

B-2 温室効果ガス観測衛星データの解析手法高度化と利用に関する研究

(2) 衛星観測データからのカラム量導出のための解析手法の高度化研究

独立行政法人国立環境研究所

社会環境システム研究領域 情報解析研究室 横田達也

大気圏環境研究領域 大気物理研究室 日暮明子

筑波大学大学院

ビジネス科学研究科 国際経営プロフェッショナル専攻 椿 広計

東京大学 気候システム研究センター 今須良一

平成16～18年度合計予算額	76,027千円
(うち、平成18年度予算額)	28,513千円)

[要旨] 雲やエアロゾルが存在する場合に衛星により観測された太陽光の地表面反射スペクトルを利用して、二酸化炭素やメタンなどの温室効果ガスのカラム濃度を高精度に導出する手法を検討した。薄い雲(巻雲)が高度10 km付近に存在する場合に、巻雲からのパ斯拉ディアンズ情報が水蒸気の吸収飽和波長帯領域の観測データから得られるという特徴を利用して、巻雲の高度、光学的厚さ、地表面反射率、気体のカラム量を推定するための逐次推定手法を開発し、2ステップの推定手法を開発した。本手法では、第一ステップで2つの波長帯のデータから巻雲の高度と光学的厚さを推定し、その情報をもとに第二ステップで、別の波長帯のデータから気体のカラム濃度と地表面反射率スペクトルとを同時に推定する。数値シミュレーションによる検討の結果、本手法により二酸化炭素のカラム濃度を誤差0.2%程度で推定可能であることが確認された。また、データ解析の際に初期値としての情報として有用な巻雲の光学的厚さと高度に関する統計情報を、衛星搭載ライダー(ICESat衛星搭載GLAS)による観測データから整備する研究を進めた。エアロゾルに関しては、解析に利用するエアロゾルパラメータの誤差が二酸化炭素カラム量導出に及ぼす影響を調査した結果、低層大気にある通常のエアロゾルの影響は小さいが、黒鉛粒子を含むエアロゾルや黄砂のように高々度にあるエアロゾルの影響が大きいことが判明した。即ち、これらのエアロゾルの識別がデータ解析上重要となる。更にフーリエ変換分光器の観測データ自体からパラメータ推定を行う可能性について検討し、整理した。高度化推定手法の研究としては、導出精度を評価するための装置の特性に基づくノイズモデルを作成し、気温、水蒸気量、データの量子化がカラム濃度推定誤差に寄与することがわかった。更にGOSATのセンサから取得される短波長赤外データと熱赤外データの複合利用に関する研究を行い、二酸化炭素の下層大気または上層大気のみにおける濃度推定の手法と複数センサの利用による雲パラメータの抽出手法を開発した。

[キーワード] カラム濃度、導出アルゴリズム、巻雲、エアロゾル、GOSAT

1. はじめに

人工衛星によって宇宙から地球大気中の温室効果ガスのカラム量(地表面から宇宙空間までの単位面積あたりの気柱に存在する気体の積算量)を測定できれば、そのグローバルな時間・空間

変動を共通の測器で高頻度に測定できるという利点があるため、従来より衛星センサの開発が望まれていた。しかし、たとえば二酸化炭素の吸収と放出が顕著な対流圏大気中の濃度を測定するには、その変動を信号として検出できる程度に高い精度（例えば1%誤差）で宇宙から測定する必要があり、これまではその要求を満たすような観測機器の開発とデータ処理手法の開発は行われてこなかった。しかし、センサの開発技術やデータ処理技術の進歩に伴い、測定の要望も高まったことから、国際的にも温室効果ガスを宇宙から測定する衛星・センサの開発プロジェクトが提案されるようになった。

我が国では環境省と宇宙航空研究開発機構が、衛星観測により地球温暖化の状況を把握するため、平成14年度に「温室効果ガス観測ミッション」計画を策定した。このミッションでは、京都議定書における第一約束期間（2008～2012年）における観測を目標に「温室効果ガス観測技術衛星（GOSAT）プロジェクト」を計画している。当プロジェクトの目的は、衛星観測データと地上モニタリングデータを組み合わせ、インバースモデル計算によって温室効果ガスのネット吸収・排出量を亜大陸レベルで把握し、その推定誤差を半減することである。当プロジェクトでは、具体的には雲やエアロゾルの存在しない晴天域（クリアスカイ）の条件で、二酸化炭素のカラム量を誤差1%未満で求めることを目的としている。そのためのデータ処理手法はプロジェクトの研究により開発されている。しかし、温室効果ガスの挙動が問題となる対流圏大気中には、雲やエアロゾルが存在する。これが温室効果ガスのカラム濃度導出の妨げとなる。また、これまでの地球観測衛星センサのデータからは、地球上で薄い巻雲に覆われている割合は、通常8割から9割以上とも言われている。したがって、クリアスカイ条件だけでなく、雲やエアロゾルの存在する場合の観測データを有効に処理する手法を研究開発することが、我が国のGOSATセンサの観測データの活用とミッションの達成への大きな貢献に繋がる。

また、これまで気温測定のために用いられてきた人工衛星搭載の熱赤外センサデータには、大気中の二酸化炭素（CO₂）の濃度変動シグナルが解析可能なレベルで含まれていることが近年になって指摘され¹⁾、2002年にはChedinらのグループにより、世界で初めてCO₂濃度の全球分布が解析された²⁾。このような背景の中で、CO₂濃度の全球観測を目的とした新たな人工衛星観測プロジェクトが各国において計画されるようになってきた。本サブテーマではその中でも日本の観測プロジェクトであるGOSAT衛星に搭載されるセンサの複合的利用方法についても検討する。

2. 研究目的

短波長赤外波長帯の衛星観測データから、二酸化炭素やメタンのカラム量を導出する場合、雲やエアロゾルが存在しないクリアスカイ条件下の観測データの解析誤差は小さい。巻雲やエアロゾルが存在する場合には、それらからの放射（パ斯拉ディアンズ）や減衰の補正を精密に行わなければ精度の高いカラム量は導出されない。しかも、パ斯拉ディアンズの寄与分を推定するには、雲の観測視野の被覆率や、その高度、エアロゾルの光学的厚さ、さらに地表面の実効的な反射率を、観測データや補助データから推定しなければならない。本研究では、このような条件下においても、より安定したカラム量や高度分布に関する情報を取得するための解析手法の開発を目的としている。そのため、観測データからの巻雲の情報の抽出手法やエアロゾル特性の整理、ノイズのモデル化に基づく主要誤差要因の整理を行う。

本研究では、近年計画されている衛星搭載の温室効果ガス観測センサについて、特にGOSAT衛星

搭載のTANSO-FTSのような鉛直積算量（カラム量）を求めるための短波長赤外センサと、上空濃度に感度のある熱赤外センサとの複合的な利用の有効性を示すことも研究の目的の一つとしている。ここでは特に二酸化炭素（ CO_2 ）を観測対象とし、このような利用方法の確立により、単独センサでは検出が難しいとされる大気境界層内の CO_2 濃度の推定などが可能になるものと期待される。このような研究は、Christiらによるシミュレーション研究が1例あるだけで³⁾、これまでほとんど行われてきていない。また、観測自体の支障となる雲の検出についても、複数のセンサを総合的に用いることにより、より正確に、かつ多くの雲パラメータの抽出が可能になることから、そのようなデータ解析手法についても検討し、温室効果ガス観測の高精度化に役立てることを目的とする。

3. 研究方法

本サブテーマでは、主に以下の5つの項目のそれぞれについて下記の方法により研究を行った。雲・エアロゾル存在下での衛星観測データの解析手法の高度化を目的とした研究としては、シミュレーションレベルで巻雲の影響を除く新たな手法を開発すること（下記（1））、その巻雲パラメータの初期値データとして現実に近いデータベースを開発整備すること（下記（2））、エアロゾルの影響を各パラメータやタイプ毎に整理して対処手法に生かすかデータ処理の際の判別（警告）に生かすこと（下記（3））、データ解析上の誤差要因を現実的な装置の特性に合わせて検討・整理すること（下記（4））、GOSATの特徴である短波長赤外データと熱赤外データの複合利用手法を検討し開発すること（下記（5））が、特に重要であると考えて研究を実施した。

（1）巻雲が存在する場合の観測データの処理手法の開発

薄い巻雲が存在する場合の観測データより二酸化炭素のカラム濃度を高精度で導出する手法を開発する。検討手法としては、基本的には数値シミュレーションを用いた。以下に巻雲存在下での二酸化炭素導出手法（2ステップ法）について示す。

雲の全く存在しないクリアスカイであると判断されても、多くの場合、視野内に薄い巻雲（cirrus cloud）が存在する。特にGOSATのTANSO-FTSの観測視野は直径10 km程度であるため、巻雲の存在を無視したデータ処理では二酸化炭素のカラム濃度を正確に求めることができない。そこで、巻雲が存在する高度が8～12 km程度であることと、それより高々度では水蒸気量が極めて少ないため、水蒸気の吸収による飽和波長領域では地表面からの太陽反射光は水蒸気によりほぼ完全に吸収され、巻雲の表面からの反射信号（パ斯拉ディアンズ）のみ、その波長帯の信号として観測される性質を利用して、二酸化炭素濃度を求める手法を開発した。

温室効果ガス観測技術衛星GOSATには、フーリエ変換分光器である温室効果ガス観測センサが搭載され、短波長赤外波長帯では0.76 μm 帯（B1）、1.6 μm 帯（B2）、2.0 μm 帯（B3）の3つのバンドのスペクトルデータが取得される。検討のための、

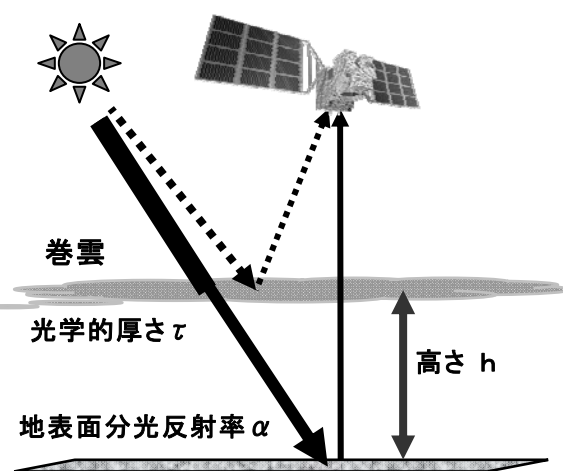


図1 巻雲が存在する場合の観測

太陽光の大気中の放射伝達計算機シミュレーションには、雲やエアロゾルのモデルと多重散乱の影響を計算するRSTARコード⁴⁾をベースに、その計算波長域を広げたHSTARコードを利用して観測スペクトルの計算を行った。

これらのデータに各バンドのSNRに相当するノイズを加えて擬似的な観測データを作成し、そのデータから非線形最小二乗推定により、各種の未知パラメータを導出する。気体の高度分布の導出には、簡便手法としてRodgersの線型最適化手法⁵⁾を利用して誤差の大きさを見積もった。なお、気体の未知パラメータとしては、最終的にカラム量を算出するとしても、カラム量はどの気圧高度にどれだけの量の気体が存在するかによって変わるため、中間的には高度1～15 kmの間の気体の高度分布を推定することとした。この高度分布はノイズによっては不安定となる場合があるが、カラム量としては安定して求まる。

本研究で対象とする巻雲の影響は、図1に示すように、巻雲の高度とその光学的厚さが未知であるとする。巻雲によって太陽光が減衰して地表面に到達し、そこで反射して大気中のガスの吸収を受けて衛星に到達する光と、巻雲の表面で反射された光（パ斯拉ディアンズ）が衛星センサに到達する光とが合成されて観測される。これを数値シミュレーションによって計算する。

昨年度は3つのステップにより、二酸化炭素濃度の導出手法を開発し報告したが、本年度は同時に推定する未知パラメータの組み合わせを変え、更に使用するバンドを少なくして、より高精度の2ステップ手法を開発した。

[第1ステップ]: バンド1 (0.76 μm 帯) と、バンド3 (2.0 μm 帯) の水蒸気の飽和波長域 (図2) から、巻雲の高度 h と光学的厚さ τ を推定する。この際、バンド1の地表面分光反射率も同時に推定する。

[第2ステップ]: 第1ステップで求められた h と τ を利用して、バンド2 (1.6 μm 帯) の CO_2 吸収波長域から二酸化炭素のカラム濃度と、その波長域における地表面分光反射率を推定する。

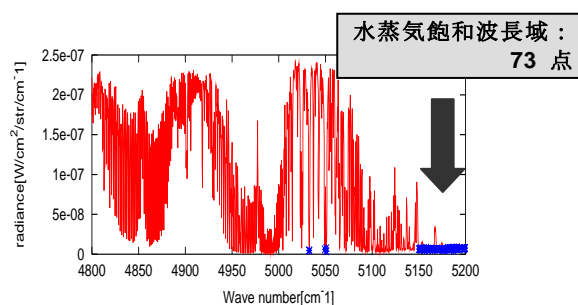


図2 巻雲からのパ斯拉ディアンズ情報として利用するバンド2の水蒸気飽和領域

(2) データ解析時の初期値として利用する既存衛星データに基づく巻雲パラメータの解析

巻雲の高度情報（巻雲の高度、層厚）を全球規模で得るには、衛星搭載のライダーによって得られた観測データが有効である。ここでは、Ice, Cloud, and land Elevation Satellite (ICESat) に搭載された Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) センサ⁶⁾より得られた雲の高度分布について解析し、検討した。

ICESat は Earth Observing System (EOS) ミッションの衛星の一つで、その目的は、氷床の mass balance、雲・エアロゾルの高度、地形と植生の観測である。ICESat は高度 590 km の極軌道衛星（傾斜94度、1日に約15周回）である。GLAS は、1064, 532 nm の2つのレーザーを持つ。1064nmでは主に地表面、標高、厚い雲の高度の測定、532nmでは雲とエアロゾルの高度分布を導出する。GLAS より地球に向かって発射されるレーザーパルスのFootprint は約60m、鉛直分解能は76.8m (高度 1.5km ~ 41km)、水平分解能は170m (高度0.5~20.5km)、時間分解能は40Hz である。打ち上げから5年間の観測計画ではあったが、測器の状態を見て、数十日間観

測をしては数十日間観測を停止するという観測スケジュールで2003年は運用された。

GLASのパルスレーザー光幅は $10^{-3} \sim 10^{-4}$ sr、それを 10^{-8} 秒間隔で地球に向かって発射し、大気中の雲、エアロゾル、分子による後方散乱光の強度と偏光を時間の関数として観測する。受信器は直径1mの望遠鏡で、その検出器は76.8m毎に後方散乱強度を受信する。本研究では、2003年10月～11月にかけて観測されたデータを基に、巻雲の雲頂・中央・雲底の各平均出現高度、雲の厚さ、光学的厚さに関する統計量を熱帯域 (15° S～ 15° N) と亜熱帯域 (15° ～ 30°)、中緯度帯域 (30° ～ 60°) の各緯度帯別及び全球 (86° S～ 86° N) について求めた。

(3) エアロゾルパラメータの推定誤差が二酸化炭素カラム濃度推定誤差に及ぼす影響調査

エアロゾルはその構成粒子の組成により、主に表1に示されるように11のタイプに分類される。エアロゾルパラメータとしては、光学的厚さ (τ)、エアロゾルの粒径分布を決定する体積モード半径 (r) のほか、エアロゾルの高度分布範囲 (h) を考慮しなくてはならない。これらが二酸化炭素のカラム量の推定値に及ぼす影響評価の方法として、HSATRコード (High resolution RSTAR code) を用いて放射伝達計算を行い、エアロゾルパラメータを与えてその分布を仮定して計算した擬似観測スペクトルを別の誤った条件で解析し、導出された結果から誤差を評価した。誤った条件として、以下の項目について検討した。

- 1) エアロゾルが無い (クリアスカイ) と仮定した場合
- 2) 光学的厚さ τ に推定誤差があった場合
- 3) 体積モード半径に推定誤差があった場合
- 4) 分布高度範囲 h に誤差があった場合
- 5) エアロゾルパラメータ τ , r , h に同時に誤差が生じた場合
- 6) エアロゾルタイプの判定を誤った場合

表1 解析に用いる11種のエアロゾルタイプ

No.	Particle model type	fundamental materials	volume fractions	size distribution (log-normal)		
				C	σ	rg [cm]
1	Water	Water	1.00	1.0000	1.50	8.00E-04
2	Ice	Ice	1.00	1.0000	1.50	2.00E-03
3	Dust-like	Dust-like	1.00	1.0000	2.50	6.00E-04
4	Soot	Soot	1.00	1.0000	2.20	5.00E-06
5	Volcanic-ash	Volcanic-ash	1.00	1.0000	2.20	6.00E-05
6	75%H2SO4	75%H2SO4	1.00	1.0000	2.20	2.00E-05
7	Rural [Hanel's model-6]	water-soluble	0.70	1.0000	2.24	1.90E-05
		dust-like	0.30	1.0810	2.51	5.48E-04
8	Sea Spray	Sea Salt	1.00	1.0000	2.51	2.04E-04
9	Urban [Hanel's Model-5]	water-soluble	0.56	1.0000	2.24	1.75E-05
		dust-like	0.24	1.0962	2.51	5.10E-04
		soot	0.20			
10	Tropo [Hanel's model-6]	water-soluble	0.70	1.0000	2.24	1.90E-05
		dust-like	0.30			
11	Yellow Dust	Yellow sand	1.00	1.0000	3.00	4.00E-04

(4) 観測装置の特性に基づくノイズモデルの作成とカラム量導出に寄与する誤差要因評価

GOSATには、温室効果ガス観測センサ（TANSO-FTS: Thermal And Near infrared Sensor for carbon Observation – Fourier Transform Spectrometer）と雲・エアロゾルセンサ（TANSO-CAI: TANSO-Cloud and Aerosol Imager）が搭載される予定である。TANSO-FTSは、フーリエ変換分光器で高分解能でスペクトルを取得することが可能である。その観測データから導出された二酸化炭素およびメタンのカラム濃度については、値の信頼性を示すことが非常に重要である。本研では、地表面で反射した太陽光がTANSO-FTSセンサに入射して観測輝度スペクトルが得られるまでの一連の測定プロセスに含まれる温室効果ガスカラム濃度の導出誤差要因を挙げ、その誤差要因の寄与を定量評価し、総合的にガスカラム濃度推定の不確かさを評価する。

はじめに、地表面で反射した太陽光がTANSO-FTSセンサに入射してから二酸化炭素およびメタンのカラム濃度が導出されるまでの概要を示す。続いて、カラム濃度導出誤差となるノイズ因子を挙げ、それぞれのノイズモデルの詳細を示す。ノイズによる観測輝度スペクトルへの寄与とカラム濃度の誤差を、直交表を用いて実験計画法に基づいて評価する方法を示す。なお、センサの特性は、センサ開発を担当しているJAXAより、TANSO-FTSの地上モデルに関して得た情報（TANSO-FTSと大きく異なることはないと思われる）を利用した。

地表面および大気で反射した太陽光がTANSO-FTSセンサに入射して観測輝度スペクトルが得られるまでの流れと、本研究で考慮するノイズを図3に示す。本報告書で用いるセンサ特性の諸値を表2示す。

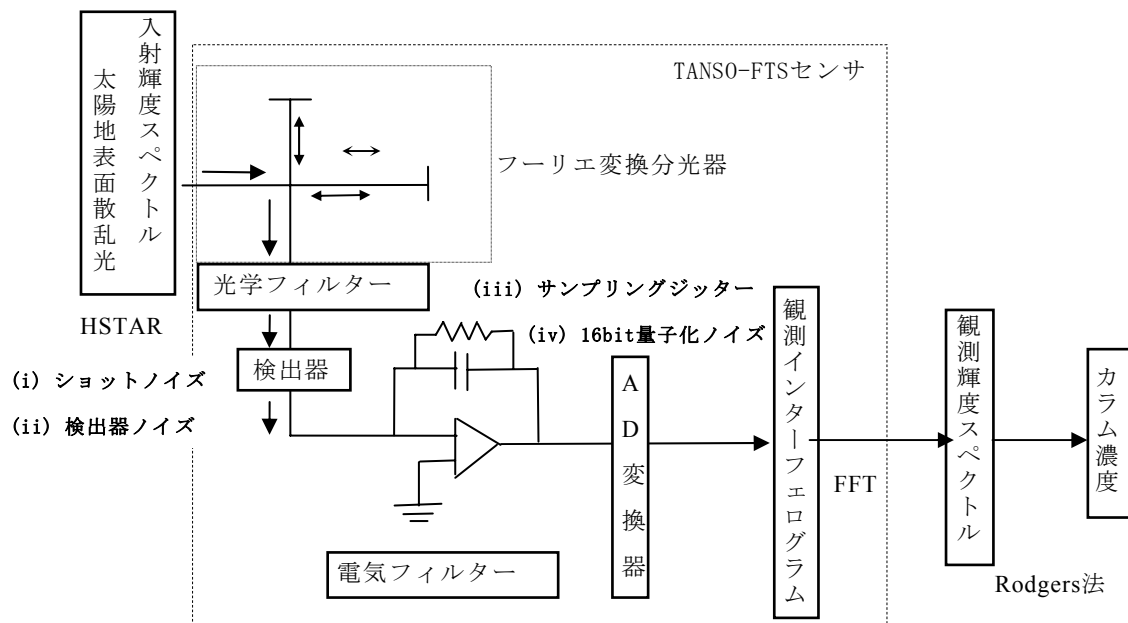


図3 センサに起因する誤差要因とカラム濃度導出までの流れ

表 2 本解析で用いるセンサの特性値

(a) バンド特性

バンド	波数帯域 [cm^{-1}]	Δf [cm^{-1}]
1	12700~13200	300
2	5800~6400	600
3	4800~5200	400

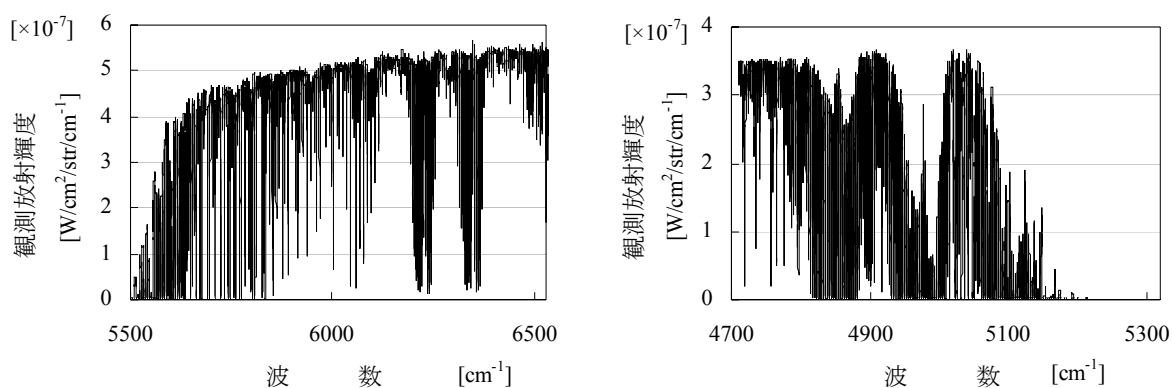
(b) FTS 特性

最大光路差	5 cm
観測時間	4 秒/1 スキャン
レーザー波長	0.000131 cm

(c) 検出器特性

比検出能 D^*	10^{12} [$\text{cmHz}^{1/2}\text{W}^{-1}$]
素子直径	6.8 cm

図 3 の過程および各ノイズのモデル化を行って、数値シミュレーションによりカラム濃度を導出する。TANSO-FTSセンサに地表で反射した太陽光が入射し、入射光はFTS (Fourier Transform Spectrometer) によって干渉される。数値シミュレーションを行う際のセンサに入射する地表および大気で反射した太陽光の入射輝度スペクトルは、大気における太陽光の放射伝達計算コード HSTARにより得られたものを用いる。入射輝度スペクトルの波数分解能は、 0.01 cm^{-1} で作成した。TANSO-FTSセンサでは、短波長赤外として3つの観測バンドが用いられる。ここで、二酸化炭素の吸収帯はバンド2と3にあり、またメタンの吸収帯はバンド2にある。バンド2とバンド3の入射輝度スペクトルを図4に示す。



(a) バンド2の入射輝度スペクトル例

(b) バンド1の入射輝度スペクトル例

図 4 解析に用いた入射輝度スペクトルの例

検出器に入射する干渉光の強度は、固定鏡と可動鏡との光路差を x 、波数を ν として、次式である。

$$I(x) = \int S(\nu) (a + \cos 2\pi\nu x) d\nu \quad (1)$$

可動鏡は、実際には一定速度で動くため、 $I(x)$ は本来は連続量である。そのため、可能な限り実際に即したシミュレーションを行うため、 x の間隔は可動鏡の可動範囲である5cmを、等間隔に 2^{23} 個とったものとした。検出器に入射した干渉光は、信号電流に変換される。本研究では信号電流を、電子数（フォトン数）で表す。電流 i とフォトン数 n との関係は、次式である。

$$i = \frac{n}{\tau} e \quad (2)$$

e : 電荷 τ : 時間

信号電流は、電気フィルターで高波数の信号電流が除去され、更にAD(Analog-Digital)変換器によりアナログ値である信号電流からデジタル値の観測インターフェログラムと呼ばれる信号に変換される。ここで、電気フィルターのフィルター関数は、センサの開発を担当しているJAXAから提供されたものである。観測インターフェログラムは、GOSATから地上解析所である国立環境研究所に送信される。国立環境研究所では送信されてきたインターフェログラムをフーリエ変換により観測輝度スペクトルに変換する。観測輝度スペクトルの波数分解能は、 $0.2 [\text{cm}^{-1}]$ である。更に観測輝度スペクトルから二酸化炭素およびメタンのカラム濃度を導出する。カラム濃度は次式のRodgers法⁵⁾による繰り返し計算により導出する。

$$\mathbf{x}_{j+1} = \mathbf{x}_j + (\mathbf{S}_a^{-1} + \mathbf{K}_j^T \mathbf{S}_e^{-1} \mathbf{K}_j)^{-1} \left\{ \mathbf{K}_j^T \mathbf{S}_e^{-1} [\mathbf{y} - F(\mathbf{x}_j)] - \mathbf{S}_a^{-1} [\mathbf{x}_j - \mathbf{x}_a] \right\} \quad (3)$$

j : 繰り返し回数 \mathbf{x} : 導出する気体濃度ベクトル \mathbf{x}_a : 導出気体濃度の *a priori*

\mathbf{S}_a : \mathbf{x}_a の誤差分散 \mathbf{K} : ヤコビアン \mathbf{S}_e : 観測誤差共分散 \mathbf{y} : 観測スペクトル

1) ノイズモデル

ここで考慮するノイズは、大きくセンサ内部ノイズと得られた観測輝度スペクトルからカラム濃度を導出する過程で設定する大気モデルが実際とは異なることに起因するものとする。

a. 設定する大気モデルによるノイズ

気温や水蒸気量の鉛直プロファイルによって、センサに入射する輝度スペクトルは変わる。Rodgers法を用いて観測輝度スペクトルからカラム濃度を導出する際、設定する気温や水蒸気量の鉛直プロファイルが実際に観測したときと異なることによって、カラム濃度導出値に誤差が生じる。そこで、気温と水蒸気量をノイズ因子として、次のようにしてノイズを与える。気温と水蒸気量を、HSTARを用いて入射輝度スペクトルを算出する場合とカラム濃度を導出する場合とで変え、カラム濃度導出誤差への影響を評価する。また、雲やエアロゾルもカラム濃度を導出する際の大きな誤差要因となる。

b. センサ内部ノイズ

検出器内部では、FTSで干渉した光が検出器に入射する際の(i) ショットノイズ、検出器の性能から導かれる(ii) 検出器ノイズおよびAD変換器内のノイズである。AD変換器では、インターフェログラムのサンプリング時間の若干のずれによって生じる(iii) サンプリング・ジッターと信号電流をアナログ量からデジタル量に変換することによる(iv) 量子化ノイズがある。

(i) ショットノイズ

ショットノイズは、検出器に光が入る（ショットする）ときの光子数の揺らぎによるノイズである。単位時間当たりに検出器にショットされる平均光子数からの揺らぐ大きさは、ポアソン統計則に従う。FTSで干渉した光が検出器にショットしたときの光子数の平均が M であった場合、平均が M となるポアソン乱数を生成する関数 $poidev()$ を導入し、ショットノイズによる光子数の揺らぎは、 $poidev(M)$ として求める。

(ii) 検出器ノイズ

検出器のノイズには、熱（またはジョンソン）（thermal or Johnson noise）雑音、素子の光子雑音（photon noise）、格子雑音（phonon noise）、電流雑音（current noise）等がある。本研究では、これらのノイズをまとめて検出器の性能として比検出能(Dee-star: D^*)で表す。 D^* は、値が大きいほど良い検出器であり、次式で表される。

$$D^* = \sqrt{a \cdot \Delta f} \frac{i_s}{i_d} P^{-1} \quad (4)$$

a : 素子の面積 P : 入力パワー(W) Δf : 帯域幅 i_s : 信号電流 i_d : ノイズ電流

ノイズ電流の標準偏差 \bar{i}_d は、

$$\bar{i}_d = \frac{\sqrt{a \cdot \Delta f}}{D^*} \frac{i_s}{P} \quad (5)$$

であり、更にノイズ電流のフォトン数の標準偏差 \bar{n}_d は、式(2)より算出する。ここで、検出器ノイズの大きさの分布は、正規分布であると仮定する。FTSの可動鏡と固定鏡の光路差が x のときの検出器ノイズの大きさ $n_d(x)$ は、次式により算出した。

$$n_d(x) = \bar{n}_d \cdot rand \quad (6)$$

$rand$ は、平均が0、分散が1の正規乱数を生成する関数である。

(iii) サンプリング・ジッター

AD変換器では、流れてくる電流を、一定時間間隔で電圧に変換し、更にデジタル値に変換する。ここで、サンプリング時間間隔に若干のずれが生じた場合、正確な電圧値が得られずカラム濃度導出誤差因となる。サンプリング・ジッターによるサンプリング時間間隔のずれる大きさに関する研究報告は、これまで非常に少ない。引用文献7)では、サンプリング・ジッターによるノイズは小さく、*SNR*にして60000程度と報告されている。この値には、FTSの可動鏡が動く速度の誤差によって生じるサンプリング点全体の系統的誤差は含まれていない。本研究では、サンプリング・ジッターによるノイズを、最も誤差が大きい場合の*SNR*が60000として算出した。

(iv) AD変換 (16bit量子化)

AD変換を行う際の信号電圧の範囲 (ダイナミック・レンジ) を次ぎのようにして決め、ダイナミック・レンジを2の16乗個に分割して、AD変換を行う。ダイナミック・レンジは、地表面反射率を0.3としたときの電圧値の最大を2倍した範囲である。このダイナミック・レンジの設定は、センサ開発を担当しているJAXAの研究者からの私信による値に基づいて設定したものである。

2) 観測輝度スペクトルへの寄与評価

観測誤差因子を、センサ内部ノイズである上記の(i)～(iv)を、A:ショットノイズ、B:検出器ノイズ、C:サンプリング・ジッター、D:量子化ノイズの4因子とする。これらのノイズによる観測輝度スペクトルへの寄与を、直交表を用いた実験計画法に基づいて評価する。実験計画法とは、取り上げる対象の結果とそれに影響を与えると思われる要因の関係を調べるために、時間面、経済面等の制約を考慮しながら実験によりデータを得て、それを解析する方法である⁸⁾。シミュレーションにより得られた波数 ν における観測輝度スペクトルを y_ν 、その期待値を μ_ν 、観測誤差分散共分散 σ_ν として、次のモデルで表す。

$$y_\nu = \mu_\nu + \varepsilon_\nu \quad \varepsilon_\nu \sim N(0, \sigma_\nu) \quad (7)$$

観測誤差分散 V_ν の期待値を $E[V_\nu] = \sigma_\nu$ として、各波数における観測輝度スペクトルへの寄与を、 V_ν を求めて評価する。ここで、 $E[*]$ は、*の期待値を表す。各バンドの各波数における V_ν を、直交表を用いた実験により算出する。それぞれの因子の水準は、それぞれのノイズを入れたときと入れないときの2水準とする。直交表を作成し、各実験において観測輝度スペクトル y を算出する。各波数における V_ν を、次のようにして算出する。実験総数を N として、各波数における総平方和 S_T は、

$$S_T = \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 \quad (8)$$

で定義する。また、ある因子 X の i 水準を X_i と記し、 X 間平方和を

$$S_x = \frac{N}{2} \sum_i (\bar{y}_{x_i} - \bar{y})^2 \quad (9)$$

で定義する。それぞれ因子A、B、C、Dの平方和は、(9)式の x をA、B、C、Dに置き換えて算出する。誤差平方和を、

$$S_E = S_T - S_A - S_B - S_C - S_D \quad (10)$$

で定義する。観測誤差分散 V_e は、誤差要因の自由度を ϕ_E として、次式で与えられる。

$$E[V_e] = \sigma^2 = \frac{S_E}{\phi_E} \quad (11)$$

二酸化炭素またはメタンの吸収線があるバンド2とバンド3について、各波数におけるセンサ内部ノイズによる観測輝度スペクトルの誤差分散を算出する。HSTARを用いて入射輝度スペクトルの算出は、次のようにして行う。設定した大気モデルはアメリカ標準大気モデルで、雲とエアロゾルが観測視野内に無いクリアスカイであるとする。地表面反射率を0.3とし、地表から大気上端までは25層として扱う。なお、実験回数 M は、全8回とし、バンド2とバンド3の観測輝度を y で表す。

3) カラム濃度導出精度解析方法

ノイズによるスペクトルの誤差分散を求めたときと同様に、直交表を用いて実験計画法に基づいて実験を行い、カラム濃度導出誤差の解析方法を提示する。ここでは、解析方法を例を示しながら説明する。ノイズ要因は、A:気温、B:水蒸気量、C:ショットノイズ、D:検出器ノイズ、E:サンプリング・ジッター、F:量子化ノイズ、G:エアロゾルの合計8因子とする。使用する直交表を、表3に示す。実験回数 M は、全18回である。それぞれの因子のノイズ(水準)を次のように与える。

A: 気温: 実際に観測したときとカラム濃度を導出したときに

設定する気温の鉛直プロファイルの誤差が、地表から大気上端までの全層の気温で

(a) +2度、(b) -2度、(c) 0度 であったとき。(3水準)

B: 水蒸気量: 実際に観測したときとカラム濃度を導出したときに設定する水蒸気量の鉛直プロ

ファイルの誤差が、地表から高度10kmまでと10kmから大気上端までの各層の水蒸気量が

真値の (a) +10%と+100%、(b) -10%と-95%、(c) 0%と0% であったとき。(3水準)

C: ショットノイズ: ショットノイズが、(a) 入っている、(b) 入っていない (2水準)

D: 検出器ノイズ: 検出器ノイズが、(a) 入っている、(b) 入っていない (2水準)

E: サンプリング・ジッター: サンプリング・ジッターが、(a) ある、(b) ない (2水準)

F: 量子化ノイズ: 量子化を、(a) 行う、(b) 行わない (2水準)

G : エアロゾル: エアロゾルモデルを $0.55 \mu\text{m}$ の光学的厚さ0.1のRuralタイプとして
エアロゾルが観測視野内に、(a) ある、(b) ない (2水準)

表3 実験に使用する直交表

	y	A	B	C	D	E	F	G
No.	導出値	気温	水蒸気量	ショットノイズ	検出器ノイズ	ジッター	量子化	エアロゾル
Test 1	1.10	a	a	a	a	a	b	b
Test 2	1.91	a	a	b	b	b	a	a
Test 3	1.09	a	b	a	a	b	a	a
Test 4	0.24	a	b	b	b	a	b	b
Test 5	0.68	a	c	a	a	a	a	b
Test 6	1.49	a	c	b	b	b	b	a
Test 7	-0.17	b	a	a	a	b	b	a
Test 8	-0.98	b	a	b	b	a	a	b
Test 9	-1.80	b	b	a	a	b	a	b
Test 10	-0.98	b	b	b	b	a	b	a
Test 11	-0.59	b	c	a	a	a	b	a
Test 12	-1.40	b	c	b	b	b	a	b
Test 13	0.09	c	a	a	a	b	b	b
Test 14	0.90	c	a	b	b	a	a	a
Test 15	0.08	c	b	a	a	a	a	a
Test 16	-0.77	c	b	b	b	b	b	b
Test 17	0.46	c	c	a	a	a	a	a
Test 18	-0.35	c	c	b	b	b	b	b

次に、カラム濃度導出概要を示す。大気層の構成は同様に25層とし、二酸化炭素の真値および初期値の各層における濃度を図5に示す。

ノイズによるスペクトルの誤差分散を算出したときと同様に、各因子の平方和を求め、更にある因子 X の分散 V_X を、

$$V_X = \frac{S_X}{\phi_X} \quad (12)$$

より算出し、また因子 X の F 値を、

$$F = \frac{V_X}{V_E} \quad (13)$$

より算出する。

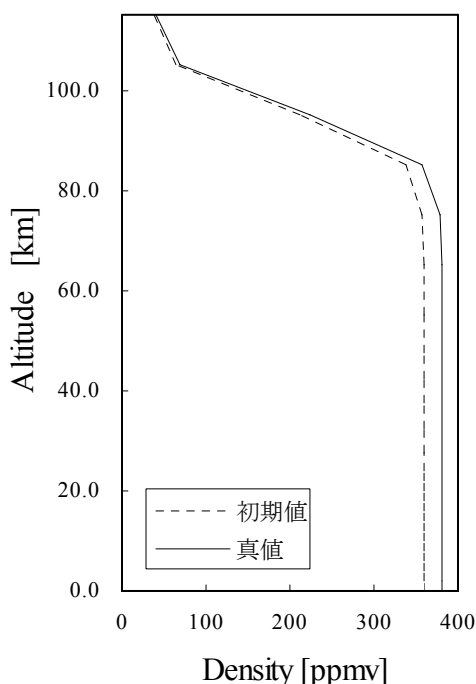


図5 使用した二酸化炭素濃度の高度分布

(5) 短波長赤外データと熱赤外データの複合利用手法の検討

当研究の目的に照らし、主に以下の3項目について検討を進めた。

- ・カラム量から上空濃度を引くことにより、下層濃度を抽出する手法
- ・カラム量を拘束条件として、上層濃度分布をより正確に解析する手法
- ・複数センサの利用による、より正確な雲情報の抽出アルゴリズム

これらの手法の検討は、類似センサの同時運用が行われていない現状では、すべてシミュレーションに頼る他はない。そのため、以下ではまずそのシミュレーションの方法について記し、続いて上記3項目の検討方法について記述する。

衛星による観測をシミュレートするためには、まず真値となるCO₂の濃度分布が必要となる。これを計算するためには、東京大学気候システム研究センターが独自に開発してきたNICAMと呼ばれる大気大循環モデルをベースにしたCO₂輸送モデル⁹⁾を用いた。このCO₂濃度分布に対し、衛星から観測される放射スペクトルを計算するために必要な分子吸収による光学的厚さの計算には、米国AER社のLBLRTM¹⁰⁾を用いた。この放射スペクトルから逆にCO₂濃度を求める、いわゆるインバージョン手法としては、最大事後確率推定法 (MAP法) を用いた。その手法の詳細は Saitoh 他 (2006) に記してある¹¹⁾。

1) CO₂の下層濃度を抽出する方法

GOSAT衛星の短波長赤外センサは1.6 μmの波長域にある吸収バンドにおける太陽光の反射光強度の測定からCO₂のカラム量が非常に高い精度で求められる。一方、同衛星に搭載される熱赤外センサは、15 μm付近の吸収帯波長で地球からの射出放射を測定することにより、CO₂の上空における濃度を求めることができる。ところが、植物による吸収や人為起源による発生などによるCO₂濃度

の激しい変動は地表付近で起きるものであり、大気中濃度が大きく変動するのは、主に高度2km程度までの大気境界層内である。このことからCO₂の発生源、吸収源に関する情報を大気中の濃度測定データから逆に推定する解析（いわゆるソースシンクインバージョン手法）のためには、この大気境界層内の濃度を知ることが重要となる。しかし、上記2つのセンサとも、大気境界層内のCO₂濃度の変動を直接測定することができない。そこで、カラム量と上層濃度の両方が正確に求められる場合、それらの差として大気下層濃度が求められるのではないかと考えられる。

本研究では、熱赤外センサによる上空のCO₂濃度の解析手法の開発そのものは研究対象ではない。この手法は現在、東京大学気候システム研究センターにおいて開発中であり、その暫定的な手法の一部は解析に用いるものの、どのような精度で上空の鉛直濃度解析が行われるかなどは未知数の部分も多い。そのため、ここではCO₂輸送モデルの計算結果の解析から、どのくらい下層までCO₂濃度が求められれば、カラム量からの差として下層大気における濃度変動が抽出できるかという点に着目した解析を行うものとする。

2) カラム量を拘束条件として上層濃度を求める手法

カラム量から上空濃度を差し引いて下層濃度を求める手法では、カラム量を求めるための短波長赤外データ（SWIR）と、上空濃度を求めるための熱赤外データ（TIR）の解析は独立して行われる。しかし、前者の測定精度は非常に高く、一方、後者の解析精度は気温推定誤差の影響などにより相対的に精度が悪い。そのため、SWIR解析により求められたカラム量情報を追加的な拘束条件としてTIRデータの解析を行うことにより、TIR解析精度を向上させ、特に感度のあまりない下層大気におけるCO₂濃度の鉛直プロファイルの再現性の向上を行うための手法を検討する。

まず、TIR解析の基本となる最大事後確率推定法（MAP法）では、最終的に求められるCO₂濃度の鉛直プロファイルと初期推定プロファイルをそれぞれ $\hat{\mathbf{x}}$, \mathbf{x}_a とし、初期推定値の誤差と観測データの誤差をそれぞれ S_a , S_ϵ 、観測データを \mathbf{y} 、放射伝達行列を \mathbf{K} とすると、

$$\hat{\mathbf{x}} = \mathbf{x}_a + \left(\mathbf{K}^T \mathbf{S}_\epsilon^{-1} \mathbf{K} + \mathbf{S}_a^{-1} \right)^{-1} \mathbf{K}^T \mathbf{S}_\epsilon^{-1} (\mathbf{y} - \mathbf{K} \mathbf{x}_a) \quad (14)$$

と表される。

ここで、誤差行列 \mathbf{X}_a は鉛直分布を要素とするベクトルであるが、SWIR解析から得られるカラム量は、1観測地点に1つのスカラー量である。つまり、SWIRから求められたカラム量を新たな追加的な拘束条件として（14）式に導入するためには、スカラー量であるカラム量からベクトル量である \mathbf{X}_a へ情報を配分しなくてはならない。

本研究では、その基礎となる考え方として、SWIRの解析から得られたカラム量を元に鉛直プロファイルの修正を行うときに、その配分の加重として、CO₂輸送モデル計算結果の統計的な処理から得られた濃度プロファイルの標準偏差の大きさ（ S_a の対角要素の大きさ）に比例する値を用いる方法を検討した。

また、誤差については、初期推定値のカラム量の誤差と、SWIRから求められたカラム量の誤差をそれぞれ $S_{a-column}$, $S_{SWIR-column}$ とすると、SWIR情報を付加された新たなカラム量の誤差 $S_{a-column}'$ は、

$$S_{a-column}' = (S_{a-column}^{-1} + S_{SWIR-column}^{-1})^{-1} \quad (15)$$

の関係にある。つまり、当初のカラム量推定誤差（初期推定誤差）に対して、SWIRによる情報の持ち込みの分だけ更新された初期推定誤差が低減することを示している。

3) 複数センサの利用による雲パラメータの抽出

GOSAT衛星の場合、分光データを得るためのFTSセンサと合わせ、補助センサである雲・エアロゾルセンサ（CAI）のデータが利用できる。CO₂濃度解析の障害となる雲の検出には、このCAIセンサのデータと合わせ、FTSセンサから得られる0.76 μm帯のO₂-Aバンドデータ、1.6 μm帯と2.0 μm帯のSWIRデータ、それに15 μm帯のTIRデータが利用できる。本研究では、これらを複合的に利用することで、より多くの雲情報を抽出するためのデータ解析手順の基本概念を提示する。

4. 結果・考察

上記に示した（1）～（5）に関する各手法によって得られた結果と、その考察について以下に述べる。

（1） 巻雲が存在する場合の観測データの処理手法の開発

巻雲が存在し、その高度と光学的厚さ、及び観測視野内の地表面反射率が未知の場合に、温室効果ガスのカラム量の推定誤差がどの程度になるかを検討した。

地表面が針葉樹の場合を例として、第1ステップの計算条件を表4に示す。巻雲の光学的厚さ $\tau=1.0$ のとき（case 1）の結果を表5、 $\tau=0.2$ のとき（case 2）の結果を表6に示す。

表4 第1ステップの計算条件

ジオメトリ	太陽天頂角30°, 衛星走査角0° (散乱位相角30°)
計算波数刻み	0.01 [cm ⁻¹]
波数分解能 (res), SNR	0.76μm帯 res=0.5[cm ⁻¹], SNR=300 2.0μm帯 (H ₂ O飽和域) res= 0.2 [cm ⁻¹], SNR=300
大気モデル	US Standard (ただしCO ₂ 濃度は 380 [ppmv]一定)
地表面分光反射 率 (真値)	Conifer (針葉樹), 未知数: 50 cm ⁻¹ 間隔, 初期値: 0.3 (一定), 共分散 行列: 1.02
巻雲 (存在する 場合の真値)	中心高度 11 kmに厚さ2 kmの巻 雲, $\tau=1.0$ or 0.2@0.55μm, 体積 モード半径=20μm
試行回数	12回

表5 第1ステップの推定誤差 ($\tau=1.0$)

case	推定対象	平均	S.D.	最小	最大	総合
1	光学的厚さ τ (誤差 %)	0.997 (-0.33)	0.004 (0.37)	0.992 (-0.82)	1.004 (0.43)	0.50 (%)
1	巻雲高度 h (km)	11.04	0.094	10.86	11.18	-

表6 第1ステップの推定誤差 ($\tau=0.2$)

case	推定対象	平均	S.D.	最小	最大	総合
2	光学的厚さ τ (誤差 %)	0.196 (-1.77)	0.004 (1.87)	0.192 (-4.20)	0.204 (2.04)	2.57 (%)
2	巻雲高度 h (km)	11.18	0.432	10.35	11.85	-

表5及び表6より、巻雲に関するパラメータ情報は、case 2の薄い巻雲ほど出しにくいことがわかる。

次に、第2ステップの計算条件を表7に、第2ステップにより推定された二酸化炭素カラム濃度の推定誤差を表8に示す。

表7 第2ステップの計算条件

ジオメトリ	太陽天頂角30°、衛星走査角0°(散乱位相角30°)
波数範囲	6180 - 6380 [cm ⁻¹](1.6μm)
計算波数刻み	0.01 [cm ⁻¹]
波数分解能(res), SNR	1.6μm帯 res=0.2 [cm ⁻¹], SNR=300
大気モデル	US Standard (ただしCO ₂ 濃度は380 [ppmv]一定)
地表面分光反射率	Conifer (針葉樹), 未知数: 50 cm ⁻¹ 間隔, 初期値: 0.3 (一定), 共分散行列: 1.02
巻雲	氷雲 (h, τ はstep1の結果, 体積モード半径=20μm)

表8 第2ステップの推定誤差 (単位: %)

case	巻雲	平均	S.D.	最小	最大	総合誤差
1	τ= 1.0	0.011	0.137	-0.245	0.281	0.137
2	τ= 0.2	0.007	0.116	-0.221	0.237	0.116

以上の結果より、巻雲存在条件下では、当逐次推定法を用いれば、地表面反射率スペクトル構造が滑らかで値の低い針葉樹の場合には、折れ線近似によって地表面反射率が適切に推定され、第1ステップで巻雲の光学的厚さと高度が推定され、第2ステップで1.6 μm帯から二酸化炭素カラム濃度と地表面反射率が十分な精度(0.2%以下)で導出されることが確認された。

この手法は、2.0 μm帯の水蒸気吸収の飽和領域における巻雲からのパ斯拉ディアンス情報を用いている。したがって、砂漠などの極度な乾燥地域の観測データでは、水蒸気による吸収が飽和しないと考えられ、その場合には当推定手法は利用できない。しかし、そのような乾燥地域では実際には水蒸気量の不足から巻雲の発生がほとんどないと考えられるため、クリアスカイとしてのデータ処理が可能であると思われる。

なお、巻雲に関するパ斯拉ディアンス情報は、2.0 μm帯のほかに0.76 μm帯の酸素の吸収バンドからも抽出されることが報告されている。これを利用して解析する方法も考えられる。

(2) データ解析時の初期値として利用する既存衛星データに基づく巻雲パラメータの解析
 ICESat/GLASの観測データから求めた、熱帯域 (15° S \sim 15° N) 及び北半球中緯度帯 (30° N \sim 60° N) の巻雲の雲底・中央・雲頂の高度別頻度分布を図6に示す。

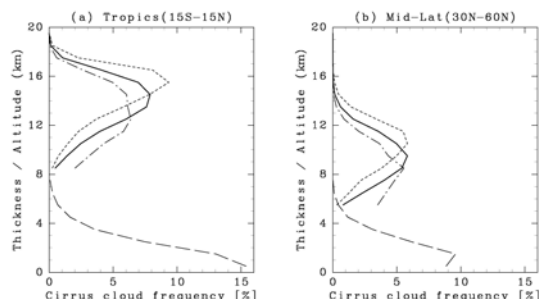


図6 巻雲の雲底(破線)・中央(実線)・雲頂(点線)の高度別頻度分布
 ((a)熱帯域と(b)北半球中緯度帯)

この結果から、熱帯域での巻雲の高度は約14 kmを中心にして出現し、北半球中緯度帯はそれよりも低い約9 kmを中心して出現していることがわかる。これらを初期値として衛星観測データの処理を行えば、観測緯度帯に適する初期値から計算を始めることが可能となる。

また、熱帯域と北半球中緯度帯のそれぞれの雲頂高度別の巻雲の幾何学的な厚さと光学的厚さの分布を図7に示す。

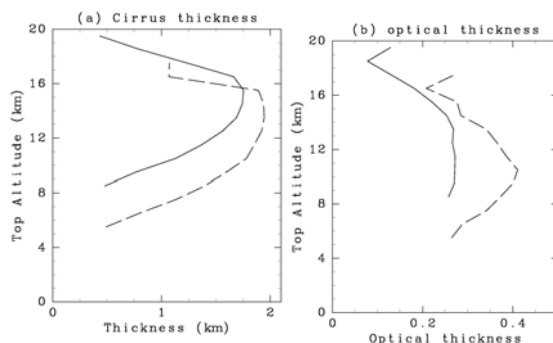


図7 巻雲の幾何学的な厚さ(a)と光学的厚さ(b)による雲頂高度分布
 (実線：熱帯域，破線：北半球中緯度帯)

これらの結果から、巻雲の幾何学的な厚さは2 kmよりも薄いものが多く、熱帯域では光学的厚さ τ が高々0.3弱の巻雲が8 km以上に出現し、中緯度帯ではより τ の大きな0.4近くまである巻雲が高度9 kmを中心して出現していることがわかる。これらの情報もデータ処理に於いて利用が可能である。

以上のような結果から求めた巻雲パラメータの緯度帯別の平均出現高度を表8に示す。

表8に見られるように、巻雲パラメータの統計値は緯度帯によって変化する。上記は2003年10月～11月に観測されたデータに基づいて計算された結果であるが、これらの値は季節によって変化するはずである。ICESat/GLASは観測寿命が尽きていて、年間を通して観測ができないが、そ

れに替わるCloudSat, CALIPSOといった衛星が打ち上げられ、データが公開され始めているため、今後はそれらのデータに基づいて統計量を求め、データ解析用データベースを整備する予定である。

表8 巻雲パラメータの緯度帯別の平均出現高度 [()は標準偏差]

	雲頂高度 (km)	雲中央高度 (km)	雲底高度 (km)	幾何学的 厚さ (km)	光学的厚さ τ
熱帯域 (15S-15N)	14.4 (2.1)	13.6 (2.1)	12.8 (2.3)	1.6	0.22
北半球亜熱帯 (15N-30N)	12.8 (2.8)	12.0 (2.7)	11.2 (2.8)	1.6	0.25
南半球亜熱帯 (15S-30S)	11.4 (2.7)	10.7 (2.6)	10.0 (2.7)	1.4	0.29
北半球中緯度 (30N-60N)	10.1 (2.0)	9.2 (1.9)	8.4 (2.0)	1.6	0.36
南半球中緯度 (30S-60S)	9.5 (2.0)	8.7 (1.8)	8.0 (1.9)	1.6	0.33
全球 (86S-86N)	11.1 (3.0)	10.3 (3.0)	9.5 (3.0)	1.6	0.28

(3) エアロゾルパラメータの推定誤差が二酸化炭素カラム濃度推定誤差に及ぼす影響調査

2の研究方法に示した手法により、数値シミュレーションに基づく導出結果の誤差評価により、エアロゾルの影響を調査した。その結果の外洋を以下に示す。

1) エアロゾルが無い(クリアスカイ)と仮定した場合

- ・光学的厚さ τ が0.05程度で小さい(薄いエアロゾル)の場合でも、エアロゾルタイプを誤るとカラム量導出の系統誤差が $\pm 3\%$ 程度に大きくなる場合がある。
- ・地表面アルベドが0.1程度で小さい場合にはカラム量の過小評価となり、地表面アルベドが0.5程度で大きい場合には過大評価になる場合が多い。
- ・表1のNo. 4, No. 9のように黒煙粒子(soot)が組成にあるエアロゾルの場合は、他のタイプのエアロゾルと傾向が異なり、影響も大きい。

2) 光学的厚さ τ に推定誤差があった場合

真の τ を0.05~0.2とし、その推定誤差を0.06~0.08加えて検討した結果、以下の傾向が判明した。

- ・高々度に分布するエアロゾルは影響が大きく、数%の系統誤差を生じる。
- ・地表面付近のエアロゾルの影響は0.3%以下の系統誤差で小さい。
- ・地表面アルベドが0.1程度で小さい場合にはカラム量の過大評価となり、地表面アルベドが0.5程度で大きい場合には過小評価になる。
- ・表1のNo. 4, No. 9のように黒煙粒子(soot)が組成にあるエアロゾルの場合は、他のタイプのエアロゾルと傾向が異なり、影響も大きい。

3) 体積モード半径に推定誤差があった場合

真の $r \times 0.1 \sim r \times 10$ に変化させて検討した結果、以下の傾向が判明した。

- ・高々度に分布するエアロゾル(例えば75%の硫酸液滴エアロゾル(表1のNo. 6)や黄砂(表1のNo. 11))で数%と系統誤差が非常に大きい。
- ・地表面付近のエアロゾル(表1のNo. 3 Dust-like やNo. 7 Rural)では誤差は0.3%以下で小さい。
- ・地表面アルベドが大きくなると系統誤差も大きくなる。

4) 分布高度範囲 h に誤差があった場合

真の h を 1 km (0~1 km の範囲に分布) とし、 $h = 2$ km, $h = 3$ km と誤った場合の検討結果として、以下の傾向が判明した。

- ・ 地表面アルベドが 0.1 程度で小さい場合の影響は、0.3% 以下の系統誤差で小さい。
- ・ 地表面アルベドが 0.5 のように大きい場合には、カラム量の過小評価となる。エアロゾルの光学的厚さが $\tau = 0.05$ と薄い場合にも、系統誤差は -0.4% 程度になる。

5) エアロゾルパラメータ τ , r , h に同時に誤差が生じた場合

- ・ τ や地表面アルベドが大きいほどカラム量推定値のバラツキへの影響が大きい。系統誤差は -1.0~+1.5% 程度である。
- ・ 体積モード半径 r の推定誤差は、 r を小さく誤った場合 ($\times 0.1$) のほうが、大きく親待った場合 ($\times 10$) よりも影響はやや大きい。

6) エアロゾルタイプの判定を誤った場合

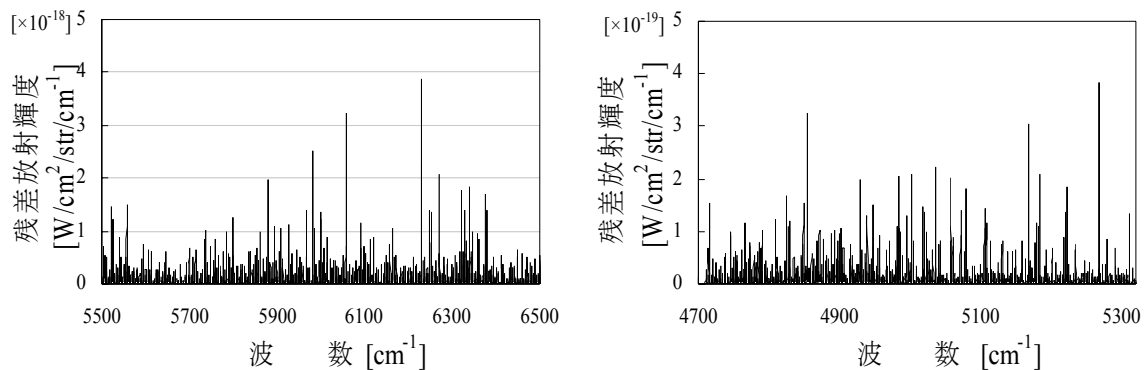
エアロゾルの真のタイプを rural とし、これを dust-like, soot, sea spray, Urban, Tropo のそれぞれに誤った場合に、以下の傾向が判明した。

- ・ カラム量推定の系統誤差はエアロゾルのタイプによって異なるが、概ね -0.4~+1.0% 程度の誤差を生じる。

以上の検討結果を整理すると、エアロゾルに対処すべきデータ処理アルゴリズムとして重要な点は、(1) 黒鉛粒子が含まれるタイプのエアロゾルであるかどうかを CAI センサなどの情報から知ること、(2) 高々度まで分布するエアロゾルであるかどうかの情報を把握すること。(データから高度分布を知ることができない場合には、参照計測データやエアロゾル輸送モデルの出力を参考にすることが重要)、(3) 補助センサである CAI センサからエアロゾルタイプを判別する方法を構築することであると言える。なお、(3) については、エアロゾルのタイプが判別できなくても、通常エアロゾルの光学的厚さ τ を規定する $0.55 \mu\text{m}$ における τ の代わりに、 $1.6 \mu\text{m}$ 帯における τ が求められれば問題はないことが別の関連検討から判明している。

(4) 観測装置の特性に基づくノイズモデルの作成とカラム量導出に寄与する誤差要因評価

各ノイズ成分の観測輝度スペクトルへの寄与成分の評価として、直交表を用いた検討を行った。



(a) バンド2の観測誤差ベクトルの分散 (b) バンド3の観測誤差ベクトルの分散

図8 観測輝度スペクトルに寄与するバンド2とバンド3の観測誤差ベクトルの分散

式(11)を用いて得られたセンサ内部ノイズによるバンド2とバンド3の全ノイズ成分の分散（観測誤差ベクトルの分散）を図8に示す。

また、式(12)、式(13)に基づくそれぞれの因子の平方和、分散、及びF値に関する分散分析表を表9に示す。表9より、カラム量導出誤差への影響は、気温、水蒸気量、量子化による分散値が大きいことがわかる。

表9 カラム量導出誤差に寄与する因子別の分散分析結果

	要因	S	ϕ	V	F
A	気温	6.4536	1	6.4536	8.3466
B	水蒸気量	1.5232	1	1.5232	1.9700
C	ショットノイズ	0.0094	1	0.0094	0.0121
D	検出器ノイズ	0.0077	1	0.0077	0.0100
E	サンプリングジッター	0.0080	1	0.0080	0.0104
F	量子化	1.5997	1	1.5997	2.0690
G	エアロゾル	0.6728	1	0.6728	0.8702
	誤差	7.7320	10	0.7732	
	total	18.0064	17		

データの量子化は16 bitのAD変換によってもたらされるものであるが、これは信号の直流成分も含むデータであるためと思われる。なお、バンド3（2 μ m帯）では水蒸気の影響が強く二酸化炭素の吸収線パラメータの温度依存性も高いが、1.6 μ m帯では水蒸気の影響も小さく温度依存性は低いことがわかっているため、実用上はバンド2を中心にデータ解析に利用するため、本解析結果に示されるような影響は小さいと考えられる。

（5）短波長赤外データと熱赤外データの複合利用手法の検討

1) CO₂の下層濃度を抽出する方法

まず、本研究で想定するGOSAT衛星搭載の熱赤外センサによるCO₂観測について、15 μ m付近の波長域において観測されるスペクトル、ヤコビアン、および、鉛直分解能関数（Averaging Kernel）を図9に示す。これによると、熱赤外センサでは、300hPa付近のCO₂濃度変動に最も感度があり、700hPa付近から下層で急激に感度が下がり、900hPaよりも下層ではほとんど感度が無いことがわかる。

前節で記したように、激しいCO₂の濃度変化は大気境界層内で起きることから、どの程度下層まで熱赤外センサにより濃度分布が求められればカラム量からの差として有用な下層濃度情報となるかを調べた。図10は、CO₂輸送モデルの出力のうち、北半球春季の中緯度におけるカラム濃度と下層濃度の比の値を、カラム濃度の関数としてプロットしたものである。パラメータは下層と上層を分ける気圧高度としてある。この図から、上空濃度として500hPaまでしか測定できないときには、カラム量が360~380ppmvと変化しても、“下層濃度/カラム濃度”の比の値は1からあまり変化しないことが分かる。しかし、上空から700hPa、あるいは900hPaまで測定ができていれば、下層濃度の指標としての比の値は1から大きくはずれ、下層での高濃度（比の値>1）の工業地域や、低濃度（比の値<1）の植生上などにおいて、有意な情報が抽出できることが分か

る。図9に示したようにGOSAT熱赤外センサの場合、700~850hPaくらいまではセンサ感度があるため、上記手法により、短波長赤外（SWIR）からのカラム量データと合わせることで、有用な下層濃度情報が抽出できる可能性があることが分かる。

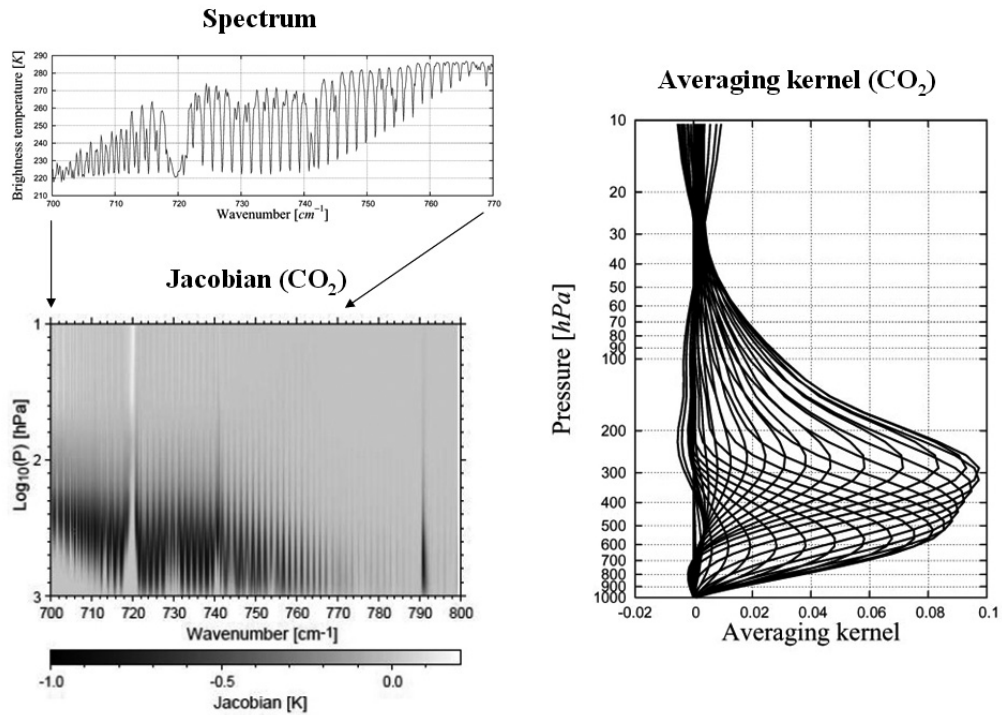


図9 15μm付近の波長域において観測されるスペクトルとCO₂のヤコビアン、および、鉛直分解能関数（Averaging Kernel）（Saitoh et al., 2006）

Estimation of CO₂ concentration in the boundary layer

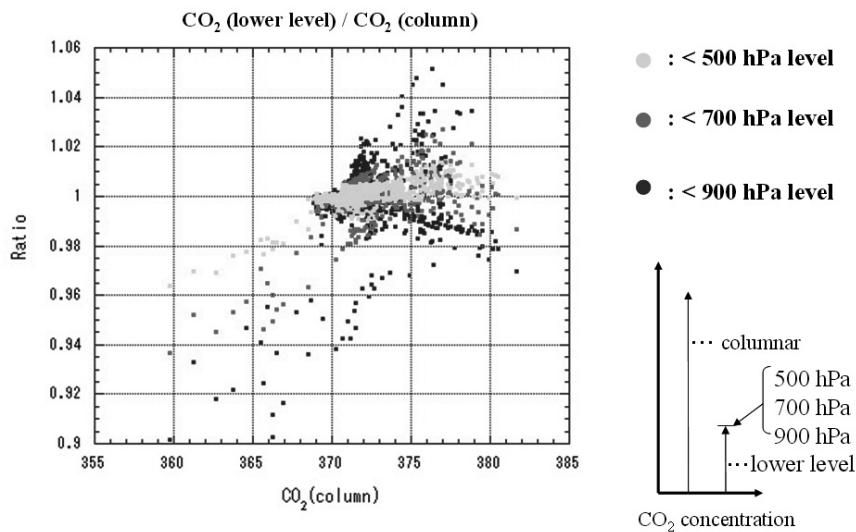


図10 CO₂輸送モデルを用いて計算されたCO₂の下層濃度／カラム濃度の値

TIRセンサによる観測では大気下層に感度がなく、特にカラム量に大きく影響する大気境界層内の激しい濃度変動は検出が難しいことは前述の通りである。TIRセンサによるCO₂濃度測定における最大の誤差要因は気温推定誤差である。ただし、この気温推定誤差はランダム的であり、一方、CO₂濃度の変動は系統的であることから、衛星観測された濃度プロファイルを時間的、空間的に平均することで、気温誤差の影響を除去できることがEngelenらにより示されている¹²⁾。ここでは、ある1地点について年間を通してデータを集めた場合、その時間高度断面に現れる濃度変動の現象がどの程度TIRセンサで再現できるかを検討した。図13はアジア、アフリカ、アマゾン、オーストラリアの計4地点について、CO₂輸送モデルからの出力としての濃度の時間高度断面のオリジナルデータをそのまま示したものである。このような濃度変動がTIR観測で再現できるかどうかの問題となる訳である。

図14は図5の毎日の観測データ（4回/日）にTIRの Averaging Kernel で畳み込み演算をし、その後で時空間平均（4.5° × 4.5°、15日移動平均）を行ったものである。ここではスペクトル誤差や気温推定の誤差を付加していないので、その意味からは、TIRセンサの最高パフォーマンスを示しているといえる。（これで表現されていない現象は、各種誤差が入ってくると一層見られなくなる。）この図を見ると、図13に見られていた時間、空間的な微細構造は畳み込み演算と平均操作により見られなくなっているものの、夏季の低高度での低濃度が徐々に上層に伝わっていく様子などは伺うことができる。しかし、気圧高度800hPa以下の大気境界層内の現象はほとんど再現できていないことが分かる。

ここで、個々の濃度プロファイルに対してモデル計算された正しいカラム量をSWIRから求められたと仮定して用いることで、元のCO₂濃度の鉛直プロファイルがどの程度良く再現されるかを調べた。この時、TIRによる観測で変形させられたプロファイルに対して、正しいカラム量のみが与えられたときに、それをどのように鉛直プロファイルに反映して導入するかがポイントとなる。

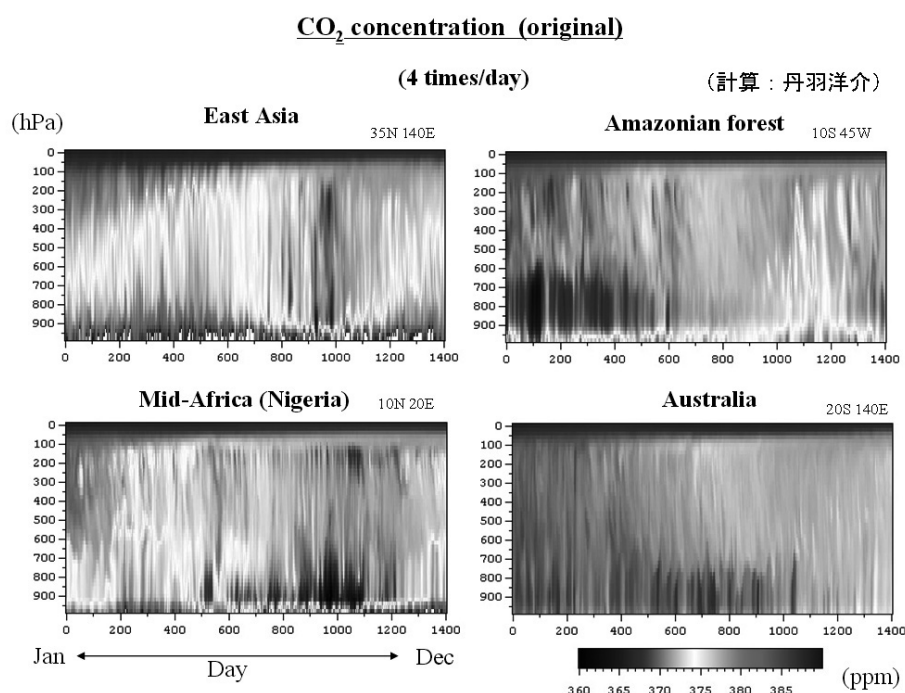


図13 CO₂輸送モデルによるCO₂濃度の時間高度断面図の例

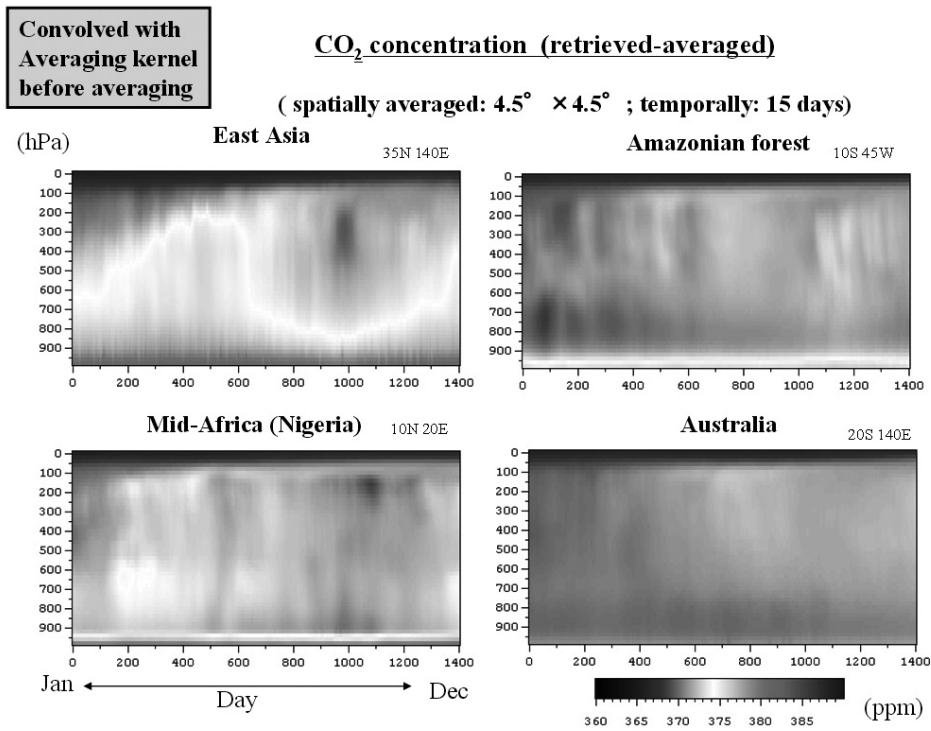


図14 熱赤外センサ観測を想定した鉛直分解能関数による畳み込み演算後に、時空間平均したCO₂鉛直濃度分布の時間高度断面。SWIRによるカラム量情報を利用していない結果。

ここでは、修正する変化量は、各地点における濃度分布の一定期間内の分散値に比例すると仮定し、その分散値はCO₂輸送モデルから求められたものを使うものとする。そのような分散、共分散（ここでは用いていない）行列の例を図15に示す。図15からわかるように、分散（行列の対

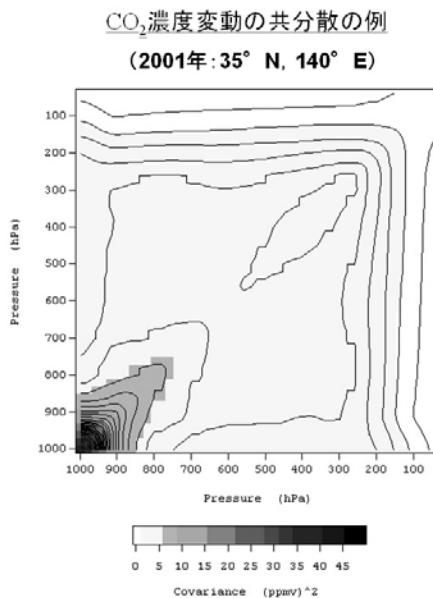


図15 CO₂輸送モデルを用いて計算した、CO₂濃度の共分散行列の例（角要素）が大きいのは800hPaよりも下層である。当手法により正しいカラム量から鉛直濃度プロファイルを再生し、更に時間空間平均を施した結果を図16に示す。

AKによる畳み込み演算後のCO₂濃度分布

[カラム量情報による補正前後の比較]

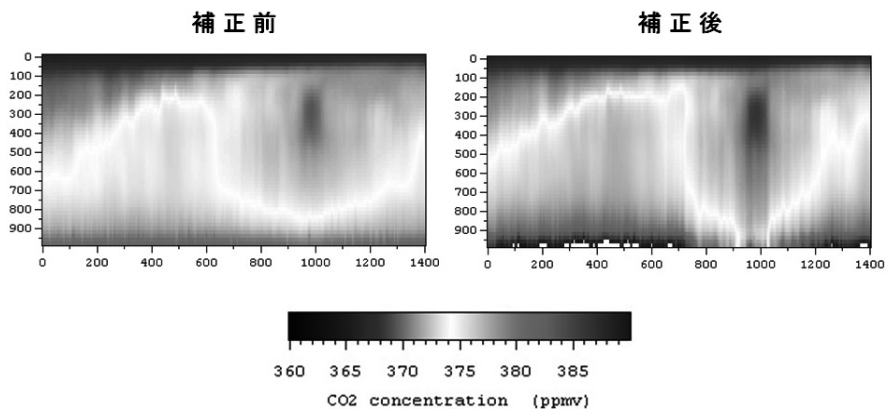


図16 熱赤外センサ観測を想定した鉛直分解能関数による畳み込み演算後に、時空間平均したCO₂鉛直濃度分布の時間高度断面。(SWIRによるカラム量情報を拘束条件として補正を行った)。

ここで示したのは東アジア地域の1地点についてである。カラム量を用いた修正前では求められていなかった境界層内の濃度変動が、修正後ではオリジナルのプロファイルにかなり近い形で再現されている。このような結果は他の同様の地域についても得られた。図17は上記手法によるカラム濃度(XCO₂)の季節変化の解析例であり、正しいカラム量を指標に濃度プロファイルを修正したので当然ではあるが、XCO₂が正しくオリジナルの値に一致していることが確認できる。

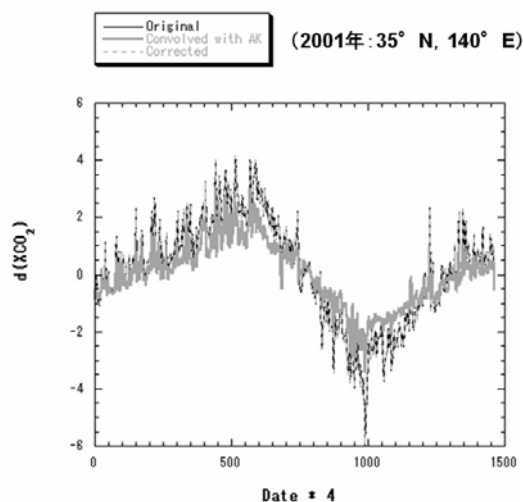
AK畳み込み演算前後、及び補正解析後のXCO₂

図17 熱赤外センサ観測を想定した鉛直分解能関数による畳み込み演算後に、時空間平均を取ったCO₂鉛直濃度分布から求めたカラム濃度(XCO₂)の年内変動(年平均からの偏差)の例
以上から、下層に感度の弱いTIR観測であっても、SWIRデータの解析から正しいカラム量が得られれば、それまでの統計的な分散情報を用いて鉛直濃度分布を確率論的に尤もらしいものとして再現できることがわかる。

3) 複数センサの利用による雲パラメータの抽出

GOSAT衛星に搭載されたCAIセンサからは、FTS視野面積の約1%の精度で雲の有無情報（視野内部分雲量）が求められる。また、その可視波長のデータからは雲の光学的厚さの情報が得られる。一方、FTSセンサの $2.0\mu\text{m}$ のデータからは巻雲の情報が求められる。TIRのデータの利用の仕方には主に3種類有り、その一つは窓領域の波長における等価黒体温度の差の値を用いて雲頂温度と雲の光学的厚さの推定をするスプリットウィンドウ法である。2つ目は $15\mu\text{m}$ 帯の少数波長を用いた、いわゆるスライシング法による雲頂気圧の解析である¹³⁾。3つ目は雲がないと仮定して気温の鉛直分布を求めた時の気温減率から雲の有無と雲頂高度を判別する方法であり、気温減率解析法などと呼ばれている。これらを総合的に解析する手順の例を図18に示す。

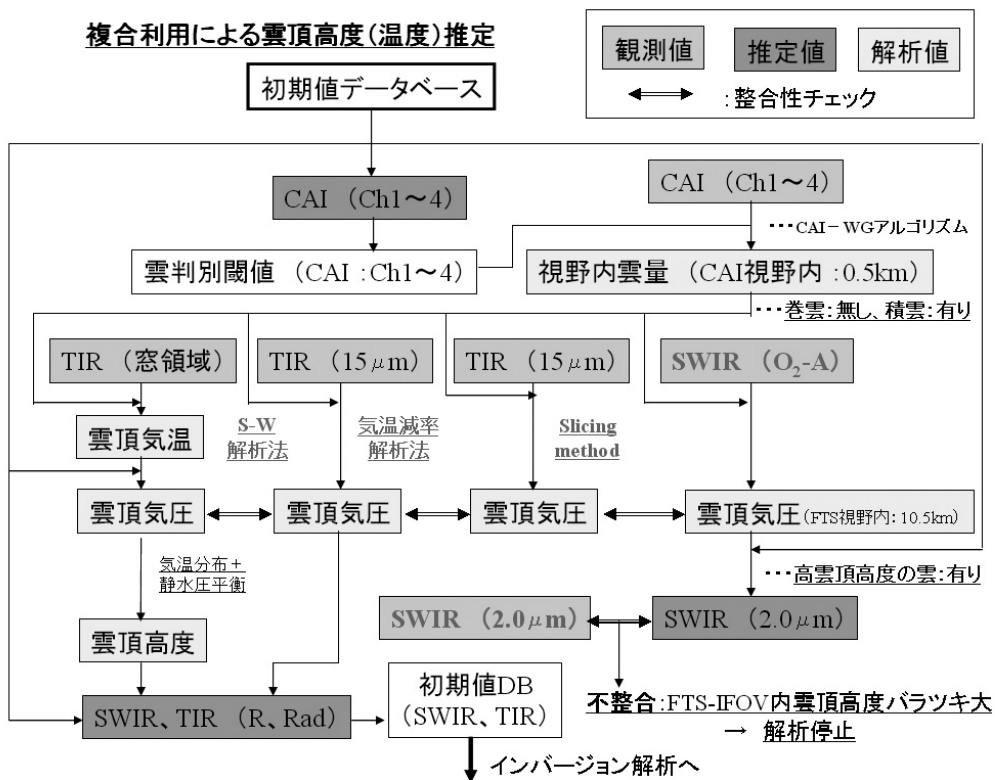
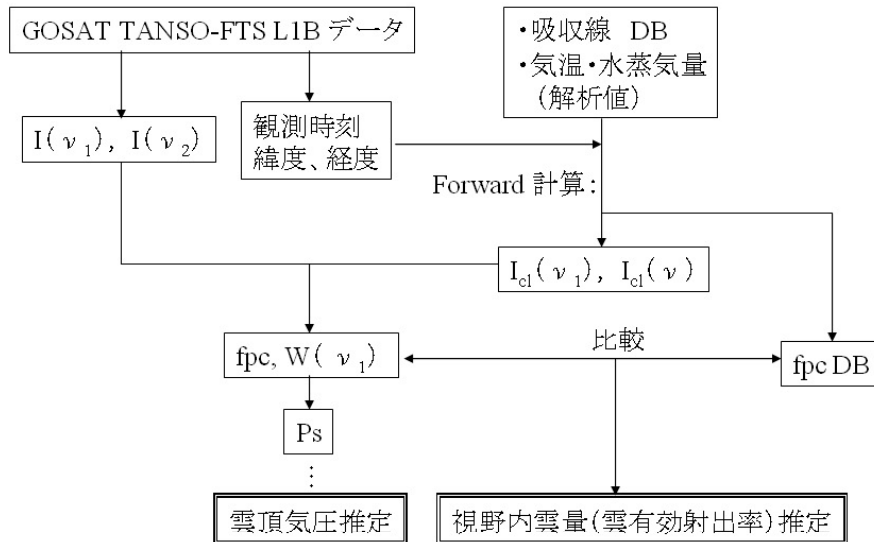


図18 雲判別手順の例

また、夜間においては太陽光の反射を主に利用するCAIセンサやSWIRセンサは利用できないため、夜間でも観測できるTIRセンサ単独で雲判別をする必要がある。図19には、その時に用いるスプリットウィンドウ法とスライシング法による雲情報解析の詳しい手順を示す。

夜間における TIR データのみによる雲判別 : 処理の流れ

[スライシング法]



[スプリットウィンドー法]

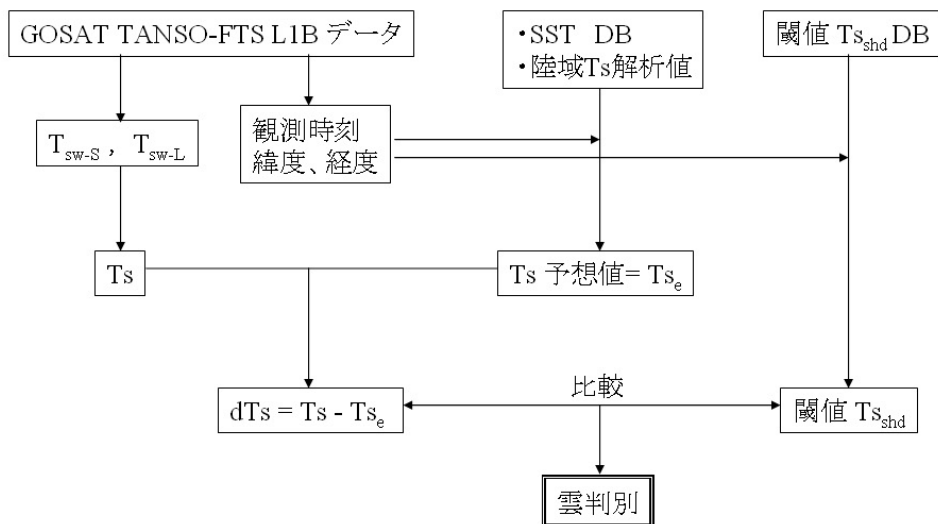


図19 熱赤外センサのみによる雲判別手順の例

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

衛星観測データからカラム量を導出するための解析手法の高度化研究として、巻雲からの放射

(パ斯拉ディアンス) と減衰の補正を精密に行い、温室効果ガスのカラム量を安定かつ高精度に導出するための解析手法を開発し、計算機シミュレーションによってその推定精度を確認した。0.76 μm 帯、1.6 μm 帯、2.0 μm 帯の3つのバンドデータを逐次組み合わせて解析することにより、二酸化炭素のカラム濃度と、地表面反射率、巻雲の高度、巻雲の光学的厚さ等の複数のパラメータを十分な精度で推定できることを数値シミュレーションにより確認した。特に、2.0 μm 帯の水蒸気による飽和スペクトル領域が、巻雲からのパ斯拉ディアンス情報を推定するために有効であるという結果を得た。以上のように、本研究の成果は、薄い雲(巻雲)が存在する場合の観測データを現実的に観測されるデータにおける未知パラメータの状況に即して処理するための指針を数値シミュレーションレベルで示すことができたことである。上記の4節「結果」に示したように、巻雲濃度が薄い場合には巻雲に関するパラメータの推定精度は悪くなるが、二酸化炭素のカラム濃度の推定精度への誤差要因としての影響量は小さくなるため、結果としてカラム濃度は安定して求められる。したがって、クリアスカイと判定される観測条件でも、多くの場合巻雲が存在するという科学的な知見に基づくと、観測データの処理にはクリアスカイと判定されたシーンに対しても本手法を適用して、二酸化炭素のカラム濃度を高精度に求めるための安全策をとるべきであるという指針を示すことができた。

また、実際の衛星搭載ライダーの観測データから求めた巻雲の出現高度や光学的厚さに関する緯度帯別の統計量は、GOSATデータの解析時に初期値データとして利用されるデータベースとなるという意義のほか、それ自体が巻雲発生に関する科学的な知見になり、対流圏と成層圏の境界における高層大気研究に役立つことが期待される。

更に、エアロゾルは人工衛星から太陽地表面散乱光を観測する際の最大の誤差要因の一つであり、今後その対処手法を具体的に検討する際、衛星観測データを処理して二酸化炭素のカラム濃度を導出する際の誤差としての影響評価を本研究によって初めて具体的にを行うことができた。状況は複雑であるが、実際のデータ処理上のヒントや、過誤を軽減するための重要点については示すことができたと考えている。

装置のノイズモデルに基づくカラム量導出誤差への誤差要因の寄与解析については、今回は検討条件が粗く、バンド2(1.6 μm 帯)とバンド3(2.0 μm 帯)の両者を利用することで温度と水蒸気が高い誤差要因となることが示された。これにより、バンド3は最初の検討で利用したように巻雲情報の抽出に利用し、実際に二酸化炭素カラム量を導出する際には、利用するスペクトル幅をバンド2の中の二酸化炭素の吸収帯を中心とした限られた波数帯を用いれば良いことの根拠の一つとなる。

また、短波長赤外と熱赤外の複合利用研究では、実際の解析において実績はあるものの、上空のCO₂濃度しか求められない熱赤外センサと、現在開発段階である高精度で、しかし鉛直積算量(カラム量)のみが測定できる短波長赤外センサとを組み合わせることで、CO₂の発生源、吸収源の推定に最も重要な大気境界層内の濃度解析を行う手法を提示し、その有効性を示すことができた。今後、この手法により求められる大気境界層内のCO₂濃度データの蓄積と解析により、より確からしい炭素の発生源、吸収源強度の推定が可能になるものと期待される。

(2) 地球環境政策への貢献

環境省・宇宙航空研究開発機構・国立環境研究所の三者が共同で推進する温室効果ガス観

測技術衛星プロジェクトにおけるデータ処理手法の一つに本研究の成果が実利用されることにより、衛星によって取得されるより多くのデータが信頼性の高いデータとして科学研究に活用される。本研究の成果として得られる高頻度・高精度の衛星観測結果（二酸化炭素やメタンのカラム量）は、温室効果ガスのネット吸収・排出量推定のためのモデルへの入力値として役立つ。更にもそのモデルの出力として得られる全球の炭素収支推定値の精度が高まる。このようにして炭素の収支モデル計算における不確実性が低減するなどの科学的成果が得られれば、それにより我が国の温暖化施策に貢献するものと期待される。

6. 引用文献

- 1) A. Chédin, S. Serrar, R. Armante, and N. A. Scott: *J. Climate*, 15, 95-116 (2002)
“Signatures of Annual and Seasonal Variations of CO₂ and Other Greenhouse Gases from Comparisons between NOAA TOVS Observations and Radiation Model Simulations”
- 2) A. Chédin, A. Hollingsworth, N. A. Scott, S. Serrar, C. Crevoisier, and R. Armante: *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2001GL014082 (2002)
“Annual and seasonal variations of atmospheric CO₂, N₂O and CO concentrations retrieved from NOAA/TOVS satellite observations”
- 3) M. J. Christi, and G. L. Stephens: *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JD004058 (2004)
“Retrieving profiles of atmospheric CO₂ in clear sky and in the presence of thin cloud using spectroscopy from the near and thermal infrared: A preliminary case study”
- 4) T. Nakajima, et al.: EORC Bulletin, Technical Report No.15, 360p., ISSN 1346-7913, JAXA/EORC, (2004)
“GSS Reference Handbook (RSTAR Reference Handbook)”
- 5) C. D. Rodgers, 238p., ISBN 981-02-2740-X, World Scientific (2000)
“Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and practice”
- 6) J. D. Spinhime, et al.: *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22S03, doi:10.1029/2005GL023507 (2005)
“Cloud and aerosol measurements from GLAS: Overview and initial results”
- 7) J. R. Ferraro and L. J. Basile: *Academic Press* (1979)
“Fourier Transform Infrared Spectroscopy Applications to Chemical Systems Volume 2”
- 8) 山田 秀：日科技連 (2004)
“実験計画法 ー方法編ー”
- 9) 丹羽洋介, 今須良一, Shamil Maksyutov, 佐藤正樹：日本気象学会2006年秋季大会, 予稿集 pp.135(B353), 名古屋 (2006)
“CO₂ ソース・シンク逆解析のためのNICAMを用いた大気物質輸送シミュレーション”
- 10) S. A. Clough, M. W. Shephard, E. J. Mlawer, J. S. Delamere, M. J. Iacono, K. Cady-Pereira, S. Boukabara, and P. D. Brown: *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 91, 233-244 (2005)
“Atmospheric radiative transfer modeling : a summary of the AER codes”
- 11) N. Saitoh, Y. Ota, S. Taguchi, R. Imasu: SPIE 6405, doi:10.1117/12.693803 (2006)
“Assessment of uncertainty in CO₂ concentrations retrieved from thermal infrared spectra of GOSAT satellite”

- 12) R. J. Engelen, A. S. Denning, K. R. Gurney, and G. L. Stephens: *J. Geophys. Res.*, 106, 20055-20068 (2001)

“Global observations of the carbon budget 1. Expected satellite capabilities for emission spectroscopy in the EOS and NPOESS eras”

- 13) W. P. Menzel, W. L. Smith, and T. R. Stewart: *Amer. Meteor. Soc.*, 22, 377-384 (1983)

“Improved Cloud Motion Wind Vector and Altitude Assignment Using VAS”

7. 国際共同研究等の状況

本研究が対象としている温室効果ガス観測技術衛星（GOSAT）は、地球環境観測ミッションの中の温室効果ガス観測ミッションのためのもので、その国際的枠組みとしては国連の気候変動枠組条約(1992)、京都議定書(1997)、IPCC第3次報告書(2001)、WSSD(2002)が挙げられ、それらにおける観測の必要性の記述に基づいて実施されている。また、これは地球観測衛星委員会(CEOS)と統合地球観測戦略(IGOS)でも取り上げられているミッションの一つである。

なお、米国の同様の二酸化炭素観測衛星（OCO）のデータ処理アルゴリズム開発グループ（米国ジェット推進研究所； G. C. Toon博士、D. Crisp博士）とは、相互に情報交換を行っている。

更に、各種シミュレーションやデータベース構築のために高分解能かつ高精度な赤外放射計算コードが必要となる。そのようなコードの一つとして、熱赤外データの解析研究分野ではロシアウラル大学のDr. Zakharov、および、Dr. Grivanov のグループが開発しているFIRE-ARMSというプログラムを無償提供してもらい、研究に利用してきた。これらは協定やMOUなどの枠組みはないものの、非常に緊密な連携の下に行われた実質的な研究協力であり、その成果は論文の共著や国際学会での共同発表などの形で公表されてきた。

8. 研究成果の発表状況

(1) 誌上発表

<論文（査読あり）>

- 1) A. Bril, S. Oshchepkov, T. Yokota, G. Inoue: *Applied Optics*, Vol. 46, Issue 13, pp. 2460-2470 (2007)

“Parameterization of aerosol and cirrus cloud effects on reflected sunlight spectra measured from space: application of the equivalence theorem”

- 2) N. Eguchi, T. Yokota, G. Inoue: *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 34, L09810, doi:10.1029/2007GL029529 (2007)

“Characteristics of cirrus clouds from ICESat/GLAS observations”

<その他誌上発表（査読なし）>

- 1) R. Imasu and Y. Ota: *SPIE*, 5655, 106-113 (2004)

“CO₂ columnar amount retrieved from thermal infrared spectra observed by IMG/ADEOS”

- 2) Y. Ota and R. Imasu: *SPIE*, 5655, 437-444 (2004)

“Temperature and water vapor retrieval from IMG/ADEOS spectrum data”

- 3) 横田達也：環境システム計測制御学会誌, 10, 1, 20-26(2005)

「リモートセンシングによる地球規模大気モニタリング」

- 4) A. Yu Toptygin, K. G. Gribanov, R. Imasu, W. Bleuten, and V. I. Zakharov: *SPIE*, 5655, 508-514 (2004)
 “Seasonal methane content in atmosphere of the permafrost boundary zone in Western Siberia determined from IMG/ADEOS and AIRS/AQUA data”
- 5) K.G. Gribanov, R. Imasu, G. Schmidt, A. Toptygin, and V. I. Zakharov: *SPIE*, 5655, 515-521 (2004)
 “Neural network retrieval of deuterium to hydrogen ratio in atmosphere from IMG/ADEOS spectra”
- 6) V.I. Zakharov, R. Imasu, and K. G. Gribanov: *SPIE*, 5655, 540-547 (2004)
 “Regarding free energy net of the earth and its monitoring from space concept”
- 7) 久世暁彦, 近藤賀代子, 浜崎敬, 小熊宏之, 森野勇, 横田達也, 井上元: 日本リモートセンシング学会誌, 26, 1, 41-42(2005)
 「GOSATによる衛星からの温室効果ガス観測」
- 8) 江口菜穂, 横田達也, 井上元: 第16回大気化学シンポジウム研究集会講演集, 216-219(2006)
 “ICESat/GLASデータを用いた巻雲の高度分布の解析”
- 9) 吉田幸生, 横田達也, 井上元: 第16回大気化学シンポジウム研究集会講演集, 247-250(2006)
 「GOSATによる二酸化炭素カラム濃度導出のための巻雲物理量推定法の検討」
- 10) N. Saitoh, Y. Ota, S. Taguchi, R. Imasu: *SPIE* 6405, doi:10.1117/12.693803 (2006)
 “Assessment of uncertainty in CO₂ concentrations retrieved from thermal infrared spectra of GOSAT satellite”

(2) 口頭発表 (学会)

- 1) T. Yokota, A. Higurashi, I. Morino, H. Oguma, G. Inoue: *Int. Radiat. Sympo. (IRS) 2004*, Pusan. Korea, 2004
 “Data retrieval strategy of a nadir-looking SWIR FTS aboard GOSAT to monitor CO₂ column density from space”
- 2) A. Higurashi, T. Saeki, and T. Nakajima: *Int. Radiat. Sympo. (IRS) 2004*, Pusan. Korea, 2004
 “Long-term analysis of the aerosol optical properties on global scale from NOAA/AVHRR”
- 3) A. Higurashi and T. Nakajima: *Int. Radiat. Sympo. (IRS) 2004*, Pusan. Korea, 2004
 “Detection of aerosol types from space-borne radiometer over the ocean”
- 4) R. Imasu and K. Oguma: *Int. Radiat. Sympo. (IRS) 2004*, Pusan. Korea, 2004
 “Land surface emissivity model combined with CCSR/NIES AGCM”
- 5) Y. Ota and R. Imasu: *Int. Radiat. Sympo. (IRS) 2004*, Pusan. Korea, 2004
 “Characteristics of spectral emissivity for various types of the surface derived from IMG spectrum data”
- 6) T. Yokota: *the 26th Symposium on Remote Sens. for Environ. Sci. (RESES)*, Ito. Shizuoka, 2004

“Outline of the GOSAT project to monitor CO₂ column density from space”

- 7) 横田達也, 井上元, 石原博成, 信田浩司, 植村暢之: 第30回リモートセンシングシンポジウム記念大会, 2004

「GOSAT短波長赤外センサのCO₂カラム量導出処理精度検討 (その1)」

- 8) T. Yokota., H. Oguma, I. Morino, A. Higurashi, G. Inoue: *SPIE Fourth Int. Asia-Pacific Environ, Remote Sens. Sympo.*, Honolulu, Hawaii. USA, 2004

“Test measurements by a BBM of the nadir-looking SWIR FTS aboard GOSAT to monitor CO₂ column density from space”

- 9) R. Imasu and Y. Ota: SPIE’s 4th Inter. Asia-Pacific Env. Remo. Sensing Symp. Honolulu. USA, 2004

“CO₂ columnar amount retrieved from thermal infrared spectra observed by IMG/ADEOS”

- 10) Y. Ota and R. Imasu: SPIE’s 4th Inter. Asia-Pacific Env. Remo. Sensing Symp. Honolulu. USA, 2004

“Temperature and water vapor retrieval from IMG/ADEOS spectrum data”

- 11) A. Toptygin, K. G. Gribanov, R. Imasu, W. Bleuten, and V. I. Zakharov: SPIE 4th Inter. Asia-Pacific Env. Remo. Sensing Symp., Hawaii.USA ,2004

“Seasonal methane content in atmosphere of the permafrost boundary zone in Western Siberia determined from IMG/ADEOS and AIRS/AQUA data”

- 12) K. G. Gribanov, R. Imasu, G. Schmidt, A. Toptygin, and V. I. Zakharov: SPIE 4th Inter. Asia-Pacific Env. Remo. Sensing Symp., Hawaii.USA ,2004

“Neural network retrieval of deuterium to hydrogen ratio in atmosphere from IMG/ADEOS spectra”

- 13) V. I. Zakharov, R. Imasu, and K. G. Gribanov: SPIE 4th Inter. Asia-Pacific Env. Remo. Sensing Symp., Hawaii.USA ,2004

“Regarding free energy net of the earth and its monitoring from space concept”

- 14) T. Yokota and Y. Yasuoka: *Global Carbon Project workshop – Regional Carbon Budgets: from methodologies to quantification*, Beijing. China, 2004

“CO₂ column density measurement plan from space by GOSAT”

- 15) T. Yokota, H. Oguma, A. Higurashi, I. Morino, T. Aoki, and G. Inoue: *AGU 2004 Fall Meeting, Abstracts*, p.A51C-0788, San Francisco. USA, 2004

“Sensor Specification Demand of a Nadir Looking SWIR FTS Aboard GOSAT to Monitor CO₂ Column Density in the Clear Sky Condition”

- 16) R. Imasu, S. Saikawa, V. I. Zakharov, K. G. Gribanov, G. Hoffmann, and J. Jouzel: AGU fall meeting, San Francisco. USA, 2004

“Latitudinal distribution of the deuterium to hydrogen ratio in the atmospheric water vapor retrieved from space FTS data”

- 17) T. Yokota, G. Inoue, and T. Aoki: 2nd Intn’l. Workshop on Greenhouse Gas Measur. From Space (IWGGMS), Pasadena. USA, 2005

“Retrieval Analysis of Simulated GOSAT SWIR Spectra”

- 18) Y. Ota and R. Imasu: 2nd Intn'l. Workshop on Greenhouse Gas Measur. From Space (IWGGMS), Pasadena. USA, 2005
 “CO₂ Distribution Extracted from Thermal Infrared FTS Data in Combination with Meteorological Reanalysis Data”
- 19) R. Imasu and Y. Ota: 2nd Intn'l. Workshop on Greenhouse Gas Measur. From Space (IWGGMS), Pasadena. USA, 2005
 “Thermal infrared FTS data as a component of the synergy of GOSAT data”
- 20) K. G. Gribanov, R. Imasu, A. Yu. Toptygin, W. Bleuten, and V. I. Zakharov: 7th Atmos. Spectro. Appl. meeting, Reims. France, 2005
 “Methods and result of CH₄ content retrieval in the atmosphere from AIRS/AQUA spectra in far IR”
- 21) T. Yokota, A. Higurashi, T. Aoki, I. Morino, H. Oguma, G. Inoue: 12th Workshop on Atmospheric Science from Space using Fourier Transform Spectrometry (ASSFTS), Quebec City. Canada, 2005
 “Retrieval tests of CO₂ column density from simulation data of the GOSAT SWIR FTS under cirrus-existing conditions”
- 22) R. Imasu and Y. Ota: 12th Workshop on Atmospheric Science from Space using Fourier Transform Spectrometry (ASSFTS), Quebec City. Canada, 2005
 “CO₂ columnar concentration retrieved from 10 μm weak absorption band data”
- 23) Y. Ota and R. Imasu: 12th Workshop on Atmospheric Science from Space using Fourier Transform Spectrometry (ASSFTS), Quebec City. Canada, 2005
 “CO₂ distribution extracted from IMG/ADEOS data in combination with meteorological reanalysis data”
- 24) T. Yokota: 27th Symposium on Remote Sens. for Environ. Sci. (RESES), Hayama. Kanagawa, 2005
 “GOSAT retrieval methods of CO₂ column density from space and the related OCO project of the USA”
- 25) 横田達也, 井上元, 椿広計, 石原博成, 信田浩司, 植村暢之: 第31回リモートセンシングシンポジウム記念大会 (2005)
 「GOSAT短波長赤外センサのCO₂カラム量導出処理精度検討 (その2)」
- 26) 横田達也: 炭素循環および温室効果ガス観測ワークショップ (2005)
 「衛星による温室効果ガス観測の現状とGOSATプロジェクト」
- 27) 太田芳文, 今須良一: 日本気象学会秋季大会 (2005)
 「衛星搭載熱赤外放射計を用いたCO₂濃度解析手法の検討」
- 28) 吉田幸生, 横田達也, 井上元: 日本気象学会秋季大会(2005)
 「巻雲存在下におけるCO₂気柱量推定アルゴリズムの検討～その1 放射伝達コードの改良及び巻雲物理量の推定～」
- 29) 江口菜穂, 横田達也, 井上元: 日本気象学会秋季大会 (2005)
 「MODIS/Terra データを用いた巻雲の季節・経年変動について」

- 30) T. Yokota, A. Higurashi, T. Aoki, I. Morino, H. Oguma, N. Eguchi, Y. Yoshida, G. Inoue: AGU 2005 Fall Meeting, San Francisco. USA, 2005
 “Utilization of the Water Vapor Saturated Absorption Band to Retrieve CO₂ Column Density From Space by GOSAT Under the Cirrus-Existing Condition”
- 31) Y. Yoshida, T. Yokota, and G. Inoue: AGU 2005 Fall Meeting, San Francisco. USA, 2005
 “Estimation of Cirrus Parameters to use for a Priori Setting of CO₂ Retrieval Algorithm”
- 32) N. Eguchi, T. Yokota, and G. Inoue: AGU 2005 Fall Meeting, San Francisco. USA, 2005
 “Annual and Interannual Variations of Cirrus Clouds Using MODIS/Terra Data”
- 33) T. Yokota G. Inoue, and T. Aoki: 2nd Intn'l. Workshop on Greenhouse Gas Measur. From Space (IWGGMS), Pasadena. USA, 2005
 “Retrieval Analysis of Simulated GOSAT SWIR Spectra”
- 34) N. Saitoh, Y. Ota, S. Taguchi, and R. Imasu: AGU fall meeting, San Francisco.USA, 2005
 “Impact of Cloud Occurrence on CO₂ Sources/Sinks Inversions Based on Satellite Data”
- 35) R. Imasu and Y. Ota: AGU fall meeting, San Francisco.USA, 2005
 “Columnar and Upper Level CO₂ Concentration as Retrieved from IMG/ADEOS Thermal Infrared Data”
- 36) 江口菜穂, 横田達也, 井上元 : 第16回大気化学シンポジウム(2006)
 「ICESat/GLASデータを用いた絹雲の高度分布の解析」
- 37) 吉田幸生, 横田達也, 井上元, : 第16回大気化学シンポジウム(2006)
 「GOSATによる二酸化炭素カラム濃度導出のための巻雲物理量推定法の検討」
- 38) 横田達也 : 炭第15回生研フォーラム「宇宙からの地球環境モニタリング」 (2006)
 「温室効果ガス観測技術衛星 (GOSAT) による二酸化炭素観測精度の検討と地上観測」
- 39) A. Bril, S. Oshchepkov, T. Yokota, G. Inoue: 3rd Int. DOAS Workshop, Bremen, Germany, 2006
 “Numerical Simulation of GOSAT SWIR FTS observation data: the ways of aerosol and cirrus cloud correction”
- 40) G. Inoue, T. Yokota, et al.: EGU General Assembly 2006, Vienna, 2006
 “Global carbon dioxide and methane column observation by GOSAT (Greenhouse gases observing satellite)”
- 41) 江口菜穂, 横田達也, 井上元 : 日本気象学会2006年度春季大会(2006)
 「ICESat/GLASデータを用いた絹雲高度分布の解析」
- 42) 吉田幸生, 小熊宏之, 森野勇, 須藤洋志, 横田達也, 井上元, 久世暁彦 : 日本気象学会2006年度春季大会(2006)
 「短波長赤外フーリエ変換分光器 (GOSAT-BBM) による二酸化炭素スペクトルの高所観測実験」
- 43) T. Yokota: 3rd IWGGMS (3rd International Workshop on Greenhouse Gas Measurements from Space), Tsukuba. Japan, 2006
 “GOSAT SWIR Algorithms and Ground-based Experiment”
- 44) S. Oshchepkov and A. Bril: 3rd IWGGMS (3rd International Workshop on Greenhouse Gas

- Measurements from Space) , Tsukuba. Japan, 2006
 “GOSAT SWIR Monte-Carlo Simulations”
- 45) N. Eguchi: 3rd IWGGMS (3rd International Workshop on Greenhouse Gas Measurements from Space), Tsukuba. Japan, 2006
 “Investigating vertical distribution of global cirrus clouds using the ICESat/GLAS observations”
- 46) Y. Yoshida: 3rd IWGGMS (3rd International Workshop on Greenhouse Gas Measurements from Space) , Tsukuba. Japan, 2006
 “Analysis of CO₂ absorption spectra measured by FTS (GOSAT-BBM) in SWIR region at the top of Mt. Tsukuba”
- 47) Y. Ota and R. Imasu: 3rd IWGGMS (3rd International Workshop on Greenhouse Gas Measurements from Space) , Tsukuba. Japan, 2006
 “CO₂ concentration retrieval from IMG spectrum data”
- 48) N. Saitoh, R. Imasu, S. Taguchi, and Y. Ota: 3rd IWGGMS (3rd International Workshop on Greenhouse Gas Measurements from Space), Tsukuba. Japan, 2006
 “GOSAT TIR Algorithm”
- 49) R. Imasu, N. Saitoh, Y. Ota, and S. Taguchi: 15th International symposium on High Resolution Molecular Spectroscopy (HighRus-2006), Nizhny Novgorod. Russia, 2006
 “CO₂ retrieval performance of TANSO-FIS(TIR) sensor aboard greenhouse gases observing satellite (GOSAT)”
- 50) N. Eguchi, T. Yokota, and G. Inoue: APRS2006 ~ The 2nd Asian-Pacific Radiation Symposium ~, Kanazawa. Japan, 2006
 “Characteristics of cirrus clouds from the ICESat/GLAS observations”
- 51) R. Imasu, Y. Ohno, M. Yasui, H. Kuroiwa, H. Kumagai, and H. Okamoto: APRS2006 ~ The 2nd Asian-Pacific Radiation Symposium ~, Kanazawa. Japan, 2006
 “Observation of atmospheric parameters using a synergy system consisted of ground-based FTS, LIDAR, and CPR”
- 52) N. Eguchi, T. Yokota, and G. Inoue: 23rd Int.Laser Radar Conf., Nara. Japan, 2006
 “Analysis of cirrus clouds by using the ICESat/GLAS data”
- 53) N. Eguchi, T. Yokota, and G. Inoue: The 28th Symposium on Remote Sensing for Environmental Sciences , Kiyosato. Japan, 2006
 “Analysis of cirrus clouds by using the ICESat/GLAS data”
- 54) 齋藤尚子、太田芳文、田口彰一、今須良一：日本気象学会2006年秋季大会 (2006)
 「GOSAT熱赤外FTSセンサーのCO₂観測誤差評価」
- 55) 齋藤 尚子, 太田 芳文, 田口 彰一, 今須 良一：日本気象学会2006年秋季大会 (2006)
 「GOSAT熱赤外FTSセンサーによるCO₂ 濃度導出」
- 56) T. Aoki, T. Yokota, G. Inoue, K. Nobuta, and A. Kotani: SPIE Asia-Pacific Remote Sensing, Goa, India, 2006
 “Information and disturbances contained in the reflected solar radiation spectra measured with space-borne Fourier transform spectrometer for greenhouse gas mapping”

- 57) S. Oshchepkov, A. Bril, and T. Yokota: SPIE Asia-Pacific Remote Sensing, Goa. India, 2006
 “Application of the equivalence theorem to simulate GOSAT observation data under cirrus-present condition”
- 58) T. Yokota, T. Aoki, N. Eguchi, Y. Ota, and Y. Yoshida : SPIE Asia-Pacific Remote Sensing, Goa. India, 2006
 “Retrieval strategy of CO₂ column density from measurement data of the SWIR FTS aboard greenhouse gases observing satellite (GOSAT)”
- 59) R. Imasu, S. Taguchi, and N. Saitoh: SPIE Asia-Pacific Remote Sensing, Goa. India, 2006
 “CO₂ retrieval performance of GOSAT thermal infrared FTS sensor”
- 60) N. Saitoh, Y. Ota, S. Taguchi, and R. Imasu: SPIE Asia-Pacific Remote Sensing, Goa. India, 2006
 “Assessment of uncertainty in CO₂ concentrations retrieved from thermal infrared spectra of GOSAT satellite”
- 61) K. Nobuta, A. Kotani, H. Ishihara, N. Uemura, T. Yokota, A. Higurashi, I. Morino, H. Oguma, Y. Yoshida, Y. Ota, N. Eguchi, T. Aoki, and G. Inoue: AGU 2006 Fall Meeting , San Francisco. USA, 2006
 “Error Analysis of CO₂ Column Amount Retrievals using SWIR Synthetic Data of the GOSAT FTS: Impact of Atmospheric Aerosols”
- 62) N. Eguchi, T. Yokota, and G. Inoue: AGU 2006 Fall Meeting, San Francisco. USA, 2006
 “Cirrus cloud characteristics from the ICESat/GLAS observations”
- 63) A. Bril, S. Oshchepkov, T. Yokota, and G. Inoue: AGU 2006 Fall Meeting, San Francisco. USA, 2006
 “Parameterization of Aerosol and Cirrus Cloud Effect on Reflected Sunlight Spectra Measured From Space: Application of the Equivalence Theorem”
- 64) N. Saitoh, S. Taguchi, and R. Imasu: AGU 2006 Fall Meeting, San Francisco. USA, 2006
 “CO₂ Retrieval Simulation From Thermal Infrared Spectra of GOSAT Satellite”
- 65) Y. Ota and T. Yokota: AGU 2006 Fall Meeting, San Francisco. USA, 2006
 “Development of Radiative Transfer Model Including Polarization Effect in Near Infrared Region for Retrieving CO₂ Amounts From Space”
- 66) 吉田幸生, 横田達也 : 第17回大気化学シンポジウム(2007)
 「GOSATによる二酸化炭素カラム濃度導出方の検討氷晶非球形散乱を考慮した場合」
- 67) 齋藤尚子、太田芳文、田口彰一、今須良一 : 第17回大気化学シンポジウム (2007)
 「GOSAT/TANSO-FTS熱赤外領域でのCO₂濃度導出手法」
- 68) 横田達也 : ISMシンポジウム「地球環境研究における統計科学の貢献」地球環境変動の不確か性への挑戦 (2007)
 「衛星による成層圏オゾン層と対流圏温室効果ガスの精密測定」

(3) 出願特許

なし

(4) シンポジウム、セミナーの開催（主催のもの）

3rd International Workshop on Greenhouse Gas Measurements from Space (IWGGMS)
 （平成18年5月30日～31日、つくば研究交流センター、参加者68名）

(5) マスコミ等への公表・報道等

毎日新聞（平成18年8月21日、全国版、記事内容は以下参照）

<地球温暖化対策>宇宙からCO₂観測 日米、08年に衛星

温室効果ガスの二酸化炭素（CO₂）を地球上の、どの地域が吸収し、どの地域が排出しているかを調べるため、日米両国が2年後に相次いで地球観測衛星を打ち上げる。地球温暖化対策のためCO₂濃度を主に測定する衛星は初めて。熱帯地方や南半球では地上の観測地点が少なく、地球全体では十分な精度での測定ができていない。宇宙からの観測で「空白地帯」を補い、CO₂の「収支分布」を明らかにし、温暖化防止に役立てていくのが目的だ。

日本は08年8月、宇宙航空研究開発機構（JAXA）と国立環境研究所、環境省が共同で温室効果ガス観測技術衛星（GOSAT）を打ち上げる。GOSATは地上約666キロの軌道上を南北に周回し、同じ地点を3日ごとに測定する。

5年計画で、最終的に地球上を64～128の区画に分割。各区画ごとのCO₂の吸収と排出の「収支」を明らかにする。将来は国ごとのCO₂排出・吸収量の測定が、衛星観測でもできるようデータを集めていく。

米国は同9月、米航空宇宙局（NASA）がCO₂観測衛星（OCO）を打ち上げる。地上約705キロの軌道上を南北に周回し、少なくとも16日ごとに同じ地点を測定。CO₂濃度は1日のうちでも変化するため、観測時間は現地時間の午後1時16分に統一する。観測は2年間の予定。

測定にはどちらの衛星も、赤外線の特定の波長帯がCO₂を吸収する現象を利用。地上から反射される赤外線を測定し、CO₂濃度を推定する。現在の全地球の平均CO₂濃度は約380ppm。日本は地上観測と比べて誤差約1%、米国は0.3%以内の精度を目指す。欧州も日米と同様の衛星観測を検討中だ。

現在、地上の連続観測地点は約40カ所。両国の衛星観測で、従来は不可能だった、地球全体での月ごとや季節ごとの濃度変化も分かるという。

国立環境研究所の横田達也・GOSATプロジェクトリーダーは「いわば地球がどこでCO₂を吸って吐いているか、呼吸の様子を探る計画だ。全容が明らかになれば、地球温暖化を防止するために世界のどこで手当てをしなければならないかも分かってくる」と話している。【江口一】

（毎日新聞） - 8月21日

