2.1 メソ数値予報システムの改良の概要¹

2.1.1 メソ数値予報システムへの非静力学モデル asuca の導入と鉛直層数の増強

数値予報課では、2007 年ごろから次世代の非静力学 モデルの力学コアとして asuca²を開発してきた (気象 庁予報部 2014)。そして、その力学コアと数値予報課 で別途開発している「物理過程ライブラリ」(原 2012a) とを組み合わせて新しい数値予報モデルを構築し、気 象庁の現業領域モデルであるメソモデル (MSM)、およ び局地モデル (LFM) へ導入するための開発および検 証を進めてきた。

12 年以上の長きにわたって MSM の予報モデルと して活躍してきた気象庁非静力学モデル JMA-NHM (Saito et al. 2006, 2007)は、気象研究所で開発が開始 されてから約 30 年が経過している。このため、新しい モデルの開発にあたっては、計算科学の新しい知見を 取り入れること、最近の計算機の趨勢に沿ったプログ ラム構造にすることで高い計算効率を達成すること、 そして、内部構造の設計や開発手順を明確にして開発 の継続性を確保することを目指して取り組んできた。

2015 年 1 月、LFM の予報モデルをそれまで利用し ていた JMA-NHM から、asucaと物理過程ライブラリ を用いた非静力学モデル(以下、簡単に "asuca"と呼 ぶ)に更新した (原ほか 2015)。そして、2017 年 2 月 28 日より、MSM の予報モデルにも asucaを導入した。 同時に鉛直層数を従来の 48 層から 76 層に増強した。 LFM に加えて、MSM にも asucaを導入したことで、 今後の継続的なモデル開発を進める基盤が完成した。

LFMに asucaを導入した際には、対流のイニシエー ションのパラメタリゼーションを導入したことなどの 一部を除いて、それまで運用してきた JMA-NHM に よる LFM とほぼ同じ物理過程が導入され、予測特性 の大きな違いは見られなかった (河野・原 2014)。しか し、asucaを MSM に導入する際には、多くの物理過 程の改良を同時に行い、多くの点で予測精度の改善が 得られている。

以下では、asuca のモデルの仕様、力学過程、物理 過程の旧 MSM との違いとそれらに関連する留意点な どを述べる。

2.1.2 asuca による MSM のモデル仕様(1) 鉛直層配置

水平格子間隔は従来と同じ 5 km であるが、鉛直層 数は 48 層から 76 層に増強された。図 2.1.1 に、新旧 MSMの鉛直層配置を、全球モデル (GSM) および LFM



図 2.1.1 GSM(鉛直 100 層)、新 MSM(鉛直 76 層)、旧 MSM(鉛直 48 層)、LFM(鉛直 60 層)の鉛直層配置。そ れぞれの図の上部に示した気圧の範囲を描画している。い ずれもフルレベルで、下から 5 層ごとに実線で表示し、層番 号を付加している。地表面の気圧はいずれも 1013.25 hPa。 新旧 MSM および LFM は標高が 0 m の地点のもので、国 際標準大気のプロファイルを用いて高度を気圧に変換した。

の鉛直層配置とともに示した。モデルトップは新旧の MSMで同じ(約21.8 km、約40 hPa)であり、鉛直層 数が増加するため、鉛直方向に高解像度になる。また、 大気最下層の鉛直層を、旧 MSMでは地表面から20 m (標高が0mの場合)に配置していたが、新 MSMで は10m(同)に配置している。これによって、地上風 速(地表面から10m)を診断する際に、地上物理量診 断(原 2008a)による内挿がほとんど生じず、最下層の モデル面上の風速がほぼそのまま地上風速になる。ま た、地上気温・比湿(地表面から1.5 m)の地上物理 量診断による内挿距離が小さくなり、精度向上が期待 できる。

モデルの物理過程はほぼ鉛直1次元で計算され、その性能は鉛直層間隔に強く影響される。鉛直1次元モ デルによる境界層スキームの調査(原 2012b)などの 結果を踏まえて、新 MSM では境界層に対応する高度 3000 m(気圧では約700 hPaに対応)以下に30 層を 配置している。その高度までは現在のGSMやLFMよ りも鉛直方向に高解像度になっている。なお、500 hPa より上層では、GSMとほぼ同じ鉛直層間隔になって いる。

(2) 初期値·境界値

今回の更新では、初期値を与える解析システムに は変更はなく、非静力学メソ4次元変分法 (JNoVA 4DVAR)(本田・澤田 2009; 気象庁予報部 2010) が用 いられる。そのため、解析サイクルの中では、同化用 のモデルとして引き続き JMA-NHM が用いられる。つ まり、MSM の予報モデルが asuca に更新されても、解 析システムで作成される初期値には変化はない。

予報モデルの層数は 76 層に増強されるが、JNoVA

¹ 原 旅人

 $^{^2}$ "Asuca is a System based on a Unified Concept for Atmosphere" の略

4DVARによる鉛直 48 層の初期値を 76 層に内挿して、 予報モデルの初期値とする。

また、境界値として GSM の予測値を用いていることも、従来のシステムと同じである。

2.1.3 asuca による MSM の力学過程

asuca の力学過程については、気象庁予報部 (2014) に詳細が記述されている。ここでは、新旧 MSM の力 学過程の違いのうち、モデルの予測特性の違いに関連 する変更について、簡単に述べる。

人為的な数値拡散の不使用

新旧の MSM の特性の違いにつながる力学過程の違 いの一つは、人為的な数値拡散を新 MSM においては 用いていないことである (石田・藤田 2014)。旧 MSM では、4 次精度の移流スキームを用いていて、高周波 成分がノイズとなって生じやすくなり、計算安定性に 影響を及ぼしていた。そのため、高周波成分をおさえ るために数値拡散と呼ばれる人為的な拡散項を加えて、 計算安定性を確保していた。また、水蒸気に対する拡散 を上昇流が大きいところに選択的に適用する適応水蒸 気拡散 (斉藤ほか 2008) も人為的な拡散の一つである。

しかし、計算安定性を確保するためにどの程度の強 さの数値拡散を適用すればよいかは自明ではなく、ま た、その強さが現象の予測の表現にも影響を与えるこ とが知られている (Piotrowski et al. 2009)。そのよう な背景から、asuca では人為的な数値拡散を用いない こととしている。このことによって、従来の MSM で は人為的な拡散によって排除しようとしてきた強い上 昇流を、積雲対流スキームによってより適切に成層不 安定を取り除くことで抑制する必要性が認識され、積 雲対流スキームの改良につながった³。

積雲対流スキームの改良により、格子スケールの強 い上昇流が発生しないように成層を安定化しているが、 積雲対流スキームの成層安定化が十分に働かずに格子 スケールの強い上昇流が予測されてしまう場合がある。 そのような場合には、強い上昇流を人為的に抑制する 仕組みがほとんどなくなったことで、その強い上昇流 によって低気圧の過発達が生じることがある。

計算安定性

旧 MSM では、適応水蒸気拡散など計算安定化のた めの対策をとってきたものの、計算安定性の十分な確 保には至らなかった。そのため、前の初期値のモデル 予測で強い上昇流が予測されて、計算不安定によって モデル予測が異常終了する可能性がある場合には、積 分時間間隔を短くすることで、辛うじて計算安定性を 確保してきた。また、異常終了には至らないものの、 例えば、降水粒子の落下計算で非現実的な挙動を示し、 その結果、1時間で 200 mmを超えるような降水を予 測する場合もあった。

新 MSM では、上昇流と降水粒子の落下計算を同時 に行い、ある鉛直カラムの正味の鉛直速度が大きい場 合には、その鉛直カラムでの鉛直流による移流計算を 通常より短い積分時間間隔で行うこと(タイムスプリッ ティング)で計算安定性を確保している。そのため、旧 MSM では懸案であった計算安定性の確保の課題はほ ぼ解決され、強い上昇流のもとでも計算不安定に陥る ことなく、精度よく計算できるようになった。

保存性

新 MSM では、旧 MSM の有限差分法に代わり 有限 体積法を用いることで、物質量などの保存量の保存性 を高めている (石田・藤田 2014)。新旧 MSM の保存性 の違いが特性に表れるのは、質量の保存性を反映した 予測領域内の気圧分布である。河野・原 (2014)では、 LFM の場合について、モデルの保存性の違いによる予 測気圧分布の違いを示し、保存性のよいモデル (asuca) のほうが境界値を与えるモデルの気圧の変化傾向に忠 実に追随することを論じている。これは、MSM でも 同じであり、特に冬期に気圧が予報時間の経過ととも に上昇する傾向が、新 MSM では緩和されている。こ れについては、第 2.2.1 項の統計検証で示す。

2.1.4 asuca による MSM の物理過程

物理過程の変更は多岐にわたる。旧 MSM からの主 な変更点の概略を述べる。

(1) 放射過程

放射過程は、短波放射、長波放射による大気加熱率 (気温の時間変化率)を評価する過程である。

放射伝達計算

MSMの放射伝達計算のスキームは、これまでも GSM の開発成果を利用している。旧 MSM では GSM0507 で導入されたスキームが使われていたが、新 MSM で は GSM1403で導入された長波 2 方向近似 (Yabu 2013) を用いたスキームが利用されている。

放射計算における凝結物の雲水と雲氷への分配

放射計算で用いる雲量、および凝結量の算出手法は、 新旧 MSM で同じである。ただし、算出した凝結量を水 と氷に分配する手法を変更している。旧 MSM では、凝 結量における雲水量と雲氷量の比を $0 \sim -36^{\circ}$ C の間に おける温度の 1 次関数(0° C で雲水量の比が 1、 -36° C で 0)で計算して雲水と雲氷に分配していたが、新 MSM では、 $0 \sim -23^{\circ}$ C の間における温度の 2 次関数(上に

³ 更新した現 MSM よりも積雲対流スキームを強く発動させ ると、降水の予測精度がさらに改善することが開発の中でわ かっている。このことは、積雲対流スキームによって格子平 均値では表現されないサブグリッドスケールの成層不安定を 解消することの必要性および重要性を示唆していると考えて いる。ただし、積雲対流スキームをより強く発動させると、 下層が非常に乾燥してしまい、モデル予測の成層安定度の情 報を入力とするガイダンスなどに大きな影響が及ぶこともわ かっており、モデルの降水予測精度およびガイダンスへの影 響を勘案して、最終的な積雲対流スキームの強さを決定した。

凸)で計算して分配している。これは、従来に比べて 雲氷に分配される凝結量が多いことを意味している。 雲氷量が多くなることで、雲からの下向き長波放射量 が増加し、その結果、冬期に地上気温が実況よりも下 がりすぎていた事例の多くで気温低下が抑制されて観 測の気温に近くなった。

(2) 境界層過程

境界層過程は、乱流による運動量、熱、水蒸気の鉛 直輸送を記述する過程である。

MSM の境界層スキームは、Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino モデル (MYNN; Nakanishi and Niino 2009) を旧 MSM から引き続き用いている。 JMA-NHM を用いた MSM では、2007 年 5 月に MYNN レベル3 (MYNN3)と呼ばれる逆勾配を考慮 したスキームを用いてきた (原 2008b)。しかし、そ の後の調査で、実装方法の問題により鉛直輸送が過大 になりやすく、その結果、鉛直輸送の効果がおよぶ 高度が過大になりやすいことが判明し、2015年1月 に逆勾配項を考慮しない MYNN レベル 2.5 スキーム (MYNN25)に変更し、精度向上が得られた(原 2015)。 今回のモデル更新にあたっては、実装方法を変更して 計算の安定化を図った MYNN3(原 2012c)を採用し ている。この MYNN3 はすでに LFM でも利用され ている (河野・原 2014)。MSM においても、降水予 測、気温予測などに対して、MYNN25と比べたとき の MYNN3 の優位性があることが確認されている。

(3) 雲物理過程

雲物理過程では、水蒸気、雲水、雨、雲氷、雪、霰の 6つの水物質の生成、消滅、相互の変換を記述し、それ らの質量変化を追跡する(概説は、たとえば原 (2012d) など)。

以下では、予測特性の変化に大きく寄与する主要な 変更の概要を示すが、そのほかにも、計算安定性の向 上を図るための修正(多くの過程の時間変化率の計算 における陰的解法の導入)などを行っている。

潜熱補正の導入

雲物理過程における変更の一つが、潜熱補正と呼ば れる補正の導入である。雲物理過程では水の相変化が 生じ、それに伴って潜熱が生じる。相変化する量は、水 や氷の飽和水蒸気量に依存するが、飽和水蒸気量は温 度の関数のため、熱が生じることによって変化する。潜 熱によって生じる熱による温度変化を考慮して相変化 の量を評価するのが潜熱補正である⁴。一般的に、潜 熱補正によって補正された相変化の量は、補正前の量 よりも小さくなる。

雪および雨の粒径分布関数の変更

一つ一つの雲・降水粒子の生成、消滅、相互の変換 は粒子の直径である粒径の関数で記述できる。そこで、 粒径の分布関数を仮定し、粒子個々の質量時間変化率 をその分布関数を用いて平均化することで、生成、消滅 などの各格子ごとの質量時間変化を計算している(バ ルク法)。したがって、粒径分布関数としてどのような 関数を仮定するかは、追跡する水物質の時間変化に大 きな影響を及ぼす。

雨の粒径分布は指数分布でよく記述できることが Marshall and Palmer (1948)によって示され、雪、霰の 粒径分布にも指数分布がよく利用されている。旧 MSM においても、雨、雪、霰の粒径分布に指数分布が用いら れていた。しかし、モデルの予測値を大気データとし て、衛星のセンサーによる観測をシミュレートするソ フトウェアである衛星シミュレータ (Joint-Simulator⁵) を用いて、氷粒子に感度がある周波数帯のマイクロ波の 輝度温度を計算して衛星観測と比較した結果、旧MSM においては雪がある部分で輝度温度が観測よりも低い ことがわかった。さらなる調査の結果、下層で雪の粒 径が過大であり、これが低すぎる輝度温度の主な原因 であると推定された⁶。それを受けて、Roh and Satoh (2014)を参考に粒径分布関数の改良に取り組み、最近 の航空機観測の結果に基づいて提唱されている Field et al. (2007) による粒径分布を採用した。この粒径分 布は気温に対する依存性を持ち、同じ質量であっても 高度によって粒径分布が異なっていることが大きな特 徴の一つである。その結果、課題となっていた下層の 雪の粒径が小さくなり、衛星シミュレータによって計 算されたマイクロ波の輝度温度は観測値に近づいた。

すでに述べたように、粒径分布は粒子の質量変化の 評価に大きな影響を及ぼす。Field et al. (2007)による 雪の粒径分布は、旧 MSM に比べて粒径が小さくなる 傾向があり、その結果、数濃度が大きくなるため、水蒸 気が変換されて雪が成長する昇華成長(拡散成長)が 大きくなる。旧 MSM では、昇華成長が小さく水蒸気 が雪に変換されないため、中層から上層でラジオゾン デ観測などと比べて過大な水蒸気量が予測されていた ことがあった。新 MSM では残存する水蒸気量の頻度 分布は観測と合致しており、粒径分布の改良が降水粒 子の成長にもよい影響を与えている。

同様に、雨の粒径分布についても、最近の観測結果 に基づいて提唱されている Abel and Boutle (2012) に よるものに変更している。この粒径分布は、雨粒の質 量が小さい時には、従来よりも粒径が小さくなる。そ

⁴ 旧 MSM においても、水蒸気と雲水の相互変換である飽和 調節においては、相変化で生じる温度変化の影響を考慮して いた。新 MSM では、相変化が生じる過程すべてで考慮して いる。

⁵日本国内の大学や研究機関が共同で開発している。https: //sites.google.com/site/jointsimulator/home_jp ⁶第8回数値モデル研究会(2015年3月27日開催)にお ける講演「衛星データシミュレータ Joint-Simulatorを用い た気象庁メソモデル・局地モデルの雲の検証」(原旅人)。 http://pfi.kishou.go.jp/modelkenkyukai2014.html

のため、落下速度が小さくなり、地表面に達する前に 大気中にとどまる時間が長くなる。その結果、雨粒が 蒸発しやすくなる。

格子内不均一性の考慮

旧MSMにおいては、格子値(格子平均値)の比湿が 飽和水蒸気比湿に達しないと凝結が生じなかった。こ れは、格子内は均一であることを仮定していることに 対応する。一方、GSMなど、水平格子間隔が数十 km 以上のモデルでは、格子内の温度や総水量の揺らぎを 確率密度関数を用いて考慮している(その解説は中川 (2012)などを参照)。どの程度、水平格子間隔を小さく すれば格子内の不均一性を無視できるかは自明ではな いが、水平格子間隔が数 kmでは雲の有無に関して均 ーとはみなせないだろう⁷。そこで、Smith (1990)に 従って格子内不均一を表す量である雲量を評価し、水 雲の有無、氷雲の有無、さらに降水の有無で合計8つ のケースに分けて雲物理の各過程の時間変化率を計算 し⁸、雲量によって加重平均することで、格子内の不 均一を取り入れた。

旧 MSM では、上空から降水粒子が落下してきたり、 積雲対流スキームが凝結物を格子に反映させたりして も、格子平均で未飽和であれば、直ちに蒸発してしまっ ていた。新 MSM では、一つの格子内で、飽和して雲 が生成している部分と、未飽和で雲がない部分が共存 できるようになったため、格子平均が未飽和であって も直ちに蒸発させるとは限らず、後述する蒸発抑制を 用いなくても、観測に対応するような降水を予測でき るようになった。

Smith (1990) のスキームでは、凝結が生じ始める 相対湿度をパラメータとして設定する必要がある。こ れは、総水量の確率密度関数の揺らぎの幅に対応する ものである。新 MSM においては、このパラメータを 95%と設定している。なお、このパラメータは解像度 に依存し、より高解像度で格子不均一性が小さい場合 には 100%に近づける必要がある。

蒸発抑制の廃止

旧 MSM においては、雨、雪、霰の蒸発量をオリジナ ルのスキームから計算される値から抑制していた(雨、 霰は 50%、雪は 30%)。これは、計算される蒸発量が 過大で、その結果、降水量が観測よりも少なくなって しまうことの対策として設けられたものである⁹。抑 制をしないと蒸発量が過大であった原因としては、潜 熱補正や格子内不均一性が考慮されていなかったこと が考えられるため、これらの導入とともに蒸発抑制を 廃止した。潜熱補正や格子内不均一性の考慮だけでは 蒸発が依然として過大になる傾向が見られたが、雪や 雨の粒径分布の変更とあわせることで、モデル予測の 比湿が下層を中心に観測により近づくようになった。

この蒸発抑制のために、旧 MSM では下層で乾燥す る傾向が見られたが、新 MSM ではその傾向が改善し ている。これについては、第 2.2.1 項の統計検証で改め て触れる。

(4) 積雲対流過程

積雲対流過程は、積雲対流の発生、積雲対流に伴う 運動量、熱、水蒸気の鉛直輸送、それに伴う水の相変 化などを表現して、不安定な成層を安定化させる過程 である。新旧 MSM ともに、Kain and Fritsch (1990) や Kain (2004) による積雲対流スキームをベースとし ているが、新 MSM では多くの改良を行った。以下に、 特性の変化に大きく寄与する主要な変更の概要を示す。

トリガーの見直しおよび対流によって生じた降水の扱い

積雲対流スキームは、大気の成層安定度などがある 条件を満たしたときに発動する仕組みになっており、 その仕組みをトリガー、その発動条件をトリガー条件 と呼んでいる。旧 MSM のトリガー条件は、凝結高度 (LCL)における格子スケールの上昇流の大きさに依存 しており (成田 2008)、地形や風の収束による強制上 昇が存在する場合に、積雲対流スキームが発動する設 計となっていた。そのため、地形や風の収束による強 制上昇が弱いと混合層の上端(特に海上)で対流が発 生しにくく、対流が発生しないまま海上を成層不安定 な気塊が移動していく中で対流有効位置エネルギーが 蓄積され、それが陸上に達して地形や風の収束による 強制上昇が表現されたとたんに、積雲対流スキームが 強く働くため、陸上にのみ強い降水を予測することが あった。

また、旧 MSM の積雲対流スキームでは、積雲対流 による熱や水蒸気の輸送で生じた降水を直ちに地上に 落としていたため、陸上で積雲対流スキームが発動し た際に山の風上斜面に集中的に降水を予測してしまう ことがあった。この問題は、成田・森安 (2010)で述べ られている改良(標高が高いところで積雲対流スキー ムによる安定化を抑制する)によって軽減されたもの の、上に述べたような根本的な原因を踏まえた上での 解決策ではなかった。

⁷ 欧州中期予報センター (ECMWF) で 2012 年に開催 された「雲と降水のパラメタリゼーションに関するワー クショップ」において、英国気象局の Cyril Morcrette 氏は、雲の不均一性の格子サイズによる違いについて の航空機による観測結果を外挿すると、格子内の雲の 不均一性が無視できるのは水平格子間隔が 180 m 以下 の場合である、と報告している。https://www.ecmwf. int/sites/default/files/elibrary/2012/14811-subgrid-cloud-parametrization-issues-met-officeunified-model.pdf

⁸8つのケースのうち、時間変化率がゼロではないのは高々 2~3つである。

⁹ 前述の格子内不均一性の効果を間接的に考慮したもの、という面もあるが、それを考慮するためにどのくらいに抑制すべきかは明らかではなく、チューニングパラメータとなっていた。なお、水平格子間隔 2 km の LFM では抑制を行っていない。

上で述べた原因を踏まえて抜本的な解決を図るため、 トリガー条件を見直した。新 MSM のトリガー条件は混 合層の高さや地表面フラックスなどに依存し、地形や風 の収束による強制上昇が弱い場合に積雲対流スキーム を発動させることに重点をおいた。その結果、旧 MSM では積雲対流の発生が少なかった海上でより積雲対流 スキームが発動されるようになる。また、旧 MSM で は直ちに地上に落としていた積雲対流による降水を、 雨、雪、霰として大気中に戻し、その後の時間発展を 力学過程と雲物理過程で追跡するようにした。この結 果、これらの雲物理量が移流によって風下に流される 効果が加味されるとともに、雲物理過程の中での成長、 落下等が計算されるようになった。これらの改良によっ て、海上での積雲対流の過少、陸上における過大な積 雲対流スキームの発動、山の風上斜面での降水予測の 集中といった課題を軽減することができた。

トリガーの改良によって、旧 MSM よりも積雲対流 スキームの発動頻度が高くなる。そのため、成層不安 定が旧 MSM よりも解消され、成層状態がより安定に なっている。積雲対流スキームが発動された領域は、衛 星画像で見たときの雲域との一致がよくなることを確 認しており、より適切な扱いであると考えられる。

混合率(エントレインメント率)の修正

積雲対流には、積雲の外部の乾燥空気を積雲の中に 取り入れるエントレインメントと呼ばれる水平方向の 空気の流れがある。エントレインメントとは、積雲の 周囲にある相対的に冷たくて乾燥している鉛直方向の 運動量が小さな空気を積雲の中に取り込む過程であり、 これによって積雲対流の発達は抑制される。このよう にエントレインメントは、積雲対流の強さに大きな影 響を及ぼす現象であり、MSM の積雲対流スキームに おいても考慮されている。

積雲対流スキームにおいては、エントレインメント も考慮した気塊の断熱的な持ち上げによって積雲の雲 頂高度を診断している。雲頂高度は積雲対流の強さを 表す一つの指標であり、エントレインメントが弱く積 雲対流が強いと雲頂高度が高くなる。モデルで診断さ れる積雲の雲頂高度と、ひまわりの衛星画像から推定 された積雲域の雲頂高度 (Mouri et al. 2016)を比較し てみると、旧 MSM におけるエントレインメントの設 定ではモデルの雲頂高度の方が高い場合が多いことが 判明した。それを受けて、新 MSM ではモデルの雲頂 高度が衛星観測からの推定値に近づくようにエントレ インメントを強くし、積雲対流の強さをより適切なも のとした。

2.1.5 地表面過程・地面温度予測

地表面過程・地面温度予測は、原ほか (2008) で詳細 に解説されている JMA-NHM によるものと大きな違 いはない。海面温度、雪の分布が予報初期から固定さ れていることも従来の MSM と同じである。異なる点 について、以下に列挙する。

海陸タイル化

旧 MSM では、各格子は海陸比によって陸格子か海 格子のいずれかに分類され、格子内で海陸が混在して いることは考慮していない。新 MSM においては、海 陸タイル化を導入し、海、陸が混在している格子につ いては、海と陸の両方の地表面フラックスを計算した のちに、海陸比によって海と陸の地表面フラックスを 加重平均した値をその格子の地表面フラックスとして いる。これによって、海岸線付近では、海上と陸上に おける地上気温や風速の不連続が軽減される。

地中温度予測のための層数

新旧 MSM ともに、地中の熱拡散方程式を解くこと で地中の温度を予測している。旧 MSM では深さ 2~ 89 cm までに 4 層を配置しているが、新 MSM では深 さ 0~約 60 cm までに 9 層を配置している。高解像度 化されているとともに、深さ 0 cm の地表面にも層を配 置していることが、旧 MSM と異なることである(旧 MSM では地中 2 cm の深さの層を地表面と見なしてい た)。高解像度化によって、熱拡散方程式を解く際の地 中温度の変化の振幅および位相の誤差が小さくなると ともに、地表面に層を配置することで、地表面におけ る強制力(地表面フラックス、放射フラックス)に敏 感に応答するようになった。

2.1.6 まとめ

予報モデルとして asuca が導入された新しい MSM のモデル仕様、力学過程、物理過程について、旧 MSM と比較しながら概観した。今回の予報モデルの更新で は、物理過程を中心に多くの改良が加えられており、 その結果、旧 MSM に比べ特性が変わった部分がある。 次節では、本節における説明を踏まえて、統計検証や 事例を通じて、MSM の予測特性の変化について紹介 する。

参考文献

- 石田純一,藤田匡, 2014: asuca の開発理念. 数値予報 課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 19-28.
- 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.
- 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・別冊第 56 号, 気象庁予報部.
- 気象庁予報部, 2014: 次世代非静力学モデル asuca. 数 値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部.
- 斉藤和雄,石田純一,荒波恒平,中山寛,2008:計算安定 性向上のための開発.数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部,52–57.
- 中川雅之, 2012: 雲過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 70-75.

- 成田正巳, 2008: Kain-Fritsch スキームの改良とパラ メータの調整. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象 庁予報部, 103–111.
- 成田正巳, 森安聡嗣, 2010: メソモデルの対流スキーム の変更. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁 予報部, 53-61.
- 原旅人, 大泉三津夫, 三浦大輔, 2008: 地表面過程. 数値 予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 166-194.
- 原旅人, 2008a: 地上物理量診断. 数値予報課報告・別 冊第54号, 気象庁予報部, 181-184.
- 原旅人, 2008b: 改良 Mellor-Yamada モデル. 数値予報 課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 128–132.
- 原旅人, 2012a: 物理過程ライブラリの開発. 数値予報 課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 205-208.
- 原旅人, 2012b: 鉛直1次元モデルによる評価 (2)−層積 雲を伴う海上の境界層の日変化 (EUROCS Sc). 数値 予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 150–158.
- 原旅人, 2012c: 鉛直 1 次元モデルによる評価 (1)-雲の ない陸上の境界層の日変化 (GABLS2). 数値予報課 報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 138–149.
- 原旅人, 2012d: 雲物理過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 76-89.
- 原旅人,幾田泰酵,伊藤享洋,松林健吾,2015: asuca が 導入された局地数値予報システム.平成27年度数値 予報研修テキスト,気象庁予報部,1-23.
- 原旅人,2015:境界層過程・地上物理量診断の改良.平成 27年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,24-43.
- 本田有機,澤田謙,2009: 非静力学メソ4次元変分法の 現業化.平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁 予報部,65-71.
- Abel, S. J. and I. A. Boutle, 2012: An improved representation of the raindrop size distribution for single-moment microphysics schemes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **138**, 2151–2162.
- Field, P. R., A. J. Heymsfield, and A. Bansemer, 2007: Snow Size Distribution Parameterization for Midlatitude and Tropical Ice Clouds. J. Atmos. Sci., 64, 4346–4365.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update. J. Appl. Meteor., 43, 170–181.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch, 1990: A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization. J. Atmos. Sci., 47, 2784–2802.
- Marshall, J. S. and W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. J. Meteor., 5, 165–166.
- Mouri, K., H. Suzue, R. Yoshida, and T. Izumi, 2016: Algorithm Theoretical Basis Document for Cloud

Top Height Product. *Meteorological Satellite Center Technical Note*, **61**, 33–42.

- Nakanishi, M. and H. Niino, 2009: Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. J. Meteor. Soc. Japan, 87, 895–912.
- Piotrowski, Z. P., P. K. Smolarkiewicz, S. P. Malinowski, and A. A. Wyszogrodzki, 2009: On numerical realizability of thermal convection. J. Comput. Phys., 228, 6268–6290.
- Roh, W. and M. Satoh, 2014: Evaluation of Precipitating Hydrometeor Parameterizations in a Single-Moment Bulk Microphysics Scheme for Deep Convective Systems over the Tropical Central Pacific. J. Atmos. Sci., 71, 2654–2673.
- Saito, K., J. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Narita, and Y. Honda, 2007: Nonhydrostatic Atmospheric Models and Operational Development at JMA. J. Meteor. Soc. Japan, 85B, 271–304.
- 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.
- Smith, R. N. B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 435– 460.
- Yabu, S., 2013: Development of longwave radiation scheme with consideration of scattering by clouds in JMA global model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 4.7–4.8.

本節では、予報モデルとして asuca が導入された新 しい MSM について、統計検証、事例検証を通じて、留 意すべき予測特性の変化を中心に紹介する。

2.2.1 統計検証

以下では、夏冬それぞれ約1か月間の新旧 MSM の 予測を実行し、統計検証を行った。降水、鉛直プロファ イル、地上要素の検証手法は瀬川 (2005) で示されてい るものと同じである。また、各種スコアや POD-SR ダ イアグラムなどの解説は付録 D を参照されたい。

実験期間は、夏期実験が 2015 年 8 月 7 日から 9 月 11 日まで、冬期実験が 2016 年 1 月 16 日から 2 月 17 日 までで、旧 MSM、新 MSM をそれぞれ CNTL, TEST と称する。第 2.1.2 項 (2) で説明したように、解析シス テムの変更はないため、新旧 MSM ともに同じ 初期値 を用いて実行している。

(1) 対解析雨量による降水予測の検証夏期実験

図 2.2.1 に、夏期実験における 3 時間降水量予測の 閾値別のスコアを示す。ほぼすべての閾値でスレット スコアが大きく上昇している。また、弱い降水では 1 を下回り、強い降水では 1を超えていたバイアススコ アがいずれも 1 に近づき、予測頻度が観測頻度に近づ いている。このように、降水予測の精度は大幅に向上 している。

POD-SRダイアグラムを見ると、10 mm/3hより弱 い降水では、それぞれの閾値に対応する点が上に移動 しており、空振り率は変わらずに、捕捉率が増加した ことを示している。それよりも強い降水では、点が右 上に移動している。これは、捕捉率が増加した上に、 空振り率が減少していることを示している。このよう に、旧 MSM では予測できていなかった降水を予測で きるようになるとともに、旧 MSM では頻度が高かっ た実況にない強い降水の予測を減らしている。

第2.2.2 項で事例を通じて示すように、新 MSM で は、前線からやや離れた場所に代表されるような、対 流を発生させる強制上昇をもたらす効果が弱い場合に、 旧 MSM よりも精度よく降水を予測している事例が多 く見られる。新 MSM では強制力が弱い場所で積雲対 流スキームが発動しやすくなることが功を奏している と考えられる。また、旧 MSM では、前線などの強制 力が強い場所の近くで強い降水を集中させすぎること が多かったのに対し、新 MSM ではそのような傾向が 軽減されている。これも、強制力が弱い領域でも成層 の安定化が行われることと関係していると推測される。

冬期実験

図 2.2.2 に、冬期実験における 3 時間降水量予測の 閾値別のスコアを示す。冬期実験では、15 mm/3hよ りも強い降水では、スレットスコアに改善が見られる ものの、10 mm/3hよりも弱い降水についてはやや悪 化している。バイアススコアを見ると、全体的に予測 頻度が過大になっている様子がわかる。

POD-SRダイアグラムを見ると、15 mm/3hよりも 強い降水では点が右上に移動しており、捕捉率の向上 および空振り率の減少という改善が見られるものの、 10 mm/3hよりも弱い降水では点が左上に移動してい る。これは、捕捉率は向上しているものの、空振り率 が高くなってしまっていることを表している。第2.2.2 項で事例で示すように、新 MSM では旧 MSM に比べ て、冬期の発達した低気圧などに伴う降水がやや強く 予測されてしまう傾向が見られる。

雲物理スキームにおける蒸発抑制の廃止によって、 新 MSM では旧 MSM に比べて下層が湿っていること が多く(観測とは整合的)、その結果、新 MSM の方が 成層がやや不安定になっている。そのため、新 MSM では旧 MSM よりも強い格子スケールの上昇流が見ら れることが多いことがわかっており、過大な降水量予 測はそれと関連している可能性がある。

(2) 対ラジオゾンデ観測による鉛直プロファイルの 検証

図 2.2.3 に、ジオポテンシャル高度の初期時刻、12 時間、24 時間、36 時間予測の、ラジオゾンデ観測に対 する平均誤差 (ME)の鉛直プロファイルを示す。また、 気温、風速、比湿(いずれも 36 時間予測)の平均誤差 (ME),二乗平均平方根誤差 (RMSE)の鉛直プロファイ ルを図 2.2.4、図 2.2.5、図 2.2.6 にそれぞれ示す。

高度場

旧 MSM では、夏期でも冬期でも予測時間の経過と ともに高度場の ME が増加する傾向(ドリフト)が見 られる。一方、新 MSM の夏期では、初期時刻から 12 時間予測で ME が負の方向にシフト するが、12 時間予 測以降は ME が全層でほぼ一定となっており、旧 MSM で見られるようなドリフト が見られない。旧 MSM で 見られたような、予測時間の経過とともに気圧が上昇 する傾向が改善していることがわかる。

冬期実験においては、旧 MSM に比べるとその大き さは小さいものの、新 MSM においても正の方向への ドリフトが見られる。新 MSM では、境界値の気圧の変 動に忠実に追随するが、境界値として用いている GSM の予測に正の方向へのドリフト 傾向があることが確認 されており、それを反映していると考えられる。

これらの特性の変化は主に力学過程の違いによるも のである。

¹ 原 旅人、倉橋 永







図 2.2.2 図 2.2.1 に同じ。ただし、冬期実験の検証結果。

気温

夏期、冬期ともに RMSE には大きな変化はあまり見 られないが、ME の絶対値が多くの気圧面でゼロに近 づいており、バイアスの縮減が見られる。これらには、 雲物理、積雲対流の各スキームの改善が寄与している と考えられる。なお、冬期の 925 hPa の気温の ME お よび RMSE が大きく違うように見えるが、旧 MSM で は中国の華南付近で気温が予測時刻の経過とともに高 くなり ME の正ドリフトが見られ、その影響で ME が 正になっている。新 MSM ではその正ドリフト がほぼ 除去されており、その結果として、ME が負に転じた。

風速

夏期、冬期ともに、旧 MSM で各層で見られた風速の負バイアスがやや縮小しているのが分かる。

比湿

夏期については、925 hPa、および 700~500 hPaで 負バイアスが改善しており、特に 925 hPaの負バイア スの縮小が大きい。これらには、気温同様、雲物理や 積雲対流スキームの改良が寄与していると考えられる。 また、925 hPaの負バイアスの大きな縮小には、雲物 理スキームにおける降水の蒸発抑制の廃止の効果が大 きい。一方、850 hPaに見られる負バイアスはやや拡 大している。このバイアスは積雲対流スキームの変更 に敏感であることがわかっており、この改善は今後の 課題である。

冬期については、夏期と同様に 925 hPaにおける負 バイアスを改善している一方で、700 hPa 付近で負バ イアスが拡大している。このバイアスは、積雲対流や 雲物理スキームの挙動の変化が関連している可能性が 考えられる。

(3) 地上要素

地上気温、地上風速および地上比湿の予測対象時刻 ごとの ME, RMSE を図 2.2.7、図 2.2.8、図 2.2.9 に、 海面更正気圧の予測時間ごとの ME, RMSE を図 2.2.10 に示す²。地上気温と地上風速はアメダス観測に対し て、地上比湿と海面更正気圧は SYNOP 観測に対して 検証を行っており、観測点を取り囲む4格子点がいず れも陸上である場合を検証対象としている。そのため、 いずれも陸上での予測結果の検証になっている。

地上気温

夏冬ともに、夜間の地上気温予測の改善が見られる。 旧 MSM の夜間の地上気温予測では、夏には正バイア

² 地上気温、地上風速および地上比湿は日変化による誤差が、 海面更正気圧では予測時間による誤差が卓越するため、前者 は予測対象時刻ごとに、後者は予測時間ごとの検証結果を示 している。



図 2.2.3 予測時間ごとのジオポテンシャル高度のラジオゾンデ観測値に対する平均誤差(ME、単位:m)。左から旧 MSM の 夏期実験、新 MSM の夏期実験、旧 MSM の冬期実験、新 MSM の冬期実験。実線、破線、一点鎖線、点線がそれぞれ初期 時刻、12 時間予測、24 時間予測、36 時間予測を示す。縦軸は気圧(単位:hPa)



図 2.2.4 気温(単位: K)の 36 時間予測についてのラジオゾンデ観測に対する平均誤差 (ME)及び二乗平均値平方根誤差 (RMSE)の鉛直プロファイル。左から夏期実験の ME, RMSE、冬期実験の ME, RMSE。緑線が旧 MSM、赤線が新 MSM。 縦軸は気圧(単位: hPa)。横軸のスケールは MEと RMSE で揃えてある。



図 2.2.6 図 2.2.4 と同じ。ただし、比湿(単位:g/kg)の 36 時間予測の検証結果。



図 2.2.7 夏期および冬期実験における地上気温予測の、アメダス観測に対する ME および RMSE(予測対象時刻別、単位: K)。左から、夏期実験の ME, RMSE、冬期実験の ME, RMSE。緑線: 旧 MSM、赤線: 新 MSM。



図 2.2.9 夏期および冬期実験における地上比湿予測の、SYNOP 観測に対する ME および RMSE(予測対象時刻別、単位: g/kg)。左から、夏期実験の ME, RMSE、冬期実験の ME, RMSE。緑線: 旧 MSM、赤線: 新 MSM。



図 2.2.10 夏期および冬期実験における海面更正気圧予測の、SYNOP 観測に対する ME および RMSE(予測時刻別、単位: hPa)。 左から、夏期実験の ME, RMSE、冬期実験の ME, RMSE。緑線: 旧 MSM、赤線: 新 MSM。

ス、冬には負バイアスがあった。新 MSM ではそれら のバイアスを縮小し、RMSE も減少している。特に冬 の夜間の地上気温は、旧 MSM では雲が少ない場合に 気温が下がりすぎることがあったが、このような事例 が減って精度が大幅に改善した。これらは、地表面過 程(地中温度予測のための層の増強)、放射過程(雲水 と雲氷の割合についての温度依存性の変更)の改良が 主に寄与している。

一方、新MSMの昼間の気温は、旧MSMに比べて夏 冬ともにやや下がる傾向があり、旧MSMにおいても 十分ではなかった高温の予測精度がまだ不足している。

地上風速

地上風速は、正バイアスを示す ME が全予測対象時 刻で小さくなっていることから、新 MSM では旧 MSM に比べて、陸上の風速がやや弱くなる傾向が見られる。 アメダスで観測した風速の頻度分布と予測の頻度分布 を比べると、旧 MSM では弱い風速(2 m/s 以下)の 予測頻度が過少になっているのに対し、新 MSM では その弱い風速の予測頻度が増えて、観測の頻度分布と 傾向の一致がよくなっている。ただし、旧 MSM でも 過少であった強風(15 m/s 以上)の予測頻度はさらに 少なくなり、強風の予測が旧 MSM よりもやや少なく なっている(図略)。

海上の風速は、陸上とは逆に、新 MSM のほうが 旧 MSM よりも強くなっている。図 2.2.11 は散乱計 ASCAT による海上風速の観測に対するモデル予測の ME である。夏冬ともに風速が強まることで、夏は旧 MSM に見られた正バイアスがやや大きくなり、冬は 負バイアスを小さくしている。

地上比湿

夏期、冬期ともに、旧 MSM では全日にわたって負バ イアスが見られていたが、新 MSM では、負バイアス



図 2.2.11 夏期および冬期実験における海上における地上風速の、ASCAT の観測に対する ME(単位:m/s)。左から、夏期 実験の旧 MSM、新 MSM、冬期実験の旧 MSM、新 MSM。緯度および経度で 0.1 度ごとに分割し、分割された領域内で誤 差を平均した。灰色の領域は、観測または予測がない領域を示す。

は残るものの、その負バイアスの大きさは小さくなっ ている。これには、雲物理スキームにおける降水の蒸 発抑制の廃止が寄与していることが確認されている。 これは対ラジオゾンデ観測による鉛直プロファイルの 検証による下層の比湿の予測特性の変化とも合致して いる。

海面更正気圧

夏期においては、旧 MSM では予測の後半で ME が 上昇していく 正ドリフト が見られるが、新 MSM では 予測前半で ME が下がったのちに、予測後半ではその ME がほぼ一定となっている。また、冬期においては、 新旧 MSM の両方に、予測時間の経過とともに、ME が上昇する傾向が見られるが、新 MSM の方がその上 昇幅が小さい。これらは、(2) のジオポテンシャル高度 の検証結果において示した結果と整合している。

(4) 成層安定度

新 MSM の夏期の気温誤差の鉛直プロファイル(図 2.2.4)には、600 hPaより上層で負バイアスの縮小、ま た、比湿誤差(図 2.2.6) には、925 hPaと 700 hPaか ら 500 hPaの間で負バイアスの縮小、850 hPaで負バ イアスの拡大が見られる。これらの変化の要因の一つ は、新 MSM の積雲対流スキームが、旧 MSM よりも 高頻度で発動して成層不安定をより 解消していること である。この変化は、モデルの予測値から診断される 成層安定度に影響を及ぼしている。図 2.2.12 は、新旧 MSM の SSI の予測についての、ラジオゾンデ観測に 対する誤差の頻度分布である。観測された SSI が 0 以 下という非常に不安定である場合には、新 MSM の頻 度分布は旧 MSM の頻度分布より 右側にシフトしてお り、新 MSM のほうが SSIを大きく評価しやすい、つ まり、成層が安定となっていることを示している。ま た、旧 MSM においても頻度分布のピークは正のとこ ろに位置しており正バイアスが見られるが、新 MSM ではその頻度分布をさらに右側にシフトするので、正 バイアスを拡大させている。

それよりも少し不安定が弱い、SSIが0より大きく 2以下の場合には、SSIの誤差が負、つまり成層不安定



図 2.2.12 夏期実験における、新旧 MSM の SSI の予測値の ラジオゾンデ観測に対する誤差の頻度分布。(上段)-5 < SSIの観測値 ≤ 0 の場合、(下段)0 < SSIの観測値 ≤ 2 の場合。緑が旧 MSM、赤が新 MSM。

を過大に評価している頻度が減って、誤差が0付近の 頻度が増えている。これは、旧 MSM では過大に評価 されやすかった成層不安定が、新 MSM ではより適切 に予測できるようになっていることを示している。

2.2.2 降水予測に着目した新旧 MSM の事例比較(1) 対流を発生させる強制力が弱い場合

図 2.2.13、図 2.2.14、図 2.2.15に示した事例 1, 2, 3 では、いずれの事例でも日本の近傍に前線が解析され ているが、前線付近だけでなく、前線からやや離れた 場所(事例 1 では近畿・中国地方、事例 2 では山口県付 近、事例 3 では関東南部)でまとまった降水が観測さ れているのが特徴である。そして、それらの降水を新 MSM では旧 MSM よりも予測できている。また、旧 MSM で見られる強い降水を集中させ過ぎている傾向 (事例 1 の紀伊半島の東の海上、事例 2 の九州南部)が 新 MSM では緩和されて、より適切な広がりをもって 予測されている。

これらの事例のように、地形や風の収束といった強 制上昇が弱く、対流を発生させるきっかけがはっきり しない場合に、新 MSM では旧 MSM よりも適切に積



図 2.2.13 [事例 1](左から) 2016 年 6 月 12 日 12UTC のアジア太平洋地上天気図(日本付近を拡大して抜粋)、6 月 12 日 15UTC における解析雨量による前 3 時間降水量、6 月 12 日 15UTC における新 MSM の前 3 時間降水量予測(初期時刻は 6 月 11 日 15UTC)、同初期時刻・同予測対象時刻における旧 MSM の前 3 時間降水量予測。単位: mm/3h。



図 2.2.14 [事例 2](左から) 2016 年 6 月 29 日 00 UTC のアジア太平洋地上天気図(日本付近を拡大して抜粋)、6 月 29 日 03 UTC における解析雨量による前 3 時間降水量、6 月 29 日 03 UTC における新 MSM の前 3 時間降水量予測(初期時刻は 6 月 28 日 15 UTC)、同初期時刻・同予測対象時刻における旧 MSM の前 3 時間降水量予測。単位: mm/3h。



図 2.2.15 [事例 3](左から) 2016 年 9 月 22 日 00UTC のアジア太平洋地上天気図(日本付近を拡大して抜粋)、9 月 22 日 00UTC における解析雨量による前 3 時間降水量、9 月 22 日 00UTC における新 MSM の前 3 時間降水量予測(初期時刻は 9 月 21 日 00UTC)、同初期時刻・同予測対象時刻における旧 MSM の前 3 時間降水量予測。単位: mm/3h。

雲対流を表現して、成層不安定を解消して降水を予測 しているものと考えられる。これは、積雲対流スキー ムのトリガーの改良でねらったことと合致した結果で ある。

このように、旧 MSM では予測が困難であった弱い 強制力のもとでの対流とそれに伴う降水が、新 MSM ではある程度予測できるようになったことが夏期にお ける降水予測の統計検証で見られた捕捉率の向上に寄 与している。また、強制力が弱い場合に、旧 MSM で は成層を安定化できずにエネルギーが蓄積され、地形 や収束などの強制力が強くなったときに強い対流を発 生させ、その結果、強い降水を集中させすぎる傾向が 見られた。新 MSM ではその傾向が緩和されたことが、 強い降水に対する空振り率の縮小に寄与していると考 えられる。

(2) 対流を発生させる強制力が強い場合、低気圧の過 発達について

対流を発生させる強制力が強く、スケールが大きな 上昇流が卓越している台風や発達した低気圧がある場 合には、新旧 MSM の予測に大きな違いは見られない ことが多い。図 2.2.16 で示した事例 4 は、北海道に台 風が接近している事例であるが、新旧 MSM の降水量



図 2.2.16 [事例 4](左から) 2016 年 8 月 17 日 06UTC のアジア太平洋地上天気図(日本付近を拡大して抜粋)、8 月 17 日 09UTC における解析雨量による前 3 時間降水量、8 月 16 日 09UTC における新 MSM の前 3 時間降水量予測(初期時刻は 8 月 16 日 09UTC)、同初期時刻・同予測対象時刻における旧 MSM の前 3 時間降水量予測。単位: mm/3h。



図 2.2.17 [事例 5](左から) 2016 年 8 月 14 日 06UTC のアジア太平洋地上天気図(日本付近を拡大して抜粋)、8 月 14 日 09UTC における解析雨量による前 3 時間降水量、8 月 14 日 09UTC における新 MSM の前 3 時間降水量予測(初期時刻は 8 月 14 日 00UTC)、同初期時刻、同予測対象時刻における旧 MSM の前 3 時間降水量予測。単位: mm/3h。

予測にあまり大きな違いは見られない。

ただし、旧 MSM に比べると、新 MSM の方が低気 圧や台風の中心示度が低く予測される事例が見られる。 このような場合、新 MSM による中心示度がより低く なった予測が実況に近かったこともあれば、低くなり すぎてしまった場合もあった。また、新 MSM で実況 よりも過発達を予測している事例では、旧 MSM の予 測でも過発達であったが、その程度が新 MSM の方が 強い場合が多く見られた。

MSM における低気圧の過発達については原 (2015) で考察が行われているが、同じ知見が新 MSM でも適 用できる。低気圧の過発達は、格子スケールの強い上 昇流の発生と関連している。新 MSM では積雲対流ス キームがより発動するようになったことで、顕在化した 成層不安定を旧 MSM に比べてより安定化させる。こ の安定化が適切に働くと(1)で示したように、旧MSM では予測が難しかった降水を予測するとともに、強い 降水の集中が緩和される。しかし、積雲対流スキーム による成層安定化が不十分で、格子スケールの強い上 昇流が予測されるようになると、人為的な数値拡散を 排除している新 MSM では旧 MSM よりも強い上昇流 が予測されやすくなる。そのため、その上昇流に伴う 正のフィードバック(上昇流によって水蒸気の凝結が 発生し、その潜熱によって上昇流を生み出す浮力が強 化される)がより強く働きやすい。その結果、新 MSM の方が中心示度が低く予測されやすく、場合によって は、それが過発達の予測となってしまうことがある。

原(2015)で示したように、スケールの小さな強い降 水が集中して予測されており、その近傍で非常に強い 上昇流が下層から上層まで表現されている場合には、 過発達傾向である可能性がある。そのような場合には、 過発達の可能性を念頭に起きつつ、より新しい初期値 の予測や実況との比較を行っていただきたい。

(3) 日中の不安定性降水の場合

不安定性降水はスケールが小さいことが多く、水平 格子間隔が5kmのMSMでは十分に予測できないこと が多いのは従来から変わらない。その中で、新旧MSM では、積雲対流スキームのトリガー条件の違い、数値 拡散の使用の有無に伴う上昇流の強さの違いによって、 以下に述べるような予測特性の違いが見られる。

日中の不安定性降水の予測の一例を図2.2.17の事例 5に示す。この事例では、九州山地に沿って、また四国 の南西部で短時間強雨が観測されている。旧MSMで は降水をほとんど予測していなかった四国南西部で強 い降水が予測されたり、降水は予測されていたものの 降水強度が弱かった九州でより強い降水が予測された りするなど、新MSMのほうが良い予測をしていると 考えられる点がある一方で、新MSMの予測は四国南 西部や九州の中部の降水は実況よりも強すぎて、降水



図 2.2.18 [事例 6](左から) 2016 年 1 月 19 日 00UTC のアジア太平洋地上天気図(日本付近を拡大して抜粋)、1 月 19 日 03UTC における解析雨量による前 3 時間降水量、1 月 19 日 03UTC における新 MSM の前 3 時間降水量予測(初期時刻は 1 月 18 日 18UTC)、同初期時刻、同予測対象時刻における旧 MSM の前 3 時間降水量予測。単位: mm/3h。

を集中させすぎてしまっている。

すでに述べたように、旧 MSM の積雲対流スキーム では、対流のトリガー条件が格子スケールの上昇流に 依存しているため、地形や風の収束のような強制力が 強い場合に積雲対流スキームが発動されやすい。この 事例では、九州山地による強制上昇が対流の発生に大 きく寄与していると考えられ、実際に旧 MSM では積 雲対流スキームが発動して、それに伴う弱い降水を予 測している。一方、新 MSM の積雲対流スキームでは、 トリガー条件に格子スケールの上昇流の直接的な寄与 はないので、地形による強制上昇があっても積雲対流 スキームが発動しない場合がある。そのような場合に は、格子スケールの対流が発生し、(2)でも述べたよう に、新 MSM のほうが上昇流が強くなりやすいので、そ の結果として、過大な降水量予測につながることがあ る。事例5はこの場合に該当しており、他の事例にお いても山沿いで対流が発生する場合には、新 MSM に おける対流の強さが過大になりやすい傾向が見られた。

一方で、地形や風の収束のような強制力が弱く、日 中の下層の昇温に伴う混合層の発達が対流発生に大き く寄与している場合には、新 MSM の方が積雲対流ス キームが発動しやすいのに対し、旧 MSM では積雲対 流スキームは働きにくく、成層不安定に伴うエネルギー を蓄積しやすい。その結果、対流の発生が山沿いだけ ではなく、強制力が弱い平野部でも見られる事例の予 測では、旧 MSM では対流の発生や終息が実況よりも 遅れることが見られた。新 MSM では、そのような場合 での対流の発生や終息のタイミングがより適切になっ ている事例が見られた(図略)。

(4) 冬期の降水

図 2.2.18 の事例 6 は、冬期における降水予測の例の 一つである。日本海側の陸上で、新 MSM のほうが旧 MSM よりも降水量が多い領域があり、実況と比べて も過剰になっている。冬期の新 MSM 予測においては、 統計検証でも見たように、10 mm/3h 程度以下の降水 予測の捕捉率は向上しているものの、空振り率も増え て、過大な頻度で予測する傾向が見られる。特にこの 事例のような発達した低気圧に伴う降水について、こ の傾向は顕著である。

すでに、第2.2.1 項でも述べたように、雲物理スキー ムの蒸発抑制の廃止によって下層が旧 MSM より 湿る ようになっており、それによって旧 MSM よりも成層 がやや不安定になりやすいことが原因の一つと考えら れる。

2.2.3 まとめ

予報モデルとして asuca が導入された新しい MSM の予測特性を、統計検証、事例検証を通じて紹介した。 夏期の降水予測精度の大幅な改善、各種物理量の鉛直 プロファイルのバイアスやドリフトの縮小、夜間の地 上気温の改善、海面更正気圧のドリフトの改善など、 モデルの更新によって多くの精度向上が図られた。一 方、冬期の降水や日中の地上気温の予測精度など、ま だ多くの課題が残っている。

モデルの更新によって整備された新しい開発環境の もと、今後もモデル予測の精度改善のために、精力的 にモデル開発を進めていきたいと考えている。

参考文献

瀬川知則, 2005: 統計検証. 平成 17 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 18-26.

原旅人,2015: 事例検討. 平成27年度数値予報研修テ キスト,気象庁予報部,82-99.

2.3.1 概要

本節では MSM の改良に伴う MSM ガイダンスの特 性変化について説明する。MSM ガイダンスは防災気 象情報や飛行場予報を支援する重要な資料の一つであ るため、MSM ガイダンスの予測精度や特性の変化は 予報業務へ直接的な影響を与える。MSM は運用開始以 来、JMA-NHM が予測モデルとして長らく利用されて おり、初期値を作成するメソ解析を含めると多くの変 更はあったものの、近年はガイダンスに影響を与える ような大きな特性変化はなかった。今回の MSM の改 良では予測モデルに asuca が導入されたことに加え物 理過程改良や鉛直層数の増強も実施されたため、MSM の予測特性が大きく変化し、ガイダンスへの影響も大 きなものとなった。

このような背景から、ガイダンス等の後続プロダクトの影響評価・調整用に、改良後のモデルを用いて、 MSMでは例のない約2年分²の過去初期値の実行が 行われた。このデータを利用し、多くのガイダンスで 予測式の再作成や事前学習などの調整を実施した。表 2.3.1に2015年11月から2016年10月を検証期間と した変更前に対する予測精度の変化を示す。各調整の 結果、一部を除きほとんどのガイダンスの精度は予測 式の再作成や事前学習を行わない場合に比べて中立か ら改善となった。次項以降では、モデル変更の影響が 特に大きかったいくつかのガイダンスについて、その 変更内容や特性の変化を説明する。

なお、本節では JMA-NHM を予測モデルとする MSMを旧 MSM、asucaを予測モデルとする MSMを 新 MSM と記述する。またガイダンスを Gと略す場合 がある。さらに、MSM の降水量の予測精度が改善した 影響で降水ガイダンスでも改善が確認されたが、第1.3 節と同様に降水ガイダンスの改良(2017年6月;第4.1 節)の適用前の比較になるため、本節では触れない。

2.3.2 気温ガイダンス

旧 MSM、新 MSM を入力とした気温 G をそれぞれ CNTL, TESTとして統計検証を行った。検証は 2016 年 6 月から 8 月(夏期試験)と 2015 年 12 月から 2016 年 2 月(冬期試験)の FT=3~39 の予測値を対象とし、予報 対象時刻別・全地点平均の二乗平均平方根誤差 (RMSE) と平均誤差 (ME)を図 2.3.1 に示す。図より夏期では 一日を通して、冬期では夜間に、それぞれ精度が改善 していることが分かる。

ここで精度変化の大きい冬期夜間の精度に注目する。 17時の予報発表の際に、検討資料として利用される 03UTCを初期値とする翌日の最低気温Gについて、 統計検証を行った結果を表 2.3.2に示す。ここで示す

表 2.3.1	MSM	の改良による	MSM ガイ	ダンフ	くの変更前に
対する	精度変	化。			

種別	結果	種別	結果
気温	改善	降雪量	改善
湿度	改善	発雷確率	改善
天気	中立	視程分布	改悪
風	中立	航空風	中立
雲	改善	雲底確率	改善
視程	中立	視程確率	改善
ガスト 風速	中立	ガスト 発生確率	改悪
乱気流指数	改善	積乱雲雲量	改悪
着氷指数	改善		



図 2.3.1 MSM 気温 G の対アメダス気温の予報対象時刻別 RMSE(実線、左軸)及び ME(破線、右軸)。上段は夏 期試験、下段は冬期試験で青線は CNTL、赤線は TEST の検証結果。スコアは全地点平均値。

表 2.3.2 冬期の翌日の最低気温検証の CNTL, TEST 比較。 単位は RMSE, ME が [°C]、3°C 以上外しが [日数]。

		RMSE	ME	3°C 以上外し
MSM 気温	CNTL	2.20	0.48	50,892
	TEST	2.00	0.40	41,090
ガイダンス	CNTL	1.56	-0.08	20,799
	TEST	1.51	-0.07	18,395

¹ 後藤 尚親

²通常、MSMの試験は夏冬それぞれ、約1か月である。



図 2.3.2 2016 年 11 月 6 日 15UTC の下層雲量の予測値と赤外差分画像。左図が旧 MSM、中図が新 MSM の下層雲量、右図 は衛星の赤外差分画像で各図赤丸が旭川観測点の位置。単位は下層雲量が無次元、赤外差分画像が輝度温度 [K]。



図 2.3.3 2016 年 11 月 6 日 03UTC 初期値の旭川における 気温の予測値と観測値。黒実線が観測値、青実線が CNTL のガイダンス、赤実線が TEST のガイダンス、青と赤の 破線はそれぞれの MSM の気温予測値。

3°C以上外しとは検証期間内のアメダス気温観測地点 (約930地点)で最低気温予測値が3°C以上外れた延 べ日数である。表から MSM の気温予測が大きく改善 していることでガイダンスの予測精度も向上し、3°C 以上外し日数も約1割減少したことが分かる。この改 善は MSM の地表面過程及び放射過程の改良、雲や降 水の有無などの天気表現が改善する事例が増えたこと が要因である。

次に、MSMの改良により気温の予測が改善した事 例の一つとして2016年11月7日の旭川の事例を紹介 する。図2.3.2に下層雲予測と赤外差分画像(赤外4-赤 外1)を、図2.3.3に気温の時系列予測を示す。下層雲 予測と赤外差分画像より、旧MSMは旭川周辺の雲量 が赤外差分画像に見られる下層雲に比べて少なく、放 射冷却が効きやすい気象場となっていた。これに対し 新MSMは旧MSMと比較して雲量が多く、赤外差分 画像に見られる下層雲に近い予測であった。この雲量 予測の違いが放射冷却の程度に影響し、CNTLは放射 冷却で気温を下げすぎて大外ししているが、TESTは 実況に近い気温予測となったと考えられる。

本項で確認したとおり、新 MSM を入力とした気温 ガイダンスは夏期や冬期夜間の予測精度が向上する。

表 2.3.3 予測式の再作成に利用したデータの期間。

2.3.3 予測式の存住成に利用したアニメの対向。				
期間	ガスト	発雷	雲底	
2013年4月~2013年10月			\cap	
旧 MSM				
2013年11月~2014年10月		\cap	\cap	
旧 MSM				
2014年11月~2016年10月	\cap	\cap	\cap	
新 MSM				
2016年11月~2017年1月	0			
新 MSM	\cup			

また第1.3.2項で留意点として挙げたとおり、冬期夜間 の放射冷却が予測され GSM と MSM の予測の差があ る場合には、MSM の気温予測の方が統計的には誤差 が小さいことを考慮しつつ、気象場に応じて利用モデ ルを選択することが重要である。

2.3.3 ガスト 発生確率・発雷確率・雲底確率ガイダ ンス

ガスト発生確率 G、発雷確率 G、雲底確率 G は、そ れぞれ、ガストの発生する確率、雷の発生する確率、 シーリング³がある高さ未満になる確率を予測するガ イダンスであり、いずれもロジスティック回帰⁴で予測 式を作成するいわゆる係数固定型のガイダンスである。

これらのガイダンスについて、予測式を変更せず、入 力となる MSM の予測値を新 MSM に変更したガイダ ンスを検証すると、予測精度が低下することが確認さ れた。これは、従来の予測式は旧 MSM の予測値を用 いて作成されており、予測モデルが変わり大気の安定 度などの予測特性が大きく変化したため、予測式の適 合性が悪くなったことが原因と考えられる。予測精度 の低下を防ぐには、新 MSM の予測特性に適合した新 しい予測式を作成する必要がある。予測式の再作成に あたっては、主に新 MSM の過去初期値の予測データ

³ 雲量 5/8 以上の雲底の高さ。

⁴ 実況が現象の有無の二値 (0,1) で表現出来る時に用いられる (松下 2012)。



図 2.3.4 ガスト発生確率 G の検証結果。左から閾値別の ETS(実線、左軸)と BI(破線、右軸)、信頼度曲線、FT 別の BSS。 青線は CNTL、赤線は TEST、緑線はルーチン。



図 2.3.5 発雷確率 G(左図・中図)と雲底確率 G(右図)の検証図。左から発雷確率 Gの閾値別の ETSとエラーバー(95%信 頼区間)、発雷確率 Gの FT 別の BSS、雲底確率 Gの閾値別の ETS(実線、左軸)と BI(破線、右軸)。青線は CNTL、赤 線は TEST、緑線はルーチン。

を用いて予測式の再作成を行ったが、事例数の確保を 目的として旧 MSM も用いた。表 2.3.3 に予測式の再 作成に利用したデータを示す。利用した期間は各ガイ ダンスが開発された際の仕様に揃えており、各々の開 発思想によって異なる。

本項では従来の予測式と旧MSMから算出した予測値 と検証結果をルーチン、従来の予測式と新MSMから算 出した予測値と検証結果をCNTL、再作成した予測式 と新MSMから算出された予測値と検証結果をTEST とする。なお、TESTは1か月抜きクロスバリデーショ ン⁵を示す。

図 2.3.4 にガスト 発生確率 G の検証結果を、図 2.3.5 に発雷確率 Gと雲底確率 G の検証結果を示す。検証対 象期間は 2015 年 12 月から 2016 年 11 月で、FT=15~36 の予測値を検証に用いた。また、予測式の再作成によ るルーチンに対する予測精度の変化を表 2.3.4 にまと めた。

ガスト 発生確率 G では CNTL に比べて TEST はエ

表 2.3.4 予測式の再作成による対ルーチンの検証結果比較。

ガイダンス名	CNTL	TEST
ガスト 発生確率 G	改悪	改悪
発雷確率 G	改悪	改善
雲底確率 G	改悪	改善

クイタブルスレットスコア (ETS) やブライアスキルス コア (BSS) はやや向上したが、ルーチンに比べると改 悪となった。バイアススコア (BI) は CNTL、TEST、 ルーチンでほぼ変わらない。また信頼度曲線から、ルー チンに見られる予測の確率値が実況の出現頻度に比べ て高い傾向が、TEST でより強くなったことが分かる。 ガスト発生確率 G は高確率ほど高めに出やすいという 特性にこれまで以上に留意が必要である。

発雷確率 G は ETS のピーク値は TEST が最も高く なっており、予測式の再作成による精度改善が確認で きる。また ETS がピークを取る確率値に変化はないた

⁵ 第 1.3.4 項を参照されたい。

め、発雷の有無を検討する目安は従前と同様に利用で きる。

雲底確率 Gも ETS のピーク値は TEST が最も高い が、ETS がピークを取る確率値は 30~35%で、ルーチ ンのそれより 5~10%高くなっている。ETS のピーク を取る確率値を予報作業の目安としている場合は注意 が必要である。

2.3.4 視程分布予想

視程分布予想は水平視程を面的に予測するガイダン スで、MSM が予測した雲水量や水蒸気量から診断的⁶ に視程を算出している。新 MSM では、霧雨と推定さ れるような微小な粒径の降水が旧 MSM に比べて多く 予測されるようになった。この影響で特に海上で下層 の雲水量の予測値が大きく減り、従来の予測式では悪 視程の予測頻度が減少し、精度が悪化した。

そこで、霧雨と推定される領域においては雲水量の 絶対量が従来と近いオーダーとなるように、雲水量を 増加させる次のような調整を加えた。まず降水量、湿 度、雲水量、風速によって霧雨領域を簡易に判定する。 次に湿度が高く降水量が少ないほど倍率が高くなる関 数により、雲水量を最大10倍に増やす。最後に霧雨領 域とそれ以外の領域での調整の有無による不連続を解 消するために周囲と領域平均を行った後、霧雨領域以 外については元の雲水量の値に置き換える。

雲水量の調整に加え、MSMの特性変化に合わせるた め、光消散係数の算出式の修正も行った。表2.3.5に光消 散係数の各要素(浮遊塵 σ_p 、霧 σ_c 、雨 σ_r 、雪 σ_s)の算 出式の比較を示す。RHは相対湿度[無次元]、QCは雲水 量 [g kg⁻¹]、R は雨の前1時間降水量[mm/h]、SNOW は雪の前1時間降水量[mm/h]、FF は風速[m/s]であ り、いずれも新 MSM の特性を調査して決定している。 算出式の詳しい説明については井藤 (2011)を参照され たい。このほかにも、MSM の鉛直層数の増強に合わせ て下層の雲水量の積算層数を変更(旧 MSM と同程度 の高度となるようにモデル面の大気第2層から第9層 の積算に変更)し、雪の降水量の取り扱いを変更(雪 の降水量に霰と氷の雲水量を加算)した。

本項では従来の予測式と旧 MSM から算出した予測 値とその検証結果をルーチン、従来の予測式と新 MSM から算出した予測値と検証結果を CNTL、前述した雲 水量を増加させるなどの調整を加えた予測式と新 MSM から算出した予測値と検証結果を TEST として示す。 図 2.3.6 に調整による視程分布予想の変化例を示す。 CNTL の雲水量は大きいところで 0.2 程度(図略)で、 中下図に示すルーチンの雲水量(大きいところで 3.7 程度)に比べて 10 分の 1 程度であった。一方右下図

表 2.3.5 光消散係数算出式の CNTL, TEST 比較。

要素	TEST	CNTL
σ_p	$0.12 \times (1 - \text{RH})^{-0.5}$	$0.23 \times (1 - \text{RH})^{-0.5}$
σ_c	$12.0 imes QC^{0.9}$	$9.0 imes { m QC}^{0.9}$
σ_r	$0.45 \times \mathrm{R}^{0.55}$	$0.6 imes \mathrm{R}^{0.55}$
-	$7.5 \times \mathrm{SNOW}^{0.7}$	$4.8 \times \mathrm{SNOW}^{0.7}$
08	$+0.07 \times \mathrm{FF}$	$+0.07 \times \mathrm{FF}$

に示す TEST の雲水量は大きいところで 1.8 程度とな り、ルーチンとオーダーが近くなっている。視程予測値 で比較すると、左上図の CNTL では 1000m を下回る ような悪視程の領域が非常に狭いが、TEST ではルー チンと同程度の悪視程の広さを予測出来ている。左下 図に示す目視観測による視程と比較しても、ルーチン と TEST は実況に近い広さの悪視程を予測している。 ルーチンに比べると TEST は千葉や茨城にかけての悪 視程が予測されていないが、これは MSM の雲水量の 分布に起因していると考えられる。

METAR⁷ 及び SPECI⁸ を用いた陸域の視程予測を対 象とした統計検証を図 2.3.7 に、SHIP⁹ を用いた海域の 視程予測を対象とした統計検証を図2.3.8に示す。検証 期間は 2015 年 12 月から 2016 年 11 月で、FT=15~36 の予測値を検証に用いた。なお CNTL は図 2.3.6 に示 すように悪視程の予測頻度が大幅に減少し比較対象と して適さないため、ここでは当時のルーチンを比較対 象とする。METAR 及び SPECIを用いた検証から、陸 域での予測では ETS に大きな差はないが、1600m 以下 の悪視程の予測頻度は TEST の方が大きいことが分か る。これは空振りが増えていることを意味する。天気 別の検証では、霧やもやによる無降水時の悪視程の精 度がやや低下し、雨による悪視程の精度はやや向上し ている(図略)。更にSHIPを用いた検証から、海域で は予測頻度が減少し、ETSも低下していることが分か る。予測頻度が下がった要因は前述の雲水量が減少し た影響が大きいと考えられる。なお、海上の濃霧の定 義である 500 m の閾値では、ルーチンに比べて TEST の予測頻度は小さいが ETS は同程度である。これは空 振りが減少したことを意味する。

本項では視程分布予想に対して行った修正と統計検 証について示した。ルーチンに比べると、特に海上で予 測頻度が過少となり、捕捉率が低下していることに留 意が必要である。また今回示した雲水量を増加させる 調整は変更前のルーチンの雲水量と同程度のオーダー を再現するための一時的な調整である。雲水量や微小 な粒径の降水の取り扱いなどについて引き続き調査を 行い、改善することを検討している。

⁶ 気象学的・物理学的背景のもと、経験的に決められた閾値 や係数、関係式を用いて数値予報モデルの出力値を予測値に 変換する手法(松下 2012)。一般的なガイダンスとは異なり、 厳密な系統誤差の補正は行わない。

⁷ 定時飛行場実況気象通報式

⁸ 特別飛行場実況気象通報式

⁹ 海上実況気象通報式



図 2.3.6 視程分布予想における雲水量調整の例。2016 年 3 月 7 日 15UTC(3月 7 日 03UTC 初期値の FT=12)の事例。上 段は視程予測値 [m]、下段は目視による視程観測値 [m]と雲水量の予測 [g kg⁻¹]。左下図を除いて左から CNTL、ルーチン、 TEST を示す。



図 2.3.7 METAR 及び SPECIを用いた視程 [m] の閾値毎 の ETS(左) と BI(右)。青線は CNTL、赤線は TEST、 右図右軸に黒の三角形で事例数を示す。



図 2.3.8 図 2.3.7と同じ。ただし SHIPを用いた検証を示す。

参考文献

- 井藤智史, 2011: 視程分布予想の開発. 平成 23 年度数 値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 25-29.
- 松下泰広, 2012: アプリケーション. 平成 24 年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-53.

2.4.1 はじめに

毎時大気解析は、客観解析による風と気温の3次元 的な分布を示した実況監視のための資料である(酒井 2001; 西嶋 2004, 2005; 藤田 2007, 2008a)。3次元変分 法によって毎正時の解析が行われ、一般予報だけでな く、航空予報などの現場における実況監視のための資 料として活用されている。

これまでの毎時大気解析は、JMA-NHMをベースに した変分法データ同化システム JNoVA による 3 次元変 分法によって解析が行われてきた (藤田 2007)。一方、 同じく JNoVA による 3 次元変分法を用いてきた局地解 析 (LA)の解析システムは、2015 年 1 月より asucaを ベースにした変分法データ同化システム asuca-Var (幾 田 2014)による 3 次元変分法に更新された。asuca-Var は、asuca 同様に、最近の計算機上で高い計算効率が期 待され、また、今後の開発や維持がしやすくなってい る。毎時大気解析においてもその利点を活かすために、 2017 年 7 月 25 日に毎時大気解析に用いる解析システ ムを asuca-Var による 3 次元変分法に更新した。あわ せて、解析システムに与える第一推定値を JMA-NHM の予測値から、asuca の予測値に変更した²。

本節では、毎時大気解析の仕様と解析システムの更 新に伴う変更点及び特性変化、毎時大気解析をもとに 作成される航空向けの格子点値データである航空用毎 時大気解析への影響とその検証結果について述べる。

2.4.2 毎時大気解析の仕様と変更点

(1) 仕様

今回の JNoVA から asuca-Var への更新にあたって は、解析結果を大きく変えないようにすることを念頭 に置いて開発を行った。そのため、表 2.4.1 に示した変 更前後の仕様比較からもわかるように、多くの仕様が 変更前後で共通している。また、用いている観測デー タ、その観測誤差、品質管理の手法にも変更はない。

既に述べたように、変更後の新しい解析システムは LA で用いられている解析システムをベースとしたも のである。LA においては風の制御変数³としてランベ ルト 座標系における風の x 方向、y 方向成分 (U, V)を 用いているが、新しい毎時大気解析では変更前の毎時 大気解析と同じ流線関数、非バランス速度ポテンシャ

¹ 原 旅人(第 2.4.1 項、第 2.4.2 項、第 2.4.4 項)、 工藤 淳(第 2.4.3 項) ル⁴を用いている⁵。また、これらの制御変数に対応 する背景誤差も旧毎時大気解析システムと同じものを 使っている⁶。また、旧毎時大気解析システムで用い られていた解析修正量に対する地上フィルター⁷(藤田 2008a)及び大気境界層内の解析修正量の補正⁸(藤田 2007, 2008a)を新毎時大気解析システムにも実装して いる。

このように制御変数、背景誤差、解析修正量の補正 手法を変更前のシステムと同じにすることで、同一の 第一推定値⁹及び観測値を与えれば、変更後のシステ ムでもほぼ同じ解析修正量(インクリメント)が計算 されることを確認している。そのため、解析システム が JNoVA から asuca-Var に更新されたことによる解 析結果の違いはほとんどないと言って良い。

(2) 変更点と解析値の特性変化

このように、同化に用いている観測とその観測誤差、 制御変数、背景誤差などは JNoVA による 旧毎時大気 解析システムのものを踏襲している中で、変更前後の システムで違いがあるのは、次の2点についてである。

1 点目は、第一推定値を与える MSM の予報モデル を JMA-NHM から asuca に変更したことである。第一 推定値は観測による修正の「たたき台」を提供し、修 正をする観測が周囲に存在しない場合には第一推定値 がそのまま解析値となる。第一推定値の違い、すなわ ち、JMA-NHM と asuca の間のモデル予測特性の違 いが解析値の特性に影響を与えうる。第一推定値を与 える MSM の予報モデルを asuca に更新することで、 200 hPaより上層の第一推定値の風を大気追跡風によ る風の観測と比較したときの差が小さくなっているこ とが確認されている¹⁰。しかし、予報モデルを asuca に更新した後も MSM の初期値を作成するメソ解析に

² MSM の予報モデルが asuca に更新されたのは 2017 年 2 月 28 日であるが、2017 年 7 月 25 日の毎時大気解析システムの更新までは、毎時大気解析の第一推定値を与えるために、 JMA-NHM による短時間の予測を別途実行していた。

³解析対象の変数を背景誤差が独立とみなせる変数群に変換 したもの。詳細は、本田 (2010)、幾田 (2014)を参照。

⁴ 速度ポテンシャルから、流線関数と統計相関を持つ部分を 差し引いたもの。

⁵ LA においても、開発初期においては風の制御変数として 流線関数、非バランス速度ポテンシャルを用いていた (藤田 2008b)。風の制御変数の選択については本田 (2010) で議論 されている。

⁶ 旧毎時大気解析システムの背景誤差は、MSM の予測誤差 の統計を元に、毎時大気解析に3次元変分法が導入される以 前に使われていた最適内挿法での予測誤差の設定に概ね対応 するように調整がされたものである(藤田 2007)。また、地 上気温や地上風速の診断に使われる大気最下層のモデル面と それより上の層のモデル面では背景誤差相関をゼロとしてお り、これらの解析は独立に行われる(藤田 2007, 2008a)。

⁷ 地上気温や地上風速の解析において、海岸線付近の観測に よって生じる海上での解析修正量を海岸線から離れるにつれ て減衰させる処理。

⁸ 地上解析値と、大気最下層より上のモデル面における解析 値の整合をとるため、大気境界層の高さの範囲で大気下層の 解析修正量を補正する。

⁹ 解析システムの鉛直座標系への内挿方法(後述)も同じに した場合。

¹⁰ これは、JMA-NHMと asuca の間で、上部境界でのレイ リーダンピングの適用方法に違いがあることが主な原因であ ると考えられる。

衣 2.4.1 发史的後の毎時八×4時前の11秋の比較					
	旧毎時大気解析	新毎時大気解析			
解析システム	JNoVA	asuca-Var			
解析システムの鉛直座標・層数	z* 座標 48 層	鉛直ハイブリッド 座標 48 層			
第一推定值	MSM 予測 (JMA-NHM による)	MSM 予測 (asuca による)			
第一推定値の鉛直座標・層数	鉛直ハイブリッド 座標 48 層	鉛直ハイブリッド 座標 76 層			
解析手法	3 次元	変分法			
解析時刻	毎正時				
観測入電打切時刻	毎正時から 18 分後				
同化する観測データ	アメダス(地上気温、地上風)、ウィンドプロファイラー(風)				
	ひまわりの大気追跡風(風)、航空機(風、気温)				
	ドップラーレーダー(ドップラー速度)				
水平格子間隔	5 km				
解析要素	解析要素 ランベルト 座標系における 風の x 方向、y 方向成分 (U, V)、気				
風の制御変数	流線関数、非バランス速度ポテンシャル				
その他	地上気温、地上風速の解析修正量のフィルター				
	大気境界層内の解析修正量の補正				

表 2.4.1 変更前後の毎時大気解析の仕様の比較

は変更はないため初期値に変化はないこと、第一推定 値として用いる MSM の予測は予測時間が初期時刻か ら 2~4 時間と初期時刻に近く、初期値が同じであれば モデルによる予測の違いが大きくなりにくいことから、 第一推定値の違いによる解析結果の差は概して小さい。

2点目は、第一推定値であるモデル予測値を解析シ ステムの座標系に内挿する際の風の鉛直内挿の手法で ある。第一推定値を作成するモデルと解析システムの 鉛直座標系が異なる場合、第一推定値を解析システム の座標系に鉛直内挿する必要がある。旧毎時大気解析 では、第一推定値を与えるモデルは鉛直ハイブリッド 座標 (石田 2008)を用いているが、解析システムでは z* 座標系を用いているため、鉛直ハイブリッド 座標で 記述されている第一推定値を解析システムの z* 座標 系に内挿する必要がある。旧毎時大気解析では、風の 鉛直内挿を行う際に、標高が高い場所で鉛直内挿の精 度が十分ではなく、内挿によって生じる誤差が大きく なっていた。新毎時大気解析では、モデル、解析シス テムともに鉛直ハイブリッド 座標を用いているものの 層数が異なるために、第一推定値を解析システムの鉛 直座標系に内挿しなければならないことは旧毎時大気 解析と共通である。しかし、鉛直内挿の手法の見直し により、新毎時大気解析では標高が高いところも含め て、鉛直内挿によって生じる誤差を小さくすることが できた。

これらの2つの変更の結果、標高が高い領域におけ る、上層風の解析値が従来の解析値からやや変化する。 図2.4.1 に150 hPa, 250 hPa, 500 hPa における Uの 新旧毎時大気解析の1年間の平均解析値とその差を示 す。標高が高い中国大陸西部、日本の中部地方などに 差が現れており、旧毎時大気解析では地形に伴う等値 線のノイズが見られるが、新毎時大気解析では等値線 が滑らかになっている。また、250 hPaより上層と下 層で差分の符号が逆になっており、250 hPaより上層 では弱く、下層では強くなっている。Vについては図 を省略するが、やはり標高が高いところで従来の解析 値からの変化が見られ、Uと同様に、250 hPaより上 層では風速の絶対値が弱くなり、下層では強くなって いる。ただし、Vに比べるとUの方が大きいので、U の変化が風速の変化としては卓越する。

以上より、標高が高いところで風の解析値の変化が 大きいことがわかった。解析値の変化が見られる標高 が高い領域に限定して、図 2.4.1 で示した気圧面以外 も含めて解析値の変化を見るために、解析システムで 用いている標高が1000mより高い領域に限定して、 大気追跡風による U の観測と新旧毎時大気解析による 解析値の比較を行った。その結果を図 2.4.2(左) に示 す。旧毎時大気解析では 250 hPaより 下層で観測値よ りも解析値が小さく、250 hPa 付近より上層では大き くなっていたこと、新毎時大気解析ではどの高度でも 観測との差の平均、差の二乗平均平方根が小さくなっ ていることから、解析値が観測に近づいていることが わかる。一方、標高が100mより低い領域に限定した 同様の比較(同図右)では、解析システム変更前後の 解析値の変化はほぼ全層にわたってほとんどない。つ まり、この特性の変化は、標高が高い場所の上層に大 きく現れるものである。

これらの特性の変化は、標高が高い領域において旧 毎時大気解析では過大に評価されていた風速の鉛直シ アーが、新毎時大気解析では小さくなって観測により 近づくことを意味している。鉛直シアーやそれに関連 する乱気流の捕捉に関する検証は第2.4.3項で示す。

なお、鉛直内挿手法変更の影響を受けない標高が 100 mより低い領域に限定した比較(図2.4.2右)にお いてはほぼ全層で差の二乗平均平方根が小さくなって おり、特に 200 hPaより上層で顕著である。これは、 第一推定値を与える MSM の予測特性の変化を反映し たものである。

気温、地上要素(気温・風)については、解析システムの変更に伴う、大きな解析値の特性の変化はなかった。



図 2.4.1 150 hPa(上段)、250 hPa(中段)、500 hPa(下段)における新旧の毎時大気解析による Uの平均解析値(左:旧毎時大気解析、中央:新毎時大気解析)と新旧の平均解析値の差(右)。2016年4月~2017年3月の毎時の解析値を平均した。



図 2.4.2 2016 年 4 月~2017 年 3 月における、ひまわりの大気追跡風による風の観測に対する U の差の平均値と二乗平均平方 根の鉛直プロファイル。左は標高が 1000 m より高い領域、右は標高が 100 m よりも低い領域に限定して統計を行ったもの。 緑線: 旧毎時大気解析、赤線: 新毎時大気解析。縦軸は気圧(単位: hPa)。

2.4.3 航空用毎時大気解析への影響

航空用毎時大気解析は、毎時大気解析を元に作成さ れる航空向けの GPV である (工藤 2004)。航空用毎時 大気解析から作成された画像は空域予報作業において 乱気流の実況監視や解析に利用されているほか、航空 気象情報提供システム (MetAir) や気象庁ホームペー ジで公開され、航空会社や小型機のパイロットにも利 用されている。航空用毎時大気解析は、水平格子間隔 40 km のポーラーステレオ座標、鉛直 2000 ft ¹¹ 間隔 のフライトレベル¹² (FL) 面で作成している。要素は、 風、気温、ジオポテンシャル高度のほか、乱気流の実 況監視のための指標として鉛直シアー (VWS)を算出 しており、2017年7月25日03UTCからは新規要素 として圏界面気圧 13 も算出している。前項までで述べ た毎時大気解析の変更により解析の特性が変化したこ とで、航空用毎時大気解析の VWS の特性が変わった。 これについて以下で統計検証の結果と事例を述べる。

まず航空用毎時大気解析の VWS と乱気流の実況を 比較した検証結果を示す。検証期間は 2016 年 4 月から 2017 年 3 月の 1 年間で、C-PIREP¹⁴ (大林 2001; 工藤 2012) で並以上の乱気流が通報された場合に「乱気流 あり」、弱⁺ 以下の場合に「乱気流なし」とし、解析時 刻の前後 30 分以内に観測された乱気流と最近接格子 の VWS を比較する。以下では変更前の航空用毎時大 気解析による VWS を CNTL、変更後の航空用毎時大 気解析による VWS を TEST と書く。

図 2.4.3 に高度別 (FL000-150, FL150-300, FL300-450)、VWSの閾値別に検証したスキルスコアを示す。 スコアの最大値は全ての高度で TEST の方が CNTLよ りも大きくなっており、乱気流との対応が改善している と言える。また、スキルスコアが最大となる VWSの閾 値を見ると、CNTLでは 10~13 kt/1000ftとややばらつ きが大きいのに対し、TESTでは 11~13 kt/1000ftとば らつきが小さくなっている。空域予報ハンドブック (気 象庁 2014)では、航空用毎時大気解析で晴天乱気流を 解析する目安として、並の乱気流は VWS 12 kt/1000ft 以上、強の乱気流は VWS 18 kt/1000ft 以上が示され ている。TEST ではスキルスコアが最大となる VWS の閾値は高度に依らずほぼ一定で、並の乱気流の目安 と概ね一致しており、CNTLと比べて利便性が向上し たと言える。

¹¹ 1 ft≃0.3048 m_°

FL000-150では、スキルスコアが最大となる閾値は CNTLよりも TEST の方がやや強くなっている。これ は変更後の航空用毎時大気解析で雲頂高度の低い対流 雲の雲頂や境界層トップ付近で VWS が強く解析され るようになったことが影響している¹⁵。一方 FL150 以 上では、スキルスコアが最大となる閾値は CNTLより も TEST の方がやや弱くなっており、分布としても全 体的に弱側にシフトしている。これは次の事例でも示 すように、変更後の航空用毎時大気解析では中・上層 (概ね FL150 以上)で全般に VWS が弱く解析される ようになったためである。

図 2.4.4 に 2016 年 4 月 15 日 10UTC の事例を示す。 左図および中図はそれぞれ CNTLと TEST の FL370 の VWS と 風を、 右図は 10UTC の 前後 30 分以内に FL350-390で観測された並以上の乱気流を示している。 この時、中国東北区から日本海中部にかけて FL340 付 近にジェット気流があり、その圏界面側に当たる FL370 付近では強い鉛直シアーが解析されていた。CNTLで は日本海中部および北陸から四国地方の広い範囲で強 の乱気流の目安である 18 kt/1000ft を超える VWS が 解析されていた。一方 TEST では、パターンとしては CNTLと一致しているものの全般に VWS は弱くなっ ており、北陸から四国地方にかけては並の乱気流の目 安である 12 kt/1000ft 程度の VWS が解析されている のみである。FL370付近の実況では若狭湾から四国に かけてと北関東で並の乱気流が観測されているのみで、 広範囲で並~強の乱気流はなく、TEST の解析の方が 適切であったと考えられる。

2.4.4 まとめと利用上の留意点

毎時大気解析に用いている解析システムをJNoVAから asuca-Varへと変更して、2017年7月25日03UTC から運用を開始した。用いている観測とその観測誤差、制御変数、背景誤差などはJNoVAによる旧毎時大気解 析システムのものを踏襲している。風については、第 一推定値である MSM の予測値の上層における特性の 変化、標高が高い領域において第一推定値を鉛直内挿 する際に用いる手法の高精度化により、中層から上層 の風の解析値は旧毎時大気解析から変化し、解析値が 観測により近くなる。その結果、旧毎時大気解析では 過大に評価されていた風速の鉛直シアーは、新毎時大 気解析では旧毎時大気解析よりも観測に近づいた。こ のことによって、乱気流の捕捉精度が向上しているこ

¹² ft で表した標準大気の気圧高度を 100 で割った高度。 FL100=10,000 ft。

¹³ 圏界面気圧は、高層気象観測指針 (気象庁 2004) に記載さ れている第一圏界面の定義に従って算出している。

¹⁴ 機上観測報告 (PIREP) の一つで、Common-PIREP の 略。従来は各航空会社内でのみ利用されていた PIREP(カ ンパニー PIREP) を、国土交通省航空局のシステムで集約 して形式を統一した PIREP。乱気流の強さは、強(SEV)、 並(MOD)、弱⁺(LGTP)、弱(LGT)、弱⁻(LGTM)、 静穏(SMTH)の6段階で報じられる。

¹⁵ 冬型の気圧配置時には関東の沿岸部に収束線が形成される ことがしばしばある。ここでは例は示さないが、第一推定値 として使用される MSM の特性が変化したことにより、この ような事例で雲頂付近の VWS が従来よりも強く表現される ようになり、航空用毎時大気解析でも同様に強く表現される ようになった。関東南部は航空交通量が多いことや、収束線 上に発生した対流雲の雲頂付近ではしばしば乱気流が多数発 生することから、雲頂付近の VWS の表現が適切になったこ とで乱気流との対応が良くなり、統計検証でもスコアが改善 したと考えられる。



図 2.4.3 2016 年 4 月 1 日から 2017 年 3 月 31 日の並以上の乱気流に対する航空用毎時大気解析の VWS の閾値別スキルスコ ア。(左) FL000–150、(中) FL150–300、(右) FL300–450。 TEST は変更後、CNTL は変更前の航空用毎時大気解析によ る VWS の検証結果を示す。TEST にのみ 95%信頼区間を示すエラーバーを付加している。



図 2.4.4 2016 年 4 月 15 日 10UTC の(左) 変更前と(中) 変更後の航空用毎時大気解析による FL370 の VWS と風(単位: ノット)。(右) 2016 年 4 月 15 日 09:30~10:30UTC に FL350–390 で観測された並以上の乱気流の実況。△は並の乱気流を、 シンボルの色は観測された乱気流の高度 (FL) を示す。

とが確認できた。

解析システムが変更されて、標高が高い領域の中層 から上層の風の特性が従来と異なることには留意が必 要であるが、標高が低い領域の風や、気温、地上要素 には大きな特性の変化はなく、これまでと同様の利用 が可能である。

参考文献

- 幾田泰酵, 2014: asuca 変分法データ同化システム.数 値予報課報告・別冊第60号,気象庁予報部, 91–97.
- 石田純一,2008: 気象庁非静力学モデルの支配方程式系 と地形に沿う鉛直ハイブリッド座標の導入.数値予 報課報告・別冊第54号,気象庁予報部,27-43.
- 大林正典, 2001: カンパニーパイレップについて. 航空 気象ノート第 61 号, 気象庁総務部, 1–3.
- 気象庁, 2004: 高層気象観測の基礎. 高層気象観測指針.
- 気象庁, 2014: 乱気流の解析. 空域予報ハンドブック, 23-35.
- 工藤淳, 2004: 毎時風解析について. 航空気象ノート第

63号, 気象庁総務部, 33-36.

- 工藤淳, 2012: C-PIREP 10 年の統計. 航空気象ノート 第 73 号, 気象庁総務部, 12–19.
- 酒井喜敏, 2001: 毎時下層風解析. 平成 13 年度数値予 報研修テキスト, 気象庁予報部, 59-63.
- 西嶋信,2004: 毎時風解析. 平成16年度数値予報研修 テキスト,気象庁予報部,63-65.
- 西嶋信, 2005: 毎時大気解析. 平成 17 年度数値予報研 修テキスト, 気象庁予報部, 63-65.
- 藤田匡,2007:毎時大気解析の高度化.平成19年度数 値予報研修テキスト,気象庁予報部,98-101.
- 藤田匡, 2008a: 毎時大気解析の改良. 平成 20 年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 58-61.
- 藤田匡, 2008b: 高分解能局地モデル用局地解析. 数値 予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 214-222.
- 本田有機, 2010:制御変数.数値予報課報告・別冊第56 号,気象庁予報部, 14-16.