

南極域におけるNOAA衛星AVHRRデータによる
雲の検出と分布特性に関する研究

Study on cloud detection and cloud distribution
characteristics in the Antarctic from AVHRR data

総合研究大学院大学 複合科学研究科 極域科学専攻

門崎 学

Abstract:

The radiation budget of the Antarctic with ice sheets and sea ice is a driving factor of the climate system of earth. Therefore, in order to understand global meteorology and climate, it is necessary to study the Antarctic. The clouds over the Antarctic may have a great influence on the balance of energy. However, full discussion has not been done on the role of cloud over cryosphere. It is essential to analyze the interaction between cloud and snow and ice region for understanding of global climate.

Over the past few decades, a considerable number of studies have been conducted on the technique of detecting cloud over the Antarctic with satellite image. One recent and notable technique presumes the particle size, temperature, and optical depth of cloud from the distribution of small brightness temperature differences (BTD) between near infrared data (3.7 micrometer region: T3) and a thermal infrared data (10.8 micrometer region: T4), and from two thermal infrared data (T4 and 12 micrometer region: T5) of Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) onboard the polar orbital satellite NOAA. Although this method can discriminate cloud from snow and ice surface using the slight BTD, the temperature difference between cloud and snow and ice surface may become smaller during polar night, making it especially difficult to discern cloud from snow and ice surface in the Antarctic.

For this reason, cloud detection over the Antarctic has been limited in terms and regions and there are no quantitative cloud detection data for a year-round analysis. In this study, an algorithm was developed using the AVHRR data from NOAA-14 for cloud detection over the Antarctic, and the cloud distribution properties were analyzed for the period from March 1997 to January 1998.

In conclusion about cloud detection over the Antarctic and properties of cloud distribution, I would like to state the following points.

The method was developed to identify BTD of cloud from the surface by determining the BTD of snow, ice and open water. It was found from the examination of the BTD between T4 and T5 that T4-T5 depends clearly on T4 and the T4-T5 increases with the increase in T4. This dependence changes rapidly around -35 degrees of snow and ice surface temperature. From the calculated T4-T5 by the atmospheric radiative transfer software tool "MODTRAN" (Anderson et al., 1995), the water vapor can cause BTD at T4 higher than -30 degrees, and the difference of the emissivity on the snow surface can cause BTD over all the temperature region. Since the weather and the geographical feature are not the causes, it is suggested that the factor of this rapid change is from change of radiation properties influenced by the change of physical characteristics of the surface snow particles.

On the other hand, from investigation of BTD (T3-T4) between near infrared and thermal infrared temperature of the snow and ice surface, temperature dependence was confirmed that T3-T4 decreases with T4 increase in the absence of solar radiation. When there is solar radiation, the reflected radiation on surface increases T3. In this case, BTD of the snow and ice surface was estimated by presuming increased temperature from using variation in visible data (ALB1) added to T3-T4 without solar radiation.

The investigation of BTD of the open water shows that a radiation property of open water does not change greatly, and the increasing temperature is small by affected by solar radiation, since albedo of the open water is very small.

An algorithm was developed which classifies BTD of cloud and BTD of snow and ice surface. An algorithm was applied to satellite data of the Antarctic for year-round, and it was found that the method was useful for detection of cloud. However, the near infrared data of

AVHRR (ch3) has solar contamination for the period when the sun exists in the position near the horizon. From the result of analysis of near infrared data, it was suggested that there were factors of error in sunlight causing the rapid change of a calibration coefficient by sunlit to black body for calibration, and direct contamination of sunlight to the sensor itself. An error by the latter factor can not be corrected now. Accuracy of cloud detection was improved using both BTDR, T3-T4 and T4-T5 during the period when no solar contamination contained in data. Cloud detection of snow and ice surface and open water with a relatively high temperature was especially good.

In comparison with cloud amount of surface observation at Syowa and Dome FUJI station, the detection accuracy of cloud was good in region of higher temperature; however, it turned out that the accuracy became low in region of very low temperature like Dome FUJI station in winter.

It was shown that some kind of clouds which appear in the observation result clearly by the lidar at Dome FUJI station could be detected by developed algorithm.

From the result of analysis of cloud distribution during year-round using above algorithm, it was found that there was considerably less cloud over inland compared with that over open water and sea ice, and the temperature distribution of cloud changed with altitude. In the cloudy regions over open water, the temperature of the cloud increased with decreasing latitudes. The amount of cloud over sea ice is lower during the increasing period of the sea ice extent and higher during the decreasing period. Low clouds with higher optical depth in coastal region of the Antarctic are liable to border the sea ice and the open water regions, since the warmer water vapor from the air over the open water cools in contact with the ice. The formation of stratified cloud at the edge of the ice is not unique to the Antarctic as it is a well known occurrence in the Arctic also. It is now recognized that the formation of stratified cloud at the ice edge of both the Arctic and the Antarctic might have an important impact on ice-albedo feedback.

第 1 章	はじめに	1
第 2 章	データとデータ処理	5
2-1	衛星データ	5
2-1-1	赤外・近赤外データ キャリブレーション	7
2-1-2	可視データ	11
2-2	地上観測データ	11
2-2-1	地上気象観測	12
2-2-2	高層気象観測	12
2-3	海氷データ	12
第 3 章	T4-T5 による雲検出	14
3-1	雲検出と地表面放射特性	16
3-1-1	雪氷面放射特性	16
3-1-2	雪氷面放射特性の傾向と要因についての考察	20
3-1-3	開水面放射特性	30
3-2	雲検出アルゴリズム	33
3-2-1	アルゴリズムの開発	33
3-2-2	アルゴリズム適用	37
3-3	雲検出結果	38
3-3-1	氷床域における雲検出結果	38
3-3-2	海氷域における雲検出結果	43
3-3-3	開水域における雲検出結果	46
第 4 章	T3-T4 による雲検出	47
4-1	雲検出と地表面放射特性	47
4-1-1	ソーラーコンタミネーション	48
4-1-2	雪氷面放射特性の傾向と太陽反射成分の関係	57

4-1-3	雪氷面における太陽の反射成分を考慮した T3-T4 の推定	63
4-1-4	推定結果と衛星データの比較	65
4-1-5	開水面放射特性の傾向と推定	65
4-2	雲検出アルゴリズム	67
4-2-1	アルゴリズムの開発	67
4-2-2	アルゴリズムの適用	69
4-3	雲検出結果	70
4-3-1	氷床域における雲検出結果	70
4-3-2	海氷域における雲検出結果	72
4-3-3	開水域における雲検出結果	76
第 5 章	雲の検出に関する考察	80
5-1	地上観測データとの比較	80
5-2	アルゴリズム	90
第 6 章	雲の分類	94
6-1	雲ピクセルの情報	94
6-1-1	雲の有無と雲量	94
6-1-2	雲の高度	95
6-1-3	雲の厚さ	95
6-2	雲情報の抽出結果	96
6-2-1	雲の有無と雲量分布	96
6-2-2	雲の高度分布	98
6-2-3	雲の厚さ分布	99
第 7 章	南極域における雲分布と年間変動	101
7-1	雲量	101
7-2	雲と地表の温度分布	115

7-3 雲の高度と厚さ	129
第 8 章 雲の分布特性に関する考察	143
8-1 大陸域の雲分布の特徴	143
8-2 海洋域の雲分布の特徴	144
第 9 章 まとめ	148

第1章 はじめに

人間が生存できる完全な環境が整う地球は今日、温暖化や異常気象といった大規模な気候変動が将来における生命の存在を脅かす驚異となり得る可能性が指摘されている。将来にわたる気候変動を予測するにはまず、現在における地球規模の気候システムを明らかにする必要がある。

地球の気候、すなわち大気・気象現象を左右する主要な因子の一つに放射収支があげられる。地球は太陽からの放射である日射によって加熱され、また地球から赤外放射することで冷却し、全球規模ではほぼ均衡を保っている。この放射収支は緯度によって異なり、亜熱帯を中心とした低緯度域では吸収、南極など極域では発散の効果が高まる (Von der Haar and Suomi, 1971)。また、極域の雪氷圏は高いアルベドのために日射の大部分を反射して受け取る放射は少ない。一方、地球放射として相当な放射を宇宙空間に放出し、差し引き正味の放射収支は負の値、すなわち冷熱源となっている (南極の科学 3, 1988)。低緯度から高緯度へのエネルギーの移動は主として大気・海洋循環による顕熱輸送と雲や水蒸気による潜熱輸送が担っており、大気・海洋・雲の存在は放射収支において極めて重要である。さらに雲は地表から射出されるエネルギーを吸収するだけでなく、地球のアルベドを増加させる効果を持つ。また、地球全体で見ると雪氷圏の存在する南極のアルベドは非常に高い上、極夜の期間は地球放射が卓越するために地球の冷源となる。さらに雲は日射の反射効果のほかに、地表から大気外への放射を抑える効果も持つ。北極の氷縁にみられる層状の厚みのある雲 (北極層雲) のアルベドは 0.7 前後と開水面と比較すると非常に高く (Dong, 2001; Roode et al., 2001)、南極においてもこのような層雲が放射収支に与える影響は無視できないと考えられる。また、南極大陸上の雲は地表からの放射を吸収・反射する効果と大気外からの放射を吸収・反射する効果が複合的に作用するとされるが、定量的な雲分布の観測が難しいためにその影響について現在まで十分な議論は行われていない。このように、南極の雲は地球の放射収支と密接に関

わっており、分布特性を得ることは地球の気候システムを明らかにするためには欠かすことはできない。

極域の雲の生成過程については海水域や海氷域、大陸域で異なると考えられる。たとえば、北極層雲は日射によって暖められた海水から水蒸気が供給された大気が海氷によって冷却されることが主な要因とされている (Pinto, 1997; Herman, 1977; Herman, 1976)。さらに南極大陸は水蒸気の供給が限られており、また、平均標高が 2290m と高いために雲の生成・進入は上述する海洋域とは大きく異なると考えられる。

雲の分布について極域を広く網羅するような定量的・統計的な解析は、厳しい気象条件のために観測点を容易に増やせない上、衛星観測による明確な雲の検出が困難であるという問題がはだかり、現在までほとんど行われておらず、特に南極域の雲の分布と変動については観測技術が発達した現在でも明らかにはなっていない。

衛星リモートセンシングは気象学的解析にとって必要不可欠な学問であり、南極内陸のように観測点が非常に少ない領域でも広域にわたる気象要素を含んだデータを得ることができるという利点を持つ。

これまで衛星の受動計測器を使って雲を検出するための解析には多くの努力が注がれてきた。衛星を使った雲の研究に関しては、史上初の地球観測衛星である TIROS (1960-1965) が打ち上げられて間もない 1962 年にまで遡り、衛星高度から雲はどのように見えるかを航空機によって調査した Conover(1962)に続き、Leese(1964)、Miller et al. (1970)が行った。1970 年代から実際の衛星データを用いた雲の研究が盛んに行われるようになり、1977 年に初めて Reynolds and Von der Haar(1977)によって二つの異なる波長データ(可視と赤外)によって日射のあるときの雲の検出法が提案された。1984 年には近赤外データを利用した雲の解析が Kidder and Wu(1984)によって行われ、日射のあるときの雪氷面と雲のアルベドの違いについて報告された。また、異なる手法として衛星画像のパターンテクスチャから雲の識別を行う方法も開発されており (Curry and Herman, 1985)、この手法は Ebert (1987)の研究を元に Dan Lubin et al.(1997)によって改良された。

また、マイクロ波や短波マルチスペクトル(Arking et al., 1985; Key and Barry, 1989)、そしてニューラルネットワークを利用した検出(Welch et al., 1992)といった多様な解析が行われている。1987 年には赤外スプリットウィンドウデータの輝度温度差を用いた海洋上の雲検出が提案された(Inoue, 1987)。近年、MODIS や ADEOS- の GLI といった新しい衛星測器による観測で、日射のある場合は、 $1.6 \mu m$ 帯において雲と雪面の反射率の違いが大きいことから雲の検知に利用する手法が提案されている(Rosenfeld, et al., 2004)。

極域においては、衛星データを利用して雲の分布を得ることは次にあげる理由から難しい、1:極夜の期間は可視データが使えない、2:雲と雪氷面の温度が同程度になる場合があり、単一の赤外データからは両者を区別できない。

南極域においては 1987 年に赤外スプリットウィンドウデータ・近赤外域データの輝度温度差を用いた雲識別の研究がなされた(Yamanouchi et al., 1987)。近年の極域の雲検出において期待される手法の一つとして本研究ではこの理論に基づいて解析を行った。この検出法は、輝度温度(T_4)に対する輝度温度差(T_3-T_4 、 T_4-T_5)の散布グラフにおいて、雲(雲粒サイズ、状態、温度、光学的厚さ)によりプロットの分布が異なることを利用するものである。輝度温度(T_4)に対する輝度温度差の散布グラフは、地上から雲の光学的に薄い部分、そして光学的に厚い部分を含む領域においてアーチを描くように分布する。その曲線は晴天のポイントから始まり(地表面温度)、それぞれの光学的厚さのポイントを通り、無限に厚いポイント(雲頂温度)に収束する。アーチのトップ(輝度温度差の極大点)は雲の粒子サイズ、状態、温度に依存して変化する。近年、Yamanouchi et al., (2000) は、南極内陸の雲の場合は、 T_4-T_5 が 1 と非常に小さな値となり、散布グラフにアーチが現れないような場合があり、 T_4-T_5 の小さな値は雲と晴天領域を見分けることはいっそう難しいことを示した。これらの結果から、極域の雲と雪氷面、海水面を識別するにはまず晴天域における地表の放射特性、すなわち輝度温度差の特徴を明らかにすることが重要であるといえ、このことは雲の検出精度を向上させるためには避けることはできない。

本研究論文は極域の雲の検出アルゴリズムを確立し、南極域における一年を通じた雲の分布特性を明らかにすることを目的とする。

第 2 章 データ

2-1 衛星データ

極域の観測に適する衛星の一つにアメリカの国立海洋大気庁(National Oceanic and Atmospheric Administration)が運用する極軌道衛星 NOAA・TIROS シリーズがあげられる。NOAA シリーズによる観測は 1978 年以来、現在まで継続して行われており、膨大なデータが各地で受信・保存されている。本研究の主なデータとして利用した 1997 年の時点で稼働していた NOAA 衛星は 12 号と 14 号で、南極上空約 833km の高度から約 100 分間隔で通過していた。NOAA 衛星には受動型放射計 AVHRR(Advanced Very High Resolution Radiometer)が搭載されており、組み込まれている 5 つのセンサは表 1.1 に示すようにそれぞれ各波長域に感度を持つ。

表 1.1. NOAA-12 号、及び 14 号に搭載されている AVHRR のセンサー一覧と観測波長域。

チャンネル No.	観測波長域(中心波長)
1	0.58 ~ 0.68 μ m (0.6 μ m)
2	0.725 ~ 1.0 μ m (0.9 μ m)
3	3.55 ~ 3.93 μ m (3.7 μ m)
4	10.3 ~ 11.3 μ m (11.8 μ m)
5	11.5 ~ 12.5 μ m (12 μ m)

本研究では、それぞれのセンサで観測されたカウント値からアルベドもしくは輝度温度に変換した後の値をチャンネル 1 から順に ALB1、ALB2、T3、T4、T5 とする。AVHRR の走査鏡は衛星の進行方向を軸として 1 分間に 360 回転し走査する。このとき図 2.1 のように地上を観測する角度は衛星直下を 0 度とすると ± 55.4 度であり、データの幅は約 3000km(2048 サンプル)となる。赤外センサ(チャンネル 3、4、5)は地上を走査する毎に宇宙空間(10 サンプル)と、衛星に搭載された内部黒体(10 サンプル)の放射を測定し、こ

のカウント値を放射量変換の較正のために利用する。空間分解能は衛星直下で約 1.1km であり、 ± 55.4 度では約 4km となる (NOAA KLM USER'S GUIDE September 2000 revision)。

AVHRR により観測されたデータは衛星から常時、継続的に送信されており、データは地上から衛星が確認できるエリアにある可動式アンテナにより受信することができる。本研究で使用的是のは 1997 年 3 月から 1998 年 1 月の期間に南極昭和基地で受信したオリジナルのデータの ALB1、T3、T4、T5 である。概ね 14:00UTC の NOAA-14 号は経度 0 度線方向に北へ向かった軌道を持ち、ドームふじ観測拠点、昭和基地の上空に近い点を通過する (平沢ら, 2002)。本研究では上記の理由により主に 14:00UTC 前後の NOAA-14 号のデータを利用した。

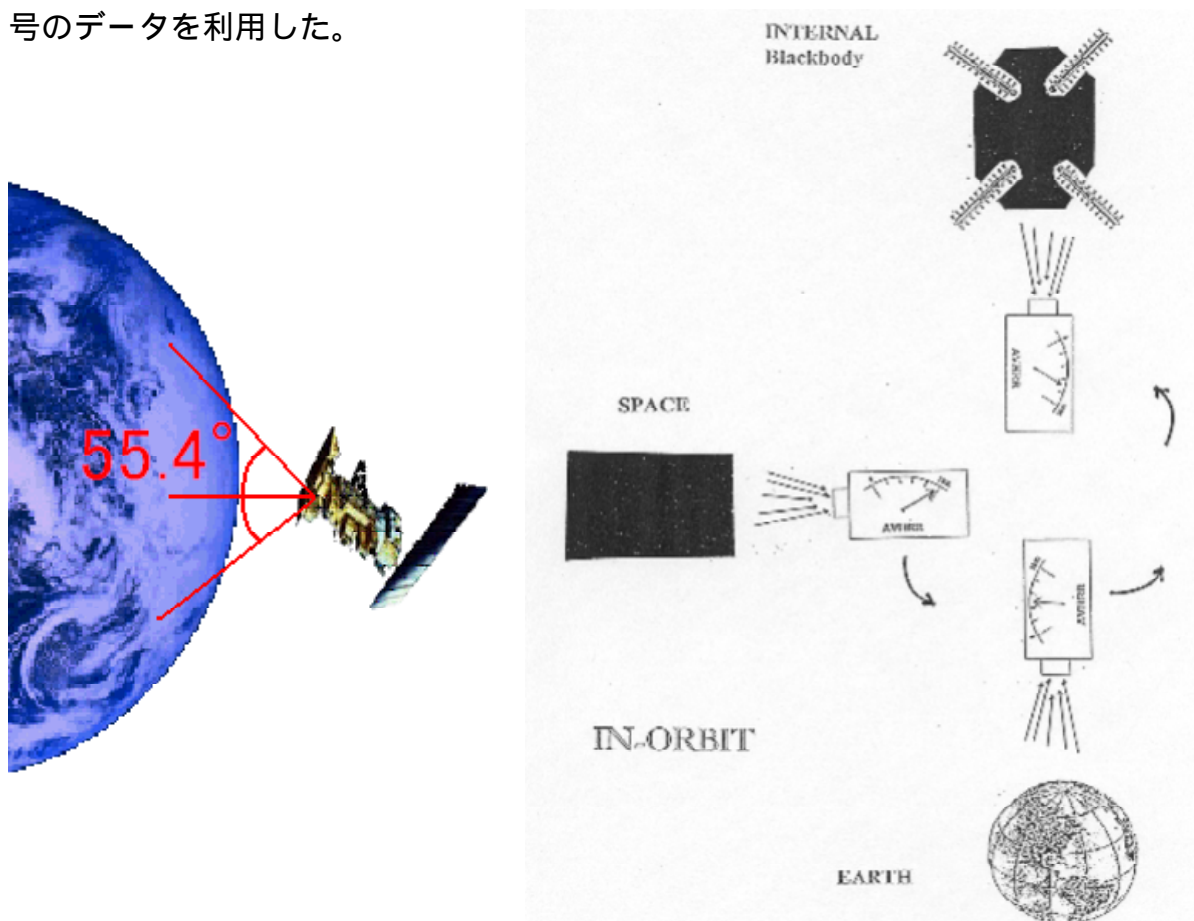


図 2.1. AVHRR の全センサは地球を ± 55.4 度(2048 サンプル)走査し、続いて赤外センサは宇宙空間(10 サンプル)と、衛星に搭載された内部黒体(10 サンプル)を走査する。図は (Kidwell, 2002) より一部変更。

2-1-1 赤外・近赤外データ キャリブレーション

本研究では NOAA が提唱する以下のキャリブレーションアルゴリズムにしたがって処理を行った。なお、ここで示す式は Kidwell(2002)に掲載されているものに準拠している。AVHRR の赤外センサから出力されるカウント値は走査毎に得られる宇宙空間の放射と内部黒体の放射から得られるカウント値に依存して次のキャリブレーション式にしたがって放射量変換を行う。

$$N_E = a_0 + a_1 C_E + a_2 C_E^2 \quad \dots (1)$$

ここで、 N_E はチャンネルが得た地表からの放射量 $W/(m^2 \cdot sr \cdot cm^{-1})$ で、 C_E はセンサから出力される放射計デジタルカウント値、 a_0 、 a_1 、 a_2 はキャリブレーション係数を表す。キャリブレーション係数は National Environmental Satellite, Data, and Information Service (NESDIS) が独自に開発・改良した AVHRR レベル 1b データから入手可能であり、これらの係数は Kidwell (2002) と Walton, et al. (1998) に述べられている。通常は、宇宙を走査したときにセンサが出力するカウント値はほとんど変化しない。一方で内部黒体のカウント値は、黒体の内部に埋め込まれている白金温度計の値と共に変動する。このキャリブレーションアルゴリズムは外部から受ける放射は検出素子のみに入射し、検出素子以外へ入射する放射は常に無いか、全ての測器に均一であることを前提をしており、これらが破綻することは議論されていない。

放射量 $N(T)$ と温度の変換はプランクの公式に基づく次の式により行う。

$$N(T) = \frac{\int_{m_1}^{m_2} B(m, T) V(m) dm}{\int_{m_1}^{m_2} V(m) dm} \quad \dots (2)$$

$B(\nu, T)$ はプランクの関数である。

$$B(\nu, T) = \frac{C_1 \nu^3}{e^{\left(\frac{C_2 \nu}{T} \right)} - 1} \quad \dots (3)$$

ここで $C_1 = 1.1910427 \times 10^{-5} \text{ mW}/(\text{m}^2\text{-sr-cm}^{-4})$

$C_2 = 1.4387752 \text{ K-cm}$

ν : 波数 (cm^{-1})

$B(\nu, T)$: 正規化した応答関数

$\nu_1 \dots \nu_n$: 応答関数 $B(\nu, T)$ の下限・上限の波数

式 2 は式 4 で近似できる。

$$N(T) = \frac{\sum_{i=1}^n B(\nu_i, T) V(\nu_i) D\nu_i}{\sum_{i=1}^n V(\nu_i) D\nu_i} \quad \dots (4)$$

ここで ν_i は ν の n 個の離散点 $\nu_i (i=1, 2, \dots, n)$ で定義され、 $D\nu_i (= \nu_{i+1} - \nu_i)$ は隣接する離散点の間隔である。

したがって輝度温度 $T(\text{K})$ は式 5 で表すことができる。

$$T = \frac{C_2 \nu}{\log_e \left(\frac{C_1 \nu^3}{B} + 1 \right)} \quad \dots (5)$$

赤外・近赤外域のセンサにおいて、カウント値と放射量は反比例の関係であり温度が低いほどカウント値が表す温度分解能は低下する。図 2.2 に赤外・近赤外波長のチャンネル 3 とチャンネル 4 の 1 カウント値($C_n - C_{n-1}$)の温度分解能(ΔT)と温度の関係を示す。尚、横軸の温度はカウント値 0 から 1000 までの範囲を示す。図 2.2 から赤外・近赤外センサは共に低温域において温度分解能が低下することがわかる。赤外センサ(T4)は-107℃以下で、近赤外センサ(T3)は-35℃以下で温度分解能は 1℃以上となり分解能の低下は特に顕著となる。

また、赤外・近赤外センサには機械的なノイズが存在するという報告がある(赤枝・武田, 1984; Simpson and Yhann, 1994)。本研究ではノイズの温度依存を調査した。図 2.3 からわかるように極低温の対象を観測する場合、衛星通過方向に対して平行なノイズが生じる。図 2.4 に示すのは図 2.3 の A から C までの直線上の T3 の分布である。なお、横軸はピクセル数を示す。この分布から-45℃以下で数十℃に及ぶ温度変化があることがわかる。図 2.5 は B から C までの T3 の分布である。図 2.5 から約-45℃以下にあたる標高の高い内陸域で温度分解能が著しく低下しており、隣接するピクセルでも自然現象としては考えにくい温度変化が生じていることを示している。この温度分解能の低下による輝度温度のばらつきを抑えるために本研究では 4 × 4 ピクセルで平均化して解析に用いる。

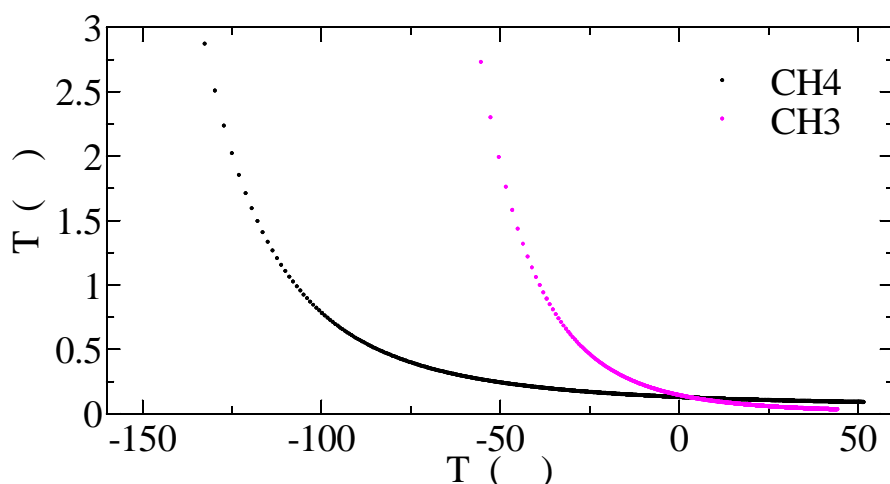


図 2.2. 赤外センサ(CH4)と近赤外センサ(CH3)の 1 カウント値の温度分解能と温度の関係。

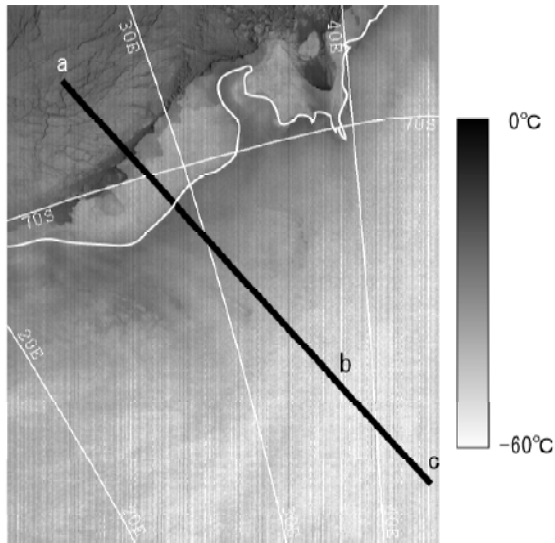


図 2.3. 南極内陸から海氷域までの近赤外(T3)画像。縦方向のノイズが確認できる。

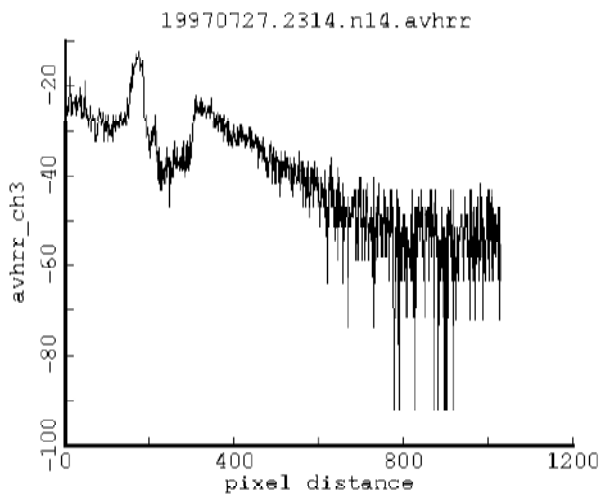


図 2.4. 図 2.3 のポイント A(ピクセル 0)から
C(ピクセル 920)までの T3 の変化。

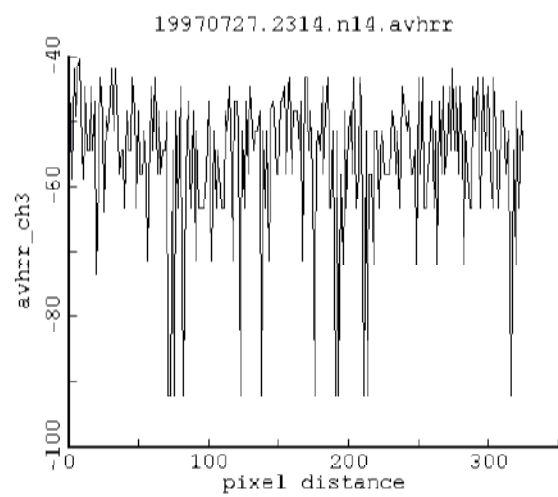


図 2.5. ポイント B(ピクセル 0)から
ポイント C(ピクセル 320)までの T3
の変化。

2-1-2 可視データ

AVHRR の可視センサ、および近赤外センサ(チャンネル 1、チャンネル 2)のカウント値はアルベドの値に変換される。変換に利用する式 6 の係数は衛星打ち上げ前に予め地上テストにより決定された値が代入される。したがってこの係数の打ち上げ後の検証は行われていない。各チャンネルにおけるアルベドの値 A は

$$A=SC+I \quad \cdot \cdot \cdot (6)$$

で表すことができる。ここで C はセンサが出力するカウント値であり、S、I は各チャンネルの係数である。NOAA-14 号における S、I は表 2 に示すものが使われる。

表 2. 可視センサのキャリブレーション係数。

チャンネル 1		チャンネル 2	
S	I	S	I
0.1081	-3.8648	0.1090	-3.6749

2-2 地上観測データ

本研究では、1997 年 3 月から 1998 年 1 月までの期間、第 38 次日本南極地域観測隊によって南極昭和基地(南緯 69 度 00 分 22 秒、東経 39 度 35 分 24 秒、標高 29.18m)及びドームふじ観測拠点(南緯 77 度 19 分 01 秒、東経 39 度 42 分 12 秒、標高 3,810m)で観測、収集されたデータを利用した。

2-2-1 地上気象観測

昭和基地及びドームふじ観測拠点で行われている定常観測の一つに気象観測があげられる。昭和基地、及びドームふじ観測拠点では通常 1 日 8 回 3 時間毎の気圧、気温、湿度、風向風速、視程距離、天気、雲量、雲の種類といった定常観測が行われている。本研究では気象庁が発行する南極気象資料(気象庁, 1997; 気象庁, 1998)に掲載された気象観測データを利用した。

2-2-2 高層気象観測

昭和基地では 1 日 2 回 0:00UTC と 12:00UTC にレーウィンゾンデ(RS2-91)による高層気象観測を行っている。この観測により気温、相対湿度、気圧の高度プロファイルのデータセットが収集される。

一方、ドームふじ観測拠点では 1995 年から 1998 年(36 次から 38 次)まで高層気象観測が実施された。1997 年から 1998 年の観測では地上の天候悪化のために観測不能である日を除き通常 1 日 1 回 12:00UTC に主にラジオゾンデ(RS80-18)によるゾンデ観測が行われた。昭和基地と同様に気温、相対湿度、気圧の高度プロファイルのデータセットが収集される。

昭和基地、及びドームふじ観測拠点で観測されたデータはそれぞれ気象庁が発行する南極気象資料(1997; 1998)、国立極地研究所が発行する JARE DATA REPORTS(2004)に掲載されたものを利用した。

2-3 海水データ

本研究では DMSP 衛星に搭載されているマイクロ波放射計 SSM/I で観測されたデータから推定された海水密接度のデータセットを利用した。

海水密接度推定アルゴリズムは、マイクロ波における海水と氷の放射特性の違いから海水密接度を推定する方法で、現在 NASA Team(Cavalieri and Zwally, 1990)、Bootstrap

(Comiso, 1999)の二つのものがある。本研究では NASA Team のアルゴリズムによって作成されたデータセットをコロラド大学の FTP サイトから入手して解析に利用した。空間分解能は $25\text{km} \times 25\text{km}$ であり、海氷密接度は 0.1 % 単位である (DMSP SSM/I Daily and Monthly Polar Gridded Sea Ice Concentrations)。

第3章 T4-T5 による雲検出

太陽光の届かない極夜の期間を含んだ雲の識別に利用できる情報は限られている。極夜の期間の可視波長データはその周波数帯の特性からほとんど地表の情報を持たない。したがって赤外・近赤外波長データを利用することとなる。中低緯度における雲の検出で一般によく使われる方法は、雲の温度は地表の温度より低いことを利用して地表温度と雲の温度に閾値を設け、両者を識別するものである。しかし、南極域では特に氷床の温度が雲と同程度となることがあり、単一の赤外波長データからは両者にほとんどコントラストが生じない場合が多い。Yamanouchi et al. (1987)は二つの波長の僅かな輝度温度差を調査し、雲頂と雲底に温度差がある場合は雲の雲粒状態 [水/氷]・サイズといった複合的要素が輝度温度に差を生じさせることを示した。また、水粒子や氷粒子からなる一様な雲のモデルを考えたとき、図 3.1、及び図 3.2(共に Yamanouchi and Kawaguchi, 1992 より出典)のように雲の厚さ、粒の大きさによって放射特性が変化し、さらに波長によっても変化の仕方が異なる。図 3.3 と図 3.4(共に Yamanouchi et al., 1987 より出典)は、この関係からモデルの上で輝度温度 (T4)と輝度温度差 (それぞれ T4-T5、T3-T4)のグラフを描画したものであり、一つのアーチを形作ることを示した。このアーチは雲が薄い A のときには雪氷面の輝度温度放射特性に近く輝度温度差は小さいが、厚くなるにしたがって輝度温度差が大きくなり、ある厚さ B に達すると雲頂となる C まで輝度温度差は縮小することを示している。このような雲の放射特性を利用し、輝度温度差(T4-T5、T3-T4)に閾値を設けることで雲と地表の識別を行う。赤外輝度温度差 (T4-T5)、近赤外と赤外の輝度温度差 (T3-T4)を利用した昭和基地付近の雲の検出結果については 1992 年に報告されている(Yamanouchi and Kawaguchi, 1992)。さらに赤外輝度温度差のみを利用した南極内陸域までの領域における雲の検出は 1997 年に報告されている(Murata and Yamanouchi, 1997)。

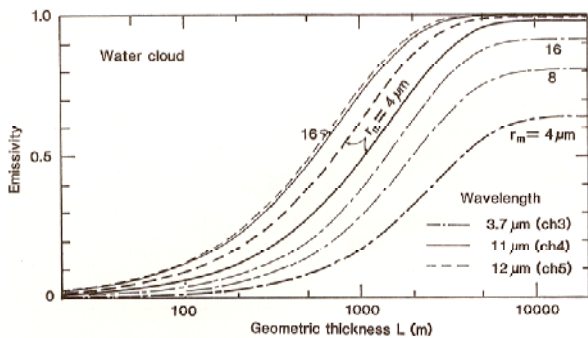


図 3.1. 水粒で構成される雲の粒子サイズの各波長における幾何学的厚さと射出率の関係(Yamanouchi and Kawaguchi, 1992 より)。

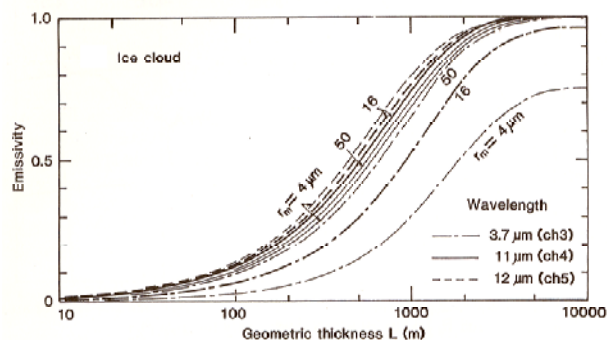


図 3.2. 氷粒で構成される雲の粒子サイズの各波長における幾何学的厚さと射出率の関係(Yamanouchi and Kawaguchi, 1992 より)。

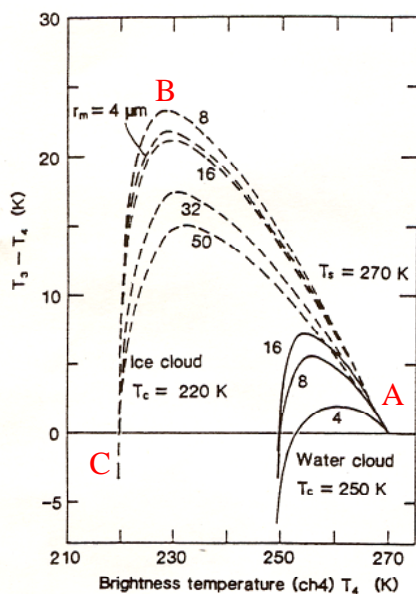


図 3.3. 地表を 0 としたときの水雲、氷雲の T_4 に対する $T_3 - T_4$ の理論値 (Yamanouchi et al., 1987 より)。

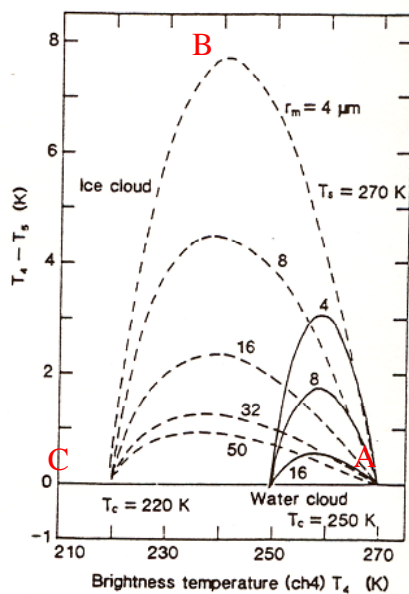


図 3.4. 地表を 0 としたときの水雲、氷雲の T_4 に対する $T_4 - T_5$ の理論値 (Yamanouchi et al., 1987 より)。

本研究ではこの方法に基づいて雲の検出を行うが、衛星から見たときの極域の晴天域 (雪氷域、開水域) の放射特性、すなわち輝度温度 (T_4) に対する輝度温度差 ($T_4 - T_5$ 、 $T_3 - T_4$)

に着目し、雲域との区別に利用する。したがって、地表の輝度温度差を詳細に調査し把握することで、地表の輝度温度差とは異なる領域（雲）の検出精度を向上させて南極域全体に適用させる。この章では赤外域の輝度温度差(T4-T5)を使った雲の検出アルゴリズムについて述べる。

3-1 雲検出と地表面放射特性

輝度温度差についてデータの特性の評価を行った。また、地表と雲の識別に利用するために雪氷面と開水面の輝度温度差の分布特性を調査した(Kadosaki et al., 2002)。

3-1-1 輝度温度差の観測角度依存

赤外画像から晴天域と考えられる領域の放射特性の調査に先立ち、赤外域では特に雲の検出には僅かな輝度温度差が重要となるため、赤外域の二つの波長における輝度温度差と観測角度依存の調査を行った。Yamanouchi et al. (1987)は NOAA-7 号の見込み角について輝度温度差との関係を調査しており、観測対象が雲の無い雪氷面であるとき、観測角度の変化に伴って輝度温度差が変化することが報告されている。また、Key and Haefliger (1992)は、雪氷面における観測角度依存の理論的な推定を行っている。本研究では NOAA-14 号において、2 章で述べた NOAA の提唱するキャリブレーション処理を行った上で輝度温度差の見込み角依存、及び観測対象温度依存について再検証した。

可視画像(ALB1)及び赤外画像(T4)から南極内陸部で広範囲にわたって晴天域が広がり、雪氷面と確認できる領域を検証に使用した。使用したデータを表 3 に示す。抽出した領域は衛星パス毎にそれぞれ異なり、南極内陸の約 50 万から 100 万 km² の四角形である。また、抽出した領域はカタバ風が卓越する斜面を含む(Parish and Bromwich, 1987)。使用した領域の一例として 1997 年 11 月 19 日の可視画像を図 3.5 に示す。四角形は解析に使用した部分である。計算時間の効率化のために、生データから 4 ピクセル毎に 1 ピクセルをサンプリングし、データ量を少なくした。また 2-1-1 で示したようにセンサの

輝度温度分解能の制限により、低温度でばらついて分布する傾向がある。この効果を軽減するためにサンプリングしたデータをさらに 4×4 ピクセル領域で平均し、処理前のデータの $1/16$ のサイズのデータセット 1 を作成した。図 3.6 に、選択した全データ領域の赤外輝度温度差 (T4-T5) の値を観測角度 (衛星直下 : 0 度、最端 : 55 度) に対してプロットしたものである。また、雪氷面温度による観測角度の依存傾向を調査するために T4 を -85 から -20 まで 5 毎に区切り、各温度帯のデータは観測角度 0 度で T4-T5 の値を 0 にオフセットしたものである。

表 3. 広域の雪氷面を抽出し、観測角度依存、雪氷面放射特性の解析に使用したデータリスト。

受信年月日	受信開始時刻
1997/5/6	18:08
1997/6/3	18:03
1997/8/31	18:33
1997/10/20	12:48
1997/11/19	14:01

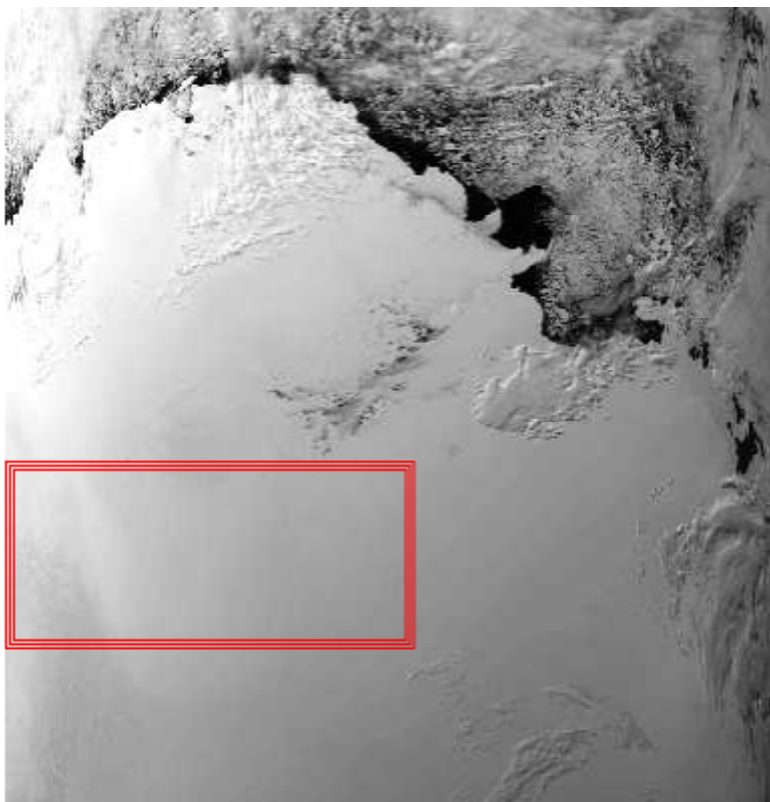


図 3.5. 抽出した広域雪氷面の一例。1997 年 11 月 19 日の可視画像。

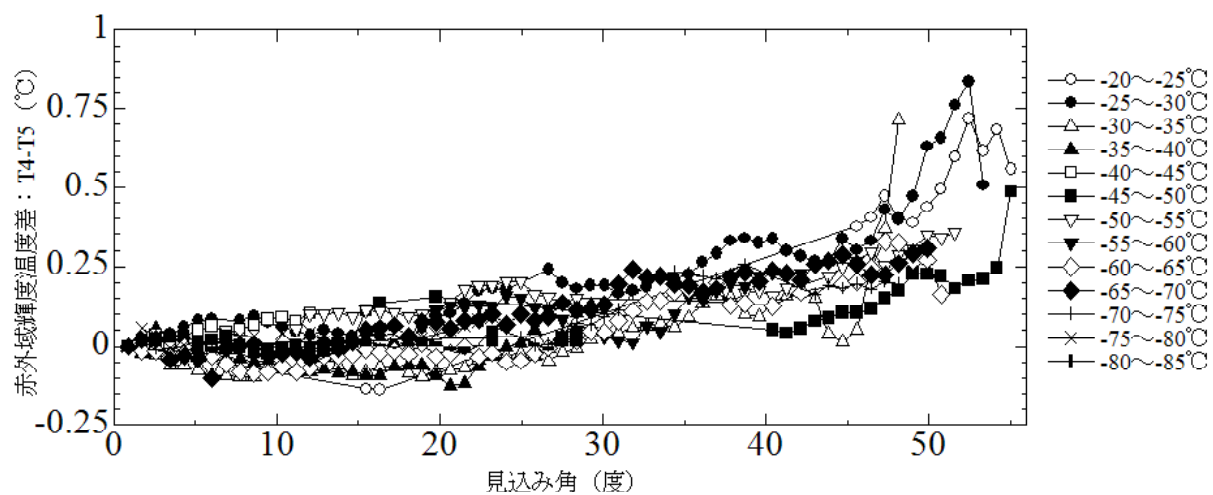


図 3.6. 観測角度(衛星直下：0 度、最端：55 度)に対する赤外輝度温度差(T4-T5)。T4 を-85 から-20 を各 5 毎に区切り、各温度帯のデータは観測角度 0 度で T4-T5 の値を 0 にオフセットした。

図 3.6 より衛星直下点から観測角度が増えるにしたがって、輝度温度差が大きくなり、平均で約 0.5 になることがわかる。僅かな輝度温度差を扱うことから 0.5 以上の差が現れる観測角度 45 度以上のデータは極力排除する必要がある。このことから本研究で扱う領域を衛星パスの両端が入りにくいように 14:00UTC においては図 3.7 で示す南緯 52 度、東経 0 度：南緯 47 度、東経 29 度：南緯 82 度、東経 0 度：南緯 67 度、東経 70 度を 4 点とする長方形の範囲とした。また、観測対象の温度の違いによる観測角度依存は確認できなかった。

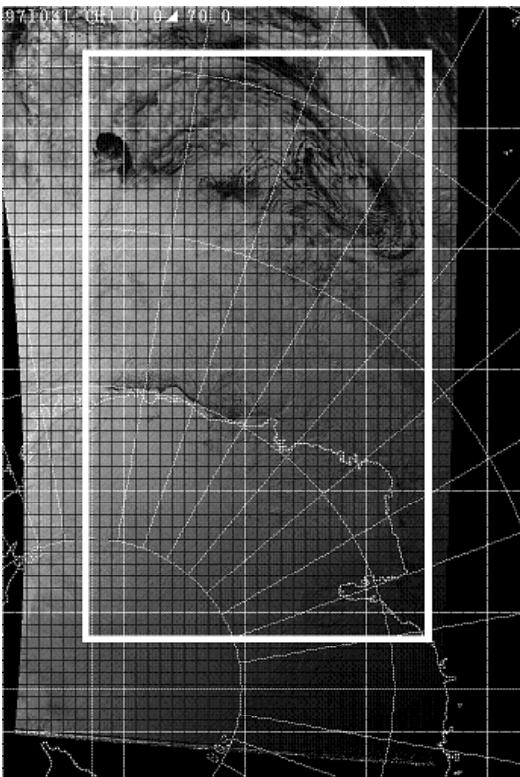


図 3.7. 本研究で扱う領域。14:00UTC の衛星パスで南緯 52 度、東経 0 度：南緯 47 度、東経 29 度：南緯 82 度、東経 0 度：南緯 67 度、東経 70 度を 4 点とする長方形の範囲。

3-1-2 雪氷面放射特性の傾向と要因についての考察

雪氷面の連続した幅広い温度帯 T4 に対する T4-T5 の概要的な温度依存性を得るために、広域のエリアを対象としたデータセット 2 を作成した。また、広域のエリアからは地理的特性が均質な状態の T4 に対する T4-T5 の温度依存性を得ることは難しいために特定の狭いエリアを対象としたデータセット 3 を作成した。さらに、南極氷床と海氷面の輝度温度差の相違性を確認するためにデータセット 4 を作成した。データセット 2 は 3-1-1 で晴天域を抽出し、作成したデータセットと同じものである。データセット 3 は主にドームふじ観測拠点における局所的なエリアであり、14:00UTC 前後の衛星データを基に作成した。比較的暖かい領域のデータを補うために昭和基地領域のデータを追加し、さらに昭和基地とドームふじ観測拠点では示すことができない温度域を補うためにあすか付近の領域のデータを追加した。ドームふじ観測拠点の地上気象観測データから衛星が通過する前後 3 時間以内の雲量が 0 であることが明確な日時の衛星データを選んだ。ただし、あすか付近の領域は地上観測が行われていないため、可視・赤外画像を調査して晴天域と判断した。複数の異なる衛星パス上で絶対位置(緯度・経度)を得るために、元の空間分解能に近い 1 ピクセル約 1.1km とした南緯 70 度接面に投影するポーラーステレオ図法に幾何変換を行った。また、データセット 2 と同様に低温域でばらつく分布を避けるために 4 × 4 ピクセルで平均を行った。データセット 3 に使用したデータのリストを表 4 に示す。データセット 4 は表 5 に示すリストのデータを利用し、図 3.8 のような南極内陸から海氷域までの概ね直線上のいくつか領域を複数の年月日のデータから抽出したものである。なおデータセット 3 と同様、幾何変換の後に 4 × 4 ピクセルで平均を行った。一つのデータの領域は 16 × 16 ピクセルの四角形で約 70km × 70km に等しい。

表 4. 晴天が確認できたドームふじ観測拠点、
昭和基地、あすか付近の衛星データ。

受信年月日	対象領域
1997/04/08	ドームふじ
1997/04/08	あすか
1997/04/16	ドームふじ
1997/04/17	ドームふじ
1997/05/01	ドームふじ
1997/05/04	ドームふじ
1997/05/10	ドームふじ
1997/05/28	ドームふじ
1997/06/10	ドームふじ
1997/07/03	ドームふじ
1997/07/08	ドームふじ
1997/07/12	ドームふじ
1997/08/01	ドームふじ
1997/09/24	ドームふじ
1997/10/03	ドームふじ
1997/10/13	ドームふじ
1997/10/14	あすか
1997/10/19	ドームふじ
1997/10/20	ドームふじ
1997/10/20	あすか
1997/10/23	ドームふじ
1997/10/26	ドームふじ
1997/10/30	ドームふじ
1997/11/12	ドームふじ
1997/11/15	ドームふじ
1997/11/16	ドームふじ
1997/11/20	ドームふじ
1997/11/21	ドームふじ
1998/01/10	昭和
1998/01/30	あすか

表 5. 南極内陸から氷床までの直線上の領域を
抽出した衛星データ。

受信年月日
1997/07/27
1997/12/23(A)
1997/12/23(B)

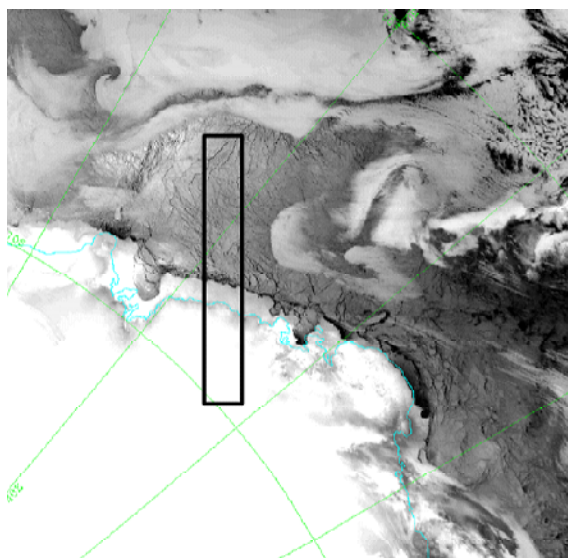


図 3.8. 南極内陸から氷床までの直線上の領域の一例。1997 年 9 月 1 日の赤外画像。

データセット 2 から得られた連続した幅広い温度帯 T4 に対する T4-T5 の散布グラフを図 3.9 に示す。図 3.9 は T4 の増加に伴って T4-T5 が連続的に正に広がることを示しており、T4 への依存性があることがわかる。T4 が -80 で T4-T5 は約 0 であり、-80 から T4-T5 はほぼ一定の割合で増加し、-40 で T4-T5 は約 0.3 に達する。T4 が -37 から T4-T5 の増加率が大きく変化し、-32 で T4-T5 は約 1 になる。しかしながら T4 が -32 以上では T4-T5 の分布はばらついており、明確な傾向を得ることはできない。

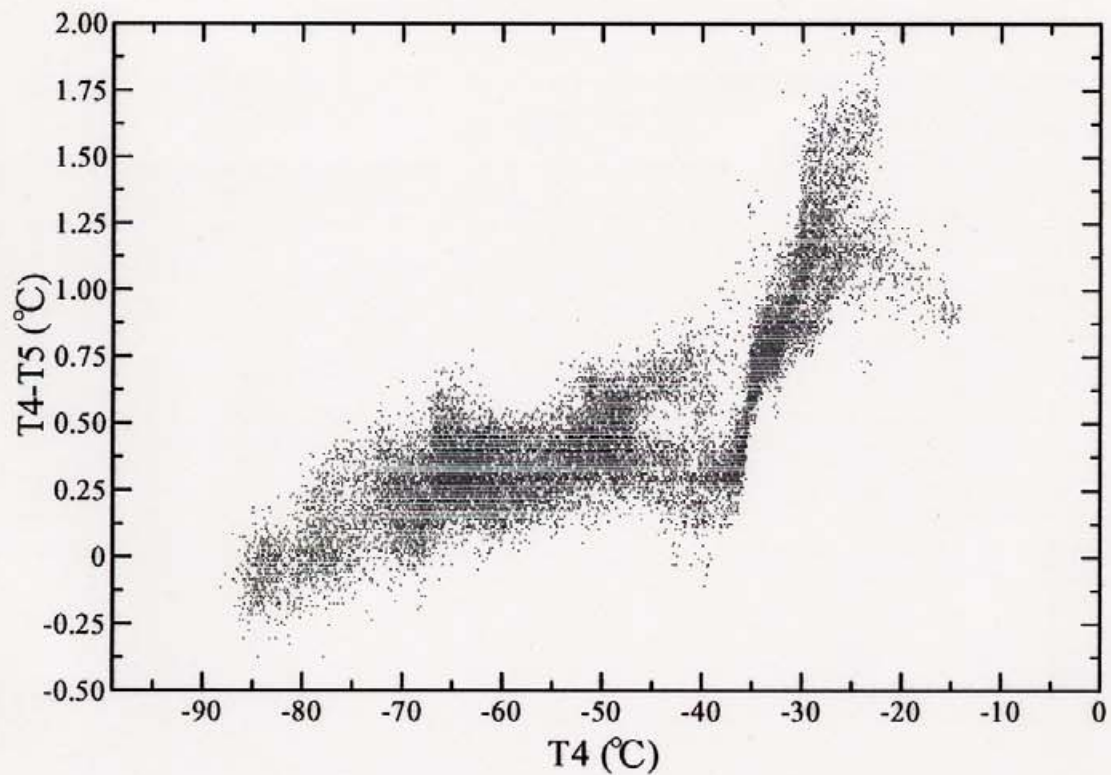


図 3.9. 広域な雪氷面の輝度温度 (T4) に対する輝度温度差 (T4-T5) の散布グラフ。-35 °C 付近で輝度温度差の傾向が大きく変化する。

図 3.10 には、データセット 3 から得られたドームふじ付近の狭い領域の均質な地理的特性における T4 に対する T4-T5 の散布グラフを示す。

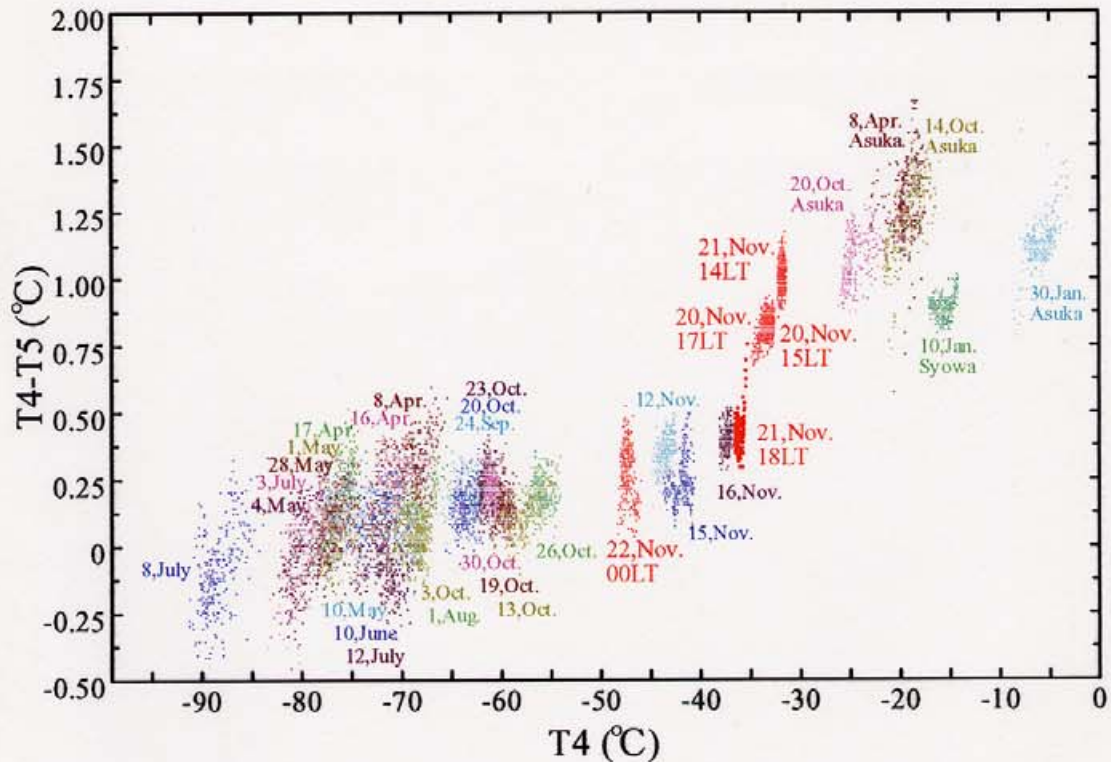


図 3.10. ドームふじ観測拠点、昭和基地、あすか付近の狭い領域の均質な地理的特性における輝度温度(T_4)に対する輝度温度差(T_4-T_5)の散布グラフ。図 3.9 と同様の傾向を示す。

狭い領域であるために、それぞれのデータの温度域は 5°C 程度と小さく、温度域の異なる複数のデータを同一のグラフにプロットして現れる傾向を示す。これら南極内陸域のデータは T_4 が -30°C 以上のプロットが少ないため、比較的暖かい昭和基地とあすか基地に近い(あすか基地から北に約 100km の地点を中心とした)エリアのデータをデータセット 3 に追加した。昭和基地エリアの晴天判定にはドームふじエリアと同様に地上観測データを使用した。あすか基地に近いエリアのデータは、昭和基地の温度とドームふじの温度の間をカバーするために使用した。あすか基地での地上観測データは無いので、

データセット 2 と同様に画像の目視による検査に基づいて晴天状態と見積もった。図 3.10 は図 3.9 と同様の傾向を示している。T4 が -30°C 以上では T4-T5 の値は、約 $1^{\circ}\text{C} \pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 以内に分布することがわかる。

データセット 4 から得られた南極氷床から海氷面までの T4 に対する輝度温度差の分布グラフを図 3.11 に示す。

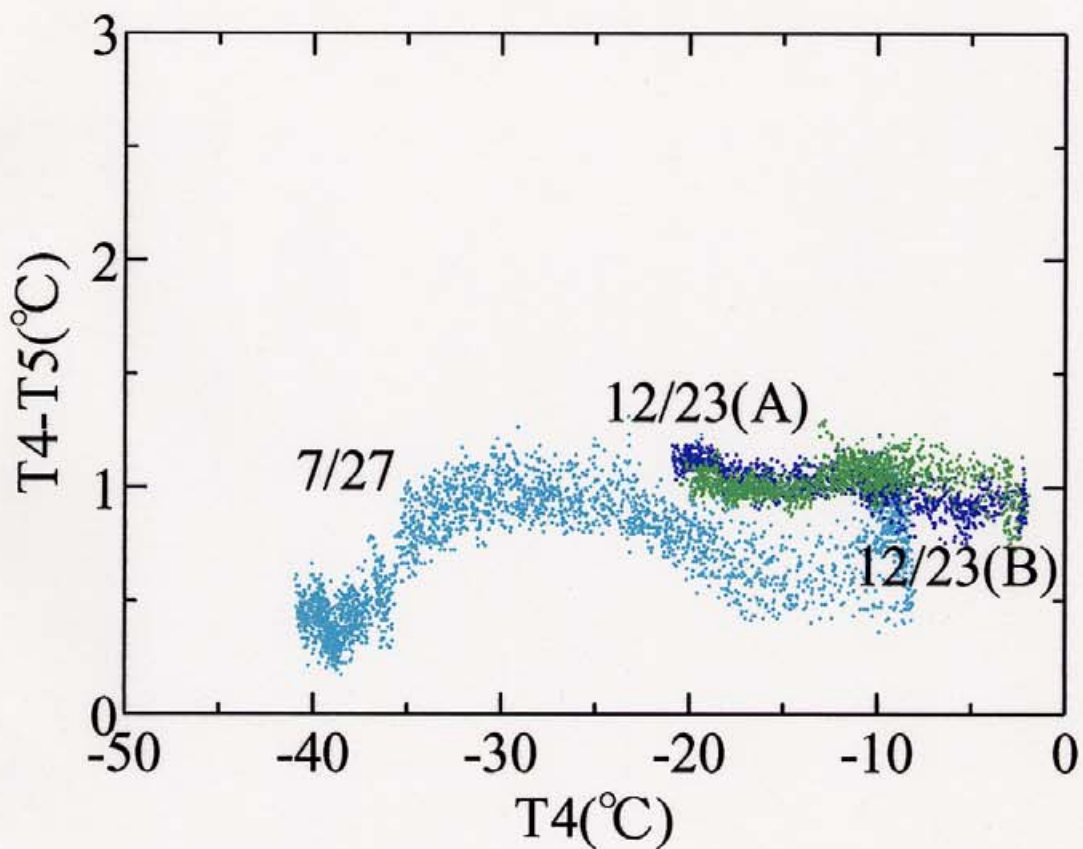


図 3.11. 内陸から沿岸にかけての領域における輝度温度(T4)に対する輝度温度差(T4-T5)の散布グラフ。1997 年 7 月 27 日を水色、12 月 23 日の異なる 2 つの領域をそれぞれ青、緑で示す。図 3.9、図 3.10 と同様の傾向であることがわかる。

この図からドームふじ観測拠点及び昭和基地における分布グラフと同様に T4 が⁻³²以上では T4-T5 の値は約 1 ± 0.5 で分布していることがわかる。したがって、雲の検出アルゴリズムで用いる閾値は大陸氷床と海氷の区別の必要はないといえる。また、データセット 2(広域エリア)、及びデータセット 3(昭和基地、ドームふじ観測拠点)、そして、データセット 4(南極氷床から海氷面)の輝度温度差分布(T4-T5)を調査した結果、T4-T5 の変化の要因は、場所による地表面状態の違いに依存するものではないと考えられる。

大気中の水蒸気によって T4-T5 と T4 の関係がどのように変化するかを明確にするために昭和基地とドームふじ観測拠点の高層気象観測データから調査した。

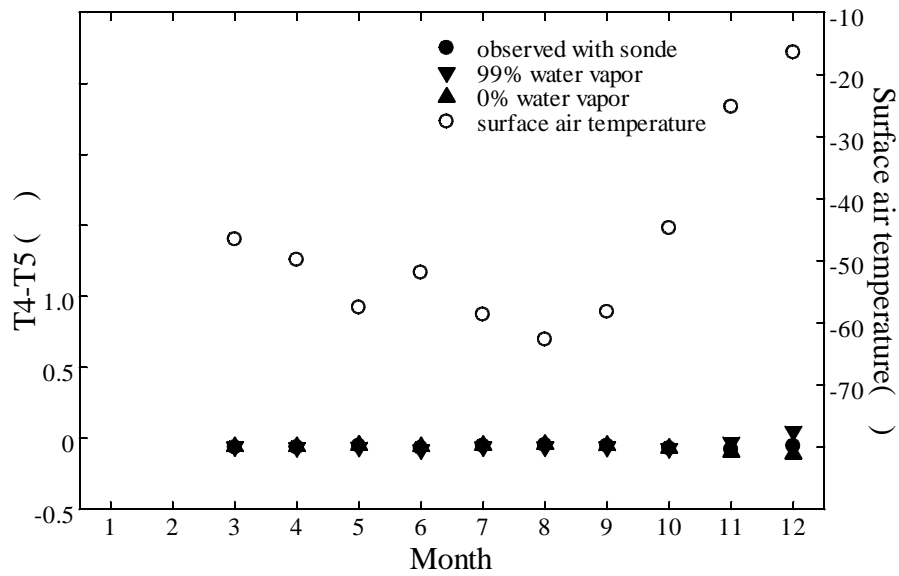
相対湿度の観測精度は低い(Bromwich, 1988; 平沢・木津, 1999)が、表 6 にオリジナルの観測値をそのまま使用してもとめた二つの基地の月平均可降水量を示す。ドームふじ観測拠点の 1 月と 2 月はデータの数が少ないため除いた。表 6 から昭和基地の可降水量はドームふじ観測拠点より一桁大きい。

表 6. ドームふじ観測拠点と昭和基地におけるゾンデ観測を元に算出した月平均可降水量。

Month	Precipitable water (g cm^{-2})	
	Dome Fuji	Syowa
1	-	0.632
2	-	0.552
3	0.029	0.587
4	0.024	0.499
5	0.015	0.323
6	0.026	0.266
7	0.010	0.200
8	0.012	0.240
9	0.011	0.125
10	0.018	0.263
11	0.041	0.356
12	0.081	0.525

大気中の水蒸気量の変化が影響し得る T4-T5 の範囲を示すために、ゾンデで測定した値()と対流圏の相対湿度を 99 % (下向き三角)、0 % (上向き三角)と仮定して放射計算コード"MODTRAN"(Anderson et al., 1995)を利用して計算した T4-T5 の値を図 3.12 に示す。(a)と(b)はそれぞれドームふじ観測拠点と昭和基地のデータを用いた結果を示す。地上基地で得られた地上気温の月平均気温もまた示した()。これらの結果を図 3.10 に加えたものを図 3.13 に示す(灰色マーク)。図 3.13 の T4 が-90 、-80 、-70 の T4-T5 は 8 月のドームふじ観測拠点の地上気温だけを変えたプロファイルを使用して算出した。図 3.13 の T4 が-25 以下では、大気中の水蒸気量は T4-T5 にほとんど影響しない。相対湿度が 99 %に設定した場合、T4 が-25 以上から T4-T5 の値は増加し、0 近くでは、約 0.6 に増加する。

(a)



(b)

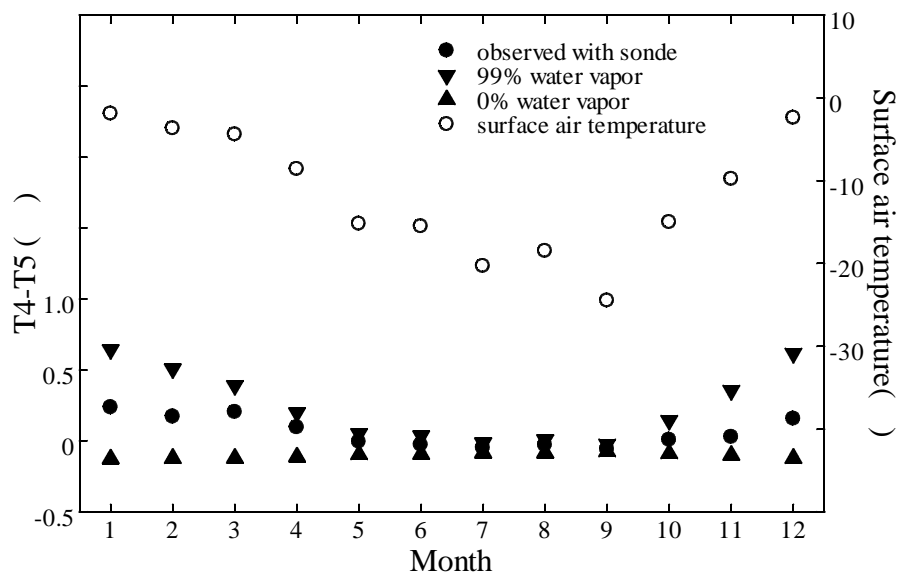


図 3.12. 表 1 を元に MODTRAN によって求めた輝度温度差 ($T_4 - T_5$)。a、b はそれぞれドームふじ観測拠点、昭和基地の値を示す。 はゾンデ観測による月平均可降水量、 は大気の相対湿度 0 %とした場合、 は対流圏の相対湿度を 99 %とした場合の値を示す。

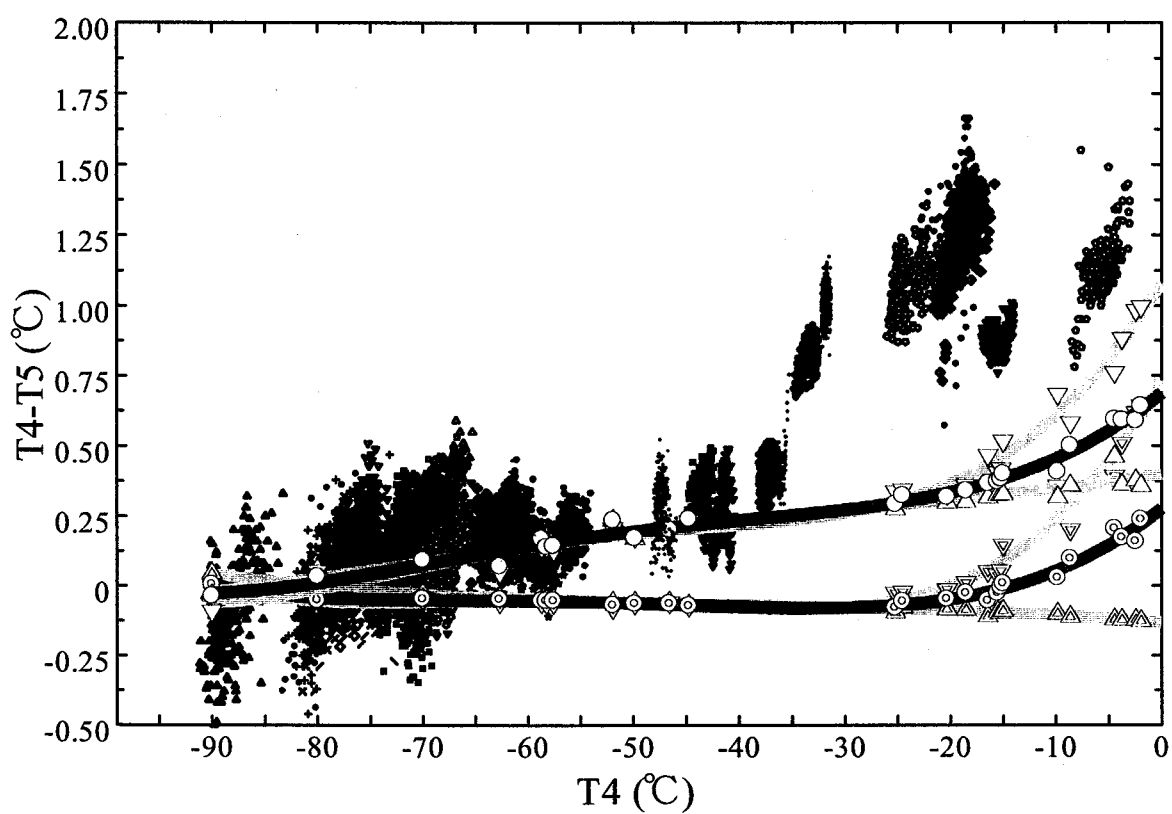


図 3.13. 図 3.12 の結果を図 3.10 で示した衛星データ上にプロットした輝度温度差分布。
○と△は全ての温度域で雪氷面の射出率の差を 0.01 (difference of emissivity) としたときの輝度温度差分布。水蒸気、射出率ともに、 T_4-T_5 を増加させる効果があり、射出率の違いは一定でも僅かに T_4 に対する T_4-T_5 の依存性が生じることがわかる。

次に、雪氷面の射出率の差によって得られる T_4-T_5 の値を計算した。赤外波長帯での雪氷面の射出率の違いについて数多く議論されてきたが、現在まで十分な解は得られていない(Hori et al., 2001; Key et al., 1997; Salisbury et al., 1994; Key and Haefliger, 1992)。Key et al., (1997)は Dozier, (1982)にしたがって CH_4 と CH_5 における射出率を計算し、 CH_4 と CH_5 の射出率の差が 0.0083 まで増加し得ることを示した。この研究では、全ての温度域で射出率を $10.8\ \mu\text{m}(CH_4)$ で 1.00、 $12.0\ \mu\text{m}(CH_5)$ で 0.99 に条件設定し、射出率の差を 0.01 (difference of emissivity)とした。結果を図 3.13 に示す(白マーク)。この射出率により、 T_4 の全温度域で T_4-T_5 が増加し、射出率の違いが一定と仮定した場合でも僅かに T_4 に対する T_4-T_5 の依存性が生じることがわかる。図 3.13 は、 T_4 の増加に伴って T_4-T_5 が増加することを示している。この結果は T_4 が -35 以下では概ね衛星観測データに一致する。しかしながら高い温度域では算出された T_4-T_5 は衛星データの T_4-T_5 より小さい値となり、大気中の水蒸気と射出率の差だけでは説明できない。

図 3.10 に、 -35 付近での T_4-T_5 の値の一連の変化を考察するために、11 月 20 日 15 時(LT)、17 時、21 日 14 時、18 時、22 日 0 時のドームふじ領域の T_4 に対する T_4-T_5 のデータを赤で追加した。このデータから、夜間の T_4-T_5 は 0.25 ~ 0.5 であるが、昼間は T_4 温度の上昇と共に T_4-T_5 は上昇し約 1 に達することがわかる。 T_4 の変化は明らかに日射に関連した温度変化を反映したものである。21 日の 14 時から 18 時の 3 時間の間に T_4-T_5 の急激な変化がみられ、これは T_4 の変化に T_4-T_5 が即応することを示している。この T_4-T_5 の変化は雪粒子の温度と共にその光学的特性が変化したために生じている可能性がある。

3-1-3 開水面放射特性

一般的に開水面の標高は 0m であり、また比熱が大きいので温度の変動幅は雪氷面と比較して小さい。したがって雪氷面の輝度温度差ほど開水面の輝度温度差の変化は多様ではないと考えられるが、海面の状態により輝度温度差は少なからず変化するはずであ

る。開水面の輝度温度差の変動幅について把握するためにデータセット 5 を作成した。可視画像 (ALB1) 及び赤外画像 (T4) から開水面が広がる領域を抽出し、データセット 3 と同様に 4×4 ピクセル平均したデータセットで、14:00UT 前後の衛星データを利用した。調査したデータのリストを表 7 に示す。

表 7. 一年を通じた海水面の輝度温度特性の調査のために
使用した衛星データ。

受信年月日
1997/04/02
1997/05/12
1997/06/24
1997/07/30
1997/08/28
1997/09/15
1997/09/28
1997/11/16
1997/12/24
1998/01/04

図 3.14 は、全データセットにおける T4 に対する T4-T5 の分布グラフである。例として図 3.14 の赤で示すプロットは 1998 年 1 月 4 日(図 3.15)の赤の領域内のデータである。

この結果から南極域に広がる開水面における T4 は-5 以上であることがわかる。また、輝度温度差は季節を問わず概ね-0.5 から 1.5 の範囲にあることがわかる。このとき、輝度温度(T4)に依存する輝度温度差(T4-T5)の変化はみられない。

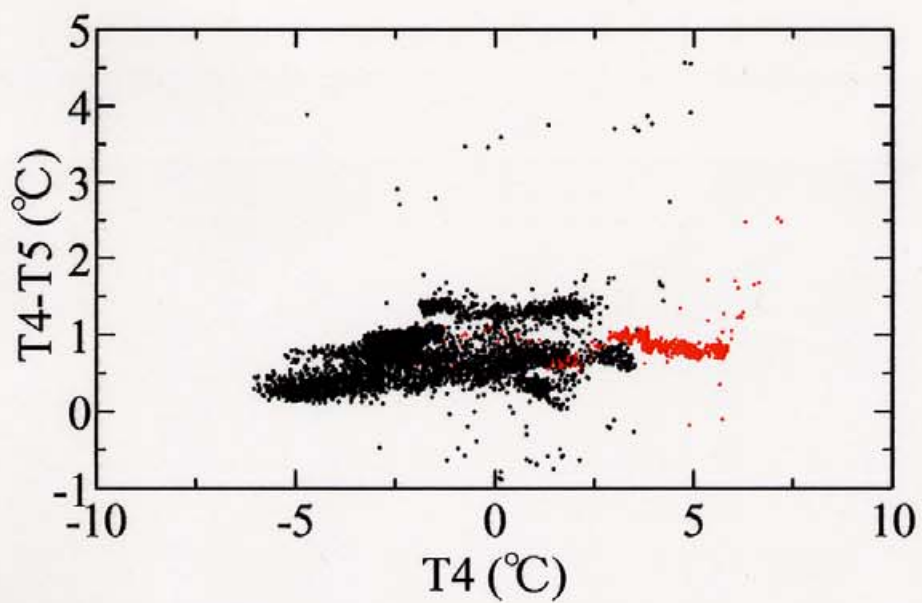


図 3.14. 海水面における T4 に対する T4-T5 の散布グラフ。

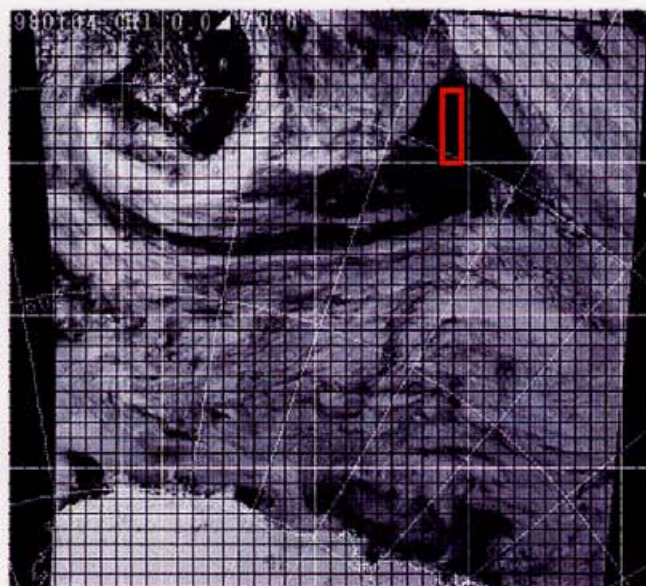


図 3.15. 衛星データから赤枠に示す海水面領域を抽出した。1998 年 1 月 4 日の例。

3-2 雲検出アルゴリズム

雪氷面、開水面の輝度温度差放射特性の調査結果を併せ、雲の検出アルゴリズムを作成、適用を行った。

3-2-1 アルゴリズムの開発

雪氷面においては 3-1 の結果より、T4 が -80 でおおよそ 0 の輝度温度差を示し、T4 の増加に伴って一定の傾きで輝度温度差は増加し、-37 では約 0.25 となる。また -37 ~ -32 の間で急激な輝度温度差が増加し、-32 では約 1 度に達する。-32 以上では約 1 でばらついて分布することが示された。輝度温度差のばらつきについては全温度域でおおよそ ± 0.5 以内に収まることがわかる。

開水面においては T4 は約 -5 以上であり、なおかつ輝度温度差は概ね -0.5 度から 1.5 の範囲にあることがわかる。

このことからまず、雪氷面・開水面に分けてアルゴリズムを適用することが必要であるといえる。両者を分けるために、本研究では衛星画像の各ピクセルにあたる緯度経度における海氷密接度を得るために NASATerm アルゴリズムで算出された海氷密接度データを利用した。解析に使用したデータはデータセット 3、4 と同様に南緯 70 度接面に投影するポーラステレオに幾何変換後に 4×4 ピクセルで平均化したものである。この解析で作成したものをデータセット 5 とする。なお、使用したデータのリストを表 8 に示す。また、図 3.16 に作成したアルゴリズムのフローチャート 1 に示す。

表 8. 雲の検出に使用した衛星データ。1997 年 3 月から 1998 年 1 月までの期間で、14:00UT の前後 1 時間以内に正常に受信を行えた全データの一覧。

受信年月日	受信年月日	受信年月日	受信年月日
970307	970601	970820	971108
970308	970602	970821	971109

970309	970603	970822	971110
970315	970604	970823	971111
970316	970605	970824	971112
970317	970606	970825	971114
970318	970607	970826	971115
970319	970608	970827	971116
970320	970609	970828	971117
970321	970610	970829	971118
970322	970611	970830	971119
970324	970612	970831	971120
970325	970615	970901	971121
970326	970616	970902	971122
970327	970617	970903	971123
970328	970618	970904	971124
970329	970619	970905	971125
970330	970620	970906	971126
970402	970621	970907	971127
970405	970624	970908	971128
970406	970625	970909	971129
970407	970626	970910	971130
970408	970627	970911	971201
970409	970628	970912	971203
970410	970629	970914	971205
970411	970630	970915	971206
970412	970703	970916	971207
970413	970705	970917	971208
970414	970706	970918	971209
970415	970707	970919	971210
970416	970708	970920	971211
970417	970709	970921	971212
970418	970710	970923	971214
970419	970711	970924	971215
970421	970712	970925	971216
970422	970714	970926	971217
970423	970715	970927	971218
970424	970716	970928	971219
970425	970717	970929	971220
970426	970718	970930	971221
970427	970719	971003	971223
970428	970720	971004	971224
970429	970721	971005	971225
970430	970722	971009	971226
970501	970723	971010	971227
970502	970724	971011	971228
970503	970725	971012	971229
970504	970726	971013	971230
970505	970727	971014	980101

970506	970728	971015	980102
970507	970729	971016	980103
970508	970730	971017	980104
970509	970731	971018	980105
970510	970801	971019	980106
970511	970802	971020	980107
970512	970803	971021	980109
970516	970804	971022	980110
970517	970805	971023	980111
970518	970806	971024	980112
970519	970807	971025	980113
970520	970808	971026	980114
970521	970809	971027	980115
970522	970810	971028	980116
970523	970811	971029	980117
970524	970812	971030	980118
970525	970813	971031	980119
970526	970814	971101	980120
970527	970815	971102	980121
970528	970816	971104	980127
970529	970817	971105	980128
970530	970818	971106	980129
970531	970819	971107	980130

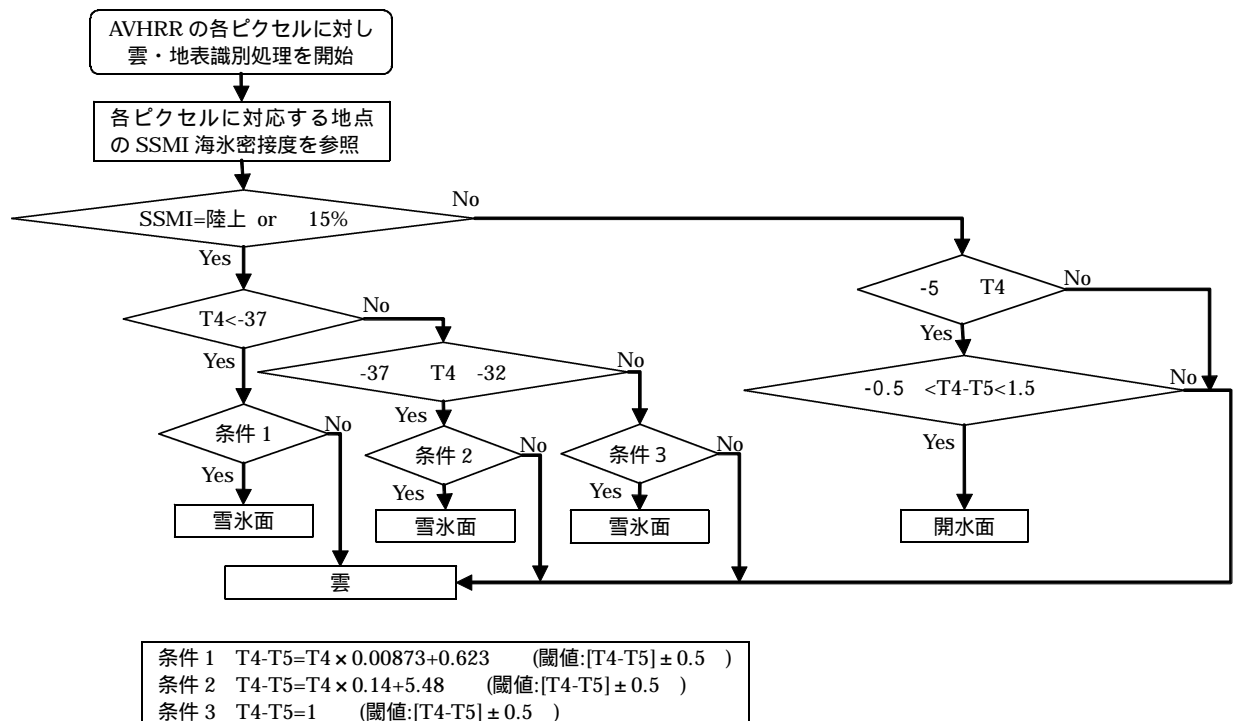


図 3.16. $T4 - T5$ を利用した雲の検出アルゴリズム。

まず、データセット 4 を各ピクセル毎に読み込み、そのピクセルにあたる SSMI データから作成された海氷密接度を参照する。その海氷密接度から雪氷面上か開水面上かを判定する。この判定には従来より海氷面・開水面の判定に利用されている海氷密接度 15 %を閾値としている (Zwally, H. et al., 1979)。雪氷面である場合、T4-T5 の雪氷面の放射特性と照合させるために図 3.9、図 3.10、図 3.11 の輝度温度差分布を基にして次の 3 つの輝度温度域(T4)に分けて処理を進める。

1 : -37 より低い

2 : -37 度以上、-32 以下

3 : -32 より高い

1 の場合、輝度温度(T4)が-80 の場合、輝度温度差は 0 を示し、-37 まで一定の割合で輝度温度差は増加し、-37 で約 0.25 となることから式 7 で示す 1 次式で近似できる。

$$T4-T5 = T4 \times 0.00873 + 0.623 \quad \dots (7)$$

2 の場合は、-37 で約 0.25 の輝度温度差を示し、-32 で約 1 となることから式 8 で示す一次式で近似した。また、3 の場合は-32 以上では輝度温度差は約 1 を示すことから式 9 のように近似した。

$$T4-T5 = T4 \times 0.14 + 5.48 \quad \dots (8)$$

$$T4-T5 = 1 \quad \dots (9)$$

これらの式に各ピクセルの輝度温度(T4)を代入し、雪氷面である場合の推定輝度温度差(T4-T5)を算出する。輝度温度差のばらつきが概ね ± 0.5 であるので、各ピクセルの

観測輝度温度差(T4-T5)が推定輝度温度差から ± 0.5 以内の値である場合、そのピクセルは雪氷面と分類する。

海水密接度が 15 %以下であるピクセルについては開水面の場合、輝度温度(T4)は約-5 以上となるので-5 より低い場合はそのピクセルは雲と判断する。-5 以上の場合には輝度温度差を参照し、解析により得られた開水面の輝度温度差である-0.5 から 1.5 のときは開水面と判断し、それ以外は雲に分類する。

3-2-2 アルゴリズム適用

作成した地表識別アルゴリズムを適用した例を以下に示す。図 3.17、図 3.18 はそれぞれ 1997 年 12 月 14 日の可視画像(ALB1)と赤外画像(T4)である。図 3.19 はアルゴリズムにより得られた雲の分布を表す。なお、図 3.19 の雲は温度別(T4)に着色しており、青：-60、白：-20、赤：10 を中間値とするグラデーションで表している。

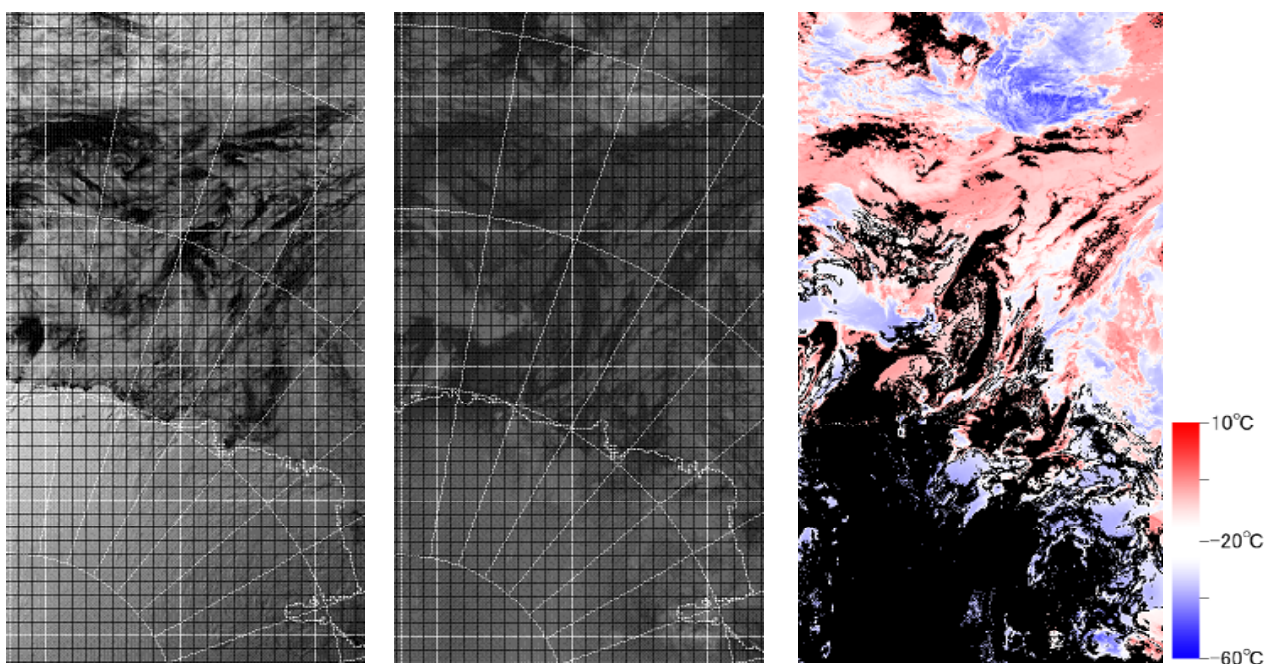


図 3.17. 1997 年 12 月 14 日 の可視画像(ALB1)。 図 3.18. 赤外画像(T4)。 図 3.19. 雲の識別結果。

3-3 雲検出結果

赤外輝度温度差(T_4-T_5)を利用した雲の検出を行った結果について、氷床域、海氷域、開水域の3つの領域における検出結果の傾向を示す。

3-3-1 氷床域における雲検出結果

南極の内陸氷床域では海洋域から入り込む低気圧による雲は、地表との識別が分類良好に行うことができる。例として図 3.20 に 1997 年 6 月 17 日の赤外画像(T_4)、及び図 3.21 に検出結果を示す。また、このときの 500hPa の高度分布を図 3.22 に示す。図 3.22 よりブロッキングが形成されていると考えられ(平沢, 2000)、南極の内陸まで中緯度の気流が入り込んだために大気が不安定となり雲が発生したり、強い擾乱が進入しているものと考えられる(気象科学事典, 1998)。このときの輝度温度(T_4)に対する輝度温度差(T_4-T_5)の散布グラフを図 3.23 に示す。なお、散布グラフは図 3.20 の赤で示した領域内である。これらの図から雪氷面温度は約-37℃であり、雲は雲頂高度が高いために低温で、輝度温度差(T_4-T_5)がばらついていることから雲頂付近が赤外波長域において光学的に不均一であることが示唆される。

一方、一部に雪氷面と雲の識別ができない場合が認められることがわかった。以下にその例を示す。図 3.24 は 1997 年 12 月 9 日の可視画像(ALB1)である。また、図 3.25 は同赤外画像(T_4)である。これらの図から赤外画像としては雲の存在は確認できないが、可視画像(図 3.24 の赤で示す領域)では僅かにコントラストがあり雲域と考えられる存在が認められる。しかし図 3.26 に示す解析結果には雲としては分類されていない。この領域の T_4 に対する輝度温度差の散布グラフを図 3.27 に示す。なお、分布グラフは図 3.25 の赤で示した領域内である。このグラフより、雪氷面と雲の輝度温度差(T_4-T_5)がそれぞれ約 1℃前後であり、両者の区別が付きにくいことがわかる。

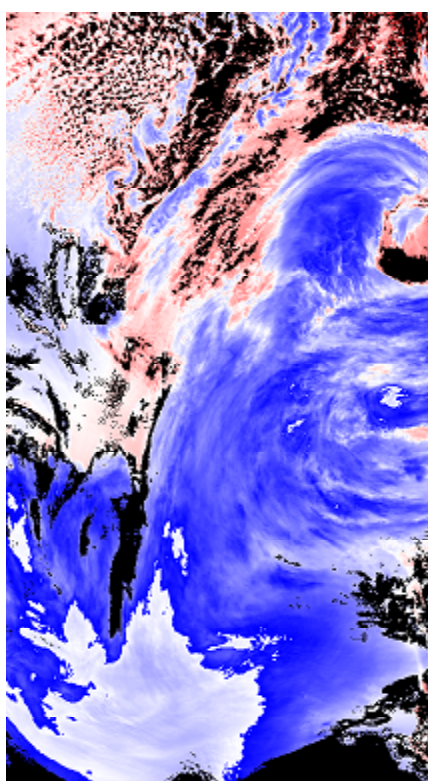
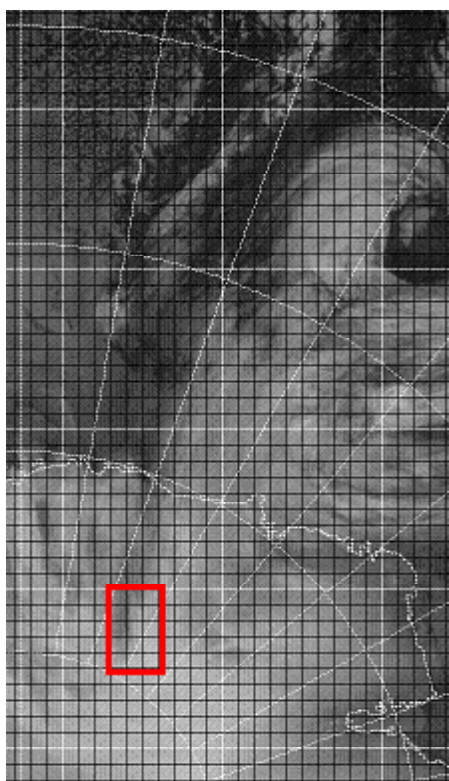


図 3.20. 1997 年 6 月 17 日の赤外画像(T4)。 図 3.21. 雲の識別結果。

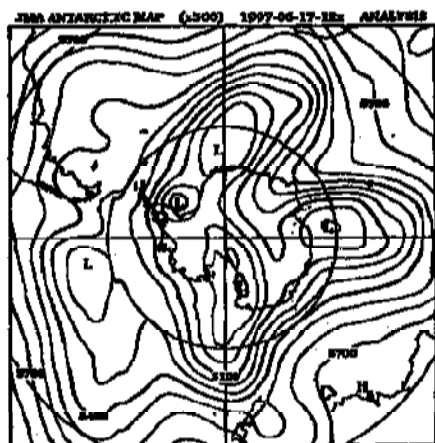


図 3.22. 500hPa ジオポテンシャルハイト。

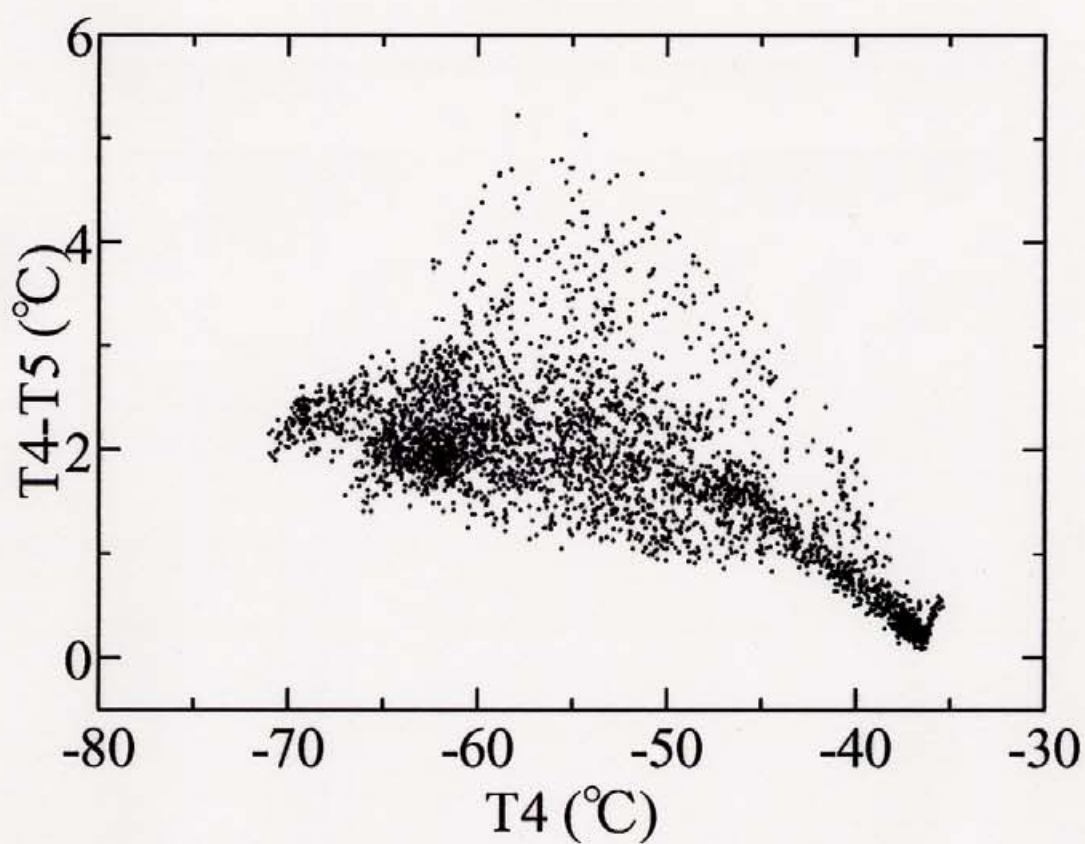


図 3.23. 1997 年 6 月 17 日の内陸上の輝度温度 (T4) に対する輝度温度差 (T4-T5) の散布グラフ。地表が約 -37 °C であるのに対し、-70 °C 近くの低温の雲が存在する。

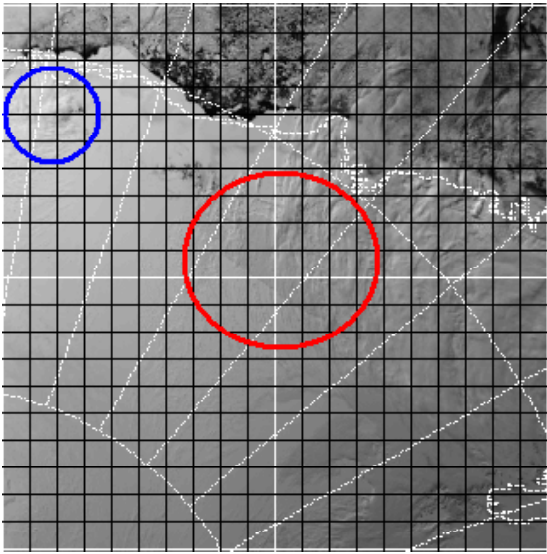


図 3.24. 1997 年 12 月 9 日の可視(ALB1)画像。

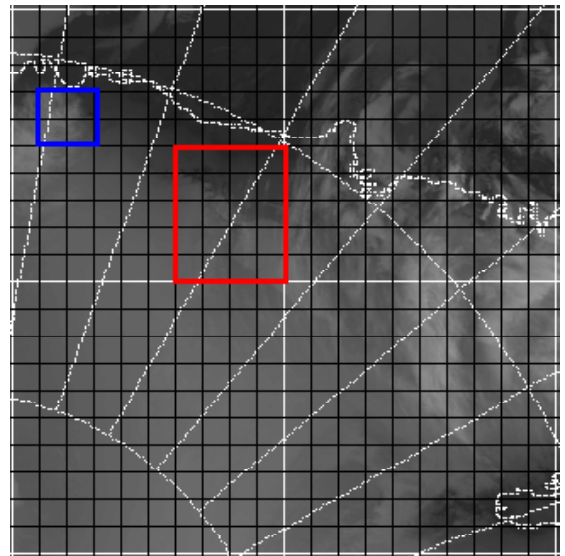


図 3.25. 赤外(T4)画像。

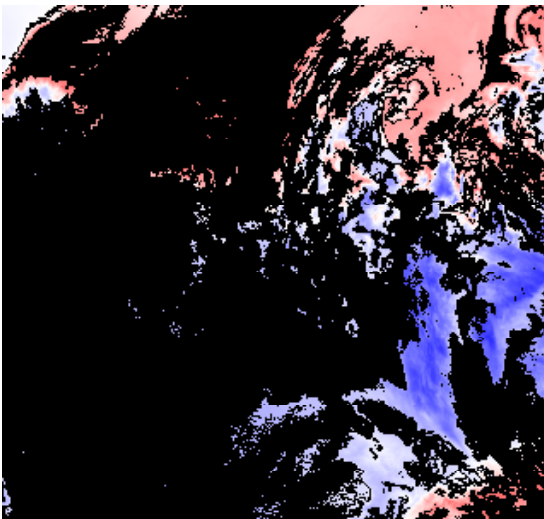


図 3.26. 識別結果。図 3.24 の赤い領域の雲が検出されていない。

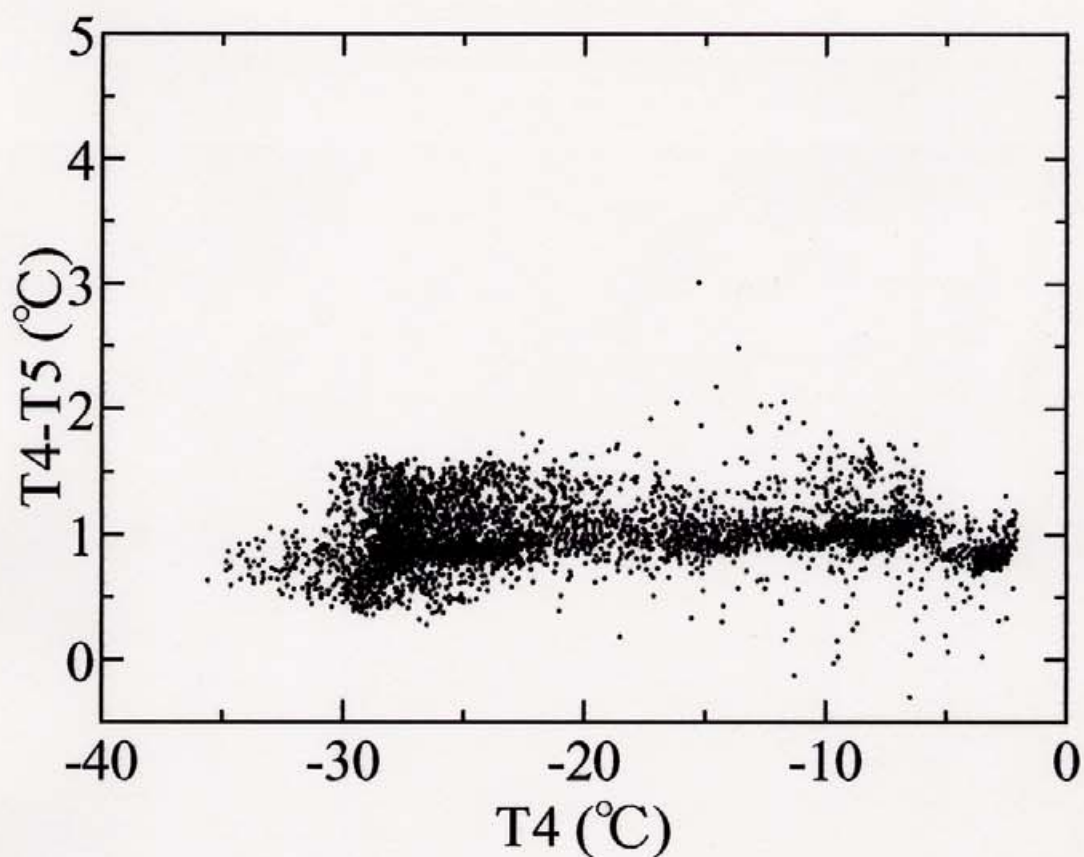


図 3.27. 図 3.25 の赤い領域の輝度温度 (T_4) に対する輝度温度差 ($T_4 - T_5$)。輝度温度差は約 1°C であり、雪氷面の輝度温度差とほとんど同じ値である。

対して図 3.24 の青で示した比較的標高の低い領域の場合は雲と雪氷面の温度に差が生じることが多く、内陸と比べて識別は比較的良好にできている。図 3.25 の青で示した領域内の輝度温度 (T_4) に対する輝度温度差 ($T_4 - T_5$) の分布グラフを図 3.28 に示す。この図から雪氷面と雲の輝度温度 (T_4) に差があり、また雲頂における温度は低いと推測される。

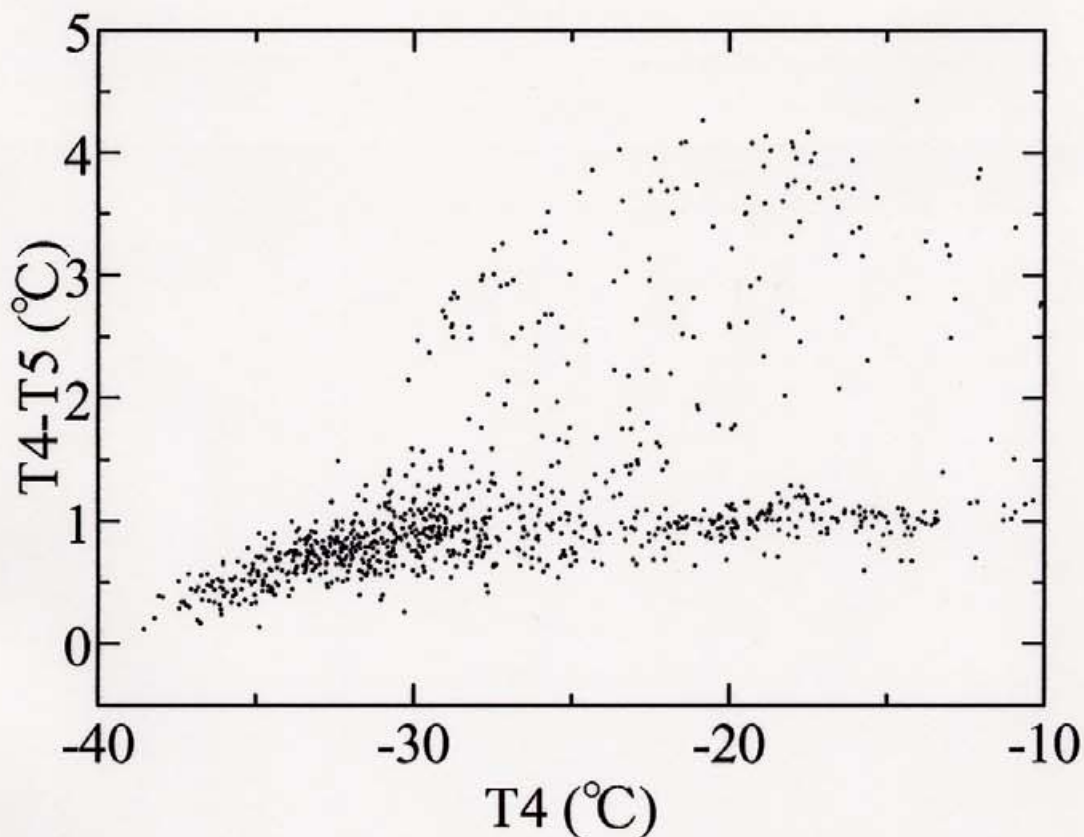


図 3.28. 図 3.25 の青で示した領域内の輝度温度(T_4)に対する輝度温度差(T_4-T_5)の散布グラフ。4.5 °Cの輝度温度差が生じ、雲の存在が示唆される。

3-3-2 海氷域における雲検出結果

海氷密接度 15 %以上の領域については雲の検出は比較的良好である。これは一部の下層雲を除いて雲の温度は海氷の温度よりも低いことが多いためである。図 3.29 に 1997 年 11 月 20 日の可視画像(ALB1)、図 3.30 に赤外画像(T_4)、図 3.31 に海氷密接度、図 3.32 に識別結果、図 3.33 に輝度温度(T_4)に対する輝度温度差(T_4-T_5)を示す。分布グラフは図 3.29 の赤で示した領域内のデータであり、図中の水色、紫色で示した領域はそれぞれ

雪氷面、開水面と識別される。これらの図から海氷上に張り出す低温の雲が検出されていることがわかる。

しかし、希に海氷の輝度温度差(T4-T5)が雲と同程度になる場合がある。このとき内陸の氷床域のケースと同様に雲と海氷を識別することはできない。例として、1997年10月19日の可視画像を図3.34に、海氷密接度を図3.35に、識別結果を図3.36に示す。

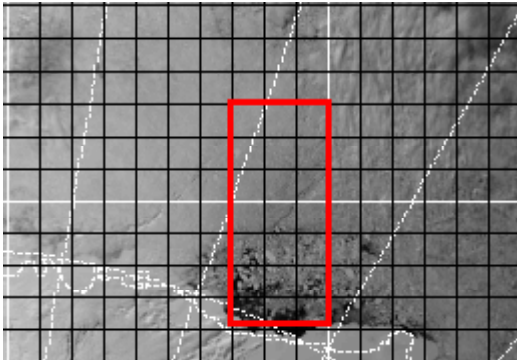


図 3.29. 1997 年 11 月 20 日の可視画像(ALB1)。

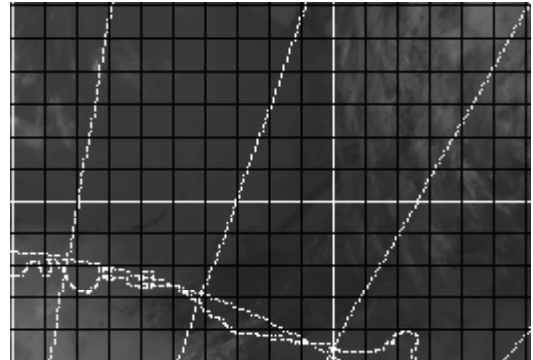


図 3.30. 赤外画像(T4)。

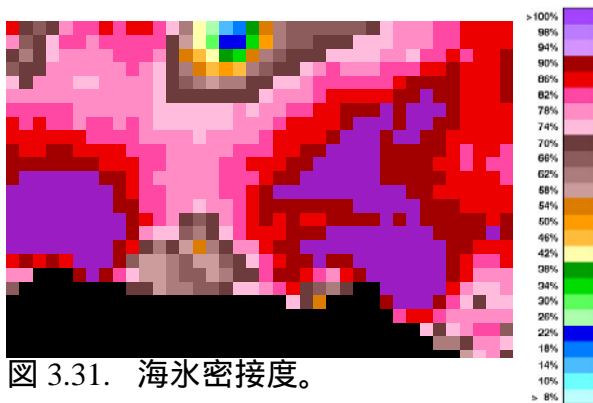


図 3.31. 海氷密接度。

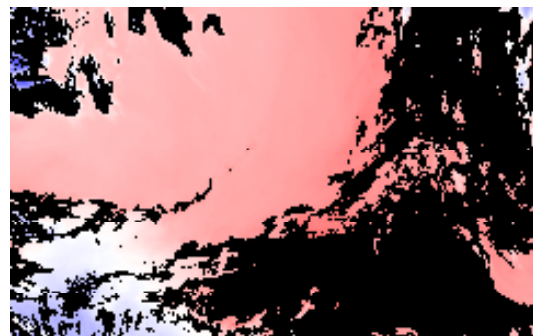


図 3.32. 識別結果。

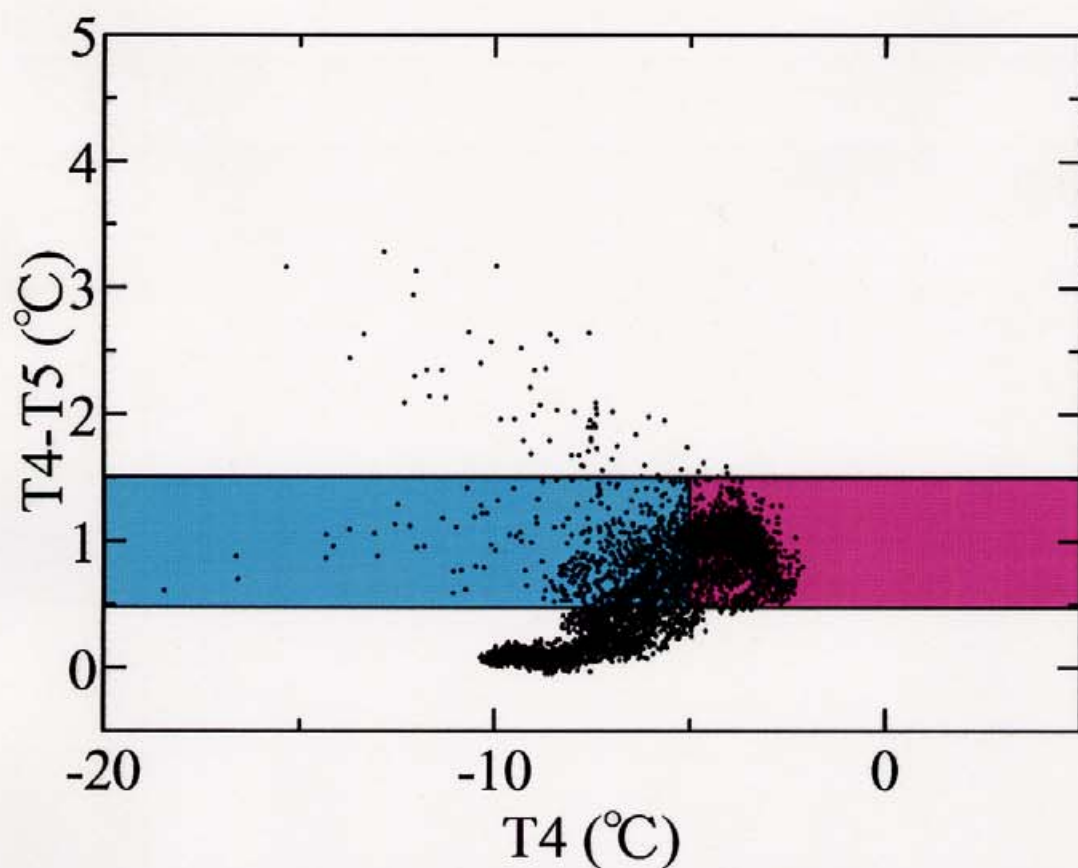


図 3.33. 図 3.29 の赤で示した領域の輝度温度(T_4)に対する輝度温度差(T_4-T_5)の散布グラフ。水色、紫色で示した領域はそれぞれ雪氷面、開水面と識別される。輝度温度差(T_4-T_5)が 0°C 近くに約 -10°C の雲の存在が示唆される。

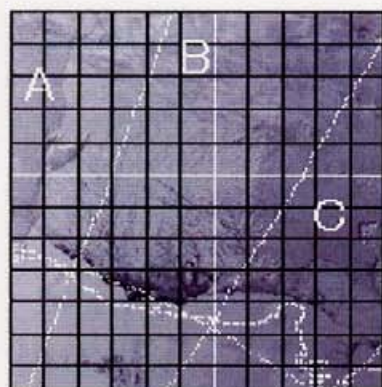


図 3.34. 1997 年 10 月 19 日の可視画像。

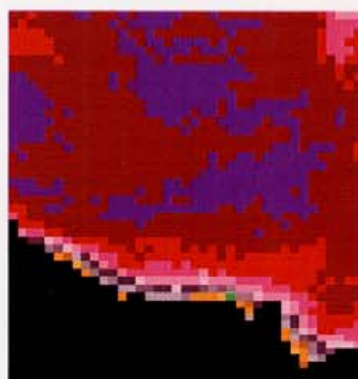


図 3.35. 赤外画像(T_4)。



図 3.36. 識別結果。

図 3.34 から A、B、C の領域付近に雲の存在が確認できる。B の領域の雲は海氷が透けて見えるほど薄い様子がうかがえる。領域 B の雲のように極めて薄い場合は、雲が示す輝度温度は海氷の輝度温度に近くなるために雲の識別は不可能となる場合があることがわかる。

3-3-3 開水域における雲検出結果

図 3.7 に示した領域における開水域の輝度温度は最低でも-5℃以上あり、雲との識別は比較的容易であるといえる。開水域の温度と雲の温度を比較すると雲の温度の低さが卓越している。そのため、雲と開水面の輝度温度の差が大きくなる傾向がみられる。ほとんどの条件下において開水面と雲の識別は良好である。

第4章 T3-T4による雲検出

近赤外画像(T3)は赤外画像(T4)と比較すると一般的に雲と地表のコントラストが生じる場合が多い。とりわけ太陽放射のある場合、雲は雪氷面に比べて高い反射率を持ち(Turner et al., 2001)、結果として赤外域と近赤外域での輝度温度に差(T3-T4)を生じさせる。また、図 3.3 に示したように近赤外と赤外の輝度温度差(T3-T4)は二つの波長が大きく離れているので、各波長における雲の射出率、及び透過率の差も大きくなる。これらのことは赤外の輝度温度差(T4-T5)よりも近赤外と赤外の輝度温度差(T3-T4)は雲の存在によって大きくなることを示している。図 3.1、図 3.2 から雲が薄いときには輝度温度差は小さいが、厚くなるにしたがって輝度温度差が大きくなり、ある厚さに達すると今度は輝度温度差は縮小することがわかる。このことは赤外輝度温度差(T4-T5)と同様の傾向を示すが、輝度温度差(T3-T4)は赤外輝度温度差のそれよりも大きな変化をする。

近赤外データ(T3)を利用した雲の検出アルゴリズムの開発は、赤外輝度温度差(T4-T5)を使った雲検出では捕らえることができない雲の一部は検出可能となり、赤外輝度温度差(T4-T5)を使ったアルゴリズムと併用することで雲検出の精度が向上すると考えられる。

4-1 雲検出と地表面放射特性

近赤外センサが感知する輝度温度(T3)は地表が自ら放射する成分と地表によって反射される太陽放射成分の和で表すことができる。したがって、雪氷面上の輝度温度差(T3-T4)は推定可能であり、赤外の輝度温度差(T4-T5)と同様に雲の検出に利用できると考えられる。

雲の僅かな輝度温度差を検知する上で雪氷面の輝度温度差(T3-T4)の特性を明確にする。雪氷面における近赤外と赤外の輝度温度差に現れる輝度温度(T4)依存を調査し、太陽放射によって変化する雪氷面の輝度温度差の推定について検討を行った。

4-1-1 ソーラーコンタミネーション

本研究で近赤外データ(T3)を扱うにあたり、近赤外センサに対する太陽放射の影響に関する調査を行った。地上からの放射量と近赤外センサで測定される放射量(カウント値)の間に誤差を生じさせる原因となっているのは主に衛星に搭載されている測器に直接、または間接的に入射する太陽放射である可能性がある。以下にそのメカニズムを示す。

まず、地球の陰に隠れていた太陽が地平線から昇るとき(衛星における日の出)、AVHRRに太陽放射が直接入射する現象があることが報告されている(Trishchenko and Li, 2001; Cao et al., 2001)。この現象は太陽光遮蔽壁の隙間を縫って AVHRR の内部黒体に太陽放射が影響を与える。その結果、内部黒体の表面温度が上昇し、近赤外センサから出力される内部黒体を測定したカウント値が減少(カウント値の減少は放射量の増加を意味する)する。先に記述したように放射量を導き出すためのキャリブレーション式は、走査毎に宇宙空間と内部黒体を測定したカウント値、そして内部黒体に埋め込まれている白金抵抗温度計の値に依存している。このため内部黒体を測定したカウント値と白金抵抗温度計の値に矛盾がある場合、誤ったキャリブレーション係数によって地表を観測した放射量が導かる。

図 4.1(a)はソーラーコンタミネーションの影響が無い日時のパスの内部黒体に埋め込まれている白金抵抗温度計の値の変化である。横軸は走査数を表す。図 4.1(a)から白金抵抗温度計の値は滑らかに変化していることがわかる。図 4.1(b)は内部黒体を測定したカウント値である。対して図 4.2(b)は、ソーラーコンタミネーションの影響を受けている日時のパスの内部黒体からの放射量は急激に変化していることを示す。この不整合は、地表から受ける真の放射量と衛星が捕らえる放射量との間に誤差を生じさせる原因となっている。

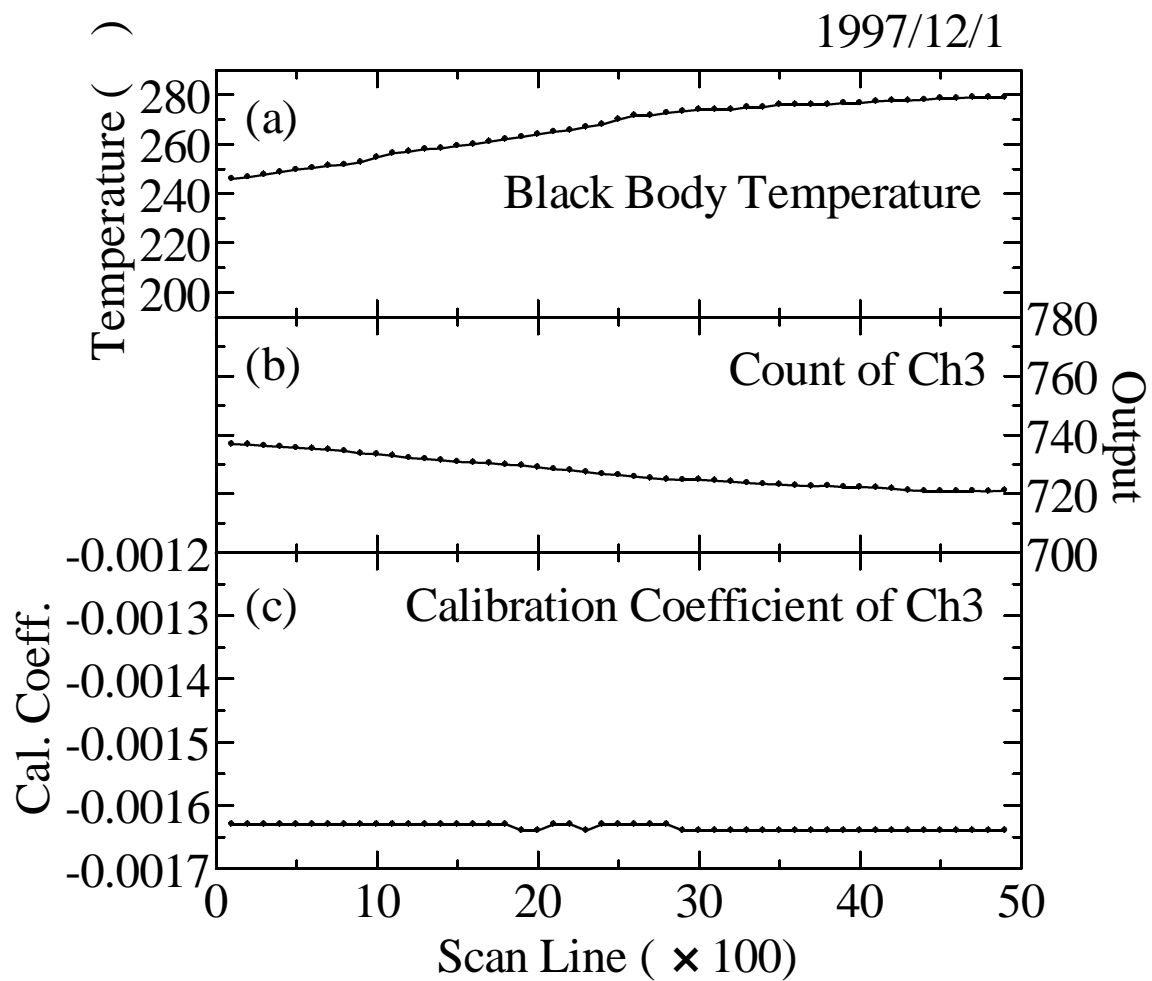


図 4.1. AVHRR の内部黒体に埋め込まれている温度計の数値(a)と黒体を走査したときの
 カウント値(b)。(c)は温度計の値と黒体を走査したカウント値から求められるキャリブ
 レーション係数

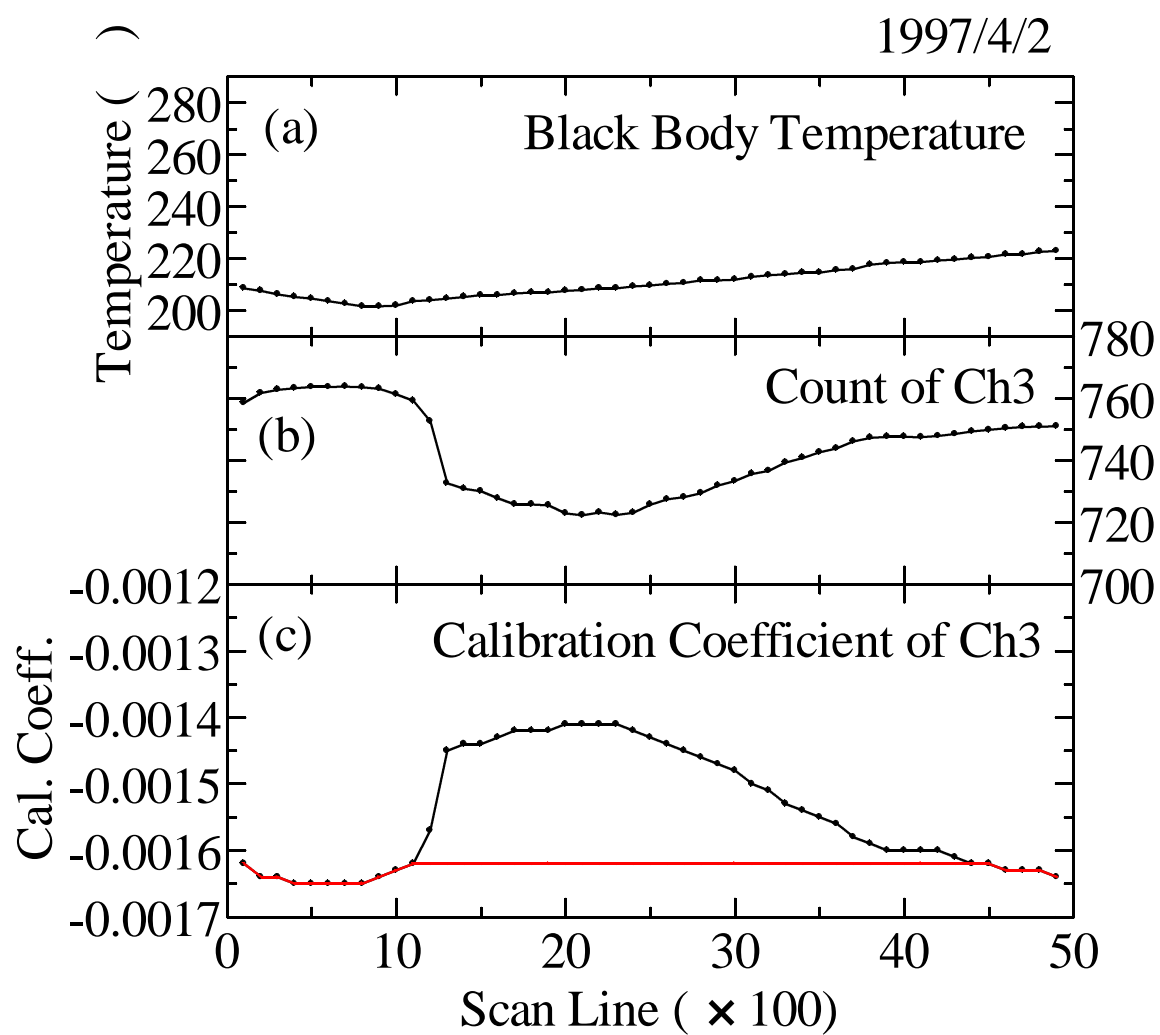


図 4.2. 図 4.1 に同じ。ソーラーコンタミネーションが生じているシーン。

この現象が生じているデータは表 9 に示す月日において確認された。表 9 より、ソーラーコンタミネーションは AVHRR の開口部と太陽との角度が大きい位置に衛星があるときは生じないが、解析した 3 月から 9 月のほとんどの期間で発生していることが確認できる。中低緯度の解析ではこの現象は目立たないが、太陽高度の低い場合が多い極域の解析では大きな問題となる。

表 9. ソーラーコンタミネーションが確認できた衛星データ。

受信年月日	受信開始時間	受信年月日	受信開始時間
1997/03/07	13:59:14	1997/06/12	13:03:44
1997/03/08	13:48:14	1997/06/15	14:11:34
1997/03/09	13:37:24	1997/06/16	14:00:34
1997/03/15	14:12:24	1997/06/17	13:49:35
1997/03/16	14:01:24	1997/06/18	13:38:34
1997/03/17	13:50:34	1997/06/19	13:27:34
1997/03/18	13:39:34	1997/06/20	13:16:34
1997/03/19	13:28:44	1997/06/21	13:05:45
1997/03/20	13:17:44	1997/06/24	14:13:35
1997/03/21	14:47:24	1997/06/25	14:02:24
1997/03/22	14:36:34	1997/06/26	13:51:34
1997/03/24	14:14:45	1997/06/27	13:40:34
1997/03/25	14:03:45	1997/06/28	13:29:34
1997/03/26	13:52:44	1997/06/29	13:18:35
1997/03/27	13:41:55	1997/06/30	13:07:34
1997/03/28	13:30:54	1997/07/03	14:15:35
1997/03/29	13:19:54	1997/07/05	13:53:36
1997/03/30	13:08:55	1997/07/06	13:42:35
1997/04/02	14:17:04	1997/07/07	13:31:34
1997/04/05	13:43:55	1997/07/08	13:20:34
1997/04/06	13:32:54	1997/07/09	14:50:15
1997/04/07	13:21:44	1997/07/10	14:39:15
1997/04/08	13:10:55	1997/07/11	14:28:24
1997/04/09	14:40:44	1997/07/12	14:17:24
1997/04/10	14:29:55	1997/07/14	13:55:25
1997/04/11	14:18:44	1997/07/15	13:44:24
1997/04/12	14:07:54	1997/07/16	13:33:35
1997/04/13	13:57:04	1997/07/17	13:22:34
1997/04/14	13:46:04	1997/07/18	13:11:34
1997/04/15	13:34:55	1997/07/19	14:41:14
1997/04/16	13:24:05	1997/07/20	14:30:25
1997/04/17	13:13:05	1997/07/21	14:19:24

1997/04/18	14:42:54	1997/07/22	14:08:25
1997/04/19	14:32:05	1997/07/23	13:57:24
1997/04/21	14:10:05	1997/07/24	13:46:25
1997/04/22	13:59:05	1997/07/25	13:35:24
1997/04/23	13:48:15	1997/07/26	13:24:35
1997/04/24	13:37:05	1997/07/27	13:13:25
1997/04/25	13:26:05	1997/07/28	14:43:15
1997/04/26	13:15:15	1997/07/29	14:32:15
1997/04/27	14:44:55	1997/07/30	14:21:14
1997/04/28	14:34:04	1997/07/31	14:10:15
1997/04/29	14:23:04	1997/08/01	13:59:14
1997/04/30	14:12:05	1997/08/02	13:48:14
1997/05/01	14:01:14	1997/08/03	13:37:25
1997/05/02	13:50:14	1997/08/04	13:26:14
1997/05/03	13:39:24	1997/08/05	13:15:15
1997/05/04	13:28:15	1997/08/06	14:45:04
1997/05/05	13:17:14	1997/08/07	14:34:05
1997/05/06	14:47:05	1997/08/08	14:23:05
1997/05/07	14:36:14	1997/08/09	14:12:05
1997/05/08	14:25:15	1997/08/10	14:01:14
1997/05/09	14:14:14	1997/08/11	13:50:15
1997/05/10	14:03:25	1997/08/12	13:39:14
1997/05/11	13:52:25	1997/08/13	13:28:15
1997/05/12	13:41:24	1997/08/14	13:17:14
1997/05/16	14:38:15	1997/08/15	14:47:05
1997/05/17	14:27:24	1997/08/16	14:36:04
1997/05/18	14:16:24	1997/08/17	14:25:05
1997/05/19	14:05:24	1997/08/18	14:14:04
1997/05/20	13:54:34	1997/08/20	13:52:15
1997/05/21	13:43:34	1997/08/21	13:41:14
1997/05/22	13:32:35	1997/08/22	13:30:04
1997/05/23	13:21:34	1997/08/23	13:19:15
1997/05/24	13:10:25	1997/08/24	14:48:54
1997/05/25	14:40:15	1997/08/25	14:38:05
1997/05/26	14:29:24	1997/08/26	14:27:04
1997/05/27	14:18:25	1997/08/27	14:16:05
1997/05/28	14:07:25	1997/08/28	14:05:04
1997/05/29	13:56:25	1997/08/29	13:54:14
1997/05/30	13:45:35	1997/08/30	13:43:04
1997/05/31	13:34:35	1997/08/31	13:32:04
1997/06/01	13:23:34	1997/09/01	13:21:05
1997/06/02	13:12:34	1997/09/02	13:10:04
1997/06/03	14:42:24	1997/09/03	14:40:05
1997/06/04	14:31:24	1997/09/04	14:28:45
1997/06/05	14:20:34	1997/09/05	14:17:55
1997/06/06	14:09:25	1997/09/06	14:06:54
1997/06/07	13:58:34	1997/09/07	13:55:55

1997/06/08	13:47:34	1997/09/08	13:44:54
1997/06/09	13:36:34	1997/10/28	14:39:35
1997/06/10	13:25:34	1997/11/07	14:30:25
1997/06/11	13:14:45	1997/12/03	14:46:15

本研究で近赤外データを利用するために、まずこの変異の原因である内部黒体からの放射量の急激な変化の修正を図 4.3 に示すフローチャートの通り行った。

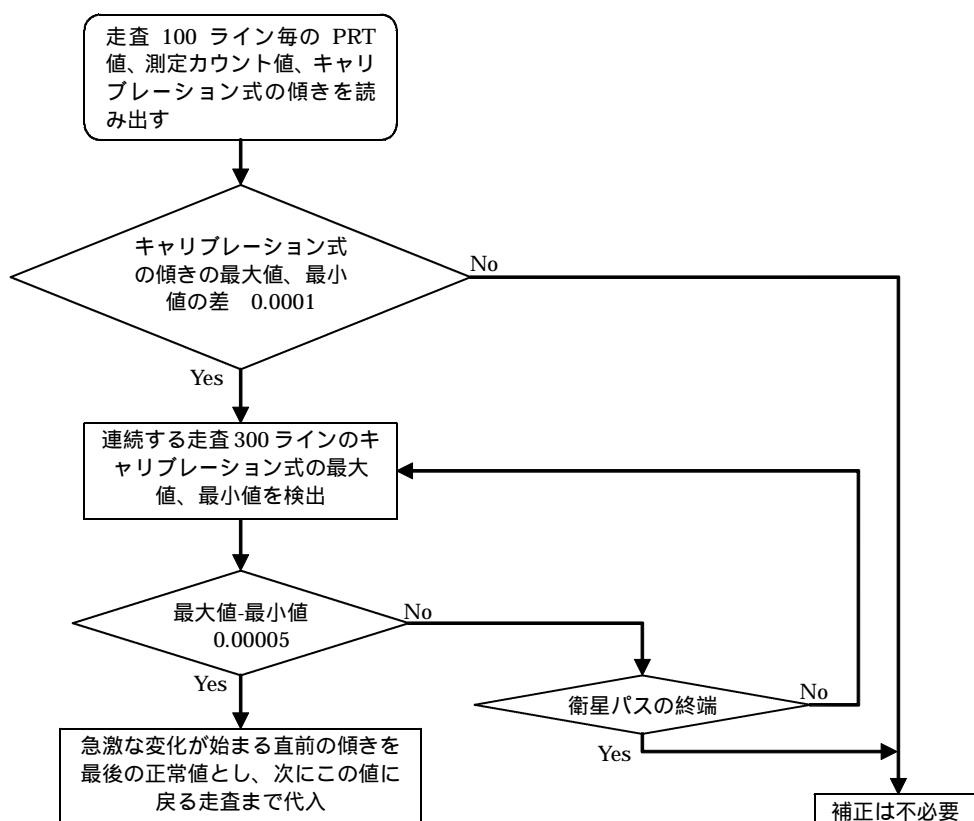


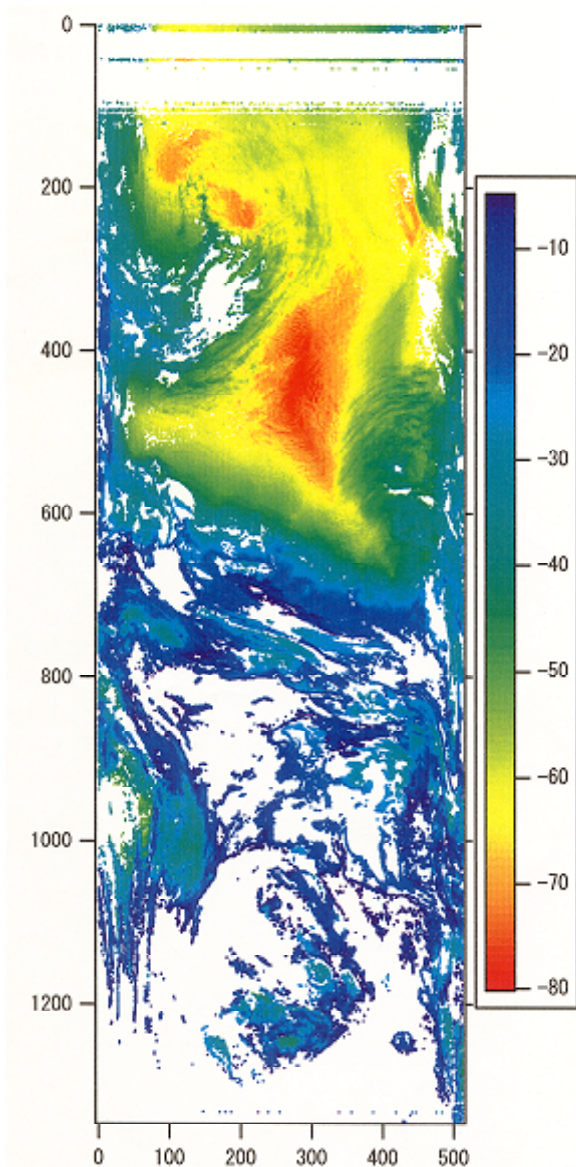
図 4.3. ソーラーコンタミネーションの補正アルゴリズム。

レベル 1b データに含まれるキャリブレーション式の傾き、切片が走査毎に挿入されていることを利用した。まず、走査 100 ライン毎のキャリブレーション式の傾きを読み出

し、一つの衛星データ中の傾きの最大値、最小値を検出する。この最大値と最小値の差が 0.0001 以上である場合はデータの補正が必要であると判断する。データの補正は、連続する 3000 ラインにおけるキャリブレーション式の傾きの変化量が 0.00005 以上である場合、この急激な変化が始まる直前の傾きを正常値として、次に傾きが正常値に戻るまで代入を繰り返す。得られたキャリブレーション式を利用してカウント値から放射量に変換することで、ソーラーコンタミネーションを排除する。

近赤外データには内部黒体からの放射量の急激な変化によるデータ変位とは別に、もう一つのソーラーコンタミネーションが存在する。主な原因となっているのは本来の衛星視野内の放射とは別に AVHRR 開口部から検出器に漏れ、もしくは迷光として入射する太陽放射であり、内部黒体には変化を生じさせないことから定量的な影響を推定し補正を施すことは困難である。このことは Cao et al.(2001)でもシーンコンタミネーションとして指摘している。このコンタミネーションの例を図 4.4 に示す。a は T4、b は T3 を示す。

(a)



(b)

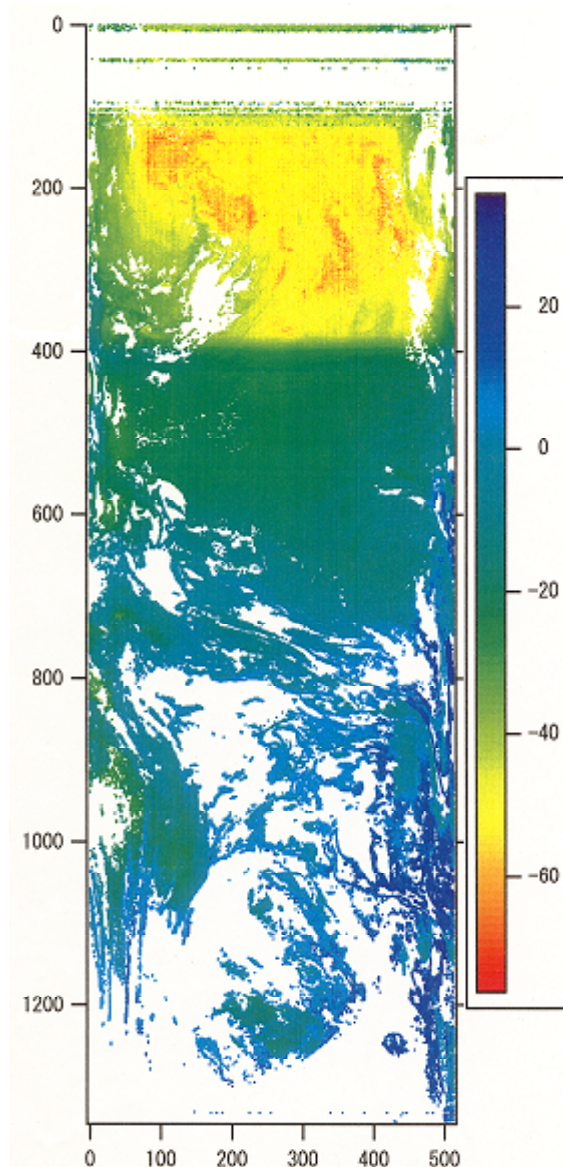


図 4.4. (a)は秋分の日に近いデータの輝度温度(T4)分布。(b)は近赤外輝度温度(T3)分布でソーラーコンタミネーションにより温度が高く見積もられていることを示す。

近赤外センサで計測された地表からの放射が見かけ上、部分的に大きく見積もられていることがわかる。1997 年 3 月から 1998 年 4 月の期間の 14:00UT 前後の衛星画像を調査した結果、上記の現象は夏至では確認できず、冬至では南緯約 40 ~ 75 度の領域で確認できた。また、春分・秋分では、南緯約 45 度以南の領域で生じることが確認できた。このコンタミネーションが生じる領域は要因の性質上、太陽の入射角の変化に伴って移動するので冬至から春分・秋分、夏至に挟まれる期間は一次関数的にコンタミネーション領域は変動することになる。本研究ではこの結果を利用して衛星通過年月日からコンタミネーションが生じる領域を図 4.5 のように推定し、その領域においては近赤外データ(T3)は使用しないこととした。昭和基地付近においては夏の約半年間に相当し、この問題は極域を対象とする衛星近赤外データを利用する解析に大きな妨げとなることがわかる。

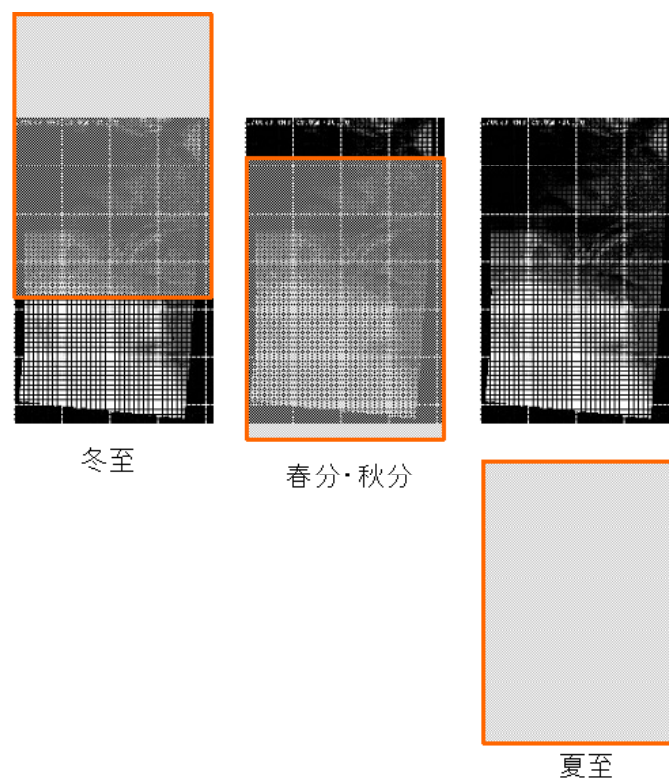


図 4.5. オレンジで示した領域はコンタミネーションが生じる領域である。コンタミネーション領域は一年を通じて移動し、その変化は秋分から冬至、春分、そして夏至へと連続的である。

4-1-2 雪氷面放射特性の傾向と太陽反射成分の関係

近赤外と赤外の輝度温度差(T_3-T_4)を雲の検出に利用するために雪氷面の放射特性と太陽放射の影響について調査する。まず、日射の無いときの雪氷面の輝度温度(T_4)に対する輝度温度差(T_3-T_4)の分布グラフを図 4.6 に示す。使用したデータは昭和基地、及びドームふじ観測拠点の地上気象観測によって雲量が 0 とされる日時の直径約 70km 四方の領域である。表 10 に使用したデータの一覧を示す。また、上記に示すデータの温度域は断片的となるため、連続的な温度領域における輝度温度差(T_3-T_4)の傾向を得るために図 4.7 の赤で示す領域の 1997 年 7 月 27 日のデータを追加した。このデータにおいては赤外画像(T_4)から目視による検査で晴天域と判断した。これらのデータが示すのは、太陽仰角が薄明の無い角度である-18 度以下(気象学ハンドブック, 1959)であり、太陽の影響は全く受けていないといえる。

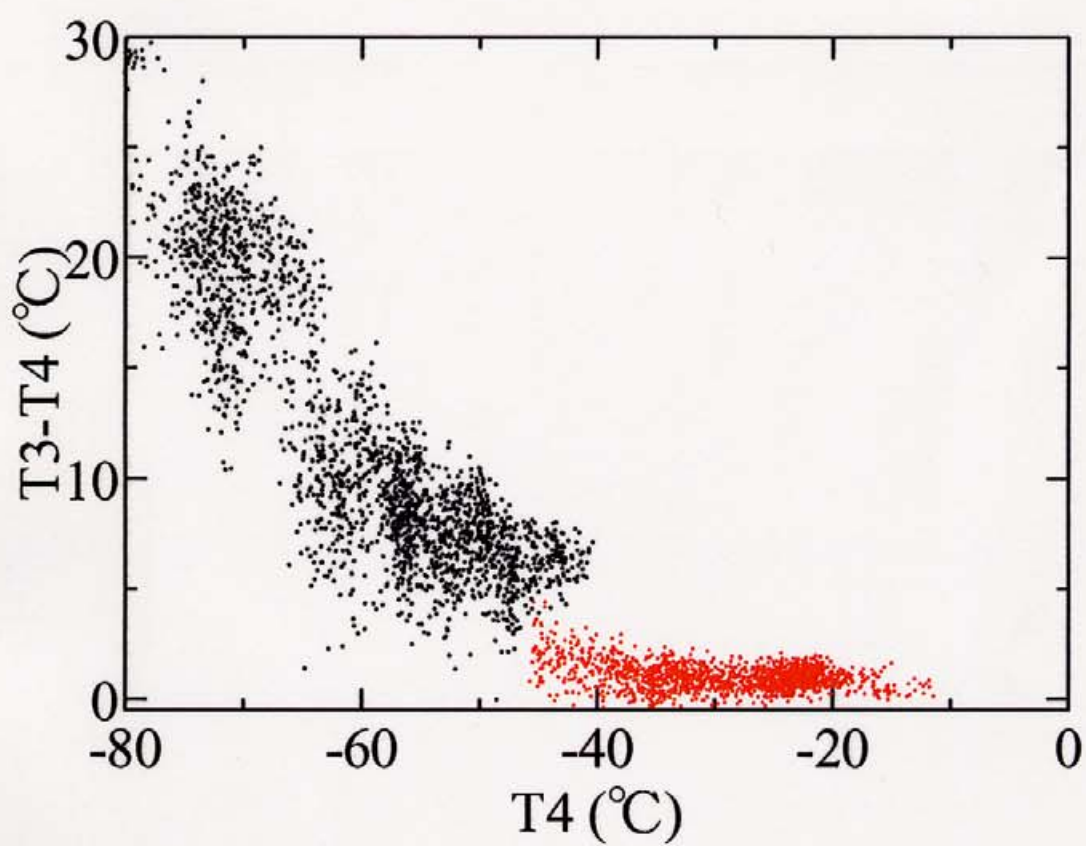


図 4.6. 日射のない時の雪氷面における輝度温度 ($T4$) に対する輝度温度差 ($T3 - T4$)。

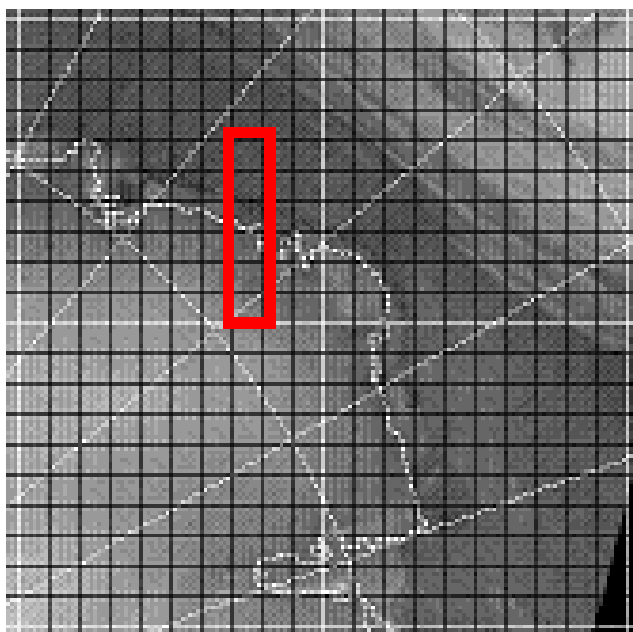


図 4.7. 雪氷面の輝度温度差 (T3-T4) の分布を調査するために抽出した領域の例。

表 10. 雪氷面の輝度温度差 (T3-T4) の分布の調査に使用した衛星データ。

受信年月日	抽出領域
1997 年 5 月 27 日	昭和基地
1997 年 5 月 28 日	昭和基地
1997 年 6 月 10 日	ドームふじ観測拠点
1997 年 6 月 24 日	昭和基地
1997 年 6 月 30 日	ドームふじ観測拠点
1997 年 7 月 8 日	ドームふじ観測拠点
1997 年 7 月 12 日	ドームふじ観測拠点
1997 年 7 月 19 日	昭和基地
1997 年 7 月 27 日	昭和基地
1997 年 7 月 27 日	内陸から沿岸域
1997 年 7 月 28 日	昭和基地

図 4.6 から太陽放射の影響を受けない場合、低温ほど輝度温度差が広がる傾向がみられる。輝度温度が-20 の雪氷面(海水面)の輝度温度差は 3 前後であるが、輝度温度 (T4) が低下するとともに輝度温度差は指数関数的に増加し、-80 の雪氷面の輝度温度

差は約 25 ～ 30 に昇ることがわかる。

次に日射のあるときの雪氷面の放射特性について調査する。日射の無いときの輝度温度差にさらに近赤外センサ(T3)の日射の反射成分が加わり、輝度温度差は見かけ上大きくなる。近赤外と赤外の輝度温度差(T3-T4)の傾向を得るために、表 11 に示すデータからそれぞれ沿岸から大陸内までのいくつかの領域を抽出した。なお、可視画像(ALB1)と近赤外画像(T3)、赤外画像(T4)を目視で検査して晴天域の検出を行った。図 4.7 の赤い領域は 1997 年 11 月 5 日の可視画像の例である。

表 11. 日射のあるときの雪氷面輝度温度差(T3-T4)の調査に使用した衛星データ。

受信年月日	
1997 年 4 月 8 日	あすか
1997 年 4 月 8 日	ドームふじ
1997 年 9 月 24 日	ドームふじ
1997 年 10 月 3 日	ドームふじ
1997 年 10 月 13 日	ドームふじ
1997 年 10 月 14 日	あすか
1997 年 10 月 19 日	ドームふじ
1997 年 10 月 20 日	ドームふじ
1997 年 10 月 20 日	あすか
1997 年 10 月 23 日	ドームふじ
1997 年 10 月 26 日	ドームふじ
1997 年 10 月 30 日	ドームふじ
1997 年 11 月 5 日	内陸から沿岸
1997 年 11 月 12 日	ドームふじ
1997 年 11 月 15 日	ドームふじ
1997 年 11 月 16 日	ドームふじ
1997 年 11 月 20 日	ドームふじ
1997 年 11 月 21 日	ドームふじ
1997 年 12 月 23 日	内陸から沿岸
1997 年 12 月 23 日	内陸から沿岸
1998 年 1 月 10 日	昭和
1998 年 1 月 30 日	あすか

図 4.8.に上記のデータの輝度温度 (T_4) に対する輝度温度差 (T_3-T_4) の分布グラフを示す。図 4.8.から日射のある場合、反射成分による輝度温度差の増加は輝度温度 (T_4) が低いほど大きいことを示す。これは、カウント値は一定であっても温度が低い程、放射量に対する温度の増加量は大きくなるためである。

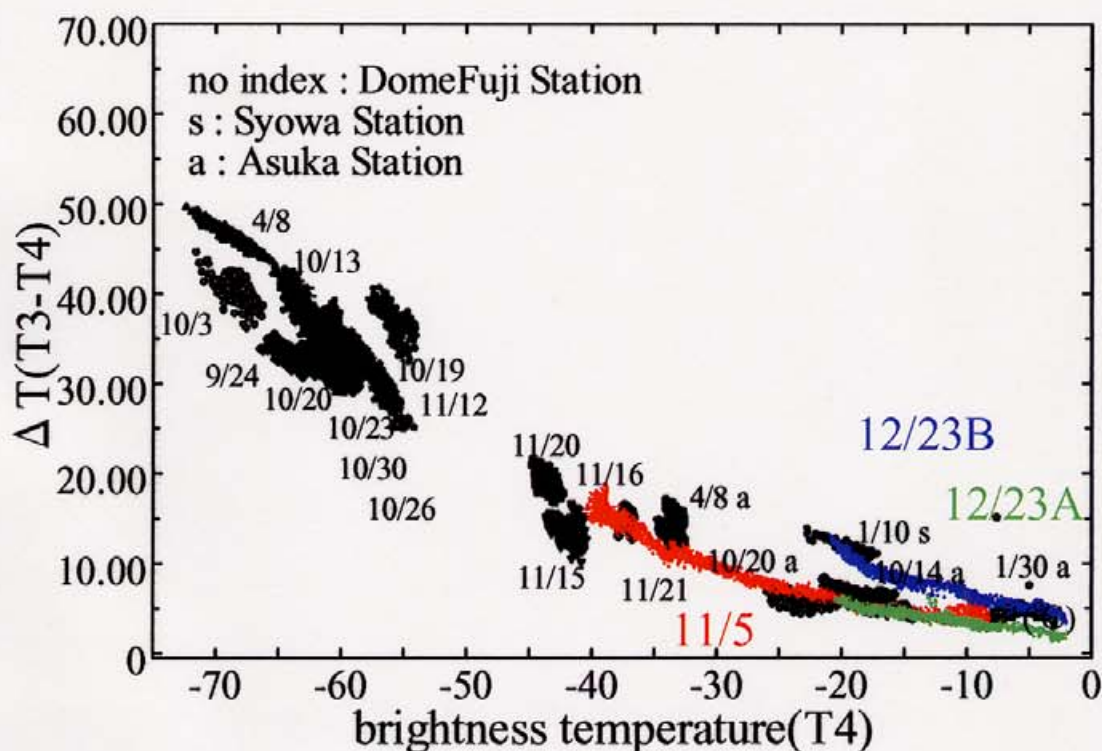


図 4.8. 日射のあるときの雪氷面の輝度温度 (T_4) に対する輝度温度差 (T_3-T_4) の分布。

太陽高度、すなわち太陽から受ける放射の反射量の変化と輝度温度差の関係を把握するために図 4.8 で使用したデータの中から一定の可視 (ALB1) データの領域が得られる 1997 年 11 月 5 日、1997 年 12 月 23 日のデータについて調査した。

図 4.9 に 1997 年 7 月 5 日、1997 年 11 月 5 日、1997 年 12 月 23 日のそれぞれの領域の

輝度温度 (T_4) に対する輝度温度差 ($T_3 - T_4$) の分布グラフを示す。

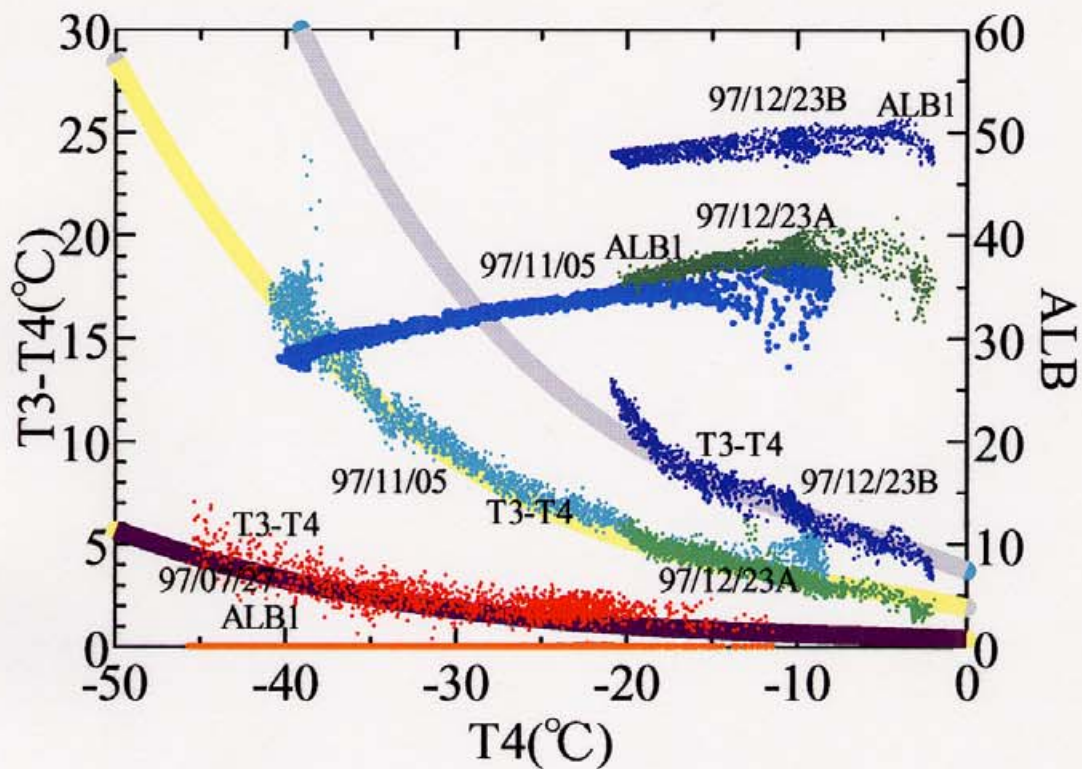


図 4.9. 雪氷面の輝度温度差 ($T_3 - T_4$) と ALB1 の値。紫色で示した曲線は推定式に利用した日射の無い日時の輝度温度差分布。灰色と黄色の曲線は推定される雪氷面輝度温度差。

12/23 (B) の領域の太陽高度は約 35 度であり、また、11/5 と 12/23 (A) の領域の太陽高度は約 25 度である。したがって、12/23 (B) の領域は 11/5 と 12/23 (A) の領域よりも太陽入射角が大きく、太陽放射の反射成分がより多く含まれる結果、輝度温度差が大きくなることを示している。各データ毎の太陽からの反射光の違いを定量的に把握するために、近赤外センサ (T_3) が受ける太陽の反射成分が可視 (ALB1) が受ける放射量と相似である

と仮定して、可視データ(ALB1)の変化を反射成分の変化の指標として利用した。それぞれのデータの時間・場所における ALB1 の散布グラフを図 4.9 に追加する。グラフから 1997 年 7 月 27 日のデータの ALB1 が 0%であるのに対し、他の二つのデータの ALB1 は約 35%(11/5、12/23(a))及び約 50%(12/23(b))である。これは ALB1 の値が大きくなるほど輝度温度差が大きくなり、ALB1 の変化を指標とすることで反射成分による輝度温度差(T3-T4)の増加を見積もることができることを示唆している。

4-1-3 雪氷面における太陽の反射成分を考慮した T3-T4 の推定

図 4.9 の 1997 年 7 月 27 日の分布が、太陽放射の影響を受けていない雪氷面の輝度温度差(T3-T4)であり、この回帰曲線は T4 の関数として表すことができる。図 4.9 の分布に基づいて算出した太陽放射の影響が無い雪氷面の輝度温度(T4)に対する輝度温度差(T3-T4)の回帰曲線(図には紫の線で示す)を式 10 に示す。

$$[T3-T4] = 0.7 + (1.40e-02)T4 + (6.10e-04)T4^2 + (-5.63e-05)T4^3 \quad \dots (10)$$

この回帰曲線に各々の日時・領域に入射する太陽放射の反射の影響によって増加する輝度温度を加算することで雪氷面の輝度温度差(T3-T4)を求める。図 4.10 の赤色と青色の曲線はそれぞれ、ALB1 が約 35%である 1997 年 11 月 5 日、及び ALB1 が約 50%である 1997 年 12 月 23 日の輝度温度差(T3-T4)の回帰曲線から 1997 年 7 月 27 日の B の輝度温度差(T3-T4)の回帰曲線を引いた曲線である。

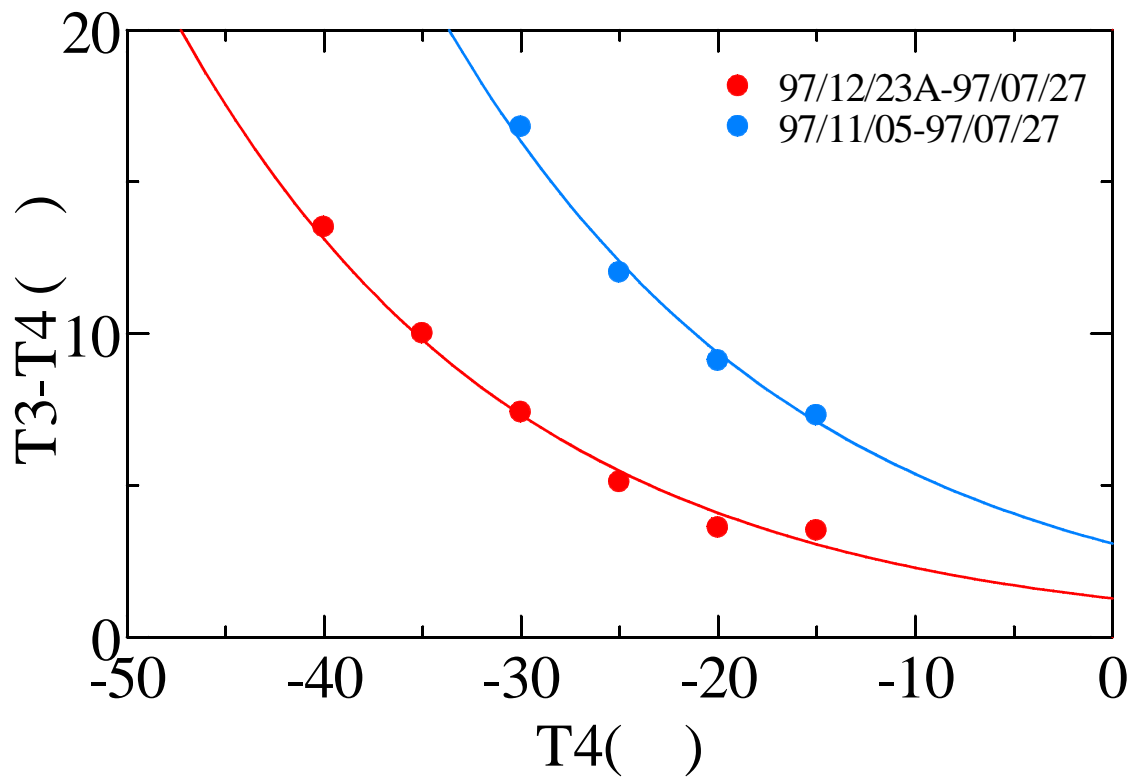


図 4.10. 1997 年 11 月 5 日(赤)、及び 1997 年 12 月 23 日(青)の輝度温度差(T3-T4)から 1997 年 7 月 27 日と B の輝度温度差(T3-T4)の回帰曲線の差から求めた曲線。

この回帰曲線は ALB1 と T4 によって決定することが可能であり、式 11 のように ALB1 と T4 の関数で表すことができる。なお式に代入する ALB1 は割合を使用する。

$$T_{\text{ref}} = \text{coef} \times ((1.29\text{e-}01) + (-1.13\text{e-}02)T4 + (-3.37\text{e-}04)T4^2 + (-1.64\text{e-}05)T4^3) \quad \dots (11)$$

$$\text{where } \text{coef} = (1.42\text{e-}14) + (2.20\text{e-}01)ALB1 + (6.00\text{e-}03)ALB1^2$$

したがって、推定される雪氷面の輝度温度差(T3-T4)は太陽放射の影響が無い分布の回帰曲線(式 10)に太陽放射によって増加する輝度温度を示す回帰曲線(式 11)を加算することによって表すことができる。これらの式で推定される雪氷面の輝度温度差(T3-T4)の関係は式 12 となる。

$$[T3-T4] = (T3-T4)_{\text{noSun}(T4)} + T_{\text{ref}}(T4, \text{ALB1}) \cdots (12)$$

4-1-4 推定結果と衛星データの比較

式 12 を利用した推定値と実際のデータとの比較を行った。図 4.9 に上記の推定式によって算出された推定雪氷面曲線を黄色と紫色で示した。このグラフから 1997 年 11 月 5 日、及び 1997 年 12 月 23 日(A)、(B)の両方の分布が推定式による曲線上にプロットされていることがわかる。したがって、この推定式により、太陽放射の影響によって変化する T3-T4 を推定することが可能であるといえる。この推定式を利用した T3-T4 を雪氷で覆われた地表に適用すると、雪氷面と雪氷面ではないもの(雲)を識別することに役立てることができる。

4-1-5 開水面放射特性の傾向と推定

開水面における赤外と近赤外の輝度温度差(T3-T4)の放射特性について調査する。一般的に開水面のアルベドは太陽高度によって変化するが雪氷面と比較して小さい。Payne (1972)は晴天時の開水面のアルベドは太陽高度が 45 度のときには約 3.3 %であり、太陽高度が低くなるのに伴い最大 2.5 %まで小さくなることを示した。また、開水面の温度は雪氷面と比較して高いため、3.3 %のアルベドが存在した場合は赤外と近赤外の輝度温度(T3-T4)に与える影響は最大でも約 5 以下となる。したがって、開水面の輝度温度(T3)は太陽放射の影響を考慮しても、赤外輝度温度(T4)との差は小さい値となる。図 4.11 は T4 に対して T3-T4 の分布グラフである。使用したのは表 7 のデータである。図 4.11

から開水面の輝度温度差($T3-T4$)は概ね -1°C から 6°C の範囲にあり、大きくばらつかないことがわかる。このことから、一年を通して開水面上における雲の検出に輝度温度差($T3-T4$)が利用できると考えられる。

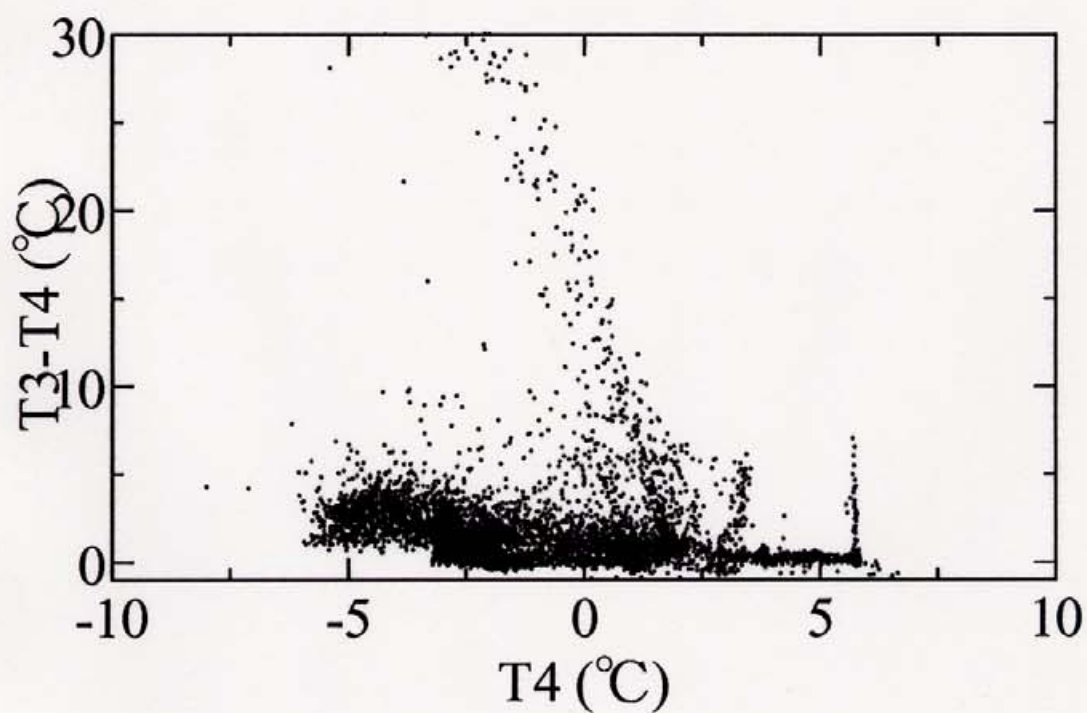


図 4.11. 開水面における輝度温度($T4$)に対する輝度温度差($T3-T4$)の散布グラフ。

4-2 雲検出アルゴリズム

雪氷面、開水面における赤外と近赤外の輝度温度差の調査結果から、雲の検出アルゴリズムを作成し適用を行った。

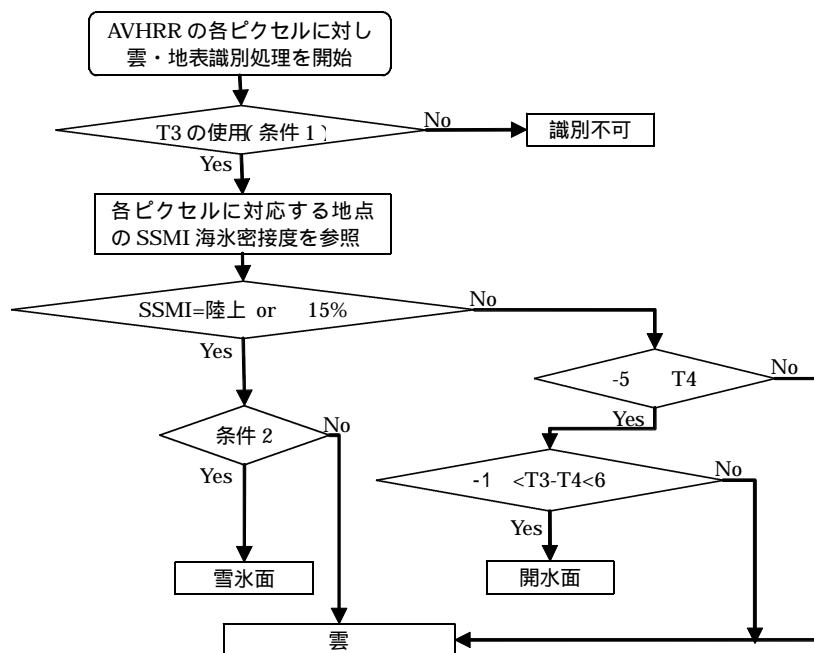
4-2-1 アルゴリズムの開発

近赤外データ(T3)を使用できる期間・領域は 4-1-1 で示したソーラーコンタミネーションによる影響のために限定される。したがって赤外と近赤外の輝度温度差(T3-T4)を利用した雲の識別アルゴリズムは、4-1-1 で示したソーラーコンタミネーションが生じる期間・領域は適用しない。

雪氷面における輝度温度差は図 4.5 で示したように太陽放射が無い場合、T4 が-50 でおおよそ 7 の輝度温度差(T3-T4)を示す。輝度温度(T4)が上昇すると輝度温度差(T3-T4)は減少し、T4 が 0 で約 2 となる。また日射がある場合の輝度温度差は推定式(式 12)を使用して約 + 1 から-2 の範囲で推定可能であることがわかった。開水面においては図 4.11 で示した調査から T4 は約-5 以上であり、なおかつ輝度温度差は概ね-1 から 6 の範囲にあることが示された。

これらから、雪氷面・開水面に分けてアルゴリズムを作成する。両者を分けるために、赤外輝度温度差(T4-T5)を利用した雲識別と同様に、衛星画像の各ピクセルにあたる緯経度の海氷密接度を NASATerm アルゴリズムで算出された海氷密接度データを利用する。解析に使用したデータはデータセット 3-2-1 で使用したデータセット 5 である。

図 4.12 にアルゴリズムのフローチャートを示す。



条件1 夏至：1200～2104ライン、冬至：-264～640ラインの領域で利用しない。その間は8ライン/日で増減。
 条件2 $T3-T4=7e-01+(1.39056508e-02) \times T4+(6.09491256e-04) \times T4^2+(-5.62665209e-05) \times T4^3$
 $+coef \times ((1.28446722e-01)+(-1.12909614e-02) \times T4+(-3.36929774e-04) \times T4^2+(-1.63490801e-05) \times T4^3)$
 (閾値:[T3-T4]+1 , [T3-T4]-2)
 where $coef=(1.42108547e-14)+(2.2e-01) \times ALB1+(6.0e-03) \times ALB1^2$

図 4.12. T3-T4 を利用した雲の識別アルゴリズム。

まず、データセット 5 からデータの年月日と領域(走査ライン)情報を読み込み、ソーラーコンタミネーションが生じていない期間・領域であるかを判断する。ソーラーコンタミネーションの生じる期間は夏至については図 4.5 のように解析領域から北に外れ、春分・秋分では南緯約 45 度以南、冬至には南緯約 40 ～ 75 度の領域となるため、これを衛星画像の走査線の位置によって計算する。走査線数は一日 8 ラインずつ年間変動することになる。このことによってアルゴリズムが適用可能であるか条件分岐を行う。アルゴリズムが適用可能であれば、各ピクセルを読み込み、そのピクセルにあたる SSMI データから作成された海氷密接度を参照する。次に海氷密接度から雪氷面上か開水面上かを判定する。この判定は赤外輝度温度差を利用した雲識別アルゴリズムと同様に海氷密

接度 15 %を閾値としている。地表が雪氷面である場合、雪氷面輝度温度差($T3-T4$)を 4-1-3 で得られた式 12 によって推定する。推定された輝度温度差($T3-T4$)の値に対して+1 から-2 の範囲であれば雪氷面に分類する。この範囲外であれば雲域とする。また、参照した海水氷接度データによって地表が開水面とされるピクセルの場合、 $T4-T5$ による雲識別と同様にまず輝度温度($T4$)の値が-5 より低い場合はそのピクセルは雲と判断する。-5 以上の場合には輝度温度差($T3-T4$)を参照し、解析により得られた開水面の輝度温度差である-1 から 6 のときは開水面と判断し、それ以外は雲に分類する。

4-2-2 アルゴリズムの適用

近赤外と赤外の輝度温度差($T3-T4$)による地表識別アルゴリズムを適用した例を以下に示す。図 4.13、図 4.14 はそれぞれ 1998 年 1 月 20 日の可視画像(ALB1)と赤外画像($T4$)である。図 4.15 はこのアルゴリズムにより得られた雲の分布である。なお、図 4.15 の雲は図 3.19 と同様に温度別に着色した。

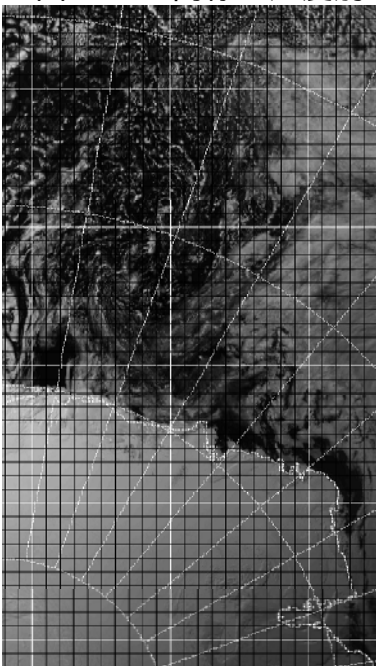


図 4.13. 1998 年 1 月 20 日

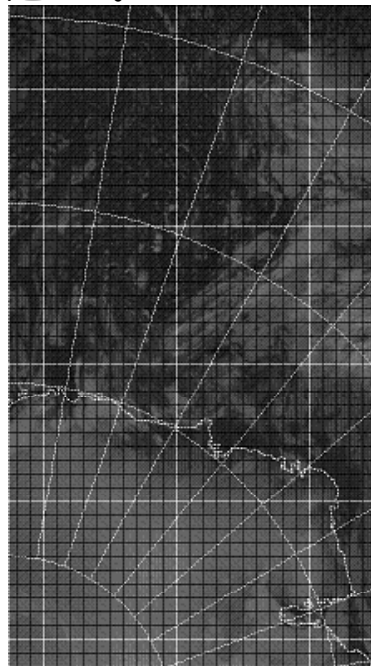


図 4.14. 赤外画像($T4$)。

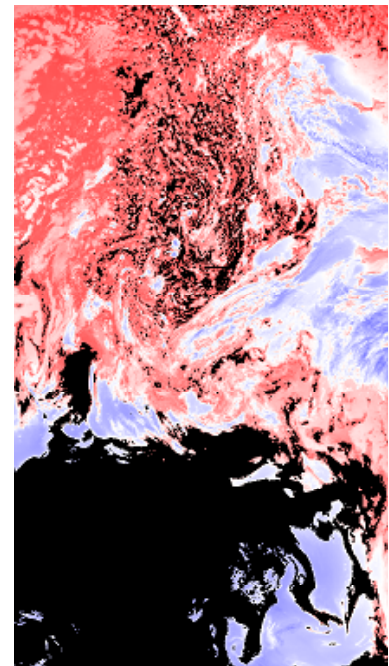


図 4.15. 雲の識別結果。

の可視画像(ALB1)。

4-3 雲検出結果

近赤外・赤外輝度温度差($T3-T4$)を利用した雲の検出を行った結果、図 4.15 から低温である内陸域から比較的温度の高い海洋域にわたって雲の検出が可能であることがわかる。また、地表面に比べ高いアルベドを持つ雲が日射を反射することで内陸域・海洋域ともに雲の検出精度は向上すると考えられる。氷床域、海氷域、開水域の 3 つの領域における雲の検出アルゴリズムを適用した結果、以下のような特徴があることがわかった。

4-3-1 氷床域における雲検出結果

南極内陸部の氷床域における雲の検出を行った結果、赤外輝度温度差($T4-T5$)による雲検出の結果と同様にの傾向を示し、海洋域から入り込む低気圧によると考えられる雲の検出は良好に行うことができている。

また、日射のある領域、期間については、 -30 以上の温度の高い雲や -50 以下の温度の低い雲に対しては赤外輝度温度差、近赤外と赤外の輝度温度差を利用した二つのアルゴリズムの適用結果に差がある。図 4.16 に例として 1997 年 12 月 9 日の可視画像(ALB1)、図 4.17 に赤外画像($T4$)、そして図 4.18 に雲の検出結果を示す。なお、赤外輝度温度差($T4-T5$)を利用した雲の検出結果と赤外と近赤外の輝度温度差($T3-T4$)を利用した雲の検出結果を比較するために、アルゴリズムの違いによって検出された雲の色を変えたものを図 4.19 に示す。白色は赤外輝度温度差($T4-T5$)を利用したアルゴリズムと、赤外と近赤外の輝度温度差($T3-T4$)を利用したアルゴリズムの両方で共に雲と分類される領域を示し、明るい灰色は $T3-T4$ では雲と分類されるが、 $T4-T5$ では雲が検出できなかった領域である。また、暗い灰色は $T4-T5$ では雲と分類されるが、 $T3-T4$ では雲が検出できなかった領域を示す。黒色はどちらのアルゴリズムでも雲が検出されなかった領域である。

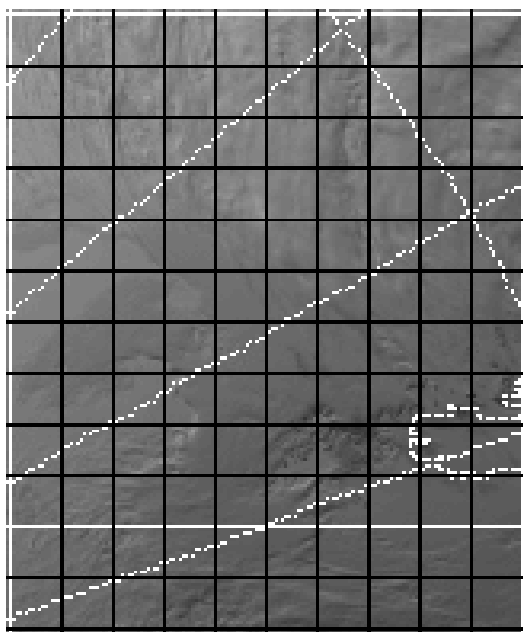


図 4.16. 1997 年 12 月 9 日の可視画像(ALB1)。

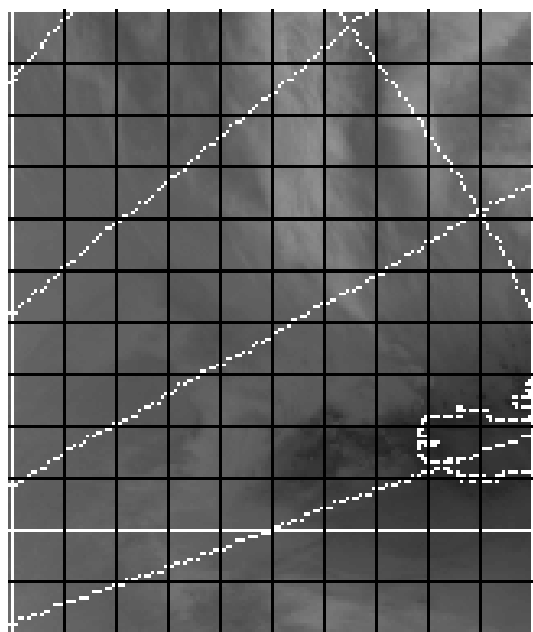


図 4.17. 赤外画像(T4)。

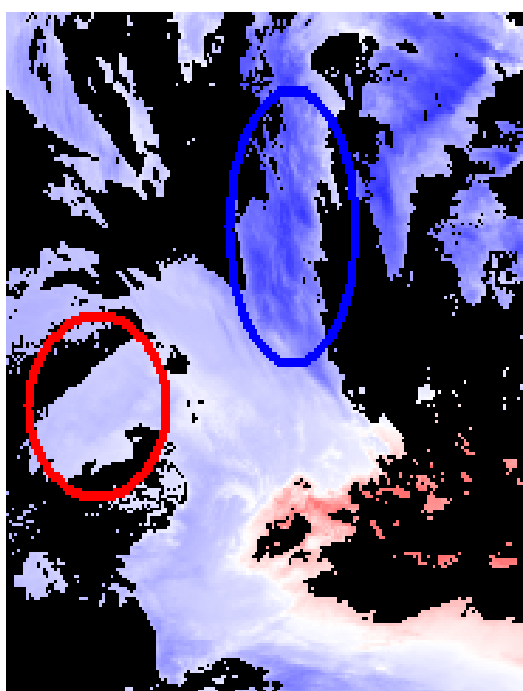


図 4.18. 雲の識別結果。

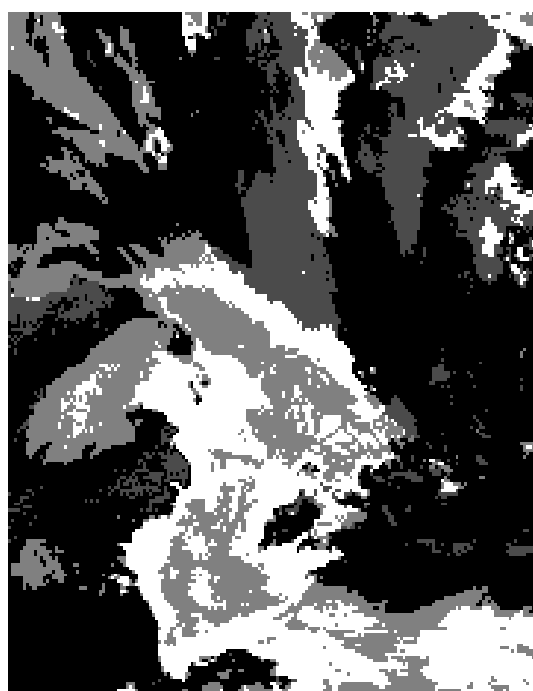


図 4.19. 雲の識別結果。それぞれの色は
アルゴリズムと検出された雲の関係を示す。

図 4.18 と図 4.19 から、図 4.18 の赤で示した領域に見える-30 以上の比較的高温の雲に対しては近赤外と赤外の輝度温度差を利用したアルゴリズムの雲の検出精度が高いことがわかる。これは-30 以上の雪氷面の輝度温度差の推定精度が極めて良いことを示している。一方で青で示した領域に見える-50 以下の雲に対しては、近赤外と赤外の輝度温度差を利用したアルゴリズムの精度が落ちることがわかる。このことは、非常に低温な対象においては近赤外センサの温度分解能が著しく低くなるために本来の雲の輝度温度差は変異し、雲検出アルゴリズムによって雪氷面と誤識別されることが考えられる。また、例で示したように日射のある場合は、雪氷表面で反射する太陽放射によって雪氷面の輝度温度差は大きくなるが、同様に雲頂付近でも太陽放射は反射しており、雲ピクセルの輝度温度差(T_3-T_4)は結果として大きくなり、輝度温度差を利用して検知される雲は多くなる。

4-3-2 海氷域における雲検出結果

海氷密接度が 15 %以上の領域においては、全体として赤外輝度温度差を利用したアルゴリズムと同様に雲の検出は良好といえる。また、雪氷面における雲の識別にみられるように赤外輝度温度差を利用したアルゴリズムと比べると、比較的温度の高い雲の検出精度が良いといえる。このことは海氷の温度が南極内陸と比較し、著しく低下しないためにこの温度領域における雪氷面輝度温度差の推定の精度が良いことによると考えられる。図 4.20 に 1997 年 9 月 28 日の可視画像(ALB1)、図 4.21 に赤外画像(T4)、図 4.22 に海氷密接度、図 4.23 に雲の識別結果を示す。また、アルゴリズムの違いによって検出された雲の色を変えたものを図 4.24 に示す。

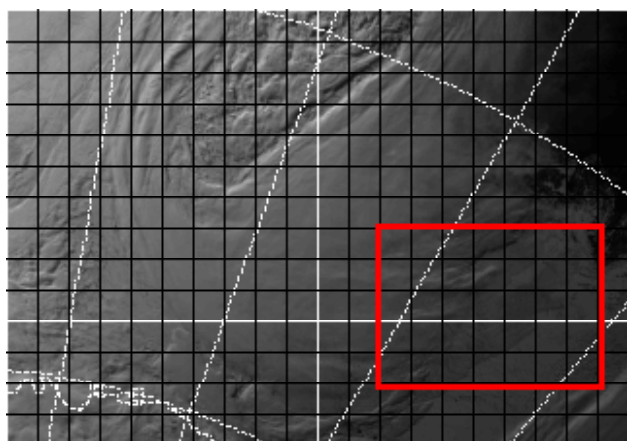


図 4.20. 1997 年 9 月 28 日の可視画像(ALB1)。

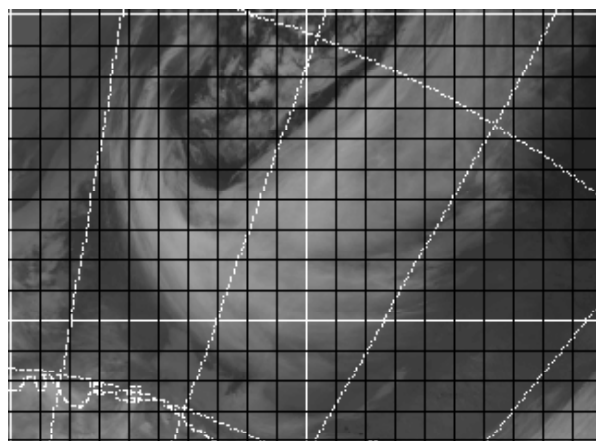


図 4.21. 赤外画像(T4)。

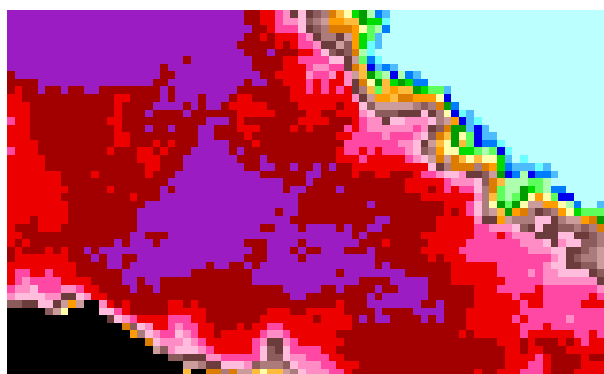


図 4.22. 海水密接度。

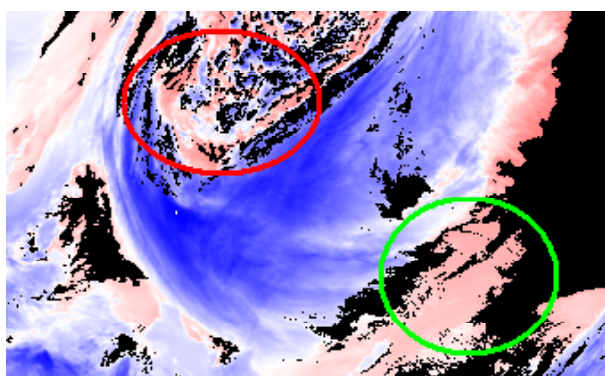


図 4.23. 雲の識別結果。

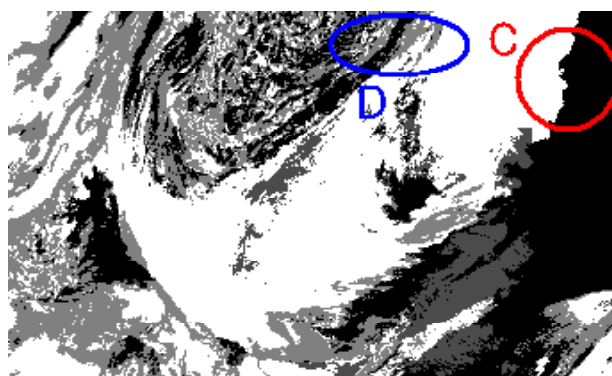


図 4.24. アルゴリズムの違いによって色分けした雲の識別結果。

図 4.23 と図 4.24 から、図 4.23 の赤で示した領域は雪氷面における雲の検出結果と同様に、 -30 以上の比較的温度の高い雲の検出ができていることがわかる。しかし、上記とは別に緑で示した領域では温度が比較的高いにもかかわらず、赤外輝度温度差 (T_4-T_5) を利用したアルゴリズムでは検出可能な雲がこのアルゴリズムでは検出されない。図 4.20 の赤い領域を拡大したものを図 4.25 に示す。

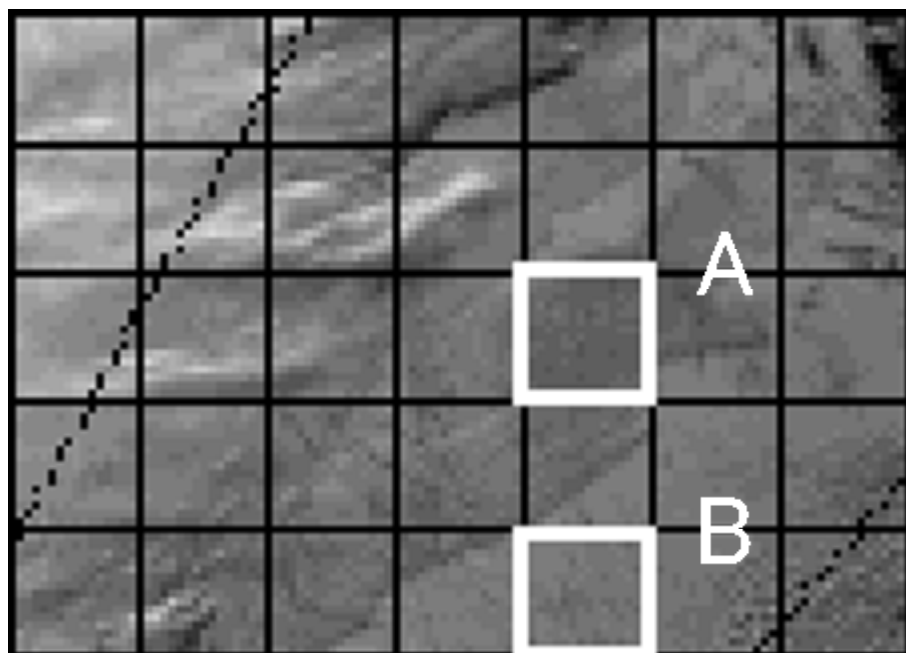


図 4.25. 図 4.20 の赤い領域の拡大画像。

図 4.25 から領域 B 付近は海氷が明瞭であるのに対し、領域 A 付近にはリードが透けるほどの非常に薄く、切れ目に影が確認できる雲が存在することがわかる。拡大図の領域 A と領域 B におけるの輝度温度 (T_4) に対する輝度温度差 (T_4-T_5) の分布グラフをそれぞれ図 4.26 の黒と赤のプロットで示す。

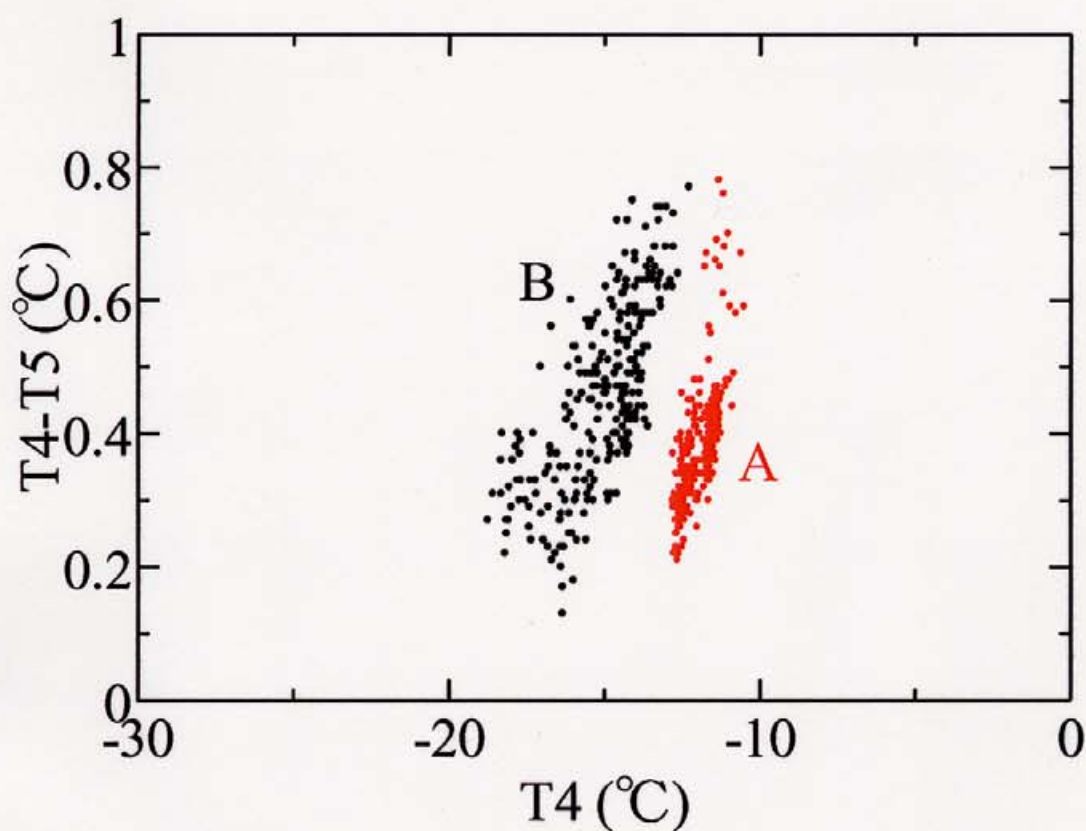


図 4.26. 図 4.25 の領域 A と領域 B におけるの輝度温度 (T4) に対する輝度温度差 (T4-T5) の分布グラフ。

図 4.26 の領域 A と領域 B を比較すると、海氷域が露出している領域 B では輝度温度差は約 0.6 °C であるが、領域 A では輝度温度差は約 0.4 °C と非常に小さく、平面的に均一な層状の雲の存在が示唆される。赤外輝度温度差 (T4-T5) を利用した識別では -10 °C から -20 °C の対象においては輝度温度差は 0.5 °C から 1.5 °C までを雲と判断しており、極めて薄く、かつ均一な雲の検出が可能な例として示す。

一方、近赤外は雪氷面の微妙な変化に敏感であり、近赤外と赤外の輝度温度差 (T3-T4)

を利用したアルゴリズムでは、このような極めて薄く層状の雲と海氷の輝度温度に差が出にくい場合は両者を識別することはできないこともある。しかし、このような条件でも赤外輝度温度差 (T_4-T_5) を利用すると雲の検出が可能となる場合があり、二つのアルゴリズムの併用は重要であるといえる。

4-3-3 開水域における雲検出結果

図 3-27 に示したように開水域の輝度温度 (T_4) は最低でも -5 以上であることから近赤外と赤外の輝度温度差を利用した雲との識別は雪氷域、海氷域に対して比較的容易であるといえる。例として 1998 年 1 月 2 日の可視画像 (ALB1) を図 4.27 に、赤外画像 (T_4) を図 4.28 に、識別結果を図 4.29 に示す。また、アルゴリズムの違いによって検出された雲の色を変えたものを図 4.30 に示す。

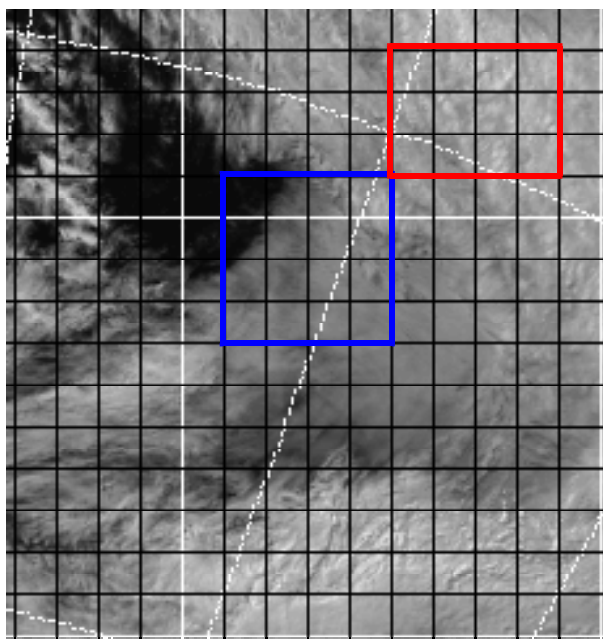


図 4.27. 1998 年 1 月 2 日の可視画像(ALB1)。

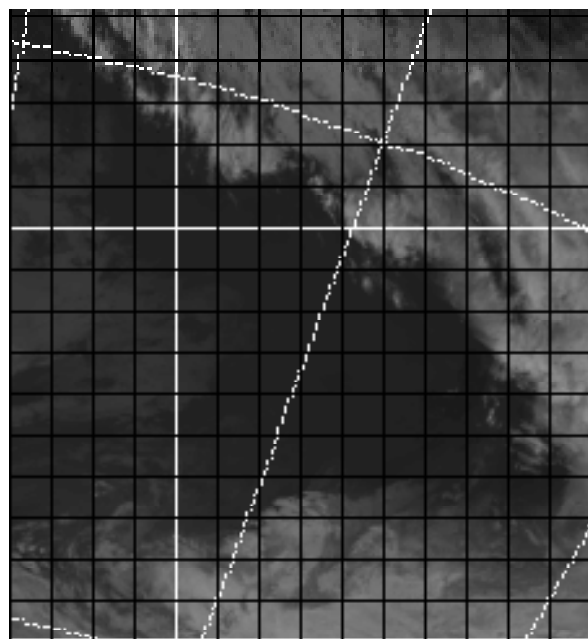


図 4.28. 赤外画像(T4)。

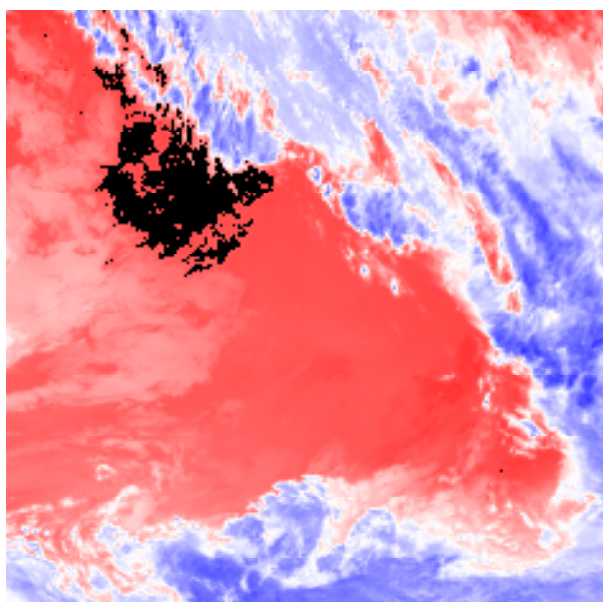


図 4.29. 雲の識別結果。

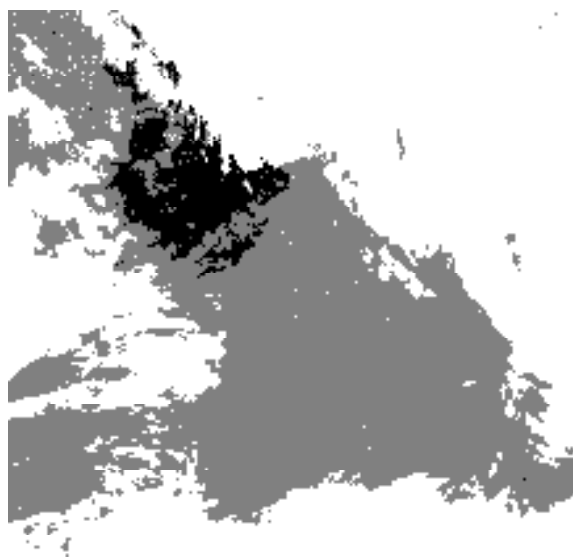


図 4.30. アルゴリズムの違いによって色分けした雲の識別結果。

図 4.27 の赤で示した領域では、赤外輝度温度差($T4-T5$)を利用したアルゴリズムと同様に開水面と雲の識別は良好である。また、青で示した領域のように一部で赤外輝度温度差($T4-T5$)を利用したアルゴリズムでは検出できない雲が検出可能であることがわかる。図 4.27 の青で示したこの領域の輝度温度($T4$)に対する輝度温度差($T4-T5$ と $T3-T4$)の分布グラフをそれぞれ図 4.31、図 4.32 に示す。

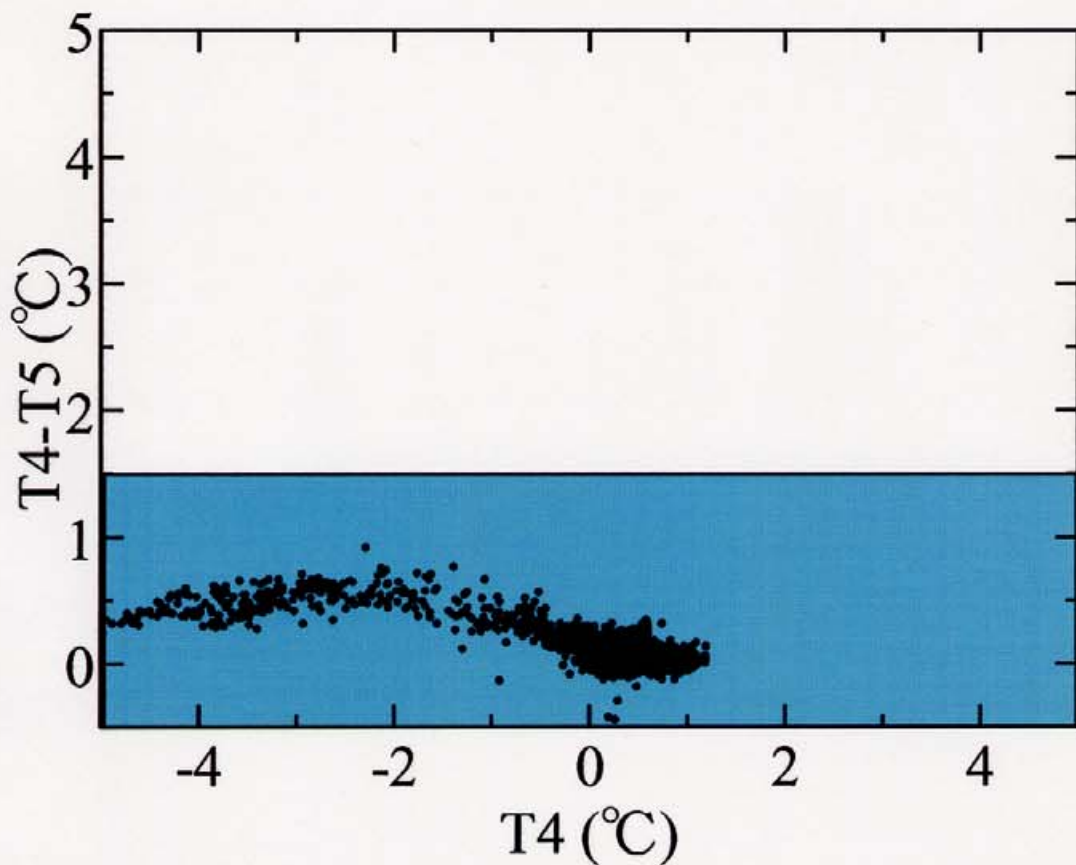


図 4.31. 図 4.27 の青で示した領域の輝度温度($T4$)に対する輝度温度差($T4-T5$)の散布グラフ。水色で示した領域は開水面に分類される。

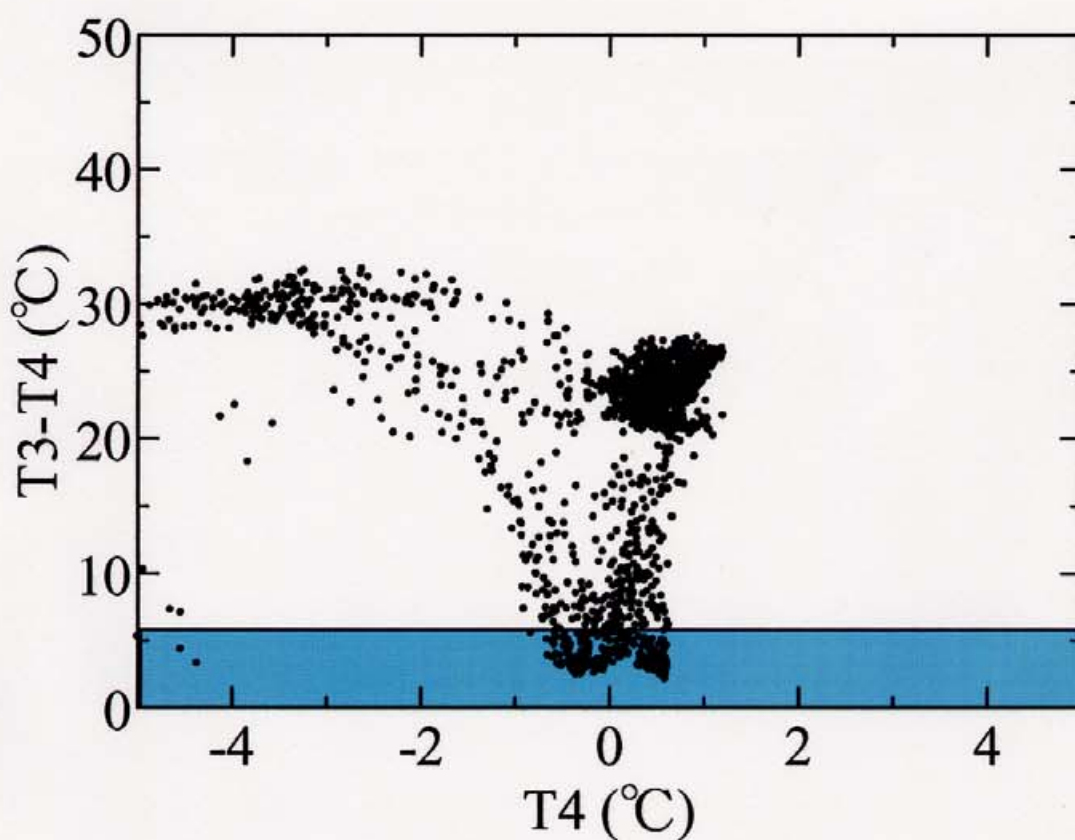


図 4.32. 図 4.27 の青で示した領域の輝度温度 (T_4) に対する輝度温度差 (T_3-T_4) の散布グラフ。水色で示した領域は開水面に分類される。

このグラフから、赤外輝度温度差 (T_4-T_5) は約 0°C と極めて小さく開水面の推定輝度温度差と重なってしまい雲の検知は不可能であるが、近赤外と赤外の輝度温度差 (T_3-T_4) では明らかに開水面と異なる輝度温度に差が 20°C 以上も生じており、近赤外と赤外の輝度温度差を利用したアルゴリズムを適用することで精度が向上することが示唆される。

第5章 雲の検出に関する考察

本研究で開発した赤外輝度温度差(T4-T5)、及び近赤外と赤外の輝度温度差(T3-T4)の雲検出結果を地上観測データと比較し、その傾向について考察をする。

5-1 地上観測データとの比較

赤外輝度温度差(T4-T5)と近赤外と赤外の輝度温度差(T3-T4)を利用した二つのアルゴリズムにおける雲の検出精度とその傾向を現地観測データとの比較によって調査した。

地上観測データによる日平均雲量と 14:00UT の衛星データから求めた雲量の変化を図 5.1 に示す。なお、衛星データから求めた雲量とは、解析の対象となるピクセルを中心とする約 70km 四方の領域の雲ピクセルの割合であるが、雲量の決定における詳細は 6-1-1 で述べる。

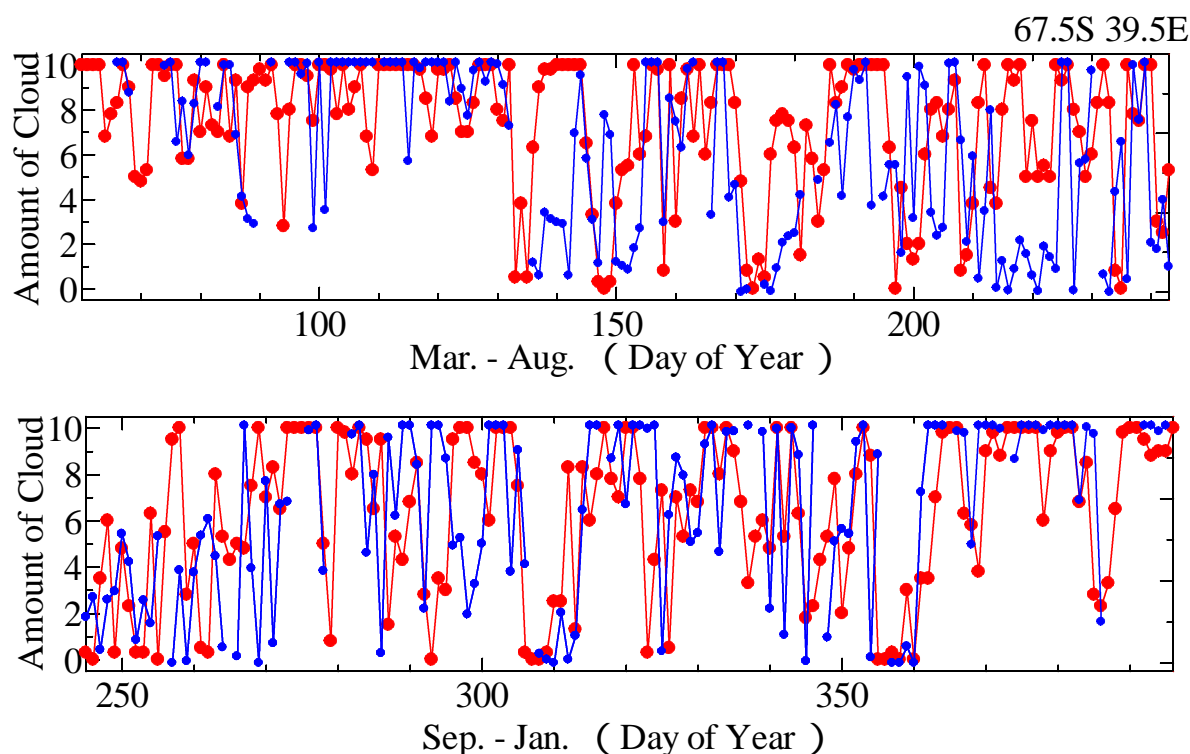


図 5.1. 1997 年 3 月 1 日から 1998 年 1 月 31 日までの昭和基地の地上観測による日平均雲量(赤)と 14:00UT の衛星データ(青)から求めた雲量の変化。

また一年を通じた昭和基地の雲量の変化と衛星データによる雲量の変化の傾向を得るために、衛星観測データが利用できる計 287 日分の 3 日移動平均値を図 5.2 に示す。

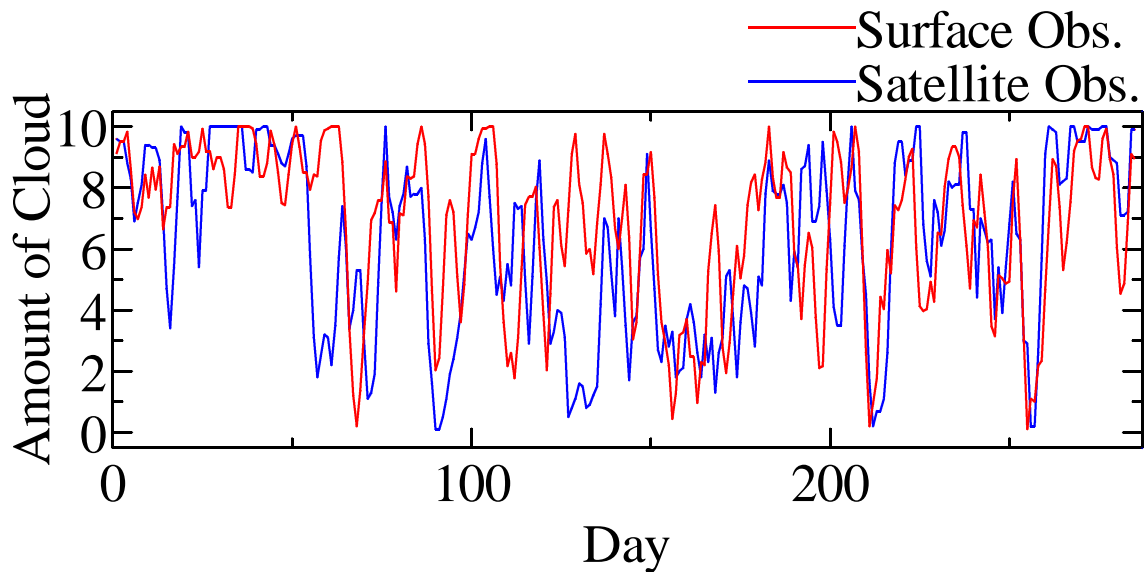


図 5.2. 287 日分の昭和基地の地上観測による日平均雲量(赤)と 14:00UT の衛星データ(青)から求めた雲量の 3 日移動平均の変化。

図 5.1、図 5.2 から一年を通じた変化は衛星データによって得られた雲量は地上観測による雲量と同様の傾向を得ることができる。しかし、図 5.1 から 140 日目、220 日目、295 日目前後の期間では両者の値に差が生じていることがわかる。上記期間で差が生じる要因の一つとして以下の点をあげることができる。この期間の地上観測によると中層、下層に積雲の存在が報告されている。積雲は一般的に最大でも数十 km のスケールと比較的狭い領域に存在し、雲頂から雲底までの高度差が大きい。Hughes(1984)は雲が観測点付近に存在する場合、平面的に狭い領域の雲でもその高度差が広がるとともに地上観測による雲量は増加する傾向があることを報告している。これは地上観測による雲量は観

測点を中心とした天球を占める雲の割合で示されるために、観測点近くの雲底、雲の側面に大きく左右され、衛星データによる平面的な雲量とは異なる可能性が示唆される。

図 5.3 に 1997 年 1 月から 1998 年 1 月までの昭和基地における月平均雲量の変化を示す。赤、青で示す折れ線はそれぞれ、地上観測、衛星データに基づいて算出した値である。

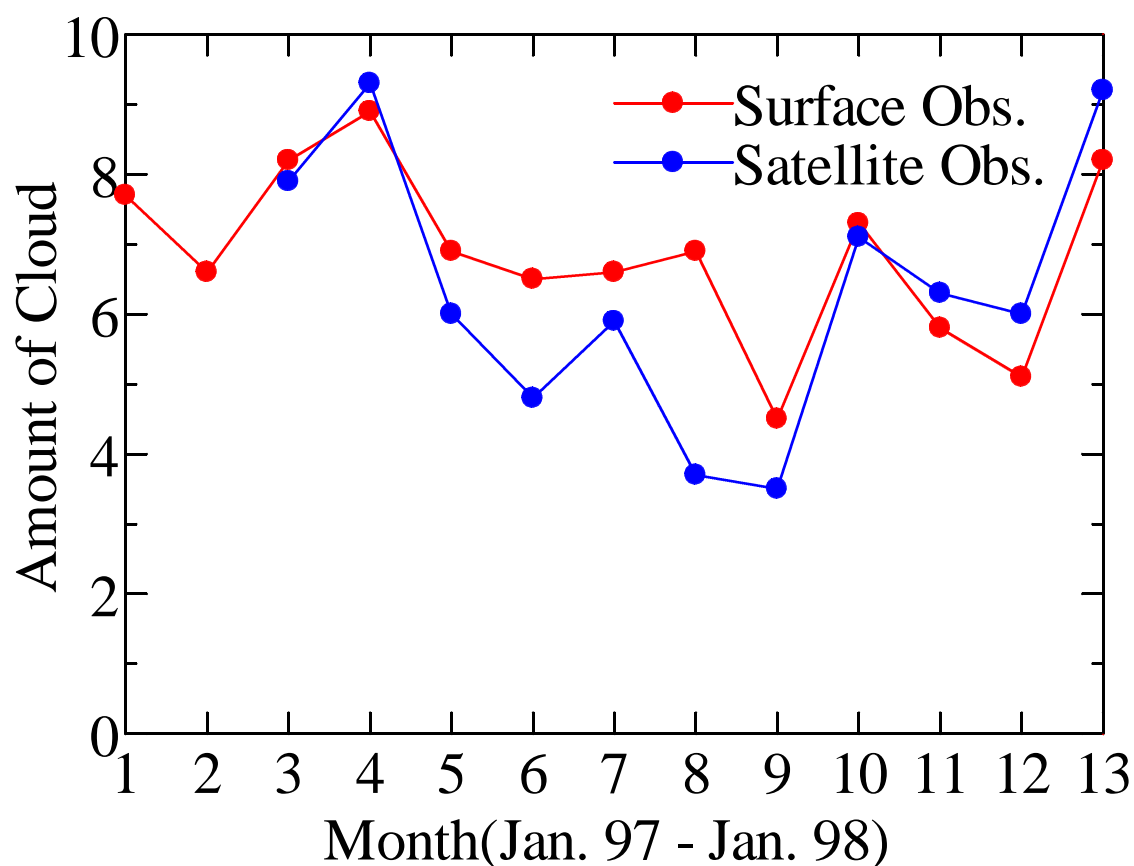


図 5.3. 昭和基地の地上観測による月平均雲量(赤)と衛星データから求めた月平均雲量(青)の変化。

図 5.3 で示した地上観測による月平均雲量は 1997 年 4 月、10 月、1998 年 1 月に雲量が多く、この傾向は衛星データから得られた月平均雲量に一致する。冬の期間で衛星デ

ータから得られた雲量は地上観測による値よりも小さく評価される傾向がみられる。このことは解析した期間の昭和基地周辺においては 1997 年 10 月 3 日から 1998 年 1 月 31 日までの期間で近赤外データを利用した雲検出アルゴリズムを併用している。衛星データから求めたこの期間の平均雲量は 7.0 であるのに対し、近赤外データを利用して検出された雲量は 5.0 である。したがってこの期間は地上観測による雲量の値と一致しており雲の検出精度が向上している一方で、近赤外データを利用できない期間は地上観測の値よりも少なく見積もられる可能性があることがわかった。

図 5.4 に解析した全 287 日の昭和基地における地上観測と衛星データによるそれぞれの雲量とその日数分布を示す。

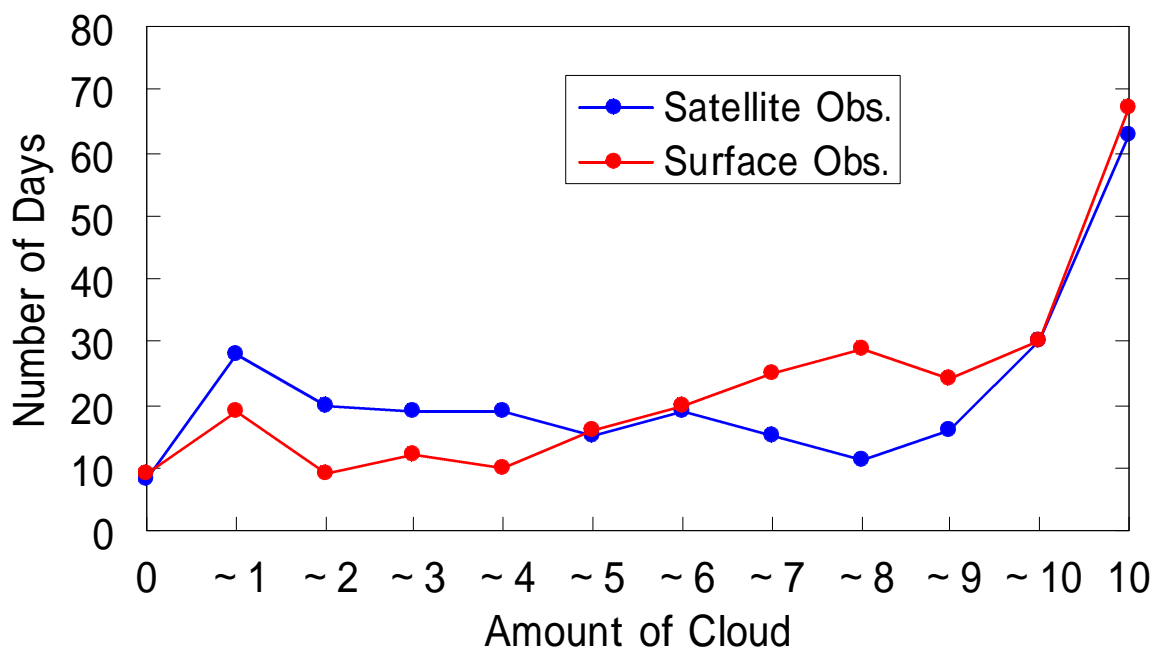


図 5.4. 昭和基地における地上観測(赤)と衛星データ(青)による雲量と日数。

図 5.4 から雲量 0 の日数が 10 日と少ない一方で雲量 10 の日数が 70 日近くあり、相対的に日数が多いことを示す地上観測による傾向と一致することがわかる。

これらのことから、南緯 70 度においてはソーラーコンタミネーションのために近赤外データの使用が制限されることによって精度の低下がみられるが、開発した雲の検出アルゴリズムを利用することで年間を通じた雲の解析を行うことができると考えられる。

次に南極内陸域における雲の検出精度とその傾向について調査を行った。ドームふじ観測拠点の地上観測から明確に雲の存在が確認できる日を特定するために一日を通じて雲量が 10 であることを条件とし、衛星データによる雲量との比較を行った。一日を通じて雲量が 10 である日数は、解析を行った全 287 日のうち表 12 に示す 15 日の存在が確認された。

表 12. 解析を行った全 287 日のうちドームふじ観測拠点で一日を通じて雲量が 10 である年月日。

年月日	雲量(衛星)
1997 年 6 月 18 日	10.0
1997 年 6 月 19 日	10.0
1997 年 7 月 18 日	9.5
1997 年 7 月 25 日	10.0
1997 年 7 月 26 日	10.0
1997 年 8 月 13 日	1.0
1997 年 10 月 9 日	10.0
1997 年 10 月 10 日	1.7
1997 年 11 月 30 日	0.0
1997 年 12 月 1 日	4.9
1997 年 12 月 5 日	1.7
1997 年 12 月 7 日	4.7
1997 年 12 月 8 日	0.0
1997 年 12 月 11 日	0.0
1997 年 12 月 19 日	0.5

表 12 に示した 15 日分における衛星データから得られた雲量が 10 である日数は 5 日であり地上観測による雲量と一致する。15 日のうち、雲量が 0 である日数は 3 日である。

衛星データによる雲量が0である3日はともに雲量は10-で巻雲(Ci)が1日の大部分を占めていると報告されている。図 5.5 に 1997 年 12 月 8 日の全天カメラ(魚眼レンズ使用)による写真を示す。

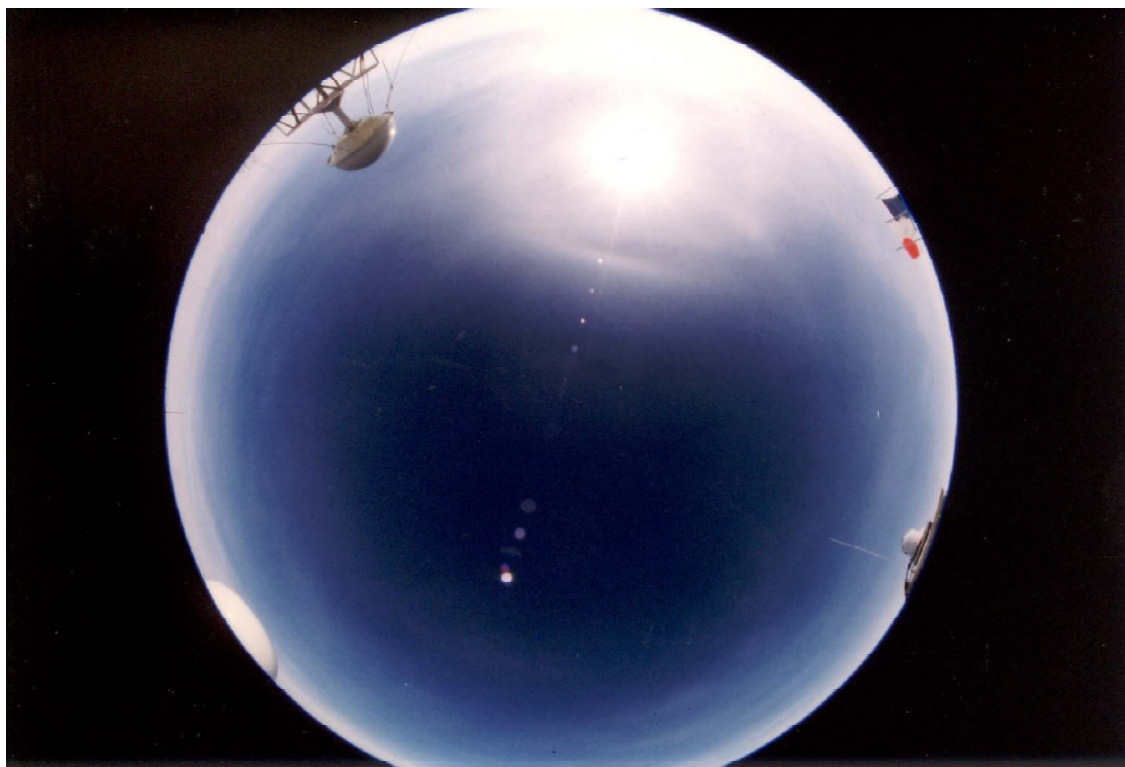


図 5.5. 1997 年 12 月 8 日ドームふじ観測拠点における全天写真(平沢尚彦氏撮影)。

ドームふじ観測拠点においては図 5.5 のような非常に薄い雲が全天を占める日数が多く、輝度温度差が優位に現れず衛星データからは検出できない雲が多いことが示唆される。表 12 に示す雲量が 10 である 1997 年 10 月 9 日と 10 月 10 日の全天写真をそれぞれ図 5.6、図 5.7 に示す。

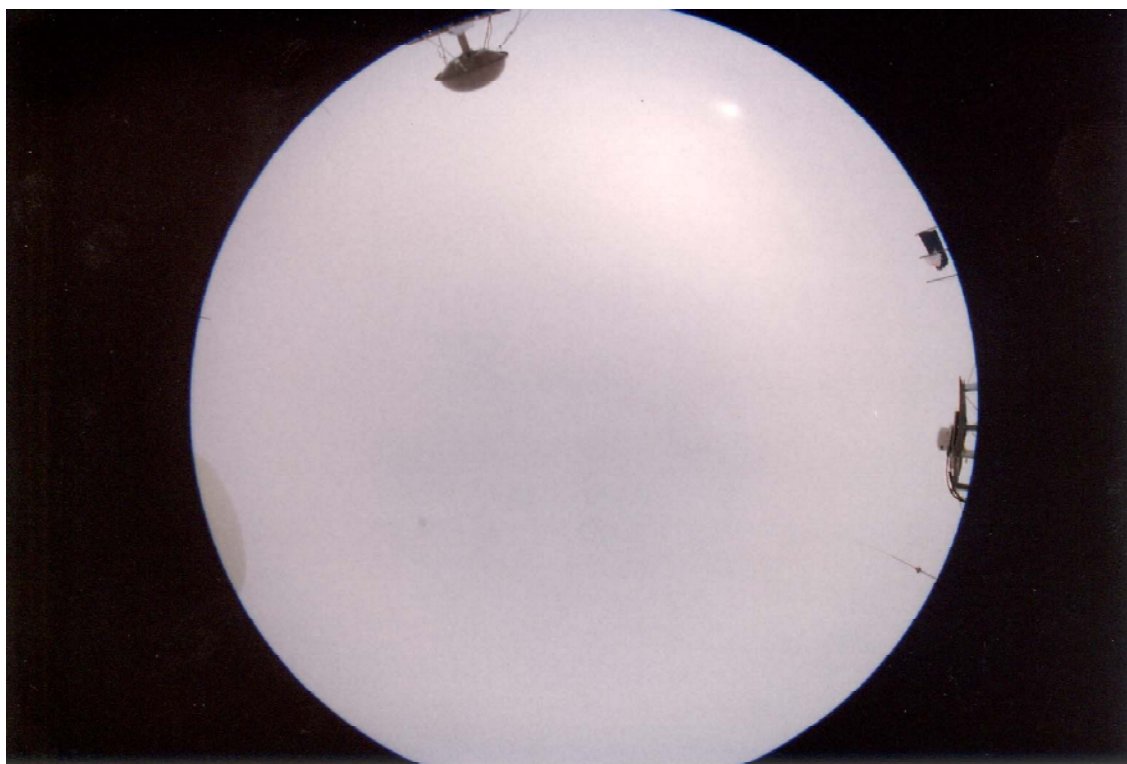


図 5.6. 1997 年 10 月 9 日ドームふじ観測拠点における全天写真(平沢尚彦氏撮影)。

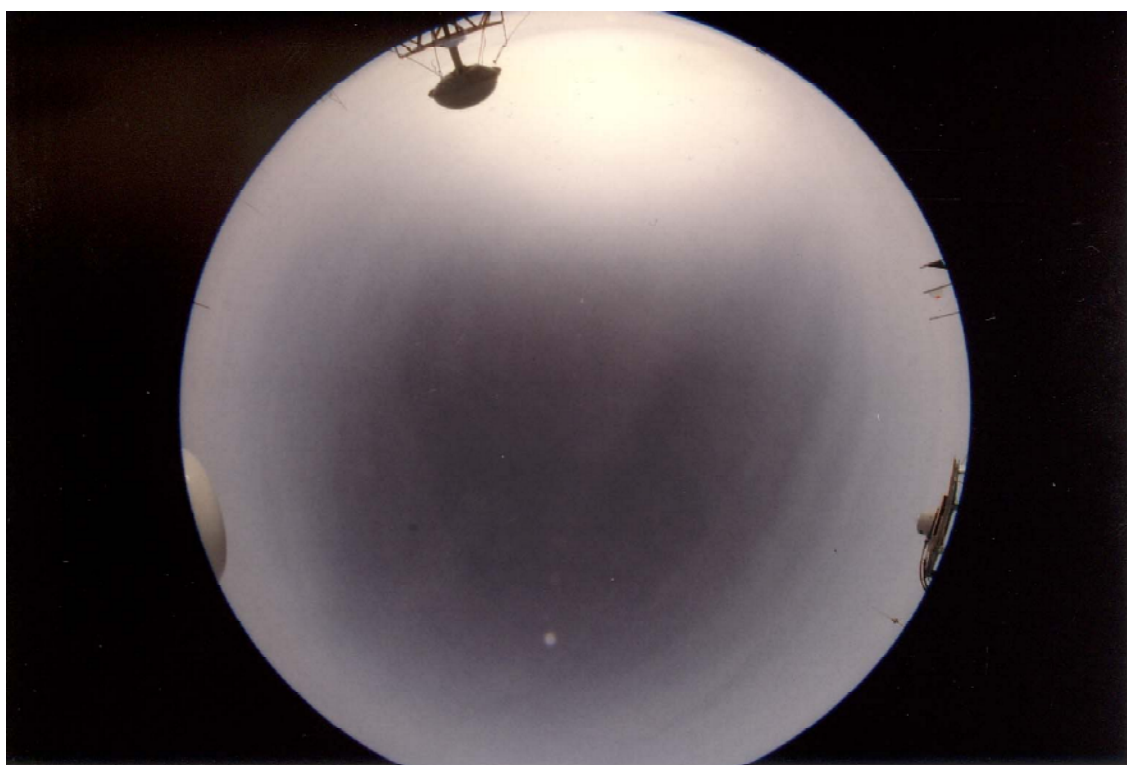


図 5.7. 1997 年 10 月 10 日ドームふじ観測拠点における全天写真(平沢尚彦氏撮影)。

図 5.6 で示した全天写真から太陽の輪郭が辛うじて確認できる雲は衛星データからも雲の存在を確認することができ、雲量は地上観測によるものと一致する。しかし、図 5.7 で示した全天写真から薄い雲を透過して青空が見える場合は衛星データから算出した雲量は 1.7 となり、地上観測による雲量との一致性が著しく低下する傾向があることがわかった。このように雲の粒子密度が非常に小さい場合、衛星データからの雲の検出は困難である。

図 5.8 にドームふじ観測拠点に低気圧の擾乱が強くみられた 1997 年 6 月から 7 月の日平均雲量と衛星データから求めた雲量の変化を示す。

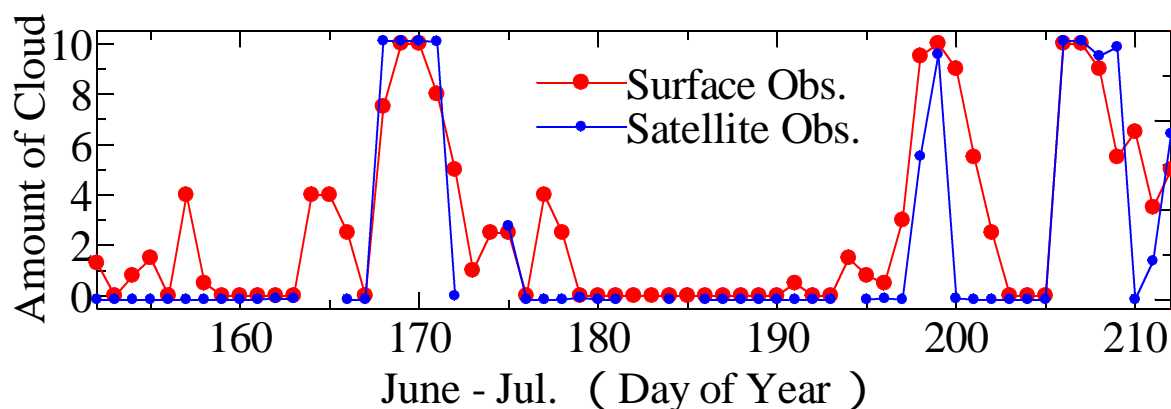


図 5.8. ドームふじ観測拠点における 1997 年 6 月から 7 月の日平均雲量と衛星データから求めた雲量の変化。

図 5.8 の 168 日目(6 月 17 日)前後、199 日目(7 月 17 日)前後、208 日目(7 月 26 日)前後においては衛星データによる雲量は地上観測値に良く一致している。6 月 17 日前後の雲については Yamanouchi et al.(2000)で報告されているように明確に検出可能であり、

気圧配置にブロッキング状態がみられ、低気圧性の擾乱が内陸に進入したことによる雲であると考えられる。また、7月17日前後、7月26日前後においても衛星画像および天気図から内陸に低気圧性の雲が進入していると推定され、6月17日前後と同様に上層まで雲が存在していたと考えられる。

ドームふじ観測拠点においては図 5.8 で示した期間はソーラーコンタミネーションによる制限のために近赤外データは利用できないが、上記のような低気圧性の雲は地表気温との差が大きく、また密度も大きい傾向があるため熱赤外データのみ利用でも比較的容易に雲の検出が行える。

さらにドームふじ観測拠点においてライダー観測で雲の存在が明確なときの地上観測による雲量と衛星によって算出した雲量の比較を行った。ドームふじ観測拠点においてライダー観測が行われた 1997 年 4 月 18 日から 1997 年 12 月 22 日の期間では概ね 11:00UTC から 15:00UTC の間に観測が行われている。この中から散乱比(S_r)が 2 を超える変動が対流圏内でみられる日を抽出した。この散乱比の閾値は Hayashi et al.(2004)は、雲とエアロゾルの境界を散乱比 2 としている。さらにドームふじ観測拠点における雲のほとんどは氷晶で形成されと考えられるため、氷晶による変動が大きい偏光解消度(D_r)の値として 20%以上の変動を上記の散乱比の閾値とともに併用し、雲の指標に利用した。表 13 にライダー観測による散乱比、偏光解消度の変動が 1 時間以上にわたり継続しており、顕著に雲をとらえていると考えられる年月日を地上観測で得られた雲量、および衛星データによって得られた雲量とともに示す。

表 13. ライダー観測により、雲が存在すると考えられる年月日と地上観測によって得られた雲量、および衛星データから算出した雲量。

年月日	雲量(地上観測)	雲量(衛星データ)
1997/6/13	2	衛星データ無し
1997/6/20	8	10
1997/6/24	2	2.4
1997/7/17	10	5.5
1997/7/18	10	9.5
1997/7/19	10 (Ci)	0
1997/7/25	10	10
1997/7/26	10	10
1997/7/27	10 (Cs)	9.4
1997/7/28	6	9.8
1997/7/31	8	9.9
1997/12/1	10	4.9
1997/12/5	10 (Ci)	1.7
1997/12/6	2	0

表 13 から雲の存在がライダー観測によって確認された 14 日あり、その中の 12 日は衛星データで雲の存在が確認できた。しかし、1997 年 7 月 19 日と 1997 年 12 月 6 日の 2 日はライダー観測から雲の存在が確認されるが衛星データから得られた雲量は 0 を示しており、衛星データでは雲が検出されていない。

このうち、7 月 19 日は地上観測によると巻雲のみで雲量は 10 であり、またライダー観測による散乱比、偏光解消度の変動から高度約 7000 から 8000m に雲が存在していたと示唆される。このときの地上気温は-61.3 であり、ラジオゾンデ観測から高度約 7500m 付近の温度に等しい。このことから地上と同程度の温度で限られた高度範囲に雲が存在していたために衛星からは検出することができなかった可能性が考えられる。

一方、12 月 6 日は地上観測の雲量は 2 であり下層に積雲(雲量 1)、中層に巻雲(雲量 1)の存在が報告されている。このことからドームふじ観測拠点上空に局所的な雲が存在していた可能性が考えられる。このような局所的な雲は衛星赤外センサの空間分解能の制

限により、検出できない場合があることが示唆される。

ライダー観測で顕著に示される約 90%の雲は衛星データを用いて検出が可能であるが、雲の状態によっては衛星データでは地上観測との比較と同様に過小に見積もられることがわかった。

昭和基地においては良好に雲の検出が行える一方で南極の内陸においては、衛星データによる検出が難しい雲があることがわかった。

5-2 アルゴリズム

赤外輝度温度差(T_4-T_5)、及び近赤外と赤外の輝度温度差(T_3-T_4)を利用した二つの雲検出アルゴリズムに共通して、アルゴリズムの理論上は雲、すなわち大気の輝度温度と地表の輝度温度に差が無い場合は両者を識別することは不可能である。

識別が困難となるケース 1 として、南極の内陸の冬季においては通常逆転層が存在する。逆転層が存在する場合、大気の温度は高度に伴って大きく変化し、地表から逆転層上部までは温度が上昇し、その高度を超えると大気の温度は低下に転じる。したがって地表と大気の温度が等しくなる高度が存在する。この高度において雲頂付近における雲粒密度が非常に大きい場合は衛星からみたそれぞれの波長域において輝度温度が同等となる可能性がある。しかし、図 5.9 に示すドームふじ観測拠点上の大気プロファイルから強い逆転層が存在する場合、地表と大気の温度が等しくなる高度は 8000m 以上と高く、それ以外の高度では地表温度と雲の温度は同等にならず、対流圏においては地表温度よりも大気の温度は高くなる。地表と輝度温度が同等になる高い高度では一般的に上層の雲の雲頂が光学的に均一であることは非常に少ないことから輝度温度差が生じ、逆転層の存在が雲の検出を妨げる可能性は少ないといえる。

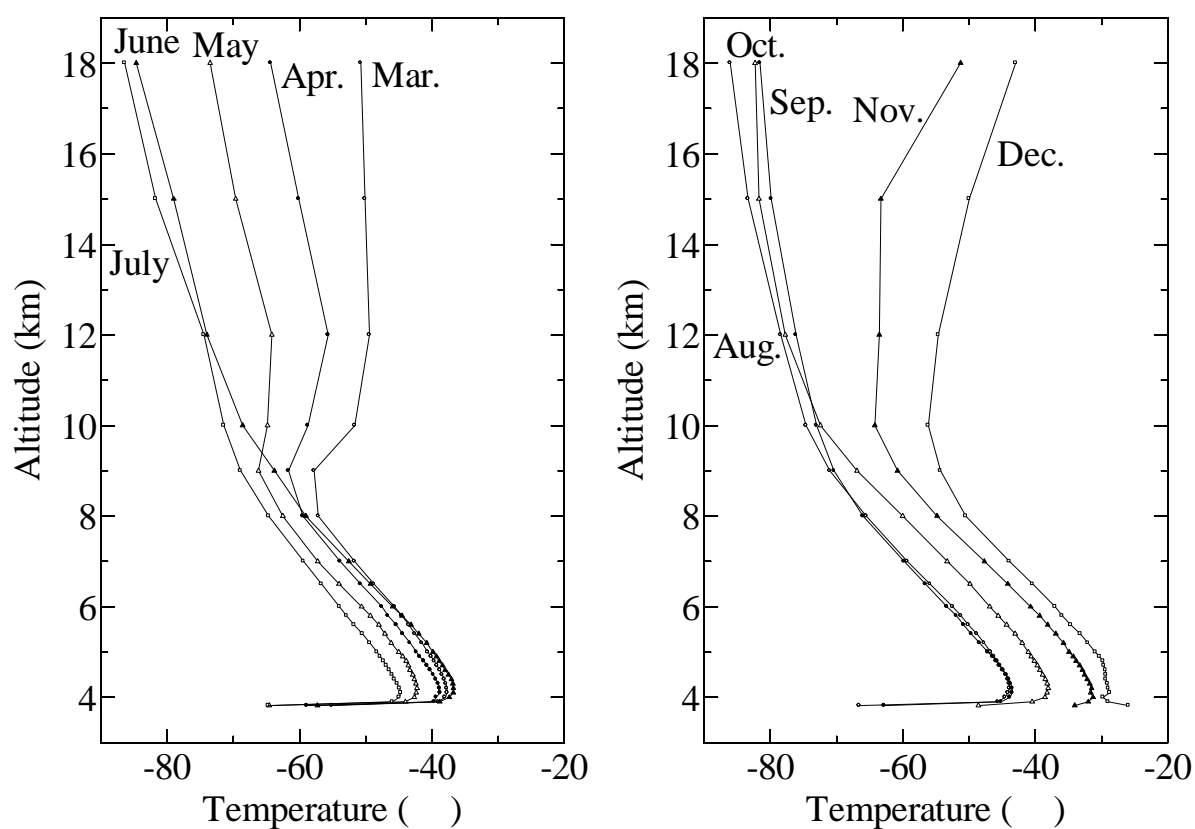


図 5.9. ソンデ観測から得られたドームふじ観測拠点上の月平均大気プロファイル。

次に雲の識別が困難となるケース 2 として、地表と下層の大気の温度が等しい場合があげられる。図 5.10 に昭和基地における各月の平均大気プロファイルを示す。なお、基にしたデータは毎日行われるラジオゾンデ観測によるものである。

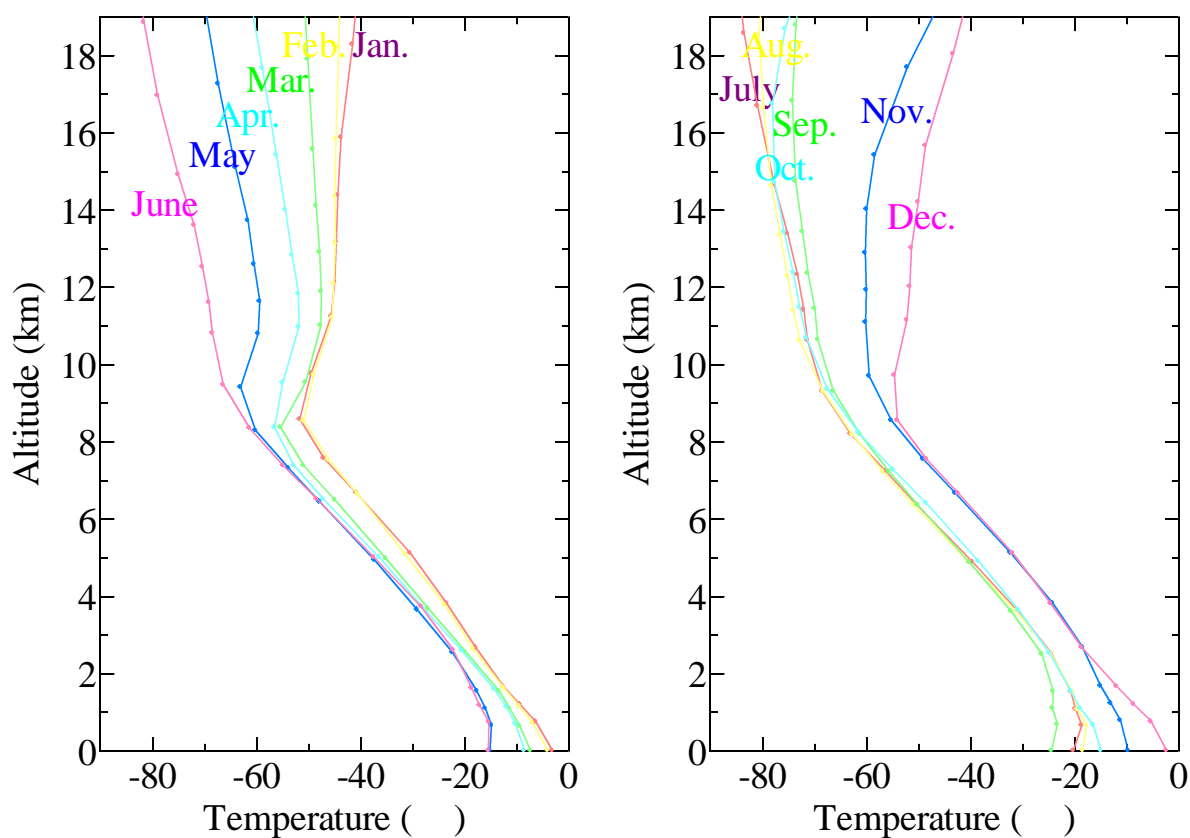


図 5.10. ゾンデ観測により得られた昭和基地における各月の平均大気プロファイル。

図 5.10 に示した昭和基地の大気プロファイルから 5 月から 8 月の期間で下層 1000m 付近の大気の温度の変化が非常に小さいことがわかる。したがって、この期間の地表付近の雲の検出は輝度温度差が少ないために難しいといえる。

ケース 1、及びケース 2 の場合は雲の検出は難しいが、本研究では赤外輝度温度差 (T_4-T_5) と近赤外と赤外の輝度温度差 (T_3-T_4) の二つのアルゴリズムを併用することで、雲検出の精度の向上に努めることができた。しかし、上記に示した条件の下では検出不可能である雲が存在することは否定できない。

今後、雲検出の精度を上げるためには、氷床域、海氷域の赤外・近赤外波長域におけ

る輝度温度特性と降雪や気温変化といった気象的・季節的な要素との関係を調査することで雪氷面の推定輝度温度差分布をより詳細に把握でき、雲との識別に役立てることができると考えられる。また、日射のある場合、アルベドは雪粒子の大きさへの依存性が高く、近赤外(T3)への影響が大きいことが報告されている(Aoki et al., 2000; Berque et al., 2004)。したがって、雪氷面放射特性の現地調査を行い、日照が及ぼす雪粒子への影響とそれによって変化する雪面の物理特性、放射特性を正確に把握することが重要である。同様に、開水域においても波や降水などの要因によって変化する放射特性を得ることが重要であると考えられる。さらに、近赤外データにみられるようなソーラーコンタミネーションを含まないデータの収集、及びその測器の開発が望まれる。

第6章 雲の分類

赤外輝度温度差($T4-T5$)及び赤外と近赤外の輝度温度差($T3-T4$)によって雲と判別されたピクセルの雲の情報抽出を行った。

6-1 雲ピクセルの情報

雲と判別されたピクセルの輝度温度($T4$)、輝度温度差($T4-T5$)から雲の温度、すなわち高度、そして雲量といった情報を得ることが可能である。本研究で利用する情報を以下に示す。

- 1、雲の有無
- 2、雲量
- 3、雲頂輝度温度($T4$)
- 4、雲頂高度
- 5、雲の厚さ

また、これらに加えて海氷密接度、地表ピクセルの輝度温度($T4$)を同時に得ることができる。

6-1-1 雲の有無と雲量

雲の有無は輝度温度差($T4-T5$)、及び近赤外と赤外の輝度温度差($T3-T4$)を利用した二つのアルゴリズムにより得ることができる。地上で定義された「雲量」とは人間による目視観測で全天空にしめる雲に覆われた部分の割合であり(気象観測の手引き, 1998)、視認距離によって大きく左右されると考えられる。地上観測で得られる値に近づけるために本研究では解析の対象となるピクセルを中心とする約 70km 四方の領域の雲ピクセルの割合を雲量とした。この値は快晴時に見渡せる領域に近い半径約 35km の範囲として決定した。

6-1-2 雲の高度

各雲ピクセルにおける雲頂高度は昭和基地で得られた高層気象観測データ(図 5.10)に基づき、雲ピクセルの輝度温度(T_4)から算出した。

中低緯度における雲の観測では上層、中層、下層の雲は比較的明瞭に区分できるが極域ではそれぞれを区分することは困難な場合が多い。なお、地上気象観測指針では高度 3000 から 4000m を下、中層雲としている。さらに最近の研究では、ライダーによる雲の高度観測によって約 3000m を境界に出現頻度に変化が現れている(Shiobara et al., 2003)ことから、本研究では高度 3000m を閾値として上層の雲と地上気象観測で分類される下層、中層の雲を下層の雲に分類して議論する。

6-1-3 雲の厚さ

輝度温度差(T_4-T_5)から厚さを求める。図 3-4 で示したように雲が厚くなるほど輝度温度差(T_4-T_5)が小さくなることを利用し、本研究では 0.5 以下の輝度温度差に属する雲ピクセルを厚みのある雲と分類する。しかし、図 4.26 の領域 B のような極めて薄い雲の場合はこの手法の制限上、厚みのある雲として識別される。なお、本研究では雲を観測したときに波長毎の放射量に違いが少ないもの、すなわち T_4-T_5 の輝度温度差が小さい雲ピクセルを「厚みのある雲」としており、この厚みは狭い高度幅でも雲粒密度が大きい場合など、実際の幾何学的な厚みとは必ずしも一致するものではない。また、大気の温度勾配が小さい状況下では地表と雲の温度差が小さくなることから、雲粒密度が小さい雲でも輝度温度差が小さくなり、厚みのある雲と分類される場合がある。

6-2 雲情報の抽出結果

上記の方法で雲の情報を抽出した結果を各要素毎に示す。

6-2-1 雲の有無と雲量分布

図 6.1 に 1998 年 1 月 4 日の可視画像(ALB1)、図 6.2 に赤外画像(T4)、図 6.3 に二つのアルゴリズムで得られた雲の分布を示す。また、図 6.4 に各ピクセルにおける雲量分布を示す。これらの図から可視画像の領域 A、及び領域 B の晴天域が結果に反映されている。領域 C の開水域から海氷域、そして大陸上に広がる雲が検出されていることがわかる。標高の高い領域 D に広がる雲についてもアルゴリズム適応の結果、明瞭に雲の領域が確認できる。

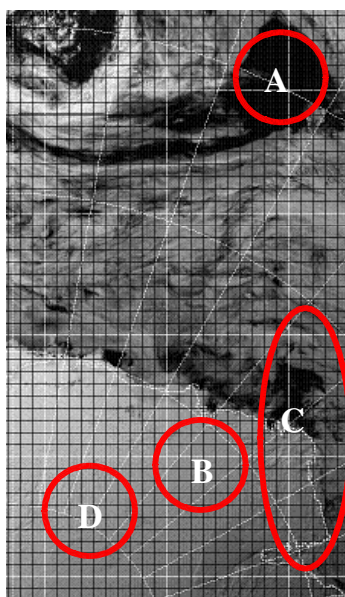


図 6.1. 1998 年 1 月 4 日の可視画像(ALB1)。

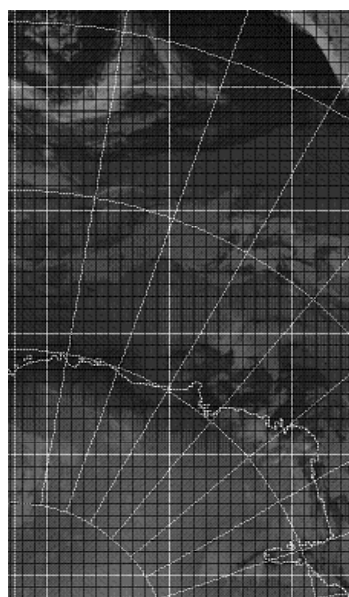


図 6.2. 赤外画像(T4)。

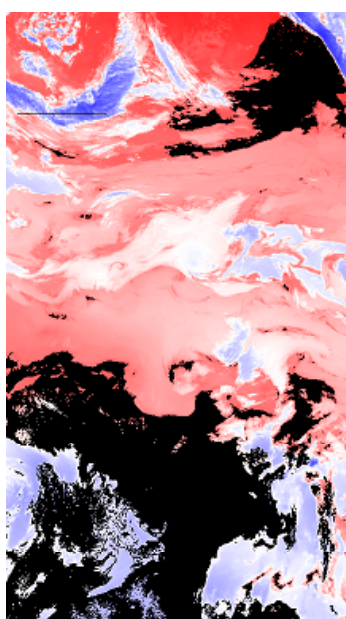


図 6.3. 雲の識別結果。



図 6.4. 雲量の分布図。

6-2-2 雲の高度分布

図 6.5 に 1997 年 6 月 17 日の雲の高度分布を示す。この日の赤外(T4)、500hPa の高度分布はそれぞれ 3-3-1 の図 3.20、図 3.22 に示した。なお、下層の雲を赤色、上層の雲を青色で示した。

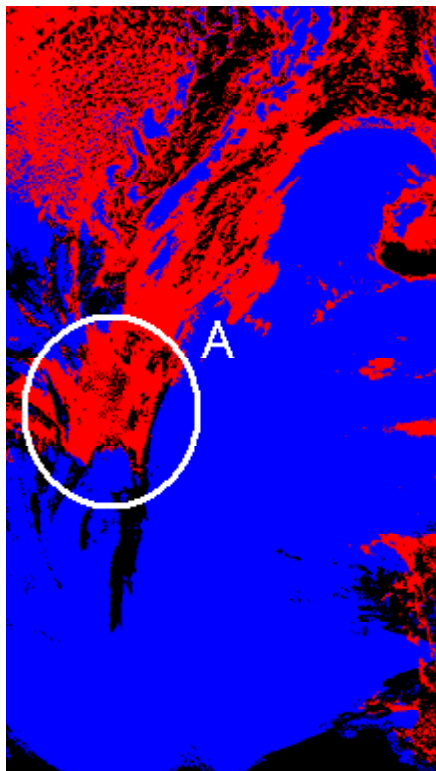


図 6.5. 1997 年 6 月 17 日の雲の高度分布。

下層の雲を赤色、上層の雲を青色で示した。

図 3.22 で示した 6 月 17 日の天気図にはブロッキングの状態が見られ、この時南極の内陸まで擾乱が進入していた。図 6.5 から南極域を上層の雲が広く覆っていることがわかる。また図 6.5 の領域 A は赤外画像(T4)から上層の雲の合間に下層の雲が広がっているとみられ、識別結果に表れていることが確認できる。また、内陸部の標高が 3000m 以上であることを反映し、内陸部における雲はほとんど上層の雲に分類されている。このように、昭和基地の月平均大気プロファイルを利用した高度判別は良好である。

6-2-3 雲の厚さ分布

厚みの異なる雲が比較的容易に確認できる 1997 年 10 月 14 日の可視画像(ALB1)を図 6.6 に、赤外画像(T4)を図 6.7 に、500hPa 高度分布を図 6.8 に示す。また、図 6.9 は輝度温度差(T4-T5)が 0.5 以下の厚みのある雲を緑色で着色した雲分布である。

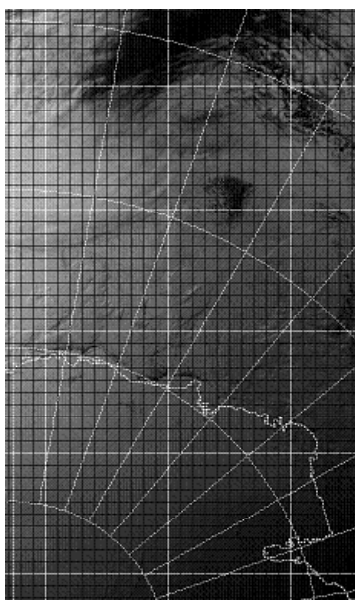


図 6.6. 1997 年 10 月 14 日の可視画像(ALB1)。

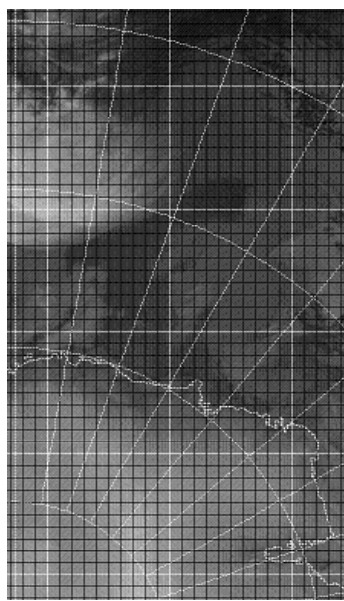


図 6.7. 赤外画像(T4)。

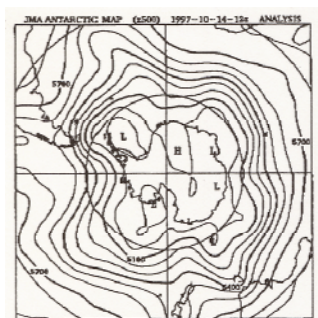


図 6.8. 500hPa のジオポテンシャルハイト。

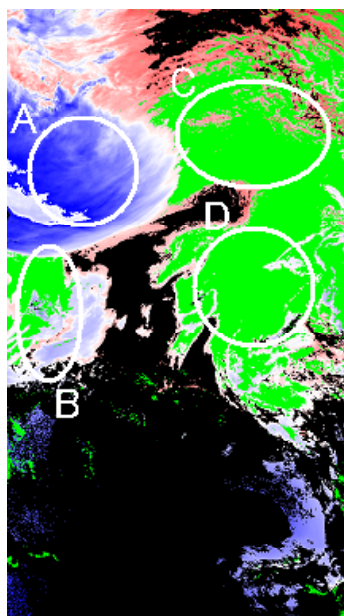


図 6.9. 厚みのある雲を緑色で着色した雲分布。

図 6.8 から、この日は内陸域に高気圧が広がり内陸の雲は少ないと考えられる。しかし、西経 35 度線付近に南北に延びる気圧の谷があり、中緯度域からの擾乱が進入して来ていることが示唆される。図 6.9 の領域 A に低気圧性と思われる温度の低い雲が張り出している。一方、領域 B、領域 C、及び領域 D には層状の雲と思われる一連の雲が広がっている。領域 A の雲の輝度温度差 ($T_4 - T_5$) は大きく、このことは雲頂付近が光学的に不均一である可能性を示している。また、領域 B、C、D は可視画像からみても比較的海面に近い下層付近の厚い雲があり、輝度温度差が小さいことから雲頂が均一で狭い高度幅で形成されている層状の雲の可能性が示唆される。図 6.9 から、後者の雲は低気圧性の雲と異なっていることを示しており、さらに雲の高度分布と組み合わせることで狭い高度幅で形成される一様な雲の検出に役立つと考えられる。

第7章 南極域における雲分布と特性

1997年3月から1998年1月までの衛星データを解析し、南極域の雲の分布と特性について調査した。本研究では3-1-1の図3.7に示す領域内の経度0度線、及び東経39度線の雲量、雲と地表の温度、厚みのある低層の雲について各月毎の平均分布を求めた。海氷密接度と併せて比較した結果を示し、年間変動についての考察を行う。なお、東経39度線は概ねドームふじ観測拠点と昭和基地の経度に一致する。これら二つの領域の海氷分布は経度0度線上では東経39度線に比べると張り出しが早く後退が遅い上、海氷面積が大きい。

7-1 雲量

図7.1のそれぞれ赤と青の領域で示す経度0度線、及び東経39度線に沿った南北へ延びる領域の雲量の月平均分布をそれぞれ図7.2から図7.12、図7.13から図7.23に示す。これらの東西の幅は約70kmである。なお、各々の図の縦軸は緯度を示し、青色で示した線は各月における海氷密接度の平均であり、南側で海氷が急激に無くなっている領域は大陸と海氷の境界領域であることを示している。

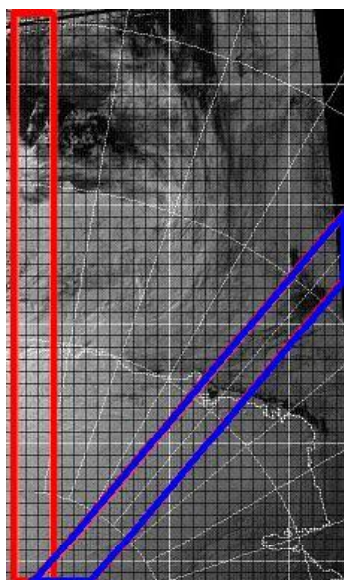


図7.1. 雲の分布をグラフ化した領域。

経度0度線、および東経39度線上の東西約70km。

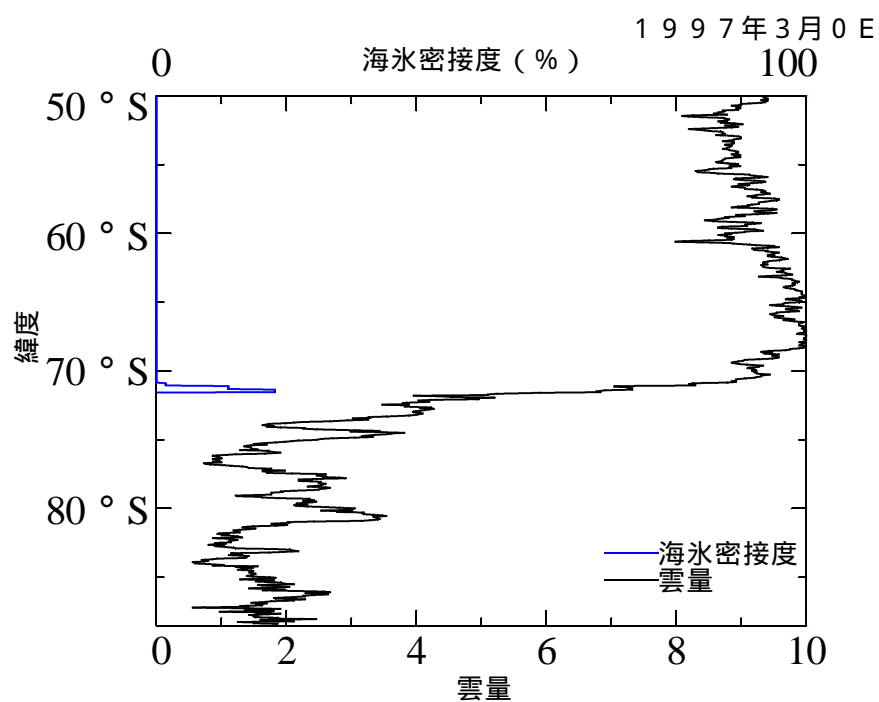


図 7.2. 経度 0 度線上領域の 1997 年 3 月の月平均雲量。

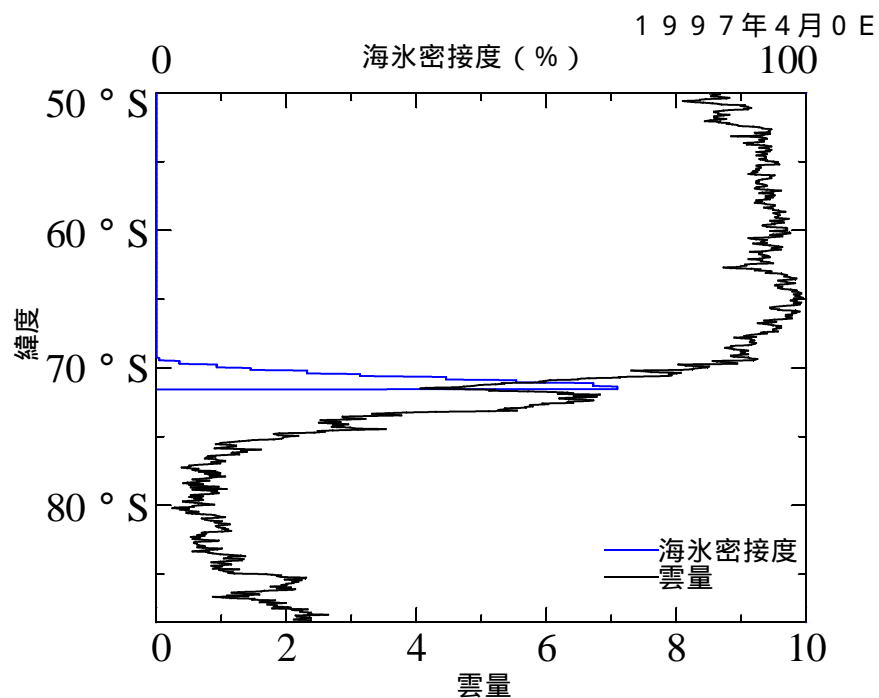


図 7.3. 経度 0 度線上領域の 1997 年 4 月の月平均雲量。

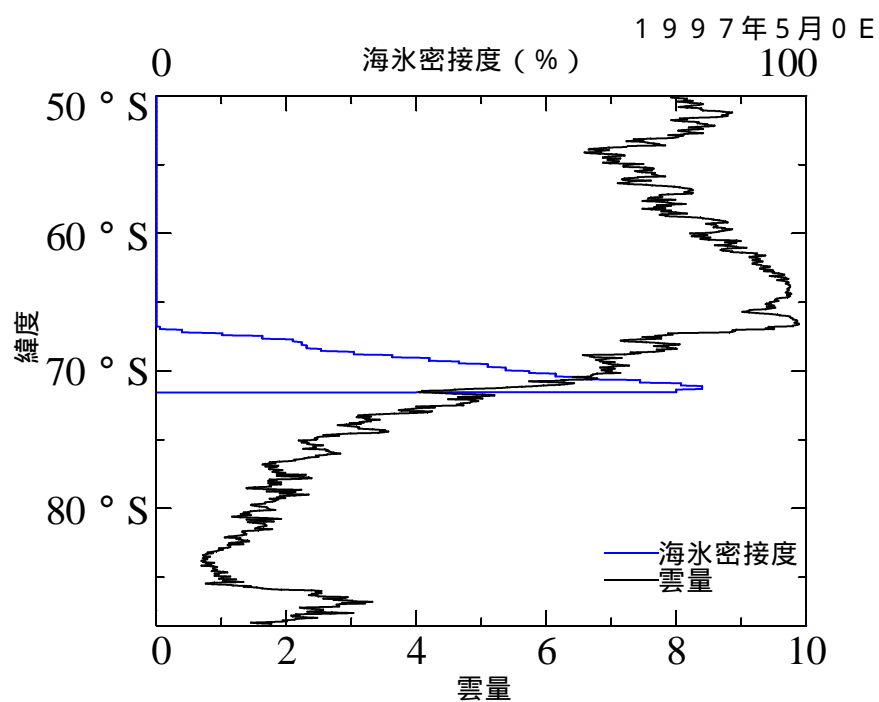


図 7.4. 経度 0 度線上領域の 1997 年 5 月の月平均雲量。

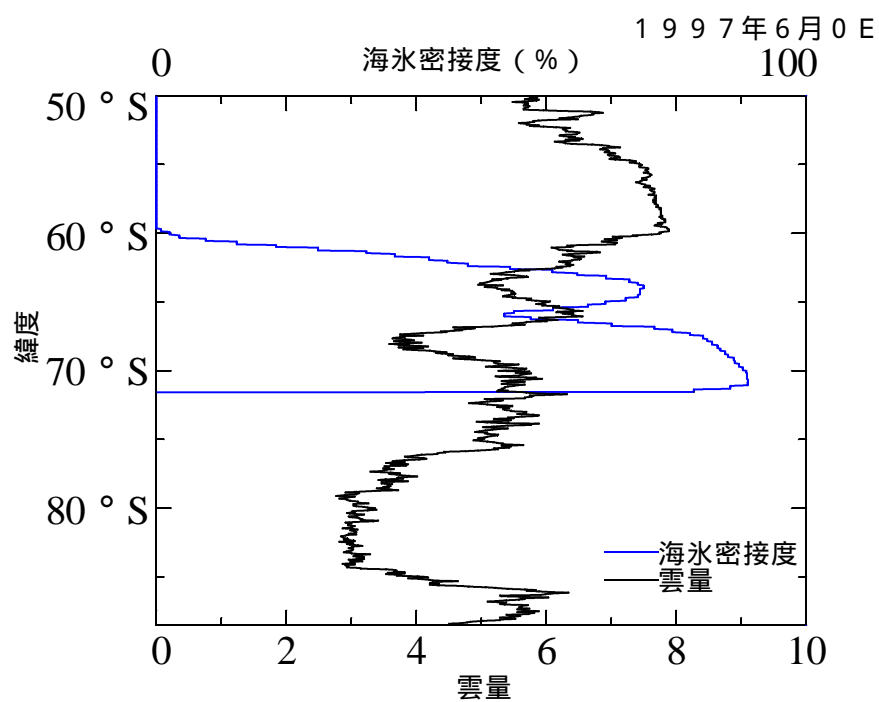


図 7.5. 経度 0 度線上領域の 1997 年 6 月の月平均雲量。

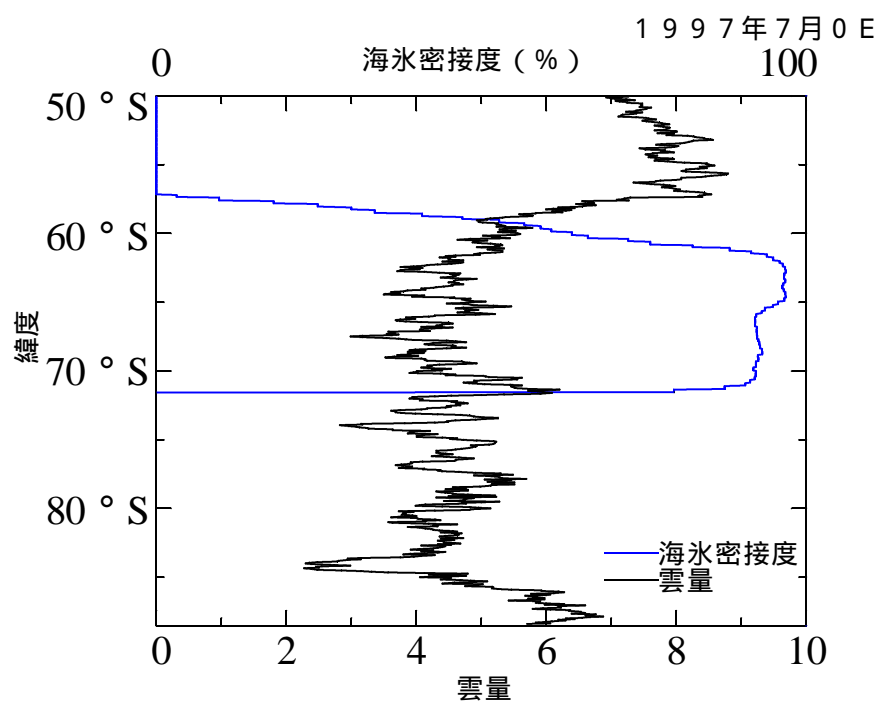


図 7.6. 経度 0 度線上領域の 1997 年 7 月の月平均雲量。

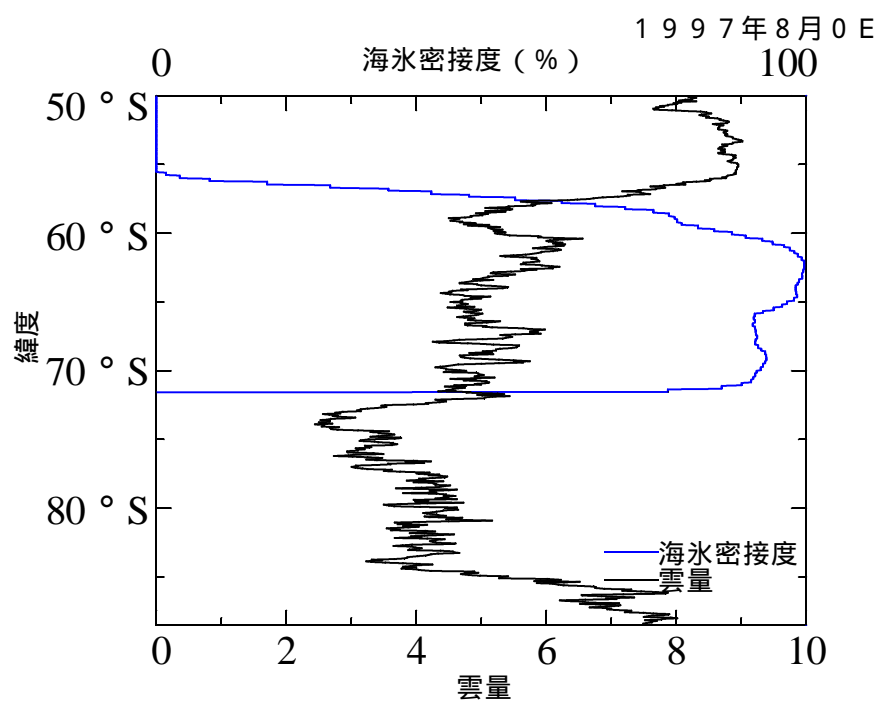


図 7.7. 経度 0 度線上領域の 1997 年 8 月の月平均雲量。

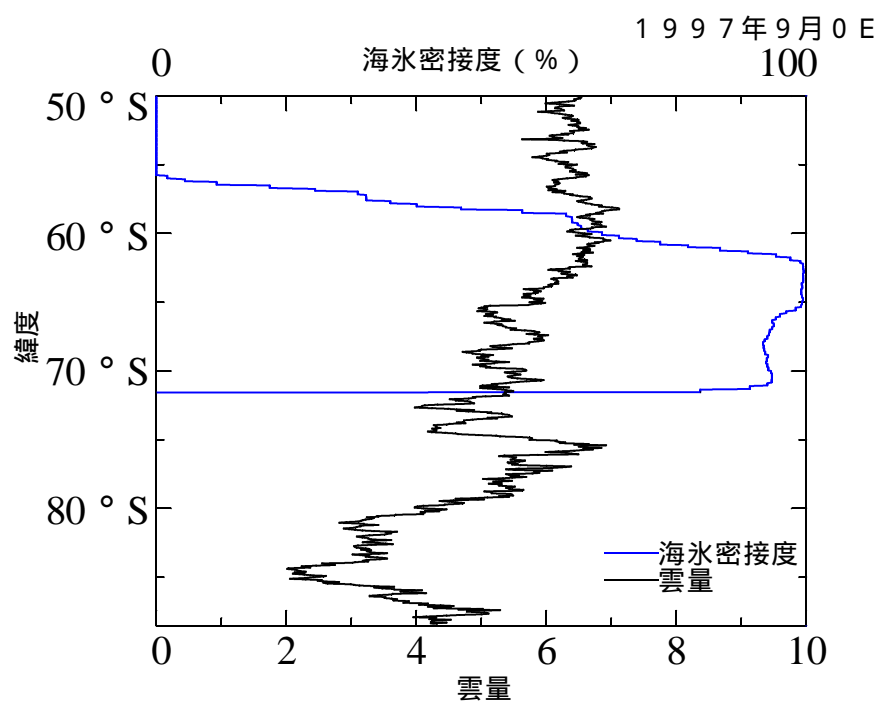


図 7.8. 経度 0 度線上領域の 1997 年 9 月の月平均雲量。

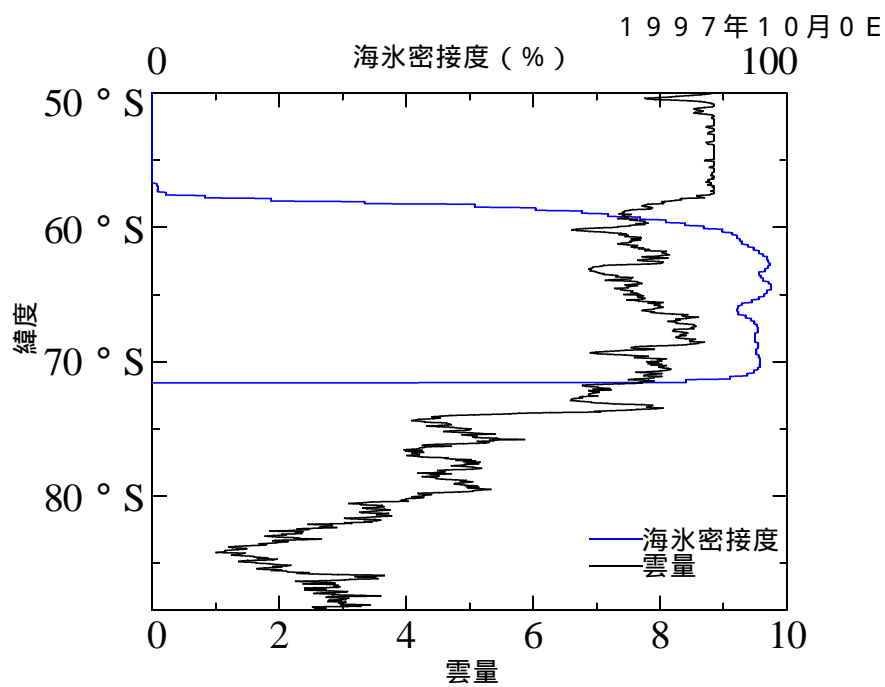


図 7.9. 経度 0 度線上領域の 1997 年 10 月の月平均雲量。

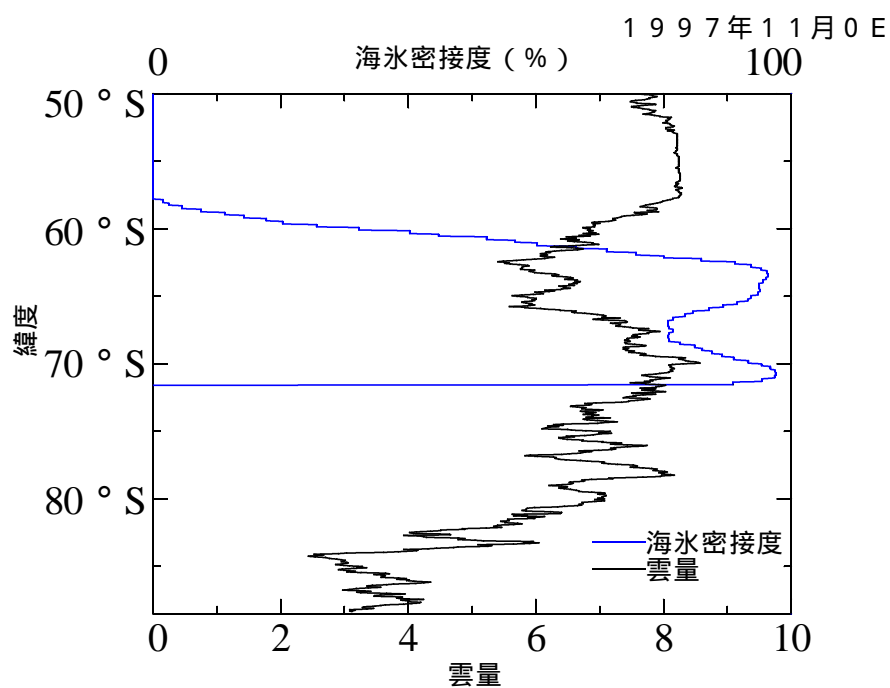


図 7.10. 経度 0 度線上領域の 1997 年 11 月の月平均雲量。

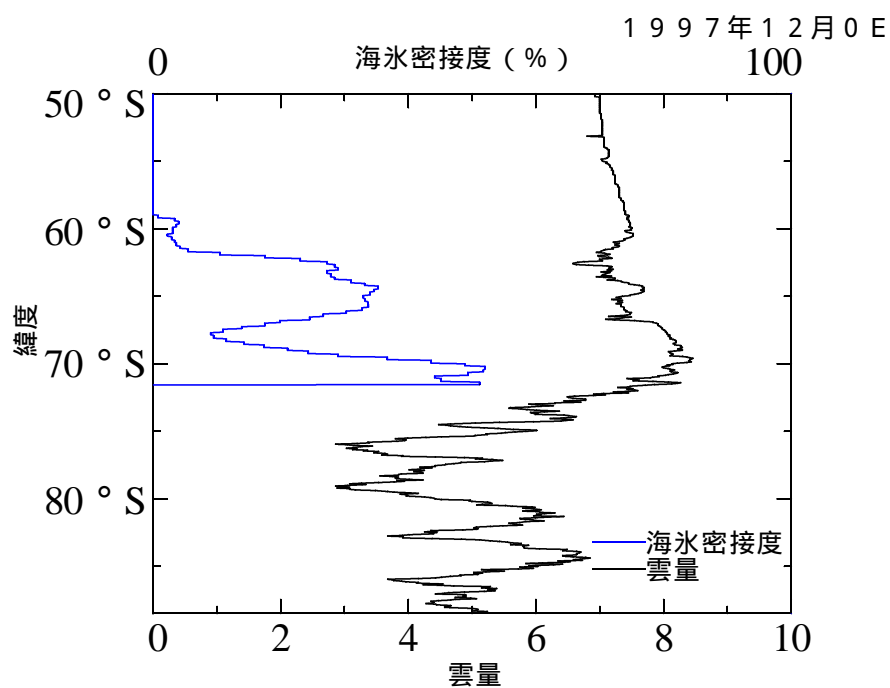


図 7.11. 経度 0 度線上領域の 1997 年 12 月の月平均雲量。

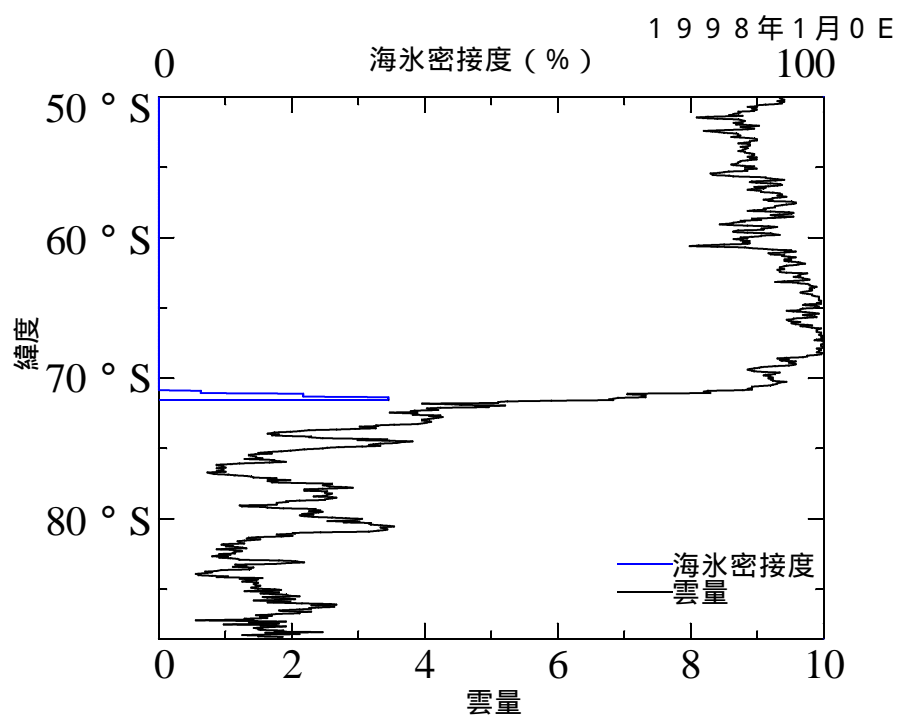


図 7.12. 経度 0 度線上領域の 1998 年 1 月の月平均雲量。

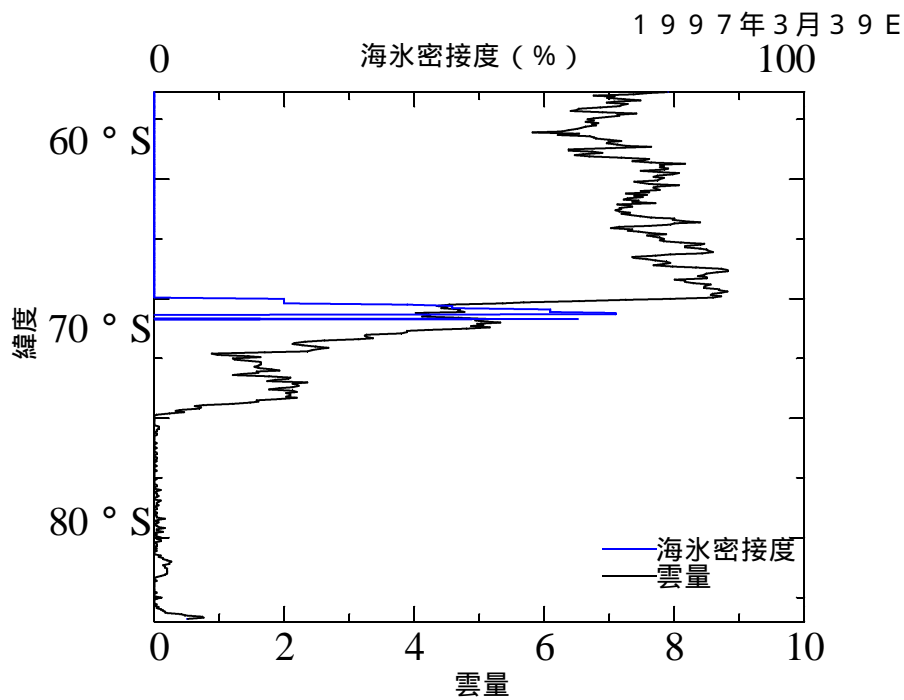


図 7.13. 経度 39 度線上領域の 1997 年 3 月の月平均雲量。

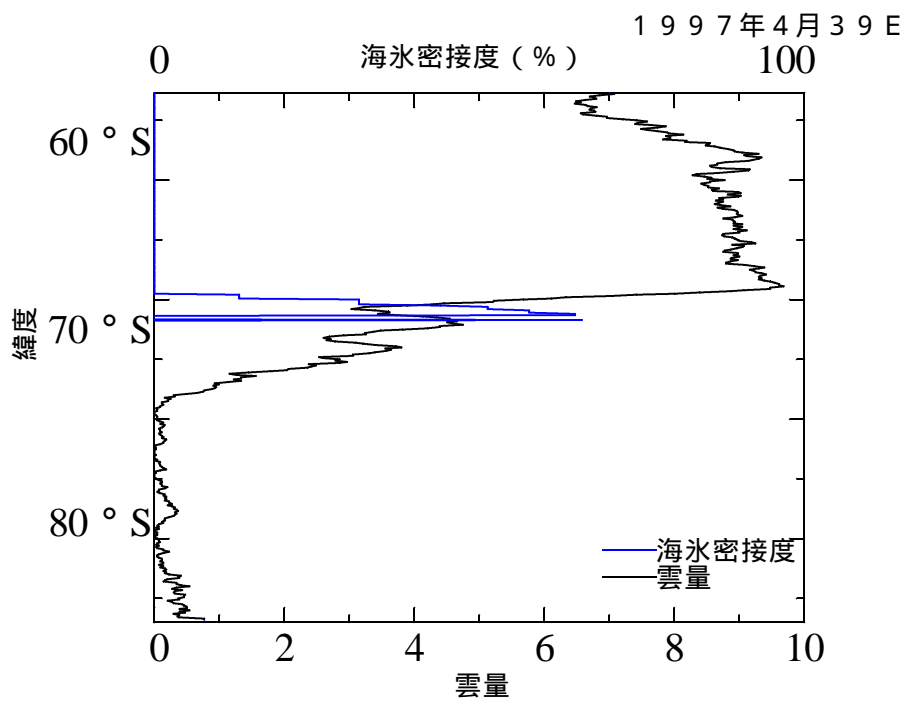


図 7.14. 経度 39 度線上領域の 1997 年 4 月の月平均雲量。

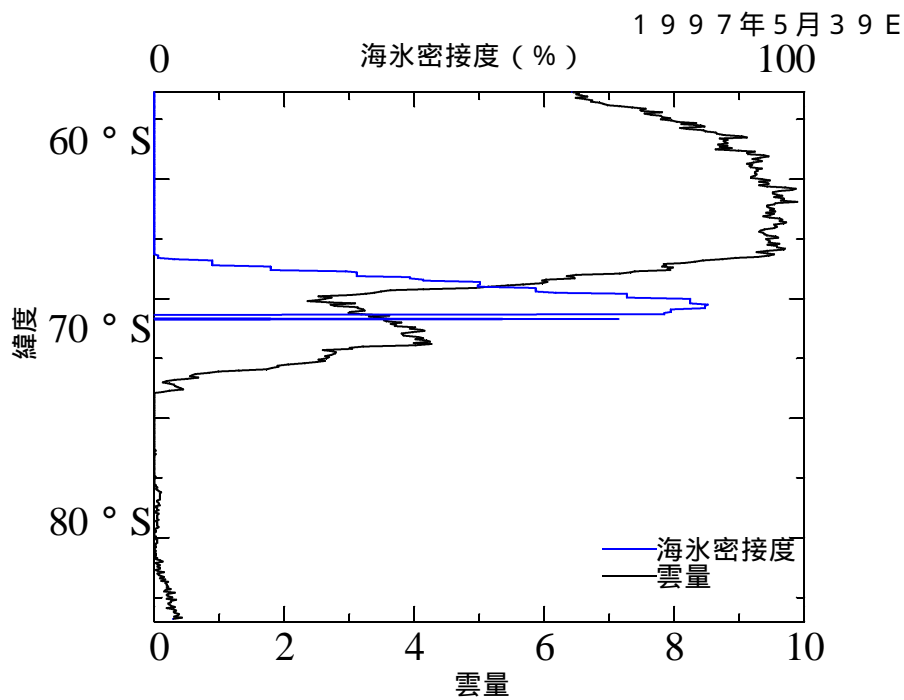


図 7.15. 経度 39 度線上領域の 1997 年 5 月の月平均雲量。

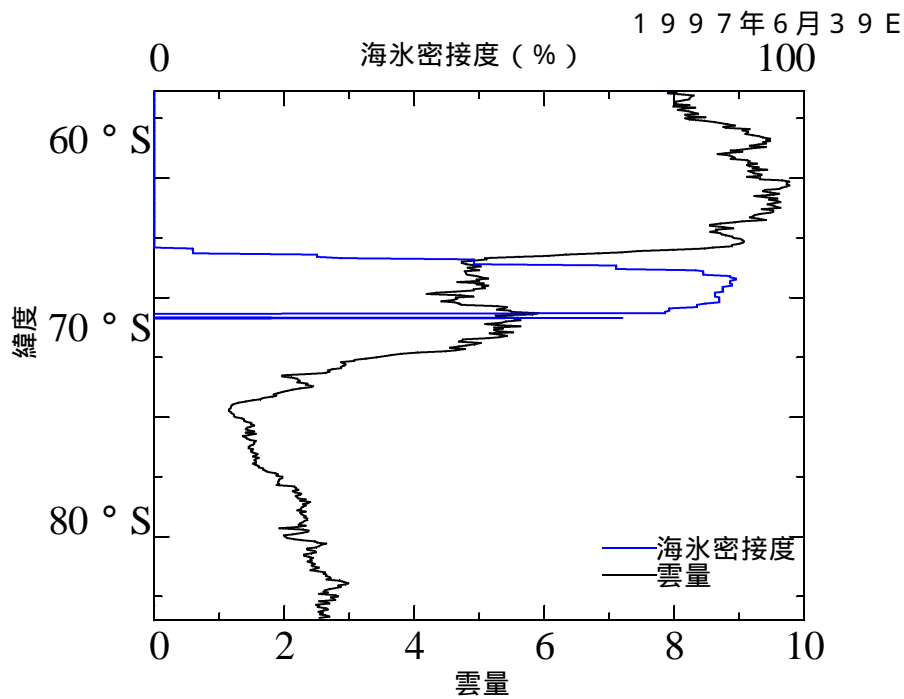


図 7.16. 経度 39 度線上領域の 1997 年 6 月の月平均雲量。

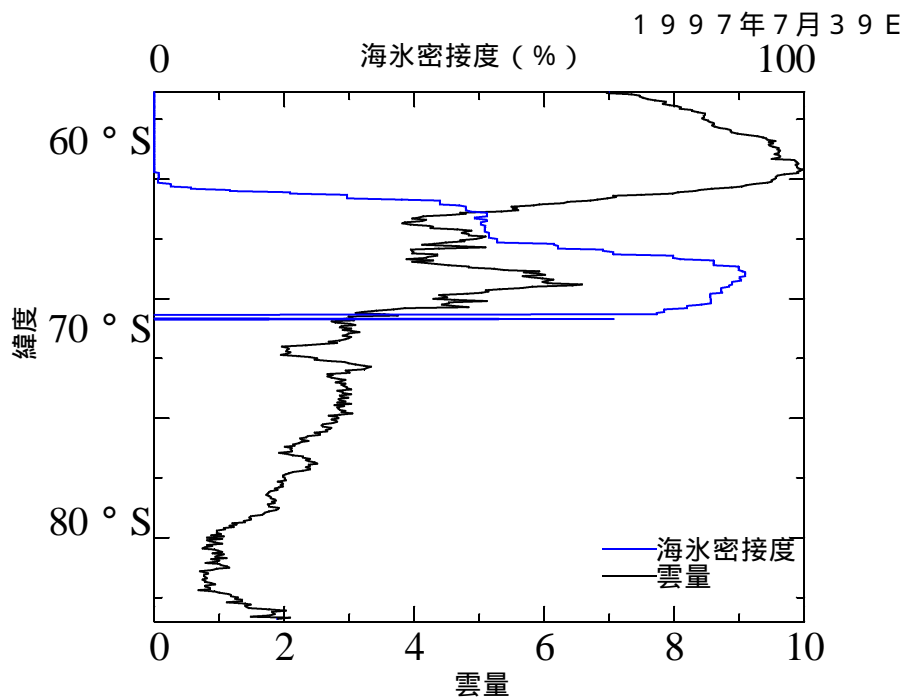


図 7.17. 経度 39 度線上領域の 1997 年 7 月の月平均雲量。

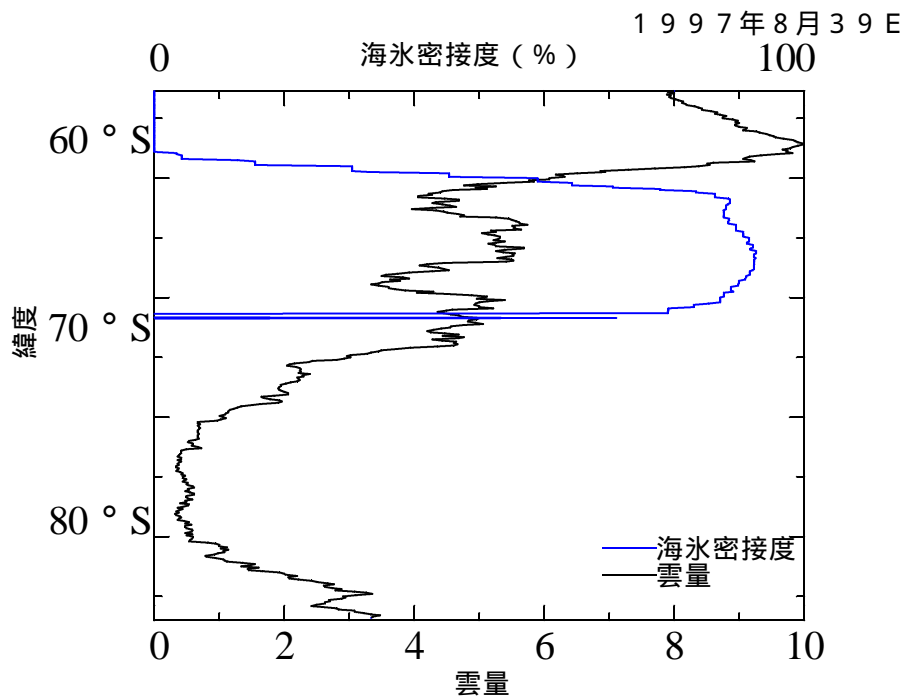


図 7.18. 経度 39 度線上領域の 1997 年 8 月の月平均雲量。

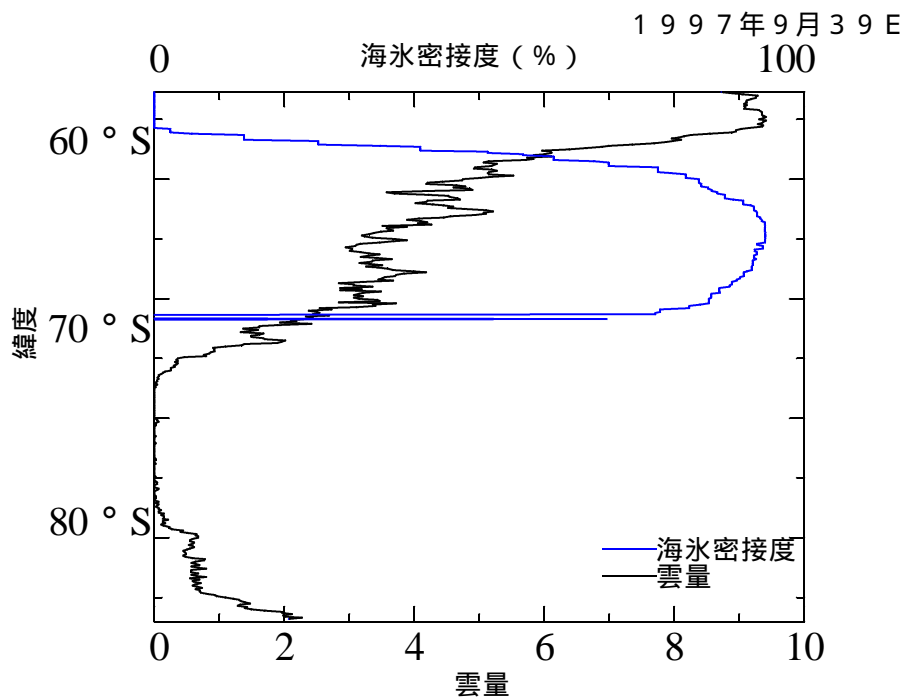


図 7.19. 経度 39 度線上領域の 1997 年 9 月の月平均雲量。

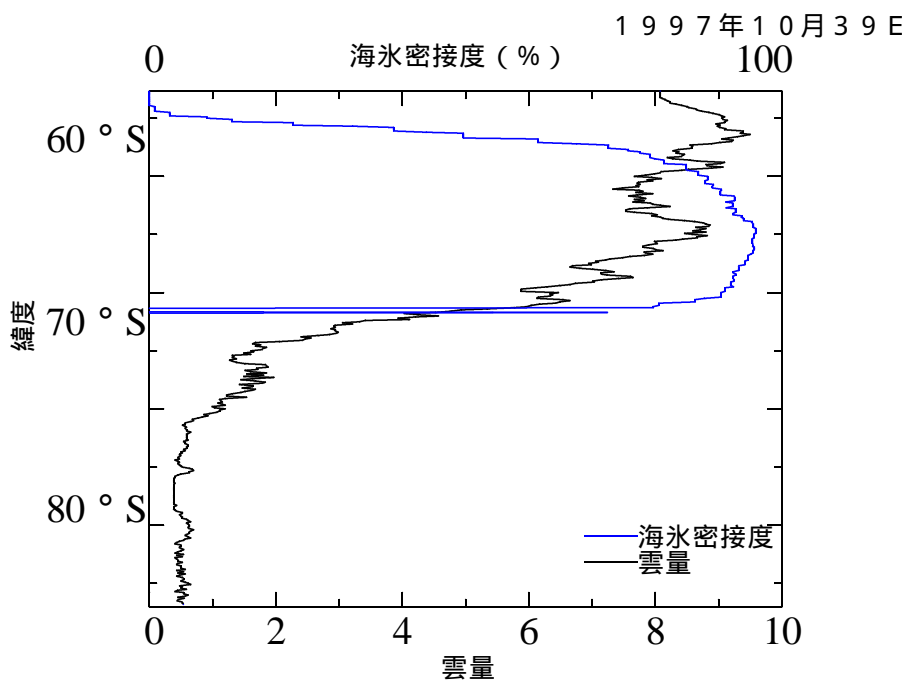


図 7.20. 経度 39 度線上領域の 1997 年 10 月の月平均雲量。

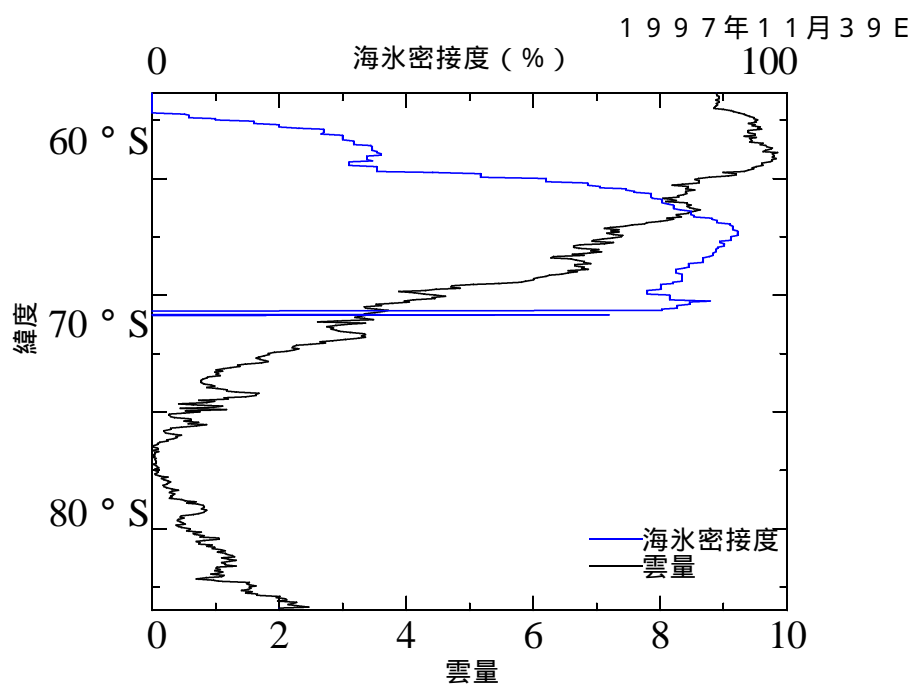


図 7.21. 経度 39 度線上領域の 1997 年 11 月の月平均雲量。

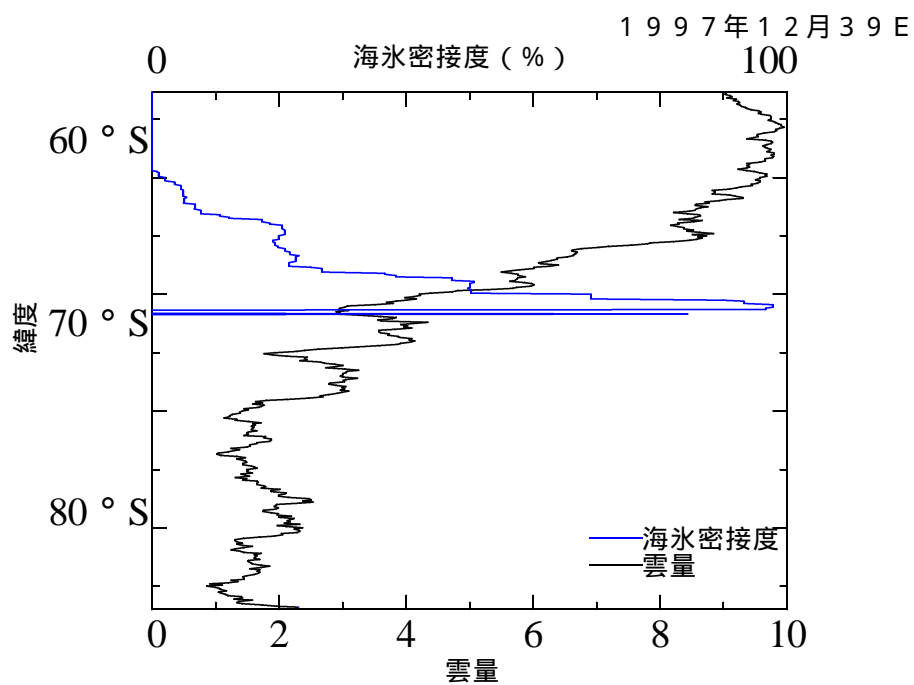


図 7.22. 経度 39 度線上領域の 1997 年 12 月の月平均雲量。

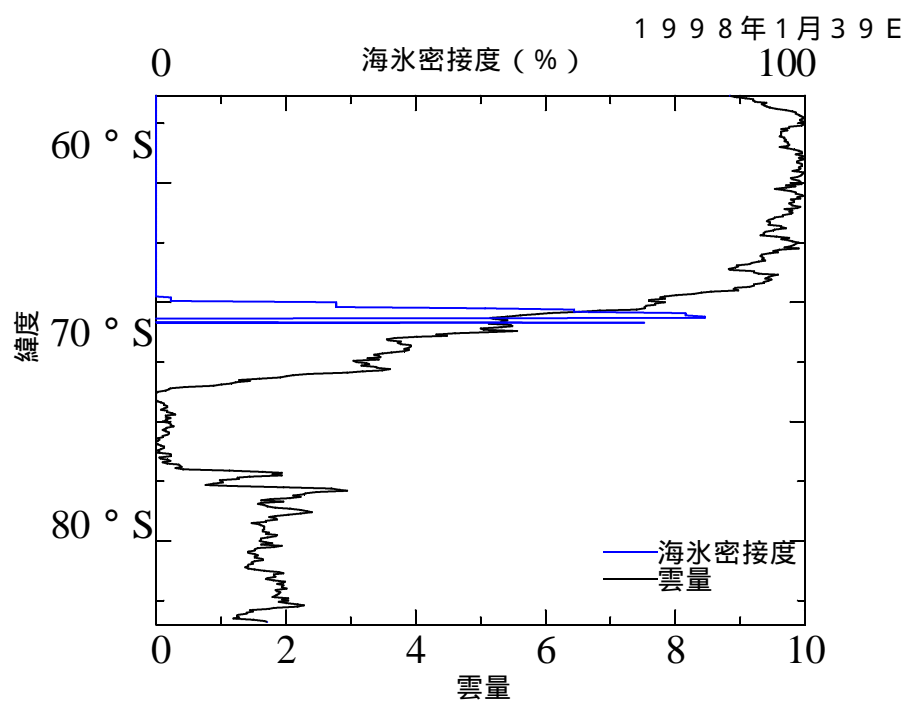


図 7.23. 経度 39 度線上領域の 1998 年 1 月の月平均雲量。

図 7.2、図 7.3、図 7.13、図 7.14 からわかるように 3 月から 4 月にかけて両経度線上の領域には海氷域がほとんど無い。この期間、標高が低い大陸沿岸域から海洋域にかけて月平均雲量は 2 程度から急激に増加しており、この結果は Yamanouchi and Kawaguchi (1992) で報告されている海洋域で雲量が増加する傾向と一致する。このことは経度が異なっても共通して現れる現象であるといえる。

図 7.4 から図 7.7、図 7.15 から図 7.19 に示すように海氷の張り出しが進む経度 0 度線上における 5 月から 8 月、東経 39 度上における 5 月から 9 月は海氷域と開水域の境界より約 5 度北側で雲量が 8 から 10 となり、最も雲量の多い領域がみられる。この期間の開水域の雲量の変動は 6 から 10 であるのに対し、海氷域の雲量は約 5 で、開水域よりも 3 程度少ない。

図 7.8、図 7.9、図 7.20 にそれぞれ示す経度 0 度線上の 9 月、10 月、東経 39 度線上の 10 月は開水面と同様に海氷域でも雲量が多く 6 から 9 程度であり、海洋域においては緯度による雲量の差はみられない。

図 7.10、図 7.11 のように海氷の後退期である経度 0 度線上の 11 月から 12 月は、海氷域の雲量が開水域よりもわずかに多い雲量のピークがみられ、開水域よりも 0.5 から 1.5 多い。また図 7.21、図 7.22 で示す東経 39 度線上の 11 月から 12 月においては開水域から海氷域にかけて連続した雲量の減少がみられ、雲量が 10 から 3 程度となる。

一年を通した開水域の雲量の変動は、経度 0 度線上においては 3 月、4 月、1 月の夏の期間に雲量が 10 程度になる。その後、海氷の張り出しが進むとともに雲量が減少し、9 月には最低で 6 程度になる。また、東経 39 度線上では逆に 3 月 4 月の雲量が 7 程度であるのに対し、冬の期間は最大で 10 程度になる。

また、月による違いはあるが、経度 0 度線上では南緯約 55 度から 60 度以北、東経 39 度線線上では南緯約 60 度線以北で雲量が 0.5 から 2 程度になる。

これらのことから海氷の張り出しが進む期間は海氷域の雲量は開水域と比較して少ない。一方、海氷の後退が進む期間は海氷域と開水域の雲量に大きな差はみられない。

7-2 雲と地表の輝度温度(T4)分布

図 7.24 から図 7.34、図 7.35 から図 7.45 にはそれぞれの経度線領域における雲(赤線)および地表(緑線)の温度分布を示す。これらの図はそれぞれ、雲と識別されたピクセル、および地表と識別されたピクセルの輝度温度(T4)を月平均から作成した。なお、青色で示した線は各月における海氷密接度の平均である。

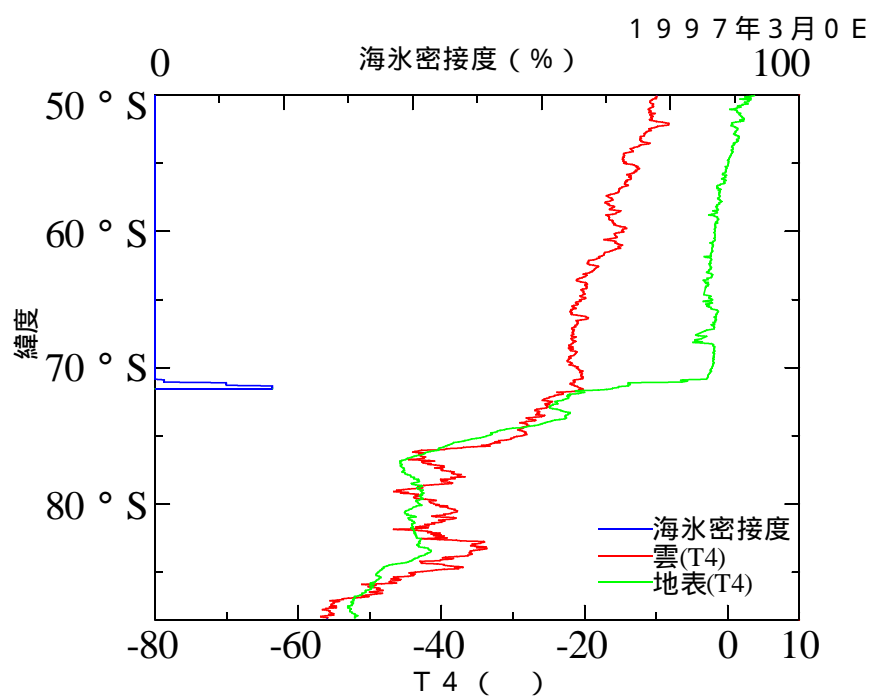


図 7.24. 経度 0 度線上領域の 1997 年 3 月の月平均雲、地表温度(T4)。

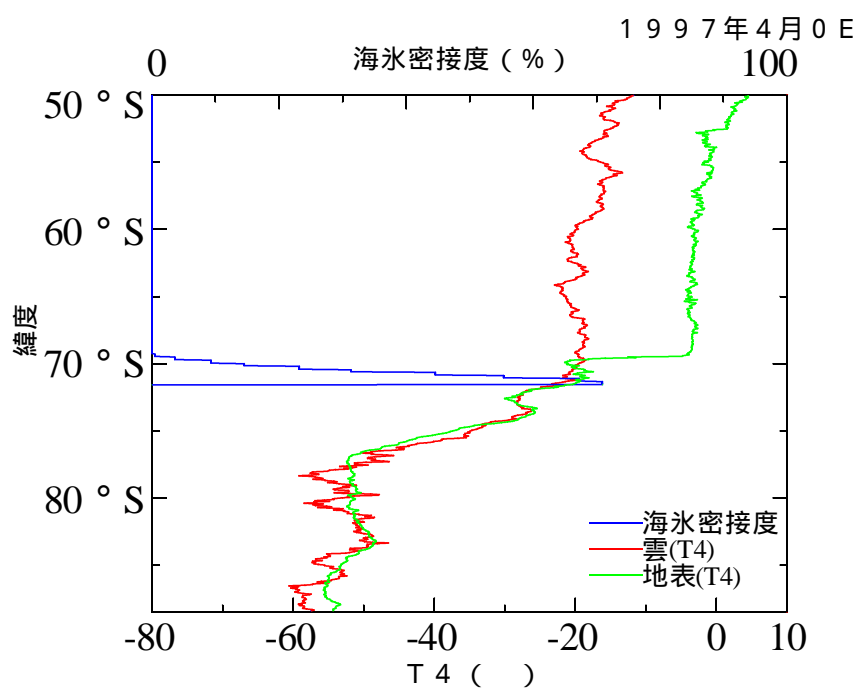


図 7.25. 経度 0 度線上領域の 1997 年 4 月の月平均雲、地表温度(T4)。

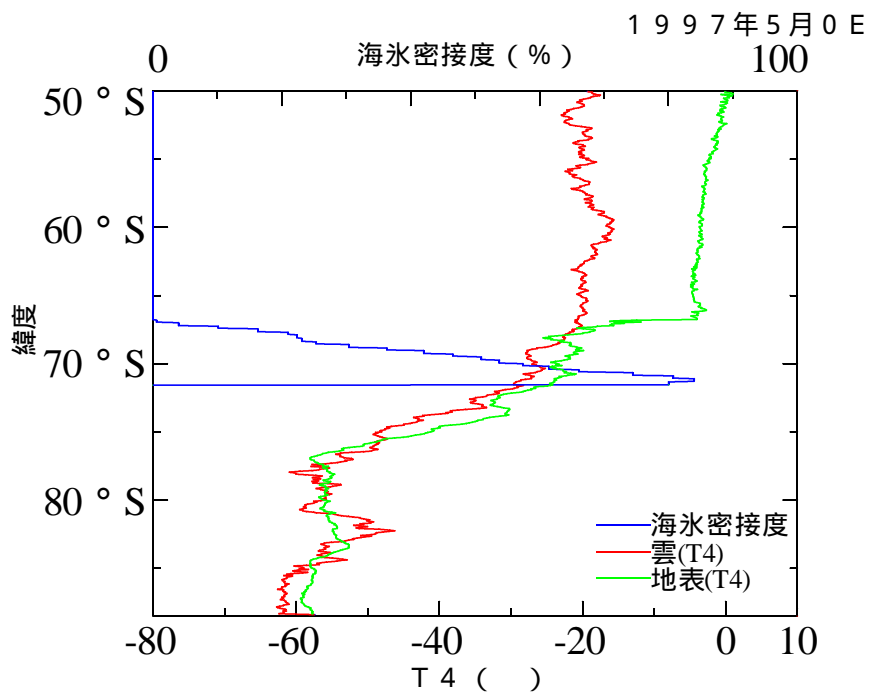


図 7.26. 経度 0 度線上領域の 1997 年 5 月の月平均雲、地表温度(T4)。

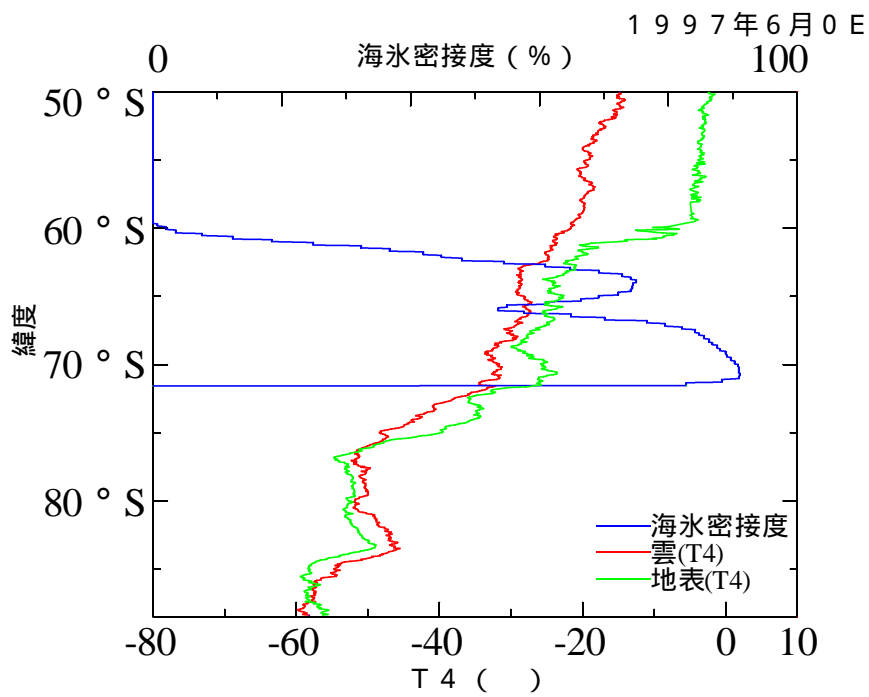


図 7.27. 経度 0 度線上領域の 1997 年 6 月の月平均雲、地表温度(T4)。

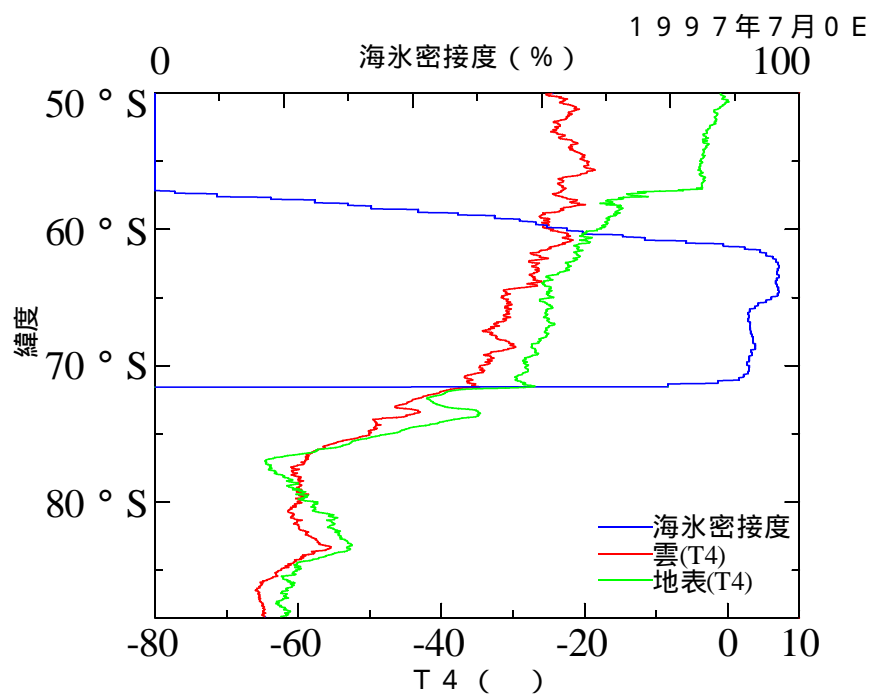


図 7.28. 経度 0 度線上領域の 1997 年 7 月の月平均雲、地表温度(T4)。

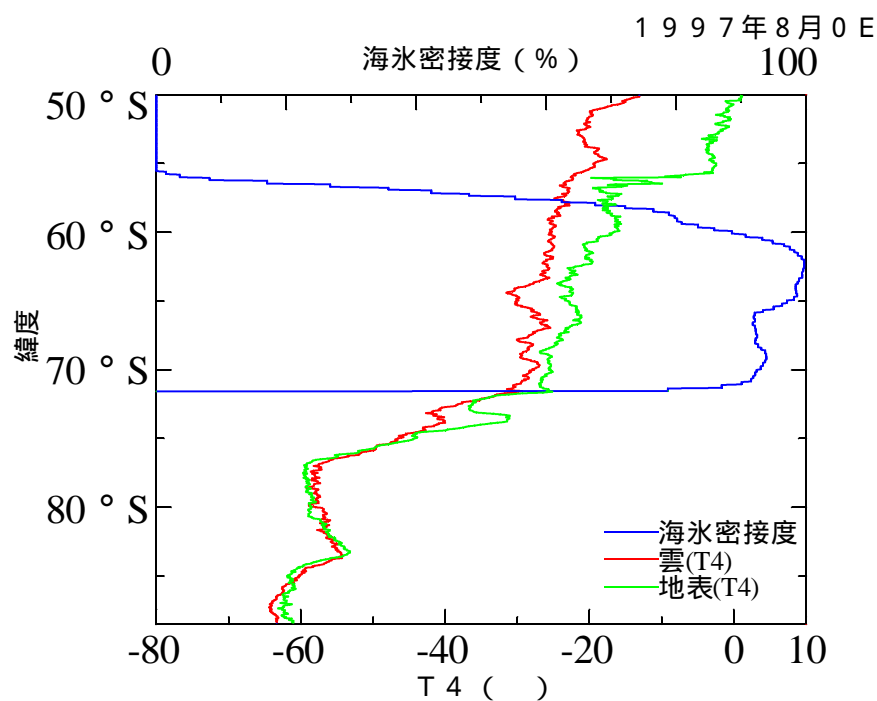


図 7.29. 経度 0 度線上領域の 1997 年 8 月の月平均雲、地表温度(T4)。

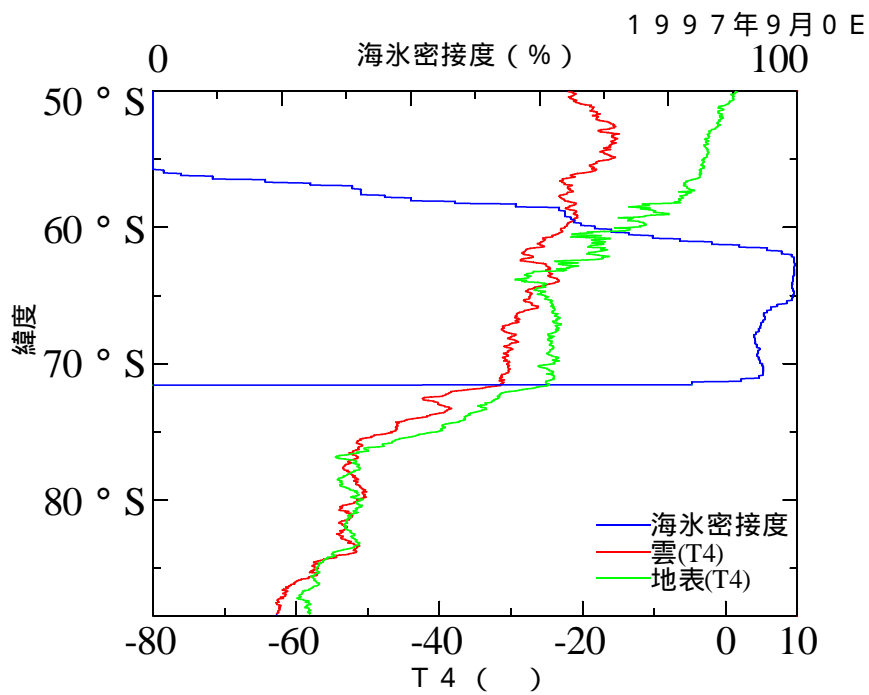


図 7.30. 経度 0 度線上領域の 1997 年 9 月の月平均雲、地表温度(T4)。

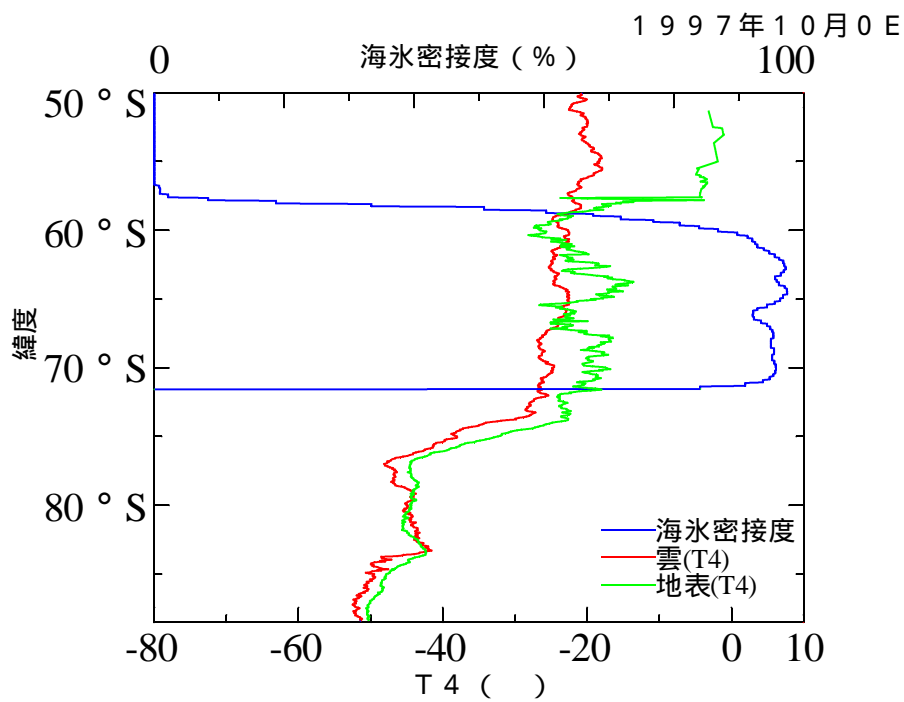


図 7.31. 経度 0 度線上領域の 1997 年 10 月の月平均雲、地表温度(T4)。

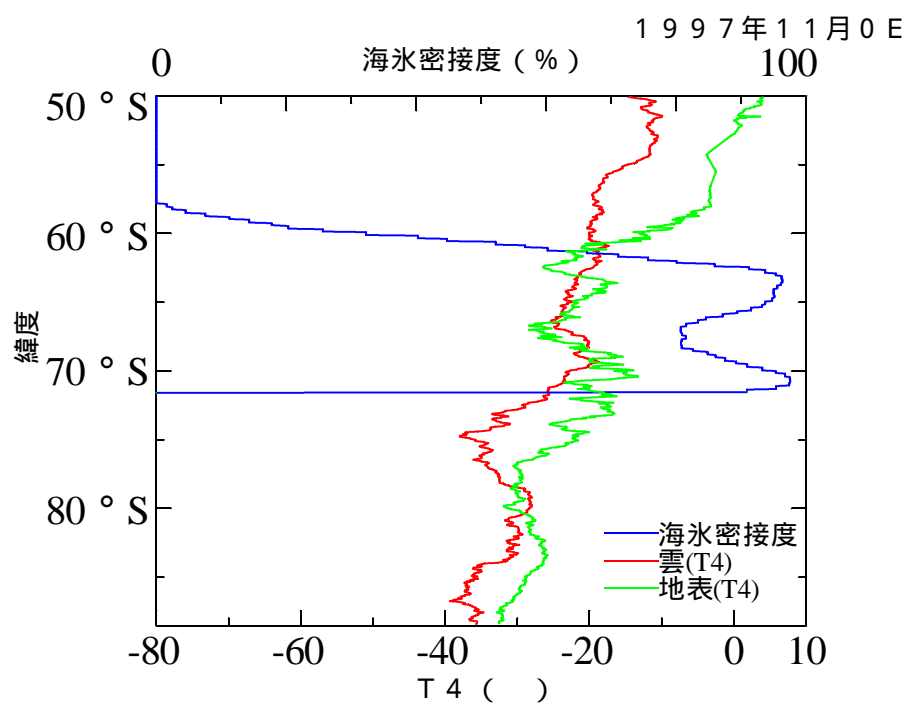


図 7.32. 経度 0 度線上領域の 1997 年 11 月の月平均雲、地表温度(T4)。

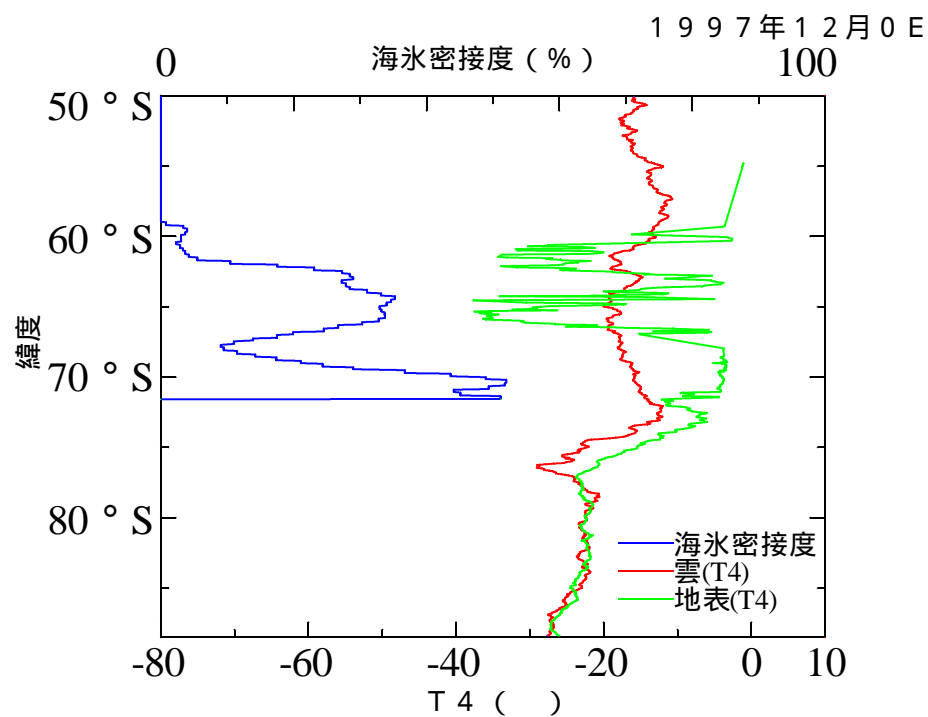


図 7.33. 経度 0 度線上領域の 1997 年 12 月の月平均雲、地表温度(T4)。

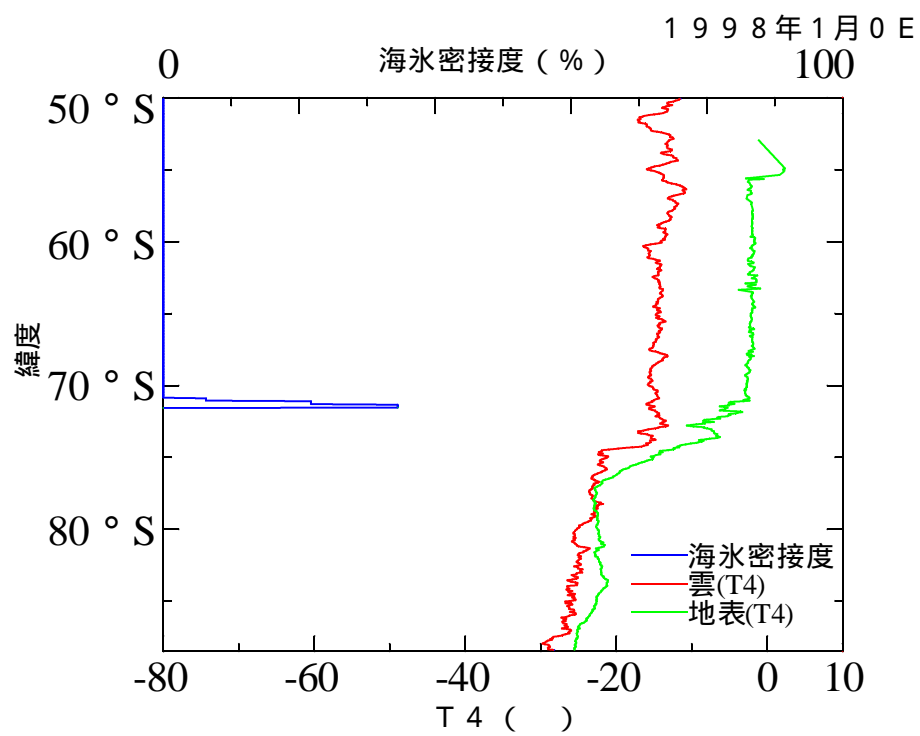


図 7.34. 経度 0 度線上領域の 1998 年 1 月の月平均雲、地表温度(T4)。

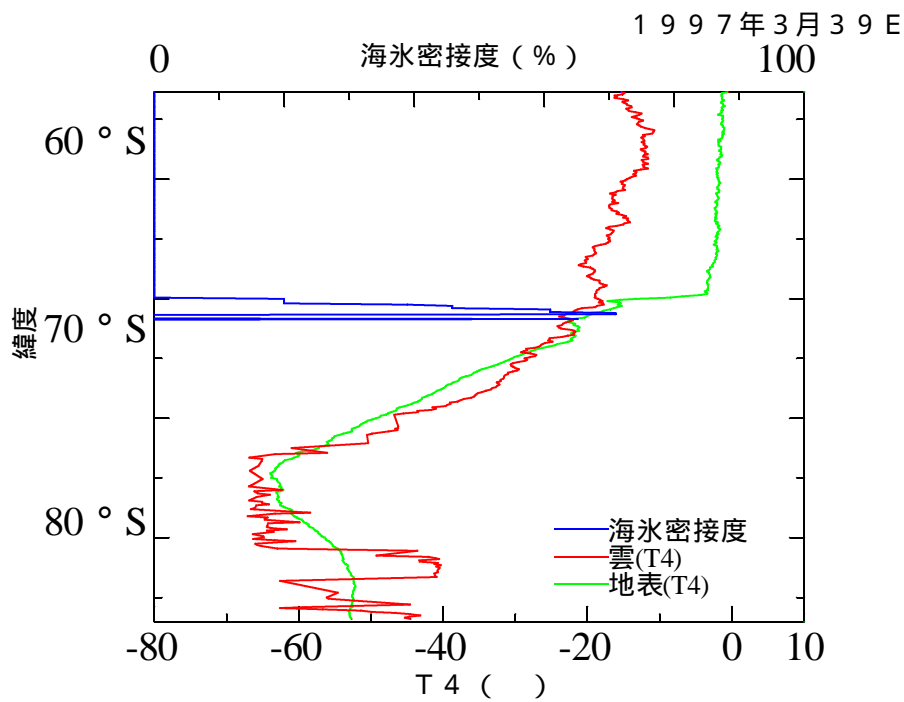


図 7.35. 東経 39 度線上領域の 1997 年 3 月の月平均雲、地表温度(T4)。

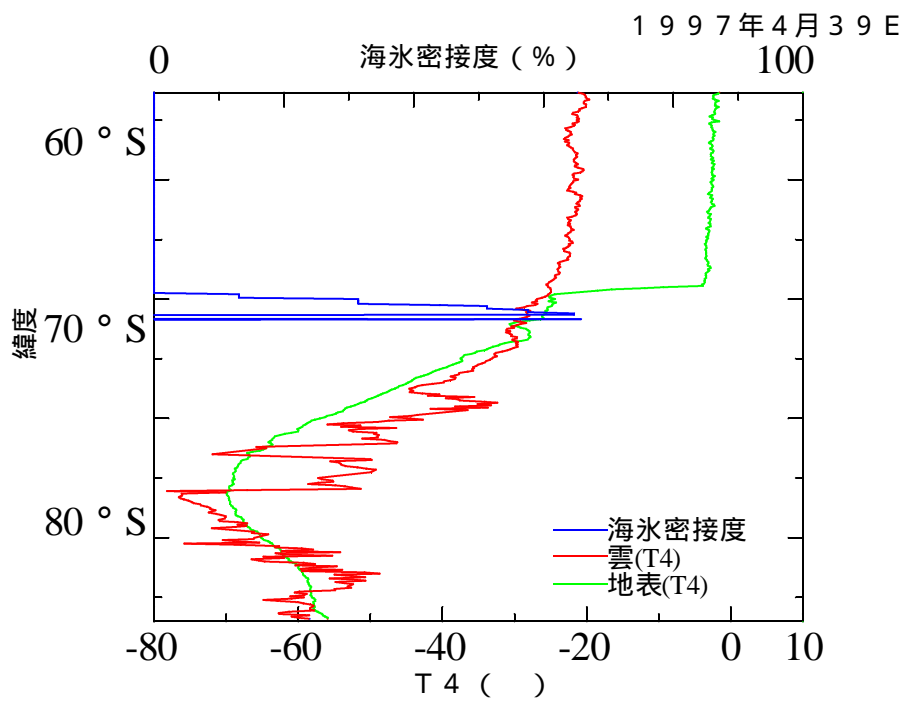


図 7.36. 東経 39 度線上領域の 1997 年 4 月の月平均雲、地表温度(T4)。

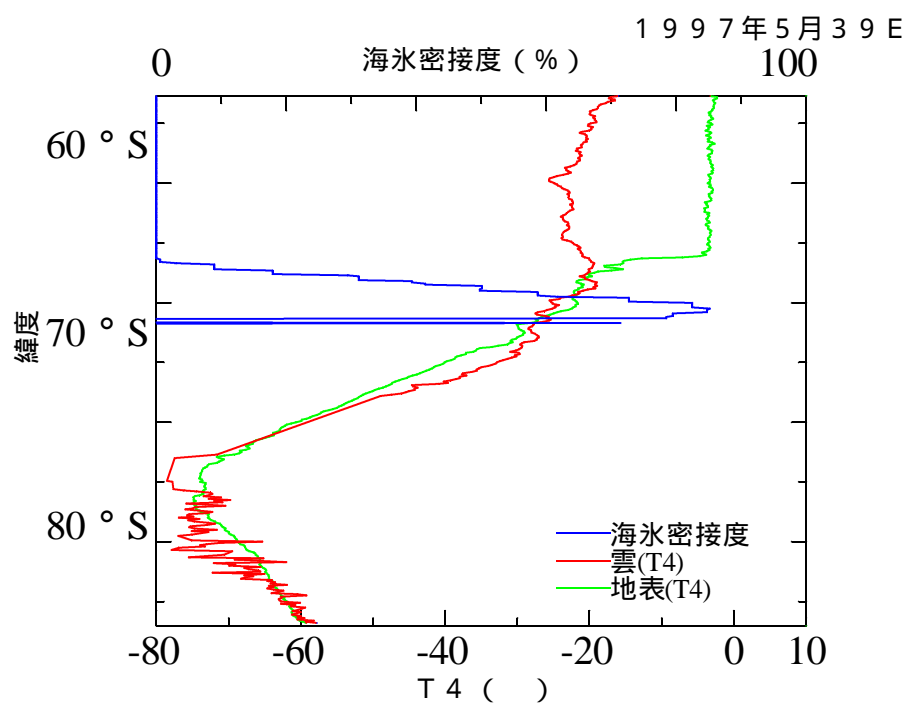


図 7.37. 東経 39 度線上領域の 1997 年 5 月の月平均雲、地表温度(T4)。

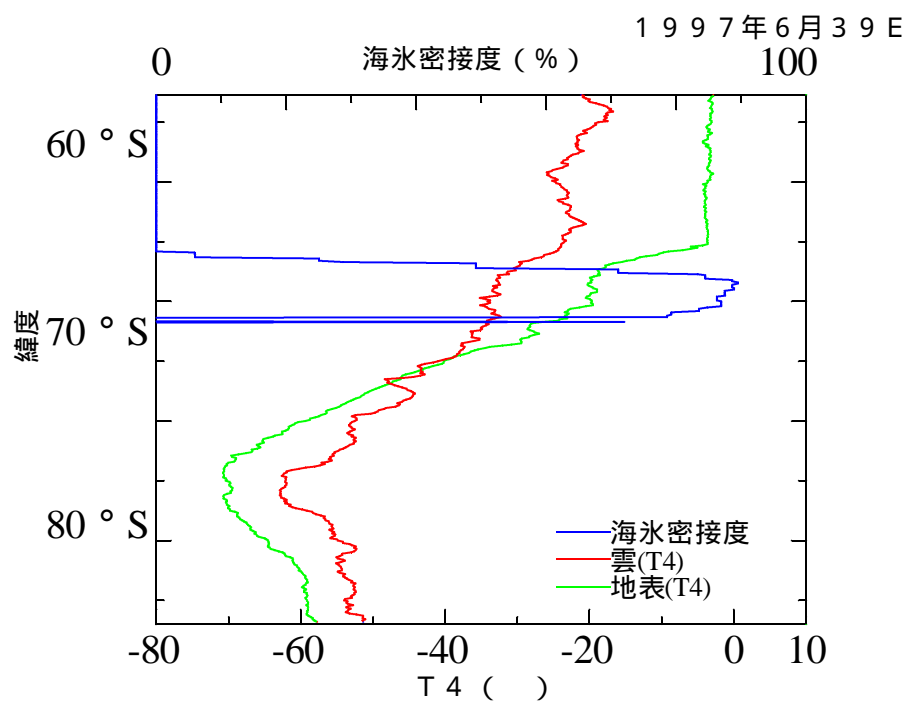


図 7.38. 東経 39 度線上領域の 1997 年 6 月の月平均雲、地表温度(T4)。

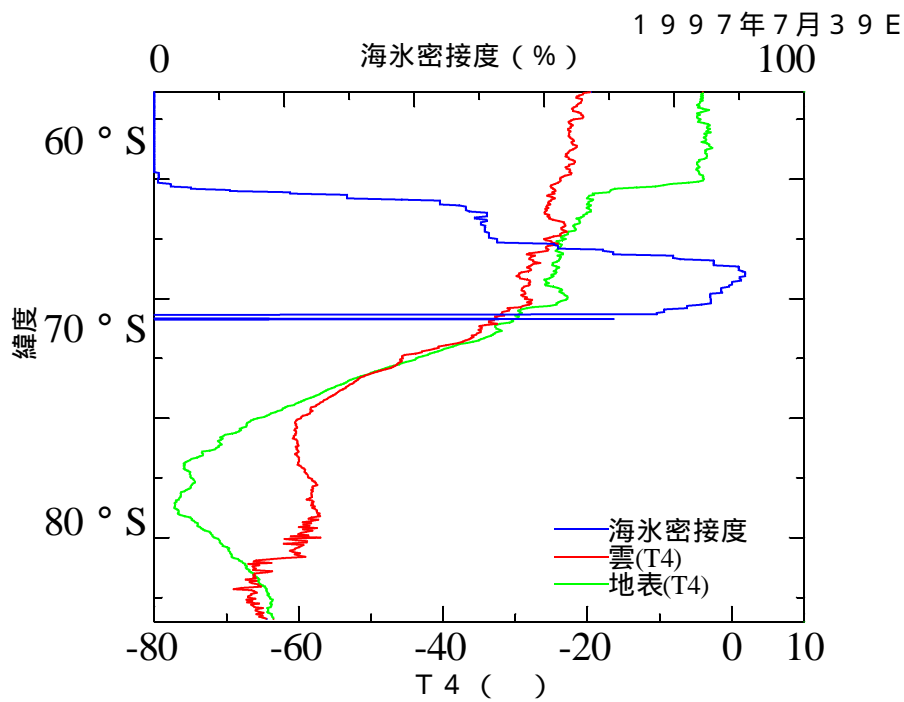


図 7.39. 東経 39 度線上領域の 1997 年 7 月の月平均雲、地表温度(T4)。

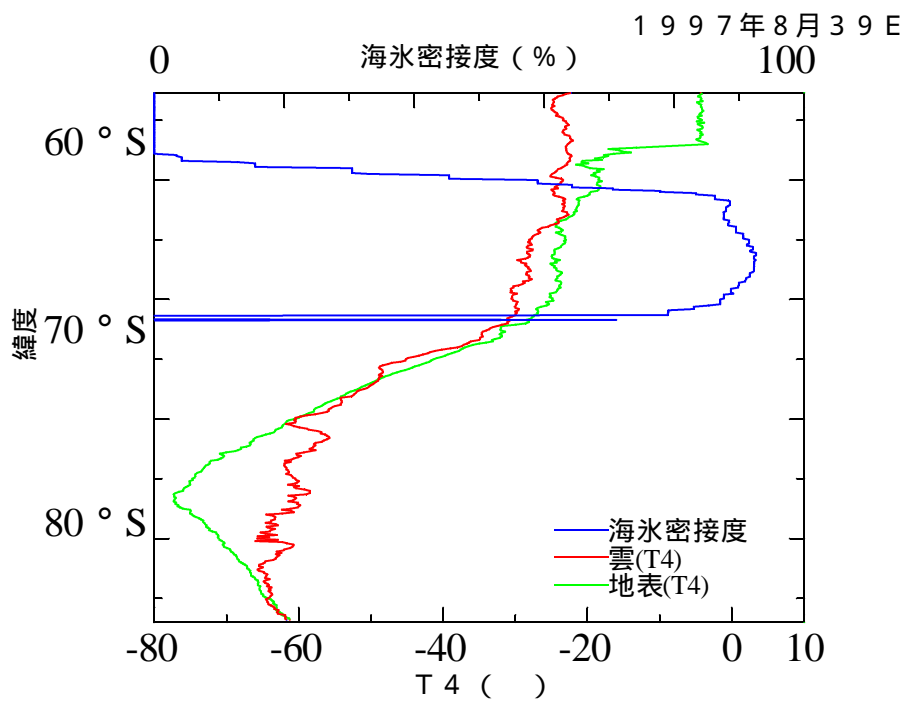


図 7.40. 東経 39 度線上領域の 1997 年 8 月の月平均雲、地表温度(T4)。

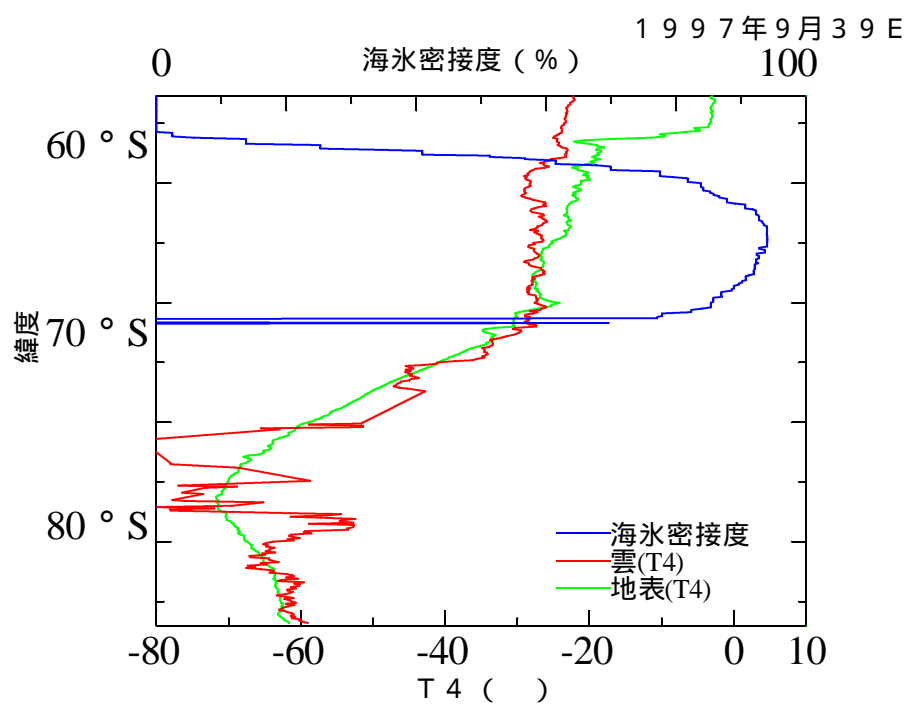


図 7.41. 東経 39 度線上領域の 1997 年 9 月の月平均雲、地表温度(T4)。

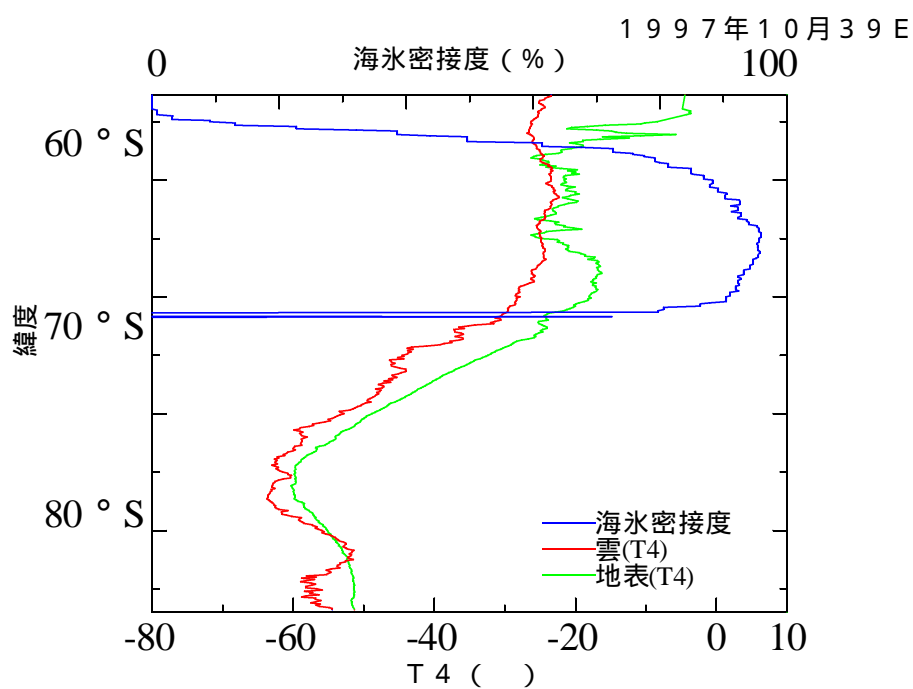


図 7.42. 東経 39 度線上領域の 1997 年 10 月の月平均雲、地表温度(T4)。

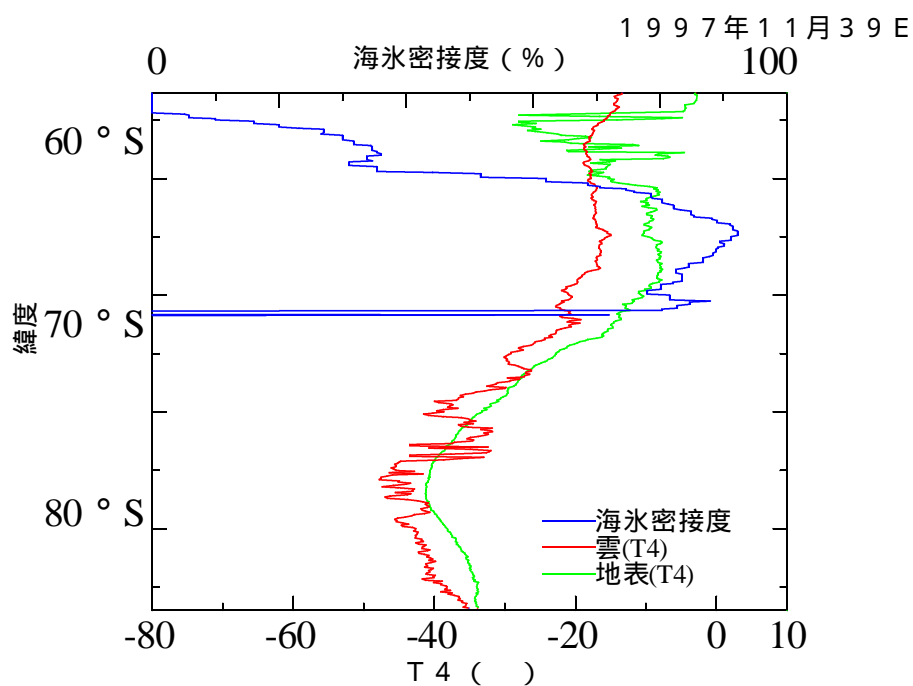


図 7.43. 東経 39 度線上領域の 1997 年 11 月の月平均雲、地表温度(T4)。

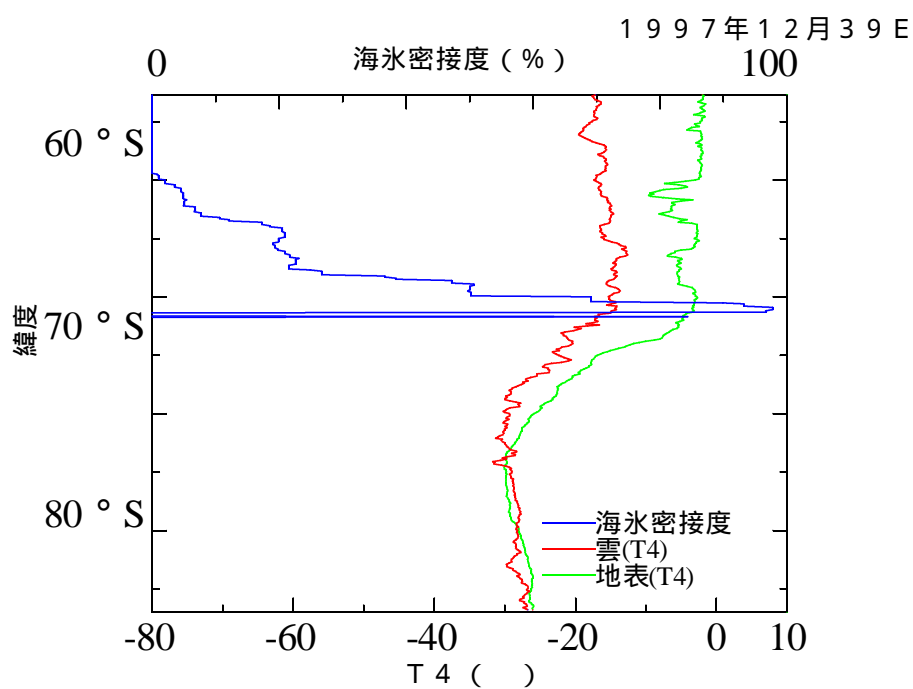


図 7.44. 東経 39 度線上領域の 1997 年 12 月の月平均雲、地表温度(T4)。

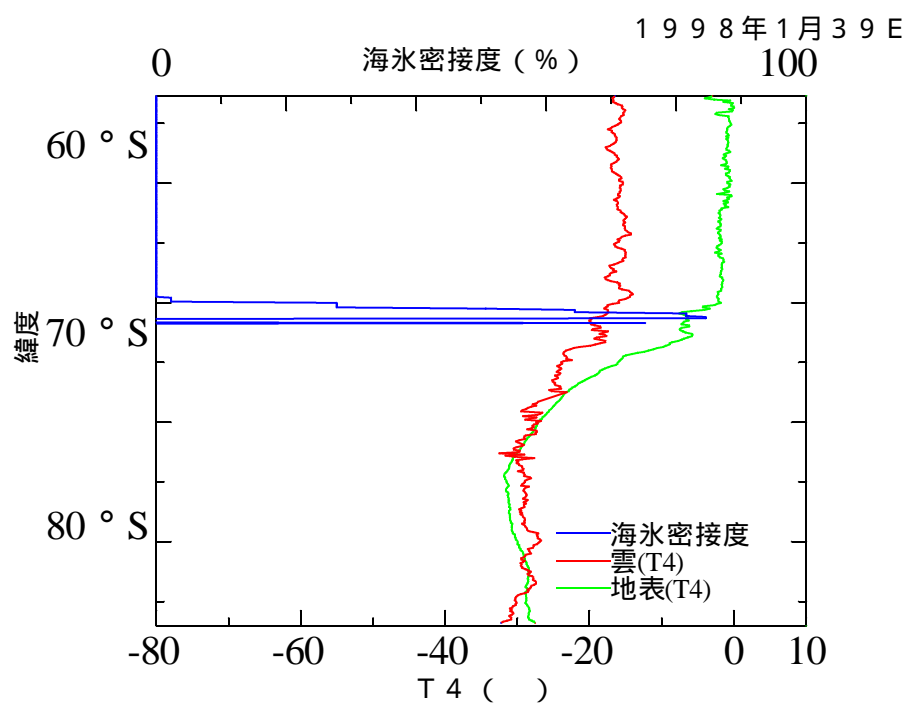


図 7.45. 東経 39 度線上領域の 1998 年 1 月の月平均雲、地表温度(T4)。

図 7.27 から図 7.34、図 7.35 から図 7.45 から経度 0 度線上、東経 39 度線上の領域ともに雲の温度は 3 月から 5 月、および 11 月から 1 月は-20 から-10 であるのに対し、6 月から 10 月は-30 から-20 である。冬の方が約 10 低下しており、海洋域における雲の温度は季節に対応して変化している。また、両経度線の領域で共に緯度が低くなるほど雲の輝度温度(T4)が高くなる傾向がみられ、海洋域では緯度によって最大約 20 の差が生じている。最も緯度による差が生じるのは経度 0 度線上の 3 月、6 月、東経 39 度線上の 6 月である。解析した期間では東経 39 度線上の 12 月で南緯 70 度で-15 から南緯 60 度で約-20 と緯度の低下とともに雲の温度が低下している。このように、雲の温度は緯度の低下に伴って温度が増加する傾向は一年を通じてみられる。両経度線上の領域とも年間を通じ、開水域の雲の温度は開水面輝度温度より約 20 低く、海氷域では雲と地表の輝度温度の差は 5 から 10 である。なお、海氷域の温度は衛星から観測できる雲のない日時に限られており、雲が存在する場合は必ずしもこの値に一致するものではない。上記に示したように海水と雲の温度は年間を通じてともに緯度が低くなるにしたがって高くなる傾向があり、その海水と雲の温度差はほぼ一定である。

地表温度分布は内陸域では標高に伴って変動しており、また海洋域は緯度が低くなるに伴って僅かに上昇し、海面水温の変動をとらえている。これらのことは年間を通じて同様のことがいえるが開水面輝度温度の変動は経度 0 度線上の 7 月から 9 月に最も大きく、緯度約 5 度の範囲で開水面輝度温度が約 3 異なる。東経 39 度線上において上記期間は解析領域のほとんどが海氷を占めるために海面水温の変化をとらえることはできない。

また、図 7.33 の地表温度のように温度が著しく変化している領域に関しては月間の晴れているピクセル数が非常に少ない領域である可能性がある。

7-3 雲の高度と厚さ

6-2-2、及び 6-2-3 で示した雲の分類を行い、下層の輝度温度差(T_4-T_5)が小さい雲の雲量分布を経度 0 度線と東経 39 度線上の領域毎にそれぞれ図 7.46 から図 7.56、図 7.57 から図 7.67 に示す。なお、青色で示した線は各月における海水密接度の平均である。

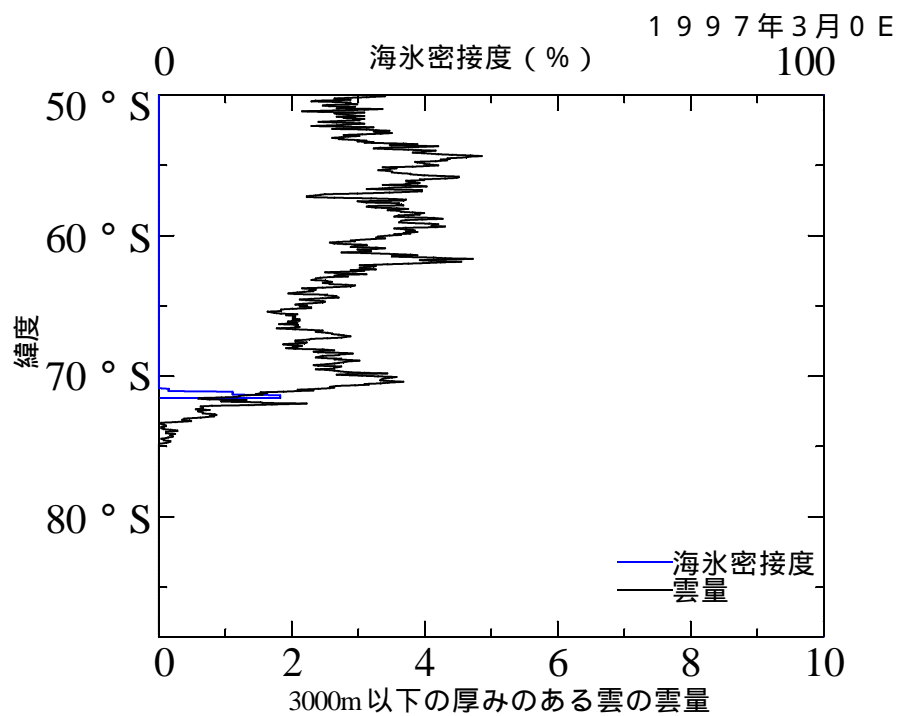


図 7.46. 経度 0 度線上領域の 1997 年 3 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

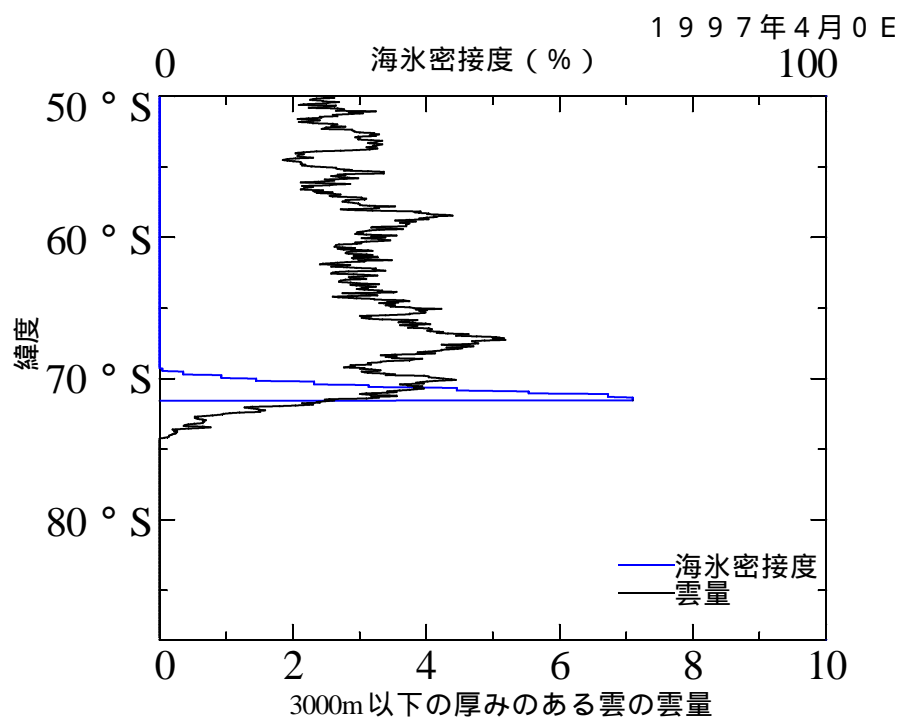


図 7.47. 経度 0 度線上領域の 1997 年 4 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

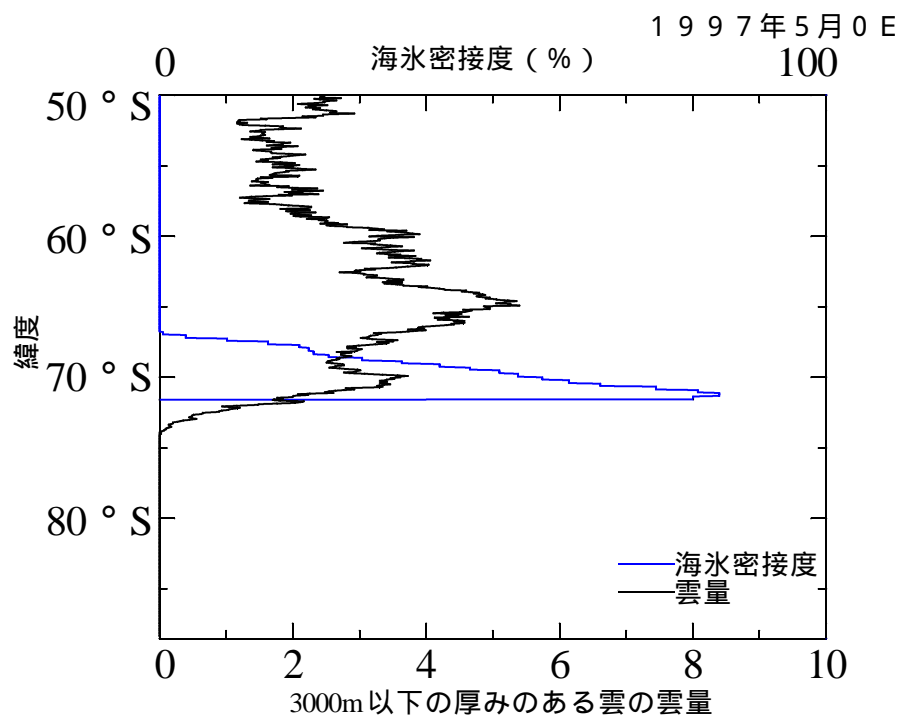


図 7.48. 経度 0 度線上領域の 1997 年 5 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

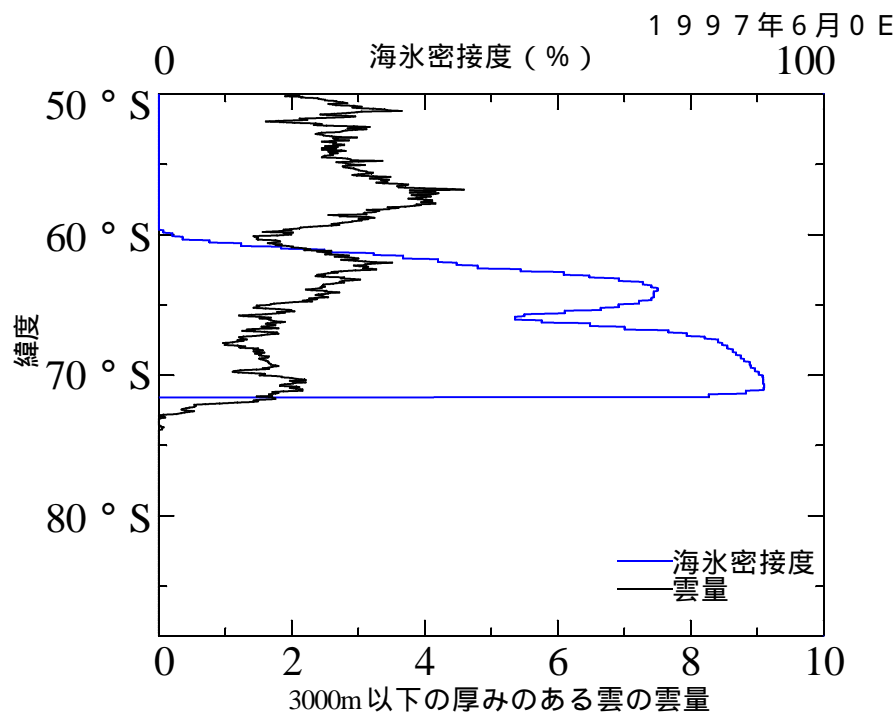


図 7.49. 経度 0 度線上領域の 1997 年 6 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

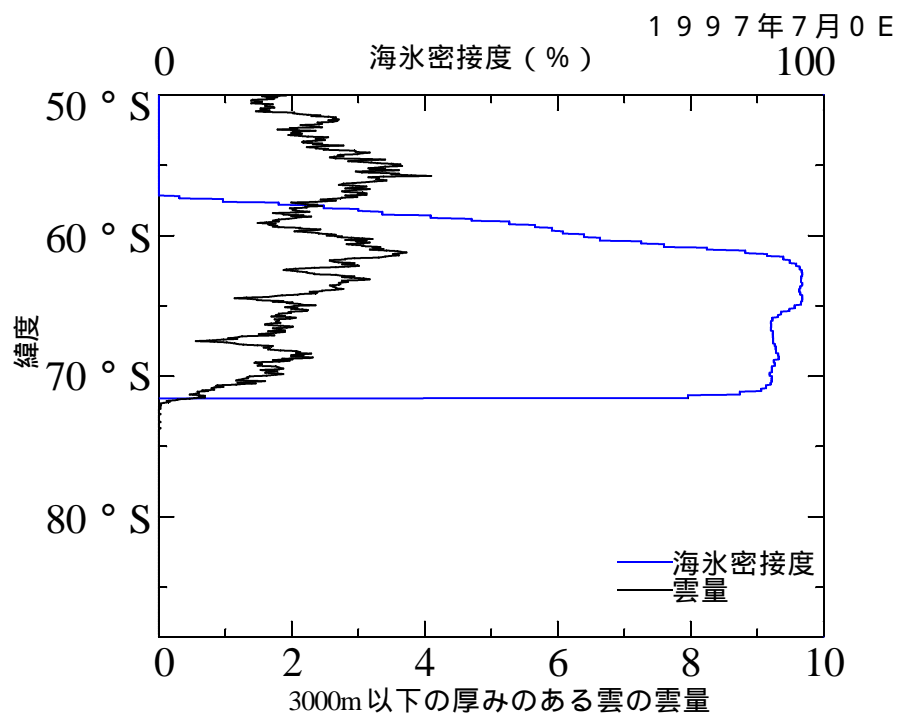


図 7.50. 経度 0 度線上領域の 1997 年 7 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

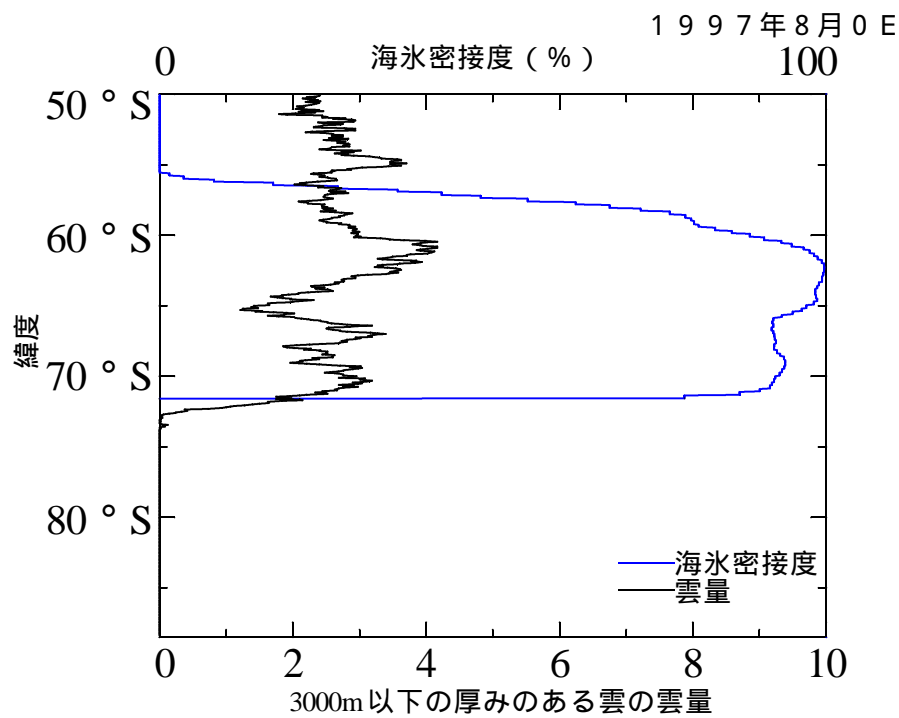


図 7.51. 経度 0 度線上領域の 1997 年 8 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

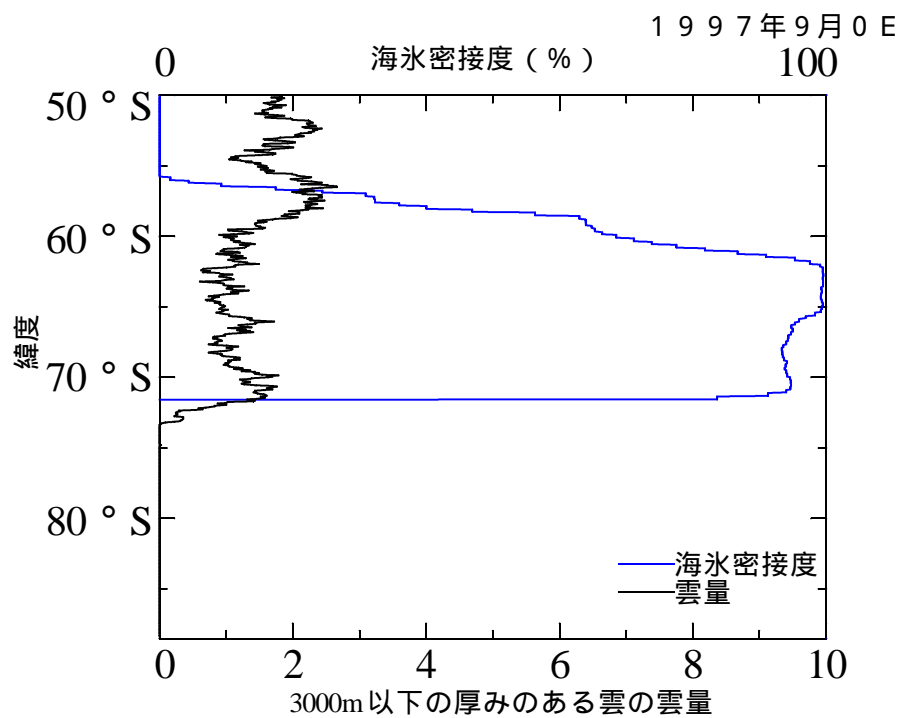


図 7.52. 経度 0 度線上領域の 1997 年 9 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

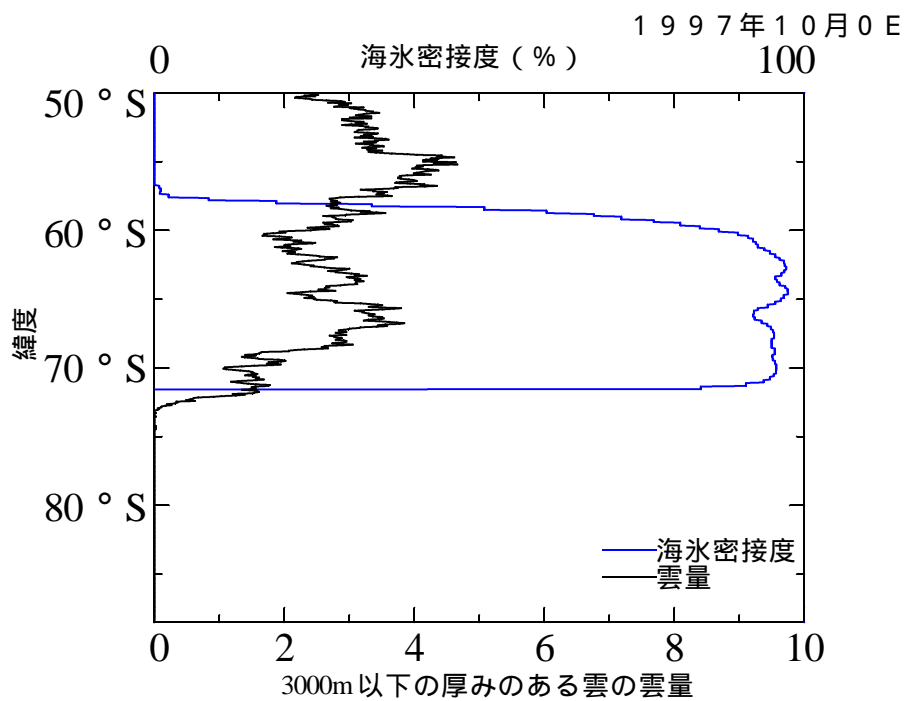


図 7.53. 経度 0 度線上領域の 1997 年 10 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

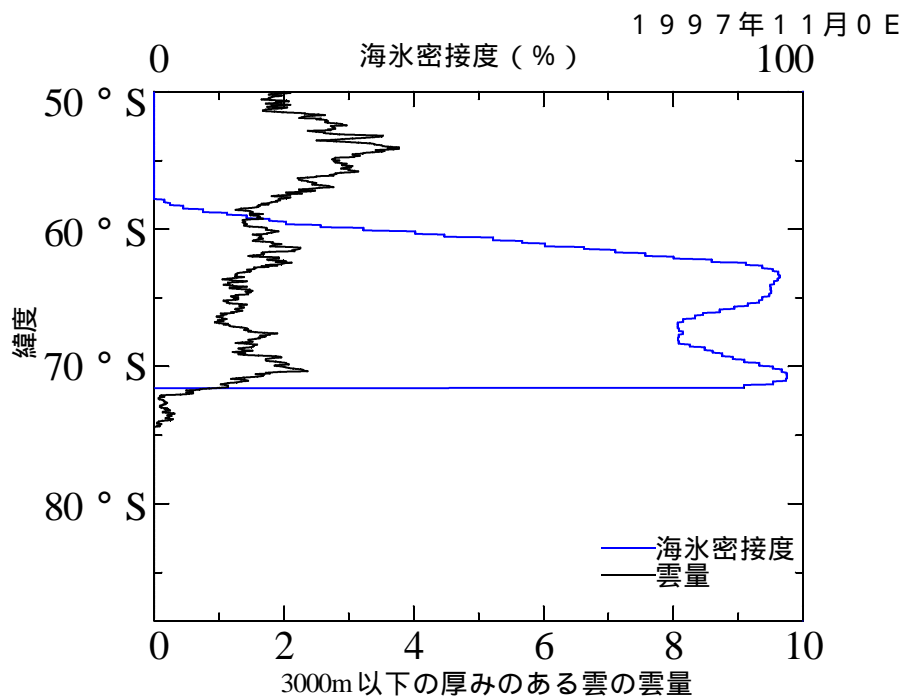


図 7.54. 経度 0 度線上領域の 1997 年 11 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

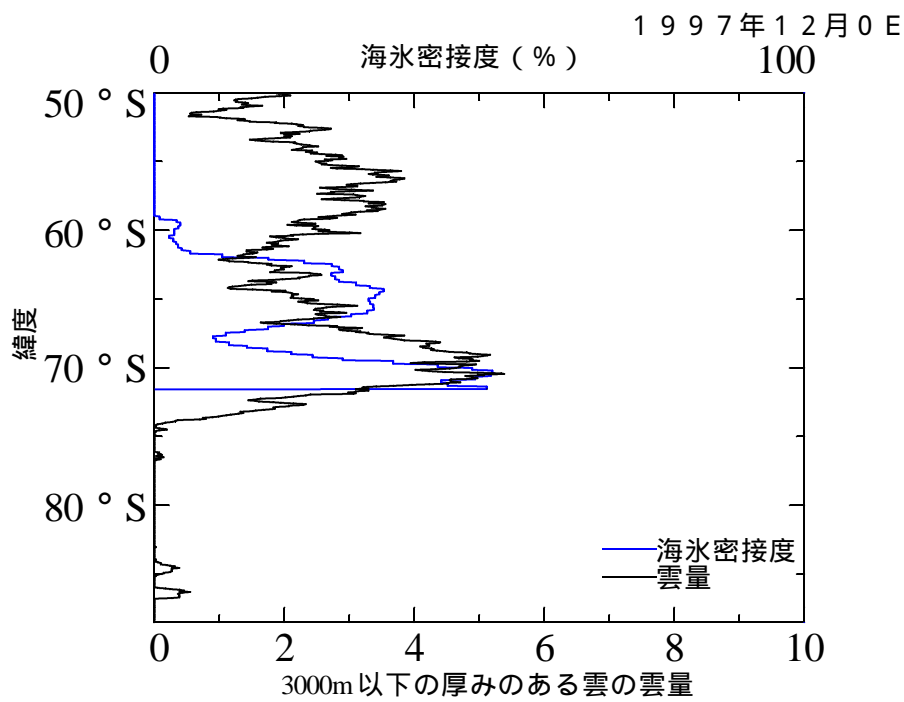


図 7.55. 経度 0 度線上領域の 1997 年 12 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

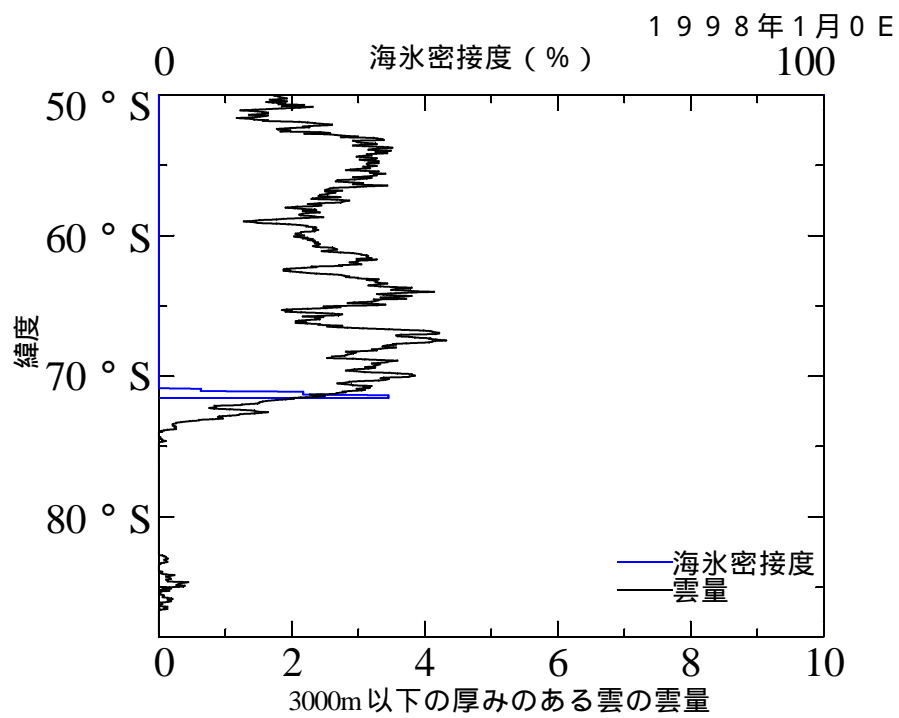


図 7.56. 経度 0 度線上領域の 1998 年 1 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

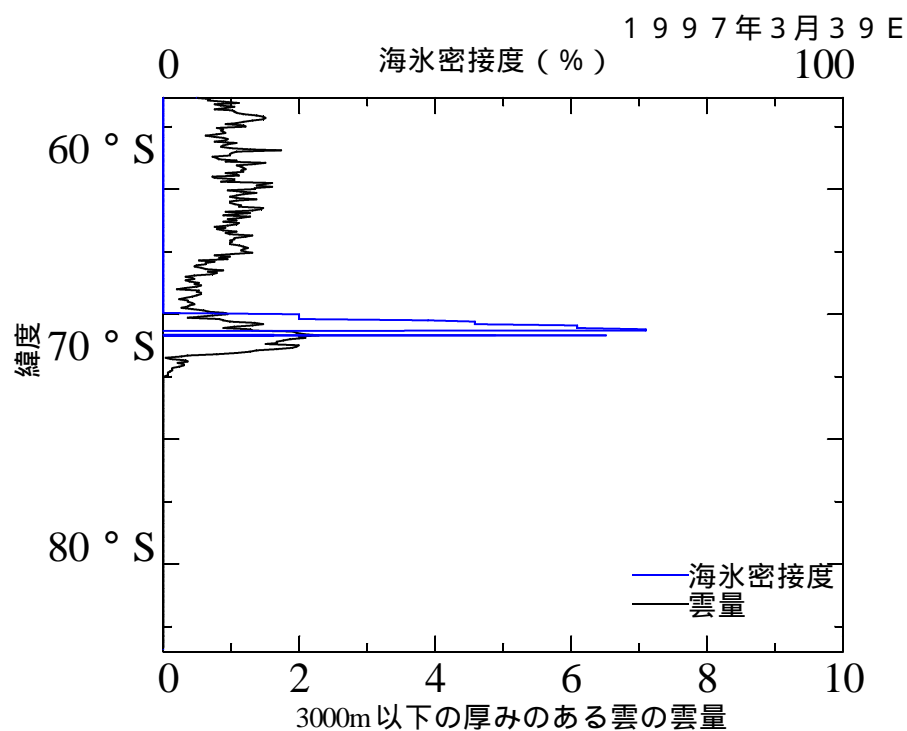


図 7.57. 東経 39 度線上領域の 1997 年 3 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

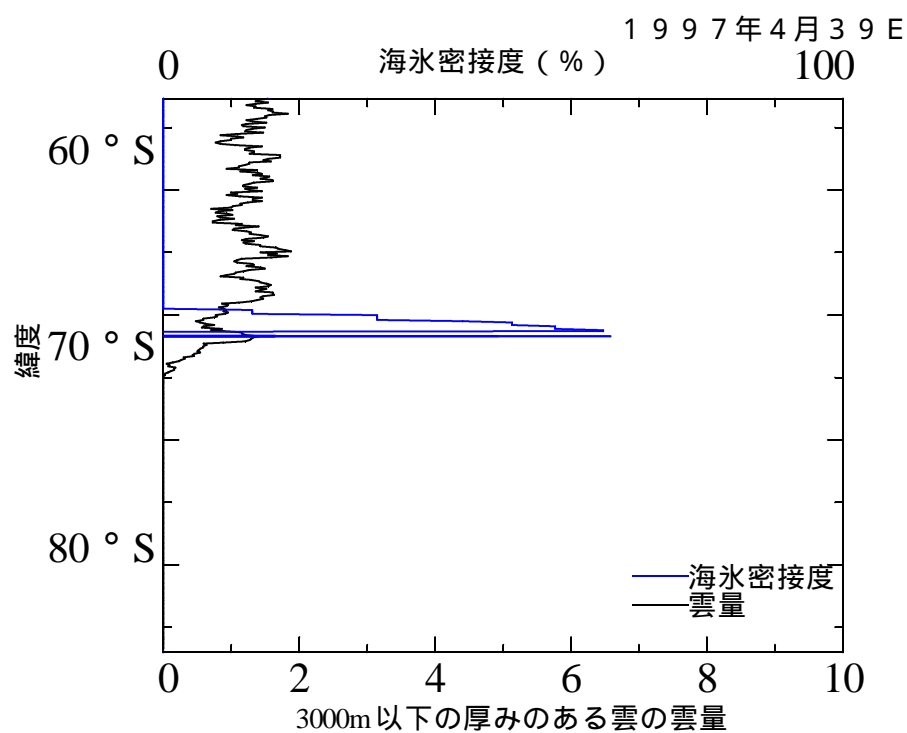


図 7.58. 東経 39 度線上領域の 1997 年 4 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

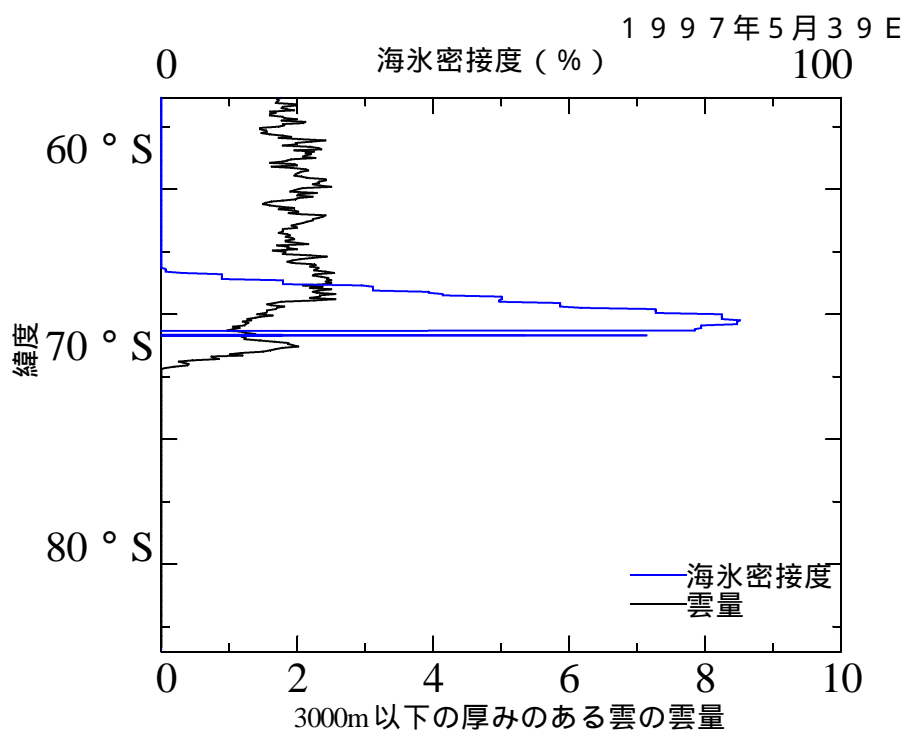


図 7.59. 東経 39 度線上領域の 1997 年 5 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

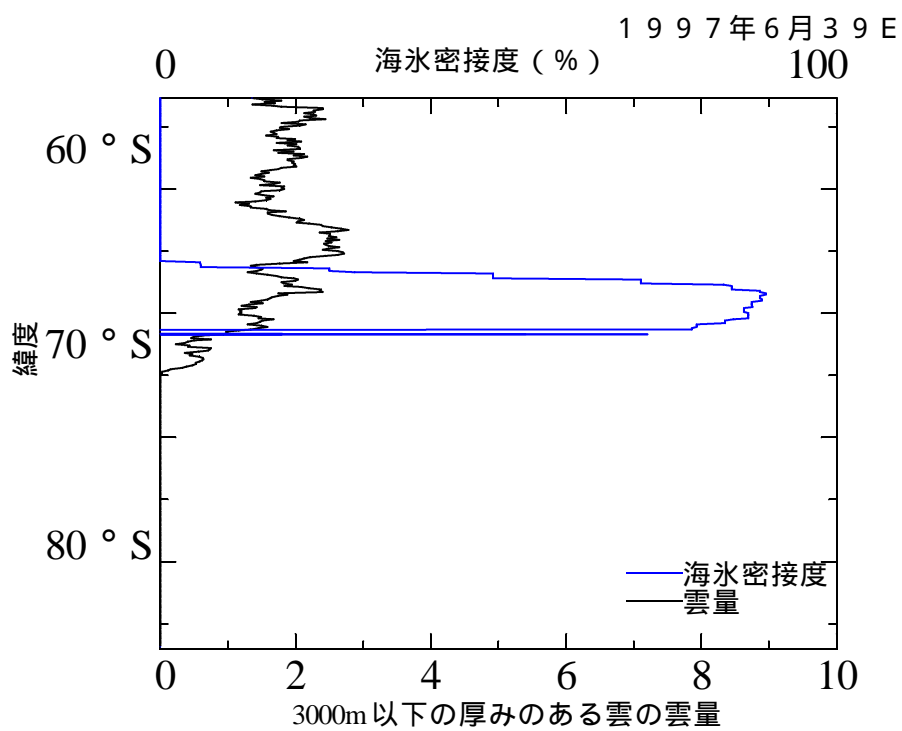


図 7.60. 東経 39 度線上領域の 1997 年 6 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

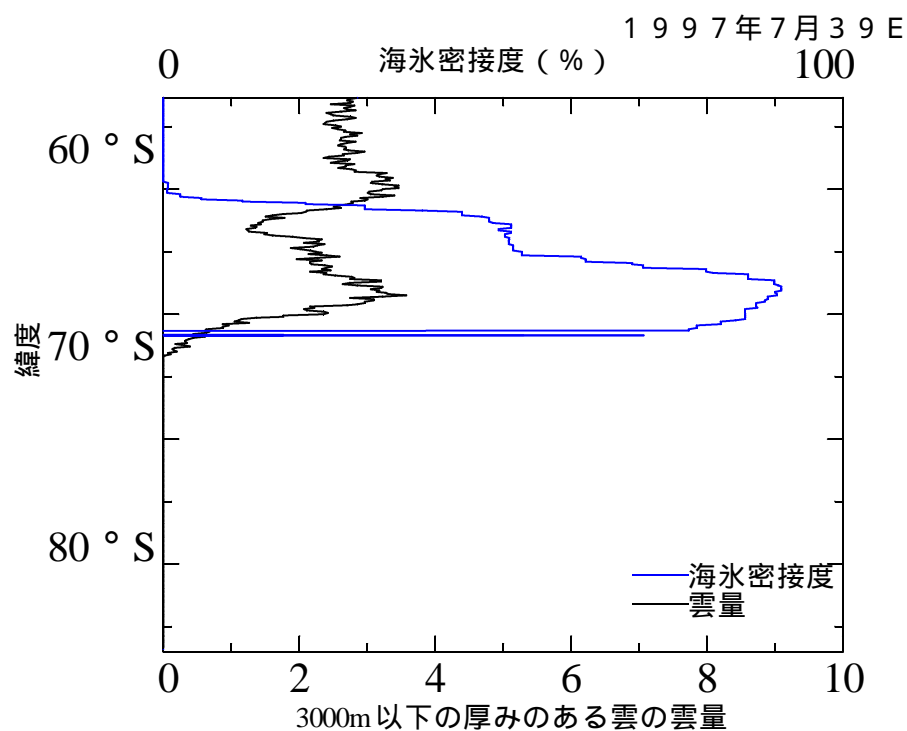


図 7.61. 東経 39 度線上領域の 1997 年 7 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

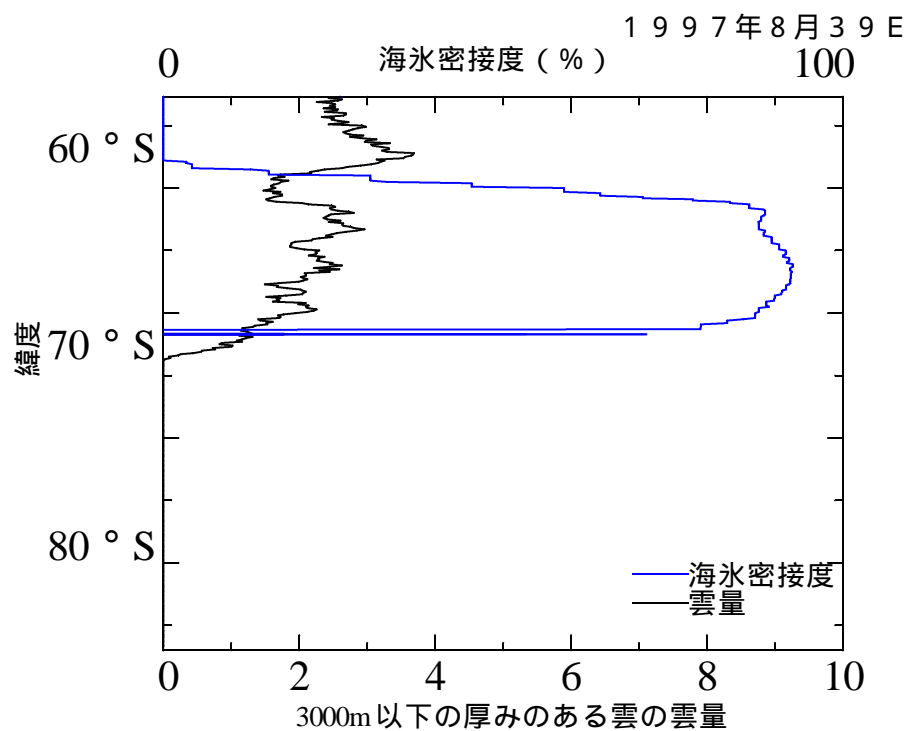


図 7.62. 東経 39 度線上領域の 1997 年 8 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

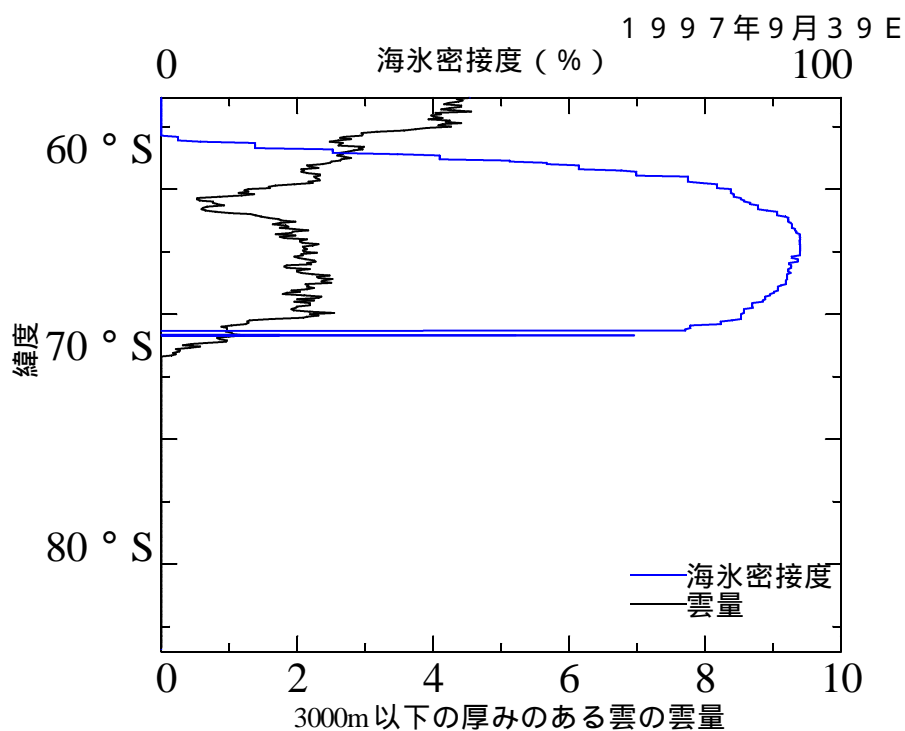


図 7.63. 東経 39 度線上領域の 1997 年 9 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

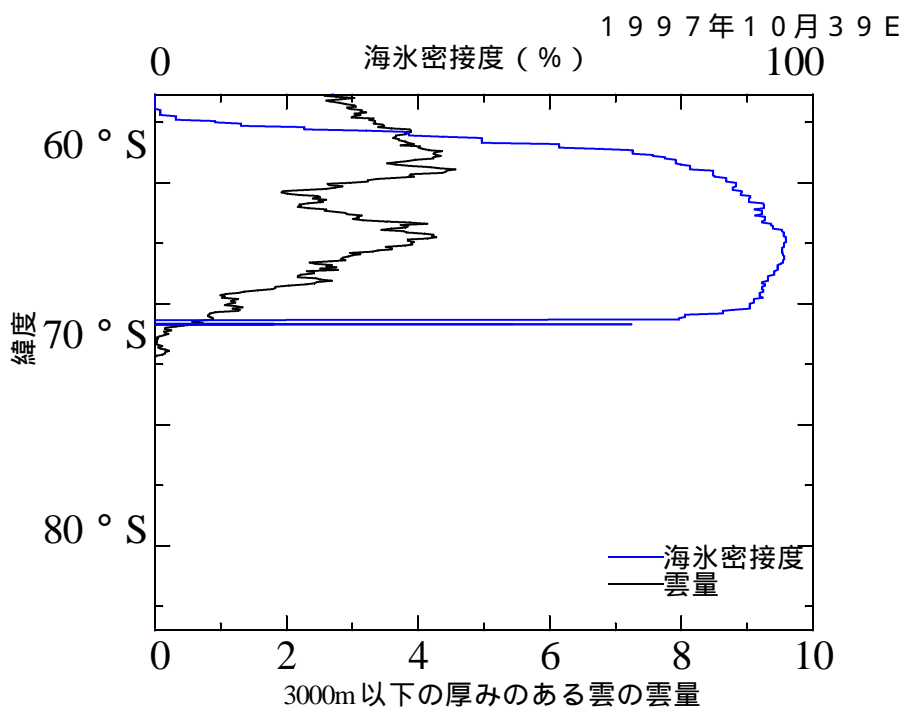


図 7.64. 東経 39 度線上領域の 1997 年 10 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

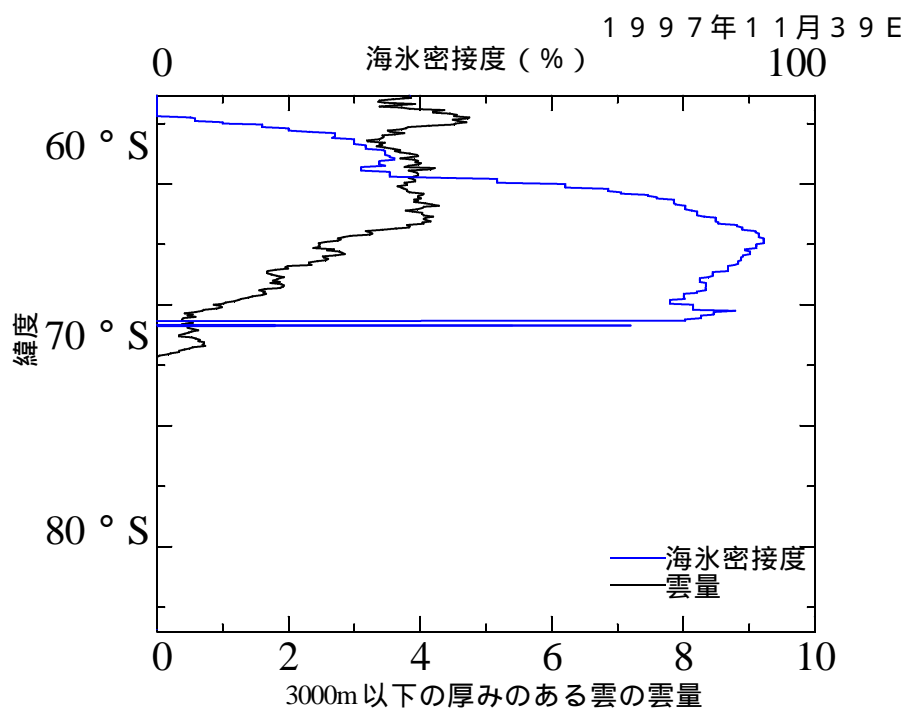


図 7.65. 東経 39 度線上領域の 1997 年 11 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

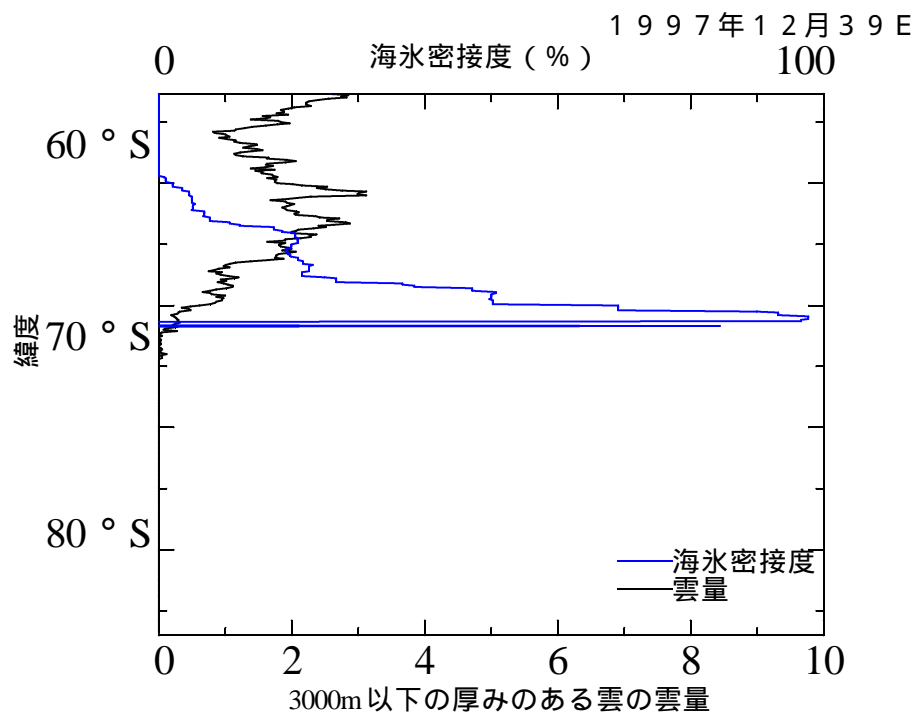


図 7.66. 東経 39 度線上領域の 1997 年 12 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

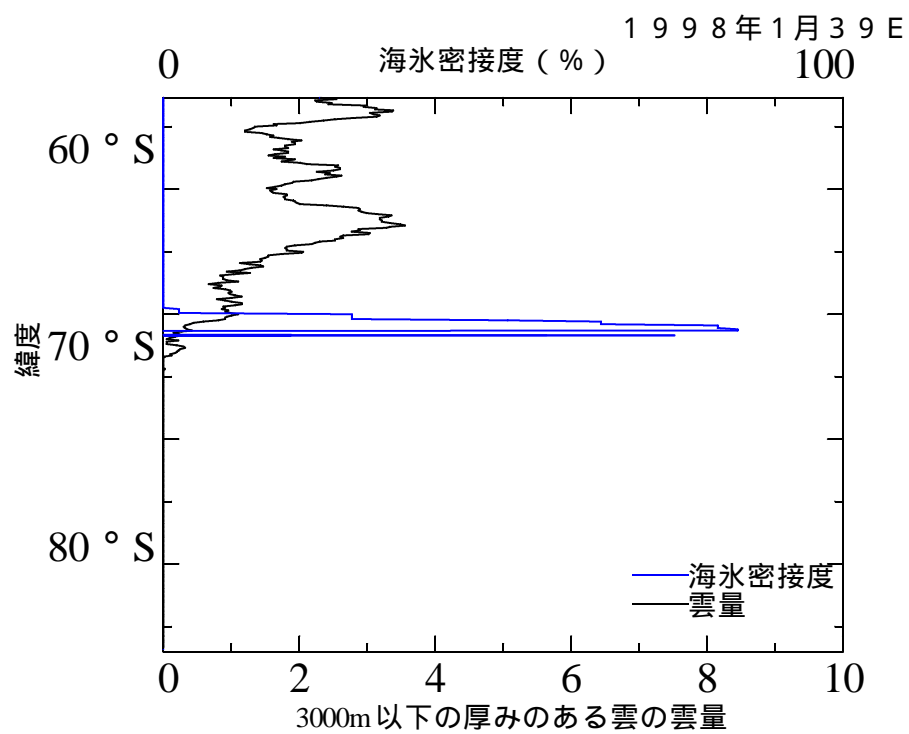


図 7.67. 東経 39 度線上領域の 1998 年 1 月の下層の厚みのある雲の月平均雲量。

これらの図から一年を通じ、東経 39 度線上の領域の雲量が 1 から 4 であるのに対し、経度 0 度線上の領域で雲量 3 から 5 と輝度温度差(T_4-T_5)の小さい下層の雲が多い傾向がみられる。また、図 7.46、図 7.47、図 7.55、図 7.56 から経度 0 度線上の領域では 3 月 4 月 12 月 1 月に大陸沿岸の海水域で下層の厚みのある雲が多く、このことは東経 39 度線上の領域とは異なる。

図 7.48 から図 7.55、および図 7.59 から図 7.66 に示す 5 月から 12 月の両経度線上の領域とも開水域と海水域の境界付近から北へ約 5 度前後で下層の厚みのある雲のピークがみられ、他の海洋域より 0.5 から 3 程度雲量が多い。また、経度 0 度線上の領域では海水の領域が広がる 7 月から 12 月で開水域と海水域の境界付近もしくは海水域よりの領域でこのような雲の雲量が比較的少ない傾向がみられる。このことは東経 39 度線上の領域でも 7 月から 10 月の期間で同様の傾向がある。

沿岸域では海洋域から大陸にかけて下層の厚みのある雲の雲量が少なくなり、8.1 で示したように全ての雲の雲量が相対的に減少することに依存すると考えられる。

また、3 月から 9 月までの期間は海水域よりも開水域で輝度温度差(T_4-T_5)の小さい下層の雲が雲量 3 から 5 と多い傾向がみられる。海水の後退期である 10 月から 12 月においては上記の傾向と異なり、両経度線領域とも海水域は開水域と同様の分布を示している。

第 8 章 雲の分布特性に関する考察

本研究で開発した赤外輝度温度差(T4-T5)、及び近赤外と赤外の輝度温度差(T3-T4)の雲検出アルゴリズムによって得られた雲分布の年間変動について、温度、高度、厚さの解析を行った結果の考察を以下に示す。

8-1 大陸域の雲分布の特徴

一年を通じて、南極内陸域の雲量は海洋域、沿岸域と比較して相対的に少ない。内陸では冬の雲量は夏に対して少ない傾向がみえる。ドームふじ観測拠点での地上観測の結果では、冬(5月から7月)の平均雲量は約 2.9、夏(11月から1月)の平均雲量は約 4.0 であり (Yamanouchi et al., 2003) 衛星データの傾向は一致する。

内陸から大陸沿岸に近づくほど雲量は急激に増加する傾向は一年を通じて強くこの結果は、Yamanouchi and Kawaguchi(1992)の報告と一致する。沿岸近くの低い領域では特に雲の少ない内陸とは異なる海洋気象への依存が大きくなる可能性を示しているとともに高度の低い雲が内陸まで進入できず、沿岸の標高の低い領域に留まる傾向があると考えられる。

8-2 海洋域の雲分布の特徴

開水域では一年を通じて雲量が多く、緯度が低くなるほど雲の輝度温度は高くなる傾向がある。厚みがあり高度が低い雲については日射の減少する 3 月から 8 月まで東経 39 度線の領域の方が、経度 0 度線の領域よりも雲量は 1 程度多い。King and Turner, 1997 では東南極沖の海洋上で、空きから冬にかけて低圧場になりやすいと述べられている。この低圧場が原因し、雲量が多くなっていると考えられる。

開水域において雲量が多いにもかかわらず、高度が低く厚みのある雲が少ないのは対流によって生じるオープンセル型の雲の存在が示唆される。このような雲は図 8.1 の領域 A のように中緯度でもみられ、対流性の雲は雲の無い海域で下降し、取り囲む雲壁で上昇する鉛直循環を持つ(気象衛星画像の解析と利用, 2000)ため、雲頂付近の光学的厚さは一定となりにくく、一様な雲が少なくなることが示される。

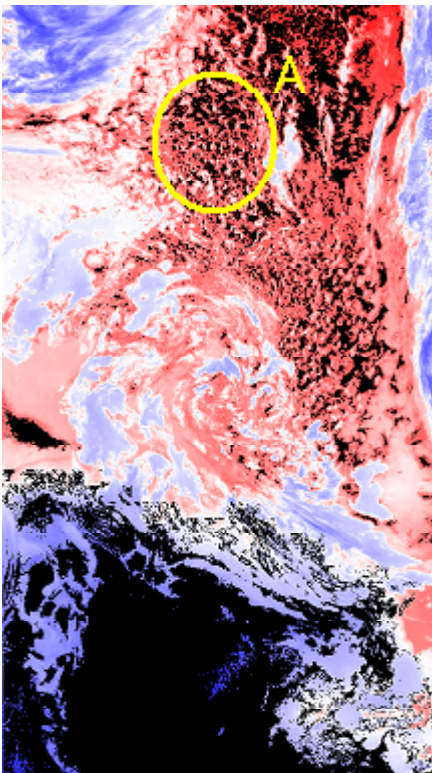


図 8.1. 1997 年 3 月 8 日の識別結果。A の領域にオープンセル型とみられる雲が存在する。

5 月から 9 月の海洋域では、海氷域の雲量は開水域の雲量より少ない。このことは極冠低気圧が支配的である領域の拡大縮小や海氷域では海から大気への水蒸気の供給が断たれることが影響していると考えられる。

また、海氷域と開水域の境界の開水域側に近い領域で雲量は最も多くなり、この領域において厚みのある雲が多い傾向がみられる。このことは開水域から大気に供給された水蒸気が海氷域付近で冷却、凝結し、雲が生成されることで他の領域と比較して雲量が多くなると考えられる。このような雲は北極域においては北極層雲として知られており、Herman and Goody(1976)は夏季において比較的暖かく、湿った空気がパックスアイス上を流れ、初期状態で不飽和の空気塊が冷たい地表面による拡散冷却や長波放射などによって引き起こされて水滴になると報告している。開水域と海氷域の境界付近に見られる高度の低い層状の雲は北極域のみで発生する訳ではなく、両極に共通した現象であることが示唆され、極域における海氷と大気の相互作用の結果として生じる「氷縁層雲」ともいえる雲である。

海氷の張り出しは 9 月から 10 月に最も大きく、12 月にかけて次第に後退し、1 月には大陸に近い僅かな領域となる。海氷の後退期に入る 10 月から 12 月の期間は、海氷の張り出しが進む期間と比較して、海氷域と開水域の雲量の差は小さい。海氷の発達期においては大気収束帯が大陸近くに移動するとともに海氷密接度は海氷域のほとんどで 100 % 近くであるのに対し、後退期は大気収束帯が海氷縁より開水側に移動し、海氷密接度が 95 % 以上の領域が急激に減少することが報告されている(Enomoto and Ohmura, 1990)。海氷の後退期では開水域と海氷域の雲分布に大きな差はみられないことから開水域と同様、海氷域でも中緯度からの大気の流入によって水蒸気の供給が増加するとともに海氷の隙間、リード、ポリニア等を通じた水蒸気の供給があると考えられる。図 8.2 は、海氷の割れ目付近に存在する霧状の雲、図 8.3 はポリニアより立ち上る氷煙を示す。海氷域に生じる開水面の一つであるポリニアにおける熱収支を調査した報告 (Gordon and Comiso, 1988) があり、沿岸ポリニアは"latent heat Polynya"とも呼ばれるほど水蒸気を供

給する要因となることを示している。沿岸ポリニアに関わらず、海水域における開水面の露出は水蒸気の供給に寄与すると考えらる。

経度 0 度線上の領域では東経 39 度線上と比較し、大陸沿岸に近い海洋域で厚みのある高度の低い雲が多くみられる月が多い。これは経度 0 度線上の沿岸域には棚氷が存在し、大気はカタバ風の卓越する内陸と比較して混合が弱いために標高が低いにもかかわらず冷却が促進され、大気を冷やす効果を持ち、雲の生成の一つの原因となり得るうえ、大陸斜面が壁となり沿岸域の雲が大陸斜面の海側でせき止められる可能性が示唆される。



図 8.2. 海氷の割れ目付近に存在する霧状の雲(撮影 原圭一郎氏, 2000 年 3 月 26 日：スバールバル諸島沖)。

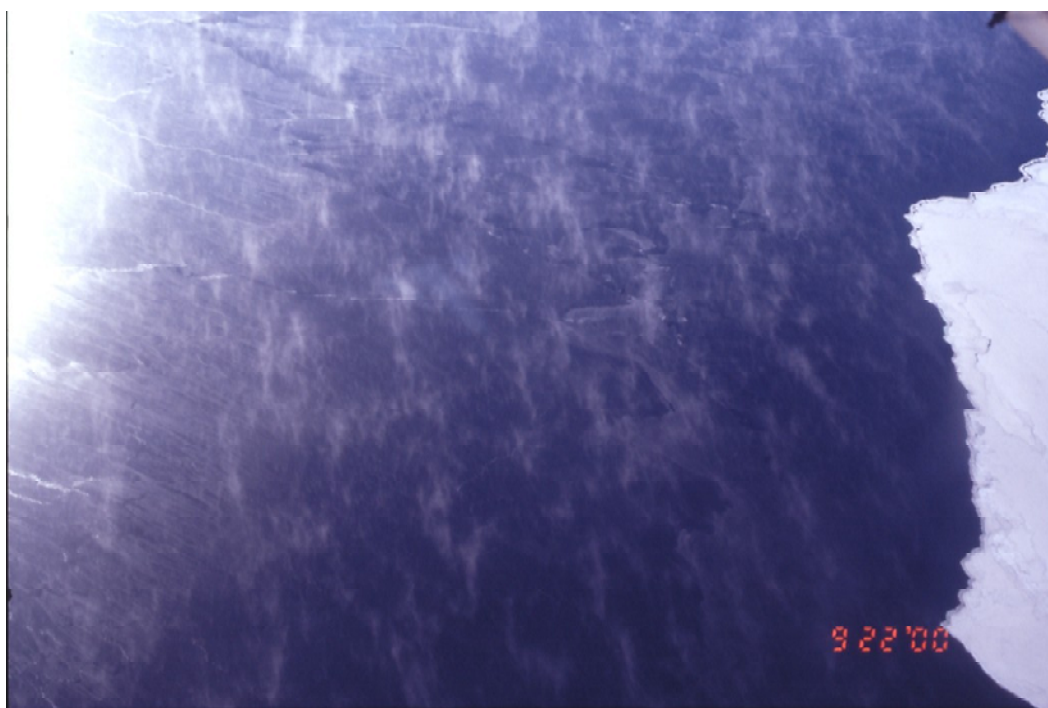


図 8.3. ポリニアより立ち上る氷煙(撮影 牛尾収輝氏, 2000 年 9 月 22 日：南極昭和基地沖)。

第9章 まとめ

本研究では、極軌道衛星 NOAA の AVHRR データを用いた南極域における雲の検出のためのアルゴリズムを開発した。このアルゴリズムを用い、1997 年 3 月から 1998 年 1 月までの雲の分布と特性を調べた。その結果から以下の諸点が明らかになった。

1、地表の放射特性について

雲検出アルゴリズム開発のために地表の特性を調べ、次のことが明らかになった。輝度温度(T_4)の増加に伴って輝度温度差(T_4-T_5)は連続的に広がり、輝度温度に明らかに依存する。この依存傾向は雪氷面の輝度温度が約-35 で大きく変化する。この変化の要因は天候、地形的特徴によるものではない。

一方、日射の無い場合でも輝度温度(T_4)の増加に伴って輝度温度差(T_3-T_4)が減少する温度依存が存在する。日射のある場合の雪氷面の輝度温度差(T_3-T_4)は可視データ(ALB1)を利用して見積もることができた。

開水面は一年を通して放射特性の大きな変化は無く、近赤外においても太陽放射によって増加する輝度温度は僅かであることがわかった。

2、輝度温度差による雲の検出

それぞれの波長の雪氷面・海水面の赤外輝度温度差(T_4-T_5)、及び近赤外と赤外の輝度温度差(T_3-T_4)分布を利用した雲の検出アルゴリズムを開発した結果、雲の識別に役立つことがわかった。近赤外データに関しては太陽が地平線に近い位置に存在する期間、特定の領域でソーラーコンタミネーションが生じる。この補正は困難であるため、ソーラーコンタミネーションが起きる期間を除いた。開発した赤外輝度温度差(T_4-T_5)と近赤外と赤外の輝度温度差(T_3-T_4)をそれぞれ利用する二つのアルゴリズムの併用することで雲の検出精度を向上させた。地上観測データとの比較から雲の検出は雪氷面、開水面において総じて良好であり、特に比較的輝度温度の高い領域では高精度で行えること

が分かった。

3、雲量分布と雲の特性

一年を通じて南極内陸の雲量は海洋・沿岸域と比較して非常に少なく、雲の温度分布は標高とともに変化する。海洋域は雲量が多く、緯度が低いほど雲の温度が高くなる。また、東南極で夏場に低圧場が強くなることを反映し、雲頂が光学的に厚い雲はこの領域で少なくなる。海氷の張り出しが進む秋から冬の期間は海氷域の雲は少ない。このとき海氷域と開水域の境界付近で雲量が最も多い。このことは開水域からの水蒸気が海氷縁で冷やされ雲が生成された可能性が高い。海氷の後退期である春から夏の期間は海氷の張り出しが進む期間と比較して海氷域・開水域においては、海氷密接度の小さい領域では両領域における雲量の差はみられないことから雲の生成される条件として海氷が海水を覆う程度は重要な要素であると考えられる。

謝辞

本研究を行なうにあたり、指導教官の山内恭教授には研究の方向性や関連する研究などについて、セミナーや輪読会の他にも折に触れて忍耐強くお教えいただき、感謝に絶えません。学会での発表や論文作成において多数の御助言や御示唆をいただき、研究を更に発展させることができました。またその他にも国立極地研究所気水圏部門の方々にもセミナーにおいて、有益な御助言をたくさんいただきました。

日本南極地域観測隊の隊員の方々には、南極での困難な観測を通して貴重な資料の収集を行って頂き、この支えがなければこの研究がこうして形になることはなかったかもしれません。

この場を借りて、皆様に感謝の意を表します。

参考文献

- Anderson, G. P., Kneizys, F. X., Chetwynd, J. H., Wang, J., Hoke, M. L., Rothman, L. S., Kimball, L. M. and McClatchey, R. A. (1995): FASCODE/MODTRAN/LOWTRAN: Past/Present/Future. 18th Annual Review Conference on Atmospheric Transmission Models, June&-8.
- Aoki, T., Aoki, A., Fukabori, M., Hachikubo, A., Tachibana, Y., and Nishio, F. (2000): Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface. Journal of Geophysical Research, **105**, 10219 -10236.
- Arking, A., and Childs, J.D. (1985): Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images. J.Climate & Appl. Meteor., **24**, 322-333.
- Berque, J., Lubin, D. and Somerville, C. J. (2004): Infrared radiative properties of the Antarctic plateau from AVHRR data. Part I: Effect of the snow surface. J. App. Meteorol., **43**, 350-362.
- Bromwich, D.H. (1988): Snowfall in high southern latitudes. Rev. Geophys., **26**, 149-168.
- Cao, C., Weinreb, M. and Sullivan, J. (2001): Solar contamination effects on theinfrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer(AVHRR), J. Geophys. Res., **106**, 33463-33469.
- Cavalieri, D., Gloerson, P. and Zwally J. (1990), updated 2003: DMSP SSM/I daily polar

gridded sea ice concentrations. Edited by J. Maslanik and J. Stroeve. Boulder, CO:
National Snow and Ice Data Center. Digital media.

Comiso, J. (1990, updated 2003): DMSP SSM/I daily polar gridded sea ice concentrations.
Edited by J. Maslanik and J. Stroeve. Boulder, CO: National Snow and Ice Data
Center. Digital media.

Conover, J. H. (1962): Cloud interpretation from satellite altitudes. AFCRL-62-680.

Curry, J. A. and Herman, G. F. (1985): Infrared radiative properties of Arctic stratus clouds. J.
Clim. Appl. Met., **24**, 525-538.

DMSP SSM/I Daily and Monthly Polar Gridded Sea Ice Concentrations.
<http://nsidc.org/data/nsidc-0002.html> .

Dong, X., Mace, M., Minnis, P. and Young, D. F. (2001): Arctic stratus cloud properties and
their effect on the surface radiation budget: Selected cases from FIRE ACE. JGR., **106**,
15297-15312.

Ebert, E. (1987): A pattern recognition for distinguishing surface and cloud types in the polar
regions. Journal of Applied Meteorology, **26**, 1412-1427.

Enomoto, H. and Ohmura, A. (1990): Influences of atmospheric half-yearly cycle on the sea ice
extent in the Antarctic. Journal of Geophysical Research, **95**, 9497-9511.

Gordon, L., Arnold and Comiso, C., Josefino (1988): Polynyas in the Southern Ocean.

Scientific American. 70-77.

Herman, G. F.(1977): Solar radiation in summertime Arctic stratus clouds. J. Atmos. Sci., **34**, 1423-1432.

Herman, G. F. and R. Goody (1976): Formation and persistence of summertime Arctic stratus clouds. J. Atmos. Sci., **33**, 1537-1553.

Hirasawa, N. and Yamanouchi, T. (2000): JARE DATA REPORTS, No. 248. ED. by National Institute of Polar Research.

Hori, M., Aoki, Te., Hachikubo, A. and Tanikawa, T. (2001): Dependence of spectral emissivity of snow upon quality in the thermal infrared region. The 24th Symposium on Polar Meteorology and Glaciology in Tokyo, Japan. Programme and Abstracts, 38.

Hugher, N. A. (1984): Global Cloud Climatologies: A Historical Review. J. Clim. Appl. Met., **23**, 724-751.

Inoue, T., (1987): A Cloud Type Classification With NOAA 7 Split-Window Measurements. J. Geophys. Res., **92**, 3991-4000.

JARE DATA REPORTS (2004): No. 278, METEOROLOGY 38. National Institute of Polar Research.

- Key, J. and Haeffliger, M. (1992): Arctic ice surface temperature retrieval from AVHRR thermal channels, *J. Geophys. Res.*, **97**, 5885-5893.
- Key, J. R., Collins, J. B., Fowler, C. and Stone, R. S. (1997): High-Latitude Surface temperature estimates from thermal satellite data. *Remote Sens. Environ.*, **61**, 302-309.
- Key, J. and Barry, R. G. (1989): Cloud cover analysis with Arctic AVHRR, part 1: cloud detection, *J. Geophys. Res.*, **94**, 18521-18535.
- Kidder, S. Q., and H.-T. Wu (1984): Dramatic contrast between low clouds and snow cover in daytime 3.7 μ m imagery. *Monthly Weather Review*, **112**, 2345-2346.
- Kidwell, K. B. "editor" (2002): NOAA Polar Orbiter Data User's Guide. US Department of Commerce, NESDIS, NOAA, National Climatic Data Center, Satellite Data Services Division, Washington, DC, USA. <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/> .
- King, J. C. and Turner, J. (1997): *Antarctic Meteorology and Climatology*. Cambridge university press. ISBN 0-521-46560-5.
- Leese, J. A. (1964): Quantitative interpretation of low-level cumuliform cloud patterns as seen in meteorological satellite videographs. Final Rep., Contract Cwb-10795, University of Mich., Ann Arbor, 205 pp.
- Lubin, D., and Morrow, E. (1997): Evaluation of an AVHRR cloud detection and classification method over the central Arctic Ocean. *Journal of Applied Meteorology*, **37**, 166-183.

Miller, D.B. (1970): Automatic production of global climatology based on satellite data. Proe.
6th Air Weather Service Tech. Exchange Conf., Sept. 291-306.

Murata, A. and Yamanouchi, T. (1997): Distribution Characteristics of Clouds over East
Antarctica in 1987 Obtained from AVHRR. J. Met. Soc. Japan, **75**, 81-93.

Payne, E., R. (1972): Albedo of the Sea Surface. J. Atmos. Sci., **29**, 959-970.

Pinto, J. O. and Curry, J. A. (1997): Pole of radiative transfer in the modeled mesoscale
development of summertime arctic stratus. J. Geophys. Res., **102**, 13861-13872.

Reynolds, D.W and Von der Haar, T.H. (1977), A bi-spectral method for cloud parameter
determination. Mon. Wea. Rev., **105**, 446-457.

Roode, S. R., Duynkerke, P. G., Boot, W. and Van der Hage, J. C. H. (2001): Surface and
tethered-balloon observations of actinic flux: Effects of arctic stratus, surface albedo,
and solar zenith angle. J. Geophys. Res., **106**, 27497-27507.

Rosenfeld, D., Cattani, E., Melani, S., Levizzani, V. (2004): Considerations on Daylight
Operation of 1.6- versus 3.7- μ m Channel on NOAA and METOP SATELLITES.
Bulletin of the American Meteorological Society, **85**, No. 6, 873-881.

Salisbury, J. W., D'Arrigo, D. M. and Wald, A. (1994): Measurements of thermal infrared
spectral reflectance of frost, snow, and ice. J. Geophys. Res., **99**(B12), 24235-24240.

- Simpson, J.J., and Yhann, S. R. (1994): Reduction of noise in AVHRR channel-3 data with minimum distortion. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **32**, 315-328.
- Shiobara, M., Yabuki, M. and Kobayashi, H. (2003): A polar cloud analysis based on Micro-pulse Lidar measurements at Ny-Alesund, Svalbard and Syowam, Antarctica. *Physics and Chemistry of the Erath*, **28**, 1205-1212.
- Troshchenko, A. P. and Li, Z. (2001): A method for the correction of AVHRR onboard IR calibration in the event of short-term radiative contamination. *Int. J. Remote Sensing*, **22**, 3619-3624.
- Turner, J., Marshall, G. J. and Ladkin, R. S. (2001): An operational, real-time cloud detection scheme for use in the Antarctic based on AVHRR data. *Int. J. Remote Sensing*, **22**, 3027-3046.
- Von der Haar, T. H., and Suomi V. E. (1971): Measurements of the Earth's Radiation Budget from Satellites During a Five-Year Period. Part I: Extended Time and Space Means. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 305-315.
- Walton, C. C., J. T. Sullivan, C. R. N. Rao, and M. P. Weinreb (1998): Correctionsfor detector nonlinearities and calibration inconsistencies of the infraredchannels of the Advanced Very High Resolution Radiometer, *J. Geophys.Res.*, **103**, 3323-3337.
- Welch, R. M, S. K. Sengupta, A. K. Goroch, P. Rabindra, N. Rangaraj, andM. S. Navar (1992):

Polar cloud and surface classification using AVHRR imagery: An intercomparison of methods. J. Appl. Meteor., **31**, 405–420.

Yamanouchi, T., Suzuki, K. and Kawaguchi, S. (1987): Detection of clouds in Antarctica from infrared multi-spectral data of AVHRR. J. Met. Soc. Japan, **65**, 949-962.

Yamanouchi, T. and Kawaguchi, S. (1992): Cloud distribution in the Antarctic from AVHRR data and radiation measurements at the surface. Int. J. Remote Sens., **13**, 111-127.

Yamanouchi, T., Hirasawa, N., Kadosaki, G. and Hayashi, M. (2000): Evaluation of AVHRR cloud detection at Dome Fuji Station, Antarctica. Polar Meteorology and Glaciology, **14**, 110-116.

Yamanouchi, T., Hirasawa, N., Hayashi, M., Takahashi, S. and Kaneto, S. (2003): Meteorological characteristics of Antarctic inland station, Dome Fuji. Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue, **57**, 94-104, 2003.

Zwally, J., H., Parlinson, C., Carsey, F., Gloersen, P. (1979): Antarctic sea ice variations 1973-75. Fourth National Aeronautics and Space Administration Weather and Climate Program Science Review. **56**, 335-340.

赤枝健治・武田喬男 (1984): NOAA 7 号の AVHRR チャンネル 3 データの雲解析への利用について - 機械的原因によるデータの変動の実態とその除去 - . 天気 **31** 53-58.

気象衛星画像の解析と利用 (2000): 気象衛星センター, (財)気象業務センター.

気象科学事典 (1998): 日本気象学会, 東京書籍株式会社.

気象学ハンドブック(1959): 気象学ハンドブック編集委員会, 技報堂.WW

気象観測の手引き (1998): 気象庁.

南極気象資料 (1997): VOL. 38, METEOROLOGICAL DATA AT SYOWA STATION AND
DOME FUJI STATION IN 1997. Distribution by CD-ROM. 気象庁.

南極気象資料 (1998): VOL. 39, METEOROLOGICAL DATA AT SYOWA STATION AND
DOME FUJI STATION IN 1998. Distribution by CD-ROM. 気象庁.

南極の科学 3 (1988): 気象, 国立極地研究所.

平沢 尚彦・木津 暢彦 (1999): 気温急変時に於ける高層ゾンデのアネロイド気圧計のエ
ラーについて. 天気. **46**, 141-145.

平沢 尚彦 (2000): 南極内陸の気象. 日本エネルギー学会誌. **79**, 1054-1060.

平沢 尚彦, 改井 洋樹, 山内 恭 (2002): 昭和基地で再開された NOAA 衛星受信の概要と
初期的成果. 南極資料, **46**, 40-55.

山内 恭 (1997): 衛星データによる南極の雲分布, 南極資料, **41**, 23-40.