

4.4 水蒸気観測データの数値予報での利用に関する開発

4.4.1 はじめに

気象庁では、線状降水帯の予測精度向上の早期実現に向け、「観測の強化」、「予測の強化」、「情報の改善」に関する取り組みの加速化を進めている（気象庁 2021, 2022）。このうち「観測の強化」では、「アメダスへの湿度計導入」、「気象レーダーの更新強化」、「洋上の水蒸気等の観測の強化」、「マイクロ波放射計の整備等」、「高層気象観測の強化」、「気象衛星観測の強化」の各項目を実現するべく施策を進めている。

「洋上の水蒸気等の観測の強化」として整備された船舶による GNSS 観測データについては数値予報システムへの導入に向けた開発を完了（本報告 3.9 参照）し、令和 4 年度末より現業での利用を開始した。また、アメダス湿度計データ利用に関する開発については、令和 3 年度までに整備された湿度計のデータについて数値予報システムへの導入を完了（本報告 3.10 参照）しており、現在は令和 4 年度以降に整備された湿度計のデータについて新規利用に向けて同化実験などを実施している。

本節では、令和 4 年度より予報作業での参考利用を目的としてメソ数値予報システムでリアルタイムで試験的に同化利用しつつ、メソ及び局地数値予報システムでの現業化に向けた準備を進めている地上設置型マイクロ波放射計の開発の進捗について報告する。

4.4.2 地上設置型マイクロ波放射計の利用に関する開発

(1) 地上設置型マイクロ波放射計データについて

気象庁では、線状降水帯を引き起こす幅数百キロメートル規模の水蒸気の流入を捉えるため、水蒸気の高高度分布を測定可能な地上設置型のマイクロ波放射計（以降、MWR とする）を令和 4 年度に西日本を中心に 17 箇所に設置した（気象庁 2023）。最初に設置された名瀬の MWR による観測が令和 4 年 7 月から開始、その後令和 5 年 3 月までにすべての地点で MWR の設置が完了している。

MWR は大気中の水蒸気や雲水等が射出する輝度温度を観測する測器である。数値予報システムでは、MWR で観測した輝度温度に基づき気象技術開発室が推定した可降水量を同化することとし、品質管理や同化手法は地上 GNSS（石川 2010）と概ね同様の処理を実装している。MWR が観測する輝度温度は降水の影響を受けるため、降水の有無を判定する処理等を追加している。

(2) MWR データの現業導入に向けた作業

現業化にあたっては、データ品質が安定していることを確認する必要があることから、全 17 箇所の可降水量データの品質を一定期間に渡って調査した。調査は MWR 観測値と第一推定値・地上 GNSS 観測値を比

較することにより行った。相対的に品質が低い地点について気象技術開発室とともにパラメータの妥当性を調査し、パラメータの変更による可降水量データの改良につなげた。また、現業数値予報システム相当の実験システムを用いた同化実験を実施した。これらの作業により、最終的には全地点において同化利用可能なデータ品質であることを確認している。

同化実験の検証結果では、観測値と第一推定値の比較から水蒸気場の解析値が改善するなど期待していた効果も見られた。また予測事例として図 4.4.1 にてマイクロ波放射計データ利用の有無の違いによる降水予測結果を示す。MWR 利用有（TEST）では MWR 利用無し（CNTL）と比べ予測された降水域が解析雨量に近づいていて、本データによる下層水蒸気分布の変化に伴い降水予測の改善する事例を確認できた。

4.4.3 まとめと今後の予定

線状降水帯の予測精度向上の早期実現に向けた取り組みとして本節では主に地上設置型マイクロ波放射計データの開発状況について報告した。本データについては令和 5 年度末の現業利用開始に向けた準備を進めている。

今後も、順次整備が進められているアメダス湿度計を始めとする水蒸気観測データの速やかな利用拡充に向けて調査・開発を進める。

参考文献

- 石川宜広, 2010: 地上 GPS データのメソ解析での利用. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 54-60.
- 気象庁, 2021: 線状降水帯の予測精度向上に向けた取組み状況と課題. 線状降水帯予測精度向上ワーキンググループ（第 1 回）, 気象庁, https://www.jma.go.jp/jma/kishou/shingikai/kondankai/senjokousuitai_WG/part1/part1-shiryo3.pdf.
- 気象庁, 2022: 線状降水帯の予測精度向上に向けた取組の進捗状況について. 線状降水帯予測精度向上ワーキンググループ（第 4 回）, 気象庁, https://www.jma.go.jp/jma/kishou/shingikai/kondankai/senjokousuitai_WG/part4/part4-shiryo1.pdf.
- 気象庁, 2023: 水蒸気観測データの数値予報での利用に関する開発. 数値予報開発センター年報（令和 4 年）, 気象庁 数値予報開発センター, 99-102.

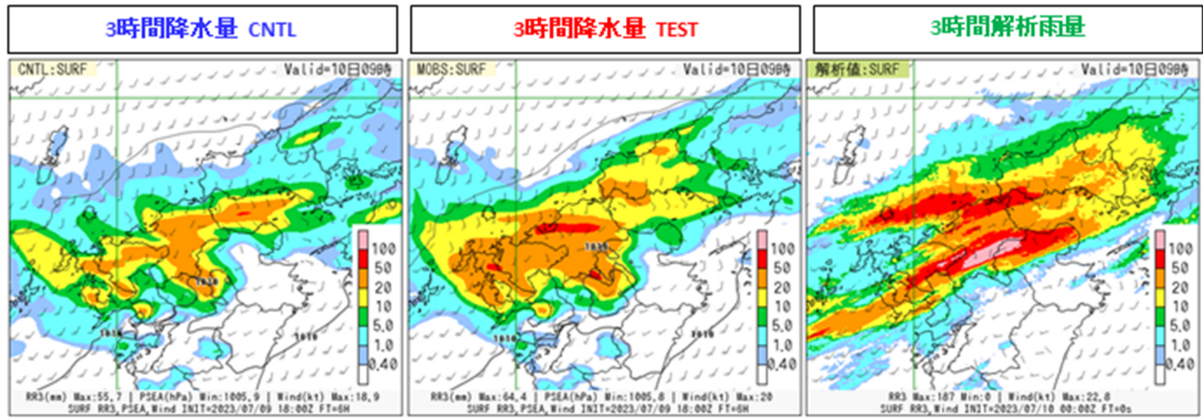


図 4.4.1 2023 年 7 月 9 日 18UTC 初期値の 6 時間予測。左から CNTL、TEST、解析雨量で前 3 時間降水量 [mm] を示す。また矢羽は地上風 [knot] を示す

4.5 局地モデルによる大雨発生確率ガイダンス

4.5.1 はじめに

近年、線状降水帯による甚大な大雨災害が発生しており、線状降水帯の発生予測技術を確立することは気象庁の急務となっている。気象庁では、令和4年度出水期より、半日程度前から線状降水帯による大雨への警戒を呼びかける情報の提供を行っている。その業務に資するため数値予報開発センター（数値予報モデル基盤技術開発室）では、令和2年度に「大雨発生確率ガイダンス」の開発に着手し、令和4年6月にはメソモデル（MSM）、メソアンサンブル予報システム（MEPS）による大雨発生確率ガイダンスの提供を開始した。線状降水帯発生の予測はさらに高精度化することが求められていることから、現在、局地モデル（LFM）を用いた大雨発生確率ガイダンスの開発を行っている。ここでは現時点での LFM 大雨発生確率ガイダンスの仕様や予測精度の概略を紹介する。

4.5.2 仕様

LFM 大雨発生確率ガイダンスの本稿執筆時点（2023年12月時点）での仕様を表4.5.1示す。仕様はMSM/MEPS 大雨発生確率ガイダンス（気象庁2022）をベースとしているが、以下の点で異なっている。

初期時刻と予報時間

初期時刻は毎時。初期時刻 00, 03, ..., 21UTC については18時間先まで、それ以外の初期時刻では10時間先まで計算する。令和6年3月に LFM の予報時間（FT）を18時間先まで延長することが計画されており当ガイダンスはそれを活用する。

層別化

時刻に関する層別化は、予報対象時刻に対して行う（MSM 大雨発生確率ガイダンスでは、初期時刻と予報時間に対して実施）。

予測対象

予測対象となる降水量の値（閾値）に、3時間降水量 120 mm を追加する。

なお以下の点については MSM 大雨発生確率ガイダンスと共通の仕様である。

- 作成手法はロジスティック回帰を採用
- 目的変数は当該の 5 km 格子を中心とした 55 km 四方のいずれかの格子での閾値以上の降水の有無
- 地域による層別化
- 説明変数（線状降水帯発生条件（加藤 2017）を参考に、大雨の予測に特化した変数を採用）¹

本稿執筆時点では、2020年～2023年の夏期の説明変数、目的変数のデータを用いて予測式の係数を計算している。

¹ 個々の説明変数の算出方法には細かな修正を加えているが、ここではその説明は省略する。

表 4.5.1 LFM 大雨発生確率ガイダンスの仕様

作成対象	5 km 格子（等緯度経度格子）
作成対象とするモデル	LFM
予測対象	3時間降水量が100, 120, 150 mm 以上となる確率
作成手法	ロジスティック回帰
予測対象時間単位	3時間（対象時刻及び前後1時間）
予測期間と時間間隔	初期時刻は毎時。FT=3～10（00, 03, ..., 21UTC 初期値は FT=3～18）の1時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	3時間降水量、500 m 高度水蒸気フラックス、500 m 高度相当温位、地形性上昇流×比湿、700 hPa 上昇流
目的変数	対象とする 5 km 格子を含む周囲 11 × 11 格子（55 km 四方）の範囲のどこかで3時間降水量が閾値以上となるか否か。
層別化処理の対象	予報対象時刻、地域（北日本、東日本、西日本、九州、南西諸島の5つ）

4.5.3 検証

LFM 大雨発生確率ガイダンスの本稿執筆時点での精度検証結果を紹介する。図 4.5.1 には、2021～2023年の夏期²を検証期間とした、全国での LFM 大雨発生確率ガイダンスの予報時間別のブライアスキルスコア（BSS）と信頼度曲線を、MSM 大雨発生確率ガイダンスを比較対象として示した。ここでは2021年～2023年の各年を除いたデータで係数を作成し、除いた年のデータで検証を行った交差検証の結果を示している。

予報時間別に見ると、閾値 100 mm/3h 以上、150 mm/3h 以上の LFM 大雨発生確率ガイダンスの BSS は共に正となっており（赤線）、確率予測としてある程度の有効性があることが示されている。また、どちらの閾値でも LFM 大雨発生確率ガイダンスは MSM 大雨発生確率ガイダンスを上回る予測精度があることがわかる。また信頼度曲線の図では、閾値 150 mm/3h の高確率の場合を除いて、曲線が概ね右肩上がり、高確率ほど大雨が発生する確率が高くなっており、MSM 大雨発生確率ガイダンスに比べて実況と予測の頻度の対応が良いことが確認できる。

なお、この信頼度曲線の図中には2本の直線が描かれている。このうち原点を通る対角線は、信頼度曲線がこれに近いほど確率予測の精度が高いことを示す。また、もう一方の直線は確率予測が予測スキルを持つ下限を示している（気象庁 2023）。100 mm/3h ではどの確率値においても LFM 大雨発生確率ガイダンスは確率予測として有効である一方で、150 mm/3h では

² 2021年7月1日～8月15日、2022年6月1日～8月31日、2023年6月1日～9月30日。

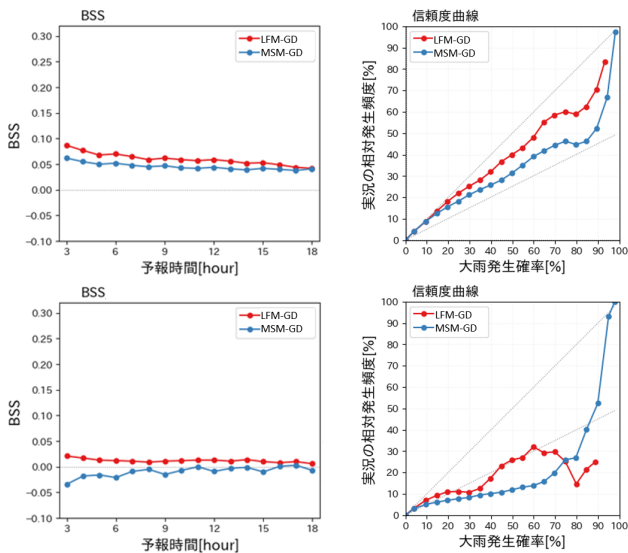


図 4.5.1 LFM 大雨発生確率ガイダンス（赤線）、MSM 大雨発生確率ガイダンス（青線）の予報時間別のブライアスキルスコア（左列）と信頼度曲線（右列）。上段が 100 mm/3h 以上、下段が 150 mm/3h 以上の確率のスコア。検証領域は全国、予報時間は 3～18 時間、交差検証によるスコア。

LFM 大雨発生確率ガイダンスが確率予測として有効なのは 20%程度までということが言える。

なお、閾値 100 mm/3h、150 mm/3h について地域別に MSM 大雨発生確率ガイダンスと精度比較を行ったところ、大雨が多く発生する九州、西日本では LFM 大雨発生確率ガイダンスの BSS はいずれの閾値も MSM 大雨発生確率ガイダンスを上回っていたが、それ以外の地域では必ずしも LFM 大雨発生確率ガイダンスの優位性は明瞭ではなかった（図略）。

4.5.4 事例

LFM 大雨発生確率ガイダンスの例として、2023 年 6 月 2 日の大雨事例を示す。この日は東シナ海から近畿地方北部、関東地方へ伸びる梅雨前線に向かって、沖永良部島付近の台風第 2 号から暖湿気が流入し、九州地方から関東地方の太平洋側を中心に大雨となった。8 時 10 分には高知県西部に対し、線状降水帯が発生し災害発生危険度が急激に高まったことをお知らせする「顕著な大雨に関する気象情報」³が発表され、その後も日中から夜のはじめ頃にかけて和歌山県、奈良県、三重県、愛知県、静岡県に対して次々と同情報が発表された。

図 4.5.2 左列は、2023 年 6 月 2 日 9 時（日本時間）を対象とした 100 mm/3h 以上、150 mm/3h 以上の LFM 大雨発生確率ガイダンスの FT=9 の予測である。中央列は同じ時刻の MSM 大雨発生確率ガイダンスを、右列には目的変数（表 4.5.1）を示した。また図 4.5.3 に

は、解析雨量から算出した 2023 年 6 月 2 日 10 時まで⁴の 3 時間降水量を示した。

この事例では、九州南東部～近畿地方へ伸びる降水域が LFM、MSM ともにモデルの降水量分布は実況よりもやや北偏していた（図略）ため、大雨発生確率ガイダンスのピークもやや北にずれているものの、どちらも四国地方における大雨の可能性を予測できていた。特に LFM 大雨発生確率ガイダンスは、MSM 大雨発生確率ガイダンスに比べて九州地方南東部のピークの表現がやや強すぎるものの、四国地方南部の線状に伸びる高確率域が明瞭であり、ピークもより際立っていた。

4.5.5 今後

線状降水帯等による大雨の発生予測が災害軽減に果たす役割は大きい。この LFM 大雨発生確率ガイダンスが線状降水帯予測業務で活用されることを目指して、引き続き精度向上を目指した開発を行っていく。

参考文献

- 加藤輝之, 2017: 図解説 中小規模気象学. 気象庁, 316 pp.
- 気象庁, 2022: 大雨発生確率ガイダンス. 数値予報開発センター年報（令和 3 年）, 気象庁 数値予報開発センター, 120–121.
- 気象庁, 2023: 確率値別出現率図. 令和 4 年度数値予報解説資料集, 気象庁情報基盤部, 528.

³ https://www.jma.go.jp/jma/kishou/knownow/bosai/kishojoho_senjokousuitai.html#b

⁴ 大雨発生確率ガイダンスはある対象時刻とその前後 1 時間の 3 時間における確率値なので、それと比較する 3 時間降水量の積算時間は 1 時間後ろにずれる。

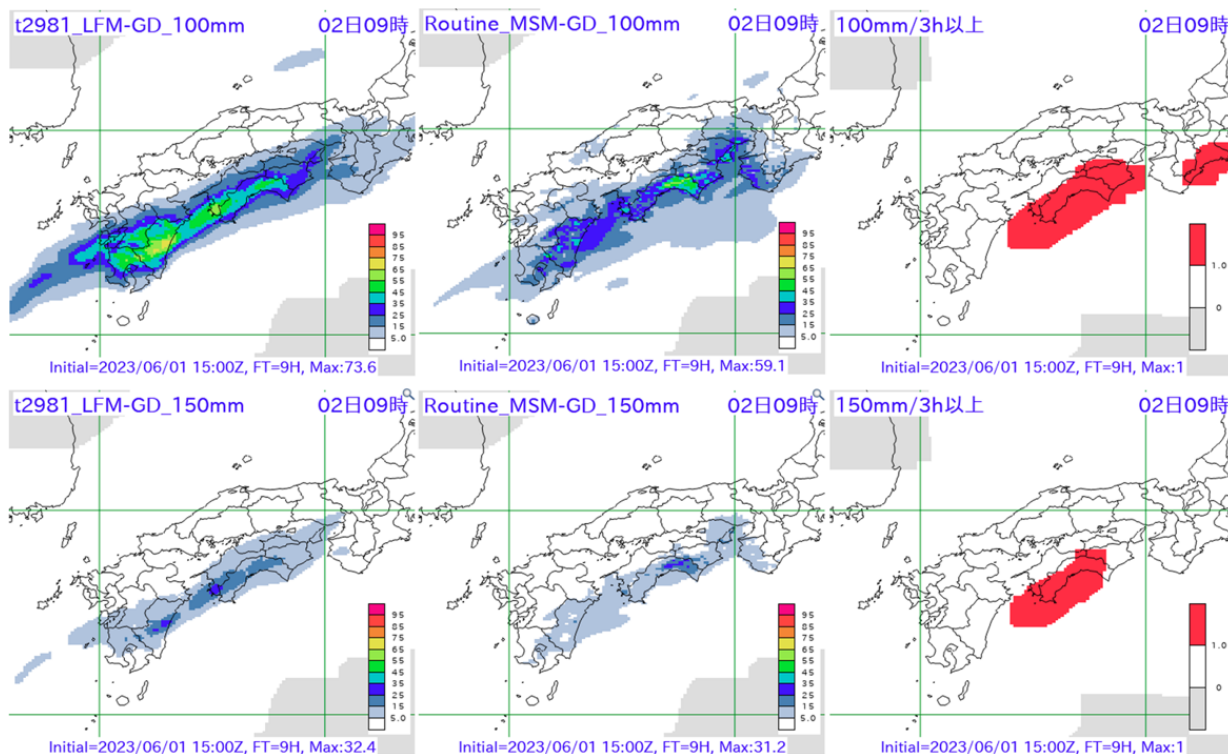


図 4.5.2 2023 年 6 月 2 日 9 時を対象とした（左列）LFM 大雨発生確率ガイダンス、（中央列）MSM 大雨発生確率ガイダンスの FT=9 の予測、（右列）同時刻に対する目的変数の分布。閾値は上段が 100 mm/3h、下段が 150 mm/3h。

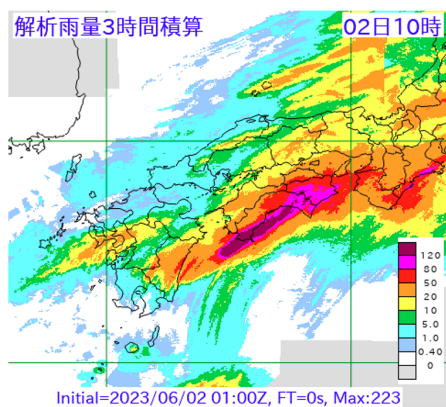


図 4.5.3 2023 年 6 月 2 日 10 時までの解析雨量の 3 時間積算値の分布。

4.6 季節アンサンブル予報システムの開発

4.6.1 オゾンの予報変数化

はじめに

気象庁が運用している季節アンサンブル予報システム (CPS) は、気象庁の季節予報やエルニーニョ監視速報などに用いられており、季節内～季節のスケールの現象を対象とした予測を行っている。季節内～季節予測においては、境界値や外力の持つ情報による予測可能性 (第2種予測可能性) の寄与が相対的に大きく、成層圏は対流圏にとっての予測可能性のソースの一つであることが知られている。特に成層圏突然昇温などの成層圏の極渦が平年時よりも大きく変動している際には、成層圏の時間方向に緩やかな変動が成層圏対流圏結合を介して対流圏に影響を与えることがある (Baldwin and Dunkerton 1999, 2001)。したがって、成層圏を精度良く予測することは、対流圏の予測に対しても重要である。

成層圏にその約90%が存在するオゾンは、紫外線を吸収して大気を加熱するので、地球の気候に大きく関わる重要な大気微量成分の一つである。また、オゾンは極渦の状態などに影響を受けて大きく変動することがあるため、そのようなオゾンの変動が成層圏の予測や対流圏への下方伝搬の予測に影響を与えることが最近の研究で報告されている (Oehrlein et al. 2020; Haase and Matthes 2019)。しかしながら、CPSでは放射過程で利用するオゾン濃度として気候値を利用しており、オゾンの変動による大気場への影響を正しく表現できていない。そこで、CPSのオゾン予報変数化を行い、大気予測への影響について調査した。

オゾンの予報変数化 (線形オゾンスキーム)

一般に、オゾンは様々な大気微量成分と反応して生成・消滅するために、オゾンを予報するには様々な大気微量成分の大気輸送過程や詳細な化学過程について計算する必要がある。このような化学反応の詳細な計算を行うモデルをフル化学モデルと呼ぶ。しかしながら、フル化学モデルの実行には多くの計算機資源が必要となる。一方で、簡易的に化学過程を扱うことで計算機資源を抑えた手法も提案されており、その一つが線形オゾンスキーム (Cariolle and Déqué 1986) である。線形オゾンスキームは、オゾンのみの大気輸送過程と線形近似により簡易化された化学過程の計算を行うので、フル化学モデルの利用と比較して計算機資源を大きく節約できる。また、オゾンホール形成期のような非線形性が大きい現象を除けば、オゾンの化学的な変動は多くの場合で線形的であることが知られているため、線形近似の妥当性も高い。線形オゾンスキームは、欧州中期予報センター (ECMWF) やアメリカの国立環境予報センター (NCEP) の現業数値予報モデルで利用実績があり、フランス気象局 (Meteo-France) や韓

国気象局 (KMA) でも現業数値予報モデル向けに開発が行われている。CPSのオゾン予報変数化においては、計算機資源や他の現業機関での利用実績を考慮して線形オゾンスキームを採用することを検討しており、気象研究所で線形オゾンスキームの開発が行われた。

ここでは、CPSに適用した線形オゾンスキームによるオゾンの化学過程の計算について説明する。線形オゾンスキームでは、オゾンの生成・消滅による時間変動をテイラー級数の第1近似の形で以下のように表現される。

$$\begin{aligned} \frac{\partial O_3}{\partial t} = & \overline{P-L} + \frac{\partial(P-L)}{\partial O_3} (O_3 - \overline{O_3}) \\ & + \frac{\partial(P-L)}{\partial T} (T - \overline{T}) + \frac{\partial(P-L)}{\partial CO_3} (CO_3 - \overline{CO_3}) \end{aligned} \quad (4.6.1)$$

ここで、 O_3 はオゾン濃度、 T は気温、 CO_3 は直上オゾン量、 P はオゾン生成量、 L はオゾン消滅量であり、オーバーラインが付いたものは月別気候値を表す。右辺第1項はオゾン正味生成量の気候値であり、右辺第2～4項がオゾン正味生成量の各要素への依存性を線形近似で表現している。式中の月別気候値については、フル化学モデルを利用した複数年の定数作成実験から事前に作成する定数であり、この定数が線形オゾンスキームの特性を概ね決定する。 $\overline{P-L}$ 、 $\overline{O_3}$ 、 \overline{T} 、 $\overline{CO_3}$ は、定数作成実験から月別気候値を求め、 $\frac{\partial(P-L)}{\partial O_3}$ 、 $\frac{\partial(P-L)}{\partial T}$ 、 $\frac{\partial(P-L)}{\partial CO_3}$ は、定数作成実験の化学過程計算の1タイムステップ毎に O_3 、 T 、 CO_3 の摂動を与えたときの応答から月別に線形回帰して求める。また、単純にフル化学モデルを利用した場合は、フル化学モデルのバイアスの影響を大きく受けた定数が作成される可能性があることから、フル化学モデルを組みこんだ解析システムを利用して定数を作成した方が、バイアスの影響を極力抑えた定数を作成することができる。CPSの線形オゾンスキーム用の定数については、気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q; Kosaka et al. (2024)) 用オゾン再解析システムを用いて気象研究所で作成された定数を利用することを検討している。このJRA-3Q用オゾン再解析システムは、フル化学モデルとしてMRI-CCM2 (Deushi and Shibata 2011) を用いている。

オゾンの予測特性の確認

線形オゾンスキームのオゾンの予測特性を確認するために、現在現業運用中のCPS3 (Hirahara et al. 2023) に線形オゾンスキームを適用した長期積分実験 (CPS3LO 実験) を実施した。線形オゾンスキームの定数は気象研究所の地球システムモデルであるMRI-ESM2.0 (Yukimoto et al. 2019) の1999年の1年フリーランから作成された試行版を利用した。また、別途にJRA-3Q用オゾン再解析システムの2010年の1年解析

サイクルから作成された試行版の定数を利用した実験として、気象研究所の地球システムモデル向けに開発中の大気モデル（MRI-AGCM4）に線形オゾンスキームを適用した実験（MRI-AGCM4LO 実験）の実験データを気象研究所から提供いただいた。積分期間は、CPS3LO は 1990 年 1 月から 2020 年 12 月までの 31 年間（1990 年はスピナップ）であり、MRI-AGCM4LO は 1978 年 1 月から 2014 年 12 月までの 37 年間（1978 年はスピナップ）である。オゾンの検証値として、JRA-3Q 用オゾン再解析データを用いた。

まず、オゾン全量の各月毎の平均値と標準偏差について確認した（図 4.6.1）。平均値を見ると、再解析値と比べて CPS3LO では過大であり、MRI-AGCM4LO では解析値と同程度であることが分かる。これは、CPS3LO ではフル化学モデルのフリーランから定数を作成しているために、フル化学モデルのオゾン過大バイアスの影響を受けた結果である。一方で、MRI-AGCM4LO ではフル化学モデルの解析サイクルから定数を作成したことで、フル化学モデルのバイアスの影響を抑制できている。MRI-AGCM4LO では、オゾン全量の平均的な季節変化の様子や南極オゾンホールも良く表現できており、CPS3LO でも解析サイクルから作成された定数を利用すれば、同程度の表現が可能であると考えられる。標準偏差については、CPS3LO と MRI-AGCM4LO のどちらも解析値と比べて全球的に過小であるが、平均値として南極オゾンホールを表現できていた MRI-AGCM4LO の方が南極オゾンホール付近の変動の大きさが改善している。また、同じように、オゾンの鉛直分布の表現についても確認した。また、オゾンの平均値や標準偏差の鉛直分布についてもオゾン全量と同様な傾向であった（図略）。

次に、極渦の強さに応じたオゾン変動の表現を確認するために、極渦が強い場合と弱い場合のコンポジット解析を行った。極渦の強さの指標としては、北半球環状モード（NAM）指数を用いた。NAM 指数は NAM パターンと日別高度偏差との内積で表され、NAM パターンは 1958/59～2012/13 年 11～4 月の 20°N 以北における月平均高度偏差の EOF 第 1 モードで定義した。また、10hPa の NAM 指数が 1.5 より大きい（-2.5 より小さい）日が 3 日以上続いた日の初日を day0 として、極渦が強い場合（弱い場合）のコンポジット解析を行った。図 4.6.2 に CPS3LO とオゾン再解析の極渦が強い場合と弱い場合のオゾン体積混合比（60°N～90°N 平均）の合成図を示す。一般に、極渦が弱いとき（例えば成層圏突然昇温が発生したとき）は、主に成層圏の力学的な輸送の変化を通してオゾンが変動する。一方で、極渦が強い時で特にオゾンホールのような顕著なオゾン極小域が形成される場合には力学的な輸送の変化に加えて、化学的な寄与も重要になってくる。CPS3LO は極渦が強い場合と弱い場合のどちらのオゾン変動も偏差は過小ではあるが、傾向としては良く再

現していることが分かる。今回利用した線形オゾンスキーム用の定数は、1 年分のデータから作成されており、さらに長期間の実験から定数を作成することで表現が改善される可能性がある。

成層圏突然昇温時の事例解析

オゾンの変動が大きい成層圏突然昇温時における大気予測へのオゾン予報変数化の影響を調査するために、2022 年 3 月中旬に発生した成層圏突然昇温を対象として事例解析を行った。現在現業運用中の CPS3 を利用した実験（CPS3 実験）と線形オゾンスキームを適用した実験（CPS3LO 実験）の 2 つを実施した。線形オゾンスキームの定数は MRI-ESM2.0 の 1999 年の 1 年フリーランから作成された試行版を利用した。また、今回は成層圏突然昇温後の下方影響に対するインパクトを調査するために、昇温の予測が揃ってきた成層圏突然昇温直前の 3 月 15 日～3 月 20 日の 00UTC 初期日を選んだ。メンバー数は 1 初期値あたり 5 メンバーの合計 30 メンバーである。線形オゾンスキーム用のオゾン濃度初期値としては、紫外線情報などで利用されている現業オゾン解析値を利用した。

まず、成層圏突然昇温も含めた成層圏の北極域の気温予測としては、どちらの実験も成層圏突然昇温とその後の高温偏差の持続を良く予測できていた（図略）。CPS3LO のオゾン予測（図 4.6.3）について確認すると、成層圏突然昇温時に北極域のオゾン量が大きく増加し、その後も正偏差が持続したことを良く予測できている。また、CPS3 実験ではオゾン気候値を利用しているので、図 4.6.3(a) はオゾン量の実験間差分も表す。図 4.6.4 の北極域における実験間差分（CPS3LO－CPS3）を見てみると、成層圏のオゾン量の差分に応じた短波加熱率の差分が見られ、それが気温の差分にも寄与していることが分かる。また、予測 3 週日以降から気温、高度、東西風で成層圏の差分が対流圏にも影響している様子が見られた。図 4.6.5 で NAM 指数についても確認してみると、どちらの実験も下部成層圏まで負の NAM 指数の領域が到達しているが、CPS3LO の方がより強く、解析値の値に近い。また、CPS3 では対流圏を正の NAM 指数で予測していたのに対し、CPS3LO では負の方向（成層圏と同じセンス）に寄せている。解析値では対流圏は負の NAM 指数の期間が多かった傾向があり、その点では CPS3LO の方が解析値に近い。CPS3LO では、現実的なオゾンの変動を考慮したことにより、成層圏突然昇温のシグナルが強まり、それに伴う対流圏への下方伝播の影響をより強く表現したと考えられる。

まとめ

CPS に対して線形オゾンスキームを利用したオゾン予報変数化を行い、オゾン予測の妥当性と大気予測への影響について調査した。線形オゾンスキームはオゾンの生成・消滅に関して簡易的な計算を行っているが、

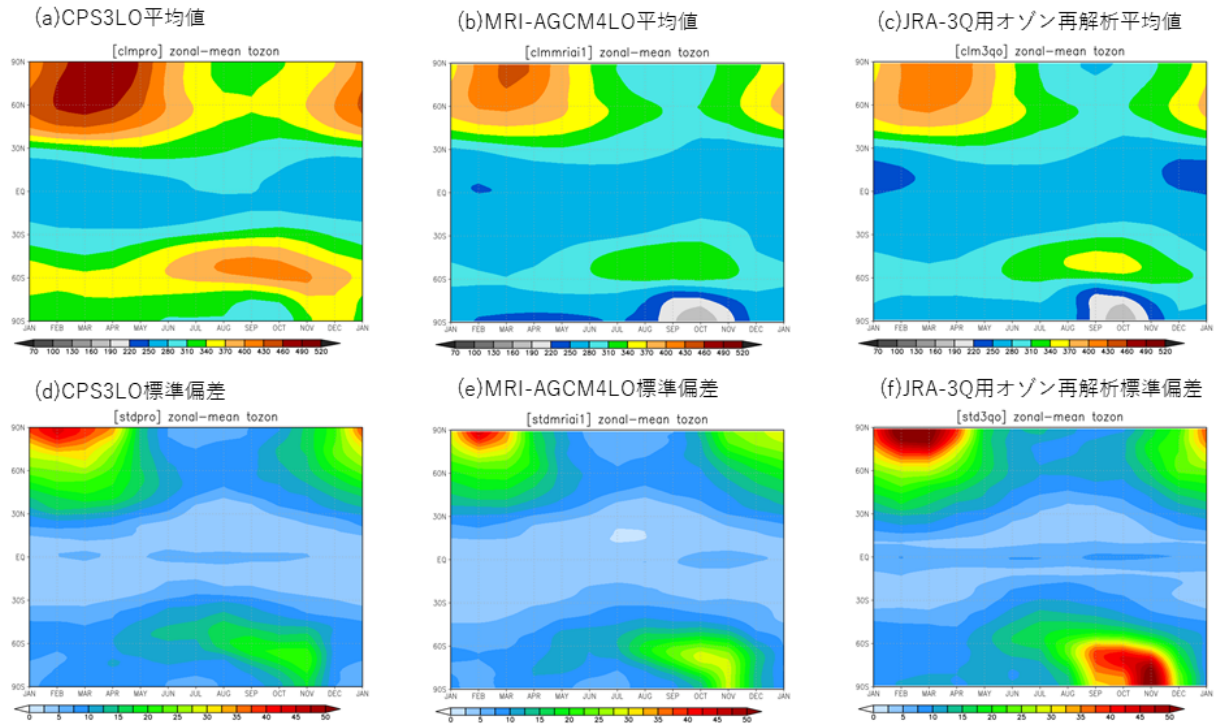


図 4.6.1 各長期積分実験と再解析におけるオゾン全量の平均値（上段）と標準偏差（下段）の東西平均値 [DU]。CPS3LO 実験の (a) 平均値と (d) 標準偏差、MRI-AGCM4 実験の (b) 平均値と (e) 標準偏差、JRA-3Q 用オゾン再解析の (c) 平均値と (f) 標準偏差。CPS3LO 実験と JRA-3Q 用オゾン再解析は 1991 年 1 月から 2020 年 12 月までの 30 年分の月別値から計算し、MRI-AGCM4LO 実験は 1979 年 1 月から 2014 年 12 月までの 36 年分の月別値から計算した。

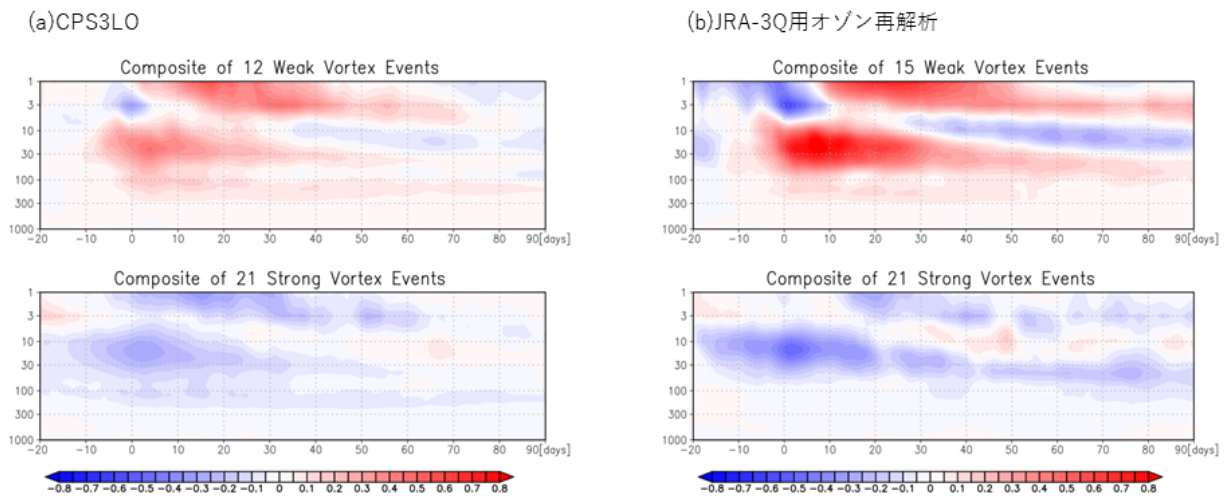


図 4.6.2 北極域 (60°N~90°N) 平均のオゾン体積混合比平年偏差の極渦強度別合成図 [ppmv]。縦軸は気圧面 [hPa]。上段（下段）は、北半球環状モード指数が-2.5 を下回った（1.5 を上回った）日が 3 日以上続いた場合の初日を day0 として極渦が弱い（強い）場合の合成図を作成。(a)CPS3LO と (b) JRA-3Q 用オゾン再解析の 1991 年 1 月から 2020 年 12 月までの日別値を利用し、それぞれの 30 年平均値からの差を偏差とした。

現実的なオゾン量の季節進行や極渦の強さに応じた変動を表現可能であることが分かった。また、線形オゾンスキームにとって、定数作成の手法は重要であり、オゾンの解析値から定数を作成することでオゾンの予測バイアスを大きく減少させることができる。一方でオゾンの変動の大きさは過小であった。オゾン予報変数化の大気予測への影響としては、成層圏突然昇温のシ

グナルが強まり、それに伴う対流圏への下方伝播の影響をより強く表現する傾向が事例解析で見られた。

今後も気象研究所と連携しながら調査を継続していく予定である。特に、今回の調査で利用した線形オゾンスキーム定数は 1 年分の実験から作成された試行版であったため、今後は長期間の実験からより精緻な定数を作成する必要がある。また、大気予測への影響の

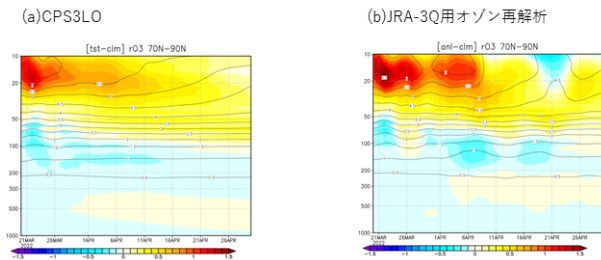


図 4.6.3 北極域 (70°N~90°N) 平均のオゾン体積混合比 [ppmv] の時系列。縦軸は気圧面 [hPa]。(a)CPS3LO の 30 メンバーアンサンブル平均と (b) JRA-3Q 用オゾン再解析のオゾン体積混合比 (線) とその偏差 (陰影)。偏差は JRA-3Q 用オゾン再解析の 1991 年~2020 年の月別平均値からの差として計算。

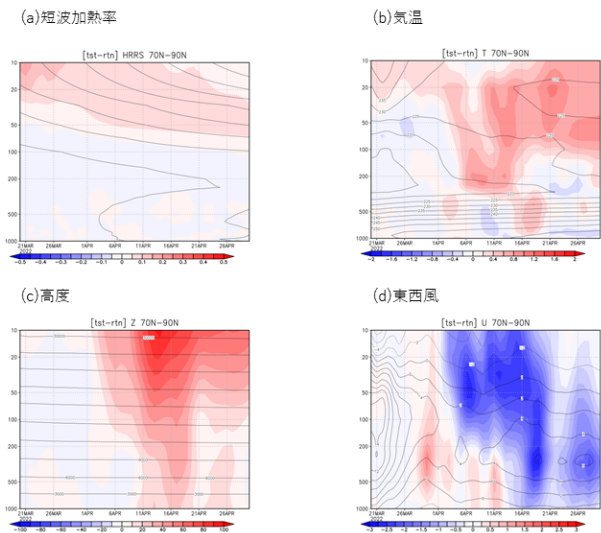


図 4.6.4 北極域 (70°N~90°N) 平均の実験間差分 (CPS3LO - CPS3) の時系列。縦軸は気圧面 [hPa]。(a) 短波加熱率 [K/day]、(b) 気温 [K]、(c) 高度 [m]、(d) 東西風 [m/s] の CPS3LO と CPS3 のアンサンブル平均の差分 (陰影) と CPS3 のアンサンブル平均 (線)。

評価についても、事例数を増やしつつ成層圏突然昇温やその下方影響へのインパクトを詳細に検証していく必要がある。

参考文献

Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 1999: Propagation of the arctic oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 30937–30946.

Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581–584.

Cariolle, D. and M. Déqué, 1986: Southern hemisphere medium-scale waves and total ozone disturbances in a spectral general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **91**, 10825–10846.

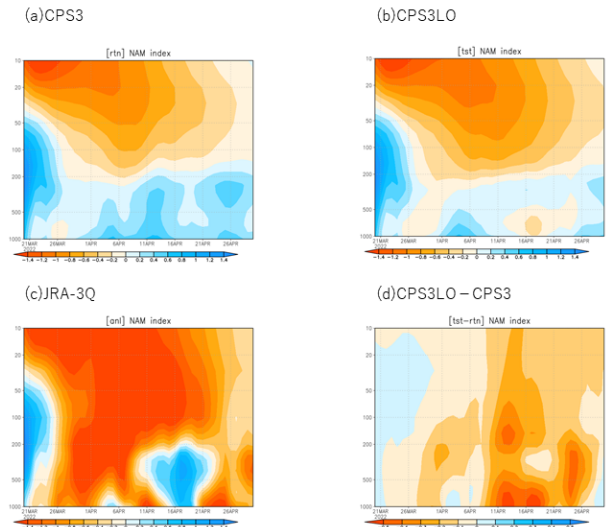


図 4.6.5 北半球環状モード (NAM) 指数の時系列。縦軸は気圧面 [hPa]。(a)CPS3 アンサンブル平均、(b)CPS3LO アンサンブル平均、(c)JRA-3Q、(d)CPS3LO アンサンブル平均と CPS3 アンサンブル平均の差分。

Deushi, M. and K. Shibata, 2011: Development of a Meteorological Research Institute Chemistry-Climote Model version 2 for the study of tropospheric and stratospheric chemistry. *Pap. Meteor. Geophys.*, **62**, 1–46.

Haase, S. and K. Matthes, 2019: The importance of interactive chemistry for stratosphere-troposphere coupling. *Atmos. Chem. Phys.*, **19**, 3417–3432.

Hirahara, S., Y. Kubo, T. Yoshida, T. Komori, J. Chiba, T. Takakura, T. Kanehama, R. Sekiguchi, K. Ochi, H. Sugimoto, Y. Adachi, I. Ishikawa, and Y. Fujii, 2023: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 3 (JMA/MRI-CPS3). *J. Meteor. Soc. Japan*, **101**, 149–169.

Kosaka, Y., S. Kobayashi, Y. Harada, C. Kobayashi, H. Naoe, K. Yoshimoto, M. Harada, N. Goto, J. Chiba, K. Miyaoka, R. Sekiguchi, M. Deushi, H. Kamahori, T. Nakaegawa, T. Y. Tanaka, T. Tokuyoshi, Y. Sato, Y. Matsushita, and K. Onogi, 2024: The JRA-3Q Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, accepted.

Oehrlein, J., G. Chiodo, and L. M. Polvani, 2020: The effect of interactive ozone chemistry on weak and strong stratospheric polar vortex events. *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 10531–10544.

Yukimoto, S., H. Kawai, T. Koshiro, N. Oshima, K. Yoshida, S. Urakawa, H. Tsujino, M. Deushi, T. Tanaka, M. Hosaka, S. Yabu, H. Yoshimura, E. Shindo, R. Mizuta, A. Obata, Y. Adachi, and M. Ishii, 2019: The Meteorological Research In-

stitute Earth System Model version 2.0, MRI-ESM2.0: Description and basic evaluation of the physical component. *J. Meteor. Soc. Japan*, **97**, 931–965.

4.7 波浪モデル

波浪モデルは、大気モデルの解析・予測の風場で駆動するが、台風中心付近には台風予報に基づく台風ボーガス手法で作成したパラメトリックな風場を埋め込んでいる。2023年1月に実施したGWM高解像度化後、この手法の改善に向けた調査に着手した。

現状の波浪モデルにおける台風ボーガス手法にはいくつかの課題があり、複数の改善策が必要である。まず、気象庁の台風予報の12時間ごとの予報円中心の緯度・経度や強度情報のみを用いてモデル内の台風進路・強度を内挿して決定しているため、その間に実際の台風進路・強度が急激に変わるケースでは、その変化を十分に表現できず、波浪予報の誤差に繋がる。これを改善するため、例えば初期値から3時間後や6時間後の台風予報の情報も用いることを検討している。具体的には、高潮モデルの台風ボーガス手法では、既に細かい時間間隔で台風予報の情報を取り込んでいるため、これを参考に波浪モデルの台風ボーガス手法も改善できないか、事前調査を開始した。

また、台風ボーガス手法では、大気モデルで計算した台風位置と、気象庁の台風予報での台風位置が大きく異なる場合、あたかも台風が二つ存在するような気象場になる場合がある。これは高潮モデルにおける台風ボーガス手法でも問題となっており、NAPS11で取り組むべき課題の一つである。これについても、高潮モデルの改善を参考に、波浪モデルの台風ボーガス手法改善に向けた調査を進める方針である。

ほか、CWM高解像度化・高頻度化に向けた調査や、計算効率の良い波浪モデルの開発に向けた調査、波浪データ同化における新規衛星波浪観測の利用可能性調査を進めている。

4.8 高潮モデル

気象庁は、高潮注意報・警報等の防災情報提供のために、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日本域高潮モデル(林原 2011)を運用しているほか、2022年8月からは、「高潮早期注意情報(警報級の可能性)」(杉本・木下 2016)に必要な5日先までの確率的高潮予測を行うための日本域台風時高潮確率予報システム(日本域高潮PFS)の運用を開始した(気象庁 2023c)。また、WMOの高潮監視スキーム(Storm Surge Watch Scheme)の枠組みでESCAP/WMO台風委員会加盟国気象機関に高潮予測情報を提供するため、アジア域高潮アンサンブル予報システム(アジア域高潮EPS)を運用している(気象庁 2023a)。

2023年は、NAPS11における高潮モデル改善に向

けて、台風ボーガスの改善や水平高解像度化、高速化等の調査・開発を進めたほか、非台風時の高潮早期注意情報に向けた調査や潮汐スキームの導入可能性調査を行った。台風ボーガスの改善については、昨年度に引き続き vortex relocation (気象庁 2023b)に関する調査・開発を行い、コードの試作や動作確認を開始した。また、台風ボーガス改善の一環として、台風ボーガス起動条件の統一について検討・調査したので、以下で解説する。

日本域高潮モデルの台風ボーガス計算起動条件は、「予報時間内に熱帯擾乱が日本付近を通過する場合」である。日本域高潮モデルの予報時間は、00,12UTC初期値が78時間、03,06,09,15,18,21UTC初期値が39時間と異なるため、初期値によって台風ボーガス計算が行われる場合と行われない場合があり、予報作業における混乱の元になっている。このため、全初期値で「78時間以内に熱帯擾乱が日本付近を通過する場合」に、台風ボーガス計算が起動するように変更予定である。

過去数年分について、台風ボーガス計算起動条件を統一したところ、従来の条件に比べて約2割程度台風事例が増えることが分かった。今後は適切なタイミングで、上記変更を数値予報ルーチンに適用する予定である。

参考文献

- 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.
- 気象庁, 2023a: アジア域高潮アンサンブル予報システムの導入. 数値予報開発センター年報(令和4年), 気象庁数値予報開発センター, 34-35.
- 気象庁, 2023b: 高潮モデル. 数値予報開発センター年報(令和4年), 気象庁数値予報開発センター, 130.
- 気象庁, 2023c: 日本域台風時高潮確率予報システムの導入. 数値予報開発センター年報(令和4年), 気象庁数値予報開発センター, 31-33.
- 杉本悟史, 木下信好, 2016: 「警報級の可能性」の経緯と目的. 量的予報技術資料(平成27年度予報技術研修テキスト), 気象庁予報部, 61-62.

4.9 物質循環システムの開発

4.9.1 紫外線予測システムの同化手法高度化

はじめに

気象庁が運用している紫外線予測システムでは、気象研究所で開発された全球化学輸送モデル (MRI-CCM2; (Deushi and Shibata 2011)) を用いてオゾンの予測と解析を行っている。紫外線予測システムの計算結果は、紫外線情報の作成に利用されるだけでなく、大気汚染気象予測を行う領域化学輸送モデルの境界値や大気解析の計算輝度温度の推定にも利用されている。また、現在季節アンサンブル予報システムではオゾンの予報変数化の開発も進められており、そのオゾン濃度初期値として紫外線予測システムの解析値利用も検討されている。一方で、オゾン同化の手法としては最も簡便なナッジングを採用しており、観測データの作成・品質管理 (QC) 手法にも課題があることから、同化手法高度化と観測データの作成・QC 手法の見直しを行うことを検討している。

オゾン同化手法高度化

現在の同化手法としては、オゾン全量に対して NOAA-20/OMPS の衛星観測データでナッジングを行っており、オゾン全量のインクリメントが各鉛直層のオゾン濃度に一定比率で分配される。オゾン全量の同化は1時間毎に行っているが、L3 観測データを経度 15 度毎に区切ったデータを利用しており、衛星の軌道は考慮されていない。また、ナッジングの重みは一定で、その時の場の誤差特性を考慮することができていない。このような課題を踏まえて、現業黄砂解析予測システムの同化手法として採用されている 2D-Var (Yumimoto et al. 2017) に同化手法を変更することを検討している。ナッジングでは定数であった重みが、2D-Var では背景誤差分散行列と観測誤差分散行列に応じて計算されるようになることで、解析値の精度向上が期待できる。また、2D-Var の計算プログラムの高速化を行ったことでナッジングと比較して実行時間の増加もほとんどない点や、現業黄砂解析予測システムと一体的な維持管理が可能である点で都合が良い。背景誤差分散と背景誤差相関は、Yumimoto et al. (2017) と基本的に同じ手法を用いているが、オゾン同化向けに細かなパラメータの調整を行った。観測誤差相関はないと仮定し、観測誤差分散については、後述の手法 (Miyazaki et al. 2012) で計算した観測誤差の 2 乗とした。

観測データの作成・QC 手法の見直し

現在の同化用 L3 観測データ作成時には、L3 データの格子毎に L2 データを一つ選別することで等緯度経度格子データを作成し、さらに等緯度経度格子から全球化学輸送モデルのモデル格子に内挿を行っている。L2 データ選別時には、太陽が真上に近い観測の方が質が良いとして太陽天頂角が小さい L2 データを優先す

る仕様になっているが、太陽天頂角が小さいのは基本的に低緯度側であるために、低緯度側のデータが優先されている。この仕様により、バイアスが生じるという課題がある。また、最終的にモデル格子への内挿時には保存内挿を用いているが、内挿前と内挿後の水平解像度が同程度であるために最近傍内挿のような挙動になっており、この仕様によってもバイアスが生じていた。そこで、2D-Var 用の L3 観測データは、L2 観測データをモデル格子毎に平均した super-observation として作成した。この方法を用いることで上記の課題を解消でき、観測演算子を簡略化可能なメリットもある。super-observation は、Miyazaki et al. (2012) の手法に沿って作成する。

観測データの QC 手法についても、現在は観測データが持つ情報のみを利用して行う内的 QC のみ行っており、QC が不十分な場合があることが課題だった。この問題に対処するために、観測値と第一推定値の差 (D 値) がある値より大きい観測データを棄却するグロスエラーチェックの導入を検討している。また、内的 QC についても Naoe et al. (2020) 等を参考に再検討を行った。内的 QC は基本的に現手法よりも厳しめになるように見直したが、太陽天頂角に基づく QC は緩和してより極夜域側の観測が利用されるようにした。これは、観測値が入らない極夜域はモデルのバイアスが顕在化しやすい領域であるためである。

解析予報サイクル実験

同化手法高度化と観測データの作成・QC 手法の見直しの影響を確認するために、解析予報サイクル実験を行った。ルーチンと同じ仕様で実行した CNTL 実験と同化手法高度化と観測データの作成・QC 手法の見直しを適用した TEST 実験を約 2 年分を行った。

図 4.9.1 に CNTL と TEST の解析インクリメントの例を示す。CNTL では衛星軌道に沿った同化となっておらず、誤差相関も考慮されていないために、解析インクリメントは狭い範囲に限定されている。一方、TEST では衛星軌道に沿った同化を行いつつ、解析インクリメントは空間的な広がりを持っていることが分かる。東西平均した D 値の絶対値の時系列 (図 4.9.2) を比較してみると、CNTL より TEST の方が明瞭に小さい値を示しており、モデルの第一推定値と観測値の整合性が大きく改善していることが分かる。2020 年 1 月中旬ごろに CNTL で異常に大きな D 値が見られるのは NOAA-20 の観測値が全球的に異常値だったからであり、TEST ではグロスエラーチェックの導入で異常な観測値を棄却できている。また、オゾン濃度の鉛直プロファイルを検証した結果 (図 4.9.3) を確認すると、特に極域で RMSD (Root Mean Square Difference) の改善が見られており、誤差相関を考慮したことで極夜域側にも解析インクリメントがより入るようになったことや、太陽天頂角の QC を緩和

して極夜域周辺により多くの観測を入れるようにしたことが影響していると考えられる。

まとめ

紫外線予測システムのオゾン同化における同化手法をナッジングから 2D-Var に変更し、観測データの作成・QC 手法の見直しを行った場合のインパクトについて調査した。その結果、第一推定値と観測値の整合性の改善や対地上観測検証での改善が確認できた。今後は、後続のシステムへの影響も確認しつつ、同化での複数衛星の利用なども検討していく予定である。

参考文献

- 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.
- Miyazaki, K., H. J. Eskes, and K. Sudo, 2012: Global NO_x emission estimates derived from an assimilation of OMI tropospheric NO₂ columns. *Atmos. Chem. Phys.*, **12**, 2263–2288.
- 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.
- Yumimoto, K., T. Y. Tanaka, N. Oshima, and T. Maki, 2017: JRAero: the Japanese Reanalysis for Aerosol v1.0. *Geosci. Model Dev.*, **10**, 3225–3253.

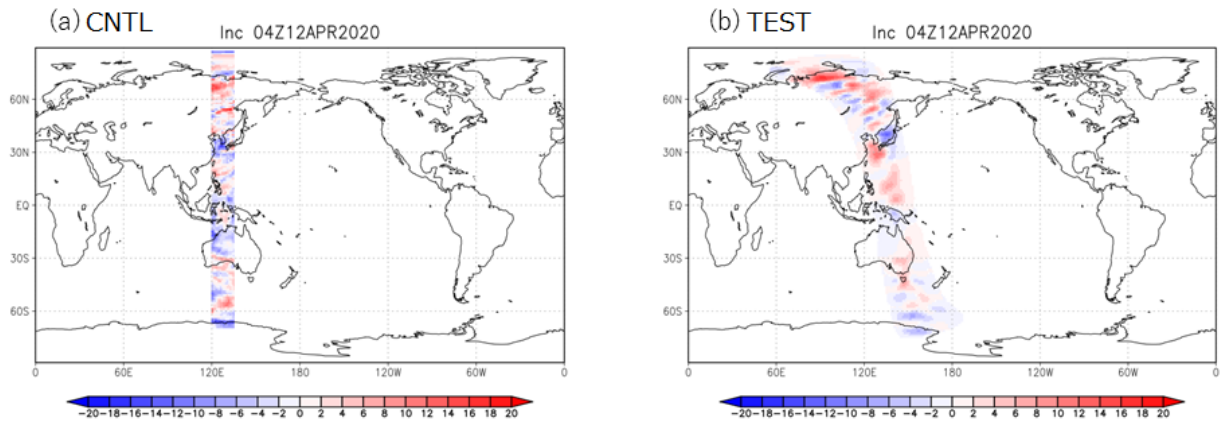


図 4.9.1 2020 年 4 月 12 日 04UTC の (a)CNTL と (b)TEST の解析インクリメント [DU]。

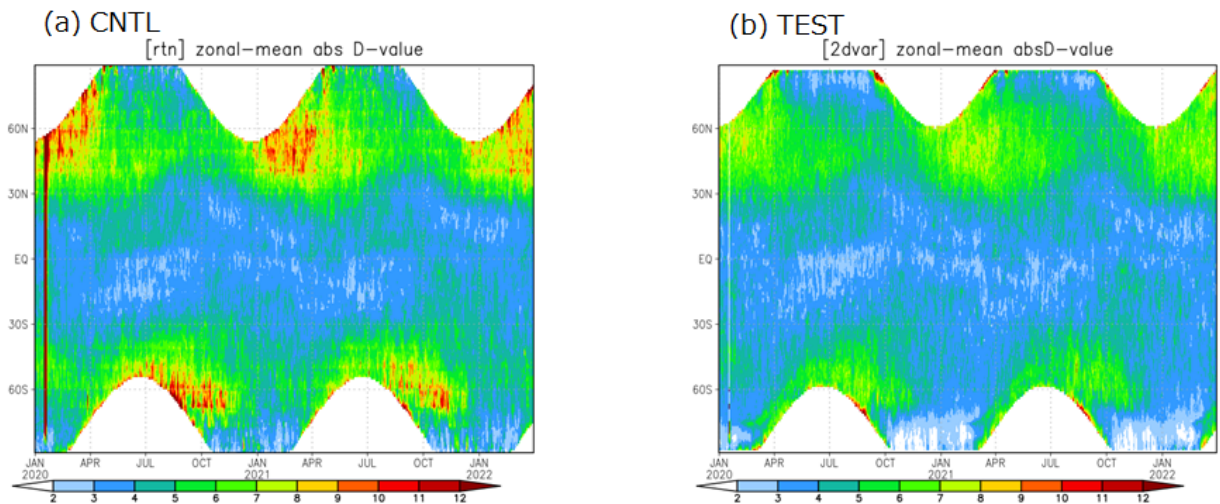


図 4.9.2 (a)CNTL と (b)TEST の東西平均した D 値の絶対値の時系列 [DU]。2020 年 1 月 1 日から 2022 年 3 月 31 日までの期間を示す。

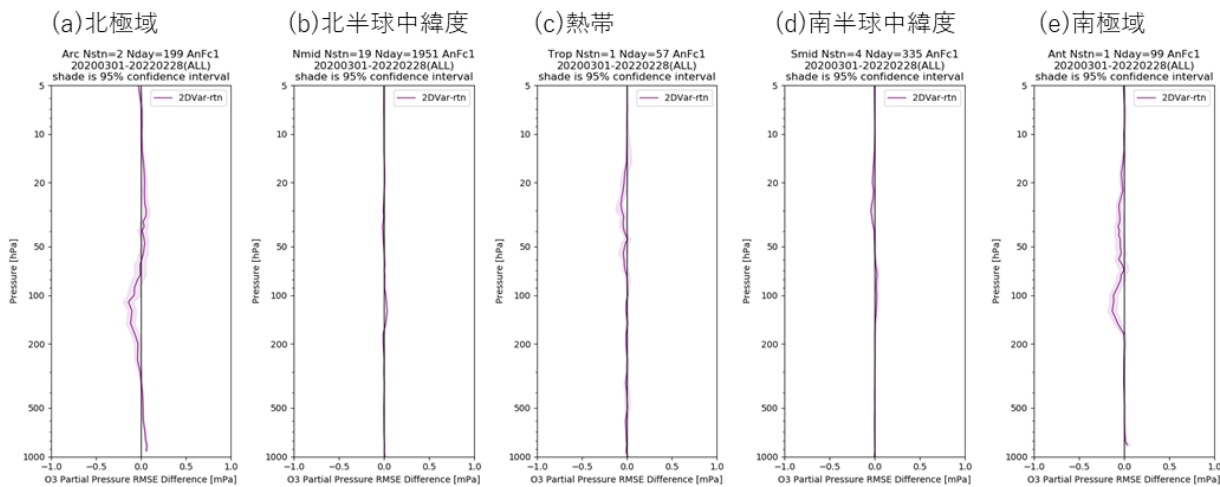


図 4.9.3 オゾンゾンデに対する解析値の RMSD の実験間差分 (TEST - CNTL) [mPa]。(a) 北極域 (60°N~90°N)、(b) 北半球中緯度 (20°N~60°N)、(c) 熱帯 (20°S~20°N)、(d) 南半球中緯度 (60°S~20°S)、(e) 南極域 (90°S~60°S) で 2020 年 3 月 1 日から 2022 年 2 月 28 日までの期間の全 27 地点のオゾンゾンデを利用して検証。

4.10 WGNE 熱帯低気圧検証

4.10.1 はじめに

気象庁は数値実験作業部会 (WGNE)¹ 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 38 回会合² で報告した 2022 年の熱帯低気圧予測の検証結果の概略について述べる。

4.10.2 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

2022 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)、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)、インド国立中期予報センター (NCMRWF)、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 4.10.1 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。

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。

4.10.3 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。はじめに、図 4.10.1 に予測時間別の進路予測誤差を示す。比較のため、2022 年の結果と併せて 2021 年の結果を示す。北西太平洋域には 2022 年は 25 個、2021 年は 22 個の熱帯低気圧が存在していた。2022 年は予報初期時刻 (FT=0) を除き、どの予測時間でも ECMWF の予測誤差が最も小さかった。72 時間予測 (FT=72) で見ると、JMA は 2021 年は KMA や CMC と共に 7-9 番目の集団の中に入っていたが、2022 年は JMA は UKMO や DWD と同等の予測精度で 2-4 番目の集団の中に入っていた。図 4.10.2

は 72 時間進路予測誤差の経年変化図である。2021 年はほぼ全ての数値予報センターで FT=72 の進路予測誤差が増大したが、2022 年は誤差が増大するセンターと減少するセンターに分かれた。JMA は 2022 年は数値予報モデルの大きな更新はなかったものの、20%以上誤差が減少している。これは 2022 年は 2021 年と比較して、JMA で予測誤差が比較的大きくなる傾向がある転向を伴う北向きに進む台風事例が減少したことの影響が考えられる。また、近年は ECMWF, UKMO, NCEP などの先進的な数値予報センターの進路予測誤差の減少が停滞気味であることが気象庁 (2021) で示されており、その傾向が継続している。特に ECMWF の誤差はこの 10 年間で約 200 km からほぼ変化していない。

次に、強度予測について述べる。予報初期時刻における中心気圧の散布図 (図 4.10.3) から、BoM, UKMO は予報初期時刻とベストトラックとの対応が良い一方で、JMA を含めた多くの数値予報センターで中心気圧が低い熱帯低気圧ほど予報初期時刻でベストトラックよりも中心気圧が高くなる傾向が見られた。72 時間予測 (図 4.10.4) では、CMC, UKMO は全般的に中心気圧の予測値がベストトラックよりも高い傾向を示した。その他の数値予報センターは ECMWF, FRN の予測値がベストトラックよりやや高め傾向が見られるものの、概ね対角線付近にばらついており、強度予測のバイアスは比較的小さかった。ただし、NRL はベストトラックの中心気圧が低い事例に対して中心気圧を過剰に低く予測する事例が見られた。

4.10.4 まとめ

WGNE 第 38 回会合で 2022 年の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 の進路予測精度が最も良く、2022 年は JMA は UKMO や DWD と同等で 2-4 番目の集団の中に入っていた。進路予測の経年変化では、近年は 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する傾向が継続していた。

強度予測では、JMA を含めた多くの数値予報センターで中心気圧が低い熱帯低気圧ほど予報初期時刻でベストトラックよりも中心気圧が高くなる傾向が見られた。72 時間予測では、CMC, UKMO は全般的に中心気圧の予測値がベストトラックよりも高い傾向を示し、NRL はベストトラックの中心気圧が低い事例に対して中心気圧を過剰に低く予測する事例が見られた。

¹ 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

² <https://wgne.net/meetings/>

表 4.10.1 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 ^c (km はおよその水平格子間隔、L は層数を示す)
BoM	2003	0.176 x 0.117	12 km L70
CMC	1994	1.0 x 1.0	15 km L84
DWD	2000	0.25 x 0.25	13 km L90
ECMWF	1991	0.125 x 0.125	T _{C0} 1279L137 (9 km)
FRN	2004	0.1 x 0.1	T _L 1798C2.2L105 (5 km-24 km)
JMA	1991	0.25 x 0.25	T _L 959L128 (20 km)
KMA	2010	0.125 x 0.125	12 km L91
NCEP	2003	0.5 x 0.5	C768L64 (13 km)
NCMRWF	2020	0.18 x 0.12	12 km L70
NRL	2006	0.5 x 0.5	T681L60 (19 km)
UKMO	1991	0.1406 x 0.094	10 km L70

^c 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。

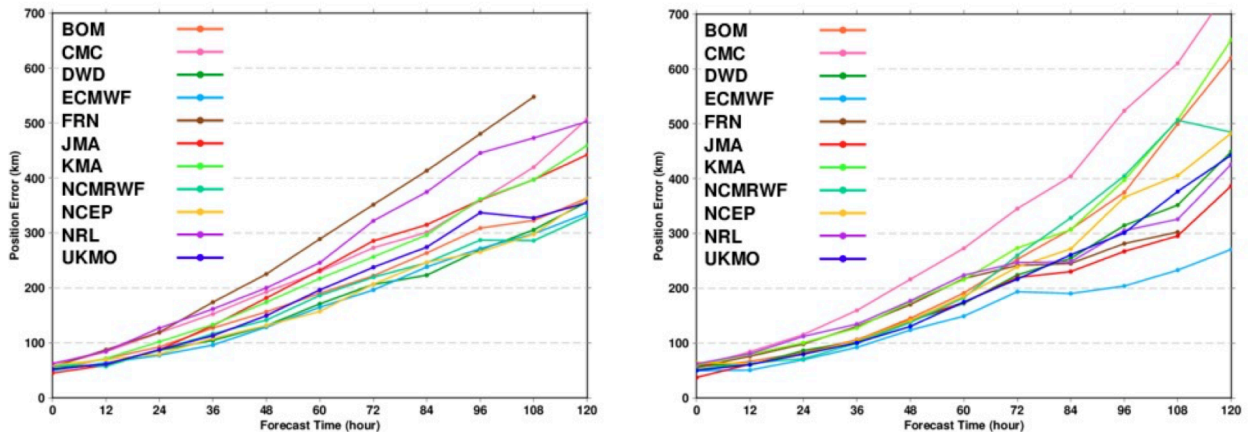


図 4.10.1 北西太平洋域における熱帯低気圧の予測時間別進路予測誤差。左が 2021 年、右が 2022 年を示す。

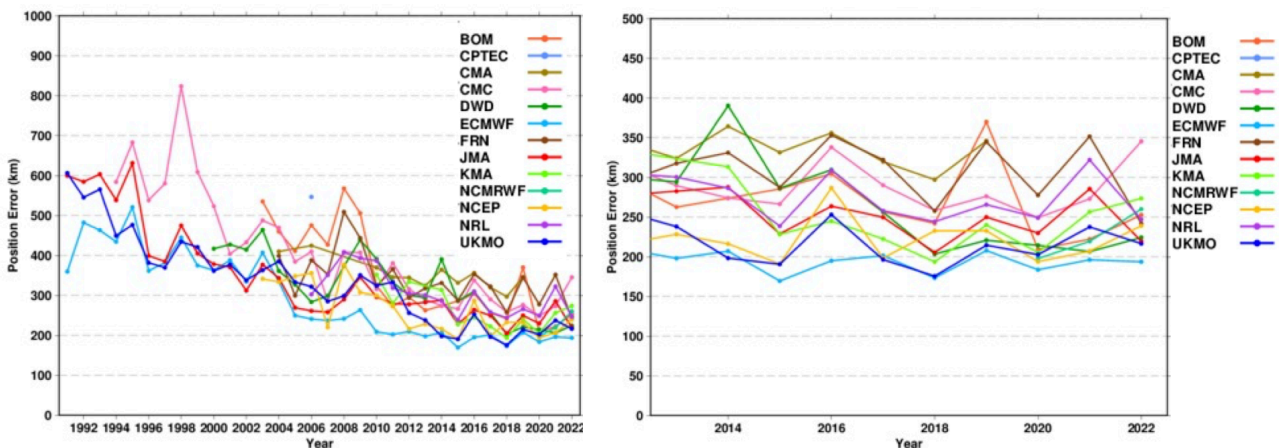


図 4.10.2 北西太平洋域における熱帯低気圧の 72 時間進路予測誤差の経年変化。左が 1991 年から 2022 年までの期間、右が 2013 年から 2022 年までの期間の結果を示す。

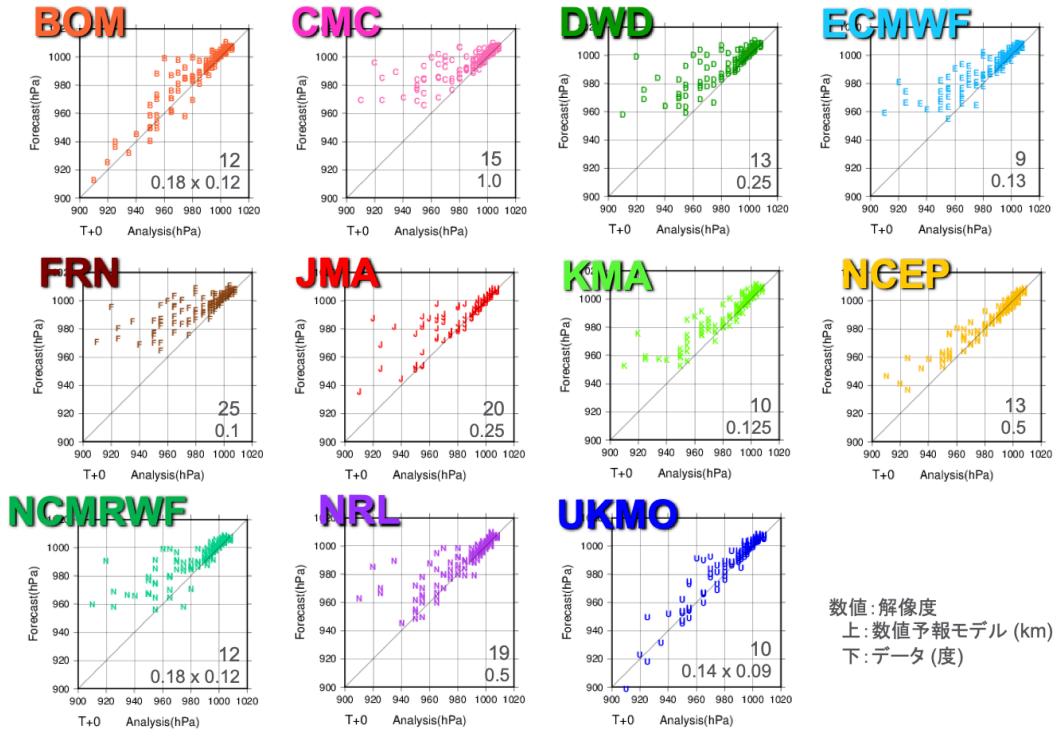


図 4.10.3 北西太平洋域における予報初期時刻での熱帯低気圧中心気圧の散布図。2022 年の結果を示す。横軸にベストトラック、縦軸に予報初期時刻での中心気圧 [hPa] をとり、対角線より下にプロットされている場合は、予報初期時刻の中心気圧がベストトラックより過剰に低い事例、対角線より上にプロットされている場合は、過剰に高い事例を示す。各図右下の数値は上は数値予報モデルの解像度 [km]、下は検証に用いたデータの水平解像度 [度] を示す。

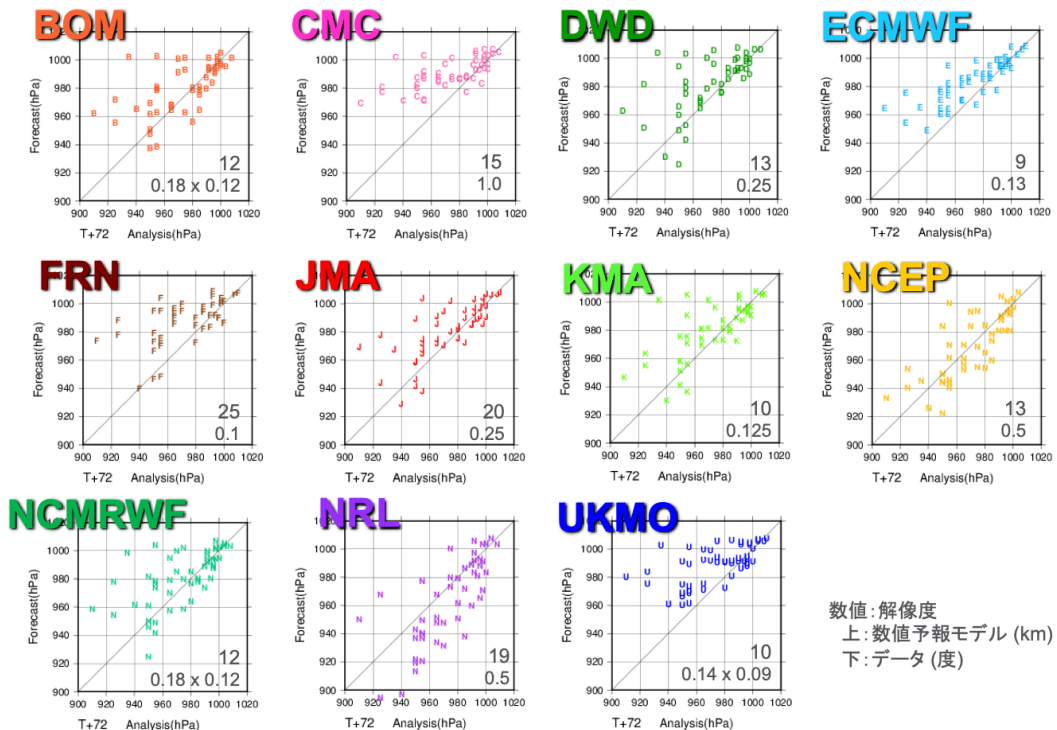


図 4.10.4 北西太平洋域における 72 時間予測での熱帯低気圧中心気圧の散布図。2022 年の結果を示す。横軸にベストトラック、縦軸に 72 時間予測での中心気圧 [hPa] をとり、対角線より下にプロットされている場合は、中心気圧の予測値がベストトラックより過剰に低い事例、対角線より上にプロットされている場合は、過剰に高い事例を示す。各図右下の数値は上は数値予報モデルの解像度 [km]、下は検証に用いたデータの水平解像度 [度] を示す。

参考文献

- 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.
- 気象庁, 2021: WGNE 熱帯低気圧検証. 数値予報開発センター年報 (令和 2 年), 気象庁 数値予報開発センター, 130–132.
- 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.