面）は、容易には消失しないことをこの例は物語っている。むしろ、消滅しつつある前線を、どの段階まで天気図上に表現すべきかは、また別の問題である。

4. むすび

GMS 画像に現れた、前線性雲バンドの姿を、2つの

事例について紹介した。衛星画像に関する書物には、たいてい前線性雲バンドについての記述があるが、それらの多くは、典型的な前線性雲バンドのワンショットを“静的”に説明したものである。筆者は、前線性雲バンドの“動的”な姿に興味をもっているので、本文でもそのような事例をとりあげた。したがって、ここに掲げたのは、必ずしも、前線性雲バンドの典型ではないことに、ご注意をいただきたい。

文 献

木村竜治, 1982: 寒気の南下, 天気, 29, 72.

高 薙 出, 1984: 偏西風ジェットに伴う温帯低気圧での前線の形成機構, 日本気象学会1984年春季大会講演予稿集, 1.

(129 頁下より続く)

はよく表せたが、地表～600 mb での流出と、大陸上の下降流はうまく表せなかった。流出を作る原因を考えなければならぬ。斜面下降風より上層でも地表の摩擦を

大気が感じて気圧傾度の方向（低緯度方向）に風が吹くとか、経度方向に平均した事によって消えてしまった効果があるのではないか、という事が考えられる。