

ハイパースペクトル赤外サウンダを用いた台風中心部の大気プロファイル解析 Retrieval of Temperature and Humidity Profiles in Tropical Cyclone Eye using Hyper Spectral Infrared Sounder Observation

○林昌宏*¹, 和田章義*¹, 小山亮*²

○Masahiro Hayashi, Akiyoshi WADA, Ryo Oyama

Warm-core structure featured by positive temperature anomalies at the center of tropical cyclones (TCs) is related to TC intensity defined by minimum sea-level pressure mostly determined by the hydrostatic balance. Microwave (MW) sounders such as Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) and Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) Level-2 product (using Infrared + MW) have been used to investigate the warm-core structure. However, these observations might have a difficulty to resolve the detail of the warm-core structure due to its resolution (~50km). In order to retrieve the profiles more accurately, we developed a 1-dimensional variational method (1D-Var) that retrieved the temperature and humidity profiles at the eye of TCs using full-resolution (~15km) Hyper Spectral Infrared Sounder (HSIS) observations. A case study was conducted in the mature phase of Typhoon Trami (2018). Dropsonde observations by a Japanese airborne observation project called T-PARCII for Trami were collocated to validate the retrieved profiles from the Cross-Track Infrared Sounder (CrIS). The retrieved temperature and humidity profiles were close to the dropsonde observations compared to those obtained from the predictions by the global Numerical Weather Production (NWP) model of Japan Meteorological Agency (JMA). On 25th September when Trami had a peak intensity, the positive temperature anomaly, approximately 14 K temperature anomaly observed by dropsonde observation, was well reconstructed by 1D-Var with the CrIS observation compared to that estimated from the global NWP model output and the AIRS Level-2 product.

1. はじめに

台風は暖かい海洋上で発達し成熟期になると、衛星画像上で台風の眼が見られるようになる。台風の眼は、台風中心の暖気核が壁雲における非断熱加熱の効果に加えて、対流圏上層大気の上昇に伴う断熱昇温により晴天域となっている状況を示している。この暖気核は一般に、台風周辺の大気環境場における気温場と比べて、中心域の気温が高いこと、つまり正偏差域で定義される。台風中心の鉛直プロファイルを考えて場合、静水圧平衡の関係を用いると、台風中心における気温の正偏差は中心気圧値を低くすることから、台風強度と密接に関連する。台風中心における気温の時間変化はまた、台風強度の時間発展との関連が考えられる (e.g. Zhang and Chen 2012, Oyama and Wada 2019) ことから、台風中心域の大気プロファイル

を詳細に観測・モニタリングすることができれば、台風強度の実況監視及び予測に貢献することが期待される。

これまで台風中心域の大気プロファイル推定及び台風強度解析では、マイクロ波サウンダが広く用いられている (e.g. Kidder et al. 2000, Demuth et al. 2004, Zhu and Weng 2013, Oyama 2014)。しかし、暖気核の高度やその詳細な構造を調べるにはマイクロ波サウンダでは鉛直・空間分解能が足りない可能性があるということが、暖気核に関するシミュレーション研究を行った Stern and Nolan (2012) により指摘されている。鉛直・空間分解能に関して、主に極軌道衛星に搭載されているハイパースペクトル赤外サウンダ(以下、赤外 HSS) は、回折格子やフーリエ分光計の技術により数千チャンネルにもおよぶ高波長分解能の赤外放射観

*1 気象庁 気象研究所 masa_hayashi@mri-jma.go.jp
Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency

*2 気象庁 大気海洋部
Atmosphere and Ocean Department, Japan Meteorological Agency

測が可能である。せいぜい数 10 チャンネルしか持たないマイクロ波サウンダと比較すると、赤外 HSS は高い鉛直分解能で大気プロファイルの観測が可能である (e.g. Menzel et al. 2018)。しかしながら、マイクロ波に比べて波長が短い赤外波長域の観測は雲の影響をより大きく受けるため、眼の壁雲のような分厚い雲が存在する台風域では観測域が限られる。ただし台風成熟期の眼の中に限ってみれば、対流圏上・中層は沈降場かつ晴天となっていることが多い (e.g. Willoughby 1998)、赤外 HSS 観測が暖気核の解析に有効となることが考えられる。

これまでに赤外 HSS による台風中心域の大気プロファイル推定および暖気核構造の解析については、Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) Level 2 (以下 AIRS-L2) プロダクト (Chahine et al. 2006, Susskind et al. 2003) が利用されてきた (Gao et al. 2017, Wang and Jing 2019, Liu et al. 2020)。特に Wang and Jing (2019) は、AIRS-L2 (Version 6) を利用して北大西洋のハリケーンに対し航空機ドロップゾンデ観測を用いた検証を行い、さらに暖気核の深まりやピーク高度と強度について統計的な関係性を調べた。ここで用いられた AIRS-L2 は、“Cloud Clearing” とよばれる手法で、AIRS に加えマイクロ波サウンダ (AMSU, HSB) を用いて約 50km 解像度 (衛星直下) で全球的に大気プロファイルのリトリブを行っているプロダクトである。一方、平均的な台風の眼の水平スケールは AIRS-L2 プロダクトの解像度と同程度であり (e.g. Knapp et al. 2018)、Kidder et al. (2000) が指摘しているように、50km 程度の解像度では

1) 衛星観測のフットプリントが中途半端に暖気核にかかる場合があること、

2) クロストラック型センサでは衛星天頂角が大きくなるほど解像度が悪くなること、
こうした原因により、暖気核の詳細な構造が解像できない可能性がある。本来、赤外 HSS はより高空間解像度 (衛星直下で 12~15 km 程度) で観測を行っているため、オリジナルの解像度で大気プロファイルを解析することで台風の暖気核構造のより詳細な情報が得られることが期待される。また、現在中国気象局により運用されている静止気象衛星 FY-4 搭載の GIIRS (Yang et al. 2017) をはじめ、今後打ち上げが予定されている静止気象衛星では赤外 HSS によるさらに高解像度・高頻度の観測が予定されている (e.g. Holmlund et al. 2021,

Okamoto et al. 2020)。従って、赤外 HSS を用いたリトリブ手法を台風中心域に適用しその検証を行うことは、暖気核の詳細な熱力学的構造やその時間発展を高精度に解析・予測する上で重要だと考えられる。

本研究で用いる衛星搭載の赤外 HSS による大気プロファイル推定は大気上端で観測された放射輝度から逆推定を行い気温や水蒸気のプロファイルを得る間接的な手法である。このため、直接観測によりその精度を検証することは非常に重要である。しかし、台風はその寿命の大半の期間で海上に存在し、対流圏上層まで利用できる検証データは稀に存在する陸上の高層気象観測を除けばほぼ航空機観測に限られる (Durden 2013)。日本の航空機による台風直接観測プロジェクトである T-PARC II (Ito et al. 2018, Yamada et al. 2021) では、台風中心域での突入観測を行い、13 km (約 200hPa) の高度から GPS ドロップゾンデを投下して観測を行い、対流圏上層から下層までの広い範囲で気温、相対湿度データが得られた。そこで 2018 年台風第 24 号 (Trami) において観測されたデータを利用することで、赤外 HSS により推定した大気プロファイルの検証を行った。

本報告では、第 2 節で赤外 HSS による大気プロファイル推定手法を詳細に解説する。第 3 節で台風の眼の中における気温、相対湿度の推定結果及びドロップゾンデ観測及び AIRS-L2 プロダクトを用いた検証結果を示す。第 4 節で本報告のまとめと議論を行う。

2. 手法

2. 1 大気プロファイル推定手法

赤外 HSS による大気 (気温・水蒸気量) プロファイルの推定には、広く使われている次元変分法 (1D-Var) による手法を用いた (e.g. Rodgers 2000, 岡本 1999)。1D-Var では、以下のコスト関数 J を最小化することにより、大気プロファイルを求める。

$$J = (\mathbf{y}_m - f(\mathbf{x}))^T S_y^{-1} (\mathbf{y}_m - f(\mathbf{x})) + (\mathbf{x} - \mathbf{x}_0)^T S_x^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_0) \quad (\text{式 1})$$

ここで上付きの T は転置、 -1 は逆行列を示す。 \mathbf{x} は気温・比湿を表し、気象庁全球数値予報モデル (GSM; JMA 2019) で採用されている鉛直 100 層の気圧面の値に対応する。初期値 (背景値) \mathbf{x}_0 や他の必要な境界条件については、GSM の第一推定

値を用いた。 \mathbf{y}_m は赤外 HSS の観測輝度温度、 $f(\mathbf{x})$ は大気プロファイル \mathbf{x} を入力として赤外 HSS の各チャンネルの晴天観測輝度温度を放射伝達モデルの RTTOV-13 (Eyre 1993, Saunders et al. 2020) でシミュレートするフォワードモデルである。また、 S_x は背景誤差共分散行列で、NMC 法 (Parrish and Derber 1992) により熱帯域の GSM の予測値をもとに統計的に作成したものを利用した。 S_y は観測誤差共分散行列で、本報告では非対角成分を 0 とし、対角成分にあたる各チャンネルの誤差分散は晴天域における観測値とフォワードモデルの差の統計値を参考に気温チャンネル 0.3 K、水蒸気チャンネル 1.0 K と決定した。

赤外 HSS 観測データとして、本報告では NOAA/NASA/DoD Joint Polar Satellite System (JPSS) の一環で 2011 年 10 月 28 日に打ち上げられた S-NPP 衛星に搭載された Crosstrack Infrared Sounder (CrIS; Han et al. 2013) の観測データを用いた。CrIS は、NOAA の運用衛星である NOA-20 にも搭載され今後も長期的な運用が見込まれている (<https://space.oscar.wmo.int/instruments/view/cris>)。CrIS はフーリエ変換型分光計を使った 1305 チャンネルを持つ赤外 HSS であり、650-1095 cm^{-1} の長波長、1210-1750 cm^{-1} の中波長、2155-2550 cm^{-1} の短波長の 3 つの波長帯をそれぞれ 0.65, 1.25 および 2.5 cm^{-1} 波数分解能で観測を行っている。CrIS の衛星直下での解像度は 14 km である。CrIS の特徴として、他に運用されている赤外 HSS である AIRS や IASI (Clerbaux et al. 2007) と比べてやや波数分解能は低いものの、そのトレードオフとして測器誤差が小さいことが挙げられる。

コスト関数最小化の手法にはニュートン法を用いた。この方法では、次のように n 回の繰り返し計算を行うことによって解 (推定値) を求める。

$$\mathbf{x}_{n+1} = \mathbf{x}_n - [J'']^{-1} J' \quad (\text{式 2})$$

ここで、プライムは \mathbf{x} 偏微分を表し、コスト関数の 1 階微分は $J' = \mathbf{K}^T S_y^{-1} (f(\mathbf{x}) - \mathbf{y}_m) + S_x^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_0)$ 、ヘッセ行列と呼ばれる 2 階微分は $J'' = \mathbf{K}^T S_y^{-1} \mathbf{K} + S_x^{-1}$ と計算される。 \mathbf{K} はヤコビ行列で $\mathbf{K} = \partial f(\mathbf{x}) / \partial \mathbf{x}$ と表される。本報告では、繰り返し計算の最大ステップ数は最大 10 とし、収束条件 $\| [J'']^{-1} J' \| / \| \mathbf{x}_n \| < 10^{-6}$ ($\| \cdot \|$ はノルムを表す) を満たした場合は解が収束したとみなし計算を打ち切った。

2. 2 CrIS チャンネル選択

赤外 HSS に搭載されているチャンネルをすべて利用して 1D-Var を実行することができるものの、実際には以下のような困難が生じる。

1) フォワードモデルで未考慮もしくは一定値と仮定されている CH_4 などの大気微量気体の影響により大気プロファイルの推定精度が悪化する。

2) チャンネル間の情報は独立でなく、チャンネル間で誤差相関が存在する。今回はチャンネル間に相関がないと仮定しているため、相関のあるチャンネルを数多く利用するとオーバーフィッティング等により推定精度が悪化する可能性がある。

3) 地表面の放射の影響が大きなチャンネルでは、大気下層の気温・水蒸気量を正確に推定することが難しくなる。

以上の理由から、ここでは、大気プロファイルの推定に有用なチャンネルだけに絞る (チャンネル選択) ことを行う。

今回、CrIS データとして NOAA/NESDIS が選択し配信している 399 チャンネルのデータを利用した (Gambacorta and Barnet 2013)。さらに、情報量の指標 (figure of merit) としてエントロピーを利用したチャンネル選択 (Rodgers 1998, Rabier et al. 2002) を行った。これは、与えられたチャンネルのうちエントロピーが最大になるようにチャンネル群を選別する手法である。以下で実装したアルゴリズムを簡潔に記述する。

尤度関数 P を n 次元正規分布と仮定すると、エントロピーは以下のように書ける。

$$H(P) = \frac{1}{2} \log |\mathbf{S}| + \text{Const.} \quad (\text{式 3})$$

ここで、 \mathbf{S} は尤度関数 P の共分散行列であり $|\mathbf{S}|$ はその行列式である。 $\mathbf{x}' = S_x^{-1/2} \mathbf{x}$ 、 $\mathbf{y}' = S_y^{-1/2} \mathbf{y}$ と規格化すると、チャンネル選択数 $i-1$ から新たに i 番目のチャンネルを加えた時のエントロピーの増加量は以下のようになる

$$\delta S_i = \frac{1}{2} \ln (1 + \mathbf{k}_i^T \mathbf{S}_{i-1} \mathbf{k}_i) \quad (\text{式 4})$$

ここで \mathbf{k}_i は規格化したヤコビ行列 ($\mathbf{k}_i = S_y^{-1/2} \mathbf{K}$) の i 行目に対応する。言い換えるとチャンネル i のヤコビアンである。各チャンネルの (式 4) を計算し、エントロピー増加量が最大となるチャンネルを逐次的に選択していけば、リトリブ量 \mathbf{x} に対してエントロピーが最大となるチャンネル群を構

築することができる。なお、利用チャンネル数が $i-1$ の時の誤差共分散行列 \mathbf{S}_{i-1} は、最初のチャンネル ($i=1$) を選択するとき $\mathbf{S}_0 = \mathbf{S}_x$ であり、チャンネルを追加するごとに次の漸化式で逐次的に更新していく

$$\mathbf{S}_i = \mathbf{S}_{i-1} \left\{ I - \frac{\mathbf{k}_i (\mathbf{S}_{i-1} \mathbf{k}_i)^T}{1 + (\mathbf{S}_{i-1} \mathbf{k}_i)^T \mathbf{k}_i} \right\} \quad (\text{式 5})$$

ここで、 I は単位行列である。

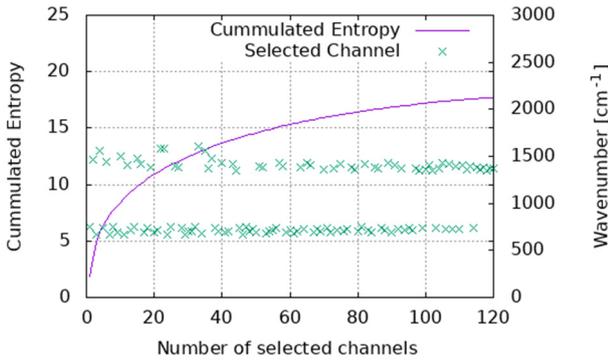


図 1. CrIS のチャンネル (横軸) を追加していった時の累積情報量 (左縦軸) の推移 (紫の実線)。緑の×印は追加されたチャンネルの波数 (右縦軸) を表している。

実際に上記の手法で CrIS のチャンネルを選択行った時のエントロピーの累積増加量を図 1 に示す。水蒸気チャンネルとして水蒸気の吸収帯にあたる波数 $1334-1660 \text{ cm}^{-1}$ (波長 $6.0-7.5 \text{ }\mu\text{m}$)、気温チャンネルとして CO_2 の吸収帯にあたる波数 $650-750 \text{ cm}^{-1}$ (波長 $13.4-15.4 \text{ }\mu\text{m}$) の波長帯に対応するチャンネルのみから選択した。図 1 から、エントロピーの累積増加量は上に凸の曲線となっており、最初の方に選ばれるチャンネルは大きな情報量を持つが、選択されたチャンネルが増えるほどエントロピーの増加幅は緩やかになる。100 程度にもなると増加幅は非常に小さくなり、新たにチャンネルを追加してもリトリブ量 \mathbf{x} に対する情報量は小さい。このため、本報告では気象庁の全球数値予報モデルのデータ同化で利用されている 27 の気温チャンネルに 73 のチャンネルを加えた 100 チャンネルを利用して解析を行った。

今回利用したチャンネルの詳細は Appendix を参照されたい。

2.3 CO_2 スライシング法による雲の影響があるチャンネルの除去

台風の眼の中では層積雲や層雲などの下層雲が存在していることが多く (e.g. Willoughby 1998, Houze 2010)、赤外波長域の観測ではこの下層雲の影響を受けることが考えられる。本研究で用いたフォワードモデルでは雲の効果を考慮しておらず、下層雲からの放射の影響により大気プロファイルの推定精度が悪化する可能性がある。そのため、雲放射の影響があるチャンネルを判定し、そのチャンネルを利用しないようにする処理を行う必要がある。ここでは CrIS 観測から雲頂高度を推定し、その高度より下層に感度があるチャンネルを 1D-Var による大気プロファイル推定に利用しないというアルゴリズムを採用した。具体的には、次の 2 つの条件、

1) チャンネルの荷重関数のピークが雲頂より下層にあるチャンネル、

2) 雲頂高度における荷重関数 (最大値で規格化) の値が 0.5 より大きいチャンネル、

のどちらか一方でも満たしたチャンネルを 1D-Var の処理から除いた。

雲頂高度推定手法として、 CO_2 スライシング法 (e.g. Menzel et al. 1983) を導入した。 CO_2 スライシング法の概略は以下である。

衛星観測の視野 (FOV) 内に有効雲量 (有効射出率) N_ε の割合で雲頂高度 P_C に黒体の雲があるものと仮定する。FOV 内がすべて晴天と仮定した場合の放射量を R_{clear} 、雲頂高度 P_C の曇 (黒体) が FOV をすべて覆っていると仮定した場合の放射量を $R_{cld}(P_C)$ とする。すると、衛星が観測する放射量 R_m は次のように書ける

$$R_m = N_\varepsilon R_{cld}(P_C) + (1 - N_\varepsilon) R_{clear} \quad (\text{式 6})$$

次に、二つのチャンネル (一つ目のチャンネルを下付きの "1"、二つ目のチャンネルを下付きの "2" と表す) で観測することを考え、チャンネル間で有効雲量は等しい ($N_{\varepsilon,1} = N_{\varepsilon,2}$) と仮定すると、(式 6) から次の等式が成り立つ

$$\frac{R_{m,1} - R_{clear,1}}{R_{m,2} - R_{clear,2}} = \frac{R_{cld,1}(P_C) - R_{clear,1}}{R_{cld,2}(P_C) - R_{clear,2}} \quad (\text{式 7})$$

R_m は実際の観測値を用いて、 R_{clear} と $R_{cld}(P_C)$ は GSM 予測値から計算して (式 7) の等式を満たす

P_c を探し、この解を雲頂高度とする。雲頂高度が決まると、(式6) から有効雲量が

$$N_\varepsilon = \frac{R_m - R_{clear}}{R_{cld}(P_c) - R_{clear}} \quad (式 8)$$

と計算される。

今回の台風事例への適用では、CO₂ スライシング法で利用するチャンネルとしてCO₂の吸収帯の中では吸収が弱く対流圏下層に荷重関数のピークがある13.3 μmのチャンネルと吸収が比較的強く対流圏上層に荷重関数のピークがある14.3 μmのチャンネルを選んだ。(式7)の解が見つからない場合は、有効雲量1の黒体を数値予報モデルの大気プロファイルの各高度に置いたときを各々放射計算し、衛星で観測した輝度温度と最も近くなるときの高度を推定高度とした。ここでは大気窓帯にあたる波長11μmのチャンネルを用いた。

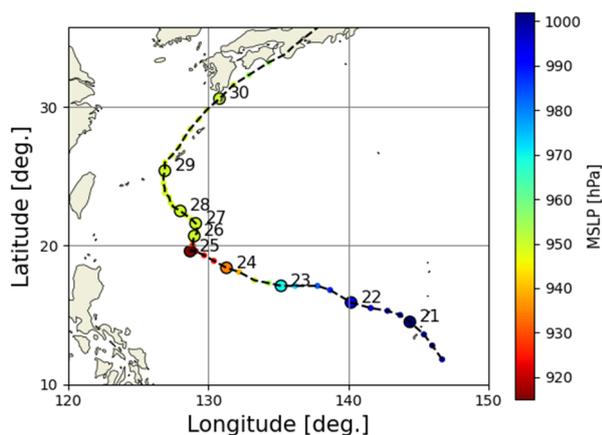


図2 本報告の事例検証に用いた気象庁ベストトラックデータによるTramiの進路図と最低気圧(MSLP)。大きい丸印の隣に書かれている数字は日付(00 UTC)を表す

3. 1D-VAR 解析事例とドロップゾンデによる検証

台風Tramiの中心域における1D-Varの性能を確認するため、航空機による台風直接観測プロジェクトであるT-PARCIIのGPSドロップゾンデデータを利用して検証を行った。気温の測定については、Yamada et al. (2021)において放球時の高温バイアスが報告されている。そのため、本研究ではYamada et al. (2021)のAppendix Aで示されている気温プロファイル補正手法を適用したデータを利用した。

図2に、気象庁ベストトラックデータ(<https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/besttrack.html>より取得)から得られたTramiの進路図を示す。Tramiは、9月20日にマリアナ諸島の南海上で発生し、24日にかけて西北西に進みつつ発達した後に眼が形成され、25日に最高強度(最低気圧915hPa)に到達した。翌日から28日かけて台風はほぼ同じ場所に停滞した(最低気圧950hPa)ものの、その後は29日にかけて勢力を維持し、その間、比較的大きな眼が維持されていた。

9月25日から28日にかけて、連日06 UTC頃にT-PARC IIによるドロップゾンデ観測が行われた。太陽同期軌道であるCrISを搭載したS-NPP衛星もドロップゾンデ観測とほぼ同じ時刻にTramiを撮像していたため、25日から27日にかけて、台風中心域に投下されたドロップゾンデとマッチアップを行うことが可能となった。またAIRSを搭載したAqua衛星もS-NPP衛星と似た軌道(early afternoon orbit)を飛行しており、近い時間帯にTramiの中心域を観測していた。このためAIRS-L2プロダクトとのマッチアップも参考として行った。

マッチアップ条件について、CrIS観測データに関しては、はじめに観測時刻に対して気象庁ベストトラックデータの台風中心位置の3次スプライン補間を行い、次に内挿された台風中心位置から0.5度以内で大気窓チャンネル(11 μm)の輝度温度が最も高く雲放射の影響が小さいと思われるデータを選択した。AIRS-L2観測データに関しては、スプライン補間した気象庁ベストトラックの台風中心位置から最も近いものを選んだ。ドロップゾンデデータに関しては、CrIS観測及びAIRS-L2データから概ね1時間半以内かつ台風中心部に投下されたものを利用した。1D-Varの初期値となるGSM予測値の大気プロファイルデータは、進路予測誤差を考慮し気象庁ベストトラック中心位置から5度以内にある最も海面気圧の低い格子のデータを利用した。表1に、上記によりマッチアップされたCrIS観測、ドロップゾンデ(Sonde)観測(放球時点)、AIRS-L2データの観測時刻および観測位置を示す。

マッチアップを行ったドロップゾンデの投下地点を、同時刻のひまわり8号の放射計AHI(Bess

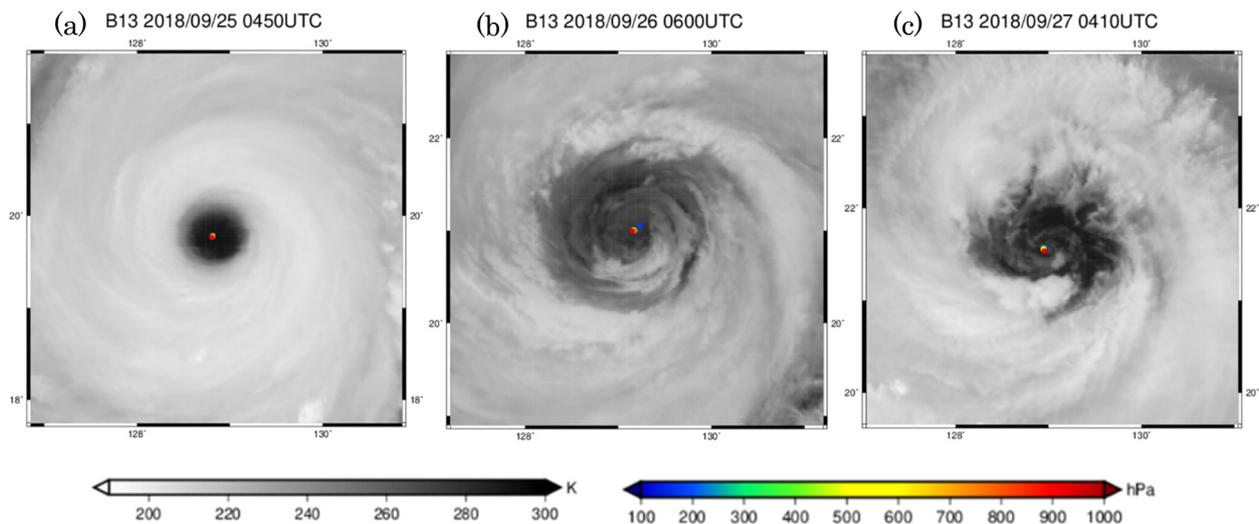


図3 ひまわり 8 号の赤外観測 (Band 13) にドロップゾンデの観測地点を重ねたもの。(a) 2018 年 9 月 25 日、(b) 2018 年 9 月 26 日、(c) 2018 年 9 月 27 日。グレイスケールのカラーバーは観測輝度温度を、青から赤色のカラーバーはドロップゾンデ観測の気圧高度を表している。今回利用したドロップゾンデは Trami の眼の中心に投下されているためほとんど水平方向に移動せずに落下している

ho et al. 2016) のバンド 13 (中心波長 $10.4 \mu\text{m}$) 輝度温度画像に重ねたものを図 3 に示す。T-PARC II におけるドロップゾンデ観測は、台風中心部の熱力学的・力学的構造を把握するために広い地点にて実施された (Tsuji no et al. 2021) もの、今回は図 3 のように 3 時刻とも、台風の眼の中心に投下したドロップゾンデ観測データのみ用いている。

表 1 本研究で利用したマッチアップデータ

Sep. 25

観測	Time (UTC)	Lat/Lon
CrIS	04:55	19.68°N/128.68°E
Sonde	04:52	19.78°N/128.82°E
AIRS-L2	04:32	19.69°N/129.01°E

Sep. 26

観測	Time (UTC)	Lat/Lon
CrIS	04:36	20.77°N/129.07°E
Sonde	05:57	20.89°N/129.07°E
AIRS-L2	05:14	20.59°N/128.92°E

Sep. 27

観測	Time (UTC)	Lat/Lon
CrIS	04:18	21.63°N/128.95°E
Sonde	04:13	21.57°N/128.96°E
AIRS-L2	04:20	21.60°N/128.96°E

図 4a に、2018 年 9 月 25 日 05UTC 付近で得ら CrIS 赤外窓チャンネル ($11 \mu\text{m}$) の輝度温度、

図 4b,c に、CrIS 観測から CO_2 スライシング法により求めた雲頂気圧(図 4 b)および有効雲量(図 4 c)を示す。有効雲量がほぼ 1 で光学的に厚い壁雲の周りに有効雲量の小さな薄いアンビルが広がっている様子がみられる。CrIS は可視赤外イメージャと比べると空間解像度が粗い (衛星直下 14 km) もの、この時間帯では図 4a の赤外窓チャンネルの画像からははっきりとした眼が確認でき、図 4b の推定された雲頂高度でも、対応する地点は 800 hPa 高度程度と相対的に低くなっている。このことから眼の中の大気が壁雲の影響を大きく受けずに観測されていると考えられる。

図 5 は表 1 のマッチアップ地点における GSM、CrIS 観測による 1D-Var、ドロップゾンデ観測、AIRS-L2 の気温 (図 5 a,c,e)・相対湿度 (図 5 b,d,f) プロファイルを示したものである。図 5 a,b は 9 月 25 日のマッチアップ結果であり、Trami が最盛期にあった時の比較である。この時の GSM の最低気圧はおよそ 965 hPa と、気象庁ベストトラックの最低気圧 915 hPa よりも高くなっていた。実際、図 5a で青色の実線で示されるドロップゾンデ観測と比較すると、紫の実線で示される GSM の気温の鉛直分布は全体的に低い値となっている。GSM データを初期値として実行された 1D-Var では、全体的に気温は大きくなり、ドロップゾンデ観測に近づいている。一方、AIRS-L2 データの気温も 1D-Var とほぼ同様な推定結果となっているが 300 hPa 付近では 1D-Var・ドロップゾンデ観測

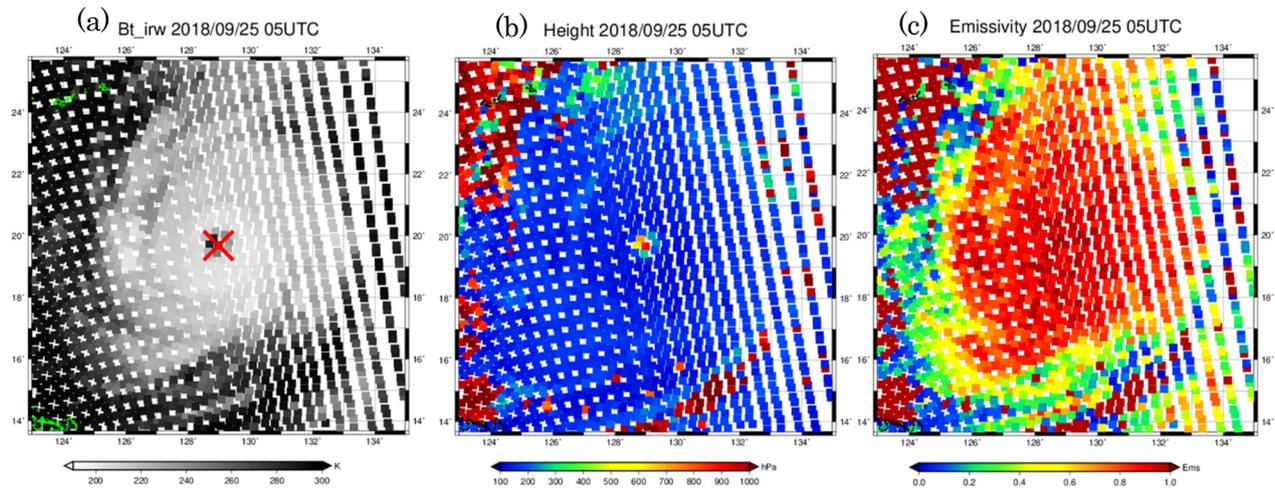


図 4 CrIS 観測による(a)11 μ m のチャンネルの輝度温度と(b)CO₂ スライシング法により算出した雲頂気圧と(c)有効雲量。2018年9月25日05 UTC頃
左図の赤い×印は 1D-Var に利用した地点の画素を表す

と比べて低い。この時の相対湿度(図 5b)は、GSM の予測値では 500 hPa までほぼ飽和に近い鉛直分布となっており、ドロップゾンデ観測と比べ大きな水蒸気量を示していたものの、1D-Var を実行することで相対湿度の値が小さく、ドロップゾンデと近い分布になっている。AIRS L2 データに関して、ドロップゾンデ観測、1D-Var に近い相対湿度の鉛直分布になっている。

図 5c,d は 9 月 26 日のマッチアップ結果を示している。GSM の最低気圧は約 950 hPa と、最低気圧の見積もりが気象庁ベストトラックの最低気圧とほぼ同程度になっている。このため、ドロップゾンデ観測と比較して、前日の気温の低温バイアスはほぼ解消されている(図 5c)。ただし、対流圏上層でやや低温のバイアスがあり、対流圏下層で高温バイアスとなっている傾向がみられた。1D-Var では、対流圏上層の高温バイアスはやや緩和されているものの、400~500hPa ではやや低温バイアスとなり、600hPa より下層では初期値である GSM との鉛直分布とあまり変わらない。図 3 のひまわり 8 号赤外バンドの輝度温度分布から、前日と比較して輝度温度が低くなり、眼の中に比較的背の高い雲による影響が示唆される。実際、図 5d のドロップゾンデ観測の相対湿度を見ると、気圧高度 400hPa より下層で 90%程度の飽和水蒸気量に近い値が観測されており、この高度付近に雲が存在していたことが示唆される。ドロップゾンデ観測及び大気海洋結合数値モデルデータを利用した平野ほか(2020)の研究でも、25日から26日

にかけて Trami の眼の中の雲頂高度が比較的背の高い雲(deep hub cloud)が存在していたことを指摘しており、その形成要因が議論されている。CrIS 観測により推定された雲頂高度もおよそ 550hPa 程度となっており、1D-Var ではこれより下層の情報が CrIS の赤外観測ではあまり得られなかったと考えられる。AIRS-L2 データは、ドロップゾンデ観測と比較して気温の鉛直分布はやや低温バイアスがみられ、相対湿度は 60~70%程度の値となっており、ドロップゾンデ観測とはそれほど整合していない。これは、該地点における AIRS 観測の衛星天頂角が 51.15 度と比較的大きく観測条件があまり良くなかったため、台風の中の構造を正確に捉えられなかったためと考えられる。

図 5e,f は 9 月 27 日のマッチアップ結果を示している。気象庁ベストトラックデータによると前日から Trami の最低気圧 950hPa が維持された時期である。図 5e の GSM の気温分布をみると、ドロップゾンデ観測と比べやや高めになっているものの、1D-Var ではそれが緩和された。ただし、前日の 26 日と同様、CrIS 観測により推定された雲頂高度(約 600hPa)より下の高度では GSM とあまり違いがみられず、やや高温バイアスになっている。AIRS-L2 プロダクトに関しては、400~500hPa 付近を除いてやや気温が低くなっているものの、地表面付近ではドロップゾンデデータと整合している。次に、図 5f の相対湿度分布をみると、GSM はドロップゾンデ観測と比べやや過小だったのが 1D-Var では対流圏上・中層で相対湿度の

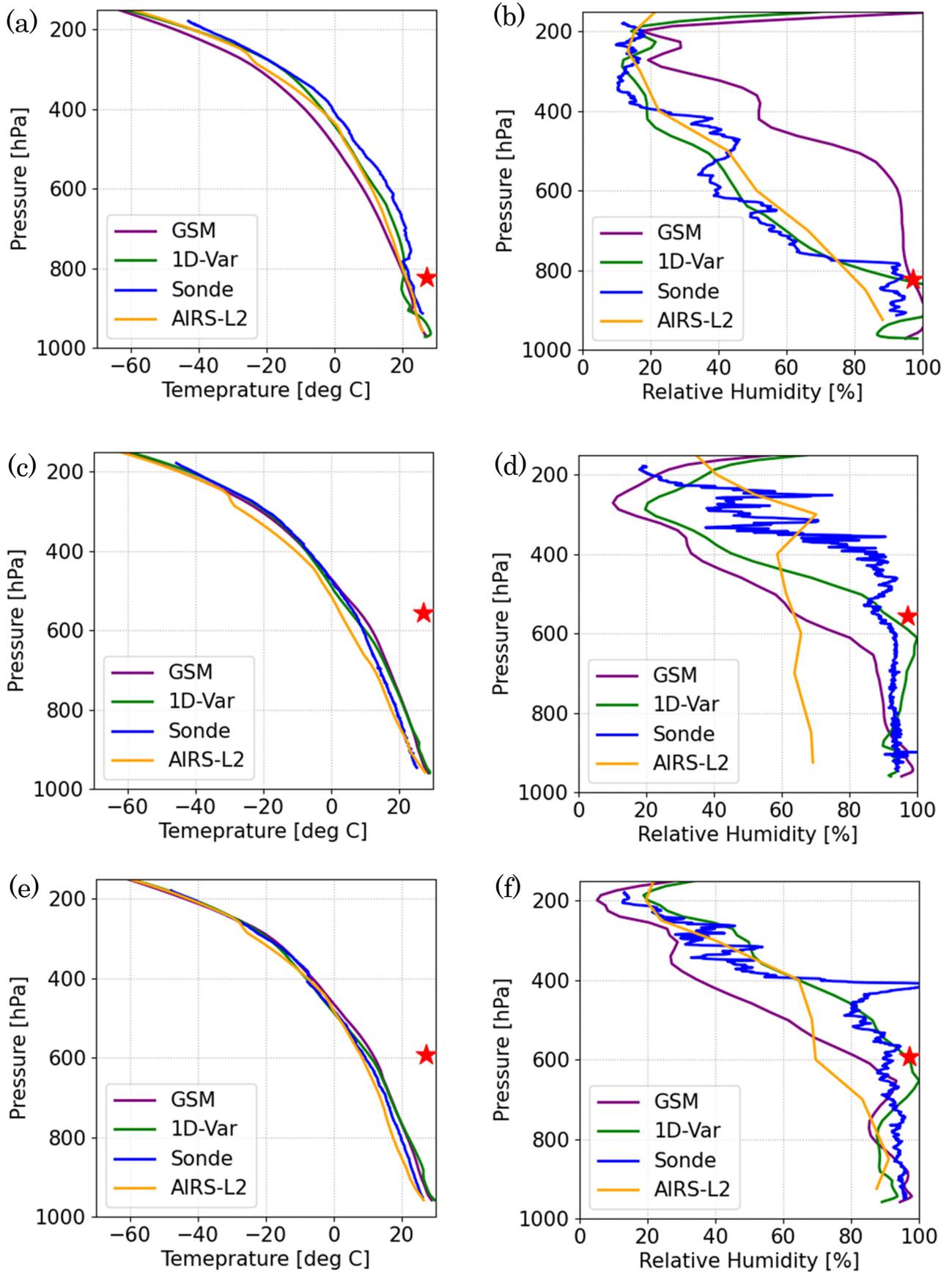


図5 マッチアップされた Trami 中心部の気温プロファイル (左列 a,c,e) と相対湿度のプロファイル (右列 b,d,f)。上段(a,b)が9月25日、中段(c,d)が9月26日、下段(e,f)が9月27日。線の色は、紫が GSM 予測値、緑色が CrIS 観測による 1D-Var、水色がドロップゾンデ観測、橙色が AIRS-L2 データである。また、各グラフの右にある赤い星印は CrIS 観測により推定された雲頂高度を表す

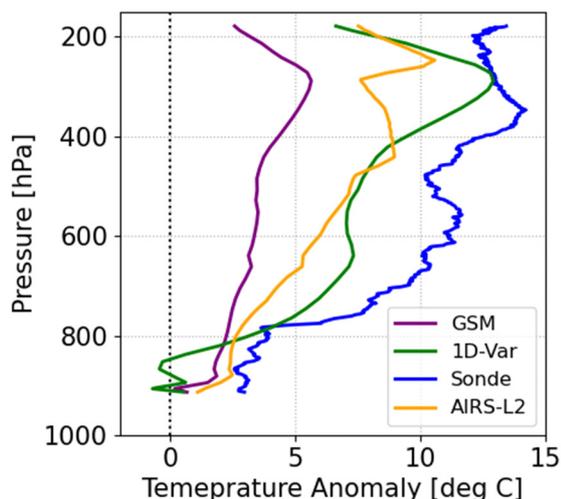


図6 環境場からの気温偏差 (9月25日の事例)

値が高くなり、ゾンデと近い値になった。AIRS-L2はおおむね全層でドロップゾンデ観測と近い鉛直プロファイルが得られているものの、やや600hPa付近で過小になっている。

1D-Var で推定された暖気核の構造を詳しく見るため、環境場からの気温偏差 (台風中心部の気温から、気象庁ベストトラックの台風中心位置から600~700kmにあるGSMグリッドの平均気温を引いたもの)を図6に示す。先に述べたように、この時刻でのGSM予測では台風の強度が弱く暖気核の表現は悪いものの、1D-Varによる解析を実施することで、マッチアップされたドロップゾンデ観測のプロファイルに近づき、特に300~400hPa付近にある暖気核のピーク (~14K)をよりよく表現するようになった。一方、AIRS-L2データに関して、GSMよりも暖気核の構造をよく表現しているものの、1D-Varと比べやや暖気核のピーク付近の表現が悪い。これは1節で述べたようにAIRS-L2プロダクトの空間解像度が荒く、暖気核の情報が空間的に平滑化してしまっていることが一因として考えられる。一方、1D-Varでは800hPaより下層で、気温がGSMと比べてもやや低く推定されている。これは雲放射の影響を受けたチャンネルを2.2節の方法で除き切れていないためであると考えられる。フォワードモデルでは雲を仮定していない一方、雲が存在すると赤外放射を吸収・再射出するため、雲が存在する高度の気温を反映して雲が存在しない場合と比べ冷たい輝度温度が観測される。この効果を考慮すると、大

気の気温を低くし、水蒸気を増やすことで、 $y_m - f(x)$ の値を小さくしてコスト関数を小さくしていると考えられる。マイクロ波観測も併用しているAIRS L2プロダクトでは800hPa以下ではドロップゾンデ観測とよく一致している。図5bの相対湿度についてみると、800hPaより下層で1D-Varの水蒸気量がドロップゾンデ観測に比べ過大になっている。

4. まとめと議論

本研究では、ハイパースペクトル赤外サウンダにより台風中心域で大気プロファイルを推定する手法(1D-Var)を開発してS-NPP衛星に搭載されたCrIS観測に適用し、T-PARC IIによる2018年のTramiのドロップゾンデ観測事例により検証を行った。また、相互比較として、大西洋域のハリケーン観測でドロップゾンデ観測による検証が行われているAIRS-L2データとも比較を行った。

1D-Varの結果は初期値であるGSMの大気プロファイルと比較して概ねドロップゾンデ観測に近い観測が得られ、AIRS-L2プロダクトともほぼ整合する結果が得られた。特に9月25日、台風が最盛期にあり、GSMでは強度が十分に予測できていなかった時、GSMで再現されていなかった暖気核構造が比較的良く再現された。また、AIRS L2プロダクトと比べても、ドロップゾンデ観測に近い鉛直分布が得られた。

本手法の大気プロファイル推定精度を悪化させている要因として、初期値の影響及び雲放射の影響が考えられる。まず、初期値である背景誤差の影響について、(式1)から推察されるように、1D-Varの手法では事前情報の寄与を背景誤差共分散行列 S_x によってコントロールしている。 S_x は現在はNMC法で作成された熱帯域の統計的な値を使っているため、予測が難しい台風中心領域では S_x を過小評価している可能性がある。このため、 S_x を台風周辺域で最適化する、もしくはより解に近い初期値を作成する必要があると考えられる。

次に、雲放射の影響について、現在は雲頂高度を推定し荷重関数で閾値処理をすることで雲頂付近に感度が大きなチャンネルを除いている。各チャンネルの荷重関数は鉛直方向に広がりがあるため、チャンネルを除去しすぎてしまうと雲付近の高度の推定精度が悪化してしまう。実際に、荷重関数の閾値を厳しくすると雲頂からその上空数kmにかけて推定精度の悪化がみられた(図略)。

逆に、雲付近に感度があるチャンネルを利用しすぎると前節で述べたように雲の放射の影響を強く受け雲頂高度付近で気温・水蒸気量にバイアスが生じてしまう。この解決策として、雲頂高度推定精度の向上とチャンネル選択の高度化、さらにフォワードモデル内に雲をモデリングすることで雲の高さや雲の光学的厚さ等の雲パラメータを同時に推定する手法が考えられる。

観測の頻度に関して、極軌道衛星 S-NPP や NOAA シリーズに搭載している CrIS のみでは一日に数回程度しか観測できない。そこで現在運用されている赤外 HSS である AIRS や IASI でも同様な手法を適用することにより、台風の観測頻度を増加させることができると考えられる。現在運用されている静止気象衛星の FY-4 シリーズを初め、今後打ち上げが予定されている静止気象衛星搭載の HSS の観測データを用いることで、台風の暖気核をより高頻度に観測することが期待される。

謝 辞

本研究では、TPARC-II によるドロップゾンデ観測データを利用しました。ドロップゾンデ観測の気温補正済データは琉球大学の山田広幸准教授から提供いただきました。AIRS Level 2 データは、NASA Goddard Earth Science Data and Information Services Center のアーカイブデータからダウンロードしました。本研究は、JSPS 科研費 JP18K03747 および JP19H00705 の助成を受けたものです

参 考 文 献

岡本幸三, 1999: サウンド. 数値予報課報告・別冊 第 45 号, 気象庁予報部, 44-74
平野創一朗, 伊藤耕介, 山田広幸, 2020: 2018 年台風第 24 号の眼の領域における深い対流雲の出現. 第 22 回非静力学モデルに関するワークショップ講演要旨集, 5-6 (http://nhmws2020.kishou.go.jp/abstract/NHMWS2020_abstract_all.pdf 最終閲覧日: 2021 年 10 月 28 日)
Bessho, K., K. Date, M. Hayashi, A. Ikeda, T. Imai, H. Inoue, Y. Kumagai, T. Miyakawa, H. Murata, T. Ohno, A. Okuyama, R. Oyama, Y. Sasaki, Y. Shimazu, K. Shimoji, Y. Sumida, M. Suzuki, H. Taniguchi, H. Tsuchiyama, D. Uesawa, H. Yokota, and R. Yoshida, 2016: An introduction to Himawari-8/9 — Japan's new-generation geostationary

meteorological satellites. *J. Meteor. Soc. Japan*, 94, 151-183.
Chahine, M. T., T. S. Pagano, H. H., Aumann, R. Atlas, C. Barnet, H. Blaisdell, L. Chen, M. Divakarla, E. J. Fetzer, M. Goldberg, C. Gautier, S. Granger, S. Hannon, F. W. Irion, R. Kakar, E. Kalnay, B. H. Lambigtsen, S-Y. Lee, J. L. Marshall, W. W. McMillan, L. McMillin, E. T. Olsen, H. Revercomb, P. Rosenkranz, W. L. Smith, D. Staelin, L. L. Strow, J. Susskind, D. Tobin, W. Wolf, and L. Zhou 2006: AIRS: Improving weather forecasting and providing new data on greenhouse gases. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 911–926
Clerbaux, C., J. Hdji-Lazaro, S. Turquety, M. George, P.-F. Coheur, D. Hurtmans, C. Wespes, H. Herbin, D. Blumstein, B. Tournier, and T. Phulpin, 2007: The IASI/MetOp I mission: First observations and highlights of its potential contribution to GMES. *COSPAR Inf. Bull.*, 2007, 19–24
Demuth, J. L., M. DeMaria, J. A. Knaff and T. H. Vonder Haar, 2004: Evaluation of Advanced Microwave Sounding Unit tropical cyclone intensity and size estimation algorithms. *J. Appl. Meteor.*, 43, 282-296
Durden, S. L., 2013: Observed tropical cyclone eye thermal anomaly profiles extending above 300 hPa. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 4256-4268
Eyre, J. R. 1991: A fast radiative transfer model for satellite sounding systems. ECMWF Tech. Memo. 176, 28pp
Gambacorta, A., and C. D. Barnet, 2013: Methodology and Information Content of the NOAA NESDIS Operational Channel Selection for the Cross-Track Infrared Sounder (CrIS). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 51, 3207–3216
Gao, S., B. C. Chen, T. Li, N. Wu, and W. Deng, 2017: AIRS-observed warm core structures of tropical cyclone over the western North Pacific. *Dyn. Atmos. Oceans*, 77, 100-106
Han, Y., H. Revercomb, M. Crompton, D. Gu, D. Johnson, D. Mooney, D. Scott, L. Strow, G. Bingham, L. Borg, et al. 2013: Suomi NPP CrIS measurements, sensor data record algorithm, calibration and validation activities, and record data quality. *J. Geophys. Res. Atmos.* 118, 734-748
Houze, R. A., Jr., 2010: Clouds in tropical cyclones.

- Mon. Wea. Rev., 138, 293–344
- Holmlund, K., J. Grandell, J. Schmetz, R. Stuhlmann, B. Bojkov, R. Munro, M. Lekouara, D. Coppens, B. Viicchie, T. August, B. Theodre, P. Watts, M. Dobber, G. fowler, S. Bojinski, A. Schmid, K. Salonen, S. Tjemkes, D. Aminou, and P. Blythe, 2021: Meteosat Third Generation (MTG): continuation and innovation of observations from geostationary Orbit. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 102, 990–1015
- Ito, K., M. Yamaguchi, T. Nakazawa, N. Nagahama, K. Shimizu, T. Ohigashi, 2018: Analysis and forecast using dropsonde data from the inner-core region of tropical cyclone Lan (2017) obtained during the first aircraft missions of T-PARCI. *SOLA*, 14, 105–110
- Japan Meteorological Agency (2019). Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. Available at <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2019-nwp/index.htm>
- Kidder, S. Q., M. D. Goldberg, R. M. Zehr, M. DeMaria, J. F. W. Purdom, C. S. Velden, N. C. Grody, and S. J. Kusselson, 2000: Satellite analysis of tropical cyclones using the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 1241–1260
- Knapp R. K., C. S. Velden, and A. J. Wimmers, 2018: A Global Climatology of Tropical Cyclone Eye, *Mon. Wea. Rev.*, 146, 2089–2101
- Liu, Q., H. Wang, X. Lu, B. Zhao, Y. Chen, W. Jiang, W. Jiang, and H. Zhou, 2020: Tropical Cyclone Temperature Profiles and Cloud Macro-/Micro-Physical Properties Based on AIRS Data, *Atmosphere*, 11, 1181
- Menzel, W. P., W. L. Smith and T. R. Stewart. 1983: Improved cloud motion wind vector and altitude assignment using VAS, *J. Cli. Appl. Meteor.*, 22, 377–384
- Menzel, W. P., T. J. Schmit, P. Zhang and J. Li, 2018: Satellite-based atmospheric Infrared sounder development and applications. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 99, 583–603
- Okamoto, K., H. Owada, T. Fujita, M. Kazumori, M. Otsuka, H. Seko, Y. Ota, N. Uekiyo, H. Ishimoto, M. Hayashi, H. Ishida, A. Ando, M. Takahashi, K. Bessho, and H. Yokota, 2020: Assessment of the potential impact of a hyperspectral infrared sounder on the Himawari follow-on geostationary satellite, *SOLA*, 16, 162–168
- Oyama, R., 2014: Estimation of tropical cyclone central pressure from warm core intensity observed by the Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A). *Pap. Meteor. Geophys.*, 65, 35–56
- Oyama, R., and A. Wada 2019: The relationship between convective bursts and warm-core intensification in a nonhydrostatic simulation of typhoon Lionrock (2016). *Mon. Wea. Rev.*, 147, 1557–1579
- Parrish, D. F. and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Center's spectral statistical interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1747–1763
- Rabier, F., N. Fourrie, D. Chafai, and P. Pronet, 2002: Channel selection method for infrared atmospheric sounding interferometer radiances. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128, 1011–1032
- Rodgers, C. D., 1998: Information content and optimisation of high spectral resolution remote measurements, *Adv. Space Res.*, 21, 361–367
- Rodgers, C. D., 2000: Inverse methods for atmospheric sounding: Theory and Practice, World Scientific, 238pp
- Saunders, R., J. Hocking, E. Turner, S. Havemann, A. Geer, C. Lupu, J. Vidot, P. Chambon, C. Köpken-Watts, L. Scheck, O. Stiller, C. Stumpf, and E. Borbas, 2020: RTTOV-13 Science and validation report, NWP SAF, 106pp
- Stern, D. P., and D. S. Nolan, 2012: On the height of the warm core in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 69, 1657–1680
- Susskind, J., C. Barnet, and J. Blaisdell, 2003: Retrieval of atmospheric and surface parameters from AIRS/AMSU/HSB data in the presence of clouds. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41, 390–409
- Tsujino, S., T. Horinouchi, T. Tsukada, H.-C. Kuo, H. Yamada, and K. Tsuboki, 2021: Inner-core wind field in a concentric eyewall replacement of Typhoon Trami (2018): A quantitative analysis based on the Himawari-8 satellite. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 126, e2020JD034434
- Wang, X., and H. Jiang, 2019: A 13-year global climatology of tropical cyclone warm-core structures from AIRS data. *Mon. Wea. Rev.*, 147, 773–790

Willoughby, H. E., 1998: Tropical cyclone eye thermodynamics. Mon. Wea. Rev., 126, 3053 - 3067.	71	693.750	14.414
	73	695.000	14.388
	75	696.250	14.363
	79	698.750	14.311
Yamada, H., K. Ito, K. Tsuboki, T. Shinoda, T. Ohigashi, M. Yamaguchi, T. Nakazawa, N. Nagahama, and K. Shimizu, 2021: The double warm-core structure of Typhoon Lan (2017) as observed through the first Japanese eyewall-penetrating aircraft reconnaissance. J. Meteor. Soc. Japan, 99, 1297-1327	80	699.375	14.298
	81	700.000	14.286
	83	701.250	14.260
	85	702.500	14.235
	87	703.750	14.210
	88	704.375	14.197
	89	705.000	14.184
	93	707.500	14.134
	95	708.750	14.109
Yang, J., Z. Zhang, C. Wei, F. Lu, and Q. Guo, 2017: Introducing the new generation of Chinese geostationary weather satellites, Fengyun-4. Bull. Amer. Meteor. Soc., 98, 1637-1658	96	709.375	14.097
	99	711.250	14.060
	101	712.500	14.035
	102	713.125	14.023
	104	714.375	13.998
Zhang, D. L., and H. Chen, 2012: Importance of the upper-level warm core in the rapid intensification of a tropical cyclone. Geophys. Res. Lett., 39, L02806	106	715.625	13.974
	107	716.250	13.962
	111	718.750	13.913
	113	720.000	13.889
	116	721.875	13.853
	120	724.375	13.805
Zhu, T., and F. Weng, 2013: Hurricane Sandy warm-core structure observed from advanced technology microwave sounder. Geophys. Res. Lett., 40, 3325-3330	123	726.250	13.769
	124	726.875	13.758
	125	727.500	13.746
	126	728.125	13.734
	130	730.625	13.687
	132	731.875	13.664
	133	732.500	13.652
	136	734.375	13.617
	137	735.000	13.605
	138	735.625	13.594
	142	738.125	13.548
	143	738.750	13.536
	144	739.375	13.525
	145	740.000	13.514
	147	741.250	13.491
	148	741.875	13.479
	822	1345.000	7.435
	823	1346.250	7.428
	827	1351.250	7.401
	828	1352.500	7.394
	829	1353.750	7.387
	832	1357.500	7.366
	833	1358.750	7.360
	838	1365.000	7.326
	839	1366.250	7.319
	840	1367.500	7.313
	843	1371.250	7.293
	845	1373.750	7.279
	846	1375.000	7.273
	848	1377.500	7.260
	851	1381.250	7.240
	852	1382.500	7.233
	853	1383.750	7.227
	854	1385.000	7.220
	856	1387.500	7.207
	862	1395.000	7.168
	864	1397.500	7.156
	865	1398.750	7.149
	867	1401.250	7.136
	869	1403.750	7.124

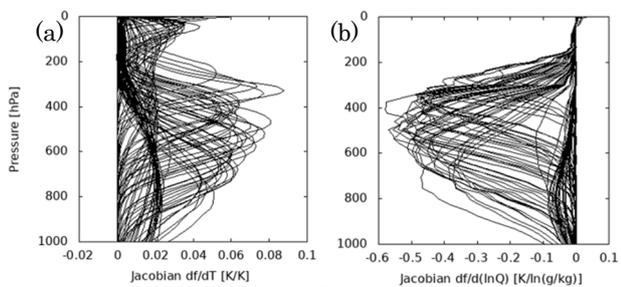
Appendix 1D-Var で利用した CrIS のチャンネル

表 A に本報告で使用したチャンネルを、図 A に気温と比湿のヤコビアンを示す。ヤコビアンは各高度における推定値の観測輝度温度に対する感度を表す。図 A(a)の気温のヤコビアンを見ると成層圏から対流圏下層までの広い範囲に感度があり、(b)の水蒸気のヤコビアンを見ると対流圏全域の水蒸気に感度が高いチャンネルが広く選ばれていることがわかる。

表 A 推定に利用した CrIS の 100 チャンネル

Channel	Wavenumber [cm ⁻¹]	Wavelength [μm]
27	666.250	15.009
28	666.875	14.995
31	668.750	14.953
32	669.375	14.939
33	670.000	14.925
37	672.500	14.870
49	680.000	14.706
51	681.250	14.679
53	682.500	14.652
59	686.250	14.572
61	687.500	14.545
63	688.750	14.519
64	689.375	14.506
65	690.000	14.493
67	691.250	14.467
69	692.500	14.440

872	1407.500	7.105
874	1410.000	7.092
878	1415.000	7.067
879	1416.250	7.061
880	1417.500	7.055
884	1422.500	7.030
887	1426.250	7.011
888	1427.500	7.005
889	1428.750	6.999
890	1430.000	6.993
900	1442.500	6.932
921	1468.750	6.809
924	1472.500	6.791
927	1476.250	6.774
945	1498.750	6.672
991	1556.250	6.426
994	1560.000	6.410
1007	1576.250	6.344
1015	1586.250	6.304
1030	1605.000	6.231



図A 本報告で用いたCrIS100チャンネルのヤコビアン。(a)気温に対する各チャンネルのヤコビアン、(b)水蒸気量（比湿の対数）に対する各チャンネルのヤコビアンを示す。米国標準大気かつ衛星天頂角=0を仮定している