

観測データ利用の現状と課題

平成 27 年 3 月

March 2015

気 象 庁 予 報 部

観測データ利用の現状と課題

目 次

はじめに

第 1 章 概論	1
1.1 はじめに	1
1.2 従来型観測データの利用の現状と課題	3
1.3 衛星観測データの利用の現状と課題	9
第 2 章 従来型観測データ	14
2.1 国内ゾンデ高解像度観測データの利用の検討	14
2.2 地上観測データの同化	19
2.3 台風ボーガスの改良	22
2.4 ノンリアルタイム品質管理の成果	26
第 3 章 地上リモートセンシングデータ	29
3.1 ドップラーレーダーのドップラー速度データの数値予報での利用	29
3.2 気象ドップラーレーダーから算出した VAD 風のメソ解析における利用の検討	36
3.3 レーダー反射強度	40
第 4 章 衛星観測データ	43
4.1 ハイパースペクトル赤外サウンダ	43
4.2 マイクロ波サウンダ	47
4.3 マイクロ波イメージャ	50
4.4 静止気象衛星赤外イメージャ	55
4.5 雲域での赤外センサの同化	61
4.6 マイクロ波散乱計	65
4.7 大気追跡風	70
4.8 GNSS 掩蔽観測	78
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	82
第 5 章 トピックス	86
5.1 WMO 第 5 回観測システムの数値予報へのインパクトワークショップ	86
5.2 FSO による評価	90
付録 A 略号表	94
付録 B 電子計算室報告、同別冊、数値予報課報告・別冊 発行履歴	97

はじめに*

2001年に全球データ同化システムに三次元変分法が導入されたことは、気象庁における数値予報システムにとって、一つの時代を画するものであったことは間違いない。変分法の導入は、それまで長年にわたって利用されてきた最適内挿法には不可能な、衛星の輝度温度観測データの直接同化に道を開いた。これによって大量の衛星観測データが利用可能になり、数値予報精度は確実に向上した。その後も、衛星観測データについては、新規センサーの導入等の技術革新が継続していることから、利用する側でもそれに追隨していくことが求められる。そしてそれがまた、持続的な数値予報精度の向上に結びつくのである。こうした衛星データの利用技術開発については、これまでも数値予報課報告・別冊第53号や第57号で報告してきたところであるが、本号でも第4章で最近の話題を取り上げている。

衛星観測ばかりでなく、第3章で取り上げた、地上に設置された測器によるリモートセンシングデータも、歴史は比較的新しい。これらのデータの利用開発は、これまで、ドップラーレーダーやウィンドプロファイラによる風データにはじまり、今日ではレーダー反射強度にまで進んできている。これらのデータは探知範囲は狭いが分解能が高く、高頻度で得られることから、メソ解析や局地解析でますます活用されることになることになると期待できる。

一方で、地上気象観測や高層観測といった直接観測は、直接その場所の物理量を測定できるという、リモートセンシングには無い利点があり、今日でもその重要性は失われていない。こうしたデータの利用には長い歴史があるが、利用手法の開発は完結しているわけではなく、解析システムの高度化や通報されるデータ内容の変化に合わせて、不断に改善していく必要がある。これらについては第2章に述べた。また、第5章のトピックスで取り上げたとおり、「数値予報への改善効果」という観点からも、直接観測データの重要性が確認でき、「衛星観測だけがあれば良い」というわけにはいかないことがわかる。

以上のように、本号は観測データの利用というテーマの冊子となっている。この分野は、数値予報モデルやデータ同化システムのように、数学や物理で美しく記述できるものではなく、むしろ、いわゆる「ビッグデータ」の処理に近いものであり、そこには独自のセンスとノウハウが求められる。読者は、この分野には馴染みが薄い方が多いと思うが、本号によってその一端に触れていただき、この分野に関心を持って新しいアイデアを生み出すような方が出てきてくだされば、望外の喜びである。

* 小泉 耕

第1章 概論

1.1 はじめに¹

数値予報の精度は年々向上しており、気象予報業務において欠かすことの出来ない情報となっている。この数値予報の精度を決める大きな要因の一つが初期値である。初期値は、データ同化手法により時空間に局在する観測データを用いて数値予報モデルの予測値を修正し、大気の状態を再現することで得られる。初期値の精度は、データ同化手法と観測データに係わる様々な要因によって決まる。図 1.1.1 は、メソモデル（後述）の前 3 時間積算降水量の過去数年の予測精度を示している。地上 GNSS データ、レーダー反射強度、地球観測衛星 GCOM-W のマイクロ波放射計 AMSR2 の利用を開始したタイミングで、予測精度が改善している。このように予測精度を改善するためには、品質管理により質の良い観測データを選別し、数値予報システムの解像度に見合った密度で観測データを取り扱い、予報モデルや観測データが持つバイアスの影響を取り除くなど、利用する観測データ毎に様々な工夫を施す必要がある。本書では、地上観測から衛星観測まで幅広い観測データを対象に、数値予報での利用における最新の知見をまとめた。

はじめに本書で対象としている気象庁の解析システム（データ同化システム）の概要を紹介する。気象庁数値予報課では、半日から 10 日程度の予測期間を対象として、全球、メソ、局地の 3 つの決定論的数値予報システムを運用している（表 1.1.1）。いずれの数値予報システムも、解析システムと予報モデルから構成される。数値予報システムのより詳細な情報については、平成 26 年度数値予報研修テキスト（気象庁予報部 2014）付録 A 等を参照頂きたい。また、気象庁では、より長い時間スケールを対象とする結合モデルの初期値や気候診断に用いられる気候データ同化システムも運用しているが、本書では扱わないこととする。

本書では、従来型観測として直接観測（例えば、高層観測や地上観測が該当する）の他、擬似観測である台風ポーガスを含めることとし、観測データを、従来型観測データ、地上リモートセンシングデータ、衛星観測データの 3 つに大別して記述する。リモートセンシングは、地上設置型の観測（地上リモートセンシング）と人工衛星搭載型の観測（衛星観測）に分けて扱う。これら観測の種別についてのより詳しい説明は、平成 24 年度数値予報研修テキスト（気象庁予報部 2012）第 2 章「観測データと品質管理」を参照願いたい。

第 1 章では、従来型観測データと衛星観測データそれぞれについて、気象庁の解析システムでの利用状況と今後の課題について概要を報告する。

第 2 章では、従来型観測データの利用に関する最近の開発成果について報告する。GPS ゾンデが導入され

たことで高解像度の情報が得られるようになった高層観測の高度利用の検討（第 2.1 節）や既存の観測ではあるが十分利用されていない地上観測データに関する開発（第 2.2 節）の他、台風ポーガスの改良（第 2.3 節）及び非即時的な品質管理の成果（第 2.4 節）について報告する。

第 3 章では、地上リモートセンシングデータとしてドップラーレーダーの観測データの利用に関する最新の開発成果について報告する。既に利用されているドップラー速度データや反射強度の更なる高度利用（第 3.1 節及び第 3.3 節）や、ドップラー速度データから算出されるドップラーレーダー設置場所における水平風の鉛直プロファイル（VAD 風）の新規利用に向けた開発（第 3.2 節）について報告する。

第 4 章では、衛星観測データの利用について、2011 年に発行された数値予報課報告・別冊第 57 号（気象庁予報部 2011）以降の開発成果を中心に報告を行う。2014 年に現業利用が開始されたハイパースペクトル赤外サウンダ（第 4.1 節）をはじめとして、マイクロ波サウンダなど個々のセンサーから得られる観測データの開発状況について第 4.2 節から第 4.8 節で報告する他、衛星観測データを用いた数値予報システムの評価方法（第 4.9 節）についても報告する。

最後の第 5 章では、話題提供として、2012 年に開催された世界気象機関（WMO）主催の「観測システムの数値予報へのインパクトワークショップ」の概要（第 5.1 節）及び、観測データが気象庁全球数値予報システムに与える影響を種別毎に客観的に評価した結果（第 5.2 節）について報告する。

なお、データ同化で扱う観測データは種類も豊富で略号も多いので、巻末に付録として略号表を付けている。適宜参照して頂きたい。

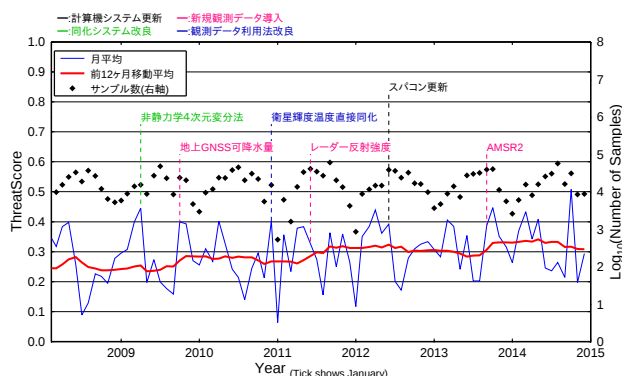


図 1.1.1 メソモデルの前 3 時間積算降水量の予測精度（閾値 10 mm、検証格子 20 km、15 時間予測までの 3 時間毎の予測に対するスレツスコアの平均）の経年変化。

¹ 本田 有機

表 1.1.1 気象庁数値予報課が運用する決定論の数値予報システム（2014 年 12 月現在）

	全球数値予報システム	メソ数値予報システム	局地数値予報システム
計算領域	全球	日本周辺 東西 4080 km × 南北 3300 km	日本周辺 東西 3160 km × 南北 2600 km
解析システム	全球解析	メソ解析	局地解析
データ同化手法	4 次元変分法	4 次元変分法	3 次元変分法
水平分解能 (4 次元変分法はイン ナーモデルの分解能)	TL319 (格子間隔約 55 km)	15 km	5 km
鉛直層数 (最上層)	100 層 (0.01hPa) + 地上	50 層 (約 22 km) + 地上	50 層 (約 22 km) + 地上
解析 (初期) 時刻	00, 06, 12, 18UTC	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	毎正時
同化ウィンドウ	6 時間 (解析時刻を中心とする 前後 3 時間)	3 時間 (解析時刻前 3 時間)	3 時間 (解析時刻前 3 時間) ²
解析時刻を基点とする観 測の待ち受け時間	速報解析: 2 時間 20 分 サイクル解析: 11 時間 50 分 (00, 12UTC 初期値) 及 び 7 時間 50 分 (06, 18UTC 初期値)	50 分	30 分
予報モデル	全球モデル (GSM)	メソモデル (MSM)	局地モデル (LFM)
水平分解能	TL959 (格子間隔約 20 km)	5 km	2 km
鉛直層数 (最上層)	100 層 (0.01hPa)	50 層 (約 22 km)	60 層 (約 20 km)
予報時間	264 時間 (12UTC 初期値) 84 時間 (上記以外)	39 時間	9 時間

参考文献

気象庁予報部, 2011: データ同化の改善に向けて. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 189pp.

気象庁予報部, 2012: 数値予報の基礎知識と最新の数値予報システム. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 116pp.

気象庁予報部, 2014: 改良・高度化された全球数値予報システムと週間・台風アンサンブル予報システムの特性およびガイダンスの改良. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 172pp.

² 解析時刻の 3 時間前を、メソモデル予報値を第一推定値として 3 次元変分法により解析する。その後、その解析値からの 1 時間予報値を推定値として 3 次元変分法により解析する。これを 3 回繰り返す。

1.2 従来型観測データの利用の現状と課題¹

1.2.1 はじめに

地上観測、船舶やブイによる海上観測、ラジオゾンデによる高層観測、航空機観測は、その場の自然状態を直接測定する。それらのデータは地理的分布や測定時間に偏りがあることが特徴である。また、古くから存在し利用されてきたため、後に登場するリモートセンシング（遠隔観測）に対して、それらは従来型観測と呼ばれている。

本節では、数値予報システムで利用する従来型観測データの全般的な事項について述べるが、ウインドプロファイラは従来型観測データと同様の要素を持ち、品質管理の多くを共通しているため、従来型観測と同様に述べる。前半では、数値予報システムで使用する従来型観測データの利用状況について、地上リモートセンシングと合わせて述べる。後半では、従来型観測データ全般に関する観測誤差の設定・観測の間引き・品質管理手法についての現状と課題、最後に新しい通報式への対応を述べる。

1.2.2 観測データの利用状況

表 1.2.1 に気象庁における全球、メソ、局地数値予報システムの初期値解析（全球解析、メソ解析、局地解析）での、直接観測データの利用状況を、地上リモートセンシングデータ、台風ポーガスデータと合わせて示す。

従来から利用されてきた地上観測などの直接観測データは、どの解析システムにおいても利用されている。一方、近年利用を開始した地上リモートセンシングデータの多くは解析システム毎に利用状況が異なっている。地上リモートセンシングデータは直接観測データと比べて、高密度・高頻度であることが一般的な特徴である。特に日本国内での整備が充実し、入手しやすいため、解像度が高く日本付近を対象とするメソ解析や局地解析での利用がすすめられている。また、地上観測のうち気圧を除く気温・風・湿度のデータは、地形による局地性が強いいため、数値予報モデルの地形との違いによる影響が大きく、これまで利用されていなかったが、高解像度の局地解析では利用できるようになった。

1.2.3 観測データの利用数の推移

最近 10 年ほどの期間について、全球サイクル解析で利用した各観測種類のデータ数の推移を直接観測データと地上リモートセンシングデータに分けて図 1.2.1 に示す。同様に、メソ解析で利用した観測データ数の推移を、図 1.2.2 に示す。利用した観測データ数は、データ自体の通報・入手量²、新規利用や拡充、利用高度

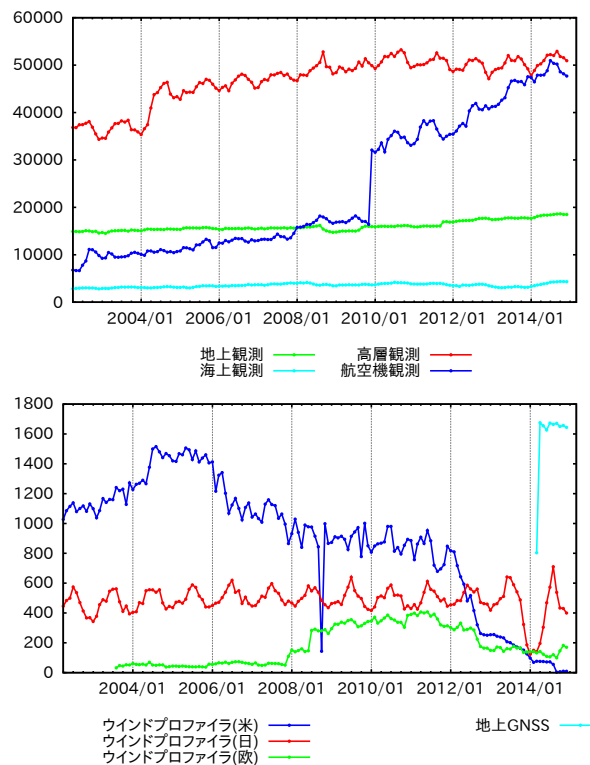


図 1.2.1 全球サイクル解析での観測データ利用数。1 日あたりの平均利用数を 1 か月毎に表示。各高度各要素の利用観測データを積算している。

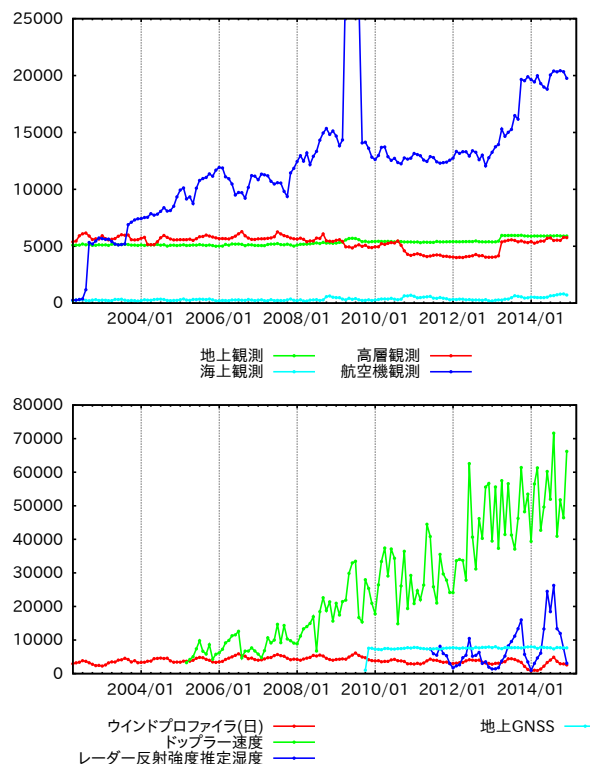


図 1.2.2 メソ解析での観測データ利用数。表示内容は全球サイクル解析と同様。

¹ 太田 行哉

² アメリカのウインドプロファイラが減少しているのは、アメリカ本土における航空機データなどの充実や財政事情により、ウインドプロファイラ観測網が 2014 年 8 月に廃止された (<http://www.profiler.noaa.gov/npn/index.jsp>) ためである。2014 年 12 月現在、1 地点のみが通報されている。

表 1.2.1 観測データの利用状況 (2015 年 1 月現在)

(G) 全球解析に利用、(M) メソ解析に利用、(L) 局地解析に利用。

	種別	利用要素
直接観測	地上観測	気圧 (GML) 気温・風・湿度 (L)
	地上自動観測	気温・風・湿度 (L)
	海上観測	気圧 (GML)
	航空機観測	気温・風 (GML)
	高層観測	気圧・気温・風・湿度 (GML)
地上リモートセンシング	ウインドプロファイラ	風 (GML)
	ドップラーレーダー	ドップラー速度・湿度 (ML)
	解析雨量	降水量 (M)
	地上 GNSS	可降水量 (ML) 天頂遅延量 (G)
疑似観測	台風ボース	気圧・風 (GM)

化などの状況に応じて³ 増減するが、全体的に増加していることが分かる。これらの図から、利用数が増加した観測データについていくつか述べる。

航空機観測

直接観測データでは、航空機観測データの利用数が大きく増加している。2002 年 8 月から日本航空 (JAL) の ACARS から得られた航空機自動気象観測データ、2003 年 9 月に全日本空輸 (ANA) の同データの利用を開始し、特にメソ解析で日本周辺の航空機観測データの利用が増加した。メソ解析では当初から航空機観測の風データに加えて気温データを利用しているが、全球解析では主にモデルバイアスが大いことにより利用によって悪影響を及ぼすため、しばらく利用できなかった。その後、バイアス補正を施し、2009 年 11 月から全球解析にて航空機気温データの利用を開始した (酒匂 2010) ため、航空機データの利用数が倍増している。その後も、世界中で多くの航空会社の観測データが入手可能になってきており、利用数は増加し続けている。

ドップラーレーダー

2005 年 3 月からメソ解析において国内 6 空港のドップラーレーダーで測定したドップラー速度データの利用を開始した (小泉 2005)。それ以降、空港だけでなく、国内の 20 の気象レーダーが 2013 年 3 月にかけてドップラーレーダーに更新され、順次追加利用を開始したことから利用数が増加している。さらに、2011 年 6 月からメソ解析において国内気象レーダーから得られる 3 次元反射強度データから推定した相対湿度データの利用を開始した (幾田 2011)。

地上 GNSS

2009 年 10 月からメソ解析において国土地理院の GNSS 観測網からの可降水量データの利用を開始し (石川 2010)、2014 年 3 月から全球解析において全世界

での GNSS 観測点からの天頂遅延量データの利用を開始した (吉本 2014)。

1.2.4 観測誤差の設定

データ同化において設定する観測誤差は、観測データが背景場へどの程度反映されるのかを決めるため、その設定値は解析の精度を左右する。観測誤差は理論上、背景誤差と独立しているが、それらの比が背景場からの修正量の大きさを決めるため、背景誤差とのバランスを考慮してその値を設定する必要がある。

また、観測誤差は観測自体に起因する測定誤差以外に、第一推定値の状態変数から観測値に変換する際の変換誤差、及び、観測データの空間・時間代表性による誤差を含むために、数値予報システムの変更とともに更新されてきた。現在、設定されている観測誤差については、全球解析では、2010 年 1 月と 8 月の実験結果から得られた統計値に基づき、2011 年 10 月の変分法のインナーモデルの高解像度化・背景誤差更新と同時に更新し (門脇・吉本 2012)、メソ解析では、JNoVA 導入以降の 2009 年 4 月から 7 月までの統計値に基づき、2010 年 9 月に更新した (吉本 2010b)。今後も、数値予報システムの変更に合わせて観測誤差を更新する必要がある。また、全球解析では全領域平均化した統計値、メソ解析では特定の季節の統計値によって、すべての季節や領域の観測誤差を設定している。今後は十分な統計期間を用いて季節や領域による観測誤差の依存性を調査し、細分化を検討する必要がある。

1.2.5 観測の間引き

現在の数値予報システムでは、変分法の観測誤差共分散行列の非対角成分を省略、すなわち観測誤差相関を考慮していない。観測誤差相関を考慮せずに近接した観測データを利用すると、観測データの過大評価となり、観測データに近すぎる解析値となる。このため、観測データは観測誤差相関が無視できる距離まで間引く必要がある。一方、間引く距離が大きすぎると、利用できる観測データが減少してしまう。このことから、

³ 2009 年 4 月から 8 月の航空機観測データの急激な増加は、JNoVA 導入時に観測データの空間間引き処理が想定通りに行われていない不具合 (吉本 2010a) が原因である。

適切な間引き間隔の調整が必要となる。

坂本 (2009) には、観測誤差相関の推定手法と、当時の全球解析での統計量から推定した水平・鉛直相関が示されている。吉本 (2010b) においては、メソ解析での水平間引き距離の調査を行い、航空機観測データでの間引き距離の変更による成果が述べられている。これに基づき 2010 年 9 月に航空機観測データでの水平間引き距離を更新した。

従来型観測では観測データの空間密度が低い間引きは重要視されていなかった。しかし、航空機観測においては、近年空間密度が増加している。ウインドプロファイラや GPS ソンデ (第 2.1 節) のように、鉛直方向に高密度な観測も登場している。それに対して、多くの従来型観測データに対する水平間引き距離は、解析手法として 3 次元最適内挿法が採用されていた時代に設定された全球解析での 50 km または 100 km、メソ解析での 27 km をそのまま利用している場合が多い。ただし、先に述べたメソ解析での航空機観測データの間引き距離は除く。鉛直間引きも同様で、どの解析システムでも共通してラジオゾンデの指定面を中心とした層にひとつだけ採用する間引きが主となっている。このため、空間密度が高い観測データを中心に、観測誤差相関に応じた適切な間引き間隔の調整が必要となっている。

地上リモートセンシングでは、時間方向にも密なデータが取得できる。ウインドプロファイラは 10 分間隔のデータが取得されているが、全球解析では解析時刻のデータのみ、メソ解析では毎正時のデータのみを利用している。4 次元変分法における時間方向に密な観測データには、時間方向の観測誤差相関を考慮し、有効に利用するための検討が必要となる。

また、データの間引きには、データ選択の任意性が生じる。高密度・高頻度のデータほど間引かれるデータ数は多くなり、選ばれたデータが間引かれたデータを代表するような選択をする必要がある。そのため、現在のデータ選択の妥当性を検証し、必要に応じて間引き手法見直しの検討が必要である。高密度・高頻度のデータを有効活用するための観測誤差相関に関する課題は、衛星観測データでも課題のひとつとなっている (岡本 2011)。super-observation のような観測誤差相関に応じた多数のデータの集約化や、観測誤差相関自体を考慮した数値予報システムの構築の課題を従来型観測データにおいても同様に検討する必要がある。

1.2.6 品質管理手法

観測データには時折異常データの混入があり、それを用いてしまうと、初期値解析の精度を低下させるため、品質管理による異常データの除去は重要である。品質管理は観測の種類に応じて様々な手法で行われていて、その概要は佐藤 (2012) で述べられている。各種観測データの品質管理において共通して用いられているのは、第一推定値との比較により異常データを判定するグロスエラーチェックである。グロスエラーチェックによって、観測データだけでは判断が難しい異常デー

タを効果的に判定できる。ただし、第一推定値にも誤差があるため、判定の際にはその誤差を考慮することが重要である。以下、従来型観測および同様の要素を持つウインドプロファイラなどで広く適用している品質管理手法に着目する。

グロスエラーチェックにおける観測値と第一推定値の差の閾値の設定には dynamic-QC (大野木 1997; Onogi 1998) が採用されている。dynamic-QC では、第一推定値の誤差はそれ自身の時空間変化率と相関があることを仮定し、その大きさに応じて閾値を動的に変動させている。dynamic-QC の設定値は長らく導入当時に調査した水平格子間隔約 180 km である T63 の全球モデルでの統計値を基にして使い続けていたが、水平格子間隔約 55 km である TL319 のの適合ガウス格子の全球モデルを用いて見直され、全球解析において、2008 年 11 月に更新された (坂本 2009)。

特定の現象での第一推定値の誤差が大きい場合を考慮し、まずグロスエラーチェックで、観測データの採用と排除の間に保留を設けて、保留と判定された観測データは空間整合性チェックで再判定される。空間整合性チェックでは、対象となるデータ以外の周辺の観測データを用いて、単変量最適内挿法で解析した状態で異常データを判定する。この手法は解析の前に簡易的な解析をすることで、第一推定値の誤差を小さくすることに相当する。なお、空間整合性チェックでの判定にも dynamic-QC での閾値を用いている。

空間整合性チェックで用いている単変量最適内挿法では、他の要素を持つ観測データを利用することはできない。多変量化も検討したが、最適内挿法では衛星輝度温度データを用いることができない。そのため、解析で使用するすべての観測データを参照する変分法 QC の開発を行い、2010 年 9 月からメソ解析において変分法 QC が導入された。変分法 QC は観測値の確率密度関数を正規分布から誤った観測データが混入する可能性を考慮した関数に変えることで、解析値との差が大きくなった観測値の影響を小さくする手法である (吉本 2010c)。変分法 QC においては、異常データを含むすべての観測データを用いて、変分法 QC 適用前の確率密度関数で最小値探索の前半の繰り返し計算を行うため、空間整合性チェック同様、予備的な解析をすることに相当する。

より多くのデータを参照する変分法 QC は、現在導入されている品質管理手法では最も高度な手法であると考えられる。メソ解析より多くの観測データを利用しているが、未だに変分法 QC の導入がされていない全球解析への効果が大きいと考えられるが、変分法 QC は観測誤差と背景誤差の設定値に強く依存し、それらが不適切であるとうまく機能しない。吉本 (2010c) でも、観測誤差が実際より大きい場合は、異常データを適切に除去できないことを述べている。このため、変分法 QC が有効に機能するためには、観測誤差や背景誤差が適切に設定されている必要がある。

1.2.7 新しい通報形式への対応

観測データのほとんどは、WMO で定められた形式⁴で国際交換されている。古くから存在する観測データの通報式は、SYNOP 報、TEMP 報など観測の種類ごとに定められている。これらの通報式は総称して伝統的文字通報式 (TAC) と呼ばれているが、TAC は電報で配信することを前提としているため、文字種類の制限や文字数を減らすための省略や合成などの工夫がなされている。一方で、大量化・高度化・多様化している近年の観測データの国際交換には、それぞれの種類毎に形式の策定から施行に至る手続きには時間がかかりすぎることや、文字形式での配信には効率が悪いことなどから、より汎用的で拡張性に富み伝達効率のよい BUFR が策定され、地上リモートセンシングや航空機観測の近年のデータなど、21 世紀に開始された観測のほとんどが既に BUFR で配信されている。BUFR が策定される以前から配信されていた直接観測データについても、観測の自動化や高度化が進み、TAC を拡張するには制約上・手続上の限界があり、BUFR への移行が進められている。地上観測と高層観測において 2015 年 1 月現在、大半の国で TAC と BUFR を並行配信し、一部の国では TAC の配信を停止し BUFR へ完全移行している。一方で、未だ BUFR 配信を配信を行っていない国もある。図 1.2.3 に 2015 年 1 月 1 日に気象庁に入電した地上観測と高層観測の TAC と BUFR の分布を示す。

数値予報システムでの利用において、BUFR の直接の利点は、通報桁が多いことと、緯度経度などのメタデータが毎回配信されることである。通報桁について高層観測の気温を例にすると、TAC では摂氏気温で通報し、その符号は 0.1°C の桁が偶数か奇数かで示し、実質 0.2°C 単位の刻みで通報される。それに対して BUFR では絶対温度の 0.01 K 単位で通報される。地点観測のメタデータについて、TAC では別途 WMO の地点番号表を参照しているが、その移転情報等の反映が遅く、その情報が更新されていない地点もある。BUFR ではメタデータを観測データと同時に通報できるため、移転情報などの変更を即時に反映することができる。

先に述べたように、BUFR へ完全移行している国もあるため、気象庁の数値予報システムにおいても移行対応が必要となっている。BUFR は基本的に形式変換をすれば、TAC と同等に利用できる。ところが、TAC 以上に BUFR の通報内容に誤りがあることが問題である。主な誤りの原因として単位変換が挙げられる。BUFR では SI 単位系に統一されているものの、TAC では摂氏やノットなど SI 単位系の単位系には含まれていない単位が慣例的に用いられてきているという経緯がある。このため、BUFR での緯度経度は度単位で通報するべきだが、地点番号表の度分単位をそのまま BUFR で通報する国があり、最大 0.4° ずれていることもある。また、BUFR では南半球や西経域は負の値で

通報しなくてはならないが、経度の符号を失念して西経域が東経域として通報される場合もある。

BUFR への移行には、観測したデータを測定精度を維持したまま直接 BUFR 形式にして通報するのが本来の姿だが、観測から通報までのシステム全体を BUFR に対応する必要がある、国によってはシステム全体の改修が困難な状況にある。このため、TAC を解読して BUFR に変換して通報する国も多くあり、そのことが誤った BUFR を通報する一因にもなっている。以下に示すように、特に高層観測は複雑な状況になっている。もともと TAC でも TEMP や PILOT の 2 種類の通報形式があることや、指定面・特異点と 100 hPa 上下層で 4 分割通報する規則のため、一連の観測が 4 から 8 通に分割されて通報されている。それを分割したまま BUFR に変換して通報する国もあれば、合成してから通報する国もある。一方、本来の BUFR の利点を活かし、元々の高精度の観測データを BUFR 形式で通報する国もある。このように、通報内容が多様になっているが、BUFR という統一的な形式で通報されるため、どのような過程で通報されているのかの区別が容易ではない。データの内容から判別した TAC から BUFR に変換して通報する地点を図 1.2.3 下段の水色の丸 (TAC-BUFR と表記)、観測データを直接 BUFR に変換して通報する地点を同図の青色の丸で示している。

先に述べた誤りなどにより、BUFR の通報内容が疑わしく、TAC よりも信頼性が低い場合も見られるため、現状では TAC と BUFR を並行配信している場合は TAC を優先して利用し、TAC の配信が停止した地点、もしくは、元から BUFR のみ配信している地点において BUFR のデータから TAC で通報されるべきデータだけを選別して、従来から変わらないように利用している。さらに SYNOP では BUFR で通報される緯度経度を採用せずに、従来の地点番号表の情報に置き換えて利用している。

このように、現在は BUFR で通報される観測データを全面的に利用できる状況とはなっていないが、BUFR の利点を十分に活用するためには、国や地域ごとの配信形態や通報内容などデータの特性を見定めて、有効なデータを選択するなどより適切に対処しなくてはならない。特に BUFR で通報される内容で有効活用できる可能性があるのは、ラジオゾンデの位置情報である。ラジオゾンデは放球から 1 時間以上かけて成層圏下部まで上昇、観測するが、その間、風に流されて水平に数 100 km 移動することもある。TAC では放球場所と時間 (hour) 単位の代表した観測時刻しか通報できないため、上空ではモデル格子で数個以上ずれた状態で利用していることもある。一方、BUFR では放球後の測定レベル毎に位置と時刻を通報できることから、適切な位置・時刻での観測データの利用ができる。現在、日本やヨーロッパなどがラジオゾンデの位置情報を BUFR で通報している (図 1.2.3 下段の青色の丸)。そのため、まずは国内のデータ利用から開発をすすめている (第 2.1 節)。ラジオゾンデの位置情報の活用には、初期値

⁴ 通報形式の詳細は WMO Manual on Codes <https://www.wmo.int/pages/prog/www/WMOCodes.html> 参照。

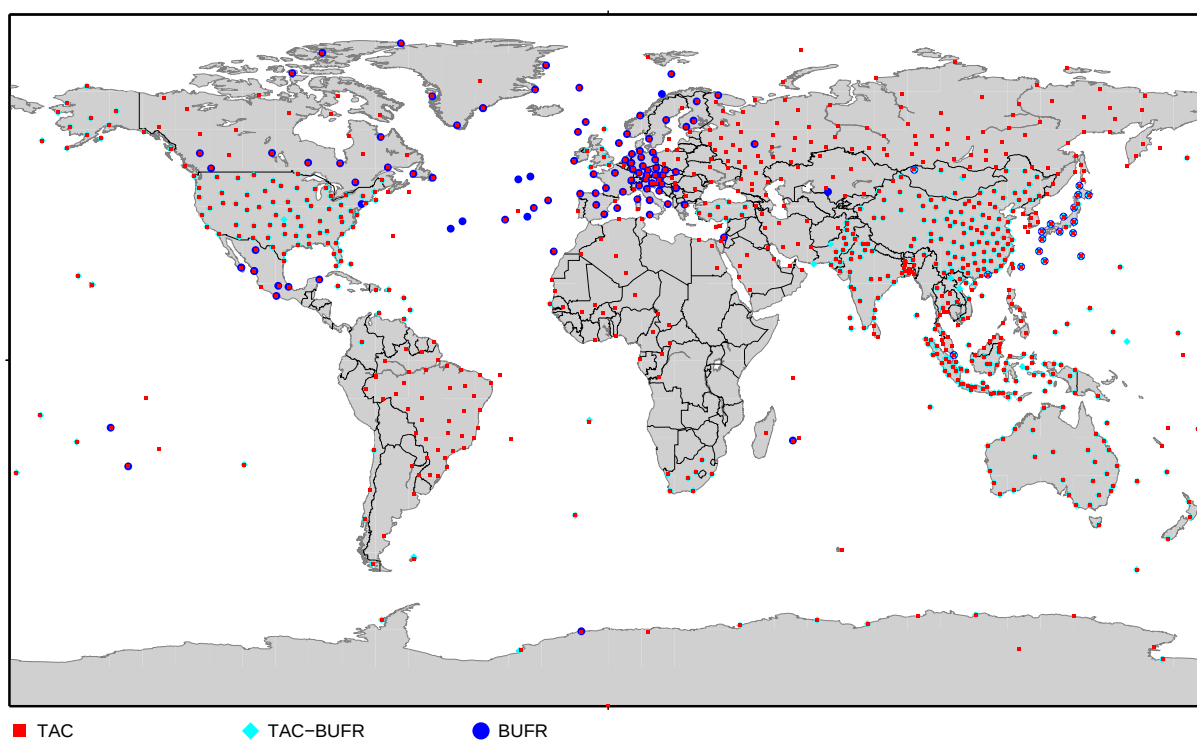
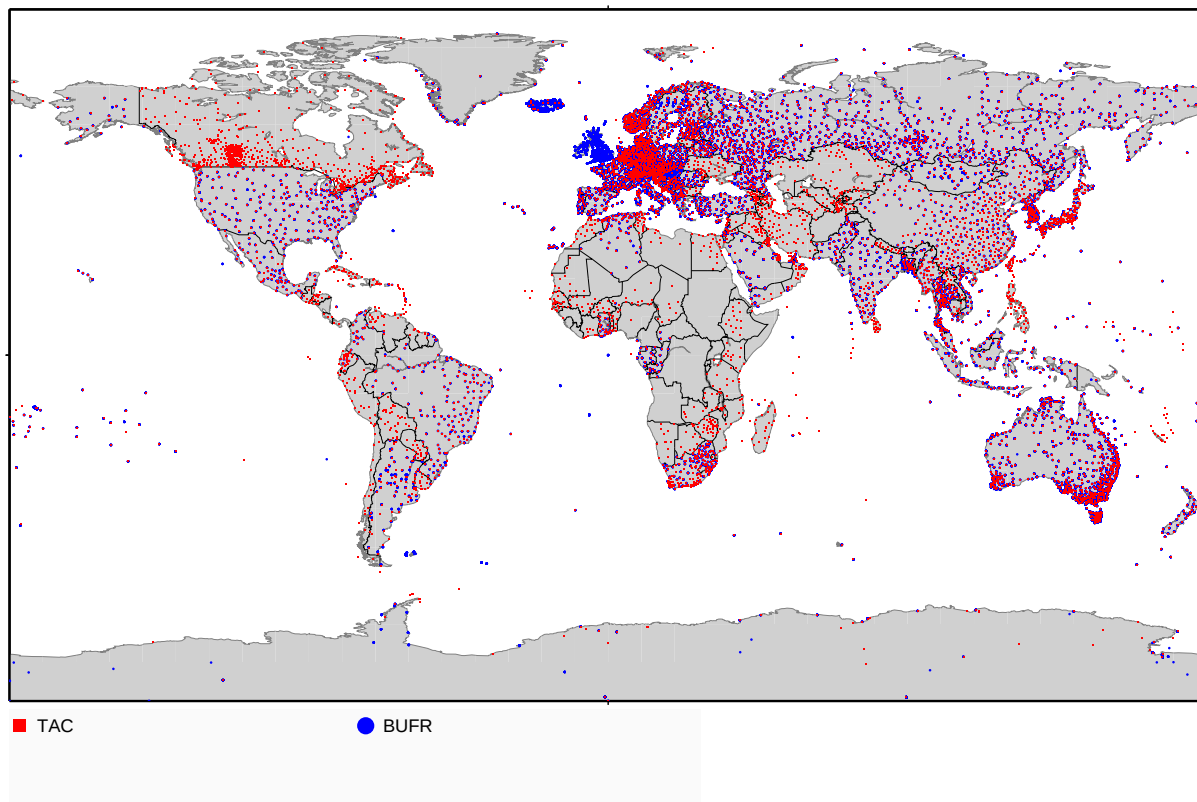


図 1.2.3 2015 年 1 月 1 日に気象庁に入電した観測データ分布。上:地上観測、下:高層観測。赤色は TAC、青色または水色は BUFR で通報された地点。高層観測の水色は TAC を BUFR に変換したと推測される地点、青色はラジオゾンデの位置情報を含めて BUFR で通報している地点。TAC と BUFR を並行配信している地点では、それぞれのマークで重ねて表示している。

解析の品質管理システムの対応だけでなく、ラジオゾンデの品質管理情報を利用しているモデルの検証システムについても対応が必要となる。現状のラジオゾンデの品質管理情報の収録単位では位置は単一であることを前提にしているため、追加された情報をどのように保存し、その情報を活用するにはどのようにプログラムを改修すればよいのかが課題となる。

参考文献

- 幾田泰醇, 2011: メソ解析におけるレーダー反射強度データの同化. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9–12.
- 石川宜広, 2010: 地上 GPS データのメソ解析での利用. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 54–60.
- 門脇隆志, 吉本浩一, 2012: 全球解析の高解像度化. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87–91.
- 小泉耕, 2005: データ同化システム. 平成 17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 33.
- 岡本幸三, 2011: 衛星データの高度利用に向けて. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 18–24.
- 大野木和敏, 1997: データ品質管理と解析前処理. 数値予報課報告・別冊第 43 号, 気象庁予報部, 17–61.
- Onogi, K., 1998: A Data Quality Control Method Using Forecasted Horizontal Gradient and Tendency in a NWP System: Dynamic QC. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 497–516.
- 坂本雅巳, 2009: 従来型観測の品質管理に関するその他の開発. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 19–26.
- 酒匂啓司, 2010: 航空機気温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, 33–37.
- 佐藤芳昭, 2012: 観測データと品質管理. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8–17.
- 吉本浩一, 2014: 全球解析における地上 GNSS 大気遅延量の同化利用. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44–48.
- 吉本浩一, 2010a: 航空機観測データの空間間引きについて. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 35–36.
- 吉本浩一, 2010b: 観測データの適正な利用について. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 38–43.
- 吉本浩一, 2010c: 変分法 QC. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 44–53.

1.3 衛星観測データの利用の現状と課題¹

1.3.1 はじめに

数値予報システムでの衛星観測データの用途には、大きく分けて二種類ある。一つは、初期値作成（データ同化）のための用途、もう一つは、数値予報モデルの出力結果の検証のための用途である。この節では、前者のデータ同化における衛星観測データ利用の現状について報告する。2011年当時の気象庁を含む主要数値予報センターにおける衛星観測データの利用について、岡本（2011a）にまとめられているので、以下では、これ以降に行われた各数値予報センターでの変更点を中心に報告する。

表 1.3.1 に気象庁、欧州中期予報センター（ECMWF）、英国気象局（UKMO）、米国環境予測センター（NCEP）、カナダ気象局（CMC）の数値予報現業データ同化システムにおける主な衛星データの利用状況をまとめた。岡本（2011a）からの変更点を赤字で示してある。最近の予測精度向上に関わる大きな変更として、各数値予報センターで米国の新規衛星 Suomi-NPP に搭載されているマイクロ波サウンダ ATMS、ハイパースペクトル赤外サウンダ CrIS の利用が開始されたこと、ECMWF で雲・降水域の衛星輝度温度データの利用高度化が進んだことがあげられる。

1.3.2 気象庁の数値予報システムにおける衛星データ同化

気象庁の全球解析とメソ解析では従来型の地上観測、高層観測等のデータに加え、様々な衛星観測データを同化している。以下、衛星データ利用の最近の変更について述べる。

1. 2011 年 12 月、米国軍事気象衛星 DMSP 18 号搭載 SSMIS のイメージチャネルの輝度温度データの同化（全球、メソ）を開始した。既に利用中の同種センサ DMSP 16 号、17 号の SSMIS に追加利用することで、同化されるデータの時空間分布が拡大した。これにより対流圏下層の水蒸気場の解析・予測の精度が改善した。
2. 2012 年 1 月、米国現業静止気象衛星 GOES-West の GOES 11 号から GOES 15 号への衛星切り替えに伴い、GOES 15 号の晴天放射輝度（CSR）、大気追跡風（AMV）データの利用を開始した。これは、静止気象衛星から連続的に得られる観測データが現業数値予報システムの解析・予測の精度維持に必要不可欠であることから、衛星の世代交代時にデータを継続的に利用するための措置である。
3. 2012 年 11 月、衛星観測輝度温度データの同化に用いられる放射伝達モデル RTTOV をバージョン 10 に更新した。同時にマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の輝度温度データの陸域での利用も開始した（Kazumori 2012）。これにより、陸上の水蒸気場の解析精度が向上し全球モデルの予測精度が向

上した。

4. 2012 年 12 月、GNSS-RO データ（屈折率）の利用方法の改良を行った（Owada and Yoshimoto 2013, 第 4.8 節を参照）。海外数値予報センターは、GNSS-RO データは高品質であることから当初よりバイアス補正処理を適用しないで同化してきた。一方、気象庁では、全球モデルの第一推定値の場から計算される屈折率と観測値を比較するとバイアスが見られていたため補正処理を行っていた。その後の調査から、使用していた観測演算子に不具合があることがわかり、これを修正することにより、バイアスが大きく減少し、バイアス補正処理を適用しないで同化することが可能になった。他の観測データ（例えば、ラジオゾンデの気温や衛星輝度温度データ）は、第一推定値に対するバイアスを補正して同化しているため、数値予報モデルの平均的な場に相対的な変動成分の観測情報が同化されていると言える。それに対して GNSS-RO のデータは、バイアス補正なしに同化できることから、解析において基準とみなせるデータである。
5. 2013 年 2 月、欧州現業静止気象衛星の Meteosat-9 から Meteosat-10 への衛星切り替えに伴い、Meteosat-10 の CSR、AMV データの利用を開始した。更に 2013 年 7 月、改良型高分解能放射計（AVHRR）-AMV、LEO GEO-AMV の利用を開始した（第 4.7 節参照）。前者は、MODIS 極域風と同様、極軌道衛星 NOAA, Metop に搭載されている AVHRR の極域での連続画像から算出された風データである。LEO GEO-AMV は、極軌道衛星と静止気象衛星の合成画像から緯度 60 度付近で算出された風データである。いずれも既存の風データの空白域を埋めるデータである。
6. 日本の GCOM-W 衛星に搭載されたマイクロ波イメージャ AMSR2 が 2012 年 5 月に打ち上げられ、同データの利用を 2013 年 9 月に開始した（Kazumori and Egawa 2014）。米国の Aqua 衛星搭載のマイクロ波イメージャ AMSR-E による観測が 2011 年 10 月 4 日に停止し、これ以降、午後軌道（地方時で 13:30、1:30 の観測を行う極軌道）にはマイクロ波イメージャによる観測データが存在しなかったが、AMSR2 のデータ利用開始により、利用されるマイクロ波イメージャのデータ分布が時空間的に拡大した。
7. 2013 年 11 月に欧州の極軌道現業気象衛星 Metop-B 搭載のセンサである、マイクロ波気温サウンダ AMSU-A、マイクロ波水蒸気サウンダ MHS、マイクロ波散乱計 ASCAT、GNSS-RO 掩蔽観測 GRAS、AVHRR-AMV データの利用を開始し（守谷ほか 2014）、2014 年 3 月に GNSS-RO データについて屈折率から屈折角での同化に変更した（第 4.8 節参照）。2014 年 9 月には、ハイパースペクトル赤外サウンダ AIRS、IASI データの利用を開始した（第 4.1 節参照）。

¹ 計盛 正博

このように気象庁の数値予報システムでの衛星データ利用では、新規データの導入、現業気象衛星の衛星切り替えに伴う利用データの変更、既存データの利用高度化、海外数値予報センターで確立された衛星データの利用手法の導入などを行っている。

1.3.3 外国数値予報センターの状況

(1) 欧州中期予報センター (ECMWF)

ECMWF は、2011 年 11 月に数値予報センターの中でもっとも早く衛星輝度温度データ同化のための最新の高速放射伝達モデル RTTOV-10 の利用を開始した。2012 年 6 月に MHS のチャンネル 5 の陸上データと Meteosat-9 搭載のスピン走査式可視熱赤外イメージャ (SEVIRI) の全天候輝度温度データの同化を開始した。これにより陸上対流圏下層、対流圏上層の水蒸気場の改善が得られている。その後、RTTOV-10 で用いられる海面射出率モデル FASTEM-5 の利用を開始した (Bormann et al. 2012a)。2012 年 9 月には、Suomi-NPP 衛星のマイクロ波サウンダ ATMS の利用を開始した (Bormann et al. 2012b)。ECMWF は、輝度温度データ同化の分野ではマイクロ波イメージャの全天候同化を行っており (Bauer et al. 2010; Geer et al. 2010; Geer and Bauer 2011)、2013 年 11 月には、SSMIS の 183 GHz の水蒸気吸収線付近のチャンネルの輝度温度データの全天候同化を開始し、雪によるマイクロ波放射の散乱を考慮した改良版の放射伝達モデルの利用や、AMSU-A、MHS の海水氷上での利用、AMV について流れに依存する観測誤差設定と QC の変更、GNSS-RO の屈折角について成層圏でのモデル層間の内挿の改良などを行った (English et al. 2013)。更に、輝度温度の全天候同化の対象をマイクロ波水蒸気サウンダ MHS にも拡張している (Geer et al. 2014)。最近では、世界に先駆けて 2014 年 9 月 24 日から中国の極軌道衛星 FY-3B のマイクロ波水蒸気サウンダ MWHS の輝度温度データの同化を開始した。

(2) 英国気象局 (UKMO)

UKMO は、放射伝達モデル RTTOV のバージョン 9 を 2012 年 8 月に導入し、対流圏下層気温に感度のある AMSU-A のチャンネル 4、5、赤外サウンダ (HIRS) のチャンネル 6、7 の観測誤差を観測条件によって可変にする変更を 2013 年 1 月に行った。観測誤差は、測器のノイズ、観測演算子 (RTTOV) の誤差、地表面射出や雲によるスキャン角に依存する誤差を考慮して決められている。これにより南半球の予報 (気温、湿度、風) 誤差が減少することが示された。また岡本 (2011a) の中で UKMO の変更点として報告された雲域での AMSU-A チャンネル 1、2 の同化は、南半球の海水と海面の境界で気温場に大きな解析インクリメントが見られたため利用が中止されている。同じ 2013 年 1 月には、Metop-B の改良型 TOVS (ATOVS) のデータ (HIRS、AMSU-A、MHS から構成される) を導入した。Metop-B の ATOVS については、ほぼ同じ軌道で観測を行っている Metop-A と共通のデータ間引きを行っている。

また、大気追跡風 AMV データの間引きについて、解析時刻の前後 3 時間をもつ解析同化窓とするデータ間引きから、2 時間毎をもつ解析同化窓とするデータ間引きに変更している。Metop-B 衛星搭載の IASI の導入は、2013 年 2 月に行われた。これにより IASI データの利用数が 23% 程度増加した。その後、Suomi-NPP 衛星の ATMS のデータを、2013 年 5 月に導入し、対流圏から成層圏に感度のある気温サウンダチャンネル 6 から 15、水蒸気サウンダチャンネル 18 から 22 を同化している。UKMO は、ATMS データの同化により南半球の気圧、湿度、風の場の予報の改善を確認している。更に赤外サウンダデータ利用の変更として Suomi-NPP 衛星搭載の CrIS の導入がある。前処理として 1D-Var で雲頂 (気圧)、雲量を解析し、雲の影響を受けていない上層のチャンネルを 4D-Var で同化している。利用チャンネル数は、134 チャンネル (気温 76 チャンネル、水蒸気 45 チャンネル、地表面 13 チャンネル) である。

(3) 米国環境予測センター (NCEP)

NCEP では、2012 年 5 月の更新で Hybrid 3D-Var の導入と共に GNSS-RO データの同化を屈折率から屈折角へ変更し、Suomi-NPP 衛星搭載の ATMS の輝度温度データ、GOES (13 号、15 号) と Meteosat-10 の CSR の同化を開始した。2013 年 8 月の更新では、Metop-B 衛星搭載の AMSU-A、MHS、Suomi-NPP 衛星搭載の CrIS (84 チャンネル) の利用を開始した。更に Metop-B 衛星の IASI の 165 チャンネル、DMSP 衛星 17 号 SSMIS の気温サウンダチャンネル 1-3、5-7、24、18 号の 1-7、24 の利用も開始した。放射伝達モデルとして CRTM (Weng et al. 2005) が用いられており、2014 年 1 月にリリースされた CRTM バージョン 2.1.3 を導入して海面射出率モデル FASTEM-5 を利用している。今後は、SSMIS の気温サウンダチャンネルのバイアス補正の改良を予定している。

(4) カナダ気象局 (CMC)

CMC は、全球解析システムの 4D-Var のインナーモデルの高解像度化 (T108 から T180 へ) を 2013 年 2 月に実施した。同時に DMSP 衛星 17 号と 18 号の SSMIS の気温サウンダチャンネルの輝度温度データ、GOES (13 号、15 号) の CSR データ、RARS (Regional ATOVS Retransmission Service) のデータを導入した。2013 年 11 月、Meteosat-10 の CSR と AMV の導入、Metop-B の AMSU-A、MHS、GNSS-RO、AVHRR-AMV、ASCAT 海上風の利用開始を行った。2014 年 11 月には解析手法として 4D-EnVar (Buehner et al. 2013) を導入した。

1.3.4 まとめと今後の課題

岡本 (2011a) 以降の各数値予報センターの衛星データ利用の変更点について報告した。各数値予報センターの現状をみると、既存の衛星データの世代交代による切り替えや同種のセンサのデータの追加利用が滞りなく実施されたほか、輝度温度データの同化に必要な放射伝達モデルの改良がシステムに組み込まれている。

気象庁の数値予報システムでの放射伝達モデルや新

表 1.3.1 気象庁、ECMWF、UKMO、NCEP、CMC の数値予報現業データ同化システムにおける主な衛星データの使用状況 (2014 年 11 月時点)。○ もしくは要素名が書かれたデータは同化されていることを表す。気象庁については、全球解析、メソ解析での同化をそれぞれ G, M で示す。他のセンターは主に全球同化システムについて記し、領域解析でしか同化されていないものに R を付記する。岡本 (2011a) からの変更は赤色で示し運用終了した衛星については表から除き、新規衛星については追加した。

衛星/センサ	JMA	ECMWF	UKMO	NCEP	CMC
大気追跡風 (AMV)					
MTSAT/IMAGER	○ (G,M)	○	○	○	○
GOES/IMAGER	○ (G)	○	○	○	○
Meteosat/MVIRI,SEVIRI	○ (G)	○	○	○	○
Aqua,Terra/MODIS	○ (G)	○	○	○	○
NOAA,Metop/AVHRR	○ (G)	○	○	×	○
LEO GEO	○ (G)	×	×	×	×
Suomi-NPP/VIIRS	×	×	×	×	×
赤外サウンダ (輝度温度)					
NOAA,Metop/HIRS	×	○	○	○	×
Aqua/AIRS	○ (G)	○	○	○	○
Metop/IASI	○ (G)	○	○	○	○
Suomi-NPP/CrIS	×	×	○	○	×
GOES/Sounder	×	×	×	○	×
マイクロ波サウンダ (輝度温度)					
NOAA,Metop/AMSU-A	○ (G,M)	○	○	○	○
NOAA,Metop/AMSU-B,MHS	○ (G,M)	○	○	○	○
Aqua/AMSU-A	○ (G,M)	○	×	○	○
DMSP/SSMIS (サウンダチャンネル)	×	×	×	○	○
Megha-Tropiques/SAPHIR	×	×	×	×	×
FY-3/MWHS	×	○	×	×	×
Suomi-NPP/ATMS	×	○	○	○	×
マイクロ波イメージャ					
DMSP/SSM/I	×	×	×	×	輝度温度
TRMM/TMI	輝度温度 (G,M) 降水 (M)	輝度温度	×	降水	×
GCOM-W/AMSR2	輝度温度 (G,M) 降水 (M)	×	×	×	×
DMSP/SSMIS (イメージャチャンネル)	輝度温度 (G,M) 降水 (M)	輝度温度	×	×	輝度温度
Coriolis/WindSat	×	×	海上風	海上風	×
GPM/GMI	×	×	×	×	×
マイクロ波散乱計 (海上風)					
Metop/ASCAT	○ (G)	○	○	○	○
マイクロ波高度計 (海上風速)					
Jason-2/Poseidon-3	×	○	×	×	×
静止衛星 (晴天輝度温度)					
MTSAT/IMAGER	○ (G,M)	○	×	×	○
GOES/IMAGER	○ (G)	○	×	○	○
Meteosat/MVIRI,SEVIRI	○ (G)	○	○	○	○
GNSS-RO					
GRACE/BlackJack	屈折角 (G)	屈折角	屈折角	屈折角	屈折率
COSMIC/IGOR	屈折角 (G)	屈折角	屈折角	屈折角	屈折率
Metop/GRAS	屈折角 (G)	屈折角	屈折角	屈折角	屈折率
TerraSAR-X/IGOR	屈折角 (G)	×	屈折角	屈折角	屈折率
TanDem-X/IGOR	×	×	×	×	×
GNSS 地上観測					
	天頂遅延量 (G) 可降水量 (M)	天頂遅延量	可降水量 (R)	可降水量 (R)	天頂遅延量
オゾン					
NOAA/SBUV	×	カラム量	×	プロファイル	×
Aura/OMI	×	カラム量	×	カラム量	×
Suomi-NPP/OMPS	×	×	×	×	×
全球データ同化手法					
	4D-Var	Hybrid 4D-Var	Hybrid 4D-Var	Hybrid 3D-Var	4D-EnVar
領域 (メソ) データ同化手法					
	4D-Var	×	4D-Var	3D-Var	4D-EnVar
輝度温度同化に用いる放射伝達モデル					
	RTTOV-10	RTTOV-10	RTTOV-9	CRTM-2.1.3	RTTOV-10

規衛星データ利用に関して早急に対応すべき課題として以下の3点を挙げる。

1. 輝度温度同化に用いる放射伝達モデルについて、RTTOV-11がEUMETSATのNWP SAFから2014年6月にリリースされており、鉛直内挿の高度化やマイクロ波放射の改良版の海面射出率モデルFASTEM-6 (Kazumori and English 2014)が含まれている。これらの機能は、気象庁の輝度温度同化システムで用いており、早期にこれらの改良版を導入する必要がある。
2. 既に数値予報センターで利用が開始されているSuomi-NPP衛星に搭載されたマイクロ波サウンダATMS、赤外ハイパースペクトル赤外サウンダCrISのデータ利用を急がなければならない。これらのデータは、米国の次世代現業極軌道衛星JPSSシリーズに継続的に搭載が予定されており、今後の数値予報での衛星データ同化において基盤となる重要なデータである。
3. 中国の極軌道衛星FY-3シリーズに搭載されるマイクロ波水蒸気サウンダMWS、マイクロ波気温サウンダMWTsやそれらの後継機のデータについてもデータの入手と品質モニターを行い、利用に向けた体制を整えておく必要がある。

中長期的な課題としては、雲・降水域での輝度温度同化がある(本報告第4.5節や岡本(2011b)、計盛(2011)を参照)。現時点では、ECMWF以外の数値予報センターでの輝度温度データの同化は、晴天域に限定された利用である。全天候同化を行うためには、雲・降水域の衛星観測との乖離が小さい予報モデル・同化システムが必要である。そのためには、数値予報モデルの予測する水蒸気、雲水、降水のバイアスが予報初期で小さくしなければならない。更に、現在の気象庁の4D-Varによる解析システムでは、最適化処理の途中で背景場を更新しないが、雲・降水域で輝度温度データを同化するためには、ECMWFの解析システムで採用されている非線形モデルを用いて背景場を更新しながら観測に場を寄せていくアウトループの導入も検討する必要がある。海外の数値予報センターでは、雲・降水域の衛星データ同化のための開発を精力的に行っており(Bauer et al. 2010)、今後この分野の成果が数値予報精度に大きく影響するようになると思われる。輝度温度データ以外の衛星観測データの利用についても、ECMWFでは、AMVの同化に関して高度割り当ての誤差を見積もり(Salonen et al. 2014)、観測誤差を場に応じて変化させる手法を開発している。またGNSS-ROの同化においては、2次元で電波の屈折を考慮する観測演算子を用いて既存データからより効果的に情報を取り出すような先進的な開発が行われている。

このような先進数値予報センターの開発動向に注意しながら、気象庁の同化システムの問題点、数値予報モデルの弱点を科学的な見地から分析し、我々のシステムに何が不足しているのかを理解し、それを補うよ

うに新規観測データの利用や既存データの利用高度化を進める必要がある。

参考文献

- Bauer, P., A. J. Geer, P. Lopez, and D. Salmod, 2010: Direct 4D-Var assimilation of all-sky radiances. Part I: Implementation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 1868–1885.
- Bormann, N., A. Geer, and S. English, 2012a: Evaluation of the microwave ocean surface emissivity model FASTEM-5 in the IFS. *ECMWF Tech. Memo.*, **667**.
- Bormann, N., A. Fouilloux, and W. Bell, 2012b: Evaluation and assimilation of ATMS data in the ECMWF system. *ECMWF Tech. Memo.*, **689**.
- Buehner, M., J. Morneau, and C. Charette, 2013: Four-dimensional ensemble-variational data assimilation for global deterministic weather prediction. *Nonlin. Processes Geophys.*, **20**, 669–682.
- English, S., T. McNally, N. Bormann, K. Salonen, M. Matricardi, A. Horanyi, M. Rennie, M. Janisková, S. Di Michele, A. Geer, E. Di Tomaso, C. Cardinali, de P. Rosnay, J. Muñoz Sabater, M. Bonavita, C. Albergel, R. Engelen, and J.-N. Thépaut, 2013: Impact of satellite data. *ECMWF Tech. Memo.*, **711**.
- Geer, A. J., F. Baordo, N. Bormann, and S. English, 2014: All-sky assimilation of microwave humidity sounders. *ECMWF Tech. Memo.*, **741**.
- Geer, A. J. and P. Bauer, 2011: Observation errors in all-sky data assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 2024–2037.
- Geer, A. J., P. Bauer, and P. Lopez, 2010: Direct 4D-Var assimilation of all-sky radiances. Part II: Assessment. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 1886–1905.
- 計盛正博, 2011: 雲、雨の影響を受けたマイクロ波輝度温度データの同化. 数値予報課報告・別冊第57号, 気象庁予報部, 77–83.
- Kazumori, M., 2012: Assimilation experiments involving surface-sensitive microwave radiances in JMA's global data assimilation system. *CAS/JSC WGN Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **42**, 01–11.
- Kazumori, M. and T. Egawa, 2014: Assimilation of GCOM-W1/AMS2 radiance data in JMA's NWP systems. *CAS/JSC WGN Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **44**, 1–07.
- Kazumori, M. and S. English, 2014: Use of the ocean surface wind direction signal in microwave radiance assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, in press.
- 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.

- 岡本幸三, 2011a: 衛星データ同化に関する諸外国の状況. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 7–10.
- 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.
- 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.*, **43**, 1–11.
- Salonen, K., J. Cotton, N. Bormann, and M. Forsythe, 2014: Characterising AMV Height-Assignment Error by Comparing Best-Fit pressure statistics from the Met Office and ECMWF data assimilation systems. *J. Appl. Meteor. Climat.*, **54**, 225–242.
- Weng, F., Y. Han, P. van Delst, Q. Liu, and B. Yan, 2005: JCSDA community radiative transfer model (CRTM). *Technical Proceedings of International TOVS Working Group-XIV*.

第2章 従来型観測データ

2.1 国内ゾンデ高解像度観測データの利用の検討¹

2.1.1 はじめに

現在、各数値予報システムではゾンデによる高層気象観測データとして TEMP 報²（以下、TEMP）を利用している。この TEMP には指定気圧面や特異点の観測情報が格納されているが、これは観測終了までの全ての観測から見れば特定の層の情報のみである。またゾンデは上空の風に流されて移動するために図 2.1.1 で示されるような移動軌跡を描くが、これらの位置情報は格納されていない。そのため、データ同化では TEMP を飛揚地点直上の観測データとして使用しているのが現状である。しかし近年における数値予報モデルの高解像度化を考えると、このように実際にゾンデが風に流される効果を考慮していないことは望ましくない。

一方で高層気象観測の状況は大きく変化しており、気象庁では従来のレーウィンゾンデに替わる GPS ゾンデの導入が 2010 年に完了した³。これによって、鉛直方向により解像度の高い観測データ（以下、高解像度観測データ）を取得できるようになった。この高解像度観測データには、1~2 秒毎の連続した数千レベルにも達する多くのデータが含まれており⁴、移動するゾンデの緯度・経度情報も併せて格納されている。この多くの観測情報を格納している高解像度観測データを数値予報システムで有効利用することができれば、より現実大気の状態を反映した初期値を作成することが可能となり、結果として数値予報精度の向上に繋がる可能性がある。

本節では、メソ数値予報システムにおける高解像度観測データの利用について検討した結果を報告する。まず従来の TEMP と高解像度観測データとを比較することによりその特徴を確認し（第 2.1.2 項）、次に高解像度観測データの使用方法について検討する（第 2.1.3 項）。さらに予測精度へのインパクトを確認するためのメソサイクル実験の結果を示し（第 2.1.4 項）、最後に今後の課題についてまとめる（第 2.1.5 項）。

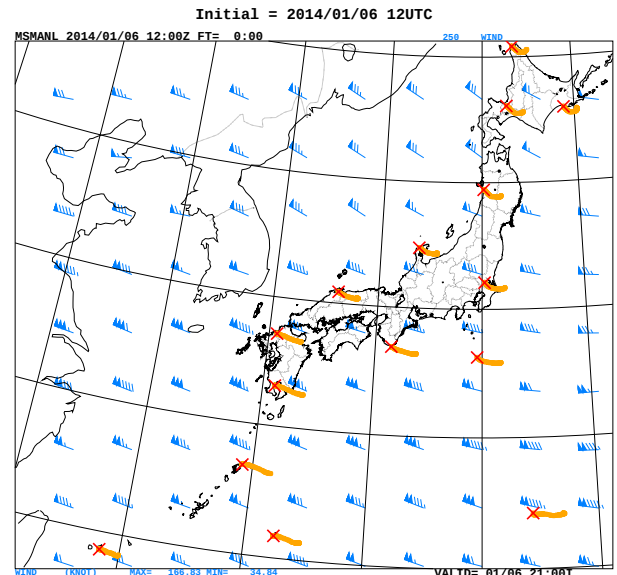


図 2.1.1 2014 年 1 月 6 日 12UTC 観測の国内ゾンデの移動軌跡。赤×印が飛揚地点、橙線が移動軌跡、水色の矢羽根が 250 hPa 風の解析値を示す。上空の強い西寄りの風に流されてゾンデが移動していることがわかる。

2.1.2 TEMP との比較

高解像度観測データを従来の TEMP と比較するため、図 2.1.2 に従来の TEMP を使って描画したエマグラムと高解像度観測データによるエマグラムを示す。前述したとおり、高解像度観測データには数秒間隔の連続した高密度の観測値が格納されているため、この事例でも例えば 700 hPa から 300 hPa にかけての相対湿度等の観測結果からわかるように、従来の指定気圧面や特異点だけでは見えなかった詳細な大気の鉛直構造を確認することができる。

次に、高解像度観測データの品質について確認するため、図 2.1.3 に約 1 か月間のメソサイクル実験から作成した国内ゾンデ（15 地点）⁵ の TEMP および高解像度観測データの層別の D 値（観測値と第一推定値の差）統計を示す。この統計では、指定気圧面近傍データを対象とし、高解像度観測データは今までの TEMP と同様にゾンデの位置移動を考慮しなかった場合と位置移動を考慮した場合について求めた。この統計結果からは、TEMP よりも位置移動を考慮した高解像度観測データで D 値の標準偏差が概ね縮小していることがわかる。さらに、この D 値の縮小傾向は上層ほど大きく、夏季よりも冬季で明瞭となっていた（図略）。これは冬季の方が上空の強風によってゾンデが流されやすいことに関係していると考えられる。実際、冬季のゾンデは観測終了までに飛揚地点から約 150 km も東へと流されることもあり、飛揚位置と実際の観測位置のズレが大きくなる。この位置移動を考慮したことが D

¹ 酒匂 啓司（観測部観測課観測システム運用室）

² 高層実況気象通報式。A、B、C、D 部の 4 部に分離されており、100 hPa 面から下層の指定気圧面（A 部）および特異点（B 部）、100 hPa 面より上層の指定気圧面（C 部）および特異点（D 部）を報ずる。

³ 従来のレーウィンゾンデは、気圧、気温、相対湿度の観測データを直接発信するが、風向や風速を求めるためには地上設置の方向探知機システムによってゾンデを追跡してその位置を推定する必要がある。これに対し、GPS ゾンデはその正確な位置データも発信することができるため、風向や風速も地上のソフトウェアシステムによるデータ解析で求めることができる。

⁴ 高解像度観測データに格納されている観測データの時間間隔はサイト毎の仕様に応じて異なるため、全サイトが同一間隔というわけではない。

⁵ 南鳥島についてはメソ領域外のため含まれていない。

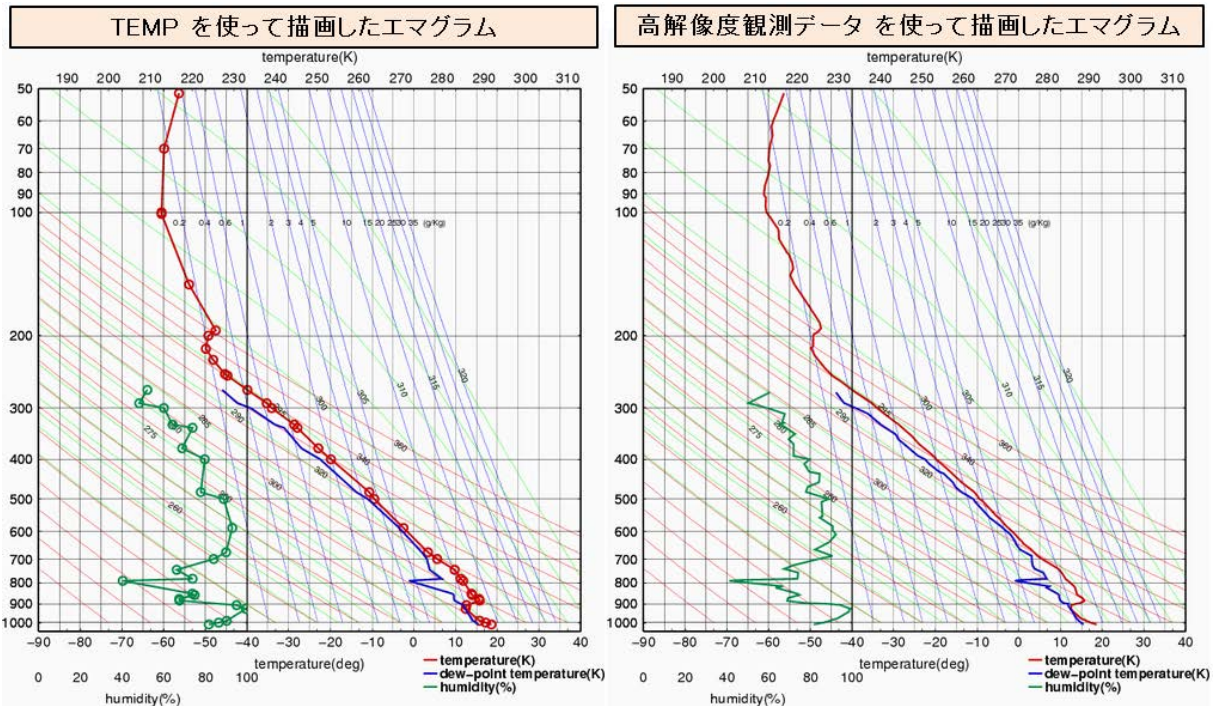


図 2.1.2 2013 年 8 月 1 日 00UTC の稚内におけるゾンデ観測のエマグラム。赤：気温、青：露点温度、緑：相対湿度。左：TEMP、右：高解像度観測データ。但し TEMP は丸印で表した指定気圧面と特異点のみ通報される。

値縮小に貢献していることは間違いなく、データ同化の際に観測を正確な位置で取り扱うことの重要性を示唆している。

2.1.3 データ使用方法の検討

では、高解像度観測データを数値予報システムでどのように使用するかを検討する。従来のデータ同化システムでは、ゾンデ観測を使用する場合 TEMP を取り扱ってきた (佐藤 2012)。これはゾンデ観測全体から見れば、指定気圧面と特異点の値しか使用していないということを意味する。一方で高解像度観測データは特定の層の値というものが存在しないためデータ使用上の自由度は非常に大きい。しかし、鉛直方向に高密度なデータをそのままデータ同化システムで使用することは困難である。例えばメソ解析で用いている 4 次元変分法によるデータ同化システムでは観測データの間で誤差相関が無いことを仮定している。よって高解像度観測データについても鉛直誤差相関を持たないように、データを適切に間引いておく必要がある。また、数値予報モデルの格子点値は一定の厚さを持った鉛直層の代表値である。観測に含まれているがモデルでは表現できないほどの細かい鉛直構造は排除してある程度の空間代表性を確保するよう、例えば観測データに対して移動平均による平滑化を実行した方がよい可能性がある。このように高解像度観測データの強みを生かしつつ、同化システムの特性も考慮して使用することを考えなければならない。

まずは、高解像度観測データをどの程度の間隔で出力し使用することが適当かを検討するため、格納されて

いる各データについて観測時刻の時間差⁶とD値の相関係数を要素および高度別に計算した。その結果を図 2.1.4 に示す。D 値の相関は第一推定値に起因する背景誤差相関も含む点には注意が必要だが、高度による差はそれほど小さくなく、気温や東西風については 100 秒程度で相関が小さくなっていることがわかる。また露点温度では 50 秒程度で相関がかなり小さくなっていることから、特に下層でデータの出力間隔を短めにするのが有効であると考えられる。

次に観測データの平滑化に関しては、ゾンデの飛揚経過時間を用いた移動平均を実行することにした。これは高解像度観測データは数秒間隔の高密度連続データであるため、移動平均の基準として飛揚経過時間を利用しても特に問題はないと考えた故である。移動平均の時間幅を変化させて求めた観測値について D 値の標準偏差を計算すると、要素や高度により違いはあるが、300 秒前後で最小になるものが多かった (図略)。しかしこの時間幅だと対流圏では約 1~2 km もゾンデは上昇してしまい、鉛直大気構造を過剰に平滑化していると考えられる。このように移動平均の時間幅が長すぎると、例えばモデルでも表現しうる逆転層等の情報も平滑化されてしまう可能性もあるため注意しなければならない。特に下層ではモデルの鉛直層が大変細かいので (室井 2012)、移動平均の時間幅は一律ではなく、高度に応じて調整するのが適当と考えられる。

ここで注意すべきは、高解像度観測データは数秒間隔の瞬間的な観測値ということである⁷。時にノイズ

⁶ ゾンデの飛揚経過時間を使って求められる。

⁷ TEMP は必ずしも瞬間的な観測値ではなく内挿あるいは

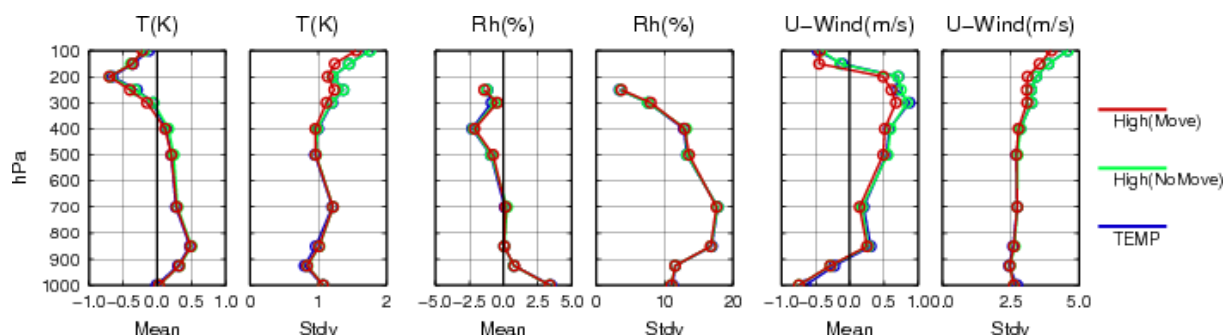


図 2.1.3 国内ゾンデ観測の層別の D 値の平均 (Mean) と標準偏差 (Stdv)。統計期間は 2014 年冬 (2014/1/6 ~ 2/10)。左から順に気温、相対湿度、東西風。青: TEMP、緑: 高解像度観測データ (位置移動の考慮無し)、赤: 高解像度観測データ (位置移動の考慮有り)。

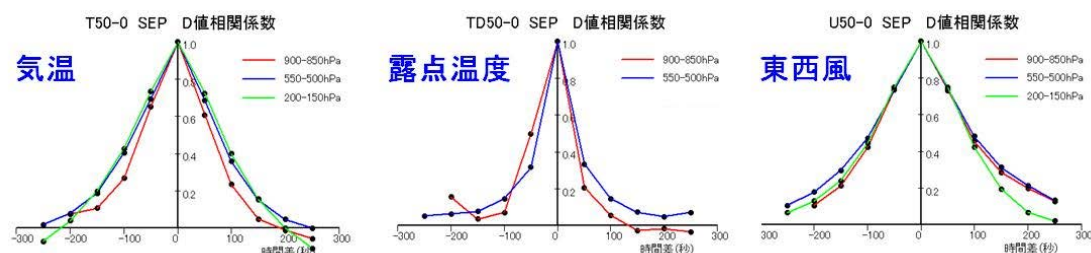


図 2.1.4 高解像度観測データから高度別に計算した D 値の相関係数。50 秒毎の観測の D 値について、別の時刻 (±50 秒、±100 秒、...) との相関係数を表す。

等の異常値が混入する可能性もあり、そのようなデータは除去しておかなければならない。このため、数秒間隔の連続観測に対して、例えば各要素について秒単位での変化量や移動距離に閾値を設けるなど簡易的な品質管理を実行する必要がある。

2.1.4 メソ数値予報システムへのインパクト

前項での検討を踏まえて、国内ゾンデの高解像度観測データを同化するメソ解析予報サイクル実験を実行した。実験対象期間は 2014 年冬 (解析: 2014 年 1 月 6 日 ~ 2 月 10 日、予報: 2014 年 1 月 9 日 ~ 2 月 10 日) と、2013 年夏 (解析: 2013 年 7 月 31 日 ~ 9 月 5 日、予報: 2013 年 8 月 3 日 ~ 9 月 5 日) とした。コントロール (CNTL) は従来の TEMP を使用したもので、テスト (TEST) ではその代わりに高解像度観測データを以下に示す出力設定で使用した。なお、前項で述べたような異常値を取り除くための品質管理⁸も導入した。

- 850 hPa より下層
 - － データ出力間隔: 50 秒毎
 - － 移動平均時間幅: 0 秒 (移動平均なし)
- 850 hPa ~ 300 hPa
 - － データ出力間隔: 100 秒毎
 - － 移動平均時間幅: 50 秒 (前後 25 秒)

平均化等を施されていることもあるため、指定気圧面であっても高解像度観測データの値と一致しないことがある。

⁸ 例えば 2 秒間で気温が 2.0 K 以上あるいは緯度や経度が 0.1 度以上変化していないか等。この簡易品質管理を経て高解像度観測データから出力されたデータは、解析前処理としての品質管理も実行される。

- 300 hPa より上層
 - － データ出力間隔: 200 秒毎
 - － 移動平均時間幅: 100 秒 (前後 50 秒)

まず冬実験で初回の解析となる 2014 年 1 月 6 日 00UTC のメソ解析 (Ma00) について、図 2.1.5 に館野ゾンデのエマグラムを示す。図中の丸印は解析で使用されたデータを表している。TEST では指定気圧面や特異点にとらわれずに CNTL よりも多くのデータが解析で使用されており、CNTL には無い 100 hPa から上空の観測についても使用されていることがわかる。これは次のような理由による。従来の TEMP では 100 hPa から上空のデータ (TEMP 報の C, D 部) は、Ma00 あるいは Ma12 の観測データ入電打ち切り時刻 (50 分) に間に合わず、次の Ma03 あるいは Ma15 で使用されることが多い。例えば入電打ち切り時刻までにゾンデ観測が終了せず TEMP 報の C, D 部が未作成というような場合がこれに当たる。しかし、高解像度観測データはこのような観測終了を待つ必要はなく、その時点までに内部処理されたデータはほぼ取得できることから、結果的に TEMP よりも早く上空データを取得できることが多くなるためである。

また、TEST ではゾンデの位置移動を考慮してデータ同化しているが、これを仮に位置移動せずに CNTL 同様に固定位置で同化した場合を TEST0 として実験を行った。図 2.1.6 は、2014 年 1 月 6 日 Ma00 での 250 hPa および 850 hPa の気温の解析値について、(a)TEST0 と CNTL の差、(b)TEST と TEST0 の差、(c)TEST と CNTL の差を示したものである。(a) は使用データ

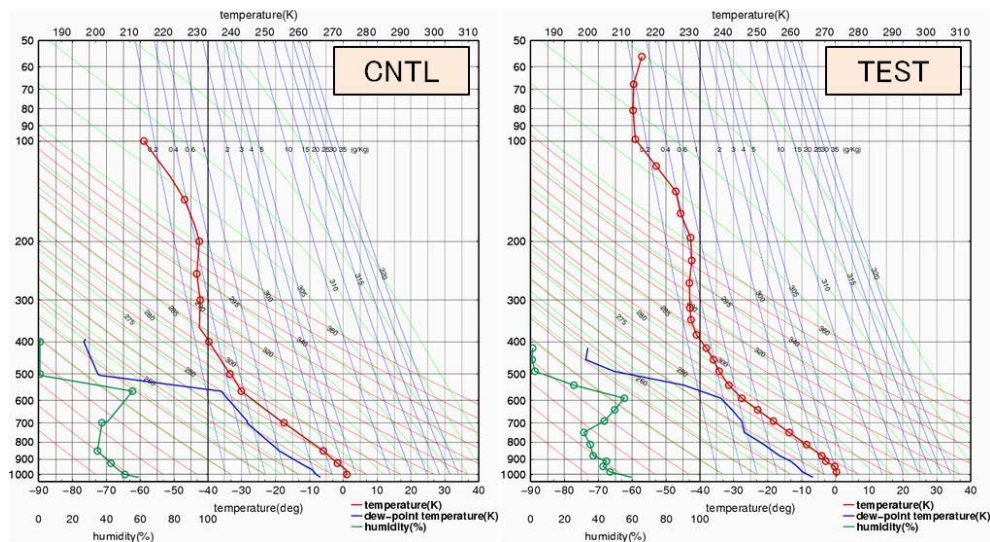


図 2.1.5 2014 年 1 月 6 日 00UTC の館野ゾンデのエマグラム。左：CNTL、右：TEST。見方は図 2.1.2 と同様。丸印は Ma00 で使用されたデータを示す。

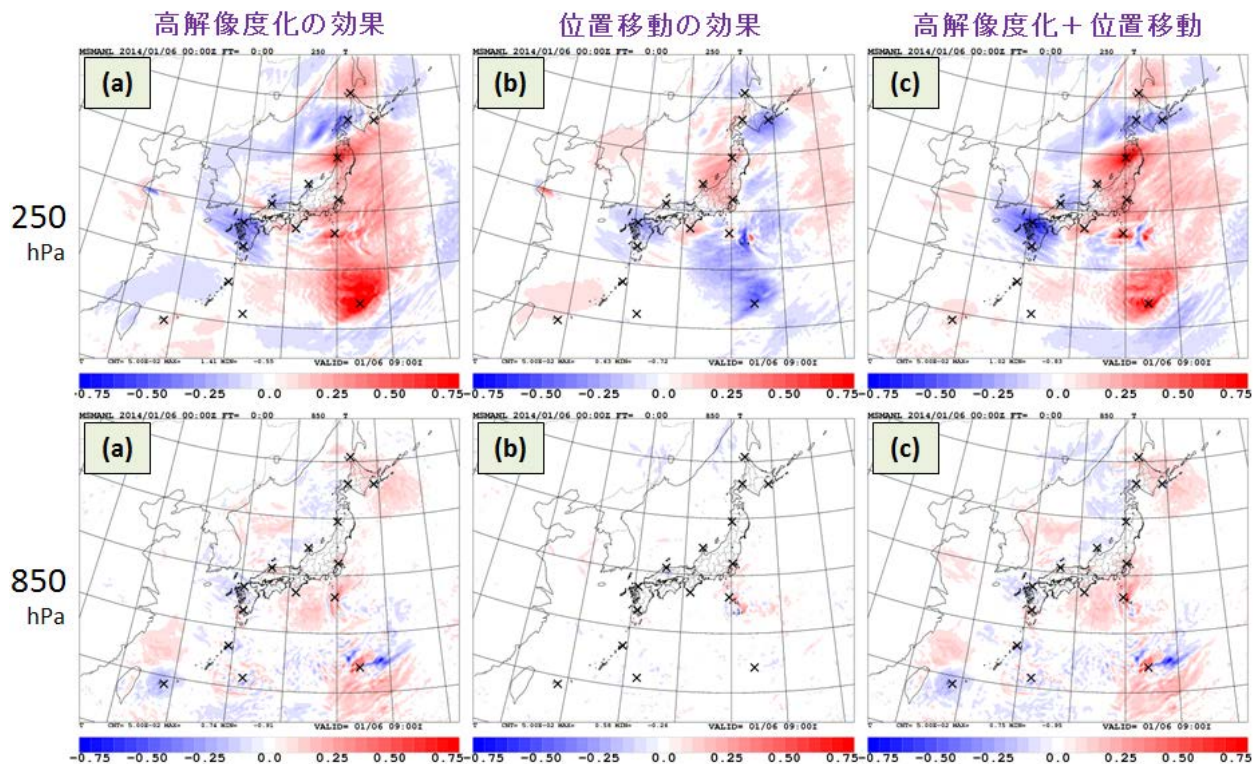


図 2.1.6 2014 年 1 月 6 日 00UTC 初期値解析 (Ma00) における気温の解析値差分。上段が 250 hPa、下段が 850 hPa で、(a)TEST0-CNTL, (b)TEST-TEST0, (c)TEST-CNTL を表す。黒×印はゾンデの観測地点。

を TEMP から単純に高解像度観測データに変更したこと、(b) は位置移動を考慮したことによる効果を表していることになり、当然ながら (c) は (a) と (b) を組合せたインパクトを示していることになる。この例では主にゾンデ観測地点の周辺で解析値に差が出ており⁹、位置移動を考慮することによるインパクトは下層よりも上層で大きいことがわかる。

⁹ ゾンデ観測地点から遠く離れた場所でも差が出ているのは他の観測データの間引きや選択が変化したこと起因している。

次に図 2.1.7 に冬実験の CNTL と TEST における高解像度観測データについてのマージ層別 D 値統計を示す。このマージ層とは指定気圧面を中心とする鉛直層である。対象サンプルとなるデータは移動平均していないが位置移動を考慮したもので、TEST において解析で使用していないデータも含む。この図から各要素で TEST の方が D 値の平方根平均二乗(以下、RMS)が縮小していることがわかる。これは想定どおりに CNTL よりも TEST の第一推定値が移動するゾンデ観測値に

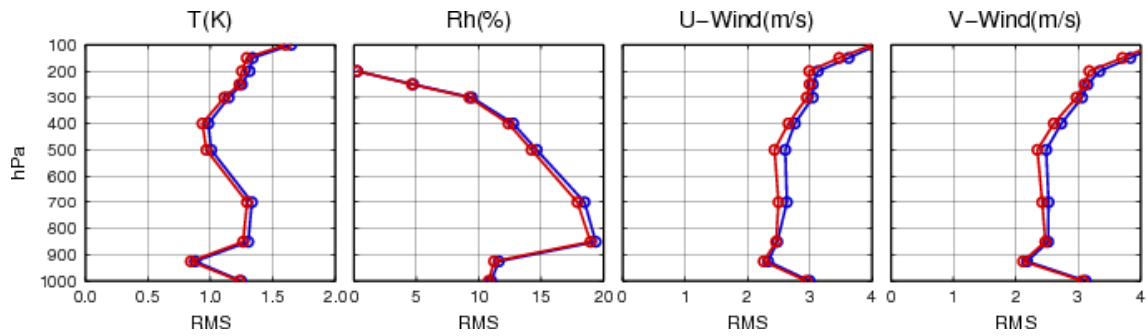


図 2.1.7 高解像度観測データ（移動平均無し、位置移動を考慮）の層別の D 値の RMS。左から順に気温、相対湿度、東西風、南北風。赤線：TEST、青線：CNTL。

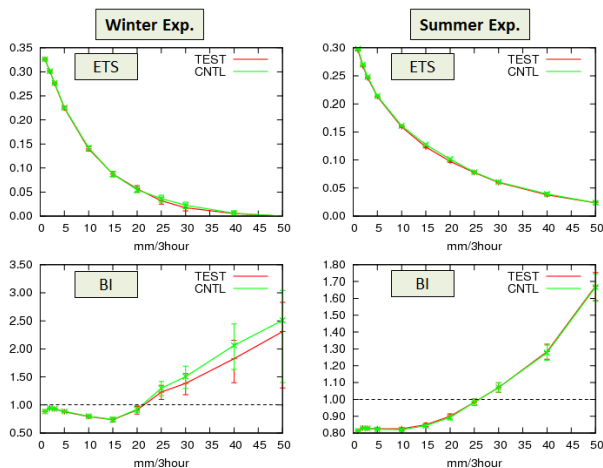


図 2.1.8 閾値別の降水予測のスコア検証。20km 検証格子内の解析雨量の 3 時間積算降水量平均を使用。左列が冬実験、右列が夏実験。それぞれ上段が ETS、下段が BI。赤：TEST、緑：CNTL。エラーバーは 95%信頼区間を示す。

近くなったことを示す結果であり、初期値精度の向上を示唆している。

最後に降水予測の統計検証について示す。まず 39 時間までの全ての予報時間を対象とする閾値別の降水の統計検証結果を図 2.1.8 に示す。冬実験では比較的強い雨の閾値でエクイタブルスコア（以下、ETS）が CNTL よりも僅かに下回ったが、バイアススコア（以下、BI）は過大であったものが 1 に近づいた。一方、夏実験では弱い雨で BI が 1 に近づいたものの、ETS がほぼ全閾値で CNTL をやや下回る結果となった。但しいずれも信頼区間の範囲内であり有意とは判定できない程度の差であった。地上検証では一部にやや改善が見られる要素もあったが、全体としては概ね中立であった（図略）。

2.1.5 まとめと今後の課題

GPS ソンデの導入によって新たに取得できるようになった高解像度観測データは、従来の TEMP にはなかった位置情報も含まれる鉛直高密度の高層観測データである。これをメソ解析で使用する方法を検討しサイクル実験を実行した。その結果、第一推定値がゾンデ観測値に近づくなど、初期値精度が向上していると

見られる結果も得られたが、メソ予報における降水予測の改善に繋がる結果は得られなかった。

今後の検討としては、例えば降水に対してインパクトがあると考えられる対流圏下層について、データ出力間隔を調整するなどしてデータを多く使用することや、移動平均化処理については重要なシグナルを平滑化によって埋もれさせてしまわないよう、その是非も含めて慎重に調査する必要がある。また、対流圏上層では位置移動を考慮することにより D 値の RMS が縮小していることから、ゾンデの観測誤差についても現設定より小さくできる可能性がある。以上のように見直すべき点は様々ある状況だが早期の現業化を目指して現在開発を進めている。

参考文献

- 室井ちあし, 2012: 数値予報モデル. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23-41.
- 佐藤芳昭, 2012: 観測データと品質管理. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8-17.

2.2 地上観測データの同化¹

2.2.1 はじめに

現在、気象庁では様々な観測データを利用して数値予報モデルの初期値解析を行っているが、それらを大きく分けると、直接観測、地上リモートセンシング、衛星観測の三種類となる(佐藤 2012)。このうち直接観測としては、気象観測所や AMeDAS などによる陸上観測、船舶やブイなどの海上観測、ラジオゾンデによる高層観測、商用航空機などによる航空機観測が挙げられる。本節では上記のうち陸上観測のことを地上観測と呼び、当庁での利用方法などについて取り上げる。

初期値解析に用いられる地上観測データは、従来は主に気圧のみであった。その理由は気圧以外の地上観測データは一般に局所性が強く代表性が低いため、分解能の低い解析システムでは有効な情報を抽出することができなかったためである。近年では数値予報システムの高分解能化に伴い、気圧以外の地上要素を同化する開発が各国の数値予報センターにおいて進んでいる。気象庁においても AMeDAS の風と気温、及び SYNOP 報の相対湿度から求めた比湿の局地解析での利用が開始されたところである(永戸ほか 2013)。

また、新規観測データの導入も図られている。最近では、CTBTO (Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization) による地上移動観測所の SYNOP 報 (SYNOP MOBIL 報) や空港における観測である定時飛行場実況気象通報式 (METAR) を同化利用する数値予報センターも登場している。

このように利用される地上観測データの種類は多様になってきている。本節では現在現業化に向けて開発を進めている、全球解析における METAR の地上気圧データの利用について説明する。

2.2.2 METAR 地上気圧データの同化利用

本項では導入に向けた開発を行っている METAR について、観測データの特徴及び品質を中心に開発状況を説明する。

(1) METAR について

METAR は飛行場周辺の気象状態を通報するための書式である。飛行場実況気象通報式には METAR、特別飛行場実況気象通報式 (SPECI)、自動飛行場実況気象通報式 (METAR AUTO)、航空気象観測所実況気象通報式 (SCAN) などがある。METAR は定時通報であるのに対し、SPECI は航空機の運航に関して気象状態の重要な変化があった場合に行われる特別観測の通報、METAR AUTO は自動通報である。また、SCAN は日本国内のみで使用されている通報式で、国際交換の対象とならない。通報される気象要素としては、風向・風速、滑走路視距離、視程、現在天気、雲量、雲底高度、気温、海面更正気圧などがある。また METAR では、上記要素の他に国内記事も付加することが認められている。ここで通報される要素は国によって異なる

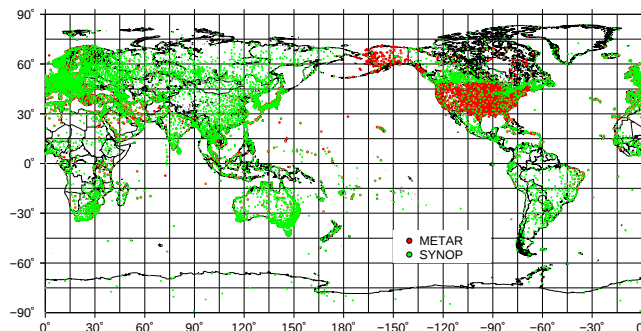


図 2.2.1 METAR 及び METAR AUTO 通報地点の分布。比較のため、SYNOP の分布(緑)を METAR 及び METAR AUTO の分布(赤)に重ねて表示した。2014 年 7 月。

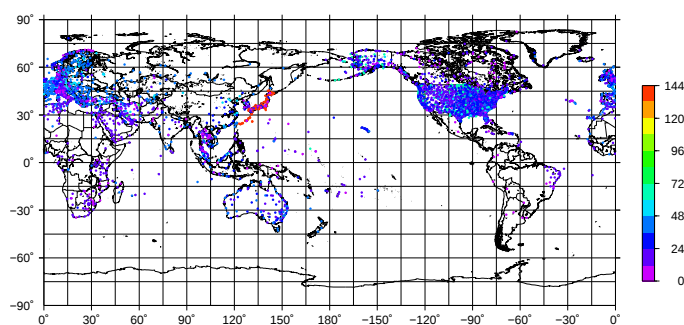


図 2.2.2 各地点の 1 日当たりの METAR 及び METAR AUTO 通報数。2014 年 7 月。

が、例えば、通報精度の高い海面更正気圧や気温、雷電が始まった時刻、前 1 時間降水量などが通報される。

図 2.2.1 は METAR を通報する地点の分布である。世界各国に約 4000 地点存在し、このうち約半数は SYNOP を通報する地点と同一もしくは隣接した地点である。また METAR の観測は、SYNOP と比べてアメリカやカナダで高密度に分布しており、アフリカ大陸や太平洋の島嶼などの SYNOP 通報の空白域にも存在している。METAR を同化利用することにより、このような観測データの希薄な領域における解析精度が向上すると共に、入電障害等による SYNOP 欠落時の解析精度の低下が軽減することが期待できる。

図 2.2.2 は、2014 年 7 月における 1 日当たりの METAR 及び METAR AUTO の入電数である。通常、30 分または 1 時間に 1 回の頻度で通報されるため、1 日当たりの入電数は 24 ~ 48 回の地点が多いが、日本や米国などではそれを超える地点が存在していることが分かる。これは METAR AUTO によるもので、数十分に 1 回と METAR よりも高頻度に通報される。通報される要素について METAR と METAR AUTO を比較すると、気圧や気温、風についてはいずれも観測装置が観測した値をそのまま通報するため本質的に違いはない。一方、雲や視程、現在天気については METAR AUTO では通報されない、もしくは METAR と METAR AUTO で観測方法が異なる(具体的には前者は観測者による観測、後者は測器による自動観測)場合がある。

METAR で通報される気圧データは QNH と呼ばれ

¹ 高坂 裕貴

る高度計規制値である。QNHは飛行場で観測された気圧を海面更正した値であるが、SYNOP等で通報される海面更正気圧とは定義が異なる。具体的には海面更正時に仮定する大気プロファイルが異なり、SYNOPは現実の大気プロファイルを仮定するのに対し、METARで通報されるQNHは国際標準大気 (ISA: International Standard Atmosphere) が仮定される。これはMETARのQNHが航空用途において気圧高度を算出するのに用いられているためである。算出されたQNHは小数第一位を切り捨てて1 hPa単位で通報される。またアメリカやカナダ、日本などでは国内記事として、QNHを水銀柱インチに換算した値を小数第二位までに丸めた値も通報される。この場合、通報精度は0.01 inHg=0.3386 hPaとなる。また、アメリカやカナダなどでは、QNHの他に現実の大気プロファイルに基づいて海面更正された気圧 (SLP) が通報されることがある。通報精度は0.1 hPaである。

(2) METAR 気圧データの品質管理

(1) で述べたように、METARのQNHの通報形式にはhPa単位の通報とinHg単位の通報の二種類が存在する。このうち前者は、小数第一位を切り捨てて通報されるため、このまま利用すると観測値にバイアスが生じることになる。そのため、はじめに切り捨てに伴って生じる0.5 hPaのバイアスを補正する処理を行う。hPa単位の通報とinHg単位の通報の両方が存在する場合には、通報精度の高いinHg単位の通報を利用する。なおSLP通報については、通報精度は高いものの、D値(観測値と第一推定値の差)の統計による調査の結果、QNHの通報より品質が低いことが確認されたため、現時点では利用を見送ることにしている。

品質管理は他の観測におけるものと同様に、内的整合性チェック、外的整合性チェックの順に処理する。内的整合性チェックとしてはブラックリストチェック、気候学的チェックを、外的整合性チェックとしてはグロスエラーチェック、空間整合性チェックを行う。これらの品質管理の詳細については大野木(1997)を参照いただきたい。またこの他、SLPも通報する地点に対して、海面更正チェックの導入を検討した。具体的には、QNHの通報値からISAを仮定して飛行場現地気圧(QFE)を算出した後、現実の大気プロファイルを仮定してSLPの値を算出し、それをSLPの通報値と比較することにより修正もしくは排除する処理である。しかし、有効に修正される事例がほとんどなく、逆に品質が悪化する事例が多かったことから導入しない予定である。海面更正チェックが有効でなかった原因としては、SLP通報自体の品質が低いことや変換の際の誤差が大きいことが考えられる。

次に観測値の標高補正の方法について説明する。一般に地上データの同化利用にあたっては、観測が行われた場所における標高からモデル面高度の値へと標高補正する必要がある。例えばSYNOPでは、現地気圧(または海面更正気圧)から現実の大気プロファイルを仮定してモデル面地上気圧(MdPs)へと標高補正を

行っている。METARの気圧データについても同様の処理を行うが、QNHはISAを仮定して海面更正した気圧である点に注意する必要がある。すなわち、ISAを仮定して平均海面と飛行場現地標高(HA)の標高差を補正してQFEを算出した後、現実の大気を仮定して飛行場現地標高とモデル面標高の標高差を補正してMdPsを算出するという二段階の変換が必要となる。

前者の変換に関しては、以下のICAO(2011)に基づいた式を使う。

$$H = \frac{T_0 \left(1 - \left(\frac{QFE}{P_0} \right)^{\frac{R\Gamma}{g}} \right)}{\Gamma} \quad (2.2.1)$$

$$QNH = P_0 \left(1 - \frac{\Gamma(H - HA)}{T_0} \right)^{\frac{g}{R\Gamma}} \quad (2.2.2)$$

ここで T_0 は基準気温(=288.15 K)、 P_0 は基準気圧(=1013.25 hPa)、 Γ は気温減率(=0.0065 K/m)、 g は重力加速度(=9.80665 m/s²)、 R は気体定数(=287.05 J/kg/K)、 H はISAに換算した飛行場現地標高であり、QNH、QFEの単位はhPa、 H 、 HA の単位はmである。(2.2.1)式及び(2.2.2)式を逆変換した以下の式により、QFEを算出する。

$$H = \frac{T_0 \left(1 - \left(\frac{QNH}{P_0} \right)^{\frac{R\Gamma}{g}} \right)}{\Gamma} + HA \quad (2.2.3)$$

$$QFE = P_0 \left(1 - \frac{\Gamma H}{T_0} \right)^{\frac{g}{R\Gamma}} \quad (2.2.4)$$

後者の変換は他の観測の地上気圧データに対する扱いと同様である。すなわち、地上気温及び露点温度(または相対湿度)の観測値を用いて、一定の気温減率(現在は0.005 K/m)を仮定してモデル面の標高に補正する。

(3) METAR 気圧データの品質

METAR気圧データの品質を見るため、(2)に記した処理を適用し、SYNOP気圧データと比較した。図2.2.3は2014年7月及び2014年1月におけるMETAR及びSYNOPのMdPsのD値ヒストグラムである。ここでは対等の条件で比較するため、METARとSYNOPが互いに隣接(緯度及び経度の差が0.1度以内)している地点のみを選択して統計をとった結果を示している。METARはSYNOPと同様にD値が正規分布していることが分かる。またD値の平均、標準偏差についても、METARとSYNOPでほぼ同じ値であると言える。このことはMETARはSYNOPと同等の精度であるとするIngleby(2014)と整合した結果と言える。

図2.2.4はMETARの地点別D値月統計RMSである。多くの地点でD値のRMSが0.8 hPa前後の値をとっており、品質は良好であることが分かる。一方で

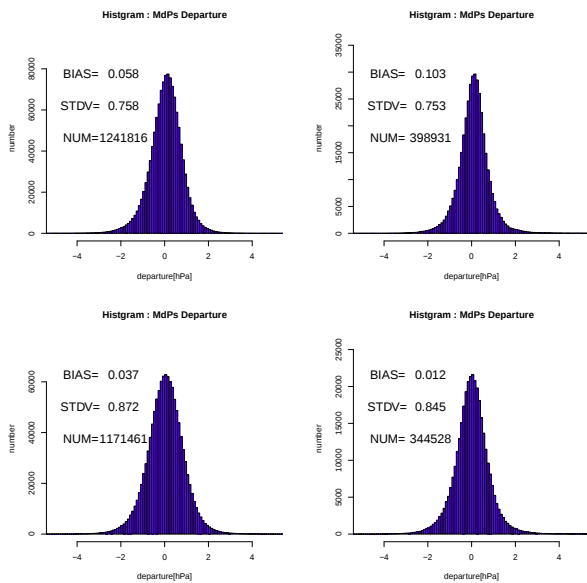


図 2.2.3 モデル面地上気圧の D 値ヒストグラム。METAR と SYNOP が互いに隣接している地点に限定して統計をとった。左列が METAR、右列が SYNOP。上段は 2014 年 7 月、下段は 2014 年 1 月。

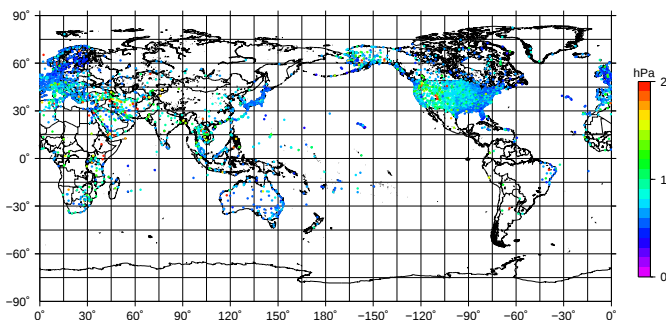


図 2.2.4 METAR のモデル面地上気圧の地点別 D 値月統計 RMS。2014 年 7 月。

D 値の RMS が大きい地点が少数ながら存在する。この原因は様々であり、他の従来型観測における場合と同様に地点別の調査が必要になる。例えばカザフスタンの地点 UACK (KOKSHETAU, 53.19°N, 69.35°E) は D 値の平均が -12.4 hPa、標準偏差が 2.7 hPa といずれも大きい。この地点の近隣には SYNOP の地点 28879 (KOKSHETAY, 53.17°N, 69.23°E) があり、品質は良好であったことから比較を行った。その結果、両地点で現地標高が大きく異なっており、METAR 地点は 2547 m であるのに対し、SYNOP 地点は 229 m であった。周辺の地形は比較的平坦であることから、近接する地点でこれほどの標高差があるというのは考えにくい。そこで、METAR 観測地点の現地標高を SYNOP 観測地点のものに変更してモデル面地上気圧を計算したところ、D 値の平均、標準偏差共に小さくなることが分かった。この例のように現地標高に誤りがあると考え

られる地点に対しては、定期的に最新の地点情報に更新したりブラックリストに登録する必要がある。この他、D 値 RMS が大きな地点の中には、第一推定値の誤差が大きい場合もある。このような地点について観測値と第一推定値との対応を調査することによりモデルの改善につなげる、という検証用途の利用も可能である。特に、これまで観測データの乏しかった地域に METAR が追加されることは、検証の面でも価値が高いと言える。

(4) まとめと今後の予定

METAR は空港における気象状況を数十分から 1 時間ごとに通報するものであり、アフリカ大陸や太平洋の島嶼といった SYNOP の希薄な地域にも存在する。METAR で通報される気圧は QNH と呼ばれる高度計規制値であり、飛行場現地気圧を国際標準大気を仮定して平均海面高度に更正した気圧である。品質を調査した結果、SYNOP と同等の精度であることが分かった。

現在、全球解析において METAR の気圧データを同化する開発を行っている。定時の観測値が通報される METAR と METAR AUTO を主に利用する方向で開発を進めており、これまでのところ、新規に観測データが追加された地域を中心に予報初期の地上気圧や高度場にインパクトがあることが分かっている。今後も早期の同化利用開始を目指して開発を継続する方針である。

また、今回同化利用を検討している気圧の他に METAR には気温、風などの通報がある。これらの局所性の大きい観測は主に分解能の高い局地解析やメソ解析等で同化利用できる可能性があり、順次開発を行っていく予定である。

参考文献

- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度化された局地モデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18-41.
- ICAO, 2011: *Manual on Automatic Meteorological Observing Systems at Aerodromes, second edition, ICAO Doc9837 AN/454*. International Civil Aviation Organization.
- Ingleby, B., 2014: Global assimilation of air temperature, humidity, wind and pressure from surface stations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, doi: 10.1002/qj.2372.
- 大野木和敏, 1997: データ品質管理と解析前処理. 数値予報課報告・別冊第 43 号, 気象庁予報部, 17-61.
- 佐藤芳昭, 2012: 観測データと品質管理. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8-17.

2.3 台風ボーガスの改良¹

2.3.1 はじめに

気象庁の全球解析及びメソ解析では、台風周辺の観測データの不足を補うために、予報課の台風予報作業担当者の主観解析による台風中心位置、中心気圧、15 m/s 強風半径（以下、R15）等の台風情報を元に典型的な台風構造を作成し、解析値に反映させている（大野木 1997）。この時に作成された台風構造を台風ボーガスと呼ぶ。現在は台風ボーガスとして疑似観測型を採用しており、海面更正気圧と指定気圧面上の風のデータを作成し、他の観測データと共に同化している。詳細は小泉（2003）や新堀（2005）を参照いただきたい。

台風ボーガスに関しては、現在も台風予測精度の向上を目的とした改良を行っている。本節では台風ボーガスの改良に向けた検討の状況について説明する。具体的には、現状において台風ボーガスが解析の精度向上にどのように寄与しているのかを整理するために、台風ボーガスに関して様々な実験を行う。また、その結果を考察することにより今後の改良の方向性を議論する。

2.3.2 台風ボーガスの効果

現状における台風ボーガスの効果を見るため、比較対象として台風ボーガスを同化しない実験を実施した。実験期間は2013年7月10日から10月11日まで（予報は各日の12UTC初期値のみ実施）であり、この期間には台風第9号から台風第30号までの22個の台風が発生している。本項では、台風ボーガスを同化している2014年3月時点の全球数値予報システムをCNTL、台風ボーガスを排除した実験をTESTとし、台風予測の特性について事例を交えて見ていく。

(1) 台風進路予測について

はじめに統計検証の結果を示す。図2.3.1は実験期間中に発生した全台風を対象とした台風進路予測誤差である。検証には事後解析による台風経路確定値（気象庁ベストトラックデータ）を実況値として用いた。TESTはCNTLに比べて全予報時間で進路予測誤差が大きい。特にFT=0からFT=18までで有意に悪化しており、初期位置の誤差は約25 km増加している。

図2.3.2はTESTの方がCNTLよりも進路予測が悪化した事例である。TESTはCNTLに比べて初期位置の誤差が大きく、予報が進んでも両者の位置の差は縮まっていない。海面更正気圧の解析値を比較すると、台風構造はCNTLとTESTでほとんど差はないが、台風の位置がTESTの方がCNTLよりも全体的に東側に表現されていた。この事例では初期位置に大きな誤差があったことが、予報後半に至るまでの台風進路予測誤差の増大につながったと考えられる。初期位置の誤差に着目すると、TESTの方がCNTLよりも有意に悪化した台風はこの台風の他にも4つ見られた。いずれの台風も本事例と同様に全予報時間について進路予

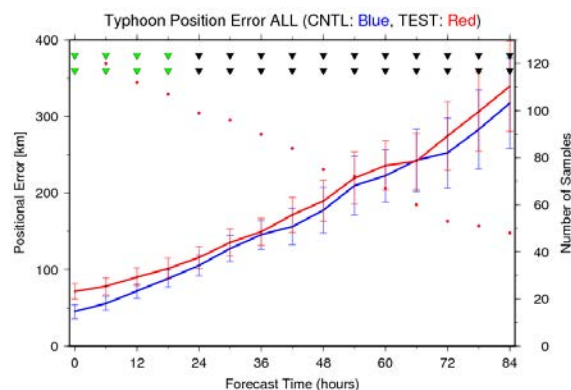


図 2.3.1 実験期間中に発生した全台風を対象とした台風進路予測誤差。横軸は予報時間 [h]、左縦軸は台風進路予測誤差 [km]、右縦軸はサンプル数である。青線が CNTL、赤線が TEST、点はサンプル数である。エラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95% 信頼区間で、グラフ上方の三角形のうち緑色のものは統計的に有意であることを意味している（上の三角形がデータ系列の相関を考慮した場合、下の三角形が相関を考慮しない場合）。

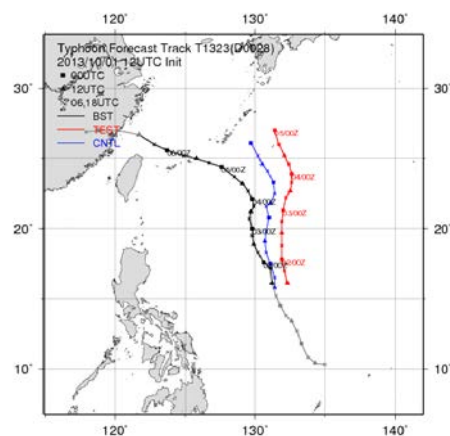


図 2.3.2 2013 年 10 月 1 日 12UTC 初期値の台風第 23 号の台風進路予測結果。黒線がベストトラック、青線が CNTL、赤線が TEST を示している。

測誤差が悪化しており、図 2.3.1 に示した統計的なスコアの悪化の主要因となっている。なお初期位置の誤差について、その他の台風はすべて統計的に中立であり、有意に改善した台風事例はなかった。

以上のことから、台風ボーガスには、台風の初期位置を実況に近づけることにより、予報後半に至るまでの進路予測誤差を減少させる効果があると言える。なお、この効果は、主観解析による台風中心位置の決定精度が低い事例や、実況と第一推定値の台風の初期位置の差が小さい事例において小さい傾向が見られた。台風ボーガスによる改善が得られるかどうかは主観解析及び第一推定値の精度に依存するところが大いと言える。

¹ 高坂 裕貴

(2) 台風強度予測について

台風平均強度予測誤差については、TEST は CNTL に比べて全予報時間で悪化が見られた。また、CNTL、TEST 共に実況よりも中心気圧を高く予想する傾向があるが、TEST の方が CNTL よりもその傾向がさらに強まっていた。

図 2.3.3 は台風強度予測が悪化した台風第 15 号における解析値の台風中心気圧の時系列である。TEST は CNTL に比べて期間を通じて中心気圧を高く表現していること、及び TEST は実況に見られるような中心気圧の変化がほとんど表現されていないことが分かる。海面更正気圧の解析値を比較したところ、主に台風中心近傍のみで差が生じており、TEST の方が CNTL よりも気圧が高いという状況であった。また予測結果について見たところ、解析値に見られた中心気圧の差は予報が進んでも縮まることはなく、全予報時間について TEST の方が CNTL よりも中心気圧が高い傾向が見られた。このような結果の違いが生じた原因を探るため、台風周辺におけるインクリメント（解析値と第一推定値の差）を調査した。その結果、CNTL ではこの台風に対して台風ボーガスが投入され始めた時刻において中心気圧を深めるインクリメントが入り、それ以降の解析においても中心気圧や位置を修正するインクリメントが入っていたのに対し、TEST では台風中心近傍におけるインクリメントが CNTL よりも小さく、中心気圧の高い状態が続いていた。この差が図 2.3.3 に示した中心気圧の差につながったと考えられる。このように台風中心近傍に台風ボーガスを同化することにより、実況に即した台風強度を解析値に反映させることができると言える。

その他の台風事例においても、ここに挙げた例と同様に強度を弱く表現するものが複数見られた。ただし、全ての台風についてこのような傾向が見られたわけではなく、CNTL と同等の強度を表現していた台風もいくつか見られた。一例として、台風第 27 号が挙げられる。この台風はマリアナ諸島付近で発生し、発達しながら北西進した後、沖縄付近で転向し本州の南を通過した。台風の発達期に着目すると、マリアナ諸島付近では SYNOP やラジオゾンデ等を始めた観測データが多く、それらが同化されることにより台風の位置や中心気圧を修正していた。解析予報サイクルを通じてこのような修正が続いた結果、第一推定値に実況に即した台風構造が表現され、TEST は CNTL と同等の台風予測となったと考えられる。この例のように、台風が陸域や島嶼など観測データが比較的多い領域を進む事例で、CNTL と TEST の台風予測に差が小さい傾向が見られた。

以上のように、事例によって台風予測の傾向は大きく異なる。台風予測の改善を目指す場合は、検証の際に出来るだけ多くのサンプルを確保して、台風別に見ていくことが必要だろう。

2.3.3 台風構造の違いが台風予測に与える影響

第 2.3.2 項までで台風ボーガスには、主に予報初期に

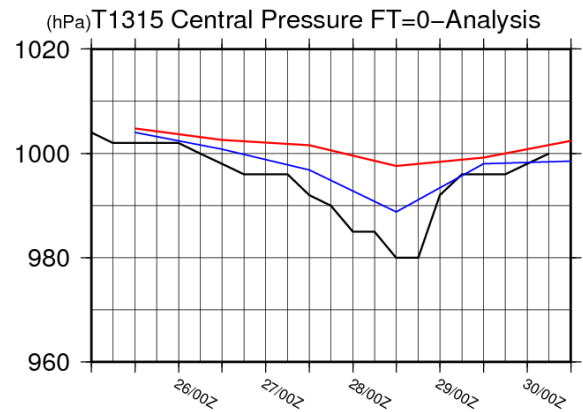


図 2.3.3 台風第 15 号の事例における解析値の台風中心気圧の時系列。黒線がベストトラック、青線が CNTL、赤線が TEST。期間は 2013 年 8 月 25 日から 8 月 30 日。

における台風の中心位置と強度を実況に即したものにすることが分かった。この効果は岡垣 (2010) の指摘と整合しており、現在においても同様の状況であると言える。また、これらは主観解析により得られた情報のうち、台風中心についての情報が解析値に反映された結果と解釈できる。本項では台風中心以外の解析情報が台風予測に与える影響を見ることにする。

第 2.3.1 項で述べたように、台風ボーガス作成には台風中心における緯度、経度、気圧の他に、R15 を用いている。R15 は台風ボーガスにおける海面更正気圧の水平分布を決定するのに使用している。これを踏まえて、R15 の解析精度が予測結果に与える影響を見るため、R15 を実際に解析された値よりも小さく (0.5 倍) した実験を行いそのインパクトを調査した。これは台風のサイズを実況よりも小さく設定したことに相当する。実験期間は 2013 年 9 月 11 日から 11 月 11 日までとし、この期間には台風第 18 号から台風第 30 号までの 13 個の台風が発生している。ここでは、2014 年 3 月時点の全球数値予報システムを CNTL、R15 を 0.5 倍にした実験を TEST とする。

図 2.3.4 は 2013 年 10 月 3 日 12UTC における台風第 23 号の台風進路予測結果である。CNTL、TEST 共に実況よりも南よりを進んでいるが、TEST は CNTL よりもその傾向が強い。

次に統計検証の結果を見る。図 2.3.5 は台風進路予測誤差である。TEST は CNTL に比べて全予報時間で悪化しており、特に予報後半にかけて差が拡大していることが分かる。この悪化の傾向を分析するため、梅津・森安 (2013) と同様に、ベストトラックにおける 6 時間前の位置からの進行方向に応じて、期間を転向前、転向中、転向後の 3 つに区分けして検証を行った。また進路予測誤差については、ベストトラックの進行方向に沿った成分 (Along Track Error, 以下 AT) と直交する成分 (Cross Track Error, 以下 CT) に分解した。

図 2.3.6 は進路予測誤差を AT、CT 成分に分けて表示したものである。AT 成分について見ると、転向前、転

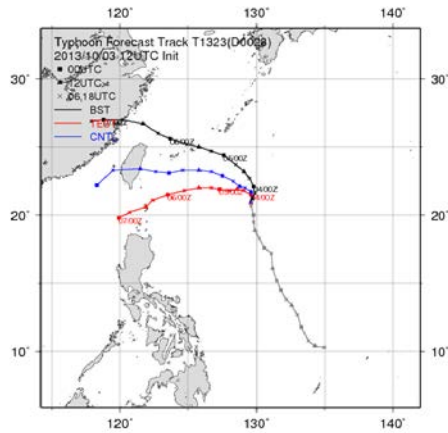


図 2.3.4 図 2.3.2 と同じ。ただし、2013 年 10 月 3 日 12UTC 初期値の台風第 23 号の事例。

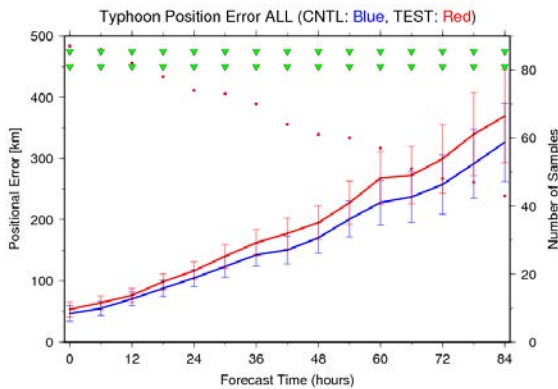


図 2.3.5 図 2.3.1 と同じ。ただし、CNTL は 2014 年 3 月時点の全球数値予報システム、TEST は R15 を実際に解析された値の 0.5 倍にしたもの。

向中、転向後の全ての期間において、TEST は CNTL に比べて AT が負、すなわち実況よりも台風の速度が遅い傾向が強まっていることが分かる。次に CT 成分について見ると、転向前で負、すなわち進行方向に対して左側にずれ、転向後では正、すなわち進行方向に対して右側にずれる傾向が見られる。これらはいずれも実況よりも台風の北上のセンスが弱いことを意味している。本項の実験結果は、サイズの大きい台風ほどベータ効果による移動速度が大きくなり、北上傾向が強まることを指摘した上野 (1991) と整合した結果と言える。

以上のように、台風構造の違いは台風予測に少なからぬ影響を与えるものであることが分かる。その点において、R15 の解析情報は実況に即した台風構造を決定するのに重要な役割を果たしていると言える。

2.3.4 台風予測の改善に向けて

本節では台風ボーガスに関する諸実験を通じて、現状における台風ボーガスの効果を整理した。その結果、台風ボーガス作成に使用する台風情報の精度はいずれも台風ボーガスデータの精度、さらには台風予測の精

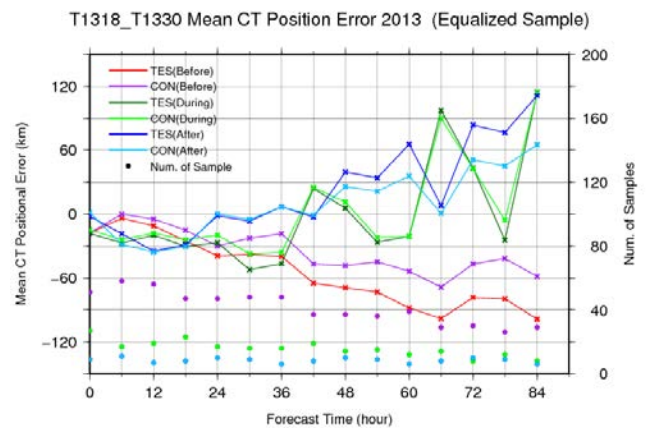
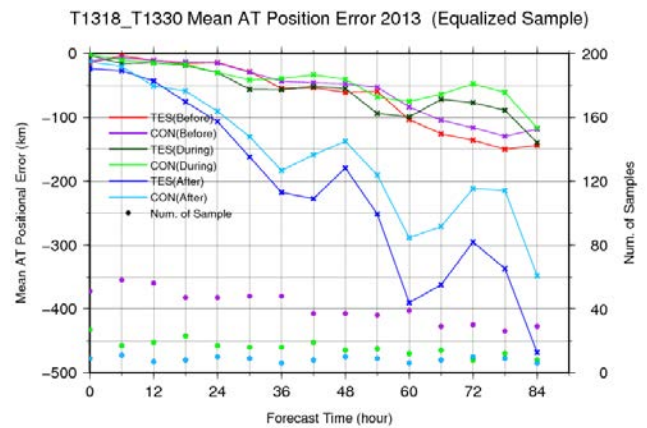


図 2.3.6 台風の解析位置に対する相対的な進路予測誤差。上が AT 成分の進路予測誤差、下が CT 成分の進路予測誤差。それぞれの図で横軸は予報時間 [h]、左縦軸は進路予測誤差 [km]、右縦軸はサンプル数。紫、黄緑、水色はそれぞれ CNTL の転向前、転向中、転向後、赤、緑、青はそれぞれ TEST の転向前、転向中、転向後を表している。

度に大きな影響を与えていること、及び現状においても台風ボーガスは台風予測の精度向上に役立っていることが分かった。また同時に、台風予測を改善させるためには台風中心付近だけでなく、台風の構造についても実況に即したものにすることが必要であることが分かった。このことは台風周辺全域の解析精度を向上させることに他ならない。

以上のような考察を踏まえて、台風ボーガスデータの品質改善と適切な利用という観点から、現在以下のような調査を検討している。

- 予報初期における台風の位置と強度の誤差の改善
主に台風中心近傍における台風ボーガスデータの利用法の改善を目的とする。具体的には、適切な観測誤差やデータ間引き間隔の設定が挙げられる。また、台風ボーガスではモデルの分解能に応じて中心気圧を設定する処理を行っているが、現在の設定が妥当であるかについて調査する。
- 台風構造の改善
台風ボーガスデータの品質改善を目的とする。具体的には、台風ボーガスデータが地上観測や高層

観測などと整合しているか調査する。特に熱帯低気圧の場合には、台風ポーガスにおける海面更正気圧の水平分布を決定するパラメータに固定値を用いているが、これが妥当であるか調査する。また台風が温帯低気圧化の過程にある時など、典型的な台風構造との差が大きいと考えられる場合において、台風ポーガスで与える台風構造が実況を反映したものとなっているか調査する。

また第 2.3.2 項の結果から、台風周辺で同化される観測が依然として不足していることが明らかになった。台風予測の改善のためには、台風ポーガスの改良だけでなく、雲域の輝度温度データなどの新規観測の導入や既存の観測データの利用法改善を図る必要がある。またこのためには、予報モデルの改善も同時に行っていく必要がある。

参考文献

- 小泉耕, 2003: メソ・領域解析の台風ポーガス. 平成 15 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 13–16.
- 岡垣晶, 2010: 全球解析における台風ポーガスの改良. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48–52.
- 大野木和敏, 1997: 台風ポーガス. 数値予報課報告・別冊第 43 号, 気象庁予報部, 52–61.
- 新堀敏基, 2005: 全球 4 次元変分法の台風ポーガス. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 106–110.
- 上野充, 1991: 台風予報の問題点. 数値予報課報告・別冊第 37 号, 気象庁予報部, 104–122.
- 梅津浩典, 森安聡嗣, 2013: WGNE 熱帯低気圧検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 98–111.

2.4 ノンリアルタイム品質管理の成果¹

2.4.1 はじめに

データ同化において、使用される観測データの品質を維持することは高い解析精度を維持するために重要である。低品質データの混入は、たとえその数がわずかであったとしても、初期値解析の精度を著しく低下させることがある。このため気象庁を始め各国の数値予報センターの品質管理担当者は各観測データについて品質管理を行い、低品質データの排除に協力して努めている。

品質管理には大きく分けて、リアルタイム品質管理とノンリアルタイム品質管理がある(佐藤 2012)。このうち、リアルタイム品質管理は初期値解析の前に自動的に行われる処理を指す。これに対しノンリアルタイム品質管理は、主にリアルタイムの品質管理で排除することが困難な低品質データの排除を目的として、品質管理の担当者が観測データの統計的振る舞いを数週間から数か月の時間幅で監視し、品質が悪化(改善)したものをブラックリストに登録(解除)する処理を指す。ブラックリストに登録された観測はリアルタイムの品質管理において無条件で排除される。本節ではノンリアルタイム品質管理の例として、地上気象観測品質監視及び国内ウィンドプロファイラ更新に伴う品質調査を説明する。

2.4.2 地上気象観測品質監視

地上気象観測品質監視は、WMO (World Meteorological Organization) のデータ処理・予報システム (GDPFS: Global Data-Processing and Forecasting System) マニュアル²に基づいて実施されている。この品質監視は観測データの品質向上に資することを目的としており、ラジオゾンデ、海上観測、地上観測についてそれぞれ国際的なリードセンターが決められている。気象庁は第 II 地区(アジア)の地上観測データ (SYNOP) のリードセンターに指定されている。活動は、半年ごとに低品質な観測を通報している地点をリストアップしたレポート(以下、6 か月レポート)を作成することであり、また、作成した 6 か月レポートは WMO や第 II 地区の気象機関等に送付し、低品質な観測を通報している地点に対しては品質改善を勧告する。また 6 か月レポートはウェブサイト³にも掲載している。

品質監視には観測値と第一推定値、及び D 値(観測値と第一推定値の差)の時系列が用いられる。まず観測値と第一推定値を比較して、両者が同様の振る舞いをしているか確認する。D 値については一般に 0 付近の値をとることが期待されるので、D 値の標準偏差が大きい場合や D 値にバイアスが見られる場合は、観測値の品質に問題があることが疑われる。そのため、D

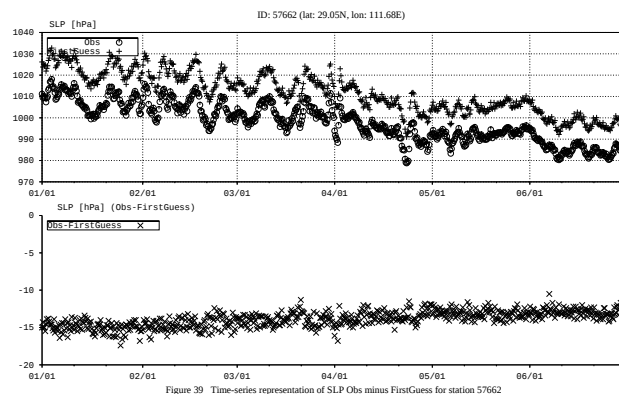


図 2.4.1 地点番号 57662 における 2012 年 1 月 1 日から 6 月 30 日までの現地気圧の時系列。上段のグラフで、○印が観測値、+印が第一推定値。下段のグラフで×印が D 値。

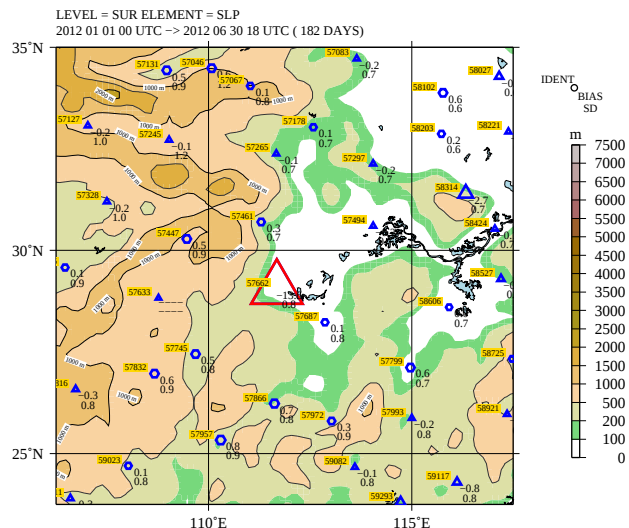


図 2.4.2 地点番号 57662 及びその周辺の地点における 2012 年 1 月 1 日から 6 月 30 日までの現地気圧の D 値統計。等値線及び塗りつぶしは全球モデルの地形を表す。それぞれの地点について、左上が地点番号、右下が D 値のバイアス、標準偏差を表している。また、六角形は正バイアス、三角形は負バイアスを表しており、バイアスの絶対値が大きいほど図形を大きく表示している。低品質と判断した地点番号 57662 を赤で、それ以外の地点を青で示した。

値統計値が一定の閾値以上の地点について原因を詳細に調査していくことになる。

ここで実際の例を見てみる。図 2.4.1 は中国の洞庭湖の西に位置する地点 57662 (CHANGDE, 29.03°N, 111.41°E) における 2012 年 1 月から 6 月までの現地気圧の時系列である。期間を通じて第一推定値に対して観測値が低く、約 13 hPa の負バイアスとなっていることが分かる。このことから観測値の品質に問題がある可能性があるが、この資料だけでそのように断定することはできない。なぜならば、第一推定値の品質が悪い可能性もあるからである。

次に問題の観測地点の周辺の地点における D 値統計

¹ 高坂 裕貴

² <http://www.wmo.int/pages/prog/www/DPFS/Manual/GDPFS-Manual.html>

³ <http://qc.kishou.go.jp/>

値を見ていく。第一推定値にバイアスがある場合、その影響は広範囲の領域に及ぶ性質があるため、周辺の地点においても同様のバイアスが見られるはずである。図 2.4.2 に地点番号 57662 周辺の地点におけるこの期間中の D 値のバイアスと標準偏差を示す。周辺の観測地点では D 値のバイアス・標準偏差共に小さいことから、この場合は観測の方に問題がある可能性が高い。

また全球データ監視レポート(以下、月レポート)も有用な情報源の一つである。当庁を含む各国の数値予報センターが観測データの品質について毎月報告し、相互に交換している月レポートには、D 値統計を元に低品質の疑いのある観測が掲載されている。上記地点について確認したところ、複数のセンターの月レポートで負バイアスがあると報告されていることが分かった。各センターで使用する第一推定値は異なるにもかかわらず同様の負バイアスが見られたということは、第一推定値ではなく観測値に問題があるとする有効な判断根拠となる。

さらに調査したところ、この負バイアスは 2011 年 12 月 31 日 18UTC から見られており、それ以前はバイアスはほぼ 0 に近いことが判明した(図略)。この前後の日時において、数値予報システムの変更は行われておらず第一推定値の特性に変化はないことから、何らかの変更が観測側で行われた可能性が高い。バイアスの原因としては、気圧計が適切に較正されていない、もしくは観測所が移転したがその情報がまだ周知されていないことなどが考えられるが、両者の D 値統計値への影響は類似しており判別は難しい。いずれにしても観測側の問題と考えられるため、この地点を 6 か月レポートに掲載した。本件では、6 か月レポートの発行後に中国気象局から返信があり、観測所の移転が行われたこと、及びその情報がまだ WMO の地点番号表には反映されていないことが分かった。同時に、緯度・経度はほとんど変わらず、標高が 35 m から 151.4 m になったという詳細な地点情報の連絡があったため、これを適用したところ負バイアスはなくなり、品質は従来と同程度であることが分かった。このように 6 か月レポートを通じて、観測の品質を改善する活動が国際的に続けられている。

2.4.3 国内ウィンドプロファイラ更新に伴う品質調査

本項では、2013 年度に更新作業が実施された国内ウィンドプロファイラ(以下、WPR)の品質調査について説明する。気象庁観測部により国内 31 観測局の WPR の更新作業が 2013 年 10 月から順次開始され、2014 年 3 月末までに全観測局の更新が完了した。数値予報での同化利用にあたっては、更新に伴って WPR データの品質が大きく変わる可能性を考慮し、更新作業を開始した観測局から順次ブラックリストに登録し、更新完了後、品質が良好であることを確認したものから順にブラックリストから解除して同化利用を開始することとした。

以下に品質調査結果の例を示す。図 2.4.3 の左は宮古

における更新後(2014 年 5 月 10 日から 23 日まで)の期間の東西風の D 値ヒストグラムである。比較のため更新前の前年の同期間のヒストグラムも併せて表示している。観測値と第一推定値の誤差が正規分布し、観測演算子が一次関数であることを仮定すれば、D 値も正規分布することが知られている(露木 2002)。これを見ると、D 値が概ね正規分布をしており、バイアス及び標準偏差についても前年の同期間とほぼ同等の値であることから問題はないと言える。図 2.4.3 の右は観測値と第一推定値の散布図である。概ね $y = x$ の直線に沿ってデータが分布しており、著しく外れた点は見られない。

次に高度別に詳しく見ていく。図 2.4.4 は図 2.4.3 のヒストグラムと散布図を 900 hPa 付近及び 500 hPa 付近のデータに限定してプロットしたものである。500 hPa 付近について見ると、前年との差は小さく問題はない。一方、900 hPa 付近について見ると、観測数が非常に少なくなっており、品質の確認も困難である。

この原因は観測部による調査で、アンテナサイドロープによる周辺からのクラッターが強かったため、それに伴って生じる弱風を除去する処理を行っていたことによるものであることが判明した。またこの結果を受けて、観測数増加のための対処として、クラッタフェンスを延長することによりクラッターの影響を軽減する改良作業が 5 月 30 日に行われた。

図 2.4.5 は改良作業後の期間における 900 hPa 付近のヒストグラム、散布図である。観測数が増加し、品質も昨年の同時期と同程度であることが確認できる。また、500 hPa 付近についても、品質・観測数共に変化はなく良好であることが分かった(図略)。品質に問題がないことが確認できたため、この観測局の同化利用を開始した。なお他の観測局についても同様の調査を続けた結果、2014 年 9 月までに全ての観測局の同化利用を開始している。

2.4.4 まとめと今後の課題

本節ではノンリアルタイム品質管理の実際について、実例を挙げて紹介した。観測データの品質は地点により様々であり、かつ絶えず変化しているため、監視・調査が気象庁をはじめ各国の数値予報センターで日常的に行われている。これには近年の観測数の増加に伴い、多大な労力と時間がかかっているという課題がある。今後、品質が悪化した地点を自動で検出して報知するシステムを構築したり、ノンリアルタイム品質管理で得られた知見に基づいてリアルタイム品質管理手法を改良するなど、より効率的な品質管理手順を確立していく必要がある。

参考文献

- 佐藤芳昭, 2012: 観測データと品質管理. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8-17.
- 露木義, 2002: 変分法によるデータ同化の基礎. 数値予報課報告・別冊第 48 号, 気象庁予報部, 1-16.

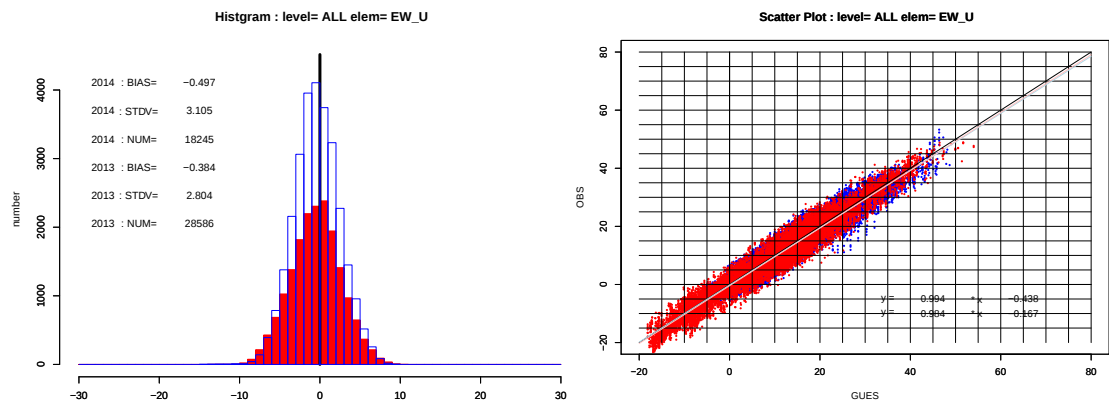


図 2.4.3 宮古における東西風の D 値ヒストグラム（左）と、観測値と第一推定値の散佈図（右）。全高度のデータの統計。赤が 2014 年 5 月 10 日から 23 日の統計、青が 2013 年 5 月 10 日から 23 日の統計。

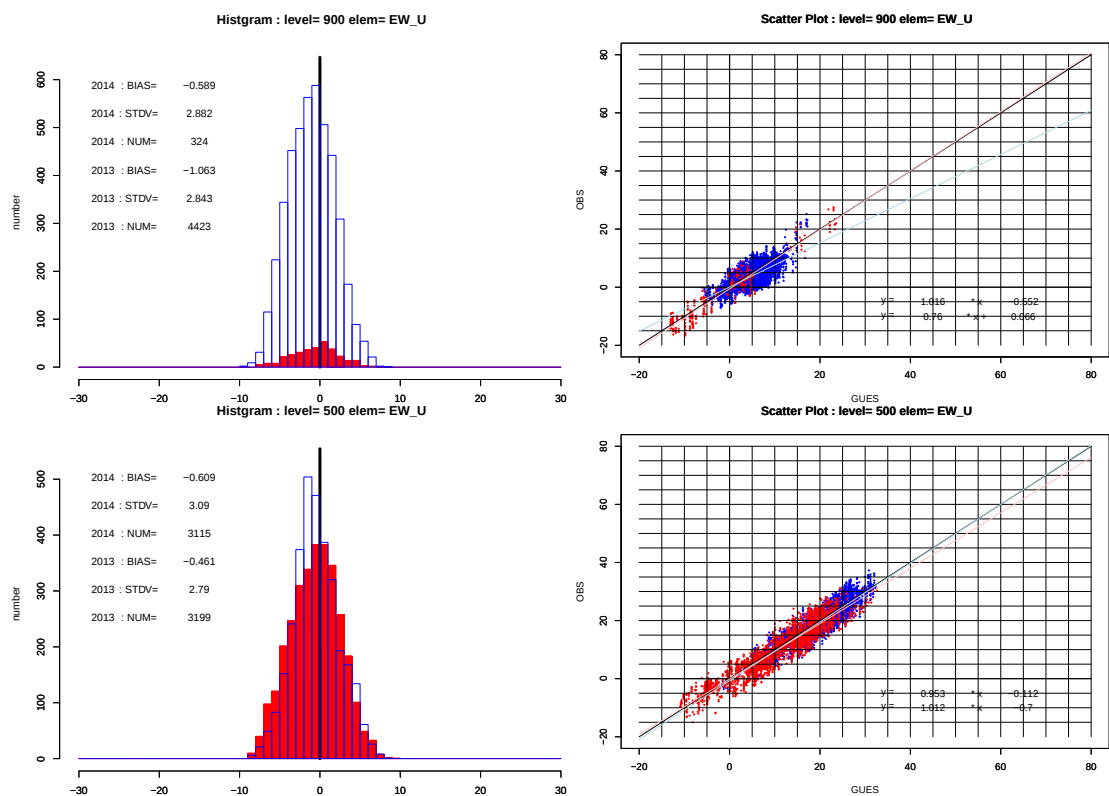


図 2.4.4 図 2.4.3 と同じ。ただし、上段は 900 hPa 付近のデータの統計、下段は 500 hPa 付近のデータの統計。

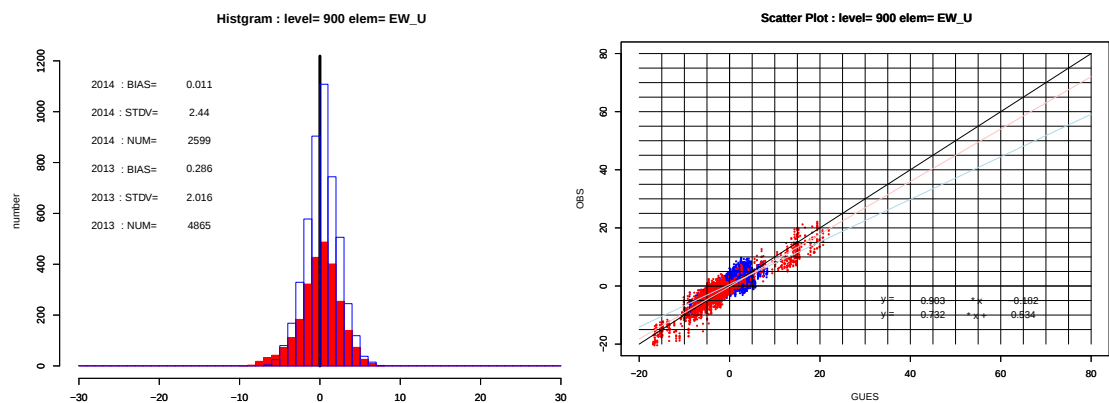


図 2.4.5 図 2.4.4 の上段と同じ。ただし、赤は 2014 年 6 月 1 日から 14 日の統計、青は 2013 年 6 月 1 日から 14 日の統計。

第3章 地上リモートセンシングデータ

3.1 ドップラーレーダーのドップラー速度データの数値予報での利用¹

3.1.1 はじめに

梅雨前線に伴う集中豪雨、暖候期の台風による暴風や大雨、さらに寒候期の日本海側での豪雪等、様々な気象現象によって日本列島は一年中、災害に見舞われる。各地に広範囲の降水をもたらすこれらの気象現象は、数 km から数百 km のスケールを有しており、こうした降水や風の詳細な把握には、気象レーダーによる観測データの活用が有効である。降水を観測する一般的な気象レーダーは、主に 3 ~ 10 cm の波長の電波を雨雲に向けて発射し、降水粒子などの観測対象からの散乱エコー強度を測定することで、降水粒子の密度や相当する降水強度を推定する。ドップラーレーダーは更に、電波を散乱させた降水粒子の運動によって反射波の波長にドップラー効果²が生じることを利用し、観測対象の運動状態、すなわち運動の視線方向の速度成分(ドップラー速度)を解析する。

気象庁は、1995 年 2 月の関西国際空港の空港気象ドップラーレーダーの整備(石原 1997; 石川・井高 1997)を皮切りに、2013 年 3 月の名瀬ドップラーレーダーまで 18 年かけて、全国 20 か所の一般気象ドップラーレーダー及び 9 か所の空港気象ドップラーレーダーを設置し、国内全ての整備を完了した。図 3.1.1 に気象レーダーの配置図を示す。図中の円はドップラー速度の最大観測範囲を表し、一般気象ドップラーレーダーが 250 km、空港気象ドップラーレーダーが 120 km で、ほぼ日本列島をカバーしていることがわかる。各気象レーダーの観測データは、地形エコー除去等の処理を行った上で、全国合成され、予報や注警報等の防災情報のための実況資料として利用されるほか、解析雨量や、降水・竜巻・雷ナウキャスト等の様々なプロダクトの作成にも活用される。また、客観解析の分野でも、2002 年 4 月から毎時下層風解析(後に毎時大気解析)において、簡略化 VVP 法³によって推定した風ベクトルの利用が開始された。

ドップラーレーダーは、降水域内のメソスケールの風の分布を観測できるため、これを数値予報モデルに適切に利用することで、モデルによるメソ擾乱の表現が改善し、ひいては降水予報の精度向上につながる。このため、2005 年 3 月にメソ解析において空港気象ドップラーレーダー(新千歳、成田、羽田、大阪、関西、那覇の各空港 6 か所)のドップラー速度データの利用を開始した(石川 2007)。その後、全国整備が完了すると

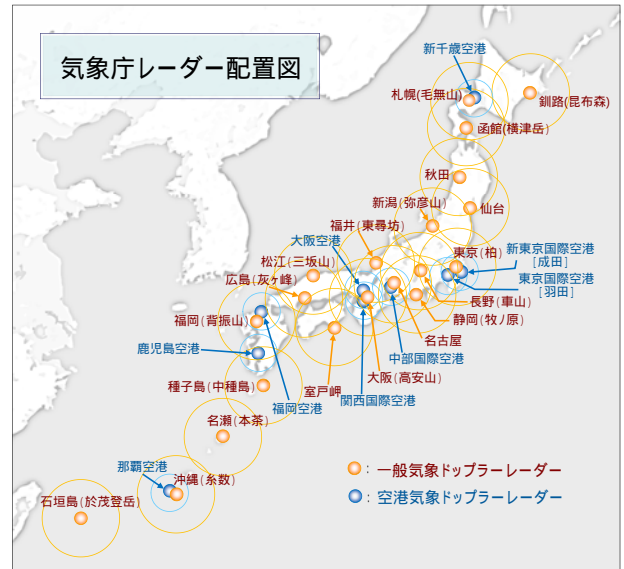


図 3.1.1 気象庁レーダーの配置図。図中の円はドップラー速度の最大観測範囲を表す。

共に国内全ての気象ドップラーレーダーのドップラー速度データを数値予報⁴で利用することとなった。

本節ではドップラーレーダーのドップラー速度データの数値予報での利用について、これまでの総括と、ドップラーレーダーの有効利用のために行った高分解能モデルでの高頻度観測によるデータ同化実験について述べる。なお、レーダー反射強度データの数値予報での利用については、第 3.3 節を参照していただきたい。

3.1.2 数値予報での利用

数値予報のために提供されているドップラーレーダーデータの仕様は、表 3.1.1 及び表 3.1.2 に示すとおりである。ドップラーレーダーの展開時の初期では、数値予報で利用できたのは水平分解能が 5 km 程度のデータだけであったが、近年の通信技術の飛躍的な進歩や、データ集約装置の設置により、観測されたものとほぼ同程度の解像度のデータを利用できるようになった。ただし、ドップラー速度データは、観測だけから風ベクトルがわからないため、数値予報で利用する場合、以下のような工夫が必要となる。

(1) データ同化

ドップラーレーダーのドップラー速度データをデータ同化に利用しようとする場合、2つの方法が考えられる。一つは簡略化 VVP 法で求めた風ベクトルを利用する方法、もう一つはドップラー速度を変分法によって直接同化する方法である。VVP 法では、ある程度の広さの領域を風向風速が一樣だと仮定して計算するため、台風中心などの循環(渦度)が強いところでは大きな誤差が生じ、推定精度が悪くなる問題があった。しかしながら、客観解析で初めてドップラーレーダーを利用した毎時下層風解析では、解析手法が最適内挿法であったため、解析変数と同一の物理量の観測のみし

⁴ 本節では数値予報を解析と予報を包括する意味で使用する。

¹ 石川 宜広

² 観測対象がレーダーから遠ざかる場合は反射波の波長が長くなり、逆に近づく場合には波長が短くなる現象を言う。

³ 1 台のドップラーレーダーのドップラー速度の分布から風ベクトル分布を推定する方法の一つ。ある空間の中で風向風速が一定であることを仮定する。

表 3.1.1 空港気象ドップラーレーダーの VVP 風データの仕様。

レーダー種別	要素	直交座標		鉛直層数 (層間距離)	観測時間 間隔	現業利用 期間
		領域	水平分解能			
空港気象	VVP風	東西成分U	200km × 200km	5km	6分	2002.4 (毎時 下層風解析) ～ 2008.3 迄 (毎時大気解析)
		南北成分V				
		サンプル数				
		最大最小差 標準偏差				

表 3.1.2 気象庁ドップラーレーダーの極座標形式データの仕様。

レーダー種別	要素	極座標分解能			仰角数	観測時間 間隔	メソ解析 利用開始
		方位角	動径方向 観測間隔	最大探 知距離			
一般気象	ドップラー速度	0.703°	500m 250m	250km	13	10分	2006.12
	反射強度	0.703°	500m 250m	400km	18	10分	2013.6
空港気象	ドップラー速度	5.625°	5km	120km	空域モード: 16, 飛行場 モード: 18 ただし、福岡 空港のみ 20	6分	2005.3
	平均値						
	サンプル数						
	最大最小差 標準偏差						
	ドップラー速度	0.703°	150m	120km	同上	6分	実験利用
	反射強度	0.703°	300m	120km	同上	6分	実験利用

が利用できず、こうした問題が有りながらも VVP 法が選択された。一方、メソ解析では、解析手法に 4 次元変分法 (石川 2002) が採用されていたことから、ドップラー速度を直接利用する方法が選択された。

4 次元変分法は、真値に対して第一推定値と観測値の誤差が正規分布の確率密度関数に従うと仮定することで、次式のような評価関数の最小化問題として定式化される。

$$J(x_0) = \frac{1}{2} (x_0 - x_0^b)^T B^{-1} (x_0 - x_0^b) + \sum_{i=0}^n \frac{1}{2} [H_i(x_i) - y_i^o]^T R_i^{-1} [H_i(x_i) - y_i^o] \quad (3.1.1)$$

x_i は解析変数を表し、添え字 i は数値予報モデルの 0 ～ n 回までの時間積分のステップ数を意味する。 x_0^b は初期値時刻での解析変数の第一推定値、 B は背景誤差共分散行列、 H_i は観測演算子、 y_i^o は観測値、 R_i は観測誤差共分散行列である。この評価関数は、同化の先頭での解析変数 x_0 の関数であり、 $J(x_0)$ の最小値探索によって得られた x_0 の最適解が求める解析値となる。

観測演算子とは、解析変数を観測値と同じ物理量に変換する演算子を意味する。つまり、ドップラー速度のように観測から解析変数に変換できない物理量であっても、解析変数から観測の物理量に変換できさえすれば、データ同化で利用が可能となる。メソ解析でのドップラー速度の観測演算子 H_{dp} は、ビーム中心の上下全 5 層においてビーム強度が中心からの距離の正規分布に従うと仮定し、ビーム強度の重み付き平均を鉛直内挿部分に組み込んでいる。すなわち、レーダーサイトからの距離を d 、ビームの方位角を θ 、仰角を ϕ 、観測高度を z 、モデルレベルを k 、観測高度に最も近いモデルレベルを k_1 、モデルレベルの高度を z_k 、第一推定

値の東西、南北風を u_k 、 v_k とすると

$$H_{dp}(x) = \frac{\sum_{k=k_1-2}^{k_1+2} (u_k \sin \theta + v_k \cos \theta) \exp \left[-\frac{(z_k - z)^2}{(d\delta\phi)^2} \right]}{\sum_{k=k_1-2}^{k_1+2} \exp \left[-\frac{(z_k - z)^2}{(d\delta\phi)^2} \right]} \quad (3.1.2)$$

で与えられる。ここで、 $\delta\phi$ はビーム中心からのビームの広がりを表し、0.3 度に設定している。

4 次元変分法では、数値予報モデルに含まれる運動方程式、熱力学の式などの支配方程式の一群を評価関数の拘束条件にしているため、ドップラー速度の同化によって風の場合だけでなく、温位や水蒸気の場合も適切に修正される。また、モデルの時間積分をデータ同化に用いているため、観測時間間隔の短いレーダー観測でも容易に利用することができる。

(2) データ品質管理

メソ解析で利用するドップラー速度データは、ビーム方向 5 km 間隔・方位角 5.625 度間隔のボリューム⁵内の平均値で、表 3.1.2 の空港気象ドップラーレーダーのドップラー速度データの仕様に相当する。同化前に行うデータ品質管理では、この平均値の他にボリューム内のサンプル数、ドップラー速度の最大値と最小値との差、標準偏差、といった要素も利用している。一般気象ドップラーレーダーの場合、ドップラー速度の平均値は用意されていないため、これらの要素を算出して利用している。

データ品質管理の役割は、観測データの測定誤差や代表性誤差が解析値の品質に悪影響を及ぼすことを防ぐためである。冒頭で述べたようにドップラーレーダーの全国展開に伴って、各地のドップラー速度を数値予報で利用する際、ドップラー速度の誤差特性は、設置場所や周囲の環境によって大きく異なるため、その都度、データの調査を行い、品質管理の改良を行ってきた。現在のドップラー速度の品質管理では、Seko et al. (2004)などを参考に、次の 1～8 の条件に該当するデータを使わないようにしている。

1. ボリューム内のサンプル数が 10 個未満のとき
2. ボリューム内のドップラー速度の標準偏差が 10 m/s 以上のとき
3. ボリューム内のドップラー速度の最大値と最小値との差が 10 m/s 以上のとき
4. レーダーから 10 km 以内のデータ
5. 仰角 5.9 度以上のデータ
6. ドップラー速度が 5 m/s 以下 (仰角が負の場合は、10 m/s 以下) のデータ
7. 観測値と第一推定値の差が 10 m/s 以上のとき
8. 周囲のデータの平均値との差が 10 m/s 以上のとき

1, 2, 3 は同化に使用するドップラー速度がボリューム内の平均値として妥当ではないため、4 はレーダービー

⁵ 平均をとるビーム方向 5 km、方位角 5.625 度単位の領域を本節では「ボリューム」と称する。

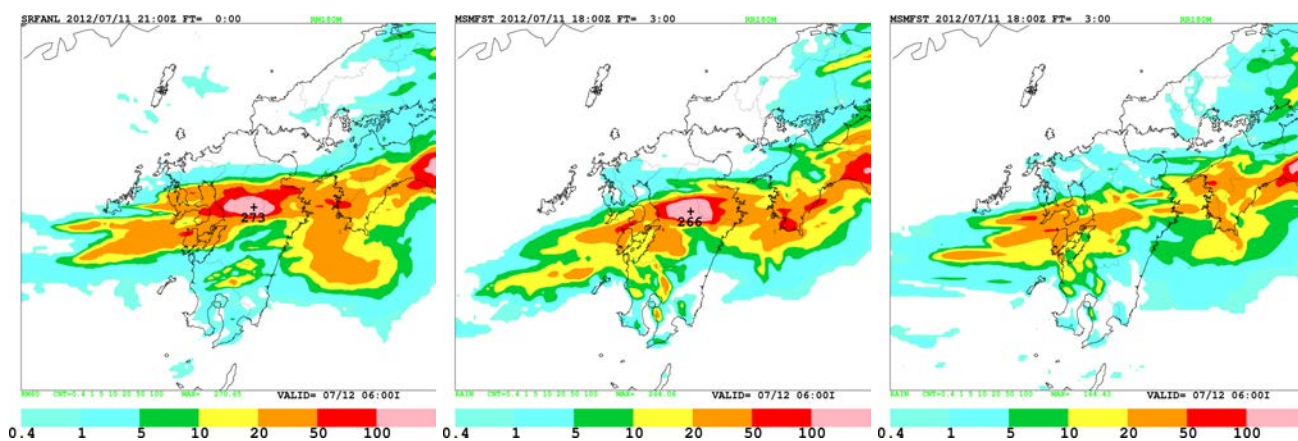


図 3.1.2 初期時刻 2012 年 7 月 11 日 18UTC の MSM の予報時間 3 時間における前 3 時間積算降水量を表し、(左) は予報対象時刻の解析雨量 (単位は mm/3h)、(中央) は各地のドップラー速度を利用した場合の予測、(右) は利用しなかった場合の予測を示している。

ムの後方散乱によるノイズを避けるため、5 は降水粒子の落下の影響を避けるため、6 は海面や地上からの反射波による異常値の混入を防ぐために設定したものである。7 はグロスエラーチェックに相当する (グロスエラーチェックの考え方については大野木 (1997) を参照)。8 は孤立した異常値を排除するための条件である。

(3) 降水予測への効果

各地のドップラー速度データをメソ解析で利用した場合、メソモデル (MSM) の予測への効果について、「平成 24 年 7 月九州北部豪雨」の例で示す。図 3.1.2 は初期時刻 2012 年 7 月 11 日 18UTC の MSM の予報時間 3 時間における前 3 時間積算降水量を表し、左の図は予報対象時刻の解析雨量である。中央の図は各地のドップラー速度を利用した場合の予測結果であり、右の図は利用しなかった場合を示している。ドップラー速度を利用した場合では、解析雨量の 273 mm/3h に迫る 266 mm/3h の豪雨が九州の内陸部に予測されたが、利用しなかった場合では、九州内陸部でそのような豪雨は予測されていない。これはドップラー速度データの利用によって、風の収束域がより現実に近いものとなり、降水が精度よく予測されたものと推測される。このような調査は、ドップラーレーダーの全国展開時に新しい観測データを追加する際にも行っており、その予報精度を確認してから現業利用を開始した。

3.1.3 高頻度観測データ同化実験

ドップラーレーダーの観測データは、本来、時間、空間共に非常に高い分解能をもつため、規模が小さく変動の激しい気象現象に関して、多くの情報が得られる。これを数値予報で有効に利用するには、高頻度の観測を扱うことのできるデータ同化システムと、積雲対流を現実に近い形で表現できる高分解能の数値予報モデルが必要である。現状でこの条件に近づけるための開発として、4 次元変分法データ同化システム (4 次元変分法システム、インナーモデル水平格子間隔 5 km) と局地モデル (LFM、水平格子間隔 2 km) を用いた、以下のような豪雨事例でのデータ同化実験を行った。

(1) 山口県防府市の豪雨 (2009 年 7 月 21 日)

実験は 2009 年 7 月 21 日の山口県防府市での豪雨事例を対象とする。まず、図 3.1.3 に 2009 年 7 月 21 日 9 時 (JST) の地上天気図を示す。梅雨前線が山陰沖から近畿地方を通して東海地方に延びている。この前線に向かって、南西からの暖湿気が流れ込みやすい状態であった。梅雨前線の南側約 200 km あたる山口県では、21 日明け方から激しい雨が降り始め、防府市では昼過ぎまでに総降水量が 270 mm に達した。図 3.1.4 は 2009 年 7 月 21 日 8 時 (JST) の全国合成レーダーの雨量強度で、山口県の南沿岸部に強い降水域が見られる。この大雨の影響で正午頃には防府市内の数か所で土石流が発生し、14 人が犠牲となった。

図 3.1.5 は 2009 年 7 月 21 日 8 時 (JST) のアメダスによる地上の風と気温である。同図が示すように下関付近から周防灘中央に気温傾度を伴う局地的な収束線 (図中の破線) が存在し、この収束線に流れ込む暖湿気の強制上昇によって、防府市付近では、積乱雲群が著

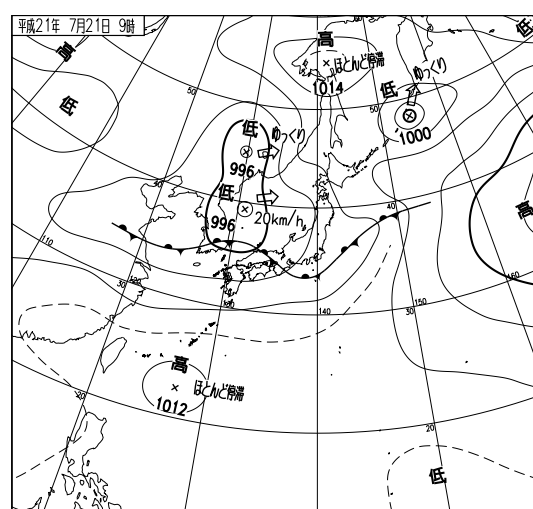


図 3.1.3 2009 年 7 月 21 日 9 時 (JST) の地上天気図。

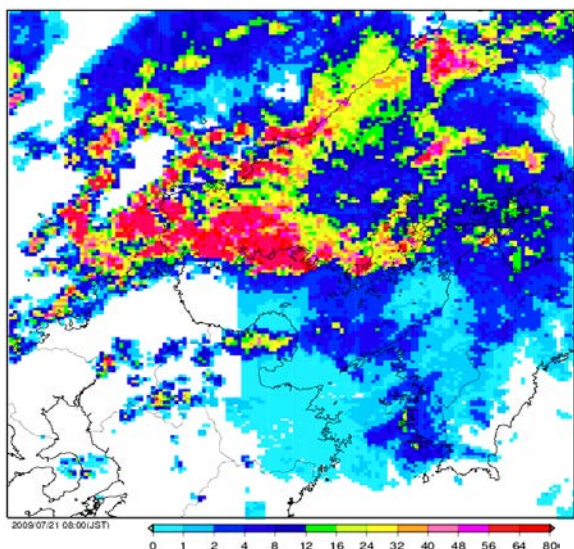


図 3.1.4 2009 年 7 月 21 日 8 時 (JST) の全国レーダー合成による降水強度 (単位は mm/h)。

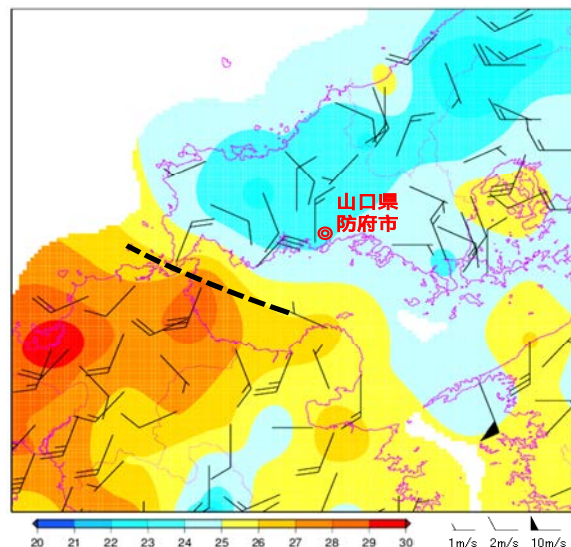


図 3.1.5 2009 年 7 月 21 日 8 時 (JST) のアメダスによる地上の風と気温 (塗り分け、単位は °C)。破線は収束線。

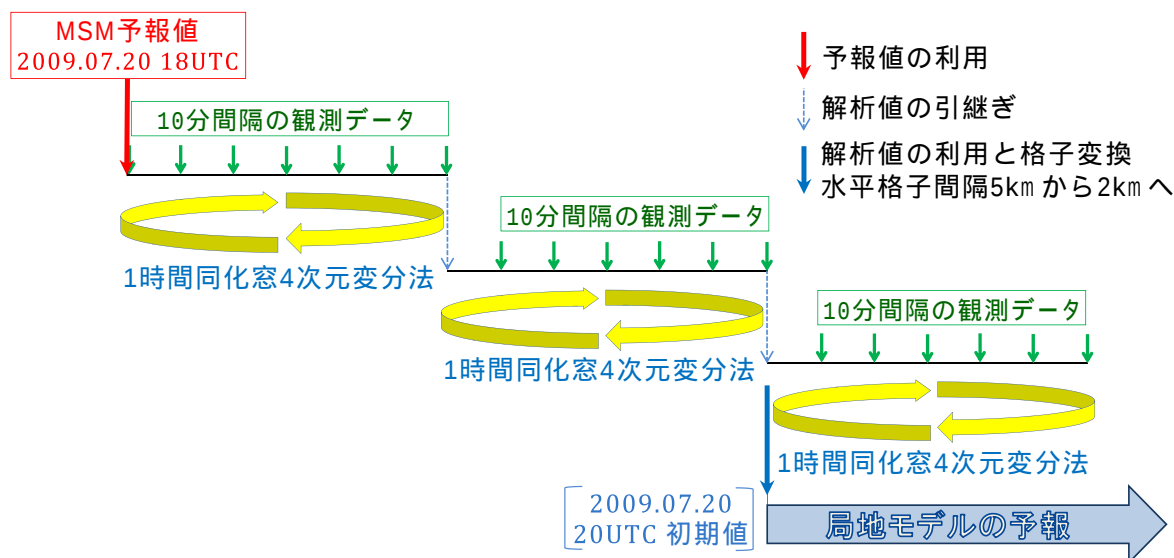


図 3.1.6 高頻度データ同化実験の説明。

しく発達した。その結果、図 3.1.4 で見られるように規則性のない集団の降水セルが線形構造 (破面型の線状降水帯: Bluestein and Jain (1985)) に組織化され、集中豪雨となったと考えられる。

(2) 実験方法

実験の手順は、図 3.1.6 に示すとおり、MSM の 3 時間予報値 (水平格子間隔 5 km) を最初のデータ同化の第一推定値に与え、1 時間同化窓の 4 次元変分法システムを 3 回繰り返し⁶、最後のデータ同化で得られた初期時刻の解析値を LFM の初期値として予報を行った。この 4 次元変分法システムには、現業のメソ解析 (本田 2010) をもとに水平格子間隔 15 km から 5 km

に変更したインナーモデルを用いた。実験に使用した観測データは、ドップラーレーダーのドップラー速度、レーダー反射強度から推定した相対湿度、ウィンドプロファイラーの風、地上設置型 GNSS の可降水量、地上観測の風、気温及び比湿の、それぞれの 10 分間隔の観測値で、モデルの時間積分の利用によって観測時刻に正確に同化した。また、本実験との比較のため、メソ解析と同じ 1 時間間隔の観測データを用いた場合や、10 分間隔の観測データからドップラー速度のみを利用しなかった場合の、2 種類の追加実験も行った。

(3) 予測結果

図 3.1.7 は、初期時刻 2009 年 7 月 20 日 20UTC の LFM の予報時間 4.5 時間における前 3 時間積算降水量を表し、図 a は予報対象時刻の解析雨量である。図 b は 10 分間隔の観測値を利用した場合の予測結果で、図

⁶ 現業の局地解析では、3 次元変分法とその解析値からの 1 時間予報を 3 回繰り返し、最後に 3 次元変分法を行って最終的な解析値を得る 3 時間同化サイクルが採用されている。

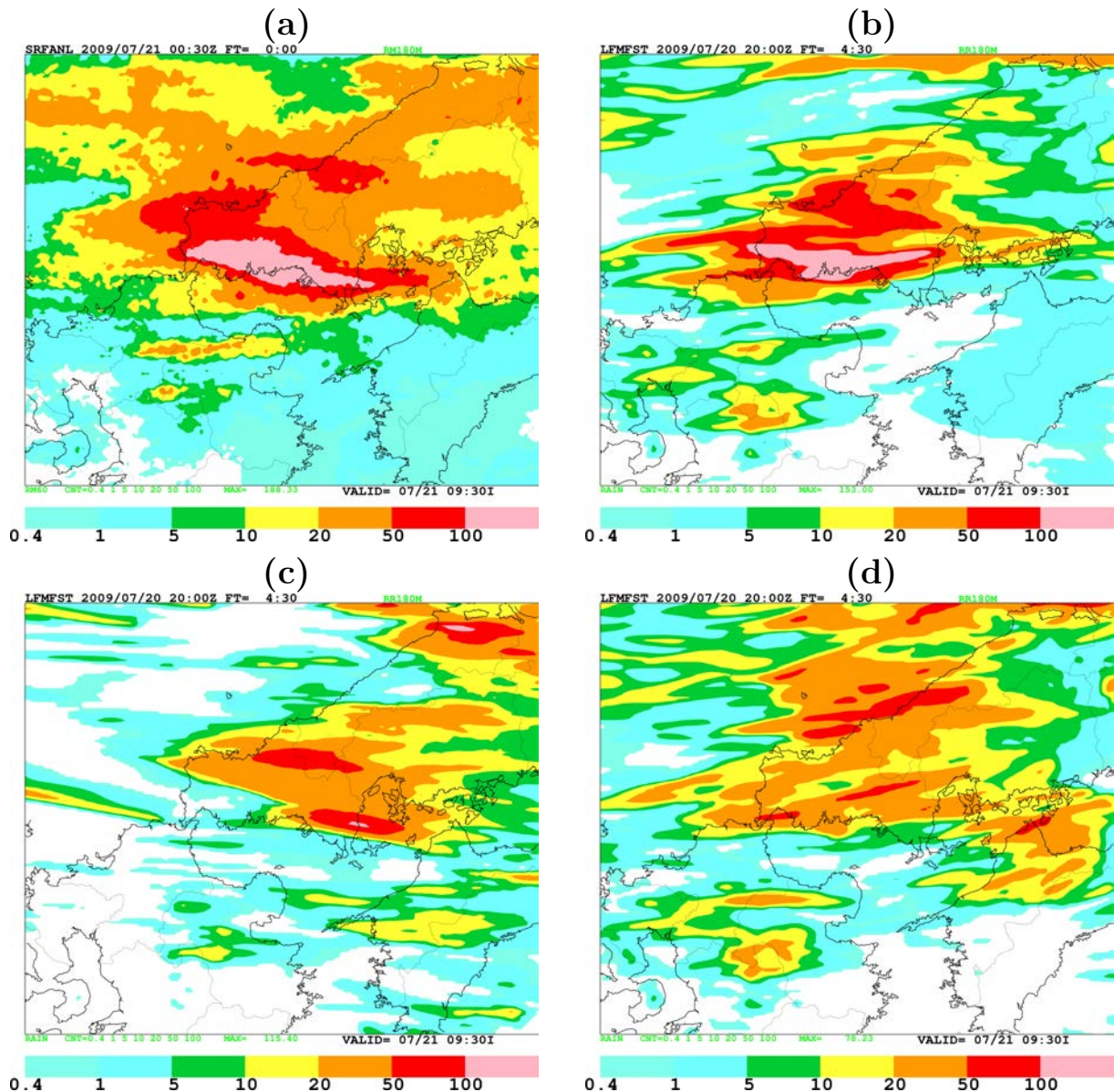


図 3.1.7 初期時刻 2009 年 7 月 20 日 20UTC の局地モデルの予報時間 4.5 時間における前 3 時間積算降水量を表し、(a) は予報対象時刻の解析雨量 (単位は mm/3h)、(b) は 10 分間隔の観測値を利用した場合の予測、(c) は 1 時間間隔の観測値を利用した場合の予測、(d) は 10 分間隔の観測値からドップラー速度のみを利用しなかった場合の予測を示している。

c は 1 時間間隔の観測値を利用した場合、図 d は 10 分間隔の観測値からドップラー速度のみを利用しなかった場合を示している。10 分間隔の全ての観測値を利用した場合では、観測と同様、防府市付近を中心に東西方向に伸びる線状降水帯が形成され、解析雨量で 100 mm/3h を超える豪雨が予想された。一方、同じ観測でも 1 時間間隔の観測値を利用した場合では、防府市付近に弱い降水域が予想される程度で観測と大きく異なっていた。また、10 分間隔の観測値からドップラー速度のみを利用しなかった場合では、防府市付近に 20 ~ 50 mm/3h ぐらいの東西方向に伸びる降水帯が見られるものの、ドップラー速度を利用した場合に比べて降水強度が弱かった。

図 3.1.8 は、同じ初期時刻の予報時間 3 時間における地上の風 (上段) 及び、線分 AB に沿った水平風と相当

温位の鉛直断面図 (下段) を表し、左側は 10 分間隔の観測値を利用した場合、右側は 1 時間間隔の観測値を利用した場合を示している。10 分間隔の観測値を利用した場合では、対馬海峡及び北九州を通る南西風と、豊後水道から瀬戸内海、周防灘に流れ込む風とが合流し、図 3.1.5 の観測と同じ場所に局地的な収束線 (図中の破線) が予測された。この鉛直断面図で見ると、この収束線付近から山口県の南沿岸部に向かって、360 K 付近の高相当温位域が上空に広がっている。これは下層の収束に伴う上昇流により、発達した積乱雲による熱・水蒸気輸送の結果とみられる。一方、1 時間間隔の観測値を利用した場合では、収束線は予測されず、高相当温位域が上空に広がりもなかった。この状況は、明らかに観測とは異なっている。

ドップラーレーダーを含む観測データを高頻度に同

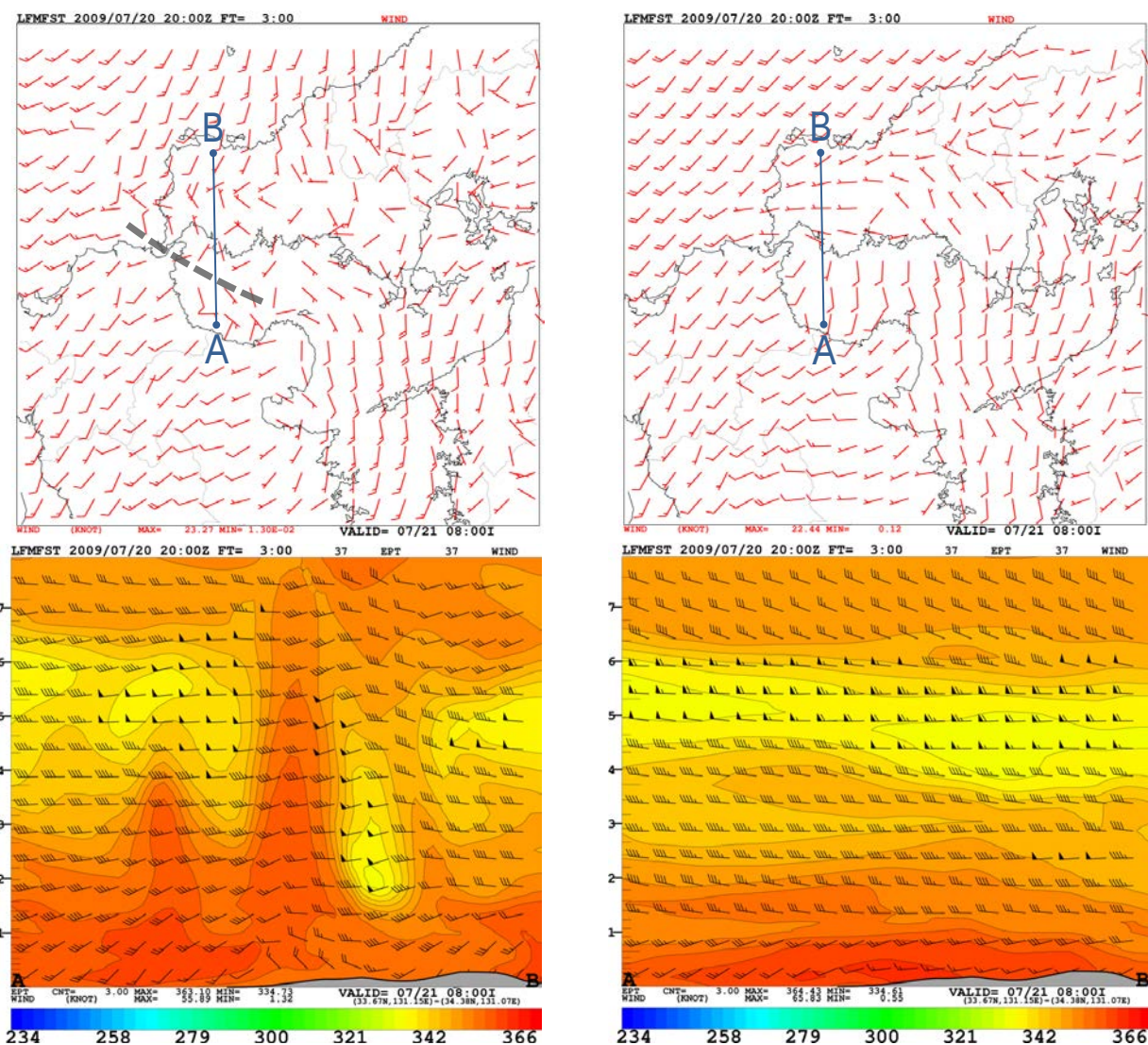


図 3.1.8 図 3.1.7 と同じ初期時刻の局地モデルの予報時間 3 時間における地上風 (上段) 及び、線分 AB に沿った水平風と相当温位 (塗り分け、単位は K) の鉛直断面図 (下段) を表し、左側は 10 分間隔の観測値を利用した場合の予報、右側は 1 時間間隔の観測値を利用した場合の予報を示している。上段左の図には収束線を破線で描いた。

化することで、観測がもつメソスケールの詳細な情報が初期値に適切に反映され、LFM の水蒸気や風の予報精度が向上し、山口県防府市での集中豪雨が再現されたと言える。また、ドップラー速度の利用効果として、降水域内の風の表現が向上し、メソ対流系の擾乱の発達予測に有効であった。

3.1.4 今後の課題

これまでドップラーレーダーの全国展開に伴って、使用レーダーを増やし、日本列島のデータ空白域を減らすことで、降水予測の精度向上に努めてきたが、高頻度観測のデータ同化実験で示したように、レーダー観測の特性を活かした有効的な利用法に関しても検討を行っている。すなわち、ドップラーレーダーの観測から得られるメソスケールの風や水蒸気の分布を他の高頻度観測と一緒に高分解能の数値予報モデルの初期値に適切に反映させることで、降水のスピンアップならびにイニシエーションを改善し、豪雨の予測精度を向上させる、といったことが今後のドップラーレーダー

利用の目標となろう。

参考文献

- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711–1732.
- 本田有機, 2010: 非静力学 4 次元変分法. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 7–37.
- 石原正仁, 1997: 運用を開始した空港気象ドップラーレーダー (解説編). レーダー観測技術資料第 46 号, 気象庁観測部, 1–26.
- 石川生明, 井高孝志, 1997: 運用を開始した空港気象ドップラーレーダー (構成・機能編). レーダー観測技術資料第 46 号, 気象庁観測部, 27–42.
- 石川宜広, 2002: メソ 4 次元変分法. 数値予報課報告・別冊第 48 号, 気象庁予報部, 37–59.
- 石川宜広, 2007: ドップラーレーダーデータの利用. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 102–

103.

大野木和敏, 1997: 外的整合性チェック. 数値予報課報告・別冊第 43 号, 気象庁予報部, 31–33.

Seko, H., T. Kawabata, T. Tsuyuki, H. Nakamura, K. Koizumi, and T. Iwabuchi, 2004: Impacts of GPS-derived Water Vapor and Radial Wind Measured by Doppler Radar on Numerical Prediction of Precipitation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 473–489.

3.2 気象ドップラーレーダーから算出した VAD 風のメソ解析における利用の検討¹

3.2.1 はじめに

ドップラー速度データに VAD (Velocity Azimuth Display) 法を適用することにより、レーダー上空における風の鉛直プロファイルが得られることが知られている (Browning and Wexler 1968; 坪木・若浜 1989 など)。ドップラー速度そのものや VVP (Velocity Volume Processing: 一定の領域内の平均的な風を算出する手法) に比べ、VAD 法により算出した風 (以下、VAD 風) は、レーダーから一定距離における方位角方向全てのドップラー速度を用いて水平風を推定するため、より適切な品質管理を施すことが可能となっており、定量的にも精度のよい観測データである。気象庁が全国に展開している計 20 サイトの気象ドップラーレーダーから算出される VAD 風 (梶原・大野 2015) を新たに利用することにより、数値予報における初期場の解析精度を改善する効果が期待される。

本報告では、メソ数値予報システムにおける VAD 風の新規利用について検討した結果を報告する。以降では、まず VAD 風の観測データとしての性質を簡潔に述べ (第 3.2.2 項)、次にメソ解析に加えるための各種パラメータについて検討した結果を示す (第 3.2.3 項)。さらに夏・冬実験の実行結果について述べ (第 3.2.4 項)、最後に今後の課題についてまとめる (第 3.2.5 項)。

3.2.2 VAD 風の性質

水平一様な風の場合を仮定した場合、レーダーから一定の距離におけるドップラー速度データの大きさは方位角方向に対して正弦関数のように変化し、この関数の振幅が風速、谷が風向に対応するものとして VAD 風が算出される。似た性質の観測データとしてはウィンドプロファイラ (以下、WPR: Wind Profiler Radar) が挙げられるが、パルス状の電波を上空に発射し、散乱波のドップラー速度から上空の風を観測するという点においては、VAD 風の観測原理は WPR と共通である。ただし、仰角や信号処理方法などの違いから、得られる観測データの性質という点では異なる点がある。WPR に対する VAD 風の算出方法や精度など

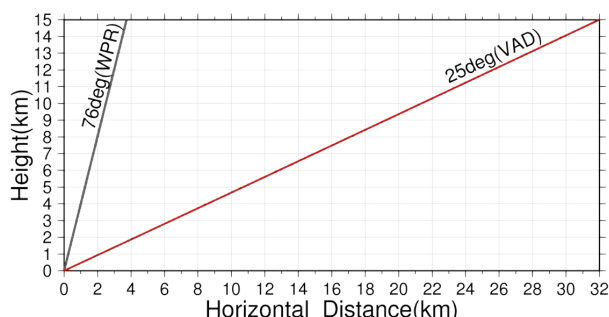


図 3.2.1 VAD 風 (赤線) 及び WPR (黒線) で用いる仰角の電波伝搬高度。縦軸は高度、横軸は水平距離を表し、縮尺は 1:1 である。

	VAD風(仰角25°)	WPR(仰角76°)
データの時間間隔	10分	10分
10分値の内容	10分間の内の15秒間の平均値	1分平均値の10分平均
高度10kmの観測範囲	サイトから半径20km強	サイトから半径2.4km
データの取得率	約30~40%(高度1km付近) 約10%(高度5km付近)	約80%(高度1km付近) 約30%(高度5km付近)

表 3.2.1 VAD 風と WPR のデータ特性についてまとめた表。

の詳細は梶原・大野 (2015) を参照願いたい。ここでは、その性質の主な違いを 2 点紹介する。まず 1 点目は、データの取得率の違いである。WPR は晴天時にも大気の流れによる電波の散乱 (ブラッグ散乱という) 等により観測データを取得できるが、VAD 風は主に降水時しか取得できないため、データの取得率は WPR と比べて低くなる。季節や観測高度、観測地点によってもその差の程度は異なるが、平均的には 1 箇所当たり WPR の 20~40% 程度のデータが得られる。2 点目は、その観測範囲の違いである。WPR は仰角が 76° であるのに対して VAD 風は仰角 25° のドップラー速度データを使用しており、同じ観測高度でもその観測範囲は図 3.2.1 のように大きく異なる。例えば、高度 10km においては WPR は半径 2.4km の円程度の比較的小さな空間を捉えているが、VAD 風では半径 20km 強の円程度にまで大きくなる。両者とも、これらの空間的な平均値として算出されるため、観測データの性質の解釈には注意が必要である。VAD 風と WPR の主なデータ特性の違いを表 3.2.1 にまとめた²。

3.2.3 データ同化に関する設定及び品質

(1) 観測誤差

VAD 風の観測データとしての品質は、GPS ゾンデ等との比較を通して WPR とほぼ同等であることが示されている (梶原・大野 2015) ため、データ同化前の品質管理やデータ同化に関するパラメータは WPR と同じ設定 (多田 2001) を用いた。ここでは特に観測誤差の設定値に着目し、その妥当性を検証するため、Desroziers et al. (2005) や坂本 (2009) で使用されている手法を用いて診断的に算出される観測誤差との比較を行った。この手法は、観測誤差と予報誤差が独立である等の仮定の下、観測値と解析値の差 (残差) と観測値と第一推定値の差 (D 値) の共分散から、設定した観測誤差分散の整合性を診断するものである。図 3.2.2 にその算出結果を示す。

夏実験・冬実験ともに、設定値 (破線) と VAD 風 (青線) について算出した値が比較的近い値をとっており、両者が概ね整合していることがうかがえる。夏実験では WPR (緑線) に対して VAD 風の方が 0.5m/s 程度大きくなっている層があるが、この違いは捉えている現象が両者で異なることに起因すると考えられる。具

² 10 分値の内容について、VAD 風ではほぼ瞬間値を使用しているが、WPR は前 10 分の平均値を観測データとしている。これを考慮すると、特に風が強い状況においては WPR もある程度の広がりを持った空間を捉えていると考えられる。

¹ 大野 洋 (観測部観測課)

体的には、第 3.2.2 項の通り、VAD 風は主に降水時に得られるが、そのような時は一般的にモデルの第一推定値と観測値が異なった値を取ることが多く、上記の手法により診断される観測誤差は大きくなると想定されるからである。しかし、図中の設定値（破線）と比較すると大きな乖離はなく、むしろ VAD 風の値の方が設定値により近いプロファイルとなっていることが分かる。また、冬実験では大きな違いは見られなかった。これらのことから、VAD 風の観測誤差についてはこの設定値が妥当であると判断した。

(2) データ選択に関わる優先度

現在のメソ解析システムでは、同一空間内における観測データに対して優先度などを定めた上でデータ選択を行っている。そのデータ選択を行う際に用いる優先度についても WPR と同じ値を用いた。また、優先度が同じデータ同士では、1:解析時刻に近い時間の方、2:観測誤差が小さい方、3:観測値と第一推定値の差が小さい方、の順でデータ選択が行われることになる。その結果、WPR とレーダーが近隣に設置されている仙台・名古屋・福岡・名瀬においては同一優先度である VAD 風と WPR の間でデータの選択が行われるため、WPR データの使用数が現状よりも減少することになる。また、VAD 風及び WPR よりも優先度が低く設定されている航空機データについても、使用するデータが 1 日単位で最大 1% 程度、減少することになる。

(3) 強風時の負バイアスに対する品質管理

WPR の風データは、第一推定値に対して上層（特に強風時）において最大 1m/s 程度の負バイアスを持つ可能性が指摘されており（酒匂 2011）、東西風 U 又は南北風 V が 40m/s 以上の場合には、当該データを使用しないとする品質管理が施されている。VAD 風についてもバイアスに関する同様の調査を行ったところ、上層である程度 WPR と同様の傾向が認められた（図略）ため、WPR と同じ品質管理の設定を施している。なお、この原因については現在調査中である。

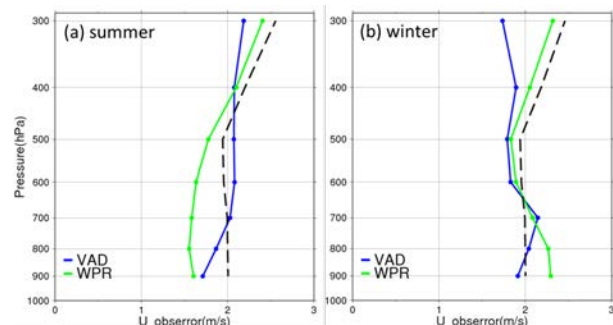


図 3.2.2 (a) 夏、(b) 冬実験のメソ解析の結果から診断的に算出した東西風 U の観測誤差の鉛直プロファイル。VAD 風は青線、WPR は緑線で表している。南北風 V については東西風 U と傾向は同様であったため、ここでは省略している。図中の破線は現在の設定値（ラジオゾンデ・WPR・航空機データなどとも共通）を表す。

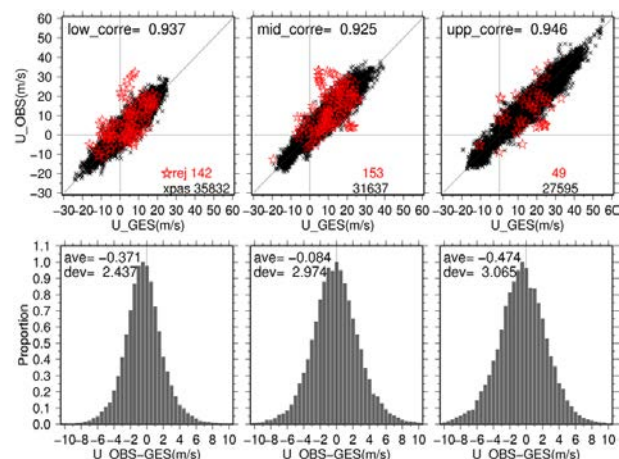


図 3.2.3 VAD 風の東西風 U に関する統計検証の結果。上段の図は横軸が第一推定値で縦軸が観測値の比較図。上部には相関係数の値を示し、下部には品質管理を通過したもの（×印：黒）と不良と判定されたもの（星印：赤）の総数を付している。下段は観測値 - 第一推定値の頻度分布を最頻値で規格化したものであり、図中にその平均（ave）及び標準偏差（dev）の値も併記している。左列から順に下層（～3km）、中層（3～7km）、上層（7km～）間のデータを集計している。サンプルは正時の 10 分値のみで、全 20 地点の合計。

(4) 第一推定値との比較による品質調査

梶原・大野（2015）にて示されている VAD 風のデータ品質は観測データ同士の比較によるものであるため、GPS ゾンデ若しくは WPR とレーダー双方の観測地点が近隣に設置されている数か所に限られた検証となっている。このため、数値予報モデルを用いた全観測地点の品質についての調査を行った。評価を行った期間は第 3.2.4 項と同一である。図 3.2.3 にその結果の一部として、夏季における東西風 U の D 値を用いた統計調査結果を示す。頻度分布が 0 を中心にしたガウス分布をしており、また標準偏差も 2.4～3.1m/s 程度で他観測データ（ラジオゾンデ・WPR・航空機）と同程度（図略）であり、品質は良好であることがうかがえる。また、一部のデータについては観測値と第一推定値の比較による品質管理で不良と判定（リジェクト）されている。この状況について調査すると、移動する降水帯の位置が第一推定値では少しずれている場合や、降水システム内の細かな風の変動について、実況値の風との乖離が大きくなっているような状況でのリジェクトが多く見られた。それほど値が離れていない（図中の斜めの補助線に近い）にもかかわらずリジェクトされているのは、主には南北風 V で D 値が大きくなったことによるものであった。なお、WPR でも不良と判定されるデータは同程度の割合で存在するため、現在のメソ解析システムでの利用に当たっては、総じて観測データとしての品質自体に特段の問題はないと考えられる。

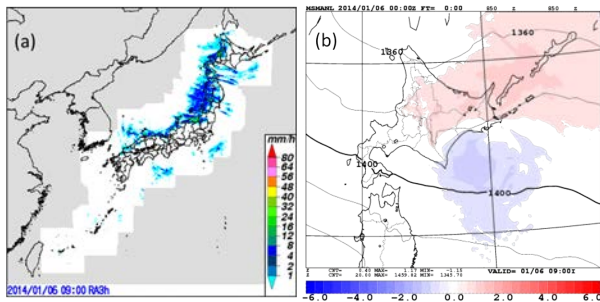


図 3.2.4 2014 年 1 月 6 日 00UTC における (a) 3h 解析雨量と (b) 850hPa 面の高度場のインクリメントの差 (TEST - CNTL)。

3.2.4 メソ数値予報システムへのインパクト

VAD 風の効果を検証するため、夏冬での実験を行った。以下にその期間を記す。

夏: 2013 年 7 月 31 日 00UTC ~ 9 月 5 日 21UTC

冬: 2014 年 1 月 6 日 00UTC ~ 2 月 10 日 21UTC

2014 年 4 月 3 日時点における現業システムの仕様での実験をコントロール実験 (CNTL), CNTL に VAD 風を追加した実験をテスト実験 (TEST) として、両者の結果を比較した。

(1) VAD 風による解析場の変化 (冬季の事例)

メソ解析の実験期間における最初の解析 (1 月 6 日 00UTC) においては TEST と CNTL の第一推定値が同一であるため、これらのインクリメントの差は純粋に VAD 風を加えたことによる影響と考えることが出来る。図 3.2.4(b) に冬実験での最初の解析におけるインクリメントの差を示す。日本海側では冬型の降水に伴い観測データが取得できていたが、インクリメントに大きな差が出たのは北海道東部であった。この時、釧路付近では低気圧性循環を伴った擾乱が通過していた影響により、釧路レーダーによる VAD 風では下層 (~3 km) において南風を観測していたが、第一推定値ではその擾乱が正確に表現出来ておらず、西風となっていた。その差により、高度場のインクリメントの差が釧路を中心に広範囲で発生したと考えられる。VAD 風のデータを追加することで、場合によっては解析場にこの程度の範囲まで影響を及ぼすことが分かる。

(2) 解析場のゾンデ検証

まずは解析場が改善されたかを検証するため、参照値としてゾンデデータを用いた検証を行った (図 3.2.5)。対象期間は実験期間全ての初期値であり、日本域のゾンデのみを使用している。夏実験では、下層~中層にかけて TEST (赤線) の RMSE が若干減少していることが分かる。そしてこれらを FT=06 以降の予測値について検証したところ、上述の差異は見られなかった (図略) ことから、予測値に対して与える影響はほぼ中立であったと考えられる。なお、風のバイアスや高度場・温度場についても検証したところ、特に目立った変化は見られず、また冬実験においては、 U の中層において若干の RMSE の減少が見られたが、その他気温場・高度場等については大きくは変わらなかった (図

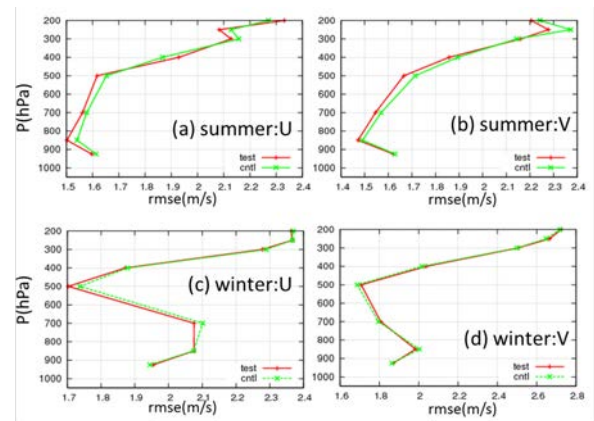


図 3.2.5 日本域のゾンデデータに対する、TEST (赤線) と CNTL (緑線) の風に関する解析場の RMSE。(a), (b) が夏実験で (c), (d) が冬実験、(a), (c) が東西風 U で (b), (d) が南北風 V の検証結果。

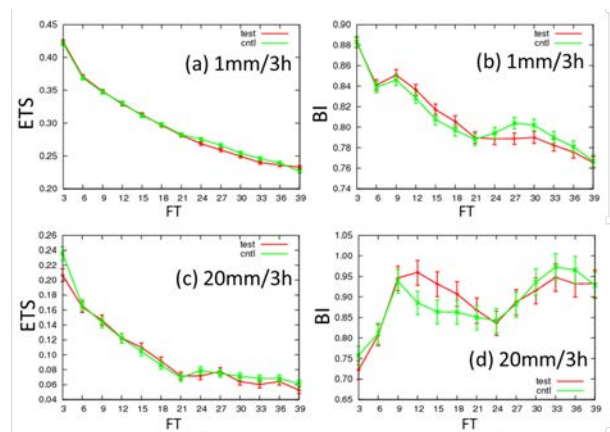


図 3.2.6 夏実験における TEST (赤線) と CNTL (緑線) の (a, c) ETS、(b, d) BI で、横軸はいずれも予報時間。(a), (b) は降水強度の閾値 1mm/3h、(c), (d) は 20mm/3h。エラーバーは 95%信頼区間を示す。

略)。以上のゾンデデータによる検証では、夏・冬ともに VAD 風による場の変化としては概ね中立であったと判断した。

(3) 予測結果の検証

予測の検証結果の一つとして、参照値に解析雨量を用いた降水検証の結果 (夏実験) を図 3.2.6 に示す。FT=03-06 にかけては一部 CNTL・TEST 両実験のバイアススコア (BI) が低下しているが、それ以降ではエクイタブルスレツスコア (ETS) と BI は共に予報時間の前半では改善し、後半では悪化する様子が見られた。一方、FT=03 においては、10-20mm/3h で ETS が悪化する傾向が見られた。この原因を調査したところ、北海道において FT=03 までに予測に差異が生じて悪化する事例 (一例を図 3.2.7 に示す) が散見された。

なお冬実験では、予報時間の前半において主に ETS が若干改善している傾向が見られた (図 3.2.8)。

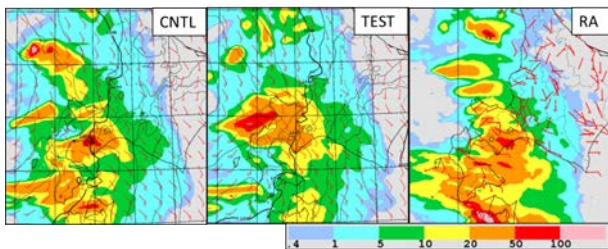


図 3.2.7 2013 年 8 月 8 日 21UTC 初期値で FT=03 の降水予測及び解析雨量 (RA)。左から CNTL、TEST、3h 積算解析雨量で、矢羽は地表レベルにおける風を表す。TEST の降水分布が CNTL 及び解析雨量と大きく異なっていることが分かる。

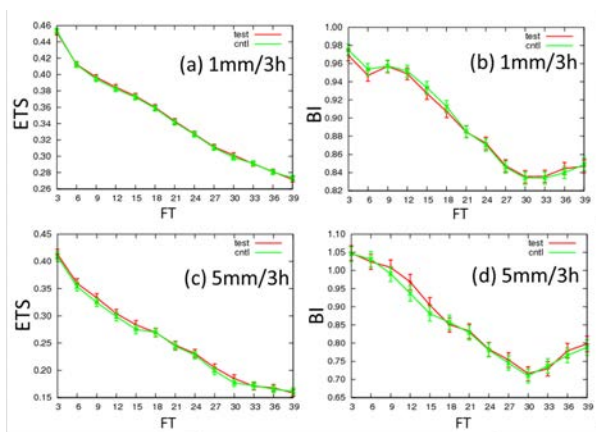


図 3.2.8 冬実験における TEST (赤線) と CNTL (緑線) の (a), (c) ETS、(b), (d) BI で、横軸はいずれも予報時間。(a), (b) は降水強度の閾値 1mm/3h、(c), (d) は 5mm/3h。エラーバーは 95%信頼区間を示す。

3.2.5 まとめと今後の課題

VAD 風のメソ数値予報システムでの利用を目的として、データ同化におけるパラメータの検討及び夏・冬における実験によりその効果について検証した。解析場についてゾンデデータによる比較検証を行ったところ、風に関しては概ね中立の結果が得られたといえる。予測値の検証としては、主に降水検証から、夏実験では予報時間の前半には中立～若干の改善、後半には悪化する傾向が見られた。また、強雨においては特に FT=03 で悪化の傾向が見られた。一方、冬実験においては、統計的には解析場に大きな変化は見られなかったが、降水検証では予報時間の前半で若干の改善傾向が見られた。

今後、夏季における強雨の予測精度の悪化に着目し、その原因及び対処について検討する必要がある。現在の現業システムにおいて、ドップラー速度は、降水粒子の落下速度の影響を避けるために低仰角 (5.9° 未満) のみ使用されている。このことを受け、高仰角 (25°) のドップラー速度を用いた VAD 風とは観測データとしては独立であろうと想定し、本稿で紹介した実験では、VAD 風とドップラー速度を同時に使用した。しか

し、VAD 風も元データはドップラー速度であるため、両者が観測誤差相関を持っていた場合にはメソ解析に悪影響を及ぼす可能性がある。今後改めて双方の観測誤差相関や適切な離隔距離等についての詳細な調査を行い、VAD 風の適切な利用を行うための工夫が必要になると考えられる。

参考文献

- Browning, K. A. and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 105–113.
- Desroziers, G. L., B. Chapnik, and P. Poli, 2005: Diagnosis of observation, background and analysis-error statistics in observation space. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3385–3396.
- 梶原佑介, 大野洋, 2015: 気象ドップラーレーダーから算出される VAD 風の現業利用に向けた調査と開発. 気象庁測候時報 投稿中.
- 坂本雅巳, 2009: 従来型観測データの品質管理に関するその他の開発. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 19–26.
- 酒匂啓司, 2011: ウィンドプロファイラのデータ同化における利用と課題. 2011 年日本気象学会春季大会予稿集, 99, 167.
- 多田英夫, 2001: 現業解析・予報システムへのインパクト. 平成 13 年数値予報研修テキスト, **34**, 55–58.
- 坪木和久, 若浜五郎, 1989: 1 台のドップラーレーダーを用いた風速場の測定法: 最小二乗法を用いた VAD 解析. 低温科学、物理編, **47**, 73–88.

3.3 レーダー反射強度¹

3.3.1 はじめに

気象庁の一般気象レーダーは、日本国内の 20 ヶ所に配置されており、日本の国土のほぼ全域を被う領域で、3 次元の反射強度を観測している。このレーダー反射強度を 4 次元変分法で直接同化する場合は、水物質の第一推定値を直接修正するための水物質の制御変数化と雲物理過程の接線形・随伴モデルが必要となる。Honda and Yamada (2007) は、雲物理過程の随伴モデルを JNoVA に導入したが、極小値探索の収束性が悪く、現業システムの安定運用には不十分であったため現業化は見送られた。そこで、JNoVA が現業メソ解析に導入された時点において、反射強度観測は、解析雨量の同化を通じて間接的に利用されるにとどまり、レーダーで観測された現実大気の 3 次元情報を十分に活かし切れていない状況にあった (本田 2010)。一方、フランス気象局は、3 次元のレーダー反射強度観測データから相対湿度プロファイルを推定し、その相対湿度を擬似観測として同化する手法を領域モデル AROME に導入した (Caumont et al. 2010a)。それを受けて、気象庁では、同様の手法でレーダー反射強度の 3 次元情報を同化に利用するための開発を行い、メソ解析への実装及び性能評価を行った。その結果、予測精度の向上が確認されたため現業システムへ導入した (幾田 2011)。その後、相対湿度推定手法の高度化を行った結果、更なる予測精度の向上が確認されたため、局地解析へ本手法を導入し、メソ解析で運用されていた手法の更新を行った (幾田 2014)。なお、以下では、同手法を Caumont et al. (2010a) にならって、データ同化手法に 3D-Var を用いている局地解析では、1D+3DVar、4D-Var を用いているメソ解析では、1D+4DVar と呼ぶこととする。

3.3.2 1D+3DVar と 1D+4DVar の実装

気象庁の現業数値予報システムに、実装されている 1D+3DVar と 1D+4DVar の処理手順を以下で説明する。まず、第一推定値からレーダーの反射強度をシミュレーションし、反射強度と相対湿度及び気温の関係を保持したデータベースを作成する。次に、反射強度の観測値と上述のデータベースからベイズの定理に基づき相対湿度を推定する。最後に、推定された相対湿度を観測データとみなし、品質管理を行った上で同化する。図 3.3.1 は、上記手順を図示した流れ図である。メソ解析では、モデルの降水のスピンアップの考慮とレーダー反射強度観測データの重複利用を避ける目的で、同化窓の最初の時刻において反射強度データを利用しないこととしている。同様に、局地解析では、解析対象時刻の 3 時間前に 3D-Var を行い、それから、一時間予報と 3D-Var のセットを 3 回繰り返して解析値を作成しているが (永戸ほか 2013)、この 4 回行われる 3D-Var のうち、最初の 3D-Var の対象時刻が第一推定値の MSM

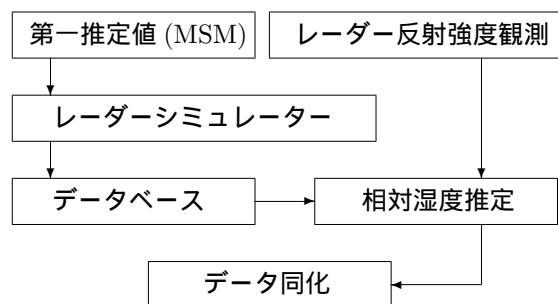


図 3.3.1 第一推定値の MSM からレーダーシミュレーターを用いて反射強度シミュレーションを行いデータベースを作成し、データベースと反射強度観測から相対湿度推定を行ってデータ同化するまでの流れ図。

の初期時刻と同じである場合²、最初の 3D-Var において反射強度データは利用しないこととしている。

3.3.3 レーダーシミュレーター

レーダーシミュレーターは、レーダーのアンテナパターンやビームの屈折を考慮して、モデルの予想値から任意の仰角のレーダー反射強度を再現する機能を有する、つまり、データ同化における観測演算子の役割を果たすプログラムとして開発された (幾田 2011)。前項で述べた通り、このレーダーシミュレーターは、1D+3DVar と 1D+4DVar において、反射強度と相対湿度の関係を求める際に用いられる。また、シミュレーション値と観測値との比較を通して雲物理過程の予測精度の検証にも利用されている (Ikuta and Honda 2010)。なお、レーダー反射強度計算の原理は、Caumont et al. (2010b)、深尾・浜津 (2009) に詳しい。必要に応じて参照願いたい。

レーダーシミュレーターでは、大気中に存在する水物質に関する物理量を元に反射強度を計算する。現業 MSM が予報変数としている水物質は、雲水・雨・雲氷・雪・霰の混合比、雲氷の数濃度である (成田 2009)。気象庁の一般気象レーダーの周波数は、C 帯 (5.3 GHz) に属するため、雲水・雲氷の粒径はレーダーの電磁波の波長よりも非常に小さく、それらの後方散乱は、他の水物質と比べ微小であり検出限界を下回る。そこで、現業運用しているレーダーシミュレーターでは、計算効率の向上の観点から、雲水・雲氷による反射強度の計算を省略している。

なお、C 帯である気象庁の一般気象レーダーのシミュレーションでは、雨・雪・霰の反射因子は、一般的にレイリー領域に属するため粒径の 6 次のモーメントとして計算している。一方、今後同化利用を目指している、全球降水計画主衛星 (GPM core) の二周波レーダー (GPM/DPR) の周波数帯は、Ku 帯 (13.6 GHz) と Ka 帯 (35.5 GHz) であり、一般気象レーダーよりも周波数が高い。特に、粒径の大きい粒子が卓越する状況において、これら Ku 帯や Ka 帯の反射因子計算では、レイリー近似が成り立たなくなってくる。そこで、GPM/DPR のシミュレーションでは、事前に Mie 理論に基づいて、反射因子のテーブルを作成し、テーブ

¹ 幾田 泰醇

² 初期時刻が 00,03,06,09,12,15,18,21UTC の場合。

ル参照法によって、レーダー反射強度を計算する方式を採っている (Ikuta 2014)。

3.3.4 相対湿度推定手法

幾田 (2011) では, Caumont et al. (2010a) 及び Olson et al. (1996) に基づいて、条件付き確率密度関数を重みとして、取り得る状態を重み付き平均することで、期待値を求め、相対湿度を推定していた。しかし、この重み付き平均の手法は、標本数が少ない場合に推定精度が低下しやすいことに加え、入力値として強い反射強度観測が与えられた場合に、相対湿度の推定値を過小評価する傾向があった。そこで、条件付き確率密度関数にガウシアンカーネルを適用して広がりを持たせ、カーネル密度推定を行い、滑らかな確率密度分布を求めた。カーネル密度推定によって得られた確率密度分布の尤度最大となる相対湿度を探索し、相対湿度の推定値とする方法を考案し実装した。ここで、カーネルのバンド幅 h は、経験的に Scott のルール (Scott 1992) を用いてサンプル数 n の標本標準偏差 σ から求めた $h = 1.06\sigma/n^{1/5}$ を採用している。この、新たに開発したカーネル密度推定を用いた相対湿度の最尤推定を行うことで、従来手法にあった相対湿度を過小評価する傾向が解消された。新手法を用いてデータ同化実験を行った結果、強い降水の予測精度が向上することが確認された (幾田 2014)。

3.3.5 課題

MSM の予想値からシミュレートされた反射強度は、液相 (雨) では、現実の再現性が高く系統誤差は小さい。それに対し、固相 (雪・霰) からの反射強度は、予想値が観測よりも過大となる系統誤差を持つ。この系統誤差は、モデルの雲物理スキームにおける粒径分布や粒子形状の仮定が不十分であることが原因であり、雲物理スキームの高度化により誤差を軽減できることが知られている (Eito and Aonashi 2009)。このような予想値と観測値との間に系統誤差を持つデータは、観測誤差と予測誤差の期待値が 0 であることを期待する現業変分法データ同化システムでの利用に適さない。そこで、現状のメソ解析と局地解析では、観測された反射強度が気温の予想値から固体降水による反射強度と判別される場合、品質管理によって不適切なデータとして取り除きデータ同化に利用しないこととしている。今後の課題として系統誤差補正を実施し、固相からの反射強度観測のデータ同化利用を図る手段も検討しているが、反射強度シミュレーションの系統誤差として表れる水物質予想誤差は、理想的にはモデルの改善によって縮小すべきものである。

3.3.6 まとめ

本節ではメソ解析・局地解析におけるレーダー反射強度の利用状況を報告した。また、2014 年に運用が開始された GPM/DPR についても、データ同化利用のための開発を進めており同化による降水へのインパクトが確認されている (Ikuta 2014)。このような衛星搭載型降水レーダーの新たな利用によって地上気象レーダー

では捕捉することのできなかつた海上の降水系周辺の水蒸気情報を修正することが可能となる。また、現状利用していない固体降水の反射強度の同化利用は、冬季の降雪予想精度を向上させる効果が期待される。そのため、数値予報課では、更なる予想精度の向上を目指し、雲物理過程の改善やレーダーシミュレーターの精緻化、反射強度の系統誤差補正に関する調査を進めながら、反射強度データの更なる高度利用を可能とすべく鋭意開発を行っている。

参考文献

- Caumont, O., V. Ducrocq, É. Wattrelot, G. Jaubert, and S. Pradier-Vabre, 2010a: 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: A proof of concept. *Tellus A*, **62**, 173–187.
- Caumont, O., V. Ducrocq, G. Delrieu, M. Gosset, J.-P. Pinty, du J. Parent Châtelet, H. Andrieu, Y. Lematre, and G. Scialom, 2010b: A radar simulator for high-resolution nonhydrostatic models. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **23**, 1049–1067.
- Eito, H. and K. Aonashi, 2009: Verification of Hydrometeor Properties Simulated by a Cloud-Resolving Model Using a Passive Microwave Satellite and Ground-Based Radar Observations for a Rainfall System Associated with the Baiu Front. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87A**, 425–446.
- 深尾昌一郎, 浜津享助, 2009: 気象と大気のレーダーリモートセンシング. 京都大学学術出版会, 502pp.
- Honda, Y. and Y. Yamada, 2007: Assimilation of the Surface Precipitation Data with JNoVA using 2-ice Bulk Microphysics Scheme. *SOLA*, **3**, 73–76.
- 本田有機, 2010: 観測演算子. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 19–20.
- 幾田泰醇, 2011: メソ解析におけるレーダー反射強度データの同化. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 102–103.
- 幾田泰醇, 2014: レーダー反射強度の同化手法の改良. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 100–101.
- Ikuta, Y., 2014: Development of GPM/DPR Data Assimilation at JMA. *7th Workshop of the International Precipitation Working Group, 17–21 November 2014*.
- Ikuta, Y. and Y. Honda, 2010: Fuzzy Verification of Hydrometeors in a High-resolution Model Using a Radar Simulator. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **40**, 05.9–05.10.
- Olson, W. S., C. D. Kummerow, G. M. Heymsfield, and L. Giglio, 1996: method for combined passive-active microwave retrievals of cloud and precipitation profiles. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1763–1789.
- Scott, D. W., 1992: *Multivariate Density Estimation: Theory, Practice, and Visualization*. Wiley.
- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度

化された局地モデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18-41.

成田正巳, 2009: メソ数値予報モデルの湿潤過程の改良. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-73.

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

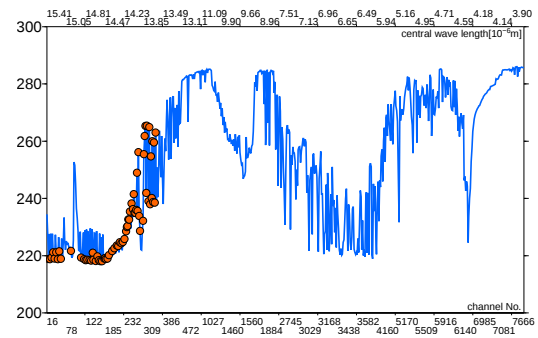


図 4.1.1 IASI の輝度温度の例。横軸下段はチャンネルの番号、上段は中心波長、縦軸はある晴天大気プロファイルにおける各チャンネルの輝度温度 [K]。橙色は同化対象のチャンネル。

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判定とする。次に、先の処理で雲有り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。

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。

(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。

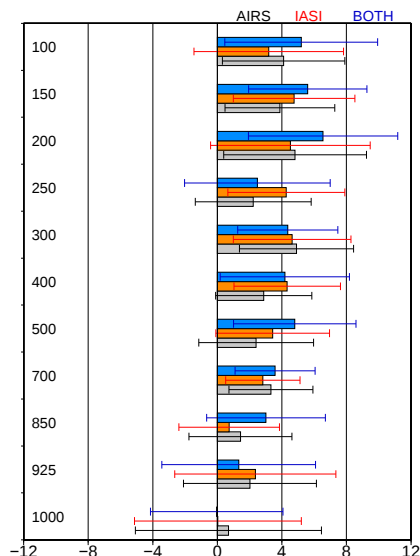


図 4.1.2 ベースラインに対してハイパーサウンダを同化したときの、南半球 (90°S-20°S) におけるラジオゾンデの気温 D 値 RMS の比較。横軸は AIRS 同化 (灰色)、IASI 同化 (青色)、両方同化 (青色) の RMS 改善率 [%]、縦軸はラジオゾンデの観測高度 [hPa]、エラーバーは 95%信頼区間。

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。

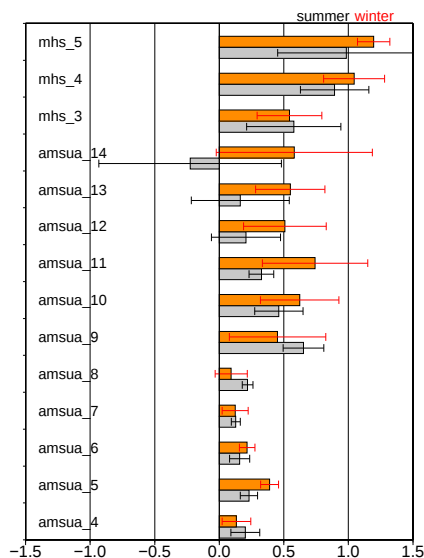


図 4.1.3 AIRS, IASI を同化したときの全球における AMSU-A 及び MHS の D 値 RMS の比較。横軸は CNTL に対する TEST の改善率 [%]、縦軸は AMSU-A 及び MHS のチャンネル番号。灰色は夏期間、橙色は冬期間、エラーバーは 95% 信頼区間を示す。

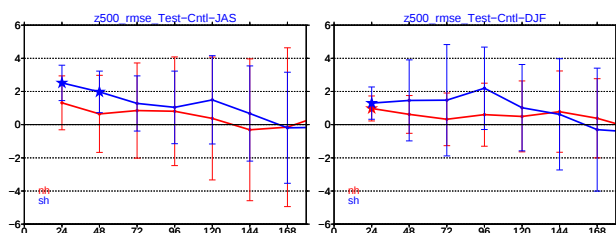


図 4.1.4 左) 夏期間における 500hPa 面高度の対初期値予測誤差の比較。横軸は予報時間 [hour]、縦軸は CNTL に対する TEST の予測誤差 RMS の改善率 [%]。赤色は北半球 (20°N-90°N)、青色は南半球 (90°S-20°S)、エラーバーは 95% 信頼区間、星印は差が統計的に有意であることを示す。右) 左図と同様、ただし冬期間のもの。

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

グ問題)

- 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、通常の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、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 of MTF で除し、出力の 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.*

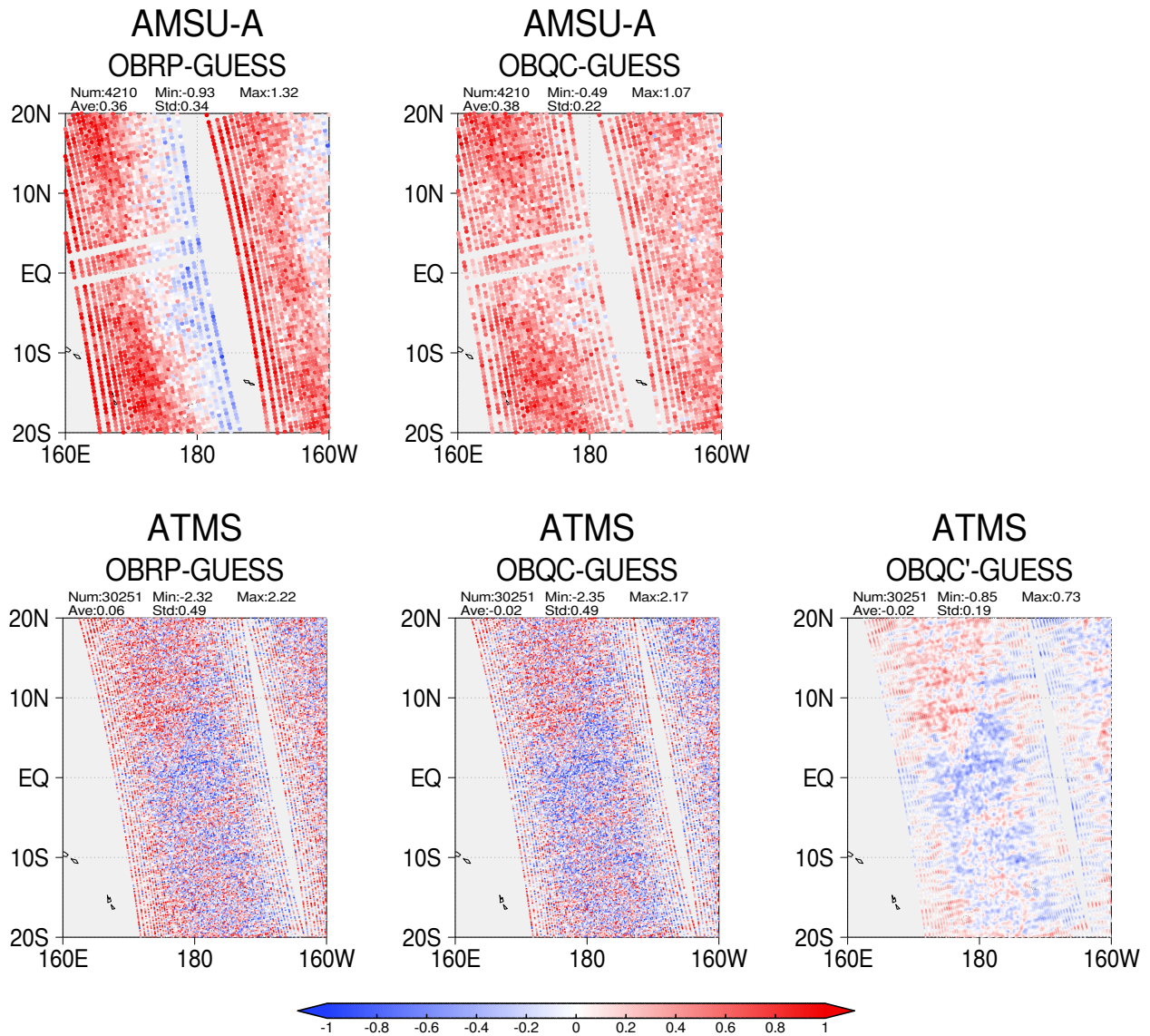


図 4.2.1 NOAA-19/AMSU-A ch10 と ATMS ch11 の D 値(観測値と第一推定値の差)分布の例。上段の左から順に、AMSU-A の D 値、スキャンバイアス補正後の AMSU-A の D 値、下段の左から順に、ATMS の D 値、スキャンバイアス補正後の ATMS の D 値、ガウシアンフィルター処理後の ATMS の D 値 [K]。

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	85.5	<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

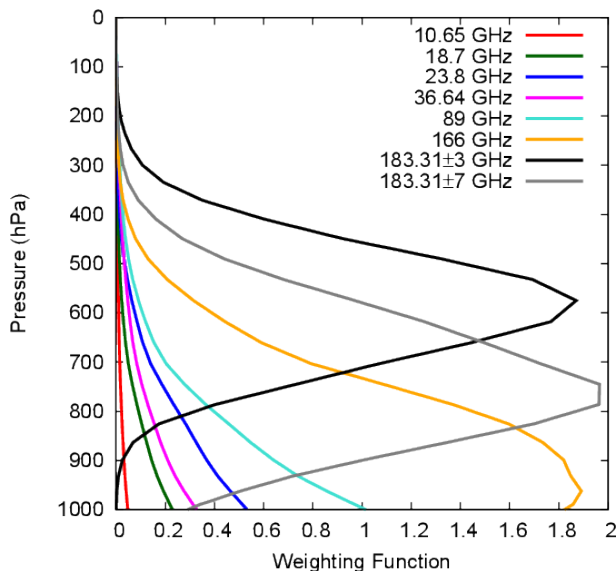


図 4.3.1 標準気圧での GMI の観測周波数ごとの荷重関数の値。色はチャンネルの違いを表す。

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することが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 depart-

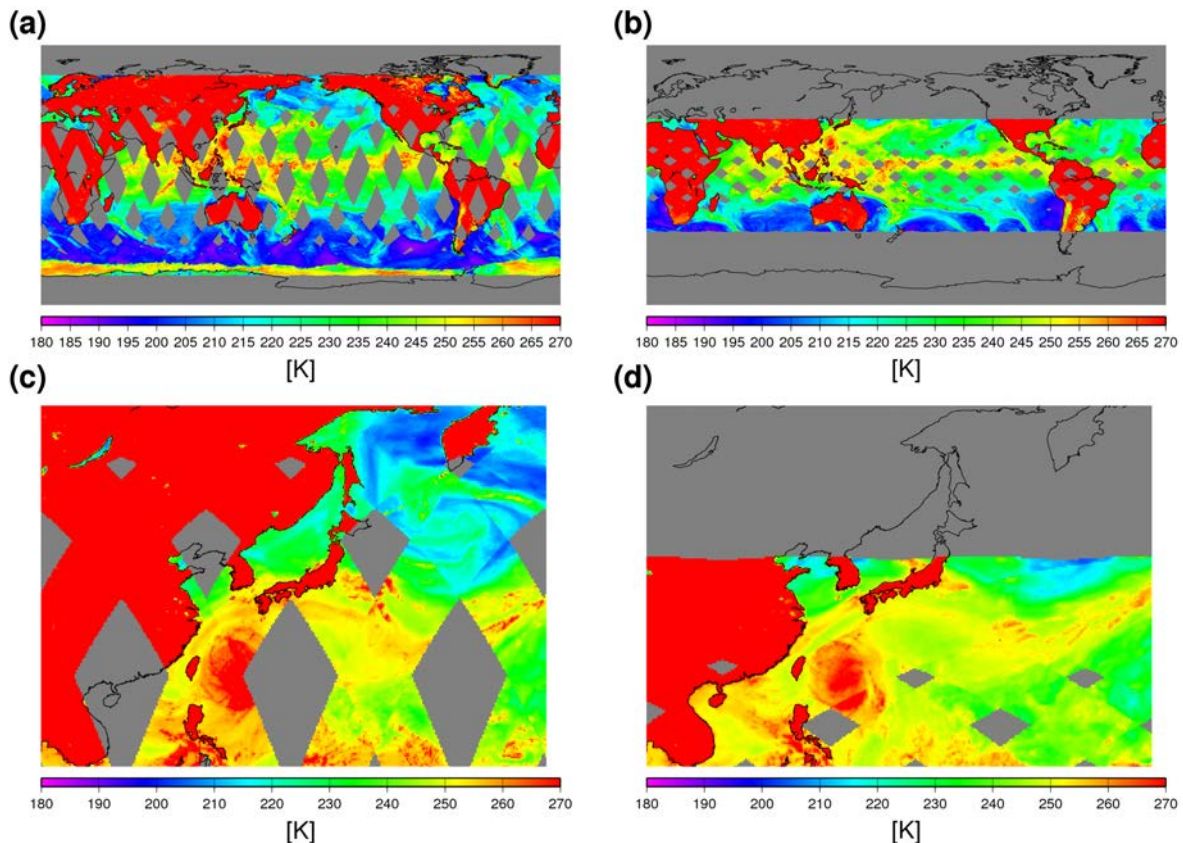


図 4.3.2 2014 年 7 月 7 日の GMI と TMI の 1 日分の輝度温度データ。(a): 全球 GMI、(b): 全球 TMI、(c): 日本付近拡大 GMI、(d): 日本付近拡大 TMI。GMI は、23.8 GHz、TMI は、21.3GHz で共に垂直偏波チャンネル。灰色のエリアは、データの空白域。

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

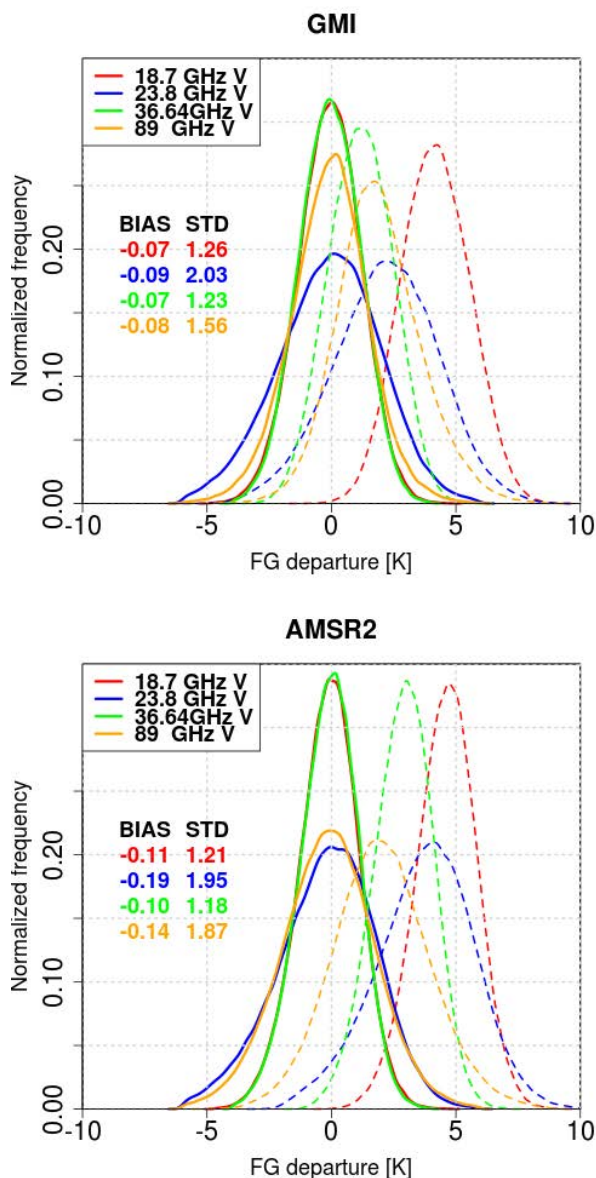


図 4.3.3 期間 2014 年 6 月 10 日～8 月 11 日の GMI の観測輝度温度と計算輝度温度の差の頻度分布 (上図)。点線がバイアス補正前、実線がバイアス補正後。色はチャンネルの違いを示す。各チャンネル毎にバイアス補正後のバイアス (BIAS)、標準偏差 (STD) を図中に示す。単位は K。下図は AMSR2 についての結果。

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。

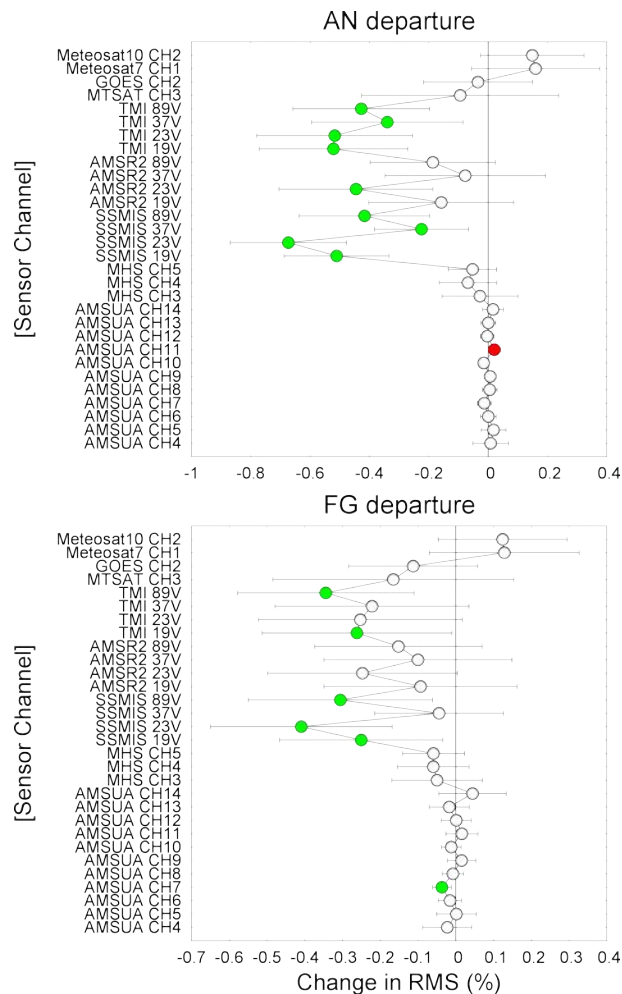


図 4.3.4 GMI データを全球解析に追加した場合の他の輝度温度データの AN departure (観測輝度温度と解析場から計算された輝度温度との差、上図) と FG departure (観測輝度温度と第一推定値の場合から計算された輝度温度の差、下図) の RMS の変化率 (%). レファレンスとして GMI データを追加しない場合の RMS を使用。縦軸は、センサー名とチャンネル名。横棒は、95%の信頼区間を表し、統計的に有意な改善 (RMS の減少) を緑、改悪 (RMS の増加) を赤で示す。

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

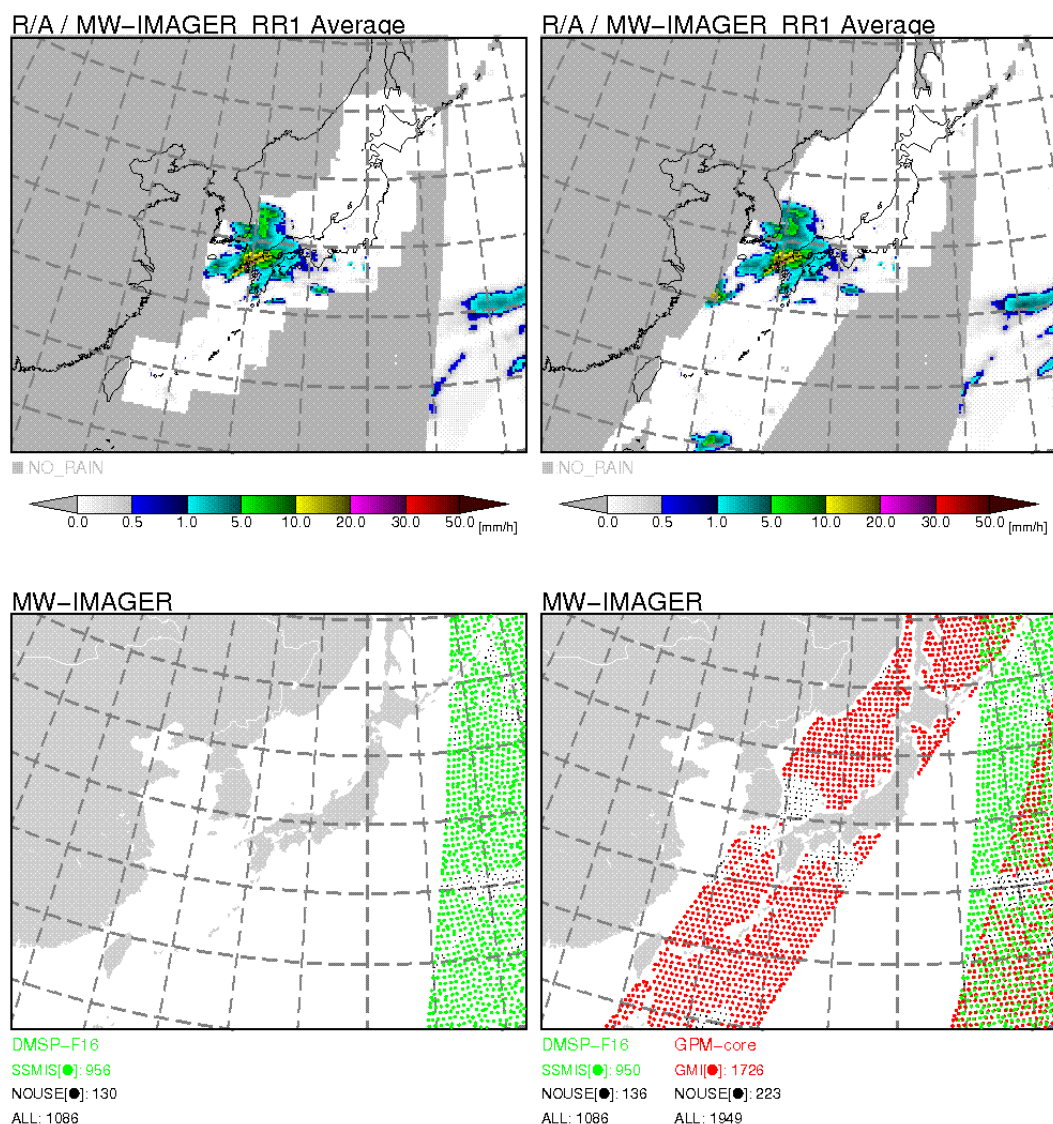


図 4.3.5 マイクロ波イメージャのデータ分布例。2014 年 7 月 2 日 21UTC のメソ解析に利用可能なデータ。上段が降水強度（解析雨量のデータを含む）で、色は降水強度の値を示す。下段が晴天域輝度温度データ。色はセンサーの違いを示す。緑は DMSP 16 号の SSMIS、赤は GMI。左列は、現システム、右列は、GMI を追加した場合。

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）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全球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 $6.7\ \mu\text{m}$ 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 $20\sim 60$ 度、低緯度:北緯 $20\sim$ 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、それぞれの大気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、 $800\ \text{hPa}$ 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 データの気象庁の全球解析での利用 (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、全球解析での 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、全球解析と同じ MTSAT の CSR データ (Uesawa 2009) を利用している。この CSR データは、MTSAT の $16\ \text{ピクセル} \times 16\ \text{ピクセル}$ (約 $60\ \text{km}$) 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、全球解析における 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 $55\ \text{km}$ 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 $15\ \text{km}$ 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、 $60\ \text{km}$ 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 $15\ \text{km}$ 格子での平均化、あるいは、オリジナルの観測データの $4\ \text{km}$ 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 $6.7\ \mu\text{m}$ の水蒸気チャンネルは、乾燥した状態においても $800\ \text{hPa}$ 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、全球解析、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 $45\ \text{km}$ 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 $250\ \text{hPa}$ 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

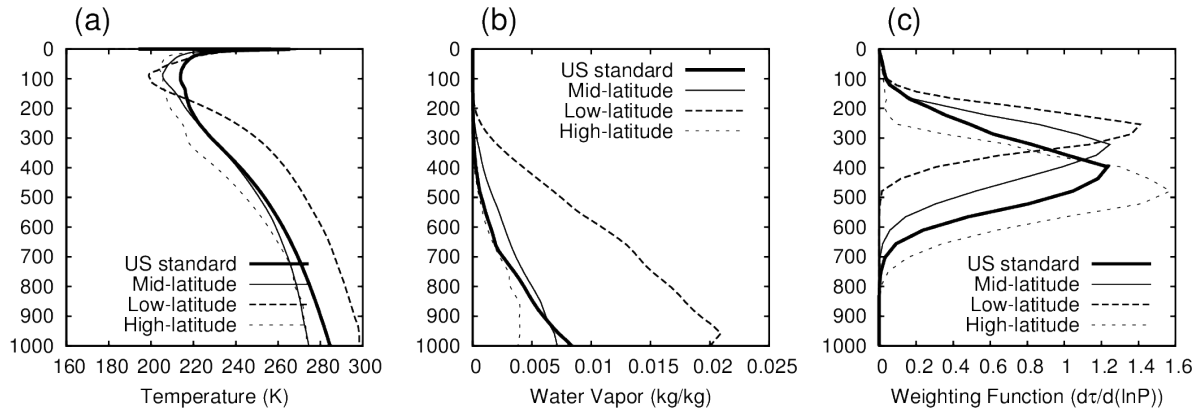


図 4.4.1 代表的な大気プロファイル (a) 気温、(b) 水蒸気と (c) 水蒸気チャンネルの荷重関数の例。太実線は米国標準大気、細実線は中緯度、破線は低緯度、点線は高緯度の代表的なプロファイルの場合を表す。縦軸は気圧レベル (hPa)。

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、下層雲域判定と前 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雲の影響を受けていないにもかかわらず曇天域と判定されている。

しかし、下層雲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天域判定を示す。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。

$$T_{bIR1} \geq T_{800} \quad (4.4.1)$$

$$T_{skin} - T_{bIR1} \leq 5 \quad (4.4.2)$$

$$T_{bIR1} - T_{bIR2} < 3 \quad (4.4.3)$$

(4.4.1) 式は、下層雲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_{bIR1}\$ 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 (上層雲を伴わない) 下層雲と判定

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天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、上層雲を判定する式である。\$T_{bIR2}\$ 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、雲がない場合には、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、薄い上層雲が存在する場合、雲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天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、中上層雲域と判定し不使用、(4.4.3) 式が成立しない場合は、上層雲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

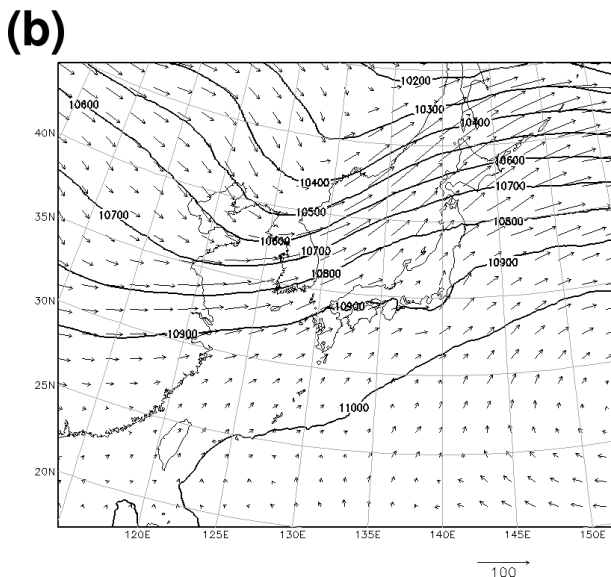
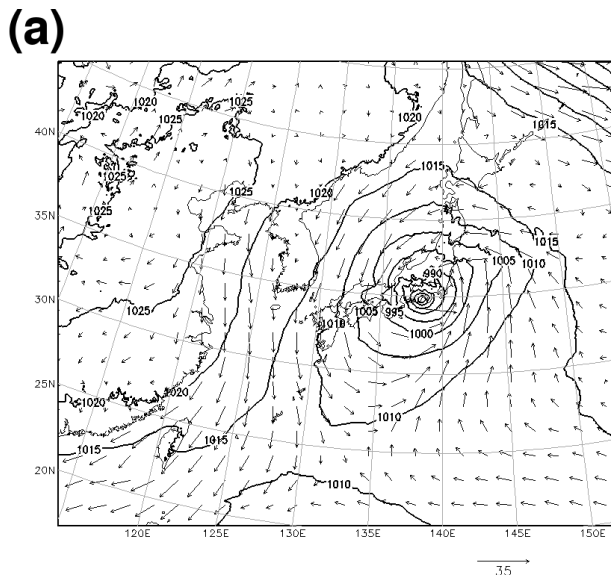


図 4.4.2 メソ解析による 2014 年 10 月 6 日 00UTC の (a) 海面更正気圧 (hPa) と地上風 (m/s)、(b) 250 hPa の高度場 (m) と風 (m/s) の解析場。矢印の向きは風向、長さは風速を表す。風速の凡例 (m/s) は各図の右下に示す。

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

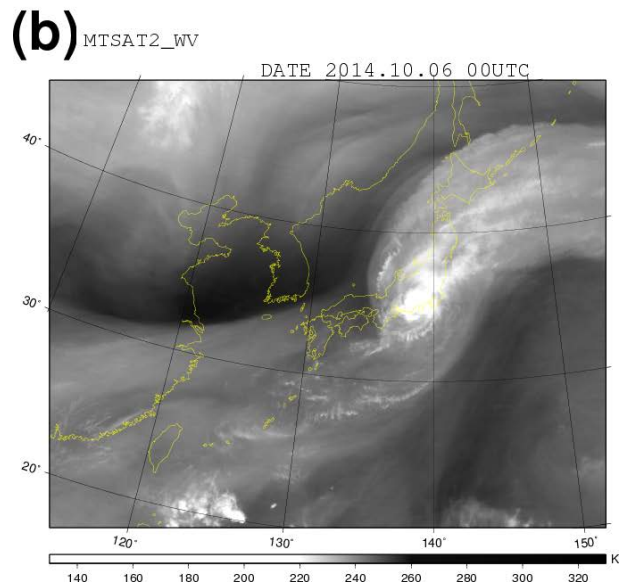
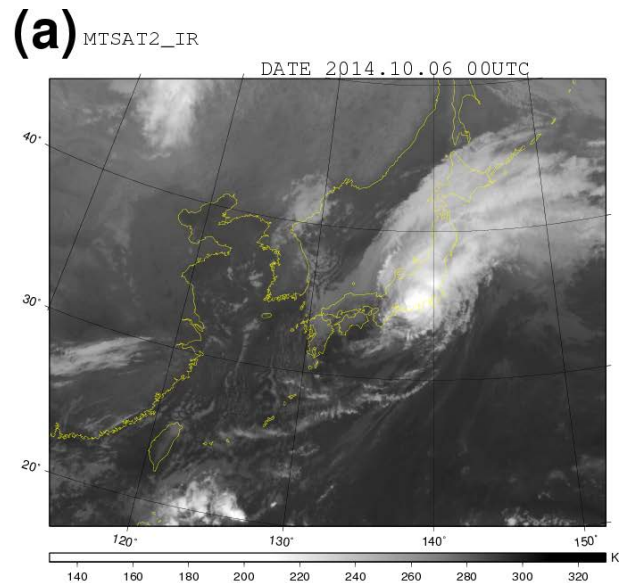


図 4.4.3 MTSAT-2 による 2014 年 10 月 6 日 00UTC の (a) 赤外画像と (b) 水蒸気画像。各図の下部のカラーバーは輝度温度の値を表す。単位は K。

うになる中国大陆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

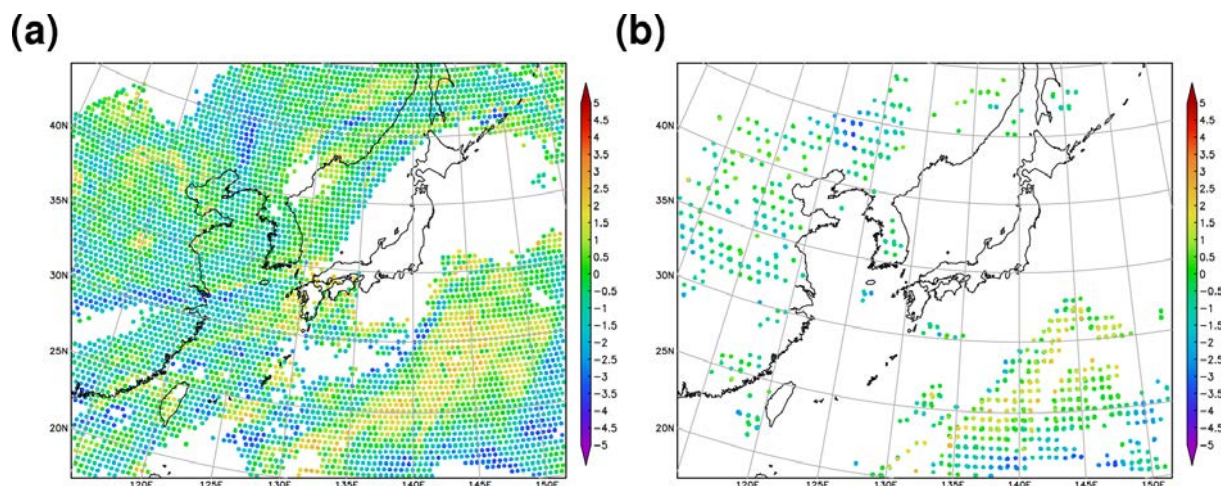


図 4.4.4 2014 年 10 月 6 日 00UTC のメソ解析に利用可能な晴天判別後の (a) 高解像度 CSR データの分布と、(b) 現在利用中の MTSAT CSR データ分布。色は観測輝度温度と計算輝度温度の差 (K) を示す。

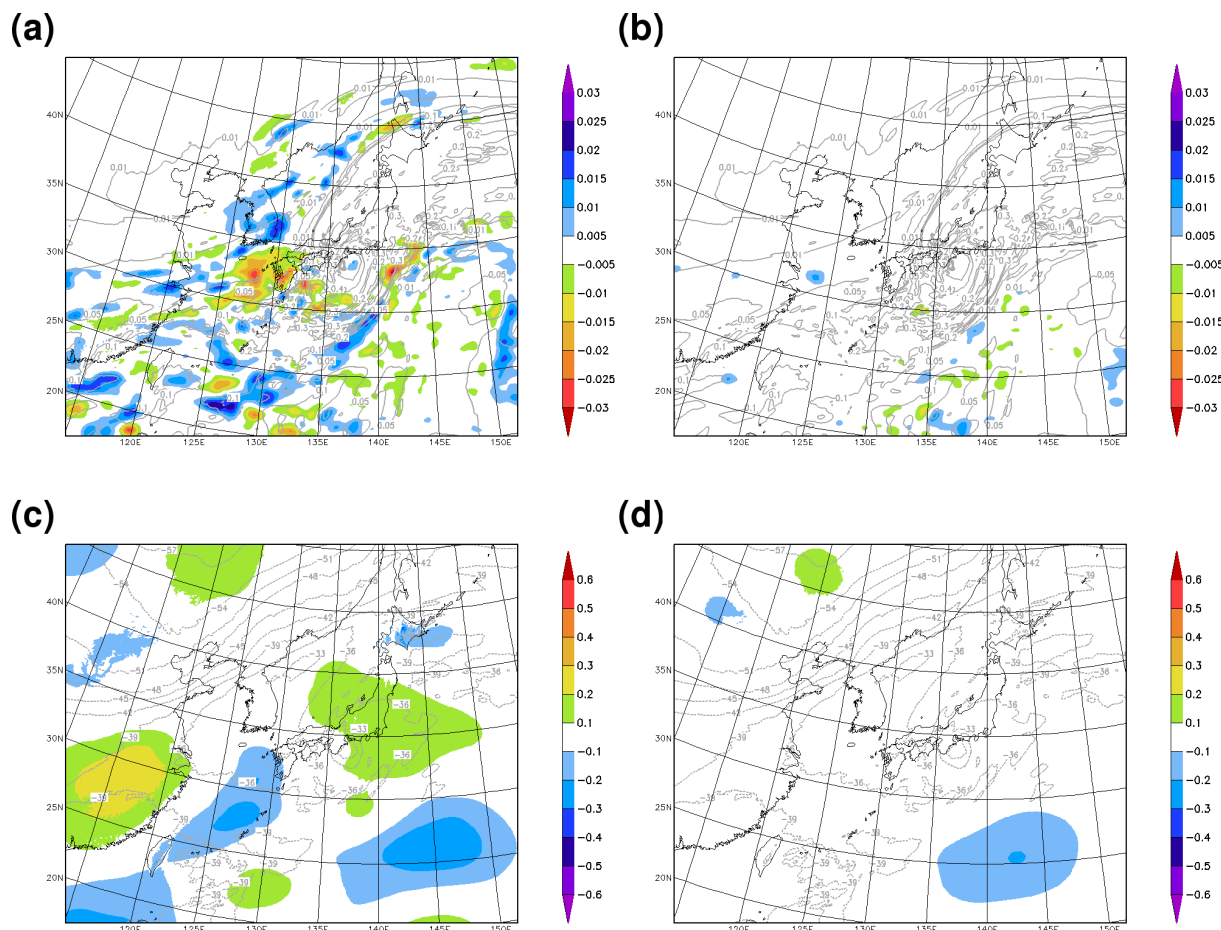


図 4.4.5 CSR データ同化による 250 hPa の比湿と気温の解析インクリメント。(a) 高解像度 CSR データによる 250 hPa 比湿の解析インクリメント (カラー)、(b) 現行 CSR データによる 250 hPa 比湿の解析インクリメント (カラー)、灰色のコンターは、それぞれの CSR データを同化した場合の 250 hPa の比湿の解析値。比湿の単位は共に g/kg。(c) 高解像度 CSR データによる 250 hPa 気温の解析インクリメント (カラー)、(d) 現行 CSR データによる 250 hPa 気温の解析インクリメント (カラー)、灰色のコンターは、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

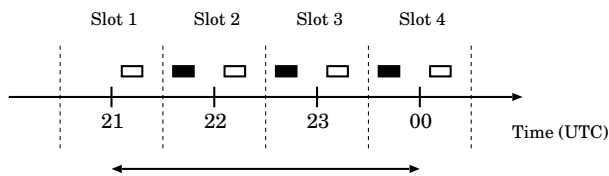


図 4.4.6 MTSAT CSR の観測時刻とメソ解析の同化窓との関係。00UTC のメソ解析の場合。両端矢印で示されるのが同化窓。黒長方形がフルディスク観測の CSR データ。白長方形は、現在未使用の北半球観測時の MTSAT データ。縦実線は第一推定値が出力される時刻、点線は Slot(本文参照) の境界を表す。

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合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

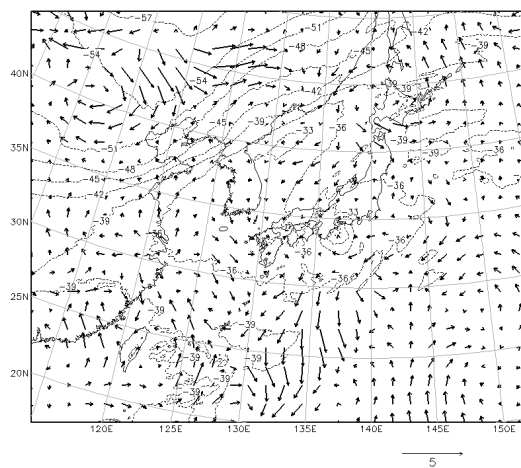
ることによって対流圏上層の水蒸気、気温、風の解析においてインパクトがあることがわかった。今後、予測精度への影響を調査する予定である。

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。

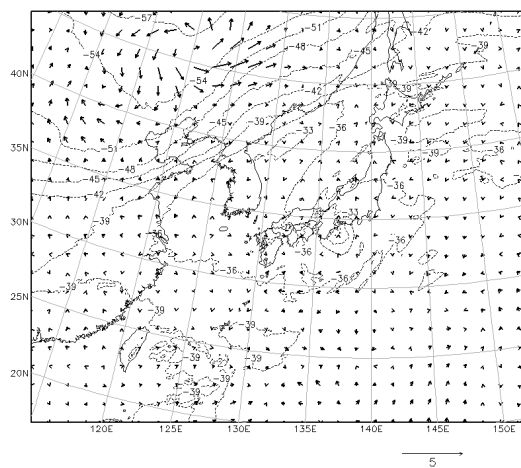
参考文献

- 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**.

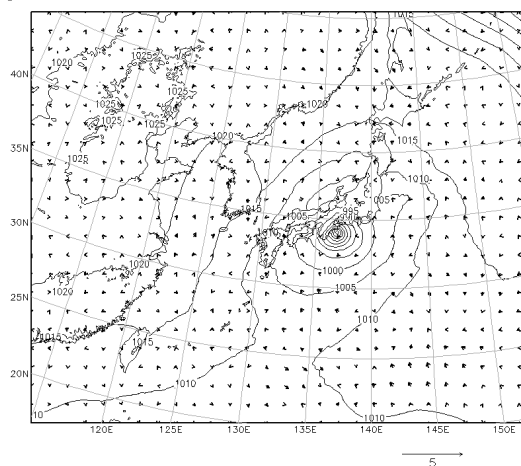
(a)



(b)



(c)



(d)

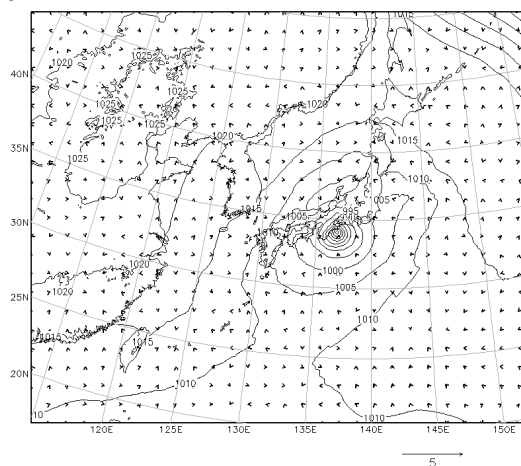


図 4.4.7 CSR データ同化による風の場の解析インクリメント (矢印)。風速の凡例は各図の下部に示す。単位は m/s。 (a) 高解像度 CSR データによる 250 hPa の風の解析インクリメント、(b) 現行 CSR データによる 250 hPa の風の解析インクリメント。共に点線は気温を示す (°C)。 (c) 高解像度 CSR データによる 1000 hPa の風の解析インクリメント、(d) 現行 CSR データによる 1000 hPa の風の解析インクリメント。共に実線は海面更正気圧 (hPa) を示す。対象時刻は 2014 年 10 月 5 日 21UTC。

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・増加していくことも考えると、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を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）

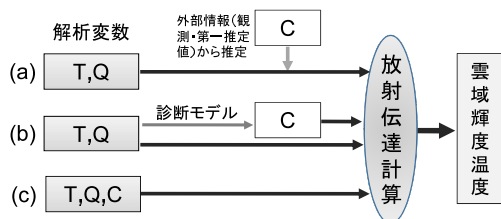


図 4.5.1 雲域輝度温度同化における解析変数（気温 T、水蒸気 Q）と、雲に関する解析変数もしくはパラメータ C と、放射伝達計算との関係。(a) は単純雲同化処理、(b) は一般雲同化の診断的処理、(c) は一般雲同化の直接的処理にそれぞれ対応する。

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)。この重みの推定で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 年に及び歴史があるものの、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 ($10.8\ \mu\text{m}$) 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 ($10.8, 12.0\ \mu\text{m}$) 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 $< 5\%$, $160\text{hPa} < P_c < 650\text{hPa}$ 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発射し、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ことが確認された（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。

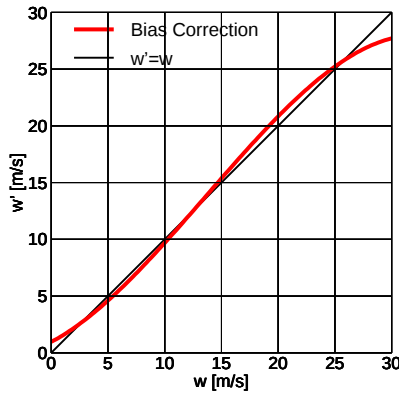


図 4.6.1 得られたバイアス補正式 ($w' = 0.9579996 + 0.5281002w + 0.04561661w^2 - 0.0011165472w^3$)。横軸はバイアス補正前の風速 w 、縦軸はバイアス補正後の風速 w' である。赤線はバイアス補正式を、黒線は $w' = w$ を表す。

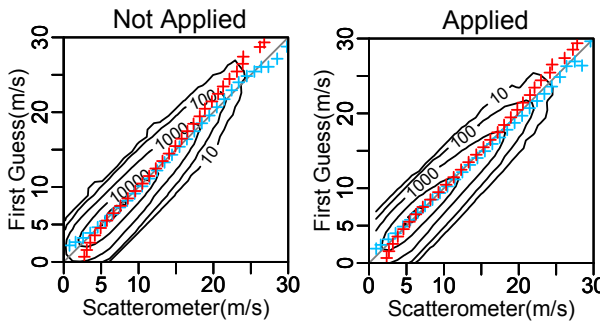


図 4.6.2 風速のバイアス補正前後の ASCAT 海上風と GSM 第一推定値の風速の二次元ヒストグラム。左図はバイアス補正前、右図はバイアス補正後を表す。横軸は ASCAT 海上風、縦軸は GSM 第一推定値の風速。水色と赤の+印はそれぞれ式 (4.6.1) と式 (4.6.2) によって計算された各平均値である。統計期間は 2013 年 8 月の 1 か月間である。

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°S~60°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 値との整合性が高いことから、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。

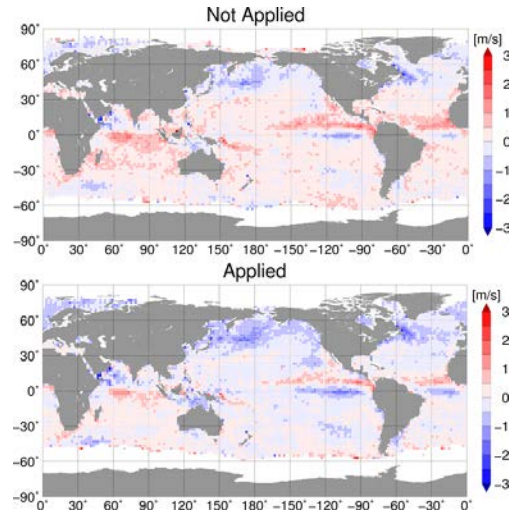


図 4.6.3 風速のバイアス補正前後の ASCAT 海上風の風速 D 値の分布。上図は補正前、下図は補正後を表す。

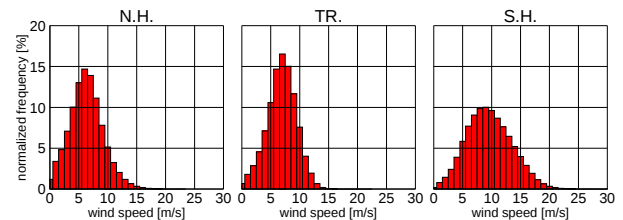


図 4.6.4 バイアス補正前の散乱計海上風の領域別の風速頻度分布。左図、中央図、右図はそれぞれ北半球、熱帯、南半球を表す。横軸は風速、縦軸は規格化した観測頻度。統計期間は 2013 年 8 月の 1 か月間。北半球は 20°N 以北、熱帯は 20°N~20°S、南半球は 20°S 以南とした。

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、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

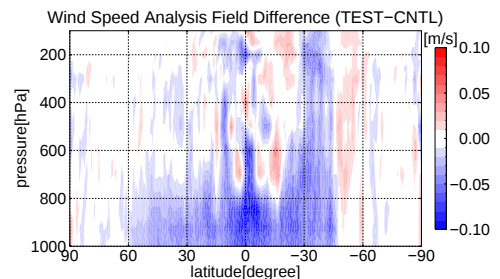


図 4.6.5 TEST と CNTL の平均風速場の差の緯度高度断面図。横軸は緯度 (正の値は北緯、負の値は南緯) 縦軸は高度を表す。

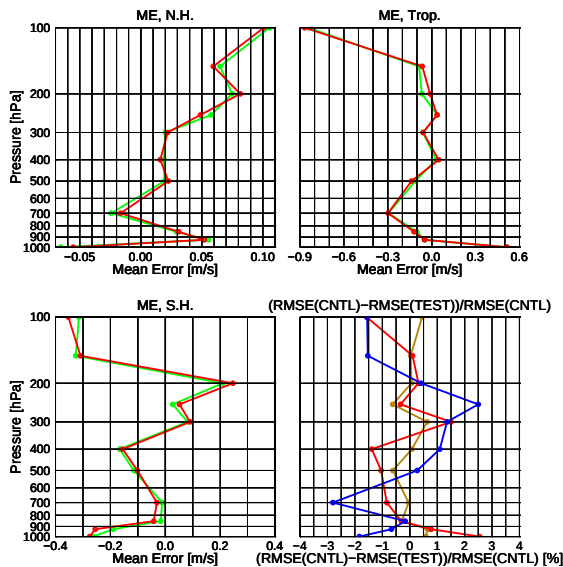


図 4.6.6 ソンデ観測を真値とした場合の TEST と CNTL の東西風の平均誤差および RMSE 改善率のプロファイル。左上図、右上図および左下図はそれぞれ北半球、熱帯および南半球の平均誤差を表し、赤線が TEST、緑線が CNTL を示す。右下図は RMSE 改善率を表し、茶線、赤線、青線はそれぞれ北半球、熱帯、南半球を示す。値が正であれば改善、負であれば改悪を表す。

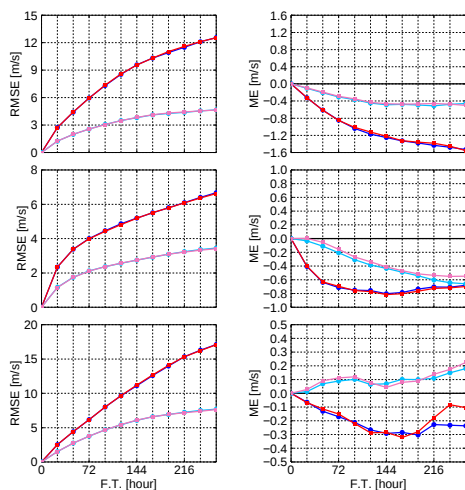


図 4.6.7 それぞれの解析値を真値とした場合の TEST と CNTL の各領域毎の風速の予測スコア。上段、中段および下段はそれぞれ北半球、熱帯および南半球、左列は RMSE、右列は ME を表す。赤線、青線、桃線および水色線はそれぞれ TEST の 250 hPa 面の風速、CNTL の 250 hPa 面の風速、TEST の 850 hPa 面の風速および CNTL の 850 hPa 面の風速を表す。

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。

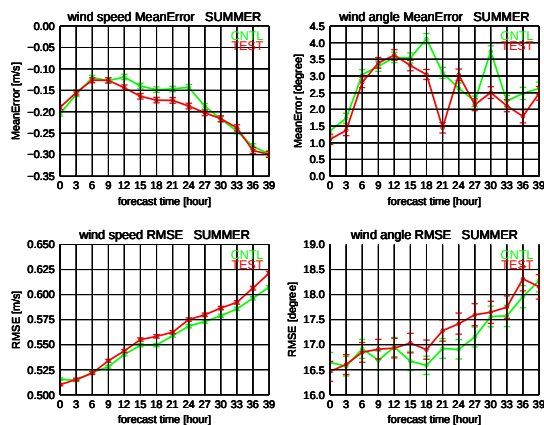


図 4.6.8 船およびブイ観測を真値とした場合の夏実験における風向・風速の予測スコアである。左列が風速、右列が風向、上段が ME、下段が RMSE である。緑線が CNTL、赤線が TEST を表す。風向は時計回りを正とした。エラーバーは誤差がガウス分布に従うと仮定した場合の信頼度 95 %の信頼区間を表す。

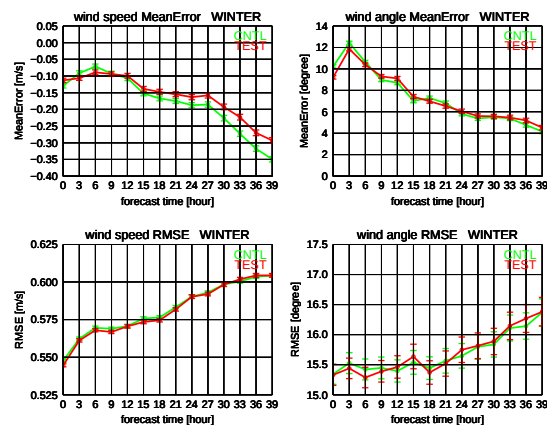


図 4.6.9 船およびブイ観測を真値とした場合の冬実験における風向・風速の予測スコアである。左列が風速、右列が風向、上段が ME、下段が RMSE である。緑線が CNTL、赤線が TEST を表す。風向は時計回りを正とした。エラーバーは誤差がガウス分布に従うと仮定した場合の信頼度 95 %の信頼区間を表す。

(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。その他、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、強雨域では空振りや的中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）。

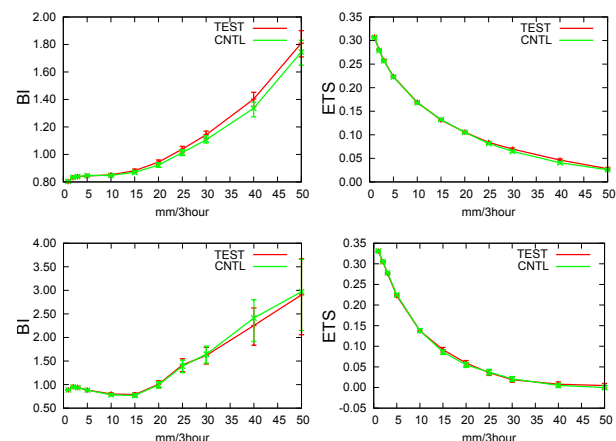


図 4.6.10 格子間隔 20 km に平均化した解析雨量の 3 時間積算値を真値とした場合の予測スコアである。上段が夏実験、下段が冬実験、左列がバイアスコア、右列がエクイタブルスコアである。緑線が CNTL、赤線が TEST を表す。エラーバーは誤差がガウス分布に従うと仮定した場合の信頼度 95 %の信頼区間を表す。

(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 % を中心に分布しており、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。

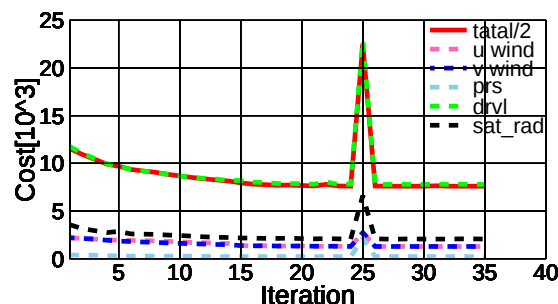


図 4.6.11 最小値探索の過程で評価関数の急激な増加が発生した事例（2013 年 8 月 23 日 12UTC 解析）における繰り返し数と評価関数の値および各観測データによる寄与の推移。横軸は繰り返し計算回数、縦軸は評価関数の値を表す。観測データからの寄与は急激な増加が見られたもののみを抽出した。点線は各観測データによる評価関数への寄与を表し、桃色、青、水色、緑および黒の線はそれぞれ散乱計や他の直接観測データの東西風、散乱計や他の直接観測データの南北風、地上気圧、ドップラーレーダーによる風および衛星観測による輝度温度データである。赤実線はトータルの評価関数の値で、スケールの調節のため 2 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

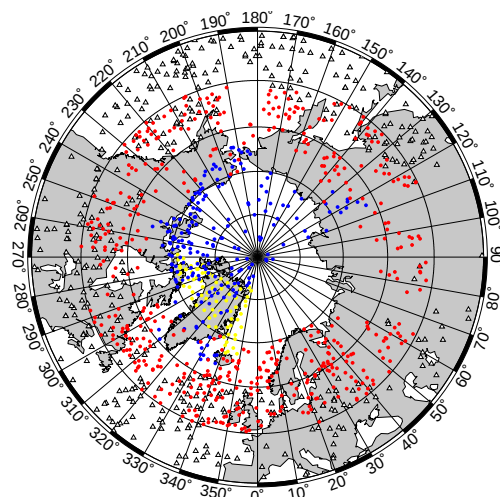


図 4.7.1 全球解析で利用された北極域の AMV の分布図 (2012 年 9 月 4 日 00UTC)。静止気象衛星から算出された AMV (三角形)、MODIS-AMV (黄丸)、AVHRR-AMV (青丸: 60°N 以北) と LEOGEO-AMV (赤丸: 50°N 以北) を示す。緯度は図の中心を 90°N として、90°N～40°N の範囲について、10° 毎に等緯度線を引いている。すべての高度の AMV について描いているため、各 AMV 同士で重なっている点が見られる。概ね同一高度面では、間引き処理が行われるため AMV 同士が重なり合うことはない。

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° 以北 (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。

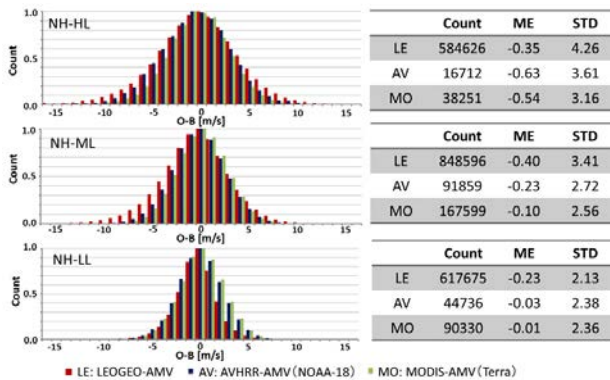


図 4.7.2 2011 年 9 月における 50°N 以北 (NH) の LEOGEO-AMV (赤色棒) AVHRR-AMV (青色棒) および MODIS-AMV (緑色棒) の風速 D 値統計結果およびヒストグラム。上段が 400 hPa より上層 (HL)、中段が 400 ~ 700 hPa (ML)、下段が 700 hPa より下層 (LL) である。縦軸は相対度数で各 AMV データ数の最大値で規格化した値、横軸は風速 D 値 (観測値と第一推定値の差)。ME は D 値平均 [m/s]、STD は D 値標準偏差 [m/s] を示している。

(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 まです 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 $((\text{CNTL}-\text{TEST})/\text{CNTL})$ 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 時間予測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)・南半球で予測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、熱帯での予測初期からの改善は、山下 (2011) とは異なっている。

そこで、熱帯の予測初期からの 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始まるのは山下 (2011) の調査結果から判断して、早くても 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。予測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、予測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、これも予測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

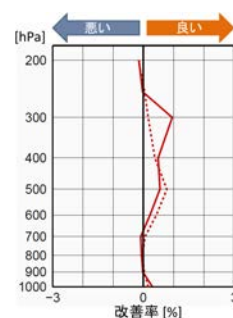


図 4.7.3 夏実験の場合の航空機観測に対する風速 (東西成分) の RMSE の改善率。解析値の改善率を赤破線、第一推定値の改善率を赤実線で示した。改善率の正の値が大きいほど解析値や第一推定値が観測と整合している。

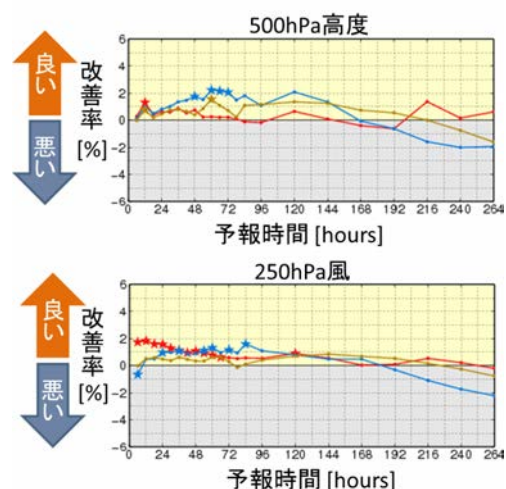


図 4.7.4 夏実験の各予報時間の RMSE 改善率。初期値を真値と仮定した場合の RMSE で見た 500 hPa 高度予報 (上) 及び 250 hPa 風ベクトル予報 (下) の改善率を示す。横軸は 11 日までの予報時間で、縦軸は改善率。色で北半球 (茶線)・熱帯 (赤線)・南半球 (青線) の各領域を示す。有意水準 2.5 % で片側検定を行い、TEST と CNTL の予報精度の差が有意と確かめられた場合に印を付加した。

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。

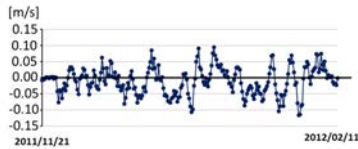


図 4.7.5 2011 年 11 月 21 日から 2012 年 2 月 11 日までの LEOGEO-AMV 排除実験の MTSAT-AMV による熱帯の風速 D 値 STD の 5 解析移動平均差 (LEOGEO-AMV ありと LEOGEO-AMV なしの差) [m/s] の時系列。負の値が大きいほど LEOGEO-AMV ありの風速 D 値 STD が小さい。

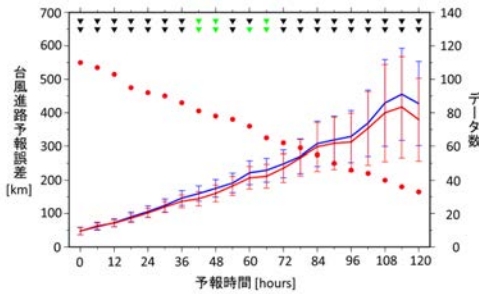


図 4.7.6 夏実験期間中の 2012 年台風第 5 号から第 21 号までを対象にした平均台風進路予報誤差。横軸は予報時間、左縦軸は台風進路予報誤差 [km]、右縦軸はサンプル数である。赤線が TEST、青線が CNTL、赤点がサンプル数を表す。エラーバーは 95 %信頼区間を示し、改善が有意と確かめられた場合にグラフ上方の三角形を緑色にした (上段の三角形はデータ系列の相関を考慮した場合、下段の三角形は相関を考慮しない場合)。

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

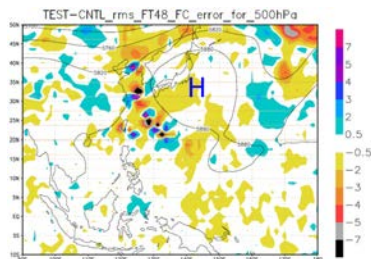


図 4.7.7 台風第 14 号に関わる 2012 年 8 月 18 ~ 30 日までの 48 時間予報における 500 hPa 高度場の RMSE 差 (TEST と CNTL の差) 等高度線は CNTL のこの期間平均の高度場を 60 m 毎に引いている。塗りつぶしの単位は [m] で負の値が大きい (暖色系) ほど TEST の方がよい。H は 500 hPa 高度場が高いことを示し、地上の太平洋高気圧に対応している。台風第 14 号は沖縄の南で発生し、東シナ海を北上した。その台風の経路に沿って塗りつぶしのコントラストが大きくなっている。

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。

MTSAT -1R		HL	ML	LL
	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 を使用するための 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。

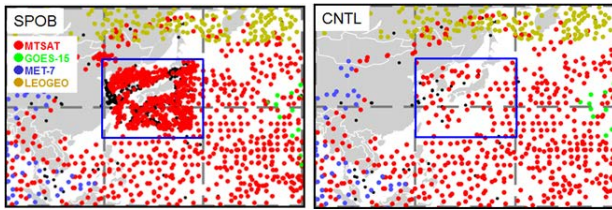


図 4.7.8 2013 年 10 月 6 日 12UTC 解析時の日本とその周辺における 2 つの OSE に用いた RS-AMV と現 AMV のデータ分布図。青枠は、 20°N - 45°N , 120°E - 150°E で概ね RS-AMV 算出範囲である。赤点は MTSAT-2 の AMV および MTSAT-1R の RS-AMV、緑点は GOES-15 の AMV、青点は METEOSAT-7 の AMV および黄点は LEOGEO-AMV である。日本付近の黒点は解析に利用されなかったデータである。左図は SPOB による分布図で青枠内の解析に利用されたデータ数は 441、右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

● 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、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

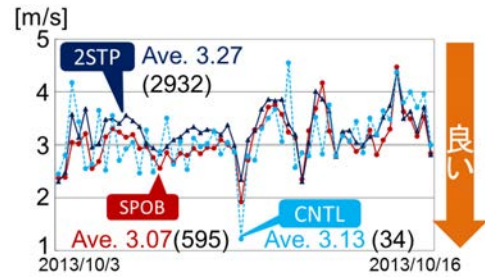


図 4.7.9 2013 年 10 月 3 日 ~ 10 月 16 日までの図 4.7.8 の青枠内における 400 hPa より上層の RS-AMV と現 AMV による 3 つの OSE の風速 D 値 STD 時系列図。各 OSE 名の近傍の「Ave.」の横の数字は、各 OSE の風速 D 値 STD の各解析時刻毎の平均値を示し、カッコ内の数字は 1 解析あたりの平均サンプル数を示す。

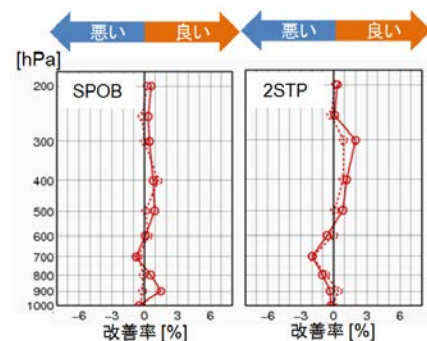


図 4.7.10 2 つの OSE における北半球の航空機観測に対する風速 (南北成分) RMSE の CNTL 実験に対する改善率。凡例は図 4.7.3 に同じ。

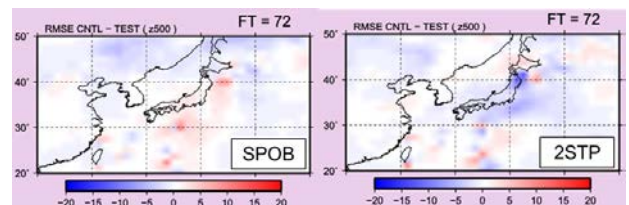


図 4.7.11 日本付近の 2 つの OSE における 500 hPa 高度場の 72 時間予報における CNTL との対解析 RMSE 差の期間平均。赤色 (数値が大きい) ほど CNTL に比べて各 OSE の RMSE が小さい。

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

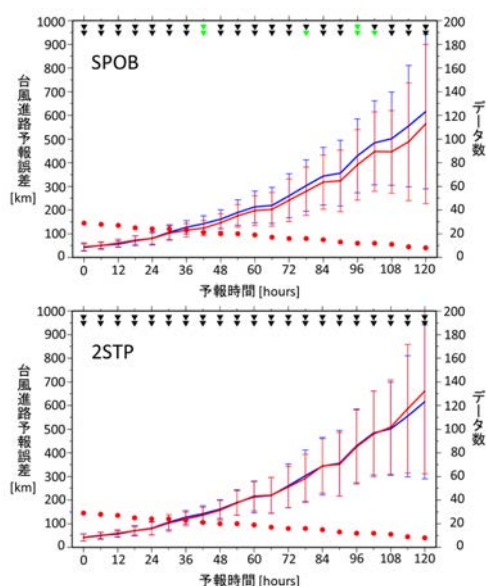


図 4.7.12 実験期間中の 2013 年台風第 22 号から第 27 号までを対象にした平均台風進路予報誤差。赤線は上段が SPOB、下段は 2STP。青線は CNTL。その他の凡例は図 4.7.6 に同じ。

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あり、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_YAMASHITA.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_YAMASHITA.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_YAMASHITA.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詞である。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。

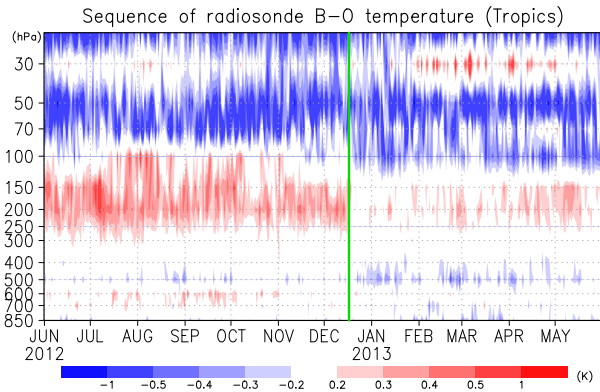


図 4.8.1 全球サイクル解析におけるラジオゾンデの気温の第一推定値と観測値の差 (B-O: Background-Observation) の熱帯域 (20°S-20°N) における平均時系列。緑線は屈折率データの利用手法の改良が導入された 2012 年 12 月 18 日を示す。

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
2014年1月1日

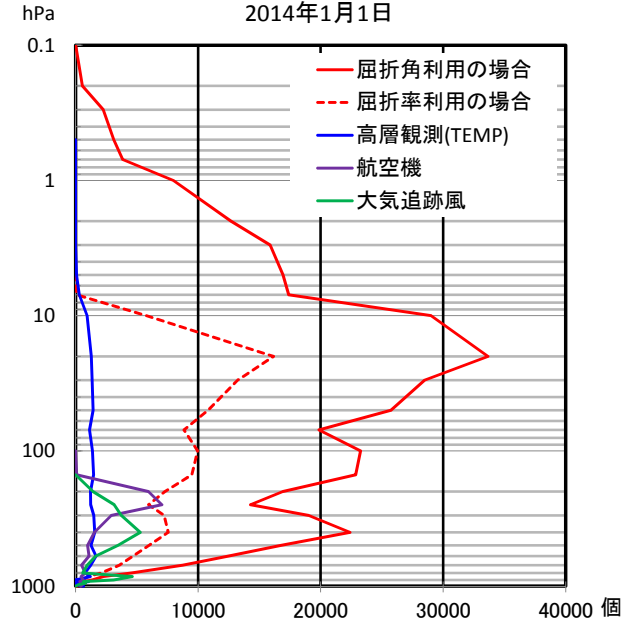


図 4.8.2 全球サイクル解析で利用された 1 日あたりのデータ数を指定気圧面毎に合計したグラフ。2014 年 3 月 18 日以降の現業システムに相当する環境での実験結果を使用し、屈折角を赤線で、屈折角に移行する以前の屈折率を利用した場合について赤の点線で示した。参考のため高層観測 (TEMP)、航空機観測、大気追跡風についても示した。

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数はおよそ 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、大気水平方向に一様であると仮定した一次元屈折角演算子 (Healy and Thépaut 2006) と、水平方向の大気非一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

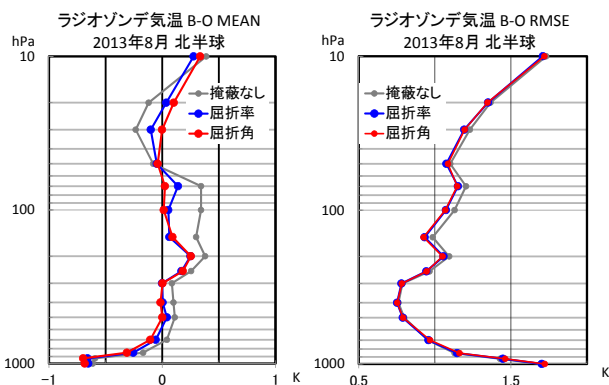


図 4.8.3 全球サイクル解析における、ラジオゾンデの気温の第一推定値と観測値の差 (B-O: Background-Observation) の統計。対象領域は北半球 (20°N-90°N) であり、統計期間は 2013 年 8 月を対象とした 1 か月。左図に平均、右図に RMSE を示し、赤は屈折角データ利用 (現業システムに相当)、青は屈折率データ利用 (2014 年 3 月 18 日より前のデータ利用法の場合)、灰は GNSS 掩蔽観測データを全く利用しなかった場合の結果を示す。

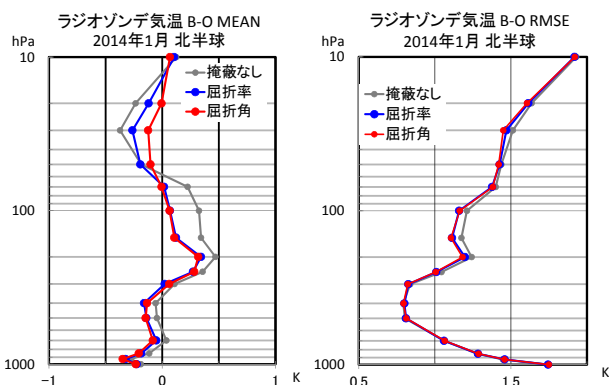


図 4.8.4 図 4.8.3 と同じ。ただし統計期間は 2014 年 1 月。

システムを基準とした、1 月のサイクル実験を実施して評価した。基準の実験を「屈折角」、GNSS 掩蔽観測データの利用手法を以前の現業システムのものに戻した実験を「屈折率」、GNSS 掩蔽観測データを利用しない実験を「掩蔽なし」とし、それぞれラジオゾンデの気温の第一推定値と観測値の差の統計をとり、気温の第一推定値の比較を行った。

図 4.8.3 と図 4.8.4 は、それぞれ 2013 年 8 月と 2014 年 1 月を対象としたサイクル実験の、北半球域の結果である。「掩蔽なし」で見られる 100 hPa 付近と 30 hPa 付近の第一推定値のバイアスが、GNSS 掩蔽観測データ、特に屈折角の利用により軽減していることがわかる。熱帯域、南半球域を対象とした結果についても同様であった。

図 4.8.5 は、Metop-B 衛星搭載の AMSU-A のチャンネル 13 の観測値（バイアス補正前）と第一推定値の差（O-B: Observation-Background）の全球平均について、実験開始から 1 か月間の変化を示した図である。AMSU-A のチャンネル 13 は 5 hPa 付近の高度に感度のピークを持つため、観測値には 5 hPa 付近の気温の

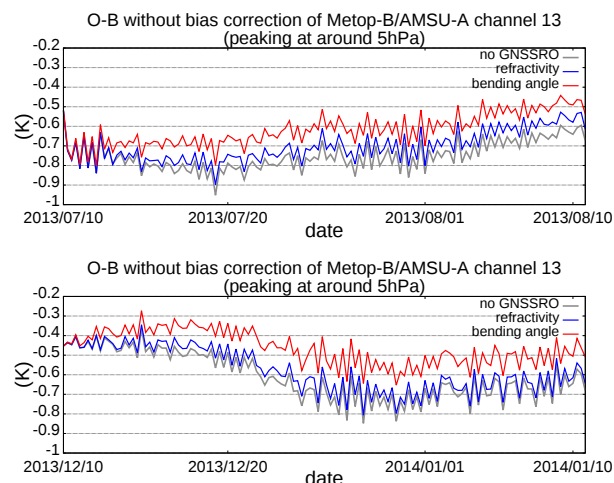


図 4.8.5 Metop-B 衛星搭載の AMSU-A のチャンネル 13 の観測値（バイアス補正前）と第一推定値の差（O-B: Observation-Background）の全球平均について、全球サイクル解析の実験開始時から 1 か月間の時系列を示した図。上図が 2013 年 7 月 10 日開始、下図が 2013 年 12 月 10 日開始の実験であり、赤は屈折角データ利用（現業システムに相当）、青は屈折率データ利用（2014 年 3 月 18 日より前のデータ利用法の場合）、灰は GNSS 掩蔽観測データを全く利用しなかった場合を示す。

情報が多く反映されているといえる。「屈折角」は「掩蔽なし」や「屈折率」より O-B が小さく推移しているが、これは高度 30 km 以上の屈折角データを利用したことにより、今まで GNSS 掩蔽観測データが利用されていなかった高高度の第一推定値が改善したためと考えられる。

4.8.4 まとめと今後の課題

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開発として、屈折率データの利用手法の改良と、屈折角データの利用への移行について報告した。本稿執筆の時点では、既に前者は現業利用をされていないが、バイアス補正の廃止については、屈折角データの利用へ移行する前に解決しておかなければならない重要な課題であった。

2014 年 11 月時点では、当庁も含め、屈折角を利用しているセンターはすべて一次元屈折角演算子を用いているが、ECMWF は早くから二次元屈折角演算子の導入に向けた開発を進めており、他よりかなり先行している感がある。二次元屈折角演算子は水平方向の大気の非一様性を考慮するため、入力として複数の鉛直プロファイルの情報を必要とする。このため計算負荷が非常に高いものの、特に測位衛星からの電波経路が長い対流圏で、一次元屈折角演算子より高い計算精度を持つと期待される。Healy (2008) は、一次元から二次元屈折角演算子に変更することにより、対流圏下層の屈折角の O-B の標準偏差が 8% 減少したと報告している。当庁でも、将来的には二次元屈折角演算子の導入に向けた開発を検討する必要があるだろう。

また、GNSS 掩蔽観測データの現業利用は、現在は

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

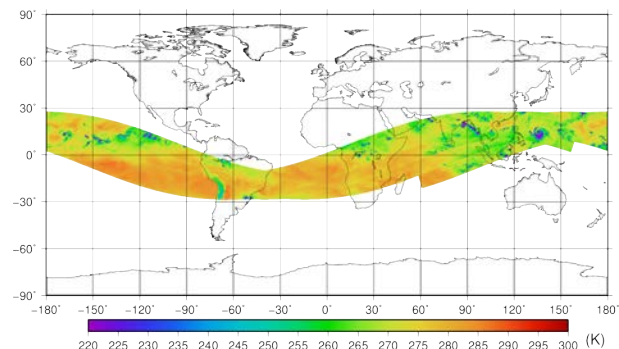


図 4.9.1 マイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR のデータ分布例。2014 年 8 月 2 日 00UTC の前後 3 時間の観測データ。カラーは チャンネル 5 (183.31 ± 6.8 GHz) の観測輝度温度の値を示す。

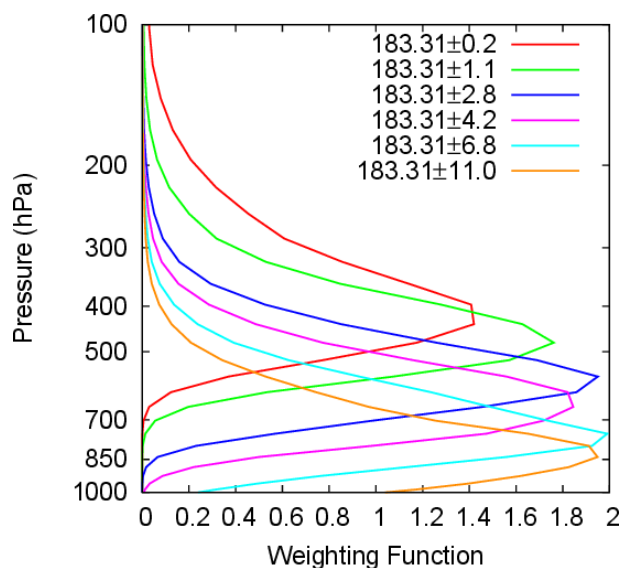


図 4.9.2 マイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR の標準大気に対する荷重関数。縦軸は気圧 (hPa)。線の色の違いはチャンネルの違いを表す。凡例の単位は、GHz。

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

¹ 計盛 正博

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

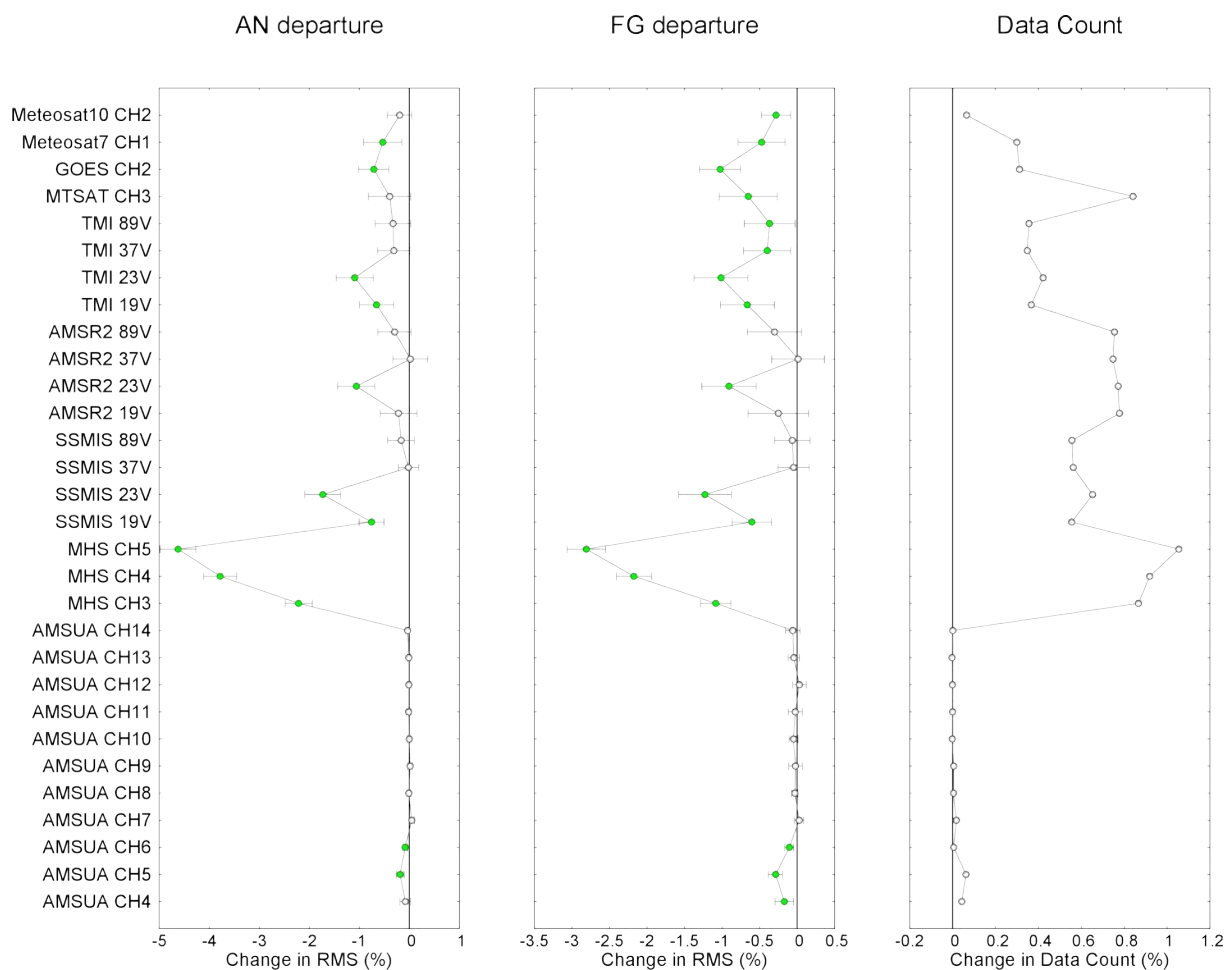


図 4.9.3 SAPHIR データを同化した場合 (TEST) の他の輝度温度データの AN departure(左図), FG departure(中図) の RMS の CNTL に対する変化率とデータ利用数 (右図) の変化率。図中の誤差幅は 95%信頼区間を示し、統計的に有意な改善は緑色、悪化は赤色、中立は白色で示す。なお、本検証においては、統計的に有意な悪化は見られなかった。横軸は、左図と中図では RMS の変化率 (%), 右図ではデータ数の CNTL に対する変化率 (%) を示す。縦軸は、同化された衛星輝度温度データとチャンネル番号。北緯 20 度 ~ 南緯 20 度の熱帯域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

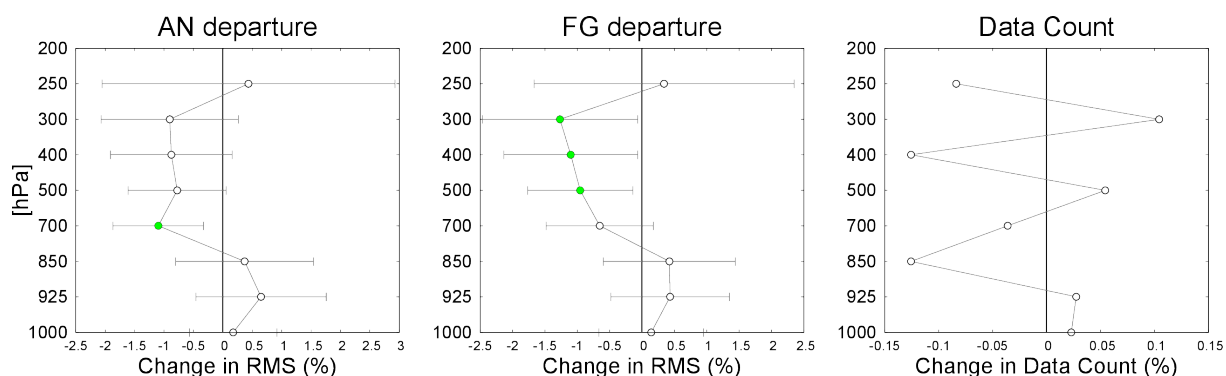


図 4.9.4 SAPHIR データを同化した場合 (TEST) のラジオゾンデデータ (相対湿度) の AN departure(左図), FG departure(中図) の RMS の CNTL に対する変化率とデータ利用数 (右図) の変化率。図中の誤差幅は 95%信頼区間を示し、統計的に有意な改善は緑色、悪化は赤色、中立は白色で示す。なお、本検証においては、統計的に有意な悪化は見られなかった。横軸は、左図と中図では RMS の変化率 (%), 右図ではデータ数の CNTL に対する変化率 (%) を示す。縦軸は、気圧レベル (hPa)。北緯 20 度 ~ 南緯 20 度の熱帯域につい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

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**.

第5章 トピックス

5.1 WMO 第5回観測システムの数値予報へのインパクトワークショップ¹

5.1.1 はじめに

「観測システムの数値予報へのインパクトワークショップ (WS-IVOS: workshop on the impact of various observing systems on numerical weather prediction)」は、世界各国の数値予報 (NWP) センターや研究機関等が実施する「各種観測システムが NWP システム(以下単に NWP と書く)に与える影響調査」の知見を集成するためのワークショップであり、世界気象機関 (WMO) の主催で、4 年に 1 回の頻度で開催されている。第 1 回は 1997 年に開催され (Pailleux 1997)、それ以降は、2000 年 (Pailleux and Böttger 2000)、2004 年 (Böttger et al. 2004)、2008 年 (Pailleux et al. 2008) にそれぞれ開催された。これらの会合では、全球及び領域 NWP を用いたさまざまな観測システム実験 (OSE)²、観測システムシミュレーション実験 (OSSE)³ 及び観測感度解析⁴ 等の結果が紹介された。この WS-IVOS で得られる知見は、NWP にとって望ましい今後の観測のあり方を検討する上で極めて有益な情報をもたらすものであり、WMO における全球観測システムの再構築や WMO 統合全球観測システム (WIGOS) 検討のための、重要な情報源となってきた。

最新の会合である第 5 回 WS-IVOS(WS-IVOS-5) は、2012 年 5 月に米国アリゾナ州セドナ市で開催された。会合に先立ち、WS-IVOS-5 の科学組織委員会から推奨研究課題(表 5.1.1) が提示された。これらの課題は WMO の今後の勧告策定等で重要とされているものである。同会合には、世界各国の気象機関や研究機関など、13 カ国 30 機関から 59 名が参加し、講演と討議からなる 3 つのセッション(全球予報インパクト研究、領域予報インパクト研究、特定研究)が行われ、さらに全体討議が行われた。

本節では、WS-IVOS-5 で注目された話題や、討議等を通してとりまとめられた報告の抜粋を示す。まず特に重要な話題である欧州の高層観測再配置検討について第 5.1.2 項で示し、次に観測感度解析に関する話題について第 5.1.3 項で示す。その後、会合でまとめられた話題のうち推奨研究課題に関係するものを抜粋して第 5.1.4 項で示し、最後に次回会合に関する検討状況を第 5.1.5 項で示す。

¹ 佐藤 芳昭

² ある既存の観測を追加(排除)するなどして解析予報実験を実施し、その観測が NWP にどのような効果をもたらす(もたらしている)かを評価する手法

³ シミュレーションにより作成された仮想観測を追加するなどして解析予報実験を実施し、その仮想観測が NWP にどのような効果をもたらすかを評価する手法

⁴ アジョイントモデルやアンサンブル予報等を用いて、個々の観測がどの程度 NWP の精度改善に寄与しているかを定量的に推定する手法

なお、WS-IVOS-5 の最終報告は Andersson and Sato (2012) にまとめられているので、詳細についてはそちらを参照願いたい。

5.1.2 欧州高層観測再配置調査

欧州では、29 の国家気象機関で欧州気象サービスネットワーク (EUMETNET⁵) を構成している。EUMETNET は、観測や予報、研究や訓練などにおけるメンバー間の協力活動を推進する枠組みであり、観測に関しては EUMETNET 複合観測システム (EUCOS) がこれを担当している。

EUCOS は、欧州における最適な観測ネットワークを構築するための調査活動を行っており、その一環として高層観測の再配置調査を実施した。これは、航空機観測の拡大や NWP の進歩により高層観測の効率化が可能と考えられているためである。この事情は欧州だけにとどまるものではないため、本調査の結果は、世界の気象機関の重要な関心事項となっている。

この調査において EUCOS は、6 つの高層観測削減シナリオ(表 5.1.2)を提示し、これに基づき欧州中期予報センター (ECMWF) が全球 NWP で、ハンガリー気象局が領域 NWP で、それぞれ OSE を実施した。本調査における特に重要な情報として、2 通りの 100km 間隔ラジオゾンデ間引き実験 (Sc3a,3b) の結果があげられる。全球 NWP ではどちらの実験も(全球スケールの評価指標で)予報改悪がほとんど見られなかった。一方領域 NWP では、00UTC で間引きを行わない実験 (Sc3b) では予報改悪が見られなかったが、全ての時間で間引きを行う実験 (Sc3a) では予報改悪が見られた。この原因として、航空機による観測の時間分布が考えられる。欧州では 00UTC が深夜であり航空機の離着陸がほとんどないことから、航空機による大気鉛直プロファイル観測データが得られず、結果としてラジオゾンデ観測が重要となる一方、他の時間帯は航空機観測データが得られることから、ラジオゾンデ観測の重要性が相対的に低くなると考えられるのである。また報告では、ラジオゾンデ観測の間引きにより下層水蒸気解析に負のインパクトが見られること、航空機による気温観測にはバイアスがあることなども述べられた。この結果を受け、EUCOS 科学諮問委員会は以下の勧告を出した。

- 航空機観測により 3 時間毎に大気鉛直プロファイルが得られる空港とラジオゾンデ観測の重複は避けるべきであり、Sc3b 実験で用いた観測配置が推奨される。
- 下層水蒸気解析精度の悪化は望ましくない。下層水蒸気観測を強化すべきである。
- より一様な観測を目指した、さらなる研究の実施が推奨される。

この勧告を受け、EUCOS では以下のアクションを、

⁵ <http://www.eumetnet.eu/>

表 5.1.1 WS-IVOS-5 の推奨研究課題。説明の後の括弧内の記号は WS-IVOS-5 における成果の状況を示し、○：十分成果があったとされた課題、△：ある程度成果があったとされた課題、×：成果がなかったとされた課題、をそれぞれ示す。

	省略名	名称	科学的課題
地上ベース観測	S1MarinePS	海上気圧観測	衛星高密度海上風観測がある中で、どの程度の密度の海上気圧観測が必要か。実験提案：(a) 北大西洋における間引き実験、(b) 南半球における OSSE (○)
	S2Strat	成層圏のゾンデ観測	現在の衛星観測がある中、どの程度ゾンデ観測が必要か。特に熱帯域ではどうか (○)
	S3AMDAR	航空機観測の観測範囲	現在の AMDAR 等の航空機観測の、同化のインパクトはどのようなものか。ネットワーク拡大における優先課題は何か (○)
	S4ASAP	海上ゾンデ観測の観測範囲	現在の自動海上ゾンデ観測 (ASAP) の同化のインパクトはどのようなものか。限られた資源における最適な配置はどのようなものか (○)
	S5Radar	レーダー観測	現在のレーダー観測 (動径風や反射強度) のインパクトは何か (○)
宇宙ベース観測	S6RO	掩蔽観測の飽和	掩蔽観測衛星は、どの程度の観測プロファイル数があれば、情報飽和 (これ以上データの情報が入らず、予報精度向上が望めない) となるか (○)
	S7SatLand	陸域放射輝度観測	陸上における新たな放射輝度同化開発のインパクトはどのようなものか (○)
	S8Sounders	複数衛星のサウンダデータ利用	利用可能な補間軌道の衛星搭載サウンダの複数利用により得られる利点は何か。たとえば複数の、マイクロ波気温サウンダや、ハイパースペクトル赤外気温・水蒸気サウンダの同時利用はどうか (○)
	S9AMVs	大気追跡風	現在の大気追跡風の同化のインパクトはどのようなものか (○)
一般	S10Thinning	データ密度と間引き	様々な観測の密度や間引き方法により得られるインパクトや恩恵は何か (○)
	S11PBL	領域高解像度 NWP のための境界層の観測	領域高解像度 NWP のための境界層 (PBL) の観測の改善すべき注目点は何か。どのような観測でどのような時間空間解像度か (○)
	S12UA	ゾンデ観測インパクト調査	欧州で行われたような高層観測最適化研究は他の地域で可能か (×)
	S13AdjEns	(観測感度解析の) 領域 NWP への応用とアジョイント、アンサンブル手法	全球大気エネルギーよりも適切な評価指標が存在する可能性がある熱帯やメソスケールでの、アジョイント及びアンサンブル手法観測インパクト解析によって得られる知見は何か (○)
	S14ExtRange	延長予報における観測のインパクト	延長予報 (7~14 日) のために特に重要な観測は何か (×)
	S15Targeting	機動的観測	注目した現象に対して特別観測を行う各種機動的観測実験が、観測システムデザインについて示すものは何か (○)
	S16aAMMA, S16bIPY	AMMA と IPY の残したもの	アフリカモンスーン学際的分析 (AMMA) や国際極年 (IPY) での特別観測の継続運用要素により、どのような効果や恩恵が期待されるか (○)

欧州の気象機関に提示した。

- ラジオゾンデと航空機による複合観測として、90 のラジオゾンデ地点と 60 の空港を設定する。このうち、空港近傍の 12UTC のラジオゾンデ観測の必要性を検討すること。
- 鉛直プロファイル観測間の水平距離が 100km を超える場合に、その空白を埋めること。
- 高密度下層水蒸気鉛直プロファイル観測の実施に向けた活動をする。

なお、会合中の議論において、航空機観測が有用であることは間違いがないが、その運行は気象状況等⁶や人間活動⁷などに大きく影響されるので、航空機観測

だけに頼ることにならないように注意が必要であるとのコメントがあった。

5.1.3 観測感度解析

観測感度解析は、観測が NWP に対して与える影響を定量的に解析する手法であり、代表的な指標として、アジョイントモデルを用いて観測が NWP による予測に与える影響を見積もる FSO (Langland and Baker 2004) や、観測が客観解析に与える影響を見積もる DFS (Cardinali et al. 2004) などがある。前回の会合 (WS-IVOS-4, Pailleux et al. 2008) では全球 NWP を用いた研究結果が多く紹介されたが、WS-IVOS-5 では領域 NWP を用いた研究結果も多数紹介された。これらの指標は各種観測の NWP に対する重要性を客観的に測る重要な指標であり、観測当局にとっても観測の意義を示すのに重要であることから、その継続的な調査が求められている。

⁶ 2010 年のアイスランドの火山噴火により欧州の航空機運行が制限され、データが大幅に減少したことが記憶に新しい
⁷ たとえば欧州ではクリスマスや元日に航空機の運行が大幅に減少することが会合で示された

表 5.1.2 EUCOS 高層観測再配置計画で EUCOS が提示した実験シナリオ。ただしここで間引きされる観測データは欧州域の観測データに限られる。

実験名	内容
Sc1	ベースライン実験（全球気候観測システム高層観測ネットワーク (GUAN) に登録されたラジオゾンデのみを利用）
Sc2	コントロール実験（現在の利用可能なデータをすべて利用）
Sc3a	ラジオゾンデデータ水平 100km 間隔間引き実験
Sc3b	ラジオゾンデデータ水平 100km 間隔間引き実験、ただし 00UTC では間引きを行わない
Sc4	ラジオゾンデ・航空機データ水平 250km 間隔間引き実験
Sc5	ラジオゾンデ・航空機データ水平 500km 間隔間引き実験

このような要請から、米国の WRF モデル用データ同化システム⁸ 向けには、FSO を求めるパッケージが開発されており、これを用いた調査研究を容易に実施できるようになっていることが紹介された。

また、WS-IVOS-5 では、各国の観測感度解析調査の結果をとりまとめた。それによれば、2012 年現在全球 NWP の予測精度向上に特に寄与している重要な観測はマイクロ波気温サウンダ AMSU-A、ハイパースペクトル赤外サウンダ AIRS / IASI、ラジオゾンデ観測、航空機観測、及び大気追跡風 (AMV) であり、さらに GNSS 掩蔽観測も重要な観測であるということである。一方、領域 NWP では地理的な条件等によって重要な観測が異なるとされた。

なお、DFS や FSO などの指標は、ある期間の平均値で評価されることが多いが、必ずしも平均値で評価されるべきでないとの意見がある。これは、観測感度は気象条件に依存するので、台風などの社会的影響の大きい現象の予測に重要な観測が、通常の大気現象の予測に重要な観測に埋没してしまう可能性があるためである。適切な評価のためには、社会的影響の大きい現象を条件付きサンプリングなどで抽出して調査する、もしくはそのような現象を適切に評価する指標を用いるなどの工夫が必要と参加者間で議論が行われた。

また観測感度解析は、全ての観測が存在する状態で個別の観測の影響を、線形を仮定して評価した結果である。このため悪影響を与えるとされる観測の排除を行っても、非線形の効果等もあり想定と異なる結果となる可能性もある。データ排除等のためには観測感度解析だけでなく OSE/OSSE も実施するなど、非線形の効果も取り入れた総合的な評価が必要とされた。

5.1.4 議論のまとめ

会合では各セッションや全体で討議が行われ、会合のとりまとめが行われた。そこでまとめられた内容のうち、推奨研究課題に関連する事項を以下に示す。

(1) 海上気圧観測

観測感度解析による調査によれば、個々の観測当りで比較すると浮遊ブイの海上気圧観測データの影響が

非常に大きいこと、また OSE では、その影響が中緯度帯において対流圏全体に及んでいることが示された。

(2) 成層圏のゾンデ観測

成層圏のラジオゾンデ観測は、特に熱帯の風の予測精度に重要であることが ECMWF により示された。この理由として、中緯度と異なり低緯度では気温構造が必ずしも風の場に反映されないことから、気温に感度のある観測（輝度温度や GNSS 掩蔽観測など）が風の代替観測として機能しないことが考えられる。

(3) 航空機観測の観測範囲

AMDAR 等の航空機観測は費用対効果が非常に大きな観測であることがさまざまな NWP センターによって示された。特にアフリカのラジオゾンデ観測縮小に対する代替手段となりうると考えられる。一方で、航空機の運行は気象条件や人間活動等に依存するため必要な時に観測データが得られない可能性があり、注意が必要とされた。

(4) 海上ゾンデ観測の観測範囲

自動海上ゾンデ観測 (ASAP) が短時間予報に顕著な正のインパクトをもたらすことが ECMWF により示された。また英国気象局による観測感度解析でその重要性が示された一方で、実際の運用の少なさ（1 日 10~20 程度）が指摘され、観測数拡大が求められた。

(5) レーダー観測

WS-IVOS-4 のときに比べて多くの動径風や反射強度データ利用の話題があり、利用が進展していることが示された。今後、近隣諸国間でのレーダーや地上 GNSS 観測などを含む地上リモートセンシングデータの交換を、全世界的に推進する必要があることが確認された。

(6) 掩蔽観測の飽和

ECMWF が GNSS 掩蔽観測の情報飽和について調査した。それによれば必ずしも情報飽和に達するデータ量は定かではないが、少なくとも 8,000 プロファイル/日では、情報飽和に達していないとのことである。

(7) 陸域放射輝度観測

陸域におけるマイクロ波や赤外の射出率モデルの改良が進展し、その結果として陸域での輝度温度データ

⁸ <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/wrfda/>

利用が進展した。特にラジオゾンデ観測の少ない熱帯の水蒸気解析にその効果が見られた。一方、雪氷域や海氷域では射出率モデルの改良にはまだ課題があり、これらの地域での同データ利用に拡大の余地があるとされた。

(8) 複数衛星のサウンダデータ利用

観測感度解析で AMSU-A の重要性が非常に大きいことが示された。AMSU-A が複数衛星に搭載されていることにより、従前より強靱な観測システムがあるといえるものの、運用中の衛星の寿命や後継衛星計画が策定されていないことなどにより、その強靱性が損なわれることが懸念されている。

(9) 大気追跡風

AMV データの有用性については様々な NWP センターの観測感度解析や OSE などでも示された。国際風作業部会 (IWWG) は、気象庁を含む各国の NWP センターに多様な調査課題を示し、その結果をとりまとめて報告した。

(10) データ密度と間引き

間引きについては、第 5.1.2 項で示した高層観測間引き実験結果のほか、浮遊ブイの間引き実験の結果などが示され、一定の観測密度があれば現状の NWP の予測精度が維持されることが示された。ただし、全球 NWP と領域 NWP で求められる観測密度は異なっていることに注意が必要とのことである。

(11) 領域高解像度 NWP のための境界層の観測

レーダーや地上観測の活用など、境界層に関する話題はあったものの、明示的に境界層観測に注目した話題はなかった。

(12) ゾンデ観測インパクト調査

オーストラリアで EUCOS の実験 (第 5.1.2 項) と同様の実験が行われ、その結果が紹介されたものの、課題設定が欧州と同一であり、地方時の違いなどが考慮されていなかったことから不十分とされた。

(13) (観測感度解析の) 領域 NWP への応用とアジョイント、アンサンブル手法

第 5.1.3 項で示したとおり。

(14) 延長予報における観測のインパクト

延長予報に対する観測のインパクトを検証した研究は報告されなかった。

(15) 機動的観測

機動的観測の研究については以前に比べて大きな進捗があり、その活動が WMO 世界天気研究計画 (WWRP) の報告書にまとめられた (Majumdar 2011)。現在も様々な関連研究が行われており、基本的に台風進路予測に機動的観測は効果的との議論があった。

(16) AMMA と IPY の残したもの

アフリカモンスーン学際的分析 (AMMA) によりアフリカ西部に配置されたラジオゾンデ観測データの同化により改善された場合は 2-3 日で欧州地域まで広がり、予測に正のインパクトがあることがフランス気象局に

より示された。なお、国際極年 (IPY) に整備された観測についての言及はなかった。

5.1.5 次回会合

次回会合 (WS-IVOS-6) については 2015 年 1 月現在、2016 年春季に中国で開催することが検討されている。WS-IVOS-5 同様、事前に推奨研究課題が提示される計画であり、これについては前年 (2015 年) 中に決定、アナウンスされる予定である。

参考文献

- Andersson, E. and Y. Sato, (Eds.) , 2012: *Final report of the fifth WMO workshop on the impact of various observing systems on numerical weather prediction*. WIGOS Technical Report 2012-1, WMO, 25 pp., URL http://www.wmo.int/pages/prog/www/OSY/Meetings/NWP5_Sedona2012/Final_Report.pdf.
- Böttger, H., P. Menzel, and J. Pailleux, (Eds.) , 2004: *Proceedings of the third WMO workshop on the impact of various observing systems on numerical weather prediction*. WMO/TD No.1228, WMO, 329 pp., URL <http://www.wmo.int/pages/prog/www/GOS/Alpbach2004/Proceedings.pdf>.
- Cardinali, C., S. Pezzuli, and E. Andersson, 2004: Influence matrix diagnostic of a data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 2767-2786.
- Langland, R. H. and N. L. Baker, 2004: Estimation of observation impact using the NRL atmospheric variational data assimilation adjoint system. *Tellus-A*, **56A**, 189-201.
- Majumdar, S. J., (Ed.) , 2011: *Targeted observations for improving numerical weather prediction: An overview*. WMO/WWRP/THORPEX No.15, WMO, 37 pp., URL http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/THORPEX_No.15.pdf.
- Pailleux, J., (Ed.) , 1997: *Proceedings of the CGC/WMO workshop on the impact of various observing systems on numerical weather prediction*. WMO/TD No.868, WMO, 198 pp.
- Pailleux, J., E. Andersson, and M. Ondráš, (Eds.) , 2008: *Proceedings of the fourth WMO workshop on the impact of various observing systems on numerical weather prediction*. WMO/TD No.1445, WMO, 218 pp., URL http://www.wmo.int/pages/prog/www/OSY/Meetings/NWP-4-Geneva2008/Abridged_Version.pdf.
- Pailleux, J. and H. Böttger, (Eds.) , 2000: *Proceedings of the second CGC/WMO workshop on the impact of various observing systems on numerical weather prediction*. WMO/TD No.1034, WMO, 204 pp.

5.2 FSO による評価¹

5.2.1 はじめに

データ同化システムで同化された観測データが解析や予報場に与える影響（観測データのインパクト）を知ることが、数値予報システムの改善において重要である。FSO (Forecast Sensitivity to Observations; Langland and Baker (2004)) は、観測データが数値予報に与える影響を評価する指標の一つであり、各観測データが予測誤差をどれだけ減らしたかを表すものである。FSO による評価は線形の観測データインパクト評価²の一つであり、観測システム実験 (OSE) を補完するものとして主要数値予報センター等で利用されている。気象庁でも 2009 年頃から評価を行っており (Ishibashi 2010)、基本的な性質や課題については石橋 (2011) にまとめられている。本節では FSO による気象庁全球数値予報システムの診断結果を他センターや気象庁システムの世代間で比較しながら見ていく。

5.2.2 FSO による気象庁全球数値予報システムの診断

FSO を用いて気象庁全球数値予報システムを診断する。比較のため、2014 年 8 月頃のシステム (JMA14) と 2011 年 5 月頃のシステム (JMA11) の新旧 2 つのシステムについての診断を行う。JMA11 から JMA14 までに行われた主な改良は、4D-Var のインナーモデルと背景及び観測誤差共分散行列の更新 (門脇・吉本 2012)、GNSS 掩蔽データ同化手法の改良 (第 4.8 節) 数値予報システムの鉛直 100 層化と物理過程の改良 (米原 2014) である。これら 2 つのシステムに加えて 2015 年 1 月現在の最新システム (JMA15) についても短期間の評価結果を示す。JMA14 から JMA15 までの主な改良はハイパースペクトル赤外サウンダの導入 (第 4.1 節) である。

ここでの FSO の計算では、24 時間予測誤差を乾燥全エネルギーノルム³で評価する。FSO の単位は J/kg である。任意の観測の FSO は、全観測の FSO の合計を単位として表すこともできる。この場合の FSO の単位は % である。ある観測データの同化によって予測誤差が減少した場合、FSO (J/kg) は負、FSO (%) は正とする。計算負荷軽減のため、FSO の計算は水平解像度を Tl319 (約 55km) とした低解像度実験システム⁴で行う。FSO の評価期間は、JMA11 については 2010 年の 1 月と 8 月、JMA14 については 2014 年 7 月 20 日

¹ 石橋 俊之 (気象研究所)

² 各観測データが解析場や予報場に与える影響を適当な条件や近似の下で線形に分解して行う評価のこと。

³ FSO の計算では、予測誤差場の特徴を一つのスカラー関数で表す必要がある。ノルムの選択や問題点については、石橋 (2011) 等を参照。

⁴ 現業全球数値予報モデルの分解能は Tl959 (約 20km) である。代表的な予測誤差指標の分解能への依存性は例えば、(宮本 2009) を参照。FSO の計算結果は分解能に過度に依存しないことが期待できる。また、本節で参照している他センターの FSO 計算も現業システムではなく、低解像度化等を行ったシステムで実施されている。

表 5.2.1 観測データ種別

種別名	説明
SCAT	マイクロ波散乱計 (海上風)
AMV_POL	大気追跡風 (極軌道衛星)
AMV_GEO	大気追跡風 (静止気象衛星)
WPR	ウィンドプロファイラ
BOGUS	ボーガスデータ
AVIATION	航空機観測 (気温、風)
SONDE	ラジオゾンデ (気温、風、湿度)
SURF	地上観測 (地上気圧、可降水量)
GPSRO	GNSS 掩蔽観測
SSMIS	SSMIS センサ観測
CSR	静止気象衛星の輝度温度
MWI	マイクロ波イメージャ
MHS	マイクロ波サウンダ (主に水蒸気に感度)
AMSU-A	マイクロ波サウンダ (主に気温に感度)
HSS	ハイパースペクトル赤外サウンダ

から 8 月 5 日の 17 日間、JMA15 については 2014 年 7 月 26 日から 28 日の 3 日間である。いずれも 00UTC 解析のみを対象とする。観測データは、表 5.2.1 のように区分する。

5.2.3 結果

はじめに比較基準として JMA11 の FSO について見る。図 5.2.1 は各観測種別の FSO である。図からすべての観測種別が予測精度の向上に寄与しており、また、季節変化は小さいことがわかる。寄与の大きな観測種別としては、AMSU-A (約 35%)、ラジオゾンデ (約 25%)、航空機観測 (約 12%)、AMV (約 10%)、地上観測 (約 9%) となっている。観測数でみると AMSU-A が全体の約 55% 以上を占めるため、一観測当たりの FSO はラジオゾンデ等の従来型観測の方が大きい。図 5.2.2 は FSO の空間分布である。ほとんどの領域で FSO は負であり、観測データは予測誤差を減らしていることがわかる。FSO が正の領域では観測データや同化手法の系統的な問題が存在する可能性がある。図 5.2.3 は FSO の累積確率分布である。(50% を僅かに超える) ほぼ半数の観測が予測誤差を減らし、残りのほぼ半数は予測誤差を増加させている。これは同化システムの中で個々の観測データは確率的に振る舞うためである。ラジオゾンデと AMSU-A の分布の違いは、観測データ一つ当たりの影響の大きさの違いを反映している。

次に新しいシステムについて見てみる。図 5.2.4 は、JMA14 の FSO である。JMA14 では JMA11 と比較して、ラジオゾンデや航空機に対する AMSU-A のインパクトが相対的に増加している。これは背景及び観測誤差共分散行列やインナーモデルの更新によって、輝度温度データからより多くの情報を同化できるようになったためと考えられる。また、GNSS 掩蔽観測の寄与が顕著に増加している。JMA11 では 1% 前後だった FSO が、JMA14 では 5.4% となっている。これは GNSS 掩蔽データの同化手法の改良やモデル 100 層化によるものと考えられる。データ数では、AMSU-A の割合が 45% に減り、GPSRO が 23% に増えている。

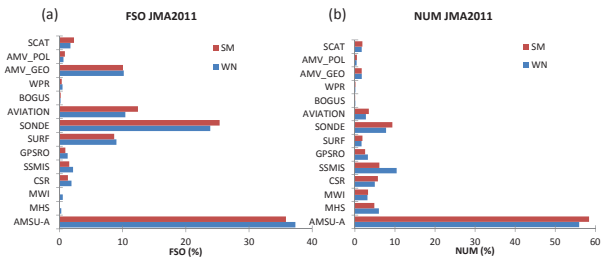


図 5.2.1 JMA11 の FSO。2010 年 1 月 (WN) と 8 月 (SM) の 1 か月ずつで積算。左図は FSO、右図は観測数の相対割合。横軸は観測種別ごとの相対割合 (%)。縦軸は観測種別である。

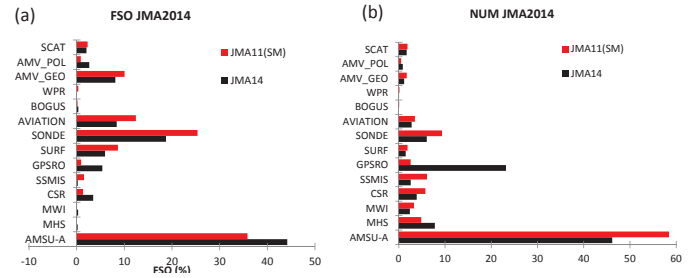


図 5.2.4 図 5.2.1 と同様。ただし JMA14 の FSO。2014 年 7 月 20 日から 8 月 5 日の 17 日積算。黒棒が JMA14 の FSO。赤棒は参考のために JMA11(SM) の FSO を再掲。

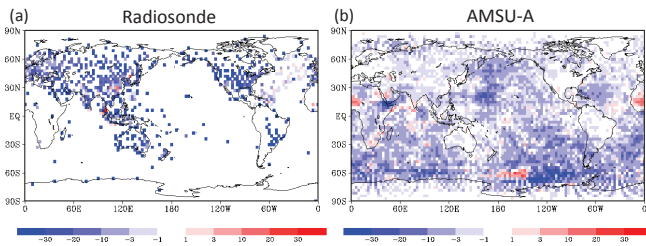


図 5.2.2 JMA11 の FSO の水平分布。左図はラジオゾンデ、右図は AMSU-A。色は FSO の値で単位は規格化したエネルギー。青い (赤い) 領域の観測は予測誤差を減らす (増やす) のに貢献。

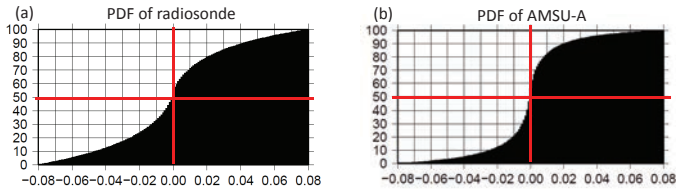


図 5.2.3 JMA11 の FSO の積算確率分布。横軸は FSO の大きさと負値は予測誤差を減らしたことを意味する (単位は規格化したエネルギー)。縦軸は積算確率。左図はラジオゾンデ、右図は AMSU-A。

図 5.2.5 は ECMWF(Cardinali and Healy (2014), CH2014) と UKMO(Lorenc and Marriott (2014), LM2014) での FSO の診断結果である⁵。両センターとも、AMSU-A と HSS の FSO がいずれも 20% 以上、航空機、ラジオゾンデがいずれも 10% 前後である。GPSRO については ECMWF で 10% 程度に対して UKMO では 2.8% であり、JMA14 の 5.4% はこの間に位置する。JMA14 は、両センターに比べて AMSU-A とラジオゾン

⁵ UKMO は、湿潤全エネルギーノルム (全ての水蒸気が蒸発すると仮定したエネルギー) での評価である。ECMWF は水蒸気のエネルギーの考慮については論文に明確な記載がない。乾燥全エネルギーでの両センターの評価結果として、Cardinali (2009) と LM2014 (但し評価期間が短い) がある。これらの結果も考慮すると、センター間の FSO の違いは、ノルムの違いよりも、数値予報システムの違いによるものと考えられる。

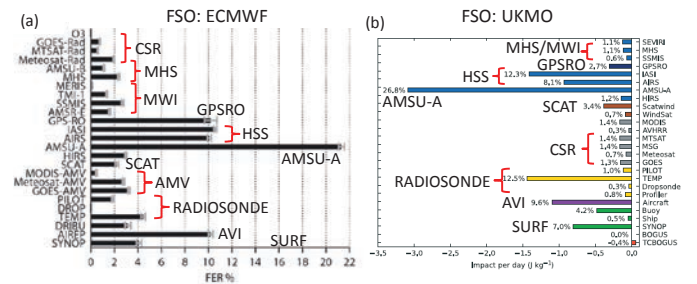


図 5.2.5 ECMWF と UKMO の FSO。ECMWF の FSO (左図) は CH2014 から、UKMO の FSO (右図) は LM2014 から引用。UKMO の評価期間は 2010 年 8 月 22 日から 9 月 29 日。ECMWF の評価期間は 2011 年 6 月。予測誤差評価時間は共に 24 時間。表 5.2.1 との対応を赤中括弧で示している。

デの寄与が大きく、HSS のインパクトを埋める形になっている。水蒸気に感度のある輝度温度データ (MHS, MWI) については、JMA では ECMWF や UKMO に比べて寄与が小さい。これは、水蒸気の観測情報が十分に同化されていないこと、同化された情報が予測時刻の力学場の精度向上に十分寄与していないことを示している。図 5.2.6 は GPSRO の FSO の鉛直分布である。ECMWF と JMA の FSO のピークはいずれも 15 km よりやや下にあるが、UKMO ではさらに数 km 下にピークがある。また、ECMWF では 30 km 以上まで明瞭な正のインパクトが見られるが、JMA や UKMO では不明瞭である。

最後に JMA15 について見る。図 5.2.7 から JMA15 では新たに導入された HSS の FSO は 6% 以上であり予測精度への寄与が明瞭である。データ数では全体の 58% を占めている。図 5.2.8 は AIRS と IASI のチャンネルごとの FSO である。AIRS ではチャンネル 140、IASI ではチャンネル 200 前後で FSO の大きさが大きく変わるなどの大まかな分布は ECMWF(Cardinali 2009) と共通である。個々のチャンネルの寄与について見るにはより長期間での評価が必要である。

5.2.4 応用

FSO はシステムの診断以外にも応用できる。ここでは 2 つの応用例を見る。

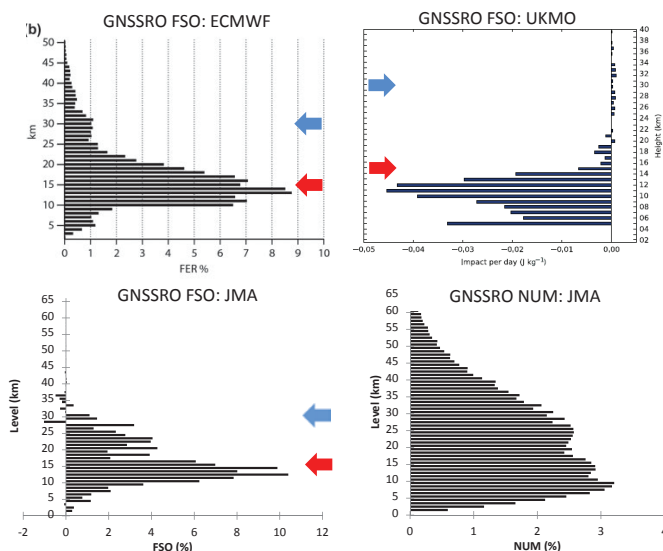


図 5.2.6 GNSS 掩蔽観測の FSO の高度分布。左上図は ECMWF(CH2014 より引用) 右上図は UKMO(LM2014 より引用) 左下図は JMA14 の FSO の高度分布。右下図は JMA14 の同化された GNSS 掩蔽データのデータ数の高度分布。青矢印は高度 30 km、赤矢印は高度 15 km を表す。

図 5.2.9 は、FSO の診断結果に基づいて、予測誤差を減らす観測のみ同化した場合の予測精度の変化を示している（2010 年 8 月 1 日から 14 日の平均）。図から予測初期で 4 から 6% 程度の改善があることがわかる。このような高精度の解析場は、予測精度の評価や観測システムシミュレーション実験における真値代替場等として利用できる。

図 5.2.10 は、FSO を拡張した Daescu (2008) によって予測誤差のデータ同化システムで使用する観測誤差分散への感度を計算し、これに基づいて観測誤差を調整した場合の予測精度の変化である。2010 年 7 月 20 日 00UTC 初期値の結果である。調整により予測精度が向上している。これは観測誤差を客観的に設定できる可能性を示唆している。

5.2.5 まとめと今後の課題

本節では、気象庁の全球数値予報システムについて、FSO による診断を行った。JMA14 では JMA11 に比べて AMSU-A や GPSRO の寄与が大きくなっており、これらのデータからより多くの情報が同化されていることがわかった。水蒸気データからはより多くの情報が得られる可能性があり、今後、予報モデルの物理過程の改良、同化システムへの基本場更新による非線形性の導入（石橋 2011）、誤差共分散行列の改良（ハイブリッド化等）等によって大きな改善が期待される。また、FSO の計算を定常的に行うことができれば、台風等の特定の現象ごとのインパクト評価に必要な十分なサンプル数が蓄積でき、観測データや解析予報システムのモニタリングとしても有効だろう。そのためには、数値予報システムのバージョンアップへの対応、計算

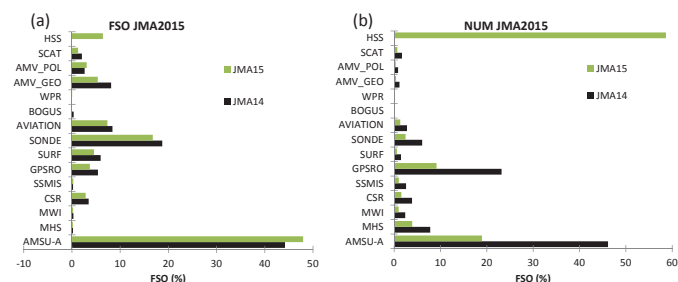


図 5.2.7 図 5.2.1 と同様。ただし JMA15 について示している。2014 年 7 月 26 日から 28 日の 3 日間の積算。JMA15 は緑棒。比較のため JMA14 を黒棒で再掲する。

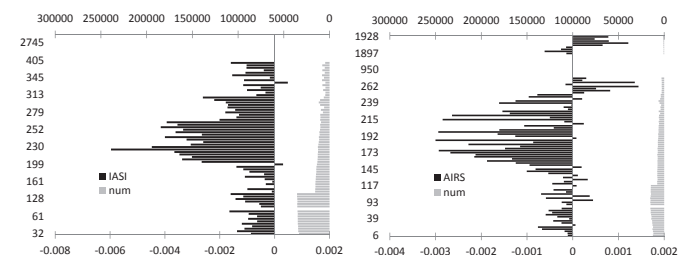


図 5.2.8 JMA15 の HSS の FSO 分布。2014 年 7 月 26 日から 28 日の 3 日間の合計。左図は IASI、右図は AIRS。黒棒は FSO の値で下軸 (J/kg) が対応。灰棒はデータ数 (上軸)。縦軸はチャンネル番号。負の FSO は予測誤差を減らしていることを意味する。

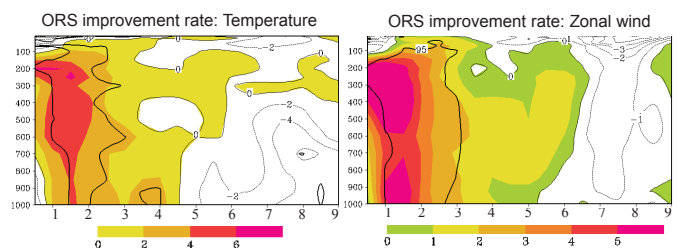


図 5.2.9 FSO 診断結果に基づいて予測誤差を減らす観測のみ同化した解析場から予測した場合 (TEST) と通常の予測 (CNTL) の予測精度を比較し、改善率で示している。改善率は $(RMSE_{CNTL} - RMSE_{TEST}) / RMSE_{CNTL} \times 100(\%)$ と定義する。真値は CNTL の解析。改善率が正 (TEST の方が誤差が小さい) の領域は色で、負の領域は等値線 (点線) で改善率の大きさを示している。黒実線は 95% 信頼区間。2010 年 8 月 1 日から 14 日の平均。左図は気温、右図は東西風。縦軸は気圧レベル (1000-10hPa)、横軸は予測時間で FT=12 から 9 日予測まで。Ishibashi (2012) を修正引用。

機資源の確保が必要である。

参考文献

- Cardinali, C., 2009: Monitoring the observation impact on the short-range forecast. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 239–250.
- Cardinali, C. and S. Healy, 2014: Impact of GPS ra-

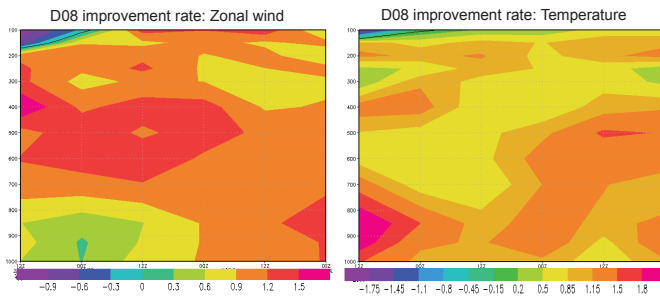


図 5.2.10 Daescu (2008) に基づいて観測誤差を調整した場合の全球平均の予測精度の変化。暖色系(寒色系)は調整により予測誤差が減った(増えた)領域。左図は東西風、右図は気温。縦軸は気圧レベル (1000-100hPa)、横軸は予測時間で FT=12 から 84 時間まで。2010 年 7 月 20 日 00UTC の一初期値についての結果。Ishibashi (2012) を修正引用。

dio occultation measurements in the ECMWF system using adjoint-based diagnostics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*

Daescu, D. N., 2008: On the sensitivity equations of four-dimensional variational (4D-Var) data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3050–3065.

石橋俊之, 2011: データ同化システムの課題. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 93–129.

Ishibashi, T., 2010: Optimization of error covariance matrices and estimation of observation data impact in the JMA global 4D-Var system. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **40**, 1–11.

Ishibashi, T., 2012: Diagnosis of Data Assimilation Systems. *4th International Conference on Reanalyses*.

門脇隆志, 吉本浩一, 2012: 全球解析の高解像度化. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87–91.

Langland, R. and N. L Baker, 2004: Estimation of observation impact using the NRL atmospheric variational data assimilation adjoint system. *Tellus A*, **56**, 189–201.

Lorenc, A. C. and R. T. Marriott, 2014: Forecast sensitivity to observations in the Met Office Global numerical weather prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 209–224.

宮本健吾, 2009: 適合ガウス格子版全球モデル. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 27–49.

米原仁, 2014: 改良された全球数値予報システムの特徴・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.

付録 A 略号表*

略号	完全形	訳または意味
3D-Var	3 Dimensional Variational method	3 次元変分法
4D-EnVar	4 Dimensional Ensemble Variational method	4 次元アンサンブル変分法
4D-Var	4 Dimensional Variational method	4 次元変分法
AAPP	ATOVS and AVHRR Pre-processing Package	ATOVS および AVHRR 前処理パッケージ
ACARS	Automatic Communications Addressing and Reporting System	空地デジタルデータリンクシステム
AIRS	Atmospheric Infrared Sounder	大気赤外サウンダ (Aqua 衛星に搭載)
AMDAR	Aircraft Meteorological Data Relay	航空機観測データ中継装置。WMO では通報式の一つ (航空機自動実況気象通報式) として用いられる
AMeDAS	Automated Meteorological Data Acquisition System	地域気象観測システム
AMMA	African Monsoon Multidisciplinary Analyses	アフリカモンスーン学際的解析
AMSR2	Advanced Microwave Scanning Radiometer-2	高性能マイクロ波放射計 2 (GCOM-W 衛星に搭載)
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS	高性能マイクロ波放射計 (Aqua 衛星に搭載)
AMSU-A	Advanced Microwave Sounding Unit-A	改良型マイクロ波気温サウンダ (NOAA, Aqua, Metop 衛星に搭載)
AMSU-B	Advanced Microwave Sounding Unit-B	改良型マイクロ波水蒸気サウンダ (NOAA 衛星に搭載)
AMV	Atmospheric Motion Vector	大気追跡風
Aqua	Aqua	米国の午後軌道地球観測衛星
AROME	Applications of Research to Operations at Mesoscale	Météo-France の領域モデル
ASAP	Automated Shipboard Aerological Programme	自動海上高層観測
ASCAT	Advanced Scatterometer	改良型散乱計 (Metop 衛星に搭載)
ATMS	Advanced Technology Microwave Sounder	改良型マイクロ波サウンダ (Suomi-NPP 衛星に搭載)
ATOVS	Advanced TOVS	改良型 TOVS (15 号以降の NOAA, Metop 衛星に搭載)
Aura	Aura	米国の地球観測衛星
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer	改良型高分解能放射計 (NOAA, Metop 衛星に搭載)
BI	Bias Score	バイアスコア
BlackJack	BlackJack	GNSS 受信機 (CHAMP, GRACE 衛星などに搭載)
BUFR	Binary Universal Form for the Representation of meteorological data	二進形式汎用気象通報式
CHAMP	Challenging Mini-satellite Payload	ドイツ・米国の GNSS 掩蔽観測衛星
CIMSS	Cooperative Institute for Meteorological Satellite	(米国ウィスコンシン大学の) 気象衛星研究共同研究所
CMC	Canadian Meteorological Centre	カナダ気象センター
C/NOFS	Communications/Navigation Outage Forecasting System	米空軍の実験衛星
Coriolis	Coriolis	米国の極軌道衛星。海上風観測を目的とする。
COSMIC	Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate	米国と台湾との協力による 6 機の GNSS 掩蔽観測用小型衛星群からなる観測システム
CrIS	Cross-track Infrared Sounder	走査型赤外サウンダ (Suomi-NPP 衛星に搭載)
CRTM	Community Radiative Transfer Model	共用高速放射伝達モデル
CSR	Clear Sky Radiance	晴天放射輝度温度
CTBTO	Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization	包括的核実験禁止条約機構
DFS	Degrees of Freedom for Signal	解析の観測に対する感度
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program	米空軍の軍事気象衛星
DPR	Dual-frequency Precipitation Radar	二周波降水レーダー
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts	欧州中期予報センター
ETS	Equitable Threat Score	エクイタブルスレットスコア

* 今村 優一 (編集担当)

略号	完全形	訳または意味
EUCOS	EUMETNET Composite Observing System	EUMETNET 複合観測システム
EUMETNET	Network of European Meteorological Services	欧州気象サービスネットワーク
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites	欧州気象衛星開発機構
EOS	Earth Observing System	地球観測システム
FASTEM	Fast Microwave Ocean Emissivity Model	海面射出率モデル
FFT	Fast Fourier Transform	高速フーリエ変換
FSO	Forecast Sensitivity to Observations	予報の観測に対する感度
FT	Forecast Time	予報時間
FY	FengYun	中国の気象衛星「風雲」
GCOM	Global Change Observation Mission	地球環境変動観測ミッション
GCOM-W	GCOM-Water	GCOM 計画において、水循環変動に関する観測を担当する衛星
GCOS	Global Climate Observing System	地球気候観測システム
GDPFS	Global Data-Processing and Forecasting System	全球データ処理・予報システム
GEO	Geostationary Orbit	対地静止軌道
GMI	GPM Microwave Imager	GPM マイクロ波イメージャ (GPM 衛星に搭載)
GNSS	Global Navigation Satellite System	全球航法衛星システム
GNSS-RO	GNSS Radio Occultation	GNSS 掩蔽
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite	米国の静止現業環境衛星
GPM	Global Precipitation Measurement	全球降水観測計画
GPS	Global Positioning System	(米国の) 全球測位システム
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment	米国・ドイツの重力気候実験衛星
GRAS	GNSS Receiver for Atmospheric Sounding	大気探査用 GNSS 受信機 (Metop 衛星に搭載)
GSM	Global Spectral Model	(気象庁) 全球モデル
GUAN	GCOS Upper Air Network	GCOS 高層観測網
HIRS	High Resolution Infrared Radiation Sounder	高分解能赤外放射計 (NOAA, Metop 衛星に搭載)
HSB	Humidity Sounder for Brazil	マイクロ波水蒸気サウンダ (Aqua 衛星に搭載)
HY	HaiYang	中国の地球観測衛星「海洋」
IASI	Infrared Atmospheric Sounding Interferometer	赤外大気探査干渉計 (Metop 衛星に搭載)
IPY	International Polar Year	国際極年
ISA	International Standard Atmosphere	国際標準大気
ISS	International Space Station	国際宇宙ステーション
IWWG	International Wind Working Group	国際風作業部会
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency	(日本) 宇宙航空研究開発機構
JMA	Japan Meteorological Agency	気象庁
JNoVA	JMA Non-hydrostatic Model Based Variational Data Assimilation System	気象庁非静力学モデルに基づいた変分法データ同化システム
JPSS	Joint Polar Satellite System	米国の次世代現業極軌道衛星 (NOAA 衛星の後継計画)
JST	Japan Standard Time	日本標準時
LEO	Low Earth Orbit	低軌道
LFM	Local Forecast Model	(気象庁) 局地モデル
ME	Mean Error	平均誤差
Megha-Tropiques	Megha-Tropiques	フランス・インドの地球観測衛星
METAR	METAR	定時飛行場実況気象通報式
Meteosat	Meteorological Satellite	EUMETSAT の静止気象衛星
Metop	Meteorological Operational Satellite	EUMETSAT の極軌道気象現業衛星
Météo-France	Météo-France	フランス気象局
MHS	Microwave Humidity Sounder	マイクロ波水蒸気サウンダ (NOAA, Metop 衛星に搭載)
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer	中分解能撮像分光放射計 (Aqua, Terra 衛星に搭載)
MSC	Meteorological Satellite Center	気象衛星センター
MSM	Meso-Scale Model	(気象庁) メソモデル
MTF	Modulation Transfer Function	変調伝達関数
MTSAT	Multi-functional Transport Satellite	(日本の) 運輸多目的衛星
MVIRI	Meteosat Visible and Infrared Imager	可視・赤外イメージャ (Meteosat 衛星に搭載)
MWHS	Microwave Humidity Sounder	マイクロ波水蒸気サウンダ (FY 衛星に搭載)
MWTS	Microwave Temperature Sounder	マイクロ波気温サウンダ (FY 衛星に搭載)
NASA	National Aeronautics and Space Administration	米国航空宇宙局

略号	完全形	訳または意味
NCAR	National Center for Atmospheric Research	米国大気研究センター
NCEP	National Centers for Environmental Prediction	米国環境予測センター
NESDIS	National Environmental Satellite Data and Information Service	米国環境衛星・資料情報局
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration	米国海洋大気庁、または米国海洋大気庁が運用する現業極軌道衛星
NWP	Numerical Weather Prediction	数値予報
OMI	Ozone Monitoring Instrument	オゾン観測測器 (Aura 衛星に搭載)
OSCAR	Observing Systems Capability Analysis and Review Tool	観測システム機能解析評価ツール
OSE	Observing System Experiment	観測システム実験
OSSE	Observing System Simulation Experiment	観測システムシミュレーション実験
OTF	Optical Transfer Function	光学伝達関数
PBL	Planetary Boundary Layer	惑星境界層
PILOT	PILOT	高層風実況気象通報式
PSF	Point Spread Function	点広がり関数
PTF	Phase Transfer Function	位相伝達関数
QC	Quality Control	品質管理
RARS	Regional ATOVS Re-transmission System	地域 ATOVS 再配信システム
RMS	Root Mean Square	平方根平均二乗
RMSE	Root Mean Square Error	平方根平均二乗誤差
ROM SAF	Radio Occultation Meteorology Satellite Application Facility	欧州の掩蔽観測データ利用機関
ROPP	Radio Occultation Processing Package	掩蔽観測データ処理パッケージ
RS-AMV	Rapid Scan AMV	高頻度観測による AMV
RTTOV	Radiative Transfer for TOVS	高速放射伝達モデル
SAF	Satellite Application Facility	衛星観測データを数値予報で利用するための研究開発機関
SAPHIR	Sondeur Atmosphérique du Profil d'Humidité Intertropicale par Radiométrie	マイクロ波水蒸気探査計 (Megha-Tropiques 衛星に搭載)
SBUV	Solar Backscatter UltraViolet Radiometer	紫外太陽光後方散乱分光計 (NOAA 衛星に搭載)
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager	スピン走査式可視熱赤外イメージャ (Meteosat 衛星に搭載)
Suomi-NPP	Suomi National Polar-orbiting Partnership	米国海洋大気庁が運用する極軌道衛星
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager	マイクロ波放射計 (15 号以前の DMSP 衛星に搭載)
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager Sounder	SSM/I にサウンダの機能を持つチャンネルを追加した放射計 (16 号以降の DMSP 衛星に搭載)
SYNOP	SYNOP	地上実況気象通報式
TAC	Traditional Alphanumeric Codes	伝統的文字通報式
TEMP	TEMP	高層実況気象通報式
Terra	Terra	米国の午前軌道地球観測衛星
TerraSAR-X	TerraSAR-X	ドイツの商業合成開口レーダー衛星
TIROS	Television and Infrared Observation Satellite	可視赤外觀測衛星
TMI	TRMM Microwave Imager	TRMM マイクロ波イメージャ (TRMM 衛星に搭載)
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder	TIROS 実用型鉛直サウンダ (14 号以前の NOAA 衛星に搭載)
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission	熱帯降雨観測計画
UKMO	United Kingdom Met Office	英国気象局
UTC	Coordinated Universal Time	協定世界時
VAD 法	Velocity Azimuth Display 法	1 台のドップラーレーダーから測風する手法の 1 つ
VarBC	Variational Bias Correction	変分法バイアス補正
VVP 法	Volume Velocity Processing 法	1 台のドップラーレーダーから測風する手法の 1 つ
WIGOS	WMO Integrated Global Observing System	WMO 統合全球観測システム
WindSat	Wind Satellite	海上風測定用の多偏波マイクロ波イメージャ (Coriolis 衛星に搭載)
WMO	World Meteorological Organization	世界気象機関
WPR	Wind Profiler Radar	ウィンドプロファイラ
WRF	Weather Research and Forecasting	NCAR・NCEP などで開発されている領域気象モデル
WWRP	World Weather Research Programme	(WMO の) 世界天気研究計画

付録 B 電子計算室報告、同別冊、数値予報課報告・別冊 発行履歴

発行年月	発行号	表題
2015 年（平成 27 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 61 号	観測データ利用の現状と課題
2014 年（平成 26 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 60 号	次世代非静力学モデル asuca
2013 年（平成 25 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 59 号	物理過程の改善に向けて (II)
2012 年（平成 24 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 58 号	物理過程の改善に向けて (I)
2011 年（平成 23 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 57 号	データ同化の改善に向けて
2010 年（平成 22 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 56 号	非静力学メソ 4 次元変分法
2009 年（平成 21 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 55 号	全球モデルの課題と展望
2008 年（平成 20 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 54 号	気象庁非静力学モデル II ——現業利用の開始とその後の発展 ——
2007 年（平成 19 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 53 号	数値予報と衛星データ ——同化の現状と課題——
2006 年（平成 18 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 52 号	アンサンブル技術の短期・中期予報への利用——激しい気象現象の予測向上を目指して——
2005 年（平成 17 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 51 号	全球モデル開発プロジェクト (II)
2004 年（平成 16 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 50 号	全球モデル開発プロジェクト (I)
2003 年（平成 15 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 49 号	気象庁非静力学モデル
2002 年（平成 14 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 48 号	変分法データ同化システムの現業化
2000 年（平成 12 年）10 月	数値予報課報告・別冊第 47 号	新しい数値解析予報システム（数値予報解説資料 (33) 平成 12 年度数値予報研修テキスト合併）
2000 年（平成 12 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 46 号	全球モデル開発の現状と展望 ——気象業務の基幹モデルとして ——
1999 年（平成 11 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 45 号	数値予報のための衛星データ同化
1998 年（平成 10 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 44 号	メソ数値予報の実用化に向けて
1997 年（平成 9 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 43 号	データ同化の現状と展望
1996 年（平成 8 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 42 号	一ヶ月予報に向けた全球モデルの開発 ——バイアスの小さな予報モデルを目指して ——
1994 年（平成 6 年）9 月	数値予報課報告・別冊第 41 号	数値予報の実際（数値予報解説資料 (27) 平成 6 年度数値予報研修テキスト合併）
1994 年（平成 6 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 40 号	気候監視のための海洋データ同化システム ——大気海洋結合モデルによる季節予報に向けて ——
1993 年（平成 5 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 39 号	数値予報とリモートセンシング
1992 年（平成 4 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 38 号	力学的 1 ヶ月予報の課題と展望
1991 年（平成 3 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 37 号	狭領域モデルの課題と展望
1990 年（平成 2 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 36 号	気象データと客観解析
1989 年（平成 元年）3 月	数値予報課報告・別冊第 35 号	力学的長期予報をめざして
1988 年（昭和 63 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 34 号	数値予報モデルの物理過程
1987 年（昭和 62 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 33 号	低緯度の数値予報
1986 年（昭和 61 年）3 月	数値予報課報告・別冊第 32 号	メソスケール現象と数値予報
1985 年（昭和 60 年）3 月	電子計算室報告・別冊第 31 号	延長予報に関する最近の話題
1984 年（昭和 59 年）3 月	電子計算室報告・別冊第 30 号	ノーマル・モード・イニシャルゼーション
1983 年（昭和 58 年）3 月	電子計算室報告・別冊第 29 号	北半球およびファインメッシュ予報モデル（8L NHM および 10L FLM）と解析システム
1982 年（昭和 57 年）3 月	電子計算室報告・別冊第 28 号	スペクトル法による数値予報（その原理と実際）

発行年月	発行号	表題
1981 年（昭和 56 年）3 月	電子計算室報告・別冊第 27 号	数値予報モデルの時間差分スキームと物理過程
1980 年（昭和 55 年）3 月	電子計算室報告・別冊第 26 号	気象衛星資料と数値予報
1979 年（昭和 54 年）3 月	電子計算室報告・別冊第 25 号	4 層北半球プリミティブ・モデルの改良について
1978 年（昭和 53 年）3 月	電子計算室報告・別冊第 24 号	数値予報による延長予報
1977 年（昭和 52 年）3 月	電子計算室報告・別冊第 23 号	数値予報と天気予報
1976 年（昭和 51 年）3 月	電子計算室報告・別冊第 22 号	客観解析
1975 年（昭和 50 年）3 月	電子計算室報告・別冊第 21 号	4 層北半球プリミティブ・モデルについて
1974 年（昭和 49 年）3 月	電子計算室報告・別冊第 20 号	数値予報特別研修のまとめ
1973 年（昭和 48 年）10 月	電子計算室報告・別冊第 19 号	プリミティブ・モデルについて（数値予報解説資料 (6) 合併）
1973 年（昭和 48 年）3 月	電子計算室報告・別冊第 18 号	プリミティブ・モデルをめぐって
1972 年（昭和 47 年）10 月	電子計算室報告別冊第 17 号	新しく予報を担当される方のための電計資料の見方（数値予報解説資料 (5) 合併）
1971 年（昭和 46 年）10 月	電子計算室報告別冊第 16 号	じょう乱の構造について（数値予報解説資料 (4) 合併）
1971 年（昭和 46 年）9 月	電子計算室報告別冊第 15 号	中間規模じょう乱をめぐって
1970 年（昭和 45 年）11 月	電子計算室報告別冊第 14 号	北半球 3 層非地衡風バランス・モデル（数値予報解説資料 (3) 合併）
1969 年（昭和 44 年）10 月	電子計算室報告別冊第 13 号	北半球 3 層非地衡風バランス・モデル（数値予報解説資料 (2) 合併）
1969 年（昭和 44 年）9 月	電子計算室報告別冊第 12 号	数値予報のはじめ（数値予報解説資料 (1) 合併）
1968 年（昭和 43 年）10 月	電子計算室報告別冊第 11 号	予報技術改善の方向
1968 年（昭和 43 年）3 月	電子計算室報告別冊第 10 号	数値予報
1966 年（昭和 41 年）10 月	電子計算室報告別冊第 9 号	北半球 4 層傾圧予報について
1965 年（昭和 40 年）11 月	電子計算室報告別冊第 8 号	IUGG 大気科学委員会第一回活動概要報告
1964 年（昭和 39 年）2 月	電子計算室報告 VIII	
1963 年（昭和 38 年）6 月	電子計算室報告別冊第 7 号	パロクリニツク大気の性質
1963 年（昭和 38 年）6 月	電子計算室報告別冊第 6 号	アジア地区のパロクリニツク予報
1962 年（昭和 37 年）7 月	電子計算室報告別冊第 5 号	北半球パロトロピツク予報
1962 年（昭和 37 年）6 月	電子計算室報告別冊第 4 号	気象庁電子計算室におけるルーチン傾圧モデルの概要
1961 年（昭和 36 年）5 月	電子計算室報告 別冊 No.3	500MB 面渦度及びその予報図の利用法
1961 年（昭和 36 年）3 月	電子計算室報告 VI VII	
1960 年（昭和 35 年）8 月	電子計算室報告 別冊 No.2	機械でつくる天気図について
1960 年（昭和 35 年）7 月	電子計算室報告 V	
1960 年（昭和 35 年）5 月	電子計算室報告 別冊 No.1	渦度分布図の利用法並びに高層天気図の予報への応用について、1 パラメーターモデルによる上昇速度とその利用法について
1960 年（昭和 35 年）4 月	電子計算室報告 IV	
1960 年（昭和 35 年）1 月	電子計算室報告 III	
1959 年（昭和 34 年）10 月	電子計算室報告 II	
1959 年（昭和 34 年）7 月	電子計算室コータリーレポート	

観測データ利用の現状と課題

数値予報課報告・別冊第 61 号

平成 27 年 3 月 19 日発行

編 集 気象庁予報部 数値予報課

〒 100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4

発 行 気象庁予報部

Copyright © 気象庁予報部 2015 Printed in Japan
著作権法で定める範囲を超えて、無断で転載または複写
することを禁止します。

数値予報課報告・別冊第61号

観測データ利用の現状と課題

平成二十七年三月

気象庁予報部