4.1 地上 GNSS データ¹

4.1.1 はじめに

GNSS (Global Navigation Satellite System) は人工 衛星を利用した測位システムであり、地上に設置した 受信機と4つ以上のGNSS衛星との距離を同時に知る ことにより現在位置を決定する。受信機とGNSS衛星 の距離は衛星から発した電波が届くまでの時間によっ て測定されるが、大気中での電波の伝達速度は真空中 に比べて遅くなる。この遅延は乾燥大気と湿潤大気(水 蒸気)によってもたらされる²。乾燥大気からの遅延量 (静水圧遅延量)は地上気圧と比例関係があり、大気 遅延量から静水圧遅延量を引くことで湿潤大気による 遅延量(湿潤遅延量)を算出しGNSS衛星から地上受 信機までの水蒸気に関する情報を得る。通常は複数の GNSS衛星を用いて天頂方向へ投影した天頂大気遅延 量を算出することから、地上GNSSからのデータは受 信機上空の水蒸気の状態を反映している。

気象庁では国土地理院の整備する GEONET (GNSS Earth Observation NETwork system) から取得した約 1,300 地点の地上 GNSS 観測点のデータから天頂大気 遅延量を解析し、気象官署の地上気圧、気温データを 用いて可降水量の算出を行っている。気象庁メソ解析 では、この可降水量データを同化している。

2018年に実施した地上 GNSS 可降水量データの品 質調査により、これまで利用していなかった降水域の データには負バイアスが見られなかったこと、2018年 3月以降に利用可能となった新規地点のデータは既存 地点と同等の品質であったことを確認し、2019年3月 に降水域と新規地点のデータを追加利用した (太田ほ か 2019)。本節では、その調査結果とデータを追加利 用した際の予測への影響を述べる。

なお、地上 GNSS の概要やデータ作成手法について は萬納寺 (1998, 2000)、小司・國井 (2007)、小司・國 井 (2008)を、当庁におけるこれまでの現業数値予報シ ステムでの地上 GNSS データの利用方法については石 川 (2008, 2010)、吉本 (2011)、吉本・石川 (2014)を参 照されたい。

4.1.2 地上 GNSS 可降水量データの品質管理

データ同化において、異常データや観測値と第一推 定値の差 (O-B) に系統誤差 (バイアス)を持つデータ など、同化手法で想定していないデータの混入は初期 値の精度を悪化させる。このため、それらのデータに は品質管理による適切な排除や補正が必要である。地

上 GNSS 可降水量データでは以下のように品質管理を 行っている。可降水量は地表から上空までの水蒸気の 積算量であり、地表の高さに応じて値が変動する。数 値予報モデルの水平解像度に依存して表現できる地形 の解像度には限界があり、実際の観測点の標高と数値 予報モデルの中で設定している標高に差が生じる。こ の標高差によって O-B にバイアスが生じるため、第 一推定値との比較する際にはモデルの地上気圧や気温、 比湿を用いて観測値を補正する必要がある。しかし、 標高差が大きい場合にはモデルの地上気圧や気温、比 湿が持つ誤差を無視できなくなるため、その観測点の データは使用しない。また、小司・國井 (2007)の調査 によって標高の高い観測点では可降水量が少ないほど 負バイアスが見られたため、その観測点のデータも使 用しない。それらを考慮し地上 GNSS データの品質管 理手法をまとめて示す。

- 1. 標高 700 m 以上の観測点は使用しない。
- 2. 観測点の実標高とモデル地形の標高との差が200m 以上である場合は使用しない。
- 3. 可降水量が1 mm 以下と 90 mm 以上の場合は使 用しない。
- 可降水量の O-B の絶対値が 8 mm 以上のデータ は使用しない。
- 可降水量の O-B の絶対値が 5 mm 以上で、かつ 周囲 20 km 以内の O-B の平均との差が 5 mm 以 上のデータは使用しない。
- 観測点間の水平距離が 30 km 以上の間隔になるように間引きを行う。

4.1.3 2019 年3月に行った利用手法の改良

(1) 降水域データの利用

降水域の地上 GNSS 可降水量データには第一推定値 に対して負バイアスがあるという調査結果(小司・國井 2008;石川 2010) により、観測点の周囲 15 km に解析 雨量が1.5 mm/h以上ある場合は降水域として、その 観測点のデータを利用しないこととしていた。降水の 予測精度向上には初期値の水蒸気の精度向上が重要で あり、そのためには降水域でも地上 GNSS データをよ り多く利用できることが望ましい。そこで、メソ解析 で利用した降水域での地上 GNSS データの品質を調査 した。品質管理で降水域と判定された降水域データに ついて、可降水量データの O-B ヒストグラムをそれ 以外の非降水域データと比較して図 4.1.1 に示す。この 統計には品質管理手法で除かれる標高 700 m 以上の観 測点とモデル地形との標高差 200 m 以上の観測点を含 めていない。図 4.1.1 より、降水域データの O-B ヒス トグラムは、非降水域データと同様に0mm付近を中 心とした正規分布となっており、負バイアスは見られ なかった。一方、O-B標準偏差は降水域・非降水域と

¹ 太田 行哉、谷 寧人(企画課防災企画室)

² 大気による遅延には電離層による遅延もあるが、周波数依 存性があるため GNSS 衛星から発信される 2 つの周波数の 電波を用いて消去されている。



図 4.1.1 非降水域(黒)と降水域(赤)の地上 GNSS 可降 水量データ [mm] の O-B ヒストグラム。図の右上には O-B の平均 (BIAS) と標準偏差 (SD)の統計値を表す。 統計期間は (a) 2018 年 8 月、(b) 2018 年 12 月の 1 か月。

は無関係に8月の方が12月よりも大きい。これは夏季 ほど可降水量が多く、観測データと第一推定値の差が 大きくなりやすいためである。

降水域データのバイアスについて、過去データが保 存され品質調査が可能な2015年6月から2018年12月 までの可降水量データでも同様の調査を行ったが負バ イアスは見られなかった。観測機器や可降水量データ 算出アルゴリズムは利用開始当時から変更していない ため、バイアスが見られなくなった要因は主に第一推 定値の変化であると考えられる。これは近年の数値予 報システムの改良によってモデルの降水域における水 蒸気の表現が改善したためと推測される。今回の調査 により降水域の可降水量データの品質には問題がない ことを確認したため、メソ解析で利用することにした。

(2) 利用地点の追加

2018年3月に利用可能な地上GNSS 観測点が約100 地点増加したため、その新規地点の観測データの品質を 調査した。新規地点の分布を図4.1.2の赤丸で示す。新 規地点は沿岸部に多く見られる。新規地点の観測データ について可降水量データのO-Bヒストグラムを従来か ら利用していた既存地点のデータと比較して図4.1.3に 示す。可降水量O-Bヒストグラムは正規分布に従って おり、既存地点のデータと比較して品質は同等であった。 ただし、実際にメソ解析で利用される観測点は30 km 間隔の間引きによって10数地点増加する程度であり、 予測への影響はほとんどなかった。

4.1.4 実験結果と考察

前項における調査により、降水域データと新規地点 のデータの品質に問題がないことが分かったため、これ らの観測点を追加した実験を実施した。降水域データ と新規地点を追加した実験を TEST、従来と同じデー タを利用した実験を CNTL と表す。実験結果の検証期 間は 2018 年 6 月 18 日 00UTC から 2018 年 7 月 23 日 21UTC である。

図 4.1.4 に地上比湿予測の予測時間別の平均誤差 (ME) と二乗平均平方根誤差 (RMSE) を示す。僅か



図 4.1.2 2018 年 3 月に利用可能となった地上 GNSS 新規地 点(赤)と従来から利用していた既存地点(青)の分布。



と新規地点(赤)の地上 GNSS 可降水量データ [mm] の O-B ヒストグラム。図の右上に O-B の平均 (BIAS) と 標準偏差 (SD)の統計値を示す。統計期間は (a) 2018 年 8 月、(b) 2018 年 12 月の1か月。

ではあるが、TEST 実験の方が水蒸気をやや少なめに 予測する傾向を改善している時間帯が多くあり RMSE は予測時間全体で減少した。

次に降水予測への影響を見る。3時間降水量の閾値 20 mm 以上の降水予測について、予測時間別バイアス スコア (BI) とエクイタブルスレットスコア (ETS) を 図 4.1.5 に示す。BI は CNTL と TEST で統計的に有意 な差が見られないが、ETS は FT=3 で TEST が有意 に改善し、FT=6 まで改善傾向であった。降水域デー タが追加利用されて水蒸気場が修正され、その付近の 降水予測が改善したためと考えられる。一方、弱い雨 ではこのような改善傾向は見られなかった(図略)。降 水域の判定基準 1.5 mm/h 以下のごく弱い降水域では、 可降水量データが TEST, CNTL どちらも利用されて おり、水蒸気場が修正される効果が TEST と CNTL で 変わらないためと考えられる。

今回の変更によって降水予測に改善が見られた 2018 年7月7日18UTC初期値の3時間予測の事例を図 4.1.6



 図 4.1.4 国内 SYNOP 観測を参照値とした地上比湿予測の 予測時間別 (a) 平均誤差、(b) 二乗平均平方根誤差、(c) 平均誤差の差分、(d) 二乗平均平方根誤差の差分。単位 は g/kg。(a),(b) に CNTL(青)、TEST(赤)それぞ れの値、(c),(d) に TEST – CNTL を表す。エラーバー は 95%の信頼区間を表す。



図 4.1.5 解析雨量を参照値とした閾値 20 mm/3h の予測時 間別 (a) バイアススコア、 (b) エクイタブルスレットス コア、 (c) バイアススコアの差分、 (d) エクイタブルス レットスコアの差分。20 km 検証格子内平均降水量を使 用。 (a), (b) に CNTL (青)、TEST (赤) それぞれの値、 (c), (d) に TEST – CNTL を表す。エラーバーは 95%の 信頼区間を表す。

に示す。CNTLでは広島湾付近で10 mm/3h以下の降水予測であったが、TESTでは該当地域で20 mm/3h 以上の降水予測となり解析雨量に近い予測であった。こ の予測結果となった初期値の地上GNSSデータの利用 状況(図4.1.7)を見ると、大分県沿岸や四国、中国地 方にかけて降水域が広がっていたため、CNTLではそ れらの地域で地上GNSSデータが利用されなかった。 一方、TESTでは大分県沿岸や愛媛県で正のO-Bの 地上GNSSデータが利用された。すなわち該当地域で 水蒸気を増加させるインクリメントが入った。そこで の水蒸気の増加が広島湾付近での予測降水量の増大の 要因となったと考えられる。

4.1.5 まとめと課題

メソ解析の地上 GNSS 可降水量データ利用拡大を目 的に、これまで利用していなかった解析雨量 1.5 mm/h 以上の降水域でのデータ品質と 2018 年 3 月以降に利用 可能となった新規地点のデータ品質を調査した。調査 の結果、最近の降水域データには過去の調査で示され ていた負バイアスは見られなかった。新規地点のデー タは既存地点と同等の品質であった。以上の結果から 降水域データと新規地点を追加利用する解析予報サイ クル実験を行い、主に降水域データを利用した効果に よって予測初期で強雨予測の改善が見られた。

降水域データの品質調査によって O-B のバイアス の変化よりも標準偏差の季節変化が大きいことを確認 した。これは可降水量の多さによって誤差が変化して いることを示唆する。O-Bの誤差は第一推定値の誤 差も含んでいるが、観測の情報をより引き出すため可 降水量の値別の観測誤差を調査する必要がある。地上 GNSS データの新たな利用領域の拡大も重要な課題で ある。特に観測がまばらで水蒸気量の補給源となる海上 のデータは豪雨予測に重要である。今後、船舶へ GNSS 受信機を搭載することで航路上での可降水量データが 得られる予定である。他にも、より長い予測時間にお ける日本付近の降水予測を改善するため、日本の上流 となる大陸のデータも重要である (Shoji et al. 2009)。 ただし国際交換されている地上 GNSS データは少ない のが現状である。近隣国で得られる観測点はロシア、中 国、モンゴルにある国際 GNSS 事業³観測局の数地点 のみであり、世界的にもヨーロッパ各国以外で高密度 に国際配信している国はない。近隣国の数地点のデー タだけでは効果が見込めないため、メソ解析では国内 の地上 GNSS データしか利用していない。今後、世界 中で地上 GNSS データ国際交換が進められデータが入 手可能になれば、品質を調査して利用できるようにす る必要がある。ただし、国外のデータは可降水量の算 出までは行われていない。通報されている天頂大気遅 延量から可降水量を算出するために必要な気圧と気温 が地上 GNSS 観測点に存在するとは限らない。このた め、全球解析では国外の地上 GNSS データは天頂大気 遅延量で同化されている (吉本 2011)。メソ解析でも同 様に、国外の地上 GNSS データの利用するために天頂 大気遅延量での同化が必要となる。

³ http://www.igs.org/



図 4.1.6 2018 年7月7日 21UTC における前3時間降水量 [mm/h] の分布。左が解析雨量、中がTEST の予測値、右がCNTL 予測値。予測値は 2018 年7月7日 18UTC 初期値の3時間予測。



図 4.1.7 2018 年 7 月 7 日 18UTC 初期値の地上 GNSS データ利用状況。プロットは各観測点における可降水量の O-B [mm] で上部のカラースケールで色分けしている。左は TEST、右は CNTL。右図には、同時刻の前 1 時間解析雨量 [mm/h] を左 下のカラースケールで色分けして重ねている。

参考文献

- 石川宜広, 2008: 地上設置型 GPS 大気遅延量の利用. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 53-57.
- 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.
- 萬納寺信崇, 1998: GPS 大気遅延量を利用した数値予 報. 数値予報課報告・別冊第 44 号, 気象庁予報部, 14-24.
- 萬納寺信崇, 2000: GPS データ同化実験. 数値予報課報 告・別冊第 47 号, 気象庁予報部, 102–110.
- 太田行哉, 岡部いづみ, 小屋松進, 西本秀祐, 谷寧人, 2019: メソ解析における観測データ利用の改良及び メソ数値予報システムにおける北西太平洋高解像度 日別海面水温解析の利用開始. 令和元年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 61-67.

- 小司禎教, 國井勝, 2007: 地上 GPS:準リアルタイム解 析データの同化実験. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 147–152.
- 小司禎教, 國井勝, 2008: 地上 GPS 観測網による可降 水量の同化. 気象研究ノート, **217**, 228–238.
- Shoji, Y., M. Kunii, and K. Saito, 2009: Assimilation of nationwide and global GPS PWV data for a heavy rain event on 28 July 2008 in Hokuriku and Kinki, Japan. SOLA, 5, 45–48.
- 吉本浩一, 2011: GPS 可降水量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, 63-69.
- 吉本浩一,石川宜広,2014:全球解析における地上GNSS 天頂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.

4.2.1 はじめに

航空機はその航路上で運航に必要な風、気温、湿度、 乱流や強度など多くの要素を観測している。その観測 データは主に国際民間航空機関 (ICAO) で定められ た AIREP 報と世界気象機関 (WMO) で定められた AMDAR 報で通報され、メソ解析では航空機で観測し た気温と風のデータを利用している。航空機の気温デー タは機体毎に固有の系統誤差(バイアス)があること が知られている (Ballish and Kumar 2008)。バイアス が生じる要因は航空機が高速移動することでセンサ表 面の空気が断熱圧縮されて高温になることであり、気 温測定値は飛行速度を考慮して補正する必要がある。 航空機の気温データのバイアス特性は測器自体の特性 や測器の取り付け位置、測定方法、補正方法などによっ て航空機毎に固有である。しかし、それらの情報は通 報されておらず、バイアスの原因を機体毎に特定する ことは困難である。そこで、全球解析では機体・高度 別に気温データの観測値と第一推定値の差 (O-B)の 前月統計値からバイアス補正値を算出する手法を 2009 年11月に導入し(酒匂 2010)、メソ解析では2019年3 月から全球解析で算出したバイアス補正値を適用して 航空機気温データのバイアス補正を行っている (太田 ほか 2019)。

本節では、メソ解析での航空機気温データのバイア ス状況、バイアス補正手法とバイアス補正によるメソ 数値予報への効果を述べる。

4.2.2 航空機気温データのバイアス状況

航空機気温データを利用するためには、観測データ のバイアスを把握し適切に補正することが必要である。 まずはメソ解析で利用されている航空機気温データの バイアスの状況を調査した。図 4.2.1 に日本付近にある 複数の航空機に対する機体別の気温データの O-B 統 計を示す。O-Bの平均値が機体によって異なっている ことから、航空機の気温データが持つバイアスは機体 によって異なっていることが分かる。よって機体別に気 温バイアス補正が必要となる。この気温バイアスには モデル予測値のバイアスも含まれることから、ラジオ ゾンデ気温データの O–B 統計とも比較し航空機気温 データが持つ真値からのバイアスを推定した。図 4.2.2 は、2016年8月の航空機気温データとラジオゾンデ気 温データの O-B 統計の比較である。航空機気温デー タはラジオゾンデの観測時刻に近い 00UTC と 12UTC 付近の時刻のすべての機体で集計した。図 4.2.2 から 航空機気温データの O-B はラジオゾンデ気温データ の O-Bと比較して対流圏上部で高温側にあり、航空 機気温データに全般的に高温バイアスがあることを示 している。また航空機気温データはラジオゾンデ気温



図 4.2.1 航空機の機体別の気温データの O-B 統計の鉛直 分布。左から、O-B の平均 (BIAS)、標準偏差 (STD)、 データ数 (Data Counts)。統計期間は 2016 年 8 月 11 日 から 8 月 30 日まで。色の違いは異なる航空機の統計値で あることを表す。



図 4.2.2 日本付近にある航空機気温データの O-B 統計の 鉛直分布(青)とラジオゾンデ気温データの O-B 統計の 鉛直分布(緑)。図の配置と統計期間は図 4.2.1 と同じ。

データと比較して O-B の標準偏差が大きい。この結 果は酒匂 (2010) で調査された全球解析での結果と同等 であり、メソ解析でも航空機気温データを適切に利用 するためにはバイアス補正が必要であることを示して いる。

4.2.3 航空機気温データのバイアス補正

航空機気温データのバイアス補正値を見積もるため に、全球解析と同様にメソ解析で航空機気温データの O-B月統計量を計算する方法が考えられる。しかし、 メソ解析は打ち切り時間が短いことや、領域外のデー タを考慮できないことにより、系統誤差の見積もりに 必要なサンプルを十分に得ることができない航空機が 存在する。そこで今回は全球解析の O-B月統計量か ら算出したバイアス補正値をメソ解析で利用すること

¹ 太田 行哉

にした。ここでは航空機の機体に依存するバイアスが モデル間のバイアスの違いよりも十分大きいことを仮 定している。全球解析での航空機気温バイアス補正手 法は酒匂 (2010) で記されているように、ラジオゾンデ バイアス補正と同様の方法を用いている。バイアス補 正値は以下のように算出される。

- 1. 航空機の識別名とラジオゾンデの指定面を中心に した気圧面で層別化して気温データの O-B の前 月平均値を計算する。
- サンプリングエラーを除くために、隣接する気圧 面層で平滑化を行う。
- 3. ある気圧面層での補正値の絶対値が2.5 K 以上の場 合、その当該航空機の気温は全層リジェクトする。
- 4. AIREP 報で通報される航空機は機体識別の情報 が通報されておらず、酒匂 (2010)の調査結果から 顕著なバイアスもないため補正の対象外とする。
- 5. 第一推定値のバイアスを考慮して、経験的に見積 もった調整係数である 0.8 倍した値をバイアス補 正値とする。
- 6. 以上の処理で求めた補正値を統計処理した翌月の 1か月間利用する。

4.2.4 航空機気温データのバイアス補正の効果

メソ数値予報における航空機気温バイアス補正の効 果を確認するため実験を実施した。バイアス補正導入 前の実験を CNTL、現業全球解析の 2016 年 7 月分の O-B 統計で算出したバイアス補正値を適用した実験 を TEST と表す。実験期間は 2016 年 8 月 11 日から 30 日(夏実験)である。実験では 2018 年 6 月時点の現業 メソ数値予報システムをベースとした。冬季に対して も同様の実験を行ったが、バイアス補正の効果は夏冬 変わらないため、予測結果に対して、より明瞭な効果 が見られた夏実験について記述する。

バイアス補正による航空機気温データのサイクル解 析を通じた O-B の変化について、O-B 統計の CNTL と TEST の比較を図 4.2.3 に示す。CNTL では全層に わたって O-B が正バイアスであったが、TEST では バイアス補正処理により想定通りバイアスが減少した。 特に対流圏上層で顕著であった。また TEST では O-B の標準偏差は全層にわたって大幅に減少した。これは バイアス補正前では O-B のばらつきが大きかったこ とを意味する。図 4.2.1 で示したように航空機の機体 別に気温バイアスの量が異なる。バイアス補正処理に よって、どの航空機の気温データも O-B が 0 に近づ いて機体別のばらつきが小さくなったことが O-B の 標準偏差が減少した理由である。

続いて予測値の統計検証でバイアス補正効果を確認 した。図 4.2.4 にラジオゾンデ気温に対する 12 時間予 測の気温誤差の鉛直分布を示す。わずかではあるが、上 層で低温化、中層で高温化して平均誤差や二乗平均平 方根誤差が減少した。一方、下層 (925, 850 hPa) では



図 4.2.3 日本付近の航空機気温データの O-B 統計の鉛直 分布。青は CNTL、赤は TEST を表す。図の並びや統計 期間は図 4.2.2 と同じ。航空機気温データは全時刻を用い て、データ数はどちらの実験もほぼ変わらない。

元々低温バイアスを持っていたものが、更に低温化し て平均誤差が拡大した。下層のバイアス補正量に問題 があり十分でないことが原因の一つと考えられる。図 4.2.3 の CNTL (青線)から TEST (赤線)への変化か らバイアス補正によって上層だけでなく下層も正バイ アスが減少したが、図 4.2.2 の左図で示したラジオゾ ンデ (緑線)と航空機 (青線)のO-Bの平均の比較 から、ラジオゾンデも同様に第一推定値に対して正バ イアスがある。つまり、モデルに下層の低温バイアス が見られる。全球モデルでも同様に下層の低温バイアス が見られる。全球モデルでも同様に下層の低温バイア スを持っており、バイアス補正算出に用いる全球解析 での第一推定値にも、下層の低温バイアスの影響を受 けてバイアス補正量が過剰となり、ラジオゾンデ気温 データと差が拡大したものと推測される。

次に地上気温予測について図 4.2.5 にアメダス気温 に対する予測時間別の誤差推移を示す。ラジオゾンデ 気温に対する下層の誤差と同様の傾向が地上気温予測 にも見られた。CNTLと比較して TEST では地上気温 の予測値が低下しており、6 時間予測までの平均誤差 や二乗平均平方根誤差がやや増大した。予測時間が進 むと CNTL との差が小さくなった。

更に降水予測の検証結果を図 4.2.6 に示す。1 mm/3h から 5 mm/3h の弱雨の頻度が減ったため見逃しが増 加しエクイタブルスレットスコアが改悪したが、それ 以上の閾値の強雨ではエクイタブルスレットスコアが 改善した。

最後にバイアス補正によって台風進路予測が改善し た平成28年台風第9号の事例を図4.2.7に示す。台風第 9号は2016年8月22日03UTCごろ千葉県館山市付近 に上陸した。上陸前の台風進路予測は実況より西側にず れており、CNTLでは2016年8月21日06UTC初期 値で実況並みに修正された。一方 TEST では2016年8



図 4.2.4 日本のラジオゾンデ気温を参照値とした 12 時間予 測の気温誤差。(a) 平均誤差、(b) 二乗平均平方根誤差、 (c) 平均誤差の差分、(d) 二乗平均平方根誤差の差分。単 位は K 。(a), (b) に CNTL(青)、TEST(赤) それぞれ の値、(c), (d) に TEST – CNTL を表す。統計に用いた サンプルの数は、1000 hPa で 448、それ以外の高さでは 約 690。エラーバーは 95%の信頼区間を表す。



図 4.2.5 アメダス観測を参照値とした地上気温予測の予測 時間別 (a) 平均誤差、(b) 二乗平均平方根誤差、(c) 平均 誤差の差分、(d) 二乗平均平方根誤差の差分。単位は K。 (a),(b) に CNTL(青)、TEST(赤) それぞれの値、(c), (d) に TEST – CNTL を表す。統計に用いたサンプルの 数は約 141200。エラーバーは 95%の信頼区間を表す。

月 21 日 03UTC 初期値で実況並みに修正され、CNTL よりも 3 時間早い初期値で実況に近い予測ができてい た。これ以外の初期値においても、全般的に進路予測 に改善が見られており、航空機気温データのバイアス 補正を導入することで、台風の進路に影響する上空の トラフの予測が改善したためと考えられる。

4.2.5 まとめと課題

航空機の気温データは機体毎に固有のバイアスがあ り、気温データを利用するにはバイアス補正する必要 がある。メソ解析において全球解析で算出したバイア ス補正値を適用してバイアス補正をする手法を導入し た。これによって、対流圏上部を中心に気温の予測誤 差が減少し、台風の進路予測も改善した。

今後の課題として、バイアス補正手法の高度化があ る。全球解析で求めたバイアス補正値は、全球モデル の第一推定値のバイアスも含まれている。ラジオゾン デやアメダス検証で見られた下層の気温低下は全球モ デルの低温バイアスの影響を受けている。加えて、バ イアス補正に必要な統計値を算出する時のサンプルに 関する問題がある。航空機の運航状況によっては定常 的に観測データが存在するとは限らないため、前月の 統計からバイアス補正量を算出する手法ではそのサン プルに期間の偏りが生じる航空機もあり得る。サンプ ルの偏りは高度に対しても同様であり、航空機データ はラジオゾンデのように指定面の気圧層に対して均等 にデータがあるわけではない。更に、航空機気温デー タのバイアスは上昇中と下降中に異なった特性を持つ ことが知られており、気圧層別よりも航空機の飛行状 態別でバイアス補正量を計算しなくてはならない。こ れらの問題点に対応するには、衛星輝度温度データの 補正手法に用いている変分法バイアス補正のような周 囲の観測データや気象条件に適合したバイアス補正手 法の導入が必要である。また、バイアス補正を行って いない局地解析に対してもバイアス補正手法を導入す る必要がある。

参考文献

- Ballish, B. A. and V. K. Kumar, 2008: Systematic differences in aircraft and radiosonde temperatures. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 89, 1689–1708.
- 太田行哉, 岡部いづみ, 小屋松進, 西本秀祐, 谷寧人, 2019: メソ解析における観測データ利用の改良及び メソ数値予報システムにおける北西太平洋高解像度 日別海面水温解析の利用開始. 令和元年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 61-67.
- 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.



図 4.2.6 解析雨量を参照値とした 3 時間降水量 [mm/3h] の閾値別 (a) バイアススコア、 (b) エクイタブルスレットスコア、 (c) 空振り率、 (d) 見逃し率、 (e) バイアススコアの差分、 (f) エクイタブルスレットスコアの差分、 (g) 空振り率の差分、 (h) 見逃し率の差分。20 km 検証格子内平均降水量を使用。 (a), (b), (c), (d) に CNTL (青)、TEST (赤) それぞれの値、 (e), (f), (g), (h) に TEST – CNTL を表す。エラーバーは 95%の信頼区間を表す。



図 4.2.7 平成 28 年台風第 9 号の進路予測の比較。青が CNTL、赤が TEST、黒または灰色がベストトラックを表す。灰色は 予測対象外の期間を示す。■が 00 または 12UTC、▲が 06 または 18UTC, ×が 03, 09, 15, 21UTC の台風中心位置を示す。 左図から 2016 年 8 月 20 日 21UTC 初期値、8 月 21 日 00UTC 初期値、03UTC 初期値、06UTC 初期値、09UTC 初期値。

4.3 マイクロ波散乱計海上風¹

4.3.1 はじめに

マイクロ波散乱計(以下、単に散乱計と記す。)は地 球に向かってマイクロ波を照射し、その後方散乱強度 を測定する能動型の測器である。地表面の状態によっ て後方散乱強度が変化することを利用し、陸地では土 壌水分量の値を、海上では風速と風向を推定すること ができる。海上風の観測として以前より用いられてい る船舶やブイによる直接観測と比べ、衛星に搭載され た散乱計による観測では広範囲かつ密にデータが得ら れ、低気圧の周辺の風の循環やシアーの情報を面的に 得ることができる。このため、散乱計による海上風の 観測は数値予報システムの初期値作成において非常に 重要なデータのひとつとなっている。

気象庁のメソ数値予報システムでは欧州気象衛星開発 機構 (EUMETSAT) が運用する現業極軌道衛星 Metop-A, B に搭載された散乱計 ASCAT により観測され、オ ランダ王立気象研究所 (KNMI) により算出された海上 風プロダクトを 2015 年 12 月から現業同化利用してい る (守谷 2016)。2019 年 3 月からは、より解像度の高 い ASCAT 海上風プロダクトの利用を開始した (太田 ほか 2019)。本節では、高解像度 ASCAT 海上風の導 入にあたり実施した調査について記述する。

4.3.2 高解像度 ASCAT 海上風の利用開始

KNMIによる ASCAT 海上風プロダクトは、海上風 算出時の空間平滑化の処理の違いにより、「25 km 風プ ロダクト」 (ASCAT 25 km Winds) と「沿岸風プロダ クト」 (ASCAT coastal Winds) の 2 種類が配信され ている²。沿岸風プロダクトは 25 km 風プロダクトよ りも高解像度となる 12.5 km 間隔で海上風が算出され ている。沿岸風プロダクトの利用により沿岸部や諸島 周辺の海域でより陸地近くまでデータが利用可能とな り、特に水平解像度の高いメソ解析において解析値の 精度向上に寄与することが期待される。

(1) 実験設定

メソ解析における沿岸風プロダクトの利用による影響を評価するため、2018年6月時点でのメソ数値予報 システムを用いて解析予報サイクル実験を行った。当時 の現業システムと同じ25km風プロダクトを利用した コントロール実験(CNTL)を基準に、25km風プロダ クトを沿岸風プロダクトに替えたテスト実験(TEST) を行い、両者の結果を比較した。実験期間は2016年6 月22日から8月30日(夏実験)および2016年12月 6日から2017年1月15日(冬実験)である。沿岸風



図 4.3.1 2016 年 8 月 16 日 12UTC のメソ解析における (a) 25 km 風プロダクト、および (b) 沿岸風プロダクトのデー タ分布。Metop-A, B 衛星による観測データから算出され た風データを描画している。矢羽つきの丸はデータ同化に 利用されるデータ、黒十字は品質管理または間引き処理に よりデータ同化に利用されないデータである。丸印の色は 風速 [m/s] を表す。

プロダクトの品質管理として、強風(風速 25 m/s 超) の除去、Ambiguity Removal³、風速・風向のグロスエ ラーチェックと group QC³を行った。品質管理を通過



図 4.3.2 (a) 夏実験期間および (b) 冬実験期間における AS-CAT 海上風の風速ヒストグラム。青は 25 km 風プロダク ト、赤は沿岸風プロダクトを表す。

¹ 小屋松 進

²他に試験的なデータとして「5.7 km 風プロダクト」 (AS-CAT 5.7 km Winds) が配信されている。各プロダクトの詳し い情報は OSI SAF のウェブサイト (http://www.osi-saf. org) を参照。

³ Ambiguity Removal および group QC の詳細は太原 (1999)を参照。



図 4.3.3 ASCAT 海上風と第一推定値の風速差の分布。データ同化に用いた ASCAT 海上風について第一推定値との風速差を 60 km×60 km の格子で統計をとった。上段の (a), (b) は夏実験期間平均、下段の (c), (d) は冬実験期間平均、左側の (a), (c) は CNTL、右側の (b), (d) は TEST を表す。

したデータは、観測誤差の空間的な相関を除去するため 0.5° 間隔で間引き、観測誤差は 3.0 m/s とした。これらの手法・パラメータは 25 km 風プロダクトから変更を加えていない。

(2) 海上風データの比較

25 km 風プロダクトと沿岸風プロダクトにおける海 上風データの比較を行った。図 4.3.1 にある解析時刻 での ASCAT 海上風データの分布を示す。沿岸風プロ ダクトは本州の海岸線のより近くまでデータが存在し ている。また、伊豆諸島の存在により 25 km 風プロダ クトのデータが存在しない 140°E 付近でも、沿岸風プ ロダクトでは海上風が算出されている。このように、 TEST ではデータ同化でより多く、より広範囲のデー タが利用されるようになった。

図 4.3.2 に 25 km 風プロダクトおよび沿岸風プロダ クトの海上風データの風速ヒストグラムを示す。全体 的には 25 km 風プロダクトと沿岸風プロダクトで風 速の頻度分布に大きな違いはない。沿岸付近でデータ 分布が拡大したことに伴って、沿岸風プロダクトでは 5 m/s 以下の弱風の割合が増加している。 (3) 第一推定値および解析値における平均風速の変化 第一推定値への影響を比較するため、図 4.3.3 に AS-CAT 海上風と第一推定値の風速差の期間平均の分布を 示す。MSM の海上風速の予測値は ASCAT 海上風と 比較して夏季で正バイアス、冬季で負バイアスを持っ ており (原・倉橋 2017)、第一推定値においてもその傾 向が見られる⁴。TEST では沿岸部を中心にデータ同化 数が増加した以外に、バイアスの傾向に大きな差はな かった。

次に解析値の変化を見るため、図 4.3.4 に解析値に おける TEST と CNTL の平均風速差の分布を示す。 TEST は CNTL と比較して、夏実験は風速を弱める変 化、冬実験は風速を強める変化が見られる。この変化 は図 4.3.3 で見られた第一推定値のバイアスを打ち消 す方向であり、解析値が ASCAT 海上風データに近づ いたことを表している。特に比較的バイアスの大きな 冬の日本海や東シナ海で広範囲に風速が増加している。 これは、わずかではあるが、沿岸部以外でも利用数が 増加して、観測データの情報が反映されたためである。

⁴ 図 4.3.3 ではデータ同化に用いる ASCAT 海上風 – 第一 推定値を表示しているため、予測値のバイアスとは逆符号と なる。



図 4.3.4 風速の平均解析場。上段の (a), (b) は夏実験期間平均、下段の (c), (d) は冬実験期間平均、左側の (a), (c) は TEST、 右側の (b), (d) は差分 (TEST-CNTL) を表す。



(4) 24 時間予測値および降水スコアへの影響

予測値の変化を見るため、図 4.3.5 に 24 時間予測値 における TEST と CNTL の平均風速差の分布を示す。 夏実験では日本海や東海沖を中心に風速が弱くなる領 域が広く見られ、MSM の正バイアスを軽減する変化 があった。一方、九州の西海上から日本の南海上にか けて、解析値で風速を強くした領域が拡大して、24 時 間予測値でも風速が強くなった。冬実験では解析値で 風速が強くなった日本海や東シナ海には差がほぼ見ら れなくなり、解析値での改善は 24 時間予測値まで持続 しなかった。冬季は北西風が卓越しており、大陸から 影響を受けるこれらの領域では、海上風の効果は小さ くなるためと考えられる。

最後に降水スコアを確認した。図 4.3.6 に夏実験の、 図 4.3.7 に冬実験の降水閾値別のバイアススコアとエ クイタブルスレットスコアを示す。夏実験、冬実験と もに降水の頻度がやや増加し、閾値 20 mm/3h を超え る強雨に対してバイアススコアの悪化が見られた。一 方、エクイタブルスレットスコアはすべての閾値に対 して改善した。沿岸風プロダクトの利用で初期値での 風の場が改善したことによって、降水域の収束帯の予 測が改善したためと考えられる。

以上の結果を踏まえ、2019年3月よりメソ解析にお ける沿岸風プロダクトの利用を開始した。

4.3.3 今後の課題

ASCAT 海上風の利用について、今後取り組むべき 課題を三つ挙げる。

一つ目は、間引き間隔および観測誤差の最適化を含 む高密度データの有効利用である。今回の沿岸風プロ ダクトの利用では間引き間隔は従来と同一にしたため、 高密度データの大部分を利用できていない。観測誤差 や間引き間隔の最適な設定値を得るための調査だけで なく、スーパーオブザベーションに代表されるような 複数の観測データを空間平均化して同化する新たな手 法の導入も視野に入れ、データを最大限に活かす改良 が必要である。

二つ目は早期配信されるデータの利用である。メソ 解析は解析時刻の50分後までに入電したデータしか利 用されないため、観測後できるだけ早くデータを入手 する必要がある。通常は極軌道衛星による観測データは 周回軌道毎に地上の基地局で受信・処理されるため、観 測から配信まで2時間程度の時間を要する。EUMET-SATではEARS-ASCATと呼ばれる速報性を重視した ASCAT海上風プロダクトの配信サービスを提供して いる。EARS-ASCATでは複数の地上基地局によって、 その上空を衛星が通過した際に観測されたデータを即 時的に受信し、各基地局で受信したデータを収集・処理 してプロダクトを作成する。EARS-ASCAT は観測か ら 30分程度で配信されており、通常の配信と比較して 早期にプロダクトが入手可能である。EARS-ASCAT



図 4.3.6 解析雨量に対する 3 時間降水量の閾値別降水スコ ア。夏実験期間のもの。検証格子は 20 km×20 km。左側 にバイアススコア、右側にエクイタブルスレットスコアを 示す。上段の (a), (b) は CNTL (青) および TEST (赤) のスコア、下段の (c), (d) は差分 (TEST-CNTL) を表 す。エラーバーは 95%の信頼区間である。



の利用によって、より解析時刻に近い気象現象をメソ 解析へ反映することができる。

三つ目は新規衛星データの利用である。Metopシリーズ最後の衛星となる Metop-C が 2018 年 11 月に打ち 上げられ、Metop-A, B と同様に ASCAT 海上風プロ ダクトが配信されている。全球解析においては 2019 年 12 月より Metop-C/ASCAT 海上風プロダクトの利用 を開始し、海上風データのカバレッジ増加により下層 風解析場の精度向上に寄与している。メソ解析におい ても Metop-C/ASCAT 海上風の早期利用開始を目指 す必要がある。

参考文献

- 守谷昌己,2016:マイクロ波散乱計の全球解析での利用 方法の変更及びメソ解析での利用開始.平成28年度 数値予報研修テキスト,気象庁予報部,55-57.
- 原旅人, 倉橋永, 2017: メソ数値予報システムの特性の 変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予 報部, 48–55.
- 太原芳彦, 1999: マイクロ波散乱計. 数値予報課報告・ 別冊第 45 号, 気象庁予報部, 27-43.
- 太田行哉, 岡部いづみ, 小屋松進, 西本秀祐, 谷寧人, 2019: メソ解析における観測データ利用の改良及び メソ数値予報システムにおける北西太平洋高解像度 日別海面水温解析の利用開始. 令和元年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 61-67.

4.4.1 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り、昼夜を問 わず雲・降水域においても、大気中の水蒸気量の情報 を得ることが出来る(竹内 1999)。現在の気象庁のメソ 解析では、海上のマイクロ波イメージャデータを利用 して、晴天域では輝度温度を直接同化し、降水域では 輝度温度から推定(リトリーブ)した降水強度を同化 している。メソ解析のデータ同化に利用しているマイ クロ波イメージャは、GCOM-W衛星搭載のAMSR2、 DMSP衛星(17号、18号)搭載のSSMIS、GPM衛 星搭載のGMIである。現在の気象庁の数値予報シス テムで利用しているマイクロ波イメージャのセンサー と周波数の一覧を表 4.4.1 に示す。

メソ解析におけるマイクロ波イメージャ観測データ の利用は2003年10月に開始された。当時はマイクロ 波イメージャで観測された輝度温度から降水強度及び 可降水量をリトリーブし、4次元変分法で同化してい た(佐藤2003)。当時のシステム導入前に行われた解析 予報サイクル実験では、3時間降水量予報のスレット スコアとバイアススコアが改善する結果が得られた。 2010年には輝度温度から可降水量に変換する際の変換 誤差を混入させないために、リトリーブ可降水量の代 わりに観測された輝度温度を直接同化するように変更 された(計盛2011)。その後衛星の世代交代に伴って利 用するセンサーが順次更新され現在に至る。

今後のさらなるマイクロ波イメージャデータの利用 促進のために、現在のマイクロ波イメージャデータ同 化の問題点や影響を改めて確認する必要がある。以降 ではマイクロ波イメージャデータ同化の影響や問題点 について、最新の気象庁メソ数値予報システムを用い て調査した結果を報告する。

4.4.2 調査方法

メソ解析におけるマイクロ波イメージャデータ同化 の影響を調査するために、マイクロ波イメージャを同 化しない実験(棄却実験)を行った。実験には2018年 6月時点での気象庁メソ数値予報システムと同等のシス テムを用いた。基準となるコントロール実験(CNTL) は、現業システムと同じ観測データセットと数値予報 システムを用いたもの、テスト実験(TEST)はCNTL からマイクロ波イメージャ(GMI, AMSR2, SSMIS)の 輝度温度データと輝度温度からリトリーブした降水強 度のデータを同化しないように設定したものである。 TEST と CNTLの結果を比較することでマイクロ波イ メージャのデータ同化が解析値・予測値に与える影響 を調査した。実験期間は、2017年6月21日から2017 年7月8日までである。 表 4.4.1 2019 年 12 月現在の気象庁の数値予報システムで 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。黒下線はメソ・局地解析で同化している周波数、赤 下線は全球解析で同化している周波数を表す。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。

偏波			センサー名		
	AMSR2	GMI	SSMIS	MWRI	WindSat
V	6.925				6.8
Н	6.925				6.8
V	7.3				
Η	7.3				
V	10.65	10.65		10.65	10.7
Η	10.65	10.65		10.65	10.7
V	18.7	18.7	19.35	18.7	18.7
Η	18.7	18.7	19.35	18.7	18.7
V	23.8	23.8	22.235	23.8	23.8
Η	23.8			23.8	23.8
\mathbf{V}	36.5	36.64	<u>37</u>	36.5	$\underline{37}$
Η	36.5	36.64	37	36.5	37
\mathbf{V}	<u>89A</u>	<u>89</u>	91.655	89	
Η	89A	89	91.655	89	
V	89B				
Η	89B				
V		166			
Η		166			
V		183.31 ± 3			
Η			183.31 ± 3.0		
V		183.31 ± 7			
Н			183.31 ± 6.6		
Н			183.31 ± 1.0		

4.4.3 解析値と第一推定値への影響

マイクロ波イメージャを棄却することで第一推定値の 精度がどのように変化したのかを調べるために、観測値 と第一推定値の差 (FG departure) の統計結果を TEST と CNTL で比較する。図 4.4.1 に、TEST と CNTL で 共通に利用され、水蒸気に感度のあるマイクロ波水蒸 気サウンダ MHS、ラジオゾンデの相対湿度、GNSS 可 降水量について、チャンネル・高度別に FG departure の標準偏差の CNTL からの変化率およびデータ利用数 の変化率を示す。TEST では CNTL と比べて、マイク ロ波水蒸気サウンダ MHS、ラジオゾンデの 850 hPa から 600 hPa 付近の相対湿度、GNSS 可降水量の FG departure の標準偏差が増大した。これはマイクロ波 イメージャを棄却したことによって、TEST の第一推 定値の水蒸気場の精度が悪化したことを意味している。 また、水蒸気に感度のあるデータでは第一推定値から の乖離が大きくなり、品質管理でリジェクトされるデー タが増加することで、利用データ数が減少した。この

¹ 清水 宏幸



図 4.4.1 FG departure の標準偏差の CNTL からの変化率 とデータ使用数の変化率 [%]。(a) はマイクロ波水蒸気サウ ンダ MHS、(b) はラジオゾンデの相対湿度、(c) は GNSS 可降水量に関する図をそれぞれ示す。誤差幅は差の有意判 定で用いた 95%の信頼区間を表し、丸印は統計的に有意な 差であることを示す。

結果からマイクロ波イメージャは解析値および第一推 定値の水蒸気場の精度向上に寄与していることが確認 できた。

解析場の変化を見るために、実験期間平均の解析値 のTEST と CNTL の差を見る。図 4.4.2 に実験期間平 均の可降水量の水平分布と、比湿の帯状平均鉛直断面 図 (TEST-CNTL)を示す。可降水量の水平分布(図 4.4.2 左図)を見ると、マイクロ波イメージャを利用 している海上を中心に可降水量が減少している。また 比湿の帯状平均鉛直断面図(図 4.4.2 右図)を見ると、 900 hPa から 600 hPa 付近の比湿が TEST で減少して いる。これらの結果から平均的にはマイクロ波イメー ジャは対流圏中下層の水蒸気量を増加させる効果があ ることが確認された。

図 4.4.3(a) に CNTL と TEST で共通に利用されて いるラジオゾンデの FG departure と観測値 – 解析値 (AN departure)の平均を示す。CNTL 実験ではモデ ルがラジオゾンデの観測に対して湿潤バイアスであっ た。TEST 実験では 925 hPa 付近で乾燥バイアスが増 大したが、多くの高度で湿潤バイアスを解消するよう に変化した。これはマイクロ波イメージャのデータ同 化が平均的にはモデルの湿潤バイアスを拡大させてい ることを表している。図 4.4.3(b) に CNTL で同化利用



図 4.4.2 実験期間平均の解析値の TEST-CNTL。左図は 可降水量の水平分布 [mm]、右図はメソ領域における比湿 の帯状平均鉛直断面図 [g/kg] を示す。右図の横軸は緯度、 縦軸は高度 [hPa] を対数軸で表す。



図 4.4.3 (a) ラジオゾンデ相対湿度の FG departure (破線) と AN departure (実線)の平均 [%]。(b)(a) と同じ。た だしマイクロ波イメージャの統計 [K]。黒線は CNTL、赤 線は TEST の結果を示す。

されたマイクロ波イメージャ輝度温度のFG departure と AN departure の平均を示す。いずれのセンサーも モデルに対して正のバイアスとなっており、これがモ デルの湿潤バイアスを増大させている原因と考えられ る。メソ解析では、全球解析で決定された変分法バイ アス補正係数を利用してバイアス補正を行っているが、 モデルの特性の違いにより、バイアス補正に用いてい る説明変数の特性が全球解析とメソ解析で異なる。そ の結果、全球解析の説明変数で最適化されたバイアス 補正係数がメソ解析にとって最適なものになっていな いため、メソ解析でのモデル予報値に対するバイアス 補正が十分に機能していないことが考えられる。

4.4.4 予測値への影響

降水予測への影響を評価するために、実験期間にお けるバイアススコア、エクイタブルスレットスコアを 図 4.4.4 に示す。TEST では CNTL に比べて 1 mm/3h から 25 mm/3h の雨に対して、有意にバイアススコア が減少した。これは海上を中心に可降水量が減少した 影響を受け、降水予測の頻度が減少した結果であると 考えられる。また TEST では CNTL に比べてエクイタ ブルスレットスコアが概ね減少傾向であり、降水予測 の精度が悪化した。これらの結果から、マイクロ波イ メージャデータを同化することで降水予測の頻度を増 加させる効果と、降水予測の精度を向上させる効果が あることを確認できた。 図 4.4.5 にラジオゾンデの混



図 4.4.4 実験期間における解析雨量に対する 3 時間降水量の閾値別 [mm/3h]の検証結果。検証格子は 20 km。(a)はバイアススコア、(b) エクイタブルスレットスコア。上段が TEST(赤)、CNTL(青)それぞれのスコア。下段が TEST と CNTL の差 (TEST-CNTL)、エラーバーは 95%の信頼区間を示す。



図 4.4.5 ラジオゾンデの混合比に対する 24 時間予測の 平均誤差と二乗平均平方根誤差。上段が TEST(赤)、 CNTL(青)それぞれの結果。下段が TEST と CNTLの差 (TEST-CNTL)、エラーバーは 95%の信頼区間を示す。

合比に対する 24 時間予測の平均誤差 (ME) と二乗平均 平方根誤差 (RMSE) を示す。CNTL では中下層にかけ て混合比が正バイアスとなっているが、TEST では全 体的に正バイアスを小さくする方向に変化した。他の 予測時間においても、同様の傾向であった。このこと から、マイクロ波イメージャはモデル下層の湿潤バイ アスを増大させていることが分かった。これは第 4.4.3 項で示したようにマイクロ波イメージャがモデルに対 して正のバイアスをもって同化されていることに起因 すると考えられる。一方で CNTL よりも TEST の方 がRMSEが大きくなったことから、マイクロ波イメージャには混合比の予測誤差を減らす効果があり、水蒸気場の予測精度向上に寄与していることが確認された。

4.4.5 事例

マイクロ波イメージャを同化することによって、平 均的には海上の可降水量が増加し降水予測の頻度を増 加させること、水蒸気場の予測誤差が減少し降水予測 の精度を向上させることが確認された。以下では、実 験期間中の降水予測について TEST と CNTL の差が 特に大きく、マイクロ波イメージャデータ同化の影響 が顕著であった事例を示す。

マイクロ波イメージャを同化することによって降水予 測が改善した 2017 年 7 月 4 日 12UTC 初期値の事例を 図4.4.6に示す。この事例は島根県で4日夜から5日朝 にかけて記録的な大雨となり5日朝に大雨特別警報を発 表した事例である。CNTLでは島根県付近で50mm以 上の強い降水帯を予測していた。一方で TEST では島 根県付近に降水帯を予測していたが、降水量が CNTL に比べて少なくなっていた。図 4.4.7(a) は、CNTL の 解析時刻において同化利用されたマイクロ波イメージャ の23 GHz 帯のチャンネルの観測地点分布と可降水量 の水平分布を示す。23 GHz 帯は対流圏中・下層の水蒸 気に感度のある周波数である。CNTL では対馬海峡付 近から日本海南部にかけてマイクロ波イメージャの輝 度温度データが同化されており、同領域で CNTL の方 が可降水量が多く解析された (図 4.4.7(b))。また、そ の領域が6時間予測にかけて島根県付近に流入してい た (図 4.4.7(c))。他にも実験期間中には予報期間前半 に TEST の方が CNTL よりも降水量が少なくなった 事例が多く見られた。この結果から、海上でマイクロ 波イメージャが同化されることによって、陸上に流れ 込む水蒸気場の予測がより現実に近くなり、降水強度 予測を改善することが分かった。

4.4.6 まとめと今後の予定

マイクロ波イメージャの輝度温度および輝度温度か らリトリーブした降水強度データを同化することによ る気象庁のメソ数値予報システムへの影響について述 べた。マイクロ波イメージャデータの棄却実験の結果 から、マイクロ波イメージャは対流圏中下層の水蒸気 場の解析精度向上に寄与し、降水予測精度を向上させ ることが確認された。これはマイクロ波イメージャを 導入する際に行われた解析予報サイクル実験の結果と 概ね整合的な結果である。一方で、マイクロ波イメー ジャを同化することでモデルの湿潤バイアスをさらに 増加させる悪影響も確認された。これは現在のメソ解 析が全球解析で決定された変分法バイアス補正係数を 用いてバイアス補正を行っているためと考えられる。 今後メソ解析では asuca-4DVar への変更が予定されて おり、メソ解析自身で変分法バイアス補正が行われる



図 4.4.6 2017 年 7 月 4 日 18UTC の前 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) は TEST の予測値、(b) は CNTL の予測値、(c) は解析 雨量。予測値は 2017 年 7 月 4 日 12UTC 初期値における 6 時間予測の降水量を示す。



図 4.4.7 (a)2017 年 7 月 4 日 12UTC の解析において CNTL で同化利用されたマイクロ波イメージャ輝度温度の観測地点分布 と可降水量 [mm] の解析値。(b)2017 年 7 月 4 日 12UTC における TEST と CNTL の可降水量解析値の差分 [mm]。(c)(b) と同じ。ただし 6 時間予測値における可降水量の差分 [mm]。

ようになる予定であるため、メソ解析におけるマイク ロ波イメージャ輝度温度のバイアスは改善されると考 えられる。

全球解析では 2019 年 12 月にマイクロ波イメージャ 輝度温度を雲・降水域も含めて同化利用する(全天同 化)変更をしており、雲・降水域における水蒸気場の解 析精度だけでなく、4次元変分法によってその水蒸気場 を再現するように気温や風の解析精度の向上が確認さ れた。現在のメソ解析の輝度温度同化は、雲・降水の 影響を受けていない晴天域に限定され、降水域ではマ イクロ波イメージャの輝度温度からリトリーブされた 降水強度が同化されている。雲・降水域においても輝 度温度で直接同化する方が水蒸気の情報をより正確に 引き出すことができると考えられるので、メソ解析に おいても輝度温度全天同化の開発を進めていく予定で ある。また、全球解析で利用していて、メソ解析で利 用していないマイクロ波イメージャ (FY-3C/MWRI, Coriolis/WindSat) があり、それらの利用に向けた開 発も予定している。

参考文献

- 計盛正博,2011:メソ解析における衛星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.
- 佐藤芳昭,2003: メソ解析へのマイクロ波放射計データ 同化. 平成15年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,7-12.
- 竹内義明, 1999: マイクロ波放射計. 数値予報課報告・ 別冊第45号, 気象庁予報部, 75–96.

4.5.1 はじめに

気象衛星には、赤道の上空約 36,000 km の位置で地 球の自転に合わせて周回する静止気象衛星と、上空約 1000 km 以下の低軌道で約 1~2 時間で地球を1 周する 極軌道衛星がある。極軌道衛星は、静止気象衛星より も低い軌道を通るため、より高密度な観測が得られる が、同じ地点を通るのは1日2回程度と観測頻度は限定 的である。一方、静止気象衛星は1機で北半球および 南半球の低緯度から中緯度までの広い範囲を高頻度に 観測することが出来る。例えば日本のひまわり8号は、 10 分毎にフルディスク観測(衛星から見える地球全体 の観測)を実施できる。観測密度についても、ひまわ り8号や米国の GOES-16 による赤外画像の水平格子 間隔は約2km、欧州の Meteosat Second Generation による赤外画像の水平格子間隔は約3km(共に衛星直 下点)であり、上記のような広範囲をこれだけの密度 で観測できる機器は従来型観測測器も含めて他にない。 このように、静止気象衛星からは高頻度・高解像度な 観測データが得られ、刻々と状況が変化する気象現象 の実況監視や予測に必要不可欠なものとなっている。

静止気象衛星に搭載された赤外イメージャの観測デー タから作成される晴天放射輝度温度プロダクト (CSR: Clear-Sky Radiance) とは、赤外画像のピクセルデー タ毎に晴天判別を行い、ある一定の領域(セグメント という)内にある晴れピクセルだけの放射輝度や輝度 温度の平均値を算出したプロダクトである。主にデー タ同化されるのは、対流圏の水蒸気に関する情報を持 つ水蒸気チャンネルの CSR で、これらの観測データ を利用する目的は、対流圏の水蒸気に関する観測情報 を数値予報システムの初期値に反映させ、解析精度を 向上させることである。特に、モデルでは現実のよう な水蒸気場のメリハリを維持することが難しいため、 データ同化により解析毎に補正する必要がある。初期 値における水蒸気場がより現実に近い、メリハリのあ るものに改善することにより、降水の予測精度の改善 も期待できる。

数値予報現業センターでの利用は、2002 年に欧州 中期予報センター (ECMWF: the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) が全球解析へ Meteosat-7 の水蒸気チャンネルの CSR データ (輝度温 度)を同化したのが始まりである (Munro et al. 2004)。 既に、静止気象衛星による観測データとして大気追跡風 (AMV: Atmospheric Motion Vector) のデータは同化 されていたが、水蒸気チャンネルの場合、晴天域では高 度推計が難しいという問題があり (Velden et al. 1997)、 その対応策として輝度温度データの直接同化が有効と 考えられていた背景がある。今日では、多くの数値予報 現業センターで水蒸気チャンネルの CSR データを直接 同化している (Szyndel et al. 2005; Stengel et al. 2009; Zou et al. 2011, 2015)。気象庁でも、2003 年には極軌道 NOAA 衛星に搭載された鉛直サウンダ (ATOVS: the Advanced TIROS Operational Vertical Sounder) に よる輝度温度データの全球解析への直接同化を開始し (計盛・岡本 2004)、2008 年には静止気象衛星 MTSAT-IR による水蒸気チャンネルの CSR(Uesawa 2009)の 輝度温度データ同化が開始された (石橋・上沢 2007; Ishibashi 2008)。その後、2010 年にメソ解析への輝度 温度データ直接同化が開始され、同時に CSR データの 同化も開始された (Kazumori 2014)。

また近年では、晴天のみでなく雲域も含めた水蒸気 チャンネルの全天放射輝度 (ASR: All-Sky Radiance) の 利用についても開発・研究が進められている (Lupu and McNally 2012; Burrows 2018; Okamoto 2013, 2017; Zhang et al. 2016; Harnisch et al. 2016)。

4.5.2 ひまわり 8 号による CSR データ

2015年7月、MTSAT-2に代わり、静止気象衛星ひ まわり8号が本運用機となった。静止位置は東経140.7 度で、日本列島を含む極東アジアからオーストラリア、 太平洋にかけての低緯度から中緯度までの広い観測領 域を持つ。観測データのスペックは飛躍的に向上し、 10分毎のフルディスク観測の他、任意の領域を2.5分 または30秒毎に観測することもできるようになった (Bessho et al. 2016)。CSR データ利用の観点からは、 観測データの水平解像度が向上したことや、バンド毎 に晴天率を算出できるようになったため水蒸気バンド において晴天と判別される領域が拡大したこと(プロ ダクトの算出数増加)に加え、水蒸気バンドが1つか ら3つに増強され、より下層の水蒸気に感度のあるバ ンドのCSR データが利用できるようになったことが大 きな進歩である (Imai and Uesawa 2016)。

気象衛星センターでは、ひまわり8号に搭載された イメージャ (AHI: Advanced Himawari Imager) によ る 10 分毎のフルディスク観測データを用いて、全 16 バ ンドのうち赤外バンドの10バンド(バンド7-16、そ のうちバンド 8-10 が水蒸気バンド) についての CSR を作成している²。水平解像度の異なる2種類のデータ セットがあり、一つは、16×16ピクセル(1 セグメン ト、衛星直下点で約 32 km 四方)内にある晴天ピクセ ルの放射輝度、及び、輝度温度の平均値を算出したも ので、セグメント内の晴天ピクセルの割合(晴天率)、 晴天ピクセルの輝度温度の標準偏差などの情報が付与 されている。(以下、GSM 用 CSR データ、または単に CSR データと呼ぶ。) もう一つは、ピクセルデータに 晴天判別の情報(晴れ、曇りのいずれか)を付与し、そ のままの水平解像度で出力したプロダクト(雲域も含 まれる)で、日本周辺の領域について庁内向けに配信 されている。(以下、ピクセル輝度温度データと呼ぶ。)

¹ 岡部 いづみ

² 雲域判別には、可視バンドの観測データも用いられている。

2022 年、ひまわり 8 号に代わり本運用を開始する計 画のひまわり 9 号にも、ひまわり 8 号と同スペックの イメージャ (AHI) が搭載されており、同様の仕様で GSM 用 CSR とピクセル輝度温度データが作成される 予定である。

4.5.3 数値予報システムでの利用と最近の改良

2019年12月現在、気象庁数値予報システムのメソ 解析では、全球・局地解析と同じく、水蒸気バンドの GSM 用 CSR データを利用している。全球・メソ解析 では全3つの水蒸気バンド8,9,10を利用しており、局 地解析ではバンド8のみを利用している。各解析の同 化窓の中で、他の観測データと同様に1時間毎にデー タ同化をしている。メソ解析の同化窓は、解析時刻の -3時間前から解析時刻までで、解析時刻から-3時間、 -2 時間、-1 時間、±0 時間の4 時刻分の第一推定値 が作成される。各第一推定値の時刻の±30分に観測さ れたデータがそれぞれ正時の観測データとして同化さ れる。ひまわり8号のCSR データは10分毎に入電す るが、現時点ではデータ同化の頻度に併せて正時(観 測時刻 50-59 分)のデータのみを利用している。ひま わり8号 CSR の利用開始当時の詳細については、計 盛 (2016)、Kazumori (2018) を参照されたい。メソ解 析の同化窓とひまわり8号 CSR データの同化につい ては、計盛 (2015) にも詳細な解説がある。

2017 年 3 月よりメソ解析でのひまわり 8 号による CSR データの同化が開始された当時は、MTSAT-2の IR3(水蒸気)チャンネルに相当するバンド8(中心波 長: 6.2 µm)のみが利用されていた (計盛 2016)。バン ド9,10を利用するには後述のとおり調査や工夫が必 要であり、ひまわり8号のCSRデータの早期利用開 始を目指していた当時は、その後の課題とされた。図 4.5.1 に、代表的な大気プロファイル (a), (b) に対して 描画したバンド 8,9 (中心波長: 6.9 µm)、10 (中心 波長: 7.3 µm)の荷重関数 (c), (d), (e) を示す。バン ド9.10はバンド8に比べて荷重関数がピークとなる 高度が低いため、大気が乾燥した環境下では地表面か らの影響を受ける。そのようなバンドの CSR は、放射 計算において、地表面に関するパラメータの精度が計 算輝度温度³の精度にも影響する。CSR データの同化 では、計算輝度温度の精度が高いほど、より正確に大 気に関する観測情報(修正量)を取り出すことが出来 るため、計算輝度温度の精度は重要である。そのため、 それらの CSR データを利用するには、地表面に関する パラメータの精度が十分であるかの確認や、その精度 を向上させるための工夫が必要であった。

バンド 9,10 の CSR データを陸域でも利用するため、 以下の 2 点の改良を行った。



- 図 4.5.1 代表的な大気プロファイル (a) 気温、 (b) 水蒸気 とひまわり 8 号水蒸気バンド (c) 8, (d) 9, (e) 10 の荷重 関数。太実線は米国標準大気、細線は中緯度、破線は低緯 度、点線は高緯度の代表的な大気プロファイルの場合を表 す。縦軸は気圧高度 [hPa]。
- a. 地表面射出率を 0.9 の固定値から、植生や季節変化 を考慮した気候値に変更。
- b. 地表面温度を第一推定値から、窓バンドの CSR デー タからのリトリーブ値に変更。

気候値の地表面射出率としては、高速放射伝達モデ ル (RTTOV: Radiative Transfer for TOVS, Saunders et al. 2018)の公式サイト⁴で公開されている version 11.3の赤外データ用地表面射出率アトラス (Borbas and Ruston 2010)を用いた。a, bの変更点それぞれの効果 を確認するため、2018年10月時点の数値予報システ ムのメソ解析と同様の設定を CNTL、これに a の変更 のみ適用した設定を TEST-A、a と bの変更を適用し た設定を TEST-B とし、これらの放射計算を含むデー タ同化前処理の実行結果を比較した。図 4.5.2 は 2017 年 12 月の TEST-A, TEST-B の計算輝度温度(バンド

³数値予報モデルから計算した輝度温度のこと。モデル予測 変数である気温、比湿などから放射伝達モデルで計算される。 データ同化において、第一推定値として使われる。

⁴ https://www.nwpsaf.eu/site/software/rttov/ download/

10)の期間平均値の CNTL からの差である。TEST-A では最大 0.2 K 程度、TEST-B では最大 1.5 K 程度の 差が見られ、b の改良の方が効果の大きいことが分か る。同期間の CNTL, TEST-A, TEST-B について作成 した観測値と第一推定値の差のヒストグラム (図 4.5.3) で確認しても、標準偏差が CNTL と比較して TEST-A での減少より TEST-B での減少の方が顕著であること がわかる。b のリトリーブ地表面温度を用いた計算輝 度温度の算出方法については、付録 4.5.A に記す。以 上の改良を、2018 年 10 月 18 日に全球解析に、2019 年 3 月 26 日にメソ解析に適用した。これらの改良を 適用した実験結果については、岡部 (2019)、太田ほか (2019) を参照されたい。



-1.5 -1.0 -0.5 0.0 0.5 1.0 1.5 図 4.5.2 ひまわり 8 号バンド 10 の計算輝度温度の各変更 を加えた場合の期間平均変化量 [K]。(a) 地表面射出率 を 0.90 から気候値に変更した場合(TEST-A)の計算輝 度温度の差。(b)(a)に地表面温度を第一推定値からリト リーブ値に変更した場合(TEST-B)。統計期間は 2017 年 12 月。

4.5.4 メソ解析における今後の課題

メソ解析は、顕著現象の予報作業にとって重要なメ ソモデルの初期値である。急激に変化するメソスケー ルの現象を精度良く予測するためには、対流圏の水蒸



図 4.5.3 ひまわり 8 号バンド 10 の計算輝度温度の各変更を 加えた場合の、観測値と第一推定値の差(ただし観測値は バイアス補正前の値)のヒストグラム。CNTL は 2018 年 10 月時点の数値予報システムのメソ解析と同等の設定で、 TEST-A, TEST-B の定義は図 4.5.2 と同じ。ba は期間平 均バイアス、sd は標準偏差、num は品質管理をパスした データ数。統計期間は 2017 年 12 月。

気の流れを常時捉え、迅速に反映させた初期値が求め られる。静止気象衛星から得られる観測データは、常時 迅速に水蒸気の流れを捉えることの出来る重要なデー タであり、現状より更に有効に利用するための開発が 必要である。その一つに、より水平解像度の高いピク セル輝度温度データの利用が挙げられる。ピクセル輝 度温度データについては、より水平解像度の高い局地 解析での利用から開発を進めているところである。以 下、その開発段階で分かったピクセル輝度温度データ の特徴と、メソ解析での利用に向けた課題について(1) で述べる。また、GSM 用 CSR データの利用で用いて いる雲域除去手法についても、改善の余地があると考 えられるので、(2)に記す。その他、中・長期的な課題 としては、全天放射輝度温度 (ASR: All-sky radiance) の同化への移行や、現在は1時間毎のデータ同化となっ ているところ、10 分毎に作成される CSR データをよ り有効に活用するため、より高頻度なデータ同化など が挙げられる。

(1) ピクセル輝度温度データの利用に向けて

GSM 用 CSR データは、衛星直下点で水平格子間隔 が約 32 km となっており、メソ解析のインナーモデル の水平格子間隔 15 km よりも水平解像度が低い。一方、 ピクセル輝度温度データは衛星直下点で水平格子間隔 が約 2 km なので、Super-observation 手法⁵などの処 理を用いて、適切な水平格子間隔のデータに変換する ことが出来るなどの利用メリットがある。図 4.5.4 に 2019 年 11 月 7 日 00UTC のバンド 8 の GSM 用 CSR データと、同時刻のピクセル輝度温度データの下記 (a), (b), (c) それぞれの条件をパスしたデータの分布図を

⁵ 高密度な観測データを空間平均する手法。既に全球解析で は、マイクロ波イメージャの観測データをインナーモデルの 水平格子間隔に合わせるなどの目的で導入されている。

示す。メソ解析では GSM 用 CSR データを 45 km 毎 の水平格子間隔で間引いて利用している。比較しやす いように (b), (c) も同じ水平格子間隔で間引いた図と した。

- (a) メソ解析で実際に利用された GSM 用 CSR データ (バンド 8 の晴天率が 90 %以上かつバンド 13 の 晴天率が 55 %以上)
- (b) 晴天域の(晴天と判別された)全てのピクセル輝 度温度データ
- (c) バンド8の晴天率が0より大きい全ての GSM 用 CSR データ

2019 年 12 月現在、GSM 用 CSR データとピクセル 輝度温度データでは、別の手法で算出された晴天判別 の結果が格納されているため、図 4.5.4 の (b) と (c) で分布に差が見られる。GSM 用 CSR データでは、雲 マスク (Imai and Yoshida 2016) の結果、雲域と判定 されたピクセルにおいて、バンド毎に大気の透過率を 計算し、衛星から雲頂高度 (Mouri et al. 2016) までの 透過率が0.0001より小さい場合は晴れとする「晴れ復 活処理」が適用されている。一方、ピクセル輝度温度 データでは、雲マスクの結果がそのまま格納されてい るため、GSM 用 CSR データより晴天域が狭い⁶。ま た、ピクセル輝度温度データには「晴天率」という概 念がなく、品質管理では、晴れ又は曇りのいずれかの 雲マスクの結果を用いるしかないため、ピクセル輝度 温度データに適した観測誤差を設定するなどの対応が 必要である。GSM 用 CSR データと比較して観測誤差 は、雲域の誤混入の確率が高くなる点では、より大き くなるはずだが、水平誤差相関は、より小さくなると考 えられる。水平間引き距離も適切に決める必要がある。 以上の課題をクリアした上でピクセル輝度温度データ の利用に期待されることとしては、高解像度できめ細 かな観測情報を得られる点である。図 4.5.5 に、ある1 時刻分のGSM用CSRの入電データのプロット図と、 メソ解析のインナーモデル解像度に合わせて 15 km の 水平格子間隔に内挿したピクセル輝度温度データの分 布図を示す。後者の方が、きめ細かい分布の情報を持 つことが一目瞭然である。

(2) 雲域除去手法

GSM 用 CSR データの品質管理手法では、雲域の誤 混入データを除去する目的で、同化する水蒸気バンドの 晴天率 90 %未満、または、窓バンド (バンド 13)の晴 天率がバンド 8 の場合は 55 %未満、バンド 9 は 60 %未 満、バンド 10 は 65 %未満で、それぞれの水蒸気バン



図 4.5.4 観測時刻 2019 年 11 月 7 日 00UTC のひまわり 8 号バンド 8 の GSM 用 CSR またはピクセル輝度温度デー タの観測値と第一推定値の差 [K]。 (a) メソ解析で利用さ れた GSM 用 CSR データ、 (b) 晴天域のピクセル輝度温 度データ、 (c) バンド 8 の晴天率が 0 より大きい地点の GSM 用 CSR データ。

ド CSR データを除去している。図 4.5.6 にメソ解析で 利用された 2018 年 7 月 1 日 00UTC のバンド 8 の CSR データ分布図を示す。三陸沖からオホーツク海にかけ ては殆どデータが使われていない。図 4.5.7 に同時刻

⁶ 将来的にはピクセル輝度温度データにも晴れ復活処理が適 用される予定である。



220
 230
 240
 250
 260
 270
 280
 290
 図 4.5.5
 観測時刻
 2019 年 11 月 7 日 00UTC の (a) ひまわり8 号バンド8のGSM 用 CSRの入電データと (b) 同観測時刻のピクセル輝度温度データを水平格子間隔 15 kmでプロットした輝度温度 [K]。

のバンド8とバンド13の晴天率を示す。前述の利用 データがない領域では、バンド8の晴天率が100%に 近い領域もあるが、バンド13の晴天率が品質管理の閾 値以下となっていたため除去された。このように、下 層雲域ではバンド8では雲頂が見えない (雲の影響を 受けていない)にも拘らずバンド 13 の晴天率による品 質管理で除去されることにより利用されない場合があ り、再考の余地がある。しかし、安易にバンド13の晴 天率による品質管理を廃止したり、その閾値を下げた りすれば、品質管理後のバンド8の CSR データに雲 域が誤混入する可能性が高まりかねない。雲域が混入 した CSR データは、同じ大気プロファイルの時に観測 されるはずの雲域の誤混入がない CSR データよりも、 輝度温度が低くなる。そのため、その CSR データを晴 天域で観測された輝度温度として同化すると、初期値 に誤った情報を与えることになる。そのため、雲域除 去手法については、十分に調査し、慎重にその手法の 改良を検討する必要がある。この課題は全球・局地解 析にも同様に当てはまる。



図 4.5.6 観測時刻 2018 年7月1日 00UTC のひまわり8号 バンド8の CSR データのメソ解析での利用状況。青点が 利用された地点、赤点が窓バンドの晴天率による品質管理 により不使用となった地点、灰色点はその他の品質管理条 件で不使用となった地点。



図 4.5.7 図 4.5.6 と同時刻のひまわり 8 号 CSR の (a) バン ド 8 及び (b) バンド 13 の晴天率 [%] (Clear rate)。ただ し、メソ解析に利用されなかった地点も含む。

付録 4.5.A リトリーブ地表面温度の算出

手順は以下①~③のとおり。

- 地表面温度 *T_S* の誤差(変化率)による輝度温度 *T_B* の誤差(変化率)を求める。
- ② 窓バンドの観測輝度温度と第一推定値の大気プロ ファイルからリトリーブされた地表面温度を求め る。
- ②で求めたリトリーブ地表面温度を用いて計算輝 度温度 T_B'を求める。
- 地表面温度 *T_S* の誤差(変化率)による輝度温度 *T_B* の誤差(変化率)を求める。

$$P_1 = 2hc^2 N_u^3 \quad [mkgs^{-3}]$$

$$P_2 = \frac{ch}{k} N_u \approx 1.438775 \times N_u \quad [K]$$

とおく。hはプランク定数、kはボルツマン定数、cは 光速度、 N_u は波数。ある波数の分光放射輝度 Bと、そ れが黒体放射と仮定して算出した気温つまり輝度温度 T_B は以下のプランクの法則が成り立つ。

$$B(N_u, T_B) = \frac{P_1}{\exp\left(\frac{P_2}{T_B}\right) - 1}$$
(4.5.1)

また、ある大気プロファイル・地表面データから求 める、ある波数 N_u の分光放射輝度 L は、

$$L(N_u) = \tau_s \varepsilon_s B(N_u, T_S) + \int_{\tau_s}^1 B(N_u, T) d\tau + (1 - \varepsilon_s) \tau_s^2 \int_{\tau_s}^1 \frac{B(N_u, T)}{\tau^2} d\tau$$
(4.5.2)

 τ はある大気高度から衛星までの透過率、 τ_s は地表 面から衛星までの全層透過率。 ε_s は、地表面射出率。 第一項が地表面からの放射項、第二項が大気からの放 射項、第三項が反射項。 $L(N_u)$ に対する輝度温度 T_B は定義より、

$$L(N_u) = \frac{P_1}{\exp\left(\frac{P_2}{T_B}\right) - 1}$$
(4.5.3)

が成り立つので、(4.5.1), (4.5.2), (4.5.3) から、

$$\frac{P_1}{\exp\left(\frac{P_2}{T_B}\right) - 1} = \tau_s \varepsilon_s \frac{P_1}{\exp\left(\frac{P_2}{T_S}\right) - 1}$$

$$+\int_{\tau_s}^1 B(N_u, T)d\tau$$
$$+(1-\varepsilon_s)\tau_s^2\int_{\tau_s}^1 \frac{B(N_u, T)}{\tau^2}d\tau$$
(4.5.4)

ここで、 T_S のみ変化した際の T_B の変化量を見積も りたいので、右辺は T_S のみの関数(T_S のみ変化する) とする。水蒸気チャンネルでは第三項(反射項)は他の 項に比べて十分小さいため無視する。また、第二項は T_S に依らないので、定数Cとおく。すると(4.5.4)は、

$$\frac{P_1}{\exp\left(\frac{P_2}{T_B}\right) - 1} \approx \tau_s \varepsilon_s \frac{P_1}{\exp\left(\frac{P_2}{T_S}\right) - 1} + C$$
(4.5.5)

 $a \gg b$ のとき、 $\frac{1}{\exp\left(\frac{a}{b}\right)-1} \approx \exp\left(-\frac{a}{b}\right)$ である。赤外の 場合 $\frac{P_2}{T_B} \gg 1$ なので、この関係が成り立ち、(4.5.5)は、

$$P_1 \exp\left(-\frac{P_2}{T_B}\right) \approx \tau_s \varepsilon_s P_1 \exp\left(-\frac{P_2}{T_S}\right) + C$$

$$(4.5.6)$$

両辺を全微分すると、

$$P_1 P_2 \frac{1}{T_B^2} \exp\left(-\frac{P_2}{T_B}\right) dT_B$$
$$\approx \tau_s \varepsilon_s P_1 P_2 \frac{1}{T_S^2} \exp\left(-\frac{P_2}{T_S}\right) dT_S$$

式を変形して、

$$dT_B \approx \tau_s \varepsilon_s \frac{T_B^2}{T_S^2} \exp\left(\frac{P_2}{T_B} - \frac{P_2}{T_S}\right) dT_S \qquad (4.5.7)$$

② 窓バンドの観測輝度温度と第一推定値の大気プロ ファイルから地表面温度をリトリーブするための 式を求める。

$$\frac{P_1}{\exp\left(\frac{P_2}{T_B}\right) - 1} = \tau_s \varepsilon_s \frac{P_1}{\exp\left(\frac{P_2}{T_S}\right) - 1} + \int_{\tau_s}^1 B(N_u, T) d\tau + (1 - \varepsilon_s) \tau_s^2 \int_{\tau_s}^1 \frac{B(N_u, T)}{\tau^2} d\tau$$
(4.5.4)

ここで、右辺の第二項+第三項の値を *L^{atm}* とおく。 リトリーブの精度を高めるためには、第二、第三項に 代入する T にも実況値を代入することが望ましいが、 現実には得られないため、第一推定値を用いる。窓バ ンドの晴天域の場合、そもそも第二、第三項は第一項 に比べて小さいため、実況値と第一推定値の差に起因 する誤差も、第一項のそれより十分小さい。観測輝度 温度 $T_{B_{13}}$ を T_B に代入、リトリーブ地表面温度を T_S ° と置いて T_S に代入し、

$$\frac{P_1}{\exp\left(\frac{P_2}{T_B_{13}^o}\right) - 1} \approx \tau_s \varepsilon_s \frac{P_1}{\exp\left(\frac{P_2}{T_S^o}\right) - 1} + L^{atm}$$

$$(4.5.8)$$

また、バンド 13 の計算輝度温度を $T_{B_{13}}^{b}$ 、第一推定 値の地表面温度を T_{S}^{b} として、(4.5.8) との差をとると、 L^{atm} は消えて、

$$\frac{P_{1}}{\exp\left(\frac{P_{2}}{T_{B_{13}}^{o}}\right)-1} - \frac{P_{1}}{\exp\left(\frac{P_{2}}{T_{B_{13}}^{b}}\right)-1}$$

$$\approx \tau_{s}\varepsilon_{s}\frac{P_{1}}{\exp\left(\frac{P_{2}}{T_{S}^{o}}\right)-1} - \tau_{s}\varepsilon_{s}\frac{P_{1}}{\exp\left(\frac{P_{2}}{T_{S}^{b}}\right)-1}$$

$$\exp\left(-\frac{P_{2}}{T_{B_{13}}^{o}}\right) - \exp\left(-\frac{P_{2}}{T_{B_{13}}^{b}}\right)$$

$$\approx \tau_{s}\varepsilon_{s}\exp\left(-\frac{P_{2}}{T_{S}^{o}}\right) - \tau_{s}\varepsilon_{s}\exp\left(-\frac{P_{2}}{T_{S}^{b}}\right)$$

$$\exp\left(-\frac{P_{2}}{T_{S}^{o}}\right)$$

$$\exp\left(-\frac{P_{2}}{T_{S}^{o}}\right)$$

$$\approx \exp\left(-\frac{P_{2}}{T_{S}^{b}}\right)$$

$$+\frac{1}{\tau_{s}\varepsilon_{s}}\left(\exp\left(-\frac{P_{2}}{T_{B_{13}}^{b}}\right) - \exp\left(-\frac{P_{2}}{T_{B_{13}}^{b}}\right)\right)$$

$$(4.5.9)$$

ここで、(4.5.9)の右辺を A と定義すると、

$$T_S{}^o \approx -\frac{P_2}{\log A} \tag{4.5.10}$$

(4.5.10) より、 T_S^o を、 $T_{B_{13}}^o$ と第一推定値の値 ($T_{B_{13}}^b$ 、 T_S^b)、プランク定数で表すことが出来る。

実際に観測しているセンサーは、中心波長の前後に ある程度広がりのある波長帯に感度を持つので、その 効果を補正する必要がある。数値予報システムで用い ている高速放射伝達モデル RTTOV では、衛星、セン サー毎に用意された定数ファイルに、そのための補正 係数(補正傾斜 bcs、補正切片 bco)が書かれている。 中心波長のみの理想的な計算値から補正値へは、以下 のような1次関数で変換している。

$$T_{B\,eff} = bcs \times T_B + bco \tag{4.5.11}$$

ただし、bcs はほぼ 1、bco は 0 に近い値になっている。つまり、 T_{Beff} と T_B はほぼ同じ値となる。(今回の変更では、 T_B に T_{Beff} を用いて考慮している。)

 ②で求めたリトリーブ地表面温度を用いて計算輝 度温度 T'_B を求める。

(4.5.7)を再掲。

$$dT_B \approx \tau_s \varepsilon_s \frac{T_B^2}{T_S^2} \exp\left(\frac{P_2}{T_B} - \frac{P_2}{T_S}\right) dT_S \qquad (4.5.7)$$

ここで
$$dT_S = T_S{}^b - T_S{}^o$$
 とすると、

$$dT_B \approx \tau_s \varepsilon_s \left(\frac{T_B^{\ b}}{T_S^{\ b}}\right)^2 \exp\left(\frac{P_2}{T_B^{\ b}} - \frac{P_2}{T_S^{\ b}}\right) \left(T_S^{\ b} - T_S^{\ o}\right)$$

$$(4.5.12)$$

よって、リトリーブ地表面温度を用いた計算輝度温 度 *T_B* ' は、

$$T_{B}' \approx T_{B} - dT_{B} \approx T_{B}^{b} \approx T_{s} \varepsilon_{s} \left(\frac{T_{B}^{b}}{T_{S}^{b}}\right)^{2} \exp\left(\frac{P_{2}}{T_{B}^{b}} - \frac{P_{2}}{T_{B}^{b}}\right) \left(T_{S}^{b} - T_{S}^{o}\right)$$

$$(4.5.13)$$

(4.5.13) により、リトリーブ地表面温度を用いた計 算輝度温度 T_B' が、第一推定値の地表面温度を用いた 計算輝度温度 T_B^b や、その他の第一推定値や定数など から得られるため、リトリーブ地表面温度を算出した 後に再度、放射伝達モデルを用いる必要はない。その ため、計算時間は殆ど増加しない。

参考文献

Bessho, K., K. Date, M. Hayashi, A. Ikeda, T. Imai, H. Inoue, Y. Kumagai, T. Miyakawa, H. Murata, T. Ohno, A. Okuyama, R. Oyama, Y. Sasaki, Y. Shimizu, K. Shimoji, Y. Sumida, M. Suzuki, H. Taniguchi, H. Tsuchiyama, D. Uesawa, H. Yokota, and R. Yoshida, 2016: An Introduction to Himawari-8/9 — Japan's New-Generation Geostationary Meteorological Satellites. J. Meteor. Soc. Japan, 94, 151–183.

- Borbas, E. E. and B. C. Ruston, 2010: The RTTOV Uwiremis IR land surface emissivity module. *Report NWPSAF-MO-VS-042, EUMETSAT*, 24pp.
- Burrows, C. P., 2018: Assimilation of radiances observations from geostationary satellites: first year report. EUMETSAT/ECMWF Fellowship Programme Research Report No. 47, 49pp.
- Harnisch, F., M. Weissmann, and Á. Periáñez, 2016: Error model for the assimilation of cloud-affected infrared satellite observations in an ensemble data assimilation system. Q. J. R. Meteorol. Soc., 142, 1797–1808, doi:https://doi.org/10.1002/qj.2776.
- Imai, T. and R. Yoshida, 2016: Algorithm Theoretical Basis for Himawari-8 Cloud Mask Product. Meteorological satellite Center Technical Note, 61, 1–17.
- Imai, T. and D. Uesawa, 2016: Clear Sky Radiance (CSR) product derived from Himawari-8 data. Meteorological Satellite Center Technical Note, 61, 53– 58.
- 石橋俊之, 上沢大作, 2007: 静止衛星イメージャ. 数値 予報課報告・別冊 53 号, 気象庁予報部, 106–120.
- Ishibashi, T., 2008: Assimilation of WV CSR from MTSAT-1R in the JMA global 4DVAR system. WGNE Blue Book, Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 38, 1–9.
- 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 50 号, 気象庁予報部, 93– 104.
- Kazumori, M., 2014: Satellite radiance assimilation in the JMA operational mesoscale 4DVAR system. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 1361–1381.
- 計盛正博, 2015: 静止気象衛星赤外イメージャ. 数値予 報課報告・別冊 61 号, 気象庁予報部, 55-60.
- 計盛正博,2016: ひまわり8号晴天放射輝度温度の利 用開始. 平成28年度数値予報研修テキスト,気象庁 予報部,46-49.
- Kazumori, M., 2018: Assimilation of Himawari-8 Clear Sky Radiance Data in JMA's Global and Mesoscale NWP System. J. Meteo. Soc. Japan, 96B, 173–192.
- Lupu, C. and A. P. McNally, 2012: Assimilation of cloud-affected radiances from Meteosat-9 at ECMWF. EUMETSAT/ECMWF Fellowship Programme Research Report, No. 25, 33pp.
- Mouri, K., H. Suzue, R. Yoshida, and T. Izumi, 2016: Algorithm Theoretical Basis Document of Cloud top height product. *Meteorological satellite Center Technical Note*, 61, 33–42.
- Munro, R., C. Köpken, G. Kelly, J.-N. Thépaut, and R. Saunders, 2004: Assimilation of Meteosat radi-

ance data within the 4D-Var system at ECMWF: Data quality monitoring, bias correction and single-cycle experiments. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 2293–2313.

- 岡部いづみ、2019: ひまわり 8 号のバンド 9、10 及び
 Meteosat のチャンネル 6 の晴天放射輝度温度 (CSR: clear-sky radiance) データの追加利用. 令和元年度
 数値予報研修テキスト、気象庁予報部、56-57.
- 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., 2017: Evaluation of IR radiance simulation for all-sky assimilation of Himawari-8/AHI in a mesoscale NWP system. *Quart. J. Roy. Meteor.* Soc., 143, 1517–1527.
- 太田行哉, 岡部いづみ, 小屋松進, 西本秀祐, 谷寧人, 2019: メソ解析における観測データ利用の改良及び メソ数値予報システムにおける北西太平洋高解像度 日別海面水温解析の利用開始. 令和元年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 61-67.
- Saunders, R., J. Hocking, E. Turner, P. Rayer, D. Rundle, P. Brunel, J. Vidot, P. Roquet, M. Matricardi, A. Geer, N. Bormann, and C. Lupu, 2018: An update on the RTTOV fast radiative transfer model (currently at version 12). *Geosci. Model Dev.*, **11**, 2717–2737, doi:https://doi.org/10.5194/ gmd-11-2717-2018.
- Stengel, M., P. Undén, M. Lindskog, P. Dahlgren, N. Gustafsson, and R. Bennartz, 2009: Assimilation of SEVIRI infrared radiances with HIRLAM 4D-Var. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 2100– 2109.
- Szyndel, M. D. E., G. Kelly, and J. N. Thépaut, 2005: Evaluation of potential benefit of assimilation of SEVIRI water vapour radiance data from Meteosat-8 into global numerical weather prediction analyses. Atmos. Sci. Lett., 6, 105–111.
- Uesawa, D, 2009: Clear Sky Radiance (CSR) product from MTSAT-1R. Meteorological Satellite Center Technical Note, 52, 39–48.
- Velden, C. S., C. M. Hayden, S. J. W. Niemann, W. P. Menzel, S. Wanzong, and J. S. Goerss, 1997: Upper tropospheric winds derived from geostationary satellite water vapour observations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 173–196.
- Zhang, F., M. Minamide, and E. E. Clothiaux, 2016: Potential impacts of assimilating all-sky infrared satellite radiances from GOES-R on convectionpermitting analysis and prediction of tropical cyclones. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 2954–2963, doi:

https://doi.org/10.1002/2016GL068468.

- Zou, X., Z. Qin, and F. Weng, 2011: Improved coastal precipitation forecasts with direct assimilation of GOES-11/12 imager radiances. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 3711–3729.
- Zou, X., Z. Qin, and Y. Zheng, 2015: Improved tropical storm forecasts with GOES-13/15 imager radiance assimilation and asymmetric vortex initialization in HWRF. *Mon. Wea. Rev.*, 143, 2485–2505.

4.6.1 はじめに

航空機は安全な運航のために気圧や気温などを測定 し、周囲の環境を監視している。これらの観測値を数値 予報モデルの初期値作成に活かすことができれば、数値 予報の精度向上が期待できる。周囲の監視と同時に航空 機は、運航や航空管制に必要となる様々なデータを地上 との間で通信している。その一つとして WMO (World Meteorological Organization:世界気象機関)が主導し て発展させた AMDAR (Aircraft Meteorological Data Relav) と呼ばれる全球気象観測に資する国際的な枠組 みがある。AMDAR は、航空会社の協力に大きく依存 する枠組みのため、航空通信用の ACARS (Automatic Communications Addressing and Reporting System) と呼ばれる VHF 帯や衛星通信を用いて、観測データを 地上に送っている(ダウンリンク)。そのほかに、航空 管制用のシステムとして航空機の位置を監視する目的 で整備された SSR (Secondary Surveillance Radar:二 次監視レーダー)を利用する方法がある。旧来の SSR は航空機を区別しないことから航空機を特定できず、 気象データとしての利用は難しかった。最新型のモー ドSでは機体に固有のアドレスによる各航空機への個 別質問機能を用いて、パッケージ化した航空機の対気 速度や進行方向などを、地上局側からの要求でダウン リンクすることにより、個々の航空機のデータとして の利用が可能になった。モードSには航空機で観測し た風向・風速などを直接含む気象関係のパッケージも 存在しているが、現状では航空機への導入は進んでい ない。しかし、多くの航空機からダウンリンク可能な パッケージに含まれているマッハ数と航空機から見た 速度(真対気速度)から外気温を、航空機の対地速度 から真対気速度を差し引くことで水平風を推定するこ とが可能である (重冨ほか 2013)。

このモードSデータは数秒~10秒毎に得ることがで きるため、空港を離着陸する多くの航空機からの観測 値は、空港上空の水平風や気温の高解像度な鉛直プロ ファイルになる(図4.6.1、図4.6.2)。これらのデータ が全国の空港で得ることができれば、湿度情報はない ものの、大気の直接観測としてラジオゾンデ並みに貴 重なデータとなる可能性がある。一般的に水平風の鉛 直分布は降水系の構造や寿命に、温度の鉛直分布は不 安定度を通して対流の強さに大きく影響を与える。ま た、全国で水平風分布が与えられれば、水平風の収束 の位置が正しくなることにより豪雨の発生位置も実況 に近づくと考えられる。気象庁ではまだ、モードSに よる航空機データを定常的に入手できていないが、上 記の効果を期待して、これまでに欧州や日本では、こ のデータを AMDAR や数値予報センターの現業解析値



図 4.6.1 電子航法研究所の SSR モード S 実験局で得られた 2011 年 8 月 26 日 9 時から 21 時(日本時間)までの航空 機の位置。



図 4.6.2 電子航法研究所の SSR モード S 実験局で得られた 2011 年 8 月 26 日の航空機の高度時間分布。



図 4.6.3 2015 年 9 月の 1 か月分のモード S データとメソ解 析値との比較。橙色は RMSE、灰色はデータ数に 10⁻⁵ を 乗じたもの、青色はバイアスを示す。

と比較して品質評価するとともに、3次元変分法や局 所アンサンブル変換カルマンフィルタを用いた同化実 験が行われている (de Haan and Stoffelen 2012; 重冨 ほか 2013)。本節では、気象研究所と電子航法研究所 との共同研究で実施した「モードSデータと気象庁の メソ解析との比較」や、さらに気象研究所に移植した 「気象庁現業準拠のメソデータ同化実験システム(メ ソNAPEX)を用いた同化実験」の結果について報告 する。

¹ 瀬古 弘 (気象研究所)、小泉 耕 (気象研究所 (現・総務 部))、瀬之口 敦 (電子航法研究所)



図 4.6.4 同化実験に用いたモード S データの分布。高度毎に色を変えて描画している。

4.6.2 モードSデータとメソ解析との比較

モードSデータの特性を調べるために、3時間毎の メソ解析値から航空機の位置の値を算出して比較した。 モードSデータは調布市にある電子航法研究所の実験 局で取得したもので、比較期間は 2015 年 9 月の 1 か 月間である。モードSデータの高度情報は、観測した 気圧を ICAO(国際民間航空機関)の標準大気を用い て高度に変換して提供しているため、そのまま用いる と誤差を生じる。そのため、モードSデータの高度を 気圧に戻し、この気圧に基づいて特定した高度ごとに 比較を行った。データ数は2×10⁵以上あり十分に大き い。まず気温では、高度 3km よりも上層では –1℃ 程 度のバイアスがあり、特に下層 3 km 以下で RMSE や バイアスが大きくなっている(図 4.6.3)。バイアスの 大きさは RMSE に対する大きさで比較すると水平風 の方が小さく、気温で見られたような下層での大きな RMSE も見られなかった。

4.6.3 メソ NAPEX を用いたモード S データの同 化実験

ここでは、現業での利用を想定して気象庁現業で用 いられていた同化システムである「気象研究所に移植 したメソNAPEX(2016年3月時点の現業システム)」 を使用した。予報・解析サイクルの期間は2015年8月 14日3時から3時間毎の5サイクルである。モードS データは、高度10km以下の正時から10分までの10 秒毎に観測されたものを正時の観測値として利用し、1 時間毎に同化した。モードSデータの気温はバイアス が大きいため高度3kmよりも低いものは用いず、そ れ以上の高度のものは+1℃の補正を行って同化した。 予報・解析サイクルの期間に同化実験で使われたモー ドSデータの位置を確認すると、羽田空港と成田空港 を中心に離着陸している多くの航空機からのものであ ることがわかる(図 4.6.4)。このモードSデータを気 象庁の現業データに加えた実験と加えない実験を行い、 得られた解析値からの予報と観測とを比較することで、 モードSデータの効果を調べた。

実験に適用した事例は2015年8月14日に発生した 局地的大雨で、発達した積乱雲が19~21時(日本時 間)に羽田空港や成田空港を通過した。予報結果につ いては、風向変化が航空機の空港への進入方向に大き く影響を及ぼすので、大雨に加えて強い積乱雲の通過 に伴う水平風の風向変化にも注目する。

解析値からの予報の結果を図 4.6.5 に示す。解析から 1 時間後の 19 時では、モード S データを利用すると、 降水域の位置が観測に比べてやや南側にずれているも のの、発達した積乱雲の位置や降水強度をよく再現し ている。また、19 時頃の羽田付近の東風から北風への 風向の変化を伴うシアーの通過も再現していることが わかる。1 時間後の 20 時も、モード S データを同化し た方が実況により近く、また東風と北東風のシアライ ン(青色の破線)の位置もより実況に近かった。さら に 1 時間後の 21 時になると、モード S データを同化 した方が千葉県北部を通過する積乱雲の位置をよく再 現している。モード S データを同化しないと、房総半 島上の北風が再現されず東風になっていて、観測から 大きく異なっている。

最後にこの改善が何によるものかを考察する。初期 時刻である18時の水平風のシアラインに着目すると、 羽田付近に東西にのびる南風と北寄りの風のシアライ ン(赤色の破線)があった。モードSあり、なしの実 験ともに、再現されたシアラインは羽田付近で北側へ のふくらみが小さいため、羽田空港で観測された南風



2 4 8 12 16 24 32 40 48 56 64 80 7-9 7.497. 9.8 (C)

図 4.6.5 同化実験結果。予報時間 1 時間から 3 時間までの モード S データの同化なしとありで得られた 1 時間降水量 と対応する時刻のレーダーで観測した降水強度を示す。矢 羽根と実線はモデル最下層の水平風とアメダスの地上風、 海面更正気圧である。赤色と青色の実線の矢印は関東平野 内の主な気流を示す。赤色の破線は南寄りの気流とその北 側の北風と東風とのシアラインを、青色の破線は北風と東 風とのシアライン、白抜きの赤い矢印は羽田空港での風向 を示す。

は再現できていない。その一方、モードSデータを利 用すると、北側の北寄りの風と北東風によるシアライ ン(青色の破線)の位置が実況に近くなっていた。こ のシアラインに沿って積乱雲が発達していたことから、 このシアラインの再現の改善が、この後の東京湾北側 の実況に近い水平風の再現、降水の強化に繋がったと 考えられる(図 4.6.6)。さらに用いた観測データまで 遡ってみてみると、モードSでは個々の航空機を追跡 するために、データは高度をかえながら連続した線状 に分布し、これまでの AMDAR と比較して鉛直方向 により高分解能で、下層のデータ数も多かったことが わかる。この下層に多い鉛直プロファイルのデータが、 その後の地上の水平風分布に影響を与えた可能性があ る(図 4.6.7)。

4.6.4 まとめ

モード S データについて、気象庁のメソ解析と比較 を行い、データ同化に利用するためのデータの利用可



図 4.6.6 初期時刻の 18 時における水平風分布と同時刻の レーダーで観測した降水強度を示す。赤色と青色の破線、 実線の矢印は図 4.6.5 と同じ。白抜きの赤い矢印は羽田空 港付近での風向を示す。



図 4.6.7 羽田付近の 15 時から 18 時の AMDAR とモード S データの分布。高度の配色は図 4.6.4 と同じ。モード S データの方が飛行経路に沿って連続的に分布し、下層にも 多くのデータがあることがわかる。

能高度やバイアスなどの品質管理の情報を得た。2015 年8月14日の局地的大雨の事例については、気象庁現 業と同じ同化システムを用いてモードSデータを同化 すると、航空機の安全運航に影響を及ぼす「発達した 積乱雲」や「下層の水平風シアー」の再現が改善した。 今後、引き続き、数値予報で利用するモードSデータ の品質確保に関する調査を継続し、複数の事例でモー ドSデータのインパクトの確認に取り組む。

参考文献

- de Haan, S. and A. Stoffelen, 2012: Assimilation of High-Resolution Mode-S Wind and Temperature Observations in a Regional NWP model for Nowcasting Applications. Weather and Forecasting, 27, 918–937.
- 重冨貞成, 小塚智之, 宮沢与和, 十時寛典, M. Brown, 福田豊, 2013: SSR モード S 監視データを用いた気 象予報データの評価解析. 第 51 回飛行機シンポジウ ム, 2013 年 11 月.

4.7 観測誤差相関を考慮した変分法によるドップ ラー速度データ同化の検討¹

4.7.1 はじめに

近年の観測技術の進歩により、観測データの高頻度・ 高密度化が急速に進んでおり、時間・空間解像度の高い 膨大な観測データによる大気の詳細な情報がリアルタ イムに得られるようになってきている。これらを数値 予報モデルの初期値作成に利用できれば、顕著現象を はじめとする気象予測の精度向上に寄与することが期 待される。一方、初期値作成を行うデータ同化におい て、高頻度・高密度観測の活用法は十分に確立されて おらず、特に、観測誤差相関が強くなることが大きな 問題となる。従来の多くのデータ同化システムは、観 測誤差相関を無視できると仮定した単純で計算コスト も低い実装となっている。この仮定を損なわないよう に、観測誤差相関があると推測される観測データは大 きく間引かれ、数値予報における利用は一部に限られ るため、観測データの持つ多くの情報は十分に活用さ れていない (Hólm et al. 2018 など)。

本稿では、高頻度・高密度観測データの同化手法の 高度化に向けて、気象庁現業メソ解析に基づく変分法 データ同化における観測誤差の時間・空間相関の扱い について行った調査を報告する。高頻度・高密度観測 データとして、現業数値予報での利用実績があり観測 データが蓄積してある気象レーダーのドップラー速度 を取り上げ、観測誤差相関の特性を統計的手法により 調査し、これをいくつかの変分法データ同化手法に組 み込んで効果を調べる。

4.7.2 メソ解析におけるドップラー速度の利用

気象庁は 1995 年よりドップラーレーダーの整備を進 め、現在、全国に 20 の一般気象ドップラーレーダー、 9 の空港気象ドップラーレーダーを展開している。メ ソ解析においては、2005 年よりドップラー速度の同化 を開始し、ドップラーレーダーの整備拡張とともにそ の利用を拡大してきた (石川 2007, 2015)。

(1) メソ解析におけるドップラー速度の扱い

メソ解析では、高頻度・高密度のドップラー速度配 信データ²を方位角 5.625°、動径 5 km のボリュームで 平均化して用いる。平均化した観測データには、まず 以下のような品質管理を適用し、品質の悪いデータを 除外する (小泉 2004; Seko et al. 2004; 石川 2015)。

ボリューム内のサンプルの統計:サンプル数 10 個
 未満、標準偏差 10 m/s 以上、最大値と最小値の
 差 10 m/s 以上を棄却



図 4.7.1 メソ解析で用いる、札幌レーダーのサイトからの 距離と各仰角のビームの高度の関係。仰角 0.1°(赤)、1.1° (緑)、2.6°(青)、4.3°(黒)。

- 第一推定値との差: 10 m/s 以上を棄却
- レーダーからの距離: 10 km 以内を棄却
- 仰角: 5.9°以上を棄却
- ドップラー速度の大きさ: 5 m/s 以下を棄却

• 周囲のデータの平均値との差: 10 m/s 以上を棄却 さらに、毎正時のデータのみを用い、空間的にも 20 km 間隔での水平間引きを適用する。

品質管理を経た観測データを 4D-Var により同化す る。同化においては、観測演算子で数値予報の格子点 値から観測相当量を算出し、観測値と比較しつつ最適 化を行う。ドップラー速度の観測演算子 (小泉 2004) で は、以下のような処理が行われる。

- 観測点の周囲4点における水平風をビーム鉛直幅 で重み付き平均する。
- 観測地点に水平内挿する。
- レーダーサイトの方向の成分を算出する。

ここで、ビームの鉛直幅は0.3°とし、ビーム強度はビーム中心からガウス型で減衰すると仮定する。また、観 測データの高度は、仰角、動径距離に応じて算出される。この際、レーダーサイトの高度のほか、地球の曲率や大気の屈折率の効果を考慮して求める (Doviak and Zrnić 1993)。図 4.7.1 に例を示すように、レーダーの ビームはこれらの効果によって曲率をもって伝搬する。

(2) ドップラー速度の観測誤差

一般に、観測誤差は、測器の限界による測定誤差の ほか、数値予報で解像できないスケールによる誤差(代 表性誤差)³、観測演算子⁴の誤差、品質管理の誤差⁵等 からの寄与を持つ (Janjić et al. 2018)。ドップラー速

¹ 藤田 匡 (気象研究所)

² 方位角方向 0.703°、動径方向 250 m (一般気象ドップラー レーダー) または 150 m (空港気象ドップラーレーダー)、 時間間隔 10 分 (一般気象ドップラーレーダー) または 6 分 (空港気象ドップラーレーダー)。

³ 離散化により大気場や地形などが粗視化されることによる 誤差や、数値予報モデルでパラメタライズされ直接表現でき ない過程に伴う誤差など。

⁴ 4D-Var においては時間発展演算子も寄与する。

⁵ 数値予報で解像できないスケールによる誤差に加えて、観 測演算子の誤差、品質管理の誤差も代表性誤差に含める文献 も見られる (Janjić et al. 2018)。

度では、品質管理で除去しきれなかった品質の悪い観 測による誤差のほか、観測演算子における以下のよう な近似や簡略化による誤差が、観測誤差の要因となり 得ると考えられる。

- 高度算出の際のビームの屈折の評価は、標準大気に基づく水平一様を仮定したものであり、屈折率の変動は考慮していない。
- ビーム幅の重みはガウス型を仮定しており、反射 強度を直接考慮したものではない (Waller et al. 2016b)。
- 観測値の平均化を行うボリュームの大きさはレー ダーサイトから離れるにつれて大きくなり、サイ トからの距離に応じて観測データの持つ空間代表 性は変化する。一方、観測演算子ではこれを考慮 していない。なお、鉛直方向については、上述の ようにビーム幅を考慮している。
- 鉛直速度や反射体となる降水粒子の落下速度を考 慮していない。ただし、これについては、上述の 品質管理において高仰角の観測データを使用しな いことで影響を軽減している。

4.7.3 観測誤差特性の調査

本項では、札幌一般気象ドップラーレーダー (43.14°N, 141.01°E; 以下、札幌レーダー)のドッ プラー速度観測について、観測誤差共分散 **R** を Desroziers et al. (2005)の手法により推定した結果に ついて述べる。

(1) Desroziers et al. (2005) の手法

Desroziers et al. (2005) の手法では、D 値⁶**d**_b = **y** – $H(\mathbf{x}_{b})$ と解析残差⁷**d**_a = **y** – $H(\mathbf{x}_{a})$ の積の統計により **R**を推定する。ここで、**y**は観測値、 \mathbf{x}_{b} は第一推定値、 \mathbf{x}_{a} は解析値、H は観測演算子である。すなわち、H が線形と仮定すると、H の接線形演算子を**H**(一定)として、

$$\mathbf{x}_{\mathrm{a}} = \mathbf{x}_{\mathrm{b}} + \mathbf{B}\mathbf{H}^{\mathrm{T}}(\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^{\mathrm{T}} + \mathbf{R})^{-1}\mathbf{d}_{\mathrm{b}}$$

と書ける (露木 1997 など) ことを用いて、

$$\begin{split} \langle \mathbf{d}_{\mathbf{a}}\mathbf{d}_{\mathbf{b}}^{\mathrm{T}} \rangle &= & \mathbf{R}(\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^{\mathrm{T}}+\mathbf{R})^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{B}^{*}\mathbf{H}^{\mathrm{T}}+\mathbf{R}^{*}) \\ &= & \tilde{\mathbf{R}} \end{split}$$

のように観測誤差共分散の推定値 R を得る⁸。

本手法では、解析で用いる観測誤差共分散 R、背景 誤差共分散 B が、それぞれの真の値 R*, B* と等しい ことを仮定している。しかし、一般にはこの仮定は成 り立たない。Desroziers et al. (2005) では、統計によ る R の推定と、推定された R を用いた解析予報サイ クルによる統計サンプルの再生成を繰り返すことで収 束解を得る手法が提案されている。また、真値と異な る R、Bを用いて推定した場合の影響などについて、 多くの文献で議論されている(Waller et al. 2016a な ど)。このような制限があり、得られた結果をそのまま 定量的な誤差の値と解釈することは必ずしもできない ものの、この手法は R の定性的な特性の理解を得る簡 便な手法として広く用いられており、本調査でもこれ を用いる。

また、メソ解析においては、ボリューム平均の観測 データに間引きを適用し、さらに正時のみのデータを 用いている。一方、本推定では観測誤差共分散の詳細 な特性を得るために、間引きは適用せず、動径5km× 方位角 5.625°、10 分間隔の観測データをすべて統計サ ンプルとして用いる⁹。ただし、第一推定値、解析値を 作成する解析予報サイクルでは、メソ解析と同様、間 引きを適用する。

(2) ドップラー速度観測誤差特性の統計推定

2018 年7月 1~8 日の期間の解析予報サイクルによ り作成した54の初期値の統計から、動径・方位角・仰 角・時間方向の観測誤差相関の構造を調べた。この期 間は、前線が北海道付近に停滞するなど札幌レーダー 周辺では降水が続き、ドップラー速度データが概ね継 続的に得られている(図4.7.2,図4.7.3)。統計サンプ ルは、気象庁現業メソ解析 JNoVA(Honda et al. 2005; JMA 2019)に基づく実験システムによる同化ウィンド ウ3時間の4D-Var 解析予報サイクル(アウター水平 格子間隔5 km、鉛直48層、インナー水平格子間隔15 km、鉛直38層)で作成した。

図 4.7.4 に、統計によって得られた仰角ごとの観測 誤差標準偏差の変動を、高度(図 4.7.4(a))¹⁰、及び、 レーダーサイトからの距離(図 4.7.4(b))について示 す¹¹。高度による変動(図 4.7.4(a))については、異な る仰角の間で類似した振る舞いが見られた。仰角 4.3° で、サンプル数が少なくノイズが卓越するおおよそ 8 kmを超える高度を除くと、誤差標準偏差は 1.5 – 2.5 m/s 程度であり、メソ解析で設定している観測誤差の 約3 m/sより小さめの値である。高度 2 km 以下では、 低い高度での誤差が大きく、細かい変動がみられるも のの概ね高度とともに誤差が減少している。地表に近 い高度ではグランドクラッターなどのノイズが混入し やすく、また、サイト近くでは平均化ボリュームやビー

⁶ 観測値 – 第一推定值。

⁷ 観測值 – 解析值。

⁸ T, -1 はそれぞれ転置及び逆を、() は統計平均を示す。

⁹ このため、本推定では、時間・空間間引きによる観測デー タの選択が適切に行われ、解析予報サイクルにおいて観測の 情報が損なわれていないことを仮定している。前述と同様に、 **R**の推定と、推定された**R**を用い、さらに、間引きを適用 しない解析予報サイクルの繰り返しで、推定精度を高める手 法が考えられる。

¹⁰ 高度割付は、図 4.7.1 によって行った。

¹¹ 各仰角とも、レーダーサイト近くのデータは品質管理で除 外される。また、本事例において、仰角 4.3°では、レーダー サイトの最遠方に近い位置には統計サンプルが存在しなかっ た。図 4.7.4 では、これらの位置は表示対象外となる。



図 4.7.2 2018 年 7 月 4 日 00UTC の日本域地上天気図(気 象庁天気図)。



図 4.7.3 統計サンプルを生成した解析予報サイクルから得 た 2018 年 7 月 3 日 03UTC 初期値からの 9 時間予報値。 色は前 3 時間降水量 [mm/3h]、等値線は 1 hPa 間隔の海 面更正気圧を示す。



図 4.7.4 札幌レーダーによるドップラー速度の動径方向の 観測誤差標準偏差。(a):高度についてプロット。(b):サ イトからの距離についてプロット。仰角 0.1°(赤)、1.1° (緑)、2.6°(青)、4.3°(黒)。方位角、同化ウィンドウ後 半(90-180分)について平均化した。統計期間 2018 年 7月1日 00UTC~7月8日 00UTC。

ム幅が小さいため観測値の代表するスケールも小さく ノイズの平均化の効果も小さくなる。このようなこと が影響し得るものと考えられる。高度2-8 km では、 誤差は振動しており増減がみられ、仰角によっては明 瞭でないものの、全体的に見ると高度とともに緩やか に増加する傾向を示している。特に 2-5 km 付近で 増大の勾配が大きい。高度に伴う風速の強まりのほか、 水蒸気量の多い下層側では高度割付の際の大気の屈折 率の近似などの影響を受けやすくビーム伝搬に伴って 誤差が蓄積し得る。また、高度4-5km付近において は、データが存在する仰角 0.1°、2.6°、4.3° ともに誤差 が増大している。この高度は、本事例において、おおよ そ気温が0℃となる高度と対応が良い。Waller et al. (2016b) では、ドップラー速度の観測演算子に、ビー ム幅及び反射強度による重みづけ¹²を導入する改良に より、観測誤差が減少することを報告しており、この ような寄与も影響し得ると考えられる。一方、サイト からの距離(動径距離からのずれは小さい。)による変 動(図 4.7.4(b))は、仰角ごとに異なった振る舞いを 示しており、動径距離で定まる平均化のボリュームの スケールやビーム幅のみでは必ずしも誤差特性は定ま らず、他の要因からの寄与の影響も大きいことが示唆 される。

観測誤差相関を図 4.7.5 に示す¹³。仰角 1.1° におけ る動径相関(図 4.7.5(a))の半値幅(半値半幅)はお およそ 10 - 20 km 程度であり、Waller et al. (2016b) と同様、サイトからの距離とともに増加する傾向がみ られた。サイトから離れるにしたがって、観測データ の平均化のボリュームや観測演算子で積算するビーム 幅が大きくなる。観測データや観測相当量の代表する スケールはビームに沿って連続的に変化しており、そ のずれはビームの方向に相関を持つ可能性がある。ま た、遠距離においては高度割付のビーム屈折の近似精 度の低下も相関を持った誤差をもたらし得ると考えら れる。時間相関(図 4.7.5(b))は半値幅 30 - 60 分程度 で、予報時間とともに増加する傾向である。このよう に、観測誤差相関には、ビームの伝搬距離や時間発展 への依存性が見られ、観測演算子や数値予報モデルに 関連する誤差も寄与を持つことが示唆される (Waller et al. 2016b, 2019; Janjić et al. 2018)。この誤差相関 幅のサイトからの距離、予報時間に伴う増大は、低仰 角において顕著にみられた。また、仰角 1.1° における 方位角相関の半値幅は、おおよそ15 km 程度であった (図 4.7.5 (c))。一方、仰角相関は、レーダーサイト付

¹² ビームの広がりが融解層にかかる場合、ビーム反射体から の反射波の強まりに対応して、融解層内に位置する鉛直層か らのドップラー速度への寄与の重みを大きくする効果を持つ。 なお、Waller et al. (2016b) では、ビーム幅及び反射強度に よる重みづけの両者を合わせた効果を調査している。

¹³ 本調査で用いた Desroziers et al. (2005) の手法により得 られる観測誤差相関は対称とならず、同化での利用の際には 対称化が必要となる。



図 4.7.5 札幌レーダーによるドップラー速度の観測誤差相関。統計期間 2018 年 7 月 1 日 00UTC~7 月 8 日 00UTC。(a) 動 径相関。仰角 1.1°。方位角、同化ウィンドウ後半(90-180分)について平均化した。(b)時間相関。仰角 1.1°。方位角、サイトからの距離 47.5 – 97.5 km について平均化した。(c)方位角相関。仰角 1.1°。同化ウィンドウ最後の時刻(180分)。(d) 仰角相関。サイトからの距離 97.5 km。仰角 0.1°(赤)、1.1°(緑)、2.6°(青)、4.3°(黒)と各仰角の間の誤差相関を示す。同化ウィンドウ後半(90-180分)で平均化した。(a),(b),(c)の等値線は、相関=0.2,0.5を示す。

近を除き小さい。図 4.7.5 (d) に示すように、レーダー サイトから約 100 km における隣接する仰角との相関 は、0.2 未満である。同化に使用するデータの仰角は、 0.1、1.1、2.6、4.3°と、間隔が観測演算子のビーム幅 0.3°と比較して広く、これが影響しているものと考え られる。

4.7.4 変分法データ同化による観測誤差相関の効果 (1) 観測誤差相関行列の構成

第4.7.3 項の統計で得られた観測誤差相関特性に基づいて、変分法データ同化で用いる観測誤差共分散行列 **R**を

$\mathbf{R} = \mathbf{H} \mathbf{D} \mathbf{C} \mathbf{D} \mathbf{H}^{\mathrm{T}}$

のように構成する (Fisher 2005; Michel 2018)。ここ で、C は観測データのボリュームが配置される空間上 での観測誤差相関、D は観測誤差標準偏差を対角要素 に持つ対角行列、H は観測空間への内挿の演算子であ る。すなわち、ドップラー速度観測データが配置され る方位角 5.625°× 動径 5 km × 時間 10 分の格子空間 全体で相関構造を指定し、そこから実際に入電した観 測に対応する行列要素を抽出する。C はガウス関数で 近似する。また、動径方向、方位角方向、時間方向に ついての相関を考え、仰角相関は無視する。ガウス関 数の幅は、第4.7.3項の統計を参考におおよその値を定 めた。動径相関及び時間相関の幅は格子空間内で一様 とし、方位角相関の幅は物理的距離を一定とした(格 子空間では、動径距離に反比例するとした)。

変分法によるデータ同化においては、**R**の逆行列計 算が必要となる。運用にあたっては、入電する観測デー タの配置は一回ごとに異なるため、**R**⁻¹の計算を毎回 実行する必要がある。一方、一回の解析の中では定数 となるため、変分法の実行前に**R**⁻¹を計算することは 可能である。ここでは、ボリュームでの平均化、仰角 相関の無視によって自由度は減り、計算量が抑えられ ている。なお、観測誤差相関をガウス型で近似すると、 微小な固有値の固有モードによるノイズが卓越し、逆 行列の計算が困難となる。そこで、本調査では、大き い固有値から積算が trace の 99%までの固有モードの みを考慮した¹⁴。

¹⁴ 観測誤差相関の近似に指数関数を用いると (Simonin et al. 2019)、本項 (2) の例及び第 4.7.5 項の例で **R**⁻¹ の計算においてすべての固有モードを保持することが可能であった。一方、予測を含めた初期段階の試行では必ずしも高い性能につながらなかった。データ同化で用いる観測誤差相関の最適なモデリングの検討は今後の課題である。



図 4.7.6 2D-Var(動径方向×方位角方向の2次元)によるドップラー速度同化のインクリメント、D値。観測データのボリュームが配置される動径方向30 格子×方位角方向64 格子での値を示す。(a):D値(間引き無し)。(b):相関を考慮した Rを用いた場合のインクリメント。(c):対角のR(観測誤差相関を無視)を用いた場合のインクリメント。(d):誤差標準偏差を3 倍とした対角のR(観測誤差相関を無視)を用いた場合のインクリメント。(e):動径方向、方位角方向ともに1/3 に間引いたD値。(f):対角のR(観測誤差相関を無視)を用い、動径方向、方位角方向ともに1/3 に間引いたD値(e)を同化した場合のインクリメント。(g):メソ解析の20 km間隔の間引きを適用したD値。(h):対角のR(観測誤差相関を無視)を用 い、メソ解析の20 km間隔の間引き(g)を適用した場合のインクリメント。

(2) 簡易な 2D-Var における観測誤差相関の効果

簡易な変分法に観測誤差相関を組み込み、観測誤差 相関のデータ同化における効果を調査した。動径方向、 方位角方向の二次元の領域を考え、動径 5 km、方位角 5.625°間隔で平均化した観測の格子をそのまま解析格 子とした(30×64 格子)。観測演算子は 1 とし、観測 誤差分散、背景誤差分散はともに 1 (m/s)² とした。観 測誤差の相関幅(相関が $e^{-0.5}$ となる幅)は、動径方 向は 15 km、方位角方向は約 15 km とし¹⁵、背景誤差 の相関距離は、動径方向 10 km、方位角方向約 15 km とした¹⁶。D 値としては、2018 年 7 月 3 日 06UTC の 札幌レーダー、仰角 1.1°のドップラー速度のものを使 用した(図 4.7.6(a))。

図 4.7.6 に結果を示す。観測誤差相関を考慮した同化 (図 4.7.6 (b))では、D 値(図 4.7.6 (a))の詳細な構造 まで偏りなく反映したインクリメントが得られた。一 方、観測誤差共分散行列の非対角要素をゼロとし、観 測誤差相関を無視すると(図 4.7.6 (c))、D 値の詳細 な構造はインクリメントに反映されるものの、同符号 のD 値が広がって分布する領域では、観測に強く寄る 結果となった(図 4.7.6 (c) 黒楕円領域)。このように、 (b) においては、密な観測データの誤差相関を考慮し た結果、観測値の情報に重複が大きい領域でのインク リメントが、(c) と比較して適切に抑えられているこ とが分かる。

観測誤差相関が無いと仮定したデータ同化システム においては、この仮定を保持するための観測の間引き、 また、過大なインクリメントを回避するための観測誤 差膨張の適用が一般的に良く行われている。観測誤差 標準偏差を3倍とした場合の結果(図4.7.6(d))では、 過大なインクリメントは緩和されるものの、構造は平 滑化され、観測の持つ詳細な情報は解析場に反映され にくくなる。また、観測データを動径方向、方位角方 向とも、一律に 1/3 に間引いた場合(図 4.7.6 (e)) に ついても同様に、過度なインクリメントは緩和される ものの、詳細な情報は失われる(図 4.7.6 (f))。メソ解 析においては、各観測値について周囲 20km にある観 測値を探索し、逐次的に間引きを行っている(図 4.7.6 (g))。インクリメント(図 4.7.6 (h))の分布は、図 4.7.6 (b) よりは平滑であるものの、孤立した観測データに 対応する構造が見られ、サイトから遠方の物理的に距 離が大きいところではより細かい構造が反映されるな ど、図 4.7.6 (d), (f) と比較するとより多くの情報が保 持されている (図 4.7.6 (h) 黒楕円領域)。観測誤差膨

¹⁵ 方位角方向の相関幅は、物理的距離を一定とするため、解 析格子空間では動径距離に反比例するとした。

¹⁶ 動径方向がより短く、仰角 1.1°の平均的なビーム勾配で、 背景誤差鉛直相関幅おおよそ 350 m に相当する。



図 4.7.7 EDA の構成の模式図 (PO は Perturbed Observations を示す)。

張、間引きの適用にあたっては、情報の損失を抑える ための設計の検討が重要となる。

4.7.5 高度化した背景誤差の下での観測誤差相関の 効果

前項では、観測誤差相関を考慮することが、高密度 観測の持つ詳細な情報を解析値に反映させるのに有効 であることを示す結果が得られた。一方、予測精度向 上のためには、さらにこれらの観測を数値予報モデル の時間発展に即して同化することが重要となる。本項 では、時間発展を考慮した同化に着目し、気象庁現業 メソ解析の JNoVA に基づく 4D-Var にドップラー速 度の観測誤差相関を適用する。変分法同化システムに ドップラー速度の観測誤差相関を適用した調査として は、Simonin et al. (2019) で英国気象局の現業 3D-Var への空間相関の適用が報告されている。ここでは時間 発展を考慮する 4D-Var への適用を行うため、空間相関 のみではなく時間相関についても考慮する。また、高 頻度・高密度の観測データからより多くの有効な情報 を抽出し解析値に反映するためには、背景誤差の高度 化も重要となる。ここでは、さらに高度化した背景誤 差の下での観測誤差相関の効果を見るために、4D-Var に加え、ハイブリッド 4D-Var へのドップラー速度の 観測誤差相関の適用実験も行う。

(1) 実験の設定

本項で比較を行うハイブリッド 4D-Var、及び、4D-Var の実験の設定を表 4.7.1 にまとめる。観測誤差相関 は第 4.7.4 項 (1) の構成に基づき、相関のスケール(相 関が $e^{-0.5}$ となる幅)は、第 4.7.3 項 (2) の統計を参考 におおよその値を用い、動径方向 15 km、方位角方向 約 15 km、時間方向 45 分とした。一方、観測誤差標準 偏差については、気象庁現業メソ解析で用いている設 定の約 3 m/s をそのまま用いた。

4D-Varに比べて背景誤差を高度化したハイブリッド

4D-Var では、制御変数の拡張 (Buehner 2005) を行っ て、アンサンブルによる流れへの依存性を組み込んだ。 ここで用いたアンサンブルは、観測値に、観測誤差に 対応するランダムな摂動を加えた複数の 4D-Var 解析 予報サイクルから成るデータ同化アンサンブル (EDA: Isaksen et al. 2010) により生成した (図 4.7.7)。EDA のメンバー数は6とし、各メンバーの4D-Var 解析予 報サイクルは、メソ解析と同じ解像度(アウター水平 格子間隔5km、鉛直48層、インナー水平格子間隔15 km、鉛直38層)で気象庁現業メソ解析で同化される 観測データをすべて同化した。ハイブリッド 4D-Var で用いるアンサンブル摂動は、EDA の直近9初期値 (FT=0~24)から成る54メンバーで構成した。制御変 数の拡張による流れへの依存性の組み込みにあたって は、アンサンブルによる背景誤差と気候学的背景誤差 の比重は、各50%と等しくした。また、局所化にはガ ウス関数を用い、局所化のスケール(e^{-0.5} となる距 離)は水平 75 km、鉛直 10 層とした。

以上のような設定の下で、2018 年 7 月 3 日 06UTC の解析において、札幌レーダー 1 サイトによる 03 – 06UTC のドップラー速度観測(サイトから約 150 km まで、4 仰角)のみを、同化ウィンドウ 3 時間で同化し た(ただし、同化ウィンドウ最初の時刻 03:00 UTC の 観測データは除く)。第一推定値は、2018 年 7 月 1 日 00 UTC からの 4D-Var 解析予報サイクルにより、メ ソ解析で用いるすべての観測データを同化して生成し た。また、アンサンブル摂動生成のための EDA 解析 予報サイクルも 7 月 1 日 00 UTC から開始した。

本実験では、観測誤差の時空間相関を組み込んだ 4D-Var、ハイブリッド 4D-Var の比較を行い、特に高頻度 観測の同化による効果に着目して、ドップラー速度を 従来と同様 60 分間隔で同化した場合と、10 分間隔で 同化した場合の比較を行った¹⁷。

なお、4D-Var、及び、ハイブリッド 4D-Var のアウ ター時間積分に続き、予測においても気象庁非静力学 モデル(JMA-NHM; Saito et al. 2006)を用いた。

(2) インクリメントの分布の比較

図 4.7.8 に、850hPa における東西風インクリメント の分布の推移について、ハイブリッド 4D-Var((a), (b)) と 4D-Var((c), (d)) による結果の比較、及び、観測の 同化頻度を 10 分とした場合((a), (c)) と 60 分とした場 合((b), (d)) の比較を示す。インクリメントのパター ンを見ると、ハイブリッド 4D-Var(図 4.7.8(a), (b))、 従来の 4D-Var(図 4.7.8((c),(d)) ともに、同化ウィンド ウから FT=4 までを通して時間発展に連続性がみられ るが、ハイブリッド 4D-Var のインクリメントのほう がより詳細な構造を持つ。このことは、ハイブリッド 4D-Var の方が、観測データの持つ情報を、各時刻にお ける気象状況にとどまらず一連の時間発展の情報とし

¹⁷ なお、空間間引きは適用しない。

同化手法	ハイブリッド 4D-Var		4D-Var					
観測時間間隔	10分	0分 60分		60 分				
観測誤差相関スケール	動径方向 15 km、方位角方向約 15 km、時間方向 45 分							
観測誤差標準偏差	約3m/s (気象庁現業メソ解析と同じ)							
	気候学的背景誤差 50%		気候学的背景誤差 100%					
	+ 流れ依存背景誤差 50%							
背景誤差	アンサンブル摂動 54 メンバー							
	(EDA $6 \times \gamma$	バー ×9 初期値)						
	局所化スケール オ	<平 75km、鉛直 10 層						
水平格子間隔・鉛直層数	アウター 5km・48 層、インナー 15km・38 層							
同化ウィンドウ	3 時間							



(a)ハイブリッド 4D-Var 観測10分毎



図 4.7.8 4D-Var、ハイブリッド 4D-Var による 2018 年 7 月 3 日 06UTC の解析の 850hPa 東西風インクリメント。同化ウィ ンドウの最初 (FT=-3) から最後 (FT=0) まで 1 時間毎の値と、1 時間予報値 (FT=1)、及び、4 時間予報値 (FT=4) を示 す。(a): ハイブリッド 4D-Var 観測時間間隔 10 分。(b): ハイブリッド 4D-Var 観測時間間隔 60 分。(c): 4D-Var 観測時間 間隔 10 分。(d): 4D-Var 観測時間間隔 60 分。

て抽出する能力が高く、より多くの情報が数値予報モ デルのバランスに即して解析値に反映されていること を示唆している。

観測の時間間隔に着目すると、4D-Var(図 4.7.8(c) と(d))、ハイブリッド 4D-Var(図 4.7.8(a) と(b))い ずれも、10 分間隔と 60 分間隔の同化によるインクリ メントの全体的な振幅には大きな違いはない。観測誤 差相関を考慮することにより、観測密度が増えても第 4.7.4 項(2)で観測誤差相関を無視した場合のような過 度なインクリメント(図 4.7.6(c))は入りにくくなって いるものとみられる。全体的に、観測の時間間隔によ る差は、同化手法(ハイブリッド 4D-Var、4D-Var)に よる差よりも小さい。しかし、観測時間間隔による差 は、ハイブリッド 4D-Var のほうがより大きく、高頻度 観測の情報により高い感度を示している。ハイブリッ ド 4D-Var における観測時間間隔による差(図 4.7.8(a) と (b) の差)は、主にインクリメントの南東の部分に 見られ、同化ウィンドウから FT=4 にわたって伝搬し ている(図 4.7.8(a), (b) 黒楕円領域)。

(3) 同化手法とインクリメントの時間発展

図 4.7.9 に、札幌レーダーの方位角 81.6°(おおよそ 東方)、仰角 1.1° のビーム伝搬経路に沿った、ドップ



図 4.7.9 方位角 81.6°におけるドップラー速度の D 値とイ ンクリメントの同化ウィンドウ内(-180-0分、2018年7 月 3 日 03-06UTC)の時間発展。札幌レーダー仰角 1.1° のビーム伝搬経路に沿った値(サイトからの距離 0-150 km)。(a): 10 分間隔の D 値。(b): 60 分間隔の D 値。(c): 簡易変分法(動径×方位角×時間の三次元。仰角 1.1°の データのみ同化。詳しくは本文参照。)観測時間間隔 10 分 のインクリメント。(d): 簡易変分法(動径×方位角×時 間の三次元。仰角 1.1°のデータのみ同化。詳しくは本文参 照。)観測時間間隔 60 分のインクリメント。(e): 4D-Var 観測時間間隔 10 分のインクリメント。(f): 4D-Var 観測時 間間隔 60 分のインクリメント。(g): ハイブリッド 4D-Var 観測時間間隔 10 分のインクリメント。(h): ハイブリッド 4D-Var 観測時間間隔 60 分のインクリメント。

ラー速度のインクリメントの時間発展を示す。観測時 間間隔 10 分、60 分の D 値((a),(b))、4D-Var インク リメント((e),(f))、ハイブリッド 4D-Var インクリメ ント((g),(h))のほか、第 4.7.4 項(2)の簡易な変分法 を動径方向×方位角方向×時間方向の 3 次元に拡張 した結果((c),(d))も示す。

簡易変分法は、第 4.7.4 項 (2) に沿ったものであり、 その設定はハイブリッド 4D-Var、4D-Var のものとは 異なる。すなわち、観測のボリュームが配置される動 径 30 格子 × 方位角 64 格子 × 時間 19 格子¹⁸をそのま ま解析格子にとり、仰角 1.1°の観測データのみを同化 する。また、観測演算子は1、観測誤差分散、背景誤差 分散はともに1 (m/s)² とする。観測誤差相関の相関幅 は、動径方向15 km、方位角方向約15 km、時間方向 45 分とし、背景誤差相関の相関幅は、動径方向10 km、 方位角方向約15 km、時間方向60分とした¹⁹。各観測 を解析格子内の座標位置(動径、方位角、時間)で同 化し、時間発展演算子は考えない。なお、簡易変分法 においては同化ウィンドウ最初(-180分)における観 測値も同化した。

簡易変分法の結果 (図 4.7.9 (c), (d)) を見ると、概ね D 値 ((a), (b)) を反映した分布を示している。60 分毎 の同化 (d) では、空間的にはすべてのデータを同化し ていることもあり、10 分毎の同化 (c) と概ね対応した インクリメントが得られているが、時間方向には D 値 (b) が疎であるためとらえきれていない部分もある。ま た、簡易変分法では時間発展は反映されないため、(c), (d) ともインクリメントはおおよそ時間軸に沿った構 造を持っている。

4D-Var の結果 (図 4.7.9 (e), (f)) では、ドップラー 速度を得た降水域が全体的に東方に流れていくのに対 応して、インクリメントのパターンも時間とともに動 径が大きい方 (東方) に移動している。時間発展演算 子による拘束が強く働いていることが示唆される。一 方、4D-Var では 10 分毎の同化 (e) と 60 分毎の同化 (f) ともに、同化ウィンドウの前半においてはインク リメントは詳細な構造を持っていない。4D-Var では、 同化ウィンドウのはじめでは気候学的背景誤差を用い ている。このため、時間発展演算子の効果が卓越して、 流れへの依存性を十分に解析に反映できるようになる までには、時間が必要となる。同化ウィンドウの後半 で 10 分毎の同化 (e) の方がややより細かい構造をもっ ているものの、(e) と (f) の差はあまり大きくない。

ハイブリッド 4D-Var(図 4.7.9 (g), (h)) では、ドッ プラー速度を得た降水域の東方への流れがインクリメ ントのパターンに反映されているのに加え、背景誤差 の流れへの依存性の効果により、同化ウィンドウの前 半からより流れに沿った構造がみられる。また、10 分 毎の同化 (g) のほうが、60 分毎の同化 (h) と比較し て、同化ウィンドウ前半から連続した上流からの流れ の伝搬がより明瞭である。ハイブリッド 4D-Var では、 4D-Var よりも高頻度観測データの持つ流れの伝搬に関 する情報を有効に抽出して解析値に反映する性能が高 いことが示唆される。

(4) ドップラー速度観測による予測検証

図 4.7.10 に、札幌レーダー (a)、及び、釧路一般気象 ドップラーレーダー (以下、釧路レーダー) (b) のドッ プラー速度に対する RMSE の時系列を示す。釧路のサ

¹⁸ 格子間隔 5 km×5.625°×10 分。

¹⁹ 観測誤差、背景誤差は、方位角方向の相関幅については、 物理的距離を一定とするため、解析格子上では動径距離に反 比例するとした。一方、動径相関、時間相関は一様等方であ る。



図 4.7.10 ドップラー速度観測に対する RMSE (a) 札幌レーダー、(b) 釧路レーダー。赤:4D-Var。青: ハイブリッド 4D-Var。 濃: 観測 10 分間隔同化。淡:60 分間隔同化。黒:第一推定値。灰色: 観測数(右縦軸)。

イト (42.96°N, 144.52°E) は、札幌のサイト (43.14°N, 141.01°E) の東約 280 km に位置しており、本事例で は、停滞する前線に伴う降水がこの付近に分布し、両 サイトのドップラー速度データが継続して得られてい る (図 4.7.3)。釧路レーダーによるデータは同化に用い ておらず、同化ウィンドウ内の独立検証データとなっ ている。また、釧路レーダーは、札幌レーダーからみ て東方への流れの下流にあたり、予測において同化の 影響が移流していく位置にある。

同化に用いた札幌レーダーについて(図4.7.10(a))、 同化ウィンドウにあたる FT=-3~0 において、ハイ ブリッド 4D-Var の RMSE は同化ウィンドウ後半で若 干小さいものの、4D-Var、ハイブリッド 4D-Var によ る RMSE はおおよそ同程度である。予測においては、 4D-Var、ハイブリッド 4D-Var とも、主なインパクト は札幌レーダーでは FT=6 程度、より下流に位置する 釧路レーダーでは FT=8 程度まで持続している。ハイ ブリッド 4D-Var は、4D-Var よりも小さい RMSE を与 えており、流れに依存する背景誤差の効果により、観 測データの持つ大気の時間発展に関する情報を数値予 報モデルのバランスに即して抽出する性能がより高い ことが、ここでも示唆される。また、観測頻度による 違い(濃淡の線の差)は、4D-Var よりもハイブリッド 4D-Var で大きい。ハイブリッド 4D-Var により、高頻 度観測の情報によるインパクトをより引き出し得るこ

とが期待される²⁰。

一方、図 4.7.10 において、釧路 (b) の同化ウィンド ウ内 (FT=-3~0) や予報後半 (FT=8~11)、及び、札 幌 (a) の予報後半 (FT=6~9) では、観測時間間隔 10 分 または 60 分のハイブリッド 4D-Var において、4D-Var よりも大きい RMSE がみられる。これらは、直接同化 した札幌サイトの観測データの分布からは離れた位置 のインクリメントが伝搬してくることによる影響を受 けやすい位置、時間帯に対応しているとみられる。遠 方におけるアンサンブル摂動による背景誤差共分散に 改善の余地がある可能性が示唆される。アンサンブル のメンバー数、局所化、アンサンブルによる背景誤差の 重みをはじめ、データ同化に最適な流れへの依存性を 与えるアンサンブルの構成の検討は今後の課題である。

²⁰ EDA では観測値にランダムな摂動を加えており、結果に 不確実性がある。ハイブリッド 4D-Var で用いる 54 メンバー (6メンバー EDA×9 初期値)の摂動生成を 5 回試行して、結 果のばらつきを調査した(図略)。図 4.7.10 で示した、ドップ ラー速度の RMSE における、4D-Var に対するハイブリッド 4D-Var の優位性、観測頻度への感度(観測時間間隔 10 分と 60 分の実験による RMSE の差の大きさ)に着目した。試行 間のばらつきは大きく、試行平均ではハイブリッド 4D-Var による RMSE の全体的傾向(札幌: FT=4 付近を中心に 4D-Var から改善、釧路: FT=5 付近を中心に改善、同化ウィ ンドウと予報後半で悪化)は変わらないものの、4D-Var に 対する優位性は小さくなった。また、観測頻度への感度は、 試行平均では図 4.7.10 と同様、4D-Var よりもハイブリッド 4D-Var で大きかった。

4.7.6 まとめ

高頻度・高密度観測の利用の高度化に向けて、ドッ プラーレーダーによるドップラー速度の観測誤差相関 とその変分法データ同化システムにおける効果につい て検討した。

ドップラー速度の観測誤差相関の特性をD値と解析 残差の積の統計により推定した。統計から得られた観 測誤差には、時間、空間ともに相関構造がみられた。動 径相関の幅についてはビームの伝搬距離に伴って増大 する傾向がみられ、また、時間相関も予報時間に伴っ て幅が増大する傾向がみられた。観測演算子や数値予 報モデルにかかわる誤差が相関特性に寄与しているこ とが示唆された。

統計に基づいて観測誤差相関をモデル化し、簡易な 2D-Varに組み込んで、データ同化における観測誤差相 関の効果について調査を行った。観測誤差相関を考慮 することにより、高密度の観測値の持つ詳細な情報が 均等に解析値に反映された。単純に観測誤差相関を無 視すると、同符号のD値が広がって分布する領域にお いて過度なインクリメントがもたらされた。観測誤差 の膨張、単純な間引きを適用すると過度なインクリメ ントは緩和されたものの、インクリメントの詳細な構 造は失われた。一方、間引きに工夫を施すと構造が回 復する傾向もみられ、誤差膨張、間引きの適用にあたっ ては、観測データの情報の損失を抑えるための設計の 検討が重要となることが示された。

メソ解析に基づく 4D-Var、また、EDA による背景 誤差の流れへの依存性を導入したハイブリッド 4D-Var において、観測誤差相関を組み込んだ効果を調査した。 ハイブリッド 4D-Var の結果においては、EDA の構成 (少数メンバー、複数初期値使用、観測値のランダム摂 動など)による不確実性が含まれることに留意が必要 であるものの、1 サイトのドップラー速度を同化した 事例実験において、4D-Var との比較、観測頻度への依 存性について以下のような結果が得られた。

- FT=6~8 でハイブリッド 4D-Var により、4D-Var より高い精度の結果が得られた。インクリメント のパターンにおいても、ハイブリッド 4D-Var で 時間的に連続性のあるより詳細な構造が反映され ており、観測データから一連の時間発展として情 報を抽出する性能がより高いことが示唆された。
- 観測時間間隔を60分から10分に高頻度化すると、 ハイブリッド4D-Varでは、4D-Varよりも高い感 度を示した。また、インクリメントのパターンの 時間発展においても、ハイブリッド4D-Varにお いて、同化ウィンドウの最初から流れへの依存性 がより強く反映された。ハイブリッド4D-Varに より、高頻度観測の情報によるインパクトをより 引き出し得ることが期待される。

なお、今回の調査は、観測誤差相関の推定のための 統計期間は1週間程度と短く、また、1サイトのみを 対象としたものである。統計期間を増やして様々な気 象条件の多くの事例での特性を調査するとともに、他 のレーダーサイトの調査も行う必要がある。また、前 述のように、推定に用いた手法では、解析が真の背景 誤差及び観測誤差と合致していることを仮定している。 推定によって得られた観測誤差を用いた解析予報サイ クルによる再推定など、推定における本仮定の影響の 調査も課題である。ハイブリッド 4D-Var においては、 局所化やアンサンブルのメンバー数、アンサンブルに よる背景誤差の重みをはじめ、密な観測データの情報 を抽出するのに最適な、流れへの依存性を与えるアン サンブルの構成の検討も重要な課題である。これらの 課題に取り組みつつ、高頻度・高密度観測データの利 用の高度化に向けたデータ同化手法の検討をさらに進 める予定である。

謝辞

本調査では気象庁予報部数値予報課が開発したメソ数 値予報システムの数値解析予報実験システム (NAPEX) を用いた。本調査の一部は、JST AIP JPMJCR19U2、 JSPS KAKENHI Grant Number JP 19K23467、及び ポスト「京」プロジェクト 重点課題4「観測ビッグデー タを活用した気象と地球環境の予測の高度化」(課題 ID: hp180194、hp190156)の支援を受けたものである。

参考文献

- Buehner, M., 2005: Ensemble-derived stationary and flow-dependent background-error covariances: Evaluation in a quasi-operational NWP setting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1013–1043.
- Desroziers, G., L. Berre, 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.
- Doviak, R. J. and D. S. Zrnić, 1993: Doppler Radar and Weather Observations. 2nd ed. Academic Press, 562 pp.
- Fisher, M., 2005: Accounting for correlated observation error in the ECMWF analysis. ECMWF Tech. Memo., R48.3/MF/05106.
- Hólm, E. V., S. T. K. Lang, M. Fisher, T. Kral, and M. Bonavita, 2018: Distributed Observations in Meteorological Ensemble Data Assimilation and Forecasting. in Proceedings of the 21st International Conference on Information Fusion (FU-SION), Cambridge, United Kingdom, 10-13 July 2018., 92–99.
- Honda, Y., M. Nishijima, K. Koizumi, Y. Ohta,K. Tamiya, T. Kawabata, and T. Tsuyuki, 2005:A pre-operational variational data assimilation system for a non-hydrostatic model at the Japan Me-

teorological Agency: Formulation and preliminary results. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3465–3475.

- Isaksen, L., M. Bonavita, R. Buizza, M. Fisher, J. Haseler, M. Leutbecher, and L. Raynaud, 2010: Ensemble of Data Assimilations at ECMWF. *ECMWF Tech. Memo.*, 636.
- 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.
- 石川宜広, 2015: 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. 数値予報課報告・別冊 第 61 号, 気象庁予報部, 29–35.
- Janjić, T., N. Bormann, M. Bocquet, J. A. Carton,
 S. E. Cohn, S. L. Dance, S. N. Losa, N. K. Nichols,
 R. Potthast, J. A. Waller, and P. Weston, 2018:
 On the representation error in data assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 144, 1257–1278.
- JMA, 2019: 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 (GDPFS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research. Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan, 229 pp.
- 小泉耕,2004: メソ解析へのドップラーレーダー動径風 の利用. 平成 16 年度数値予報研修テキスト,気象庁 予報部,71-74.
- Michel, Y., 2018: Revisiting Fisher's approach to the handling of horizontal spatial correlations of observation errors in a variational framework. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 144, 2011–2025.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito, and Y. Yamazaki, 2006: The Operational JMA Nonhydrostatic Mesoscale Model. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1266–1298.
- 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.
- Simonin, D., J. A. Waller, S. P. Ballard, S. L. Dance, and N. K. Nichols, 2019: A pragmatic strategy for implementing spatially correlated observation errors in an operational system: an application to Doppler radial winds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 145, 2772–2790.
- 露木義, 1997: 変分法によるデータ同化. 数値予報課報

告·別冊第43号, 気象庁予報部, 102-165.

- Waller, J. A., E. Bauernschubert, S. L. Dance, N. K. Nichols, R. Potthast, and D. Simonin, 2019: Observation Error Statistics for Doppler Radar Radial Wind Superobservations Assimilated into the DWD COSMO-KENDA System. *Mon. Wea. Rev.*, 147, 3351–3364.
- Waller, J. A., S. L. Dance, and N. K. Nichols, 2016a: Theoretical insight into diagnosing observation error correlations using observation-minusbackground and observation-minus-analysis statistics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **142**, 418–431.
- Waller, J. A., D. Simonin, S. L. Dance, N. K. Nichols, and S. P. Ballard, 2016b: Diagnosing Observation Error Correlations for Doppler Radar Radial Winds in the Met Office UKV Model Using Observation-Minus-Background and Observation-Minus-Analysis Statistics. *Mon. Wea. Rev.*, 144, 3533–3551.