

第4章 衛星観測データ

4.1 ハイパースペクトル赤外サウンダ¹

4.1.1 はじめに

ハイパースペクトル赤外サウンダ（以下「ハイパーサウンダ」と呼ぶ）は、高波数分解能で数千のチャンネルを有する赤外サウンダである。2002年に打ち上げられた Aqua 衛星搭載の AIRS、2006年に打ち上げられた Metop-A 衛星搭載の IASI は、各国の数値予報センターで利用され、数値予報精度の改善に貢献してきた。現在はこれらに加えて Metop-B 衛星搭載の IASI 及び Suomi-NPP 衛星搭載の CrIS が運用されており、各国で積極的な利用、又はそのための開発が行われている。今後もこれらの後継センサや新規センサによる観測が計画されており、将来の数値予報精度の向上のためにハイパーサウンダの有効な利用が重要な要素となっている。

気象庁でもこれらの利用に向けた開発を継続してきた結果、2014年9月4日に、Aqua 搭載の AIRS、Metop-A 及び Metop-B 搭載の IASI の全球解析での利用を開始した。本節では、気象庁における利用方法及び今後の開発課題について紹介する。

運用中のハイパーサウンダの仕様については岡本 (2011a) に、観測原理については岡本 (1999)、鈴木 (2001) などに詳しいため、必要に応じて参照いただきたい。

4.1.2 気象庁における利用方法

現在の気象庁におけるハイパーサウンダの利用方法について、岡本 (2011a) 以降の改良点を中心に解説する。

(1) チャンネル選択

ハイパーサウンダの観測データは、気温・水蒸気の鉛直プロファイル、大気微量成分、地表面状態、雲などに関する多様な情報を含んでいる。しかし、大気微量成分や地表面状態は現在の解析システムで十分に考慮されていないことから、これらに強く影響を受けるチャンネルを解析で利用するのは難しい。また、水蒸気による吸収の大きなチャンネルの同化には、第 4.1.4 項で述べるエイリアシングなどの課題がある。このため、現在のハイパーサウンダ同化においては、最も同化の効果が得られやすいと考えられる気温の鉛直プロファイル情報の利用を第一の目的とし、水蒸気・大気微量成分・地表付近に強く影響を受けるチャンネルを予め同化の対象から除く。さらに、

- モデルトップ付近に感度があるチャンネルは、観測と数値予報モデルの表現にギャップが大きいため、除く
- IASI はアポダイゼーション²によるチャンネル間

¹ 岡垣 晶

² 観測された干渉光をフーリエ変換した際に生じるスペクトルの副次的な極大を小さくするためのフィルタ処理。詳しくは鈴木 (2001) などを参照。

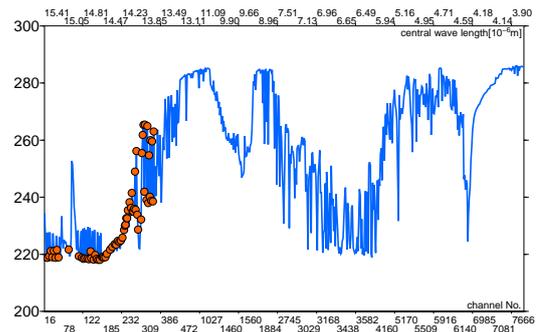


図 4.1.1 IASI の輝度温度の例。横軸下段はチャンネルの番号、上段は中心波長、縦軸はある晴天大気プロファイルにおける各チャンネルの輝度温度 [K]。橙色は同化対象のチャンネル。

誤差相関を考慮し、隣接チャンネルの一方を除くことで、最終的に AIRS は 85、IASI は 69 のチャンネルを同化の対象とする。

図 4.1.1 は、IASI の各チャンネルの輝度温度の例である。同化対象のチャンネルが属する 13 ~ 15 μm 付近の波長帯は二酸化炭素の吸収帯で、概ね波長が短くなるにつれて透過率が高くなり感度高度が下層に移るため、観測される輝度温度が高くなる。

(2) 雲判別

赤外域の電磁波は雲による吸収を強く受ける。雲の影響を受けた赤外域の輝度温度同化には、数値予報モデルにおける雲の再現性、雲の影響を考慮した高速放射伝達計算など多くの課題があるため現業利用には至っておらず、現在は雲の影響を受けていないデータだけを選択して同化している。ここでは、このための処理である雲判別について述べる。

雲判別は 2 段階からなる。まず、観測視野内における雲の有無の判別を行う。窓チャンネルの観測値と晴天放射計算値との比較、及び中心波長が 11 μm と 12 μm のチャンネルの観測値の比較³を行い、どちらか一方でも差が大きい地点は雲有りと判定する。次に、先の処理で雲有りと判定された地点に対して、Eyre and Menzel (1989) の方法により雲頂高度推定を行い⁴、推定した雲頂高度より下層に感度があるチャンネルは、雲の影響を受けていると判定する。これらの雲判別においては、岡本 (2011a) で指摘されているようなバイアス補正と雲判別との相互作用を避けるため、同化しないチャンネルだけを用いる。

なお、雲判別は海域のみで行い、陸域では対流圏界面より下層に感度がないチャンネルのみ同化する。これは、雲判別に用いている透過率の高いチャンネルの放射計算の精度に強く影響する地表面温度及び射出率の見積りが、陸域では海域に比べて難しいという理由による。

³ 11 μm と 12 μm のチャンネルで氷晶による吸収量が異なることを利用した、薄い上層雲を検出するための処理。

⁴ 薄い上層雲が検出された場合の雲頂高度は対流圏界面とする。

(3) その他の変更点

上記のほかに岡本 (2011a) からの変更点は以下のとおりである。

- バイアス補正は、スキャン位置に依存する補正をテーブル参照により、大気状態に依存する補正を変分法バイアス補正 (VarBC; 佐藤 2007) によりそれぞれ行う。VarBC の説明変数には 4 種類の層厚を用いる。
- バイアス補正後の D 値 (観測値と第一推定値との差) が、統計から見積もった D 値標準偏差の 1.5 倍を超えるデータは除く。雲の影響を受けたデータをより厳密に取り除くため、岡本 (2011a) よりも厳しい値に設定した。
- 放射計算に inputs オゾン濃度のプロファイルとして、化学輸送モデルの予測値 (佐々木ほか 2006) を用いる。オゾンの弱い吸収帯がある 14 μm 付近のチャンネルで、気候値に代えて化学輸送モデルの予測値を入力することで放射計算精度の改善が見られたため、これを用いることとした。
- 観測演算子は、輝度温度同化用の高速放射伝達モデル RTTOV のバージョン 10.2 (Saunders et al. 2012) を用いる⁵。

4.1.3 同化の効果

(1) ベースライン実験

第 4.1.2 項 (1) で述べたとおり、現在の AIRS, IASI 同化では、気温の鉛直プロファイル情報の利用を目的としている。同化の効果を明瞭に見るために、同じく気温サウンダであり数値予報システムの精度に重要な寄与を果たしている AMSU-A を利用しない全球数値予報システム (ベースラインと呼ぶ) を準備し、これに対して AIRS, IASI がどのようなインパクトを与えるかを見る。

図 4.1.2 は、ベースラインに対して、AIRS のみ、IASI のみ、AIRS と IASI の両方⁶ をそれぞれ同化したときの、南半球におけるラジオゾンデの気温 D 値の二乗平均平方根 (RMS) の改善率⁷ である。この図から、AIRS, IASI 共に各高度において背景場の気温誤差を減少させていること⁸、両方同化は AIRS, IASI 単独の時と比べて総合的には同程度かやや上回るインパクトをもたらしていることが分かる。また、予測精度に対しても同様な効果が確認された (図略)。これらから、AIRS, IASI 同化は、狙い通り気温の解析精度向上を通して予

⁵ AIRS, IASI の晴天放射計算の精度はバージョン 9.3 と同じであるが、吸収気体の扱いに関する不具合修正が適用されている。

⁶ IASI は Metop-A 衛星のみ。

⁷ 基準となるシステムでの RMS と変更後のシステムでの RMS との差を、基準となるシステムでの RMS で規格化したもの。正の値は、注目している変更により RMS が減少することを意味する。

⁸ 観測誤差と背景誤差の間に相関がないとすると、D 値の分散は観測誤差分散と背景誤差分散との和である (例えば石橋 (2007))。AIRS, IASI の有無によってラジオゾンデの観測誤差は影響を受けないと考えられるので、D 値 RMS の減少は背景誤差の減少に起因している。

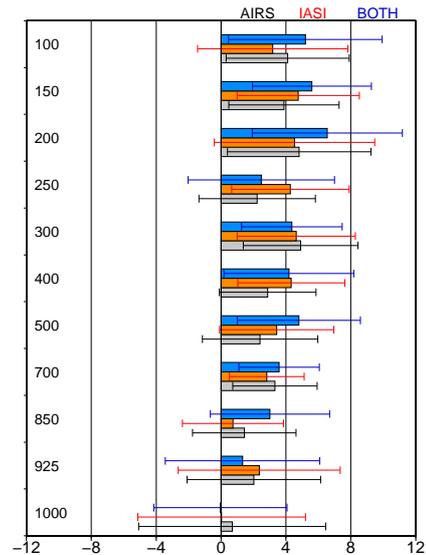


図 4.1.2 ベースラインに対してハイパーサウンダを同化したときの、南半球 (90°S-20°S) におけるラジオゾンデの気温 D 値 RMS の比較。横軸は AIRS 同化 (灰色)、IASI 同化 (橙色)、両方同化 (青色) の RMS 改善率 [%]、縦軸はラジオゾンデの観測高度 [hPa]、エラーバーは 95%信頼区間。

測精度を向上させていることが分かる。

(2) 現業数値予報システムへのインパクト

現業の全球数値予報システムに対して AIRS, IASI を追加した場合の効果を評価するため、2014 年 4 月時点の数値予報システムを用いた実験を行った。実験期間は 2013 年 6 月 20 日 ~ 2013 年 10 月 11 日 (夏期間) と 2013 年 11 月 20 日 ~ 2014 年 3 月 11 日 (冬期間) である。IASI は Metop-A, B の 2 機分を同化する。以下では 2014 年 4 月時点の数値予報システムを CNTL、CNTL に AIRS, IASI を追加したものを TEST と呼ぶ。

図 4.1.3 は、図 4.1.2 と同様の検証の結果である。ただしラジオゾンデではなく、AMSU-A 及び水蒸気サウンダ MHS⁹ の D 値 RMS の改善率を示している。TEST では、気温に感度がある AMSU-A の多くのチャンネルで改善していることが分かる。

MHS での改善からは、AIRS, IASI によってもたらされた気温の情報が、解析システムを通して水蒸気場も改善していることが推測できる。興味深いのは、その改善幅が AMSU-A のものと同程度かそれより大きいことである。これは、現業数値予報システムでは水蒸気の解析・背景場に改善の余地が多く残されていることに起因していると考えられ、水蒸気情報の利用拡充の重要性を示唆している。

予測誤差の検証結果の例として、図 4.1.4 に 500hPa 面高度の予測誤差 RMS の改善率を示す。背景場の改善と整合して、予測初期を中心に誤差が減少している。また、北半球に比べて海域が広い南半球で改善幅が大きい。

⁹ AMSU-A, MHS の仕様については岡本 (2007) を参照いただきたい。

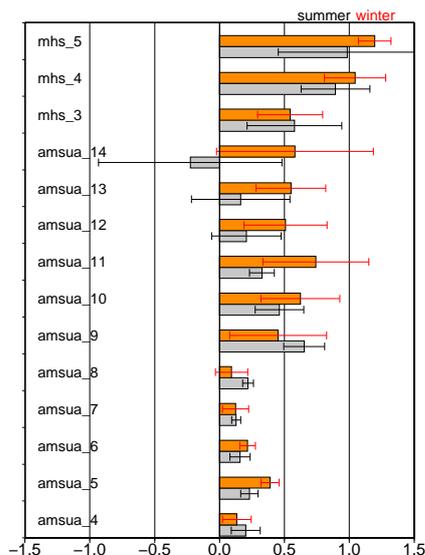


図 4.1.3 AIRS, IASI を同化したときの全球における AMSU-A 及び MHS の D 値 RMS の比較。横軸は CNTL に対する TEST の改善率 [%]、縦軸は AMSU-A 及び MHS のチャンネル番号。灰色は夏期間、橙色は冬期間、エラーバーは 95% 信頼区間を示す。

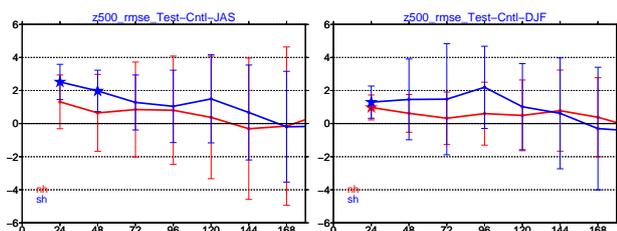


図 4.1.4 左) 夏期間における 500hPa 面高度の対初期値予測誤差の比較。横軸は予報時間 [hour]、縦軸は CNTL に対する TEST の予測誤差 RMS の改善率 [%]。赤色は北半球 (20°N-90°N)、青色は南半球 (90°S-20°S)、エラーバーは 95% 信頼区間、星印は差が統計的に有意であることを示す。右) 左図と同様、ただし冬期間のもの。

4.1.4 まとめと今後の課題

これまで述べたような開発・実験を経て、気象庁は 2014 年 9 月 4 日に AIRS, IASI の全球解析での利用を開始した。メソ解析においても同様な方法での利用に向けた開発を行っている。ただし第 4.1.2 項で述べたとおり、現在利用しているのはハイパーサウンダの持つ情報の一部に過ぎず、予測精度の更なる改善のためには利用の拡充が課題である。具体的な例を以下に挙げる。

まず、水蒸気による吸収の大きなチャンネルの利用が挙げられる。これらのチャンネルは、気温に加えて水蒸気の情報を持つため、対流圏での気温・水蒸気の解析精度の向上に寄与することが期待できる。一方で、

- 輝度温度が気温・水蒸気の両方の影響を受けるため、水蒸気の効果を選んで導入することにより、気温の情報が損なわれる恐れがある (エイリアシ

ンク問題)

- 観測演算子のヤコビアン¹⁰の形状が基本場に強く依存するため、基本場の精度がより厳しく求められる (非線形性)

- チャンネル間の誤差相関が大きい

などの困難さがある。

利用する波長帯を増加させる別のアプローチとして、主成分スコアを同化する方法がある。Matricardi and McNally (2014) は、IASI の主成分スコアを 20 個同化することで、165 個のチャンネルの輝度温度を同化する場合と同程度の解析精度が得られることを示している¹¹。計算の効率性はもちろん、チャンネル間誤差相関の大きい水蒸気帯の利用においても有効な方法であり、通常輝度温度同化と並行して調査すべき課題である。

陸域での利用拡大も重要な課題である。対流圏に感度がある赤外チャンネルを陸域で利用する難しさは、地表面温度又は射出率の影響と、雲の影響との区別が付きにくい点にある。このため陸域の利用は海外の数値予報センターでも限定的であるが、陸域での予測精度向上のために、陸域での対流圏チャンネルの利用に向けた開発を行う必要がある。

地球表面の 7 割程度は雲に覆われている (Wylie and Menzel 1999) ことから、雲放射の同化の重要性は明らかである。それだけでなく、予測の初期に誤差が成長しやすい領域は雲域と比較的高い相関があることも指摘されている (McNally 2002)。ただし、数値予報モデルにおける雲の再現性、雲の影響を考慮した高速放射伝達計算などの課題があるほか、水蒸気チャンネルに関して触れたエイリアシングや非線形性が、雲に関しては更に深刻な問題となる。赤外域の雲放射同化に向けた課題や気象庁での開発は第 4.5 節や岡本 (2011b) で紹介されている。

ECMWF など一部の数値予報センターでは、水蒸気チャンネルや、単純な条件下での雲放射の同化を現実化し、さらなる高度化にむけた開発が行われている。先行する数値予報センターの成果にも注視しつつ、上記のような課題に効率的に取り組まなければならない。

参考文献

Eyre, J. R. and W. P. Menzel, 1989: Retrieval of Cloud Parameters from Satellite Sounder Data: A Simulation Study. *J. Appl. Meteor. Climat.*, 267–275.
 石橋俊之, 2007: 観測誤差共分散行列の推定方法. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 191–201.
 Matricardi, M. and A. P. McNally, 2014: The direct assimilation of principal components of IASI spectra in the ECMWF 4D-Var. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 573–582.

¹⁰ 各層の気温・水蒸気などに対する輝度温度の微分。

¹¹ 主成分スコアは雲が無い地点のみ同化されたのに対し、輝度温度同化では、雲頂より上層に感度があるチャンネルや、一様に厚い曇天域での放射も同化されている。

- McNally, A. P., 2002: A note on the occurrence of cloud in meteorologically sensitive areas and the implications for advanced infrared sounders. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2551–2556.
- 岡本幸三, 1999: TOVS 以外のサウンダ. 数値予報課報告・別冊第 45 号, 気象庁予報部, 65–69.
- 岡本幸三, 2007: ATOVS 直接同化. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 58–70.
- 岡本幸三, 2011a: ハイパースペクトル赤外サウンダ. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 25–36.
- 岡本幸三, 2011b: 赤外雲域同化. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 84–92.
- 佐々木徹, 江崎雄治, 小林ちあき, 菊池康友, 藤田建, 安達正樹, 眞木貴史, 中野辰美, 赤木万哲, 池田友紀子, 青木輝夫, 2006: 紫外線予測情報提供業務の開始について. 測候時報・第 73 巻 気象庁, 155–196.
- 佐藤芳昭, 2007: 変分法バイアス補正. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 171–175.
- Saunders, R., J. Hocking, P. Rayner, M. Matricardi, A. Geer, N. Bormann, P. Brunel, F. Karbou, and F. Aires, 2012: RTTOV-10 science and validation report. URL https://nwpsaf.eu/deliverables/rtm/rtm_rttov10.html.
- 鈴木睦, 2001: 回折格子型センサー、フーリエ分光型センサー. 地球大気の分光リモートセンシング, 学会出版センター, 94–137.
- Wylie, D. P. and W. P. Menzel, 1999: Eight Years of High Cloud Statistics Using HIRS. *J. Appl. Meteor.*, 170–184.

4.2 マイクロ波サウンダ¹

4.2.1 はじめに

マイクロ波サウンダは気温や水蒸気の鉛直分布に感度を持ち、全球にわたって観測データが得られることから、数値予報システムに欠かせないデータとなっている。本節では、マイクロ波サウンダの輝度温度データの気象庁の数値予報システムでの利用状況と、現在利用に向けて開発を進めているマイクロ波サウンダ ATMS について簡単に紹介する。

4.2.2 数値予報システムでの利用

気象庁の全球解析では、2003年5月にマイクロ波サウンダによる輝度温度データの同化を開始した(計盛・岡本 2004)。その後も変分法バイアス補正の導入や、その説明変数の見直し、観測誤差の調整、雲判定や降水判定処理の改良、海岸域データの利用改良、陸域データの利用、放射伝達モデルの更新、利用チャンネルの拡大など、様々な改良を重ねている(計盛ほか 2005; Owada 2006; Okamoto 2007; Kazumori 2009, 2012; 米原 2014)。なお、マイクロ波サウンダについての概要や同化によるインパクトについては岡本(2007)を参照されたい。

メソ解析では、2010年12月より輝度温度データの同化を開始した(計盛 2011)。これ以降、全球解析とメソ解析で輝度温度データの利用開発は並行して進められている。

全球、メソ解析共に、新規衛星データの追加、あるいは品質の悪化したデータの利用の中止なども適宜行っている。表 4.2.1 にマイクロ波サウンダの輝度温度データの解析での利用状況を示す。また、新しく配信が開始された直接受信データ²についてもデータ品質の確認後に随時追加している。なお、衛星やセンサに関する情報は WMO/OSCAR のウェブページ³ に詳しいので適宜参照されたい。

表 4.2.1 には、数値予報システムで利用していないセンサについても記述してある。次項で述べる ATMS 以外についても、データの品質を調査しながら利用に向けた開発を進めていく必要がある。

4.2.3 ATMS

ATMS は米国の衛星 Suomi-NPP に搭載されているマイクロ波サウンダであり、2017、2022年にそれぞれ打ち上げが予定されている衛星 JPSS-1、JPSS-2にも搭載される予定となっている。

ATMS は、酸素分子の吸収帯である 60 GHz 付近のチャンネル(ch3~15)と、水蒸気の吸収帯である 183 GHz 付近のチャンネル(ch17~22)の両方を搭載して

いる。主要諸元については岡本(2007)を参照されたい。ATMS には、現在気象庁の数値予報システムで利用している AMSU-A、MHS とほぼ同等の周波数のチャンネルが搭載されているほか、いくつかのチャンネルが追加されている。

Bormann et al. (2012) や Collard et al. (2012) などで指摘されているとおり、ATMS の観測値はノイズが大きいことが確認されている。このノイズは、ATMS の低雑音増幅器⁴の利得(ゲイン)の $1/f$ 揺らぎに起因すると考えられている。図 4.2.1 に、NOAA-19/AMSU-A の ch10 と ATMS の ch11 の D 値(観測値と第一推定値の差)の分布例を示す。なお、両チャンネルの観測中心周波数は等しい。AMSU-A ではスキャン位置に依存するバイアスが大きい、補正後にはスキャンの左右でほぼ一様になっている⁵。一方、ATMS ではスキャンバイアス補正後にも非常に細かいノイズが残っている。この例では、AMSU-A と ATMS のスキャンバイアス補正後の D 値の標準偏差は、それぞれ 0.22 K、0.49 K となっている。このノイズを除く手法として、単純に近接 3×3 の観測点で平均する方法(Bormann et al. 2012)、空間ガウシアンフィルタ(Ruston et al. 2013)、Backus-Gilbert 法によるリマッピング(Zou et al. 2014)などがある。ここではノイズを除くために空間ガウシアンフィルタを用いた。これは衛星データの処理パッケージである AAPP に実装されており(Atkinson 2011)、周波数空間でのフィルタリングのために以下のような処理を行う。

1. 高速フーリエ変換(FFT)を行うために、水平2次元の観測データを、各次元で2の冪乗となるような配列に格納する。
2. ビーム形状がガウシアン特性であることを仮定し、入出力⁶の変調伝達関数⁷(MTF)を計算する。
3. FFTにより2次元データを周波数領域に変換する。
4. 入力 MTF で除し、出力 MTF を乗じる。
5. 2次元データに逆フーリエ変換する。

この処理により D 値の標準偏差は 0.19 K となり、細かいノイズは除かれた。しかしながら、図 4.2.1 で分かるように、衛星の進行方向に対して縞状のノイズが未だ残っている。このチャンネル以外でも、同様の縞状のノイズが確認されている(図略)。このノイズが衛星データ同化の前処理(品質管理)に影響を及ぼしている例を確認しており、現在調査を進めているところである。

⁴ 高周波を増幅する。

⁵ 正のバイアスが残っているが、これは変分法バイアス補正(佐藤 2007)により取り除かれる。

⁶ 元の観測のビーム幅を 1.11° 、出力のビーム幅を(デフォルトで) 3.3° とする。

⁷ 点光源に対する光学的な応答を表す関数を点広がり関数(PSF)と呼ぶ。PSF に 2次元フーリエ変換を施した結果を光学伝達関数(OTF)と呼ぶ。OTF は複素関数であり、その絶対値を MTF、位相成分を位相伝達関数(PTF)と呼ぶ。等方的(原点对称)な PSF の場合は位相成分は零であり、MTF だけで解像特性を評価することが可能である。

¹ 江河 拓夢

² 世界各地の衛星受信処理局が受信・処理・配信している、観測後の時間ロスがほとんど無いデータで詳しくは大和田(2007)参照。米国環境衛星資料情報局(NESDIS)などで受信される全球データとキャリブレーション・ナビゲーション処理が異なり、品質に違いがある。

³ <http://www.wmo-sat.info/oscar/spacecapabilities>

表 4.2.1 マイクロ波サウンダの輝度温度データの利用状況。センサ名欄の * 印は 2015 年 1 月現在全球・メソ解析で同化に利用されていることを表す。

衛星名	センサ名	衛星 打上げ日	全球解析での 輝度温度利用 開始日	備考
NOAA-15	AMSU-A*, AMSU-B	1998/05/13	2003/05/18	2010/09/01 AMSU-B 品質悪化のため利用停止
NOAA-16	AMSU-A, AMSU-B	2000/09/21	2003/05/18	2009/05/01 AMSU-B 品質悪化のため利用停止、2014/06/09 衛星運用終了
NOAA-17	AMSU-A, AMSU-B	2002/06/24	2004/12/02	2003/10/28 AMSU-A 測器異常で機能停止、2009/12/16 AMSU-B 測器異常、2013/04/10 衛星運用終了
NOAA-18	AMSU-A*, MHS*	2005/05/20	2007/04/18	
NOAA-19	AMSU-A*, MHS*	2009/02/06	2009/12/09	
Aqua	AMSU-A*, HSB	2002/05/04	2005/03/10	2003/02/05 HSB 測器異常
Metop-A	AMSU-A*, MHS*	2006/10/19	2007/11/21	
Metop-B	AMSU-A*, MHS*	2012/09/17	2013/11/28	
Suomi-NPP	ATMS	2011/10/28	—	
Megha-Tropiques	SAPHIR	2011/10/12	—	
DMSP-F16	SSMIS	2003/10/18	2009/07/28	2010/10/15 品質悪化のためサウンダチャンネルの利用停止
DMSP-F17	SSMIS	2006/11/04	—	
DMSP-F18	SSMIS	2009/10/18	—	
DMSP-F19	SSMIS	2014/04/03	—	データ配信はまだ行われていない
FY-3A	MWTS, MWHS	2008/05/27	—	2013/05/06 MWTS 観測停止、2014/05/04 MWHS 観測停止
FY-3B	MWTS, MWHS	2010/11/04	—	2014/02/21 MWTS 観測停止
FY-3C	MWTS-2, MWHS-2	2013/09/23	—	

参考文献

- Atkinson, Nigel C., 2011: Annex to AAPP scientific documentation: Pre-processing of ATMS and CrIS, Version 1.0. *NWP SAF, Doc ID: NWPSAF-MO-UD-027*, 13 pp.
- Bormann, N., A. Fouilloux, and W. Bell, 2012: Evaluation and assimilation of ATMS data in the ECMWF system. *ECMWF Tech. Memo.*, **689**, 15 pp.
- Collard, A., J. Derber, R. Treadon, N. Atkinson, J. Jung, and K. Garrett, 2012: Toward assimilation of CrIS and ATMS in the NCEP Global Model. *International TOVS Study Conference-XVIII, Toulouse, France, 21-27 March 2012*.
- Kazumori, M., 2009: Impact Study of the RTTOV-9 Fast Radiative Transfer Model in the JMA Global 4D-Var Data Assimilation System. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 1.21–

- 1.22.
- 計盛正博, 2011: メソ解析における衛星観測輝度温度データの同化. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 3–8.
- Kazumori, M., 2012: Assimilation experiments involving surface-sensitive microwave radiances in JMA's global data assimilation system. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 1.11–1.12.
- 計盛正博, 岡本幸三, 2004: ATOVS 輝度温度の直接同化. 数値予報課報告・別冊第 50 号, 気象庁予報部, 93–104.
- 計盛正博, 大和田浩美, 福田和代, 2005: ATOVS レベル 1C 輝度温度の直接同化. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 82–89.
- 岡本幸三, 2007: ATOVS 直接同化. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 58–70.
- Okamoto, K., 2007: Improvement of ATOVS radiance assimilation. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos.*

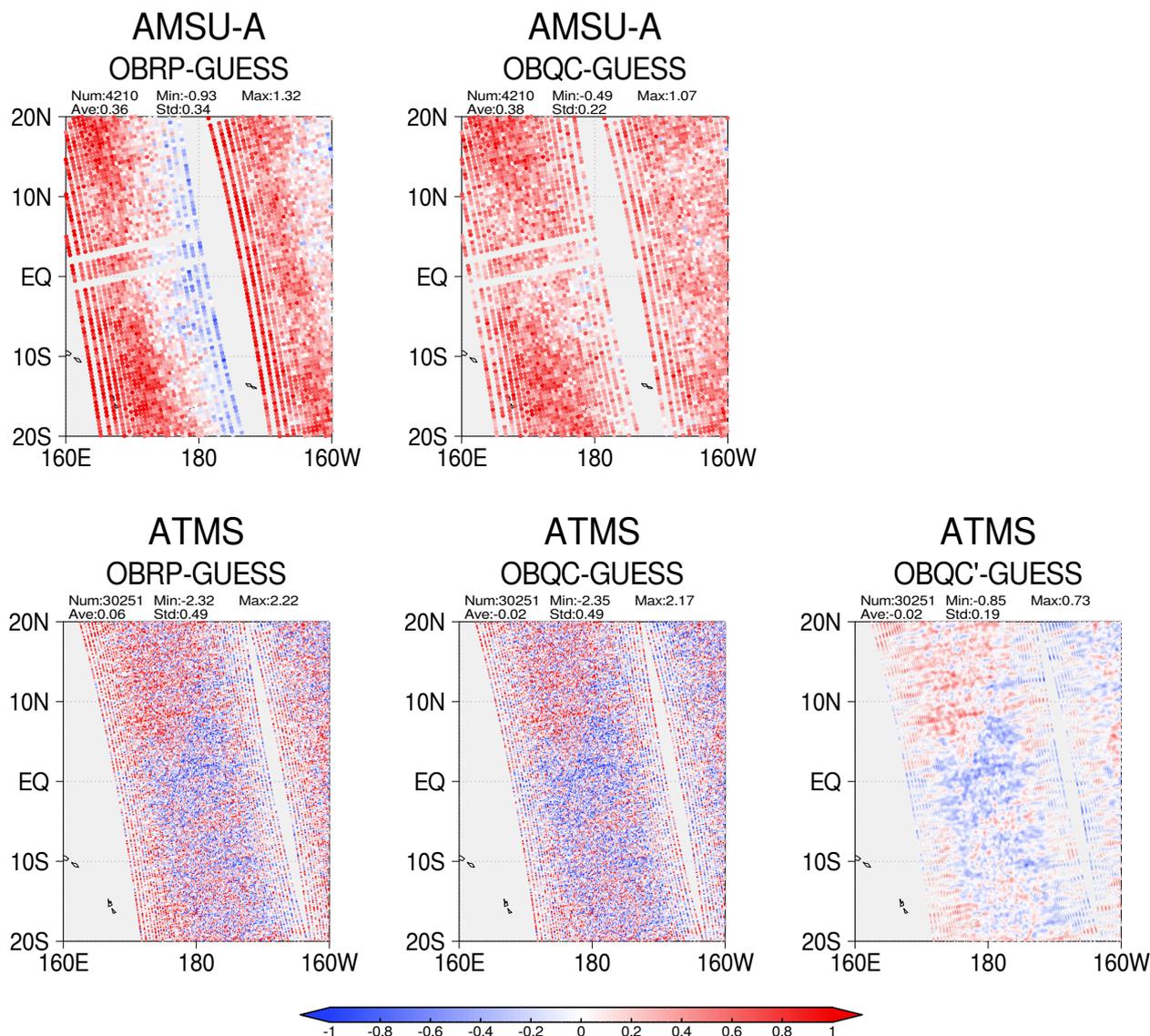


図 4.2.1 NOAA-19/AMSU-A ch10 と ATMS ch11 の D 値(観測値と第一推定値の差)分布の例。上段の左から順に、AMSU-A の D 値、スキャンバイアス補正後の AMSU-A の D 値、下段の左から順に、ATMS の D 値、スキャンバイアス補正後の ATMS の D 値、ガウシアンフィルター処理後の ATMS の D 値 [K]。

Oceanic Modell., 1.13–1.15.

Owada, H., 2006: A new thinning scheme based on one-hour time slots in 4D-Var for ATOVS assimilation. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 1.25–1.26.

大和田浩美, 2007: AP-RARS. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 75–80.

Ruston, B., S. Swadley, N. Baker, and R. Langland, 2013: Satellite Data Assimilation Updates in Navy's New Global Prediction System. *JCSDA Quarterly*, **45**, 1–4.

佐藤芳昭, 2007: 変分法バイアス補正. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 171–175.

米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–3.

Zou, X., F. Weng, and H. Yang, 2014: Connecting the Time Series of Microwave Sounding Observations from AMSU to ATMS for Long-Term Monitoring of Climate. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **31**, 2206–2222.

4.3 マイクロ波イメージャ¹

4.3.1 はじめに

マイクロ波イメージャは、地球大気や地表面からのマイクロ波放射を観測するセンサーである。マイクロ波イメージャによる観測データは、海上では昼夜を問わず雲域でも大気中の水蒸気量の情報が得られる貴重なデータである。このため、現在の気象庁の数値予報システムの全球解析とメソ解析では、マイクロ波イメージャによる観測データが同化されており、今後も継続的に利用する必要がある。同化されている要素は、全球解析、メソ解析ともに海上の晴天域の輝度温度データである。メソ解析では、海上の降水域で輝度温度から算出された降水強度も同化されている。利用されているマイクロ波イメージャは、日本の GCOM-W 衛星の AMSR2、米国の DMSP 衛星 (16 号、17 号、18 号) の SSMIS、TRMM 衛星の TMI である。AMSR2 は、米国の Aqua 衛星に搭載された日本のセンサー AMSR-E の後継機で 2013 年 9 月 12 日より気象庁の数値予報システムで利用が開始された (Kazumori and Egawa 2014)。DMSP 衛星の SSMIS については、19 号が 2014 年 3 月 4 日に打ち上げられており、データ配信が開始され次第、品質確認を行い利用開始する予定である。TMI は、運用終了間近 (2015 年 4 月終了見込み) であり後継機となる米国の GPM 衛星の GMI が 2014 年 2 月 27 日に打ち上げられ、同年 3 月 20 日より JAXA から気象庁へデータ配信が開始された。このようにマイクロ波イメージャは、日米のセンサーが世代交代しつつ長期間に渡って観測を継続している。太陽非同期軌道で観測を行う GPM 衛星の GMI からは、TMI と同様に他の太陽同期極軌道衛星では得られない様々な地方時での観測データが得られ、水蒸気の解析場、予報場の精度向上に資すると考えられることから早期に利用開始することが望ましい。

以降では、最近データ配信が開始された GMI データについて、気象庁の数値予報システムでの利用に向けた開発の現状を報告する。

4.3.2 GPM/GMI

GPM 衛星は、JAXA と NASA が共同で行っている全球降水観測 (GPM) 計画の中心となる衛星 (コア衛星) である。全球降水観測計画では、コア衛星をレファレンスとして相互校正された複数のマイクロ波放射計²を利用して、3 時間毎の全球の降水分布が算出される。

GMI は、他の衛星搭載のマイクロ波イメージャ同様、地球からのマイクロ波放射を観測する。観測する周波数帯 (チャンネル) を表 4.3.1 にまとめた。表には、比

表 4.3.1 GMI 及び現在利用中のマイクロ波イメージャの観測周波数一覧。単位は GHz。下線は、気象庁の解析システムで同化中のチャンネルを表す。バンド名は、マイクロ波周波数帯を区別するために通常用いられている名称。偏波は観測されるマイクロ波放射が、垂直偏波 (V) か水平偏波 (H) であることを示す。AMSR2 の 89 GHz チャンネルの入射角の異なる 2 種類のものは、89A と 89B で示す。GMI の 183.31±3 等の表記は、水蒸気の吸収線 183.31 GHz の両側で測定されていることを意味する。

バンド名	偏波	センサー名			
		AMSR2	GMI	TMI	SSMIS
C	V	6.925			
	H	6.925			
	V	7.3			
	H	7.3			
X	V	10.65	10.65	10.65	
	H	10.65	10.65	10.65	
Ku	V	<u>18.7</u>	18.7	<u>19.35</u>	<u>19.35</u>
	H	18.7	18.7	19.35	19.35
K	V	<u>23.8</u>	23.8	<u>21.3</u>	<u>22.235</u>
	H	23.8			
Ka	V	<u>36.5</u>	36.64	<u>37.0</u>	<u>37</u>
	H	36.5	36.64	37.0	37
W	V	<u>89A</u>	89	<u>85.5</u>	<u>91.655</u>
	H	89A	89	85.5	91.655
	V	89B			
	H	89B			
	V		166		
	H		166		
	V		183.31±3		
	V		183.31±7		

較のため現在利用中の AMSR2、SSMIS、TMI についても載せている。GMI は、TMI の後継になるが、観測に用いられる周波数は AMSR2 に近い。また、これまでと同様の観測周波数のチャンネルに加え、166 GHz (大気の窓領域³) と 183 GHz (水蒸気吸収線) のチャンネルが追加されている。

図 4.3.1 は、GMI の各チャンネル毎に標準大気での荷重関数の値を表示したものである。マイクロ波領域では、低周波チャンネル 10.65 GHz は、大気に感度がほとんどないが、新しく追加された水蒸気の吸収線近くのチャンネル 183±3、183±7 GHz は、対流圏中上層に感度があることがわかる。166 GHz の大気の窓領域のデータから固体降水の情報が得られる (高い周波数チャンネルは大気中の固体降水による散乱⁴の影響を

¹ 計盛 正博

² 一般に地球大気や地表面からのマイクロ波放射を観測するセンサーは、マイクロ波放射計 (Microwave Radiometer) と呼ばれるが、そのイメージング機能に着目する場合は、マイクロ波イメージャ、鉛直探査機能に着目する場合は、マイクロ波サウンダと区別する場合がある。また、一つのセンサーにイメージャ用のチャンネルと鉛直探査用のチャンネルの両方をもつセンサー (例えば SSMIS) も存在する。

³ 地球大気によるマイクロ波放射の主な吸収には 23 GHz と 183 GHz に水蒸気吸収、60 GHz 帯と 118 GHz に酸素吸収がある。これらの強い吸収帯から離れた周波数での観測チャンネルは、マイクロ波域での大気の窓チャンネルと言える。

⁴ 電磁波の波長と大気中の粒子の大きさが同程度の場合は、電磁波は、粒子によって Mie 散乱されることが知られている。マイクロ波放射は、周波数では 3~300 GHz、波長だと 100~1 mm である。降水粒子の大きさは、およそ 1~2 mm 程度である。このためマイクロ波でも高周波チャンネル (89

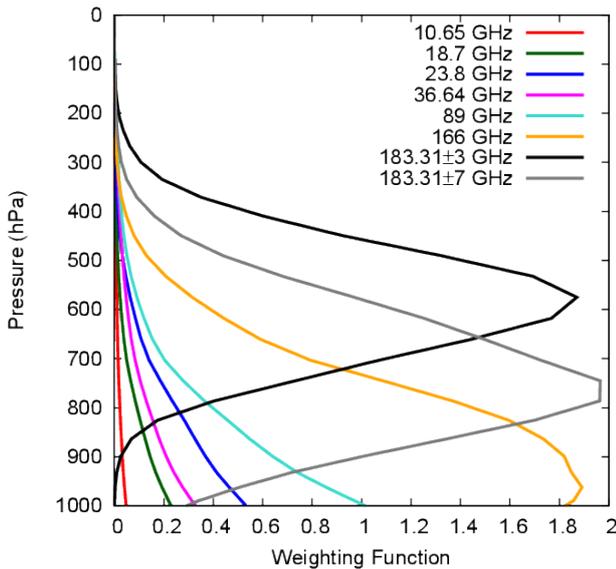


図 4.3.1 標準気中での GMI の観測周波数ごとの荷重関数の値。色はチャンネルの違いを表す。

受ける) ので、両者を合わせて利用することで高緯度の降雪をより精度良く観測できると考えられている。

このため GPM 衛星の GMI は、より高緯度の領域での観測も行うために TRMM 衛星とは異なる軌道で観測を行っている。両者の違いを示すため 2014 年 7 月 7 日の 1 日分の GPM 衛星 GMI と TRMM 衛星 TMI のデータを図 4.3.2 に示す。色は 23 GHz の水蒸気吸収帯のチャンネルの観測輝度温度の値を示す。図 4.3.2 の (a)、(b) をみると、観測可能範囲が TMI では中緯度 (緯度 38 度) 付近までだったものが、GMI では高緯度 (緯度 71 度) までになっていることがわかる。日本付近の (c)、(d) からは、TMI では、東北地方南部がデータが得られる北限だったが、GMI では、北はオホーツク海までデータが得られるようになることがわかる。ただし、GMI では、高緯度のデータが得られる反面、低中緯度の観測頻度が、TMI より減少する。

4.3.3 全球解析での利用

現在の気象庁の全球解析では、雲や降水の影響を受けていない海上の輝度温度データのみが同化されている。このため以下では、海上晴天域の輝度温度データについて述べる。

新規観測データを同化システムで追加利用する場合、データの品質を確認する必要がある。GMI 輝度温度データの品質を確認するため、既に利用中の AMSR2 輝度温度データと比較した。観測データの品質評価には、観測値と第一推定値の差 (First Guess (FG) departure) を用いた。輝度温度データの第一推定値とは、予報モデルが出力する第一推定値の気温や水蒸気のプロファイルなどから放射伝達モデルにより求められた輝度温度 (計算輝度温度) である。図 4.3.3 に、品質管理の結果、GHz より大きい領域) では、大気や地表面からの放射が、大気中の降水粒子により散乱される。この結果、センサーに到達する放射強度が減衰し、観測される輝度温度の値が低下する。

海上データで晴天と判定されたデータについて GMI (上段) と AMSR2 (下段) の観測輝度温度と計算輝度温度の差の頻度分布を示した。線の色はチャンネルの違いを表す。なお、同化に用いる際は、変分法バイアス補正により第一推定値に対してのバイアスが補正される。バイアス補正前は (図中の点線)、バイアスが大きい、バイアス補正後の値でみると、センサー間で大きな違いは見られない。また標準偏差もほぼ同等であり、全球の海上の晴天域データでみる限り GMI と AMSR2 には大きな品質の違いはないと言える。

次に全球解析に GMI を追加した場合の影響調査のためにデータ同化実験を行った。ここでは、既存のマイクロ波イメージャの輝度温度データの利用方法と同じ手法で GMI を追加した結果を示す。他のマイクロ波イメージャと公平にデータ追加時の影響を比較するため、GMI に新しく追加された高周波チャンネルは利用していない。他の既存のマイクロ波イメージャと同様、データの間引き間隔は 200km、観測誤差は FG departure の統計から得られる標準偏差の 4 倍に設定し、海上晴天データのみを同化する設定とした。対流圏下層の水蒸気情報をもつ観測データを現在の全球モデルに同化した場合、第一推定値の水蒸気量は、高湿潤域で少ない傾向にあるので観測に合うように増加する方向に修正される。しかし、現時点での全球モデルの積雲対流スキームでは、増加分の水蒸気量を予報初期で過度に凝結させて過剰な降水として落下させてしまい、場を大きく崩してしまう問題がある。この問題が発現しないように経験的に上記のデータ間引き間隔、観測誤差の値が設定されている。

GMI の輝度温度データを追加した全球解析を 2014 年 6 月 10 日 ~ 8 月 11 日の期間に対して実行し、作成された 6 月 20 日 ~ 7 月 31 日の毎 12UTC 初期値から全球予報を行った。これをテストとし、コントロールとして GMI データを同化しない実験も行った。実験には、2014 年 9 月時点での気象庁の現業数値予報システムと同等のシステムを用いた。

その結果、期間平均した気温や高度の解析場、予報場には、大きな差は見られなかった (図略)。水蒸気場については、日々の解析場や予報場に差は見られるが、地域特性は見られず、期間平均でも違いは小さかった。また、予報場の初期値に対するバイアス、RMSE にも大きな差はなかった (図略)。

日々の解析場や予報場の違いを検証するため、既存の衛星データの第一推定値との差 (FG departure) を比較した。この検証手法については、第 4.9 節も参照願いたい。FG departure と、観測輝度温度と解析値から計算された輝度温度との差である AN departure (analysis departure) について二乗平均平方根 (RMS) を求め、コントロールに対してテストの RMS がどの程度変化したのかを図 4.3.4 に示す (RMS の減少が改善、増加が改善)。

図 4.3.4 に示される結果からは、以下のことがわかる。

- GMI と同種のマイクロ波イメージャの AN depar-

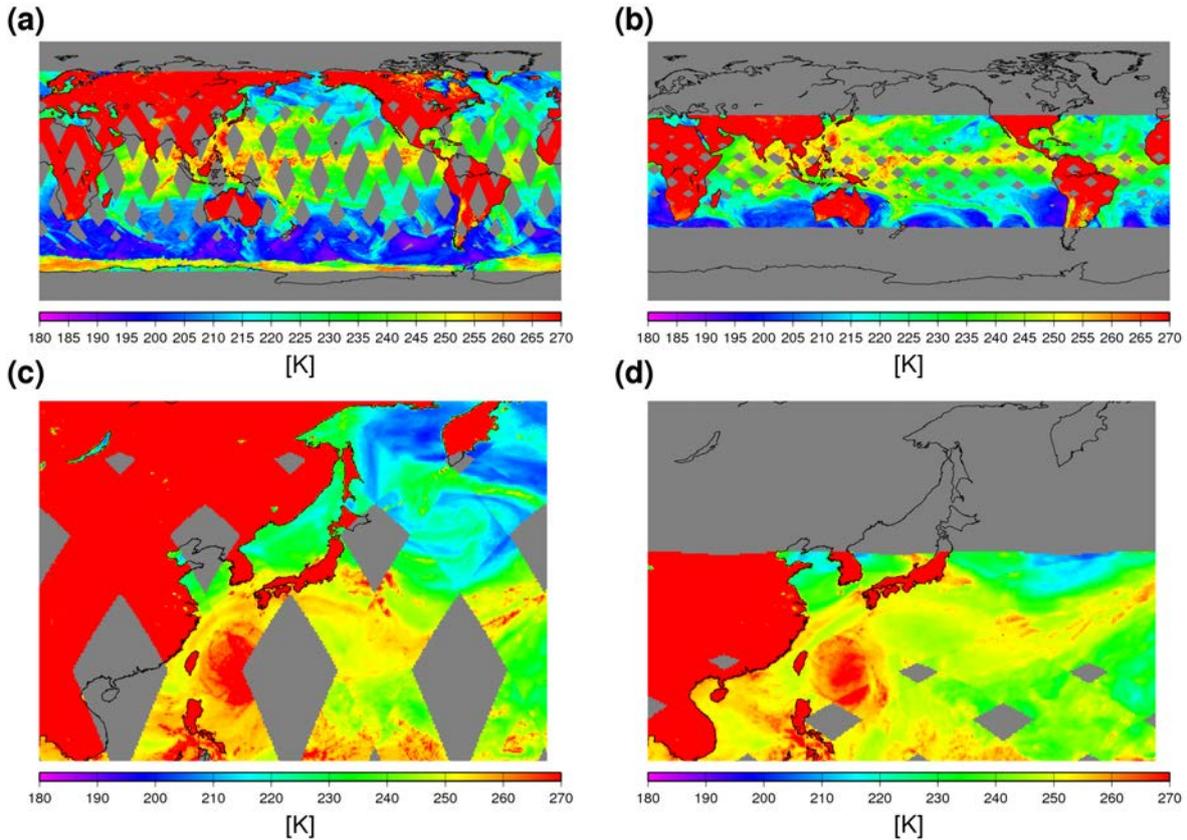


図 4.3.2 2014 年 7 月 7 日の GMI と TMI の 1 日分の輝度温度データ。(a): 全球 GMI、(b): 全球 TMI、(c): 日本付近拡大 GMI、(d): 日本付近拡大 TMI。GMI は、23.8 GHz、TMI は、21.3GHz で共に垂直偏波チャンネル。灰色のエリアは、データの空白域。

ture, FG departure が共に減少していることからテストの解析値、第一推定値の水蒸気場が改善していること

- 気温に感度のある AMSU-A のチャンネル 11 (図中のラベル CH11 で表示) の AN departure に悪化が見られるが、悪化の程度は小さく、その他の AMSU-A のチャンネルの AN departure には大きな差は見られない。FG departure に大きな差は見られないことから気温場への影響は小さいこと

他の観測データ (ラジオゾンデ観測の気温、相対湿度、風や、大気追跡風 AMV) については、統計的に有意な差は現れなかった。レファレンスとしたマイクロ波イメージャのデータが海上データであり、主に陸上に存在するラジオゾンデの相対湿度には統計的に有意な差がみられないことから、GMI 追加による影響は、解析、予報初期で主に海上の水蒸気場を改善させるものであり、既存のマイクロ波イメージャの観測情報と整合していると言える。

4.3.4 メソ解析での利用

メソ解析では、マイクロ波イメージャの晴天輝度温度と降水強度を海上で同化している。メソモデルは、全球モデルよりも水平解像度が高い (メソ 5 km、全球 20 km) ので、輝度温度データが持つ高解像度の情報を

生かすためメソ解析での輝度温度データの間引き間隔は 45 km に設定している。GMI 輝度温度データをメソ解析に追加利用した場合の影響をみるためデータ同化実験を行った。降水域では輝度温度から算出した降水強度データを他のマイクロ波イメージャと同様に利用した。期間は 2014 年 6 月 26 日 ~ 7 月 14 日である。メソ解析は、3 時間の同化窓で 1 日 8 回行われる。このため 1 回の解析で利用できるマイクロ波イメージャのデータは限られている。通常、マイクロ波イメージャが搭載されている極軌道衛星 1 機による、ある地点の観測は 1 日 2 回である。一方、太陽非同期である GPM 衛星搭載の GMI は、観測の地方時が変化するため、時期によってメソモデル領域を観測する時刻が変化する。図 4.3.5 は、2014 年 7 月 2 日 21UTC のメソ解析で利用可能なマイクロ波イメージャのデータ分布である。上段は降水強度 (地上レーダーから求められた降水強度を含む)、下段が輝度温度の分布である。左列の図が現業数値予報システムでのデータ分布、右列の図が GMI データを追加した場合の分布である。現システムでは、マイクロ波イメージャの輝度温度データは、DMSP 16 号の SSMIS だけが利用可能であるが、GMI データの追加により、利用可能なデータの分布が拡大することがわかる。降水強度データについては、毎時の解析雨量が利用されているため沿岸部ではデータ分布に大きな差

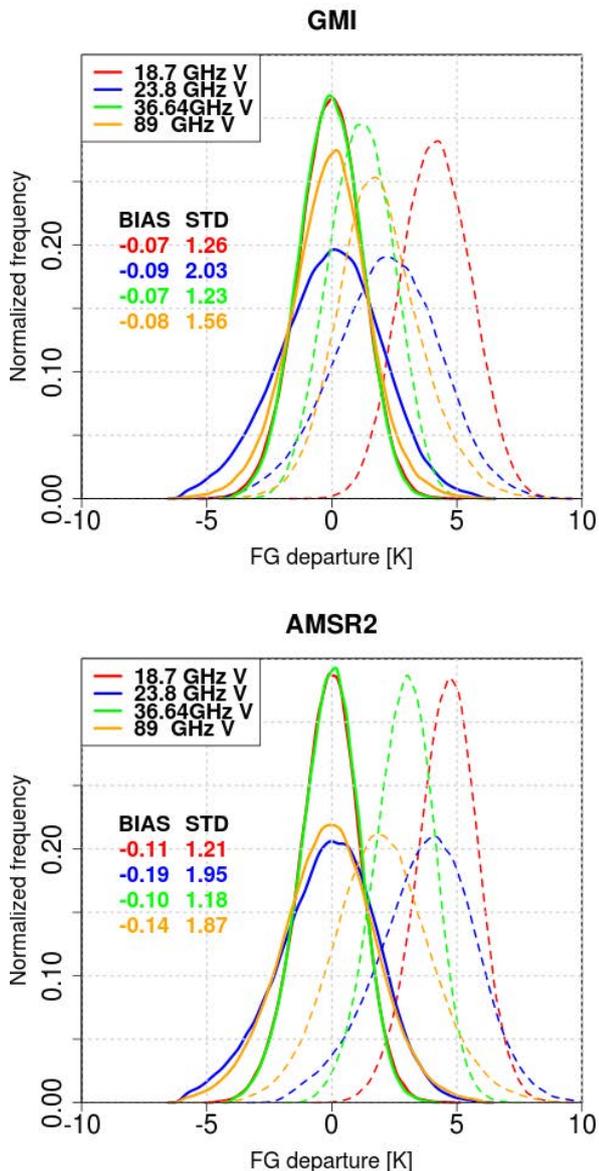


図 4.3.3 期間 2014 年 6 月 10 日~8 月 11 日の GMI の観測輝度温度と計算輝度温度の差の頻度分布 (上図)。点線がバイアス補正前、実線がバイアス補正後。色はチャンネルの違いを示す。各チャンネル毎にバイアス補正後のバイアス (BIAS)、標準偏差 (STD) を図中に示す。単位は K。下図は AMSR2 についての結果。

はない。ただし、地上レーダーの観測範囲外に存在する降水が GMI によって観測され同化される例もある。これまで得られている実験結果からは、GMI データを追加することで、全球解析に追加した場合と同様に他のマイクロ波イメージャの AN departure, FG departure の RMS が減少することがわかった (図略)。これは、レファレンスとしたマイクロ波イメージャのデータが海上で利用されているデータであることから、解析場、予報場 (第一推定値) の海上水蒸気の精度の改善が得られていることを意味する。

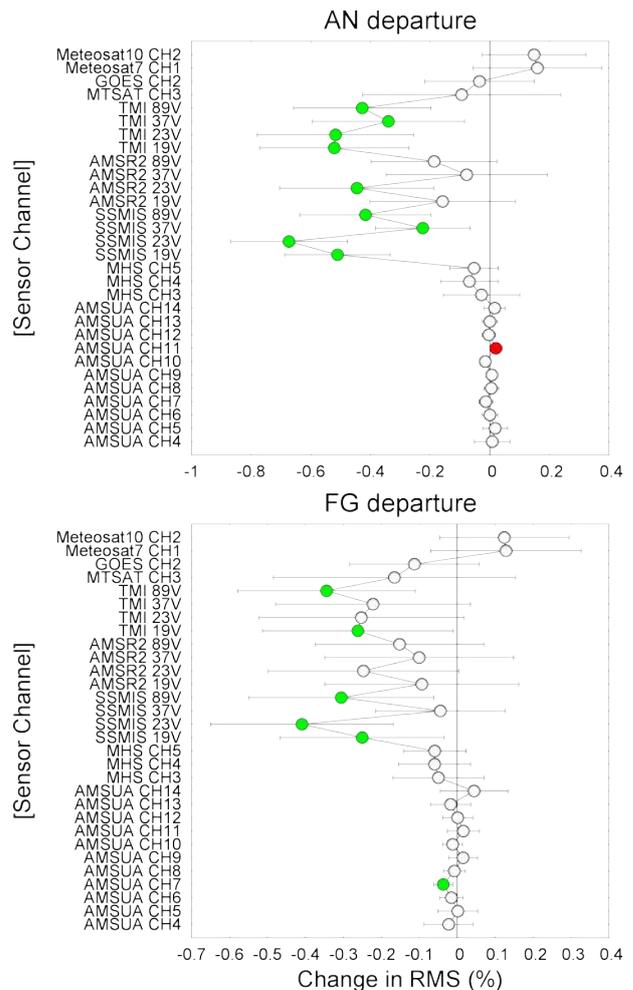


図 4.3.4 GMI データを全球解析に追加した場合の他の輝度温度データの AN departure (観測輝度温度と解析場から計算された輝度温度との差、上図) と FG departure (観測輝度温度と第一推定値の場合から計算された輝度温度との差、下図) の RMS の変化率 (%)。レファレンスとして GMI データを追加しない場合の RMS を使用。縦軸は、センサー名とチャンネル名。横棒は、95%の信頼区間を表し、統計的に有意な改善 (RMS の減少) を緑、改悪 (RMS の増加) を赤で示す。

4.3.5 まとめと今後の予定

この節では、2014 年 3 月からデータ配信が開始された GMI データについて品質調査の結果とデータ同化による影響調査のための初期実験結果を示した。

GMI の輝度温度データは、他の既存マイクロ波イメージャ (AMSR2) と同等の品質を持っており、GPM 衛星の太陽非同期の軌道により様々な地方時の観測データである。このため、既存の観測データの空白域を時空間的に埋めることが可能である。まだ十分な冬期データがなく冬期間の影響調査ができないため、現業数値予報システムで利用するのは時期尚早であるが、夏期、冬期の降水予測への影響調査を継続し、早期利用開始を目指す必要がある。

また今回示した初期実験結果では、他のマイクロ波イメージャと公平に比較するため GMI で新規に追加さ

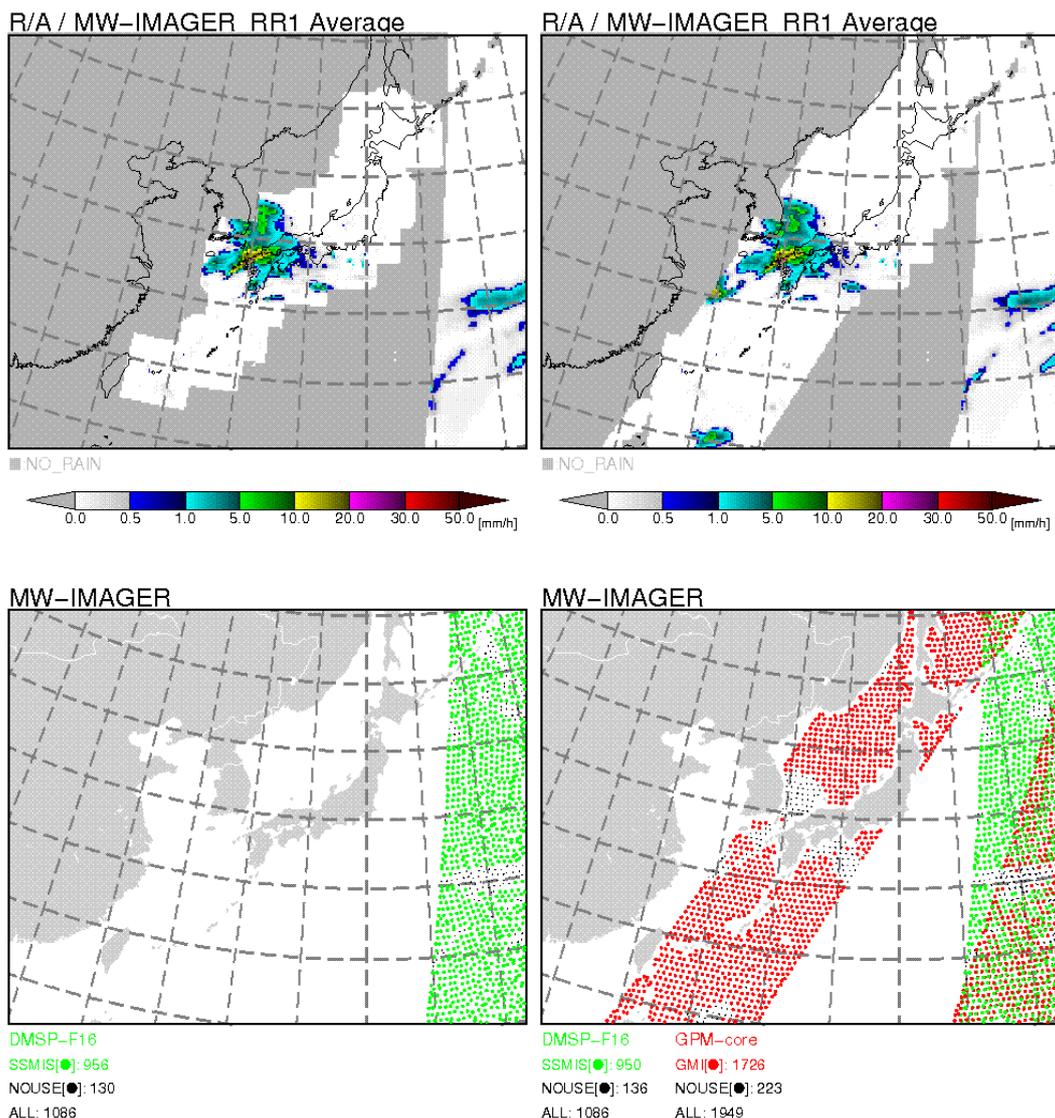


図 4.3.5 マイクロ波イメージャのデータ分布例。2014 年 7 月 2 日 21UTC のメソ解析に利用可能なデータ。上段が降水強度 (解析雨量のデータを含む) で、色は降水強度の値を示す。下段が晴天域輝度温度データ。色はセンサーの違いを示す。緑は DMSP 16 号の SSMIS、赤は GMI。左列は、現システム、右列は、GMI を追加した場合。

れた観測周波数 (高周波チャンネル) は、利用しなかった。マイクロ波水蒸気サウンダ MHS の同種チャンネルは利用しているので、今後、これらの新しいチャンネルのデータの追加についても実験で影響を確認し、利用開始する予定である。183 GHz の水蒸気吸収帯にある 2 チャンネルからは対流圏中、下層の水蒸気分布の情報が得られ、大気窓にあたる 166 GHz のチャンネルからは固体降水の情報が得られる。これらの雲や降水の情報を持つチャンネルを有効に利用するため、将来的には晴天域の輝度温度同化から全天候輝度温度同化へ移行する必要がある。ECMWF では、183 GHz 帯での観測チャンネルをもつ SSMIS、MHS の輝度温度データを 4 次元変分法で全天候下で同化することで解析、予報の水蒸気分布のみならず風の場の改善が得られることが示されている (Geer et al. 2014)。これは、同化窓の中のある時刻、地点での水蒸気の観測情報が

同化されることにより、その点での水蒸気だけでなく、その場を実現するように、時空間的に上流の場 (例えば風の場合) も同時に修正されることによる改善である。4 次元変分法での数値予報モデルを介した移流や水物質の相変化がある領域 (雲・降水域を含む全天候下) での、これらのチャンネルの利用は、気象庁の数値予報システムにおいても予測精度向上のために重要になってくると思われる。

参考文献

- Geer, A. J., F. Baordo, N. Bormann, and S. English, 2014: All-sky assimilation of microwave humidity sounders. *ECMWF Tech. Memo.*, **741**.
- Kazumori, M. and T. Egawa, 2014: Assimilation of GCOM-W1/AMS2 radiance data in JMA's NWP systems. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **44**, 1–07.

4.4 静止気象衛星赤外イメージャ¹

4.4.1 晴天輝度温度データの同化

気象庁数値予報システムのグローバル解析とメソ解析では、静止気象衛星の赤外イメージャから得られる晴天放射輝度 (CSR: Clear Sky Radiance) から等価黒体温度に変換した輝度温度を同化している。輝度温度同化では、数値予報モデルが出力する気温、水蒸気のプロファイル及び地表面情報を用いて放射伝達モデルにより輝度温度を計算し、観測輝度温度と比較する。放射伝達モデルには、EUMETSAT の NWP SAF で維持開発されている RTTOV を用いている。現状では晴天域での輝度温度のみ利用しており、雲域での同化については開発を進めているところである (第 4.5 節参照)。雲域での赤外イメージャの輝度温度データの同化では、第一推定値が与える雲の情報の精度、放射伝達モデルの計算精度や雲域輝度温度データの観測誤差の設定、空間代表性の取扱いなど、数値予報モデルに求められる精度や同化の際に考慮すべき事項が多い。雲域の解析精度の向上は、数値予報精度の改善に直結するため、各数値予報センターでも精力的に雲・降水域輝度温度同化の開発が進められている (Bauer et al. 2011)。

同化に用いている CSR データは、赤外の水蒸気チャンネル 6.7 μm の波長での観測データである。この水蒸気チャンネルは、対流圏中上層の水蒸気に感度がある。水蒸気の鉛直プロファイルは熱帯と中高緯度で大きく異なり、同じ緯度帯でもモデル領域内の乾燥域と湿潤域とで異なるため、CSR データ同化の影響は環境場に依存する。

標準大気と代表的な 3 種類 (中緯度:緯度 20 ~ 60 度、低緯度:北緯 20 ~ 南緯 20 度、高緯度:緯度 60 度より高緯度) の大気プロファイルについてその違いをみる。図 4.4.1(a) に気温、(b) に水蒸気のプロファイルを示す。(c) は、それぞれの気象プロファイルでの大気の透過率から求められる MTSAT-2 の水蒸気チャンネルの荷重関数である。図 4.4.1(c) の荷重関数の大きさ (横軸) で示されるように同化に用いられる水蒸気チャンネルは、800 hPa より下層については、ほとんど感度がなく、低緯度 (水蒸気が多い) ほど上層に感度がある。また石橋 (2007) に示されているように水蒸気チャンネルのデータは、気温よりも水蒸気に大きな感度を持つ。この CSR データの気象庁のグローバル解析での利用 (2008 年 8 月開始) の詳細は、石橋 (2007) に記述されている。それ以降のデータ利用の変更点には、衛星の切り替え (GOES-12 から GOES-13、MTSAT-1R から MTSAT-2、GOES-11 から GOES-15、Meteosat-9 から Meteosat-10) と放射伝達モデル RTTOV の更新 (RTTOV-7 から RTTOV-10。この間に RTTOV-8、RTTOV-9 を利用) があるが、グローバル解析での CSR データ利用方法としては本質的な変更点はない。以下では、近年利用を開始したメソ解析における CSR データの利用の現状と利用の高度化に向けた開発状況について解説する。

4.4.2 メソ解析での CSR データの同化

メソ解析での輝度温度データ同化は、2010 年 12 月に開始された (Kazumori 2014)。これと同時に CSR データのメソ解析での利用が開始された。2014 年現在のメソ解析では、グローバル解析と同じ MTSAT の CSR データ (Uesawa 2009) を利用している。この CSR データは、MTSAT の 16 ピクセル \times 16 ピクセル (約 60 km) で構成される格子内の晴天ピクセルデータを平均化したもので、グローバル解析における 4 次元変分法で用いられている低解像度モデル (水平格子間隔約 55 km のインナーモデル) での利用を目的に作成されている。この平均化処理により、メソ解析のインナーモデルで表現できる高解像度 (水平格子間隔 15 km 相当) の観測情報が失われている。メソ解析で、CSR データがもつ情報をより有効に利用するためには、60 km 格子で平均化するのではなく、メソ解析のインナーモデルの解像度 15 km 格子での平均化、あるいは、オリジナルの観測データの 4 km 解像度のフルのピクセルデータを用いることが考えられる。

また晴天判別では、下層雲を含めた判別が行われている。前述のように同化する 6.7 μm の水蒸気チャンネルは、乾燥した状態においても 800 hPa 付近より下層には感度はない。このため、下層の雲域を晴天判別に用いると、過剰な雲域を判定することになる。この MTSAT の CSR データの過剰な雲域判定は、グローバル解析、メソ解析での CSR データの利用において共通の問題である。

以下では、現在の CSR データと、フル解像度ピクセルデータを 45 km 間隔で選択し独自に晴天判別を行った晴天輝度温度データ (高解像度 CSR データ) の 2 種類のデータを用いてメソ解析での同化による影響の違いを解説する。

4.4.3 現行 CSR データと高解像度 CSR データの同化による影響の違い

現行 CSR データと高解像度 CSR データを比較し、高解像度 CSR データの利用に向けた開発について紹介する。メソモデルの領域内に台風が存在する 2014 年 10 月 6 日 00UTC を事例として取り上げる。

図 4.4.2(a) は現行 CSR データを用いたメソ解析による海面更正気圧と地上風の分布、(b) は 250hPa 高度場と風の場である。図 4.4.3(a) は同時刻の MTSAT-2 により観測された赤外画像、(b) は同時刻の水蒸気画像である。メソモデル領域内には、日本列島付近に発達した積乱雲を伴う台風第 18 号があり太平洋高気圧の縁に沿って北東進している。沿海州から朝鮮半島にかけて、上空の気圧の谷が進んできており、台風は、上層の気圧の谷に捉えられジェット気流に乗りつつある。雲域に着目すると、台風第 18 号本体とその前面に広がる背の高い雲域が、東海、関東から北海道にかけて広がっている。太平洋高気圧圏内は晴天域で、台風の西側から大陸にかけての領域には、水蒸気画像の暗域で示される乾燥域が南下しつつあり、黄海から東シナ海にかけての領域ではその境目が明瞭である。この事例には

¹ 計盛 正博

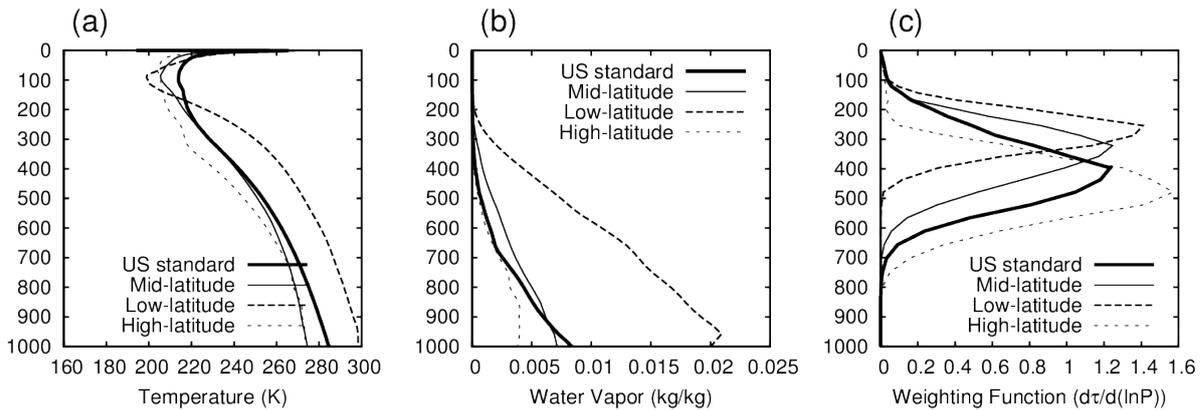


図 4.4.1 代表的な大気プロファイル (a) 気温、(b) 水蒸気と (c) 水蒸気チャンネルの荷重関数の例。太実線は米国標準大気、細実線は中緯度、破線は低緯度、点線は高緯度の代表的なプロファイルの場合を表す。縦軸は気圧レベル (hPa)。

様々な気象条件 (晴天域、曇天域、湿潤域、乾燥域) が領域内に同時に含まれており、CSR データの利用を吟味するのに適している。

図 4.4.4 (a) は、晴天とされた高解像度 CSR データの分布、図 4.4.4 (b) は、現在メソ解析で用いられている MTSAT CSR データの分布である。MTSAT の観測域は、ほぼメソモデルの領域全体をカバーするが、現在の CSR データはそのごく一部でしか利用されていない。これは、大部分が晴天判別により曇天域と判定されたためである。現在用いられている晴天判別手法 (Uesawa 2009) は、下層曇域判定と前 20 日分の晴天域の輝度温度データの情報をを用いており、水蒸気チャンネルは下層曇の影響を受けていないにもかかわらず曇域と判定されている。

しかし、下層曇域を曇天域とみなさない判別方法を用いることで、曇天域データと誤判定されていたデータを晴天輝度温度データとして扱うことができるようになる。その結果、利用データ数が格段に増え、これまで曇天域としてデータが除かれていた領域で新たにデータが同化されるようになる。

以下に、MTSAT の水蒸気チャンネルに適した曇域判定を示す。オリジナルの MTSAT のピクセルデータの解像度は 4 km であるが、これを他の輝度温度データと同様に 45 km 間隔に間引く。そして、晴天判別には以下に定義される条件式を用いる。

$$T_{b_{IR1}} \geq T_{800} \quad (4.4.1)$$

$$T_{skin} - T_{b_{IR1}} \leq 5 \quad (4.4.2)$$

$$T_{b_{IR1}} - T_{b_{IR2}} < 3 \quad (4.4.3)$$

(4.4.1) 式は、下層曇域を判定する式である。 T_{800} は、800 hPa の気温 (第一推定値) であり、 $T_{b_{IR1}}$ は、赤外チャンネル 1 (IR1、波長 10.8 μm) の観測輝度温度で、雲頂または地表面付近の温度の情報をもつ。第一推定値の 800 hPa の気温と MTSAT の IR1 を比較し (4.4.1) 式が成立する場合は (上層曇を伴わない) 下層曇と判定

し、水蒸気チャンネル (波長 6.7 μm) の CSR データを利用することにする。しかし (4.4.1) 式が成立しない場合のデータを全てリジェクトとすると、冬季大陸上の乾燥晴天域が逆に曇天域としてリジェクトされてしまうことになる。これは、晴天下では観測値が地表面温度に近くなり、地表面が低温となった場合、大気温度よりも観測輝度温度が低くなることがあるからである。そこで (4.4.2) 式の条件を追加する。地表面温度 T_{skin} との関係を使うことで曇判定の条件を厳格化し誤判定をなくすることができる。 T_{skin} は、陸上では第一推定値の地表面温度、海上では海面水温解析値を用いる。(4.4.3) 式は、上層曇を判定する式である。 $T_{b_{IR2}}$ は、赤外チャンネル 2 (IR2、波長 12.0 μm) の観測輝度温度である。大気の窓と呼ばれる IR1 と IR2 のチャンネルでは、曇がない場合には、地表面付近からの放射が観測される。観測波長が近く、両波長での大気 (気温、水蒸気) の透過率は似ているが、薄い上層曇が存在する場合、曇の氷粒子による特性が異なるため輝度温度の差が大きくなる。この特性を利用する手法はスプリットウィンドウ法と呼ばれ赤外域での曇判定に広く用いられている。

まとめると、(4.4.1) 式と (4.4.2) 式が共に成立しない場合は、中上層曇域と判定し不使用、(4.4.3) 式が成立しない場合は、上層曇域と判定し不使用とする。

次に現行 CSR データと高解像度 CSR データを同化した場合の、水蒸気 (比湿)、気温の解析値を比較する。CSR データを同化しないで作成した解析値を CNTL、高解像度 CSR データを同化した解析値を TEST1、現行 CSR データを同化した解析値を TEST2 とする。図 4.4.5 は、250 hPa の比湿について TEST1 と CNTL の差 (a)、TEST2 と CNTL の差 (b) を示しており、対応する 250 hPa 気温の差を (c),(d) に示している。それぞれ 00 UTC 解析の同化窓 (21 ~ 00 UTC) の初めの時刻 21 UTC での解析値の差である。CNTL と TEST1、TEST2 で使用した第一推定値の場合は同じなので、これらの差は、それぞれ高解像度 CSR データ、現行 CSR データの同化のみによる解析インクリメントとみなせる。

高解像度 CSR データの同化 (図 4.4.5 の (a), (c)) で

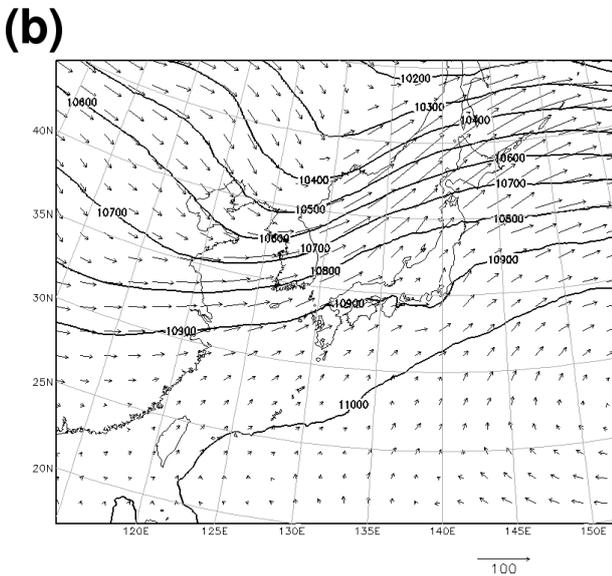
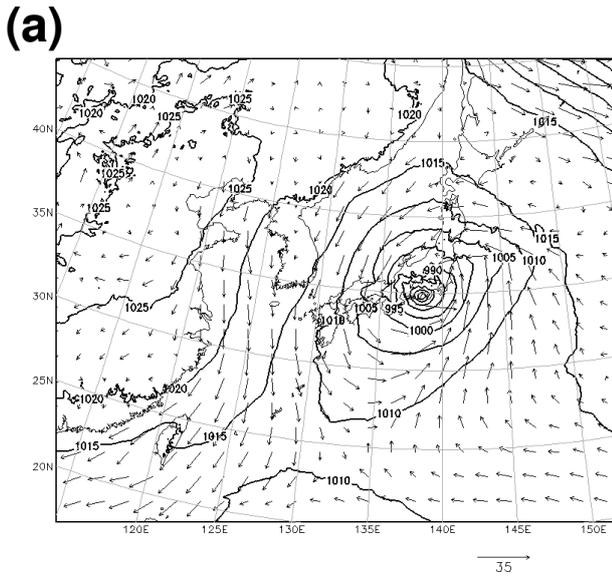


図 4.4.2 メソ解析による 2014 年 10 月 6 日 00UTC の (a) 海面更正気圧 (hPa) と地上風 (m/s)、(b) 250 hPa の高度場 (m) と風 (m/s) の解析場。矢印の向きは風向、長さは風速を表す。風速の凡例 (m/s) は各図の右下に示す。

は、現行 CSR データの同化 (図 4.4.5 の (b), (d)) でほとんど解析インクリメントが見られない領域 (東シナ海や日本海) に新たに観測が入ることによる解析インクリメントが確認できる。また既にデータが利用されていた領域 (太平洋高気圧圏内) でも解析インクリメントの増加が確認できる。ただし、台風による厚い雲域がかかっている本州中部から北海道南部にかけての領域は、いずれの CSR データでも比湿の解析インクリメントはほとんどない。一方、250 hPa 面での気温の解析インクリメントは、比湿の解析インクリメントの特徴とは異なり、水平方向に広がっている。比湿の方が水平方向に細かな修正量が入っているのは、同化に用いられる背景誤差の水平相関距離が比湿の方が小さいためである。高解像度 CSR データが同化されるよ

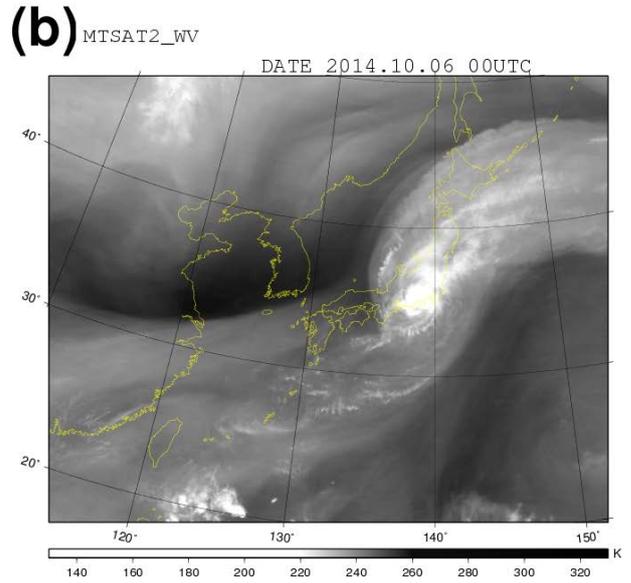
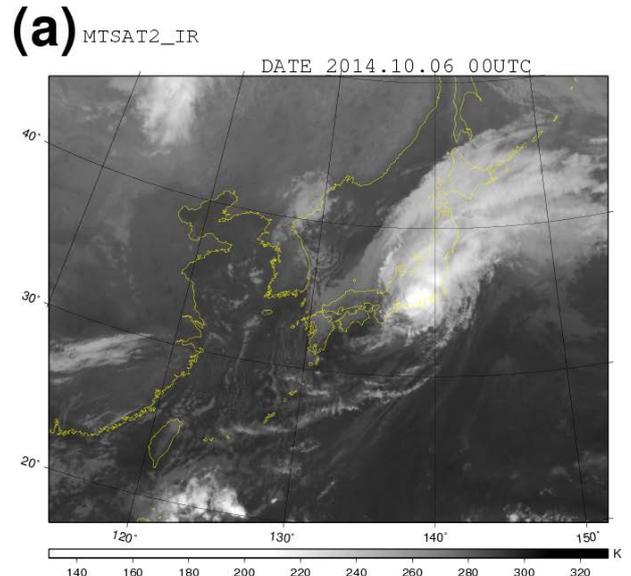


図 4.4.3 MTSAT-2 による 2014 年 10 月 6 日 00UTC の (a) 赤外画像と (b) 水蒸気画像。各図の下部のカラーバーは輝度温度の値を表す。単位は K。

うになる中国大陸で比湿の解析インクリメントが少なく見えるのは、海上に比べ大陸上は水蒸気量が少なく、前述のように感度のあるレベルが下層に位置しているため見掛け上小さく見えるからである。大陸上の 250 hPa より下層では比湿の解析インクリメントが増加している (図略)。

輝度温度同化では、観測演算子として放射伝達モデルが用いられる。入力として気温と水蒸気のプロファイルが与えられ、そのアジョイントモデルを通して観測点が存在する場所で、気温と水蒸気の場に直接情報を与えることができる。更に 4 次元変分法による同化では、同化窓のなかで観測データ、予報モデル、背景誤差共分散行列の情報を使って場が修正される。このため観測が存在する場所・時刻だけでなく、同化窓内の他の場所・時刻においても観測データを同化した効

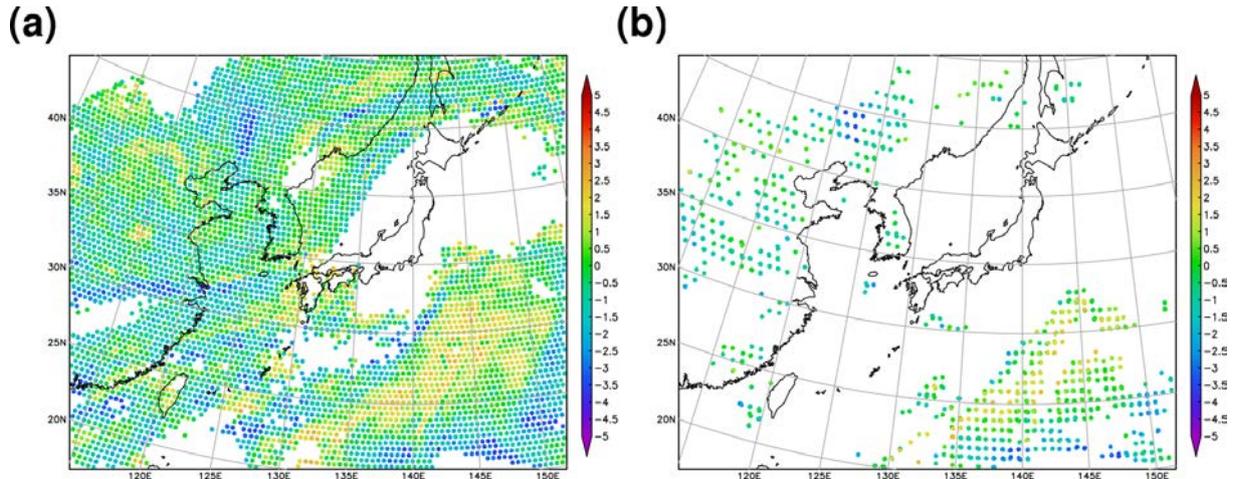


図 4.4.4 2014 年 10 月 6 日 00UTC のメソ解析に利用可能な晴天判別後の (a) 高解像度 CSR データの分布と、(b) 現在利用中の MTSAT CSR データ分布。色は観測輝度温度と計算輝度温度の差 (K) を示す。

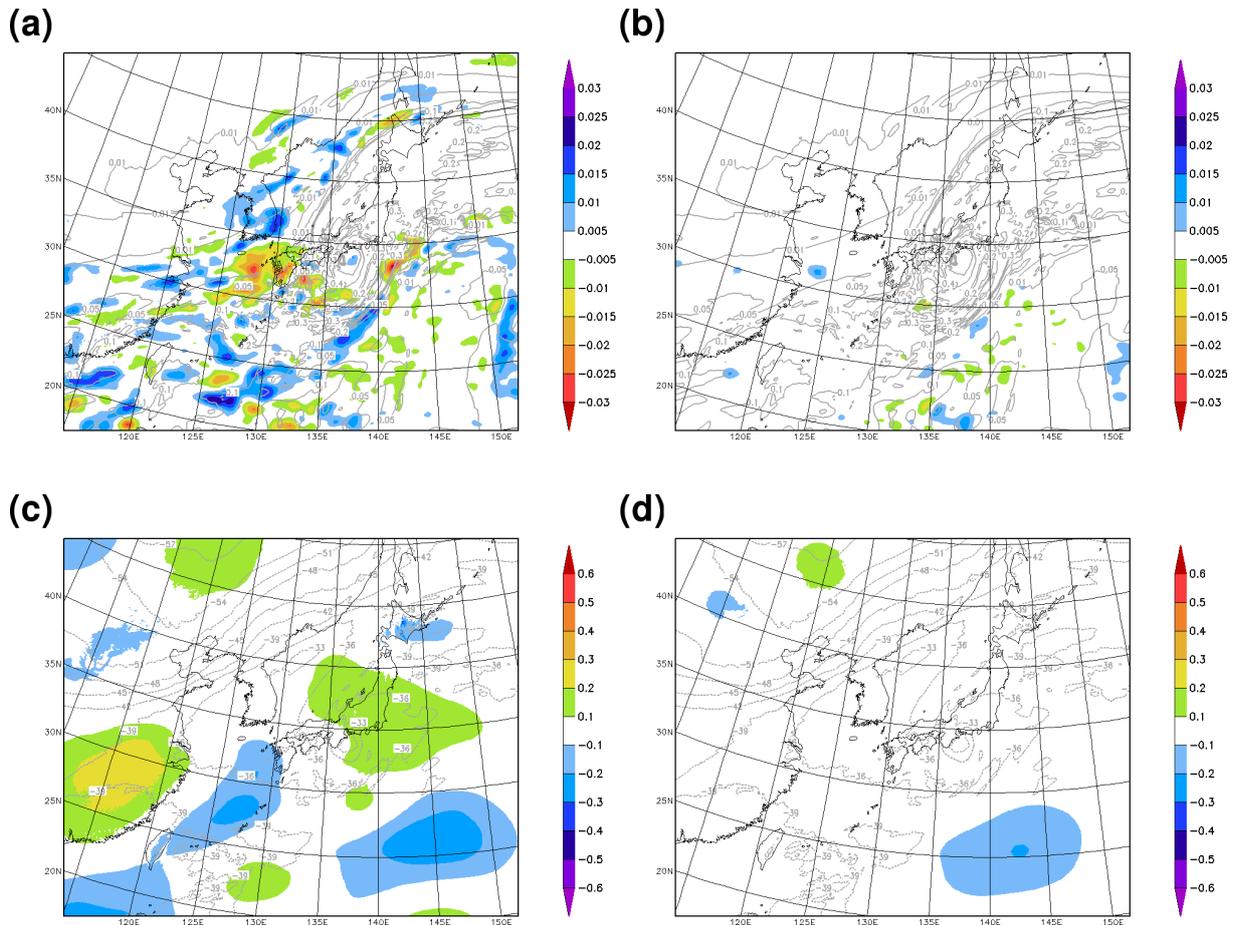


図 4.4.5 CSR データ同化による 250 hPa の比湿と気温の解析インクリメント。(a) 高解像度 CSR データによる 250 hPa 比湿の解析インクリメント (カラー)、(b) 現行 CSR データによる 250 hPa 比湿の解析インクリメント (カラー)、灰色のコンターは、それぞれの CSR データを同化した場合の 250 hPa の比湿の解析値。比湿の単位は共に g/kg。(c) 高解像度 CSR データによる 250 hPa 気温の解析インクリメント (カラー)、(d) 現行 CSR データによる 250 hPa 気温の解析インクリメント (カラー)、灰色のコンターは、それぞれの CSR データを同化した場合の 250 hPa の気温の解析値。気温の単位は共に °C。対象時刻は 2014 年 10 月 5 日 21UTC。

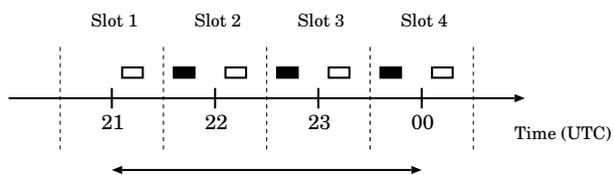


図 4.4.6 MTSAT CSR の観測時刻とメソ解析の同化窓との関係。00UTC のメソ解析の場合。両端矢印で示されるのが同化窓。黒長方形がフルディスク観測の CSR データ。白長方形は、現在未使用の北半球観測時の MTSAT データ。縦実線は第一推定値が出力される時刻、点線は Slot(本文参照) の境界を表す。

果 (4D-Var のトレーシング効果) が得られる。図 4.4.6 は、00 UTC のメソ解析の同化窓 (図中の両端矢印) と MTSAT の観測時刻の関係を示している。黒長方形は、MTSAT のフルディスク観測 (衛星から見える地球のすべての範囲の観測) でのメソ領域内のデータ (観測時刻毎時 33 ~ 40 分) を表し、CSR データが気象衛星センターで作成され配信されている。白長方形は、MTSAT の北半球観測時のデータ (毎時 03 ~ 10 分) を表し、現在は CSR データは作成されておらず未使用である。現在のメソ解析システムでは、毎正時の第一推定値が出力されている (図中の 21, 22, 23, 00 UTC の縦実線)。メソ解析での輝度温度データ同化では、同化窓は Slot 1 ~ 4 に分割され (縦点線)、この各 Slot 内の観測データの計算輝度温度の算出には、それぞれの Slot 内の第一推定値が用いられる。ただし、Slot 1 にあるべき 20 時 33 分 ~ 40 分のデータは、00 UTC 解析の一つ前の 21 UTC 解析で既に同化されているので 00 UTC 解析では使用されない (図中にも表示していない)。このため現在の設定では、Slot 2 ~ 4 で黒長方形で示される CSR データが同化され、Slot 1 の時刻 21 UTC では同化される CSR データが存在しない。しかし、既に図 4.4.5 で見たように同化窓の初めの 21 UTC では、CSR データが同化されていないが比湿、気温場に解析インクリメントが見られた。図 4.4.7 に TEST1 と TEST2 で比較した同じ時刻 21 UTC で 250 hPa と 1000 hPa の風の解析インクリメントを示す。図 4.4.7(a) に示されるように高解像度 CSR データの同化では、250 hPa の風の解析インクリメントも増加していることがわかる。これらの図から、高解像度 CSR データの同化は、感度を持つ対流圏上層で水蒸気、気温に解析インクリメントを与えるのみならず、4 次元変分法による同化によって観測データの時刻とは異なる時刻の風の場にも解析インクリメントを与えることがわかる。今回示した単発事例では、同化に用いた水蒸気チャンネルが 800 hPa より下層にほとんど感度を持たないことから、1000 hPa の風の解析インクリメントは小さかった。

4.4.4 今後の課題

この節では、静止気象衛星の赤外イメージャの輝度温度データのうち MTSAT の CSR データの同化について、メソ解析での利用における問題点と改良のための開発状況について解説した。高解像度 CSR データを改良された雲域判定を使って 4 次元変分法で同化す

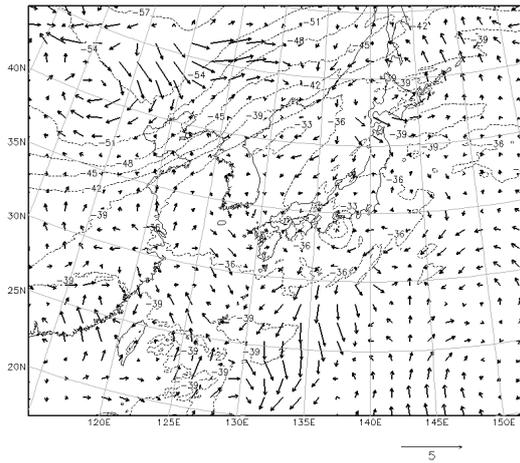
ることによって対流圏上層の水蒸気、気温、風の解析においてインパクトがあることがわかった。今後、予測精度への影響を調査する予定である。

2014 年 10 月 7 日に現行 MTSAT の後継機として次世代の静止気象衛星「ひまわり 8 号 (Himawari-8)」が打ち上げられた。Himawari-8 では、観測の空間分解能が 4 km から 2 km(赤外) へ、スペクトル分解能 (チャンネル数) が可視 1、赤外 4 チャンネルから可視 3、赤外 13 チャンネルへ、時間分解能が 30 分から 10 分 (フルディスク観測) へと得られる観測の情報が飛躍的に増加する。これらの観測情報をデータ同化で解析値に取り込み予測精度の改善につなげるためには、時空間的に高解像度なデータの同化が可能であるシステムを開発する必要がある。

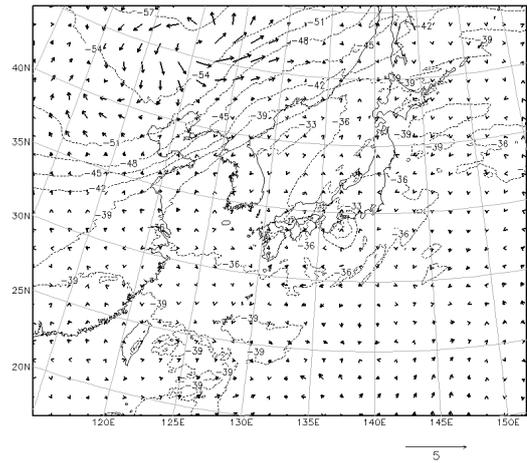
参考文献

- Bauer, P., T. Auligné, W. Bell, A. Geer, V. Guidard, S. Heilliette, M. Kazumori, M.-J. Kim, E. H.-C. Liu, A. P. McNally, B. Macpherson, K. Okamoto, R. Renshaw, and L.-P. Riishøjgaard, 2011: Satellite cloud and precipitation assimilation at operational NWP centres. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 1934–1951.
- 石橋俊之, 2007: 静止衛星イメージャ. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 106–120.
- Kazumori, M., 2014: Satellite Radiance Assimilation in the JMA Operational Mesoscale 4DVAR system. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 1361–1381.
- Uesawa, D., 2009: Clear sky radiance (CSR) product from MTSAT-1R. *Meteorological Satellite Center Technical Note*, **52**.

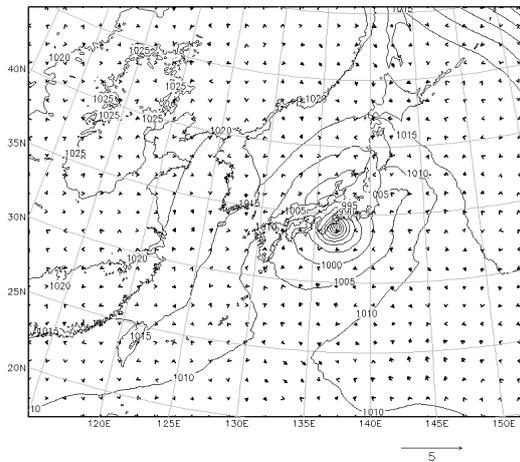
(a)



(b)



(c)



(d)

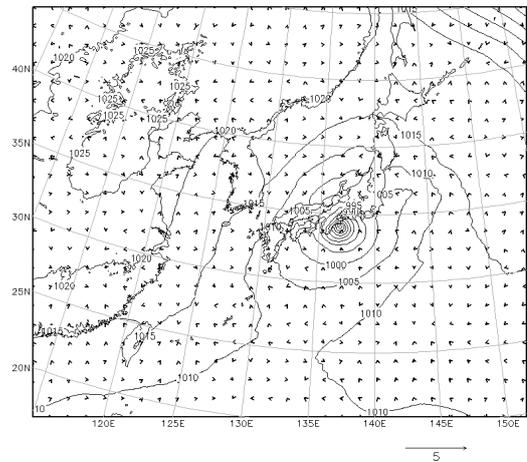


図 4.4.7 CSR データ同化による風の場の解析インクリメント (矢印)。風速の凡例は各図の下部に示す。単位は m/s。 (a) 高解像度 CSR データによる 250 hPa の風の解析インクリメント、 (b) 現行 CSR データによる 250 hPa の風の解析インクリメント。共に点線は気温を示す ($^{\circ}\text{C}$)。 (c) 高解像度 CSR データによる 1000 hPa の風の解析インクリメント、 (d) 現行 CSR データによる 1000 hPa の風の解析インクリメント。共に実線は海面更正気圧 (hPa) を示す。対象時刻は 2014 年 10 月 5 日 21UTC。

4.5 雲域での赤外センサの同化¹

4.5.1 はじめに

赤外域を観測するイメージャやサウンダ（以下、赤外センサ）は、多くの静止気象衛星や低軌道衛星に搭載され、雲域や擾乱の監視、気温や水蒸気の推定（リトリーブ）などに用いられてきた。数値予報においては、気温プロファイルデータの同化が米国で開始された1969年以降、半世紀近くに渡り予測精度の改善に寄与してきた。今日の数値予報データ同化システムにおいても、ハイパースペクトル赤外サウンダの輝度温度データは、予測精度の改善に最も効果のあるデータの一つである。

しかし現状では、赤外センサの輝度温度は晴天域、すなわち雲の影響を受けないデータを同化することが主流である。その理由として、雲による影響を受けた赤外輝度温度データを同化するためには、雲に対するモデルの再現性、雲の吸収・散乱を考慮した高速放射伝達計算、雲域輝度温度の非線形性・非正規分布性、雲を扱う解析変数の導入、といった多くの困難な問題を扱う必要があるからである。しかし、雲域では予報誤差が成長しやすいことが指摘されており（McNally 2002）、さらに赤外データは今後ますます高解像度化・多チャンネル化・高頻度化・増加していくとも考えると、雲域での赤外データの同化は解析・予測精度の改善に極めて有効である。

実際、ECMWF や Météo-France などの一部の数値予報センターは、既に雲の影響を受けた赤外観測の同化を行っている。ただし上述した問題を解決しているとは言えず、比較的対処しやすい単層の様な雲（以下、単純雲と呼ぶ）領域に同化対象データを限定している。多層雲や部分雲など、多様な雲による影響を考慮した赤外輝度温度データの同化については、いくつかの数値予報センターにおいて現業システムでの実施に向けた基礎的な研究開発が行われている段階である。

岡本（2011）では、雲域赤外同化に関する数値予報センターの取り組みや問題点について紹介した。本節では、それ以降の進展について3種類の方法を解説した後、気象庁において開発されている単純雲域における輝度温度の同化開発について報告する。

4.5.2 雲域赤外輝度温度同化開発のレビュー

ここでは、単層の単純雲域同化を2層に拡張した手法と、一般的な雲を扱う輝度温度同化手法、そしてこれらと大きく異なり雲の効果除去した雲域輝度温度同化手法について、順に紹介する。

(1) 単純雲に対する輝度温度同化の高度化

単純雲の輝度温度同化では、以下のような放射伝達計算を行う。

$$R = (1 - N_e) R_c + N_e R_o \quad (4.5.1)$$

ここで R は単純雲域での放射強度、 R_c は晴天域での放射強度、 R_o は黒体が気圧高度 P_c にある時の放射強度、 N_e は有効雲量（幾何学的な雲量と射出率の積）である。すなわち単純雲放射においては、雲からの寄与を、雲頂気圧高度 P_c と有効雲量 N_e のみで記述する。詳細は岡本（2011）を参照されたいが、 P_c と N_e を正確に与えることができれば、晴天域での放射伝達計算を若干拡張するだけで（つまり雲による散乱等を陽に扱うことなく）実装できるという利点がある反面、適用範囲が極めて限定されるという問題がある。

そこで UKMO の Prates et al. (2014) は、次のような放射伝達モデルを用いることにより、単層の単純雲を2層に拡張した。

$$R = (1 - N_{e1})(1 - N_{e2}) R_c + N_{e1} R_{o1} + N_{e2}(1 - N_{e1}) R_{o2} \quad (4.5.2)$$

ここで、 R_{o1}, R_{o2} は気圧高度 P_{c1}, P_{c2} （ただし $P_{c1} < P_{c2}$ ）にそれぞれ置かれた黒体による放射強度で、雲の重なりはランダムであると仮定している。また N_{e1}, N_{e2} は、それぞれの雲の有効雲量である。Prates et al. (2014) は、この2層に拡張した効果を鉛直一次元の変分法を用いて調べた。薄い上層雲の下に中下層雲が存在する場合、単層雲を仮定した従来のスキームでは雲頂高度を中間の高度に誤って割り当ててしまう。一方2層スキームでは、中下層からの放射が上層雲を透過する効果を扱うことができるため、気温・水蒸気鉛直分布の誤差が著しく改善することを示した。ただし2層の雲がいずれも中下層にある場合は、単層雲スキームとの違いは小さい。これは2層間の放射量の差が小さいこと、中下層雲は水雲の割合が多く透過がほとんど起こらないためである。

(2) 一般雲に対する輝度温度同化

「一般雲」とは、前項の単純雲との対比として、薄い雲や多層雲も含む多様な雲を指す。一般雲に対する輝度温度同化では、雲水や雲氷の混合比等を陽に解析変数として扱うか、水蒸気や気温などの解析変数から診断的に求めるという2つの方法がある。そして雲による吸収・散乱効果を含む放射伝達計算を行うことにより、雲の影響を考慮する（図 4.5.1 参照）。

前者の雲解析変数を扱う直接的な手法は、モデルが表現できる様々な雲に対応したデータを同化し、直接的に雲の情報を得ることができるという利点がある。しかし雲解析変数は、気温や水蒸気などの他の解析変数と時間・空間スケールが大きく異なることや、非正規分布的な誤差特性を持つことなどの理由から、導入は容易ではない。一方、雲を診断的に推定する後者の手法を用いれば、雲解析変数に伴う困難は回避できるが、得られる情報は診断モデルの性能に大きく依存する。いずれの手法をとるにせよ、雲に関わる場を、モデルがある程度正確に表現できていることが前提となる。また雲による吸収・散乱を考慮した放射計算を行うためには、雲粒の粒径・形状・数濃度などの情報を与え、複雑な散乱計算を行う必要がある。さらに雲の

¹ 岡本 幸三（気象研究所）

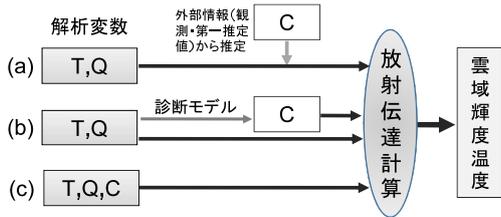


図 4.5.1 雲域輝度温度同化における解析変数（気温 T 、水蒸気 Q ）と、雲に関する解析変数もしくはパラメータ C と、放射伝達計算との関係。(a) は単純雲同化処理、(b) は一般雲同化の診断的処理、(c) は一般雲同化の直接的処理にそれぞれ対応する。

影響を強く受けた赤外輝度温度は、非線形的な応答が強く、また誤差分布も正規分布から大きく外れる場合があるので、これらへの対応も必要となる²。

ドイツ気象局の Stengel et al. (2013) は、診断モデルを用いて、領域 4 次元変分法で Meteosat 衛星搭載イメージャ SEVIRI の水蒸気チャンネルと気温チャンネルの輝度温度を同化した。この診断モデルは、データ同化用に ECMWF で開発・実装されているもので、線形化・簡単化された大規模凝結スキームと対流スキームから成り、解析変数である気温・水蒸気から、雲水混合比・雲氷混合比・雲量を算出する。これらの雲物理量を用いて放射計算を行い雲域輝度温度データを同化すると、雲の影響を受けない輝度温度データだけを同化した場合と比べ、高緯度の曇天域で水蒸気チャンネルの同化データ数が 10% 増大し、対流圏上層の水蒸気・高度場の予測精度が改善した。しかし下層の気温・水蒸気場では予測精度の悪化も見られた。その理由として、雲域の細かなスケールの気温・水蒸気場がうまく同化システムで扱えないためではないかと述べている。対策として、背景誤差共分散行列を場に応じて変化させたり、雲域での局所的な相関構造をうまく表現する必要があることを指摘した。

Météo-France の Martinet et al. (2013) は、気温・水蒸気・雲水量・雲氷量を解析変数とした 1 次元変分法を用いて、ハイパースペクトル赤外サウダ IASI の一般雲域輝度温度データを同化した。雲水量・雲氷量の背景誤差共分散行列は、気温・水蒸気との相関を考慮している。また同化対象データとして、IASI のピクセル内を均質で厚い雲が覆う場合を選んでおり、これはモデルの再現性が高く線形性が良くなることと、地表の影響や部分雲の重なり効果を考える必要がないためである。このような 1 次元変分法を用いて実データを同化した結果、 D 値（観測値と第一推定値の差）に応じて適切に解析値の雲が増加・減少することを示した。また観測システムシミュレーション実験 (OSSE) から、厚い上層雲がある場合にはそれよりも上層の雲² 一方、単純雲の輝度温度同化では、雲に関する物理量 P_c と N_c を固定値として扱うことが多い。そのため、 P_c と N_c を精度良く求めることができれば、晴天域の輝度温度と同程度の正規性・線形性（気温や水蒸気に対して）をもった問題として扱うことが可能である。

水や気温の誤差が減少すること、下層雲がある場合には気温・水蒸気・雲水量・雲氷量の誤差が大気全層に渡って減少することを明らかにした。今後の課題として、様々な雲に応じた背景誤差共分散の設定や、チャンネル間相関も考慮した観測誤差相関の利用を挙げている。

Okamoto et al. (2012) は、最適線形推定理論に基づいて、IASI の雲域輝度温度を同化することによる背景誤差に対する解析誤差の減少（つまり解析精度の改善）を調べた。薄い雲が存在する領域では雲より下層でも気温・水蒸気の情報十分に得られること、雲を解析変数とした場合その背景誤差として大きな値を設定すると気温・水蒸気の情報ほとんど得られなくなってしまうことなどを示した。後者は、第 4.1 節でも述べられているエイリアシング問題と共通であり、限られた観測情報だけを用いて、気温の高低・水蒸気の多少・雲の多少に関する情報を明瞭に分離することが困難であることを示している。気温・水蒸気と雲解析変数の背景誤差相関や、観測演算子によってこれらの相互作用を正確に表現することが重要である。さらに Okamoto et al. (2014) は、ECMWF のデータ同化システムを用いて、IASI の雲域輝度温度の D 値分散値が、雲の影響に応じて変化することを適切に考慮することにより、輝度温度データの D 値分布が正規分布に近くなることを明らかにした。そしてこの結果を応用し、雲の影響に応じた品質管理や観測誤差設定が有効であることを示した。

(3) 雲の影響を除去した (CC:cloud-cleared) 輝度温度の同化

CC 輝度温度は、雲の影響を受けた輝度温度データから、同一地点を観測する雲の影響を受けにくい別のセンサーの観測データや第一推定値を用いて、雲の影響を取り除いたものである。この CC 輝度温度データを同化対象とすれば、雲域においても晴天域とほぼ同じ処理を適用して同化できる。

CC 輝度温度同化において鍵となるのは、CC 輝度温度の作成方法と、その特性に応じた同化処理方法である。CC 輝度温度データの作成方法については、対象となる観測点（ピクセル）とこれを取り囲む周辺ピクセル領域内で、気温・水蒸気・地表状態・雲頂高度など、有効雲量以外の環境場が同じと仮定をする。そしてこれらの周辺ピクセルの観測放射強度を、重み付き線形和から求めることが一般的である (Joiner and Rokke 2000; Li et al. 2005)。この重みの推定が必要となる晴天域の放射強度として、高分解能イメージャの晴天ピクセルや、マイクロ波サウダから推定した気温プロファイル、モデルの第一推定値などが用いられる。このように CC 輝度温度データは、周辺ピクセル（例えば AIRS や CrIS では 3×3 ）を用いて算出した値であるため、通常の単一ピクセルでの晴天輝度温度と比べると空間スケールが大きく、また雲除去処理に伴う誤差も考慮する必要がある。Collard (2014) は、CC 輝度温度データを同化システム内で作成し、CC 作成時に求

めた重みを用いて観測誤差を補正することにより、予測精度が改善することを示している。

CC輝度温度を利用して気温プロファイルなどをリトリブする研究開発は30年に及ぶ歴史があるものの、CC輝度温度をデータ同化で利用する取り組みはまだ一般的ではない。データ同化では、加工が少なく扱いやすい誤差特性を持つデータが好まれることに加え、雲観測情報を活用できないことがその理由として考えられる。しかし単純雲域同化と同様に適用範囲を慎重に選択すれば比較的容易に実装でき、NCEPなどでは雲域同化の一つの可能性として積極的に取り組んでいること、さらにリトリブ研究の知見も活用できることも考えれば、今後の進展に注意を払う必要があるだろう。

4.5.3 気象庁における赤外雲域輝度温度同化開発

気象庁では雲域での赤外データの同化に向けて、単純雲域輝度温度同化の開発を行っており、その後一般雲の同化を行うことを計画している。Okamoto (2013)は、気象庁全球データ同化システムにおいて、静止気象衛星MTSAT-1Rの赤外イメージャの窓チャンネル(10.8 μm)を単純雲域で同化できるよう改良し、わずかではあるが熱帯上層気温などで予測精度に改善が見られることを確認した。以下に処理の概要を簡単に述べる。

まず同化対象とするデータとして、用いている同化システムの空間分解能に合わせて半径30 kmの円内の全ピクセルの平均値をとる。そして同化前処理において、第一推定値から放射計算した放射輝度と観測放射輝度データを用いて、最小残差法(Eyre and Menzel 1989)に基づき、雲頂高度 P_c ・有効雲量 N_e を求める。品質管理や解析本体において放射伝達計算を行う際には、この N_e と P_c を固定値として(4.5.1)式を用いる。このような単純な式で雲域の放射を計算できるのは、 N_e と P_c が適切に算出でき、且つ、一層の雲で雲の効果が十分に表現できることを前提としているためである。逆に言えば、このような条件を満たす雲域の観測データを選別する必要がある。そこで衛星搭載雲レーダーやD値を用いて詳細な調査を行い、単純雲及び最小残差法が適用可能な条件を調べた。その結果、波長の近い2つのチャンネル(10.8, 12.0 μm)を使って最小残差法を実行し、単純雲の仮定を満たす同化対象データとして $N_e \geq 0.8$, 晴天率 < 5%, 160hPa < P_c < 650 hPaを選んだ。

このような厳しい品質管理の結果、同化されるMTSAT-1R衛星の雲域輝度温度データの数は、MTSAT-1Rの晴天輝度温度(CSR)データの半数程度しかなく、このことが上述したように予測改善効果が小さい原因だと考えている。そのため、MTSATだけでなく欧米静止衛星データの利用や、水蒸気チャンネルも利用できるように開発を継続している。特に水蒸気チャンネルの輝度温度を同化することにより、水蒸気場だけでなく風の間も改善することが期待される。これは、静止衛星が観測する高頻度な水蒸気情報を同化するこ

とにより、水蒸気場の連続的な移動情報、さらにはそれをもたらし風の場の情報を得ることができるためである。このように水蒸気場をトレーサとして風の場の情報も抽出できることは、水蒸気チャンネルのCSRの同化で既に確認されており(Peubey and McNally 2009)、雲域輝度温度も同化することにより上層風の予測がさらに改善することも示されている(Lupu and McNally 2012)。なおこのトレーサ効果による風情報は、雲画像の時間変化から算出される大気追跡風(AMV)データを補完する可能性がある一方で、両者の冗長性を考慮した処理を導入する必要があるかもしれない。

4.5.4 まとめと今後の課題

本節では、雲の影響を受けた赤外データの同化について、岡本(2011)以降に行われた、各数値予報センターの技術開発の紹介と、気象庁における開発の現状について解説した。ハイパースペクトル赤外サウンダやHimawari-8衛星に代表される次世代静止気象衛星による、高分解能・高頻度の赤外観測を有効に活用し、解析・予測精度の改善につなげることは重要な課題である。主要な数値予報センターでは、雲の影響を受けた赤外輝度温度データの活用に向けて、単純雲域での輝度温度同化の導入や高度化、一般雲域での輝度温度同化に向けた基礎的な技術開発を進めている。一般雲も含め現時点での同化対象は、モデルの再現性や非線形性などの技術的障害が比較的小さい、均質な雲が主である。本節で挙げた様々な技術的課題は短期での解決は難しいため、今後もしばらくは様々な前提条件に基づいた限定的なデータ処理は避けられないだろう。一方でこれらの課題は、ECMWFでは既に現業化されているマイクロ波センサ輝度温度の雲・降水域同化(全天候同化)と共通するものが多い。マイクロ波センサ輝度温度の全天候同化で培われた知見³を有効に活用するためにも、できるだけ統一的な輝度温度同化処理を開発していくことが重要である。

本節では赤外輝度温度データ同化の解説に焦点を絞ったが、いくつかの数値予報センターや研究機関においては、雲頂高度や雲量の同化、可視チャンネルも使った雲水量や光学的厚さなどのリトリブ量の同化、さらには雲の影響を受けた赤外輝度温度から算出された主成分スコアを直接同化する手法についても調査が行われている。どのような手法を採用するかは、モデルにおける雲の再現性、データ同化システムや観測演算子の性能、利用可能な観測データやその優先順位、計算コスト、そして雲域赤外データ同化に何を期待するのか(例えば雲自体を解析したいのか、気温・水蒸気の解析精度を上げたいのか)を考慮して慎重に検討していく必要がある。

参考文献

Collard, A., 2014: Assimilation of infrared sounder radiances. *ECMWF annual seminar on Use of*

³ 例えば、雲の効果に応じて動的に変化する観測誤差を設定することなど

- satellite observations in numerical weather prediction, ECMWF, September 8-12.*
- Eyre, J. R. and W. P. Menzel, 1989: Retrieval of cloud parameters from satellite sounder data: A simulation study. *J. Appl. Meteor.*, **28**, 267–275.
- Joiner, J. and L. Rokke, 2000: Variational cloud-clearing with TOVS data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 725–748.
- Li, J., C-Y. Liu, H-L. Huang, T. J. Schmit, X. Wu, W. P. Menzel, and J. Gurka, 2005: Optimal cloud-clearing for AIRS radiances using MODIS. *IEEE Tran. Geosci. Remote Sens.*, **43**, 1266–1278.
- Lupu, C. and A. P. McNally, 2012: Assimilation of cloud-affected radiances from Meteosat-9 at ECMWF. *EUMETSAT/ECMWF Fellowship Programme Research Reports*, **25**, pp.34.
- Martinet, P., N. Fourrié, V. Guidard, F. Rabier, T. Montmerle, and P. Brunel, 2013: Towards the use of microphysical variables for the assimilation of cloud-affected infrared radiances. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **139**, 1402–1416.
- McNally, A. P., 2002: A note on the occurrence of cloud in meteorologically sensitive areas and the implications for advanced infrared sounders. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **139**, 2551–2556.
- 岡本幸三, 2011: 赤外雲域同化. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 84–92.
- Okamoto, K., 2013: Assimilation of overcast cloudy infrared radiances of the geostationary MTSAT-1R imager. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **139**, 715–730.
- Okamoto, K., A. P. McNally, and W. Bell, 2012: Cloud information from high spectral resolution IR sounders. *EUMETSAT NWP SAF Visiting Scientist Report NWPSAF-EC-VS-022*, pp. 34.
- Okamoto, K., A. P. McNally, and W. Bell, 2014: Progress towards the assimilation of all-sky infrared radiances: an evaluation of cloud effects. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 1603–1614.
- Peubey, C. and A. P. McNally, 2009: Characterization of the impact of geostationary clear sky radiances on wind analyses in a 4D-Var context. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 1863–1876.
- Prates, C., S. Migliorini, S. English, and E. Pavelin, 2014: Assimilation of satellite infrared sounding measurements in the presence of heterogeneous cloud fields. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 2062–2077.
- Stengel, M., M. Lindskog, P. Undén, and N. Gustafsson, 2013: The impact of cloud-affected IR radiances on forecast accuracy of a limited-area NWP model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **139**, 2081–2096.

4.6 マイクロ波散乱計¹

4.6.1 はじめに

マイクロ波散乱計（以下、単に散乱計と記す）は海洋上を吹く風ベクトルを推定する測器である。一般に極軌道衛星に搭載され、測器から海面に向けてマイクロ波を放射し、海面で散乱されて戻ってきた後方散乱の強度を基に風ベクトルを算出する²。海上風の観測としては他にも船やブイによる直接観測があるが、それらに比べて散乱計は海上風を広い範囲で密に推定できることから、得られた風ベクトルから低気圧等に伴う風の循環や前線上のシアーの情報を抽出することができる。そのため、擾乱の情報をより直接的に解析システムに伝えることが可能となり、数値予報システムにとって非常に重要なデータとなっている。

現在、運用中の散乱計には ASCAT, HSCAT および RapidScat がある。ASCAT は EUMETSAT が運用する衛星 Metop に搭載されている散乱計であり、気象庁の全球数値予報システムでは 2009 年 7 月から Metop-A 衛星搭載の ASCAT (ASCAT-A) を、2013 年 11 月から Metop-B 衛星搭載の ASCAT (ASCAT-B) を現業利用している (高橋 2010; 守谷ほか 2014)。HSCAT は中国の国家海洋局が運用する衛星 HY-2A に搭載されている散乱計である。現在のところ HSCAT 海上風データは配信のリアルタイム性等の問題があるため、現業利用の可能性を調査しているところである。RapidScat は国際宇宙ステーション (ISS) に搭載されている NASA の散乱計である。2014 年 9 月に ISS に搭載され、2015 年 1 月現在、測器の調整と並行して試験データが配信されている。RapidScat の運用は ISS の維持・管理計画に左右されるため、専用衛星搭載の散乱計と比べてデータの配信安定性や品質が影響を受けやすい。今後、これらの制約と数値予報へのインパクトを調査し、現業利用が適当であるかを調査する予定である。

本節では、現時点で安定的なデータの取得が可能な ASCAT-A, B 海上風データについて、当庁の数値予報システムにおける開発状況を報告する。第 4.6.2 項では全球数値予報システムにおける利用手法の高度化について、第 4.6.3 項ではメソ数値予報システムにおける新規利用の調査について述べる。

4.6.2 全球数値予報システムにおけるデータ利用手法の高度化のための調査

(1) 現状の問題点

高橋 (2010) で述べられているとおり、ASCAT-A 海上風データの利用にあたっては、高風速域における風速 D 値 (観測値 - 第一推定値) の負バイアスの存在により、風速が 15 m/s より大きいデータを排除している (風速制限)。また、当時既に同化利用していた NASA の散乱計 SeaWinds の観測との系統誤差が原因と考えられた南半球の予測精度の改悪を最小限に抑えるために、30°S 以南の観測誤差 σ を他の領域に比べて 1.5 倍

している (観測誤差膨張)。これらはその後に追加利用を開始した ASCAT-B 海上風データについても同様に適用されている。初期場の精度向上のためには得られた観測データを有効に利用することが重要であるため、風速制限は撤廃することが望ましい。また、ASCAT 単独利用となった現在では観測誤差膨張も不要である。本項では観測誤差膨張および風速バイアス補正を用いた風速制限の撤廃に対する全球数値予報システムにおけるインパクトについて報告する³。なお、本項では便宜上、風速 15 m/s 以上の風速域を高風速域、5~10 m/s 程度の風速域を中風速域と呼ぶ。

(2) 風速の 3 次多項式によるバイアス補正

バイアス補正手法には UKMO で利用されている 3 次多項式による補正を用いた (Cotton 2009)。この手法では補正後の風速 w' を補正前の風速 w の 3 次多項式 $w' = \sum_{i=0}^3 c_i w^i$ によって表す。補正式の係数を求めるためのサンプルデータには、2013 年夏の約 2 か月間の ASCAT 海上風の風速 w_o と GSM 第一推定値の風速 w_b の組 (w_o, w_b) に対して、それぞれ w_o と w_b について 1 m/s 間隔の平均値 $(\bar{w}_o, \bar{w}_b)_w$

$$\frac{1}{N_{w \leq w_o < w+1}} \sum_{w \leq w_o < w+1} (w_o, w_b) \quad (4.6.1)$$

$$\frac{1}{N_{w \leq w_b < w+1}} \sum_{w \leq w_b < w+1} (w_o, w_b) \quad (4.6.2)$$

を用いた。ここで、 N は各風速閾値の範囲内の (w_o, w_b) の組の数、 w は平均をとる風速の閾値で 0 以上の整数であり、 $N \geq 10$ を満たす範囲 w_{max} を上限とした。このようにして得られるサンプルは式 (4.6.1) と (4.6.2) から w_{max} 個ずつ作成される。今回の調査では $w_{max} = 25$ であった。

このようにして得られた補正式を適用することによって、高風速域のうち風速 25 m/s までの風速が強くなったほか、中風速域の風速が僅かに弱くなるのが確認された (図 4.6.1)。風速 25 m/s 以上の風速域については、補正式は風速を大きく弱めるように働いており、若干不自然である。これは $N \geq 10$ を満たすサンプルを得ることができなかったためだと思われる。補正式の適用前後の風速 D 値の統計結果を図 4.6.2 に示す。補正前に $w_o < w_b$ の領域に偏っていた高風速域データが、補正後は $w_o = w_b$ にほぼ対称に分布するようになり、D 値の負バイアスが緩和された。ただし、この結果からも風速 25 m/s 以上の風速域で若干非対称が残った。

また、領域別の風速 D 値の分布を確認すると、熱帯の正の風速 D 値の緩和および北半球高緯度の負の風速

³ ブイや散乱計の観測データの風速 D 値統計によると高風速域にバイアスがみられるため、D 値のバイアスの原因はモデルがバイアスをもっているためであると考えられる。このことは後述の UKMO でも事情は同じである。バイアス補正については、本来であれば、モデルのバイアスを解消した上でそのままのデータを利用すべきであるが、モデルバイアスの解消には相応の開発期間が必要なため、比較的簡便な解決策としてバイアス補正の効果を調査した。

¹ 守谷 昌己

² 散乱計の詳細な観測原理については太原 (1999) を参照。

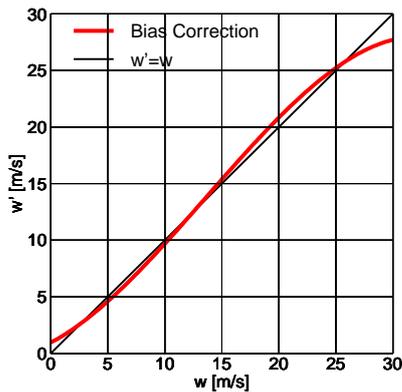


図 4.6.1 得られたバイアス補正式 ($w' = 0.9579996 + 0.5281002w + 0.04561661w^2 - 0.0011165472w^3$)。横軸はバイアス補正前の風速 w 、縦軸はバイアス補正後の風速 w' である。赤線はバイアス補正式を、黒線は $w' = w$ を表す。

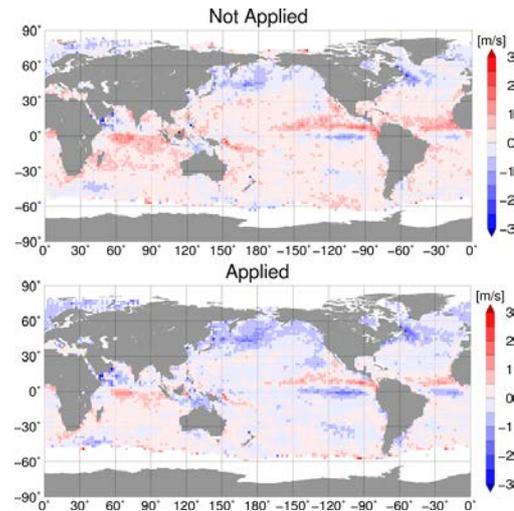


図 4.6.3 風速のバイアス補正前後の ASCAT 海上風の風速 D 値の分布。上図は補正前、下図は補正後を表す。

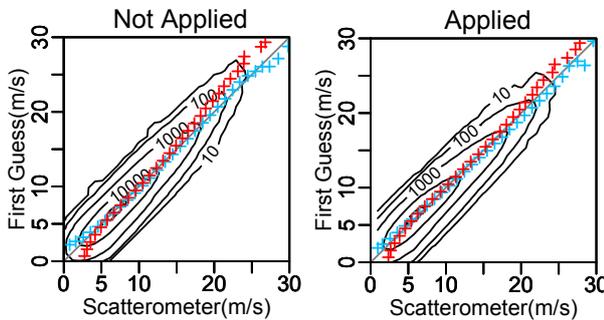


図 4.6.2 風速のバイアス補正前後の ASCAT 海上風と GSM 第一推定値の風速の二次元ヒストグラム。左図はバイアス補正前、右図はバイアス補正後を表す。横軸は ASCAT 海上風、縦軸は GSM 第一推定値の風速。水色と赤の+印はそれぞれ式 (4.6.1) と式 (4.6.2) によって計算された各平均値である。統計期間は 2013 年 8 月の 1 か月間である。

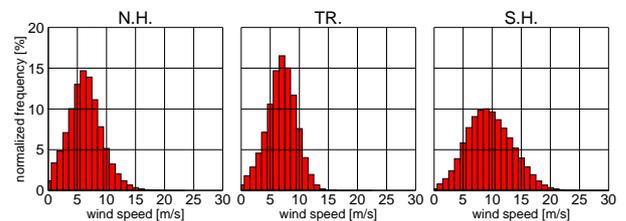


図 4.6.4 バイアス補正前の散乱計海上風の領域別の風速頻度分布。左図、中央図、右図はそれぞれ北半球、熱帯、南半球を表す。横軸は風速、縦軸は規格化した観測頻度。統計期間は 2013 年 8 月の 1 か月間。北半球は 20°N 以北、熱帯は $20^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{S}$ 、南半球は 20°S 以南とした。

D 値の若干の拡大が見られた (図 4.6.3)。バイアス補正前の散乱計海上風の風速の頻度分布によれば、中風速域の観測数は高風速域の観測数に比べてずっと多い (図 4.6.4)。このことから、すべての風速域で見た場合、高風速域よりも中風速域における変化の影響が大きく、全球的に風速が弱められたと思われる。

(3) 3 次多項式によるバイアス補正の効果

解析場や予測場における風速のバイアス補正の効果を確認するため、全球サイクル実験を実施した。以下では、現業システムによる実験を CNTL、ASCAT 海上風に風速バイアス補正を適用し風速制限と観測誤差膨張を撤廃した実験を TEST と呼ぶ。実験期間は 2013 年夏の約 2 か月間とした⁴。

図 4.6.5 に両実験の風速の平均解析場の差を示す。差の絶対値は概ね 0.1 m/s 以下と小さいものの、下層の $40^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$ を中心に TEST では風速が弱められていることが分かる。前述のとおり、全球的に高風速域よ

⁴ バイアス補正式を作成した際の統計期間と重なっているため、他の期間で実験した場合よりも D 値との整合性が良いことから、実験結果の改善が過剰に現れる可能性があることに注意が必要である。

りも中風速域の観測数の割合がずっと大きいため、解析場の風速が弱まったと思われる。また図 4.6.4 からは、熱帯は他の領域と比べて高風速域の観測数の割合が少なく、中風速域の観測数の割合が大きいことが分かる。南半球はその逆である。図 4.6.5 の結果は、これらの風速の頻度分布とバイアス補正の風速別の効果をあわせて考えるととっても面白いものである。

図 4.6.6 にゾンデ観測を真値とした場合の東西風解析場の平均誤差 (ME) と平方根平均二乗誤差 (RMSE) の改善率を示す。下層で北半球の ME および北半球と熱帯の RMSE 改善率の改善傾向が見られる。一方、南

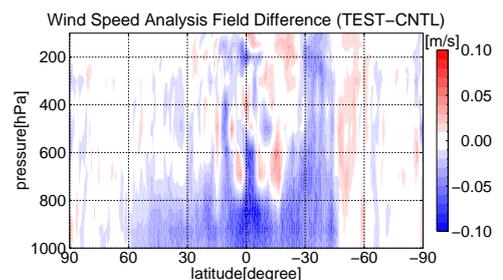


図 4.6.5 TEST と CNTL の平均風速場の差の緯度高度断面図。横軸は緯度 (正の値は北緯、負の値は南緯)、縦軸は高度を表す。

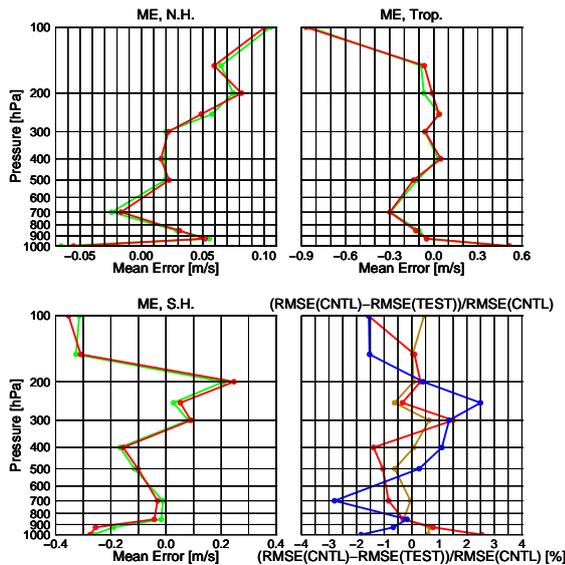


図 4.6.6 ソンデ観測を真値とした場合の TEST と CNTL の東西風の平均誤差および RMSE 改善率のプロファイル。左上図、右上図および左下図はそれぞれ北半球、熱帯および南半球の平均誤差を表し、赤線が TEST、緑線が CNTL を示す。右下図は RMSE 改善率を表し、茶線、赤線、青線はそれぞれ北半球、熱帯、南半球を示す。値が正であれば改善、負であれば改悪を表す。

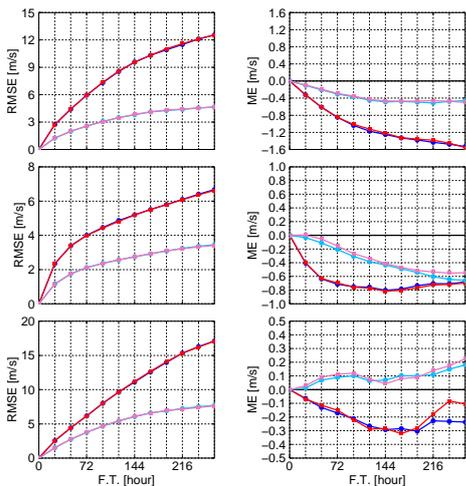


図 4.6.7 それぞれの解析値を真値とした場合の TEST と CNTL の各領域毎の風速の予測スコア。上段、中段および下段はそれぞれ北半球、熱帯および南半球、左列は RMSE、右列は ME を表す。赤線、青線、桃線および水色線はそれぞれ TEST の 250 hPa 面の風速、CNTL の 250 hPa 面の風速、TEST の 850 hPa 面の風速および CNTL の 850 hPa 面の風速を表す。

半球では ME と RMSE 改善率の改悪傾向が見られる。図 4.6.7 に CNTL と TEST それぞれの解析値を真値とした場合の各領域の予測スコアを示す。RMSE では大きな差はないものの、ME は熱帯の 850 hPa 風速で改善傾向、南半球の 850 hPa 風速で改悪傾向が確認できる。その他の高度や気温等の主要要素については、北半球・熱帯でほぼ中立、南半球で改悪傾向が見られる(図略)。

(4) まとめと課題

3次多項式による風速のバイアス補正によって高風速域の負の風速 D 値バイアスと中風速域の正の風速 D 値

バイアスは共に軽減された。この補正を適用し風速制限と観測誤差膨張を撤廃した全球サイクル実験を 2013 年夏期間を対象として実施したところ、風の解析場と予測場で、熱帯の下層を中心に改善傾向、南半球の下層で改悪傾向が見られた⁵。バイアス補正前の散乱計海上風の風速の頻度分布によると、熱帯は他の領域と比べて高風速域の観測数の割合が少なく、中風速域の観測数の割合が大きい。南半球はその逆である。このことを考えると、補正は中風速域では適切であったが、高風速域ではうまく働かなかった可能性がある。補正式に与えたサンプルを式 (4.6.1), (4.6.2) においてそれぞれ $N_{w \leq w_o < w+1} \geq 10$, $N_{w \leq w_b < w+1} \geq 10$ を満たすものに限定したところ、風速 25 m/s 以上に対するサンプルが得られなかった。一方、実験ではすべての風速域のデータを利用した。このため得られた補正式は風速 25 m/s 以上の風速域のデータに対しては適当でないものであった可能性がある。これは図 4.6.2 の右図の風速 25 m/s 以上の風速域における青と赤のプロットが $w_o = w_b$ に対して若干非対称になっていることから分かる。

今回の調査から、補正式を適用する風速の範囲は補正式作成時に与えたサンプルデータに見合ったものに限定すべきことが示唆された。非常に強い風速の観測数は限られることから、同化利用するデータを制限することは風速別のバイアス補正を用いる際は避けられないことと思われる。UKMO では同化利用する風速の上限を 25 m/s、補正式作成の統計期間を 2 か月としている。今回の調査では、ASCAT 利用開始以来懸案となっていた風速制限の撤廃を目指して、UKMO のバイアス補正の手法は参考にしたが、意図的に風速に制限を加えなかった。今後は同化するべき風速の範囲および補正式作成の統計期間を適切に設定した上で、改めて高風速域データのインパクトを調査する計画である。

4.6.3 メソ数値予報システムにおける散乱計海上風の新規利用の調査

(1) はじめに

2014 年 11 月現在、メソ数値予報システムでは散乱計海上風データを利用していない。2009 年 7 月の全球解析における ASCAT-A の利用開始以降、メソ数値予報システムにおいても現業利用に向けた開発が行われたが、強雨域における降水予測等に改悪が見られたほか、その他の予測に特段改善が見られなかったため、導入には至らなかった。しかし、メソ数値予報システムは年々改良が施されてきており(室井ほか 2010; 室井 2011, 2012; 室井・松下 2013; 永戸・松下 2014)、同化に使用される第一推定値も精度が改善されているため、過去の調査当時のものとは状況が変わってきている。ここでは、改めて 2013 年 11 月時点のメソ数値予報システムにおける ASCAT 海上風データのインパクトについて報告するとともに、現業利用に向けて解決すべき課題について述べる。

⁵ 今回の実験とは別に、観測誤差膨張を残した実験結果では南半球の改悪傾向は拡大する結果となった。

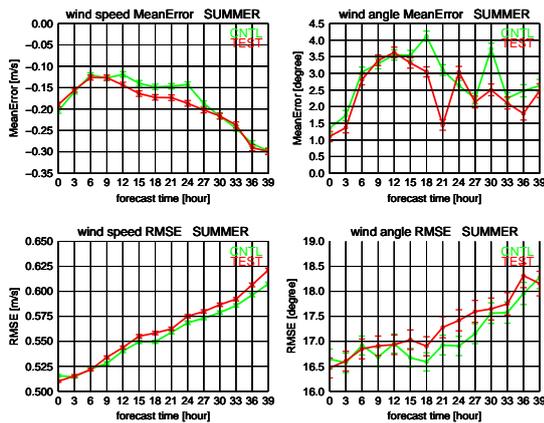


図 4.6.8 船およびブイ観測を真値とした場合の夏実験における風向・風速の予測スコアである。左列が風速、右列が風向、上段が ME、下段が RMSE である。緑線が CNTL、赤線が TEST を表す。風向は時計回りを正とした。エラーバーは誤差がガウス分布に従うと仮定した場合の信頼度 95 %の信頼区間を表す。

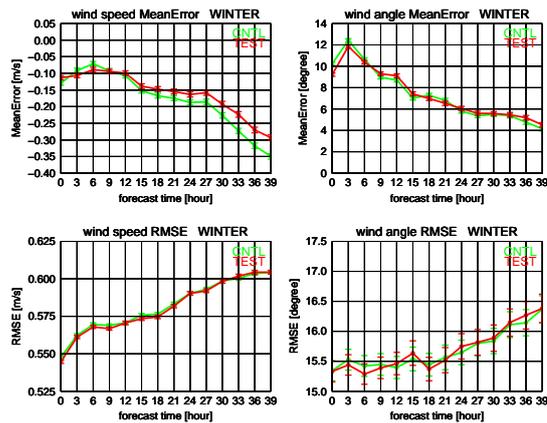


図 4.6.9 船およびブイ観測を真値とした場合の冬実験における風向・風速の予測スコアである。左列が風速、右列が風向、上段が ME、下段が RMSE である。緑線が CNTL、赤線が TEST を表す。風向は時計回りを正とした。エラーバーは誤差がガウス分布に従うと仮定した場合の信頼度 95 %の信頼区間を表す。

(2) ASCAT 利用によるインパクト

ASCAT 海上風データのインパクトを調査するため、メソサイクル実験を行った。以下では、現業システムによる実験を CNTL、CNTL に ASCAT-A, B データを追加した実験を TEST と呼ぶ。実験期間は 2013 年 8 月（夏実験）と 2014 年 1 月（冬実験）のそれぞれ約 1 か月間とした。なお、事前に行った品質調査において、ASCAT 海上風データと MSM 第一推定値の間に特定のバイアスは存在しないことを確認している。

図 4.6.8、図 4.6.9 に海上風予測についての検証結果を示す。解析場 (FT=0) に関しては、ほとんどの結果が有意な改善を示している。予測については、夏実験では予測中盤で風向 ME 以外で改悪、冬実験では風速の ME が改善を示している。この他、風についてはゾンデ観測を用いて検証したところ、夏の実験の解析場と予測初期で下層風向の改善が見られた（図略）ほか、地上気圧については夏冬実験共に RMSE に概ね改善傾向が見られた（図略）。

図 4.6.10 に降水予測のスコアを示す。バイアスコアを見ると夏実験では降水を予測する頻度が増える傾向となっており、降水量別では 15, 20 mm/3hour の中程度の降水で過小傾向が緩和、30, 40 mm/3hour の強雨域で過剰傾向が拡大している。一方、エクイタブルスコアは強雨域のスコアで改善していることから、強雨域では空振りとの両方が増加したものと考えられる。冬実験では概ね中立の結果となった。

以上のスコアに現れた全体的な場の変化については、スコアの変化量が小さいため、はっきりとは見られなかった。ただし、個々の事例の中には、擾乱に伴う海上の循環や降水分布の表現について、若干の改善が認められるものもあった（図略）。

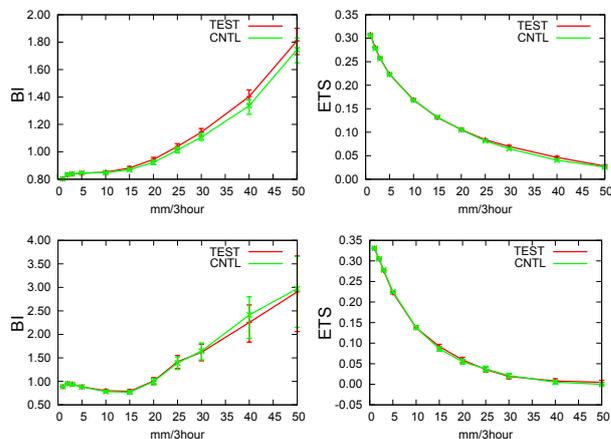


図 4.6.10 格子間隔 20 km に平均化した解析雨量の 3 時間積算値を真値とした場合の予測スコアである。上段が夏実験、下段が冬実験、左列がバイアスコア、右列がエクイタブルスコアである。緑線が CNTL、赤線が TEST を表す。エラーバーは誤差がガウス分布に従うと仮定した場合の信頼度 95 %の信頼区間を表す。

(3) 評価関数の収束性について

メソ解析において、非静力学メソ 4 次元変分法（気象庁予報部 2010）が現業システムに導入されて間もない時期に、ときどき評価関数の最小値探索に失敗する事例が発生していた。その内、3 事例については 4 次元変分法 (4D-Var) におけるアウターモデルとインナーモデルの解像度の違いにより、低い高度の観測データが繰り返し計算の中でモデルの陸面や海面より下のデータとして扱われてしまい、最小値探索が不安定となり十分に評価関数が小さくならなかったことが原因であった。このため、散乱計海上風については高度 10 m の風として同化する⁶、その他のデータについては陸面下や海面下として扱われる可能性があるデータを排除

⁶ 散乱計海上風データは高度 10m の風として算出・通報されている。この変更以前はモデル面第一層の風として同化していた。

するという対策が採られ、その後は同様の事例は発生していない。当時は ASCAT とは測器の特性の異なる NASA の運用する散乱計 SeaWinds を利用していたため、念のため ASCAT-A, B を利用した場合の評価関数の収束性の変化を調査し、当時の対策により最小値探索の失敗が再発しないかどうかを確認した。

4D-Var における評価関数の収束性を確認したところ、夏実験においては、TEST が CNTL に比べて収束率（最小化前に対する最小化後の評価関数の値の比）が 10 %程度悪化した事例が数例認められたものの、夏・冬実験共に、CNTL と TEST の収束率の差の頻度分布は 0 %を中心分布しており、全体としての変化はほとんどないことが分かった（図略）。ただし、夏実験において、最小値探索の過程で評価関数の急激な増加を伴う事例が 3 例みられた⁷。図 4.6.11 はこのうちの 1 つで、2013 年 8 月 23 日 12UTC 解析の事例である。最小値探索の 25 回目において評価関数の急激な増加が見られ、以後は最小値探索の失敗が規定回数に達したため繰り返し計算は打ち切られた。各観測データからの寄与を見ると、それぞれ増加は見られるが、ドップラーレーダーの風による寄与が特に大きいことが分かる。新たに追加された散乱計海上風データと既存のドップラーレーダーによる風データとの間に、測器の特性からくる観測データの不整合が存在し、両者に整合的な場を求めることができなかったことが考えられる。

過去に問題となった事例では終始最小値探索の過程で評価関数の急激な増加が発生しており最終的な収束率も悪かったのに対し、今回の 3 事例では急激な増加は繰り返し計算の後半で発生し最終的な収束率は 68 %程度と特に悪いというわけではない。両事例の関連性についてはまだ調査が不十分であるが、定性的な振る舞いは異なるようであった。

(4) まとめと課題

最新のメソ数値予報システムにおける ASCAT 海上風データの効果を確認したところ、風、地上気圧および降水予測に一定のインパクトが確認された。同化利用によって下層風の解析場や地上気圧の予測が改善する一方、夏実験を中心に予測中盤で下層風の改悪傾向が確認された。また、4D-Var の最小値探索の収束性を調査したところ、データの利用による変化は全体的に中立であったが、数個の事例で最小値探索の過程で評価関数の急激な増加が確認された。各観測データによる寄与の推移から、ドップラーレーダーの風データによる寄与が特に大きかったため、このデータと新たに追加した散乱計海上風データとの間に不整合が生じている可能性が考えられる。今後、両データの整合性を調査するとともに、不整合が見られる場合は散乱計海上風データの前処理に両データが接近している領域において適当な間引き処理を実装することを検討する。併せて、夏期間の下層風の予測精度の改悪についての調査を行う。

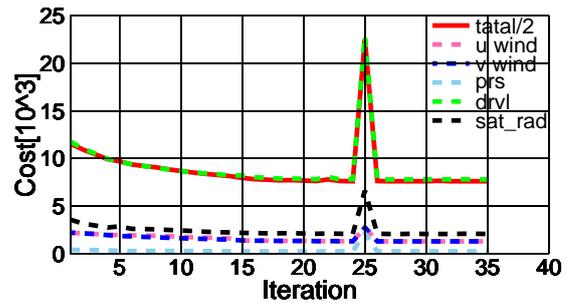


図 4.6.11 最小値探索の過程で評価関数の急激な増加が発生した事例（2013 年 8 月 23 日 12UTC 解析）における繰り返し数と評価関数の値および各観測データによる寄与の推移。横軸は繰り返し計算回数、縦軸は評価関数の値を表す。観測データからの寄与は急激な増加が見られたもののみを抽出した。点線は各観測データによる評価関数への寄与を表し、桃色、青、水色、緑および黒の線はそれぞれ散乱計や他の直接観測データの東西風、散乱計や他の直接観測データの南北風、地上気圧、ドップラーレーダーによる風および衛星観測による輝度温度データである。赤実線はトータルの評価関数の値で、スケールの調節のため 2 で割った値を表す。

参考文献

- Cotton, J., 2009: A comparison of QuikSCAT with buoy, ship and radar altimeter wind speeds and evaluating the need for a new bias correction. *Met Office Forecasting Research Technical Report No.538*, 31pp.
- 永戸久喜, 松下泰広, 2014: 付録 B 最近の改善のまとめ. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 166–167.
- 気象庁予報部, 2010: 非静力学メソ 4 次元変分法. 数値予報課報告・別冊 56 号, 気象庁予報部, 106pp.
- 守谷昌己, 大和田浩美, 山下浩史, 江河拓夢, 2014: Metop-B データの利用開始. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 104–107.
- 室井ちあし, 経田正幸, 永戸久喜, 佐藤芳昭, 2010: 最近の数値予報システムの改善のまとめ. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 28–29.
- 室井ちあし, 2011: 最近の数値予報システムの改善のまとめ. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–2.
- 室井ちあし, 2012: 数値予報システムの変更. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 69–70.
- 室井ちあし, 松下泰広, 2013: 付録 B 最近の改善のまとめ. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 128–129.
- 太原芳彦, 1999: マイクロ波散乱計. 数値予報課報告・別冊 45 号, 気象庁予報部, 27–43.
- 高橋昌也, 2010: マイクロ波散乱計 ASCAT データの全球解析での利用. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43–47.

⁷ 必ずしも収束率が大きく悪化した事例とは一致しない。

4.7 大気追跡風¹

4.7.1 はじめに

大気追跡風 (AMV: Atmospheric Motion Vector) は連続する複数枚の衛星画像を基に雲塊や水蒸気のパターンの移動を追跡・測定して算出された風ベクトルである (山下・今井 2007)。2014 年 12 月時点では、静止気象衛星 (算出間隔は 15 分~60 分、以下同様) や NOAA・Metop 等の現業低軌道衛星 (約 100 分) および Terra・Aqua 等の研究開発衛星 (約 100 分) に搭載された可視赤外イメージャの各画像およびこれらの合成画像 (約 30 分、以下、合成画像から算出される AMV を本節では LEOGEO-AMV² と表記する) から AMV が算出される。数値予報システムにおいて、AMV は風データの高層観測が少ない海上や極域において非常に有効なデータである (山下・今井 2007)。これらのデータを数値予報システムで利用することにより、主に対流圏の風の解析場を改善する。さらに解析システム内の制御変数間の相関を通じて間接的に気温、気圧および比湿等が改善され、数値予報モデルの予報精度向上に寄与する。2014 年 12 月時点では、これらの AMV は全球・メソ数値予報システムおよび毎時大気解析で利用されている。AMV の算出手法や数値予報システムで利用する際の解析前処理に関する詳しい説明は、山下・今井 (2007)、山下・下地 (2011)、山下 (2011)、JMA (2013) および林・下地 (2013) を、また、衛星等の略号は付録の略号表を適宜参照してほしい。

本節では、2013 年 7 月 2 日に現業利用を開始した LEOGEO-AMV と改良型高分解能放射計 (AVHRR) センサから算出された AMV (以下、本節では AVHRR-AMV と表記する) について第 4.7.2 項で、および現業利用へ向けて開発中の高頻度観測による AMV (Rapid Scan AMV、以下、本節では RS-AMV と表記する) について第 4.7.3 項で紹介する。最後に第 4.7.4 項では、まとめと短期的な開発課題について述べる。

4.7.2 LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV の数値予報システムへの利用

(1) LEOGEO-AMV について

LEOGEO-AMV は、現業低軌道衛星 (NOAA, Metop) や研究開発衛星 (Terra, Aqua) の可視赤外イメージャで観測された画像と静止気象衛星 (MTSAT, GOES, Meteosat, FY-2) で観測された画像を合成したものを利用し、30 分毎の 3 枚の画像から算出される。LEOGEO-AMV は、米国環境衛星資料情報局 (NESDIS) とウィスコンシン大学の共同運営されている気象衛星研究共同研究所 (CIMSS) によって開発され、静止、低軌道および研究開発衛星単独では算出されない 60° 前後の緯度帯のデータ空白域をカバーするように 2010 年 11 月から算出されたプロダクトである (Lazzara et al. 2014)。実際には、北 (南) 緯 50° 以

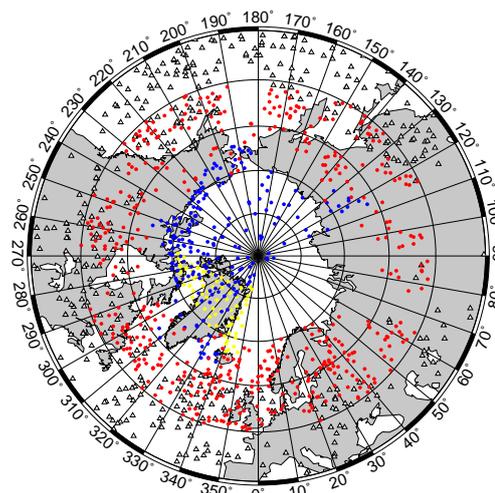


図 4.7.1 全球解析で利用された北極域の AMV の分布図 (2012 年 9 月 4 日 00UTC)。静止気象衛星から算出された AMV (三角形)、MODIS-AMV (黄丸)、AVHRR-AMV (青丸: 60°N 以上) と LEOGEO-AMV (赤丸: 50°N 以上) を示す。緯度は図の中心を 90°N とし、90°N~40°N の範囲について、10° 毎に等緯度線を引いている。すべての高度の AMV について描いているため、各 AMV 同士で重なっている点が見られる。概ね同一高度面では、間引き処理が行われるため AMV 同士が重なり合うことはない。

北 (南) で LEOGEO-AMV が得られ、この緯度帯のデータが密に入る (図 4.7.1)。この緯度帯は、概ね傾圧性の強い領域に相当する。数値予報モデルでは、この緯度帯の初期場の誤差が時間とともに大きく発展し (Hoddyss and Majumdar 2007)、不確実性が高まるため、この緯度帯の観測データを同化することは重要である。

(2) AVHRR-AMV について

AVHRR-AMV は、現業低軌道衛星 NOAA や Metop に搭載された可視赤外イメージャ AVHRR センサを使って極域の約 100 分毎の連続する 3 枚の画像から算出される (Dworak and Key 2009)。北 (南) 緯 60° 以上 (南) の極域で AVHRR-AMV が得られる (図 4.7.1)。これらの AMV は CIMSS によって 2006 年から提供されている (Key et al. 2008)。また、2009 年からは、これらの AMV は NESDIS により現業プロダクトとしても提供されている。これらの AMV は、Terra・Aqua の各衛星に搭載された中分解能撮像分光放射計 (MODIS) センサによって算出される AMV (以下、本節では MODIS-AMV と表記する) と算出領域が共通している。Terra・Aqua の各衛星は設計寿命を超えていることから将来、MODIS-AMV が算出されなくなり、その AMV が数値予報システムで利用できなくなることにより、極域での解析精度が悪化し、数値予報モデルの予報精度が悪化する可能性がある。そのため、AVHRR-AMV はこのような不測の事態に対応し、これらの領域の精度維持のために重要なプロダクトである。

¹ 山下 浩史

² LEO (低軌道) および GEO (静止) 衛星の合成画像から算出されることから便宜的に命名した。

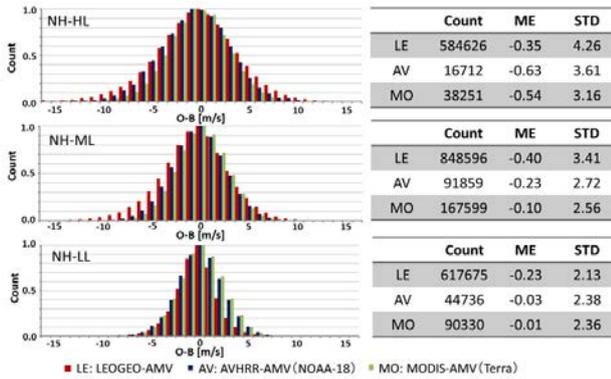


図 4.7.2 2011 年 9 月における 50°N 以北 (NH) の LEOGEO-AMV (赤色棒) AVHRR-AMV (青色棒) および MODIS-AMV (緑色棒) の風速 D 値統計結果およびヒストグラム。上段が 400 hPa より上層 (HL)、中段が 400 ~ 700 hPa (ML)、下段が 700 hPa より下層 (LL) である。縦軸は相対度数で各 AMV データ数の最大値で規格化した値、横軸は風速 D 値 (観測値と第一推定値の差)。ME は D 値平均 [m/s]、STD は D 値標準偏差 [m/s] を示している。

(3) LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV の品質

LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV の品質について、現業システムで利用中の MODIS-AMV と比較する形で全球数値予報システムを使った風速 D 値 (観測値と第一推定値の差) 統計を利用して調査を行った。図 4.7.2 は、2011 年 9 月における北緯 50° 以北の LEOGEO-AMV、AVHRR-AMV および MODIS-AMV の風速 D 値統計結果およびヒストグラムである。なお、各 AMV については QI 値³60 以上のものを使用した。図 4.7.2 から LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV は、総じてガウス分布に近い形状をなし、データ同化に適したデータであることが確認できる。また、これらの AMV は、MODIS-AMV に比べて標準偏差 (STD) が 0.5 から 1.0 m/s 程度大きく、また、MODIS-AMV と同様に風速の負バイアスが見られるものの、大きな影響はない。南緯 50° 以南の同調査でも同様な結果が得られた (図略)。これらの結果から、LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV は、大局的に見て、現業システムで利用中の MODIS-AMV と遜色のないデータで、適切な品質管理により、これらのデータの現業システムでの利用が可能であると判断してよい。

(4) LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV の解析前処理

これらの AMV の解析前処理は、MODIS-AMV のそれ (山下・今井 2007) とほぼ同様である。前述の (3) などの結果から、LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV 利用のための品質管理として、統計的に大きな風速 D 値の負バイアスおよび STD の大きい AMV は、解析前処理の段階であらかじめ利用しないという設定を追加している。これらの AMV の利用の可否に用いた閾値

³ Quality Indicator の略。EUMETSAT が提唱する品質管理指標 (0 ~ 100 で値が大きいほど品質が良い) (Holmlund 1998)。

表 4.7.1 実験の概要

実験期間	データ同化 (4回実施/1日)	冬実験 2011年11月10日~2012年3月11日 夏実験 2012年6月10日~2012年10月11日
	予報 (4回実施/1日: 12UTC初期値のみ264時間予報)	冬実験 2011年11月20日~2012年3月11日 夏実験 2012年6月20日~2012年10月11日
実験システム	予報モデル	TL959L60 (水平分解能約20km/鉛直層数60)
	解析	4次元変分法 (アウトーループは予報モデルと同じ分解能、インナーループはTL319L60 (水平分解能約55km/鉛直層数60))

は、400 hPa より上層で風速 D 値の STD を 5 m/s、400 hPa から 700 hPa までで 4 m/s、700 hPa から下層で 2 m/s、全層共通でバイアス 2 m/s で、現業利用中の AMV と同様のものを用いている (山下・今井 2007)。品質管理の詳細は、NWP SAF⁴ AMV のモニタリングページ⁵ を参照願いたい。

(5) 観測システム実験 (OSE) とその評価方法

LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV の現業システムでの利用にあたり、事前に実施する業務化試験について、2つの不具合修正 (AMV の間引き処理および QI 値を用いたデータ選別処理)⁶ を含める形で実施した。この業務化試験とは、LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV を追加利用した効果とその2つの不具合修正の評価を行うための観測システム実験 (OSE: Observing System Experiment) のことである。実験の概要を表 4.7.1 に示す。OSE の評価方法は、LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV の追加利用と2つの不具合修正を行ったものを TEST、同データの追加利用なしおよび不具合修正なしを CNTL として、両者を比較する形で行った。なお、台風の評価は気象庁予報部予報課アジア太平洋気象防災センターで作成された台風解析値に対する平均台風進路予報誤差を用いた。

(6) OSE の結果

北半球の 2011 ~ 2012 年の冬 (以下、冬実験とする) および 2012 年の夏 (以下、夏実験とする) それぞれ概ね 3 か月間の OSE を行った。ここでは夏実験の結果を示す。なお、冬実験においても夏実験と同様な結果が得られている。図 4.7.3 に夏実験の全球解析値・第一推定値

⁴ NWP SAF (Numerical Weather Prediction Satellite Application Facility) とは、EUMETSAT メンバー国の気象機関や研究機関の専門家が共同して、衛星データのモニター・処理・利用に関する研究・開発を行う枠組みの内の数値予報部門のことである。

⁵ WEB サイトは、<http://nwpsaf.eu/monitoring/amv/amvusage/jmamodel.html> である。

⁶ 異なる衛星間の AMV の間引きが動作しない (例えば、MTSAT と GOES の熱帯領域等で重なる部分) 不具合と QI 値によるデータ選別処理が機能せず、本来利用されるべき AMV が除去されるという不具合の修正。これらの修正については、水平解像度約 55 km の全球モデルの予測スコアに影響しないことを確認したので、AMV に関する現業システムの変更時にこの修正を含めた。

における航空機観測に対する東西成分風の平方根平均二乗誤差 (RMSE) 改善率 $((CNTL-TEST)/CNTL)$ を示す。TEST では 300 hPa から 600 hPa の間で RMSE が減少している。なお、その他の主要な物理要素 (南北成分風、気温、比湿) の従来型観測および衛星観測に対する結果についても概ね RMSE の減少が確認できた (図略)。

図 4.7.4 は、夏実験の 500 hPa 高度場および 250 hPa 風ベクトルについて初期値を真値とした場合の予測の RMSE 改善率を示す。図 4.7.4 から 3 日 (72 時間) 予報までで双方共に有意な改善が見られ、特に熱帯 (北緯 20° ~ 南緯 20°) や南半球 (南緯 20° 以南) では、平均的に 1 ~ 2 % の改善が見られる。また、熱帯では 250 hPa 風ベクトルの 5 日 (120 時間) 予報でも有意な改善が見られる。その他の物理要素や高度場でも前述と同様な改善が見られた (図略)。ただし、改善の多い要素の中で、南半球の対初期値検証で 250 hPa 風ベクトルの 6 時間予報スコアが悪化している。これは、元々データが少ない領域の南半球で多くの LEOGEO-AMV が同化されるようになったことが影響していると思われる。なお、対ゾンデの同 RMSE 改善率の結果では中立 (図略) であることから、大きな問題はない。LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV の追加利用による改善の効果は、極域を中心に北半球 (北緯 20° 以北)・南半球で予報初期から得られやすいことが分かっている (山下 2011)。このことは、図 4.7.4 の結果と整合しているが、熱帯での予報初期からの改善は、山下 (2011) とは異なっている。

そこで、熱帯の予報初期からの 72 時間予報および 120 時間予報の改善について考察する。極域 AMV の熱帯へのインパクトがはじめるのは山下 (2011) の調査結果から判断して、早くとも 4 日 (96 時間) 以降と考えられるので、250 hPa 風ベクトルの 5 日 (120 時間) 予報の有意な改善は極域 AMV の効果が大きいと見られる。予報初期の有意な改善については、LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV の追加利用による効果と AMV 間引き処理の不具合修正による効果の 2 つが考えられるが、明確な効果の分離は難しい。前者は、図 4.7.5 の LEOGEO-AMV データ排除実験⁷ の MTSAT-AMV による熱帯の風速 D 値 STD 時系列より、データ同化実験開始後およそ 3 日 (72 時間) 以降、少なくとも第一推定値の誤差が減少している期間は、予報初期の改善に有効であったと推測される。後者は、解析場の差を CNTL 比で確認すると、熱帯において異なる衛星間の AMV が重なる部分で解析場の差が見られた (図略) ことから、TEST の解析場が良くなると考えられるため、これも予報初期の改善に有効であったと推測される。

また、夏実験時に発生した 2012 年台風第 5 号 ~ 第 21 号の 17 個の台風における平均台風進路予報誤差の結果を図 4.7.6 に示す。24 時間予報以降、予報誤差の

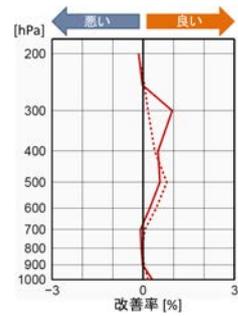


図 4.7.3 夏実験の場合の航空機観測に対する風速 (東西成分) の RMSE の改善率。解析値の改善率を赤破線、第一推定値の改善率を赤実線で示した。改善率の正の値が大きいほど解析値や第一推定値が観測と整合している。

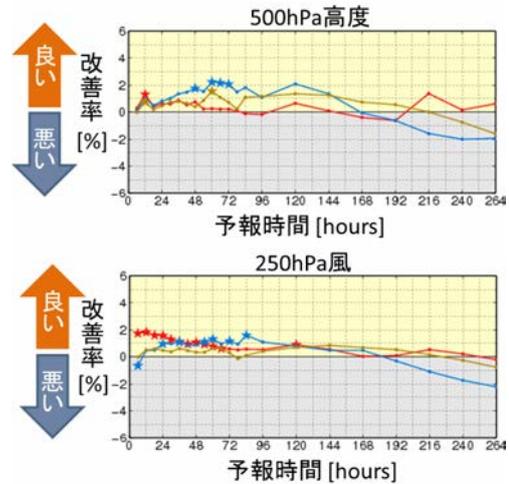


図 4.7.4 夏実験の各予報時間の RMSE 改善率。初期値を真値と仮定した場合の RMSE で見た 500 hPa 高度予報 (上) 及び 250 hPa 風ベクトル予報 (下) の改善率を示す。横軸は 11 日までの予報時間で、縦軸は改善率。色で北半球 (茶線)・熱帯 (赤線)・南半球 (青線) の各領域を示す。有意水準 2.5 % で片側検定を行い、TEST と CNTL の予報精度の差が有意と確かめられた場合に 印を付加した。

減少する傾向が見られ、42 ~ 66 時間予報で予報誤差が有意に減少した。その原因について、1 事例検証で台風第 14 号について確かめる (図 4.7.7) と、太平洋高気圧 (図 4.7.7 内の記号 H に対応) とその周辺の解析・予報精度の改善が台風進路予報向上に寄与していることを確認した。

これらの結果から、LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV の追加利用と前述の 2 つの不具合修正を施した処理が、2013 年 7 月 2 日に全球数値予報システムに導入された。

4.7.3 高頻度観測による AMV(RS-AMV) の数値予報システムへの利用

(1) 概要

RS-AMV は高頻度観測から得られる風ベクトルであるため、現業利用中の AMV (以下、本節では現 AMV と表記する) では捉えられない寿命の短い雲の移動・追跡に基づいた風ベクトルが得られる。そのため、現 AMV

⁷ 本項の実験とは別の実験。仕様は表 4.7.1 とほぼ同じで AVHRR-AMV の利用と 2 つの不具合修正処理は含まれていない。

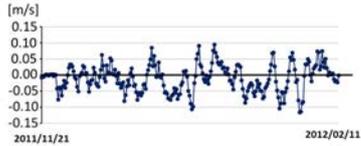


図 4.7.5 2011 年 11 月 21 日から 2012 年 2 月 11 日までの LEOGEO-AMV 排除実験の MTSAT-AMV による熱帯の風速 D 値 STD の 5 解析移動平均差 (LEOGEO-AMV ありと LEOGEO-AMV なしの差) [m/s] の時系列。負の値が大きいほど LEOGEO-AMV ありの風速 D 値 STD が小さい。

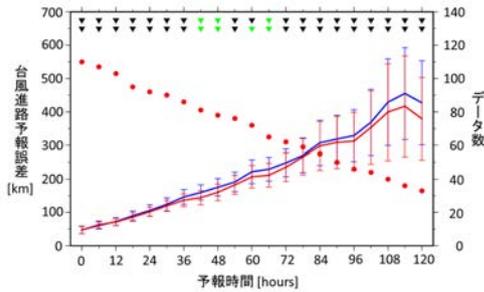


図 4.7.6 夏実験期間中の 2012 年台風第 5 号から第 21 号までを対象にした平均台風進路予報誤差。横軸は予報時間、左縦軸は台風進路予報誤差 [km]、右縦軸はサンプル数である。赤線が TEST、青線が CNTL、赤点がサンプル数を表す。エラーバーは 95 %信頼区間を示し、改善が有意と確かめられた場合にグラフ上方の三角形を緑色にした (上段の三角形はデータ系列の相関を考慮した場合、下段の三角形は相関を考慮しない場合)。

の算出されにくい擾乱の中心付近等の場所で AMV 算出数の増加が見込まれる。これらの場所で適切なデータ同化が行われた場合は、擾乱付近等の解析・予報精度の向上が期待される。

山下・下地 (2011) では、T-PARC2008(佐藤ほか 2009) による特別観測実験で試験的に算出された MTSAT-2 による RS-AMV の OSE をメソ・全球数値予報システムを使って実施した。その結果、各数値予

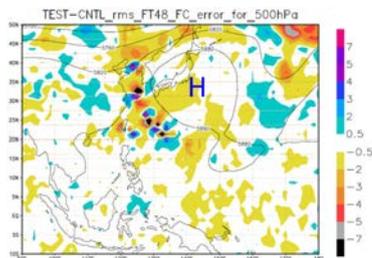


図 4.7.7 台風第 14 号に関わる 2012 年 8 月 18 ~ 30 日までの 48 時間予報における 500 hPa 高度場の RMSE 差 (TEST と CNTL の差) 等高度線は CNTL のこの期間平均の高度場を 60 m 毎に引いている。塗りつぶしの単位は [m] で負の値が大きい (暖色系) ほど TEST の方がよい。H は 500 hPa 高度場が高いことを示し、地上の太平洋高気圧に対応している。台風第 14 号は沖縄の南で発生し、東シナ海を北上した。その台風の経路に沿って塗りつぶしのコントラストが大きくなっている。

表 4.7.2 MTSAT-1R の RS-AMV 利用のための QI 閾値の設定値。IR は赤外、VIS は可視、WV は水蒸気の各センサーから算出された AMV。高さの記号は、HL : 400 hPa より上層、ML : 400 ~ 700 hPa、LL : 700 hPa より下層。ハイフンは各センサーおよび高さで RS-AMV が算出されないため、対象外であることを示している。

		HL	ML	LL
MTSAT -1R	IR	90	92	85
	VIS	-	-	92
	WV	92	-	-

報システムの解析・予報精度の改善に寄与することが確認できた。一方、気象衛星センター (MSC) では、2011 年から夏季の日中⁸、日本とその周辺領域⁹で MTSAT-1R による 5 分間隔の高頻度観測を開始した。これに伴い、RS-AMV の算出も行われた。2008 年以降、データの利用拡充による数値予報システムの精度改善を目的として MTSAT-2 や MTSAT-1R の 4 ~ 10 分間隔の画像から算出された RS-AMV の利用の検討および開発を進めてきた。現 AMV や RS-AMV は、数値予報システムの解析の解像度に比べて空間・時間的にも密であること、隣接する観測には観測誤差相関があること等からそのまま数値予報システムで利用することはできない。そのため、現 AMV は、その品質比較をし解析の解像度に最も適した AMV を抽出 (データが間引かれることから、以下便宜上、間引き処理と呼ぶ) することにより、数値予報システムで利用されている。現在、RS-AMV の間引き等による情報損失を最小限にするために、2 つの利用手法 (2 段階間引き手法 (便宜的な略号として 2STP を使用) と Super-observation 手法 (便宜的な略号として SPOB を使用)) について評価を行っている。以下に、開発中の RS-AMV の 2 つの利用手法と現 AMV の利用手法 (CNTL) について示す。なお、2STP については、RS-AMV の間引き処理の不具合のため、観測誤差相関の影響が残ったままデータ同化が行われたことに注意が必要である。詳しくは後述の 2 段階間引き手法 (2STP) を参照願いたい。また、例として表 4.7.2 に MTSAT-1R の RS-AMV を利用するための QI 閾値を示す。QI 閾値は第 4.7.2 項 (4) で示した AMV 利用の可否に用いた閾値を QI 値と風速 D 値の STD との対応関係に適用して決定した。なお、これらの利用手法の違いによらない解析前処理については、現 AMV と同様の処理が共通に適用される。

現 AMV の利用手法 (CNTL)

- 全静止衛星の現 AMV は、解析前後 3 時間 (メソ数値予報システムでは前 3 時間) を 1 つの解析同化窓と仮定してその中で 200 km × 200 km × 100 hPa 毎に箱を用意し、1 つの AMV を選択する¹⁰。

⁸ 概ね 6 月 ~ 9 月の 00UTC ~ 09UTC。

⁹ 概ね 20°N-45°N, 120°E-150°E。

¹⁰ 解析対象時刻からの時間差、間引く箱中心からの距離 (ユークリッド距離) および QI 値のそれぞれに重み付けをした品質

2段階間引き手法 (2STP)

1. 全静止衛星の現 AMV を CNTL と同様に間引く。
2. 上記で間引いた後の現 AMV に RS-AMV を追加する。
3. 100 km × 100 km × 100 hPa 毎に箱を用意し、1 つの AMV を選択する¹¹ 処理を 2 時間毎 (メソ数値予報システムでは 1 時間毎) の解析同化窓内で行う。

Super-observation 手法 (SPOB)

1. 全静止衛星の現 AMV を CNTL と同様に間引く (全球数値予報システムのみ)
2. 上記で間引いた後の現 AMV に RS-AMV を追加する (全球数値予報システムのみ)
3. 100 km × 100 km × 100 hPa 毎の箱を用意し、観測時刻・高度・位置 (緯度・経度)・風向風速を各箱毎に平均化する処理を 1 時間毎の解析同化窓内で行う。

次項以降では、全球数値予報システムにおける OSE の結果を紹介する。メソ数値予報システムにおける OSE については結果の概略のみ示す。

(2) 全球数値予報システムを利用した OSE 背景

気象庁技術開発推進本部 豪雨監視・予測技術開発部会では、豪雨監視・予測技術の向上のため、豪雨の事例解析や MTSAT による高頻度観測データの利用法について検討している (加藤 2010)。豪雨監視・予測技術開発部会の診断的予測グループは、MSC に対して MTSAT-1R による高頻度観測を依頼し、MSC では 2013 年 10 月 2 日～10 月 18 日まで 10 分間隔の MTSAT による高頻度観測を 24 時間、日本とその周辺領域で実施した。それと同時に高頻度観測から RS-AMV が算出された。この観測期間中、領域内に台風第 22 号～第 27 号までの 6 個の台風事例が得られた。現業の全球数値予報システムでは、台風第 23 号等、台風進路予測に不確実性を持つものが多かったことから、RS-AMV の台風進路予測へのインパクトを確認するため、全球数値予報システムによる OSE を実施した。

10 分間隔 RS-AMV の特徴

2013 年 10 月 3 日～10 月 16 日までの RS-AMV について 6 時間毎の全球サイクル解析¹² で作成したデータから風速 D 値 (RS-AMV 観測値と第一推定値の差) 統計を利用して精度調査を行い、現 AMV と比較

指標の合計値が最小値となるものを選ぶ (山下・今井 2007)。

¹¹ 2STP で RS-AMV から 1 つの AMV を選択する手法は現 AMV の利用手法 (CNTL) と同じであるが、執筆中に確認したところ、間引き方の不具合により同一箱内に複数の RS-AMV が残る状態になっていることが判明した。そのため、2STP に関しては観測誤差相関の影響が残ったまま実験が行われたことになる。なお、この不具合は RS-AMV の特別処理の不具合のため、現業システムへの影響はない。

¹² 使用したシステムは全球数値予報システム (4 次元変分法: インナーモデル TL319L60、水平解像度約 55 km、GSM: TL959L60、水平解像度約 20 km) である。

対象領域は第 4.7.3 項 (1) で示した日本とその周辺領域とした。その結果、水蒸気 RS-AMV に正バイアスが見られる、すべての RS-AMV の STD が大きい、時空間誤差相関距離が短いという傾向が見られた (図略)。これらの結果から、表 4.7.2 の QI 閾値を適用した場合、前述の正バイアスや STD の大きい部分についてある程度除去が可能であること、時空間誤差相関距離が短いことは現 AMV に比べ独立性の高いデータで 4 次元変分法のデータ同化システムには好ましいことから、これまでの RS-AMV と同等にデータ同化が可能と判断してよい。

OSE とその評価方法

現 AMV に MTSAT-1R の RS-AMV を追加して 2 種類の OSE を実行し、CNTL と比較する形で評価を行った。その 2 種類とは RS-AMV 利用手法の 2STP と SPOB である。使用したシステムは気象庁全球数値予報システム¹² である。データ同化期間は 2013 年 10 月 2 日 00UTC～10 月 28 日 18UTC までの 1 日 4 解析、予報・検証期間は 2013 年 10 月 2 日～10 月 16 日の 12UTC 解析を初期値とする 264 時間予報のみである。なお、台風の評価は第 4.7.2 項と同様に気象庁予報部予報課アジア太平洋気象防災センターで作成された台風解析値に対する平均台風進路予報誤差を用いた。

OSE の結果

- RS-AMV と現 AMV データの分布比較
 - － 図 4.7.8 に、2013 年 10 月 6 日 12UTC の日本周辺の SPOB と CNTL における OSE に用いた RS-AMV と現 AMV のデータ分布を示す¹³。青枠内は概ね RS-AMV の算出領域で、SPOB の利用データ数が多くなっていることが確認できる。
- 解析値・第一推定値へのインパクト
 - － 図 4.7.9 は、図 4.7.8 の青枠内で算出された 3 つの OSE における 400 hPa より上層の RS-AMV および現 AMV の風速 D 値 STD 時系列図を示す。SPOB における風速 D 値 STD が他のものより総じて小さいことが確認できる。このことは、SPOB の RS-AMV によるデータ同化利用により、他 2 つのものに比べ予報誤差が減少していることを示唆している。この傾向は 700 hPa より下層でも同様に見られる。
 - － 図 4.7.10 は、各実験の南北成分風の解析値・第一推定値を北半球の航空機観測に対して算出した RMSE の CNTL 実験に対する改善率を示す。SPOB と 2STP 共に 600 hPa より上層で改善しているが、SPOB は 600 hPa から下層でも改善傾向が見られる。その他の観測に対する大きなインパクトは 2STP および SPOB 共に見られない。

¹³ 2STP の AMV データ分布は SPOB とほぼ同等であるが、2STP の不具合により図 4.7.8 でのデータ数は SPOB 比で多くなっている。

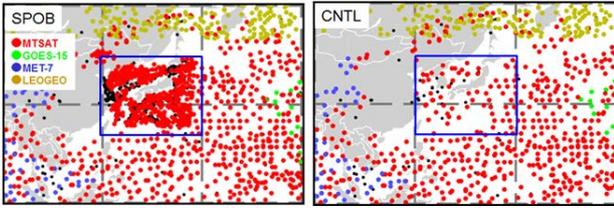


図 4.7.8 2013 年 10 月 6 日 12UTC 解析時の日本とその周辺における 2 つの OSE に用いた RS-AMV と現 AMV のデータ分布図。青枠は、20°N-45°N, 120°E-150°E で概ね RS-AMV 算出範囲である。赤点は MTSAT-2 の AMV および MTSAT-1R の RS-AMV、緑点は GOES-15 の AMV、青点は METEOSAT-7 の AMV および黄点は LEOGEO-AMV である。日本付近の黒点は解析に利用されなかったデータである。左図は SPOB による分布図で青枠内の解析に利用されたデータ数は 441、右図は CNTL による分布図で青枠内の同データ数は 71 である。



図 4.7.9 2013 年 10 月 3 日～10 月 16 日までの図 4.7.8 の青枠内における 400 hPa より上層の RS-AMV と現 AMV による 3 つの OSE の風速 D 値 STD 時系列図。各 OSE 名の近傍の「Ave.」の横の数字は、各 OSE の風速 D 値 STD の各解析時刻毎の平均値を示し、カッコ内の数字は 1 解析あたりの平均サンプル数を示す。

● 予報場へのインパクト

- 図 4.7.11 は、日本付近の 500 hPa 高度場の 72 時間予報における 2STP および SPOB と CNTL の対解析 RMSE 差の期間平均を示す。SPOB の方が 2STP に比べ RMSE の減少が大きく見られ、予報誤差減少により寄与していることが確認できる。

● 台風予報へのインパクト

- 図 4.7.12 は、2STP および SPOB の予報時間別の平均台風進路予報誤差を示す。SPOB の平均台風進路予報誤差は、30～120 時間予報において有意性は小さいものの減少した (30～84 時間予報では平均約 8% 減少)。台風進路予報の個別事例では、台風第 23 号をはじめほぼすべての事例で平均台風進路予報誤差が減少した (図略)。2STP の平均台風進路予報誤差の減少は見られなかった。平均台風強度予報誤差については、2STP および SPOB 共に特に大きな変化は見られなかった (図略)。

これらの結果から、RS-AMV に SPOB を適用してデータ同化を行うことにより、日本とその周辺の予報誤差が減少し、平均台風進路誤差が改善した。一方で、RS-AMV に 2STP を適用したものについては、解析・予報場、台風進路予測に目新しい改善が見られなかったことは、RS-AMV を数値予報システムで利用する際には、単に RS-AMV を大量に利用するのではなく、観測誤差相関を考慮する必要があることを示唆している。

(3) メソ数値予報システムを利用した OSE

メソ数値予報システムにおける RS-AMV の 2STP および SPOB を使った CNTL に対する OSE の結果の概略を以下に示す。詳細な結果については、Yamashita (2010)、Yamashita (2012) および Yamashita (2014) を参照願いたい。

● 実験期間

- 2010 年 8 月 25 日～9 月 3 日
- 2011 年 7 月 15 日～7 月 31 日

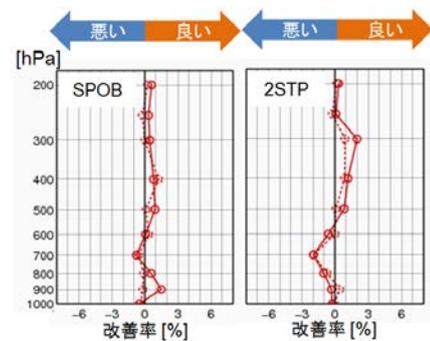


図 4.7.10 2 つの OSE における北半球の航空機観測に対する風速 (南北成分) RMSE の CNTL 実験に対する改善率。凡例は図 4.7.3 に同じ。

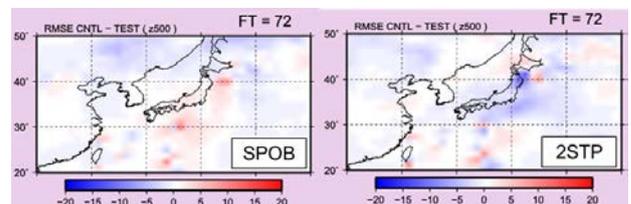


図 4.7.11 日本付近の 2 つの OSE における 500 hPa 高度場の 72 時間予報における CNTL との対解析 RMSE 差の期間平均。赤色 (数値が大きい) ほど CNTL に比べて各 OSE の RMSE が小さい。

3. 2012 年 6 月 22 日～7 月 29 日

● ゾンデに対する風速予報場へのインパクト

- 2STP および SPOB 共に 9～12 時間予報までの全層において平均誤差および RMSE の減少が見られる。
- SPOB の方が改善の度合いがやや大きい。

● 降水予報へのインパクト

- SPOB では予測初期 (12 時間予報位まで) の 3 時間降水量予報の改善が見られる。
- 2STP では対 CNTL ではあまり変わらない。
- SPOB では上層の RS-AMV と下層の RS-AMV の同化を行うことで下層での風による収束場を強化し、降水予報の改善をもたらす事例が見られたが、同事例において 2STP で

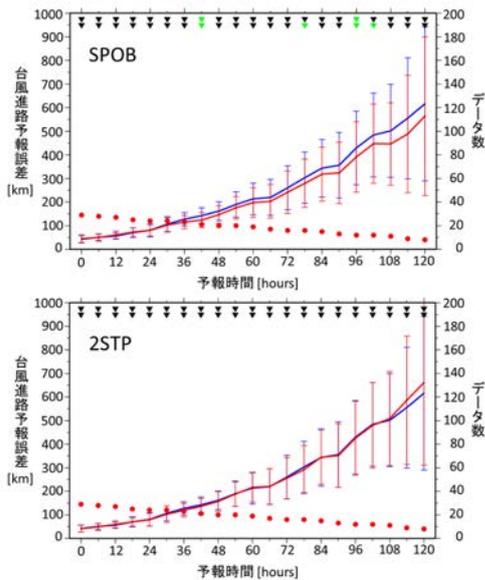


図 4.7.12 実験期間中の 2013 年台風第 22 号から第 27 号までを対象にした平均台風進路予報誤差。赤線は上段が SPOB、下段は 2STP。青線は CNTL。その他の凡例は図 4.7.6 に同じ。

は改悪となった。

4.7.4 まとめと短期的な開発課題

第 4.7.2 項では、2013 年 7 月 2 日に現業利用を開始した LEOGEO-AMV および AVHRR-AMV の特徴およびインパクト結果を示した。これらの AMV を全球数値予報システムで追加利用することにより、南北半球の主に極域で予測初期での改善の効果が大きいこと、現 AMV を利用した風速 D 値統計時系列による考察から、予測初期から熱帯でも改善の効果が大きいこと、極域 AMV の利用の有無による解析・予報の差から 4 日目以降でも改善の効果が得られることを示した。

第 4.7.3 項では、RS-AMV の利用について 2 つの利用手法を挙げ、OSE を通して RS-AMV の全球・メソ数値予報システムにおける評価結果を示した。全球数値予報システムでは、日本とその周辺領域について、SPOB を用いることで各種予報場の予報誤差の減少に寄与していることを確認した。また、平均台風進路予報誤差は、有意性は小さいものの 30~120 時間予報で減少 (30~84 時間予報で平均約 8% 減少) した。メソ数値予報システムでは、風の予報場について 9~12 時間予報までで予報誤差の減少をもたらし、3 時間当たりの降水量予報では、12 時間予報位までで改善が見られた。RS-AMV の利用方法については、全球・メソ数値予報システムとも共通で、SPOB の方が AMV の観測誤差相関が考慮されない 2STP に比べ改善の度合いが大きいことが分かった。

短期的な開発課題では、局地数値予報システムにおける AMV の利用と静止気象衛星ひまわり 8 号から算出される AMV (H8-AMV) の利用が挙げられる。

局地数値予報システムについては、2015 年 1 月 29 日に asuca (河野・原 2014) に切り替えられた。この切り

替えと同時に現 AMV の利用が開始された。現 AMV の解析前処理については、メソ数値予報システムと同じである。今後、後述の H8-AMV の利用開始とともに AMV の間引きを減らす等、なるべく多くの AMV が利用できるように解析前処理の改良を予定している。

ひまわり 8 号は、2014 年 10 月 7 日に打ち上げられた。2015 年 4 月にテスト運用、同年 7 月から MTSAT-2 に替わり本運用となる予定である。MTSAT に比べて水平分解能の向上 (可視 1 km 0.5 km、赤外 4 km 2 km) 通常観測による撮像時間間隔が、全球で 10 分、高頻度観測による同時時間間隔が日本域および台風域で 2.5 分等となり観測機能が向上する。また、水蒸気チャンネルが 3 つになり、CO₂ チャンネルが新しく加わるため、雲高度推定の精度が向上することが期待される。

これらの機能向上に伴い、従来の AMV アルゴリズムは雲移動量推定にパターンマッチ、雲高度推定には赤外・水蒸気 2 バンドによるヒストグラム解析を用いていたが、H8-AMV では、雲移動量および雲高度推定には最尤推定が用いられる予定である (Shimoji 2014)。そのため、2014 年 10 月に 10 分間隔の MTSAT-1R の高頻度観測を利用して H8-AMV と同様のアルゴリズムで算出された AMV の精度調査を行っている。今後、これらの結果を基に H8-AMV 用の解析前処理を構築し、ひまわり 8 号衛星の本運用後速やかに H8-AMV を全球、メソおよび局地数値予報システム、毎時大気解析で利用を開始する予定である。

また、RS-AMV の算出される時間間隔が 5~10 分からさらに短くなることが見込まれるため、今までに蓄積してきた OSE 事例を生かして RS-AMV の利用に向けた開発を続ける予定である。RS-AMV の利用方法については、OSE 事例調査の結果より 2STP による効果が SPOB に比べて小さいことおよび AMV の間引き処理による情報損失を防ぎたいことから、SPOB に絞って開発することを考えている。また同時に、大気現象を捉えられる大きさは各解析予報システムの時空間解像度によって異なることから、10 分解析同化窓毎の RS-AMV データ同化実験結果 (Otsuka et al. 2014) も参考にしつつ、それらの解像度に応じた RS-AMV の利用も検討していきたい¹⁴。

参考文献

Dworak, R. and J. Key, 2009: Twenty Years of Polar Winds from AVHRR: Validation and Comparison with the ERA-40. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **48**, 24-40.
 林昌宏, 下地和希, 2013: 大気追跡風算出アルゴリズム. 気象衛星センター技術報告第 58 号, 3-109.
 Hoddyss, D. and S. J. Majumdar, 2007: The contamination of 'data impact' in global models by rapidly growing mesoscale instabilities. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 1865-1875.

¹⁴ RS-AMV だけではなく、現 AMV 全体の課題でもある。

- Holmlund, K., 1998: The utilization of statistical properties of satellite-derived atmospheric motion vectors to derive quality indicators. *Wea. Forecasting*, **13**, 1093–1104.
- JMA, 2013: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. *Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-processing and Forecasting System and Numerical Weather Prediction Research*. Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan.
- 加藤輝之, 2010: 豪雨監視・予測技術の開発. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 109–115.
- 河野耕平, 原旅人, 2014: LFM としての asuca の特性. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 108–117.
- Key, J., D. Santek, C. S. Velden, J. Daniels, and R. Dworak, 2008: The Polar Wind Product Suite. *Proc. 9th Int. Winds Workshop, Annapolis, Maryland, USA, EUMETSAT*.
- Lazzara, Matthew A., Richard Dworak, David A. Santek, Brett T. Hoover, Christopher S. Velden, and Jeffrey R. Key, 2014: High-Latitude Atmospheric Motion Vectors from Composite Satellite Data. *J. Appl. Meteor. Climat.*, **53**, 534–547.
- Otsuka, M., M. Kunii, H. Seko, K. Shimoji, M. Hayashi, and K. Yamashita, 2014: Data Assimilation Experiments of MTSAT Rapid Scan Atmospheric Motion Vectors. *J. Meteor. Soc. Japan*. submitted.
- 佐藤清富, 小森拓也, 酒井亮太, 山下浩史, 太田洋一郎, 2009: T-PARC2008. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 161–166.
- Shimoji, K., 2014: Motion tracking and cloud height assignment methods for Himawari-8 AMV. *Proc. 12th Int. Winds Workshop, Copenhagen, Denmark, EUMETSAT*. [Available from http://www.eumetsat.int/groups/cps/documents/document/PDF_CONF_P61_S2_06_SHIMOJI.V.pdf].
- 山下浩史, 今井崇人, 2007: 数値予報と衛星データ. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 36–56.
- 山下浩史, 下地和希, 2011: 高頻度大気追跡風. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 37–49.
- 山下浩史, 2011: 全球解析における MODIS 極域大気追跡風の利用法の改良. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 13–19.
- Yamashita, K., 2010: Observing system experiments of MTSAT-2 rapid scan atmospheric motion vector for T-PARC 2008 using the JMA operational NWP system. *Proc. 10th Int. Winds Workshop, Tokyo, Japan, EUMETSAT*. [Available from http://www.eumetsat.int/groups/cps/documents/document/PDF_CONF_P56_S6_06_YAMASHIT.V.pdf].
- Yamashita, K., 2012: An observing system experiment of MTSAT-2 rapid scan AMV using JMA meso-scale operational NWP system. *Proc. 11th Int. Winds Workshop, Auckland, New Zealand, EUMETSAT*. [Available from http://www.eumetsat.int/groups/cps/documents/document/PDF_CONF_P60_S4_15_YAMASHIT.V.pdf].
- Yamashita, K., 2014: Observing system experiments of MTSAT-1R rapid scan AMV using JMA operational NWP system from 2011 to 2013. *Proc. 12th Int. Winds Workshop, Copenhagen, Denmark, EUMETSAT*. [Available from http://www.eumetsat.int/groups/cps/documents/document/PDF_CONF_P61_S7_04_YAMASHIT.V.pdf].

4.8 GNSS 掩蔽観測¹

4.8.1 はじめに

GNSS (Global Navigation Satellite System) とは衛星測位システムの総称である²。電波受信機の位置に対し測位衛星が地平線に沈む(あるいは昇る)タイミングで測位衛星からの電波を受信し、大気の影響で生じる電波の遅延から途中の大気状態を測定する観測を GNSS 掩蔽観測と呼ぶ。この場合の受信機は低軌道 (LEO: Low Earth Orbiting) 衛星や航空機に搭載されたり、山岳に設置されたりすることが多い。数値予報で扱うのは通常 LEO 衛星による観測であるため、本節では LEO 衛星による観測を GNSS 掩蔽観測と呼ぶことにする。

GNSS 掩蔽観測は高精度かつ校正が不要の観測であり、その観測データは気象庁を含む世界の主要な数値予報センターで利用され (Healy 2008; Rennie 2010; Cucurull 2010)、今では数値予報の初期値を作成するための重要な観測データの一つとされている。主に屈折角もしくは屈折率が観測データとして利用されている。GNSS 掩蔽観測のデータ処理においては、LEO 衛星で受信する電波の遅延の情報からまず屈折角が算出され、屈折角から屈折率が算出される。このため屈折角は屈折率より観測値に含まれる変換誤差が少なく、世界の主要な数値予報センターにおける GNSS 掩蔽観測データの利用は、現在は屈折角が主流であり、当初屈折率を利用していた数値予報センターも、徐々に屈折角の利用へ移行しつつある。

本節では、気象庁における GNSS 掩蔽観測データ利用に関する最近の変更として、小澤 (2011) による COSMIC 衛星の屈折率データの利用開始以降に行った、主な変更について報告する。具体的には 2012 年 12 月に行った屈折率データの利用手法の改良と、2014 年 3 月に行った屈折角データの利用への移行である。

なお、掩蔽観測の原理の詳細は、Eyre (1994) と津田 (1998) による解説をまとめた小澤・佐藤 (2007) に詳しいので、こちらを参考にしていきたい。

4.8.2 屈折率データの利用手法の改良

本項では 2012 年 12 月に全球解析に導入した、屈折率データの利用手法の改良について報告する。詳細は Owada and Yoshimoto (2013) で報告されているので、こちらをあわせて参照していきたい。

気象庁における GNSS 掩蔽観測データの利用は、2007 年 3 月に全球解析に導入された CHAMP 衛星の利用が最初である (小澤・佐藤 2007)。それ以降、2009 年 11 月に GRACE-A 衛星と Metop-A 衛星の追加 (小澤 2010)、2010 年 11 月に COSMIC 衛星の追加を行った。気象庁では CHAMP 衛星の利用開始時から屈折率を利用し、

観測値に対してバイアス補正を施して利用してきた。GNSS 掩蔽はバイアス補正をせずに同化利用することができる観測と言われ (Healy 2008)、他の主要な数値予報センターではバイアス補正は行っていないが、気象庁の全球解析では対流圏下層で第一推定値に対するバイアスが確認されたため、バイアス補正を導入した (小澤・佐藤 2007)。

COSMIC 衛星追加以降の調査により、全球解析の第一推定値から屈折率を計算する際の鉛直内挿に問題があることが判明した。屈折率の観測の高度は幾何学的高度 (標高) で通報される一方、全球モデルのそれはジオポテンシャル高度³であるため、鉛直内挿を行う際には、高度を幾何学的高度とジオポテンシャル高度のどちらか一方にあわせる必要がある。この高度変換に重力加速度の緯度依存性が考慮されていなかったため、低緯度と高緯度の領域を中心に、第一推定値から計算される屈折率の値にバイアスが生じていたことがわかった⁴。その後、主な改良点として下記の二点を組み込んだサイクル実験を実施したところ、解析場の改善と予測精度の向上を確認できたため、これらを現業システムに導入した。

- 鉛直内挿手法の修正とバイアス補正の廃止
 - 重力加速度の緯度依存性を考慮するように鉛直内挿を修正
 - 鉛直内挿手法の修正により全球解析の第一推定値に対するバイアスが解消されるため、バイアス補正を廃止
- 未利用データの利用を開始
 - バイアスが大きい未利用としていた、下層の屈折率データ (高度は 20°S–20°N では 17000 m 未満、90°S–60°S では 15000 m 未満、その他の領域では 7000 m 未満) の利用を開始
 - TerraSAR-X 衛星と C/NOFS 衛星の屈折率データの利用を開始
 - 配信サーバの変更により利用を一時中断していた GRACE-A 衛星の屈折率データ (小澤 2010) の利用を再開

これらの改良は特に対流圏上部の 200 hPa 付近の気温の第一推定値の精度を改善した。図 4.8.1 は熱帯域 (20°S–20°N) におけるラジオゾンデの気温の第一推定値と観測値の差の平均時系列であり、緑線はこれらの改良が導入された 2012 年 12 月 18 日を示す。導入前には、ラジオゾンデの観測と比較して 200 hPa 付近の第一推定値の気温には顕著な正バイアスが存在していたが、導入後にはほぼ解消していることがわかる。北

³ 平均海面からの高さを h 、重力加速度を $g(z)$ とすると、ジオポテンシャル Φ は $\Phi = \int_0^h g(z) dz$ で表される。標準重力加速度を g_0 とすると、ジオポテンシャル高度 Z は $Z = \frac{\Phi}{g_0}$ で定義される。

⁴ 重力加速度は例えば赤道で 9.78 m/s²、極で 9.83 m/s² であり、緯度に応じて値が異なる。これを考慮しないでジオポテンシャル高度を計算した場合、赤道で 0.27%、極で -0.26% の高度の誤差が生じる。

¹ 大和田 浩美

² 衛星測位システムを一般に GPS (Global Positioning System) と呼ぶことがあるが、これは本来米国の衛星測位システムの固有名称である。本節では GPS 以外の衛星測位システムも対象になるため、GPS ではなく総称である GNSS を用いる。

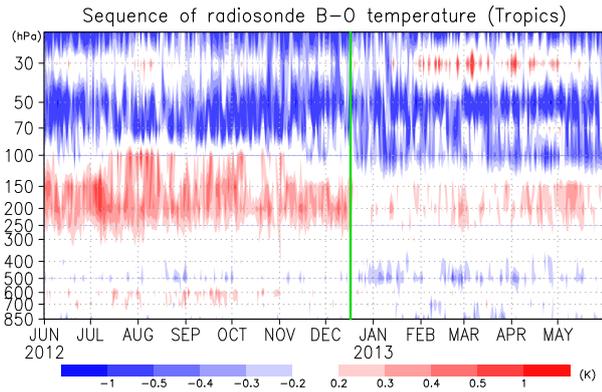


図 4.8.1 全球サイクル解析におけるラジオゾンデの気温の第一推定値と観測値の差 (B-O: Background-Observation) の熱帯域 (20°S-20°N) における平均時系列。緑線は屈折率データの利用手法の改良が導入された 2012 年 12 月 18 日を示す。

半球域 (20°N-90°N) や南半球域 (90°S-20°S) を対象とした統計についても、熱帯域と同様の結果となった。

4.8.3 屈折角データの利用への移行

前項で報告した屈折率データの利用の改良では、それまで未利用であった下層のデータの利用を開始したが、高度 30 km 以上の上層のデータについては未利用のままとした。これは、屈折率データはその算出時に気候値を用いており、高度 30 km 以上についてはその影響を受けやすいとされる (Healy 2008) ためである。屈折角データには気候値利用による影響は含まれない。高度 30 km 以上のデータ利用の充実を目的に、2014 年 3 月 18 日に、現業システムにおける GNSS 掩蔽観測データの利用を屈折率から屈折角へ移行した。

屈折角データの利用への移行にあたっては、主に下記の 3 点の変更を実施した。

1. 鉛直方向の間引きの廃止
2. 高度 30 km 以上の観測の利用
3. 掩蔽観測データ処理パッケージ ROPP (Radio Occultation Processing Package) の導入

1 については、屈折率データ利用のときに行っていたプロファイル毎に行う 500 m 間隔の鉛直間引きを廃止した。屈折率データの算出処理は対象となる観測の上空のプロファイルの情報も必要とするため、同じプロファイルの屈折率の観測は互いに観測誤差相関を持つ。このため屈折率データの利用時には鉛直間引きを行い、すべて独立の観測として扱ってきた。屈折角ではこのような観測誤差相関は見られない (Rennie 2010) ため、鉛直間引きを行わないことにした。なお、水平方向の間引きについては屈折率データの利用開始時から行っていない。

2 については先に述べたとおり、屈折率より誤差の小さい屈折角データの利用に移行し、高度 30 km 以上のデータ利用の充実をはかるためである。GNSS 掩蔽観測データは高度 60 km の観測が最高点であり、今回の移行にあたっては、利用高度の制限を廃止し、品質

全球サイクル解析で利用された1日あたりのデータ数

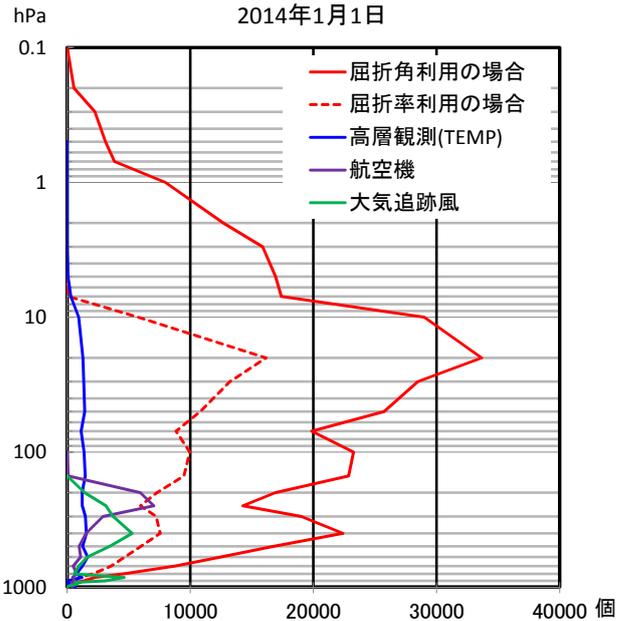


図 4.8.2 全球サイクル解析で利用された 1 日あたりのデータ数を指定気圧面に合計したグラフ。2014 年 3 月 18 日以降の現業システムに相当する環境での実験結果を使用し、屈折角を赤線で、屈折角に移行する以前の屈折率を利用した場合について赤の点線で示した。参考のため高層観測 (TEMP)、航空機観測、大気追跡風についても示した。

管理を通過したデータはすべて利用することにした。

上記 1 と 2 の変更により、GNSS 掩蔽観測データの利用率はおよそ 3 倍に増えた。図 4.8.2 は、全球サイクル解析で利用された 1 日あたりのデータ数を指定気圧面毎に合計したグラフである。屈折角データの利用に移行して、高度が概ね 30 km 以上に対応する 10 hPa 以上で、観測データが多く利用されるようになったことがわかる。

3 の ROPP は、ROM SAF (Radio Occultation Meteorology Satellite Application Facility) と呼ばれる欧州の掩蔽観測データ利用機関で開発されているソフトウェアであり、掩蔽観測データの同化に必要な観測演算子のソースコードを含んでいる。ROPP は無償配布されており、利用に関する特段の制限は設けられていない。欧州中期予報センター (ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) や英国気象局をはじめとする欧州の数値予報センターで ROPP を導入しているという実績があるため、気象庁でも屈折角データ利用に向けた開発を始めるにあたり、導入することにした。観測演算子には、大気が水平方向に一樣であると仮定した一次元屈折角演算子 (Healy and Thépaut 2006) と、水平方向の大気の様性を考慮する二次元屈折角演算子が用意されており、前者のほうが計算負荷が低く導入しやすいことから、一次元屈折角演算子を選択した。

GNSS 掩蔽観測データ利用の効果について、屈折角データの利用を開始した 2014 年 3 月 18 日以降の現業

全球解析に限られているが、メソ解析へ導入するための開発も進めている。屈折角の観測演算子は観測点より上空の大気の情報も入力として用いるため、Healy (2008) は、モデルトップが 10 hPa (約 30 km) より低い場合は屈折角ではなく屈折率データを利用するのが妥当であるとしている。メソモデルはモデルトップが約 22 km と低いため、屈折率データの利用を検討することも必要であろう。メソ解析は全球解析と比較して利用可能な GNSS 掩蔽観測データ数が非常に少ないものの、利用による改善が期待できることから、早期の現業利用を目標として開発を継続していく予定である。

参考文献

- Cucurull, L., 2010: Improvement in the Use of an Operational Constellation of GPS Radio Occultation Receivers in Weather Forecasting. *25*, 749–767.
- Eyre, J., 1994: Assimilation of radio occultation measurements into a numerical weather prediction system. *ECMWF Tech. Memo.*, **199**.
- Healy, S., 2008: Assimilation of GPS radio occultation measurements at ECMWF. *Proceedings of GRAS SAF Workshop on Applications of GPS radio occultation measurements, ECMWF, June 16-18*.
- Healy, S. B. and J. N. Thépaut, 2006: Assimilation Experiments with CHAMP GPS radio occultation measurements. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 605–623.
- Owada, H. and K. Yoshimoto, 2013: Recent Updates on the Usage of GNSS RO Data in JMA's Operational Global Data Assimilation System. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 1.11–1.12.
- 小澤英司, 2010: GPS 掩蔽観測データの全球解析での利用. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38–42.
- 小澤英司, 2011: COSMIC 掩蔽データの全球解析での利用. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 51–55.
- 小澤英司, 佐藤芳昭, 2007: GPS. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 133–139.
- Rennie, M. P., 2010: The impact of GPS radio occultation assimilation at the Met Office. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 116–131.
- 津田敏隆, 1998: GPS を用いた成層圏温度プロファイルの観測. 気象研究ノート, **192**, 159–178.

4.9 衛星観測輝度温度データを使った同化サイクルにおける影響評価¹

4.9.1 評価手法の概要

数値予報システムに加えた変更が妥当かどうかを評価する場合、変更前後でのモデルの予測値（第一推定値）や解析値を観測値と比較することが行われる。例えば、ラジオゾンデや海上のブイ、航空機による観測から得られる気温、相対湿度、風のデータと予測値や解析値を直接比較する方法がある。しかし、これらの観測データには地理的分布や観測時刻の偏りがあるため、様々な気象条件で検証を行うのには十分ではない。一方、初期値作成のためのデータ同化においては、衛星観測による輝度温度データが時空間的に大量に用いられている。この輝度温度データを使用すれば、豊富なサンプルで評価を行うことが可能である。輝度温度データの同化においては、予報モデルが出力する気温、水蒸気などの予測値（第一推定値）を入力として放射伝達モデルにより放射輝度温度が計算され利用される。その結果を元に品質管理を行い、第一推定値のバイアスが大きい場所や時刻のデータは除かれ（あるいは観測誤差が大きく設定され）、観測データにバイアスがある場合はバイアス補正され、同化システムにとって良い品質とされたデータのみが用いられている。輝度温度データは、感度のある要素（気温、水蒸気、オゾン等）や高度が異なる複数のチャンネルのものが利用されている。このように衛星観測データと予測値との比較は、同化システムの中で日常的に行われており、その結果も解析値、予測値とともに保存されている。同化システムの中での予測値（第一推定値）は、短時間予報（気象庁の全球解析では3~9時間予報）が用いられる。

本節では、衛星観測による輝度温度データと、解析値、予測値（第一推定値）を比較し、数値予報システムに加えた変更が妥当かどうかを判断する手法を紹介する。ここでいう解析値、予測値とは、それぞれ解析システムや予報モデルによって出力された気温や水蒸気などの値を元に放射伝達モデルにより計算された輝度温度のことであり、観測値である輝度温度データと直接比較を行うことができる。これは、放射伝達モデルの計算精度が高く、入力する大気場の特性を精度よく反映することができる（同化に利用できる）ことから可能になる定量的な評価手法である。類似のものとして静止気象衛星により観測された画像と予報モデルの出力から計算された画像（予想衛星画像）との面的比較があるが、これは定性的な評価にとどまる。以下では、観測値と解析値の差を Analysis departure (AN departure)、観測値と第一推定値の差を First Guess departure (FG departure) とする。新しい観測データを数値予報システムに追加した場合、解析値、予測値（第一推定値）が影響を受け、その影響は同化サイクルを通じて領域全体に広がる。その変化を既に同化システムで利用している他の観測データの AN departure, FG departure

¹ 計盛 正博

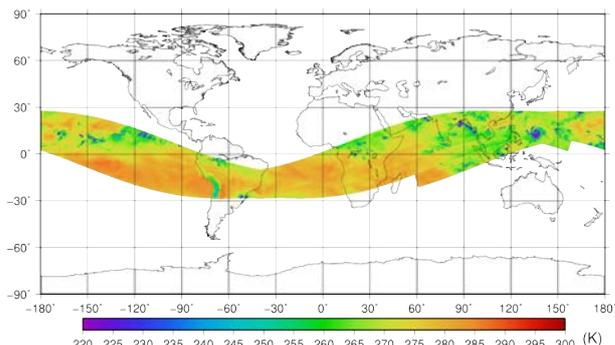


図 4.9.1 マイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR のデータ分布例。2014 年 8 月 2 日 00UTC の前後 3 時間の観測データ。カラーは チャンネル 5 (183.31±6.8 GHz) の観測輝度温度の値を示す。

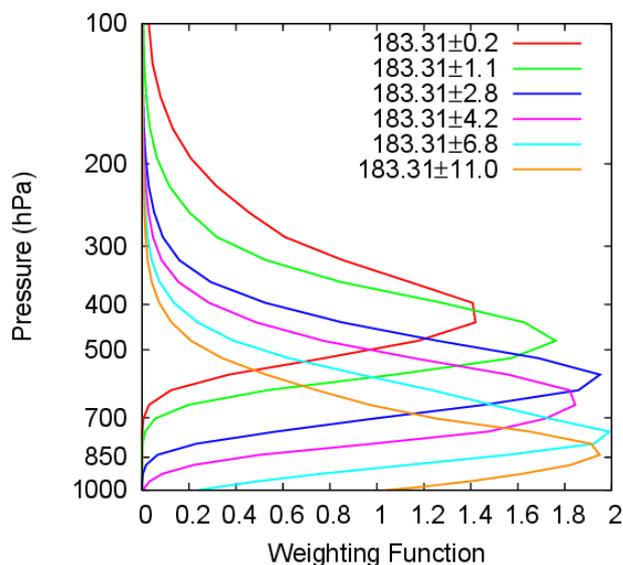


図 4.9.2 マイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR の標準大気に対する荷重関数。縦軸は気圧 (hPa)。線の色の違いはチャンネルの違いを表す。凡例の単位は、GHz。

を見ることで新しい観測データの追加が妥当かどうか判断する。

4.9.2 利用事例

ここでは、新しい衛星観測データとして Megha-Tropiques 衛星に搭載されたマイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR の輝度温度データを追加して全球解析を行う場合を考える。図 4.9.1 は、陸上データを含む SAPHIR のデータ分布例である。衛星の軌道が低緯度（北緯 30 度～南緯 30 度の間）に限定されているため、熱帯域にのみ存在する観測データである。

SAPHIR は、既に現業システムで利用しているセンサーの MHS と同様、マイクロ波領域の 183.31 GHz の水蒸気吸収線付近の複数のチャンネルで放射量を測定する。これにより大気中の水蒸気の鉛直分布の情報が得られる。MHS は、3 チャンネルで水蒸気鉛直分布を観測するが、SAPHIR では、6 チャンネルを用いて、よ

り詳細な水蒸気の鉛直分布の情報を得ることが可能である。図 4.9.2 は、SAPHIR の 183.31 GHz の水蒸気吸収線付近の 6 チャンネルについて標準大気での荷重関数の値を示す。これらのチャンネルが、主に対流圏中下層 (400 ~ 850 hPa) に感度があることを示している。

実際に、SAPHIR 輝度温度データを海上の晴天域 (雲や降水の影響を受けていない領域) で同化する実験を行った。実験は、2014 年 6 月 10 日から 8 月 11 日の期間を対象に行い、2014 年 11 月時点での気象庁の現業の全球解析と同等のシステムを用いた。当時の現業システムと同様に SAPHIR データを用いないものを CNTL、SAPHIR データを追加したものを TEST とする。

図 4.9.3 に、晴天域の海上の SAPHIR データを全球解析で同化した場合について、熱帯域 (北緯 20 度 ~ 南緯 20 度) の他の輝度温度データの AN departure, FG departure の二乗平均平方根 (RMS) の変化率とデータ利用数の変化を示す。AN departure, FG departure の変化を見ると、RMS が減少していることがわかる。新しいデータの追加による FG departure の RMS の減少は、その観測データの感度のある要素・高度・領域において予測値 (第一推定値) が改善していることを示している。輝度温度の場合は、そのチャンネルが感度をもつ高度で気温場あるいは水蒸気場が改善していることを意味する。実験の結果から、SAPHIR と同種のマイクロ波域の 183.31 GHz の水蒸気吸収線付近のチャンネルでの観測を行う MHS のデータで精度の改善が大きいことがわかった (AN departure で最大 4% 程度、FG departure で最大 3% 近く減少)。特に対流圏下層の水蒸気に感度のあるチャンネル (MHS のチャンネル 5) では、改善が著しいことがわかった。また、同化している他のマイクロ波イメージャの各チャンネルにも RMS の減少が見られ、特に鉛直積算水蒸気量の情報を持つ 23 GHz チャンネル (縦軸ラベルの AMSR2 23V, TMI 23V, SSMIS 23V) の RMS の減少が大きかった。SAPHIR データを同化することで水蒸気に感度のある輝度温度データ利用数も増加していることがわかった。他の観測データの品質管理部分 (例えば、グロスエラーチェックの閾値) は、データの追加によらず同じであるので、データ利用数の増加は、第一推定値の場の改善を意味する。加えて、マイクロ波気温サウンダ (AMSU-A) の下層チャンネル 4 ~ 6 でも改善が見られた。更に、赤外域での水蒸気チャンネルの CSR データ (縦軸ラベルの Meteosat10 CH2, Meteosat7 CH1, GOES CH2, MTSAT CH3) でも改善が見られた。北半球域、南半球域では、MHS については同様の改善が見られたが、他の輝度温度データには上記と共通するような統計的に有意な差はなかった (図略)。

これらの結果が一貫して示しているのは、SAPHIR 輝度温度データの同化により熱帯域で解析値と第一推定値の水蒸気場が改善したことである。

熱帯域におけるラジオゾンデ観測の相対湿度の AN departure, FG departure の変化について図 4.9.4 に示す。AN departure の 700 hPa で RMS が減少し統計

的に有意な差として現れている。FG departure では、300 から 500 hPa で RMS が減少している。輝度温度データを用いた評価結果と比べると解析値、第一推定値の RMS の減少は小さい (1% 程度)。またラジオゾンデの利用データ数の変化も小さい。これは、今回は海上の SAPHIR データを追加したので、海上での影響が陸上より比較的大きいことを表しているものと考えられる。北半球、南半球でのラジオゾンデの相対湿度データの RMS については統計的に有意な差は見られなかった。

4.9.3 海外数値予報センターでの利用事例

観測値と解析値、予測値 (第一推定値) が整合しない場合は、その要因を科学的に吟味することで、観測データの追加や予報モデルの変更の妥当性と問題点が明らかになる。その場合、AN departure, FG departure に現れる差は微小であることから統計的に有意な差であるかどうかを常に評価することが必要である。例えば、同じ 1% の RMS の変化でも、統計的に有意な差であるのか、そうでないのか (予報モデルの持つカオス性から偶然現れた差であるのか) に留意することで誤った解釈をすることを防ぐことができる。

観測値と予測値に大きな差が生じる気象条件を特定し、観測データ、予測値のどちらに問題があるのか、原因を調査し、仮に予報モデルに原因がある場合は、観測と整合するようモデルを改良することが必要である。その結果、特定の気象条件の際に発現する観測値と第一推定値の不一致が減少し、同化に用いることができる観測データが増える。

海外数値予報センターでも同様に観測値と解析値、予測値 (第一推定値) を比較し評価することが行われている。例えば、ECMWF では数値予報モデルの雲スキームが予測する雲水量が高緯度、特に前線近傍で過剰であるという問題があった。これは、衛星観測データのマイクロ波イメージャの輝度温度データの FG departure が、高緯度の寒冷前線近傍で負のバイアスをもつという検証結果として現れていた。予報モデルが予測する雲水量が過剰であると、輝度温度が高く計算され、観測値との差 (FG departure) が負バイアスとなる。ECMWF の 2014 年 12 月の雲スキームの改良の現業化では、雲スキームの変更によりマイクロ波イメージャの FG departure のバイアスが前線近傍で減少することをもってモデルの変更が妥当と評価されている。また熱帯域の大陸西岸での層積雲の日変化について、衛星観測 (マイクロ波イメージャ観測による雲水量) と比較した結果、雲水量の日変化の振幅が過小であるという問題点が明らかになっている (Kazumori et al. 2014)。これは、複数の極軌道衛星に搭載されているマイクロ波イメージャと非太陽同期軌道の TRMM 衛星搭載 TMI の輝度温度データの地方時別の FG departure のバイアスの比較からモデルの問題点が明らかになったものである。このように ECMWF では、衛星輝度温度データの AN departure や FG departure の水平分布や地方時に依存するバイアスなども確認することで特定の気

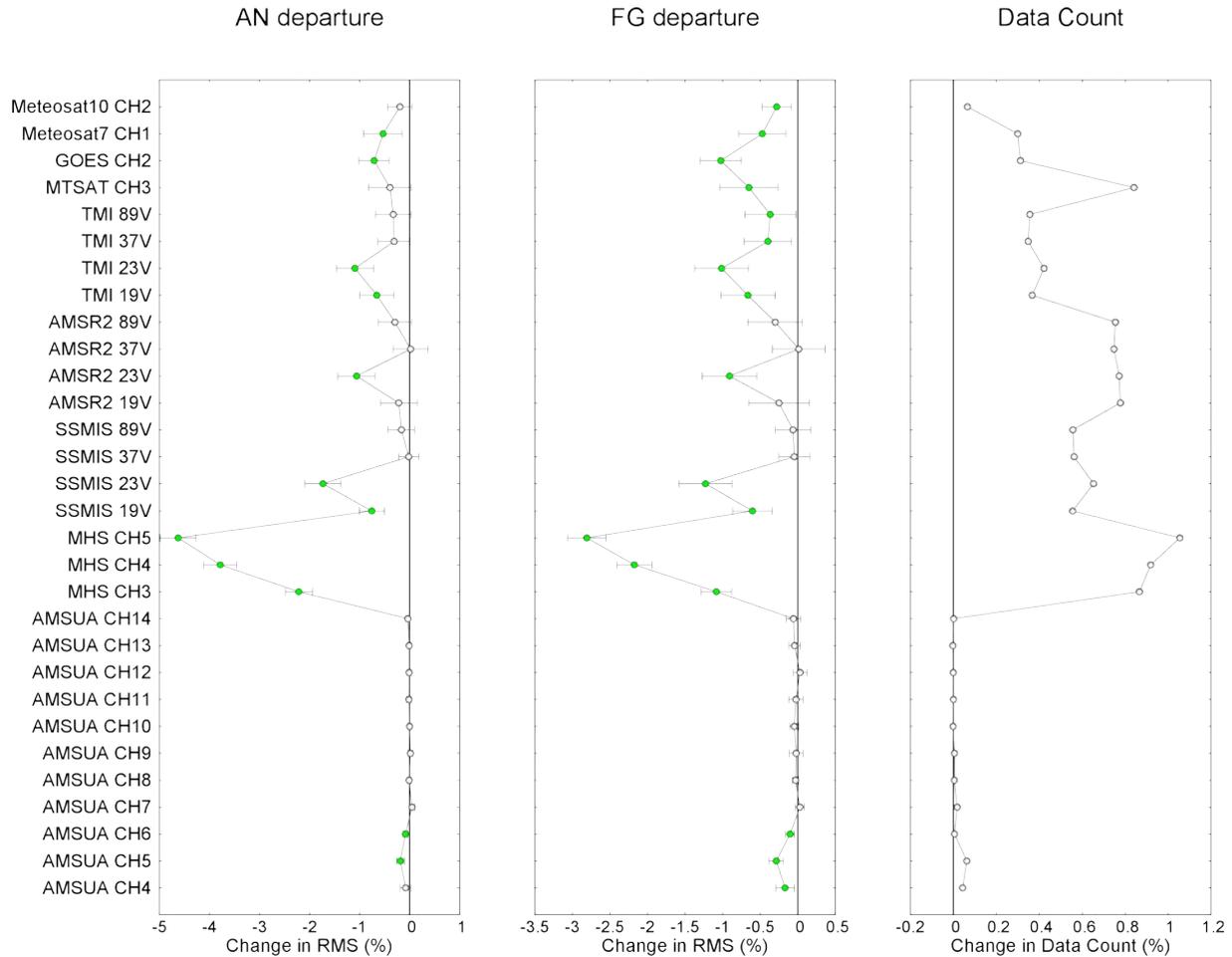


図 4.9.3 SAPHIR データを同化した場合 (TEST) の他の輝度温度データの AN departure(左図), FG departure(中図) の RMS の CNTL に対する変化率とデータ利用数 (右図) の変化率。図中の誤差幅は 95%信頼区間を示し、統計的に有意な改善は緑色、悪化は赤色、中立は白色で示す。なお、本検証においては、統計的に有意な悪化は見られなかった。横軸は、左図と中図では RMS の変化率 (%), 右図ではデータ数の CNTL に対する変化率 (%) を示す。縦軸は、同化された衛星輝度温度データとチャンネル番号。北緯 20 度 ~ 南緯 20 度の熱帯域についての結果。

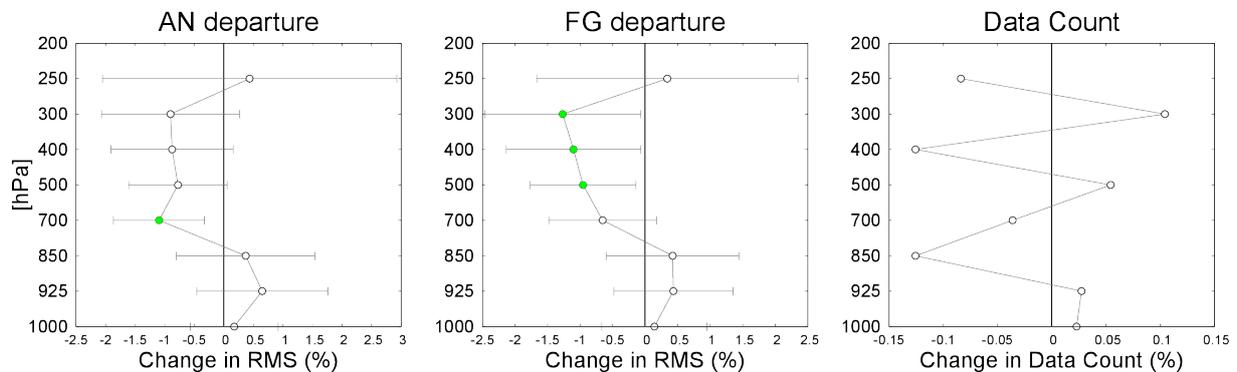


図 4.9.4 SAPHIR データを同化した場合 (TEST) のラジオゾンデデータ (相対湿度) の AN departure(左図), FG departure(中図) の RMS の CNTL に対する変化率とデータ利用数 (右図) の変化率。図中の誤差幅は 95%信頼区間を示し、統計的に有意な改善は緑色、悪化は赤色、中立は白色で示す。なお、本検証においては、統計的に有意な悪化は見られなかった。横軸は、左図と中図では RMS の変化率 (%), 右図ではデータ数の CNTL に対する変化率 (%) を示す。縦軸は、気圧レベル (hPa)。北緯 20 度 ~ 南緯 20 度の熱帯域についての結果。

象現象をシミュレートする際に生じるモデルの弱点を追求している。

4.9.4 まとめ

この節では、衛星観測輝度温度データを使った同化サイクルにおける影響評価の一例として、観測値と解析値、予測値(第一推定値)を比較する手法を示した。熱帯の水蒸気に感度のある SAPHIR 輝度温度データを海上で追加した場合に既に同化に利用されている輝度温度データやラジオゾンデによる相対湿度データの AN departure, FG departure の RMS の変化をみた。

その結果、このデータの追加による熱帯の水蒸気場の変化は、他の観測により近づく方向であるということが示された。これは、互いに独立な観測(赤外域、マイクロ波域での観測)から得られた共通の結果であり、その解釈の妥当性を高めている。また、現場観測データであるラジオゾンデの相対湿度からも水蒸気場の改善が確認できた。

今回示した例では、観測データによって同じ傾向の結果であったが、そうでない場合は、その理由を検討しなければならない。結果を解釈する際には、観測データ(現場観測、衛星観測)には、それぞれ利用できる領域、高度、時刻(地方時)、感度のある物理量に違いがあることを意識しておく必要がある。

新しい観測データを追加する場合、数値予報モデルの物理過程等の仕様を変更する場合など、数値予報システムに変更を加える場合は、伝統的に用いられてきた予報初期値に対する 500 hPa 高度の誤差やアノマリー相関で変更の良し悪しを判断するだけでなく、その変化が、同化システムの中で用いられている既存の観測データと整合しているかどうかを定量的に確認することが重要である。

参考文献

Kazumori, M, A. J. Geer, and S. J. English, 2014: Effects of all-sky assimilation of GCOM-W1/AMSR2 radiances in the ECMWF system. *ECMWF Tech. Memo.*, **732**.