

第1章 全球数値予報システムの改良

1.1 全球数値予報システムの改良の概要¹

1.1.1 はじめに

全球数値予報システムは、天気予報、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などをはじめ、多くの役割を担う基盤システムである。気象庁では、その基本性能の向上を重要な課題として継続的に開発を行っている。

全球モデル (GSM) について、水平格子間隔を 20 km に向上した 2007 年 11 月以降の更新履歴を表 1.1.1 にまとめる。GSM の各バージョンは、導入した西暦の下二桁と月を GSM の後ろに付けた名前と呼ばれている (2007 年 11 月なら GSM0711 となる)。表 1.1.1 に示したモデルの改良や、初期値を作成するための観測データ利用と全球解析 (GA) における様々な改良により、全球数値予報システムの予測精度は着実に向上を続けている。

本節では、2017 年 5 月に更新された GSM1705² における改良点について解説する。GSM1705 では、積雲・雲・放射・陸面・海面などの物理過程を中心に多くの改良がなされている。また、GSM の改良に加えて GA で用いる背景誤差も同時に更新している。その結果、GSM1705 では様々な検証指標で予測精度が改善した。本節に続いて第 1.2 節では、統計的な精度検証を中心に日本付近の予測特性に注目してその変化を解説する。

また、GSM1705 では、物理過程の改良により増加した実行時間を短縮するため、物理過程での冗長処理の削減や、キャッシュメモリの利用効率の向上など、計算の高速化も同時に行っている。現業運用では、予測精度だけでなく、定められた時間内に計算が終了することも大切であり、GSM1705 はそれらの運用面での課題も改善している。

1.1.2 GSM 改良の狙い

GSM1705 の開発では、GSM1603 開発時に認識されていた課題を改善することを大きな目標とした。GSM1603 では、物理過程のモデル化や数値計算上の取り扱いについて不十分な点を修正・改良し、多くの検証指標で予測精度の向上を達成した (Yonehara et al. 2017)。その一方で、台風が発達しやすくなった影響で計算安定性が低下しうることや、地表面への短波入射が過剰であること、冬季の南岸低気圧の予測精度、熱帯の対流活動などに課題が残った。特に計算安定性の低下は、モデルが異常終了した場合にプロダクトが作成されなくなるおそれがあるため、現業運用される数値予報モデルにとっては大きな問題である。そのため、

表 1.1.1 GSM の変更履歴 (GSM0711 以降)

	主な変更内容
GSM0711	水平格子間隔約 20 km、鉛直層 60 層、モデルトップ 0.1 hPa へ仕様向上 (北川 2007)
GSM0801	積雲過程の改良 (気象庁予報部 2007)
GSM0808	力学過程の改良、適合ガウス格子の採用 (岩村 2008)
GSM1011	入出力システムの刷新による高速化
GSM1108	出力専用ジョブ統合による高速化
GSM1212	層積雲スキームの改良 (下河邊・古河 2012)
GSM1304	放射過程 (エロゾル気候値、水蒸気吸収係数) の改良
GSM1403	物理過程改良 (放射・境界層・重力波・積雲・陸面)、鉛直層 100 層とモデルトップ 0.01 hPa へ仕様向上、および入出力システムなどの高速化 (米原 2014)
GSM1603	物理過程改良 (積雲・雲・陸面・放射・海面) および力学過程の高速化 (米原 2016a)
GSM1705	物理過程改良 (積雲・雲・陸面・放射・海面) およびその高速化、力学過程改良

GSM1603 では発達した熱帯低気圧のみに効果を持つ手当を、積雲スキームなどに導入する対応を行ったが、本来は熱帯低気圧予測の表現自体が適正化されることが望ましい。また、地表面での放射収支は、陸上で地上気温や対流活動に強く関係しているため、短波入射の改善は最高気温予測や降水予測の精度に関わる。

このような背景のもと、台風表現の課題を改善して計算安定性を確保することを開発の最優先項目とした。また、GSM1603 における改善により導入可能になった複数の改良項目を導入し、予測精度の改善を目指した。GSM1705 の開発では、これまでと同様に、それぞれの開発項目ごとの実験・評価・議論に加えて、開発の途中で各項目を組み合わせた実験・評価・議論を段階的に行い、そこで把握された課題に開発者が協働して取り組み、GSM 全体をブラッシュアップしていく方針を取っている (米原 2017)。また、GSM の低分解能版は、より長い予測時間も対象に含む全球アンサンブル予報システム (第 1.4 節) で利用されるため、気候情報課とも連携し、物理過程の開発や低分解能版での評価を進めてきた。

¹ 米原 仁

² 2017 年 5 月 25 日 00UTC 初期値の実行から運用を開始。

表 1.1.2 GSM1705 の変更内容

過程	変更内容
積雲	再蒸発過程の陰解法化・融解過程での緩和型方程式の採用
	降水フラックス計算手法の適正化
雲	再蒸発過程の陰解法化・融解過程での緩和型方程式の採用
	再蒸発過程における降水の落下速度による効果の考慮
	積雲過程からの降水による併合効果を廃止
放射	水雲粒有効半径診断方法の改良
	積雲上昇流域の放射雲診断スキームの導入
	エアロゾルの化学種・粒子サイズを考慮する新しい放射スキームの導入
陸面	土壌水分初期値として用いる気候値見直し
	パラメータの見直し(葉面積指数、植生被覆率、土壌特性)
	砂漠域の裸地面アルベド、気孔抵抗スキーム、森林キャノピーギャップ効果導入などの改良・調整
海面	海水密接度/海面水温の気候値更新と日別化
	海水密接度推定法の変更
	海水密接度解析値の完全な利用
他	成層圏メタン酸化スキームの導入
	気圧傾度力の離散化方法の見直し
	背景誤差の更新

1.1.3 各過程の改良概略

GSM1705 への変更で、予測精度に影響がみられた変更内容について一覧を表 1.1.2 に示す。表のとおり、物理過程を中心に改良は多岐にわたる。以下、各過程の改良内容について、その概略を説明する。

(1) 積雲・雲過程の改良

積雲過程と雲過程についての変更内容は互いに強く関係しており、降水の取り扱いについて同種の変更を同時に適用しているため、ここではまとめて記述する。

再蒸発過程・融解過程の改良

GSM の雲(大規模凝結)過程では、降水の蒸発・昇華と固体降水(降雪)の融解の効果を考慮している。これらを扱う過程においては、計算安定性を担保するため、再蒸発過程³では気温の時間変化率に換算して 10 K day⁻¹ 相当の、融解過程では同様に 20 K day⁻¹

³ GSM の取り扱い上、水蒸気を凝結させ、雲水から降水へ変換し、再び蒸発させて水蒸気に戻す操作であるため、再蒸発過程と呼ばれる。

相当の上限値が設定されていた。近年の事例解析などから、この上限により冷却量を抑えてしまうことが、降雪の予測結果や、シャープな前線構造の表現などへ悪影響を与えていることが指摘されており(原ほか 2013; 原 2014)、計算安定性を確保しつつ上限を緩和することが課題となっていた⁴。また、予測される台風が発達しすぎる原因の一つとして、融解や再蒸発による冷却が過小で暖気核が強まりすぎている可能性があり、優先的に取り組む必要性があった。

一方で、この上限値を緩和できない理由が予測精度の面でも存在した。GSM1403 までの GSM では、対流圏の中層・下層の低温・乾燥バイアスが大きく(米原 2014)、その状況で単純に上限を取り除くと、大気が過剰に乾燥しているため降水の再蒸発も過剰になり、低温バイアスがさらに悪化した。また、融解の上限値緩和も同様に低温バイアスを拡大する⁵。この課題の解決は、GSM1603 での改良が転機となった。積雲・雲過程の改良などにより対流圏中層・下層の低温・乾燥バイアスが大幅に改善したため、予測精度を向上させつつ再蒸発過程・融解過程を適切に扱うことが可能になった。

GSM1705 ではこの改善を受けて、再蒸発過程と融解過程を精緻化した。再蒸発過程では陰解法、融解過程では融解温度を湿球温度 0°C とする緩和型方程式を採用し、それぞれの計算安定性を向上するとともに、上限値を多くの現象で実用上ほぼ問題にならない値にまで引き上げた。また、再蒸発過程では降水の落下速度による効果を考慮した。この改良の結果、蒸発・融解が効く現象において、冷却が不十分で気温が下がらない、上空で蒸発(融解)すべき雨(雪)が地上まで達する、地上付近まで雨(雪)が達して気温が下がりすぎるといった課題が改善した。また、台風が発達しすぎる点が改善され、計算安定性が高まった。

積雲過程においても、再蒸発・融解は簡素な方式で取り扱われており、雲過程と同様な問題が存在した。積雲過程の再蒸発過程は、比湿の時間変化が飽和比湿と比湿の差と、降水フラックスの積に比例するとして単純に取り扱っていた。融解過程では、融解層が固定された厚さを持つ(気温が 0°C 以上になった層から下方へ厚さ 300 hPa)として取り扱い、計算安定性を確保するために上限値 20 K day⁻¹ を適用していた。

この点を改良するために、雲過程に導入した再蒸発過程・融解過程と同等の手法を適用した。ただし、融解過程の緩和型方程式では、格子内のサブグリッド効果⁶を考慮し、湿球温度ではなく気温を用いている。

⁴ 高分解能な格子ではより小さいスケールの現象が表現されるため、この問題は、GSM の水平・鉛直の分解能が向上するのに合わせて深刻になっていた。

⁵ 実際、GSM1403 ベースでの試験では熱帯下層の低温バイアスが大きく悪化した。また他の要素の予測精度にも課題があり、この改良の導入は難しい状況であった。これは、低温バイアスを上限の存在がある程度打ち消していたとも言える。

⁶ 格子内において、積雲が存在する範囲では概ね空気はよく

また、再蒸発過程においても、格子内の融解過程と同じサブグリッド効果を考慮し、相対湿度に応じて蒸発量を減らす簡便な方法を採用した。融解過程の改良により、融解層付近で冷却が強まる一方で、その下層では暖まる。結果、Johnson et al. (1999) で示されている、熱帯での浅い対流、雄大積雲、深い対流から構成される、積雲雲頂高度の3層構造がより明瞭にみられるようになり、対流活動の表現が改善した。

降水フラックス計算手法の適正化

積雲過程では、積雲に伴う降水蒸発による下降流の生成プロセスを取り扱っている。GSM1603でのこの再蒸発の取り扱い、各層での蒸発量を鉛直に合算して扱う簡素なものであった。この手法では、地上降水量（つまり地上での降水フラックス）は適切に求められているが、落下途中の高度で降水フラックスが過剰に見積もられていた。そのため、積雲の雲底以下での再蒸発過程や、積雲過程が生成した対流性降水が雲過程内で生成された雲水を捕捉するプロセスにおいて、過剰な降水フラックスが用いられていた。そこで、下降流生成に関する再蒸発について計算手法を適正化し、計算される降水フラックスを改善した。この変更により、積雲の雲底以下での蒸発量が減少し境界層内の低温バイアスが改善した。この改良を適用し対流圏下層が高温化したことも、降水の再蒸発・融解の取り扱いを精緻化することが可能になった理由の一つである。

積雲過程からの降水による併合効果を廃止

雲過程では、降水が雲水を捕捉し降水変換が活性化されるプロセス（併合過程）において、雲過程により生成される層状性降水だけでなく、積雲過程による対流性降水も雲水を捕捉するとして取り扱っていた。一方、雲・積雲の両過程では層雲と積雲のオーバーラップは考慮しておらず、対流性降水による捕捉効果を考えるのは不整合である。しかし、この取り扱いは、熱帯中下層の低温バイアスを低減するために導入された処置であるため⁷(中川 2004)、予測精度を悪化させることなく廃止することが難しい状況であった。この問題も、GSM1603における低温バイアスの改善や、上述の積雲過程における降水フラックスの取り扱い精緻化によって、解決することが可能になったため、GSM1705において積雲過程からの降水による併合効果を廃止した。

(2) 放射過程の改良

水雲粒有効半径診断方法の改良

GSM1603では水雲粒の光学特性をパラメタライズする手法を見直したが、GSM1705ではさらに水雲粒の

湿っていることを考慮。

⁷ 併合過程に用いられる降水量が増加することにより、積雲の立つ熱帯を中心として降水変換を促進し雲水が降水に変換され大気から取り除かれる。その結果、消費された雲水を補充するために、さらに水蒸気から雲水への変換が行われ、放出される凝結熱により熱帯中下層が加熱される。

有効半径を診断する手法を改良した。これまでの水雲粒の有効半径は固定値で、その値には陸上で 10.0 μm 、海上で 13.0 μm を用いていた。この値は衛星観測に基づくものであり (Kawamoto et al. 2001)、航空機観測に基づくものと比べて、診断手法に含まれる誤差が原因で過大評価される傾向があった。このため、Martin et al. (1994) の航空機観測に基づく手法を簡略化したものを用いて、GSM で予測された雲水量と、陸上と海上でそれぞれ代表的な値を仮定した水雲粒子数濃度から診断する手法に改良した。

積雲上昇流域の放射雲診断スキームの導入

放射過程において、積雲中の上昇流域の雲量・雲水量を考慮するため、それらを診断するスキームを新規に追加した。

現実の積雲の水平スケールは数 km 程度よりも大きく、GSM の約 20 km の格子間隔においては、積雲中の上昇流域の雲量・雲水量を放射過程で無視できない可能性が高い。しかし、GSM の積雲過程では、積雲中から排出された雲水が格子平均場に（層状性として）加えられるのみで、上昇流内の雲量・雲水量は格子平均場には反映されていない。過去、GSM1403 においては、雲過程における積雲過程に依存する比湿揺らぎ幅の調整が、積雲が存在する格子において、雲過程により求められる雲量・雲水量を増やし、積雲中の上昇流域の雲量・雲水量の存在を擬似的に補っていた。しかし、GSM1603 ではこの調整が廃止され⁸、対流活動域における雲放射の課題がそのまま残された。

この課題を改善するため、GSM1705 においては、積雲対流過程が用いる上昇流の質量輸送フラックス⁹を用いて積雲中の上昇流域の雲量・雲水量を診断し、放射過程で用いることにした。この手法は、経験的なパラメータを含み調整の余地が大きいため、まず観測的事実に基づき確度が高い水雲粒の有効半径診断手法の改良を適用した後で、全体として放射収支の精度が向上するようにパラメータを調整している。なお、GSM から出力されている雲水量・雲量は、現実に観測される量は電磁波との相互作用の結果であるという考えのもと、このスキームで診断された積雲中の上昇流域の雲量・雲水量を含んだものになっている。

エアロゾルの化学種・粒子サイズを考慮する新しい放射スキーム導入

大気中のエアロゾルによる放射の吸収・散乱等の効果（直接効果）は短波放射による大気の加熱量に大きな影響を持つため、その効果をより良く表現することは数値予報モデルの予測精度にとって重要である。

⁸ この調整は、雲過程で格子一点での強い凝結とそれに伴う上昇流が表現されることによる計算安定性の低下、対流圏下層の乾燥バイアス、偽の降水を生成し降水量予測精度が大幅に悪化する要因となるなど、非常に影響が大きいものであった。

⁹ マスフラックスとも呼ばれる。

GSM ではエアロゾルの直接効果を考慮するために、大気全層の光学的厚さ (ATOD: Aerosol Total Optical Depth) の気候値を利用している (北川 2000; 村井 2009)。GSM1603 では、単一散乱アルベドや非対称散乱因子といった ATOD 以外のエアロゾルの光学特性について、WMO (1986) に基づく季節依存性を持たない海洋型・大陸型の 2 タイプのものを用いていた。しかし、この手法では場所や季節ごとに異なるエアロゾルの化学種・粒子サイズによる影響を十分に考慮できず、特に大陸型エアロゾルの吸光性が概ね弱く、砂漠域などでの対流圏下部の加熱不足の一因となっていた。

そのため、GSM1705 では、化学種や粒子サイズによる、光学特性や鉛直分布の違いを考慮した新スキームを導入した (Yabu et al. 2017)。このスキームでは、化学種・粒子サイズ別のエアロゾル濃度分布を 3 次元の月別気候値¹⁰ で与える。本改良を GSM に導入した結果、吸光性のエアロゾルが多い低緯度から夏半球にかけて、対流圏の下層気温や高度場などの予測精度が改善した。

(3) 陸面過程の改良

GSM1603 では陸面過程の改良により、地表面付近の予測精度が大きく改善した。一方で、夏季において、中央アジアなどの乾燥域では夜間の高温バイアス、その他の陸域の多くでは多湿バイアスといった課題が残った。そのため、GSM1705 においては、土壤水分量の気候値や陸面パラメータの見直し、各種スキームの改良・調整を行い、上述のバイアスの改善を図った。

土壤水分量の気候値の見直し

GSM の陸面過程は土壤に含まれる水分量 (土壤水分量) を予測しており、その初期値を必要とする。しかし、土壤に対するデータ同化 (解析) を実施していないため、初期値の代替に気候値を利用している¹¹。土壤水分量の気候値は、2001 年から 2010 年の 10 年間の期間について、大気側からの解析値や観測値を入力して (大気強制力)、陸面モデルのみを実行 (オフライン実行) して作成している。気候値の品質を高めるためには、使用する大気強制力に用いる再解析値を、観測に基づくプロダクトを用いてできるだけ補正するほうが望ましい。

GSM1603 の土壤水分量気候値に用いた大気強制力は、気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) をベースに、宇宙航空研究開発機構 (JAXA: The Japan Aerospace Exploration Agency) による、複数の衛星を利用した世界の雨分布データセット (GSMaP¹²: Global Satellite

¹⁰ 気象研究所環境・応用気象研究部で開発されたエアロゾル輸送モデルにより作成。

¹¹ 土壤温度と同様に、GA での予測値を用いる手法も考えられるが、土壤水分量の予測誤差が大きい (土壤水分量に大きな影響をもつ降水量や地表面の放射量の予測誤差が大きい) ため、気候値より予測精度が劣る。

¹² JST-CREST/JAXA 降水観測サイエンスチームによって開

Mapping of Precipitation) を用いて、降水量を補正したものである。しかし、この大気強制力は観測による修正が十分ではなく、作成される土壤水分量が多すぎるなどの課題があった。

そこで、GSM1705 の土壤水分量気候値の作成では、GSWP3 (Global Soil Wetness Project Phase 3)¹³ の大気強制力を用いることとした。GSWP3 大気強制力は、米国環境予測センター (NCEP: National Centers for Environmental Prediction) 20 世紀再解析 (20CR) をベースに、降水量、放射量、地上気温にそれぞれ GPCC (Global Precipitation Climatology Center) 降水量¹⁴、SRB (Surface Radiation Budget)¹⁵、CRU (Climatic Research Unit) 地表面気温¹⁶ を用いて補正したものである。

各種パラメータの見直し

陸面過程には植生や土壤に関する様々なパラメータが含まれる。今回、葉面積指数 (LAI) や植生被覆率を近年の観測データに基づいて作成されたものに更新した。LAI は Terra 衛星搭載の MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) センサから算出された全球 LAI プロダクト (Myneni et al. 2002)、植生被覆率は各国の研究機関 (USGS: United States Geological Survey, GLCF: Global Land Cover Facility, EarthStat) が衛星観測等から作成・公開しているデータをそれぞれ新規に導入した¹⁷。さらに、熱伝導率などの土壤関連パラメータを算出するために必要な土壤特性については、GSM1603 から利用を開始した HWSO (Harmonized World Soil Database)¹⁸ 全球土壤特性分布データセットのうち、30 cm よりも深い部分のデータや土壤中の有機炭素量データを、これまで利用していたものに加えて使用することとした。

陸面過程のその他の見直し

土壤水分量気候値や LAI などの見直しによって潜熱フラックスが抑制され、夏季における多湿バイアスには一定の改善がみられた。また、夏季における乾燥域での夜間の高温バイアスについては、土壤中の有機炭素量による土壤熱伝導率の低下によって、地熱の過剰

発され、JAXA/EORC により提供されたプロダクト。http://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP-crest/index_j.html

¹³ http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/GSWP3/index.html

¹⁴ NCAR (National Center for Atmospheric Research) と UCAR (University Corporation for Atmospheric Research) による全球降水プロダクト。

¹⁵ NASA (National Aeronautics and Space Administration) による地表面放射収支プロダクト。

¹⁶ University of East Anglia による気温プロダクト。

¹⁷ USGS の植生被覆率: <http://landcover.usgs.gov/green-veg.php>、GLCF の森林被覆率: <http://gldf.umd.edu/data/treecover/>、EarthStat の耕作地被覆率: <http://www.earthstat.org/data-download/> をそれぞれ利用している。

¹⁸ Food and Agriculture Organization of the United Nations による土壤情報データセット。

輸送が抑制され、改善が図られた。しかし、依然として陸域の多くで夏季において高温・多湿バイアスがみられた。このため、砂漠域の裸地面アルベドの見直し、下草による断熱効果の導入、光合成モデルに基づく気孔抵抗スキーム (Collatz et al. 1991) への変更、粗度や蒸散パラメータ調整、土壌水分移動スキームの改良、森林キャノピーギャップ効果導入などの改良や調整によって、地表面の高温・多湿バイアスを緩和した。

(4) 海面過程の改良

GSMでは、海水氷接度 (SIC: Sea Ice Concentration) や海面水温 (SST: Sea Surface Temperature) の時間変化を扱っている。SIC/SSTの初期値は、解析値と気候値(解析値のない格子)から作成され、時間発展には気候値の時間変化量を用いる。GSM1603の改良により海面過程スキームの精度が改善した結果、相対的にSICやSSTの解析値や気候値の精度がより重要となった。GSM1705では、海面過程についてSIC解析値の利用方法の改善や、SIC/SST気候値の更新、SICの予測手法の変更などを行った¹⁹。

SIC/SST 気候値の日別化

SIC/SST気候値は、GSMの予測手法において、解析値のない格子の初期値、および時間変化を代替する役割を果たす。GSM1603で用いていた気候値は、SICはNomura (1998)、SSTはReynolds and Smith (1994)によるものである。これら気候値には、月別値であるため季節変化が大きい時期においてはその変化を十分に捉えられないことや、作成年代が1990年代とやや古く、近年の気候特性を反映していないなどの課題があった。このため、GSM1705では、海洋気象情報室により整備されたMGDSST再解析(栗原ほか2006)および海水解析値データセット(Ishii et al. 2005; Matsumoto et al. 2006)を用い、過去30年分の平均値から日別気候値を作成し用いることにした。また、GSM内での気候値更新の時間間隔についても、これまでの月別気候値から24時間ごとに内挿し更新する方法から、日別気候値から毎時間ステップごとに内挿し更新する方法に高頻度化した。

SIC 推定法の変更

SICの時間発展の推定手法には、杉本ほか(2015)により提案された手法を、開水(open water)・海水(sea ice)混在格子が導入されたGSMでの利用に適したものに改良し導入した。具体的には、海水面積を閾値により0か1に丸めたSIC(以下rSIC)から求め、推定でrSICの出現頻度分布を用いていた点を、連続値のSICから海水面積を求め、連続値のSIC気候値を推定で用いるように変更した。また、推定時の繰り返し計

¹⁹ これら改良については、2017年1月に現業運用を開始した全球アンサンブル予報システムの予報モデルGSM1603E(第1.4節)において先行して導入されており、金浜(2017)に詳しい解説がある。

算手法を解が安定する方法に修正するなどの改良も加えている。この手法はGSM1603のものに比べて、より滑らかな時間発展を表現し、また特に季節変化が大きい時期でSICの推定精度が良い。この改良の結果、海水域で下層の気温予測の精度が改善した。

SIC 解析値の利用高度化

GSMのSICの初期値には、全球海水解析による解析値をそのまま利用するのではなく、SSTとの整合性などを考慮し修正したものを用いている²⁰。これまではその修正処理の一つとして、SSTが結氷点 -1.6°C 以下ならばSICを1としていたが、GSM1705ではSSTが解析される海上についてこれを廃止した。この処理は、かつてSIC解析値を利用しておらず、SST解析からrSICを判別していた時代から継続して適用されていた処理であるが、SIC初期値の品質を解析値から劣化させていた。特に開水・海水混在格子の導入により本来得られるべき精度向上が、この劣化により妨げられていたことが判明したため、このSSTと結氷点による修正を廃止した。ただし、陸域の湖沼などSICが解析されない一部格子では、SST気候値から海水の情報を作成するためにこの処理を引き続き利用している。この変更により、冬半球極域での下層大気の低温誤差が海水域を中心に緩和された。

(5) その他

成層圏メタン酸化スキームの導入

現実の成層圏の水蒸気分布は、熱帯対流圏界面付近での飽和や子午面循環、化学的過程などのプロセスにより支配されている(Kley et al. 2000)。一方、現在のGSMではこれらプロセスの表現が不十分であり、特に化学的過程については全く考慮されておらず、成層圏においては水蒸気の解析・予測値の精度は期待できない。そこで、GSM1705ではUntch and Simmons (1999)による成層圏メタン酸化スキームを導入した。このスキームの導入により、成層圏の水蒸気予測の精度は大幅に改善した。一方で、放射過程においては成層圏でのモデルの比湿予測値を利用せず、観測データから作成された気候値をこれまでと同様に利用している。将来的には、比湿予測値を放射過程で利用することを目指しているが、今回は気温などの予測精度の面で利用には至らなかった。

気圧傾度力の離散化方法の見直し

力学過程では気圧傾度力の離散化方法を見直した。GSM1603では、概ね成層圏よりも上層において、理論的にはゼロであるはずの気圧傾度力の回転成分が、離散化に伴う誤差によりゼロではない値をもっていた。この誤差は高波数ノイズを生み、上層での過度のスペ

²⁰ 例えば海面水温がある程度以上温かい場合、海水は存在しないとするなど。

クトラルブロッキング²¹の原因となっていたため、離散化方法を見直し気圧傾度力の回転成分がゼロになるようにした。

解析システムにおける背景誤差の更新

背景誤差は、観測誤差とともに解析値を決定する重要な情報である。適切な解析値を得るためには、背景誤差は第一推定値が持つ誤差構造を代表している必要がある。そのため、モデルが更新され誤差構造が大きく変化した場合は、背景誤差も更新することが望ましい。今回、主に GSM1603 の更新に対応して、その誤差構造を反映するよう背景誤差を更新した。

1.1.4 まとめ

2017年5月25日00UTC初期値から全球数値予報システムに適用された新しいGSMについて、その改良の狙いと概略を示した。今回の変更では様々な点について大きく予測精度が向上している。その予測特性の変化については次節で解説する。

今回の改良内容には、熱帯域で主に寄与するものなど、日本付近以外を主な対象としたものが多く含まれている。全球の大気は全体として一つの系であり、全球数値予報システムの開発においては、日本付近のみに着目するのではなく、全球をみて問題点を改善し、その積み重ねによる全球的な予測精度向上を通じて、日本付近の改善につなげることが重要である。今後も、これまでの開発経験から得られた知見や問題意識に基づき、引き続き予測性能の向上に努めていく。

参考文献

岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.

金浜貴史, 2017: 海面水温、海氷の取り扱いの変更と海水密接度解析値の完全利用. 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, 70-75.

気象庁予報部, 2007: 全球数値予報モデル(GSM)の積雲対流スキームの改良. 配信資料に関する技術情報(気象編)第275号.

北川裕人, 2000: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第46号, 気象庁予報部, 16-31.

北川裕人, 2007: 変更の概要. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.

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.

下河邊明, 古河貴裕, 2012: 層積雲スキームの改良. 平成24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 92-96.

杉本裕之, 高谷祐平, 宮岡健吾, 長澤亮二, 新保明彦, 2015: 全球日別海面水温解析(MGDSST)の利用と

海氷初期偏差を考慮した海氷域推定手法の高度化. 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, 5-20.

中川雅之, 2004: 積雲対流パラメタリゼーション. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 43-50.

原旅人, 白山洋平, 檜垣将和, 氏家将志, 2013: 2013年1月14日の関東大雪. 平成25年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71-89.

原旅人, 2014: 最近発生した顕著事例に関する検討. 平成26年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 118-144.

村井臣哉, 2009: エーロゾル気候値の変更. 数値予報課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 87-90.

米原仁, 2014: 変更の概要. 平成26年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.

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: 活用例(1)-全球モデル. 数値予報課報告・別冊第63号, 気象庁予報部, 29-49.

Collatz, G. J., J. T. Ball, C. Grivet, and J. A. Berry, 1991: Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology*, **54**, 107-136.

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.

Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, and W. H. Schubert., 1999: Trimodal Characteristics of Tropical Convection. *J. Climate*, **12**, 2397-2418.

Kawamoto, K., T. Nakajima, and T. Y. Nakajima, 2001: A Global Determination of Cloud Microphysics with AVHRR Remote Sensing. *J. Climate*, **14**, 2054-2068.

Kley, D., J. M. Russell III, and C. Phillips, 2000: SPARC Assessment of Upper Tropospheric and Stratospheric Water Vapour. *SPARC Report*, **No.2**.

Martin, G. M., D. W. Johnson, and A. Spice, 1994: The Measurement and Parameterization of Effective Radius of Droplets in Warm Stratocumulus Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1823-1842.

Matsumoto, T., M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hirahara, 2006: Sea ice data derived from Microwave radiometer for climate monitoring. *AMS 14th Confer-*

²¹ モデルの最小スケールにエネルギーがたまること。計算安定性上の問題となりうる。

- ence on Satellite Meteorology and Oceanography.*, P2.21.
- Myneni, R. B., S. Hoffman, Y. Knyazikhin, J. L. Privette, J. Glassy, Y. Tian, Y. Wang, X. Song, Y. Zhang, G. R. Smith, A. Lotsch, M. Friedl, J. T. Morisette, P. Votava, R. R. Nemani, and S. W. Running, 2002: Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data. *Remote Sens. Environ.*, **83**, 214–231.
- Nomura, A., 1998: Global sea ice concentration data set used in ERA. *ECMWF Re-Analysis Project Report Series*, **4**, 25.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929–948.
- Untch, A. and A. J. Simmons, 1999: Increased stratospheric resolution in the ECMWF forecasting system. *ECMWF Newsletter*, **No. 82**, 2–8.
- WMO, 1986: A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computations. World Climate Programme. *WCP-112, WMO/TD No.24*, 53.
- Yabu, S., T. Y. Tanaka, and N. Oshima, 2017: Development of a multi-species aerosol-radiation scheme in JMA’s global model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 4.15–4.16.
- Yonehara, H., T. Tokuhiro, R. Nagasawa, M. Ujiie, A. Shimokobe, M. Nakagawa, R. Sekiguchi, T. Kanehama, H. Sato, and K. Saitou, 2017: Upgrade of parameterization schemes in JMA’s operational global NWP model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 4.17–4.18.

1.2 全球数値予報システムの特性的変化¹

1.2.1 はじめに

第1.1節で概観した2017年5月に実施された全球数値予報システムの改良について、導入に際し実施した試験結果に基づいて予測結果の精度および特性的変化を報告する。以下、変更後の実験の結果をTESTもしくはGSM1705と呼び、対照実験となる変更前の実験の結果をCNTLもしくはGSM1603と呼ぶ。

本節では、

- 台風予測(第1.2.2項)
- 総観規模からメソ α スケール程度での場の予測(第1.2.3項)
- 降水予測(第1.2.4項)
- 地表面付近の予測(第1.2.5項)

について、検証結果とともに予測特性的変化を解説する。

1.2.2 台風予測の検証

台風予測の検証結果について説明する。GSM1705では、GSM1603と比較して、進路についての予測特性には明瞭な違いはみられなかったが、中心気圧や大きさの予測には系統的な違いがみられた。このため、進路予測については簡単に結果を示すのみに留め、中心気圧や大きさの変化を中心に解説する。また、GSMの台風中心気圧の予測特性についても、近年解説があまりなされていないことから簡単にまとめる。

以下、台風はTの後に台風番号を付けて識別する。夏期試験²の約4か月の期間内に存在した台風は、T1508からT1523の16個であり、456初期値のうち359初期値で台風追跡の対象となる熱帯低気圧が存在した。期間に含まれる全ての台風予測について、気象庁の事後解析データ(ベストトラック)を参照値として検証を実施した³。

(1) 進路予測の統計検証

図1.2.1に、期間内全ての台風について平均した予測時間ごとの進路予測誤差を示す。進路予測誤差はFT=102以降の予測でTESTのほうが小さいが、統計的に明瞭な改善シグナルとは言えない。ただし、台風番号ごとの検証結果をみると、5日目以降について改善した事例が8事例、悪化した事例が2事例であり、特定の事例のみで大きく改善したのではない。また、

¹ 米原 仁

² 2015年6月20日00UTCから10月11日18UTC初期値の予測を実施。ただし、00, 06, 18UTCの初期値に対しては84時間予測、12UTCについては264時間予測。

³ 中心気圧の参照値にベストトラックを用いることは、GSMの予測値が20km四方を代表する値であることを考えると、台風の中心付近の気圧変化が急峻な場合は適切ではないかもしれない。しかし、他に信頼すべき値や確立された補正手法がないため、ここでは中心気圧についてもベストトラックを検証における正解とする。

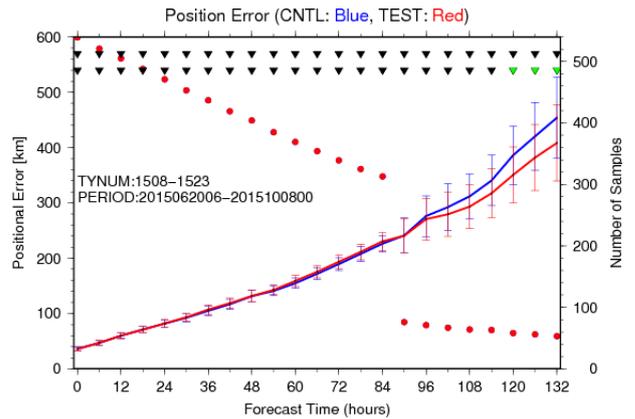


図1.2.1 夏期試験期間に存在した16個の台風を予測対象とした進路予測誤差 [km] (実線、左軸)とサンプル数(丸、右軸)。赤線がTESTで青線がCNTL、線に付随したエラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の95%信頼区間を表す。TESTとCNTLでサンプルは揃えてあり、両者で追跡できたものだけを検証対象としている。このため、サンプル数を表す丸はTESTとCNTLで重なっている。図上部の三角は差の有意性を示すもので、上段が時間方向の相関を考慮、下段が独立仮定で計算した有意判定結果を示し、緑色は有意、黒色は有意でないことを示す。FT=84以降を予測するのは12UTC初期値のみであるため、それ以降はサンプル数が少なくなっている。

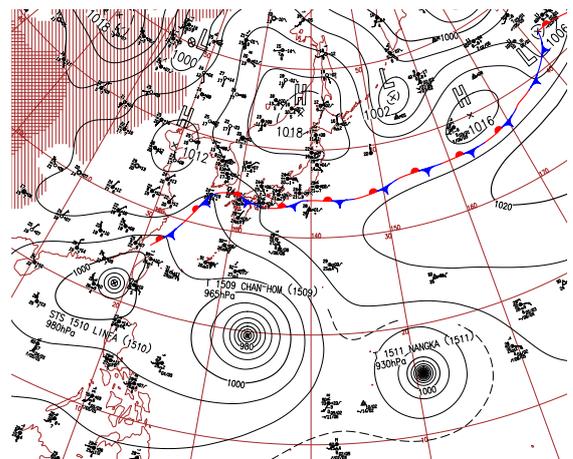


図1.2.2 2015年7月8日00UTCの気象庁天気図

最終的な試験を行う前の段階で実施した複数の試験においても、共通した改善傾向はみられており、台風進路予測精度は概ね4日予測までは中立で、5日予測以降では改善した可能性があると考えている。改良項目についての別の期間を含む個別の試験結果から、雲・積雲過程の改良が5日予測での進路予測誤差の改善に寄与していることが確認されている。

位置誤差について、台風番号ごとの統計検証や、個別事例の比較から、系統的な差は確認できなかった。また、台風の位置誤差を、進行方向に沿った成分と直交する成分に分解し、転向前・転向中・転向後に期間を区別して比較した場合もほぼ同様の分布であった(図略)。

T1509(D0009) Typhoon Forecast and Analysis (Track and Intensity) – 2015/07/06 06UTC –

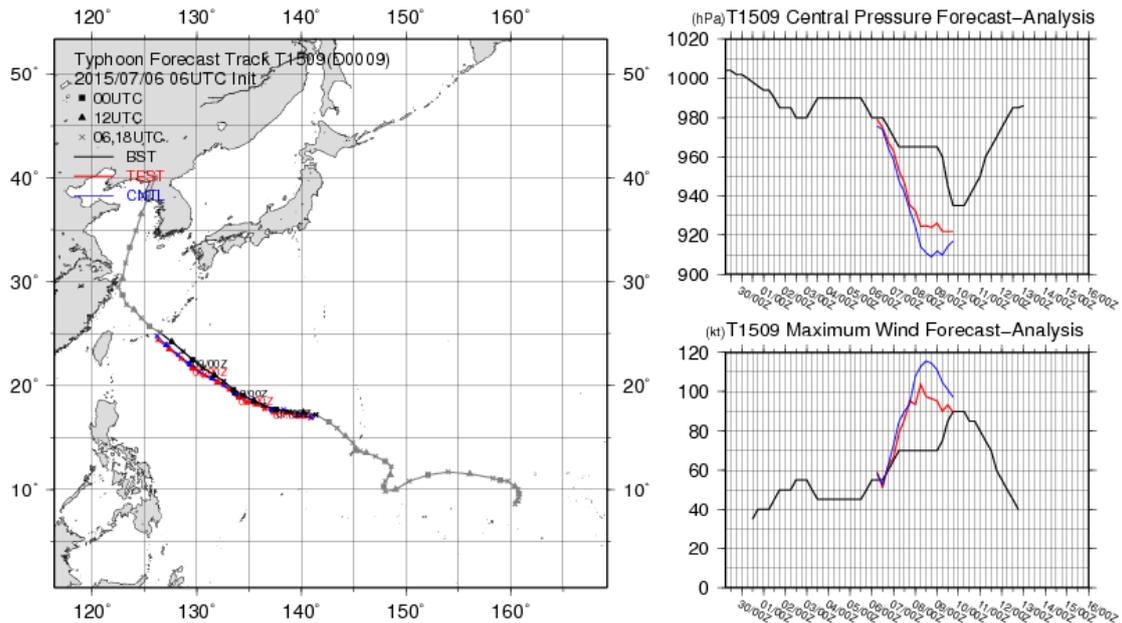


図 1.2.3 2015 年 7 月 6 日 06UTC を初期値とする T1509 の予測の比較図。左側の図が進路予測図で、右側上段の図が予測時間に対する中心気圧 [hPa] の予測、下段が最大風速 [ノット] の予測である。各図において、赤線が TEST、青線が CNTL、黒線がベストトラックである。予測時間は FT=84 まで図示している。

(2) 事例紹介 (T1509 の中心付近の予測について)

GSM1705では、予測された台風の中心気圧や軸対称な鉛直構造についての系統的な違いがみられた。その典型例として、T1509 の 2015 年 7 月 6 日 06UTC を初期値とする FT=42 付近の予測結果をみていく。T1509 は、図 1.2.2 に示すように、北西太平洋の 25°N 以南で相次いで発生し、連なって西進した 3 つの台風 (西から T1510, T1509, T1511) の一つである。

7 月 6 日 06UTC を初期値とする GSM 予測について、台風を比較したものが図 1.2.3 である。CNTL と TEST の進路予測は概ね同じであり、ベストトラックの解析値 (以下 BST) からは、僅かに南西にずれた進路が予測されていた。両者の進路の差は小さく、またこの海域では海面水温の水平勾配も大きくなかったため、台風位置の違いによる強度・大きさへの影響の差は無視できると考えられる。

図 1.2.3 において台風中心気圧の時間推移をみると、BST でははじめ発達であったが、その後 FT=42 では停滞している。CNTL, TEST とともに、FT=36 まではほぼ同程度の中心気圧を予測しているが、その後 FT=42 にかけて TEST の方が浅くなる。FT=42 以降は両者とも停滞を予測している。FT=36, 42 についての、中心気圧および風速 30 ノット半径の予測値を表 1.2.1 に示す。表の数値でも中心気圧の違いが確認できる。

FT=42 について、水平面的な構造を確認するため、CNTL と TEST それぞれで予測された T1509 の中心を通る東西に延びる線分上で、海面更正気圧を比較したものを図 1.2.4 に示す。図の横軸中心はそれぞれの予

表 1.2.1 2015 年 7 月 6 日 06UTC を初期値とする予測について T1509 の中心気圧 [hPa] と最大 30 ノット半径 [km] の予測値。最大 30 ノット半径は東西南北の各方向についての 30 ノット半径のうち最大のもの。

FT	中心気圧		最大 30 ノット半径	
	CNTL	TEST	CNTL	TEST
FT=36	932.9	935.4	243.0	243.0
FT=42	924.4	932.5	253.8	259.2

測された台風中心に合わせており、位置する場所は異なるが、横軸の目盛スケールは同一である (各点の間隔は約 30 km)。

図 1.2.4 をみると、FT=42 では CNTL の方が中心気圧を 10 hPa 弱深く予測しているが、海面更正気圧に大きな差がみられるのは直径 100 km 程度の範囲にとどまる。その範囲よりも外側に着目すると、CNTL と TEST の差は小さく、中心部とは逆に TEST の方がやや深い。気圧傾度の差から考えると、CNTL と TEST で風速の違いが大きいのは台風中心付近の狭い範囲のみと考えられるが、実際に中心部の狭い領域を除くとあまり風速の違いはみられない (図略)。また、表 1.2.1 をみると、30 ノット半径は両者で極端には変わらず、中心気圧が浅い TEST の方がわずかに半径が広がっている。

この時の中心気圧および降水量の予測を図 1.2.5 に示す。この図においても、それぞれの中心位置を図の中心に合わせている。降水分布の違いをみると、台風の中心にごく近い部分では CNTL の降水量が多く、さ

らに外側では TEST の方が降水量が多い。この初期値では、図に示した FT=42 以外でも予測時間の初期から同様の性質がみられ、降水量のピーク値は一貫して CNTL の方が多く、強雨域の面的な分布は TEST の方がやや広がっている。このような、中心付近の狭い範囲での降水の集中が緩和され、その外側で降水が増える変化は他の事例でも多くみられた。例外はあるものの、今回の変更に伴う特性の変化の一つと考えられる。

次に、台風の軸対称な鉛直構造についての違いを確認する。図 1.2.6 に FT=36 および FT=42 について、台風中心を軸として円周で平均を取った、気温アノマリー（各気圧面における周辺の温度の平均値からの偏差）および接線風速を示す。FT=36, 42 とも、台風中心からおよそ 100 km より離れた地点の対流圏中層においては、TEST の方が気温が低い様子がみとれる。これは再蒸発・融解過程による冷却量が大きくなった結果と考えられる。

FT=42 について暖気核に注目すると、TEST の大きさは CNTL に比べてどの高度でも広がっている。一方で、台風中心の上層暖気核のピーク高度が下がると同時に、そのピーク値も小さくなっている。FT=42 で CNTL の中心気圧が急激に深まったことは、上層の暖気核が TEST に比べて高温化したことに対応している。また、TEST と CNTL の 30 ノット半径に大きな差がみられないのは、地上気圧の変化が中心付近のみであったためと考えられる。

また、FT=42 では、TEST の方が 500 hPa より下層の気温が高く、しっかり広がった暖気核を表現していることが分かる。実況にない急発達を GSM が予測してしまう典型例として、500 hPa 面での暖気核は明瞭には変化しないが、渦中心付近で 700 hPa を中心とした中下層や、200 hPa より上層だけが大きく暖まり、比較的小さく強い渦を表現する例が知られていた。GSM1705 ではこの特性が緩和されているが、依然としてそのような不自然な暖気核を予測する例もみられるため、暖気核の表現は中心気圧予測の信頼性の目安の一つになるだろう。

ここで示したのはある一つの事例についての比較であるが、GSM1705 への変更に伴う台風周辺の予測特性の一般的な変化として、以下のことが挙げられる。

- 暖気核について、ピーク部分の気温が下がる一方で大きさは拡大する。
- 対応して、中心気圧が浅くなり最大風速は弱まるものの強風半径は変わらない（つまり同じ中心気圧に対して考えると広がる）。
- 中心付近の一部の層だけが暖まり急激に発達する事例が減る。
- 中心付近での降水量は減少するが周辺域ではやや強雨域が広がる。

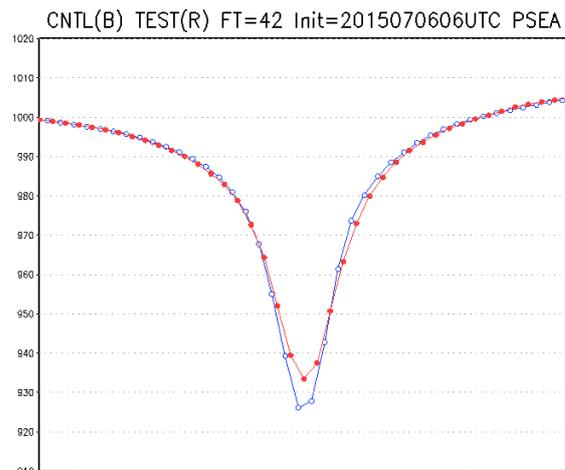


図 1.2.4 2015 年 7 月 6 日 06UTC を初期値とする FT=42 の予測についての、T1509 についての海面更正気圧の比較図。横軸は経度で縦軸は海面更正気圧 [hPa]。赤線が TEST、青線が CNTL でそれぞれの台風中心位置に対して、東西に延びる線上での海面更正気圧を、台風の中心位置を図の中心に合わせて重ねている。縦軸の目盛間隔は 10hPa で、各点の間隔は約 30 km (軸の目盛は非表示)。

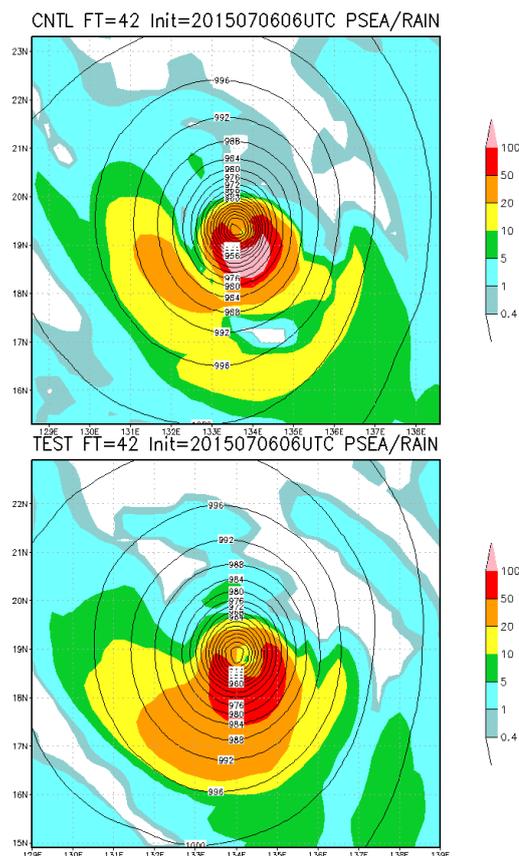


図 1.2.5 2015 年 7 月 6 日 06UTC を初期値とする FT=42 における、T1509 付近の比較図。海面更正気圧 [hPa] を黒の等値線で示し、前 3 時間降水量 [mm] を色で塗り分けている。上図が CNTL、下図が TEST の予測結果。

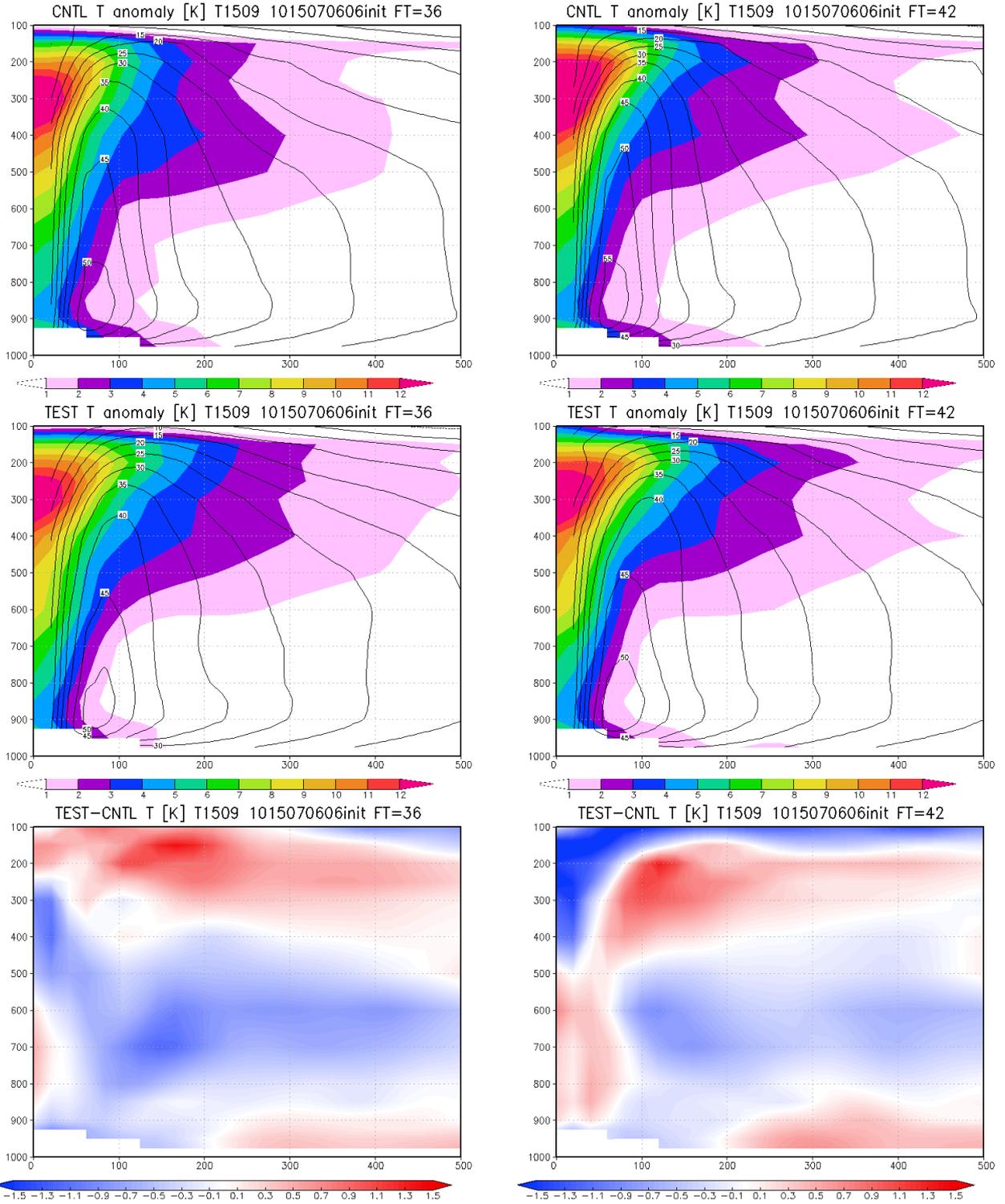


図 1.2.6 2015 年 7 月 6 日 06UTC を初期値とする予測について、それぞれ予測された T1509 を中心とする円周に対して、気温アンマリー [K] (色塗) および接線風速 [m/s] (黒線) を平均したものの比較図。横軸は台風中心からの動径距離 [km]。ここで気温アンマリーとは、台風の中心から半径約 800 km の範囲について各気圧面で平均した気温からの偏差である。左列は FT=36 で右列は FT=42 の結果、上段は CNTL で中段は TEST の結果で下段は気温の差分 (TEST-CNTL)。気圧面の円周上において、気圧が地表面気圧より高くなる点を一つでも持つ動径距離については、データを取り除いてある (図中の下方の空白域)。

(3) 台風強度・大きさの統計検証

台風中心気圧の予測特性の変化について、統計検証の結果を説明する。図 1.2.7 に、夏期試験期間の全台風の中心気圧予測について、横軸に BST、縦軸に GSM の予測値を取った散布図を予測時刻別に示す。図をみると、初期時刻 (FT=0) においては、点是对角線に対して非対称に分布している (この点については後述)。GSM は BST に比べて、初期値が浅い特徴が CNTL と TEST で共通しており、両者の差は小さい。一方で、予測時間が進むにつれて、TEST の方が中心気圧が浅く予測されている。FT=24 から 72 で、CNTL では 920 hPa を下回る事例があるが、TEST ではそのような事例はなく発達過剰が改善されている⁴。

台風中心気圧の誤差傾向をより詳しく把握するため、台風中心気圧の誤差を発達ステージ別に比較したものを図 1.2.8 に示す。CNTL と TEST を比較すると、大まかな時間発展の誤差傾向はあまり変わっておらず、停滞や衰退が十分に予測できていない点は同じである。ただし、図 1.2.7 で示した結果と同様に、深めすぎる誤差が改善していることは、発達ステージの図右下側や、停滞・衰退ステージにおいて、FT=72 の点が TEST の方が対角線に概ね近いことから分かる。

図 1.2.9 に、中心気圧予測について予測時間ごとの平均誤差 (ME: Mean Error) の比較を示す。予測時間が進むにつれて、CNTL と TEST の差が拡大している。例えば FT=72 に着目すると、CNTL はほぼバイアスが 0 であるが、TEST では 4 hPa 程度となっている。TEST では発達させすぎる事例が減り、CNTL より浅く予測する事例が増加しており、図 1.2.7 の結果と対応している。

図 1.2.9 をみると、CNTL、TEST とともに予測時間とともに ME が小さくなり、CNTL では FT=66、TEST では FT=114 以降で ME の符号が逆転する。ME の大きさだけで判断すると、FT=60 まで、もともと CNTL が浅いバイアスであるのを TEST ではさらに悪化させている。逆に、FT=90 からは CNTL が深いバイアスであるのを改善している。個別に事例をみると、FT=60 までの ME が悪化した原因は、台風のライフステージの前半において、GSM の予測が BST の急発達を捕捉せず浅く予測している場合に、TEST の予測が CNTL よりさらに浅くなったことが主因と思われる。一方で、BST では中心気圧が停滞、もしくは衰退した状況において、GSM の予測が停滞・衰退を予測せず発達し続けている場合には、TEST の予測は CNTL ほど深まりすぎてはいないことが、FT=90 以降で ME の大きさが

⁴ 発達が抑えられた結果、TEST の計算安定性は CNTL よりも向上している。2016 年の台風第 10 号の予測について、GSM1603 では台風の発達が強く、計算安定性上の問題となりうるノイズが発生した事例がみられた。一方で、同一の初期値から GSM1705 を実行した場合は計算安定性上の問題は発生しておらず、安定性の向上が確認されており、今回の改良による狙い (第 1.1.1 項) が達成されている。

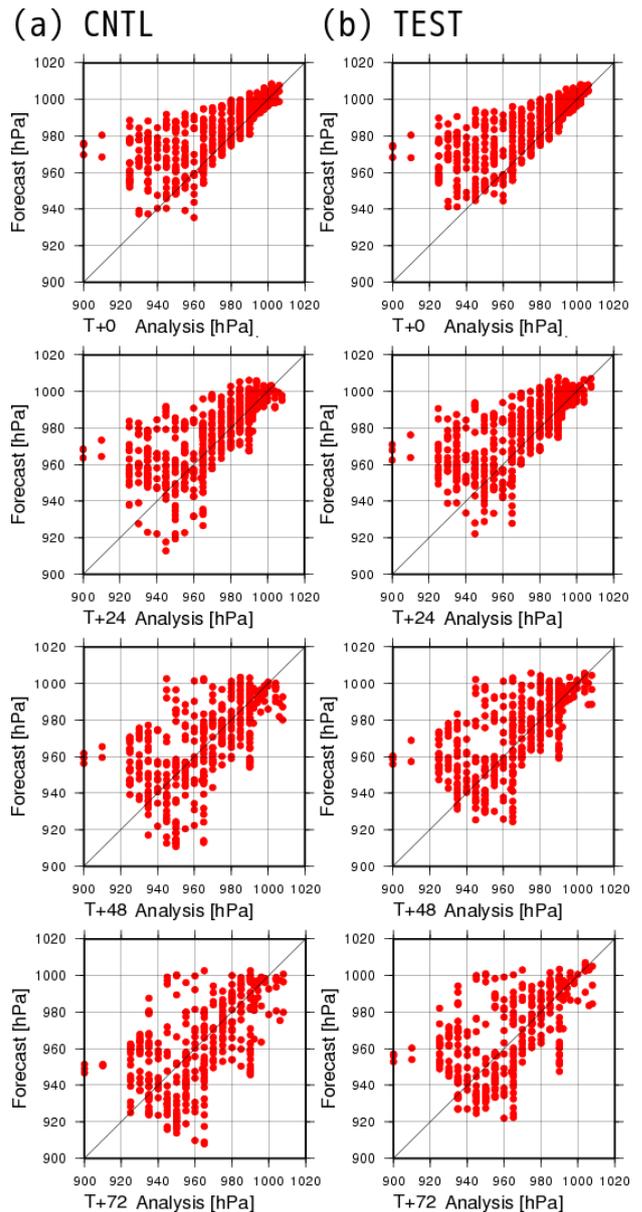


図 1.2.7 夏期試験期間の全台風の予測について、ある予測時刻の中心気圧 [hPa] を横軸がベストトラックの解析値、縦軸が予測値について散布図にしたもの。列 (a) が CNTL、列 (b) が TEST についてのもので、上段から FT=0, 24, 48, 72 についての結果。この図ではサンプルは揃えておらず、両者それぞれ台風を追跡できた事例を対象としている。

改善していることに寄与している。

ME の予測時間に対する変化自体は、CNTL、TEST とともに予測時間が進むと落ち着いてくる。このとき、CNTL では発達が過剰であるが、TEST は ME の大きさが CNTL の 3 分の 1 程度である。この結果は FT=132 までのものであるが、CNTL においては予測後半 (FT=132 以降) において発達が過剰な事例が多くみられたが、TEST では改善している。

図 1.2.10 に、中心気圧予測について予測時間ごとの二乗平均平方根誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) の比較を示す。図をみると、CNTL、TEST とともに予測

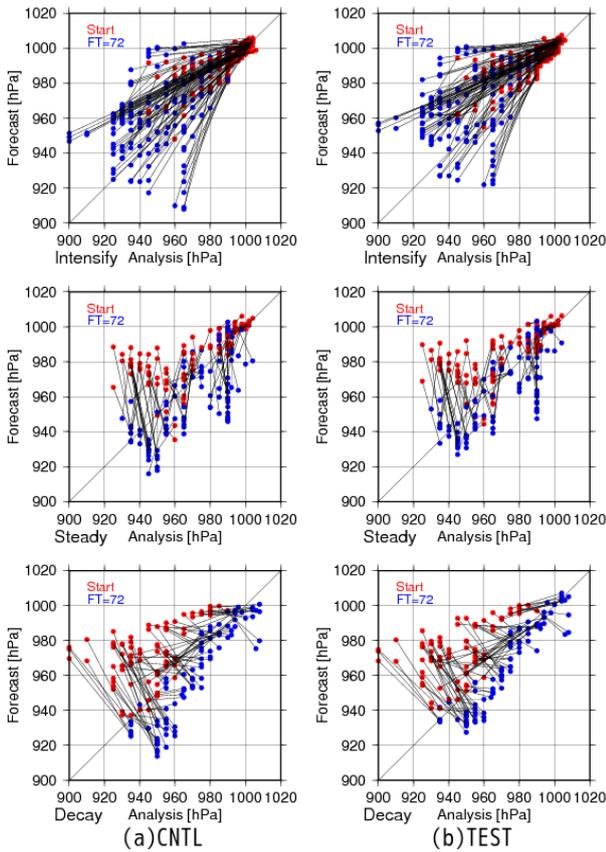


図 1.2.8 夏期試験の全期間についての、FT=72での台風中心気圧の発達傾向検証。列 (a) が CNTL、列 (b) が TEST についての結果で、台風の状態をベストトラックの中心気圧の時間推移から、発達 (Intensify)、停滞 (Steady)、衰退 (Decay) に分類し、それぞれでベストトラックの中心気圧解析値 (横軸) と GSM 予測値 (縦軸) の散布図を取ったもの。赤点が初期時刻の値で青点が FT=72 の値であり、事例として対応するものを黒線で結んである。どのステージにおいても、対角線上に点があればベストトラックと予測値が一致していることを意味する。分類の仕様上、図中での赤点から青点の左右の動きは、発達時には左に移動、停滞時はあまり動かず、衰退時は右に移動する。赤点から青点への動きが対角線に直交する場合、中心気圧の時間変化傾向がベストトラックと予測では全く逆方向であることを意味する。

時間のはじめの方に RMSE が減少している時間が存在する。これは、誤差の標準偏差と ME の大きさが近い場合、RMSE に対する ME の寄与が大きくなるため、ME の大きさが急速に減少する (図 1.2.9) とともに、RMSE も減少するためである。FT=36 までは、ME が悪化したことで TEST の RMSE も悪化している。一方、以降 FT=84 までは、ME の大きさが CNTL の方が小さいにもかかわらず、TEST の RMSE が小さい。FT=90 からは ME, RMSE ともに TEST の予測精度は改善している。この改善は、散布図でもみられた発達が過剰な事例が減少したことが主に寄与していると考えられる。

台風の大きさについて、予測特性の統計的な違いを示す。図 1.2.11 に、夏期試験期間の全台風の FT=72

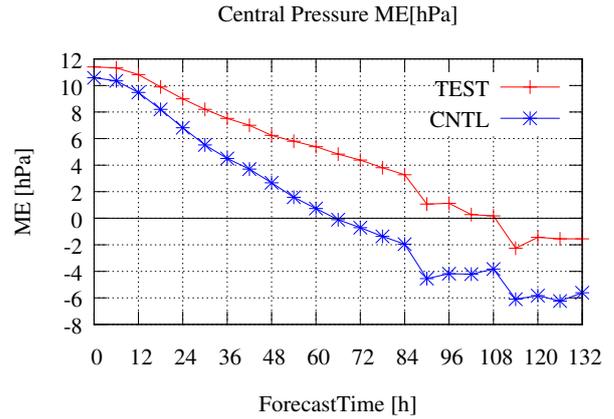


図 1.2.9 夏期試験の全期間についての、FT=132 までの台風中心気圧予測の平均誤差 [hPa]。青線が CNTL で赤線が TEST についての結果。サンプルは TEST と CNTL で揃えてあり、両者で追跡できたものだけを検証対象としている。サンプル数は図 1.2.1 で示されているものになる。

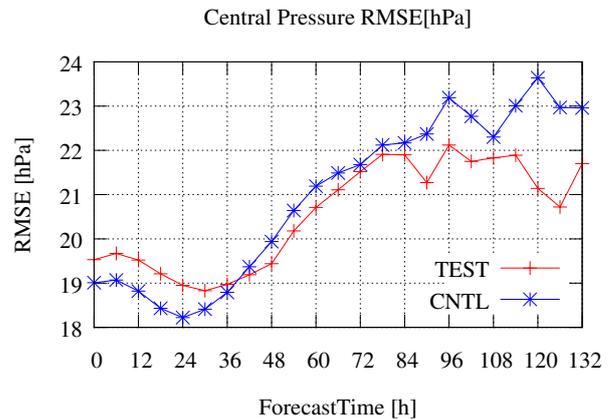


図 1.2.10 夏期試験の全期間についての、FT=132 までの台風中心気圧予測の二乗平均平方根誤差 [hPa]。青線が CNTL で赤線が TEST についての結果。サンプルの扱いは図 1.2.9 と同じ。

の予測について、地上風速 30 ノット半径について出現数を比較したものを示す。

図をみると、30 ノット半径が概ね 150 km 以下の場合については TEST の出現頻度が小さくなっており、同時に 50 km 以下の区間に含まれる強風域を持たなかった事例が増加している。事例別にみると、30 ノット半径が相対的に小さい場合や、浅い台風が強風半径を持たない場合が増えている。

一方で、30 ノット半径が 150 km よりも大きい場合については、両者の出現頻度に違いがみられない。GSM1705 への変更では、ある程度発達した台風について、中心付近の気圧表現は変わっているが、台風の大きさはあまり変わらない事例が少なからずみられた。このことは、先に示した T1509 の事例からも示唆されている。

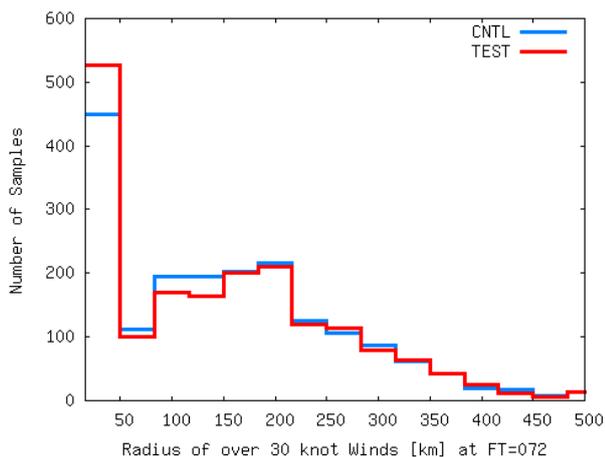


図 1.2.11 夏期試験期間の全台風の FT=72 の予測について、地上風速 30 ノット半径 [km] について出現数を比較したもの。追跡された中心から東西南北それぞれの方向についての 30 ノット半径を、方向の違いは無視して全て独立サンプルとして扱っている。赤線が TEST で青線が CNTL。横軸が地上風速 30 ノット半径で縦軸が出現したサンプル数。半径 0 km から 50 km の区間には強風域を持たなかった事例も含む。500 km の区間にはここより大きかった全ての事例を含む。

(4) GSM の台風中心気圧の予測特性

GSM1705 について、ここまでの検証結果を用いて、台風中心気圧の予測特性について解説する。

図 1.2.8 に示した散点図で TEST の誤差特性をみていく。発達ステージにおいては、GSM の予測も概ね発達を予測している。ただし、発達の程度についてはばらつきが大きく、特に BST で 930 hPa を下回るような強い発達をした事例では、GSM の予測はせいぜい 950 hPa 程度にしか発達しておらず、十分には捕捉できていない。逆に、940 hPa を下回るものを予測した場合には、BST も同程度であった場合もあるが、BST は 960 hPa を下回らず、発達させ過ぎた事例が多くみられる。このような発達が過剰な事例では、実況と比較して小さく強い渦を表現し、渦の中心に降水を集中させていることが多い。

停滞ステージにおいては、多くの事例で停滞を予測できていない。BST が 960 hPa を下回るようなある程度発達した状況では、そもそも初期時刻の段階ですでに予測値は BST に追従できておらず、そのまま BST に近づけるように発達してしまう場合がほとんどである。

衰退ステージでは、ある程度は衰退もしくは停滞を予測している事例がみられるが、発達させてしまっている事例も多い。特に、BST で 940 hPa を下回るような発達した状況について、GSM の予測が BST に対してかなり浅い初期値から始まっている場合、ほとんどの事例で強い発達を予測してしまっている。

ここで説明した気圧の値自体は、事例に強く依存すると考えられ、あくまでも目安である。しかし、

- 発達ステージでは、実況で急激に強く発達する場合に十分に捕捉できない。同時に、予測が強く発

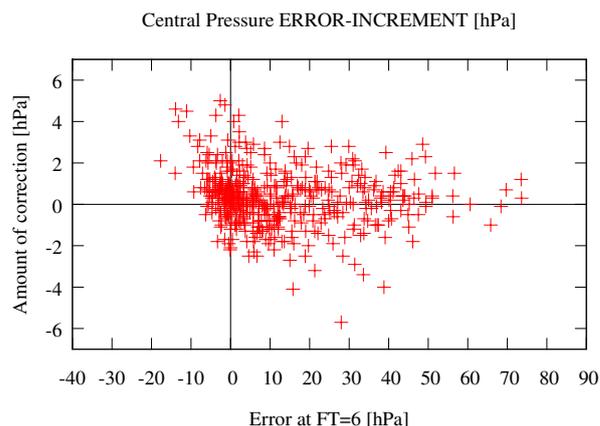


図 1.2.12 夏期試験の全期間での、TEST の FT=6 での中心気圧予測 [hPa] について、横軸に対気象庁ベストトラックの誤差を、縦軸に解析における修正量(つまり対解析値誤差の逆符号)を取った散点図。縦軸と横軸で目盛の間隔が異なる。

達する場合の空振りも多い。

- 停滞ステージでは、停滞の予測はほぼできない。
- 発達した台風について、初期値において実況よりも浅く表現している場合、衰退ステージでも発達させる場合が多い。

といった特性は言えるであろう。

図 1.2.10 では、FT=0 から FT=132 の期間において、RMSE の値は最低でも約 19 hPa となっている。また FT=84 以降は誤差が飽和する傾向がみられるが、その値は最大で 22 hPa と最低値からあまり大きく変化していない。このことは端的に GSM の中心気圧予測の情報価値が低いことを示している。現状では、GSM により直接予測された中心気圧やその変化傾向だけを利用して、台風の強度を判断することは難しい。また、統計検証結果において予測時間が短いほど RMSE や ME が大きいことは、ある対象時刻に対して初期時刻が新しくなるにつれて、予測精度が改善することを(確率的に)期待する、という通常の想定が成り立たないことを意味している。

GSM の台風中心気圧予測が、このような誤差特性を持つ原因は様々なものが考えられる。まず、台風のライフステージ全体に共通する課題としては、熱帯低気圧のような強風時における海面過程の定式化に不確実性が大きく、GSM においてもその精度は不十分である点が考えられる。また、台風のような極端な現象について、雲・積雲過程をはじめとする物理過程のパラメタリゼーション手法が十分に検証され、確立しているとは言いがたい。その他にも、停滞や衰弱の傾向を十分に予測が捉えられない点については、大気状態に応じた海面状態の時間変化プロセスが考慮されておらず、海面水温低下に伴う大気の変化を予測できない、転向のタイミングや転向後の進行速度にスローバイアスを持つため、台風が海面・大気場の影響を適切に受けていない、などが課題として挙げられる。

また、図 1.2.7 や図 1.2.9 で示したように、初期時刻における中心気圧が BST よりも浅い。その原因には、GSM の予測特性として、時空間分解能の不足もあり現実的な急発達表現できないことや、熱帯低気圧を発生時に浅く表現しやすいことが挙げられる。それに加えて、解析における修正により、実況よりも浅くなる場合があることも理由の一つに挙げられる。図 1.2.12 に、解析値と FT=6 予測での中心気圧の表現の比較を示す。この図は、横軸に FT=6 における誤差を、縦軸に解析値から FT=6 における予測の値を引いたもの（第一推定値に対する修正量とみなせる）を取った散布図である。素朴に考えると、予測誤差と修正量には負相関を期待するため、点は第 2 象限（左上）と第 4 象限（右下）にのみ存在するのが普通である。しかし、実際には第 1 象限（右上）にもかなりの数の点が存在する。第 1 象限の点は、予測値が BST よりも浅い場合に解析値では更に浅くなった状況が存在することを示している。

全球解析 (GA) では、予報課から提供される台風情報（以下、予報課解析）に基づいて作成した典型的な台風構造（台風ボーガス）を擬似観測値として用いており⁵、解析における修正では、その台風ボーガスの影響が大きい。台風ボーガスにおける中心気圧の作成手法では、数値予報システムの計算安定性の確保や不自然な進路予測を防ぐために、観測値と第一推定値の差の絶対値が極端に大きなデータが解析に使用されないような処理がなされている（高坂 2015; 岡垣 2010）。このため、解析において擬似観測値として使用される気圧プロファイルは予報課解析よりも浅くなりうる⁶。

したがって、予測結果を利用する観点では、中心付近で気圧傾度の大きい急峻な構造の台風については、初期時刻が新しくなった場合でも、必ずしも予報課解析に近づく方向に台風の構造が修正されるわけではない点にご留意いただきたい。台風中心気圧については、GSM の中心気圧の予測結果だけではなく、観測データを用いた実況の解析、海面水温や海洋貯熱量などの解析値、台風の発達等に関係する大気環境場の予測結果などを用いた、総合的な判断を引き続きお願いしたい。

ここまで、GSM の台風中心気圧についての予測特性を示してきたが、課題が多いのが現状である。これらの問題を改善するためには、（改良が非常に困難なもの

⁵ 台風は主に亜熱帯海上に存在し厚い雲に覆われているため、周辺には解析で利用可能な観測が少なく、台風構造を修正するためには情報が十分でない場合が多い。

⁶ GA の水平格子間隔は約 55 km であり、現実大気の中気圧中心付近の気圧分布の急峻な構造を表現できないことが多いため、予報課解析の値を観測値としてそのまま用いることが必ずしも良いわけではない。第一推定値の中心気圧が BST と比較して浅い場合でも、さらに中心気圧を浅くする修正を加えることは、現状では数値予報システムの安定運用や解析の分解能で表現できない不自然な台風構造を解析しないために必要である。

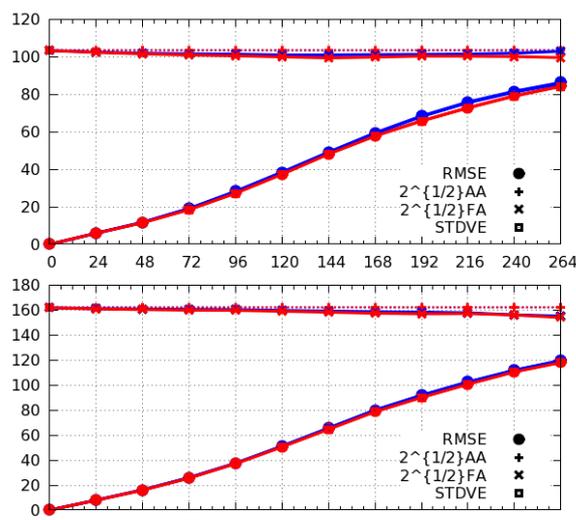


図 1.2.13 北半球領域での予測時間ごと (FT=264 まで) の 500 hPa 高度場 (Z500) の CNTL, TEST それぞれの解析値に対する RMSE の比較。検証領域は 20°-90°N。上図は夏期試験、下図は冬期試験の結果であり、青線が CNTL、赤線が TEST である。図の下部に丸および四角で示しているものが RMSE と誤差の標準偏差で、上部に十字 (点線) とバツ (実線) で示してあるのが解析活動度と予報活動度である。ただし、標準偏差は RMSE と重なっている。

ばかりであるが) 今後の開発として、台風の発生初期の表現性能や、急発達時の予測精度、停滞・衰弱の表現、進路予測のスローバイアスなどに着目して、各種物理過程や海面の時間発展の考慮、予測と解析の分解能を近づける、などの改良に取り組む必要があるだろう⁷。

1.2.3 スケールの大きな (総観規模からメソ α スケール程度) 場の予測

日本付近での、総観規模からメソ α スケール程度の予測について、その精度や注意すべき特性の変化について解説する。GSM1705 での改良による、これらスケールの大きな場の予測の変化は、総じて GSM1603 における変化と比べると小さく、誤差特性が反転するなどの利用上重大な注意を必要とする変化はあまりない。今回、GSM を境界値として利用するメソモデルの予測精度は、GSM1705 への変更の影響をあまり受けなかったが⁸、GSM の予測特性の変化が穏やかであることがこの点からも確認できる。

(1) 北半球領域の予測精度

日本付近の予測精度の変化を確認する前に、北半球領域 (20°-90°N) での予測時間ごとの予測精度を簡単に確認しておく。図 1.2.13 に、500 hPa 高度場 (Z500) について解析値を参照値とした RMSE の比較を示す。夏期・冬期とも、TEST はどの予測時間でも概ね CNTL

⁷ 他の現業予報センターにおいても、熱帯低気圧の中心気圧予測の改善・検証は精力的に取り組まれている。例えば Heming (2016) など。

⁸ 原 (2016) では GSM1403 から GSM1603 への変更による、メソ数値予報システムへの影響が報告されている。

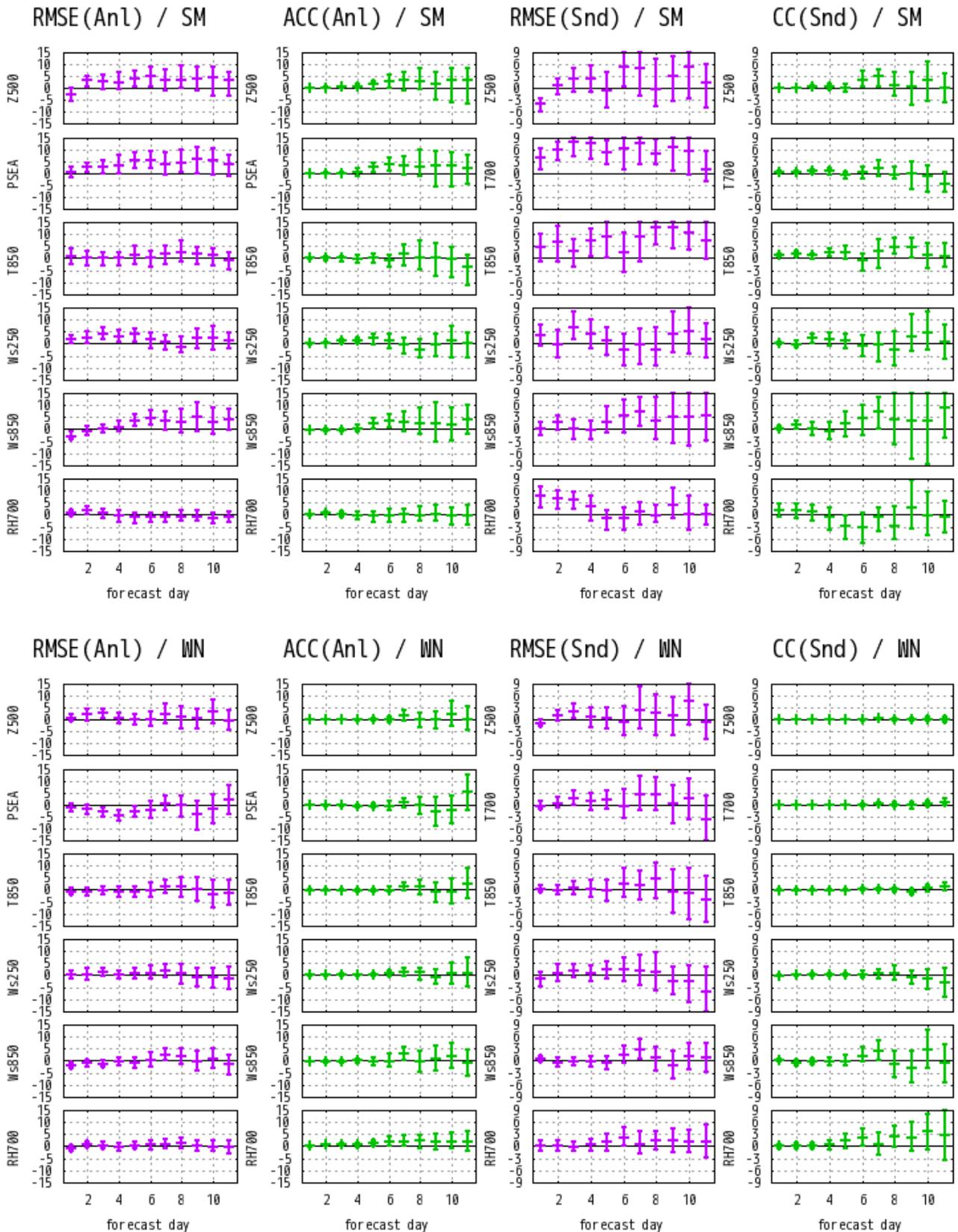


図 1.2.14 日本付近の予測時間ごと (FT=264 まで) の予測精度の比較。検証領域は 110°-150°E, 20°-50°N の領域である。紫線が RMSE についての改善率 $((CNTL-TEST)/CNTL)$ で緑線が ACC または CC の差 $(TEST-CNTL)$ であるため、それぞれのグラフにおいて中央より上側に線があれば改善を意味する。目盛の単位は RMSE 改善率が % で、ACC と CC の差は 100 分の 1 である。図の上半分は夏期試験の結果 (SM) で、下半分は冬期試験の結果 (WN) である。図の左側 (Anl) は CNTL, TEST それぞれの解析値を参照値とし、図の右側 (Snd) は両方の試験で解析に利用されたラジオゾンデ観測値を参照値として用いている。対解析は 500 hPa 高度 (Z500)、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) を対象とし、対ラジオゾンデではそのうち 2 段目の PSEA の代わりに 700 hPa 気温 (T700) が対象となっている。エラーバーはブートストラップ法による 95% 信頼区間を表す。

と比べて中立から改善となっている。この改善傾向は、250 hPa 東西風、850 hPa の気温 (T850)、海面更正気圧 (PSEA) など他の代表的な要素でも同様であり (図略)、北半球の中高緯度では標準的なスコアは概ね改善している。改善の要因であるが、多くの変更点が改善に寄与した結果総合的に予測精度が向上している。

(2) 日本付近の統計的予測精度の変化

日本付近 (この項では 110°-150°E, 20°-50°N の範囲とする) の統計的な予測精度について FT=264 まで比較したものを図 1.2.14 に示す。参照値としてはそれぞれの解析値またはラジオゾンデの観測を用いている。対解析値検証では RMSE 改善率とアノマリ-相関係数 (ACC) の TEST と CNTL の差、対ゾンデ検証では RMSE 改善率と相関係数 (CC) の TEST と CNTL の差を指標としている。

図に示したように、夏期では、予測時間や要素によって違いがあるものの、概ね改善傾向である。一方で、冬期に関しては夏期に比べて差が小さく、概ね小さな改善から中立となっている。

Z500 の予測精度は、夏期では FT=24 を除いて RMSE, ACC とともに概ね改善しており、冬期についても改善幅は小さいものの同傾向である。

PSEA は夏期では概ね改善、冬期ではやや改悪であった。夏期の改善は台風中心気圧が浅く予測されるようになり、解析値では BST よりも浅い台風が解析されやすいため、誤差が小さくなりやすいことの影響が大きい。冬期では、大陸の 45°N 付近で地表面付近の低温バイアスが拡大し、PSEA が高くなる誤差が大きくなったことが原因である。

T850 は夏期で改善、冬期では中立である。夏期は対解析と対ラジオゾンデで改善幅が大きく異なるが、これは検証に含まれている領域の違いが原因である。対解析では 25°N 付近の海上で、低温バイアスの拡大にともない RMSE が大きくなる領域があり、その付近の海上を検証に含むかどうかにより結果が大きく異なる。700 hPa 気温 (T700) は夏期・冬期ともに改善し、特に夏期の改善幅は大きい。

250 hPa 風速 (Ws250) については、夏期では概ね改善傾向で、冬期は中立である。ただし、冬期の ME をみると期間平均された強風軸の北西部分にあたる東シナ海から黄海付近でやや西風が遅いバイアスが拡大している。850 hPa の風速 (Ws850) も夏期では概ね改善傾向で、冬期は中立である。上層風とは異なり、予測時間が進むにつれて夏期の改善幅は大きくなっている。この改善は空間分布にはあまり特徴を持たない。

700 hPa の相対湿度 (RH700) は、夏期については対ラジオゾンデでは予測時間の前半で改善、FT=120, 144 付近では改悪となっている。冬期では改善幅は小さいが予測時間の後半を中心に改善傾向である。夏期に悪化する時間帯がある原因は分かっていないが、悪

化は大陸の 40°N 付近でみられている。

(3) 日本付近の夏期の予測精度

図 1.2.14 は大陸も含むやや広い領域での検証結果であった。次は、より狭い領域、短い予測時間について、夏期と冬期別に予測精度の変化を確認していく。日本のラジオゾンデ観測のみを用いた、気温、比湿、風の ME および RMSE の夏期試験の検証期間についての、FT=72 までの検証結果を図 1.2.15 に示す。

気温の検証結果をみると、700 hPa や 850 hPa など、ME の高温バイアスが予測時間が進むにつれて拡大する傾向の改善が顕著である。CNTL では雲・積雲過程において再蒸発による冷却が適切に表現されておらず、予測時間が進むと誤差が高温方向に拡大していたが、TEST ではそのプロセスの取り扱いを精緻化したことにより改善している。CNTL では ME の符号が負から正へ予測時間とともに変化しているため、ME の大きさや RMSE では一貫した改善には繋がっていないが、FT=48 以降では概ね改善している。一方で、400 hPa 付近や境界層内についてはバイアスがやや悪化している。

比湿についてみると、700 hPa より上層の乾燥バイアスおよび、境界層内の湿潤バイアスが予測時間とともに拡大する傾向が改善している。自由大気中の改善には雲・積雲過程の改良が、境界層内の改善には陸面過程と放射過程の改良が大きく寄与している。境界層内では、陸面過程において多湿バイアス軽減を目指した各種改良が行われたことや、地表面へ入射する短波放射量が過剰であるバイアス⁹の改善の影響が大きい。また、RMSE をみると予測時間によらず全層で全面的に改善しており、系統誤差だけでなく日々の変動を含めて水蒸気場の予測精度が改善している。

風の結果をみると、ME にはあまり特筆すべき変化はないが、境界層内で東西風のバイアスがやや拡大している。一方で、RMSE は全層にわたって改善傾向である。

次に、対解析検証の結果について面的にみていく。図 1.2.16 に、夏期試験の検証期間における、12UTC 初期値の FT=48 予測についての誤差分布図を示す。

Z500 についてみると、北海道から本州を中心に高度場が高いバイアスが改善し、RMSE の改善もみられる。事例別にみると、トラフや切離低気圧が浅い誤差が改善したことが ME の改善に寄与している。その裏返しではあるが、CNTL ではあまりみられなかった、トラフが深すぎた予測の頻度が、TEST はやや増加している。これら改善には複数の改良の効果が寄与しており、そのメカニズムは明確にはなっていない。一方で南の海上では対流圏中下層が低温化したことにより、Z500 が低いバイアスが拡大している。

⁹ エネルギーが潜熱に分配され、地表面からの潜熱が過剰になる。

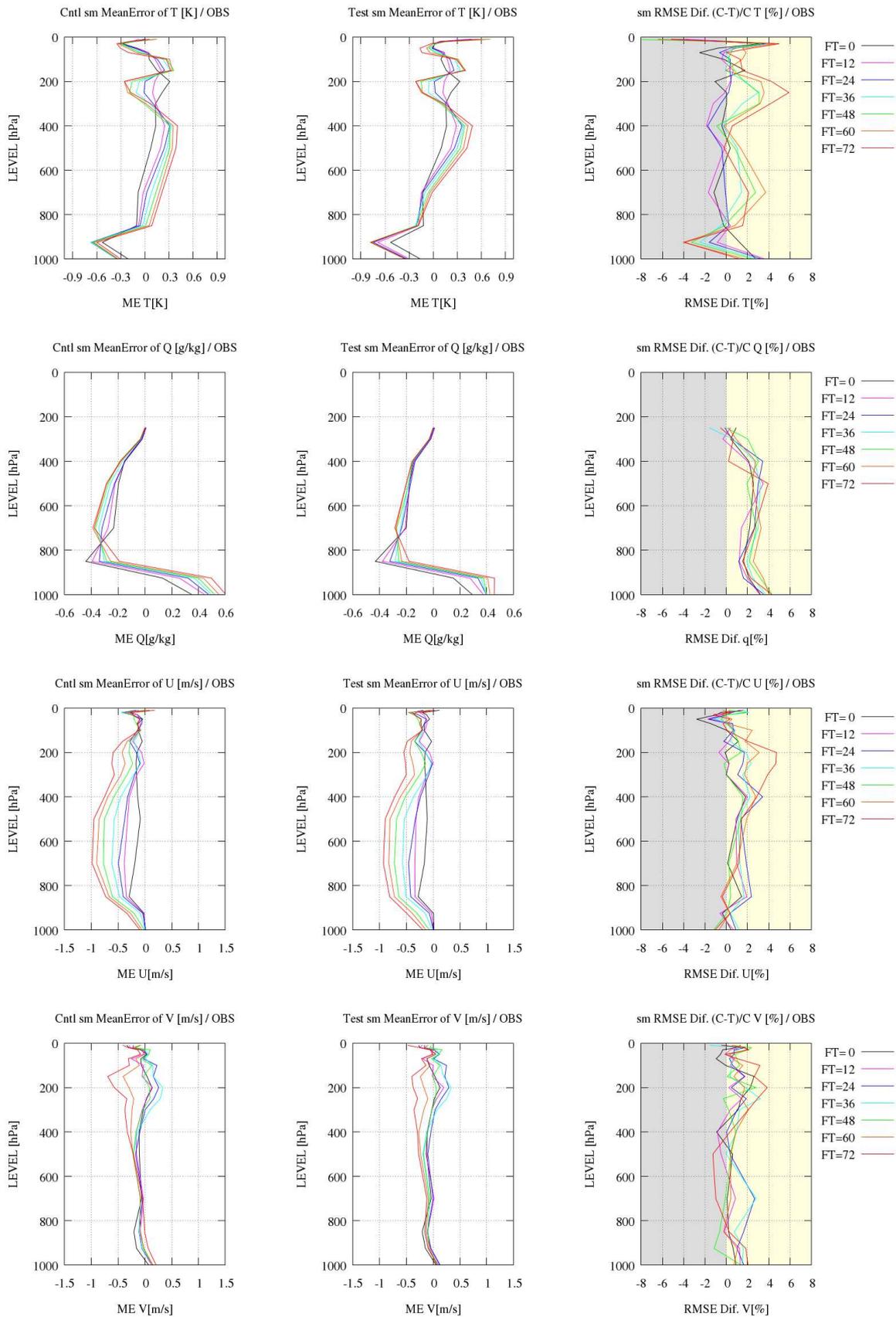


図 1.2.15 夏期試験の検証期間(7, 8, 9月)における、日本国内のラジオゾンデによる高層気象観測値を参照値とした ME および RMSE の改善率 $((CNTL-TEST)/CNTL)$ の鉛直プロファイル。FT=0 から FT=72 までの 12 時間ごとの結果を、それぞれ色別に実線で示している。予測の初期時刻には 00UTC および 12UTC を用いている。段は要素の違いであり、上から気温 [K]、比湿 $[g\ kg^{-1}]$ 、東西風速 $[m/s]$ 、南北風速 $[m/s]$ についてのもので、左列が CNTL の ME、中列が TEST の ME、右列が RMSE の改善率である。Q の上層については観測データがないため示していない。

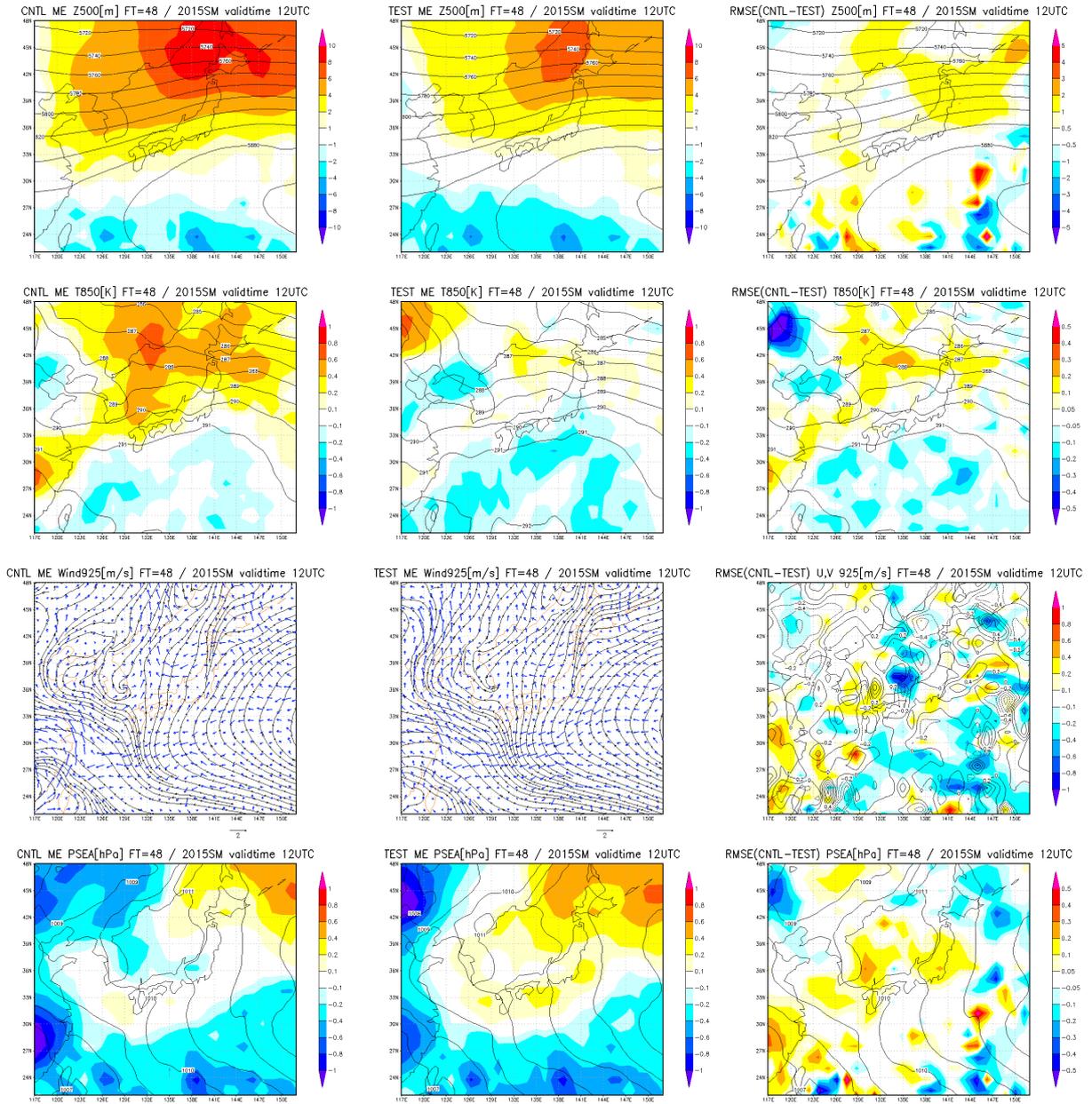


図 1.2.16 夏期試験の検証期間(7, 8, 9月)における、12UTC 初期値の FT=48 予測についての誤差分布図。段は上からそれぞれ Z500 [m], T850 [K], Ws925 [m/s], PSEA [hPa] についての結果。左列が CNTL の ME(コンターは CNTL の期間平均場)、中列が TEST の ME(コンターは TEST の期間平均場)、右列が RMSE の CNTL-TEST である。ただし、ME の図のうち Ws925 では、ME をベクトルで期間平均場を流線で示している。RMSE の図は暖色系が改善を意味し、Z500, T850, PSEA のコンターは CNTL のものである。Ws925 については色で東西風 [m/s]、コンターで南北風 [m/s] についての結果を示している。

T850 では日本海側や北海道を中心にみられた大きな高温バイアスが解消した。北日本では RMSE の改善もみられる。この改善には陸面過程や放射過程の改良が大きく寄与している。個別の事例をみると、大陸や本州の標高が高い地点でみられた高温バイアスを持つ領域から広がっていた誤差が、大きく改善したことが ME の減少に繋がっている。その一方で、拡大幅は小さいが南の海上では低温バイアスが拡大し、RMSE もやや悪化している。雲・積雲過程で再蒸発による冷却が適正に表現されるようになったことや、本州の陸上で地表面の高温バイアスが改善し流れてくる空気が低温化したことで、結果としてこれまで打ち消されていた低温バイアスが拡大する原因となった。近年改善が進んでいるものの、熱帯対流活動域における中下層の低温バイアス解消は依然として GSM の重要な課題の一つである。

Ws925 についてはあまり明瞭な変化はみられないが、日本の南海上において西向き誤差がやや拡大している。これは 500 hPa 面において南に行くほど低高度になるバイアスが拡大し、高気圧の縁辺流が西向き成分を持ちやすくなったことと関連している。一方で RMSE の変化は細かい構造を持っているが、これは風速の大きくなりやすい台風事例からの寄与が大きいためだと考えられる。

PSEA は北海道やその周辺で高圧バイアスが拡大しており、RMSE の悪化もみられる。原因はよく分かっていないが、個別に事例をみると擾乱がこの周辺を通過していくときに、その北側で気圧が高い誤差をもつ場合、誤差が大きくなった事例が複数みられた。RMSE の図をみると、日本の南海上や日本海で細かい構造を持っているが、これは個別の台風の影響が強い。

TEST の結果について、夏期の対流圏のバイアス傾向をまとめる。境界層内では低温・湿潤バイアス、対流圏上層は高温バイアスであり、圏界面付近では低温バイアスを持つ。また、自由大気内では乾燥バイアスである。これら気温と比湿の誤差は緯度が低い対流活動が活発な領域ほど大きい。風は概ね西風が遅いバイアスで、対流圏中層が最も大きい。対流圏上層では南北風のバイアスも大きくなっている。

(4) 日本付近の冬期の予測精度

冬期試験の検証期間における、日本のラジオゾンデ観測のみを用いた気温、比湿、風の ME および RMSE の FT=72 までの検証結果を図 1.2.17 に、12UTC 初期値の FT=48 予測についての解析値に対する誤差分布図を図 1.2.18 にそれぞれ示す。

図 1.2.17 をみると、冬期の結果は夏期に比べて変化が小さく、ME に関しては要素によらず誤差の特性に違いは概ねみられない。RMSE では、境界層内の気温および対流圏中層の比湿が改善、その他の要素・高度では概ね中立からやや改善である。境界層内の気温は、

地点別にみると太平洋側を中心に改善している。

図 1.2.18 の Z500 についてみると、黄海から西日本、日本海において高度場が高いバイアスが改善しており、RMSE でも改善がみられる。個別には、相対的に改善幅の大きい事例として、トラフが深まりながら進行しているときに、トラフが浅い誤差が改善している例が幾つかみられた(一例を図 1.2.19 に示す)。一方で、ME の減少への寄与は小さいと思われるが、リッジの張り出しが弱い場合も若干増加している。ただし、全事例を通して誤差の大きなパターンには変化はなく、トラフが浅い、位相の進行や深まりが遅れるといった誤差特性は変わっていない。

500 hPa の気温 (T500) については、日本の南から東の海上にかけて低温バイアスの拡大がみられる。この領域では、観測点数は少ないが、父島や南大東島の対ラジオゾンデ誤差でも低温バイアスが拡大していた。事例別には 500 hPa でリッジ、地上高気圧の縁辺で低温誤差を持つ場合に、誤差の大きさが TEST の方が拡大している例がみられ、それらの事例では周辺で南寄りの中上層風が弱い傾向がみられた。

T850 についても、日本の南から東の海上にかけて低温バイアスの拡大がみられる。これは、個別事例で低温誤差が悪化したというわけではなく、寒冷前線付近での誤差の高温傾向が TEST では改善しており、他の事例での低温誤差の打ち消しが減った結果である。CNTL では、寒冷前線帯の水平傾度が解析に比べてやや弱く広がって表現され、高温バイアスを持つことが多かったが、TEST ではこれが改善されている。これは、GSM1705 で再蒸発による冷却の表現が改善されたためと考えられる。TEST では、前線帯を挟む上昇流と下降流の対や降雨域がシャープに表現される事例が増えている。

PSEA の ME にはあまり変化がなく、個別の事例でも太平洋側沿岸付近を東進していく低気圧については気圧が浅い、そもそも擾乱が表現されないなどの誤差が、CNTL と同様にみられる。一方で、RMSE では改善幅は小さいものの改善した。

TEST の結果について、冬期の対流圏のバイアス傾向をまとめる。境界層内では低温・湿潤バイアス、対流圏下層・上層は低温バイアス、自由大気は乾燥バイアスを持つ。下層気温の誤差は関東の南から東の海上で最も大きい。風は概ね西風が遅いバイアスで、対流圏上層から圏界面付近が最も大きく、日本上空の強風領域では風速が弱い。

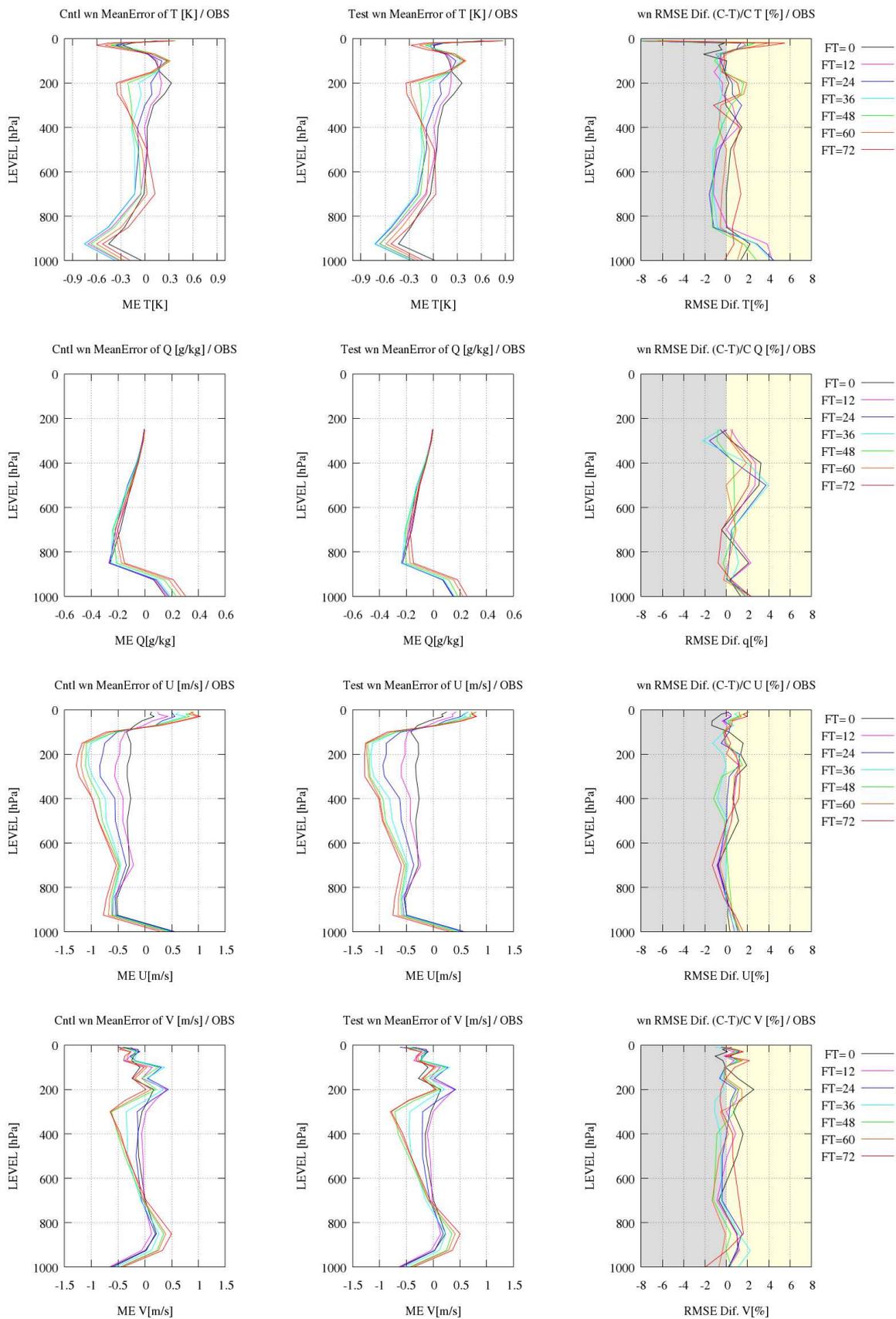


図 1.2.17 冬期試験の検証期間(12, 1, 2 月)における検証結果。図の内容は図 1.2.15 と同様。

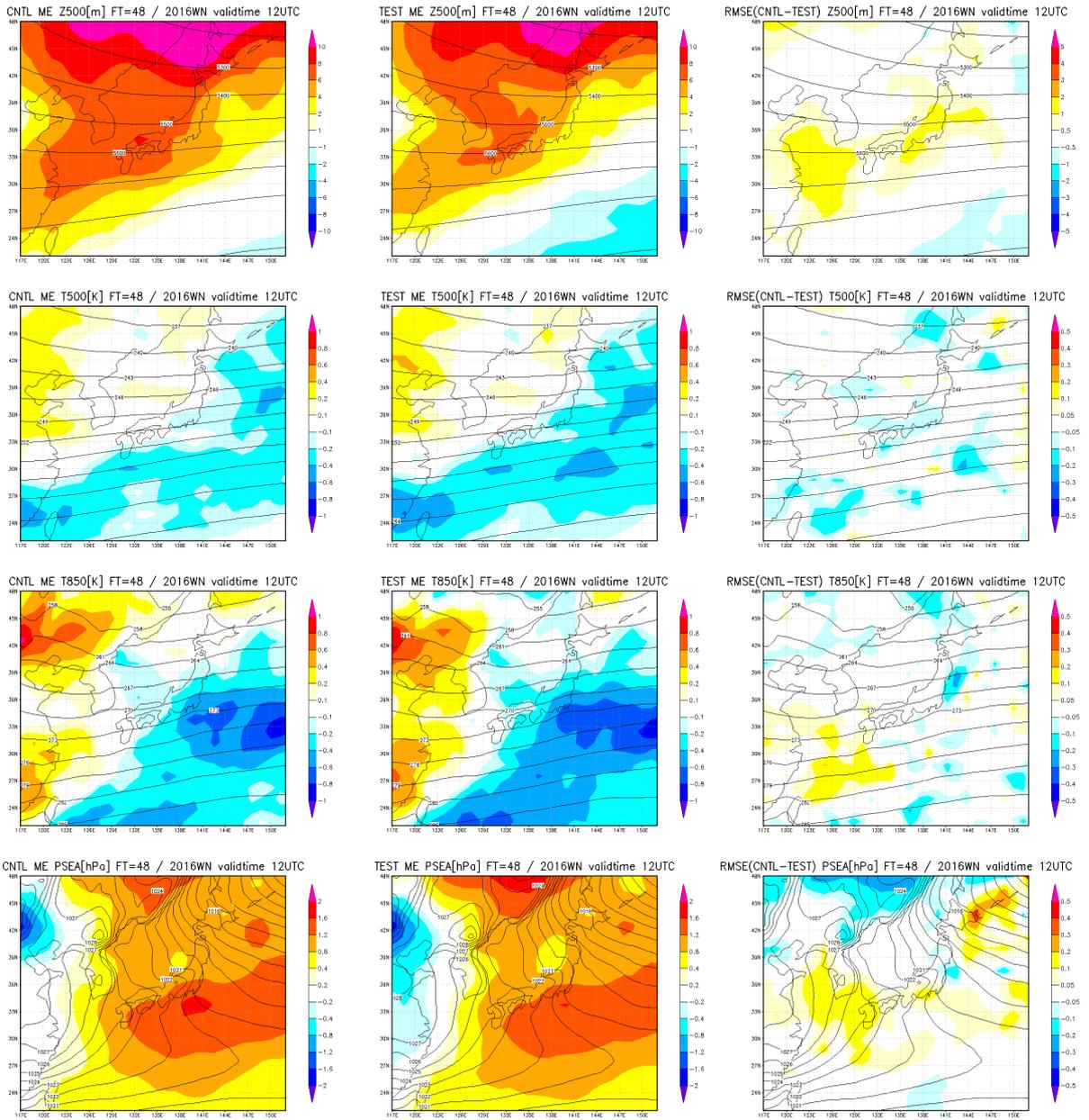


図 1.2.18 冬期試験の検証期間(12, 1, 2月)における、12UTC 初期値の FT=48 予測についての誤差分布図。段は上からそれぞれ Z500 [m]、500 hPa の気温 (T500) [K]、T850 [K]、PSEA [hPa] についての結果。左列が CNTL の ME、中列が TEST の ME、右列が RMSE の CNTL-TEST であり、RMSE の図は暖色系が改善を意味する。コンターはそれぞれの期間平均場を示している (RMSE については CNTL のもの)。

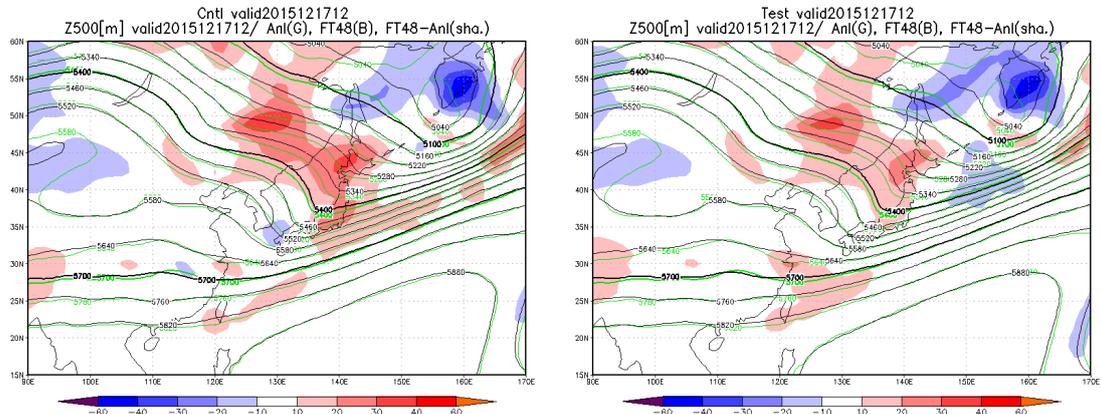


図 1.2.19 2015 年 12 月 15 日 12UTC を初期時刻とする FT=48 の Z500 [m] 予測の比較。緑線が解析値、黒線が予測値、色でその誤差(予測値 - 解析値)を表示しており、左が CNTL で右が TEST の結果である。日本上空の 5400 m 付近のトラフを議論の対象にしている。

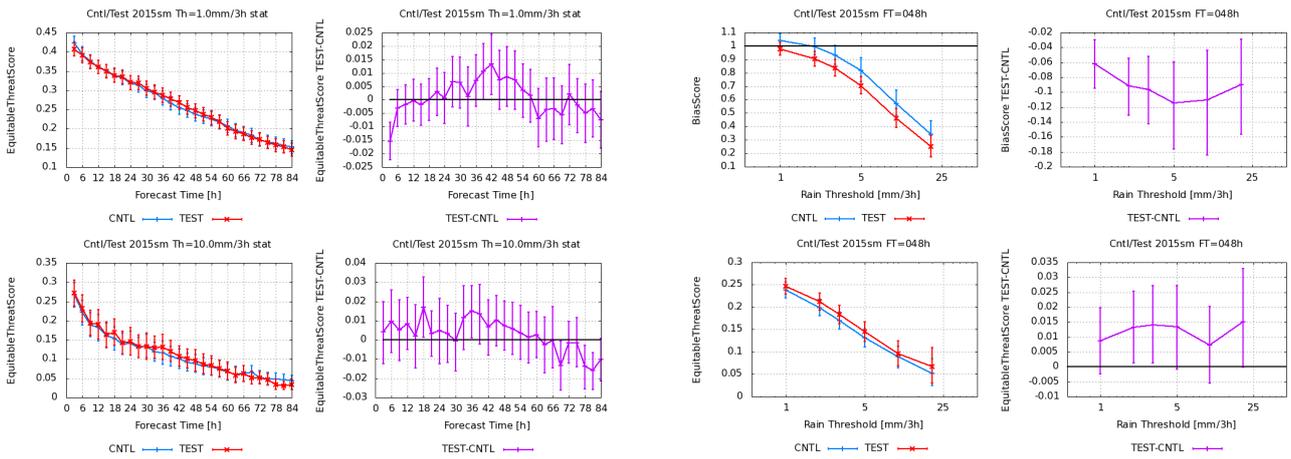


図 1.2.20 夏期試験の検証期間(7, 8, 9月)についての、予測時間ごとのエクイタブルスレットスコアの比較。予測時間はFT=84までのもの。左列の赤がTESTで青がCNTL、右列の紫はTESTとCNTLの差分(TEST-CNTL)を表す。上段が降水量の閾値1 mm/3h、下段が10 mm/3h。エラーバーはブートストラップ法による95%信頼区間を表す。検証は解析雨量を用いて陸上のみで行っている。

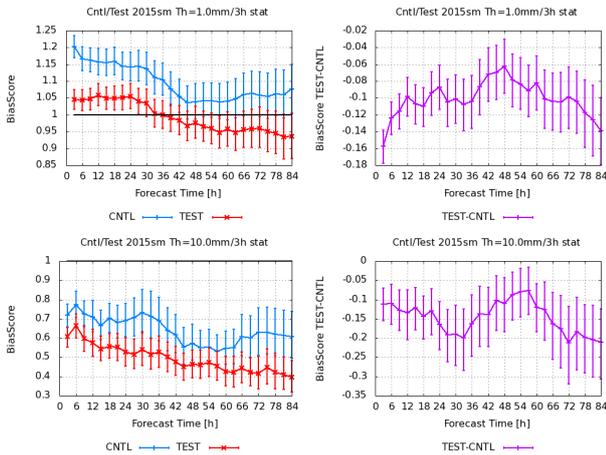


図 1.2.21 夏期試験の検証期間(7, 8, 9月)についての、予測時間ごとのバイアスコアの比較。左列の赤がTESTで青がCNTL、右列の紫はTESTとCNTLの差分(TEST-CNTL)を表す。上段が降水量の閾値1 mm/3h、下段が10 mm/3h。エラーバーはブートストラップ法による95%信頼区間を表す。検証は解析雨量を用いて陸上のみで行っている。

1.2.4 降水予測

この項では、解析雨量やアメダスの雨量を参照値として、TESTでの降水予測特性の変化について説明する。

(1) 夏期の降水予測

夏期の降水予測について、統計検証の結果から変化の傾向を解説する。図 1.2.20 に、夏期試験の検証期間(7, 8, 9月)について、予測時間ごとのエクイタブルスレットスコア(ETS)を比較したものを示す。降水量の閾値1 mm/3hおよび10 mm/3hともにどの予測時間でも概ね中立からやや改善であり、差は小さい。

一方で、バイアスコア(BI)にはCNTLとTEST

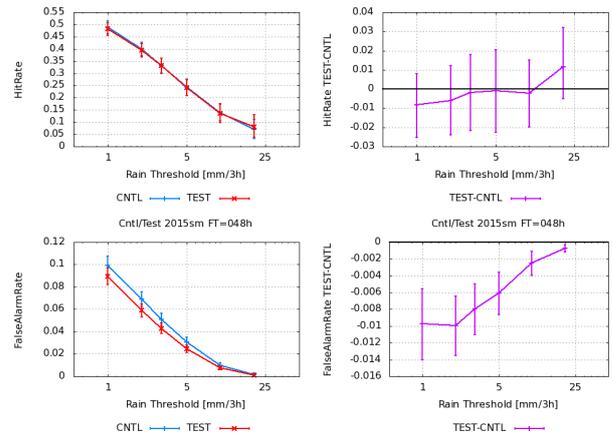


図 1.2.22 夏期試験の検証期間(7, 8, 9月)についての、FT=48における降水量の閾値ごとの各スコアの比較。対象スコアは上の段からBI、ETS、捕捉率、誤検出率。左列の赤がTESTで青がCNTL、右列の紫はTESTとCNTLの差分(TEST-CNTL)を表す。横軸の閾値は対数で表示している。エラーバーはブートストラップ法による95%信頼区間を表す。検証は解析雨量を用いて陸上のみで行っている。

で傾向の違いがみられた。図 1.2.21 に、夏期試験の検証期間についての予測時間ごとのBIを示す。図をみると、両閾値ともにTESTではBIが減少している。閾値1 mm/3hではCNTLではFT=84まで降水頻度過剰であるのに対し、TESTではFT=30まで過剰で、FT=42付近から過少傾向に変化している。どの予測時間でもBIはTESTの方が1に近い同程度の距離である。BIが1に近づきつつ、減少すると同時にETSでは中立以上が保たれており、夏期の弱い降水についての予測性能は概ね改善と言える。一方で閾値10 mm/3hではCNTLの頻度過少がTESTでは更に拡大しており、強めの降水についてBIは悪化している。

図 1.2.22 に、FT=48において、BI、ETS、捕捉率、誤検出率の各スコアを降水量の閾値ごとに比較したものを示す。BIは、閾値1 mm/3hや10 mm/3hと同様に、どの閾値でも減少しており、TESTでは降水頻度自体が減少していることが分かる。今回の変更により

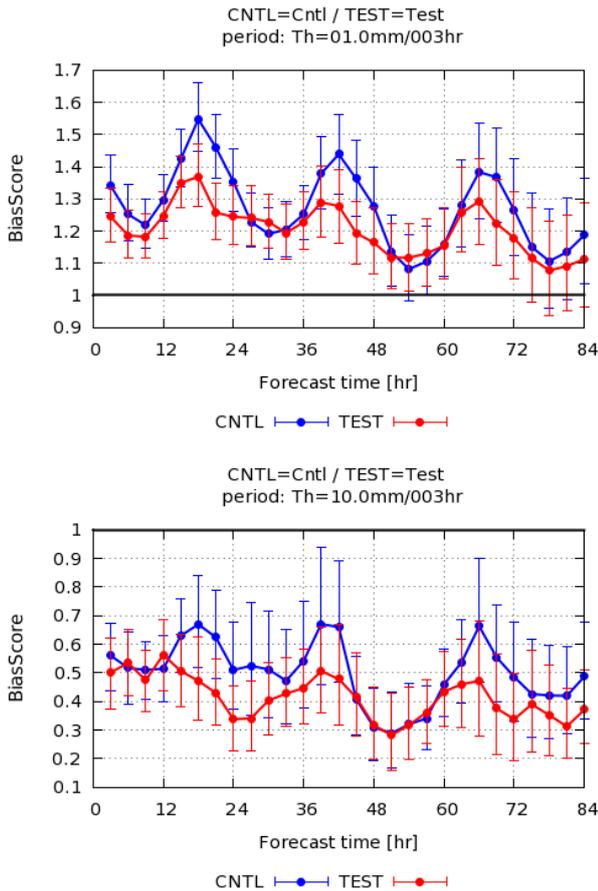


図 1.2.23 夏期試験の検証期間(7, 8, 9月)についての、予測時間ごとのバイアススコアの比較。赤線がTESTで青線がCNTLの結果。上段が降水量の閾値1 mm/3h、下段が10 mm/3hであり、エラーバーはブートストラップ法による95%信頼区間を表す。検証はアメダス雨量を用いている。予測は12UTC初期値に限る。

雲・積雲過程による再蒸発量が増加する場合が増え、地上に届く降水が減少した結果である。図 1.2.15 で示したように、GSMの日本周辺の自由大気は乾燥バイアスを持っており、近年改善が進みつつあるとはいえこの問題は大きい。乾燥バイアスのもとでは、水蒸気の凝結量が過少に求められるとともに、現実と比較して過剰に降水を蒸発させている可能性があり、BIでみられる降水頻度の過少の原因の一つと考えられる。

事例別にみると、再蒸発を適正に扱うことにより、中下層が乾燥していても地上降水域が広がってしまうなどの不自然な降水分布の出現が減っている。また、寒冷前線に伴う降水域が前線帯に沿ってやや狭い、擾乱の進行前面の降水域の広がり弱い、などの特徴がみられた。同時に、放射過程や陸面過程の改良により日中の地表面高温バイアスが改善しており、日中の過剰な降水域の出現頻度も減少している。これらの改良の効果は、図で弱い雨を中心に誤検出が減少していることから確認できる。一方で、一部降水域が狭くなったことにより、実況の降水を捕捉できなくなった事例も

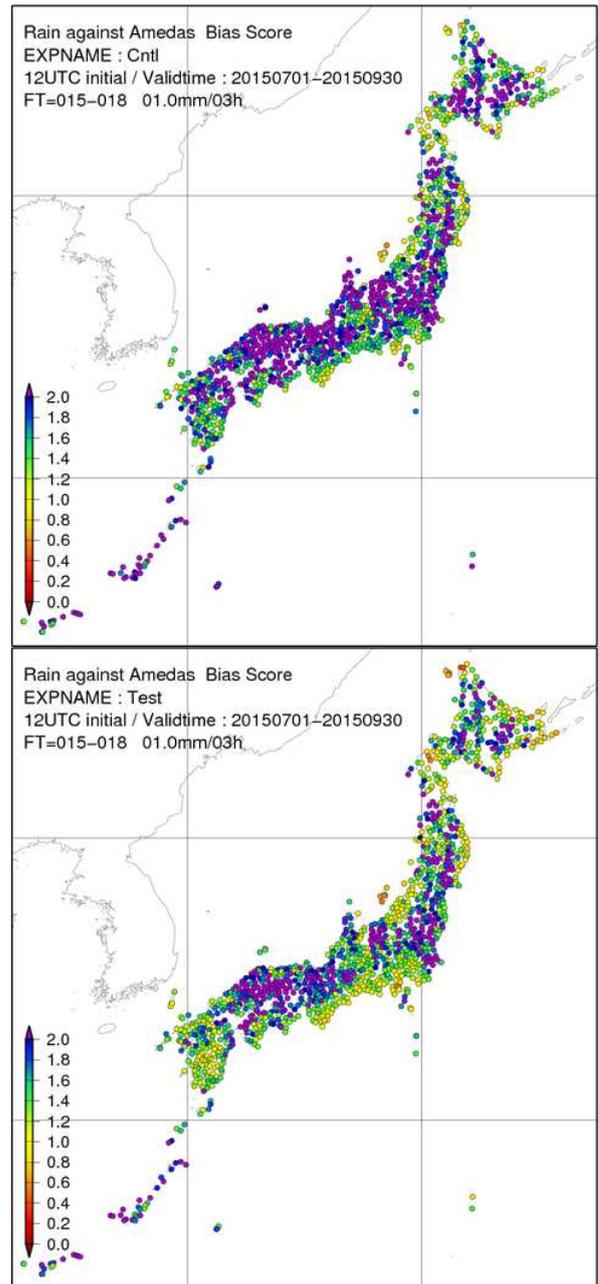


図 1.2.24 夏期試験の検証期間(7, 8, 9月)についての、FT=18における、前3時間積算降水量についてのBIの比較。アメダス雨量観測値を用いて地点ごと検証を行っており、上段がCNTLで下段がTESTの結果。降水量の閾値は1 mm/3hである。カラーバーの中央値(黄色)の値が1であり、暖色系が降水頻度過少、寒色系が降水頻度過剰を表している。予測は12UTC初期値に限る。

みられ、その影響で捕捉率はやや減少している。ただし、その下げ幅は誤検出の減少に比べて小さく、ETSでは予測精度は改善傾向である。

降水予測の日変化がどう変わったのかを確認するために、検証に使う予測値の初期値を12UTCのものだけに絞った検証結果を図 1.2.23 に示す。この検証ではアメダス雨量を用いている。

図の閾値1 mm/3hの結果をみると、CNTL, TEST

ともに夜間にかけて BI が小さく、日中にかけて BI が大きくなり 昼過ぎに極大値を取る日変化をしていることが分かる。夜間に関しては CNTL と TEST の差は小さいものの、日中にかけては TEST の BI が大きく減少して 1 に近づいている。一方で、閾値 10 mm/3h では CNTL と TEST の違いの時刻依存性は明瞭ではなく、BI の日変化も特に TEST では不明瞭である。大きなスケールの場について、CNTL と TEST の予測結果が大きく乖離していない事例を確認すると、降水域の位置には大きな変化がないが、弱い雨を表現する領域は TEST の方が狭いことが多い。特に不安定性降水については実況に無い降水を、予測で表現してしまう例が減少している。

図 1.2.24 に、FT=18 における閾値 1 mm/3h に対する BI (12JST から 15JST 間の雨量に対するもの) を各アメダス地点で比較したものを示す。CNTL では西日本を中心に内陸部で BI が 2 を超えており、降水頻度が過剰である。また、全国的にみてもほとんどの地点で降水頻度過剰となっている。一方、TEST では BI が大幅に低下しており、降水頻度が適正值に近づいている。ただし、TEST でも依然内陸部を中心に BI が 2 を超える領域がみられ、特に中国地方の瀬戸内側では広範囲に広がっている。一方で、太平洋側を中心に BI が 1 に近く 頻度が適正な領域がみられるようになっている。

日中の降水予測が CNTL と TEST で異なる事例として、図 1.2.25 に、2015 年 9 月 2 日 12UTC を初期値とする FT=15 についての比較を示す。この時、西日本の太平洋沿岸には停滞前線がのびており、太平洋側を中心に降水があった。図の降水域を比べると、CNTL では中国地方まで降水域が広がっているのに対して、TEST では実況に近い予測をしている。この降水域の違いには、地表面温度の違いによる大気成層安定度の違いや、降水の再蒸発の表現の違いが寄与している。一方で、解析雨量では前 3 時間積算降水量が 10 mm/3h を超える領域が広がっているが、CNTL、TEST とともに表現できておらず雨量が過小である。この事例ではあまり差はみられないが、図 1.2.22 の BI の図で示したように、もともと GSM の予測は降水量が多くなるほど実況と比べて頻度が少ない誤差傾向を持っていたが、今回の変更により過小傾向は拡大している。

(2) 冬期の降水予測

冬期に関しては、夏期の項で説明した降水域が狭くなる、寒冷前線に伴う降水域がやや狭く表現されるなどの特徴は同じであるが、統計的なスコアでは CNTL と TEST の大きな差異はみられない。図 1.2.26 に冬期試験における BI および ETS の比較を示すが、予測精度は中立である。

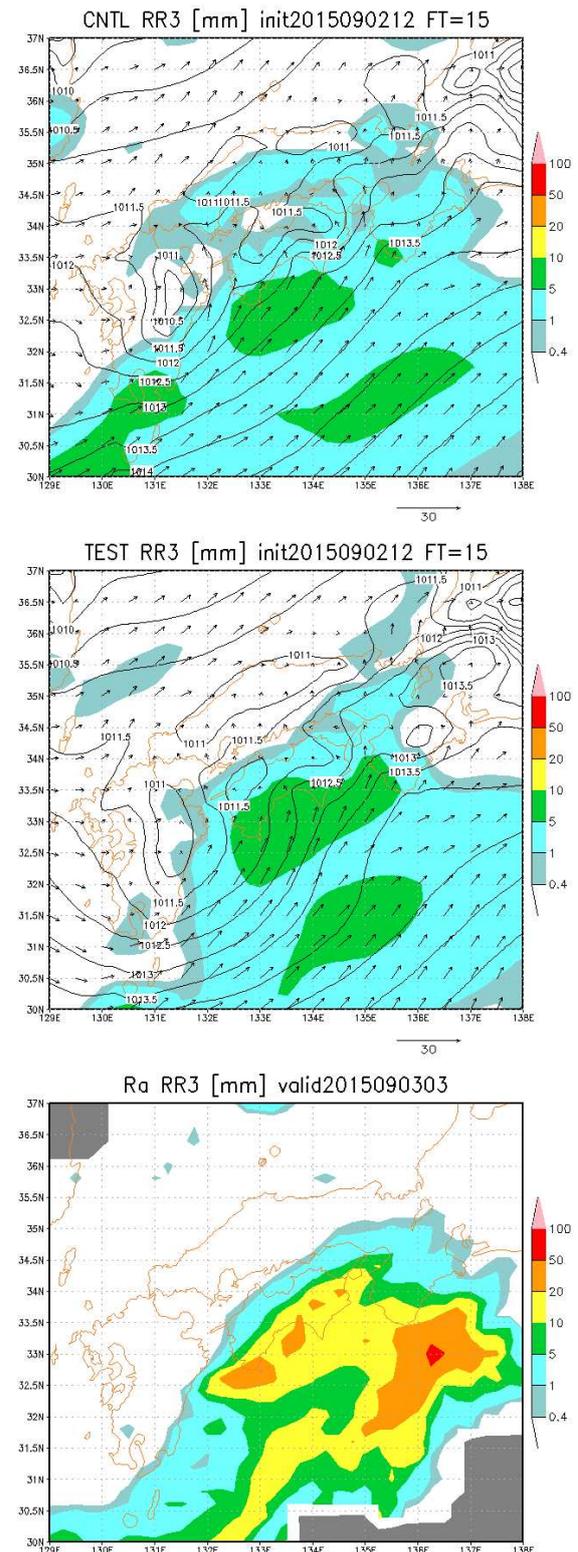


図 1.2.25 2015 年 9 月 2 日 12UTC を初期値とする FT=15 の降水予測比較。表示は前 3 時間積算降水量 [mm/3h](色)、海面更正気圧 [hPa](黒線)、地上風速 [m/s](ベクトル)。上から CNTL、TEST、解析雨量。対象時刻は 2015 年 9 月 3 日 03UTC (12JST) である。

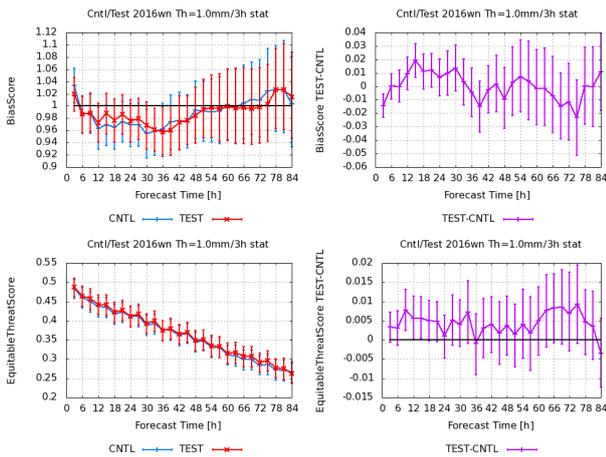


図 1.2.26 冬期試験の検証期間(12, 1, 2月)についての、予測時間ごとのBI(上段)およびETS(下段)の比較。左列の赤がTESTで青がCNTL、右列の紫はTESTとCNTLの差分(TEST-CNTL)を表す。スコアは降水量の閾値は1mm/3hについてのもの、エラーバーはブートストラップ法による95%信頼区間を表す。

1.2.5 地表面付近の予測

地表面付近の予測特性として、地上気温の予測精度を解説する。また、地上気温の予測精度との関係が強く、今回の改良で変化の大きかった地表面日射量についても説明する。

(1) 地上気温予測の標高補正

地上気温について、アメダス観測値を用いた検証結果を利用するにあたって、GSMと観測地点の標高の違いをどう補正したかを説明する。図1.2.27に両者の標高を比較したものを示す。

図をみると、GSMの標高は滑らかな分布をしている一方で、観測地点の標高分布は細かい構造を持っていることが明瞭である。GSMの標高は、現実の標高をモデル格子で平均したのもよりも滑らかになるよう処理されている。また、アメダス地点の標高の多くは平均標高と比べて低いことが知られている(第4.2.2項)。

GSMとアメダスの標高差は、中部地方など山間地で特に大きく、500m程度の差がある地点も多い。このため、検証において標高による気温補正が必要である。本検証では高度に対して線形の気温分布を仮定して、気温減率は一律 -5 K km^{-1} とし、補正手法に由来する誤差の可能性は無視する。

(2) 地表面日射量の検証

図1.2.28に、2015年8月を対象期間として、地表面日射量を検証した結果を示す。参照値には気象官署での日射量観測を用いている。草開(2015)に解説されているように、地表面のエネルギー収支は地上物理量の予測に大きな影響を与える。

図をみると、CNTLではピーク時に地表面に平均的に 100 W m^{-2} を超える日射が過剰であったことが分

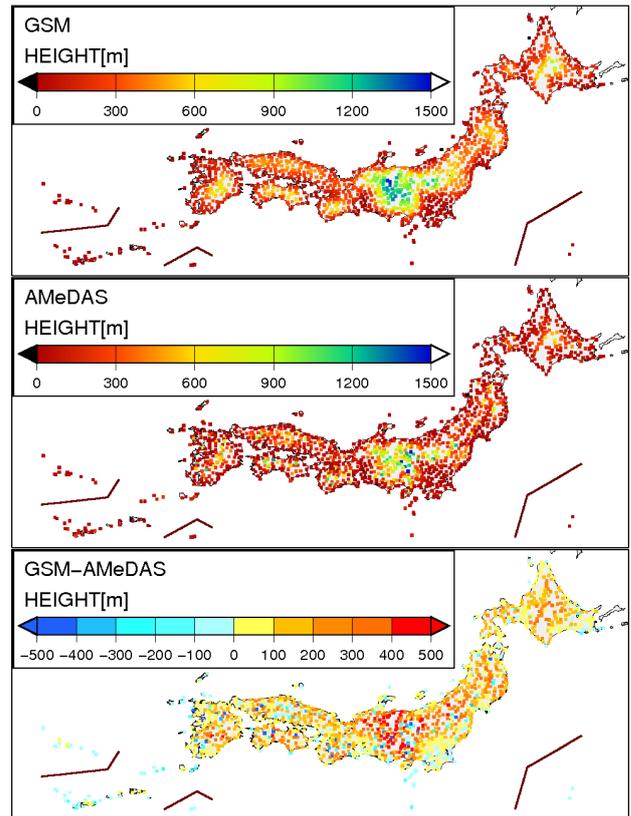


図 1.2.27 GSM内の標高[m]とアメダス地点の標高[m]を比較したもの。上段がGSM、中段がアメダス地点、下段がGSMからアメダスを引いたものである。いくつかの諸島については実際の緯度経度ではなく茶線で囲った領域に移動して描画しており、父島は図の右下、大東島地方については図の下側、宮古島・八重山地方については図の左側にそれぞれ描画している。

かる。雲の影響が無視できる晴天時の日射量バイアスは、全事例平均と比べると非常に小さく、雲のあるケースでは実際には 100 W m^{-2} よりもかなり大きな誤差が生じている。一方TESTではMEが大幅に改善し、ピーク時でも 40 W m^{-2} であり、これには放射過程の改良が大きく寄与している。同時に、RMSEにも日射のピーク時を中心に改善がみられる。この改善幅は非常に大きく、地表面気温の予測精度向上、対流活動の適正化など多くの点で予測精度の改善に寄与している。

図1.2.29に、2015年9月8日12UTC初期値の予測について、CNTLとTESTの地表面における下向き短波放射量及び雲量の比較を示す¹⁰。この日台風第18号が愛知県付近に上陸しており、図の時刻ではこれから日本海へ抜けようとしている。この時、四国から中国地方の瀬戸内側にかけて、降水量や風の予測ではCNTLとTESTに大きな差はみられない(図略)。一方、雲量や

¹⁰ 図の短波放射量について、東西方向の解像度が荒くみえるのは、GSMの中では放射過程を東西方向の4格子を平均化して取り扱い、計算量を削減しているためである。この取り扱いのため、GSMの放射量は、東西方向にはモデルの格子間隔よりも荒い約80kmの分解能になる。

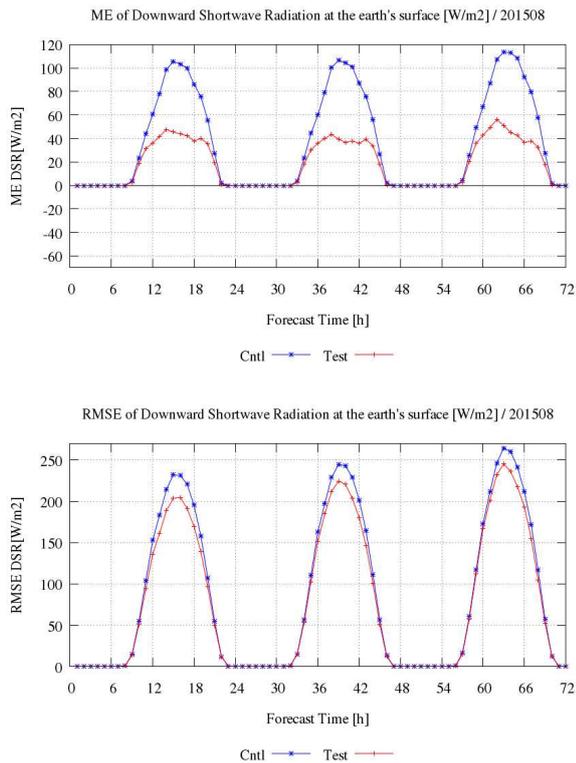


図 1.2.28 2015 年 8 月を検証対象期間とした、予測時間ごとの地表面日射量(下向き短波放射量 $[W m^{-2}]$)の検証結果。参照値には気象官署での地上日射観測値を用いている。上図が ME で下図が RMSE、青線が CNTL で赤線が TEST の結果。予測は 12UTC 初期値に限る。

日射量の予測には大きな違いがあり、TEST は CNTL に比べて雲量が多く、地上に届く日射量が数百 $W m^{-2}$ 小さい。図 1.2.30 に 2015 年 9 月 9 日 03UTC の衛星可視画像を示すが、このとき四国から中国地方にかけては概ね雲に覆われている。また、この日の午前中の日照時間も多度津、大三島、倉敷など付近の観測点で 0 もしくは少ない。実際は厚い雲に覆われていたと考えられ、TEST の予測の方がより良く実況を捉えていたと考えられる。

図 1.2.31 に、2015 年 9 月 9 日 03UTC における、各アメダス地点における気温の予測誤差の比較を示す。CNTL では四国から中国地方の瀬戸内側にかけて地上気温が高い誤差が目立つが、TEST では概ねその誤差が解消されていることが分かる。

(3) 地上気温の検証

地上気温予測について、バイアスの変化を説明する。図 1.2.32 および図 1.2.33 に、それぞれ夏期と冬期についての 12UTC 初期値の予測に対する、各アメダス地点における気温の ME 分布を示す。図では日中の代表として FT=15 (12JST) および、夜間の代表として FT=27 (24JST) の結果を示している。ここで示す誤差傾向は予測時間が数日進んでもあまり変わらず、大まかには一日の中の時刻のみに依存している。

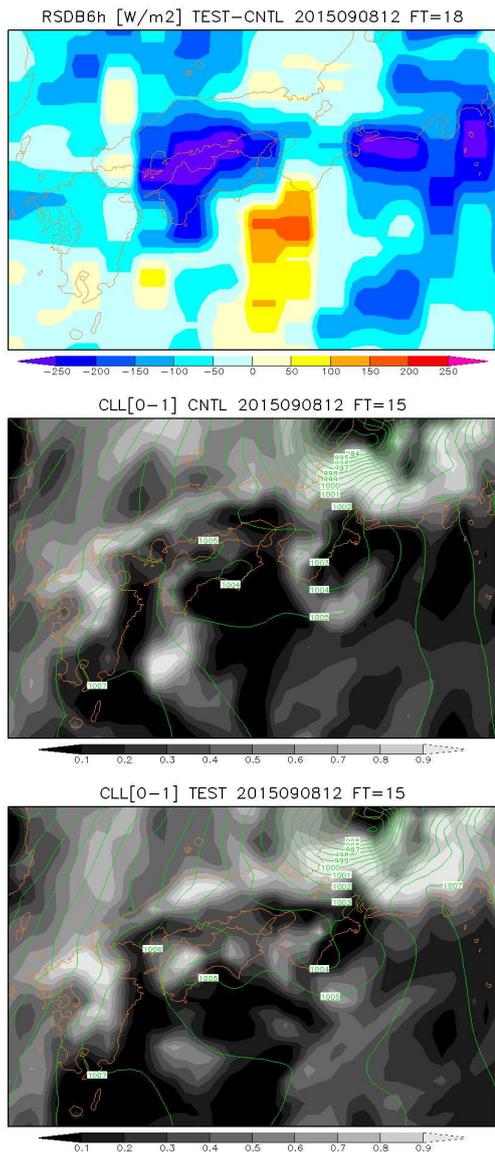


図 1.2.29 2015 年 9 月 8 日 12UTC 初期値からの FT=15 の下層雲量予測値および FT=18 の地上日射量(前 6 時間平均)比較。上から、地上日射量 $[W m^{-2}]$ についての TEST と CNTL の差分 (TEST-CNTL)、CNTL の下層雲量の予測値、TEST の下層雲量の予測値である。雲量の図ではそれぞれの海面更正気圧 $[hPa]$ 予測値も緑線で示している。図中の文字 RSDB6h は、地表面での下向き短波放射量の 6 時間平均を、CLL は下層雲量を意味する。

図をみると、場所によって、また日中と夜間では誤差傾向が大きく異なっていることが分かる¹¹。夏期の日中では、TEST は CNTL に比べて北日本で低温へ、関東で高温へ変化している。西日本では変化の方向は場所によるが差は小さい。北日本は高温バイアス傾向であるため、低温化は傾向としては良いが、やや下げ

¹¹ 地点ごとの ME の分布を図 1.2.27 の標高差の分布と比較すると、日中についてはあまり相関がみられない。しかし、夜間についてはやや標高差の大きいところで低温バイアスとなっている。補正手法による誤差の影響が無視できない可能性には注意が必要である。

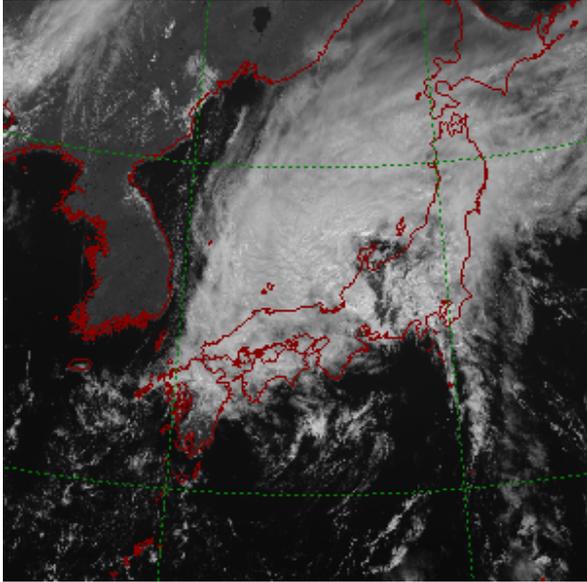


図 1.2.30 2015 年 9 月 9 日 03UTC における可視画像。

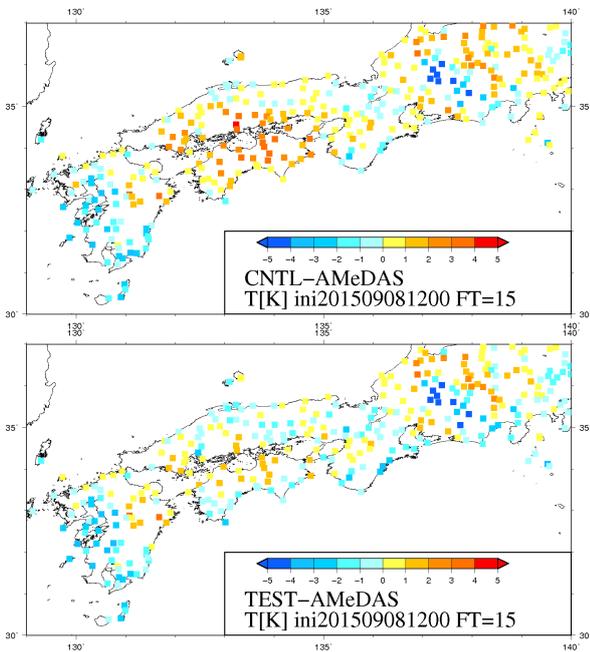


図 1.2.31 2015 年 9 月 8 日 12UTC 初期値からの FT=15 の地上気温の予測値について、アメダス観測値と比較したもの(予測値 - 観測値)。上が CNTL、下が TEST についての結果

すぎており、ME の大きさとしては CNTL と同程度になってしまっている。関東は低温バイアスが緩和されて改善している。一方で、西日本では場所により改善と改悪が異なる。

全国的に、低温化は地表面に到達する日射量が減少したことが寄与している。関東や大阪付近など都市圏だけ傾向が異なるのは植生の違いによるものである。GSM の植生の取り扱いが GSM1603 で大きく変更されたが、この時から関東平野などは耕作地(麦)として扱われている¹²。葉面積指数をはじめとする、植生に関するパラメータの改良は耕作地で影響が大きく、中央アジアやインド 亜大陸の多湿バイアスの改善に寄与している。他の変更の影響も関連するので中央アジアと完全に同じ変化をしたわけではないが、同じ植生タイプである関東平野などでも大きな変化がみられており、高温化の原因となっている。

夜間の結果をみると、北日本での低温化と関東での高温化については日中と同じであるが、西日本は概ね高温化している。この、地上気温の変化傾向が場所により異なる原因であるが、こちらも植生分布の違いに大まかに対応しており、特に葉面積指数の変化が北日本とそれ以外で異なる影響が大きい。この効果は、北日本では大気と樹木の葉の熱交換を活発にし、長波放射の射出で冷える樹木の葉へ、大気から熱をより多く移動させることにより大気を冷やす。一方で、それ以外の地域では、逆に大気と樹木の葉の熱交換を不活発にして大気を温めている。

また、CNTL の夜間のバイアスは沿岸部で高温、内陸側で低温の傾向であるため、TEST における改善・改悪は場所によって異なる。しかし、沿岸部では陸上に設置されているアメダスを海と陸を区別せずに作成したモデル地上気温と比較しており、この高温バイアスは海格子点の影響を受けている可能性がある。

冬期についても、変化傾向は概ね夏期と同様であるが、日中の低温化の大きさは日射の影響が小さいため小さく(打ち消し合いが減るため関東などではより高温に)、夜間の西日本の高温化は大きくなっている。CNTL からの改善の観点で比較すると、日中では夏期より改善が大きいですが、冬期では西日本で高温バイアスが拡大する地点が増えてしまっている。また、北海道の内陸部では低温バイアスが更に悪化している。

今後の改良として、引き続き陸面過程や境界層過程の改善に取り組む計画である。特に冬期の北海道内陸部での低温バイアスについては、積雪がある場合の植生の取り扱い改良により改善を図る予定である。

¹² GSM の植生タイプには都市の区分はない。GSM1403 までは関東付近は草原や樹木として扱われており、GSM1603 では相対的には都市化している。

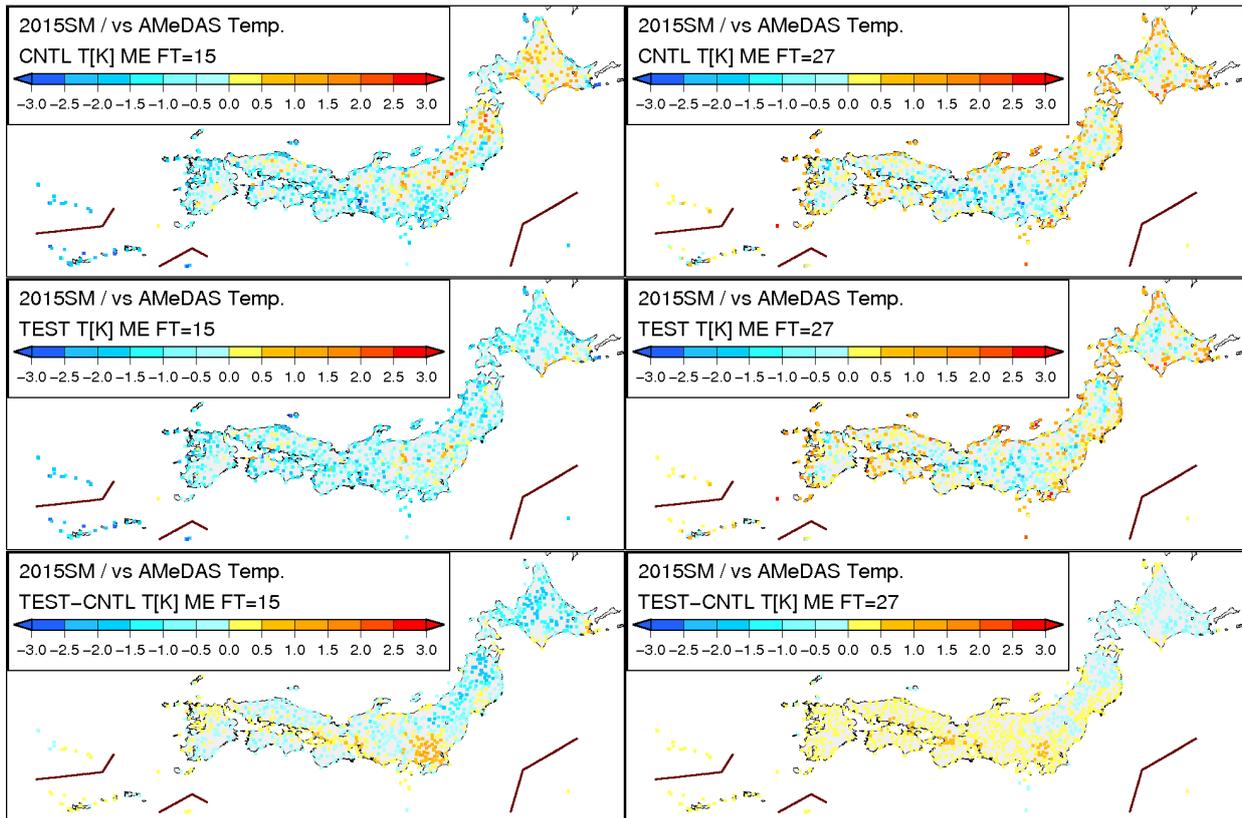


図 1.2.32 夏期試験の検証期間(7, 8, 9月)、12UTC 初期値の予測に対する、各アメダス地点における気温の ME 分布。GSM の予測値については図 1.2.27 で示した標高差に対して、一定の気温減率 -5 K km^{-1} で補正したのち観測値と比較している。上段が CNTL の ME、中段が TEST の ME、下段が TEST-CNTL である。左列が FT=15 で検証対象時刻は 12JST(日中)、右列が FT=27 で検証対象時刻は 24JST(夜間) の結果。いくつかの諸島についての描画上の扱いは図 1.2.27 と同様である。

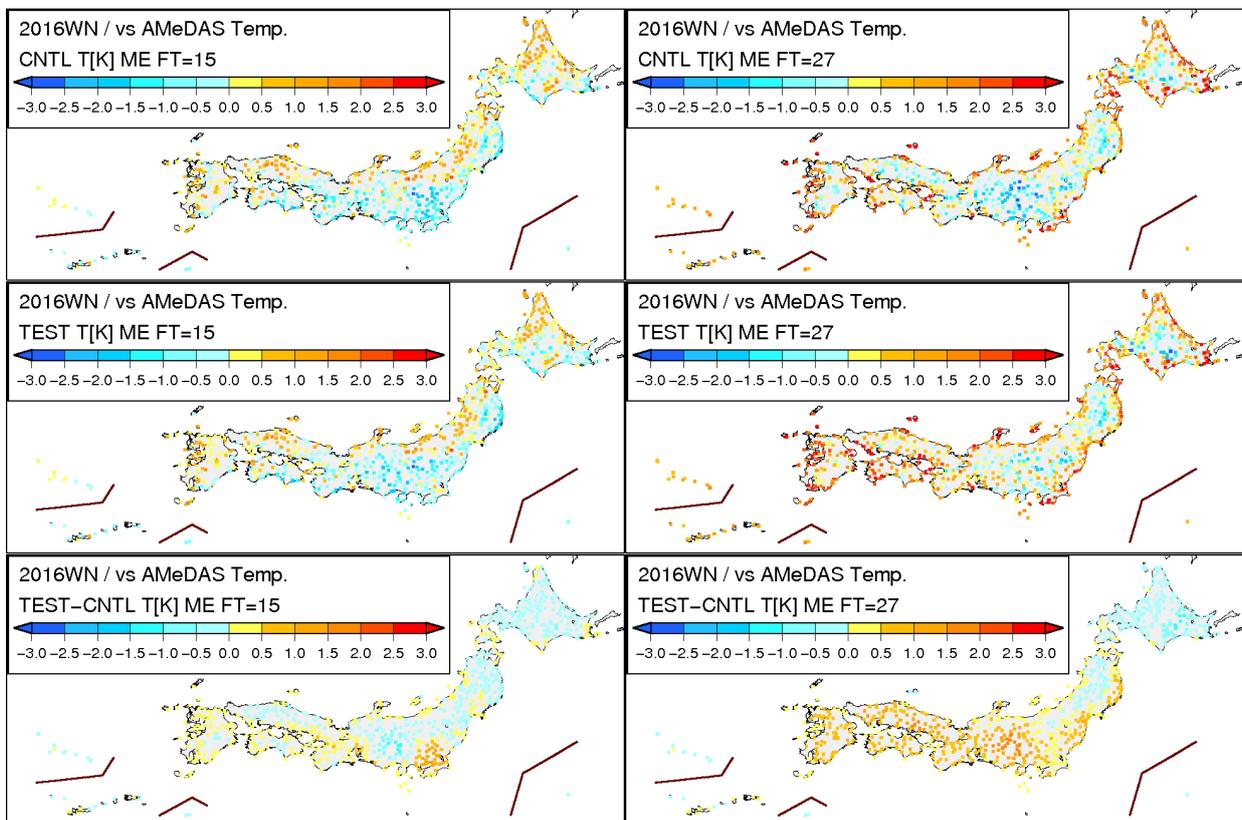


図 1.2.33 冬期試験の検証期間(2015年12月、2016年1月、2月)、12UTC 初期値の予測に対する、各アメダス地点における気温の ME 分布。図の内容および並びは図 1.2.32 と同じ。いくつかの諸島についての描画上の扱いは図 1.2.27 と同様である。

1.2.6 まとめ

2017年5月の全球数値予報システムの改良について、実施した試験の結果から把握することができた日本付近での予測特性の変化について説明した。最後に簡単にまとめる。

台風

- 台風はこれまでより、中心気圧は浅く予測されるが、強風半径の表現はあまり変わらない。降水域は台風周辺に広がるようになり、中心部のみで強い降水を表現することは減る。
- 発達ステージでは、実況で急激に強く発達する場合に、予測は急発達の捕捉を十分にできない。同時に、予測が強く発達する場合の空振りも多い。停滞ステージでは、停滞の予測はほぼできない。発達した台風について、初期値において実況よりも浅く表現している場合、衰退ステージでも逆に発達させる場合が多い(これまでと同様)。
- 中心付近で急峻な構造をもつ台風では、初期時刻が新しくなった場合でも、必ずしもベストトラックに近づく修正がなされるわけではない(これまでと同様)。

総観規模からメソ α スケール程度の予測

- 北半球領域での Z500 など代表的要素の予測精度は、夏期・冬期とも、どの予測時間でも概ね中立から改善であった。
- 日本付近における総観規模からメソ α スケール程度の予測は、夏期については予測精度の変化は予測時間や要素によって改悪が一部あるものの概ね改善傾向、冬期に関しては概ね小さな改善から中立であった。

降水予測

- 降水予測は、夏期において弱い降水についての予測性能、特に BI が改善した。一方で、強めの降水については頻度が更に過少となった。冬期ではあまり明瞭な変化はみられなかった。

地表面付近の予測

- 地表面の日射量は過剰な入射バイアスが大幅に改善した。
- 地上気温予測も日中を中心に概ね改善傾向であるが、北海道内陸部で夜間の低温バイアスが拡大するなどの悪化もみられた。

今後も、今回の開発・検証から得られた知見や問題意識に基づき、引き続き予測性能の向上に努めていく。

参考文献

岡垣晶, 2010: 全球解析における台風ボーガスの改良. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48–52.

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.

高坂裕貴, 2015: 台風ボーガス作成手法の改良. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 50–53.

原旅人, 2016: メソ数値予報システムの特性の変化. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30–35.

Heming, J. T., 2016: Met Office Unified Model Tropical Cyclone Performance Following Major Changes to the Initialization Scheme and a Model Upgrade. *Wea. Forecasting*, **31**, 1433–1449.

1.3 GSM改良のガイダンスへの影響¹

1.3.1 概要

本節では GSM1705 への変更に伴うガイダンスの特性変化について述べる。一般的にモデルの予測特性・精度の変化はガイダンスの予測特性・精度へ直接的に影響を与える。そのため、モデル変更の際はガイダンスへの影響調査を行い、必要に応じて予測式の最適化や事前学習などの対応を実施する。近年のモデル変更時の対応として、2014年3月の物理過程改良や鉛直高解像度化(GSM1403)及び2016年3月の物理過程改良等(GSM1603)がある(松下ほか 2014; 後藤 2016)。

今回の GSM1705 への変更においてもガイダンスの影響調査を行った。調査の結果、いくつかのガイダンスでは変更前に比べて精度が悪化することが確認された。そこで前述のモデル変更と同様に改良後のモデルを用いた約2年分の過去初期値の実行が行われ、このデータを用いて予測式の再作成及び係数の事前学習を行った。その結果、表 1.3.1 に示すように多くのガイダンスの予測精度が変更前と同等か改善となった。前述した過去2回のモデル変更に比べると予測精度・特性の変化は小さいものの、気温や降水種別、発雷確率ガイダンスはモデル変更の影響が大きく、ガイダンスの予測精度・特性に変化が見られたため、次項以降でこれらのガイダンスについてスコアや事例を示しながら解説する。

なお、降水ガイダンスは GSM1705 への変更の後にガイダンスの改良が行われている(2017年6月; 第4.1節)。そのため GSM1705 を入力とした改良後の降水ガイダンスの評価については第4.1.5項を参照願いたい。また、GSMの特性の変化は、それを側面及び上部境界条件として用いる MSM にも影響を及ぼすが、第1.2.3項でも言及されているように MSM の予測値への影響は小さく、MSM ガイダンスの予測精度・特性にほとんど変化は見られなかったため、MSM ガイダンスへの影響については省略する。

本節では、GSM1603 を入力としたガイダンスを CNTL、GSM1705 を入力としたガイダンス(予測式の再作成及び事前学習を行ったもの)を TEST と記述する。特に断りが無い限り、夏期試験は2015年6月から10月、冬期試験は2015年11月から2016年3月とする。

1.3.2 気温ガイダンス

GSM1705 を入力とした気温ガイダンスの予測特性を確認するために、夏期試験と冬期試験について、CNTL、TEST それぞれの予報対象時刻別・全地点平均の平均誤差(ME)と二乗平均平方根誤差(RMSE)を図 1.3.1 に示す。検証に用いた予測値は FT=6~84 である。夏期試験では CNTL と TEST にほとんど差は見られな

表 1.3.1 GSM1705 を入力とした GSM ガイダンスの変更前に対する精度変化。

種別	夏期試験	冬期試験
発雷確率	中立	改善
気温	中立	改善
風	中立	中立
湿度	中立	中立
天気	改善	中立
視程分布	改善	改善
地点・最大降雪量	評価対象外	中立
降水種別	評価対象外	改善
航空悪天 GPV	やや改善	中立

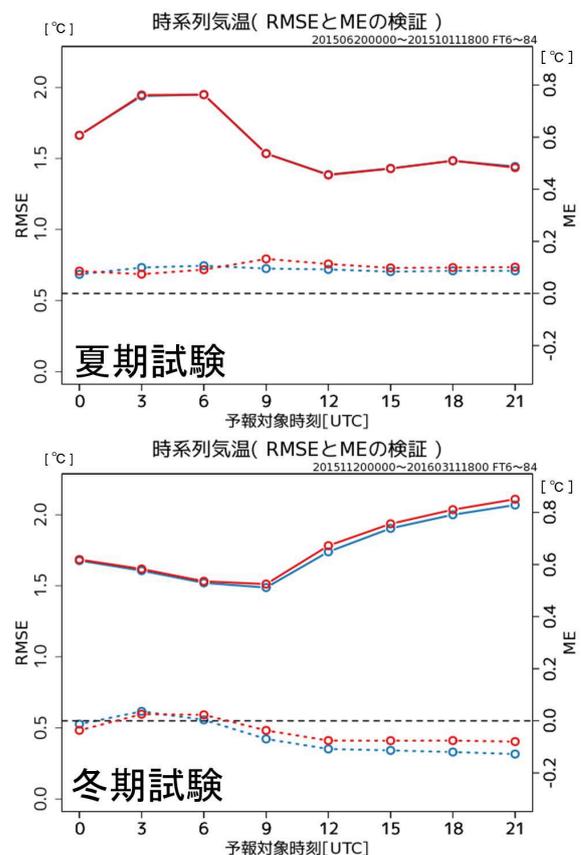


図 1.3.1 GSM 気温ガイダンスの対アメダス気温の予報対象時刻別 RMSE(実線、左軸)及び ME(破線、右軸)。上段は夏期試験、下段は冬期試験で青線は CNTL、赤線は TEST の検証結果。スコアは全地点平均値。

い。しかし冬期試験では夜間を中心に TEST の ME は 0 に近づいているものの、RMSE がやや大きくなっている。

GSM1705 で RMSE が大きくなっている冬期夜間については GSM1603 で課題として取り上げられていた。GSM1603 より以前では、特に冬期の放射冷却に起因する気温低下が発生する際に、GSM がこの現象を十

¹ 後藤 尚親

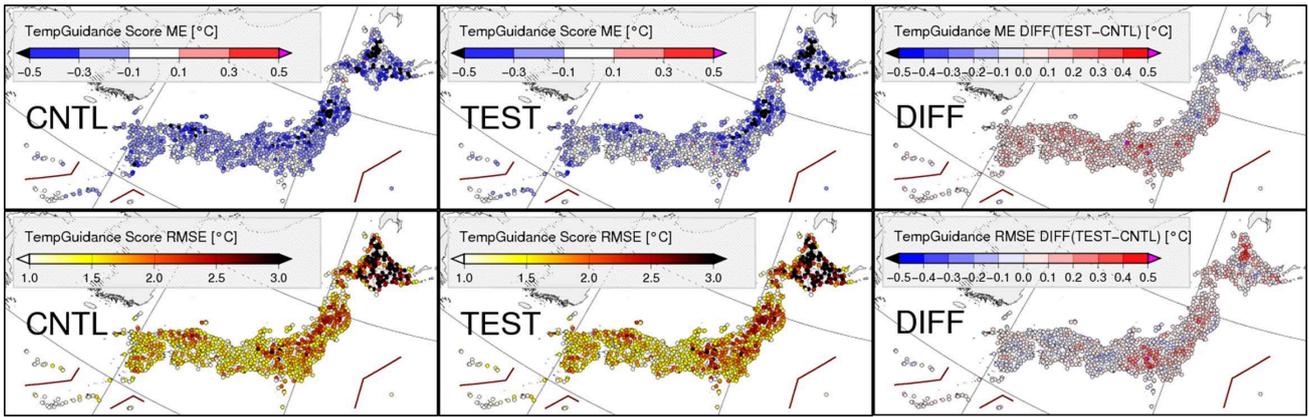


図 1.3.2 冬期試験における 00UTC を初期値とする翌日の最低気温ガイダンスの地点別の ME(上段) と RMSE(下段)。左から CNTL、TEST、差分 (TEST-CNTL)。いくつかの諸島については実際の緯度経度ではなく茶線で囲った領域に移動して描画しており、父島は図の右下、大東島地方については図の下側、宮古島・八丈島地方については図の左側にそれぞれ描画している。

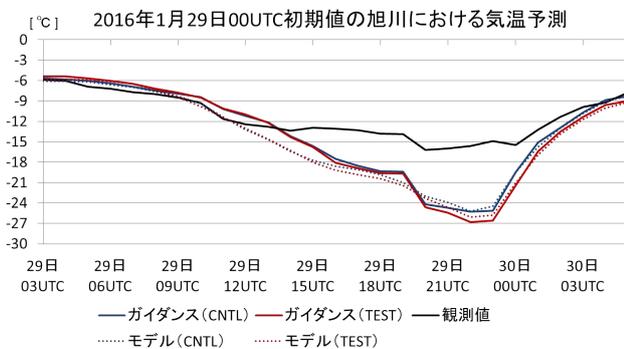


図 1.3.3 2016 年 1 月 30 日の旭川における気温の予測値と観測値。黒実線が観測値、青実線が CNTL のガイダンス、赤実線が TEST のガイダンス、青と赤の破線はそれぞれの GSM の気温予測値。

分に表現出来ず、気温を高く予測することが多かった。これに対し GSM1603 では実況と同程度の気温低下を予測する場合が増えたが、実況に比べて GSM の雲量が少ない場合などに気温を下げすぎる場合も増えたため、統計検証では予測誤差が大きくなった。特に北日本の内陸でこの傾向は顕著であった (後藤 2016)。

GSM1705 での冬期夜間の予測特性を確認するために、冬期試験の 00UTC を初期値とする翌日の最低気温を対象とした地点別の ME と RMSE を図 1.3.2 に示す。CNTL と比較して東日本や西日本の多くの地点では負バイアスが縮小し予測精度が改善傾向だが、北日本の内陸では負バイアスが拡大し予測精度も悪化した。また、甲信地方の内陸においても負バイアスは縮小しているが、高めに大外れする事例が増えた。これらの予測特性の変化は、第 1.2.5 項で述べられている GSM の陸面過程を変更した結果と整合的である。

今回の変更前後での予測に違いが見られた事例の一つとして、図 1.3.3 に 2016 年 1 月 30 日の旭川の気温ガ

イダンスによる地上気温の予測値と観測値を示す。この事例では CNTL と TEST とともに大外れしているが、CNTL に比べて TEST の方がより誤差が大きいことがわかる。GSM の予測する総観場は CNTL と TEST で大きな差はなく、29 日 18UTC 過ぎから晴れて強い放射冷却による気温の低下が予測されていた。これに対し実況では曇りや雪で強い放射冷却は起きず、結果として最低気温が大外れした事例となった。この事例から CNTL と TEST の予測特性としては差が小さく、冬期夜間の放射冷却を予測している場合については GSM1603 から引き続き留意が必要であることが確認出来る。

本項の統計検証や事例で示した通り、GSM1705 への変更によって、冬期最低気温の負バイアスが北日本の内陸において拡大、そのほかの地域では縮小した。前述した GSM1603 での留意点であった「夜間晴天時に GSM が顕著な放射冷却を予測しても、GSM の予測する天気と実況が整合していない場合に、GSM が実況に比べて気温を低く予測し、ガイダンスも同様に気温を下げすぎる傾向」は、GSM1705 でも基本的に変わらない。また、MSM ガイダンスの冬期夜間の予測精度は GSM ガイダンスより高く、放射冷却時の予測も実況に近いことが多い (第 2.3.2 項参照)。しかし天気の予測が外れた際に誤差が大きくなりやすいのは MSM ガイダンスでも同様であるため、従前の通りモデルが予測する天気の妥当性を考慮し、両者を併せて利用願いたい。

1.3.3 降水種別ガイダンス

降水種別ガイダンスは、格子気温ガイダンスと GSM の湿度の予測値から雨や雪といった降水の種別を判別するガイダンスで天気ガイダンスや最大降雪ガイダンスの入力となる。図 1.3.4 に降水種別ガイダンスの地域別の雪予測のエクイタブルスレットスコア (ETS) とバイアスコア (BI)² を示す。検証は地上気象官署(特別地域気象観測所を含む)で観測された天気、地上気温の観測値が -3°C 以上 5°C 以下かつ降水が観測³ されている場合を対象とした。雪事例が少なく全国のスコアへの影響は小さいが、東北と関東以西の地域で精度が向上していることが確認できる。

ここで降水種別ガイダンスの予測精度に大きな影響を与える GSM の湿度予測の地点別 ME と RMSE を図 1.3.5 に示す。検証には冬期試験における FT=6~27 の予測値を用いた。図より、CNTL に比べて TEST では太平洋側を中心に湿度の正バイアスが縮小しており、RMSE も改善していることがわかる。

降水種別が改善した領域と GSM の湿度予測が改善した地域は整合的であり、GSM の多湿バイアスが縮小した影響で雪予測の BI が 1 に近づき、結果として ETS も向上したと考えられる。

なお、格子気温ガイダンスも降水種別ガイダンスの精度に影響するが、図 1.3.2 に示した通り東日本や西日本の低温バイアスは解消傾向であるものの、降水種別ガイダンスへの寄与として見るとその程度は小さく、湿度の精度向上の影響が支配的であると考えられる。

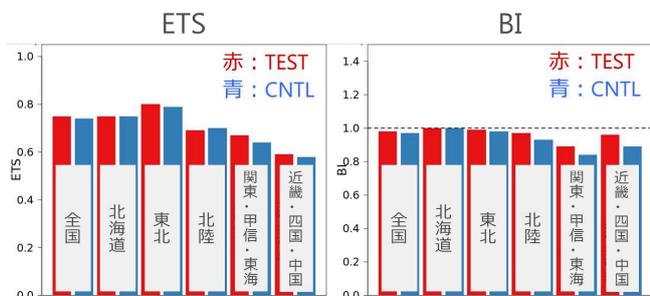


図 1.3.4 冬期試験における降水種別ガイダンスの地域別の ETS(左)と BI(右)。

1.3.4 発雷確率ガイダンス

発雷確率ガイダンスについて、従来の予測式と GSM1705 を用いてガイダンスを作成・検証すると、当時のルーチンと比べて夏期の予測値が低くなる特性変化が見られ、精度が悪化することが確認された(冬期は改善であった)。そこで過去 2 回の GSM の更新時と同様に予測式の再作成を行った(松下ほか 2014; 後藤 2016)。新しい予測式の作成に用いたデータは約 2 年 6 か月分で、2014 年 11 月から 2015 年 6 月までは GSM1603、それ以降 2017 年 4 月までは GSM1705 である。これには過去初期値の予測データも含まれる。

予測式の再作成による精度を確認するために統計検証を行った。本項での検証期間は、CNTL の予測式作成の従属期間を避けるため、夏期試験を 2016 年 6 月から 10 月、冬期試験を 2016 年 11 月から 2017 年 3 月とし、ETS と信頼度曲線の検証には FT=15~36、ブライアスキルスコア (BSS) の検証には FT=6~84 の予測値を用いた。また、当時のルーチンの検証結果をルーチン、従来の予測式と GSM1705 を用いた予測値の検証結果を CNTL、再作成を行った予測式と GSM1705 を用いて学習期間の予測値について 1 か月抜きクロスバリデーション⁴を行った結果を TEST とし、図 1.3.6 及び図 1.3.7 に統計検証の結果を示す。予測式の再作成により夏期試験では ETS や BSS はルーチンと同等程度、冬期試験では改善となっている。いずれも CNTL より予測精度は向上しており、予測式再作成の効果が確認出来る。

なお、各事例における予報に影響するような予測値の大きな変化はなく、小さな改善が中心であるため事例の紹介は割愛する。また留意点として、冬期試験で精度は改善しているが、ETS がピークを取る確率値がやや高くなったことが挙げられる。これは確率値がやや高めにシフトしたことを意味し、この傾向は北海道から北陸の日本海側を中心に確認されている(図略)。ETS がピーク値を取る確率値を目安に発雷の有無を予測している場合には注意が必要である。

参考文献

- 後藤尚親, 2016: ガイダンスの特性の変化. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 36-41.
松下泰広, 白山洋平, 飯塚義浩, 井藤智史, 2014: ガイダンス資料への影響. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35-43.

² このスコアは雪予測のスコアであるため、例えば BI が 1 より大きい場合は雪予測頻度過多を示し、1 より小さい場合は雪予測頻度過少を示す。

³ 天気が雨、雪(みぞれ、あられ等は除く)のとき。

⁴ 学習データから未知データに対する予測誤差を推定する手法の一つ。交差検証とも呼ばれる。例えば本項で紹介した 1 か月抜きクロスバリデーションの場合は以下のような手順を踏む。学習期間約 2 年半のうち 1 か月分のデータを検証用に除外して予測式の作成を行い、その予測式を用いて検証用に除外していた 1 か月について予測を行う。この予測式と予測値の作成を検証用に除外する月をずらしながら、学習データに対して繰り返す。これにより、擬似的に未知データに対しての予測性能を推定することが出来る。

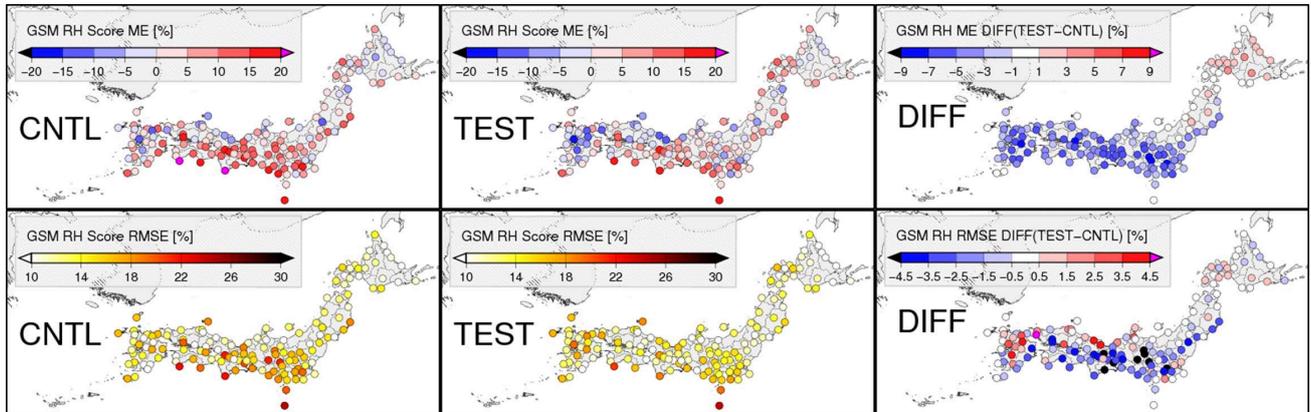


図 1.3.5 冬期試験における GSM の湿度予測の地点別 ME(上段) と RMSE(下段)。左から CNTL、TEST、差分 (TEST-CNTL)。

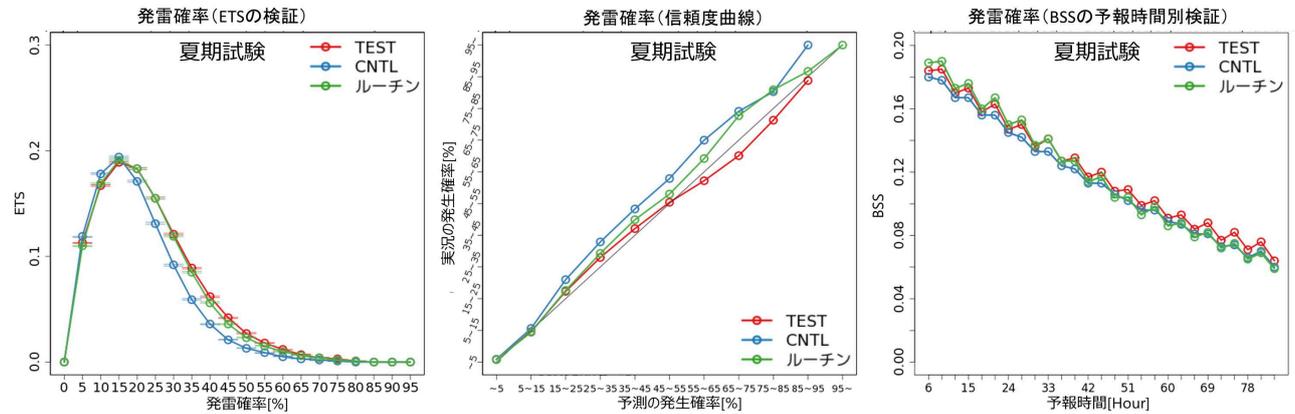


図 1.3.6 夏期試験における発雷確率ガイダンスの検証図で左から閾値別の ETS とエラーバー (95%信頼区間)、信頼度曲線、予報時間別の BSS。緑線はルーチン、青線は CNTL、赤線は TEST。

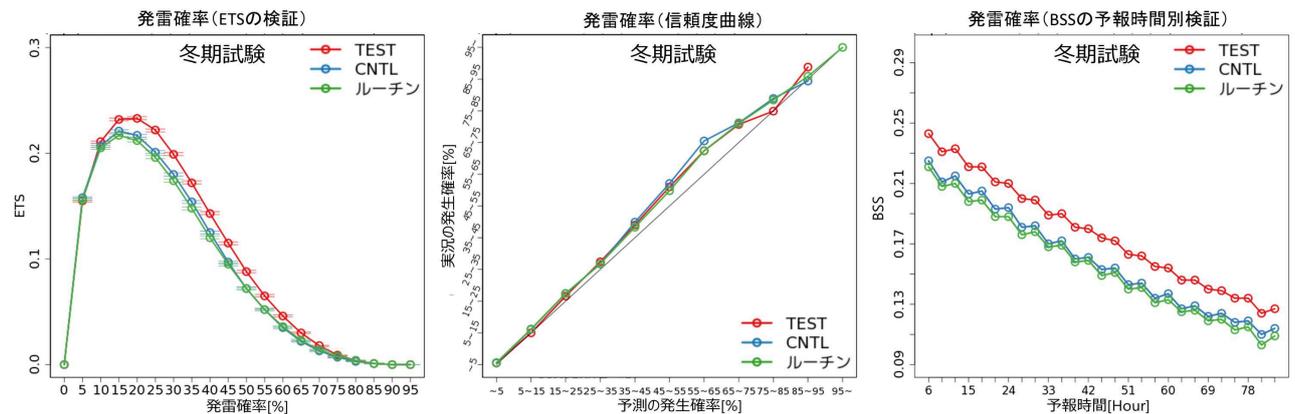


図 1.3.7 図 1.3.6 に同じ。ただし冬期試験を示す。

1.4 全球アンサンブル予報システムの導入¹

1.4.1 はじめに

気象庁では、台風情報、週間天気予報、異常天候早期警戒情報、1か月予報の予報作業を支援するため、週間アンサンブル予報システム (EPS²) (越智 2016)、台風 EPS (経田 2016a)、1か月 EPS (平井ほか 2015) の3つの EPS を運用していた。これらのシステムを一体的に開発し、開発成果の共有や相互活用を促進するとともに、システム間の数値予報資料の整合性の向上や、運用に必要な計算機資源の効率的な利用を図るため、数値予報課と気候情報課は、共同で全球 EPS と呼ばれる新しい EPS の開発を進めてきた (経田 2016b)。全球 EPS は、これまで数値予報課が開発してきた週間・台風 EPS、気候情報課が開発してきた1か月 EPS を統合したシステムである。全球 EPS は、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。これに伴い、1か月 EPS の運用を終了した。

全球 EPS では、週間・台風・1か月 EPS から予報モデルやアンサンブル手法等が改良された。これにより、週間・台風 EPS と比較して台風進路予報などに改善が見られた。本節では、全球 EPS の仕様と、週間・台風 EPS が担ってきた11日先までの予報期間に対して、全球 EPS の予報精度について述べる。なお、1か月 EPS が担ってきた予報期間についての解説は、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 2017) を参照されたい。

1.4.2 週間・台風 EPS と全球 EPS

週間 EPS は、週間天気予報作業の支援を目的に2001年3月から運用され、予報結果はアンサンブル平均やばらつき、確率情報として予報作業に用いられてきた (林・川上 2006; 村 2012; 杉本・木下 2016)。また、台風 EPS は、5日先までの台風進路予報の支援を目的に2008年2月から運用され、予報結果のばらつきは4日先、5日先の予報円の大きさを決める指標として予報作業に用いられてきた (岸本 2009a,b)。表 1.4.1 に、週間・台風 EPS と全球 EPS の仕様を示す。本項では、週間・台風 EPS から全球 EPS への主な変更点について概要を述べる。なお、新保 (2017) では1か月 EPS から全球 EPS への変更点について詳細に解説している。1か月 EPS は週間・台風 EPS と運用形態、予報モデルの水平格子間隔、初期摂動等は異なっていたものの、予報モデルのバージョンや下部境界摂動が未導入であった点は共通していた。共通の変更点に関する本節より詳細な解説は、新保 (2017) を参考にされたい。

(1) 運用形態

全球 EPS の実行頻度、予測期間、アンサンブルメンバー数といった運用形態は、従来の週間・台風 EPS の運用形態を包含するものである。したがって、週間・台風 EPS の運用形態に沿ったプロダクトの利用を、全球 EPS においても継続することができる。

全球 EPS の実行頻度は、基本的に1日2回 (初期時刻: 00, 12UTC) であるが、台風 EPS と同じ実行条件が満たされた時に、1日最大2回 (06, 18UTC) が追加で実行される。ここでの実行条件とは、予報課による解析と予報に従って、次の (a), (b) いずれかを満たすことである。

- (a) 全般海上予報区内 (0°–60°N, 100°–180°E) に台風が存在する、または同区内で24時間以内に台風になると予想される熱帯低気圧が存在する場合。
- (b) 同区外に最大風速34ノット以上の熱帯低気圧が存在し、24時間以内に予報円または暴風警戒域が同区内に入ると予想される場合。

予測期間は、00, 12UTC 初期時刻においては11日先まで、06, 18UTC 初期時刻においては5.5日先までである。00, 12UTC 初期時刻においては、異常天候早期警戒情報の予報作業を支援するため、土・日曜日には18日先、また、異常天候早期警戒情報及び1か月予報作業を支援するため、火・水曜日には34日先までそれぞれ予測が延長される。

1 初期時刻あたりのメンバー数は、ひとつのコントロールランと26の摂動ラン (付録 D.1.4) からなる27メンバーである。このメンバー数は週間 EPS と同じであるが、台風 EPS と比べると2メンバーの増加である。11日先以降の予測では13メンバーに減らして実行する。

(2) 予報モデル

全球 EPS の予報モデルには、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いる。今回の導入にあたっては、予報モデルを週間・台風・1か月 EPS が用いていた GSM1304 (下河邊・古河 2012; 室井・松下 2013) から、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 2016a) を基に、GSM1705 (第 1.1 節) における改良の一部を先行的に適用した、GSM1603 と GSM1705 の間に位置するバージョンに更新した (GSM1603E と呼ぶ)。先行的に適用した改良点は、GSM1705 の開発の初期段階で変更が確定的であったもので、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、海面過程の改良である。GSM1603E の予測特性は GSM1603 と概ね同様であるが、先行的に導入した改良により、GSM1603 で夏期に見られていたアジア大陸上の下層気温の高温バイアスが緩和されるなどの効果があった。

予報モデルの水平格子間隔は約 40 km (0.375 度) で、

¹ 山口 春季

² Ensemble Prediction System

表 1.4.1 週間・台風 EPS と 全球 EPS の仕様

		台風 EPS	週間 EPS	全球 EPS
運用期間(記載した仕様の開始日)		2008 年 2 月 28 日 ~2017 年 1 月 18 日 (2014 年 3 月 11 日)	2001 年 3 月 1 日 ~2017 年 1 月 18 日 (2014 年 2 月 26 日)	2017 年 1 月 19 日 ~ 現在 (2017 年 1 月 19 日)
支援業務		台風情報	週間天気予報	台風情報、週間天気予報、異常天候早期警戒情報、1 か月予報
実行頻度(初期時刻)		1 日最大 4 回 (00, 06, 12, 18UTC)	1 日 2 回 (00, 12UTC)	1 日最大 4 回 (00, 06, 12, 18UTC)。うち、00, 12UTC は毎回実行し、06, 18UTC は台風 EPS と同条件のとき実行
予測期間		5.5 日(132 時間)	11 日	初期時刻 00, 12UTC は 11 日。ただし、土・日曜日は 18 日、火・水曜日は 34 日まで延長。06, 18UTC は 5.5 日
アンサンブルメンバー数		25	27	11 日先まで 27、その後は 13
予報モデル	バージョン	GSM1304		GSM1603E
	水平格子間隔	TL479(約 40 km)		18 日先まで TL479、その後は TL319 (約 55 km)
	鉛直層数	60 層(最上層 0.1 hPa)		100 層(最上層 0.01 hPa)
初期値	大気	全球速報解析		
	陸面	積雪深は全球解析に基づく値、土壌温度はオフライン陸面解析*に基づく値、土壌水分は気候値	積雪深・土壌温度は全球解析に基づく値、土壌水分は気候値	
	海面水温・海氷	全球日別海面水温解析 (MGDSST) と海氷データセットの解析値(いずれも前日分)		
下部境界値	海面水温	初期の年平均偏差を、予測時間により季節変動する気候値に加えた値		
	海氷	初期の海氷分布の年平均偏差を、予測時間により季節変動する気候値に加えた値	初期の海氷密接度及び海氷域面積の年平均偏差から統計的に推定した値	
気候値	海面水温	NOAA Optimum Interpolation SST の月平均値に基づく内挿値		MGDSST の日別気候値
	海氷	海氷データセット 月平均気候値に基づく内挿値		海氷データセットの日別気候値
	土壌水分	Willmott et al. (1985) に基づく気候値		オフライン陸面解析で作成した気候値
アンサンブル手法	大気初期摂動	SV 法(北西太平洋領域+ 台風周辺域)	SV 法(北・南半球中高緯度帯+ 低緯度帯) ※線形成長後の SV も利用	SV 法(北・南半球中高緯度帯+ 低緯度帯) +LETKF
	モデル摂動	確率的物理過程強制法		
	下部境界摂動	なし		海面水温摂動

* 全球数値予報システムへの GSM1603 の導入に伴い、GSM1304 の初期値に必要な陸面解析値を作成することができなくなったため、GSM1304 の陸面過程を用いたオフライン陸面解析を 2016 年 3 月 17 日より週間・台風 EPS で利用していた。この変更では、予測の精度や特性に大きな変化はなかった。

週間・台風 EPS の水平格子間隔から変更されていない。一方で、鉛直層数と最上層の気圧は、それぞれ 60 層、0.1 hPa から 100 層、0.01 hPa に増強・延長され、2014 年 3 月以降の GSM (米原 2014) と同一になった。なお、18 日先以降の予測では水平格子間隔を粗くして約 55 km(0.5625 度) としている。

(3) 初期摂動

全球 EPS の初期摂動には、特異ベクトル (SV³) 法 (Buizza and Palmer 1995) と局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF⁴) (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。

³ Singular Vector

⁴ Local Ensemble Transform Kalman Filter

SV 法

SV 法は、予測を大きくばらつかせる原因となりうる摂動を SV として求め、それを初期摂動に用いる手法である。ただし、SV 法では解析値がもつ不確実性を直接見積もることはできない。全球 EPS では、週間 EPS の手法 (酒井 2008; JMA 2013) に対して、低緯度帯における摂動の振幅の減少と比湿に対する摂動の上限値の導入、SV 計算に用いる摂動・随伴モデルの積雲過程の改良といった、計算安定性を向上させる改良を加えた。また、週間 EPS では通常の SV に加えて線形成長後の SV も利用していたが、全球 EPS では利用しない。週間 EPS では、通常の SV 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、線形成長後の SV が補っていたが、全球 EPS では後述の LETKF による摂動がその役割を担っている。

LETKF

LETKF は、アンサンブル技術を用いたデータ同化手法の一種である。LETKF では、互いにわずかに異なる複数の解析値が得られ、それらのばらつきから解析値のもつ不確実性を見積もることができる。そのため、LETKF を利用することで、解析値のもつ不確実性を初期摂動に反映させることができる。全球 EPS の LETKF は、全球 EPS の初期値となる全球解析のもつ不確実性に近づけるため、可能な限り全球解析と同じ構成としている。解析は、00, 06, 12, 18UTC の 1 日 4 回行い、予報モデル⁵、観測データ、品質管理手法は全球解析と概ね同じものを用いる⁶。また、解析値のアンサンブル平均は最新の全球解析のもので毎回置き換え、LETKF の解析予報サイクルが全球解析から乖離しないようにしている。LETKF の詳細は太田・堀田 (2016a) を参照されたい。

(4) 下部境界摂動

全球 EPS では海面水温摂動を新たに導入した。これは、大気の前測計算の下部境界条件となる海面水温に対して、解析値と予測時間内の時間変化の不確実性を表現する摂動を摂動ランに与えるものである (詳細は太田・堀田 2016b を参照)。週間・台風・1 か月 EPS では海面水温の不確実性は考慮せず全メンバーで同じ海面水温を与えていた。海面水温摂動には、海上の気温や熱帯対流圏上層の大規模発散等のばらつきを増加させる効果がある。なお、週間 EPS から全球 EPS への変更では、予報モデルや初期摂動の変更も加わるため、総合的には海上の気温等のばらつきは減少する。

⁵ LETKF の予報モデルは全球解析と同じバージョンを用いているため、全球 EPS の予報モデルと必ずしもバージョンは一致しない。2017 年 5 月以降、LETKF の予報モデルのバージョンは GSM1705、全球 EPS の予報モデルは GSM1603E である。

⁶ ただし、LETKF ではハイパースペクトル赤外サウンダは未利用である。

(5) モデル摂動

モデル摂動には、週間・台風 EPS と同じく確率的物理過程強制法 (Buizza et al. 1999; 米原 2010) を用いる。確率的物理過程強制法では、予報モデル内で計算される時間変化率のうち、物理過程による時間変化率の不確実性を表現するため、物理過程で計算される気温、比湿、風の時間変化率に対して時間・空間相関が考慮された乱数を掛けたものを摂動として元の時間変化率に加える。全球 EPS では、週間・台風 EPS においても見られていた予測が進むとともに予測誤差に対してスプレッドが過小となる傾向を緩和するため、摂動の振幅を大きくするなどの変更を行った。

(6) 全球 EPS 導入後の変更

2017 年 1 月に全球 EPS を導入してから 2017 年 7 月までに次の (a) ~ (d) の変更を行った。なお、それらのいずれも、全球 EPS の構成を全球数値予報システムの構成と同じに保つことや、運用・保守のしやすさの向上を目的としたものであり、全球 EPS の予測の精度や特性に大きな変化は見られなかった。

- (a) LETKF における Suomi-NPP/ATMS と DMSP/SSMIS の水蒸気チャンネルの輝度温度データの利用開始 (2017 年 3 月 29 日)
- (b) LETKF の予報モデルを GSM1603 から GSM1705 に変更 (2017 年 5 月 25 日)
- (c) SV 計算の非線形・摂動・随伴モデルを 2005 年の全球解析相当のものから、2016 年 3 月の全球解析相当のものに更新 (2017 年 6 月 13 日)
- (d) LETKF における GNSS 掩蔽観測の利用手法の改良 (2017 年 7 月 25 日)

(a), (b), (d) と同様の変更は、全球数値予報システムにおいても行われた (詳細は第 1.1 節と第 3.1 節を参照)。その全球数値予報システムの構成に対して、データ同化システムである LETKF の構成を可能な限り同じに保つため、LETKF において (a), (b), (d) の変更を行った⁷。(c) は SV 計算の運用と保守のしやすさを向上させるための変更である。これにより、現在の全球解析ではすでに利用されていない 2005 年当時の非線形・摂動・随伴モデルに基づくプログラムを維持する必要がなくなった。また、この更新により SV 計算の実行時間が短縮されたほか、SV の線形成長モードがより安定して計算されるようになった。

1.4.3 週間・台風 EPS との予測精度の比較

(1) 週間 EPS との比較

全球 EPS を現業モデルとして導入するにあたって、冬期 (2015 年 11 月 22 日 ~ 2016 年 3 月 11 日) と夏期 (2015 年 6 月 22 日 ~ 10 月 11 日) を対象として、全球 EPS と週間 EPS との間で予測精度の比較を行った。週

⁷ ただし、全球数値予報システムで行われたハイパースペクトル赤外サウンダである Suomi-NPP/CrIS の利用開始は、LETKF の変更には含まれない。

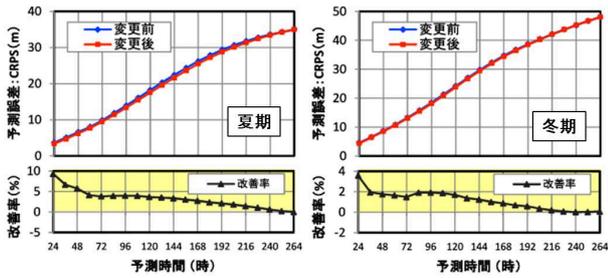


図 1.4.1 北半球中高緯度 (20°-90°N) の 500 hPa におけるジオポテンシャル高度の CRPS (単位は m) とその改善率 (単位は%)。左図は夏期、右図は冬期に対するもの。上段は、青線は週間 EPS、赤線は全球 EPS の CRPS、下段は、改善率 ((週間 EPS - 全球 EPS) / 週間 EPS) を表す。下段は改善率が正の値の領域を黄色で塗りつぶしてある。横軸は予測時間 (単位は時間)。

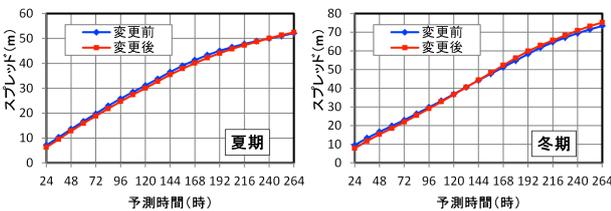


図 1.4.2 日本周辺 (30°-60°N, 110°-150°E) の 500 hPa におけるジオポテンシャル高度のスプレッド (単位は m)。左図は夏期、右図は冬期に対するもの。青線は週間 EPS、赤線は全球 EPS。

間予報支援図等でも参照される 500 hPa のジオポテンシャル高度 (Z500) について統計検証結果を示す。図 1.4.1 に北半球中高緯度の Z500 の解析値に対する予測誤差を CRPS (付録 D.4.6 を参照) で示す。FT=24 から FT=264 にかけて CRPS の減少が見られた。また、海面更正気圧、850 hPa、250 hPa の気温や風でも概ね改善が見られた (図略)。予測誤差の改善は、全球 EPS と週間 EPS のコントロールランの予測精度の比較においても、予測時間の前半を中心に見られており (図略)、予報モデルの変更の寄与は大きいと考えられる。一方、予測精度の変化を検証するものではないが、全球 EPS と週間 EPS の間のスプレッドの大きさの変化について、図 1.4.2 に日本周辺で領域平均した Z500 の予測のスプレッドを示す。夏期は、予測時間の初期から FT=240 までにスプレッドの減少が見られた。また冬期は、予測時間の初期から FT=144 まではスプレッドの減少、それ以降はスプレッドの増加が見られた。ただし、スプレッドの変化傾向は、予測要素ごとに異なっていた。

次に、図 1.4.3 に日本域の降水予測についてブライアスキルスコア (付録 D.4.2 を参照) による確率予測精度を示す。夏期・冬期ともに予測時間の前半を中心に改善が見られた。予測時間の前半の改善は、GSM1603 で見られた降水予測精度の改善 (米原 2016b) の効果が現れており、モデルの積雲・雲過程等の改良が寄与し

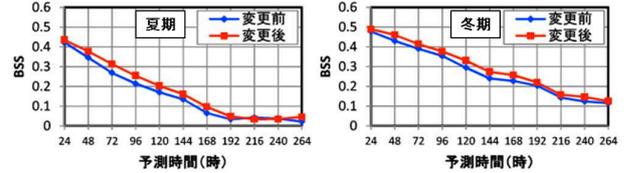


図 1.4.3 0.5625 度 (約 55 km) 格子における平均降水量 1 mm/day 以上の降水予測についての対解析雨量のブライアスキルスコア。左図は夏期、右図は冬期に対するもの。青線は週間 EPS、赤線は全球 EPS。横軸は予測時間 (単位は時間)、縦軸はブライアスキルスコアの値を表す。

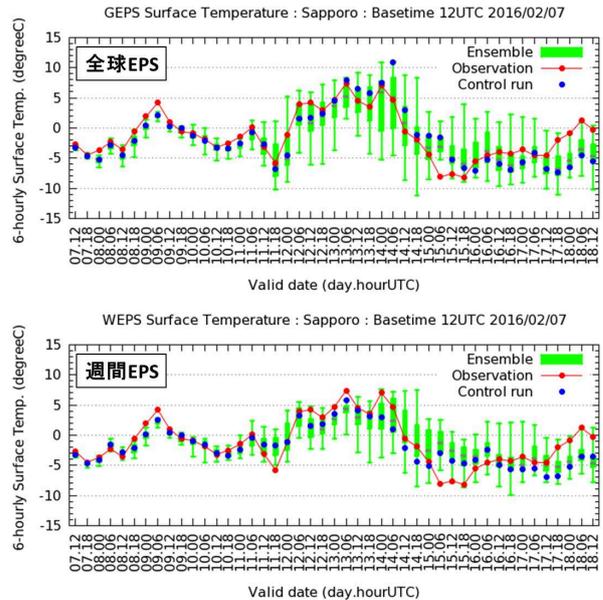


図 1.4.4 全球 EPS と週間 EPS のモデル地上気温の時系列予測図。2016 年 2 月 7 日 12UTC 初期時刻の札幌を対象とした予測。上は全球 EPS、下は週間 EPS のもの。縦軸は、モデル地上気温 (単位は °C)、横軸は対象時刻 (日、時、単位は UTC) で 2 月 7 日 12UTC ~ 18 日 12UTC まで 6 時間ごとである。青の ● 記号はコントロールラン、緑の箱ひげはメンバーの分布を表し、箱の下端は第一四分位値、上端は第三四分位値、箱の中の横線は中央値、ひげの下端は最小値、上端は最大値を表す。赤の ● 記号は観測値を表し、赤の折れ線はそれらをつないでいる。

ていると考えられる。また、予測時間の後半では、降水をもたらす現象そのものの位置ずれなどの予測誤差が大きくなるにつれ、週間 EPS との差が小さくなっていると考えられる。

米原 (2016b) では GSM1603 で留意すべき点のひとつとして、特に積雪域や山間部では冬期に放射冷却による気温の低下をより表現できるようになり、雲や地上付近の風速等の気象場が適切に予測できていれば、実況のような気温の低下を表現できるが、予測された気象場が実況と異なると大はざしやすくなることを挙げている。全球 EPS にもこの特性が見られる。図 1.4.4 に、積雪時の放射冷却による気温の低下の予測がより実況に近づいた例として、2016 年 2 月 7 日 12UTC 初期値の札幌におけるモデル地上気温の時系列予測図を示す。実況では、11 日 06UTC から 12 日 06UTC の間に夜間の気温の低下が明瞭に見られており、図中の

6時間ごとの観測値では、11日18UTCの地上気温は -5°C を下回っていた。11日12UTCと11日18UTCの観測では、地上風速はともに 2 m/s 未満、雲量はそれぞれ1と6で快晴から雲量が増えてきており、雲量が少ない時間帯では放射冷却による気温の低下が起きやすかったと考えられる。一方、週間EPSと全球EPSのコントロールランの予測においても、その期間の雲量は少なく、地上風速は小さかった。GSM1304を予報モデルとしている週間EPSのコントロールランの予測では、11日06UTCから12日06UTCの間に夜間に気温が下がる日変化は見られるものの、気温の低下幅は実況よりも小さく、11日18UTCの予測値は実況よりも高温であった。一方、全球EPSのコントロールランの予測では、11日06UTCから11日18UTCにかけての気温の低下幅は実況と同程度であり、11日18UTCから12日06UTCの予測値は実況より低温ではあるものの、11日18UTCの予測値は週間EPSのものよりも実況に近かった。11日18UTCの予測についてアンサンプルメンバーの分布に着目すると、週間EPSのメンバーの最低値は実況よりも若干高温であり、メンバーの分布は実況を捕捉していないが、全球EPSのメンバーの分布では実況を捕捉していた。

(2) 台風EPSとの比較

台風の進路予測については、2015年(第3号~第27号)と2016年(第1号~第18号)の事例を用いて、台風EPSとの予測精度の比較を行った。図1.4.5にコントロールランとアンサンプル平均の進路予測誤差を示す。いずれも、主に $\text{FT}=24$ 以降で改善が見られた。この改善には、全球数値予報システムにGSM1603が導入された際に見られた改善(米原 2016b)の効果が大きく寄与していると考えられる。進路予測誤差は特に、台風の進行方向の誤差(台風の位置が実況に対して遅れすぎ・進みすぎ)についての改善が顕著であるが、GSMの進路予測の系統誤差である、実況に対して遅れすぎる点(檜垣 2013)は、緩和されたものの依然として残っている。コントロールランとアンサンプル平均の予測精度が同程度である点は、台風EPSと変わらない。次に、図1.4.6にアンサンプル平均進路予測の誤差とスプレッドを示す。全球EPSのスプレッドは、 $\text{FT}=24$ や $\text{FT}=48$ では台風EPSよりも小さくなり、 $\text{FT}=72$ では同程度、 $\text{FT}=120$ では大きくなった。全球EPSでは、台風EPSで見られる $\text{FT}=120$ でのスプレッドが予測誤差に対して小さすぎる傾向が改善した。このようなスプレッドの変化に対しては、初期摂動を変更した寄与が大きい。図1.4.7に、6時間ごとのスプレッドを積算した積算スプレッドの大きさを3段階に区分し、各区分のアンサンプル平均の進路予測誤差を予測時間ごとに検証した結果を示す。区分の際は、台風EPS・全球EPSそれぞれの全サンプルの中で、積算スプレッドの小さいものから順に全体の4割(小区

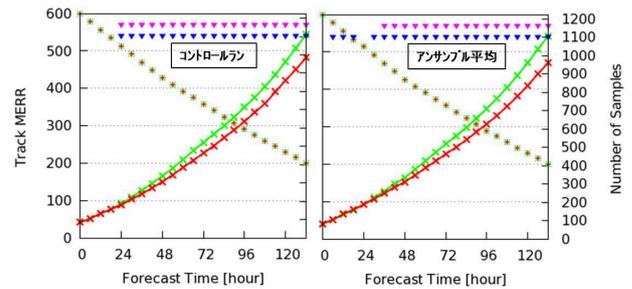


図 1.4.5 台風の平均進路予測誤差。左図はコントロールラン、右図はアンサンプル平均に対するもの。緑線は台風EPS、赤線は全球EPSを表す。左の縦軸は予測誤差(単位は km)、右の縦軸はサンプル数(+記号と \times 記号)、横軸は予測時間(単位は時間)を表す。▼記号は予測誤差の差の統計的な有意性がある場合にプロットしており、上段(紫色)は時間方向の相関を考慮、下段(青色)は独立を仮定して計算した有意判定結果である。

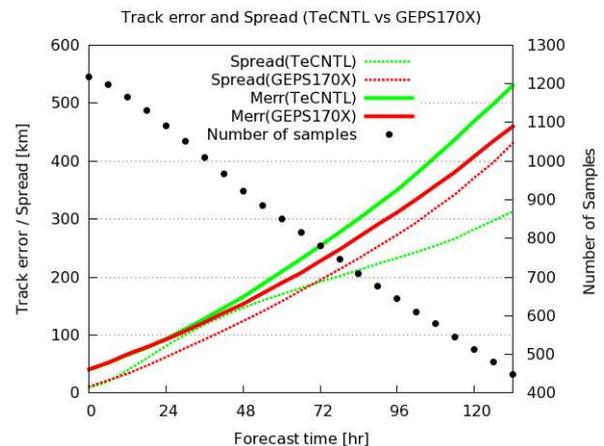


図 1.4.6 台風のアンサンプル平均の進路予測の誤差とスプレッド。緑線は台風EPS、赤線は全球EPSを表し、実線は平均進路予測誤差、点線はスプレッド(ともに左縦軸、単位は km)を表す。右縦軸はサンプル数(●記号)、横軸は予測時間(単位は時間)を表す。平均進路予測誤差は図1.4.5の右図と同じものである。

分)、4割(中区分)、2割(大区分)となるように層別化した。全球EPSでは、台風EPSと比較して、スプレッドが小さいほど統計的に誤差が小さくなる関係がより明瞭に見られた。台風EPSでは、台風が初期時刻や予測時間に 20°N 以南に位置する事例においてスプレッドの大きさが不十分な場合があったが(経田 2016a)、全球EPSでは改善が見られており、積算スプレッドの小区分と中区分の分離の改善に寄与していると考えられる。

台風進路予測が改善した事例として、2016年の台風第18号について、10月1日18UTC初期時刻の予測結果を図1.4.8に示す。4日~5日先の予測時間で、実況(ベストトラック)では台風が東北東に進んだのに対して、台風EPSでは南西寄りの予測誤差となっていた。全球EPSでは、ベストトラックに沿ってメンバーの予測結果がばらついていることがわかる。

また、台風が 20°N 以南に位置する際にばらつきが改善された事例として、図1.4.9に、2015年の台風第

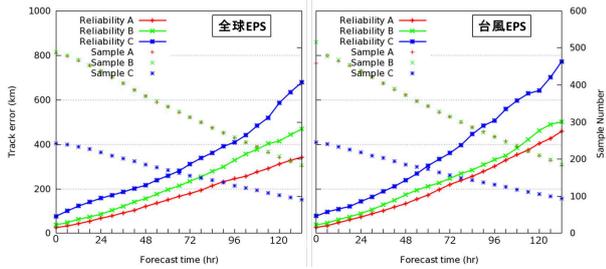


図 1.4.7 積算スプレッドの大きさによる区分別進路予測誤差。左図は全球 EPS、右図は台風 EPS に対するもの。積算スプレッドの大きさが小区分は赤、中区分は緑、大区分は青である。マーク付きの実線は平均進路予測誤差(左縦軸、単位は km)、マークのみはサンプル数(右縦軸)、横軸は予測時間(単位は時間)を表す。小区分と中区分のサンプル数はほぼ重なっている。

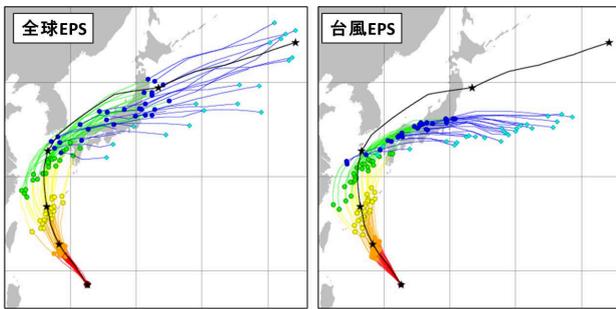


図 1.4.8 2016 年台風第 18 号の 10 月 1 日 18UTC 初期時刻の予測結果。左は全球 EPS、右は台風 EPS のもの。黒実線はベストトラック、★記号は初期時刻から 5 日先までの一日ごと(18UTC)の中心位置である。台風中心の追跡に成功したメンバーの進路予測結果を描画している。赤線は 1 日先未満、橙線は 1 日先から 2 日先未満、黄線は 2 日先から 3 日先未満、緑線は 3 日先から 4 日先未満、青線は 4 日先から 5 日先未満で、各色の●記号がそれぞれ 1~5 日先の予測位置を示す。

3 号の 3 月 11 日 12UTC 初期時刻の予測結果を示す。台風 EPS に対して、全球 EPS ではばらつきが増加していることが確認できる。この事例では、進行速度もより実況に近づいた結果、メンバーのばらつきは実況をより捕捉するようになっている。

米原 (2016b) では GSM1603 で留意すべき点のひとつとして、台風の強度がより強く、台風がより大きく表現される事例が増加することを挙げている。全球 EPS にもこの特性が見られる。図 1.4.10 に 2015 年の台風第 9 号の事例を示す。この事例では、台風 EPS のコントロールラン、全球 EPS のコントロールラン、GSM (GSM1603 による実験結果) の予測は共通して、位置が解析より北寄りにずれ、解析よりも発達していた。台風の大きさ(海面更正気圧や 500 hPa 高度線の閉じた領域の広さ)と中心の深さに着目すると、全球 EPS は台風 EPS よりも台風が大きく、中心が深い予測となっている。一方、全球 EPS と GSM は、台風の大きさはほぼ等しい。ただし、台風の中心付近の深まりは、予報モデルの水平格子間隔の違いから、全球 EPS は GSM

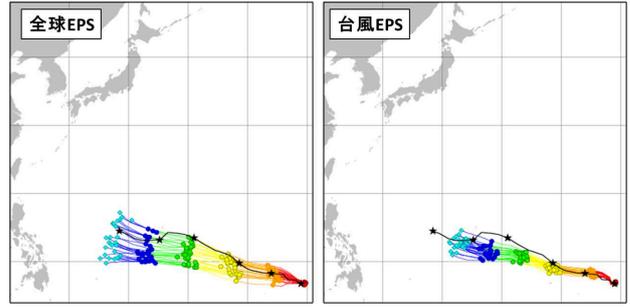


図 1.4.9 2015 年台風第 3 号の 3 月 11 日 12UTC 初期時刻の予測結果。図の見方は図 1.4.8 と同じ。

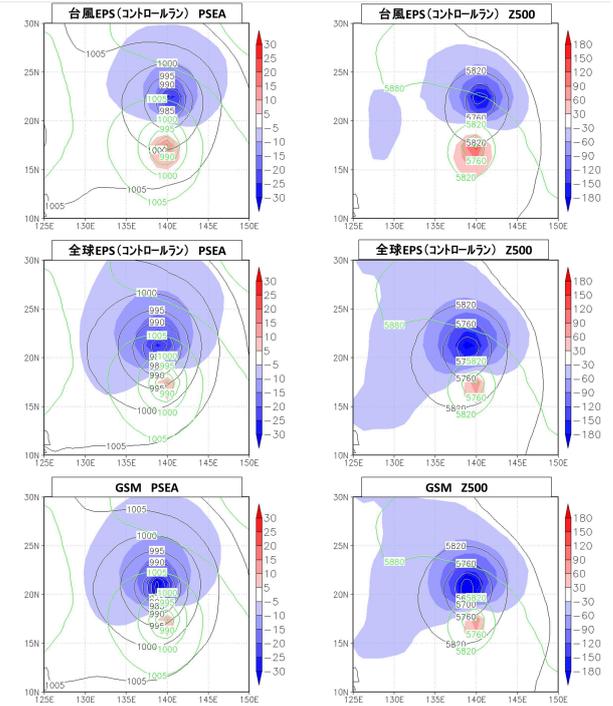


図 1.4.10 2015 年 7 月 1 日 12UTC 初期値の FT=120 の予測。上段は台風 EPS のコントロールラン、中段は全球 EPS のコントロールラン、下段は GSM (GSM1603 による実験結果)。左列は海面更正気圧(単位は hPa)、右列は 500 hPa のジオポテンシャル高度(単位は m)。黒の等値線は予測値、緑の等値線は解析値、塗りつぶしは予測誤差(予測値 - 解析値)である。

ほど深い予測とはなっていない。このように、全球 EPS は、台風 EPS と比べて、台風の表現がより GSM に近い予測結果となっている。なお、週間 EPS は台風 EPS と同じ予報モデルを使用していたことから、週間 EPS と比較した場合も同様である。

1.4.4 まとめ

2017 年 1 月より、週間・台風 EPS に代わり全球 EPS の運用を開始した。全球 EPS では、週間・台風 EPS に相当する運用形態を維持しつつ、予報モデルやアンサンブル手法等が改良された。これにより、予測精度は週間・台風 EPS から改善が見られた。なお、運用を開始したあと 2017 年 7 月までに、全球数値予報システムの構成と LETKF の構成を同じに保つための変更

や、運用・保守のしやすさを高める変更を計4回行ったが、これらによる予測の精度や特性の大きな変化はなかった。

夏期と冬期における週間EPSと全球EPSの比較では、500 hPaのジオポテンシャル高度などで予測誤差が改善したとともに、日本域の降水の予測精度についても予測時間の前半を中心に改善した。台風事例における台風EPSと全球EPSの比較では、台風の進路予測誤差が改善した。また、進路予測のスプレッドの大きさが変化し、台風EPSで課題となっていた、4~5日先のスプレッドが過小であった点や、低緯度帯に台風・熱帯低気圧が位置する際にスプレッドが過小であった点が、全球EPSでは改善した。

週間・台風EPSから全球EPSへの改良による予測特性の変化においては、予報モデルをGSM1603Eに更新した影響が顕著である。全球数値予報システムにGSM1603が導入された際に留意すべき点として挙げられていた、冬期の積雪域や山間部における放射冷却や、台風の強度と大きさの表現について、全球EPSにおいても同様の予測特性の変化が見られる。予報作業に利用する際には、このような予測特性の変化に留意していただきたい。

最後に、全球EPS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、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。

参考文献

太田洋一郎, 堀田大介, 2016a: 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.

太田洋一郎, 堀田大介, 2016b: 海面水温摂動の開発. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 77-84.

越智健太, 2016: 週間アンサンブル予報システム. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 27-34.

岸本賢司, 2009a: 台風5日進路予報. 平成20年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 103-112.

岸本賢司, 2009b: 5日先までの台風進路予報の発表開始について. 天気, **56**, 565-569.

気象庁地球環境・海洋部, 2017: 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, 81 pp.

経田正幸, 2016a: 台風アンサンブル予報システム. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 35-42.

経田正幸, 2016b: 全球アンサンブル予報システムの開発. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 52-57.

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.

下河邊明, 古河貴裕, 2012: 層積雲スキームの改良. 平成24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 92-96.

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.

杉本悟史, 木下信好, 2016: 警報級の可能性. 平成27年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 61-100.

林久美, 川上正志, 2006: 現業におけるプロダクト. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 34-37.

檜垣将和, 2013: 全球数値予報による台風の予測結果. 気象庁技術報告第134号, 気象庁, 148-157.

平井雅之, 宮岡健吾, 佐藤均, 杉本裕之, 南敦, 松川知紘, 高谷祐平, 新保明彦, 2015: 1か月アンサンブル予報システムの変更の概要. 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, 1-5.

村規子, 2012: 週間天気予報の新しい作業支援図. 平成23年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 79-85.

室井ちあし, 松下泰広, 2013: 最近の改善のまとめ. 平成25年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 128-129.

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.

米原仁, 2014: 変更の概要. 平成26年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.

米原仁, 2016a: 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, 2016b: 全球数値予報システムの特性的変化. 平成28年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 4-29.

Buizza, R., M. Miller, and T. N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2887-2908.

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.

JMA, 2013: *Outline of the operational numerical weather prediction of 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, 188 pp.

Willmott, C. J., C. M. Rowe, and Y. Mintz, 1985: Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. *J. Climatol.*, **5**, 589-606.