

数值予報開発センター一年報

(令和2年)

令和3年3月
March 2021

気象庁 数值予報開発センター

はじめに*

近年の自然環境や社会環境の変化、先端技術の展望を踏まえ、平成30年8月に交通政策審議会気象分科会において提言「2030年の科学技術を見据えた気象業務のあり方」がとりまとめられた。ここでは、重点的な取組事項の一つに「観測・予測精度向上に係る技術開発」が掲げられ、取組推進のための基盤的・横断的な方策として、「産学官・国際連携」や「業務体制や技術基盤の強化」などが示されている。この提言を踏まえて同年10月に「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」を策定し、その中で重点目標を掲げ、その達成に向けて技術革新の推進や開発マネジメントの強化を行うこととした。

気象庁では令和2年10月に組織再編を行い、それに伴って、予測対象等によって部署ごとに分かれていた数値予報技術開発部門を、つくばに新たに設置した数値予報開発センターに集約し、数値予報技術開発を一体的に推進していくこととした。また、技術革新の推進のためには、気象研究所を始め大学等研究機関とのさらなる連携が重要であり、研究機関が多く集まるつくば市の地の利を活かして連携を推進することとなった。

さて、令和元年まで数値予報課では、数値予報課報告・別冊（以下、別冊）として毎年テーマを決めて最近の数値予報システムに関わる開発成果について報告を行ってきた。近年では、別冊は、全球数値予報システム、メソ数値予報システム、観測データの同化、ガイダンス、開発基盤整備・開発管理などのテーマで発行され、庁内外の数値予報モデル開発者にとって、先人たちの開発成果を知り、現在の数値予報システムを理解し、今後の課題・展望を知ることができる貴重な技術資料として貢献してきた。しかしながら、年ごとにテーマを設定すると大きな開発の進展があった分野について、その年に必ずしも報告できるとは限らず、最新の開発成果を報告する機会として活用しにくいものがあった。

そこで、数値予報開発センターの発足に伴い、今年度から年度末に前年の1月から12月までの1年間に行われた開発や活動を網羅的にまとめて報告する年報形式に移行することとした。これにより、数値予報の開発における大きな進展や現業数値予報システムの変更を適時に報告することが可能となる。また、数値予報開発センターの名の通り、活動の中心は開発業務であるものの、それ以外の活動も行っている。これまでは開発成果以外の報告の機会があまり無かったが、年報形式とすることにより、様々な活動についても紹介することが可能となる。上述の連携推進の観点では、数値予報開発センターがどのような活動を行っているのか多くの方にご理解いただくことが重要である。年報形式への移行により関係する皆様のご理解がさらに深まることを期待している。

今年度の年報は、数値予報開発センターが担当する数値予報システムの開発計画と開発成果の報告を中心として、国内外の学会やワークショップ等での成果発表や数値予報課コロキウムでの発表（オンライン会議システムで庁外にも公開）及び論文等の報告、共同研究などの連携に関する報告、学会等の委員活動の報告を網羅的にとりまとめた。

数値予報開発センター年報を通じて、数値予報開発センターの活動をより深くご理解いただき、数値予報技術の開発及び連携の推進について、今後のより一層のご指導、ご支援をお願いする。

* 石田 純一 数値予報モデル基盤技術開発室長

数値予報開発センター年報

目次

はじめに

第1章	数値予報開発センターの概要	1
1.1	業務概要	1
1.2	沿革	2
1.3	組織	2
第2章	開発報告	3
2.1	開発計画	3
2.2	開発成果	15
2.3	開発進捗	77
第3章	成果発表	133
3.1	学術論文	133
3.2	国際会合	134
3.3	国内会合	135
3.4	数値予報課コロキウム	136
第4章	連携・共同研究の報告	138
4.1	気象研究所との開発連携の報告	138
4.2	気象衛星センターとの共同研究	141
4.3	共同研究一覧	142
第5章	委員・専門家等	144
5.1	国際機関の委員・専門家等	144
5.2	国内機関の委員・専門家等	145
付録A	略語表	146

第1章 数値予報開発センターの概要

1.1 業務概要

2020年10月、茨城県つくば市の高層気象台庁舎内に数値予報開発センター（以下、「開発センター」と表記）が設立された。開発センターは情報基盤部数値予報課の「数値予報モデル基盤技術開発室」、「数値予報モデル技術開発室」、「地球システムモデル技術開発室」の3室で構成されている。

開発センター設立の約2年前の2018年8月に交通政策審議会気象分科会の提言「2030年の科学技術を見据えた気象業務のあり方」に示された気象・気候分野に関する技術開発の現状と課題を踏まえ、防災分野をはじめ社会における情報サービスの基盤である数値予報の技術開発を強力かつ着実に推進していくため、2018年10月に「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」（以下、「重点計画」という）が策定された。重点計画の数値予報に関する気象庁のビジョンに、「数値予報は、気象・気候予測の根幹であり、安全・安心で豊かな生活に不可欠な社会基盤」とあり、数値予報の高度化・精度向上を強力に推し進めることで、数値予報は防災を始め社会の様々なサービスの充実・発展に、より効果的に貢献できる。2030年に向けて掲げられた4つの重点目標、「豪雨防災」、「台風防災」、「社会経済活動への貢献」、「温暖化への適応策」を達成するため、予測精度向上の鍵となる「次世代技術による地球の観測ビッグデータ活用」、「日本の気象を世界最高の精度と解像度でシミュレーション」、「確率予測とAI技術の融合による意思決定支援」について、技術革新を重点的に推進し、同時に「幅広い連携の推進」、「開発者の育成と確保」、「研究・開発基盤の整備」といった開発マネージメントを強化して、開発を力強く推進する必要があると書かれている。

このように数値予報のさらなる高度化・精度向上が強く求められる中、2020年10月の気象庁組織再編に伴い、「数値予報開発センター」を設置し、これまで全球モデル、メソモデル、局地モデル、季節予報モデル、海洋モデル、物質輸送モデルなど予測対象等によって部署ごとに分かれていた数値予報モデルの開発部門を統合して分野横断的に開発できる体制を整備し、一体的に数値予報モデルの開発を進めることにした。また、開発センターを茨城県つくば市に設置することで、気象研究所や筑波研究学園都市の大学等研究機関と、より密接に連携して開発に取り組んでいる。

数値予報モデル基盤技術開発室は、基盤開発管理係と評価チーム、システム・サポートチーム、ガイダンスチーム、次世代AI活用チームの1係4チームで構成され、数値予報モデルの精度検証・評価や数値予報実験システムや開発管理システム等の基盤システムの開発、数値予報成果の応用（ガイダンス）に関する技術開発、次世代ガイダンスを含む数値予報の様々な分野でのAIを活用するための技術開発支援に取り組むとともに数値予報モデル開発を効率よく進めるために開発センター内の調整・運営、また数値予報課本課との調整を行っている。

数値予報モデル技術開発室は、全球モデルチーム、全球同化・EPSチーム、メソモデルチーム、メソ同化・EPSチーム、アクティブセンサデータ利用チーム、輝度温度データ利用チームの6チームで構成され、警報・注意報等の防災気象情報や航空気象情報、短期から週間天気予報の基礎資料となる全球数値予報システム、全球アンサンブル予報システム、メソ数値予報システム、メソアンサンブル予報システム、局地数値予報システム、毎時大気解析の開発に取り組んでいる。

地球システムモデル技術開発室は、結合モデルチーム、再解析チーム、海洋モデルチーム、大気化学モデルチームの4チームで構成され、季節アンサンブル予報システム、長期再解析(JRA)、波浪モデル、高潮モデル、海況監視予測システム、黄砂解析予測システム、紫外線予測システム、大気汚染気象予測システム、二酸化炭素解析システムといった気候、海洋、環境気象に関する様々な数値予報モデルの開発に取り組んでいる。

1.2 沿革

2020年 10月 組織再編に伴い、茨城県つくば市に数値予報開発センターを設置。

1.3 組織

数値予報開発センターは、「数値予報モデル基盤技術開発室」、「数値予報モデル技術開発室」、「地球システムモデル技術開発室」の3室から構成され、以下の通り、さらに各チームに分かれて、開発を行っている。

- 数値予報モデル基盤技術開発室 : 基盤開発管理係
- : 評価チーム
- : システム・サポートチーム
- : ガイダンスチーム
- : 次世代 AI 活用チーム
- 数値予報モデル技術開発室 : 全球モデルチーム
- : 全球同化・EPS チーム
- : メソモデルチーム
- : メソ同化・EPS チーム
- : アクティブセンサデータ利用チーム
- : 輝度温度データ利用チーム
- 地球システムモデル技術開発室 : 結合モデルチーム
- : 再解析チーム
- : 海洋モデルチーム
- : 大気化学モデルチーム

第2章 開発報告

2.1 開発計画

第2.1節では、数値予報システムの開発計画を報告する。

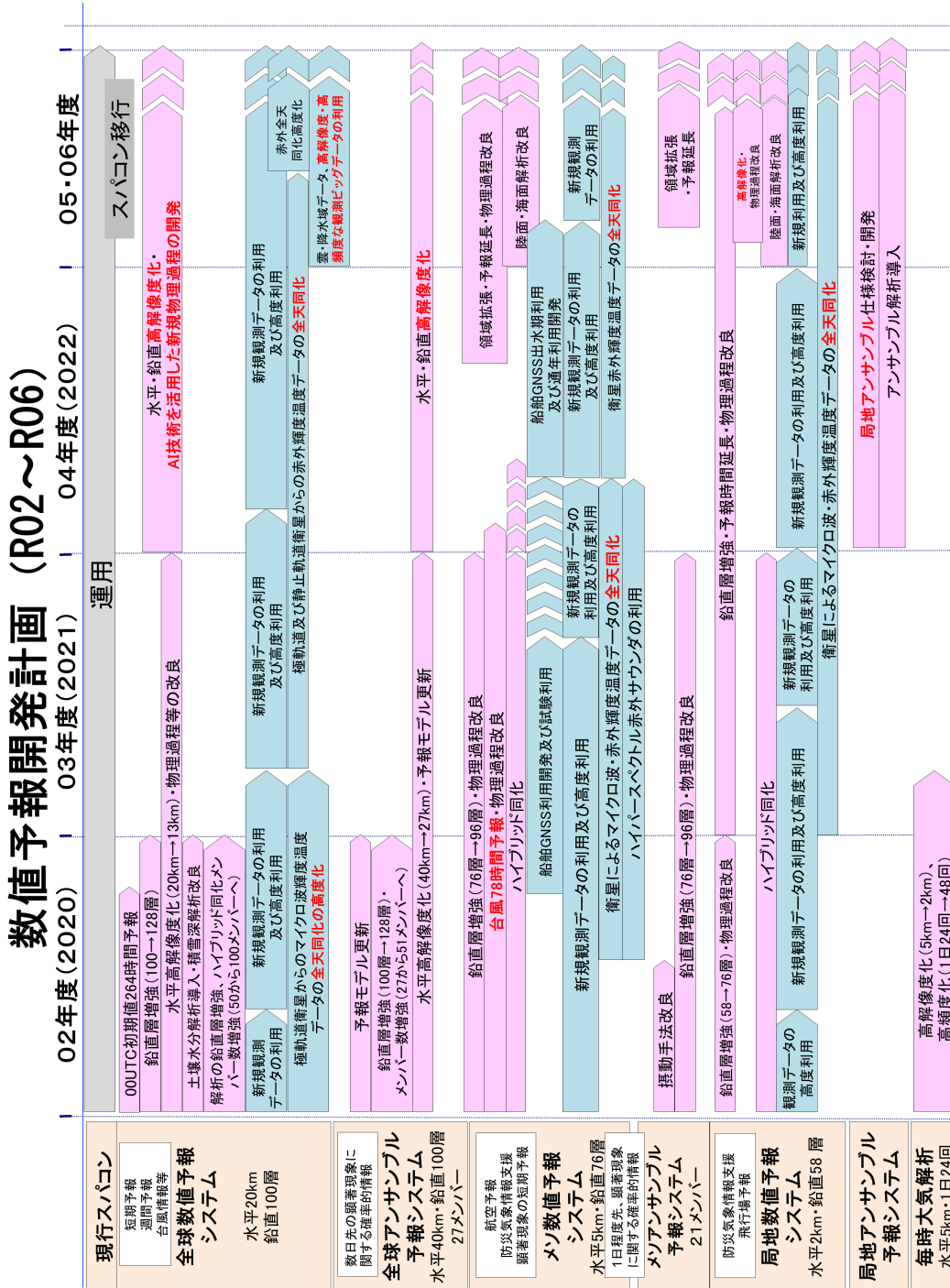
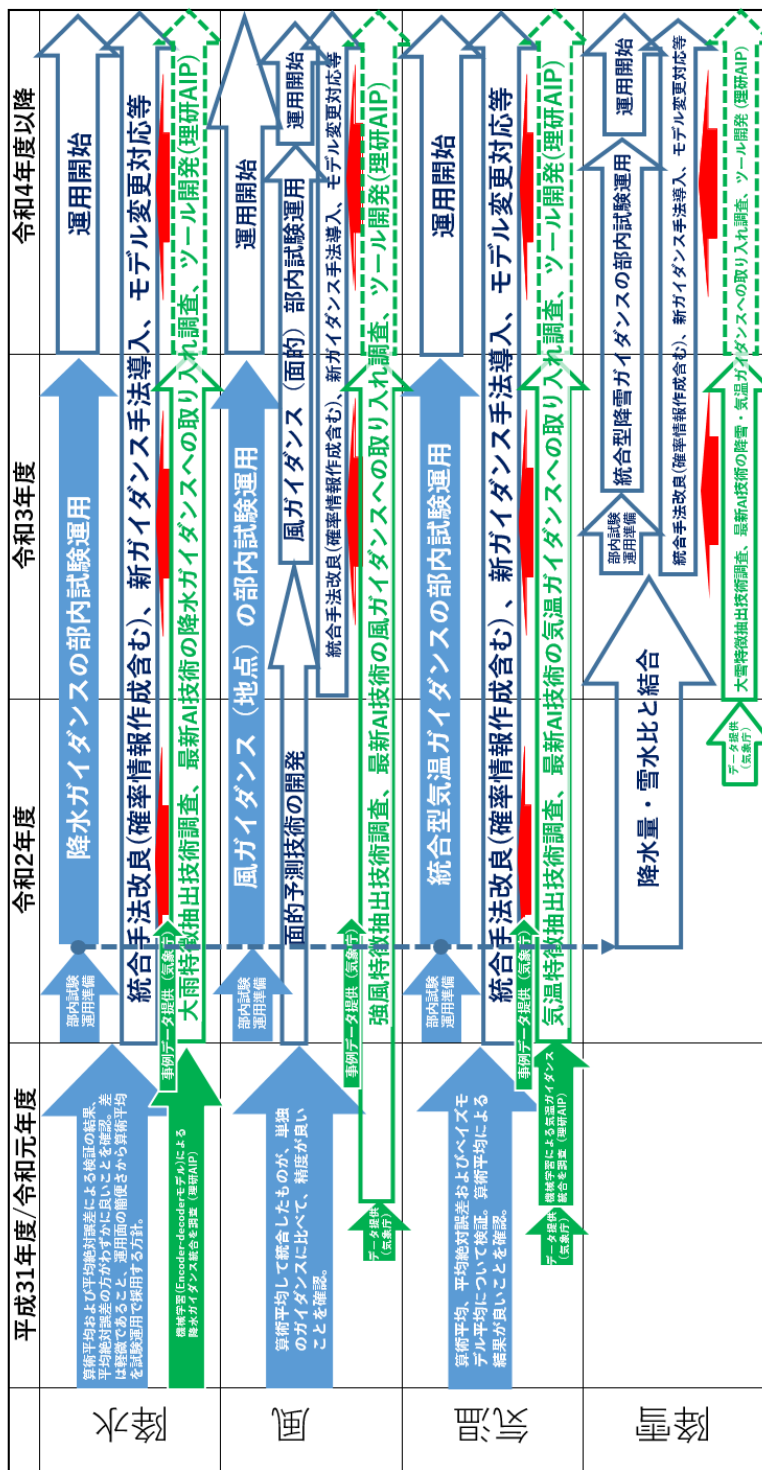


図 2.1.1 全球数値予報システム、全球アンサンブル予報システム、メソ数値予報システム、メソアンサンブル予報システム、局地数値予報システム、毎時大気解析の開発計画

	令和2年度				令和3年度			
	R2Q1	R2Q2	R2Q3	R2Q4	R3Q1	R3Q2	R3Q3	R3Q4
モデル改良対応			GSM21XX			GSM22XX		
			GEPS21XX				MSM22XX	
				LFM21XX				
	MEPS改良						MEPS22XX	
観測システム変更対応	日照計廃止				湿度計追加 (R2-6年度)			
					アメダス地点変更 (随時)			
					航空観測完全自動化			
	空港追加・廃止							
ガイダンス開発・改良	測器追加							
	最大降水量ガイダンス改良							
	特別警報級大雨確率メッシュ情報の開発				LFM降雪量 (地点) ガイダンス開発			
	統合型ガイダンス向けLFM気温・降雪量G開発							

図 2.1.2 ガイダンスの開発計画



青矢印: 気象庁線表(塗りつぶし)は実施済、白抜きは実施中又は実施予定)
 緑矢印: 共同研究線表(塗りつぶし)は実施済、白抜きは実施中又は実施予定)
 (令和3年度までは気象庁との共同研究契約として実施、令和4年度以降は未定)
 赤矢印: 有効性を確認後に導入

図 2.1.3 統合型ガイダンスの開発計画

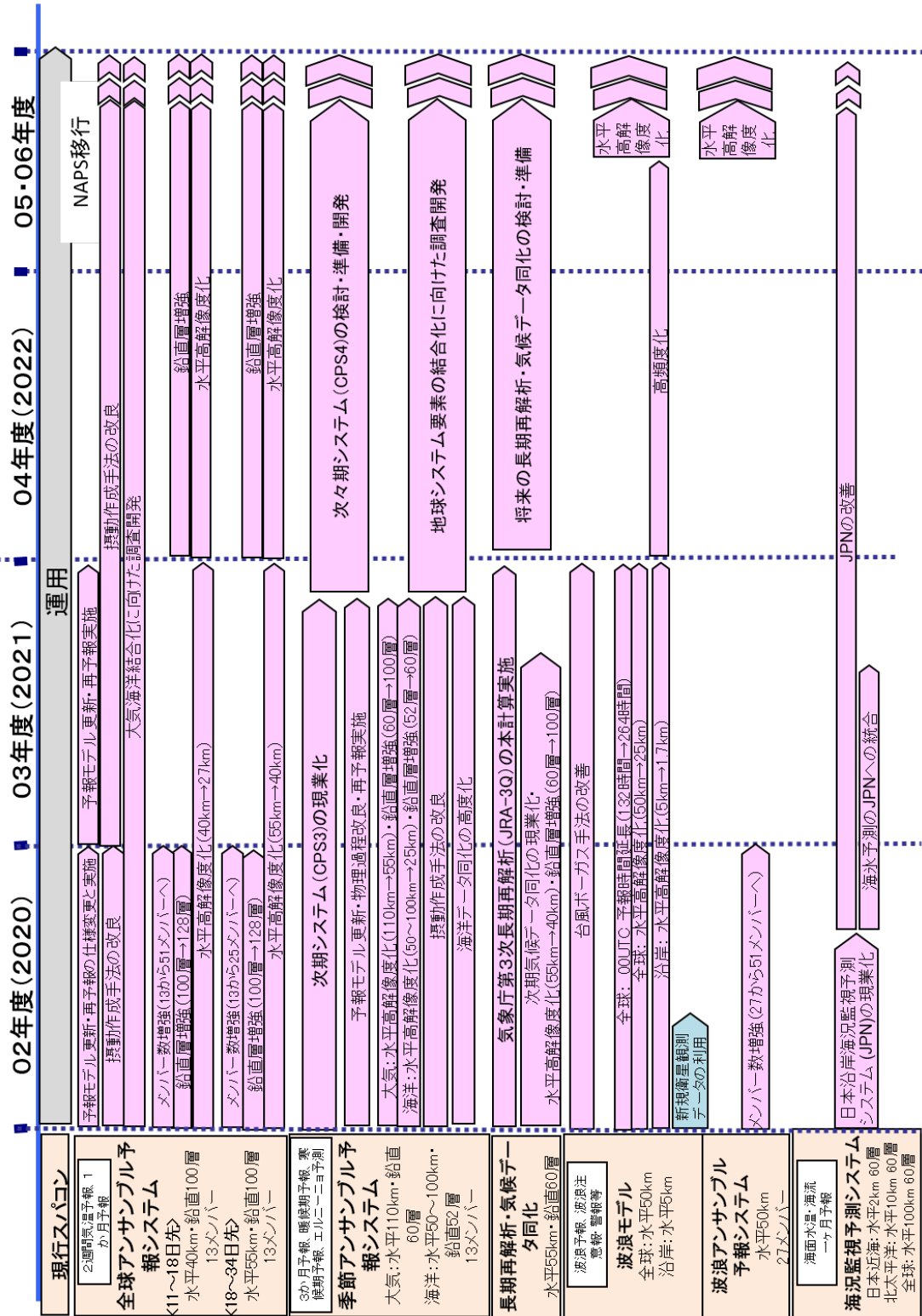


図 2.1.4 季節アンサンブル予報システム、気候データ同化システム、波浪モデル、海況監視予測システムの開発計画

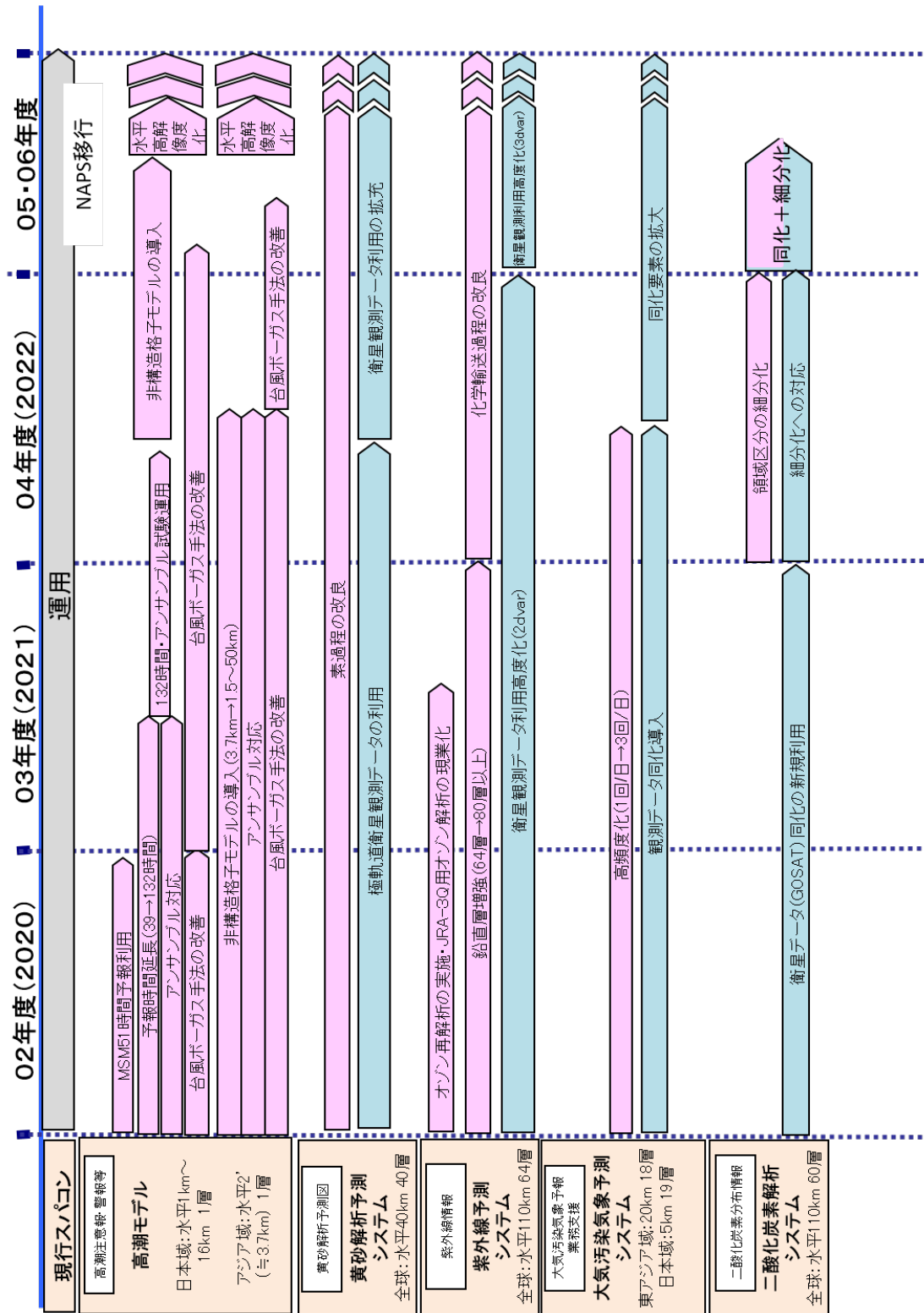


図 2.1.5 高潮モデル、黄砂解析予測システム、紫外線予測システム、大気汚染気象予測システム、二酸化炭素解析システムの開発計画

2.1.1 全球数値予報システム

全球数値予報システムは、天気予報や週間予報、台風予報などでの利用のみならず、メソ数値予報システムへの境界値提供をはじめ多くの役割を担う基盤システムである。システムの全体像についてはJMA(2019)を参照頂きたい。「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、特に台風防災に資するため、台風進路に関する予測精度の飛躍的な改善が必要であるとしている。

全球数値予報システムは、初期値を作成する全球データ同化システム及び予測計算を行う全球モデルGSMにより構成されている。GSMは2021年1月現在、水平解像度約20km、鉛直層数100層の構成で運用されている。全球モデルの現在の仕様については第2.2.6項を参照頂きたい。全球データ同化システムは、4次元変分法を基本とし、局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF, Hunt et al. 2007)で作成される背景誤差の情報を考慮するハイブリッド4次元変分法データ同化システムが2019年12月に導入された(第2.2.2項)。この際、雲や雨の影響を受けた衛星観測輝度温度のデータを同化利用する全天同化も同時に導入された(第2.2.3項)。利用されている観測データの概要については、計盛ほか(2018)を参照頂きたい。

2020年度末には全球数値予報システム全体の鉛直層数を増強する。また全球データ同化システムにおいては、LETKFのメンバー数を増強する。これにより、メンバー数が少ないこと由来する背景誤差相関のサンプリングエラーを軽減し、LETKFで作成される(大気状態を反映して日々変化する)背景誤差の情報をより重視したデータ同化を可能とする。また土壌水分解析の導入及び積雪深解析の改良によって、下部境界条件として与えられる各種物理量の改善を図る。その後、2021年度第一四半期中にさらなる観測データの新規利用及び利用手法改良を図る。大きな課題として、現在全天同化に対応していない衛星観測マイクロ波水蒸気サウンダデータの全天同化利用開始、ハイパースペクトル赤外サウンダの利用チャンネルセット変更、航空機気温観測データのバイアス補正手法改良などがある。その後、2021年度中に、水平方向の解像度を現状の約20kmから約13kmに強化する計画である。この改良では、解像度に応じた各種物理過程の改良等を適宜取り込む計画である。2022年度第一四半期中には衛星観測輝度温度データの観測演算子として利用している高速放射伝達モデルRTTOVのバージョンアップや、データ同化の際に用いる観測の誤差設定の見直しなどを計画している。

また中長期的にはスーパーコンピュータシステムのスペックに応じてGSMの解像度を拡充、10km以下の水平解像度で運用し、台風の進路予測精度を飛躍的に向上させることを目指している。

2.1.2 全球アンサンブル予報システム

全球アンサンブル予報システム(GEPS)はGSMによる予測に対して信頼度や不確実性等の情報を与えるばかりでなく、より長い2週間から1か月先までの確率的予測での利用をも目的として運用されている。システムの詳細については経田(2016)や新保(2017)などを参照頂きたい。また、最新のモデルの仕様については第2.2.7項を参照頂きたい。「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、台風防災に資するための台風の進路予測に関する不確実性の情報や、社会経済活動への貢献に資するため2週間及び1か月先までの顕著現象予測の精度向上が必要であるとしている。

GEPSに利用される数値予報モデルは基本的に低解像度版のGSMである。2021年1月現在、18日予測までは水平解像度約40km、それより先の34日目までは55kmと予測時間の途中で解像度を切り替える仕様となっている。鉛直層数はGSMと同様100層である。アンサンブル予報のための初期摂動についてはLETKFと特異ベクトル法(SV法)により与えている。また数値予報モデルの不確実性を考慮するため、確率的物理過程強制法(米原2010)を採用している。今後もGSMの更新に合わせた改良と共に確率的予測の改善を目指した開発に取り組む。

2020年度末には鉛直層数をGSMに準じて増強するとともに、アンサンブルメンバー数を、これまで11日まで27、18日まで13だったところ18日までを51に増強する。また、19~34日目までは13だったところ25にする。これにより確率的な予測の精度向上が期待できる。その後2021年度末には、水平方向の解像度を現在の約40kmから約27km(18日先まで)、約55kmから約40km(34日先まで)に強化する計画である。また現在、2週目以降の海面水温(SST)については、2段階SST(高倉・小森2020)により、季節アンサンブル予報システムで予測された値を用いている。これについて、同システムが2021年度に更新され、予測SSTの精度向上が見込まれる(第2.1.8項)ことから、利用手法についての再検討を行う計画である。

中長期的にはGSM同様にスーパーコンピュータシステムのスペックに応じた解像度のさらなる強化を検討しており、18日までの予測については20km以下、それ以降の予測についても30km以下の解像度で運用することを目指している。さらに、大気海洋の相互作用の取り扱いの精緻化に向けた調査開発も進めていく。

2.1.3 メソ数値予報システム

メソ数値予報システムは、主に天気予報や防災気象情報、航空気象情報の作成支援に利用されている。システムの全体像についてはJMA(2019)などを参照頂きたい。「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、台風防災及び豪雨防災に資するため、台風に伴う3日先までの降水量予測や、線状降水帯の発生・停

滞等による集中豪雨の予測のため予測時間の延長や顕著現象の降水量等の定量的予測の精度向上が必要であるとしている。

メソ数値予報システムは初期値を作成するメソデータ同化システムとメソモデル MSM により構成されている。MSM は 2021 年 1 月現在、水平解像度 5 km、鉛直層数 76 層の非静力学モデル asuca(気象庁予報部 2014) により運用されている。なお、物理過程の改良を含むシステム更新は 2020 年 3 月に実施された(第 2.2.8.3 小節)。予報時間は最大 51 時間である。データ同化手法には asuca に基づく 4 次元変分法が 2020 年 3 月に導入された(第 2.2.8.2 小節)。

今後、2021 年度末に鉛直層数増強や各種物理過程の改良を含むシステム更新を計画している。また、2022 年の台風シーズンにはメソモデルによる 3 日前からの降水予測を行えるよう、予報時間延長のための開発に取り組んでいる。この中では、海洋混合層の取扱などが重要な課題となっている。さらに、現行のデータ同化システムは 4 次元変分法を採用しているものの、その時々々の気象条件に応じた背景誤差相関の情報が活用できていないことから、ハイブリッドデータ同化手法導入も課題となっている。観測データについては、全球数値予報システムでは導入済だがメソ数値予報システムで導入されていない観測データの導入を目指した開発を進めている。主なものとして、米国の極軌道衛星である Suomi-NPP 及び NOAA-20 のマイクロ波サウンダ ATMS の導入があり、2021 年度の導入を目指して開発を進めている。また、大きな課題としてマイクロ波輝度温度データの全天同化の導入があり、2022 年度の導入を目指して開発を進めている。

中長期的には 3 日先までの予測をより精度よく行うため計算領域拡張を検討している。これについては将来のスーパーコンピュータシステムのスペックに応じて改めて検討する計画である。

2.1.4 メソアンサンブル予報システム

メソアンサンブル予報システム (MEPS) は、MSM の予測に対して信頼度や不確実性の情報を付加する目的で運用されている(河野ほか 2020)。「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、豪雨防災に資するため特別警報級の大雨となる確率情報の精度向上のための予測精度向上が必要であるとしている。

MEPS に用いる数値予報モデルは基本的に MSM と同一であり、2021 年 1 月現在の水平解像度は 5 km、鉛直層数は 76 層である。アンサンブル予報のための初期値や側面境界値の摂動には SV 法を用いて与えている。今後 MSM の更新に合わせた改良ばかりでなく、確率的予測の改善を目指した機能拡充を行う。

今後は 2021 年度末の MSM の更新に合わせたシステム更新を行う。また確率的な予測の精度向上を目指し、数値予報モデルの不確実性を考慮するため、確率

的物理過程強制法などの導入を計画している。

中長期的には予測時間の延長や計算領域の拡張を MSM に準じて行う計画である。

2.1.5 局地数値予報システム

局地数値予報システムは、防災気象情報や航空気象情報、降水短時間予報等の作成支援での利用のため、空間・時間スケールの小さい現象を予測することを目指して運用されている。「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」では局地的な大雨の半日前の予測に資するため、積乱雲等の予測を行えるよう、さらなる高度化・高解像度化が必要であるとしている。

局地数値予報システムは、初期値を作成する局地データ同化システムと局地モデル LFM により構成されている。LFM は 2021 年 1 月現在、水平格子間隔 2 km、鉛直 58 層の非静力学モデル asuca により運用されている。予測時間は 10 時間である。データ同化手法には初期時刻の前 3 時間を 1 時間毎に予測と 3 次元変分法による同化を繰り返す手法を用いている。詳細については、幾田 (2015) を参照頂きたい。

今後、2020 年度末に鉛直層数増強や各種物理過程の改良を含むシステム更新を計画している。本改良には 2020 年 3 月に実施された MSM の改良で得られた知見が活用されている。また、メソ数値予報システム同様に、全球数値予報システムで利用されている観測データの導入が課題である。さらに、ハイブリッドデータ同化手法の導入も大きな課題である。局地解析については、3 次元変分法を用いているため背景誤差相関の時間発展が扱われないことから、その時々々の気象条件に応じた背景誤差相関情報の活用が不十分である。このため、そのような情報を補うハイブリッドデータ同化手法の導入は精度向上に貢献することが期待できる。

局地モデルについては将来的に、半日先までの大雨予測に資するための予報時間の延長と、積乱雲予測の改善のための高解像度化を計画している。また、確率的予測を行うための局地アンサンブル予報システムの開発も課題である。これらについては将来のスーパーコンピュータシステムの性能を勘案しつつ改めて検討するが、LFM 本体については 2030 年に 1 km 程度の水平解像度による予測の実現を目指している。

2.1.6 毎時大気解析

毎時大気解析は、航空気象情報などの作成支援のため、大気の実況監視を目的として風と気温について 1 日 24 回、3 次元変分法を用いた客観解析により毎時実行されている(室井ほか 2008)。

毎時大気解析はこれまで MSM を第一推定値とした 5 km の水平解像度で運用されてきた。一方で近年、LFM の運用及び機能強化が行われてきていると共に、リモートセンシング技術の拡充などにより、より高解像度高頻度に解析を行えるようになってきた。これら

の状況を踏まえ、2021年度前半に、高頻度大気解析として時間頻度をこれまでの1時間から30分(1日48回)に高頻度化すると共に、LFMを第一推定値とする2kmの水平解像度で運用することを計画し、現在開発を進めている。

2.1.7 短期予報ガイダンス

ここでは短期予報で用いられるガイダンスに関する開発計画を述べる。ガイダンスの一覧及び概要については計盛ほか(2019)を、ガイダンスの詳細については気象庁予報部(2018)をご覧ください。現在、ガイダンスについては、様々な気象要素に対する個別のガイダンスに対する開発とそれらを統合する統合型ガイダンスの開発を行っている。本節ではそれぞれに対して述べる。なお、線表については図2.1.2をご覧ください。

2.1.7.1 ガイダンス

ガイダンスは数値予報モデルが持つ系統誤差を統計的に補正することで予測精度を向上させることができる。統計的に補正するため、数値予報モデルの出力データと予測対象である実況の観測データを用い、統計手法によって予測式を作る(高田2018b)。

数値予報モデルの改良が行われて、系統誤差が変わる際にはそれに応じた対応が必要となる。具体的な対応として、改良が想定される数値予報モデルの結果をガイダンスの予測式に与えて予測精度を評価し、精度が悪化すると見込まれる場合には再学習を行って(場合によっては再予報を行い、その結果を用いることもある)予測式を改良後の数値予報モデルの系統誤差に適するようにするなどの対応を行う(高田2018c)。そのため、令和2年度に計画されているGSM、GEPS、LFMの改良のタイミングに合わせて、各モデルを入力としているガイダンスの評価及び必要に応じて再学習を行う。

次に、観測データが変わる場合にも対応が必要となる。数値予報モデルの改良への対応と同様に、変更後に想定されるガイダンスの予測精度を評価した上で、必要に応じて再学習の実施などの対応を行う(高田2018d)。アメダスの地点変更が行われる場合は、その変更計画に応じて随時対応する。また、アメダスの日照時間が推計気象分布による推計値に置き換えられることへの対応は、置き換えが行われる令和3年3月までに実施する計画である。航空気象観測の完全自動化については、視程・雲の観測特性が変わるなどへの対応を行う。令和2年度末の那覇空港(夜間)及び令和3年5月の壱岐空港において、それぞれ完全自動化が予定されており、それに合わせる計画としている。

ガイダンスの新規開発及び既存ガイダンスの改良については以下を予定している。まず、大きな課題として、最大降水量ガイダンスの改良に向けた開発を進めている。最大降水量ガイダンスは台風時に予測雨量が

過大となる(沢田・白山2019)問題などがあり、これらの解決に向けた開発を行っており、来年度出水期までの導入を計画している。特別警報級の大雨確率メッシュ情報は、平成30年8月にとりまとめられた交通政策審議会気象分科会提言「2030年の科学技術を見据えた気象業務のあり方」に記載されている「概ね3~5年後に半日程度先までに特別警報級の大雨となる確率のメッシュ情報の提供」に対応するために開発に着手したものである。令和3年度に試験運用を開始し、令和4年度に運用開始を計画している。また、LFM降雪量ガイダンスの開発も進めており、令和3年度中の運用開始を計画している。その他、後述の統合型ガイダンスの入力となるLFM気温・降雪量ガイダンスの開発も進めている。

2.1.7.2 統合型ガイダンス

数値予報課では平成30年度から、全球モデル、メソモデル、局地モデル等の複数の数値予報結果をAI技術の活用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(図2.1.6)。

これにより、各ガイダンスの予測を統合することで、ランダム誤差を軽減して予測精度の向上が見込まれる(高田2018a)ほか、予報時間に対してシームレスな予測情報を提供したり、確率情報を作成・提供することが可能となる。平成31年1月から、理化学研究所革新知能統合研究センター(理研AIP)との共同研究を開始して、連携して開発に取り組んでいる。

現在、統合型ガイダンスの降水、風、気温については部内試験運用を開始しており、令和4年度以降に本運用を開始することを想定して開発を進めている。複数のガイダンスを統合する際に各ガイダンスの予測特性の得意・不得意にあわせて最適な組み合わせを選択すると精度向上を見込める。大雨・強風・気温について、例えば気象場に応じた特徴(スケールが小さい現象に対しては分解能が高いガイダンスの方が表現しやすいなど)を抽出する技術調査を共同研究で実施している。この調査結果は随時有効性を確認し、改良につながると考えられる場合は導入を行う。また、理研AIPはAI技術の専門家であり、様々な知見やツールを有していることから、取り入れ可能な最新AI技術やツールについての調査を実施し、上記と同様に有効性が確認された際には随時導入を行う計画である。個別の要素について、以下を計画している。降水及び気温ガイダンスについては確率情報の作成を含む統合手法の改良を行う予定である。風ガイダンスについては現時点では地点形式でしか作成していないところ、面的に予測する技術を開発する計画である(令和3年度中までに)。降雪量ガイダンスについては、降水量ガイダンスと雪水比(気温ガイダンスから求める)を用いて降雪量を求めている。そこで、統合型ガイダンスにおける降水量ガイダンスと気温ガイダンスを結合する計画であり

AI技術の活用による統合型ガイダンス

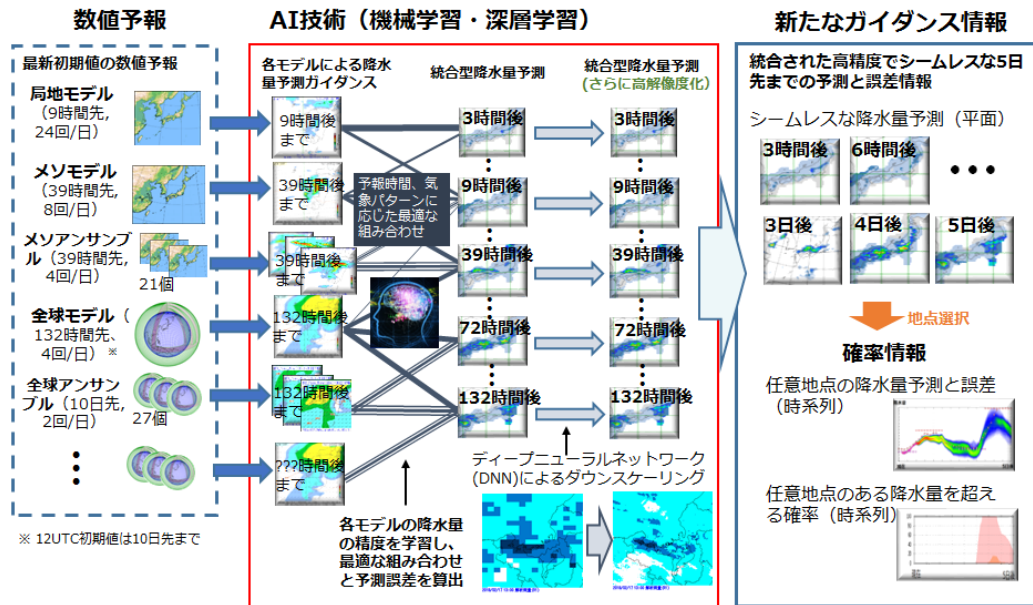


図 2.1.6 統合型ガイダンスの模式図

（令和3年度中）、開発終了後に降雪量ガイダンスの部内試験運用を開始する計画である（令和3年度中）。

2.1.8 季節アンサンブル予報システム

季節アンサンブル予報システム（季節EPS）は、3か月予報、暖・寒候期予報、エルニーニョ予測に利用されている。季節EPSの予測モデルは、季節予報のために改良・調整を加えたGSMの低解像度版（水平分解能約110 km 鉛直層数60層）に気象研究所共用海洋モデルMRI.COM（水平分解能約50~100 km 鉛直層数52層）を結合した、大気海洋結合モデルを用いている。大気初期値には気候データ同化システム（第2.1.9項参照）、海洋初期値には初期値作成手法として3次元変分法を採用している全球海洋データ同化システム（MOVE/MRI.COM）を使用している。仕様の詳細については、高谷（2015）などを参照頂きたい。「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、社会経済活動への貢献に資するため、エルニーニョといった日本域への影響も大きい熱帯起源の大気海洋現象の再現性などの向上が求められている。

2021年度後半に更新予定の次期季節EPSでは、その予測モデルについて、水平方向の高解像度化（大気：約110 km から約55 km へ、海洋：渦非解像から渦許容¹）や鉛直層数の増強（大気：60 から100層へ、海

¹ 海洋の渦は熱帯から中高緯度にかけて変形半径が小さくなるため（Hallberg 2013）、海洋モデルの解像度に応じて渦非解像（eddy parameterising：約1度格子）、渦許容（eddy permitting：約0.25度格子）、渦解像（eddy resolving：約0.1度格子）と区別されている。

洋：52 から60層へ）を行うとともに、より新しいバージョンのGSM及びMRI.COMを使用して気候再現性の向上のための改良・調整を加える。さらに、データ解析手法の3次元変分法から4次元変分法への変更といったMOVE/MRI.COMの高度化や摂動作成手法の改良も行う。中長期的には、海洋モデルの渦解像度化や地球システム要素の結合化に向けた調査開発を進め、階層的²な地球システムモデルを使用した季節EPSの構築をめざす。

2.1.9 気候データ同化システム

気候データ同化システムは、長期再解析と同じシステムで計算するデータ同化サイクルを現在まで延長したもので、気候系監視、季節EPSの初期値、モデルの評価検証などに利用されている。現仕様は、2009年時点の現業全球データ同化システムをベースとして計算を実施した気象庁第2次長期再解析（JRA-55）と同じシステム（水平格子間隔約55 km 鉛直層数60層）である。仕様の詳細については古林ほか（2015）などを参照頂きたい。

現在、2018年時点の現業全球データ同化システムをベースとする気象庁第3次長期再解析（JRA-3Q）の計算（1940年代末~2020年）を実施中である。このJRA-3Qの計算が2021年度中に完了予定であることに伴い、JRA-3Qと同じ仕様とする気候データ同化シ

² ターゲットとする予測の精度向上に有効で、かつ、現実的に運用可能なコストで導入できる地球システム要素を段階的に取り込む。

システムの運用を2021年度前半に開始する計画である。JRA-3Qでは、水平方向の高解像度化(約55 kmから約40 kmへ)、鉛直層数の増強(60から100層へ)や境界条件として利用する海面水温データの品質向上を図るとともに、JRA-55実施以降の観測データの利用拡充を含む現業全球データ同化システムの開発成果も取り込まれることから、より高品質なデータの作成が期待される。今後も新しい気象庁長期再解析の実施に合わせて気候データ同化システムの更新を行う計画である。

2.1.10 波浪モデル

波浪モデル及びその初期値を最適内挿法で作成する波浪客観解析には、全球(水平格子間隔約50 km)と日本近海を対象とする沿岸(同約5 km)の2種類の対象領域を設けている。全球波浪モデルは外洋波浪図や外洋域を航行する船舶向けの波浪情報に、沿岸波浪モデルは波浪警報・注意報や日本周辺の波浪予測に利用されている。また、全球波浪モデルを使用する波浪アンサンブル予報システムは、2日先から5日先までの早期注意情報(警報級の可能性)に利用されている。仕様の詳細については竹内ほか(2012)やJMA(2019)などを参照頂きたい。「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、台風防災に資するため、沿岸域などの高波をより精緻に表現することが求められている。

2020年度末までに波浪アンサンブル予報システムのメンバー数を増強(27から51メンバーへ)する予定である。2021年度には、全球波浪モデルの水平解像度高解像度化(約50 kmから約25 kmへ)、初期時刻00UTCの予報時間延長(132時間から264時間へ)を予定している。その後、沿岸波浪モデルの水平解像度高解像度化(約5 kmから約2 kmへ)を計画している。中長期的には、沿岸波浪モデルの高頻度化やスーパーコンピュータシステムの仕様に応じた解像度の拡充を検討している。

2.1.11 高潮モデル

高潮モデルは、高潮注意報・警報で利用する日本域(同沿岸部約1 km~沖合約16 km)と、台風委員会メンバー(国・地域)への高潮情報提供を目的とするアジア域(水平分解能約4 km)の2種類の対象領域を設けている。仕様の詳細について、日本域高潮モデルは林原(2011)など、アジア域高潮モデルはHasegawa et al.(2017)などを参照頂きたい。「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、台風防災に資するため、台風に伴う高潮をより高い精度で予測することが求められている。

2021年度までは主に日本域高潮モデルの改善を図る予定である。具体的には、2020年度末までに台風ボーガス手法の改善、2021年度には予報時間延長(39時間から132時間へ)及びアンサンブルメンバー数増強(6

から21メンバー程度へ)を行う計画である。その後、アジア域高潮モデルについて、2022年度に非構造格子モデルを導入して沿岸部の高解像度化(約4 kmから約2 kmへ)を図るとともに、台風ボーガス手法の改善や全球アンサンブル予報システムの全メンバーを活用したアンサンブル予報化を計画している。中長期的には、日本域高潮モデルへの非構造格子モデルの導入、台風ボーガス手法のさらなる改善、スーパーコンピュータシステムの仕様に応じた解像度の拡充を検討している。

2.1.12 海況監視予測システム

日本沿岸海況監視予測システム(MOVE/MRI.COM-JPN)は、海面水温や海流の1か月予報などで利用されている。本システムは、全球(水平格子間隔約100 km 鉛直層数60層)ー北太平洋(同約10 km 60層)ー日本近海(同約2 km 60層)の3段階の海洋モデルと変分法データ同化システム(NPR-4DVAR および GLB-3DVAR)から構成される。仕様の詳細についてはHirose et al.(2019)やSakamoto et al.(2019)などを参照頂きたい。「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、海況要因による水位上昇など沿岸防災に資する現象や、黒潮流路・海水の変動など社会・経済的に影響の大きい現象の再現性の向上が求められている。2021年度には、海水予測が本システムに移行される予定である。中長期的には、流域雨量指数を活用した沿岸域の塩分の再現性向上などの本システムのさらなる改善を行う計画である。

2.1.13 黄砂解析予測システム

黄砂解析予測システムは黄砂情報に利用されている。本システムでは、大気大循環モデルMRI-AGCM3(Yukimoto et al. 2012)と全球エロゾルモデルMASINGAR mk-2(Yukimoto et al. 2012)を結合させたモデル(水平格子間隔約40 km 鉛直層数40層)を用いている。本システムでは、モデルで予測するエロゾルの3次元分布から計算した光学的厚さ(Aerosol Optical Thickness, AOT)を衛星観測AOTで修正(2次元変分法)することで観測情報を取り込んでいる。仕様の詳細については田中・小木(2017)などを参照頂きたい。「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、黄砂プロダクトの高度化のため、エロゾルの予測精度向上が求められている。2019年度に導入したひまわり観測データ同化に続いて衛星観測データ利用の拡充に取り組むとともに、中長期的な課題としては、全球エロゾルモデルの素過程改良などがある。

2.1.14 紫外線予測システム

紫外線予測システムは紫外線情報に利用されている。本システムでは、大気大循環モデルMRI-AGCM3(Yukimoto et al. 2012)と化学輸送モデルを結合させたモデルMRI-CCM2(水平格子間隔約110 km

鉛直層数 64 層) を用いており、即時的に利用可能な衛星データ (オゾン全量) でナッジングすることで観測情報を取り込んでいる。仕様の詳細については JMA (2019) などを参照頂きたい。「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、紫外線プロダクトの高度化のため、オゾンの予測精度向上が求められている。2021 年度には鉛直層増強 (64 層から 80 層以上へ)、2022 年度には衛星観測データ利用の高度化を計画している。中長期的な開発課題としては、化学輸送過程の改良や衛星観測データ利用のさらなる高度化などがある。

2.1.15 大気汚染気象予測システム

大気汚染気象予測システムは大気汚染気象予報の支援を目的としている。本システムのモデルは、アジア域の領域化学輸送モデル (水平格子間隔 20 km 鉛直層数 18 層) 及び、東日本や西日本を対象とする高解像度版領域化学輸送モデル (水平格子間隔 5 km 鉛直層数 19 層) の 2 種類がある。領域化学輸送モデルは、大気モデル JMA-NHM と組み合わせて使用しており、即時的に利用可能な地上観測データ (オゾン濃度) でナッジングすることで観測情報を取り込んでいる。高解像度版領域化学輸送モデルは、大気モデル asuca と組み合わせて使用しており、予報-予報サイクルで運用している。仕様の詳細について、池上ほか (2015) などを参照頂きたい。「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、大気汚染プロダクトの高度化のため、大気汚染物質の予測精度向上が求められている。

2021 年度以降早期に、高解像度版領域化学輸送モデルについて、地上観測データ同化の導入や高頻度運用 (1 回/日から 3 回/日へ) を行うことを計画している。中長期的な開発課題として、高解像度版領域化学輸送モデルへの一本化や同化手法の高度化、オゾン以外の汚染物質の同化などがある。

2.1.16 二酸化炭素解析システム

二酸化炭素解析システムは二酸化炭素分布情報で利用している。本システムでは、GSM に二酸化炭素の輸送過程を組み込んだモデル GSAM-TM (水平格子間隔約 110 km 鉛直層数 60 層) と逆解法 (二酸化炭素の放出・吸収量の補正) を組み合わせた手法を用いている。2021 年度には衛星データ同化を導入する予定であり、その後、領域区分の細分化などを計画している。

参考文献

Hallberg, Robert, 2013: Using a resolution function to regulate parameterizations of oceanic mesoscale eddy effects. *Ocean Modelling*, **72**, 92–103.

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.

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.

Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient Data Assimilation for Spatiotemporal Chaos: a Local Ensemble Transform Kalman Filter. *Physica D*, **230**, 112–126.

池上雅明, 鎌田茜, 中務信一, 2015: 大気汚染気象予測モデル. 量的予報技術資料 (予報技術研修テキスト), 133–140.

幾田泰醇, 2015: 局地解析の更新と改良. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 2–8.

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 <https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2019-nwp/index.htm>).

河野耕平, 氏家将志, 國井勝, 西本秀祐, 2020: メソアンサンブル予報システム. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–15.

計盛正博, 本田有機, 佐藤芳昭, 2018: 観測データと品質管理. 平成 30 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72–82.

計盛正博, 石川宣広, 片山桂一, 2019: 数値予報システムおよびガイダンスの概要一覧表. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 116–143.

気象庁予報部, 2014: 次世代非静力学モデル asuca. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 151.

気象庁予報部, 2018: ガイダンスの解説. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 248pp.

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.

経田正幸, 2016: 全球アンサンブル予報システムの運用に向けた取り組み. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 52–57.

室井ちあし, 藤田匡, 石川宣広, 2008: 気象庁毎時大気解析. *天気*, **43**, 43–50.

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.
- 沢田雅洋, 白山洋平, 2019: 平成 30 年台風第 24 号. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 93–99.
- 新保明彦, 2017: 全球アンサンブル予報システムの概要. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1–8.
- 高田伸一, 2018a: ガイダンスの今後. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 233–236.
- 高田伸一, 2018b: ガイダンス概論. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 3–8.
- 高田伸一, 2018c: モデル更新への対応. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 88–90.
- 高田伸一, 2018d: 観測所の移設等の影響と対応. 数値予報課報告・別冊第 64 号, 気象庁予報部, 91–93.
- 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, **32**, 2–8.
- 高谷祐平, 2015: 概論. 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, 1–4.
- 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.
- 田中泰宙, 小木昭典, 2017: 気象庁全球黄砂予測モデルの更新について. 測候時報, **84**, 109–128.
- 米原仁, 2010: 週間アンサンブル予報へのモデルアンサンブル手法の導入. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 62–65.
- Yukimoto, Seiji, Yukimasa Adachi, Masahiro Hosaka, Tomonori Sakami, Hiromasa Yoshimura, Mikitoshi Hirabara, Taichu Y Tanaka, Eiki Shindo, Hiroyuki Tsujino, Makoto Deushi, and others, 2012: A new global climate model of the Meteorological Research Institute: MRI-CGCM3—Model description and basic performance—. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **90**, 23–64.

2.2 開発成果

第 2.2 節では、数値予報システムに導入した開発成果を報告する。今年度の年報においては、数値予報開発センター発足前の気象庁予報部数値予報課で実施した 2019 年 4 月から 2020 年 9 月までの開発成果と、数値予報開発センター発足後の 2020 年 10 月から 12 月までの開発成果を報告する。

表 2.2.1 2019 年 4 月から 2020 年 12 月までに数値予報システムに導入した開発成果

項	表題	運用開始日
第 2.2.1 項	GOES-16 CSR の全球解析への利用	2019 年 6 月 18 日
第 2.2.2 項	ハイブリッド同化の全球解析への導入	2019 年 12 月 11 日
第 2.2.3 項	マイクロ波輝度温度全天同化とアウトーループの全球解析への導入	2019 年 12 月 11 日
第 2.2.4 項	Metop-C/ASCAT データの全球解析への利用	2019 年 12 月 11 日
第 2.2.5 項	ASCAT 早期配信データの利用	2020 年 2 月 26 日
第 2.2.6 項	全球モデルの改良	2020 年 3 月 24 日
第 2.2.7 項	全球アンサンブル予報システムの改良	2020 年 3 月 24 日
第 2.2.8 項	メソ解析とメソモデルの改良	2020 年 3 月 25 日
第 2.2.9 項	GOES-16 AMV 及び ScatSat-1/OSCAT の全球解析への利用開始	2020 年 7 月 29 日
第 2.2.10 項	局地解析におけるひまわり 8 号 CSR データ利用拡大	2020 年 7 月 29 日
第 2.2.11 項	全球解析における Metop-C マイクロ波サウンダ AMSU-A および MHS の利用開始	2020 年 9 月 15 日
第 2.2.12 項	メソアンサンブル予報システムの改良	2020 年 9 月 16 日
第 2.2.13 項	日本沿岸海況監視予測システムの導入	2020 年 10 月 28 日

2.2.1 GOES-16 CSR の全球解析への利用

2.2.1.1 はじめに

気象庁の全球解析では、日本、欧州、米国が運用する静止気象衛星から得られる水蒸気バンドの晴天放射輝度温度 (CSR: Clear-Sky Radiance) データを利用している。水蒸気バンドの CSR データを同化することにより、対流圏の中上層の水蒸気量を中心に初期値の精度が改善することが確認されている (石橋・上沢 2007; 計盛 2016; 岡部 2019)。

南北アメリカおよび大西洋領域を観測する米国の静止気象衛星 GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) -East は 2017 年 12 月に、それまでの GOES-13 から新型の GOES-16 に切り替わった。気象庁では 2018 年 4 月より GOES-16 の CSR データの取得を開始し、同データ利用のための開発及び調査を実施してきた。この結果、2019 年 6 月 18 日より全球解析にて同データの利用を開始した。本項では、その開発と調査の概要を報告する。

2.2.1.2 GOES-16 CSR の品質

GOES-16 に搭載されている Advanced Baseline Imager (ABI) は、ひまわり 8 号に搭載の Advanced Himawari Imager (AHI) と同じシリーズのセンサーであり、AHI と同じ周波数帯の 3 つの水蒸気バンドを搭載している。この品質を確認するため、ひまわり 8 号の CSR データと同等の品質管理 (岡部 2019) を適用し、性能評価試験によるデータ同化実験を行った。実験環境として、2019 年 1 月時点の現業数値予報システム相当に GOES-16 CSR データを追加利用し、実験期間は 2018 年 7 月 10 日から 2018 年 9 月 11 日 (夏実験) と 2018 年 12 月 10 日から 2019 年 2 月 11 日 (冬実験) である。GOES-East 領域はこれまで CSR データが全く利用されず、この付近の第一推定値の精度が低下していたことから、CSR データが十分に利用された実験期間の終盤で GOES-16 CSR データの品質を確認することにした。その結果、GOES-16 CSR データの品質はひまわり 8 号 CSR データと同程度であることを確認した。一例として、夏実験による観測値と第一推定値の差 (O-B) のヒストグラムの比較図を図 2.2.1 に示す。

2.2.1.3 GOES-16 CSR の全球解析への影響

GOES-16 CSR データの品質はひまわり 8 号 CSR データと同程度であることから、業務化試験によって GOES-16 CSR データを利用した影響を確認した。実験設定として、性能評価試験と同じく 2019 年 1 月時点の現業数値予報システム相当をコントロール実験 (CNTL) とし、これに GOES-16 CSR データを追加利用した実験をテスト実験 (TEST) とした。実験期間は性能評価試験より延長して、2018 年 6 月 12 日から 2018 年 10 月 11 日 (夏実験) と 2018 年 11 月 21 日から 2019 年 3 月 11 日 (冬実験) である。なお、各実験期間より前に、助走として 11 日間のデータ同化実験を実施した。

まず、GOES-16 CSR データの利用により、対流圏での比湿の解析値が変化した。図 2.2.2 で示すように、GOES-16 の観測領域内であるアメリカ大陸周辺の熱帯域にて、300 hPa ではより乾燥化し、700 hPa ではより湿潤化した。同図のラジオゾンデに対する比湿の解析値のバイアスとは逆符号の変化をしていることから、GOES-16 CSR データを同化することにより、解析値における比湿バイアスが軽減してラジオゾンデ観測に近づいたことを示している。このことは冬実験においても同様であった。他にも、対流圏の水蒸気や気温に感度のある衛星データやラジオゾンデデータの O-B 標準偏差が減少、特に、GOES-16 の観測領域でのマイクロ波水蒸気サウンダデータとの O-B 標準偏差が顕著に減少した (図略)。

次に、予測への影響について確認した。対初期値検証や対ラジオゾンデ検証から、3 日予測にかけて熱帯で気温、風、高度の二乗平均平方根誤差 (RMSE) が減少した (図略)。一方で北半球 500 hPa 高度の RMSE が夏実験で増加した (図 2.2.3 左)。この誤差の増加は、予測時間が進むにつれて北極域から拡大して生じていることが分かった。この原因究明は、今後の課題である。冬実験では 500 hPa 高度の RMSE が 120 時間予測にかけて減少した (同図右)。

2.2.1.4 まとめ

米国の静止気象衛星 GOES-13 の後継機である GOES-16 の CSR データの利用に向けて調査を行った。GOES-16 CSR データを利用することで、観測領域での比湿解析値のバイアスが軽減、対流圏の水蒸気や気温に感度のある衛星データやラジオゾンデデータとの整合性が向上した。予測においては、夏実験の北半球にて 500 hPa 高度が改悪したが、熱帯では改善が見られた。この調査により、2019 年 6 月 18 日に全球解析にて GOES-16 CSR データの現業利用を開始した。

参考文献

- 石橋俊之, 上沢大作, 2007: 静止衛星イメージャ. 数値予報課報告・別冊 53 号, 気象庁予報部, 106-120.
- 計盛正博, 2016: ひまわり 8 号晴天放射輝度温度の利用開始. 平成 28 年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 46-49.
- 岡部いづみ, 2019: ひまわり 8 号のバンド 9, 10 及び Meteosat のチャンネル 6 の晴天放射輝度温度 (CSR: clear-sky radiance) データの追加利用. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 56-57.

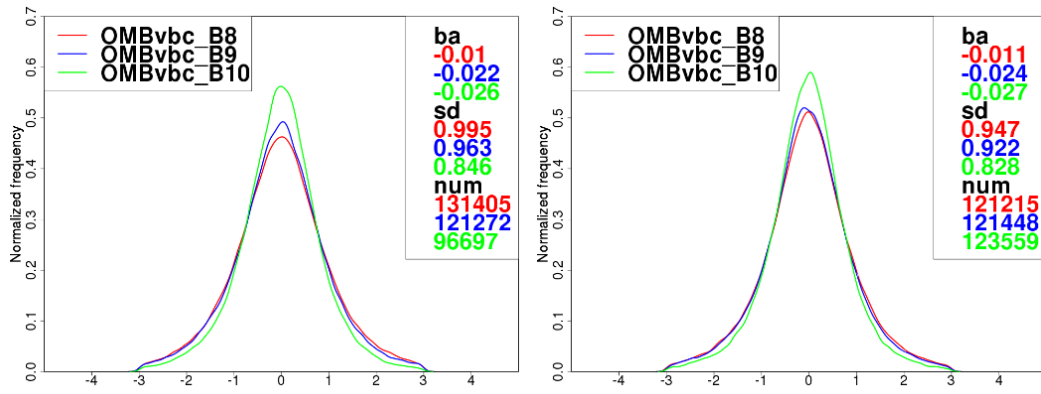


図 2.2.1 ひまわり 8号 (左) および GOES-16 (右) の品質管理およびバイアス補正済み CSR データ [K] の O-B ヒストグラム。赤色がバンド 8、青色がバンド 9、緑色がバンド 10 を表す。各図の右上の数字は、ba が O-B の平均値、sd が O-B の標準偏差、num がサンプル数を表す。期間は夏実験最後の 11 日間である 2018 年 9 月 1 日から 2018 年 9 月 11 日。

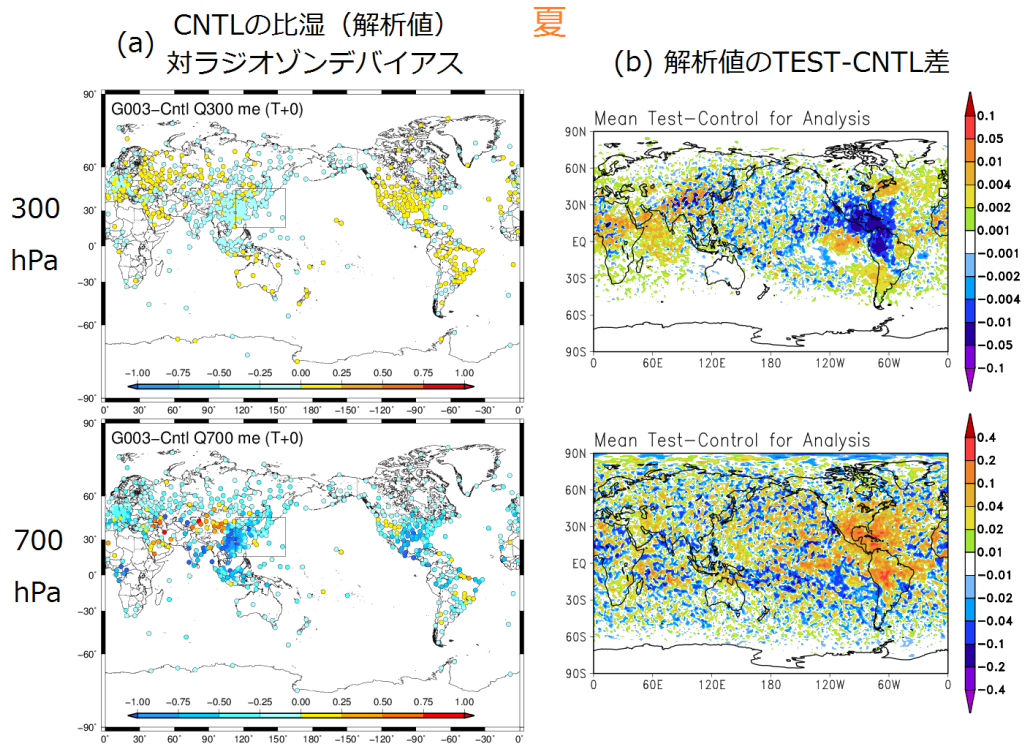


図 2.2.2 CNTL における比湿解析値 [g/kg] のラジオゾンデ観測データに対するバイアス (a) と比湿解析値の TEST と CNTL の差 (b)。上段が 300 hPa、下段が 700 hPa。期間は夏実験。

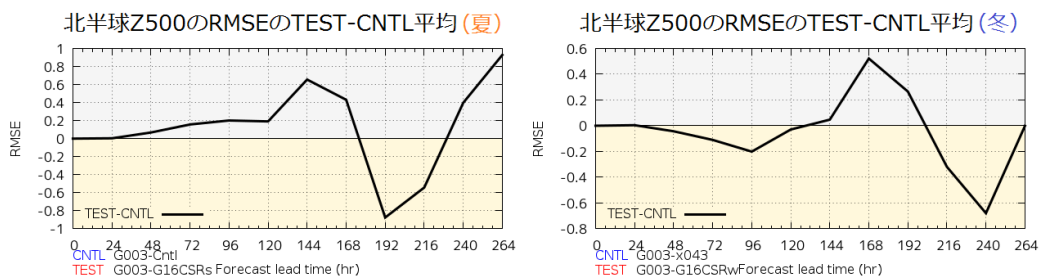


図 2.2.3 北半球 500 hPa 高度の予測時間別の対初期値 RMSE の TEST と CNTL の差 [m]。左が夏実験、右が冬実験。負の値ほど TEST 実験の誤差が減少したことを示す。

2.2.2 ハイブリッド同化の全球解析への導入

2.2.2.1 概要

気象庁の全球モデルに初期値を提供するための全球解析について、数値予報課では、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に加えて、局所アンサンブル変換カルマンフィルタ(LETKF, Hunt et al. 2007)による予報摂動を利用するハイブリッド同化システムの開発を進めてきた。その狙いは、LETKFによる流れ依存の背景誤差情報を利用することによる解析・予報精度の向上である。性能評価のため夏冬それぞれ約3か月間の解析予報サイクル実験を実施し、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。本変更は2019年12月に全球数値予報システムに導入された。

2.2.2.2 変更の概要と基礎調査

気象庁の数値予報システムの全体像についてはJMA(2019)を参照されたい。今回開発を進めてきたハイブリッド同化システムにおいては、気候学的な背景誤差とLETKFのアンサンブル予報摂動が表現する背景誤差の混ぜ合わせを表現するために、4D-Varのコスト関数 J をアンサンブル摂動に関する拡張制御変数(Lorenz 2003)を用いて、

$$J = \frac{1}{2} \delta x^T \delta x + \frac{1}{2} \sum_{k=1}^K \alpha_k^T \alpha_k + \frac{1}{2} \left\{ \mathbf{H} \mathbf{M} (\beta_1 \mathbf{B}^{\frac{1}{2}} \delta x + \beta_2 \sum_{k=1}^K \mathbf{X}_k \circ (\mathbf{C}^{\frac{1}{2}} \alpha_k)) - d \right\}^T \mathbf{R}^{-1} \left\{ \mathbf{H} \mathbf{M} (\beta_1 \mathbf{B}^{\frac{1}{2}} \delta x + \beta_2 \sum_{k=1}^K \mathbf{X}_k \circ (\mathbf{C}^{\frac{1}{2}} \alpha_k)) - d \right\} + J_c \quad (2.2.1)$$

とする。ここで、 J_c は束縛項を、 \mathbf{H} , \mathbf{M} , \mathbf{B} , \mathbf{R} はそれぞれ接線形観測演算子、摂動予報演算子、気候学的な背景誤差共分散行列、観測誤差共分散行列を、 d はO-Bを表す。 K はアンサンブルメンバー数、 \mathbf{X}_k はメンバー k のアンサンブル予報摂動($\sqrt{K-1}$ で規格化)であり、 \mathbf{C} はアンサンブル予報摂動が表現する背景誤差に対して適用する局所化を定める行列である。局所化はガウス型で重みが $e^{-1/2}$ となる距離を水平800km、鉛直0.8(対数気圧)としている。演算子 \circ は要素ごとの積を表す。 β_1, β_2 はそれぞれ気候学的な背景誤差、アンサンブル予報摂動が表現する背景誤差の重みを定めるパラメータであり、 $\beta_1^2 = 0.85, \beta_2^2 = 0.15$ とした(ただし、50hPaより上では $\beta_1 = 1, \beta_2 = 0$ へと徐々に変化)。 δx と α_k は気候学的な背景誤差とアンサンブル予報摂動が表現する背景誤差それぞれに由来する場の修正量を決める変数であり、 $\beta_1 \mathbf{B}^{\frac{1}{2}} \delta x + \beta_2 \sum_{k=1}^K \mathbf{X}_k \circ (\mathbf{C}^{\frac{1}{2}} \alpha_k)$ が同化ウィンドウ先頭時刻における場の修正量となる。このように本定式化では、同化ウィンドウ先頭時刻の背

景誤差として気候学的背景誤差に加えてアンサンブル予報が表現する背景誤差が利用されるようになり、同化ウィンドウ内での背景誤差の時間発展は従来の4D-Varと同様に演算子 \mathbf{M} に従う。 $\beta_1 = 1, \beta_2 = 0$ の時、気候学的な背景誤差のみを用いた4D-Varのコスト関数と一致する¹。LETKFは既に気象庁の全球アンサンブル予報システム(山口2017)の初期摂動作成処理の一部として現業運用されており、それを全球解析に移植する形で実装した。なお、アンサンブル予報摂動に対してはLETKFによる共分散膨張に加え、アンサンブル予報摂動による背景誤差が気候学的な背景誤差とモデル鉛直層の各層で一致²するように膨張をかけている。

変更の影響をみるための簡単なテストとして、このハイブリッド同化システムを用い、500hPa高度(Z500)に疑似観測を1点同化した際のモデル面25層目(約700hPa)の気温のインクリメントの比較を図2.2.4に示す。同化ウィンドウの先頭で同化した場合には、気候学的な背景誤差のみを用いた場合には観測点の周辺に同心円状のインクリメントが入る(図2.2.4(a))。アンサンブル予報摂動を利用することにより、第一推定値における気温勾配が急な方向へのインクリメントの広がりが小さいなど流れ(気温の場合)に依存したインクリメントの構造が表現されるようになることがわかる(図2.2.4(b)(c))。また、アンサンブル予報摂動のみを背景誤差として用いた場合にも遠方のインクリメントが減衰するなど、局所化が適切に機能していることがわかる(図2.2.4(c))。同化ウィンドウの末尾に同化した場合には、ハイブリッドと気候学的な背景誤差のみを用いた4D-Varで大きな違いはないが(図2.2.4(d)(e))、アンサンブル予報摂動を利用することによってインクリメントはわずかに変化している。

2.2.2.3 性能評価のための実験

性能評価のため2018年12月における全球数値予報システムをベースとした解析予報サイクル実験を実施した。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。本実験ではサイクル解析のみを実施し、予報はサイクル解析の結果を初期値として実行した。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

ハイブリッド同化システムを導入する前の実験をコントロール実験(CNTL)、導入した実験をテスト実験(TEST)とする。

¹ 変数 α_k が使われるのは $\frac{1}{2} \sum_{k=1}^K \alpha_k^T \alpha_k$ のみとなり、コスト関数 J を最小化する α_k の値は0となる。

² 各モデル面における水平全球平均が一致。

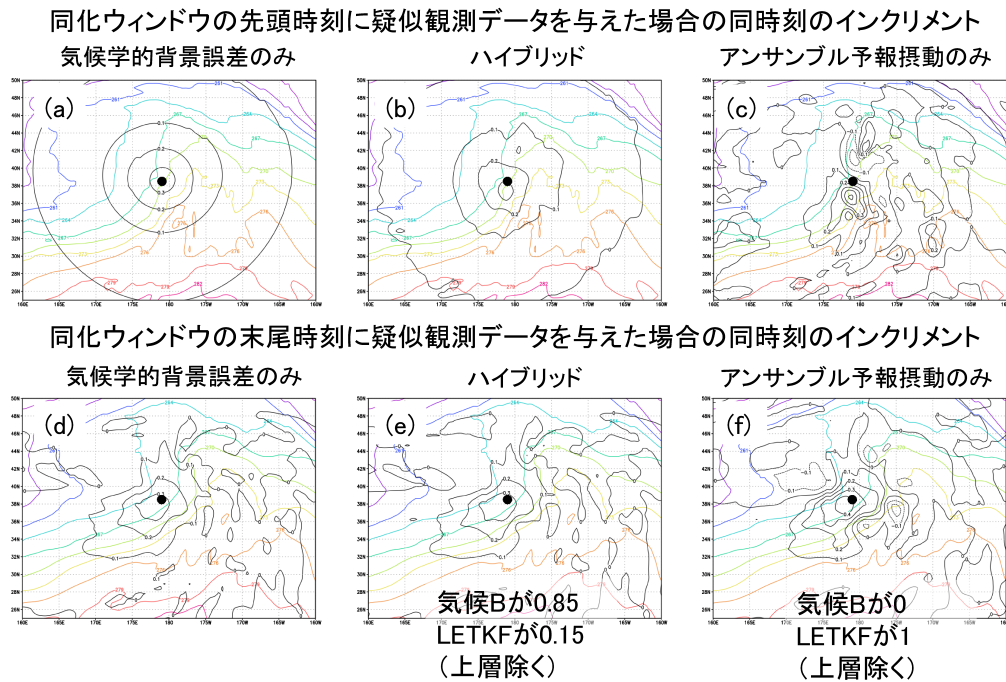


図 2.2.4 500hPa 高度に疑似観測を同化ウィンドウの先頭 (上段) と末尾 (下段) に入れた際の 25 層目 (約 700 hPa) の気温のインクリメント (黒等値線) の比較。それぞれ、同化した観測の時刻におけるインクリメントを比較している。左から、気候学的背景誤差のみを用いた場合、ハイブリッド ($\beta_1^2 = 0.85, \beta_2^2 = 0.15$)、LETKF の背景誤差のみを用いた場合を示す。なお、第一推定値の気温 (高度は黒線に同じ) を色等値線、疑似観測を与えた場所を黒丸で示す。

(1) 第一推定値・解析値の変化

図 2.2.5 に全球解析に利用している代表的な観測として、ラジオゾンデの気温、マイクロ波サウンダ AMSU-A 及び MHS、マイクロ波イメージャ、GNSS 掩蔽観測の O-B の標準偏差の変化率 $((\text{TEST}-\text{CNTL})/\text{CNTL})$ と品質管理を通過して同化に利用された観測数の変化率を示す (夏実験)。どの観測種別でも概ね 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。冬実験も同様の結果であった (図略)。

図 2.2.6 に冬実験における代表的な要素の平均解析場の変化を示す。全球的に対流圏の主要要素の平均解析場に大きな変化は見られない。以下、図は省略するが、日本付近では冬実験に対流圏下層の気温がわずかに上昇、対流圏中・下層の高度場がわずかに上昇する変化が見られたが、これらはいずれも対ゾンデの解析バイアスを減少させる方向の変化となっている。また、日本の南海上で概ね 850 hPa より下層でわずかに比湿を増加させ、700 hPa より上層でわずかに比湿を減少させる傾向が見られる。これは、850 hPa 付近を除いて対ゾンデの解析バイアスを増加させる方向の変化であるが、変化幅は小さい。また、夏実験における日本付近の平均解析場の変化は冬に比べて小さい。

(2) 予報の変化

図 2.2.7 に夏実験の気温の対解析値、対 ECMWF 解析値³の東西平均の二乗平均平方根誤差 (RMSE) の改

善率 $((\text{CNTL}-\text{TEST})/\text{CNTL})$ を示す。全般に RMSE は減少し、改善しているところが多い。南極上空で予報初期の対解析値の RMSE の増加が見られるが、南極のゾンデ観測に対する RMSE は減少しており、必ずしも改悪とは言えない。また、熱帯成層圏の予報初期にも対解析値 RMSE の増加が見られるが、これについても熱帯成層圏では予報初期にゾンデの観測に大きく寄せていることを確認している (図略)。日本付近では冬実験の 925 hPa の気温で対解析値 RMSE の増加が見られるが、TEST では解析値の気温を上昇させ、境界層内の低温バイアスを解消する方向に変化する一方で、予報では低温バイアスが残ることにより、結果的に対解析値のバイアスが拡大し、RMSE の増加につながっていることがわかった (図略)。その他については全般に RMSE が減少し、予報精度は改善している。図 2.2.8 および図 2.2.9 に対流圏の主要要素についての夏実験、冬実験の対解析値と対ゾンデの RMSE 改善率と改善・改悪の有意性検定結果を示す。冬半球側を中心に全般に予報誤差は減少し、改善していることがわかる。

また、変更前後の日本付近の予報事例については、CNTL と TEST で誤差パターンが大きく変わるような事例は見られず (図略)、GSM の予測の利用上の留意点等は変更前後で大きく変わらないと考えられる。

³ 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

る。

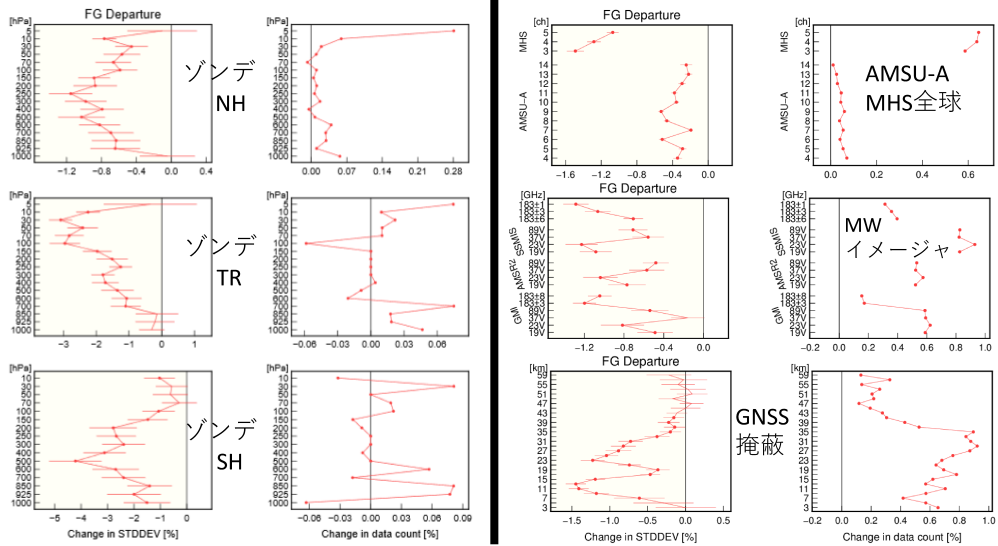


図 2.2.5 観測値と第一推定値の差 (O-B) の標準偏差の変化率 (本文参照) と観測使用数の変化率で、各観測種別に対して二枚の図をセットとしたもの (左側が前者、右側が後者)。変化率の単位は [%]。左側の二列は夏実験のラジオゾンデの気温 (上から北半球、熱帯、南半球) に対するもので、各図縦軸は気圧 [hPa]。右側の二列はマイクロ波サウンダ AMSU-A および MHS (上)、マイクロ波イメージャ (中)、GNSS 掩蔽観測 (下) に対するもので、各図縦軸は上二つがチャンネルの別、下は高度 [km]。

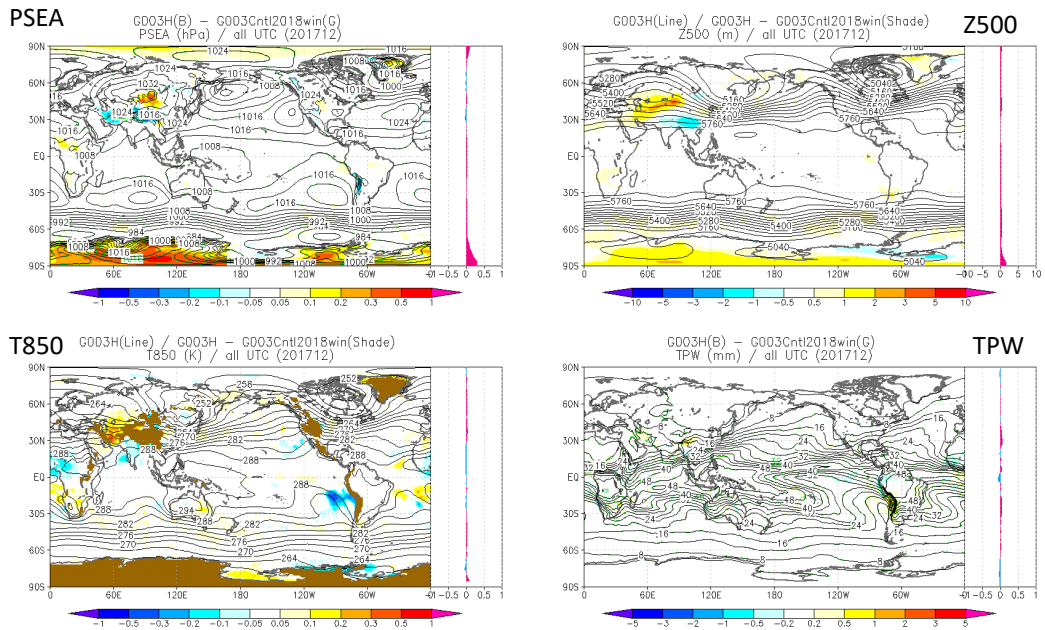


図 2.2.6 冬実験の平均解析場の TEST-CNTL。左上、右上、左下、右下はそれぞれ海面更正気圧 [hPa]、500 hPa 高度 [m]、850 hPa 気温 [K]、可降水量 (TPW, Total Precipitable Water)[mm] を示す。各図の右側に東西平均図も示す。

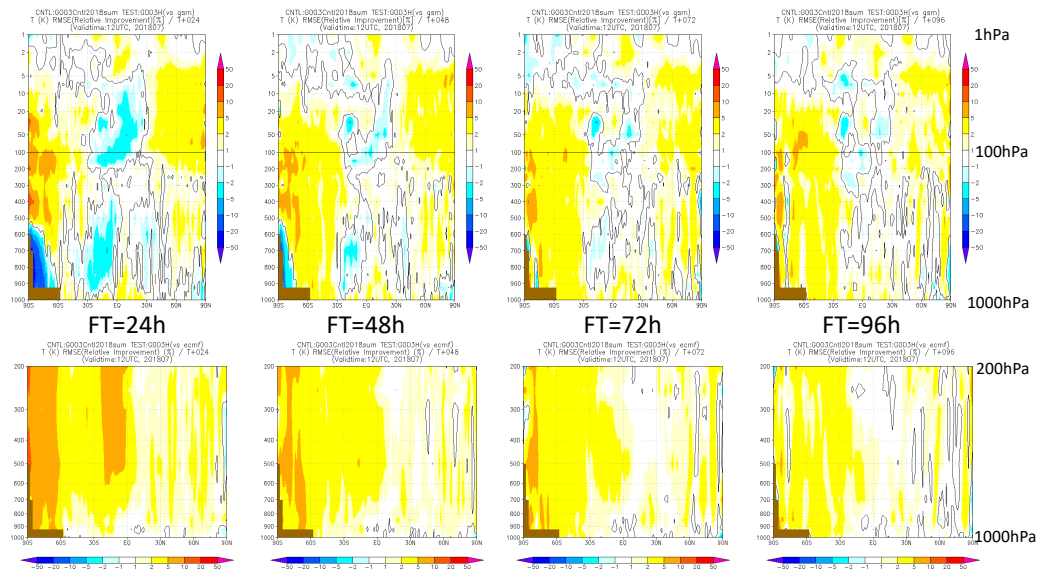
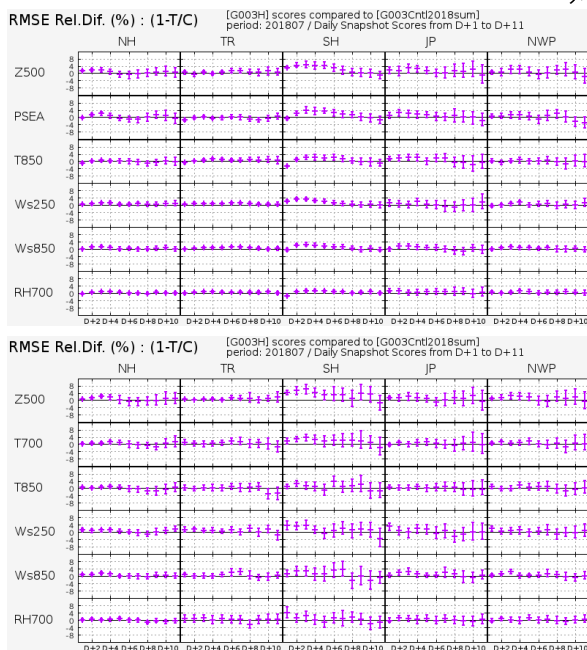
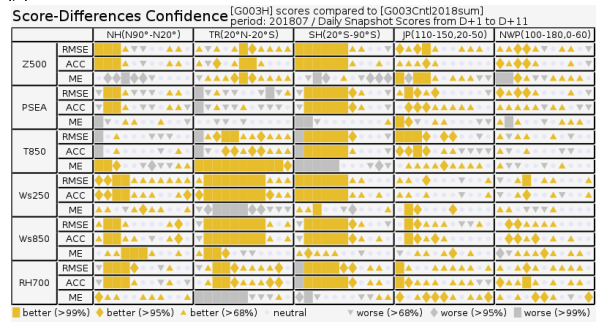


図 2.2.7 対解析値（上段）、対 ECMWF 解析値（下段）の気温の予測の東西平均の RMSE の改善率（本文参照）[%]。暖色は TEST で RMSE が減少していることを示す。左から FT=24, 48, 72, 96 h の結果。

RMSE改善率



対解析



対ゾンデ

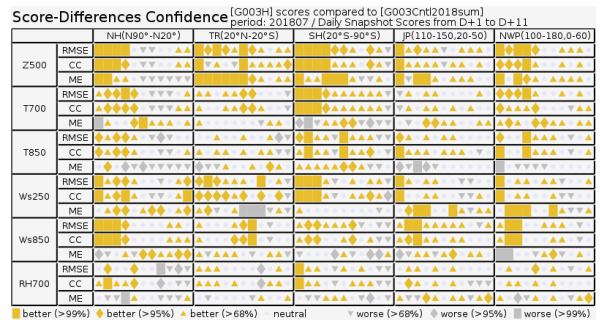
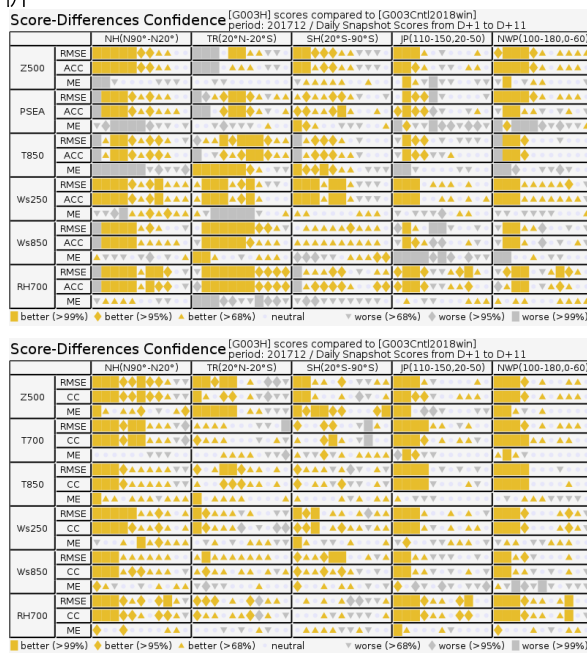
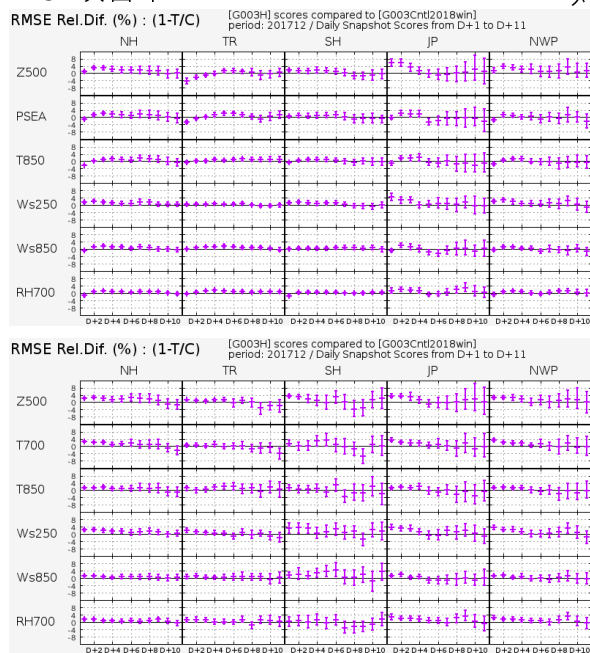


図 2.2.8 夏実験の対流圏主要要素の RMSE の改善率 [%]（左図）と TEST と CNTL のスコア差の有意性判定（右図：スコアカード）。上段が対解析値、下段が対ゾンデの結果。検証領域は左から北半球（20°N–90°N）、熱帯（20°S–20°N）、南半球（20°S–90°S）、日本周辺（110°E–150°E, 20°N–50°N）、北西太平洋領域（100°E–180°E, 0°N–60°N）。要素は上から 500 hPa 高度、海面更正気圧（対ゾンデは 700 hPa 気温）、850 hPa 気温、250 hPa 風速、850 hPa 風速、700 hPa 相対湿度。スコアカードはそれぞれ上から RMSE、アノマリー相関係数 (ACC)（対ゾンデは相関 (CC)）、バイアスで、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す（塗りつぶし面積が広いほど統計的有意性が大きい）。

RMSE改善率

対解析



対ゾンデ

図 2.2.9 図 2.2.8 と同様、ただし冬実験の結果。

2.2.2.4 まとめ

気象庁の全球解析の4D-Varにおいて、気候学的な背景誤差に加えて LETKF のアンサンブル予報摂動を背景誤差として利用したハイブリッド同化システムを開発し、性能を評価した。O-B の標準偏差の減少、冬半球を中心とした予報精度の向上が確認できた。このことから本変更は、衛星観測によるマイクロ波観測輝度温度データの全天同化利用開始 (Shimizu et al. 2020) と共に、2019 年 12 月に全球数値予報システムに導入された。

参考文献

- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *Physica D*, **230**, 112–126.
- 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>).
- Lorenc, A. C., 2003: The potential of the ensemble Kalman filter for NWP: a comparison with 4D-Var. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 3183–3203.

- 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.
- 山口春季, 2017: 全球アンサンブル予報システムの導入. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35–41.

2.2.3 マイクロ波輝度温度全天同化とアウトターープの全球解析への導入

2.2.3.1 はじめに

衛星に搭載されたマイクロ波センサー（イメージャやサウンダ）によって観測される輝度温度には、地球表面の状態や、大気の状態（気温、水蒸気量、雲や降水粒子）に応じた放射や散乱などの様々な情報が含まれる。これらの情報を含む輝度温度を数値予報の初期値解析で適切に同化することで、初期値としてより現実に近い大気状態を作成することができる。気象庁の数値予報システムにおいて、マイクロ波センサーをはじめとする輝度温度データは、これまで晴天域のデータのみが利用（晴天同化）されてきた（佐藤・江河 2007、計盛 2015 など）。

本稿では、2019年12月11日、全球解析において開始した、雲・降水域を含むマイクロ波輝度温度データの同化（全天同化）およびアウトターープの導入（Kazumori and Kadowaki 2017; Shimizu et al. 2020）について概要を報告する。マイクロ波センサーの輝度温度を全天同化で利用することで、雲・降水の情報がより多く取り込まれ、解析値や予測値において、特に水蒸気場の精度改善が見込まれる。なお、本変更は、第2.2.2項に示す、ハイブリッド同化とともに現業システムに導入された。

2.2.3.2 品質管理手法の変更

まず、全天同化の対象とするマイクロ波イメージャおよびマイクロ波水蒸気サウンダについて、本変更の前後における、晴天同化および全天同化の導入状況について示す（表2.2.2）。本変更時点で全天同化に未対応のセンサー（表中○印）については、2020年12月現在、全天同化の導入に向けて開発中である。なお、マイクロ波イメージャ（19, 23 および 37GHz）は海上のみ、マイクロ波水蒸気サウンダ（183GHz）は海上および陸上でデータを利用している。

次に、全球解析においてマイクロ波センサーの輝度温度データを全天同化するために適用した、主な品質管理手法の変更を以下に示す。

1. 放射伝達計算に、雲・降水を考慮できる RTTOV-SCATT(Bauer et al. 2006) を使用。
2. マイクロ波イメージャの観測輝度温度データをインナーモデル格子で平均化し、空間代表性をモデルに合わせた。
3. マイクロ波イメージャの間引き間隔を 200km から 150km に変更し、利用データ数を増加。
4. 雲・降水域のデータを利用するため、観測雲水量（観測データから算出）による、雲・降水の影響を受けたデータの除去を廃止。
5. 雲・降水の量に応じた観測誤差の設定。

6. マイクロ波イメージャのグロスエラーチェックに用いる、輝度温度の観測値と計算値の差を、雲・降水の量に応じた観測誤差で規格化するように変更。
7. マイクロ波水蒸気サウンダのグロスエラーチェック閾値の最大値を 6K に設定し、モデルで再現されない深い対流に伴うバイアスを取り除く。
8. 変分法バイアス補正の説明変数から観測雲水量を除き、晴天同化ではバイアス要因であった雲水量による輝度温度の変化をシグナルとして利用。
9. マイクロ波イメージャに対し、モデルでは表現が不十分な、上層の寒気の吹き出しに対応して生じるバイアス (cold sector bias) を取り除く処理を追加。
10. マイクロ波水蒸気サウンダの積雪域データ、高標高域データは、雲・降水域との判別が困難であることから不使用とするように変更。
11. 雲・降水域において第一推定値から計算した輝度温度の精度が不十分な 89GHz チャンネルの利用中止。

上記の品質管理の変更を適用した全天同化により、利用できるデータ数は晴天同化と比較して大幅に増加した（図2.2.10）。

2.2.3.3 観測誤差の設定

ここで、上記5. に示した雲・降水の量に応じた観測誤差の設定について記す。晴天同化においては、観測誤差として、センサー・チャンネルごとに設定された一定値を使用している。これに対し、全天同化においては、晴天域のデータと雲・降水の影響を受けたデータを一体的に扱うため、雲・降水の影響の程度をパラメータ化し、そのパラメータの関数で観測誤差を設定するよう変更した。

マイクロ波イメージャ（表2.2.2 で 19, 23 および 37GHz のチャンネルを利用するセンサー）の場合、Geer and Bauer (2011) に基づいた観測誤差の設定を行う。ここでは、海面からのマイクロ波放射が偏光しているのに対し、雲・降水からのマイクロ波放射は非偏光であることを利用する。まず、37GHz 付近の水平偏波および垂直偏波チャンネルを用い、偏波の程度 P_{37} を以下のように表す。

$$P_{37} = (T^v - T^h)/(T_{CLR}^v - T_{CLR}^h) \simeq \tau_{37}^2 \quad (2.2.2)$$

ここで、 T^v 、 T^h はそれぞれ垂直、水平偏波の輝度温度で、 T_{CLR}^v 、 T_{CLR}^h はそれぞれ、放射伝達モデルを用いて雲・降水を考慮せずに（晴天域として）計算した垂直、水平偏波の輝度温度値である。 τ_{37} は雲・降水を含んだ大気の 37GHz における透過率で、上式は雲・降水の量と偏波の程度が大まかに対応することを示して

表 2.2.2 各マイクロ波センサーの搭載チャンネル（同化対象の周波数のみ抜粋）および全天同化の導入状況。1 行目はチャンネル周波数（大まかな値）を表す。記号の意味は、それぞれ、◎：(変更前) 晴天同化→(変更後) 全天同化、×：(変更前) 晴天同化→(変更後) 未同化、●：(変更前) 未同化→(変更後) 全天同化、○：変更前後とも晴天同化、/：搭載のないチャンネルもしくは変更前後とも未同化、を表す。

衛星/センサー	19GHz	23GHz	37GHz	89GHz	183GHz
Metop,NOAA/MHS	/	/	/	/	◎
Megha-Tropiques/SAPHIR	/	/	/	/	○
Suomi-NPP,NOAA-20/ATMS	/	/	/	/	○
DMSP-F17,18/SSMIS	◎	◎	◎	×	○
GPM-core/GMI	◎	◎	◎	×	◎
GCOM-W1/AMSR2	◎	◎	◎	×	/
FY-3B,3C/MWRI	●	●	●	/	/
Coriolis/WindSat	●	●	●	/	/

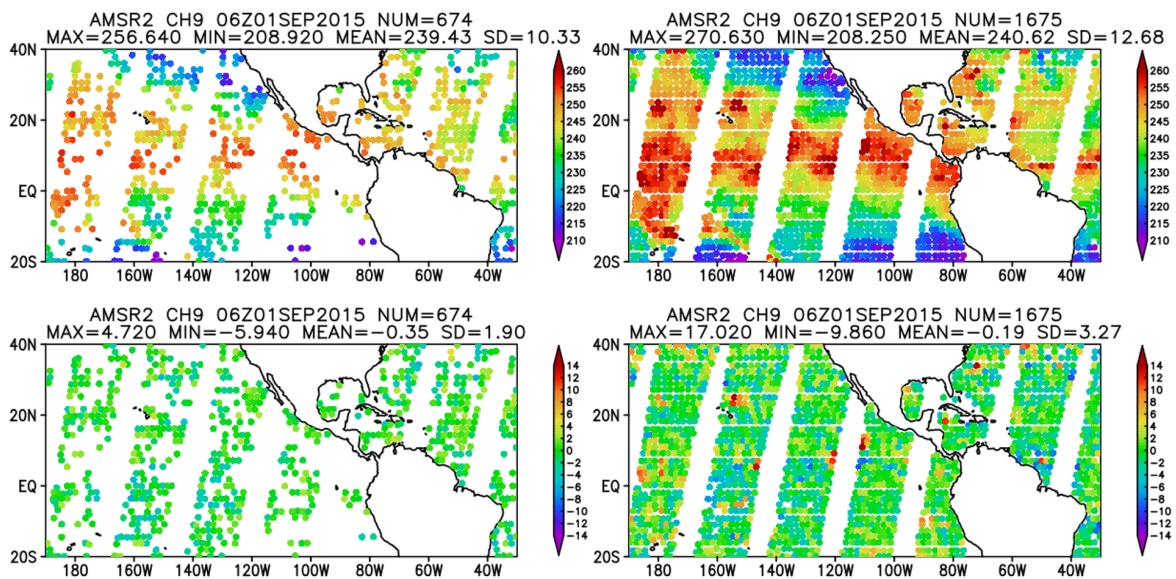


図 2.2.10 GCOM-W/AMSR2/ch9 の観測輝度温度（上段）および、観測輝度温度と計算輝度温度の差（下段）。左列は晴天同化、右列は全天同化において同化に利用されたデータの分布を示す。

いる。 P_{37} は雲・降水が少ない（透過率が高い）ほど 1 に近く、逆に雲・降水が多いと 0 に近いという性質がある。雲・降水の影響をより直接的に表すパラメータとして、 C_{37} を、 P_{37} を用いて以下のように表す。

$$C_{37} = 1 - P_{37} \quad (2.2.3)$$

C_{37} について、(2.2.2) 式における T^o および T^h に、観測値を代入した場合を C_{37}^o 、放射伝達モデルを用いた計算値を代入した場合を C_{37}^b とする。モデルにおける雲の有無と、実際の観測における雲の有無の影響の両方を偏りなく考慮するため、パラメータとして以下のように両者を平均した $\overline{C_{37}}$ を使用する。

$$\overline{C_{37}} = (C_{37}^b + C_{37}^o)/2 \quad (2.2.4)$$

雲・降水の影響に応じた観測誤差を設定するために行った、輝度温度の観測値と計算値の差 (O-B) の標準偏

差と、 C_{37} の関係についての統計の結果を図 2.2.11 に示す。観測誤差はこの統計に基づき、 $\overline{C_{37}}$ の関数として設定した（図中黒破線）。

マイクロ波水蒸気サウンダ（表 2.2.2 で 183GHz のチャンネルを利用するセンサー）については、37GHz の垂直・水平偏波のチャンネルが搭載されていないことや、37GHz の垂直・水平偏波の差異が利用できない陸上でのデータを利用するため、Geer et al. (2014) に基づいた別の方法で雲・降水の影響の程度を表す。ここでは、雲・降水粒子によりマイクロ波が散乱されることを利用する。これらのセンサーには、同化する 183GHz 帯のチャンネルとは別に、90GHz 付近および 150GHz 付近のチャンネルが搭載されており、150GHz 付近で雲・降水粒子による散乱の効果がより大きい（輝度温度が低下する）ことを利用し、以下のように散乱イン

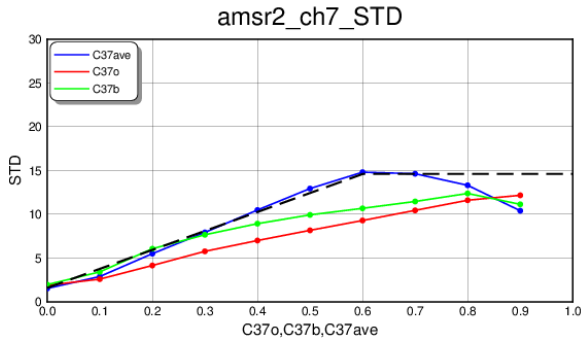


図 2.2.11 雲・降水の影響を表すパラメータ C_{37} と、観測輝度温度と計算輝度温度の差 (O-B) の標準偏差との関係の例。GCOM-W/AMSR2/ch7 (19GHz 垂直偏波) の結果。赤は観測輝度温度に基づく C_{37}^o 、緑は計算輝度温度に基づく C_{37}^b 、青は両者を平均した C_{37}^{ave} との関係。黒破線は設定した観測誤差。

デックスを算出する。

$$SI = (TB_{90} - TB_{150}) - (TB_{90}^{clr} - TB_{150}^{clr}) \quad (2.2.5)$$

ここで、 TB_{90} および TB_{150} はそれぞれ、90GHz および 150GHz 付近の輝度温度を表し、 TB_{90}^{clr} および TB_{150}^{clr} はそれぞれ、90GHz および 150GHz 付近の、放射伝達モデルを用いて雲・降水を考慮せずに (晴天域として) 計算した輝度温度を表す。右辺第 2 項 ($TB_{90}^{clr} - TB_{150}^{clr}$) は、水蒸気による吸収の効果を反映している一方、右辺第 1 項 ($TB_{90} - TB_{150}$) は、水蒸気による吸収の効果とともに、雲・降水粒子による散乱の効果を反映している。つまり、SI は雲・降水粒子による散乱の効果を抽出したインデックスとなり、値が大きいほど雲・降水による影響が大きいことを意味する。 TB_{90} および TB_{150} として、観測された輝度温度を代入した場合の SI を SI_{obs} 、放射伝達モデルを用いた計算値を代入した場合を SI_{FG} とし、雲・降水の影響を表すパラメータ C_{SYM} を以下のようにする。

$$C_{SYM} = (SI_{obs} + SI_{FG})/2 \quad (2.2.6)$$

モデルにおける雲の有無と、実際の観測における雲の有無の影響の両方を考慮し、平均した値を用いる点は、マイクロ波イメージャに対する $\overline{C_{37}}$ と同様である。観測誤差についても同様に、輝度温度の O-B の標準偏差との統計結果に基づき、 C_{SYM} の関数として設定している。

2.2.3.4 アウターループの導入

マイクロ波輝度温度全天同化をより効果的に行うためには、モデルの雲・降水表現と観測との乖離が小さい解析システムが必要である。これまでの全球解析では、低解像度モデル (インナーモデル) を用いた 4 次元変分法 (4D-Var) による最小値探索の中で、基本場を一定としていた。今回の改良では、解析処理の途中で、暫定的に作成した解析値から高解像度モデル (ア

ウターモデル) を再度実行し、基本場を更新することで、解析場をより観測に寄せていく、アウターループを合わせて導入した。これまで最小値探索を行う繰り返し計算の回数は 70 回であったが、1 ループ目で 35 回繰り返し計算を行った後、アウターモデルを使用して基本場を更新し、その後 2 ループ目で 35 回の繰り返し計算を行うように変更した。

2.2.3.5 性能評価試験

全天同化およびアウターループを導入した全球数値予報システムについて、解析値・予測値の改善を確認するため、解析予報サイクル実験を実施した。コントロール実験 (CNTL) は、2018 年 12 月時点における現業システム相当の全球解析予報システムを用いた。コントロール実験に対して、マイクロ波輝度温度全天同化およびアウターループ導入に伴う変更を加えた実験を、テスト実験 (TEST) とする。実験期間は、2018 年 6 月 2 日～2018 年 10 月 11 日 (夏期間) および、2017 年 11 月 10 日～2018 年 3 月 11 日 (冬期間) である。ただし、検証には各期間最初の 10 日間は利用しない。

(1) 解析値・第一推定値の変化

第一推定値の精度の検証結果として、図 2.2.12 に、同化に利用された観測データの、観測値と第一推定値の差 (FG Departure) の標準偏差の TEST の CNTL に対する変化率および、品質管理を通過して同化に利用された観測数の変化率を示す。ここでは、水蒸気感度のある観測データのうち、本実験では利用方法を変更していないデータを中心に結果を示した。概して標準偏差は減少し、利用データ数が増加している。これは、TEST の変更により、これらの観測データと整合するように第一推定値の誤差が減少し、精度が改善したことを示す。また、ラジオゾンデの気温や風速でも標準偏差の減少が見られ、第一推定値の水蒸気場だけでなく、気温や風の場の精度も向上していることが確認された。第一推定値の精度向上は、解析予報サイクルを通じて同化される観測値の影響を受けた結果であり、解析値についても精度が向上したことを示唆する。

その他、850hPa 比湿や 500hPa 高度などの平均解析場について、ラジオゾンデ観測に対して持つバイアスを概ね軽減するような変化が確認された (図省略)。

(2) 予測値の変化

図 2.2.13 に、夏実験における気温および比湿の予測値について、ECMWF 解析値を参照値とした⁴、二乗平均平方根誤差 (RMSE) の改善率の帯状平均を示す。

⁴ 本変更では TEST の解析値が CNTL から大きく変化したため、予報精度の検証でしばしば用いられる、それぞれの数値予報システム自身の解析値を参照値とした検証では、特に予測初期の熱帯域において、TEST における精度の変化を確認することが難しい。このことから、独立した共通の参照値として他センターの解析値を利用した図を示した。参照値を ECMWF ではなく NOAA/NCEP や UKMO の解析値としても、同様の結果が得られている。

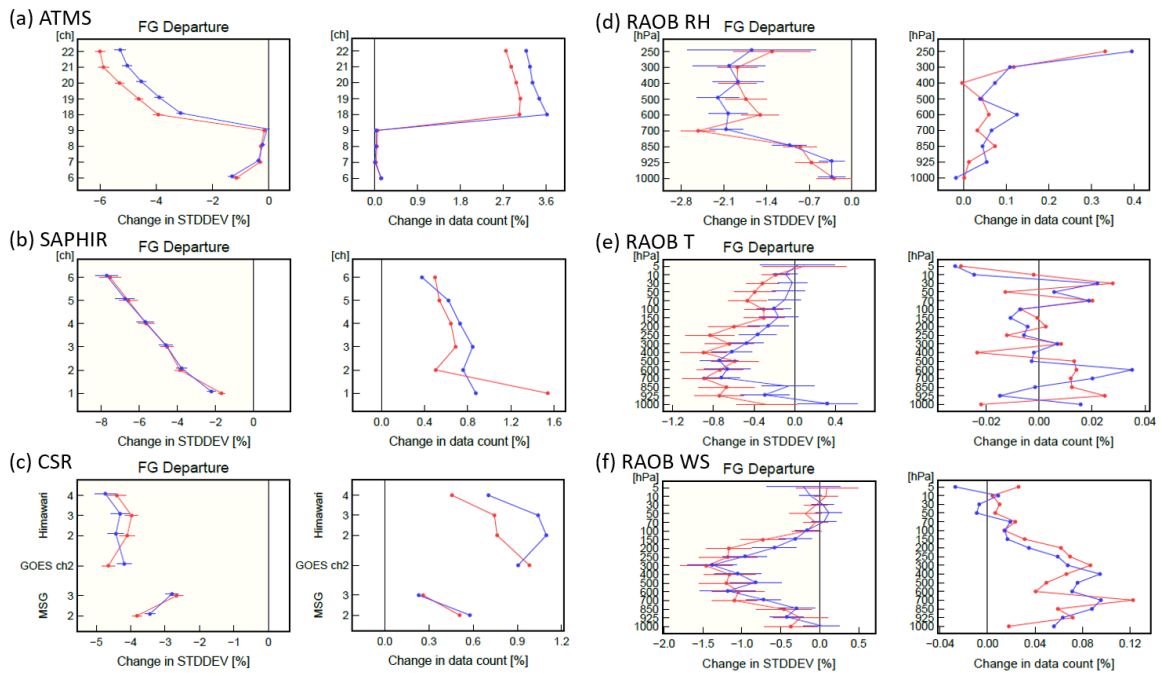


図 2.2.12 TEST 実験における、各観測データの FG departure の標準偏差の CNTL 実験からの変化率 [%] (各左図)、および利用データ数の変化率 [%] (各右図)。赤線は夏実験、青線は冬実験。それぞれ、(a) マイクロ波サウンダ ATMS、(b) マイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR、(c) 静止気象衛星晴天輝度温度 (CSR)、(d) ラジオゾンデ相対湿度、(e) ラジオゾンデ気温、(f) ラジオゾンデ風速、についての図。エラーバーは 95%信頼区間、丸印は変化率の正負が統計的に有意であることを示す。縦軸は、輝度温度センサーについてはチャンネル番号、ラジオゾンデについては気圧を示す。

解析値で見られた水蒸気場を中心とした改善が、数日先まで持続していることが確認できる。(冬実験でも同様の結果。図省略。)

熱帯低気圧の進路予測誤差 (図 2.2.14) については、夏実験の北西太平洋、北東太平洋、冬実験の南半球で改善の傾向がみられた。大西洋は概ね中立であった。北西太平洋における夏実験の事例を個別にみると、改悪事例もあるが、改善事例が多く見られた (図省略)。

その他、ラジオゾンデを用いた検証においても、気温、高度、風等の各要素で概ね改善が見られた (図省略)。

2.2.3.6 まとめ

全球数値予報システムに、マイクロ波輝度温度全天同化およびアウトグループを導入し、性能を評価した。マイクロ波輝度温度全天同化の効果として、雲・降水の情報がより多く取り込まれ、特に水蒸気場の第一推定値精度が向上した。また、予測検証においても精度の改善を確認した。この結果を受けて、2019年12月11日から、全球数値予報システムでの現業利用を開始した。

参考文献

Bauer, P., E. Moreau, F. Chevallier, and U. O’Keeffe, 2006: Multiple-scattering microwave radiative transfer for data assimilation applications. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 1259–1281.

Geer, A. J., F. Baordo, N. Bormann, and S. J. En-

glish, 2014: All-sky assimilation of microwave humidity sounders. *ECMWF Tech. Memo.*, **741**.

Geer, A. J. and P. Bauer, 2011: Observation errors in all-sky data assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 2024–2037.

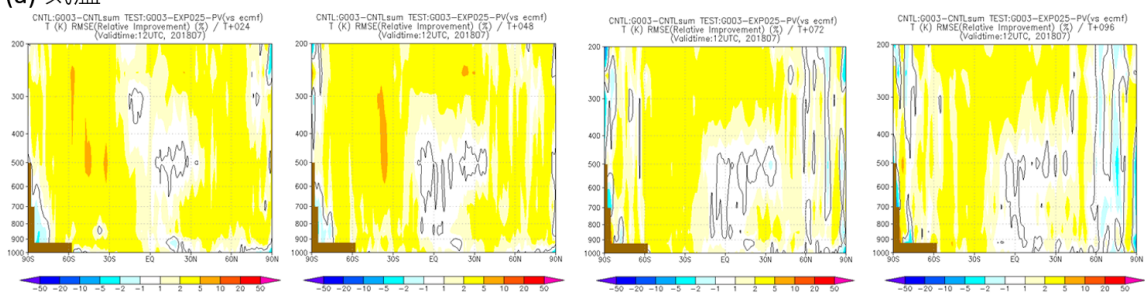
計盛正博, 2015: マイクロ波イメージャ. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 50–54.

Kazumori, M. and T. Kadowaki, 2017: Development of an all-sky assimilation of microwave imager and sounder radiances for the Japan Meteorological Agency global numerical weather prediction system. *Tech. Proc. of 21st International TOVS Study Conference, Darmstadt, Germany 29 November 5 December 2017*.

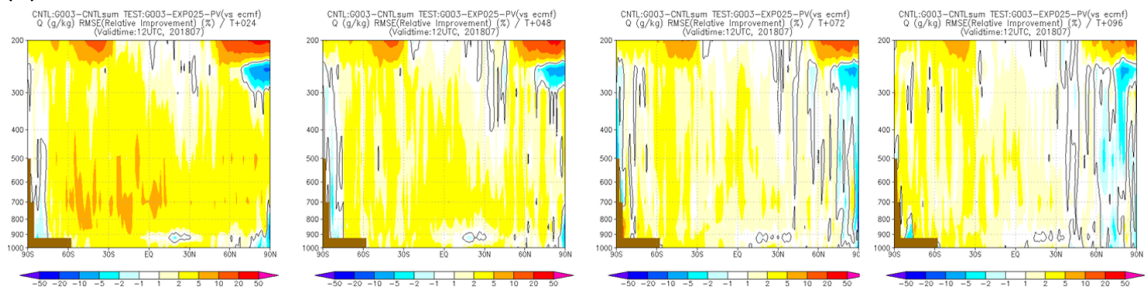
佐藤芳昭, 江河拓夢, 2007: マイクロ波放射計. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 91–105.

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.

(a) 気温



(b) 比湿



24時間予測

48時間予測

72時間予測

96時間予測

図 2.2.13 ECMWF 解析値を参照値とした RMSE 改善率 [%] の帯状平均。夏実験の検証結果。RMSE についての (CNTL-TEST)/CNTL を改善率とする。暖色系が改善を示す。上段から要素は、(a) 気温、(b) 比湿。左列から 24 時間予測、48 時間予測、72 時間予測、96 時間予測。

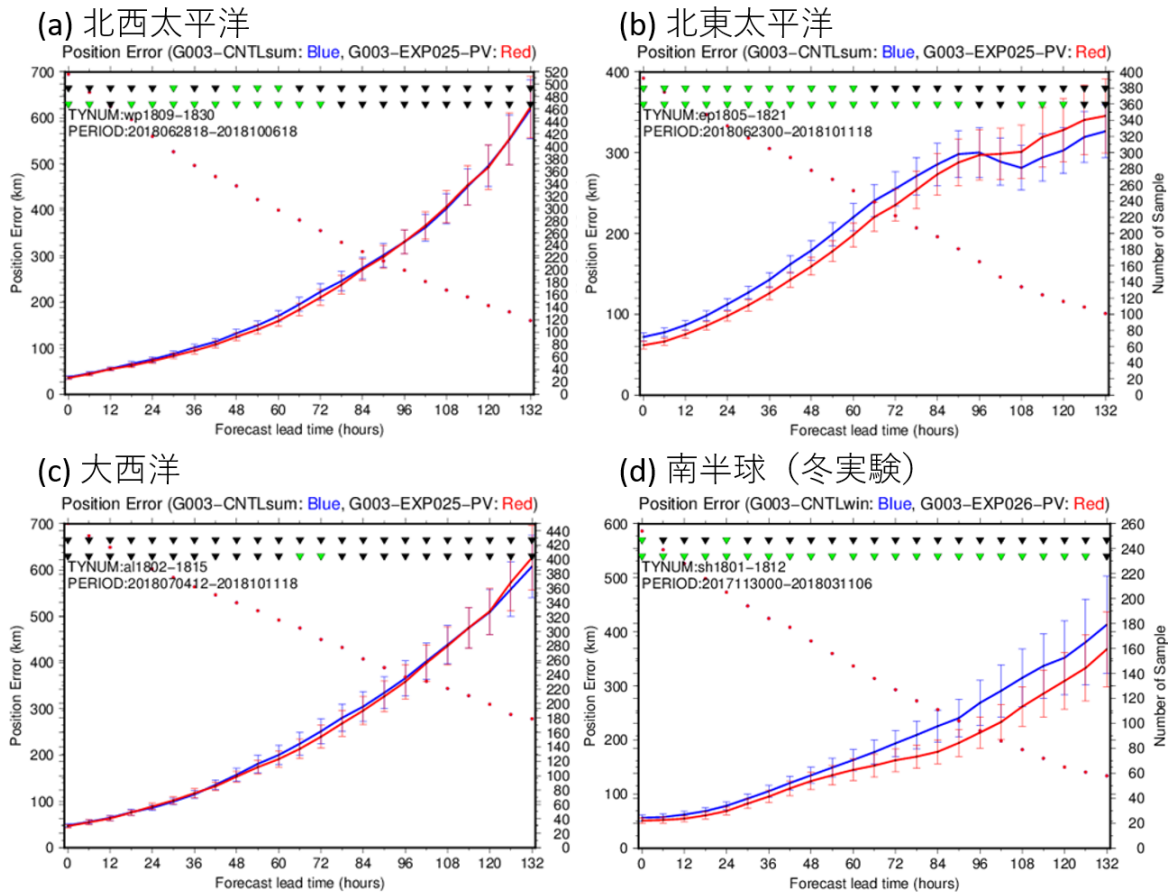


図 2.2.14 実験期間中に発生した地域別の台風の進路予測誤差。青が CNTL、赤が TEST。それぞれ、(a) 北西太平洋、(b) 北東太平洋、(c) 大西洋、(d) 冬実験の南半球の結果を示す。エラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95% 信頼区間を表す。サンプルは CNTL と TEST で揃えてあり、両実験で熱帯低気圧中心を追跡出来たものだけを検証対象としている。図上部の▽は予測誤差の差の統計的な有意性を示すもので、上段が時間方向の相関を考慮した場合、下段は時間方向の相関を考慮せず独立と仮定した場合の有意判定結果を示し、緑は有意、黒は有意ではないことを示す。

2.2.4 Metop-C/ASCAT データの全球解析への利用

2.2.4.1 はじめに

気象庁の全球解析では欧州気象衛星開発機構 (EUMETSAT) が運用する、現業極軌道気象衛星 Metop-A、-B に搭載されているマイクロ波散乱計 ASCAT から算出された海上風データを利用している。2018 年 11 月 7 日に打ち上げられた 3 機目の同型衛星 Metop-C に搭載された ASCAT について、気象庁では 2019 年 2 月から Metop-C/ASCAT 海上風データの入手を開始した。2006 年 10 月打ち上げられた Metop-A は設計寿命の 5 年を大幅に超過しており、早期に新しい ASCAT 海上風データを利用する必要がある。本項では、2019 年 12 月 11 日から全球解析に現業利用を開始した Metop-C/ASCAT 海上風データの調査の概要を報告する。

2.2.4.2 Metop-C/ASCAT 海上風の品質と全球解析への影響

Metop-C は Metop-A、-B と同じ軌道面で運用されており、利用される Metop-C/ASCAT 海上風データは Metop-A、-B の近くに分布している (図 2.2.15)。また、利用優先度を Metop-A、-B、-C の順に設定しており、Metop-C の利用数は海上風全体の 1 割程度である。

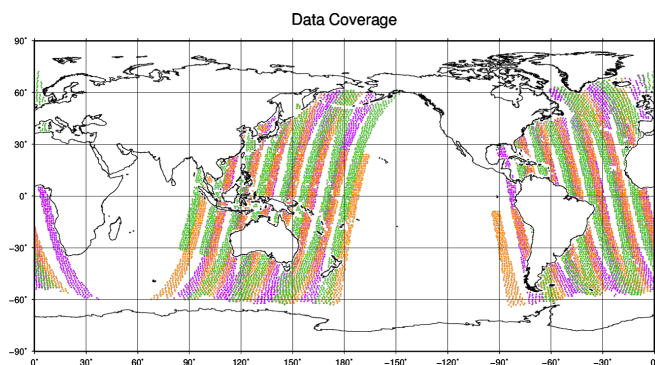


図 2.2.15 ASCAT 海上風の利用分布図。2019 年 4 月 15 日 00UTC 全球サイクル解析。橙色が Metop-A、紫色が Metop-B、緑色が Metop-C を示す。

2019 年 4 月と 5 月のデータを用いて、Metop-C/ASCAT 海上風データの品質を観測値と第一推定値との差 (O-B) で調査したところ、Metop-A、-B と同程度であった (図略)。次に、Metop-C/ASCAT 海上風データを利用したことによる第一推定値への影響をマイクロ波サウンダデータで調査した。下層の気温に感度を持つ AMSU-A の 4-6 チャンネルと対流圏の水蒸気に感度を持つ MHS の熱帯域にて O-B の標準偏差の減少と利用数の増加を確認した (図 2.2.16)。これは Metop-C/ASCAT 海上風データを利用したことにより、第一推定値での下層気温と水蒸気の精度が改善したためである。

予測については、追加した Metop-C/ASCAT の利用が海上風全体の 1 割程度であったため、大きな影響は

見られなかった。

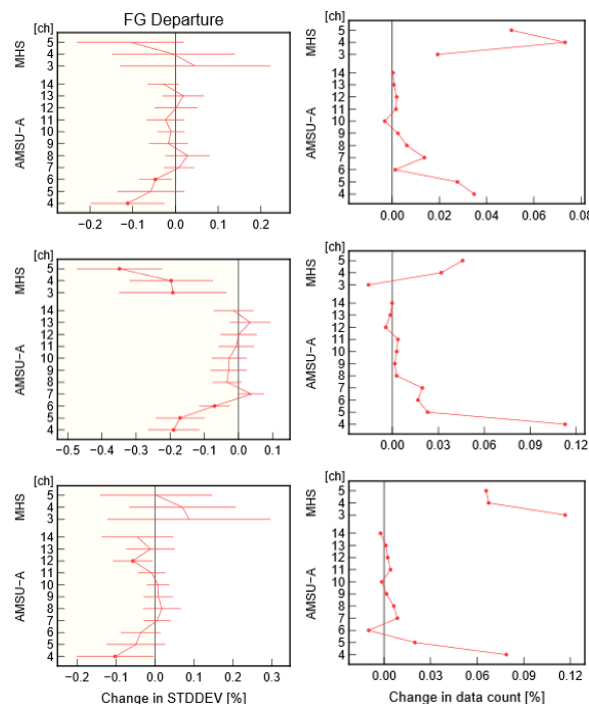


図 2.2.16 Metop-C/ASCAT 海上風を追加したことによる、マイクロ波気温サウンダ AMSU-A とマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の観測データと第一推定値との差の標準偏差の変化率 (左) 及び利用データ数変化率 (右)。上段から北半球、熱帯、南半球を示す。エラーバーは 95% 信頼区間、丸印は変化率の正負が統計的に有意であることを示す。

2.2.4.3 まとめ

現在利用中の Metop-A、-B/ASCAT 海上風に加えて、Metop-C/ASCAT 海上風データを追加利用するための調査を行った。Metop-C/ASCAT 海上風データは Metop-A、-B と同等の品質であった。Metop-C/ASCAT 海上風データの利用によって、マイクロ波サウンダの下層に感度を持つセンサーから得られるデータと第一推定値の整合性がよくなった。現状では Metop-C/ASCAT 海上風データの利用優先度を低くしており、Metop-C/ASCAT の利用は海上風全体の 1 割程度であるため、予測への影響は小さかった。以上の調査により、2019 年 12 月 11 日から Metop-C/ASCAT 海上風データを全球解析にて現業利用を開始した。引き続き、Metop-C/ASCAT のメソ解析への利用に向けて、調査を行っている。

2.2.5 ASCAT 早期配信データの利用

2.2.5.1 ASCAT 早期配信データの概要

極軌道衛星である Metop からの観測データは、周回軌道毎に北極海のスヴァールバル諸島の地上基地局で受信・処理されるため、観測から配信までに2時間程度の時間を要している。そこで、欧州気象衛星開発機構 (EUMETSAT) では EARS-ASCAT⁵ と呼ばれる速報性を重視した ASCAT 海上風プロダクトの配信サービスを提供している。EARS-ASCAT では図 2.2.17 で示したとおり、北大西洋からヨーロッパを中心とした複数の地上基地局によって、その上空を衛星が通過した際に観測されたデータを即時的に受信し、各基地局で受信したデータを収集・処理してプロダクトを作成する。EARS-ASCAT は観測から 30 分程度で配信されており、通常の配信と比較して早期にプロダクトの入手が可能である。このため、データ打ち切り時間の短い全球速報解析 (打ち切り時間 2 時間 20 分) やメソ解析 (同 50 分) で利用できるデータが増加することが見込まれる。EARS-ASCAT のデータ品質は通常配信のデータと同等であり、データ同化での利用において同様に扱うことが可能である。

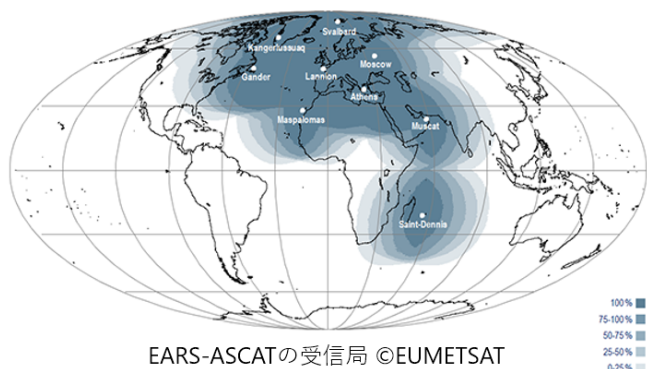


図 2.2.17 EARS-ASCAT の地上基地局と受信範囲。通常配信データを受信しているスヴァールバル地上基地局は図の最北端の白点にある。図は EUMETSAT のウェブサイトから引用。

2.2.5.2 ASCAT 早期配信データの全球速報解析への利用

全球速報解析へ EARS-ASCAT 海上風データを追加利用した影響を調査した。調査期間は 2018 年 8 月 (夏期間) と 2019 年 1 月 (冬期間) のそれぞれ 1 か月間である。夏期間での ASCAT 海上風データ全体の利用数の変化を図 2.2.18 に示す。EARS-ASCAT の地上基地局の位置する北西太平洋および地中海周辺で利用数が増加した。スヴァールバルでは前 30 分の通常配信データを EARS-ASCAT として配信しており、その衛星軌道上流にあたる北太平洋領域でも利用数が増加した。冬期間でも同様の傾向であった。全球速報解析で

の利用数は、EARS-ASCAT から配信されるデータによって最大 10% 程度増加した。

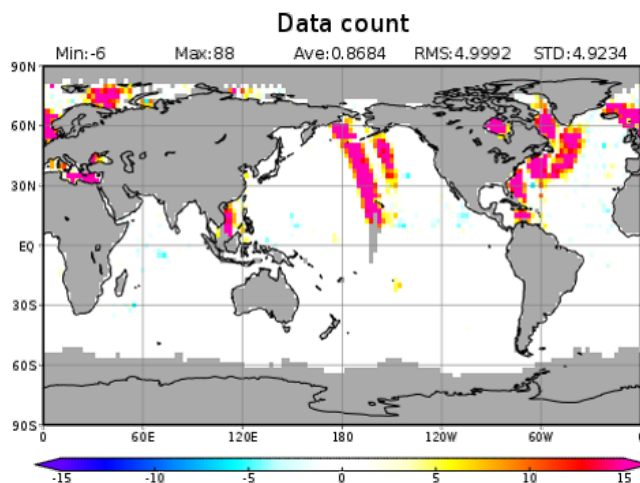


図 2.2.18 EARS-ASCAT 追加による全球速報解析で利用された ASCAT 海上風データ数の変化。期間は 2018 年 8 月の 1 か月間。

2.2.5.3 まとめ

EARS-ASCAT は、速報性を重視した観測データの早期配信サービスである。各基地局で受信した ASCAT 海上風データは 30 分以内に配信されている。これまで打ち切り時間に間に合わなかったデータが利用可能となり、より最新時刻の観測データを解析値に反映することができる。EARS-ASCAT 海上風データの品質は、通常配信されるデータと同等であり、北半球の受信局付近、及び北太平洋領域で全球速報解析の利用数が増加することを確認した。このため、2020 年 2 月 26 日から全球解析にて EARS-ASCAT 海上風データの現業利用を開始した。一方、メソ解析では、同化ウィンドウの一部が前解析時刻と重複していることから、前解析時刻で利用された EARS-ASCAT のデータと同一内容の通常配信データが重複して利用される問題が生じるため、EARS-ASCAT のデータ利用を見送っている。

⁵ <https://www.eumetsat.int/ears-ascat>

2.2.6 全球モデルの改良

2.2.6.1 はじめに

気象庁全球モデル (GSM: Global Spectral Model) について、2020年3月24日に地形性抵抗過程や陸面過程等の物理過程の改良を行い、北半球500 hPaのジオポテンシャル高度や国内の降水の予測精度等を改善した。本稿では、その改良内容と予測精度の評価結果及び予測特性の変化について報告する。

全球数値予報システムは、天気予報や週間天気予報、台風進路・強度予報での利用、メソ数値予報システムへの境界値提供をはじめ多くの役割を担う基盤数値予報システムである。GSMはそこで用いられている数値予報モデルであると同時に、全球アンサンブル予報システム (GEPS: Global Ensemble Prediction System) 等でも用いられており、その予測精度は幅広い予報・情報の精度に深く関わる。そのため、気象庁は、スーパーコンピュータシステムの更新とともに、GSMの分解能の増強や計算手法の精緻化などの改良を進めてきた。

表2.2.3に、GSMの水平・鉛直の分解能等の基本仕様の向上や、力学・物理過程の改良についての更新履歴を示す。表の左列に示すように、GSMにはバージョン名が付けられており、変更に伴い改定されている。バージョン名の形式は、全球数値予報システムに改良を導入した西暦の下二桁と月を「GSM」の後ろに付けたもので、例えば、2020年12月時点での最新GSMのバージョン名は、2020年3月に運用を開始しているため「GSM2003」になる。表の中の分解能の表記について、はじめのTもしくはTLは三角形波数切断を意味し、その後の数字は切断波数を表す。Tの場合は2次格子、TLの場合は線形格子を意味する。また、その後のLは鉛直層を意味し、直後の数字は層数を表す。

GSM2003では、数値予報課と気候情報課が共同で開発を行い複数の物理過程を改良した (Yonehara et al. 2020)。具体的には、地形性抵抗過程と非地形性重力波過程、境界層過程の成層圏に関連する部分、陸面過程、雲過程の層積雲スキーム、海水過程のアルベド部分をそれぞれ改良した。なお、本稿では、近年の全球モデル開発の国際的な動向に合わせて、地形性重力波過程の名称にかえて、地形性抵抗の効果をパラメタライズした部分をまとめて地形性抵抗過程と呼ぶ。境界層過程や積雲過程といった物理過程は、それぞれ幾つかの独立性の高い部分から構成されており、各部分をどのように分類して名前を付けるかには任意性がある。

また、これら物理過程の改良に加えて、予報モデルの実行速度を高速化するため、出力専用のランクの導入や積雲過程におけるエントレインメント率計算の高速化及び計算処理の整理による演算量削減も同時に行った。高速化の改良が加わることにより、GSM2003は計算時間を短縮しつつ精度を改善することに成功した。

本稿で解説する予報モデルの変更は、GEPSについ

表 2.2.3 GSM の主な更新履歴

バージョン	主な変更内容
GSM8803	運用開始。仕様は T63L16、最上層 10 hPa
GSM8911	T106L21 へ仕様向上、ハイブリッド座標系と新陸面過程の導入
GSM9603	T213L30 へ仕様向上、新積雲対流過程の導入
GSM9912	雲水スキームの導入、積雲対流過程と放射過程の改良
GSM0103	T213L40・最上層 0.4 hPa へ仕様向上、積雲対流過程の改良
GSM0305	積雲対流過程の改良、及び雪の近赤外アルベドの調整
GSM0407	層積雲スキームの導入、雲氷落下・積雲対流過程の改良、氷床アルベドの調整
GSM0412	晴天放射スキームの改良
GSM0502	TL319L40 へ仕様向上、セミラグランジュ移流スキームの導入
GSM0507	放射過程における雲の取扱いの改良、オゾン気候値の改定
GSM0711	TL959L60・最上層 0.1 hPa へ仕様向上、時間積分の 2 タイムレベル化、エロゾル気候値の改定
GSM0801	積雲対流過程の改良
GSM0808	力学過程の改良、適合ガウス格子の採用
GSM1212	層積雲スキームの改良
GSM1304	放射過程 (エロゾル気候値、水蒸気吸収係数) の改良
GSM1403	TL959L100・最上層 0.01 hPa へ仕様向上、放射・境界層・重力波・積雲過程の改良、陸面初期値利用の改良
GSM1603	積雲対流・雲・陸面・放射・海水・海面過程、及び力学過程の改良
GSM1705	積雲対流・雲・陸面・放射・海水過程、及び力学過程の改良
GSM2003	地形性抵抗・非地形性重力波・境界層・陸面・雲・海水過程の改良

ても同時に適用しており、その結果については第 2.2.7 項で報告する。また、気象庁全球モデル・全球解析の全体像については、数値予報課報告・別冊第 65 号や JMA (2019) を参照されたい。

2.2.6.2 変更概要

本項では GSM2003 の変更内容の概要を説明する。

(1) 地形性抵抗過程

GSM には、冬季ユーラシア大陸中緯度域から日本付近において、対流圏中上層の気圧の谷や尾根の表現に課題があり、サブグリッド地形によって生み出される下層応力の誤差が関わっている可能性があることが知られていた(米原ほか 2019)。数値予報モデルでは、分解能が不足しているため力学過程で表現されないスケールの重力波による鉛直方向の運動量輸送効果をパラメタリゼーションにより考慮する。これまで、Iwasaki et al. (1989) の地形性重力波抵抗スキーム(短波)がサブグリッド地形による抵抗の効果を主に担ってきたが、その課題の改善を目指して Lott and Miller (1997) の手法に改良を加えたスキームと Beljaars et al. (2004) による乱流地形抵抗 (TOFD: Turbulence Orographic Form Drag) を扱うスキームの開発を進め(金浜・山田 2019)、GSM2003 でその成果を導入した⁶。

Lott and Miller (1997) は、サブグリッド地形を楕円型山で代表させて地形を乗り越える流れから発生する重力波による抵抗と回り込む流れによる抵抗を表現する。このため、Iwasaki et al. (1989) では考慮できていなかった、地形の非等方性と回り込む流れの効果を表現できる。加えて、山を回り込む流れの抵抗係数の風向依存性について Wells and Vosper (2010) の手法により非線形効果を考慮する改良と、重力波の碎波に伴う運動量変化を Vosper (2015) の手法により診断した重力波の鉛直波長の幅に分配する改良も加えた。

Beljaars et al. (2004) では、サブグリッド地形により乱された大気による抵抗 (TOFD) の効果を近似的な関数を用いて風速と高度場から求める。GSM では、サブグリッド地形の標高分散が大きい地点について境界層過程の中で混合長を長くとする手法により類似の効果が考慮されていた。しかし、その手法が与える影響は非常に小さく、TOFD の効果がほぼ表現されていなかったため、その手法に替えて Beljaars et al. (2004) のスキームを導入した。

また同時に、地形性抵抗過程の時間積分に陰解法を導入して境界層過程と一緒に解くことで計算安定性を高める改良を加えた。

変更前後について対流圏中下層で働く地表面応力を比較すると、新しいスキームでは概ねサブグリッド地形の標準偏差が大きい領域で増加し、その他の領域では減少していた。つまり、この変更により地表面応力はよりメリハリの利いたシャープな空間分布となる。また、日本の上流域にあたるユーラシア大陸東部では下層抵抗が弱まる。変更の結果、その影響を強く受けると考えられる、ユーラシア大陸中緯度域の地上高気圧やユーラシア大陸中緯度域とその下流の擾乱の予測は大きく改善した。

図 2.2.19 にユーラシア中高緯度における GSM の

⁶ 実装上は長波部分も含めて更新しているが、長波に関しては両者はほぼ同一である。

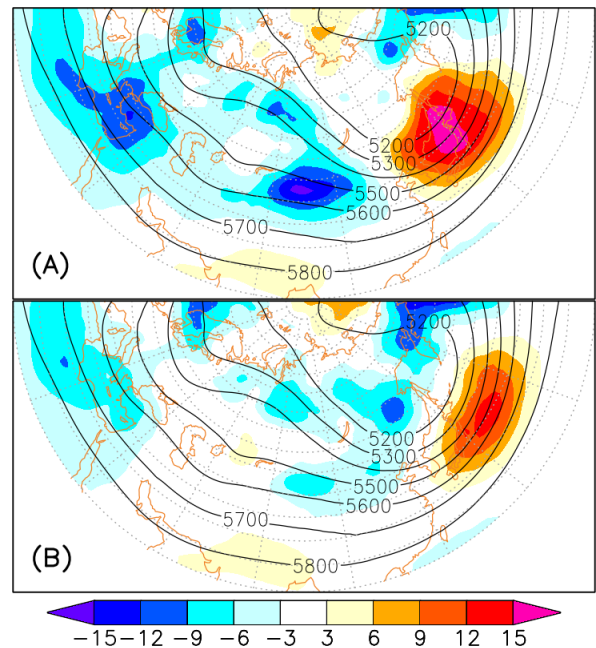


図 2.2.19 GSM の 500 hPa 高度の 3 日予測 (FT=72) の平均誤差 [m]。コンターは解析値、シェードが平均誤差。図 (A) が旧スキーム、図 (B) が新スキームによる結果である。後述する業務化試験の結果を用いている。

500 hPa 高度の 3 日予測の平均誤差を新旧のスキームで比較したものを示す。検証対象とした期間は 2017 年 12 月から 2018 年 2 月で、解析・予報のサイクルを用いた試験の結果である。変更の結果、高度場の平均誤差が大きく減少しており、特に日本付近の気圧の谷の予測精度が大きく改善している。また、地上気圧等の対流圏中下層の要素についても同様に改善が見られた。

(2) 非地形性重力波過程・境界層過程

熱帯下部成層圏には、ほぼ東西一様な東西風が 18 から 26 か月の周期で位相を変える準二年周期振動 (QBO: Quasi-biennial Oscillation) と呼ばれる現象が存在する (Baldwin et al. 2001)。QBO の周期は短期予報の時間スケールよりもかなり長い、その風速の変化は大きいため、半日程度までのデータ同化窓の範囲でも数値予報モデルの予測値の誤差に寄与する。このため、GSM の予測精度にとっても表現することが意味を持つ現象の一つである。

GSM の QBO 再現性には、周期が短く振幅も弱い課題があることが知られていたが(金浜・山田 2019)、GSM2003 では非地形性重力波過程と境界層過程を改良することにより再現性が大幅に向上した。

GSM の非地形性重力波過程には、Scinocca (2003) のスキームを用いているが(金浜・山田 2019)、そのスキームでパラメータ化されている射出運動量フラックスに緯度依存性を導入した。射出運動量フラックスの大きさは、中高緯度ではこれまでと同じ値とし、熱帯では QBO の周期が概ね現実合うようにこれまでもりも小さくなるように設定した。

GSMの境界層過程は、惑星境界層のサブグリッド輸送の効果を主に取り扱うが、対流圏下層にとどまらず大気全層にわたる乱流輸送の効果も同時に取り扱っている。GSM2003では、境界層過程について、対流圏界面より上層で大気の成層が安定な時には拡散係数が小さくなるように調整することで、QBOに伴う風の鉛直シアを弱めすぎてしまわないように改良した。

これらの改良により、予測においてQBOの周期や振幅が大幅に改善した結果、熱帯の成層圏下部付近においてデータ同化における第一推定値とラジオゾンデ観測の差の標準偏差が15%程度小さくなった。

(3) 陸面過程

陸面は、大気との間で熱・水・運動量・放射などを交換し、大気の状態に大きな影響を与える。陸上の地表面予測においても、そのバイアスは陸面過程に強く関連する。GSM2003では、課題となっていた地表面のバイアスを緩和するために、陸面過程の各種パラメータの更新や下草断熱効果スキーム、積雪被覆率診断式などの改良を行った。変更前のGSM1705の陸面過程の詳細については鍋谷ほか(2019)を参照頂きたい。

中央アジアなどの乾燥域における夏季の夜間高温バイアスを軽減するため、下草割合のパラメータ値を増やし、また裸地面蒸発スキームの変更と下草断熱効果スキームをEk et al. (2003)に変更した。これらの変更により土壌から大気への熱伝導は概ね小さくなるため、変更に感度を持つ領域では下層気温が低下する。

ヨーロッパにおける夏季の多湿バイアスを軽減するため、キャノピーの気孔抵抗診断において日向/日陰依存性の追加と土壌水分依存性の変更を行った。これまでは日中のキャノピーの状態として日向のみを考慮していたが、Thornton and Zimmermann (2007)の手法を用いて日陰の状態を考慮することにより気孔抵抗が増大して蒸散が小さくなった。また、気孔抵抗の土壌水分依存性にJarvis (1976)の式を用いて飽和度が0.4から0.6付近で気孔抵抗がこれまでより大きくなるパラメータを採用した。これらの変更により土壌から大気への潜熱の供給が増えて顕熱の供給が減るため、変更に感度を持つ領域では下層水蒸気量が増え、気温が低下する。

北海道などの高緯度域における冬季の低温バイアスを軽減するため、積雪氷量を用いた積雪被覆率の診断式をSellers et al. (1986)からRoesch et al. (2001)に変更し、また部分積雪格子にも積雪層分割を導入した。診断式の変更により被覆率が小さくなることで積雪の断熱効果が減少し、部分積雪が存在する冬季の高緯度域を中心に地上気温が高くなりやすくなった。なお、本変更に関連して氷床で土壌露出が生じるのを防ぐため、氷床等での積雪深下限値を変更している。

砂漠域における夏季の下端上向き短波放射の過少バイアスを軽減するため、砂漠アルベドのパラメータを

調整した。砂漠のアルベドは、衛星観測による観測値から作成した2次元気候値を太陽天頂角により補正する手法で求めているが(関口ほか2019)、その依存性パラメータをBriegleb et al. (1986)のものから太陽高度が高い(太陽天頂角が低い)ときに観測値とより合うWang et al. (2005)のものに変更した。太陽天頂角が60°より小さい場合にアルベドが高くなることで下端上向き短波放射の過少バイアスが緩和した。

なお、同時に、精度への影響はほぼ無い陸面内の短波放射時間間引きと積雪層分割に伴うそれぞれの不具合も修正している。

これら陸面過程の変更の中では、蒸散関連部分の変更が予報結果への影響が大きく、陸上では全体的に大気への顕熱フラックス供給が増加し、潜熱フラックスの供給が減少した。

(4) 海水過程・層積雲スキーム

GSMには、夏季の北極域における短波放射について、地表面に入射する下向きの入射が大幅に不足し、また大気上端での上向きの射出でも不足する誤差がある。衛星観測プロダクトとの比較からこの領域では下層雲量が多すぎることが分かっており、地表面に入射する短波の誤差の多くは下層雲の表現が原因の一つであると考えられる。一方で、下層雲が過剰であるにもかかわらず大気上端での上向き短波が過少であり、地表面アルベドにも大きな誤差が存在することが示唆される。GSM2003では、この北極域の放射収支の課題を改善するため、海水アルベドスキームと層積雲スキームを改良した。

GSMでは、大陸西岸の海洋性層積雲を表現するために、層積雲に関する診断的スキーム(Kawai and Inoue 2006)を用いている。しかし、このスキームが北極域において本来意図しない下層雲を作っていたため、海水上では層積雲が作られないようにその診断条件に海水密接度も加える修正を導入した。この修正により、地表面に入射する短波放射の過少バイアスは改善したが、大気上端での上向き短波放射の過少バイアスが更に悪化したため、次に説明する海水アルベドスキームも併せて改良した。

海水のアルベドスキームをHunke and Lipscomb (2006)に更新した。これまでのGSMでは氷アルベドのみが考慮されていたが、このスキームではそれに加えて海氷面上での積雪の効果(雪アルベド)を考慮している。GSMの海面過程では、海氷面上の積雪を予測していないため、氷面と雪面の比率については月別気候値を利用する。新スキームは、氷上の積雪を考慮したことによりこれまでのスキームと比べてアルベドが高くなる傾向があり、大気上端での上向き短波放射の過少バイアスを改善した。

表 2.2.4 GSM2003 の変更内容

過程	変更内容
地形性抵抗	Lott and Miller (1997) の手法に改良を加えたスキームに変更
	Beljaars et al. (2004) による TOFD を扱うスキームを導入
非地形性重力波	Scinocca (2003) スキームに、射出運動量フラックスが熱帯で小さくなるように緯度依存性を導入
境界層	成層圏で成層安定時の拡散を抑制
陸面	下草割合の増加、裸地面蒸発スキームの変更、下草断熱効果スキームの変更
	気孔抵抗診断において日陰の状態を考慮、土壌水分依存性を変更
	積雪被覆率の診断式を変更、部分積雪格子にも積雪層分割を導入
	砂漠アルベドの天頂角依存性パラメータを調整
雲	海水域で層積雲が診断されないトリガー条件を追加
海氷	アルベドに積雪の効果を導入
高速化	出力専用のランクを導入
	積雲過程の計算高速化

(5) 高速化

非静力学モデル asuca で用いられている手法 (石田ほか 2014) に基づいて出力専用のランクを実装し GSM に導入した。この改良により、出力専用ノードを 1 ノード追加することにより出力時間をほぼ隠蔽することが可能になり、予報モデルの実行時間が約 25% 短縮された。

GSM の物理過程の中で最も計算が重い積雲過程について、エントレインメント率計算アルゴリズムの高速化や不要な初期化を廃止してメモリアクセス処理を削減する高速化を行い、予報モデルの実行時間を約 5% 短縮した。

(6) 変更内容のまとめ

最後に、GSM2003 の変更内容の概要一覧を表 2.2.4 にまとめる。

2.2.6.3 検証結果

GSM2003 の現業導入に際して実施した、予測精度を検証するための業務化試験⁷等の結果にもとづき、予測精度の変化の概要を示す。

(1) 実験設定

対照実験には 2020 年 1 月時点の現業数値予報システムを用いた。以下、対照実験を CNTL、GSM2003 によるテスト実験を TEST と呼ぶ。CNTL と TEST に

⁷ 業務化試験の位置付け・内容については (石田 2017) を参照。

は、ともに第 2.2.2 項及び第 2.2.3 項で解説された改良が取り込まれており、今回の実験はその変更を適用した数値予報システムで行っている。

実験期間は北半球における夏冬の 2 期間を対象としており、ここではそれぞれ夏期間、冬期間と呼ぶ。実験の解析と予報は以下の期間について実施した。

- 夏期間
 - － 解析: 2018 年 6 月 2 日～2018 年 10 月 11 日
 - － 予報: 2018 年 6 月 12 日～2018 年 10 月 11 日
- 冬期間
 - － 解析: 2017 年 11 月 10 日～2018 年 3 月 11 日
 - － 予報: 2017 年 11 月 20 日～2018 年 3 月 11 日

全球解析には、予測を決められた時刻までに提供するための速報解析と、解析値の品質を維持するために観測データの入電を十分待ってから行うサイクル解析の 2 種類がある。業務化試験では両方の解析を行うが、上の実験期間の解析とはサイクル解析を意味し、速報解析の実施期間は予報と同一になる。なお、両解析と予報の間のデータフローなど、気象庁の全球数値予報システムの全体像については JMA (2019) を参照されたい。

検証対象期間は各期間最初の 10 日間を除く期間とした。また、台風検証以外の検証では最後の 11 日間の予報も検証には用いておらず月末日を検証期間の終わりにしている。

(2) 台風予測

図 2.2.20 に台風進路予測の検証結果を示す。検証は気象庁ベストトラックに対して行っている。図に示すように、FT=132 まで台風進路予測は概ね中立であった。また、台風の強度予測にも影響は見られなかった。今回の変更は、陸上と極域に影響を与えるものであり、北西太平洋の海上での予測特性の変化は間接的であることと整合的である。

(3) 北半球 500 hPa 高度場の予測

図 2.2.21 に北半球 500 hPa 高度場 (Z500) の予測について、予測時間に対する二乗平均平方根誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) の改善幅 (RMSE について TEST から CNTL を引いたもの) を示す。対解析値で 2 日先まで、対ラジオゾンデで 3 日先まで有意な改善が見られた。RMSE の改善幅は、対解析値では冬期で大きく、対ラジオゾンデでは夏と冬の両期間で同程度であった。対解析値検証の 2 日先の RMSE の改善幅は夏冬平均で 0.33 m であった。領域ごとに精度の変化を確認すると、夏冬共に主にユーラシア大陸上で改善しており、冬期間では改善域が日本付近まで広がっていた。改善域は地形性抵抗過程を変更した影響が大きい地域とその下流にあたる。開発中に行った様々な設定の実験の結果から、Z500 の改善には地形性抵抗過程改良の寄与が主であることが確認されている。

日本付近での Z500 の改善を確認するために、図

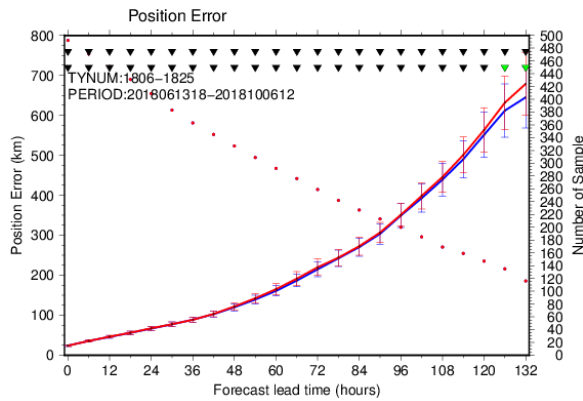


図 2.2.20 夏期間に存在した台風を対象とした進路予測誤差 [km] (実線、左軸) とサンプル数 (丸、右軸)。赤線が TEST で青線が CNTL、線に付属したエラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95% 信頼区間を表す。TEST と CNTL でサンプルは揃えてあり、両者で追跡できたものだけを検証対象としている。このため、サンプル数を表す丸は TEST と CNTL で重なっている。図上部の三角は差の有意性を示すもので、上段が時間方向の相関を考慮、下段が独立仮定で計算した有意判定結果を示し、緑色は有意、黒色は有意でないことを示す。

2.2.22 に Z500 及び海面更正気圧 (PSEA) の平均誤差 (ME: Mean Error) と RMSE の比較を示す。対象とした予測時間は FT=48 である。図に示したように、冬期間の日本付近の 2 日先の予測について、Z500 や PSEA の系統誤差が軽減し RMSE も大きく減少した。これは、日本上空を通過する気圧の谷について浅い・位相が遅いといった誤差が大きく改善し、対応して低気圧の発達が適切に予測される事例が増えたことによる。これまでの GSM の予測では、冬季の日本上空の気圧の谷について、ほとんどの事例で浅いまたは位相が遅れる誤差が見られていたが、改良によりその特性が大きく改善した結果、気圧の谷が深いまたは位相が早い誤差を持つ予測例も見られるようになった。なお、夏期の変化は相対的に小さかった。

(4) 日本の降水予測

解析雨量を参照値とした降水予測検証について、エクイタブルスレットスコア (ETS: Equitable Threat Score)、バイアススコア (BI: Bias Score) とともに、夏期間は中立の結果であった。冬期間は ETS は概ね中立であったが、BI が減少して 1 に近づいており改善の結果であった。図 2.2.23 に、閾値を 1 mm/3h とした ETS と誤検出率 (FAR: False Alarm Rate) を冬期間について示す。検証格子サイズは 0.25° である。図で示した予測時間について、ETS を中立以上に保ったまま FAR を減らしていることから、降水予測の精度が改善している。冬季の BI 改善には、主にこの誤検出の減少が寄与している。開発中に行った様々な設定の実験の結果から、この冬期間の日本域での降水予測の改善には主に地形性抵抗過程の改良が寄与していることが分かっている。

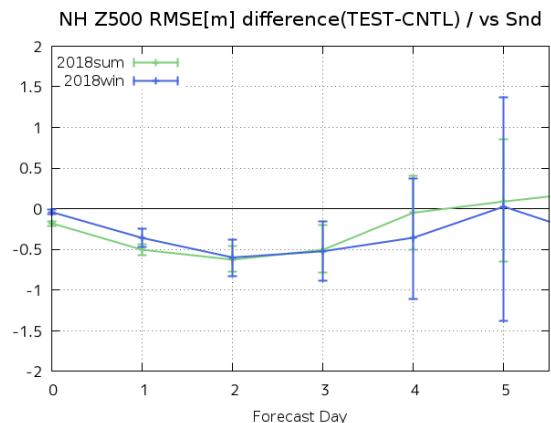
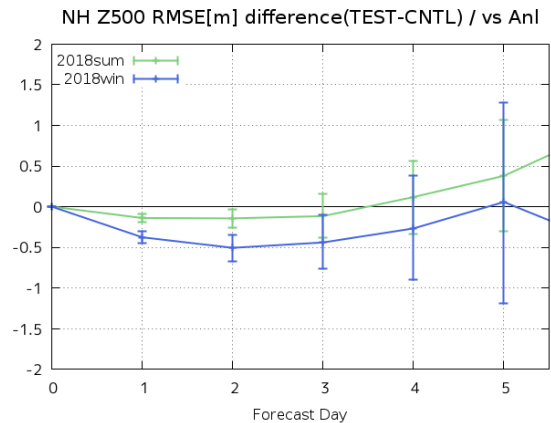


図 2.2.21 北半球 (20°N 以北) での 500 hPa 高度場の RMSE [m] について、TEST から CNTL を引いたもの (縦軸)。横軸は予測時間 [day]。上図が解析値に対する、下図がラジオゾンデ観測値に対する検証の結果。青線が冬期間で緑線が夏期間。縦軸の値が 0 よりも小さければ改善、大きければ改悪を意味する。

(5) 各種統計検証スコア (冬期間)

図 2.2.24 及び図 2.2.25 に、冬期間について解析値とラジオゾンデ観測値を対象として、代表的な要素の予測を領域ごとに検証した結果を示す。検証は、アノマリー相関係数 (ACC: Anomaly Correlation Coefficient) またはラジオゾンデ観測に対しては相関係数 (CC: Correlation Coefficient)、RMSE、及び ACC、RMSE、ME の変化の有意性についてのものである。

冬期間では、予測時間前半を中心に、多くの要素で対初期値検証・対ラジオゾンデ検証ともに予測精度が改善した。領域ごとに精度の変化を確認すると、どの要素に関しても主にユーラシア大陸上での改善が大きい。

(6) 各種統計検証スコア (夏期間)

図 2.2.26 及び図 2.2.27 に、夏期間について解析値とラジオゾンデ観測値を対象として、冬期間と同様に代表的な要素を領域ごとに検証した結果を示す。

夏期間では、要素や予測時間により改善・改悪が分かれた。北半球領域では、予測の 4 日目までは改善する要素が多いが、8 日目ごろから改悪する要素が増えた。熱帯域では、海上の対解析値検証が悪化した要素

ME CNTL

ME TEST

RMSE(CNTL-TEST)/CNTL

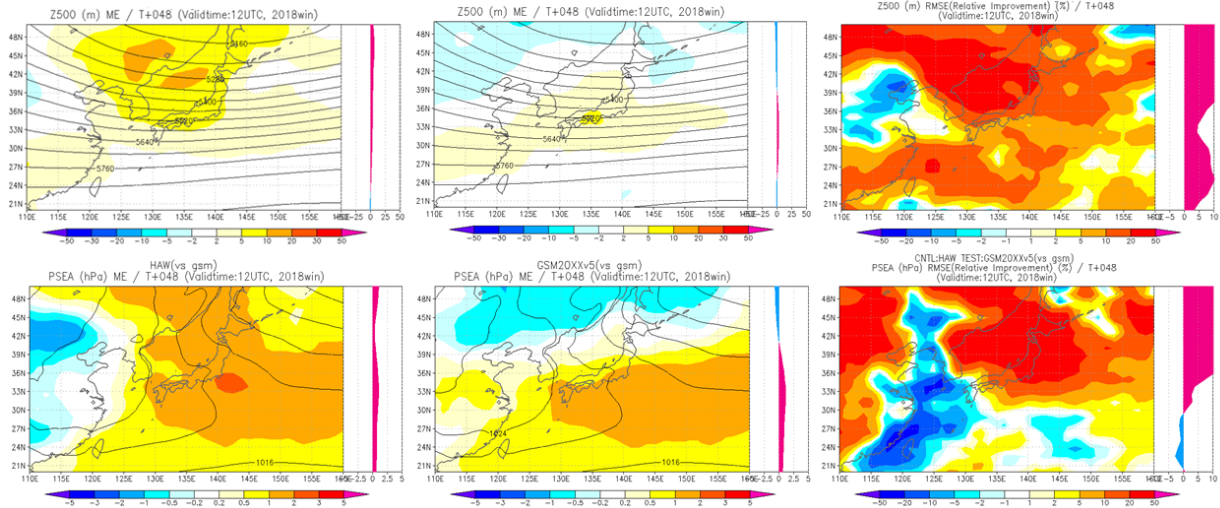


図 2.2.22 冬期間における日本付近の 500 hPa 高度場 [m] (上段) 及び海面更正気圧 [hPa] (下段) の誤差分布。左列が CNTL の ME、中列が TEST の ME、右列が RMSE について CNTL-TEST を CNTL で割ったもの。各図の右側は表示された領域での東西平均値である。

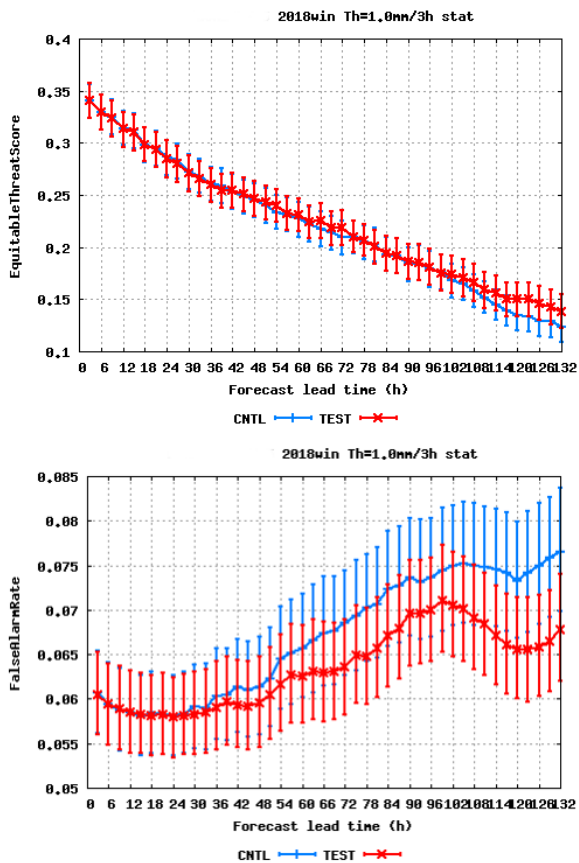


図 2.2.23 冬期間についての解析雨量に対する降水予測の検証結果。上図が ETS、下図が FAR についてのもので、降水量の閾値は共に 1 mm/3h。青線が CNTL、赤線が TEST についてのも。横軸は予測時間 [h]。

が多い。

(7) 地表面気温

地表面気温の予測特性の変化について簡単に説明する。北海道・北日本の内陸で、夜間（特に 03JST 付近）の地上気温が冷えやすくなり、低温バイアスが悪化した。これは、地形性抵抗過程の改良に伴い、雲の予測が過小なことによる長波放射のバイアスや陸面過程の誤差が表面化したものと考えている。陸面過程において積雪関連部分の改良を行ったことで緩和はしているが、地形性抵抗過程による影響が卓越した。

今回のモデル変更により、気温ガイダンスでは、北海道や本州において、内陸や山地の夜間を中心に地表面気温の低温バイアスが拡大し、RMSE の悪化が見られた。

2.2.6.4 おわりに

気象庁は、2020 年 3 月 24 日に GSM について地形性抵抗過程や陸面過程等の物理過程の改良を行った。この改良により、冬季の北半球 500 hPa のジオポテンシャル高度や国内の降水の予測精度等が改善した。2 日後の北半球 500 hPa 高度の予測誤差は、0.33m 改善する結果であった。また、北半球予測を中心に他の複数の要素でも予測精度の改善が見られた。なお、台風進路予測誤差は中立であった。

GSM2003 に残された課題として、北海道や本州において内陸や山地の夜間を中心に地表面気温の低温バイアスが拡大し、RMSE の悪化が見られた点が挙げられる。この悪化は、下層抵抗過程の精緻化に伴い、雲の予測過小による放射バイアスや陸面過程の誤差が表面化したものと考えている。今後、雲、積雲、境界層過程の改良や、陸面過程の改良を通じて精度改善を目指したい。

最後に、GSM2003 について、力学過程及び物理過

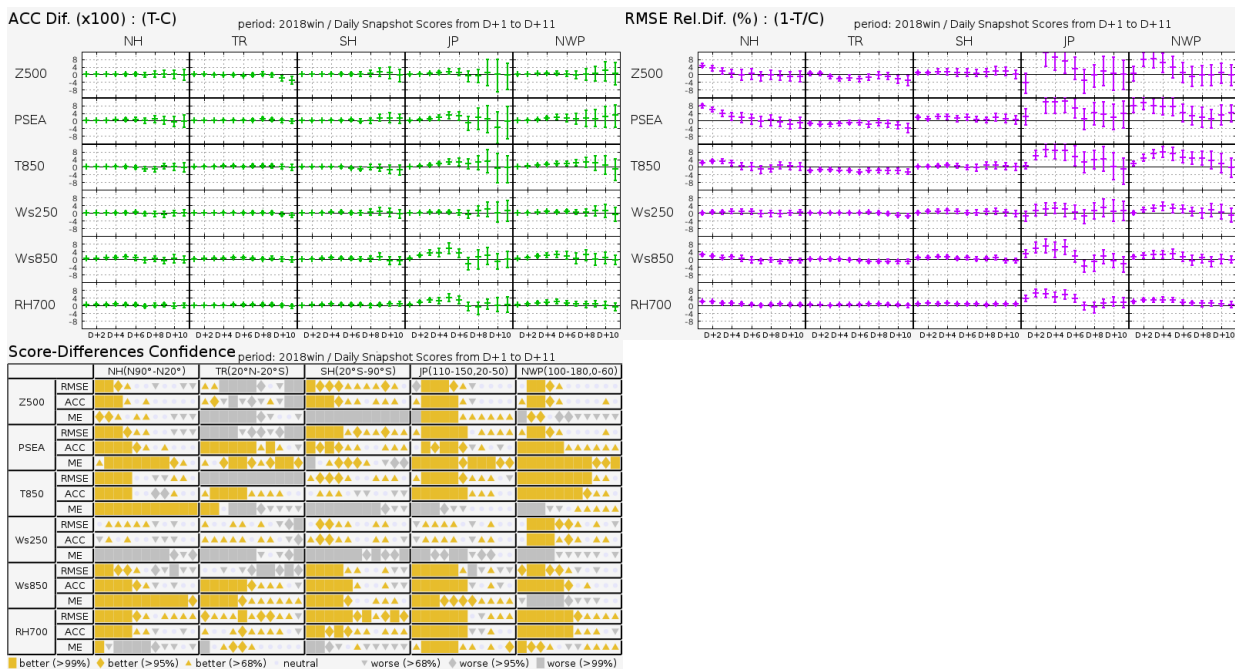


図 2.2.24 冬期間における対流圏主要要素の解析値に対する ACC の改善幅 (左上図)、RMSE の改善率 (右上図) と TEST と CNTL のスコア差の有意性判定 (左下図: スコアカード)。解析値を参照値としている。検証対象の領域は、NH が北半球 (20°N 以北)、TR が熱帯 (20°S - 20°N)、SH が南半球 (20°S 以南)、JP が日本周辺 (110°E-150°E, 20°N-50°N)、NWP が北西太平洋領域 (100°E-180°E, 0°-60°N) を意味する。要素は上から 500 hPa 高度、海面更正気圧 (PSEA)、850 hPa 気温 (T850)、250 hPa 風速 (Ws250)、850 hPa 風速 (Ws850)、700 hPa 相対湿度 (RH700)。スコアカードはそれぞれ上から RMSE、ACC、ME、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。

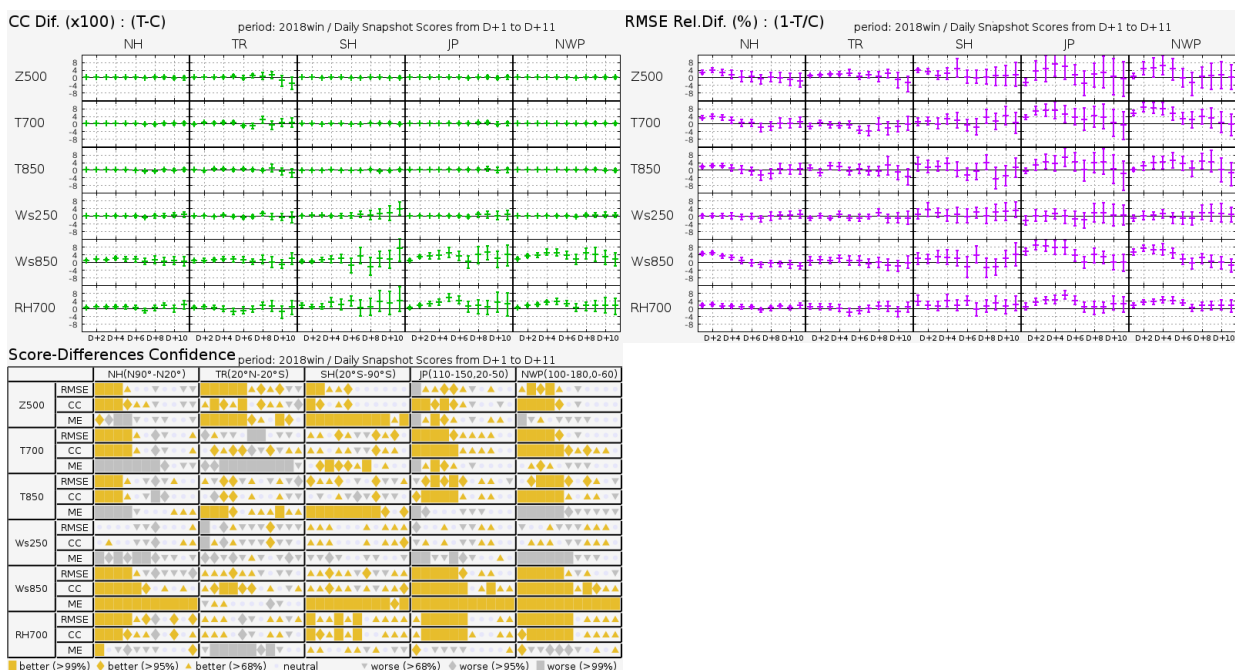


図 2.2.25 冬期間における対流圏主要要素のラジオゾンデ観測値に対する CC の改善幅 (左上図)、RMSE の改善率 (右上図) と TEST と CNTL のスコア差の有意性判定 (左下図: スコアカード)。ラジオゾンデを参照値としている。検証対象の領域は、NH が北半球 (20°N 以北)、TR が熱帯 (20°S - 20°N)、SH が南半球 (20°S 以南)、JP が日本周辺 (110°E-150°E, 20°N-50°N)、NWP が北西太平洋領域 (100°E-180°E, 0°-60°N) を意味する。要素は上から 500 hPa 高度、700 hPa 気温 (T700)、850 hPa 気温 (T850)、250 hPa 風速 (Ws250)、850 hPa 風速 (Ws850)、700 hPa 相対湿度 (RH700)。スコアカードはそれぞれ上から RMSE、CC、ME、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。

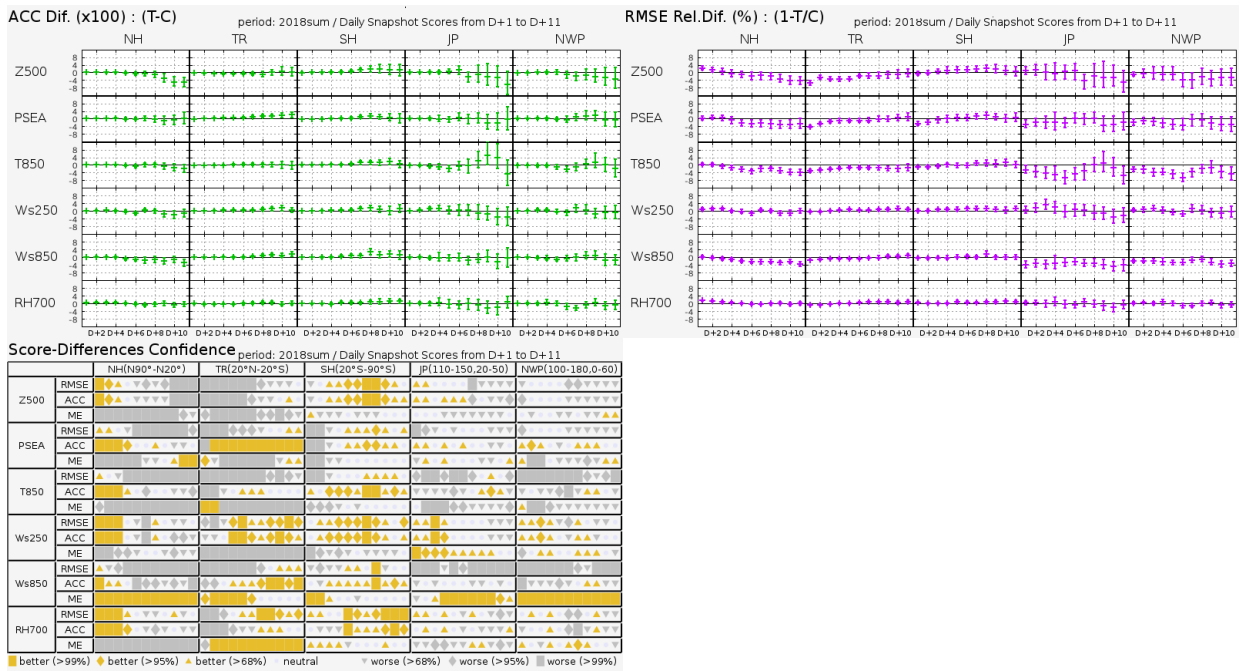


図 2.2.26 夏期間についての検証結果。図の内容は図 2.2.24 と同じ。



図 2.2.27 夏期間についての検証結果。図の内容は図 2.2.25 と同じ。

程の仕様を表 2.2.5 にまとめる。表におけるアウトモデル及びインナーモデルとは、データ同化プロセスにおいて4次元変分法やアンサンブル予報の中で用いられるモデルであり、アウトモデルは解析における第一推定値の計算に用いるモデルを、インナーモデルは解析修正量を求める計算やアンサンブル予報に用いるモデルを指す。ただし、4次元変分法で用いるインナーモデルの物理過程にはバージョンの古いものや簡略化したものが含まれている。

表 2.2.5 GSM の仕様 (2020 年 3 月時点)

力学過程		
支配方程式	プリミティブ方程式系	
予報変数	東西風、南北風、気温、比湿、雲水量、地上気圧の対数	
離散化	水平：球面調和関数を基底関数としたスペクトル法、鉛直：有限差分法	
水平格子系	適合ガウス格子 (宮本 2005)	
水平分解能	予報モデル及びアウトターモデル：TL959 (格子間隔約 20 km : 0.1875 度)、インナーモデル：TL319 (格子間隔約 55 km : 0.5625 度)	
鉛直座標系	$\sigma - p$ ハイブリッド座標 (Simmons and Burridge 1981)	
層数 (最上層)	100 層 (0.01 hPa)	
移流 + 時間積分	2 タイムレベル セミインプリシット - セミラグランジアン法 (Yukimoto et al. 2011)	
積分時間間隔	400 秒 (TL959)、600 秒 (TL319)	
数値拡散	4 次の線形水平拡散を渦度、発散、仮温度に適用。スポンジ層として 2 次の線形水平拡散を 30 hPa より上層で発散に適用。	
物理過程		
放射	長波	2 方向吸収近似 (Yabu 2013) による放射伝達、大気分子による吸収は 2 種類の k -分布法で評価 (Fu and Liou 1992; Chou et al. 2001)。雲はマキシマム-ランダムオーバーラップ (Geleyn and Hollingsworth 1979) を仮定。光学特性は、水雲は Lindner and Li (2000)、氷雲は Ebert and Curry (1992) による。
	短波	δ -Eddington 法による散乱・吸収計算 (Joseph et al. 1976; Coakley et al. 1983)。雲はマキシマム-ランダムオーバーラップを仮定し、Collins (2001) に基づく簡略化した独立カラム近似を適用。光学特性は、水雲は Dobbie et al. (1999)、氷雲は Ebert and Curry (1992) による。
積雲対流	予測型クロージャーを用いるスペクトル型マスマックススキーム (Arakawa and Schubert 1974; Moorthi and Suarez 1992; Randall and Pan 1993)。雲モデルには氷相を考慮した簡易な雲微物理過程を用いる。	
雲	確率密度関数に基づいた凝結スキーム (Smith 1990) を基本に、雲水から降水への変換や再蒸発、雪の融解などの単純化した雲微物理過程、及び雲氷と雪の落下スキームを含む。また、層積雲に関する診断的スキーム (Kawai and Inoue 2006) を使用。	
境界層	乱流エネルギークロージャー型 (Mellor and Yamada 1974, 1982) と K クロージャー型 (Han and Pan 2011) のハイブリッドスキーム。	
地形性抵抗	Lott and Miller (1997) のスキームに Wells and Vosper (2010) 及び Vosper (2015) に基づく改良を加えたもの。Beljaars et al. (2004) のスキームにより乱流地形抵抗を扱う。	
非地形性重力波	緯度依存性を持つ定数励起源によるスペクトルパラメタリゼーション (Scinocca 2003)。	
地表面	Monin-Obukhov 相似則に基づくバルク式、安定度関数は Beljaars and Holtslag (1991) を用いる。開水面と海水面は Best et al. (2004) の手法により混在格子として扱う。	
陸面	植生	Sellers et al. (1986) によるスキームを改良した手法でモデル化。
	積雪	体積、密度、アルベド、温度等の変化を予測。部分積雪を扱う。
	土壌	熱伝導はフーリエの法則に従い、水分の移動及び凍結・融解が考慮される。土壌パラメータは衛星観測プロダクト等による。
海氷	体積・形状・密度不変で物性が一樣の熱伝導体として扱う。内部の熱伝導はフーリエの法則に従い、表面では放射と乱流フラックスの上部境界条件、及び融解を考慮する。	
化学過程	成層圏での簡易な診断型メタン酸化及び光乖離スキーム (Untch and Simmons 1999)。	
海面水温	時間発展は、全球海面水温解析値の年平均偏差を、予測時間により季節変動する気候値に加える。	
海水分布	時間発展は、南北半球ごとの全球海氷密接度解析値の海氷面積年平均偏差を維持するように、海氷密接度の初期偏差固定予測値を気候値で修正する手法で扱う。	

参考文献

- Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674–701.
- Baldwin, M. P., L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato, and M. Takahashi, 2001: The quasi-biennial oscillation. *Rev. Geophys.*, **39**, 179–229.
- Beljaars, A., A. R. Brown, and N. Wood, 2004: A new parametrization of turbulent orographic form drag. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1327–1347.
- Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 327–341.
- Best, M. J., A. C. M. Beljaars, J. Polcher, and P. Viterbo, 2004: A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer. *J. Hydr. Meteorol.*, **5**, 1271–1278.
- Briegleb, B. P., P. Minnis, V. Ramanathan, and E. Harrison, 1986: Comparison of regional clear sky albedos inferred from satellite observations and model computations. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 214–226.
- Chou, M.-D., M. J. Suarez, X.-Z. Liang, and M. M.-H. Yan, 2001: A thermal infrared radiation parameterization for atmospheric studies. *Technical report series on global modeling and data assimilation, Vol. 19, NASA Goddard Space Flight Center*, 56pp.
- Coakley, J. A., R. D. Cess, and F. B. Yurevich, 1983: The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: a parameterization for climate models. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 116–138.
- Collins, W. D., 2001: Parameterization of Generalized Cloud Overlap for Radiative Calculation in General Circulation Models. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3224–3242.
- Dobbie, J. S., J. Li., and P. Chýlek, 1999: Two-and four-stream optical properties for water clouds and solar wavelengths. *J. Geophys. Res.*, **104**, 2067–2079.
- Ebert, E. E. and J. A. Curry, 1992: A parameterization of ice cloud optical properties for climate models. *J. Geophys. Res.*, **97**, 3831–3836.
- Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *J. Geophys. Res.*, **108**, 12–16.
- Fu, Q. and K. N. Liou, 1992: On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2139–2156.
- Geleyn, J.-F. and A. Hollingsworth, 1979: An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. *Contrib. Atmos. Phys.*, **52**, 1–16.
- Han, J. and H.-L. Pan, 2011: Revision of Convection and Vertical Diffusion Schemes in the NCEP Global Forecast System. *Weather and Forecasting*, **26**, 520–533.
- Hunke, E. C. and W. H. Lipscomb, 2006: CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual.
- 石田純一, 河野耕平, 荒波恒平, 2014: 並列化・高速化. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 141–149.
- 石田純一, 2017: 数値予報システム開発のプロセス. 数値予報課報告・別冊第 63 号, 気象庁予報部, 4–10.
- Iwasaki, T., S. Yamada, and K. Tada, 1989: A parameterization scheme of orographic gravity wave drag with two different vertical partitionings, Part I: Impacts on medium-range forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 11–27.
- Jarvis, P. G., 1976: The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B* **273**, 593–610.
- 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 (GDPS) 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>).
- Joseph, J. H., W. J. Wiscombe, and J. A. Weinman, 1976: The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2452–2459.
- 金浜貴史, 山田和孝, 2019: 重力波. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 81–86.
- Kawai, H. and T. Inoue, 2006: A Simple Parameterization Scheme for Subtropical Marine Stratocumulus. *SOLA*, **2**, 17–20.
- Lindner, T. H. and J. Li, 2000: Parameterization of the Optical Properties for Water Clouds in the Infrared. *J. Climate*, **13**, 1797–1805.

- Lott, F. and M. J. Miller, 1997: A new subgrid-scale orographic drag parametrization : Its formulation and testing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 101–127.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851–875.
- 宮本健吾, 2005: 適合ガウス格子. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 39–42.
- Moorthi, S. and M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 978–1002.
- 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.
- Randall, D. and D.-M. Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. *The representation of cumulus convection in numerical models, AMS Meteorological Monograph Series*, **46**, 137–144.
- Roesch, A., M. Wild, H. Gilgen, and A. Ohmura, 2001: A new snow cover fraction parametrization for the ECHAM4 GCM. *Climate Dynamics*, 933–946.
- Scinocca, J. F., 2003: An accurate spectral nonorographic gravity wave drag parameterization for general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 667–682.
- 関口亮平, 長澤亮二, 中川雅之, 藪将吉, 2019: 放射. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 66–80.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505–531.
- Simmons, A. J. and D. M. Burridge, 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 758–766.
- Smith, R. N. B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 435–460.
- Thornton, P. E. and N. E. Zimmermann, 2007: An improved canopy integration scheme for a land surface model with prognostic canopy structure. *Journal Of Climate*, **20**, 3902–3923.
- Untch, A. and A. J. Simmons, 1999: Increased stratospheric resolution in the ECMWF forecasting system. *ECMWF Newsletter*, **82**, 2–8.
- Vosper, S. B., 2015: Mountain waves and wakes generated by South Georgia: Implications for drag parametrization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **141**, 2813–2827.
- Wang, Z., M. Barlage, X. Zeng, R. E. Dickinson, and C. B. Schaaf, 2005: The solar zenith angle dependence of desert albedo. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05403.
- Wells, H. and S. B. Vosper, 2010: The accuracy of linear theory for predicting mountain-wave drag: Implications for parametrization schemes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 429–441.
- Yabu, S., 2013: Development of longwave radiation scheme with consideration of scattering by clouds in JMA global model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **43**, 4.07–4.08.
- 米原仁, 佐藤均, 下河邊明, 2019: 性能評価試験. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 114–120.
- Yonehara, H., C. Matsukawa, T. Nabetani, T. Kanehama, T. Tokuhiro, K. Yamada, R. Nagasawa, Y. Adachi, and R. Sekiguchi, 2020: Upgrade of JMA ’s Operational Global Model. *WGNE. Res. Activ. Earth. Sys. Modell.*, **50**, 6.19.
- Yukimoto, S., H. Yoshimura, M. Hosaka, T. Sakami, H. Tsujino, M. Hirabara, T. Y. Tanaka, M. Deushi, A. Obata, H. Nakano, Y. Adachi, E. Shindo, S. Yabu, T. Ose, and A. Kitoh, 2011: Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1) –Model Description–. *Technical Reports of the Meteorological Research Institute*, **64**, 1–83.

2.2.7 全球アンサンブル予報システムの改良

2.2.7.1 はじめに

2020年3月24日に全球アンサンブル予報システム(GEPS: Global Ensemble Prediction System)の改良を行い、北半球500hPa高度場や冬期間の日本域の降水予測等を改善した。本稿では、その改良内容と予測精度の評価結果、予測特性の変化について簡単に報告を行う。

GEPSは、台風進路予報、週間天気予報、2週間気温予報、早期天候情報及び1か月予報に使用しているアンサンブル予報システム(EPS: Ensemble Prediction System)である。過去に数値予報課が開発していた週間・台風EPS及び気候情報課が開発していた1か月EPSを統合したシステムで、2017年1月19日に週間・台風EPSを置き換える形で運用が開始され、同年3月23日には1か月先までの延長予報を開始した(山口2017; 新保2017)。このGEPSのバージョンをGEPS1701と呼ぶ⁸。

GEPSでは、予報モデルに気象庁全球モデル(GSM: Global Spectral Model)の低分解能版を用いており、その水平分解能は18日先までの予測ではTL479(約40km)、その後はTL319(約55km)である。分解能の表記は、はじめのTLが三角形波数切断と線形格子を用いていることを意味し、その後の数字は切断波数を表す。鉛直層は全球数値予報システムと同様の100層で最上層が0.01hPaである。また、摂動なしのアンサンブルメンバー(コントロールラン)の初期値には、全球速報解析により作成される解析値を解像度変換したものをを用いている。

GEPS1701の予報モデルにはGSM1603Eと呼ばれるバージョンが用いられてきた。このバージョンは、2016年3月に全球数値予報システムにおいて導入されたGSM1603(米原2016)に、2017年5月に導入されたGSM1705(米原2017)における改良の一部を先行的に適用した、両者の中間に位置するGSMである。

初期摂動には、特異ベクトル(SV: Singular Vector)法(Buizza and Palmer 1995)とLETKF(Local Ensemble Transform Kalman Filter; Hunt et al. 2007)を利用した初期摂動を組み合わせて用いている。両手法はお互いに補い合う関係にあり、SV法で予測時間が長くなるにつれて誤差の中で支配的になる成長率の高い摂動を捉え、LETKFでは予測時間の初期で特に重要な解析値のもつ不確実性を捉える。

EPSによる予測の精度を向上するためには、予報モデルと初期値の精度を高めると同時に、両者の不確実性を適切に捉える摂動を作成することが必要である。数値予報課と気候情報課では、共同でGSMとGEPSの摂動作成手法の改良を進めつつ、GEPSの予報モデル

に可能な限り最新のGSMを用いることで予測精度の向上を図ってきた。今回、GSMがGSM1705(米原2017)からGSM2003(第2.2.6項)に更新されたのに併せて、GEPSの予報モデルをGSM1603EからGSM2003に更新した。同時に、初期摂動と海面水温境界値の作成手法に改良を加えることで予測精度の向上を図った。これらの変更は2020年3月24日から現業運用に適用されており、このバージョンのGEPSをGEPS2003と呼ぶ。

本稿では、主に台風進路予報と週間天気予報の観点で、GEPS1701からGEPS2003への変更内容と予測精度の改善について報告する。海面水温境界値の作成手法の詳細や、2週間から1か月予報の観点での改善点や評価結果などについては、高倉・小森(2020)及び関口(2020)で報告されているので合わせてご覧いただきたい。

2.2.7.2 変更の概要

GEPS2003における変更の概要を説明する。なお、更新前のGEPSの全体像についてはJMA(2019)を参照されたい。

(1) 予報モデル

GEPS2003では予報モデルがGSM1603EからGSM2003に更新された。GSM1603Eでは、GSM1705で導入された放射計算で利用する水雲粒の有効半径を診断する手法の改良、陸面過程における植生と土壌水分の扱いの改良、海面過程の改良がGSM1603に加えて先行的に適用されている。GSM1705の変更概要は米原(2017)を、GSM2003の変更概要や予測特性の変化は第2.2.6項を参照されたい。今回、全球数値予報システムとGEPSで予報モデルのバージョンが揃うことで、より適切なGSM予測の不確実性を提供できるようになっている。また、解析値の作成に利用される予報モデルと、予報を行う予報モデルの予測特性の違いに起因する、初期値における不整合を小さくできる点でもより望ましいEPSとなっている。

同時に、GEPSの予報モデルについて、プロセスを使用した並列化の仕方を最適化することにより、実行時間を4%程度短縮した。この高速化を適用することにより、予報モデル更新に伴う演算量の増加による実行時間の増加を抑え、改良前後で実行時間を同程度としている。なお、GSM2003に導入された高速化手法のうち、出力専用ノードに関してはGEPSではノード数の増加に対する実行時間の短縮が小さいため採用していない。

(2) 初期摂動

GEPS2003では、EPSとしての予測精度改善や計算安定性向上のために初期摂動の作成手法を改良した。

まず、GEPSの摂動作成手法について、今回の変更に関連する部分を簡単に説明する。SV法では、週間EPSの手法(酒井2008)に改良を加えた手法を用いて

⁸ GEPSには2017年1月の導入後に初期摂動作成手法に改良が2回加えられている(山口2017; Ota et al. 2019)。これら変更も加えてGEPS1701と呼ぶ。

おり、全球解析値を低分解能に変換したのに対して南北中高緯度域と低緯度域の3領域についてそれぞれSVを求めた後、それらを合成して摂動として用いている(山口 2017)。低緯度域のSV摂動のみ、トータルエネルギーノルムにおいて水蒸気の効果を検討している。SV法では解析の不確か性の大きさを直接見積もることはできず、SVの振幅は経験的に値を決める必要があるため、中高緯度のSV摂動の大きさは、500 hPa気温摂動の二乗平均平方根の大きさを与えることで決めている。LETKFには、太田・堀田(2016)で解説された仕様に、Ota et al. (2019)の変更を加えたものを用いている。LETKFデータ同化サイクルの構成は、GEPSの初期値となる全球解析のもつ不確か性を捉えるため、可能な限り全球解析に近づけている。しかし、これまでのGEPSでは、そもそもLETKFデータ同化サイクルはGEPS独自のシステムであり、また観測データの利用の仕方についても、計算コストや運用スケジュールの都合上全球解析とは異なるものになっていた。最終的な初期摂動は、SV法とLETKFの両手法で求めた摂動の振幅を調整しつつ足し合わせたものである。予測のスプレッドは主にSV法による摂動が担っているが、SV摂動のみでは初期摂動が局所的になるとともに初期のばらつきが小さい点をLETKFによる摂動が補っている。

GEPSには、FT=48をピークにFT=120付近までの予測時間でスプレッドが予測誤差に対して過剰という課題がある。今回、SV摂動が予測誤差をより適切に捉えることができるように、南北中高緯度ターゲット領域のSV法による初期摂動の振幅を0.23 Kから0.21 Kに小さくした。振幅調整の結果、南北中高緯度では多くの要素でスプレッドが減少した。500 hPa高度場のスプレッドは、FT=48以降で過大が緩和されて誤差との関係がより適切になった。

SV摂動の作成手法に、摂動ランの計算の安定性を悪化させる砂漠での過剰な摂動を抑制する処理を追加した。熱帯域SVの計算では、砂漠・半砂漠域においてトータルエネルギーノルムの40%以上が比湿成分となるような比湿成分主体のSVが求まることがある。今回、摂動の合成時においてその比湿成分主体のSVを除外する処理を導入した。変更前には砂漠域で300 mm/dayを超える降水を表現する摂動ランが稀に見られたが、変更後はこれほど極端な予測はみられなくなり、計算の安定性が向上した。

初期摂動の作成に用いるLETKFデータ同化サイクルをGEPS独自のものから全球解析のものに変更した。2019年12月に、全球解析にハイブリッド同化が導入され(第2.2.2項)、全球解析内にLETKFデータ同化サイクルが導入されたため、独自のLETKFを廃止して全球解析による摂動を利用するように変更した。今回の変更により、全球解析の不確か性を捉える点でより望ましいシステムを実現するとともに、計算コスト

や管理コストを減らすことができた。

(3) 海面水温境界値

熱帯から亜熱帯のSSTを、12日予測以降において解析値に気候値の時間変化を加えた予測値から、季節EPSが予測したSSTに段階的に切り替える手法(2段階SST法)を導入した(高倉・小森 2020)。この手法は12日予測以降にのみ影響を与えるもので、台風予測や週間予測には影響しない。

2.2.7.3 予測精度の検証

GEPS2003を現業に導入する際に行った業務化試験⁹の結果を元に、予測精度変化の概要を示す。

(1) 実験設定

週間天気予測、台風進路予測、2週目以降の予測それぞれの予測精度の変化を確認するために、次の3種の比較実験を実施した。

1つ目は、2019年4月時点のGEPS1701において、GSM2003の業務化試験におけるCNTL実験(第2.2.6項を参照)で作成された初期値を用いたものを対照実験、GEPS2003においてGSM2003で作成された初期値を用いたものをテスト実験とする比較である。この実験は、全球解析とGEPSの両方について、2020年3月の更新に対する比較となる。GSM2003の業務化試験と同一の夏・冬期間について行い、アンサンブル予測は00,12UTC初期値について27メンバーで264時間先まで行った。北半球500 hPa高度場の予測や日本の降水予測についてはこの実験の結果を示す。

2つ目は、台風進路予測についてより多くのサンプルで精度を確認するために行うもので、1つ目の実験に加えて、2018年の台風と2019年の第23号までの台風を対象とした期間に対して、00,06,12,18UTC初期値から27メンバーで132時間先までのアンサンブル予測を行ったものである。追加した実験部分は、当時の現業システムで作成された全球解析の解析値を初期値として、GEPS1701とGEPS2003を比較した実験になる。そのため、初期値については2020年3月の更新以外の効果を含んでいるが、その効果の台風進路への影響は小さい。台風進路予測に関してはこの実験の検証の結果を示す。

3つ目は1か月予報の再予報実験(過去30年分の再予報計算)である。再予報の仕様については越智(2020)を参照していただきたい。1週間目の予測精度も含めて、1か月予報の予測精度についてはこの実験の結果を示す。

(2) 北半球500 hPa高度場の予測

図2.2.28に予報時間ごとの北半球500 hPa高度場の予測についての検証結果を示す。これは、解析値に対する検証結果である。図の通り、FT=144までの予測を中

⁹ 業務化試験の位置付け・内容については(石田 2017)を参照。

心にアンサンブル平均の二乗平均平方根誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) が改善しており、夏季では FT=168 まで、冬季では FT=144 まで改善が有意である。RMSE の改善には予報モデルの更新が大きく寄与している。また、初期摂動の振幅調整によりスプレッドは減少し、FT=48 をピークとしたスプレッド過剰が緩和され、より適切な関係に近づいた。同時に、これまでスプレッドが適正であった FT=120 以降については関係が悪くなっていない。このスプレッドの適正化も、アンサンブル平均予測改善に寄与している。

今回の改良によりスプレッドの大きさが改善されたが、依然として予測初期から FT=96 付近までの範囲でスプレッドは予測誤差について過剰な状況であり、引き続きその改善には課題が残る。

(3) 日本の降水予測

図 2.2.29 に日本の降水予測について解析雨量に対して検証した結果を示す。ブライアスキルスコア (BSS: Brier Skill Score) について、夏は 1 mm/24hr の閾値で悪化、5 mm/24hr の閾値で中立、冬は 1 mm/24hr は中立、5 mm/24hr は改善であった。冬で改善傾向が明瞭な一因として、気圧の谷と低気圧の位置ずれが改善し降水域予測の改善につながった事例がみられたことが挙げられる。

(4) 台風進路予測

図 2.2.30 に予報時間ごとのアンサンブル平均台風進路予測誤差と、台風接近確率予測の検証結果を示す。検証は気象庁ベストトラックに対して行っている。図に示す通り、アンサンブル平均の台風進路予測の平均誤差には大きな変化はなかった。また、FT=0 から FT=120 の台風接近確率の BSS も中立であり、信頼度曲線や予測頻度にも大きな変化はなかった。今回の変更は統計的な台風進路予測精度に影響を与えていないと想定される。この結果は予報モデル更新の結果とも整合的である。

(5) 1 か月再予報による予測精度

図 2.2.31 に 1 か月再予報による予測精度の検証結果を示す。この検証では後処理によるバイアス補正は行っていない。図には 200 hPa の速度ポテンシャルと 500 hPa 高度場の結果のみを示しているが、熱帯域では多数の季節や要素でアノマリー相関係数が改善傾向であった。1 週目の予測について、再予報型の実験でも他の実験と同様に精度が向上していることが確認できている。北半球域や日本周辺域（北西太平洋領域）では、季節や要素により改善・改悪はあるものの、総合的にみて中立であった。平均誤差では、熱帯域を中心にこれまで課題となっていたバイアスの多くを軽減していた。特に、冬季の日本の上空において気圧の谷が浅いバイアスの軽減がみられた。これらの改善には、予報モデルの更新とともに 2 段階 SST 法の導入が寄与している。

2.2.7.4 おわりに

GEPS について、予報モデルを更新するとともに初期摂動の改良及び 2 段階 SST 法の導入を行った。業務化試験による検証の結果、北半球 500 hPa 高度場や冬期間の日本域の降水予測では 11 日先までの予測で中立から改善であった。台風の進路予測精度は大きく変わらなかった。また、気候情報課が実施した 1 か月予報再予報による検証結果においては総合的には中立から改善傾向であった。同時に予報モデルを高速化し、実行時間の増加を抑えつつ予測精度を向上させている。

最後に、GEPS では今後も予報モデルを最新の GSM に更新していくとともに、摂動作成等のアンサンブル手法を改良していくことにより予測精度の向上に努めていく。

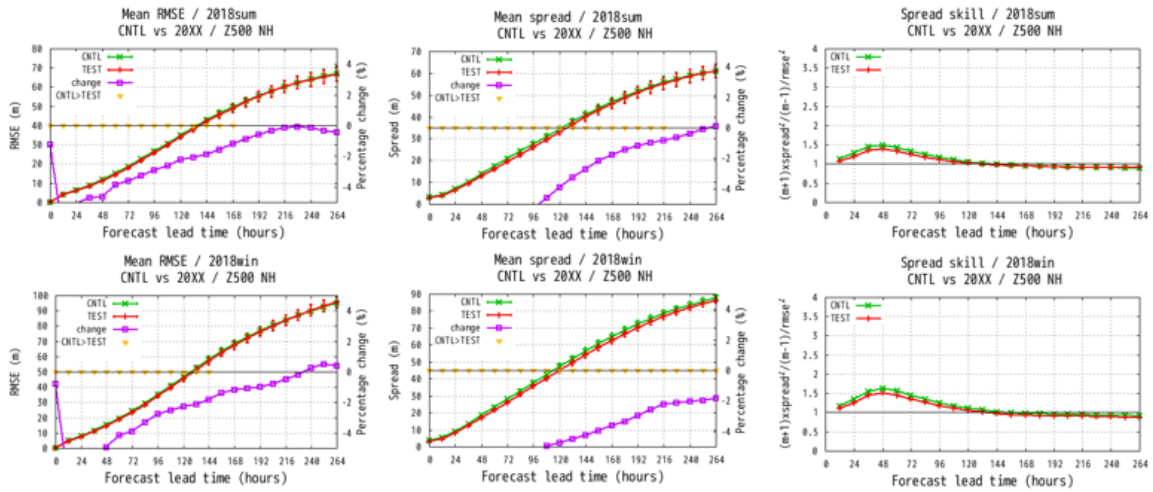


図 2.2.28 アンサンブル平均の 500 hPa 高度場の北半球 (20° N 以北) の検証結果。上段は夏期間、下段は冬期間。左列は予報時間ごとの RMSE [m]。中列は予報時間ごとのスプレッド [m]、右列はスプレッドスキル。緑線は対照実験で赤線がテスト実験の結果。図のタイトルでは対照実験を CNTL、テスト実験を 20XX と記している。RMSE とスプレッドの図では、紫線は変化率 $((20XX-CNTL)/CNTL)$ [%]、右縦軸を、黄色の逆三角は 5% の有意水準で差が有意であることを示している。スプレッドスキルは 1 が最適であり、1 を超えるとスプレッドが予測誤差に対して過剰であることを意味する。

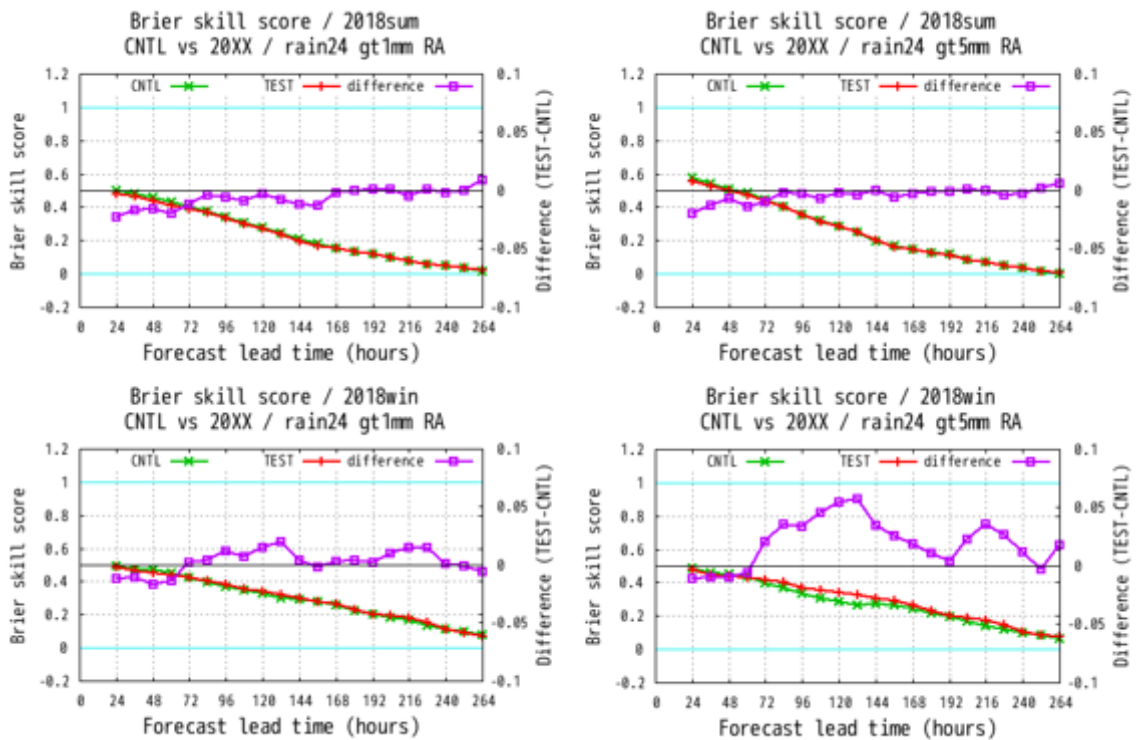


図 2.2.29 対解析雨量による降水の確率的予測のブライアスキルスコア。上段は夏期間、下段は冬期間。左列は閾値 1mm/24h、右列は閾値 5 mm/24h の降水事例に対するもの。緑線は対照実験で赤線がテスト実験の結果。図のタイトルでは対照実験を CNTL、テスト実験を 20XX と記している。紫線は差 (TEST-CNTL、右縦軸)。

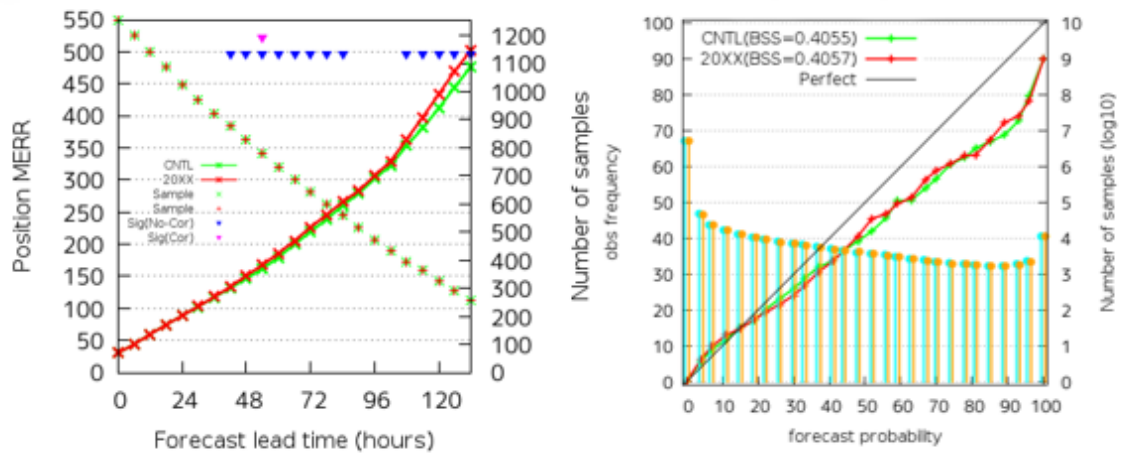


図 2.2.30 アンサンブル平均の進路予測平均誤差 (左図) と FT=0 から FT=120 の台風接近確率の信頼度曲線とブライアスキルスコア (右図)。対照実験を CNTL、テスト実験を 20XX と記している。緑線は対照実験で赤線がテスト実験の結果。左図では、左縦軸で平均誤差 [km] を、右縦軸でサンプル数を示しており、図の上部のピンクの三角と青の三角はそれぞれサンプル間の相関を考慮する場合としない場合に 5%の有意水準で差が有意であることを示す。両実験で共通のサンプルについて検証しているためサンプル数は同じである。右図では水色とオレンジの棒グラフで対照実験とテスト実験の予測頻度を示す。また、ブライアスキルスコアの値を凡例中の「BSS=」以降に示している。

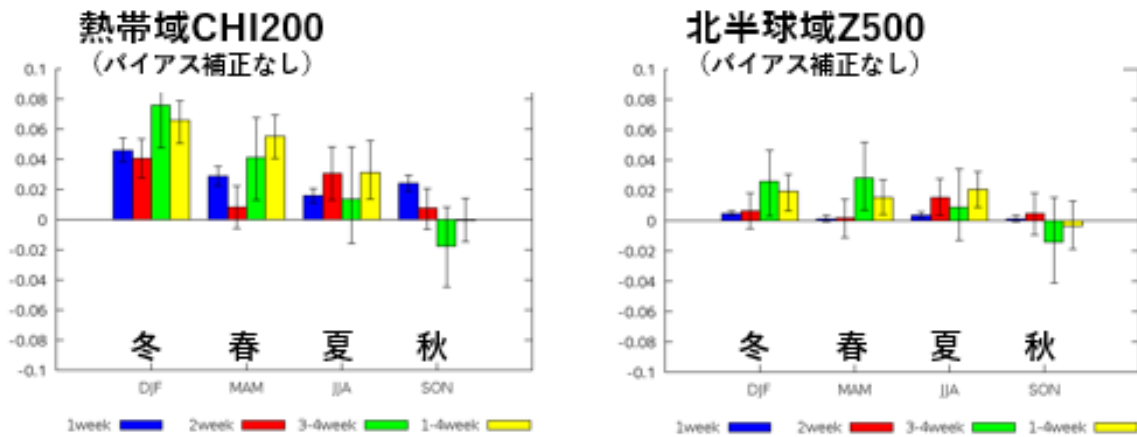


図 2.2.31 1 か月再予報による各季節の予測精度の検証。左図は熱帯域 (20° S-20° N) の 200 hPa 速度ポテンシャル (CHI200) の anomalies 相関係数の差 (TEST-CNTL)、右図は同様に北半球域 (20° N-90° N) の 500 hPa 高度場 (Z500) のもの。青は 1 週目、赤は 2 週目、緑は 3 から 4 週目、黄色は 1 から 4 週目の予測。誤差棒はブートストラップ法で見積もった 95%信頼区間である。

参考文献

- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434–1456.
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: a local ensemble transform Kalman filter. *Physica. D.*, **230**, 112–126.
- 石田純一, 2017: 数値予報システム開発のプロセス. 数値予報課報告・別冊第 63 号, 気象庁予報部, 4–10.
- 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 (GDPS) 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>).
- 越智健太, 2020: 再予報のアンサンブルメンバー数増強. 季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 9–13.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 週間アンサンブル予報システムにおける LETKF の開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 66–76.
- Ota, Y., M. Ikegami, and H. Yamaguchi, 2019: Upgrade of initial perturbations made using the Local Ensemble Transform Kalman Filter in JMA's Global EPS. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 6.11–6.12.
- 関口亮平, 2020: 再予報による予測精度評価の結果. 季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 14–18.
- 新保明彦, 2017: 全球アンサンブル予報システムの概要. 平成 28 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1–8.
- 高倉寿成, 小森拓也, 2020: 2 段階 SST 法の詳細と導入事例紹介. 季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 2–8.
- 山口春季, 2017: 全球アンサンブル予報システムの導入. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35–41.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–3.
- 米原仁, 2017: 全球数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–7.
- 酒井亮太, 2008: 気象庁の新しい週間アンサンブル予報システム. *天気*, **55**, 515–520.

2.2.8 メソ解析とメソモデルの改良

2.2.8.1 はじめに

気象庁では、防災気象情報や航空気象情報の作成支援、降水短時間予報への入力を主な目的として、メソ数値予報システム¹⁰を運用している。2001年3月にメソ数値予報システムの現業運用が開始(萬納寺 2000)されて以降、メソモデル(MSM)の改良が継続的になされており、2017年2月にこれまで運用されてきたJMA-NHMから新しい気象庁非静力学モデル asuca(気象庁予報部 2014)に置き換えられた。一方で、メソ解析では2009年4月に導入されたJMA-NHMに基づく非静力学メソ4次元変分法(JNoVA; 気象庁予報部 2010)を2017年2月の asuca の導入以降も運用してきた。2020年3月にメソ数値予報システムが更新された際に、メソ解析はJNoVAから asuca に基づくメソ4次元変分法(asuca-Var)に置き換えられ、一貫したメソ数値予報システムとしての運用が可能となった。また本更新時に、メソモデルにおいても予測精度向上のための改良が導入されている。

本節では、新たなメソ解析として導入された asuca-Var について概要を述べるとともに、2020年3月のMSM更新の際に導入された主な改良項目について示す。以下では、2017年2月 asuca 導入時のメソモデルをMSM1702、2020年3月に現業運用されたメソモデルをMSM2003と表記する。

2.2.8.2 メソ解析の改良

本項では、メソ解析に導入した asuca-Var の概要を述べる。 asuca-Var は asuca の初期値を作成することを目的とした変分法同化システムであり、その構成要素は、予報モデル「 asuca」、観測値を用いて最適解の計算を行う解析本体「 asuca-Var コア」、予報値に適用して観測相当量を求める「観測演算子」である(幾田 2014)。 asuca-Var コアは、3次元変分法(3D-Var)、4次元変分法(4D-Var)など、目的に応じて機能を切り替えることができるよう設計されており、その3D-Varの機能については局地解析に導入されている(幾田 2015)。今回、その4D-Varの機能をメソ解析に導入した。

表 2.2.6 に、2020年3月に導入された asuca-Var に基づく新しいメソ解析(MA2003)の仕様について、MA2003 導入前まで利用してきたJNoVA(2009年4月に導入)に基づくメソ解析(MA0904)と比較して示した。

asuca-Var の解析対象の変数は、東西風 u 、南北風 v 、地中温度 T_g 、地上気圧 p_s と温位 θ 、地表面体積含水率 w_g 、偽相対湿度 $\mu_p = q_v/q_{sat0}^b$ (Dee and da Silva 2003) である。MA0904 と比較して、地中温度 T_g 、地表面体積含水率 w_g が新たに追加されている¹¹。これ

らを解析変数とすることで地中物理量を解析により修正することが可能となる。現在、メソ解析で利用している観測の中に地中物理量を直接観測したものはないが、 T_g と w_g は主に地上観測によって修正される。このことは今回の改良における地上要素の解析および予報精度の向上に貢献している。

衛星輝度温度データのバイアス補正は、これまで気象庁全球解析における変分法バイアス補正(VarBC)係数を利用して行っていた。しかし、その補正は十分ではなく、「観測値-第一推定値(FG-departure)」の分布には、その片側だけ多く不使用となることにより非対称となるものが一定数見られていた。一方、局地解析では、Cameron and Bell (2018) の手法に基づく VarBC により、適切な補正が行われている(幾田 2019a)。今回、メソ解析にもこの手法に基づく VarBC を導入する改良を行った。その結果、バイアスがより適切に補正されていることが確認でき、分布も対称となった(図略)。

4D-Var では非線形モデル(NL)に対する接線形モデル(TL)とその随伴モデル(AD)を用いて評価関数と評価関数の勾配を計算し、その極小値を探索する。TL と AD は、予報モデル asuca の力学過程および物理過程に基づき作成した。その際、物理過程については、非線形性が強いために単純に線形化することが困難であることから、TL による摂動予報が NL による摂動予報の良い近似となるよう考慮しつつ簡略化したものを用いるようにした。

JNoVA ベースのMA0904では、極小値探索における前方演算にはNLを用いていたのに対して、 asuca-Var ではTLを用いるよう変更した。これにより、評価関数が二次形式となり極小値探索の安定性が向上する。非線形過程の影響を考慮するための方法としては最適化の過程で基本場の更新を行う(幾田 2019b)。この基本場の更新は、極小値探索中(最大50回)に2回(極小値探索の20回目および35回目に)行う。

asuca-Var のメソ解析への導入により、 asuca の予測特性に基づいた一貫性のあるメソ解析予報サイクルの実行が可能となった。これは、メソモデルが持つモデルバイアスも引き継がれるということでもある。本開発の中で顕在化したモデルバイアスを軽減すべく取り組まれたメソモデルの改良については次項で報告する。

2.2.8.3 メソモデルの改良

本項では、解析予報サイクルにおいて顕在化したモデルバイアスの軽減を目的としてMSM2003で導入された改良項目について、過程ごとにその概要を報告する。

(1) 雲微物理

雲微物理過程は、大気中の水物質の質量や粒径を様々な素過程を考慮して予報および診断するもので、水物質の相変化に伴う加熱・冷却や降水粒子の生成を通じて予測特性に大きな影響を与える。このことから、雲以外の変数は独立であると仮定する。

¹⁰ メソ解析とメソモデル(予報モデル)を合わせてメソ数値予報システムと表記する。

¹¹ T_g, p_s, θ 間の誤差相関と w_g, μ_p 間の誤差相関があり、それ

	MA0904	MA2003
制御変数	u, v, p_s, θ, μ_p	$u, v, T_g, p_s, \theta, W_g, \mu_p$
背景誤差	鉛直成分:水平一様、水平成分:水平一様	鉛直成分:海陸時刻別、水平成分:水平一様
極小値探索回数	最大 35 回	最大 50 回
変分法品質管理	探索 15 回目以降	探索 1 回目から
変分法バイアス補正	なし	Cameron and Bell (2018)
拘束項	エネルギーノルム	背景誤差ノルム
モデル	JMA-NHM	asuca
前方演算	非線形モデル	接線形モデル (非線形基本場更新 2 回)
基本場	非線形モデル	非線形モデル
解像度 アウター	5km, 大気:L50(48+2), 地中温度:4	5km, 大気:L76, 地中温度:8+1(skin)
解像度 インナー	15km, 大気:L40(38+2), 地中温度:4	15km, 大気:L38, 地中温度:8+1(skin)
積分時間間隔	40 sec	120 sec
	NL	AD
数値拡散	適応水蒸気拡散	なし
湿潤	大規模凝結	鉛直速度ダンピング
対流	KF(Kain and Fritsch 1990)	雲物理
乱流	診断型渦拡散	MYNN3(Nakanishi and Niino 2009)
対流混合層	Sun and Chang (1986)	なし
地表面	陸:Kondo (1975), 海:Louis et al. (1982)	Beljaars and Holtslag (1991)
放射	杉・多田 (1988)	関口ほか (2019)
		TL AD
		大規模凝結 (雲物理の飽和調節に準拠)
		なし
		同左 (拡散係数、部分凝結摂動なし)
		同左 (バルク係数摂動なし)
		Mahfouf (1999)

表 2.2.6 データ同化システムの新旧比較。MA2003 は 2020 年 3 月に導入された asuca-Var に基づく新しいメソ解析を、MA0904 は 2009 年 4 月に導入された JNoVA に基づくメソ解析を指す。

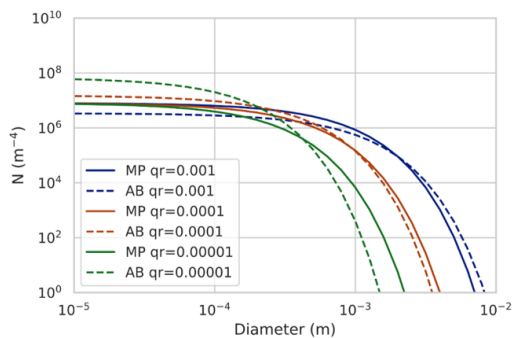


図 2.2.32 Abel-Boutle(AB), Marshall-Palmer(MP) のそれぞれで求められる粒径分布関数。 q_r は全密度に対する雨水量の比として定義される。

微物理過程の精度向上は豪雨などの顕著現象の予測に不可欠なものである。MSM2003 では雲微物理過程の以下の項目を見直した。

雨の粒径分布は MSM1702 では Abel-Boutle(ABel and Boutle 2012) に基づいて算出していたが、特に雨水量が少ないときに粒径の小さな雨が多くなる特徴があり、雨滴蒸発が過剰だった。Abel-Boutle の粒径分布は、東アジアのような多雨地域には適さないとの指摘がある (Johnson et al. 2018) ことも考慮して、雨の粒径分布を Marshall and Palmer (1948) に基づいて算出するように変更した。図 2.2.32 にそれぞれの粒径分布関数を示す。Abel-Boutle の粒径分布関数では雨水量 q_r が少なくなるほど粒径の小さな雨の比率が多くなる傾向があり、Marshall-Palmer の粒径分布関数との違いが顕著に現れる。

雲水から雨への変換は、MSM ではオートコンバージョンによって定式化される。この定式化では雲水 q_c

がある閾値を超えると雲水から雨への変換が始まる。MSM1702 ではこの閾値を 10^{-5} [kg/kg] としていた。これは、雲の粒径に換算すると $6-7$ [μm] 程度となり、現実との対応から考えるとかなり小さい。この過少な閾値の設定が雲水量過少の主要因となっていたことから、MSM2003 では閾値を 10^{-3} [kg/kg] に修正した。また、雲氷から雪への変換に用いられるオートコンバージョンについても、対流圏上層のように雲水量が少ない場合に雪への変換が過剰だったため見直した。

その他、雲氷落下速度を計算する際に用いられる係数の変更や、雲氷と雪の衝突併合過程において雲氷の落下速度を考慮するように修正を加えた。

MSM2003 で導入された雲物理改良のインパクトを見るため、二周波降水レーダー (DPR) による観測と衛星搭載型レーダシミュレータによってモデル出力から算出された反射強度とを比較した例 (幾田 2019c) を図 2.2.33 に示す。MSM1702 では融解層より上層で一般的に観測よりも反射強度が弱く、融解層より下層では弱い降水域で反射強度が弱くなる傾向が見られるが、MSM2003 ではいずれの傾向も改善された。

(2) 雲量診断

モデル格子平均で水蒸気が飽和していなくても、格子内の温度・比湿の揺らぎによって格子内で部分的に飽和している状況を考慮することは、放射計算や水物質の相変化に伴う大気加熱・冷却を評価するうえで重要である。格子内で雲が存在する割合として雲量が定義されるが、その診断には格子内の揺らぎを見積もるための仮定が必要である。asuca では、放射、境界層、雲微物理の各過程で雲量が診断されているものの、これらはそれぞれ独立したスキームによって診断され

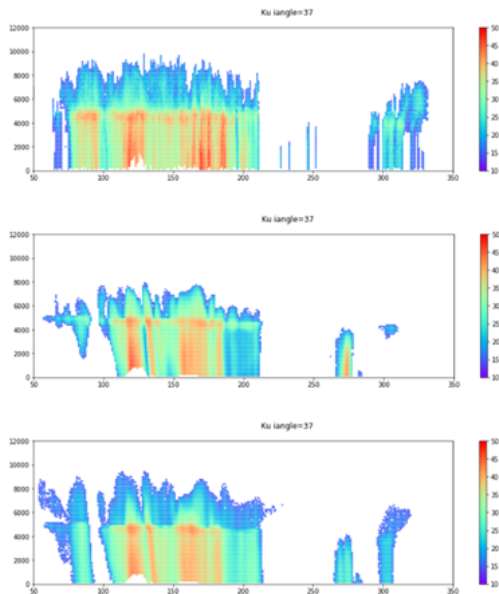


図 2.2.33 2018 年 7 月 6 日 00UTC の DPR(KuPR) の衛星直下における反射強度の鉛直断面。上から順に観測値、MSM1702 によるシミュレーション結果、MSM2003 によるシミュレーション結果を表す。

ており、特に MSM1702 では放射と雲微物理で用いられる雲量診断の手法が全く異なっていた。

MSM の雲微物理過程では、Wilson and Ballard (1999) に基づいて雲量を診断している。本スキームは、氏家 (2020) にあるように氷に対する過飽和を許容することが特徴となっており、観測されるような大気の過飽和をより適切に表現するようになっている。一方で、放射過程で用いられる Sommeria and Deardorff (1977) に基づく雲量診断では、氷過飽和の扱いが Wilson and Ballard (1999) とは大きく異なっているため、氷飽和の状況下において、放射、雲微物理の両過程で診断される雲量に大きな乖離が生じることが問題となっていた。図 2.2.34 に氷に対する相対湿度とそれぞれの過程で診断される雲量の一例を示す。放射過程では相対湿度 110% 付近で雲量が 1 となっているのに対し、雲物理過程では相対湿度 150% 付近から雲量が生じており、全く異なる挙動を示すことがわかる。

この不整合は、放射で診断される上層雲量が過大となる原因となっていた。このため、MSM2003 では放射過程でも Wilson and Ballard (1999) に基づく雲量診断手法を採用し、雲微物理の雲量との不整合を解消させた。この変更により、過大見積もりであった上層雲量が減少するとともに、MSM1702 で見られていた地上日射量の負バイアスが大幅に縮小することが確認された (草開 2020)。

(3) 境界層

境界層スキームは、Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino のレベル 3 モデル (以下 MYNN3) (Nakanishi and Niino 2009) を採用している。MYNN3 の特徴の一つとして、

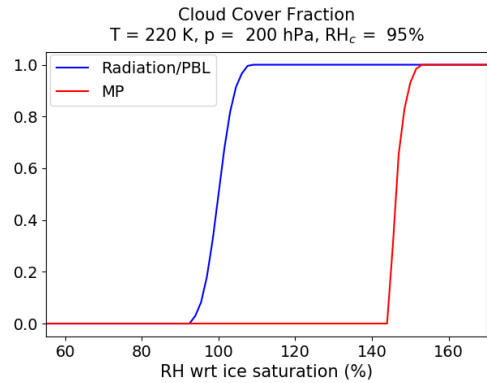


図 2.2.34 氷に対する相対湿度と雲量の関係。赤線、青線はそれぞれ雲微物理、放射過程で診断される雲量を示す。気温 220K、気圧 200hPa、臨界相対湿度 95% の条件下で計算した。

平均量の時間変化項に現れる乱流フラックスの診断に、逆勾配項と呼ばれる平均量の勾配に依存しない項が現れることが挙げられる。MYNN3 の定式化において、逆勾配項は格子内スケールの液水温度の分散の局所平衡解からのずれに由来する量として特徴付けられており、勾配拡散型の境界層スキームでは表現できない、混合層上部に見られる弱安定層を再現できるなどの利点がある。一方で、現業利用のためには計算安定性を確保することが求められ、これまで 2 次の乱流統計量の予報方程式において陰解法を用いるなどの計算安定性を改善させるための改良が適用されてきた (原 2015; 西本 2020)。しかし、MYNN3 で逆勾配項を陰解法を用いて評価することは現実的ではないことから、MSM1702 では逆勾配項は陽解法で評価されており、このことが原因と思われる乱流フラックスの振動がしばしば現れることが運用上の問題となっていた。

MSM2003 では、この問題に対処するために逆勾配項を評価する際に現れる 2 次の乱流統計量について、現在値を用いる代わりに仮積分した値を用いるように変更した。この対処により、これまで問題となっていた計算不安定から生じる乱流フラックスの振動を除去できることが確認された。定式化の詳細は西本 (2019) に示されている。

(4) 地表面

地表面からの顕熱・潜熱フラックスは、Monin-Obukhov の相似則に基づいてモデル最下層の風速、気温および湿度から診断される。通常用いられる Monin-Obukhov の相似則による診断手法ではモデル格子点値の物理量が必要となるが、asuca は有限体積法に基づく定式化をしているため、モデルで予報される物理量はモデル格子の平均値であり、一般的に両者は一致しない。MSM1702 では、便宜的にモデル格子平均値を格子中央での値とみなしてフラックスを算出していた。MSM2003 では、モデル格子平均値と地表面フラッ

クスとの関係を従来の相似則に基づいて新たに定式化し、より厳密な形で相似則を適用できるように改良した。この変更により、地表面フラックスが過少になる傾向が軽減されることが報告されている (Nishizawa and Kitamura 2018)。

地表面過程において、陸上からの蒸発量は土壌水分量に強く依存する。このため、土壌水分量を適切に扱うことは地上気温の日変化の予測精度にとって重要である。MSM1702では、Deardorff (1978) に基づいた定式化にしたがって土壌水分量を予測していた。Deardorff (1978) の定式化では特定の土壌に対して係数が提案されているが、日本の代表的な土壌と比べると砂質が多く、土壌水分量変化の時定数が短くなる傾向があった。この問題への対処として、MSM2003では土壌水分量予測に Noilhan and Planton (1989) によって提案された方法を採用した。Noilhan and Planton (1989) の手法では様々な土壌特性を考慮することができ、当初問題となっていた乾燥時の時定数をより長くとることが可能となった。

その他、積雪格子での地表面パラメータに関する見直しを図った。典型的な葉面積指数 (LAI: Leaf Area Index) からの見積りにより、森林域での積雪被覆率が過大であることが明らかになったため、積雪被覆率を修正した。また、雪格子の熱伝導率と熱容量を地中全層「雪」から表層のみ「雪」として扱うように変更した。これらの修正は、冬期下層に見られた低温バイアスの軽減に貢献した。

(5) 力学・モデルフレーム

力学・モデルフレームについては、精度改善や不具合修正の観点から見直しを行った。

asucaにおいて、モデル地形はモデル格子の頂点(以下 q-point)で定義されており、格子中心(以下 p-point)での地形は q-point からの平均値で与えられる。このため、p-point での地形は実地形と比較すると勾配が小さくなる。一方で、地上物理量は p-point から算出されるため、地形誤差が地上物理量バイアスを生じさせる要因となっていた。この問題を解消するために、p-point から見た地形の誤差が小さくなるように q-point の地形を作成するように地形作成手法を修正した。

MSM1702では地形データや地表面定数データを単精度演算で作成していたが、特に地図投影計算において、異なる計算機での出力に無視できない違いが生じることが明らかとなった。今後見込まれる計算機更新による定数ファイルの差分を最小限に抑えることが望ましいことから、地形データや地表面定数データを倍精度で作成するよう変更した。また、東西・南北方向の水平気圧傾度力の計算において、モデル最下層・最上層で過少に扱われており、斜面での風速に影響していることが開発の過程で明らかになったため、修正を行った。

2.2.8.4 本改良による予測特性の変化

図 2.2.35 に夏期間における上層雲量、下層雲量、地上日射量の MSM2003(テスト実験)と MSM1702(コントロール実験)との差を示す。MSM2003では上層雲量が大幅に減少する一方で、北部海上を中心に下層雲量が増加する傾向が見てとれる。前者は放射過程に用いる雲量診断で氷過飽和が許容されるようになったことが主要因であり、後者は雲水から雨への変換の閾値を変更した影響が大きい。その結果として、北部海上の下層雲量増加に対応して地上日射量が減少し、その他の地域では上層雲量減少の影響によって地上日射量が増加する。対象時刻別の地上日射量平均誤差の比較において(図 2.2.36)、MSM2003ではMSM1702と比べて平均誤差が 30 [W/m²] 程度縮小した。これまで、夏季の地上日射量には本州から南に正バイアス、北海道東部に正バイアスが見られていたが(図略)、今回の改良は両者のバイアス軽減に貢献した。

放射収支の改善は外向き長波放射 (OLR) によっても確認された。図 2.2.37 に OLR の 7 月平均(ただし、モデル結果は 7 月 1 日から 7 月 23 日までの平均であることを注意)を示した。衛星観測に基づく CERES-EBAF¹² プロダクトの解析値と比較すると、MSM1702では過少傾向にあるのに対し、MSM2003ではより観測に近くなっており、雲量がより現実に即したものに改善された効果が現れている。

地表面の項でも述べたように、特に陸上において冬期下層に低温バイアスが現れることが開発上の課題であった。メソ数値予報システムの本課題に対する改良の効果を見るために、冬期間での 925 hPa 面気温の FT=24 の対初期値との差分を図 2.2.38 に示す。MSM1702では陸上に低温バイアスが見られるが、MSM2003では低温バイアスがまだ残っているものの大幅なバイアスの軽減が確認できる。また、図には示さないが、925 hPa 面での対ゾンデ二乗平均平方根誤差 (RMSE) においてもすべての予報期間で有意な改善が確認された。メソ解析が asuca-Var に更新されたことにより、一貫した解析予報サイクルの実行が可能になったことや、地形作成手法の改良および地表面過程の改良が改善に寄与したと考えられる。

次に、降水量の面的分布の特性変化についての例を示す。図 2.2.39 は初期時刻 2018 年 7 月 11 日 12UTC からの 21 時間予測における 3 時間降水量である。この事例では、実況で観測されている熱雷による局所的な降水が MSM1702 では予測できなかった一方で、MSM2003では部分的ではあるものの局所的な降水が捕捉できた。この事例においても MSM2003 での上層雲量減少による日射量の増加が見られており(図略)、熱雷表現の改善に寄与したと考えられる。

本改良における降水の統計的な特性の変化として、

¹² Cloud and Earth's Radiation Energy System (CERES) Energy Balance and Filled (EBAF)

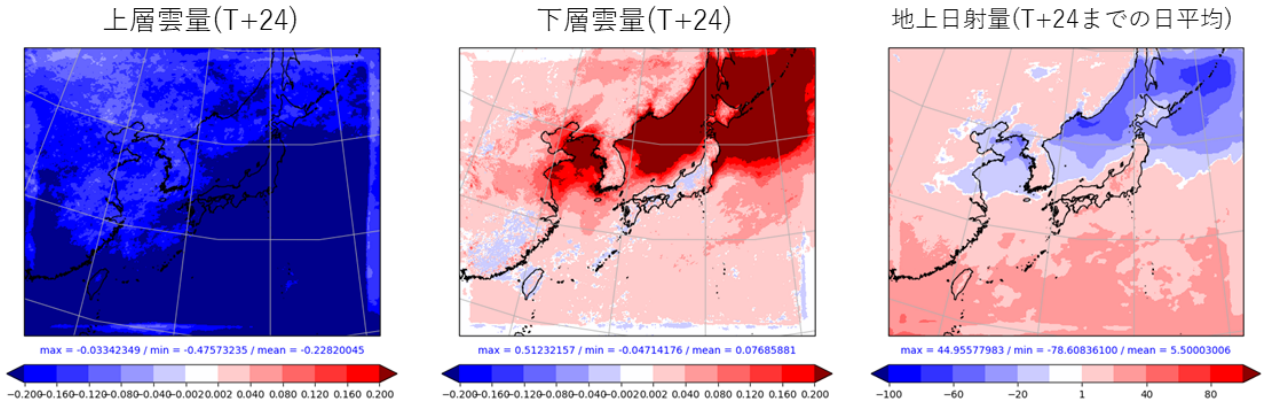


図 2.2.35 MSM2003 での上層雲量 (左)、下層雲量 (中央)、地上日射量 (右) の MSM1702 (コントロール実験) からの差。評価期間は 2018 年 6 月 18 日から 7 月 22 日までで、雲量については FT=24、地上日射量については FT=24 までの日平均をプロットしている。

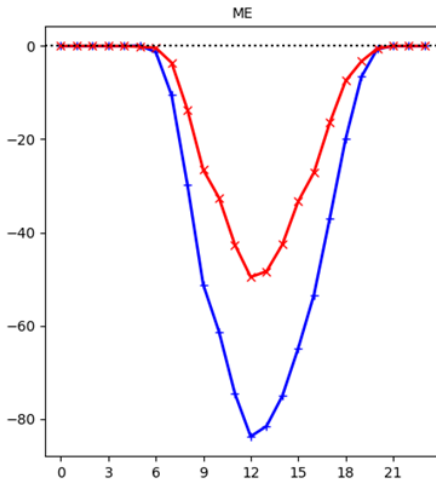


図 2.2.36 地上日射量の対象時刻別平均誤差。横軸は時刻 (JST)、縦軸は平均誤差 (W/m^2) であり、青線、赤線はそれぞれ MSM1702 と MSM2003 の結果を表す。評価期間は図 2.2.35 と同じ。

これまで過少傾向だった弱雨の頻度が高くなる一方で、強雨の頻度が減少することが挙げられる。代表的な事例として、図 2.2.40 に初期時刻 2018 年 6 月 29 日 03UTC からの 24 時間予測における 3 時間降水量を示す。弱雨の頻度が高くなったことで、MSM1702 では予測できなかった降水を捕捉できるようになり (図の赤点線)、見逃しが減少した。また、MSM1702 では実況では見られない強雨が出現した (図の青点線) が MSM2003 ではより実況に近い雨量となっており、強雨の空振りが減少したことが分かる。

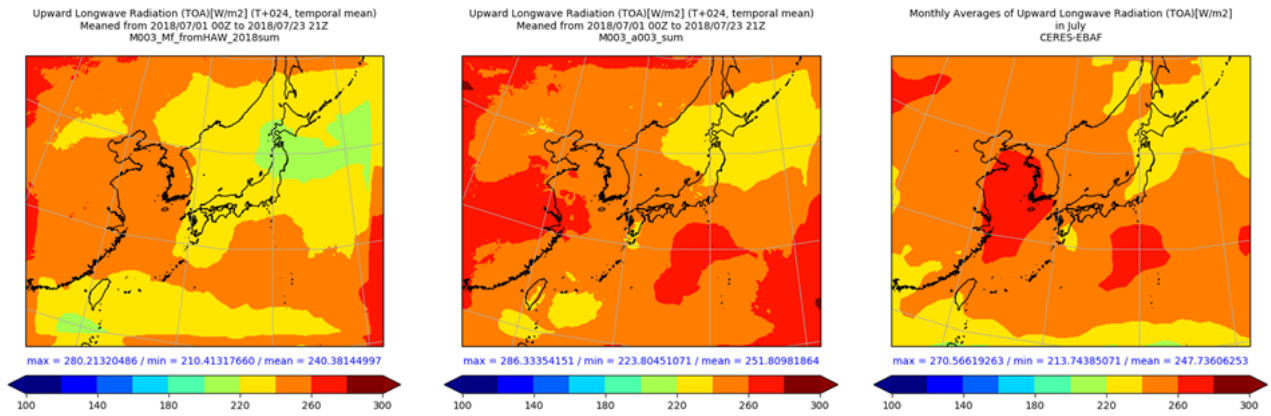


図 2.2.37 大気上端での外向き長波放射の分布。(左)MSM1702、(中央)MSM2003、(右)CERES-EBAF プロダクトによる解析値に対応する。CERES-EBAF 解析値は7月の平均、モデル結果は7月1日から7月23日までの平均をそれぞれ算出している。

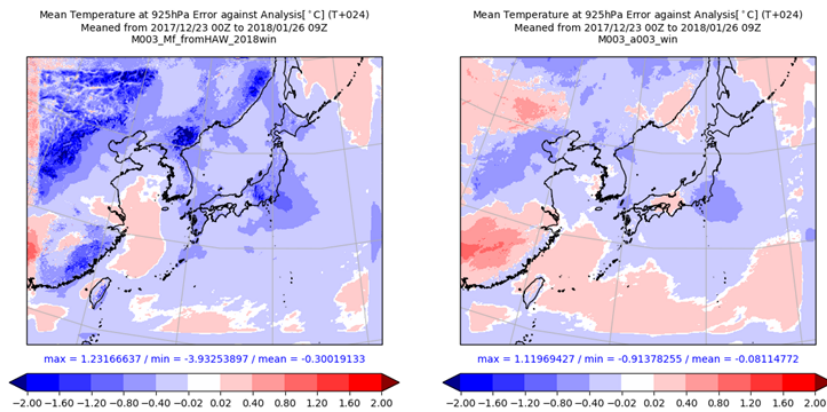


図 2.2.38 冬期間の 925hPa 面気温の FT=24 と対初期値との差分。左図は MSM1702、右図は MSM2003 の結果を示す。本図における解析期間は 2017 年 12 月 23 日から 2018 年 1 月 23 日である。

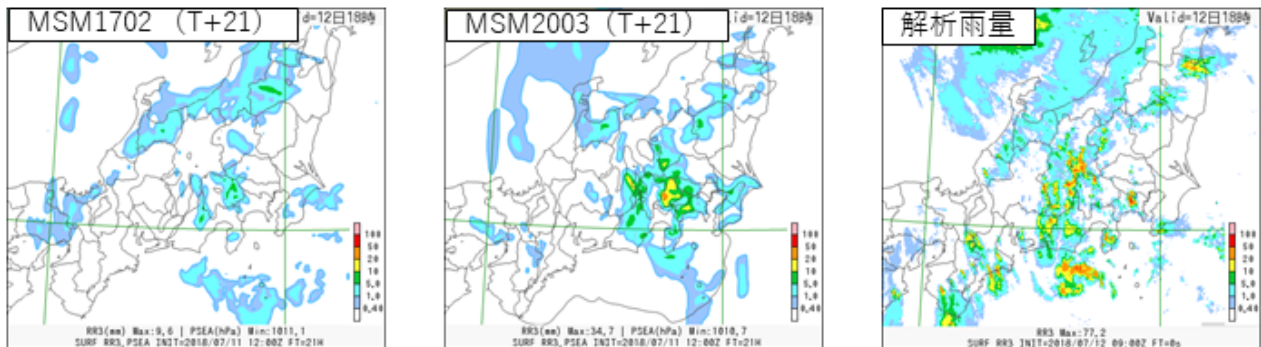


図 2.2.39 初期時刻 2018 年 7 月 11 日 12UTC からの 21 時間予測における 3 時間降水量の分布。左から MSM1702、MSM2003、解析雨量を表す。

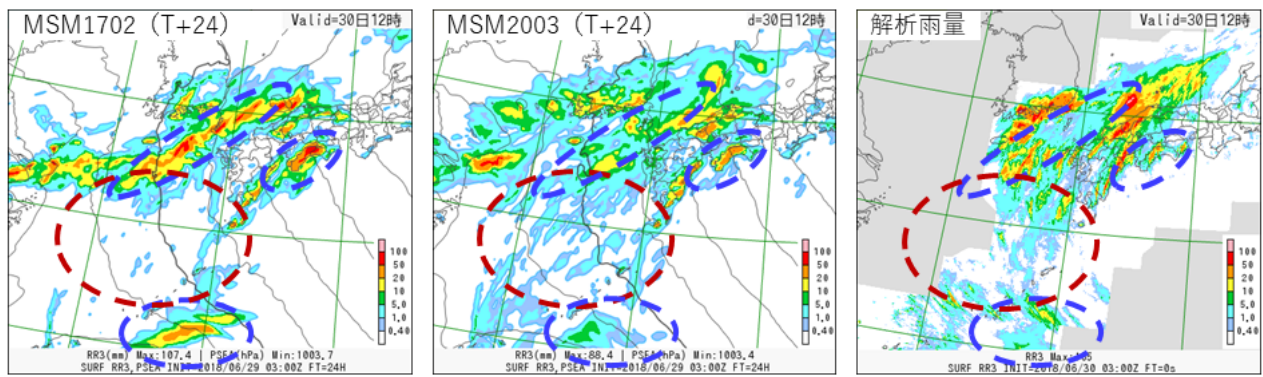


図 2.2.40 初期時刻 2018 年 6 月 29 日 03UTC からの 24 時間予測における 3 時間降水量の分布。左から MSM1702、MSM2003、解析雨量を表す。

2.2.8.5 まとめ及び今後の課題

2020 年 3 月に更新されたメソ数値予報システムでは、メソモデルに用いている asuca に基づいた asuca-Var がメソ解析に新たに導入されたことにより、一貫したメソ数値予報システムとしての運用および開発が可能となった。その一方で、このことはメソモデルが持っていたモデルバイアスを顕在化させることにもつながるため、モデルバイアス軽減のためのメソモデルの改良が必要となり、物理過程を中心に全般的な見直しを図った。モデル改良においては、近年の科学的知見を取り入れるとともに、雲量診断に存在していた過程間の不整合を解消させるなど、予測モデル全体としての整合性を重視して開発を進めた。メソ数値予報システムの更新によって、雲量や日射量の予測精度が向上したことで、これまで予測の難しかった熱雷などの局所的な降水や北日本の下層雲などを部分的ではあるものの表現できるようになった。また、統計的な特性として、降水量、気温・高度プロファイル、地上気象要素についての予測精度改善を確認した。

2018 年 10 月に気象庁が公表した「2030 年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、重点目標の中で豪雨防災、台風防災を掲げており、いずれもメソ数値予報システムの果たすべき役割は大きい。重点目標達成に向けた開発計画として、台風防災を念頭に台風が日本に接近する可能性がある場合等に、3 日先までの総雨量予測情報の提供を行うこととしている。メソ数値予報システムにおいては、台風の示度、風速、積算雨量の予測精度向上が特に求められている。また、線状降水帯に代表されるような集中豪雨の予測精度向上も、台風防災と同様にメソ数値予報システムにとって重要な課題である。これらの顕著現象の予測には、個々の積乱雲の発生・発達過程や対流の組織化を予測モデルで適切に表現できることが不可欠である。現在のメソモデルの空間解像度(水平格子間隔 5 km)では個々の対流を直接解像することはできないため、積雲スキームなどのパラメタリゼーションが必要であり、各物理

過程の継続的な開発が重要である。あわせて、メソモデルの予測値は局地モデルの境界値として用いられることから、より空間解像度の高い局地モデルでの顕著現象予測の精度向上には、メソモデルでの環境場の再現性向上も求められている。

参考文献

- Abel, S. J. and I. A. Boutle, 2012: An improved representation of the raindrop size distribution for single-moment microphysics schemes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **138**, 2151–2162.
- Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 327–341.
- Cameron, J. and W. Bell, 2018: The testing and implementation of variational bias correction (VarBC) in the Met Office global NWP system. *Weather Science Technical Report No:631, Met Office*, 1–22.
- Deardorff, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889–1903.
- Dee, D. P. and A. M. da Silva, 2003: The choice of Variable for Atmospheric Moisture Analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 155–171.
- 原旅人, 2015: 境界層過程・地上物理量診断の改良. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 24–43.
- 幾田泰醇, 2014: asuca 変分法データ同化システム. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 91–97.
- 幾田泰醇, 2015: 局地解析の更新と改良. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 2–8.
- 幾田泰醇, 2019a: 局地解析の高度化. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 68–69.
- 幾田泰醇, 2019b: 気象庁メソ解析における 4D-Var の基本場更新のインパクト. 第 21 回非静力学モデルに関するワークショップ予稿集, 22.

- Johnson, M., Y. Jung, D. Dawson, T. Supinie, M. Xue, J. Park, and Y.-H. Lee, 2018: Evaluation of Unified Model Microphysics in High-resolution NWP Simulations Using Polarimetric Radar Observations. *Advances in Atmospheric Sciences*, **35**, 771–784.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784–2802.
- 気象庁予報部, 2010: 非静力学メソ 4 次元変分法. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 106 pp.
- 気象庁予報部, 2014: 次世代非静力学モデル asuca. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 151 pp.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in adiabatic conditions. *Bound.-Layer Meteor.*, **9**, 91–112.
- Louis, J.F., M. Tiedtke, and J. F. Geleyn, 1982: A short history of the operational PBL parameterization at ECMWF. *Proc. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization*, 59–79.
- Mahfouf, J. F., 1999: Influence of physical processes on the tangent-linear approximation. **51A**, 147–166.
- 萬納寺信崇, 2000: 領域モデル (RSM, MSM, TYM). 平成 12 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23–27.
- Marshall, J. S. and W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165–166.
- 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.
- 西本秀祐, 2019: MSM の境界層過程 (MYNN3) の計算安定性向上の改良について. 第 21 回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集, 12–13.
- Nishizawa, S. and Y. Kitamura, 2018: A Surface Flux Scheme Based on the Monin-Obukhov Similarity for Finite Volume Models. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **10**, 3159–3175.
- Noilhan, J. and S. Planton, 1989: A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.
- 関口亮平, 長澤亮二, 中川雅之, 藪将吉, 2019: 放射. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 66–80.
- Sommeria, G. and J. W. Deardorff, 1977: Subgrid-Scale Condensation in Models of Nonprecipitating Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 344–355.
- Sun, W. Y. and C. Z. Chang, 1986: Diffusion model for a convective layer. Part I: Numerical simulation of convective boundary layer. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1445–1453.
- 杉正人, 多田一正, 1988: 放射. 数値予報課報告・別冊第 34 号, 気象庁予報部, 2–35.
- 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.
- 草開浩, 2020: 雲量. 数値予報課報告・別冊第 66 号, 気象庁予報部, 56–60.
- 西本秀祐, 2020: 境界層. 数値予報課報告・別冊第 66 号, 気象庁予報部, 69–78.
- 氏家将志, 2020: 雲過程. 数値予報課報告・別冊第 66 号, 気象庁予報部, 45–55.
- 幾田泰醇, 2019c: 雲物理過程の改良と GPM 衛星観測の再現. ワークショップ「降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究 (第 18 回)」講演予稿集, 9–10.

2.2.9 GOES-16 AMV 及び ScatSat-1/OSCAT の 全球解析への利用開始

2.2.9.1 はじめに

2020年7月29日、全球解析においてインド宇宙研究機関 (ISRO) が運用する極軌道衛星 ScatSat-1 に搭載されたマイクロ波散乱計 OSCAT の海上風データおよび米国の静止気象衛星 GOES-16 の大気追跡風 (AMV) の利用を開始した。本項ではこれらのデータの概要や利用方法、予測初期値や予測精度に与える影響について概要を報告する。

2.2.9.2 OSCAT データについて

OSCAT は、インド宇宙研究機関が運用する極軌道衛星 ScatSat-1 に搭載されたマイクロ波散乱計であり、地球に向けてマイクロ波を放射し、地表面状態に応じた後方散乱強度を測定することにより、海上風を推定する能動型のセンサーである¹³。このため、マイクロ波散乱計の観測により直接観測データが少ない海上の風のデータを得ることができる。ScatSat-1 は2016年9月に打ち上げられ、2017年9月からプロダクトの配信が開始されている。

気象庁の現業の全球解析では、マイクロ波散乱計の海上風プロダクトとして、既に EUMETSAT (欧州気象衛星開発機構) が運用する極軌道衛星 Metop シリーズ (A, B, C) に搭載されている ASCAT を利用している (高橋 2010; 守谷ほか 2014) が、新たに ScatSat-1 の OSCAT データを利用することで、低緯度帯を中心に海上風観測の空白域を補完することができる。

OSCAT 海上風プロダクトと ASCAT 海上風プロダクトの比較を表 2.2.7 に示す。OSCAT はペンシルビーム型のセンサーであり、ファンビーム型センサーの ASCAT では観測できない衛星直下を含めて、広範囲を観測可能となっているが、観測周波数が ASCAT (5.255 GHz) と比較して高い (13.515 GHz) ため雨による減衰の影響を受けやすく、降水域では観測精度が悪くなるといった特徴がある。また、OSCAT の水平解像度は ASCAT に比べると2倍程度とやや粗い。全球モデルの第一推定値を参照値とした OSCAT のデータ品質は ASCAT と比較してバイアスがやや大きく標準偏差はやや小さいが、観測値-第一推定値の水平分布やヒストグラム等の傾向は ASCAT と同等である (図略)。このため、品質管理処理は ASCAT と同様の処理を適用し、風速 25 m/s 以上のデータは解析に利用しない設定とした。また同一格子に ASCAT 海上風がない場合に OSCAT を解析に使用する設定としている。

2.2.9.3 GOES-16 AMV について

AMV は静止衛星や極軌道衛星から撮影される、時間的に連続した複数の画像から雲や水蒸気パターンを追跡することにより上空の風ベクトルを推定したプロ

ダクトである。GOES-16 は、NOAA/NESDIS (米国海洋大気庁/米国環境衛星資料情報局) が運用する第3世代静止気象衛星であり、2016年11月20日に打ち上げられ、2017年12月18日から GOES-East (静止位置: 西経 75 度付近) として運用が開始された。先代機の GOES-13 からフルディスクのスキャン間隔が10分間隔に高頻度化されているほか、主に以下の点が改善されたことで AMV の精度が向上している。

- 衛星画像の水平解像度や位置合わせ精度の向上
- 算出アルゴリズムの高度化による雲パターン追跡精度の向上
- 多波長帯の観測画像を利用することによる雲頂高度推定の高度化

GOES-16 AMV では新たに短波長の赤外画像 (3.9 μm)、水蒸気画像 (6.9 μm , 7.3 μm) の波長帯が追加された。これにより主に、対流圏の中下層の雲パターンの追跡が強化され、利用可能な AMV の数が増加した。

気象庁の現業の AMV 品質管理処理では、各衛星運用機関が配信する AMV データの品質指標である予報値チェックあり QI (Quality Indicator) を利用した品質管理 (山下・今井 2007) を実施しているが¹⁴、GOES-16 AMV では予報値チェックあり QI が提供されなくなった。このため、GOES-16 AMV については風速誤差が大きいデータ、もしくは特に高度推定の誤差が大きい大気中層のデータを解析に使用しないように、以下の条件を満たすものを低品質データと判断して除外することとした。

- 中層 (400 hPa-700 hPa) のデータ
- 観測値-第一推定値のベクトル差が 14.1 m/s 以上のデータ

2.2.9.4 利用観測データ分布 (データカバレッジ) について

2021年1月1日 00UTC のマイクロ波散乱計のデータカバレッジの変化を図 2.2.41 に示す。OSCAT データの新規追加により、主に低緯度帯を中心に海上風のカバレッジが約 20% 拡大する。これにより熱帯低気圧等による下層循環を捉えられる可能性が増大し、その発達、衰弱等の情報の数値予報モデルへの反映が期待できる。

2020年1月1日 00UTC の AMV のデータカバレッジの変化を図 2.2.42 に示す。GOES-16 の観測領域は先代の GOES-13 と同じであり、2018年1月の GOES-13

¹³ マイクロ波散乱計の詳細な観測原理については (太原 1999) を参照されたい。

¹⁴ EUMETSAT で開発された QI には、数値予報モデルとの整合性を考慮に入れた予報値チェックあり QI と、数値予報モデルとの整合性を考慮しない予報値チェックなし QI がある。気象庁のデータ同化では、予報場から大きく外れた観測を除くため、予報値チェックあり QI を用いて品質管理を行っている。

表 2.2.7 ASCAT と OSCAT の比較

センサー名	ビームの種類	観測周波数	偏波	水平分解能	観測幅
OSCAT	ペンシルビーム	13.515 GHz (Kuバンド)	HH, VV*	25 km, 50 km	1400 km
ASCAT	ファンビーム	5.255 GHz (Cバンド)	VV	12.5 km, 25 km	500 km x 2

* HH は観測に利用するマイクロ波が送・受信波ともに水平偏波、VV は鉛直偏波であることを示す。VV による観測を加えることで海上風のリトリブ精度が向上する。

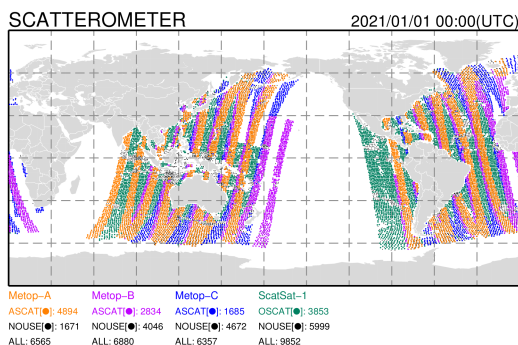


図 2.2.41 2021 年 1 月 1 日 00UTC のマイクロ波散乱計のデータの分布。OSCAT は図中の深緑色のデータ。

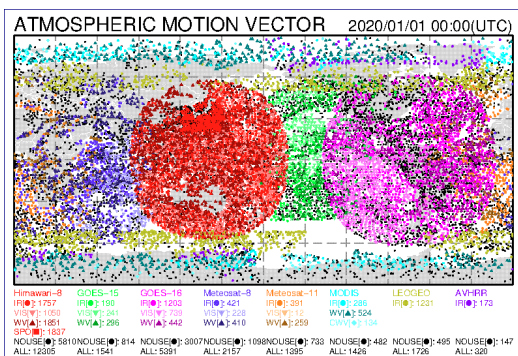


図 2.2.42 2020 年 1 月 1 日 00UTC の AMV 観測データの分布。GOES-16 AMV は図中のピンクのデータ。

運用終了以来、AMV データの空白域となっていたが、GOES-16 AMV の利用により解消された¹⁵。

2.2.9.5 解析場への影響について

GOES-16 AMV 及び ScatSat-1/OSCAT 海上風データが解析場に与えるインパクトを確認するため、衛星輝度温度の各種観測値と第一推定値との整合性の変化を図 2.2.43 に示す。統計期間は 2019 年 6 月 20 日から 10 月 11 日である。なお、インパクト確認のために使用したモデルは 2019 年 12 月時点の気象庁全球解析及び全球予報モデルであり、以降の各種検証でも同じモデルを利用して検証を行っている。

図の縦軸は衛星輝度温度各種センサーであるが、これらのうち、マイクロ波気温サウンダ AMSU-A の大

¹⁵ なお、2020 年 3 月には中央・東太平洋域を観測範囲とする GOES-15 の運用が終了し、GOES-16 と同等の性能を持つ GOES-17 の現業運用が開始された。

気下層に感度のあるチャンネル（チャンネル 4、5）、GMI,SSMIS 等のマイクロ波イメージャの各種チャンネル、およびマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の中上層観測チャンネル（チャンネル 3）において、観測値と第一推定値の整合性が有意に改善した。

マイクロ波イメージャと気温サウンダ AMSU-A のチャンネル 4、5 に対する精度改善については、海上風の解析精度向上が影響していると考えられる。この改善により、大気下層の収束・発散、及びそれに伴う水蒸気移流の第一推定値の精度が向上し、結果として放射輝度温度の推定精度が向上したと推測できる。

対流圏中上層の水蒸気量に感度がある MHS のチャンネル 3 に対する精度改善についても、下層風の収束・発散がより正確に表現されるようになったことが影響していると考えられる。これによって水蒸気の鉛直輸送がより現実に近いものとなり、対流活動の激しい熱帯を中心に水蒸気の鉛直プロファイルが改善し、さらに AMV の同化により大気中上層の水蒸気の解析精度が向上したと考えられる。

2.2.9.6 日本付近の予報精度への影響について

予報場へのインパクトとして、ラジオゾンデの観測データを参照値として利用した場合の日本付近の予測精度の変化を図 2.2.44 に示す。左側のカラムは夏実験、右側のカラムは冬実験の検証結果を示す。検証期間は夏は 2018 年 7 月から 9 月、冬は 2018 年 12 月から 2019 年 2 月のそれぞれ 3 か月間である。

OSCAT 海上風及び GOES-16 AMV の利用が日本付近の予測精度に与えるインパクトについては、850 hPa、及び 250 hPa の風速、500 hPa のジオポテンシャル高度などで有意改善している予報時間が見られるものの、概ね中立であった。なお、全球領域では、北半球の夏期間については 500 hPa のジオポテンシャル高度についてはやや悪化する傾向がみられたが、他の要素については概ね中立であった（図略）。

2.2.9.7 熱帯擾乱の進路予測に与える影響について

図 2.2.45 に、大西洋、東太平洋、北西太平洋の各領域における熱帯擾乱の進路予測誤差の統計検証の結果を示す。検証対象は 2019 年 6 月 20 日から 10 月 11 日までに各領域で発生した台風もしくはハリケーンであり、OSCAT,GOES-16 AMV を利用しない実験 (CNTL 実験) と利用した実験 (TEST 実験) で同一のサンプル

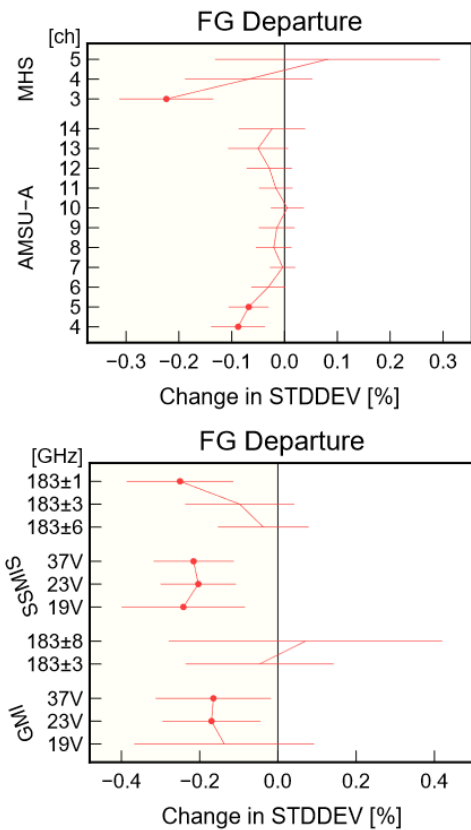


図 2.2.43 GOES-16 AMV 及び ScatSat-1/OSCAT 海上風データを同化に利用した場合の衛星輝度温度の各種観測データの観測値と第一推定値の差分の標準偏差の変化率 [%] を示す図。これらのデータを同化に利用しない場合からの変化率を示しており、負の値（黄色で示された領域）が改善を示す。また、赤丸は差が信頼区間 95% で有意であることを示す。

を用いて検証した。なお、参照値として NOAA 作成のベストトラック (B-decks) を用いた。

GOES-16 がカバーする大西洋領域 (図 2.2.45 左) 及び東太平洋領域 (図 2.2.45 中央) で 72 時間先程度まで中立～改善傾向が見られる。北西太平洋領域 (図 2.2.45 右) でも、概ね中立からやや改善のインパクトがあることが確認できる。

2.2.9.8 まとめ

米国の静止気象衛星 GOES-16 の AMV 及びインドの極軌道衛星 ScatSat-1 に搭載された OSCAT の海上風プロダクトの全球解析での現業利用に向けた開発を進めてきた。これらのデータを全球解析に利用することにより、主に以下の改善のインパクトが確認できたため、2020 年 7 月 29 日から現業利用を開始した。

- AMV データの空白域となっているアメリカ大陸付近や、熱帯域を中心とした海上風のデータカバレッジ向上
- 温度や水蒸気に感度がある衛星輝度温度観測に対する第一推定値の整合性の改善
- 大西洋、東太平洋領域での台風、ハリ

		JP(110-150,20-50)sum	JP(110-150,20-50)win
Z500	RMSE	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
	CC	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼
	ME	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
T700	RMSE	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
	CC	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼
	ME	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
T850	RMSE	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
	CC	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼
	ME	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
Ws250	RMSE	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
	CC	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼
	ME	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
Ws850	RMSE	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
	CC	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼
	ME	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
RH700	RMSE	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲
	CC	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼
	ME	▼▼▼▼▼▼▼▼▼▼	▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲

図 2.2.44 OSCAT、GOES-16 AMV 同化による、主要な気象要素の改善、改悪の有意性を示す図。図の左列は検証要素を示しており、500 hPa のジオポテンシャル高度 (Z500)、700 hPa の気温 (T700)、850 hPa の気温 (T850)、250hPa の風速 (Ws250)、850 hPa の風速 (Ws850)、及び 700 hPa の相対湿度 (RH700) の各要素の平方根平均二乗誤差 (RMSE)、相関係数 (CC)、平均誤差 (ME) を検証対象とする。検証領域は日本周辺領域 (東経 110 度～東経 150 度、北緯 20 度～北緯 50 度) とした。左のカラムは夏実験、右のカラムは冬実験であり、それぞれのカラムについて左から右にかけて 1 日～11 日までの 1 日毎に予報精度の変化の有意性を検証する。改善は黄色、改悪は灰色で表現している。マークは有意検定の有意水準を表しており、■は 99%、◆は 95% で有意であることを示し、△は有意水準 68% で改善、▽は有意水準 68% で改悪であることを示す。

ケーンの進路予測精度の向上

GOES-West (静止位置: 西経 135 度付近) の観測領域では GOES-16 とほぼ同等の性能を持つ GOES-17 が運用されている。この領域では先代衛星 GOES-15 の運用停止以降、その後継衛星である GOES-17 の AMV や衛星輝度温度がデータ同化に使用されていない。2020 年 12 月現在、これらの現業導入に向けた開発を行っている。また、OSCAT 海上風プロダクトについてはメソ、局地解析では利用されておらず、これらの解析での利用に向けて開発を進める。

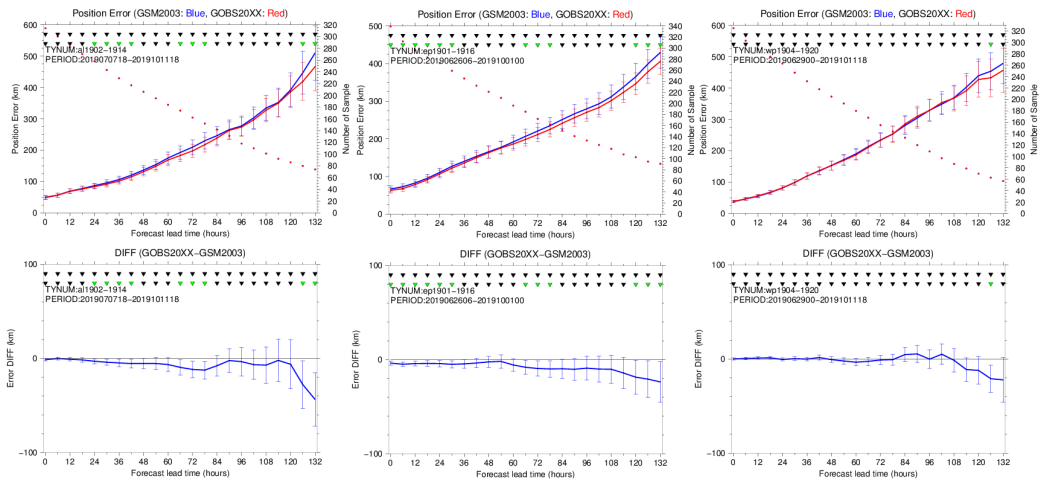


図 2.2.45 熱帯擾乱の進路予報へのインパクト。左図が大西洋領域、中央図が東太平洋領域、右図は北西太平洋領域の進路予報誤差統計検証の結果を示す。上段は、左の縦軸は予測位置誤差 [km]、右の縦軸はサンプル数 [個]、横軸は予報時間 [hour] であり、赤線が TEST 実験、青線が CNTL 実験の予測位置誤差を示す。エラーバーは 95%信頼区間を表す。下段は予測位置誤差 [km] の TEST-CNTL の値で、負であれば TEST の誤差が CNTL の誤差を下回っていることを示す。図上部の▼は統計的な有意性を示しており、上段が時間方向の相関を考慮、下段が独立を仮定して計算した有意判定結果であり、緑色は有意、黒色は有意でないことを示す。

参考文献

- 守谷昌己, 大和田浩美, 山下浩史, 江河拓夢, 2014:
Metop-B データの利用開始. 平成 26 年度数値予報
研修テキスト, 気象庁予報部, 104-107.
- 太原芳彦, 1999: マイクロ波放射計. 数値予報課報告・
別冊第 45 号, 気象庁予報部, 27-43.
- 高橋昌也, 2010: マイクロ波散乱計 ASCAT データの
全球解析での利用. 平成 22 年度数値予報研修テキス
ト, 気象庁予報部, 43-47.
- 山下浩史, 今井崇人, 2007: 大気追跡風 (AMV). 数値予
報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 36-56.

2.2.10 局地解析におけるひまわり 8 号 CSR データ利用拡大

2.2.10.1 はじめに

気象庁の数値予報システムでは、初期値解析において様々な衛星の輝度温度データが同化されている。静止気象衛星に搭載された赤外イメージャの観測データから作成される晴天放射輝度温度プロダクト (CSR:Clear-Sky Radiance) もそのひとつで、現在は水蒸気の吸収帯に中心波長をもつバンド (水蒸気バンド) のデータが利用されている。CSR を同化することにより、これらのバンドが感度を持つ対流圏の中上層の水蒸気量を中心に、初期値の精度が改善する。ひまわり 8 号をはじめとする近年の静止気象衛星には複数の水蒸気バンドが搭載されており、全球解析やメソ解析では、既に複数の水蒸気バンドを利用している (岡部 2019; 太田ほか 2019)。

局地解析ではひまわり 8 号の CSR を利用しているが、これまでは搭載されている 3 つの水蒸気バンドのうち、バンド 8 (中心波長 $6.2\mu\text{m}$) のみの利用にとどまっていた。今般、全球解析やメソ解析と同様に、バンド 9 (同 $6.9\mu\text{m}$) および 10 (同 $7.3\mu\text{m}$) を新規に追加して利用を開始した。本稿では、2020 年 7 月 29 日に局地解析に導入された、ひまわり 8 号 CSR のバンド 9 および 10 への利用拡大について概要を報告する。

2.2.10.2 変更の概要

追加で利用するバンド 9 および 10 は、これまで利用していたバンド 8 より大気透過率が高く、大気の下層に感度がある。このため、陸域で大気が乾燥している場合など、しばしば大気を透過する地表面からの放射の影響を適切に考慮する必要がある。今般、バンド 9 および 10 を利用するにあたり、全球解析やメソ解析に適用された、陸域での CSR 利用に関する高度化 (岡部 2020) を局地解析にも適用した。以下に変更点を示す。

1. 放射計算に用いる地表面射出率を、固定値 0.9 から、植生や季節変化を考慮した気候値に変更。
2. 放射計算に用いる地表面温度を、第一推定値から、窓バンド (バンド 13、中心波長 $10.8\mu\text{m}$) の CSR データに基づくリトリーブ値に変更。
3. バンド 9 および 10 の CSR データの新規利用。

2.2.10.3 業務化試験

本変更導入前の最新のルーチン相当のシステムに、上記の変更を適用し、解析値・予測値の改善を確認するための実験を実施した (業務化試験)。コントロール実験 (CNTL) では、局地数値予報システムや、境界値として用いたメソ数値予報システム、および全球数値予報システムとして、いずれも 2020 年 3 月末時点のルーチン相当のシステムを用いた。これに対しテスト実験 (TEST) では、CNTL の局地解析に上記の変更

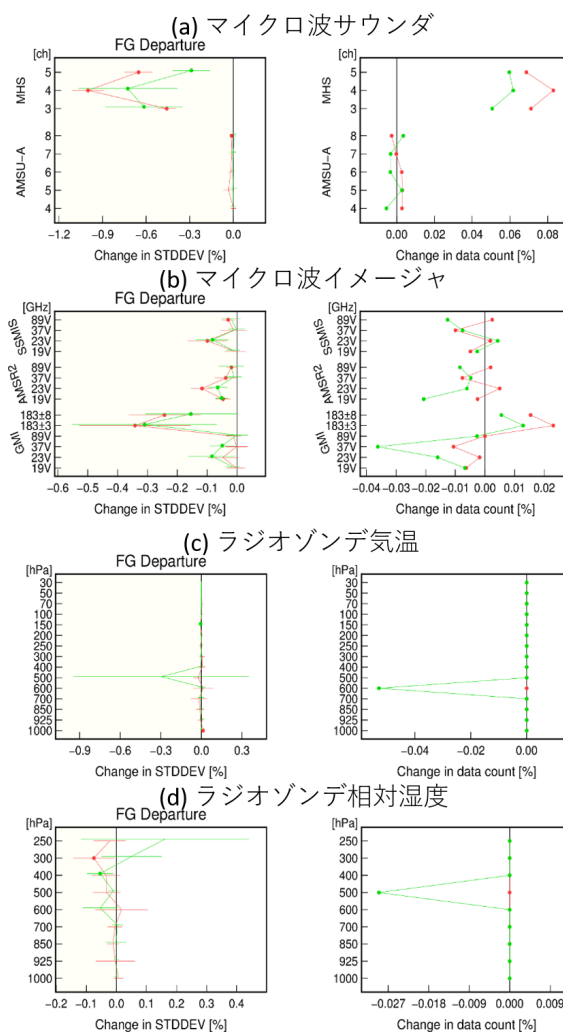


図 2.2.46 TEST の CNTL に対する、観測値と第一推定値との差の標準偏差の変化率 [%] (各観測データの左列) および利用データ数変化率 [%] (右列)、(a) マイクロ波サウンダ、(b) マイクロ波イメージャ、(c) ラジオゾンデ気温、(d) ラジオゾンデの相対湿度。赤線が夏期間、緑線が冬期間を示す。エラーバーは 95% 信頼区間、丸印は変化率の正負が統計的に有意であることを示す。縦軸はそれぞれ、マイクロ波サウンダについてはチャンネル周波数 (V は垂直偏波を表す)、ラジオゾンデについては気圧を示す。

を適用した。実験期間は、2018 年 6 月 27 日-7 月 8 日 (以下、夏期間とする)、および 2018 年 1 月 16 日-27 日 (以下、冬期間とする) とし、どちらも解析時刻間隔は 1 時間とした。

(1) 解析値・第一推定値の変化

対流圏中層 (700hPa) における比湿の解析値の期間平均が、海上を中心に若干増加したが、他の要素について大きな変化はなかった (図省略)。

第一推定値については、対流圏の水蒸気や気温に感度のある衛星輝度温度、およびラジオゾンデの観測値との整合性が向上し、精度が改善した (図 2.2.46)。

(2) 予測値の変化

降水検証の結果、降水スコアに顕著な変化は見られなかった。ただし、傾向としては、特に夏期間において、25[mm/3h]以上の強雨を中心として空振り率・見逃し率が減少し、エクイタブルスレットスコアの改善が確認された一方、弱雨では見逃し率の増加による同スコアの改悪がわずかにみられた（図 2.2.47）。

事例解析では予報時間中盤以降、過大な強雨が緩和される改善等、降水検証と整合する事例が複数見られた。ここでは、九州地方南部における 2018 年 7 月 2 日 12UTC を初期値とした 6 時間後予測における 3 時間降水量の比較結果を示す（図 2.2.48）。比較的弱い降水の見逃し拡大として、CNTL で弱かった鹿児島県中部の降水域が、TEST ではさらに弱くなっていることが確認できる。一方で、強雨に対する改善として、CNTL では解析雨量に見られない 50[mm/3h]以上の強雨域が宮崎県南部まで伸びていたのに対し、TEST では主に宮崎県と熊本県の県境付近にまとまって分布しており、解析雨量の分布に近づいていることが確認できる。

2.2.10.4 まとめ

局地解析においてこれまで未利用だった、ひまわり 8 号のバンド 9 および 10 の CSR データを利用するため、放射計算に用いる地表面射出率および、地表面温度の改良を適用した。変更を適用した実験の結果、対流圏において水蒸気場が改善することや、降水検証において強雨を中心に空振り率・見逃し率が減少し、エクイタブルスレットスコアが改善傾向であることが確認された。この結果を受けて、2020 年 7 月 29 日から、当データの局地解析での現業利用を開始した。

参考文献

- 岡部いづみ, 2019: ひまわり 8 号のバンド 9, 10 及び Meteosat のチャンネル 6 の晴天放射輝度温度 (CSR:clear-sky radiance) データの追加利用. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 56-57.
- 岡部いづみ, 2020: 静止気象衛星ひまわり CSR. 数値予報課報告・別冊第 66 号, 気象庁予報部, 133-141.
- 太田行哉, 岡部いづみ, 小屋松進, 西本秀祐, 谷寧人, 2019: メソ解析における観測データ利用の改良及びメソ数値予報システムにおける北西太平洋高解像度日別海面水温解析の利用開始. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 61-67.

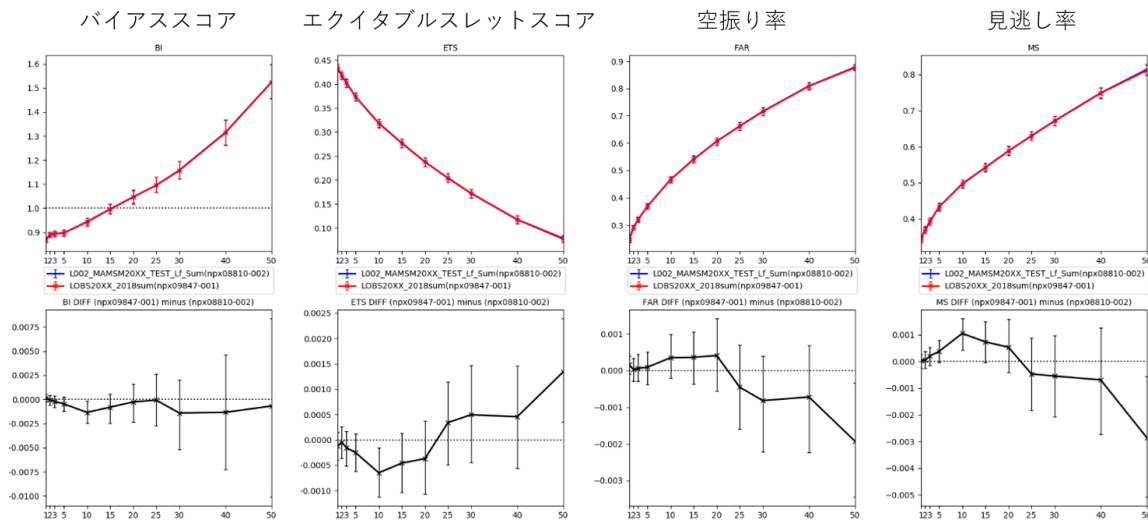
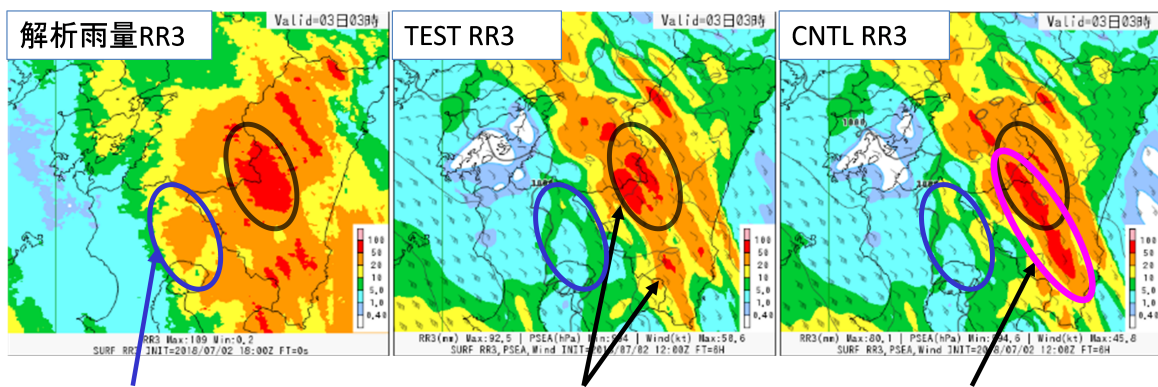


図 2.2.47 降水強度閾値別の対解析雨量降水のCNTL（青線）とTEST（赤線）のバイアスコア、エクイタブルスレツスコア、空振り率および見逃し率（上段）と、それらのTESTとCNTLの差（下段）。横軸は3時間降水強度閾値 [mm/3h] を表す。検証格子は10km × 10kmとした。エラーバーは95%の信頼区間を示す。



鹿児島県中部の降水については、TESTで見逃しが拡大。

TESTでは、解析雨量にみられない宮崎県南部の強雨域が弱く、県境で強い。

CNTLでは、宮崎県南部まで強雨域が伸びている。

図 2.2.48 2018年7月2日12UTCを初期値とした6時間後予測における3時間降水量の比較。解析雨量（左）、TEST（中央）、CNTL（右）。

2.2.11 全球解析における Metop-C マイクロ波サウンダ AMSU-A および MHS の利用開始

2.2.11.1 はじめに

Metop-C は、欧州気象衛星開発機構 (EUMETSAT) が運用する、現業極軌道気象衛星 Metop シリーズの 3 機目の衛星で、2018 年 11 月 7 日に打ち上げられた。Metop には多数の観測センサーが搭載されており、既に運用中の同シリーズ衛星 Metop-A および Metop-B のデータが、気象庁の数値予報システムで利用されている (大和田 2008; 守谷ほか 2014)。

搭載されているセンサーのうち、マイクロ波気温サウンダ AMSU-A は、60GHz 帯の酸素の吸収帯を利用したセンサーで、大気の透過率が様々に異なる複数のチャンネルを持ち、それぞれ対流圏から成層圏の様々な高度の気温に感度を持つ。気象庁の数値予報システムにおいては、Metop の他、米国が運用する極軌道衛星 NOAA や Aqua に搭載されている AMSU-A を利用中である (岡本 2007; 江河 2015)。

マイクロ波水蒸気サウンダ MHS は、183GHz 帯の水蒸気の吸収帯を利用したセンサーで、この周波数帯には 3 つのチャンネルを持ち、対流圏中上層の水蒸気量に感度を持つ。AMSU-A と同様に、Metop の他、NOAA に搭載されている MHS を既に利用中である。なお、MHS は全球解析において、雲・降水域のデータも利用する全天同化が 2019 年 12 月に導入されている (第 2.2.3 項を参照)。

本稿では、全球数値予報システムで 2020 年 9 月 15 日に開始した、Metop-C 搭載の AMSU-A および MHS の輝度温度データの利用について、概要を報告する。

2.2.11.2 変更の概要

AMSU-A および MHS については、いずれも既に他の衛星のデータが利用されていることから、Metop-C についても品質が同程度であることを確認した上で、他の衛星と同様の設定で同化利用することを基本方針とした。予備実験における輝度温度の観測値と第一推定値の差 (O-B) を用いて品質を確認した結果、AMSU-A については、既存利用衛星と同程度であることが確認された。また、MHS についてはチャンネル 3 および 4 で若干ノイズが大きいことが確認されたものの、設定されている観測誤差の値に比べるとその差異は小さく、品質に利用上の問題はないと判断した。これらを受け、他の衛星の AMSU-A や MHS と同じ観測誤差設定値、ならびに雲・降水判定やバイアス補正などの品質管理手法を用い、Metop-C の AMSU-A および MHS を追加して利用するように変更した。

両センサーを追加した性能評価試験 (夏期間) を行った結果、解析値および予測値の精度に概ね改善が確認できた一方で、北極域において解析値の精度に悪化が確認された。調査の結果、Metop-C のデータ品質自体には問題はなかったものの、Metop-C も含めた AMSU-

A のバイアス補正が不十分であることが精度悪化の原因と思われた。このことから、暫定的な対処として、Metop-C/AMSU-A の一部のデータについて利用域を制限し (チャンネル 7 および 8 の北緯 70 度以北のデータを不利用とする)、精度悪化を軽減させることとした。

本変更における Metop-C/AMSU-A および MHS の追加により、両センサーのデータの分布域が拡大し、いずれも概ね 20~30%ほど利用データ数が増加した。

2.2.11.3 性能評価試験

本変更導入前の最新のルーチン相当のシステム (第 2.2.9 項で報告の GOES-16 AMV および ScatSat-1/OSCAT 利用を適用) をコントロール実験 (CNTL) とし、CNTL に Metop-C/AMSU-A および MHS を追加 (ただし AMSU-A については一部データの利用域を制限) した実験をテスト実験 (TEST) とし、性能評価試験を実施した。実験期間は、2019 年 7 月から 9 月 (夏実験) および 2019 年 12 月から 2020 年 2 月 (冬実験) のそれぞれ 3 か月間とした。

(1) 解析値・第一推定値の変化

平均的な解析値については、夏冬実験ともに、極域を除き顕著な変化はみられなかった。

第一推定値については、気温や水蒸気に感度のある別の輝度温度センサー (ATMS, SAPHIR, SSMIS, 静止衛星 CSR) を中心に、これらの観測値との整合性に向上が見られ、解析値の精度向上が示唆された (図 2.2.49)。

(2) 予測値の変化

500hPa 高度場や 850hPa 気温などの代表的な予報変数の改善・改悪の程度を示すスコアカードでは、南北半球 (南緯 20 度以南、北緯 20 度以北) を中心に、概ね改善の傾向が確認できた (図省略)。一方で、熱帯域の 500hPa 高度場では改悪の傾向がみられたが、これについては後述する。

予測値に関して、改善率の帯状平均を確認したところ、中緯度の対流圏中上層を中心に、気温や高度、比湿、風速に改善の傾向が見られた。図 2.2.50 に、TEST、CNTL 両実験に共通の参照値として ECMWF 再解析 (ERA5; Hersbach et al. 2020) を用いた結果を示す (TEST、CNTL それぞれの初期値を参照値とした検証結果でも概ね同様の結果)¹⁶。比湿の改善は MHS による効果、気温や高度場の改善は AMSU-A による効果が主であると考えられる。冬季の南極域において予報初期に見られる高度場の悪化 (図 2.2.50 では ERA5 を参照値とした FT=0 (解析値) で悪化として見られる箇所に対応) については、今回対処を行った夏実験における北極域の改悪と同様に、AMSU-A のバイアス補

¹⁶ TEST、CNTL それぞれ自身の解析値を参照値とした検証では、特に予報初期の熱帯域において、TEST における精度の変化を確認することが難しいことから、独立した共通の参照値として他センサーの解析値を利用した図を示した。

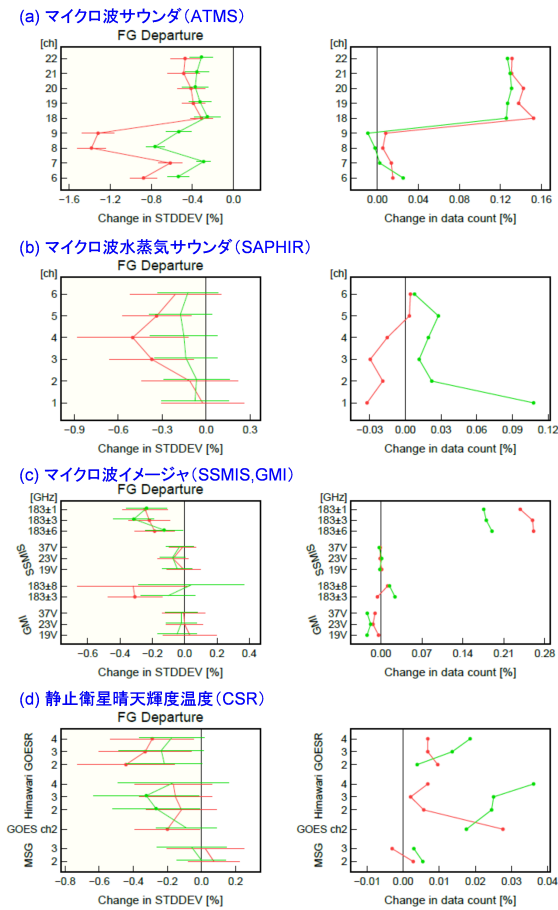


図 2.2.49 TEST の CNTL に対する、様々な観測と第一推定値との差の標準偏差の変化率（各観測データの左列）及び利用データ数変化率（右列）。第一推定値との差は観測誤差で規格化済み。(a) マイクロ波サウンダ ATMS、(b) マイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR、(c) マイクロ波イメージャ SSMIS および GMI、(d) 静止衛星晴天輝度温度。赤線が夏実験、緑線が冬実験を示す。エラーバーと丸印はそれぞれ、95%信頼区間と、それによる変化率の正負が統計的に有意であることを示す。縦軸はそれぞれ、マイクロ波イメージャについてはチャンネル周波数（V は垂直偏波を表す）、それ以外のセンサーについてはチャンネル番号を示す。

正に起因するものと思われるが、予報時間が進むにつれ悪影響は見られなくなったことから、北極域に適用したようなデータ利用域の制限は行っていない。

熱帯の対流圏上層から成層圏にかけては、FT=48~72 以降に高度場で改悪が見られ（TEST、CNTL それぞれの初期値を参照値とした検証結果でも同様）、前述のスコアカードで見られた改悪とも整合する。この改悪について、200hPa 高度場の平面図を用いて確認した（図省略）。初期値の段階では、CNTL において正バイアスを持った熱帯付近の高度場は、TEST では Metop-C データの追加により正バイアスが軽減される方向に変化していた。しかし、予報時間が進むにつれ、TEST と CNTL の差は初期値での変化量を概ね維持したまま推移しているのに対し、高度場のバイアスは全

体的に次第に負バイアスへと転じたことから、上記の変化量は負バイアスを拡大させることとなり、改悪となったものと考えられる。

ただし、台風進路予測については中立であり（図省略）、この変化による悪影響は見られなかった。

2.2.11.4 まとめと今後の課題

全球数値予報システムにおいて、Metop-C 搭載の AMSU-A および MHS の輝度温度データを追加利用する性能評価試験を実施した。その結果、第一推定値や予測値の精度向上が確認できたことから、2020 年 9 月 15 日に、全球解析において当データの利用を開始した。北極域における高度場への悪影響については、暫定的な対処として、北極域で Metop-C/AMSU-A のチャンネルを一部利用しないことで軽減した。この悪影響の原因と抜本的な対処については、今後も引き続き調査を行う予定である。

参考文献

- 江河拓夢, 2015: マイクロ波サウンダ. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 47-49.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Hornyi, J. Muñoz-Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, X. Abellan, G. Balsamo, P. Bechtold, G. Biavati, J. Bidlot, M. Bonavita, G. De Chiara, P. Dahlgren, D. Dee, M. Diamantakis, R. Dragani, J. Flemming, R. Forbes, M. Fuentes, A. Geer, L. Haimberger, S. Healy, R. J. Hogan, E. Hlm, M. Janiskov, S. Keeley, P. Laloyaux, P. Lopez, C. Lupu, G. Radnoti, de P. Rosnay, I. Rozum, F. Vamborg, S. Villaume, and J. Thpaut, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1-51.
- 守谷昌己, 大和田浩美, 山下浩史, 江河拓夢, 2014: Metop-B データの利用開始. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 104-107.
- 岡本幸三, 2007: ATOVS 直接同化. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 58-70.
- 大和田浩美, 2008: Metop-A 衛星搭載のサウンダ利用. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 101-103.

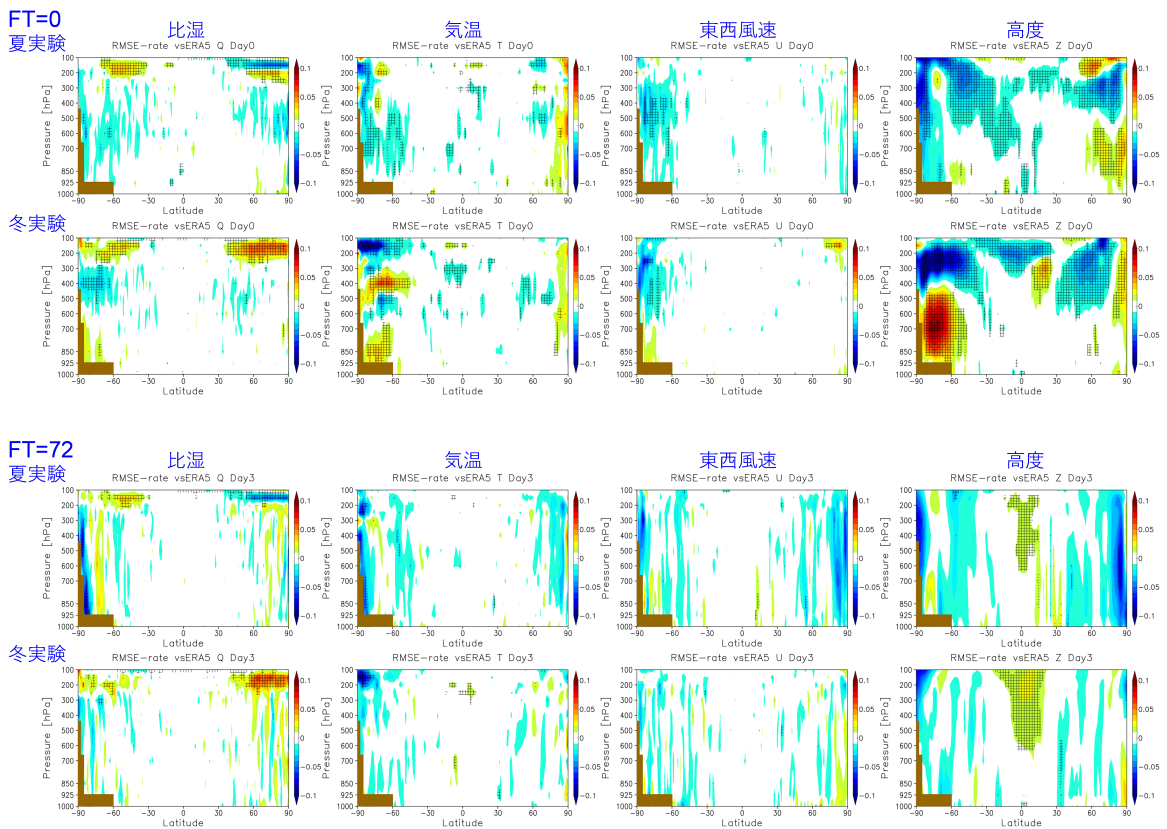


図 2.2.50 ERA5を参照値としたRMSE改善率の帯状平均(1000hPa~100hPa、左端が南極、右端が北極)。寒色系が改善を示す。パネルは左から、比湿、気温、東西風速、高度。(1段目)夏実験FT=0、(2段目)冬実験FT=0、(3段目)夏実験FT=72、(4段目)冬実験FT=72。寒色系が改善を示す。網掛けは信頼区間95%で有意であることを示す。

2.2.12 メソアンサンブル予報システムの改良

2.2.12.1 はじめに

気象庁は、メソモデル (MSM: Meso-scale Model) の予報に対して信頼度や不確実性等の情報を付加することを目的に、メソアンサンブル予報システム (MEPS: Meso-scale Ensemble Prediction System) の運用を2019年6月27日に開始した (河野ほか 2019)。その後、さらなる確率予測精度の向上を目指し、MEPSにおける予報初期の日本周辺域でのばらつきが小さいことや冬季のアンサンブルスプレッドの過大評価といった問題点を解決するため、初期・側面境界摂動の作成手法の改良を実施した。夏季¹⁷および冬季¹⁸の約1ヶ月ずつの実験を行い、MEPSの上述の問題点が改善され、日本周辺の降水予測の不確実性をより適切に捕捉できるようになったことを確認した。また、スプレッドの適正化と降水確率予測精度の向上も確認できた。さらに部内試験運用期間に発生した予測計算の異常終了の一因となった過大な側面境界摂動が改善され、計算安定性も向上した。この改良は2020年9月16日に現業システムに導入された。

本項では、初期摂動の改良および側面境界摂動の改良項目について述べた後に、これらの改良によるMEPSの改善を示す。以下、2019年6月に運用を開始したMEPSをMEPS1906、今回の改良を行い2020年9月に現業運用を開始したMEPSをMEPS2009と表記する。MEPSの詳細については、國井・小野 (2020) や Ono et al. (2021) を参照いただきたい。

2.2.12.2 初期摂動の改良

初期摂動の改良の目的は、予報初期における日本付近の現象の不確実性をより適切に捕捉することである。今回の改良では、そのために初期摂動の算出領域を環境場に応じて動的に設定する手法の導入を行った。また、冬季に過大な水蒸気摂動が算出されることがあるため、初期摂動の振幅調整手法について見直しを行った。

(1) メソ特異ベクトル (MSV) のターゲット域の動的設定手法の導入

MEPSの初期摂動は、異なる時間空間スケールの不確実性を表現することを目的として、評価時間、水平解像度の異なる複数の特異ベクトル (SV: Singular Vector) を線形結合して作成している。具体的には、JMA-NHMの摂動予報モデル、随伴モデルに基づくメソ特異ベクトル (MSV) と、気象庁全球モデルの摂動予報モデル、随伴モデルに基づく全球特異ベクトル (GSV) である。このうちMSVは、水平解像度40 km・評価時間6時間のMSV (MSV40) と、水平解像度80 km・評価時間15時間のMSV (MSV80) を利用しており、比較

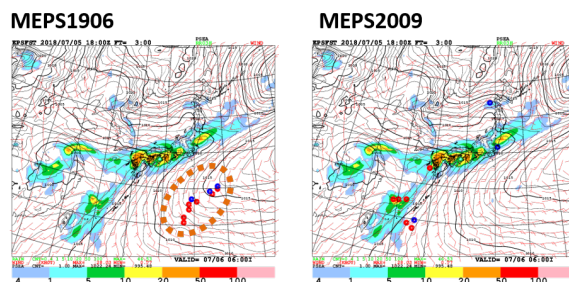


図 2.2.51 2018年7月5日18UTCにおけるMSV40 (水平解像度40 kmのMSV) のトータルエネルギーノルムのピーク分布。赤点は第1~第7特異ベクトル、青点は第8~第10特異ベクトル。(左) MEPS1906、(右) MEPS2009。

的時間空間スケールの小さい不安定現象に対応する成長モードの捕捉を目的とする (國井・小野 2020)。メソスケール現象の不確実性の捕捉に対するその有効性は、Ono et al. (2021) などで示されている。しかしながら、日本周辺域に顕著な降水が観測された事例において、その現象とは直接関連のない日本の南海上にMSVが算出されてしまう傾向が課題として挙げられていた。図 2.2.51 の左はその一例である。南西諸島付近や西日本から東日本にかけての梅雨前線帯に対応した降水域が予測される場に対して、これらの降水域から遠く離れた日本の南海上の太平洋高気圧圏内においてMSVが算出されている。このようなMSVは、少なくとも評価時間内において日本付近の顕著現象に影響を及ぼす可能性は低いと考えられる。

台風等の擾乱がない場合に南海上に算出される局所的なMSVの傾向を調査したところ、線形成長と非線形成長が大きく異なることが分かった。そこで、このようなSVを「偽SV」として識別し、その算出されやすい環境場の特徴を把握しターゲット域から除去することで、偽SVの算出を回避することを検討した。偽SVは、線形成長した摂動と非線形成長した摂動の類似度 (SI: Similarity index) が0.6以下、かつ最終ノルムにおいて水蒸気項の占める割合が60%以上、として識別した。通常のMSVは、中下層が湿っていて、上昇流があり、正渦度領域に算出されやすいといった特徴がある。一方で偽SVは、その逆の環境場で算出される傾向が見られる。いくつかの試行の結果、偽SVに特徴的な環境場の指標として下層の渦度がターゲット域の設定に有効に機能することが分かった。そこで、これまで固定であったMSVのターゲット領域 (125°-145°E, 25°-45°N) から、925 hPaの渦度が閾値以下となる格子点を除外するように変更した (ただし、全領域ではなく、35°以南、130°以東の格子点にのみ適用)。この変更を導入した結果得られるMSVのノルムのピーク分布を図 2.2.51 の右に示す。この事例では、南海上の高気圧圏内の渦度が小さい領域がターゲット域から除外された結果、南西諸島付近および西日本付近の降水域に対応したMSVが算出されるようになった。

¹⁷ 夏季実験期間:2018年6月18日00UTC~2018年7月21日18UTC

¹⁸ 冬季実験期間:2017年12月23日00UTC~2018年1月25日18UTC

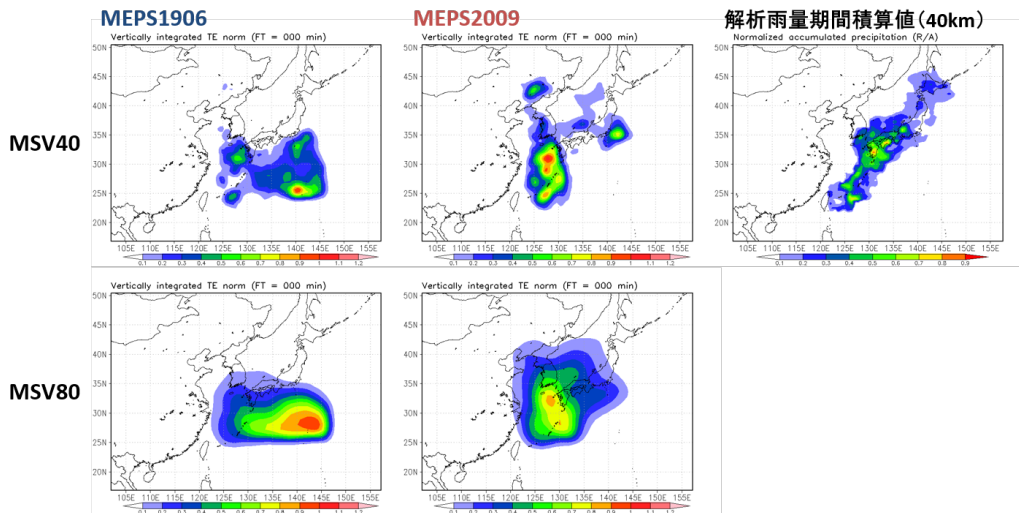


図 2.2.52 夏季実験期間の MSV40、MSV80 のトータルエネルギーの水平分布。00, 12UTC 初期値の期間平均。上段は MSV40、下段は MSV80 について、左列は MEPS1906、中列は MEPS2009。上段の右には解析雨量の期間積算値（40km 格子に平均化）を示す。それぞれ最大値で規格化している。

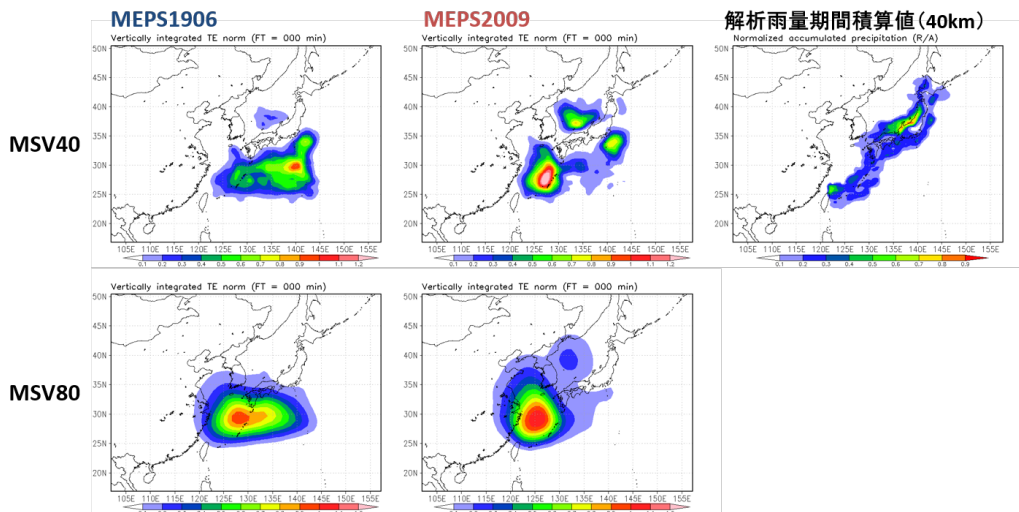


図 2.2.53 図 2.2.52 と同様。ただし、冬季実験期間について。

夏季実験期間における MSV のトータルエネルギーノルムの水平分布の平均値、および解析雨量の積算値を図 2.2.52 に示す。MSV40、MSV80 ともに、MEPS1906 では日本の南海上で高い値となっていたが、MEPS2009 では解析雨量の多い領域の上流側にあたる九州の南西海上に高い値が分布するようになった。冬季実験期間について同様に示した図 2.2.53 では、MEPS2009 の改良によって九州の南西海上および日本海での算出頻度が増加し、解析雨量の多い領域との対応が MEPS1906 に比べて良くなった。また、SV が非線形モデルで成長するかどうかの指標となる SI も、MEPS2009 では全般に改善傾向が見られ、特に平成 30 年 7 月豪雨を含む夏季実験期間前半で顕著に改善が見られた（図略）。

(2) MSV における水蒸気摂動の振幅上限値の変更

MSV の摂動の振幅は、その上限値が摂動変数ごとに設定された閾値を超えないように決められる。このうち、水蒸気摂動の上限値は 6 g/kg と固定値となっていたが、特に水蒸気が少なくなる冬季において、過剰な振幅の水蒸気摂動が算出される事例が見られた。そこで、水蒸気の季節および高度依存性を考慮できるよう、水蒸気摂動の上限値を基本場の 50% とするよう変更した。この変更により、たとえば 925 hPa の統計結果で見られた、アンサンブル平均の RMSE に比べて予報前半にやや過大であった水蒸気のスプレッドが適正化された（図略）。なお、夏季については、ほぼインパクトはなかった。

2.2.12.3 側面境界摂動の改良

側面境界摂動の改良は、冬季のアンサンブルスプレッドの過大評価の解消やそれに伴う計算安定性の向上など、主に予報後半の摂動の適正化に資する改良を行った。

(1) 全球特異ベクトル (GSV) のターゲット域の変更

MEPS の側面境界摂動は、線形成長させた全球特異ベクトル (評価時間は 45 時間¹⁹) を利用しており、そのターゲット域を 110°–170°E, 15°–50°N に設定していた。このターゲット域は、GSV が初期摂動のみでなく、境界摂動としても利用されるようになった際に拡張して設定された経緯がある (國井・小野 2020)。予報後半において十分なスプレッドを確保するために MSV に比べターゲット域を広くしているが、特に夏季においてターゲット域の北西端の砂漠・半砂漠域で成長する GSV が頻繁に算出されることが判明した (図 2.2.54 右上)。このような GSV を側面境界摂動として利用した場合、予報後半で日本周辺域の予測不確実性が適切に捕捉できないことが懸念される。

この問題を回避して日本周辺域の予測に影響のある GSV を効率的に算出するため、ターゲット域を従来からやや狭い領域 (120°–170°E, 25°–45°N) に縮小し砂漠・半砂漠域を除外したところ、予報後半における日本周辺域の不確実性をより適切に表現することができるようになった (図 2.2.54 右下)。なお、この変更により予報後半で日本周辺域のスプレッドが過小となることはなかった。また、冬季においても日本周辺域で成長する GSV を優先的に算出することができるようになった (図 2.2.55)。

(2) GSV 算出時のトータルエネルギーノルムの温度項の重み変更

GSV のノルムはトータルエネルギー (TE) で定義される。その温度項の重み調整について見直しを行った。図 2.2.56 は、GSV を線形成長させた時のスプレッドの時系列を示したものである。初期摂動の要素間の比率は静的な解析誤差の要素間の比になるような調整 (調整時に用いる静的解析誤差は、東西風・南北風: 1.8 m/s、温度: 0.7 K) を意図しているが (國井・小野 2020)、それを踏まえると MEPS1906 においては夏季、冬季ともに温度摂動の大きさが相対的に大きいことが分かる。このことが、予報開始直後は減少傾向で、その後予報 6 時間を過ぎてから大きくなり始めるという温度のスプレッドの時間変化に影響していると考えられた。

TE ノルムの温度項の重みは任意性があるが、MEPS1906 では全球アンサンブル予報システムと同じ値である 1.0 を用いていた (小野 2016)。今回は GSV における各変数の摂動の大きさの比率が静的な解析誤差の

¹⁹ 現業運用スケジュールの都合により、GSV は MEPS の初期時刻の 6 時間前の全球解析値を用いて算出する。そのため、評価時間を MEPS の予報時間より 6 時間長い 45 時間としている。

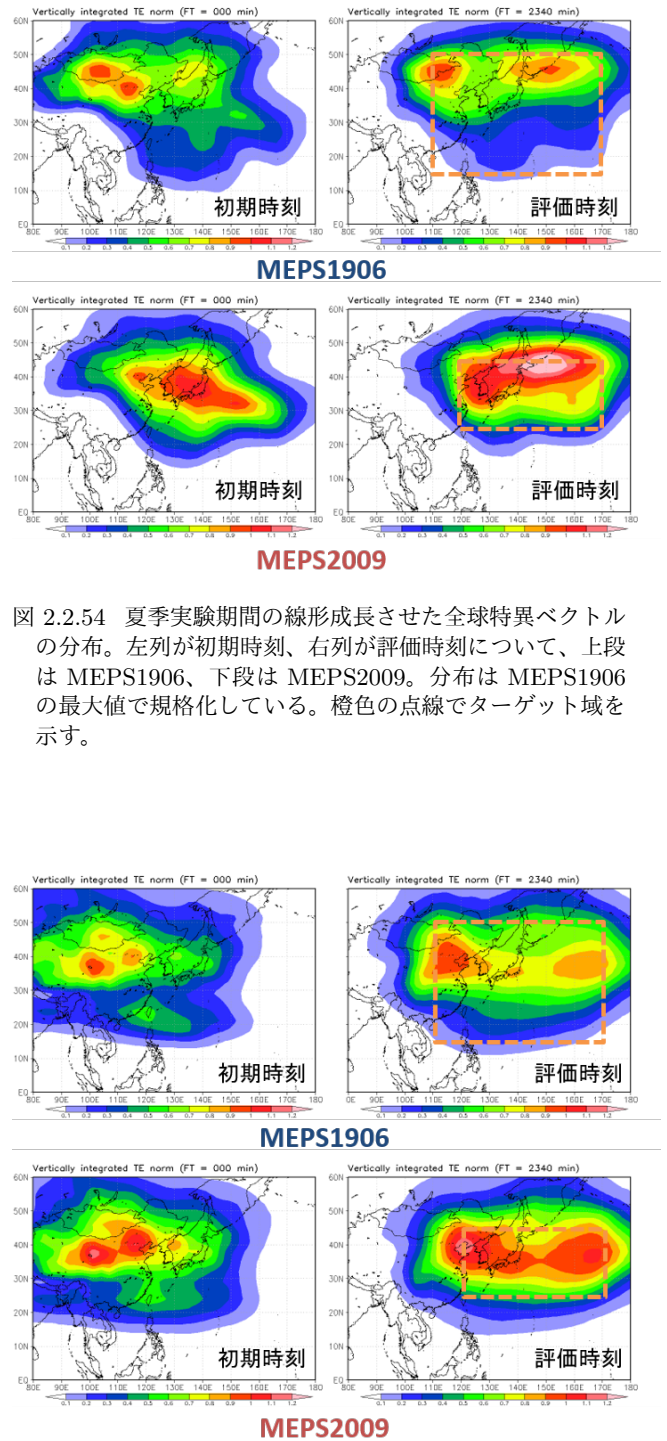


図 2.2.54 夏季実験期間の線形成長させた全球特異ベクトルの分布。左列が初期時刻、右列が評価時刻について、上段は MEPS1906、下段は MEPS2009。分布は MEPS1906 の最大値で規格化している。橙色の点線でターゲット域を示す。

図 2.2.55 図 2.2.54 と同じ。ただし、冬季実験期間。

比率に近づくよう、TE の温度項の見直しを行い、その重みの値として 3.0 を用いるようにした。これは台風アンサンブル予報システム (Yamaguchi et al. 2009) における設定と同じになる。この変更を行った MEPS2009 では、GSV の各要素の比率が静的な解析誤差の比率に近いものとなり、温度場の予報初期のスプレッド減少傾向も改善された。

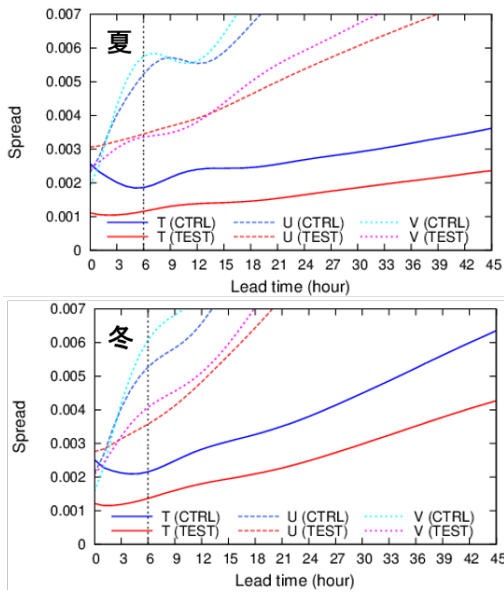


図 2.2.56 線形成長させた GSV のスプレッドの期間平均。モデル面第 15 層の各要素について、実線は気温 [K]、点線は東西風・南北風 [m/s] で、青系の色で MEPS1906 を、赤系の色で MEPS2009 を示す。横軸は時間 [h] (GSV の評価時間は 45 時間)。(上) 夏季実験期間、(下) 冬季実験期間。

(3) 側面境界摂動作成時の振幅調整と線型結合の適用順序の変更

MEPS では、摂動の局在化を緩和するため、バリエーションミニマム法 (Yamaguchi et al. 2009) を用いて算出された係数を用いて摂動の線型結合を行っている。従来の MEPS では側面境界摂動作成の際、各摂動の振幅を 500 hPa 高度に対応するモデル面 (第 15 層) の温度摂動が設定値となるよう調整を行った後、空間的に広がりを持った摂動を生成するために線型結合を行っていた。しかしこの方法では、たとえば 500 hPa より下層にピークを持ち、500 hPa 付近で振幅の小さい GSV の場合、振幅が過大に評価されるといった問題がある。図 2.2.57 は、MEPS1906 と MEPS2009 について、ある冬季事例の 39 時間予測における 925 hPa の温度摂動をメンバー 03~05 (M03~M05) まで示したものである。このうち MEPS1906 の M05 では、橙色の点線で示した西側境界において、-20 K 程度の摂動が流入していた。このような過大な摂動は、図 2.2.58 (上) の鉛直分布に示すように下層に成長のピークを持つ GSV の振幅が、先述した調整方法により過大評価されることに起因する。

そこで側面境界摂動作成の際、従来の方法と順番を変えて、先に線型結合を適用して摂動構造を平滑化してから振幅調整を行うようにした。この変更によって、問題となっていた下層の摂動過大が改善された。たとえば図 2.2.57 における MEPS2009 の M03 は、MEPS1906 の M05 と同じような摂動パターンが見られるが、その振幅が極端に大きくなることはなく、そのことは図

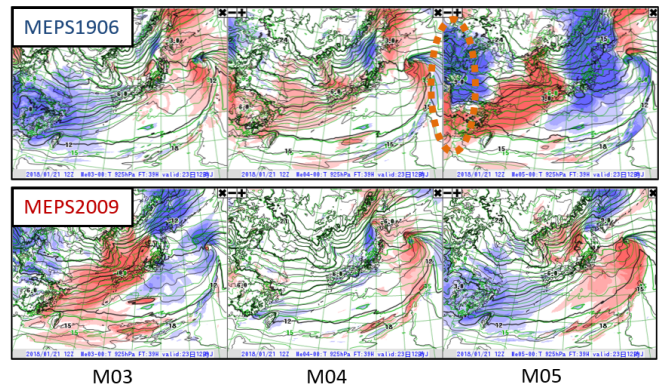


図 2.2.57 2018 年 1 月 21 日 12UTC 初期時刻の FT=39 の 925 hPa の温度摂動。上段は MEPS1906、下段は MEPS2009 について、左からメンバー 03,04,05。

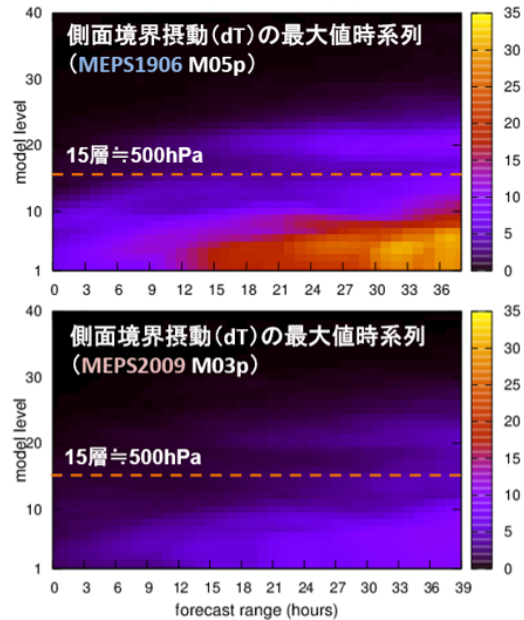


図 2.2.58 側面境界摂動 (温度) の最大値の時系列。縦軸はモデル面、横軸は予報時間 [h]。(上) 図 2.2.57 の MEPS1906 のメンバー 05、(下) 図 2.2.57 の MEPS2009 のメンバー 03。

2.2.58 (下) の鉛直分布でも確認できる。また、この事例における MEPS2009 の M03 以外のメンバーでも過大な振幅は見られなかった。

ここで示したような予報後半の過大な側面境界摂動は、予報モデルの計算安定性にも悪影響を及ぼしていた。MEPS の本運用の開始前に行われていた部内試験運用期間には、冬季の大気下層における過大な側面境界摂動に起因して一つのメンバーの予測計算が異常終了している。ここで述べた変更によって、このような異常終了の発生要因を取り除くことができ、計算安定性が向上する。

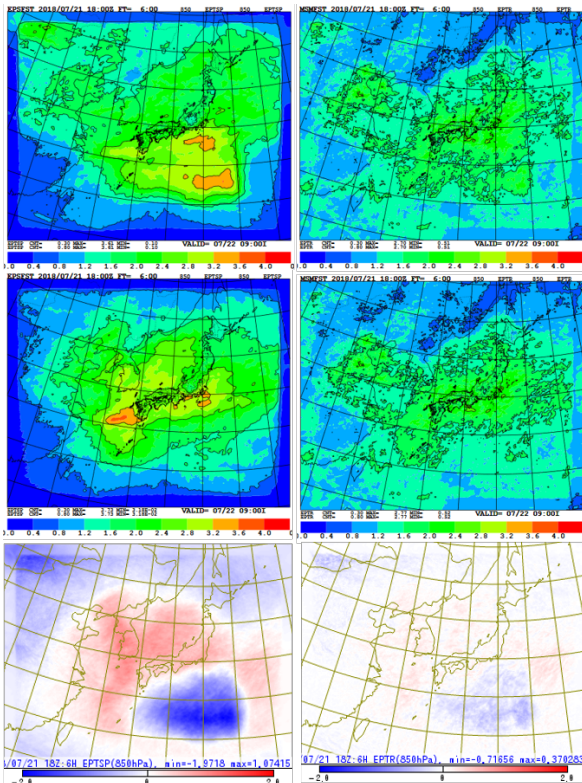


図 2.2.59 アンサンブルスプレッドおよびアンサンブル平均の RMSE の夏季実験期間平均。FT=6 の 850 hPa の相当温位 [K]。左はアンサンブルスプレッド、右はアンサンブル平均の RMSE について、上段は MEPS1906、中段は MEPS2009、下段は MEPS2009 と MEPS1906 の差分 (MEPS2009-MEPS1906)。

(4) 初期・境界摂動の振幅調整の見直し

2020 年 3 月の GSM,MSM の更新による予報誤差の軽減や、上述の摂動作成手法の改良を踏まえて、振幅調整手法の見直しを行った。従来は 500 hPa の温度摂動が設定値となるよう調整していたが、温度摂動に加え風速摂動も参照値とするよう変更した。また、過大な側面境界摂動が算出されないよう、初期摂動の上限値に合わせて、側面境界摂動にも上限値を設定することとした。この振幅調整手法の変更後に、アンサンブル平均の RMSE とスプレッドが統計的に同程度になるよう調整を行った。これらの調整により、従来に比べ一般的に振幅が小さくなった。また、側面境界摂動の振幅調整に合わせて、初期摂動の振幅も従来の 90%程度となるよう調整を行った。

2.2.12.4 改良の効果

これらの改良 (MEPS2009) の効果を確認するため、夏季、冬季期間を対象にそれぞれ 136 初期値ずつ実験を行い、従来の MEPS1906 との比較検証を行った。

(1) スプレッドと誤差の関係

アンサンブルスプレッドとアンサンブル平均の RMSE との関係を確認する。図 2.2.59 は、夏季の 850 hPa の相当温位についての期間平均分布で、初期摂動の影

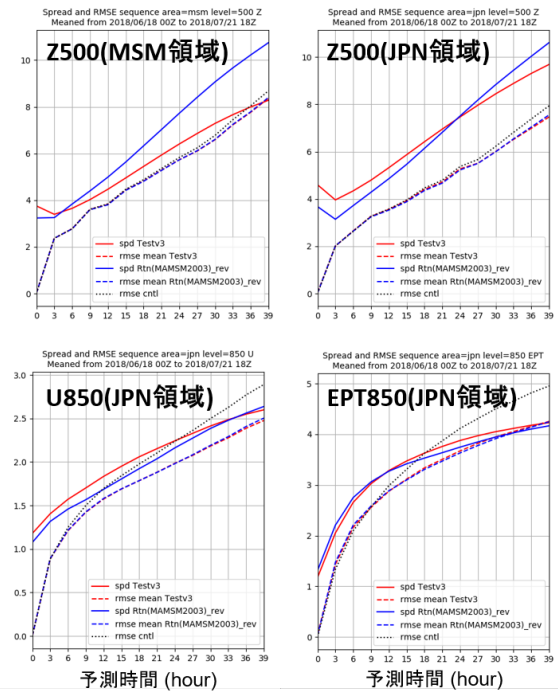


図 2.2.60 アンサンブルスプレッド (実線) およびアンサンブル平均の RMSE (点線) の予報時間別の夏季実験期間の検証結果。青線が MEPS1906、赤線が MEPS2009。黒点線はコントロールランの RMSE。(左上) 500 hPa の高度場 [m]、(右上) 500 hPa の高度場 [m]、(左下) 850 hPa の東西風 [m/s]、(右下) 850 hPa の相当温位 [K]。検証対象領域は、(左上) は MSM 域、それ以外は JPN 域。

響が大きい予報前半 (6 時間予報) の場を見ている。MEPS2009 では、MEPS1906 で見られた日本から離れた南海上のスプレッドが減少し、東シナ海～日本海でスプレッドが増加する。スプレッドの分布はアンサンブル平均の RMSE の分布のパターンと整合的である。予報後半にかけては、予報領域西部 (特に領域北西端) ではスプレッドは減少するが、日本付近では同等から微増となる (図略)。図 2.2.60 に、アンサンブルスプレッドとアンサンブル平均の RMSE の領域平均についての時系列を示す。改良によるスプレッドの変化傾向は平均をとる領域によって異なり、予報領域全体 (MSM 域) では減少し、「125°-145°E, 25°-45°N の領域」(JPN 域) では増加する。

図 2.2.61 は、冬季の 500 hPa の高度場についての期間平均分布で、境界摂動の影響が大きい予報後半 (39 時間予報) の場を見ている。MEPS2009 では、MEPS1906 で顕著に見られた過大なスプレッドが大幅に減少し、問題が緩和された。予報前半においては、夏季同様に南海上のスプレッドが減少し、黄海～日本海でやや増加する (図略)。図 2.2.62 からは、予報時間全体をとおして MSM 域、JPN 域共にスプレッドが減少し、MEPS1906 における過大傾向が改善されたことが分かる。

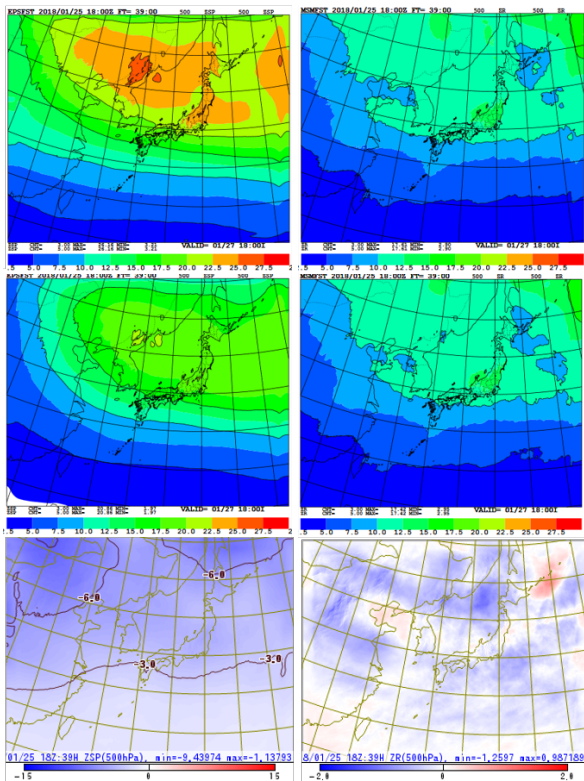


図 2.2.61 図 2.2.59 と同じ。ただし、冬季実験期間、FT=39 の 500 hPa の高度場 [m]。

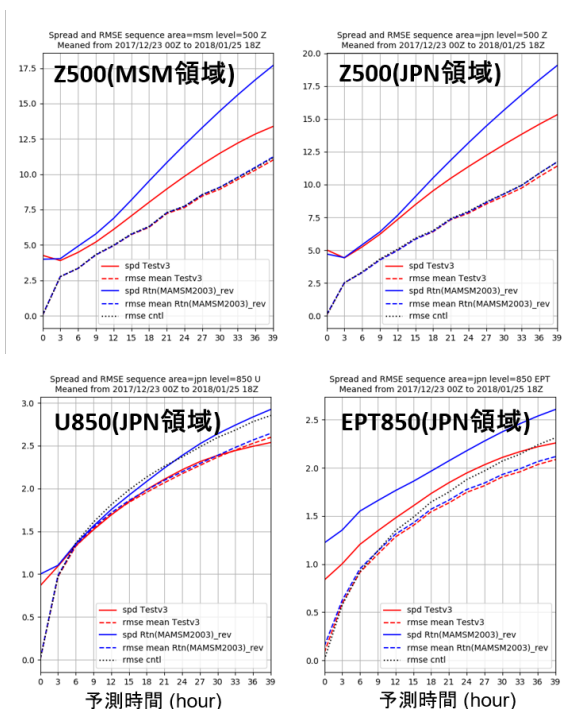


図 2.2.62 図 2.2.60 と同じ。ただし、冬季実験期間。

(2) 降水の確率予測の検証

夏季の 3 時間降水量のブライアスキルスコアを図 2.2.63 に示す。夏季は予報前半を中心に閾値によらず改善が見られ、また予報後半においても改善が見られ

る。予報前半の改善は初期摂動の改良に、予報後半の改善は側面境界摂動の改良によるものと考えられる。

冬季の 3 時間降水量のブライアスキルスコアを図 2.2.64 に示す。夏季ほど顕著ではないものの、冬季においても閾値 1 mm/3h の予報前半において改善が見られる。一般的に、気候値よりスキルがある 15 mm/3h 以下で中立から改善傾向という結果であった。弱い降水の予報前半の改善は、図 2.2.53 に見られた MSV の日本海での算出頻度の増加により、冬型事例の降水確率予測精度が向上したことによるものと考えられる。

(3) 改良の効果を示す典型的な事例

改良の効果が確認できる事例として平成 30 年 7 月豪雨の事例を示す。図 2.2.65 は 2018 年 7 月 4 日 12UTC を初期時刻とした 9 時間後における 3 時間降水量予測で、上段はコントロールラン（摂動なしのメンバー、MSM 予測と同じ）の予測と解析雨量、下段は MEPS1906 と MEPS2009 による 20 mm/3h の超過確率である。この時刻の解析雨量においては、九州中部に 20 mm/3h 以上の降水が見られるが、コントロールランでは予測されていない。MEPS1906 の 20 mm/3h の超過確率では、この九州中部の降水について、コントロールラン同様にその可能性を見出すことができない。MEPS1906 では、MSV による初期摂動は九州付近にはほとんど算出されなかったため、GSV による水平スケールの大きな摂動が支配的であった。そのため、各メンバーの予測する降水は、降水強度に違いは見られるものの降水パターン自体は類似していた。一方、MEPS2009 の 20 mm/3h の超過確率分布では、九州中部の降水の可能性を捉えることができた。これは主に初期摂動の改良によって降水域周辺に MSV が算出されるようになり、降水予測の不確実性をより適切に捕捉できるようになった結果と考えられる。

次に、冬季の発達する低気圧の事例について示す。MEPS1906 の 500 hPa の高度場にみられるトラフ付近の過大なスプレッドは MEPS2009 では大きく減少し、アンサンブル平均の RMSE に近づいた (図 2.2.66)。これは、側面境界摂動の改良による効果であり、冬季実験期間の平均としては図 2.2.62 で見られた結果に対応するものである。この上層のトラフに対応する地上低気圧付近のスプレッドにも同様の変化が見られ、これまで過大であった予報後半の低気圧のばらつきが改善されたことが分かる (図 2.2.67)。これにより、この事例における予報後半の降水の確率予測精度も向上したことを確認した (図略)。

2.2.12.5 まとめ及び今後の課題

MEPS における予報初期の日本周辺域でのばらつきが小さいことや冬季のアンサンブルスプレッドの過大評価といった課題を解決するため、初期・側面境界摂動の作成手法の改良を行った。この改良により、これらの課題が改善され、日本周辺の降水予測の不確実性

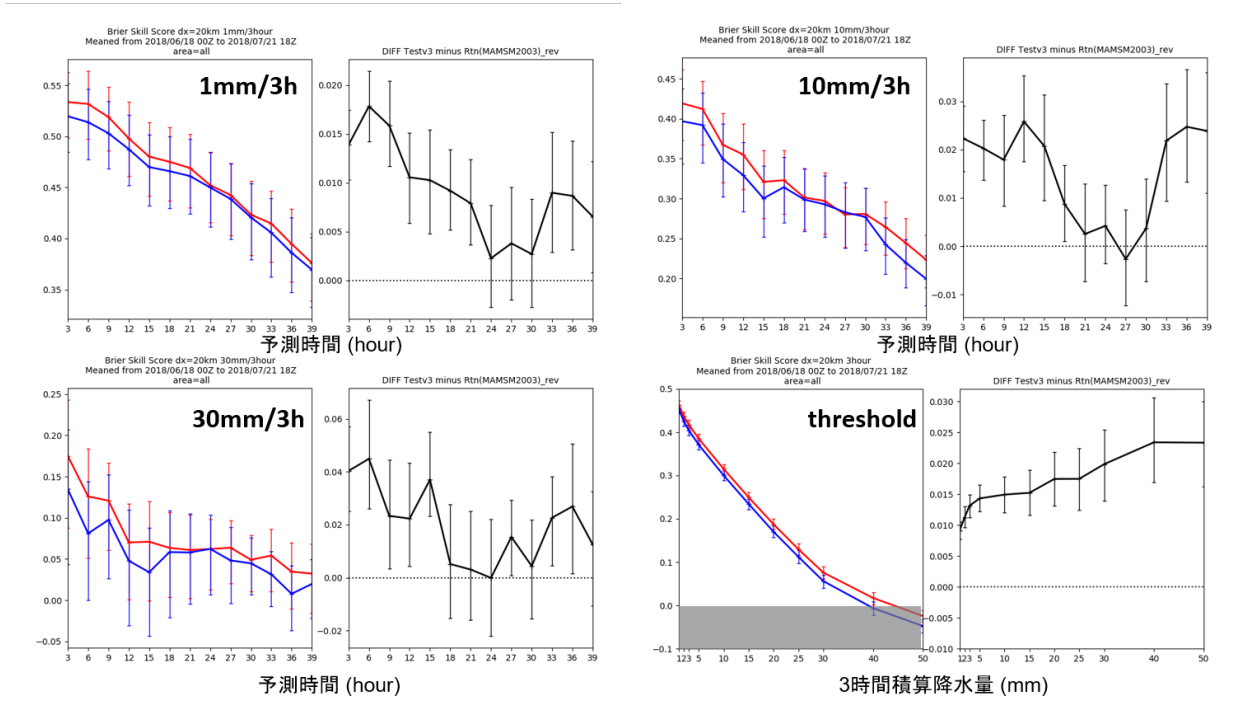


図 2.2.63 夏季実験期間の3時間降水量のブライアスキルスコア。青線がMEPS1906、赤線がMEPS2009。(左上) 閾値 1 mm/3h、横軸は予報時間 [h]。(右上) 閾値 10 mm/3h、横軸は予報時間 [h]。(左下) 閾値 30 mm/3h、横軸は予報時間 [h]。(右下) 横軸は閾値 [mm/3h]。

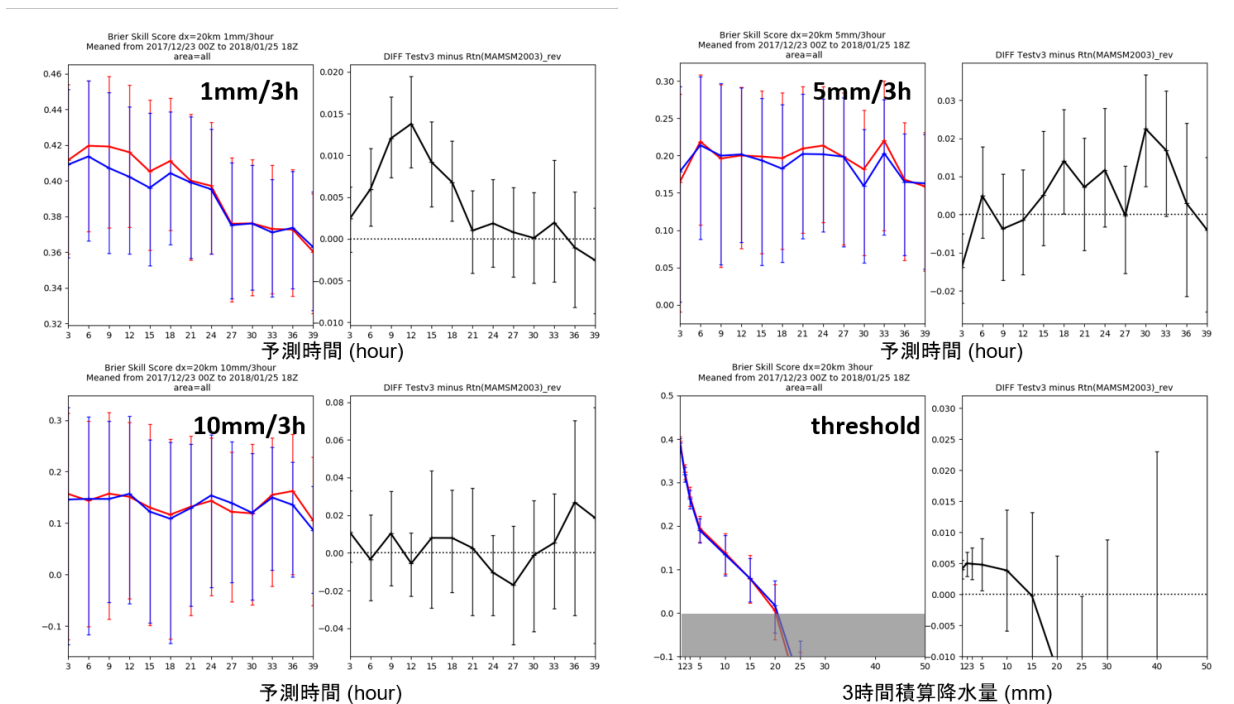


図 2.2.64 冬季実験期間の3時間降水量のブライアスキルスコア。青線がMEPS1906、赤線がMEPS2009。(左上) 閾値 1 mm/3h、横軸は予報時間 [h]。(右上) 閾値 5 mm/3h、横軸は予報時間 [h]。(左下) 閾値 10 mm/3h、横軸は予報時間 [h]。(右下) 横軸は閾値 [mm/3h]。

をより適切に捕捉できるようになり、スプレッドの適正化と降水確率予測精度の向上を確認した。さらに計算安定性も向上した。この改良は2020年9月に現業システムに導入された。

今後は、國井・小野(2020)に述べられているとおり、2018年10月に気象庁が策定した「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」の重点目標のうち、「台風防災」と「豪雨防災」の達成に向けて引き続きメソスケー

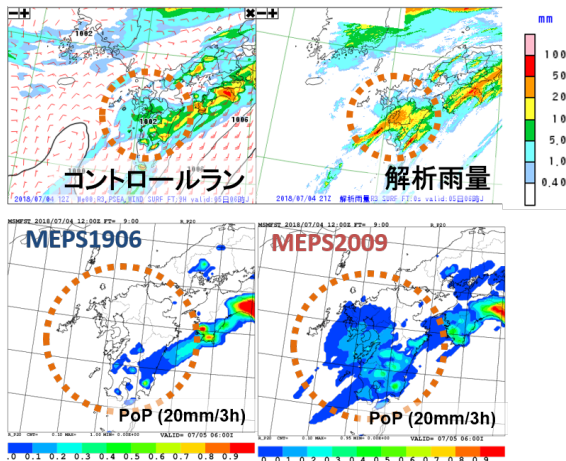


図 2.2.65 2018年7月4日21UTCの3時間降水量について、(左上)コントロールラン、(右上)解析雨量、(左下)MEPS1906の20mm/3hの超過確率、(右下)MEPS2009の20mm/3hの超過確率。MEPSは2018年7月4日12UTC初期値のFT=9。

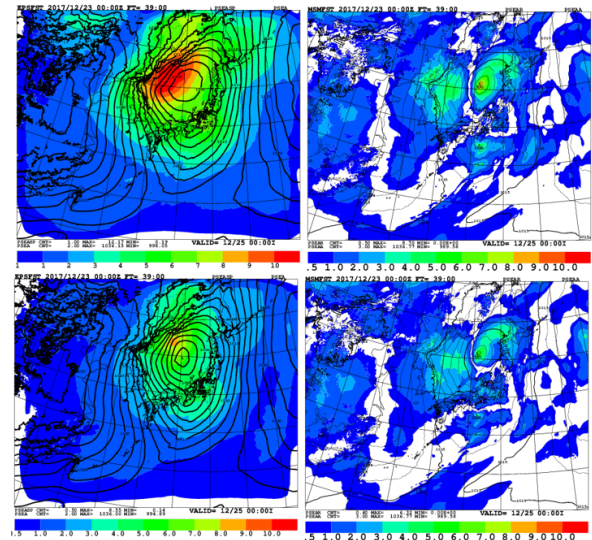


図 2.2.66 冬季の低気圧事例(2017年12月23日00UTCのFT=39)の500hPaの高度場[m]についてのMEPS1906(上段)とMEPS2009(下段)の比較。(左)アンサンブル平均(黒線)とスプレッド、(右)メソ解析値(黒線)とアンサンブル平均のRMSE。

ルのアンサンブル予報の高度化に取り組んでいく必要がある。まず、初期摂動の改良としては、asucaに基づくSV法の導入や、現在のシステムで考慮されていない数値予報モデルの不確実性を考慮する手法の導入が開発課題として挙げられる。さらに、台風防災に関しては、数日前からの広域避難・対応を可能にする予報の高精度化が必要であり、これを可能とするためにMEPS(現在は39時間予報)の予報時間延長に向けた開発が必要である。予報時間延長時のアンサンブルメンバー増強の必要性の検討、下部境界値の不確実性の考慮、側面境界摂動の対応といった課題に取り組むことを考えている。豪雨防災においては、線状降水帯に

図 2.2.67 図 2.2.66と同じ。ただし、海面更正気圧[hPa]について。

代表されるような集中豪雨の予測が持つ不確実性を適切に捕捉可能な、局地モデル(LFM)に基づく局地アンサンブル予報システムの開発が挙げられる。MEPSよりも時空間スケールの小さい現象が対象となり未解明の部分は多いが、初期値、境界値、数値予報モデルの不確実性を適切に表現できるシステムを検討していく必要がある。

参考文献

河野耕平, 氏家将志, 國井勝, 西本秀祐, 2019: メソアンサンブル予報システム. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-15.

國井勝, 小野耕介, 2020: メソアンサンブル予報システム. 数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 85-115.

小野耕介, 2016: メソアンサンブル予報システムの開発状況. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 100-113.

Ono, K., M. Kunii, and Y. Honda, 2021: The regional model-based Mesoscale Ensemble Prediction System, MEPS, at the Japan Meteorological Agency. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **147**, 465-484.

Yamaguchi, M., R. Sakai, M. Kyoda, T. Komori, and T. Kadowaki, 2009: Typhoon Ensemble Prediction System developed at the Japan Meteorological Agency. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2592-2604.

2.2.13 日本沿岸海況監視予測システムの導入

2.2.13.1 はじめに

気象庁は、海上交通・水産業・マリンレジャー等の多様な海洋関連の活動を支援するために欠かせない水温や黒潮・親潮といった主要な海流等の実況把握・予測を目的として、海況監視予測システム MOVE/MRI.COM を運用している。2008年3月から運用してい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)は、水平解像度約 10 km の北西太平洋海洋モデルと 3次元変分法 (3D-Var) による海洋データ同化システム等から構成され、黒潮・親潮などの主要な海流や水温の情報提供で有効活用されてきたが、水平解像度等の制限から沿岸域の小スケールの現象の再現が課題となっていた。このような近年の沿岸付近の詳細な海況情報や日本沿岸の潮位変動(異常潮位等)等沿岸防災の実況把握・予測のニーズに応えるため、気象庁本庁と気象研究所では日本沿岸海況監視予測システム MOVE/MRI.COM-JPN (JPN システム) の開発を行い、2020年10月に JPN システムの現業運用を開始した。ここでは、現業運用を開始した JPN システムの概要を述べ、その解析・予測精度を報告する。

2.2.13.2 システム概要

図 2.2.68 に JPN システムの構成図を示す。本システムは、解析システムである海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM(Usui et al. 2015; Hirose et al. 2019) と、予測システムである気象研究所共用海洋モデル MRI.COM(Tsujino et al. 2017; Sakamoto et al. 2019) から構成される。以下では、それぞれの仕様等について説明する。

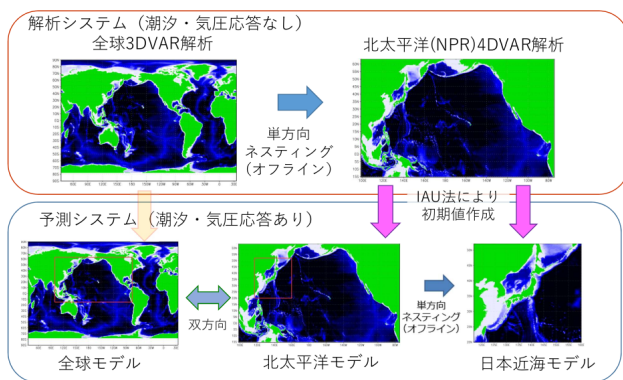


図 2.2.68 JPN システム構成図

(1) 解析システム

表 2.2.8 に解析システムの仕様概要を示した。比較のため、同表には旧システム MOVE-WNP の仕様も示してある。JPN システムでの大きな改善点の一つとして、北太平洋の解析システム (NPR-4D-Var) に 4次元変分法 (4D-Var) を採用したことがあげられる。旧システムの 3D-Var から 4D-Var に高度化されたことにより、短周期の海況変動の再現性が向上している。そ

のことを示す比較検証結果については第 2.2.13.3 小節で示す。

現業 JPN システムでは、遅延解析と速報解析の 2 系統の解析を行う。遅延解析は、データ同化に用いる船舶などの現場水温・塩分観測データに約 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 日遡って実施する。一方、速報解析は予報モデルの初期値を作成するために用いられる。それぞれの解析を駆動するための大気外力としては、遅延解析では気候学的に均質な解析を行うことを目的として再解析システム JRA-55 を、速報解析では高解像度の気象の予測を反映するために以下で述べる予測システムと同様に GSM を使用する。

(2) 予測システム

表 2.2.9 に予測システムの仕様概要を示す。同予測システムは、水平解像度 2 km の日本近海モデル (JPN) を核として、北太平洋モデル (NP)、全球モデル (GLB) から構成される。

予測システムの改善点としては、

- 日本近海モデルの水平解像度が 2 km と旧システムの 10 km より高解像度になり、沿岸域の地形がより詳細になった
- 高精度の移流スキーム (Second Order Moment, SOM) の採用により、前線波動に伴う暖水波及やストリーマーなどの再現性向上
- 新しい鉛直座標系 (z^* 座標) の導入により従来よりも浅い海底地形を表現
- 河川流入水の効果を取り入れた
- 潮汐過程を陽に計算し、潮汐混合の水温・塩分への影響も適切に再現
- 海面気圧による水位の変動の効果が取り入れられ、沿岸の潮位変動の再現性向上

など、多くの点が挙げられる。また、GLB と NP の予測は双方向オンラインネスティングを用いて同時に実行される。これにより、質量やフラックスなど保存性が重要な変数について、両モデル間で保存性を保った予報が可能となった。

予測システムの初期値は、Bloom et al. (1996) の Incremental Analysis Update (IAU) の手法を用いて、予報開始前の 3 日間に対して海洋モデルを実行しながらモデルの水温・塩分場を速報解析の水温・塩分に近づけるよう修正することで作成される。海水の初期化については、JPN では海洋気象情報室が衛星観測データ等を用いて解析する海水速報解析の密接度を、GLB と NP は COBE-SST(Ishii et al. 2005) の海水密接度を参照してナッジングすることで、海水の実況を初期値に反映する。

予報期間は、JPN については 11 日間、NP および GLB は 1ヶ月である。NP および GLB の一か月延長予報は、気象庁が毎旬発表する海面水温・海流一か月予

表 2.2.8 解析システムの仕様。旧システムを MOVE-WNP、新システムを JPN システムとして記した。

システム	MOVE-WNP		JPN システム	
モデル	NP	WNP	GLB	NPR
モデルバージョン	MRI.COM v2.4		MRI.COM v4	
対象海域	北太平洋	北西太平洋	全球	北太平洋
水平解像度	0.5 度	0.1 度	東西 1 度×南北 0.5 度	約 10 km (日本近海)
鉛直層	54 層		60 層	
同化手法	3D-Var		3D-Var	4D-Var
同化ウィンドウ	5 日× 2		5 日× 2	10 日
遅延解析	5 日に一回実行 (大気外力: JRA-55)		1 週間かけて実行 (大気外力: JRA-55)	
速報解析	毎日実行 (大気外力: JRA-55)		毎日実行 (大気外力: GSM)	
同化に用いる観測	フロート、船舶、ブイ等の現場観測 衛星海面高度観測 (Jason-3, Saral, CryoSat-2) MGDSST、海氷解析			

報の基礎資料等の用途で使用するために実行される。

2.2.13.3 精度検証

JPN システムの精度を評価するために、解析 (NPR-4D-Var) ・ 予測それぞれについて過去実験を実施し、旧システム MOVE-WNP との精度比較を行った。

遅延解析の実験期間は 2018 年 1 月～2019 年 12 月である。現場観測データ (フロート、船舶、ブイ等) と観測点直近格子の解析値との差を誤差として解析精度を検証した。NPR-4D-Var, WNP-3D-Var の日本近海の 100 m 深水温の RMSE 比較結果を図 2.2.69 に示す。NPR-4D-Var では広い範囲で RMSE が減少し、特に黒潮続流域・本州東方で顕著に改善していることが確認された。1, 50, 200, 400 m 深水温でも同様の改善が認められた (図略)。

予測については 2019 年 9 月 1 日から 2020 年 5 月 31 日までを初期日とする実験を行った。JPN 領域全域を対象に 100 m 深水温で精度を比較した結果、JPN の RMSE は MOVE-WNP に対し、予報 1 日目では 33 %、予報 11 日目では 15 %ほど RMSE が減少しており (図略)、JPN システム導入により、予報精度も改善することが確認された。

参考文献

Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. daSilva, and D. Ledvina, 1996: Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256–1271.

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.

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.

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**.

Tsujino, H., S. Urakawa, H. Nakano, R. J. Small, W. M. Kim, S. G. Yeager, G. Danabasoglu, T. Suzuki, J. L. Bamber, M. Bentsen, C. W. Boning, A. Bozec, E. P. Chassignet, E. Curchitser, F. B. Dias, P. J. Durack, S. M. Griffies, Y. Harada, M. Ilıcak, S. A. Josey, C. Kobayashi, S. Kobayashi, Y. Komuro, W. G. Large, J. Le Sommer, S. J. Marsland, S. Masina, M. Scheinert, H. Tomita, M. Valdivieso, and D. Yamazaki, 2018: JRA-55 based surface dataset for driving ocean-sea-ice models (JRA55-do). *Ocean Modelling*, **130**.

Usui, N., Y. Fujii, K. Sakamoto, and M. Kamachi,

表 2.2.9 海洋モデルの仕様

システム	MOVE-WNP		JPN システム		
	NP	WNP	GLB	NP	JPN
モデル	NP	WNP	GLB	NP	JPN
モデルバージョン	MRI.COM v2.4		MRI.COM v4.6		
対象海域	北太平洋	北西太平洋	全球	北太平洋	日本近海
水平解像度	0.5 度	0.1 度	東西 1 度×南北 0.5 度	約 10 km	約 2 km
鉛直層	54 層		60 層		
解析値	3D-Var		GLB-3D-Var	NPR-4D-Var	
初期値作成 IAU 期間	5 日間		実行日前 3 日間		
大気外力	全球 EPS (日別値)		GSM (毎 3 時間値、11 日予報) 全球 EPS (日別値、延長予報)	GSM (毎 3 時間値)	
気圧への応答	なし		あり		
潮汐過程	なし		あり (主要 8 分潮)		
河川水	なし		JRA55-do(Tsujino et al. 2018) 気候値		

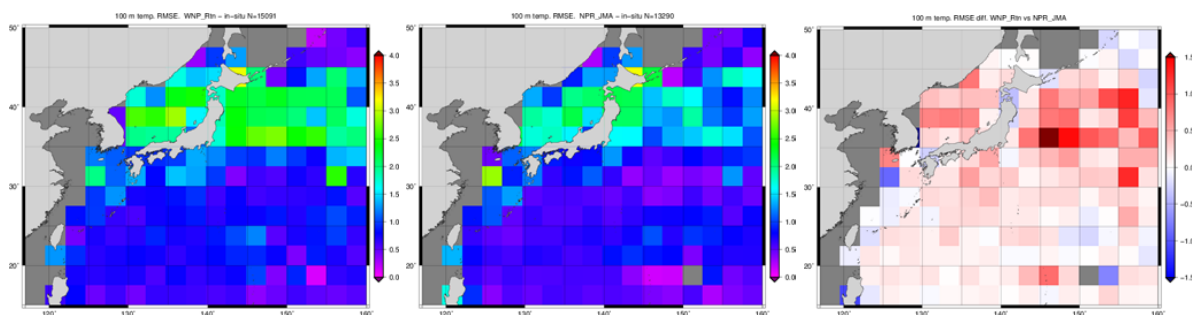


図 2.2.69 旧システム MOVE-WNP と JPN システム解析 (NPR-4D-Var) での 100 m 深水温 RMSE。左図は MOVE-WNP、中央は NPR-4D-Var、右図は (MOVE-WNP) - (NPR-4D-Var) の差である。差の図は赤が NPR-4D-Var での改善を示す。

2015: Development of a four-dimensional variational assimilation system toward coastal data assimilation around Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **143**.

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。

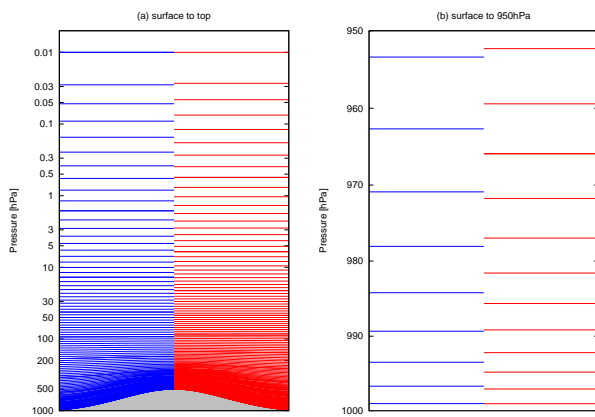


図 2.3.1 (a)100層 GSM (左半分) と 128層 GSM (右半分) の鉛直層配置。縦軸は気圧 [hPa]。点線は層を代表する気温や水平風等の物理量が定義されるフルレベルを示し、10層毎に太線で表示している。(b)(a)と同じ。ただし、地上気圧は 1000 hPa で、地上から 950 hPa までを拡大したもの。

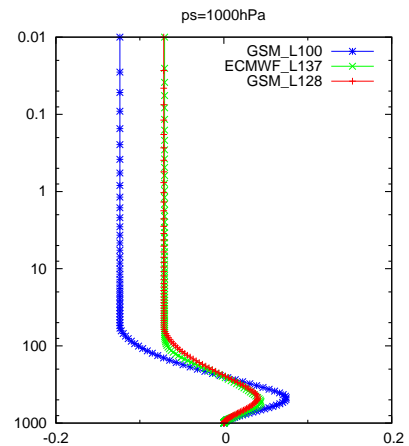


図 2.3.2 地上気圧 1000 hPa、300 K の等温位大気、地形の水平勾配が (10 m)/(1 km) のもとでの気圧傾度力について地衡風に換算したものの鉛直プロファイル [m/s]。地衡風換算時にはコリオリパラメータ $f=10^{-4} \text{ s}^{-1}$ としている。色はそれぞれ、青：100層 GSM、赤：128層 GSM、緑：IFS。

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>

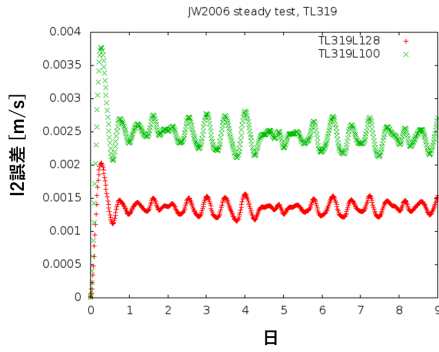


図 2.3.3 Jablonowski and Williamson (2006) の定常場維持実験における、東西風速の帯状平均値の l_2 誤差 [m/s] の時系列。実線の色の違いは、鉛直解像度の違いを表し、赤: TL319L128、緑: TL319L100 を表す。

(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。地表面向き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

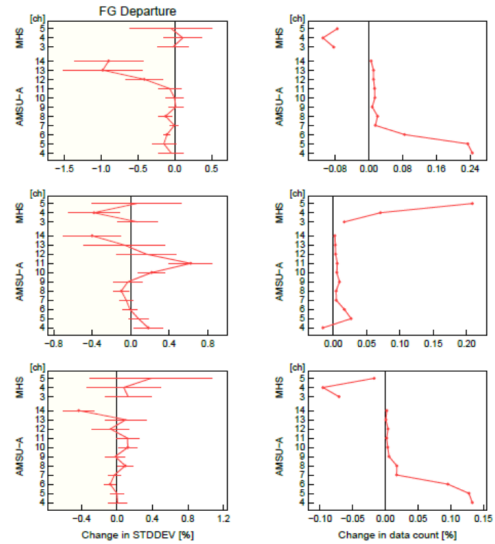


図 2.3.4 冬期実験におけるマイクロ波サウンダによる輝度温度について、(左) 観測値と第一推定値の差の TESTvres の CNTL に対する変化率 [%]。負の値は TESTvres の方が観測値と第一推定値の差が小さいことを表している。(右) TESTvres で利用された観測数の CNTL に対する変化率 [%]。縦軸は気温サウンダである AMSU-A と水蒸気サウンダである MHS のチャンネル番号を示している。上段、中段、下段の図はそれぞれ、北半球 (20 °N 以北)、熱帯 (20 °S - 20 °N)、南半球 (20 °S 以南) 域の結果を表す。

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

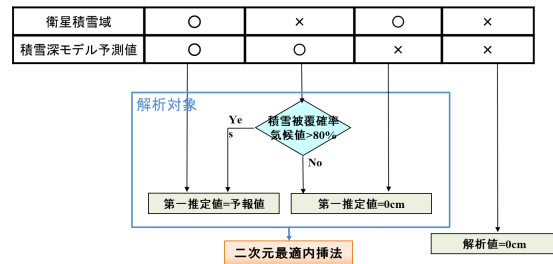


図 2.3.5 衛星積雪域とモデル予測値から第一推定値を作成する処理の流れの概念図。

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いようになるため、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

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

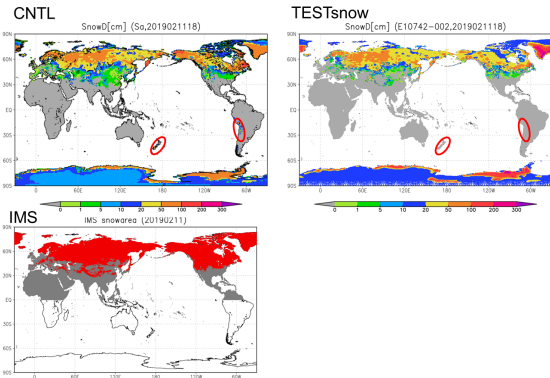


図 2.3.6 2019年2月11日18UTCにおける全球域での(左上)CNTL、(右上)TESTsnowによる積雪深解析値[cm]及び(左下)IMSプロダクトによる積雪域分布(赤が積雪域)。

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

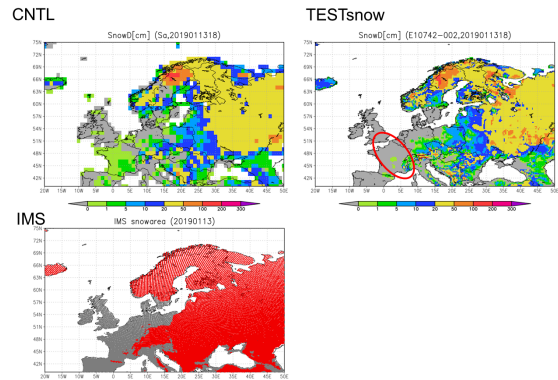


図 2.3.7 図 2.3.6 と同じ。ただし、2019年1月13日18UTCにおけるヨーロッパ域について。

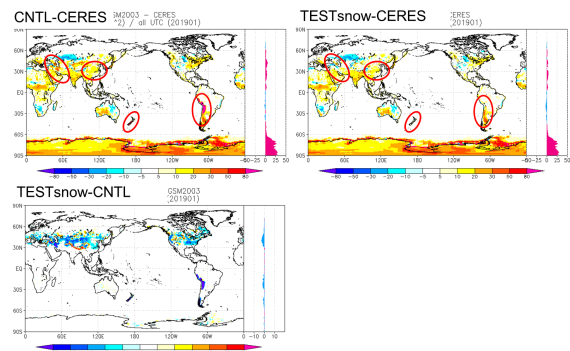


図 2.3.8 地表面上向き短波放射フラックスの 6 時間予測値の(左上)CNTL、(右上)TESTsnowにおける CERES プロダクトとの差。暖色系の色は解析値が CERES データより過剰にフラックスを射出することを意味する。(左下)TESTsnow と CNTL の差。単位はすべて $[W m^{-2}]$

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。

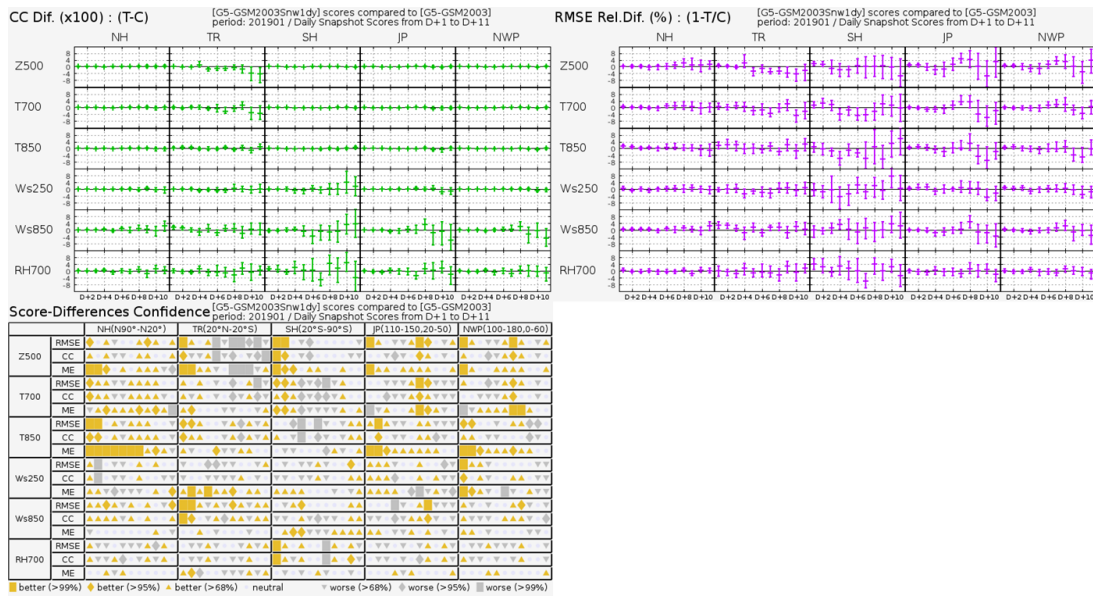


図 2.3.9 冬期実験における対流圏主要要素のラジオゾンデ観測値に対する CC の改善幅（左上図）、RMSE の改善率（右上図）と TESTsnow と CNTL のスコア差の有意性判定（左下図：スコアカード）。ラジオゾンデを参照値としている。検証対象の領域は、NH が北半球（20°N 以北）、TR が熱帯（20°S – 20°N）、SH が南半球（20°S 以南）、JP が日本周辺（110°E-150°E, 20°N-50°N）、NWP が北西太平洋領域（100°E-180°E, 0°-60°N）を意味する。要素は上から 500 hPa 高度、700 hPa 気温（T700）、850 hPa 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。

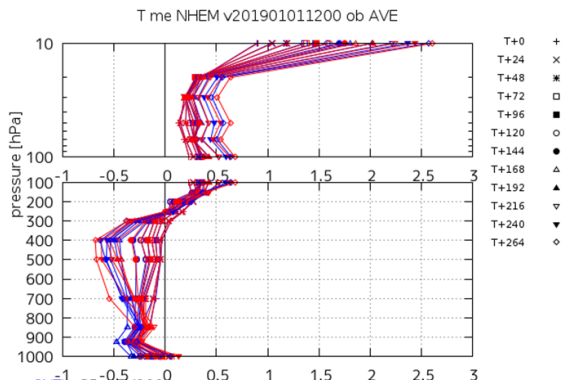


図 2.3.10 2019 年 1 月平均、北半球（20°N-90°N）における、ラジオゾンデ観測に対する気温の ME [K] の予報時間別（FT=0 から FT=264 までの 24 時間毎）の鉛直プロファイル。青：CNTL、赤：TESTsnow。

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

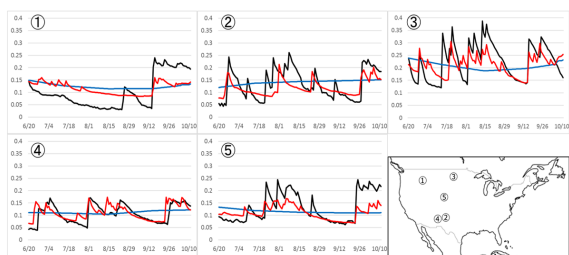


図 2.3.11 ①～⑤：右下の北米域の地図上の番号で示した各地点における土壌水分（体積含水率 [0-1]）の時系列。（黒）SCAN による現地観測、（青）土壌水分気候値、（赤）土壌水分解析値

（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。

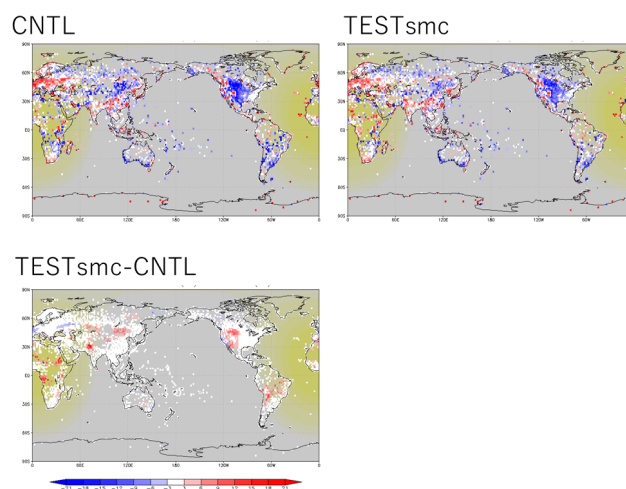


図 2.3.12 2018 年 8 月平均の FT=0 における相対湿度の SYNOP 観測に対する ME [%]、(左上) CNTL、(右上) TESTsmc、(左下) TESTsmc と CNTL の差。

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.

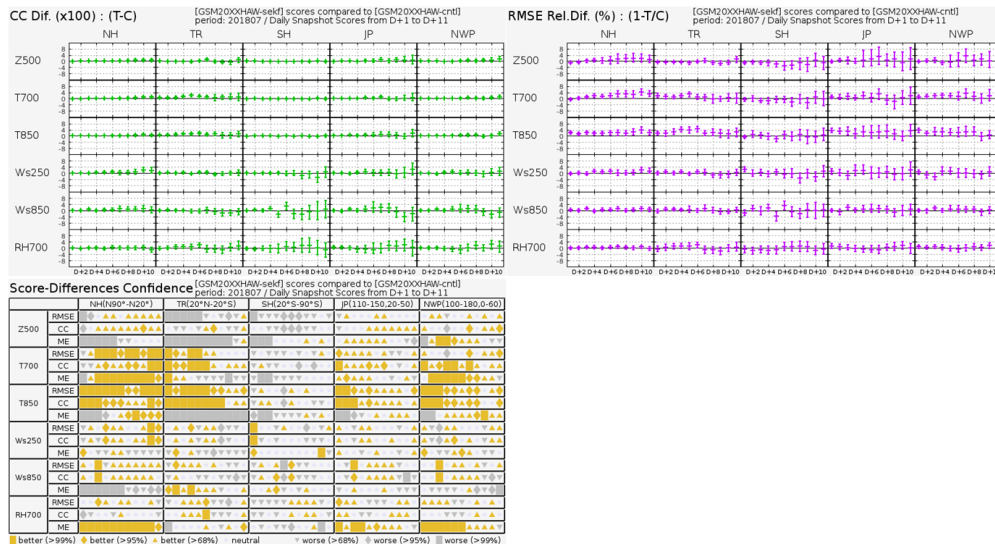


図 2.3.13 図 2.3.9 と同じ。ただし、検証期間が 2018 年 8 月で、TESTsmc と CNTL スコア差を示した結果。

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. Ebita, 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

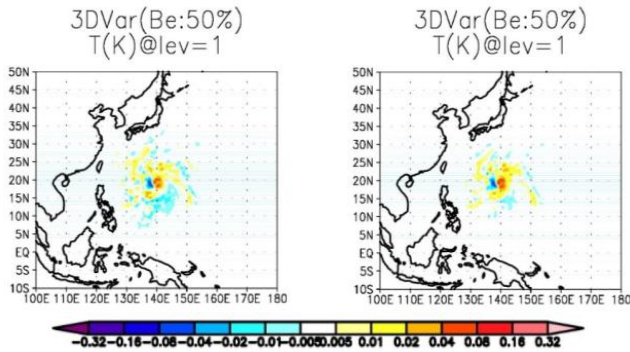


図 2.3.14 B_e の割合を 50 %とした 3 次元変分法で地上気圧の 1 点同化を行った際の最下層気温の解析インクリメント [K]。左が 50 メンバー、右が 100 メンバーによる結果。

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

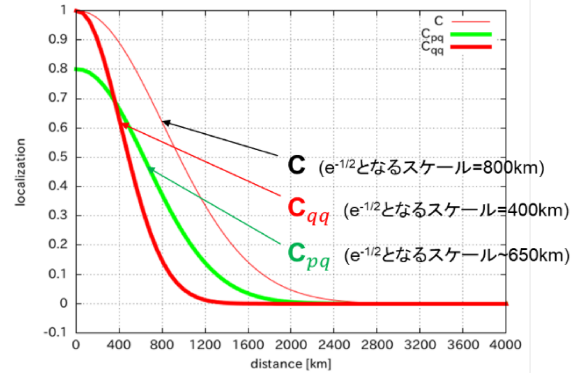


図 2.3.15 今回導入した 4D-Var の B_e の水平局所化関数。C は比湿以外の変数同士、 C_{qq} は比湿同士、 C_{pq} は比湿と比湿以外の変数の間の水平局所化関数を表す。

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

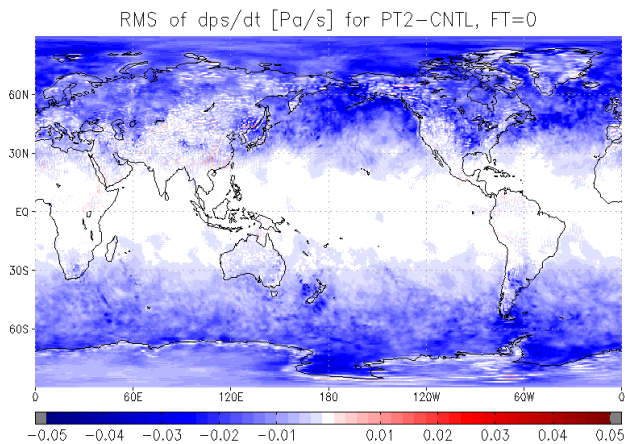


図 2.3.16 冬実験 (第 2.3.2.3 小節 (1)) の 2018 年 2 月 11 日 18UTC~2018 年 3 月 11 日 12UTC における、FT=0 の地上気圧時間変化率の二乗平均平方根 (RMS)[Pa/s] の変化 (TEST-CNTL)。

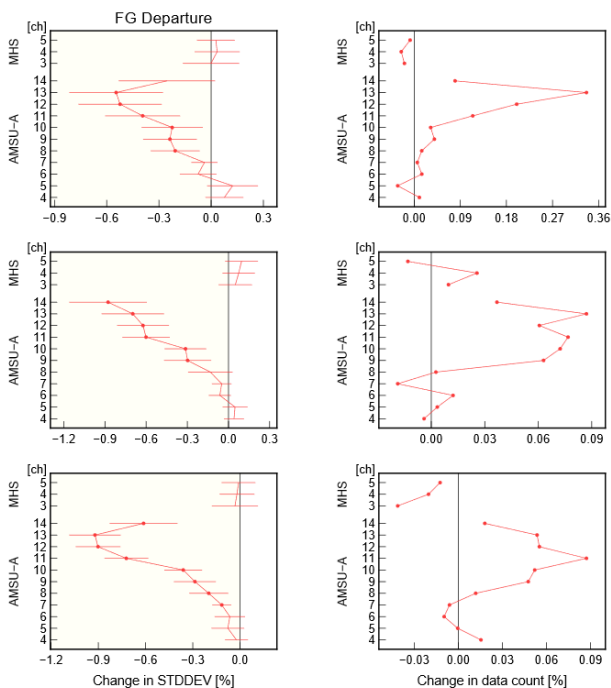


図 2.3.17 冬実験 (第 2.3.2.3 小節 (1)) の AMSU-A および MHS の O-B の標準偏差の変化率 (本文参照) (左、%) および観測使用数の変化率 (右、%)。上から北半球、熱帯、南半球。

の観測についても同様であった (図略)。また、アンサンブルブ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

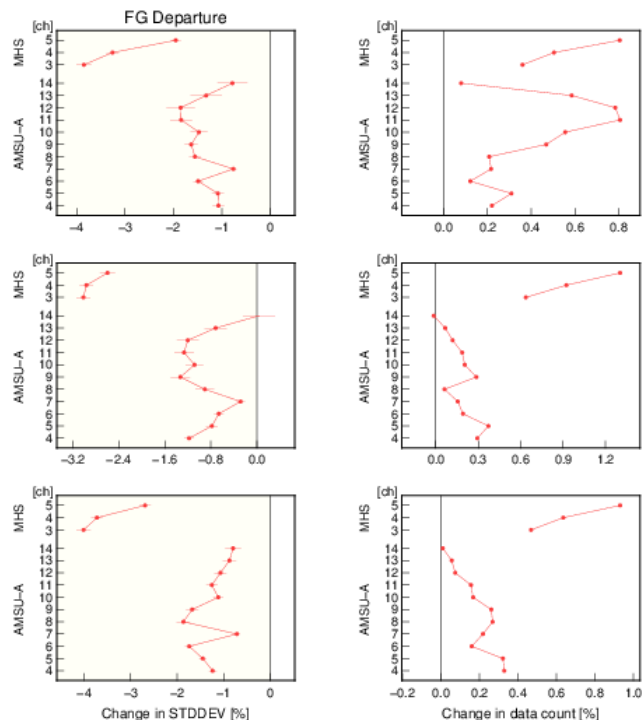


図 2.3.18 冬実験 (第 2.3.2.3 小節 (2)) の AMSU-A および MHS の O-B の標準偏差の変化率 (左、%) および観測使用数の変化率 (右、%)。上から北半球、熱帯、南半球。

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、アンサンブルブ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。

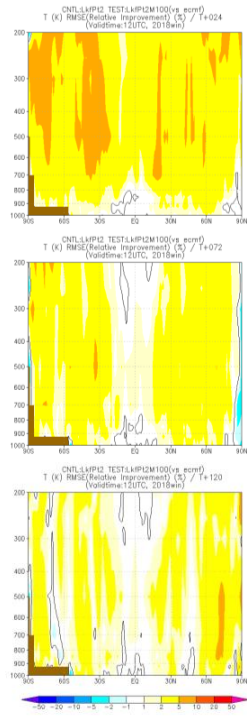


図 2.3.19 冬実験（第 2.3.2.3 小節 (2)）の対 ECMWF 解析値の気温の予測の東西平均の二乗平均平方根誤差 (RMSE) の改善率 (本文参照) [%]。暖色は TEST で RMSE が減少していることを示す。上から FT=24, 72, 120 の結果。

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

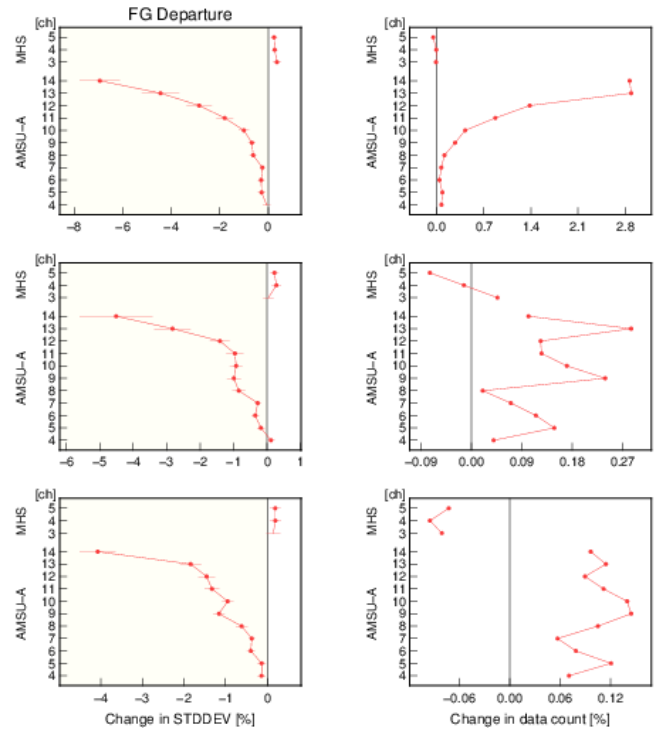


図 2.3.20 冬実験（第 2.3.2.3 小節 (3)）の AMSU-A および MHS の O-B の標準偏差の変化率 (左、%) および観測使用数の変化率 (右、%)。上から北半球、熱帯、南半球。

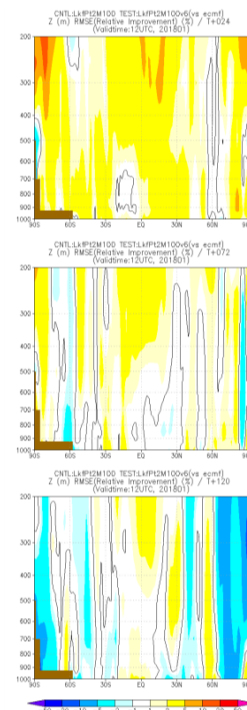


図 2.3.21 冬実験（第 2.3.2.3 小節 (3)）の対 ECMWF 解析値の高度の予測の東西平均 RMSE の改善率 [%]。暖色は TEST で RMSE が減少していることを示す。上から FT=24, 72, 120 の結果。

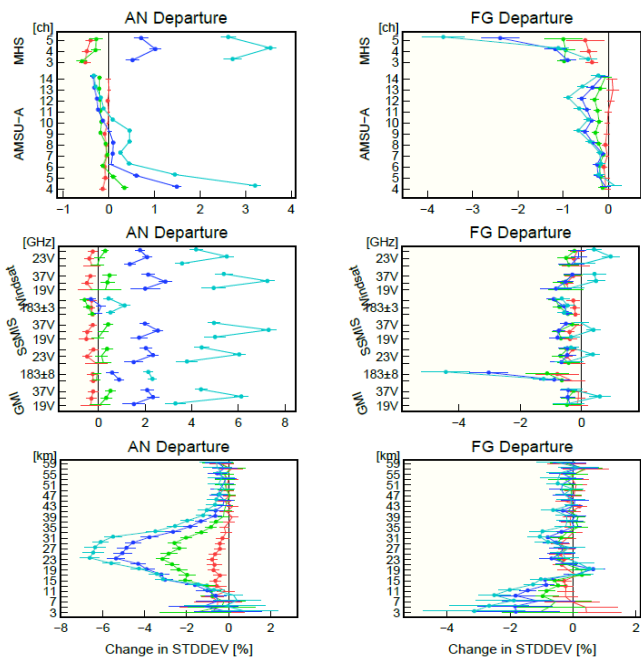


図 2.3.22 夏実験（第 2.3.2.4 小節 (1)）の AMSU-A および MHS（上）、マイクロ波イメージャ（中）、GNSS 掩蔽観測（下）の O-A（左）と O-B（右）の標準偏差の変化率 [%]。赤色が B_e015 、緑色が B_e030 、青色が B_e050 、水色が B_e070 。

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。

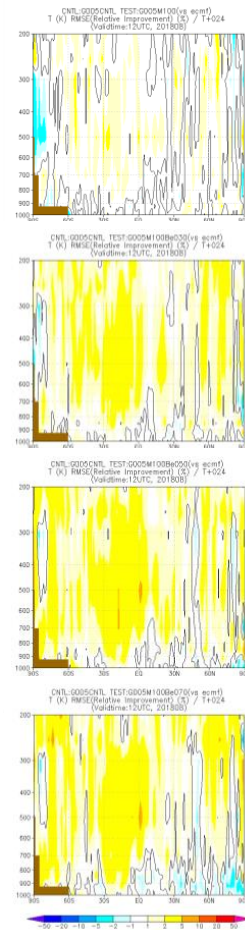


図 2.3.23 夏実験（第 2.3.2.4 小節 (1)）の FT=24 における対 ECMWF 解析値の気温の予報の東西平均 RMSE の改善率 [%]。暖色は TEST で RMSE が減少していることを示す。上から B_e015 、 B_e030 、 B_e050 、 B_e070 。

(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)。

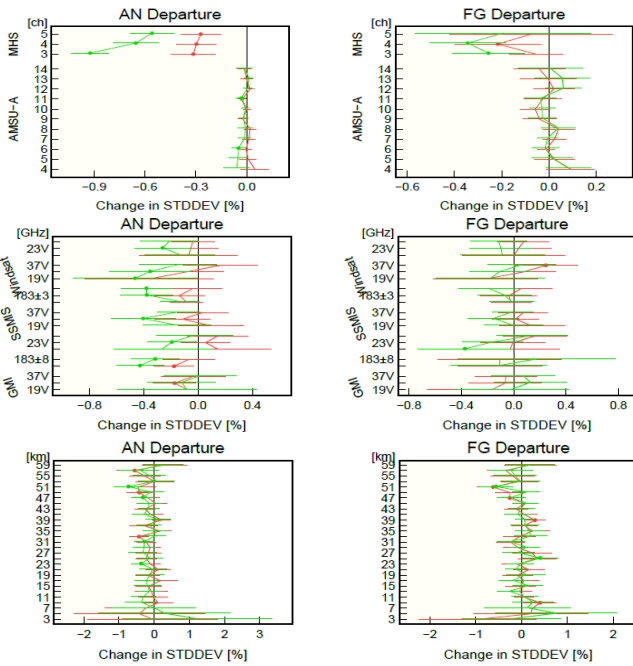


図 2.3.24 夏実験 (第 2.3.2.4 小節 (2)) の AMSU-A および MHS (上)、マイクロ波イメージャ (中)、GNSS 掩蔽観測 (下) の O-A (左) と O-B (右) の標準偏差の変化率 [%]。赤色が Q6、緑色が Q4。

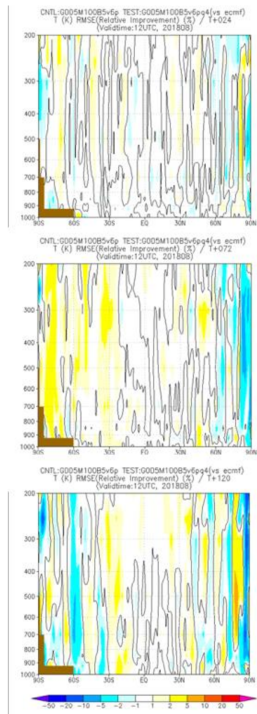


図 2.3.25 Q4 の夏実験 (第 2.3.2.4 小節 (2)) の対 ECMWF 解析値の気温の予測の東西平均 RMSE の改善率 [%]。暖色は TEST で RMSE が減少していることを示す。上から FT=24, 72, 120 の結果。

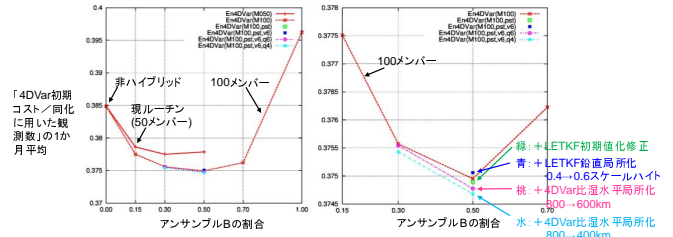


図 2.3.26 第 2.3.2.4 小節 (1)(2) で述べた実験 (夏実験) における「4D-Var 初期コスト / 同化に用いた観測数」の 1 か月平均。ただし、本文で述べていない組み合わせの実験も含む。横軸は B_e の割合。右図は左図を拡大 (但し 50 メンバー実験は描画せず) したものの。右図の赤は 100 メンバー実験。緑は赤に LETKF 初期値修正を加えたもの。青は緑に LETKF 鉛直局所化スケール拡大を加えたもの。桃 (水) は青に対して 4D-Var 比湿水平局所化スケールを 800 km \rightarrow 600 km (400 km) の変更を加えたもの。

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

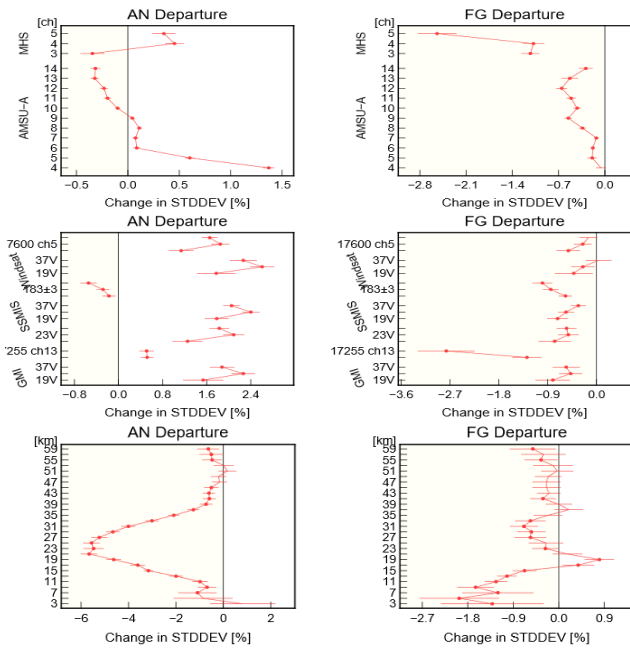


図 2.3.27 夏実験 (第 2.3.2.4 小節 (3)) の AMSU-A および MHS (上)、マイクロ波イメージャ (中)、GNSS 掩蔽観測 (下) の O-A (左) と O-B (右) の標準偏差の変化率 [%]。

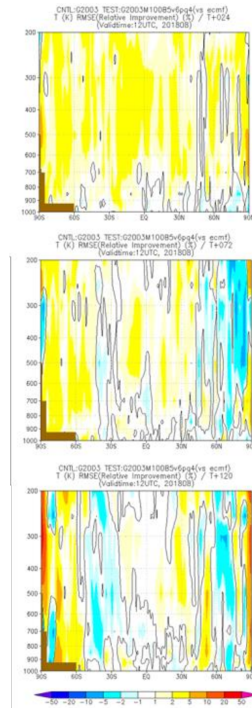


図 2.3.28 夏実験 (第 2.3.2.4 小節 (3)) の対 ECMWF 解析値の気温の予測の東西平均 RMSE の改善率 [%]。暖色は TEST で RMSE が減少していることを示す。上から FT=24, 72, 120 の結果。

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

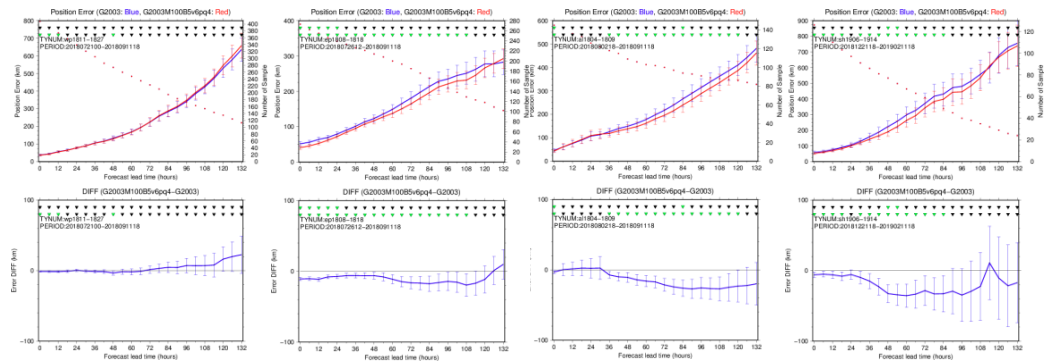


図 2.3.29 第 2.3.2.4 小節 (3) の実験における熱帯低気圧進路予報誤差 (上、青が CNTRL、赤が TEST) とその差 (下、TEST-CNTRL)。左から北西太平洋域 (夏実験、対 JMA ベストトラック)、北東太平洋域 (夏実験、対 NOAA ベストトラック)、大西洋域 (夏実験、対 NOAA ベストトラック)、南半球 (冬実験、対 NCEP TCvitals)。

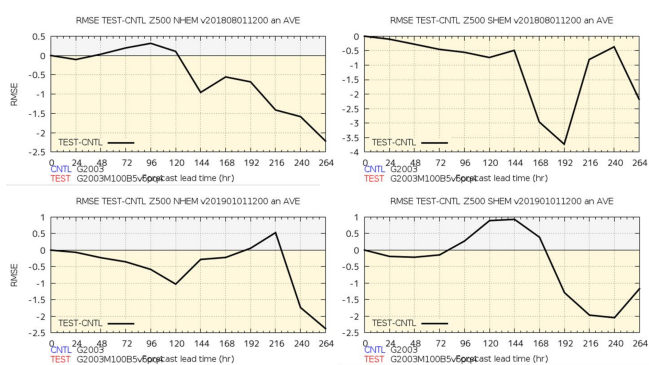


図 2.3.30 第 2.3.2.4 小節 (3) の実験における 500 hPa 高度の対解析 RMSE。上は夏実験、下は冬実験、左は北半球、右は南半球。

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.*

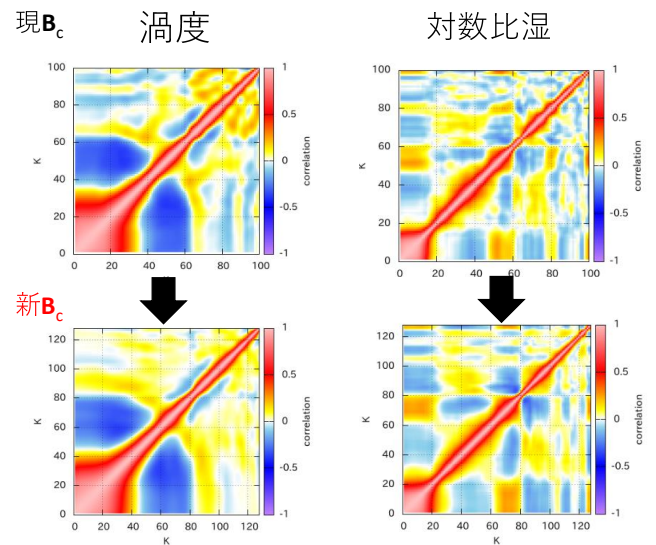


図 2.3.31 B_e の鉛直誤差相関構造 (全波数 1 成分)。左列は渦度、右列は対数比湿に対するもので、上段は現 B_e (100 層)、下段は更新した B_e (128 層)。縦軸と横軸の数値はモデル層の番号を示しており、数値が大きいほど上層に位置する。

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。

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.

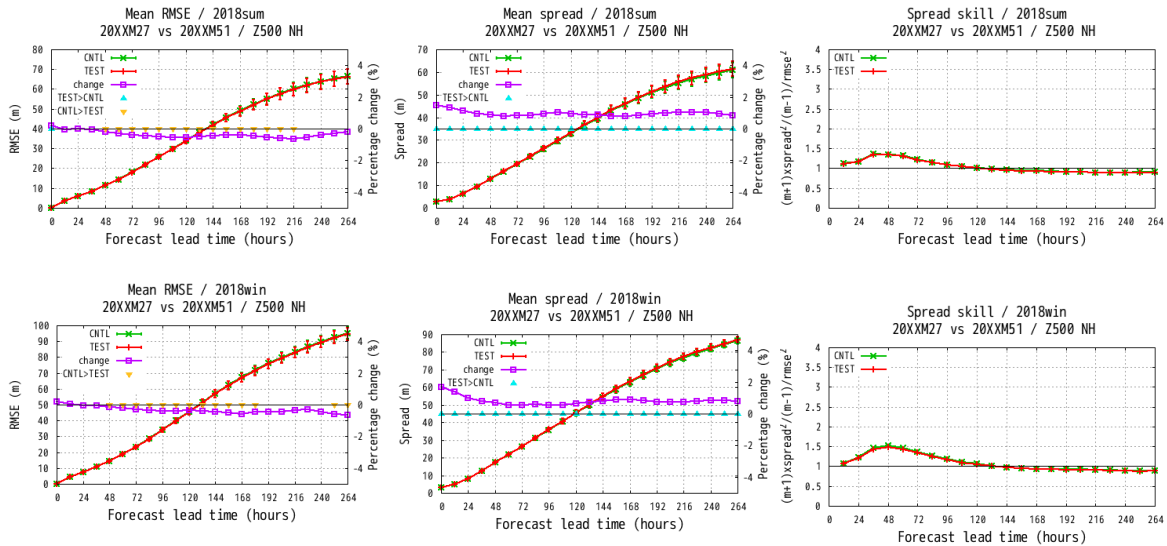


図 2.3.32 第 2.3.3.3 小節 (1) の実験におけるアンサンブル平均の 500 hPa 高度場の北半球 (20 °N 以北) の検証結果。上段は夏期間、下段は冬期間。左列は予報時間ごとの RMSE[m]。中列は予報時間ごとのスプレッド [m]、右列はスプレッドスキル (1 を超えるとスプレッドが予報誤差に対して過剰)。CNTL は緑線、TEST は赤線。RMSE とスプレッドでは、紫線は変化率 $((\text{TEST}-\text{CNTL})/\text{CNTL}[\%])$ 、右縦軸)。左列と中列については差に統計的な有意性がある場合に $\nabla(\text{CNTL}>\text{TEST})$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

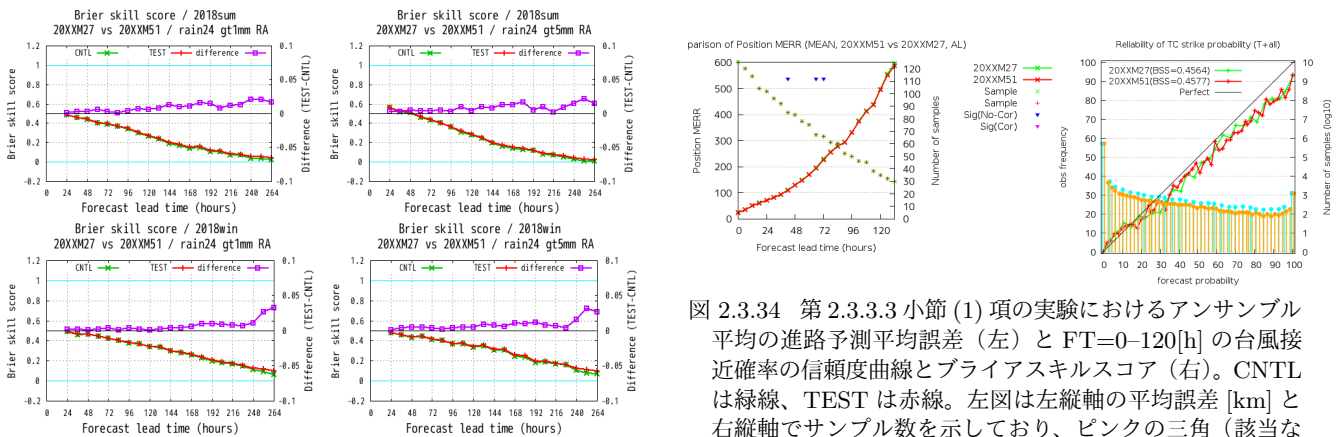


図 2.3.33 第 2.3.3.3 小節 (1) の実験における対解析雨量による降水の確率的予測のブライアスキルスコア。上段は夏期間、下段は冬期間。左列は閾値 1mm/24h、右列は閾値 5mm/24h の降水事例に対するもの。CNTL は緑線、TEST は赤線。紫線は差 (TEST-CNTL、右縦軸)。

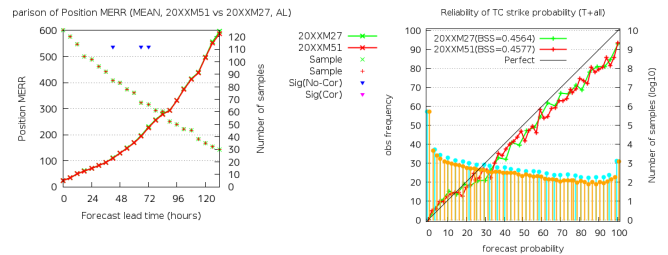


図 2.3.34 第 2.3.3.3 小節 (1) 項の実験におけるアンサンブル平均の進路予測平均誤差 (左) と FT=0-120[h] の台風接近確率の信頼度曲線とブライアスキルスコア (右)。CNTL は緑線、TEST は赤線。左図は左縦軸の平均誤差 [km] と右縦軸でサンプル数を示しており、ピンクの三角 (該当なしのため描画なし) と青の三角はそれぞれサンプル間の相関を考慮する場合としない場合に 5 % の有意水準で差が有意であることを示す。右図は水色とオレンジの棒グラフで CNTL と TEST の予報頻度を示す。また、ブライアスキルスコアを凡例中の「BSS=」以降に示す。

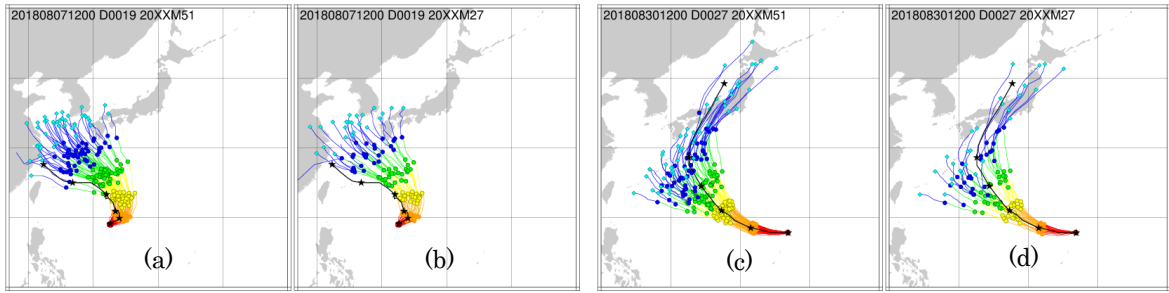


図 2.3.35 第 2.3.3.3 小節 (1) の実験における実況台風進路の捕捉状況が改善した事例。黒はベストトラック、色は各メンバーの進路予測。(a)は T1814 を対象とした 2018 年 8 月 7 日 12UTC の TEST による予測で、(b)は CNTL による予測。CNTL ではベストトラックを捕捉できていないが、TEST では捕捉できている。(c)は T1821 を対象とした 2018 年 8 月 30 日 12UTC の TEST による予測で、(d)は CNTL による予測。CNTL の予測は東西二つのグループに分かれており、実況はその間を進んでいる。TEST の予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

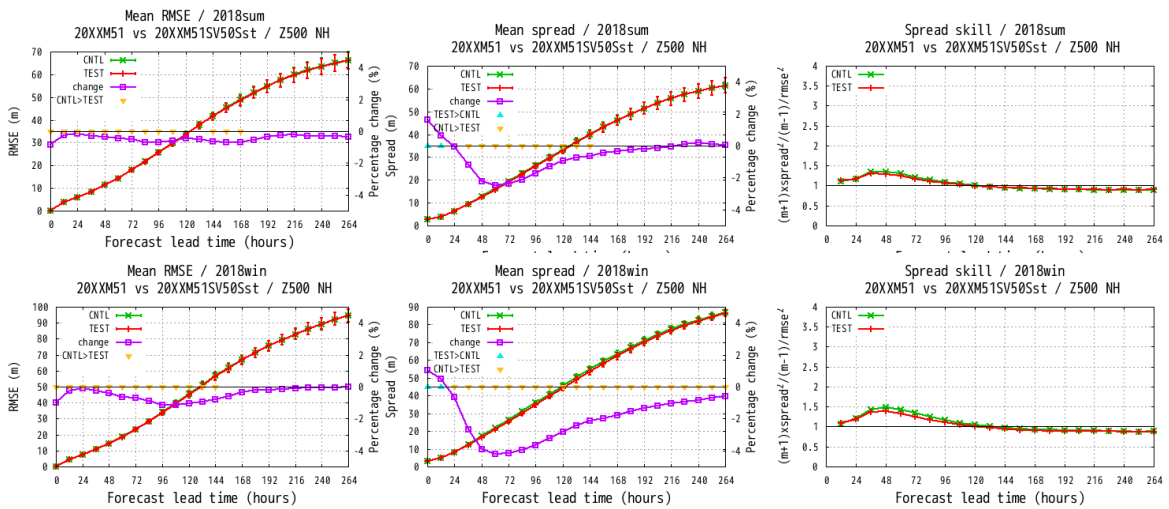


図 2.3.36 図 2.3.32 と同じ。ただし、第 2.3.3.3 小節 (2) の実験についてのもの。

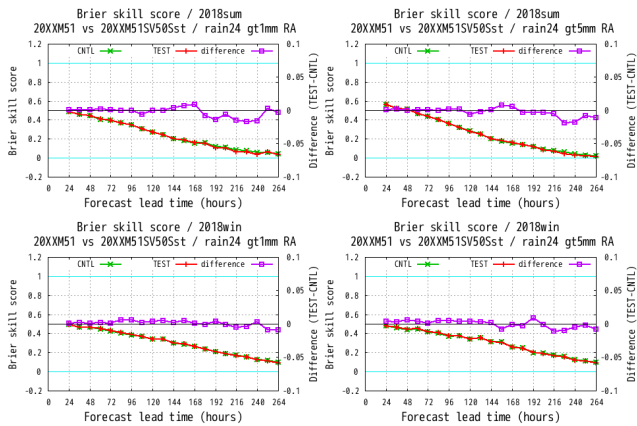


図 2.3.37 図 2.3.33 と同じ。ただし、第 2.3.3.3 小節 (2) の実験についてのもの。

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:

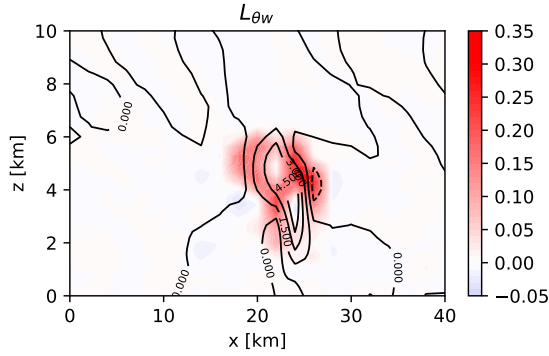


図 2.3.38 2次元 (x-z 平面) の TRMM-LBA 実験の結果から診断した温位に関する修正 Leonard 項 $L_{\theta w}$ の一例。コンターは鉛直速度 (m/s)、シェードは $L_{\theta w}$ (K m/s) をそれぞれ表す。

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

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

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 $K_L = 3 \sim 4$ が妥当であると示し、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、大気のア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 は極域の海水面上での観測であり、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、安定時には 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

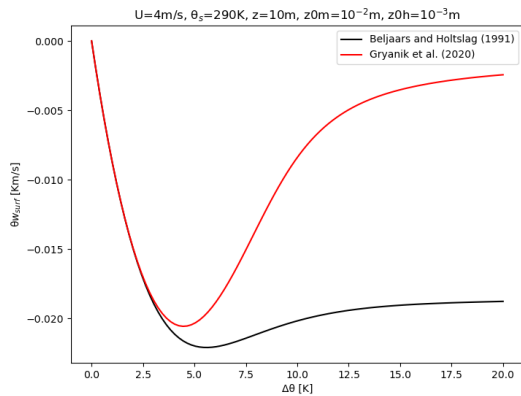


図 2.3.39 Beljaars and Holtslag (1991) と Gryanik et al. (2020) の普遍関数から診断される地表面温位フラックスの一例。横軸は 10 m 高度の温位の地表面温位からの差、縦軸は地表面温位フラックスである。黒線、赤線はそれぞれ Beljaars and Holtslag (1991) と Gryanik et al. (2020) の普遍関数を適用した結果を示す。

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

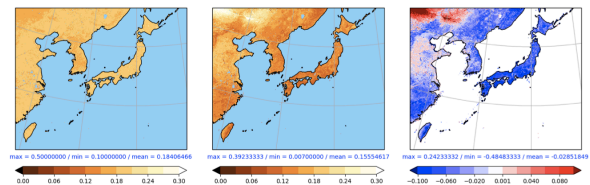


図 2.3.40 左: 現局地モデルで用いている地表面アルベド、中央: 衛星プロダクトから作成した地表面アルベドの気候値、右: 更新前後の地表面アルベドの差

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

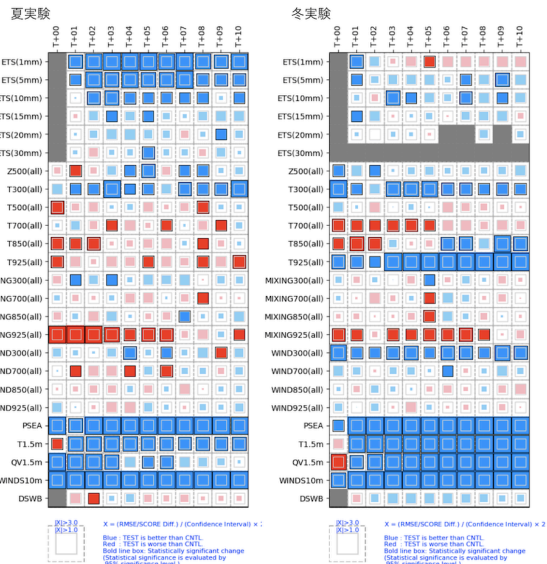


図 2.3.41 夏期間(左)、冬期間(右)の検証スコア・RMSE の変化有意性の統計検証結果。各行は統計検証要素、各列は予測時間に対応する。各統計検証要素は、ETS: 降水量のエクイタブルスコア(括弧内は降水量の閾値)、Z: ジオポテンシャル高度、MIXING(QV): 混合比、T: 気温、WIND: 風速、PSEA: 海面更正気圧、DSWB: 地上における下向き短波放射をそれぞれ表す。青がCNTLと比べて改善、赤がCNTLと比べて改悪を表しており、色付きの領域が各セルの内側の正方形以上の場合、95パーセント信頼区間で統計的に有意であることを示す。

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

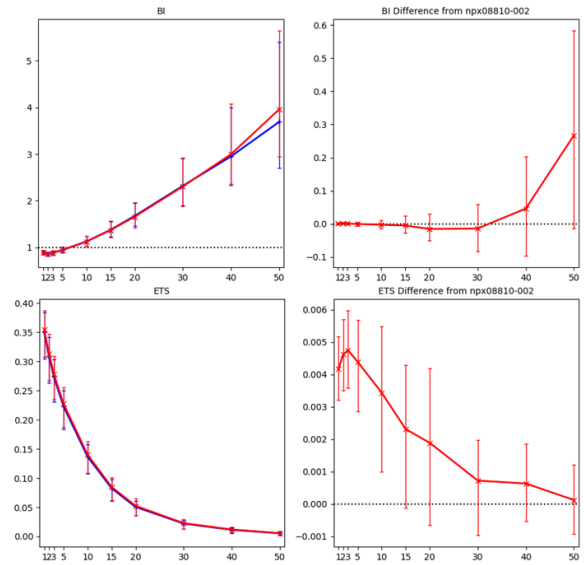


図 2.3.42 夏期間における降水量の対解析雨量検証での閾値別バイアスコア(上段)とエクイタブルスコア(下段)。横軸は1時間降水量の閾値を表す。左図の青線はCNTL、赤線はTESTをそれぞれ表し、右図はTESTとCNTLの差(TEST-CNTL)を示す。

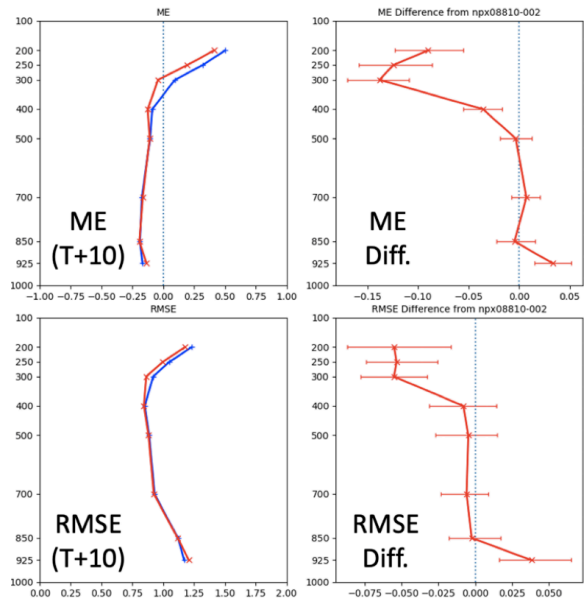


図 2.3.43 夏期間における気温の鉛直プロファイル(FT=10)の対ゾンデ検証結果。上段は平均誤差(ME)、下段は二乗平均平方根誤差(RMSE)。青線はCNTL、赤線はTESTをそれぞれ表す。

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)。

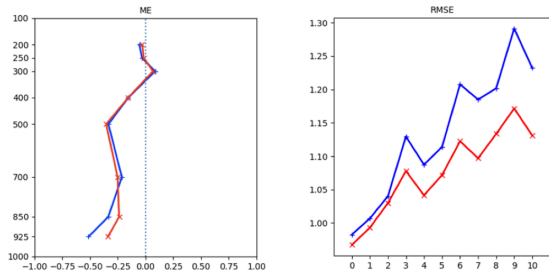


図 2.3.44 冬期間における気温の鉛直プロファイルの対ゾンデ検証結果。左図は FT=10 での ME、右図は 925 hPa におけるリードタイム別の RMSE をそれぞれ示している。青線は CNTL、赤線は TEST をそれぞれ表す。

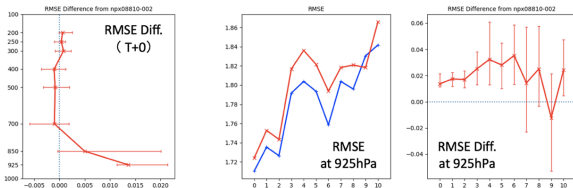


図 2.3.45 夏期間における比湿の鉛直プロファイルの対ゾンデ検証結果。左図が FT=0 での RMSE の CNTL との差、中央、右図が 925hPa におけるリードタイム別の RMSE (青: CNTL、赤: TEST) と RMSE の CNTL との差をそれぞれ示す。

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。

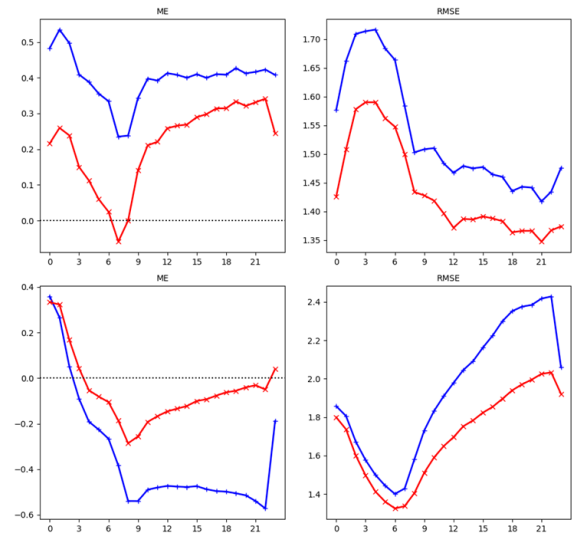


図 2.3.46 冬期間における地上風速 (上段)、気温 (下段) の対アメダス検証結果 (左図: ME、右図: RMSE)。横軸は対象時刻 (UTC) に対応する。青線は CNTL、赤線は TEST をそれぞれ表す。

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全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 Meteorol.*, **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 Meteorol.*, **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、

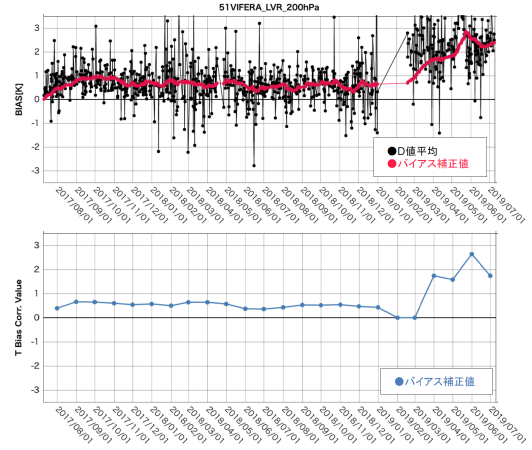


図 2.3.47 カルマンフィルタを用いた手法 (上) と現行の手法 (下) の比較。高度 200hPa 付近、飛行状態が巡航のある航空機に適用されるバイアス補正の例。上図の黒線は D 値平均、上図の赤線と下図の青線はバイアス補正値である。

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

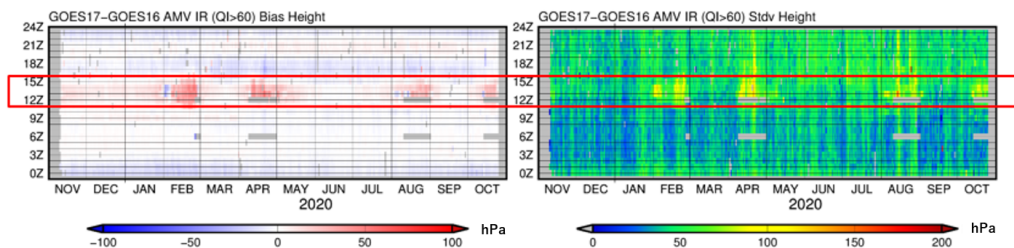


図 2.3.48 赤外バンドの AMV 高度の残差統計の時系列 (GOES-17 - GOES-16)。左図は平均値 (hPa)、右図は標準偏差 (hPa) を示しており、横軸は日付、縦軸は観測時刻 (UTC) である。灰色部分はサンプルがないことを示している。図の赤枠は GOES-16 AMV との品質の違いが顕著に見られた時間帯である。

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

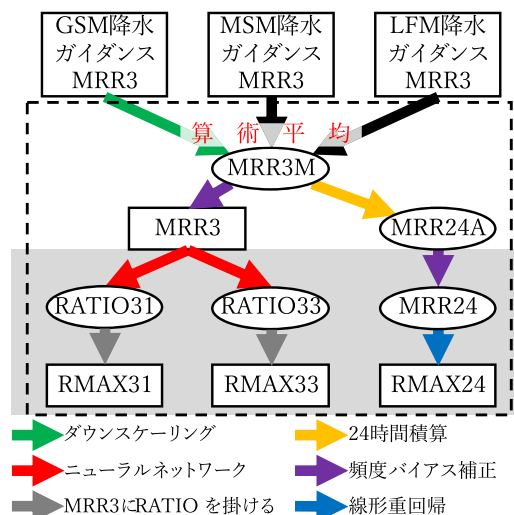


図 2.3.49 統合型降水ガイダンスの作成概要。破線の内側が統合型ガイダンスの予測要素 (四角) と中間製品 (楕円)。グレイハッチ部分の処理は MSM 降水ガイダンス作成と同じ手法 (白山 2018, 2019) を用いているが、RATIO のニューラルネットワークの説明変数は、MSM ではなく GSM (ダウンスケーリングなし)、MSM 及び LFM の算術平均を利用する。

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。

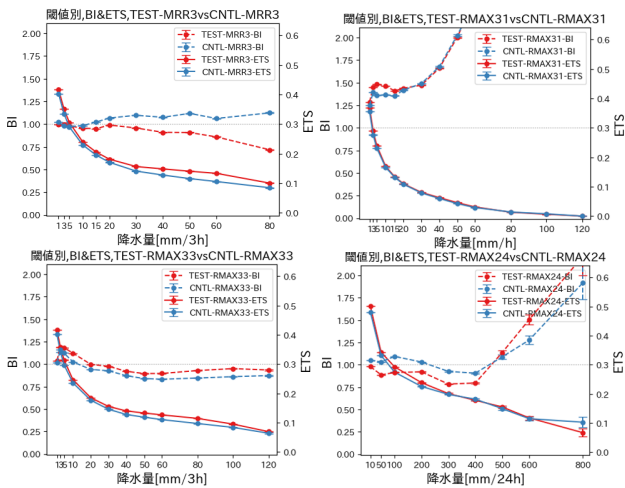


図 2.3.50 MRR3 (左上)、RMAX31 (右上)、RMAX33 (左下)、RMAX24 (右下) の閾値別 ETS 及び BI 検証結果。対 MSM ガイダンス検証のため 00m, 03m 等初期値で検証。実線が ETS で破線が BI。赤が統合型ガイダンス (TEST)。青が MSM ガイダンス (CNTL)。

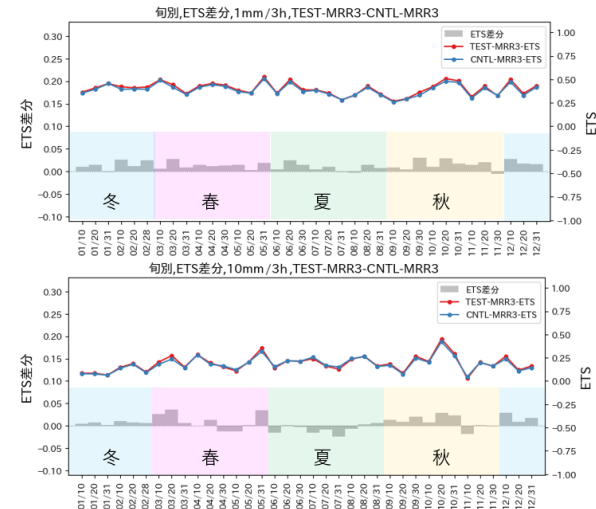


図 2.3.51 MSM ガイダンス (青線: CNTL) と統合型ガイダンス (赤線: TEST) の旬別検証。対 MSM ガイダンス検証のため 00m, 03m 等のみで検証。棒グラフは ETS 差分 (TEST-CNTL)。

(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

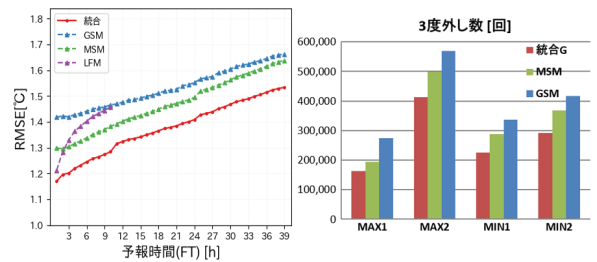


図 2.3.52 時系列気温の予報時間別 RMSE 検証 (左) 及び最高・最低気温の 3°C 外し事例数 (右)。

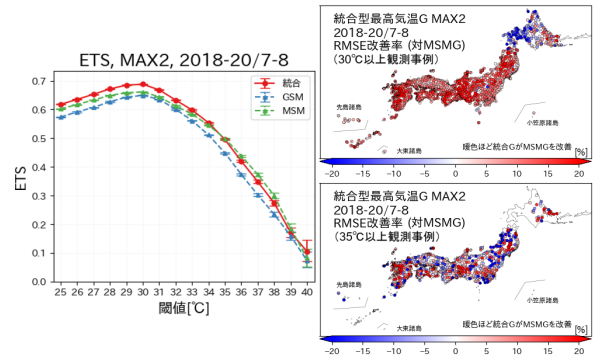


図 2.3.53 2018 年夏の最高・最低気温ガイダンス MAX2 (二日目の最高気温) の ETS 検証 (左) 並びに 30°C 以上 (右上) 及び 35°C 以上 (右下) に限定した対 MSM 地点別 RMSE 改善率。改善率は MSM ガイダンスの RMSE から統合型ガイダンスの RMSE を減算したものを、MSM ガイダンスの RMSE で除算したものを。

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

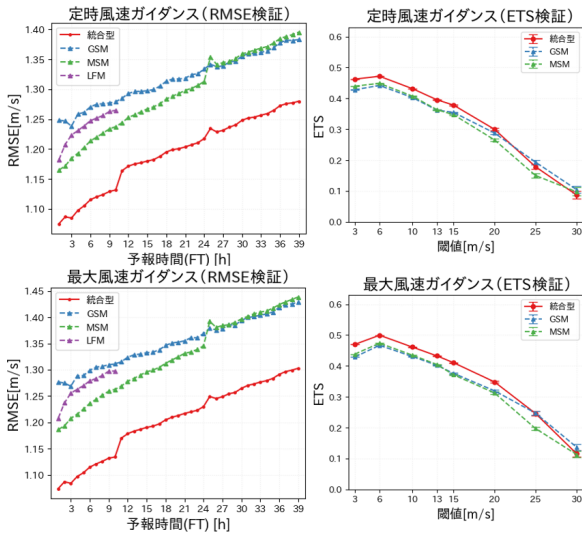


図 2.3.54 風速の予報時間別 RMSE 検証（左上:定時風、左下:最大風）及び閾値別 ETS 検証（右上:定時風、右下:最大風）。

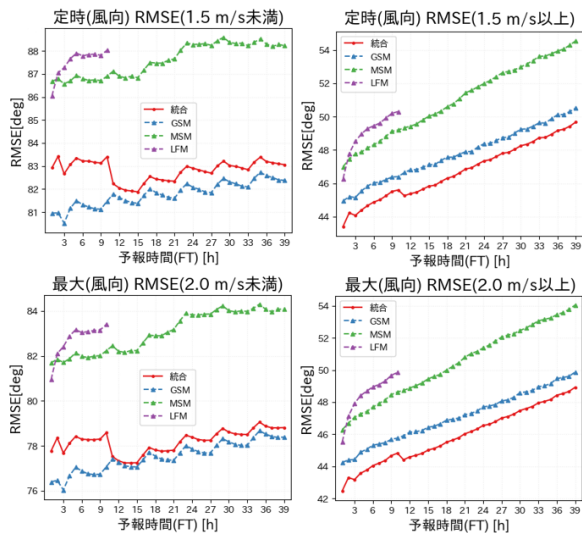


図 2.3.55 風向の RMSE 検証。弱い風（左上:定時風 1.5 m/s 未満、左下:最大風 2.0 m/s 未満）と弱い風以外（右上:定時風 1.5 m/s 以上、右下:最大風 2.0 m/s 以上）で検証を分けている。

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

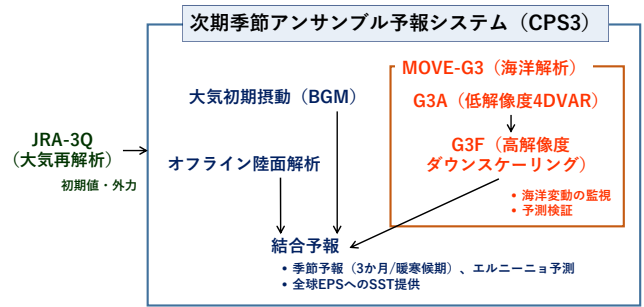


図 2.3.56 CPS3 を構成するシステム。CPS3 は、JRA-3Q を大気初期値や外力 (海洋や陸面への大気強制力) として、MOVE-G3 で作成された海洋解析、BGM 法で作成された大気初期摂動、オフライン地表面解析で作成された地表面初期値を用いて結合モデルによる予測を行う。

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

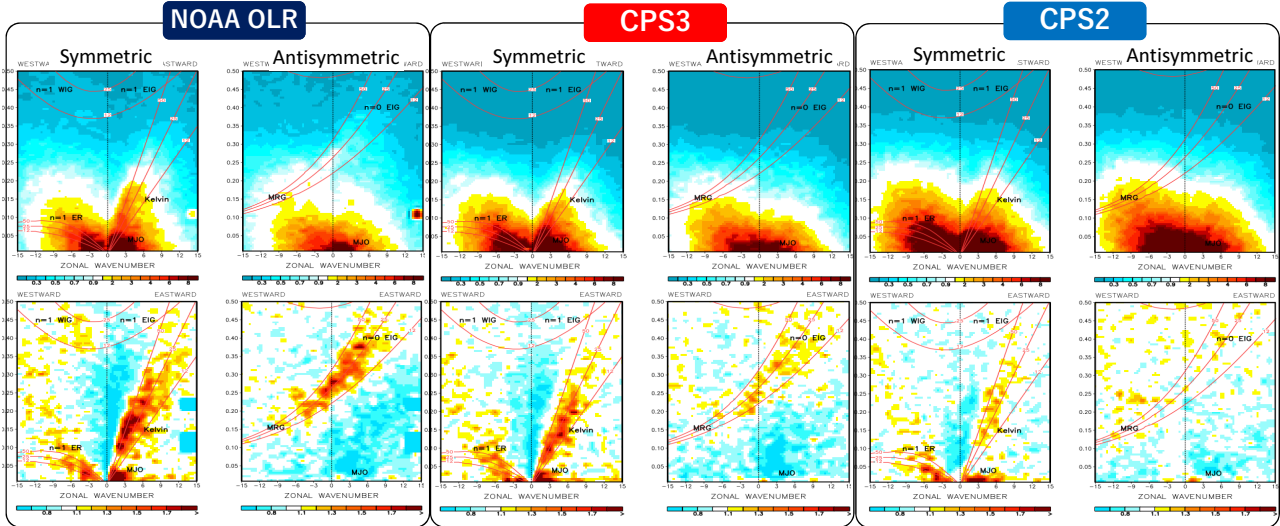


図 2.3.58 赤道波解析の比較（上段：OLR そのもののパワースペクトル、下段：統計的に顕著な OLR スペクトルピーク）。2001～2007 年の大気上端外向き長波放射（OLR）に対する、左から衛星観測、開発中の CPS3 予測、CPS2 予測の結果。

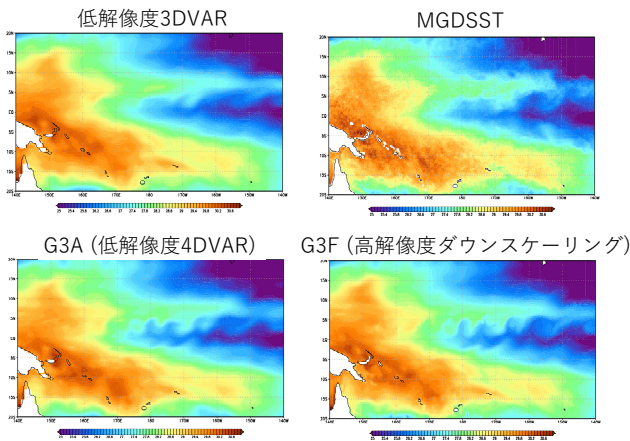


図 2.3.59 太平洋熱帯域中部での SST の比較。2012 年 1 月 1 日に対する海洋解析結果。

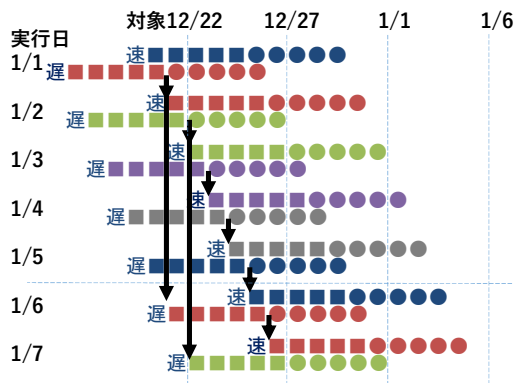


図 2.3.60 G3A の運用スケジュール例。10 日同化ウィンドウ（前半 5 日で IAU、後半 5 日で観測値同化）を持つ、遅延解析と速報解析を組み合わせた 5 ストリームを構成。遅延解析は翌日の速報同化に繋がるような同化ウィンドウを設定する。ストリーム毎に色分けし、■は IAU、●は観測値同化のウィンドウを示す。

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: MGSST (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

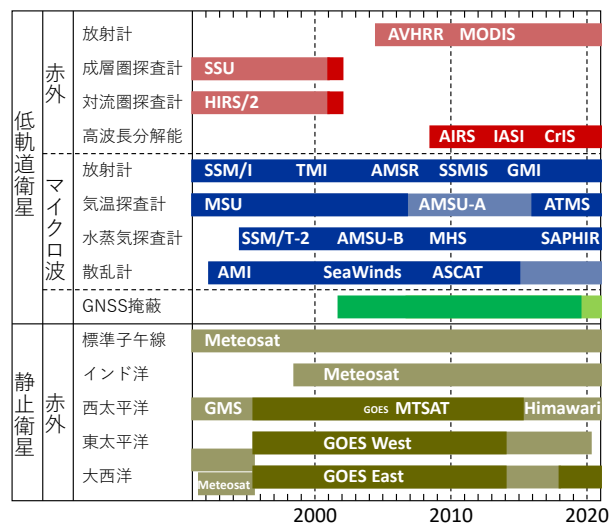


図 2.3.61 ストリーム A 期間に利用する衛星観測データ (2020 年 12 月時点の予定を含む)。濃い陰影は JRA-55 からの追加期間及び再校正・再処理データによる更新期間を表す。

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。

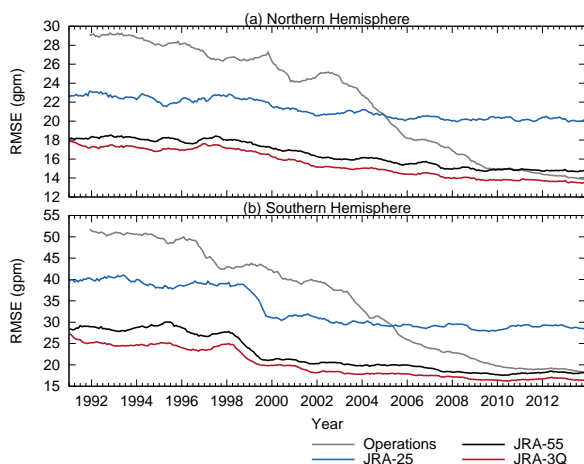


図 2.3.62 JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 及び現業全球データ同化システムの 500hPa 高度 2 日予報 RMS 誤差。検証対象はそれぞれの解析値。値は直前の 12 か月間の平均値を表す。(a) 北半球中・高緯度、(b) 南半球中・高緯度。

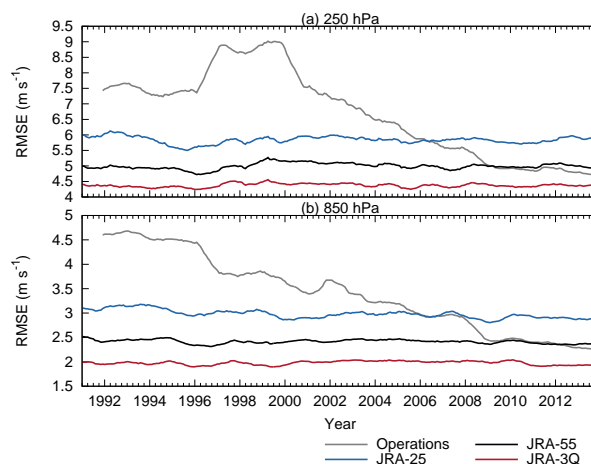


図 2.3.63 JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 及び現業全球データ同化システムの熱帯域風ベクトル 2 日予報 RMS 誤差。検証対象はそれぞれの解析値。値は直前の 12 か月間の平均値を表す。(a) 250hPa、(b) 850hPa。

(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

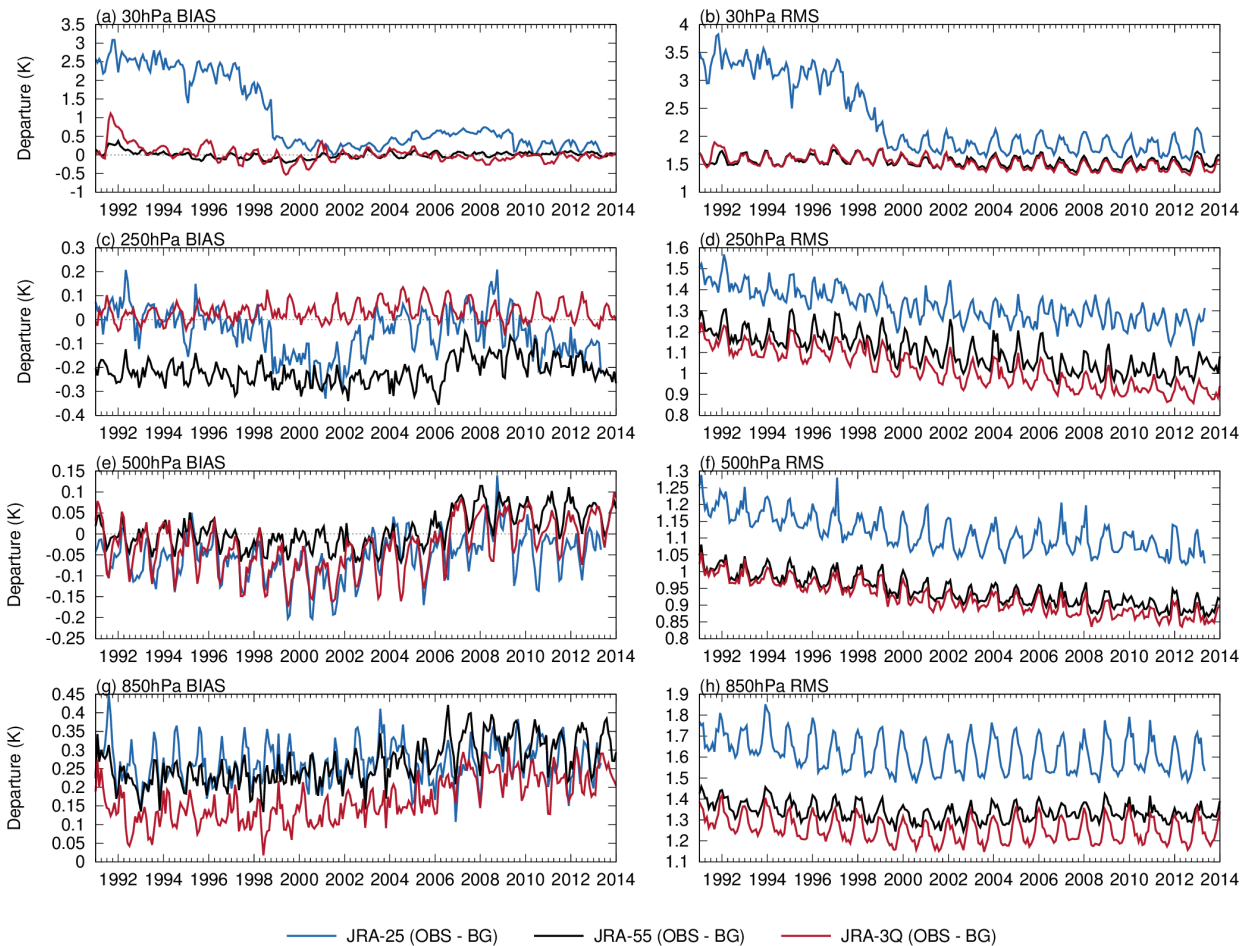


図 2.3.64 JRA-25、JRA-55 及び JRA-3Q で使用したラジオゾンデ気温観測対背景値 D 値の全球平均、及び RMS の時系列

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

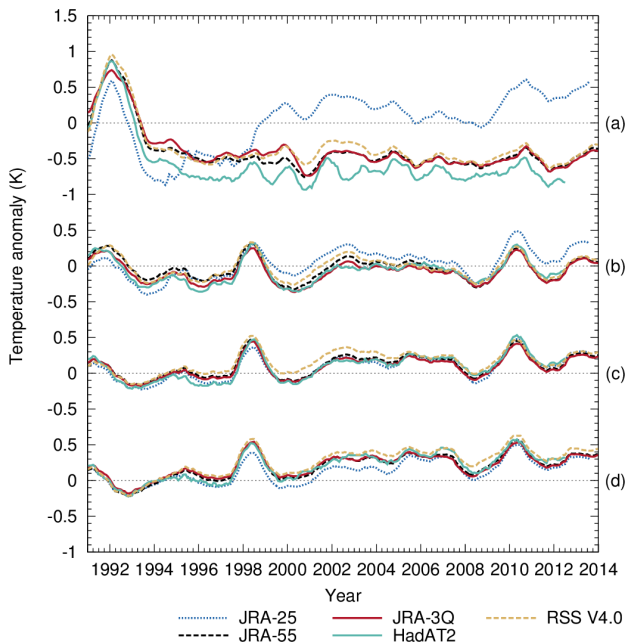


図 2.3.65 (a) 下部成層圏、(b) 対流圏上層、(c) 対流圏中層、(d) 対流圏下層の気温偏差の $82.5^{\circ}\text{N}\sim 82.5^{\circ}\text{S}$ の領域平均の 12 か月移動平均値の時系列。RSS V4.0 の時系列は MSU チャンネル 4、3、2 の観測値とその対流圏下層への外挿値であるのに対し、HadAT2、JRA-3Q、JRA-55、JRA-25 の時系列は気温から計算した MSU 等価量である。偏差は JRA-3Q を除きそれぞれのデータセットの 1979~1998 年の期間の月気候値に対して計算されている。JRA-3Q の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

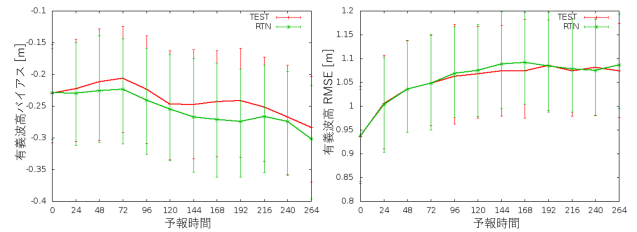


図 2.3.66 波浪アンサンブルでの有義波高アンサンブル平均の対衛星観測検証結果。左図がバイアス、右図が RMSE。緑線が CNTL (現業 27 メンバー)、赤が 51 メンバー実験の結果。

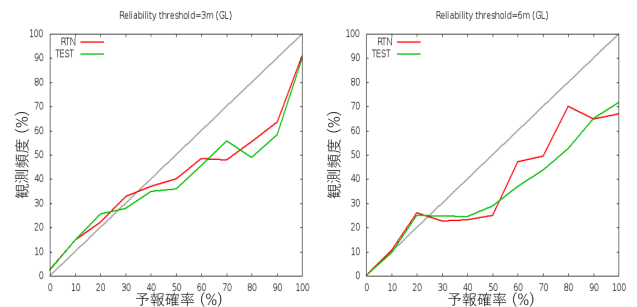


図 2.3.67 波浪アンサンブル 72 時間予報の信頼度曲線。左図は波高 3 m 超過の確率予報、右図は波高 6 m 超過の確率予報に対応する。緑線が CNTL (現業 27 メンバー)、赤が 51 メンバー実験の結果。

(≈ 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、

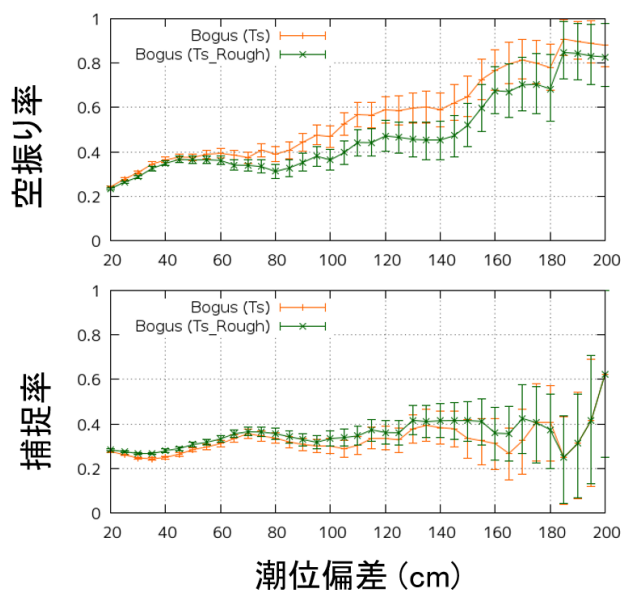


図 2.3.68 日本域高潮モデルでの3~12時間予報における空振り率(上段)、捕捉率(下段)。横軸は潮位偏差。図中、橙線は現業高潮モデル、緑線は台風ポーガス改良を適用した高潮モデルの予測スコアである。

(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

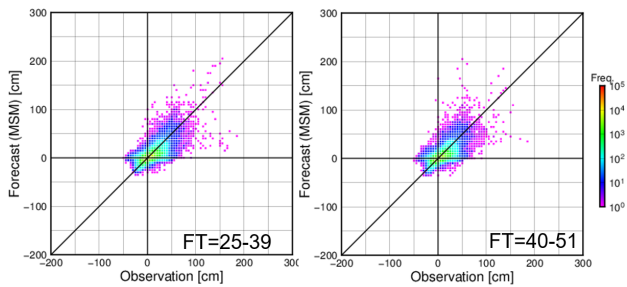


図 2.3.69 予報期間毎の潮位偏差散布図。横軸は潮位偏差観測値、縦軸は MSM を大気外力として用いた高潮モデル予測値 (単位は cm)。左図は 25~39 時間予報、右図は 40~51 時間予報の検証結果。

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-

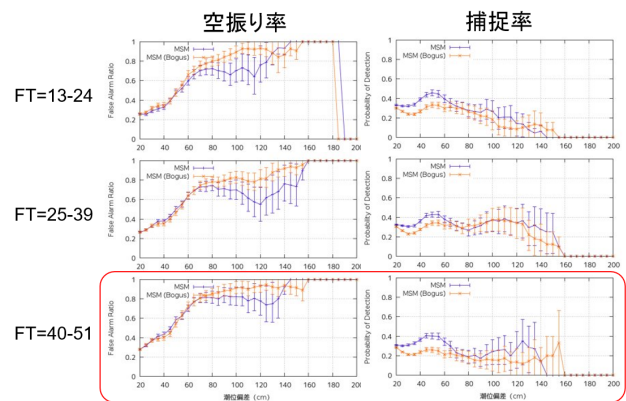


図 2.3.70 予報期間毎の空振り率 (左列)、捕捉率 (右列)。上段は 13~24 時間予報、中段は 25~39 時間予報、下段は 40~51 時間予報のスコアである。横軸は潮位偏差。図中、紫線は MSM を用いた高潮予測、橙線は台風ボーガスを用いた高潮予測のスコアである。

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。

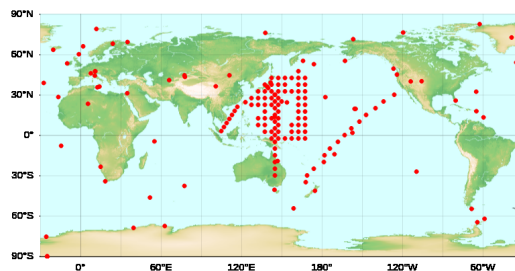


図 2.3.71 大気 CO₂ 解析に使用する観測点の分布。南米やアフリカなど観測地点がほとんどない地域が存在する。気象庁 HP から引用。

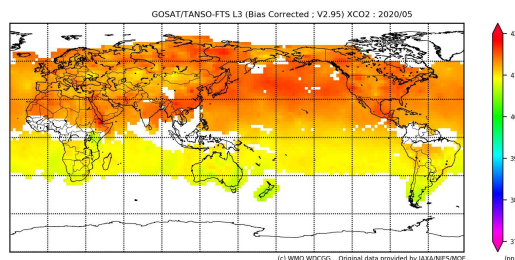


図 2.3.72 温室効果ガス観測衛星 GOSAT による 2020 年 5 月の観測。世界温室効果ガスデータセンター（WDCGG）のサイトから引用。

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/elibrary/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かったと考えられる。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

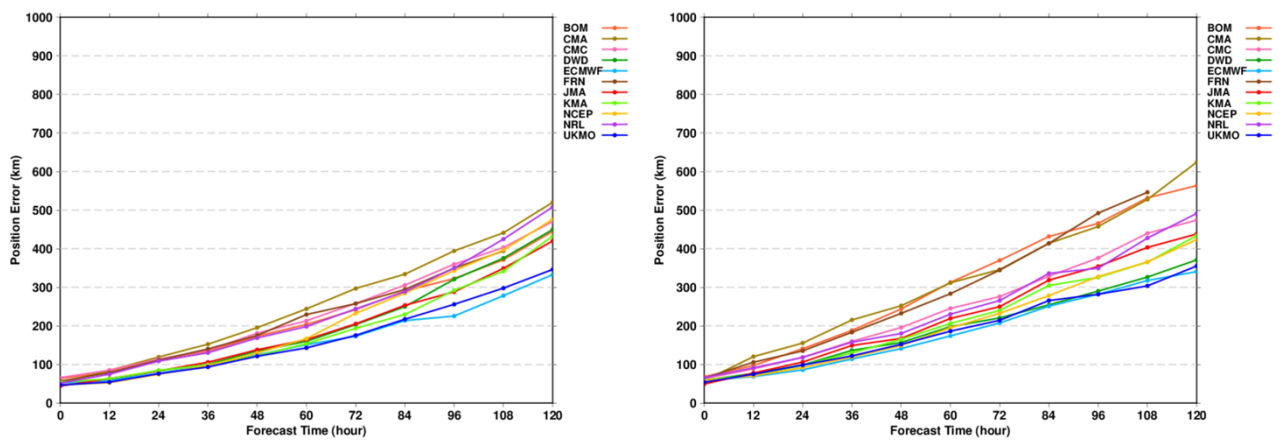


図 2.3.73 北西太平洋域における熱帯低気圧の予測時間別進路予測誤差。左が 2018 年、右が 2019 年を示す。

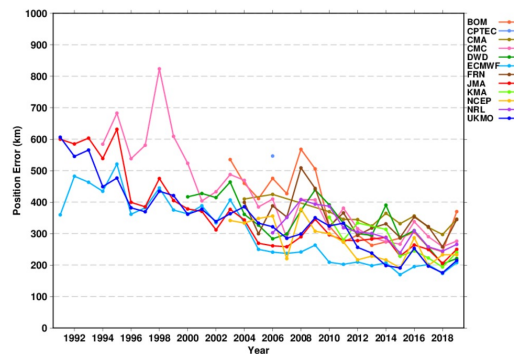


図 2.3.74 北西太平洋域における熱帯低気圧の 72 時間進路予測誤差の経年変化。

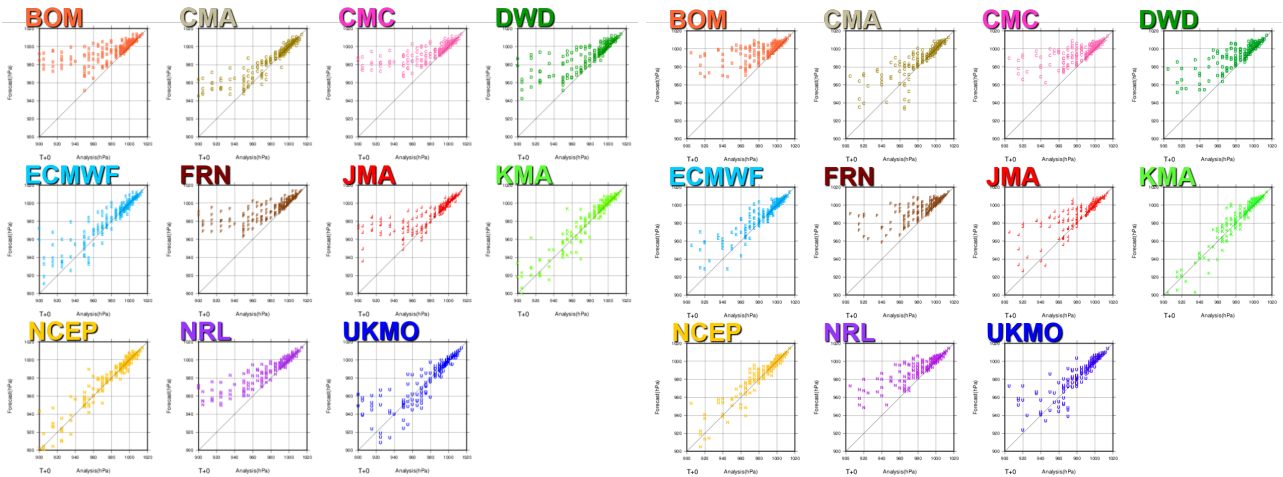


図 2.3.75 北西太平洋域における初期値での熱帯低気圧中心気圧の散布図。左が 2018 年、右が 2019 年を示す。横軸にベストトラック、縦軸に初期値での中心気圧 [hPa] をとり、対角線より下にプロットされている場合は、初期値がベストトラックより過大であった事例、対角線より上にプロットされている場合は、過小であった事例を示す。

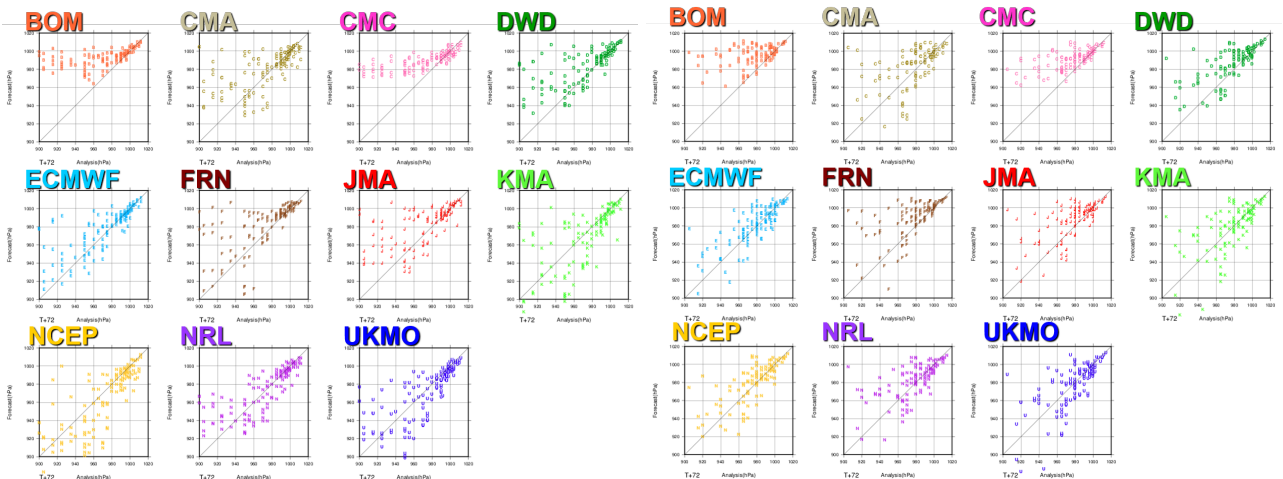


図 2.3.76 北西太平洋域における 72 時間予測での熱帯低気圧中心気圧の散布図。左が 2018 年、右が 2019 年を示す。横軸にベストトラック、縦軸に 72 時間予測での中心気圧 [hPa] をとり、対角線より下にプロットされている場合は、予測値がベストトラックより過大であった事例、対角線より上にプロットされている場合は、過小であった事例を示す。

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.

第3章 成果発表

3.1 学術論文

2020年4月から12月まで、数値予報開発センター（2020年9月までは発足前の気象庁予報部数値予報課）の職員が投稿した論文（共著も含む）を掲載する。

1. Ikuta, Y., H. Kusabiraki, K. Kawano, T. Anzai, M. Sawada, M. Ujiie, S. Nishimoto, Y. Ota, and M. Narita, 2020: A New Data Assimilation System and Upgrading of Physical Processes in JMA's Meso-scale NWP System. *WGNE Res. Activ. Earth System Modell.*, **50**, 1.07–1.08.
2. Kadowaki, T., Y. Ota, and S. Yokota, 2020: Introduction of a new hybrid data assimilation system for the JMA Global Spectral Model. *WGNE Res. Activ. Earth System Modell.*, **50**, 1.09–1.10.
3. Shimizu, H., M. Kazumori, and T. Kadowaki, 2020: Implementation of all-sky microwave radiance assimilation into JMA's global NWP system. *WGNE Res. Activ. Earth System Modell.*, **50**, 1.21–1.22.
4. Matsukawa, C., H. Yonehara, and T. Kanehama, 2020: Evaluation of revised gravity wave parametrizations using statistics of first-guess departures. *WGNE Res. Activ. Earth System Modell.*, **50**, 4.09–4.10.
5. 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 System Modell.*, **50**, 6.17–6.18.
6. 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. *WGNE Res. Activ. Earth System Modell.*, **50**, 6.19–6.20.
7. Dutra, E., J. Muñoz-Sabater, S. Bousssetta, T. Komori, S. Hirahara, and G. Balsamo, 2020: Environmental Lapse Rate for High-Resolution Land Surface Downscaling: An Application to ERA5. *Earth and Space Science*, **7**, doi:10.1029/2019EA000984.
8. Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Horányi, J. Muñoz-Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, X. Abellan, G. Balsamo, P. Bechtold, G. Biavati, J. Bidlot, M. Bonavita, G. De Chiara, P. Dahlgren, D. Dee, M. Diamantakis, R. Dragani, J. Flemming, R. Forbes, M. Fuentes, A. Geer, L. Haimberger, S. Healy, R. J. Hogan, E. Hólm, M. Janisková, S. Keeley, P. Laloyaux, P. Lopez, C. Lupu, G. Radnoti, P. de Rosnay, I. Rozum, F. Vamborg, S. Villaume, and J.-N. Thépaut, 2020: The ERA5 global reanalysis. *QJRMS*, **146**, 1999–2049.
9. Okamoto, K., H. Owada, T. Fujita, M. Kazumori, M. Otsuka, H. Seko, Y. Ota, N. Uekiyo, H. Ishimoto, M. Hayashi, H. Ishida, A. Ando, M. Takahashi, K. Bessho, and H. Yokota, 2020: Assessment of the potential impact of a hyperspectral infrared sounder on the Himawari follow-on geostationary satellite. *SOLA*, **16**, 162–168.
10. van Niekerk, A., I. Sandu, A. Zadra, E. Bazile, T. Kanehama, M. Köhler, M.-S. Koo, H.-J. Choi, Y. Kuroki, M. D. Toy, S. B. Vosper, and V. Yudin, 2020: COncstraining ORographic Drag Effects (COORDE): A Model Comparison of Resolved and Parametrized Orographic Drag. *JAMES*, **12**, doi:10.1029/2020MS002160.

3.2 国際会合

2020年4月から12月まで、数値予報開発センター（2020年9月までは発足前の気象庁予報部数値予報課）の職員が口頭・ポスター発表した国際会合を掲載する。

- ECMWF 年次セミナー¹ 9月14日-9月18日 オンライン
 - － 氏家 将志 「Development of the spectral-based dynamical core of the JMA operational global model」 (9月18日 口頭発表)
- 第42回欧州領域モデリング会合及び第27回短期数値予報会合² 9月28日-10月2日 オンライン
 - － 成田 正巳³ 「Development of Limited-Area NWP Systems at JMA」 (9月28日 口頭発表)
- 数値実験作業部会 (WGNE) 第35回会合⁴ 11月2日-11月5日 オンライン
 - － 氏家 将志 「WGNE inter-comparison of Tropical Cyclone Track forecast 2018-2019」 (11月3日 口頭発表)
- 第15回東南アジア諸国連合地域気候予測フォーラム⁵ 11月23日、11月25日、11月27日 オンライン
 - － 小森 拓也 「JMA Seasonal Prediction for Southeast Asian Climate for the winter 2020/2021」 (11月23日 口頭発表)
- WMO 第7回観測システムの数値予報へのインパクトワークショップ⁶ 11月30日-12月3日 オンライン
 - － 太田 行哉 「Impact of all-sky radiance assimilation on tropical cyclone predictions at JMA」 (11月30日 口頭発表)
- 欧州中期予報センター (ECMWF)・英国気象局 (UKMO) 合同陸面データ同化会合⁷ 12月14日 オンライン
 - － 越智 健太 「Land surface analysis at JMA」 (12月14日 口頭発表)

¹ <https://www.ecmwf.int/en/learning/workshops/annual-seminar-2020>

² <https://events.spacepole.be/event/94/>

³ 大気海洋部気象リスク対策課アジア太平洋気象防災センター

⁴ <http://wgne.meteoinfo.ru/meetings/wgne35-meeting-presentations/>

⁵ <http://asmc.asean.org/events-fifteenth-session-of-the-asean-climate-outlook-forum-aseanconf-15/>

⁶ <https://meetings.wmo.int/impact-workshop-7/>

⁷ <https://confluence.ecmwf.int/display/LDAS/ECMWF-UKMO+meeting+2020+12+14>

3.3 国内会合

2020年4月から12月まで、数値予報開発センター（2020年9月までは発足前の気象庁予報部数値予報課）の職員が口頭・ポスター発表した国内会合を掲載する。

- 日本気象学会台風研究連絡会 Virtual 台風セミナー¹ 9月7日-9月8日 オンライン
 - － 西本 秀祐「渦 Rossby 波に関する諸問題への解析解を用いたアプローチ」(9月7日 口頭発表)
- 京都大学防災研究所台風研究会² 9月17日-9月18日 オンライン
 - － 野中 健一「大気追跡風の数値予報モデルにおける台風予報への効果と海上風監視への利用について」(9月17日 口頭発表)
- 日本気象学会秋季大会³ 10月25日-10月31日 オンライン
 - － 千葉 丈太郎「層積雲スキーム改良による SST-SW フィードバックの改善」(10月28日 ポスター発表)
 - － 米原 仁「台風防災の目標達成に向けて必要な技術開発（気象庁全球数値予報システム）」(10月29日 ポスター発表)
 - － 西本 秀祐「Moisture Vortex Instability による台風内の擾乱の成長」(10月30日 ポスター発表)
- 日本気象学会非静力学数値モデル研究連絡会 非静力学モデルに関するワークショップ⁴ 11月11日-11月12日 オンライン
 - － 欠畑 賢之「気象庁メソアンサンブル予報システムの初期・側面境界摂動の改良」(11月12日 口頭発表)
 - － 川田 英幸「気象庁メソアンサンブル予報システムの SPPT 法の開発」(11月12日 口頭発表)
- 日本海洋学会秋季大会⁵ 11月27日-11月29日 オンライン
 - － 浅井 博明「気象庁現業海洋データ同化・予測システムの更新」(11月27日 口頭発表)
- 統計数理研究所共同研究集会⁶ 12月18日、12月25日 オンライン
 - － 吉田 拓馬「強結合データ同化における共分散局所化」(12月25日 口頭発表)

¹ http://www.itonwp.skr.u-ryukyu.ac.jp/Typhoon_Research_Group/

² <http://www.itonwp.skr.u-ryukyu.ac.jp/TCRM/>

³ <https://www.metsoc.jp/meetings/2020a>

⁴ <http://nhmws2020.kishou.go.jp>

⁵ <https://www.jp-c.jp/jos/2020FM/index.php>

⁶ <http://daweb.ism.ac.jp/workshop/SEE/ws202012.html>

3.4 数値予報課コロキウム

表 3.4.1: 2020 年 4 月から 12 月までに開催した数値予報課コロキウム

開催日	発表者	発表表題
5 月 14 日	沢田 雅洋、氏家 将志、 草開 浩、西本 秀祐	MSM 延長予報に向けた開発途中経過と実験検証結果の報告
5 月 21 日	小屋松 進、下地 和希 ¹	全球解析における GOES-16AMV および ScatSat-1/OSCAT 海上風の新規利用（業務化試験報告）
5 月 26 日	岡部 いづみ ²	局地解析におけるひまわり 8 号 CSR データ利用拡大について（業務化試験結果報告）
5 月 28 日	中村 佑希	全球解析における航空機データ米国 1/50 間引き設定の廃止（性能評価試験報告）
6 月 4 日	横田 祥、太田 洋一郎 ³ 、 門脇 隆志、小田 真祐子	全球 LETKF の初期値化の見直しとアンサンブルメンバー数増強（開発進捗報告）
6 月 18 日	横田 祥、太田 洋一郎 ³ 、 門脇 隆志、小田 真祐子	全球ハイブリッド同化のアンサンブルメンバー数増強（開発進捗報告）
6 月 25 日	平原 洋一 ⁴ 、金浜 貴史	ECMWF 長期出張・派遣報告（1）
7 月 2 日	平原 洋一 ⁴	ECMWF 長期出張・派遣報告（2）マイクロ波放射モデル CMEM の開発
7 月 16 日	欠畑 賢之、国井 勝 ⁴ 、 川田 英幸、河野 耕平、 白山 洋平	メソアンサンブル予報システム初期/境界摂動の改良（性能評価試験報告）
7 月 21 日	森 祐貴、井上 卓也、 藤兼 典史	統合型ガイダンスの部内試験運用について
7 月 27 日	村田 英彦	全球解析における Metop-C データ（マイクロ波サウンダ）の利用について（性能評価試験報告）
7 月 30 日	金浜 貴史	ECMWF 派遣報告（3）地形由来の摩擦効果のパラメタリゼーション開発
8 月 4 日	宮岡 健吾、関口 亮平、 清水 宏幸、樋口 真悠子	気象庁全球モデル（GSM）における積雪深解析の開発進捗報告
8 月 4 日	越智 健太、関口 亮平、 樋口 真悠子	気象庁全球モデル（GSM）における土壌水分解析の開発進捗報告
8 月 6 日	山口 春季、池上 雅明 ⁴ 、 越智 健太	全球アンサンブル予報システムのアンサンブルメンバー数増強
8 月 6 日	石井 恭介	東京レーダー・福岡 DRAW の利用再開（性能評価試験報告）
8 月 20 日	米原 仁、横田 祥、 門脇 隆志、山口 春季、 宮岡 健吾、関口 亮平、 越智 健太	気象庁全球モデル（GSM）の鉛直層増強、同化でのアンサンブルメンバー数増強、及び陸面解析改良の性能評価試験報告
8 月 25 日	松林 健吾	英国気象局派遣報告 1（衛星シミュレーター・衛星リトリバルを用いたモデル検証、新しい対流スキーム CoMorph について）
8 月 25 日	中村 佑希	飛行状態を考慮した気温バイアス補正の導入と航空機データ米国 1/50 間引き廃止（性能評価試験報告）
9 月 3 日	黒木 志洸、氏家 将志、 米原 仁	GSM 水平高解像度化に向けた力学過程の開発（進捗報告）
9 月 10 日	清水 宏幸	全球解析におけるマイクロ波水蒸気サウンダ全天同化の開発進捗報告
9 月 24 日	亀川 訓男	全球解析におけるハイパースペクトル赤外サウンダ Metop-C/IASI の利用に向けた開発進捗報告

開催日	発表者	発表表題
9月24日	野中 健一	全球解析における GOES-17 AMV の利用に向けた開発進捗報告
10月27日	米原 仁、横田 祥、 門脇 隆志、山口 春季、 宮岡 健吾、関口 亮平、 越智 健太	気象庁全球モデル (GSM) の鉛直層増強、同化でのアンサンブルメンバー数増強、及び陸面解析改良の総合性能評価試験報告
11月19日	横田 祥	全球解析における 4DEnVar とそれを用いた EDA の開発
11月24日	大井川 正憲、秋元 銀河、 鍋谷 堯司	局地解析の鉛直層増強に関する開発経過報告
11月26日	草野 直人、野中 健一	全球解析における GOES-17 CSR 及び AMV の利用に向けた開発進捗報告
12月3日	草開 浩、北村 祐二、 沢田 雅洋、松林 健吾、 西本 秀祐	局地数値予報システムの更新（概要・性能評価）
12月10日	松川 知紘	全球モデル（GSM）の地形性抵抗過程・非地形性重力波過程における課題と解決に向けた開発
12月24日	吉田 拓馬、杉本 裕之 ⁵ 、 小森 拓也、平原 翔二、 久保 勇太郎	次期全球海洋データ同化システム性能評価試験報告

¹ 気象衛星センター

² 気象研究所

³ 文部科学省

⁴ 数値予報課本課

⁵ 大気海洋部気候情報課

第4章 連携・共同研究の報告

4.1 気象研究所との開発連携の報告

2020年4月から12月までの各モデル・システムにおける連携先の研究室とその内容を報告する。

1. 全球数値予報システム・アンサンブル予報システム

- (a) 連携先 気象予報研究部第二研究室
内容 物理過程開発の協力
- (b) 連携先 全球大気海洋研究部第一研究室
内容 全球モデル高解像度化開発の協力
- (c) 連携先 気象観測研究部第四研究室
内容 全球モデル高解像度化開発の協力、現業システム改良に関する論文執筆、データ同化・利用に関する知見の共有
- (d) 連携先 気象予報研究部第三研究室
内容 物理過程開発に関する知見の共有
- (e) 連携先 気象予報研究部第四研究室
内容 物理過程開発に関する知見の共有
- (f) 連携先 気象観測研究部第三研究室
内容 データ同化高度化に関する知見の共有

2. メソ・局地数値予報システム・アンサンブル予報システム

- (a) 連携先 気象予報研究部第一研究室
内容 asuca・asuca-Var・MEPS 開発の協力
- (b) 連携先 気象予報研究部第二研究室
内容 物理過程開発の協力
- (c) 連携先 気象観測研究部第四研究室
内容 asuca・asuca-Var・MEPS 開発の協力、現業システム改良に関する論文執筆
- (d) 連携先 台風・災害気象研究部第一研究室
内容 MEPS 開発の協力、現業システム改良に関する論文執筆
- (e) 連携先 気象予報研究部第三研究室
内容 物理過程開発に関する知見の共有

3. 観測データ利用

- (a) **連携先** 気象観測研究部第三研究室
内容 衛星観測同化・同化高度化・感度解析開発の協力、データ同化・利用に関する知見の共有
- (b) **連携先** 気象観測研究部第四研究室
内容 レーダーデータ同化開発の協力、現業システム改良に関する論文執筆
- (c) **連携先** 気象観測研究部
内容 航空機観測データ利用に関する知見の共有
- (d) **連携先** 気象観測研究部第二研究室
内容 GNSS 観測に関する知見の共有

4. 実験システム等、開発基盤

- (a) **連携先** 研究支援班
内容 開発の協力、知見の共有

5. AI 技術

- (a) **連携先** 全球大気海洋研究部第三研究室
内容 ダウンスケーリング技術の知見の共有

6. 季節アンサンブル予報システム

- (a) **連携先** 全球大気海洋研究部第一研究室
内容 結合システム開発、物理過程開発協力
- (b) **連携先** 全球大気海洋研究部第二研究室
内容 地表面過程開発
- (c) **連携先** 全球大気海洋研究部第三研究室
内容 オゾン開発協力、エアロゾルに関する知見共有
- (d) **連携先** 全球大気海洋研究部第四研究室
内容 海洋モデル・海水データ同化開発
- (e) **連携先** 全球大気海洋研究部第五研究室
内容 海洋・海水データ同化開発
- (f) **連携先** 気象予報研究部第二研究室
内容 物理過程開発
- (g) **連携先** 気候・環境研究部第一研究室
内容 予測可能性に関する知見共有

- (h) **連携先** 気候・環境研究部第三研究室
内容 エーロゾルに関する開発協力

7. 海況監視予測システム

- (a) **連携先** 全球大気海洋研究部第四・五研究室
内容 海況監視予測システムの開発主体

8. 高潮モデル

- (a) **連携先** 全球大気海洋研究部第五研究室
内容 高潮モデル開発の協力

9. 波浪モデル・波浪アンサンブル予報システム

- (a) **連携先** 全球大気海洋研究部第五研究室
内容 波浪モデル・波浪アンサンブル予報システム開発の協力

10. 紫外線予測システム

- (a) **連携先** 全球大気海洋研究部第一研究室
内容 全球化学輸送モデルの開発主体

11. 黄砂解析予測システム

- (a) **連携先** 気候・環境研究部第三研究室
内容 全球エーロゾルモデルの開発主体

12. 大気汚染気象予測システム

- (a) **連携先** 全球大気海洋研究部第三研究室
内容 領域化学輸送モデルの開発主体

13. 二酸化炭素解析システム

- (a) **連携先** 全球大気海洋研究部第三研究室、気象観測研究部第三研究室、気候・環境研究部第三研究室
内容 二酸化炭素輸送モデル開発の協力、同化システムの開発主体

14. 長期再解析

- (a) **連携先** 気候・環境研究部第一研究室

内容 品質評価の共同実施

(b) 連携先 気象観測研究部第二・三研究室

内容 新しい観測システムに関するデータ・情報提供

4.2 気象衛星センターとの共同研究

1. 開発センター担当者 野中 健一

期間 2020 年

開発名称 大気追跡風の精度向上へ向けての調査

4.3 共同研究一覧

表 4.3.1: 開発センター職員が参加している共同研究 (2020 年 12 月現在)

研究名称	研究種別	期間(年度)	共同研究機関	開発センター職員の研究分担等
アンサンブルデータ同化のための最適摂動手法に関する研究	科研費基盤研究(B)	2016-2020	気象研究所、 東京大学大気海洋研究所	研究協力者： 横田 祥
粒子フィルタを用いた積乱雲の発生・発達に関する不確実性の解明	科研費基盤研究(B)	2017-2020	気象研究所	研究協力者： 横田 祥
海盆間相互作用を介した西太平洋-インドモンスーンと台風の年々変動メカニズムの解明	科研費若手研究(B)	2017-2020	気象研究所	研究協力者： 久保 勇太郎
統合的気候モデル高度化研究プログラム	文部科学省	2017-2021	東京大学	研究協力者： 古林 慎哉、 平原 翔二
結合データ同化システム開発の方法と応用	科研費基盤研究(A)	2017-2021	統計数理研究所	研究協力者： 久保 勇太郎、 越智 健太
AI技術の導入による気象観測・予測技術の高度化に向けた研究	共同研究	2018-2020	理化学研究所	共同研究者： 雁津 克彦、 森 祐貴、 井上 卓也、 高田 伸一、 井藤 智史、 白山 洋平、 藤兼 典史、 笹子 貴昭、 土田 尚侑
航空機運航におけるアンサンブル予報情報の利用法の研究	宇宙航空研究開発機構	2018-2020	宇宙航空研究開発機構	共同研究者： 井藤 智史
低気圧に伴う竜巻の階層構造と予測可能性に関する基礎研究	科研費基盤研究(B)	2018-2020	東京大学	研究協力者： 横田 祥
新世代気象衛星のマルチバンド観測を用いた台風の暖気核発達プロセスの解明	科研費基盤研究(C)	2018-2020	気象研究所	研究協力者： 村田 英彦
台風進路に関わる「藤原効果」の再考	科研費基盤研究(B)	2018-2022	琉球大学、気象研究所	研究協力者： 氏家 将志、 沢田 雅洋
観測ビッグデータを活用した変分法データ同化の高度化	研究活動スタート支援	2019-2020	気象研究所	研究協力者： 鍋谷 堯司、 大井川 正憲
メソアンサンブル予報を用いた河川管理のための豪雨リスク推定に関する研究	京都大学防災研究所	2019-2020	京都大学防災研究所	共同研究者： 河野 耕平
気象庁における km-規模のハイブリッドデータ同化システムを用いた GPM/DPR データ同化手法の高度化	第 2 回地球観測研究公募	2019-2021	宇宙航空研究開発機構	研究協力者： 秋元 銀河、 欠畑 賢之

研究名称	研究種別	期間(年度)	共同研究機関	開発センター職員の研究分担等
ビッグデータ同化と AI によるリアルタイム気象予測の新展開	AIP 加速課題(戦略的創造研究推進事業)	2019-2021	理化学研究所	共同研究者: 雁津 克彦、 森 祐貴、 井上 卓也、 高田 伸一、 井藤 智史、 白山 洋平、 藤兼 典史、 笹子 貴昭、 土田 尚侑
宇宙からのマイクロ波放射観測から得られる水蒸気、雲、降水に関する情報の気象庁数値予報システムでの利用	第2回地球観測研究公募	2019-2021	宇宙航空研究開発機構	研究協力者: 村田 英彦、 太田 芳文、 亀川 訓男、 清水 宏幸、 草野 直人、 笠井 彩
衛星観測データを活用した次世代炭素収支解析システムの構築	科研費基盤研究(C)	2019-2021	気象研究所	研究協力者: 中村 貴
最先端の地上大気観測とデータ同化で、線状降水帯の予測精度はどこまで向上するのか?	科研費基盤研究(B)	2019-2022	気象研究所	研究協力者: 横田 祥
高分解能大気モデル及び領域型気候モデルの開発	東京大学大気海洋研究所(AORI)「特定共同研究」	2020	東京大学	共同研究者: 氏家 将志、 米原 仁、 宮岡 健吾、 横田 祥、 齊藤 慧、 松川 知紘、 黒木 志洸、 市川 悠衣子
気象庁非静力学モデル asuca による極端気象の再現の検証に関する研究	東北大学	2020-2021	東北大学	研究協力者: 石田 純一、 佐藤 芳昭
防災・減災に資する新時代の大アンサンブル気象・大気環境予測	「富岳」成果創出加速プログラム	2020-2022	東京大学、気象研究所、海洋研究開発機構、気象業務支援センター、理化学研究所、国立環境研究所、東京工業大学	連携参加者: 佐藤 芳昭、 氏家 将志、 米原 仁、 沢田 雅洋、 黒木 志洸、 徳廣 貴之、 小森 拓也
気候変動に伴う黄砂の発生・輸送に関する変動予測とその検出手法に関する研究	環境研究総合推進費	2020-2022	国立環境研究所	研究協力者: 鎌田 茜

第5章 委員・専門家等

5.1 国際機関の委員・専門家等

1. WMO インフラ委員会 (INFCOM)

(a) 情報管理・技術常設委員会 (SC-IMT)

- WMO 統合全球観測システム (WIGOS) データ品質監視システムタスクチーム (TT-WDQMS)
太田 行哉 (メンバー)

(b) 地球システムモデリング予測常設委員会 (SC-ESMP)

- 現業気候予測システム専門家チーム (ET-OCPS)
小森 拓也 (メンバー)

2. WMO 研究評議会 (Research Board)

- 数値実験作業部会 (WGNE)
氏家 将志 (部会員)

3. フォーカルポイント

- CBS リードセンター/データ品質モニタリング (地上観測)
太田 行哉 (フォーカルポイント)

4. 世界気候研究計画 (WCRP)

- データ諮問会議 (WDAC) / 再解析相互比較タスクチーム (TIRA)
古林 慎哉 (メンバー)

5. 全球気候観測システム (GCOS)

- 気候のための大気観測パネル (AOPC)
古林 慎哉 (メンバー)

6. 海面高度科学チーム (OSTST)

浅井 博明 (メンバー)

7. 北東アジア地域海洋観測システム (NEAR-GOOS)

- 海洋予測システム作業部会 (OFS-WG)
平原 幹俊 (メンバー)

8. 世界天気研究計画 (WWRP)/世界気候研究計画 (WCRP)

- 季節内から季節予測 (S2S) 技術委員会
久保 勇太郎 (委員)

5.2 国内機関の委員・専門家等

1. 公益社団法人日本気象学会

- 日本気象学会第 41 期役員候補者選挙管理委員会委員
西本 秀祐
- 日本気象学会第 41 期委員教育と普及委員会委員
黒木 志洸
- 日本気象学会第 41 期委員講演企画委員会委員
平原 翔二
- 日本気象学会第 41 期委員講演企画委員会委員
西本 秀祐
- 日本気象学会第 41 期委員「天気」編集委員会委員
沢田 雅洋
- 日本気象学会第 41 期委員国際学術交流委員会委員
太田 芳文

2. 気象庁・公益社団法人日本気象学会

- 気象研究コンソーシアム運営委員
石田 純一

3. 文部科学省

- 「統合的気候モデル高度化研究プログラム」「全球規模の気候変動予測と基盤的モデル開発」運営委員会委員
佐藤 芳昭

4. 宇宙航空研究開発機構

- 衛星搭載風ライダー（DWL）分科会メンバー
野中 健一

付録 A 略語表

略語	原語	訳または意味
2D-OI	2 Dimensional Optimal Interpolation	2次元最適内挿法
3D-Var	3 Dimensional Variational method	3次元変分法
4DEnVar	4 Dimensional Ensemble Variational method	4次元アンサンブル変分法
4D-Var	4 Dimensional Variational method	4次元変分法
ABI	Advanced Baseline Imager	GOES-16,17 に搭載されているイメージャ (ひまわり 8,9 号に搭載の AHI と同じシリーズ)
ACC	Anomaly Correlation Coefficient	アノマリー相関係数
AD	ADjoint Model	随伴モデル
AGCM	Atmospheric General Circulation Model	大気大循環モデル
AHI	Advanced Himawari Imager	ひまわり 8 号、9 号に搭載されているイメージャ
AI	Artificial Intelligence	人工知能
AIRS	Atmospheric Infrared Sounder	大気赤外サウンダ (Aqua 衛星に搭載)
AMI	Active Microwave Instrument	能動型マイクロ波観測装置 (ERS 衛星に搭載)
AMSR2	Advanced Microwave Scanning Radiometer-2	高性能マイクロ波放射計 2
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS	高性能マイクロ波放射計 (Aqua 衛星に搭載)
AMSU-A	Advanced Microwave Sounding Unit-A	改良型マイクロ波気温サウンダ (NOAA, Aqua, Metop 衛星に搭載)
AMSU-B	Advanced Microwave Sounding Unit-B	改良型マイクロ波水蒸気サウンダ (15~17 号の NOAA 衛星に搭載)
AMV	Atmospheric Motion Vector	大気追跡風
AOPC	Atmospheric Observation Panel for Climate	気候のための大気観測パネル (GCOS の専門委員会)
AORI	Atmosphere and Ocean Research Institute	東京大学大気海洋研究所
AOT	Aerosol Optical Thickness	エアロゾルの光学的厚さ
Aqua	Aqua	米国の午後軌道地球観測衛星
ASCAT	Advanced SCATterometer	改良型散乱計
asuca	Asuca is a System based on a Unified Concept for Atmosphere	気象庁 MSM, LFM に用いるモデル
asuca-Var	asuca Variational data assimilation system	asuca に基づく変分法データ同化システム
ATMS	Advanced Technology Microwave Sounder	改良型マイクロ波サウンダ (Suomi-NPP 衛星に搭載)
ATOVS	Advanced TOVS	改良型 TOVS
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer	改良型高分解能放射計 (NOAA 衛星等に搭載)
BGM 法	Breeding of Growing Modes 法	成長モード育成法
BI	Bias score	バイアススコア
BoM	Bureau of Meteorology	オーストラリア気象局
BSS	Brier Skill Score	確率予測に関する統計指標の一つ
CBS	Commission for Basic Systems	基礎システム委員会
CCM	Chemistry-Climate Model	化学気候モデル
CDR	Climate Data Record	気候データレコード
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System	地球放射収支計 (TRMM 衛星などに搭載)
CERES-EBAF	CERES-Energy Balanced And Filled	CERES によるフラックスデータセット
CHAMP	CHALLENGING Mini-satellite Payload	ドイツ・米国の GNSS 掩蔽観測衛星
CIMSS	Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies	(米国ウィスコンシン大学の) 気象衛星研究共同研究所
CLASS	Comprehensive Large Array-data Stewardship System	包括的大規模配列データ管理システム (NOAA の衛星データ提供システム)
CM SAF	Satellite Application Facility on Climate Monitoring	気候監視に関する衛星データ処理研究拠点
CMA	China Meteorological Administration	中国気象局
CMC	Canadian Meteorological Centre	カナダ気象センター
CMEM	Community Microwave Emission Modelling	ECMWF のマイクロ波放射モデル
COBE-SST	Centennial in situ Observation-Based Estimates Sea Surface Temperature	現場観測データのみによる気象庁の全球海面水温解析 (値)
CoMorph	Convection Morph	UKMO の新しい対流スキーム
Coriolis	Coriolis	米国の極軌道衛星。海上風観測を目的とする。

略語	原語	訳または意味
COSMIC	Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate	米国と台湾との協力による 6 機の GNSS 掩蔽観測用小型衛星群からなる観測システム
CPS	Coupled Prediction System	季節アンサンブル予報システム
CrIS	Cross-track Infrared Sounder	走査型赤外サウンダ (JPSS シリーズに搭載)
CRPS	Continuous Ranked Probability Score	確率予測に関する統計指標の一つ
CryoSat	CryoSat	ESA の地球観測衛星。極地の氷を観測対象とする。
CSR	Clear Sky Radiance	晴天放射輝度温度
DMSF	Defense Meteorological Satellite Program	米空軍の軍事気象衛星
DPR	Dual-frequency Precipitation Radar	二周波降水レーダー
DRAW	Doppler Radar for Airport Weather	空港気象ドップラーレーダー
DWD	Deutscher WetterDienst (ドイツ語)	ドイツ気象局
DWL	Doppler Wind Lidar	ドップラー風ライダー
EARS	EUMETSAT Advanced Retransmission Service	EUMETSAT 拡張再配信サービス。元々は EUMETSAT ATOVS Retransmission Service の略であったが、対象データの拡張に伴い名称が改められた。
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts	欧州中期予報センター
EDA	Ensemble of Data Assimilations	データ同化アンサンブル
EDSR	Enhanced Deep Super-Resolution network	深層学習を利用した超解像手法の一つ
EOS	Earth Observing System (NASA)	NASA の地球観測衛星
EPS	Ensemble Prediction System	アンサンブル予報システム
ERA	ECMWF ReAnalysis	ECMWF 再解析
ERS	European Remote Sensing satellite	欧州リモートセンシング衛星
ET-OCPS	Expert Team on Operational Climate Prediction System	現業気候予測システム専門家チーム
ETS	Equitable Threat Score	エクイタブルスレットスコア
EUMETSAT	EUropean organisation for the exploitation of METeorological SATellites	欧州気象衛星開発機構
FAR	False Alarm Rate	誤検出率
FCDR	Fundamental Climate Data Record	基本気候データレコード
FG	First Guess	第一推定値
FT	Forecast Time	予報時間
FY	Feng Yun	中国の気象衛星「風雲」
GA	Global Analysis	全球解析
GAME	GEWEX Asia Monsoon Experiment	GEWEX アジア・モンスーン実験
GCOM-W	Global Change Observation Mission-Water	地球環境変動観測ミッション計画において、水循環変動に関する観測を担当する衛星
GCOS	Global Climate Observing System	全球気候観測システム
GEBCO	General Bathymetric Chart of the Oceans	大洋水深総図
GEPS	Global Ensemble Prediction System	気象庁の全球アンサンブル予報システム
GEWEX	Global Energy and Water cycle EXperiment	全球エネルギー・水循環実験計画
GLCC	Global Land Cover Characterization	全球土地被覆分類
GMI	GPM Microwave Imager	GPM マイクロ波イメージャ
GMS	Geostationary Meteorological Satellite	日本の静止気象衛星
GNSS	Global Navigation Satellite System	全球航法衛星システム
GNSS-RO	GNSS - Radio Occultation	GNSS 掩蔽観測
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite	米国の静止気象衛星
GOSAT	Greenhouse gases Observing SATellite	日本が打ち上げた温室効果ガス観測技術衛星。和名は「いぶき」
GPM	Global Precipitation Measurement	全球降水観測計画
GRACE	Gravity Recovery And Climate Experiment	米国・ドイツの重力気候実験衛星
GSAM-TM	Global Spectral Atmosphere Model - Transport Model	GSM を用いた大気輸送モデル
GSHHG	Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Geography Database	全球高解像度地形 (海岸線、湖沼) ベクトルデータ
GSM	Global Spectral Model	気象庁の全球スペクトルモデル
HadAT	HADley Centre's rAdiosonde Temperature product	ハドレーセンターのラジオゾンデ気温プロダクト

略語	原語	訳または意味
HALOE	HALogen Occultation Experiment	ハロゲン掩蔽実験
HIRS	High resolution Infrared Radiation Sounder	高分解能赤外放射サウンダ (NOAA, Metop 衛星に搭載)
IASI	Infrared Atmospheric Sounding Interferometer	赤外大気探査干渉計 (Metop 衛星に搭載)
IAU	Incremental Analysis Update	同化による修正量を強制力として一定の割合で与え続ける手法
IBTrACS	International Best Track Archive for Climate Stewardship	気候管理に関する国際ベストトラックアーカイブ
ICDR	Interim Climate Data Record	気候データレコード
IFS	Integrated Forecast System	欧州中期予報センターの全球数値予報システム
IMH	Institute of Meteorology and Hydrology (Mongolia)	モンゴルの気象水文研究所
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
INFCOM	INFrastructure COMmission	WMO インフラ委員会
ISRO	Indian Space Research Organisation	インド宇宙研究機関
Jason	Jason	欧米共同運用の海面高度観測衛星
JMA	Japan Meteorological Agency	気象庁
JMA-NHM	JMA Non-Hydrostatic Model	気象庁非静力学モデル
JNoVA	JMA Non-hydrostatic model based Variational data Assimilation system	気象庁非静力学モデルに基づいた変分法データ同化システム
JPSS	Joint Polar Satellite System	米国の次世代現業極軌道衛星 (NOAA 衛星の後継計画)
JRA-25	Japanese 25-year ReAnalysis	JRA-25 長期再解析
JRA-3Q	Japanese ReAnalysis for Three Quarters of a century	気象庁第3次長期再解析
JRA-55	Japanese 55-year ReAnalysis	気象庁 55 年長期再解析
JSC	Joint Scientific Committee	合同科学委員会
JST	Japan Standard Time	日本標準時
KF	Krain and Fritsch scheme	ケイン・フリッチ積雲対流スキーム
KMA	Korea Meteorological Administration	韓国気象庁
LAF 法	Lagged Average Forecast 法	時間ずらし平均法
LAI	Leaf Area Index	葉面積指数
LES	Large Eddy Simulation	ラージエディ (大渦) シミュレーション
LETKF	Local Ensemble Transform Kalman Filter	局所アンサンブル変換カルマンフィルタ
LFM	Local Forecast Model	気象庁の局地モデル
MA	Meso Analysis	メソ解析
MASINGAR	Model of Aerosol Species IN the Global AtmospheRe	気象研究所全球エアロゾル輸送モデル
ME	Mean Error	平均誤差
Megha-Tropiques	Megha-Tropiques	フランス・インドの地球観測衛星
MEPS	Meso-scale Ensemble Prediction System	気象庁のメソアンサンブル予報システム
Meteosat	Meteorological Satellite	EUMETSAT の静止気象衛星
Metop	Meteorological operational satellite	EUMETSAT の極軌道気象現業衛星
MGDSST	Merged satellite and in situ data Global Daily Sea Surface Temperature	気象庁の全球日別海面水温解析 (値)
MHS	Microwave Humidity Sounder	マイクロ波水蒸気サウンダ (NOAA, Metop 衛星に搭載)
MLS	Microwave Limb Sounder	マイクロ波リムサウンダ
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer	中分解能撮像分光放射計 (Aqua, Terra 衛星に搭載)
MOVE	Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation	気象研究所開発の海洋データ同化システム
MRI.COM	Meteorological Research Institute Community Ocean Model	気象研究所共用海洋モデル
MSM	Meso-Scale Model	気象庁のメソモデル
MSU	Microwave Sounding Unit	マイクロ波探査計 (14 号以前の NOAA 衛星に搭載)
MTSAT	Multi-functional Transport SATellite	(日本の) 運輸多目的衛星

略語	原語	訳または意味
MWHS	MicroWave Humidity Sounder	マイクロ波水蒸気サウンダ (FY 衛星に搭載)
MWRI	Micro-Wave Radiation Imager	中国の FY-3 シリーズに搭載されたマイクロ波イメージャ
MYNN	Mellor-Yamada Nakanishi-Niino scheme	Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino 境界層スキーム
NASA	National Aeronautics and Space Administration	米国航空宇宙局
NCDC	National Climate Data Center	米国気候データセンター
NCEI	National Centers for Environmental Information	米国環境情報センター
NCEP	National Centers for Environmental Prediction	米国環境予測センター
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index	正規化植生指数
NEAR-GOOS	North-East Asian Regional - Global Ocean Observing System	北東アジア地域海洋観測システム
NESDIS	National Environmental Satellite, Data, and Information Service	米国環境衛星・資料情報局
NL	Non-Linear Model	非線形モデル
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration	米国海洋大気庁
NRL	Naval Research Laboratory	米国海軍研究所
NuSDaS	NWP Standard Dataset System	数値予報標準データセットシステム
OFS-WG	Working group on Ocean Forecasting System	海洋予測システム作業部会 (NEAR-GOOS の作業部会)
OLR	Outgoing Longwave Radiation	大気上端上向き長波放射
OSCAT	OceanSat Scatterometer	インドの極軌道衛星搭載のマイクロ波散乱計
OSISAF	Satellite Application Facility on Ocean and Sea Ice	海洋・海水に関する衛星データ処理研究拠点
OSTST	Ocean Surface Topography Science Team	海面高度科学チーム
QBO	Quasi-Biennial Oscillation	成層圏準 2 年周期振動
QC	Quality Control	品質管理
QI	Quality Indicator	品質指標
QuikSCAT	Quick SCATterometer	米国の散乱計衛星
RAOBCORE	RAdiosonde OBservation COrrrection using RE-analyses	再解析を用いたラジオゾンデ観測補正
RH	Relative Humidity	相対湿度
RICH	Radiosonde Innovation Composite Homogenization	ラジオゾンデイノベーションの合成による均質化
RIHMI	All-Russian Research Institute for Hydrometeorological Information	全ロシア水文気象学情報研究所
RISE	RICH with Solar Elevation dependent	太陽高度依存を考慮した RICH
RMS	Root Mean Square	二乗平均平方根
RMSE	Root Mean Square Error	二乗平均平方根誤差
ROMSAF	Satellite Application Facility on Radio Occultation Meteorology	掩蔽気象学に関する衛星データ処理研究拠点
RSMC	Regional Specialized Meteorological Centre	地域特別気象中枢
RSS	Remote Sensing Systems	リモートセンシングシステムズ (マイクロ波衛星観測データの処理を行う米国の民間調査会社)
RTTOV	Radiative Transfer for TOVS	高速放射伝達モデル
SAPHIR	Soundeur Atmospherique du Profil d'Humidite Intertropicale par Radiometrie	マイクロ波水蒸気探査計 (Megha-Tropiques 衛星に搭載)
Saral	Satellite with ARgos and ALtiKa	インドの太陽同期準回帰ダウングスク軌道海洋観測衛星
SCAN	Soil Climate Analysis Network	米国の土壌観測ネットワーク
ScatSat	ScatSat	インドの海洋観測用極軌道衛星
SC-ESMP	Standing Committee on Data Processing for Applied Earth System Modelling and Prediction & Projection	地球システムモデリング予測常設委員会
SC-IMT	Standing Committee on Information Management and Technology	情報管理・技術常設委員会
SCSMEX	South China Sea Monsoon EXperiment	南シナ海モンスーン実験
SEKF	Simplified Extended Kalman Filter	簡略化した拡張カルマンフィルタ
SHEBA	the Surface HEat Budget of the Arctic Ocean	北極海表面熱収支観測計画
SI	Scattering Index	散乱インデックス

略語	原語	訳または意味
SI	Similarity index	類似度
SiB	Simple Biosphere (model)	生物圏モデル
SPARC	Stratosphere-troposphere Processes And their Role in Climate	成層圏・対流圏の諸過程と気候影響研究 (WCRP の4つのコアプロジェクトの1つ)
SPPT	Stochastically Perturbed Parametrization (Physics) Tendency または Stochastic Perturbation of Parametrization (Physics) Tendency	確率的物理過程時間変化率摂動法
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager	マイクロ波放射計 (15号以前の DMSP 衛星に搭載)
SSM/T-2	Special Sensor Microwave Water Vapor Profiler	マイクロ波水蒸気サウンダ (15号以前の DMSP 衛星に搭載)
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager Sounder	マイクロ波イメージャの機能を持つチャンネルとサウンダの機能を持つチャンネルを搭載した放射計
SST	Sea Surface Temperature	海面水温
SSU	Stratospheric Sounding Unit	成層圏探査計 (14号以前の NOAA 衛星に搭載)
Suomi-NPP	Suomi National Polar-orbiting Partnership	米国海洋大気庁が運用する極軌道衛星
SV	Singular Vector	特異ベクトル
SWFP	Severe Weather Forecasting Programme	荒天予測計画
SYNOP	surface SYNOPTic observations	地上実況気象通報式
TanDEM-X	TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement	TerraSAR-X の同型衛星
TCVitals	Tropical Cyclone Vitals Database	NCEP による熱帯低気圧データベース
TE	Total Energy	全エネルギー
Terra	Terra	米国の午前軌道地球観測衛星
TerraSAR-X	TerraSAR-X	ドイツの商業合成開口レーダー衛星
TIRA	Task Team for Intercomparison of ReAnalyses	WCRP の再解析相互比較タスクチーム
TIROS	Television and InfraRed Observation Satellite	可視赤外観測衛星
TL	Tangent Linear Model	接線形モデル
TMI	TRMM Microwave Imager	TRMM マイクロ波観測装置 (TRMM 衛星に搭載)
TOFD	Turbulence Orographic Form Drag	乱流地形抵抗
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder	TIROS 実用型鉛直サウンダ (14号以前の NOAA 衛星に搭載)
TPW	Total Precipitable Water	可降水量
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission	熱帯降雨観測計画
TRMM-LBA	TRMM Large Scale Biosphere - Atmosphere Experiment in Amazonia	TRMM アマゾン大規模生物圏-大気実験
TT-WDQMS	Task Team on WIGOS Data Quality Monitoring System	WIGOS データ品質監視システムに関するタスクチーム
UCAR	University Corporation for Atmospheric Research	米国の大気研究大学連合
UKMO	United Kingdom Met Office	英国気象局
USGS	United States Geological Survey	米国地質調査所
UTC	Coordinated Universal Time または Temps Universel Coordonn'e (フランス語)	協定世界時
VarBC	Variational Bias Correction	変分法バイアス補正
WCRP	World Climate Research Programme	WMO の世界気候研究計画
WDAC	WCRP Data Advisory Council	WCRP データ諮問会議
WDCGG	World Data Centre for Greenhouse Gases	温室効果ガス世界資料センター
WENS	Wave ENsemble prediction System	波浪アンサンブル予報システム
WGNE	Working Group on Numerical Experimentation	世界気象機関大気科学委員会 (WMO/CAS) の数値実験作業部会
WIGOS	WMO Integrated Global Observing System	WMO 統合全球観測システム
WindSat	Wind Satellite	海上風測定用の多偏波マイクロ波イメージャ
WMO	World Meteorological Organization	世界気象機関
WWRP	World Weather Research Programme	世界天気研究計画
理研 AIP	RIKEN Center for Advanced Intelligence Project	理化学研究所革新知能統合研究センター

数値予報開発センター年報

令和3年3月18日発行

編集 気象庁 数値予報開発センター
〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-2
発行 気象庁 数値予報開発センター

Copyright © 気象庁数値予報開発センター 2021 Printed in Japan
著作権法で定める範囲を超えて、無断で転載または複製することを
禁止します。

リサイクル適性 (A)

この印刷物は、印刷用の紙へ
リサイクルできます。