

# 第1章 メソアンサンブル予報システム\*

## 1.1 はじめに

気象庁は、メソモデル (MSM: Meso-scale Model) の予測に対して信頼度や不確実性等の情報を付加することを目的に、メソアンサンブル予報システム (MEPS: Meso-scale Ensemble Prediction System) の運用を開始した。MSM は防災気象情報、航空気象情報、天気予報等の作成支援を目的として運用しており、メソスケール現象を予測対象とする。これまで、同化手法の改良や新規データ利用による初期値の改善、全球モデルの改良に伴う側面境界値の改善、予報モデルの改良等の積み重ねにより、その予測精度は向上してきた。しかしながら、災害をもたらすような局地的な集中豪雨等のメソスケール現象を、時間と場所を特定して予測することには、現在でも多くの困難が残されている。同化手法や予報モデルの改良等を今後も着実に進めていく必要がある一方、初期値等の僅かな違いにより予測結果が大きく変わる場合があるメソスケール現象の予測に対して、MSM のみによって決定論的に捉えようとするものの限界も考える必要がある。このことを考慮すると、複数の予測結果により気象現象の発生を確率的に捉えることができるアンサンブル予報は、メソスケール現象の予測に有用な資料となりうる。

このような背景から、気象庁は MEPS の開発を進めてきた。本運用に先立ち、2015 年 3 月からは、第 9 世代スーパーコンピュータシステム (NAPS9) において、1 日 1 回 (18 UTC 初期値)、11 メンバーの仕様で部内試験運用を開始した。部内試験運用期間中は、MEPS の特性を確認し、正式運用に向けた改良を随時導入するとともに、気象庁内において現業予報作業での利用方法の検討を行ってきた。さらに、2018 年 6 月の第 10 世代スーパーコンピュータシステム (NAPS10) への更新後は、強化された計算機能力を活かし、1 日 4 回 (00, 06, 12, 18 UTC) 実行への高頻度化、21 メンバーへの増強といった仕様の拡張を行い、本運用と同仕様での部内試験運用を実施した。NAPS10 での部内試験運用における検証結果から、アンサンブル予報の基本的な性質を有すること、現業予報作業での利用における有用性が確認されたことから、2019 年 6 月 27 日より本運用を開始した。

本稿では本運用を開始した MEPS について、第 1.2 節で仕様を、第 1.3 節で統計検証結果を、第 1.4 節で事例を示しながら利用上の留意点を示す。

なお、これまでの MEPS の開発の技術的な詳細は小野 (2010)、小野 (2016a)、小野 (2016b) 等を、部内試験運用については石田 (2016)、小野 (2016a)、河野ほか (2018) を参照されたい。

## 1.2 仕様

本節では、NAPS10 における部内試験運用 (河野ほか 2018) と一部記述の重複はあるものの、改めて仕様の詳細を示す。また、本運用開始時における配信時刻やシステム障害時の対応についても記述する。第 A.1.4 項に仕様の一覧を載せてある。

### 1.2.1 運用形態

MSM が予測対象とするメソスケール現象の予測の不確実性は、数値予報モデルの初期値、境界値に含まれる誤差や、その時間発展の大きさ等の変化により時々刻々と変化している。この予測の不確実性の時間変動を適切に捕捉することを目的とし、実行頻度を 1 日 4 回 (00, 06, 12, 18 UTC 初期値) としている。また予報時間は全初期時刻において 39 時間であり、1 初期時刻あたりのメンバー数は 1 つのコントロールラン (摂動を与えないメンバー) と 20 の摂動ランから成る全 21 メンバーである。

プロダクトの配信時刻は初期時刻+4 時間以内としている。これは、00 UTC 初期値の MEPS を午後の予報作業で利用できるようにするためである。また、プロダクト配信の即時性を重視し、計算不安定やシステム障害等で一部のメンバーの予測が作成されなかった場合はそのメンバーの再計算は行わず、21 メンバーより少ない正常終了したメンバーのみでプロダクトを作成する<sup>1</sup>。

### 1.2.2 数値予報モデル、初期値、境界値

MSM の予測に対してより適切な信頼度や不確実性等の情報を提供するためには、MEPS 各メンバーの予測特性が MSM と同様であることが望ましい。そこで MEPS では、各メンバーの予測における計算領域や水平格子間隔、鉛直層配置、物理過程を含む各種設定を、全て MSM に揃えている。また、コントロールランの初期値、境界値は同初期時刻の MSM と同じものを利用しており、コントロールランは同初期時刻の MSM の予測値そのものとなっている。

コントロールランと摂動ランとの差異は、摂動ランでは以下で述べる初期摂動と側面境界摂動を考慮している点である。全球アンサンブル予報システム (GEPS; 山口 2017) で導入されている、下部境界摂動やモデル摂動については考慮していない。すなわち MEPS は、MSM の初期値と側面境界値に起因する不確実性を定量化するシステムであると言える。

<sup>1</sup> 本運用を開始してから本稿執筆時点 (2019 年 9 月) までにシステム障害により 1 メンバーの予測が作成されなかったことが 1 回あった。

\* 河野 耕平、氏家 将志、國井 勝、西本 秀祐

### 1.2.3 初期摂動

初期値に含まれる誤差に起因する MSM の不確実性を少ないメンバー数で効率的に表現するため、初期摂動作成には特異ベクトル (SV: Singular Vector; 山根 2002) 法を用いている。SV 法は指定した評価時間・領域において線形成長率の大きい摂動を算出する手法で、アンサンブル予報における有効な初期摂動作成手法のひとつである。MEPS では、気象庁全球モデルに基づく全球特異ベクトル (GSV; 酒井 2009)<sup>2</sup>、気象庁非静力学モデル JMA-NHM に基づく水平解像度の異なる 2 種類のメソ特異ベクトル (MSV; 小野 2010) を結合することにより、異なる時空間スケールの成長モードを含んだ複数の初期摂動を作成している。具体的には、まず総観規模擾乱を対象とする水平格子間隔約 180 km・評価時間 45 時間の GSV をベースとして全般的な摂動を確保する。次に予報期間前半の強雨についての不確実性を考慮することを狙いとして、より時空間スケールの小さい現象を対象とする水平格子間隔 80 km・評価時間 15 時間の MSV (MSV80)、水平格子間隔 40 km・評価時間 6 時間の MSV (MSV40) から得られる解像度の高い摂動を合成する。それぞれの狙いに合わせて、GSV では水平風と気温の摂動のみを求めており、MSV ではそれらに加えて水蒸気場の摂動も考慮している。初期摂動の設計の詳細は、小野 (2016a) を参照していただきたい。

初期摂動は 10 通り作成し、コントロールランの初期値に摂動を加算したものをメンバー 01 から 10 の、減算したものをメンバー 11 から 20 の初期値としている。各摂動を加減算するのは、SV 法はその性質上、正負の符号は決定できないためである。

例として、図 1.2.1 に 2019 年 6 月 30 日 12 UTC 初期値の MEPS のあるメンバーの初期摂動を示す。この初期値は、日本付近に梅雨前線が停滞する中で下層の暖湿流が西日本を中心に流入し、九州等で大雨となった事例のものである。図 1.2.1 (上) の 500 hPa の気温傾度帯に対応して見られる 1000 km 程度以上の水平スケールの摂動は GSV によるものである。図 1.2.1 (下) の 850 hPa の相当温位で、四国沖から九州、東シナ海の相当温位傾度帯のすぐ南側や日本の南海上の一部の領域に見られる、数 100 km の水平スケールで数 K 程度高くしたり低くしたりする摂動は MSV によるものである。

### 1.2.4 側面境界摂動

領域モデルを用いたアンサンブル予報においては、初期値の不確実性に加え、側面境界値の不確実性も合わせて考慮する必要がある。一般に領域モデルでは予報時間の経過に伴い、モデル領域内に側面境界値の影

<sup>2</sup> GSV は GEPS でも利用されているが、MEPS では予報時間に合わせて日本周辺域で成長率の大きいものを優先的に利用している。

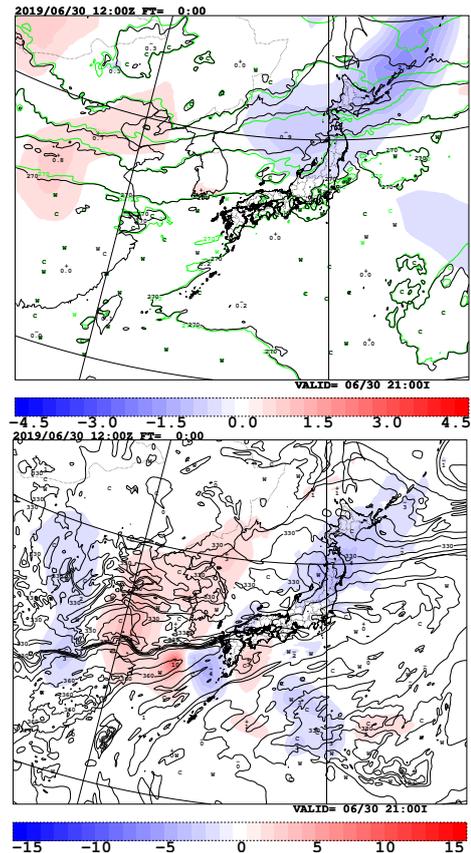


図 1.2.1 初期摂動の例。2019 年 6 月 30 日 12 UTC 初期値において、あるメンバー (メンバー 07) の初期場に与えられた、(上) 500 hPa の気温 [K] および (下) 850 hPa の相当温位 [K] の摂動。黒線でコントロールランの初期値を示す。500 hPa の気温にはメンバー 07 の初期値を緑線で示す。

響が広がっていく。このため、側面境界値の不確実性を考慮せず全メンバーで同一の側面境界値を用いると、予報が進むにつれ側面境界付近でアンサンブルスプレッド (以下、スプレッド) が小さくなっていき、やがてはモデル領域内の不確実性が過小評価されてしまう (小野 2016b)。

さらに側面境界摂動は、初期摂動の時間発展と矛盾しない摂動であることが望ましい。これは、例えばある擾乱を強めるような初期摂動が得られた際に、逆に擾乱を弱めるような側面境界摂動が流入すると、両者の影響が打ち消し合い、初期摂動と側面境界摂動が有する不確実性が適切に予報場に反映されなくなってしまうためである。そこで MEPS では、初期摂動作成時に利用した GSV を時間発展させたものを側面境界摂動として利用することにより、予報期間後半においてスプレッドが過小になることを改善すると共に、領域外部にも跨る大きなスケールの不確実性を一貫して表現できるようになっている (Ono 2017)。

側面境界摂動も初期摂動と同様に 10 通り作成され、コントロールランの境界値に対しメンバー 01 から 10

はこの摂動を加算し、メンバー 11 から 20 はこの摂動を減算して境界値とする。

### 1.3 統計検証

MEPS のアンサンブル予報システムとしての基本的な性能を確認するため、アンサンブル平均の二乗平均平方根誤差 (RMSE) とアンサンブルメンバーのスプレッドの関係、降水の確率予測について検証した。検証には、本運用と同仕様である NAPS10 上での部内試験運用期間中 (2018 年 6 月～2019 年 6 月) の予測結果を用いた。

#### 1.3.1 スプレッドと誤差の関係

理想的なアンサンブル予報の性質として、アンサンブル平均の RMSE はコントロールランと比べて小さいこと、スプレッドの大きさはアンサンブル平均の RMSE と同程度であることが一般に成り立ち (高野 2002)、これらの性質は MEPS に対しても期待される。ここでは、メソ解析を参照値としたコントロールランの RMSE とアンサンブル平均の RMSE を比較し、スプレッドとアンサンブル平均の RMSE の関係を確認する。図 1.3.1、図 1.3.2 はそれぞれ、夏期 (2018 年 7 月)、冬期 (2018 年 12 月) の 300 hPa, 500 hPa, 850 hPa、地上におけるジオポテンシャル高度 (地上は海面更正気圧)、気温、東西風、露点温度のコントロールランとアンサンブル平均の RMSE とスプレッドを示す。RMSE について、アンサンブル平均がコントロールランより小さいことは図 1.3.1、図 1.3.2 で示した全ての要素、予報時間について夏期、冬期ともに確認できる。夏期のスプレッドについては、アンサンブル平均予報の RMSE と比べて同程度または予報期間後半で過小になる傾向が見られる。一方、冬期はスプレッドが予報期間後半で過大になる傾向が 500 hPa の高度、気温、風等の多くの要素で見られ、予報期間前半のスプレッドが過小な傾向が 850 hPa の高度、海面更正気圧、地上の気温、露点温度で見られる。

#### 1.3.2 降水の確率予測の検証

MEPS の利用方法として、MSM の決定論的な降水予測に対して、「10 mm/3h 以上の降水の現象出現確率」のような確率予測の利用が挙げられる。ここでは MEPS の超過確率による降水確率予測の性能を表す検証結果を示す。図 1.3.3 で、夏期 (2018 年 7 月) について、3 時間降水量の信頼度曲線を閾値毎に示す。横軸に超過確率による予測現象出現確率、縦軸に実際に現象が出現した相対頻度を示しており、曲線が対角線に近いほど確率予測としてより適切なことを示している (付録第 D.4.4 項を参照)。MEPS においては、降水量の閾値が小さいほど、信頼度曲線は対角線に近い。例えば、図 1.3.3 の最上段の閾値 1 mm/3h では、他の閾値に比べ信頼度曲線は対角線に近い。ただし、FT=3 に

は予報初期のモデル特性の影響<sup>3</sup>が見られ、他の予報時間に比べて信頼度曲線が対角線から離れ、予測現象出現確率が低い場合は現象出現相対頻度が高く、予測現象出現確率が高い場合は現象出現相対頻度が低い傾向がある。FT=3 以外の予報時間については予報時間による特性の違いは見られない。10 mm/3h, 20 mm/3h, 30 mm/3h と強い降水になるほど、全般に予測現象出現確率は実況出現相対頻度よりも高くなる傾向がある。ただし、比較的空間スケールの大きな現象 (例えば台風) に伴う強い降水事例が発生する期間に絞ると、強い降水でも比較的高い信頼度を示す (図 1.3.4)。冬期 (2018 年 12 月) も夏期と同様に、強い降水になるほど、予測現象出現確率は実況出現相対頻度よりも高く予測する傾向がある (図 1.3.5)。

MEPS の降水確率予測の気候値予測に対する優位性を確認するため、図 1.3.6 に、夏期 (2018 年 7 月) について、3 時間降水量の閾値別のブライアスキルスコア (以下、BSS) を示す。閾値別にみると、降水量が少ないほど大きい BSS を示す傾向がある。さまざまな現象を含む期間統計では予報時間を通して閾値 30 mm/3h までの降水に対して BSS は 0 より大きく、気候値予測と比べて有効な予測であることを示している。ただし、比較的空間スケールの大きな現象 (例えば台風) に伴う強い降水事例の期間に絞ると、より強い降水に対しても高い BSS を示す (図 1.3.7)。また、冬期は強い降水事例が少なく、気候学的出現率も低い。この場合、降水の現象出現確率を高く予測する傾向のあるモデルでは、気候値予測に対する優位性は小さくなる。実際、MEPS による降水予測は、夏期よりも低い BSS を示す傾向があり、閾値 5 mm/3h までの降水に対して BSS は正の値を示している (図 1.3.8)。

ここまで示したように、今後改善の余地はあるものの、スプレッドと誤差の関係や降水確率予測等において、MEPS がアンサンブル予報システムとしての基本的な性能を有することを確認した。

#### 1.3.3 各アンサンブルメンバーの降水予測検証

ここまでは、アンサンブル平均や着目する現象の確率予測等、アンサンブル予報としての統計的な予測検証結果を示した。一方、短期予報ではアンサンブルメンバーの 1 つをコントロールランとは異なるシナリオと見なす使い方の要望もある (小野 2016a)。しかし、降水予測については、(i) 統計的にはコントロールランが最も精度が高いこと、(ii) ある予報時間にコントロールランの予測精度を上回るメンバーがあったとしても、優位性の持続時間は短いこと、が検証結果から示されている。

まず、(i) について、小野 (2016a) と同様に、コント

<sup>3</sup> 予報初期に弱い降水を広げやすい特性がある。また、予報初期はスプレッドの拡がり小さい影響も考えられる。

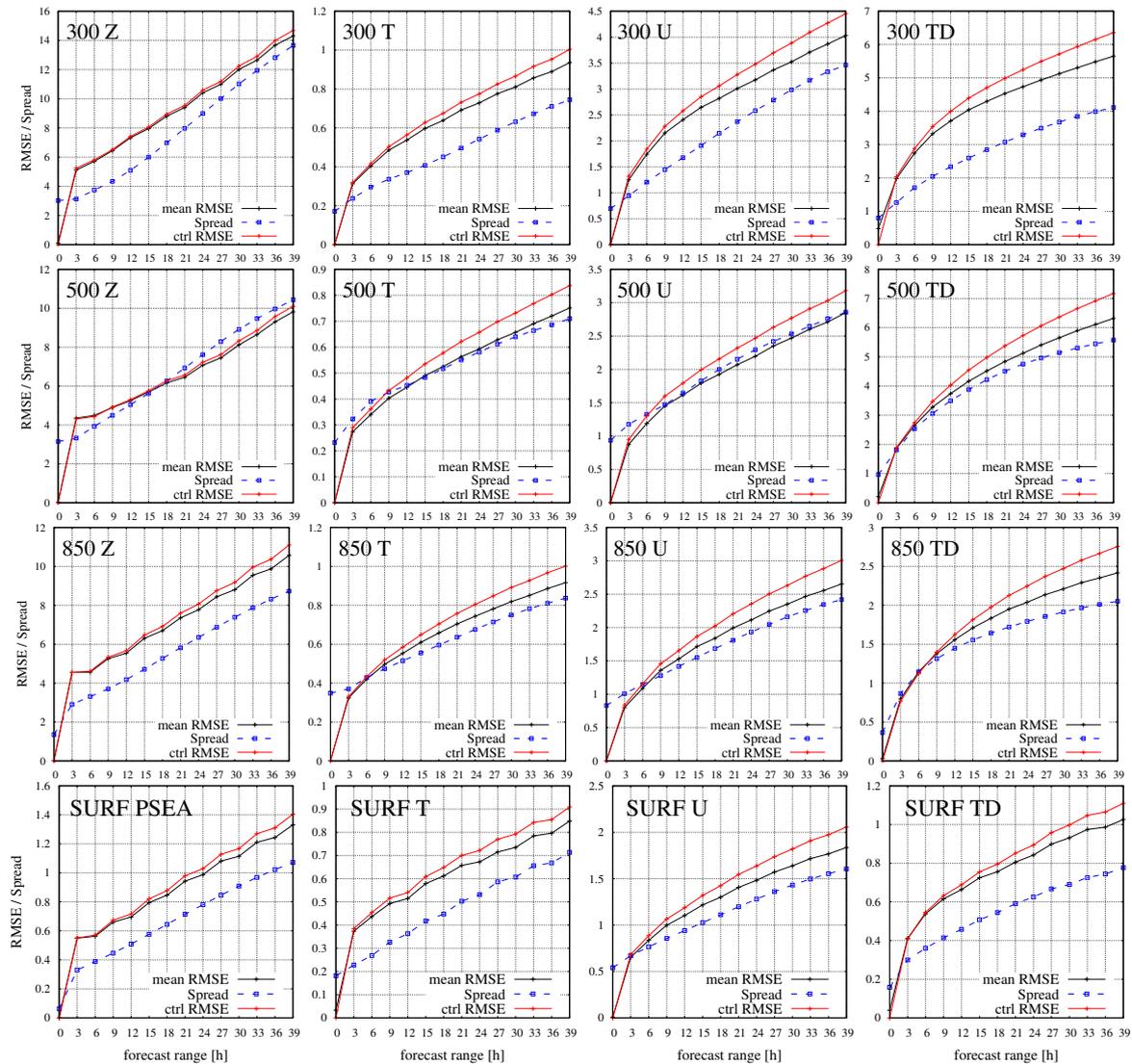


図 1.3.1 メソ解析を参照値としたコントロールランの RMSE (赤線)、アンサンブル平均の RMSE (黒線) およびスプレッド (青点線) の予報時間別の統計検証結果。統計期間は 2018 年 7 月。左からジオポテンシャル高度 [gpm] (最下段は海面更正気圧 [hPa])、気温 [K]、東西風 [m/s]、露点温度 [K] であり、上段から 300 hPa、500 hPa、850 hPa、地上。横軸は予報時間 [h] を表す。

ロールランと各アンサンブルメンバーの降水予測精度の比較を示す。図 1.3.9 の上段はコントロールランと各メンバーの予報期間平均した 3 時間降水量のスレットスコアである。各メンバーはコントロールランより最大で 0.05 程度劣る。図 1.3.9 の下段に示した捕捉率では、各メンバーはコントロールランより最大で 0.1 程度劣る。コントロールランの初期値 (メソ解析) が、それに摂動を加えた各メンバーの初期値よりも統計的に精度が良いことが現れた結果と言える。なお、図 1.3.9 中のアンサンブル平均と「アンサンブル最大」については第 1.4.1 項 (1) で述べる。

(ii) について、小野 (2016a) と同様に、ある予報時間にコントロールランの予測精度を上回ったメンバーのうち、その後の予報時間に何メンバーがコントロールランを上回り続けたかを調べた結果を図 1.3.10 に示

す。本運用を開始した MEPS でも小野 (2016a) と同様の検証結果であり、ある予報時間にコントロールランの予測精度を上回るメンバーがあったとしても、優位性の持続時間は短い、という点は変わらない。したがって、利用の留意点として、ある予報時間に実況に近い予測のメンバーがあったとしても、その後もそのメンバーが良いとは限らないこと、そのため、1つのアンサンブルメンバーのみを継続的に利用する方法は適切ではないこと、が挙げられる。

#### 1.4 MEPS の利用と留意点

ここでは、第 1.2 節、第 1.3 節で示した、MEPS の仕様や統計検証結果を踏まえつつ、MEPS の利用と留意点について具体的な事例を示しながら解説する。

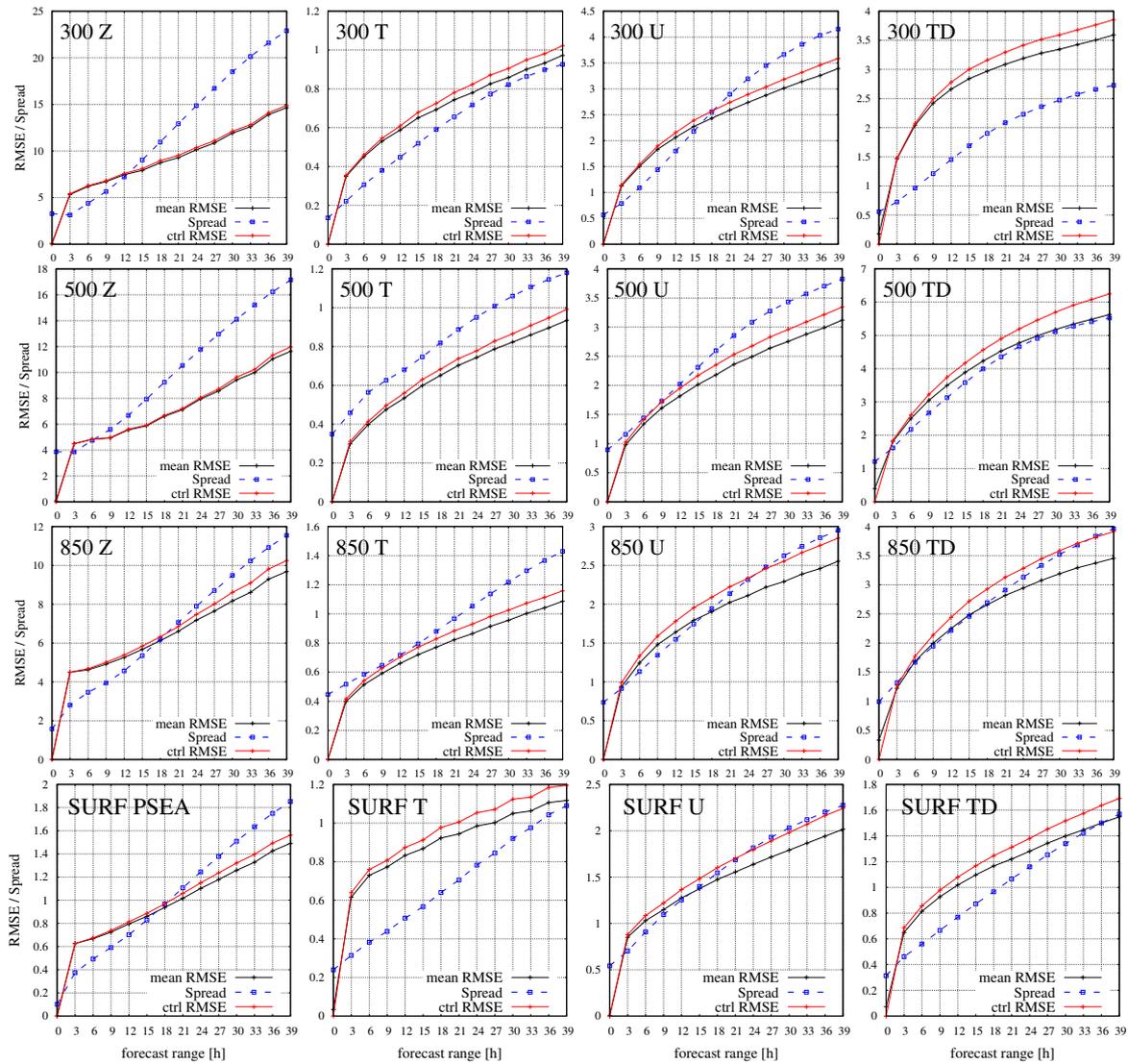


図 1.3.2 図 1.3.1 と同じ。ただし、統計期間は 2018 年 12 月。

### 1.4.1 MSM の不確実性の把握

#### (1) 降水予測の不確実性

線状降水帯の事例を基に MEPS の降水予測に関するアンサンブル統計量とその見え方を示し、どのような情報を抽出できるかを述べる。図 1.4.1 (a) には 2019 年 7 月 1 日 09 JST の解析雨量を示している。九州南部を中心に東西に延びる線状の 50 mm/3h を超える強雨域が見られる。図 1.4.1 (b) にはコントロールランの 3 時間降水量の予測値を示し、20 メンバーの摂動ランの予測値を図 1.4.2 に示した。

これらの 21 メンバーの予測結果の最大値を格子ごとに抽出した「アンサンブル最大」を図 1.4.1 (c) に示す。50 mm/3h 以上の線状の強雨域が九州の北部から南部まで何本か表現されている。図 1.4.2 と図 1.4.1 (c) を見ると、50 mm/3h 以上の線状の強雨域が九州にかかる可能性がある程度高いこと（複数メンバーで表現していること）、その出現位置の不確実性は南北に大き

いこと、が把握できる。図 1.3.9 に示した降水予測の統計スコアにおいて、アンサンブル最大は、捕捉率がコントロールランに比べて高いことが特徴である。この事例でも、コントロールランでは表現していない、九州南部の線状の強雨域を表現している。ただし、実況の鹿児島県と宮崎県の 50 mm/3h の降水域とは 30 km 程度の位置ずれがある。なお、アンサンブル最大による捕捉については図 1.4.6 にも例示した。

図 1.4.1 (d) に、21 メンバーの予測結果を格子ごとに平均したアンサンブル平均を示す。アンサンブル平均は、降水分布が平滑化されるため、局所的な強雨の分布やピークを捉える目的には不向きである。図 1.3.9 に示した降水予測の統計スコアにもその性質が現れており、アンサンブル平均の強い降水についてのスレットスコア、捕捉率はコントロールランに劣る。

図 1.4.3 は 3 時間降水量の超過確率で、左から閾値 10, 20, 50, 100 mm/3h である。各アンサンブルメン

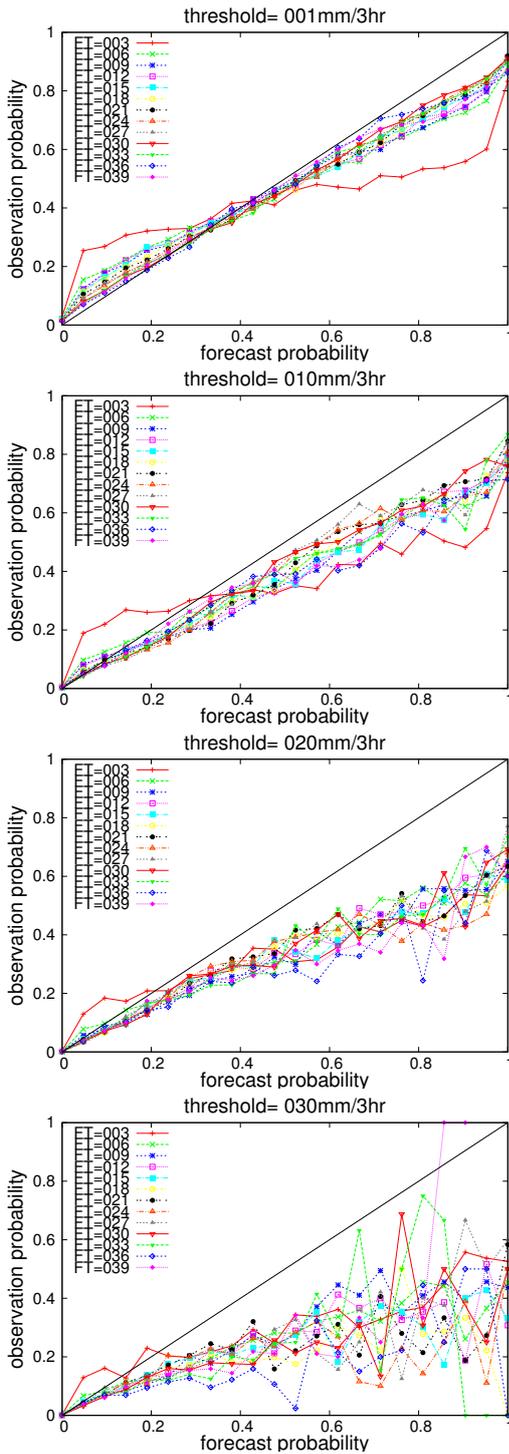


図 1.3.3 3 時間降水量予測の確率信頼度曲線。横軸は予測現象出現確率、縦軸はそれに対応する実況現象出現相対頻度。FT=3 から 39 まで 3 時間毎の信頼度曲線を色別に描いている。統計期間は、2018 年 7 月 (124 初期値)。上から閾値 1, 10, 20, 30 mm/3h。観測値は解析雨量で、観測値、予測値ともに検証格子は 20 km。

バーの予測する線状降水帯は南北に位置がばらついて  
いるが、10 mm/3h では予測するメンバーも多い上に  
降水帯の幅も広いいためメンバー間で降水帯予測が重な

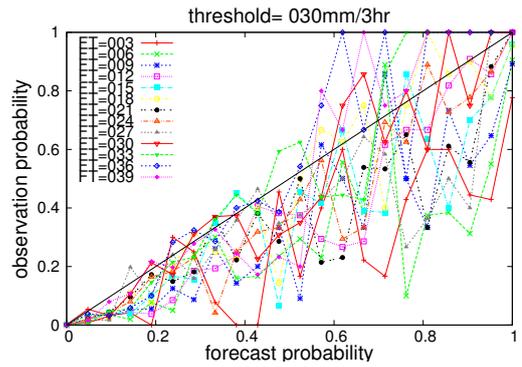


図 1.3.4 図 1.3.3 と同じ。ただし、統計期間は 2018 年台風第 21 号を予測対象に含む 2018 年 9 月 2~4 日 (12 初期値)。閾値 30 mm/3h。

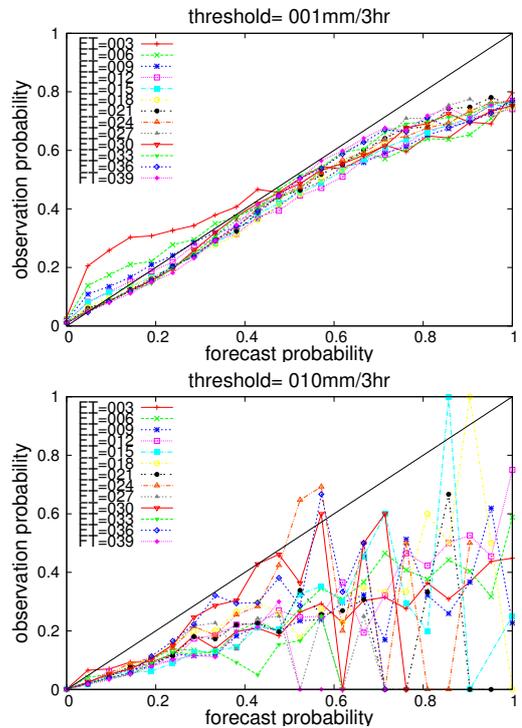


図 1.3.5 図 1.3.3 と同じ。ただし、統計期間は、2018 年 12 月 (124 初期値)。上から閾値 1, 10 mm/3h。

りやすく、九州で高い超過確率を示している<sup>4</sup>。閾値が  
上がるにつれて、表現するメンバーが少なくなる上に表  
現される降水帯の幅も狭くなることによってメンバー  
間で降水帯予測が重なりにくくなり、高い確率はほと  
んど表現されなくなってくる。この事例では、線状降  
水帯の出現位置の不確実性の南北方向の大きさに対し、  
線状降水帯の現象スケールの南北の幅の大きさが相対  
的に小さい。各メンバーの予測位置のばらつきが注目

<sup>4</sup> なお、8 割を超えるような特に高い確率は、九州のモデル  
地形に対応して見られる。地形強制による降水は位置ずれが  
小さく、多くのメンバーの降水予測が重なりやすい。また、  
MSM の特性として、地形に沿った降水を表現しやすい性質  
があり、そのようなモデル特性を反映している側面もある。

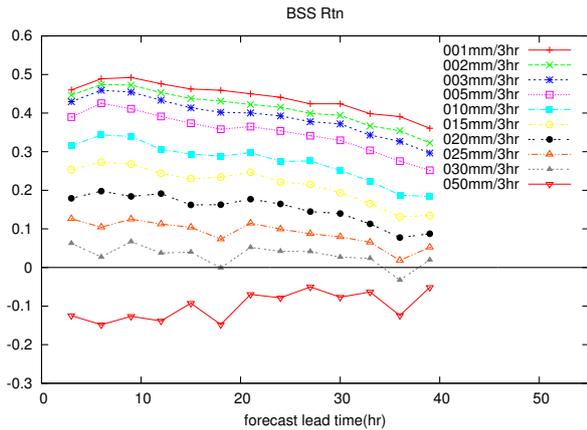


図 1.3.6 3時間降水量の閾値別のブライアスキルスコア。閾値ごとに線の色を分けて描いている（凡例を参照）。横軸は予報時間を示す。統計期間は2018年7月（124初期値）。

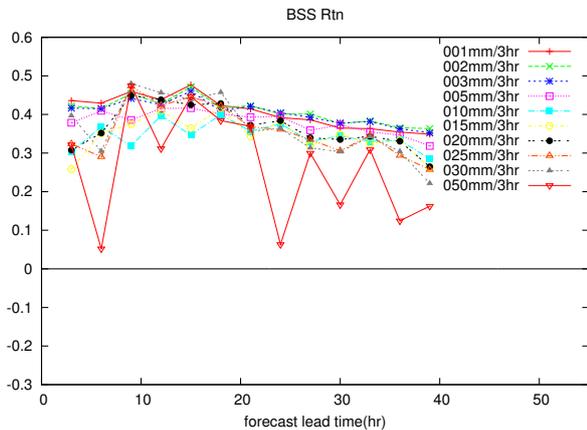


図 1.3.7 図 1.3.6 と同じ。ただし、統計期間は2018年台風第21号を予測対象に含む2018年9月2~4日（12初期値）。

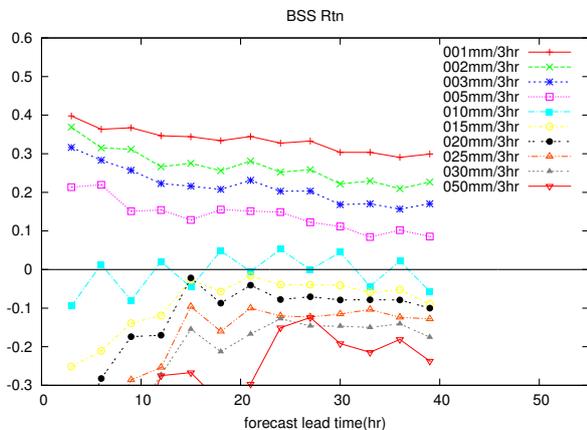


図 1.3.8 図 1.3.6 と同じ。ただし、統計期間は2018年12月（124初期値）。

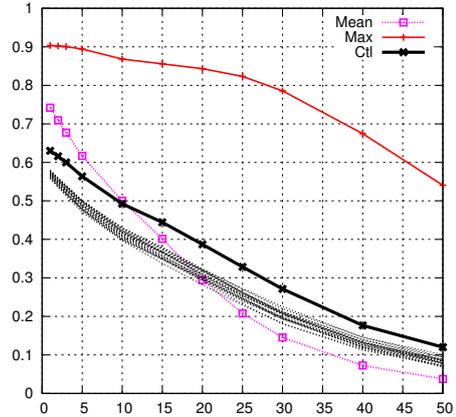
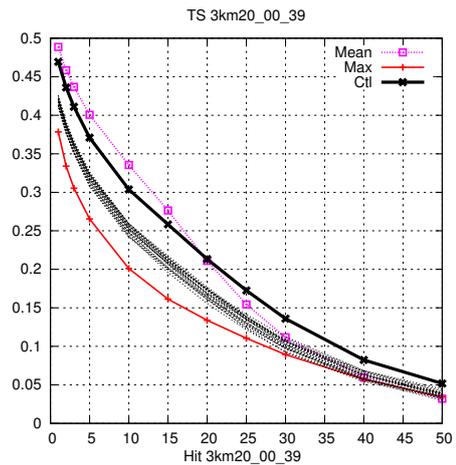


図 1.3.9 予報期間平均した3時間降水量の（上）スレットスコアと（下）捕捉率。統計期間は2018年7月。黒実線がコントロールラン、黒破線が各メンバー、桃色がアンサンブル平均、赤がアンサンブル最大のスコアを表す。横軸は閾値 [mm/3h]。

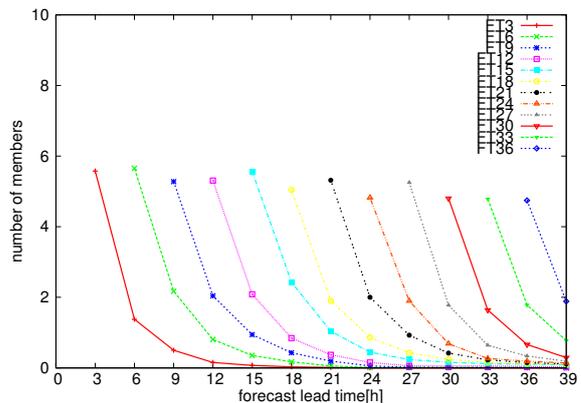


図 1.3.10 各初期値、各予報時間において、コントロールランのスレットスコアを上回ったメンバーのうち、引き続き予報時間においても上回り続けたメンバー数。閾値20mm/3h。統計期間は2018年7月。横軸は予報時間、縦軸はメンバー数。

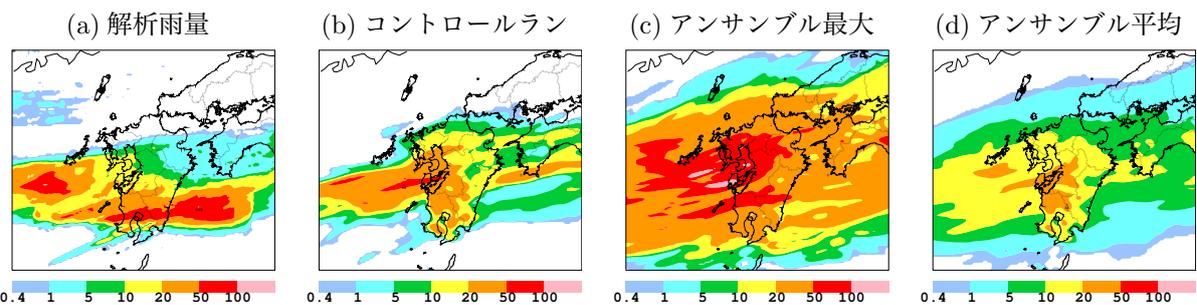


図 1.4.1 2019 年 7 月 1 日 09 JST の 3 時間降水量 [mm/3h] について、(a) 解析雨量、(b) コントロールラン、(c) アンサンブル最大、(d) アンサンブル平均。MEPS は 2019 年 6 月 30 日 00 UTC 初期値の FT=24。

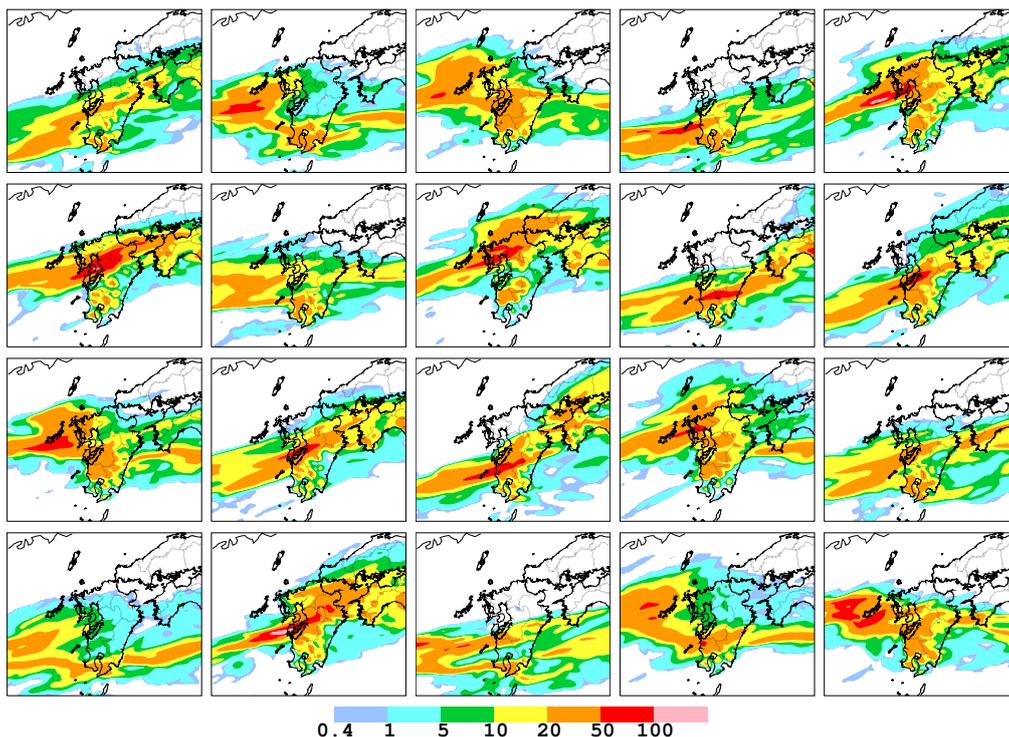


図 1.4.2 図 1.4.1 および図 1.4.3 に示したアンサンブル統計量の基となるアンサンブルメンバー (20 の摂動ラン) の 3 時間降水量の予測。この 20 メンバーとコントロールランから統計量を求めた。2019 年 6 月 30 日 00 UTC 初期値の FT=24。

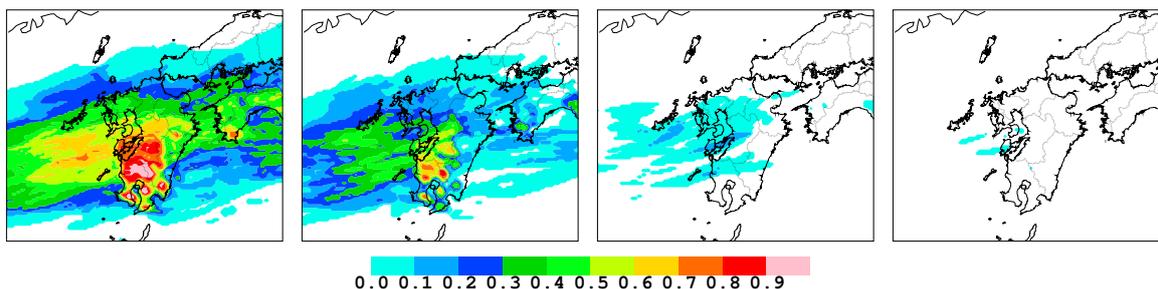


図 1.4.3 2019 年 7 月 1 日 09 JST の 3 時間降水量 [mm/3h] についての超過確率。左から、閾値 10, 20, 50, 100 mm/3h。MEPS は 2019 年 6 月 30 日 00 UTC 初期値の FT=24。

する現象のスケールよりも大きい場合は、その現象に関する超過確率は大きくなりにくい。

## (2) スプレッドと誤差の関係

第 1.3 節では、アンサンブル平均の RMSE とスプレッ

ドの大きさは、統計的には、特に夏期において同程度であることを示した。一方で、事例によってはこの関係を満たさない場合がある。例えば、MEPS では、モデルの不完全性に由来する系統誤差は、RMSE には反映

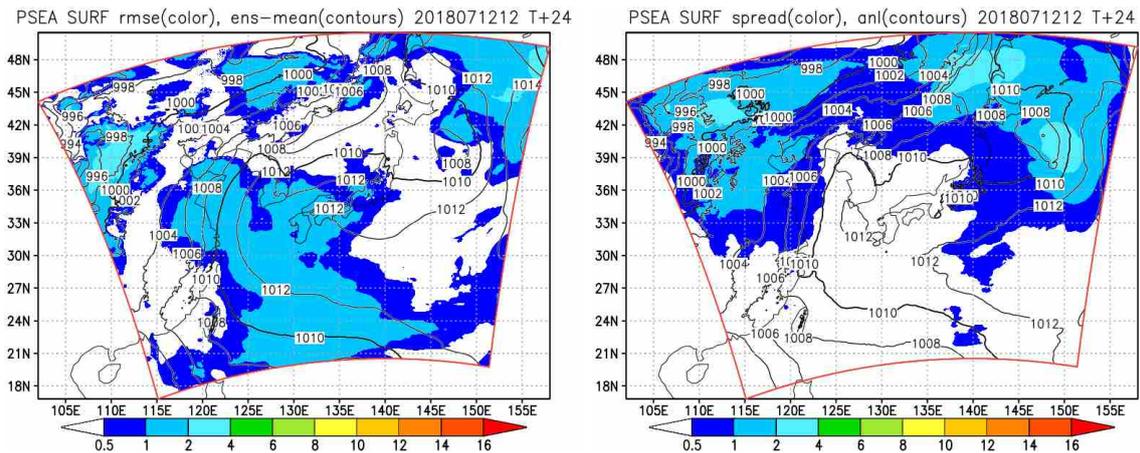


図 1.4.4 2018 年 7 月 12 日 12 UTC 初期値の FT=24 の海面更正気圧 [hPa] の予測に対する、(左) アンサンブル平均 (等値線) とその絶対誤差 (カラー)、(右) 解析値 (等値線) とスプレッド (カラー)。

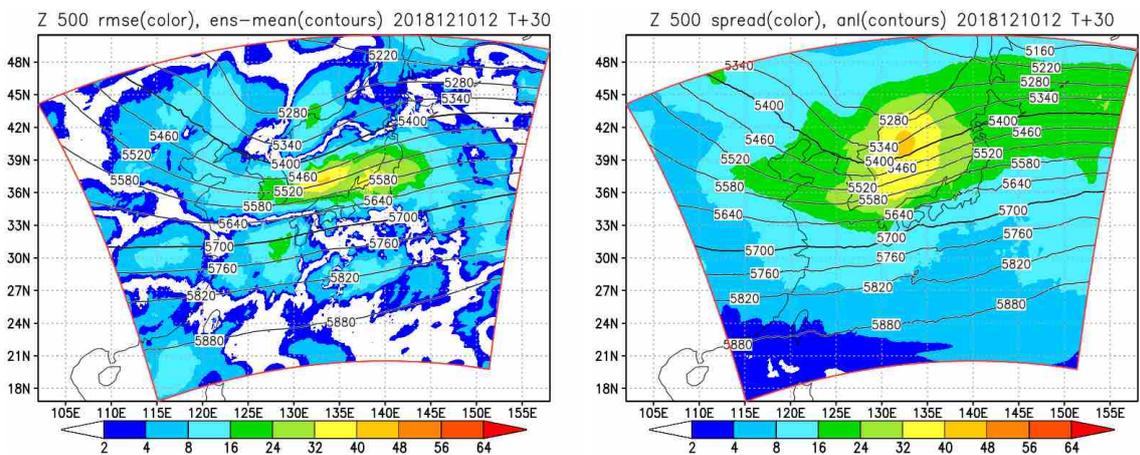


図 1.4.5 2018 年 12 月 10 日 12 UTC 初期値の FT=30 の 500 hPa のジオポテンシャル高度 [gpm] の予測に対する、(左) アンサンブル平均 (等値線) とその絶対誤差 (カラー)、(右) 解析値 (等値線) とスプレッド (カラー)。

されるが、スプレッドには反映されない点に注意が必要である。また、第 1.3.1 項でも示したように、MEPS では冬期のスプレッドが過大評価である。この理由としては、MEPS のアンサンブル摂動が予測の不確実性の起源を十分に表現できていないなかで、初期時刻の摂動の大きさを設定していることが挙げられる。ここでは、これらの点について、事例を示しながら、MEPS におけるスプレッドと誤差の対応が良くない例を示す。

図 1.4.4 は 2018 年 7 月 12 日 12 UTC 初期値の FT=24 における、海面更正気圧のアンサンブル平均の絶対誤差とスプレッドを示している。この事例では、華中から東日本にかけてほとんどのメンバーが気圧を解析値より高く予測しており (図略)、アンサンブル平均のみでも誤差が大きい。統計的には、MSM は 7 月に太平洋高気圧の西側への張り出しを強めに予測する傾向があり (図略)、図 1.4.4 で示した事例でも MSM の系統誤差が反映されている。一方で、対応する領域のスプレッドは小さい。これは、モデルの系統誤差は、

どのメンバーにも見られるため、スプレッドには反映されないためである。

図 1.4.5 は 2018 年 12 月 10 日 12 UTC 初期値の FT=30 における、500 hPa 高度のアンサンブル平均の絶対誤差とスプレッドを示している。この事例では、華北からのトラフの東進に伴い、日本海上で低気圧が発達した。トラフの前面で大きいスプレッドが見られ、それに対応して誤差の極大も見られる。しかしながら、誤差の大きさに対してはスプレッドは過大傾向である。これは、アンサンブル予報の摂動として、SV 法による初期・側面境界摂動のみを考慮している点に加え、夏期のスプレッドと誤差の関係が適切になるよう、初期時刻の摂動の大きさを設定していることに起因していると考えられる。本来は、予測の不確実性の起源には、初期値に加え、側面境界値、下部境界値、モデルの不確実性等さまざまなものがある。一方で、MEPS では SV 法による初期値、側面境界値の摂動のみを考慮しており、不確実性の起源を完全には網羅していない。現状、

これらの摂動の初期時刻における振幅の大きさは、夏期においてスプレッドが適切になることを優先して設定されている。その反面、摂動の成長率の大きい冬期にスプレッドが過大となりやすい。

このように、現在の MEPS には、スプレッドが小さい領域でも MSM の系統誤差に伴う予測誤差が生じる、冬季の低気圧の成長に伴う不確実性を過大評価しやすい、といった傾向がある。

#### 1.4.2 初期値更新による、予測の不確実性の変化の追跡

図 1.4.6 に平成 30 年台風第 24 号の事例における MEPS の降水予測の初期値更新による推移を示す。ここでは東海地方の南斜面での 100 mm/3h 以上の降水に着目する。上段に示したのは 2018 年 10 月 1 日 00 JST を対象とした、2018 年 9 月 29 日 00 UTC 初期値のコントロールランの予測と、MEPS のアンサンブル最大と 100 mm/3h 以上の超過確率である。図 1.4.7 に示した予測対象時刻の解析雨量と比較すると、コントロールランでは注目する東海地方の南斜面での強雨域の表現が不十分である。MEPS から得られる情報として、アンサンブル最大では注目する強雨域が見られ、その可能性を捕捉している。また、その可能性の大きさとしては、閾値 100 mm/3h の超過確率で 30~40% の値 (21 メンバー中 7, 8 メンバーで強雨域を表現) が見られている。下段には上段に対して同じ対象時刻で初期値が新しい、9 月 29 日 12 UTC 初期値での予測を示している。この初期値では、コントロールランが注目する強雨域を表現している。閾値 100 mm/3h の超過確率は初期値が新しくなるにつれて大きくなり<sup>5</sup>、この初期値での予測では 70~80% の大きな値となった。注目する東海地方の南斜面の強雨域について、新しい初期値ほどメンバー間のばらつきが小さくなり、MSM の予測の不確実性が小さくなっていることを示唆していた。

第 4.1.3 項では、平成 30 年 7 月豪雨の事例について、実況の大雨に対応した領域で、24 時間降水量の閾値 100 mm/24h の超過確率が新しい初期値になるほど高くなっていくことを述べている。これらの事例のように、MEPS の初期値の更新による確率予測の変化を追うことで、予測不確実性の把握や、現象発生可能性の絞り込みへの利用が可能になる。

#### 1.4.3 予測の偏りによる複数シナリオの抽出

アンサンブル予報では、摂動を与えた複数の予測を行うことで、予測の確率分布を近似する (高野 2002)。予測の確率分布のピークは常にコントロールランの周りには限らず、確率分布のピークが複数存在することもあり得る。この場合、アンサンブル予報としては、予測結果がある現象 (降水がある閾値を超える、

気温がある閾値を超える等) を予測するメンバー群と現象を予測しないメンバー群に分かれるといったような、複数シナリオの可能性を示す形で現れる。

このような、複数シナリオの可能性を MEPS から抽出できる例として、2018 年 6 月 8 日の日中の気温予測を示す。この対象時刻は、西日本では停滞前線、北海道では日本海の低気圧の影響で雲が多いが、関東から東北にかけては雲がまばらで晴れるところも多い予想であった (図 1.4.8)。関東から東北にかけてはスケールの小さい雲域に覆われるかどうか、気温予測に影響する事例であった。ここでは、図 1.4.8 の右図に水色の丸で示した米沢を例に取り上げる。米沢の地上気温予測の時系列を図 1.4.9 に示す。コントロールランでは 2018 年 6 月 8 日の日中の気温を低く予測し、特に FT=30 付近ではアメダス観測より 6°C 低い予測となった。MEPS では FT=30 付近で気温のばらつきが 4°C 程度と大きくなっている。さらに、予測結果について、コントロールランに近い気温を予測しているメンバー群と、コントロールランより高温でより実況に近い気温を予測しているメンバー群の 2 つに分かれていることがわかる。MEPS 各メンバーの米沢の中層雲量の予測 (図 1.4.10) を見ると、コントロールランよりも雲が少ない予測のメンバーが多く、気温予測においてコントロールランがメンバーの表現する確率分布の低温側の端に位置していることとの対応が見られる。日中は気温のばらつきが大きく、全体の分布を見ると 6 月 8 日昼の気温が高く推移するシナリオと低く推移するシナリオの可能性を示している。

このようにアンサンブルメンバーの予測の分布の偏りを見ることで、複数の予測シナリオを抽出することが可能である。ここで留意すべき点は、アンサンブルによる予測のばらつき方を俯瞰的に見ることであり、特定のメンバーの推移を見るのではないことである。例えば、前述の気温予測の例でいうと、6 月 8 日昼に高温を予測し実況に近かったメンバーは、明け方の予測は実況より低く推移していた。一方で、明け方は実況に近い気温を予測していたメンバーは昼の予測は実況より低く推移していた。このことは、特定のメンバーのみを継続的に利用する予測手法は適切でないことを示している。

#### 1.4.4 アンサンブル平均

アンサンブル平均は、コントロールランを含む各メンバー単独の予測よりも統計的に RMSE が小さいことが期待され、MEPS でもその期待に反していないことを第 1.3.1 項で確認した。ここでは、MEPS のアンサンブル平均の利用上の留意点を述べる。アンサンブル平均の気象場を見る上での一般的な留意点として、「アンサンブル平均が統計的な平均操作によって得られるものであるために、物理的な意味があるかどうかは必ずしも自明ではない」という点が高野 (2002) で説明

<sup>5</sup> 初期値が新しくなるにつれて、メンバー間の台風進路予測が揃ってきたことの影響が大きい。

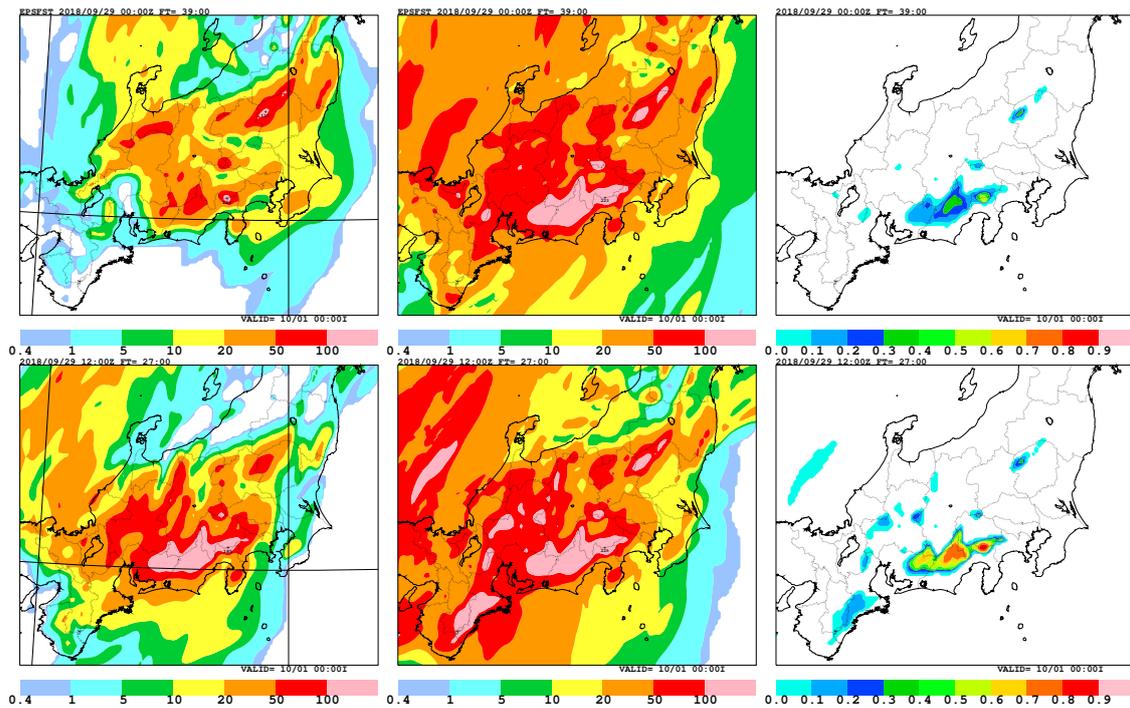


図 1.4.6 2018 年 10 月 1 日 00 JST の 3 時間降水量について、(左) コントロールラン、(中) アンサンブル最大、(右) 閾値 100 mm/3h の超過確率。上段は 2018 年 9 月 29 日 00UTC 初期値の FT=39。下段は 2018 年 9 月 29 日 12UTC 初期値の FT=27。

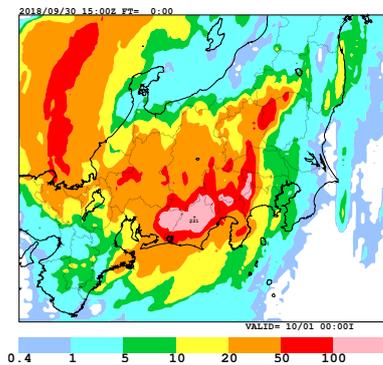


図 1.4.7 2018 年 10 月 1 日 00 JST の解析雨量による 3 時間降水量。

されており、アンサンブル平均では予測不可能な部分は打ち消し合うことにより変動の振幅が小さく、前線の動きや低気圧の示度等がぼけてしまうのはある程度仕方がない、と述べられている。この留意点は MEPS にも当てはまり、メソスケールの顕著現象を捕捉しようとする場合には、特に留意が必要な場合が多い。第 1.4.1 項 (1) では、線状降水帯の予測において、アンサンブル平均では、各メンバーの表現する線状の強雨域が平滑化されるため、局所的な強雨の分布やピークを捉えるには不向きである例を示した。

局所的な強雨や低気圧の中心位置や示度といった、局所的な現象かつ位置ずれの影響が大きい例について、アンサンブル平均を実際に現れる場の予測と考えて利

用することは適切ではない。アンサンブル平均によって、現象が平滑化されるためである。図 1.4.11 に梅雨前線上に発生した低気圧の予測を例に示す。この予測対象時刻のメソ解析は図 1.4.12 である。コントロールランでは屋久島の南西海上に中心示度 1000 hPa の低気圧を予測している。各メンバーの低気圧表現について 1000 hPa の等値線を描画したスパゲッティ図で確認すると、位置がばらついており、位置のばらつきとしては東西方向に四国沖まで広がっている。このばらつきは九州から四国の南海上に延びるスプレッドの大きな領域として現れている。このように位置が大きくばらついた各メンバーの低気圧予測に対して、アンサンブル平均では個々のメンバーが表現する低気圧の中心示度は平滑化され、平均としての見かけ上は東西に延びる弱い低気圧として見えている。アンサンブル平均によって、予測の不確実性が大きい局地的な現象は隠れてしまう点に留意が必要である。

#### 1.4.5 予報モデルの系統誤差

第 1.2 節で述べたように、MEPS は、MSM と同じ設定の予報モデルを使用する。そのため、MEPS の各メンバーは、MSM の持つ系統誤差を持った上で、それぞれ摂動が加わった予報をすることになる。MEPS の各メンバーには初期値・境界値に正負の摂動を与えており、基本的にはコントロールランの周りに偏りなくばらつくことが多く、これはモデルの系統誤差には依らない。そのため、MEPS の予測結果には MSM の系

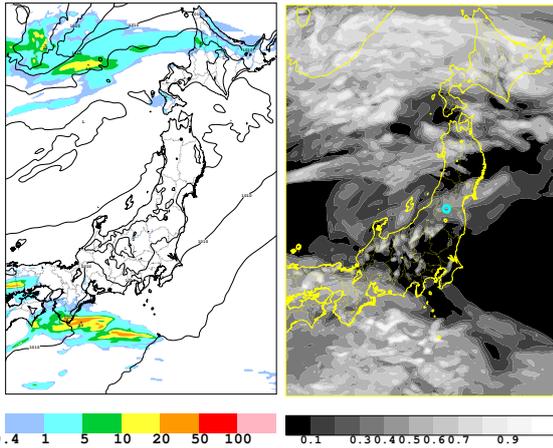


図 1.4.8 2018 年 6 月 8 日 12 JST を対象とした MSM の予測 (2018 年 6 月 7 日 00 UTC 初期値の FT=27)。(左) 海面更正気圧 [hPa] と 3 時間降水量 [mm/3h]、(右) 中層雲量。米沢は右図の水色の丸に位置する。

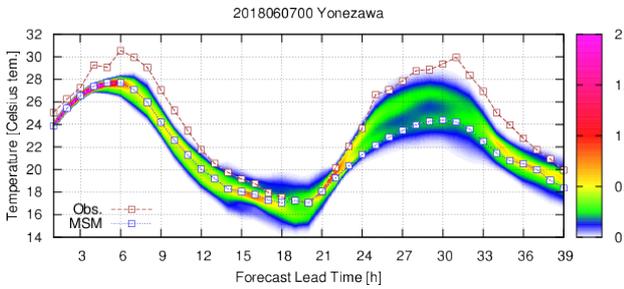


図 1.4.9 米沢における地上気温 [°C] 予測の確率密度分布の時系列。2018 年 6 月 7 日 00 UTC 初期値。青線はコントロールラン、赤線はアメダス観測。

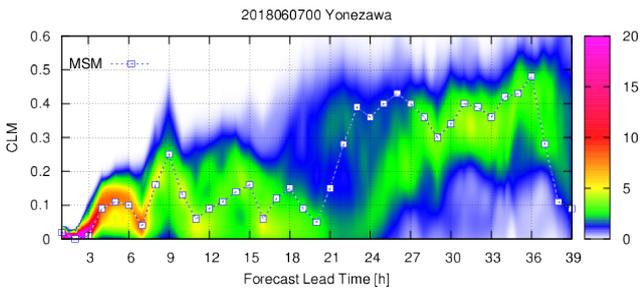


図 1.4.10 米沢における中層雲量予測の確率密度分布の時系列。2018 年 6 月 7 日 00 UTC 初期値。青線はコントロールラン。

統誤差を低減する効果は期待されない。以下では、「地表面付近の薄い冷気層」と「低気圧の発達」の予測における MSM の系統誤差を例に、その MEPS での見え方を確認する。

### (1) 地表面付近の薄い冷気層の予測

MSM には、地表面付近の薄い冷気層に関連して形成される温度傾度帯を実況よりも寒気側に位置して予

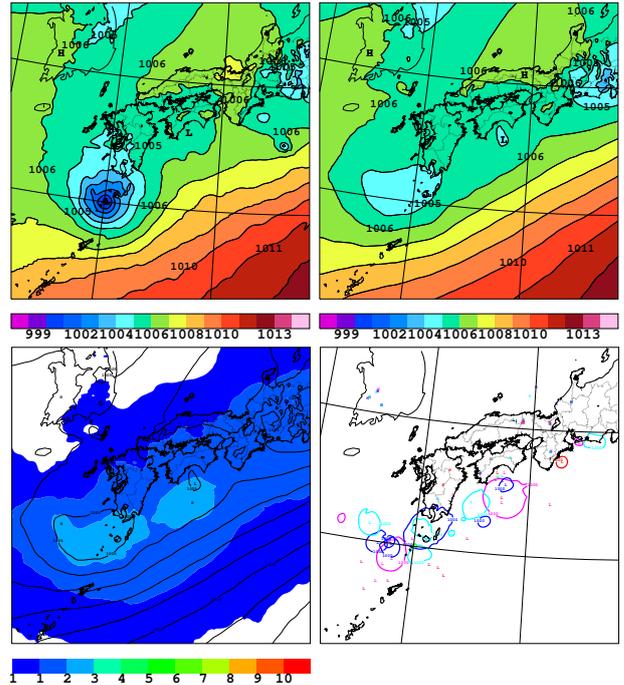


図 1.4.11 2019 年 7 月 4 日 21 JST の海面更正気圧 [hPa]。(左上) コントロールラン、(右上) アンサンブル平均、(左下) スプレッド、(右下) 各メンバーの 1000 hPa の等値線 (線が見分けやすいよう数メンバーごとに色分けしている)。MEPS は 2019 年 7 月 3 日 12 UTC 初期値の FT=24。

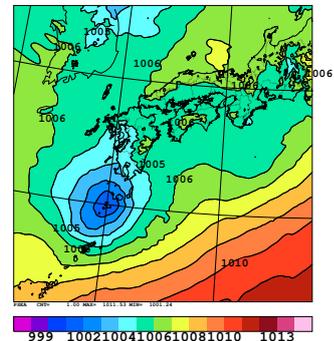


図 1.4.12 2019 年 7 月 4 日 21 JST のメソ解析の海面更正気圧 [hPa]。

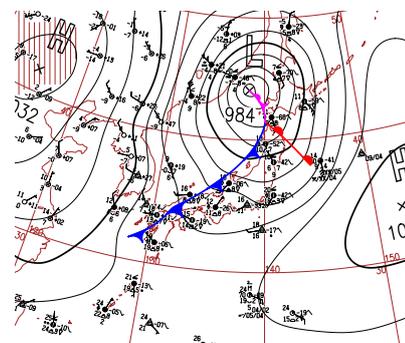


図 1.4.13 2017 年 11 月 11 日 03 JST のアジア太平洋地上天気図。日本周辺を拡大して表示している。

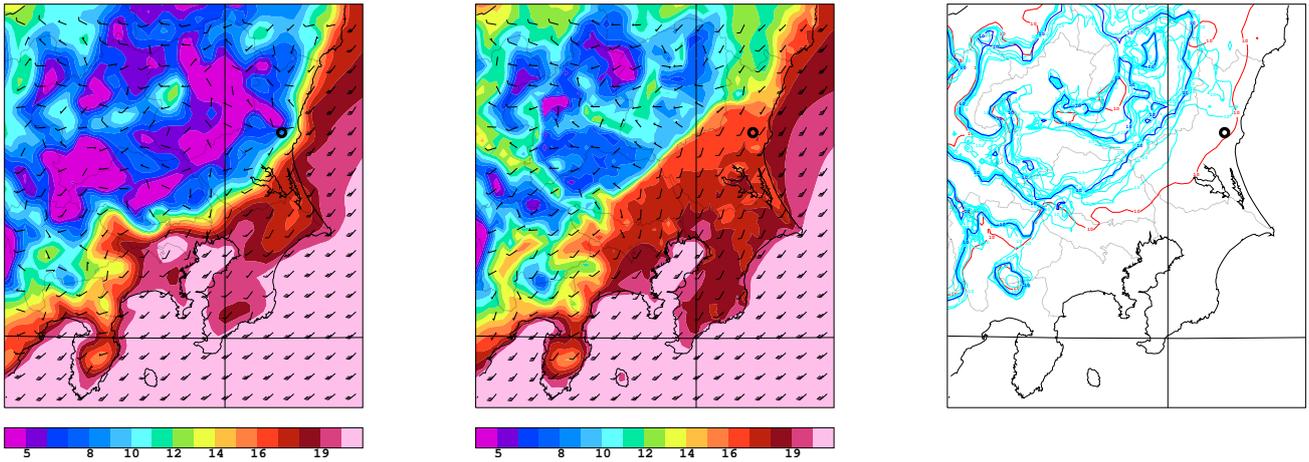


図 1.4.14 2017 年 11 月 11 日 06 JST の地上気温 [°C]。左から毎時大気解析、コントロールラン、各メンバーの 10°C の等値線（青はコントロールラン、水色は各メンバー、赤は毎時大気解析）。水戸の位置を黒丸で示す。MEPS は 2017 年 11 月 9 日 18 UTC 初期値の FT=27。

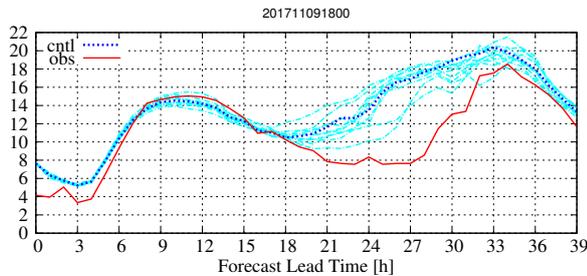


図 1.4.15 2017 年 11 月 9 日 18 UTC 初期値の MEPS による水戸の地上気温 [°C] 予測とアメダス観測値の時系列。青点線はコントロールラン、水色線は各メンバー、赤線はアメダス観測。

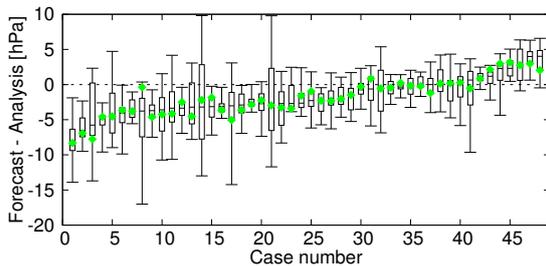


図 1.4.16 MEPS の低気圧の予測中心示度とメソ解析との差 [hPa] についての箱ひげ図。緑点はコントロールランの予測を表す。箱の下端、上端は MEPS の予測値の第 1 四分位数、第 3 四分位数、ひげの下端、上端は最小値、最大値を表す。箱の中の横線が中央値を表す。横軸には低気圧 48 事例について、「アンサンブルメンバーの中央値からメソ解析を引いた示度差」が小さかった順（メソ解析に比べて低気圧を深めに予測した順）に並べている。

測する特性（系統誤差）がある<sup>6</sup>。このような温度傾度帯の MEPS による予測を、2017 年 11 月 11 日の明け方の関東平野の事例<sup>7</sup>で見してみる。この事例では、発達した低気圧が日本海を北東進し、東日本は暖気内で南寄りの風が強い場である中（図 1.4.13）、関東平野では 11 月 10 日の夜間から 11 日の朝にかけて、一般風の南風の吹く高温域と内陸部の地表面付近に形成された冷気層との間に強い温度傾度帯が形成された（図 1.4.14）。コントロールランでは、この温度傾度帯を実況よりも内陸側に予測しており、図 1.4.14 の黒丸で示した水戸の気温予測の時系列（図 1.4.15）を見ると、実況に比べ最大で約 7°C 高く予測する結果となっている。MEPS の予測結果は、図 1.4.14 の平面図と図 1.4.15 の時系列に水色の線で示しており、それぞれ青線で示したコントロールランの周りにほとんど偏りなくばらつき、MEPS の各メンバーで表現する温度傾度帯の位置は、どのメンバーも実況より寒気側に予測した。この項の冒頭で述べたとおり、MSM の系統誤差が各メンバーに現れた結果であり、MEPS には MSM の系統誤差を低減する効果がないことを見ているとも言える。

## (2) 低気圧の発達予測

図 1.4.16 は、MEPS の低気圧の発達予測に関して、2018 年 4 月から 11 月の 48 事例の低気圧（台風を除く）を対象として、コントロールランと各メンバーの予測する低気圧の中心示度の関係を示した箱ひげ図である。対象とする低気圧のスケールは、停滞前線上の小低気圧から総観規模の温帯低気圧までを含んでいる。図 1.4.16 は、予測とメソ解析の低気圧中心示度の差を縦軸にとっており、負の場合はメソ解析よりも予測示

<sup>6</sup> これまで原 (2014) による報告があり、現在も変わっていない。

<sup>7</sup> この事例は 11 メンバー仕様での部内試験運用時のものである。

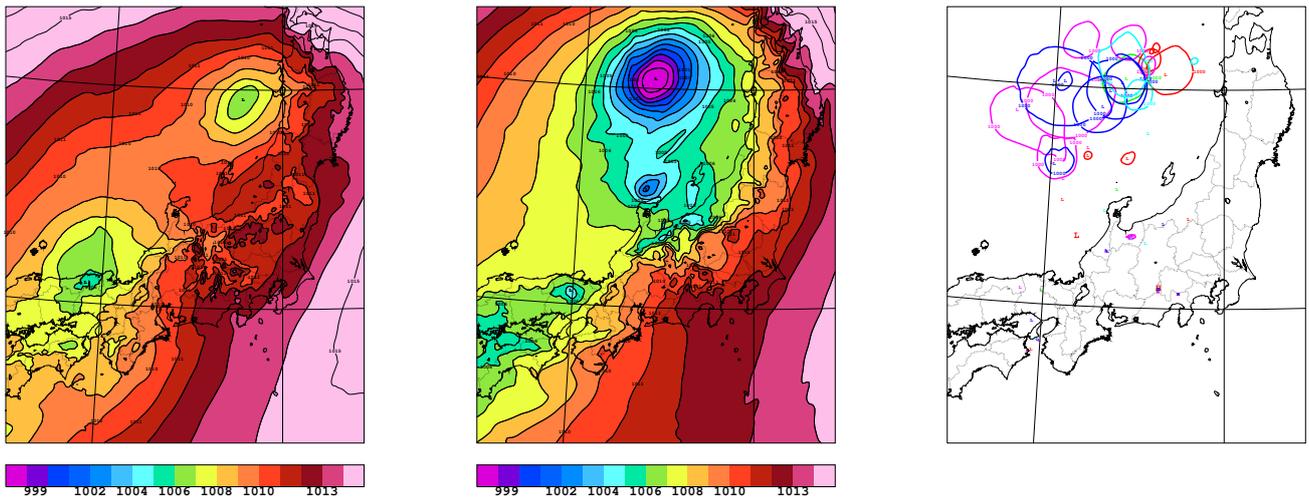


図 1.4.17 2018年7月7日15 JST の海面更正気圧 [hPa] について、左からメソ解析、コントロールラン、各メンバーの 1000 hPa の等値線（線が見分けやすいよう数メンバーごとに色分けしている）。MEPS は 2018年7月6日06 UTC 初期値の FT=24。

度が深いことを意味する。横軸には低気圧 48 事例について、「メンバーの中央値からメソ解析を引いた示度差」が小さかった順（メソ解析に比べて低気圧を深めに予測した順）に並べている。この図から、緑で示したコントロールランの予測特性としてメソ解析に比べて低気圧を深めに予測する傾向が見られる。各メンバーは概ねコントロールランの周りに偏りなくばらついており、結果的にメソ解析と比べて低気圧を深めに予測するメンバーが多い。

図 1.4.17 に示した秋田沖の低気圧は典型的な事例のひとつである。解析では 1006 hPa 程度の中心示度であるのに対し、コントロールランの予測では 998 hPa まで発達する予測であり、このコントロールランの周りにばらつく各メンバーとしても、1000 hPa の等値線を描画したスパゲッティ図では多くの閉曲線が確認され、多くのメンバーで 1000 hPa 以下まで発達させている。

また、MSM の予測特性としては上記のスケールの低気圧の他に、原・倉橋 (2017) で示された、モデルの格子間隔に近い小さなスケールの低気圧の過発達の問題がある。MEPS の各メンバーにおいても、この過発達の問題はコントロールランと同様に起こりうる。特に、コントロールランにおいて過発達が見られる場合<sup>8</sup>には、MEPS の各メンバーにおいても同様に過発達を予測するメンバーが見られることが多い。そのような場合でも、アンサンブル平均で見ると、過発達が抑えられているかのように見える場合もありうるが、それは低気圧の分布のばらつきを平滑化した結果であり、系統誤差を減少させているわけではない点に留意が必要である。

<sup>8</sup> 原・倉橋 (2017) が示すように、局所的な強い上昇流を伴い、極端な気圧傾度の局所的な低気圧として見える。

## 1.5 まとめ

MSM の予測に対して、ばらつきを持った複数の予測を計算し、信頼度・不確実性等の情報を提供することを目的に、MEPS の運用を開始した。統計検証の結果からアンサンブル予報として期待される基本的な性質や、降水確率予測としての有用性を確認した。

MEPS の利用と留意点について以下の点を述べた。

- MEPS メンバーの予測のスペルッドの大小から、MSM による予測の不確実性の大小を把握することができる。留意点として、スペルッドが小さい領域でも MSM の系統誤差に伴う予測誤差が生じる、冬期の低気圧の成長に伴う不確実性を過大評価しやすい、といった傾向がある。
- MEPS による複数の予想から、雨量や気温等の確率分布を計算でき、これを活用することで、MSM より精度の高い予報を行える可能性がある。初期値の更新による確率予測の変化を追うことで、予測の不確実性の把握や現象発生可能性の絞り込みに利用できる。
- アンサンブルメンバーの予測の分布の偏りを見ることで、複数の予測シナリオを抽出できる場合がある。
- MEPS の各メンバーの降水予測精度は、統計的にはコントロールランより劣る。また、ある特定メンバーを抽出し、このメンバーのみを継続的に利用する予測手法は適切ではない。
- アンサンブル平均は、局地的な激しい現象を捕捉する目的の利用には不向きである。
- MEPS は、MSM と同程度のスケールの現象を予測対象としており、MSM で解像・予測が難しい現象は MEPS においても同様である。MSM と同じ設定のモデルを用いているため、MSM の系統

誤差は MEPS にも含まれる。

本運用を開始した MEPS には、冬期のスプレッドの過大傾向等といった課題があり、改善の余地がある。これらの課題の解決に向けて、今後も摂動作成の改良を行っていく。また、MSM の改良による系統誤差軽減は、MEPS の改良にも直接つながるため、引き続き MSM の改良にも取り組んでいく。

## 参考文献

- 石田純一, 2016: はじめに. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 93–94.
- 小野耕介, 2010: メソ特異ベクトル法. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 93–104.
- 小野耕介, 2016a: メソアンサンブル予報システムの開発状況. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 100–113.
- 小野耕介, 2016b: メソ数値予報における側面境界条件の影響. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 18–21.
- 河野耕平, 西本秀祐, 三戸洋介, 2018: メソアンサンブル予報システム. 平成 30 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9–13.
- 酒井亮太, 2009: 初期摂動作成手法. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 117–125.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, **201**, 73–103.
- 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.
- 原旅人, 倉橋永, 2017: メソ数値予報システムの特性の変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48–55.
- 山口春季, 2017: 全球アンサンブル予報システムの導入. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35–41.
- 山根省三, 2002: 摂動の線形発展の理論. 気象研究ノート, **201**, 21–71.
- Ono, K., 2017: Consistent Initial Lateral Boundary Perturbations in Mesoscale Ensemble System at JMA. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **47**, 5.16–5.17.