

2.3 開発進捗

2.3.1 全球数値予報システムの鉛直層増強、地表面解析高度化

2.3.1.1 はじめに

第2.2.6項で示した通り、気象庁では、スーパーコンピュータシステムの更新とともに、全球数値予報システムの分解能の増強や計算手法の精緻化などの改良を通して予測精度の向上を進めてきた。平成30年6月5日より運用を開始した第10世代スーパーコンピュータシステムにおいてもその計算機能力向上を活用し、鉛直、水平解像度の増強や物理過程の精緻化等を通じた全球モデル(GSM)の改良を行う計画である(本田2018)。2020年度(令和2年度)末の全球数値予報システムの更新では、GSMの鉛直層数の現行(2020年12月時点)の100層から128層への増強と、地表面解析の高度化を計画している。

数値予報モデルの鉛直層数の増強は、鉛直離散化誤差の減少(氏家2019)や鉛直スケールの小さい現象の表現(Bauer et al. 2013; Vosper 2015など)を通じた大気表現能力の向上に資する。さらに、大気表現能力向上は、データ同化サイクルにおいて、観測値と第一推定値との整合性向上をもたらす。鉛直層増強では、これらを通じた全体的な予測精度向上を狙う。

積雪深、土壌水分といった陸面関連の初期値は、下部境界の変化を通じて、大気下層の気象要素や大気の循環場の予測に影響を与える(Drusch et al. 2004; 草開2015; de Rosnay 2017など)。地表面解析の高度化においては、積雪深、土壌水分初期値について、日々の観測データや予測値の情報を適切に反映させることで、下層大気を中心とした予測精度向上を狙う。

本稿では、全球数値予報システムの鉛直層増強及び地表面解析(積雪深、土壌水分)高度化に向けた開発状況について報告する。特に、それぞれの開発において、衛星観測と第一推定値の整合性向上、北半球の予測精度向上といった、期待された効果が得られたことについて示す。

2.3.1.2 全球モデルの鉛直層増強

(1) 128層GSMの鉛直層配置

鉛直層数を100層から128層に増強するにあたり、予測対象や力学過程及び物理過程の定式化の前提等を踏まえ、最上層、最下層高度と鉛直層の配置を検討した。その結果、鉛直層の128層への増強では、モデル最上層及び最下層の高度は現行と同程度に保ちつつ、大気全体にわたり概ね均等に高解像度化することとした。以下では、鉛直層数を100層、128層にしたGSMをそれぞれ、「100層GSM」、「128層GSM」と呼ぶ。

モデル最上層： 2020年12月現在のGSMのモデル最上層は0.01 hPa(高度約80 km)であり、中間圏界

面付近にあたる。近年の先進的な現業全球モデルにおいても、高度約70~80 kmにモデル最上層を置く傾向にある(Walters et al. 2017; Ehard et al. 2018など)。これは、上部境界の影響が、GSMを含む現業全球モデルの主な予測対象である対流圏・成層圏になるべく及ばないようにすることに由来する。現行のGSMでは、上部境界が対流圏・成層圏の予測に深刻な悪影響を与えている事例は見当たらないことから、モデル最上層は0.01 hPaのままとする。

モデル最下層： 最下層高度の設定は、物理過程や地上物理量診断等に強く影響する。現在のGSMの最下層高度は約8.4 mであり¹、MSM(約10 m)等と比べてやや低めに設定されている。モデル最下層を更に下げすぎると、接地境界層スキームが良く検証されている範囲を超えたり、陸面モデルにおける仮定(モデル最下層高度が植生の高さより高いこと等)が成り立たなくなる等の問題が生じる。このため、128層GSMのモデル最下層高度は、100層GSMのそれと同程度になるように設定した。

鉛直層の配分： 現業数値予報モデルの改良においては、多様な事例に対して、総合的な予測性能を向上させることが求められる。また、台風予測、日々の天気等GSMの予測対象に関わる大気現象やそれらを表現する物理過程は、海面過程、境界層、雲、積雲等、地表面から大気の上層まで鉛直方向に広い範囲に渡る。これらの点を考慮し、128層GSMでは、100層GSMに対して、大気全体にわたり均等に高分解能化させることとした。128層GSMの鉛直層配置の具体的な計算は、100層GSMと同様、Kawai et al. (2013)による手法を用いた。この手法では、指定する層番号とその層での気圧、及び地表面気圧に沿った座標から気圧座標へ遷移する気圧、といった情報を入力し、鉛直方向に滑らかに分布する層配置を自動的に計算する。気圧座標に完全に遷移する気圧は、128層GSMでは、100層GSMと同様60 hPaとした。

上記の点を考慮し作成した128層GSMの鉛直層配置について、100層GSMと比較したものを図2.3.1に示す。大気全体に渡り高分解能化されているほか、モデル最上層、最下層の高度は128層GSMと100層GSMではほぼ同じになっていることがわかる。128層GSMの対流圏、成層圏における層数を100層GSMと比較した表を表2.3.1に示す。対流圏から成層圏にかけて、概ね1.2倍~1.3倍程度層数が増加している。0.1 hPaからモデル最上層までに4層確保している点は100層GSMと同様である。

¹ 300 Kの等温大気の場合。

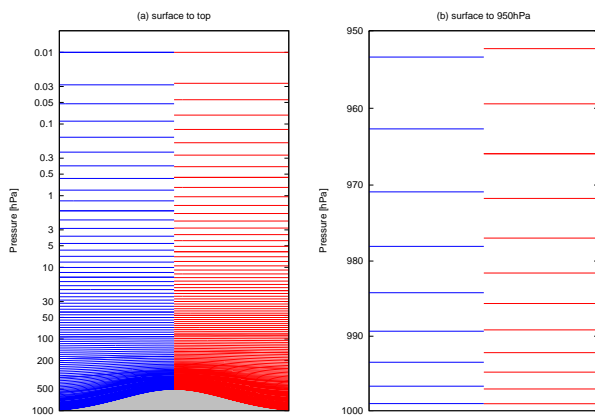


図 2.3.1 (a)100層 GSM (左半分) と 128層 GSM (右半分) の鉛直層配置。縦軸は気圧 [hPa]。点線は層を代表する気温や水平風等の物理量が定義されるフルレベルを示し、10層毎に太線で表示している。(b)(a)と同じ。ただし、地上気圧は 1000 hPa で、地上から 950 hPa までを拡大したもの。

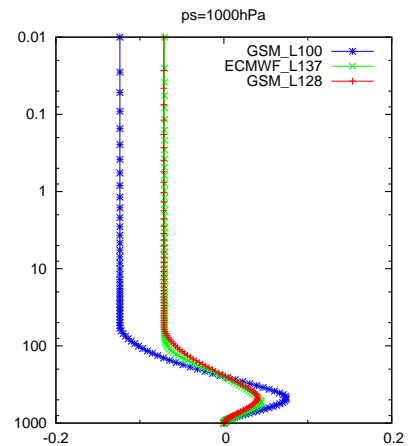


図 2.3.2 地上気圧 1000 hPa、300 K の等温位大気、地形の水平勾配が (10 m)/(1 km) のもとでの気圧傾度力について地衡風に換算したものの鉛直プロファイル [m/s]。地衡風換算時にはコリオリパラメータ $f=10^{-4} \text{ s}^{-1}$ としている。色はそれぞれ、青：100層 GSM、赤：128層 GSM、緑：IFS。

表 2.3.1 地上気圧を 1000 hPa としたときの 100 層 GSM と 128 層 GSM におけるフルレベル層数の比較。

	128層 GSM	100層 GSM
1000–850 hPa	21	16
850–200 hPa	44	33
200–70 hPa	19	14
70–10 hPa	24	19
10–1 hPa	10	9
1–0.1 hPa	6	5
0.1–0.01 hPa	4	4

(2) 鉛直層増強に伴う力学過程の設定

鉛直層を 128 層に増強するにあたり、モデル最上端からの重力波の反射を減衰させる、いわゆる「スポンジ層」や積分時間間隔といった力学過程に関わる設定を、氏家 (2019) で示した各種数値実験等を通じて検討した。その結果、128 層 GSM では、100 層 GSM と同様、スポンジ層として 30 hPa より上層で水平発散に対して 2 次の水平拡散を適用、積分時間間隔は 400 s とした。これらの設定で、年間を通じて安定にモデルが実行可能であることを確認した。

(3) 力学過程単体での性能評価

第 2.3.1.2 小節 (1) で作成した鉛直層配置が、空間離散化精度の向上を通じてモデルの表現能力を向上させているかを確認するため、力学過程単体での性能評価を行った。ここでは、厳密解の存在する、気圧傾度力の数値誤差診断、Jablonowski and Williamson (2006) の定常場維持実験の 2 ケースの結果について示す。実験設定の詳細は氏家 (2019) を参照されたい。

気圧傾度力の誤差診断： 等温位大気における気圧傾度力が厳密に 0 になることを利用して、気圧傾度力の

数値誤差を定量化する。この診断では、ある 1 地点における標高の勾配、気圧、温位を外部から与え、気圧傾度力の鉛直プロファイルを計算する。図 2.3.2 に 100 層 GSM、128 層 GSM、気圧傾度力について GSM と同じ離散化を採用している欧州中期予報センターの全球モデルである IFS(Integrated Forecast System、鉛直 137 層) の設定²での気圧傾度力を地衡風換算したものの鉛直プロファイルを示す。100 層 GSM に対して、128 層 GSM では全層にわたって気圧傾度力を大きく減少させている。また、128 層 GSM の気圧傾度力の離散化誤差は、より鉛直層数の多い IFS のそれと比べてもほぼ同程度である。

Jablonowski and Williamson (2006) の定常場維持実験： この実験では、3 次元大気における不安定（傾圧不安定）な平衡状態にある初期場を与え、モデルがどれだけその平衡解を維持できるかを確認する。モデルの誤差は、初期場からの差で定量化できる。図 2.3.3 は、東西風の帯状平均場の l_2 誤差（全球平均の RMSE に相当）の時系列を示したものである。鉛直層数の違いによる誤差の違いが明瞭にあらわれており、128 層 GSM は 100 層 GSM に対して l_2 誤差を約 4 割程度減少させている。

これらの理想実験から、128 層 GSM は、空間離散化誤差を 100 層 GSM よりも減少させており、鉛直高分解能化の効果を発揮できることが確かめられた。

² <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/documentation-and-support>

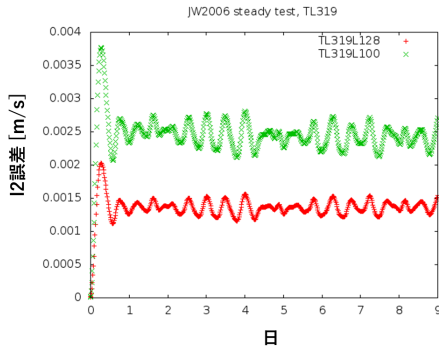


図 2.3.3 Jablonowski and Williamson (2006) の定常場維持実験における、東西風速の帯状平均値の l_2 誤差 [m/s] の時系列。実線の色の違いは、鉛直解像度の違いを表し、赤: TL319L128、緑: TL319L100 を表す。

(4) 解析予報サイクル実験による予測精度評価

128 層 GSM の全球数値予報システムにおける予測精度へのインパクトを確認するため、解析予報サイクル実験を実施した。対照実験には、2020 年 3 月時点の全球数値予報システムを用いた。以下では、対照実験を CNTL、CNTL に対して第 2.3.1.2 小節 (1) で示した鉛直層配置を用いたものを TESTvres と呼ぶ。実験は夏期実験として 2018 年 8 月、冬期実験として 2019 年 1 月の 2 期間を実施した。夏期実験と冬期実験で主なインパクトは共通しているため、ここでは、冬期実験の結果の主なインパクトのみ述べる。図 2.3.4 にマイクロ波サウンダによる輝度温度に対する、観測値と第一推定値の標準偏差の差や利用観測数の変化率を示す。TESTvres では、北半球では AMSU-A のチャンネル 10-チャンネル 14 といった、大気上層の気温に感度のあるセンサについて、観測値と第一推定値の整合性向上が顕著である。また、南北両半球で AMSU-A のチャンネル 4-チャンネル 7 といった大気下層に感度のあるセンサの観測数が有意に増加している。熱帯では MHS のチャンネル 3-チャンネル 5 といった、水蒸気に感度のあるセンサについて、第一推定値の観測に対する整合性向上や利用観測数の増加が見られる。

解析場や予測場について、東部太平洋での下層雲量がやや減少する他は大きな変化は見られず、モデルの系統誤差特性等も大きな変化は見られなかった。下層雲量の減少は層積雲スキーム (Kawai and Inoue 2006) の発動頻度が減少したことに起因する。当該スキームは鉛直層数への感度が高いことが知られている。地表面向下短波放射等の増加等の影響は見られたが、予測精度への影響は大きくなかった (図略)。予測精度については、多くの領域で中立または改善傾向が見られた。特に、北半球については、500 hPa 高度、850 hPa 気温等の RMSE, CC, ME に有意な改善傾向が見られた (図略)。

これらのことから、GSM の鉛直層数の 128 層への増

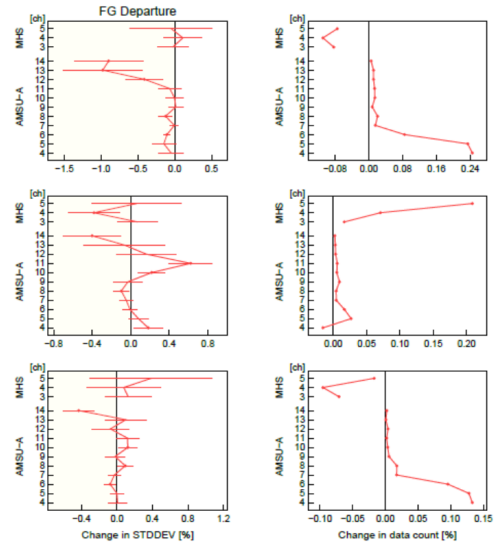


図 2.3.4 冬期実験におけるマイクロ波サウンダによる輝度温度について、(左) 観測値と第一推定値の差の TESTvres の CNTL に対する変化率 [%]。負の値は TESTvres の方が観測値と第一推定値の差が小さいことを表している。(右) TESTvres で利用された観測数の CNTL に対する変化率 [%]。縦軸は気温サウンダである AMSU-A と水蒸気サウンダである MHS のチャンネル番号を示している。上段、中段、下段の図はそれぞれ、北半球 (20 °N 以北)、熱帯 (20 °S - 20 °N)、南半球 (20 °S 以南) 域の結果を表す。

強は、離散化誤差減少や衛星観測との整合性向上を通じて、全般的な予測精度向上に寄与していると考えられる。

2.3.1.3 地表面解析の高度化

地表面解析については、積雪深解析の高度化、土壌水分初期値の高度化に向けた改良を進めている。

現行 (2020 年 12 月時点) の全球数値システムの積雪深初期値は、「全球積雪深解析」と呼ばれる解析システムから作成している (中村 2009; JMA 2019)。現行の全球積雪深解析では、積雪深の対気候値 (Foster and Davy 1988) 偏差を解析しており、前日の対気候値偏差の 50% を第一推定値とし、最適内挿法を用いて SYNOP による積雪深観測を同化する。定常的に SYNOP が得られない地域では、気候値がほぼそのまま解析値となる。

現在の全球積雪深解析には以下のような問題点があることがわかっており、予測精度やモデルの系統誤差に影響している。

- 第一推定値の基となる気候値の作成時期が古く、品質も現在の数値予報技術の水準で考えると低い。
- 積雪深観測が局所的に存在し、第一推定値が無積雪である場合、その周囲で広く積雪が解析されることがある。

1 点目に関して、特に、南半球の夏季にもアンデスやニュージーランドで不自然な積雪気候値が見られ、これらの地域では定常的に SYNOP 観測が得られないため、解析値にも常に不自然な積雪分布が残る。2 点目は、解析値における観測値の寄与を大きくしたり、誤差の空

間相関を大きく設定していることの副作用として現れる。これらの設定は、観測値として使われる SYNOP の空間分布が様でないことや、第一推定値の基となる気候値が低品質である点を考慮していることに由来する。

土壌水分の初期値に関して、現在は解析を行っておらず、オフライン陸面モデル³による予測から算出した気候値を初期値としている(鍋谷ほか 2019)。このため、日々の気象条件の変化に伴う土壌水分量の変動を表現できない。

本報告で述べる開発では、上記の課題解決を通じた予測精度向上を目的として、積雪深解析における衛星観測・GSM 予測値を用いた第一推定値の高度化及び最適内挿法の設定の見直し、土壌水分初期値における土壌水分解析の導入等を行った。

(1) 積雪深解析の高度化

第一推定値作成手法の高度化： 積雪深解析に用いる第一推定値として、GSM のモデル予測値を衛星観測データから推定した積雪域で修正したものを利用する。また、積雪深の対気候値偏差でなく、積雪深そのものを解析する。これらの変更により、品質の低い積雪深気候値の影響を受けなくなるほか、積雪深の日々の変化をより適切に反映させることが可能になる。

積雪域の推定には、極軌道衛星搭載マイクロ波イメージャの 19 GHz 及び 37 GHz 周波数の輝度温度差を利用して積雪域を判別する手法(操野 2001)を採用する。この手法では、積雪層内を通過するマイクロ波は周波数が大きくなるほど散乱の影響を受けやすくなる特性を利用する。衛星及びセンサとしては、DMSP-F17, F18 号搭載の SSMIS、GCOM-W 搭載の AMSR-2 を利用する。3つの衛星で判定された積雪域データを合成することで、ほぼ全球にわたって1日の積雪域を推定することが可能になる。以下では推定された積雪域を「衛星積雪域」と呼ぶ。

図 2.3.5 にモデル予測値と衛星積雪域を用いて第一推定値を作成する処理の流れを示す。モデル予測値または衛星積雪域のいずれかで積雪が存在する格子は解析対象格子とし、モデル予測値による積雪深または積雪深 0 cm が第一推定値として与えられる。衛星積雪域を用いてモデル予測値の積雪深を修正することで、より現実に即した第一推定値が作成されるようになる。これらの改良により第一推定値と観測値との整合性が上がることで解析インクリメントが小さくなり、積雪域の過度な広がりが抑制されるようになる。

解析本体における最適内挿法の設定の見直し： 第一推定値の高度化にあわせて解析本体における最適内挿

³ 大気モデルと切り離す代わりに、大気最下層の値を観測値や解析値などで与え、陸面モデル単体で予測計算を行うモデル

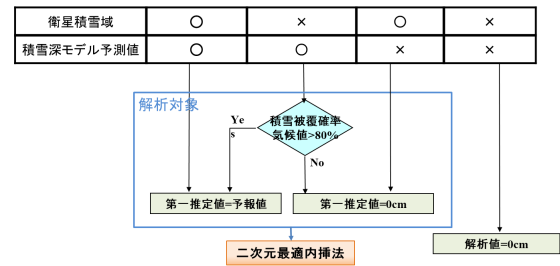


図 2.3.5 衛星積雪域とモデル予測値から第一推定値を作成する処理の流れの概念図。

法の設定を見直し、現行設定よりも第一推定値をより解析に反映させやすくするよう変更する。具体的には、解析格子点と観測点間の距離の関数である空間誤差相関について、遠方での相関が現設定よりも小さくなるよう、関数の形をローレンツ形 (a を係数、 r を距離として $(1 + ar^2)^{-1}$ に比例) から指数関数形へ変更する。また、観測誤差の背景誤差に対する比を現設定の 0.3 から 0.7 に大きくする。これらの変更により、観測データの影響が遠方に広がりすぎること抑制する。

地上観測の品質管理の改良： SYNOP 積雪深の品質管理において、観測データの棄却等の判定に使う第一推定値と観測値の差の上限値を現設定より小さくする。上限値の設定については、ECMWF (2020) を参考に設定した。このことにより、第一推定値と観測値の差が大きすぎる場合はその観測が使われなくなるため、大きな解析インクリメントとその広がりが抑制されるようになる。

全球積雪深解析の高度化のインパクトを確認するため、解析予報サイクル実験を実施した。対照実験には、2020 年 3 月時点の現業全球数値予報システムを用いた。2018 年 12 月 10 日から 2019 年 2 月 11 日まで解析予報サイクルを実行し、予測の検証は 2019 年 1 月を対象とした。以下、対照実験を CNTL、対照実験に全球積雪深解析の高度化を適用したものを TESTsnow と標記する。なお、CNTL, TESTsnow とともに積雪深解析は毎日 18UTC に実施する。図 2.3.6 は 2019 年 2 月 11 日における積雪深解析結果の全球分布及び参照データとして IMS(Interactive Multi-sensor Snow and Ice Mapping System、米国海洋大気庁国立気象衛星データ情報サービス作成の積雪域プロダクト) による積雪域分布を示している。ユーラシア大陸や北アメリカにおける積雪分布は TESTsnow, CNTL とともに IMS と整合しており、TESTsnow, CNTL 間の大きな差はない。一方、ヨーロッパ、西アジア、チベット等積雪観測がユーラシア大陸等に比べて疎らな地域では、TESTsnow の積雪域が減少し、IMS により整合した分布となっている。また、CNTL では、ニュージーランドやアンデ

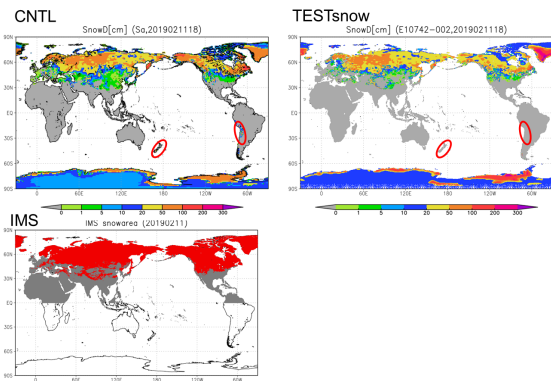


図 2.3.6 2019年2月11日18UTCにおける全球域での(左上)CNTL、(右上)TESTsnowによる積雪深解析値[cm]及び(左下)IMSプロダクトによる積雪域分布(赤が積雪域)。

ス山脈などで気候値に由来する積雪深が解析されているが、TESTsnowではそのような不自然な積雪深は見られなくなっている。図 2.3.7 は 2019 年 1 月 13 日のヨーロッパ域での積雪深解析結果を示す。CNTL と比べて TESTsnow ではやや広めだった積雪域が縮小して IMS との対応も良い。特に、フランスでは CNTL で全土に解析されていた積雪域が大幅に減少し、IMS の分布に近づいている。図 2.3.8 は地表面上向き短波放射フラックスの 6 時間予測値の 2019 年 1 月平均について、衛星観測プロダクトである CERES(Cloud and the Earth's Radiant Energy System) との差、TESTsnow と CNTL の差を示したものである。CNTL で積雪が広めに解析されていた地域(西アジア、チベット等)や気候値の影響を受けている地域(ニュージーランド、アンデス山脈)では、フラックスが CERES プロダクトと比べてやや過剰であったが、TESTsnow ではフラックスが減少して CERES プロダクトの値に近づいた。CNTL では解析された積雪域が広がりすぎることにより地表面での短波放射の反射を過大評価していたものが、TESTsnow では解析値における積雪分布がより適切になったことで短波放射の誤差が減少した。また、TESTsnow では地表面上向き短波放射フラックスの過大評価が軽減された地域で、地上気温の低温バイアスも減少した(図略)。図 2.3.9 にラジオゾンデ観測値を対象として、代表的な要素を検証した結果を示す。多くの領域で予測精度が中立または改善傾向が見られる。改善傾向は北半球を中心に見られ、特に、850 hPa の ME の改善が顕著である。GSM には、北半球冬季の下層気温に低温バイアス(図 2.3.10)があるが、TESTsnow では積雪域の広がりが抑制されたことがバイアス軽減に寄与した。

(2) 土壌水分初期値の高度化

土壌水分初期値については、地上観測データを用いた解析処理の導入と土壌水分気候値の更新に向けた開

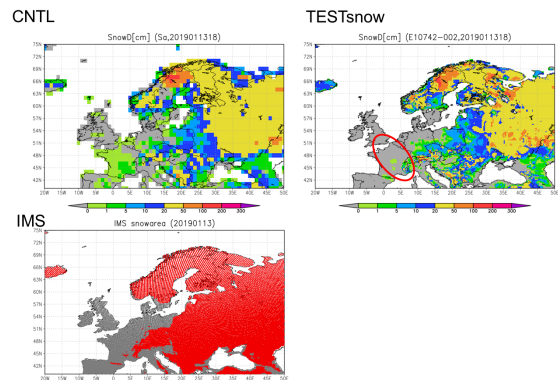


図 2.3.7 図 2.3.6 と同じ。ただし、2019年1月13日18UTCにおけるヨーロッパ域について。

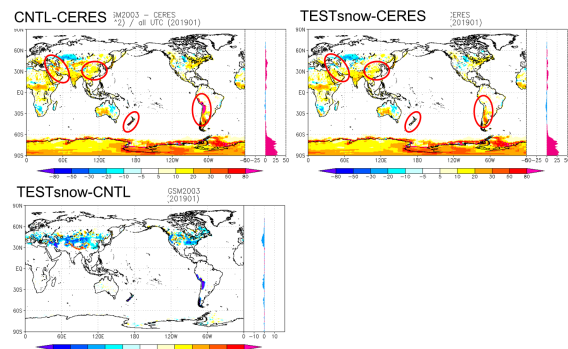


図 2.3.8 地表面上向き短波放射フラックスの 6 時間予測値の(左上)CNTL、(右上)TESTsnowにおける CERES プロダクトとの差。暖色系の色は解析値が CERES データより過剰にフラックスを射出することを意味する。(左下)TESTsnow と CNTL の差。単位はすべて $[W m^{-2}]$

発を進めてきた。土壌水分量は、地面温度等の陸面の他の変数と比べて変動の時定数が長く、解析の効果は持続しやすい。そのため、解析を実施する意義や優先度は高い。一方、土壌の深い層については、地上観測による影響が小さいことから、解析による修正が小さくなりやすく、予報-予報サイクルに近い状態になる。この場合、大気や陸面モデルの誤差が複雑に影響して、過剰に乾く(あるいは逆に湿る)といったドリフトが生じやすくなる。

これらの点を考慮して、土壌水分初期値として、土壌 1~3 層目(表層 19 cm)は土壌水分解析を実施し、土壌 4~7 層目(地中 19 cm~349 cm)は土壌水分気候値を用いるように変更する。

土壌水分解析の導入: 土壌水分解析は、多くの海外センター等で導入実績のある、土壌水分量と地上物理量の相関を利用して解析する方法(Mahfouf 1991)を用いる。解析処理は、(1)地上観測値を同化した地上解析値(気温、相対湿度)の作成、(2)地上解析値を観測とみなした土壌水分解析本体の実施の 2 段階で行う。

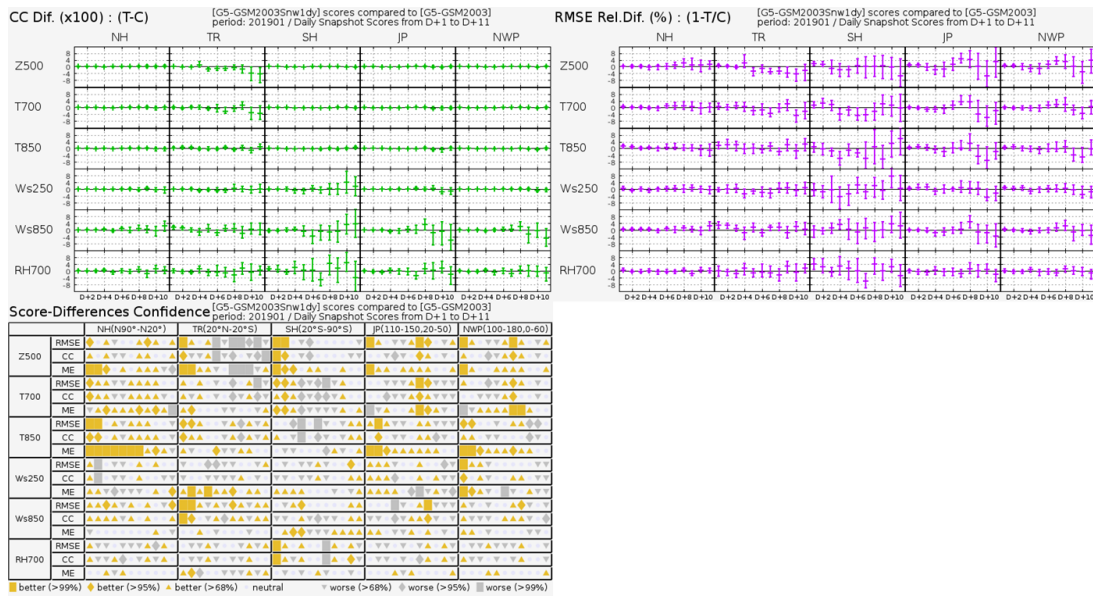


図 2.3.9 冬期実験における対流圏主要要素のラジオゾンデ観測値に対する CC の改善幅（左上図）、RMSE の改善率（右上図）と TESTsnow と CNTL のスコア差の有意性判定（左下図：スコアカード）。ラジオゾンデを参照値としている。検証対象の領域は、NH が北半球（20°N 以北）、TR が熱帯（20°S – 20°N）、SH が南半球（20°S 以南）、JP が日本周辺（110°E-150°E, 20°N-50°N）、NWP が北西太平洋領域（100°E-180°E, 0°-60°N）を意味する。要素は上から 500 hPa 高度、700 hPa 気温（T700）、850 hPa 気温（T850）、250 hPa 風速（Ws250）、850 hPa 風速（Ws850）、700 hPa 相対湿度（RH700）。スコアカードは RMSE、CC、ME について黄色、灰色がそれぞれ統計的に有意に改善、悪化していることを示しており、塗りつぶし面積が広いほど統計的有意性が高い。

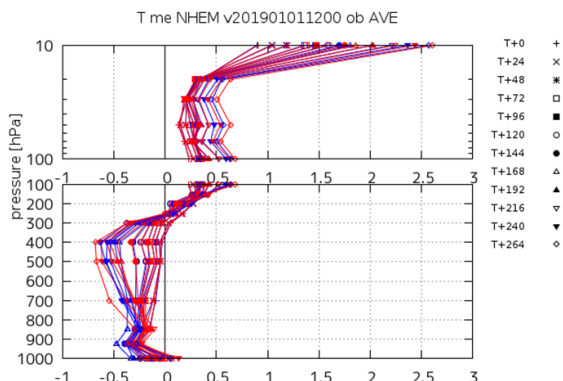


図 2.3.10 2019 年 1 月平均、北半球（20°N-90°N）における、ラジオゾンデ観測に対する気温の ME [K] の予報時間別（FT=0 から FT=264 までの 24 時間毎）の鉛直プロファイル。青：CNTL、赤：TESTsnow。

地上解析値は、GSM のモデル予測値を第一推定値として、SYNOG 気温、相対湿度観測を最適内挿法で同化して作成する。観測データの品質管理については、大気解析向けの SYNOG の品質管理に加え、「観測時刻が解析時刻から ±15 分以内」、「モデル標高と観測標高の差が 300m 以内」、「 σ_b , σ_o をそれぞれ、背景誤差、観測誤差として、観測値と第一推定値の差が $2\sqrt{\sigma_b^2 + \sigma_o^2}$ 以内（開発中の土壌水分解析では、気温、相対湿度に対してそれぞれ約 5 K, 11%）」という条件を追加する。

土壌水分解析本体では、データ同化手法として、カルマンフィルタの一種である Simplified Extended

Kalman Filter (SEKF, de Rosnay et al. 2012) を用いる。GSM の土壌水分予測値を第一推定値として、前述の地上解析値を観測値とみなして利用する。SEKF では、本来のカルマンフィルタに対し、背景誤差共分散を更新せず固定とする、誤差の水平相関を無視するといった簡略化を行っている。SEKF の実行に必要な接線形観測演算子は摂動法から作成する。具体的には、土壌第 1~3 層に全球一様な正負の土壌水分初期摂動 ($\pm 0.01 \text{ [m}^3 \text{ m}^{-3}]$) を与えた計 6 メンバーの低解像度 GSM (TL319) の 6 時間予測と摂動なし予測を行い、地上気温・相対湿度の変化量から接線形観測演算子を作成する。

土壌水分解析導入による日々の土壌水分量の表現の改善例として、図 2.3.11 に現行の GSM での土壌水分初期値、土壌水分解析を行った場合の初期値、米国の土壌観測ネットワーク (Soil Climate Analysis Network⁴) で得られた現地観測値との比較を示す。現行では、気候値が初期値として利用されているため、気象条件によらず滑らかな変化をしているのに対し、土壌水分解析を行なった場合、降水等の気象条件の変化に伴う土壌水分（体積含水率⁵）の変化がある程度表現される。

土壌水分気候値の更新： GSM の土壌水分気候値作成に用いられるオフラインモデルについて、GSM2003

⁴ http://www.wcc.nrcs.usda.gov/scan/scan_brochure.pdf

⁵ 土壌の単位体積における水分量の割合

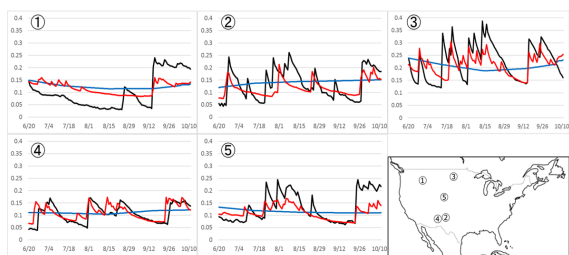


図 2.3.11 ①～⑤：右下の北米域の地図上の番号で示した各地点における土壌水分（体積含水率 [0-1]）の時系列。（黒）SCAN による現地観測、（青）土壌水分気候値、（赤）土壌水分解析値

（第 2.2.6 項）での陸面過程の更新を反映させたものに更新した⁶。また、オフラインモデル実行時における積雪深については、予報-予報サイクルから、6 時間毎に JRA-55(Kobayashi et al. 2015) による解析値に置き換えるよう変更した。更新された土壌水分気候値は、更新前のそれに比べて全体的に湿る傾向が見られる（図略）。

土壌水分初期値高度化のインパクトを確認するため、解析予報サイクル実験を実施した。対照実験には、2020 年 3 月時点の現業全球数値予報システムを用いた。2018 年 7 月 10 日から 2018 年 9 月 11 日まで解析予報サイクルを実行し、予報の検証は 2018 年 8 月を対象とした。以下、対照実験を CNTL、対照実験に土壌水分初期値の高度化を適用したものを TESTsmc と標記する。図 2.3.12 は、地上相対湿度の SYNOP 観測に対する ME について、CNTL, TESTsmc, TESTsmc と CNTL の差を示している。西アジア、中央アジアやモンゴル周辺、北米等で、特に夜間の乾燥バイアスが軽減している。また、乾燥バイアスの減少に対応した西アジア、中央アジアでの気温の負バイアスの減少も見られた（図略）。これらは、予報時間が経過しても概ね同様の傾向が見られた。図 2.3.13 にラジオゾンデ観測値を対象として、代表的な要素を検証した結果を示す。北半球において、700 hPa 気温や相対湿度、850 hPa 気温等、対流圏下層の要素の ME や RMSE の減少が顕著である。ME, RMSE の減少についてはそれぞれ、土壌水分気候値更新、土壌水分解析の導入の寄与が大きい。

2.3.1.4 まとめと今後の予定

全球モデルの鉛直高解像度化による大気の実現能力の向上、地表面解析の高度化を通じた予測精度向上を目的に、全球モデルの鉛直層数の 100 層から 128 層への増強、衛星観測データやモデル予測値の利用を通じた積雪深解析の高度化、土壌水分解析の導入や地中での土壌水分気候値更新を含む土壌水分初期値作成手法の高度化の開発を行った。それぞれの開発について基

⁶ GSM2003 で用いられている土壌水分気候値は、GSM2003 の開発途中段階の陸面モデルを用いて作成された。

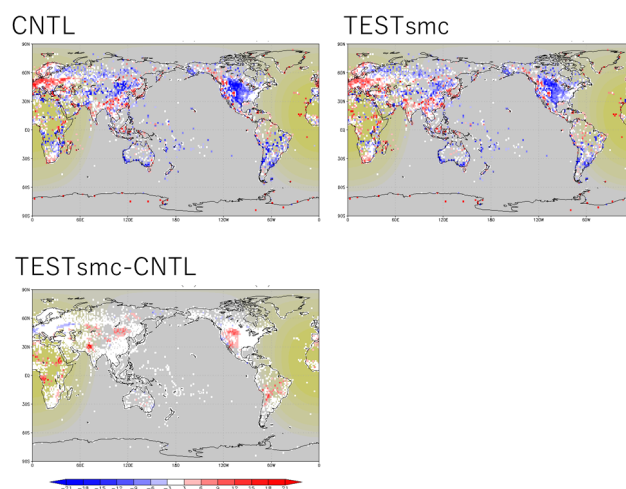


図 2.3.12 2018 年 8 月平均の FT=0 における相対湿度の SYNOP 観測に対する ME [%]、(左上) CNTL、(右上) TESTsmc、(左下) TESTsmc と CNTL の差。

礎調査と性能評価を行い、想定された改善効果を得られることを確認した。鉛直層増強は離散化誤差減少や衛星観測と第一推定値の整合性向上を通じた全体的な精度向上、積雪深解析と土壌水分解析については、北半球下層気温を中心とした予測精度向上を確認した。

今後は、これらの改良と全球解析の改良（第 2.3.2 項）を組み合わせた総合的な試験を行い、想定された改善が確認されれば、2020 年度末の全球数値予報システムの更新に含める計画である。

参考文献

Bauer, P., E. Andersson, and D. Richardson, 2013: New model cycle 38r2. *ECMWF Newsletter*, 581–584.

de Rosnay, P., 2017: Land Surface Data Assimilation, ECMWF Data Assimilation Training course.

de Rosnay, P., M. Drusch, D. Vasiljevic, G. Balsamo, C. Albergel, and L. Isaksen, 2012: A simplified Extended Kalman Filter for the global operational soil moisture analysis at ECMWF. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **139**, 1199–1213.

Drusch, M., D. Vasiljevic, and P. Viterbo, 2004: ECMWF's Global Snow Analysis: Assessment and Revision Based on Satellite Observations. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 1282–1294.

ECMWF, 2020: Part II: Data Assimilation, Chapter 9 Optimum Interpolation Snow Analysis. *IFS Documentation—Cy47r1*, 71–74.

Ehard, B., S. Malardel, A. Dörnbrack, B. Kaifler, N. Kaifler, and N. Wedi, 2018: Comparing ECMWF high-resolution analyses with lidar temperature measurements in the middle atmosphere.

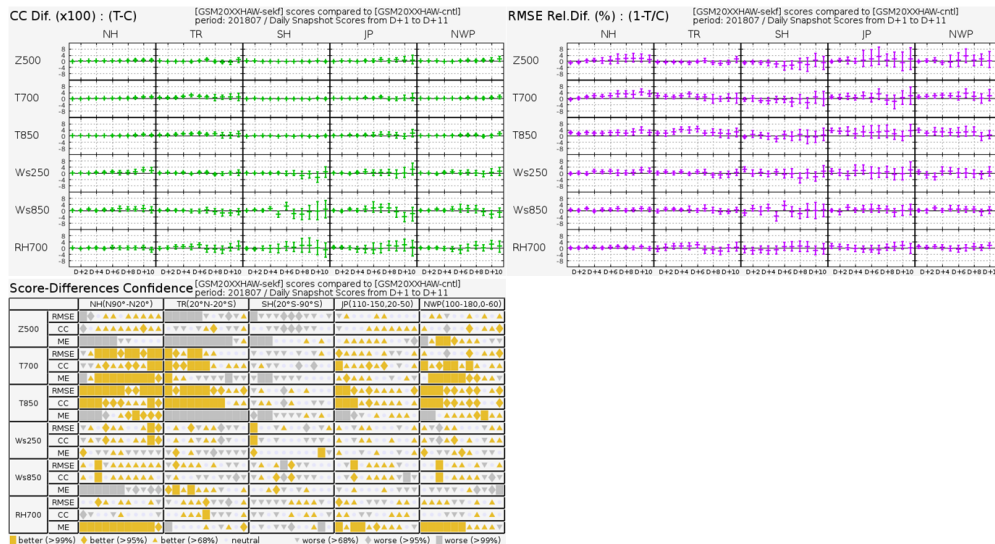


図 2.3.13 図 2.3.9 と同じ。ただし、検証期間が 2018 年 8 月で、TESTsmc と CNTL スコア差を示した結果。

Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **144**, 633–640.

Foster, D. J. and R. D. Davy, 1988: *Global Snow Depth Climatology. Tech. Rep. USAF-ETAC/TN-88/006*. Scott Air Force Base, Illinois, 48 pp.

本田有機, 2018: NAPS10 における改良計画. 平成 30 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 2–5.

Jablonowski, C. and D. L. Williamson, 2006: A baroclinic instability test case for atmospheric model dynamical cores. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2943–2975.

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 Systems (GDPFS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research*. Japan, 229pp pp., (Available online at <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2019-nwp/index.htm>).

Kawai, H. and T. Inoue, 2006: A Simple Parameterization Scheme for Subtropical Marine Stratocumulus. *SOLA*, **2**, 17–20.

Kawai, H., H. Yonehara, and M. Ujiie, 2013: Vertical Layer Placement in the Eta Coordinate for Models with a High Model Top. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 3.3–3.4.

Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.

操野年之, 2001: 衛星による観測データを用いた監視資料の作成 (マイクロ波による積雪情報抽出アルゴリズムの開発及び季節予報業務への利用. 平成 13 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 27–34.

草開浩, 2015: 積雪域解析の高度化. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44–49.

Mahfouf, J.-F., 1991: Analysis of Soil Moisture from Near-Surface Parameters: A Feasibility Study. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 1534–1547.

鍋谷亮司, 徳広貴之, 米原仁, 2019: 陸面. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 96–109.

中村貴, 2009: 全球積雪深解析. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 11–14.

氏家将志, 2019: 鉛直層増強. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 16–24.

Vosper, S., 2015: UK models, resolution and physical parametrizations. *MOSAC Paper 20.18*, 1–9.

Walters, D., M. Brooks, I. Boutle, T. Melvin, R. Stratton, S. Vosper, H. Wells, K. Williams, N. Wood, T. Allen, A. Bushell, D. Copley, P. Earnshaw, J. Edwards, M. Gross, S. Hardiman, C. Harris, J. Heming, N. Klingaman, R. Levine, J. Manners, G. Martin, S. Milton, M. Mittermaier, C. Morcrette, T. Riddick, M. Roberts, C. Sanchez, P. Selwood, A. Stirling, C. Smith, D. Suri, W. Tennant, P. L. Vidale, J. Wilkinson, M. Willett, S. Woolnough, and P. Xavier, 2017: The Met Office Unified Model Global Atmosphere 6.0/6.1 and JULES Global Land 6.0/6.1 configurations. *Geosci. Model Dev.*, **10**, 1487–1520.

2.3.2 全球解析システムの改良

2.3.2.1 概要

気象庁の全球モデルに初期値を提供する全球解析は、2019年12月より、4次元変分法(4D-Var)の背景誤差として従来から用いていた気候学的な背景誤差(B_c)に、局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF)によるアンサンブル予報摂動から作成した背景誤差(B_e)を混ぜて利用するハイブリッド同化システム(GA1912; Kadowaki et al. 2020, Shimizu et al. 2020)となった。数値予報モデル技術開発室ではこの B_e の精度向上と一層の活用のための開発を進めてきた。その結果、アンサンブルメンバー数の増強・ B_e の割合の変更・LETKFと4D-Varの局所化スケールの調整・LETKFの初期値化の修正を行うこととし、夏冬それぞれ1か月間の性能評価試験を実施した。この結果、観測値と第一推定値の差(O-B)の標準偏差の全般的な減少や、冬半球を中心とした予報精度の向上等が確認できた。本稿では改良内容と実験結果について簡単に報告を行う。

今後は全球モデル(GSM)の2020年度末の改良予定項目(GSM21XX, 第2.3.1項)と共に現業に相当する構成での評価を行い、現業に導入すべきかを判断することとなる。

なお、第2.3.1項で述べられているように、GSM21XXには鉛直層数の100層から128層への増強が含まれる。これに向けて検討している B_c の更新についても最後にごく簡単に述べる。

2.3.2.2 改良項目の概要

気象庁の数値予報システムの全体像についてはJMA(2019)を、その後のGA1912についてはKadowaki et al. (2020)とShimizu et al. (2020)を参照されたい。ここでは、2020年度末に計画されている全球解析の改良項目について概要を述べる。

(1) LETKFの初期値化の修正

LETKFによる解析アンサンブル摂動は、局所化などにより力学的バランスが崩れており、そのままアンサンブル予報の初期値として用いるのは適切ではない。このため、現LETKFでは、地上気圧時間変化率の解析値を求め、それに整合するように解析後に発散を足し込むことにより、摂動が力学的にバランスするようにしている(この処理を「初期値化」と呼ぶ)。しかし、現行の初期値化では、発散を足し込む際に緯度の余弦の2乗をかけてから足し込んでいるため、中・高緯度で初期値化の効果が小さい。また、発散の修正を各鉛直層へ分配する重みを風のスピレッドの大きさに応じて水平格子点毎に定めているため、各鉛直層で発散の修正量の全球平均が0にならず⁷、また、修正量が熱帯低気圧付近で大きくなって台風進路予測に悪影響を及ぼし得る状況であることがわかった。そこで、発

⁷ 全球平均が0でないまま単純に余弦の2乗をかける処理を撤廃すると、極付近に非常に大きな修正が入るようになる。

散を足し込む際に緯度の余弦の2乗をかける処理を撤廃し、各鉛直層で発散の修正量の全球平均を0とする処理を導入するとともに、発散の修正を各鉛直層へ分配する重みが全球一様になるよう風のスピレッドの全球平均に応じて決定されるよう修正する。

(2) アンサンブルメンバー数増強

B_e は、 B_c では考慮することが難しいその時々気象条件に応じた予測の不確実性の違い(流れ依存性)を考慮することが可能である。一方で、限られたメンバー数で誤差共分散を表現するため、サンプリング誤差により偽の相関が現れるという問題がある。これについては、メンバー数を増やすことで、サンプリング誤差が軽減されて B_e の精度が向上し、流れ依存性をより適切に考慮した解析が可能になると考えられる。そこで、LETKFや4D-Varで用いるアンサンブル予報のメンバー数を50から100に増強して解析予報サイクルを実行するようにする。

(3) LETKFの鉛直局所化スケール拡大

B_e のサンプリング誤差は、二点間の距離が離れるほど相対的に大きくなるのが統計的にわかっている。このため、現LETKFでは、観測点からの距離(水平・鉛直・時間)によって誤差相関がガウス型に減衰するような局所化をかけている。しかし一方で、強すぎる局所化は観測から得られる情報を限定するとともに、摂動の力学的バランスに悪影響を与える。特にLETKFの鉛直局所化は鉛直方向に情報を持つ衛星輝度温度観測やGNSS掩蔽観測などの同化に悪影響がある。今回メンバー数を50から100に増やすことにより、サンプリング誤差の減少が期待されるため、より局所化を弱める(局所化スケール⁸を拡大する)ことが可能と想定できる。そこで、LETKFの鉛直局所化スケールを現行(0.4スケールハイト)の1.5倍(0.6スケールハイト)に拡大する。

(4) 4D-Varで用いるアンサンブル背景誤差の割合増大

今回メンバー数を増やすことにより B_e の精度が向上すると、4D-Varにおいて B_e の割合を大きくすることが可能となると想定できる。図2.3.14は、 B_e の割合を現在の15%から50%へと増やした3次元変分法で地上気圧の1点同化を行った際の最下層気温の解析インクリメントである。これを見ると、メンバー数を100に増強することにより、観測点から離れた点のサンプリング誤差と思われる誤差相関によるインクリメントが適切に抑えられていることが分かる。そこで、4D-Varに混ぜる B_e の割合を15%から50%に増やす。

(5) 4D-Varの比湿の水平局所化スケール縮小

現4D-Varにおける B_e の局所化スケールは、 B_e の背景誤差全体($B_c + B_e$)に占める割合が小さくサンプリング誤差の悪影響が小さいと考えられることから、

⁸ ここでは誤差相関を $e^{-\frac{1}{2}}$ に減らす距離

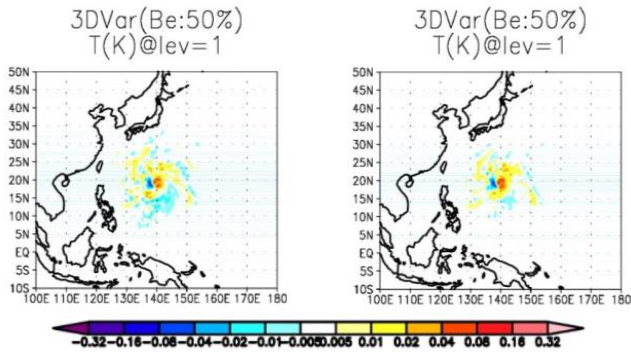


図 2.3.14 B_e の割合を 50 %とした 3 次元変分法で地上気圧の 1 点同化を行った際の最下層気温の解析インクリメント [K]。左が 50 メンバー、右が 100 メンバーによる結果。

LETKF より大きく設定されている（水平 800 km、鉛直 0.8 スケールハイト）。このサンプリング誤差は、今回 B_e の割合を 15 %から 50 %にすることでその影響が増大する一方、メンバー数を 50 から 100 に増やすことでサンプリング誤差自体は減少するため、基本的には 4D-Var の局所化スケールの調整は行わない。一方、水蒸気に関連する変数は他の変数より空間代表性が低く、サンプリング誤差の悪影響が大きいと考えられるため、現 LETKF では、水蒸気に関連する観測の水平局所化スケールは他変数より小さく設定されている。しかし、現 4D-Var ではそのような措置はとられておらず、比湿の水平局所化スケールは他変数と同じ値に設定されている。そこで、4D-Var の制御変数のうち、比湿のみ水平局所化スケールを 400 km に縮小する。この際、比湿以外の変数同士の誤差共分散の局所化関数には変化はない（水平スケール 800 km）が、比湿と比湿以外の変数の間の誤差共分散の局所化関数は水平スケール約 650 km、ピーク値約 0.8 に縮小される（図 2.3.15）。

なお、以上の他にも予報モデルの GSM21XX で導入予定のものへの更新（鉛直層数の 100 層から 128 層への増強を含む）、それに伴う観測データの品質管理処理・LETKF・4D-Var 及び B_e の 128 層対応を含めた更新も予定されているが、これらの評価は本稿には含まれない。今後実施される現業に相当する構成での評価の中で確認することとなる。

2.3.2.3 LETKF 単独実験による性能評価試験

第 2.3.2.2 小節 (1),(2),(3) の変更について、性能を評価するために 2020 年 3 月末に導入された現業の全球数値予報システム (GSM2003, 第 2.2.6 項) をベースとした解析予報サイクル実験を実施した。

全球数値予報システムの全球解析には予報結果を決められた時刻までに提供するための速報解析と、解析の品質を維持するため観測データの入電を十分待ってから行うサイクル解析とがあるが、今回はサイクル解析のみを実施した。さらに、解析値は 4D-Var ではなく

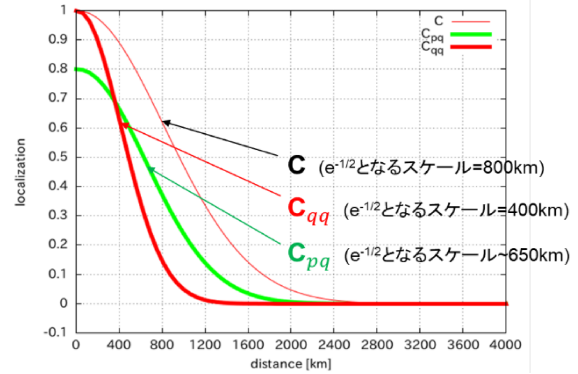


図 2.3.15 今回導入した 4D-Var の B_e の水平局所化関数。C は比湿以外の変数同士、 C_{qq} は比湿同士、 C_{pq} は比湿と比湿以外の変数の間の水平局所化関数を表す。

LETKF のアンサンブル平均解析値とし、予報はその解析値を初期値とする低解像度のモデル (TL319) による決定論予報とした（以後、この設定の実験を LETKF 単独実験と呼ぶ）。

(1) LETKF の初期値化の修正

GSM2003 をベースとする実験を CNTL、CNTL に対して、第 2.3.2.2 小節 (1) の初期値化の修正を適用した実験を TEST とする。実験期間は以下の通りとした。

- 解析 (夏) : 2018 年 6 月 2 日～2018 年 10 月 11 日
- 予報 (夏) : 2018 年 6 月 12 日～2018 年 10 月 11 日
- 解析 (冬) : 2017 年 11 月 10 日～2018 年 3 月 11 日
- 予報 (冬) : 2017 年 11 月 20 日～2018 年 3 月 11 日

図 2.3.16 に冬実験の FT=0 における地上気圧時間変化率の二乗平均平方根 (RMS) の CNTL に対する変化量を示す。中・高緯度で地上気圧の時間変化率が大幅に減少し、初期値化の効果がより明瞭に表れていることが分かる。図は FT=0 に対するものであるが、この効果は FT=6 まで継続して表れていた。また、図 2.3.17 に冬実験のマイクロ波サウンダの O-B の標準偏差変化率 ((TEST-CNTL)/CNTL)、QC を通過して同化に利用された観測数の変化率を示す。AMSU-A の上層に感度のあるチャンネルを中心に O-B の標準偏差は減少しており、同化に使用される観測数も増えている。ただし、AMSU-A 以外の観測の O-B や予報精度へのインパクトは概ね中立であった（図略）。以上の結果は夏実験でも同様であった。

(2) アンサンブルメンバー数増強

(1) の TEST を CNTL とし、第 2.3.2.2 小節 (2) のアンサンブルメンバー数増強 (50 メンバー→100 メンバー) を適用した LETKF 単独実験を TEST とする。実験期間は (1) と同じ。

図 2.3.18 に冬実験のマイクロ波サウンダの O-B の標準偏差変化率、QC を通過して同化に利用された観測数の変化率を示す。全体的に O-B が大きく減少し、同化に使用される観測数も増えている。この傾向は他

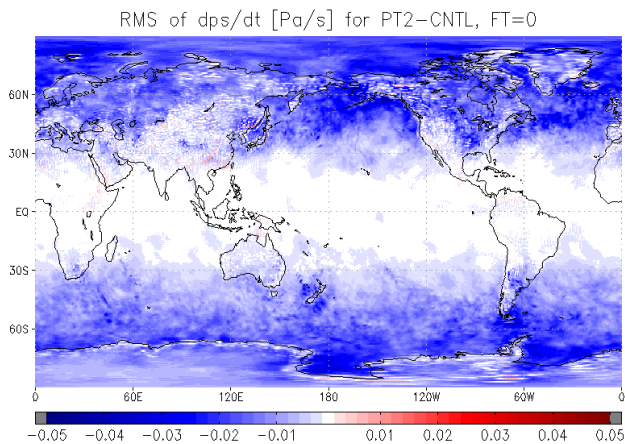


図 2.3.16 冬実験 (第 2.3.2.3 小節 (1)) の 2018 年 2 月 11 日 18UTC~2018 年 3 月 11 日 12UTC における、FT=0 の地上気圧時間変化率の二乗平均平方根 (RMS)[Pa/s] の変化 (TEST-CNTL)。

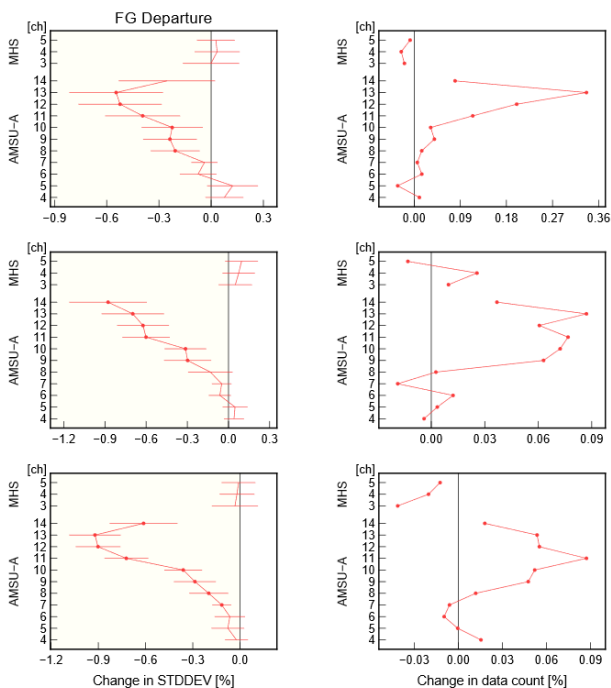


図 2.3.17 冬実験 (第 2.3.2.3 小節 (1)) の AMSU-A および MHS の O-B の標準偏差の変化率 (本文参照) (左、%) および観測使用数の変化率 (右、%)。上から北半球、熱帯、南半球。

の観測についても同様であった (図略)。また、アンサンブルスプレッドは全層で大きく増大し、特に成層圏での増大が大きく、これに伴い、LETKF の共分散膨張係数は減少していた (図略)。予報精度へのインパクトについては、冬実験の気温の対 ECMWF 解析値⁹の東西平均の二乗平均平方根誤差 (RMSE) の改善

⁹ 欧州中期予報センター (ECMWF) の全球数値予報システムによる客観解析値、独立資料を用いた検証の目的で利用す

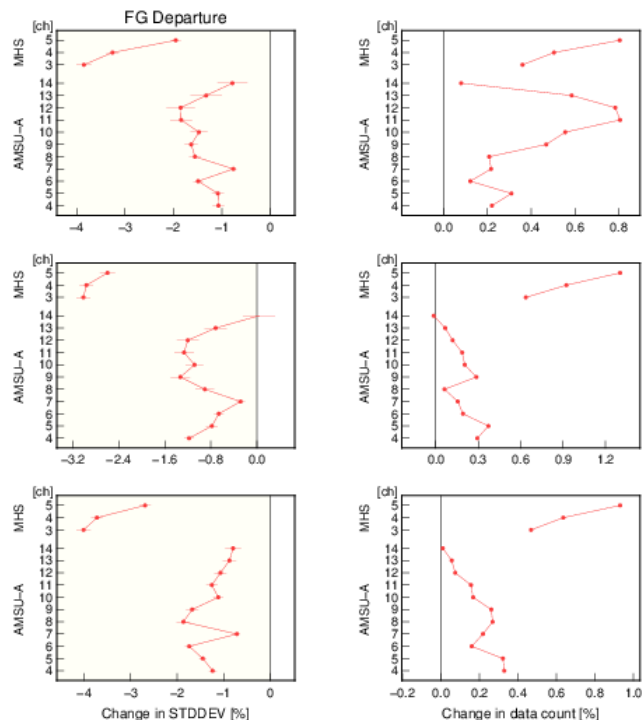


図 2.3.18 冬実験 (第 2.3.2.3 小節 (2)) の AMSU-A および MHS の O-B の標準偏差の変化率 (左、%) および観測使用数の変化率 (右、%)。上から北半球、熱帯、南半球。

率 ((CNTL-TEST)/CNTL) (図 2.3.19) を見ると、全般に RMSE は減少し、改善しているところが多い。以上の結果は夏実験でも同様であり、熱帯低気圧進路予報誤差も改善しているところが多かった (図略)。

(3) LETKF の鉛直局所化スケール拡大

(2) の TEST を CNTL とし、第 2.3.2.2 小節 (3) の LETKF 鉛直局所化スケール拡大 (0.4 スケールハイト → 0.6 スケールハイト) を適用した LETKF 単独実験を TEST とする。実験期間は以下の通り。

- 解析 (夏) : 2018 年 7 月 10 日~2018 年 9 月 11 日
- 予報 (夏) : 2018 年 7 月 21 日~2018 年 9 月 11 日
- 解析 (冬) : 2017 年 12 月 10 日~2018 年 2 月 11 日
- 予報 (冬) : 2017 年 12 月 20 日~2018 年 2 月 11 日

図 2.3.20 に冬実験のマイクロ波サウンダの O-B の標準偏差変化率、QC を通過して同化に利用された観測数の変化率を示す。初期値化の修正のインパクトと同様に、AMSU-A の上層に感度のあるチャンネルを中心に O-B の標準偏差は減少しており、同化に使用される観測数も増えているが、AMSU-A 以外の観測の O-B は概ね中立であった。また、アンサンブルスプレッドは熱帯の地上気圧や高度場を除き減少傾向であり、これに伴い、LETKF の共分散膨張係数は増加していた (図略)。予報精度へのインパクトについては、冬実験の気温の対 ECMWF 解析値の東西平均の RMSE 改善率 (図 2.3.21) を見ると、予報初期では RMSE は減少する。

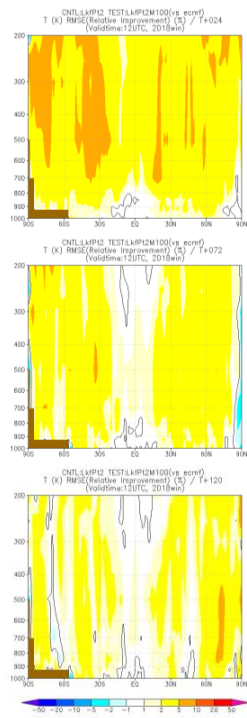


図 2.3.19 冬実験（第 2.3.2.3 小節 (2)）の対 ECMWF 解析値の気温の予測の東西平均の二乗平均平方根誤差 (RMSE) の改善率 (本文参照) [%]。暖色は TEST で RMSE が減少していることを示す。上から FT=24, 72, 120 の結果。

し、改善しているところが多い。以上の結果は夏実験でも同様であり、熱帯低気圧進路予報誤差も中立から改善傾向であった (図略)。

2.3.2.4 ハイブリッド同化実験による性能評価試験

第 2.3.2.2 小節 (2),(4),(5) の変更について、性能を評価するために解析予報サイクル実験を実施した。第 2.3.2.3 小節と同様にサイクル解析のみを実施したものの、LETKF と 4D-Var によるハイブリッド同化の結果を解析値とし、予報はその解析値を初期値とする決定論予報とした (水平解像度は TL959)。

(1) アンサンブルメンバー数増強と 4D-Var で用いるアンサンブル背景誤差の割合増大

GA1912 をベースとする実験を CNTL、CNTL に対して、第 2.3.2.2 小節 (2) のアンサンブルメンバー数増強 (50 メンバー→100 メンバー) を適用した実験 (B_e の割合は 15 %) を B_{e015} 、さらに第 2.3.2.2 小節 (4) の B_e の割合増大 (15 %→50 %) を適用した実験を B_{e050} とする。比較のために、 B_e の割合を 30 %、70 % とした実験も行った (それぞれ B_{e030} 、 B_{e070} とする)。実験期間は以下の通り。ただし予報は 12UTC 初期値のみ実行した。

- 解析 (夏) : 2018 年 7 月 10 日~2018 年 9 月 11 日
- 予報 (夏) : 2018 年 7 月 21 日~2018 年 9 月 11 日
- 解析 (冬) : 2017 年 12 月 10 日~2018 年 2 月 11 日
- 予報 (冬) : 2017 年 12 月 20 日~2018 年 2 月 11 日

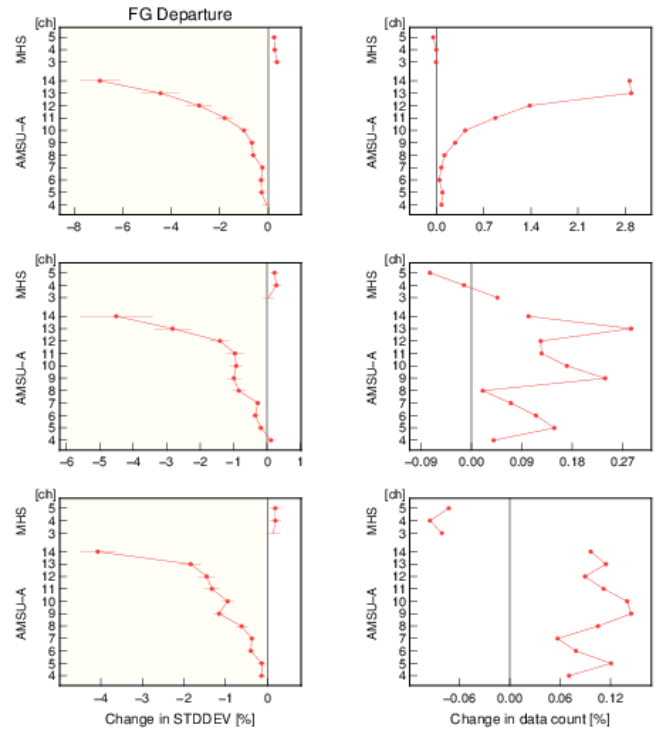


図 2.3.20 冬実験（第 2.3.2.3 小節 (3)）の AMSU-A および MHS の O-B の標準偏差の変化率 (左、%) および観測使用数の変化率 (右、%)。上から北半球、熱帯、南半球。

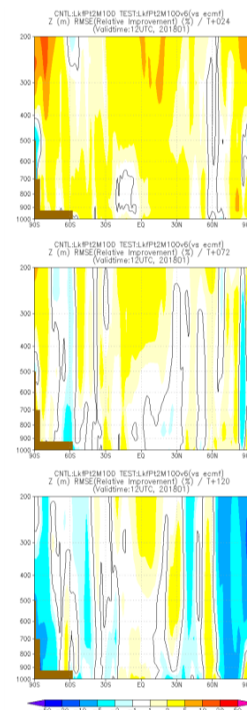


図 2.3.21 冬実験（第 2.3.2.3 小節 (3)）の対 ECMWF 解析値の高度の予測の東西平均 RMSE の改善率 [%]。暖色は TEST で RMSE が減少していることを示す。上から FT=24, 72, 120 の結果。

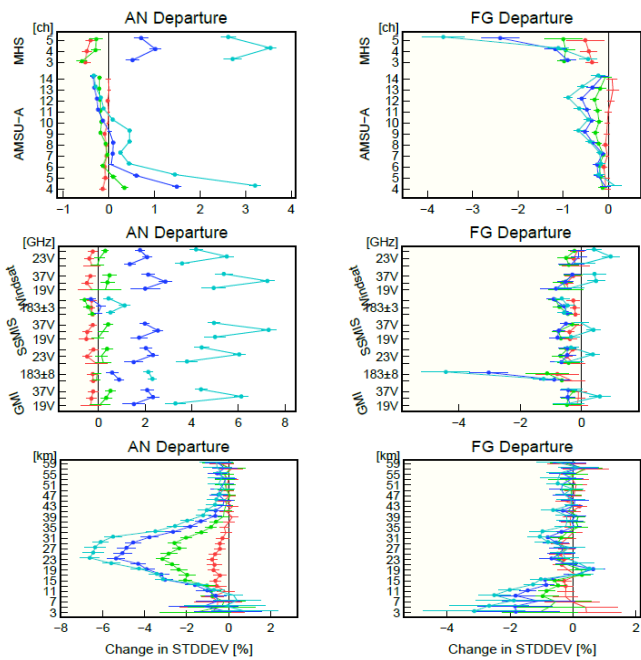


図 2.3.22 夏実験（第 2.3.2.4 小節 (1)）の AMSU-A および MHS（上）、マイクロ波イメージャ（中）、GNSS 掩蔽観測（下）の O-A（左）と O-B（右）の標準偏差の変化率 [%]。赤色が B_e015 、緑色が B_e030 、青色が B_e050 、水色が B_e070 。

図 2.3.22 に夏実験のマイクロ波サウンダ、マイクロ波イメージャ、GNSS 掩蔽観測の観測値と解析値の差 (O-A) と O-B の標準偏差変化率を示す。全体的に B_e の割合が大きいほど O-B が大きく減少するが、50% → 70% にすることによる O-B の減少は小さく、マイクロ波イメージャの O-B は逆に増加していた。また、O-A については、 B_e の割合が大きいほど対流圏では大きく、成層圏では小さくなる傾向であった。これらの傾向は他の観測についても同様であった (図略)。また、CNTL に対して B_e015 のアンサンブルブレッドは大きく増大し、これに伴って LETKF の共分散膨張係数は減少していたが、 B_e015 と B_e050 のアンサンブルブレッドや共分散膨張係数には系統的な差は見られなかった (図略)。対流圏の主要要素の平均解析場については、全球的に大きな変化は見られないが、極域の ECMWF 解析値に対する 500 hPa 高度場の過小バイアスや 850 hPa 気温場の低温バイアスは B_e の割合を増加することにより改善傾向であった (図略)。予報精度へのインパクトについては、夏実験の気温の対 ECMWF 解析値の東西平均の RMSE 改善率 (図 2.3.23) を見ると、全般に RMSE は減少して改善しているところが多く、 B_e の割合が大きいほど改善傾向であった。ただし、夏半球は冬半球よりも改善が不明瞭であった。以上の結果は冬実験でも同様であったが (図略)、冬実験の方が夏実験より全般に改善が大きい傾向であった。

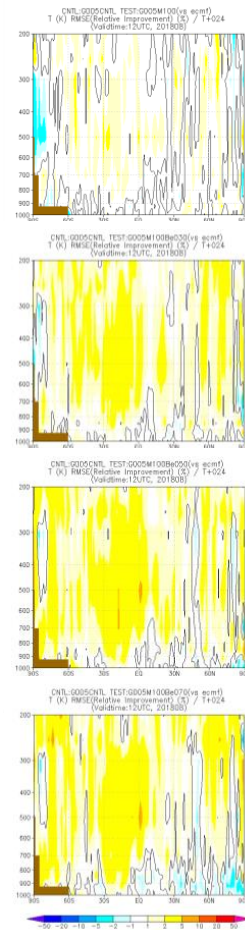


図 2.3.23 夏実験（第 2.3.2.4 小節 (1)）の FT=24 における対 ECMWF 解析値の気温の予測の東西平均 RMSE の改善率 [%]。暖色は TEST で RMSE が減少していることを示す。上から B_e015 、 B_e030 、 B_e050 、 B_e070 。

(2) 4D-Var の比湿の水平局所化スケール縮小

(1) の B_e050 に第 2.3.2.2 小節 (1) の初期値化修正と (3) の鉛直局所化スケール拡大 (0.4 スケールハイト → 0.6 スケールハイト) を適用した実験を CNTL とし、さらに (5) 項の 4D-Var 比湿水平局所化スケール縮小 (800 km → 400 km) を適用した実験を Q4 とする。比較のために、比湿の水平局所化スケールを 600 km とした実験も行った (Q6 とする)。実験期間等は (1) と同じ。

図 2.3.24 に夏実験のマイクロ波サウンダ、マイクロ波イメージャ、GNSS 掩蔽観測の O-A と O-B の標準偏差変化率を示す。水蒸気に感度のあるチャンネルについて、O-A と O-B が減少しており、Q6 より Q4 の方が大きく減少していることが分かる。また、夏実験の気温の対 ECMWF 解析値の東西平均の RMSE 改善率 (図 2.3.25) は、全般に 3 日予報程度までは中立から改善傾向であった。以上の結果は冬実験でも同様であった (図略)。

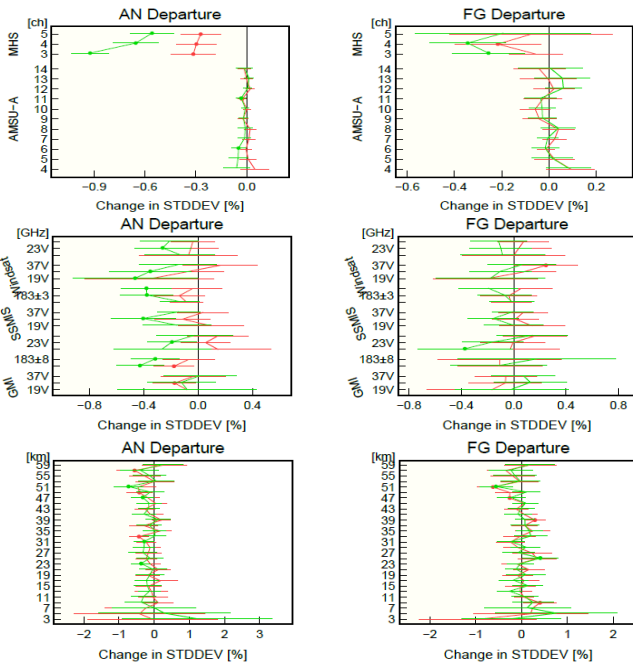


図 2.3.24 夏実験 (第 2.3.2.4 小節 (2)) の AMSU-A および MHS (上)、マイクロ波イメージャ (中)、GNSS 掩蔽観測 (下) の O-A (左) と O-B (右) の標準偏差の変化率 [%]。赤色が Q6、緑色が Q4。

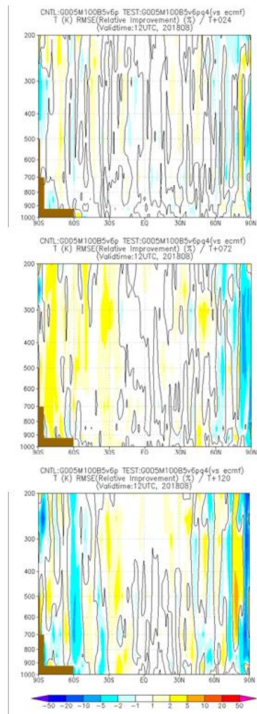


図 2.3.25 Q4 の夏実験 (第 2.3.2.4 小節 (2)) の対 ECMWF 解析値の気温の予測の東西平均 RMSE の改善率 [%]。暖色は TEST で RMSE が減少していることを示す。上から FT=24, 72, 120 の結果。

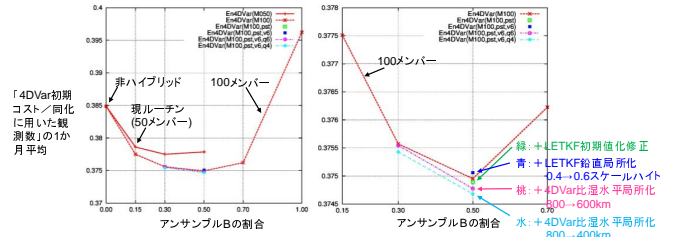


図 2.3.26 第 2.3.2.4 小節 (1)(2) で述べた実験 (夏実験) における「4D-Var 初期コスト / 同化に用いた観測数」の 1 か月平均。ただし、本文で述べていない組み合わせの実験も含む。横軸は B_e の割合。右図は左図を拡大 (但し 50 メンバー実験は描画せず) したものの。右図の赤は 100 メンバー実験。緑は赤に LETKF 初期値化修正を加えたもの。青は緑に LETKF 鉛直局所化スケール拡大を加えたもの。桃 (水) は青に対して 4D-Var 比湿水平局所化スケールを 800 km \rightarrow 600 km (400 km) の変更を加えたもの。

(3) 全ての変更を導入したインパクト

(1)(2) で述べた一連の実験 (述べていない組み合わせの実験も一部含む) を簡単に比較するため、「4D-Var 初期コスト / 同化に用いた観測数¹⁰⁾」の夏実験の 1 か月平均を図 2.3.26 に示す。これは第一推定値が観測にどれだけ近いかを示す指標であり、CNTL に対して第 2.3.2.2 小節 (1) の初期値化の修正、(2) のアンサンブルメンバー数増強 (50 メンバー \rightarrow 100 メンバー)、(3) の LETKF 鉛直局所化スケール拡大 (0.4 スケールハイト \rightarrow 0.6 スケールハイト)、(4) の B_e の割合増大 (15% \rightarrow 50%)、(5) の 4D-Var 比湿水平局所化スケール縮小 (800 km \rightarrow 400 km) を全て適用した実験が最も第一推定値が観測に近いことが分かる。冬実験も同様であった (図略)。

そこで、より新しい GSM2003 をベースとする実験を CNTL とし、CNTL に対して第 2.3.2.2 小節 (1) の初期値化の修正、(2) のアンサンブルメンバー数増強 (50 メンバー \rightarrow 100 メンバー)、(3) の LETKF 鉛直局所化スケール拡大 (0.4 スケールハイト \rightarrow 0.6 スケールハイト)、(4) の B_e の割合増大 (15% \rightarrow 50%)、(5) の 4D-Var 比湿水平局所化スケール縮小 (800 km \rightarrow 400 km) を全て適用した実験を TEST とする解析予報サイクル実験を実施した。実験期間は以下の通り。ただし、予報は 00, 06, 12, 18UTC 初期値について実行した。

- 解析 (夏) : 2018 年 7 月 10 日 ~ 2018 年 9 月 11 日
- 予報 (夏) : 2018 年 7 月 21 日 ~ 2018 年 9 月 11 日
- 解析 (冬) : 2017 年 12 月 10 日 ~ 2018 年 2 月 11 日
- 予報 (冬) : 2017 年 12 月 20 日 ~ 2018 年 2 月 11 日

図 2.3.27 に夏実験のマイクロ波サウンド、マイクロ波イメージャ、GNSS 掩蔽観測の O-A と O-B の標準偏差変化率を示す。全体として、TEST ではアンサンブルメンバー数増強及び B_e の割合増大のインパクトが主に見えており、O-B は大きく減少し、O-A は対

¹⁰⁾ 輝度温度観測についてはプロファイル数

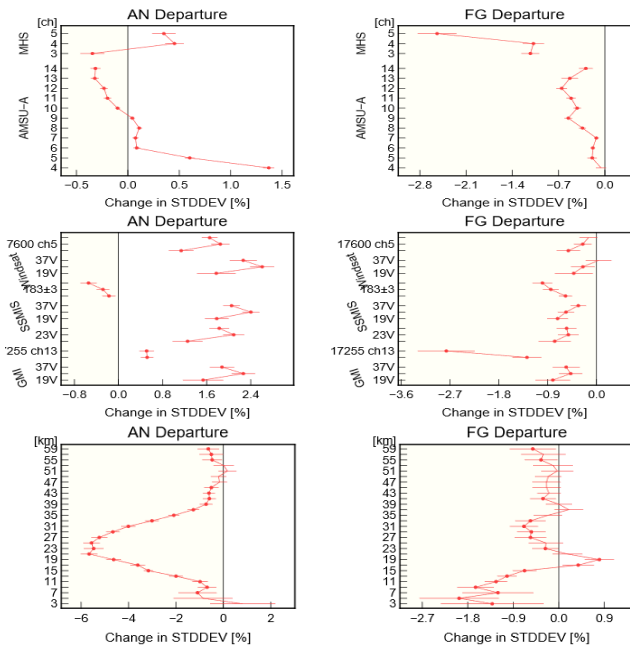


図 2.3.27 夏実験 (第 2.3.2.4 小節 (3)) の AMSU-A および MHS (上)、マイクロ波イメージャ (中)、GNSS 掩蔽観測 (下) の O-A (左) と O-B (右) の標準偏差の変化率 [%]。

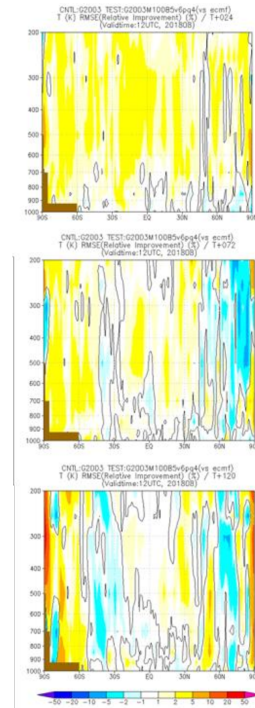


図 2.3.28 夏実験 (第 2.3.2.4 小節 (3)) の対 ECMWF 解析値の気温の予測の東西平均 RMSE の改善率 [%]。暖色は TEST で RMSE が減少していることを示す。上から FT=24, 72, 120 の結果。

流圏では大きく、成層圏では小さくなる傾向であった。これらの傾向は他の観測についても同様であった (図略)。予報精度へのインパクトについても、第 2.3.2.4 小節 (1) のアンサンブルメンバー数増強と B_e の割合増大のインパクトと同様の傾向であり、夏実験の気温の対 ECMWF 解析値の東西平均の RMSE 改善率 (図 2.3.28) を見ると、全般に TEST の RMSE は減少して改善しているところが多く、特に冬半球は予報後半まで改善が継続していた。以上の結果は冬実験でも同様であったが (図略)、冬実験の方が夏実験より全般に改善が大きい傾向であった。また、熱帯低気圧進路予報誤差については、北西太平洋は中立、他の海域は改善傾向であり (図 2.3.29)、500 hPa 高度対解析 RMSE については、夏半球の 2 日予報以降は改善が明瞭でないが、冬半球は明瞭に改善していた (図 2.3.30)。

2.3.2.5 まとめと今後の予定

気象庁の全球解析に対して下記の変更を行い、GA1912 及び GSM2003 をベースとした LETKF 単独実験やハイブリッド同化実験を実施した。

- LETKF の初期値化を中高緯度でより効果が出るように修正
- アンサンブルメンバー数を 50 から 100 に増強
- LETKF の鉛直局所化スケールを 0.4 スケールハイトから 0.6 スケールハイトに拡大
- 4D-Var で利用するアンサンブル背景誤差の割合を 15 % から 50 % に増大

- 4D-Var の比湿の水平局所化スケールを 800 km から 400 km に縮小

この結果、O-B の標準偏差の減少や、冬半球を中心とした予報精度の向上が確認できた。今後は GSM21XX の改良予定項目と共に現業に相当する構成での評価を行い、現業に導入すべきかを判断することとなる。

第 2.3.2.1 小節で述べたように、GSM21XX には鉛直層数の 100 層から 128 層への増強が含まれるため B_e の更新もあわせて検討している。統計計算の手法自体は JMA (2019) に述べられているものと同じであるが、誤差サンプルを作成する際、GSM2003 に準じた環境で作成した初期値と第 2.3.1.2 小節に準じた GSM を用いると共に、作成するサンプル数を従来の 365 個から 4380 個に増やした。誤差サンプル数の増加により、特に低波数の誤差相関構造において、サンプリング誤差によると思われる細かな構造が抑えられることを確認している (図 2.3.31)。ただし、 B_e の更新が平均的な予報精度に与える影響は小さかった (図略)。

さらに先の改良予定項目としては、2021 年度末に GSM について水平解像度を約 20 km から約 13 km へと高解像度化することを始めとした改良が計画されている。全球解析についてはそれに伴う変更を除き大規模な仕様の改良は計画していないが、LETKF の水平方向を含めた局所化スケールの再調整を実施するかどうか検討を進めているところである。

また、長期的な課題として、4D-Var で摂動の時間発

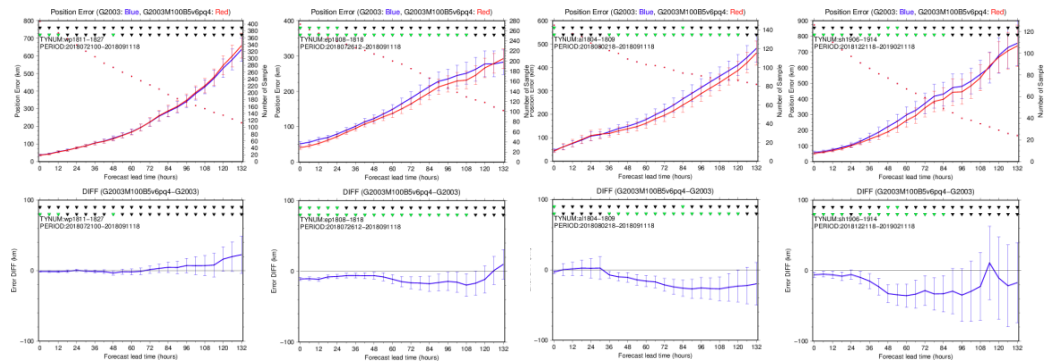


図 2.3.29 第 2.3.2.4 小節 (3) の実験における熱帯低気圧進路予報誤差 (上、青が CNTRL、赤が TEST) とその差 (下、TEST-CNTRL)。左から北西太平洋域 (夏実験、対 JMA ベストトラック)、北東太平洋域 (夏実験、対 NOAA ベストトラック)、大西洋域 (夏実験、対 NOAA ベストトラック)、南半球 (冬実験、対 NCEP TCvitals)。

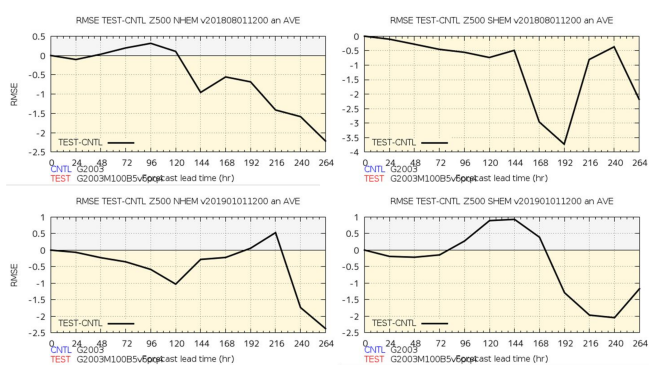


図 2.3.30 第 2.3.2.4 小節 (3) の実験における 500 hPa 高度の対解析 RMSE。上は夏実験、下は冬実験、左は北半球、右は南半球。

展を計算するために用いているインナーモデルの抜本的な更新が進まず GSM との乖離が進んでいること (特に湿潤過程)、計算機資源の観点からインナーモデルの高解像度化が厳しい点が挙げられる。このため、 B_e の比重をさらに増やすことが出来るようにすること、摂動の時間発展をインナーモデルを使用せずにアンサンブル予報摂動の情報だけで計算出来るようにすること (例えば 4D-EnVar; Lorenc 2013) 等について調査を始めている。

参考文献

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 Systems (GDPFS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research*. Japan, 229 pp., (Available online at <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2019-nwp/index.htm>).

Kadowaki, T., Y. Ota, and S. Yokota, 2020: Introduction of a new hybrid data assimilation system for the JMA Global Spectral Model. *WGNE. Res.*

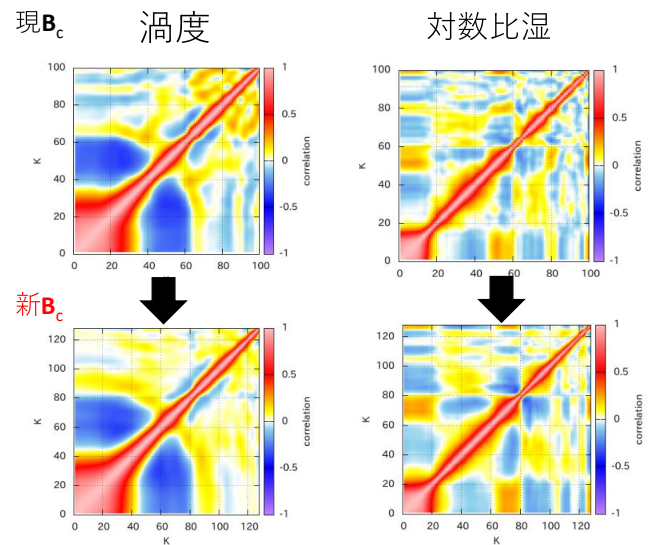


図 2.3.31 B_e の鉛直誤差相関構造 (全波数 1 成分)。左列は渦度、右列は対数比湿に対するもので、上段は現 B_e (100 層)、下段は更新した B_e (128 層)。縦軸と横軸の数値はモデル層の番号を示しており、数値が大きいほど上層に位置する。

Activ. Earth. Sys. Modell., **50**, 1.9–1.10.

Lorenc, A. C., 2013: Recommended nomenclature for EnVar data assimilation methods. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **43**, 1.07–1.08.

Shimizu, H., M. Kazumori, and T. Kadowaki, 2020: Implementation of all-sky microwave radiance assimilation in to JMA's global NWP system. *WGNE. Res. Activ. Earth. Sys. Modell.*, **50**, 1.21–1.22.

2.3.3 全球アンサンブル予報システムの改良

2.3.3.1 概要

数値予報モデル技術開発室と地球システムモデル技術開発室では、全球モデル (GSM)、全球解析 (GA)、全球アンサンブル (全球 EPS) の開発を協力して行っている。2020 年度末に計画されている GSM・GA の改良 (第 2.3.1 項と第 2.3.2 項、以下では両者まとめて GSM21XX と呼ぶ) とタイミングを合わせ、全球 EPS についても確率予測情報の改善を主たる目的として、アンサンブルメンバー数の増強と初期摂動作成手法の改良などを計画している。今回、全球 EPS の改良予定項目 (全球 EPS で使用するモデル更新と GSM21XX による解析値や初期摂動の変化の影響を除く) について性能を評価するための実験を行い、アンサンブル平均の精度向上や確率予測情報の精度向上など想定した効果が得られていることを確認した。本稿では改良内容と実験結果について簡単に報告を行う。

今後は GSM21XX の改良予定項目と共に現業に相当する構成での評価を行い、現業に導入すべきかを判断することとなる。

なお、全球 EPS は 11 日先まで、18 日先まで、それから 34 日先までの予報を担うアンサンブル予報システムの総称であるが、本稿で扱うのは基本的に 11 日先までの内容である

2.3.3.2 改良項目の概要

ここでは、2020 年度末に計画されている全球 EPS の改良項目について概要を述べる。気象庁の数値予報システムの全体像については JMA (2019) を、その後の全球 EPS に関する大きな変更である 2020 年 3 月に導入された改良 (GEPS2003) については Yamaguchi et al. (2020) を参照されたい。

(1) アンサンブルメンバー数の増強

メンバー数を現在の 27 メンバーから 51 メンバーに増強する¹¹。メンバー数を増強することでアンサンブル平均の精度向上と確率的情報としての精度向上が期待され、捕捉できない現象を減らす効果も期待できる。

(2) 初期摂動と海面水温 (SST) 摂動の改良・変更

北半球及び南半球の初期摂動作成に使用する特異ベクトル (SV) の数を現在の最大 25 個から 50 個に増強する。これにより、より多くの成長モードを初期摂動において考慮できるようになり、確率的情報としての精度向上が期待される。また、SV 計算において摂動の大きさを測るために用いるノルムにおいて 50 hPa より上を評価対象外とする。これにより、対流圏に影響を与えるような成長モードに重点を置いた初期摂動を

¹¹ なお、18 日先までの予報については現在の 13 メンバーから 51 メンバーに、34 日先までの予報については現在の 13 メンバーから 25 メンバーに増強する一方、00UTC 初期値での実行を取り止め 12UTC 初期値でのみの実行とする計画である。

作成できると期待される。

その他、影響が小さいものとして、

- 空間相関に基づく SV 選別処理の廃止
- 計算された SV を合成して初期摂動を作成する際に用いるバリエーションミニマム法の収束判定条件緩和
- SV 計算で使用するモデル面の定義方法を最新 GSM 用の手法に合わせる
- SST 摂動作成のメンバー数増強への対応

といった変更を計画している。

以上の他にも全球 EPS で使用する数値予報モデルを GSM21XX で導入予定のものに更新すること (鉛直層数の 100 層から 128 層への増強を含む)、GSM21XX で導入予定の土壌水分解析結果を SV 計算の際にも利用すること、GSM21XX の下流システムとして GSM21XX 導入による解析場や初期摂動の変化の影響も受けることなどがあるが、これらの評価は本稿には含まれない。今後実施される現業に相当する構成での評価の中で確認することとなる。

2.3.3.3 性能評価のための実験

性能評価のための実験を実施した。その設定と結果を示す。

(1) アンサンブルメンバー数の増強

GEPS2003 の現業化の判断のために実施した実験を CNTL とし、それに対してアンサンブルメンバー数を 27 メンバーから 51 メンバーに変更した実験を TEST とする。実験期間は以下の通りとし、

- 夏：2018 年 6 月 12 日～2018 年 10 月 11 日
- 冬：2017 年 11 月 20 日～2018 年 3 月 11 日

12UTC 初期時刻についてのみアンサンブル予報を実施した。

TEST ではアンサンブルメンバー数を増やしたことによるアンサンブル平均や確率予測情報、実況捕捉の改善が確認できた。以下、いくつか具体的に示す。

北半球 500 hPa 高度場の予測 対解析値でアンサンブル平均の二乗平均平方根誤差 (RMSE) は改善、スプレッドは増加、スプレッドスキルの関係はほぼ変化は見られなかった (図 2.3.32)。

日本域の降水予測 対解析雨量の検証では、1mm/24h 及び 5mm/24h の閾値でブライアスキルスコアは改善した (図 2.3.33)。

台風進路予測 アンサンブル平均の台風進路予測の平均誤差は大きな変化はなく、また、FT=0-120 の台風接近確率のブライアスキルスコアも中立であり、信頼度曲線にも大きな変化はなかった (図 2.3.34)。

台風進路の捕捉状況の改善事例 アンサンブルメンバー増により、実際の進路をより捕捉できるようになった

事例が確認された（図 2.3.35）。

(2) 初期摂動と SST 摂動の改良・変更

(1) で示したアンサンブルメンバー数を増強した実験 (TEST) を CNTL とし、それに対して初期摂動と SST 摂動の改良・変更を加えた実験を TEST とする。実験期間及び 12UTC 初期時刻についてのみアンサンブル予報を実施した点は (1) と同じ。

TEST は CNTL に対して、以下のような特徴がみられた。

北半球 500 hPa 高度場の予測 対解析値でアンサンブル平均の RMSE はやや改善、スプレッドは初期を除き減少、スプレッドスキルの関係は予報初期の過剰傾向がやや抑制された（図 2.3.36）。

日本域の降水予測 対解析雨量の検証では、1mm/24h 及び 5mm/24h の閾値でブライアスキルスコアは中立であった（図 2.3.37）。

台風進路予測 アンサンブル平均の台風進路予測の平均誤差は大きな変化はなく、FT=0-120 の台風接近確率のブライアスキルスコアも中立、信頼度曲線にも大きな変化はなかった（図略）。

アンサンブル平均の RMSE やスプレッドスキルの関係の改善は南半球の予測でも見られた。また、CRPS¹² についても両半球で改善傾向が見られた。

2.3.3.4 まとめと今後の予定

2020 年度末に計画されている全球 EPS の改良予定項目（全球 EPS で使用するモデル更新、下流システムとしての GSM21XX の影響を除く）について性能を評価するための実験を行い、アンサンブル平均の精度向上や確率予測情報の精度向上など想定した効果が得られていることを確認した。今後は GSM21XX の改良予定項目と共に現業に相当する構成での評価を行い、現業に導入すべきかを判断することとなる。

さらに先の改良予定項目としては、2021 年度末に全球 EPS で使用する数値予報モデルの水平解像度を約 40 km から約 27 km へと高解像度化する等の改良を計画している。予備的な精度評価、必要となる計算機資源の見積もりや資源利用に関する調整、水平高解像度化に伴うプロダクト仕様変更についての調整といった準備を、庁内関係者の協力も得ながら進めているところである。

¹² Continuous Ranked Probability Score の略で、閾値 t 以下となる確率予測に対するブライアスコアを $\int_{-\infty}^{\infty} dt$ で積分したものの。

参考文献

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 Systems (GDPFS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research.* Japan, 229 pp., (Available online at <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2019-nwp/index.htm>).

Yamaguchi, H., M. Ikegami, K. Ochi, Y. Ota, R. Sekiguchi, and T. Takakura, 2020: Upgrade of JMA's Global Ensemble Prediction System. *WGNE. Res. Activ. Earth. Sys. Modell.*, **50**, 6.17-6.18.

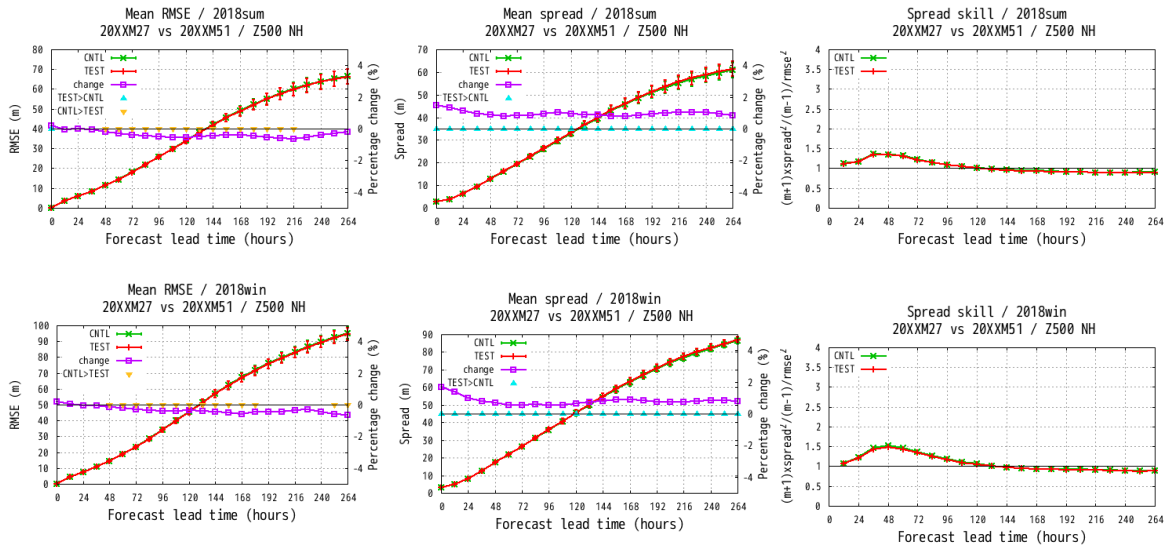


図 2.3.32 第 2.3.3.3 小節 (1) の実験におけるアンサンブル平均の 500 hPa 高度場の北半球 (20 °N 以北) の検証結果。上段は夏期間、下段は冬期間。左列は予報時間ごとの RMSE[m]。中列は予報時間ごとのスプレッド [m]、右列はスプレッドスキル (1 を超えるとスプレッドが予報誤差に対して過剰)。CNTL は緑線、TEST は赤線。RMSE とスプレッドでは、紫線は変化率 $((\text{TEST}-\text{CNTL})/\text{CNTL}[\%])$ 、右縦軸。左列と中列については差に統計的な有意性がある場合に $\nabla(\text{CNTL}>\text{TEST})$ ないし $\triangle(\text{TEST}>\text{CNTL})$ をプロットしている。

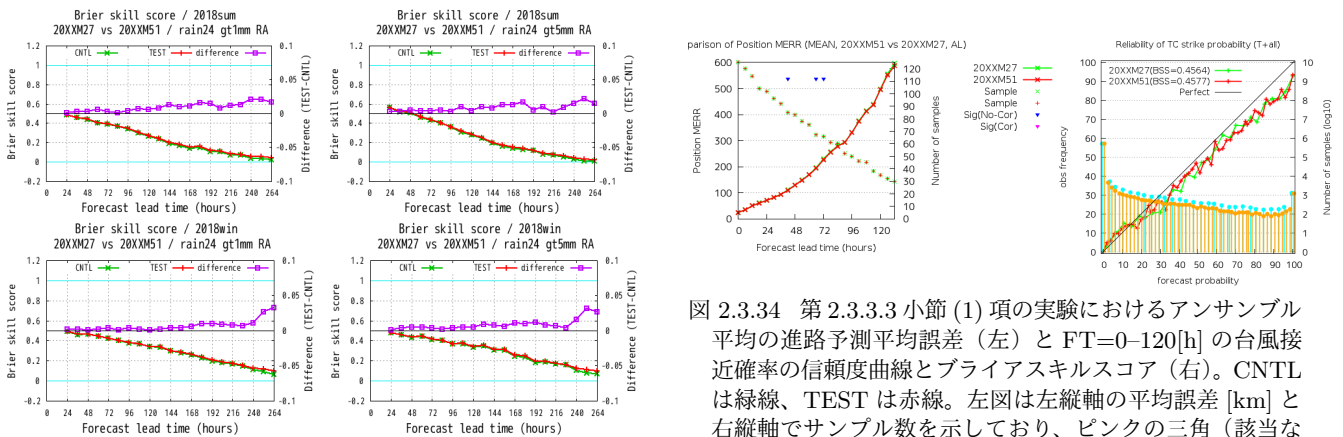


図 2.3.33 第 2.3.3.3 小節 (1) の実験における対解析雨量による降水の確率的予測のブライアスキルスコア。上段は夏期間、下段は冬期間。左列は閾値 1mm/24h、右列は閾値 5mm/24h の降水事例に対するもの。CNTL は緑線、TEST は赤線。紫線は差 (TEST-CNTL、右縦軸)。

図 2.3.34 第 2.3.3.3 小節 (1) 項の実験におけるアンサンブル平均の進路予測平均誤差 (左) と FT=0-120[h] の台風接近確率の信頼度曲線とブライアスキルスコア (右)。CNTL は緑線、TEST は赤線。左図は左縦軸の平均誤差 [km] と右縦軸でサンプル数を示しており、ピンクの三角 (該当なしのため描画なし) と青の三角はそれぞれサンプル間の相関を考慮する場合としない場合に 5 % の有意水準で差が有意であることを示す。右図は水色とオレンジの棒グラフで CNTL と TEST の予報頻度を示す。また、ブライアスキルスコアを凡例中の「BSS=」以降に示す。

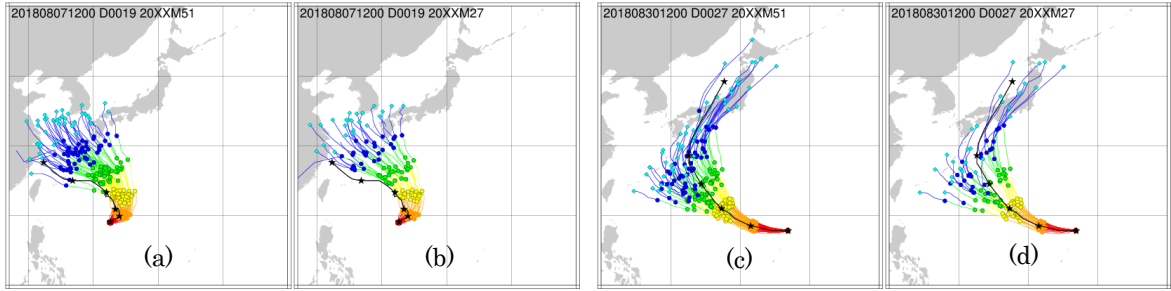


図 2.3.35 第 2.3.3.3 小節 (1) の実験における実況台風進路の捕捉状況が改善した事例。黒はベストトラック、色は各メンバーの進路予測。(a) は T1814 を対象とした 2018 年 8 月 7 日 12UTC の TEST による予測で、(b) は CNTL による予測。CNTL ではベストトラックを捕捉できていないが、TEST では捕捉できている。(c) は T1821 を対象とした 2018 年 8 月 30 日 12UTC の TEST による予測で、(d) は CNTL による予測。CNTL の予測は東西二つのグループに分かれており、実況はその間を進んでいる。TEST の予測では明瞭な分離は見られない。

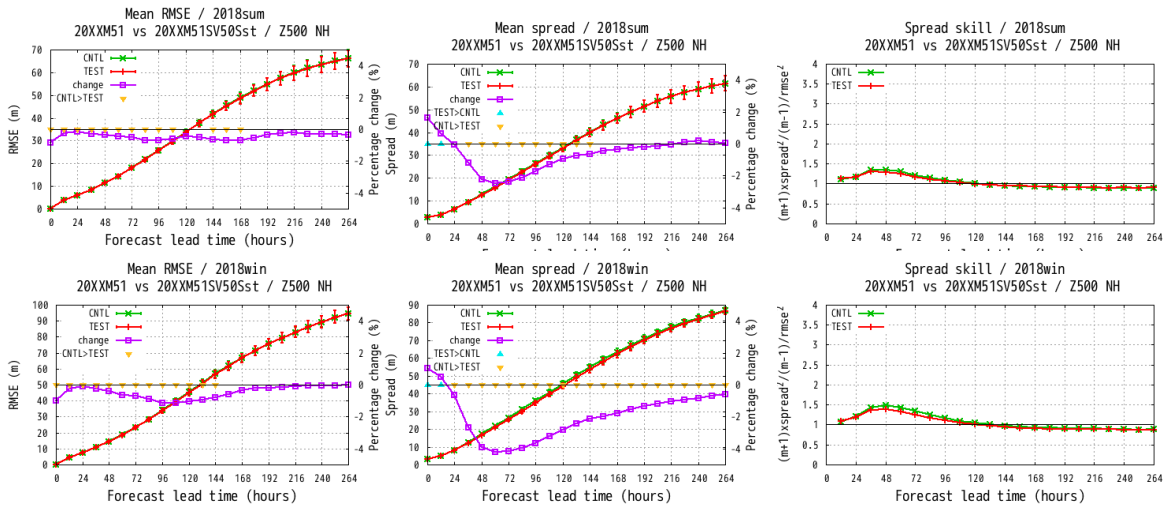


図 2.3.36 図 2.3.32 と同じ。ただし、第 2.3.3.3 小節 (2) の実験についてのもの。

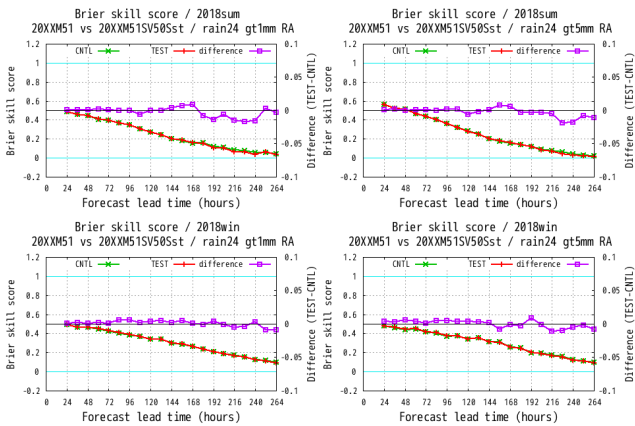


図 2.3.37 図 2.3.33 と同じ。ただし、第 2.3.3.3 小節 (2) の実験についてのもの。

2.3.4 局地モデルの鉛直層増強と物理過程改良

2.3.4.1 はじめに

局地数値予報システム¹³は、時空間スケールの細かな現象の予測を目的に水平解像度 2 km の予報システムとして運用されている。本システムは 2012 年 8 月に、1 日 8 回、東日本を中心とした領域の 9 時間予報を行う仕様で、本運用を開始した(永戸ほか 2012)。その後、2013 年 5 月に予報領域を日本全域に拡張するとともに 1 日 24 回(毎正時初期値)の運用に高頻度化した。2015 年 1 月に JMA-NHM に基づく予報システムから、局地解析を asuca-Var、局地予報を asuca へとそれぞれ置き換え、2019 年 3 月に予測期間を 10 時間に延長して現在の運用に至っている。メソ数値予報システムと比べると、高い空間解像度で高頻度の予測を行うことが局地数値予報システムの特徴である。また、迅速な予測結果の提供を重視することから、局地解析では初期値作成に処理の重い 4 次元変分法ではなく、初期値作成時刻の 3 時間前から 3 次元変分法に基づく解析と 1 時間の予測を繰り返す手法を採用している。

局地数値予報システムについては、2021 年 3 月に局地モデルの鉛直層数を 58 層から 76 層へと増強するとともに、物理過程を改良することを計画している。本項では、本更新で新たに導入する予定の改良項目を中心に、局地モデルの更新の概要とこれまでに得られている予測特性の変化を報告する。

2.3.4.2 局地モデルの改良項目

2021 年 3 月に予定している局地数値予報システムの更新では、局地モデルの鉛直層数を 58 層から 76 層に増強する計画である¹⁴。この鉛直層増強では、現在鉛直 76 層で運用しているメソモデルのモデル上端高度と層配置を揃えるように局地モデルの鉛直層を定める。このことにより、メソモデルから与えられる境界値の内挿誤差が最小限に抑えられることが期待できる。また、現在運用している 58 層の層配置と比べると下層を中心に層間隔が小さくなっており、最下層のフルレベルでの高度は 20 m から 10 m となる。このため、境界層の表現や地表面からのフラックス診断の精度向上が見込まれる。

物理過程に関しては、2020 年 3 月に更新されたメソモデルで導入された項目のうち、局地モデルにおいて予測精度の向上が確認されたものを取り入れるとともに、新規に改良する項目について導入を検討した。局地数値予報システムの更新で改良を予定している項目を以下に挙げる。下線は新規に導入する項目、それ以外は 2020 年 3 月に更新されたメソモデルで導入済みの項目のうち、今回局地モデルに適用する項目をそれぞれ示す。

¹³ 局地解析と局地モデル(予報モデル)を合わせて局地数値予報システムと表記する。

¹⁴ 局地解析の鉛直層数は 48 層で運用しており、本システム更新での変更は実施しない予定である。

- 氷雲量診断を Wilson and Ballard (1999) の方法に変更
- サブグリッド輸送表現に Leonard 項を導入
- 雪格子における熱伝導率の配置変更
- 森林における格子内積雪被覆率の変更
- 有限体積法に適合した接地境界層フラックス定式化
- 接地境界層における強安定時の普遍関数変更
- 地表面パラメータ(熱粗度・アルベド)の更新
- 蒸発散の計算に植生被覆率を考慮

以下では、新規に導入する物理過程改良の概要を述べる。2020 年 3 月のメソモデル更新で導入した項目については、第 2.2.8 項を参照されたい。

(1) サブグリッド輸送表現に Leonard 項を導入

数値モデルでは格子間隔よりも小さな現象は直接扱うことができないため、パラメタリゼーションによってその効果を取り入れることが必要である。物理量 ϕ を格子平均 $\bar{\phi}$ と格子平均からの偏差(サブグリッドの変動成分) ϕ' に分割し、格子スケールの運動によって直接表現できない物理量 ϕ の鉛直輸送量を $\tau_{\phi w}$ とすると、

$$\tau_{\phi w} = L_{\phi w} + C_{\phi w} + R_{\phi w}, \quad (2.3.1)$$

$$L_{\phi w} := \overline{\phi w} - \bar{\phi} \bar{w}, \quad (2.3.2)$$

$$C_{\phi w} := \overline{\phi' w'} + \bar{\phi}' \bar{w}' - \bar{\phi} \bar{w}', \quad (2.3.3)$$

$$R_{\phi w} := \overline{\phi' w'} - \bar{\phi}' \bar{w}', \quad (2.3.4)$$

と表される。ここで、 $L_{\phi w}$ 、 $C_{\phi w}$ 、 $R_{\phi w}$ はそれぞれ修正 Leonard 項、修正クロス項、修正レイノルズ応力項と呼ばれる。

局地モデルでは、境界層スキームとしてメソモデルと同様に Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino のレベル 3 モデル(MYNN モデル、Nakanishi and Niino 2009)を用いている。このモデルの定式化はアンサンブル平均に基づいているが、アンサンブル平均では $L_{\phi w} = C_{\phi w} = 0$ であるため、MYNN モデルは(2.3.1)式において $R_{\phi w}$ をモデル化したものと位置付けられる。しかしながら、水平解像度を 2 km としている局地モデルでは、積雲対流は格子スケールの運動として部分的に解像されるため、アンサンブル平均の前提が成り立たなくなっており、修正 Leonard 項や修正クロス項の寄与が無視できなくなる可能性がある。このため、修正 Leonard 項や修正クロス項の寄与(以下では両者をまとめて Leonard 項と表記する)を Moeng et al. (2010) が提案した方法にしたがって局地モデルで考慮する修正を行った。

(2.3.1) 式のうち、 $L_{\phi w}$ は格子平均量のみから構成されているためモデル変数から直接算出可能であるが、 $C_{\phi w}$ はサブグリッド成分を含むため何らかのパラメタリゼーションを用いて表現する必要がある。Moeng et al. (2010) は熱帯の深い対流を対象とした Large-Eddy Simulation (LES) から得られた結果を解析し、 $L_{\phi w}$ と $C_{\phi w}$ が良い相関を示すことを指摘するとともに、以下の定式化を提案した:

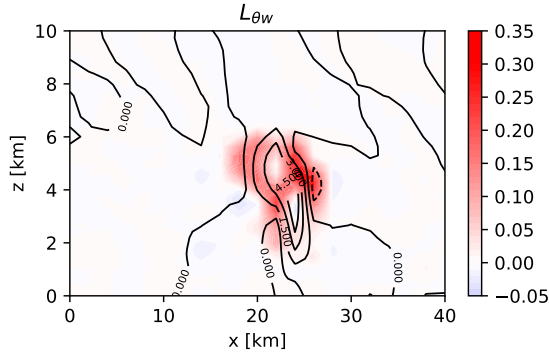


図 2.3.38 2次元 (x-z 平面) の TRMM-LBA 実験の結果から診断した温位に関する修正 Leonard 項 $L_{\theta w}$ の一例。コンターは鉛直速度 (m/s)、シェードは $L_{\theta w}$ (K m/s) をそれぞれ表す。

$$L_{\phi w} + C_{\phi w} \simeq L_{\phi w} + (K_L - 1)L_{\phi w} = K_L L_{\phi w}, \quad (2.3.5)$$

$$L_{\phi w} \simeq \frac{1}{12} \left(\Delta_x^2 \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial x} \frac{\partial \bar{w}}{\partial x} + \Delta_y^2 \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial y} \frac{\partial \bar{w}}{\partial y} \right). \quad (2.3.6)$$

ここで、 Δ_x , Δ_y は x , y 方向の格子間隔、 K_L はモデル定数である。また、(2.3.6) 式を差分化したときに、格子間隔の 2 次の精度で (2.3.2) 式と一致することが示される (Moeng et al. 2010)。

モデル定数 K_L の選択にはある程度の任意性があると考えられる。Verrelle et al. (2017) は LES による解析から $K_L = 3 \sim 4$ が妥当であると、Hanley et al. (2019) は現業モデルにおける降水予測精度の面から $K_L = 6$ が最適であると結論づけた。これらの先行研究を踏まえつつ、局地モデルでの K_L に対する感度実験の結果および計算安定性の観点から、局地モデルでは $K_L = 4$ を用いることとした。ただし、Hanley et al. (2019) の方法に基づき、鉛直流の水平変化が大きく計算安定性が損なわれる場合に K_L をより小さな値に設定することで計算安定性を保つようにした。

Leonard 項の寄与を見るために、図 2.3.38 に 2次元 (x-z 平面) の TRMM-LBA 実験の結果の一例を示す。この図から上昇流のピークがある領域の側面で Leonard 項が正の値を持つことが分かる。浮力によって上昇流が発達する状況では、温位偏差と鉛直流の相関は高く、格子スケールの顕熱は上方に輸送される。Leonard 項の寄与は格子スケールの熱輸送と整合的な分布となっている。局地モデルでは、対流が発達する際に狭領域に強い上昇流が過度に集中する傾向がしばしば見られていたが、この結果から Leonard 項が格子スケールの熱輸送を補うように作用し、強い上昇流の集中を緩和させることが予想される。Leonard 項の導入により、最大鉛直流速の統計的な頻度分布が低速側にシフトし、上昇流がピークとなる高度が低下することを確認した

(図略)。

(2) 強安定時の普遍関数変更

局地モデルを含む多くの数値モデルにおいて、地表面からの運動量・顕熱・潜熱フラックスは、Monin-Obukhov の相似則に基づいて診断的に算出される。Monin-Obukhov の相似則によれば、接地境界層において風速・温度・比湿の鉛直勾配は、普遍関数 ϕ_m , ϕ_h , ϕ_q を用いて以下のように記述される:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dz} &= \frac{u_*}{\kappa z} \phi_m(z/L), & \frac{d\theta}{dz} &= \frac{\theta_*}{\kappa z} \phi_h(z/L), \\ \frac{dq_v}{dz} &= \frac{q_*}{\kappa z} \phi_q(z/L). \end{aligned} \quad (2.3.7)$$

ここで、 κ はカルマン定数、 u_* , θ_* , q_* はそれぞれ摩擦速度、摩擦温位、摩擦比湿と呼ばれ、地表面からのフラックスを決める量である。また、Monin-Obukhov 長 L は $L := u_*^2 \theta / (\kappa g \theta_*)$ で定義され、大気の安定度を特徴づける量である。(2.3.7) 式は、大気の流れ・温度・比湿と地表面フラックスとの関係が普遍関数によって決定されることを意味する。普遍関数は室内実験や野外観測から経験的に推定されるもので、これまでに多くの経験式が提案されているが、特に強安定時の観測が困難なため、強安定に対応する普遍関数には不確実性が大きいことが従来より指摘されている。

Gryanik et al. (2020) は、SHEBA (the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean) の観測キャンペーンから得られたデータに基づいて安定時の普遍関数を新たに提案した。SHEBA は極域の海氷上での観測であり、この観測データセットは安定成層下での地表面フラックスを知るうえで有用であることから、多くの研究で活用されている。したがって、Gryanik et al. (2020) によって提案された普遍関数は、安定時の地表面フラックス診断の精度向上に寄与することが期待できる。局地モデルではこれまで、Beljaars and Holtslag (1991) によって提案された普遍関数を地表面フラックス診断に用いていたが、安定時では Gryanik et al. (2020) の普遍関数を適用するように変更した。ただし、Gryanik et al. (2020) では中立成層での乱流プラントル数 Pr_0 として 0.98 を提案しているが、不安定時には Beljaars and Holtslag (1991) の普遍関数が引き続き適用され、そこで $Pr_0 = 1$ としていることから、整合性を保つために局地モデルでは安定時でも $Pr_0 = 1$ として取り扱う。

図 2.3.39 に安定時に両者の普遍関数から診断される顕熱フラックスの一例を示す。この図において、横軸は 10 m 高度の温位の地表面温位からの差 $\Delta\theta$ (正のとき安定成層となる)、縦軸は地表面温位フラックスをそれぞれ表している。 $\Delta\theta$ が小さく中立成層に近いときは両者のフラックスにはほとんど差は見られないが、 $\Delta\theta$ が大きくなる (より強安定になる) につれ、Gryanik et al. (2020) の普遍関数から診断された温位フラック

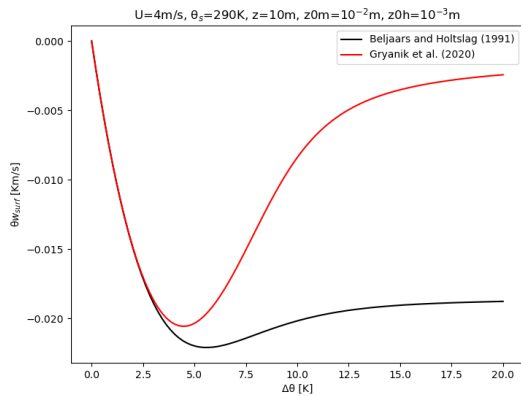


図 2.3.39 Beljaars and Holtslag (1991) と Gryanik et al. (2020) の普遍関数から診断される地表面温位フラックスの一例。横軸は 10 m 高度の温位の地表面温位からの差、縦軸は地表面温位フラックスである。黒線、赤線はそれぞれ Beljaars and Holtslag (1991) と Gryanik et al. (2020) の普遍関数を適用した結果を示す。

スとは Beljaars and Holtslag (1991) のものと比べると、絶対値として小さくなるのが分かる。これまで、局地モデルの地上温度は冬季の夜間に負バイアスが見られていたが、Gryanik et al. (2020) の普遍関数の適用により地表面からの冷却が抑えられ、地上温度の負バイアスが軽減することが確認された。

(3) 地表面パラメータの更新

今回の局地モデル更新では、2020 年 3 月のメソモデル更新で見直された地表面パラメータに加え、主に地上気温の日変化を改善させることを念頭に熱粗度とアルベドの見直しを図った。

陸上で熱粗度 z_{0h} は、土地利用・植生種別ごとに設定した空気力学的粗度 z_{0m} に一定のファクタをかけて算出しており、Garratt and Francey (1978) に基づいて $z_{0h}/z_{0m} = 1/7.4$ としている。しかし、両者の比は土地利用・植生種別によって異なることが近年の研究で指摘されている。特に都市域では、運動量輸送は都市の幾何学的な形状によって励起されるのに対し、熱輸送は建物壁面や路面付近の分子拡散によるところが大きく、 z_{0h}/z_{0m} は非常に小さくなることが知られている (Porson et al. 2010)。このことを考慮し、都市域の z_{0h}/z_{0m} を Kanda et al. (2005) に基づき $1/403$ に変更した。本更新では、GLCC (USGS legend) の Urban class と、国土数値情報の「建物用地」、「幹線交通用地」および「その他の用地」を都市域と定義し、モデル定数を作成した。熱粗度が小さくなることにより、顕熱・潜熱フラックスが小さくなり地表面温度が上昇しやすくなる。

これまで、地表面アルベドは地表面種別・土地利用・植生区分に応じた値を設定し、それらの格子内被覆率に応じて平均したものを格子点値として与えていた。しかし、土地利用に応じたアルベドの設定には任意性

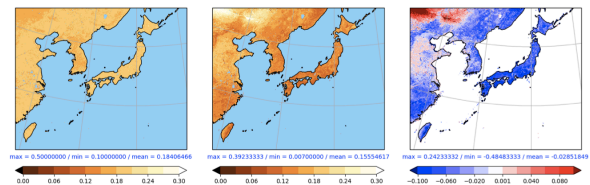


図 2.3.40 左: 現局地モデルで用いている地表面アルベド、中央: 衛星プロダクトから作成した地表面アルベドの気候値、右: 更新前後の地表面アルベドの差

があり、客観的に決めることが難しい。このため、衛星プロダクトから作成した地表面アルベド気候値を格子点値に用いる変更を行った。Terra および Aqua 衛星の MODIS 観測データから作成された 30 秒解像度 (約 1 km 解像度) の日別地表面アルベドプロダクト (MCD43GF) から 2012 年から 2017 年までの 6 年間分を平均して地表面アルベド気候値を作成した。この更新の結果、陸上の多くで従来よりもモデルに与えるアルベドが小さくなるため (図 2.3.40)、現行の局地モデルよりも地上気温が上昇しやすくなる。

(4) 蒸発散の計算に植生被覆率を考慮

現行の局地モデルは、地表面の蒸発効率と植生気孔抵抗を考慮して陸上の潜熱フラックスを計算する。このうち植生気孔抵抗は、地表面種別が「海」以外の全ての格子に植生の多寡に関わらず適用される。このため、現行の実装では植生が少ないまたは無いと想定される土地利用区分 (都市域など) でも格子全体で気孔抵抗を考慮していることになり、非現実的な潜熱フラックスが診断される要因になる。この状況を改善するために、モデル格子点の植生被覆率を考慮し、格子内の非植生域では植生気孔抵抗を適用しない変更を行った。植生被覆率は、MODIS の NDVI プロダクトから作成された Maximum Green Vegetation Fraction (Broxton et al. 2014) を採用した。変更後の実装では、格子内の植生域と非植生域のバルク係数をそれぞれ求め、植生被覆率でバルク係数を按分することで潜熱フラックスを診断する。この変更により、植生のない領域で潜熱フラックスが増加し顕熱フラックスが減少する。

2.3.4.3 本改良による予測特性の変化

本項では、改良した局地モデルの統計的な予測特性の変化を現ルーチンで用いている局地モデルとの比較の観点から述べる。以下では、現ルーチン相当の設定の実験をコントロール (CNTL) とし、前項で示した改良を適用した設定の実験をテスト (TEST) と記す。比較実験は、2020 年 3 月現業化時の全球モデル、メソモデルから作成された初期値・境界値を用いて実施した。検証期間は、夏期間が 2018 年 6 月 27 日-7 月 8 日、冬期間が 2018 年 1 月 16 日-1 月 27 日で、検証には毎時初期値で実行した結果を用いた。

図 2.3.41 に夏期間、冬期間それぞれの統計スコアの



図 2.3.41 夏期間(左)、冬期間(右)の検証スコア・RMSE の変化有意性の統計検証結果。各行は統計検証要素、各列は予測時間に対応する。各統計検証要素は、ETS: 降水量のエクイタブルスコア(括弧内は降水量の閾値)、Z: ジオポテンシャル高度、MIXING(QV): 混合比、T: 気温、WIND: 風速、PSEA: 海面更正気圧、DSWB: 地上における下向き短波放射をそれぞれ表す。青がCNTLと比べて改善、赤がCNTLと比べて改悪を表しており、色付きの領域が各セルの内側の正方形以上の場合、95パーセント信頼区間で統計的に有意であることを示す。

検証結果を示す。夏期の降水量、冬期の5 mm/h以上の降水量の改善が確認できる。高層検証については、対流圏上層が改善しているものの、対流圏下層で夏期の気温・湿度が改悪、冬期の気温・湿度が925 hPa 気温を除き改悪傾向である。地上気象要素については、FT=0を除き全ての要素で大幅に改善した。

夏期間の降水量のバイアスコア(BI)、エクイタブルスコア(ETS)を図2.3.42に示す。バイアスコアを見ることでTESTで強雨(50 mm/h)頻度の増加が確認できる。一方で、強雨頻度がTESTで増加しても空振り率は増加しておらず、見逃し率も低下しており(図略)、全ての閾値でスコアは改善もしくは中立である。

次に、高層検証について予測特性の変化が見られたいくつかの結果を示す。図2.3.43は夏期間の気温プロファイルの対ゾンデ検証結果である。この図から、対流圏上層の高温バイアスの軽減が確認できる。これは、放射で用いる水雲量診断をWilson and Ballard (1999)の方法に変更したことで、これまで上層で過大だった水雲が減少したことが主に寄与している。一方で、下層気温の二乗平均平方根誤差(RMSE)が拡大する。地点別に見ると大陸乾燥域の気温低下がRMSE拡大の主な要因である(図略)。地表面アルベドの気候値への更新により、該当地域での地表面アルベドが増加したことが影響したと推定される。一方で、日本域に限れば

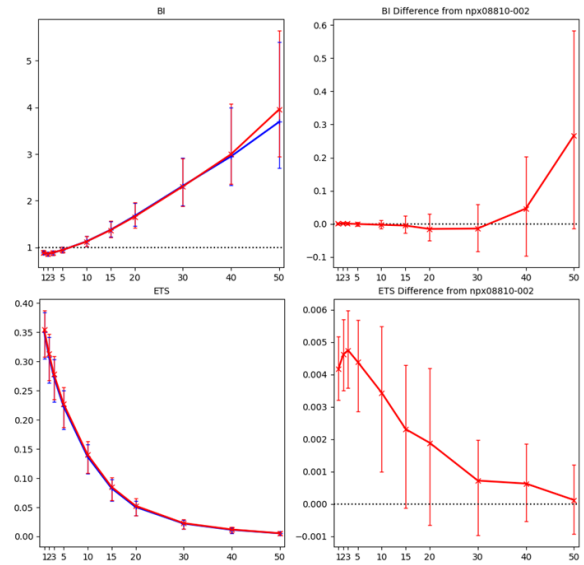


図 2.3.42 夏期間における降水量の対解析雨量検証での閾値別バイアスコア(上段)とエクイタブルスコア(下段)。横軸は1時間降水量の閾値を表す。左図の青線はCNTL、赤線はTESTをそれぞれ表し、右図はTESTとCNTLの差(TEST-CNTL)を示す。

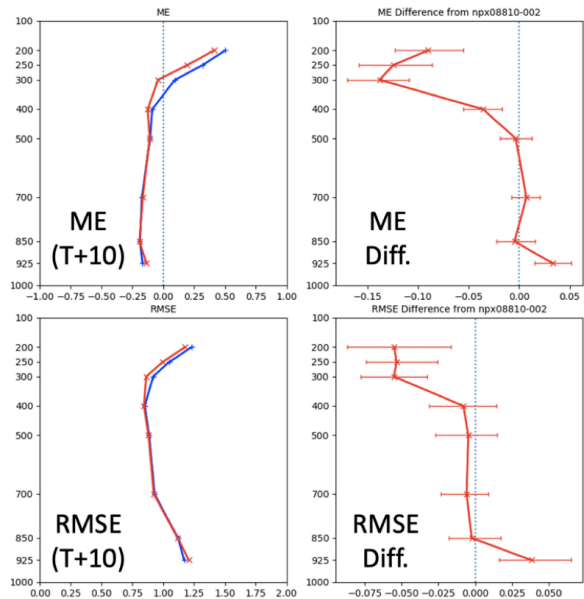


図 2.3.43 夏期間における気温の鉛直プロファイル(FT=10)の対ゾンデ検証結果。上段は平均誤差(ME)、下段は二乗平均平方根誤差(RMSE)。青線はCNTL、赤線はTESTをそれぞれ表す。

下層気温のRMSEは中立もしくはやや改善傾向であることを確認した。

冬期間の気温プロファイルの対ゾンデ検証結果を図2.3.44に示す。平均誤差(ME)から、TESTで対流圏下層の低温バイアスが縮小することが確認できる(左図)。変更のインパクトが大きかった925 hPa面に着目してリードタイム別のRMSEを比較すると、全ての予測期間でTESTのRMSEが改善している(右図)。

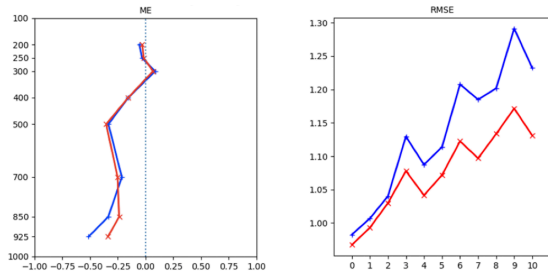


図 2.3.44 冬期間における気温の鉛直プロファイルの対ゾンデ検証結果。左図は FT=10 での ME、右図は 925 hPa におけるリードタイム別の RMSE をそれぞれ示している。青線は CNTL、赤線は TEST をそれぞれ表す。

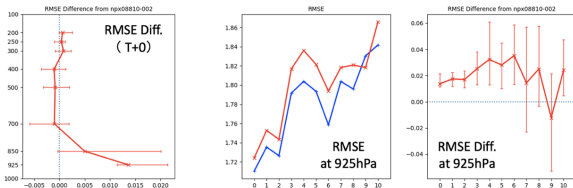


図 2.3.45 夏期間における比湿の鉛直プロファイルの対ゾンデ検証結果。左図が FT=0 での RMSE の CNTL との差、中央、右図が 925hPa におけるリードタイム別の RMSE (青: CNTL、赤: TEST) と RMSE の CNTL との差をそれぞれ示す。

この改善には、鉛直層増強により下層の鉛直解像度が上がったこと、Leonard 項の導入による乱流輸送の高度化が寄与したと考えられる。

比湿について、夏期間の比湿プロファイルの対ゾンデ検証結果を図 2.3.45 に示す。左図にあるように、予報初期から下層で RMSE の悪化が見られる。925 hPa 面のリードタイム別の RMSE を比較すると (中央、右図)、予報前半で対流圏下層の RMSE の差が拡大する。太平洋上や大陸乾燥域で予報初期の下層比湿が CNTL よりも多くなる傾向があり、対応する地点でのゾンデ検証で RMSE が拡大することを確認した (図略)。接地層フラックス診断手法や地表面定数の変更が影響した可能性があり、海上の潜熱フラックスや乾燥域の蒸発散プロセスに改良の余地があると考えられる。

地上要素については図 2.3.41 で見たように夏期間、冬期間ともにすべての要素で改善した。図 2.3.46 に冬期間の地上風速・気温の対アメダス検証結果を対象時刻 (UTC) 別に示した。地上風速については全ての対象時刻で正バイアスが軽減され、RMSE も減少している。地上気温はこれまで冬季の夜間に負バイアスが見られていたが、TEST では大幅に解消しており、RMSE も夜間を中心に縮小する。夏期間についても同様の誤差軽減を確認した。これらの改善には、鉛直層増強により最下層高度が低くなったことや地表面定数の変更が主に寄与している。また、夜間の地上気温改善は強安定時の普遍関数変更に伴うところが大きい。

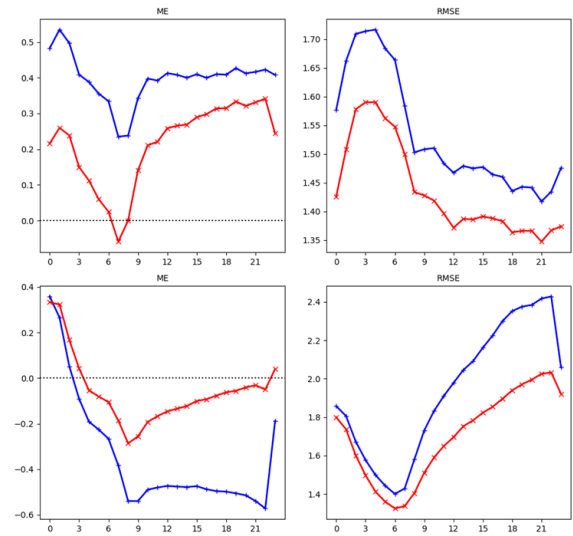


図 2.3.46 冬期間における地上風速 (上段)、気温 (下段) の対アメダス検証結果 (左図: ME、右図: RMSE)。横軸は対象時刻 (UTC) に対応する。青線は CNTL、赤線は TEST をそれぞれ表す。

2.3.4.4 まとめ及び今後の課題

数値予報開発センターでは、2021 年 3 月の現業化に向けて局地モデルの鉛直層数を 58 層から 76 層に増強するとともに、局地数値予報システムの物理過程の改良に取り組んでいる。2020 年 3 月にメソモデルに導入した改良項目 (第 2.2.8 項) について、局地モデルでの有効性を検討し、予測精度の向上が確認されたものについて取り入れるとともに、乱流輸送や地表面過程を中心に新規の改良を行った。その結果、夏期の降水量や地上気象要素を中心に一般的に予測精度が改善することを確認した。鉛直層増強により、とくに大気下層で鉛直解像度が向上したことで地上気象要素の改善に寄与している。一方で、下層の比湿が改悪傾向であり課題が残る。大陸乾燥域の蒸発散プロセスや海上での潜熱輸送・降水過程など、予測精度向上に向けての今後の見直しが必要である。

「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、明るいうちからの避難等、早期の警戒・避難を実現するために、線状降水帯を含む集中豪雨の予測精度向上を重点計画として掲げており、局地モデルの予報時間延長や水平高解像度化を計画している。モデルの高解像度化は積乱雲等の表現向上に貢献するものの、豪雨予測の精度向上のためには、高解像度化のみならず、積乱雲等に関わる物理過程の精緻化や対流を発生させる環境場の再現性向上が欠かせない。このため、高解像度モデルに見合った物理過程についての調査・改良を継続的に実施することが重要である。

参考文献

Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux parameterization over land surfaces for atmo-

- spheric models. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 327–341.
- Broxton, P. D., X. Zeng, W. Scheffé, and P. A. Troch, 2014: A MODIS-Based Global 1-km Maximum Green Vegetation Fraction Dataset. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **53**, 1996–2004.
- Garratt, J.R. and R.J. Francey, 1978: Bulk characteristics of heat transfer in the unstable, baroclinic atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteor.*, **15**, 399–421.
- Gryanik, V. M., C. Lüpkes, A. Grachev, and D. Sidorenko, 2020: New Modified and Extended Stability Functions for the Stable Boundary Layer based on SHEBA and Parametrizations of Bulk Transfer Coefficients for Climate Models. *J. Atmos. Sci.*, **77**, 2687–2716.
- Hanley, K., M. Whittall, A. Stirling, and P. Clark, 2019: Modifications to the representation of sub-grid mixing in kilometre-scale versions of the Unified Model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **145**, 3361–3375.
- Kanda, M., T. Kawai, M. Kanega, R. Moriwaki, Narita K., and A. Hagishima, 2005: A Simple Energy Balance Model for Regular Building Arrays. *Boundary-Layer Meteor.*, **116**, 423–443.
- Moeng, C.-H., P. P. Sullivan, M. F. Khairoutdinov, and D. A. Randall, 2010: A Mixed Scheme for Subgrid-Scale Fluxes in Cloud-Resolving Models. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 3692–3705.
- 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.
- Porson, A., P. A. Clark, I. N. Harman, M. J. Best, and S. E. Belcher, 2010: Implementation of a new urban energy budget scheme in the MetUM. Part I: Description and idealized simulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 1514–1529.
- Verrelle, A., D. Ricard, and C. Lac, 2017: Evaluation and Improvement of Turbulence Parameterization inside Deep Convective Clouds at Kilometer-Scale Resolution. *Monthly Weather Review*, **145**, 3947–3967.
- Wilson, D. R. and S. P. Ballard, 1999: A microphysically based precipitation scheme for the UK meteorological office unified model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 1607–1636.
- 永戸久喜, 藤田匡, 原旅人, 2012: 局地モデルの本運用. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72–86.

2.3.5 観測データの新規導入と利用法の改良

2.3.5.1 はじめに

初期値の解析精度向上は数値予報の予測精度向上に重要であるため、新規観測データの導入（追加利用）や利用中の観測データの利用手法改良などが継続的に行われている。

本項では、これらの改良に関して現在進められている主な開発の進捗を報告する。

2.3.5.2 航空機気温バイアス補正の改良

気象庁では、民間航空機の気温や風等の気象観測データを入手して、数値予報の初期値解析に利用している。航空機の気温観測データには、ラジオゾンデの観測等と比較して機体ごとのバイアスが存在することが知られており (Ballish and Kumar 2008)、データ同化に使用するためには適切に補正して利用する必要がある。

2021年2月現在の気象庁の全球解析及びメソ解析では、月に1度航空機毎に1か月分の気温データの観測値－第一推定値 (D 値) を集計し、それを基に航空機毎・高度毎のバイアス補正量を算出して次月の航空機の気温データの補正に利用している (酒匂 2010; 太田 2020)。しかしながら、本手法には以下のような課題がある。

- 補正量の更新は月に1回であり、バイアス傾向が月の途中で変化しても次月まで補正値が更新されない。
- 前月の機体・高度毎のデータ数が80以上の場合のみ補正量が計算される。データ数が必要数に満たない場合は、補正量が計算されないため、バイアス補正なしで利用される。
- 前月に観測がなければ、その機体のバイアス補正値は0となる。

これらの課題を解決するため、航空機気温データのバイアスの推定値をカルマンフィルタにより導出することを検討している。カルマンフィルタは、大きく分けて予測ステップとフィルタリングステップの2つのステップから成り立っている。

予測ステップでは、航空機気温データのバイアス推定値を $\hat{\beta}$ 、誤差共分散を P 、D 値の誤差共分散を D とし、これらの変数の時刻 $k-1$ から k への予測を次式で仮定することとする。

$$\hat{\beta}_{a,l,p}^-(k) = \hat{\beta}_{a,l,p}(k-1) \quad (2.3.8)$$

$$P_{a,l,p}^-(k) = P_{a,l,p}(k-1) + U \quad (2.3.9)$$

$$D_{a,l,p}^-(k) = D_{a,l,p}(k-1) \quad (2.3.10)$$

ここで、 $\hat{\beta}^-$ は $\hat{\beta}$ の事前推定値である。 a は個別の航空機、 l は飛行高度、 p は飛行状態を示している。なお、

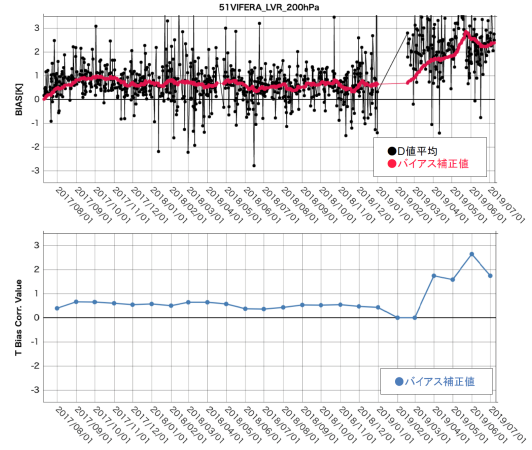


図 2.3.47 カルマンフィルタを用いた手法（上）と現行の手法（下）の比較。高度 200hPa 付近、飛行状態が巡航のある航空機に適用されるバイアス補正の例。上図の黒線は D 値平均、上図の赤線と下図の青線はバイアス補正値である。

ここでは飛行状態を上昇、巡航、下降の3つに分類する。 U はシステムの調整パラメータで、適当な定数を一律に与える。

フィルタリングステップでは、 $\hat{\beta}, P$ 及び D の時間更新を行う。解析時刻 k の同化ウィンドウ内に観測された気温データの D 値を $d_{a,l,p,n}(k)$ とすると、その時間平均 $b_{a,l,p}(k)$ を用いて、 $\hat{\beta}_{a,l,p}(k), P_{a,l,p}(k)$ 及び $D_{a,l,p}(k)$ を下記の式により時間更新する。

$$\hat{\beta}_{a,l,p}(k) = \hat{\beta}_{a,l,p}^-(k) + G \left(b_{a,l,p}(k) - \hat{\beta}_{a,l,p}^-(k) \right) \quad (2.3.11)$$

$$P_{a,l,p}(k) = (1 - G) P_{a,l,p}^-(k) \quad (2.3.12)$$

$$D_{a,l,p}(k) = r D_{a,l,p}^-(k) + (1 - r) \left(b_{a,l,p}(k) - \hat{\beta}_{a,l,p}^-(k) \right)^2 \quad (2.3.13)$$

$$G = \frac{P_{a,l,p}^-(k)}{P_{a,l,p}^-(k) + D_{a,l,p}(k)} \quad (2.3.14)$$

$$b_{a,l,p}(k) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N d_{a,l,p,n}(k) \quad (2.3.15)$$

G はカルマンゲイン、 N は観測データ数である。 r は、1日4回の解析時刻のうち2回観測データが入電した場合に約1ヶ月で更新されるよう、59/60とすることを検討している。ここで求めた $\hat{\beta}_{a,l,p}(k)$ をバイアス補正値とし、気温観測値から差し引くことでバイアス補正を実施する。

次に、カルマンフィルタによる状態推定が正しく行われているかを確認する。図 2.3.47 に開発中のカルマンフィルタによって推定された気温バイアス補正値（上）と現行の手法のバイアス補正値（下）を示す。調整パ

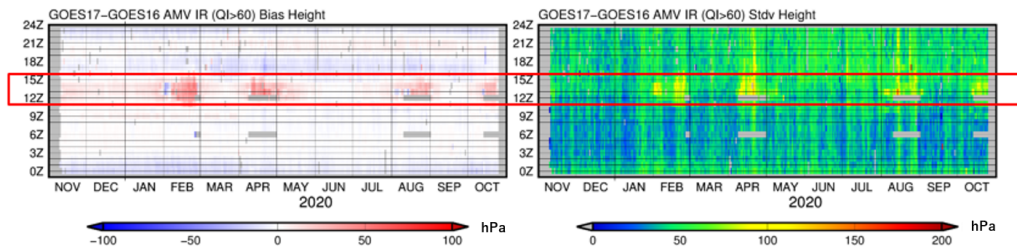


図 2.3.48 赤外バンドの AMV 高度の残差統計の時系列 (GOES-17 - GOES-16)。左図は平均値 (hPa)、右図は標準偏差 (hPa) を示しており、横軸は日付、縦軸は観測時刻 (UTC) である。灰色部分はサンプルがないことを示している。図の赤枠は GOES-16 AMV との品質の違いが顕著に見られた時間帯である。

ラメータ U を 0.001 とし、 D には初期値として 2 年間の全航空機の高度・飛行状態別の平均値を与えた。

現行の手法では、観測データ数が規定値に足りなかった 2019 年 2 月、3 月はバイアス補正値が 0 となってバイアス補正が適用されずに気温データが解析に使用された。

一方、カルマンフィルタを用いた手法では解析時刻ごとに最新の観測値を反映したバイアス補正値が計算されているのが分かる。また、入電の一時中断後も中断前の補正値が適用され、その後のバイアス傾向の変化にも適切に追従しており、現行手法の問題点が改善されていることが分かる。

上述の定式化をベースとした航空機の気温バイアス補正スキームを全球解析に実装して性能評価試験を実施したところ、これまでの手法に比べて航空機の気温の D 値バイアスの減少、解析精度の向上、予報初期を中心とした予報精度の改善傾向を確認した (図略)。

2.3.5.3 全球解析における GOES-17 データの利用

全球解析では、静止気象衛星から得られる晴天輝度温度 (CSR: Clear-Sky Radiance) ならびに大気追跡風 (AMV: Atmospheric Motion Vector) のデータを利用している。本年報においては、米国の静止気象衛星 GOES-16 CSR 及び AMV の利用開始について、それぞれ第 2.2.1 項と第 2.2.9 項に示した。米国では、米国大陸東側を観測する GOES-E (East) と西側を観測する GOES-W (West) の 2 機の静止衛星を運用している。2017 年 12 月から GOES-E として GOES-16 が運用されており、2019 年 2 月には GOES-W が GOES-15 から GOES-17 に切り替えられた。

これに対応するため、新たに配信された GOES-17 の観測データの利用の開始に向けて開発を進めている。GOES-17 は、GOES-16 と同型の新世代衛星であり、搭載されている可視赤外放射計 (ABI) は、ひまわり 8 号および 9 号に搭載されている AHI と同型のセンサーである。ただし、GOES-17 は衛星内部の冷却装置に不具合があり、特定の季節・時刻において、観測データの品質が低下する問題がある。

GOES-17 の CSR の試験データは 2019 年から配信

されていたものの、この不具合による低品質データを除去したデータの配信は、2020 年 2 月からであった。低品質データとして多く除去されるのは、食期間 (3 月および 9 月) の前後 (1~2 月、4~5 月、7~8 月および 10~11 月) の 12UTC 付近のデータである。低品質データ除去後の配信データの品質を調査したところ、その品質は GOES-16 のデータと同程度であり、特別な品質管理処理の追加は必要ないことを確認した。2020 年の夏期間を対象とした性能評価試験の結果、GOES-16 CSR と同様に、GOES-17 観測領域において、対流圏の水蒸気や気温に感度のある他の観測データと第一推定値との整合性の向上が確認されている。

GOES-17 の AMV についても冷却装置の不具合による影響を確認するため、GOES-16 と観測範囲が重なる領域で両者を比較することで品質確認を行った。図 2.3.48 に、赤外の GOES-17 AMV と GOES-16 AMV の気圧高度の差 (GOES-17 - GOES-16) の平均値 (左) と標準偏差 (右) の時系列図を示す。GOES-17 AMV では、画像品質の低下する食期間の前後の数か月間の 12UTC 前後で、GOES-16 AMV との差異 (低高度バイアス) が大きくなる時間帯があることが分かった。これらの季節や時間帯では、GOES-17 AMV の品質の低下が予想されるため、11UTC から 16UTC の時間帯のデータを通年でデータ同化に利用しないことを検討しているところである。

2.3.5.4 全球解析におけるマイクロ波水蒸気サウンダの全天同化センサーの拡充

衛星に搭載されたマイクロ波センサーの、雲・降水域を含む輝度温度データの全天同化の開始について、第 2.2.3 項に示した。その際に、全天同化への移行について十分な調査や評価が未完了であったいくつかのマイクロ波水蒸気サウンダについては、引き続き晴天域のみのデータを利用中である。これらのセンサーについて、現在、全天同化への切り替えを進めている。対象とする衛星/センサーは、Suomi-NPP, NOAA-20/ATMS, DMSP-17,18/SSMIS, Megha-Tropiques/SAPHIR, FY-3C/MWHS2 で、いずれも水蒸気の吸収帯 183GHz 付近のチャンネルを全天同化とする。また、同化チャ

ンネルには問題がないものの、雲・降水の量を表すパラメータの算出(2.2.5)式に用いるチャンネルの故障により、利用できなくなっていた Metop-A/MHS について、別のチャンネルを用いた代替的なパラメータ算出手法により、全天同化での利用を再開する。

性能評価試験の結果、対流圏中上層の水蒸気場を中心に、予測精度の改善が見られた。

2.3.5.5 全球解析におけるハイパースペクトル赤外サウンダ IASI のデータセット移行

欧州の極軌道気象衛星 Metop に搭載されているハイパースペクトル赤外サウンダ IASI には 8461 のチャンネルがあり、そのうちの数百チャンネルを抽出したサブセットデータが、数値予報での利用を目的として作成・配信されている。気象庁では現在、米国海洋大気庁(NOAA)/米国環境衛星資料情報局(NESDIS)が作成・配信している、616 チャンネルのデータセットを利用しているが、同様に利用可能な、欧州気象衛星開発機構(EUMETSAT)が作成・配信している 500 チャンネルのデータセットも取得している。500 チャンネルのデータセットには、衛星運用機関が軌道一周分のデータをまとめて処理した「全球データ」の他、世界各地の衛星データ利用機関が、衛星から直接ダウンリンクした受信局周辺のデータを処理し、交換することによって得られる「直接受信データ」(気象衛星センターでの直接受信も含む)も含まれている。「直接受信データ」は観測から入電までの時間が短いことから、500 チャンネルデータセットの利用により、速報解析での利用データ数の増加が見込まれる。

616 チャンネルデータセットと 500 チャンネルデータセットには、それぞれ共通して選択されているチャンネルもあれば、どちらかにしかないチャンネルもある。同化や品質管理に使用しているチャンネルのうち、共通のチャンネルについてはそのまま移行し、500 チャンネルデータセットにないチャンネルについては、荷重関数や品質管理での利用方法を考慮し、機能の相当するチャンネルを選定した。また、データセットの移行とともに、最新の解析予報システムに合わせた観測誤差などのパラメータ再設定、上層に感度のあるチャンネルのクロスエラーチェック閾値の変更などを適用した。

性能評価試験の結果、616 チャンネルデータセットを使用した場合と同程度の予測精度であり、問題なくデータセットの移行ができていることを確認している。

2.3.5.6 レーダー更新に伴う品質調査

気象庁では、現在気象レーダーの更新を順次進めており、2020 年 3 月に東京の気象ドップラーレーダー(以後、東京レーダー)と福岡空港の空港気象ドップラーレーダー(以降、福岡 DRAW)が更新された。東京レーダーは二重偏波化とスキャンシーケンス変更、福岡 DRAW はスキャンシーケンス変更が行われた。二

表 2.3.2 ドップラー速度の D 値の周辺レーダーとの比較(東京レーダー)

サイト名	平均 (m/s)	標準偏差 (m/s)
東京	-0.16	2.8
長野	-0.16	3.2
静岡	-0.04	3.0

表 2.3.3 ドップラー速度の D 値の周辺レーダーとの比較(福岡 DRAW)

サイト名	平均 (m/s)	標準偏差 (m/s)
福岡 DRAW	-0.14	2.9
福岡	0.07	3.0

重偏波レーダーは、水平と垂直の二重の電波で観測することによって降水の特徴を捉え、従来のレーダーと比べてより正確に降水強度を観測することが可能である。

気象庁のデータ同化では、レーダー反射強度をメソ解析、局地解析に、ドップラー速度をメソ解析、局地解析、毎時大気解析に使用している。レーダー反射強度は観測値をそのまま利用しておらず、カーネル密度推定によって相対湿度に変換した上で使用している(幾田 2015)。

更新後の東京レーダーと福岡 DRAW のドップラー速度のデータ品質を調査するため、それぞれの周辺レーダーと D 値の統計値を比較した(統計期間は 2020 年 4 月 11 日から 2020 年 5 月 20 日)。調査結果を表 2.3.2、表 2.3.3 に示す。表から、東京レーダーと福岡 DRAW のドップラー速度はともに周辺レーダーの D 値平均、標準偏差との差が小さく、ほぼ同等の品質を持っていることが確認できたため、2020 年 10 月 22 日から現業での利用を再開した。

一方、東京レーダーの反射強度を周辺レーダーの反射強度と比較したところ、特性に変化が見られた(図略)。更新後の東京レーダーの反射強度は強雨等によって発生する降雨減衰が補正された上で通報されるようになり、単偏波のレーダーに比べて通報されるレーダー反射強度が強くなったためと考えられる。このような観測特性の変化がデータ同化に与える影響を調査中である。

2.3.5.7 メソ解析における Metop-C データの利用

EUMETSAT が運用する極軌道衛星 Metop には、数値予報で利用可能な様々なセンサーが搭載されている。最新の Metop シリーズ衛星である Metop-C は 2018 年 11 月 7 日に打ち上げられた。

Metop-C に搭載されたマイクロ波気温サウンダ AMSU-A およびマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の、全球解析での利用については、第 2.2.11 項に示した。これらのセンサーについて、メソ解析においても利用

に向けた開発を進めている。全球解析と同様、AMSU-A や MHS は既に他の衛星のデータが使用されており、また全球解析での利用開始時に、Metop-C データについても他衛星と同程度の品質が確認されていることから、他衛星と同設定での利用を開始する。なお、全球解析では全天同化で利用中の MHS は、メソ解析では晴天同化で利用中で、全天同化への移行は今後の開発課題となっている。性能評価試験の結果、対流圏中上層の水蒸気に感度のある CSR や、他衛星の AMSU-A や MHS について、観測値と第一推定値の整合性が向上することを確認した。予測精度については概ね中立であった。

Metop-C に搭載されたマイクロ波散乱計 ASCAT の、全球解析での利用については第 2.2.4 項に示した。メソ解析での利用についても、現在開発を進めている。AMSU-A や MHS と同様、ASCAT も Metop-A, Metop-B 搭載の ASCAT がすでにメソ解析に使用されており、Metop-C/ASCAT もこれらと同程度の品質であることから、同様の品質管理処理を適用して性能評価試験を実施した。しかし、夏実験（実験期間：2020 年 7 月 1 日～2020 年 7 月 31 日）において、予報時間 24 時間以降の雨の予測精度が悪化したため、データ間引き手法等を変更して影響を調査しているところである。

2.3.5.8 メソ解析におけるマイクロ波サウンダ ATMS の利用

NOAA が運用する、次世代現業極軌道衛星 JPSS (Joint Polar Satellite System) シリーズ衛星の Suomi-NPP (Suomi National Polar-orbiting Partner-ship) および NOAA-20 には、マイクロ波サウンダ ATMS (Advanced Technology Microwave Sounder) が搭載されており、全球解析で利用されている (平原 2017; 村田・亀川 2020)。全球解析での利用に引き続き、メソ解析においても ATMS の利用に向けた開発を行っている。

ATMS は、米国の現業極軌道衛星シリーズ NOAA や欧州の現業極軌道衛星シリーズ Metop 等に搭載された気温サウンダ AMSU-A および水蒸気サウンダ MHS の後継センサーで、これらのセンサーと概ね同等の波長帯を合わせた 22 チャンネルで構成されている。ATMS の利用により、AMSU-A や MHS と同様、対流圏における気温や水蒸気の鉛直分布の改善が期待される。

ATMS ならびに、AMSU-A や MHS を搭載する極軌道衛星は、衛星が通過する地方時がほぼ同じになるような太陽同期軌道で運用されていることから、特にメソ解析では、解析時刻によって通過する衛星が概ね決まっている。ATMS を搭載する Suomi-NPP および NOAA-20 は、午後軌道（日中は午後、夜間は未明に通過する）で運用されており、これまで AMSU-A や MHS が通過しない時間帯においてデータが得られることから、AMSU-A や MHS と合わせて利用すること

で、安定的な解析・予測精度の維持が期待できる。

性能評価試験を実施し、品質管理やバイアス補正、解析結果の確認をしているところである。

2.3.5.9 まとめと今後の予定

ここで述べた観測データの導入・改良のうち、全球解析に関する項目については、2021 年 3 月に計画されている全球モデルおよび全球解析の変更の後、2021 年 6 月頃の適用に向けて準備を進めている。また、メソ解析に関する項目についても、2021 年中の適用に向けて開発を進めている。上記では述べていないが、局地解析についても、メソ解析同様、未利用である ATMS や Metop-C データの利用に向けた開発を進める予定である。

次年度以降に関しては、全球解析では、放射伝達モデル RTTOV の更新、観測誤差・観測密度最適化、航空機湿度データ利用、Dual Metop AMV の利用を主な開発項目として導入を目指している。また、メソ解析では、マイクロ波センサーの全天同化、ハイパースペクトル赤外サウンダの利用、船舶 GNSS 可降水量の同化、レーダー偏波パラメータの同化を目指している。

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.
- 幾田泰醇, 2015: レーダー反射強度. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 40–42.
- 太田行哉, 2020: 航空機観測データ. 数値予報課報告・別冊第 66 号, 気象庁予報部, 120–123.
- 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.
- 平原洋一, 2017: 全球解析における Suomi-NPP/ATMS 輝度温度データの利用開始. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 70–72.
- 村田英彦, 亀川訓男, 2020: NOAA-20 搭載 ATMS および CrIS 輝度温度データの利用開始. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 58–60.

2.3.6 統合型ガイダンス

表 2.3.4 統合型降水ガイダンスの仕様

資料形式	5 km 格子 (120~150E, 20~50N)
作成要素	3 時間平均降水量ガイダンス 1 時間最大降水量ガイダンス 3 時間最大降水量ガイダンス 24 時間最大降水量ガイダンス
予報時間	3 (24 時間最大降水量ガイダンスは 24) 時間先から 3 時間毎 39 (00, 12UTC 初期値は 51) 時間先まで

表 2.3.5 統合型気温・風ガイダンスの仕様

資料形式	地点形式 (アメダス地点を対象)
作成要素	時系列気温ガイダンス 最高・最低気温ガイダンス 定時風ガイダンス 1 時間最大風速ガイダンス
予報時間	1 時間先から 1 時間毎 39 (00, 12UTC 初期値は 51) 時間先まで

2.3.6.1 はじめに

数値予報モデル基盤技術開発室では理化学研究所革新知能統合研究センター (理研 AIP) との共同研究により、複数の数値予報結果を AI 技術によって最適に組み合わせる「統合型ガイダンス」の開発を行っている (第 2.1.7 項)。これまでに気象庁側で降水、気温及び風について GSM, MSM, LFM ガイダンスを用いて、開発のベースとなる算術平均による統合型ガイダンス (第 2.3.6.2 小節) を作成し、いずれも既存のガイダンスと比較して予測精度が向上することを確認している (第 2.3.6.3 小節)。

本運用開始 (令和 4 年度以降を想定) に向け、引き続き AI を活用した統合手法について共同研究の成果を取り入れることを念頭に開発を継続しているが、庁内利用者からのフィードバックを受けることで、より有用性・利便性の高い情報を提供できるよう、2020 年 8 月 18 日に部内試験運用を開始した。ここでは部内試験運用開始時の統合型ガイダンスの作成手法及び予測結果の検証結果について紹介する。

2.3.6.2 部内試験運用での統合型ガイダンス作成手法

統合型ガイダンスでは、最終的に降水、気温、風及び降雪の四つの要素の作成を予定しているが、部内試験運用開始時点では降雪を除く三つの要素を作成している。これら三つの要素の基本的な仕様を表 2.3.4、表 2.3.5 に示す。

部内試験運用開始時点での統合処理には算術平均を用いている。統合処理の選定にあたって、平均絶対誤差を用いた加重平均による統合 (Woodcock and Engel

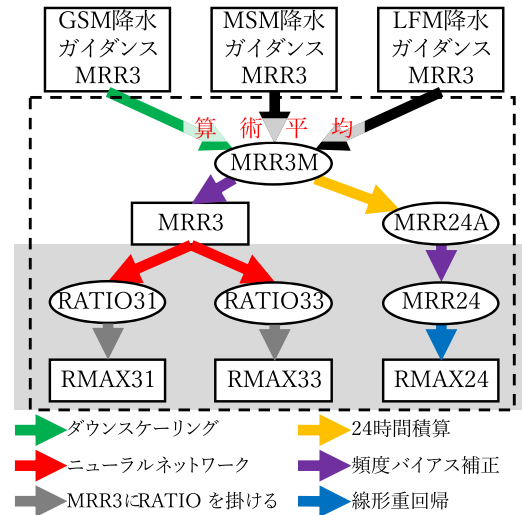


図 2.3.49 統合型降水ガイダンスの作成概要。破線の内側が統合型ガイダンスの予測要素 (四角) と中間製品 (楕円)。グレイハッチ部分の処理は MSM 降水ガイダンス作成と同じ手法 (白山 2018, 2019) を用いているが、RATIO のニューラルネットワークの説明変数は、MSM ではなく GSM (ダウンスケーリングなし)、MSM 及び LFM の算術平均を利用する。

2005) 及びベイズモデル平均による統合 (Raftery et al. 2005; Sloughter et al. 2007) についても調査したが、算術平均と同程度か僅かに改善する程度であったことから (図略)、将来的に AI を用いた統合に置き換えることを考慮し、実装が容易で作成・維持コストの低い算術平均を採用した。統合部分以外の処理では頻度バイアス補正やニューラルネットワークといった従来のガイダンスで利用している機械学習手法を用いるとともに、降水のダウンスケーリングでは最新の深層学習による手法も活用している。

部内試験運用の統合型ガイダンス作成は GSM ガイダンス作成後及び MSM ガイダンス作成後に実行する。GSM ガイダンスは 1 日 4 回、MSM ガイダンスは 1 日 8 回作成されるため、統合型ガイダンスは 1 日 12 回作成される。初期値の区別のため、00UTC 初期値の MSM ガイダンス作成後に実行した統合型ガイダンスを 00m 初期値、00UTC 初期値の GSM ガイダンス作成後に実行した統合型ガイダンスを 00g 初期値と呼ぶ。各初期値における統合対象は表 2.3.6 のとおり。

(1) 降水ガイダンス

統合型降水ガイダンスの作成プロセスを図 2.3.49 に示す。統合は GSM, MSM, LFM の 3 時間平均降水量ガイダンス (MRR3) に対して格子毎に算術平均を行う。MSM, LFM ガイダンスの MRR3 は 5 km 格子であるのに対し GSM ガイダンスは 20 km 格子である。これらの解像度を等しくするために、統合に先駆け解像度変換が必要となる。そこで、深層学習を用いたダウンスケーリングにより 5 km 格子データを作成する。ダウ

表 2.3.6 統合型ガイダンスの各初期値における統合元初期値 (UTC)。例として 00m 初期値の統合型ガイダンスは、前日 18UTC 初期値の GSM ガイダンス、00UTC 初期値の MSM ガイダンス及び 00UTC 初期値の LFM ガイダンスを統合する。

統合型ガイダンス	00m	00g	03m	06m	06g	09m	12m	12g	15m	18m	18g	21m
GSM ガイダンス	前日 18	00	00	00	06	06	06	12	12	12	18	18
MSM ガイダンス	00	00	03	06	06	09	12	12	15	18	18	21
LFM ガイダンス	00	00	03	06	06	09	12	12	15	18	18	21

ンスケーリング手法は Lim et al. (2017) による EDSR (Enhanced Deep Super-Resolution network) を基に実装している。統合後の値 (MRR3M) はランダム誤差の軽減により RMSE の改善が期待されるが (高田 2018)、統合元の強雨域の位置が互いにずれていると統合後の降水が弱く表現され、BI 及び ETS の低下が懸念される。そこで強雨の出現頻度が低下しないよう、MRR3M を頻度バイアス補正することで最終的な MRR3 とする。統合型の 1 時間最大降水量ガイダンス (RMAX31) 及び 3 時間最大降水量ガイダンス (RMAX33) は MRR3 から、白山 (2018) に記載した MSM ガイダンスの RMAX31、RMAX33 と同様の方法で作成する。24 時間最大降水量ガイダンス (RMAX24) は MRR3M を 24 時間積算したもの (MRR24A) から、白山 (2019) に記載した MSM ガイダンスの RMAX24 と同様の方法で作成する。

(2) 気温ガイダンス

統合型気温ガイダンスは時系列気温ガイダンス (GSM, MSM, LFM ガイダンス¹⁵を算術平均) 及び最高・最低気温ガイダンス (GSM, MSM ガイダンス¹⁶を算術平均) の二つを作成している。

統合元の時系列気温ガイダンスと最高・最低気温ガイダンスはそれぞれ独立に作成するため、互いに矛盾が生じる場合がある。これを避けるため、統合元の GSM, MSM 気温ガイダンスでは整合処理を導入しているが、統合型ガイダンスの場合、時系列気温ガイダンスでのみ統合元に LFM ガイダンスを利用しているため、整合処理後のガイダンスを統合しても統合後の値に矛盾が生じる場合がある。これを回避するため、整合処理前のガイダンスを統合し、統合後に改めて整合処理を行う処理を 2021 年 2 月に導入した。

(3) 風ガイダンス

統合型風ガイダンスは 1 時間定時風ガイダンス及び 1 時間最大風速ガイダンス (以下、単に定時風ガイダンス及び最大風速ガイダンス) の二つを、GSM, MSM, LFM ガイダンス¹⁷の算術平均で作成する。このときベ

クトル平均ではなく、風速は風速同士の算術平均で¹⁸、風向は単位ベクトル同士の平均で求める。この手法はメソアンサンブル風ガイダンスで採用されている手法と同等のものである (井藤 2019)。また、最大風速ガイダンスが定時風ガイダンスの風速より小さい場合は、定時風ガイダンスに揃える処理を行っている。このような不整合が生じるのは統合元に整合処理前の中間製品である 1 時間値を使っているためである。

2.3.6.3 検証結果

2018 年 6 月 5 日～2020 年 6 月 4 日の 2 年間の検証結果を示す。各図の ETS, BI の信頼区間はブートストラップ法による 95% 信頼区間を示している。また、初期値により予報時間が異なるが、39 時間先までを検証対象とすることで統一している。

(1) 降水ガイダンス

統合型降水ガイダンスの対 MSM 降水ガイダンス ETS, BI 検証を図 2.3.50 に示す¹⁹。MRR3 では MSM ガイダンスと比較して全ての閾値で ETS を改善しており、BI についても強雨域でやや過小傾向なものの概ね 1 付近となっている。RMAX33 についても全ての閾値で ETS を改善し、弱雨域を除き BI も 1 に近づく傾向である。RMAX31, RMAX24 でも多くの閾値で ETS を改善している。

続いて MRR3 の旬別検証を図 2.3.51 に示す。弱い降水 (1 mm/3h 閾値) の ETS はほぼ一年を通じて改善傾向にあるが、10 mm/3h 閾値では夏季を中心に対 MSM ガイダンスで改善していないことがわかる。事例を詳しく見ていくと、短時間強雨など強雨域が狭く予測のばらつきによる位置ずれの影響を受けやすい場合に、統合元と比較して降水が弱く表現されることがあり、これが夏季強雨のスコアを改善できない原因と考えられるとともに、BI 低下の一因にもなっていると考える。

¹⁸ 例として風速が同じで風向が θ だけ異なるベクトル $\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2$ ($|\mathbf{v}_1| = |\mathbf{v}_2| = v$) のベクトル平均を考える。統合後の風速は $v|\cos(\theta/2)|$ で必ず v 以下になる。仮に統合元ガイダンスの風速予測が適切だったとしても、風向差があると必ず過小になるため、強風捕捉という点で望ましくない。風速同士の平均ではこの問題は生じない。

¹⁹ 白山 (2018)、白山ほか (2019) では多くの場合 GSM ガイダンスより MSM ガイダンスの方が予測精度が高いことが示されており、ここでは対 MSM ガイダンスの結果だけを示す。

¹⁵ LFM 時系列気温ガイダンスは開発中のものである。

¹⁶ LFM 最高・最低気温ガイダンスは作成していない。最高気温は 00~09UTC、最低気温は 15~00UTC を予測対象としており、初期時刻によっては LFM の 10 時間予報で予測対象をカバーできないためである。

¹⁷ GSM, MSM 風ガイダンスには 3 時間値がプロダクトとなっているものがあるが、統合には中間製品の 1 時間値を利用する。LFM 風ガイダンスは開発中のものである。

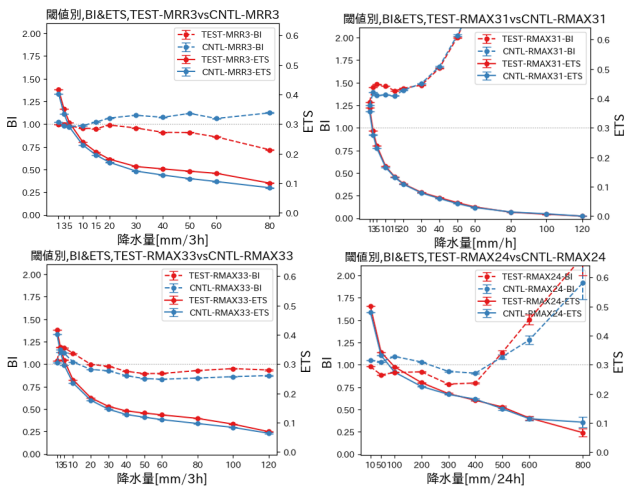


図 2.3.50 MRR3 (左上)、RMAX31 (右上)、RMAX33 (左下)、RMAX24 (右下) の閾値別 ETS 及び BI 検証結果。対 MSM ガイダンス検証のため 00m, 03m 等初期値で検証。実線が ETS で破線が BI。赤が統合型ガイダンス (TEST)。青が MSM ガイダンス (CNTL)。

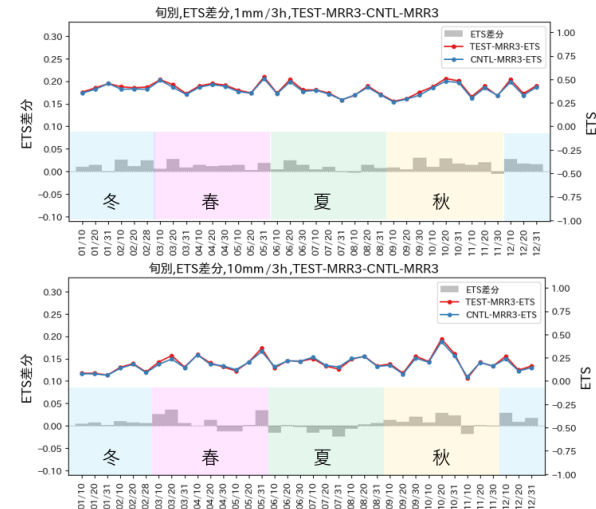


図 2.3.51 MSM ガイダンス (青線: CNTL) と統合型ガイダンス (赤線: TEST) の旬別検証。対 MSM ガイダンス検証のため 00m, 03m 等のみで検証。棒グラフは ETS 差分 (TEST-CNTL)。

(2) 気温ガイダンス

図 2.3.52 に時系列気温ガイダンスの予報時間別 RMSE 検証及び最高・最低気温の大外し (3°C 以上) 事例数を示す。いずれも統合元ガイダンスを大きく改善する傾向である。特に時系列気温ガイダンスで LFM ガイダンスが統合される予報時間 10 時間以前とそれ以外に着目すると、予報時間 10 時間以前で GSM, MSM ガイダンスに対する改善幅が大きい。

顕著事例の検証として図 2.3.53 に 2018 年夏の最高・最低気温ガイダンス MAX2 (二日目の最高気温) の検証結果を示す。ETS 検証を見ると 35°C 未満で統合型ガイダンスの予測精度がよいが、35°C を超えると MSM ガイダンスを上回っていない。地点別 RMSE 改善率

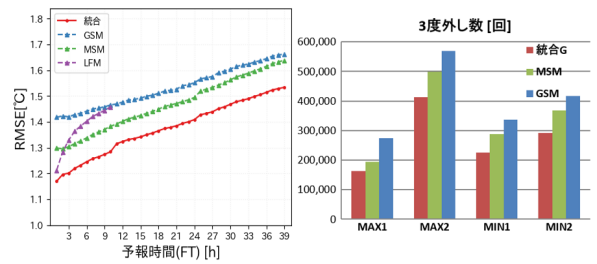


図 2.3.52 時系列気温の予報時間別 RMSE 検証 (左) 及び最高・最低気温の 3°C 外れ事例数 (右)。

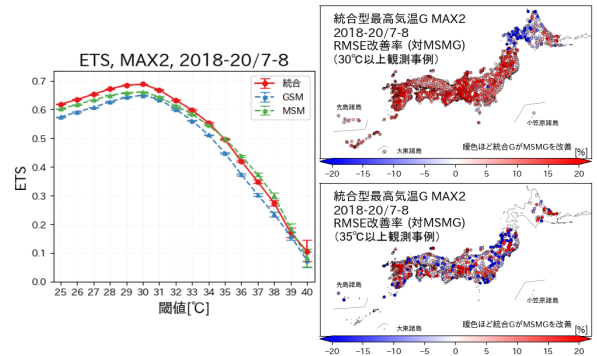


図 2.3.53 2018 年夏の最高・最低気温ガイダンス MAX2 (二日目の最高気温) の ETS 検証 (左) 並びに 30°C 以上 (右上) 及び 35°C 以上 (右下) に限定した対 MSM 地点別 RMSE 改善率。改善率は MSM ガイダンスの RMSE から統合型ガイダンスの RMSE を減算したものを、MSM ガイダンスの RMSE で除算したものを。

を見ると、統合型ガイダンスの ETS 予測精度がよい 30°C 閾値の事例では全国的に改善 (赤色) であるが、気温が高くなりにくい北海道で MSM ガイダンスを下回っている地点 (青色) が多い。また、MSM ガイダンスとスコアが逆転する 35°C 閾値で見ると、高温になりやすい関東内陸、濃尾平野、四国の太平洋側及び九州に改善を示す赤色が多く分布している。すなわち、高温になりやすい地点では 35°C 閾値でも改善が見られるのに対し元々気温が上がりにくい地点では 30°C 閾値でも改善しない傾向となっており、その地点にとっての顕著な高温事例に関しては、算術平均による統合型ガイダンスで適切に予測できない可能性がある。

(3) 風ガイダンス

図 2.3.54 に統合型風ガイダンスの予報時間別風速 RMSE 検証及び閾値別風速 ETS 検証を示す。RMSE 検証では全ての予報時間で統合元ガイダンスを大きく改善する傾向が見られる。また、気温の場合と同様に LFM が統合されている予報時間 10 時間以前の方が GSM, MSM ガイダンスに対する改善幅が大きい。一方 ETS 検証を見ると 25 m/s 以上の場合には GSM ガイダンスの予測精度がよい。

図 2.3.55 に統合型風ガイダンスの予報時間別風向 RMSE 検証を示す。風に関する全般的な話として風速が弱い場合には風向が定まりにくく、そもそも統合元ガ

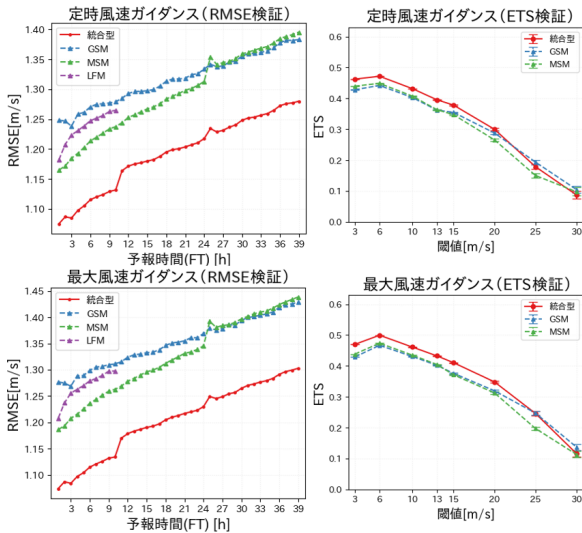


図 2.3.54 風速の予報時間別 RMSE 検証（左上:定時風、左下:最大風）及び閾値別 ETS 検証（右上:定時風、右下:最大風）。

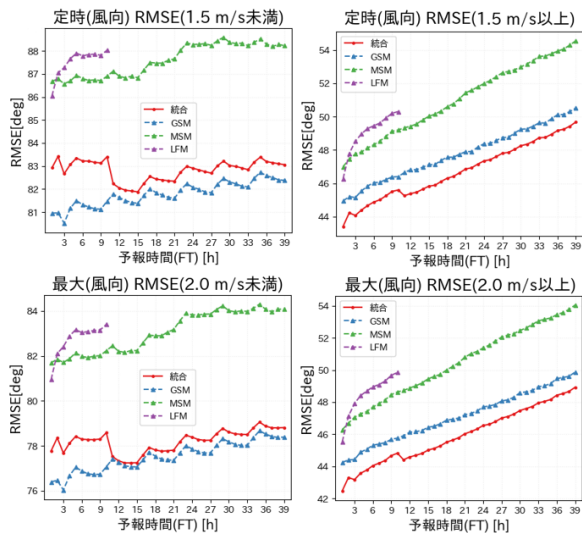


図 2.3.55 風向の RMSE 検証。弱い風（左上:定時風 1.5 m/s 未満、左下:最大風 2.0 m/s 未満）と弱い風以外（右上:定時風 1.5 m/s 以上、右下:最大風 2.0 m/s 以上）で検証を分けている。

イダンスの風向予測精度が高くない。このため、定時風ガイダンスは 1.5 m/s、最大風速ガイダンスは 2.0 m/s を基準として基準未満と以上の場合に分けて検証し、弱い風を除いた検証で統合型ガイダンスが既存のガイダンスを改善していることを確認している。なお、風速の場合と異なり、LFM を統合している予報時間 10 時間以前で GSM, MSM ガイダンスに対する改善幅が小さくなる傾向が見られるが、防災上重要な予測要素である風速では LFM を統合した方が改善幅が大きい傾向であることから、統合型風ガイダンス全体としては LFM を統合する整理としている。

2.3.6.4 今後の展望

数値予報モデル基盤技術開発室では引き続き理研 AIP との共同研究により、AI を活用して算術平均を上回る予測精度の統合手法が開発されるよう協力を継続する。検証結果でも示したとおり、算術平均では全般的なスコア改善が見られるものの極端な気象事例の予測が難しいことから、こうした場合に気象場に応じて特定のモデルを選択的に利用できる統合手法が開発できれば、さらなる予測精度向上に繋がる可能性がある。

来年度以降の開発予定は、図 2.1.3 に示しているとおりである。今後は 132 時間先までの予測についても開発を進めるとともに、これまでの決定論的な予測に加え確率情報を対象とするガイダンスについても開発を行う。降雪ガイダンスについては引き続き開発を継続し、令和 3 年度の部内試験運用開始を目指す。また、気温及び風での面的情報作成についても開発を進める予定である。

参考文献

井藤智史, 2019: 風ガイダンス. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 49–53.

Lim, Bee, Sanghyun Son, Heewon Kim, Seungjun Nah, and Kyoung Mu Lee, 2017: Enhanced Deep Residual Networks for Single Image Super-Resolution. *Proceedings of 2017 IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition Workshops (CVPRW)*, 1132–1140, arXiv:1707.02921v1.

Raftery, Adrian E., Tilmann Gneiting, Fadoua Balabdaoui, and Michael Polakowski, 2005: Using Bayesian Model Averaging to Calibrate Forecast Ensembles. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1155–1174.

白山洋平, 2018: 降水ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 95–118.

白山洋平, 2019: 12, 24, 48, 72 時間最大降水量ガイダンスの開発・改良. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 100–111.

白山洋平, 土田尚祐, 井藤智史, 2019: 最大降水量・降雪量・最大風速ガイダンスの精度評価. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 112–115.

Sloughter, J. Mc Lean, Adrian E. Raftery, Tilmann Gneiting, and Chris Fraley, 2007: Probabilistic Quantitative Precipitation Forecasting Using Bayesian Model Averaging. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3209–3220.

高田伸一, 2018: 統合型ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 234–235.

Woodcock, F. and C. Engel, 2005: Operational consensus forecasts. *Wea. Forecasting*, **20**, 101–111.

2.3.7 結合モデルの改良

2.3.7.1 はじめに

気象庁では3か月予報、暖・寒候期予報、エルニーニョ監視速報の発表、及び全球アンサンブル予報システム(全球EPS)への海面水温(SST)の提供のために、季節アンサンブル予報システム(季節EPS)を運用している。数値予報課地球システムモデル技術開発室では、気象研究所や気候情報課と協力し、2021年度の現業化に向けて次期季節EPS JMA/MRI-CPS3(Japan Meteorological Agency / Meteorological Research Institute - Coupled Prediction System version 3; 以下CPS3)の開発を進めている。

CPS3は、大気、陸面、海洋および海水の時間発展を予測する。システムを構成する2つのサブモデル—大気と陸面を予測するGSM(Global Spectral Model; Yonehara et al. 2020)と、海洋および海水を予測するMRI.COM(Meteorological Research Institute Community Ocean Model; Tsujino et al. 2017)—の間では、SSTや海上風といった大気海洋境界での予報変数を交換しながら積分を進める。

このシステムは、次の各初期値を作成し、結合モデルによる予測を行う(図2.3.56)。

- 大気初期値: 次期大気再解析(JRA-3Q)を使用、大気初期摂動は成長モード育成(Breeding of Growing Mode 以下BGM)法(Toth and Kalnay 1993, 1997, 経田 2006)で作成
- 海洋初期値: JRA-3Qを外力として次期海洋解析(MOVE/MRI.COM-G3(以下MOVE-G3))で作成
- 地表面初期値: JRA-3Qを外力としてオフライン地表面解析で作成

なお、2020年12月現在ではCPS3の予測性能を評価する再予報試験の最中であるため、本項では現在のルーチン季節EPS(JMA/MRI-CPS2、以下CPS2: 高谷・石川 2015; Takaya et al. 2018)の課題に対応させる形式でCPS3の開発概要を中心に述べる。

2.3.7.2 現行システムCPS2の課題と次期システムCPS3の開発概要

季節EPSで予測したSSTは、2段階SST法(高倉・小森 2020)を通して全球EPSの主に3・4週目に寄与しているため、季節内変動の予測精度も重要となる。CPS3に向けて開発するにあたり、以下に挙げる課題があった。

1. 結合モデル予測における基本場の再現性と年々変動の精度向上、及び季節内予測の精度向上
2. 西岸境界流や中規模渦による熱輸送、熱帯不安定波動など海洋変動の予測表現が不十分
3. 海洋モデル初期値の不十分な解像度と予測初期のドリフト(海洋の初期ショック)

4. 海水初期値は観測データを同化していないため、年々変動が適切に表現されない
5. 海洋・海水初期値のバイアス軽減のため、JRA-55による海面強制力にバイアス補正を必要とする
6. アンサンブル予測のスペル不足
7. 初期値作成を5日毎に行うことによるシステムの複雑さ
8. 気象庁の「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」における社会経済活動への貢献として、段階的な地球システム要素の導入

これらの課題に取り組むべく、CPS3では大気モデル・海洋モデル・初期条件・アンサンブルメンバーの構成に対して、様々な改良や高度化を行った(図2.3.57)。

まず、課題1に対しては、大気モデルを2020年3月に現業化された気象庁全球モデル(GSM2003; Yonehara et al. 2020)に対して海洋結合化を実施した。しかし、放射収支の不均衡による海面水温の低温ドリフトやエルニーニョ・ラニーニャ現象の非対称性が再現されないなどの課題が明らかとなったため、積雲・雲スキームを含む各物理過程を改良した。CPS2に対する改善の例として、2001年から2007年の7年積分による赤道波解析結果を図2.3.58に示す。開発中のCPS3は、現行システムCPS2と比べて、季節内変動も含めた様々な時空間スケールで赤道波の表現が改善していることが分かる。また、予測初期に見られる夏季ユーラシア大陸上の地上気温高温バイアスの改善のため、JRA-3Qを大気強制力としたオフライン地表面解析初期値を導入した。

課題2に対しては、海洋モデルの解像度をCPS2の渦無し解像度(水平格子間隔1x0.3-0.5度)から渦許容解像度(水平格子間隔0.25度)にまで引き上げることで、海洋の渦熱輸送の再現性向上を図った。これにより、赤道域の熱帯不安定波動がモデル内でより良く表現できるようになり、中緯度の西岸境界流域の渦熱輸送の一部を表現できるようになった。

課題3に対しては海洋同化手法として4次元変分法(4D-Var)を導入するとともに、限られた計算機資源の中で海洋初期値と海洋予測モデルの高解像度化を実現するため、低解像度(1x0.3-0.5度)で4D-Varを行うG3AとIAU(Incremental Analysis Update)による力学的ダウンスケーリングを行うG3Fを導入した。このような高解像度ダウンスケーリングについて、大気モデルのように計算コストの小さい解像度変換を選択しない理由は、海洋モデルでは陸地の存在によって解像度変換が困難であるためである。また、海洋解析について、CPS2で同化していた現場観測のみに基づくCOBE-SST(Ishii et al. 2005)の代わりに、衛星観測を用いることで海洋渦をより詳細に解析できるMGDSST(栗原

ほか 2006) を同化することにした。これらの変更の結果として、太平洋熱帯域中部での SST の違いを見ると (図 2.3.59)、現行システム相当の低解像度 3 次元変分法 (3D-Var) と比べて、G3A や G3F では SST の詳細な構造が表現できていることが分かる。

課題 4 に対しては、3 次元変分法による海水密接度解析値の同化を導入した。海水密接度データには MGDSST に用いたものと同じものを使用する。海水場は G3A から G3F には引き継がず、G3A と G3F でそれぞれ解析する仕様となっている。海水の存在は海上のアルベドや熱・運動量交換を大きく変化させ、また一定のメモリを持つことから高緯度の季節内・季節予報における有力なシグナルの一つと考えられている。この海水密接度解析値の同化により、海水の年々変動が改善した (図省略)。

課題 5 に対しては、バイアス補正せずに JRA-3Q の海面強制力を利用することにした。これは、JRA-55 と比べて、JRA-3Q では潜熱・顕熱・放射フラックスや降水量が大きく改善し、海洋データ同化手法の改善や海水データ同化の導入により、バイアス補正を行わなくても極域の海水の再現性が良好であると確認できたためである。

課題 6 に対しては、初期摂動作成手法の改良を行った。CPS2 では、アンサンブル初期摂動作成手法として、BGM 法を大気モデルに採用し (ただし、熱帯と北半球の成長モードのみ)、その大気モデルを強制力として海洋の摂動を作成しているが、摂動が海面付近に限られ、振幅が不足する問題があった。そのため CPS3 では、BGM 法に対して南半球の成長モードを加え、また海洋初期摂動の作成に対しては、気象研究所で新たに開発された 4D-Var の解析誤差共分散を近似する手法 (Niwa and Fujii 2020) を併用することで海洋の内部にも適切な大きさの初期摂動を与え、スプレッド過小を改善させた。

課題 7 に対しては、海洋同化システムと結合モデル予測の現業運用方法を変更することで対応した (図 2.3.60)。まず、G3A の同化ウィンドウは 10 日 (前半 5 日で IAU、後半 5 日で観測値の同化) であるが、観測値の入電をより長く待って同化した遅延解析に対して、翌日の速報同化に繋がるような同化ウィンドウを設定することで、速報解析を 1 日ずつずらした 5 ストリームでの実行を行う。さらに毎日海洋摂動を作成して 5 メンバー化することでアンサンブル予測を実現した。この毎日実行の計算機資源は、CPS2 と比べて 1 初期値当たりのメンバー数を減らすことで確保している。この変更により速報解析が毎日実行され、LAF 法を用いたときの季節 EPS と (2 段階 SST 法による) 全球 EPS へのデータ提供のリードタイム短縮を図ることが可能となる。なお、最大で 30 日以上遡って解析している現行システムより観測の打ち切りが早くなるが、遅延解析には 99 % 以上の観測が同化できる見込みで

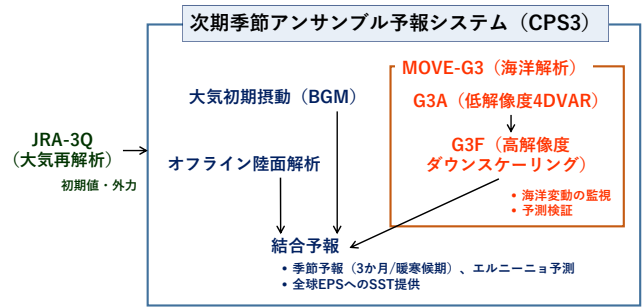


図 2.3.56 CPS3 を構成するシステム。CPS3 は、JRA-3Q を大気初期値や外力 (海洋や陸面への大気強制力) として、MOVE-G3 で作成された海洋解析、BGM 法で作成された大気初期摂動、オフライン地表面解析で作成された地表面初期値を用いて結合モデルによる予測を行う。

ある。

課題 8 に対しては、CPS3 の (ルーチン運用時ではなく) 非リアルタイム実行時に、大規模火山噴火によって放出される火山性エアロゾルによる効果を考慮できるオプションを追加した。2020 年 12 月現在運用されている GSM2003 では、エアロゾルの直接効果による大気放射への影響を考慮しているが、火山性エアロゾルによる効果は考慮されていないため、それに対応した放射過程の改良を行った。なお、非リアルタイム実行時に限定した理由は、現時点では火山性エアロゾルの 3 次元分布データをリアルタイムで作成できないためである。ただし、リードタイムが数か月から半年先まで続く季節予測であれば非リアルタイム実行でも有益な情報の提供が可能と考えられる。

2.3.7.3 今後の予定

現在、再予報実験による試験を繰り返し行っており、その検証結果を元に、ガイダンスなどの精度も含めて、2021 年度中に現業化を判断する。CPS3 の現業化までには、2 段階 SST 法を介した全球 EPS の予測精度評価と業務化に向けた開発も合わせて行う予定である。今後も、国内外の季節予報ユーザーの社会経済活動に役立つより良いプロダクトを提供できるよう、季節 EPS の予測精度向上を図っていく。

なお、気象庁では 2020 年 10 月よりコペルニクス気候変動サービス²⁰ (C3S) への季節予測データ提供を開始した。C3S では、海外数値予報センターの季節予測データを使ったマルチモデルアンサンブルのプロダクトも作成されるため、途上国の気象機関だけでなく、研究機関の方々にも当庁の季節予測プロダクトを利用しやすくなっている。

²⁰ <https://climate.copernicus.eu/>

	CPS2	CPS3
大気モデル	水平解像度: TL159L60 (~110km) モデルトップ: 0.1hPa GSM1011C - SIB CMIP5強制力	水平解像度: TL319L100 (~55km) モデルトップ: 0.01hPa GSM2003 CMIP6強制力 3次元エーロソル気候値 火山性エーロソル考慮オプション
海洋モデル (MRI.COM)	“渦非解像モデル” v3.2 1.0° (東西) × 0.3-0.5° (南北) L52+BBL 海氷: 力学モデル	“渦許容モデル” v4.6 0.25° (東西) × 0.25° (南北) L60 海氷: 力学モデル
初期条件	大気: JRA-55 陸面: JRA-55陸面解析値 海洋: MOVE/MRI.COM-G2 3DVAR T, S & SSH	大気: JRA-3Q 陸面: オフライン陸面解析値 海洋: MOVE/MRI.COM-G3 4DVAR T, S & SSH+SIC (海氷3DVAR)
メンバー数	51 (5日毎に13メンバー実行)	51 (毎日5メンバー実行により、毎日最新のSST 予測値を全球EPSへ提供)

図 2.3.57 CPS2 と CPS3 の主な仕様の違い。CPS2 と比べて、CPS3 では大気モデル・海洋モデル・初期条件・アンサンブルメンバーの構成に対して、赤字で示した点を改良・高度化している。

赤道波解析：OLR 2001-2007

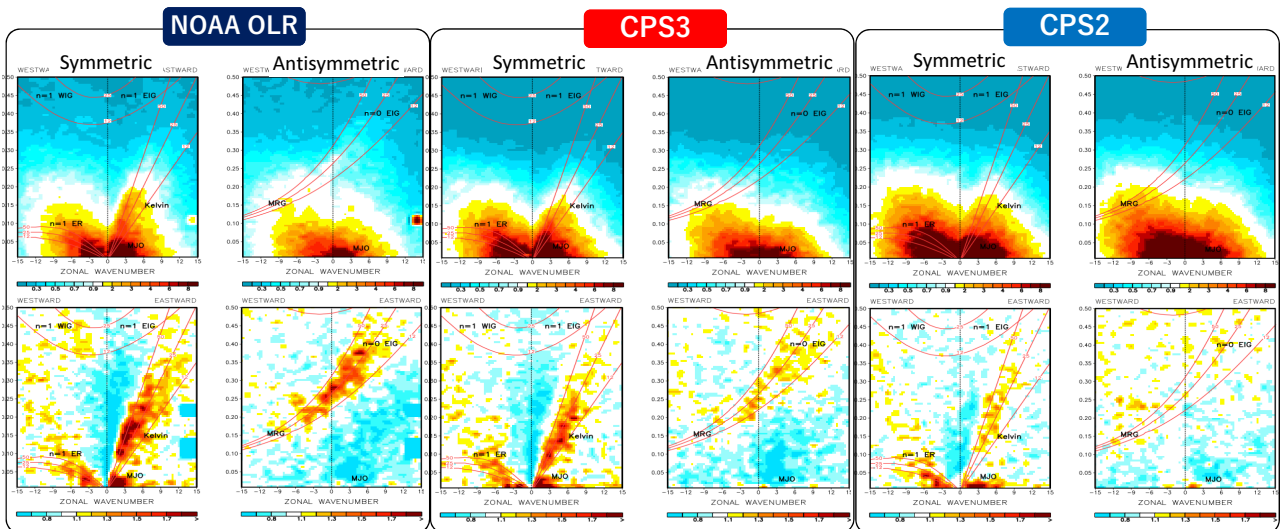


図 2.3.58 赤道波解析の比較（上段：OLR そのもののパワースペクトル、下段：統計的に顕著な OLR スペクトルピーク）。2001～2007 年の大気上端外向き長波放射（OLR）に対する、左から衛星観測、開発中の CPS3 予測、CPS2 予測の結果。

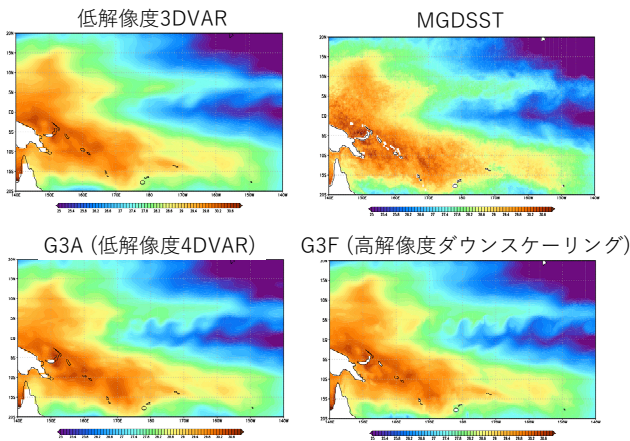


図 2.3.59 太平洋熱帯域中部での SST の比較。2012 年 1 月 1 日に対する海洋解析結果。

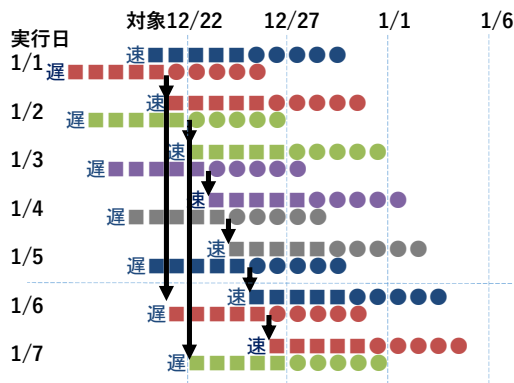


図 2.3.60 G3A の運用スケジュール例。10 日同化ウィンドウ（前半 5 日で IAU、後半 5 日で観測値同化）を持つ、遅延解析と速報解析を組み合わせた 5 ストリームを構成。遅延解析は翌日の速報同化に繋がるような同化ウィンドウを設定する。ストリーム毎に色分けし、■は IAU、●は観測値同化のウィンドウを示す。

参考文献

Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865–879.

栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計、衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, 気象庁, **73**, S1–18.

経田正幸, 2006: アンサンブル予報概論. 数値予報課報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, 1–12.

Niwa, Y. and Y. Fujii, 2020: A conjugate BFGS method for accurate estimation of a posterior error covariance matrix in a linear inverse problem. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **146**, 3118–3143.

高倉寿成, 小森拓也, 2020: 2 段階 SST 法の詳細と導入事例紹介. 令和 2 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 2–8.

高谷祐平, 石川一郎, 2015: 季節アンサンブル予報システムの更新. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1–111.

Takaya, Y., S. Hirahara, T. Yasuda, S. Matsueda, T. Toyoda, Y. Fujii, H. Sugimoto, C. Matsukawa, I. Ishikawa, H. Mori, R. Nagasawa, Y. Kubo, N. Adachi, G. Yamanaka, T. Kuragano, A. Shimpo, S. Maeda, and T. Ose, 2018: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 2 (JMA/MRI-CPS2): atmospherelandoceansea ice coupled prediction system for operational seasonal forecasting. *Clim. Dyn.*, **50**, 751–765.

Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **74**, 2317–2330.

Toth, Z. and E. Kalnay, 1997: Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3297–3319.

Tsujino, H., H. Nakano, K. Sakamoto, S. Urakawa, M. Hirabara, H. Ishizaki, and G. Yamanaka, 2017: Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model Version 4 (MRI.COMv4). *Tech. Rep. 80. Meteorological Research Institute, Japan.*

Yonehara, H., C. Matsukawa, T. Nabetani, T. Kanehama, T. Tokuhiko, K. Yamada, R. Nagasawa, Y. Adachi, and R. Sekiguchi, 2020: Upgrade of JMA's Operational Global Model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 6.19–6.20.

2.3.8 気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q) の本計算進捗

2.3.8.1 はじめに

季節予報や気候系監視を的確に行うためには、過去の気候を出来るだけ正確に把握しておくことが重要であり、長期間にわたり均質かつ高品質な気候データセットが不可欠である。このため、過去数十年にわたって蓄積した観測データを最新の数値予報技術を用いて解析し直す「長期再解析」により過去の気候を再現する取り組みが主要な数値予報センター等において継続して行われている²¹。日本においても、気象庁と（一財）電力中央研究所が共同で実施した JRA-25 長期再解析 (Onogi et al. 2007) から取り組みが始まった。更に、気象庁はより長期間の高品質な気候データセットの作成を目的に、2 回目となる気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55; 古林ほか 2015) を実施し、季節予報や気候系監視をはじめとする気象庁業務で活用している。

現在、長期再解析データの更なる品質向上を図るため、現行の JRA-55 実施以降の全球数値解析予報システムの開発成果とデータレスキューや衛星データの再処理による過去の観測データ拡充の成果を活用した気象庁第3次長期再解析 (Japanese Reanalysis for Three Quarters of a Century; JRA-3Q) の本計算を実施している。JRA-3Q では 1940 年代末以降を対象としており、1990 年代以降 (ストリーム A) の本計算が 2021 年度初め頃に、1960 年代～1980 年代 (ストリーム B) 及び 1940 年代末～1950 年代 (ストリーム C) の本計算についても 2021 年度中に完了する予定である。

本項では、JRA-3Q で用いるデータ同化システム (第 2.3.8.2 小節) と境界条件及び強制場 (第 2.3.8.3 小節) の概要について、JRA-55 で用いたものからの変更点を中心に説明を行う。その後、ストリーム A 期間について、観測データの概要 (第 2.3.8.4 小節) 及び既に計算が完了した期間 (本稿執筆 2020 年 12 月時点で 2013 年まで) の品質評価結果 (第 2.3.8.5 小節) を述べる。

2.3.8.2 データ同化システム

表 2.3.7 に JRA-3Q のデータ同化システムの概要と、比較のために JRA-55 のデータ同化システムの概要を合わせて示す。JRA-3Q は 2018 年 12 月時点の現業全球データ同化システム (JMA 2019) の低解像度 (TL479 解像度) 版に基づいており、JRA-55 実施以降の現業システムにおける開発成果が反映されている。例えば、物理過程の大幅な改良により (表 2.3.8)、放射収支、地表面顕熱・潜熱フラックス、降水分布等における系統誤差が縮小した気象庁の全球スペクトルモデル (GSM) が利用されている。また、新スーパーコンピュータシステム (2018 年 6 月運用開始) における計算機資源増強により JRA-55 よりも高解像度化されている。

²¹ 詳細なリストについては、<https://reanalyses.org> を参照。

(1) 背景誤差分散

背景誤差分散については動的推定を行っていないが、非衛星期間である 1972 年以前及び旧世代の衛星観測システムを用いる 1973 年 1 月～1998 年 7 月の期間については、背景値の誤差が増加することを考慮するために、対数比湿以外の制御変数の背景誤差分散をそれぞれ 50% 及び 11% 増加させている (ストリーム C 期間についても別途調整予定)。これらのスケールリングファクターは、Desroziers et al. (2005) による観測空間での背景誤差の診断法を、1999/2000 年を対象にしてそれぞれ行った衛星排除インパクト実験及び TOVS / 改良型 TOVS (ATOVS) 衛星観測システム比較実験の D 値 (観測値 - 背景値) に適用して得たものである。

(2) 陸面解析

JRA-55 ではオフライン版気象庁生物圏モデル (SiB) を大気モデルの出力で強制することにより陸面解析値を作成したが (古林ほか 2015)、観測に基づいた大気強制力を与えておらず、オフラインモデルを用いる利点が活用されていないことを踏まえ、JRA-3Q では予報モデルの陸面予報値をサイクルさせることとした。ただし、毎日 18UTC の陸面解析値には積雪深解析の結果を反映させている。

(3) 積雪深解析

JRA-3Q では、JRA-55 と同様、積雪深解析の第一推定値を陸面解析の積雪深と衛星積雪域から作成し、その後、2次元最適内挿法 (2D-OI) で SYNOP 積雪深観測を同化している (古林ほか 2015)。JRA-55 では積雪深解析処理における 2 つの不具合が見ついている。1 つ目は、海岸部の積雪データの内挿処理の不具合により海岸付近の積雪深が非現実的な値となる問題である (気象庁 2015)。JRA-3Q ではその様な問題が再発しないよう、不具合の修正及び積雪深解析値の上限値 (5m) を設定している。2 つ目は、衛星積雪域に負バイアスがある領域 (海岸付近等) で衛星積雪域が第一推定値として利用された場合に、2D-OI において正インクリメントがバイアス特性の異なる陸面解析積雪深を第一推定値とする周辺地域にまで広がり、周辺地域の積雪深解析値が過大となる傾向が見られることである。JRA-3Q ではこの欠点を改善するために、第一推定値の作成において衛星積雪域の利用可否を判定する際に SYNOP 積雪深観測も参照するよう変更している (表 2.3.9)。

2.3.8.3 境界条件及び強制場

(1) 海面水温及び海水

ストリーム A 期間については、西岸境界流付近の海面水温の急峻な水平勾配が大気境界層に与える影響をより適切に表現できるよう、衛星観測に基づいた 0.25 度解像度の MGDSST (栗原ほか 2006) を利用している。ストリーム B 及び C 期間については、海面水温の時空

表 2.3.7 JRA-55 と JRA-3Q で用いたデータ同化システムの仕様

	JRA-55	JRA-3Q
解析期間	1958 年以降	1940 年代末以降
基本システム	2009 年 12 月時点の気象庁現業システム (JMA 2007, 2013)	2018 年 12 月時点の気象庁現業システム (JMA 2019)
水平解像度	TL319 (約 55km)	TL479 (約 40km)
鉛直層	0.1hPa までの 60 層	0.01hPa までの 100 層
解析手法	4 次元変分法 (インナー解像度 T106)	4 次元変分法 (インナー解像度 TL319)
ラジオゾンデ気温観測バイアス補正	2006 年まで: RAOBCORE V1.4 (Haimberger et al. 2008) 2007 年以降: RAOBCORE V1.5 (Haimberger et al. 2012) ・ERA に基づいたバイアス推定	RISE(RICH with solar elevation dependent) v1.7.2 (Haimberger et al. 2012) ・周辺地点との比較に基づいたバイアス推定 ・季節依存性の考慮 (1979 年以降)
衛星輝度温度	RTTOV-9.3 (Saunders 2008)	RTTOV-10.2 (Saunders et al. 2012) ・計算精度向上 ・温室効果ガス濃度変動の考慮
陸面解析	オフライン SiB	予報モデルの陸面予報値をサイクル
SST 及び海氷	COBE-SST (1 度格子) (Ishii et al. 2005)	1990 年まで: COBE-SST2 (1 度格子) (Hirahara et al. 2014) 1985 年頃以降: MGDSSST (0.25 度格子) (栗原ほか 2006) ・重複期間は複数ストリームにより並行作成
オゾン	1978 年まで: 気候値 1979 年以降: MRI-CCM1(T42L68) (Shibata et al. 2005)	MRI-CCM2(TL159L64) (Deushi and Shibata 2011) ・新しいモデルを用いて全期間作成

表 2.3.8 JRA-55 と JRA-3Q で用いた予報モデルの仕様

	JRA-55 2009 年 12 月時点の気象庁 GSM (JMA 2007, 2013)	JRA-3Q 2018 年 12 月時点の気象庁 GSM (本田・坂本 2019)	改良の効果
長波放射	散光因子近似を用いたバンド射出率法	2 方向吸収近似	・成層圏気温プロファイルの改善
雲放射	ランダムオーバーラップ (短波)	マキシマム・ランダムオーバーラップ (短波) 水雲粒光学特性の見直し 積雲上昇流域の雲量診断の導入	・放射収支の改善
エアロゾル	陸上型、海上型	硫酸塩、黒色炭素、有機炭素、海塩、鉄塵	・放射収支の改善
積雲対流	Arakawa-Schubert スキーム	Arakawa-Schubert スキーム ・エネルギー収支補正方法の適正化 ・融解・蒸発過程の改良	・降水分布の改善 ・加熱プロファイルの改善
雲	Smith スキーム 層積雲: 川合 (2004)	Smith スキーム: 雲水量計算法の改良 層積雲: 発動条件に相対湿度の閾値を追加 雲氷落下スキームの改良	・対流圏中層乾燥バイアスの緩和 ・過剰な層積雲を抑制 ・放射収支の改善
接地境界層	Monin-Obukhov 相似則 ・非反復解法 (Louis et al. 1982)	Monin-Obukhov 相似則 ・普遍関数法	・顕熱・潜熱の過剰バイアスの緩和
非地形性重力波抵抗	Rayleigh 摩擦 (50hPa から上層)	Scinocca (2003)	・QBO の表現改善
陸面	生物圏モデル (SiB) (佐藤 1989) ・温度 1 層、水分 3 層 ・雪 1 層	改良型 SiB ・土壌層 7 層 (温度・水分共通) ・積雪 4 層 (最大)	・地上気温の日変化の表現改善
海水	1 層海水モデル 開水・海水排他格子	4 層海水モデル 開水・海水混在格子	・極域の低温バイアスが改善

間変動特性の表現向上のためのリコンストラクション手法、及び、品質の向上した海水データを用いた、現場観測に基づいた 1 度解像度の COBE-SST2(Hirahara et al. 2014) を利用する。

(2) オゾン

JRA-3Q では、予報モデルの放射過程及び、衛星赤外測器輝度温度同化における放射伝達計算の入力データとして、下部成層圏のオゾン濃度ピークの過小バイア

表 2.3.9 積雪深解析第一推定値の作成方法 (*は JRA-3Q で追加)

陸面過程の積雪深	有	有	無	無
衛星積雪域	有	無	有	無
SYNOP 積雪深*		有	無	
第一推定値	陸面過程の積雪深 (微調整有)	陸面過程の積雪深*	0cm (解析対象)	0cm (解析対象) 0cm (解析対象外)

スが改善した MRI-CCM2(Deushi and Shibata 2011) を用いて作成されたオゾン再解析データを使用する。同データの作成において、MRI-CCM2 を駆動する気象場として、1958 年以降の期間は JRA-55 データを利用し、JRA-55 の開始年より前の 1957 年以前の期間は JRA-3Q 予備実験データを利用する予定である。衛星オゾン全量観測データのナッジングについては、Level 2 データを新たに取得して独自に均質化したものが 1979 年以降の期間に利用されているのに対し (Naoe et al. 2020)、1978 年以前の期間は利用可能なデータが存在せず、ナッジングは行われていない。このため、1978 年以前のオゾン再解析データについては 1979 年以降のデータに対して均質となるよう緯度・高度 2 次元スケールリングファクターを用いてオゾン混合比のバイアス補正を行っている。また、1hPa より上層のオゾン再解析値には過剰バイアスがあるため、1991~1997 年のオゾン混合比平均値を SPARC の HALOE / MLS 月別気候値 (Randel et al. 1998) に一致させる緯度・高度 2 次元スケールリングファクターを用いてバイアス補正を行っている (全期間)。

2.3.8.4 ストリーム A 期間に利用する観測データ

ストリーム A 期間の観測データは、JRA-55 で整備した観測データセット (古林ほか 2015) を基本としつつ、気象庁気象衛星センターがひまわり 8 号用の大気追跡風 (AMV) 導出アルゴリズムをひまわり 5 号 (GMS-5) からひまわり 7 号 (MTSAT-2) に適用して新たに作成した再処理 AMV(Abe et al. 2018) を始めとする、再処理や再校正により均質性が向上した衛星データ等、JRA-55 実施以降に新たに利用可能となった観測データセットを可能な限り収集して利用している (表 2.3.10、図 2.3.61)。

JRA-3Q で用いる熱帯低気圧ボーガスについては、JRA-55 と異なり、気象庁の台風ボーガス作成手法 (JMA 2019) を用いて全領域で熱帯低気圧ボーガスを自主作成し利用している。これにより、JRA-55 で見られた、熱帯低気圧周辺風での算出方法の不具合による、解析された熱帯低気圧強度の不自然な長期変化が解消される。熱帯低気圧ボーガス作成に用いるベストトラックデータについては、1951 年以降の北西太平洋領域は気象庁データ、それ以外の期間・領域は IBTrACS(Knapp et al. 2010) v03r05 を利用している。気象庁の台風ボーガス作成手法ではベストトラックの中心位置、中心気圧、 15 m s^{-1} 強風半径を利用するが、このうち強風半

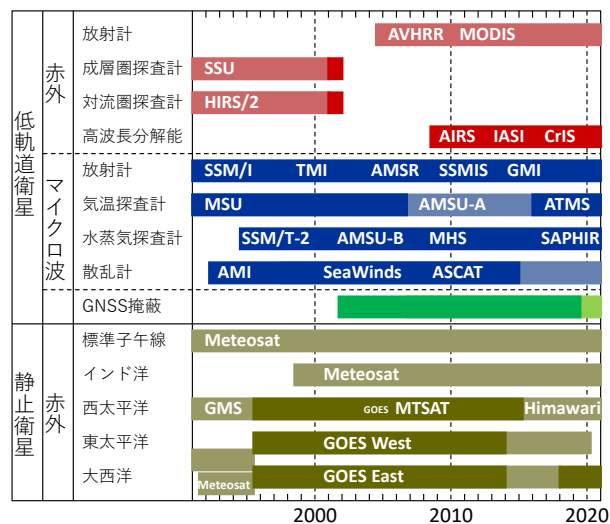


図 2.3.61 ストリーム A 期間に利用する衛星観測データ (2020 年 12 月時点の予定を含む)。濃い陰影は JRA-55 からの追加期間及び再校正・再処理データによる更新期間を表す。

径についてはベストトラック作成機関により特性が顕著に異なる。気象庁の台風ボーガス作成手法は気象庁ベストトラックに基づいて開発されたものであることから、他機関の強風半径データでは適切な熱帯低気圧ボーガスを算出できない。このため、強風半径を用いるのは気象庁データのみとし、他機関データでは気象庁データから作成した回帰式を用いて中心気圧から算出した強風半径推定値を用いている。

上記に加えて、JRA-55 実施以降に現業システムで利用開始された新しい観測システムである地上 GNSS の天頂遅延量と高波長分解能赤外探査計の輝度温度を JRA-3Q では利用している。地上 GNSS 天頂遅延量については、1994~2014 年の期間は気象研究所作成の再処理データを、それ以降の期間は現業取得データを利用している。

なお、JRA-3Q では、JRA-55 と同様、地上気圧観測データの同化により対流圏下層高気圧性インクリメント乾燥化フィードバックが生じることを避けるため、アマゾン川流域の地上気圧観測データを完全に排除した (古林ほか 2015)。更に、JRA-3Q では同様の理由によりアフリカ大陸熱帯域でも地上気圧観測データを完全に排除している。

表 2.3.10 ストリーム A 期間に用いる観測データソース。無地のセルで示された観測データは JRA-55 以降に追加、又は再校正・再処理されたもの、陰影のセルで示された観測データは JRA-55 で用いたものと同じものである。

データ提供元	データ種別、及びデータ提供元による識別名	期間	備考
従来型データ			
ECMWF		～2002年8月	Uppala et al. (2005)
気象庁	GAME 及び SCSMEX	ストリーム A 全期間 1998年4月～1998年10月	
山中大学氏	ラジオゾンデ (インドネシア)	1991年11月～1999年5月	Okamoto et al. (2003)
RIHMI	積雪深 (ロシア)	～2008年12月	http://meteo.ru/english/climate/snow.php
UCAR	積雪深 (米国)	～2011年8月	doi:10.5065/B6MM-RS76
中国地面気象記録月報	積雪深 (中国)	～2006年12月	印刷物からデジタル化
IMH	積雪深 (モンゴル)	～2007年12月	
熱帯低気圧ベストトラック			
NOAA/NCEI	IBTrACS v03r05	～2012年12月	Knapp et al. (2010)
気象庁		ストリーム A 全期間	
地上 GNSS 天頂遅延量			
気象研究所小司禎教室長	再処理地上 GNSS 天頂遅延量	1995年1月～2014年8月	
気象庁		2014年9月～	
衛星輝度温度			
ECMWF	HIRS 及び SSU AMSU-A	～2001年12月 1998年8月～2003年5月	Uppala et al. (2005)
NOAA/NCDC	SSM/I	～2004年12月	
NOAA/NCEI	MSU CDR V1.0	～2006年12月	doi:10.7289/V51Z429F
NOAA/CLASS	AMSU-A	1998年8月～2012年12月	
	SSM/I	～2012年12月	
気象庁	AIRS, IASI, CrIS	2008年7月～	
	AMSU-A 及び MHS	2003年6月～	
	SSM/I, SSMIS, AMSR2	2006年3月～	
	GMI	2017年5月～	
	ATMS	2016年11月～	
	SAPHIR	2014年7月～	
気象庁気象衛星センター	CSR	2005年6月～	
宇宙航空研究開発機構	GMS-5, GOES 9, MTSAT-1R 再処理 CSR	1995年7月～2009年12月	
	再校正 TMI V05A (8 相当)	1998年2月～2015年4月	
	再校正 AMSR-E V4.400.400	2002年6月～2011年10月	
	再校正 AMSR2 V2.220.220	2012年7月～2016年8月	
	再校正 GMI V05A	2014年3月～2017年5月	
EUMETSAT	SSM/T-2, AMSU-B, MHS FCDR v4.1	1994年7月～2017年12月	Hans et al. (2019)
	Meteosat CSR	2001年1月～2009年8月	
EUMETSAT CM SAF	SSM/I, SSMIS FCDR E3	～2015年12月	doi:10.5676/EUM_SAF_CM/FCDR_MWI/V003
AMV			
EUMETSAT	再処理 Meteosat-3～-7	～2000年12月	van de Berg et al. (2001)
	Meteosat-5～-7	2001年1月～2001年2月	
気象庁	Meteosat, GOES, Himawari AVHRR, MODIS	2001年1月～ 2004年6月～	
気象庁気象衛星センター	再処理 GMS-4	～1995年6月	
	再処理 GMS-5, GOES 9, MTSAT	1995年6月～2015年7月	Abe et al. (2018)
ECMWF	GOES	～1996年1月	Uppala et al. (2005)
CIMSS	再処理 GOES	1995年1月～2015年7月	Wanzong et al. (2014)
散乱計海上風			
EUMETSAT OSI SAF	ERS/AMI CDR	1992年3月～2001年1月	doi:10.15770/EUM_SAF_OSI.0009
	QuikSCAT/SeaWinds CDR	1997年7月～2009年11月	doi:10.15770/EUM_SAF_OSI.0002
	Metop-A/ASCAT CDR	2007年1月～2014年3月	doi:10.15770/EUM_SAF_OSI.0006
気象庁	Metop/ASCAT	2014年4月～	
GNSS-RO 屈折角			
EUMETSAT ROM SAF	CHAMP CDR v1.0	2001年9月～2008年9月	doi:10.15770/EUM_SAF_GRM.0004
	COSMIC CDR v1.0	2006年4月～2016年12月	doi:10.15770/EUM_SAF_GRM.0003
	Metop CDR v1.0	2006年10月～2016年12月	doi:10.15770/EUM_SAF_GRM.0002
	Metop ICDR	2017年1月～2017年7月	
	GRACE CDR v1.0	2007年2月～2016年12月	doi:10.15770/EUM_SAF_GRM.0005
気象庁	COSMIC, Metop, GRACE, TerraSAR-X, TanDEM-X	2017年1月～	

2.3.8.5 ストリーム A 期間本計算の品質評価

ここでは JRA-3Q データ同化システムの基本性能の評価として、2日予報スコア及びラジオゾンデ観測データに対する背景値の適合度を示すとともに、JRA-3Q

データの基本特性の評価として、対流圏下層から下部成層圏の全球平均気温時系列、及び、全球エネルギー収支を示す。

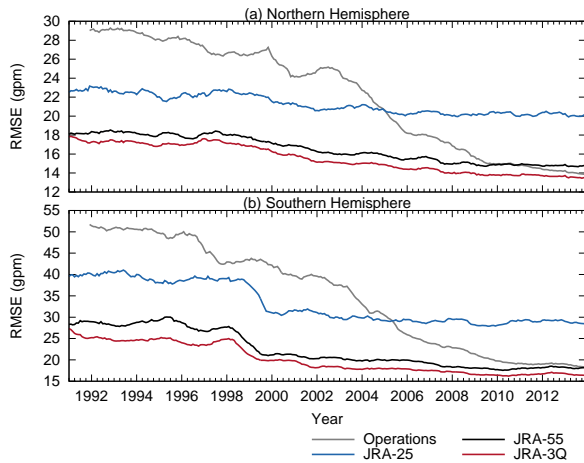


図 2.3.62 JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 及び現業全球データ同化システムの 500hPa 高度 2 日予報 RMS 誤差。検証対象はそれぞれの解析値。値は直前の 12 か月間の平均値を表す。(a) 北半球中・高緯度、(b) 南半球中・高緯度。

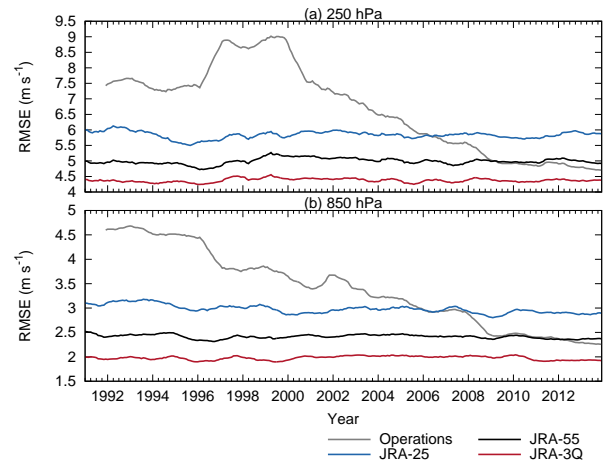


図 2.3.63 JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 及び現業全球データ同化システムの熱帯域風ベクトル 2 日予報 RMS 誤差。検証対象はそれぞれの解析値。値は直前の 12 か月間の平均値を表す。(a) 250hPa、(b) 850hPa。

(1) 2 日予報スコア

データ同化システムで用いているものと同じ予報モデルによる延長予報の対初期値検証スコアを比較することにより、各データ同化システムにおける解析値・予報値の整合性、観測システムの変遷の影響、プロダクトの時間的均質性等を推察できる。

図 2.3.62 と図 2.3.63 はそれぞれ、北半球及び南半球の中・高緯度 500hPa 高度 2 日予報と熱帯域対流圏上層及び下層の風ベクトル 2 日予報について、JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 及び現業全球データ同化システムの二乗平均平方根 (RMS) 誤差を示している。予報スコアの良い順に JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 となっており、データ同化システムの着実な性能向上の効果が認められる。また、再処理衛星データの取得・利用等による観測データの拡充・品質向上も予報スコア向上に寄与しているものと考えられる。特に、JRA-3Q では 1990 年代の南半球中・高緯度の 500hPa 高度 RMS 誤差が大きく改善した結果、他の期間・領域との予報スコアの差が縮小しており、プロダクトの均質性が向上していると言える。これは、TOVS 輝度温度の間引き間隔縮小 (JRA-55 では 250km のところを JRA-3Q では 125km に変更) 及び背景誤差分散の調整 (第 2.3.8.2 小節 (1)) の効果と考えられる。

(2) ラジオゾンデ観測データに対する背景値の適合度

対背景値 D 値 (観測値 - 背景値) は、背景誤差や観測誤差といったデータ同化システムの調整パラメータに対して独立であることから、その統計から予報モデルの性能や観測データのバイアス等の評価に有益な情報を得ることができる。ここでは、JRA-3Q、JRA-55 及び JRA-25 で使用したラジオゾンデ気温観測の対背景値 D 値の全球平均及び RMS の時系列の比較を行う。

30hPa 付近では、JRA-3Q の RMS は JRA-55 と同程

度であるが、D 値平均値はピナツボ火山噴火後 (1991 年) に増大しており、成層圏の昇温の表現が弱いことを示唆している (図 2.3.64(a)、(b))。

250hPa 付近では、JRA-55 の D 値時系列は対流圏上層に高温バイアスがあったことを示している (図 2.3.64(c))。一方、JRA-3Q では、対流圏上層の高温バイアスが大幅に解消しており、ラジオゾンデ気温観測との整合性が非常に良くなっていることが分かる。

850hPa 付近では、JRA-25、JRA-55、JRA-3Q ともに D 値平均値が正の方向にシフトしており、対流圏下層の低温バイアスを示唆しているが、JRA-3Q では D 値平均値が減少しており、低温バイアスが緩和していることが分かる (図 2.3.64(g))。

(3) 対流圏下層から下部成層圏の全球平均気温時系列

近年の再解析データセットにおける長期変化傾向の再現性については、衛星輝度温度のバイアス補正手法の高度化等により、旧世代のものと比べて概ね改善している (例えば、Simmons et al. 2014)。他方、現在の充実した観測システムに対して最適化されたデータ同化システム (特に背景誤差共分散) を観測データの少ない過去期間に適用した場合に、モデルバイアスを十分に拘束できず、時間的均質性が損なわれる事例も報告されている (例えば、Simmons et al. 2020)。JRA-3Q データは数十年規模変動や気候変化に関する研究を含む幅広い分野において利用が期待されるため、その時間的均質性を評価しておくことは非常に重要である。ここでは、JRA-25、JRA-55 及び独立した観測データセットで再現されている長周期変動や長期変化傾向との比較を行う。

図 2.3.65 は、対流圏下層から下部成層圏までの 4 層の気温偏差を 82.5°N~82.5°S の領域で平均したものについて、JRA-3Q の月別時系列と、JRA-25、JRA-55

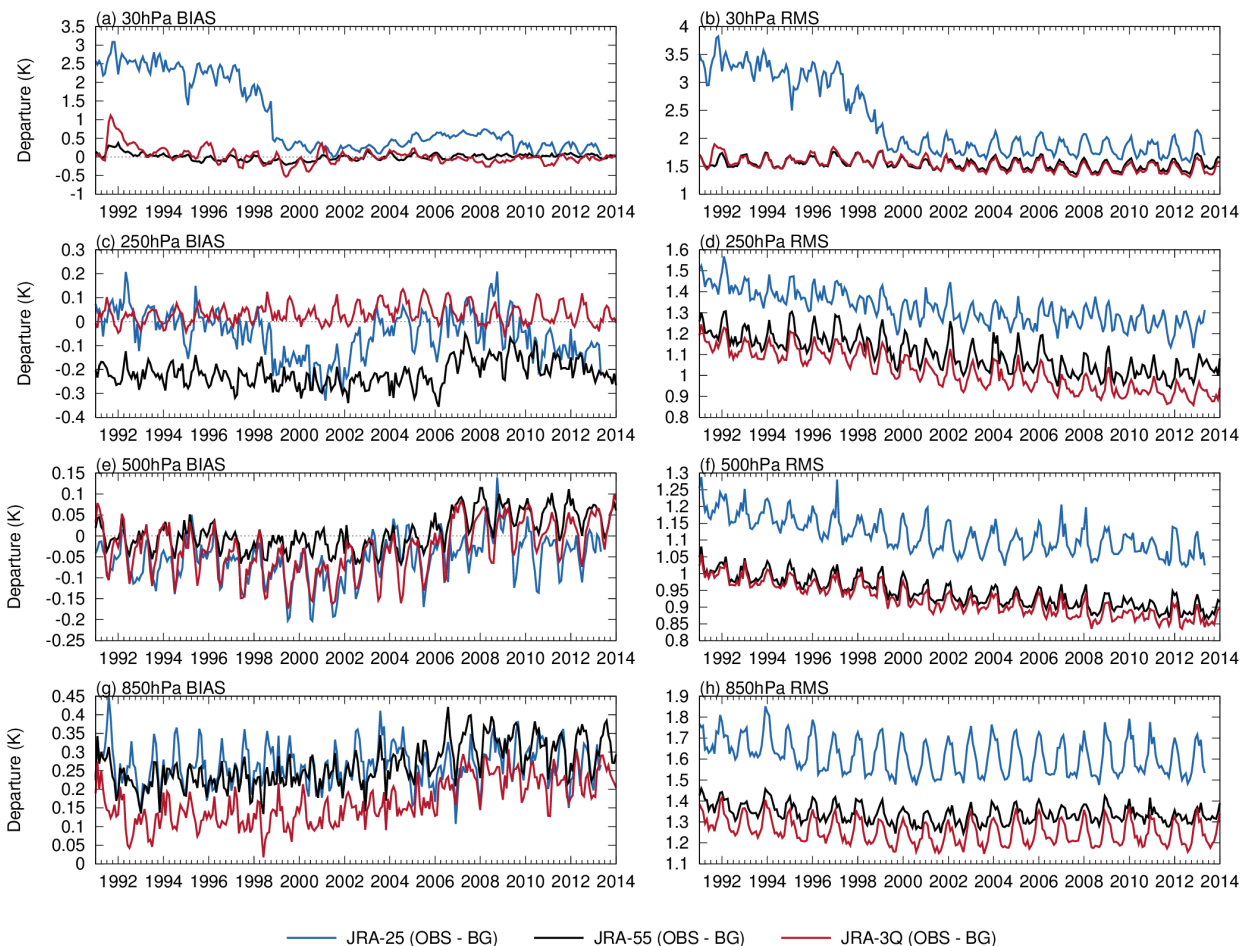


図 2.3.64 JRA-25、JRA-55 及び JRA-3Q で使用したラジオゾンデ気温観測対背景値 D 値の全球平均、及び RMS の時系列

及び独立な観測データセットのものとの比較を示している。独立な観測データセットとして、ここでは、ハドレーセンターのラジオゾンデ気温プロダクト (HadAT2; Thorne et al. 2005) とリモートセンシングシステム (RSS) の MSU 及び AMSU マイクロ波探査計気温データ V4.0 (Mears and Wentz 2016, 2017) を用いる。

JRA-3Q の全球平均気温では、ピナツボ火山噴火後の 1991 年の下部成層圏を除き、JRA-55 と同様に RSS V4.0 と非常によく似た変動が再現されており、JRA-55 と同程度の時間的均質性を有していることが分かる。

他方、JRA-3Q の下部成層圏では 1991 年のピナツボ火山噴火後の昇温量が小さい傾向がある。火山性エアロゾルの年々変動については、JRA-25、JRA-55、JRA-3Q のいずれの予報モデルでも考慮されていないことから、昇温量の表現の違いは主にラジオゾンデ観測データのインパクトの違いと考えられる。JRA-3Q で利用している背景誤差共分散は、現在の充実した観測システムに対して最適化されたもので、水平相関距離が短い。このため、観測データの少ない過去期間においてモデルバイアスを十分に拘束できない場合があり得ることが、観測データのインパクトの違いの要因の一つと推測される。水平相関距離の違いが観測データのイ

ンパクトに及ぼす影響については、今後、詳細な調査が必要と考えられる。

(4) 全球エネルギー収支

再解析ではデータ同化により生じる解析インクリメントにより、エネルギーバランスが厳密には保たれていない。ゆえに、エネルギーバランスの再現性評価は、データ同化システム、特に予報モデルの物理過程の性能評価となり得るとともに、海洋・陸面モデルへの大気入力データとしての品質評価にもなり得る。

表 2.3.11 と表 2.3.12 は、大気上端と地表面それぞれにおける JRA-25、JRA-55、JRA-3Q で再現された年平均全球エネルギーバランス及び Wild et al. (2013) の見積りを示している。JRA-3Q のエネルギーバランスは、表 2.3.8 に示した予報モデルの物理過程の総合的な改善により、JRA-55 と比べると概ね Wild et al. (2013) の見積りに近い値が再現されており、特に、過剰だった潜熱フラックスが大幅に減少している。正味フラックスについても、JRA-55 では大気上端、地表面ともに全球平均で上向きに約 10 W m^{-2} の大きな不均衡があったが、JRA-3Q ではバイアスが概ね半減していることが分かる。

他方、大気上端外向き赤外放射と地表面下向き太陽

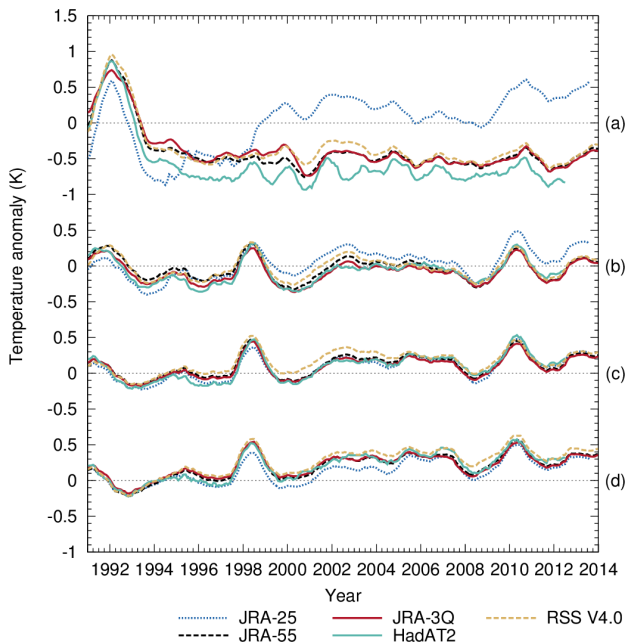


図 2.3.65 (a) 下部成層圏、(b) 対流圏上層、(c) 対流圏中層、(d) 対流圏下層の気温偏差の $82.5^{\circ}\text{N}\sim 82.5^{\circ}\text{S}$ の領域平均の 12 か月移動平均値の時系列。RSS V4.0 の時系列は MSU チャンネル 4、3、2 の観測値とその対流圏下層への外挿値であるのに対し、HadAT2、JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 の時系列は気温から計算した MSU 等価量である。偏差は JRA-3Q を除きそれぞれのデータセットの 1979~1998 年の期間の月気候値に対して計算されている。JRA-3Q の偏差については JRA-55 の月気候値に対して計算されている。

放射には Wild et al. (2013) の不確実性の幅を超える過剰バイアスがあり、その原因について、今後、詳細な調査を行う必要がある。

2.3.8.6 まとめと今後の予定

長期再解析データの更なる品質向上を図るため、現行の JRA-55 実施以降の全球数値解析予報システムの開発成果とデータレスキューや衛星データの再処理による過去の観測データ拡充の成果を活用した JRA-3Q の本計算を現在実施している（ストリーム A 期間の本計算は本稿執筆 2020 年 12 月時点で 2013 年まで実施）。

2 日予報スコア及びラジオゾンデ観測データに対する背景値の適合度による評価では、上記成果の活用により JRA-55 から更にプロダクトの品質が向上していることが示された。JRA-55 の主要な問題点の一つであった、大気上端及び地表面の全球平均正味エネルギーフラックスにおける上向きに約 10 W m^{-2} の大きな不均衡については、予報モデルの物理過程の総合的な改善により、JRA-3Q ではバイアスが概ね半減した。

他方、JRA-3Q の下部成層圏では 1991 年のピナツボ火山噴火後の昇温量が小さい傾向があるといった問題点も明らかとなった。その要因として、予報モデルにおいて火山性エアロゾルの年々変動が考慮されていないことに加え、JRA-3Q で利用している背景誤差共分

散は現在の充実した観測システムに対して最適化されたもので、観測データの少ない過去期間においてモデルバイアスを十分に拘束できない場合があり得ることが推測される。将来の再解析においては、放射強制力の表現の精緻化、観測システムへの変遷に対してデータ同化システムを効果的に適合させるための調整方法について、検討すべきと考えられる。

JRA-3Q 本計算は、ストリーム A 期間を 2021 年度初め頃に、ストリーム B 及び C 期間を 2021 年度中に完了する予定である。ストリーム A 期間の評価で示されたとおり、JRA-3Q のデータ同化システムではモデルバイアスが軽減したことにより、観測システムの変遷の影響を受けにくく、JRA-3Q の全期間を通じた時間的均質性が JRA-55 から更に向上することが期待される。引き続き、本計算残り期間の観測データの拡充を図るとともに、プロダクトの品質評価を進める予定である。

表 2.3.11 大気上端の年平均全球エネルギーバランス ($W m^{-2}$)。JRA-25、JRA-55 及び JRA-3Q の値は 2002~2008 年の期間平均であるのに対し、Wild et al. (2013) の値は 21 世紀初頭における現在気候を代表している。括弧内の値は不確実性の幅を表している。

	Wild et al. (2013)	JRA-25	JRA-55	JRA-3Q
太陽放射入射量	340(340,341)	341	341	341
太陽放射反射量	100(96,100)	95	100	97
外向き赤外放射	239(236,242)	255	251	250
正味下向きフラックス		7.9	-10.0	-5.5

表 2.3.12 地表面の年平均全球エネルギーバランス ($W m^{-2}$)。JRA-25、JRA-55 及び JRA-3Q の値は 2002~2008 年の期間平均であるのに対し、Wild et al. (2013) の値は 21 世紀初頭における現在気候を代表している。括弧内の値は不確実性の幅を表している。

	Wild et al. (2013)	JRA-25	JRA-55	JRA-3Q
下向き太陽放射	185(179,189)	197	189	190
太陽放射反射量	24(22,26)	25	26	23
太陽放射吸収量 (地表面)	161(154,166)	172	164	166
太陽放射吸収量 (大気)	79(74,91)	75	77	78
下向き赤外放射	342(338,348)	327	338	340
上向き赤外放射	397(394,400)	399	400	400
顕熱	20(15,25)	20	20	21
蒸発	85(80,90)	91	93	89
正味下向きフラックス	0.6(0.2,1.0)	11.6	11.2	-4.4

参考文献

- Abe, M., K. Shimoji, and K. Nonaka, 2018: Reprocessing of atmospheric motion vectors for JRA-3Q at JMA/MSO. *Fourteenth International Winds Workshop*, Jeju City, South Korea, <https://cimss.ssec.wisc.edu/iwgg/iwgg-meetings.html>.
- 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, doi:10.1256/qj.05.108.
- Deushi, M. and K. Shibata, 2011: Development of a Meteorological Research Institute Chemistry-Climate Model version 2 for the study of tropospheric and stratospheric chemistry. *Pap. Meteor. Geophys.*, **62**, 1–46, doi:10.2467/mripapers.62.1.
- Haimberger, L., C. Tavolato, and S. Sperka, 2008: Toward elimination of the warm bias in historic radiosonde temperature records—Some new results from a comprehensive intercomparison of upper-air data. *J. Climate*, **21**, 4587–4606, doi:10.1175/2008JCLI1929.1.
- Haimberger, L., C. Tavolato, and S. Sperka, 2012: Homogenization of the global radiosonde temperature dataset through combined comparison with reanalysis background series and neighboring stations. *J. Climate*, **25**, 8108–8131, doi:10.1175/JCLI-D-11-00668.1.
- Hans, I., M. Burgdorf, S. A. Buehler, M. Prange, T. Lang, and V. O. John, 2019: An uncertainty quantified fundamental climate data record for microwave humidity sounders. *Remote Sens.*, **11**, 548, doi:10.3390/rs11050548.
- Hirahara, S., M. Ishii, and Y. Fukuda, 2014: Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, **27**, 57–75, doi:10.1175/JCLI-D-12-00837.1.
- 本田有機, 坂本雅巳, 2019: 全球モデル (GSM) の概要. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 136–155.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the KOBE collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865–879, doi:10.1002/joc.1169.
- JMA, 2007: *Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-Processing and Forecasting System and Numerical Weather Prediction*. Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan, 194 pp., <https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/nwp-top.htm>.
- JMA, 2013: *Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-*

- processing and Forecasting System (GDPFS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research. Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan, 188 pp., <https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/nwp-top.htm>.
- 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., <https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/nwp-top.htm>.
- 川合秀明, 2004: 雲水過程. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 72–80.
- 気象庁, 2015: JRA-55の積雪深解析の不具合について. 気象庁地球環境・海洋部, 18 pp. https://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index_ja.html#quality.
- Knapp, K. R., M. C. Kruk, D. H. Levinson, H. J. Diamond, and C. J. Neumann, 2010: The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying tropical cyclone best track data. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 363–376, doi:10.1175/2009BAMS2755.1.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌己, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁55年長期再解析(JRA-55)の概要. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66–115.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, **73**, S1–S18.
- Louis, J.-F., M. Tiedtke, and J.-F. Geleyn, 1982: A short history of the operational PBL-parameterization at ECMWF. *Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization*, Reading, UK, ECMWF, 59–79, <https://www.ecmwf.int/en/publications>.
- Mears, C. A. and F. J. Wentz, 2016: Sensitivity of satellite-derived tropospheric temperature trends to the diurnal cycle adjustment. *J. Climate*, **29**, 3629–3646, doi:10.1175/JCLI-D-15-0744.1.
- Mears, C. A. and F. J. Wentz, 2017: A satellite-derived lower-tropospheric atmospheric temperature dataset using an optimized adjustment for diurnal effects. *J. Climate*, **30**, 7695–7718, doi:10.1175/JCLI-D-16-0768.1.
- Naoe, H., T. Matsumoto, K. Ueno, T. Maki, M. Deushi, and A. Takeuchi, 2020: Bias correction of multi-sensor total column ozone satellite data for 1978–2017. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 353–377, doi:10.2151/jmsj.2020-019.
- Okamoto, N., M. D. Yamanaka, S.-Y. Ogino, H. Hashiguchi, N. Nishi, T. Sribimawati, and A. Numaguchi, 2003: Seasonal variations of tropospheric wind over Indonesia: comparison between collected operational radiosonde data and NCEP reanalysis for 1992–99. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 829–850, doi:10.2151/jmsj.81.829.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369–432, doi:10.2151/jmsj.85.369.
- Randel, W. J., F. Wu, J. M. Russell III, A. Roche, and J. W. Waters, 1998: Seasonal cycles and QBO variations in stratospheric CH₄ and H₂O observed in UARS HALOE data. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 163–185, doi:10.1175/1520-0469(1998)055%3C0163:SCAQVI%3E2.0.CO;2.
- 佐藤信夫, 1989: 生物圏と大気圏の相互作用. 数値予報課報告・別冊第35号, 気象庁予報部, 4–73.
- Saunders, R., 2008: RTTOV-9 science and validation report. Tech. rep., EUMETSAT NWP SAF, 74 pp. <https://nwp-saf.eumetsat.int/site/software/rttov/>.
- Saunders, R., J. Hocking, P. Rayer, M. Matricardi, A. Geer, N. Bormann, P. Brunel, F. Karbou, and F. Aires, 2012: RTTOV-10 science and validation report. Tech. rep., EUMETSAT NWP SAF, 31 pp. <https://nwp-saf.eumetsat.int/site/software/rttov/>.
- Scinocca, J. F., 2003: An accurate spectral nonorographic gravity wave drag parameterization for general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 667–682, doi:10.1175/1520-0469(2003)060%3C0667:AASNGW%3E2.0.CO;2.
- Shibata, K., M. Deushi, T. T. Sekiyama, and H. Yoshimura, 2005: Development of an MRI chemical transport model for the study of stratospheric chemistry. *Pap. Meteor. Geophys.*, **55**, 75–119, doi:10.2467/mripapers.55.75.
- Simmons, A., C. Soci, J. Nicolas, B. Bell, P. Berrisford, R. Dragani, J. Flemming, L. Haimberger, S. Healy, H. Hersbach, A. Hornyi, A. Inness, J. Munoz-Sabater, R. Radu, and D. Schepers, 2020: Global stratospheric temperature bias and

- other stratospheric aspects of ERA5 and ERA5.1. ECMWF Technical Memorandum 859, ECMWF, 38 pp., Reading, UK. doi:10.21957/rcxqfmg0.
- Simmons, A. J., P. Poli, D. P. Dee, P. Berrisford, H. Hersbach, S. Kobayashi, and C. Peubey, 2014: Estimating low-frequency variability and trends in atmospheric temperature using ERA-Interim. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 329–353, doi:10.1002/qj.2317.
- Thorne, P. W., D. E. Parker, S. F. B. Tett, P. D. Jones, M. McCarthy, H. Coleman, and P. Brohan, 2005: Revisiting radiosonde upper-air temperatures from 1958 to 2002. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18 105, doi:10.1029/2004JD005753.
- Uppala, S. M., P. W. Kllberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. Da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. Van De Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hlm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and J. Woollen, 2005: The ERA-40 reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176.
- van de Berg, L., J. Gustafsson, and A. Yildirim, 2001: Reprocessing of atmospheric motion vectors from Meteosat image data. *ECMWF ERA-40 Project Report Series 3*, ECMWF, 159–168, <https://www.ecmwf.int/en/publications>.
- Wanzong, S., D. Santek, C. S. Velden, J. Daniels, D. Stettner, W. C. Bresky, and A. Bailey, 2014: Historical GOES AMV reprocessing. *Twelfth International Winds Workshop*, Copenhagen, Denmark, https://cimss.ssec.wisc.edu/iwgg/iwgg_meetings.html.
- Wild, M., D. Folini, C. Schr, N. Loeb, E. G. Dutton, and G. Knig-Langlo, 2013: The global energy balance from a surface perspective. *Climate Dyn.*, **40**, 3107–3134, doi:10.1007/s00382-012-1569-8.

2.3.9 波浪モデル

2.3.9.1 波浪アンサンブル予報システムの改良

気象庁では、波浪の早期注意情報（警報級の可能性）が必要となる波浪の確率的予報情報を提供するため、波浪アンサンブル予報システム (Wave ENsemble prediction System, WENS) を運用している (高野 2016)。なお、波浪アンサンブルの予報結果は、WMO の荒天予測計画 (Severe Weather Forecasting Programme, SWFP) を支援するための気象庁 SWFP ウェブサイト上の波浪予測図 <https://www.data.jma.go.jp/gmd/waveinf/wens/wave.html> 提供の用途でも活用されている。

2020年3月24日には、波浪アンサンブルを1.25度格子から0.5度格子に高解像度化するとともに、モデルに浅海効果²²を導入し、浅海域での波浪予測精度の向上を図った。

2020年度には、第2.3.3項で報告されている全球アンサンブル予報システム (全球 EPS) のアンサンブルメンバー数の27メンバーから51メンバーへの増強に合わせて、波浪アンサンブルのアンサンブルメンバー数を51に増強する開発を行った。メンバー数増強の効果を確認するため、変更予定の全球 EPS 51メンバー予報結果を大気外力として用いた波浪アンサンブルの実験を実施した。実験期間は、暖候期2019年6月20日～10月21日、寒候期2019年11月20日～2020年3月11日である。比較対象とするコントロール実験は現業波浪アンサンブル (アンサンブルメンバー数27) の予報結果である。ここでは寒候期実験の精度検証結果を、図2.3.66、図2.3.67に示した。51メンバー実験での有義波高アンサンブル平均のバイアス、RMSE (図2.3.66) は現業27メンバー予報に対して中立であった。また、図2.3.67に示した信頼度曲線でも51メンバー実験と現業27メンバー予報はほぼ同等であるものの、波高6m超過確率では予報確率50%以上で51メンバー実験の方が1:1の線に近づく結果となっていた。暖候期実験の結果 (図略) も同様の結果であった。このように51メンバー実験を実施した結果、概ね中立以上の結果が得られたことから、2020年度末の全球 EPS 改善と同時に、波浪アンサンブルのアンサンブルメンバー数増強を現業化する予定である。

2.3.9.2 波浪モデルの高解像度化に向けた開発

現在、気象庁では波浪注意報・警報のための基礎となる波浪予報を行うための決定論波浪モデルとして、全球波浪モデルと沿岸波浪モデルを運用している (竹内ほか 2012)。これら波浪モデルの精度向上に向け、2020年度には全球波浪モデルの高解像度化に向けた開発を行ってきた。現在の全球波浪モデルの解像度は0.5度

²² 浅海効果とは、水深の浅い海域 (浅海域) に波が進入した際に海底地形の影響を受けて副次的に発生する屈折や砕波などの現象や、回折や反射など波の変形等の効果を総称したものである。

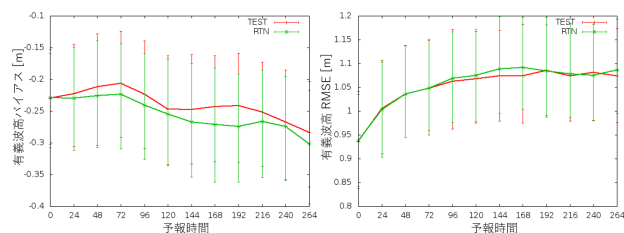


図 2.3.66 波浪アンサンブルでの有義波高アンサンブル平均の対衛星観測検証結果。左図がバイアス、右図が RMSE。緑線が CNTL (現業 27 メンバー)、赤が 51 メンバー実験の結果。

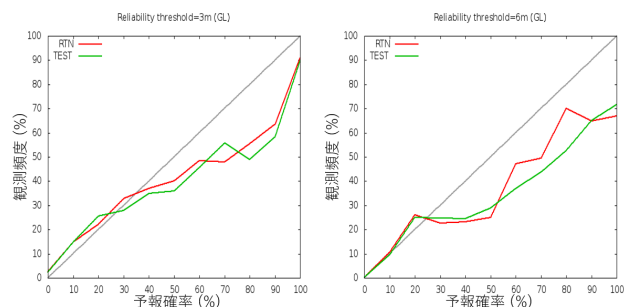


図 2.3.67 波浪アンサンブル 72 時間予報の信頼度曲線。左図は波高 3 m 超過の確率予報、右図は波高 6 m 超過の確率予報に対応する。緑線が CNTL (現業 27 メンバー)、赤が 51 メンバー実験の結果。

(≈ 55 km) であるが、これを 0.25 度 (≈ 20 km) にする計画である。さらに、波浪モデルで波浪を的確に予測するためには、解像度に応じた海陸分布と水深データを入力として与える必要がある。このため、海陸分布については GSHHG (Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Geography Database; Wessel and Smith 1996)、水深については GEBCO 2020 (GEBCO Compilation Group 2020) を入力として、波浪モデルの解像度に適した地形表現となるようデータ作成等を行った。これらを用いて今後、高解像度版の全球波浪モデルの予報実験等を進めていく予定である。

参考文献

- GEBCO Compilation Group, 2020: GEBCO 2020 Grid. doi:10.5285/a29c5465-b138-234d-e053-6c86abc040b9.
- 高野洋雄, 2016: 波浪アンサンブルシステムと週間波浪ガイダンス. 量的予報技術資料 (予報技術研修テキスト), 79-84.
- 竹内仁, 高野洋雄, 山根彩子, 松枝聡子, 板倉太子, 宇都宮忠吉, 金子秀毅, 長屋保幸, 2012: 日本周辺海域における波浪特性の基礎調査及び波浪モデルの現状と展望. 測候時報, **79**, S25-58.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1996: A Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline Database. *J. Geophys. Res.*, **101**, 8741-8743.

2.3.10 高潮モデル

2.3.10.1 はじめに

気象庁は、台風や発達した温帯低気圧によって引き起こされる高潮を予測するため、二種類の高潮モデルを運用している。一つは日本国内の高潮注意報・警報発表のための日本域高潮モデル(林原 2011)、もう一つはWMO 高潮監視スキーム(Storm Surge Watch Scheme, SSWS)に基づき台風委員会メンバー(国および地域)に高潮予測情報を提供するためのアジア域高潮モデルである(Hasegawa et al. 2017)。2020年度には、数値予報開発センターにおいて、これらの高潮モデル改良に向けた以下の開発を行った。

- 日本域高潮モデルで使用する台風ポーガスの改善
- MSM 51 時間予報を用いた日本域高潮モデルの予報時間延長

以下では、それぞれの開発内容について述べる。

2.3.10.2 日本域高潮モデルで使用する台風ポーガスの改善

日本域高潮モデルでは、予報時間内に台風が日本沿岸付近に接近すると予測される場合、MSM を大気外力とした高潮計算のほかに、熱帯低気圧情報を元に作成した台風ポーガスを用いた5通りの計算を行っている。これら複数の予報結果は、台風進路予報の不確実性に伴う高潮予測の不確実性を評価するために用いられる。

現行の台風ポーガスは、Fujita (1952) のパラメトリックな気圧・風速分布を仮定しており、陸の影響による海上風の減衰を考慮していないため、湾内や内海での高潮の過大予測の原因となっている。これを改善するために、Westerink et al. (2008) が提案した沿岸域での海上風減衰手法の利用を検討した。Westerink et al. (2008) の手法では、沿岸付近の各海格子にて、風向毎に風上側の陸面粗度長を重み付け平均し、それと海上の粗度長の比から沿岸付近での海上風速の減衰係数を計算する。この手法を応用する際の陸面粗度長としては、2019年の各月のメソ解析の結果を用いた。本手法を適用した高潮モデル実験結果では、期待通りこれまでの過大予測傾向が抑制され、空振り率が低減することが分かった(図略)。一方で捕捉率の低下も認められたため、原因を調査したところ、従来のパラメータ決定手法は強風が吹く範囲が小さめに評価され、台風中心から離れた領域で高潮が過小に予測されるということが分かった。

これに対応するため、台風ポーガスで用いているFujita (1952) の式での台風の大きさを決定するパラメータ r_0 の決定手法の見直しを行った。従来のパラメータ決定法では、台風進行方向右側の風速が最大となる方向で、熱帯低気圧情報の暴風円半径(50 kt 半径)で風速が50 kt となるように調整していたが、今回の修正案では、(1) 暴風円半径の円上に任意個の分点を取り、

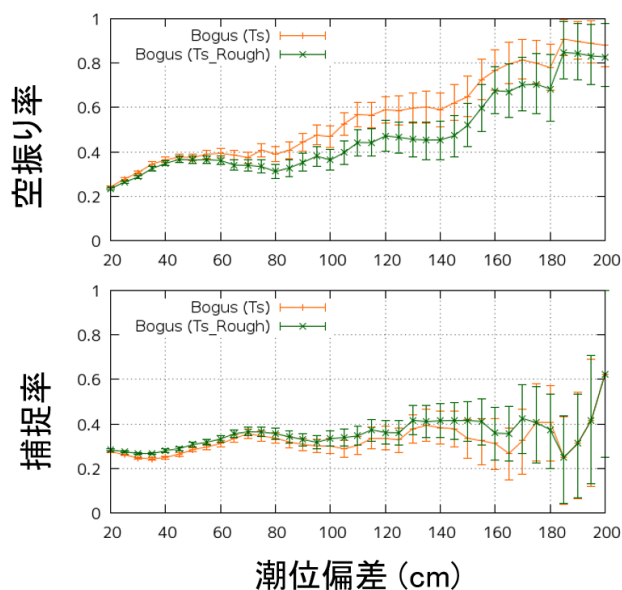


図 2.3.68 日本域高潮モデルでの3~12時間予報における空振り率(上段)、捕捉率(下段)。横軸は潮位偏差。図中、橙線は現業高潮モデル、緑線は台風ポーガス改良を適用した高潮モデルの予測スコアである。

(2) 各分点で「50kt 半径で風速 50kt」を満たすよう r_0 を決定し、(3) 平均した r_0 を採用、とすように変更した。これにより、台風中心から離れた領域での風速が熱帯低気圧情報に整合するよう改善される(図略)。

上記二点の変更を適用した高潮モデルの精度を評価するため、2015~2018年の台風事例(全1303初期値)を対象に高潮モデル予測実験を行い、現業高潮モデルの予測結果との比較検証を行った。検証に用いた観測データは、気象庁、港湾局、海上保安庁、国土地理院等が運用する潮位観測点の観測値である。図2.3.68で現業高潮モデル(図中橙線)と今回の台風ポーガス改良を適用した高潮モデルの予測結果(図中緑線)を比較すると、ポーガス改良版で空振り率は有意に低下する一方で、捕捉率は改良前とほぼ同等か閾値によってはやや改善であった。また、2018年台風第21号などの顕著な高潮事例で事例検証を行った結果でも、現在の現業高潮モデルが実況より過大傾向であったのが、今回の2つの台風ポーガス改善を適用することで、実況に近づくことが確認できた(図略)。

上に示したように、Westerink et al. (2008) の手法を適用し陸地の影響を考慮することで、内湾等でのこれまでの過大予測傾向を抑制して空振り率を低下させるとともに、新しいパラメータ決定手法の採用により現行の高潮モデルと同水準の捕捉率を維持できることが確認できた。この結果を踏まえ、今回開発した台風ポーガス改善を現業高潮モデルに適用する予定である。

2.3.10.3 日本域高潮モデルの予報時間延長

現在の日本域高潮モデルの予報時間は39時間である。これは大気外力の一つとして用いているMSMの

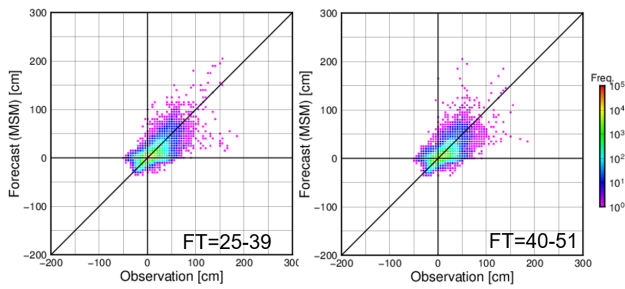


図 2.3.69 予報期間毎の潮位偏差散布図。横軸は潮位偏差観測値、縦軸は MSM を大気外力として用いた高潮モデル予測値 (単位は cm)。左図は 25~39 時間予報、右図は 40~51 時間予報の検証結果。

予報時間が 39 時間であることを考慮したものである。一方で台風時の防災対応のためには、より長い高潮予測のリードタイムが必要とされている。また、2019 年には MSM の 00,12UTC 初期値の予報時間が 51 時間に延長されている。これらの背景を考慮し、日本域高潮モデルの予報時間延長に向けて 51 時間予報実験とその精度検証を行ったので、その結果を以下に示す。予報実験は 2019~2020 年の台風事例における 00,12UTC 初期値、全 150 初期値について行った。図 2.3.69 は、MSM を大気外力とした高潮モデル予測結果を潮位観測点での潮位偏差観測値と比較した散布図である。延長された 40~51 時間予報の結果 (図 2.3.69 右図) はその前の予報期間 25~39 時間の結果 (左図) と比較して極端な精度の悪化は見られない。また、図 2.3.70 にて各予報期間の空振り率、捕捉率を確認したところ、予報期間によってスコアの違いは見られるものの、40~51 時間予報はそれ以前の期間のスコアと概ね同程度の値を示していた。

このように、高潮モデルの予報時間を 51 時間に延長する実験を行った結果、一定の精度が確認されたことから、上述の台風ボーガスの改善と共に高潮モデル予報時間延長の現業数値予報システムへの適用を今後進める予定である。

参考文献

- Fujita, T., 1952: Pressure distribution within typhoon. *Geophys. Mag.*, **23**, 437–451.
- Hasegawa, H., N. Kohno, M. Higaki, and M. Itoh, 2017: Upgrade of JMA's Storm Surge Prediction for the WMO Storm Surge Watch Scheme (SSWS). *RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review*, **19**, 26–349.
- 林原寛典, 2011: 気象庁の高潮数値予測モデルについて. *天気*, **58**, 235–240.
- Westerink, Joannes J, Richard A Luetlich, Jesse C Feyen, John H Atkinson, Clint Dawson, Hugh J Roberts, Mark D Powell, Jason P Dunion, Ethan J Kubatko, and Hasan Pourtaheri, 2008: A basin-

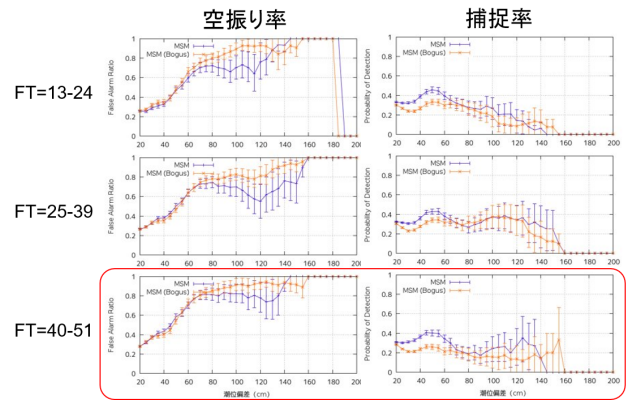


図 2.3.70 予報期間毎の空振り率 (左列)、捕捉率 (右列)。上段は 13~24 時間予報、中段は 25~39 時間予報、下段は 40~51 時間予報のスコアである。横軸は潮位偏差。図中、紫線は MSM を用いた高潮予測、橙線は台風ボーガスを用いた高潮予測のスコアである。

to channel-scale unstructured grid hurricane storm surge model applied to southern Louisiana. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 833–864.

2.3.11 海況監視予測システム

第2.2.13項で述べたように、2020年度には日本沿岸海況監視予測システム(MOVE/MRI.COM-JPN、以下JPNシステムと記す)の現業化を行った。同システムの仕様詳細は第2.2.13項にゆずるが、現業化にあたっては、気象研究所にて開発されたMRI.COM(Tsujino et al. 2017; Sakamoto et al. 2019)および海洋データ同化システムMOVE/MRI.COM(Hirose et al. 2019)をベースとして、以下のような変更を行った。

- 大気外力としてGSMや全球EPS等の大気予測値を使って現業運用ができるよう改修した。
- 海洋データ同化に用いる船舶などの現場水温・塩分観測データは約1か月遅れで入電するものもあることを考慮し、これら観測データを最大限活用するために約50日さかのぼってデータ同化を行う遅延解析と、予報モデルの初期値を作成するための速報解析の二系統を用意した。
- 気象庁スーパーコンピュータシステム(NAPS10)向けの高速化を行った。
- 入出力格子点データを数値予報ルーチンの標準フォーマットであるNuSDaSに対応させた。

なお、これまで数値予報ルーチン上の海況監視予測システムとしては、旧システムである北西太平洋海洋データ同化システムMOVE/MRI.COM-WNP(石崎ほか2009)と、JPNシステムのプロトタイプである瀬戸内海監視予測システムMOVE/MRI.COM-Seto(平原ほか2017)が運用されてきた。JPNシステムが現業化されたことを受け、MOVE-Setoはその役目を終えたことから2020年11月に運用を終了した。MOVE/MRI.COM-WNPについては、データ提供の継続性の観点から一年程度の並行運用を行った後、運用を終了する予定である。

参考文献

- 平原幹俊, 檜垣将和, 桜井敏之, 小林健作, 小林熙, 2017: 瀬戸内海監視予測システムの概要. 測候時報, **84**, 33–59.
- Hirose, N., N. Usui, K. Sakamoto, H. Tsujino, G. Yamanaka, H. Nakano, S. Urakawa, T. Toyoda, Y. Fujii, and N. Kohno, 2019: Development of a new operational system for monitoring and forecasting coastal and open-ocean states around Japan. *Ocean Dynamics*, **69**, 1333–1357.
- 石崎士郎, 曾我太三, 碓氷典久, 藤井陽介, 辻野博之, 石川一郎, 吉岡典哉, 倉賀野連, 蒲地政文, 2009: MOVE/MRI.COMの概要と現業システムの構築. 測候時報, **76**, S1–15.
- Sakamoto, K., H. Tsujino, H. Nakano, S. Urakawa, T. Toyoda, N. Hirose, N. Usui, and G. Yamanaka, 2019: Development of a 2-km resolution ocean model covering the coastal seas around Japan

for operational application. *Ocean Dynamics*, **69**, 1181–1202.

Tsujino, H., H. Nakano, K. Sakamoto, S. Urakawa, M. Hirabara, H. Ishizaki, and G. Yamanaka, 2017: Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model version 4 (MRI.COMv4). *Technical reports of the Meteorological Research Institute*, **80**.

2.3.12 化学輸送モデル

2.3.12.1 黄砂解析予測システム

気象研究所では、本システムで利用している全球エロゾルモデルやデータ同化に関する研究・開発を進めている。これらの研究・開発成果については、黄砂予測の精度改善が確認された後、本システムへの反映を検討する。また、本システムのデータ同化で利用している静止気象衛星ひまわりの光学的厚さ（AOT）解析プロダクトについて、そのリトリバルアルゴリズムの改良を進める大気海洋部業務課気象技術開発室に協力している。

2.3.12.2 紫外線予測システム

全球化学輸送モデルの改良

気象研究所では、本システムで利用している全球化学輸送モデルやデータ同化に関する研究・開発を進めている。特に、下部成層圏付近のモデルバイアス軽減に向けて、全球化学輸送モデルの鉛直層数の増強などに取り組んでいる。これらの研究・開発成果については、紫外線予測の精度改善が確認された後、本システムへの反映を検討する。

オゾン再解析データの作成

気象庁第3次長期再解析（JRA-3Q）のために、気象研究所の技術協力を得て、衛星観測によるオゾン全量データを同化した高精度なオゾン再解析の計算を実施している。2020年度は、2020年1～12月までのオゾン再解析データを作成し、1944～1957年について作成を開始した。また、JRA-3Qが2021年度に準リアルタイムでの運用を開始する予定であることから、これにあわせてオゾン再解析も同様に運用できるよう作業を行っている。

2.3.12.3 大気汚染気象予測システム

東日本や西日本を対象とした水平解像度5kmの高解像度版領域化学輸送モデルへの地上オゾン観測データ同化手法（池上ほか2017）の導入及び高頻度化（1日1回→3回）の開発を進めている。地上オゾン濃度が一般に高くなる時間帯と大気汚染気象予報現業での利用がともに日中であることから、より直近の観測データを同化した結果を現業利用できるように、3回のモデルの実行は早朝から昼頃に集中させる予定である。これらの開発については、予測の精度改善を確認した後、本システムへの反映を検討する。

2.3.12.4 二酸化炭素解析システム

現在、本システムで用いられている二酸化炭素輸送モデルは、全球数値予報モデル（GSM）をベースに開発したオンラインモデル（GSAM-TM）²³であり、2015年度に約180kmの水平分解能で運用を開始し、2020

²³ Nakamura et al. (14-18 Dec. 2015) 参照。モデル自身で二酸化炭素を輸送する気象場を計算することで大気中の二酸化炭素の移動の様子を精緻に計算することが可能となり、二酸化炭素濃度解析の計算精度が大きく改善した。

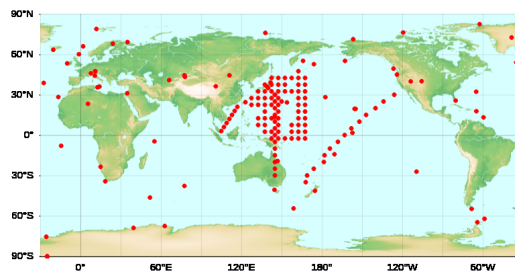


図 2.3.71 大気 CO₂ 解析に使用する観測点の分布。南米やアフリカなど観測地点がほとんどない地域が存在する。気象庁 HP から引用。

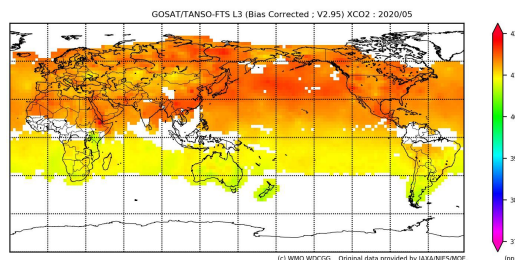


図 2.3.72 温室効果ガス観測衛星 GOSAT による 2020 年 5 月の観測。世界温室効果ガスデータセンター（WDCGG）のサイトから引用。

年 2 月にはより細かい情報を提供するために水平分解能の高解像度化を行った（約 180km→約 110km）。一方、大きな課題として、二酸化炭素解析の入力データに用いている観測地点の偏在（図 2.3.71）があり、世界全体の均質的な解析に大きな支障となっている。その対応として、広範囲を一律な品質で観測する衛星観測（図 2.3.72）の利用が考えられることから、気象研究所では衛星観測データの同化利用のための開発が進められてきた。その結果、温室効果ガス観測技術衛星 GOSAT のデータ同化利用について一定の成果が得られたことから、2021 年度中の導入を目指して本システムの開発を進めている。2020 年度は、逆解析²⁴への衛星データ導入に向けたプログラムの改修を中心に作業を行い、実験環境の整備に取り組んだ。

参考文献

Nakamura, T., T. Maki, T. Machida, H. Matsueda, Y. Sawa, and Y. Niwa, 14-18 Dec. 2015: Improvement of Atmospheric CO₂ Inversion Analysis at JMA. *AGU Fall Meeting, San Francisco*, A31B-0033, (<https://agu.confex.com/agu/fm15/meetingapp.cgi/Paper/64173>).

池上雅明, 鎌田茜, 梶野瑞王, 出牛真, 2017: 気象庁領域大気汚染気象予測モデルへの地上オゾン観測データ同化. *測候時報*, **84**, 97-107.

²⁴ 結果から原因を推定するアプローチのこと。ここでは CO₂ 濃度分布やその収支情報が原因に、CO₂ 観測値が結果に該当する。

2.3.13 WGNE 熱帯低気圧検証

2.3.13.1 はじめに

気象庁は数値実験作業部会 (WGNE)²⁵ の枠組みの中で、現業数値予報センターの全球モデルによる熱帯低気圧予測の国際相互比較検証を 1991 年から実施しており、毎年開催される WGNE 会合にて当庁から熱帯低気圧予測の相互比較検証を報告している。本項では、WGNE 第 35 回会合²⁶ で発表した 2018 年および 2019 年に対する熱帯低気圧予測の検証結果の概略について述べる。

2.3.13.2 熱帯低気圧検証に用いた数値予報センターの予測データと検証手法

2018 年および 2019 年の熱帯低気圧予測の国際比較に参加した数値予報センターはオーストラリア気象局 (BoM)、中国気象局 (CMA)、カナダ気象センター (CMC)、ドイツ気象局 (DWD)、欧州中期予報センター (ECMWF)、フランス気象局 (FRN)、韓国気象庁 (KMA)、米国環境予測センター (NCEP)、米国海軍研究所 (NRL)、英国気象局 (UKMO) に気象庁 (JMA) を加えた 11 センターである。表 2.3.13 に WGNE 熱帯低気圧予測の国際相互比較検証に参加した数値予報センターとその予測データの仕様を示す²⁷。

WGNE 熱帯低気圧予測の検証には梅津・森安 (2013) に述べられた手法を採用している。主な手法は以下のとおりである。

- 北西太平洋、北東太平洋、北大西洋、北インド洋、南インド洋、オーストラリアの 6 領域別に検証する。
- モデル予測値における熱帯低気圧の中心は、海面更正気圧の極小値を追跡することから求める。
- 地区特別気象センター (RSMC) が作成したベストトラックデータを参照値として、進路予測誤差、強度予測誤差を算出する。

²⁵ 数値予報モデルと気候モデルを用いた数値実験に関わる研究開発を推進するため、世界気候研究計画 (WCRP) 合同科学委員会 (JSC) と世界気象機関 (WMO) 研究評議会 (Research Board) の合同部会として設置されている専門部会

²⁶ <http://wgne.meteoinfo.ru/meetings/wgne35-meeting-presentations/>

²⁷ 数値予報モデルの解像度で記された T, T_L, T_{C0} は三角形波数切断を意味し、直後の数字は切断波数を表す。T の場合は二次格子、T_L の場合は線形格子、T_{C0} は ECMWF で採用された三次八面体格子 (<https://www.ecmwf.int/en/e-library/19747-part-iii-dynamics-and-numerical-procedures>) を意味する。C は NCEP で採用された立方体格子 (<https://www.gfdl.noaa.gov/fv3/fv3-grids/>) を意味し、直後の数字は立方体の各面における X 方向、Y 方向の格子数を表す。FRN の C2.2 は可変格子で最も高解像度となる欧州付近の解像度を 2.2 倍とする係数 (Courtier and Geleyn 1988) を意味する。また、L は鉛直層を意味し、直後の数字は層数を表す。

2.3.13.3 熱帯低気圧検証の結果

WGNE 熱帯低気圧検証結果から、北西太平洋域を対象とした検証結果の一部を示す。北西太平洋域には 2018 年、2019 年の両年とも 29 個の熱帯低気圧が存在していた。

まず、図 2.3.73 に進路予測誤差を示す。どちらの年も、ECMWF や UKMO の誤差が最も小さかった。また、2019 年には DWD も ECMWF や UKMO と同程度の誤差となっていた。JMA は NCEP や KMA と共に 3-5 番目の集団の中に入っていた。図 2.3.74 は 72 時間進路予測誤差の経年変化図である。各センターとも年々変動は大きい、長期的には誤差減少の傾向である。NCEP を除くすべての数値予報センターで 2019 年の進路予測誤差が、2018 年よりも大きく、2019 年は北西太平洋の熱帯低気圧の進路予測がやや難しくなると考えられる。ここ数年に注目すると、ECMWF 等の先進的な数値予報センターの進路予測精度の向上が鈍化し、72 時間予測の進路予測誤差が 200 km 程度に停滞している傾向が見られた。

次に、強度予測について述べる。初期値における中心気圧の散布図 (図 2.3.75) から、当庁を含めた多くの数値予報センターで中心が深い熱帯低気圧ほど初期値でベストトラックよりも浅くなる傾向が見られた。72 時間予測 (図 2.3.76) でも同様に、浅く予測する事例が多いが、予測時間が進むにつれて、ベストトラックよりも深く予測する (過発達) 事例も存在した。NCEP では 2018 年では過発達傾向が頻繁に見られていたが、2019 年になって過発達の頻度が減少し、これまでの傾向から変化が見られた。これは、2019 年 6 月の新しい力学フレーム導入時の物理過程の改良によるものである (Chen et al. 2019)。

2.3.13.4 まとめ

2018 年と 2019 年に対する WGNE 熱帯低気圧予測の相互比較検証結果を報告した。進路予測の単年の数値予報センター間比較では、ECMWF と UKMO の進路予測精度がよく、当庁は第 2 集団の中に入っていた。進路予測の経年変化では、年々変動も大きいものの、どの数値予報センターも少しずつ誤差が減少していた。一方で、ECMWF 等の先進的な数値予報センターの進路予測精度の向上が鈍化し始めていた。

強度予測では、多くの数値予報センターで中心気圧予測が浅い傾向が見られる一方、予測時間が進むと過発達する事例も見られた。過発達の傾向が強い NCEP では、2019 年においてはその頻度が減少していた。

表 2.3.13 WGNE 熱帯低気圧予測の国際相互比較検証に参加した数値予報センターと予測データの仕様。

数値予報センター	検証参加開始年	検証に利用したデータの水平解像度 (経度 x 緯度 (単位: °))	数値予報モデルの解像度 (km で示した水平格子間隔はおおよその距離を示す)
BoM	2003	0.3516 x 0.2344	25 km L70
CMA	2004	0.2813 x 0.2813	T _L 639L60 (30 km)
CMC	1994	1.0 x 1.0	25 km L80 2019年7月2日以前 15 km L84 2019年7月3日以降
DWD	2000	0.25 x 0.25	13 km L90
ECMWF	1991	0.125 x 0.125	T _{Co} 1279L137 (9 km) T _L 1198C2.2L105 (7.5 km-37 km)
FRN	2004	0.25 x 0.25 2019年7月4日以前 0.1 x 0.1 2019年7月5日以降	2019年7月4日以前 T _L 1798C2.2L105 (5 km-24 km) 2019年7月5日以降
JMA	1991	0.25 x 0.25	T _L 959L100 (20 km)
KMA	2010	0.2344 x 0.1563 2018年6月5日以前 0.1406 x 0.094 2018年6月6日以降	17 km L70 2018年6月5日以前 10 km L70 2018年6月6日以降
NCEP	2003	0.5 x 0.5	T1534L64 (13 km) 2019年6月11日以前 C768L64 (13 km) 2019年6月12日以降
NRL	2006	0.5 x 0.5	T425L60 (31 km)
UKMO	1991	0.1406 x 0.094	10 km L70

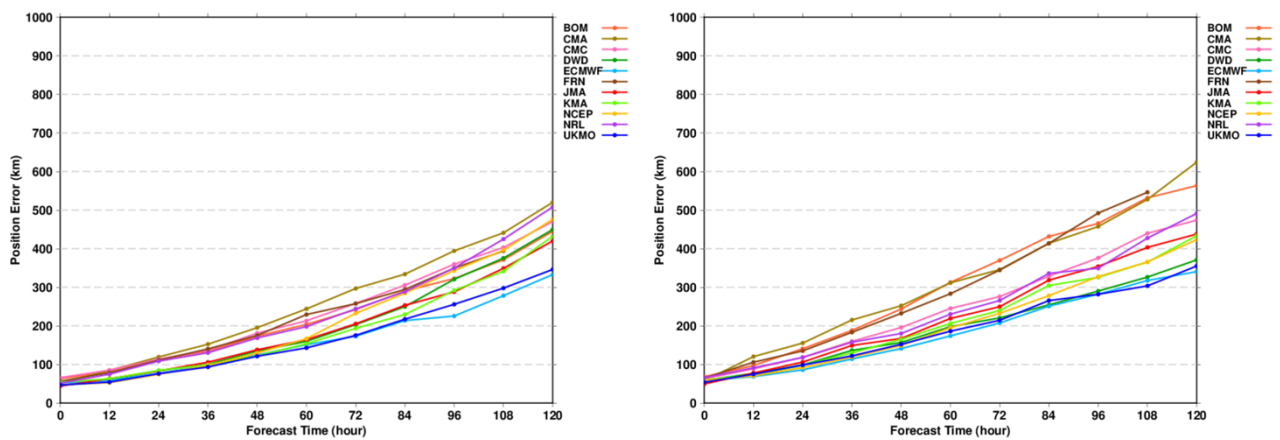


図 2.3.73 北西太平洋域における熱帯低気圧の予測時間別進路予測誤差。左が 2018 年、右が 2019 年を示す。

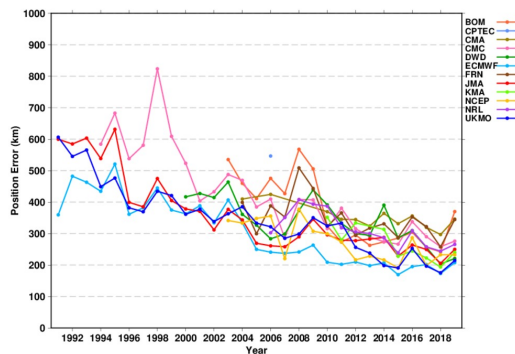


図 2.3.74 北西太平洋域における熱帯低気圧の 72 時間進路予測誤差の経年変化。

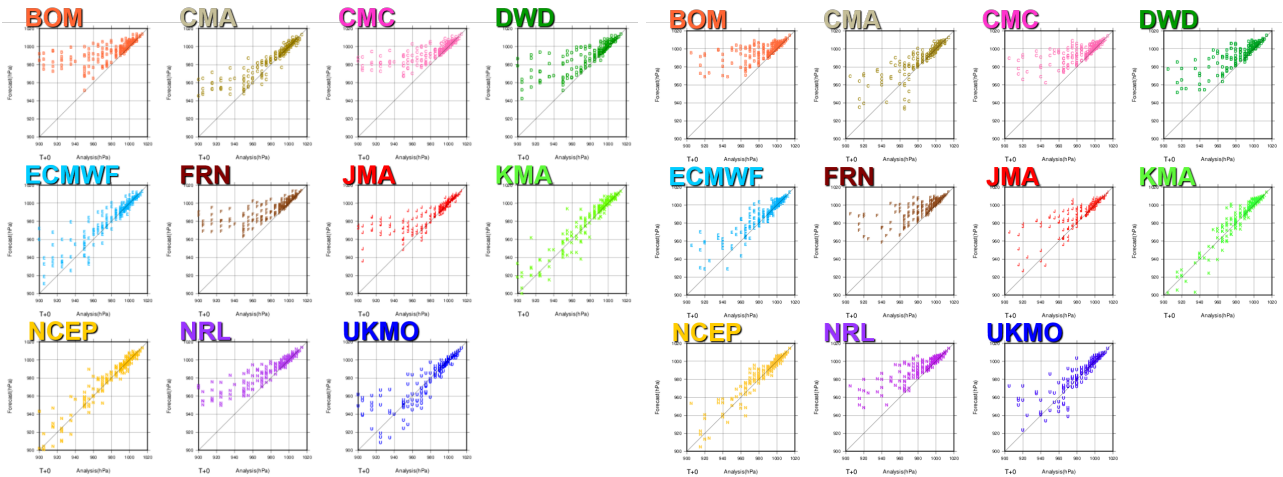


図 2.3.75 北西太平洋域における初期値での熱帯低気圧中心気圧の散布図。左が 2018 年、右が 2019 年を示す。横軸にベストトラック、縦軸に初期値での中心気圧 [hPa] をとり、対角線より下にプロットされている場合は、初期値がベストトラックより過大であった事例、対角線より上にプロットされている場合は、過小であった事例を示す。

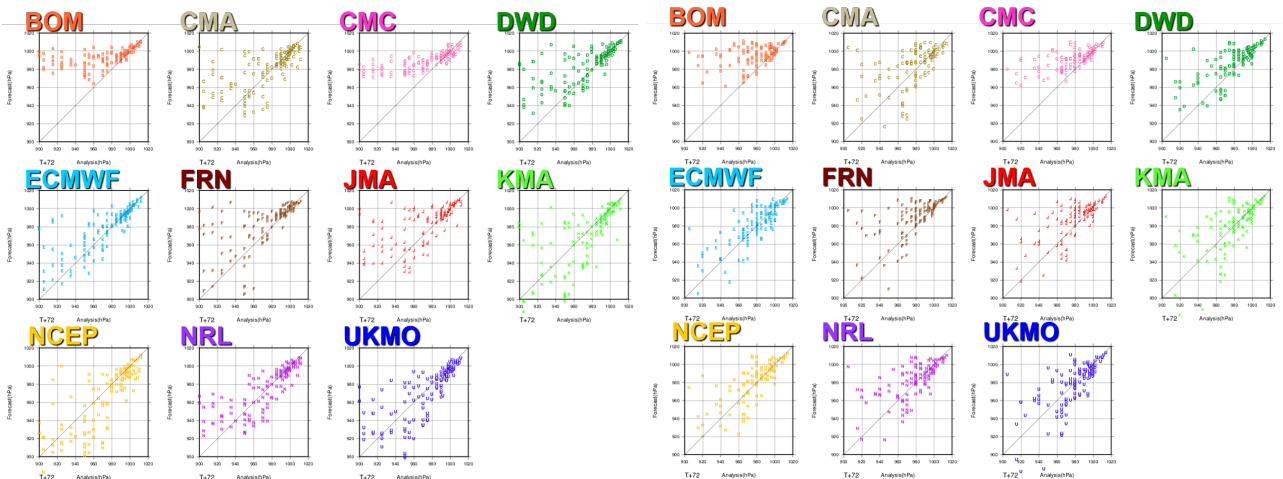


図 2.3.76 北西太平洋域における 72 時間予測での熱帯低気圧中心気圧の散布図。左が 2018 年、右が 2019 年を示す。横軸にベストトラック、縦軸に 72 時間予測での中心気圧 [hPa] をとり、対角線より下にプロットされている場合は、予測値がベストトラックより過大であった事例、対角線より上にプロットされている場合は、過小であった事例を示す。

参考文献

- Chen, J.-H., S.-J. Lin, L. Zhou, X. Chen, S. Rees, M. Bender, and M. Morin, 2019: Evaluation of tropical cyclone forecasts in the Next Generation Global Prediction System. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 3409–3428.
- Courtier, P. and J.-F. Geleyn, 1988: A global numerical weather prediction model with variable resolution: Application to the shallow-water equations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 1321–1346.
- 梅津浩典, 森安聡嗣, 2013: WGNE 熱帯低気圧検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 98–111.