

南極域の気候形成における放射の役割 (南極観測隊と人工衛星の見た放射収支)

—1999年度日本気象学会賞受賞記念講演—

山内 恭*

1. はじめに

この度、日本気象学会賞を授与いただいたこと、まことに身に余ることと、感謝いたします。気象学を格段に進歩させる、あるいは枠組みを変えるような研究をされた方に与えられる賞を、さほどの仕事をしていない私ごときがいただくのは、心苦しい思いでしたが、このテーマの重要性に鑑み授与されたものと考えことにいたします。特に、日本の気象学会の中で、極域の課題に目をそそいでいただいたことは、うれしい限りで、今後も極域の重要性を認識し続けていただきたく思うところです。

2. なぜ南極か—南極の重要性

グローバルな気候システムの中で、極域は冷源域としての役割を果たしている。太陽からの放射エネルギーを受取り、一方その温度に応じた赤外放射を放出し、そのバランスで地球全体の気候は決まっているが、場所毎にはこのバランスは成り立っていない。受け取る熱の過剰な場所は低緯度熱帯域であり大気—地表面系にとって熱源となっているのに対し、高緯度極域は放出する熱が過剰になり冷熱源となっている。極域は、地理的に緯度が高く太陽から受け取る放射が少ないだけでなく、氷床や海水の存在が放射収支にも大きく影響している。高い反射率(アルベド)の雪氷面は入ってくる太陽放射の大部分をはね返し、受け取る熱は少なくなる。長波長域における地球放射としては相当量を宇宙空間に放出し、差し引き正味の放射は負の値になる。

同じ極域でも、南極は北極とは異なり中心が面積約

1400万 km²の大陸氷床からなっており、周囲は南極海に囲まれ海氷となっている。大陸周辺の海水域は、周囲を陸で規制されることなく、平均氷厚1.5 mで、面積は夏の最小期に500万 km²、冬の最大期には2000万 km²という大きい季節変化を示し、その広がり具合が気候に大きな影響をもつ。南極大陸の内陸は標高3000 mを越える氷床高原となっており、4000 m以上の高い山を含み、平均標高は2290 mと、標高が著しく高いことも北極と違った南極の気候を特徴づける要因になっている。

このような特徴をもつ南極域における放射収支が、どのように決まっているか、地表面でのもの、大気上端でのものについて見てきたのが私の仕事である。その両者の差が大気における放射の収支である。さらに、大気中の雲の存在は、これらの放射収支を大きく左右する重要な要素であり、いかに「雲をつかむか」が大きな課題になっている。

温暖化を含む気候変化の問題の中で、極域の役割は極めて大きいと言われてしている。地球の気候システムを規定する様々な過程が極域に存在することで、単に気候の変化への応答が現れるのみならず、その原因にもなるということで、フィードバックの仕組みが存在する。そのため、気候変化の応答も増幅して現れる可能性があり、その検知の努力が続けられている。人為的擾乱のより少ない遠隔の地であることで、変化の検知—監視—に適していると共に、降り積もった雪が堆積してできあがった氷床氷の中に過去の気候の記録がとどめられていることも、極域研究の重要性を増している。

3. 地表面放射収支

南極における放射収支のパイオニアの仕事は、1949—52年のノルウェー・イギリス・スウェーデン3国共同観測隊に加わった Lijequist (1956) により「モードハ

* 国立極地研究所。

—1999年7月14日受領—

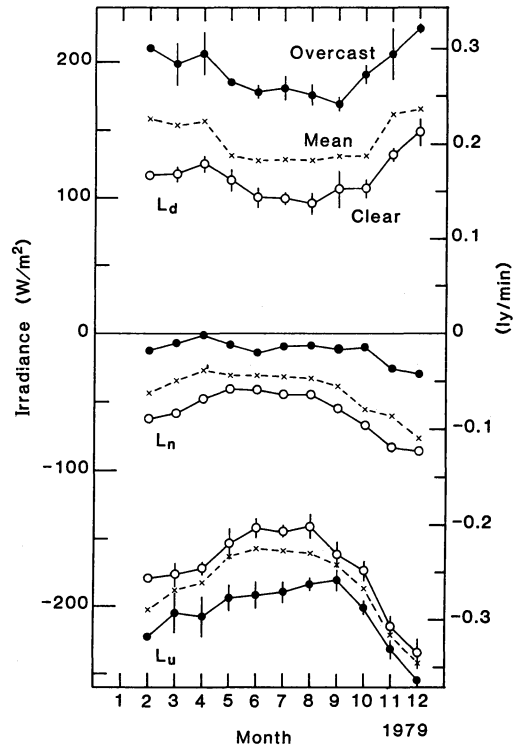
—1999年9月22日受理—

イム基地」で行なわれている。この詳細な観測手法は以後の南極での放射観測の手本となり、IGY 期間を通じた観測を始め、「モーション基地」での Weller (1967) や「プラトー基地」での Kuhn *et al.* (1977) の仕事に続いている。私も、一步でもこれらの仕事に近づき、できれば乗り越えたいと思い、第20次南極地域観測隊として初めての越冬で(「Polex South 計画」)、内陸カタバ風斜面上の「みずほ基地」での観測を担当した。ここで特に気を配ったことは、南極での観測ということで太陽高度が低い場合の精度を保つために、全天日射計感度の太陽高度角依存性を詳しく押さえたことと、それまでほとんど有意の測定ができていなかった赤外放射計による測定の日射加熱誤差を簡便な方法で取り除いたことである。通年にわたる長波長放射の直接測定は、初めて実現できた。なお、地表面放射収支についての詳しい紹介は以前の解説を参照いただきたい(山内, 1983)。

3.1 短波長放射

南極での短波長放射収支は、雪氷面の高いアルベードで特徴づけられている。このアルベードは、入射太陽放射の性状や、表面のデコボコ、雪の状態、海水状態、上空の雲などによってわずかに変化する(Yamanouchi, 1983)。清浄な雪面の太陽放射に対する平均のアルベードは80%少々であるが、波長別に見ると大きな違いがあり、可視域では95%以上(これは雪が汚れると低下する)あるのに対し、近赤外域では大きく変動し(これには雪粒子の大きさが支配的)、平均60%程度となっている(参考、Wiscombe and Warren, 1980; Aoki *et al.*, 1999)。このように、波長による違いが大きいため、太陽放射の波長依存性と関係し合い、雲の下では可視域のアルベードの高い入射光の割合が大きくなることで、太陽放射で重み付け平均したアルベードはより高くなる。また、同じく、太陽光の入射角度が大きくなると、雲の下の太陽放射は可視域の比重が高まるので、平均アルベードが高くなるという入射角度依存性も一部説明される。後者は、直達散乱比の違いやサスツルギ(風により削剥されてできた雪面模様)などの表面の凸凹にもよっている。一般に高いアルベードの海水も、その発達度の違いや、積雪のあるなしを含めた表面状態の違いから、10から80%と広範囲のアルベード値をとる(Allison *et al.*, 1993)。

アルベードと共に、大気の水濁度が低いことも極域の短波長放射を特徴づけている。全天日射量は中低緯



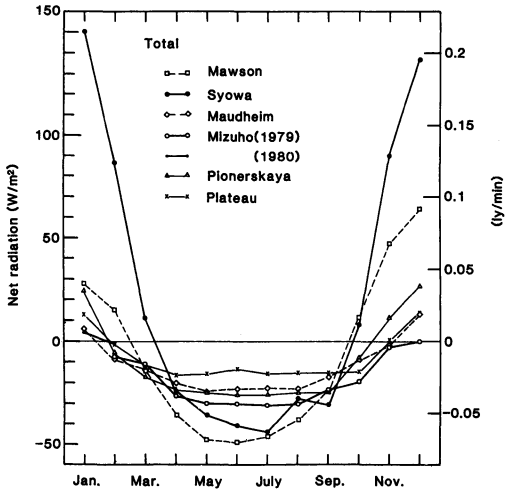
第1図 「みずほ基地」における長波長放射月平均値、下向き(L↓)、上向き(L↑)および正味(Ln)放射。clearは雲量1.0未満、overcastは中・下層雲量10のもの。縦棒は標準偏差(山内, 1983)。

度と比べて極めて大きい(同じ太陽高度で比べ、これは大気中の水蒸気およびエアロゾルが極めて少ないことと(直達光が大)、大気と雪面の間での多重反射により散乱光が大きくなっていることによっている。雲といっても様々な厚さ、状態のものがあり得るが、一般に、南極域では全天日射量の雲による減衰は、他の地域に比べて少ない。これも、雲と雪面の間での多重反射によっている(Yamanouchi, 1983)。こういったことから、大気外で日射量は赤道域での半分なのにもかかわらず、地表面で受け取る年平均の全天日射量が最大になるのは、南極域となっている。

3.2 長波長放射

第1図に示したように、「みずほ基地」では、下向き放射は90から240 W/m²と大きい季節変化を示すが、日々の変化は上空が曇るか晴れるかで大きく異なる。中・低層雲が全天覆うと80 W/m²も下向き放射は増加する(Yamanouchi and Kawaguchi, 1984)。

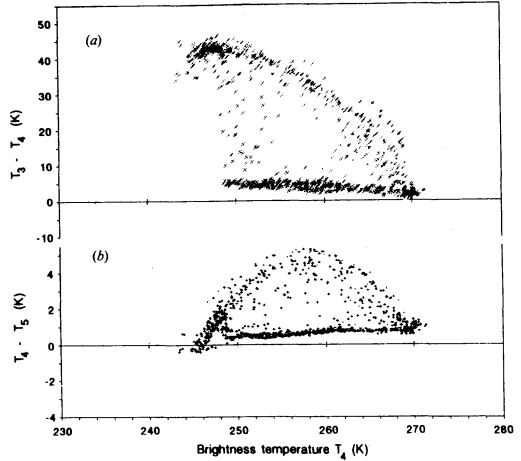
「みずほ基地」のおかれたカタバ風領域では、地吹雪



第2図 南極6基地における全正味放射月平均値の比較 (山内, 1983). 「昭和基地」は沿岸露岩上, 「モーソン基地」は沿岸, 「モードハイム基地」は沿岸棚水上, 「みずほ基地」および「ピオネルスカヤ基地」は氷床上斜面, そして「プラトー基地」は氷床上内陸高原にある.

がひどい時があり, 下向き長波長放射量は風速の強さに比例する. 地吹雪によって大気放射率は増加し, 風速が12 m/s以上と強い時, 下向き長波長放射量は風速1 m/s当たり2 W/m²の率で増加し, 結果として正味の長波長放射冷却は抑えられる (Yamanouchi and Kawaguchi, 1985). これに反し「モードハイム基地」では, 普段は風は弱く, 強い接地逆転が発達している. 風が8-9 m/sまで強くなると, 乱流熱輸送が活発になり, 地表面温度は上昇し, 正味の長波長放射冷却は増大する. モデル計算の結果とも合わせ, 正味の長波長放射量は逆転層の強度(温度幅)に比例した形で表され, 近似式からは最大の逆転温度は40度で, その時放射平衡が成り立つことになる. 実際, 40度を超える逆転は発生していない.

このように, 長波長放射は大気状態, 気象条件によって大きく変わることから, その場所の気候条件に大きく支配される. 第2図に南極内の様々な気候条件の場所での正味放射を比較したが, 夏の結果は地表面状態, 即ちアルベードに大きく規定されているところ, 冬の結果は長波長特性によっている (Yamanouchi et al., 1982).



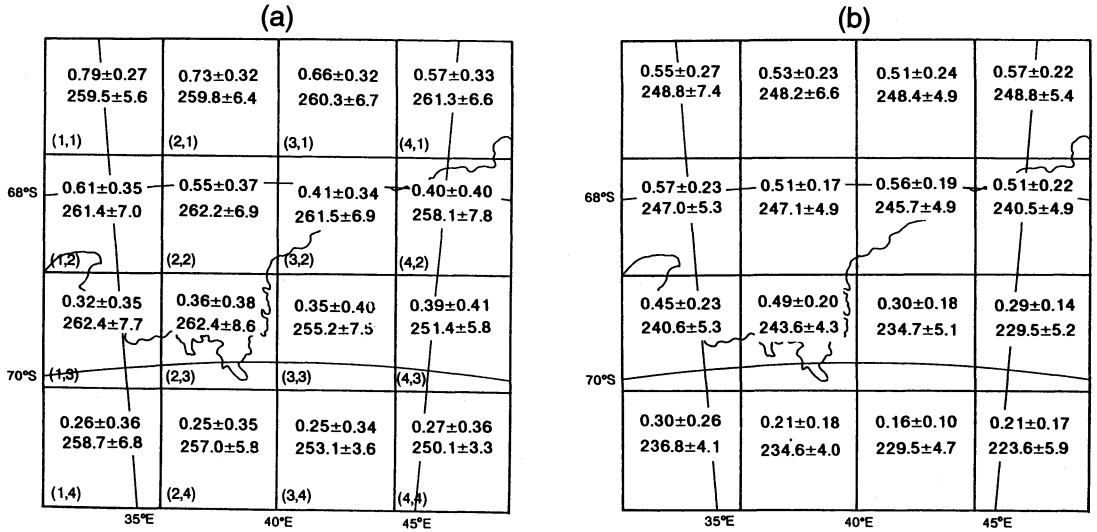
第3図 AVHRR 赤外チャンネル3と4 (a)およびチャンネル4と5 (b)との間の輝度温度差のチャンネル4の輝度温度に対する分散図. 「昭和基地」近傍の512×512ピクセル領域内の16×16ピクセル平均値. 1987年12月15日のデータに基づく (Yamanouchi and Kawaguchi, 1992).

4. 衛星データによる雲の検出

放射収支に強い影響をおよぼす雲であるが, その南極域での観測は困難を伴う. 地上からの観測も, 長い極夜の存在で信頼性が乏しいところであるが (Curry et al., 1990), 広域の分布を求めようという衛星からの観測はなお難しい (WMO, 1987). 前章で見た雪氷面の放射特性に起因するもので, アルベードが高く表面温度が低く, 可視や赤外のデータで雲と地表面が見分け難いからである. 大気外から見分け難いということは, 逆にそれほど影響がないということになるかとも思われ勝ちであるが, 地表面での影響の大きさは前章で見た通りである. 困難な中, なんとか雲分布を求めようと, 「昭和基地」で受信を続けてきた NOAA 衛星 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) データの解析を試みた. なお, マイクロ波領域でも, 水面に比べて雪氷面の放射率が高いことから, 大気中の情報を得るのは無理が多い.

4.1 赤外多波長データからの雲検出

AVHRR には可視から近赤外まで5つのチャンネルがあるが, そのうち3.5-3.9 μmのチャンネル3, 10.3-11.3 μmのチャンネル4, 11.5-12.5 μmのチャンネル5を検討した. 単純なモデル雲についての計算から, チャンネル毎の放射特性に微妙な違いがあることが分かり, 雪氷面との識別可能性が確認できた



第4図 128×128小領域ごとの月平均雲量とその標準偏差（上段），輝度温度とその標準偏差（下段），（a）1987年12月，（b）7月（Yamanouchi and Kawaguchi, 1992）。

(Yamanouchi *et al.*, 1987). ある領域内の画像データのピクセル群について，チャンネル毎の輝度温度差と1つのチャンネル（例えばチャンネル4）の輝度温度との分散図を作ると，雲によるピクセル群（アーチ型を作る）と地表面のピクセル群が分かれて，晴天域と雲域を見分けることができた（第3図）．海面上などで理想的な状況では，さらに雲粒の大きさや光学的厚さも推定できる情報であるが，極域の場合は低温のための温度分解能の低下や温度依存，見込角依存といったデータの精度が問題となり，一方地表面温度の変化幅が大きいこと，また雲と地表温度の差が小さいことのため，雲物理パラメータの定量的導出は困難である．

このようにして得られた雲量を，地上観測による検証として，「昭和基地」での目視雲量と比較した．チャンネル3と4の輝度温度差による方法は，夏の日射のある時期では反射光の違いも寄与して相関係数0.9と良い一致を示したが，冬の日射の無い時期は難しく，チャンネル4と5による方法では月平均の雲量は一致したが，雲量大のとき過小評価，小のとき過大評価の傾向となった．

4.2 雲の分布特性

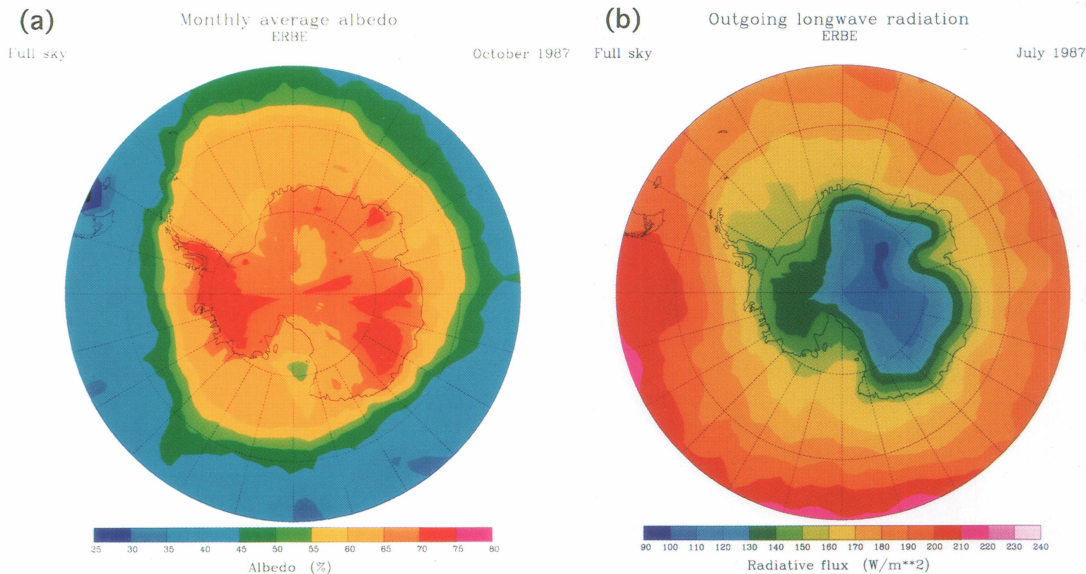
この方法で，「昭和基地」近傍500 km 領域での雲量分布を調べた．第4図に示したように，海岸線を境に，海上（海水）では5から6以上と大きいものに対し，氷床上では3以下と小さい値という特徴が示されている（Yamanouchi and Kawaguchi, 1992）．ちなみに，

グローバルな雲分布を求めた ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) のデータセットでは，従来の結果は上図と比べて，海上では近い値なのに対し，氷床上では著しい違いがあった (Rossow and Garder, 1993)．可視あるいは赤外チャンネルだけの数値による方法では無理があり，近赤外のチャンネル3を考慮に入れた解析が進められている．

冬期の内陸氷床上では，さらに雲と雪面の温度差が小さく，場合によっては逆転し，第3図のような明瞭なアーチが見られないことも多いので，さらなる方策を検討した (Murata and Yamanouchi, 1997)．輝度温度差が小さい場合，アーチが小さい，あるいはアーチの一部が見えていると考え，ピクセルの一群の輝度温度と輝度温度差との相関を調べ，正の相関であるときは雲，負の相関であるときは晴天域（地表面）との判別を加えた．この方法によって求めた南極内陸域の年平均雲量分布が求められたが，大陸内の大部分の場所で雲量は3以下となって，沿岸に行き高度が下がるに従い増加している．しかし，同じ高度でも，東南極側から西南極側に行くとき増加傾向が見られた．

5. 大気上端の放射収支

両極域上空の大気上端における放射収支は，既に，1960年代の初期の衛星観測から得られており，Raschke *et al.* (1973) の示した，極点を中心としたポーラステレオの図は大変印象的であった．このような結果



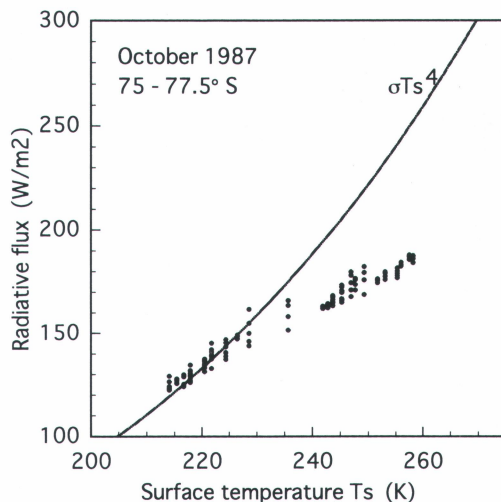
第5図 1987年10月における全天候に対する ERBE 月平均アルベード (%) (a), 1987年7月における外向き長波長放射量 (W/m^2) (b). 図下のカラーバー参照 (Yamanouchi and Charlock, 1997).

を、現場の状況に即して解釈したいと思ひ、1980年代後半の ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) データを解析した (Yamanouchi and Charlock, 1997). 実は、この衛星観測の行なわれた時を同じく、1987年には南極「昭和基地」で第28次観測隊として越冬して地上での観測を実施していたのである (山内, 1990). 第5図にはアルベードの分布と外向き長波長放射 OLR の分布を示したが、前者では海水域の広がり、後者では氷床上の標高の違いが明瞭である。

5.1 南極氷床上

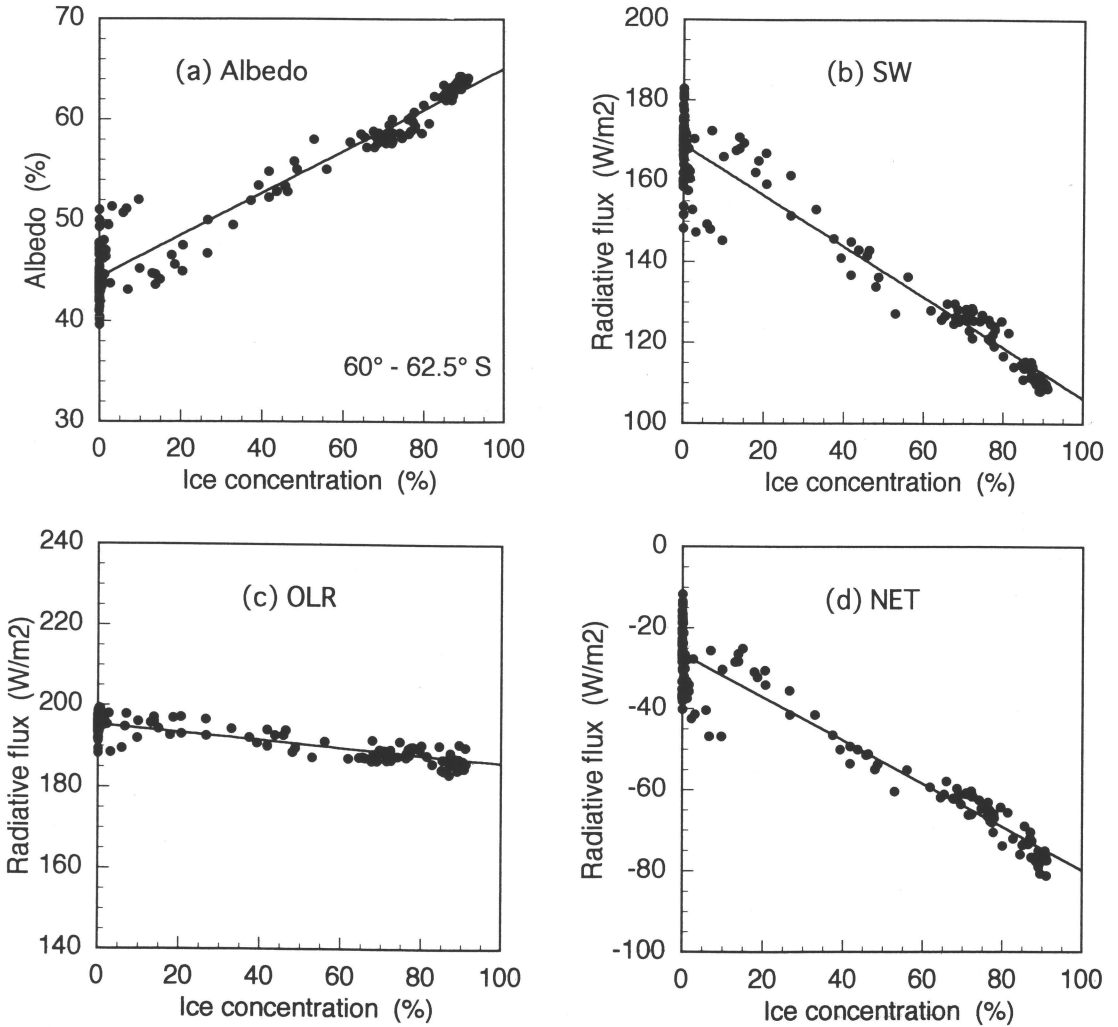
氷床の放射効果は雪面の高い反射率によるアルベード効果と、標高が高く、表面温度が低いことによる長波長放射効果の両方の兼ねあいで決まっている。大気上端の (プラネタリー) アルベードは氷床の上で65-70%である。雲の影響の大きい (雲量の多い; 上記) 西南極と影響の少ない東南極に分かれる。雲の影響の少ない領域では、高さ1 km で約1%と、標高依存が見えるが、これは表面のアルベードが一定としても、大気の厚さが薄くなることだけでも説明がつく。

外向き長波長放射 OLR は、標高に明瞭な依存性を示し、高い所ほど値が小さくなる。その標高依存性は、沿岸あるいは標高の低いところで緩く1 km で $5 W/m^2$ 程度の減少、内陸あるいは標高の高い所でつくづく $20 W/m^2$ の減少にまで至る。この OLR の高度依存性は、まず表面温度に関係していると考えられる。表面温度



第6図 外向き長波長放射量 (点) の表面温度依存性と、その表面温度の黒体放射量 (実線) の比較、75~77.5 S についての1987年10月のデータによる (Yamanouchi and Charlock, 1997).

は、確かに標高に依存しているが、OLR を表面温度の黒体放射とみなすと、さらに強い高度依存 ($-30 W/m^2 km$) になってしまう。これは、大気の影響を考慮していないためであり、この違いから逆に大気効果が評価できる。第6図は、ある場所の表面温度と OLR の関係およびその温度の黒体放射を示している。表面温度



第7図 全天候、大気上端アルベード (a)、短波長放射吸収量 (b)、外向き長波長放射量 (c)、正味放射量 (d) それぞれの海水密度依存性、60~62.5 S についての1987年10月におけるデータによる (Yamanouchi and Charlock, 1997).

の高い沿岸域では OLR と黒体放射との差、即ち大気効果があるのに対し、表面温度の低い内陸域ではその差がない、即ち見かけ上、大気の温室効果が全くないことになっている。高度の高い地表面が大気の層から顔を出して直接宇宙空間と放射をやり取りしているかの如きである。だからと言って、地表面がより直接的に大気外の放射環境に支配されているわけではないはずだが、第6図の関係は、他の季節での関係と比べると、OLR が表面温度でのみ規定されているというよりも、場所あるいは標高で決まっているように見える。

5.2 海水上

海水の存在は、大気上端のアルベードを増加させ、

OLR を減少させる。日射の無い、あるいは少ない冬の数カ月を除き、第7図に示した通り、短波長の効果が優り、平均では強い冷却効果である。この海水の放射効果は、雲の放射効果に似ているが、開水面上の雲の効果より小さい。しかし、今見ているものは、現実の雲分布の下での効果であり、晴天下の海水の放射効果ではない。晴天下での海水の放射効果 (海水0 から100%への)は、大気上端アルベードを30ないし40%増加させるもので、平均的な雲分布の下での15ないし20%の2倍になる。雲が、海水の放射効果をマスクしているということが出来る。逆に、雲の放射効果 (雲100%、即ち単位雲当たり)は開水面上では30%程度で

あるのに対し、海水上では10%程度でしかなく、海水の存在が雲の放射効果を減じていることにもなる。

このように、雲と海水は放射効果において相互に関連している。もし、雲の分布と海水の分布に関係があると、海水の放射効果は雲によってさらに影響を受けることになる。氷-アルベド間のフィードバックとも関るということで、雲分布と海水の関係の把握は将来の重要な課題である。

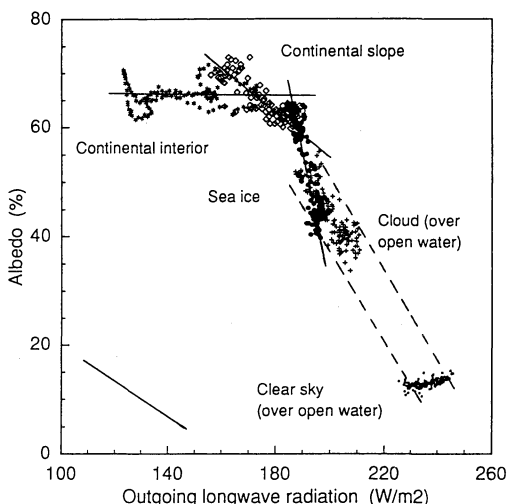
5.3 大気上端と地表面での比較

大気上端と地表面での放射フラックスを、南極での2か所の基地で比べ、雲量依存性を調べた。これは、もともとERBEデータセットにある「晴天放射量」が不確かで使えないため、地上観測雲量(目視観測)との対応づけを行うためであった。極域雪氷面上では、第4節の通り、衛星から雲を検知するのが極めて難しい。ERBEでも「晴天」と「曇天」が誤識別されることも多い。実は、これを誤ると、測定放射強度から放射フラックスへの換算(即ち、反射の非等方性を表す関数の適用)も誤ることになるが、その影響はここでは小さいとして進めた。比較したのは、広域代表性のある内陸雪面上で地上観測の豊富な「南極点基地」と、沿岸海水(定着氷)での代表値として地上観測を行っていた「昭和基地」である。基地近傍数10 km以内に衛星測定視野が入ったものをとりあげた。

年間を通して、南極雪氷面上では、雲は地表面を暖め、大気を冷却する。即ち、地表面および大気に対して、放射強制力は長波長効果が優っている。ところが大気上端では、雲は長波長放射を通じて沿岸域では夏も冬も加熱であるが、内陸では夏は加熱に対し、冬は逆にわずかな冷却という特異な性質を示す。いずれの領域でも、夏は短波長放射を通じた冷却効果が優り、年平均でも、短波長の効果が効き、雲の放射強制力は負になっている。以前に、南極域でのみ雲の放射強制力は特異的に正になるという結果が出されていたが、そうはならなかった(Yamanouchi and Charlock, 1995)。

5.4 全体の放射効果

南極域における各プロセスによる放射効果がどのように対応しているだろうか。第8図に、いくつかのプロセスを示したが、左下の実線に平行する傾きの変化の場合、長波長放射の変化と、アルベドによる短波長放射の変化が相殺することになる。これより傾きが急である場合はアルベド効果が優り、緩い場合は長波長放射の変化が卓越することになる。開水面上の晴



第8図 大気上端アルベドと外向長波長放射量に関する分散図。1987年10月平均値。開水面上の晴天域(小点)、開水面上の全天候域(黒丸)、大陸斜面上の全天候域(白四角)、大陸内陸の全天候域(*)。左下の実線はアルベドと外向長波長放射の効果が相殺する傾き(Yamanouchi and Charlock, 1997)。

天域を原点に、雲は大きな影響を与える(最大の放射強制力は南大洋の南緯60度付近に現れる)。しかし、短波長と長波長の効果が打ち消し合い、わずかに短波長効果が優る。海水の効果は、より短波長が強い、即ち強い冷却効果をもつということである。一方、氷床の高度の影響は長波長効果が強く、OLRを減少させる。しかし、開水面から考えた全体の放射効果は短波長の効果も大きく、短波長、長波長がほぼ等しくなっている。即ち、標高の高い氷床の放射効果は、全体としては短波長、長波長で相殺する方向にあることが分かる。結果的に、大陸沿岸域が正味の放射効果としては最も効き、放射冷却最大の領域になっている。

ちなみに、同様の関係を北極域についても調べた。グリーンランド氷床はあるものの、規模が小さいため、OLRが余り小さくならず、海水域を多く含む全体としては短波長効果が強く出ている。従って、正味の放射効果は南極内陸域よりも強く、南極沿岸域と同等であるということになる。

6. 結びの言葉

南極観測隊と人工衛星から垣間見た南極域の放射収

支について眺めてきた。ずいぶん解きほぐされてきたようで、まだ未解明な問題も多い。地表面、あるいは大気上端での放射量、積分値では議論してきたが、本当に内容を見るにはスペクトルの観測が必要である。極域の雲の問題は大きく、衛星からも、より信頼性の高い観測が求められており、レーダ、ライダーといったアクティブな観測を期待している。関連して、氷—アルベードフィードバックへの雲の関わりも課題である。なお、38次観測隊による3度目の越冬の時は(1997年；山内ほか, 1999)、仲間が「ドームふじ観測拠点」にて-80度の中での観測を遂行しており、ブロッキングなど大気循環場との関連や内陸域の雲の影響など、興味ある解析も始まっている(平沢, 1999)。単に静的な Radiation climatology にとどまらない発想が必要であろう。

謝 辞

今回の授賞の対象となった研究を遂行していくうえで、導いていただいた、また共に学んできた皆様に感謝する次第です。皆さまのご支援、ご協力なくしてはこの受賞はあり得ませんでした。3回にわたる南極観測において共同で観測を担ってもらった隊員諸氏、隊長、そして第5節で紹介した仕事を行う機会を与えてくれた NASA ラングレー研究センターの Thomas P. Charlock 博士にもお世話になりました。特に、大学院以来ご指導いただいた東北大学名誉教授の田中正之先生、この分野の指導をいただいた国立極地研究所名誉教授の川口貞男先生には、心からのお礼を申し上げます。未だ両先生の手の内から出られていないことを痛感、反省してやみません。これを機に一層の努力をせなばならぬところでしょうが、もはや学問の核心に迫る能力、気力に乏しい私としては、気鋭の諸氏の研究を盛り立て、支えていくための働きをすることが、せめてもの私の役割かと思っております。

参 考 文 献

- Allison, I., R. E. Brandt and S. G. Warren, 1993 : East Antarctic sea ice : albedo, thickness distribution and snow cover, *J. Geophys. Res.*, **98**, 12417-12429.
- Aoki, T., T. Aoki, M. Fukabori and A. Uchiyama, 1999 : Numerical simulation of the atmospheric effects on snow albedo with a multiple scattering radiative transfer model for the atmosphere-snow system, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 595-614.
- Curry, J. A., F. G. Meyer, L. F. Radke, C. A. Brock and E. E. Ebert, 1990 : Occurrence and characteristics of lower tropospheric ice crystals in the Arctic, *Int. J. Climatology*, **10**, 749-764.
- 平沢尚彦, 1999 : ドームふじ観測拠点における高層気象・放射・雲の観測, *天気*, **46**, 147-152.
- Kuhn, M., L. S. Kundla and L. A. Streschein, 1977 : The radiation budget at Plateau Station, Antarctica, 1966-67. *Meteorological Studies at Plateau Station, Antarctica*, *Antarct. Res. Ser.*, **25**, ed. by J. A. Businger, Washington, D. C., AGU, 41-73.
- Liljequist, G. H., 1956 : Energy Exchange of an Antarctic Snow Field. Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52. *Scientific Results*, vol. II, Part 1A, 109pp., Part 1B, 72pp., Oslo, Norsk Polarinstitute.
- Murata, A. and T. Yamanouchi, 1997 : Distribution characteristics of clouds over East Antarctica in 1987 obtained from AVHRR, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 81-93.
- Raschke, E., T. H. Vonder Harr, W. R. Bandeen and M. Pasternak, 1973 : The annual radiation balance of the earth-atmosphere system during 1969-70 from Nimbus 3 Measurements, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 341-364.
- Rossow, W. B. and L. C. Garder, 1993 : Validation of ISCCP cloud detections, *J. Climate*, **6**, 2370-2393.
- Weller, G. E., 1967 : Radiation fluxes over an Antarctic ice surface, Mawson, 1961-62, *ANARE Sci. Rep.*, Ser. A (IV) *Glaciology*, **96**, 106pp.
- Wiscombe, W. J. and S. G. Warren, 1980 : A model for the spectral albedo of snow. I : Pure snow, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2712-2733.
- WMO, 1987 : Report of the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Workshop on cloud algorithms in the polar regions, Tokyo, Japan, 19-21, August 1986, WCP-131, 12pp.
- Yamanouchi, T., 1983 : Variations of incident solar flux and snow albedo on the solar zenith angle and cloud cover at Mizuho Station, Antarctica, *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 879-893.
- 山内 恭, 1983 : 南極の放射収支, *天気*, **30**, 427-445.
- 山内 恭, 1990 : 「南極域における気候変動に関する総合研究 (ACR)」経過報告, *天気*, **37**, 641-657.
- Yamanouchi, T. and T. P. Charlock, 1995 : Comparison of radiation budget at the TOA and surface in the Antarctic from ERBE and ground surface measurements. *J. Climate*, **8**, 3109-3120.
- Yamanouchi, T. and T. P. Charlock, 1997 : Effects of

- clouds, ice sheet and sea ice on the earth radiation budget in the Antarctic, *J. Geophys. Res.*, **102**, 6953-6970.
- Yamanouchi, T. and S. Kawaguchi, 1984 : Longwave radiation balance under a strong surface inversion in the katabatic wind zone, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, **89**, 11771-11778.
- Yamanouchi, T. and S. Kawaguchi, 1985 : Effects of drifting snow on the surface radiation budget in the katabatic wind zone, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **6**, 238-241.
- Yamanouchi, T. and S. Kawaguchi, 1992 : Cloud distribution in the Antarctic from AVHRR data and radiation measurements at the surface, *Int. J. Remote Sensing*, **13**, 111-127.
- 山内 恭, 平沢尚彦, 林 政彦, 1999 : 「南極大気・物質循環観測」の開始, *天気*, **46**, 157-162.
- Yamanouchi, T., K. Suzuki and S. Kawaguchi, 1987 : Detection of clouds in Antarctica from infrared multispectral data of AVHRR, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 949-962.
- Yamanouchi, T., M. Wada, S. Mae, S. Kawaguchi and K. Kusunoki, 1982 : The radiation budget at Mizuho Station, Antarctica, 1979, *Ann. Glaciol.*, **3**, 327-332.

**The Role of Radiation Budget in the Antarctic Climate System
(Radiation Budget in the Antarctic seen by the Antarctic Research Expedition and Satellites)**

Takashi Yamanouchi*

**National Institute of Polar Research, Tokyo 173-8515, Japan*

(Received 14 July 1999 ; Accepted 22 September 1999)
