

衛星データによる南極の雲分布

山内 恭*

Cloud Distribution in the Antarctic from Satellite Data

Takashi YAMANOUCHI*

Abstract: Analyses of cloud distribution in the Antarctic using satellite data were reported. Data of three NOAA AVHRR channels, channels 3 ($3.7 \mu\text{m}$), 4 ($10.8 \mu\text{m}$) and 5 ($12.0 \mu\text{m}$), received at Syowa Station, were used for the analyses. Brightness temperature differences of those channels were shown to be effective to detect clouds, and cloud amounts thus detected were derived for the area around Syowa Station. A large difference was found between the cloud amount over the continental ice sheet and that over the ocean. Compared to the cloud amounts determined from the surface measurements, cloud amounts from the temperature difference between channels 3 and 4 in summer showed good agreement; however, cloud amounts from channel 4 and 5 in summer and winter showed only vague agreement. Aided from the correlation coefficient between the brightness temperature difference between channels 4 and 5, and the brightness temperature of channel 4, cloud distributions over East Antarctica throughout the year were derived, and distribution characteristics were discussed.

要旨: 南極域の気候を支配する上で重要な要因となっている雲の分布について、衛星データを使った解析を紹介した。昭和基地で受信された NOAA 衛星の AVHRR データのうち赤外域の三つのチャンネル、チャンネル 3 ($3.7 \mu\text{m}$)、チャンネル 4 ($10.8 \mu\text{m}$)、チャンネル 5 ($12.0 \mu\text{m}$) のデータを使ったものである。各チャンネルの輝度温度の差が雲の有力な情報となっていることが示され、この輝度温度差から検知された雲量が導出された。沿岸域をはさんで、大陸上と海上で雲量に大きな違いがあることが分かった。昭和基地での地上観測からの雲量で検証したところ、夏期は、チャンネル 3 と 4 の差から求めた雲量がよい一致を示したが、夏、冬通じて、チャンネル 4 と 5 の差から求めた雲量は不十分な結果であった。さらに、チャンネル 4 と 5 の輝度温度差とチャンネル 4 の輝度温度の相関関係から、雲検知の情報が増強され、東南極における 1 年間にわたる広域の雲分布が導出され、雲の分布特性が議論された。

1. はじめに

雲は、エネルギー収支や水収支を通じて地球の気候を支配する要因となっており、特に極域においては地表面放射収支に強い影響をおよぼしている (YAMANOUCHI and KAWAGUCHI,

* 国立極地研究所, National Institute of Polar Research, 9-10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173.

1984)。従って、雲の分布を正確に捕えることが南極気候研究 (ACR 計画) の重要な課題の一つになっている (山内・高部, 1989)。しかし、極域では、地上の観測点が少なく、かつ長い極夜の存在から、地上観測からも雲量を正確に求めることは大変難しい問題であった。さらに、近年、衛星観測が盛んに行われるようになってきているが、極域においては、衛星の可視や赤外データから雲を検知することは大変難しい。それは、地表面が雪や氷におおわれ、アルベドが高く、地表面温度が低く、雲と地表面が見分け難いためである。

本稿では、衛星データによる雲の検知方法を検討し (YAMANOUCHI *et al.*, 1987; YAMANOUCHI and KAWAGUCHI, 1992), さらに、それによる東南極での 1 年間の解析結果の例を紹介しよう (MURATA and YAMANOUCHI, 1996; SEKO *et al.*, 1991)。

2. 衛星データによる雲の探知

衛星データによる雲気候の解析を行う上で、極域の雲分布は最も難しい問題の一つである。ここでは、一つの雲の検知方法を紹介し、その方法による昭和基地付近での解析結果について考察しよう。衛星の可視、赤外データから雲を検知する方法にはいく通りかの考え方がある。最も単純なものはアルベドあるいは赤外の輝度温度 (赤外域での輝度が、黒体放射によるとした時の相当する温度) にしきい値を設け、それ以上なら雲、それ以下なら晴天域 (陸, 海) 等とするやり方である。しかし、先に述べたように、極域では雲と雪面とどちらがアルベドが高いか、どちらが温度が高いか、一律には言い難く、しきい値の設定ができない。また、一つの方法は、空間的な変動度、ばらつき具合から雲や晴天域を見分けるもので、小領域の標準偏差を使った巧みな方法が COAKLEY and BREHERTON (1982) 等によって開発されている。しかし、これも地表面温度 (アルベド) が均一で、一方地表と雲で温度 (アルベド) にある程度の差があることが前提であり、その前提の成り立たない極域、特に氷床上や海氷上では使い難い。ばらつき具合の違いから雲と雪氷面を見分ける、テクスチャー解析という画像解析手法を適用して極域の雲検知を試みた例が、EBERT (1987), WELCH *et al.* (1990) とあるが、太陽光の無い極夜期の成績が悪い。ここでは、いくつかの波長の違うデータを組み合わせて、波長特性 (スペクトル) の違いを利用して雲を検知する方法 (YAMANOUCHI *et al.*, 1987) を用いた。

使ったデータは、昭和基地で受信された NOAA 衛星の AVHRR データ (高部・山内, 1989) である。可視から赤外まで五つのチャンネルがあり、チャンネル 1 は 0.58-0.68 μm , 2 は 0.73-1.1 μm , 3 は 3.5-3.9 μm , 4 は 10.3-11.3 μm , 5 が 11.5-12.5 μm の波長域である。衛星直下点で地上分解能 1.1 km で 2000 km 以上の幅を走査している。ここで議論したデータは、ポーラーステレオの地図投影がなされた昭和基地周辺の 512×512 ピクセルのデータセットである。

2.1. 雲検知方法

赤外チャンネルの雲による放射特性の違いを利用して雲を検知する。図 1 には、単純な一層

の均一な平行平板状のモデル雲について計算された放射特性が示されている (YAMANOUCI and KAWAGUCHI, 1992). 3チャンネル ($3.7\ \mu\text{m}$) の射出率は、他の4 ($11\ \mu\text{m}$), 5チャンネル ($12\ \mu\text{m}$) と著しく異っており、雲が光学的に厚くなっても、3チャンネルの射出率と他の4, 5チャンネルの射出率の違いは0に収束せず、小さい粒子に対してほど大きい差が残る. それに対し、 $10\ \mu\text{m}$ 付近の近い波長域にあるチャンネル4と5の (同じ $10\ \mu\text{m}$ 域を二つに分けた、という意味から「スプリット・ウィンドウ・チャンネル」と呼ぶ) 射出率は、雲の光学的厚さがある範囲内の時は特に粒径が、小さい時は差があるが、雲が厚くなっていくと差が無くなってしまふ. 同じ厚さの雲では、ここに示された範囲では粒の大きさが小さいほど差が大きく、水滴でも氷粒子でも本質的の違いはない. 現実には、水雲は一般に小さい粒子から成ることが多く、氷雲の粒子は比較的大きいことから、氷雲の場合の方が差が大きく出ることになる. さらに、チャンネル3の場合は射出率が1にならないで、この場合 ($1 - \text{射出率}$) は最終的には反射率と

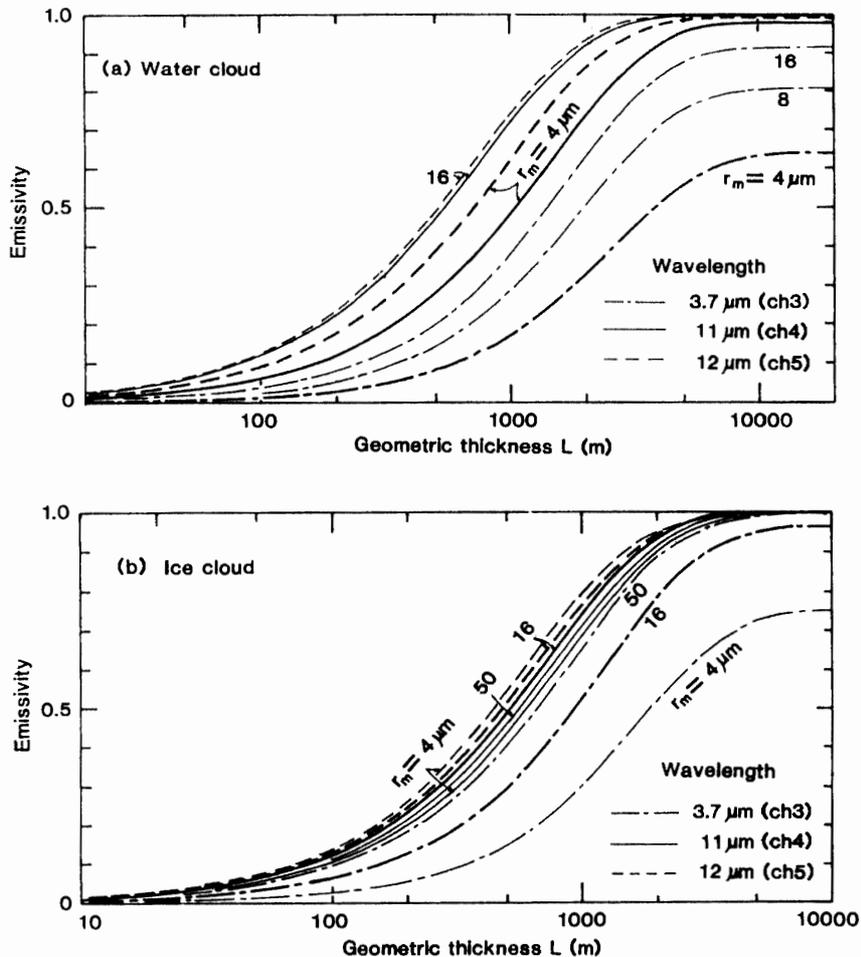


図1 チャンネル3, 4, 5に対する水滴 (a) および氷粒 (b) からなる雲の射出率
 Fig. 1. Emissivities of channels 3, 4 and 5 calculated for (a) water droplets, and (b) ice spheres of several particle mode radius r_m . The abscissa is the arbitrary thickness (YAMANOUCI and KAWAGUCHI, 1992).

なっており (透過率は0になる), 太陽光があれば, 強い反射光の成分が見られる。

これらの関係を利用して, 雲域から来た赤外放射の輝度温度がどうなっているかを予測したものが図2である (輝度温度とは, ある放射強度が, 黒体放射だと仮定した時の黒体放射を出す温度)。あるピクセルについてのチャンネル4の輝度温度とチャンネル3と4の輝度温度差の関係をプロットしたもので, 晴天域 (差0と仮定) はカーブの右端, 線の集った位置にくるのに対し, 雲が少しずつ厚くなるに従い輝度温度差は大きくなり, ある極大を乗り越すとまた差は小さくなっていく。水雲, 特に小さい粒の場合, 厚い雲の極限では3と4チャンネルの輝度温度差はマイナスになっており, チャンネル3の射出率が1より小さい結果を反映している。晴天域から厚い雲までのアーチ状カーブが均一な雲の厚さの増加に対応しており, 地表面温度と雲の温度が分かり, カーブを合せれば, 粒の大きさが推定でき, さらにアーチ途中の位置から雲の光学的厚さが決められる原理である。理想的な一様な雲の範囲内で, 非常に詳細な測定値へのモデル計算カーブのフィッティングを行うことで, これらの雲物理パラメータを決める研究が実際に試みられている (例, BAUM *et al.*, 1994)。しかし, 極域の場合は, 低温のためデータそのものの精度, 温度依存, 見込角依存が問題となり, また雲と地表温度差が小さい

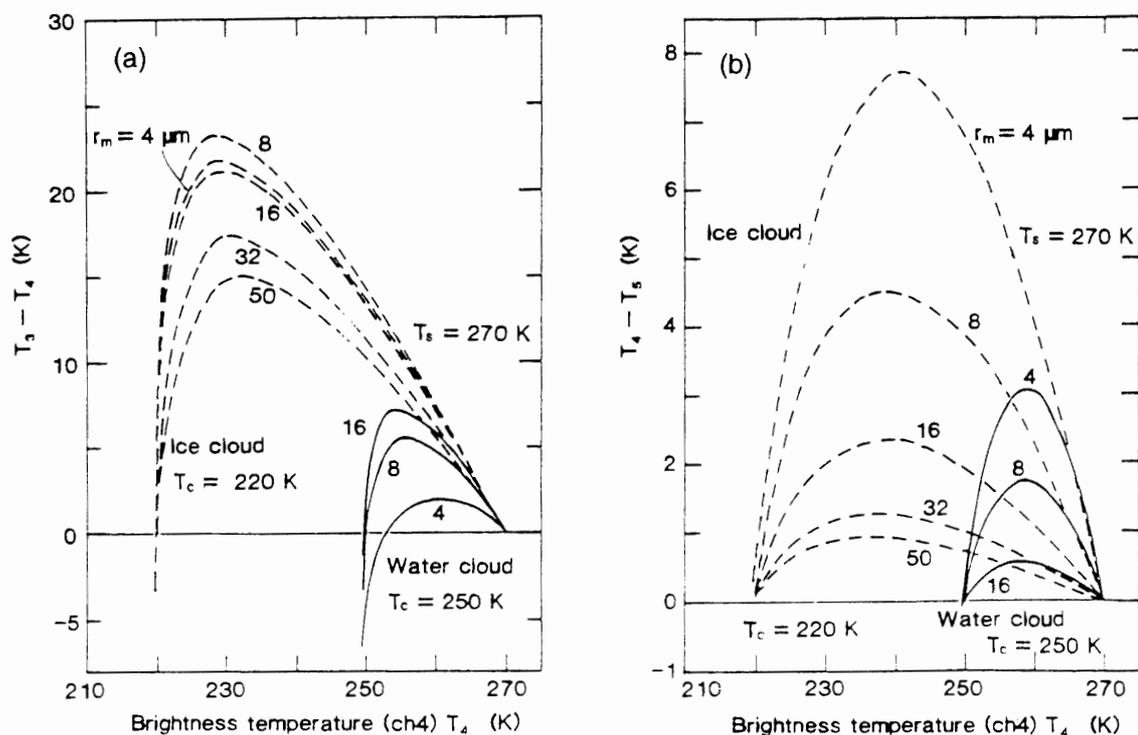


図2 270 Kの地表面上をおおう水雲 (250 K), 氷雲 (220 K) によるチャンネル3と4 (a), 4と5 (b)の輝度温度差, 計算値。

Fig. 2. Calculated brightness temperature difference between (a) channels 3 and 4 and (b) channels 4 and 5, against brightness temperature of channel 4 for clouds of water droplets and ice spheres covering the 270 K ground surface (YAMANOUCI *et al.*, 1987).

ため、このような詳細な雲物理パラメータの定量的導出は困難である。晴天域（地表面）と雲の識別がやっとできるというのが現実である。

現実のデータの1例を示したものが図3である。チャンネル4の輝度温度 T_4 に対し、チャンネル3と4の輝度温度差 $T_3 - T_4$ およびチャンネル4と5の輝度温度差 $T_4 - T_5$ が記されている。太陽光がある場合のもののため、 $T_3 - T_4$ の方は、先の図2と違い、雲が厚くなるに従い反射光が上乘せされ $T_3 - T_4$ は大きな値に止る。 $T_4 - T_5$ の方は図2と同様、晴天域（右端）から一担増加し、再び小さくなるカーブが“雲域”と想定でき、 $T_3 - T_4$ 、 $T_4 - T_5$ いずれの図でも輝度温度差0付近に連る点群が晴天域—地表面—のものである。晴天域の温度幅が広いのは、見ている領域が南極大陸にかかっているためであり、地表の温度範囲が広いためである。このことが南極域の大きな特徴で、輝度温度だけからの雲の検知がやり得ないことを表わしている。図から、輝度温度差にあるしきい値を設ければ大概の雲が検知できることがわかる。機械的な雲検知を可能とすべく、晴天域—地表面が輝度温度差0となるよう、温度依存性、見込角依存性の

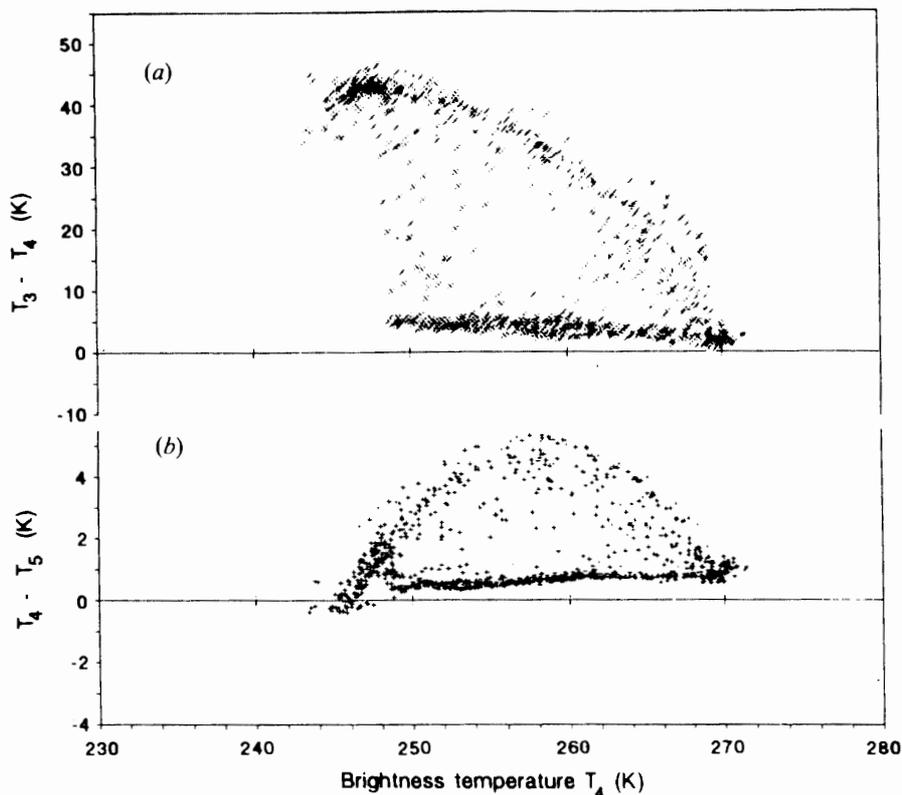
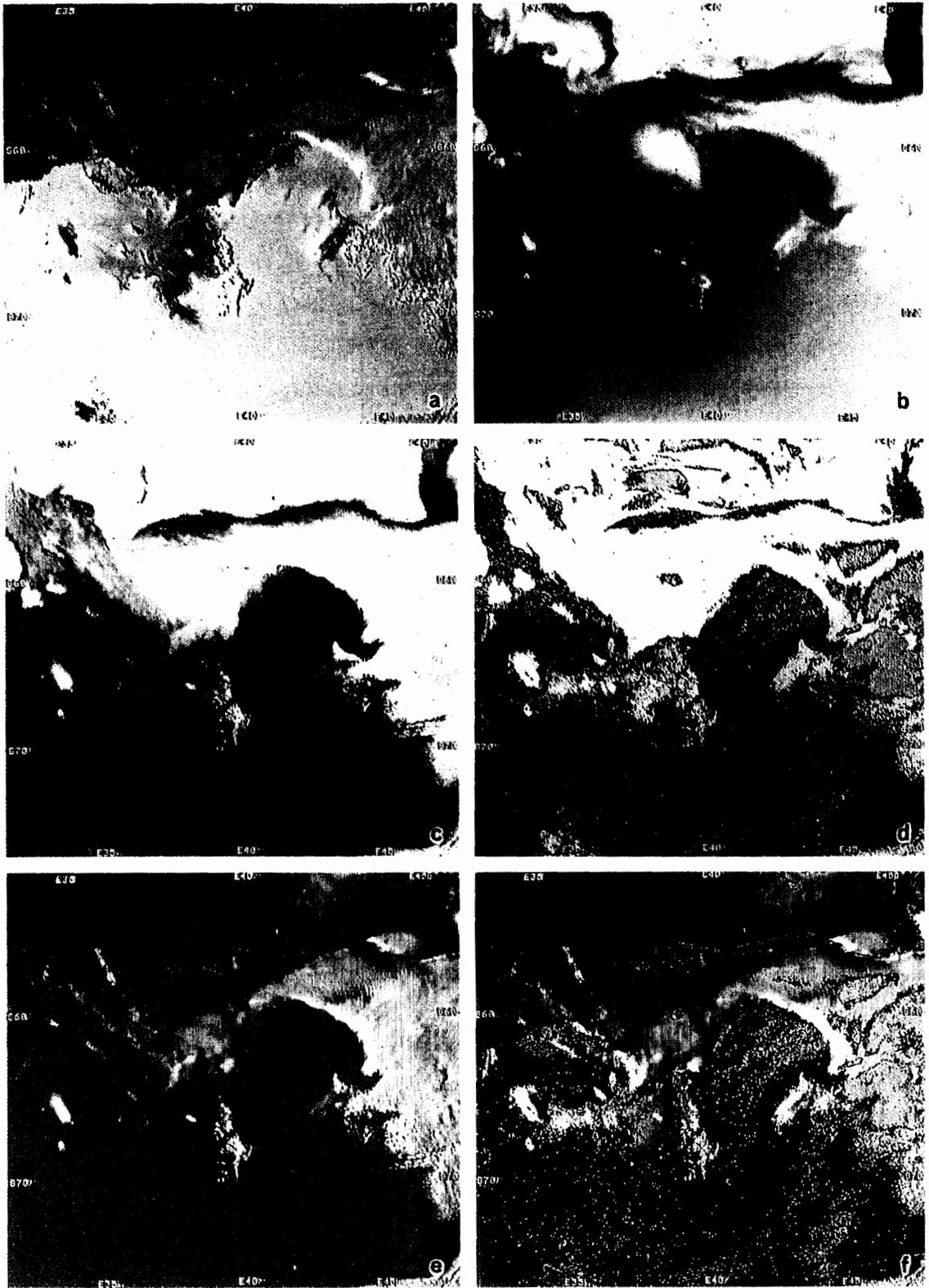


図3 輝度温度差（チャンネル3-4）のチャンネル4輝度温度に対する分布図。昭和基地近傍の512×512ピクセル領域内の16×16ピクセル平均値，1987年12月15日。

Fig. 3. Scatter diagram of brightness temperature of channel 4 against brightness temperature differences of (a) channels 3 and 4, and (b) channels 4 and 5, for 512 by 512 pixels area averaged over 32×32 areas of 16×16 pixels each, December 15, 1987 (YAMANOUCHI and KAWAGUCHI, 1992).



☒ 4

補正を行う (YAMANOUCHI *et al.*, 1987).

この方法で雲の検知を行った例を図4に示す。a-fとも同じ領域の昭和基地を中心とした500 km四方の図で、上が海水・海洋域、下側が大陸氷床である。(a)は近赤外チャンネル2 (0.7-1.1 μm) の反射光であり定着氷および帯状の流水帯がよく見える。雲がありそうだが、必ずしも明瞭ではない。(b)は赤外チャンネル4の図である。低温の大陸内陸部と、上方に分布する雲が同様に低温で白く見えており、どちらが雲か、機械的には決め難い。(c)はチャンネル3と4の差を示したもので、差の大きい、白く示された部分が雲域である。雲の縁、その外に平行する細い線状の雲も明瞭に見られる。(d)同じく雲を示したものであるがチャンネル4と5の差によるもので、(c)に比べ大概の雲は表現されているが、右上部、雲域の内部に抜けがあること、大陸雪上にもノイズ様に差が出ていることが違う。これは、先の図3で T_4-T_5 にしきい値を設けた場合、左端の厚い雲が雲と検知できないこと、元々温度差が小さい所、先述した各種補正などこの小さい差を精確に区別することが難しい—すなわち、ばらつきが大きくなることのためによるものである。(e)、(f)は雲と地形を合わせ示すため、可視、近赤外のチャンネル1 (青)、2 (緑)、と3-4あるいは4-5 (赤) を重ねて色合成した図である。雲分布の形が地形に依存し、海岸線と平行な形に雲が張り出している様子、海水と大陸の間のスキ間にかかる雲などが見られる。

2.2. 地上観測による検証

上記方法により得られた雲量を地上観測結果により比較検証した。昭和基地近傍の 32×32 ピクセル領域、すなわち35 km四方の領域について曇りピクセルの比率を「雲量」とした。各ピクセルは、先の方法で曇るか晴の二者択一とし、一部曇りの区分けは採用せず、図5に比較したものは、地上目視観測による雲量と地上放射観測の中の下向長波長放射であり、衛星によるチャンネル4輝度温度自体も記した。図5aは12月、夏期の日照のある時期の例であり、 T_3-T_4 による雲量は、地上観測による雲量と良い一致 (相関係数0.88) を示している。一方、 T_4-T_5 による雲量は、雲量大の時過小評価、雲量小の時過大評価の傾向があるが、地上雲量、 T_3-T_4 による雲量と平均的には良い一致を示している。

下向長波長放射は、特に南極域では雲量の良い指標であると言われている (YAMANOUCHI

図4(左図) 昭和基地近傍の 512×512 ピクセル領域、1987年12月15日の処理画像。(a)チャンネル2近赤外アルベド、(b)チャンネル4赤外輝度温度、(c)チャンネル3と4の輝度温度差、(d)チャンネル4と5の輝度温度差、(e)チャンネル1 (青)、2 (緑)、3-4 (赤)の合成図、(f)チャンネル1 (青)、2 (緑)、4-5 (赤)の合成図。

Fig. 4 (opposite). Images of 512 by 512 pixels area around Syowa Station on December 15, 1987. (a) Near infrared albedo channel 2, (b) thermal infrared channel 4, (c) difference between channels 3 and 4, (d) difference between channels 4 and 5, (e) composite of channels 1 (blue), 2 (green) and 3-4 (red), and (f) composite of channels 1 (blue), 2 (green) and 4-5 (red) (YAMANOUCHI and KAWAGUCHI, 1992).

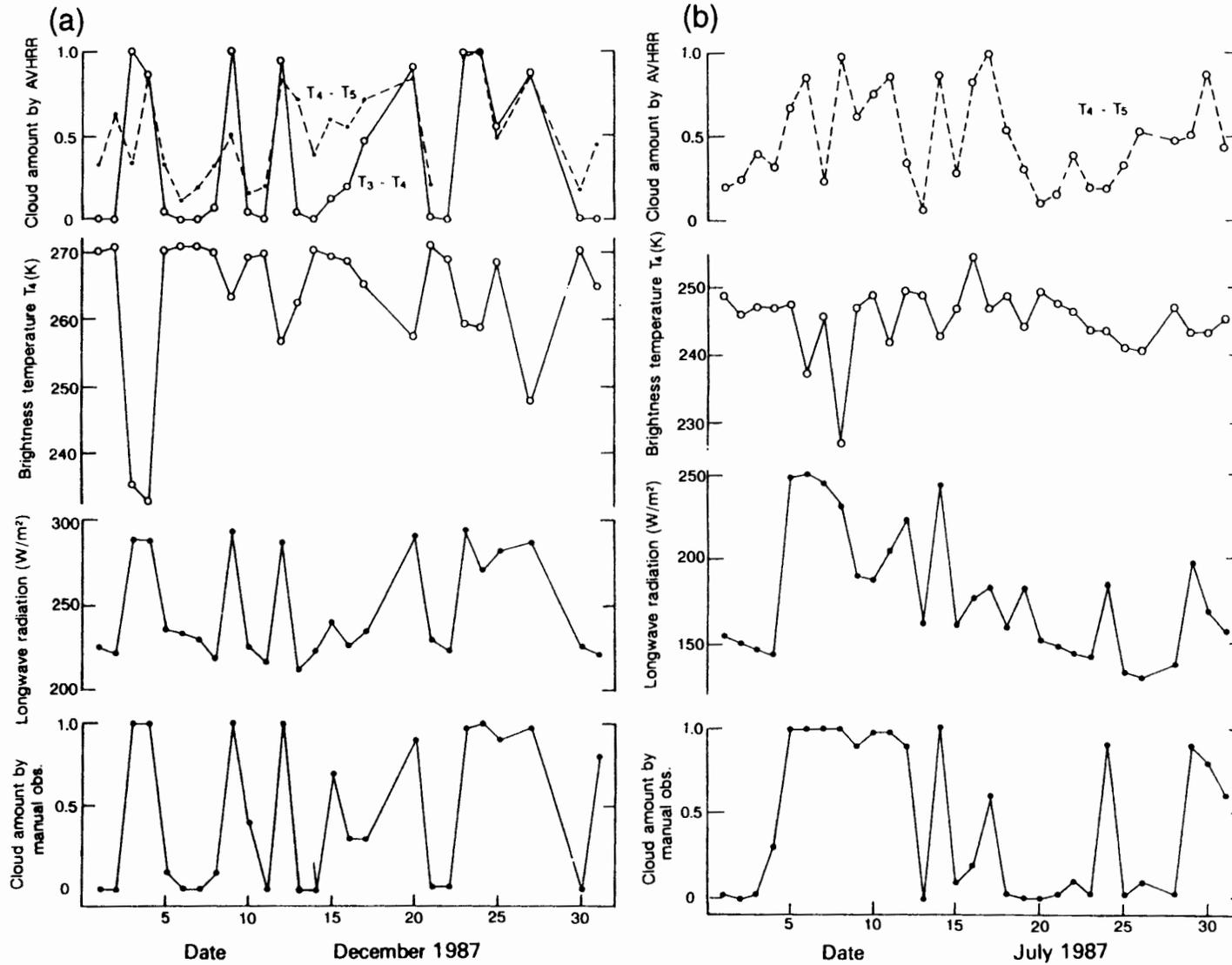


図5 昭和基地 (32×32ピクセル) における T_3-T_4 と T_4-T_5 による雲量, チャンネル4輝度温度 T_4 , 下向き長波長放射量, 地上観測による目視雲量の比較, (a) 1987年12月 (b) 7月.

Fig. 5. Comparison of cloud amounts by (T_3-T_4) and (T_4-T_5) with brightness temperature T_4 for 32 by 32 pixels around Syowa Station, and downward long-wave radiation and cloud amounts by manual observation at the surface for (a) December and (b) July 1987 (YAMANOUCHI and KAWAGUCHI, 1992).

and KAWAGUCHI, 1984) が, 図 5a でも地上目視雲量と良い関係を示している. T_3-T_4 による雲量は, 下向長波長放射とより高い相関 (係数 0.95) を示しており, 共に放射を通じた雲の指標であることを表しているものであると思われる. 輝度温度 T_4 と比較すると, 晴天の時はほぼ T_4-270 K であるものの, 曇天 (雲量-10/10) の時は, T_4 は 265 K (雲: St, Sc や Ac) から 230 K 以下 (As+Ci) まで広く分布し, 雲の種類, 高度によることを表している. 従って, 衛星データから地表面放射量を評価するには単に輝度温度から直接評価するのは問題が多く, まず始めに雲量を求めてから評価する方が適当であることが分る.

図 5b は, 同様な比較を冬, 7月の結果について行った例である. この時期には有意な日照がないことから, T_4-T_5 による雲量のみを導出した. T_4-T_5 による雲量の概略の変化は地上雲量の変化に一致し, 平均雲量も前者の 0.48 に対し後者は 0.45 となったが, (a) で見たのと同様, T_4-T_5 は雲量大の時過小評価, 小の時過大評価となっており, その傾向は夏の場合よりさらに顕著である. 雲量 10 と 0 を取り難たいということのほか, 冬は夏に比べ地表面と雲の温度差がより小さいため, T_4-T_5 も小さくしか出ず, 精度良い雲検知をより困難にしている.

輝度温度 T_4 のデータからも雲検知の難しさが想像できる. 晴天日の T_4 は 240 から 250 K の間を分布しているのに対し, 曇天日は 230 K 以下から 255 K まで分布しており, 雲頂温度の分布範囲と地表温度の分布範囲が完全にオーバーラップしてしまっている. なお, 地上の下向放射量は依然地上目視雲量と良い関係を示しており, 逆に極夜の暗い時の目視観測結果の検証となっている.

2.3. 昭和基地近傍の雲分布

昭和基地を中心とする 1.1 km 分解能の 512×512 ピクセル領域について, 4×4 等分した 128×128 ピクセルの小領域についての雲量およびチャンネル 4 輝度温度平均値と, 各々の標準偏差を図 6 に示した. (a) は 1987 年 12 月の夏の例で, 雲量 6/10-7/10 の高い値が海上に現われ, 5/10-6/10 が海氷上に, 3/10 の低い雲量が大陸上に現われている. 500 km スケールの小さい範囲内でも海上と大陸上の顕著な違いが明瞭であり, 大陸上では 5/10 以上の雲量はいない. 平均の輝度温度は, 全域で 12 K の違いもないが, 輝度温度の変動 (標準偏差) は海上, 沿岸域で大きく, 内陸ではその半分以下まで小さくなっている.

図 6b は 1987 年 7 月, 冬の例である. 雲分布の特徴は (a) に類似し, 海氷・海洋上で 5/10-6/10 の高い雲量, 3/10 以下の低い雲量が大陸内陸に分布している. 輝度温度は内陸での 224 K から海氷上での 250 K まで 25 K の幅をもち, 冬の海上と大陸上の違いが印象づけられている.

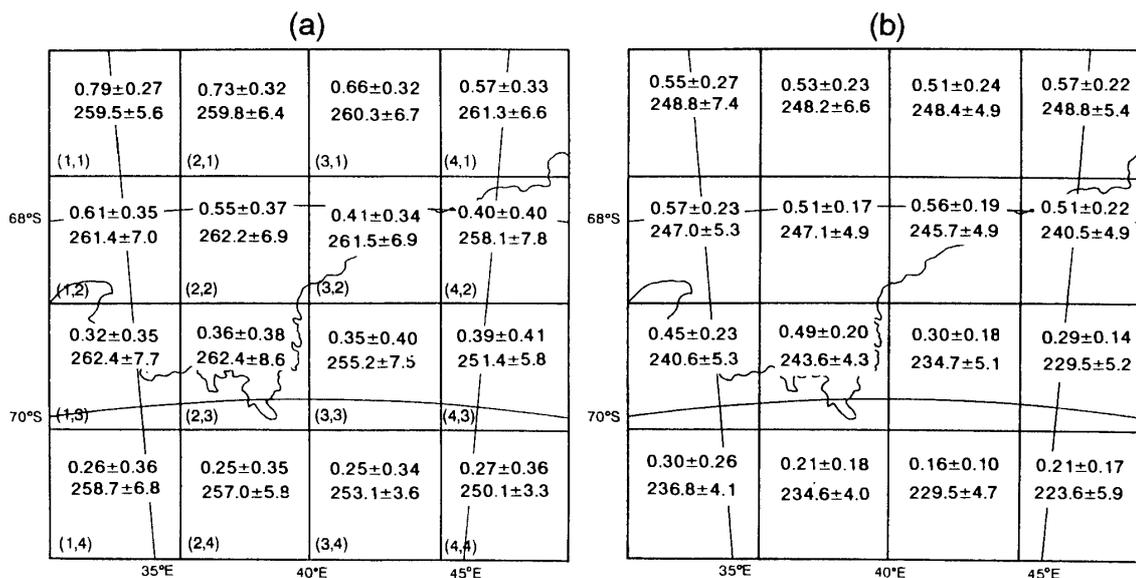


図6 128×128小領域ごとの月平均雲量とその標準偏差(上段),輝度温度とその標準偏差(下段), (a) 1987年12月, (b) 7月.

Fig. 6. Monthly average and standard deviation of cloud amount (upper entry) and brightness temperature (lower entry) for each subarea of 128×128 pixels, (a) December and (b) July 1987 (YAMANOUCHI and KAWAGUCHI, 1992).

3. 広域の雲分布

3.1. 方法

前節で, 赤外域のチャンネル間の微妙な放射特性の違いを利用した雲の検知方法を述べた。その中で, チャンネル3と4の輝度温度差による方法は, 夏の日照のある時期は良い結果をもたらす。しかし, 極夜の時期, 内陸の低温下は, 温度分解能は下がり, またノイズが大きくなることから, 図3のようなアーチを描き, 雲を検知することは不可能となる。すなわち, 黒体放射を表すプランク関数の特徴から, 230 K 以下の場合, AVHRR のチャンネル3の1カウントは8 K もの幅をもつようになり, 輝度温度差を議論することはできなくなってしまふ (YAMANOUCHI *et al.*, 1987)。従って, この方法で通年の, 内陸部まで含む雲検知を行うことは困難である。残された方法はチャンネル4と5の輝度温度差を使ったものである。しかし, 先に述べた単純なしきい値を設ける方法は, 図4dに見られたように, あるいは図3から分るように, 厚い雲の場合, すなわち図3のアーチの左端は輝度温度差が0となり, 雲として検知されない。すなわち, 輝度温度差が小さくなる厚い雲は, 晴天域—地表面—と区別できなくなってしまう。そこで, ここでは, $T_4 - T_5$ が0近くの厚い雲を検知するため, 各ピクセルの $(T_4 - T_5)$ と T_4 との間の相関を調べた (MURATA and YAMANOUCHI, 1996)。もし相関係数が正で大きい場合 (図3のアーチの左端付近の点群の如く), これらの点は「厚い雲」とされ, 相関係数が負で絶対値大きい場合 (アーチの右端付近の点群の如く), これらの点は「晴天域」とされる。なお,

あるしきい値 T_c より輝度温度差の絶対値の大なる $|T_4 - T_5| > T_c$ の場合、これは「薄い雲」と分類される。

3.2. 年平均雲量分布

この方法を使って、東南極の雲分布が求められた。1日1回の AVHRR データにより、1987年1年間の雲量分布は図7のように得られた。全体を通じて、大陸内の雲量は大部分の場所で0.3以下となっている。昭和基地を含む、図の上側、沿岸域に行くに従い雲量は増加している。図の左側上部、すなわち0°子午線側も雲量が多くなっている。内陸部は雲量が少なく、高度の高い所ほど少な目である。これは海からの距離、そして地形の効果と考えられる。解析領域のうち相当部分は3000 m以上の標高の場所で、雲を伴った擾乱の侵入が妨げられているものと考えられる。しかし、詳しく見ると、雲量が極小の場所は必ずしも標高が最高の場所ではなく、高原の北東斜面(図7の右側)になっており、西側斜面(図7左側)は雲量が大きめになっている。斜面の両側での雲量の違いは、低気圧の侵入頻度の違いによっている可能性があり、南極大陸の中央から西半球側、すなわちウェッデル海からロス海にかけて低気圧が高い頻度で通過するベルトがある、との解析(INOUE *et al.*, 1984; HOGAN *et al.*, 1982; HOGAN and GOW, 1993) と符号している。

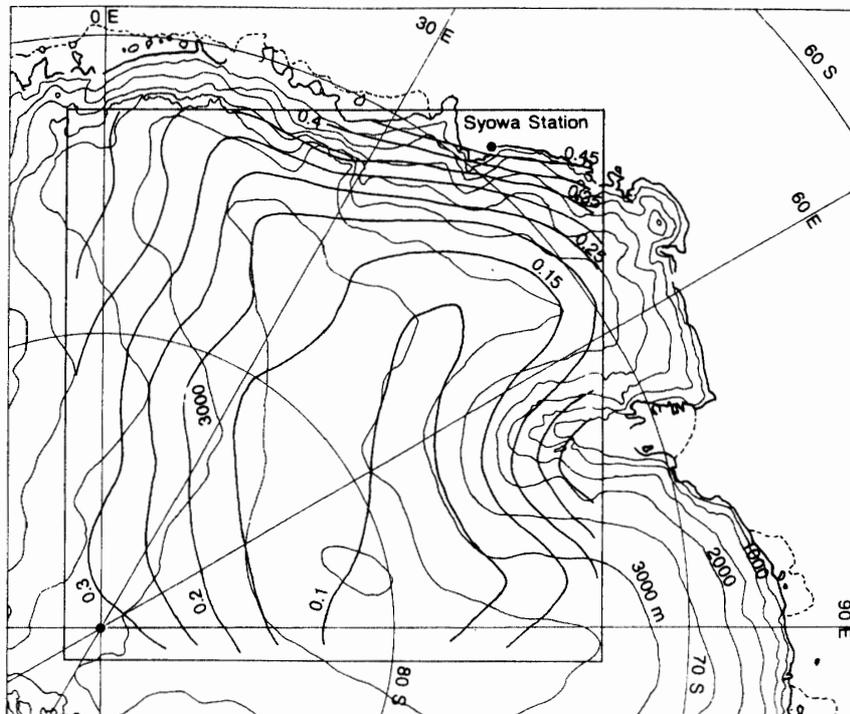


図7 年平均雲量分布, 1987年

Fig. 7. Horizontal distribution of the annual mean of total cloud amount in 1987 (MURATA and YAMANOUCHI, 1996).

通年の雲量の標準偏差も平均値に似た分布型をしている。すなわち、雲量の変動は全般に内陸よりも沿岸域で大きい。しかし、標準偏差の極大域は沿岸域ではなく、図の左側、すなわち平均雲量が若干大き目であった大陸西側斜面である。沿岸から海上にかけては、雲量は大であるが、一年を通じて雲量が大で、変動はむしろ小さくなったと考えられる。

ここで示された雲量分布は、これまでに報告されているいくつかの歴史的な雲気候図、すなわち地上観測データをもとに推定された結果である NATIONAL WEATHER RECORDS CENTER and WEYANT (1967) や DOLGANOV (1986) による報告、HUGHES (1984) に報告されている VAN LOON (1972) や BERLYAND and STROKINA (1980) とパターンに大きな違いはない。但し、3000 m 以上の標高の内陸の雲量が 0.3 以下という値は、過去の結果よりかなり小さいものである。

3.3. 月平均値の推移

各小領域における月平均雲量の変化を見たのが図 8 である。全体として、11 月から 1 月、7 月から 9 月の二つのシーズンに雲量は極大値をとっている。この傾向は解析領域の左側で顕著であり、図の上右側、昭和基地を含む沿岸域ではこの傾向は明瞭ではなく、むしろ 1 年中一定の雲量が続いている。すなわち、沿岸域では通年雲量が一樣に高く、内陸部では雲量は低いが冬と夏の 2 回極大値を示す。内陸部のみで比べると、7 月から 9 月、雲量は中央部より西側で高く、年平均雲量が西側で高い主因となっている。各領域、各月の雲量の標準偏差を見ると、変動のし方は平均値と似ているが、7 月から 9 月の間が大き目である。

この結果から、低気圧擾乱が内陸に侵入するのに二つの季節があることが示唆されている。7 月から 9 月の南極の冬の時期、擾乱は活発で内陸に侵入し易く、特に内陸高原の西側にそれが顕著に現われるということは、輝度温度の変動度のみから評価された SEKO *et al.* (1991) の結果にも示されている。11 月から 1 月の夏の時期は、擾乱の侵入は定常的で内陸全域にわたって一樣に見られる。擾乱の侵入は、帯状循環が弱まり子午面循環が強まる時に盛んになると考えられる。VAN LOON and ROGERS (1984) の結果によると 50°S での帯状風は 5 月から 7 月および 12 月から 1 月の 2 期に弱まっており、今回の結果を支持しているように見える。但し、沿岸域にある基地では、帯状循環が強まる秋と春にむしろ雲量は増加すると言われており (VAN LOON, 1967; SCHWERDTFEGER, 1970; WADA, 1985)、図 8 からはその点は明かではない。

ここで得られた雲量の季節変化は、最近の他の衛星データによる解析とは必ずしも一致しない。図 9 に領域平均の月平均雲量の推移を、同じ年の「国際衛星雲気候計画 (ISCCP)」データと比較した。特に、今回の解析領域に近い 0° から 90°E での結果は、年平均値は ISCCP が 17% に対し今回の結果 23% と、ISCCP がいく分小さい目だがそう大差はないのに対し、7 月から 10 月の間を除いて異った季節変化となっている。なお、ISCCP の 70°S 以南の年平均雲量は、180°-270°E 域では 46% と高いため、全域の平均では 31% となっている。ISCCP データの極域での問題については、すでに ROSSOW and GARDER (1993) が YAMANOUCHI and KAWAGUCHI

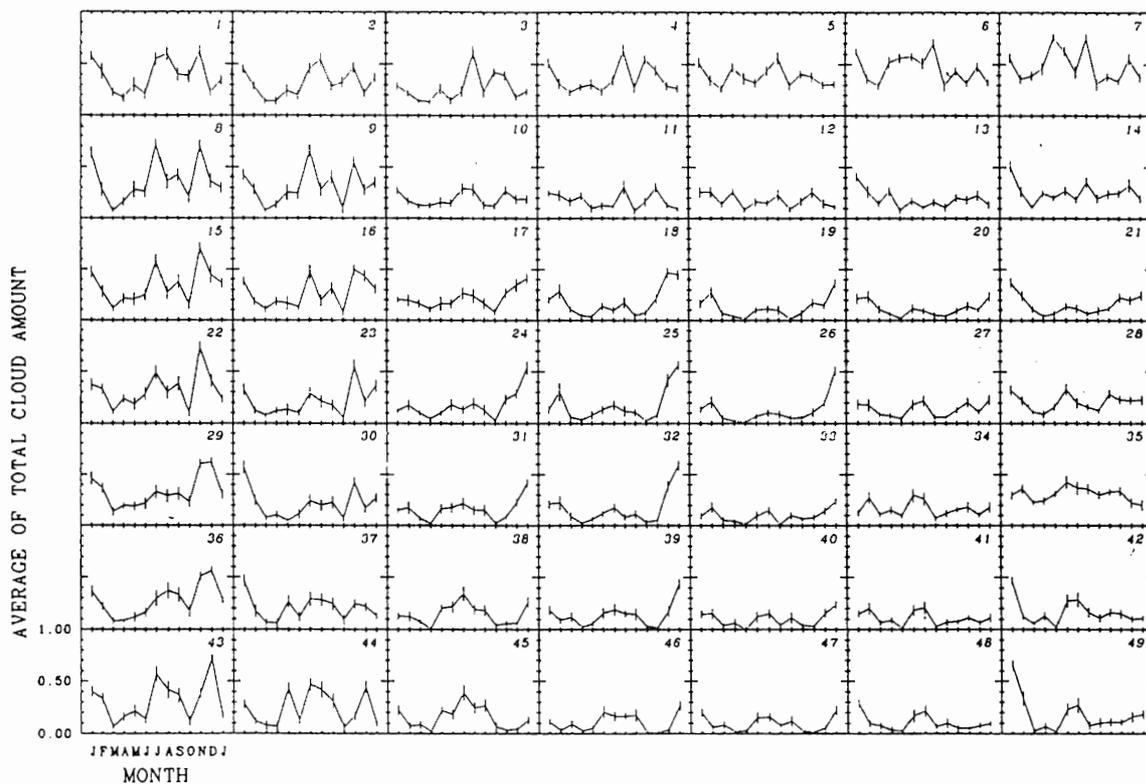


図8 各小領域，月平均の雲量の変化，1987年1月から1988年1月。

Fig. 8. Variation of monthly mean cloud amounts in each sub area of the analyzed area from January 1987 to January 1988 (MURATA and YAMANOUCI, 1996).

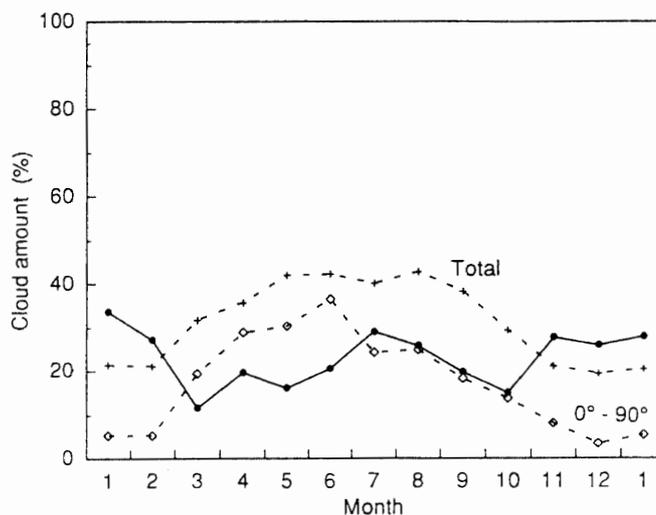


図9 ISCCP 雲量 (十字および菱形) と比較した領域平均雲量 (黒丸) の変化

Fig. 9. Seasonal variation of area-averaged cloud amounts compared to the ISCCP cloud amounts in 70°-90° S (open squares and crosses).

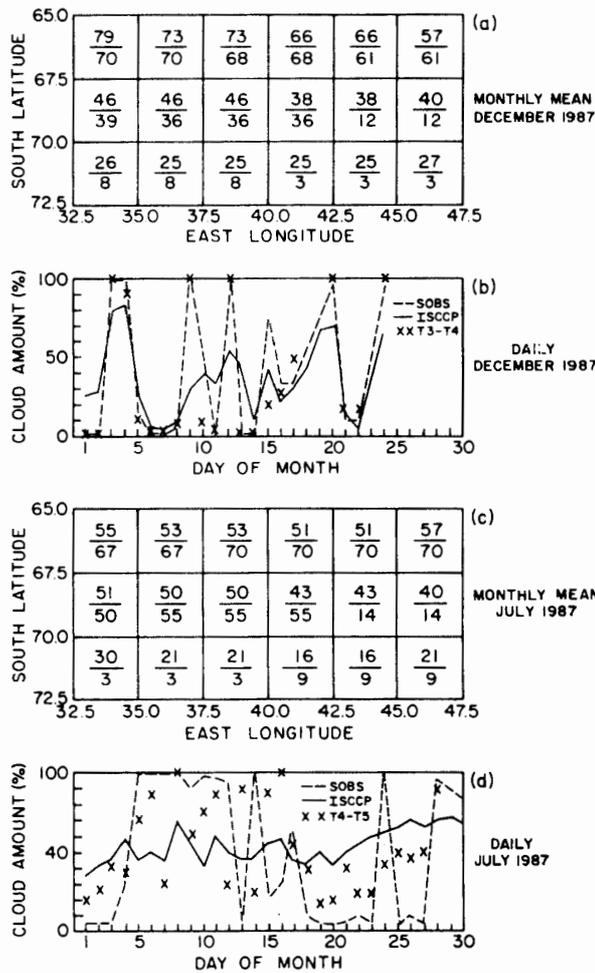


図 10 昭和基地近傍 ISCCP 雲量 (下段) と輝度温度差による雲量 (上段; YAMANOUCI and KAWAGUCHI, 1992; 図 6) の比較, 1987 年 12 月と 7 月.

Fig. 10. Comparison of ISCCP cloud amounts for December and July 1987 with results of satellite analyses by YAMANOUCI and KAWAGUCHI (1992). The numbers in the grid indicate values obtained from AVHRR by YAMANOUCI and KAWAGUCHI (upper) and ISCCP (lower) (ROSSOW and GARDER, 1993).

(1992) と比較を行い, また, Rossow *et al.* (1993) も論じている. 図 10 にその 1 例を引用するが, 前節で示した図 6 と比べたものである. 海岸線から沖合の海上, 海氷上では比較的類似の結果になっているのに対し, 大陸上では, ISCCP の著しい過小評価となっており, AVHRR の可視と赤外 (チャンネル 1 と 4) の 2 つのチャンネルでのしきい値による方法では, 内陸氷床上での雲検知に無理があることが分かる. EBERT (1992) は, パターン認識の手法で雲を検知している. 異なった年の夏冬各 1 日のみの解析であるが, 内陸の広い範囲で 1 月は雲量 2/10 と低い値が見られるのに対し 7 月は 8/10 と大変高い雲量の場所が拡っており, 今回の結果や, その他以前のものに比べても現実的ではない. 可視データの無い冬の時期の解析に無理があることを示している. STOWE *et al.* (1989) による Nimbus-7 による雲分布は, 絶対値は今回の結果に比してバイアスがあるものの, 季節変化や水平分布パターンは似ている.

4. NOAA AVHRR チャンネル 4 データから見た雲の変動特性

AVHRR 輝度温度そのものの変動特性から, 雲分布を類推した SEKO *et al.* (1991) を紹介し

よう。

データとしては、昭和基地受信・処理の AVHRR データ、1988 年分 (NOAA-9 および 11) である。緯度変化を調べるための、昭和基地と極点を通る 39.5°E 子午線上で、緯度 5° おきにサンプルされた 9×9 ピクセル (約 40 km 四方) の平均値を作った。

図 11 に、各点での月々の輝度温度 (T_b) の変化を、また図 12 には月平均値の変化を示した。通年の変化幅は内陸の方が (80°S では 50 K) 海洋域 (60°S で 15 K) より大きく、11, 12 月には 70°S の T_b は 60°S よりも高い値となっている。70°S より南の大陸内陸域では、30 K と大きい振幅で数十日の変動が 3 月から 9 月の間顕著であり、11 月から 1 月にかけては短周期変動はほとんど見えなくなる。一方、70°S 以北の海洋域では、1 年を通じて、より細かい変動が見られ、その変動度は季節によってあまり変わらない。これらの細かい変動の周期性を調べるためのスペ

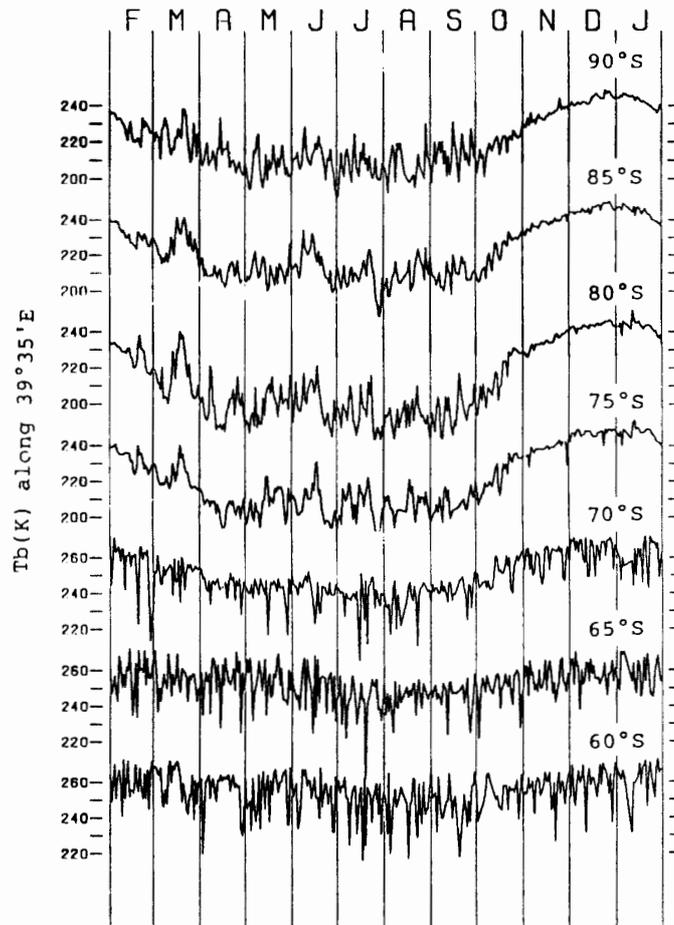


図 11 39°35'E に添った 60° から 90°S における 5° ごとの輝度温度 T_b の変化, 1988 年 2 月 1 日から 1989 年 1 月 31 日まで。

Fig. 11. Time sequences of daily variations of T_b every 5° of latitude from 60°S to 90°S along 39°35'E. The data are from February 1, 1988 to January 31, 1989 (SEKO et al., 1991).

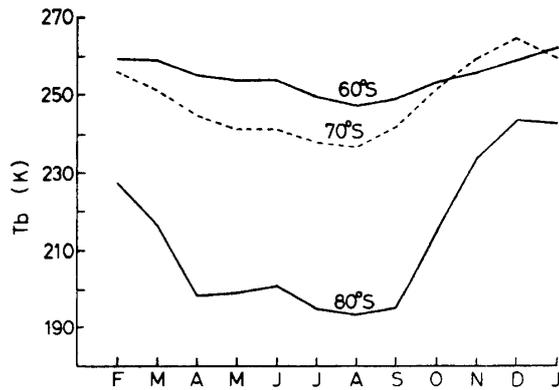


図 12 60°S, 70°S, 80°S における月平均輝度温度 T_b の変化, 1988 年 2 月から 1989 年 1 月.
 Fig. 12. Seasonal cycles of the monthly mean T_b at 60°S, 70°S and 80°S, from February 1988 to January 1989 (SEKO et al., 1991).

クトル解析を行ったところ, 60°S ではほとんど明瞭な周期が見られなかったのに対し, 70°S では 9 日, 80°S から 90°S にかけては 15 から 40 日の所にパワースペクトルの強いピークが見られた。

これらの輝度温度の変化特性は, 雲分布との関連で説明された。図 12 の季節変化は, 南極各基地での地上気温の変化から言われているものに類似し, 内陸では典型的なコアレスウィンターの型を示している (VAN LOON, 1967; SCHWERDTFEGER, 1984)。夏に 60°S の方が 70°S より低温になるのは, 60°S の海上での雲が多いことを物語っている。短周期の T_b の変動は, 海上, 大陸上を通じて雲の影響である。海氷の表面温度が低いと, 雲頂温度との関係は雲の種類によって様々となるが, 多くの場合海上では発達した低気圧擾乱の影響は低い温度の雲として現われる。一方, 冬の大陸内陸では, 晴れていると T_b は 200 K 以下にまで下がるが, 雲が侵入して来ると T_b が上るのが見られる。月々の輝度温度画像を眺めて, このことが明瞭に見られる。即ち, 冬, 雲は 10 日から数十日の周期で内陸に侵入するのに対し, 地上気温の上った夏は雲の温度と地表温度のコントラストが小さくなると共に, 擾乱の侵入も少なくなっていると見られる。

SEKO et al. (1991) はさらに, T_b 変動から類推される雲の変動を, 大規模な大気循環と関連づけて論じた。南極大陸上の雲の変動は, 南極極冠高気圧の位置や強度の変動を示唆している。高気圧下での強い放射冷却は大陸周辺での傾圧不安定を増し, 擾乱の侵入を引き起し易くする。夏よりも冬に盛んに擾乱が侵入することは, ポストーク基地や南極点基地での降雪が冬に多いこと (BROMWICH, 1988) と整合している。冬の大陸上の雲変動の顕著な周期は, YASUNARI (1981) が報告した昭和基地上空の気温変動の周期性や KAKEGAWA et al. (1986) の示したみずほ基地の地上気圧の変動, ECMWF データに見られる南極高気圧の強度変動等の周期性, さらに YODEN et al. (1987) の解析による南半球の帯状平均風の場合に見られる周期変動と類似性をもっている。

5. ま と め

このように、雲の変動特性として、(1) 海上での1年を通じて一貫して雲が多く分布すること、(2) 大陸上では冬、擾乱の侵入に伴う雲が顕著な周期性を示し、その周期は沿岸寄りでは10日以内と短いのに対し、内陸高原上では15~数十日程度と長め目であること、(3) 大陸上、夏は擾乱の侵入は少なく、地表面と温度差の少ない低い雲の分布が見られること等が上記MURATA and YAMANOUCHI (1996) や SEKO *et al.* (1991) から明らかにされ、未知であった南極の雲分布解明の糸口が得られた。しかしまだ、雲検知方法も完全ではなく、雲の種類の見分けも含めたより高度な雲気候が得られることが求められている。雪面と雲、水雲と氷雲の分離により強力な、近赤外 1.6 μm 域のチャンネルを有するセンサーや (発展型 NOAA に搭載される AVHRR/3 や EOS の MODIS, ADEOS II の GLI 等)、雲の鉛直分布を知ることにより正確に雲を検知できる能動センサー (3次元雲分布観測を目指すライダーや雲レーダ) の登場が期待される所以である。

文 献

- BAUM, B.A., ARDUINI, R.F., WIELICKI, B.A., MINNIS, P. and TSAY, S.-C. (1994): Multilevel cloud retrieval using multispectral HIRS and AVHRR data: Nighttime oceanic analysis. *J. Geophys. Res.*, **99**, 5499-5514.
- BERLYAND, T.G. and STROKINA, L.A. (1980): Global Distribution of Total Cloud Amount. *Gidrometeoizdat, Leningrad*, 18 p.
- BROMWICH, D.H. (1988): Snowfall in High Southern Latitudes. *Rev. Geophys.*, **26**, 149-168.
- COAKLEY, J.A. and BRETHERTON F.P. (1982): Cloud cover from high-resolution scanner data: Detecting and allowing for partially filled fields of view. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4917-4932.
- DOLGANOV, L.V. (1986): Atmospheric Conditions of the Southern Polar Region. *Gidrometeoizdat, Leningrad*, 176 p.
- EBERT, E.E. (1987): A pattern recognition algorithm for distinguishing surface and cloud types in the polar regions. *J. Climate Appl. Meteorol.*, **26**, 1412-1427.
- EBERT, E.E. (1992): Pattern recognition analysis of polar clouds during summer and winter. *Int. J. Remote Sensing*, **13**, 97-109.
- HOGAN, A.W. and GOW, A.J. (1993): Particle transport to the snow surface at the South Pole: The beginning of a tropospheric history. *Tellus*, **45B**, 188-207.
- HOGAN, A., BERNARD, S., SAMSON, J. and WINTERS, W. (1982): The transport of heat, water vapor and particulate material to the South Polar plateau. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4287-4292.
- HUGHES, N.A. (1984): Global cloud climatologies: Historical review. *J. Climate Appl. Meteorol.*, **23**, 724-751.
- INOUE, M., OHTAKE, T. and WAKAHAMA, G. (1984): Summer precipitation onto the South Polar Plateau. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **34**, 70-86.
- KAKEGAWA, H., YASUNARI, T. and KAWAMURA, T. (1986): Seasonal and intra-seasonal fluctuations of polar anticyclone and circumpolar vortex over Antarctica. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **45**, 19-29.
- MURATA, A. and YAMANOUCHI, T. (1996): Distribution characteristics of clouds over East Antarctica in 1987 obtained from AVHRR. Submitted to *J. Meteorol. Soc. Jpn.*
- NATIONAL WEATHER RECORDS CENTER and WEYANT, W.S. (1967): The Antarctic Atmosphere: Climatology of the Surface Environment. New York, Am. Geogr. Soc., 13 p. (Antarct. Map Folio Ser.,

- Folio 8).
- ROSSOW, W.B. and GARDER, L.C. (1993): Validation of ISCCP cloud detections. *J. Climate*, **6**, 2370-2393.
- ROSSOW, W.B., WALKER, A.W. and GARDER, L.C. (1993): Comparison of ISCCP and other cloud amounts. *J. Climate*, **6**, 2394-2418.
- SCHWERDTFEGER, W. (1970): The climate of the Antarctic. *Climates of the Polar Regions*, ed. by S. ORVIG. Amsterdam, Elsevier, 253-355 (World Survey of Climatology, 14).
- SCHWERDTFEGER, W. (1984): *Weather and Climate of the Antarctic*. Elsevier, Amsterdam, 261 p.
- SEKO, K., WADA, M. and AOKI, S. (1991): The characteristic variation of T_b in the Antarctic region revealed by NOAA AVHRR channel-4 data. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **4**, 31-42.
- STOWE, L.L., YEH, H.Y.M., ECK, T.F., WELLEMAYER, C.G., KYLE, H.L. and the Nimbus-7 CLOUD DATA PROCESSING TEAM (1989): Nimbus-7 global cloud climatology. Part II: First year results. *J. Climate*, **2**, 671-709.
- 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.
- VAN LOON, H. (1967): The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and coreless winter. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 472-486.
- VAN LOON, H. (1972): Cloudiness and precipitation in the Southern Hemisphere. *Meteorology of the Southern Hemisphere*, ed. by C. W. NEWTON. Boston, Am. Meteorol. Soc., 101-104 (Meteorol. Monogr., **13**).
- VAN LOON, H. and ROGERS, J.C. (1984): Interannual variations in the half-yearly cycle of pressure gradients and zonal wind at sea level on the Southern Hemisphere. *Tellus*, **36A**, 76-86.
- WADA, M. (1985): Statistical studies of snow accumulation and snowfall in the coastal and katabatic areas of Antarctica—observations at Syowa and Mizuho Stations in 1979 and 1980. *Nankyoku Shiryô (Antarct. Rec.)*, **85**, 1-11.
- WELCH, R.M., KUO, K.-S. and SENGUPTA, S.K. (1990): Cloud and surface textual features in polar regions. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **28**, 520-528.
- YAMANOUCHI, T. and KAWAGUCHI, S. (1984): Longwave radiation balance under a strong surface inversion in the katabatic wind zone, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **89**, 11771-11778.
- YAMANOUCHI, T. and KAWAGUCHI, S. (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・高部広昭 (1989): 第 28 次南極地域観測隊による南極気候変動研究 (ACR) 報告. *南極資料*, **33**, 53-72.
- YAMANOUCHI, T., SUZUKI K. and KAWAGUCHI S. (1987): Detection of clouds in Antarctica from infrared multispectral data of AVHRR. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **65**, 949-962.
- YASUNARI, T. (1981): Influence of the Southern Hemisphere circulations on the active-break cycle of the Indian summer monsoon. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **19**, 223-233.
- YODEN, S., SHIOTANI, M. and HIROTA, I. (1987): Multiple planetary flow regimes in the Southern Hemisphere. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **65**, 571-586.

(1996年10月8日受付; 1996年11月29日受理)