

博士論文

TANSO-FTS/GOSAT による熱赤外スペクトルデータを用いた対流圏雲・ダストエアロゾル・極域成層圏雲の観測
(Observation of tropospheric clouds, dust aerosols and polar stratospheric clouds using thermal infrared spectra from TANSO-FTS/GOSAT)

染谷有

要旨

温室効果ガス観測技術衛星 GOSAT に搭載された観測機器である Thermal And Near-Infrared Sensor for Observation (TANSO)はスペクトルセンサーである Fourier Transfer Spectrometer (FTS)と画像センサーである Cloud and Aerosol Imager (CAI)から構成されている。温室効果ガスの濃度の導出は FTS の短波長赤外(SWIR)バンドと熱赤外(TIR)バンドを用いてそれぞれ独立に行われており、FTS の視野内に観測の妨げとなる雲やエアロゾルがあるかどうかの判別は基本的には CAI のデータを用いて行われている。しかし、現在報告されている SWIR バンドによる解析結果の低濃度バイアスの低減に必要であると考えられている雲・エアロゾル層の高度情報の取得や、TIR バンドデータの解析に必要な夜間の雲スクリーニングは CAI では行うことができない。そのため、本研究では、TIR バンドデータを用いて、光学的に薄い雲やダストエアロゾルの検出と、それらの層高度の導出を行う手法の開発を行った。また、その手法を用い、受動型センサーを用いた観測が極めて難しい冬季極域に発生する極域成層圏雲(Polar Stratospheric Clouds: PSCs)についても解析を行い、南極域における PSC の検出特性を調べた。

本解析手法は CO₂ スライシング法と呼ばれる手法を基本とし、以下の改良を行った。まず、TIR バンド中の CO₂ の吸収帯にあたる各チャンネルについて、感度を表す荷重関数を計算し、そのピーク高度ごとにチャンネルを再構築し、仮想チャンネルとした。その上で、緯度と 500hPa 面での気温を指標として、シミュレーションによりスライシング法で用いる 2つの仮想チャンネルの組み合わせを用いた場合の誤差を評価し、観測点ごとにチャンネル選択の最適化を図った。この手法を用いて、対流圏の雲の全球解析を行い、検証データとして用いる Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO)による観測データと雲の検出率の比較を行うと共に、両者の同時観測点については得られた特性の比較を行った。その結果、検出率の比較においては、地表面温度の影響による陸上での下層雲量の過大評価や、センサーの感度の違いなどによる熱帯域の上層雲の過小評価、温度逆転層のある場合の雲、および、極めて雲頂高度の低い層積雲についての過小評価が見られたものの、雲量の緯度分布は CALIPSO による観測結果と高い整合性が確認された。また、同時観測データの解析では、上記の改良を行わない場合と比べて大幅な検出精度の向上が確認でき、CALIPSO による光学的厚さが 0.1 以下のものでも検出できる場合が多いことがわかった。ダストエアロゾルの解析では、地表面温度バイアスによる影響が大きいため、用いる地表面温度に補正を加えて解析を行うことで、地上ライダーによる観測と整

合するエアロゾル層の高度が検出できることがわかった。PSC の解析では、標高の高い地域で極めて地表面温度が低い場合や、気温勾配が小さい場合に検出誤差の増大が見られたものの、南極域全体での PSC の発生の全体像は捉えることができた。CALIPSO との検出頻度の比較では、発生規模の縮小する 9 月はやや下がるものの、それ以外の月では 0.7~0.8 程度の相関係数となった。これらの結果から、本研究で開発された手法は雲スクリーニング手法として有用であり、今後の温室効果ガス観測の誤差低減に貢献することが期待される。

Abstract

Thermal And Near-infrared Sensor for Observation (TANSO) onboard Greenhouse gases Observing SATellite (GOSAT) consists of Fourier Transform Spectrometer (FTS) and Cloud and Aerosol Imager (CAI). Greenhouse gas concentrations are retrieved from the shortwave infrared (SWIR) bands and the thermal infrared (TIR) band for scenes judged to be cloud and aerosol free through the cloud screening procedure with CAI observations. However, CAI does not operate during nighttime. Moreover, it has no sensitivity for cloud and aerosol heights which must be measured to decrease the currently reported gas concentration biases. Therefore, we developed an algorithm to detect optically thin clouds and dust aerosols with their heights from TIR data. Furthermore, we assessed the capability of this algorithm to detect polar stratospheric clouds (PSCs) in the Antarctic, which are only barely detectable by satellite-based passive sensors. The algorithm used in this study was based on a cirrus detection technique called CO₂ slicing method, modified as described below. The weighting functions which represent sensitivity profiles were calculated at each channel in the TIR band of GOSAT. The channels were reconstructed as sets of several spectral channels for each height level based on the peak heights of the weighting functions. Subsequently, the channel combinations were optimized based on simulation studies for several temperature profile patterns for each latitude and temperature at 500 hPa. The observed data were analyzed using these optimized channels. Global tropospheric cloud amounts and cloud properties such as cloud top heights and optical thickness were validated using Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) data.

Results show some differences of cloud amounts and heights between GOSAT and CALIPSO, which might be caused by surface temperature biases, the inverse layer, the difference of sensitivity of sensors, and marine stratocumulus clouds. However, the horizontal distributions of clouds derived using the slicing method resembled those obtained from CALIPSO. Results also showed that the accuracy of cloud detection is improved drastically by the new approach presented in this study. Clouds with optical thickness less than 0.1 are detectable using this method. For the detection of dust type aerosols, because the assumption of the surface temperature strongly influences the detection accuracy, it is optimally tuned in the analytical procedure. The results obtained for the aerosol layer height were compared with ground-based lidar observations to validate the analyses. The occurrences of PSCs retrieved from GOSAT data were also compared with those of CALIPSO data. Results show that they were mutually very similar, except for cases in which the surface temperature

was extremely low in the inland of Antarctica or the temperature lapse rate was too small over the ocean. The correlation coefficients for the data were 0.7–0.8, except in September. Based on these results, the slicing method algorithm developed for this study seems to be useful for cloud screening. It is expected to improve the accuracy of greenhouse gas observations.

目次

1. イントロダクション	1
1.1. 背景	1
1.2. 温室効果ガス観測技術衛星 GOSAT	3
1.3. 研究目的.....	6
2. データと計算コード	8
2.1. 観測データと気象データ	8
2.2. 放射伝達コード.....	9
3. 解析手法	10
3.1. 熱赤外放射伝達.....	10
3.2. CO ₂ スライシング法.....	11
3.3. チャンネルの再構築.....	14
3.4. チャンネル選択の最適化.....	16
3.5. GOSAT データへの適用.....	20
4. 衛星データ解析	21
4.1. 対流圏雲.....	21
4.1.1. 人工衛星による雲の観測	21
4.1.2. 地表面温度による誤差影響評価	22
4.1.3. 解析結果	24
4.1.3.1. 全球解析.....	24
4.1.3.2. 同時観測データ解析.....	36
4.1.4. 考察	42
4.2. ダストエアロゾル.....	52
4.2.1. 人工衛星によるダストエアロゾルの観測	52
4.2.2. 検出可能性と誤差評価	53
4.2.3. 解析結果と考察	56
4.2.4. 二酸化炭素濃度解析への応用	61
4.3. 極域成層圏雲.....	66
4.3.1. 人工衛星による極域成層圏雲の観測	66
4.3.2. 検出精度評価	67

4.3.2.1. 検出可能範囲.....	67
4.3.2.2. 地表面温度の影響.....	68
4.3.3 解析結果.....	69
4.3.3.1. 3日間の解析.....	69
4.3.3.2. 検出率の比較.....	71
4.3.3.3. 検出高度の比較.....	74
4.3.4. 考察.....	75
5. まとめ.....	81

1. イントロダクション

1.1. 背景

産業革命以降、大気中の温室効果ガスの増加によって地球温暖化が起こっていることはよく知られている。人為起源温室効果ガスによる温室効果の約 8 割を占める主要な温室効果ガスである二酸化炭素(CO₂)とメタン(CH₄)の全球平均濃度は、2013 年の時点でそれぞれ産業革命以前の濃度である 278ppm と 722ppb に比べて、それぞれ約 142%と約 253%にあたる 396.0ppm と 1824ppb であり、最近の 10 年間では 2.07ppm と 3.8ppb のペースで増加し続けている(WMO, 2014)。これを受け、国際的に温室効果ガスの排出削減を進める動きが活発化したが、削減対策を進めるにあたっては将来の温暖化の進行やそれによる生活への影響などの予測に加え、各国における温室効果ガス排出量の正確な把握が必要となる。しかし、主要な温室効果ガスの濃度やその変動には地域的な差や変動が大きく、現在把握されているその挙動は不確実性が非常に大きい。これらの解明には全球に亘る時空間的に分解能の高い温室効果ガス濃度のデータが必要となるが、現在の地上や航空機によって行われる観測点は先進国に多く分布しており、地域的な偏りが大きいことから、それらのみを用いて全球的な分布や収支を正確に推定することは困難である。

そのため、全球的に観測を行える人工衛星を用いた温室効果ガス観測プロジェクトが開始され、温室効果ガス観測技術衛星 GOSAT が主要な温室効果ガスである二酸化炭素とメタンの全球観測を目的とした世界初の人工衛星として打ち上げられた。これにより温室効果ガスの観測点は飛躍的に増加し、地上観測や航空機観測では得られなかった地域の温室効果ガス濃度の把握が可能となった。その結果、GOSAT によって得られたデータから導出された温室効果ガスの濃度分布を用いることで、物質輸送モデルによるそれらの分布の再現性の誤差の低減に成功している(Maksyutov et al., 2012)。

GOSAT をはじめとした温室効果ガスの衛星観測プロジェクトは各地域で進行している。アメリカでは GOSAT と同時期に打ち上げを試みた Orbiting Carbon Observatory (OCO)は打ち上げ失敗に終わったが、その後継機である OCO-2 は 2014 年 7 月に打ち上げに成功し、運用が開始された。ヨーロッパでは 2020 年頃を目安に Carbon Monitoring Satellite (CarbonSat)の、中国でも 2015 年に Chinese Carbon Dioxide Observation Satellite Mission (TanSat)の打ち上げが予定されている。GOSAT も目標の運用期間である 5 年を経過し、後継機である GOSAT-2 が 2017 年に打ち上げ予定である。これらの衛星は観測手法や対象としている物質の違いなどがあり、それぞれで観測を行うことで温室効果ガスの挙動の理解が進むものと期待され

ている。しかし、温室効果ガスの衛星観測において、大気中に存在する雲やエアロゾルなどの微粒子が最大の誤差要因となっており、今後、打ち上げられる衛星においても、この問題は不可避である。そのため、それらの高精度な検出や光学特性の導出手法の開発が求められている。

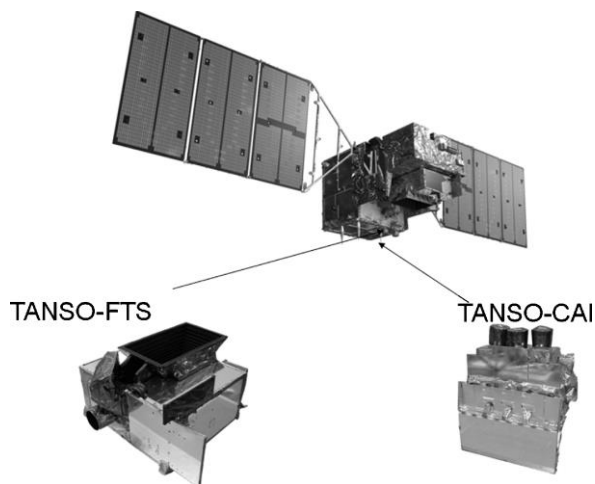


Fig. 1. GOSAT、TANSO-FTS、TANSO-CAI の外観図(Kuze et al., 2009)

Table 1. TANSO-FTS の仕様

	バンド 1	バンド 2	バンド 3	バンド 4
観測波長[μm]	0.758~0.775	1.56~1.72	1.92~2.08	5.56~14.3
分光分解能[cm^{-1}]	0.2	0.2	0.2	0.2
瞬時視野直径[km]	10.5	10.5	10.5	10.5

Table 2. TANSO-CAI の仕様

	バンド 1	バンド 2	バンド 3	バンド 4
観測波長(中心波長)[μm]	0.370~0.390 (0.380)	0.664~0.684 (0.674)	0.860~0.880 (0.870)	1.56~1.65 (1.60)
観測幅[km]	1000	1000	1000	750
空間分解能[km]	0.5	0.5	0.5	1.5

1.2. 温室効果ガス観測技術衛星 GOSAT

GOSAT は環境省(Ministry of Environment: MOE)、国立環境研究所(National Institute of Environmental Studies: NIES)、宇宙航空開発機構(Japan Aerospace Exploration Agency: JAXA)の共同プロジェクトとして 2009 年 1 月 23 日に打ち上げられた。太陽同期準回帰軌道で高度約 666km を周回しており、準回帰日数は 3 日、観測緯度帯はおおよそ 85°N~85°S、1 日に約 16000 点のほぼ全球に観測点を持つ。GOSAT には Thermal And Near-infrared Sensor for Observation (TANSO)と呼ばれる観測器が搭載されており、TANSO は温室効果ガス濃度を推定するためのスペクトルデータを取得する Fourier Transform Spectrometer (FTS)と、FTS 視野内に雲やエアロゾルが存在するかどうかを判別するための画像データを取得する Cloud and Aerosol Imager (CAI)という 2 つのセンサーで構成されている(Kuze et al., 2009)。2 つのセンサーにはそれぞれ 4 つのバンドが備わっており、FTS は短波長赤外線(short wave Infrared: SWIR)に 3 バンドと熱赤外線(thermal infrared: TIR)に 1 バンド、CAI は紫外~短波長赤外域に 4 バンドを有する。それぞれのセンサーの外観を Fig. 1、概要を Table 1 と Table 2 に示す。

TANSO-FTS からのデータは CAI の観測に基づき、雲やエアロゾルの影響を受けているかどうかの判定が行われる。CAI 観測データの雲検出アルゴリズムである Cloud and Aerosol Unbiased Decision Intellectual Algorithm (CLOUDIA; Ishida and Nakajima, 2009)は感度テストに基づいた閾値を設定することで、各ピクセルが晴天かどうかの信頼度を計算している。これにより FTS の視野内に雲の影響を受けたピクセルがあるかどうかを判定しており、視野内の全てのピクセルで晴れの信頼度が高いものについてのみ、対応する FTS データによる二酸化炭素とメタンの濃度推定が行われている。しかし、この雲判別アルゴリズムにはいくつかの弱点が指摘されており、雲と同様に反射率の高い地表面を雲と判定してしまうことがあるために陸上で雲域を過大評価傾向にあること、光学的に薄い巻雲を完全に検出できていないことがわかっている(Ishida and Nakajima, 2011)。

GOSAT による SWIR データを用いた二酸化炭素とメタンの鉛直平均濃度導出結果は主に地上観測ネットワークである Total Carbon Column Observing Network (TCCON; Wunch et al., 2011)による観測データと比較・検証が行われている。SWIR のレベル 2 プロダクトバージョン 1 には TCCON による観測に比べて、二酸化炭素では-8.85ppm、メタンでは-20.4ppb のバイアスがあることが報告された(Yoshida et al., 2011)。この要因は主に CAI で検出できていない雲やエアロゾルの影響であると考えられ、このバイアスを低減するためには雲やエアロゾルの情報を把握し、ガス濃度導出の際に考慮することが必要であるとされた。Uchino et al. (2012)では、地上に設置されたライダーデータによって得られた精度の高い雲やエアロゾ

ルの高度や光学的厚さなどの情報を用いて SWIR データの解析を行い、このバイアスが低減できることを示した。そのため、バージョン 2 プロダクトの解析アルゴリズムでは、エアロゾルの光学特性に SWIR バンドデータを用いた解析により導出された値が用いられ、その結果、バイアスはそれぞれ-1.48ppm、-5.9ppb に低減された(Yoshida et al., 2013)。しかし、Fig. 2 のように系統的なバイアスは完全には除去できておらず、アルゴリズムの改良や経験的な補正により、このバイアスの除去が試みられている。雲とエアロゾルの影響を考慮する際には、光学的厚さなどに加えて、それらの高度情報が重要となる。しかし、CAI による観測からは光学的厚さなどの推定は可能であるが、高度情報を取得することはできないため、高度情報の取得には FTS のデータを用いる必要がある、高度情報の推定をより正確に行うことができれば、バイアスを除去できる可能性がある。また、これにより、雲やエアロゾルがある状況下での温室効果ガス濃度の導出が可能となれば、現在よりもさらにガス濃度導出に用いられる観測点数が増加し、温室効果ガスの挙動の把握に寄与することが考えられる。

一方、TIR データを用いた解析からは中・上部対流圏の二酸化炭素とメタンの鉛直濃度分布が求められている(Saitoh et al., 2009)。この解析では、日中は CAI の雲スクリーニングに基づいて晴天かどうかを判断しているが、夜間は TIR の窓領域の 1 チャンネルを用いて観測値と理論値の輝度温度差に閾値を設定することで雲の判別を行っている。しかし、この方法では巻雲などの光学的に薄い雲の検出はできず、陸上での地表面温度のバイアスによる誤検出も多く発生すると考えられる。また、TIR レベル 2 プロダクト(V00.01)では、低緯度において、TIR データを用いた雲判定により夜間のほぼすべてのデータが曇天と判定されてしまっているために、ガス濃度導出自体が行われていない。これらのことから、夜間の雲スクリーニングのためには TIR データを用いた巻雲も検出可能である、より精度の高い手法の導入が求められており、それにより TIR データを用いた解析データ数と濃度導出精度は大幅に増加・向上する可能性がある。

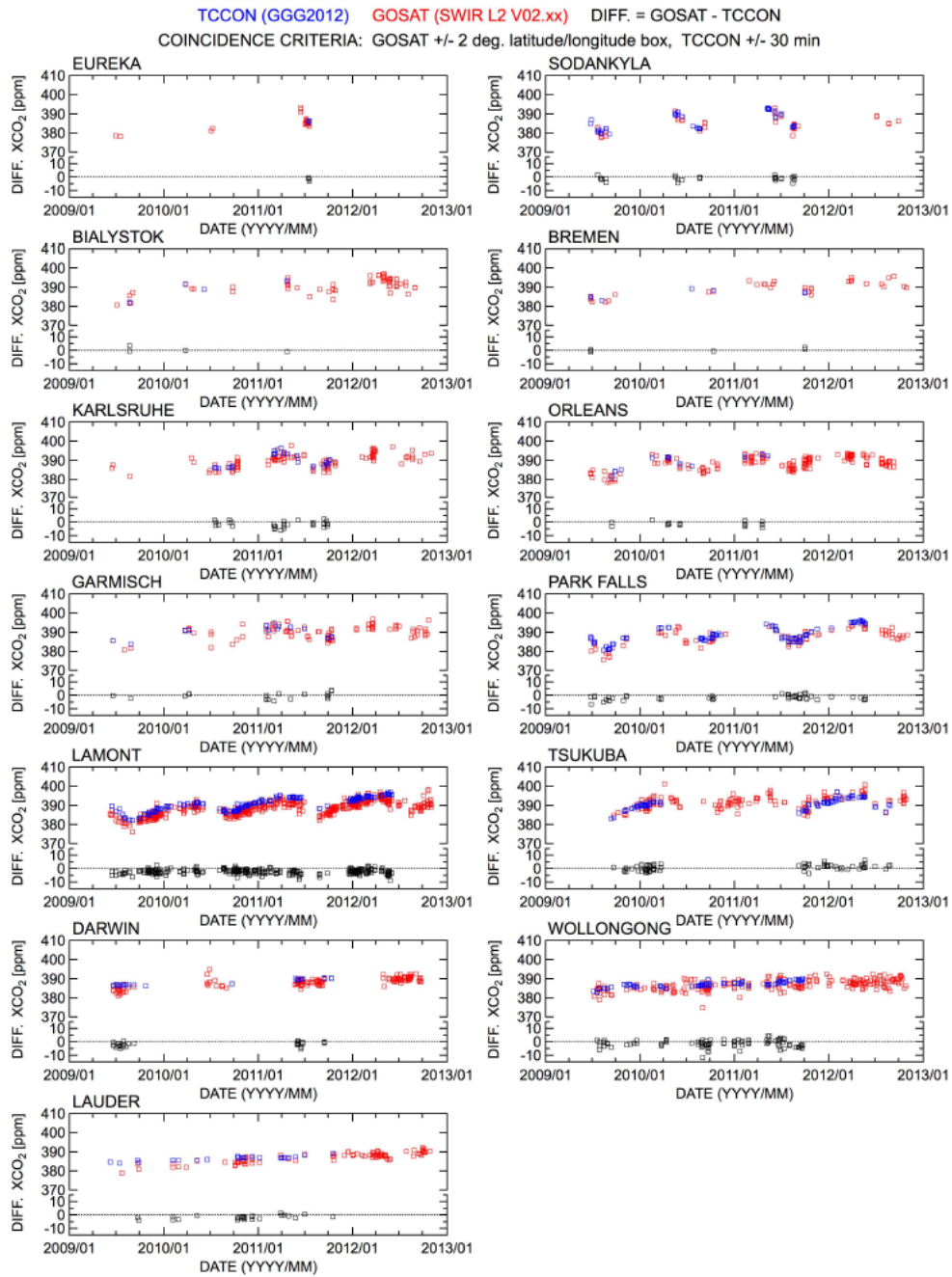


Fig. 2. 各地上観測点における SWIR データから解析された二酸化炭素濃度(V02.xx)と TCCON によって観測された二酸化炭素濃度の時系列変化(Yoshida et al., 2013)

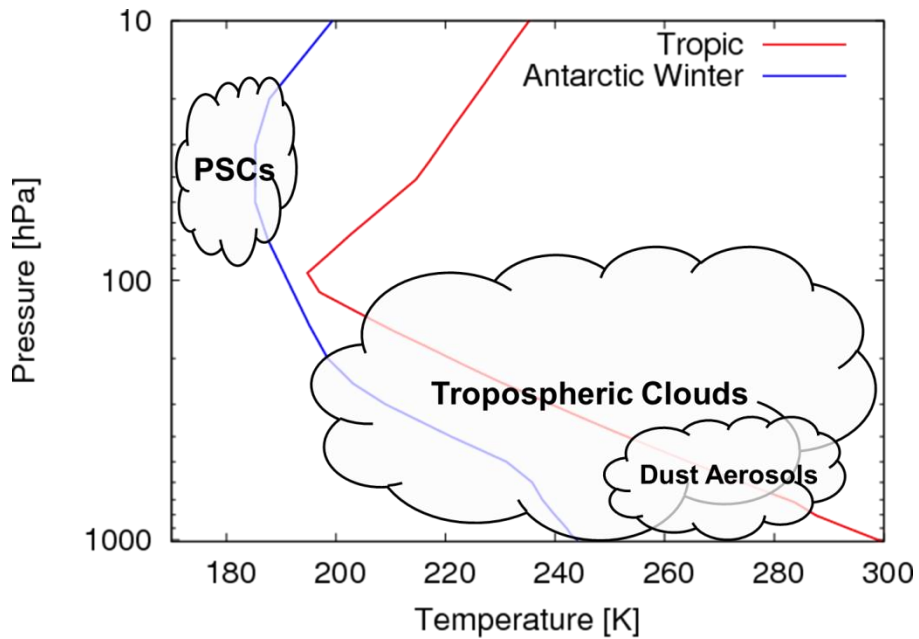


Fig. 3. 本研究で対象とする対流圏雲・ダストエアロゾル・極域成層圏雲と気温分布の概念図

1.3. 研究目的

TIR データを用いた解析では、雲・ダストエアロゾルの高度情報を推定できると考えられ、光学的に薄い雲・エアロゾルがある状況下でこれらの高度情報を考慮することでガス濃度導出の精度が向上する可能性がある。また、巻雲の光学特性の波長依存性のために熱赤外域は短波域に比べて感度が高く、受動型センサーによる観測データを用いた雲の検出結果の比較でも、熱赤外バンドデータを用いた結果は短波長域のデータを用いたものよりも上層雲の検出率が高い。そのため、CAI の雲検出とは別に熱赤外バンドデータを用いた雲検出も行うことで、CAI で検出できない光学的に薄い雲の検出精度が向上することが見込まれる。また、現在、TIR による夜間のガスリトリバルで用いられている窓領域の 1 チャンネルでの雲判別で検出できない巻雲を検出できる可能性があるため、本研究による結果を用いることで TIR データを用いた温室効果ガス導出精度は大幅に上昇する可能性がある。以上のように GOSAT データを用いた温室効果ガス濃度導出精度向上と観測可能点数の増加のために TIR データを用いた雲・ダストエアロゾルの検出と高度情報を取得する手法を開発することを本研究の目的とする。それに加え、受動型センサーを用いた観測が極めて難しい冬

季極域に発生する極域成層圏雲(Polar Stratospheric Clouds: PSCs)についても解析を行い、南極域における PSC の検出特性を調べた。本研究の対象となる対流圏雲・ダストエアロゾル・PSC の概念図を Fig. 3 に示す。

本研究では連続スペクトルデータが得られるという FTS の利点を生かし、雲検出手法の 1 つである CO₂ スライシング法を、感度を持つ高度が同程度のチャンネルを合成した仮想チャンネルを新たに導入するとともに、気温鉛直分布の特徴を踏まえた最適化を観測データごとに行うことで、検出精度向上を図った。解析された結果は衛星搭載ライダーである Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP)/ Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO)の観測データおよび、地上ライダーの観測結果と比較・検証を行い、雲・エアロゾルの検出手法としての精度を評価した。

2. データと計算コード

2.1. 観測データと気象データ

本研究で用いた GOSAT データは NIES から提供されているバンド 4 のレベル 1B (L1B)、バージョン V150151(Kuze et al., 2012)のスペクトルデータである。今回用いるバンド 4 データの $700\text{-}755\text{ cm}^{-1}$ における測定精度は約 0.5 K である(Kataoka et al., 2013)。解析には 2010 年のデータを用いた。このうち、7月までは5点モード、8月からは3点モードでの観測である。3点モード時の緯度 30 度での隣り合う観測点の間隔は、アロングトラック方向が 262.9 km 、クロストラック方向が 283.1 km 、5点モード時にはアロングトラック方向が 152.2 km 、クロストラック方向が 157.8 km である。

雲やエアロゾルといった大気中の粒子を観測する上で、現在のところ最も精度の高いリモートセンシング観測手法はライダー(Light Detection and Ranging: LIDAR)、または、レーザーライダーと呼ばれる手法である。TANSO-FTS や TANSO-CAI が太陽光や地球上の物質から射出される赤外線を利用した受動型観測センサーであるのに対し、検証に用いたデータを取得するミュー散乱ライダーは可視・近赤外域の電磁波を大気に自ら発射し、後方に散乱されたものを受信する能動型センサーである。レーザーの発射から受信するまでの時間により距離を推定することができ、受信強度から後方散乱係数、消散係数、偏光解消度の鉛直分布が高精度で得られる。マイクロ波や電波などの波長を用いた能動型センサーに比べ、使用する波長が短いため、大気中の小さな粒子に対する感度が高い。このようなことから、GOSAT データの雲と PSC についての解析結果の検証には、現在、利用可能な唯一の衛星搭載ライダーである CALIPSO 衛星搭載の CALIOP による観測データを用いた。CALIPSO は太陽同期の極軌道衛星で観測緯度は $82^{\circ}\text{N}\text{-}82^{\circ}\text{S}$ 、回帰周期は約 16 日である。CALIOP は 532 nm と 1064 nm のレーザーを用いたライダーシステムであり(Winker et al., 2007)、波長 532 nm については高度 30 km 以下における鉛直分解能は $30\text{-}180\text{ m}$ である。本研究で使用したデータは、CALIOP Level 2 の 5 km Cloud/Aerosol Layer V3.01 プロダクトである。Version 3 は Version 2 から、エラーが修正され、データの信頼度がより詳しく示されている。CALIPSO の観測波長は太陽放射の波長域と重なっているため、それによるバックグラウンドノイズの影響から観測精度は昼夜でわずかに異なり、夜間は日中に比べて感度が高い。しかし、日中においても受動型センサーを用いた観測に比べると雲やエアロゾルの検出精度は高い。

また、ダストエアロゾルについての解析結果の検証には NIES のライダーネットワーク(Sugimoto et al., 2010)によって観測されているデータを用いた。このネットワークにより日

本国内ではつくば、東京、富山、松江、長崎、新潟、辺戸岬、仙台、札幌、福江島、千葉、大阪におけるライダー観測が行われており、これらのデータは NIES のライダーネットワークホームページ(<http://www-lidar.nies.go.jp/>)から取得できる。取得できる物理量は減衰後方散乱係数と偏光解消度が高度 18km まで、球形粒子と非球形粒子の消散係数が高度 6km まで、いずれも高度分解能 30m、時間分解能 15 分で提供されている。これらのライダーシステムも 532nm と 1064nm の波長のレーザーを用いて観測を行っており、独自のアルゴリズム (Shimizu et al., 2004) によって球形粒子と非球形粒子の消散係数を求めている。今回はライダーネットワークの観測点のうち、大阪(135.59E, 34.65N)、富山(137.10E, 36.70N)のデータを用いた。

放射伝達計算に必要な気象データについては、気象庁の全球数値予報モデル(Global Spectral Model : GSM) からの出力である格子点データ(Grid Point Value : GPV)のうち、海面温度、地表から気圧高度 10 hPa までの気温、気圧、および、水蒸気量に基づき、衛星観測点ごとに時空間内挿して求めた値を用いた。GSM-GPV データの分解能は、鉛直方向が 21 層、水平方向が $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ で、1 日に 4 回提供されている。また、計算に用いる地表面射出率は観測点における International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP) の地表面分類を参照し、Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Spectral Library (Baldrige et al., 2009) の値を用いた。

2.2. 放射伝達コード

TANSO-FTS の観測データを解析するためには、気体吸収、及び多重散乱の効果を考慮した詳細な放射伝達計算が必要となる。そのためには、まず、背景となる大気中の気体吸収による光学的厚さの計算を行う必要があるが、これには米国 Atmospheric Environmental Research (AER) 社から提供されている Line-By-Line 計算コードである Line-By-Line Radiative Radiative Transfer Model (LBLRTM; Clough et al., 2005) を用いた。その入力となる吸収線データベースには、High-resolution TRANsmission molecular absorption database (HITRAN) 2008 (Rothman et al., 2009) を使用した。また、この計算結果を基に、大気中に浮遊する雲・エアロゾル粒子による多重散乱の効果を含んだ放射伝達計算を行う理論値の計算には Polarization System for Transfer of Atmospheric Radiation (Pstar) 3 (Ota et al., 2010) を用いた。

3. 解析手法

3.1. 熱赤外放射伝達

気象分野で熱赤外域と呼ばれる波長域は地球上の地表面や大気などの温度でプランクの法則に則って射出される電磁波の波長域に対応するものである。太陽からの放射は雲やエアロゾルが無い大気ではエネルギーの大部分が透過するのに対し、熱赤外波長域の放射はその大部分が大気中の水蒸気、二酸化炭素、メタン、オゾンといった大気の構成成分によって吸収を受ける。電磁波を吸収した大気中の物質はその温度に応じて再び熱赤外放射を射出するため、Fig. 4 のような射出率が 1 の地表面と N 層からなる大気の層を考えると、大気上端で観測される上向き放射 R_N は以下ようになる。

$$R_N = t_{0 \rightarrow N} B(T_s) + \sum_{n=1}^{N-1} B(T_n)(t_{n+1 \rightarrow N} - t_{n \rightarrow N}) \quad (1)$$

ここで、 T_s は地表面温度、 T_n は n 層目内の平均気温、 $B(T)$ は温度 T でのプランク関数、 $t_{i \rightarrow j}$ は i 番目の層から j 番目の層までの透過率を表し、透過率と光学的厚さの関係は光学的厚さを τ とすると、 $t = \exp(-\tau)$ である。

放射伝達計算による実際の解析では、大気をこのようにいくつかの層に分割し、各波数方向の単位ごとに放射伝達計算を行う。計算を行う波数によって気体による吸収強度は異なり、それらの吸収線情報は HITRAN2008 などによってデータが提供されている。これらの吸収線は非常に狭い半値半幅を有しており、それらを細かく解像するには多大な計算資源と時間を必要とするため、ある波長幅内での吸収を近似的に扱うバンドモデルと呼ばれる計算手法が開発された。しかし、TANSO-FTS の観測によって得られるスペクトルデータは波数分解能が高く、TIR データの解析にも極めて高い波数分解能での放射伝達計算が必要であるため必要があるため、今回の解析では各吸収線についてその 1 本ごとに計算が行える Line-by-Line 計算を行う。

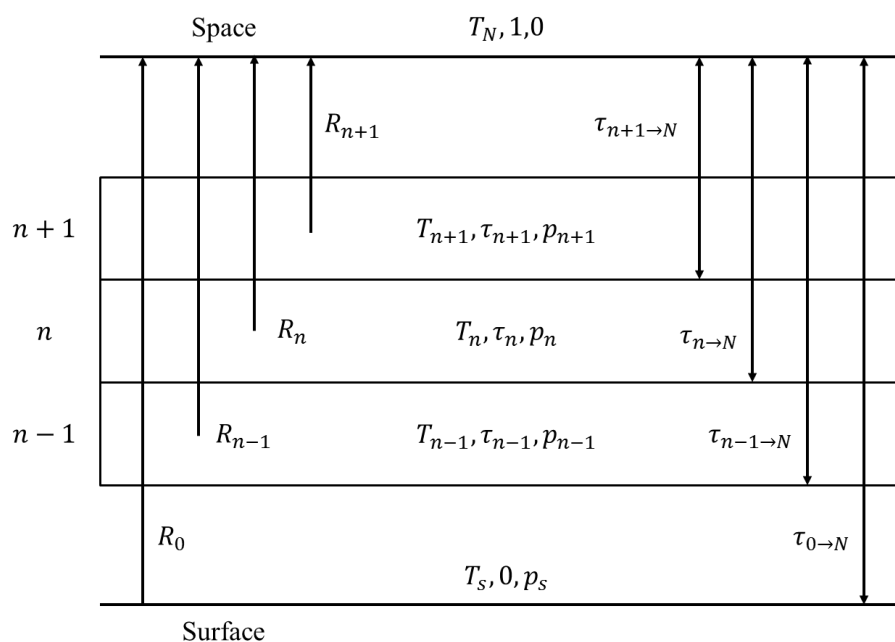


Fig. 4. 放射伝達概念図: R_n, T_n, τ_n, p_n は n 層目から射出される放射輝度と n 層目大気平均気温、光学的厚さ、平均気圧

3.2. CO₂スライシング法

本研究で行った解析では CO₂スライシング法と呼ばれる手法を改良して用いた。この手法は Smith et al.(1970)によって提唱された雲頂高度推定法であり、Visible Infrared Spin-Scan Radiometer Atmospheric Sounder (VAS)、High Resolution Infrared Radiometer Sounder (HIRS)、MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)といった、熱赤外域に感度を持つ複数のバンドを有するセンサーによる衛星観測データから主に対流圏上層に存在する光学的に薄い雲である巻雲を検出するために用いられてきた(Smith and Platt, 1978; Menzel et al., 1983; Wylie and Menzel, 1989; Menzel et al., 1992; Wylie et al., 1994; Wylie and Menzel, 1999; Wylie et al., 2005; Chang et al., 2010)。二酸化炭素は 15 μm 付近に強い吸収帯を持ち、この波長帯のデータを用いて行うスライシング法のことを、特に CO₂スライシング法と呼んでいる。一般に、波長ごとの吸収強度の違いにより、観測される放射輝度に対する感度の高度分布は異なる。ある波長が感度を持つ高度は透過率の高度方向の変化率によって以下のように定義される荷重関数 W を用いて表され、吸収帯の中心付近では荷重関数の値が大きくなる上層に感度を持つ一方、吸収帯の裾野付近では下層に感度を持つ。

$$W = \frac{dt_{z \rightarrow \infty}}{\partial z} \quad (2)$$

このことを利用し、異なる高度に感度を持つ2つの波長を用いることで以下のように雲頂気圧が推定できる。

視野内の雲の被覆率を α 、雲による放射輝度を R_λ^{cd} 、晴天域による放射輝度を R_λ^{clr} とすれば、視野内に部分的に雲がある場合に波長 λ で人工衛星によって観測される放射輝度は

$$R_\lambda = \alpha R_\lambda^{cd} + (1 - \alpha) R_\lambda^{clr} \quad (3)$$

と表すことができる。雲の射出率を ϵ_λ 、黒体とみなすことができる光学的に厚い雲からの放射輝度を R_λ^{bcd} とすると、 R_λ^{cd} は

$$R_\lambda^{cd} = \epsilon_\lambda R_\lambda^{bcd} + (1 - \epsilon_\lambda) R_\lambda^{clr} \quad (4)$$

である。大気中の放射伝達を考えると、 R_λ^{clr} と R_λ^{cd} は

$$R_\lambda^{clr} = B_\lambda(T(p_s)) t_\lambda(p_s) + \int_{p_s}^0 B_\lambda(T(p)) dt_\lambda \quad (5)$$

$$R_\lambda^{bcd} = B_\lambda(T(p_c)) t_\lambda(p_c) + \int_{p_c}^0 B_\lambda(T(p)) dt_\lambda \quad (6)$$

と書ける。ここで、 p_s と p_c は地表と雲頂での気圧である。(5)と(6)から部分積分を用いて変形すると

$$R_\lambda^{clr} - R_\lambda^{bcd} = \int_{p_c}^{p_s} t_\lambda(p) dB_\lambda \quad (7)$$

となり、(3)、(4)、(7)より

$$R_\lambda - R_\lambda^{clr} = \alpha \epsilon_\lambda \int_{p_s}^{p_c} t_\lambda(p) dB_\lambda \quad (8)$$

である。(8)式を同一の視野を持ち、 λ_1 と λ_2 で観測を行う2つのチャンネルについて考え、それらの比を取ると、

$$\frac{R_{\lambda_1} - R_{\lambda_1}^{clr}}{R_{\lambda_2} - R_{\lambda_2}^{clr}} = \frac{\alpha_1 \epsilon_{\lambda_1} \int_{p_s}^{p_c} t_{\lambda_1}(p) dB_{\lambda_1}}{\alpha_2 \epsilon_{\lambda_2} \int_{p_s}^{p_c} t_{\lambda_2}(p) dB_{\lambda_2}} \quad (9)$$

となる。この式について、層ごとに右辺の値を計算し、左辺と右辺の値の差が最も小さくなる p_c を雲頂気圧として推定する。このとき、十分近い波長を用いれば $\alpha_1 \cong \alpha_2, \epsilon_{\lambda_1} \cong \epsilon_{\lambda_2}$ とすることができる。 $\alpha \epsilon$ は有効雲量(Effective Cloud Amount: ECA)と呼ばれ、視野内における雲の被覆率と光学的厚さによって決定される値である。この値は同じ高度に光学的に厚い雲がある場合を考えたときには視野内にどれだけの面積の割合で雲が存在するか、または視野内に一様に雲があるとした場合にはその雲がどの程度光学的に厚いかに相当する量であ

る。この計算によって雲が検出された場合、ECA は透過率の高いチャンネルを用いて以下の計算から求められる。

$$\alpha \epsilon_{\lambda} = \frac{R_{\lambda} - R_{\lambda}^{clr}}{R_{\lambda}^{bcd} - R_{\lambda}^{clr}} \quad (10)$$

視野内に一様に雲がある場合を考えれば $\alpha = 1$ であるので、以下の式から光学的厚さを求めることができる。

$$\tau_{\lambda} = -\cos \theta \ln(1 - \epsilon_{\lambda}) \quad (11)$$

ここで、 θ は衛星の視線方向の天頂角である。

スライシング法から推定できる雲の高度は 650~700hPa よりも上層であると言われており (Wylie and Menzel, 1989; Zhang and Menzel, 2002; WCRP, 2012)、高度では 3~4km 程度に相当する。そのため、スライシング法の解析では、それ以下の高度の雲は、窓領域に相当するチャンネルから TIR 閾値雲判定と同様の方法を用いて検出が行われてきた。また、検出可能である光学的厚さの下限は 0.1 程度であると言われている (Wylie and Menzel, 1999; WCRP, 2012)。スライシング法では用いるチャンネルでの雲の射出率は同じであること、雲は限りなく薄い 1 層構造であることを仮定している。前者については VAS データの解析で用いられた波長 13.3 μm と 14.2 μm における射出率の違いが解析にもたらす影響は小さいことが指摘されている (Menzel et al., 1992) が、後者については雲が光学的に薄い場合は影響を無視することができず、実際の雲頂よりも低く検出される可能性がある (Wielicki and Coakley, 1981)。Wylie and Menzel (1989) や Hawkins et al. (2005) ではスライシング法による解析結果を地上ライダーの観測結果と比較し、その結果、雲頂高度がライダーの観測結果に比べてやや低く見積もられることを示している。

この手法は熱赤外域に 3 つ以上のチャンネルを持つサウンダーデータを用いていくつかの応用例が示されている。例えば、Terra と Aqua に搭載されている画像センサーである MODIS は 14 μm 付近に 4 つのバンドを有しており、これらのバンドの異なる組み合わせを用いて最大 3 回スライシング法の計算を行うことで、高度の推定精度の向上を図った方法は "top-down" approach と呼ばれている (Menzel et al., 2008)。また、近年では TANSO-FTS のように熱赤外域のスペクトルデータを取得できるようになり、Holz et al. (2006) では航空機に搭載されたスペクトルセンサーである Scanning High-Resolution Interferometer Sounder (S-HIS) によって観測されたスペクトルデータを平滑化し、雲が存在する場合のスペクトルと晴天時のスペクトルの変曲点のチャンネルを用いる方法を提唱しており、この方法は CO₂ Sorting-Slicing と呼ばれている。しかし、このような連続的なデータが得られるというスペクトルデータの特性を生かしたスライシング法の応用例は少ない。

3.3. チャンネルの再構築

TANSO-FTS で観測されるデータは CO₂ スライシング法が開発された当初用いられていたデータに比べて非常に波数分解能が高いため、任意の波数領域内で近い高度に感度を持つ波数点がいくつも存在することが多い。本研究ではこれらの波数点をまとめ、チャンネルを再構築することで、単一波長のデータを用いる場合に比べてスペクトルのランダム誤差による影響を低減による観測精度の向上を図った。ここでは、この再構築したチャンネルを仮想チャンネル(Pseudo Channel)と呼ぶことにする。

解析に用いた波数範囲は CO₂ の吸収帯のある 700~755 cm⁻¹ で、このうち、下層雲とダストエアロゾルについては 740~755cm⁻¹、中・上層雲と PSC については 700~750cm⁻¹ の波数範囲からチャンネルを作成した。この波数範囲について TANSO-FTS のオリジナルの各チャンネルにおける荷重関数を計算し、そのピーク高度を求め、このピーク高度 0.5 km ごとにこの波数チャンネルをまとめて一つの仮想チャンネルを作成した。Figure 5 に各オリジナルチャンネルでの積算透過率、荷重関数のピーク高度、それを基にチャンネルの並べ替えを行い、高度ごとに仮想チャンネルとしてまとめた場合の例を示す。また、アメリカ標準大気プロファイルについて計算された各仮想チャンネルの荷重関数と、そのチャンネルを構成するオリジナルのチャンネルの個数の例を Fig. 6 に示す。

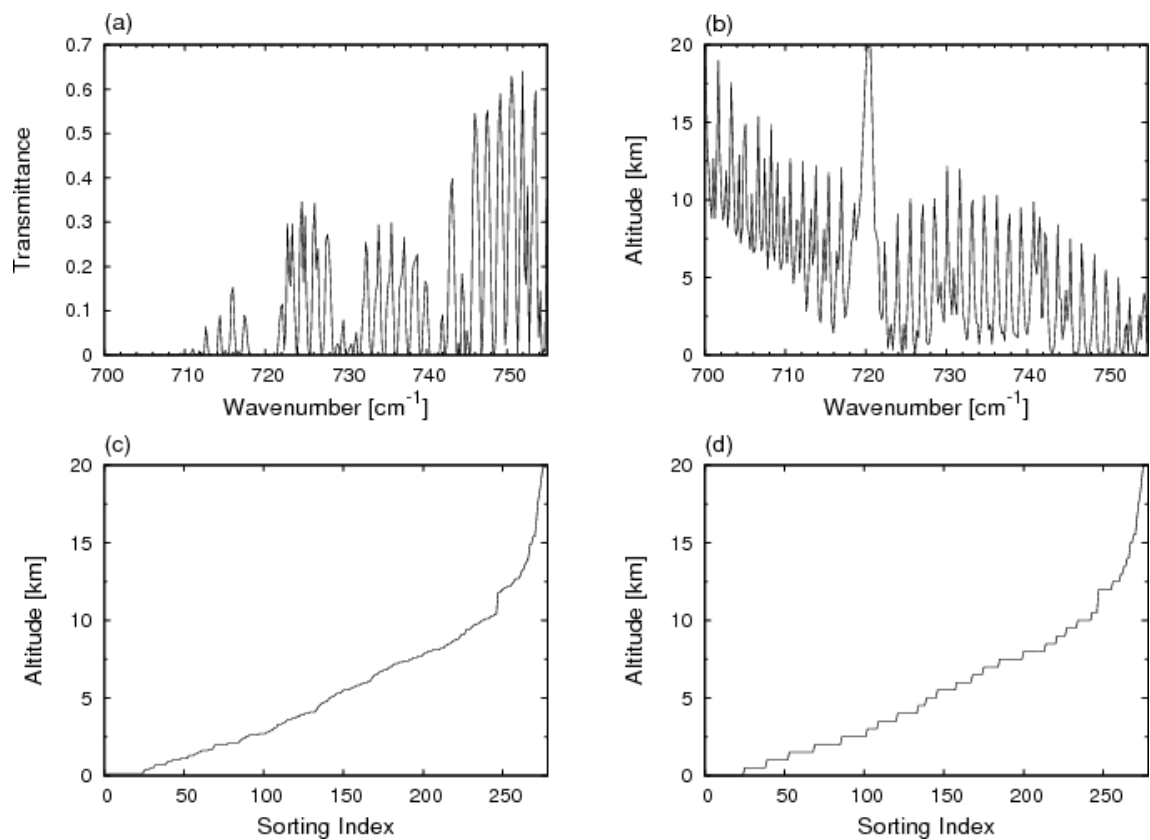


Fig. 5. (a)700~755cm⁻¹の GOSAT の各チャンネルにおける鉛直積算透過率、(b)(a)と同様の各チャンネルでの荷重関数のピーク高度、(c)(b)の各チャンネルを荷重関数のピーク高度に基づいて並べ替えを行った場合、(d)(c)のチャンネルを 0.5km ごとに同一高度にまとめた場合の例

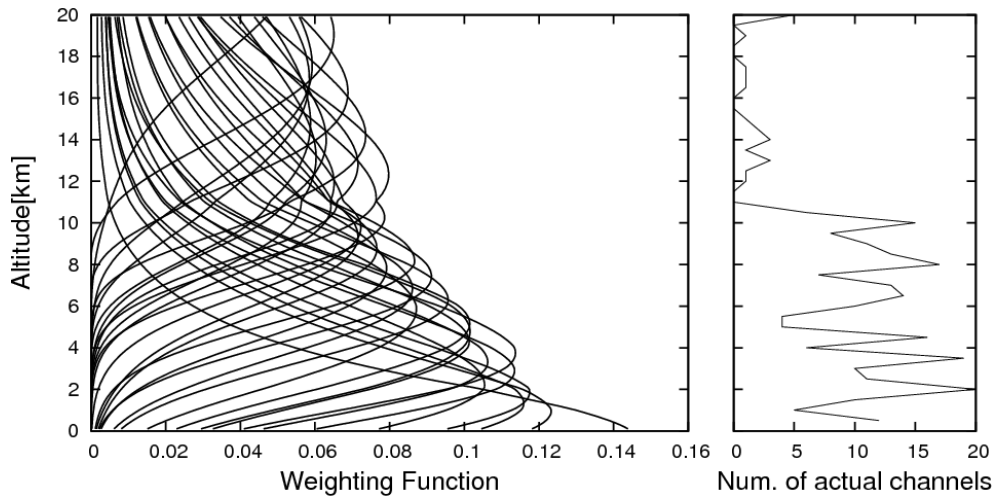


Fig. 6. アメリカ標準大気プロファイルを用いて $700\sim 750\text{cm}^{-1}$ のオリジナルチャンネルから再構築された各チャンネルの荷重関数プロファイルと各チャンネルに用いられたオリジナルチャンネル数の例

3.4. チャンネル選択の最適化

スライシング法では 2 つのチャンネルを用いるため、再構築したチャンネルから解析に用いるチャンネルの組み合わせを選択する必要がある。そのために、いくつかの大気プロファイルを用意し、それぞれについて Pstar3 を用いたシミュレーションを行い、各チャンネルの精度を検証することで最適なチャンネルの組み合わせを選び出した。

2010 年の 1 年分の気象 GPV データから時空間内挿して得られた気温プロファイルを北半球高緯度 ($60^{\circ}\text{N}\sim 90^{\circ}\text{N}$)、北半球中緯度 ($30^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$)、低緯度 ($30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$)、南半球中緯度 ($60^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{S}$)、南半球高緯 ($90^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{S}$) のものに分け、それぞれについて 500hPa の気温の最小値から最大値の間で 5K ごとに平均プロファイルを作成した。作成したプロファイルを緯度別に Fig. 7 に示す。また、PSC のシミュレーションでは気圧高度 50hPa での気温が 188K 以下になった場合のプロファイルから同様に平均プロファイルを作成して用いた。こうして作成した気温プロファイルのそれぞれについて、LBLRTM で各層の光学的厚さの計算を行い、それらを用いて Pstar3 によって曇天の場合の輝度スペクトルの計算を行った。これによって得た輝度スペクトルに対して、スライシング法のアルゴリズムを適用し、仮想チャンネルの各組み合わせを用いた場合に求められる高度の仮定した高度からの誤差を調べた。このシミュレーションの流れを Fig. 8 に示す。下層雲については 1~3km、中層雲は 4~6km、

上層雲は 6~15km、PSCs は 12~24km について波長 500nm での雲の光学的厚さを 0.05~3.0 まで変化させ、上層雲・中層雲・下層雲のそれぞれについてこれらの雲頂高度と光学的厚さのパターンでの検出高度と仮定した高度の差の標準偏差が最小となるようなチャンネルの組み合わせを最適なチャンネルとして決定することができる。下層雲については、気温プロファイルごとのチャンネルの組み合わせに違いがあまり見られなかったため、GOSAT データの解析の際は共通の組み合わせを用いることとした。Figure 9 は PSC を仮定した場合に、このようにして得られた標準偏差について、使用した 2 つのチャンネルの荷重関数のピーク高度を縦軸と横軸に取りプロットしたものである。このうち、左図は仮想チャンネルを使用した場合、右図はオリジナルのチャンネルを用いた場合である。全体的に今回の改良による精度の向上が見られ、左図から最も精度の良い仮想チャンネルの組み合わせが決定できる。また、対象期間の GOSAT の観測ではクロストラック方向の視野走査の際に視線方向が直下から最大 30°程度ずれる。このずれを 25°としたときについて、同様のシミュレーションにより検出精度を調べた結果、対流圏の雲については誤差に変化はほとんどなく、PSC に対しては直下視の場合と比べて誤差の標準偏差の値そのものは 0.3 程度高くなったが、チャンネルの組み合わせごとの検出精度の相対的な傾向は直下視の場合と比べてもほとんど違いが無かったため、クロストラック方向の走査の場合のデータについても直下視の場合と同様のシミュレーションに基づいてチャンネル選択を行った。これらの事を踏まえ、用意した全ての大気プロファイルについて Fig. 9 の左図に相当する計算を行い、チャンネルの組み合わせを決定した。

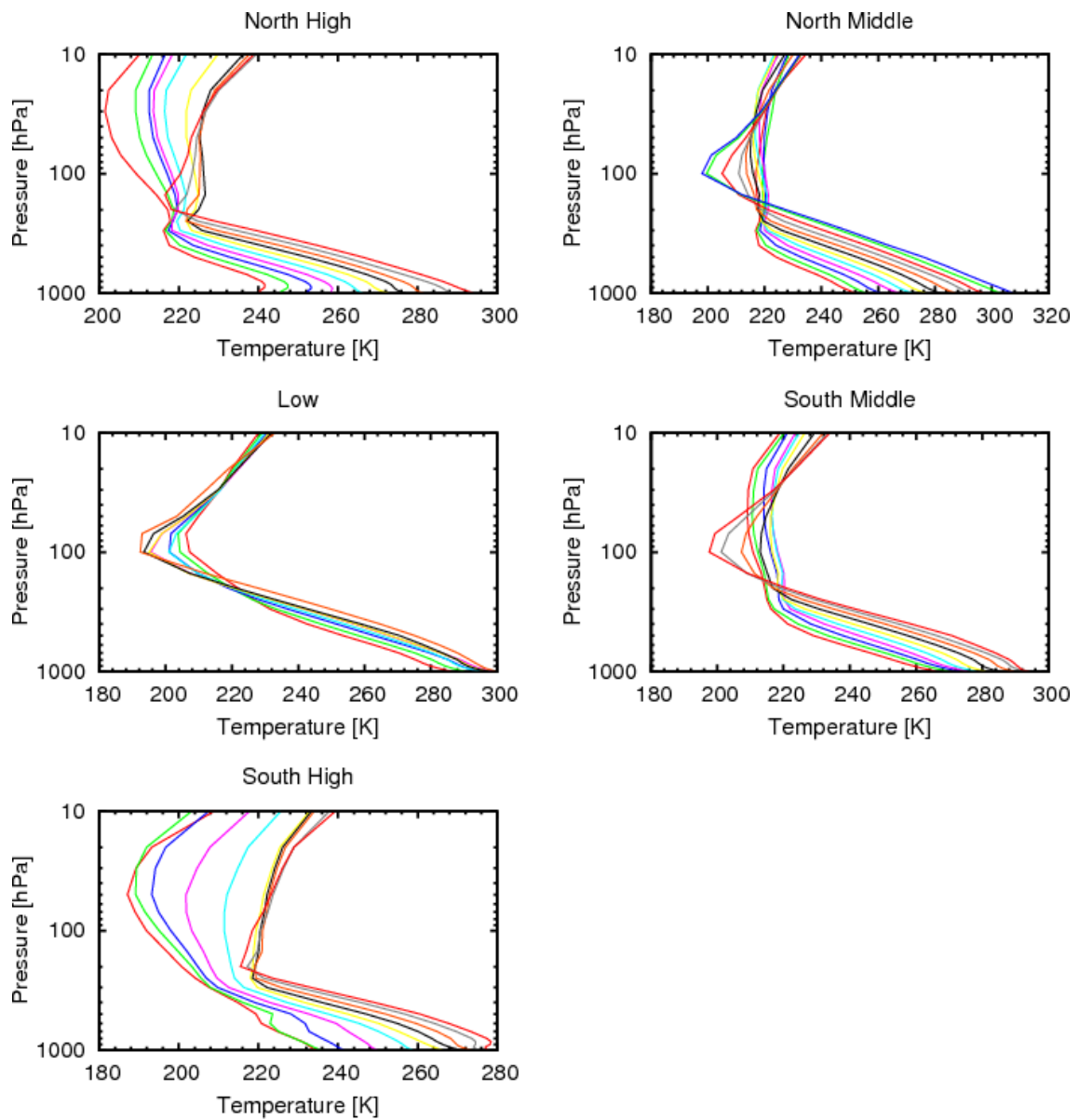


Fig. 7. 2010 年のデータから作成した北半球高緯度(60°N~90 °N)、北半球中緯度(30°N~60 °N)、低緯度(30°S~30 °N)、南半球中緯度(30°S~60 °S)、南半球高緯度(60°S~90 °S)における 500hPa の気温 5K ごとの平均気温プロファイル

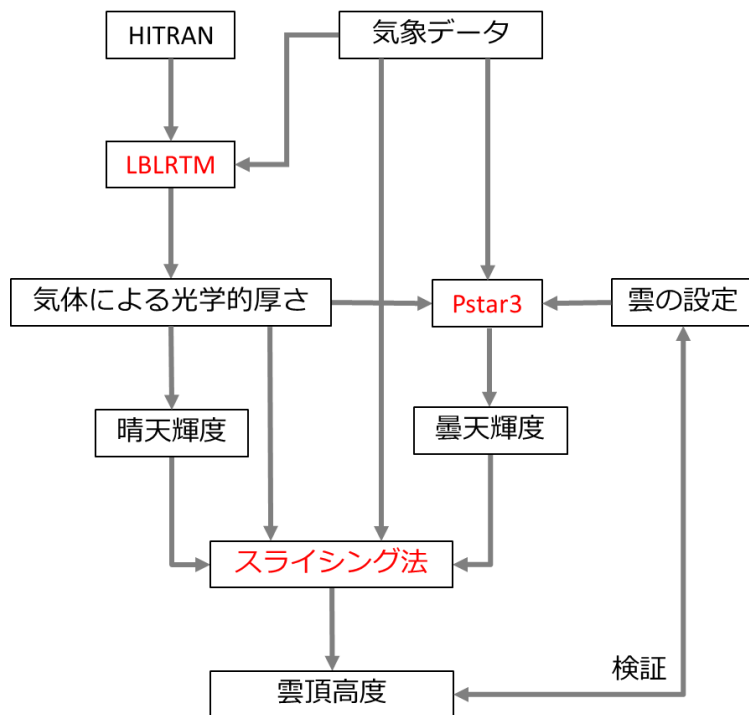


Fig. 8. Pstar3 による理論値を用いたスライシング法の各チャンネルの組み合わせの精度検証の流れ。赤字は計算コード。

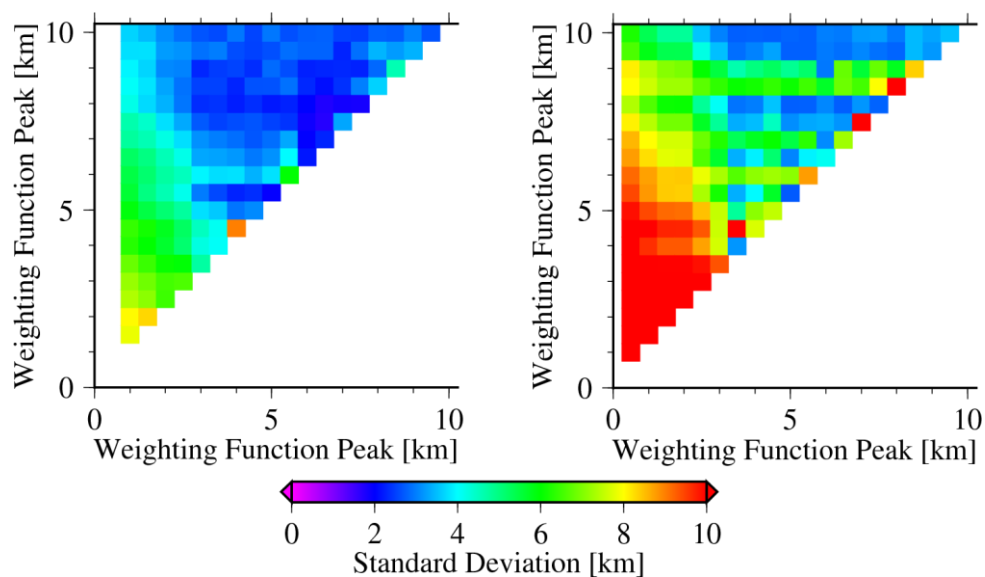


Fig. 9. (左)再構築したチャンネルを用いた場合と(右)オリジナルのチャンネルを用いた場合のPSCを仮定したシミュレーション結果に対する検出誤差の標準偏差の例。

3.5. GOSAT データへの適用

実データの解析では、観測点ごとに緯度と GPV データの 500hPa の気温から、対応する 3.4 で求めたチャンネルの組み合わせを用いてスライシング法の計算を行った。また、PSC の解析では、50hPa 面での気温が 190K 以下の場合には PSC を想定したシミュレーションによって選択されたチャンネルの組み合わせを用いた。(9)式において、 R_{λ} には GOSAT のデータから得られた放射輝度を入力し、 R_{λ}^{clr} と右辺の値は気象 GPV データに基づいて LBLRTM により計算した。このとき、地表面温度を仮定する必要があるが、気象庁から配信される GPV データには陸上の地表面温度は含まれていない。雲やエアロゾルが無い場合は熱赤外の窓領域を用いて地表面温度を解析することができるが、今回対象とするような雲やエアロゾルがある場合はその方法を用いることはできない。そのため、今回の解析では陸上の地表面温度は地表から 2m での気温を地表面温度として用いることとした。しかし、地表面温度と地表面付近の気温は太陽光による加熱や夜間の放射冷却などにより異なることが一般的であり、この違いが今回の解析における最大の誤差要因になり得る。海上では海水面温度(Sea Surface Temperature: SST)を地表面温度として用いた。

LBLRTM による放射伝達計算では吸収と射出の効果を考慮しているが、晴天大気を仮定しての計算であるため、粒子による散乱の効果は考慮せず、大気分子によるレイリー散乱のみが考慮されている。また、視野走査の際の直下方向からの角度のずれも考慮している。TANSO-FTS のスペクトルについては、インターフェログラム取得の基準となるレーザーの波長不安定性が原因の微少な波長ずれの問題があり(Kuze et al., 2012)、各チャンネルの波数点とそのチャンネルが感度を持つ高度に 1 日ずつ微妙な違いが生じている。本手法では 1 日ごとに各チャンネルでの荷重関数を計算し、仮想チャンネルを作成しているため、この問題による影響の低減も期待できる。

雲とダストエアロゾルの解析では Menzel et al.(2008)で用いられている”top-down” approach のように、高層雲・中層雲・下層雲に感度が高い組み合わせを用いて、最大 3 回スライシング法の計算を行った。最も透過率の高いチャンネルでの計算値と観測値の差が FTS の測定精度(0.5K)以下の場合と陸上で 10K 以上高い場合、および、スライシング法で最下層を検出した場合は晴天とした。北半球の気温プロファイルを用いて雲頂高度 10km の雲を仮定した場合、最も透過率の高いチャンネルでの輝度温度差が 0.5K となるのは、雲の光学的厚さが 0.02 程度の場合であり、その場合には、スライシング法による解析では 2km 程度の誤差で検出が可能であった。

4. 衛星データ解析

4.1. 対流圏雲

4.1.1. 人工衛星による雲の観測

雲は地球上の大気力学や水循環などにおいて非常に重要な役割を果たしていることに加え、温暖化の理解の上でも放射収支を変化させることから、これまで様々な観測が行われており、人工衛星による観測もその一つである。人工衛星による大気観測のためのセンサーの種類は能動型・受動型の別、サウンダーかイメージャーかなど様々であるが、雲の観測は下方視型の受動センサーによって特に多く行われてきた。

人工衛星による雲の観測は 1960 年代から行われている。初めて宇宙空間から雲の画像を取得したのは、世界初の気象衛星として 1960 年に打ち上げられた Television Infrared Observation Satellite (TIROS) -I であり、搭載された可視光のカメラによって雲の被覆の様子が捉えられた。Fritz and Winston (1962)では、TIROS-II で得られた熱赤外域の 10-12 μm 付近の窓領域での輝度温度と地表面の気温を比べることで雲の判別を行い、その輝度温度と気温プロファイルを比較することで雲頂高度を求めているが、この方法は光学的に厚い雲の観測に有用であり、現在でも用いられている。短波放射を用いた雲判別でも雲や地表面での反射による輝度に閾値を設けることで雲の判別が行われ、Arking(1964)では可視域の波長においてこの方法を用いて雲量の緯度分布を導出した。このように、衛星による観測では、一般的に雲がある場合に短波域では地表面と比べて高い反射率による高い輝度、熱赤外域では低い温度による低い輝度が観測されることを利用して閾値を設けて雲の判別が行われたが、短波域の観測では雪氷面上のような反射率の高い地表面上に雲がある場合、熱赤外域では光学的に薄い巻雲や地上面に近い雲がある場合など、晴天域と曇天域で輝度の差がほとんどない場合の検出は困難であった。そのため、本研究でも用いた CO₂ スライジング法や O₂-A バンドを利用した雲頂高度検出法(Saiedy et al., 1965; 1967)などの気体吸収を利用した手法や、窓領域での雲粒の光学特性の波長依存性を利用したスプリットウィンドウ法(Inoue, 1986)が開発され、前述の手法では検出が難しかった光学的に薄い雲の検出精度の向上を図ると共に雲頂高度や粒径などの雲の微物理量の導出も行われた。TIROS-N、National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)、The Meteorological Operational satellite (MetOp)衛星に搭載された High resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS)はおよそ 30 年に亘って継続的に観測を行っており、スライジング法による解析によって、その間の雲量の

変化などについても報告されている(Wylie et al., 2005)。

衛星を用いた雲観測プロジェクトである International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)は World Climate Research Program (WCRP)の一環として立ち上げられ、1983年から観測が行われた。ISCCPでは可視域の $0.6\mu\text{m}$ と熱赤外域の $11\mu\text{m}$ に感度を持つ画像センサーによって観測されたデータから雲の全球的な分布やその変動を明らかにし、雲の放射影響や水循環の把握にも用いられた(Schiffer and Rossow, 1983; Rossow and Schiffer, 1999)。画像センサーである Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)や MODIS によるデータを用いた観測では、同一衛星に搭載された多くのバンドを用いることで雲頂高度や雲の微物理量視野内での分布を求めることが可能となった(Platnick and Twomey, 1994; Nakajima and Nakajima, 1995)。

2000年代に入ると、能動型のセンサーを搭載した人工衛星が登場し、2006年に打ち上げられた CloudSat と CALIPSO にはそれぞれ 94GHz の雲レーダーである Cloud-Profiling Rader (CPR; Im et al., 2005), と可視・近赤外波長の2波長のライダーである CALIOP (Winker et al., 2007)が搭載された。これら能動型のセンサーにより、より正確な雲の検出が可能となったことに加え、受動型センサーデータの解析では難しかった雲の鉛直分布の把握が可能となった。また、この観測結果を用いて受動型センサーによる解析結果との比較・検証も行われている。しかし、能動型センサーは受動型センサーに比べて視野が狭く、両者が同一の衛星に搭載された例もない。そのため、温室効果ガスの観測に用いられるスペクトルセンサーの視野内に雲が存在するかどうかを判別するためには、同時に観測を行えるセンサーデータを用いるか、あるいは温室効果ガスの解析に用いられるデータと同一のデータを用いて雲の解析を行う必要がある。

4.1.2. 地表面温度による誤差影響評価

スライシング法の解析において最大の誤差要因になると思われるものは、解析に用いる地表面温度と実際の値とのバイアスである。特に陸面は太陽放射による加熱と放射冷却によって日中は地表付近の気温と比べて高く、夜間は低い傾向にある(Prigent et al., 2003; Jin and Dickinson, 2010)。また、バイアスの大きさは地表面のタイプ、雲・エアロゾルの有無や光学的厚さによっても異なる。そのため、シミュレーションで仮定する地表面温度にバイアスを持たせ、その計算結果に対するスライシング法の検出誤差を調べた。高度と光学的厚さごとの地表面温度バイアスに対するスライシング法の検出誤差を Fig. 10 に示す。気温

プロファイルは北半球中緯度のものを用い、層厚は 1km、雲頂高度 2km については水雲、5km と 10km については氷雲を仮定した。この時、スライシング法のチャンネルはそれぞれの雲高度に応じたチャンネルの組み合わせを用いている。なお、この図では本手法により雲高度が検出できなかった場合はプロットしていない。雲頂高度が 10km の時には光学的厚さが 0.5 以上であれば地表面温度バイアスの影響は小さいが、それよりも小さくなると影響が大きくなる。この計算では高度が低いほど用いているチャンネルは透過率の高いチャンネルであるため、雲頂高度が低いほど地表面温度の影響を受けやすく、誤差が大きくなっている。また、地表面温度バイアスが正の場合は負の場合に比べて誤差が大きくなっている。これは気温の鉛直勾配は高度が高くなるにつれて小さくなるために、同じ温度変化に対する高度の変化は上層ほど大きいことによる影響である。

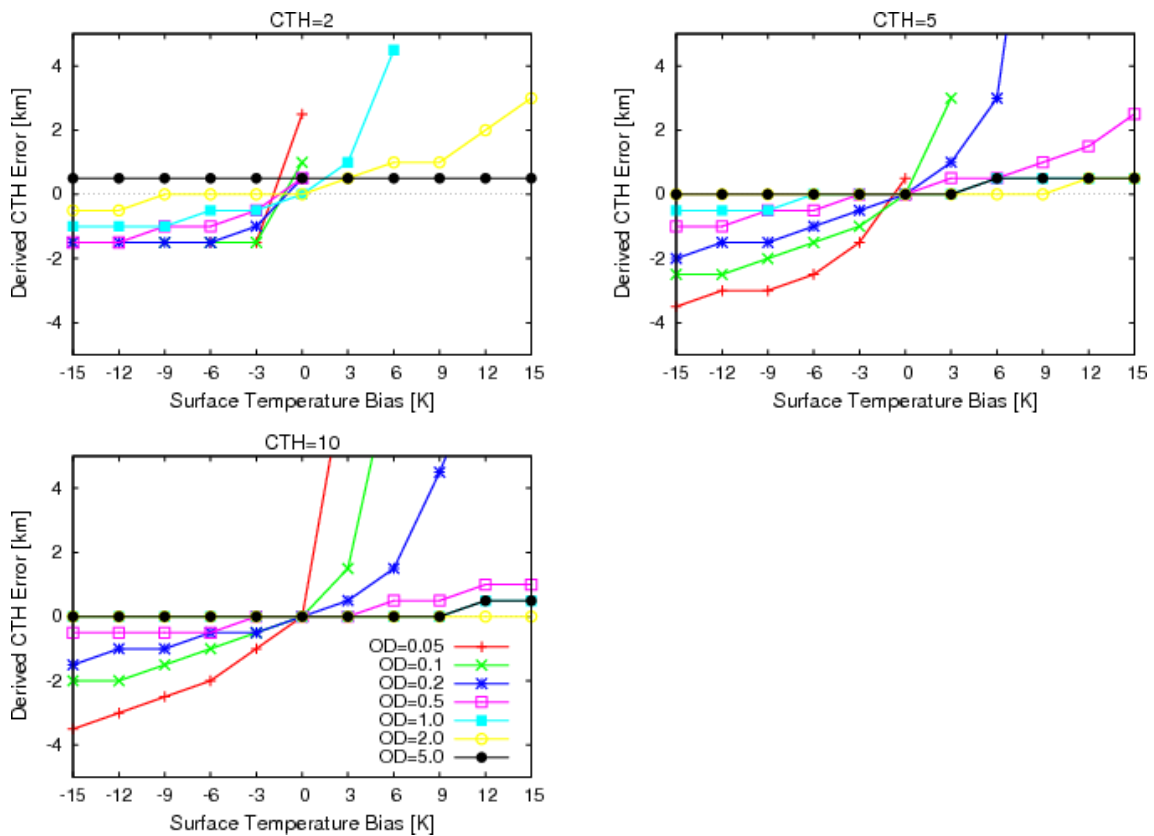


Fig. 10. 地表面温度にバイアスがある場合の雲頂高度 2km、5km、10km の異なる光学的厚さの雲に対するスライシング法による検出誤差。2km については水雲、5km と 10km については氷雲とし、雲の光学的厚さ(OD)が 0.05 から 5.0 までの結果について示してある。

4.1.3. 解析結果

4.1.3.1. 全球解析

スライシング法を用いた 2010 年 1 月と 7 月の GOSAT データの全球解析結果を示す。これ以降、対象となる全ての観測に対して雲を検出した割合を雲量(Cloud Amount: CA)と表すこととする。Table 3 と Table 4 はそれぞれの月においてスライシング法による解析と CALIPSO の観測により得られた北緯 65 度～南緯 65 度までの CA と、そのうちの上層雲量(Relative High Cloud Amount: CAH)・中層雲量(Relative Middle Cloud Amount: CAM)・下層雲量(Relative Low Cloud Amount: CAL)の割合である。1 月と 7 月で共通してみられる特徴としては、CALIPSO の観測では陸上に比べて海上での CA が高い値となっているが、スライシング法ではその差が小さく、結果としてスライシング法は CALIPSO と比べて陸上で CA を過大評価、海上で過小評価している。また、陸上では CAH を過小評価、CAL を過大評価傾向にあり、CAL は CALIPSO に比べて 2 倍程度の値になっている。月別にみると、CAH を過小評価するとともに CAL を過大評価する傾向は 1 月でより強く見られる。また、1 月は海上での CAM がやや高い。

スライシング法、CALIPSO、CAI によって求められた各月での CA の緯度分布を Fig. 11 と Fig. 12 に示す。CAI の観測は日中しか行えないため、ここではスライシング法と CALIPSO の値も日中のもののみとしている。中緯度では、CAI はスライシング法と CALIPSO に比べて CA が高い一方、スライシング法と CALIPSO は熱帯から南半球にかけてやや違いが見られるものの、よく似た緯度分布を示していることがわかる。しかし、熱帯域では CALIPSO と CAI に比べてスライシング法の結果は過小評価傾向にある。同様に Fig. 13 と Fig. 14 はスライシング法と CALIPSO から得られた CAH, CAM, CAL の緯度分布である。これを見ても、両者はすべての高度でよく似た緯度分布を示している。熱帯では CALIPSO に比べてスライシング法は過小評価傾向であるが、高度別の分布をみると、熱帯では上層雲が多く発生しており、CAH の検出率の違いが CA の違いに現れていることがわかる。また、スライシング法では緯度が高くなるにつれて CAH を過小評価すると共に CAL を過大評価する傾向が見られる。

各月でのスライシング法と CALIPSO による雲頂高度の検出率の緯度高度断面図を Fig. 15 と Fig. 16 に示す。両者において低緯度域では雲頂高度が 10km より上の上層雲が高く、緯度が高くなるにしたがって上層雲の高度が下がり、下層雲の割合も増えるといった特徴が見て取れる。しかし、CALIPSO に比べてスライシング法は低緯度の上層雲の割合が低く、高度にもややばらつきがある。また、CALIPSO では 1km 以下に雲頂を持つ雲が夏半球の中・

高緯度にみられるが、スライシング法では雲頂高度が 1km に満たないものはほとんど検出されていない。Figure 17 は全域と海陸別のスライシング法と CALIPSO で検出された雲頂高度の頻度分布である。1 月は 18~19km での検出がやや過大評価であるが 15~18km での検出は過小評価である。また、7 月は 15~16km での検出率が過小評価である。緯度高度断面図からも示されたように、雲頂が 1km 以下の雲の割合は極端に低い一方、1~4km での検出は過大評価である。

CA、上層雲量、中層雲量、下層雲量の水平分布を Fig. 18 と Fig. 19 に示す。ここでは各高度の雲量は CA に対する相対値ではなく、グリッド内の全観測回数に対する検出率である。視野の大きさや能動型センサーと受動型センサーの感度の違いなどから分布に違い見られるものの、スライシング法と CALIPSO の両者ともフィリピン付近の warm pool や熱帯収束帯(InterTropical Convergence Zone: ITCZ)といった地域で雲量が高く、これまでの研究で指摘されている気候学的な特徴を捉えている。主な違いとして見られるものは、中緯度でのスライシング法の上層雲量の過大評価、上層雲の検出率の高い熱帯域での上層雲量の過小評価、陸上での下層雲量の過大評価、主に 7 月の大陸西海岸での下層雲量の過小評価である。これらの違いの原因は 4.1.4 で考察する。

次に、晴天と判定された割合の比較を行う。今回のスライシング法による解析では、晴天と判定される場合と雲が検出される場合のほかに、判定不能という場合がある。夜間の雲スクリーニングを行う際には晴天判定の精度が重要となるため、スライシング法による解析で晴天と判定された割合(晴天率)を CALIPSO、CAI と比較することで、その判定の妥当性を検討する。Table 5 と Table 6 はスライシング法、CALIPSO、CAI による各月での晴天率であり、その水平分布を Fig. 20 に示す。1 月と 7 月での判定不能の割合は、それぞれ 10.4% と 8.5% であった。スライシング法の晴天率は CALIPSO に比べてやや低いものの、分布は似た特徴を示していることがわかる。一方、それに比べると CAI では特に海上でスライシング法や CALIPSO に比べて低い傾向が見られる。これは、海面は風によって角度が変化するため、それに伴う太陽光の反射を雲として検出している影響によるものと考えられる。

最後に、各月におけるスライシング法による ECA と CALIPSO による光学的厚さの平均値の水平分布を Fig. 21 と Fig. 22 に示す。ECA は光学的厚さに加えて視野内の被覆率によっても変化するため、単純な比較は難しいが、視野内雲量が 100% に近い場合には、波長の違いはあるものの、両者はほぼ同等の物理量に対応する。これらの結果では、光学的厚さが大きく、Fig. 18、Fig. 19 で雲量の多い南半球中緯度や大陸の西海岸沖では高い ECA が見られ、CALIPSO の結果と整合的である。一方、ECA の値は地表面温度によって大きく変化する

るため、地表面温度バイアスが大きいと思われる砂漠域や高緯度の陸域では極端に大きい、または小さい値になっている。

Table 3. Slicing 法と CALIPSO により求められた 2010 年 1 月における全域と海陸別の全雲量 (CA) と上層雲 (CAH, $p_c < 440\text{hPa}$)、中層雲 (CAM, $440\text{hPa} \leq p_c < 650\text{hPa}$)、下層雲 (CAL, $p_c \geq 650\text{hPa}$) の割合の月平均値

		CA	CAH (%)	CAM (%)	CAL (%)
All	Slicing	0.68	52	17	31
	CALIPSO	0.68	60	12	28
Ocean	Slicing	0.68	52	18	30
	CALIPSO	0.70	56	11	33
Land	Slicing	0.68	52	14	34
	CALIPSO	0.64	70	14	16

Table 4. Table 3 と同様。ただし、7 月の場合。

		CA	CAH (%)	CAM (%)	CAL (%)
All	Slicing	0.64	61	11	28
	CALIPSO	0.66	59	12	29
Ocean	Slicing	0.64	62	10	28
	CALIPSO	0.68	57	9	34
Land	Slicing	0.65	56	15	30
	CALIPSO	0.61	66	19	14

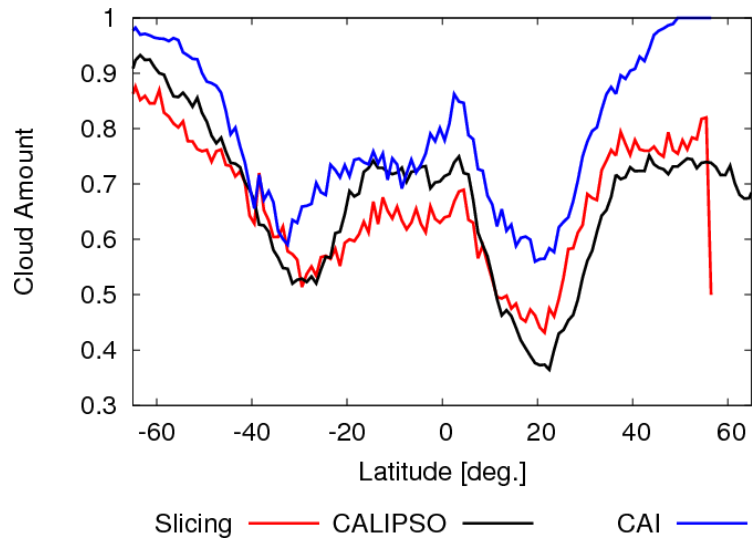


Fig. 11. スライシング法、CALIPSO、CAI によって求められた 2010 年 1 月の日中の月平均雲量緯度分布

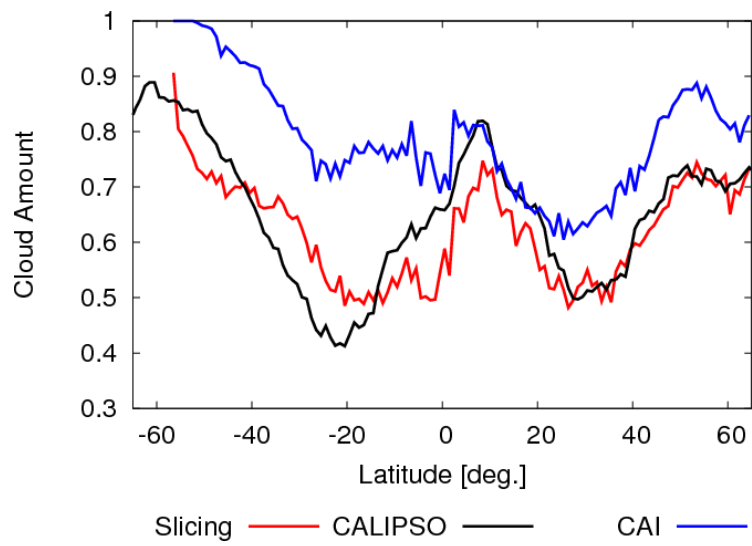


Fig. 12. Fig. 11 と同様。ただし、7 月の場合。

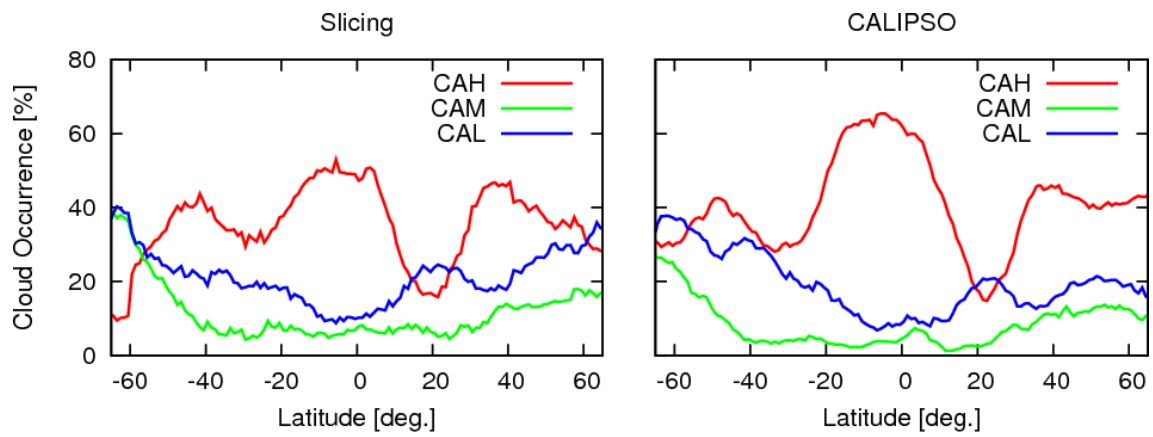


Fig. 13. (左)スライシング法と(右)CALIPSO から得られた 2010 年 1 月の全雲量に対する上層雲・中層雲・下層雲の割合の月平均値

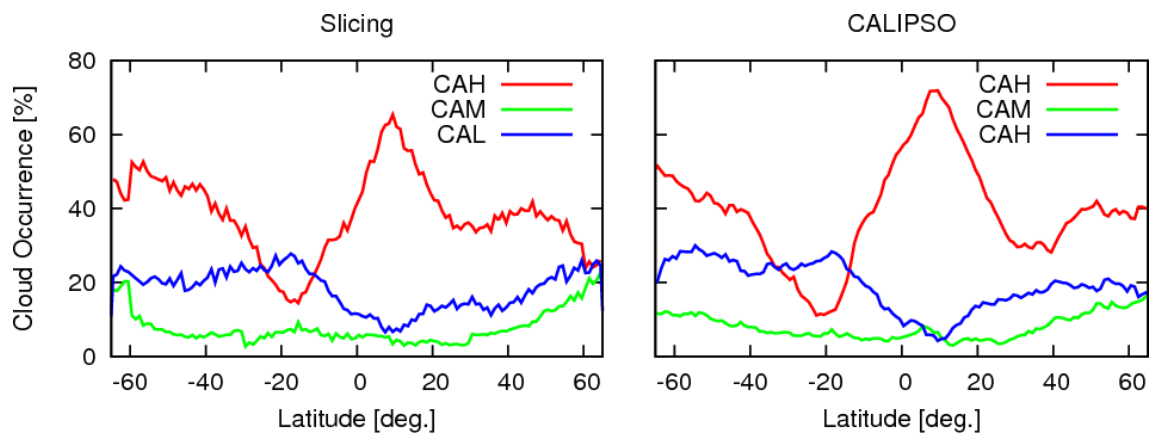


Fig. 14. Fig. 13 と同様。ただし、7 月の場合。

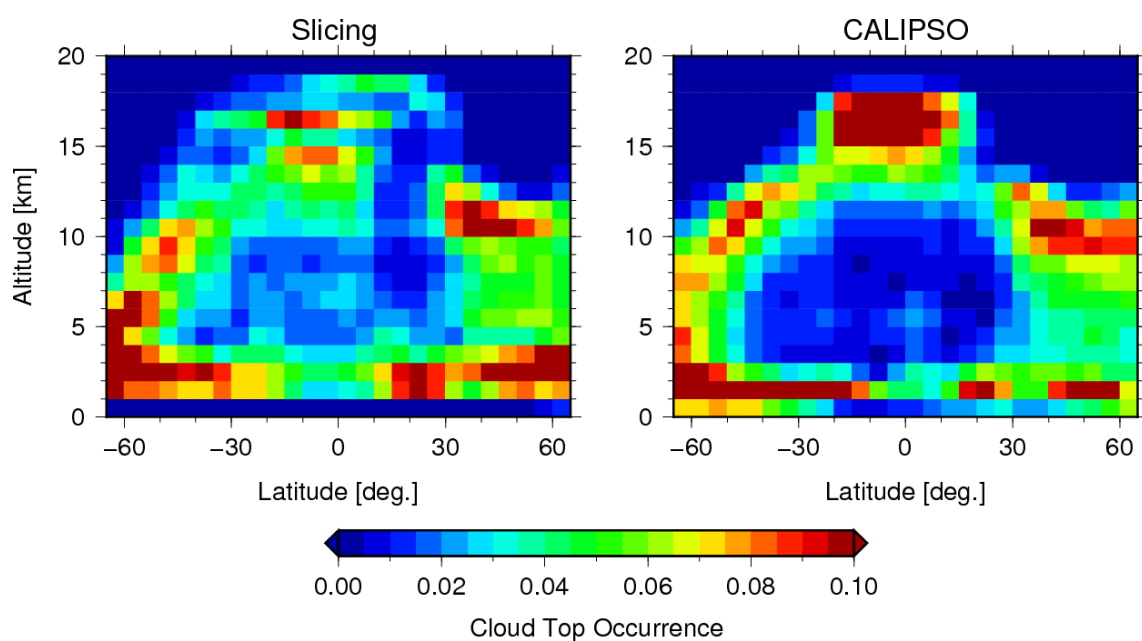


Fig. 15. (左)スライシング法と(右)CALIPSO から得られた 2010 年 1 月の月平均雲頂高度検出率の緯度高度断面図

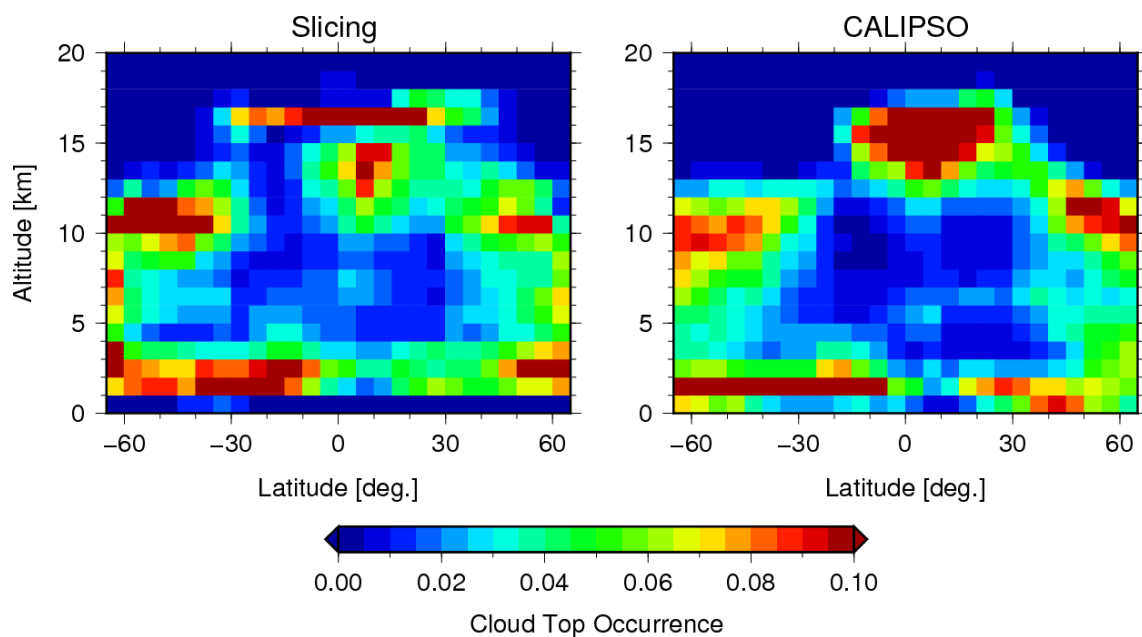


Fig. 16. Fig. 15 と同様。ただし、7 月の場合。

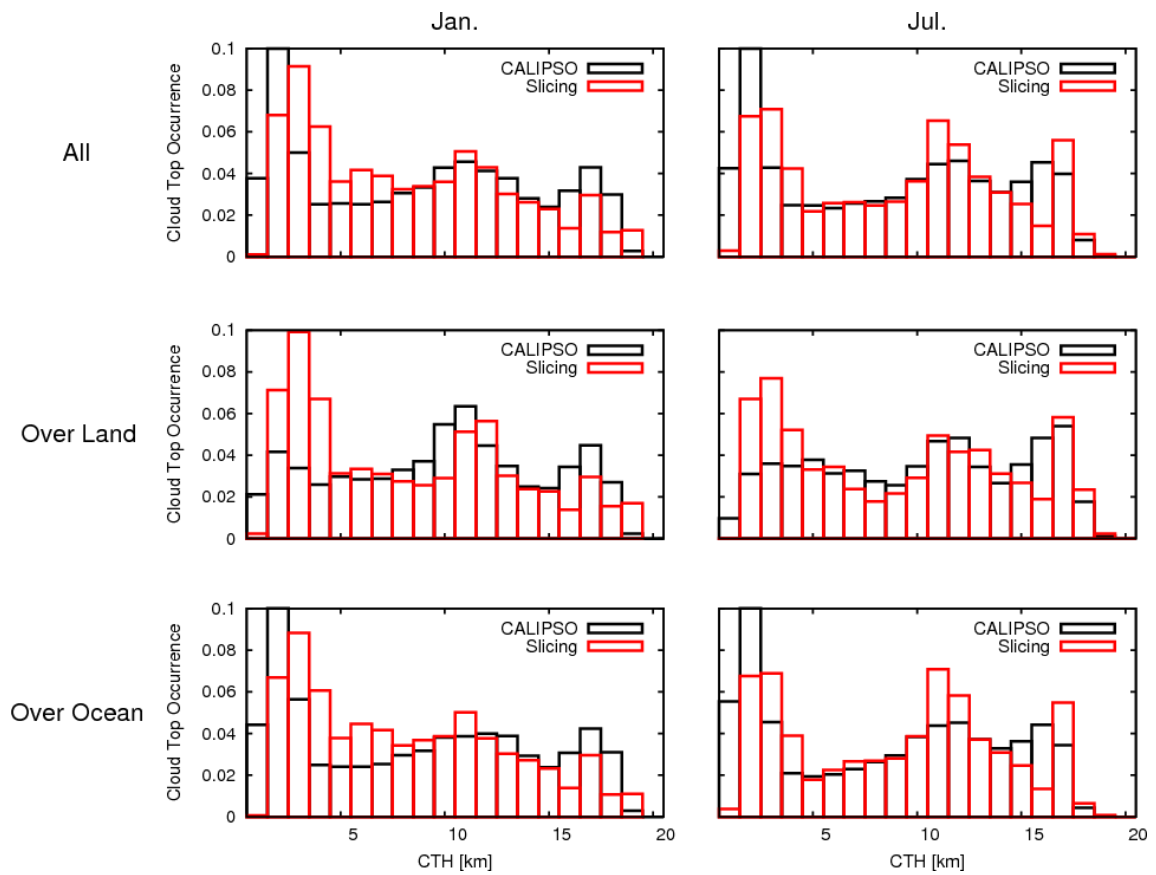


Fig. 17. 2010年1月(左)と7月(右)における全域(上段)、陸上(中段)、海上(下段)での雲頂高度の頻度分布

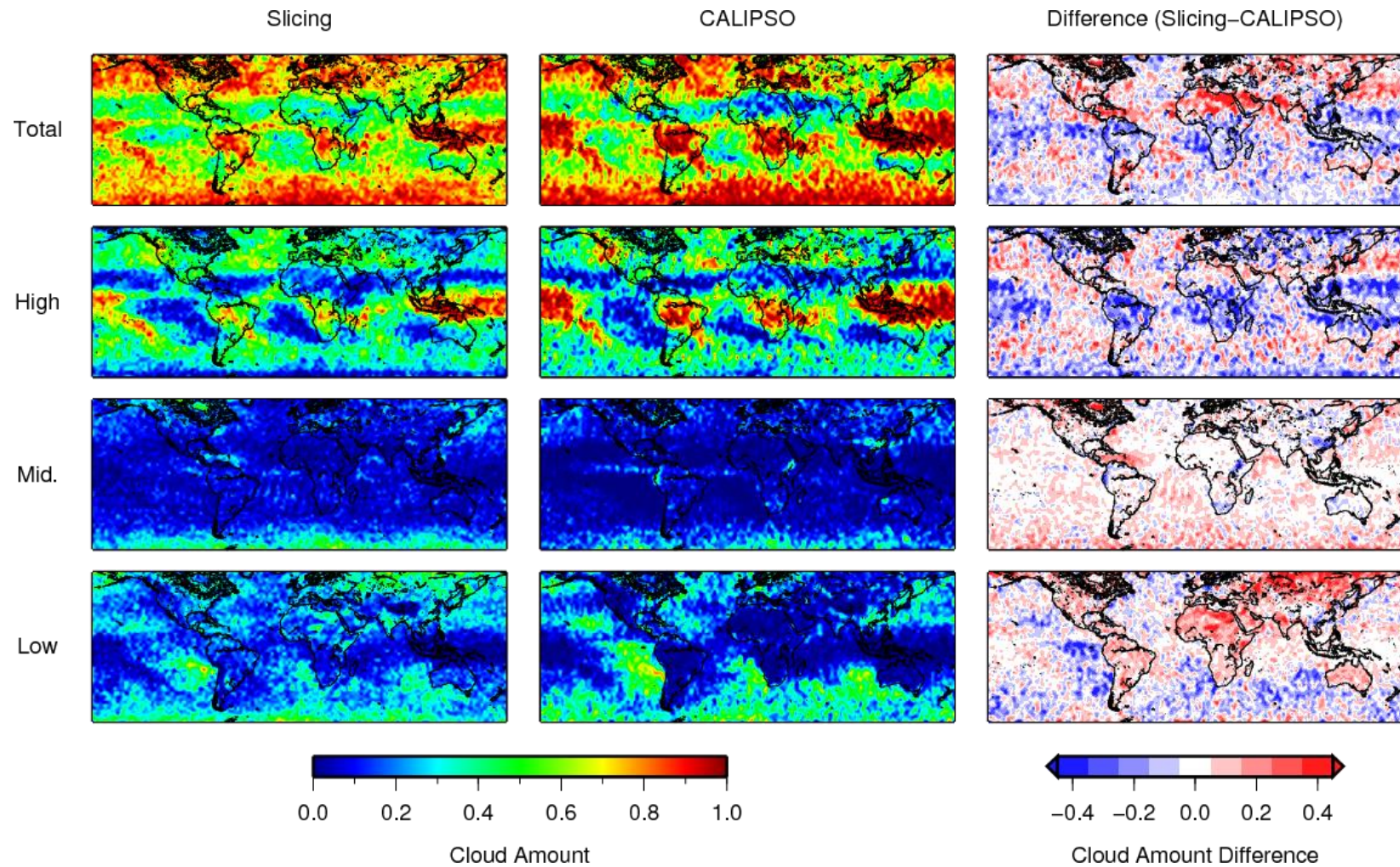


Fig. 18. 2010年1月におけるスライシング法(左列)とCALIPSO(中列)による全雲量(上段)、上層雲量(2段目)、中層雲量(3段目)、下層雲量(下段)とそれらの差(右列)。

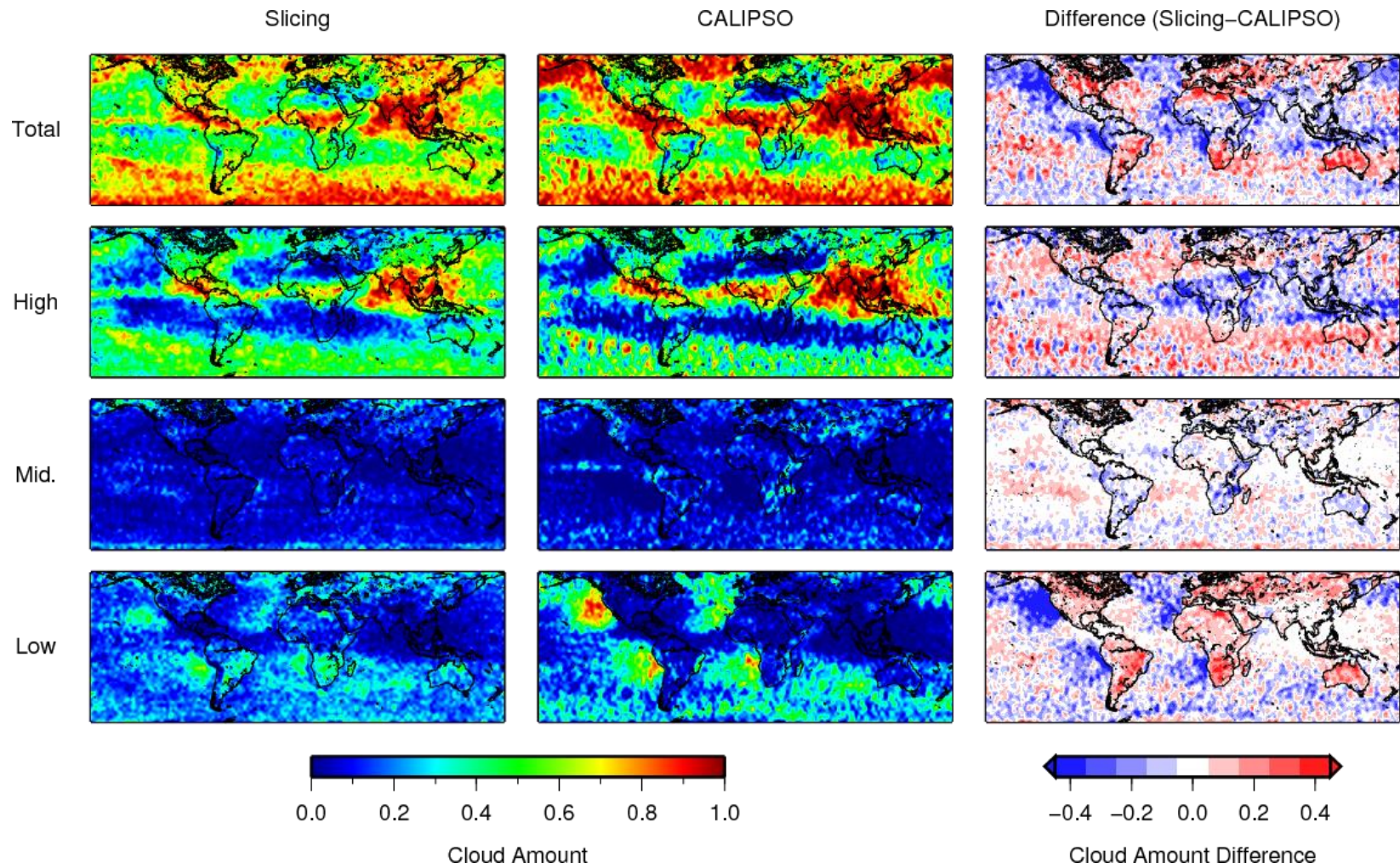


Fig. 19. Fig. 18 と同様。ただし、7月の場合

Table 5. 2010 年 1 月の日中におけるスライシング法、CALIPSO、CAI による晴天率

	Slicing	CALIPSO	CAI
All	0.253	0.324	0.217
Over Land	0.271	0.380	0.262
Over Ocean	0.245	0.309	0.196

Table 6. Table 5 と同様。ただし、7 月の場合。

	Slicing	CALIPSO	CAI
All	0.283	0.338	0.218
Over Land	0.286	0.386	0.268
Over Ocean	0.283	0.326	0.198

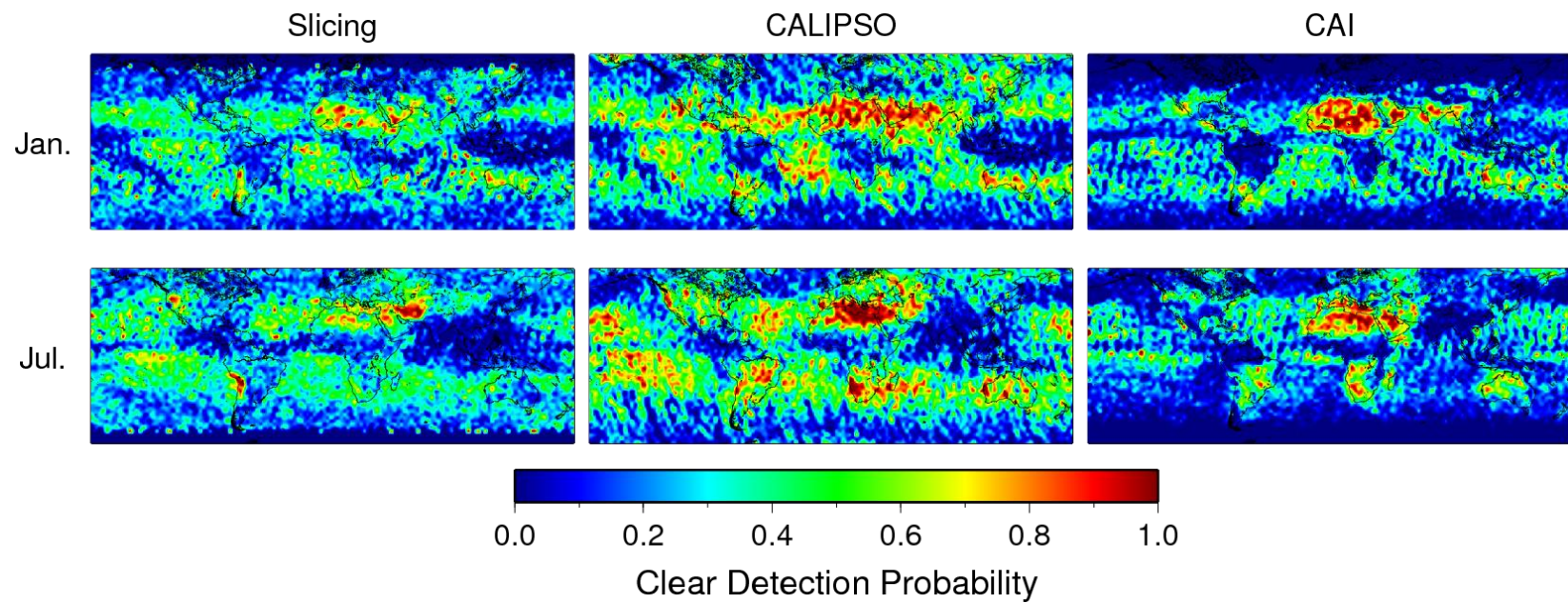


Fig. 20. 1月と7月の日中におけるスライシング法、CALIPSO、CAIによる晴天率の分布

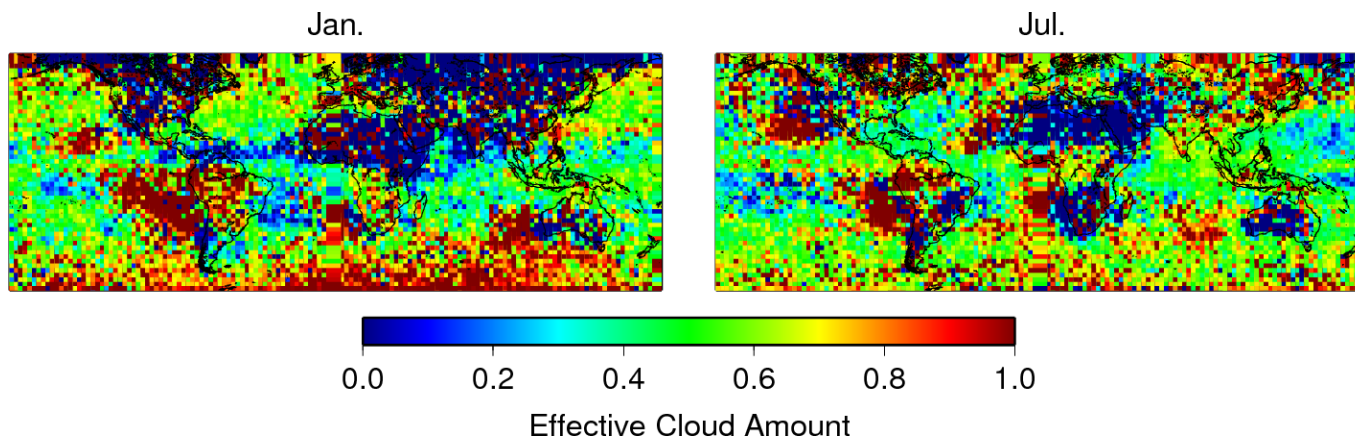


Fig. 21. スライシング法による1月と7月の平均視野内有効雲量の分布

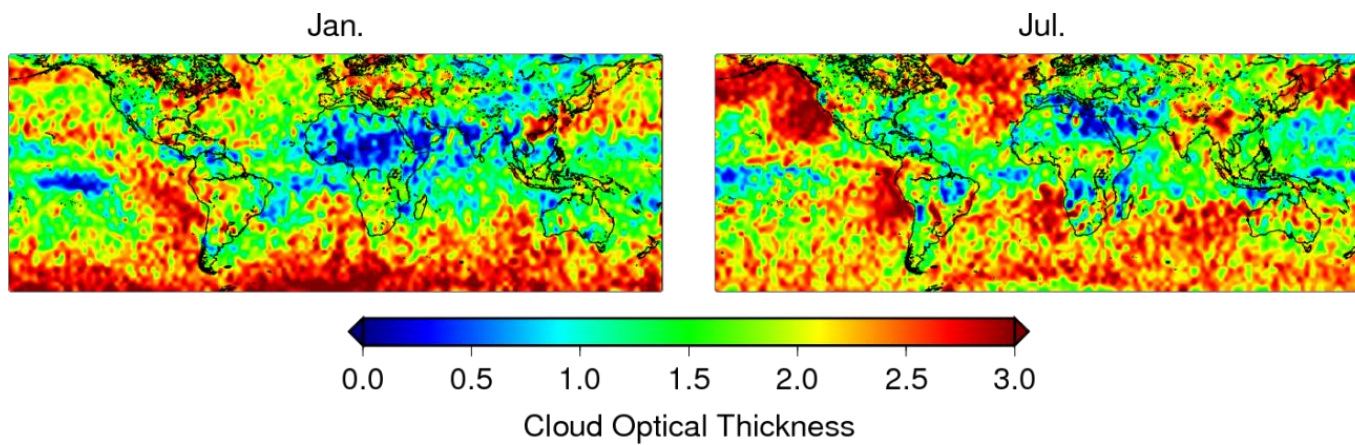


Fig. 22. CALIPSO による1月と7月の平均光学的厚さの分布

4.1.3.2. 同時観測データ解析

次に、GOSAT と CALIPSO でほぼ同じ点で同時に観測を行ったデータについて比較を行う。同時観測データの選択条件は 2010 年のデータのうち、観測中心が 5km 以内、かつ、観測時間が 2 分以内である。この条件に一致した観測点の分布を Fig. 23 に示す。両者の衛星軌道の関係から、観測点の緯度帯は北半球の中緯度のみとなっている。また、観測時間は全て昼間である。GOSAT と CALIPSO では観測視野の大きさが異なるため、必ずしも CALIPSO が FTS の視野内の雲を検出していない可能性があるが、ここでは CALIPSO の検出によって得られた値を真値として検証を行った。観測点数は GOSAT が 123 点、CALIPSO が 316 点である。観測点数が異なるのは GOSAT の 1 観測点に対し、CALIPSO の観測点が複数対応する場合があるためである。

これらのデータについてスライシング法と CALIPSO で求められた雲頂高度の比較結果を Fig. 24 に示す。左図は、これまでスライシング法を用いて解析が行われてきた HIRS センサーの波数に対応する GOSAT のオリジナルのチャンネルを用いた場合、右図はチャンネルの再構築と組み合わせの最適化を行った場合の解析結果であり、HIRS に対応するチャンネルを用いた場合に比べて仮想チャンネルを用いた結果は検出精度が向上していることがわかる。特に、仮想チャンネルを用いた場合は下層雲の雲頂高度の推定精度が大幅に向上している。HIRS などのデータからスライシング法を用いて検出できるのは 650~700hPa 程度より上層の雲であるとされ、下層雲は視野内に一様に厚い雲がある場合を仮定し、窓領域のチャンネルに閾値を設定することで検出されている。Figure 24 では、HIRS に対応するチャンネルを用いた場合は下・中層雲はほとんど検出できていない一方、本手法を用いた場合は 1~3km 程度に雲頂がある場合も検出されており、高度も CALIPSO の観測と整合的である。Figure 15-17 を見ても本手法で下層雲が検出できており、このようなことから、本手法によって下・中層雲の検出と高度推定が可能となったと言える。CALIPSO で雲を検出していないにもかかわらず、仮想チャンネルを用いた場合に下・中層雲の検出が見られるケースは、細かい雲がある場合に視野の大きさの違いによって視野内に雲が含まれる確率が異なることが原因であると考えられる。HIRS に対応するチャンネルを用いた場合には雲頂高度をやや低めに検出する傾向が見られ、3.2 で述べたように、この傾向はこれまでのスライシング法と衛星搭載ライダーの観測結果を比較している研究でも指摘されている。仮想チャンネルを用いた場合には、このバイアスが見られなくなっており、より雲の光学的に薄い部分に対して感度を持っていることがわかる。仮想チャンネルを用いた場合の結果では、CALIPSO で上層雲として検出されている主に光学的に厚い光学的に厚い雲がスライシング

法で下層雲として検出されている場合が数点みられる。これは雲が光学的に厚いことから、積雲系の雲であると考えられるが、FTS の視野の大きさに対して雲の水平スケールが小さいと、上端部分を検出できず、その周りの雲の低層部分と平均的な高度を検出してしまう場合があるためと考えられる。

視野内の雲が均質であるなどの条件を満たせば(11)式から光学的厚さが推定できる。1章で述べた通り、温室効果ガスの濃度の導出には光学的に薄い雲やエアロゾルの光学的厚さの情報が重要となる。CAI からも光学的厚さの推定は可能であるが、CAI で検出できず、スライシング法のみで検出できる雲の光学的厚さについては、スライシング法から光学的厚さを求める必要がある。また、CAI による光学的厚さの導出の際は、光学的に薄い雲が反射率の高い地表面上にある場合など、雲と地表面とのコントラストが小さい場合に誤差が大きくなるため、このような雲に対してもスライシング法で光学的厚さを求めることは有用である。(11)式からわかるように、ECA と光学的厚さは指数関数的に対応しているため、ECA の値が 1 に近く、光学的に厚い場合には光学的厚さの導出結果への ECA の誤差の影響が非常に大きくなる。そのため、この手法で導出可能であるのは光学的に薄い雲についてのみである。また、中・下層の雲は雲と地表面の温度差が小さいため、雲の寄与による輝度の変化が小さく、地表面温度の推定誤差の影響が相対的に大きくなる。これらのようなことから、対象は CALIPSO の光学的厚さが 0.5 以下の上層雲とした。ECA には視野内の雲の被覆率が含まれているが、ここではその値を 1 として(11)式を適用することで光学的厚さを求めた。今回用いた波数域は $11\mu\text{m}$ 付近の窓領域に比べると、ガス吸収による寄与が大きい。そのため、光学的厚さの導出にあたっては、Pstar3 によって計算した理論値に対してスライシング法を適用し、求められた光学的厚さと仮定した光学的厚さの比から求めた補正係数によって、ガス吸収の影響を補正している。さらに、得られた値は氷粒子を仮定した光学的厚さの波長依存性から波長 532nm での光学的厚さに換算した。このようにして求めた光学的厚さと CALIPSO の観測による波長 532nm での光学的厚さの比較を Fig. 25 に示す。図からはある程度の相関は見える結果となったものの、光学的厚さの導出では、雲粒の粒径分布や視野内の雲の被覆率など、仮定が多く含まれており、地表面温度バイアスの影響も受けやすいことから、雲頂高度に比べると整合性が低くなった。

CALIPSO で検出されている雲がスライシング法で検出できているかどうかを調べるために、スライシング法、CALIPSO、CAI のそれぞれによる曇天、晴天の判定の比較を Table 7 に表す。スライシング法で判定不能であった場合が 1.9% あったが、この場合は表には含まれていない。各観測の雲の検出率はスライシング法が 73.1%、CALIPSO が 67.7%、CAI が 89.9%

である。すべてのセンサーで雲があると判定している場合は 59.2%、晴れと判定している場合は 2.2%であった。スライシング法と CALIPSO では晴れ、CAI では曇りと判定している場合とスライシング法と CALIPSO で曇り、CAI で晴れと判定している場合はそれぞれ 16.5%と 0.6%となった。また、それ以外に整合していない場合もあるが、これらの原因に関しては考察で議論する。

また、CAI による観測の行えない夜間の雲スクリーニングに用いるための手法としての評価のために、TIR の窓領域の計算値と観測値の差に閾値を設定して雲を検出する手法(TIR 閾値雲判定; Imasu et al., 2010)との比較を行う。TIR 閾値雲判定の計算は、TANSO-FTS バンド 4 の観測輝度スペクトルから $850\sim 950\text{cm}^{-1}$ の大気窓領域の輝度温度を求め、その中で最大の輝度温度が地表面温度から 5K 以上小さい場合を雲と判定する(国立環境研究所, 2010)。この時用いる地表面温度は本研究での解析と同様に海上では SST、陸上では GPV データと標高から算出した地表気温である。また、観測輝度と整合する最下層の温度を解析することによって晴天と判断された場合は地表面温度、曇天と判断された場合は雲頂温度を推定することができる。Table 8 はスライシング法、CALIPSO、CAI、TIR 閾値雲判定のそれぞれについて、他の観測と曇りの判定が一致した割合と CA を表している。TIR 閾値雲判別はスライシング法や CAI と比べて CA が低い値となっている。また、TIR 閾値雲判定で雲と判別された場合に他の手法で検出されている割合は他と比べて高く、それに比べると、スライシング法や CAI の雲検出のうち、TIR 閾値雲判別と一致した割合は低い。これらのことから TIR 雲判別に比べて CAI やスライシング法は感度が高いことが伺える。

スライシング法と TIR 閾値雲判別による高度推定の比較として、それぞれで検出された雲頂温度を Fig. 26 に示す。スライシング法の雲頂温度は雲頂が検出された高度での GPV データから推定した気温である。TIR 閾値雲判定によって推定される雲頂温度は光学的に厚い雲が視野内に一様に存在している場合に相当する温度であるため、雲の光学的厚さが小さい場合や視野内に一部しか雲が無い場合は実際の雲頂温度よりも高く(高度が低く)推定される。図からわかるように、TIR 閾値雲判別による雲頂温度が高く、スライシング法による雲頂温度が低い場合が多数あり、スライシング法は光学的に薄い雲の雲頂温度の推定精度が高いことを表している。

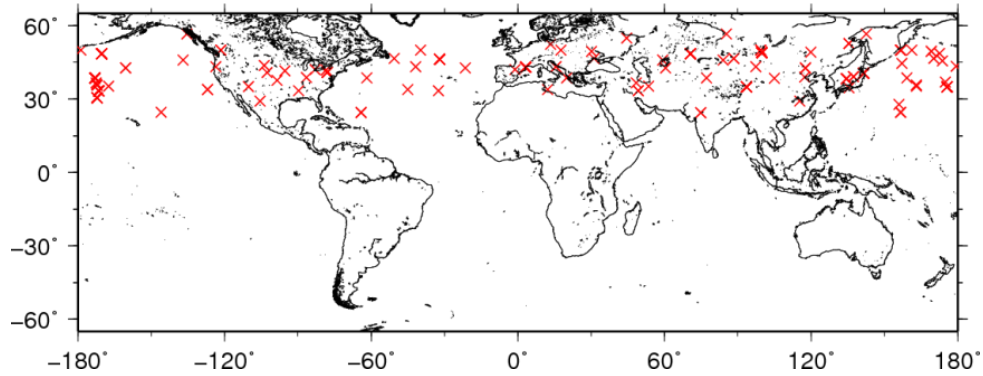


Fig. 23. GOSAT と CALIPSO による観測のうち、観測点 5km 以内かつ観測時間 2 分以内で一致した観測点の分布

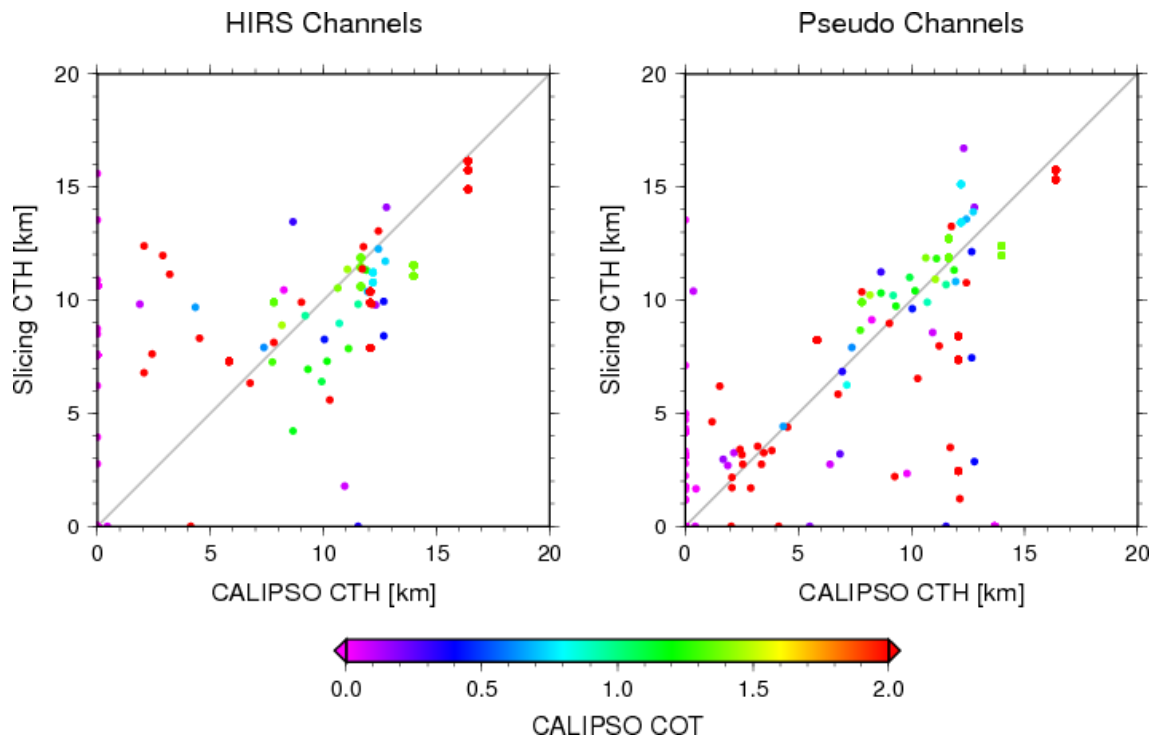


Fig. 24. スライシング法によって求められた雲頂高度と CALIPSO の観測による雲頂高度の比較。CALIPSO による光学的厚さを色で表している。(左)スライシング法による解析で用いられてきた NOAA-HIRS の熱赤外バンドに対応する TANSO-FTS のオリジナルのチャンネルの組み合わせを用いた場合の結果、(右)再構築したチャンネルの組み合わせを最適化して解析を行った結果。

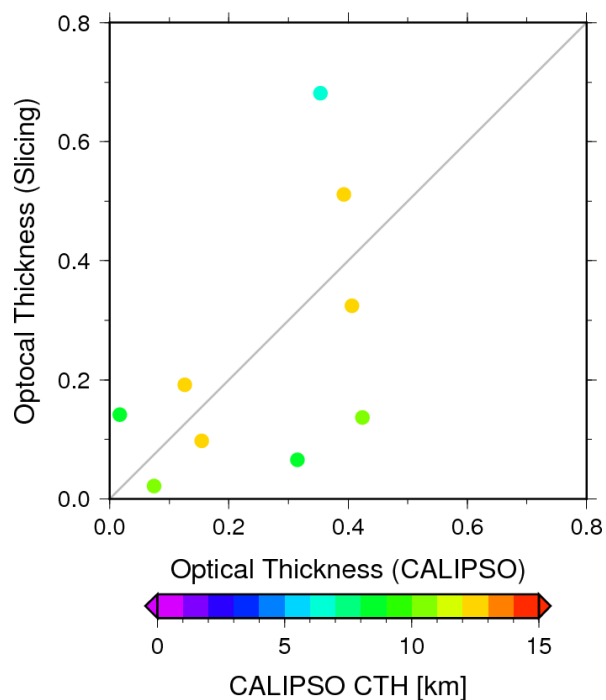


Fig. 25. スライシング法と CALIPSO で上層雲が検出されており、CALIPSO の光学的厚さが0.5以下の場合のスライシング法と CALIPSO で推定された光学的厚さの比較。CALIPSO による雲頂高度を色で表している。

Table 7. スライシング法、CALIPSO、CAI の雲判定の整合性

Slicing	CALIPSO	CAI	Probability [%]
clear	clear	clear	2.2
clear	clear	cloudy	16.5
clear	cloudy	clear	6.0
clear	cloudy	cloudy	1.3
cloudy	clear	clear	0.9
cloudy	clear	cloudy	12.3
cloudy	cloudy	clear	0.6
cloudy	cloudy	cloudy	59.2

Table 8. スライシング法、CALIPSO、CAI、TIR 閾値雲判定の各観測について、判定が他の観測の判定と整合した割合(%)と雲量

	Slicing	CALIPSO	CAI	TIR Thres.	CA
Slicing		81.8	97.8	81.8	0.73
CALIPSO	88.3		89.7	86.9	0.68
CAI	79.6	67.6		67.3	0.90
TIR Thres.	97.9	96.4	99.0		0.61

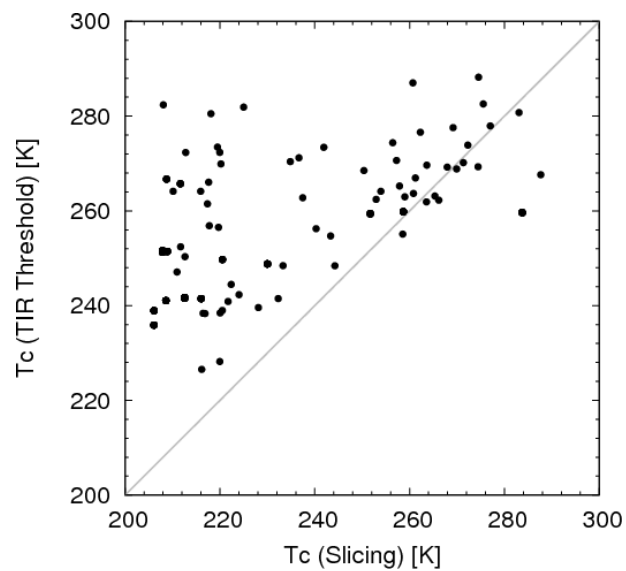


Fig. 26. TIR 閾値雲判定で検出された雲頂温度のスライシング法による雲頂温度

4.1.4. 考察

(1) 雲量バイアスについて

全球解析の結果では1月、7月共に先行研究で指摘されている、熱帯域での高いCAといった分布の特徴を捉えており、CAの水平分布や高度分布について同期間に観測されたCALIOSOの結果との整合性も確認できた。しかし、一部でCALIPSOと整合しない結果も得られ、これらの要因は視野の大きさの違いや観測時間の違いなどに加えてスライシング法の検出誤差によるものが含まれていると考えられるため、その原因の議論が必要である。以下では見られた違いの項目ごとに原因を議論する。

(a) 陸上でのCALの過大評価とCAHの過小評価

Table3, 4, Figure 17-19において、陸上で見られるスライシング法によるCAの過大評価は地表面温度のバイアスによる可能性が高い。CAの過大評価は主にCALにより、冬半球の高緯度や乾燥地域で過大評価傾向がある。特に1月の北半球ではその傾向が大きく、緯度が高くなるにつれてCALが増加し、CAHが減少する傾向があることがFig.13からわかる。3章で述べた通り、解析の際には地上2mの気温を地表面温度として用いた。しかし、地表面温度と地表付近の気温には時間によって違いが生じ、日中は太陽光によって地表面温度は気温に比べて高く、逆に夜間は放射冷却によって地表面温度は気温よりも低くなる場合が多い。Jin and Dickinson (2010)では北半球中緯度のLamont (36.605°N, 97.485°W)において地表面温度と地上2mの気温の違いを求めているが、地表面温度は地表気温に比べて-6~15K程度のバイアスがあることが報告されており、地表面の種類や緯度帯、大気状態によってはこのバイアスはさらに大きくなるものと考えられる。冬半球の高緯度では夜間の時間が長いため、こういった状況であるケースが多く、地表面温度と気温の差は大きくなる可能性がある。4.1.2での誤差の評価から、実際の地表面温度に仮定した地表面温度から負のバイアスがある場合、推定される雲頂高度は低くなる傾向があることがわかっている。そのため、地表面温度に負のバイアスがあるケースの増加に伴い、上層雲を下層雲として検出してしまう場合が増えたのではないかと考えられる。また、気温の鉛直勾配も緯度が高くなるにつれて小さくなると考えられ、スライシング法の検出誤差は鉛直勾配が小さいほど大きくなることから、このことも誤差を生じさせた要因の一つであると考えられる。一方、砂漠地域では昼間の地表面温度バイアスは+30K近い値となる(Lakshmi et al., 1998)。このように、CALの過大評価が見られる地域では地表面バイアスが大きく、その影響で晴天の場合に雲があると判定されている場合がある可能性が高い。

(b) 熱帯域での CAH の過小評価

Table3, 4、Figure 3, 4, 17-19 ではスライシング法の CAH の過小評価が見られた。このことは 2 つの要因によるものだと考えられ、1 つ目はスライシング法と CALIPSO の感度の違いである。15 μ m 付近の二酸化炭素の吸収帯を用いた雲検出で検出できる光学的厚さの下限は 0.1 程度以上だと言われており (Wylie and Menzel, 1999; WCRP, 2012)、それに対して CALIPSO は光学的厚さ 0.01 以下のものも検出できる (Winker et al., 2007)。7 月の CALIPSO による光学的厚さが 0.1 以下の光学的に薄い雲の検出率を Fig. 27 に示す。光学的に薄い雲の発生は赤道付近で頻繁であり、この分布は Fig. 19 の CAH のスライシング法が過小評価をしている分布とほぼ一致していることがわかる。また 2 つ目の要因は雲の多層構造である。赤道付近では多層雲の発生も多いことが報告されており (Wu et al., 2011)、スライシング法で検出できる雲は最上層の雲であるが、その下に雲がある場合、地表面温度にバイアスがある場合と同じように誤差の要因となる。特に、最も誤差が大きいのは光学的に薄い雲の下に光学的に厚い雲がある場合である (Menzel et al., 1992)。今回の解析では、スライシング法の解析結果は雲を検出する場合と晴れと判定する場合のほかに判定不能となる場合がある。これは主に地表面温度バイアスがある場合や多層雲がある場合に見られ、熱帯地域では判定不能となる場合が多く見られた。このように、光学的に薄い雲を伴った多層構造の雲によって熱帯の上層雲量が過小評価となったと考えられる。

(c) 大陸西海岸沖での CAL の過小評価

Figure 13, 14 では大陸西海岸沖の地域でスライシング法による CAL の過小評価が見られ、とくにカリフォルニア沖で最も顕著である。これらの地域では寒流と湧昇の影響で他の海域よりも海水温が低いこと、亜熱帯高気圧帯にあたるために下降流が生じていることによって強い逆転層が発生し、それに伴って 2km 程度までの高度に雲頂を持つ層積雲が恒常的に発生することがわかっている (Klein and Hartman, 1993)。7 月の GPV データから計算された地上 2m の気温と 700hPa 面での気温の差の分布と CALIPSO による観測で雲頂高度が 1km 以下の雲の検出率を Fig. 28 と Fig. 29 に示す。気温差が小さい海域と雲頂高度が 1km 以下の雲の検出率が高い地域はスライシング法で下層雲の検出率が過小評価である領域の分布とほぼ一致している。Figure 15-17 からわかるように、本手法では雲頂高度が 1km に満たない雲は検出が困難であり、また、スライシング法は気温の鉛直勾配を用いた手法であるため、このような逆転層の存在する条件下での雲の検出も誤差が大きくなることが予想される。これらのことから、スライシング法で検出が困難となる複数の条件により、7 月の大陸の西海岸沖で下層雲の検出率が低くなったものと考えられる。

(d) スライシング法と閾値雲判定の組み合わせ

(b)でスライシング法の熱帯域での過小評価の原因とされたようなケースでは、光学的に薄い雲の下に光学的に厚い雲が存在するため、スライシング法で判定不能となった場合があると考えられる。しかし、そのような場合でも TIR 閾値雲判定で検出が可能となる可能性がある。そのため、判定不能の場合に TIR 閾値雲判定の結果を参照することで過小評価傾向への対処が可能になると考えられる。Figure 30 は Fig. 11、Fig. 12 と同様であるが、スライシング法で判定不能となった場合に、TIR 閾値雲判定の結果を参照した場合と、TIR 閾値雲判定のみによる雲量の緯度分布を書き加えたものである。この図では、日中と夜間双方の結果を示している。ただし、CAI は夜間の観測は行えないため、日中のみ示してある。スライシング法で判定不能となった場合に TIR 閾値雲判定の結果を利用した場合とスライシング法のみによる検出を比べると、中緯度では雲量にはあまり変化が見られないが、熱帯では概算で最大 0.05 程度の改善が見られ、CALIPSO の値に近づくことがわかる。CALIPSO との差は 7 月よりも 1 月、日中よりも夜間に大きい傾向がある。Martins et al. (2011) では、光学的厚さが 0.03 以下の Subvisible Cirrus の発生率は JJA(6~8 月)に比べ、DJF(11~1 月)で高いことを示している。また、Sassen et al. (2009) では、Subvisible Cirrus は夜間の海上で最も多く発生することが報告されている。そのため、今回得られた熱帯における検出率の差について見られた季節や昼夜での変化はスライシング法では検出できないほど光学的に薄い雲の発生率を反映したものであると考えられる。

また、夜間における TIR 閾値雲判定のみの結果と比べると、熱帯域では TIR 閾値雲判定に比べてスライシング法の検出率は 0.1 以上大きい。これは熱帯域で発生する雲の光学的厚さによるものと考えられ、スライシング法が CALIPSO ほどではないものの、TIR 閾値法に比べて光学的に薄い雲に高い感度を持っていることを示している。南半球の中緯度では緯度が高くなるにつれて検出率が高くなり、差は小さくなっているが、Fig. 22 からわかるように、緯度が高くなるにつれて、雲の発生率と共に光学的厚さが大きくなる傾向があるためであると考えられる。北半球中緯度では、TIR 閾値雲判定は 1 月では CALIPSO とよく合っているように見えるが、7 月は違いが大きい。TIR 閾値雲判定は地表面温度に負バイアスがある場合には、それを雲と判定してしまい、冬季は陸上で緯度が高くなるほど、そのことによる誤判定が多く発生している可能性がある。そのため、7 月に比べて 1 月の雲量が多くなっていると考えられ、1 月の雲量の絶対値を議論する時には注意が必要であると思われる。少なくとも、熱帯と 7 月の北半球中緯度においては、スライシング法は TIR 閾値雲判定と比べて、検出率が CALIPSO に大きく近づき、検出精度が向上しているため、夜間の

TIR によるガス観測にも影響を及ぼす可能性があると言える。

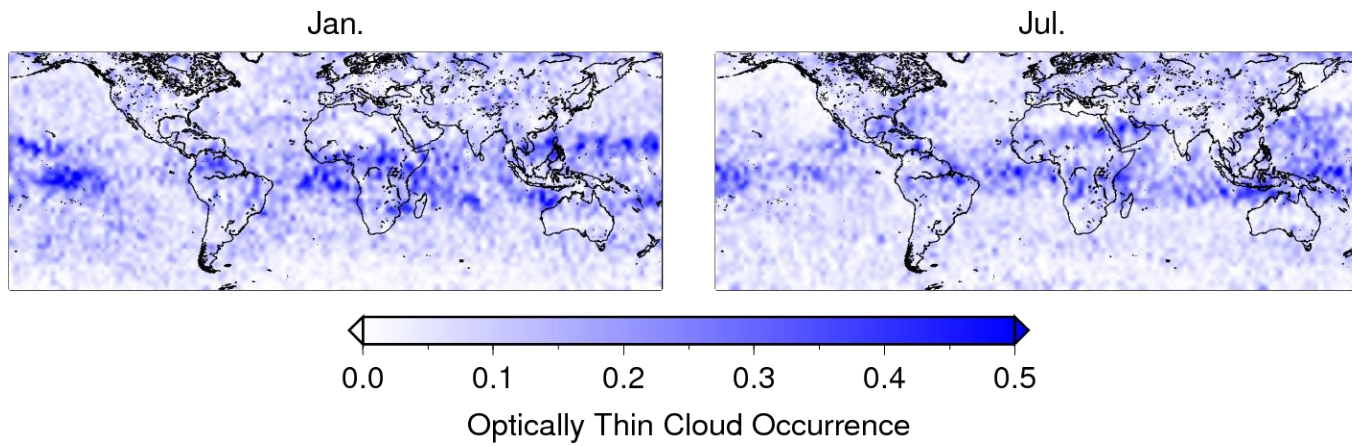


Fig. 27. 1月と7月の CALIPSO による光学的厚さが 0.1 以下の雲の検出率の分布

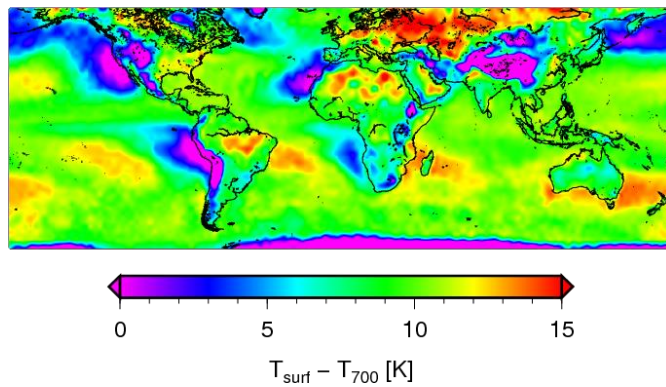


Fig. 28. 7月の GPV データによる地上 2m の気温と 700hPa での気温の差の分布

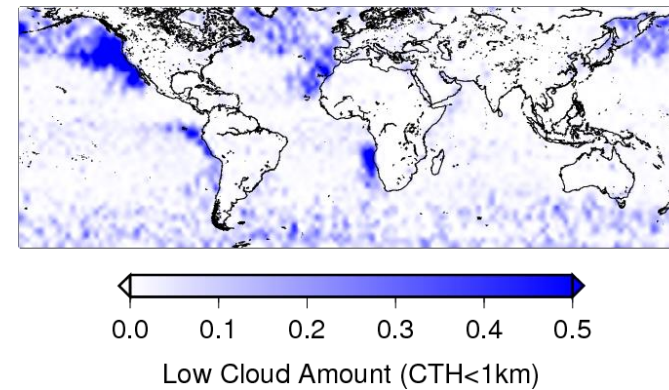


Fig. 29. 7月の CALIPSO による雲頂高度が 1km 以下の雲の検出率の分布

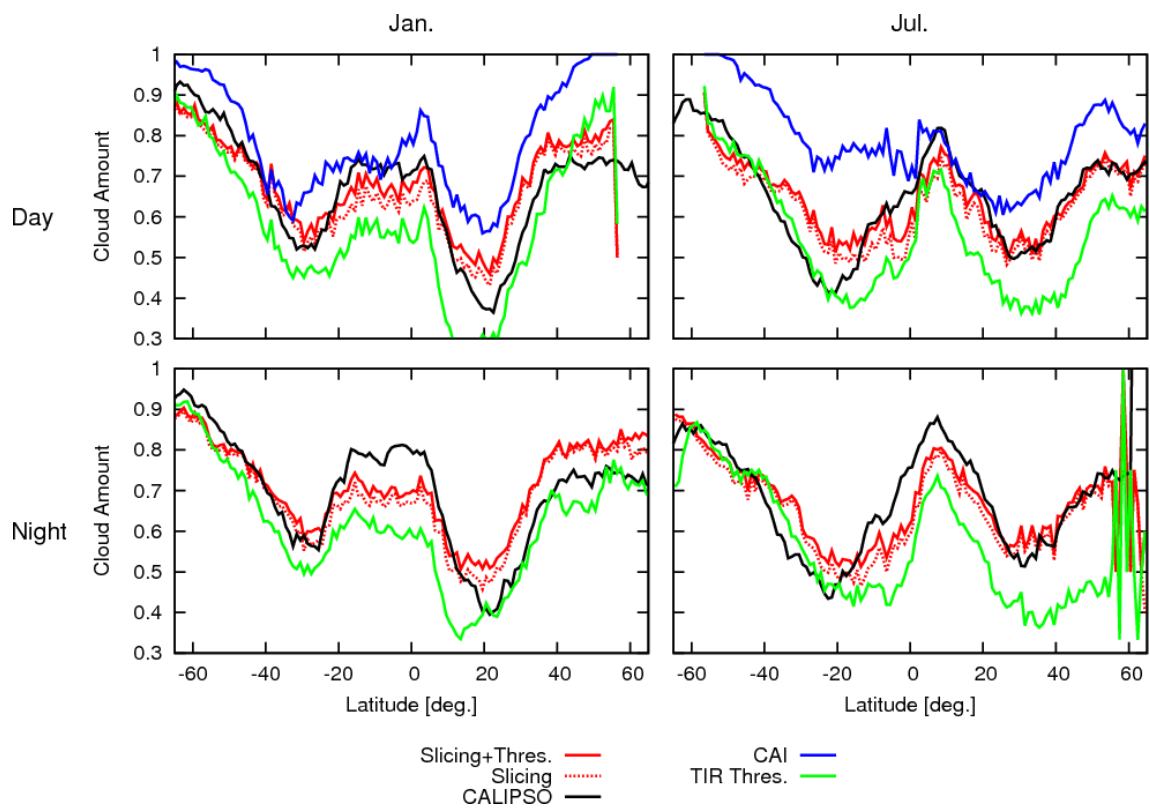


Fig. 30. 1月と7月の日中と夜間におけるスライシング法で判定不能の場合に TIR 閾値雲判定の判定を利用した場合、スライシング法のみの場合、CALIPSO、CAI、TIR 閾値雲判定のみの場合の雲量の緯度分布。

(2) スライシング法の検出特性と GOSAT での他の雲検出手法との感度の違いの要因

CALIPSO との同時観測の結果から、今回の改良によって高度推定精度が向上したことがわかった。以下では、CALIPSO とスライシング法で得られたそれ以外の物理量から、スライシング法の検出特性を調べる。また、CALIPSO の観測を基準に、CAI と TIR 閾値雲判別と比較した場合のスライシング法の検出感度についても議論する。

(a) 高度の検出誤差と ECA の関係

同時観測点でのスライシング法と CALIPSO による雲頂高度の比較では従来の手法と比べて精度の向上が見られたが、検出誤差はある程度見られた。検出誤差は視野内の雲の被覆や光学的厚さによって変化することが予想されるため、その関係を調べる。スライシング法と CALIPSO による検出雲頂高度差と ECA の関係を Fig. 31 に示す。ECA が小さいということは雲が光学的に薄い、視野内の雲の被覆率が小さい、もしくはその両方であるため、ECA が大きいにもかかわらず検出高度の違いが大きい 2 点を除けば、ECA の値が小さいほど検出高度の違いは大きくなる傾向にある。同様に、Fig. 32 は CALIPSO による光学的厚さと雲頂高度差の関係を表した図である。こちらでは光学的厚さによる雲頂高度差の変化ははっきりとは見られない。これらのことから、スライシング法ではある程度以上の光学的厚さの雲に対しては光学的厚さよりも雲の視野内被覆率が誤差要因としての影響が大きいものと考えられる。

(b) 検出可能な光学的厚さ

Pstar3 によるシミュレーションでは北半球の気温プロファイルを用いた場合、光学的厚さが 0.02 程度でも検出が可能であることが 3.5 で示されたが、実データの解析では光学的に薄い雲が検出されていたのかを調べる。4.1.3.2 で解析したデータのうち、CALIPSO の光学的厚さが 0.1 以下の場合に対応する GOSAT の観測点は 12 点あった。そのうちの 8 点では雲が検出されており、最も CALIPSO の光学的厚さが小さいものは 0.0159 であった。この結果から、同時観測点のあった地域では、光学的厚さが 0.1 以下の場合でも本手法で検出が可能である場合が多いことがわかった。

(c) CAI との判定の整合性

Table 7 では、スライシング法、CALIPSO、CAI で判定が一致したのは全体の 61.4%であった。これ以外のケースについては視野の大きさの違いや、CAI、スライシング法の雲の誤検出が原因である場合があると考えられるが、ここでは特にスライシング法と CALIPSO の判定が一致しており、CAI で判定が一致しなかった場合について、考えられる原因を以下に示す。CALIPSO とスライシング法で晴れ、CAI で曇りであった場合は 16.5%であった。前

述のように、CAIの雲判定では、反射率の高い地表面を雲と判定してしまう場合があり、雲量を過大評価傾向にある。陸上でCAIのみが曇りと判定している場合のCAI画像の例をFig. 33に示す。この例ではFTSの視野内の10%程度にCAIで雲があると判定されているが、この画像からは雲らしきものは目視では確認できず、CALIPSOでも検出されていないことからCAIの反射率の高い地表面上での雲の誤検出である可能性がある。こういった場合に加え、FTSの視野内にごくわずかに雲がある場合、CAIでは雲が検出されたピクセルが1つでもあれば曇りと判定されるが、スライシング法では雲の影響が輝度にほとんど反映されず、晴れと判定する場合があります。

スライシング法とCALIPSOで雲が検出されているが、CAIで晴れと判定されている点も0.6%(2点)あった。1点は陸上、もう一点は海上であり、どちらでも光学的に薄い上層雲が検出されていた。Figure 34はそのうちの1点のCAI画像である。この点ではスライシング法で11.2km、CALIPSOで8.7kmと高度に2.5km程度の違いはあるものの、雲が検出されている。この時のCALIPSOによる光学的厚さは0.3程度であった。画像では南東部には薄い雲がかかっている様子がわかり、FTSの視野内にも雲が広がっている可能性がある。もう一点はCALIPSOの光学的厚さがさらに小さく、この2点はCAIで検出できていない巻雲をスライシング法で検出している例であると思われる。

(d) TIR 閾値法との整合性

Table 8のスライシング法、CALIPSO、CAI、TIR 閾値法の比較からは、スライシング法とCAIはTIR 閾値雲判別に比べて感度が高いことがわかった。スライシング法とCAIの観測と他の観測との整合性を見ると、CALIPSOとTIR 閾値雲判定では同程度である。また、CALIPSOによる観測と他の観測の整合性では違いはあまり大きくない。GOSATとCALIPSOでは視野の大きさが異なり、GOSATの観測点に対し、対応するCALIPSOの観測点が複数存在する場合もあることから、FTSの視野よりも水平方向のスケールが小さい雲がある場合を想定すると、CALIPSOとの整合率はやや低くなることが予想されるが、TIR 閾値雲判別に対する他の観測との整合率はほぼ同じである。このことから、TIR 閾値雲判定では視野内に一様に雲がある場合にはCAIと同程度の精度で検出をしているが、部分的に雲がある場合は検出できていない場合があると考えられる。また、CAIとの整合性が最も高いのはスライシング法で、TIR 閾値雲判定で検出できていない、視野内に部分的に雲がある場合にもスライシング法で検出できているものと思われる。

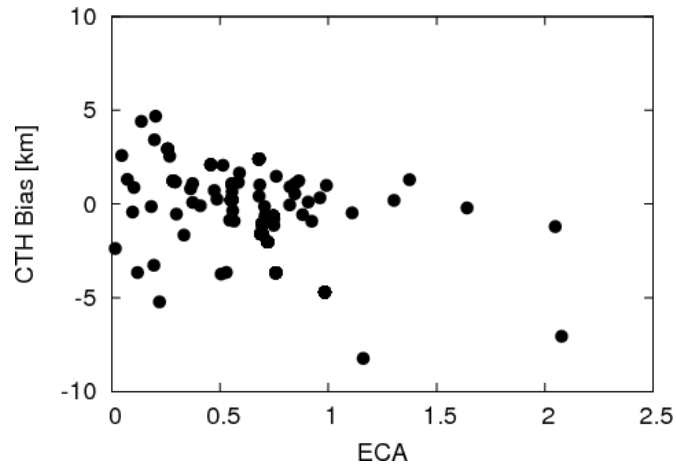


Fig. 31. スライシング法と CALIPSO による同時観測点での雲頂高度差と ECA の関係

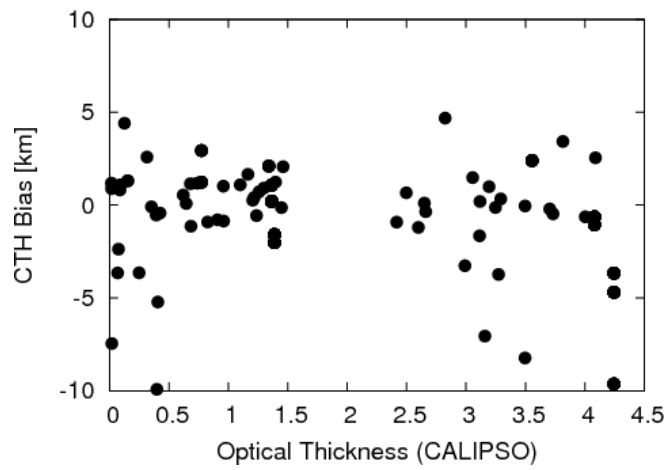


Fig. 32. Fig. 31 に雲頂高度差と CALIPSO による光学的厚さの関係



Fig. 33. スライシング法と CALIPSO で晴れ、CAI で雲が検出されたシーンの CAI 画像の例。黄色い丸は位置ずれを補正した FTS 視野、橙丸は未補正の FTS 視野、橙矢印は FTS 視野中心からの太陽の方位角、緑矢印は同様に衛星の方位角。黄色で囲まれた FTS 視野内の CAI のピクセルのうち、Confident Cloudy は 8.8%、Probably Cloudy は 1.5%。

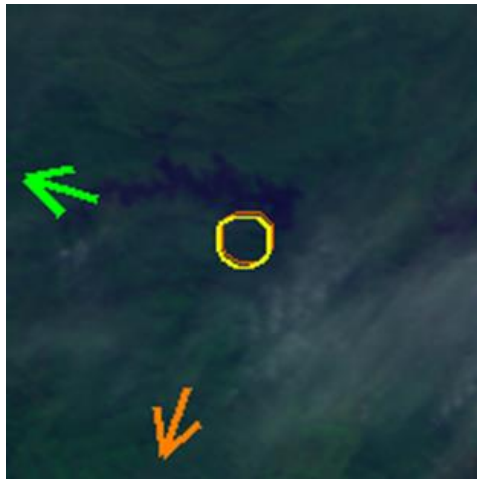


Fig. 34. スライシング法と CALIPSO で雲が検出され、CAI で晴れと判定されたシーンの CAI 画像の例。検出された高度はスライシング法が 11.2km、CALIPSO が 8.7km。

4.2. ダストエアロゾル

ダストエアロゾルは乾燥地のダストストームによって発生し、風によって輸送される。世界的に大規模なダストエアロゾルの発生源は北アフリカから中東、中国大陸内陸部にかけての亜熱帯高圧帯下の乾燥地帯に広がっている(Prospero et al., 2002)。特にモンゴルから中国にかけてのタクラマカン砂漠やゴビ砂漠をはじめとした地域で発生するダストエアロゾル(黄砂)は西風によって主に春に日本上空から太平洋を通り、北アメリカ大陸まで至る場合もある(Duce et al., 1980; Uematsu et al., 1983; Husar et al., 2001)。日本で観測されたダストエアロゾルの構成物質は主に石英、長石、イライト、緑泥石、カオリナイト、方解石、石膏、硫酸アンモニウムなどの土壌鉱物である(石坂, 1991)。近年では発生地域付近の植生や降水量の変化に伴い、ダストイベントの発生頻度の増加傾向も報告されている(Kurosaki and Mikami, 2003; Kim et al., 2008; Lee and Sohn, 2011)。

4.2.1. 人工衛星によるダストエアロゾルの観測

ダストエアロゾルの発生源である砂漠付近でのダストストームの人工衛星による観測手法の開発は1970年代から行われてきた。可視・近赤外波長を用いた観測はGriggs (1975)、Carlson (1979)、Norton et al. (1980)などによって試みられているが、発生源である砂漠付近においては地表面の高い反射率のために検出が困難であり、海上や反射率の低い陸上に限られた(King et al., 1999)。一方、熱赤外波長を用いた観測は地表面の反射率の影響が少なく、夜間にも観測が行えるため、Shenk and Curran (1974)やAckerman (1989)ではダストの有無による輝度温度差を用いた解析によりダストの検出を行っている。しかし、熱赤外波長データによるダストエアロゾルの検出も地表面温度のバイアスや地表面とダスト層の温度が近いといった理由により検出が難しい。短波長域と長波長域のデータが複合的に利用可能になってからは、このような問題に対しての解決法も提案され、巻雲との区別は $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ の輝度温度差から、下層雲との区別は $0.65\sim 0.85\mu\text{m}$ の反射率から、地表面との区別は $3.75\mu\text{m}$ と $11\mu\text{m}$ の輝度温度の比、もしくは $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ の輝度温度差から行えるようになり、大規模なダストストームの場合は $1.6\mu\text{m}$ の特徴から検出が行われている(Shao and Dong, 2006)。また、近年の高波数分解能の熱赤外スペクトルセンサーを用いては、ダストエアロゾルによる観測スペクトルの特徴に関する研究も行われ(Sokolik, 2002 ; DeSouza-Machado et al., 2006 ; Han et al., 2012)、この波長域のデータを用いてエアロゾル層の高度や光学的厚さが導出されている(Pierangelo et al., 2004 ; DeSouza-Machand et al., 2010 ; Yao et al., 2012 ; Han and

Sohn, 2013)。しかし、このような研究で取り扱われているケースは発生源である砂漠付近の比較的大規模なダストイベントが見られる場合であり、これらの地域から離れた場所で光学的に薄いイベントは対象としていない。本研究では東アジアのダストエアロゾル(黄砂)イベントのうち、日本付近まで到達したイベントを対象とした。このようなイベントは中国大陸でこれまで検出されてきたイベントに比べて光学的にも薄く、これまでの手法では検出が困難である。

4.2.2. 検出可能性と誤差評価

スライシング法がダストエアロゾルに適用された例は無いため、まず、スライシング法による検出可能性を Pstar3 によるシミュレーションによって調べた。この計算では大気中の粒子の光学特性を決める複素屈折率と粒径分布を決める必要がある。Lee and Park(2014)では、ソウルと北京で観測されたダストエアロゾルについて、その構成物質と割合から Fig. 35 のように複素屈折率を求めており、今回のシミュレーションではこのうちソウルでの値を用いた。また、Arimoto et al.(2006)では粒径分布を対数正規分布で体積中央直径が 1.1, 5.5, 14 μ m、標準偏差が 1.46, 1.85, 1.50 と求めており、粒径分布はこの値を用いることとした。気温プロファイルは北半球のもののうち、春期の昼間に相当するものを用いた。ダストエアロゾルを仮定したシミュレーションを高度と光学的厚さを変えて行った結果に対して、スライシング法を適用した場合の導出された高度と仮定した高度の差を Fig. 36 に示す。雲に比べてダストエアロゾル層は光学的に薄いため、検出高度はやや低くなる傾向が見られるものの、光学的厚さが 0.1 程度までは高度が変化しても 1km 程度の過小評価として検出できることがわかった。また、Fig. 37 は異なる光学的厚さのダストエアロゾル層に対する地表面温度にバイアスがある場合の検出誤差である。予想される通り、地表面温度のバイアスには非常に敏感であることがわかり、特に地表面温度に正バイアスがある場合は顕著である。そのため、実データの解析では用いる地表面温度の補正を正確に行う必要がある。

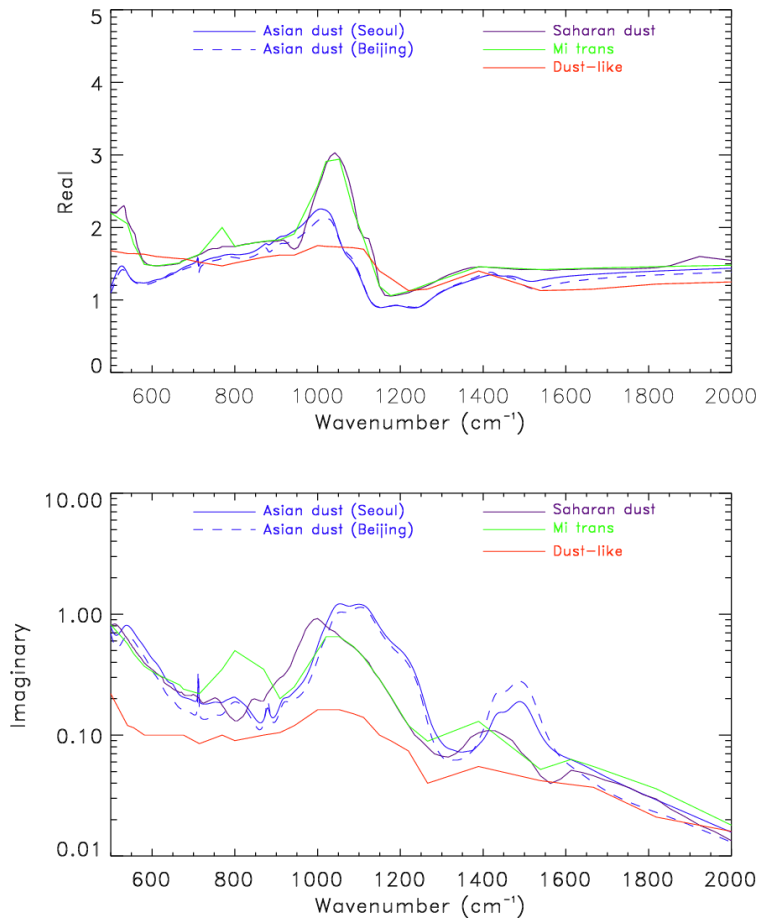


Fig. 35. ダストエアロゾル(ソウル、北京)、Saharan dust (Voltz, 1973)、mineral-transported (Carlson and Benjamin, 1980; Hess et al., 1998)、dust-like(Shettle and Fenn, 1979)の複素屈折率(Lee and Park, 2014)

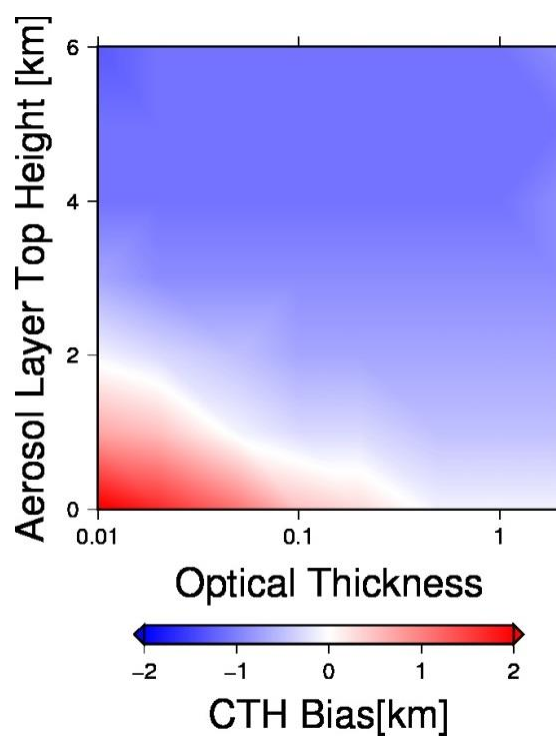


Fig. 36. ダストエアロゾルを仮定し、光学的厚さと層の高度を変えた場合のスライシング法によって求められた層の上端高度と仮定した高度との差

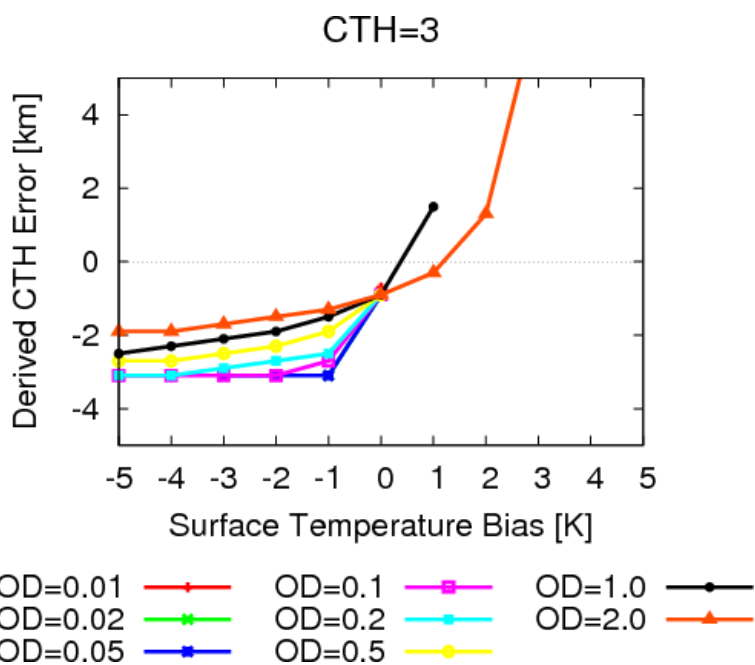


Fig. 37. 地表面から高度 3km に設定した異なる光学的厚さのエアロゾル層に対して地表面温度バイアスがある場合のスライシング法の検出誤差

4.2.3. 解析結果と考察

ダストエアロゾルに対する解析結果は、国立環境研究所(NIES)が提供する地上に設置されたライダーによる観測データと比較・検証を行った。GOSAT データと地上ライダーデータを比較するためには、ダストエアロゾルイベントが地上ライダーサイトのエリアで発生しており、GOSAT がその近くでの観測を行っていることに加え、上空に雲が発生していないことが必要となる。NIES のライダーサイトのデータのうち、このような条件下で非球形粒子の消散係数が導出されているものは 2010 年の 1 年間のうち、3 月 14 日の大阪(139.59°E, 34.65°N)においてのみであったため、本研究ではこの例について解析を行うこととした。用いた GOSAT データの観測時間は 2010 年 3 月 14 日 4:22(UTC)、ライダーサイトとの距離は約 20km である。

4.4.2 で示されたように、ダストエアロゾル層は多くの場合、雲と比べて光学的に薄く、高度も低いために解析では地表面温度バイアスの影響を受けやすい。本解析で用いた観測データは市街地上空で現地時間の 13:22 に観測されたものであり、太陽光による加熱のために地表面温度は地表付近の気温に比べて非常に大きい可能性がある。そのため、陸上でのダストエアロゾル層の検出には地表面温度を補正して用いる必要があると考えられる。GOSAT の TIR のデータプロダクトには TIR の閾値雲判定で雲が検出されなかった観測点については、TIR の窓領域のスペクトルデータを用いて解析された地表面温度が含まれている。ダストエアロゾル層は地表面に近く、光学的にも薄いため、TIR の閾値雲判別による雲スクリーニングでは検出できず、今回用いたデータは晴天と判定され、地表面温度の解析値が求められていた。そのため、解析の際の地表面温度の補正の基準となる温度にはこの値を用いることとした。この観測データに格納されている GPV データの地上 2m での気温は 285.33K、解析により求められた地表面温度は 294.24K であった。

Figure 38 はスライシング法で仮定する地上面温度を GPV データの地表から 2m の高度の気温から 1K ずつ補正した場合の検出高度の変化であり、スペクトルデータから解析された地表面温度に対応する値を赤線で示している。雲の解析と同様に地表面温度を地上 2m の気温と同じと仮定して計算した場合、ダストエアロゾル層は検出されなかった。地表面温度に正の補正をした場合には補正値が大きくなるにしたがって、検出高度が高くなっており、解析によって求められた地表面温度に非常に近い値を用いた場合には理論計算した晴天時の輝度と観測された輝度の差が小さくなるため、晴天と判定されている。しかし、ダストエアロゾル層がある場合、解析によって求められた地表面温度はエアロゾルの寄与を考慮していないため、実際の地表面温度よりも低くなる。そのため、実際の地表面温度はこの

解析値よりもやや高い可能性が高く、地表面温度として解析値から 2~3K 程度大きい値を用いた場合には 2.2km の高度にエアロゾル層が検出された。それよりも補正值が大きくなるとエアロゾル層は検出されなかった。これらの傾向は地表面温度バイアスの影響評価の結果とも一致する傾向である。地上ライダーの観測データによる非球形粒子の消散係数の時間高度断面と地表面温度を解析値+2K として補正した場合にスライシング法で検出された高度を Fig. 39 に示す。消散係数が 0.1 以上のエアロゾル層の上端を灰色の線で表しており、GOSAT の観測が行われた 4:22(UTC)前後の 4:15 と 4:30 での高度はそれぞれ 3.39km、2.43km であった。黒丸で表されたスライシング法による解析結果はこれらと比べるとやや低い値であるものの、0.2~1.2km 程度の精度で検出されていることがわかり、Fig. 36 の結果とも整合的である。また、ライダーによる非球形粒子と球形粒子の光学的厚さの和はどちらの時間でも約 0.553 であった。ダストエアロゾルの光学的厚さの波長依存性は粒径分布などによって大きく変化するため、熱赤外域の光学的厚さから可視域の光学的厚さを求めるのは困難であるが、ダストエアロゾルが視野内に一様に Arimoto et al. (2006)による粒径分布で存在していると仮定して求めた 532nm での光学的厚さは 0.760 であった。

上記の解析に用いたデータと同日に大阪のライダーサイトから 300km 以内で観測されたデータについて、スライシング法を適用して検出された高度の分布を Fig. 40 に示す。陸上の地表面温度の解析値がある場合には、大阪の場合と同様に地表面温度を解析値+2K として補正している。これを見ると、大阪付近以外にも数か所でダストエアロゾル層の可能性のある 5km 程度以下の検出箇所があることがわかる。富山にも地上ライダーが設置されており、非球形粒子の消散係数は求められていなかったものの、減衰後方散乱係数の値は観測されていたため、Fig. 41 に減衰後方散乱係数と偏光解消度の時間高度断面とこのライダーの観測点近くの GOSAT データの解析結果を示す。減衰後方散乱係数はレーザー光が後方に散乱される強度(ただし、減衰補正をしていない)を表し、雲やエアロゾルが存在する場合は大きい値を示す。偏光解消度は粒子の非球形の度合いを反映する値である。高度 5km 程度までの高度では減衰後方散乱係数と偏光解消度が共に高いことから非球形粒子が存在し、その層の気温から、それらは氷粒子ではなくダストであることが推察される。黒丸で示したスライシング法による GOSAT データの解析結果は大阪の例と同様に減衰後方散乱係数が高く、光学的に厚い層の上端付近を検出しており、ライダーによる観測結果と整合的であると言える。

今回の解析では、利用可能な検証データが限られていたために大阪付近の例のみを対象としたが、今後は事例数を増やし、検証を進める必要がある。

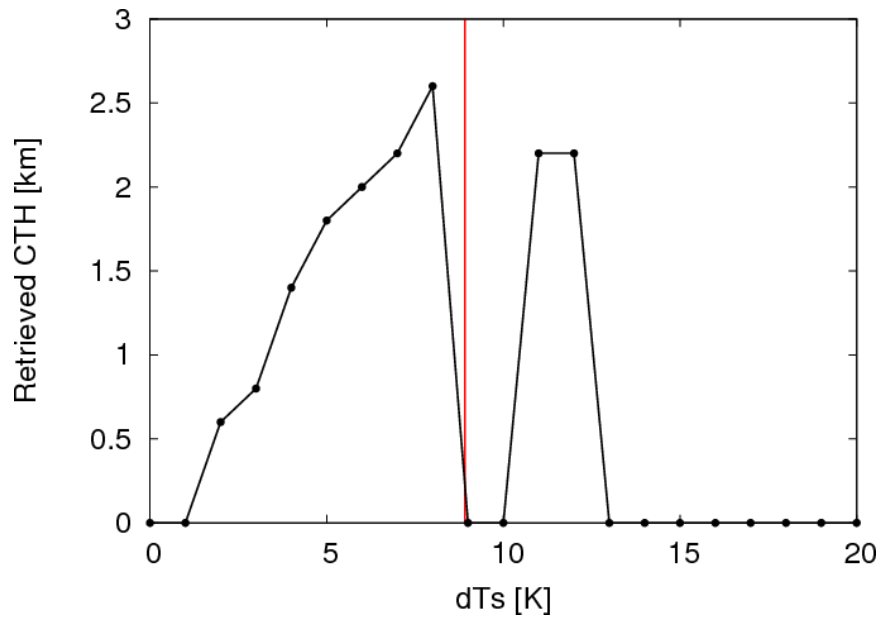


Fig. 38. 2010年3月14日4:22(UTC)に大阪付近で観測されたGOSATデータについて、GPVの地上2mの気温から1Kずつ地表面温度に補正を加えた場合の検出された高度の変化。赤線はTIRの窓領域を用いて解析された地表面温度に対応する値。

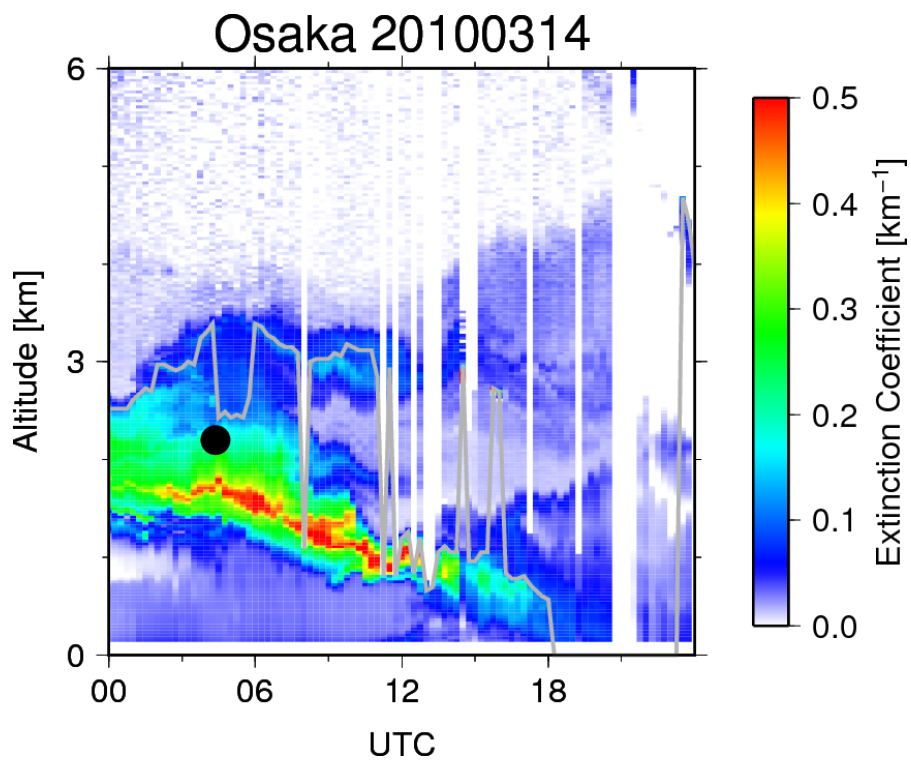


Fig. 39. 2010年3月14日に大阪に設置された地上ライダーの観測データから求められた非球形粒子による消散係数の時間高度断面と地表面温度を解析値+2Kに補正した場合にGOSATデータの解析によって検出された高度(黒丸)。灰色の実線は消散係数が 0.1km^{-1} 以上の層の上端高度を表す。

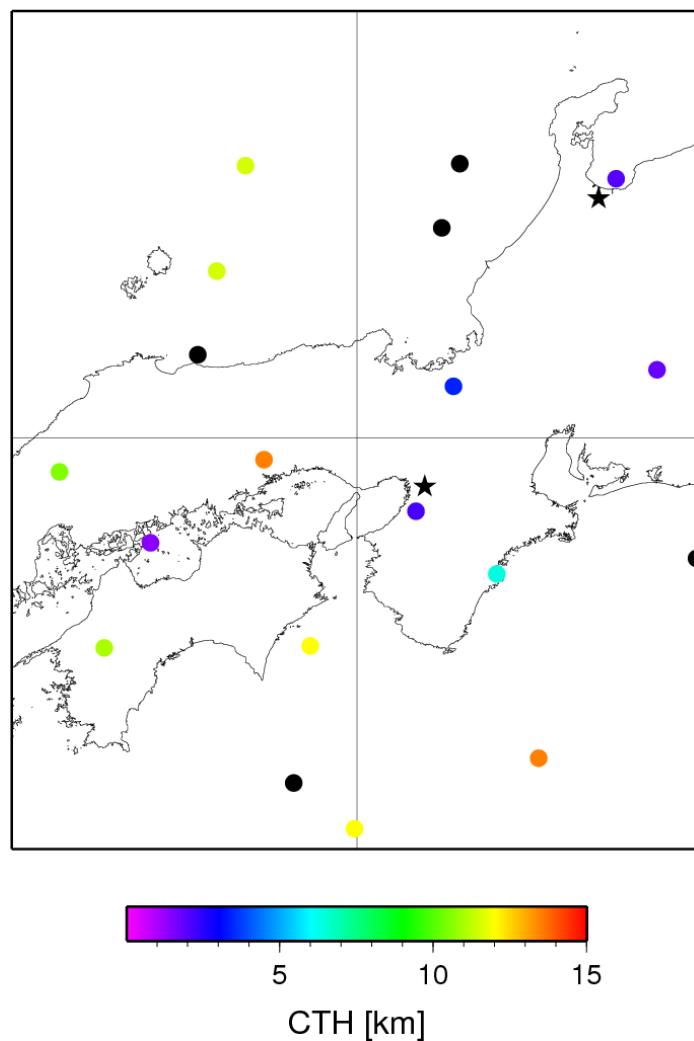


Fig. 40. 2010年3月14日(UTC)に大阪のライダーサイトから300km以内で観測されたGOSATデータに対して、地表面温度の解析値がある場合にはその値+2Kの値を地表面温度としたときにスライシング法によって検出された高度の分布。大阪と富山のライダーサイトを星印で示してある。

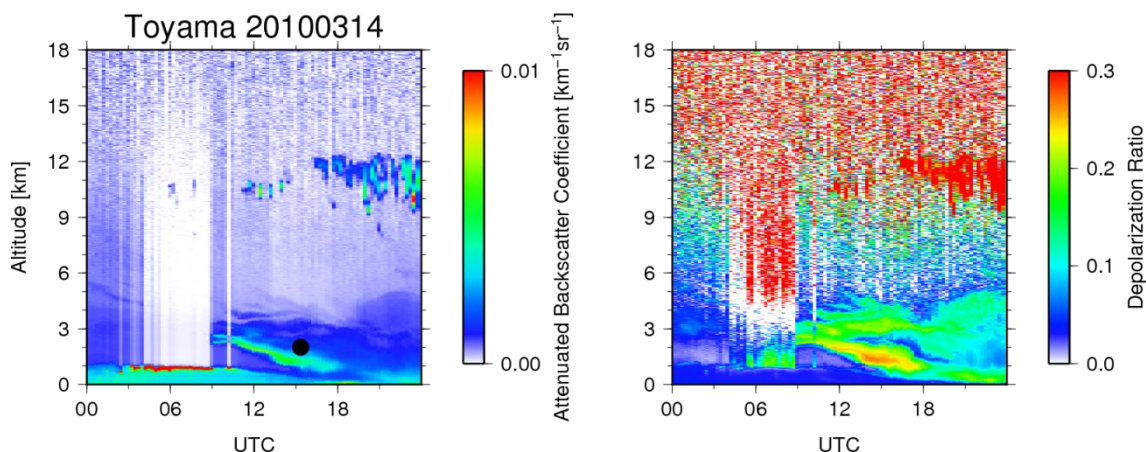


Fig. 41. 2010年3月14日(UTC)に富山で観測された減衰後方散乱係数(左)と偏光解消度(右)の時間高度断面図、GOSAT データの解析によって検出された高度(黒丸)

4.2.4. 二酸化炭素濃度解析への応用

エアロゾルに関する層高度や光学的厚さなどの情報が導出された場合、その結果を用いて SWIR バンドデータの解析を行うことで、どの程度二酸化炭素濃度解析精度が改善するかを示すことができれば、本手法の有用性を評価することができる。ただし、現在、プロジェクトにより運用されている二酸化炭素濃度の導出システムは非常に複雑で大規模なものであり、それを上記評価のために開発することは本研究の範囲外である。そのため、今回は、この解析を国立環境研究所(NIES)の吉田幸生主任研究員に依頼して行っていただいた。現在の SWIR による二酸化炭素濃度プロダクト(Level2,V02)の解析では、エアロゾルの混合比や濃度分布は the Spectral Radiation-Transport Model for Aerosol Species (SPRINTARS; Takemura et al., 2000)による出力を先験値とし、二酸化炭素濃度の解析でエアロゾル光学的厚さや地表気圧を同時に推定している。解析の際に先験値として用いる SPRINTARS のエアロゾルのタイプ別の質量混合比の出力、それらが大粒子と小粒子に分けた場合の質量混合比鉛直分布、大気層ごとのエアロゾル光学的厚さの先験値と解析値の例を Fig. 42 に示す。エアロゾルの情報を用いてガス濃度解析を行う場合、エアロゾル層の上端高度のほかに層内での分布を想定する必要があるが、この情報は本研究の解析からは得られない。そのため、今回の解析ではエアロゾルの上端高度が 2.2km の高度にあることを制約条件として、層内の質量混合比の分布を Fig. 43 のように任意に 6 パターン仮定し、それぞれについて解析を行った。この 6 パターンについてそれぞれ鉛直平均二酸化炭素濃度、地表気圧、エア

ロゾル光学的厚さを求めた結果が Table 9 である。最上段の値は V02.21 プロダクトと同様の処理を行った結果、その下の 6 段が上記の 6 パターンに対応する。求められた光学的厚さは下層のエアロゾルが多いほど大きくなっているが、二酸化炭素濃度は導出濃度の変化傾向が異なるため、この理解にはさらに詳細な調査が必要である。V02.21 プロダクトと同様の処理を行った結果と比べると、光学的厚さは 0.04~0.886 大きく、二酸化炭素濃度の解析値は 0.71~2.74ppm 小さい値となり、6 パターン全てにおいて同様の傾向が見られた。地上ライダーの観測による高度 6km までの光学的厚さが 0.553 であることを考えると、V02.21 プロダクトと同様の処理によって得られた光学的厚さ 0.104 はやや小さいように思われ、このことを踏まえると今回のエアロゾル層高度の導出結果を考慮した解析値は実際の値に近づいたのではないかと考えられる。ただし、解析された二酸化炭素濃度について、その検証用データが存在しないために、今回はこの変化が本当に妥当なものであるかは判断することができない。しかし、今回のダストエアロゾルの解析結果を用いることで二酸化炭素濃度導出結果が有意に変化することが確認できた。今後は事例数を増やし、検証を進めていくことで、本研究の手法で得られるエアロゾル情報が二酸化炭素濃度解析精度の向上に有用であるかどうかを定量的に判断できるようになるものと考えられる。

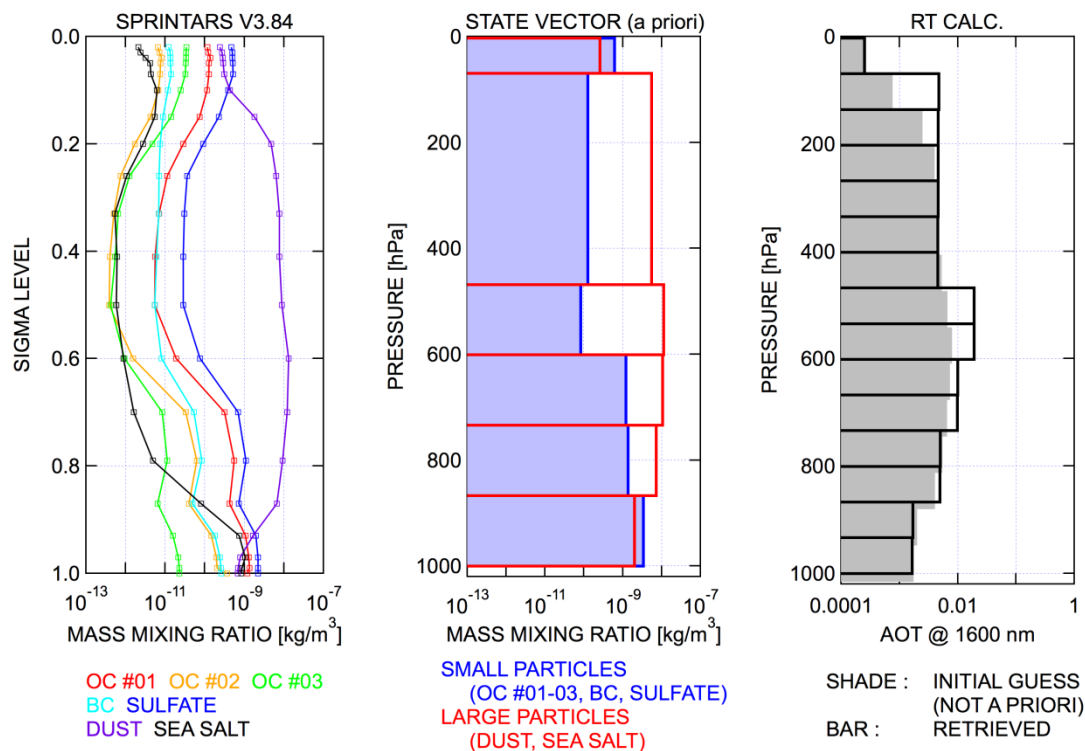


Fig. 42. (左)有機炭素に対する黒色炭素の混合比が異なる4種類の炭素粒子と硫酸塩、土壌粒子、海塩粒子の各エアロゾル種についてのSPRINTARSの質量混合比出力。(中)SWIR解析の未知数であるエアロゾル鉛直分布を大粒子と小粒子に分けて推定した結果。(右)層ごとの光学的厚さの初期推定値と解析値。(NIES 吉田氏による解析結果)

SWIR L2 SENSITIVITY TEST : F100314042218062404

V02.21 : retrieve aerosol profile (2 types x 6 layers = 12 variables)

TEST 01 ~ 06 : retrieve AOT scaling factor (2 types x 1 variable = 2 variables)

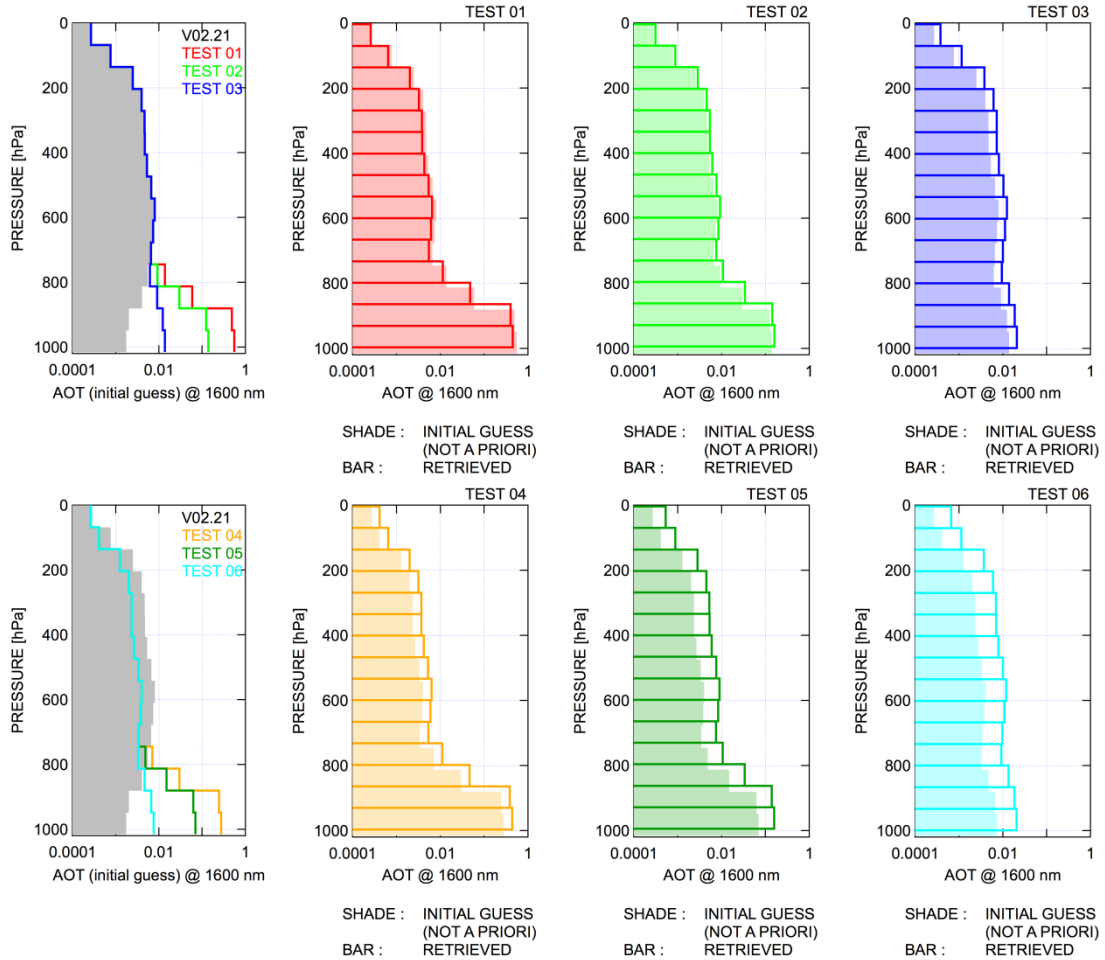


Fig. 43. 高度 2.2km 付近にエアロゾル層境界があるとして土壌粒子の質量混合比を鉛直 15 層のうち下から 4 層目まで 6 パターン用意した場合のエアロゾル高度分布の推定結果。左列は初期状態の高度分布、右 3 列が推定結果。(NIES 吉田氏による解析結果)

Table 9. V02.21 プロダクト同様の処理を行った場合(V02.21)とエアロゾル層の上端高度を仮定した 6 つの各パターン(Test01~06)について推定された鉛直平均二酸化炭素濃度 XCO_2 、地表面気圧 P_{surf} 、 $1.6\mu m$ における光学的厚さ AOD。(NIES 吉田氏による解析結果)。

	XCO_2 [ppm]		P_{SRF} [hPa]		AOD @ 1600 nm	
	a priori	rtrv.	a priori	rtrv.	a priori	rtrv.
V02.21		394.15		997.2	0.064	0.104
Test 01		393.44		993.1	1.154	0.990
Test 02		391.67		990.2	0.349	0.425
Test 03	389.96	393.30	1015.4	995.4	0.091	0.147
Test 04		393.40		992.6	0.578	0.960
Test 05		391.41		990.4	0.176	0.417
Test 06		393.19		995.4	0.048	0.144

4.3. 極域成層圏雲

極域成層圏雲 (polar stratospheric clouds: PSCs) は、真珠母雲 (Mother of pearl clouds) という名前で、高緯度地域において日没後にも輝いて見える雲として古くから知られていた。しかし、その粒子表面における塩素化合物の不均一反応により、オゾンホールが発生において極めて重要な役割を果たすことが知られて以来、PSC は成層圏大気化学の分野において非常に重要な研究対象となっている(Solomon, 1999)。南極域では PSC は冬季の 6 月頃~10 月頃にかけて高度 15~25 km 付近に発生する。成層圏の大気は赤道付近の低温な対流圏界面を経て対流圏から流入し、非常に乾燥しているため、通常、成層圏では雲はできないが、極夜の期間には太陽放射によるオゾン加熱が起こらないことや極渦によって周囲の大気との混合が起きにくいことから、下部成層圏の大気は極めて低温となる。下部成層圏での水蒸気の露点は約 188K であり、この温度を十分に下回ると水蒸気が凝縮し、数 μm 程度の大きさの氷粒子で構成される PSC が発生する(Koop et al., 1997)。この粒子は Type-I と呼ばれる。また、氷粒子のほかにも PSC 粒子には硝酸三水和物(nitric acid trihydrate: NAT)や硫酸四水和物(sulfuric acid tetrahydrate: SAT)を主成分とするものや、水・硝酸・硫酸からなる三成分系液滴(supercooled ternary solution: STS)などがあり、これらは発生の目安となる気温が氷粒子よりもやや高く粒径も小さい(Toon et al., 1986; Pool and McCormick, 1988; Larsen et al., 1997)。これらの粒子は Type-II と呼ばれる。

4.3.1. 人工衛星による極域成層圏雲の観測

PSC の発生高度や地域についての研究が行われるようになったのは、ライダーや人工衛星搭載センサーなどのリモートセンシング技術が進歩してからである。特に、水平的な発生頻度分布の把握が可能になったのは、人工衛星を用いた観測が行われるようになってからである。

PSC は光学的に薄く、受動型下方視センサーによる観測は難しいため、鉛直分解能の優れた太陽掩蔽法や周縁観測法による観測から、その解析が行われてきた。この手法により、初めて南極上空における PSC の広域的な分布の様子を示したのは SAM-II センサーによる観測である(McCormick et al., 1981)。Poole and Pitts (1994)では、このセンサーで 1978~1989 年の間に得られたデータから、Fromm et al. (1997)では POAM-II によって 1994~1996 年の間に得られたデータから PSC の発生頻度の時間-高度分布を求めている。また、その後、打ち

上げられた MIPAS や ILAS による観測では、赤外域のスペクトルの詳細な解析から、粒子タイプや光学特性が求められた(Kurosu et al., 2001 ; Saitoh et al., 2002 ; Hopfner et al., 2006)。さらに、CALIOP/CALIPSO による観測データからは、その高い鉛直分解能と感度により、衛星軌道に沿った PSC の詳細な鉛直断面構造が明らかとなった(Pitts et al., 2007 ; Noel et al., 2008 ; Noel et al., 2009 ; Pitts et al., 2009)。しかし、これらのセンサーでは、観測できる緯度帯が限定されたり、直下やある程度固定された方向の観測に限定されたりするなどの制限があり、短時間のうちに面的な水平分布を得ることが必ずしもできない。

一般に人工衛星搭載センサーによる雲画像の取得には、いわゆる画像センサーが優れている。しかし、極域においては可視画像では雲と雪氷面との区別が難しい。近赤外画像と組み合わせることで、これらを区別できるが、そもそも PSC の現れる季節は光源となる太陽光が当たらないことから近赤外画像は利用できない。一方、熱赤外画像では、昼夜に関係なく画像が取得できる。しかし、極域では地面や雪氷面の温度が低いため、大気の窓領域にある単一波長の画像だけからでは、雲の識別が難しい。Hervig et al. (2001) と Foschi and Pagan (2002)は熱赤外の窓領域に感度のある 2つの波長帯を利用したスプリットウィンドウ法を応用し、AVHRR データから PSC の検出を行っているが、光学的な厚さが非常に大きい場合にしか適用できていない。いずれにしても、これらの手法では、対流圏の雲と PSC の区別をするのは極めて困難である。

4.3.2. 検出精度評価

4.3.2.1. 検出可能範囲

PSC は対流圏の雲に比べ、光学的に薄く、発生高度での気温勾配も小さいため、対流圏の雲に比べて、スライシング法による解析の誤差要因による影響が大きい。そのため、PSC を想定したチャンネルの最適化のシミュレーションの際に用いたものと同じ気温プロファイルを用い、Pstar3 で PSC の光学的厚さを 0.01~0.3 まで変化させたときの誤差を調べた。その結果を Fig. 44 に示す。この図から、この条件下では光学的厚さが 0.03 程度までは 3.5 ~2.0 km、0.05 程度以上であれば、雲頂高度を約 1.5 km の精度で検出できることがわかった。また、光学的厚さが 1 以上のときに誤差がわずかに大きくなっている。これは、雲頂付近における放射の多重散乱の効果と考えられ、光学的厚さが 3 程度以上では誤差の値は収束していた。

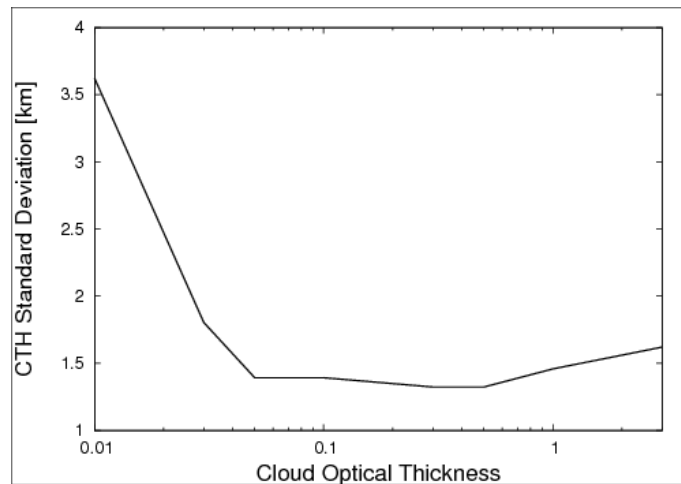


Fig. 44. 極域のプロファイルを用いて異なる光学的厚さで PSC を仮定した理論値に対してスライシング法を適用した場合の検出誤差。

4.3.2.2. 地表面温度の影響

PSC の検出でも最大の誤差要因は用いる地表面温度と実際の値のバイアスだと考えられる。対流圏雲の誤差評価により、雲の高度が高く、荷重関数のピーク高度が高いチャンネルを用いるほどその影響は少ないことがわかったが、温度勾配が小さいほど検出高度は影響を受けやすいことが予想される。そのため、PSC の解析についても、地表面温度にバイアスによる検出誤差の評価を行った。対流圏雲の場合と同様に、Pstar3 による理論値の計算において、地表面温度に -15, -10, -5, -3, 0, 3, 5, 10, 15 K のバイアスを持たせ、これに対して、バイアスが無いとしてスライシング法を適用し、求められた雲頂高度と仮定した高度の差を誤差として評価した。ここでは、チャンネル選択において、PSC を想定した場合に最適と判断されたチャンネルの組み合わせを用いた。解析により得られた高度の仮定した高度からの誤差の標準偏差を Fig. 45 に示す。この図から、仮定した地表面温度と実際の地表面温度の差が大きいほど検出誤差は大きくなることがわかる。対流圏の誤差評価から明らかになったように実際の地表面温度とスライシング法に用いる推定値に正(負)バイアスがある場合、検出される高度は実際の高度よりも高く(低く)なるため、Fig. 45 の計算結果でも同様の傾向が見られた。

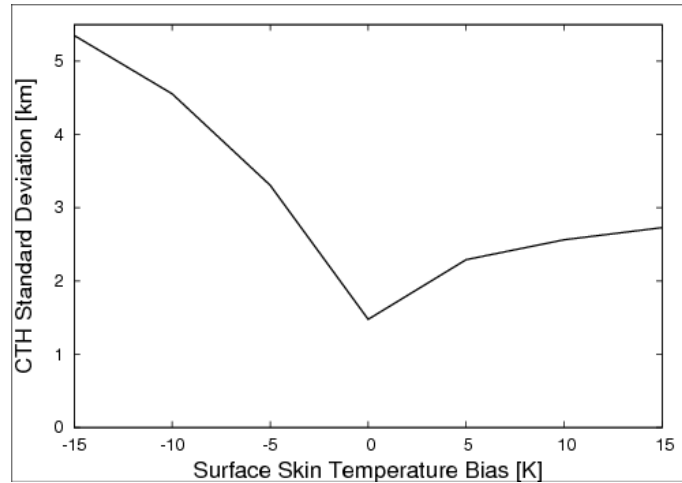


Fig. 45. Fig. 44 と同様に地表面温度にバイアスがある場合のスライシング法の検出誤差

4.3.3 解析結果

4.3.3.1.3 3日間の解析

まず、初めに GOSAT の 1 回帰周期分である 3 日間のデータについてのスライシング法による解析結果を示す。Figure 46 は 2010.8.19 ~ 2010.8.21 の GOSAT による観測データを用いたスライシング法による解析と CALIPSO の観測による雲頂高度が 13 km 以上の雲の分布である。赤い線はこの 3 日間における 50hPa 面での気温 190 K の等値線である。0-90 °W 付近では両者に共通して比較的高高度で PSC が検出されており、190 K の等値線内での発生が顕著であることが分かる。0-90 °W 以外の海上においては、CALIPSO の観測ではほとんど検出されていないにもかかわらず、スライシング法では検出率は低いものの、PSC が検出されたと判定されているが、これは気温の鉛直分布などに起因する誤検出である可能性がある。これについては考察で詳しく述べる。

また、Fig. 47 はスライシング法から求めた Effective Cloud Amount (ECA)の分布である。Figure 46 と Figure 47 を比べると、検出高度の高い地域では ECA の値も大きく、このことから、この地域での PSC の発生頻度が大きいことがわかる。CALIPSO の瞬時視野角が 130 μ rad であるのに対し、TANSO-FTS の瞬時視野角は 15.8 mrad と非常に大きく、GOSAT については光学的厚さの情報と同程度に ECA に占める PSC の視野内被覆率の情報の割合が大きいこと、極夜であることと雪氷上であることから CAI 画像も使用できないこと、また、地表面温度バイアスも大きいと予測されることなど、誤差要因が非常に多いため、ここでは CALIPSO による光学的厚さと GOSAT による ECA の比較は行わなかった。

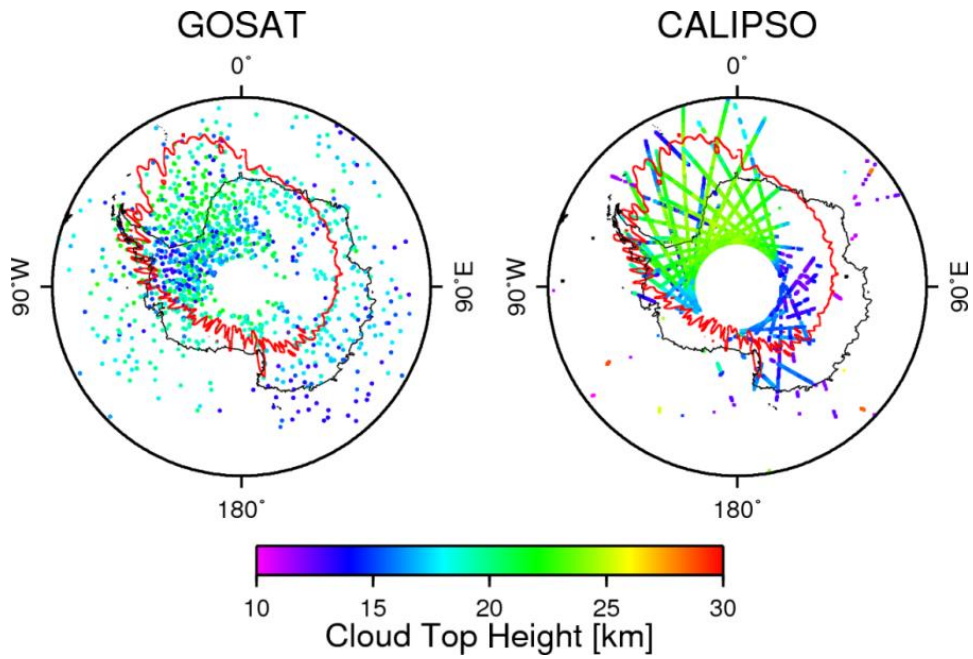


Fig. 46. 2010年8月19-21日のGOSATデータを用いたスライシング法の解析(左)とCALIPSOの観測(右)によって求められた雲頂高度13km以上の雲の分布。赤線は50hPaで190K以下であった領域の境界

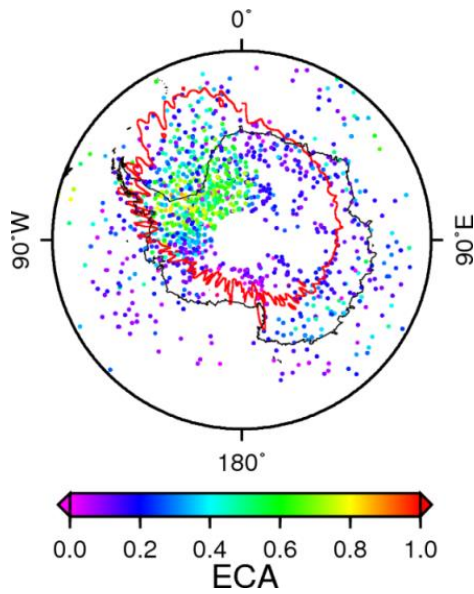


Fig. 47. Fig. 46(左)と同様のECAの分布

4.3.3.2. 検出率の比較

GOSAT と CALIPSO とは、2010 年南半球冬季における 60 °S 以南の地域では、衛星軌道の関係上、視野の重なる同時観測点がまったく無いため、解析結果の直接的な比較ができない。そのため、ここでは月単位の観測値を用いた比較を行うこととする。Figure 48 は 2010.6~2010.9 の 4 か月間での 1 か月ごとの PSC の検出率である。検出率は 2°×2°の水平グリッド内に含まれるすべての観測のうち、雲頂高度 13 km 以上の雲を検出した場合の割合として求めた。スライシング法では 0-90 °W 付近で検出率が特に高い傾向にあり、CALIPSO による観測でもこの地域では検出率が高い。一方、東経側では CALIPSO とスライシング法で検出率の傾向が一致していない地域があり、特に大陸の内陸でスライシング法ではほとんど PSC が観測されていない結果となった。この地域は標高の高い地域であるため、地表面温度が低いことが原因で、雲検出に誤差が生じる結果となっている可能性が高い。また、4.3.3.1 の結果と同様に、CALIPSO に比べ、スライシング法の方が海上での検出率が高いことがわかる。

水平グリッドを 5°×5°とした場合の各グリッドにおけるスライシング法と CALIPSO による検出率の相関を Fig. 49 に示す。黒い丸が海上、白い四角が陸上の観測である。全体の傾向としてはスライシング法による検出率よりも CALIPSO による検出率の方が高い傾向が見て取れるが、これは両センサーの検出感度の違いと整合的な結果であると言える。ただし、Fig. 48 で見られるように CALIPSO でほぼ 0%の海上で GOSAT では最大で 40%程度観測されている場合が見られる。また、6,7,8 月に比べて、PSC の発生率が低下する 9 月は検出率と相関係数が共に下がっているが、これは、成層圏の昇温などの要因により、PSC の発生規模が縮小した影響であると考えられる。

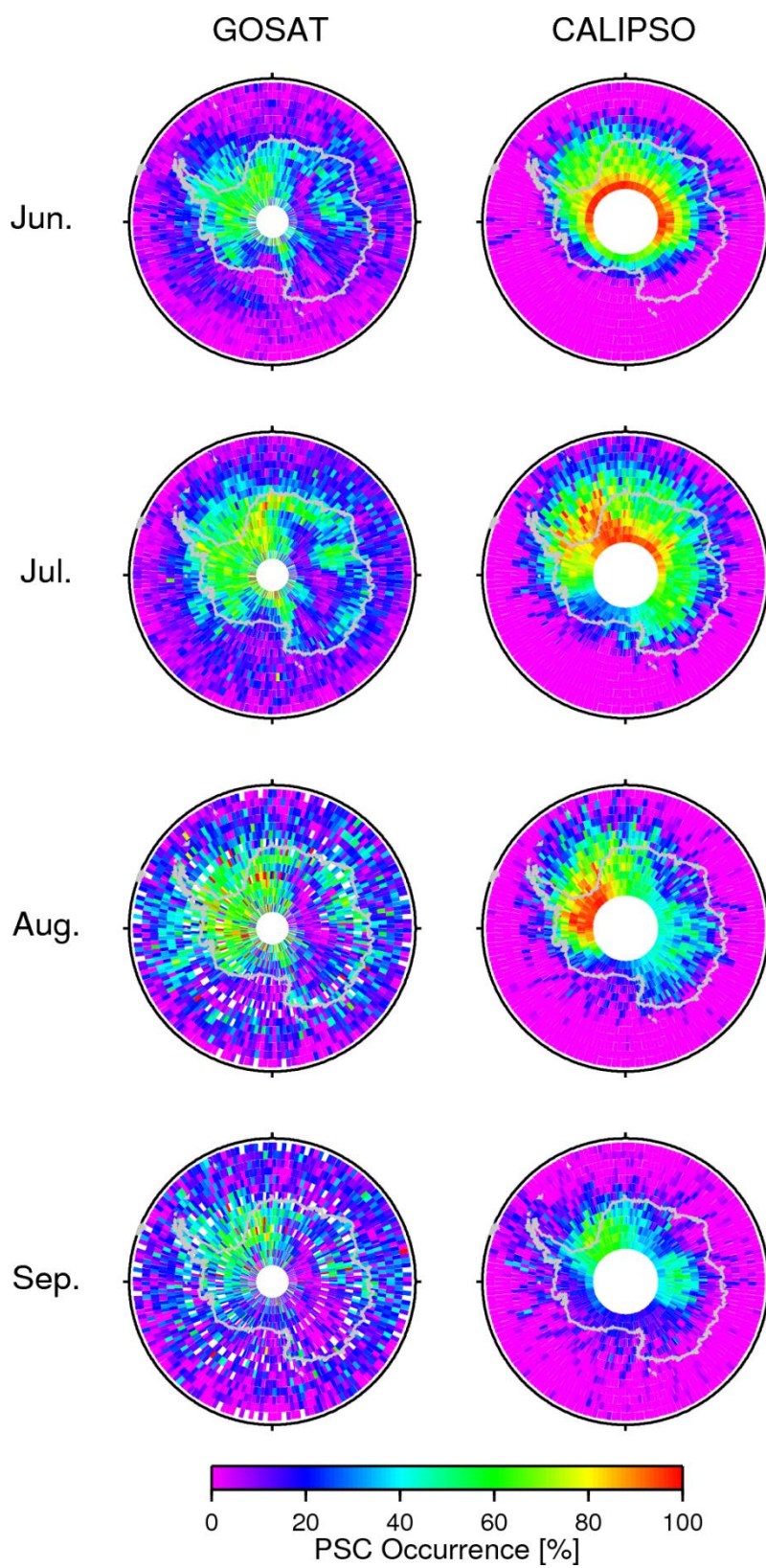


Fig. 48. 2010年6-9月の各月についてスライシング法による解析(左)とCALIPSOの観測(右)によって求められた $2^\circ \times 2^\circ$ グリッド毎の雲頂高度13km以上の雲の検出率

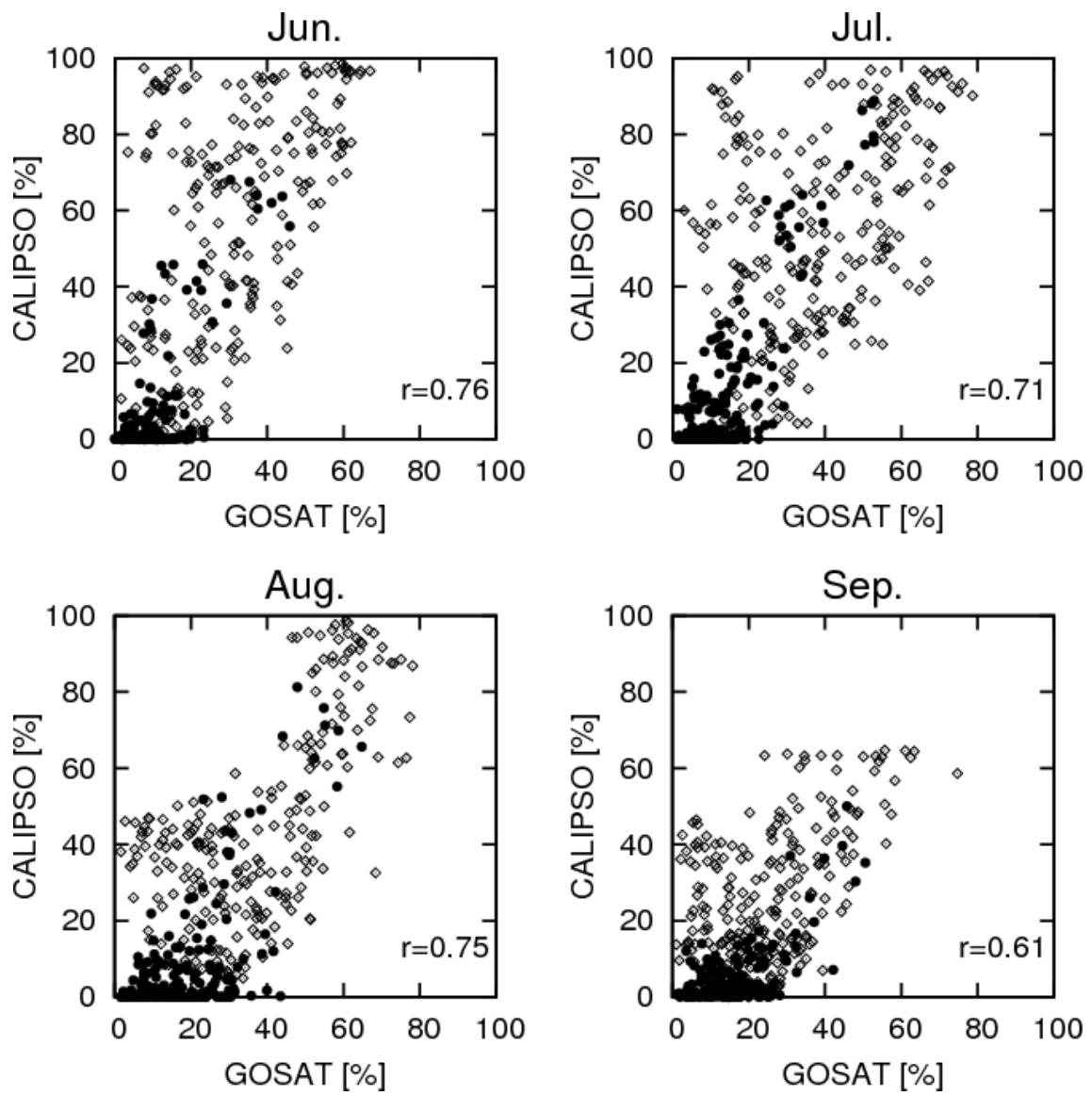


Fig. 49. Fig. 48 についてグリッドを $5^\circ \times 5^\circ$ とした場合の各グリッドのスライシング法と CALIPSO の検出率の相関。黒丸と白い四角はそれぞれ海上と陸上での観測であり、相関係数を r で示してある。

4.3.3.3. 検出高度の比較

Figure 50 は各月における高度 1km ごとの雲頂の検出率である。スライシング法と CALIPSO のどちらの結果についても、PSC の雲頂高度は 7 月から 9 月にかけて徐々に低くなる傾向が見られ、このことは先行研究でも指摘されている(Pool and Pitts, 1994; Pitts et al., 2007; Pitts et al., 2009)。ただし、CALIPSO の結果に比べてスライシング法の結果は検出高度分布に偏りが見られ、特に 8,9 月の方が 6,7 月に比べてその傾向が強い。

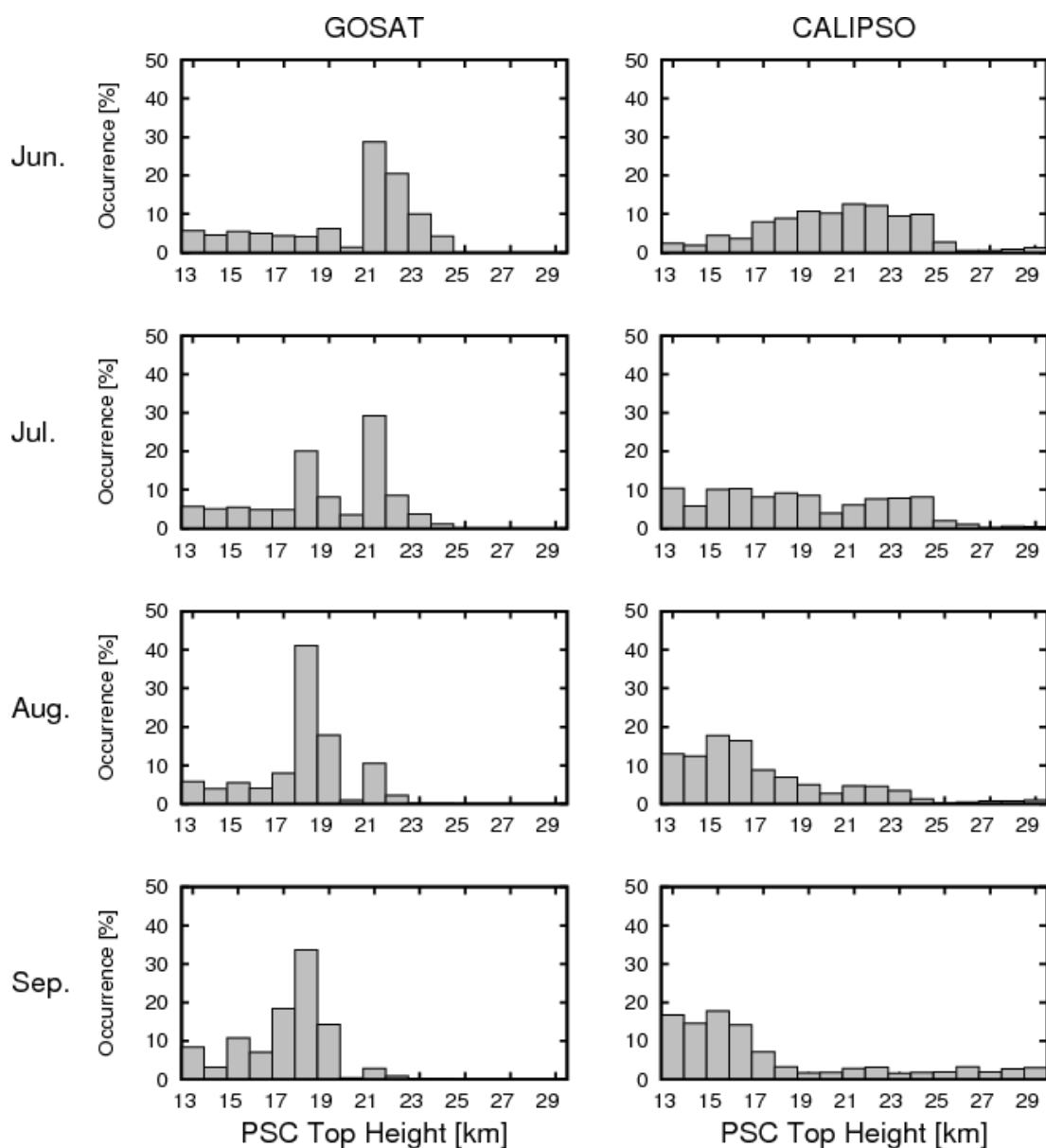


Fig. 50. 各月についての GOSAT データの解析(左)と CALIPSO による観測(右)によって検出された高度の頻度分布。縦軸はすべての検出に対しての割合。

4.3.4. 考察

今回の解析では、Fig. 46 や Fig. 48 を見ると、南極半島からその東側にかけては GOSAT と CALIPSO の両者とも検出率が高いという一致した結果が得られた。この地域では重力波の影響によって比較的光学的に厚い PSC が発生し、極渦によって東向きに流されるために他の地域と比べて観測される頻度が高いということが先行研究でも指摘されており (Noel et al., 2009; Noel et al., 2012)、今回の結果はこれらの報告と整合的であると言える。しかし、大陸の東経側では CALIPSO の結果に比べて、GOSAT の観測では検出率が低く、特に南極大陸の内陸では PSC はほとんど検出されていない。この未検出の領域の分布は標高が高い地域とほぼ一致しており、これらの地域では地表面温度が沿岸域と比べて 50K 近くも低くなる。このような状況下では気体吸収の強い波数域と弱い波数域における観測輝度の大小が逆転してしまうため、気温減率を用いた手法であるスライシング法では検出が難しいものと思われる。

また、南極半島周辺に発生する PSC に比べて東経側に発生するものは光学的に薄い傾向がある (Noel et al., 2009; Noel et al., 2012)。CALIPSO は光学的厚さが 0.01 以下の雲も検出でき、GOSAT に比べてより光学的に薄い PSC を検出できる可能性が高いため、全体としての発生頻度は GOSAT による結果より CALIPSO による結果の方が高くなるものと考えられる。西経側の発生頻度の高い領域でもこの傾向は見られるが、特に東経側において GOSAT による発生頻度が低いのは、発生していた PSC が本手法で検出できる光学的厚さを下回っていたためと考えられる。

Figure 49 では、全体として CALIPSO の方が GOSAT に比べて検出率が高くなっている。このことは、上記の通り、本手法に比べて CALIPSO の方が光学的に薄い PSC を検出可能であることと整合しており、特に陸上ではこの違いが顕著に表れた結果となっている。しかし、気体吸収の強弱によるスペクトルの大小関係が逆転してしまうほど地表面温度が低い場合や、光学的に非常に薄いものを除けば、本手法を用いても PSC の分布が得られることを示している。

また、Fig. 49 では 9 月における相関が 6-8 月に比べて低下しているが、これは PSC の発生規模が縮小し、光学的に厚い PSC が減少したためであると考えられる。この期間の気温場を確認すると、50 hPa 付近での気温は 6-8 月に比べて高く、9 月半ば頃には氷粒子が生成される温度閾値よりも低温な領域がほとんど消滅していたため、これにより PSC の発生規模が縮小したことが考えられる。しかし、冬の終わりの PSC の発生規模の縮小の原因としては水蒸気や硝酸が脱水・脱窒により前半に比べて減少することや、凝結すべき硫酸エア

ロゾルが PSC の重力沈降で減少することも挙げられており (Saitoh et al., 2002)、これらが影響していることも考えられるため、定量的な原因の究明にはさらに詳細な調査が必要である。

Figure 48 や Figure 49 からわかるように、CALIPSO の観測では海上ではほとんど PSC が観測されていない一方、GOSAT では海上でも頻度は低いものの、検出されるという結果となっている。この理由を調べるため、Fig. 51 に GOSAT の 1 衛星軌道パス分の観測点と、その観測点上での気温の鉛直分布を示す。これを見ると、黒線で囲った海上の観測点では高度 10~20 km の範囲での気温変化の幅が 1.2 K 程度しかなく、圏界面よりも上での鉛直温度勾配が他の観測点と比べて非常に小さくなっている。このために、これらの観測点では検出誤差が大きくなり、13 km よりも低い高度の雲を実際よりも高い高度にある PSC として検出してしまった可能性が考えられる。その確認のため、Fig. 52 に Fig. 48 の 7 月と同様であるが、CALIPSO による雲頂高度の下限を 10 km と、より低くした場合の雲の検出率を示したものを示す。この図では Fig. 48 の CALIPSO の分布と比べて海上での検出率が高くなり、GOSAT の分布に近づいているように見える。

Figure 50 では両者に時間に伴う下降傾向は見られたものの、両者の分布は一致しているとは言えない結果となった。CALIPSO による観測結果に比べて、GOSAT データの解析結果で見られる下降傾向は緩やかであることがわかる。GOSAT と CALIPSO では観測波長が異なるため、検出できる粒子の大きさが異なる可能性があり、熱赤外バンドデータを用いた解析では粒径の大きい Type-II 粒子に感度が高いことが予想される。Figure 53 は Type-I と Type-II 粒子の発生目安である 195K と 188K を下回った観測点の頻度分布である。195K 以下となる高度と 188K 以下となる頻度は共に時間と共に下降傾向が見られるが、195K 以下となる高度に比べて 188K 以下となる高度の下降傾向は緩やかであるという Fig. 50 と同様の傾向が見える。そのため、Fig. 50 で見られる GOSAT と CALIPSO の違いは検出可能である粒子の違いが原因の一つである可能性がある。また、3.4 では光学的厚さ、地表面温度のバイアスによって検出誤差を評価したが、今回の解析では地表面温度の仮定に伴う誤差が高度依存性を持っている、あるいは PSC の光学的な厚さと GOSAT の検出感度との関係が高度依存性を持っていることなどが原因で、このような違いを生じさせた可能性があると考えられる。

PSC 観測に GOSAT を用いる利点の一つに、CALIPSO は視線方向が直下のみに限られるのに対し、GOSAT ではクロストラック方向に走査を行うことで、ある程度の瞬時的な水平分布を把握できることが挙げられる。Figure 54 は、それぞれ GOSAT による 2010 年 7 月 31

日の 7:00(UTC)前後と CALIPSO による 2010 年 7 月 30 日の 20:00(UTC)前後の 1 衛星軌道パス分の観測結果の比較である。CALIPSO による観測では雲頂高度の進行方向に沿った直線的な分布しか得られていないが、GOSAT による観測では 5 点モード観測によって雲頂高度の水平分布がある程度得られていることを示している。

最後に、Fig. 55 に GOSAT データを用いたスライシング法の解析によって南極域での晴天と判断された点、南極域で光学的に薄い PSC が検出された点、南極域で光学的に厚い PSC が検出された点での観測スペクトルの例を示す。観測日は全て 2010 年 8 月 19 日である。光学的に厚い PSC が検出されたスペクトルを見ると、Hervig et al. (2001)や Foschi and Pagan (2002)で用いられていたスプリットウィンドウ領域での氷粒子による吸収率の波長依存性と同様の特徴が明瞭に見て取れる。このことは、CALIPSO に比べて検出感度は低いものの、本手法で PSC が検出できた場合には、その光学特性が同時に得られることを意味し、タイプ同定や放射影響などの評価に利用できることを示している。この点は CALIPSO による PSC 観測と比べて優位な点であると言える。検出された PSC の光学的厚さが薄い場合のスペクトルを見ると、スプリットウィンドウ領域での吸収の波長依存性はほとんど見られない。このような場合には、粒子の光学特性の導出は難しいが、一方で、PSC 粒子による吸収の波長依存性を用いた手法では検出できない PSC も、本手法では検出が可能であるということも意味している。同時に、様々な光学特性を示す PSC の存在を示唆し、今後、PSC 存在下での放射学的に重要な情報が得られることが期待される。

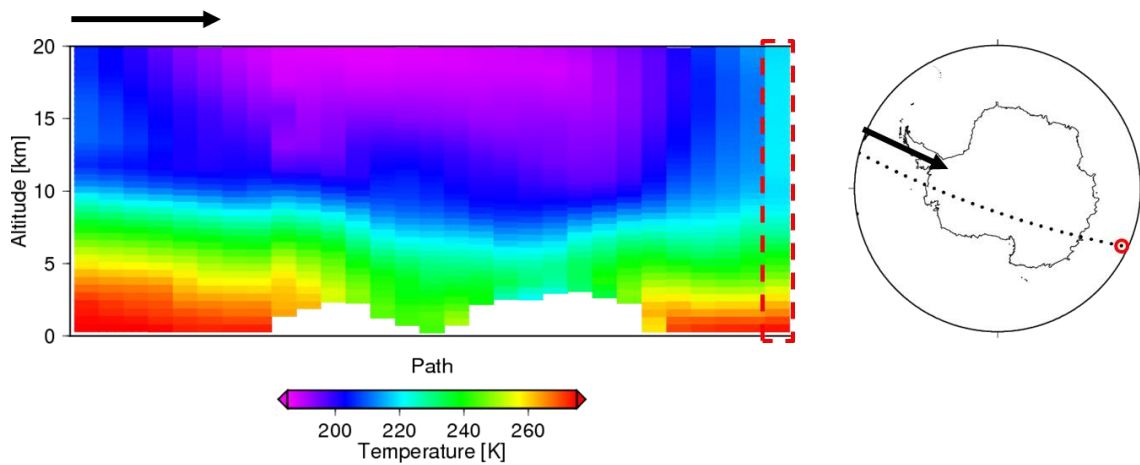


Fig. 51. GOSAT の 1 軌道に沿った気温の鉛直分布(左)と観測点(右)の例。矢印は GOSAT の進行方向、赤点線は気温の鉛直勾配の小さい点を表している。

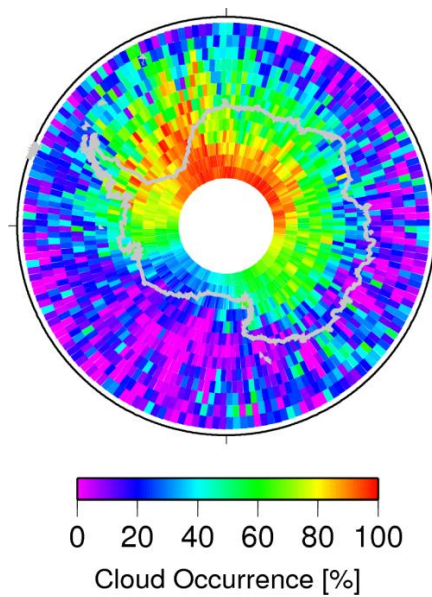


Fig. 52. Fig. 46(右)と同様に CALIPSO によって検出された高度 10km 以上の雲頂高度の分布

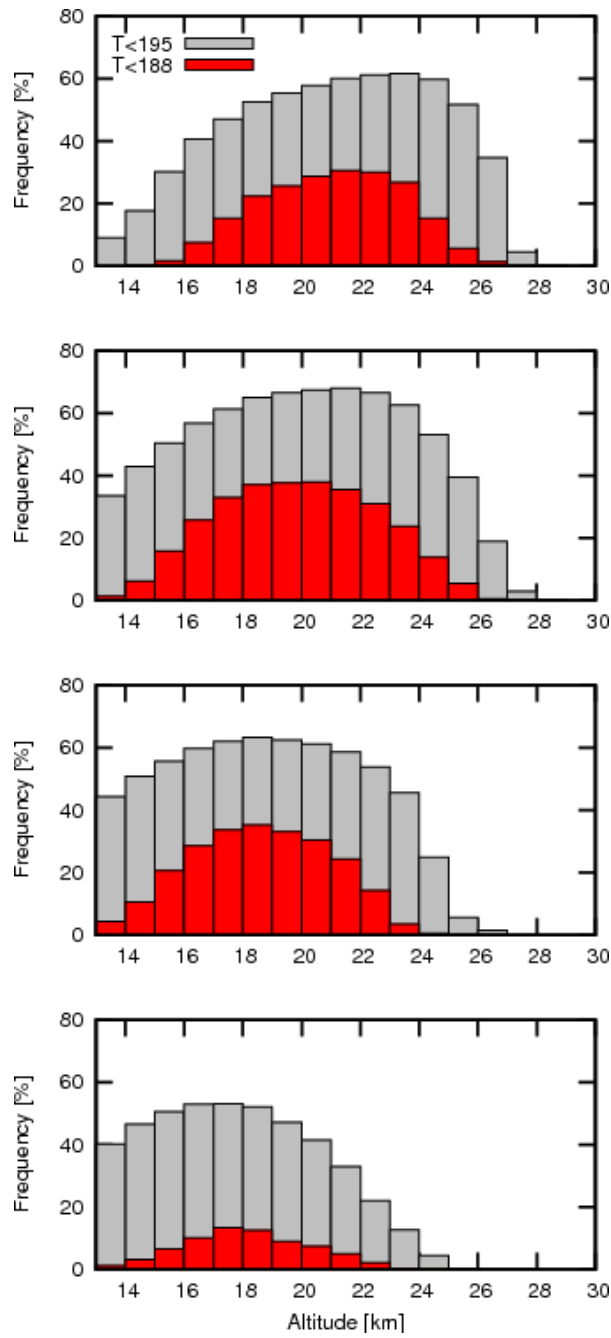


Fig. 53. 上から 6~9 月の各月における GOSAT の観測点のうち、Type-I 粒子の発生目安である 195K と Type-II 粒子の発生目安である 188K を下回った割合の高度別の頻度分布

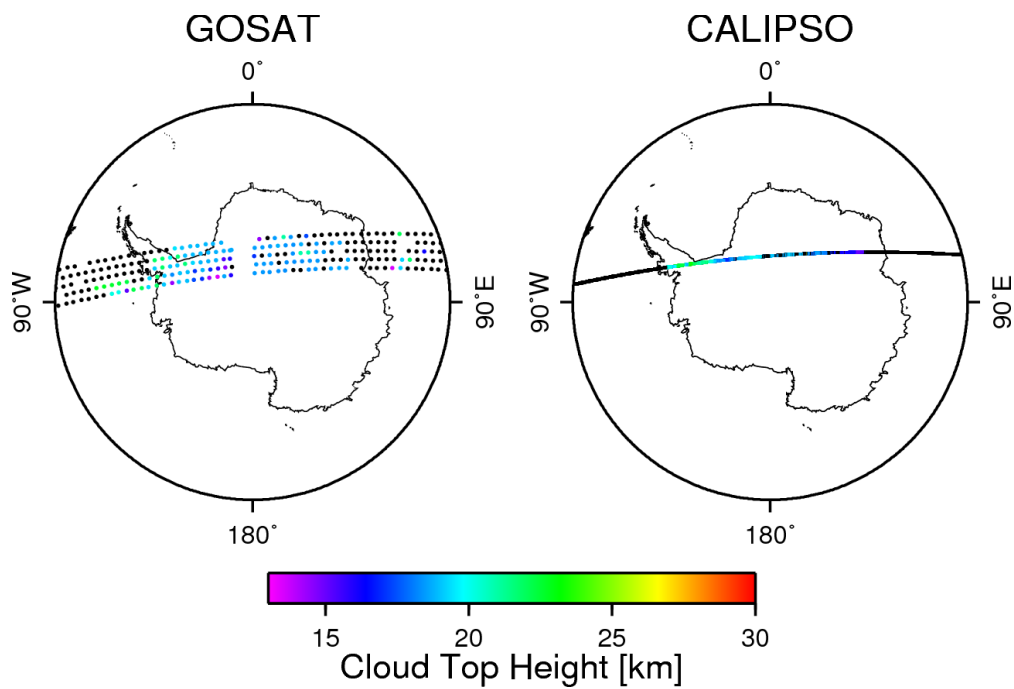


Fig. 54. GOSAT データの解析(左)と CALIPSO の観測(右)の 1 軌道によって検出された高度 13km 以上の雲頂高度の分布。検出されなかった点は黒となっている。観測時間はそれぞれ 7 月 31 日 7:00 頃と 7 月 30 日 20:00 頃。

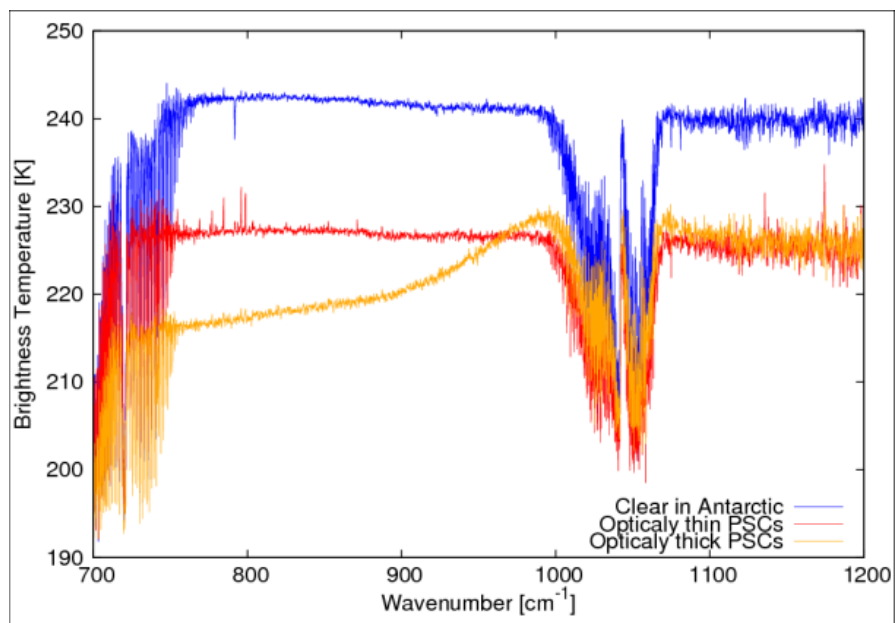


Fig. 55. 8 月 19 日に GOSAT によって観測された、晴天と判定された場合、光学的に薄いと思われる PSC が検出された場合、光学的に厚いと思われる PSC が検出された場合の熱赤外スペクトル

5. まとめ

GOSAT による温室効果ガス観測にはいくつかの課題があり、SWIR による解析では地上 FTS による観測と比べて系統的に負のバイアスがあること、TIR データを用いた解析では現行の雲検出では光学的に薄い雲の検出が難しいことなどが挙げられる。これらの解決に向けて、雲・エアロゾルの高度や微物理量の推定や、TIR データを用いた場合でも、より高い精度の雲検出法の導入が求められている。そのため、本研究では TIR データを用いて光学的に薄いものを含めた対流圏の雲、ダストエアロゾル、PSC の検出を昼夜問わずに行えるアルゴリズムの開発を行った。

解析には巻雲検出手法として開発された CO₂ スライシング法を改良して用いた。まず、TANSO-FTS からは連続スペクトルが得られるという利点を生かし、CO₂ の強吸収帯において、各チャンネルでの感度プロファイルを表す荷重関数を計算し、そのピーク高度に基づいてチャンネルの再構築を行うことで検出誤差の低減を図った。また、緯度と 500hPa の気温を指標として、いくつかの大気プロファイルごとに、Pstar3 によって雲・エアロゾルを仮定して行ったシミュレーションを行った。それにより得られた理論スペクトルに対し、作成したチャンネルの各組み合わせでの誤差を調べることで気温プロファイルに対する最適なチャンネルを決定した。GOSAT により観測された実データの解析では、緯度と GPV 気象データの 500hPa の気温情報から、上記作業の結果によって決定されたチャンネルの組み合わせを参照して用いた。

対流圏雲については、2010 年 1 月と 7 月における全球解析を行い、雲の検出率を検証データである CALIPSO のものと比較するとともに、2010 年における GOSAT と CALIPSO の同時観測点については得られた特性の比較を行った。その結果、全球的な検出率の比較では、センサーの感度の違いと雲の多層構造によると考えられる主に熱帯での上層雲の過小評価、地表面温度バイアスの影響によると思われる陸上での下層雲の過大評価傾向や、温度逆転層がある場合の極めて雲頂高度の低い層積雲についての過小評価が大陸西側で見られた。しかし、ウォームプールや ITCZ での高い雲量が見られるなど、先行研究で指摘されている気候学的な特徴とも同様の傾向が見られ、緯度分布は CALIPSO による観測結果と高い整合性が見られる結果となった。また、同時観測データ解析の検証からは上記の改良を行わない場合に比べて大幅な精度の向上が確認でき、これまでスライシング法で検出が難しいとされた下層雲の高度推定や、光学的厚さが 0.1 以下の雲の検出もできる場合が多いことがわかった。CAI による観測と比較すると、低緯度においては検出率は低い傾向にあるも

の、他の緯度帯では CAI には雲域の過大評価傾向もあるため、スライシング法と CAI の雲判別を組み合わせることで、雲の判定精度が向上する可能性がある。また、視野内の雲の被覆率が小さい場合はスライシング法でも検出誤差は大きくなるものの、TIR の夜間の雲判定に用いられている閾値雲判定と比べると検出感度は高く、TIR 閾値雲判別で検出できない雲も検出できることが示されたため、GOSAT データを用いた夜間の雲検出精度は本手法を用いることにより、これまでと比べて大幅な向上が見込まれる。

ダストエアロゾルの解析では地表面温度による影響が大きいため、TIR データによる解析から求められた地表面温度を用いて、仮定する地表面温度の値を補正して解析を行った。検証データである大阪と富山に設置された地上ライダーの観測点近くにおける GOSAT の観測データについて解析を行った結果、地上ライダーの観測結果と整合するダストエアロゾル層の高度を検出できた。また、その結果を SWIR の二酸化炭素濃度の解析に用いることで、濃度の推定結果は現行プロダクトから有意に変化することが確認できた。本研究では、温室効果ガスの濃度解析への影響の確認はダストエアロゾルが観測された場合についてのみだったが、今後、雲がある場合にも同様に解析を行い、SWIR と TIR によるガス濃度解析への影響を評価・検証する必要がある。

極域成層圏雲(PSC)については、GOSAT データを用いた解析結果を CALIPSO による観測結果と比較した結果、水平分布に関しては両者の検出感度の違いに対応した違いはあるものの、概ね良好な相関がみられた。特に南極半島からその東側においては得られた特徴が整合的であった。しかし、標高が高く、地表面温度が極めて低い領域での検出率は CALIPSO の観測と比べて低く、これらの地域では本手法による検出は難しいと思われる。GOSAT と CALIPSO による PSC の雲頂高度の相関については、発生規模の縮小する 9 月において相関が低くなるものの、両者の検出感度の違いを考慮すれば、概ね妥当な結果と考えられる。特に発生規模の大きい 7 月から 8 月において、PSC の発生地域全体の描像を捕らえるには、本手法は有用であると言える。

本研究では熱赤外スペクトルデータを用いて、これまでのスライシング法による解析では検出が難しかった下層雲やダストエアロゾル、PSC の検出やそれらの物理量の推定を可能にした。これにより、FTS 視野内での雲・エアロゾルの検出精度が向上し、日中の観測では CAI の雲域の過大評価により低下している利用可能データ数の増加、夜間は TIR 閾値雲判定で検出できない光学的に薄い雲の検出が行えるようになることで、温室効果ガス濃度解析に用いるデータの質の向上が見込まれる。また、FTS 視野内における雲やダストエアロゾルの高度や光学的厚さといったパラメーターの推定により、これらが存在する状況下で

のガス濃度の推定精度の向上も期待できる。本手法は GOSAT データだけでなく、他の衛星搭載スペクトルセンサーによる観測データにも適用可能であるため、スペクトルデータを用いた研究を通じた雲・エアロゾル・PSC に関する理解の進展にも寄与すると言える。これらの成果を踏まえ、2018 年打ち上げ予定の GOSAT-2 プロジェクトでも本手法が用いられることが検討されており、今後の温室効果ガス観測に貢献できるものである。

参考文献

- Ackerman, S. A. (1989), USING THE RADIATIVE TEMPERATURE DIFFERENCE AT 3.7 AND 11-MU-M TO TRACK DUST OUTBREAKS, *Remote Sensing of Environment*, 27(2), 129-133.
- Arimoto, R., et al. (2006), Characterization of Asian Dust during ACE-Asia, *Global and Planetary Change*, 52(1-4), 23-56.
- Arking, A. (1964), LATITUDINAL DISTRIBUTION OF CLOUD COVER FROM TIROS 3 PHOTOGRAPHS, *Science*, 143(360), 569-&.
- Baldrige, A. M., S. J. Hook, C. I. Grove, and G. Rivera (2009), The ASTER spectral library version 2.0, *Remote Sensing of Environment*, 113(4), 711-715.
- Carlson, T. N. (1979), ATMOSPHERIC TURBIDITY IN SAHARAN DUST OUTBREAKS AS DETERMINED BY ANALYSES OF SATELLITE BRIGHTNESS DATA, *Monthly Weather Review*, 107(3), 322-335.
- Chang, F. L., P. Minnis, B. Lin, M. M. Khaiyer, R. Palikonda, and D. A. Spangenberg (2010), A modified method for inferring upper troposphere cloud top height using the GOES 12 imager 10.7 and 13.3 mu m data, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 115, 13.
- Clough, S. A., M. W. Shephard, E. Mlawer, J. S. Delamere, M. Iacono, K. Cady-Pereira, S. Boukabara, and P. D. Brown (2005), Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 91(2), 233-244.
- DeSouza-Machado, S. G., L. L. Strow, S. E. Hannon, and H. E. Motteler (2006), Infrared dust spectral signatures from AIRS, *Geophysical Research Letters*, 33(3), 5.
- DeSouza-Machado, S. G., et al. (2010), Infrared retrievals of dust using AIRS: Comparisons of optical depths and heights derived for a North African dust storm to other collocated EOS A-Train and surface observations, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 115, 15.
- Duce, R. A., C. K. Unni, B. J. Ray, J. M. Prospero, and J. T. Merrill (1980), LONG-RANGE ATMOSPHERIC TRANSPORT OF SOIL DUST FROM ASIA TO THE TROPICAL NORTH PACIFIC - TEMPORAL VARIABILITY, *Science*, 209(4464), 1522-1524.
- Foschi, P. G., and K. L. Pagan (2002), Toward a polar stratospheric cloud climatology using advanced very high resolution radiometer thermal infrared data, *Canadian Journal of Remote Sensing*, 28(2), 187-195.

- Fritz, S., and J. S. Winston (1962), SYNOPTIC USE OF RADIATION MEASUREMENTS FROM SATELLITE TIROS II 90, 1-9.
- Fromm, M. D., J. D. Lumpe, R. M. Bevilacqua, E. P. Shettle, J. Hornstein, S. T. Massie, and K. H. Fricke (1997), Observations of Antarctic polar stratospheric clouds by POAM II: 1994-1996, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 102(D19), 23659-23672.
- Garand, L., O. Pancrati, and S. Heilliette (2011), Validation of Forecast Cloud Parameters from Multispectral AIRS Radiances, *Atmosphere-Ocean*, 49(2), 121-137.
- Griggs, M. (1975), MEASUREMENTS OF ATMOSPHERIC AEROSOL OPTICAL THICKNESS OVER WATER USING ERTS-1 DATA, *Journal of the Air Pollution Control Association*, 25(6), 622-626.
- Han, H.-J., and B. J. Sohn (2013), Retrieving Asian dust AOT and height from hyperspectral sounder measurements: An artificial neural network approach, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 118(2), 837-845.
- Han, H. J., B. J. Sohn, H. L. Huang, E. Weisz, R. Saunders, and T. Takamura (2012), An improved radiance simulation for hyperspectral infrared remote sensing of Asian dust, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 117, 10.
- Hawkinson, J. A., W. Feltz, and S. A. Ackerman (2005), A comparison of GOES sounder- and cloud lidar- and radar-retrieved cloud-top heights, *Journal of Applied Meteorology*, 44(8), 1234-1242.
- Hervig, M. E., K. L. Pagan, and P. G. Foschi (2001), Analysis of polar stratospheric cloud measurements from AVHRR, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 106(D10), 10363-10374.
- Holz, R. E., S. Ackerman, P. Antonelli, F. Nagle, R. O. Knuteson, M. McGill, D. L. Hlavka, and W. D. Hart (2006), An improvement to the high-spectral-resolution CO₂-slicing cloud-top altitude retrieval, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(5), 653-670.
- Hopfner, M., et al. (2006), Spectroscopic evidence for NAT, STS, and ice in MIPAS infrared limb emission measurements of polar stratospheric clouds, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 1201-1219.
- Husar, R. B., et al. (2001), Asian dust events of April 1998, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 106(D16), 18317-18330.
- Im, E., C. L. Wu, and S. L. Durden (2005), Cloud profiling radar for the CloudSat mission, *Ieee Aerospace and Electronic Systems Magazine*, 20(10), 15-18.

- Imasu, R., Y. Hayashi, A. Inagoya, N. Saitoh, and K. Shiomi (2010), Retrieval of minor constituents from thermal infrared spectra observed by GOSAT TANSO-FTS sensor *Proc. SPIE*, 7857.
- Inoue, T. (1985), ON THE TEMPERATURE AND EFFECTIVE EMISSIVITY DETERMINATION OF SEMI-TRANSPARENT CIRRUS CLOUDS BY BI-SPECTRAL MEASUREMENTS IN THE 10 MU-M WINDOW REGION, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 63(1), 88-99.
- Ishida, H., and T. Y. Nakajima (2009), Development of an unbiased cloud detection algorithm for a spaceborne multispectral imager, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 114.
- Ishida, H., T. Y. Nakajima, T. Yokota, N. Kikuchi, and H. Watanabe (2011), Investigation of GOSAT TANSO-CAI Cloud Screening Ability through an Intersatellite Comparison, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(7), 1571-1586.
- Jin, M., and R. E. Dickinson (2010), Land surface skin temperature climatology: benefitting from the strengths of satellite observations, *Environmental Research Letters*, 5(4).
- Kataoka, F., et al. (2013), TIR Spectral Radiance Calibration of the GOSAT Satellite Borne TANSO-FTS With the Aircraft-Based S-HIS and the Ground-Based S-AERI at the Railroad Valley Desert Playa *IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING*.
- Kim, J. (2008), Transport routes and source regions of Asian dust observed in Korea during the past 40 years (1965-2004), *Atmospheric Environment*, 42(19), 4778-4789.
- King, M. D., Y. J. Kaufman, D. Tanre, and T. Nakajima (1999), Remote sensing of tropospheric aerosols from space: Past, present, and future, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(11), 2229-2259.
- Klein, S. A., and D. L. Hartmann (1993), THE SEASONAL CYCLE OF LOW STRATIFORM CLOUDS, *Journal of Climate*, 6(8), 1587-1606.
- Koop, T., K. S. Carslaw, and T. Peter (1997), Thermodynamic stability and phase transitions of PSC particles, *Geophysical Research Letters*, 24(17), 2199-2202.
- Kurosaki, Y., and M. Mikami (2003), Recent frequent dust events and their relation to surface wind in East Asia, *Geophysical Research Letters*, 30(14).
- Kurosu, T. P., K. V. Chance, T. Yokota, and Y. Sasano (2001), Polar stratospheric cloud detection from the ILAS instrument, edited, *Proc. SPIE*.

- Kuze, A., H. Suto, M. Nakajima, and T. Hamazaki (2009), Thermal and near infrared sensor for carbon observation Fourier-transform spectrometer on the Greenhouse Gases Observing Satellite for greenhouse gases monitoring, *Applied Optics*, 48(35), 6716-6733.
- Kuze, A., H. Suto, K. Shiomi, T. Urabe, M. Nakajima, J. Yoshida, T. Kawashima, Y. Yamamoto, F. Kataoka, and H. Buijs (2012), Level 1 algorithms for TANSO on GOSAT: processing and on-orbit calibrations, *Atmospheric Measurement Techniques*, 5(10), 2447-2467.
- Lakshmi, V., J. Susskind, and B. J. Choudhury (1998), Determination of land surface skin temperatures and surface air temperature and humidity from TOVS HIRS2/MSU data, *Synergistic Use of Multisensor Data for Land Processes*, 22(5), 629-636.
- Larsen, N., B. M. Knudsen, J. M. Rosen, N. T. Kjome, R. Neuber, and E. Kyro (1997), Temperature histories in liquid and solid polar stratospheric cloud formation, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 102(D19), 23505-23517.
- Lee, E. H., and B. J. Sohn (2011), Recent increasing trend in dust frequency over Mongolia and Inner Mongolia regions and its association with climate and surface condition change, *Atmospheric Environment*, 45(27), 4611-4616.
- Lee, K. M., and J. H. Park (2014), Optical constants for Asian dust in midinfrared region, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 119(2), 927-942.
- Martins, E., V. Noel, and H. Chepfer (2011), Properties of cirrus and subvisible cirrus from nighttime Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP), related to atmospheric dynamics and water vapor, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 116.
- Maksyutov, S., et al. (2013), Regional CO₂ flux estimates for 2009-2010 based on GOSAT and ground-based CO₂ observations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(18), 9351-9373.
- McCormick, M. P., W. P. Chu, G. W. Grams, P. Hamill, B. M. Herman, L. R. McMaster, T. J. Pepin, P. B. Russell, H. M. Steele, and T. J. Swissler (1981), HIGH-LATITUDE STRATOSPHERIC AEROSOLS MEASURED BY THE SAM-II SATELLITE SYSTEM IN 1978 AND 1979, *Science*, 214(4518), 328-331.
- Menzel, W. P., W. L. Smith, and T. R. Stewart (1983), IMPROVED CLOUD MOTION WIND VECTOR AND ALTITUDE ASSIGNMENT USING VAS, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(3), 377-384.

- Menzel, W. P., D. P. Wylie, and K. I. Strabala (1992), SEASONAL AND DIURNAL CHANGES IN CIRRUS CLOUDS AS SEEN IN 4 YEARS OF OBSERVATIONS WITH THE VAS, *Journal of Applied Meteorology*, 31(4), 370-385.
- Menzel, W. P., R. A. Frey, H. Zhang, D. P. Wylie, C. C. Moeller, R. E. Holz, B. Maddux, B. A. Baum, K. I. Strabala, and L. E. Gumley (2008), MODIS global cloud-top pressure and amount estimation: Algorithm description and results, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(4), 1175-1198.
- Nakajima, T. Y., and T. Nakajima (1995), Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(23), 4043-4059.
- Noel, V., and M. Pitts (2012), Gravity wave events from mesoscale simulations, compared to polar stratospheric clouds observed from spaceborne lidar over the Antarctic Peninsula, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 117, 20.
- Noel, V., A. Hertzog, and H. Chepfer (2009), CALIPSO observations of wave-induced PSCs with near-unity optical depth over Antarctica in 2006-2007, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 114, 13.
- Noel, V., A. Hertzog, H. Chepfer, and D. M. Winker (2008), Polar stratospheric clouds over Antarctica from the CALIPSO spaceborne lidar, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113(D2), 10.
- Norton, C. C., F. R. Moshier, B. Hinton, D. W. Martin, D. Santek, and W. Kuhlman (1980), A MODEL FOR CALCULATING DESERT AEROSOL TURBIDITY OVER THE OCEANS FROM GEOSTATIONARY SATELLITE DATA, *Journal of Applied Meteorology*, 19(6), 633-644.
- Ota, Y., A. Higurashi, T. Nakajima, and T. Yokota (2010), Matrix formulations of radiative transfer including the polarization effect in a coupled atmosphere-ocean system, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 111(6), 878-894.
- Pierangelo, C., A. Chedin, S. Heilliette, N. Jacquinet-Husson, and R. Armante (2004), Dust altitude and infrared optical depth from AIRS, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4, 1813-1822.
- Pitts, M. C., L. R. Poole, and L. W. Thomason (2009), CALIPSO polar stratospheric cloud observations: second-generation detection algorithm and composition discrimination, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(19), 7577-7589.

- Pitts, M. C., L. W. Thomason, L. R. Poole, and D. M. Winker (2007), Characterization of Polar Stratospheric Clouds with spaceborne lidar: CALIPSO and the 2006 Antarctic season, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(19), 5207-5228.
- Poole, L. R., and M. P. McCormick (1988), POLAR STRATOSPHERIC CLOUDS AND THE ANTARCTIC OZONE HOLE, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 93(D7), 8423-8430.
- Poole, L. R., and M. C. Pitts (1994), POLAR STRATOSPHERIC CLOUD CLIMATOLOGY BASED ON STRATOSPHERIC AEROSOL MEASUREMENT-II OBSERVATIONS FROM 1978 TO 1989, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 99(D6), 13083-13089.
- Prigent, C., F. Aires, and W. B. Rossow (2003), Land surface skin temperatures from a combined analysis of microwave and infrared satellite observations for an all-weather evaluation of the differences between air and skin temperatures, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D10), 14.
- Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, and T. E. Gill (2002), Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Reviews of Geophysics*, 40(1), 31.
- Rothman, L. S., et al. (2009), The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 110(9-10), 533-572.
- Saiedy, F., D. T. Hilleary, and W. A. Morgan (1965), CLOUD-TOP ALTITUDE MEASUREMENTS FROM SATELLITES, *Applied Optics*, 4(4), 495-&.
- Saiedy, F., Jacobowi.H, and D. Q. Wark (1967), ON CLOUD-TOP DETERMINATION FROM GEMINI-5, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 24(1), 63-&.
- Saitoh, N., S. Hayashida, Y. Sasano, and L. L. Pan (2002), Characteristics of Arctic polar stratospheric clouds in the winter of 1996/1997 inferred from ILAS measurements, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D24), 14.
- Saitoh, N., R. Imasu, Y. Ota, and Y. Niwa (2009), CO2 retrieval algorithm for the thermal infrared spectra of the Greenhouse Gases Observing Satellite: Potential of retrieving CO2 vertical profile from high-resolution FTS sensor, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 114.
- Sassen, K., Z. Wang, and D. Liu (2009), Cirrus clouds and deep convection in the tropics: Insights from CALIPSO and CloudSat, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 114.

- Schiffer, R. A., and W. B. Rossow (1983), THE INTERNATIONAL-SATELLITE-CLOUD-CLIMATOLOGY-PROJECT (ISCCP) - THE 1ST PROJECT OF THE WORLD-CLIMATE-RESEARCH-PROGRAMME, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 64(7), 779-784.
- Shao, Y., and C. H. Dong (2006), A review on East Asian dust storm climate, modelling and monitoring, *Global and Planetary Change*, 52(1-4), 1-22.
- Shenk, W. E., and R. J. Curran (1974), DETECTION OF DUST STORMS OVER LAND AND WATER WITH SATELLITE VISIBLE AND INFRARED MEASUREMENTS, *Monthly Weather Review*, 102(12), 830-837.
- Shimizu, A., N. Sugimoto, I. Matsui, K. Arao, I. Uno, T. Murayama, N. Kagawa, K. Aoki, A. Uchiyama, and A. Yamazaki (2004), Continuous observations of Asian dust and other aerosols by polarization lidars in China and Japan during ACE-Asia, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 109(D19), 14.
- Smith, W. L., and C. M. R. Platt (1978), COMPARISON OF SATELLITE-DEDUCED CLOUD HEIGHTS WITH INDICATIONS FROM RADIOSONDE AND GROUND-BASED LASER MEASUREMENTS, *Journal of Applied Meteorology*, 17(12), 1796-1802.
- Smith, W. L., H. M. Woolf, and W. J. Jacob (1970), A REGRESSION METHOD FOR OBTAINING REAL-TIME TEMPERATURE AND GEOPOTENTIAL HEIGHT PROFILES FROM SATELLITE SPECTROMETER MEASUREMENTS AND ITS APPLICATION TO NIMBUS-3 SIRS OBSERVATIONS, *Monthly Weather Review*, 98(8), 582-&.
- Sokolik, I. N. (2002), The spectral radiative signature of wind-blown mineral dust: Implications for remote sensing in the thermal IR region, *Geophysical Research Letters*, 29(24), 4.
- Solomon, S. (1999), Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history, *Reviews of Geophysics*, 37(3), 275-316.
- Stubenrauch, C., W. Rossow, and S. Kinne (2012), Assessment of Global Cloud Data Sets from Satellites, in *WCRP Report*, edited by WCRP.
- Sugimoto, N., I. Matsui, A. Shimizu, T. Nishizawa, Y. Hara, and I. Uno (2010), Lidar network observation of tropospheric aerosols, *Proc. SPIE*, 7860.
- Takemura, T., H. Okamoto, Y. Maruyama, A. Numaguti, A. Higurashi, and T. Nakajima (2000), Global three-dimensional simulation of aerosol optical thickness distribution of various origins, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 105(D14), 17853-17873.

- Toon, O. B., P. Hamill, R. P. Turco, and J. Pinto (1986), CONDENSATION OF HNO₃ AND HCL IN THE WINTER POLAR STRATOSPHERES, *Geophysical Research Letters*, 13(12), 1284-1287.
- Uchino, O., et al. (2012), Influence of aerosols and thin cirrus clouds on the GOSAT-observed CO₂: a case study over Tsukuba, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(7), 3393-3404.
- Uematsu, M., R. A. Duce, J. M. Prospero, L. Chen, J. T. Merrill, and R. L. McDonald (1983), TRANSPORT OF MINERAL AEROSOL FROM ASIA OVER THE NORTH PACIFIC-OCEAN, *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres*, 88(NC9), 5343-5352.
- Wielicki, B. A., and J. A. Coakley (1981), CLOUD RETRIEVAL USING INFRARED SOUNDER DATA - ERROR ANALYSIS, *Journal of Applied Meteorology*, 20(2), 157-169.
- Winker, D. M., W. H. Hunt, and M. J. McGill (2007), Initial performance assessment of CALIOP, *Geophysical Research Letters*, 34(19).
- WMO (2014), The State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2013, in *WMO Greenhouse Gas Bulletin (GHG Bulletin)*, edited, WMO.
- Wu, D., Y. X. Hu, M. P. McCormick, and F. Q. Yan (2011), Global cloud-layer distribution statistics from 1 year CALIPSO lidar observations, *International Journal of Remote Sensing*, 32(5), 1269-1288.
- Wunch, D., G. C. Toon, J.-F. L. Blavier, R. A. Washenfelder, J. Notholt, B. J. Connor, D. W. T. Griffith, V. Sherlock, and P. O. Wennberg (2011), The Total Carbon Column Observing Network, *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 369(1943), 2087-2112.
- Wylie, D., D. L. Jackson, W. P. Menzel, and J. J. Bates (2005), Trends in global cloud cover in two decades of HIRS observations, *Journal of Climate*, 18(15), 3021-3031.
- Wylie, D. P., and W. P. Menzel (1989), Two Years of Cloud Cover Statistics Using VAS, *Journal of Climate*, 2(4), 380-392.
- Wylie, D. P., and W. P. Menzel (1999), Eight years of high cloud statistics using HIRS, *Journal of Climate*, 12(1), 170-184.
- Wylie, D. P., W. P. Menzel, H. M. Woolf, and K. I. Strabala (1994), 4 YEARS OF GLOBAL CIRRUS CLOUD STATISTICS USING HIRS, *Journal of Climate*, 7(12), 1972-1986.

- Yao, Z. G., J. Li, H. J. Han, A. L. Huang, B. J. Sohn, and P. Zhang (2012), Asian dust height and infrared optical depth retrievals over land from hyperspectral longwave infrared radiances, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 117, 15.
- Yoshida, Y., Y. Ota, N. Eguchi, N. Kikuchi, K. Nobuta, H. Tran, I. Morino, and T. Yokota (2011), Retrieval algorithm for CO₂ and CH₄ column abundances from short-wavelength infrared spectral observations by the Greenhouse gases observing satellite, *Atmospheric Measurement Techniques*, 4(4), 717-734.
- Yoshida, Y., et al. (2013), Improvement of the retrieval algorithm for GOSAT SWIR XCO₂ and XCH₄ and their validation using TCCON data, *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(6), 1533-1547.
- Zhang, H., and W. P. Menzel (2002), Improvement in thin cirrus retrievals using an emissivity-adjusted CO₂ slicing algorithm, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D17).
- 石坂隆 (1991), 化学物質としての黄砂, in 黄砂, edited by 名古屋大学水圏科学研究所, pp. 109-123, 古今書院.
- 国立環境研究所GOSATプロジェクト (2010), GOSAT TANSO-FTS SWIRガス濃度算出処理アルゴリズム基準書, 国立環境研究所.
- 染谷有, 今須良一, 太田芳文, and 齋藤尚子 (2014), TANSO-FTS/GOSATによる熱赤外スペクトルデータを用いた南極域における極成層圏雲の観測, 日本リモートセンシング学会誌 = *Journal of the Remote Sensing Society of Japan*, 34(4), 293-305.

謝辞

本研究は大気海洋研究所気候システム研究系今須良一准教授の指導の下に行われました。修士からの5年間を通じて、非常に良い研究環境を提供していただくと共に、研究についての考え方や進め方、発表の仕方など、様々なことについて指導していただきました。千葉大学環境リモートセンシング研究センター齋藤尚子助教、海洋研究開発機構太田芳文研究員には研究についてのアドバイスや計算コードの提供をしていただきました。国立環境研究所吉田幸生主任研究員には本研究結果を用いた二酸化炭素の解析を行っていただきました。同じ研究グループの中島映至教授をはじめ、大気海洋研究所気候システム研究系の先生方には、研究発表を通して貴重なご指摘を頂きました。審査委員である自然環境学専攻の須貝俊彦教授、大気海洋研究所の高橋正明教授、芳村圭准教授、情報通信研究機構の笠井康子協力研究員には学位審査を通じて貴重なアドバイスを頂きました。また、所内のスタッフや学生の方々にも公私において大変お世話になりました。皆様に心より感謝申し上げます。最後に、長い学生生活を応援してくれた両親に感謝致します。