令和６年度数値予報解説資料集

(数値予報課)

令和７年３月
March 2025

気　象　庁　情　報　基　盤　部

はじめに

数値予報解説資料集は、令和元年度まで刊行していた「数値予報解説資料（数値予報研修テキスト）」を改める形で、令和2年度より刊行が開始された。「基礎編」「応用編」「事例解析編」「資料編」で構成され、数値予報に関する基礎知識から応用知識までの解説と、気象庁の数値予報に関する技術開発部門を集約した数値予報開発センターが開発を担当する最新の数値予報システムの改良の概要説明及びその予測特性を示す実事例の紹介により、気象庁数値予報システムに関する体系的な理解の助けとなることを目指している。

「基礎編」では、数値予報について、その実施の際の処理の流れに沿って解説する。すなわち、観測データと品質管理、データ同化、数値予報モデル（大気、海洋、大気海洋結合、物質循環、長期再解析）、ガイダンス、アンサンブル予報それぞれの概要を解説する。さらに、気象庁の現業数値予報システムとして運用する解析（データ同化）、予測（数値予報モデル）及びアンサンブル予報システムの仕様に関する解説を行う。また、プロダクト利用上の留意点も解説する。「応用編」では、令和5年度後半から令和6年度前半までに実施した数値予報システムの改良を取り上げる。具体的には、局地数値予報システムの改良（令和6年3月）、観測データ利用法の改良（令和5年11月から令和6年6月）について解説する。また、線状降水帯の予測精度向上のために継続的に取り組んでいる数値予報モデルの高度化や水蒸気観測データの利用に向けた現時点の開発状況についても解説する。「事例解析編」では、令和5年後半から令和6年の顕著事例について取り上げる。具体的には、令和6年2月の大雪、令和6年7月及び9月に発生した線状降水帯、令和6年の台風（台風第10号）それぞれの事例での数値予報の結果を解説する。「資料編」には、数値予報システムやガイダンスの概要一覧、プロダクトの送信時刻等の詳細をまとめて記載している。

数値予報システムは長年の開発により着実な精度向上を果たしてきた。一方、防災及び社会経済活動に資する観点ではさらなる精度向上が求められており、今後も着実に開発を進めて一歩一歩数値予報の改善を行っていく必要がある。精度改善を図っていく営為のなか、新たな手法を取り入れるなどにより、結果として数値予報プロダクトの特性も変化していく。こうしたことから、本資料集が最新の数値予報技術や数値予報プロダクトの特性を伝え、プロダクト利用者にとって理解を深める助けとなり、数値予報プロダクトの適切な利用のために有効に活用されることを期待している。

なお、数値予報開発センターにおいては、研究者との開発連携の一助となるよう、「数値予報開発センター年報[1]」を作成し、開発計画や開発の進捗を報告している。研究者向けでやや難解ではあるが、数値予報システムをより詳細に知りたい方は、本資料集と合わせてご覧いただければ幸いである。

---

* 気象庁 情報基盤部 数値予報課長　佐藤 芳昭

[1] https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/npdc/npdc_annual_report.html

数値予報解説資料集

目　次

はじめに

第 1 章　基礎編　1

1.1　概要…… 1
1.2　観測データと品質管理…… 15
1.3　データ同化…… 31
1.4　数値予報モデル…… 41
1.4.1　大気モデル…… 42
1.4.2　海洋モデル…… 58
1.4.3　大気海洋結合モデル…… 66
1.4.4　物質輸送モデル…… 72
1.5　アンサンブル予報…… 77
1.6　ガイダンス…… 89
1.7　気象庁の現業数値予報システム…… 97
1.7.1　全球解析…… 104
1.7.2　全球モデル…… 112
1.7.3　全球アンサンブル予報システム…… 118
1.7.4　メソ解析…… 123
1.7.5　メソモデル…… 129
1.7.6　メソアンサンブル予報システム…… 137
1.7.7　局地解析…… 143
1.7.8　局地モデル…… 149
1.7.9　三十分大気解析…… 154
1.7.10　季節アンサンブル予報システム…… 158
1.7.11　長期再解析…… 168
1.7.12　波浪モデル（全球・沿岸）…… 173
1.7.13　波浪アンサンブル予報システム…… 185
1.7.14　日本域高潮モデル…… 189
1.7.15　日本域台風時高潮確率予報システム…… 198
1.7.16　日本沿岸海況監視予測システム…… 202
1.7.17　エーロゾルモデル…… 214
1.7.18　化学輸送モデル…… 219
1.7.19　二酸化炭素輸送モデル…… 223
1.8　気象庁のガイダンス…… 228
1.9　プロダクト利用上の留意点…… 255
1.9.1　数値予報の留意点…… 256
1.9.2　ガイダンスの留意点…… 281

第 2 章　応用編　297

2.1　局地数値予報システムの改良…… 297
2.2　観測データ利用法の改良…… 308
2.3　数値予報システムにおける線状降水帯予測精度向上の取組…… 316

第 3 章　事例解析編　324

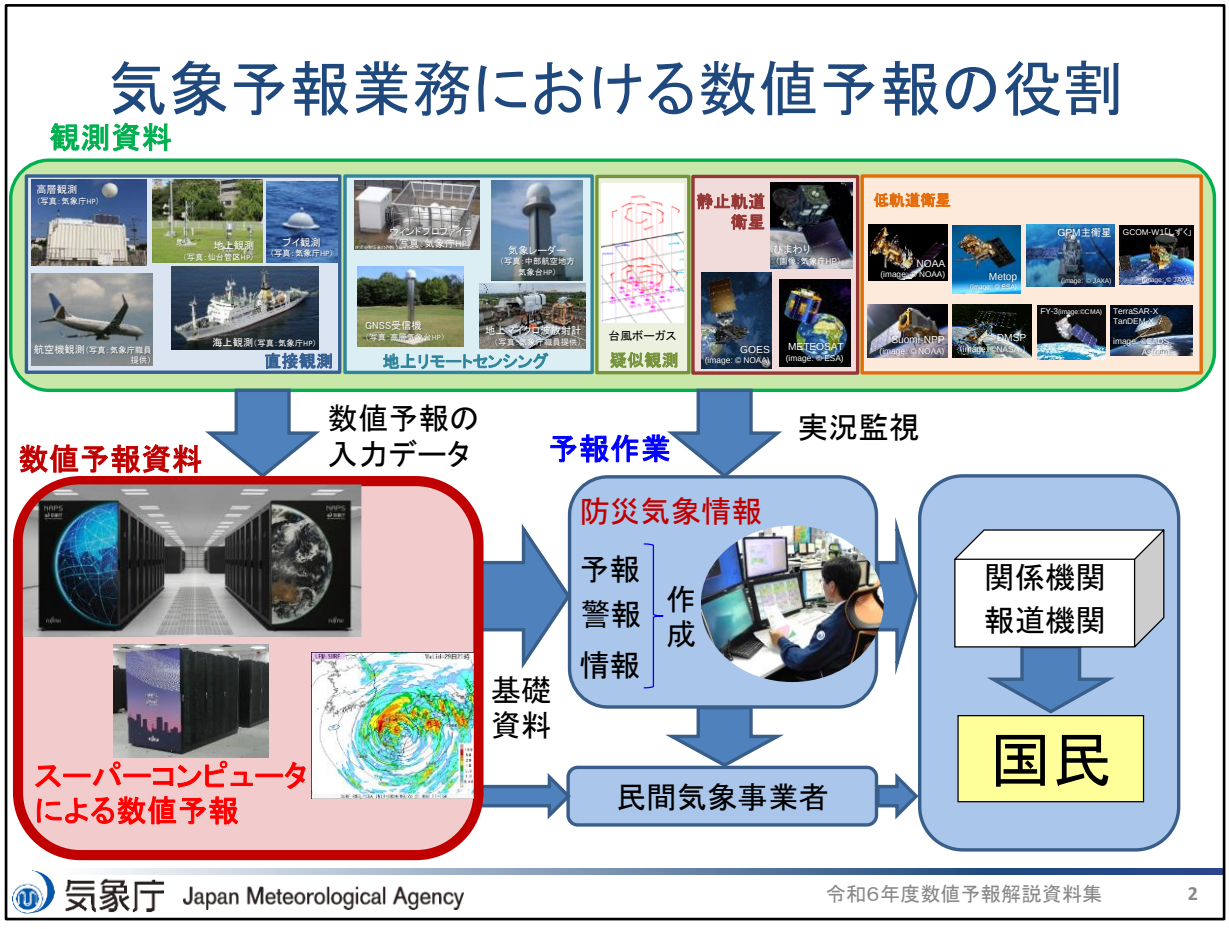
3.1　令和 6 年 2 月の大雪事例の数値予報の結果…… 324

3.2　令和 6 年 6 月～11 月までに発生した線状降水帯事例の数値予報の結果…… 341
3.3　令和 6 年の台風の数値予報の結果（台風第 10 号） …… 416

第 4 章　資料編 **429**
4.1　数値予報システムの概要一覧表…… 429
4.2　ガイダンスの概要一覧表…… 447
4.3　プロダクトの送信時刻…… 459
4.4　最近の改善のまとめ…… 461
4.5　プロダクトの物理量の算出手法…… 462
4.6　プロダクトに関する参考情報…… 464
4.7　表記と統計的検証に用いる代表的な指標…… 465

第1章 基礎編

1.1 概要



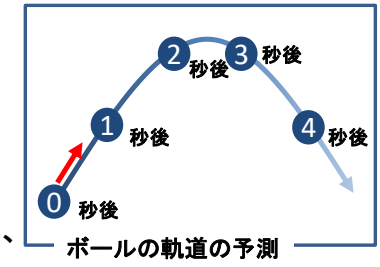
本節では、今日の天気予報の基盤技術となっている数値予報の概要を解説する。

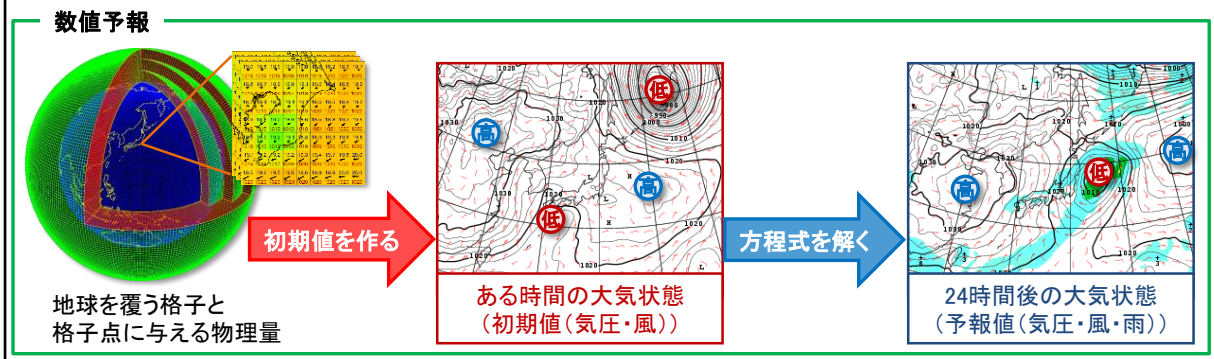
風や気温などの大気状態や降水などの現象を把握するために、スライドにあるように直接観測や衛星観測などの様々な手段を用いて気象観測が行われている。観測・通報されたデータはリアルタイムの実況監視に利用されるほか、数値予報の入力データとして利用されている。数値予報では、現在の大気状態から未来の大気状態を予測し、気温や風、降水などについての各種数値予報資料を作成する。数値予報の一連の処理はスーパーコンピュータにより高速かつ確実に実行される。

数値予報資料は天気予報、注意報・警報や気象情報などの防災気象情報を作成する際の基礎資料として利用され、防災気象情報は関係機関や報道機関を通じて国民に提供される。現代の天気予報や防災気象情報の作成作業に数値予報資料は必要不可欠であり、数値予報は予報業務における重要な基盤技術となっている。また数値予報資料は民間気象事業者にも提供されていて、様々な形で利活用されている。

数値予報とは

- 大気現象を支配する方程式をコンピュータ（計算機）で解くことで、未来の大気状態を予測すること。
- 数値予報の基本的な考え方
  - ボールの軌道の予測と原理は同じ。
    （最初のボールの位置や速度、ボールに加わる力が分かればボールの軌道が予測できる）
  - 数値予報では、現在の大気状態を計算機上に作り、方程式を解いて未来の大気状態を予測する。





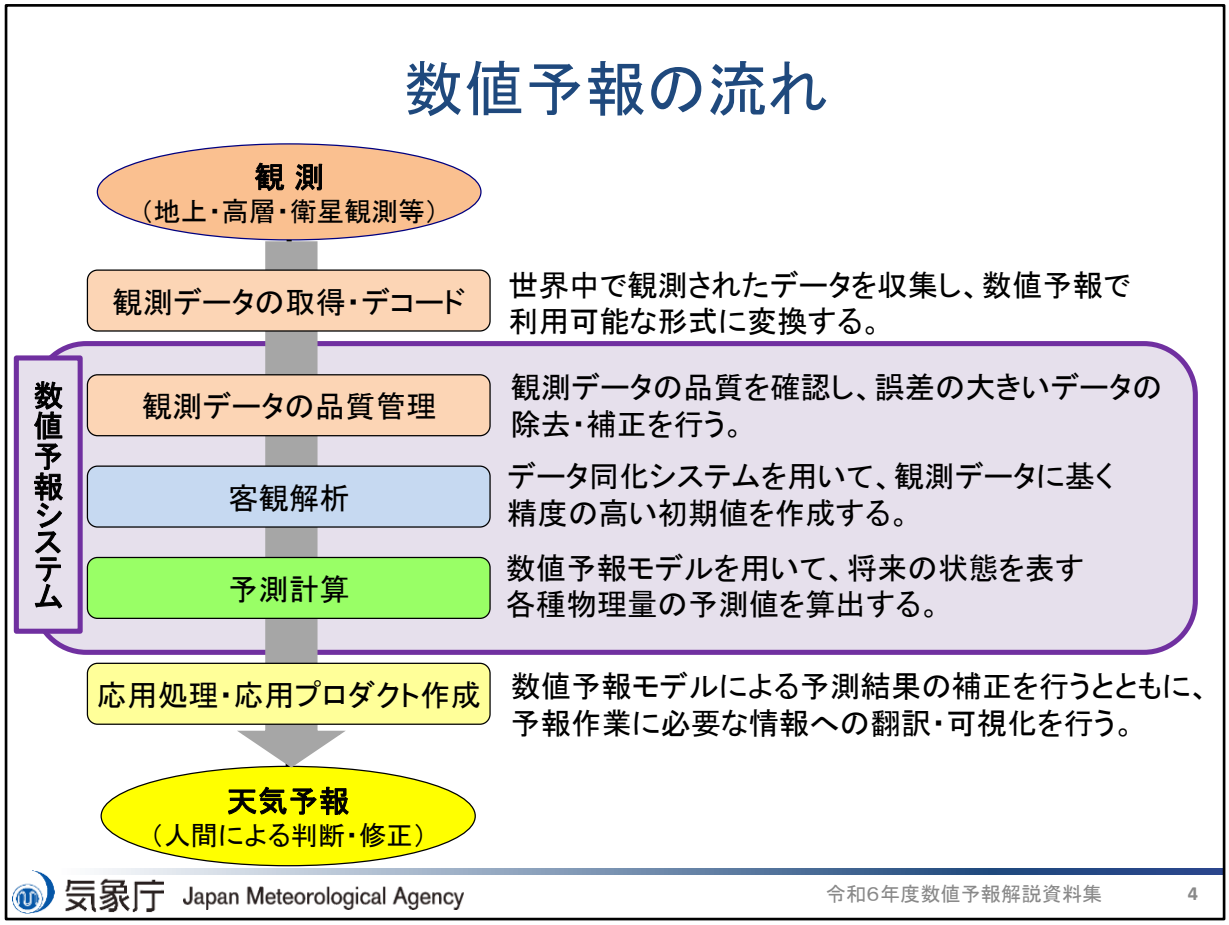
気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　3

数値予報とは計算機を用いて地球大気の数値シミュレーションを行い、ある時点の大気状態から未来の大気状態を予測することを指す。

空中に投げたボールの軌道の予測を例にとると、最初の状態（位置と速度）とボールに加わる力（重力や空気抵抗）が分かれば、支配方程式（ニュートンの運動方程式）を計算機で解いて1秒後のボールの状態が予測できる。1秒後のボールの状態が分かれば2秒後のボールの状態が予測でき、これを繰り返すことで地面に落ちるまでのボールの位置や速度を予測し続けることができる。ボールの軌道の予測と比べて大気現象を支配する方程式や実際のシミュレーションは複雑だが、数値予報でも基本的な考え方は同じである。

計算機では離散的な値しか取り扱うことができないため、数値予報を実行するには現実の連続した地球大気を細かい格子で分割して、空間を離散化する必要がある。時間についても同様に有限の時間間隔で離散化して取り扱う。格子上の各点には、ある時刻における気象要素（気圧、気温、湿度、風などの物理量）を与えて、計算機上で仮想的に地球大気を再現する。数値予報を開始する時刻における計算機上で再現された地球大気は初期値と呼ばれる。ボールの軌道の予測と同様に方程式を解いて少し先の予測を繰り返すことで、未来の地球大気の状態が予測できる。

スライドには数値予報の初期値と予報値の例を示している。初期値では低気圧が九州南方海上にあって、北日本は三陸沖に中心を持つ高気圧に覆われている。この状態から支配方程式を解いて得られた24時間後の大気状態の予測が右図の予報値である。予報値では九州南方海上にあった低気圧は24時間後には三陸沖に、三陸沖に中心を持つ高気圧は日本のはるか東へと移動し、北日本から東日本の広い範囲で雨が降る予測となっている。



スライドには数値予報のおおまかな流れを示している。

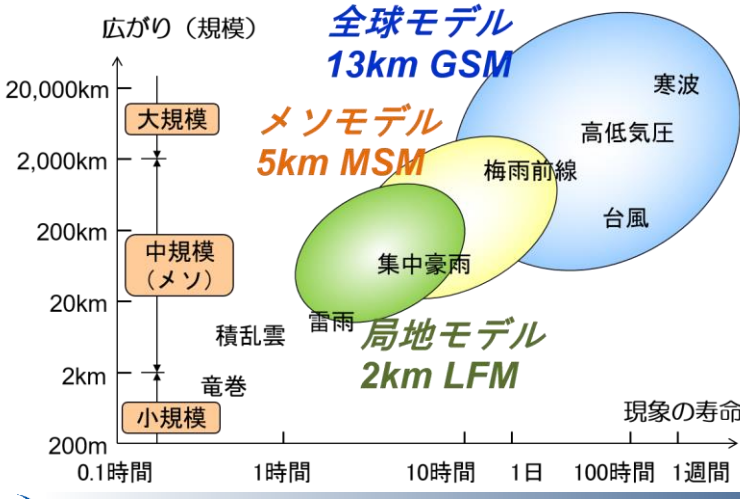
まず、現在の大気の状態を知るために、世界中の観測データを収集し、数値予報で利用可能な形式に変換（デコード）する。観測データには様々な要因で誤差が含まれていて、中には精度が悪く数値予報への利用に適さない観測データも存在するため、収集した観測データの品質を確認し、誤差の大きいデータについてはデータの除去、補正（品質管理）を行う必要がある。次に、品質管理により選別された観測データを利用して数値予報の初期値を作成する。数値予報の初期値を作成する過程を客観解析（データ同化）と呼ぶ。数値予報では初期値の精度が予測精度に及ぼす影響が大きいため、精度の高い初期値を作成することは非常に重要である。

データ同化により得られた初期値から、数値予報モデルを用いた予測計算を実行することで、未来の大気の状態を表す各種物理量の予測値を算出する。数値予報モデルの実行により得られた予測値は数値の羅列であり、ユーザーが利用しやすい形式に加工する必要がある。この過程を数値予報の応用処理、応用処理で得られる結果を応用プロダクトと呼ぶ。応用プロダクトには、可視化した図形式の資料や、利用しやすい要素への変換、統計的な修正を行った「ガイダンス」と呼ばれる資料があり、これらは天気予報や防災気象情報作成の際の基礎資料として用いられる。

以上の数値予報の流れのうち、観測データの品質管理から予測計算までを含めた処理を実行するプログラム群を数値予報システムという。

気象に関する数値予報モデル

- 解像度や予報領域、予報時間が異なる複数の気象に関する数値予報モデルを運用。
  - 全球モデル：地球全体が対象。予報時間は長いが低解像度。
  - 領域モデル：特定の地域が対象。予報時間は短いが高解像度。
- 予測対象とする現象によって適切に使い分けることが重要。



数値予報モデルが対象とする大気現象の空間・時間スケール

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　5

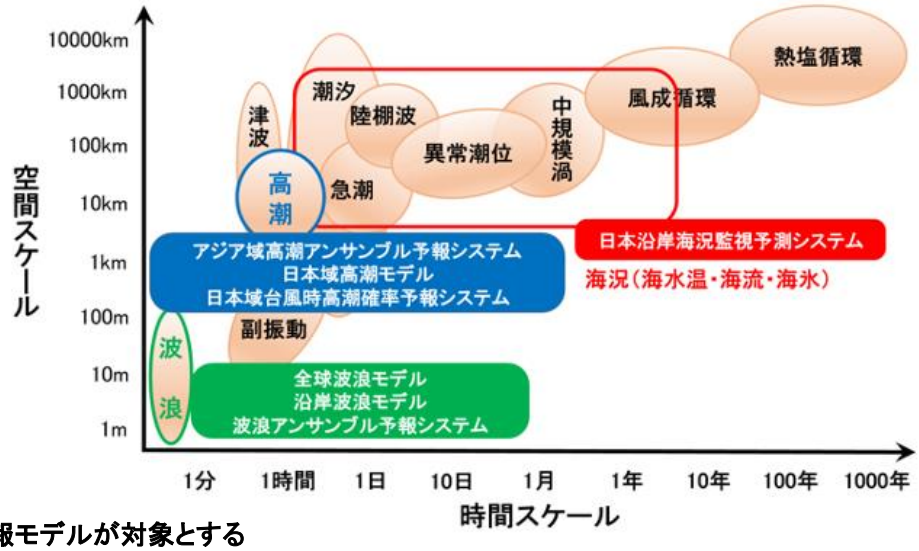
気象現象には、高気圧や低気圧、台風、梅雨前線などの大規模な現象から、積乱雲や集中豪雨、竜巻などの小規模な現象まで、様々な空間的広がりを持った現象が存在する。この気象現象の空間的な規模（広がり）を空間スケール、寿命（持続時間）を時間スケールと呼ぶ。現象の空間スケールと時間スケールには相関があり、例えば、大規模な現象である台風の寿命は数日から十日程度だが、台風の周辺で発生する個々の積乱雲は小規模な現象でその寿命は30分から1時間程度である。

数値予報モデルが予測対象とする現象の空間・時間スケールは数値予報モデルの解像度に依存し、解像度が高いほど小さい空間・時間スケール（小規模・短寿命）の現象が予測可能となる。図に示すように、高解像度な領域モデルでは全球モデルよりも細かいスケールの現象を予測対象とすることができる。モデルによって予測対象とする現象の時間・空間スケールが異なることやモデルの予測可能限界を理解した上で、現象や用途に合わせてそれぞれの数値予報モデルを適切に利用することが望ましい。

・全球モデル（GSM）、全球アンサンブル予報システム（GEPS）
　地球全体を予報領域とした数値予報モデルで、水平格子間隔はGSMが約13km、GEPSが約27km（18日先まで）、約40km（18日以降）。台風予報、短期予報、週間天気予報、防災気象情報、航空気象情報等の作成に利用される。
・メソモデル（MSM）、メソアンサンブル予報システム（MEPS）
　日本周辺を予報領域とした数値予報モデルで、水平格子間隔はMSM、MEPS共に5km。短期予報、防災気象情報、航空気象情報、降水短時間予報等の作成に利用される。
・局地モデル（LFM）
　日本周辺を予報領域とした数値予報モデルで、水平格子間隔は2km。防災気象情報、航空気象情報、降水短時間予報の作成に利用される。

海洋に関する数値予報モデル

- スケールの異なる海洋現象を予測し災害を軽減するために、予測対象ごとに各種の海洋に関する数値予報モデルを運用。



数値予報モデルが対象とする海洋現象の空間・時間スケール

海洋では、図に示されるように、海上の風によって生じる数m～数100mスケールの波浪から、海水温と塩分による密度差で駆動される地球規模の熱塩循環まで、様々なスケールの現象が起きている。気象庁では、予測対象ごとに「波浪モデル」、「高潮モデル」、「海況モデル」といった各種の海洋に関する数値予報モデルを運用している。

・波浪モデル（全球波浪モデル、沿岸波浪モデル、波浪アンサンブル予報システム）

海上の風の予測値を用いて、海上における波の発達・減衰やうねりの伝播などを予測する。高波時に発表される波浪警報・注意報や、毎日の波浪予報、船舶向けの波浪図などに利用される。

・高潮モデル（アジア域高潮アンサンブル予報システム、日本域高潮モデル、日本域台風時高潮確率予報システム）

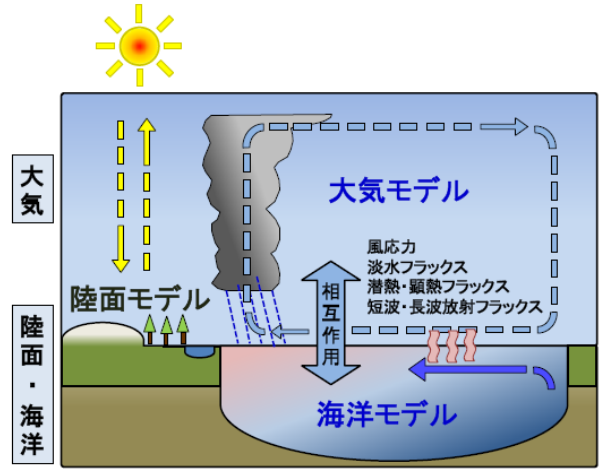
台風の接近時などに海面気圧の変化と海上の風の予測値から潮位の上昇量を予測する。高潮災害が危惧される場合の高潮警報・注意報の発表に利用される。

・海況モデル（日本沿岸海況監視予測システム）

黒潮や親潮等の日本周辺の海流や海水温の状態を予測する。海面水温・海流1か月予報の発表、水産業、また他の数値予報モデルとともに船舶の安全運航、海上の警備救難等でも利用される。

大気海洋結合モデル

- 1か月を超える予報では、大気の変動と海洋の変動は互いの影響を強く受ける。
- 季節予報で用いられる季節アンサンブル予報システムには、大気と海洋の変動を一体として予測する大気海洋結合モデルを使用。



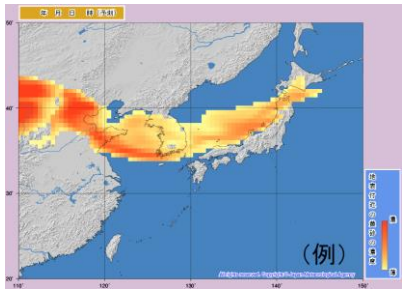
大気と海洋の間の相互作用を考慮して一体的に予報する大気海洋結合モデルの概念図

1か月先までの予報では気象に関するモデルが利用されているが、1か月を超える予報では、大気の変動と海洋の変動は互いの影響を強く受けるため、エルニーニョ・ラニーニャ現象等のような海洋の変動も、大気の変動と併せて予報することが必要になる。このため季節予報のためには、大気モデルと海洋モデルを結合し、大気と海洋を一体として予測する大気海洋結合モデルを使用している。

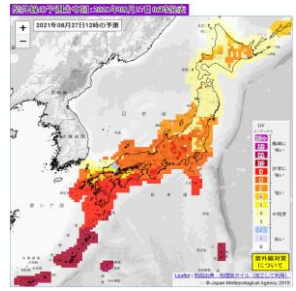
気象庁は、季節アンサンブル予報システムに大気海洋結合モデルを導入し、熱帯海洋変動に関連した大気海洋相互作用の再現性の向上を図っている。

物質輸送に関する数値予報モデル

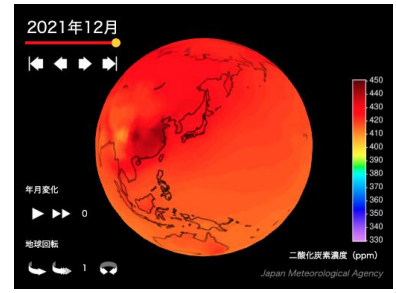
- 地球環境や気候に影響する黄砂、紫外線、二酸化炭素などを、物質輸送モデルを用いて監視・予測。



黄砂解析予測図※



紫外線の予測分布図※



二酸化炭素濃度の球面分布図※

※気象庁HPより

物質輸送モデルは大気中のある物質の発生・輸送・消滅過程等をシミュレートして動態を監視・予測する数値予報モデルで、日々の生活に身近な黄砂・紫外線の予測や二酸化炭素濃度の解析に用いられる。

・エーロゾルモデル（全球エーロゾルモデル）

エーロゾルは大気中に漂う数nmから数十μmの微粒子で、代表的なエーロゾルとしては黄砂、煙、海塩、大気汚染粒子などがある。大陸などでの黄砂の舞い上がり、風による移動、雨などによる地上への降下を考慮して、大気中の黄砂の量や分布を解析・予測する。黄砂情報の作成に利用される。

・化学輸送モデル（全球化学輸送モデル）

オゾンやその変化に関わる物質の風による移動、地上への降下、化学物質や光による反応を通じた変化などを考慮して、上空や地上付近のオゾン濃度を予測する。紫外線情報の作成に利用される。

・二酸化炭素輸送モデル（二酸化炭素輸送モデル）

二酸化炭素の吸排出量を解析して、それをもとに濃度分布を計算する。世界の大気中の二酸化炭素の分布状況を図示する二酸化炭素分布情報の作成に利用される。

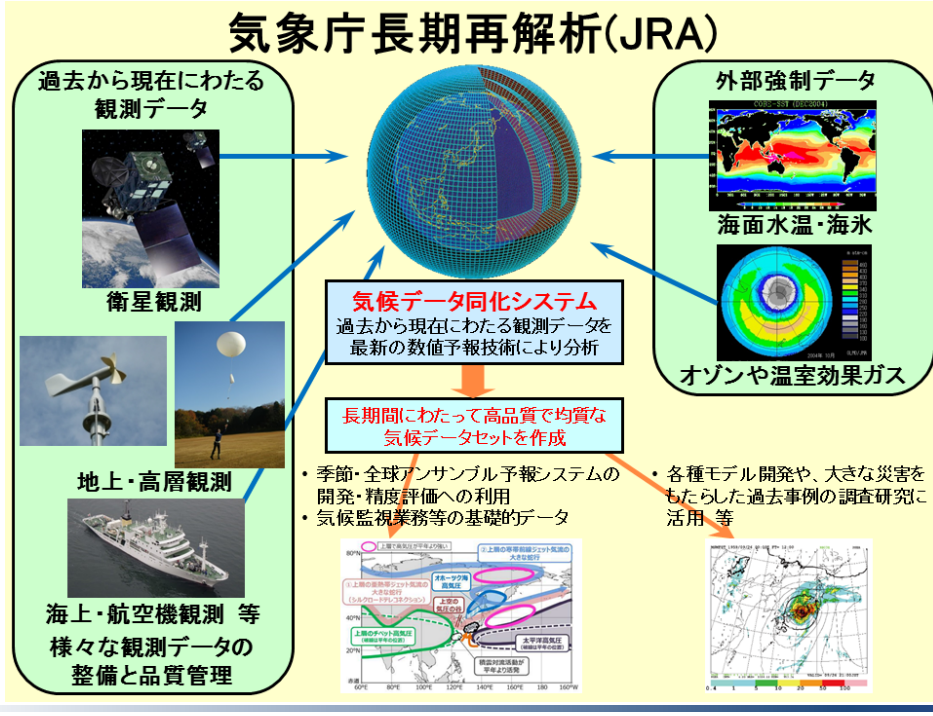
決定論的予報とアンサンブル予報

- 数値予報モデルでは、初期値・境界値と予報値が一対一対応の関係にある（初期値と境界値が決まれば予報値が決まる）
  - 初期値や境界値、数値予報モデルに含まれる誤差により、予測には必ず誤差が含まれる。
- 決定論的予報
  - データ同化によって得られた解析値を初期値として実行される数値予報。
  - 数値予報の誤差の大きさは、その時々の大気状態で異なるため、一つの決定論的予報の結果で予測の誤差を見積もることはできない。
- アンサンブル予報
  - 予測の誤差を見積もるために、揺らぎを与えた複数の初期値から実行される数値予報。
  - 決定論的予報では知り得ない、予測の誤差や不確実性、信頼性といった情報がアンサンブル予報では得られる。
  - 初期値だけでなく、境界値や数値予報モデル自体の不確実性を考慮したり、あるいはこれらを組み合わせたりして、アンサンブル予報を行うこともある。

数値予報モデルでは、初期値と境界値が与えられれば計算結果である予報値は一意に求まる。このためデータ同化によって得られた解析値を初期値として実行される数値予報を「決定論的予報」と呼ぶ。しかしどれだけ精度良く求めても初期値や境界値には誤差が含まれる。また数値予報モデル自体も、モデル化の際の近似や仮定、あるいは空間・時間の離散化のために予測には必ず誤差が生じる。数値予報では初期値に含まれる僅かな誤差が時間の経過とともに増大するが、この誤差の成長は大気の状態によって大きく左右され、同じ数値予報モデルを用いても、予測に含まれる誤差はその時々の大気の状態によって異なる。そのため、最も尤もらしい解析値のみを初期値として数値予報モデルを実行する決定論的予報では、予測の誤差（不確実性）を事前に知ることはできない。

決定論的予報に対して、予測の誤差を見積もるために、初期値に僅かな揺らぎを与えて行う複数の予測を「アンサンブル予報」と呼ぶ。あるいは境界値や数値予報モデルを置き換え、これらの不確実性を考慮するアンサンブル予報もある。アンサンブル予報では、複数の予報値を利用することで予測の誤差を事前に見積もることができ、予測の信頼性に関する情報を得ることができる。

長期再解析

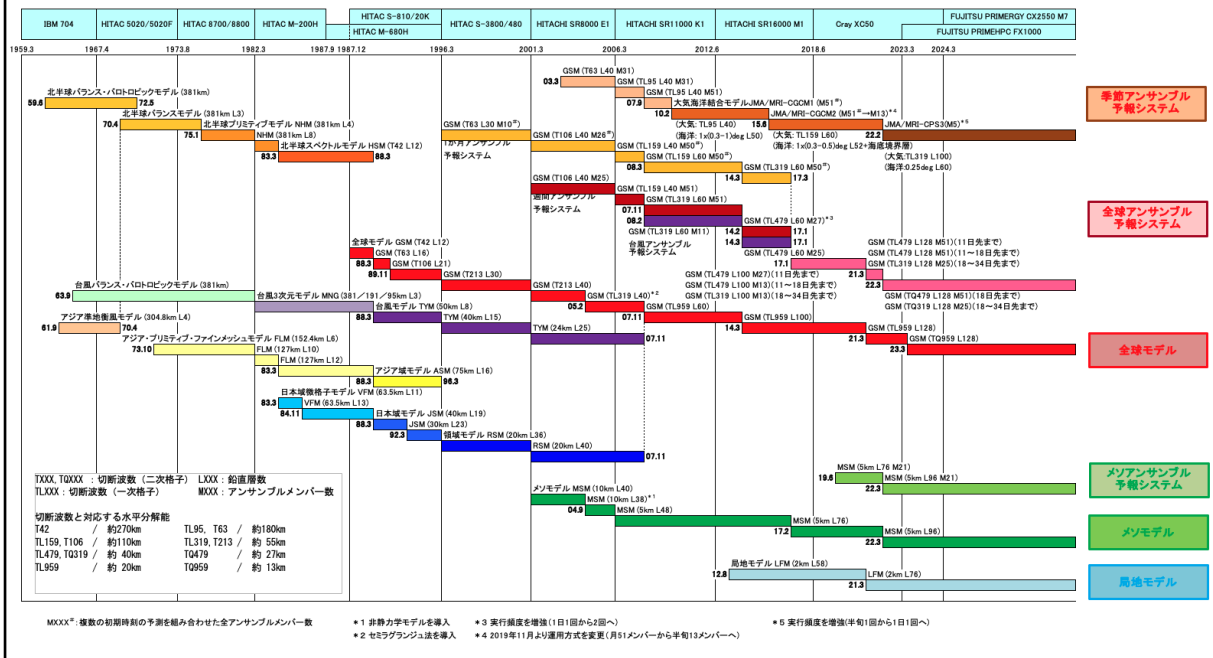


異常気象の分析を含めた気候の監視や季節予報をより的確に行うためには、過去の気候もできるだけ正確に把握する必要がある。このため、過去数十年にわたって蓄積した観測データを、最新の数値予報技術により分析する「長期再解析」にて過去の気候データを作成し、気候の監視や季節予報に活用している。また長期再解析は、国内外の研究活動等で広く利用されている。

長期再解析は、利用可能な過去の観測データを用いた、最新かつ一貫した数値解析予報システムによる、長期間にわたる高品質で時間的・空間的に均質な過去の大気状態の解析データである。

気象庁は2006年に約25年間の全球長期再解析 JRA-25 (電力中央研究所と共同) を実施、さらに2013年には気象庁55年長期再解析 (JRA-55) を、2023年には最新の技術を用いた約75年間の気象庁第3次長期再解析 (JRA-3Q) を公開した。また、JRA-3Q と同じシステムを用いて、JRA-3Q 準リアルタイムデータが継続的に作成されている。

気象庁の大型計算機/スーパーコンピュータと気象に関する数値予報システムの歴史

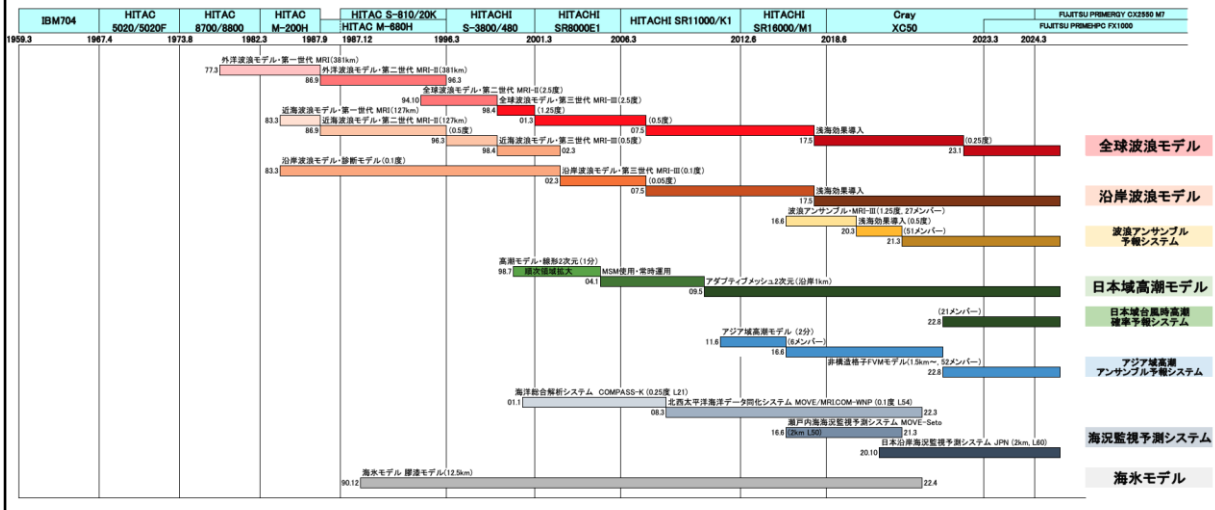


スライドには気象庁の大型計算機/スーパーコンピュータと気象に関する数値予報システムの変遷を示している。

現在運用中のスーパーコンピュータシステム（2024年3月5日から運用開始）は第11世代目で、更新前の約2倍の計算能力を有し、2023年3月に導入した線状降水帯予測スーパーコンピュータの運用と合わせて、更新前の約4倍の計算能力となっている。

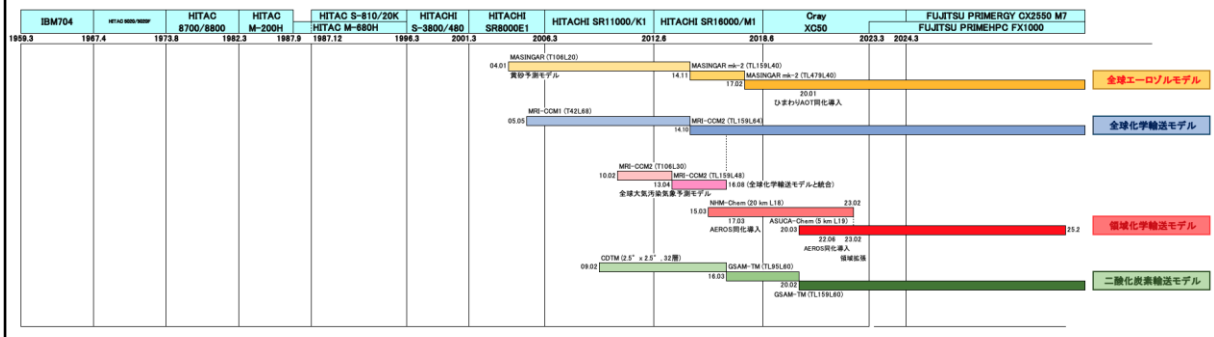
数値予報システムについても継続的に開発を実施し、観測データの利用の拡充、データ同化システムの高度化、数値予報モデルの精緻化や高解像度化を繰り返してきた。観測データの処理やデータ同化、数値予報モデルの実行、応用プロダクトの作成など、数値予報システムの運用には膨大な計算量が必要となる。数値予報システムの高度化にはさらなる計算量が要求されるため、より高度な数値予報システムを運用するにはより高性能なスーパーコンピュータが不可欠であり、数値予報とコンピュータ技術とは密接な関係にある。

気象庁の大型計算機/スーパーコンピュータと海洋に関する数値予報モデルの歴史



スライドには気象庁の大型計算機/スーパーコンピュータと海洋に関する数値予報モデルの変遷を示している。海洋に関する数値予報モデルについても継続的に開発を実施し、観測データの利用の拡充、データ同化システムの高度化、数値予報モデルの精緻化や高解像度化を繰り返してきた。

気象庁の大型計算機/スーパーコンピュータと物質輸送に関する数値予報モデルの歴史



スライドには気象庁の大型計算機/スーパーコンピュータと物質輸送に関する数値予報モデルの変遷を示している。物質輸送に関する数値予報モデルについても継続的に開発を実施し、観測データの利用の拡充、データ同化システムの高度化、数値予報モデルの精緻化や高解像度化を繰り返してきた。

参考文献

- 本田有機, 室井ちあし,2018: 概要. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66-71.

第1章 基礎編

1.2 観測データと品質管理

数値予報を行うには現実の大気状態を正しく捉えた、各種（気象）観測データが必要である（計盛ほか 2018）。スライドには数値予報で利用している各種観測測器や測器を搭載する衛星などを示している。観測は大きく分けて直接観測、リモートセンシング（遠隔観測）、疑似観測に分類できる。

直接観測では各地の気象台での観測や船舶・漂流ブイ、ラジオゾンデ、商用航空機等が用いられる。

リモートセンシングには地上に設置された測器による地上リモートセンシングと、人工衛星搭載の測器による衛星リモートセンシングがある。地上リモートセンシングではウィンドプロファイラや気象レーダー、GNSS受信機、地上マイクロ波放射計が用いられる。

衛星リモートセンシングに用いられる衛星は静止軌道衛星と低軌道衛星とに大きく分けられる。

疑似観測は、人間の手による主観解析の結果など、実際の観測で得られたものでない大気に関する情報をデータ同化で利用するために人工的に作成される観測を模したものである。現在、気象庁のデータ同化で疑似観測データとして利用されているのは、台風ボーガスのデータのみである。

直接観測

直接観測は、ある場所の大気状態を実際にその場で測る観測。

- 地上観測
  - 官署等、AMeDAS
- 海上観測
  - 船舶、係留ブイ、漂流ブイ

地表上の観測

- 航空機観測
  - 民間航空機
- 高層観測
  - ラジオゾンデ
- 高層風観測
  - パイロットバルーン

上層の観測

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　17

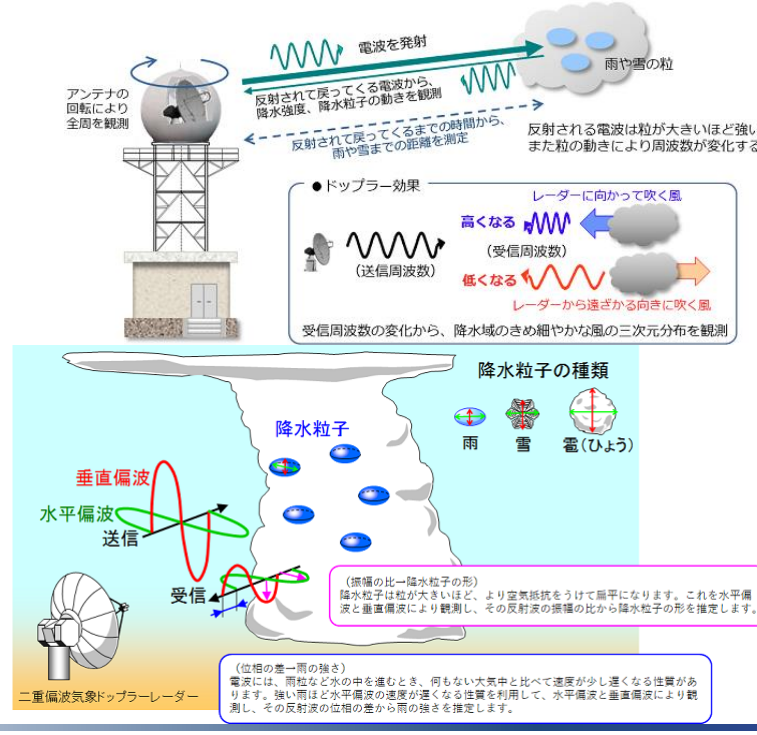
直接観測は、ある場所の大気状態を実際にその場で測る観測である。直接観測には各地の気象台などによる地上観測や船舶・漂流ブイによる海上観測、ラジオゾンデによる高層観測、商用航空機などによる航空機観測が含まれる。

地上リモートセンシング

リモートセンシングは離れた場所から電磁波などを用いて間接的に観測を行う手法。

- ウィンドプロファイラ
- 気象レーダー
  - ドップラー速度
  - 反射強度
  - 解析雨量

  注：解析雨量作成では雨量計等の直接観測データによる補正が行われており、純粋なリモートセンシングではない。
- 地上（船舶）GNSS観測
  - 天頂遅延量
  - 可降水量
- 地上マイクロ波放射計
  - 可降水量



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　18

リモートセンシングは離れた場所から電磁波などを用いて、間接的に観測を行う手法である。リモートセンシングには地上に設置された測器による地上リモートセンシングと、人工衛星搭載の測器による衛星リモートセンシングがある。

地上リモートセンシングでは気象レーダーやウィンドプロファイラ、地上GNSS、地上マイクロ波放射計などを用いて観測を行う。

気象レーダーはアンテナを回転させながら電波（マイクロ波）を発射し、半径数百kmの広範囲内に存在する雨や雪を観測するものである。発射した電波が戻ってくるまでの時間から雨や雪までの距離を測り、戻ってきた電波（レーダーエコー）の強さから雨や雪の強さを観測する。また、戻ってきた電波の周波数の差（ドップラー効果）を利用して、雨や雪の動きすなわち降水域の風を観測することができる。さらに、令和2年3月から二重偏波気象ドップラーレーダーの導入を開始した。二重偏波気象ドップラーレーダーは、水平方向と垂直方向に振動する電波（それぞれ水平偏波、垂直偏波という。）を用いることで、雲の中の降水粒子の種別判別や降水の強さをより正確に推定することが可能となった。この他、レーダーで観測された雨の強さをアメダスや他機関の雨量計による観測で補正したものとして解析雨量がある。ただし、解析雨量はその作成において雨量計等の直接観測データによる補正が行われているため、純粋なリモートセンシングによる観測データではない。

ウィンドプロファイラは地上から上空に電波を発射し、上層大気の屈折率の乱れによって生じる送信波と反射波の周波数の差を利用して、上空の風向・風速を観測する。

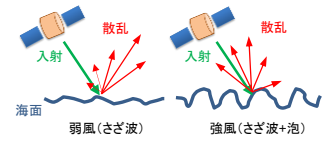
地上（船舶）GNSSは複数の GNSS 衛星から発信された電波を地上または船舶上の GNSS 受信機で受信した際の受信時間の遅れ（伝播遅延）を利用する。受信時間の遅れは主に電波が通過した大気中の乾燥大気・水蒸気量に起因するため、複数のGNSS衛星を用いて求められた受信機が設置された場所の天頂大気遅延量から鉛直積算水蒸気量（可降水量）を求めることができる。

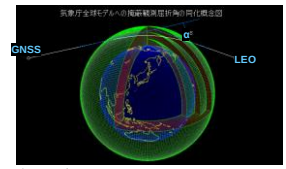
地上マイクロ波放射計は、大気からのマイクロ波の輝度温度を測定し、輝度温度を基に可降水量を推定値（リトリーブ値）として求めることができる。

衛星観測（衛星リモートセンシング）

※赤字は初期値・境界値作成で利用中のもの

- 地球からの電磁波（可視、赤外、マイクロ波）観測
  - イメージャ（輝度温度or反射率）
    - →（雲や大気パターンを追跡して）大気追跡風（AMV）
    - →水蒸気量、降水量、海面水温、土壌水分、積雪域、等
  - サウンダ（複数周波数の輝度温度）
    - →気温・水蒸気鉛直プロファイル
- 複数の角度からマイクロ波を発射、その後方散乱を観測
  - マイクロ波散乱計（散乱断面積）
    - →海上風、土壌水分
- GNSS衛星からの電磁波の大気による遅延
  - GNSS掩蔽観測（遅延量）
    - →屈折角、屈折率、気温・水蒸気プロファイル
- その他
  - 降水レーダー、雲レーダー、雲・エアロゾルライダー、など





気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　19

衛星リモートセンシングでは地球（地表や雲）から射出され大気の影響を受けた放射を用いて、多種多様な観測が行われている。

イメージャやサウンダは地球からの電磁波を観測する。イメージャは高水平分解能で水平的なデータを得ることができる。輝度温度だけではなく、例えば雲パターンを追跡することで大気中の風も推定できる。サウンダはイメージャと比べて水平分解能は低いが、複数周波数を利用することで鉛直的な情報を得ることができる。

マイクロ波散乱計は複数の角度からマイクロ波を発射し、その後方散乱を観測することで海上風等を観測する。

GNSS掩蔽観測ではGNSS衛星からの電波を低軌道衛星で受信することによって、屈折角・屈折率をとおして気温や水蒸気の鉛直分布に関する情報を全球的に得ることができる。

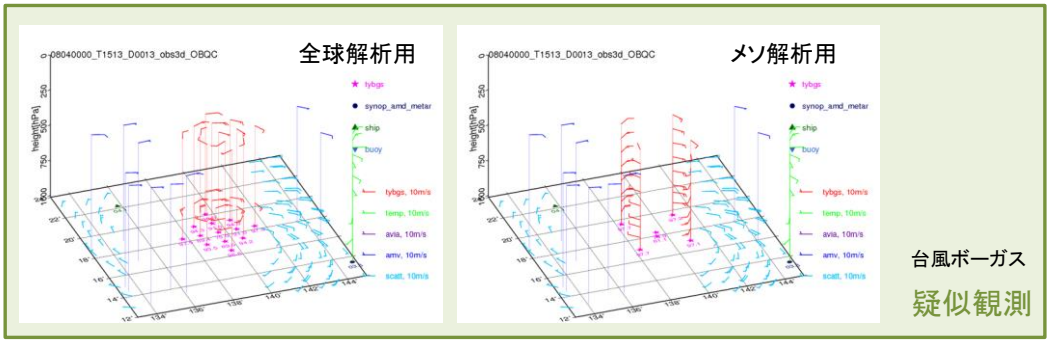
疑似観測

疑似観測は人工的に作成される疑似的な観測データ。

実際に観測で得られたものでない大気に関する情報をデータ同化で利用するために作成される。疑似観測はボーガスデータと呼ばれる。

bogus・・・偽の

- 台風ボーガス
  - 気象庁の現業作業により解析される台風に関する情報（中心位置（緯度・経度）、中心気圧、15m/s半径など）を基に作成する。
  - 非対象構造は第一推定値(1.3章参照)から抽出する。



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　20

疑似観測は人間の手による主観解析の結果など、実際に観測で得られたものでない大気に関する情報をデータ同化で利用するために、人工的に作成される観測を模したものである。現在、気象庁のデータ同化で疑似観測データとして利用されているのは、台風ボーガスのデータのみである。台風ボーガスは気象庁で解析される熱帯低気圧（TC）の情報（中心位置、中心気圧、強風半径）をデータ同化で利用するための手法（もしくはそのデータ）である。台風が多く発生する日本の南の海上では観測データが少ないため、台風ボーガスは利用されている。

台風ボーガスは典型的な軸対称のTC構造を仮定したモデルに前述のTCに関する情報を適用してTC構造を推定し、これに数値予報で得られる非軸対称構造の情報を加えて、TC周辺の気圧や風の3次元分布を算出する。この中からいくつかの地点のデータを抽出し、抽出データを観測データの形式に変換する。

各種観測データの長所・短所

直接観測
○ 高品質のデータが得られる
× 時間・空間分解能が限定的、分布に限りがある

地上リモートセンシング
○ 時間分解能が高い、空間一様性が高い
× 必要な物理量への変換に工夫が必要

衛星観測（衛星リモートセンシング）
○ 広域に均質な観測データが周期的・定常的に得られる
× 必要な物理量への変換、入電時間、衛星の寿命

疑似観測（台風ボーガス）
○ 観測データの乏しい海洋上に存在する台風周辺域で利用可能
× （典型的な台風構造を仮定しているため）
個々の台風に適していない場合がある

直接観測	地上気象観測
	地域気象観測システム（アメダス）
	海上観測
	航空機観測
	高層観測
地上リモートセンシング	ウインドプロファイラ
	気象レーダー
	解析雨量
	地上GNSS
	船舶GNSS
	地上マイクロ波放射計
疑似観測	台風ボーガス
静止軌道衛星	大気追跡風
	晴天放射輝度温度
低軌道衛星	極域大気追跡風
	マイクロ波サウンダ
	赤外放射計
	マイクロ波イメージャ
	マイクロ波散乱計
	GNSS掩蔽観測
	衛星搭載レーダー
合成衛星画像	LEOGEO大気追跡風

ここでは各種観測データの長所と短所を見ていく。

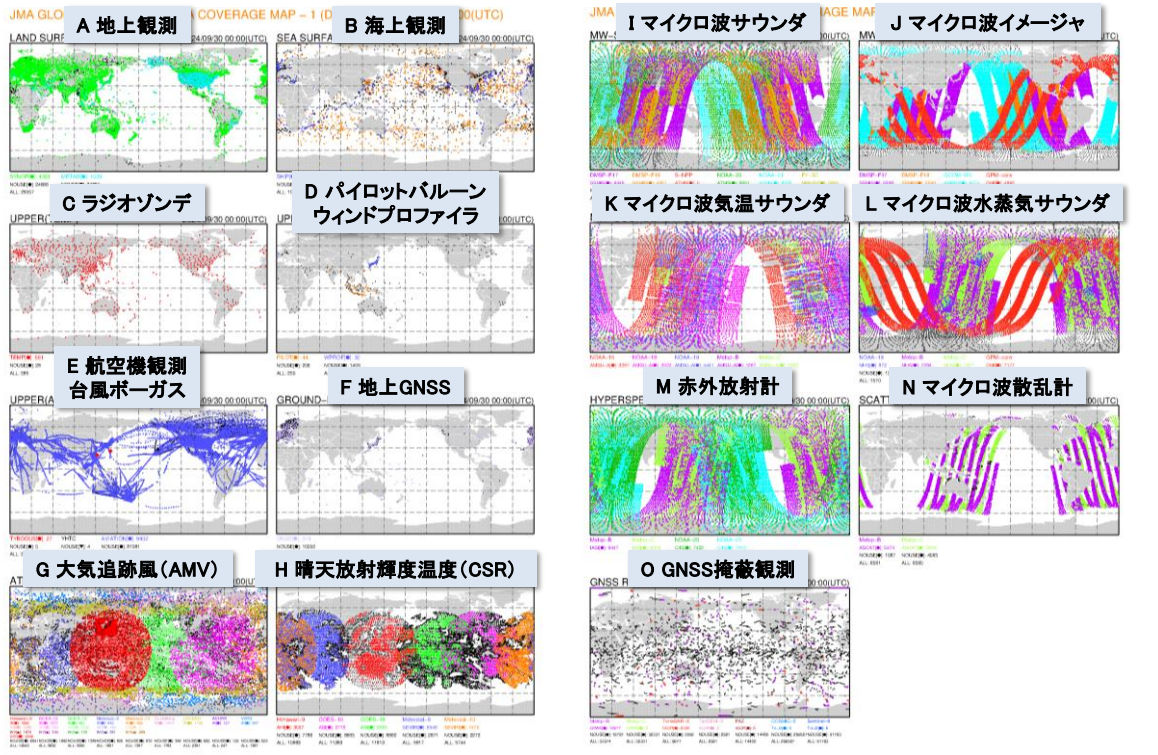
直接観測データは一般に空間分解能が限られ、時間分解能に制約があるものもあるが、高品質でリモートセンシングデータの校正に使われるなど観測データとして貴重である。

地上リモートセンシングは必要な物理量への変換に工夫が必要だが、時間分解能が高く空間一様性が高いという利点がある。

衛星リモートセンシングと地上リモートセンシングを比較すると、後述するように衛星リモートセンシングはデータの入電に時間がかかるという欠点があるが、より広い空間を対象に観測を行うという利点がある。

疑似観測（台風ボーガス）は典型的な台風構造を仮定しているため個々の台風に適していない場合があるが、観測データの乏しい海洋上に存在する台風周辺域で利用ができるという利点がある。

観測データの水平分布



スライドには2024年9月30日00UTCの前後3時間に観測された観測データの水平分布を示している。それぞれの図でカラーで表示されたデータは実際に全球サイクル解析で利用されたデータを示し、黒は利用されなかったデータを示している。

A）は地上観測で、陸上に密に分布しているが、砂漠や高緯度の雪氷域などでは観測密度が低い。B）は海上観測で、海洋上に広く分布しており、特に北大西洋で観測密度が高い。C）はラジオゾンデによる高層観測で、上空の気温、風、湿度データが得られるが、ほとんどが陸上に分布している。またアフリカでは非常に数が少ない。なお、海洋上では気象観測船や洋上プラットフォームなどによって観測が実施されている。D）はパイロットバルーン（測風気球、橙）やウィンドプロファイラ（青）で得られる上空の風観測である。E）は航空機による観測（青）や台風ボーガス（赤）の分布を示している。航空機観測は全世界から広く得られる。ただし、観測高度は限定的であり、その多くは航空機の巡航高度である10,000 m付近の観測である。F）は地上GNSSデータで、陸上に分布している。

G）～ O）は衛星リモートセンシングデータで、色によりその測器を搭載する衛星を区別している。G）～ O）の衛星リモートセンシングデータはA）～F）の直接観測や地上リモートセンシングデータと比べて面的にデータが分布しており、さらに水平分解能も高いことが見てとれる。O）はGNSS掩蔽観測で、まばらだが全球に比較的均質にデータが分布している。

G）は大気追跡風（AMV）のデータ分布。H）は静止軌道衛星による晴天放射輝度温度（CSR）のデータ分布で、上空の晴天域のみにデータは限られる。I）はマイクロ波サウンダのデータ分布。J）はマイクロ波イメージャのデータ分布で、海洋上でのみデータを利用している。K）はマイクロ波気温サウンダのデータ分布。L）はマイクロ波水蒸気サウンダのデータ分布。M）は赤外放射計のデータ分布。N）はマイクロ波散乱計による観測のデータ分布で、衛星軌道の左右両側の海上で風向風速のデータが得られる。

観測データの鉛直分布

	種別	地表	全層積算	対流圏下層	対流圏上層	成層圏	中間圏
直接観測	地上・海上	○					
	航空機観測	○		○	○		
	高層観測	○		○	○	○	
地上リモートセンシング	ウインドプロファイラ			○	○		
	気象レーダー			○			
	解析雨量	○					
	地上・船舶GNSS		○				
	地上マイクロ波放射計			○			
疑似観測	台風ボーガス	○		○	○		
静止軌道衛星	可視・赤外イメージャ（AMV, CSR）	○		○	○		
低軌道衛星	可視・赤外イメージャ（AMV）	○		○	○		
	マイクロ波サウンダ	○		○	○	○	○
	赤外放射計	○		○	○	○	○
	マイクロ波イメージャ	○		○			
	マイクロ波散乱計	○					
	二周波降水レーダー			○	○		
	GNSS掩蔽観測			○	○	○	○

中間圏で観測データが得られるのは
衛星搭載サウンダやGNSS掩蔽観測のみ。

衛星データは対流圏下層から対流圏上層(一部中間圏)まで観測データを得られるが、大気下層の観測情報を分離することは難しい。

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　23

スライドには各観測の観測対象となる高度を示している。

地上（船舶）GNSSにより鉛直方向に全層積算した水蒸気量が得られるが、水蒸気の分布が対流圏下層で多いため、対流圏下層の影響が大きい。また、晴天放射輝度温度は全層積算量に相当する観測データであるが、ここでは観測波長の特性により感度があるとされる高度を示している。現状、中間圏で観測データが得られるのはマイクロ波サウンダと赤外放射計、GNSS掩蔽観測のみである。一方、衛星観測により陸上における大気下層の情報を得るには地表面状態を正確に把握する必要があるため、衛星観測で大気下層の観測情報を分離して得ることは難しい。

数値予報で利用している観測要素

		全球解析	メソ解析	局地解析	三十分大気解析
直接観測	地上気象観測	気圧（地上解析のみで利用：気温、風、湿度）	気圧、湿度（地上解析のみで利用：気温、風）	気圧、気温、風、湿度	
	地域気象観測システム（アメダス）		湿度	気温、風、湿度	気温、風
	海上観測	気圧（地上解析のみで利用：気温、風、湿度）		気圧	
	航空機観測	気温、風			
	高層観測	気圧、気温、風、湿度			
地上リモートセンシング	ウインドプロファイラ	風			
	気象レーダー		ドップラー速度		
			反射強度（※1）		
	解析雨量		降水量		
	地上GNSS（※2）	遅延量	可降水量		
	船舶GNSS（※2）		可降水量		
	地上マイクロ波放射計		可降水量		
疑似観測	台風ボーガス	気圧、風			
静止軌道衛星	大気追跡風	風			
	晴天放射輝度温度	放射輝度			
低軌道衛星	極域大気追跡風	風			
	マイクロ波サウンダ	放射輝度			
	赤外放射計	放射輝度			
	マイクロ波イメージャ	放射輝度	放射輝度、降水量	放射輝度	
				土壌水分量	
	マイクロ波散乱計	風			
				土壌水分量	
	GNSS掩蔽観測	屈折角	屈折率		
	衛星搭載レーダー		反射強度（※1）		
合成衛星画像	LEOGEO（※3）大気追跡風	風			

（※1）湿度を推定して同化　（※2）GNSSは全球測位システム
（※3）LEOGEOは低軌道衛星（LEO）と静止軌道衛星（GEO）の合成プロダクト

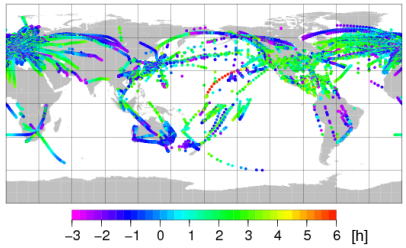
2024年9月現在

スライドでは数値予報で利用している観測要素を示している。

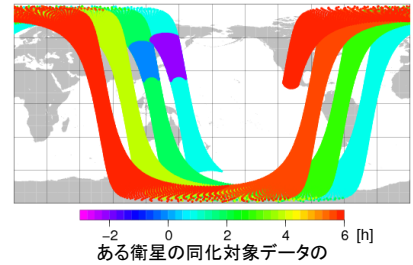
地上観測や海上観測等の直接観測は、気圧、気温、風、湿度など数値予報モデルの予報変数を直接観測するものが多く、地上（船舶）GNSSや衛星観測等のリモートセンシングでは、放射輝度やドップラー速度、反射強度、屈折率など、予報変数ではない物理量を観測するものが多い。

データ打ち切り時間

- 現業数値解析は、リアルタイムシステムである
  - 観測データが増えれば増えるほど、解析精度が向上することが期待できる。
  - しかし、観測データの取得には時間がかかる。



同化対象データ(航空機観測)の
解析時刻に対する入電時間分布例



ある衛星の同化対象データの
解析時刻に対する入電時間分布例
(Aqua/AMSR-E, 2011/03/01 06UTC)

  - →目的に応じて観測データの待ち受け時間を設定
    - 速やかな予報のため短い待ち受け時間で解析実行(メソ/局地/全球速報)
    - 精度のよい解析のため待ち受け時間を長く確保して解析実行(気候/全球サイクル)

各種観測データをデータ同化で利用するためには、解析処理開始までにそれらのデータを取得する必要がある。このため、観測データの取得に要する時間は数値予報の運用にとって極めて重要である。スライドには航空機観測と衛星観測の同化対象データの解析時刻に対する入電時間分布を示している。

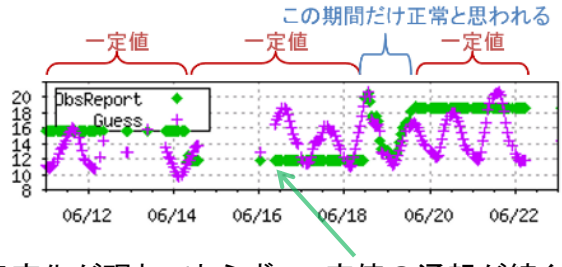
航空機観測は観測時刻が連続的に分布しており、観測後30分以内に多くのデータが入電する。データの入電も連続的にあり、解析時刻の4時間後までには、解析時刻前後3時間のデータのほとんどが入電する。

衛星データについては観測自体は連続的に行われるものの、一定量(例えば地球半周分)のデータを宇宙機関(衛星運用機関)などから一度に取得するため、データ取得の時間分布は連続的にならない。データの取得に要する時間は、一般的には観測後1～3時間程度、遅いものでは5時間程度である。従って、配信の最も遅い解析時刻の3時間後の観測データは解析時刻の8時間後にようやく取得できることになる。このような遅延を補うため、衛星データの中には気象衛星センターに代表される衛星受信局で直接衛星から受信されるデータもある。こうした観測データは、観測後30分以内にはおおむね取得できる。ただし、このようにして衛星から直接得られるのは、受信局周辺の観測データのみに限られる。このため、より迅速に全球的なデータを取得するため、各国の受信局で得られた直接受信データを相互に交換する枠組みがWMOの下で構築されている。

以上の例のように、観測データには取得するのに時間がかかるものがある。観測データが増えれば増えるほど、解析精度が向上することが期待できるが、現業数値予報解析はリアルタイムシステムであるため、迅速性も求められる。そのため、気象庁では速やかな予報のために短いデータ待ち受け時間で行う解析と、精度のよい解析のためデータ待ち受け時間を長く確保して行う解析がある。(詳細は1.3データ同化を参照。)

品質管理(QC)の重要性

誤データの例 船舶からの気温データ

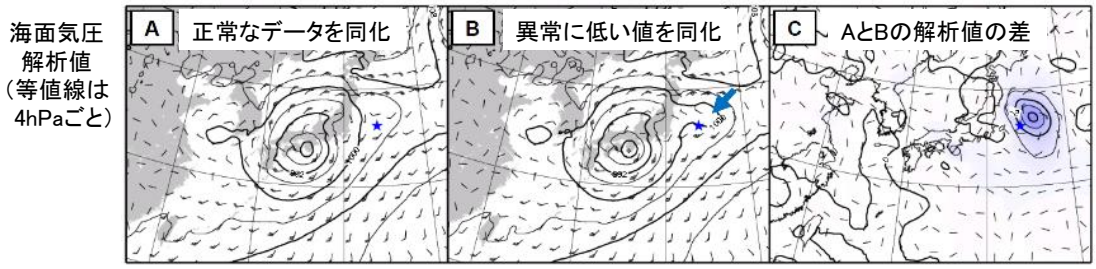


日変化が現れておらず、一定値の通報が続く。

観測データには、誤差が含まれる。
測定誤差、代表性誤差、変換誤差など。

誤データの混入は、
・予測精度の低下
・データ同化処理の異常終了
の原因となりうる。

正常な観測データと異常な観測データが同化された時の違いの例



気象庁 Japan Meteorological Agency 令和6年度数値予報解説資料集 26

観測データには誤差が含まれる。データ同化で扱う観測誤差として、測定誤差、代表性誤差、変換誤差がある。測定誤差は測器等による誤差で、観測そのものの誤差である(一般に観測誤差と呼ばれるもの)。代表性誤差とは第一推定値の空間的な離散化による誤差である。変換誤差とは格子点値を観測相当量に変換する際に生じる誤差である。これら以外に、人為的なミスや観測測器の故障等、様々な原因により誤データの混入があり得る。そのような異常値データは修正あるいは棄却する必要がある。

スライド左上には船舶からの気温通報値(緑)と、対応する地点における数値予報モデルによる第一推定値(紫)を例として示している。第一推定値が明瞭な日変動を示しているのに対し、通報値はときどき変動がみられるものの一定値が連続しており、明らかに挙動が不自然である。

スライド下部には異常なデータが数値予報のデータ同化に利用された場合の例を示している。(A)は正常な観測データを用いた場合の解析場、(B)は日本の東海上に異常なデータが混入した場合の解析場、(C)は(A)と(B)の差を示している。(B)では日本の東海上に偽の低気圧(矢印)が解析されている様子がわかる。この例のように、異常データの混入は予測精度の低下につながる。また、それだけでなく場合によっては、データ同化の処理が異常終了する原因となり得る。このため、異常データはできる限り適切に排除する必要がある。この処理などを実施するのが品質管理(QC: Quality Control)である。

QCにはデータ同化のための前処理として自動的に実施されるリアルタイムQCと、ある一定期間の観測値の振る舞いを監視し、観測データの統計的な問題点などを把握するための非リアルタイムQCの2種類がある。

リアルタイムQC（内的QC）

リアルタイムQCは、データ同化に入力するための観測データの妥当性を判定する前処理で実施される。

リアルタイムQC
- 内的QC・・・観測データが持つ情報のみを使って行う
- 外的QC・・・第一推定値や周囲の観測等と比較して行う

チェック種別	チェック内容
ブラックリストチェック	ブラックリストに基づいて、低品質と認識されたデータを棄却
気候学的チェック	気候学的な不自然さについてのチェック
航路チェック	船舶等のデータで不自然な挙動等
要素間整合性チェック	例えば気温と露点温度の関係
鉛直整合性チェック	気温減率の妥当性等

リアルタイムQCはデータ同化に入力するための観測データの妥当性を判定する前処理で実施される。前処理は観測の種類に応じて様々な手法で行われる。このうち直接観測やAMVなどのQCは、以下に述べる内的QCと外的QCの処理が実施される。

内的QCは観測データが持つ情報のみを使って行うQCであり、以下のような項目がある。

・ブラックリストチェック：後述する非リアルタイムQCの結果に基づいて、品質が悪いと事前に判明しているデータを予め登録したブラックリストに基づいて除去する。

・気候学的チェック：気候学的に妥当な値が報じられているか確認する。値の基準はWMO（1993）に基づいている。

・航路チェック：船舶や航空機などの移動体からの観測通報が適切か確認する。移動速度や角度の確認のほか、船舶では通報位置が海上かどうかも確認する。

・要素間整合性チェック：同時に測定した異なる観測要素間で整合が取れているか確認する。例えば、気温と露点温度が逆転していないか、などである。

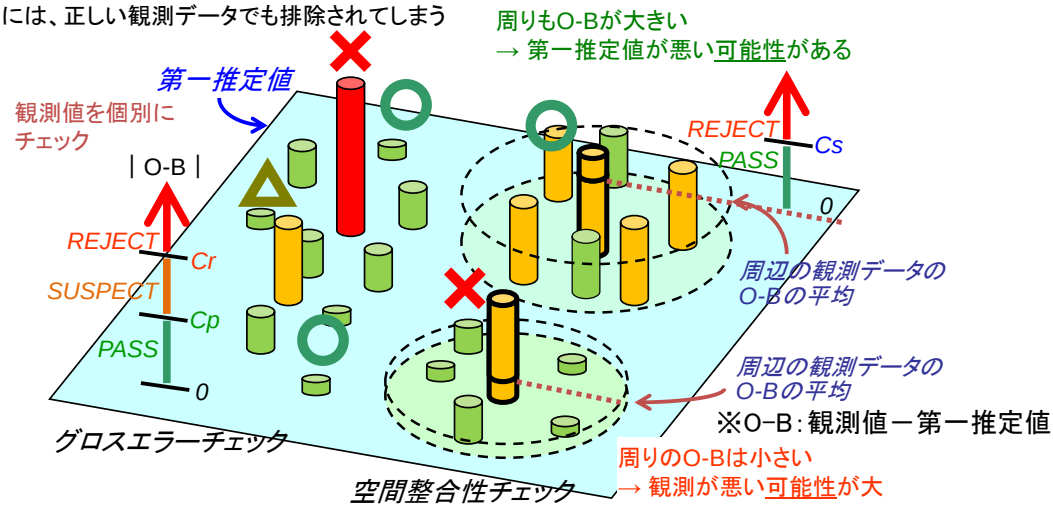
・鉛直整合性チェック：高層観測を対象として、鉛直方向にある一連のデータが気象学的に整合しているか確認する。例えば、観測値が一定ではないか（測器が氷結してないか）、気温減率は妥当か、などである。

リアルタイムQC（外的QC）

グロスエラーチェック
・第一推定値と観測値を比較
・著しく差がある場合は除去
・それほど大きくない場合は一度保留

※グロスエラーチェック時、第一推定値の品質が特に悪い場合には、正しい観測データでも排除されてしまう可能性有

空間整合性チェック
（特にSUSPECTのデータについて）
周囲との比較で最終的に採用・棄却を決定



外的QCは第一推定値や周囲の観測等と比較して観測データの妥当性を確認する。外的QCは以下によって行われる。なお、これらの処理の模式図をスライドに示している。

・グロスエラーチェック：観測値と第一推定値の差（O-B）により、そのデータが妥当か判定する。ただし、第一推定値自体が妥当かどうか必ずしも明確でない（予報精度が悪い可能性がある）ので、本判定ではO-Bの大きさに応じて、PASS（通過）/ SUSPECT（保留）/REJECT（排除）の3種類に判定し、SUSPECTデータは後続の空間整合性チェックで改めて判定する。なお、第一推定値の品質が特に悪い場合には、正しいデータであっても、本チェックで排除されてしまう可能性があるので注意が必要である。

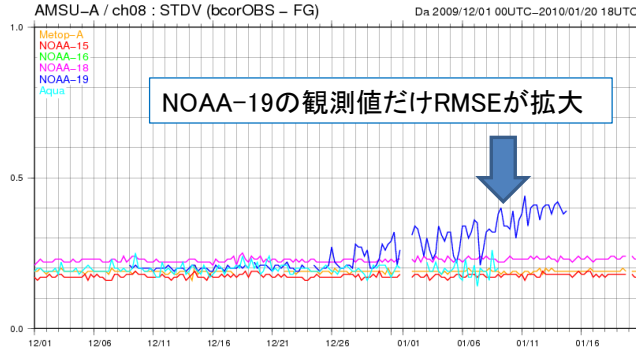
・空間整合性チェック：O-Bを周囲の観測データと比較し、周囲の観測データも似たようなO-Bだった場合、観測は正しいと判断してPASSとする。逆に周囲と異なる場合には、観測値の信頼性が低いとみなしてREJECTとする。

リモートセンシング観測のためのQCは、それぞれの特性に応じて様々な処理が施されている。例えば、グロスエラーチェックのほか、衛星データに関しては、観測位置整合性チェックなどが行われる。

非リアルタイムQC

- 一定期間の観測値の振る舞いなどを監視
  観測データの統計的な問題などを把握
- 必要と判断した場合、リアルタイムQCで用いるブラックリスト上での該当データの登録・解除

例：複数の同種の衛星観測データの
第一推定値に対する二乗平均平方根誤差時系列



他の観測データの
RMSEは拡大していない

➡ 第一推定値ではなく、NOAA−19の観測データの精度が悪化したと判断

非リアルタイムQCは一定期間の観測値の振る舞いなどを監視し、観測データの統計的な問題などを把握するために行われており、この結果に基づきリアルタイムQCで用いるブラックリスト（品質が悪いデータのリスト）の登録・解除などを行っている。アジア地域の地上気象観測データの情報については、モニタリングレポートとしてとりまとめ、観測実施当局である外国気象機関やWMOに周知すると共に、外国数値予報センターとも情報交換し、観測の問題の把握に努めている。なお、このモニタリングレポートは、ウェブ（ http://qc.kishou.go.jp/ ）により公開されている。

数値予報課では統計処理や観測値と第一推定値の比較の時系列図などで各種観測データの監視を行っている。また、衛星データに関しては別々の衛星の同様の周波数帯（チャンネル）の輝度温度観測データについて、第一推定値に対する二乗平均平方根誤差（RMSE）やバイアス、入電数の時系列を描画することにより監視を行っている。例として、スライドには複数の同種の衛星観測データの第一推定値に対するRMSE時系列のグラフを載せている。スライドの図を見ると、NOAA-19以外の衛星のデータは一定の範囲内で変動しているが、NOAA-19だけRMSEが拡大している。これから、第一推定値ではなく、NOAA-19の観測データの精度が悪化したと判断できる。

参考文献

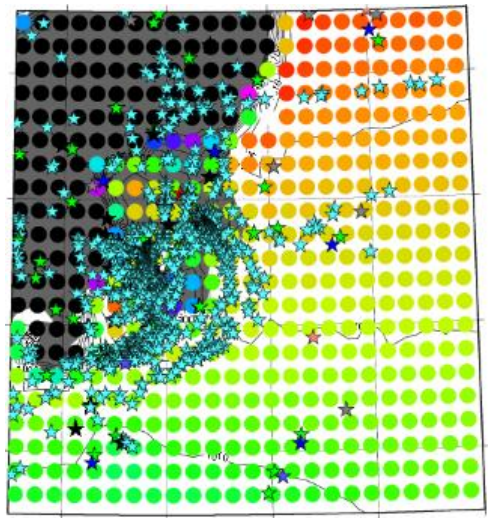
- 計盛正博、本田有機、佐藤芳昭、2018: 観測データと品質管理. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-82.
- WMO, 1993: Guide on the Global Data-Processing System, WMO No.305.

第1章 基礎編

1.3 データ同化

データ同化とは

第一推定値（前回の数値予報の値）と観測値及びそれらの誤差情報をもとに、第一推定値を観測値で修正して解析値（最も確からしい値）を作成する処理



数値予報モデルの格子点値（〇）と入電した観測データ（☆）

観測データと第一推定値（数値予報結果）の特徴

	観測値	第一推定値
◎	基本的には**現実を反映している**	**全格子・全要素のデータが利用可能**
△	観測誤差を内包	予報誤差を内包
×	**全格子・全要素のデータがない**	観測値と比べると、現実に沿っているか定かでない

- 第一推定値は全格子点・全要素の情報を持っている。
  ⇒「たたき台」として利用する。
- 観測値は現実を反映している。
  ⇒観測値を利用してたたき台を「修正」する。

数値予報モデルを実行するためには、初めに3次元空間の全ての格子点で初期時刻の気温や風、水蒸気量などの大気状態を表す物理量（初期値）を与えなければならない。初期値の精度は数値予報の精度に決定的な意味を持つため、精度の高い初期値を作成することは非常に重要となる（本田ほか 2018）。ここではデータ同化による初期値の作成について簡単に述べる。

表に観測データと第一推定値（前回の数値予報モデルの予報値）の特徴をまとめている。観測データは基本的に現実を反映しているが、利用可能な地点や高度、あるいはデータの種類が限られたものになっている。第一推定値は全ての格子点上で全てのデータを利用できるが、現実に沿ったものとなっているとは限らない。このように観測データと第一推定値のメリットとデメリットは互いに相補的になっていて、また観測データと第一推定値はそれぞれ観測誤差、予報誤差を内包している。図は数値予報モデルの格子点と実際に入電した観測データの分布を示している。数値予報モデルの格子点は3次元空間内に規則正しく並び、これら全ての格子点上で全ての要素のデータが利用できる。一方で観測データの分布はその多くが陸上に集中していて海上では少なく、まばらな分布になっていることが図から読み取れる。

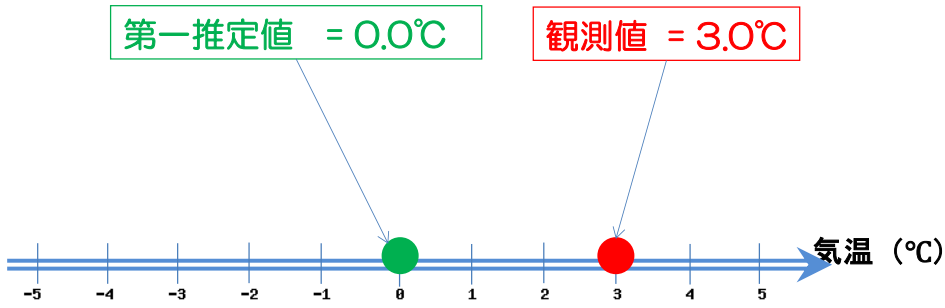
このようにそれぞれメリットとデメリットを持つ観測データと第一推定値をうまく使って、数値予報の初期値を作成する処理をデータ同化、または客観解析と呼ぶ。データ同化では、全格子点上で全要素のデータが利用できる第一推定値を初期値のたたき台として利用し、現実を反映している観測データによってたたき台（第一推定値）を修正することで、精度の良い初期値を作成する。データ同化によって作成された初期値は解析値とも呼ばれ、観測データと第一推定値の双方の利点を活用しつつ、それぞれに内包される観測誤差と予報誤差（背景誤差）も考慮して作成されることから、解析値は最も確からしい値として得られる。

データ同化手法には4次元変分法や3次元変分法、最適内挿法、アンサンブルカルマンフィルタなどがある。

データ同化の例

例） ある場所の気温が3.0℃と観測された。一方、同じ場所・同じ時刻での第一推定値の気温の予想は、0.0℃であった。

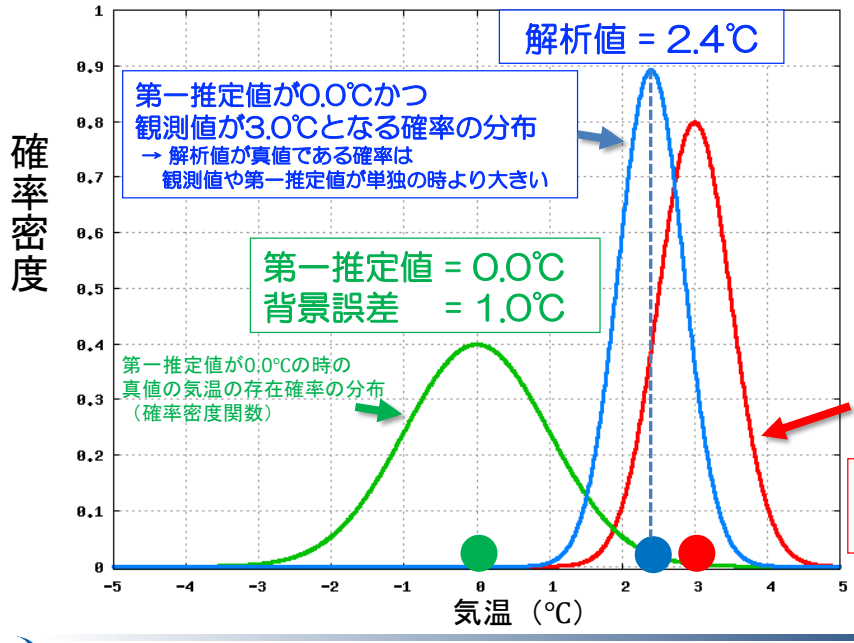
解析値をどのようにして求めるか？



データ同化では、観測値を単純に解析値とするのではなく、観測値と第一推定値の双方に重みをつけて内挿して解析値を求める。解析値が観測値側に寄るかそれとも第一推定値側に寄るかは、データ同化を実行する際にそれぞれの値の持つ誤差の統計的性質として与えられる「観測誤差」と「背景誤差」（第一推定値の誤差）の設定によって決まることになる。

簡単な例として、図のように、ある場所の気温が3.0℃と観測され、同じ場所・同じ時刻での第一推定値の気温の予想は0.0℃であった場合、解析値をどのように求めるかについて考える。

データ同化の例
（最尤推定法）



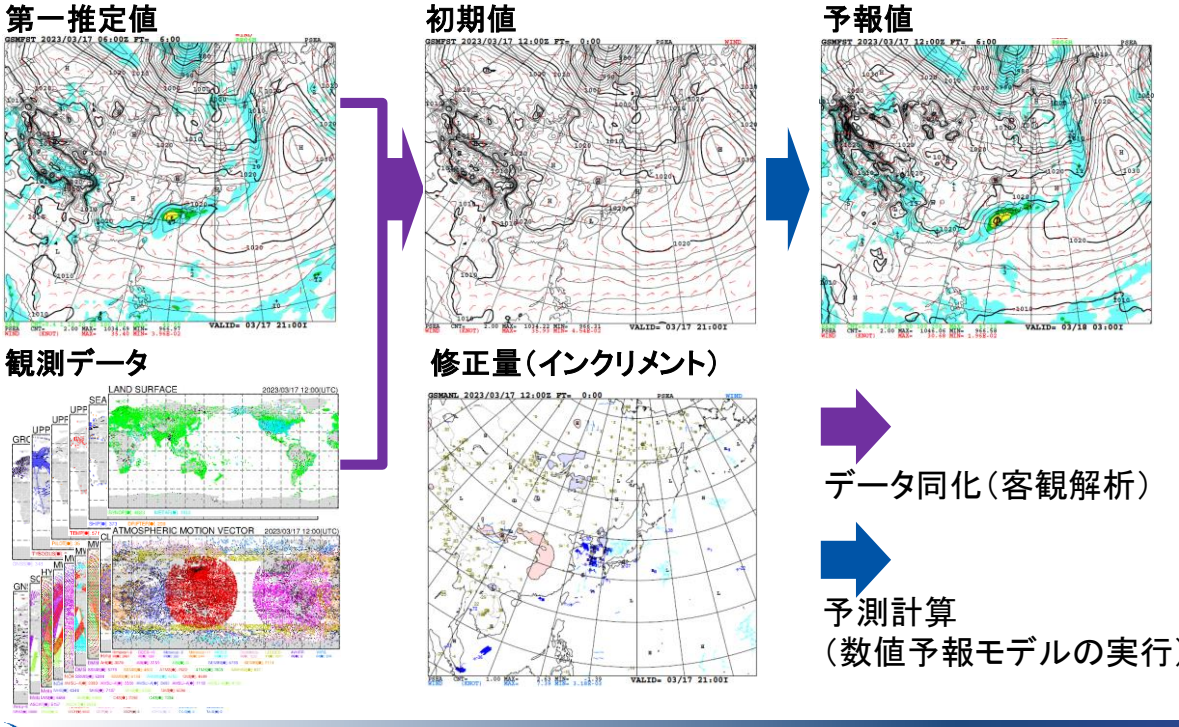
観測値（第一推定値）と真値との誤差は正規分布による条件付き確率密度関数に従うと仮定する。

観測値と第一推定値の確率密度関数が分かっている時、解析値が観測値と第一推定値を同時に満たす確率はこれらの確率密度関数の積で表すことができ、その最大値を与える値が最も尤もらしい値=解析値と考えることができる。

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　34

図は、最尤推定法という考え方で解析値を求める場合の例を示す。観測値、第一推定値には、それぞれ統計的な性質として与えられる「観測誤差」、「背景誤差」が存在する。観測値だけが分かっているときには、実際(真値)の気温は、観測値の周りに存在すると考えられ、第一推定値についても同様である。観測値、第一推定値と真値との誤差はそれぞれ正規分布による条件付き確率密度関数に従うと仮定する。解析値の確率の分布は観測誤差、背景誤差の大きさに依存し、観測値と第一推定値の確率密度関数が分かっている場合、解析値が観測値と第一推定値を同時に満たす確率はこれらの確率密度関数の積で表せる。その最大値を与える値が最も尤もらしい値=解析値と考えることができる。例では、青色の確率密度が最大となる場合の気温は2.4℃で、この値が解析値となる。このように、観測誤差が背景誤差より小さい場合は解析値は観測データ側に寄り、逆に観測誤差が大きい場合は解析値は第一推定値側に寄ることになる。

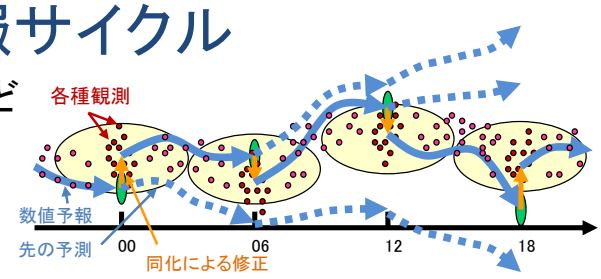
データ同化による初期値の作成



データ同化では、前回の数値予報モデルの予報値である第一推定値を、観測データで修正することによって初期値を作成する。作成された初期値からは数値予報モデルを実行することによって予報値が得られ、次のデータ同化の第一推定値として利用される。データ同化には地上観測や高層観測などによる直接観測のデータや、地上リモートセンシングや衛星観測といった遠隔観測のデータなど、様々な観測データが用いられる。精度の良い初期値を作成するためにはデータ同化に用いる観測データの品質が重要で、異常データが用いられた場合は初期値の精度は著しく悪化する。このためデータ同化には品質管理によって一定の品質を保った観測データのみが利用される。データ同化によって作成された初期値と、たたき台として利用された第一推定値との差は修正量（インクリメント）と呼ばれ、第一推定値が観測データによってどれだけ修正されたかを表している。異常に大きなインクリメントが入っている場合や、逆にインクリメントが全く入っていない場合などは、それぞれ異常データが利用されていることや観測データが利用されていないといったことが考えられ、作成された初期値の精度に注意する必要がある。

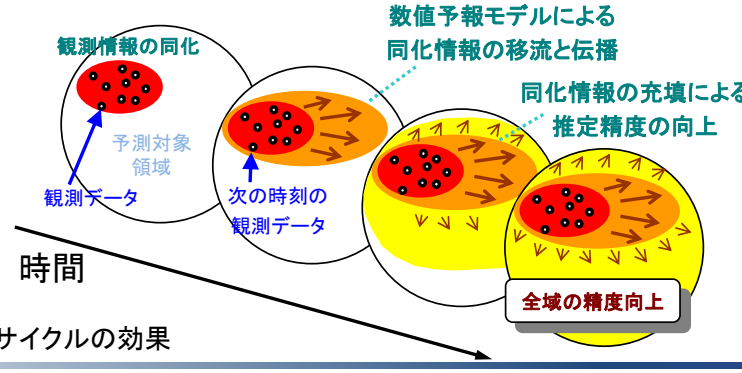
解析予報サイクル

- 数値予報では予測時間が長いほど誤差が増大する。
  - 短時間の予測とデータ同化を繰り返して予測精度を保つ。
  - 一度で修正できない大きな誤差は次のデータ同化で修正。



解析予報サイクルの仕組み

- 解析と予測の繰り返しを「解析予報サイクル」と呼ぶ。
  - サイクルを繰り返すことで、海上などの観測が少ない領域でも解析精度の向上が期待できる。

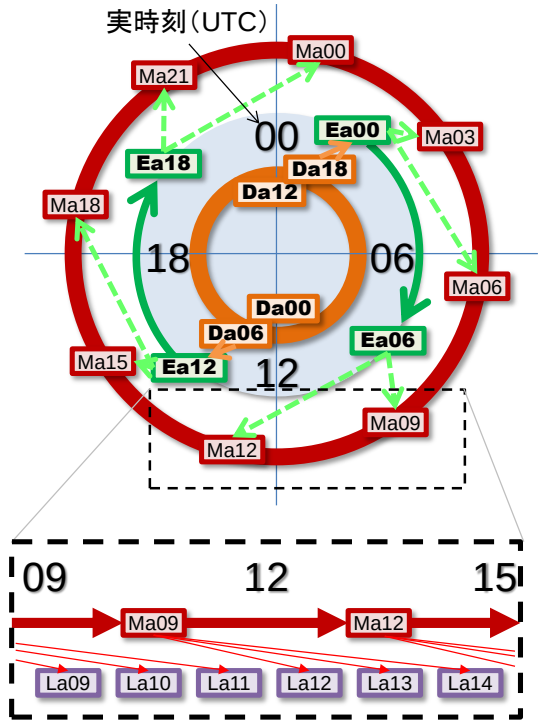


解析予報サイクルの効果

数値予報では、予測時間が長くなるほど誤差が増大するため、予報値は次第に真値（現実の大気状態）から離れていく。そこで短い予測時間の予報値を第一推定値に利用してデータ同化を行うことで真値に近いと期待される初期値を作成し、数値予報モデルを実行して次のデータ同化の第一推定値として利用することを繰り返し、初期値や予報値の精度の保持を図っている。このデータ同化と数値予報の繰り返しを解析予報サイクルと呼ぶ。例えば第一推定値が大きな誤差を持っていて一度のデータ同化で誤差を修正しきれない場合でも、解析予報サイクルでは次のサイクルのデータ同化によって修正され、初期値や予報値の精度が保たれる。特に短期予報や週間予報の範囲では、初期値の精度が数値予報の精度に大きな影響を与えるため、解析予報サイクルによって常に高い精度の初期値を作成することが必要となる。

1つの観測種別のデータは局所的に存在するため、一度のデータ同化では観測が存在する領域の周辺以外では第一推定値が修正されず、データ同化による初期値の改善の影響は限定的である。しかし、データ同化により観測情報が同化された初期値から数値予報モデルを実行し、その予報値を次のデータ同化の第一推定値として利用することで、観測データの影響は数値予報モデルを介して周辺に広がっていく。解析予報サイクルによって予測対象領域全域での精度向上が期待され、このことは初期値や予報値の精度向上において大きな意味を持つ。

解析予報サイクルスケジュール



全球サイクル解析 (Da)
- 一番内側で自己完結したサイクルで精度維持のための解析
- そのため観測データの待ち時間が最も長い

全球速報解析 (Ea)
- 全球予報のための解析
- Ea00,12はDa18,06解析値から第一推定値を作ることで、より高い精度の維持を図っている

メソ解析 (Ma)
- メソ予報のための解析
- 全球解析からはほぼ独立しているものの、側面境界値を全球予報からもらっている

局地解析 (La)
- 局地予報のための解析
- メソ解析・予測値を最初の第一推定値として使っており、サイクルとはなっていない

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　37

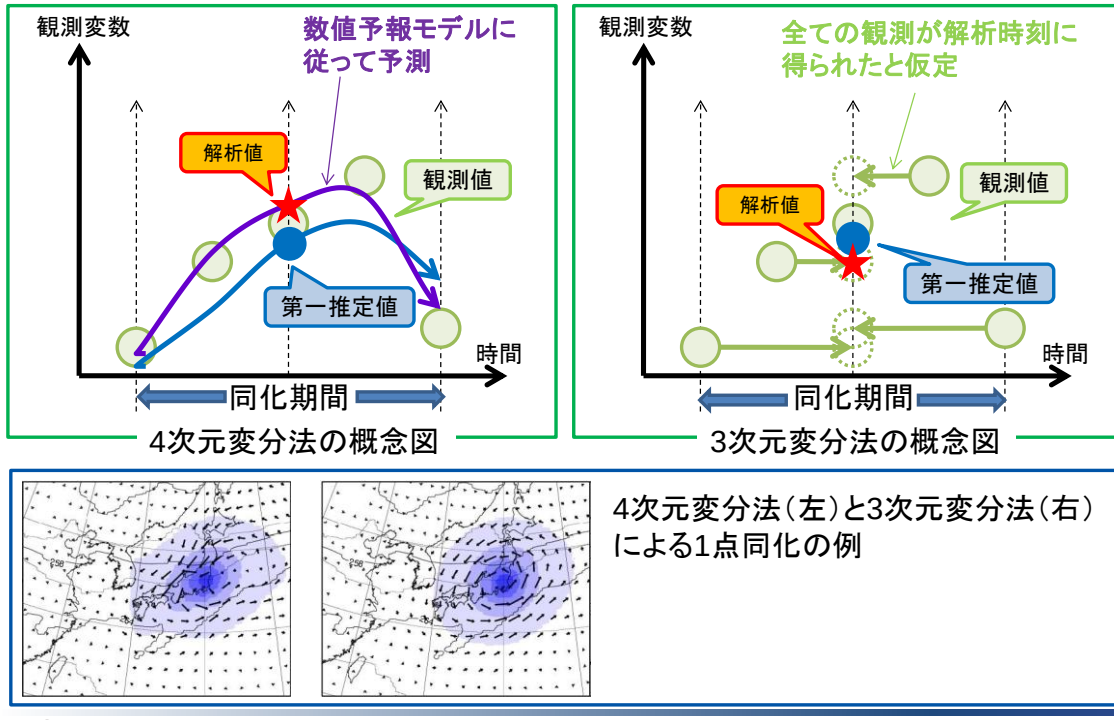
解析予報サイクルと数値予報システムの関係をスライドに示す。Daは全球サイクル解析（Delayed analysis）、Eaは全球速報解析（Early analysis）、Maはメソ解析（Meso analysis）、Laは局地解析（Local analysis）を表し、2桁の数値は解析対象時刻（UTC）を表す。DaおよびMaの輪は、これらが解析予報サイクルであることを意味し、矢印は第一推定値や側面境界値の提供に関する関係を示している。

DaとEaはともに全球解析であり、それぞれ異なる目的で実行されている。Daは精度を維持するための解析として自己完結したサイクルで、多くの観測データを利用するためにデータ取得打ち切り時間が最も長く、00,12UTCでは11時間50分、06,18UTCでは7時間50分に設定されている。Eaは全球モデル（GSM）を実行するための解析で、数値予報プロダクトを迅速に提供するためにデータ取得打ち切り時間は2時間20分に設定されている。なおEa00,12では、精度を維持するためにそれぞれDa18,06の解析値から第一推定値を作成している。

Maはメソモデル（MSM）を実行するための解析で、データ取得打ち切り時間は50分に設定されている。DaやEaからほぼ独立したサイクルとなっているが、解析を実行するための側面境界値はGSMから提供されている。

Laは局地モデル（LFM）を実行するための解析で、データ取得打ち切り時間は30分に設定されている。解析を実行するための最初の第一推定値はMaやMSMから提供されており、サイクルとはなっていない。

変分法によるデータ同化



ここではデータ同化手法の1つである変分法（4次元変分法と3次元変分法）について簡単に紹介する。4次元変分法は高精度な初期値が必要となる全球解析（門脇　2005;西嶋・室井　2006）やメソ解析（本田・澤田　2008,2009）で、3次元変分法はより迅速な処理が求められる局地解析（永戸ほか　2012;幾田　2015）で用いられるデータ同化手法である。スライドに4次元変分法と3次元変分法の概念図を示している。変分法では解析時刻の前後に観測されたデータを利用したデータ同化を行う。この同化期間を同化窓（または同化ウィンドウ）と呼ぶ。

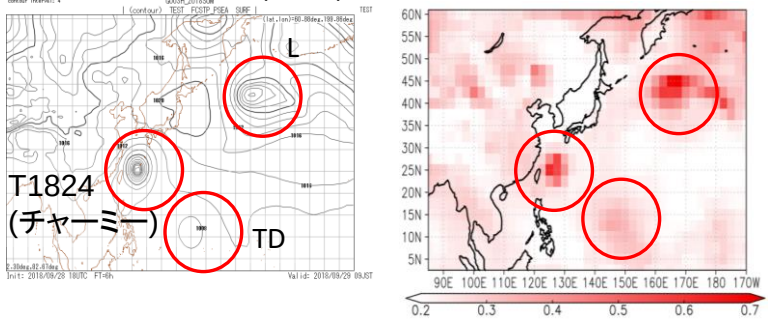
4次元変分法では数値予報モデルを実行することで、同化窓内の各時刻に観測されたデータを大気状態の時間変化を考慮して利用できる（露木　1997,2002）。一方、3次元変分法では数値予報モデルは実行せず、同化窓内の観測データは全て解析時刻に観測されたとして同化を行う。また4次元変分法では数値予報モデルを繰り返し実行して少しずつ第一推定値を修正することで、得られる解析値は力学的にバランスのとれたものになっているが、数値予報モデルを実行しない3次元変分法では必ずしも力学的にバランスのとれた解析値が得られるとは限らない。下の2枚の図は気温の一点観測を4次元変分法と3次元変分法を用いて同化した場合のインクリメント（気温：塗りつぶし、風：矢印）と気温の等値線を示している。4次元変分法では気温の等値線に沿って変形したインクリメントとなっているが、3次元変分法ではインクリメントが等方的になっていることが分かる。

このように4次元変分法は3次元変分法よりも高精度な解析値が得られるデータ同化手法となっている。データ同化手法として変分法の他には、地上解析や積雪解析、波浪データ同化などに用いられている最適内挿法や、アンサンブル予報の初期摂動の作成に利用されるアンサンブルカルマンフィルタなどがある。

ハイブリッド同化

- 基本的な変分法データ同化では、背景誤差として気候学的背景誤差を使用
  - 第一推定値の誤差が流れ（気象場）に依存しない
    ⇔実際には場に応じて背景誤差（予報の当たり/外れやすさ）は違うはず
- ハイブリッド同化では、気候学的背景誤差に加えてアンサンブル予報から見積もられる予報誤差を利用することで解析精度を向上
  - アンサンブル由来の背景誤差として以下を利用
    - 全球解析：LETKF（局所アンサンブル変換カルマンフィルタ）による予報摂動
    - 局地解析：メソアンサンブル予報システムによる予報摂動

第一推定値の地上気圧(FT=6h)　LETKFによる地上気圧のばらつき(FT=6h)　**全球解析の例**



・擾乱周辺でばらつき大
（流れに依存する誤差）

・この情報を4次元変分法の中で利用

データ同化では、観測値を単純に解析値とするのではなく、観測値と第一推定値の双方に重みをつけて内挿して解析値を求めることになる。解析値が観測値側に寄るかそれとも第一推定値側に寄るかは、データ同化を実行する際にそれぞれの値の持つ誤差の統計的性質として与えられる「観測誤差」と「背景誤差」（第一推定値の誤差）の設定によって決まることになる。観測誤差が背景誤差より小さい場合は解析値は観測データ側に寄り、逆に観測誤差が大きい場合は解析値は第一推定値側に寄ることになる。基本的な変分法データ同化では、背景誤差に過去の一定期間のデータから統計的に計算した予測誤差（「気候学的背景誤差」）を用いているため、日々の気象条件に応じた不確実性の違いを正確に表現することができない。そのため、全球解析や局地解析では、変分法で用いる背景誤差について、気候学的に事前に見積った値に加えて図に示すようにアンサンブル予報から見積もられる予報摂動（ばらつき）を利用することで、実際の大気の状態に応じた誤差情報も考慮する手法（ハイブリッド同化）を用いている（数値予報開発センター 2021; 数値予報開発センター 2022）。これにより、観測データの情報をより適切に初期値に反映させることを可能としている。

参考文献

- 幾田泰酵, 2015: 局地解析の更新と改良. 平成27 年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 2-8.
- 永戸久喜, 藤田匡, 原旅人, 2012: 局地モデルの本運用. 平成24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-86.
- 門脇隆志, 2005: 全球4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 100-105.
- 数値予報開発センター, 2021: ハイブリッド同化の全球解析への導入. 令和2年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 18-22
- 数値予報開発センター, 2022: 局地解析へのハイブリッド同化手法の導入. 令和3年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 102-105
- 露木義, 1997: 変分法によるデータ同化. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 102-165.
- 露木義, 2002: 変分法によるデータ同化の基礎. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 1-16.
- 西嶋信, 室井ちあし, 2006: データ同化システムの概要. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 11-13.
- 本田有機, 澤田謙, 2008: 非静力学メソ4次元変分法. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48–52.
- 本田有機, 澤田謙, 2009: 非静力学メソ4次元変分法の現業化. 平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 65–71.
- 本田有機, 藤田匡, 計盛正博, 室井ちあし, 佐藤芳昭, 2018: データ同化. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 84-89.

第1章 基礎編

1.4 数値予報モデル

第1章 基礎編

1.4.1 大気モデル

数値予報モデル

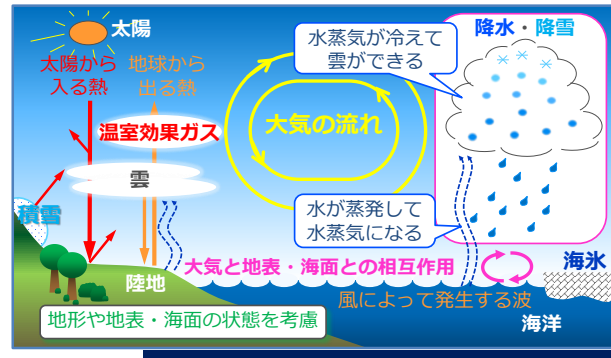
ある時刻の大気状態を、物理法則に従って時間発展させて、未来の大気状態を数値解として計算する。

- 物理法則
  - 物理量（気温、風、湿度など）の時間変化を表す式
  - 各種物理量の関係を表す方程式（状態方程式）など
- 時間発展
  - 計算機上では、各種物理量を時空間方向に離散化
  - 時間微分を含む方程式の時間発展を解く

物理量の時間変化を記述する方程式

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = F \Rightarrow \phi_{t+\Delta t} = \phi_t + F_t \Delta t$$

時間変化率　　未来の値　ある時刻の値

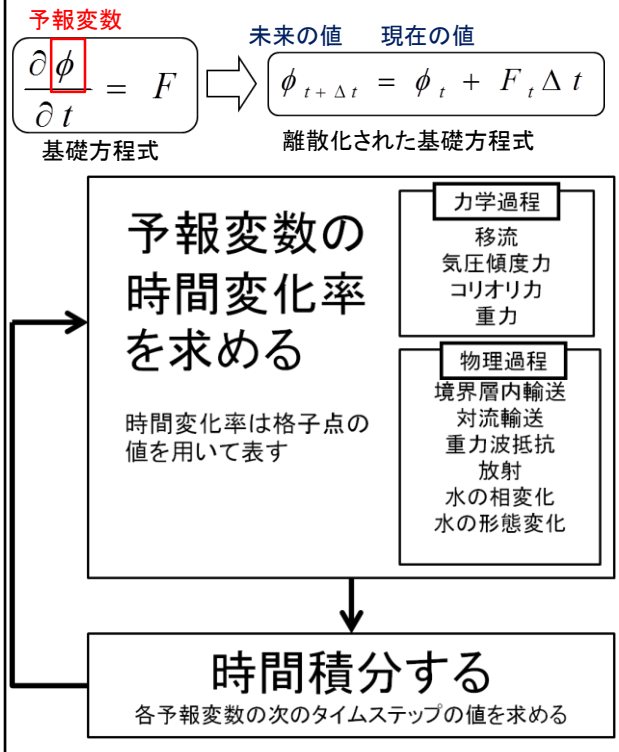


数値予報モデルで扱う主な過程

数値予報モデルは大気現象を支配する物理法則の方程式をコンピュータで解き、未来の値を計算する。この物理法則は複雑な方程式の集まりであり、解析的に答えを求められない。そこで、様々な近似により方程式を簡素化した上で、時間・空間方向においてとびとびの値で表現し、初期状態を与えて、コンピュータで時間積分の計算を行うことで解くことが可能になる。

数値予報モデルにおいて、考慮されている主な過程をスライドの右下に示している。地球大気中には大規模な擾乱からメソスケール擾乱、さらに小さな乱流などのさまざまな時間・空間スケールの現象が存在する。これらを正確に予測するため、数値予報モデルでは、大気の流れを基本として、積乱雲の発生発達、雲と放射の相互作用、境界層の大気の乱れに伴う運動量・熱・水蒸気の輸送など、非常に複雑な過程を取り扱っている。

数値予報モデルによる計算の流れ



- **数値予報モデルの役割**
- 離散化された基礎方程式の予報変数について、

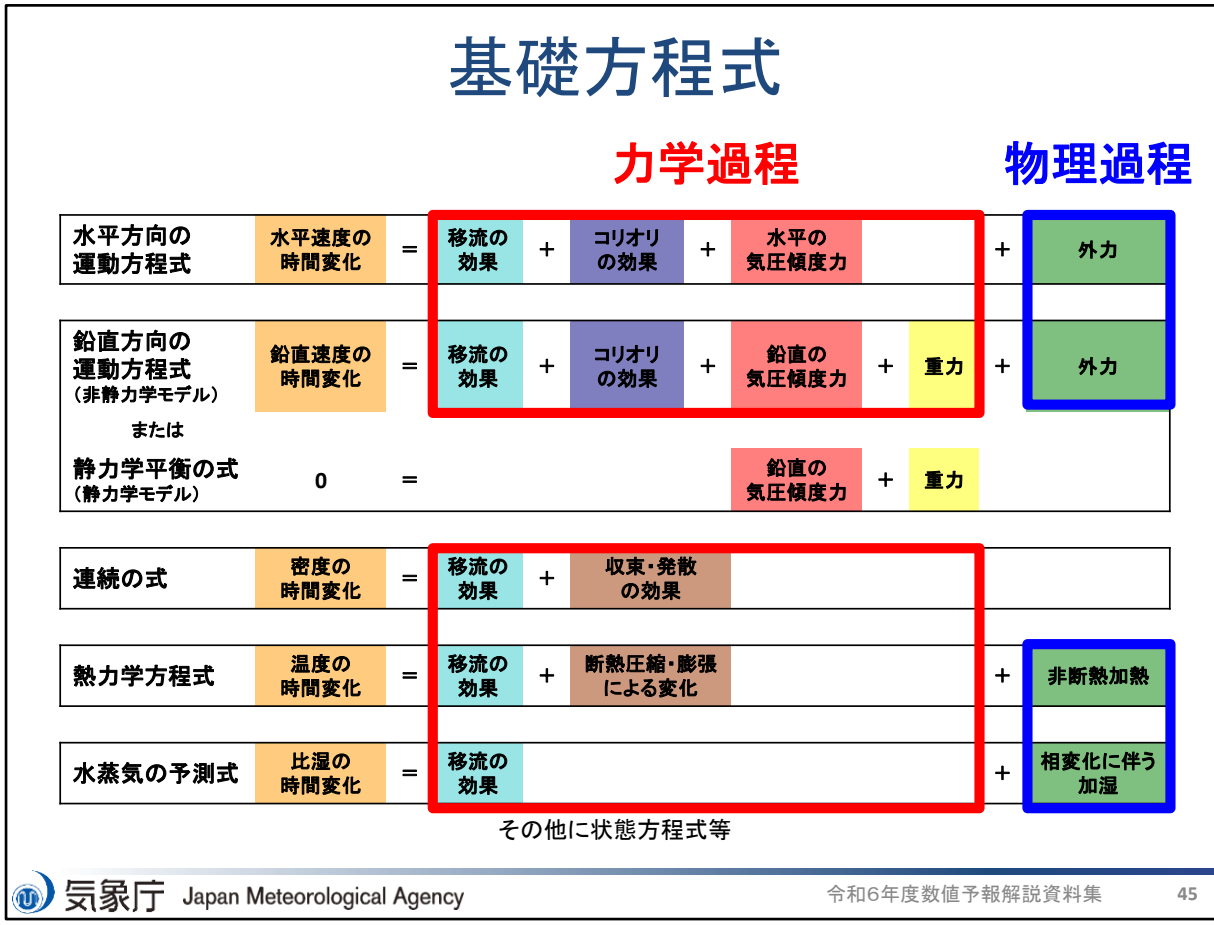
① 時間変化率を求める
② 時間積分して次のタイムステップの値を求める

- **時間変化率の評価**
- 離散化された各予報変数（格子点値）は時間・空間的な平均値
- 時間変化率に寄与する各過程の特性によって扱いが異なる
  ⇒力学過程と物理過程

基礎方程式は一部を除いて、ある物理量について時間変化率を求めるという形になっている。したがって、実際の数値予報モデルのプログラムも、物理量毎に時間変化率を求め、それに細かい時間間隔を掛けること（時間積分）によって、未来の物理量を求める、という構造になっている。この物理量を「予報変数」と呼ぶ。なお、予報変数から時間積分を経ずに求められる量を「診断量」と呼ぶことがある。

時間変化率を求める際、現実の大気のような連続的な分布をコンピュータで取り扱うことが困難なため、「とびとびの値」が連続的な分布を構成していると考える（離散化、詳細は後述）。この離散化された値（格子点値）は時間・空間的な平均値を表し、この格子点値を用いて時間変化率を求める。また、時間変化率に寄与する各過程の特性によって扱いが異なるため、時間変化率を求める過程は力学過程と物理過程に分けられる。

「力学過程」（または「力学フレーム」）は数値予報モデルの基礎方程式に含まれる移流や気圧傾度力の時間変化率を求める部分と、実際に時間積分を行うところをあわせた部分を指す。一方、物理過程はそれ以外の外力、非断熱加熱、相変化に伴う加湿の効果を計算する部分と、それらの計算に必要な大気以外とのやりとりや内部的な変化を考慮する部分などをあわせた部分を指す。



数値予報モデルで用いられる物理法則の基礎方程式を紹介する。

運動方程式は大気の流れ（風）を支配する方程式である。鉛直方向の運動方程式は「静力学平衡」（もしくは「静水圧近似」）を仮定する場合（発達した積乱雲等でなければ、かなりよい精度で成り立つ）、3つ目の式の静力学平衡の式が用いられる。この式は大規模な運動で卓越するふたつの力が釣り合っている状態を示し、鉛直速度の時間変化率を予報する必要がないため、計算量が少なくなるというメリットがある。静力学平衡の仮定をする方程式系を採用した数値予報モデルを「静力学モデル」と呼び、静力学平衡の仮定をしない非静力学方程式系を採用したモデルを「非静力学モデル」と呼ぶ。

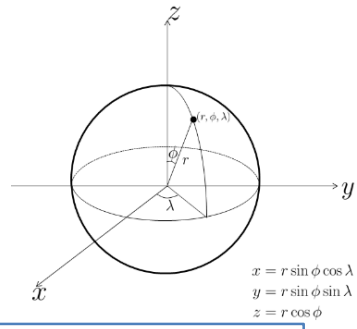
連続の式は水の相転移を除いて、空気の質量が保存されていることを表す方程式である。静力学モデルでは、鉛直方向の運動方程式の代わりに連続の式と水平方向の運動方程式による水平方向の風の計算結果を用いて、鉛直流が求められる。

熱力学方程式は大気の温度変化に関する方程式である。温度の代わりに温位で表される場合もある。水蒸気の予測式は大気の水蒸気の変化に関する方程式である。このほかにも大気の状態に関する関係式である状態方程式や大気の乱流エネルギー、地中温度などの物理量の方程式を考える場合がある。

座標系

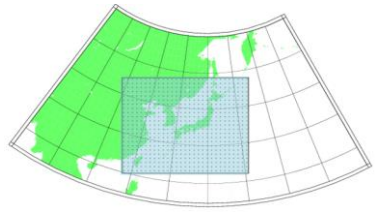
球座標

重力は常に鉛直方向下向きに働き、水平方向2成分は緯度経度によらず直交する。
→全球モデル



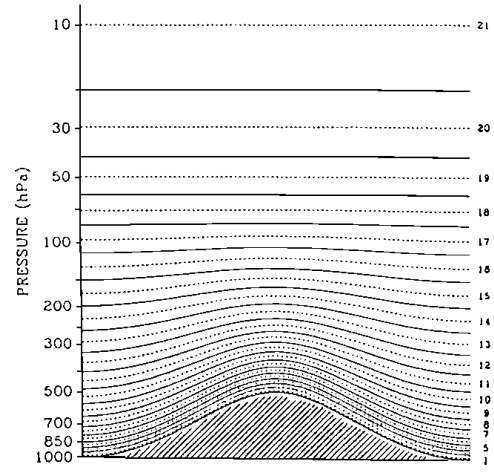
投影法によって平面に投影した座標系

地球が球体である効果を考慮し、さらに座標の直交性を確保しながら水平2方向の距離の歪みを調整する。
→領域モデル



鉛直座標
・気圧座標（全球モデル）
・高度座標（領域モデル）

ハイブリッド座標：下層では地形に沿うが、上層まで地形の影響が現れないように工夫された座標



ハイブリッド座標の例

力学過程は基礎方程式をどのような座標系を用いて、どのように離散化を行い、どのように時間積分をするかという、数値予報モデルの基本構造をなす部分である。同じ基礎方程式を用いた数値予報モデルであっても、その基本構造の中身は同じとは限らず、それぞれの数値予報モデルによって特徴がある。ここでは、数値予報モデルで用いられる座標系について説明する。

大気の運動を表す方程式系は3次元空間での直交直線座標系で記述することができる。直交直線座標系のまま解くことも可能だが、地球はほぼ球体であることを利用して方程式を解きやすい形式に書き換えることがよく行われる。全球モデルでは球座標系に変換することにより、重力は常に鉛直方向下向きに働き、水平方向2成分は緯度経度によらず直交することから、解きやすくなる。領域モデルでは投影法によって平面に投影した座標系に変換される。これに基づき方程式を変換することにより、地球が球体である効果を考慮し、さらに座標の直交性を確保しながら水平2方向の距離の歪みを調整する。

鉛直方向の座標系については、気圧座標系と高度座標系に大きく分かれる。気圧座標・高度座標のいずれを採用するとしても、大気の流れに沿うように、大気最下層付近では地形や海面に沿った層配置となるが、一方上層では地形の影響を受けない層配置が都合がよく、そのように工夫された「ハイブリッド座標」もよく採用される。

空間離散化

- 計算機上では連続したものを扱えない

  現実の大気状態は連続して変化するが、計算機上では連続したものを扱えないために離散化する必要がある。

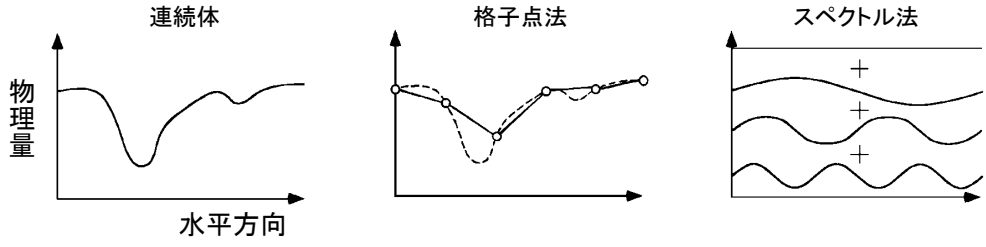
- 水平方向の離散化

  格子点法　：連続体の状態を有限個の格子点値で代表させる

  スペクトル法：様々な波長を持つ波の重ね合わせで表現

- 鉛直方向の離散化

  格子点法で離散化（地形を考慮するなどして幾つかの層に区切る）



次に、離散化について説明する。一般に大気中のさまざまな物理量は連続的な分布をしている。しかし、このままではコンピュータで取り扱うことが困難なため、連続的な分布を「とびとびの値」で近似的に表現することを考える。このとびとびの値への置き換えを「離散化」と言う。離散化により、基礎方程式にある微分項などを近似的に求めることが可能になる。空間的にとびとびの位置に分布する値から微分計算を扱う方法として、大きく分けて格子点法とスペクトル法の2種類がある。ここでは格子点法を使用するモデルを総称して「格子モデル」と呼び、スペクトル法を採用したモデルは「スペクトルモデル」と呼ぶ。

スライドに格子点法とスペクトル法の模式図を示している。格子点法は近隣の格子との差分等の演算で予報変数の空間分布やその傾きを考える方法であり、スペクトル法では物理量の空間分布をさまざまな波数の波の重ね合わせで表現して、その波数の振幅を時間発展させることで物理量の将来予測を計算する。スペクトル法よりも格子点法の方が直感的に理解しやすいが、スペクトル法では微分項を解析的に計算できるなど、一般的に格子点法よりも精度良く計算できる。離散化の基本的な考え方から言えば、格子点法の場合は格子間隔を細かく、スペクトル法では考える波の数（単位長に含まれる波の数を「波数」、波長が最短の波の数を「切断波数」という）を多く計算したほうが精度は高い。

鉛直方向についても、水平方向と同様の原理だが、スペクトルモデルの場合でもスペクトル法が用いられるのは水平方向のみで、鉛直方向には通常は格子点法が用いられる。一般に大気の流れは上層へ向かうほど水平方向の流れが卓越し、下層ほど鉛直方向の流れの変化が大きくなるので、鉛直層の配置については、地形の影響や境界層の表現等も考慮して、下層ほど細かく設定されることが多い。

スペクトルモデルの解像度

T L 319　　T Q 959

三角切断　線形格子　波数　　三角切断　2次格子　波数

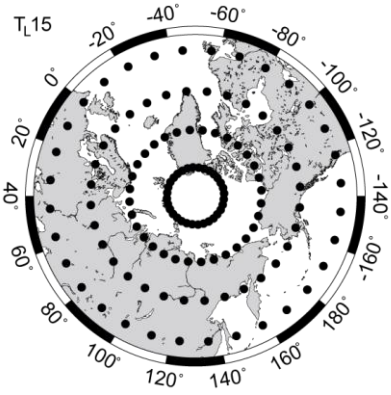
切断波数	本資料での表記	格子間隔（北緯30度）	格子間隔（赤道）
TQ959	13 km	13 km	14 km
TL959	20 km	18 km	21 km
TQ479	27 km	24 km	28 km
TL479, TQ319	40 km	36 km	42 km
TL319	55 km	54 km	63 km
TL159	110 km	108 km	125 km

離散化の基本的な考え方から言えば、格子点法の場合は格子間隔を細かく、スペクトル法では考える波の数を多く計算したほうが精度は高い。全球スペクトルモデルの場合は球座標を採用しており、球面調和関数で表される波の重ね合わせで表現されるが、東西波数と全波数の空間で三角切断（triangular truncation）を行う場合には、先頭に“T”を付けて表記する。波と格子の対応はいくつかの方法があり、先頭に“TL”が付く場合には線形格子(linear grid)を、先頭に“TQ”が付く場合には2次格子(quadratic grid)を採用した場合の解像度の表記である。

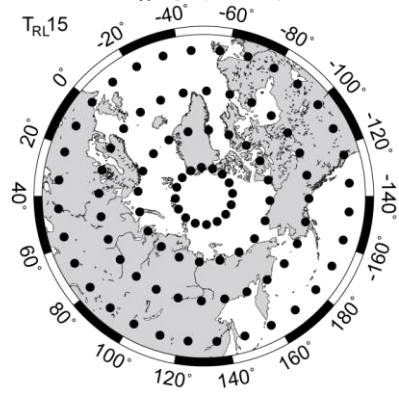
スペクトルモデルの場合の「解像度」については切断波数を使用する場合と、格子間隔を使用する場合がある。厳密には前者で表記することが正しいが、本資料や様々な資料ではプロダクト利用者へのわかりやすさを重視して、なるべく後者を用いている。例えばTQ959の全球モデルの場合、赤道上には2880個の格子点がある。赤道上では地球一周が約40000 kmであるため、東西方向の格子間隔は約14 km、北緯30度ではやや狭まり、後述する適合ガウス格子を採用し、実際の格子間隔は約13 kmとなる。また南北方向は赤道上の東西方向と同じである。そこで解像度として一般的に格子間隔13 kmと表記している。

適合ガウス格子

一般的なガウス格子（TL15）



適合ガウス格子（TL15）



- 一般的なガウス格子
  高緯度域で格子点の東西方向の空間密度が高い
- 適合ガウス格子
  中高緯度の東西格子点数を最適化
  → 格子間隔の非一様性の緩和
  物理過程の計算量も減少

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　49

全球モデルでは格子点法で等緯度経度格子を用いた場合、両極付近で格子点が集中して微分計算の取り扱いなどが困難になる。従って、格子点法を用いる場合はその他の格子配置を用いるなどの工夫が必要になる。スペクトル法を用いる場合は極での格子点の集中の問題は緩和されるが、面積の大きく異なる格子が共存することは物理過程なども含めて考えると好ましいことではない。

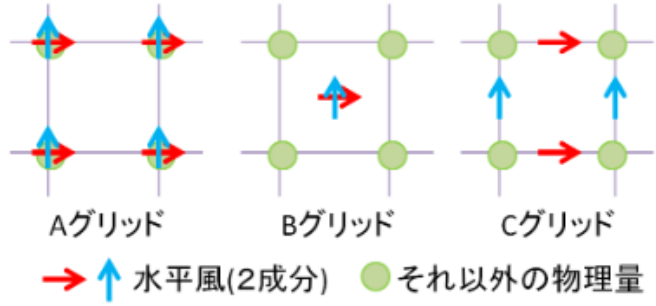
気象庁全球モデルには「適合ガウス格子」（宮本2005;岩村2008）を使用している。ガウス格子は地球の球体表面の緯度方向の積分をガウスの求積法によって精度よく求めるために使用している。適合ガウス格子では中高緯度の格子が標準のガウス格子よりも、精度に影響がない範囲で少なくなっているため、格子間隔の非一様性が緩和される。また、物理過程などは局所的な効果や変化として取り扱う方が都合がよいために、格子点の値を直接用いた計算が併用されており、適合ガウス格子の利用によって、標準的なガウス格子より格子点数が少なくなり、物理過程の計算量も減少する。

格子点における予報変数の配置

Arakawa and Lamb（1977）
→格子点において、予報変数をどのように格子点に配置するかで
いくつかのタイプに分類

非静力学モデルasuca ⇒ 荒川Cグリッド

数値予報GPV ⇒ 荒川Aグリッド



格子点法において、Arakawa and Lamb（1977）は予報変数をどのように格子点に配置するかでいくつかのタイプに分類した（スライド）。わかりやすく言えば、囲碁のように格子の交点に置くか、将棋のように格子の中央に置くかということである。横方向は中央で縦方向は交点、という配置もある。詳細は省略するが、この配置により計算のしやすさや計算結果の精度が異なるという事情があり、実際には予報変数に応じてこれらを組み合わせて用いることが多い。

気象庁メソモデル・局地モデルで使われている非静力学モデルasucaでは、荒川Cグリッドの配置が用いられている。これは数値予報モデルが各時刻の予報変数を計算する格子点の配置であって、利用者に提供される数値予報GPVでは全ての予報変数が同じ点にある格子（荒川Aグリッド）に内挿して作成されている。

時間積分と計算安定性

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = F$$

離散化

$$\phi_{t+\Delta t} = \phi_t + F_t \Delta t$$

【時間積分法の安定条件】

情報が伝播する速度（$\Delta x/\Delta t$）が実際の現象が進む速さ（C）より大きくなければならない。

Courant-Friedrichs-Lewy（CFL）条件

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} > C$$

Δt：計算時間ステップ（オイラー法の場合）
Δx：水平格子間隔
C：風速や重力波の位相速度

数値予報モデルでは予報変数の時間変化率を求め、時間積分を行うという手順になる。以上の空間離散化により各方程式の時間変化率を求めることができるので、次のステップは時間積分である。空間離散化と同様、時間積分もなんらかの形に変換・離散化する必要がある。この時間方向の離散化を「時間積分法」といい、空間の格子間隔と同様、時間積分の刻み幅を「積分時間間隔」と呼ぶ。

空間離散化同様、一般的に積分時間間隔が短いほど精度が良い。しかしそれでは計算時間が膨大になるため、現業数値予報モデルでは、設定した格子間隔での予測精度を著しく損なわない範囲で可能な限り積分時間間隔を伸ばして計算時間を短縮する、という方針が基本になる。一方で、安定な計算のため、取りうる積分時間間隔には上限がある。その一つに、「CFL条件」というものがある。

「CFL条件」は情報が伝播する速度が実際の現象が進む速さ以上でなければいけないという条件で、これを満たさなければ、計算により流れに沿って情報を伝えることができなくなり、計算が破綻してしまう（精度が悪いという状態よりさらに悪化して、無意味な計算をして物理的にありえない値を出力してしまう）。

積分時間間隔を長く取るための工夫

セミ・インプリシット法

速度の大きい重力波の効果を計算する際に「陰解法（インプリシット法）」と呼ばれる手法を用いて解く。

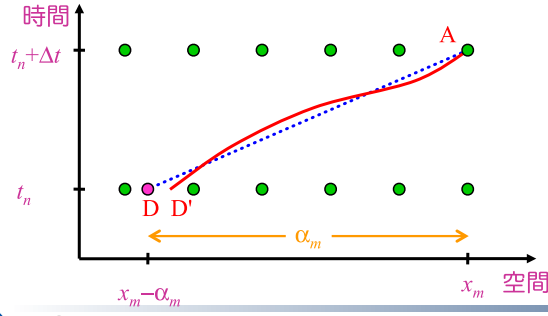
➡ CFL条件を考慮しても積分時間間隔を大きめに取ることができる。

セミラグランジュ法

移流項を計算する時にだけ、ラグランジュ法（流体のある部分（流体塊）に着目し、それが時間とともにどのように移動し変化するかを追跡する方法）を用いる。

➡ 移流による時間変化を考慮する必要がなく、CFL条件の制約がなくなる。

セミラグランジュ法の図



x–t平面上での粒子の軌跡。

$D'A$は時刻$(t_n+\Delta t)$に点x_mに到達する粒子の真の軌跡。

DAは$D'A$を直線で近似した軌跡。

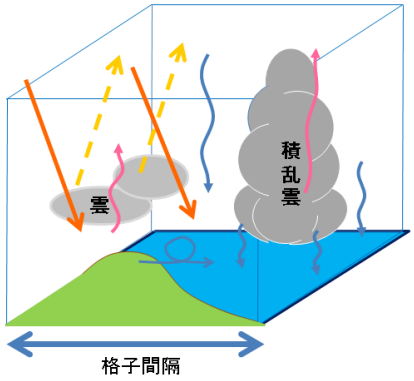
●は格子点、●は内挿によって求められる点。

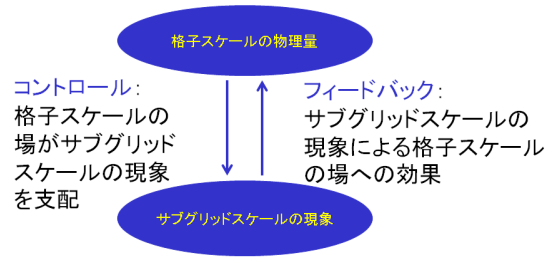
次に、CFL条件を一部回避して積分時間間隔を長く取るための工夫について紹介する。速度の大きい波の効果を計算する際に「陰解法（インプリシット法）」と呼ばれる手法を用いて解くことで、積分時間間隔をCFL条件に依らず決めることができる。それ以外の波の効果を計算する際には従来の「陽解法（イクスプリシット法）」で解くが、相対的に速度が小さいため、CFL条件を考慮しても積分時間間隔を大きめに取ることができる。これら2つの手法を併用する時間積分法を、半分は陰解法を用いることから「セミ・インプリシット法」と呼ぶ。

更に移流におけるCFL条件による積分時間間隔の上限を回避するために開発された手法が、セミラグランジュ法である。ラグランジュ法では流体のある部分（流体塊）に着目し、それが時間とともにどのように移動し変化するかを追跡する方法である。外力や加熱などの強制がなければ流体塊の運動や状態は変化しないことから、移流による時間変化を考慮する必要がなく、CFL条件の制約がなくなる。移流項を計算する時にだけこの手法を用いる計算方法を、セミラグランジュ法と呼ぶ。積分時間間隔の上限がないといっても、流体塊の移動を追跡する必要があるため、あまり長くすると精度が低下することから、実際には予報精度に大きな影響が出ない範囲で決められている。水平格子間隔13 kmの大気モデルで与えられる積分時間間隔はCFL条件では70秒程度だが、セミラグランジュ法を採用した全球モデルの積分時間間隔は300秒としている。

物理過程のパラメタリゼーション

- 予報変数（格子点値）はモデルの格子点における時間・空間平均値
- 格子平均からのずれの効果の扱い
  - 格子間隔より小さな現象（サブグリッドスケールの現象）は格子点値で表現することができない（基礎方程式で扱えない、モデルで陽に表現できない）
  - サブグリッドスケールの現象が予報変数（格子点値）に及ぼす効果を、格子点の物理量で評価 → パラメタリゼーション
  - パラメタリゼーションは予測精度を高めるには極めて重要





コントロールとフィードバックとの関係を定式化

物理過程は大気の流れに関するもの以外の効果や、離散化により取り扱われなくなった、物理量の格子平均からのズレにより生じる効果を考慮する部分である。例えば、数個の格子に渡る広がりを持つほどに発達した積乱雲や水平方向に広がった層雲が発生することもあり得るが、現在の数値予報モデルで設定される格子間隔よりも小さい雲の方が多い。したがって、格子平均の物理量により直接雲の存在をすべて表すことはできない。しかし、雲は大気において放射量に影響を及ぼす重要な要素であり、また雲はその中で降水粒子が生成、落下することにより地上に降水をもたらすものであるため、天気予報の精度にとっては非常に重要である。そのため、格子平均の物理量により直接表現することができない効果を何らかの形で表現する必要がある。

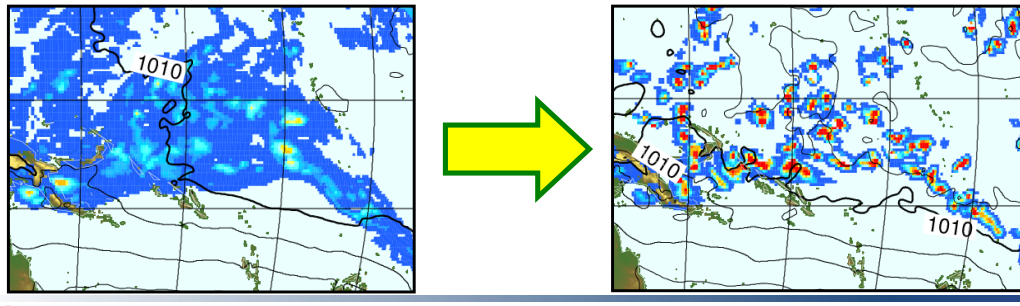
ひとつの格子の中の一部で生じている現象を取り扱うことから、こうした現象のスケールを「サブグリッドスケール」と言い、サブグリッドスケールの現象の効果を近似的に評価することを「パラメタリゼーション」と言う。このとき、サブグリッドスケールの現象を、格子スケールの物理量から計算する必要がある。この計算では、サブグリッドスケールの現象は格子スケールの現象によりコントロールされており、そのフィードバックが計算できることを前提としている。

物理過程が予報精度に与える影響は非常に大きく、物理過程の高度化や精緻化が数値予報モデルの重要課題である。格子平均で現象を表すことができない物理過程は観測から得られる現実の大気のメカニズムの特徴を模した計算を行う。しかし、各物理過程で用いる大気のメカニズムには未解明の部分が依然多く、数値予報実験や過去の運用時の経験則のみから決められたパラメータや仮定が入っている場合もあり、科学的な知見に照らした改良が必要である。こうした改良に向けて、観測とモデルの予測との比較に関する国際プロジェクトなどによる調査研究も盛んに行われている。

積雲対流パラメタリゼーション

- 積雲対流は数値予報モデルにおいて重要な過程
  - 浮力を起源とする運動量・熱・水蒸気の鉛直輸送
  - 積雲は特に熱帯で顕著に発生・発達し、熱帯における対流活動は大気大循環に大きな影響を与えている。
  - 防災を目的とするメソ・局地モデルでは、対流によって引き起こされる集中豪雨などが予測対象。

積雲対流パラメタリゼーションあり　　積雲対流パラメタリゼーションなし

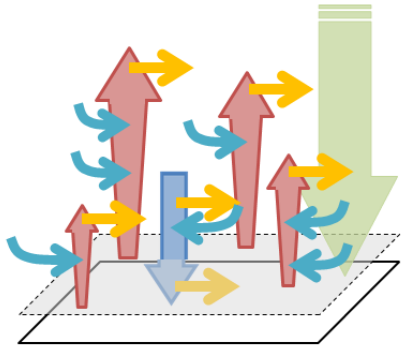


代表的な物理過程として積雲対流パラメタリゼーションについて述べる。

積雲は、特に熱帯で顕著に発生・発達し、熱や水蒸気の鉛直輸送に大きな役割を果たし、ひいては大気大循環に大きな影響を与えている。また熱や水蒸気を鉛直方向に分配した結果として、水蒸気が凝結する。凝結した水蒸気は降水として落下するか、雲水・雲氷として放出される。現在の現業数値予報モデルは、積雲を直接表現するだけの十分な分解能を持たない。直接表現できないからといって積雲を何らかの形で表現しなければ、積雲対流に伴う熱・水・運動量の輸送やそれに伴う雲や雨の多様性が十分に表現できなくなる。その結果、数値予報モデルの予測は雲ひとつない晴れか、もしくは非現実的な降水か、のどちらかの極端な予測になってしまう。したがって、積雲対流パラメタリゼーションにより、熱、水蒸気、運動量の鉛直方向の再分配を行う仕組みを導入している(小森2012)。

Arakawa-Schubert スキーム

- GSMで採用されているArakawa-Schubertスキーム(Arakawa and Schubert 1974)はマスフラックススキームの1つ。
  積雲対流に伴う鉛直方向の大気と水物質の質量輸送(マスフラックス)を計算する。
- 境界層に雲底があり、モデル各層を雲頂とする積雲の集合を考える、スペクトル型のスキーム。(現GSMでは最大61種類)



Arakawa-Schubertスキームの模式図。
赤、青の鉛直方向の矢印はそれぞれ上昇流、下降流に伴うマスフラックス、水色、黄色の水平の矢印はそれぞれエントレインメント、デトレインメント、緑の下方向の矢印は補償下降流を示す。

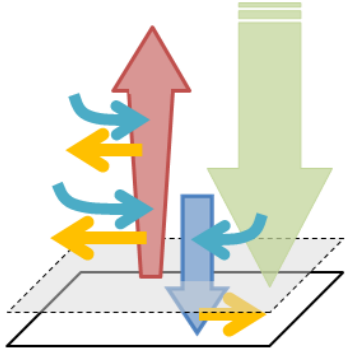
GSMで採用されている積雲対流スキームは、スペクトル型のマスフラックススキームの一種であるArakawa-Schubertスキームを基にしている。マスフラックススキームでは積雲のふるまいやそれによる大気への影響を表現するために、積雲対流に伴う鉛直方向の大気と水物質の質量輸送(マスフラックス)を計算することによって、その質量とともに鉛直流で輸送される運動量、熱、水蒸気の輸送量を見積もる。

積雲の中の大気は、積雲周辺の乾いた冷たい空気を取り込み(これを「エントレインメント」と呼ぶ)、積雲内部の湿った暖かい空気の一部を放出しながら(これを「デトレインメント」と呼ぶ)上昇していく。Arakawa-Schubertスキームではモデル各格子あたりにいろいろな高さの積雲(複数の上昇流、代表的なひとつの下降流、さらに補償下降流)があると考え、積雲の高さの違いはエントレインメントの起き方の違いに対応している。また、ある高さの積雲が発生するかどうかやその活動の強さは、雲底と雲頂の間の大気の安定度に関連する量である「雲仕事関数」など様々な条件によって決まる。GSMで採用されているArakawa-Schubertスキームでは、エントレインメントは中間の高度でも起きる一方、デトレインメントは雲頂と雲底でのみで起きるとしている。

Kain-Fritsch スキーム

- MSMとLFMで採用されているKain-Fritschスキーム(Kain and Fritsch 1990, Kain 2004)はマスフラックススキームの1つ。
  - LFMでは対流の立ち上がりでのみ用いられている。

- モデルの各格子に1つの積雲を考える、バルク型のスキーム。



Kain-Fritschスキームの模式図。
赤、青の鉛直方向の矢印はそれぞれ上昇流、下降流に伴うマスフラックス、水色、黄色の水平の矢印はそれぞれエントレインメント、デトレインメント、緑の下方向の矢印は補償下降流を示す。

Kain-Fritschスキームでは、モデルの各格子あたり、ひとつの積雲（一組の上昇流と下降流、そして補償下降流）を考える。持ち上げ凝結高度まで断熱的に持ち上げた気塊の仮温度が、格子スケールの大気の仮温度よりも高ければ、その気塊は浮力を持つと考えて積雲を発生させる。メソモデルでは混合層の高さや地表面の熱フラックスに基づいた摂動が考慮されて、地形や風の収束による大気の上昇が弱い場合に積雲対流スキームを発動させる工夫を行っている(原2017)。発生した積雲では、雲底や雲頂だけではなく中間の高度でも、周囲の大気とエントレインメントやデトレインメントにより熱や水蒸気が混合される。

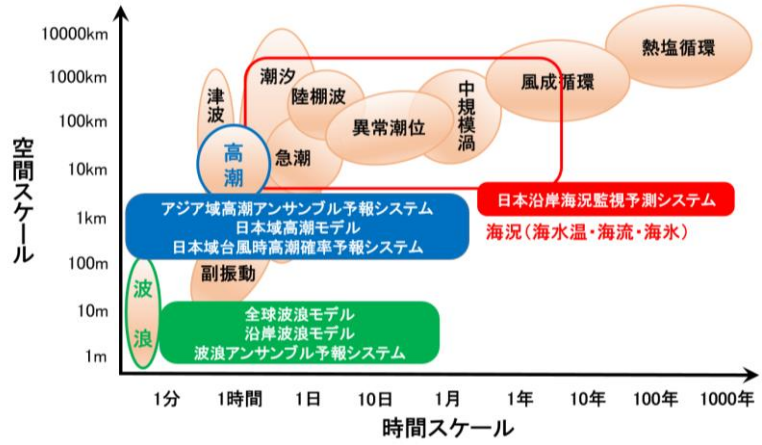
参考文献

- 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.
- 小森拓也, 2012: 積雲対流. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 42-69.
- 原旅人, 2017: メソ数値予報システムの改良の概要. 平成29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-47.
- 本田有機, 坂本雅己, 藤田匡, 室井ちあし, 2018: 数値予報モデル. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90-105.
- 宮本健吾, 2005: 適合ガウス格子. 数値予報課報告・別冊51号, 気象庁予報部, 39-42.
- Arakawa, A., and Schubert, W. H., 1974: Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Large-Scale Environment, Part I. Journal of Atmospheric Sciences, 31(3), 674-701.
- Arakawa, A. and V. R. Lamb, 1977: computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. Methods in Computational Physics, Academic Press, 17, 173-265.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. J. Appl. Meteor., 43, 170-181.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. J. Atmos. Sci., 47, 2784-2802.

第1章 基礎編

1.4.2 海洋モデル

海洋現象の時空間スケールと海洋モデルの予測対象



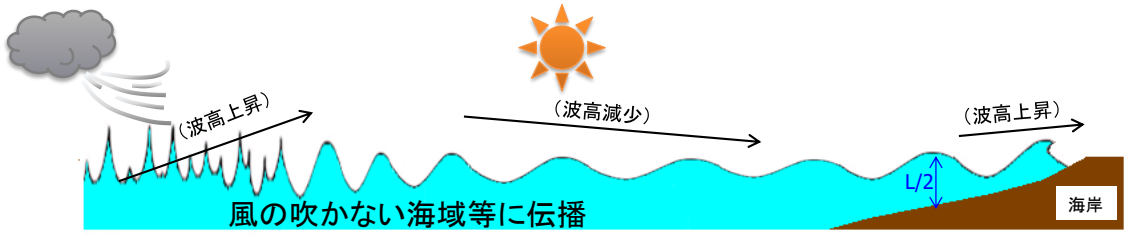
- 海洋では、数m～数100mスケールの波浪から、地球規模の熱塩循環まで、様々なスケールの現象が起きている
- 気象庁はこれらの様々な海洋現象を予測するため、「波浪モデル」「高潮モデル」「海況モデル」の各種モデルを運用

海洋では、図に示されるように、海上の風によって生じる数m～数100mスケールの波浪から、海水温と塩分による密度差で駆動される地球規模の熱塩循環まで、様々なスケールの現象が起きている。

気象庁では、これらの様々な海洋現象を予測し海洋起源の災害を軽減するために、予測対象ごとに「波浪モデル」、「高潮モデル」、「海況モデル」といった各種の海洋に関する数値予報モデルを運用している。

波浪モデル

波浪の一生



風浪 ［不規則で尖っている］ → うねり ［周期的で滑らか］ → 減衰

①風による風浪の発生
- 風速
- 吹送距離
- 吹続時間

で波高・周期が決まる。

②風浪からうねりへの変化
- 波高は減少
- 周期は長くなる

③海岸近くで砕波
- 水深が浅くなると海底地形による屈折、波高の変形（浅水変形）

↓ さらに海岸に近づくと・・・

- 波形勾配が大きくなり、やがて砕波

波浪モデルの概要について解説を行う前段として、波浪の基礎について簡単に述べる。波浪は、一般に風浪とうねりに大別される。風浪とは海上を吹く風からエネルギーを与えられて発達しつつある波であり、風速が強いほど、また吹く距離（吹送距離）及び吹く時間（吹続時間）が長いほど発達する。個々の波の形状は不規則で尖（とが）っており、強風下ではしばしば白波が立つ。一方、風浪が風の吹かない領域まで進んだり、海上の風が弱まったり風向きが急に変化するなどして、風による発達がなくなった後に残される波をうねりと呼ぶ。うねりは周期的で丸みを帯び、正弦波に近い形状をしている。また、波が海岸に近づき、水深が波長Lの1/2より浅くなると海底地形による屈折や波高の変形が起こる（浅水変形）。さらに水深が浅くなると、波高が急激に上昇、波形勾配が大きくなり、やがて砕波する。波浪モデルでは、波浪が風浪として発生してからうねりに変化し消滅するまでの一連の現象を数式で表し、日々の波浪を計算している。

波浪モデル

波浪の表現

一般に海面は非常に複雑な形状:
様々な波の重ね合わせ

不均一の波を表現することに
工夫が必要

二つの表現方法

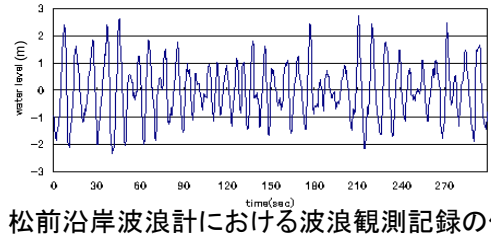
① 有義波(波高・周期・波向)
② 波浪スペクトル

これらを用いるメリット

- どれくらいの大きさ(波高)の波が
- どの方角から
- どれくらいの周期でやってくるか

定量的に把握できる。

波の様子(気象庁観測船から撮影)



松前沿岸波浪計における波浪観測記録の例

波浪モデルは、海の各格子点において②波浪スペクトルの時間変化を計算し、①有義波に換算することで、波浪の各種情報の発表に繋げる。

海面は写真のように複雑な形状をしている。また、グラフは、観測点(松前)における波浪観測の記録の例であるが、正弦波のような単一の振幅、周期ではなく様々な周期及び振幅の波が混在している。このように海面の波は様々な波の重ね合わせとなっていることがわかる。こういった特徴を踏まえ、波浪の状態を表現する方法として、①有義波、②波浪スペクトルという2つの表現方法が一般に用いられている。これらの方法により、どれくらいの大きさの波が、どの方角から、どれくらいの周期でやってくるかといったことについて定量的に把握することが可能となる。

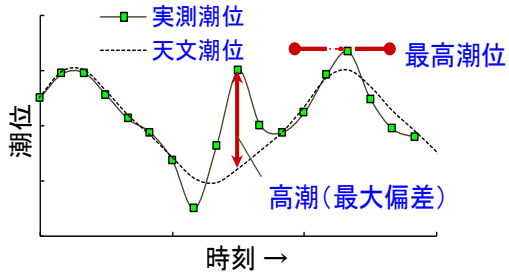
波浪モデルでは、計算対象となる海領域を水平方向に離散化し、各格子点に大気モデルで計算された風や熱帯低気圧情報に基づく風を与えて、エネルギー平衡方程式を解くことで波浪スペクトルの時間変化を計算する。警報・注意報や天気予報で用いる波高や周期は有義波で表現した値であるため、求めた波浪スペクトルを有義波に換算することで波浪の各種情報の発表に繋げている。

高潮モデル

高潮の基礎

- 台風など強い気象じょう乱に伴う気圧降下による海面の吸い上げ効果と風による海水の吹き寄せ効果のため、海面が異常に上昇する現象

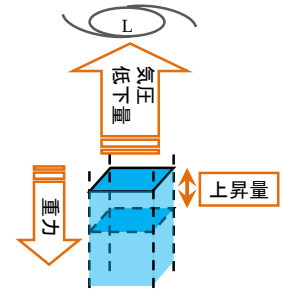
潮位 = 天文潮位 + 潮位偏差



潮位 *Storm tide*：基準面から測った海面の高さで、波浪など短い周期の変動を除去したもの。防災気象情報では「標高」で表す。最高潮位は災害の指標として用いる。
天文潮位 *Astronomical tide*：気象の影響は含まれない。月や太陽の引力等により生じる海面の変動。
潮位偏差 *Storm surge*：気象などの影響を受けた実際の潮位と天文潮位との差。潮位偏差の最大値（最大偏差）は、現象の規模を表すのに適している。

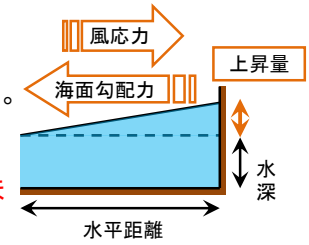
吸い上げ効果

海面水位と気圧の静的バランスを考える。
1hPaの気圧低下
≒1cmの海面上昇



吹き寄せ効果

風が海水を引きずる力を考える。吹き寄せ効果による水位の上昇量は、風速の2乗に比比例し、水平距離が長く、水深が浅いほど大きい。



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　62

続いて、高潮モデルの概要について解説を行う。その前段として、高潮の基礎について簡単に述べる。左図には潮位、天文潮位、潮位偏差の概念図を示す。それぞれの用語の意味は下記の通りである。

・潮位：基準面から測った海面の高さで、波浪など短い周期の変動を除去したもの。防災気象情報では「標高」で表す。最高潮位は災害の指標として用いる。

・天文潮位：月や太陽の引力等により生じる海面の変動。気象の影響は含まれない。

・潮位偏差：気象などの影響を受けた実際の潮位と天文潮位との差。潮位偏差の最大値（最大偏差）は、現象の規模を表すのに適している。

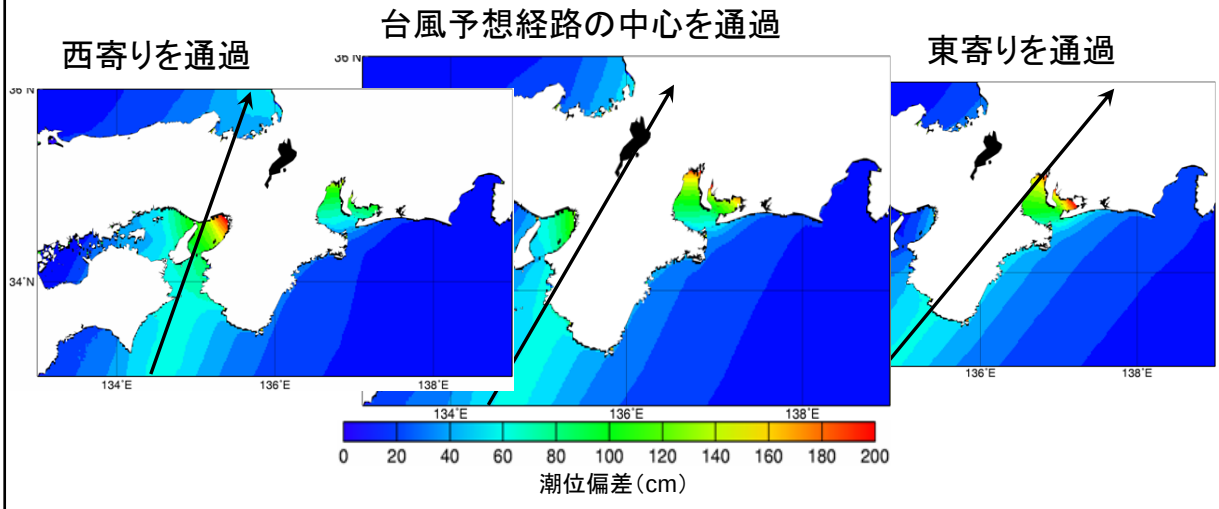
高潮の主な原因として、「吸い上げ」と「吹き寄せ」の2つの効果が挙げられる。前者は台風等が接近して気圧が低下すると海面を押さえつける力が小さくなるため、海面が盛り上がる効果で、この大きさは1hPa当たり約1cmである。一方後者は、海上風が沖合から海岸に向かって吹くことにより海面の海水が引きずられて海岸に吹き寄せられ、その結果海水が海岸に蓄積されて海面が上昇する効果である。この大きさは風速の2乗に比例し、水深に反比例する。このように高潮は風や気圧といった外力による上述の効果で海水が移動することによって生じることから、海水の運動を支配する方程式を電子計算機上で数値的に解くことにより、その時間的な変化を予測することができる。気象庁の高潮モデルでは、大気モデルや熱帯低気圧情報による風や気圧を外力として潮位偏差を予測した値に、別途算出した天文潮位を加算している。

なお、実際に生じる潮位の変動は、これらの要因以外にも、波浪効果(wave setup)、海況要因、浅海潮の影響により発生する場合がある。これらの効果は高潮モデルでは考慮されておらず、別途見積もっている。

高潮モデル

複数の台風コースを計算

- 高潮が発生する場所・規模は台風コースに強く依存。
- 台風進路の予報誤差がある場合、大きな誤差が発生しうる。
  - 複数のシナリオを用意し、最悪パターンを考慮して使い分ける。



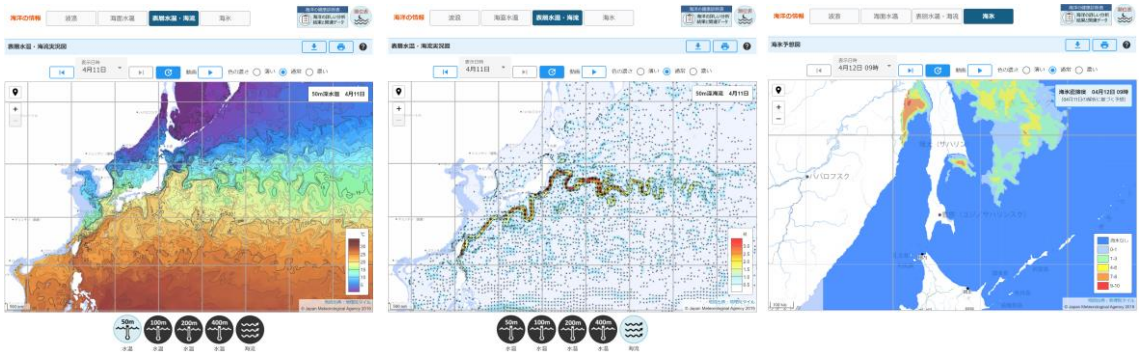
気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　63

図は、台風進路が少し変わった場合に、顕著な高潮の発生する場所がどのように変化するかを示している。この例では、台風が予報円西寄りを通過した場合は大阪湾、予報円中心を通過した場合は伊勢湾、予報円東寄りを通過した場合は三河湾で顕著な高潮が発生することがわかる。このように、高潮が発生する場所や規模は台風進路に大きく影響を受け、進路予報の誤差は高潮予測にも大きな誤差をもたらす。そのため気象庁の高潮モデルにおいては、台風時は複数のシナリオを用意し、状況に応じて使い分けているほか、予測の不確実性や潜在的なリスク評価にも用いている。

気象庁では、北西太平洋の海況監視や日本周辺の詳細な海況情報を提供するため、海況モデルを運用しており、図は海況情報の収集から海況モデルによる解析・計算、情報提供までの一連の流れを示している。海洋観測船や海洋ブイ、衛星観測、海洋フロートなどの観測結果は、品質管理を経て海洋観測データベースに蓄積される。この蓄積されたデータを海洋モデルに同化し、解析値や予報値を作成する。解析値や予報値は、日々の天気予報や気象予報の基礎資料として活用されている。

海況モデル

海況情報の利用



表層水温　　**海流**　　**海氷**

海況モデルにより、海流や水温、海氷等の情報・予測を提供

- 安全で経済的な船舶の運航や捜索
- 水産業
- 沿岸防災
- レジャー・スポーツ
- 流出油・津波デブリの漂流予測
- 汚染物質の移流・拡散予測

海況情報は、安全で経済的な船舶の運航や捜索、水産業、沿岸防災、レジャー・スポーツ、流出油・津波デブリの漂流予測、汚染物質の移流・拡散予測などに利用されている。漂流予測は、海面に浮いたものが対象で、風の応力を直接受ける一方、移流・拡散予測は海水に溶けたものが対象で、海水とともに鉛直方向にも移動する。

第1章 基礎編

1.4.3 大気海洋結合モデル

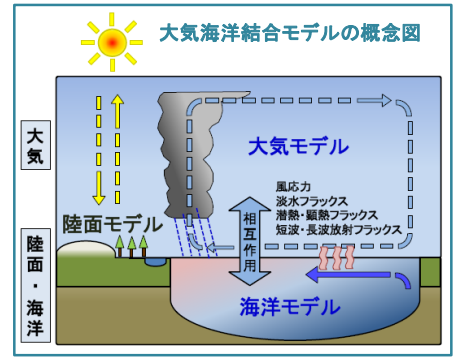
大気海洋結合モデルの歴史

眞鍋淑郎博士
☆2021年ノーベル物理学賞受賞☆

- 2021年のノーベル物理学賞は、複雑系の理解に画期的な貢献をした3人の研究者が受賞した。そのうち眞鍋先生と独マックスプランク研究所のクラウス・ハッセルマン教授は、地球の気候と、それに対する人間の影響に関する研究が評価されての受賞（授賞理由：地球気候の物理モデル化、変動性の定量化、及び地球が温暖化することを高い信頼度で予測）。

- 眞鍋博士は、1960年代から地球の気候の物理モデルの開発を先導。放射収支と大気の鉛直輸送の相互作用を研究し、大気中の二酸化炭素の増加が地表の温度上昇につながることを実証した。

- 眞鍋博士の開発した大気海洋結合モデルは、世界各国の気象局や研究機関で開発・使用されている気候モデルの原型となった。



眞鍋淑郎博士が原型を開発した「大気海洋結合モデル」は、その後多くの専門家によって改良が続けられ、近年の計算機技術の目覚ましい進展もあって、人為的な温室効果ガスの増加に伴う数十年から百年規模の気候変動ばかりでなく、わが国の気候に大きな影響を与えるエルニーニョ・ラニーニャ現象などの数か月から数年規模の自然現象の予測にも利用可能なものとなったため、気象庁でも1998年7月より「大気海洋結合モデル」によるエルニーニョ・ラニーニャ現象の予測を開始した。

その後、2010年2月には、1か月から数か月規模の自然現象の予測にも利用可能となったことから、季節アンサンブル予報システムに「大気海洋結合モデル」を導入した。2015年6月には、「大気海洋結合モデル」の解像度を向上させるとともに、海洋モデルに加えて海氷モデルも結合した季節アンサンブル予報システムに用いるものとしては第2世代となる「大気海洋結合モデル」に更新し、2022年2月には「大気海洋結合モデル」の解像度を更に向上させた第3世代の「大気海洋結合モデル」に更新し、今後より短い予報にも「大気海洋結合モデル」を利用していくことが出来るように、初期値作成手法や運用方式にも改良を加えた。

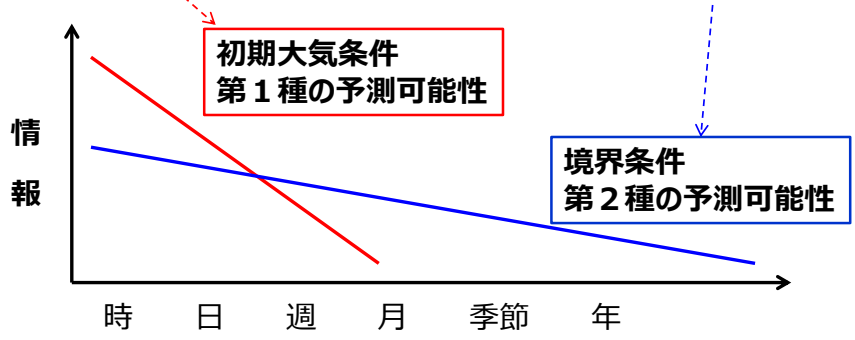
気象・気候現象の予測可能性

■ 予測可能性の概念図

予測可能性は大きく２種類に分類される。

■ 第１種の予測可能性
初期大気条件に依存する。
大気の変動は速く、初期の大気が持つ情報は急速に失われる。

■ 第２種の予測可能性
海面水温や**海氷**、**積雪**など**境界条件**に依存する。
境界条件の変動は大気の変動に比べて遅いため、長期予報が可能。



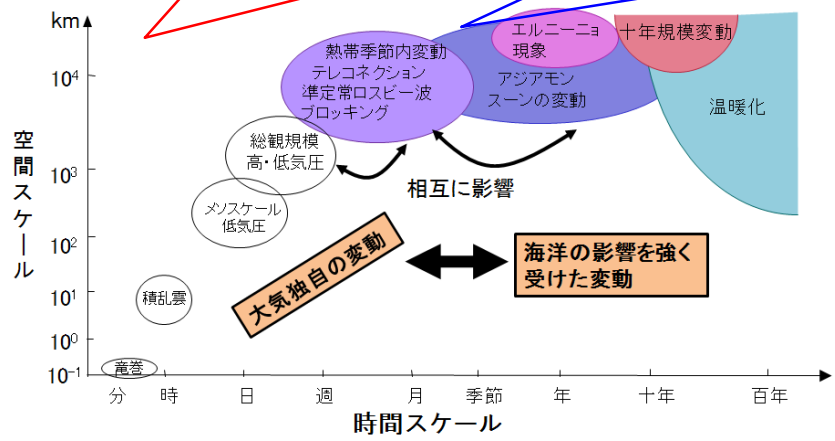
初期値のわずかな誤差が時間とともに急激に増大し、ついには予測不可能な混沌とした状態になる性質をカオスと言う。大気にはカオス的性質があり、海洋や海氷、積雪等に比べて変動が速く、初期の大気が持つ情報は急速に失われる。一方、海洋や海氷、積雪等は変動が遅いため、大気よりも長期間の予報が可能である。このため、大気が海洋や海氷、積雪等の大気の境界条件から受ける影響については、長期間の予報が可能である。初期の大気条件に依存する予測可能性を第1種の予測可能性、境界条件に依存する予測可能性を第2種の予測可能性と言う。

気象・気候現象の予測可能性

■ 大気現象の時空間スケール

■時空間スケールが小さい大気現象
例：竜巻，温帯低気圧など
大気初期条件に敏感なため、長期予報は不可能。

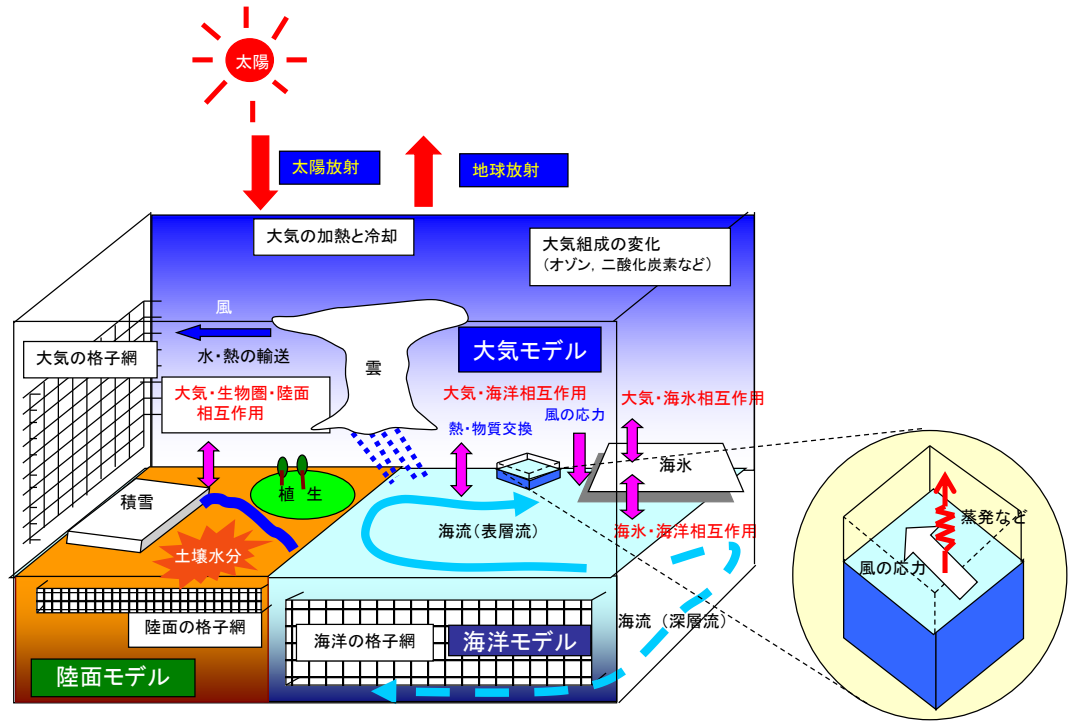
■ 時空間スケールが大きい大気現象
例：赤道季節内振動（MJO）、モンスーン、エルニーニョ現象等
大気初期条件よりも、海洋・海氷・陸面等の境界条件に敏感なため、長期予報が可能。



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　69

大気現象には竜巻や温帯低気圧など時空間スケールの小さい現象から、赤道季節内振動（MJO）やモンスーン、エルニーニョ現象といった時空間スケールの大きい現象まで様々なものがある。時空間スケールの小さい大気現象は大気初期条件（第1種の予測可能性）に敏感であるため、長期間の予報は不可能である。一方、赤道季節内振動やモンスーン、エルニーニョ現象等は大気初期条件（第1種の予測可能性）よりも、海洋や海氷、積雪等の境界条件（第2種の予測可能性）に敏感であるため、長期予報が可能である。

大気海洋結合モデル



長期間の予報では、海水温や海氷、積雪等の大気への影響が大きく、これらを適切に予報する必要があるため、海洋モデルや海氷モデル、陸面モデルを大気モデルに結合し、熱や水蒸気といった物理量の相互交換（相互作用）を計算する大気海洋結合モデルが利用される。このため、大気海洋結合モデルは長期間の予報から導入され、比較的海水温や海氷、積雪等の大気への影響が小さい、より短期間の予報にも導入していくといった方向で開発が進められており、データ同化システムといった大気の初期条件の精度を高める開発とは逆向きの開発となっている。今後、短期予報から長期予報まで予測可能なシームレスな数値予報モデルを開発していくためには、第１種の予測可能性である大気初期条件の開発と、第２種予測可能性である境界条件の開発といった双方向の開発が不可欠である。

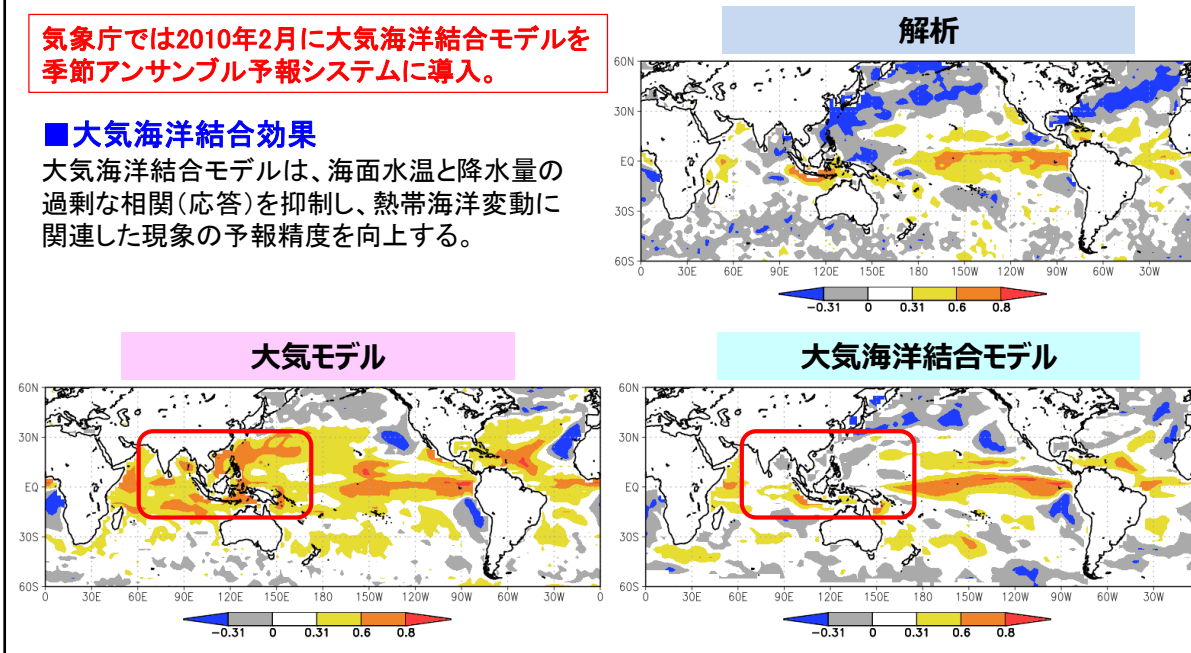
季節アンサンブル予報システム

図は旧モデルで過去30年間 (1981–2010)の再予報結果を比較した例

気象庁では2010年2月に大気海洋結合モデルを季節アンサンブル予報システムに導入。

■大気海洋結合効果

大気海洋結合モデルは、海面水温と降水量の過剰な相関(応答)を抑制し、熱帯海洋変動に関連した現象の予報精度を向上する。



7月の海面水温と降水量の相関係数の比較

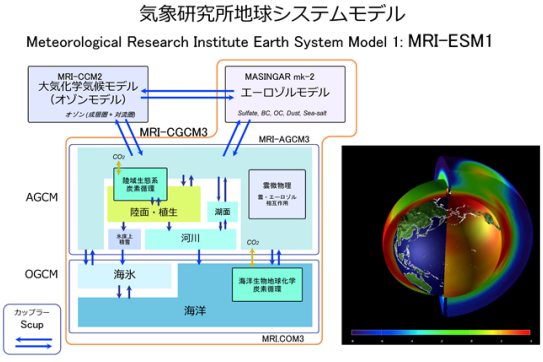
気象庁では、2010年2月に大気海洋結合モデルを季節アンサンブル予報システムに導入した。海面水温偏差を境界値とする大気モデルでは、海面水温が高い領域で対流が立ち続けてしまうため、海面水温と降水量が過剰な正相関となる。しかし、現実の大気(解析値)では、海面水温の高い領域で対流が立つと、日射の遮断や降水等によって海面水温が低下するため、弱い負相関となっている。大気海洋結合モデルは、図に示すように海面水温と降水量の過剰な正相関を抑制して解析に近づけ、熱帯海洋変動に関連した大気海洋相互作用の再現性を向上する。

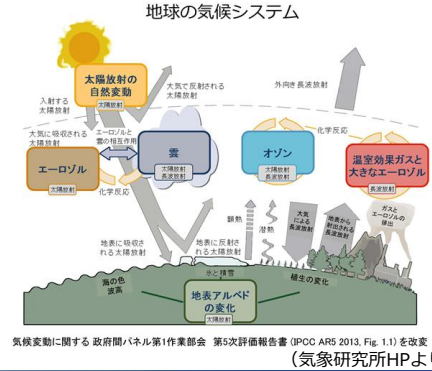
第1章 基礎編

1.4.4 物質輸送モデル

物質輸送モデルとは

- 大気中のある物質の動態を監視・予測するために、当該物質の発生・輸送・消滅過程等をシミュレートする数値モデル
- 大気化学過程から気候/気象場へのフィードバックを考慮する数値モデル（オンラインモデル）も存在
  - ・化学気候/気象モデル (Chemistry Climate/Meteorology Model)
  - ・地球システムモデル (Earth System Model)



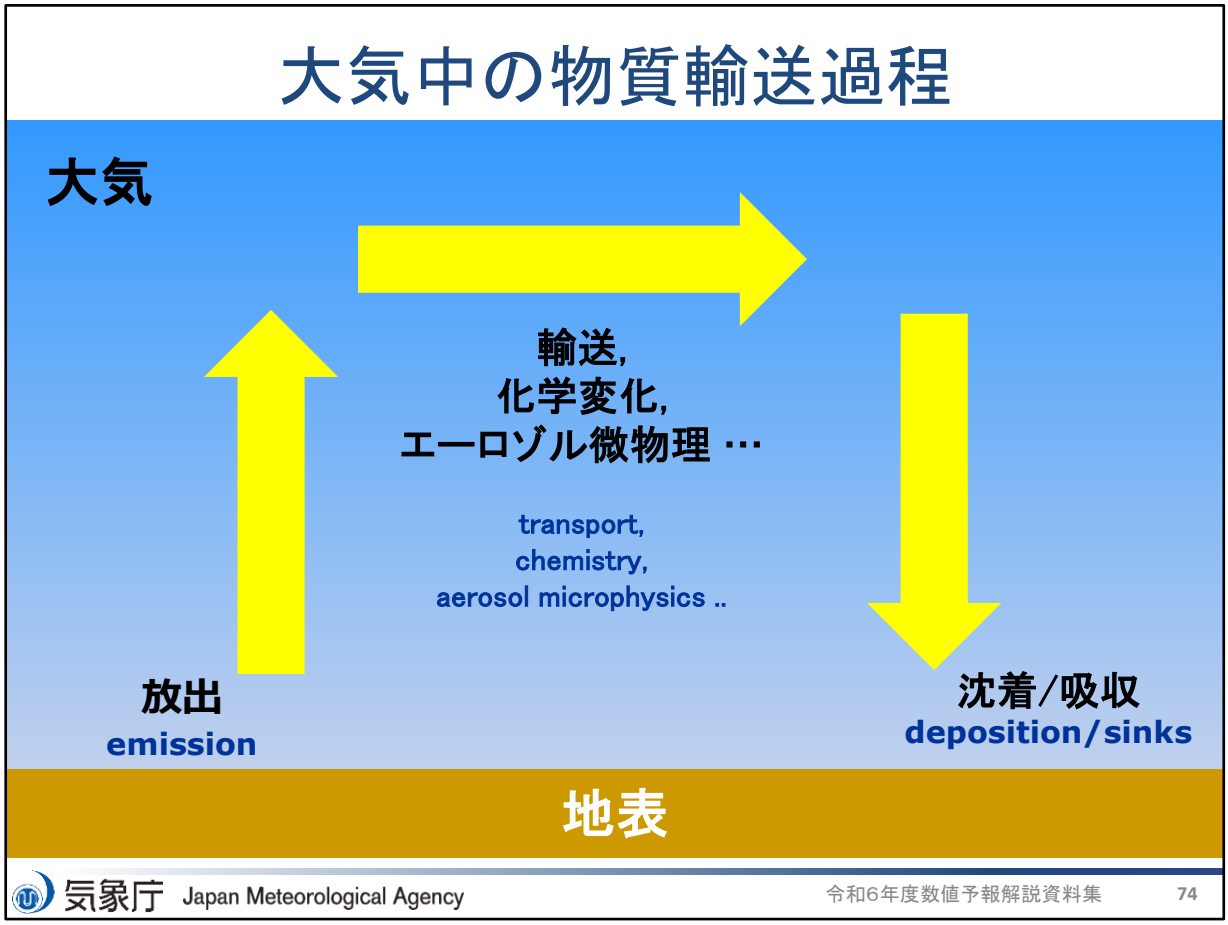


（気象研究所HPより引用）

物質輸送モデルとは、大気中のある物質の動態を監視・予測するために、当該物質の発生・輸送・消滅過程等をシミュレートする数値モデルである。着目する物質の中には、大気中で化学反応を起こして変化するもの（化学物質、エーロゾルやオゾン等）もあり、これら化学過程を組み込んだ物質輸送モデルを、化学輸送モデル、大気化学モデルなどと呼ぶ。これら物質は地球の気候システムを通して数カ月先の季節予報や、より長期の気候変動に影響を及ぼす。この大気化学過程が気候・気象場に及ぼす影響を考慮する数値予報モデルが化学気候/気象モデル、地球システムモデルなどである。

化学輸送モデルは、大気質モデル air quality model とも呼ばれる。オフラインモデルでは、あらかじめ気象モデルで解かれた気象場データを、大気質モデルにインプットして予測する。オンライン(2-way)モデルでは、気象モデルと大気質モデルは一体となっており、大気微量成分の変動の影響を気象モデルは考慮することができる。

化学気候モデルとは、従来の気候モデルに化学過程を追加した大気（＋陸面、海洋）モデルである。地球システムモデルとは、化学気候モデルに加えて、陸圏から生物圏までを計算対象としたモデルである。



大気中の物質輸送過程は主に放出、輸送、化学変化、エーロゾル微物理等、沈着/吸収で構成される。以下に各項目について例を示す。

・放出（排出）の例： 砂漠からの黄砂の舞い上がり、海面付近の波しぶきに含まれる海塩粒子、人間活動による大気汚染物質（炭素性や硫黄性の化合物、NOxなどのオキシダント誘発物質）排出

・輸送過程： 風による移流、大気中での拡散、重力沈降

・化学変化： 各種物質ごとに異なる、他の物質との化学的相互作用： 変質、消失、発生を伴う

・エーロゾル微物理： エーロゾル粒子の核形成（nucleation）、成長（growth）、凝集（coagulation）、除去・洗浄（deposition & scavenging）

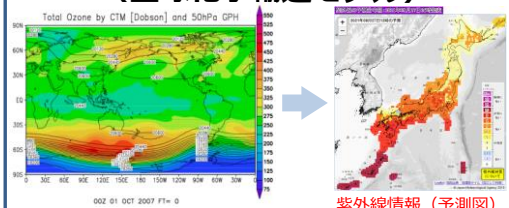
・乾性沈着： 大気中粒子の地上到達、気体状物質の地表面での吸収

・湿性沈着： 大気中粒子・気体状物質が降水に捕捉・吸収され、地表面に到達

輸送過程の基本法則は「連続の式（質量保存の法則）」（大気の数値予報では、運動方程式・連続の式・熱力学方程式・状態方程式が基本法則）。

当庁の主要な物質輸送モデル①

紫外線予測システム
（全球化学輸送モデル）

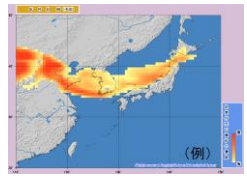


オゾン濃度分布

紫外線情報（予測図）
（気象庁HPより）

分解能・領域：約110km、64層、全球
主用途：紫外線情報作成

黄砂解析予測システム
（全球エーロゾルモデル）

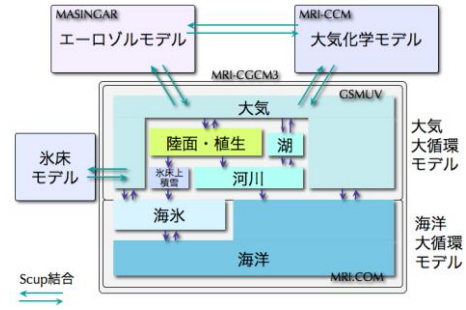


黄砂情報（予測図）（気象庁HPより）

分解能・領域：約40km、40層、全球
主用途：黄砂予測図作成

コンポーネント
モデル

気象研究所 地球システムモデル



主用途：気候変動予測シミュレーション

気象庁では、物質輸送モデルを用いて地球環境や気候に影響する黄砂、紫外線、二酸化炭素などの監視と予測を行っている。

「全球エーロゾルモデル」は、大陸などでの黄砂の舞い上がり、風による移動、雨などによる地上への降下を考慮して、大気中の黄砂の量や分布を解析・予測し、黄砂情報の作成に利用される。

「全球化学輸送モデル」は、オゾンやその変化に関わる物質の風による移動、地上への降下、化学物質や光による反応を通じた変化などを考慮して、上空や地上付近のオゾン濃度を予測し、紫外線情報の作成に利用される。

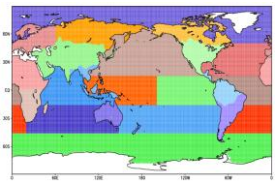
「領域化学輸送モデル」は、関連する業務の終了に伴い、2025年2月に運用を終了した。

また、全球化学輸送モデルと、全球エーロゾルモデルは、気象研究所の地球システムモデルのコンポーネントモデルとして組み込まれているものである。

当庁の主要な物質輸送モデル②

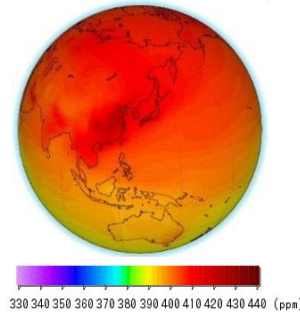
二酸化炭素輸送モデル・逆解析

分解能・領域：約110km、60層、全球
主用途：二酸化炭素分布情報作成



二酸化炭素の吸排出量を分割領域毎に
解析し、それをもとに濃度分布を計算

逆解析

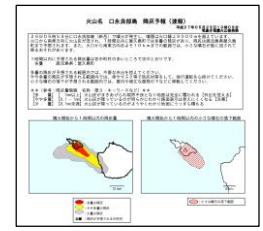


二酸化炭素分布情報（気象庁HPより）

移流拡散モデル（ラグランジュモデル）

主用途：
降灰予報
航空路火山灰情報（VAA）
放射性物質拡散シミュレーション*

* 環境緊急対応（EER）WMO地区特別気象センター（RSMC）として、原子力発電所の事故等発生時に、国際原子力機関（IAEA）の要請に応じて、大気中に放出された有害物質の拡散予測情報を提供



降灰予報（速報）（気象庁HPより）

「二酸化炭素輸送モデル」は、世界の大気中の二酸化炭素の分布状況を図示する二酸化炭素分布情報の作成に利用される。
「移流拡散モデル」は、降灰予報や航空路火山灰情報（VAA: Volcanic Ash Advisory）、放射性物質拡散シミュレーションに利用される。

第1章 基礎編

1.5 アンサンブル予報

数値予報の誤差（不確実性）

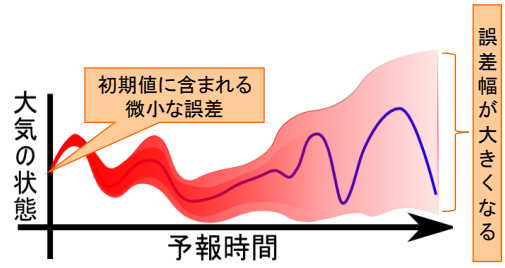
- 大気の振る舞いは時間方向、空間方向の偏微分方程式で記述される。
- 方程式とその数値解法（モデル）、初期条件、境界条件が分かれば
  未来の大気状態を予測できるが、次の問題がある。

  初期条件・境界条件：真の初期値・境界値を知ることはできない。
  （観測値の誤差、時間・空間的な制約、親モデルの誤差など）

  モデル：完全な方程式を知ることはできない。
  仮に知り得たとしても数値的に解くことで誤差が生じる。
  （物理過程のモデル化の不完全性、離散化による誤差など）

  大気のカオス的性質：初期値の微小な誤差が時間とともに増大する。

- 数値予報の結果にどの程度の誤差が含まれるか、一つの決定論的予報では判断できない。



大気の振る舞いは時間・空間に関する非線形偏微分方程式で記述されるため、未来の大気状態を予測するには解くべき方程式とその数値解法、そして初期条件および境界条件が必要となる。これらが正確に与えられるほど、精度の良い予測が可能になると期待されるが、現実には次に挙げるような問題がある（河野　2019; 本田・室井　2018）。

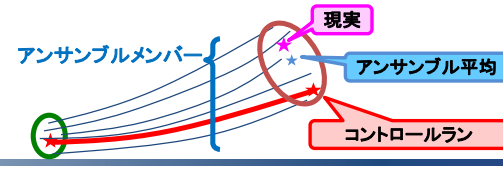
初期条件は、理想的には観測によって得られると期待される。しかし観測されたデータそのものが誤差を含むことや時間・空間的に連続な観測ができないことなどから、真の値を知ることはできない。また、領域モデルでは境界条件として、より広い予報領域を持つ数値予報モデルの予報値を用いるが、そのモデルの予報値にも誤差が含まれる。したがって数値予報に用いる初期値や境界値には必ず誤差が含まれる。

大気の振る舞いは様々な過程が影響を及ぼしあっているために、それを記述する方程式は非常に複雑なものであり、自然を完璧に記述する方程式は知られていない。仮に完全な方程式を知ることができたとしても、方程式を解析的に解くことができないため数値的に解くほかなく、その際には離散化などに起因する誤差が必ず生じる。また大気の持つカオス的性質（初期値鋭敏性）により、初期値に含まれる誤差が微小であったとしても、図のように予報時間が長くなるにしたがって予報誤差が急速に増大し、数値予報の精度を左右するまでに発達することが知られている。

これらの様々な要因によって、数値予報の結果には必ず誤差が含まれ、数値予報を利用する際には予測に不確実性があることを考慮しなければならない。しかし予報誤差の成長速度は大気の状態に大きく依存するため、一つの数値予報の結果（決定論的予報）から予報誤差の大きさを事前に知ることはできない。

アンサンブル予報

- アンサンブル予報とは
  - 複数の数値予報の集合（アンサンブル）によって予測とその不確実性を事前に推定する手法
  - 初期値などに小さな摂動（揺らぎ）を与えて複数の数値予報の集合（アンサンブル）を作成する。
  - それぞれの予測をアンサンブルメンバー（または単にメンバー）、摂動を与えていないメンバーをコントロールランと呼ぶ。
  - 解析誤差、数値予報モデル、境界値の不確実性を考慮する必要がある。
- アンサンブル予報の利点
  - アンサンブルメンバーのばらつきによって予測の不確実性（信頼度）が推定できる。
    （ばらつきが小さいと予測の信頼度が高いと期待される、など）
  - 可能性のある複数のシナリオが考慮できる。
    （コントロールランは大雨を予測していないが他のメンバーでは予測がある、など）



数値予報の結果に含まれる予報誤差（予測の不確実性）を事前に推定するための手法にアンサンブル予報がある。アンサンブル予報では、予報の初期値などに意図的に小さな摂動（揺らぎ）を与えることで初期値などの不確実性を表現し、摂動を加えた複数の数値予報の集団（アンサンブル）を得る。それぞれの数値予報モデルの予測をアンサンブルメンバー（または単にメンバー）、摂動を加えていないアンサンブルメンバーをコントロールランと呼ぶ。アンサンブル全体は摂動で考慮する不確実性の範囲内で実現しうる大気状態の集団であり、未来の大気状態を確率的に把握することができる。

それぞれのメンバーは解析誤差等を考慮した数値予報モデルの予測であり、メンバーのばらつき具合によって予測の不確実性（信頼度）を見積もることができる。例えば、ある予報時間でメンバーのばらつきが大きい場合、解析値や物理過程に含まれる微小な誤差が時間発展とともに増大しやすい大気状態であることを意味し、予測の不確実性が大きいことが示唆される。

アンサンブル予報では、解析誤差として初期値に与えた摂動が予報誤差として成長しうる範囲で複数の予測が得られる。単一の決定論的予報（コントロールラン）では予測が外れてしまう場合でも、アンサンブル予報では現実をメンバーの集団の中に確率的に捕捉することができることも利点の一つである。

気象庁のアンサンブル予報システムにおける代表的な摂動作成手法

- 初期摂動作成手法
  - 初期値に含まれる不確実性を表現する手法。
  - データ同化で得られた解析値に摂動（揺らぎ）を与えて複数の初期値を用意し、数値予報モデルを実行することにより複数の予報値を得る。
  - 摂動は解析誤差（初期値に含まれる不確実性）を表現している。
- 確率的物理過程強制法（Stochastically Perturbed Physical Tendencies; SPPT法）
  - 数値予報モデルの不確実性のうち、物理過程の不確実性を表現する手法。
  - パラメタリゼーションで表現できない不確実性を確率的な摂動項で表現。物理過程の時間変化項にランダムな摂動を加える。
  - 時間積分の各ステップで、物理過程の時間変化項に応じてランダムな摂動を足しこむ。
- 海面水温摂動
  - 下部境界値のうち、海面水温の不確実性を表現する手法。

気象庁で運用しているアンサンブル予報システムで用いられている摂動作成手法をいくつか紹介する。

初期値の誤差（解析値の誤差）については、微小な摂動を初期値に意図的に加えることにより表現できる。初期値の誤差は場所によって大きく異なり、観測のみから特定することはできない。また摂動が時間とともに成長する誤差を表現していることが望ましいが、ランダムに摂動を加えただけでは、予測の不確実性を正しく考慮することは難しい。そこで、成長する誤差を合理的に取り出す必要がある。そのための手法として、全球アンサンブル予報システム（GEPS）で用いられている「特異ベクトル法（Singular Vector: SV法）」がある。

数値予報モデルの不完全性については、その精度やインパクトから考えて、数値予報モデルの物理過程に着目した考慮が行われることが多い。確率的物理過程強制法（Stochastically Perturbed Physical Tendencies; SPPT法）（Buizza et al. 1999; 米原　2010）は、数値予報モデルの物理過程のもつ不確実性を取り扱う手法の一つであり、全球アンサンブル予報システムで導入されている（山口　2017）ほか、2023年3月にメソアンサンブル予報システムにも導入された（気象庁　2023）。これは予報の時間ステップ毎において、物理過程で計算される気温、比湿、風の時間変化量に対して、時間・空間相関が考慮された乱数をかけたものを摂動として足しこむ手法である。

境界条件の不確実性を考慮するために、下部境界条件の１つである海面水温に摂動を与える手法（太田・堀田　2016）がある。

気象庁のアンサンブル予報システム

- 大気モデルのアンサンブル予報システムとして、全球アンサンブル予報システム（GEPS）、メソアンサンブル予報システム（MEPS）を運用。
- 波浪モデルのアンサンブル予報システムとして、波浪アンサンブル予報システムを運用。
- 大気海洋結合モデルのアンサンブル予報システムとして、季節アンサンブル予報システム（季節EPS）を運用。

	全球アンサンブル予報システム	メソアンサンブル予報システム	波浪アンサンブル予報システム	季節アンサンブル予報システム
水平解像度	約27km（18日先まで） 約40km（18日以降）	5km	約55km	大気：約55km 海洋：約25km
予報領域	地球全体	日本付近	極域を除く地球全体※2	地球全体
初期時刻	00,06,12,18UTC※1	00, 06, 12,18UTC	00,12UTC	00UTC
予報時間	132時間（06,18UTC）※1 264時間（00UTC） 18日間（12UTC） 34日間（12UTC 火・水）	39時間	264時間	240日間（7カ月間）
メンバー数	51メンバー	21メンバー	51メンバー	5メンバー

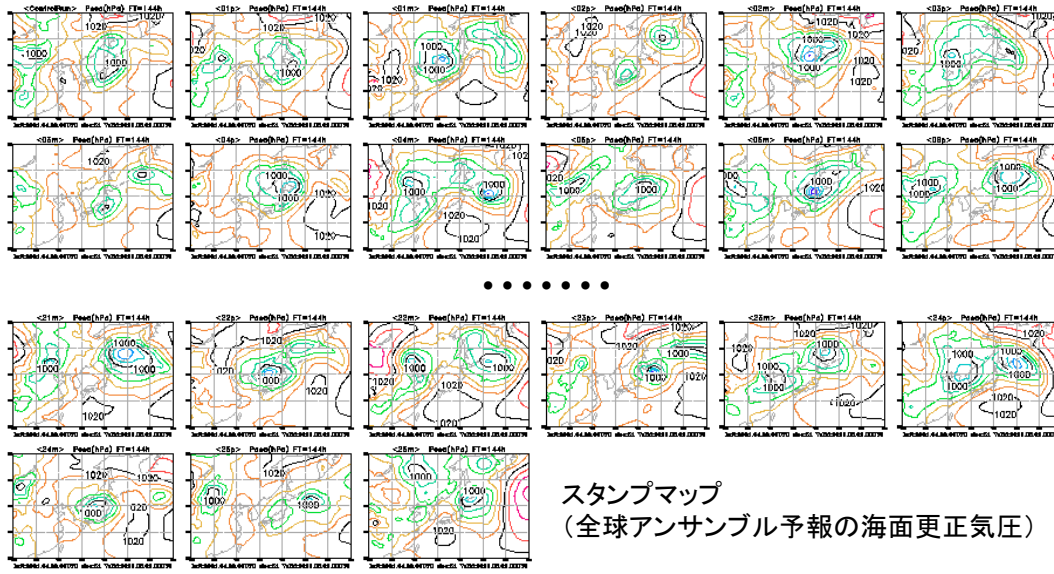
※1　06,18UTCの気象業務支援センター経由でのデータ提供は台風の条件を満たす場合のみ。
※2　南緯75度～北緯75度、西経180度～東経180度。

気象庁では、全球アンサンブル予報システム、メソアンサンブル予報システム、波浪アンサンブル予報システム、季節アンサンブル予報システムを運用している。これらのアンサンブル予報システムを用いて、決定論予報だけでは得られない予測の（不）確実性に関する情報を提供している。表にはアンサンブル予報システムの主な仕様を示している（主に外国支援目的に使用しているものを除く）。

※1 全般海上予報区（赤道-60°N、100°-180°E）内に台風が存在する、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。

アンサンブル予報の代表的なプロダクト
スタンプマップ

- 各メンバーの予測を表示した図。
  - 詳細な予測結果の確認や分析には便利だが、各メンバーの予測結果を一つ一つ確認して判断するのは容易ではない。何らかの加工を行ったプロダクトの利用が重要。

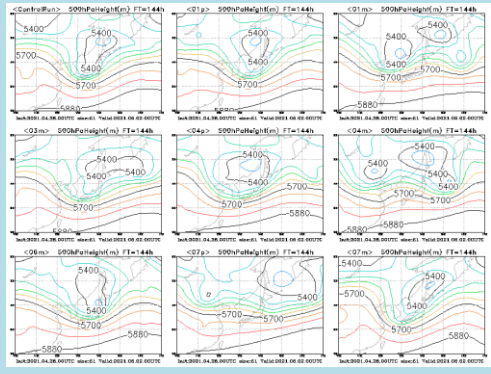


スタンプマップ
（全球アンサンブル予報の海面更正気圧）

図は全球アンサンブル予報の各メンバーの海面更正気圧を表示したスタンプマップを示している。アンサンブル予報では複数の予報結果が得られるが、それぞれのメンバーの予報値は数値予報モデルを実行した結果であり、予報値は物理量の間で整合したものになっている。スタンプマップを活用すると、メンバー間での予測結果の違いを詳細に確認してその要因の分析なども行うことができる。しかしアンサンブル予報ではメンバー数に応じて予測結果が増えるため、限られた時間内に行わなければならない予報業務などにおいて一つ一つを隈なく見て判断するのは容易ではない。統計的な処理などアンサンブル予報の結果を加工したプロダクトを利用し、効率的に予測結果を把握することも重要となる。

アンサンブル予報の代表的なプロダクト
スパゲッティダイアグラム

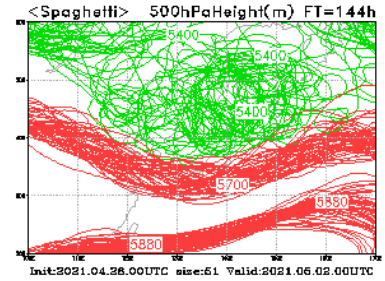
- 特定の等値線を全メンバーについて重ね描きした図。
  - メンバー間における予測の違いやばらつきの大きい場所を、一枚の図で比較的容易に確認できる。



全球アンサンブル予報の各メンバーの予測
（要素は500hPa面のジオポテンシャル高度）

重ね描き

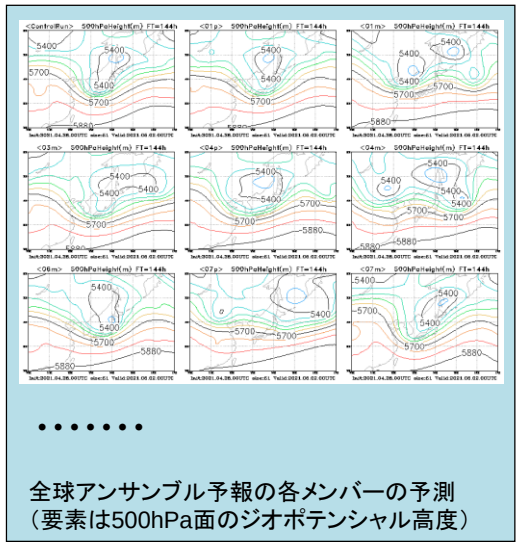
スパゲッティダイアグラム



左図は全球アンサンブル予報の予測値（500hPa面ジオポテンシャル高度）を示している。各メンバーの予測値を、右図のように特定の等値線について一枚の図に重ね描きしたものをスパゲッティダイアグラムと呼ぶ。スパゲッティダイアグラムでは、メンバー間における予測の違いや、メンバーのばらつき具合を一枚の図で確認できる。例えばこの図からは、日本付近に深いトラフを表現しているメンバーが多いが、その深さについてばらつきが大きいことが読み取れる。

アンサンブル予報の代表的なプロダクト
アンサンブル平均

- 全メンバーの予測を平均したもの。
  - 決定論的予報よりも確からしい予測となっていることが期待される。



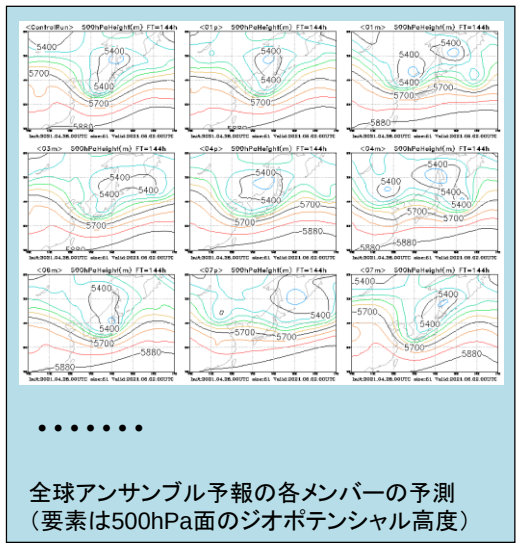
全メンバーの予測を平均したものをアンサンブル平均と呼ぶ。一般にはアンサンブル平均の二乗平均平方根誤差（Root Mean Square Error, RMSE）はコントロールランと比較して小さいことが期待される（高野　2002）。

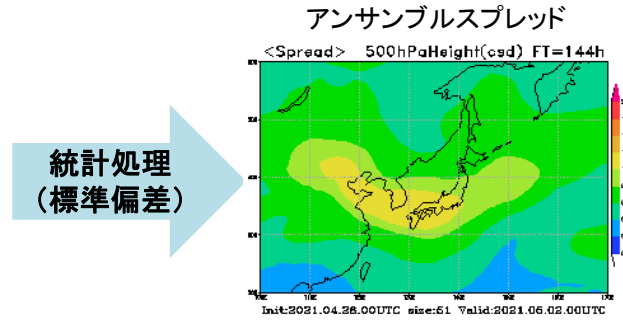
アンサンブル予報ではメンバーの分布は確率分布を表していて、分布がピークとなる予測値が出現する可能性の高い予測となっている。メンバーが正規分布する場合にはアンサンブル平均が最も可能性の高い予測となるが、メンバーが正規分布しない、例えば複数のピークを持つ分布の場合はアンサンブル平均と最も可能性の高い予測は一致しない。このためアンサンブル平均だけで判断するのではなく、メンバーの分布も合わせて確認する必要がある。

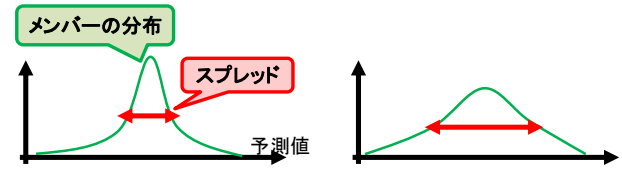
またアンサンブル平均は統計量であるため、数値予報モデルの予報値のように物理量の間で整合した値にはなっていないことにも注意が必要となる。

アンサンブル予報の代表的なプロダクト
アンサンブルスプレッド

- 統計学の標準偏差に対応する量。
  - 予測の不確実性の大きさ（信頼度）を表している。







分布が狭い（スプレッド小）
⇒予測の不確実性が小さい

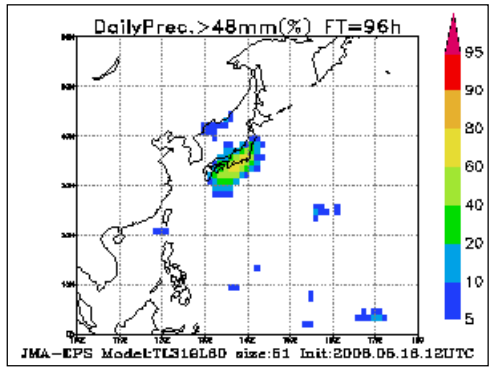
分布が広い（スプレッド大）
⇒予測の不確実性が大きい

全メンバーの予測について標準偏差を求めたものをアンサンブルスプレッド（または単にスプレッド）と呼ぶ。スプレッドはメンバーのばらつき具合を表す量で、スプレッドの大きさから予測の不確実性の大きさを判断できる。一般にスプレッドの大きさはアンサンブル平均のRMSEと同程度になることが期待される（高野　2002）ことから、スプレッドが大きいほど予測の不確実性が大きい（信頼度が低い）と考えられる。なお、スライドに示したアンサンブルスプレッドの図は気候学的変動量により規格化されている。

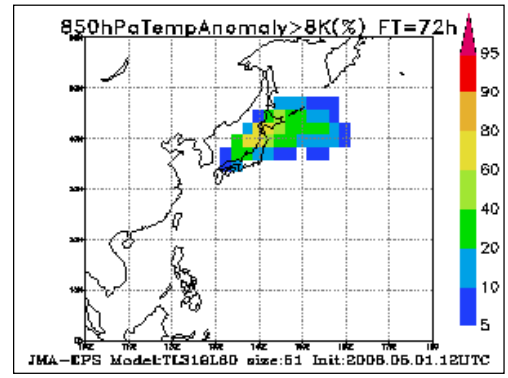
メンバーが狭い範囲に分布している場合はアンサンブル予報のスプレッドが小さく、アンサンブル平均と近い値が出現すると期待されるが、メンバーの分布が広がっている場合はスプレッドが大きく、アンサンブル平均から離れた値が出現する確率が高くなる。

アンサンブル予報の代表的なプロダクト
確率分布図

- 全メンバーに対して特定の現象が予測されるメンバーの割合。
  - 注目している現象について予測の確からしさを把握するために用いられる。



24時間降水量が48mm以上となる確率



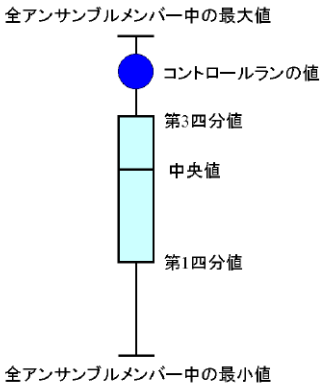
850hPa面気温の偏差が8℃以上となる確率

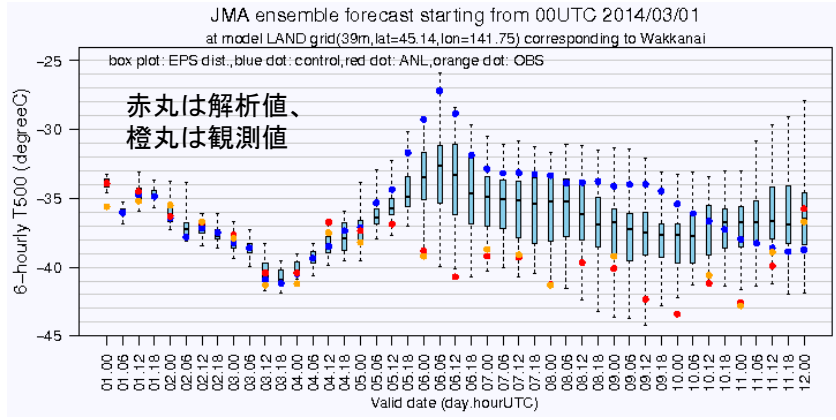
全メンバーに対して、特定の現象が予測されるメンバーの割合を表した図を確率分布図と呼ぶ。特に、ある閾値以上の現象が発生する確率（超過確率）を表す図を超過確率分布図と呼び、注目している現象について予測の確からしさを把握するためによく用いられる。

2枚の図はそれぞれ24時間降水量が48mm以上となる確率、850hPa面での気温の気候値からの偏差が8℃以上となる確率を表した確率分布図であり、超過確率が高いほど予測が確からしいことを表している。

アンサンブル予報の代表的なプロダクト
箱ひげ図（EPSgram）

- アンサンブル予報の特定の地点での時系列図。
  - メンバーの中央値、最大値、最小値、第1四分位点、第3四分位点の時系列図。
  - 第1四分位点と第3四分位点の間を箱と呼ぶ。





ある地点での500hPa面の気温についての箱ひげ図

特定の地点についての、メンバーの中央値、最大値、最小値、第1四分位点、第3四分位点の時系列図を箱ひげ図（EPSgram）と呼ぶ。各予報時間でのアンサンブルスプレッドの情報やその変化傾向が確かめられる。また、コントロールランの値も合わせて描画することで決定論的予報の信頼度の情報も合わせて得られる。

図は箱ひげ図の例を示している。この図からは予報期間のはじめはメンバー間のばらつきが小さく、中盤で急速に大きくなっていることが読み取れる。またこの図では解析値と観測値を合わせて描画していて、実況の観測値がメンバーの予測の範囲内に概ね捕捉できていることが分かる。

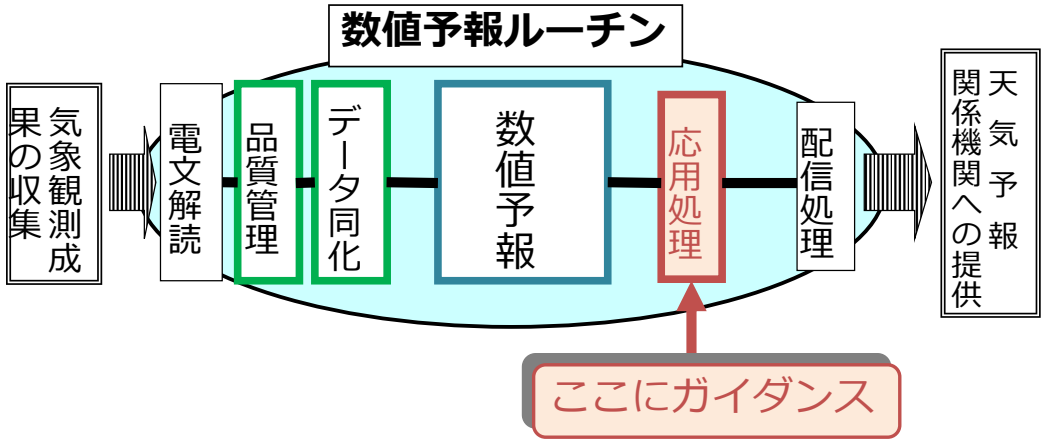
参考文献

- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 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.
- 河野耕平, 氏家将志, 國井勝, 西本秀祐, 2019: メソアンサンブル予報システム. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–15.
- 気象庁, 2023:メソアンサンブル予報システムへの確率的物理過程強制法の導入. 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, 76-80.
- 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.
- 本田有機, 坂本雅巳, 藤田匡, 室井ちあし, 2018: 数値予報モデル. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 84-89.
- 本田有機, 室井ちあし,2018: 概要. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66-71.
- 山口春季, 2017: 全球アンサンブル予報システムの導 入. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35-41.
- 米原仁, 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.
- 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.

第1章 基礎編

1.6 ガイダンス

数値予報の応用処理



応用処理の例

- 可視化（Web、FAX図作成）
- データ切り出し（ユーザー向けファイル（GPV）作成）
- 予報要素への翻訳、統計的な補正　→　**ガイダンス**

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　90

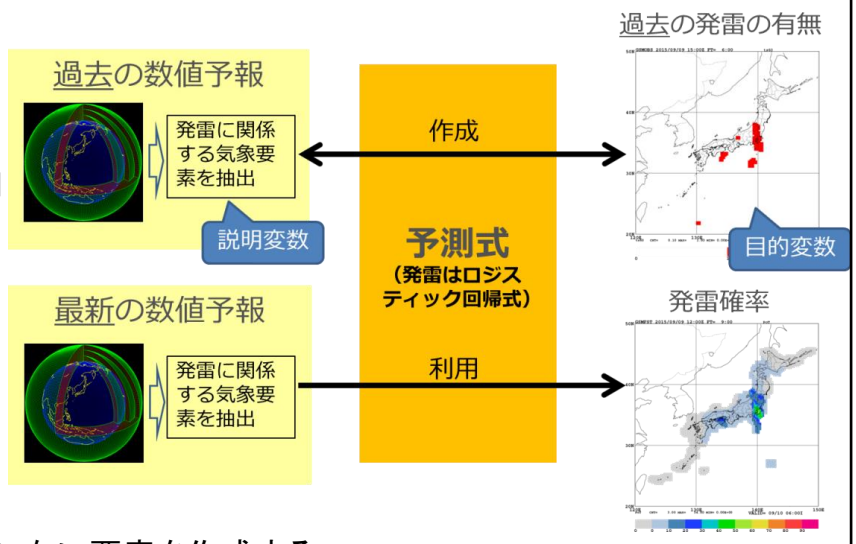
数値予報の後続に位置し、数値予報の結果を利用した各種プロダクトの作成を行う処理を応用処理という。数値予報の結果は膨大な数値データの集まりであり、そのままの状態で利用することは難しい。そこでユーザーの利便性向上のための様々な処理、例えば、数値予報モデルの結果を図に描画する可視化、必要な領域や要素などを抽出するデータ切り出し、予報要素への翻訳や統計的な補正などが応用処理として行われる。これらのうち、最後に挙げた「予報要素への翻訳や統計的な補正」を行う処理およびその結果作成される予測資料をガイダンスと呼ぶ。

限られた時間の中で気温や量などの多くの要素を迅速にモニタリングし、天気予報や注意報・警報・情報を作成するためには、精度よく量的な予測値を直接示す客観的な予測資料が必要であることから、ガイダンスが作成・配信され、利用されている。

ガイダンス

ガイダンスとは

- 「数値予報を用いた客観的・統計的翻訳」
- 過去の数値予報と実況から統計手法等を用いて予測式を作成し、それを最新の数値予報の結果に適用して予測する。



ガイダンスの役割

- 数値予報が予測していない要素を作成する
- 数値予報の系統誤差を補正する

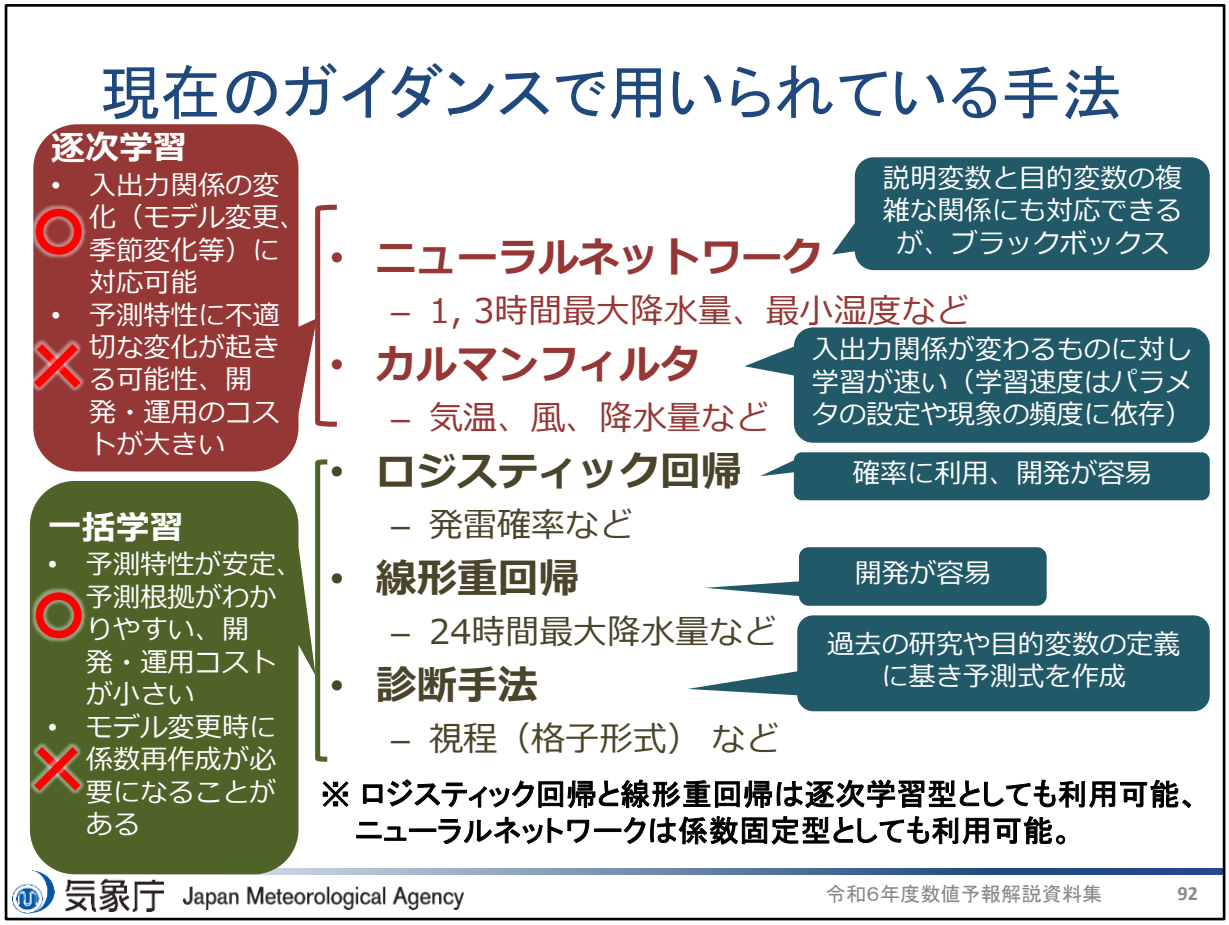
ガイダンスは、防災気象情報や天気予報等の作成を行う上で重要な基本資料

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　91

ガイダンスは「数値予報を用いた客観的・統計的翻訳」（気象庁予報部 1986）とも記述されるように、過去の数値予報と実況から統計手法等を用いて予測式を作成し、それを最新の数値予報の結果に適用することで、客観的・定量的な予測を行うプロダクトである。

ガイダンスには2つの役割がある。一つは、発雷確率や乱気流、視程など、数値予報では直接予測しないが、天気予報、警報・注意報、飛行場予報などの発表に必要な気象要素を作成することである。もう一つは、気温や降水量など、数値予報でも予測するが、その予測値を補正し、より精度を向上させることである。

ガイダンスは防災気象情報や天気予報等の作成を行う上で重要な基礎資料となっている。



現在の気象庁のガイダンスの作成には、ニューラルネットワーク、カルマンフィルタ、ロジスティック回帰、線形重回帰および診断法が用いられている。

ニューラルネットワークは、神経細胞（ニューロン）の機能の一部をモデル化した機械学習アルゴリズムである。入力値（説明変数）と出力値（目的変数）の関係が非線形である場合にも適用できるという特徴がある。近年のAIに利用されているディープニューラルネットワークは、中間層を多層化したニューラルネットワークである。ニューラルネットワークは説明変数と目的変数の複雑な関係を表現することができるが、その反面、なぜそのような予測になったのか解釈が困難（ブラックボックス）であるという問題がある。ニューラルネットワークは1, 3時間最大降水量、最小湿度などに利用されている。

カルマンフィルタは時系列解析の手法の一つであり、ガイダンスにおいては説明変数と目的変数を結びつける係数を逐次学習する手法として利用されている。カルマンフィルタの予測式は線形式であり、目的変数と説明変数が線形関係の場合に利用できる。カルマンフィルタは気温、風、降水量などに利用されている。

ロジスティック回帰は、雷の有無などのように、現象を2つのクラスに分類する問題に用いられる統計手法の一つである。ロジスティック回帰により得られる予測値は現象の発生確率として考えることができるため、ロジスティック回帰は確率型のガイダンスである発雷確率などに用いられている。

線形重回帰は、説明変数と目的変数の間に線形関係がある場合に用いられる手法で、予測結果の解釈や開発が容易であるという特徴をもつ。線形重回帰は24時間最大降水量などに利用されている。

診断手法は、過去の研究や目的変数の定義に基づいて予測式を決定し、ガイダンスの予測値を算出する手法である。ほかの手法と比べて、開発において観測や数値予報モデルの長期間のデータが不要で、観測密度に起因する予測精度の不均一性がなく、メリハリの利いた予測が可能、という特徴がある。診断手法は視程ガイダンス（格子形式）などに用いられている。

過去のデータを用いて係数を一括で学習し、運用においては係数を固定して利用する手法を一括学習と呼び、新しく観測データを入手するごとに係数を更新する学習方法を逐次学習と呼ぶ。逐次学習型のガイダンスと一括学習型のガイダンスを利用面・運用面から優劣をつけると以下の通りになる（優劣を不等号で表す）。

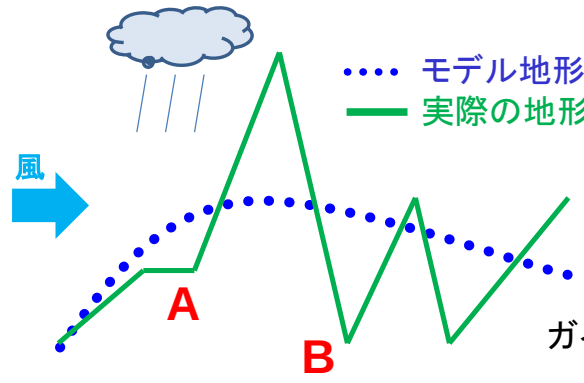
モデル更新への対応: 逐次 ＞ 一括
季節変化への対応: 逐次 ＞ 一括
観測所の移設・新設への対応: 逐次 ＞ 一括
予測特性の把握: 逐次 ＜ 一括
予測の安定性: 逐次 ＜ 一括
開発・運用コスト: 逐次 ＜ 一括

カルマンフィルタは基本的には逐次学習のみで利用され、診断手法は一括学習のみで利用されるが、ニューラルネットワークとロジスティック回帰、および線形重回帰では、逐次学習または一括学習のいずれも利用可能である。気象庁のガイダンスでは、ニューラルネットワークには主に逐次学習が、ロジスティック回帰と線形重回帰には一括学習が用いられている。各手法について詳しくは、工藤ほか (2018) を参照。

ガイダンスができること、できないこと

できること：系統誤差の補正

例：モデル地形と実際の地形の違いによる誤差の補正



実際の地形では
A：急斜面で地形性の降水が多い
B：標高が低く、気温が高い

モデルの地形では
A：起伏に乏しく降水が少ない
B：標高が高く、気温が低い

ガイダンスではこれらの誤差を補正できる

できないこと：（系統誤差ではない）ランダム誤差の補正

例えばモデルが前線の予測位置を外している場合、前線の位置をガイダンスで修正して気温や風を求めることはできない

ガイダンスは数値予報を統計的に補正するが、補正可能な誤差は系統誤差（場所ごとや対象時刻ごとに統計検証した際の平均的な誤差）である。数値予報の系統誤差としては、

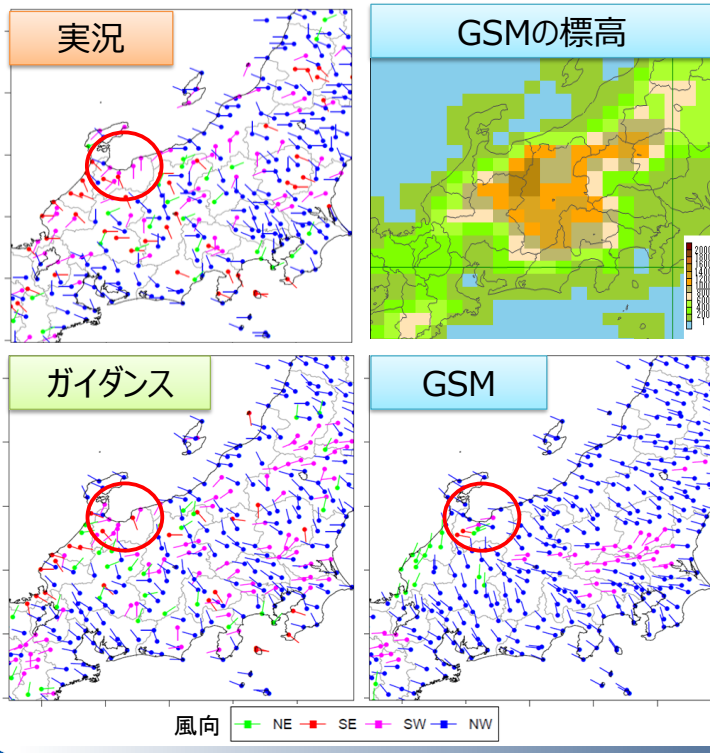
1. 数値予報モデルの地形と実際の地形の違いに起因する誤差
2. 数値予報モデルの海陸分布と実際の海陸分布の違いに起因する誤差
3. 数値予報モデルの不完全性や空間代表性に起因する誤差

などがある。ここでは1の「モデルの地形と実際の地形の違いに起因する誤差」の補正例を示す。

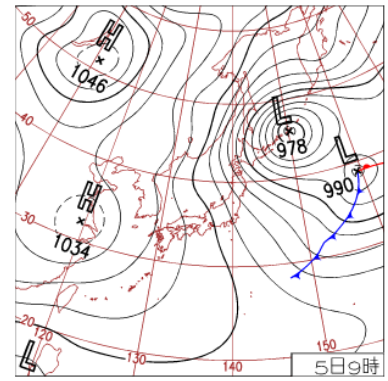
実際の地形とモデルの地形を比較すると、モデルの地形は青点線のように起伏に乏しくなっている。このため、図で左から風が吹いているとすると、A地点では、数値予報の降水は実際の降水よりも弱く予測される傾向がある。またB地点では実際の地形では谷となっているが、数値予報モデルでは谷が表現されていないため、逆転層がない限り、数値予報の地上気温は実況よりも低くなる。

系統誤差ではない誤差（ここではランダム誤差と呼ぶ）はガイダンスで補正することはできない。ランダム誤差の要因は様々であるが、例えば数値予報の前線や低気圧等の擾乱の位置ずれ、擾乱の発生・発達の外れによる誤差がある。モデルが前線の予測位置を外している場合、ガイダンスは前線の位置を修正して気温や風を求めることはできない。

粗いモデル地形に伴う系統誤差の補正例



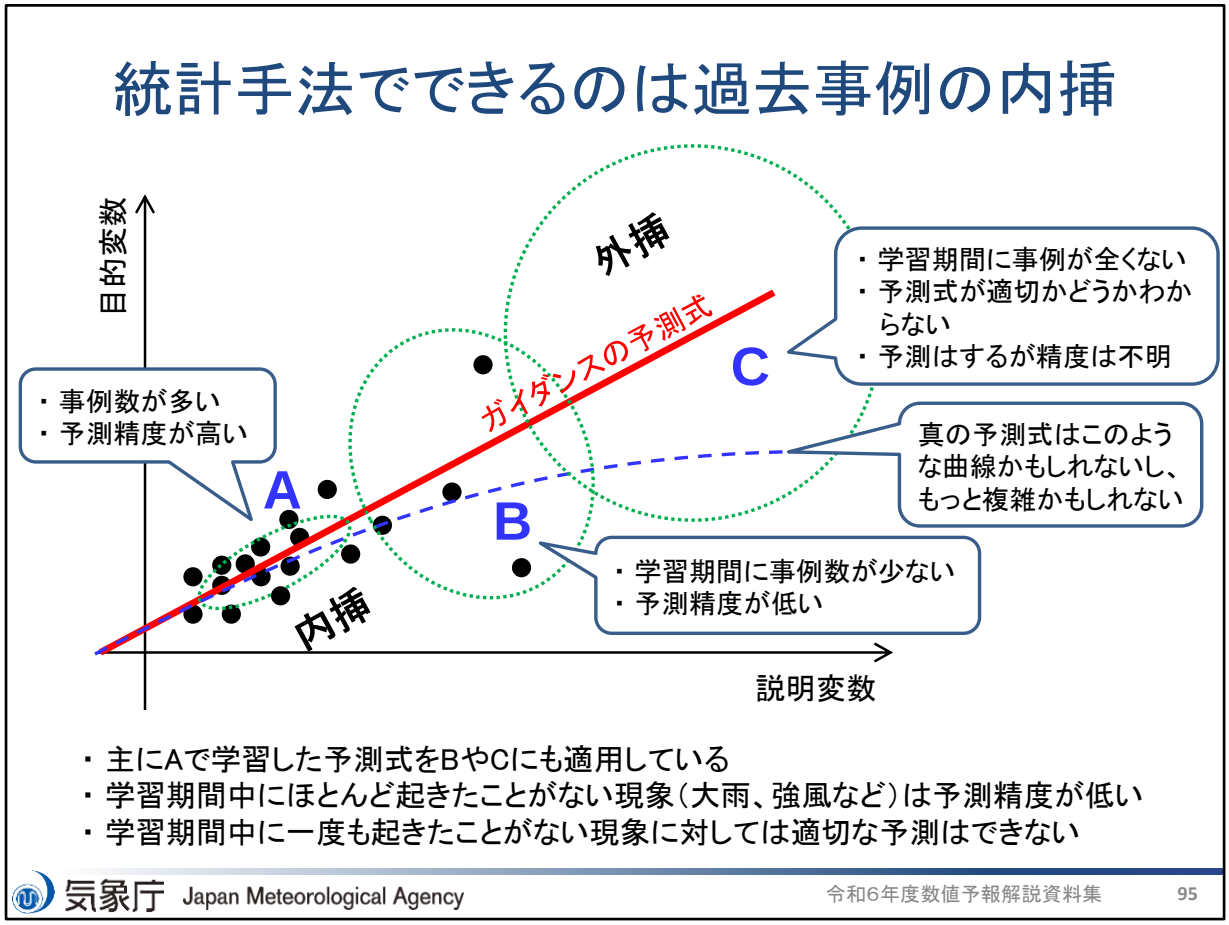
天気図
2012年1月5日9時



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　94

ここでは地形による系統誤差をガイダンスが適切に補正した例としてGSM定時風ガイダンスの予測事例（2012年1月4日12UTC初期値のFT=24の事例）を示す。

GSMの地形（2012年当時）は中央上図に示したように粗いため、GSMは一様に近い滑らかな風を予測している（中央下図）。しかし実況では実際の地形を反映した複雑な風となっている（左上図）。ガイダンス（左下図）では数値予報を適切に補正し、実況の風に近づけていることが分かる。例えば富山県（図中の赤丸）では、冬型の気圧配置の際に地形の影響で南寄りの風になることが多いが、GSMでは滑らかな地形のために西から北西の風を予測する系統誤差がある。ガイダンスはこれを補正して南寄りの風を予測していることがわかる。



統計手法を用いたガイダンスでは、過去の予測（説明変数）と実況（目的変数）から作成した関係式を用いて未来の予測を行うが、実況は偏った頻度分布をしている場合が多い。例えば降水量や風速では、降水量が少ない（または無い）事例や弱風の事例が非常に多く、大雨や強風の事例は少ない。このように実況の頻度分布に偏りがある場合、ガイダンスは頻度が多い事例で学習した予測式を頻度が少ない（または全くない）領域まで適用することで予測値を求めていることに注意が必要である。

図の例では、Aの領域では事例数が多いが、Bの領域では事例数が少なく、Cの領域では事例が全くない状況になっている。Aの領域に対する予測は過去事例の内挿であり、統計手法による予測精度は一般的に高い。これに対してBの領域では学習期間に事例数が少ないため予測精度は低くなる。またCの領域では学習期間中に事例が一つも存在せず、ガイダンスの予測（赤実線）はAやBのデータからの外挿になっており、過去データから予測精度を検証することもできない。真の予測式は図の青点線で示したような曲線かもしれないし、もっと複雑な曲線かもしれないが、過去データからはそれを判別することはできない。

この例のように、学習期間中にほとんど起きたことがない現象に対しては、統計手法を用いたガイダンスは一般に予測精度が低く、また、一度も起きたことがない現象に対しては適切な予測を行うことはできない。

参考文献

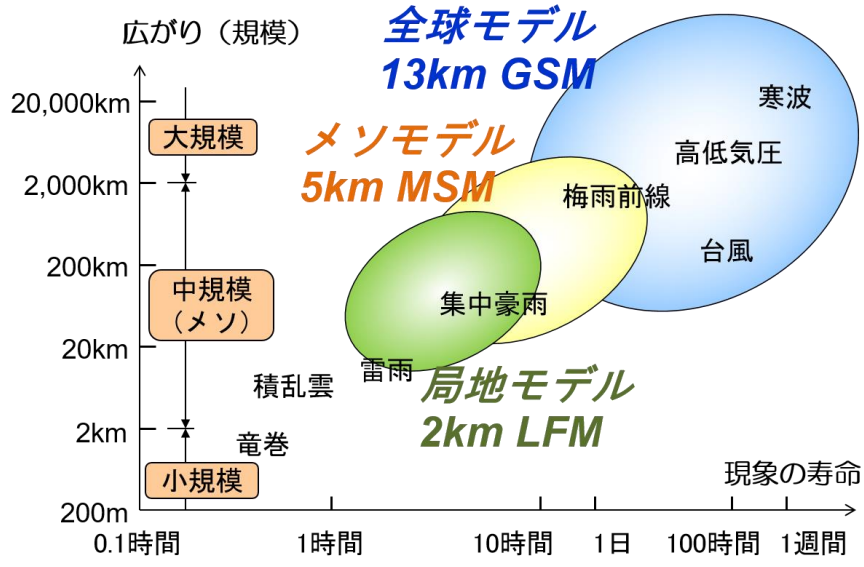
- 気象庁予報部, 1986: 短期間予報用ガイダンスの解説, 予報技術資料第35号.
- 工藤淳, 後藤尚親, 高田伸一, 2018: ガイダンスの作成技術. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 19-85.

第1章 基礎編

1.7 気象庁の現業数値予報システム

主要な数値予報モデルとその適用範囲

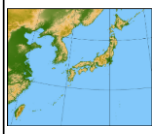
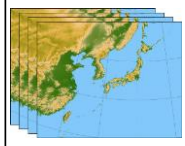
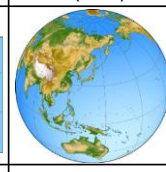
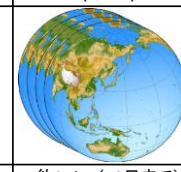
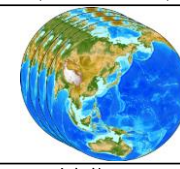
現象の広がり（規模）が大きければ（小さければ）、現象の寿命は長い（短い）ため、現象の空間スケールに応じて、予測可能な時間スケールもおおよそ決まる。
予測対象の現象に合わせて数値モデルの時空間分解能を変えて運用する。



スライドには気象庁の主要な数値予報モデルが対象とする現象の空間・時間スケールと、様々な気象現象の空間・時間スケールを示している。気象現象は煙草の煙のゆらぎに見られるようなミクロな乱流から、ブロッキング高気圧と言われるマクロな現象まで非常に広範な空間スケールにわたる。天気予報に関係する気象擾乱は水平規模数10kmで2～3時間持続する雷雨、中規模（メソ）現象といわれる積乱雲の集団による集中豪雨、台風、中緯度の高・低気圧、ブロッキング高気圧などである。

数値予報モデルで予測できる現象の空間スケールは、モデルの格子間隔の大きさに依存しており、現象の空間スケールに応じて、予測可能な時間スケールもおおよそ決まる。そのため、気象庁では計算機資源を有効に活用するために、予報したい現象の時空間スケールに応じて複数の数値予報モデルを運用している。

気象に関する数値予報モデル

	局地モデル (LFM)	メソモデル (MSM)	メソEPS (MEPS)	全球モデル (GSM)	全球EPS (GEPS)	季節EPS (JMA/MRI-CPS3)
モデル領域※						
水平格子間隔	2 km	5 km	5 km	約 13 km	約27 km（18日まで） 約40 km（それ以降）	大気約 55 km 海洋約 25km
予報期間（初期時刻）	18時間 （00,03,06,09,12,15,18,21UTC） 10時間（上記時刻を除く正時）	78時間（00,12UTC） 39時間（03,06,09,15,18,21UTC）	39時間 （00,06,12,18UTC）	264時間（00,12UTC） 132時間（06,18UTC）	5.5日（06,18UTC）*4 11日（00UTC） 18日（12UTC） 34日（週2回）	7か月 （00UTC）
メンバー数	1	1	21	1	51（18日まで） 25（それ以降）	5
モデルを用いて発表する予報	航空気象情報 防災気象情報 降水短時間予報	防災気象情報 降水短時間予報 航空気象情報 分布予報 時系列予報 府県天気予報	防災気象情報 航空気象情報 分布予報 時系列予報 府県天気予報	台風予報 分布予報 時系列予報 府県天気予報 週間天気予報 航空気象情報	台風予報 週間天気予報 早期天候情報 2週間気温予報 1か月予報	3か月予報 暖候期予報 寒候期予報 エルニーニョ監視速報
初期値解析手法	ハイブリッド 3次元変分法	4次元変分法	メソモデル初期値 ＋SV*1の摂動 （初期値＋側面）	ハイブリッド 4次元変分法	全球モデル初期値＋ SV*1の摂動 ＋LETKF*2の摂動	大気：全球モデル初期値 +BGM法*3の摂動 海洋：4次元変分法 +海洋解析誤差摂動

*1 SV :特異ベクトル / *2 LETKF :局所アンサンブル変換カルマンフィルタ / *3 BGM 法:成長モード育成法
*4 06,18UTCの気象業務支援センター経由でのデータ提供は、台風の条件を満たす場合のみ。

※図の地形データにはNational Centers for Environmental Information作成のETOPO1を使用

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　99

気象庁が現在運用している主要な数値予報モデルの大まかな仕様を示す。

全球モデルは地球全体を予報領域とした、水平格子間隔約13 km、鉛直層数128層の数値予報モデルである。台風予報、短期予報、週間天気予報を支援している。全球モデルの予測値はメソモデルの側面境界値にも利用される。

メソモデルは防災気象情報、航空気象情報の作成支援を主な目的とする、水平格子間隔5 km、鉛直層数96層の数値予報モデルである。

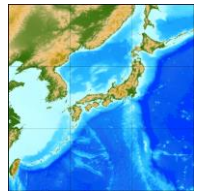
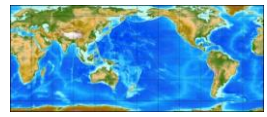
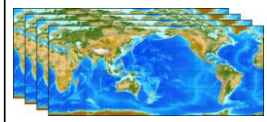
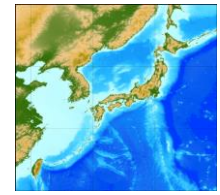
局地モデルは航空気象情報、防災気象情報の作成支援を目的とする、水平格子間隔2 km、鉛直層数76層の数値予報モデルである。メソモデルや局地モデルは、水平分解能が細かいことにより、集中豪雨や突風など局地的な激しい現象を主な予測対象としている。

また、全球モデル・メソモデルの予測不確実性に関する資料を提供し、確率情報・信頼度情報の作成作業を支援するために、全球アンサンブル予報システム・メソアンサンブル予報システムを運用している。

季節アンサンブル予報システムは、3か月予報やエルニーニョ現象、暖・寒候期予報など、長期予報を支援するための大気海洋結合モデルである。

各モデルの技術開発は共通するところが多く、協力しながら精度向上を目指す取り組みを行なっている。

海洋に関する数値予報モデル-1

	沿岸波浪モデル	全球波浪モデル	波浪アンサンブル予報システム	日本域高潮モデル
モデル領域※				
水平格子間隔	約 5 km	約 27 km	約 55 km	約 1～16 km
予報期間（初期時刻）	5.5日（00,06,12,18UTC）	5.5日（06,18UTC） 11日（00,12UTC）	11日（00,12UTC）	78時間（00,12UTC） 39時間 （03,06,09,15,18,21UTC）
メンバー数	1	1	51	台風時：6 非台風時：1
モデルを用いて発表する予報	波浪警報・注意報、波浪予報、沿岸波浪実況・予想図	海上予報、海上分布予報における波浪予測、外洋波浪実況・予想図	波浪に関する早期注意情報（警報級の可能性）	高潮警報・注意報、高潮に関する早期注意情報(警報級の可能性)

※図の地形データにはNational Centers for Environmental Information作成のETOPO1を使用

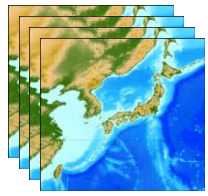
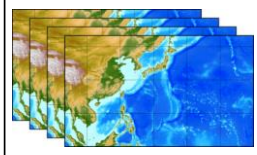
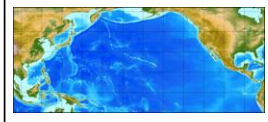
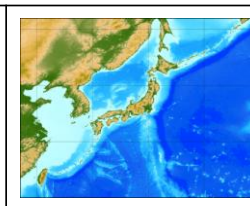
気象庁が現在運用している主要な海洋に関する数値予報モデルの大まかな仕様を示す。

「波浪モデル」は、全球モデルの海上の風の予測値を用いて、海上における波の発達・減衰やうねりの伝播などを予測する。全球波浪モデルは外洋波浪図や外洋域を航行する船舶向けの波浪情報に利用される。沿岸波浪モデルは波浪警報・注意報や日本周辺の波浪予報に利用されている。

波浪アンサンブル予報システムは、全球波浪モデルを使用して、2日先から5日先までの早期注意情報（警報級の可能性）を提供するために利用されている。波浪アンサンブルの予測結果は、WMO の荒天予測計画 (Severe Weather Forecasting Programme, SWFP) を支援するための気象庁 SWFP ウェブサイト上の波浪予測図 <https://www.data.jma.go.jp/waveinf/wens/wave.html> を提供する用途にも活用されている。

「高潮モデル」は、台風や発達した温帯低気圧の接近時などに、海面気圧の変化と海上の風の予測値から潮位の上昇量を予測する。日本域高潮モデルは、国内の高潮警報・注意報の発表に利用される。

海洋に関する数値予報モデル-2

	日本域台風時高潮確率予報システム*1	アジア域高潮アンサンブル予報システム	日本沿岸海況監視予測システム（MOVE-JPN）	
モデル領域※				
水平格子間隔	約1～16 km	約 1.5～50 km	約 10 km	約 2 km
予報期間（初期時刻）	132時間（00,06,12,18UTC） 39時間（03,09,15,21UTC）	132時間（00,06,12,18UTC）	31日（00UTC）	11日（00UTC）
メンバー数	21メンバー	台風時：52 非台風時：1	1	1
モデルを用いて発表する予報	高潮に関する早期注意情報(警報級の可能性)	高潮情報*2 高潮に関する早期注意情報(警報級の可能性)	海面水温・海流1か月予報、表層水温・海流の解析・予想図、海氷情報	

*1 実行は台風時のみ
*2 アジアの気象局で利用

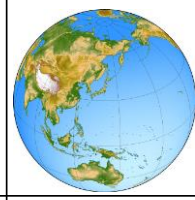
※図の地形データにはNational Centers for Environmental Information作成のETOPO1を使用

日本域台風時高潮確率予報システムは、台風進路に摂動を与えた日本域高潮モデルのアンサンブル予報であり、2日先から5日先までの早期注意情報（警報級の可能性）を提供するために利用されている。

アジア域高潮アンサンブル予報システムは、WMO高潮監視スキーム(Storm Surge Watch Scheme,SSWS)に基づき、台風委員会メンバー（国および地域）に高潮予測情報を提供するために利用される。

「日本沿岸海況監視予測システム（JPNシステム）」は、黒潮や親潮等の日本周辺の海流や海水温、海氷の状態を予測する。主に、海面水温・海流1か月予報の発表、海氷情報や船舶向けの海氷予想図、水産業に利用され、他の数値予報モデルとともに、船舶の安全運航、海上の警備救難等でも利用される。水平格子間隔約2kmの予測システムにより、日本沿岸域の海流や海水温の変動を詳細に予測し、異常潮位等の沿岸の潮位変動の予測も可能となっている。

物質輸送モデル

	全球エーロゾル モデル	全球化学 輸送モデル	二酸化炭素 輸送モデル
モデル領域※			
水平格子間隔	約 40 km	約 110 km	約 110 km
予報期間 （初期時刻）	4日（12UTC）	5日（12UTC）	解析のみ（年1回）
モデルを 用いて発表 する予報	黄砂情報	紫外線情報	二酸化炭素分布情報

※図の地形データにはNational Centers for Environmental Information作成のETOPO1を使用

気象庁では、大気中の物質の変化や移動などを数式で表した「物質輸送モデル」を用いて、地球環境や気候に影響する黄砂、紫外線、二酸化炭素などの監視と予測を行っている。気象庁が現在運用している物質輸送モデルの大まかな仕様を示す。

「全球エーロゾルモデル」は、大陸などでの黄砂の舞い上がり、風による移動、雨などによる地上への降下を考慮して、大気中の黄砂の量や分布を解析・予測し、黄砂情報の作成に利用される。

「全球化学輸送モデル」は、オゾンやその変化に関わる物質の風による移動、地上への降下、化学物質や光による反応を通じた変化などを考慮して、上空や地上付近のオゾン濃度を予測し、紫外線情報の作成に利用される。

「二酸化炭素輸送モデル」は、世界の大気中の二酸化炭素の分布状況を図示する二酸化炭素分布情報の作成に利用される。

参考文献

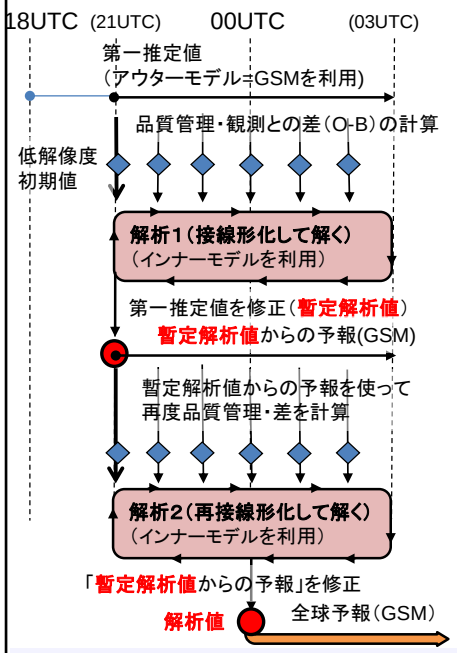
- 気象庁「海洋に関する数値予報モデルの種類」
  https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/whitep/1-3-4-2.html
- 気象庁「気象に関する数値予報モデルの種類」
  https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/whitep/1-3-4.html
- 気象庁「物質輸送モデルの種類」
  https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/whitep/1-3-4-3.html
- 気象庁　数値予報開発センター「数値予報開発センター年報」
  https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/npdc/npdc_annual_report.html
- 本田有機, 坂本雅己, 藤田匡, 室井ちあし, 2018: 数値予報モデル. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90-105.
- National Centers for Environmental Information, ETOPO1 Global Relief Model
  https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html

第1章 基礎編

1.7.1 全球解析

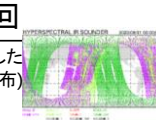
全球解析（GA）の仕様

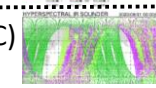
全球解析(00UTC)の流れ



暫定解析値からの予報・再接線形化は、非線形性の強い雲・降水域等にある観測を適切に取り込むのが狙い

全球解析(GA)の仕様	
解析手法	4次元変分法（ハイブリッド）
解析変数	水平風、温度、地上気圧、比湿
アウターモデル格子間隔・鉛直層・積分時間間隔	約13 km 128層(上端高度：0.01 hPa) 300秒
インナーモデル格子間隔・鉛直層・積分時間間隔	約55 km 128層(上端高度：0.01 hPa) 600秒
データ同化窓	6時間
最小値探索回数	約35回 × 2回
観測打切り時刻 速報解析	2時間20分
観測打切り時刻 サイクル解析	11時間50分 (00,12 UTC) 7時間50分 (06,18 UTC)


速報解析(入電した観測データの分布)


サイクル解析(同)

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　105

全球解析では全球モデル、全球アンサンブル予報、季節アンサンブル予報を実行する上で必要な初期値を作成する。左図は00UTCにおける全球解析の流れを示す。アウターモデルとして全球モデル (GSM) を用い、18UTC初期値の予報値を第一推定値とし、品質管理を行った観測値との差（O-B）を計算する。そのO-Bをもとに、インナーモデルを用いて、第一推定値を修正し、暫定の解析値を作成する。この暫定の解析値からの予報を使用し、再度品質管理を行い、O-Bを計算する。そのO-Bをもとに、この暫定の解析値からの予報を修正し、解析値を作成する。この解析値が00UTC初期値としてGSMの予報に用いられている。

右表は全球解析 (GA) の仕様である。大気の解析手法としては2005年2月から気候学的背景誤差のみを用いる4次元変分法が使用され（門脇 2005; 西嶋・室井 2006）、2019年3月からこれをベースにアンサンブルカルマンフィルタ (EnKF)の利点でもあるアンサンブル予報から見積もられる予報誤差を組み込むハイブリッドデータ同化（横田 2017）が全球解析に導入された（数値予報開発センター 2021）。また、大気解析で解析されない地上の気温や風などの地上解析には最適内挿法を利用している。

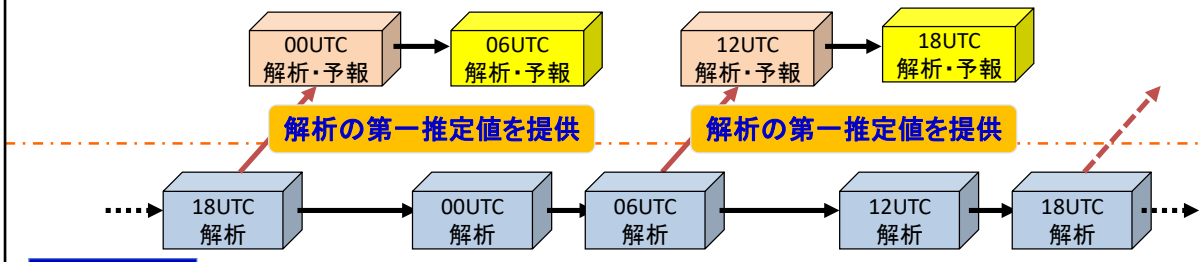
国外の観測などのデータの入電に時間がかかる全球解析では、予報支援のために一度速報的なデータ同化を行いプロダクトを提供し、より多くの観測データが利用可能となったタイミングで改めてデータ同化を行なっている。速報的なデータ同化を「速報解析」と呼び、十分な数の観測データを利用して行うデータ同化を「サイクル解析」と呼ぶ。サイクルと呼ぶのは、そこからの第一推定値を用いて次の時刻のデータ同化を実施するため、情報が引き継がれていくからである。そして、定期的にサイクル解析からの第一推定値を速報解析に用いることで、サイクル解析の精度の高さが速報解析に反映される。このように数値予報では、データ同化と数値予報モデルとは互いに影響を及ぼしあう関係にある。

全球速報解析・予報と全球サイクル解析

現業運用：定められた時間内にプロダクトを提供しなければならない
（例）初期値時刻と庁内外へのプロダクト送信までの所要時間 GSM：4時間15分以内

全球速報解析・予報

- ✓ **プロダクト作成に間に合うよう、短い待ち時間内に入電した観測データを使って実行する解析と予報**
  - 観測データの入電待ち時間：**2時間20分**
- ✓ **この解析予報の結果からガイダンスなどの予報資料が作成される**



全球サイクル解析

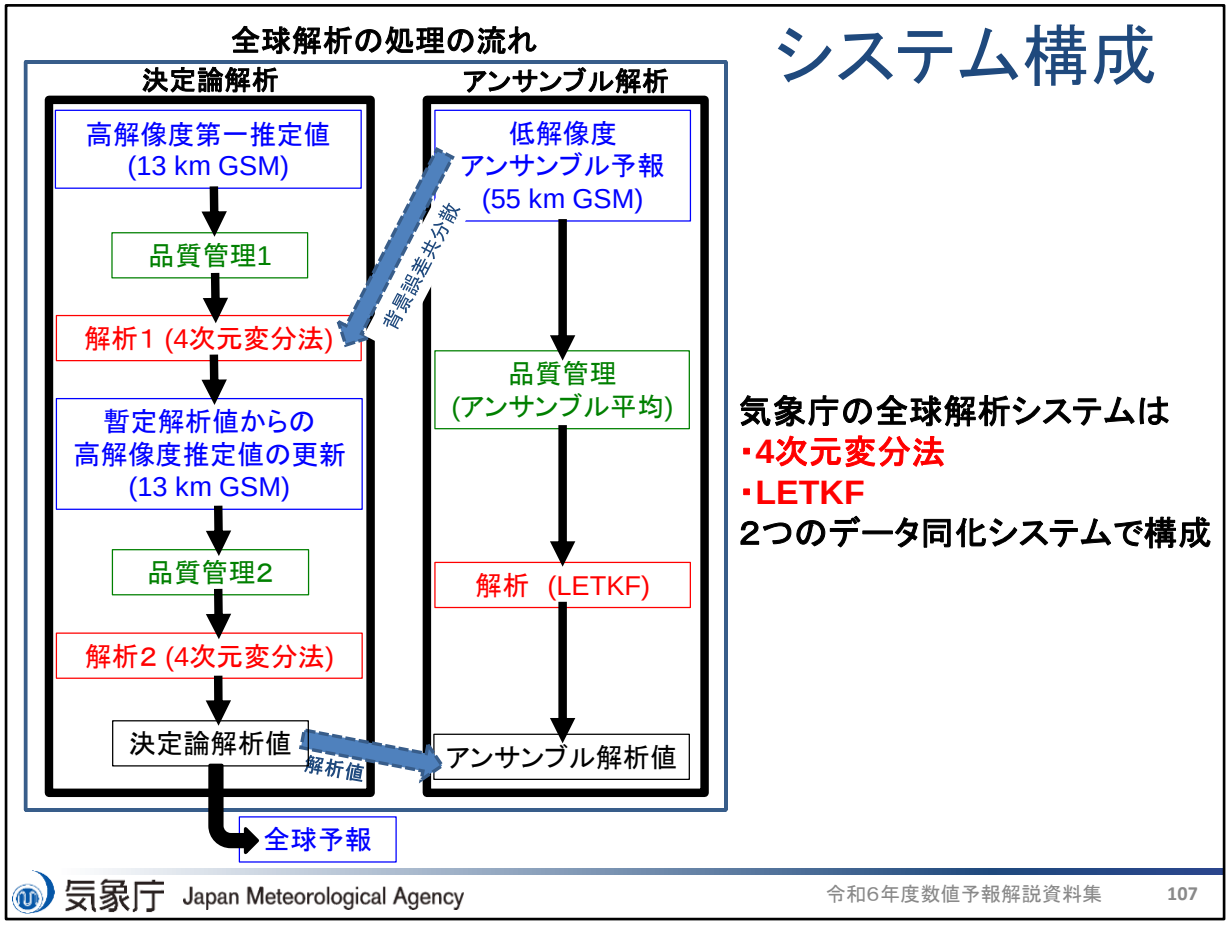
- ✓ 十分な観測データの入電を待ってから実行する解析（**より尤もらしい解析値を作成**）
  - 観測データの入電待ち時間：
    11時間50分（00・12UTC）、7時間50分（06・18UTC）
- ✓ 全球速報解析への第一推定値を提供
  - 18UTC解析値からの予報値が00UTC速報解析での第一推定値に
  - 06UTC解析値からの予報値が12UTC速報解析での第一推定値に

より尤もらしい初期値を作成し、速報解析へ第一推定値を提供する

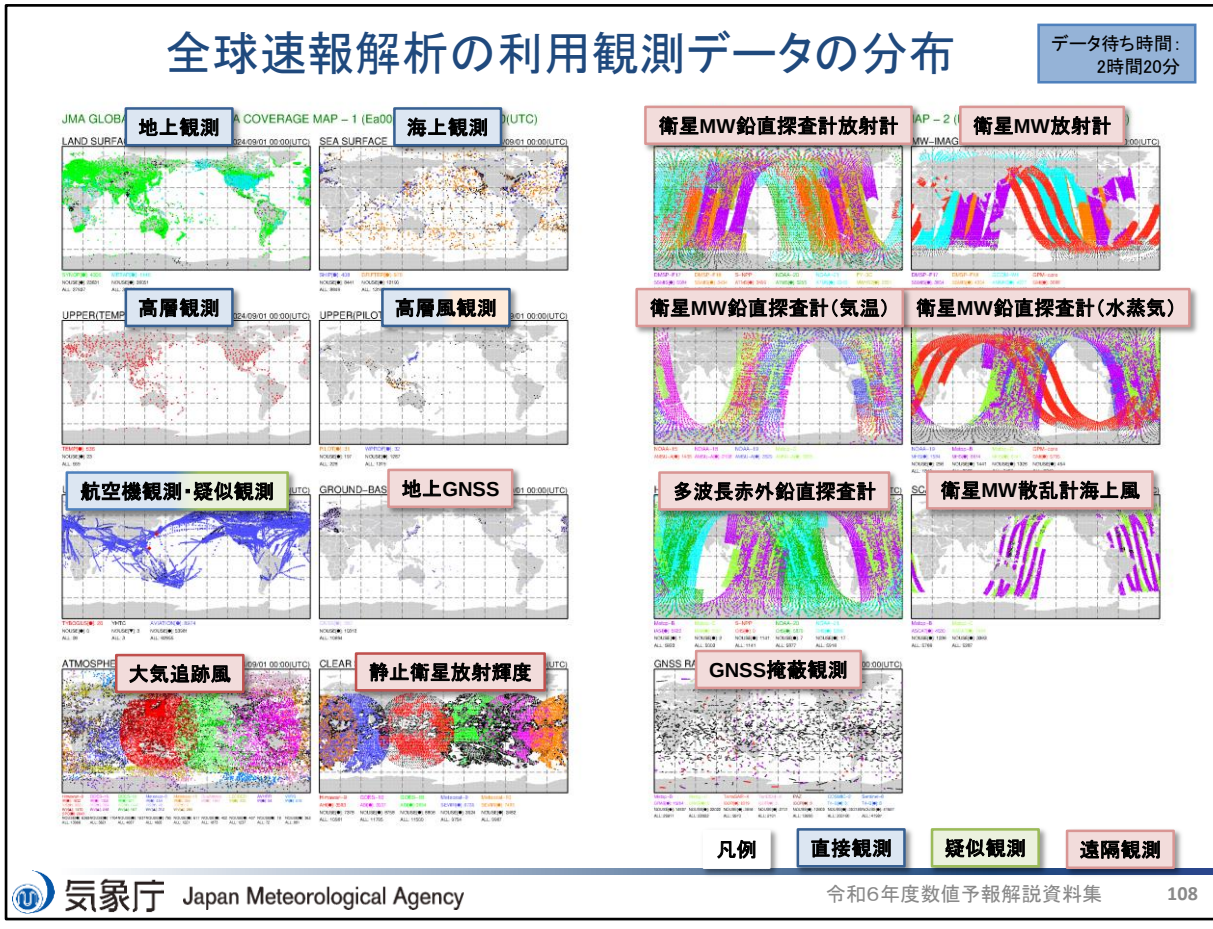
気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　106

全球速報解析では定められた時間内にプロダクトを提供するために、短い待ち時間内に入電した観測データを使って解析と予報を実行している。観測データの入電待ち時間は2時間20分である。

一方、全球サイクル解析では十分な観測データの入電を待ってから解析を実行し、より尤もらしい解析値を作成している。観測データの入電待ち時間は00, 12UTCで11時間50分、06, 18UTCで7時間50分である。また、全球サイクル解析は全球速報解析へ第一推定値を提供している。18UTCサイクル解析値からの予報値が00UTC速報解析での第一推定値になり、06UTCサイクル解析値からの予報値が12UTC速報解析での第一推定値になっている。全球サイクル解析から第一推定値を作ることで、より尤もらしい初期値を作成し、より高い精度の維持を図っている。



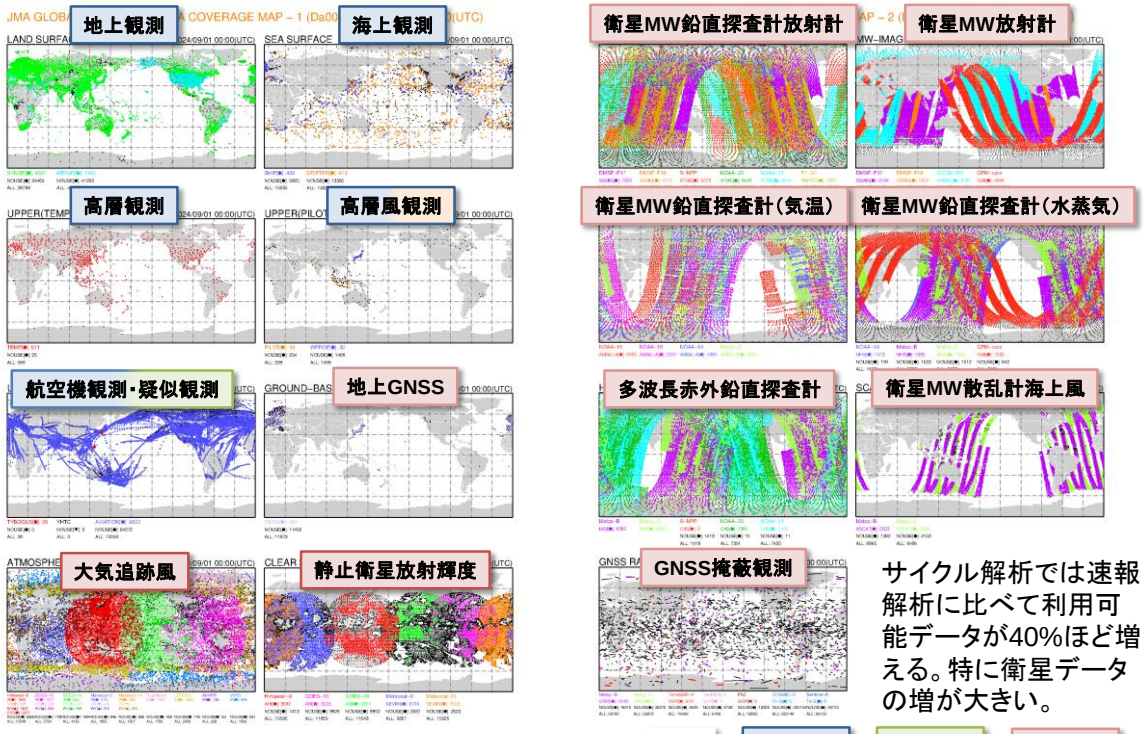
気象庁の全球解析システムは4次元変分法と、アンサンブル・カルマンフィルタ (EnKF) の手法の一種である局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF:Local Ensemble Transform Kalman Filter, Hunt et al. 2007) の2つのデータ同化システムで構成されている。この解析システムは巨大で複雑なシステムとなっており、莫大なジョブ（処理単位）を順序良く効率的に実行する必要がある。



全球速報解析で利用している観測データの分布図をスライドに示す。全球速報解析で利用している観測データは多種多様で、地上観測や高層観測などの直接観測、台風ボーガスといった疑似観測、地上に設置された測器及び人工衛星搭載の測器による遠隔観測が利用されている。

全球サイクル解析の利用観測データの分布

データ待ち時間
00,12UTC：11時間50分
06,18UTC： 7時間50分



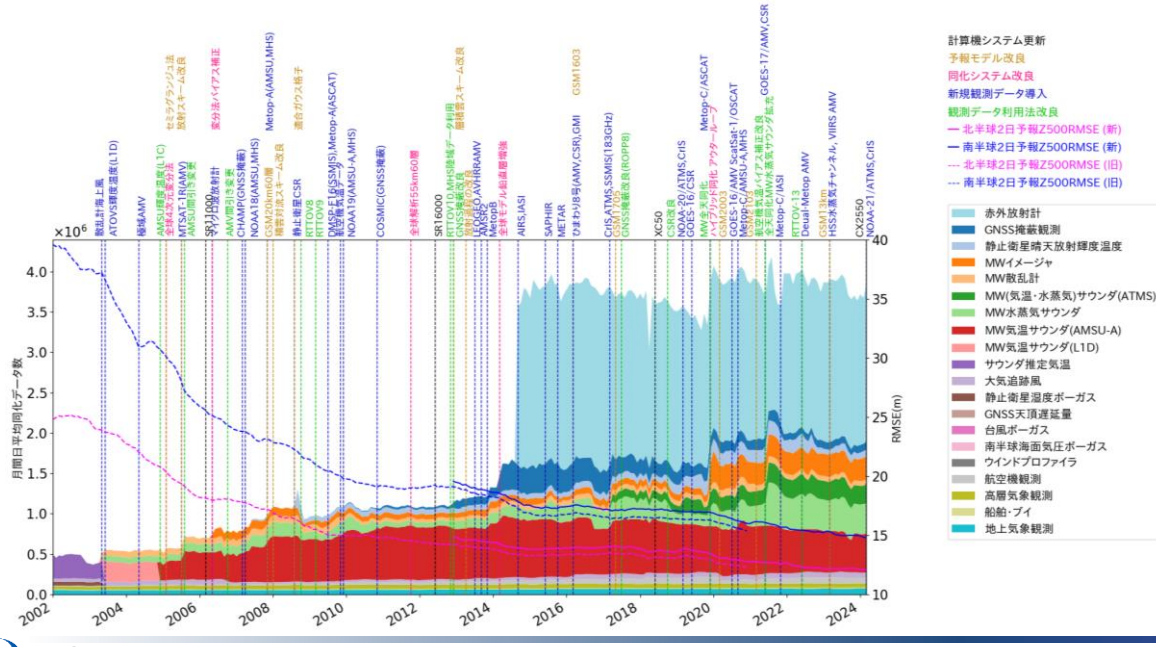
サイクル解析では速報解析に比べて利用可能データが40%ほど増える。特に衛星データの増が大きい。

凡例　直接観測　疑似観測　遠隔観測

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　109

全球サイクル解析で利用している観測データの分布図をスライドに示す。利用しているデータの種類は全球速報解析と同じであるが、観測データの待ち受け時間が全球速報解析より長く設定されているため、利用可能データが全球速報解析に比べて40%ほど増加する。特に衛星データが大きく増加する。

全球サイクル解析で利用している観測データ量とスコアの経年変化（～2024年3月）



全球サイクル解析で利用している各観測のデータ量を塗り色で示し、全球モデルの北半球と南半球における2日予報について、500 hPa高度のRMSEの経年変化をそれぞれ赤線と青線で示す。

全球サイクル解析で利用している観測データの種類は増加傾向にあり、観測データ量は年々増えている。2014年には赤外放射計（AIRS, IASI）の利用が開始され、急激にデータ量が増加した。現在、データ利用数の大半を、赤外放射計を中心とした衛星データが占めている。

また、データ利用数が増えていくにつれ、全球モデルの予測精度が向上している。観測データがモデルの予測精度にとって重要であることが窺える。

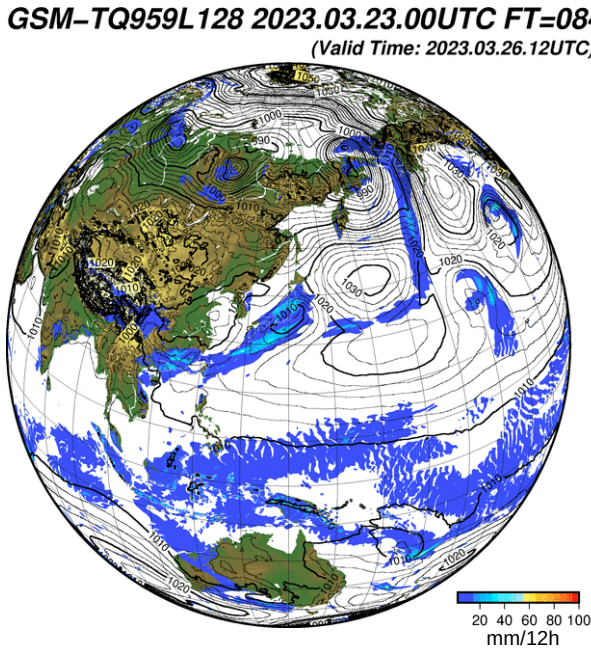
参考文献

- 門脇隆志, 2005: 全球4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 100-105.
- 数値予報開発センター, 2021: ハイブリッド同化の全球解析への導入. 令和2年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 18-22.
- 西嶋信, 室井ちあし, 2006: データ同化システムの概要. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 11-13.
- 横田祥, 2017: 4DEnVar（4 次元アンサンブル変分法）. 天気, **64**, 43-46.
- 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.

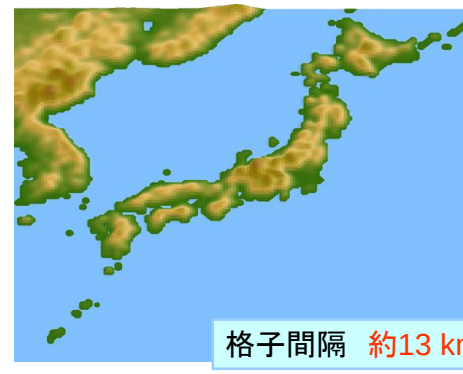
第1章 基礎編

1.7.2 全球モデル

全球モデル



- 解像度
  - 水平格子間隔約13 km
  - 鉛直128層（最上層0.01 hPa）
- 予報時間
  - 132時間（06,18UTC）
  - 264時間（00,12UTC）



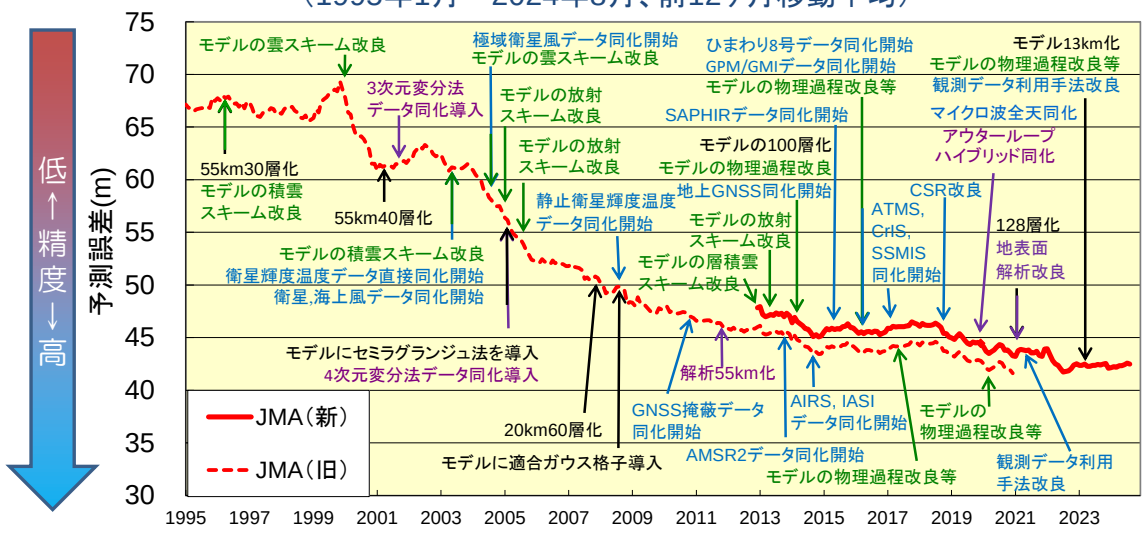
モデル地形作成に用いた標高データセットは、MERIT DEM（Yamazaki et al., 2017）＋RAMP2（米国国立雪氷データセンター配布）

全球モデルは、地球全体を予報領域とした数値予報モデルであり、短期予報、週間天気予報、台風予報、航空気象情報の作成作業を支援している。全球モデルの予測値はメソモデルの側面境界値に利用されるほか、波浪モデル、全球エーロゾルモデル、全球化学輸送モデルへの入力としても利用される。また、全球アンサンブル予報システムや季節アンサンブル予報システムにも、解像度や一部の仕様は異なるものの、基本的には同じ技術が使われている。

全球モデルは、1988年に静力学平衡の仮定をした静力学方程式系を基礎方程式として、スペクトル法を採用して実用化され、その後高解像度化と力学過程・物理過程の改良を重ねて、2007年11月から水平格子間隔約20 km鉛直60層(TL959L60)(北川 2006; 岩村 2008)、2014年3月からは鉛直100層(米原 2014)、2021年3月からは鉛直128層（数値予報開発センター 2021）、2023年3月からは水平格子間隔約13 km（2.1節を参照）でモデルの運用を行なっている。台風予報については従来の台風進路予報のほか、2019年3月より運用開始した台風5日先強度予報に利用されている台風強度予報ガイダンスSHIPS（Ono et al., 2019）に、GSMの台風周辺の大気環境の解析値や予報値が入力値として使用されている。

全球モデルの改良と精度向上

北半球5日予報500 hPa高度RMSEの経年変化
（1995年1月～2024年8月、前12ヶ月移動平均）

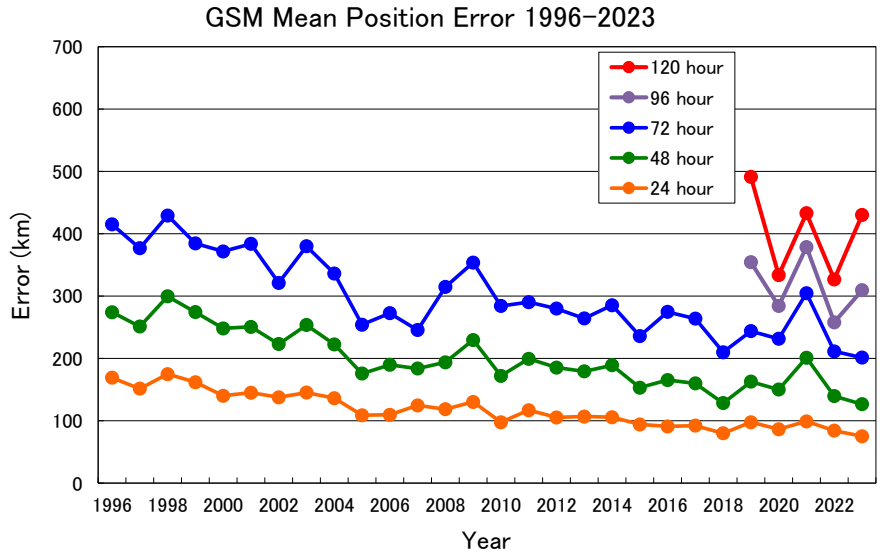


新たな観測データの活用や数値予報モデルの改良等の継続的な技術開発、及びこれらを支えるスーパーコンピュータの性能向上により、予測精度は着実に向上

主な変更点とその時期を矢印で示す
緑：モデル物理過程、黒：モデル力学過程・解像度、
紫：データ同化システム、青：新たに同化されたデータ
※実線：1.5度格子で検証した新検証（WMOで仕様を統一）
点線：2.5度格子で検証した旧検証

全球モデルの北半球における5日予報について、500 hPa高度のRMSEの経年変化を赤線（WMOにより仕様統一された1.5度格子で検証した新検証）および赤点線（2.5度格子で検証した旧検証）で示す。衛星データの同化など新たな観測データの活用や利用高度化、全球モデルの改良などの継続的な技術開発、及びこれらを支えるスーパーコンピュータの性能向上により予測精度は年々着実に向上している。特に衛星データの高度利用が開始された2000年台は、急速に予測精度が向上している。

GSMの台風進路予測誤差の推移(1996～2023年)



- 年々の変動はあるが、長期的には改善傾向。
- 現在の72時間予測、48時間予測の精度は、1990年代後半のそれぞれ48時間予測、24時間予測精度と同等かそれ以上の精度となっている。

GSMの台風進路予測誤差の推移を示す。年々の変動はあるが、長期的には改善傾向が見られる。台風の寿命（台風の発生から熱帯低気圧または温帯低気圧に変わるまでの期間）は30年間（1991～2020年）の平均で5.2日であり、96時間（4日）予報や120時間（5日）予報となると、サンプル数の減少により、大きく外した場合の影響が大きくなることがある。

世界の数値予報

2024年5月時点

国名または機関名	全球モデル		全球アンサンブル予報モデル			領域モデルの格子間隔・鉛直層数
	格子間隔 鉛直層数	予報 期間	格子間隔 鉛直層数	メン バ数	予報期間	
日本	13 km128層	11日間	27 km128層 27 km128層 40 km128層	51x2 51x1 25x2/week	11日間 +7日間 +16日間	5 km96層 2 km76層
欧州中期予報センター (ECMWF)	9 km137層	10日間	9 km137層 36 km137層	51x2	15日間 +31日間	なし
イギリス (Met Office)	10 km70層	7日間	20 km70層	18	7日間	1.5 km70層
フランス	5～24 km 105層	4日間	5～24 km 105層	35x2	4日間	1.3 km90層
ドイツ	13 km120層	7.5日間	26 km120層	40	7.5日間	6.5 km74層 2.1 km65層
米国 (NCEP)	13 km127層	16日間	25 km64層	31x4	16日間 ＋19日間	3 km60層 1.5 km60層
カナダ	15 km84層	10日間	35 km84層	21x2	16日間	10 km84層 2.5 km62層

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　116

世界には日本と同様に、全球モデル、全球アンサンブル予報モデル、領域モデルがあり、様々な格子間隔や予報期間のモデルが存在する。表は全球モデルを運用している数値予報センターのうち、主要国または機関のモデルを示す。全球モデルは国際競争が盛んに行われている。特に全球モデルの予測精度が良いと言われている数値予報センターが欧州中期予報センター (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF)や米国 (National Centers for Environmental Prediction; NCEP)、イギリス (United Kingdom Met Office; UKMO)、日本である。

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.
- 北川裕人, 2006: モデルの概要. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 7-10.
- 坂本雅巳, 2018: 全球モデルの予報時間延長. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 5-6.
- 数値予報開発センター, 2021: 全球数値予報システムの鉛直層増強、地表面解析高度化, 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, 77-84.
- 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.
- Anthes, R.A., 1983: Regional models of the atmosphere in middle latitudes. Mon.Wea. Rev., **111**, 1306-1330.
- Mass, C. F., D. Ovens, K. Westrick and B. A. Colle, 2002: Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecast? Bull. Amer. Meteor. Soc., March 2002, 407-430.
- Ono, M., 2019: Operational Use of the Typhoon Intensity Forecasting Scheme Based on SHIPS (TIFS) and Commencement of Five-day Tropical Cyclone Intensity Forecasts. RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review, **21**, 20-46.
- Yamazaki, D., D. Ikeshima, R. Tawatari, T. Yamaguchi, F. O'Loughlin, J. C. Neal, C. C. Sampson, S. Kanae, and P. D. Bates, 2017: A high-accuracy map of global terrain elevations. Geophys. Res. Lett., **44**, 5844–5853.

第1章 基礎編

1.7.3 全球アンサンブル予報システム

全球アンサンブル予報システムの仕様

目的	台風進路予報支援・ 週間天気予報支援	2週間気温予報・ 早期天候情報支援	1か月予報支援
モデル	GSM2303		
解像度	TQ479L128 （水平：0.25度・約27km、鉛直：層数128）		TQ319L128（水平 0.375度・約40km）
予報時間	264時間（11日）， 2回/1日（00,12UTC） 132時間（5.5日）， 2回/1日（06,18UTC）(※)	【左記からの延長】 18日,1回/1日 （12UTC）	【左記からの延長】 34日,2回/1週 （火・水曜の12UTC）
初期摂動作成手法	**LETKF＋特異ベクトル（SV：Singular Vector）法**		
ﾓﾃﾞﾙｱﾝｻﾝﾌﾞﾙ手法	**確率的物理過程強制法**		
境界値摂動	**海面水温（SST）摂動**		
（海面水温）	初期偏差固定＋気候値変化 144時間以降、2段階SST法	2段階SST法	
メンバー数	**51**（1ｺﾝﾄﾛｰﾙﾗﾝ＋50摂動ﾗﾝ）		**25**（1ｺﾝﾄﾛｰﾙﾗﾝ＋24摂動ﾗﾝ）
解析値	高解像度全球モデル（TQ959L128）用の解析値をTQ479L128へ解像度変換		

赤字：不確実性を扱う、アンサンブル特有のもの

(※) 132時間予報の06, 18UTC初期値データは、台風の条件を満たす場合のみ気象業務支援センター経由で提供される。

気象庁では、全球モデル（GSM）の予測不確実性に関する資料を提供し、確率情報・信頼度情報の作成作業を支援するために、全球アンサンブル予報システム（GEPS）を運用している。GEPSは、週間天気予報のために用いられていた週間アンサンブル予報システム(山口 2011) と、台風進路予報の支援のために運用されていた台風アンサンブル予報システム(太田・佐藤 2010)、1か月予報、異常天候早期警戒情報（現在の早期天候情報）を支援するための1か月アンサンブル予報システム(平井ほか 2015)を統合するシステムとして開発された。2017年1月から台風進路予報と週間天気予報の支援のために、2017年3月から1か月予報などの支援のために、運用を開始した(山口 2017、新保 2017)。

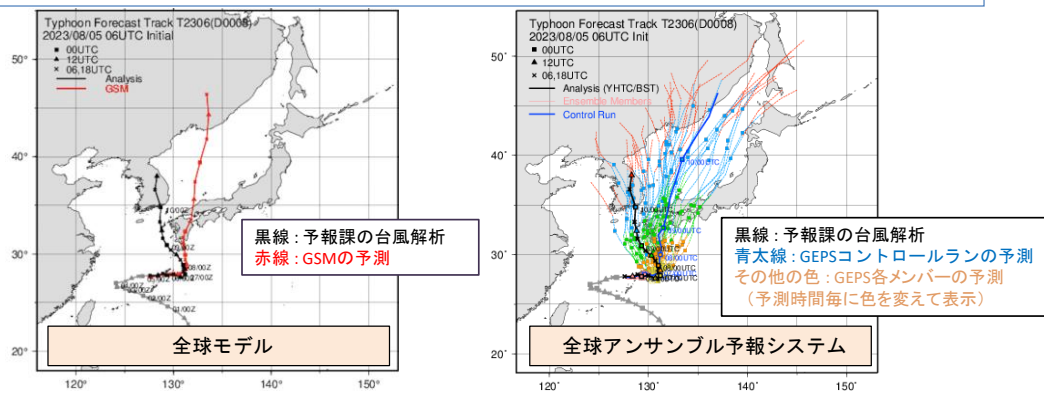
初期時刻00UTC及び12UTCの予測は、予報11日目まで実行され、アンサンブルメンバー数は51である。初期時刻12UTCの予測は、早期天候情報に利用するため、予報18日目まで延長される。そして、毎週火曜日及び水曜日（1週間当たり2回）には、1か月予報に利用するため、25メンバーについてはさらに予報34日目まで延長される。

予報モデルはGSMの低解像度版を利用しており、予報18日目までは水平格子間隔約27km(TQ479)、予報19日目以降は水平格子間隔約40km(TQ319)の鉛直128層のモデルである。物理過程はGSMと同じものを利用している。アンサンブル予報のための初期摂動については、LETKF(太田・堀田 2016b)とSV法(酒井 2008)を組み合わせて作成している。また、数値予報モデルの不確実性を考慮するため、週間アンサンブル予報システムでも利用されていた確率的物理過程強制法(米原 2010)を用いている。下部境界条件の不確実性を考慮するために海面水温(SST)摂動(太田・堀田 2016a)を用いており、144時間以降（7日目以降）に季節EPSの予測SSTを利用する2段階SST法 (高倉・小森 2020; 気象庁 2022; 気象庁 2024) を用いている。

全球アンサンブル予報システム

- 台風進路予報、週間天気予報などを目的とした全球アンサンブル予報システム(GEPS)では、GSMよりやや粗い水平格子間隔約27kmで地球全体を覆い、1日2回11日先まで、また1日2回5.5日先まで予測計算を実行
- アンサンブルメンバー数は51
- GSMと同様に、数日～1週間程度の範囲で日本付近の気象に影響を与える高低気圧や台風を予測の対象とし、予測の幅や信頼度に関する情報を得ることができる

令和5年台風第6号の事例
（令和5年8月5日15時から5.5日先までの台風中心位置の予測結果）



台風進路予報や週間天気予報の支援を目的とするGEPSでは、GSMよりやや粗い水平格子間隔約27kmで地球全体を計算領域とし、1日2回11日先まで(00,12UTC初期値)、また1日2回5.5日先まで(06,18UTC初期値)、予測計算を実行している。アンサンブルメンバーの数は51である。GSMと同様に数日～1週間程度の範囲で日本付近の気象に影響を与える高低気圧や台風を予測の対象とし、予測の幅や信頼度に関する情報を得ることができる。

図は令和5年台風第6号の進路予測について、GSM（左図）とGEPS（右図）の台風中心位置の予測結果を示す（8月5日15時初期値の5.5日先までの予測）。黒線は実況、左図の赤線がGSMの予測、右図のカラー線はGEPSの全51メンバーの予測をそれぞれ表す。GSMは進路を北に変えた後、実況よりも東寄りの進路を予測しているが、GEPSの各メンバーは進路を北に変えた後のばらつきが大きいことから、その予測についての不確実性が大きいといえる。このようにGEPSでは予測の幅や信頼度に関する情報を得ることができる。

参考文献

- 太田洋一郎, 佐藤芳昭, 2010: 台風アンサンブル予報システムの改善. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66-70.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016a: 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.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016b: 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.
- 気象庁, 2022:全球アンサンブル予報システムの改良. 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, 17-19.
- 気象庁, 2024:全球アンサンブル予報システムの物理過程改良、利用する海面水温の変更. 数値予報開発センター年報（令和5年）, 気象庁数値予報開発センター, 30-33.
- 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.
- 新保明彦, 2017: 全球アンサンブル予報システムの概要. 平成28年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-8.
- 高倉 寿成, 小森 拓也, 2020: 2段階SST法の詳細と導入事例紹介. 令和2年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 2-8.
- 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.
- 山口春季, 2011: 週間アンサンブル予報における初期摂動作成手法の改良. 平成23年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20-24.

参考文献

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

第1章 基礎編

1.7.4 メソ解析

メソスケール現象と数値予報

- メソスケールの現象の特徴
  - 降水現象と関係が深い
    → 積乱雲、メソ対流系、梅雨前線上の低気圧など
    → 雲・降水過程に伴う非断熱加熱がその振る舞いに本質的な影響を及ぼす
  - 顕著現象との関連が深い
    → 大雨・大雪・暴風・突風・雷

メソスケール現象の予測は防災上極めて重要

- メソスケール現象を予測するための数値予報システム
  - メソスケール現象は、時空間スケールが総観規模現象に比べて小さい
    → 高い時間・空間分解能を持つ数値モデルが必要
  - メソスケール現象は降水現象と関係が深い
    → 雲・降水を詳細に扱う必要がある
    → 雲・降水に関連する観測データを利用する必要がある

雲物理過程を実装した非静力学モデルと、
それを基にしたデータ同化システムが必要

気象現象には大小様々な空間スケールのものが存在する。天気図で卓越する現象は総観規模現象であり、2000km以上の空間スケールの現象を指す。

一方で、2～2000kmの空間スケールの現象をメソスケール現象という。メソスケール現象の特徴として、積乱雲やメソ対流系など降水に関係が深い現象であること、大雨・雷など顕著現象との関連が深いことが挙げられ、メソスケール現象の予測は防災上極めて重要となっている。

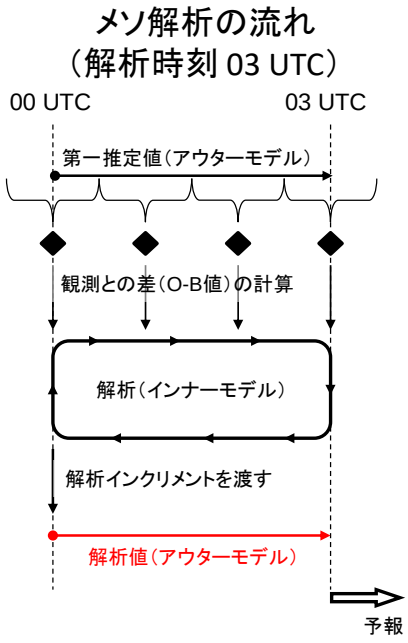
空間スケールが総観規模現象に比べ相対的に小さいメソスケール現象を予測するためには、全球数値予報システムよりも高い時間・空間分解能を持つ数値予報システムが必要となる。また、メソスケール現象は降水現象と関係が深いことから、雲・降水を予報モデルで詳細に扱うとともに、データ同化でも雲・降水に関する観測データを多く利用する必要があり、この要請を満たす予報モデルとデータ同化システムから数値予報システムを構成する必要がある。このような背景があり、メソ数値予報システムが運用されている。

2001年3月にメソ数値予報システムの本運用が開始された。2002年には世界的にも画期的な成果である4次元変分法を用いたメソ解析システムが導入された。2004年には静力学平衡の近似を用いない非静力学モデル JMA-NHM（Non-Hydrostatic Modelの略）が導入され、2009年4月には、JMA-NHM を基にした変分法データ同化システム JNoVA が導入された（本田 2010）。その後も継続的な更新・改良がなされており、2017年2月には JMA-NHM を置き換える形で新しい気象庁非静力学モデル asuca（Asuca is a System based on a Unified Concept for Atmosphere の略。再帰的略称を用いている）が導入され（室井 2020）、2020年3月には、asuca を基にした変分法データ同化システム asuca-Var（幾田 2014）が導入されている。そして今日、メソモデルや局地モデルの予測資料は、防災気象情報の基盤のひとつとなっている。

メソ数値予報システムはメソ解析とメソモデルからなっている。まず、メソ解析について述べる。

メソ解析の仕様

- asuca に基づく4次元変分法(asuca-Var) がベース

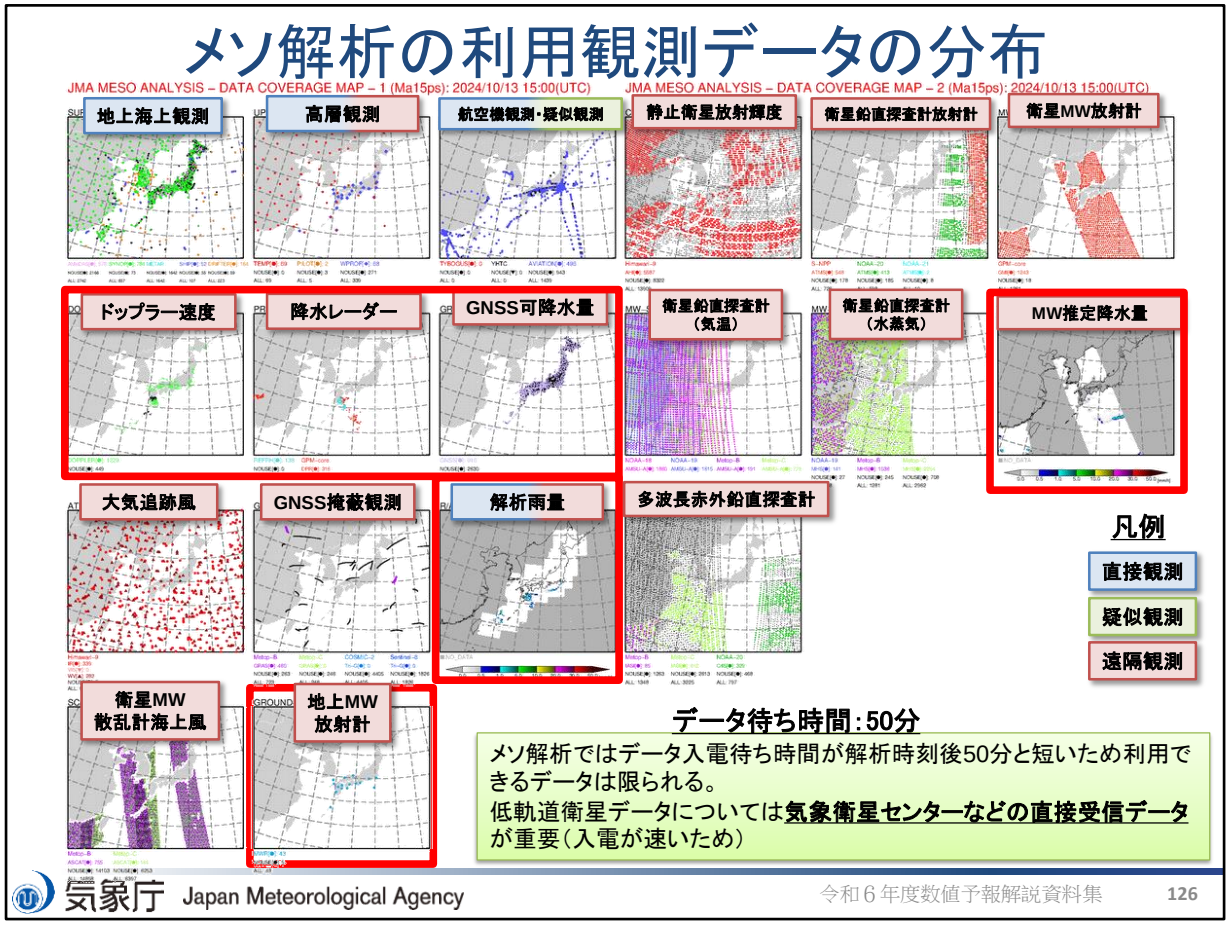


メソ解析 (MA) の仕様	
解析手法	4次元変分法
アウターモデル水平格子間隔・鉛直層・積分時間間隔	5 km (817 × 661) 96層 (地上～37.5 km) 100/3 (= 33.333…)秒
インナーモデル水平格子間隔・鉛直層・積分時間間隔	15km (273 × 221) 48層 (地上～37.5 km) 100秒
データ同化窓	前 3時間
最小値探索回数	最大 50回
観測打ち切り時刻	50分

メソ解析は日本を中心とする東アジア領域の大気解析である。大気の解析手法にはasuca に基づく4次元変分法を用いているが、大気解析で解析されない地上の気温や風などの地上解析には最適内挿法を利用している（本田ほか 2018）。

メソ解析の基本的な仕様をスライドの表にまとめておく。アウターモデルは第一推定値の計算に用いるモデル、インナーモデルは解析修正量を求める計算に用いるモデルのことを指す。アウターモデルは水平格子間隔5km鉛直層96層であるのに対し、インナーモデルは水平格子間隔15km鉛直層48層であるのは、後述するようにメソ解析では繰り返し計算が必要であり、この繰り返し計算によって計算量が膨大になってしまうことを防ぐためである。

スライドの図に、解析時刻03UTCにおけるメソ解析における解析値計算の流れを示す。メソ解析のデータ同化窓は前3時間であるため、この例においては00～03UTCの観測データがデータ同化に利用される。まず、アウターモデルを実行して、00UTCの解析値から03UTCまでの予測計算を行うことで第一推定値を得る。この時、00～03UTCにある全ての観測から予報がどの程度離れているかを計算する。次に、インナーモデルを逆方向に実行し、どのような修正を解析値に与えれば良いかを探索する。そして、探索された修正を加えた解析値からインナーモデルを実行して予測計算を行い、観測からどの程度予測が離れているかを計算する。以降、このインナーモデルの計算を繰り返し行っていく。この繰り返し計算は、インナーモデルでの計算が観測データに十分に近付いた時、もしくは、メソ解析での最小値探索の最大回数である50回で打ち切られ、解析インクリメントが算出される。最後に、解析インクリメントを加えた解析値でアウターモデルを実行して予測計算を行い、03UTCにおける解析値を得る。



メソ解析で利用している観測データの分布図をスライドに示す。全球速報解析よりも観測データの待ち受け時間は短く設定されており、利用できる観測データは限られる。

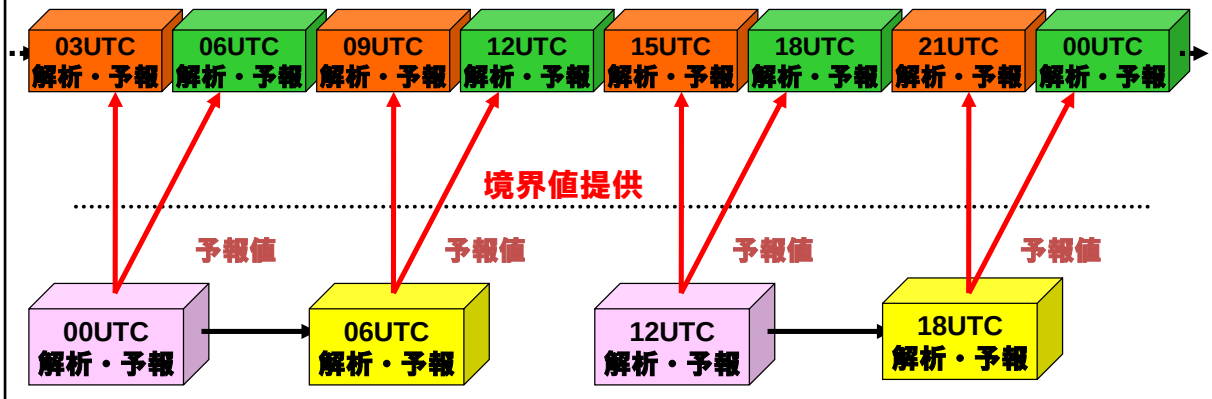
前述した通り、メソスケール現象は降水現象と関係するため、雲・降水に関する観測データを多く利用する必要がある。このことから、メソ解析ではアメダス湿度計データ、解析雨量、レーダー反射強度やマイクロ波推定降水量など、全球解析では利用されていない観測データが同化されている。スライドの図で、全球解析では同化されていない観測データを赤枠で囲った。

解析雨量は、地上の雨量計とレーダーから解析された降水量であるから、厳密には観測データではないが、メソ解析では降水に関するデータとして同化を行っている。マイクロ波推定降水量とは、極軌道衛星に搭載されたマイクロ波放射計（イメージャ）の観測データから推定した降水強度である（計盛 2014）。

全球数値予報システムとメソ数値予報システム

メソ解析・予報

- 側面境界値が更新された直後の予報（赤色）とその次の予報（緑色）は同じ側面境界値を使う → 側面境界値の影響を大きく受ける予報後半では、新しい初期時刻の予報の精度が前初期時刻の予報精度に近づく傾向がある



全球速報解析・予報

- 1日4回の予報を側面境界としてMSMへ提供

全球数値予報システムとメソ数値予報システムの関係をスライドの図に示す。

メソ数値予報システムは全球数値予報システムと同様、ひとつ前の初期値から始めた予報値を第一推定値として解析値を作成している。例えば、06UTCの解析値は03UTC解析値からの予測結果を第一推定値としている。また、メソモデルは領域モデルであるため、予報方程式を解くために側面での境界条件が必要であり、全球速報解析・予報で作成される予報値を側面境界値として利用している。例えば、06UTC解析値からの予測は、全球数値予報システムにおける00UTC解析値からの予測結果を側面境界値としている。

メソ数値予報システムは1日8回のデータ同化と予報を行うが、全球数値予報システムは1日4回の実行であるため、メソ数値予報システムでは同じ側面境界値を2回ずつ利用することになる。スライドには、側面境界値が更新された直後の予報を赤色で、その次の予報を緑色で示す。一般に数値予報モデルは予報時間が長くなるにつれ側面境界値の影響が大きくなるため、同じ側面境界値を用いる予測では、新しい初期時刻の予測の精度が前初期時刻の予測の精度に近づく傾向がある。

参考文献

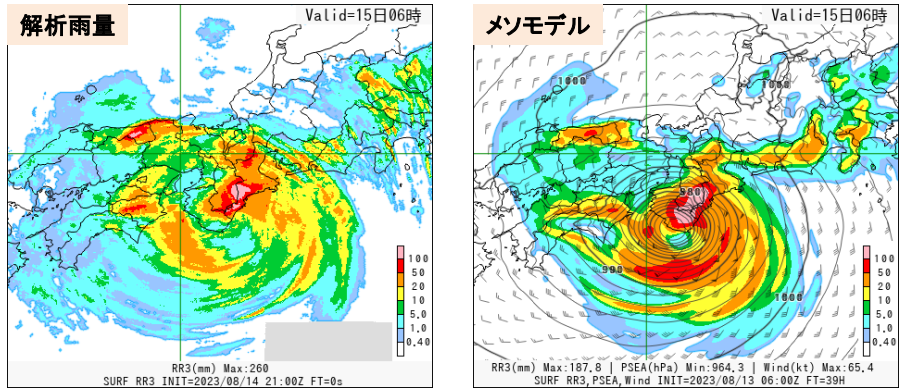
- 幾田泰酵, 2014: asuca変分法データ同化システム,平成25年度数値予報課報告・別冊第60号, 気象庁予報部, 91-97.
- 計盛正博, 2014: マイクロ波イメージャ, 平成26年度数値予報課報告・別冊第61号, 気象庁予報部, 50-54.
- 本田有機, 2010: 概要,平成21年度数値予報課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 1-6.
- 本田有機, 藤田匡, 計盛正博, 室井ちあし, 佐藤芳昭, 2018: データ同化. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 84-89.
- 室井ちあし, 2020: はじめに, 令和元年度数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部.

第1章 基礎編

1.7.5 メソモデル

メソモデル

- 利用目的は、防災気象情報、航空気象情報、降水短時間予報、天気予報、局地モデルの側面境界条件
- 水平格子間隔（5 km）で日本付近を対象に1日8回78時間（初期時刻 00, 12 UTC）または39時間（初期時刻 03, 06, 09, 15, 18, 21 UTC）先まで予測
- 最大3日先程度までの大雨や暴風等の災害をもたらす現象が主な予測対象



令和5年台風第7号における予測例。令和5年8月15日6時までの3時間降水量（令和5年8月13日15時初期値、39時間予報）

メソモデルは気象庁非静力学モデル asuca に基づく数値予報モデルである。全球モデルと比較して詳細な雲物理過程が組み込まれ、境界層過程も高度化されているのが大きな特徴である。また、メソスケールモデル向けの積雲対流パラメタリゼーションを用いている。メソスケールの現象を精度よく予測し、水平スケールが20km程度より大きな集中豪雨を表現できるなど、全球モデルにはない特徴を持つ（本田ほか 2018）。

メソスケール現象を予測することによって、防災気象情報や天気予報に役立てられているほか、航空機の安全運航に寄与する航空気象情報、15時間先までの降水予測を行う降水短時間予報にも役立てられ（辻村 2019）、局地数値予報システムへ第一推定値や側面境界値を提供する役割も担っている。

主な予測対象は、最大3日先程度までの大雨・暴風といった災害をもたらす顕著現象である。

スライドの図に令和5年台風第7号の降水量の予測結果を示す。令和5年8月15日6時までの3時間降水量で、左図が解析雨量、右図が令和5年8月13日15時初期値のメソモデルによる39時間先の予測結果である。台風に伴う強い降水域がメソモデルの予測においても表現されており、メソモデルで実況の強雨を予測できていることが分かる。

メソモデルの主な仕様

- 非静力学モデル asuca がベース
  - 2004年9月に静力学スペクトルモデルから気象庁非静力学モデル（JMA-NHM）に移行
  - 2017年2月に JMA-NHM から非静力学モデル asuca に移行

メソモデル (MSM) の仕様	
水平格子間隔	5 km (817 × 661)
鉛直層	96層 (地上～37.5 km)
積分時間間隔	100/3 (=33.333…)秒
初期値	メソ解析 (MA)
側面境界値	全球モデル (GSM)
予報時間	78時間予報 (00, 12 UTC) 39時間予報 (03, 06, 09, 15, 18, 21 UTC)

メソモデルの主な仕様をスライドの表に示す。

メソモデルは、2001年3月に水平格子間隔10kmのモデルとして本運用を開始した。当時は静力学平衡を仮定し、かつスペクトルモデルであった。その後、2004年には静力学平衡の近似を用いない非静力学モデル JMA-NHM が導入され（石田 2013）、2017年2月には JMA-NHM を置き換える形で新しい気象庁非静力学モデル asuca が導入されている（成田 2020）。なお、1.7.8節で示すように、asuca は局地モデルにも使われている。

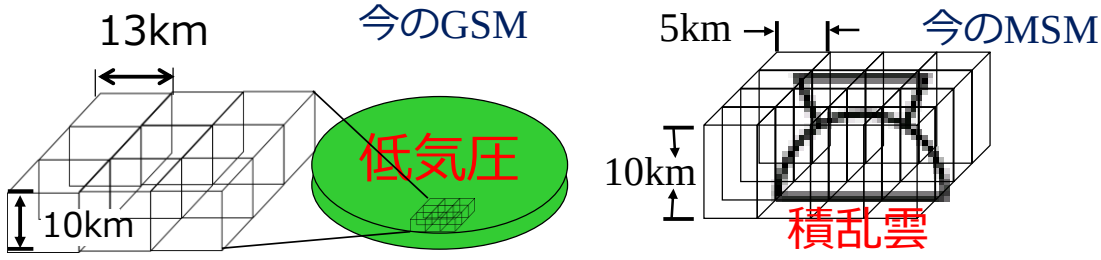
メソモデルは、日本付近の領域のみを予測対象としている領域モデルである。水平格子間隔5km鉛直96層で非静力学方程式系を基礎方程式とし、空間離散化には有限体積法を用いている。メソ解析で1日8回作成される解析値から予測計算を行っている。予報時間は初期時刻によって異なり、00, 12UTCの解析値からは78時間、それ以外の初期時刻の解析値からは39時間先の予測計算を行う。

物理過程としては、本節で示すバルク法雲物理過程（氏家 2020a）や、Kain-Fritsch 積雲対流パラメタリゼーション（氏家 2020b）などが用いられている。2022年3月には鉛直1次元の海洋混合層モデルが導入されている（数値予報開発センター 2022）。

非静力学の効果について

- 現象の水平スケールが鉛直スケールに比べて大きな場合
  - 鉛直風時間変化の影響（気圧変化など）を無視できる
  - 鉛直スケールが水平スケールに近づくと非静力学モデルが必要
- 断熱過程では、水平格子サイズ2−3km以下で非静力学の効果が効いてくる
  - 水平スケール10km程度の現象を解像、鉛直スケール（10km）と同程度
- 雲・降水過程を取り扱う場合は、10kmより小さい格子サイズでは非静力学効果が効いてくる
  - 非断熱過程による潜熱放出が格子単位で起こって格子サイズに近い対流が生じやすいため

加藤（1999）気象研究ノート



（雲・降水過程を取り扱うためには）
格子サイズ約10km以下では非静力学モデルが必要

メソモデルは気象庁非静力学モデル asuca に基づく数値予報モデルであり、全球モデルとは異なり静力学平衡の近似を用いていない。

温帯低気圧のような総観規模現象の場合、現象の水平スケールが鉛直スケールと比べてはるかに大きい。この場合、鉛直流の時間変化を無視した静力学平衡の近似が良い精度で成り立つ。一方、集中豪雨などの顕著な降水現象の多くは、積乱雲やメソ対流系擾乱と呼ばれる積乱雲の集合体によって引き起こされる。これらの現象の水平スケールは通常数10km以下で、静力学平衡の近似が十分な精度では成り立たない。また、水の相変化に伴う潜熱の解放と雲内水物質の分布が、運動場と降水域の決定に重要な役割を果たしている。したがって、顕著降水現象の予報には、雲の微物理過程を含む水平格子間隔5km以下の非静力学モデルを用いることが本質的に望ましい（斉藤 2003）。メソモデルは水平格子間隔5km、局地モデルは水平格子間隔2kmであり、いずれも非静力学モデルが必要とされる。

非静力学モデルの利点と難点

- 利点
  - モデルの水平格子間隔に原理的な制限がなくなる
    - 水平スケール数10 km のメソ対流系擾乱による集中豪雨などの顕著現象の予測に威力を発揮する
  - 雲や降水の生成と消滅において重要な鉛直流を陽に扱うことができる
  - 局地的な地形の影響を受ける風を正確に表現できる
- 難点
  - 気圧や密度の計算が静力学モデルより複雑になる
  - 音波を解に含むため数値計算に工夫が必要になる

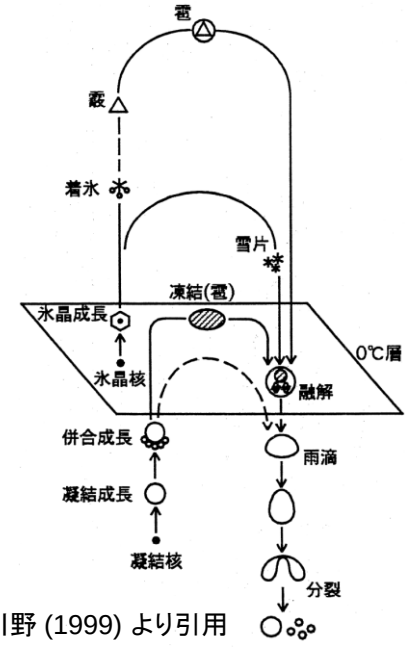
これまで述べてきたように、メソ・局地モデルでは非静力学モデルを用いている。スライドに、非静力学モデルの利点と難点をまとめる。

利点としては、モデルの水平格子間隔に原理的な制限がなくなることが挙げられる。前述したように、静力学モデルの水平格子間隔は静力学平衡が精度良く成立する水平格子間隔10km程度が限界である。非静力学モデルを用いることによってこのような制限がなくなり、空間スケールが数10km 程度のメソ対流系擾乱による集中豪雨など、防災上重要な現象の解像ができるようになる。また、静力学モデルでは鉛直流を連続の式から診断するが、非静力学モデルでは鉛直流を運動方程式から陽に計算するため、鉛直流が重要な役割を果たす雲・降水の生成や消滅といった現象をより高度に扱っていることになる。高解像度化することによって地形の表現性が向上するため、局地的な地形の影響を受ける風をより正確に表現できるようになることも利点の一つである。

難点としては、まず、静力学モデルと比べて気圧や密度の計算が複雑になることが挙げられる。非静力学モデルでは密度（もしくは気圧）が予報変数になるため、静力学モデルに比べ計算が複雑になる。また、気象庁の非静力学モデル asuca は完全圧縮方程式系を採用しており、解には音波が含まれる。音波は非常に高速であるため、音波を安定に解くために積分時間間隔を決めると、積分時間間隔を非常に短くする必要がある。天気予報において重要な移流やロスビー波といった現象は音波に比べると低速であるため、気象学的に重要でない音波に合わせて積分時間間隔を決めると、計算効率が極めて悪い。また、音波ほど高速ではないものの、重力波もその他の現象に比べて高速であり、安定に解くための工夫が必要になる。asuca では効率的に計算を行うために、音波や重力波に関する項は短い積分時間間隔に分割して積分を行い、その他の項については積分時間間隔を分割せずに積分を行う split-explicit 法を用いている（松林ほか 2013）。

雲・降水過程の役割

- 降水形成
  - 雲の微物理構造
  - 降水形成速度・降水効率
  - 降水のタイミング・場所・強度
- 潜熱の解放・吸収・再分配を介して雲のダイナミクスに関与
  - 相変化に伴う潜熱・粒子の荷重
  - 鉛直流の時間変化項
  - 雲の力学構造
  - 発達・維持



川野 (1999) より引用

メソスケール現象は降水現象と深く関係するため、雲・降水を詳細に扱う必要があることは述べてきた通りである。このため、大気中に雲が形成され、雲の中で水滴が成長し、最終的に降水として地上に降るという雲・降水過程を全球モデルよりも詳細に扱うことが求められる。雲内での雨粒の成長を模式的に示した図をスライドに示す。

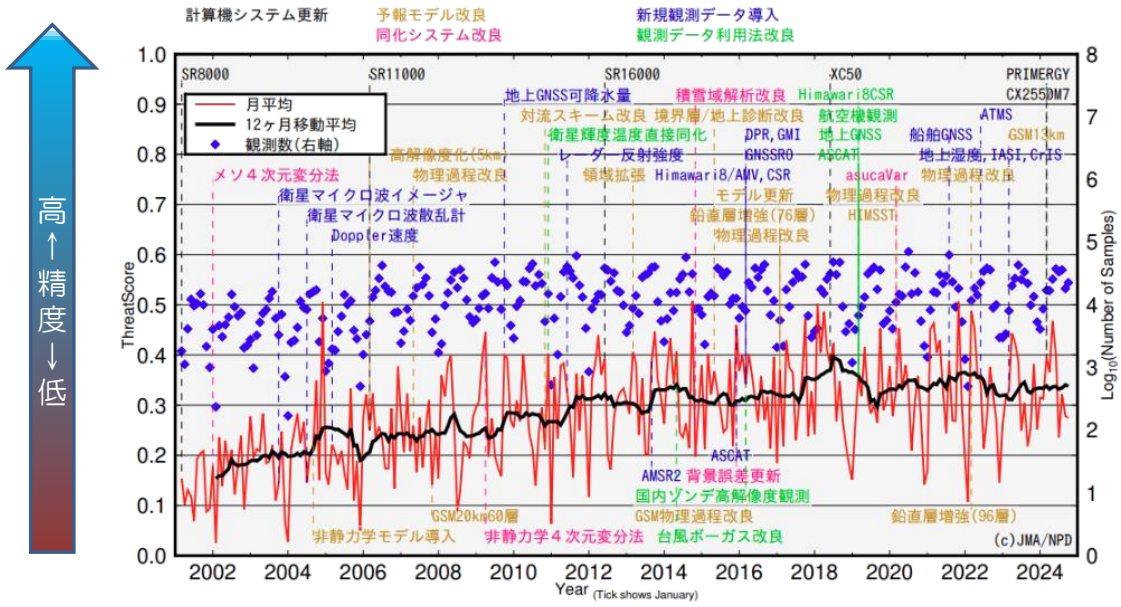
大気中の凝結した水は、様々な形態や大きさで存在し、その形態や大きさによって相変化の特性は細かく変わってくる。粒子ひとつひとつを予報するのは現実的ではないので、形態毎に集団的に状態を記述する簡便な方法（これを「バルク法」と言う）が考えられる。大気中の水は相変化を繰り返しており、雲水、雲氷、雨、雪、あられなど、様々な状態、形で存在している。このように水の状態をいくつかのカテゴリーに分類し、相変化を考慮することによってカテゴリー毎の量を予測し、雲の発達・衰弱の様子をより正確に表現しようとするのが雲物理過程である（本田ほか 2018）。非静力学モデルであるメソモデルや局地モデルでは雲物理過程を採用しており、降水形成についての予測を行っている。

このように雲の微物理構造をモデル化した過程を取り入れることによって、降水の形成を予測している。また、相変化に伴う潜熱の解放・吸収・再分配を計算しており、雲物理過程それ自身が鉛直流の時間変化に影響を及ぼす。

一方で、全球モデルにおいては雲水から降水への変換や再蒸発、雪の融解などの簡単化した雲物理過程を取り扱っている。

メソモデルの精度向上

予報時間03～15時間の3時間毎の降水量予測に対する平均スコア
（閾値10mm/3h, 検証格子20km, 2001年3月～2024年10月）



メソモデルの降水量予測に対する平均スレットスコアの推移を示す。スレットスコアは高いほど精度が良い（スレットスコアについての説明は、4.7節を参照）。また、メソ数値予報システムの更新を図中に示す。

継続的なメソ数値予報システムの開発・更新によって、年々精度が向上していることが分かる。

参考文献

- 石田純一, 室井ちあし, 2013: はじめに, 平成25年度数値予報課報告・別冊第60号, 気象庁予報部, 1-4.
- 氏家将志, 2020a: 雲過程, 令和元年度数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 45-55.
- 氏家将志, 2020b: 積雲対流パラメタリゼーション, 令和元年度数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 33-44.
- 加藤輝之, 1999: 湿潤対流における非静力学効果, 気象研究ノート第196号, 153-168.
- 川野哲也, 1999: Bin法雲物理とモデルへの導入, 気象研究ノート第196号, 85-102.
- 斉藤和雄, 2003: 概論. 数値予報課報告・別冊第49号, 気象庁予報部, 1-15.
- 数値予報開発センター, 2022: メソモデルの改良, 令和3年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 94-99.
- 辻村豊, 2019: はじめに. 平成30年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 142-144.
- 成田正巳, 2020: メソ・局地数値予報システムの改良, 令和元年度数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 1-7.
- 本田有機, 坂本雅巳, 藤田匡, 計盛正博, 室井ちあし, 2018: 数値予報モデル. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90-105.
- 松林健吾, 河野耕平, 石田純一, 室井ちあし, 2013: 時間離散化, 平成25年度数値予報課報告・別冊第60号, 気象庁予報部, 43-52.

第1章 基礎編

1.7.6 メソアンサンブル予報システム

なぜメソモデルで アンサンブル予報を行うのか

大気にはカオス的な性質がある

- 初期値等に微小な誤差や不確実性があると、後の予測結果に大きな差を生むことがある
- 特に、(注警報の対象となるような)スケールの小さい現象では1日程度先においても影響が大きくなるほど予測誤差の時間発展が速い

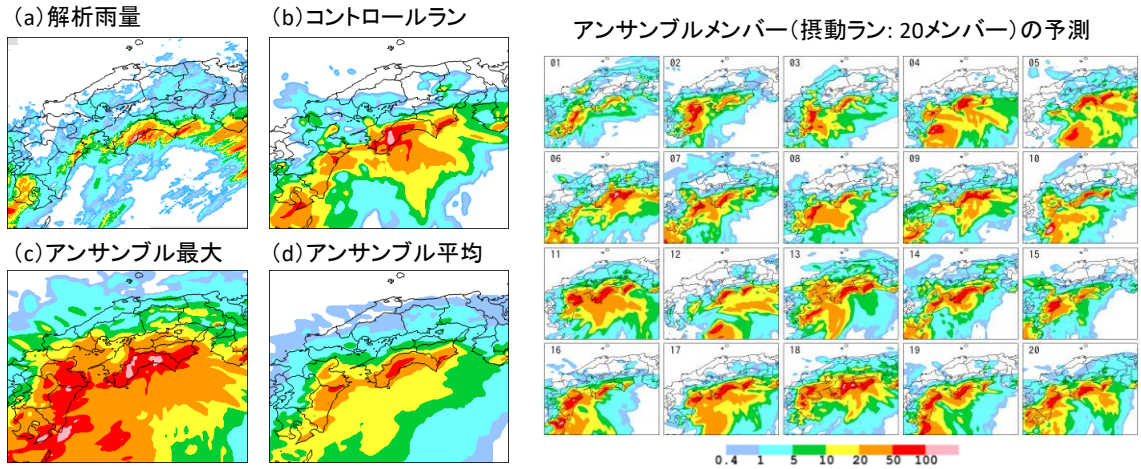
予報がもつ不確実性を反映したばらつき(摂動)を加えた複数の予測を行い、予報の誤差の広がりを把握するメソアンサンブル予報が必要

数値予報モデル	メソモデル(MSM) (asuca)
予報領域	
水平格子間隔	5 km
鉛直層数 (モデルトップ)	96 (37.5 km)
初期時刻	00, 06, 12, 18 UTC
予報時間	39時間
メンバー数	21
初期摂動	特異ベクトル法
側面境界摂動	全球特異ベクトルの線形時間発展
モデル摂動	確率的物理過程強制法 (SPPT法)

大気にはカオス的な性質があり、予報時間が長くなればなるほど誤差が急激に大きくなることから、予報時間が長いときにメソスケール現象を時間と場所を特定して防災に資する精度で単一の決定論的予報から予測することには限界がある。メソモデルが対象とするメソスケール現象の予測は防災上極めて重要であるが、総観スケールの現象に比べて予測可能性が本質的に低いことが指摘されている。これは、ほぼ完全な初期値、数値予報モデルといった理想的な条件下でも、メソスケール現象予測では積雲対流などの時空間スケールの小さい現象の非線形性が卓越し、初期値に含まれる僅かな誤差が急速に時間発展することにより、短時間のうちに決定論的予測限界を迎えることを意味している(國井・小野 2020)。そのため、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には、未だ多くの困難が残されている。一方、現象の予測不確実性を評価するアプローチとしては、数値予報の誤差の要因に対応する僅かなばらつきを加えた複数の予測(アンサンブル予報)が有効である。アンサンブル予報はメソモデルの予測に対する信頼度の把握や複数シナリオの抽出などを可能とするため、顕著現象への効率的なリスクマネジメントという点で非常に有用な手段となる。気象庁では、メソ数値予報システムのアンサンブル予報であるメソアンサンブル予報システムの本運用を2019年6月27日に開始した(河野ほか 2019)。メソアンサンブル予報システムの仕様を表にまとめた。詳細は次頁以降に示す。

メソアンサンブル予報システム

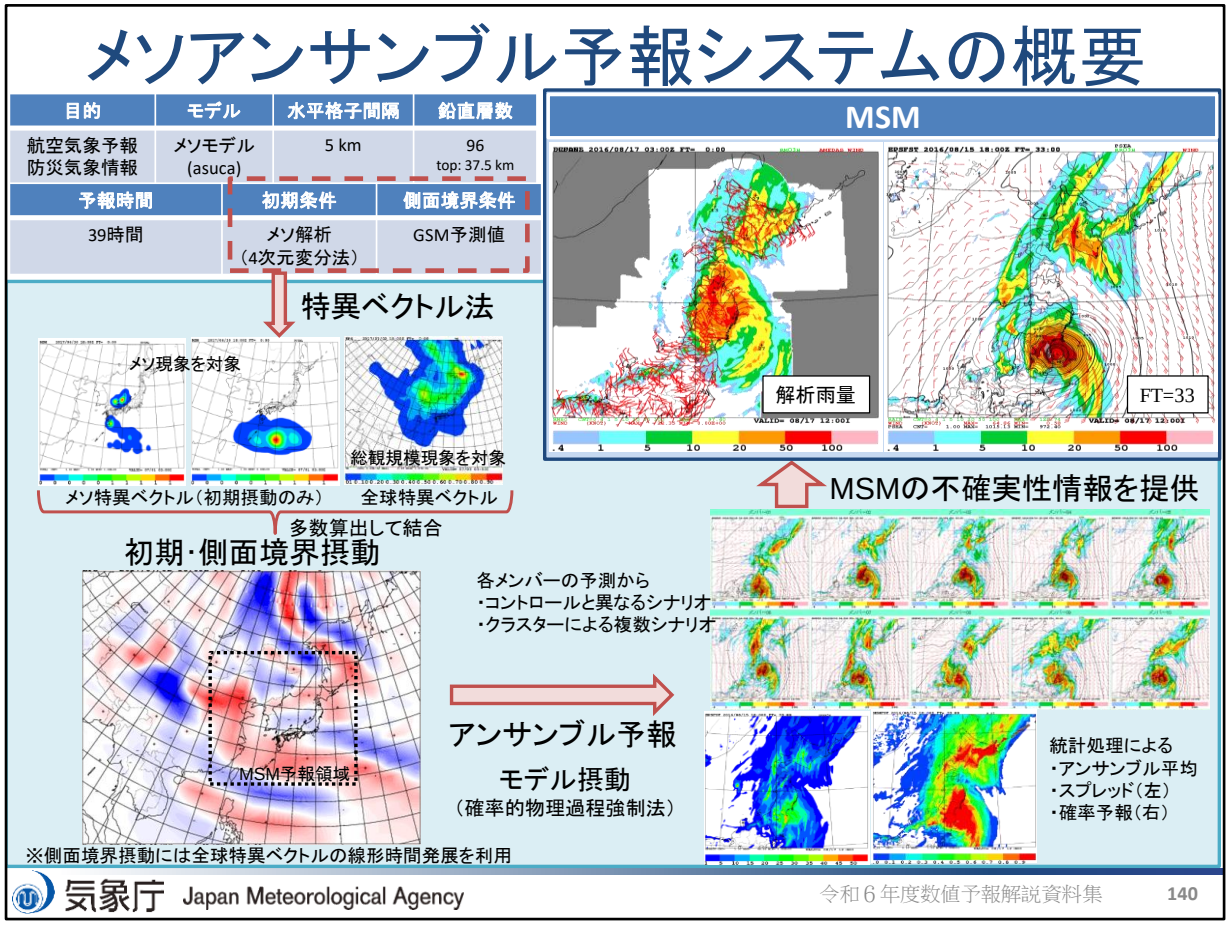
- Meso-scale Ensemble Prediction System: MEPS
- MSM の予測に対して、コントロールラン(MSM)とは異なる複数の予測を計算し、信頼度・不確実性等の情報を提供することを目的とする数値予報システム
- MSMと同じ水平格子間隔（5km）で、日本付近を対象に1日4回3時,9時,15時,21時初期値の39時間先までのアンサンブル予測計算（21メンバー）を実行



2022年7月3日15時 初期値　7月5日0時の3時間降水量（33時間予報）

メソモデル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、メソアンサンブル予報システムの各メンバーの予測特性がメソモデルと同様であることが望ましい。そこでメソアンサンブル予報システムでは、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、全てメソモデルに揃えている。メソアンサンブル予報システムは水平格子間隔5km鉛直96層であり、メソモデルと同じ asuca を使用して、1日4回39時間先までのアンサンブル予測計算を行っている。

図に、メソアンサンブル予報システムの予測結果の一例を示す。メソアンサンブル予報システムは、アンサンブル摂動を加えないメンバー（コントロールラン：メソモデルによる予測結果そのもの。1メンバー）と、コントロールランにアンサンブル摂動を加えたメンバー（摂動ラン：20メンバー）の計21メンバーの予測結果を出力する。メソアンサンブル予報システムにおいては、初期摂動や側面境界摂動のほかに、数値予報モデル自体の不確実性を考慮することを目的に確率的物理過程強制法（SPPT法: Stochastically Perturbed Parametrization Tendencies scheme）によって摂動を与えている。下部境界摂動は考慮していない。各アンサンブルメンバーは初期値と側面境界値を除きメソモデルと全く同じ仕様である。格子ごとのメンバー間の最大値をアンサンブル最大、平均値をアンサンブル平均という。これらは統計量であり、モデルの予測結果そのものではないため、利用にあたっては物理量間で整合が取れたものになっていないことに注意が必要である。



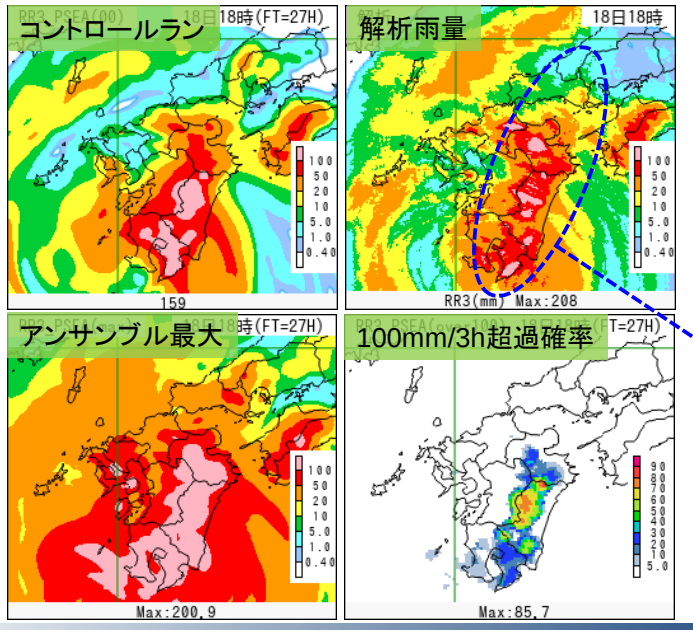
スライドに、メソアンサンブル予報システムの具体的な処理の流れを示す。

メソアンサンブル予報システムにおいては、コントロールランであるメソモデルの初期値・側面境界値および物理過程の一部（積雲対流過程と放射過程）に摂動を加えることで摂動ランを計算している。初期値・側面境界値の摂動作成の手法として、少ないメンバー数でメソモデルの不確実性を効率的に表現するため、特異ベクトル法という手法を用いている。特異ベクトル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。特異ベクトルには、気象庁全球モデルに基づく全球特異ベクトル、気象庁非静力学モデル JMA-NHM に基づく水平格子間隔の異なる2種類のメソ特異ベクトルがあり、これら特異ベクトルを多数算出して結合することで初期値摂動を作成する。側面境界値摂動については、全球特異ベクトルを時間発展させたものを利用して作成する。これら初期値・境界値摂動によって20メンバーの摂動ランを構成している。

このように構成した20メンバーの摂動ランについて、確率的物理過程強制法によりモデル自体の不確実性を考慮したうえで、メソモデルと同じ asuca を用いて予測計算を行い、各摂動ランの予測結果とする。この時、統計処理によってアンサンブル平均やアンサンブルスプレッド、確率予報などを算出している。また、メソアンサンブル予報システムによる予報摂動により、局地解析のハイブリッド同化に必要なモデル誤差を与えている。

メソアンサンブル予報システムによる予測例
令和4年台風第14号

令和4年9月18日18時を対象とした前3時間降水量
（令和4年9月17日15時初期値　FT=27）



九州南東斜面での
100mm/3h以上の
強雨に注目

- 超過確率：
  最大80%程度

令和4年台風第14号による大雨の事例について、メソアンサンブル予報システムによる予測結果をスライドに示す。令和4年9月18日18時を対象とした前3時間降水量で、コントロールラン、解析雨量、アンサンブル最大、100mm/3h超過確率を示している。ここで、100mm/3h超過確率は、100mm/3hの降水量となったメンバーの割合を格子ごとに計算した統計量である。

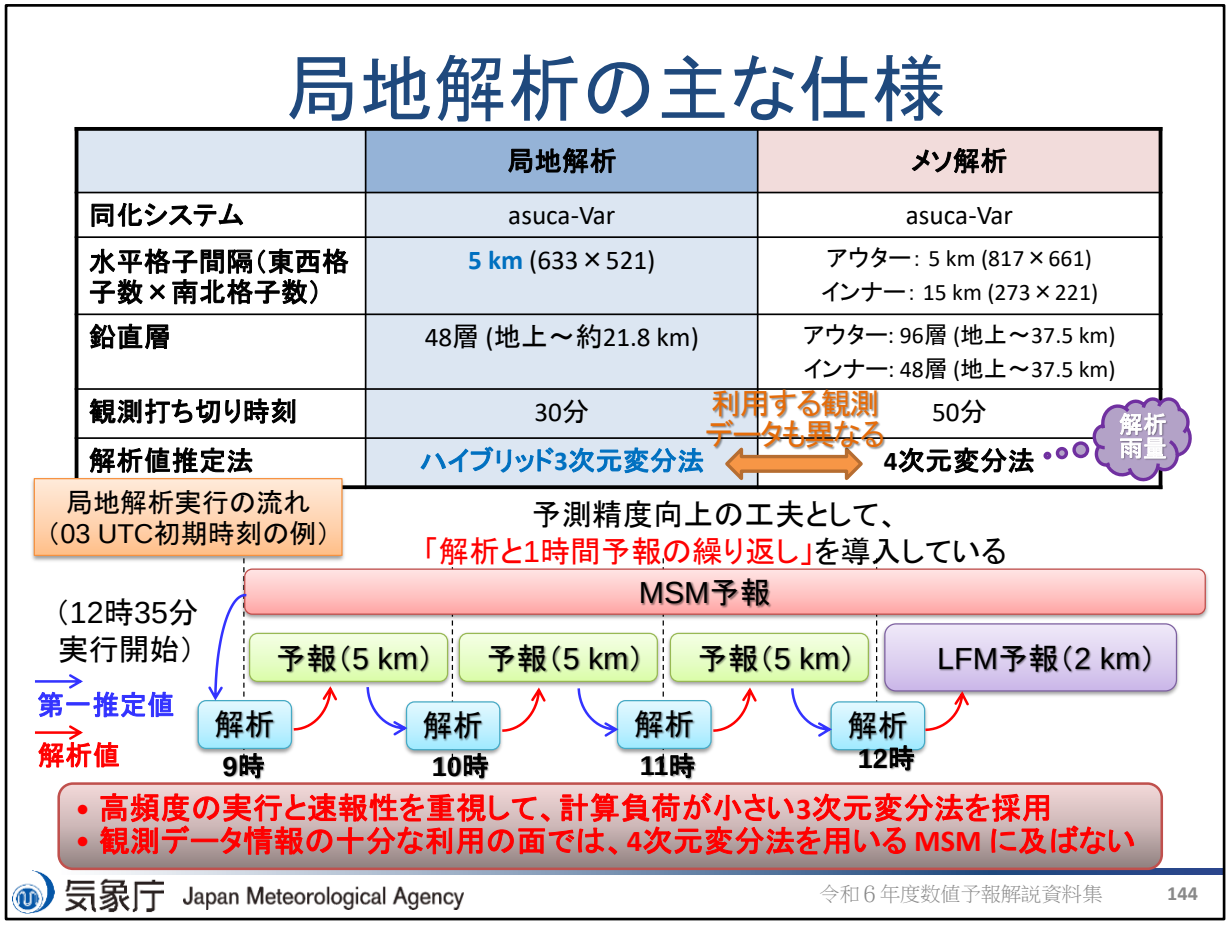
解析雨量で示される九州南東斜面での100mm/3hの強雨に着目する。コントロールランでは九州南東斜面での100mm/3hの強雨を捕捉できているが、個々のアンサンブルメンバーでも強雨を予測しており、100mm/3hの超過確率は高いところで80%程度である。超過確率の高さから九州南東斜面の強雨予測の信頼性が高いことを伺い知ることができる。

参考文献

- 河野耕平, 氏家将志, 國井勝, 西本秀祐, 2019: メソアンサンブル予報システム. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-15.
- 國井勝, 小野耕介, 2020: メソアンサンブル予報システム, 令和元年度数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 85-115.

第1章 基礎編

1.7.7 局地解析



局地数値予報システムは、メソ数値予報システムより小さいスケールの現象を表現でき、最新の観測データを反映した初期値による予測結果を迅速に提供できる。空間規模の小さい積乱雲等に伴う局地的な豪雨の予測や、飛行場近辺における時間・空間分解能の細やかな予報の提供等を目的に運用されている。

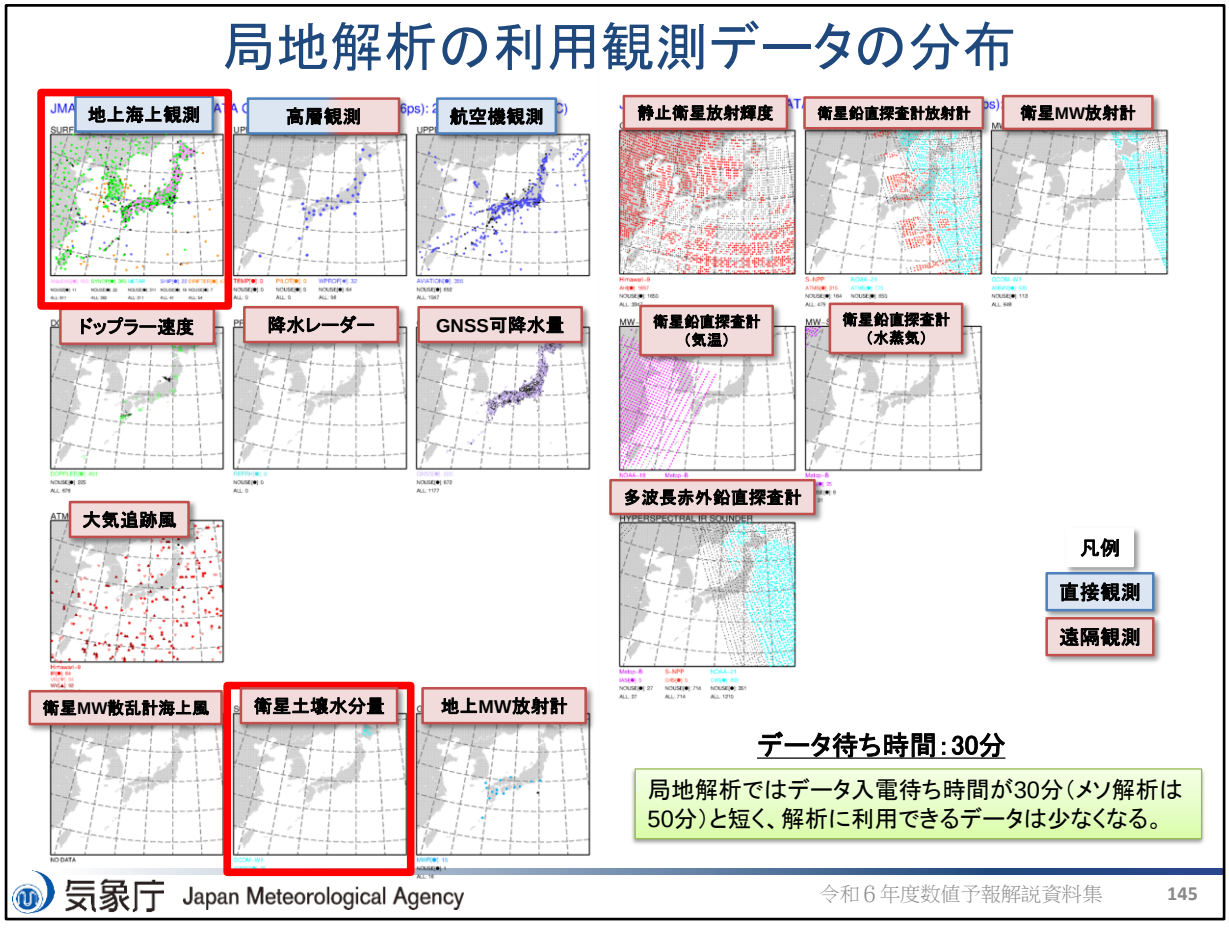
局地数値予報システムは2012年8月30日に本運用が開始され、2015年1月には、asuca を基にした変分法データ同化システム asuca-Var が導入された（原 2015）。

局地数値予報システムは局地解析と局地モデルからなり、本節では局地解析について示す。

局地解析は1日24回、毎正時に実行され、局地モデルの初期値を作成する。局地解析の主な仕様のメソ解析との対比をスライドの図に示す。

局地解析もメソ解析（1.7.4節を参照）と同様に asucaに基づくデータ同化システムではあるが、メソ解析とは異なり、解析手法に3次元変分法を用いている。2022年3月からは、メソアンサンブル予報から見積もられる予報誤差を組み込むハイブリッド同化を導入している（数値開発予報センター 2022）。4次元変分法は高精度な解析値を得られる反面、インナーモデルの繰り返し計算が必要であることから計算負荷が非常に大きい。局地解析は高頻度で速報性が求められるデータ同化システムであることから、計算負荷が小さい3次元変分法を採用している。4次元変分法を用いるメソ解析と比べると、観測データが十分に利用されているとは言えない。

3次元変分法の場合は、原理的に解析対象時刻の観測データしか利用できないという制約がある。そのため、局地解析では、初期値作成時刻の3時間前から、3次元変分法による解析と1時間予報の繰り返しによる解析・予報サイクルを実行し、初期値作成対象時刻の前3時間分の観測データの情報を解析値に取り込むようにしている。例として、図に03UTCを初期時刻とする局地解析実行の流れを示す。



局地解析で利用している観測データの分布図を示す。観測の打ち切り時間が30分と、メソ解析の50分と比べても更に短く、利用される観測データはメソ解析に比べても少なくなっている。

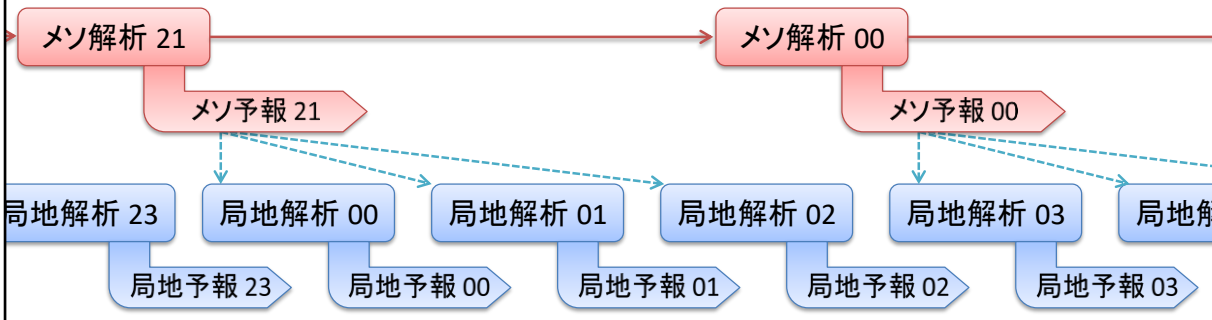
全球・メソ解析では用いられず、局地解析でのみ利用されている観測データを含む分布図を赤枠で囲った。

局地解析の特徴として、日本の地上観測要素をより同化していることが挙げられる。全球解析では気圧、メソ解析では気圧と相対湿度（2023年3月より）を同化しているが、局地解析では気圧・相対湿度に加え気温・風を同化している（計盛ほか 2018）。全球・メソ解析で利用されていない地上の観測データを同化することにより、少ないデータ待ち時間の中で大気下層の解析精度向上を図っている。

衛星土壌水分量を同化に利用していることも、局地解析の特徴のひとつである。様々な衛星には土壌水分に関するプロダクト（土壌水分量プロダクト）があり、定常的かつ広範に同化利用できる。土壌体積含水率が修正されることで地表面フラックスを介して地上気温予測が修正されるため、土壌水分量の初期値の修正が地上気温予測に効果をもたらす（幾田 2017）。

局地数値予報システムの特徴：高頻度

- 最新の観測をいち早く取り入れた初期値からの予報を、高頻度で更新していく



・ある程度精度の保証されたメソ予報 (MSM) が常に利用できる
・そのメソ予報の予報値を基（第一推定値）に最新の観測を同化した初期値を作成
・高頻度に解析＋予報を実行

最新の情報（第一推定値・観測）を反映させ、
目先（短時間）の予報資料を充実

局地数値予報システムの特徴のひとつとして、1日24回、毎正時に実行されており、1日8回のメソ数値予報システムよりも高頻度に実行されていることが挙げられる。

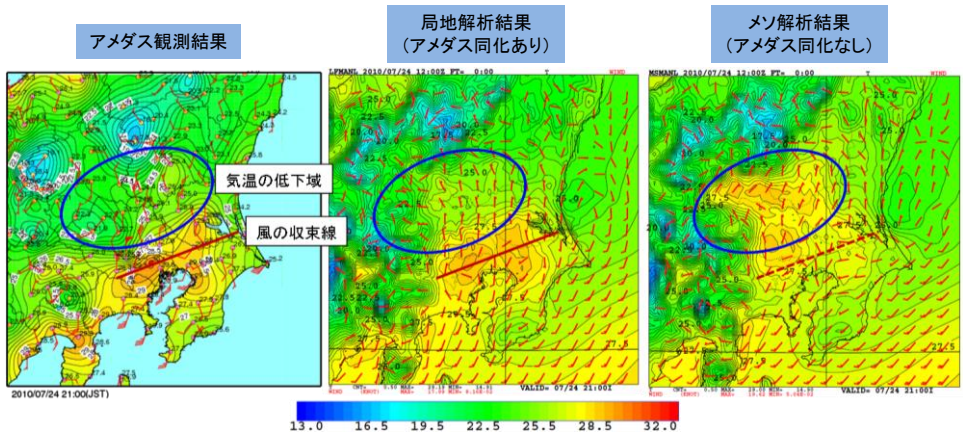
高頻度に数値予報システムを実行する利点として、最新の観測をいち早く取り入れた初期値からの予測を高頻度に提供できる点がある。この利点により、きめ細やかに予測結果を提供している。

図にメソ解析と局地解析の関係を示す。局地数値予報システムは、メソ数値予報システムのようなサイクルとはなっておらず、第一推定値としては局地モデルの予測ではなくメソモデルの予測を用いている。これは、計算時間の制約上、局地数値予報システムだけでサイクルを回すことが難しいためである。また、局地モデルはメソモデルと同様に領域モデルであり、メソモデルの予測から側面境界値も取得している。側面境界値は総観規模スケールの気圧配置をほぼ決めてしまうことから、顕著な対流現象がない場合には、メソモデルと局地モデルで同じような予報になることがある。このように、局地数値予報システムはメソ数値予報システムの影響を大きく受ける。

局地数値予報システムの特徴：高解像度
解析の水平格子間隔は 5 km

- モデル地形の表現性向上→局地的な地形の影響を強く受けている観測データも同化可能に
  - AMeDAS の気温・風を同化に利用

地上収束線が関東地方を南下した事例（2010年7月24日21時）の地上気温・風



局地数値予報システムの特徴のひとつとして、高解像度であることが挙げられる。局地解析自体の水平格子間隔は5kmであり、メソ解析のアウターモデルの水平格子間隔と同等である。一方で1.7.8節に示すように局地モデルの水平格子間隔は2kmであり、メソモデルの水平格子間隔5kmより更に高解像度な数値予報モデルとなっている。水平格子間隔が小さい分、モデルの地形はメソモデルと比べても現実の地形に近くなっており、地形の表現性が向上している。

この恩恵として、局地的な地形の影響を強く受けるアメダスの気温・風データが同化に利用できる、ということが挙げられる。図に、2010年7月24日21時のアメダス観測、局地解析、メソ解析を示す。塗りつぶしは地上気温を、矢羽根は地上の風向・風速を示している。アメダス観測では、青丸で囲った領域の気温が低くなっており、局地解析ではアメダスデータの同化によって観測に準じたものとなっているが、メソ解析では観測が反映されておらず観測に比べ高温になっている。また、赤線で示される風の収束線についても、メソ解析では不明瞭であるのに対し、局地解析ではアメダスを同化することによって明瞭に示されている。このように、局地解析ではアメダスデータを同化することによって、大気下層の解析精度が向上している。

参考文献

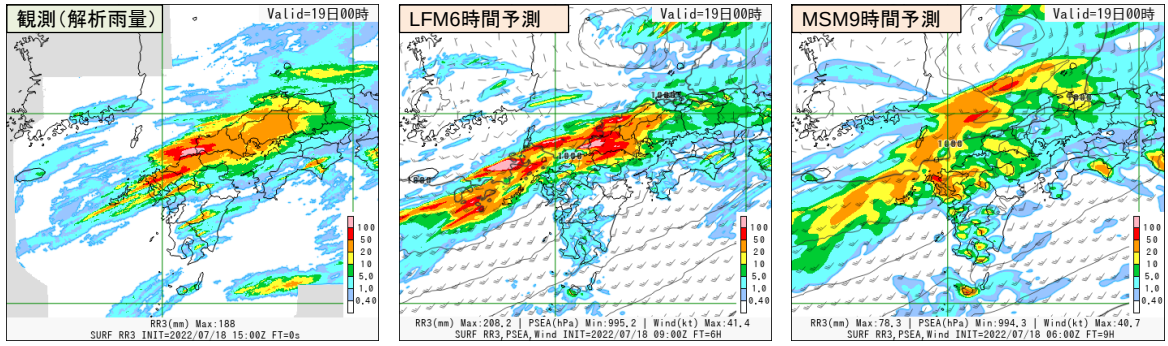
- 幾田泰酵, 2017: 局地数値予報システムにおける新規観測データの利用開始及び同化手法の高度化, 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82-85.
- 計盛正博, 本田有機, 佐藤芳昭, 2018: 観測データと品質管理. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-82.
- 数値予報開発センター, 2022: 局地解析へのハイブリッド同化手法の導入. 令和3年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 102-105.
- 原旅人, 2015: はじめに. 平成27年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1.
- 本田有機, 藤田匡, 計盛正博, 室井ちあし, 佐藤芳昭, 2018: データ同化. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 84-89.

第1章 基礎編

1.7.8 局地モデル

局地モデル

- 利用目的： 防災気象情報、航空気象情報、降水短時間予報
- メソモデルより細かい水平格子間隔 (2 km) と高い頻度（1日24回）で、日本付近を対象に18時間（初期時刻 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC）または10時間（その他毎正時）先まで予測
- 局地的な大雨や飛行場における風の急変等、目先数時間程度の局地的な現象が予測対象



令和4年7月19日0時頃に山口県で発生した線状降水帯の予測例
（令和4年7月19日0時までの前3時間積算降水量）

局地モデルは、航空気象情報、防災気象情報の作成支援に用いられている。

局地モデルは水平格子間隔が2kmであり、水平格子間隔が5kmであるメソモデルと比較して高解像度で予測計算を行っている。数値予報モデルを高解像度化することによって、現象の表現性が向上し、より細やかなスケールの空間的・時間的変化を表現できるようになる。また、1日8回実行のメソモデルと比較して高頻度に実行されており、1日24回、毎正時の解析値を初期値として、10/18時間先までの予測計算を行っている。これらを活かし、局地的な大雨や飛行場における風の急変など、目先数時間程度の局地的な現象を主な予測対象としている。

図に、令和4年7月19日0時頃に山口県で発生した線状降水帯の予測結果を示す。左から解析雨量、局地モデル、メソモデルの予測結果であり、7月19日0時までの前3時間積算降水量である。局地モデルでは実況に近い降水の集中帯を表現している。メソモデルでも降水の集中帯が表現されているものの、実況と比べると北寄りに位置しており降水量が不十分である。局地モデルではメソモデルでも捉えられないような局所的な現象を捉えられることがある。

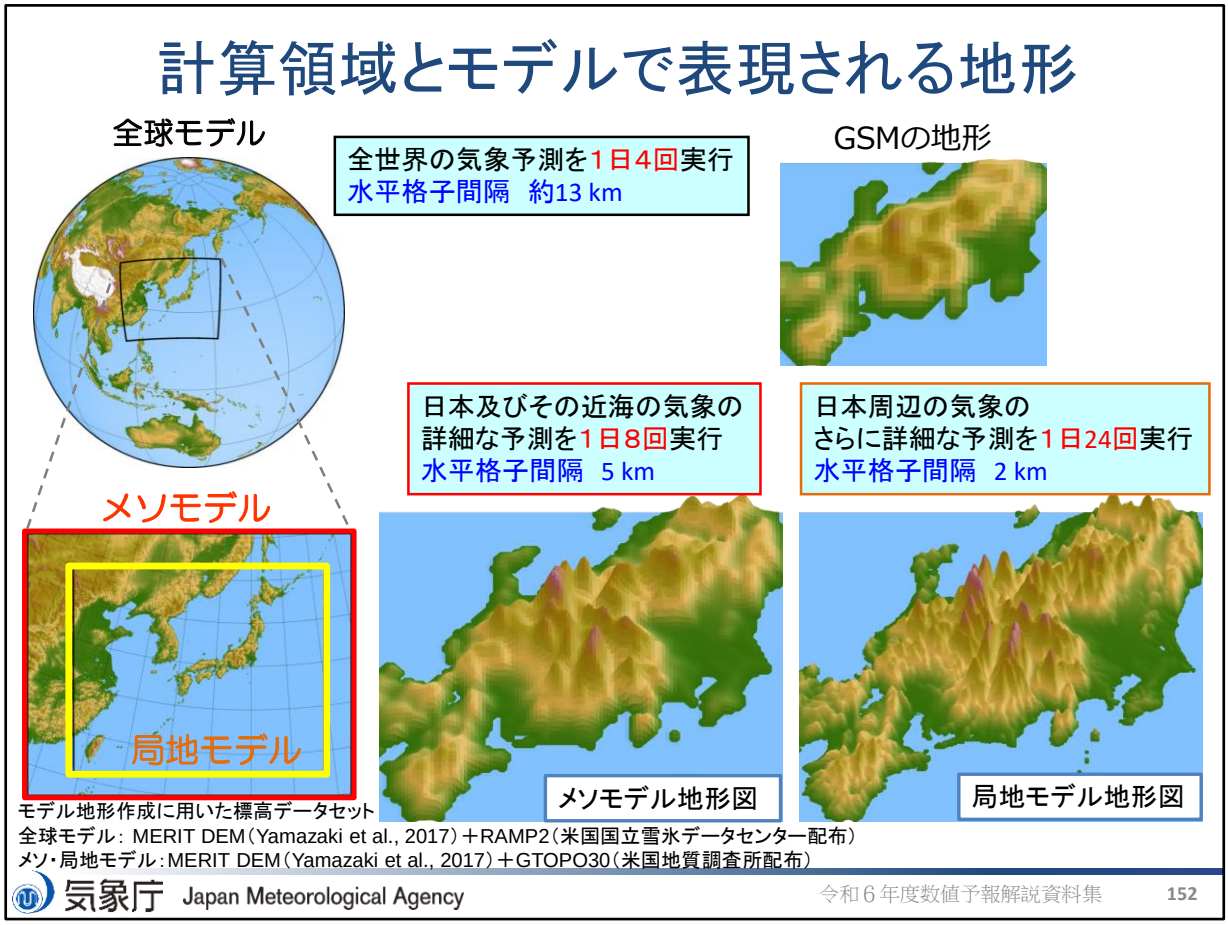
局地モデルとメソモデルの主な仕様

	局地モデル (LFM)	メソモデル (MSM)
予報モデル	asuca	
水平格子間隔	2 km (1581 × 1301)	5 km (817 × 661)
鉛直層	76層 (地上～約21.8 km)	96層 (地上～37.5 km)
積分時間間隔	12秒	100/3 (= 33.333…)秒
初期値	局地解析 (LA)	メソ解析 (MA)
側面境界値	メソモデル (MSM)	全球モデル (GSM)
予報頻度・時間	1日24回 18 時間 (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC) 10時間 (01, 02, 04, 05, 07, 08, 10, 11, 13, 14, 16, 17, 19, 20, 22, 23 UTC)	1日8回 78時間 (00, 12 UTC) 39時間 (03, 06, 09, 15, 18, 21 UTC)
積雲対流パラメタリゼーション	対流のイニシエーション	Kain-Fritsch スキーム

局地モデルの主な仕様を、メソモデルと対比して表に示す。

予報モデルはメソモデルと同じ非静力学モデル asuca を用いており、水平格子間隔2km鉛直76層での予測計算を行っている。

局地モデルとメソモデルの主要な差異として、積雲対流パラメタリゼーションの違いがある。メソモデルでは Kain-Fritsch スキームを用いて予測しているが、局地モデルでは主に対流のイニシエーション（立ち上がり）を適切に扱うためにパラメタリゼーションが用いられている。局地モデルの運用開始当初は積雲対流パラメタリゼーションが用いられていなかったが、積雲対流の発生が遅れること、そのために過剰に蓄積されたエネルギーが短時間で上昇流に転換されて過大な降水量を予測したり、実況よりも遅い時間まで積雲対流による降水を予測することが多いことが明らかとなったため、積雲対流発生と終息の表現向上を目的に、局地モデルでは対流の立ち上がりを表現するパラメタリゼーションが用いられるようになった（河野・原 2014）。



図に、全球・メソ・局地モデルの予測計算領域と、各モデルにおける地形を示す。メソモデルと局地モデルは共に領域モデルであるが計算領域が異なっており、局地モデルはより日本付近へと領域を絞っている。領域を絞ることで計算量を抑え、水平格子間隔2kmという分解能を実現している。また、全球モデルとメソ・局地モデルは、それぞれの水平格子間隔に応じてモデルで表現される地形が異なる。局地モデルのモデル地形は、メソモデルと比べても精緻である。

参考文献

- 河野耕平, 原旅人, 2014: LFMとしてのasuca の特性, 平成26年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 108-117.
- Yamazaki, D., D. Ikeshima, R. Tawatari, T. Yamaguchi, F. O'Loughlin, J. C. Neal, C. C. Sampson, S. Kanae, and P. D. Bates, 2017: A high-accuracy map of global terrain elevations. Geophys. Res. Lett., **44**, 5844–5853.

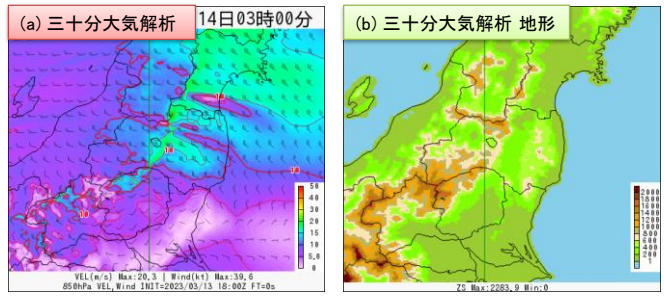
第1章 基礎編

1.7.9 三十分大気解析

三十分大気解析の概要

- asuca に基づく3次元変分法(asuca-Var) がベース

三十分大気解析 (FA) の仕様	
解析手法	3次元変分法
格子間隔（東西格子数×南北格子数）	2 km (1581×1301)
第一推定値の鉛直層	76層（地上～約21.8 km）
解析値の鉛直層	76層（地上～約21.8 km）
観測打ち切り時刻	18分



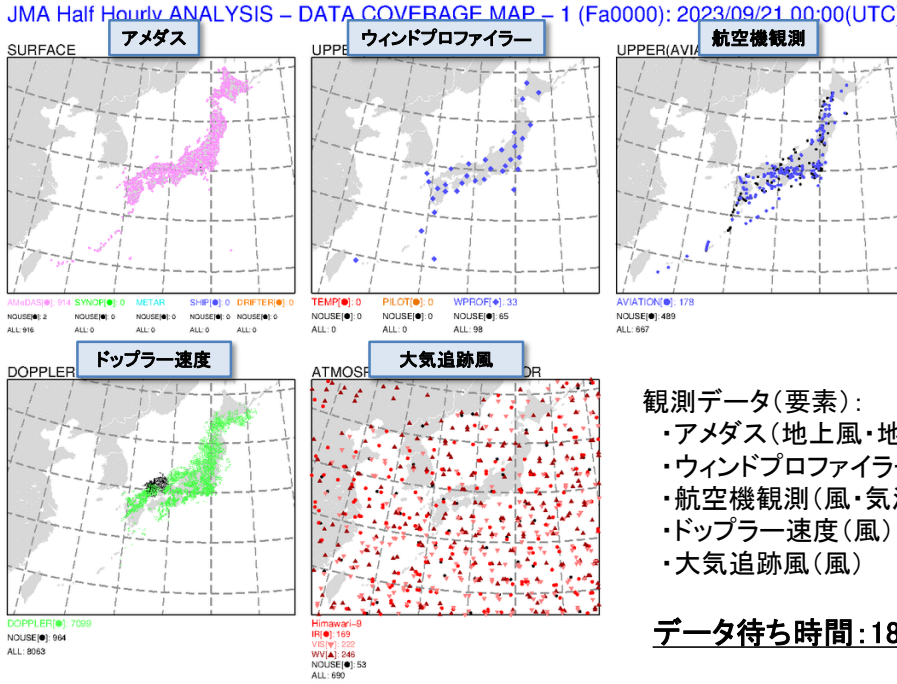
2023年3月14日3時における850 hPa面　風速の解析結果

三十分大気解析は、航空気象情報などの作成支援のため、大気の実況監視を目的として風と気温について1日48回実行される、3次元変分法を用いた客観解析である。2022年12月に、それまでのメソモデルを第一推定値とした水平解像度5km での毎時大気解析（室井ほか 2008）から、局地モデルを第一推定値とする水平解像度2kmで三十分ごとに解析を行う三十分大気解析に更新した（数値予報開発センター年報 2023）。

仕様はスライドの表のとおりである。三十分大気解析は、毎時大気解析を「高解像度化、高頻度化」した客観解析であり、水平格子間隔を5kmから2kmへ、鉛直層数を48層から76層、実行頻度を1日24回から48回に増強している。第一推定値は局地モデルの3時間予報または3時間30分予報を用いるが、「高解像度化、高頻度化」以外は毎時大気解析の手法を踏襲し、解析手法にはasuca-Varに基づく3次元変分法を用いている。毎時大気解析が「メソモデル予測値を観測値に極力近づけた風と気温の格子点情報」であったのに対し、三十分大気解析は「局地モデル予測値を観測値に極力近づけた風と気温の格子点情報」である（数値予報開発センター年報 2022）。

三十分大気解析の例として2023年3月14日3時における850hPa面風速の解析結果を示す。奥羽山脈の風下側では奥羽山脈の高低に応じた強風域、弱風域が解析されている。強風域、弱風域のシャープな分布が見られ、局地モデルで表現された高解像度の風の分布が解析に反映されている。

三十分大気解析の利用観測データの分布



観測データ(要素):
- ・アメダス(地上風・地上気温)
- ・ウィンドプロファイラー(風)
- ・航空機観測(風・気温)
- ・ドップラー速度(風)
- ・大気追跡風(風)

データ待ち時間:18分

三十分大気解析で利用している観測データの分布図をスライドに示す。いずれも日本付近の風・気温の観測データであり、対応する要素は下記の括弧内の通りである。

- ・アメダス(地上風・地上気温)
- ・ウィンドプロファイラー(風)
- ・航空機観測(風・気温)
- ・ドップラー速度(風)
- ・大気追跡風(風)

ここで、ドップラー速度とは、ドップラーレーダーによって測定された降水粒子の移動速度のことであり、これは大気中の風の情報を得るのに利用されている。

参考文献

- 数値予報開発センター, 2023: 三十分大気解析, 令和4年数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 5.
- 数値予報開発センター, 2022: 高頻度大気解析, 令和3年数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 106-109.
- 室井ちあし, 藤田匡, 石川宜広, 2008: 気象庁毎時大気解析, 天気, 55(5), 日本気象学会, 401-408.

第1章 基礎編

1.7.10 季節アンサンブル予報システム

季節アンサンブル予報システム

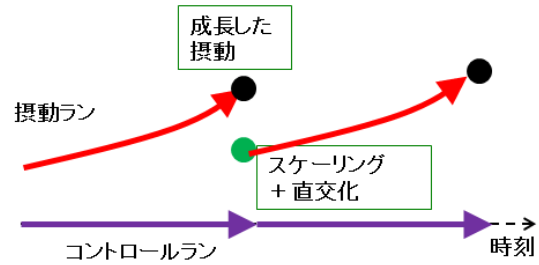
	季節アンサンブル予報システム（JMA/MRI-CPS3）
モデル	大気海洋結合モデル（第3世代）
解像度	大気：TL319L100（水平格子間隔約55km、鉛直100層(上端0.01hPa)） 海洋：経度方向0.25度×緯度方向0.25度、鉛直60層
初期値	大気：全球速報解析 陸面：オフライン地表面解析（*） 海洋：4次元変分法（*） 海氷：3次元変分法（*） * 大気強制力：全球速報解析（速報解析）、JRA-3Q（遅延解析）
予報時間	240日
メンバー数	初期値あたり5メンバー（コントロールラン＋4摂動ラン）
実行頻度（初期時刻）	1日1回（00UTC）
初期摂動作成手法	大気：熱帯・北半球・南半球 成長モード育成(BGM)法 海洋：海洋解析誤差摂動
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法
再予報	24初期値×5メンバー×30年（1991～2020年）
再予報初期値	大気：気象庁第3次長期再解析（JRA-3Q） 海洋：4次元変分法（大気強制力：JRA-3Q）
モデル出力解像度	全球域1.25度、日本域0.5625度

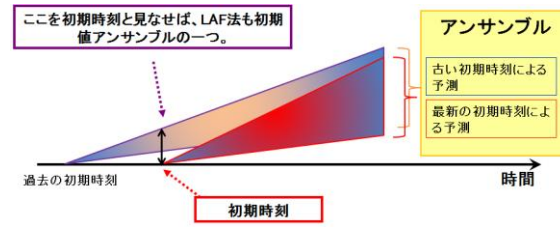
現在の季節アンサンブル予報システム(季節EPS)は、3か月予報や暖・寒候期予報、エルニーニョ監視速報など、長期予報を支援するための大気海洋結合モデルであり、2022年2月に運用を開始したシステムである。季節EPSでは、大気海洋結合モデルであるJMA/MRI-CPS3（Hirahara et al., 2023）が用いられており、海洋モデルや海氷モデル、陸面モデルを大気モデルに結合して計算するため、大気モデルに比べて多くの計算機資源を必要とする。大気部分の解像度はTL319L100（水平格子間隔約55km、鉛直100層）であり、全球アンサンブル予報システム（GEPS）の解像度（TQ479L128、TQ319L128）よりも粗くなっている。また、現業予報における大気・陸面初期値はGEPSのコントロールランと同じものを用いるが、海洋・海氷初期値は変分法を用いて作成する点がGEPSと異なる。1日1回（初期時刻は00UTC）5メンバーの計算を実施しており、予報時間は240日間である。この予報時間は、アンサンブル予報を構成するために用いる時間ずらし平均法（LAF法：説明は後述）とリードタイムを考慮しても6か月予報に十分な期間として設定されている。

季節アンサンブル予報システム
アンサンブル摂動

➢ 成長モード育成法（BGM法）
- 前初期値に対して、摂動を足し込んだ予測と足し込まない予測をそれぞれ計算し、着目する初期時刻までに成長した摂動を抽出する手法
- 季節EPSでは、BGM法で抽出した摂動を大気の初期摂動として用いる

➢ 時間ずらし平均法（LAF法）
- 最新の初期値だけでなく、古い初期値からも予報を行い、それらの結果を組み合わせてアンサンブル予報を構成する手法
- 季節EPSでは、LAF法でアンサンブル予報を構成する





季節EPSの初期値あたりの摂動は、成長モード育成（BGM：Breeding of Growing Mode）法（Toth and Kalnay, 1993）で作成される。BGM法とは前初期時刻の解析値に摂動を足し込んだ予測と足し込まない予測をそれぞれ計算することで、初期時刻までに成長した摂動を抽出する手法である（左図）。予報の初期時刻以外の期間もBGMサイクルを維持する必要があるが、GEPSで用いている特異ベクトル（SV：Singular Vector）法に比べると計算コストが小さい。初期時刻の直後から成長する摂動を作成する方法としてはSV法の方が優れているが、季節予報では週間～2週間予報よりも初期値の重要性が比較的小さいため、より計算コストの小さいBGM法を用いている。

季節EPSの初期値あたりのコントロールメンバーと、BGM法による摂動メンバーを合わせると5メンバーのみであり、季節予報における不確実性を表現するには不十分である。このため、古い初期値からの予報も摂動の1つと考えて組み合わせて利用することで、季節予報の不確実性を評価するために十分なメンバー数を確保し、アンサンブル予報を構成する。この手法は、時間ずらし平均（LAF：Lagged Average Forecasting）法（Hoffman and Kalnay, 1983）と呼ばれる（右図）。LAF法は単純な手法であり、計算機資源を複数の日に分散できるという利点もあるが、古い初期時刻の予報精度は一般的に最新の初期時刻よりも低いため、予報精度が低下するという欠点がある。しかし、初期値の重要性が比較的小さい季節予報では、古い初期値を利用することによる予報精度の低下は僅かであることから、LAF法を用いている。

季節アンサンブル予報システム
再予報

◆ 再予報（過去予報）
英語では、Re-forecast （Hindcast）と言うため、
日本語でも、ハインドキャストと呼ばれることもある。
Hindcastは、Behind + Forecastの造語である。
運用するモデルを用いて行う過去事例の予報実験

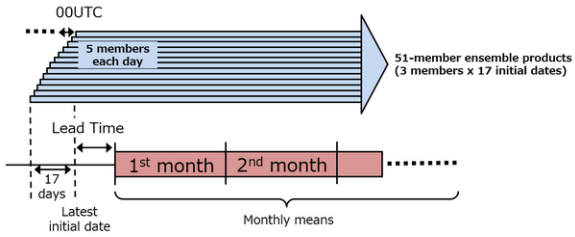
- 再予報の目的
  - 予測精度の評価
  - モデル統計値（気候値・平年値）や系統誤差の計算
- 再予報の期間
  - エルニーニョ・ラニーニャ現象等による変動の影響を除去するため、最低20年間以上は必要。平年値と同じ30年間が望ましい。
- 問題点
  - 多くの過去事例について計算するため、大量の計算機資源を必要とする。
    （気象庁では計算機資源の制約のため、運用モデルに比べて計算頻度を減らしている。）

季節予報を目的とした数値予報システムでは、予測精度の評価や、モデル統計値（気候値・平年値）・系統誤差の計算を目的として、再予報（Re-forecast, Hindcast）を行うことが一般的であり、気象庁だけでなく季節予報を実施している世界各国の数値予報センターでも実施されている。再予報の期間は、エルニーニョ・ラニーニャ現象等の数年周期の変動の影響を除去するため最低20年以上は必要で、平年値と同じ30年間が望ましい。しかし、多くの過去事例について再予報をするためには大量の計算機資源を必要とすることから、気象庁では計算機資源の制約のため、運用モデルに比べて再予報の計算頻度を減らしている。

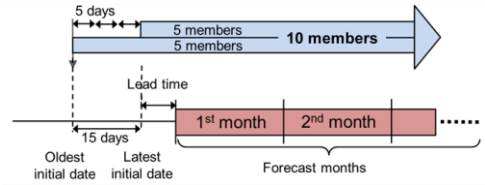
季節アンサンブル予報システム

現業予報と再予報の比較

■現業予報



■再予報



- 再予報は現業予報と完全に同一のモデルを用いて行う必要がある。
- 計算機資源制約のため、再予報を実施する初期値は、月2日と少ない。
- 再予報の計算期間は、平年値と同じ1991～2020年の30年間である。

初期月	LAF初期日構成
1月	12/27, 12/12
2月	1/31, 1/16
3月	2/25, 2/10
4月	3/27, 3/12
5月	4/26, 4/11
6月	5/31, 5/16
7月	6/30, 6/15
8月	7/30, 7/15
9月	8/29, 8/14
10月	9/28, 9/13
11月	10/28, 10/13
12月	11/27, 11/12

図は再予報と現業予報の仕様を比較したものである。再予報の結果は系統誤差補正に利用するため、再予報は現業予報と完全に同一のモデルを用いて行う必要がある。現業予報では、毎日5メンバーの予報を行い、うち3メンバーを利用する17初期日のLAF法により、51メンバーのアンサンブル予報を構成して予報を行う（左図）。一方、再予報では15日間隔の月2日の初期値でそれぞれ5メンバーの予報を行い、LAF法で10メンバーのアンサンブル予報を構成する（右図）。なお、再予報の計算期間は平年値と同じ1991～2020年の30年間である。

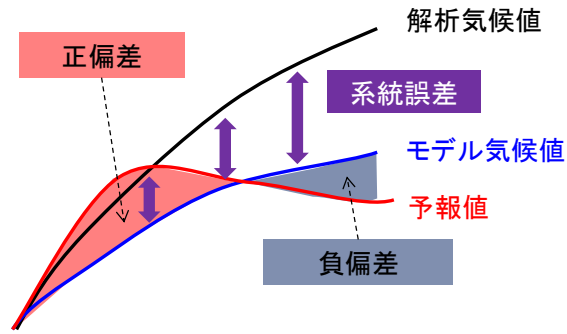
季節アンサンブル予報システム
再予報の利用

■ 系統誤差（バイアス）
- モデル気候値（モデル平年値）と解析気候値（解析平年値）の差

■ 偏差（平年差）
- 予報値とモデル気候値（モデル平年値）の差

=> 両者は同程度の系統誤差を持つため、系統誤差の影響を最小限にすることができる。

問題点
- ジェット気流の位置など、系統誤差補正が出来ない要素もある。
- このため、より系統誤差の小さい数値予報モデル開発が不可欠である。



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　163

前述のように、再予報は系統誤差補正や偏差（平年差）の算出に利用されている。ここで系統誤差とは、再予報の計算結果を平均して求めたモデル気候値（モデル平年値）と解析気候値（解析平年値）の差である。

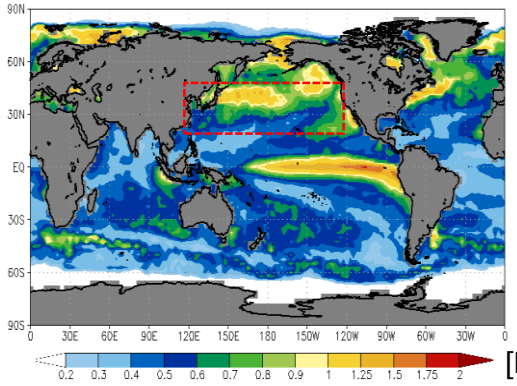
偏差（平年差）は、予報値と解析気候値（解析平年値）との差で算出する場合、系統誤差の影響を受ける。別の算出方法として予報値とモデル気候値（モデル平年値）との差で算出する方法も考えられ、この場合は系統誤差の影響を最小限にすることができる。ただし、このようにモデル気候値（モデル平年値）を用いて系統誤差の影響を補正することができるのは、気温やジオポテンシャル高度などの一部要素に限られ、ジェット気流の位置などの系統誤差は補正することができない。そのため、より系統誤差の小さい数値予報モデルを開発していくことが不可欠である。

季節アンサンブル予報システム

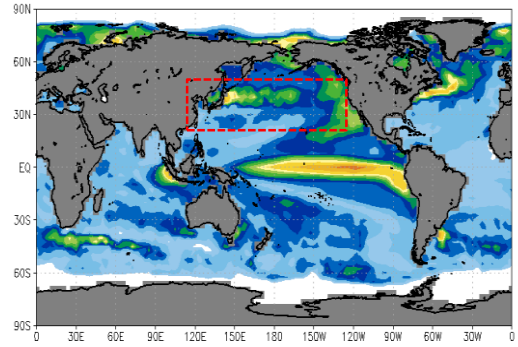
予測精度（海洋変動）

海面水温の標準偏差

解析値（MGDSST）



季節アンサンブル予報システム

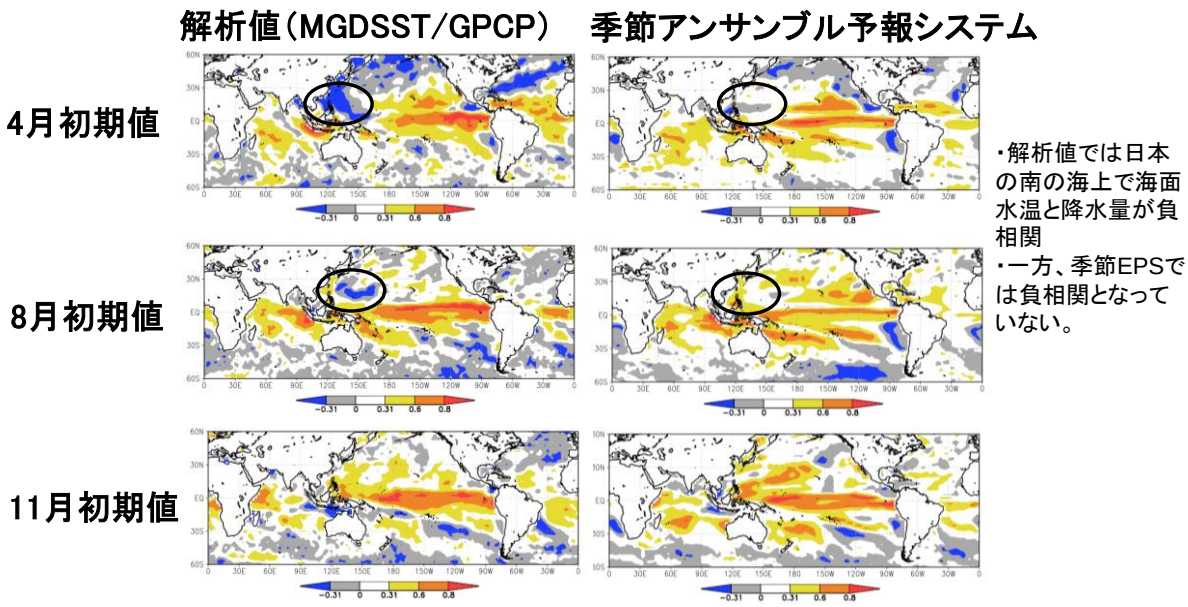


- 熱帯における海洋の変動はよく再現されている
- 一方、より海洋の渦のスケールが小さい中緯度の黒潮続流域などでは海洋変動量が過小

図は海面水温の標準偏差について、解析値（MGDSST（栗原ほか 2006））と季節EPSを比較したものである。季節EPSでは、熱帯付近の海洋の渦を解像できる0.25度の渦許容海洋モデルを結合しているため、熱帯における海洋の変動はよく再現されていることがわかる。一方、より海洋の渦のスケールが小さい中緯度の黒潮続流域などでは海洋変動量が過小であるため、利用の際には注意が必要である。中緯度における海洋変動の再現性を改善するには、中緯度の海洋の渦を解像できる0.1度の渦解像モデルの結合が必要である。

季節アンサンブル予報システム

予測精度（海面水温と降水量の相関）



各初期月からの3か月予報における海面水温と降水量の相関

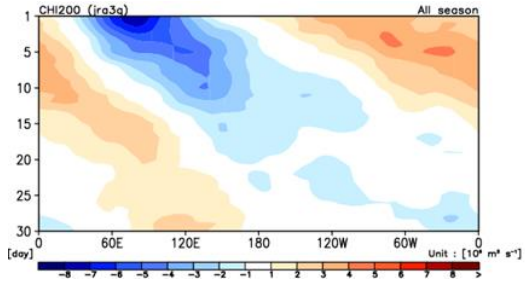
季節EPSで用いている大気海洋結合モデルは、海面水温と降水量の過剰な正相関を抑制して、熱帯海洋変動に関連した大気海洋相互作用の再現性を向上する。しかしながら、4～8月の暖候期において、解析値では日本の南の海上に海面水温と降水量の負相関が見られるが、季節EPSでは負相関となっていない。その要因として、現在の季節EPSでは大気の解像度が粗く、熱帯低気圧による海面水温の急激な変化を十分に再現できていないこと等が考えられる。

季節アンサンブル予報システム

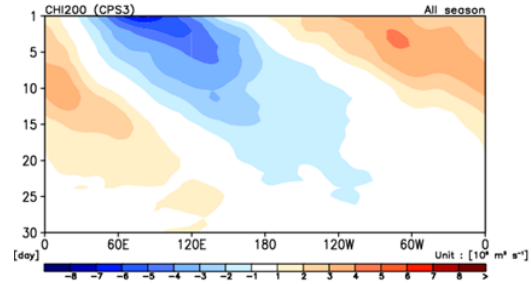
予測精度（赤道季節内振動（MJO））

200hPa速度ポテンシャルのホフメラー図

解析値（JRA-3Q）



季節アンサンブル予報システム



インド洋域にMJOの対流活発位相がある時(Phase3)の CHI200合成図（全季節）

- MJOに伴う対流活発位相や対流不活発位相の東進がよく再現されている

季節EPSは、大気海洋結合モデルを用いているため、大気モデルに比べて大気と海洋の相互作用の再現性が高い。図は、赤道季節内振動（MJO）について、熱帯域の200hPa速度ポテンシャルの解析値と季節EPSの予測を比較したものである。MJOに伴う対流活発位相や対流不活発位相の東進がよく再現されていることが分かる。

参考文献

- 気象庁, 2022: 季節アンサンブル予報システムの改良. 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, 122-132.
- 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.
- 高谷祐平, 2012: 再予報・ハインドキャスト. 天気, **59**, 493-495.
- 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, 2013: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute Coupled Prediction System Version 3 (JMA/MRI–CPS3). J. Meteor. Soc. Japan, **101**, 149-169.
- Hoffman, R. N. and E. Kalnay, 1983: Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting. *Tellus A*, **35A**, 100–118.
- Toth, Z., and E. Kalnay, 1993: Ensemble Forecasting at NMC: The Generation of Perturbations. Bull. *Amer. Met. Soc.*, **74**, 12, 2317-2330.

第1章 基礎編

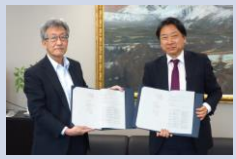
1.7.11 長期再解析（JRA-3Q）

気象庁で実施している再解析

	第3次長期再解析（JRA-3Q）	第2次長期再解析（JRA-55）
解析期間	1947年9月～現在	1958年1月～2024年1月
データ同化システム	2018年12月版	2009年12月版
水平分解能	約40km	約55km
鉛直層数	100層	60層
海面水温境界値	1985年5月まで1.0° 1985年6月以降0.25°	1.0°
オゾン	オゾン解析値（全期間）	1978年まで気候値 1979年以降オゾン解析値

ClimCORE領域再解析（RRJ-ClimCORE）

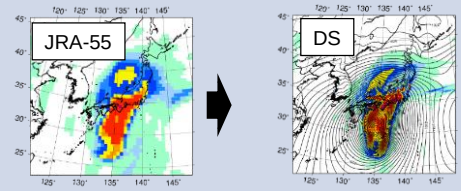
東京大学のスパコンにメソ解析システムを移植して高解像度化する共同研究を推進中（2021年9月～）



東京大学 THE UNIVERSITY OF TOKYO　ClimCORE

JRA-55領域ダウンスケーリング（DSJRA-55）

JRA-55を非静力学メソ数値予報モデル（NHM）による力学的ダウンスケーリングで、5kmに高解像度化



1959年9月26日（伊勢湾台風）の日降水量

長期再解析では、長期間にわたって高品質かつ均質なデータセットを作成するため、最新かつ解析期間中一貫した解析システムを用いる。利用する観測データは、過去の現業数値予報で使用された観測データのほか、遅延入手したものや過去の紙で記録されたデータをデジタル化したものなどを可能な限り収集し、また衛星観測データ等については再処理されたより高品質なデータを可能な限り利用する。このような作業により、過去数十年間にわたる均質・高品質な各種物理量を含むデータセットを提供することが可能となる。

全球長期再解析は、欧州や米国などの世界の主要な国々で実施され、気候変動や異常気象の監視及び研究、季節予報、防災対策、再生可能エネルギーの用地選定や見積りといった経済活動等、幅広く活用されている。日本における全球長期再解析は、2006年に気象庁と電力中央研究所が共同で、約25年間の全球長期再解析（JRA-25）を最初に実施したのが始まりである。その後、2013年には気象庁がJRA-25の後継として約55年間の気象庁第2次長期再解析（JRA-55）を実施した。そして、2022年に最新のデータ同化システムを用いて解析精度を向上し、期間も約75年間に拡張した新たな気象庁第3次長期再解析（JRA-3Q:Japan Re-Analysis 3 quarters of the century）の計算を完了した。

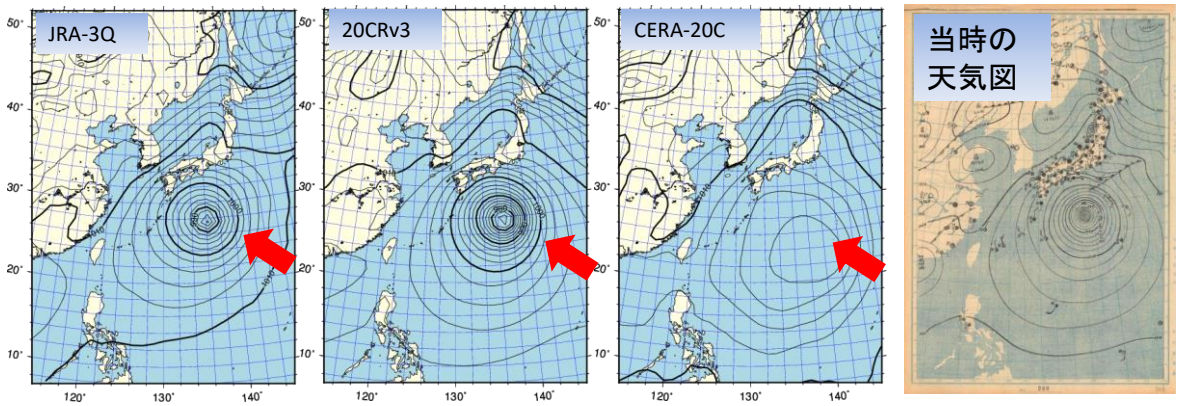
全球長期再解析を防災対策や経済活動で活用するためには、水平分解能が粗いことが問題である。このため、JRA-55では非静力学メソ数値予報モデルを用いて日本周辺の解像度を5kmに高める力学的領域ダウンスケーリングを実施した。しかし、力学的領域ダウンスケーリングでは、観測データを同化しないため、実際の現象と時間的・空間的なずれが生じる。このため、JRA-3Qでは精度を高めるべく、2021年9月より東京大学と共同で、メソ同化システムを用いて日本周辺の解像度を5kmに高める研究が推進されている。

気象庁第3次長期再解析（JRA-3Q）

カスリーン台風の再現

- 日本付近を中心とした観測データの拡充（デジタル化）や背景誤差分散調整の効果により、カスリーン台風の再現に成功！

JRA-3Q
水平40km・鉛直100層
20CRv3
NOAA/CIRES 20世紀再解析
水平75km・鉛直64層
CERA-20C
ECMWF 20世紀結合再解析
水平125km・鉛直91層（大気）
水平110km・鉛直42層（海洋）



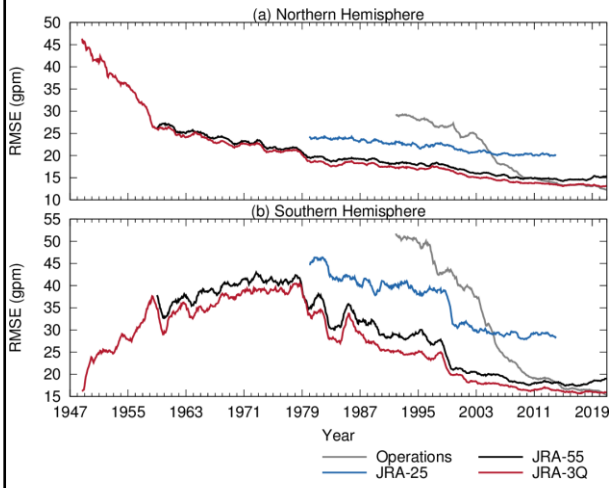
1947年9月13日18UTCにおける海面更正気圧の解析値[hPa]。それぞれの図で、黒線が解析値、矢印がT4709。

カスリーン台風（カスリン台風やキャサリン台風とも呼ばれる）は、第二次世界大戦後間もない1947年（昭和22年）9月に日本に接近し、関東地方や東北地方に甚大な被害をもたらした台風である。再解析では、時代を遡るほど利用可能な観測データ（特にデジタル化されたデータ）が少なくなるため、解析の精度が低下し、実際の現象を精度良く再現することは困難になる。このため、1948年頃が再解析の限界とされていたが、気象庁第3次長期再解析（JRA-3Q）では、紙で記録された観測データのデジタル化による拡充や背景誤差分散などの調整を行い、1947年9月のカスリーン台風まで精度良く再現することに成功した。JRA-3Qでは、このように第二次世界大戦後の顕著な災害が数多く再現されたことにより、国土防災にも活用可能なデータセットとなっている。

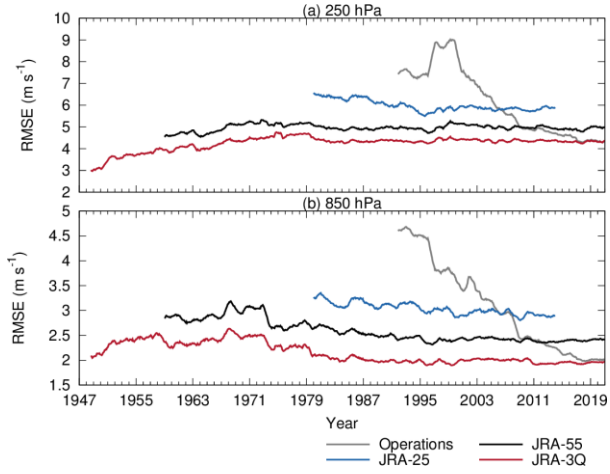
長期再解析の精度評価

２日予報RMSEによる解析精度の比較

500hPa高度



熱帯域風ベクトル



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　171

全球再解析の精度評価は、全球数値予報モデルによる2日予報を行い、その平方根平均二乗誤差（RMSE）を比較することで実施している。JRA-25、JRA-55、JRA-3Qの精度を比較すると、再解析の精度が向上していることが分かる。南半球では1960年代以前のRMSEが小さくなるが、これは観測データが極めて少なくデータ同化による変化が小さくなることで、予報値と解析値の差が小さくなるためである。Operationsは、その時代の現業数値予報システムによる精度を示しているが、再解析では最新のデータ同化システムを用いて過去に遡った解析を行うことで、大幅に精度を向上していることが分かる。つまり、過去の精度良い解析値を得るためには、最新のデータ同化システムを用いて再解析を実施することが必要であることが分かる。

参考文献

- 気象庁, 2024: 気象庁第3次長期再解析(JRA-3Q)完了. 数値予報開発センター年報（令和5年）, 気象庁数値予報開発センター, 67-82.
- 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. Tokuhiro, Y. Sato, Y. Matsushita, and K. Onogi, 2024: The JRA-3Q reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, 102, 49-109, https://doi.org/10.2151/jmsj.2024-004.

第1章　基礎編

1.7.12 波浪モデル（全球・沿岸）

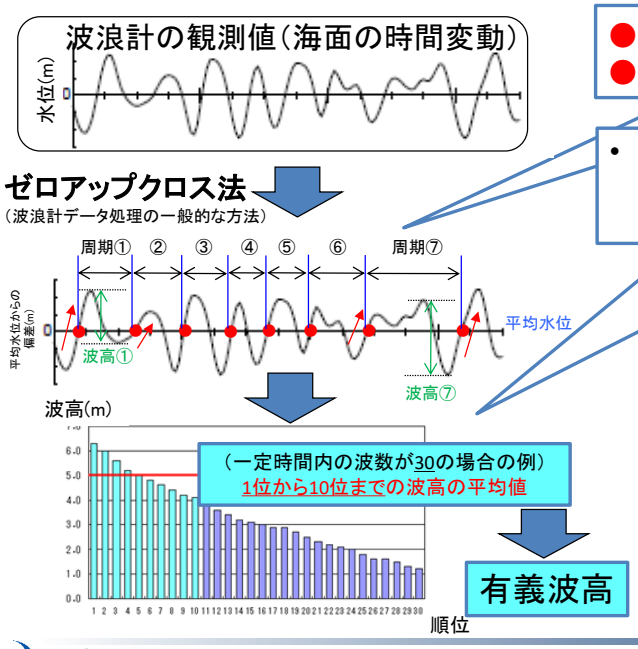
全球・沿岸波浪モデルの概要

	全球波浪モデル	沿岸波浪モデル
モデルのタイプ	MRI-III（第三世代波浪モデル）	
計算領域	極域を除く全球 75°S - 75°N 0°E - 180°- 0°W （全周）	日本近海・沿岸 50°N - 20°N 120°E - 150°E
格子間隔	緯経度 0.25° × 0.25°	緯度経度 0.05° × 0.05°
積分時間間隔	移流項5分、外力項15分	移流項1分、外力項3分
スペクトル成分	900成分（25周波数×36方位） 周波数成分：0.0375～0.3Hz；対数分割 方位成分：10度間隔	
外力	全球モデルGSM（格子間隔約13km） 台風域内は仮想的な傾度風で補正（72時間先まで）	
初期値	最適内挿法による解析	
側面境界値	-	全球波浪モデル
予測時間 （初期時刻）	132時間（06,18UTC） 264時間（00,12UTC）	132時間（00,06,12,18UTC）

気象庁で運用している波浪モデルのうち、全球・沿岸波浪モデルの仕様を表に示す。第一世代・第二世代の波浪モデルから発展し、現在のモデル計算ではMRI-Ⅲ（第三世代波浪モデル）を用いている。全球波浪モデルは、極域を除く地球全体のほぼ全ての海域を計算領域とし、アリューシャン近海から日本に達するうねりや、南半球から北半球に伝わるうねりの伝播を計算できる。沿岸波浪モデルは日本近海のみを計算領域とし、全球波浪モデルに比べて高解像度（0.05°格子）でより詳細な波浪予測計算を可能とする。全球波浪モデル・沿岸波浪モデルはともに1日4回（00,06,12,18UTC初期時刻）実行し、外力として利用する海上風には全球モデル（GSM）の予測値を使用している。ただし台風近傍については一定の条件を満たす場合に、気象庁発表の台風予報と同じ内容の、予報課が作成する熱帯低気圧情報（実況解析値、予報値）に基づいて作成した台風ボーガスと呼ばれる仮想的な風をGSMの代わりに使用している。

波浪の表現方法①：有義波

有義波の波高・周期の求め方



●点：ゼロアップクロス点
●点から次の●点までが1つの波

- 波高の高い順に並びかえ、上位1/3の平均値を「有義波高」、対応する周期を「有義波周期」

- **熟練した観測者が目視で観測する波高や周期に近い**
- 気象庁の天気予報や警報・注意報、波浪図等で用いられる

観測された波高の分布はレイリー分布で近似可能。統計的には、100波に1波は有義波高の約1.5倍、1000波（おおよそ2～3時間）に1波は約2倍の波高の波が起こるといわれている。

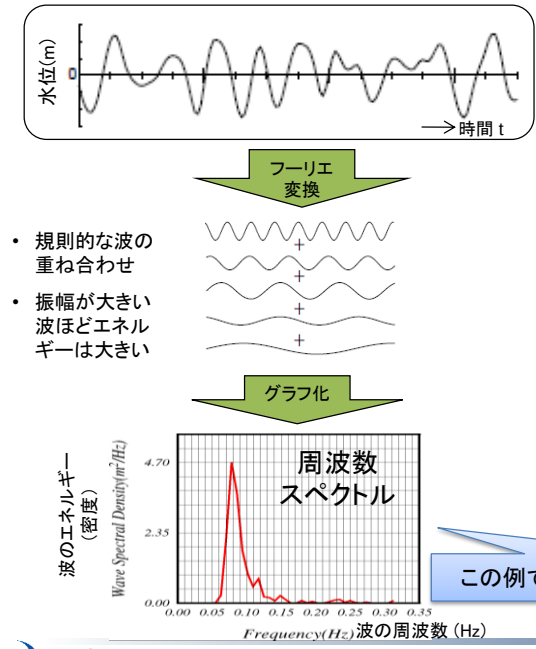
気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　175

実際の波浪は、いわゆる規則的な波形をとることは稀で、不規則で個々の波高も異なる。このように複雑な波浪を表現する方法の一つに「有義波」で表す方法がある。以下に有義波の波高・周期の求め方を述べる。

左上図は、ある観測地点における波浪計による観測データの時系列である。このデータ用いて一定時間内に観測された波から平均の水位を求め、平均水位を下から上に超える点（ゼロアップクロス点）を探し、ゼロアップクロス点から次のゼロアップクロス点までを1つの波とする（左中図）。こうして求めた個々の波について波高と周期を読み取り、波高の高い順に並び替えて上位1/3の波高および周期を平均したものをそれぞれ「有義波高」、「有義波周期」という。有義波高は船舶等による目視観測の波高とよく合うといわれており、各種波浪計により観測される波高、および天気予報や警報・注意報で用いられている波高は有義波高を指す。また、観測された波高の分布はレイリー分布で近似することができ、統計的には、100波に1波は有義波高の約1.5倍、1000波に1波は約2倍の波高の波が起こるといわれている（合田・永井 1974）。

波浪の表現方法②：波浪スペクトル

波浪スペクトルの求め方



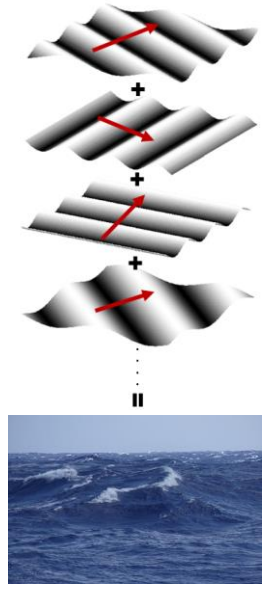
この例では、周波数0.08Hz＝周期12秒の波が卓越

- 通常、海面は風浪・うねりが重なり合い不規則な変動をしている。
- 不規則に変動する海面の波は、規則的な波（正弦波）の重ね合わせであるという考えに基づく。
- 各規則的な波の高低は、波がもつエネルギーの大小で表現。波のエネルギーEは波高Hの2乗に比例する（$E = \frac{1}{8}\rho g H^2$）（1）
- 各規則的な波の周波数（周期の逆数）と波のエネルギー（密度）をグラフ化したものを周波数スペクトル（$E(f)$）という

波浪の表現方法には「有義波」で表す方法の他、波浪スペクトルで表現する方法もある。前述のとおり、通常、海面はいわゆる規則的な波形をとることは稀で、風浪とうねりが重なり合い不規則な変動をしているが、不規則に変動する海面の波は規則的な波（正弦波）の重ね合わせであるという考えに基づき、波浪をスペクトルで表現することができる。図のとおり、規則的な波の高低は波がもつエネルギーの大小で表現している（（1）式に示すように波のエネルギーEは波高Hの2乗に比例する）。規則的な波の周波数（周期の逆数）と波のエネルギー（密度）の関係をグラフ化したものを周波数スペクトルという。

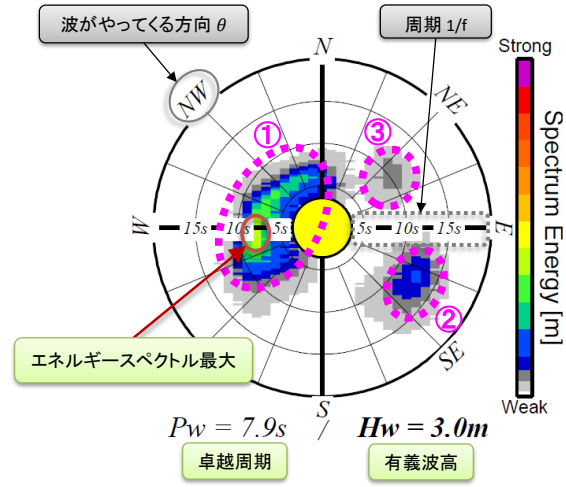
波浪の二次元スペクトル

実際の海面では複数方向から波が進行・伝播



二次元スペクトルの概念図

➢ 波浪の二次元スペクトル($E(f,\theta)$)
：周波数スペクトルに、
波がやってくる方向を考慮したもの



波浪の二次元スペクトル（気象庁仕様）

左図は現実の波を二次元のスペクトルで表現した概念図である。実際の海面は単一方向からだけではなく複数方向からの波の重ね合わせとなっている。周波数スペクトルに波がやってくる方向を考慮したものを、波浪の二次元エネルギースペクトル（以下、二次元スペクトル）と呼ぶ。気象庁では右図に示すように、ある地点における波のエネルギーについて、周期（周波数）および波向に対する分布で二次元スペクトルを表す。暖色系が濃いほどエネルギーが大きいことを表し、円周方向の角度が波の来る向き、中心からの距離が波の周期（周波数）を表す。この例では、二次元スペクトルが集中している領域が3箇所みられる。それぞれ、①周期8秒前後の西からの波、②周期12～13秒の東南東からの波、③周期10秒前後の北東からの波が伝播していることを表しており、二次元スペクトルの最も大きい①が卓越していることが分かる。ここで、E(f, θ)は二次元スペクトル、fは周波数、θは波向（波がやってくる方向）を表す。

波浪のスペクトルと有義波高・卓越周期の関係

➢二次元スペクトルから有義波高・卓越周期を以下の手順で算出

有義波高

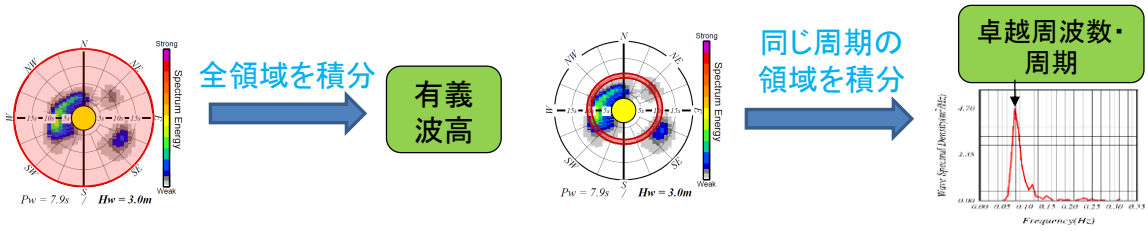
$$Hw = 4.0\sqrt{\iint E(f,\theta)dfd\theta} \quad (2)$$

- 全方位、全周波数の波のエネルギーを積分し、その平方根に4.0をかける

卓越周波数・周期

$$\bar{E}(f) = \int_0^{2\pi} E(f,\theta)d\theta \quad (3)$$

- 周波数fごとに、全方位の波エネルギーを積分
- その値が最大となる周波数（スペクトルピーク）（周期はその逆数）



二次元スペクトルE(f,θ)と有義波高Hwには(2)式の関係がある。左図に、二次元スペクトルから有義波高を求める際の概念図を示す。二次元スペクトルについて全方位、全周波数の波のエネルギーを積分し、その平方根に4.0をかけたものが有義波高であり、波高の分布がレイリー分布に従うとしたときに、このように近似できる。また、右図に卓越周期を求める際の概念図を示す。周波数fごとに全方位の波エネルギーを積分し、その値が最大となる周波数が卓越周波数（周期）である。

波浪モデル

波浪モデルの基礎方程式

波浪モデルでは、波浪二次元スペクトル（方位別、周波数別の波のエネルギー）の時間発展を、下記のエネルギー平衡方程式を基礎方程式として求める。

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \underbrace{\nabla \cdot (C_g E)}_{\text{移流項}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial \theta}(\Omega E)}_{\text{屈折}} = \underbrace{S_{net} (\equiv S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{btm})}_{\text{エネルギー外力関数}} \quad (4)$$

$E(f, \theta, \mathbf{x}, t)$ ： 波浪二次元スペクトル

$C_g(f, \theta, \mathbf{x})$ ： 群速度（波エネルギーの進む速さ）

Ω ： 浅海域での屈折

S_{net} ： 波浪スペクトルに対するエネルギーの入出力を表現する外力関数。一般に以下の4つで構成。

① S_{in} ：エネルギー入力（風による風浪の発生・発達）

② S_{nl} ：非線形エネルギー輸送（風浪からうねりへの変換）

③ S_{ds} ：エネルギー散逸（逆風や砕波による波浪の減衰）

④ S_{btm} ：海底摩擦

GSMの風＋台風時は台風ボーガスを利用

波浪モデルの予測精度は大気モデルの風の予測精度にも大きく依存する。

波浪モデルでは波浪の二次元スペクトルを予報変数とし、各格子点で定義されたエネルギーの時間変化を計算する。(4)式はエネルギーの収支を表し、エネルギー平衡方程式と呼ばれる。ここで左辺のE(f, θ)は二次元スペクトル、fは周波数、θ は波向、C_gは波の群速度を表す。右辺はソース項と呼ばれ、波浪スペクトルに対するエネルギーの入出力を表現する外力関数である。ソース項は、風からのエネルギー入力を表すS_{in}、スペクトル間の非線形エネルギーの伝達を表すS_{nl}、エネルギー散逸を表すS_{ds}、海底摩擦を表すS_{btm}からなる（杉本 2007; JMA 2022）。S_{btm}と左辺の屈折項については、2017年に波浪モデルに浅海効果を導入した際に追加されたものである（配信資料に関する技術情報第455号：https://www.data.jma.go.jp/add/suishin/jyouhou/pdf/455.pdf）。なお、波が水深の浅い海域（浅海域）に進入すると、海底地形の影響を受けて波高、波速、波長が変化し、副次的に屈折や砕波などの現象が発生するほか、回折や反射など波の変形を伴う現象が起こる。これらを総称して「浅海効果」と呼ぶ。

気象庁の波浪モデルでは、エネルギー入力を表すS_{in}については、大気モデルであるGSMの境界層過程で計算された風応力を利用する。ただし、台風付近については、一定の条件を満たす場合に台風位置と強度に応じた風場（台風ボーガス）を作成し利用している。海上風が波の発生・発達に密接に関わっているため、波浪モデルの予測精度は大気モデルの風の予測精度に大きく依存する。

なお、波浪モデルによる波の予測で、地点毎の海面の高さを予報変数とするのではなく、エネルギーである二次元スペクトルを予報変数としているのは、波浪の水平スケールがたかだか数100mと小さいためである。個々の波を表現するためには数m～数10m程度の細かい水平格子間隔が必要となるため、実用的な広い領域の計算を行うためには膨大な計算機資源が必要となり現実的ではない。これに対して二次元スペクトルは、統計量としての性質を持つために、数km～数100kmという比較的粗い水平解像度でも扱うことができる。最終的に提供される波高や周期、波向は、前述の通り、二次元スペクトルから有義波に換算される。

波浪モデル
台風ボーガスの作成

大気モデルの風を、発表される台風解析・予想情報（熱帯低気圧情報）をもとに計算した台風周辺の風（台風ボーガス：傾度風＋台風の移動速度）で置き換えて、台風周辺の波を計算

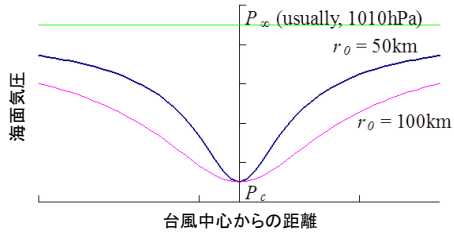
● 気圧分布

➢ 藤田の式（Fujita, 1952）

$$P(r) = P_\infty - \frac{P_\infty - P_c}{\sqrt{1+(r/r_0)^2}}$$

P：気圧, P_∞：無限遠の気圧, P_c：中心気圧,
r：中心からの距離, r_0：パラメータ

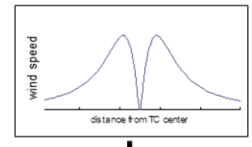
r_0によって台風の気圧降下の鋭さを設定。
中心気圧と1000hPa半径から算出。

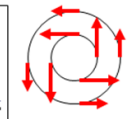


● 風速分布

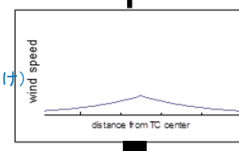
傾度風

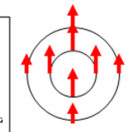
$$-\frac{v^2}{r} - fv = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial r}$$



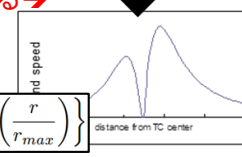


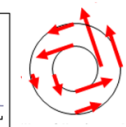
台風移動速度
（中心からの距離で重み付け）





20度内側へ向ける➔
（地上での摩擦効果）





$$\boldsymbol{W} = C_1\left\{\boldsymbol{V}_g + \boldsymbol{C}\cdot\exp\left(\frac{r}{r_{max}}\right)\right\}$$

v, $\boldsymbol{V}_g$：（$\boldsymbol{V}_g$ は20度内側へ向いた）傾度風、$\boldsymbol{C}$：台風進行速度、
C_1：パラメータ、f：コリオリパラメータ、ρ：空気密度、
r_{max}：ボーガス領域の大きさ（台風中心からの距離）、$\boldsymbol{W}$：風速

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　180

大気モデル内での台風は、発表される台風解析・予想情報（熱帯低気圧情報）と位置や強度が異なる場合があるため、波浪モデルでは、熱帯低気圧情報をもとに計算した台風周辺の風（台風ボーガス：傾度風+台風の移動速度）で置き換えて、台風周辺の波を計算している。

気圧分布の作成には藤田の式（Fujita 1952）を用いている（左上の式）。この式ではr_0が台風中心の気圧降下の鋭さを表すパラメータである。左下図は台風周辺の海面気圧分布の断面を表したものだが、同じ中心気圧P_cでも、パラメータr_0が大きいと広い範囲で気圧が低くなり、r_0が小さいと中心付近で急激に気圧が下がるような分布となる。現在気象庁では、熱帯低気圧情報による情報を元に中心気圧と1000hPa半径からr_0を算出している。台風周辺の風については右図に示すように、傾度風の関係から風向・風速分布を作成し、さらに台風移動速度を考慮することで台風分布の非対称性を表現している。加えて、台風中心へ吹き込む風を考慮し、20°の吹き込み角を一律に設定することで、台風ボーガスの気圧・風分布を決定する。

波浪モデル
台風ボーガスの埋め込み方法

以下の条件を満たす場合、GSMの風を台風ボーガスの風で置換する

（熱帯低気圧情報）

置換条件①
中心気圧が1000hPa未満

× ボーガス不使用

○

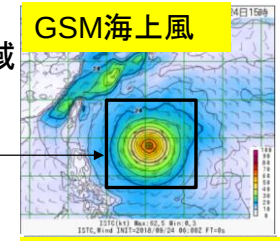
置換条件②
適用範囲（右上参照）の各格子点について以下のいずれかを満たすか

ボーガス風速	ボーガス置き換え条件
20m/s未満	ボーガスの風速＞GSMの風速
20m/s以上	全ての格子点

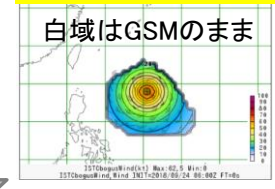
× ボーガス適用なし(GSMの風を利用)

○ 該当格子点のGSM海上風を台風ボーガスで置き換え

【台風ボーガスの適用範囲】
（1000hPa半径＋2度）×2
を1辺とする
正方形の領域



ボーガス風置換領域

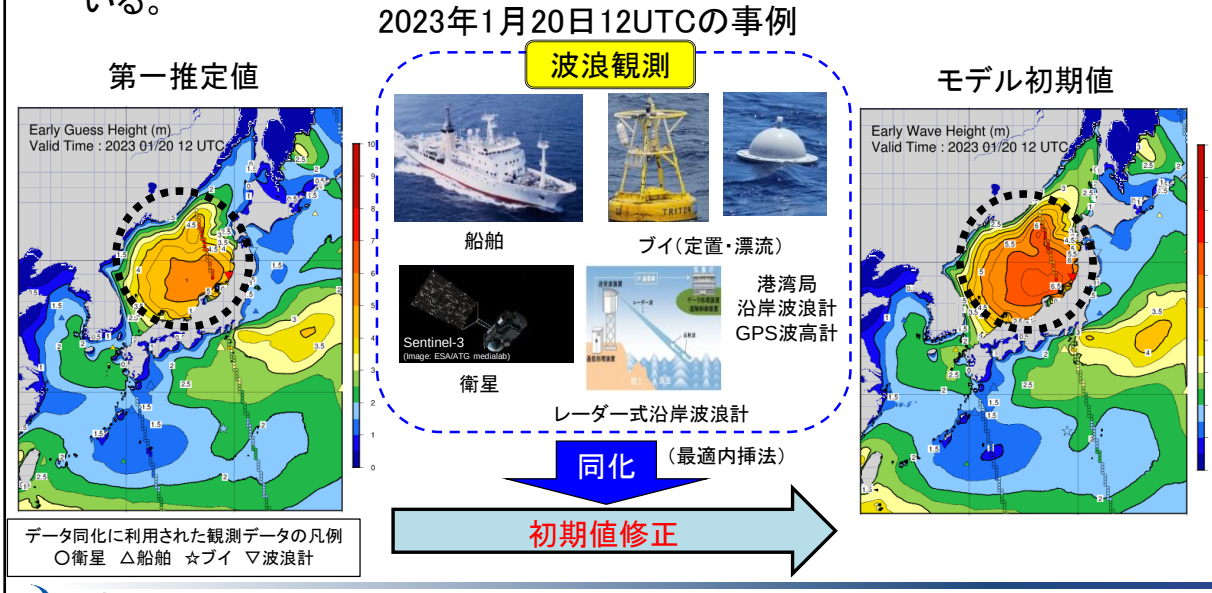


気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　181

台風ボーガスの作成方法については前述の通りだが、GSMの風を台風ボーガスの風で置換するかどうかは次の2つの条件による。条件の1つ目は「熱帯低気圧情報の中心気圧が1000hPa未満かどうか」であり、1000hPa以上であればボーガスは使用されない。条件の2つ目は、後述するボーガス適用範囲の各格子点においてボーガス風速が20m/s未満か20m/s以上かによって変わり、ボーガス風速が20m/s未満の場合にはGSMよりもボーガスの風速が強い場合にボーガスが採用され、ボーガス風速が20m/s以上の場合は無条件に台風ボーガスが採用される。これらの条件を満たす格子点において、GSMの海上風が台風ボーガスに置き換えられる。なお、台風ボーガスの適用範囲は、（1000hPa半径＋2度）×2 を1辺とする正方形の領域である。右上図はGSMの海上風、右下図はボーガス風置換領域を示す。台風中心付近では20m/s以上の海域となっていて、ボーガスが適用されている。また20m/s未満の海域のうち台風北側の領域は、GSMよりもボーガスの方が風速が弱いためボーガスは適用されていないが、台風南側ではGSMよりもボーガスの風速が強いためボーガスが適用されている。

波浪モデル
データ同化

- 波浪モデルは、前初期値の予測結果から求めた第一推定値をベースに、波高観測値の情報を用いて修正（データ同化）したものを、モデル初期値としている。



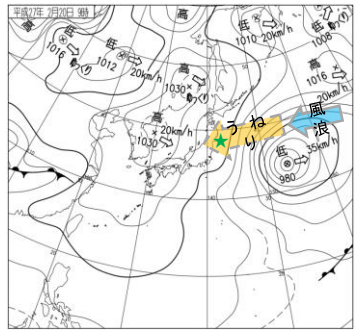
波浪モデルは、前初期値の予測結果から求めた第一推定値をベースに、波高観測値の情報を用いて修正（データ同化）したものを、モデル初期値としている。データ同化には、船舶、ブイ、衛星、GPS波高計、レーダー式沿岸波浪計などの観測データを利用している。具体的には、気象庁のブイは解析時刻の前後3時間平均値、沿岸波浪計・GPS波高計は解析時刻データ又は解析時刻データのない場合は±1時間（GPS波高計は±20分）の値の平均値、船舶は解析時刻に通報された値、衛星は解析時刻±3時間以内のデータを解析時刻の値として利用している。波浪モデルにおけるデータ同化は波高について最適内挿法を利用しているため、時間方向のずれを考慮できない。解析時刻から時間差のある衛星データを利用する際には、風浪が急発達又は減衰する局面などで適切に同化されない場合があるため、注意が必要である。

データ同化の例として、2023年1月20日12UTCの事例を示す。第一推定値では日本海に周辺よりも波の高い領域があり、その付近では第一推定値よりも波高が高い衛星や波浪計による観測データが確認できる。これらの観測データが適切に同化されることにより、モデル初期値の波高は高くなる（観測値に近づく）方向に修正されている。

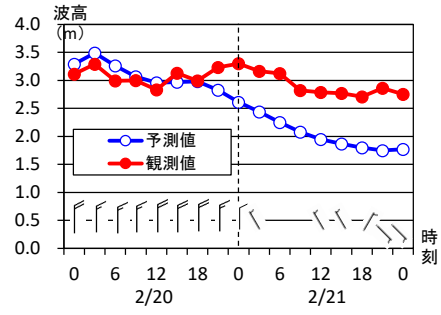
波浪モデル

波浪モデルの予測について

- 波浪モデルによる波浪現象の再現性は概して高い。
- 一方、適中しない事例もあり。その要因として、
  - 風の予測に大きく依存
- また、波浪モデルの特性による場合もある。(↓例)



2015年2月20日09時　実況天気図



宮城北部沖GPS波浪計(★)の波高と風向風速の経過

東北地方では弱風場となっているが、2月21日の実況では3m近いうねりが継続(赤線)。
一方、モデルの予想は2m程度と1m過小。波浪モデルではうねりを過小に予想する場合あり。

波浪モデルの予測について、峯松(2009)、吉田ほか(2012)等で検証が行われているが、全体的な傾向として波浪モデルは観測値をよく再現しており、波高の急激な変化も概ね表現できる。なお、波浪モデルはその後データ同化の導入や浅海効果の導入等改良が行われてきており、それらの精度検証については、配信資料に関する技術情報第455号(https://www.data.jma.go.jp/add/suishin/jyouhou/pdf/455.pdf)等で別途公表されている。

一方、適中しない事例もあるが、その要因として一番に挙げられるのは大気モデルでの風の予測のずれによるものである。また、波浪モデルの特性による場合もある。左図は2015年2月20日から21日に東北地方にうねりが到達した際の天気図、右図は宮城北部沖GPS波高計の波高と風向風速の経過を示したものである。東北地方では弱風場となっているが、2月21日の実況では3m近いうねりが継続(赤線)している一方、波浪モデルの予測(青線)は2m程度と1m過小である。波浪モデルではうねりを過小に予測する場合がある。一般に、波浪モデルにとってうねりの波高表現は非常に難しい。エネルギー散逸の機構が未解明である上、うねりの観測が不十分なためその伝播状況がよくわかっておらず、これらが波浪モデルに組み込まれていないためである。なお、波浪モデルはうねりの波高の予測が不十分な場合でも、周期や波向の予測精度は概して高い。

参考文献

- 高野洋雄, 2011：有義波法による波浪推算　ー現業での利用を目的としてー. 測候時報, **78**, 185-201
- 合田良実, 永井康平, 1974：波浪の統計的性質に関する調査・解析, 港湾空港技術研究所報告, **13**, 3-37.
- 杉本悟史, 2007：新波浪モデルの概略と特性. 平成19年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 28-40.
- 峯松宏明, 2009：気象庁で現業運用している波浪モデル. 天気, **56**, 669-674.
- 吉田久美・三浦大輔・高野洋雄, 2012：沿岸波浪モデルの統計的検証と改善について. 測候時報, **79**, 特別号, S73-S82.
- Bretschneider, C. L., 1970: Forecasting relations for wave generation. Look Lab. Hawaii, 1（3）, 31-41
- Fujita, T., 1952: Pressure Distribution within Typhoon. *Geophys. Mag.*, **23**, 437-451.
- JMA, 2024: Outline of the Operational Numerical Weather Prediction at the Japan Meteorological Agency, 262pp., (Available online at https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2024-nwp/index.htm).
- Pierson, W. J., Jr., G. Neumann, and R. W. James, 1955: Practical Methods for Observing and Forecasting Ocean Waves by Means of Wave Spectra and Statistics, H. O. Publication No. 603, U. S. Navy Department, 284pp.
- Sverdrup, H. and Munk, W. H., 1947: Wind, Sea, and Swell: Theory of relations for forecasting. U.S. Navy Hydrographic Office, Washington, No.601

第1章　基礎編

1.7.13 波浪アンサンブル予報システム

波浪アンサンブル予報システムの概要

	波浪アンサンブル予報システム
モデルのタイプ	MRI-III（第三世代波浪モデル）
計算領域	極域を除く全球 75°S - 75°N 0°E - 180° - 0°W （全周）
格子間隔	緯経度 0.5°×0.5°
積分時間間隔	移流項10分、外力項30分
スペクトル成分	900成分（25周波数×36方位） 周波数成分：0.0375～0.3Hz；対数分割 方位成分：10度間隔
メンバー数	51メンバー
初期値	全球波浪モデルで用いる初期値
外力	GEPS（51メンバー） 3時間毎
予測時間（初期時刻）	264時間（00,12 UTC）

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　186

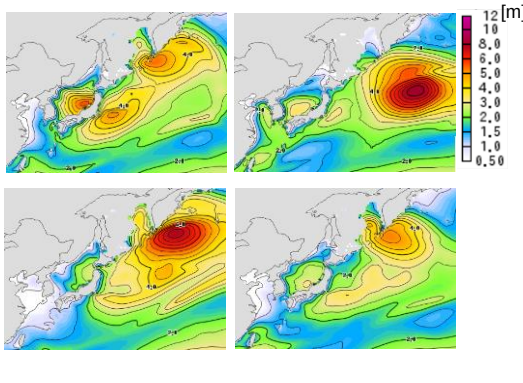
気象庁では、警報級の現象が5日先までに予想される場合に、その可能性を「早期注意情報（警報級の可能性）」として発表している（杉本・木下 2016）。波浪の早期注意情報（警報級の可能性）で必要となる波浪の確率論的予測情報を提供するため、気象庁では波浪アンサンブル予報システム (Wave ENsemble prediction System, WENS) を運用している。表に波浪アンサンブル予報システムの仕様を示す。モデルおよび初期値は全球波浪モデル(格子間隔：緯経度$0.25^\circ \times 0.25^\circ$)を粗い解像度に変換したものを利用している。メンバー数は51メンバーで、初期摂動は与えず、大気外力としてGEPSによる51メンバーの風の予測を用いて、各メンバーに対応する予測計算を1日2回（初期時刻00, 12UTC）、264時間先まで行っている。

波浪アンサンブル予報システムの予測結果は、波浪の早期注意情報（警報級の可能性）の発表に利用されるほか、WMOの荒天予測計画 (Severe Weather Forecasting Programme, SWFP) を支援するための気象庁SWFPウェブサイト上の波浪予測図（https://www.data.jma.go.jp/gmd/waveinf/wens/wave.html）提供の用途でも活用されている。

波浪アンサンブル予報システム

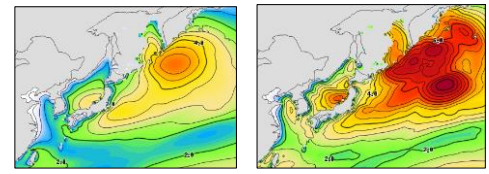
- 複数の予測結果の統計処理により、予測の信頼度や不確実性を知ることができるほか、顕著な高波が発生する可能性を把握することができる。

波浪アンサンブル予報システム
による波高の予測例（51メンバー）

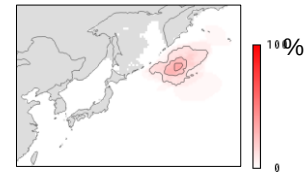


各メンバーの予測結果から
得られる情報の例

アンサンブル平均波高　メンバー最大波高



波高6m以上のメンバー割合



波浪アンサンブル予報システムによって得られた複数メンバーの予測結果を平均（アンサンブル平均）することで、予測時間が長いところでは単一の予測結果よりも平均的な予測精度が良くなる。加えて、予測の信頼度や不確実性、顕著な高波が発生する可能性などを把握することも可能になる。

参考文献

- 高野洋雄, 2016: 波浪アンサンブルシステムと週間波浪ガイダンス. 量的予報技術資料（予報技術研修テキ スト）, 79–84.
- 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.
- JMA, 2024: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency.

第1章 基礎編

1.7.14 日本域高潮モデル

日本域高潮モデル

離散化手法	有限差分, 陽解法
座標系	緯度・経度座標
格子系	スタッガード格子 (Arakawa C) アダプティブメッシュ (AMR)
空間解像度	沿岸から離れるにつれ 5段階に変化(約1,2,4,8,16km)
計算領域	20N～50N, 117.4E～150E
時間差分間隔	4秒
予測時間	78時間(00,12UTC初期値) 39時間(03,06,09,15,18,21UTC 初期値)
メンバー数	台風時6 (MSM＋ボーガス×5) 非台風時1 (MSM)
実行頻度	1日8回 (00,03,06,09,12,15,18,21UTC)
計算時間	CX2550で 最大約160秒 ×0.25ノード/1メンバー

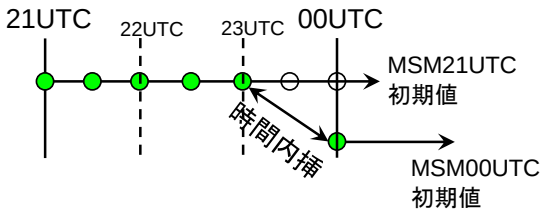
日本域高潮モデルの仕様を表に示す。計算領域は日本の国土ほぼ全てをカバーしており、1日8回実行される(00,03,06,09,12,15,18,21UTC初期値)。予報時間は00,12UTC初期値が78時間、その他の初期値が39時間となっている。日本域高潮モデルの計算では入力データとして、気象庁発表の台風予報と同じ内容の予報課が作成する熱帯低気圧情報(実況解析値、予報値)と、気象庁のメソモデル(MSM)の海上風、海面気圧を用いている。計算された潮位偏差に天文潮位を加算して高潮モデル格子点値を作成する。

天文潮位については、一般には潮位観測値の存在する地点における調和解析により算出できるが、データ同化などの技術を用いることで、任意の地点における天文潮位を算出することができる。このように算出した天文潮位を面的天文潮位(高佐ほか2011)と呼ぶ。上述の天文潮位には面的天文潮位を用いている。

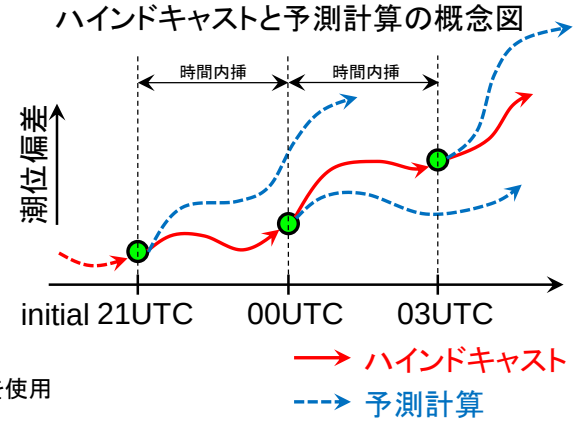
日本域高潮モデル
初期値作成手法

- 計算には潮位偏差の初期値が必要だが、データ同化の効果が薄いため、代わりに気象場の解析値を使って初期値を作成する（ハインドキャスト）。
  - 気象場の解析値を時間内挿して大気外力とし、過去の状態を再計算する。
  - ハインドキャストは過去から未来へ繋ぎ、予測計算はその都度最新のハインドキャストを初期値として計算する。

00UTC初期値の計算例



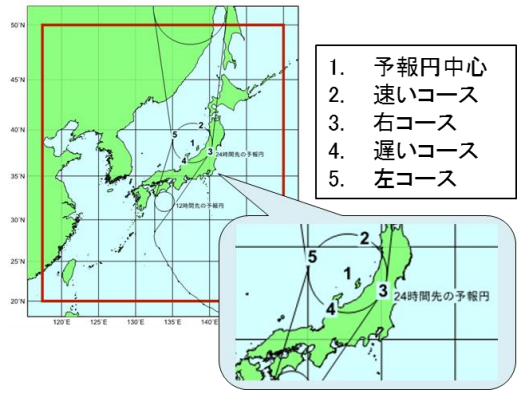
ハインドキャストと予測計算の概念図

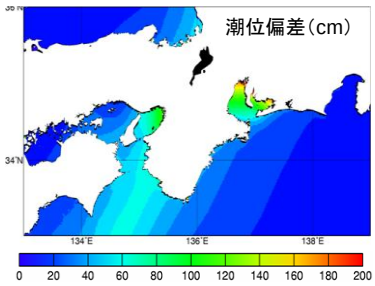


- MSM21UTC初期値のFT=2までの予測値と
  対象初期値のMSM00UTC初期値のFT=0の予測値を使用

高潮モデルの計算には潮位偏差の初期値が必要だが、大気モデルと比較してデータ同化の効果が薄いため、気象場の解析値を使った計算により初期値を作成している。これをハインドキャストと呼んでいる。左図は00UTC初期値の計算例である。ハインドキャストでは、前初期値21UTCのMSMによるFT=2までの予測値と対象初期値00UTCのMSMによるFT=0の予測値を使用して、過去の状態を再計算することで00UTCにおける潮位偏差の初期値を作成する。高潮モデルは、大気からの外力（大気モデルや台風ボーガス）に依存する部分が大きく、高潮モデル自身の初期値にはあまり敏感ではない。加えて、同化に利用できるデータが限られていることや、日本沿岸域の地形特性（浅い海域が比較的少ない）のため同化の効果が小さい、といった理由から、高潮モデルにおけるデータ同化は行っていない。

日本域高潮モデル
台風時は6通りの高潮計算を実施





- 非台風時
  - MSMによる1通りの計算を行う。
- 台風時(日本付近に台風が存在する場合)
  - MSMによる1通りに加え、進路予報の誤差を考慮し、台風ボーガスを利用した5通りの風・気圧場による計算を行う(計6通り)。

＜ボーガスによる計算＞
- 予報円中心上を通るコース(ボーガス中央コース)と、予報円周辺上を通る4コース(ボーガス周辺コース)の計算を実施。
  1. 予報円中心を通過 — ボーガス中央コース
  2. 最も速く通過
  3. 予報円右側を通過
  4. 最も遅く通過
  5. 予報円左側を通過

  (2〜5: ボーガス周辺コース)
- ボーガス中央コースはMSMにボーガスを埋め込む。ボーガス周辺コースは台風周辺のみボーガスによる気象場を与える。

日本域高潮モデルは、非台風時はMSMによる1通りの計算を行い、台風時(日本付近に台風が存在する場合)は計6通りの計算を行う。計6通りの計算については、非台風時と同じMSMによる1通りの計算に加えて、台風進路予報の誤差(予報円)を考慮した台風ボーガスによる5通りの計算を行う。複数コースの計算を行う理由は、高潮が発生する場所・規模は台風進路に強く依存し、台風進路の予報誤差がある場合、高潮の分布に大きな誤差が発生し得ることから、進路にずれが生じた場合でも高潮の最大値を見積もることができるよう、防災上複数のケースを想定しておく必要があるためである。

台風ボーガスを用いた5通りの計算は以下のとおりで、予報円中心を通るコース(ボーガス中央コース:下記1)と、予報円周辺を通る4コース(ボーガス周辺コース:下記2〜5)の計算を実施する。

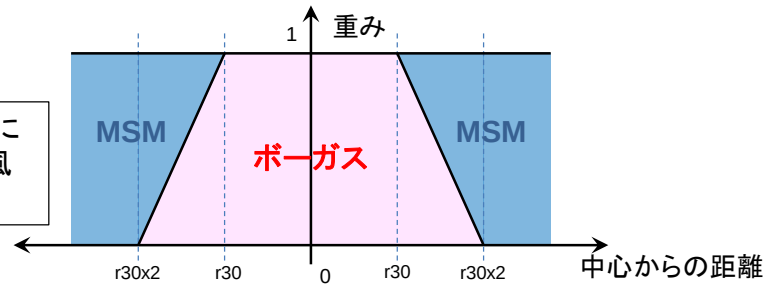
1. 予報円中心を通過
2. 最も速く通過
3. 予報円右側を通過
4. 最も遅く通過
5. 予報円左側を通過

ボーガス中央コースではMSMの気象場にボーガスを埋め込んで計算を行う一方、ボーガス周辺コースは台風周辺のみボーガスによる気象場を与えて計算を行う。詳細は次ページを参照。

日本域高潮モデル
台風ボーガスの埋め込み

- 台風ボーガスは、台風中心から同心円状に埋め込む
  - 中心から r30（強風半径; 風速30kt以上）の範囲内では、ボーガスをそのまま利用。
  - r30の2倍の範囲内では、ボーガスとMSMの重み付き平均をとる。
    - ボーガス中央コース：中心から離れるほどMSMの割合が大きくなる。
    - ボーガス周辺コース：図中「MSM」の領域は無風・平年値（海面気圧）となり、中心から離れるほど無風・平年値（海面気圧）に近付く。

ボーガス中央コースにおけるMSMへの台風ボーガスの埋め込み



図はボーガス中央コースにおいて、台風ボーガスをMSMの風・気圧場に埋め込むときの模式図を示す。強風半径、つまり風速30kt以上の範囲では、ボーガスによる風・気圧場をそのまま利用する。それよりも外側では、強風半径の2倍の範囲まではボーガスとMSMの加重平均を利用し、台風中心から離れるにしたがってMSMの割合を大きくしていく方法を採っている。

ボーガス周辺コースの場合、模式図で「MSM」と記載された領域は無風・平年値（海面気圧）となる。

日本域高潮モデル
台風ボーガスの作成手法

- 気圧分布

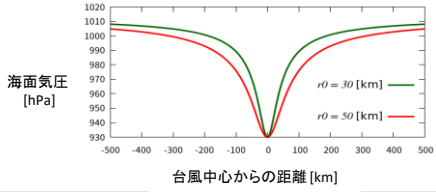
藤田の式（Fujita, 1952）

$$P(r) = P_\infty - \frac{P_\infty - P_c}{\sqrt{1+(r/r_0)^2}}$$

P：気圧, P_∞：無限遠の気圧, P_c：中心気圧,
r：中心からの距離, r_0：パラメータ

r_0：気圧降下の鋭さを決めるパラメータ
→ 強風域の範囲を左右
現業では30ktまたは50kt半径から算出している。

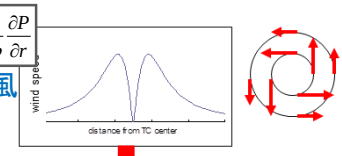
気圧分布の一例
（r_0=50km,100km）



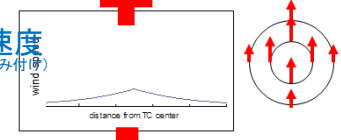
- 風速分布

$$-\frac{v^2}{r} - fv = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial r}$$

傾度風

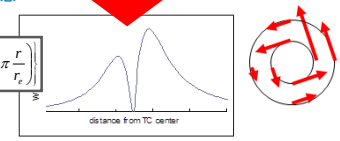


台風移動速度
（中心からの距離で重み付け）



吹き込み角を考慮➔

$$\mathbf{W} = C_1\left[\mathbf{V}_g + \mathbf{C}\cdot\exp\left(-\pi\frac{r}{r_e}\right)\right]$$



v, $\mathbf{V}_g$：傾度風速, f：コリオリパラメータ,
ρ：空気密度, C_1, r_e：定数, $\mathbf{C}$：台風進行速度, $\mathbf{W}$：風速

日本域高潮モデルでは、藤田の式（Fujita 1952）を用いて台風ボーガスの気圧・風分布を決定する。この式では、パラメータr0が台風中心の気圧降下の鋭さに関係しており、r0によって強風域の範囲が左右されることになる。現在気象庁では30ktまたは50kt半径からr0を算出している（詳細は次ページ）。

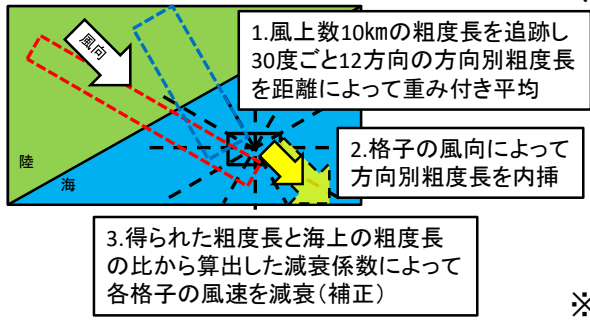
藤田の式から算出した気圧分布から傾度風を算出し、台風移動速度と吹き込み角を考慮することで、台風ボーガスの気圧・風分布を決定する。

日本域高潮モデル
台風ボーガスの作成手法（2021年の改善）

方向別粗度長法

各格子ごとに、風上領域の粗度長を考慮することで離岸風を減衰させる手法（Westerink et al, 2008）。

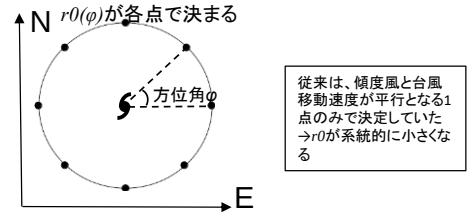
これにより陸の影響がある程度考慮され、特に内湾域の高潮予測値の過大を抑制できる。



r0決定法

50kt半径の円上に複数個の分点をとり、各点において風速50ktを満たすようr0を決める。それらの平均値を採用する。（台風に暴風域が存在しない場合は、同じ処理を強風円半径（30kt半径）に対して行う。）

これにより、強風域の範囲が適切になる。



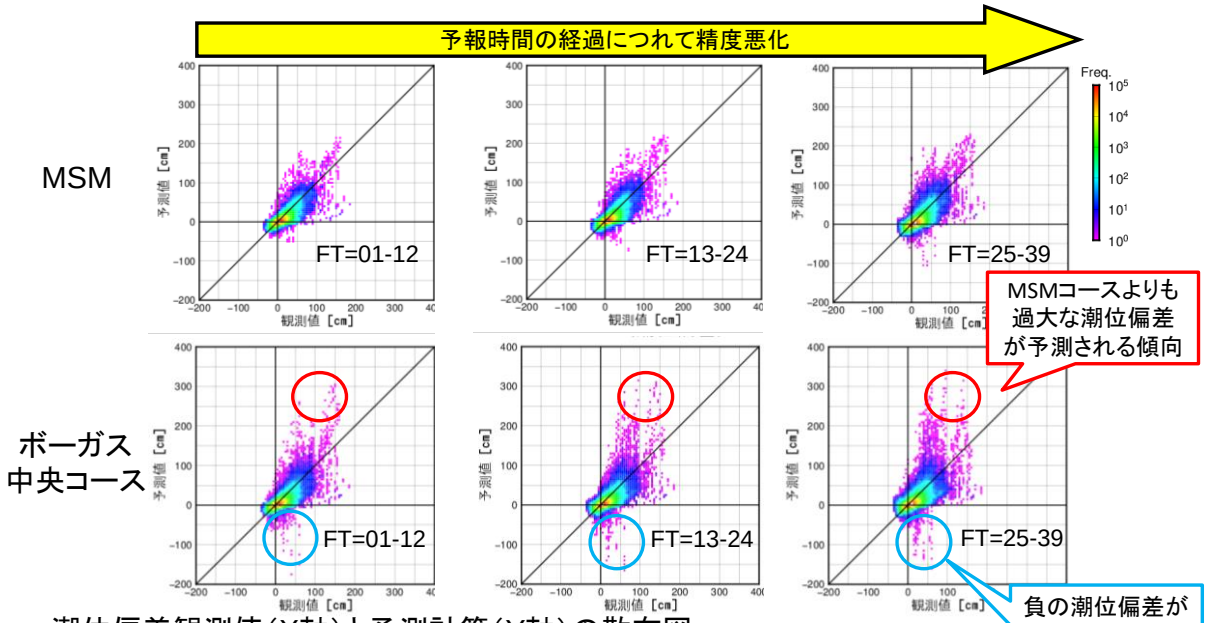
※これらの改善は2021年4月より適用された。

2021年4月に日本域高潮モデルにおける台風ボーガスの作成方法を改善した（気象庁 2021）。以下に改善内容を述べる。

高潮モデルでの従来の台風ボーガスは、藤田の式のパラメトリックな気圧・風分布を仮定しており、陸地の影響による海上風の減衰を考慮していなかった。そのため湾内や内海での高潮の過大予測の原因となっていた。これを改善するため、方向別粗度長法（Westerink et al. 2008）を導入した。この手法は、沿岸付近の各海格子ごとに、風上領域の粗度長を考慮することで離岸風を減衰させる手法である。この手法を導入することで、陸地の影響が考慮されるようになり、内湾等での過大な風速を適切な風速に弱める効果が確認できた。

また、パラメータr0の決定手法を見直した。従来のパラメータ決定法では、台風進行方向右側の風速が最大となる方向で、熱帯低気圧情報の暴風円半径（50kt半径）で風速が50ktとなるようにr0を決定していたが、2021年4月の改善後は、(1)暴風円半径の円状に任意個の分点を取り、(2)各分点で「50kt半径で風速50kt以上」を満たすようにr0を決定し、(3)平均したr0を採用、の手順に変更した。この見直しにより、台風中心から離れた領域での風速が熱帯低気圧情報や観測に整合するよう改善された。なお、台風に暴風域が存在しない場合は、同じ処理を強風円半径（30kt半径）に対して行う。

日本域高潮モデルの予測精度と特性
MSMと台風ボーガスを利用した場合の相違



潮位偏差観測値（X軸）と予測計算（Y軸）の散布図
統計期間は2019年7月～2023年10月。台風接近・通過時の事例を抽出。
上段はMSM、下段はボーガス中央コースを示す。3時間ごとの最大値で比較している。

図は、2019年7月～2023年10月の台風接近・通過時における、日本域高潮モデルによる潮位偏差の予測値と観測値との予報時間別の散布図を示す。上段はMSMコース、下段はボーガス中央コースの予測に関する検証結果である。本精度検証では、日本域高潮モデルによる1549初期値の潮位偏差の予測値と、日本国内207の潮位観測点で観測された潮位偏差のデータを使用した。

ボーガス中央コースの散布図では、実測値100cm前後に対して200cmを超える過大予測が見られる。MSMコースの散布図でも過大予測は見られるものの、全体的にはボーガス中央コースの方が過大傾向であり、MSMコースの方が実況に対する誤差が小さいといえる。このように台風ボーガスの方が予測誤差が大きくなる主な要因として、台風ボーガスで仮定している風の場の推定法では、方向別粗度長法の導入以後も地形の摩擦の影響が十分には取り込まれていないことや、台風が中緯度まで北上するときに典型的な台風構造からの変化を考慮していないことが考えられる。また、MSMコース、ボーガス中央コースともに予報時間の経過につれて精度が悪化することが読み取れる。これは潮位偏差のピーク出現時刻の予測誤差の影響もあると考えられる。

参考文献

- 気象庁, 2021:日本域高潮モデルの台風ボーガス手法改善. 数値予報開発センター年報（令和3年）, 34-35.
- 小西達男, 1997: 外洋に面した港湾で発生する高潮の成因について, 海と空, 73, 3-12.
- 高佐重夫, 近澤昌寿, 森裕之, 2011: 面的天文潮位の予測手法とその精度, 測候時報, 78, 特別号, S33-S42.
- 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.
- 森裕之, 小林健作, 2012: wave setupの発生地点及び予測-潮位・波高観測値及び高潮ガイダンスによる調査-, 平成23年度海洋気象技術検討会要旨.
- Fujita, T., 1952: Pressure Distribution within Typhoon. *Geophys. Mag.*, **23**, 437-451.
- JMA, 2024: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency, 262pp., (Available online at https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2024-nwp/index.htm).
- Westerink, J. J. et al., 2008: A Basin- to Channel-Scale Unstructured Grid Hurricane Storm Surge Model Applied to Southern Louisiana. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 833.

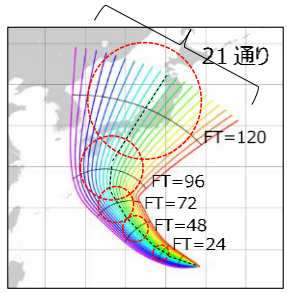
第1章　基礎編

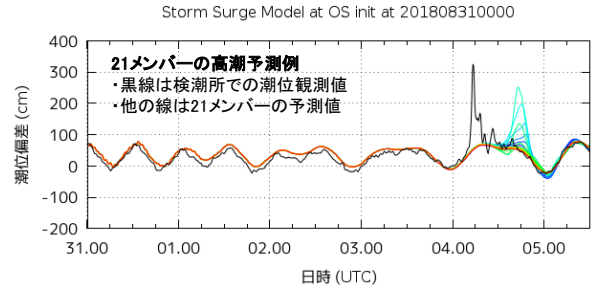
1.7.15 日本域台風時高潮確率予報システム

日本域台風時高潮確率予報システム

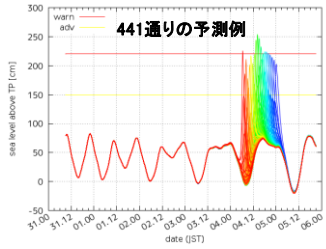
- 令和4年9月に運用を開始した新システム
- 高潮の早期注意情報（警報級の可能性）の提供を開始

① 台風進路予報に合わせた21通りの5日先までの高潮予測を計算。





② 台風進行速度を調整する処理を加え、21×21=441通りの高潮予測に拡張。
高潮の早期注意情報（警報級の可能性）として発表する。



20xx/xx/xx/xxUTC 初期時刻
選択コース：MSM準拠 パーセンタイル値：100

○週間予報細分区 ○市町村等をまとめた地域 ◉二次細分区

府県予報区	週間予報細分区	市町村等をまとめた地域	二次細分区	データ	2日目	3日目	4日目	5日目	注意報基準	警報基準
					7/3	日ごと、JSTで表示。		7/6		
					00-24	00-24	00-24	00-24		
宗谷地方	宗谷地方	宗谷北部	稚内市（オホーツク海側）	自動判定値	中	中	「中」は黒字+橙色塗りつぶし。			130
				高潮アンサンブル	6	31	-13	-34	90	130
			猿払村（オホーツク海側）	自動判定値	低	中	低	低	90	130
				高潮アンサンブル	-3	45	-12	-15	90	130

警報基準超過は黒字+橙色塗りつぶし。

気象庁では、警報級の現象が5日先までに予想される場合に、その可能性を「早期注意情報（警報級の可能性）」として発表している（杉本・木下 2016）。既に提供していた大雨、大雪、暴風、波浪に加え、高潮に関する早期注意情報についても提供可能とするため、新たに「日本域台風時高潮確率予報システム（日本域高潮PFS：Probabilistic Forecast System）」を開発し、令和4年9月に運用を開始した（気象庁 2022）。

日本域高潮PFSは、台風予報円の情報を元に、①日本域高潮モデル（1.7.14項）と同じ高潮モデルを用いて、台風進行の横方向に進路を等間隔にずらした計21通りの台風進路を作成（Taylor and Glahn, 2008）し、台風進路上に台風ボーガス（Fujita, 1952）を配置して21通りの高潮予測計算を実行する。その後、②台風進行速度の不確実性に伴う影響も考慮するため、①の21メンバーそれぞれの高潮予測結果の時間を台風進行速度に応じてずらす処理を行うことにより、21×21=441通りの高潮予測に拡張する。これら441通りの高潮予測に、別途予測した天文潮位（高佐ほか 2011）を加算することで、高潮確率予報を作成する。この高潮確率予報を元に、警報級の可能性を判定し、高潮の早期注意情報を発表する。

日本域高潮モデルと日本域高潮PFSの仕様比較

	日本域高潮モデル	日本域高潮PFS
座標系	スタッガード格子	同左
空間解像度	沿岸から離れるにつれ 5段階に変化（約1,2,4,8,16km）	同左
計算領域	20N～50N, 117.4E～150E	同左
予測時間 （初期時刻）	78時間（00,12UTC） 39時間（03,06,09,15,18,21UTC）	132時間（00,06,12,18UTC） 39時間（03,09,15,21UTC）
メンバー数	台風時6 非台風時1	台風時21 非台風時は動作しない
台風ボーガス	ボーガス中央コース： MSM予報値に埋め込み ボーガス周辺コース： モデル予報値への埋め込みは行わず台風ボーガスのみで動作	モデル予報値への埋め込みは行わず台風ボーガスのみで動作

表は日本域高潮モデルと日本域高潮PFSの仕様比較を示している。

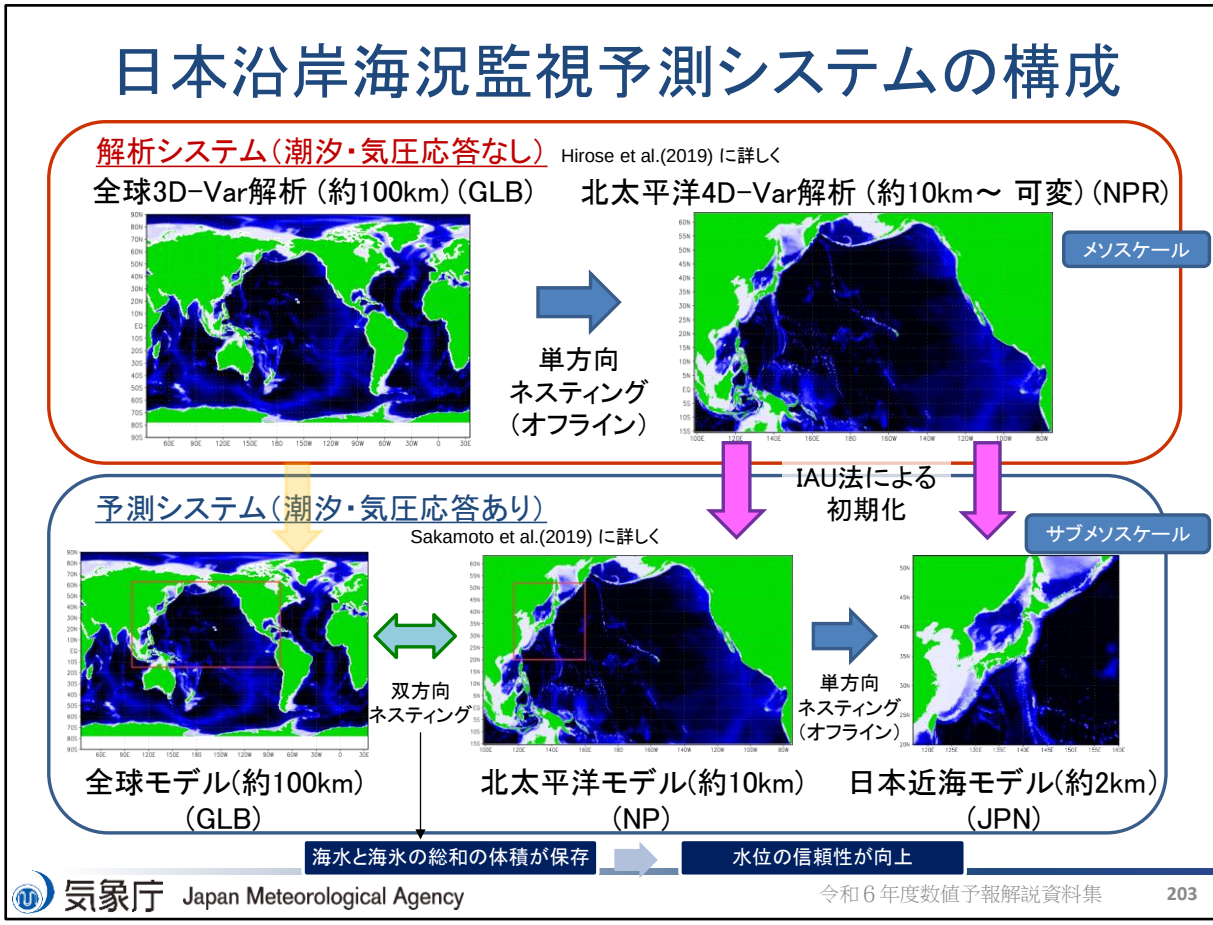
日本域高潮PFSの予測時間は、早期注意情報の期間である5日をカバーするため、台風5日予報が発表される00,06,12,18UTC初期時刻では132時間としている。加えて、24時間先までの台風予報が更新される03,09,15,21UTC初期時刻では、最新の台風情報を高潮予測に反映するために39時間予測を実行する。また、気象庁が発表する台風予報に沿った情報となるよう、日本域高潮PFSの計算に気象モデルの風・気圧の予測値は用いず、台風予報に基づく台風ボーガスの風・気圧により潮位偏差を計算する。なお、同システムは非台風時には動作しない。その他、座標系や空間解像度、計算領域は、日本域高潮モデルと同一である。

参考文献

- 気象庁数値予報開発センター年報, 2022: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）, 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.
- 高佐重夫, 近澤昌寿, 森裕之, 2011: 面的天文潮位の予測手法とその精度, 測候時報, 78, 特別号, S33–S42.
- 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.
- Fujita, T., 1952: Pressure Distribution within Typhoon. *Geophys. Mag.*, **23**, 437–451.
- Japan Meteorological Agency, 2024: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency.
- Taylor, A. A., and Glahn, B. 2008: Probabilistic guidance for hurricane storm surge. In 19th Conference on probability and statistics, **Vol. 74**, No. 8.
- Westerink, J. J. et al., 2008: A Basin- to Channel-Scale Unstructured Grid Hurricane Storm Surge Model Applied to Southern Louisiana. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 833.

第1章 基礎編

1.7.16 日本沿岸海況監視予測システム



気象庁では沿岸域におけるより詳細な海流・海水温が把握可能な日本沿岸海況監視予測システム（MOVE-JPNシステム）を開発し、令和2年10月に運用を開始した。

日本沿岸海況監視予測システムの構成図を示す。解析システムである海洋データ同化システム MOVE/MRI.COM (Usui et al. 2015; Hirose et al. 2019) と、予測システムである気象研究所共用海洋モデル MRI.COM (Sakamoto et al. 2019; Sakamoto et al. 2023) から構成される。予測システムの一部では、双方向オンラインネスティングが採用されている。これにより、親モデルと子モデルの場が滑らかに繋がり、側面境界の不連続性が解消、ノイズの発生も抑制される。

日本沿岸海況監視予測システム
解析システム概要

モデル	全球モデル GLB	北太平洋モデル NPR
水平解像度	東西1度×南北0.5度 （北極域：一般座標） （赤道域：南北0.3度）	日本近海：東西1/11×南北1/10度 その他：1/7度～0.3度
対象海域	全球	北太平洋
遅延解析	1週間かけて実行（大気外力：JRA-3Q）	
速報解析	10～1日前（大気外力：GSM）	
同化手法	3D-Var（3次元変分法）	4D-Var（4次元変分法）
同化ウィンドウ	5日×2	10日
潮汐過程	なし	
対象とする現象		黒潮、親潮、中規模渦 （数日スケールの変動を同化）

解析システムは、全球モデル(GLB)と北太平洋モデル(NPR)から構成される。GLBを用いて3次元変分法による解析を行った後、子モデルのNPRを用いた4次元変分法による解析を行う。

日本沿岸海況監視予測システム
解析(NPR) : 4次元変分法による同化

- 同化ウィンドウは実行日(◎)の前10日間(□■)
- 7日前～1日前(■)の観測データと前方積分結果を比較
- 後方積分:評価関数を最小化するような初期修正量を求める
- 前方積分(2回目):最初の3日間(□)をIAUにより修正
- 後方積分(2回目):初期修正量を求める

⋮

- 所定の条件をみたすまで、前方・後方積分を繰り返す

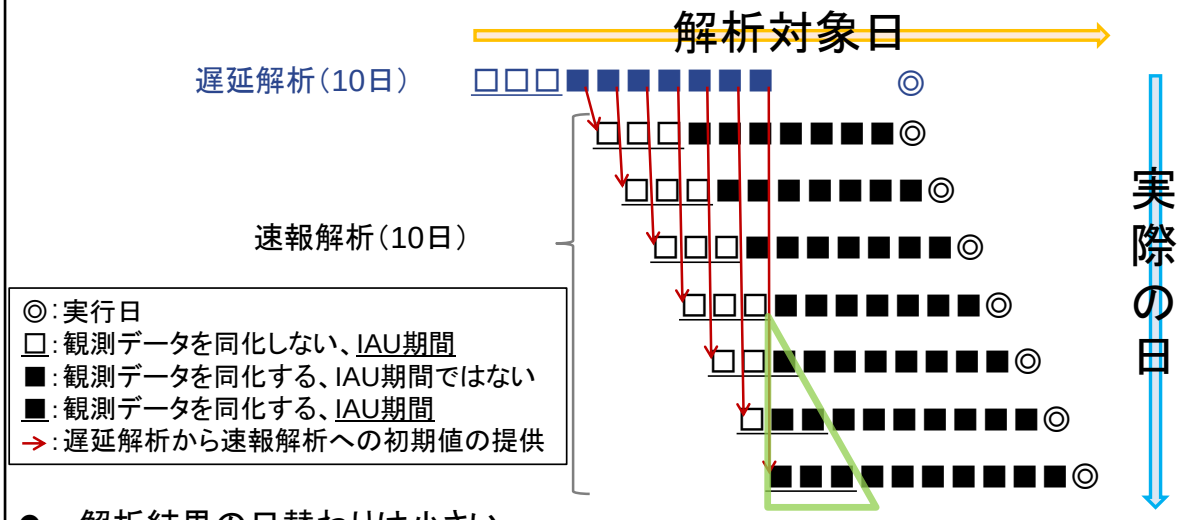
◎:実行日
■:観測データと前方積分結果を比較する、実行日◎の7日前～1日前
□:IAUにより修正される、最初の3日間

日本沿岸海況監視予測システムの北太平洋モデル(NPR)では、4次元変分法によるデータ同化を行う。前方積分と後方積分を行って、評価関数を最小化するような初期修正量を求めるが、求まった修正量の構造は、4次元変分法といえどもモデルの力学を満たしているわけではなく、このような修正量を1ステップで前方計算用のモデルに与えると、重力波などの高周波ノイズを生じさせる原因となる。そのため、Bloom et al.(1996) の Incremental Analysis Update (IAU) の手法を用いて、解析対象期間の最初の3日間において、前方計算用のモデルで修正量をタイムステップごとに加えながら積分することにより、高周波ノイズの除去を図っている。評価関数の修正量に関する勾配と初期勾配との比が所定の値以下になるまでこの手続きを繰り返す。

日本沿岸海況監視予測システム

解析：速報解析

初期値は遅延解析の結果から

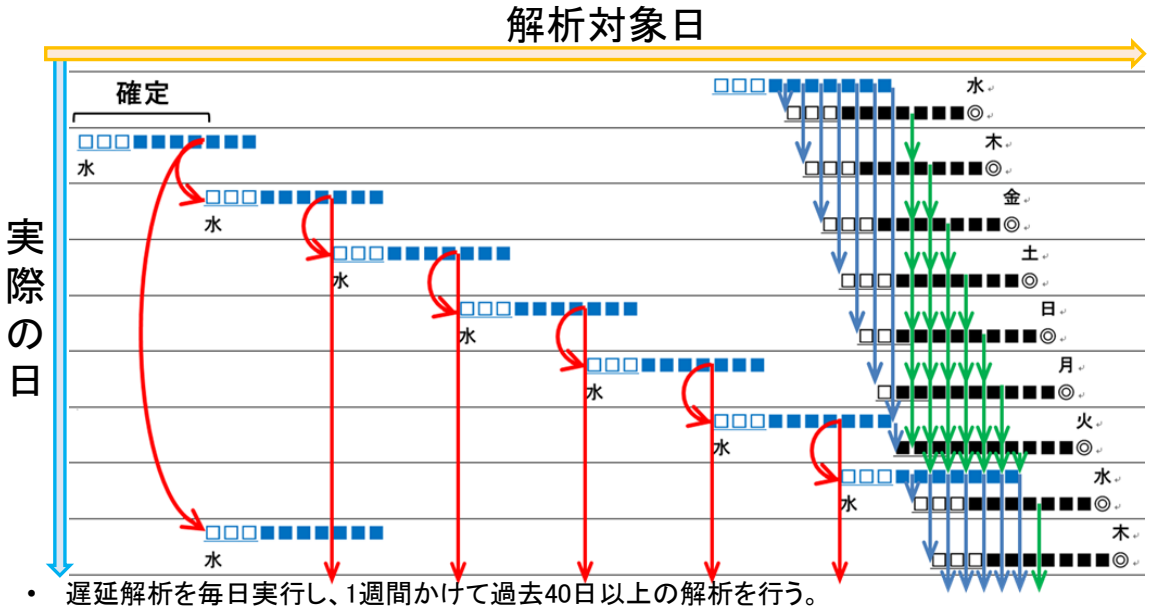


- 解析結果の日替わりは小さい
- IAU期間の観測データは（なるべく）同化しない。ただし、観測データの空白を避けるため、図の緑三角で囲んだ日はIAU期間であるが、観測データを同化する。

基本的にIAU期間の観測データは同化しないが、観測データの空白を避けるため例外的に同化する場合もある。（図の緑三角で囲んだ日）

日本沿岸海況監視予測システム

解析：遅延解析



- 遅延解析を毎日実行し、1週間かけて過去40日以上の解析を行う。
  対象日はつねに水曜から翌週金曜
- 木曜実行の対象期間が最古
- 実行日に近づいた遅延解析の結果に接続して速報解析を実行

遅延解析を毎日実行し、速報解析に接続する。1週間かけて過去40日以上の解析を行い、定線観測データ等を確実に同化する。木曜日実行の遅延解析結果は以後書きかえられることがなく確定する。赤矢印は遅延解析から遅延解析への、青矢印は遅延解析から速報解析への、緑矢印は速報解析から速報解析へ（バックアップとして）の、リスタートファイルの引継ぎを示す。

日本沿岸海況監視予測システム
予報システム概要

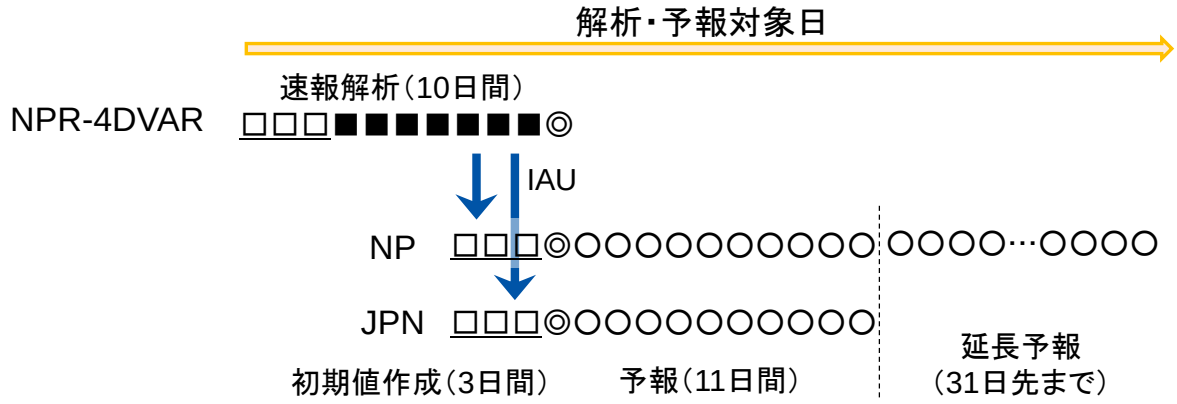
モデル	全球モデル GLB	北太平洋モデル NP	日本近海モデル JPN
水平解像度	1×0.3-0.5度	1/11×1/10度	1/33×1/50度（約2 km）
対象海域	全球	北太平洋	日本近海
外力	11日まで：GSM 12日以降：GEPS・JRA-55気候値		GSM
初期値（参照）	GLB-3DVAR	NPR-4DVAR	
IAU期間	3日間		
予報期間	11日間		
延長予報	1か月（GEPS）		なし
潮汐過程	あり		
河川水	JRA55気候値		
対象とする現象		黒潮、親潮、中規模渦	小規模渦、ストリーマ、沿岸波、沿岸湧昇 （詳細な海岸・海底地形）

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　208

予測システムは、水平解像度2kmの日本近海モデル(JPN) を核として、北太平洋モデル(NP) 、全球モデル(GLB)から構成される。予報期間は、JPNについては11 日間、NPおよびGLBは1か月である。NPおよびGLBの一か月延長予報は、気象庁が毎旬発表する海面水温・海流一か月予報の基礎資料等の用途で使用するために実行される。

日本沿岸海況監視予測システム

予報：初期値作成と予報期間



初期値作成

- NP、JPNの第一推定値（平滑化）と NPR-4DVAR 解析値を比較する。
- 求めた修正量を IAU によりNP、JPNに入れて初期値とする。

予報期間

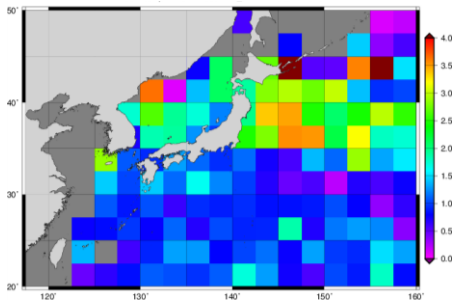
- JPN の予報は11日間。
- NP は31日(1か月)先まで延長予報を行う。

予測システムの初期値は、IAUを用いて、予報開始前の3 日間に対して海洋モデルを実行しながらモデルの水温・塩分場を速報解析の水温・塩分に近づけるよう修正することで作成される。作成した初期値にもとづき、JPNでは11日間の予報を行い、NPではさらに1か月先まで延長予報を行う。

なお、GLBについては図には示していないが、初期値を作成する際には GLB-3DVAR 解析値を用いる。また、GLBの予報期間はNPと同じく31日(1か月)先まで行なう。

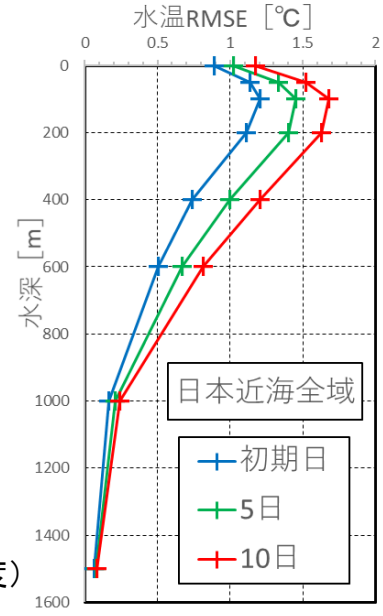
日本沿岸海況監視予測システム
解析・予報精度（水温）

JPN：水温11日予測値のRMSE
（水深100m）



- 本州東方でRMSEが大きい（解析と同様）

JPN：予報日ごとの水深別RMSE



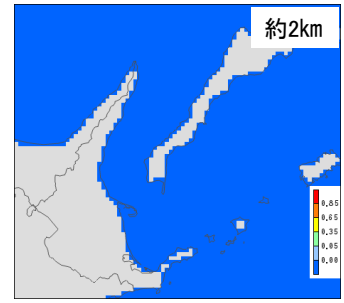
- RMSEが最大となるのは水深100m付近。
- 水深100m付近では、10日予測値のRMSEは初期日の約1.4倍大きい（他の水深でも同程度）

水温のRMSEは水深100メートル付近で最大となる。水深100メートルでの10日予測値のRMSEは初期日の約1.4倍で、他の水深でも同程度である。

日本沿岸海況監視予測システム

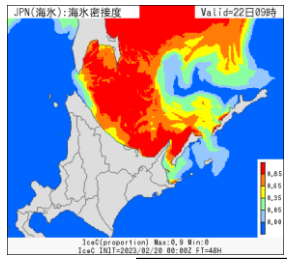
予報：海氷予測の概要

	日本近海モデル（JPN）
水平格子間隔	約2km
領域	北緯20度～52度 東経117度～160度
予報時間	11日間
予報時間間隔	3時間
予報頻度	毎日、通年

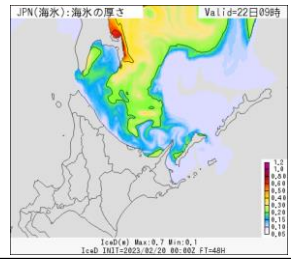


モデル格子

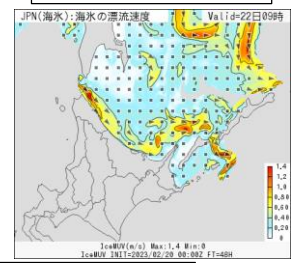
海氷密接度



海氷の厚さ



海氷の漂流速度



初期値：2023年2月20日00UTC、FT=48時間

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　211

JPNシステムの日本近海モデル（JPN）には、従来の海氷モデルを高度化した2kmの海氷モデルも組み込まれている。下図にJPNから得られる海氷予測の各要素を示す。海氷密接度だけでなく、海氷の厚さや海氷の漂流速度についても、詳細に把握することが出来る。

日本沿岸海況監視予測システム

解析：海氷密接度の同化

- JPNモデルでは火・金曜の海氷速報解析から作成される日々の海氷密接度にナッジング

海氷密接度同化は、JPNでは海氷速報解析を、GLBとNPはマイクロ波放射計による客観解析値を参照してナッジングすることで、海氷の実況を初期値に反映している。JPN実行日（予報1日目）の海氷速報解析値を利用可能である。

参考文献

- Bloom, S. C. , L. L. Takacs, Silva A. M. D., and Ledvina D., 1996: Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256-1271.
- Hirose, N., N. Usui, K. Sakamoto, H. Tsujino, G. Yamanaka, H. Nakano, S. Urakawa, T. Toyoda, Y. Fujii, and N. Kohno, 2019: Development of a new operational system for monitoring and forecasting coastal and open ocean states around Japan. *Ocean Dyn*., **69**, 1333-1357.
- ISHII, M., SHOUJI, A., SUGIMOTO, S., MATSUMOTO, A., 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 (2005)
- Sakamoto, K., H. Nakano, S. Urakawa, T. Toyoda, Y. Kawakami, H. Tsujino, and G. Yamanaka, 2023: Reference Manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model Version 5 (MRI.COMv5), *Tech. Rep.*, **87**, Meteorological Research Institute, Japan.
- Sakamoto, K., H. Tsujino, H. Nakano, S. Urakawa, T. Toyoda, N. Hirose, N. Usui, and G. Yamanaka, 2019: Development of a 2km-resolution ocean model covering the coastal seas around Japan for operational application. *Ocean Dyn.*, **69**, 1181-1202.
- Usui, N., Y. Fujii, K. Sakamoto, M. Kamachi, 2015: Development of a four dimensional variational assimilation system toward coastal data assimilation around Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **143** 3874-3892.

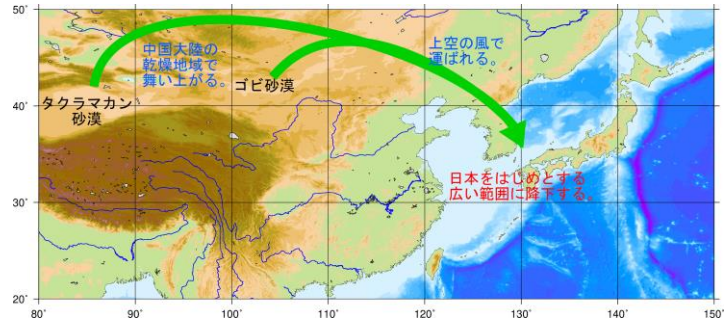
第1章 基礎編

1.7.17 エーロゾルモデル

【黄砂】地域～大陸間規模での監視・予測

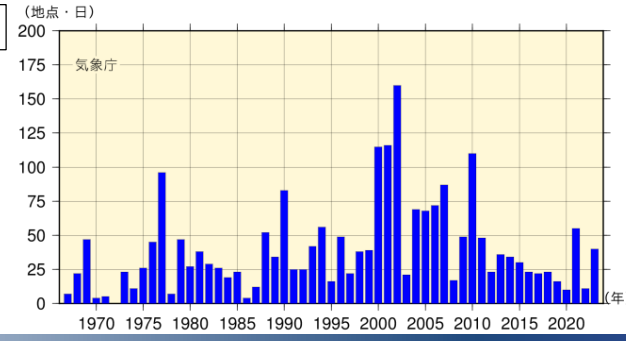
黄砂現象とは

- 東アジアの砂漠域や黄土地帯から強風により大気中に舞い上がった黄砂粒子が浮遊しつつ降下する現象を指す
- 日本では春に観測されることが多く、時には空が黄褐色に煙ることがある



地形データは、米国海洋大気庁地球物理データセンター作成のETOPO1（緯度経度1分格子の標高・水深データ）を使用しています。
本ページ内の図の作成にはGMT (Wessel et al., Generic Mapping Tools: Improved Version Released, EOS Trans. AGU, 94(45), 409-410, 2013. doi:10.1002/2013EO450001)を使用しています。

日本における黄砂観測のべ日数の推移

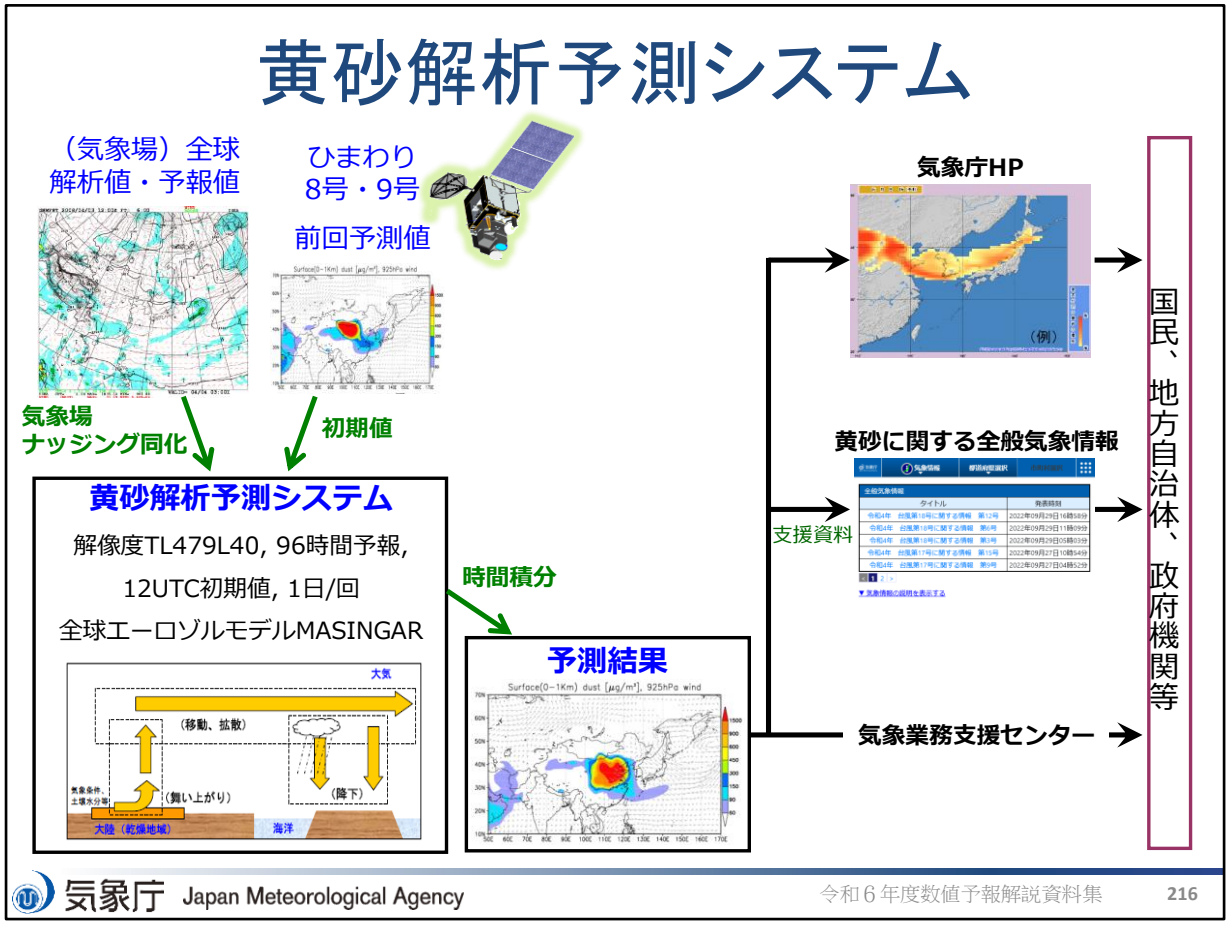


気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　215

黄砂現象とは、東アジアの砂漠域（ゴビ砂漠、タクラマカン砂漠など）や黄土地帯から強風により吹き上げられた多量の砂じん（砂やちり）が、上空の風によって運ばれ、浮遊しつつ降下する現象を指す。日本における黄砂現象は、春に観測されることが多く、時には空が黄褐色に煙ることがある。

黄砂現象発生の有無や黄砂の飛来量は、発生域の強風の程度に加えて、地表面の状態（植生、積雪の有無、土壌水分量、地表面の土壌粒径など）や上空の風の状態によって大きく左右される。黄砂粒子はいったん大気中に舞い上がると、比較的大きな粒子（粒径が10マイクロメートル以上）は重力によって速やかに落下するが、小さな粒子（粒径が数マイクロメートル以下）は上空の風によって遠くまで運ばれる。例えば、東アジアが起源の黄砂粒子が太平洋を横断し、北米やグリーンランドへ輸送されたことも報告されている。

黄砂観測は2024年3月末まで札幌・仙台・東京・新潟・名古屋・大阪・広島・高松・福岡・鹿児島・那覇の国内11地点（2024年3月末から東京・大阪の2地点）で目視観測されている。グラフは、1967年から2023年まで黄砂の観測を続けている上記11地点についての年別黄砂観測のべ日数を示す。のべ日数（地点・日）とは、各日の観測地点数の年間総計である。同統計期間での黄砂観測のべ日数には有意な変化傾向は見られない（信頼水準90%）。黄砂観測日数及び黄砂観測のべ日数とも年々の変動が大きく、変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。なお、この11地点の月別黄砂観測日数平年値（1991年から2020年までの平均）は、1.2日（2月）、4.4日（3月）、6.2日（4月）、2.7日（5月）、他は0.5日未満である（気象庁 2024）。



黄砂分布の予測には、黄砂発生域での黄砂の舞い上がり、移動や拡散、降下の過程等を組み込んだ数値モデルを用いている。地上風速や土壌水分、積雪被覆、植生等を考慮して黄砂発生域での黄砂の舞い上がりを評価している。

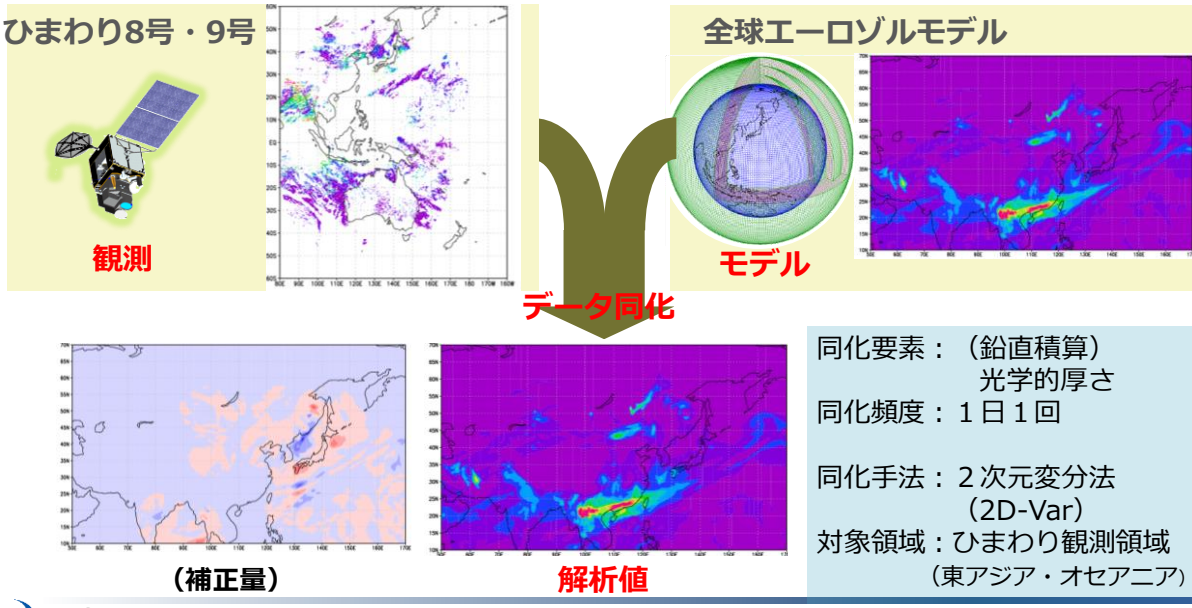
気象庁で用いている黄砂解析予測システムは、大気大循環モデルMRI-AGCM3と全球エーロゾルモデルMASINGAR mk-2を結合する構成となっている。水平格子間隔は約40km、鉛直層が40層（地表～約55km）で、粒径（直径）0.2マイクロメートル～20マイクロメートルの黄砂を10段階に分割して、96時間先までの黄砂の濃度などを予測している。さらに、モデルで予測するエーロゾルの3次元分布から計算した光学的厚さ(Aerosol Optical Thickness, AOT) を、静止気象衛星「ひまわり」の観測AOTデータで修正（2次元変分法）することで観測情報を取り込み、前日の黄砂分布状況を解析している。仕様の詳細については田中・小木(2017) などを参照いただきたい。

黄砂情報のページの黄砂解析予測図は、この数値モデルの結果をもとに、地表付近（高度1kmまで）の濃い黄砂（黄砂濃度が90マイクログラム/立方メートル以上の領域、視程では10km未満に相当）の予測領域などを表示している。

ナッジング (Nudging method)：予測値を、たとえば一定の時定数で、参照値（解析値・観測値）に近づける修正。データ同化の簡便な方法のひとつ。

エーロゾル観測データの同化

**2020年1月　ひまわり衛星データを用いた
エーロゾル同化システムの導入**　→　**黄砂解析・予測の改善**



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　217

2020年1月29日より、気象衛星ひまわり8号・9号の観測データを黄砂解析予測モデルに同化する手法を導入し、黄砂分布の解析予測を改善した。それまでは、黄砂をはじめとしたエーロゾルに関する観測データの取り込みを行っておらず、モデル内で過剰・過少な黄砂が予測された場合でも補正できていなかった。このため、黄砂の予測精度を向上させるためには、エーロゾルの観測データをモデルの入力値として利用することが課題となっていた。

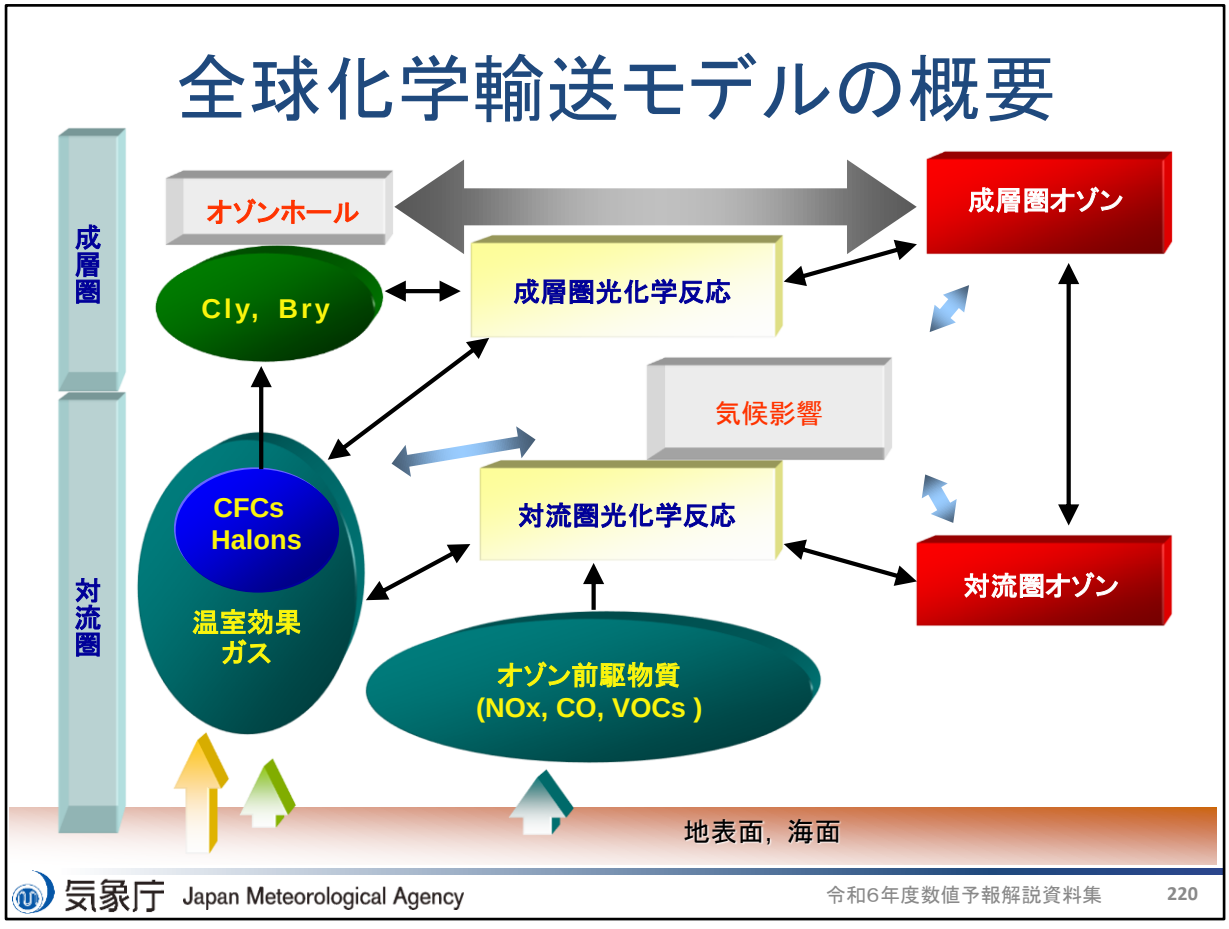
2015年7月より運用を開始した気象衛星ひまわり8号・9号による観測から、広範囲かつ高精度な大気中のエーロゾル観測データが高頻度に得られるようになった。データ同化手法を導入してこれらの観測データをモデルで利用することにより、黄砂予測濃度の再現性向上のための改良を行った。この結果、データ同化手法を導入した黄砂解析予測モデルにおいて、日本付近における黄砂の解析予測精度が向上することを確認できた（気象庁 2019）。

参考文献

- 気象庁, 2019: 配信資料に関する技術情報　第523号. URL: https://www.data.jma.go.jp/suishin/jyouhou/pdf/523.pdf
- 気象庁, 2024: 黄砂観測日数の経年変化. URL: https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/kosahp/kosa_shindan.html
- 田中泰宙, 小木昭典,2017:　気象庁全球黄砂予測モデルの更新について. 測候時報, **84**, 66-71.

第1章 基礎編

1.7.18 化学輸送モデル



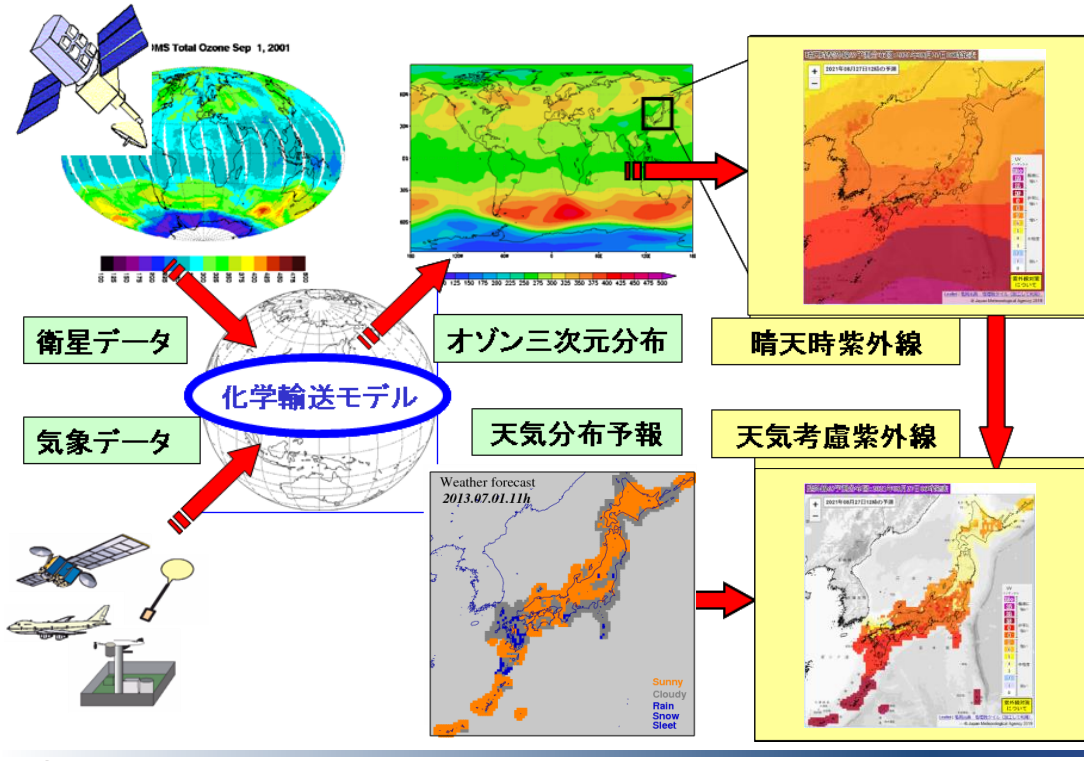
化学輸送モデルは、大気質モデル air quality model とも呼ばれる。気象庁の全球化学輸送モデルでは成層圏オゾンと対流圏オゾンを取り扱う。オゾンは、化学的な反応により生成・消滅を繰り返すとともに、大気の流れにより輸送される。オゾンの生成源として、成層圏のオゾン層付近の他に、地表付近の（主として人為起源の）前駆物質からの反応によるものがある。

南極上空のオゾン量が極端に少なくなる現象をオゾンホールと呼ぶ。極夜の低温時に発生する極成層圏雲（PSC）の粒子表面の化学反応によって、人為起源の塩素（Cl）化合物からCl分子が生成される。極夜を脱して太陽光が届き始めると、紫外線による光解離によってCl原子が生成され、触媒としてオゾン破壊反応を促進し、オゾンホールができる。

また、オゾンは太陽放射を吸収し、赤外放射を射出することによって、大気の気温場に影響を与えるため、温室効果気体として地球の気候変動に基礎的に関わっている。

オゾンをはじめ、塩素系、臭素系、フロン類、ハロン類など大気中の微量成分気体は相互に化学反応を起こす場合があるため、これらの過程がモデルに組み込まれている。

紫外線予測システム



紫外線予測システムは紫外線情報に利用されている。本システムでは、大気大循環モデルMRI-AGCM3(Yukimoto et al. 2012)と全球化学輸送モデルMRI-CCM2（水平格子間隔約110 km鉛直層数64層）を結合させたモデルを用いており、即時的に利用可能な衛星データ（OMPS/NOAA-20 のオゾン全量（鉛直積算量））でナッジングすることで観測情報を取り込んでいる。また、気象場はGSM解析・予測値をナッジングすることで、現実の大気場から離れないようにしている。仕様の詳細はJMA（2024）を参照されたい。

参考文献

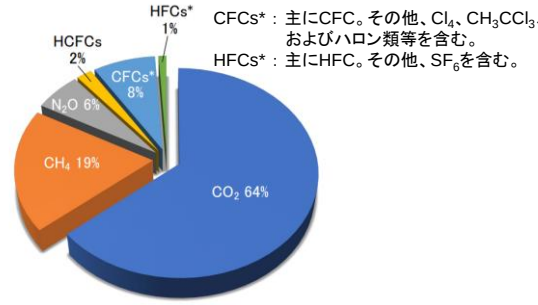
- JMA, 2024: Outline of the Operational Numerical Weather Prediction at the Japan Meteorological Agency. Japan, 262pp., (Available online at https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2024-nwp/index.htm).
- Yukimoto, Seiji, Yukimasa Adachi, Masahiro Hosaka, Tomonori Sakami, Hiromasa Yoshimura, Mikitoshi Hirabara, Taichu Y Tanaka, Eiki Shindo, Hiroyuki Tsujino, Makoto Deushi, and others, 2012: A new global climate model of the Meteorological Re-search Institute: MRI-CGCM3—Model description and basic performance—. Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, 90, 23-64.

第1章 基礎編

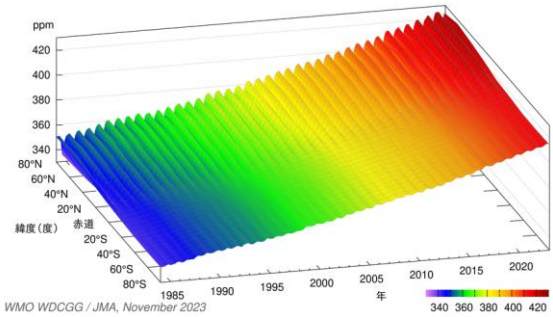
1.7.19 二酸化炭素輸送モデル

温室効果ガスの種類とその観測濃度

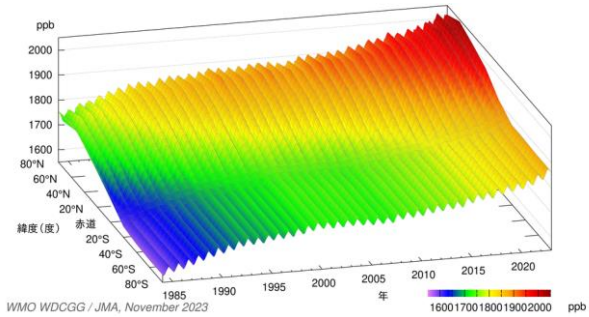
- 人間活動によって増加した主な温室効果ガス：二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、フロンガス
- 二酸化炭素は地球温暖化に及ぼす影響がもっとも大きな温室効果ガス



工業化以前から2022年までの世界全体の放射強制力の増加量に対する主要な長寿命温室効果ガスの寄与
（WMO温室効果ガス年報第19号より）



緯度帯ごとに平均した大気中の二酸化炭素濃度の変動



左図と同様。ただしメタン濃度

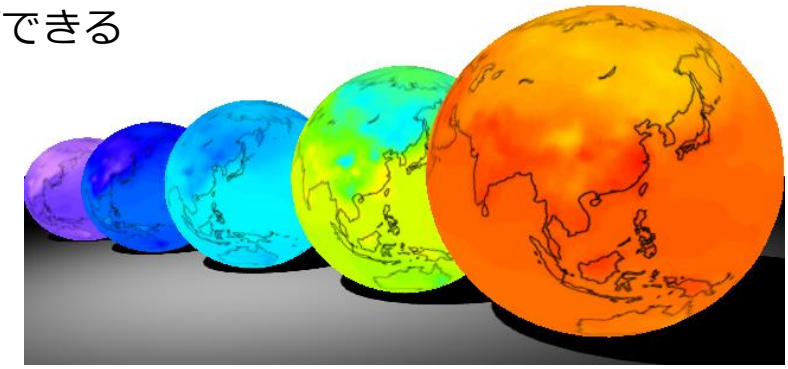
人間活動によって増加した主な温室効果ガスには、二酸化炭素（CO2）、メタン（CH4）、一酸化二窒素（N2O）、フロンガスがある。フロンガスとは、クロロフルオロカーボン（CFC-11, CFC-12など（C、F、Cl から構成））の総称である。また、ハイドロクロロフルオロカーボン（HCFC-22 など（C、F、Cl、Hから構成））なども広義には含まれる。円グラフは工業化以前から2022年までの世界全体の放射強制力の増加量に対する主要な長寿命温室効果ガスの寄与を表しており、二酸化炭素の寄与がもっとも大きい。

大気中のCO2濃度を緯度別にみると、特に北半球で、北ほど濃度が高い傾向にある。近年になるほど、熱帯・南半球との差が大きくなってきている。

メタンもCO2同様の傾向だが、1985年段階でも北半球熱帯から中高緯度の濃度が相対的に大きく、CO2ほど一定の増加ではない（2000年代前半に増加が一時鈍化）。メタンの排出原因は、自然起源（熱帯の湿地微生物やシロアリなどの分解作用）が4割、残りは人為起源（稲作、バイオマス燃焼、家畜のゲップなど）である。

二酸化炭素解析システムによる二酸化炭素分布情報の提供

- 世界各地で観測された二酸化炭素濃度データをもとに、数値シミュレーション（二酸化炭素解析システム）を用いて地球の様々な地域における濃度分布を推定
- 任意の年月や場所の二酸化炭素濃度の分布などを見ることができる



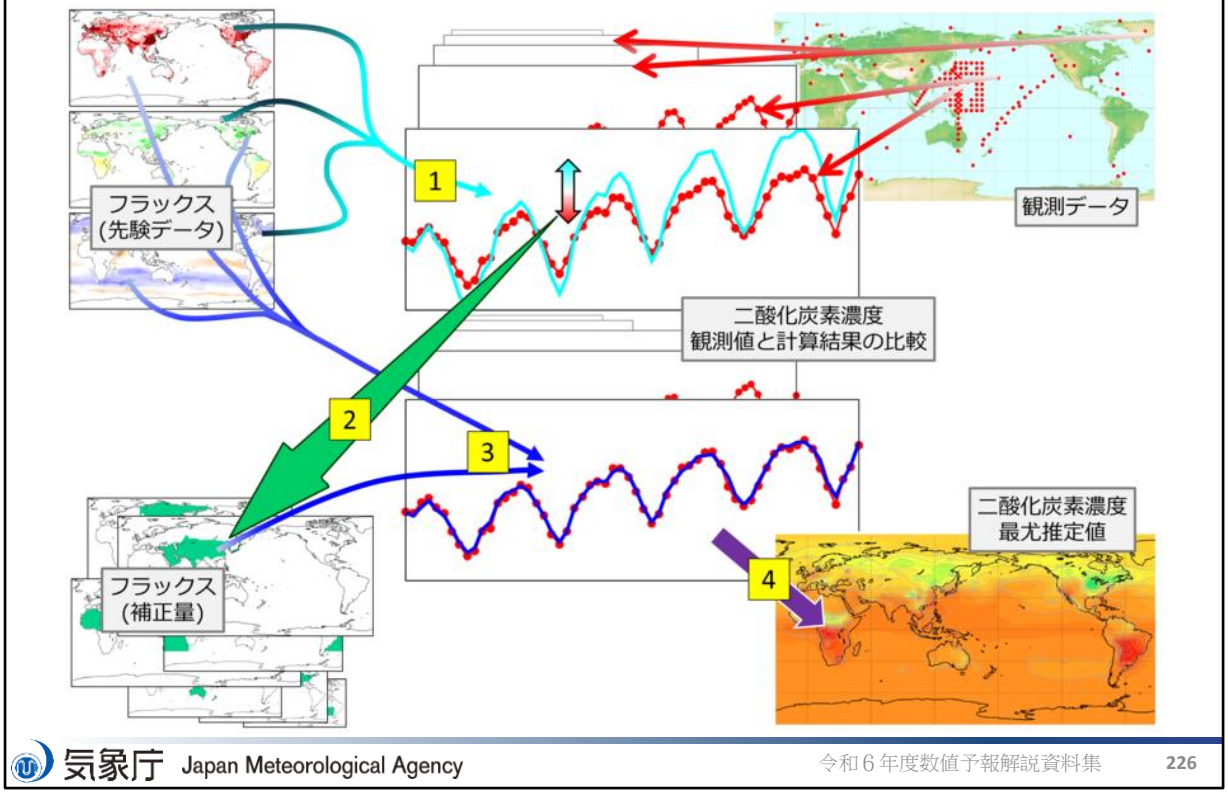
気象庁HPより引用
https://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/info_kanshi.html

二酸化炭素解析システムを用いて、世界各地で観測された二酸化炭素濃度データをもとに、地球の様々な地域における濃度分布を推定した二酸化炭素分布情報を提供している。任意の年月や場所の二酸化炭素濃度の分布などを見ることができる。

季節変動を繰り返しながら、年々濃度は増加している。北半球は特に季節変動が大きい。これは陸上生物圏のCO2吸収・排出が反映された結果である。

本システムでは、GSMに二酸化炭素の輸送過程を組み込んだモデルGSAM-TM（水平格子間隔約110 km鉛直層数60層）と逆解析（二酸化炭素の放出・吸収量の補正）を組み合わせた手法を用いている。2015年度に約180 kmの水平分解能で運用を開始し、2020年2月にはより細かい情報を提供するために水平分解能の高解像度化を行った（約180 km⇒約110 km）。

二酸化炭素濃度解析システム



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　226

二酸化炭素解析システムについて述べる。二酸化炭素濃度の数値シミュレーションにおいては、フラックス（単位時間当たりに単位面積の地表面または海表面から大気中に出入りする二酸化炭素の量）が基本的な推定量となる。表面のある一地点でのフラックスは風による二酸化炭素の輸送を通じて、上空を含む広い領域の濃度に長期にわたって影響を及ぼす。言い換えると、ひとつの地点･時刻の濃度は、すべてのフラックスからの寄与分の総和として求められる。このような寄与の計算は、大気輸送モデルに基づいて行われる。気象庁では、GSAM-TMを採用している。

計算に先んじて、様々な研究に基づいた先験的なフラックスを用意する。ここでは、人間の活動、陸上生物圏の活動、海洋の働きに相当する3種類の先験的フラックスを用いている。これらのフラックスから、大気輸送モデルに従って各地点･各時刻の濃度が算出される（1）。こうして推定された濃度は、現実に観測された濃度とは一般に異なるため、以下の手法によって補正する。

地球全体をいくつかの領域に分け、各々の領域における月あたり単位量のフラックスが各地点･各時刻の濃度へどのように寄与するかを算出する。そして、上述した推定値と観測値との差異が最も良く補われるように各領域に対して係数を割り当てる。係数の決定に際しては、先験的なフラックスと観測値それぞれの誤差を適切に考慮する必要がある。この係数を乗じた各領域のフラックスが先験的なフラックスに対する補正量となる（2、3）。

先験的なフラックスと補正分のフラックスに基づいて算出された濃度は、計算上最も良い推定値（最尤推定値）とみなすことができる（4）。このようにして算出された濃度分布が、気象庁の『二酸化炭素分布情報』に用いられる。

詳しくはNakamura et al. (2015)や、Maki et al.(2010)、地球環境・海洋部 環境気象管理官ほか（2009）を参照されたい。

参考文献

- 地球環境・海洋部　環境気象管理官・気象研究所・神戸海洋気象台（2009）：二酸化炭素分布情報について．測候時報，76，221-229.
- Maki, T., M. Ikegami, T. Fujita, T. Hirahara, K. Yamada, K. Mori, A. Takeuchi, Y. Tsutsumi, K. Suda, and T. J. Conway, 2010: New technique to analyse global distributions of CO2 concentrations and fluxes from non-processed observational data. Tellus, 62B, 797-809.
- Nakamura, T., T. Maki, T. Machida, H. Matsueda, Y. Sawa, and Y. Niwa, 14-18 Dec. 2015: Improvement of Atmospheric CO2 Inversion Analysis at JMA. AGU Fall Meeting, San Francisco, A31B-0033, (https://agu.confex.com/agu/fm15/meetingapp.cgi/Paper/64173).

第1章 基礎編

1.8 気象庁のガイダンス

降水ガイダンス

	降水確率（PoP）	平均降水量（MRR）	最大降水量（RMAX）
モデル	GSM、MSM	GSM、MSM、MEPS（MEPSは各メンバー）	
格子間隔	GSM: 20km格子、MSM、MEPS: 5km格子		
予報時間単位	6時間	3時間	1, 3時間最大降水量: 3時間、24時間最大降水量: 24時間
説明変数※	ESHS、HOGR等	SSI、PCWV等	MRR、SSI等
目的変数	格子内の降水の有無の平均（実況降水面積率に同じ）	格子内の平均降水量	格子内の最大降水量
層別化	格子、初期時刻、予報時間（6時間区切り）		格子、平均降水量

※ 説明変数の詳細は白山（2018）を参照

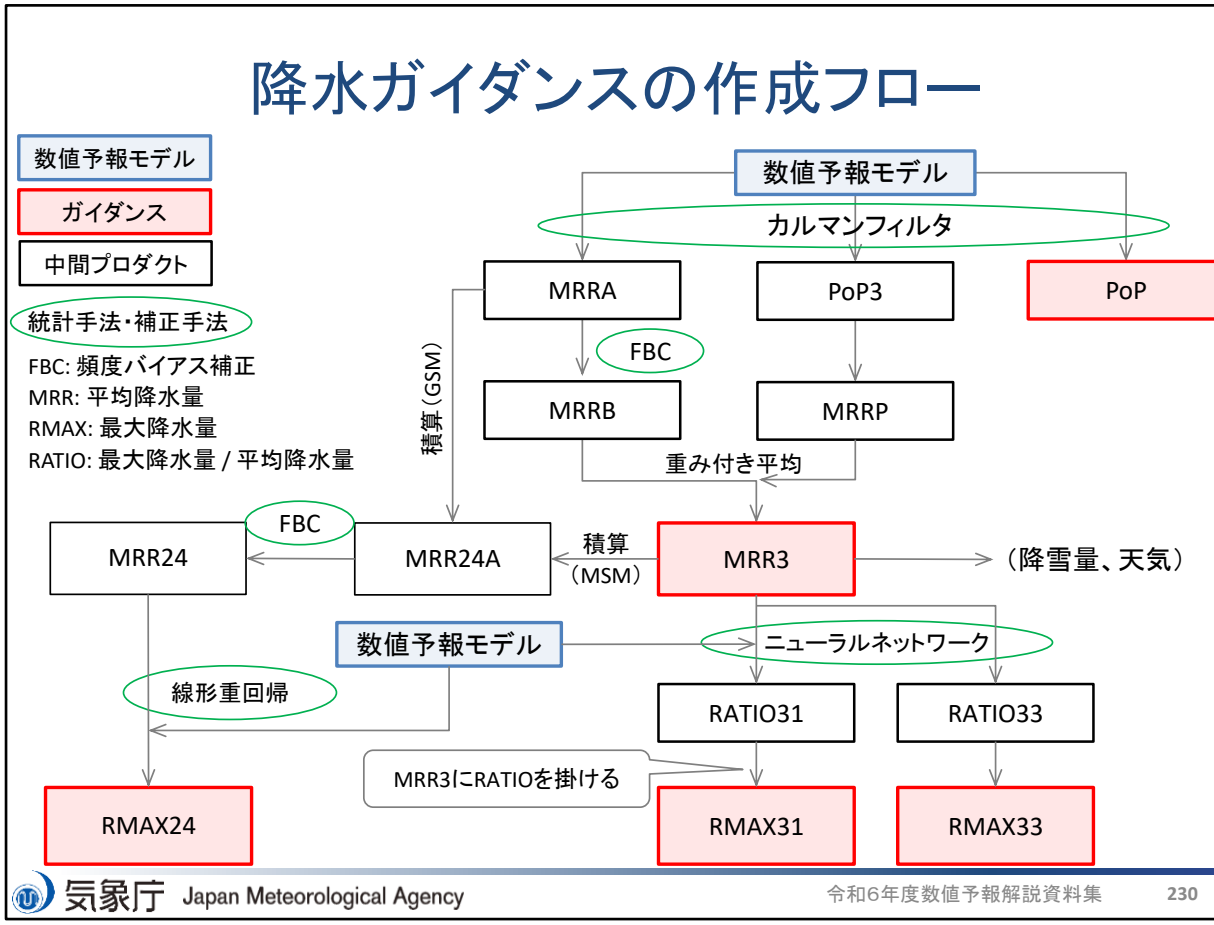
気象庁 Japan Meteorological Agency 令和6年度数値予報解説資料集 229

降水ガイダンス（白山 2018; 森 2019）は、降水確率（PoP）、平均降水量（MRR）、および最大降水量（RMAX）を予測するガイダンスであり、日々の天気予報から警報・注意報といった防災気象情報の発表のための予測資料、および降雪量ガイダンスや天気ガイダンスの入力値としても用いられている。GSM降水ガイダンスは20km格子で作成、MSMおよびMEPS降水ガイダンスは5km格子で作成している。MEPS降水ガイダンスの作成には、各メンバーの予測から算出した説明変数を用いており、カルマンフィルタや頻度バイアス補正等で用いる係数はMSM降水ガイダンスで学習・更新したものを利用する。

降水確率ガイダンスはカルマンフィルタを用いて作成している。目的変数は予測対象格子内に含まれる1mm/6h以上の降水の有無の平均（降水面積率）であり、説明変数としてESHS、HOGR等を利用している（説明変数の詳細は白山（2018）を参照）。予測式は、格子、初期時刻、および6時間ごとの予報時間で層別化している。

平均降水量ガイダンスはカルマンフィルタ、頻度バイアス補正、PoP補正を用いて作成している。目的変数は予測対象格子内に含まれる降水量の算術平均であり、説明変数としてSSI、PCWV等を用いている。予測式はPoPと同様に、格子、初期時刻、および6時間ごとの予報時間で層別化している。頻度バイアス補正の閾値には0.5, 1, 5, 10, 20, 30, 50, 80, 120mm/3hを使用する（GSMの11-4月は1, 3, 50, 80mm/3hを使用する）。

最大降水量ガイダンスでは、RMAX31（3時間内の1時間最大降水量）、RMAX33（3時間最大降水量）、およびRMAX24（24時間最大降水量）を予測する。RMAX31, 33はニューラルネットワークを用いて作成し、RMAX24は線形重回帰を用いて作成している。目的変数は予測対象格子内の最大降水量である。ただし、MSM、MEPSの1, 3時間最大降水量は、5km格子を中心とする20km格子内の最大値としている。説明変数にはMRR、SSI等を利用し、予測式は格子および平均降水量で層別化している。ニューラルネットワークの重みと線形重回帰の係数は固定である。最大降水量ガイダンスの詳細は白山（2019）を参照。



図にGSMおよびMSM降水ガイダンスの作成フローを示す。図中で青枠は数値予報、赤枠は降水ガイダンスの要素、黒枠はガイダンスを作成するための中間プロダクトを表している。また、緑丸は統計手法または補正手法を示している。

はじめに数値予報モデルから作成した説明変数を入力として、カルマンフィルタにより、3時間平均降水量（MRRA）、3時間降水確率（PoP3）、および降水確率ガイダンス（PoP）を算出する。カルマンフィルタによる3時間平均降水量（MRRA）は発生頻度の高い弱雨に最適化されており、強雨の予測頻度が低いことから、頻度バイアス補正（FBC）を用いて予測頻度を実況の頻度に近づける。頻度バイアス補正後の予測をMRRBとする。さらに、MRRBをPoP3から推定した3時間平均降水量（MRRP）を用いて重み付き平均することで3時間平均降水量ガイダンス（MRR3）を算出する。MRR3は降雪量ガイダンスと天気ガイダンスの入力として利用される。

MRR3および数値予報モデルから算出した説明変数を入力として、ニューラルネットワークにより、最大降水量と平均降水量の比（RATIO31, 33）を算出する。このRATIOにMRR3を掛けることで1時間および3時間最大降水量ガイダンス（RMAX31, 33）を算出する。ニューラルネットワークの重みは、過去の数値予報モデルと解析雨量を用いて学習し、予測では解析雨量の代わりにMRR3を入力とすることでMRR3と説明変数に応じたRATIOを算出している。

24時間最大降水量ガイダンス（RMAX24）は、MRRAまたはMRR3を入力として算出する。GSM降水ガイダンスにおいてはMRRAを時間積算、MSM降水ガイダンスにおいてはMRR3を時間積算した値をMRR24Aとする。これを頻度バイアス補正することでMRR24を算出したのち、数値予報モデルから算出した説明変数も利用して、線形重回帰によりRMAX24を算出する。

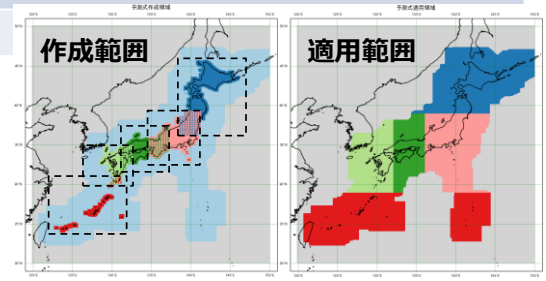
参考文献

- 白山洋平, 2018: 降水ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 95-118.
- 白山洋平, 2019: 12, 24, 48, 72時間最大降水量ガイダンスの開発・改良. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 100-111.
- 森裕貴, 2019: 降水ガイダンス. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 26-35.

大雨発生確率ガイダンス

予測要素	前3時間降水量が100, 150mm以上となる確率
モデル	MSM、MEPS（MEPSは各メンバー）
格子間隔	5km格子
予報時間と間隔	FT=3から39（MSMの00, 12UTC初期値は51）まで1時間間隔
作成手法	ロジスティック回帰
説明変数	3時間降水量、500m高度の水蒸気フラックス、500m高度の相当温位、地形性上昇流（下層代表風と風向に応じた地形勾配の積）と下層比湿の積、700hPaの上昇流
目的変数	各5km格子を中心とした11×11（55km四方）の範囲の3時間降水量※が閾値以上か否か
層別化	初期時刻、予報時間、地域

※ ここでの3時間降水量は、前1時間降水量にその前後の前1時間降水量を加えた値



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　232

気象庁では、大雨による災害発生の危険度が高まっている中で、線状の降水帯により非常に激しい雨が同じ場所で実際に降り続いている状況を「線状降水帯」というキーワードを使って解説する「顕著な大雨に関する気象情報」を発表している。顕著な大雨に関する気象情報の発表基準はつぎのとおり。

解析雨量（5kmメッシュ）において前3時間積算降水量が100mm以上の分布域の面積が500km2以上

1.の形状が線状（長軸・短軸比2.5以上）

1.の領域内の前3時間積算降水量最大値が150mm以上

1.の領域内の土砂キキクル（大雨警報（土砂災害）の危険度分布）において土砂災害警戒情報の基準を実況で超過（かつ大雨特別警報の土壌雨量指数基準値への到達割合8割以上）又は洪水キキクル（洪水警報の危険度分布）において警報基準を大きく超過した基準を実況で超過

この情報の発表基準を満たすような線状降水帯による大雨の可能性がある程度高いことが予想された場合に、地方予報区単位等を対象として半日程度前から気象情報において「線状降水帯」というキーワードを使って呼びかける。大雨発生確率ガイダンス（気象庁 2022）は、「線状降水帯による大雨の半日程度前からの呼びかけ」の判断を支援するための資料である。

大雨発生確率ガイダンスの予測手法は係数固定のロジスティック回帰で、説明変数には、線状降水帯発生条件（加藤 2015）およびMSM降水量ガイダンス（白山 2018）を参考として、大雨の予測に特化した説明変数を採用している。目的変数は、対象となる5km格子を中心とした55km四方のどこかで3時間降水量が100mm以上または150mm以上になるか否かである。これらの降水量は「顕著な大雨に関する気象情報」の発表基準における閾値である。大雨発生確率ガイダンスにおける3時間降水量は、前1時間降水量にその前後の前1時間降水量を加えた値である。例えば9時を対象とする場合は、8時から9時までの前1時間降水量に7時から8時までと9時から10時までの降水量を加えた7時から10時までの3時間降水量となる。大雨発生確率ガイダンスは、MSMおよびMEPSからそれぞれ作成している。MEPS大雨発生確率ガイダンスの作成には、各メンバーの予測から算出した説明変数を用いており、ロジスティック回帰の係数はMSM大雨発生確率ガイダンスと同じものを用いる。

大雨発生確率ガイダンスの予測式は、初期時刻、予報時間、地域で層別化している。地域による層別化では全国を5つの領域に分割し、予測式作成時には「作成範囲」の図で示した領域で学習する。予測時にはそれぞれの予測式を「適用範囲」の図で示した領域に拡大することで、海上を含めた領域も予測対象としている。

参考文献

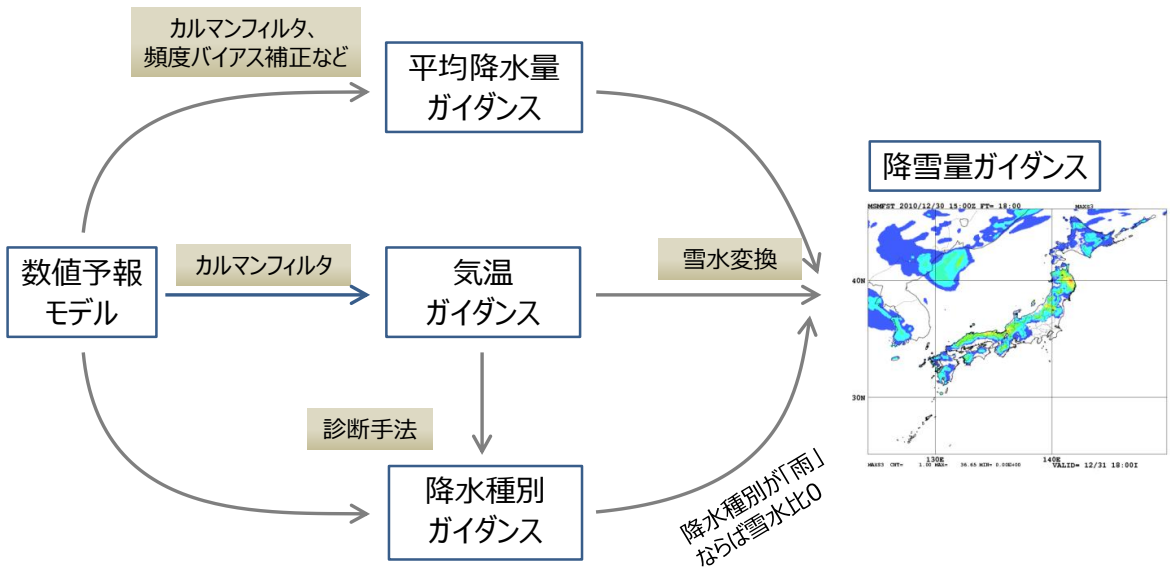
- 加藤輝之, 2015: 線状降水帯発生要因としての鉛直シアーと上空の湿度について. 平成 26 年度予報技術研 修テキスト, 気象庁予報部, 114–132.
- 気象庁数値予報開発センター, 2022: 大雨発生確率ガイダンス. 数値予報開発センター年報（令和3年）, 120-121.
- 白山洋平, 2018: 降水ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 95-118.

降雪量ガイダンス

予測要素	3, 6, 12, 24時間降雪量
モデル	GSM、MSM、MEPS（MEPSは各メンバー）
格子間隔	5km格子
予報時間と間隔	GSM降雪量ガイダンス n時間降雪量: FT=n+3から84まで3時間間隔（n = 3, 6, 12, 24） MSM、MEPS降雪量ガイダンス n時間降雪量: FT=nから39（MSMの00, 12UTC初期値は78）まで3時間間隔（n = 3, 6, 12, 24）
作成手法	平均降水量ガイダンスに雪水比をかけて算出する。雪水比は、ロジスティック関数による 非線形回帰で決定した回帰式に、気温ガイダンスを入力して予測する。1時間毎の降雪量（1時間に線形内挿した3時間平均降水量ガイダンス×1時間雪水比）を計算し、それを積算して3, 6, 12, 24 時間降雪量を算出。
説明変数	平均降水量ガイダンス、気温ガイダンス、降水種別ガイダンス
層別化	平均降水量で雪水比を層別化する

降雪量ガイダンス（土田 2018; 土田 2019）は5km格子内の降雪量を予測するガイダンスである。予測要素は3, 6, 12, 24時間降雪量で、GSM、MSM、MEPSとも各降雪量を3時間間隔で予測する。説明変数は3時間平均降水量ガイダンス、気温ガイダンス、降水種別ガイダンスであり、雪水比（降雪量と降水量の比）に平均降水量を掛けることで降雪量の予測値を算出する。MEPS降雪量ガイダンスでは、MSM降雪量ガイダンスと同じ手法をMEPSの各メンバーに適用することで作成する。

降雪量ガイダンスの作成フロー



図に降雪量ガイダンスの作成フローを示す。降雪量ガイダンスは複数のガイダンスおよび統計手法と診断手法を組み合わせた複合的なガイダンスである。降雪量ガイダンスの入力となる平均降水量ガイダンスはカルマンフィルタと頻度バイアス補正などを用いて算出される。また、気温ガイダンスはカルマンフィルタを利用しており、降水種別ガイダンスは気温ガイダンスと数値予報モデルの気温や湿度に基づく診断手法で算出される。

降雪量の算出は次の手順で行う。

① 3時間平均降水量ガイダンスを3等分し1時間平均降水量を算出する。

② ①の1時間平均降水量および気温ガイダンスの予測値から1時間雪水比を算出する。ただし、降水種別ガイダンスが「雨」である場合には雪水比は0とする。

③ ②で求めた1時間雪水比に①の1時間平均降水量を掛けることで1時間降雪量を算出する（雪水変換）。

④ ③で求めた1時間降雪量を時間積算することで、3, 6, 12, 24時間降雪量を算出する。

雪水比の計算には過去の気温と雪水比の実況から作成した統計式を使用している。雪水比と降水量、地上気温との関係を確認したところ、雪水比は降水量に強く依存していることがわかったため、統計式は3時間降水量で層別化している。

参考文献

- 土田尚侑, 2018: 降雪ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 119-131.
- 土田尚侑, 2019: 降雪ガイダンス.令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 45-49.

気温ガイダンス

	時系列気温ガイダンス	最高・最低気温ガイダンス
モデル	GSM、MSM、MEPS（MEPSは各メンバー）	
作成対象	アメダス地点	
作成手法	カルマンフィルタ	
予報時間と間隔	GSM: FT=3からFT=84まで1時間間隔 MSM: FT=1からFT=39（00, 12UTC初期値は78）まで1時間間隔 MEPS: FT=1からFT=39まで1時間間隔	翌日、翌々日等、詳細は第4.2.3節を参照
説明変数	地上気温+40℃、地上風速、東西南北の各成分の地上風速、中下層雲量、前3時間降水量、気温減率、前日とのモデル地上気温差	
目的変数	アメダスでのモデルの地上気温の誤差（補正量）	
層別化	地点、初期値、予報時間、季節（4-9月、10-3月）	

気温ガイダンス（三戸 2018; 山下・井上 2019）はアメダス地点の時系列気温（毎正時の気温）および最高・最低気温を予測するガイダンスである。GSM、MSM、MEPSの予測値から算出した説明変数を入力として、カルマンフィルタにより気温予測を行う。カルマンフィルタを用いて逐次学習することにより、季節変化やアメダス移設への追随を可能としている。MEPS気温ガイダンスでは、MSM気温ガイダンスと同じ手法をMEPSの各メンバーに適用することで作成するが、カルマンフィルタの係数は逐次学習せず、同じ初期時刻のMSMガイダンスのものを用いる。目的変数はモデル地上気温の誤差（補正量）としている。これは気温そのものを予想するより、補正量を予想する方が正規分布に近くなり、カルマンフィルタでの予測に適しているためである。カルマンフィルタで求めた補正量にモデル地上気温を加えることでガイダンスの予測値となる。説明変数は、地上気温+40℃、地上風速、東西南北の各成分の地上風速、中下層雲量、モデルの前3時間降水量、気温減率、前日とのモデル地上気温差を用いている。地上気温（摂氏）に40℃を足しているのは、0℃を境に説明変数の符号が反転することを防ぐためである。中下層雲量はランダムオーバーラップを仮定し、1 - (1 - Cll) (1 - Clm) により算出する（Cllは下層雲量、Clmは中層雲量）。前日との気温差は予報時間（FT=t）のモデル気温と、1日前の初期値の同じ予報時間（FT=t）のモデル気温の差である。予測式は地点、初期時刻、予報時間、および季節（4-9月、10-3月）で層別化しており、季節層別の切り替え前に1か月間の事前学習を行なっている。

参考文献

- 三戸洋介, 2018: 気温ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 132-143.
- 山下浩史, 井上卓也, 2019: 気温ガイダンス. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 17-25.

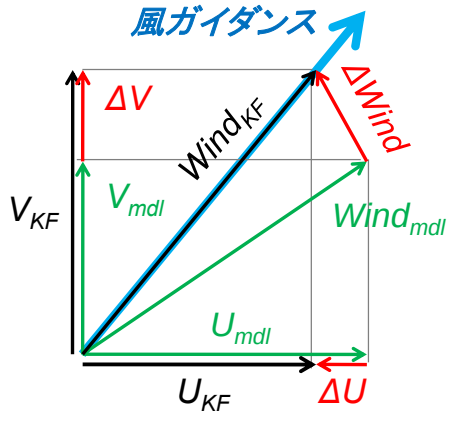
風ガイダンス

	定時風ガイダンス	最大風速ガイダンス
モデル	GSM、MSM、MEPS（MEPSは各メンバー）	
予測対象	アメダス地点	
予報対象時間	3時間（GSM）、1時間（MSM、MEPS）	3時間
作成手法	カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う	
予報時間と間隔	GSM: FT=3からFT=84まで3時間間隔 MSM: FT=1からFT=39（00, 12UTC初期値は78）まで1時間間隔 MEPS: FT=1からFT=39まで1時間間隔	
説明変数	地上風の東西・南北成分	
目的変数	実況とモデルの地上風の東西・南北成分の誤差（補正量）	実況とモデルの地上風の東西・南北成分の誤差（補正量）
層別化	地点、初期時刻、予報対象時刻（1時間毎1日分）、 風向（4方位: 北東、南東、南西、北西）	

風ガイダンス（松本 2018; 井藤 2019）はアメダス地点の定時風（正時の地上風の風向・風速）および最大風速（前3時間内の地上風の10分間平均風速の最大風速とその風向）を予測するガイダンスである。GSM、MSM、MEPSの予測値から算出した説明変数を入力として、カルマンフィルタと頻度バイアス補正により風の予測を行う。カルマンフィルタを用いて逐次学習することにより、季節変化やアメダス移設への追随を可能としている。MEPS風ガイダンスでは、MSM風ガイダンスと同じ手法をMEPSの各メンバーに適用することで作成するが、カルマンフィルタの係数は逐次学習せず、同じ初期時刻のMSMガイダンスのものを用いる。目的変数はモデル地上風の東西・南北成分の誤差（補正量）としている。これは風そのものを予想するより、補正量を予想する方が正規分布に近くなり、カルマンフィルタでの予測に適しているためである。説明変数は、モデルの地上風の東西・南北成分のみ用いている。風は地形の影響を強く受けることや日中と夜間で異なる誤差特性を持つことから、予測式は地点、初期時刻、予報対象時刻、および風向（北東、南東、南西、北西の4方位）で層別化している。予報対象時刻の層別化はFT=24まで行い、FT=24以降は同じ対象時刻の係数を繰り返して利用する。頻度バイアス補正の観測の閾値は、定時風ガイダンスでは2.5, 5.5, 9.5, 13.0m/s、最大風速ガイダンスでは3.0, 7.0, 11.0, 15.0m/sを使用する。

風ガイダンスの予測式

風ガイダンスは、数値予報モデルの風の補正量を目的変数としている。東西・南北成分の補正量をそれぞれ求め、数値予報モデルの風を加えたのち、頻度バイアス補正した風（風向は頻度バイアス補正前と同じ）がガイダンスの予測値となる。



予測式

$$\Delta U = a_0 + a_1 U_{mdl} + a_2 V_{mdl}$$
$$\Delta V = b_0 + b_1 U_{mdl} + b_2 V_{mdl}$$

a_0, a_1, a_2, b_0, b_1, b_2はカルマンフィルタで更新する係数。U_{mdl}とV_{mdl}はモデル地上風の東西・南北成分。

頻度バイアス補正前の風

$Wind_{KF} = (U_{mdl}+\Delta U,\ V_{mdl}+\Delta V)$

$Wind_{KF}$ → 頻度バイアス補正 → 風ガイダンス

風ガイダンスは、数値予報モデルの風の補正量を目的変数としている。初めにカルマンフィルタにて決定した係数（a0, a1, a2, b0, b1, b2）とモデル地上風の東西・南北成分（Umdl, Vmdl）を用いて、風の補正量 ΔWind =（ΔU, ΔV）を求める。この補正量をモデル地上風に加えた結果が頻度バイアス補正前の風 WindKF =（UKF, VKF）= (Umdl+ΔU, Vmdl+ΔV) となる。WindKF の風速を頻度バイアス補正したものが風ガイダンスの風速（風向は頻度バイアス補正前の風ガイダンスと同じ）となる。

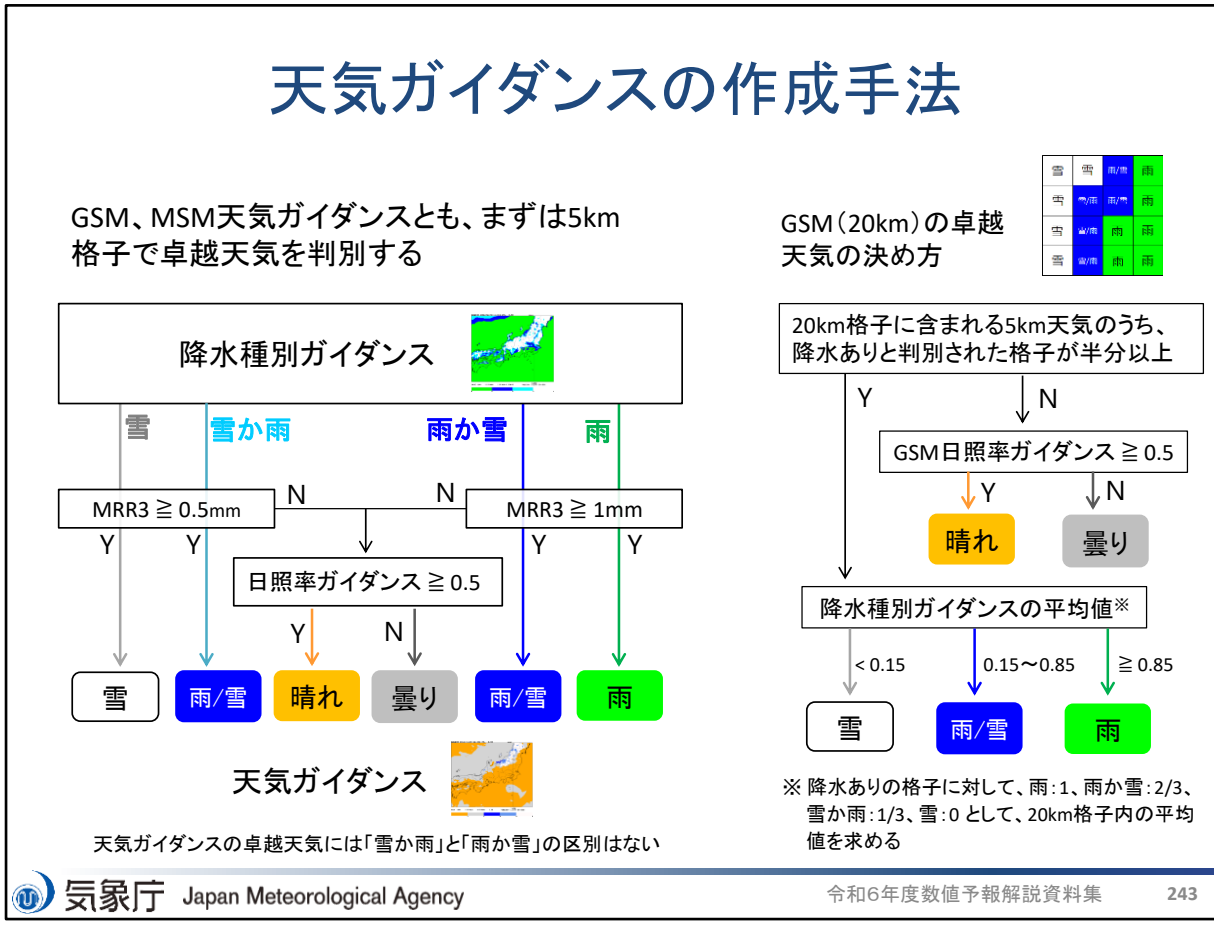
参考文献

- 井藤智史, 2019: 風ガイダンス. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 49-53.
- 松本智文, 2018: 風ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 144-153.

天気ガイダンス

予測要素	前3時間の卓越天気
モデル	GSM、MSM
格子間隔	GSM: 20km格子、MSM: 5km格子
予報時間と間隔	GSM: FT=6から84まで3時間間隔 MSM: FT=3から39（00, 12 UTC初期値は78）まで3時間間隔
作成手法	日照率、降水量、降水種別から天気を判別。 天気を晴れ、曇り、雨、雨または雪、雪に判別。
説明変数	平均降水量ガイダンス、降水種別ガイダンス、日照率ガイダンス
層別化	なし

天気ガイダンス（小林 2018）は格子形式で前3時間の卓越天気を予測するガイダンスである。日照率、降水量、降水種別ガイダンスの予測を入力として、フローチャートにより卓越天気の予測を行う（詳細は次ページ）。GSM天気ガイダンスは20km格子、MSM天気ガイダンスは5km格子で予測を行う。降水種別ガイダンスは数値予報モデルと気温ガイダンスの予測値を用いた診断手法により5km格子毎に前3時間降水種別（雨、雨か雪、雪か雨、雪）を予測するガイダンスである（詳細は土田（2018）を参照）。



天気ガイダンスは図に示したフローチャートにより、卓越天気（晴れ、曇り、雨、雨または雪、雪）の予測を行う。

GSM、MSM天気ガイダンスとも、まずは5km格子での卓越天気を判別する。はじめに降水カテゴリー（雨、雨または雪、雪）の判別を行う。降水種別ガイダンスが「雨」で3時間平均降水量ガイダンス（MRR3）が1mm以上の場合は天気は「雨」となる。降水種別ガイダンスが「雨か雪」でMRR3が1mm以上、または、降水種別ガイダンスが「雪か雨」でMRR3が0.5mm以上の場合は天気は「雨または雪」となる。降水種別ガイダンスが「雪」で、MRR3が0.5mm以上の場合は天気は「雪」となる。天気が雨、雨または雪、雪のいずれでもない場合、日照率ガイダンスが0.5以上であれば天気は「晴れ」、0.5未満であれば天気は「曇り」となる。MSMガイダンスではこの判別結果が天気ガイダンスの予測となる。

GSM天気ガイダンスでは上記で求めた5km格子の天気から20km格子の卓越天気を予測する。20km格子内に含まれる5km格子の天気のうち、降水あり（雨、雨または雪、雪）と判別された格子が半分未満である場合、GSM日照率ガイダンスが0.5以上であれば天気は「晴れ」、0.5未満であれば「曇り」と判別する。降水ありと判別された格子が半分以上ある場合、5km格子での降水種別ガイダンスが「雨」の格子には1、「雨か雪」の格子には2/3、「雪か雨」の格子には1/3、雪の格子には0を与えて20km格子内の降水種別の平均を求め、0.85以上であれば「雨」、0.15以上0.85未満であれば「雨または雪」、0.15未満であれば「雪」と判別する。

参考文献

- 小林大輝, 2018: 天気ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 154-164.
- 土田尚侑, 2018: 降雪ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 119-131.

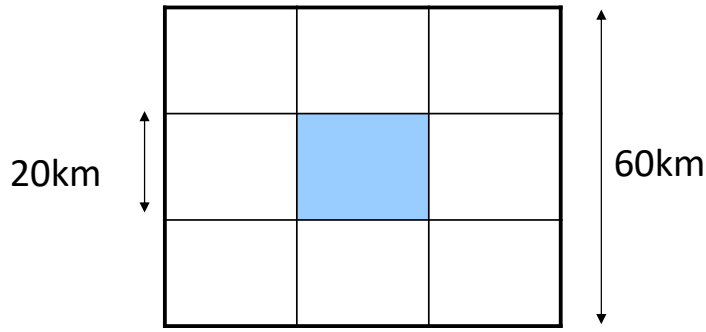
発雷確率ガイダンス

予測要素	前3時間発雷確率
モデル	GSM、MSM、MEPS（MEPSは各メンバー）
格子間隔	20km
作成手法	ロジスティック回帰
予報時間と間隔	GSM: FT=6から84まで3時間間隔 MSM: FT=3から39まで（00, 12 UTC 初期値は78）の3時間間隔 MEPS: FT=3から39まで3時間間隔
説明変数	前3時間降水量、CAPE、SSI（850-500hPa間）またはSSI（925-700hPa間）は必須選択、気柱相対湿度、-10℃高度、下層東西風、下層南北風、鉛直シアー、500hPa渦度、下層気温減率、冬型降水指数から3つ選択
目的変数	対象とする20km格子を含む周囲9格子（60km四方）における前3時間の発雷の有無。雷監視システム（LIDEN）、飛行場観測、地上気象観測から作成する。
層別化	地域、-10℃高度、予報時間、予報対象時刻

発雷確率ガイダンス（土田 2018; 土田 2019）は、前3時間内の発雷確率を予測するガイダンスである。作成手法は係数固定のロジスティック回帰を用いており、MEPS発雷確率ガイダンスではMSM発雷確率ガイダンスと同じ係数を各メンバーに用いている。説明変数は前3時間降水量、対流有効位置エネルギーCAPE、ショワルターの安定指数SSI（850-500hPa間）またはSSI（925-700hPa間）を必須とし、気柱相対湿度、-10℃高度、下層東西・南北風、鉛直シアー、500hPa渦度、下層気温減率、冬型降水指数の中からさらに3つ選択する。ここで、気柱相対湿度は鉛直方向に飽和していると仮定した飽和可降水量に対する可降水量の比率、下層東西・南北風は地上から700hPaの間の平均風速の東西・南北成分[m/s]、鉛直シアーは850hPaと500hPaの間の風ベクトル差の大きさ[m/s]、下層気温減率は地上と850hPaの間の気温減率[℃/km]、冬型降水指数は風向別降水率×850hPa風速[m/s]×海面と下層温位の飽和比湿差[g/kg]である。予測はLAF（過去初期値との重み付き平均）ありとLAFなしを作成する。

目的変数

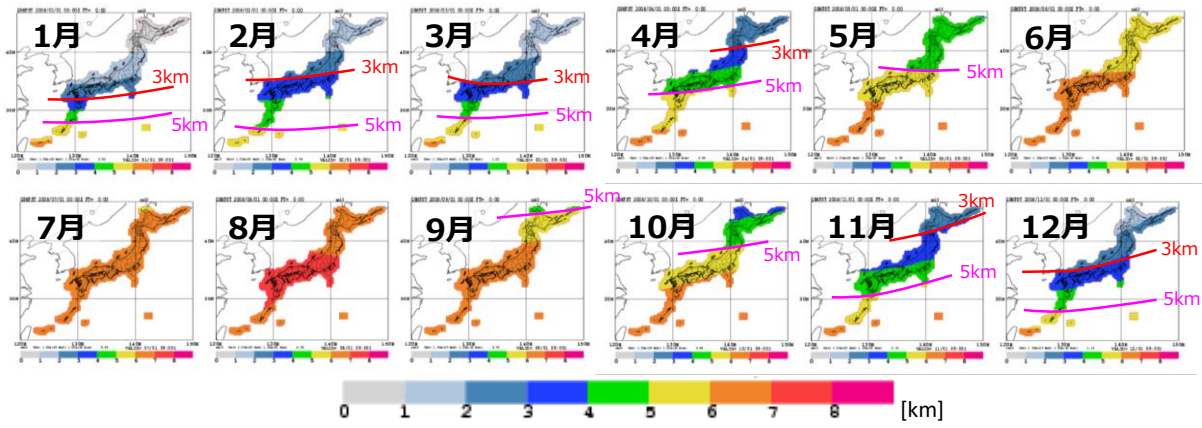
発雷確率ガイダンスは20km格子で作成するが、目的変数は対象格子を中心とする60km格子内での発雷の有無としている。



の格子で発雷確率が50%の場合、その周辺の60km格子内で発雷する確率が50%となる

発雷確率ガイダンスはGSM、MSMとも20km格子で作成するが、目的変数は対象格子を中心とする60km格子内での発雷の有無としている。例えば図中の水色で示した20km格子での発雷確率が50%であった場合は、その格子の周囲3×3格子内（60km格子内）で発雷する確率が50%であることを意味している。

層別化（-10℃高度）

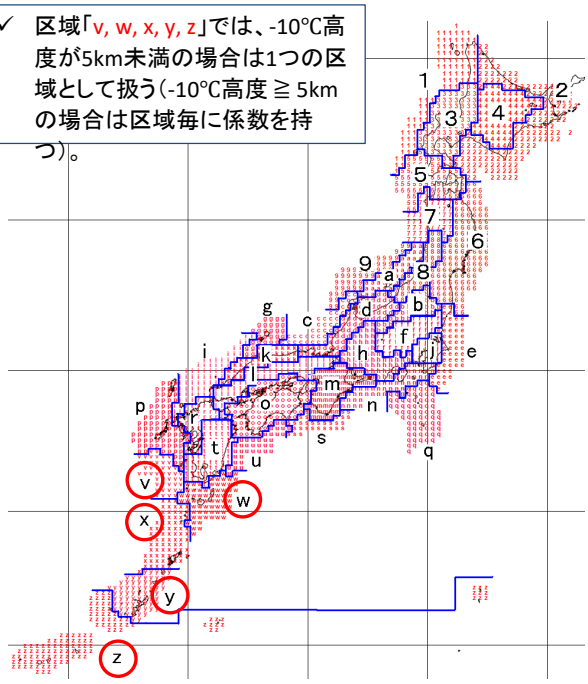


- 図はGSMの解析値から作成した-10℃高度の月別平均値
- 予測式は、-10℃高度が3km未満、3-5km、5km以上の午前（15-03UTC）、5km以上の午後（03-12UTC）の計4通りに層別化しており、季節や月による層別化の代わりとする
- -10℃高度で層別化することにより、季節外れの寒気など季節や月では対応しきれない場合でも、適切な層別化として働くことが期待される

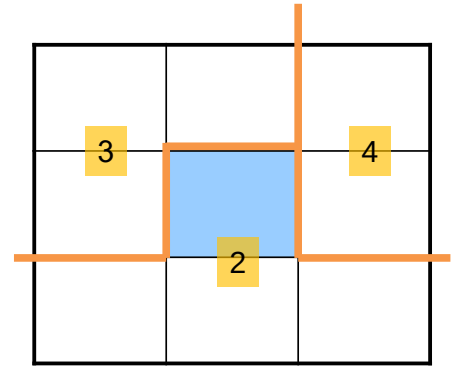
季節によって雷の特性が異なることを考慮するため、-10℃高度によって予測式を層別化する。具体的には-10℃高度が3km未満、3-5km、5km以上の午前（15-03UTC）、および5km以上の午後（03-12UTC）の4通りに層別化している。図にはGSMの解析値から作成した-10℃高度[km]の月別平均値を示す。冬季（12-2月）には北日本と日本海側の広い範囲で-10℃高度が3km以下となっており、夏季（6-8月）には全域で5km以上となっている。-10℃高度で層別化することにより、季節変化を考慮できるだけでなく、季節外れの寒気などの影響による雷も適切に予測できるようになると期待される。-10℃高度が3km未満は主に冬季雷を、5km以上では主に夏の雷を、3-5kmでは主に春と秋の界雷をターゲットにしている。

層別化（地域）

✓ 区域「v, w, x, y, z」では、-10℃高度が5km未満の場合は1つの区域として扱う（-10℃高度≧5kmの場合は区域毎に係数を持つ）。



区域の境界線



区域の境界沿いの予測を滑らかにするために、周囲8格子の予測式も使って予測し、平均している。

区域「2」に属する水色の格子の予測には、区域「3」、「4」の係数も使われることになる。

地域ごとに発雷の特性が異なることを考慮するため、左図の35の地域で予測式を層別化している。ただし、区域 v, w, x, y, zでは、予測式の決定に必要となるサンプル数を確保するため、-10℃高度が5km未満の場合は1つの区域として扱う（-10℃高度≧5kmの場合は区域毎に係数を持つ）。また、各区域での境界沿いの予測を滑らかにするために、周囲8格子の予測式も使って予測し、平均している。右図の例では、区域「2」に属する水色の格子の予測には、区域「3」および「4」の係数も使われることになる。

参考文献

- 土田尚侑, 2018: 発雷確率ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 165-176.
- 土田尚侑, 2019: 発雷確率ガイダンス. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 53-55.

最小湿度ガイダンス

予測要素	日最小湿度
モデル	GSM、MSM
対象地点	気象官署（特別地域観測所を含む）
作成手法	ニューラルネットワーク（逐次学習あり）
予報対象日	翌日、翌々日等（第4.2.7節を参照）
説明変数	予報対象日における 地上気温、850hPaの風速、3層（1000, 925, 800hPa）の平均相対湿度、1000hPaと700hPaの間の気温減率、地上最高気温、地上と925hPaの日最高気温出現時の比湿、地上最小比湿、地上最小湿度、各層（地上、1000, 925, 850, 700, 500hPa）の日平均相対湿度
目的変数	観測された日最小湿度（1分値から算出）
層別化	地点、季節（4-9月、10-3月）

最小湿度ガイダンス（小林 2018）は特別地域観測所を含む気象官署の地点における日最小湿度を予測するガイダンスである（予報対象日は第4.2.7節を参照）。GSMおよびMSMの予測値から算出した説明変数を入力として、ニューラルネットワークにより湿度の予測を行う。説明変数は、予報対象日における、03, 12, 21JSTの地上気温、03, 12, 21JSTの850hPaの風速、03, 12, 21JSTの3層（1000, 925, 800hPa）の平均相対湿度、03, 12, 21JSTにおける1000hPaと700hPaの間の気温減率、地上最高気温、地上と 925hPa の日最高気温出現時の比湿、地上最小比湿、地上最小湿度、および地上、1000, 925, 850, 700, 500hPaの日平均相対湿度である。目的変数は観測地点での1分値から算出した日最小湿度である。予測式は地点と季節（4-9月、10-3月）で層別化し、季節層別切り替えの30日間前から事前学習を行う。

参考文献

- 小林大輝, 2018: 湿度ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 177-184.

視程ガイダンス（格子形式）

	GSM視程ガイダンス（格子形式）	MSM視程ガイダンス（格子形式）
モデル	GSM	MSM
格子間隔	20km格子	5km格子
作成手法	消散係数による診断手法	
予報時間と間隔	FT=3からFT=84まで3時間間隔	FT=3からFT=39（00, 12UTC初期値は78）まで3時間間隔
説明変数	地表気圧より上層の気圧面1層の雲水量、地上相対湿度、前3時間内の1時間最大降水量、地上風速	モデル面第2-5層および第2-9層の雲水量の和、前1時間降水量（雨）、前1時間降水量（雪、あられ、雲氷）、モデル面第1層の相対湿度、モデル面第1層の風速
目的変数	各格子の前3時間の最小視程	
層別化	なし	

視程ガイダンス（格子形式）（後藤 2018; 気象庁 2022）は、20km格子（GSM）または5km格子（MSM）の前3時間の最小視程を予測するガイダンスである。数値予報モデルの予測値から雲、浮遊塵、雨、雪それぞれに起因する消散係数を診断的に計算し、消散係数と視程の関係式を用いて各格子における視程を予測する。診断的な手法を用いることにより、視程観測データのない地点を含めた面的な視程予測が可能となっている。MSMガイダンスでは、1時間毎に視程を予測し、前3時間内の3つの予測の最小値をガイダンスの予測値としている。

視程ガイダンス（格子形式）の予測式

照度Eの対象物からの距離rでの光の減衰率
→消散係数σと定義

$$dE/dr = -\sigma E$$

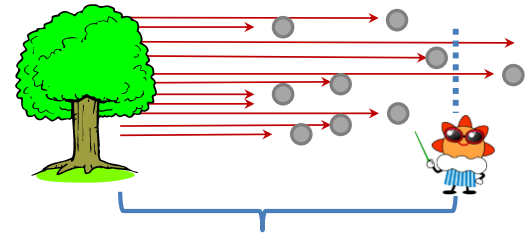
σを平均値とし、

$$E(r)/E(0) = \exp(-\sigma r)$$

右図の説明から

$$0.05 = \exp(-\sigma \mathrm{VIS})$$

$$\boxed{\mathrm{VIS} = -\ln(0.05)/\sigma \fallingdotseq 3/\sigma}$$



照度がもとの値の5%まで減衰する距離＝視程VIS

σは各浮遊物質（浮遊塵、雲粒、雨粒、雪）による消散係数（σ_p、σ_c、σ_r、σ_s）の和

視程ガイダンス（格子形式）では、気象光学距離（MOR: Meteorological Optical Range）の定義に従って視程を予測する。世界気象機関（WMO）により、MORは色温度2700Kの白熱灯の並行ビームが大気や大気中に浮遊する粒子によって散乱吸収され、その照度Eが元の照度の5%となるまでの距離と定義されている。照度Eの距離rに対する減衰率を消散係数σとすると、dE/dr = -σE の関係がある。σがrに依らないとし、照度が元の照度の5%となるまでの距離を視程（VIS）とすると、

VIS = -ln(0.05) / σ ≒ 3 / σ

となる。σは各浮遊物質による消散係数の和である。ここでは視程障害をもたらす浮遊物質として浮遊塵、雲粒、雨粒、雪を考慮すると、それぞれの消散係数をσp、σc、σr、σsとして、

σ = σp + σc + σr + σs

と書ける。各消散係数は数値予報モデルの予測値を用いて、過去の調査やモデルの特性に基づいて決定している。GSM、MSM、LFM視程ガイダンス（格子形式）での各消散係数は以下の通り。

GSM視程ガイダンス（格子形式）の消散係数

σp = 0.162 (1 – RH) -0.5
σc = 100.0 ×CWC10.96
σr = 0.403 ×RAIN0.5
σs = 2.14 ×RAIN0.7 + 0.167 ×FF

ただし、RHは地上相対湿度、CWC1は地表気圧より上層の気圧面1層の雲水量[g/kg]、RAINは前3時間内の1時間最大降水量[mm/h]、FFは地上風速[m/s]

MSM視程ガイダンス（格子形式）の消散係数

σp = 0.35 (1 – RH) -0.2
σc = 8.0 ×QC0.9 （無降水格子）
= 5.0 ×QC0.9 （降水格子）
σr = 0.47 ×RAIN0.5
σs = 8.0 ×SNOW0.7 + 0.07 ×FF

ただし、RHはモデル面第1層の相対湿度、QCは雲水量（無降水格子はモデル面第2-5層、降水格子は第2-9層）の積算[g/kg]、RAINは前1時間降水量（雨）[mm/h]、SNOWは前1時間降水量（雪、あられ、雲氷）[mm/h]、FFはモデル面第1層の風速[m/s]

参考文献

- 気象庁数値予報開発センター, 2023: 視程ガイダンス（格子形式）. 数値予報開発センター年報（令和4年）, 51-52.
- 後藤尚親, 2018: 視程ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 185-195.

第1章 基礎編

1.9 プロダクト利用上の留意点

数値予報には、数値計算や物理過程等による手法に由来する制約のため、予測精度に限界がある。また、現業予報作業では、全球モデル（GSM）・メソモデル（MSM）・局地モデル（LFM）などの複数の数値予報資料（プロダクト）を作業時間が限られる中で、効率的かつ能率的に利用しなければならない。

本節では、第1.7節までの数値予報の特性としてその限界と予測可能性について述べ、その後、プロダクトの利用上の留意点（第1.9.1項で数値予報の留意点、第1.9.2項でガイダンスの留意点）を述べる。

第1章 基礎編

1.9.1　数値予報の留意点

本項の内容は、藤田（2012）、石田・山田（2018）に基づいて記述しているので、適宜これらの文献を参照願いたい。

数値予報の限界と誤差要因

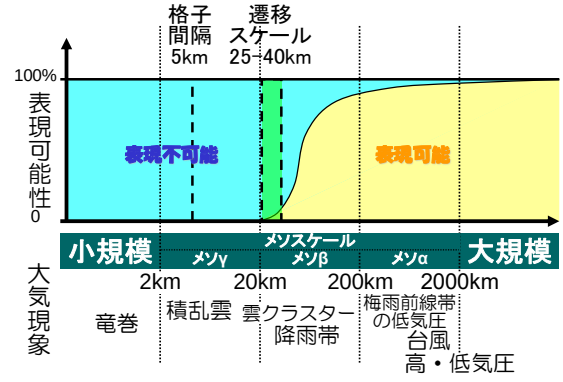
- 数値予報の限界
  - 大気現象を完全には表現できない（分解能）
  - 誤差の急速な成長（カオス的性質）
- 予報誤差の要因
  - 数値予報モデル（力学過程、物理過程）
  - 初期値
  - 境界値
- 数値予報の限界と誤差特性の把握が重要

数値予報を行うための必須要素は、数値予報モデルと初期値及び境界値である。数値予報の限界と誤差要因を考える上でも、これらの必須要素は重要である。例えば数値予報の限界について、数値予報モデルの力学過程の面から考えてみる。数値予報モデルの力学過程では、格子点法の場合、空間的に区切りのない連続体（流体）である大気の状態をコンピュータで扱えるように、多数の格子点における値で代表させる必要がある（これを離散化という）。この格子点の間隔で分解能が決まり、どの程度のスケールの現象が格子点における値で直接的に表現可能であるかが決まる。そのため、決まったスケールより小さい大気現象は表現することができないことから、数値予報モデルは大気現象を完全に表現することができない。また、数値予報モデルで用いる大気の支配方程式は非線形であり、そのカオス的性質から予報初期のごくわずかな誤差が急激に拡大して将来の予測に大きく影響する場合があるため、完全な予測は困難である。

表現可能な現象のスケール
実効解像度

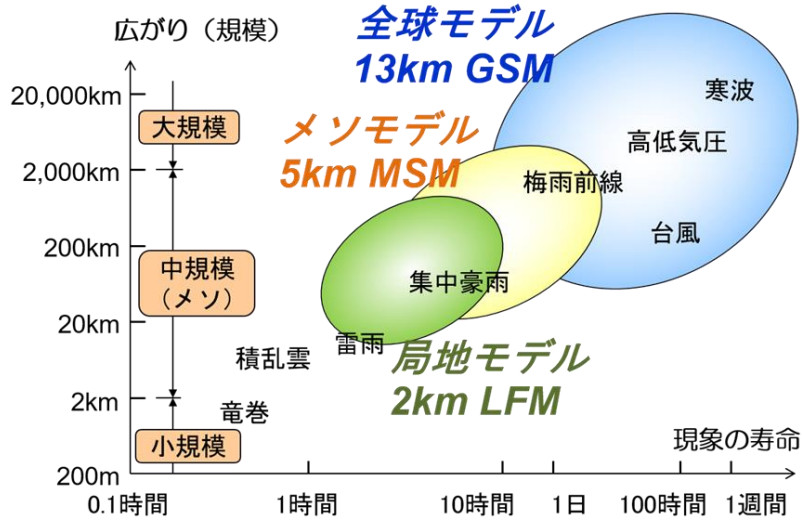
- 格子点値はその格子内の平均的な状態を示す
- モデルの実効解像度よりも細かい現象は表現できない
- 実効解像度は格子の 5 ～ 8 倍程度
  - GSM:65～105km
  - MSM:25～40km
  - LFM:10～15km

鉛直解像度の制約により境界層の構造や、逆転層などの構造も十分な表現ができないことがある。



一般に、数値予報モデルで表現可能な現象のスケール（実効解像度）は格子間隔の5～8倍程度である。短期・中期予報で用いる気象庁現業数値予報モデルでは、全球モデル（GSM）は水平分解能約13km、メソモデル（MSM）は5km、局地モデル（LFM）は2kmであることから、それぞれ65～105km、25～40km、10～15km程度以上のスケールの現象について表現可能である。また、各モデルの格子点値はその格子内の平均的な状態を示すことにも注意が必要である。さらに、鉛直解像度の制約により、境界層の構造や逆転層などの構造を十分に表現できない場合があることにも注意する必要がある。

気象現象のスケールに応じた数値予報モデルプロダクトの使い分け



原則としては最新かつ最も分解能の高い数値予報モデルの結果を利用することが推奨される。個々の事例については、観測データと比較、確認し、数値予報プロダクトの使い分けをする必要がある。

気象現象のスケールに応じた数値予報モデルプロダクトの使い分けは、以下のとおりである。

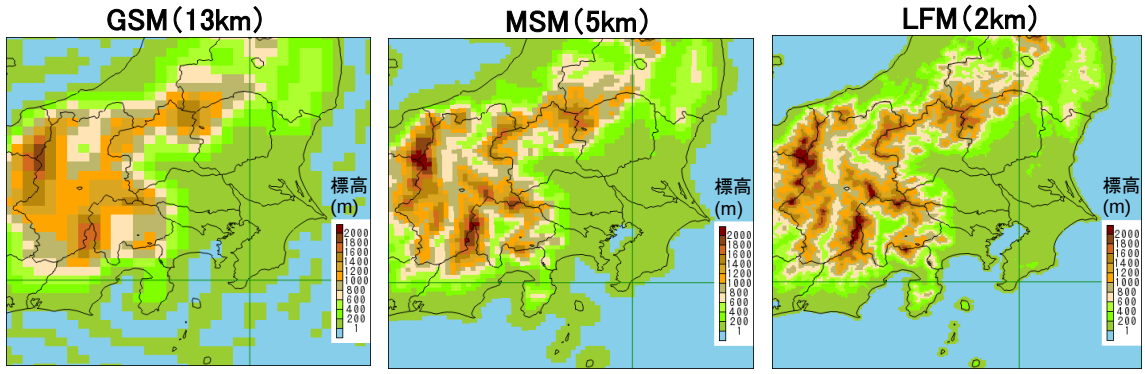
GSMでは、現象の寿命が1日～1週間、広がりが数千km前後の大～中規模の高低気圧や台風等の総観規模の擾乱を表現することができる。

MSMでは、現象の寿命が数時間～1日、広がりが数百km前後の中規模の豪雨をもたらす現象等を表現することができる。

LFMでは、現象の寿命が数時間、広がりが数十km～数百km程度の豪雨をもたらす現象を表現することができる。

このように、現象の寿命や広がりを考慮して、観測データと比較、確認し、数値予報モデルプロダクトの使い分けをする必要がある。また、原則として最新かつ最も分解能の高い数値予報モデルの結果を利用することが推奨される。

モデル地形の不完全さに起因する誤差



- GSM、LFMの地形は、90° N－60° SにMERIT DEM（Yamazaki et al. 2017）、60° S－90° SにRAMP2 (Liu et al. 2015)のデータを、MSMの地形は、米国地質調査所（USGS）が作成した30秒（1秒は1/3600度：約1km）メッシュのGTOPO30データをそれぞれ平滑化して作成
- 実際の地形にはLFMより更に小さいスケールの起伏がある
- スケールの小さい地形の影響を受ける風や、小スケールの激しい起伏でモデルと実際の標高の異なる場合の気温は誤差が大きいと考えられる
  - 実際の地形とモデル地形の違いを十分把握する
- このような誤差は系統誤差としてガイダンスで補正される。数値予報の結果とガイダンスの結果を使い分ける必要がある

GSM、LFMの地形は、90° N－60° SにMERIT DEM（Yamazaki et al. 2017）、60° S－90° SにRAMP2 (Liu et al. 2015)のデータを、MSMの地形は、米国地質調査所（USGS）が作成した30秒（1秒は1/3600度：約1km）メッシュのGTOPO30データをそれぞれ平滑化して作成している。実際の地形にはLFMより更に小さいスケールの起伏がある。

地形の表現は強制上昇や風系への影響等、数値予報モデルの結果に直接影響を与えるが、実際の地形とは、標高も起伏も異なっているために誤差が生じる。地形の表現による誤差は、決まって生じる誤差の1つで系統誤差と言われる。このような系統誤差は、ガイダンスによって補正することができる。数値予報プロダクトの利用に際しては、実際の地形とモデル地形の違いを十分に把握するとともに、このような系統誤差はガイダンスにより補正されることを念頭において、数値予報結果とガイダンスの結果を使い分ける必要がある。

物理過程の不完全さに起因する誤差

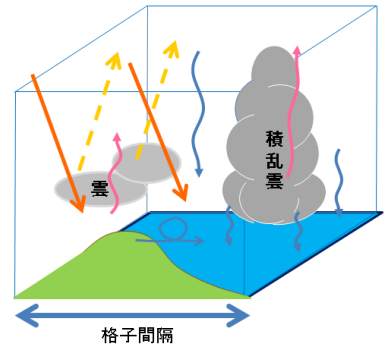
- 物理過程は格子より小さいスケールの効果を格子平均値で計算するためにモデル化を行う
  - モデル化には統計的関係も含まれる
- そのモデル化は不完全で予測誤差の大きな原因
  - 各過程についての知見が不足
    - 解くべき方程式が分かっていない（乱流、対流など）
  - 計算資源が不足
    - 現象の物理過程が複雑なため簡略化が必要（放射過程の波長への依存性など）
  - そもそも導入されていない効果も
    - MSM・LFMでは積雪の変化、LFMでは海面水温の変化
  - パラメタリゼーションの原理的制約

数値予報モデルの物理過程については、今の天気予報で対象となる現象の予測に必要なものは、ほぼ含まれている。その物理過程は格子より小さいスケールの効果を統計的関係を考慮しつつ、格子平均値で計算するためにモデル化を行っているが、それらの過程が不完全なために予測誤差の大きな原因の一つとなっている。例えば、以下のようなものが挙げられる。

1. 乱流や対流など解くべき方程式が分かっていない等、各過程についての知見不足
2. 計算機資源不足。例えば放射過程では、波長への依存性が複雑で計算に時間を要するため、簡略化されている
3. 未導入の効果の影響。例えば、予測期間内において、MSM・LFMでは積雪の変化、LFMでは海面水温の変化が考慮されていない
4. パラメタリゼーションの原理的制約

パラメタリゼーションの原理的制約

- 予報変数（格子点値）は、モデルの格子点における時間・空間平均値
- 格子平均からのずれの効果の扱い
  - 格子間隔より小さな現象（サブグリッドスケールの現象）は格子点値で表現することができない（支配方程式で扱えない、モデルで陽に表現できない）
  - サブグリッドスケールの現象が予報変数（格子点値）に及ぼす効果を、格子点の物理量で評価 → パラメタリゼーション
  - パラメタリゼーションは、格子平均値といった限られた情報のみを用いて格子より小さいスケールの効果を記述する原理的制約がある



モデルは気温や比湿、風等の、格子平均だけを扱う（知っている）。

前頁にて、物理過程は格子より小さいスケールの効果を統計的関係を考慮しつつ、格子平均値で計算するためにモデル化を行っていると述べた。

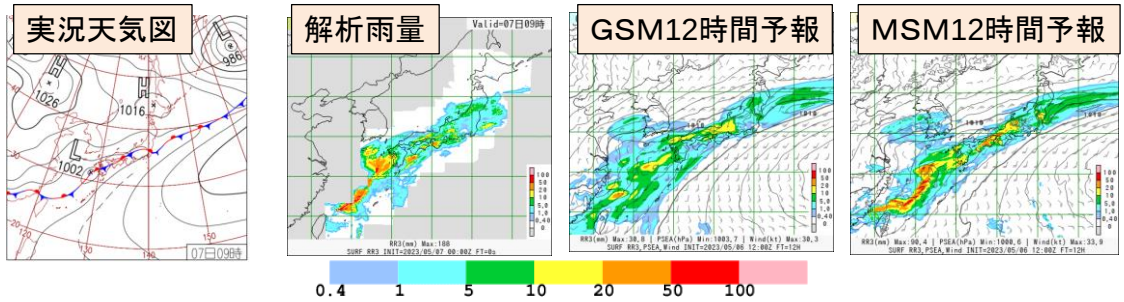
その一つとして、格子間隔より小さな現象（サブグリッドスケールの現象）が予報変数（格子点値）に及ぼす効果を格子点の物理量で評価（パラメタリゼーション）して、格子平均からのずれの効果として、その格子点の値に取り入れている。

これは、予報変数（格子点値）は、モデルの格子点における時間・空間平均値であり、サブグリッドスケールの現象は格子点値で表現することができないことによるものである。

このように、パラメタリゼーションは格子平均値といった限られた情報のみを用いて格子より小さいスケールの効果を取り入れなければならない原理的制約があり、誤差を生む一因となっている。

積雲対流過程の違いによる降水特性の典型例

2023年5月7日9時の地上天気図、及び同時刻についての前3時間降水量。左から、解析雨量、GSM（5月6日21時初期値）、MSM（5月6日21時初期値）それぞれによる予報。



- 西日本から東シナ海に着目する
- 〔GSM〕：弱い降水域を前線の周囲とその北側に広く予測した。一方で、前線近傍の降水量が少ない
- 〔MSM〕：強い降水を前線付近に集中させている一方で、前線北側の弱い降水域の広がりが狭い。また、低気圧自体もGSMより発達させている

パラメタリゼーションとして、積雲対流過程の違いによる降水特性の典型例を示す。

積雲対流過程について、GSMでは主に雲水スキームと荒川シューバート（AS）スキーム、MSMでは雲物理過程とケイン・フリッチ（KF）スキームを用いている。ASスキームとKFスキームは対流パラメタリゼーションの一種であり、数値予報モデルの分解能で表せない積雲の効果を取り入れるために導入されている。この対流パラメタリゼーションの差により、GSMとMSMでは降水表現に差が表れている。図は、左から2023年5月7日9時の地上天気図、および同時刻の前3時間解析雨量、5月6日21時初期値のGSMおよびMSMの12時間予報の前3時間降水量を示している。西日本から東シナ海に着目する。

GSMは解析雨量と比較して、弱い降水域を前線の周囲とその北側に広く予測する一方、前線近傍の降水量は少ないという特徴がみられ、ASスキームの典型的な特徴がみられる。

MSMは強い降水を前線付近に集中させる一方で、前線北側の弱い降水域の広がりが狭く、また、低気圧自体もGSMよりも発達させていて、雲物理過程とKFスキームの特徴が表れている。

（パラメタリゼーションの違いに起因する各モデルの予測特性については次頁参照）

各モデルの積雲対流の取り扱い

各モデルでは、水平解像度に応じた対流の取り扱いをしており、降水特性の違いの一因となっている。

- GSM
  - 大気安定度がそれほど低くない段階から積雲対流が発生するものとして成層を安定化するため、弱い降水を広めに予想する傾向
  - 安定化はゆっくり行われ、長時間に渡り広い降水域が予想されることも
- MSM
  - 地形や収束などの強制力が強いときに強い降水を集中させる傾向
  - 格子スケールの積雲対流では降水量が過大になることも。（LFMも同様）
  - 熱雷のような不安定性降水に伴う短時間強雨事例では、降水予測が過小となりやすい
- LFM
  - 格子スケールでの積雲対流発生に必要な強制上昇とその扱いが十分ではないため、発生が遅れる場合あり
  - 積雲対流を弱める現象（エントレインメントなど）を表現できないため、現実よりも強い対流となりやすく、降水量が過大となる傾向

各数値予報モデルの積雲対流は、水平解像度に応じた対流の取り扱いをしていて、降水特性の違いの一因となっている。以下にその特徴を示す。

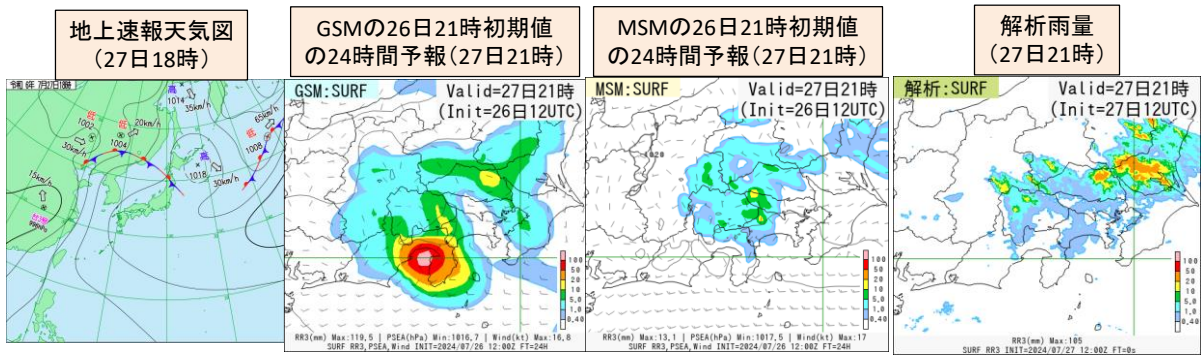
GSMは、対流パラメタリゼーションとしてASスキームを採用している。そのため、大気安定度がそれほど低くない段階から積雲対流が発生するものとして成層を安定化するため、弱い降水を広めに予想する傾向がある（原 2013）。そして、安定化はゆっくり行われ、長時間に渡り広い降水域が予想されることがある。

MSMは、雲物理過程に対流パラメタリゼーションとしてKFスキームを採用している。そのため、地形や収束などの強制力が強いときに強い降水を集中させる傾向がみられる（原・倉橋 2017）。また、格子スケールの積雲対流では降水量が過大になることがある。そして、熱雷のような不安定性降水に伴う短時間強雨事例では、降水予測が過小となりやすい。

LFMは雲物理過程を採用しており、対流のイニシエーションにのみ対流パラメタリゼーションを用いている。そのため、格子スケールでの積雲対流発生に必要な強制上昇とその扱いが十分ではなく、発生が遅れる場合がある。そして、積雲対流を弱める現象（エントレインメントなど）を表現できないため、現実よりも強い対流となりやすく、降水量が過大となる傾向がある。

GSMの降水予測について

- 令和5（2023）年3月にGSMの改良により、水平解像度が約 20km から約 13km へ高解像度化された（気象庁情報基盤部　2024）。この改良以降、不安定降水時に強い降水を局所的に予測する傾向がみられるようになった
- 大雨のポテンシャルがあるとの見方もできるが、以下に示す令和6（2024）年7月27日の事例のように過大な降水予測となる場合があるので、プロダクトを利用する際は留意する必要がある



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　265

令和5（2023）年3月にGSMの改良により、水平解像度が約 20km から約 13km へ高解像度化された（気象庁情報基盤部　2024）。この改良以降、不安定降水時に強い降水を局所的に予測する傾向がみられるようになった。

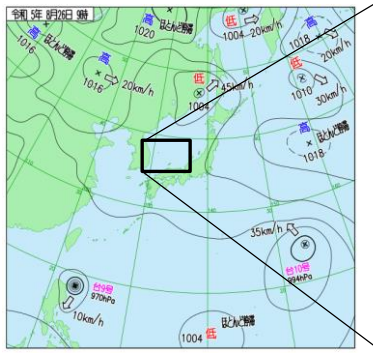
例として、令和6（2024）年7月27日21時対象の事例を紹介する。図は、左から27日18時の地上速報天気図、26日21時初期値のGSM、MSMの24時間予報の前3時間降水量（mm）・風（矢羽根：kt）・海面更正気圧（hPa）および27日21時の前3時間解析雨量である。東日本では太平洋高気圧に覆われて気温が上昇したことにより、大気の状態が不安定となって、解析雨量で示すとおり、茨城県を中心に強い又は激しい降水があった。GSMでは、27日21時の前3時間降水量について、静岡県付近で100mm/3hを超える予測が直近の初期時刻まで継続して見られた。一方、MSMでは対応する降水はほとんど予測されておらず、実況でも対応する降水はほとんど見られなかった。

一般的に、GSMは前頁で示したように、弱い降水を広く予測する傾向があるが、本事例について調査した結果、強い上昇流に起因する凝結により、過大な降水がもたらされている可能性があることが分かった。大雨のポテンシャルがあるとの見方もできるが、本事例のように過大な降水予測となる場合があるので、プロダクトを利用する際は留意する必要がある。

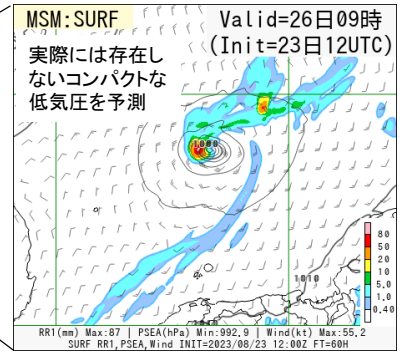
MSMにおける低気圧の過発達

- MSMによる予測では、現在でも低気圧が過発達する場合がある
- 積雲対流スキームによる不安定の解消が不十分で、格子スケールの上昇流が強く予測されてしまう

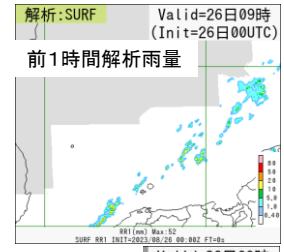
（典型例）2023年8月26日9時を対象とした23日21時初期値のMSMの予測において、島根県隠岐島の北の日本海で発達しながら北東進する低気圧を表現していた。

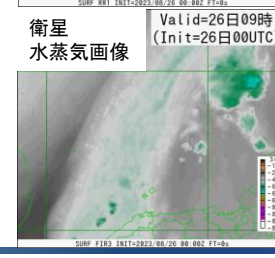


2023年8月26日9時の
地上天気図



2023年8月26日9時を対象とした
MSM予測（FT=60）



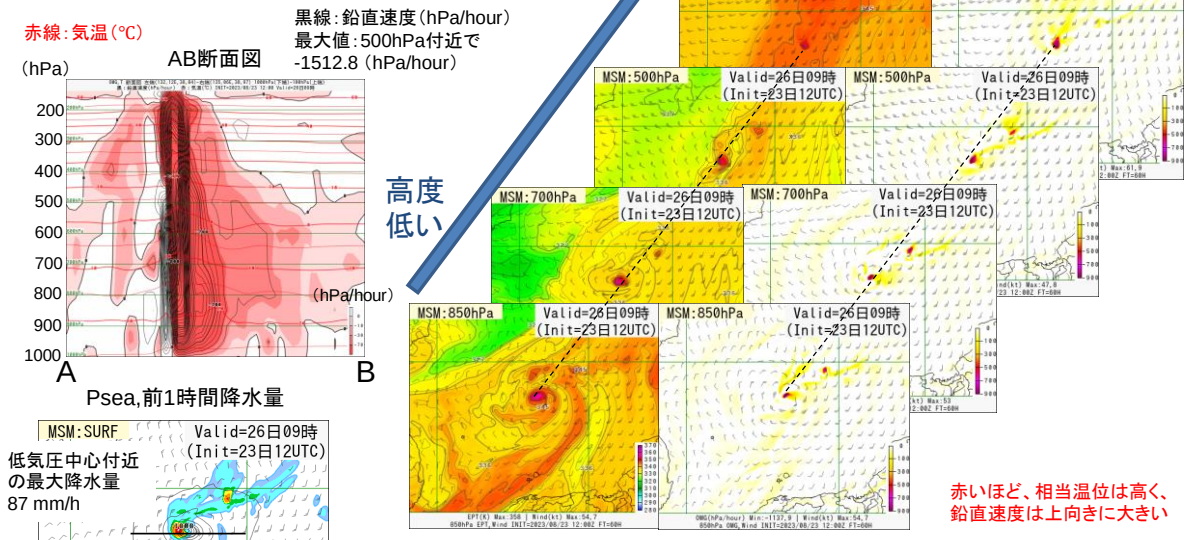


MSMの低気圧の発達の予測については、積雲対流スキームによる不安定の解消が不十分な場合に格子スケールの上昇流が強く予測され、その結果として、低気圧の過発達につながることが知られている（原 2015）。

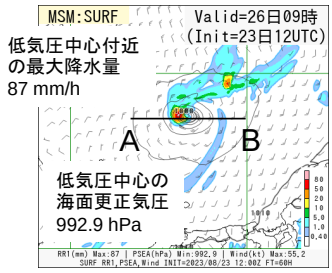
典型例として、2023年8月26日9時を対象とした23日21時初期値のMSMの予測を示す。図は、左から2023年8月26日9時の地上天気図、26日9時を対象とした23日21時を初期値とする60時間予測、26日9時の前1時間解析雨量と衛星水蒸気画像である。島根県隠岐島の北の日本海上に着目すると、MSMの前1時間予測降水量は解析雨量や衛星水蒸気画像などと比較して過大な予測になっていることが推察される。また、MSMでは実際には存在しないコンパクトな低気圧が予測されている。

予測された過発達した低気圧の特徴

2023年8月23日21時を初期時刻とする
MSMの60時間予測の例



Psea,前1時間降水量



MSMにおいて、以下の特性がみられた低気圧は過発達である可能性を考慮にいれる必要がある

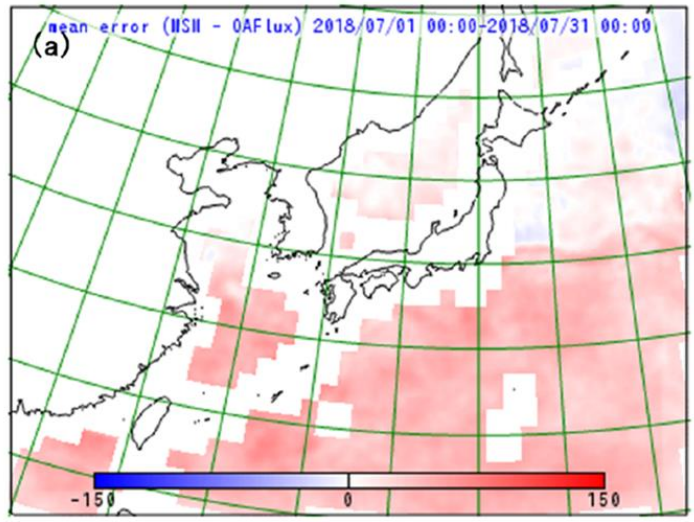
- **低気圧中心≒強雨域にほぼ対応する場所で、局所的な強い上昇流が上層まで伸びている**
- **また、その場所は周囲よりも相対的に暖かい**

2023年8月23日21時を初期値とするMSMの60時間予報で島根県隠岐島の北の日本海で見られたコンパクトな低気圧について、低気圧中心付近の地上海面更正気圧および前1時間降水量、鉛直P速度および気温および相当温位の鉛直分布を示す。

低気圧中心付近の強雨域に対応する場所で局所的な強い上昇流が上層の成層圏付近まで伸びていることが分かる。また、その場所は周囲よりも相対的に暖かくなっている。

これらの特徴は、予測された過発達した低気圧の特徴であり、天気予報を組み立てる際には注意する必要がある。

MSMが持つ系統誤差について



2018 年7 月平均におけるMSM による潜熱フラックス[W m^{-2}] の全予報時間のOAFlux プロダクト(Yu et al. 2008) に対する誤差。氏家（2020）から抜粋。

- 潜熱フラックスに基準となる全予報時間のOAFlux プロダクトに対して正バイアス、すなわち下層水蒸気が多いバイアスがある

MSMの予測には、下層の水蒸気が多いバイアスがある。この系統誤差は、モデルの諸過程が複雑に絡み合った結果、生じている。これらの点に留意しつつ、MSMのプロダクトを利用していただきたい。図は、氏家（2020）から抜粋したものである。

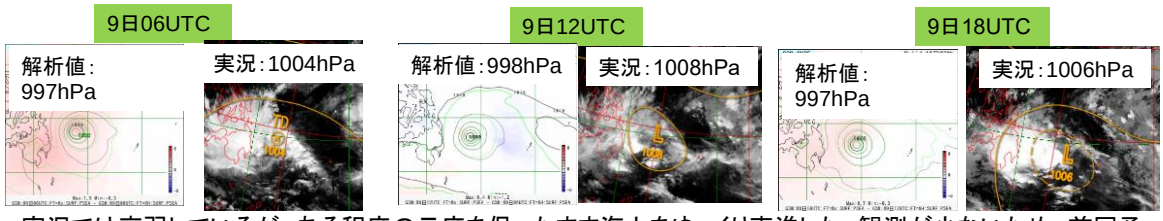
※OAFlux（Objectively Analyzed air-sea Fluxes:客観解析された大気海洋フラックス）

初期値の不完全さに起因する誤差

- 観測値
  - 観測値には様々な誤差が含まれている
  - 入手可能な観測値が時間的・空間的に十分にない
    - 特に、擾乱がある領域に観測値がないと予測の信頼度が低くなる
    - 海上を進む擾乱など、予測に影響を与える観測が少ない場合、新しい時刻の観測により、予報が大きく変化することがある
- 第一推定値
  - 前初期時刻の予報結果が良好でないと、解析における第一推定値の誤差が大きくなる

（例）2014年4月台風第4号から変わった熱帯低気圧

（コンター：地上気圧(hPa：緑は前回のGSM6時間予測)、塗りつぶしは前回予測からの修正量(hPa)と実況（衛星赤外画像および地上天気図 ）



実況では衰弱しているが、ある程度の示度を保ったまま海上をゆっくり東進した。観測が少ないため、前回予測からの修正量が小さい。なお、この時間帯に台風ボーガスデータは利用されていない。

数値予報モデルの初期値（解析値）は、前の初期値からの予測値をたたき台（第一推定値という）に、観測データを同化することで作成される。

第一推定値は、格子点上に物理要素（気温・気圧・風等）が規則正しく配置されるメリットがある一方で、前初期時刻の予報結果が良好でないと、解析における第一推定値の誤差が大きくなるというデメリットがある。

観測値は、現実の大気の状態に近い値が得られるメリットがある一方で、様々な誤差が含まれ、入手可能な観測値が時間的・空間的に十分でないデメリットがある。特に擾乱がある領域に観測値がないと予測の信頼度が低くなる。例として、2014年台風第4号から変わった熱帯低気圧を取り上げる。実況では衰弱しているのにも関わらず、モデルではある程度の示度を保ったまま海上をゆっくり東進し続けることとなった。その間、観測が少ない海上をゆっくり東進し、観測で修正されなかったために前述のような予測となった。

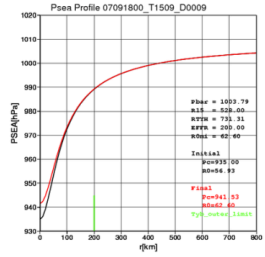
一方で、擾乱が海上を進む際に、予測に影響を与える観測が少ない場合は、新しい時刻の観測により、かえって擾乱の予測が大きく変化する場合があるので、利用の際には慎重に判断する必要がある。

台風ボーガス

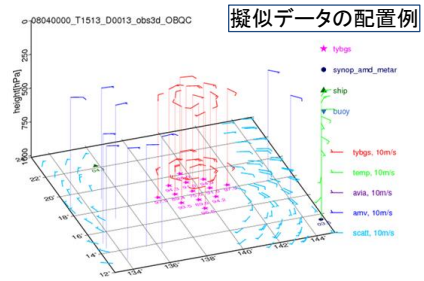
- 台風中心付近では、実観測データが十分に得られない場合があり、それを補完するために**疑似観測データ（台風ボーガス）**を作成・同化利用している
- 予報官による台風速報解析の中心気圧、強風半径などから単純化されたモデルをあてはめて疑似観測データを作成する
  - 要素は海面気圧、上空の風向風速
  - 台風ボーガスで表現する台風の強度や空間対称性が実際の台風の状態と一致するとは限らない

  →台風ボーガスを同化した初期値での台風構造が、衛星画像などの実況と乖離していないか確認いただきたい
- 特に全球モデルでは、台風構造に歪みを生じるような局所的に大きな修正が解析で入りにくいため、台風の急発達や位置ずれの修正が一つの初期時刻の解析では十分でない場合がある

ある台風事例におけるボーガスの海面気圧プロファイル例



擬似データの配置例



台風ボーガスは、台風予報に適切な初期場を作るために、台風周辺に与えられる疑似観測データである。台風中心付近の実観測データが十分に得られない部分を補完する役割で作成・同化利用し、台風進路および強度予報の精度維持・向上に寄与している。

台風ボーガスは、予報官による台風速報解析の中心気圧、強風半径などから単純化されたモデルをあてはめて疑似観測データを作成する。このことから、台風ボーガスで表現する台風強度や空間対称性が実際の台風の状態と一致するとは限らない。

そのため、台風ボーガスを同化した初期値での台風構造が、衛星画像などの実況と乖離していないか確認する必要がある。特に全球モデルでは台風構造の歪みが生じるような局所的に大きな修正が解析で入りにくいため、台風の急発達や位置ずれの修正が一つの初期時刻の解析では十分でない場合があるので、その点も確認する必要がある。

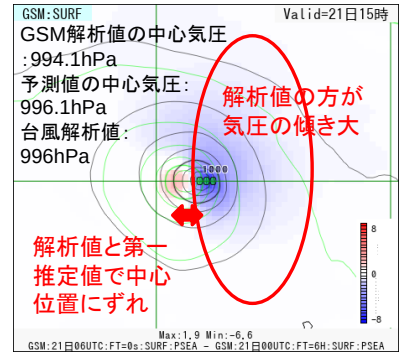
左図は、ある台風事例におけるボーガスの海面気圧プロファイル例を示している。緑色の線が、台風ボーガスの一番外側の範囲を示し、この例では200kmである。黒線が台風の中心示度を考慮した初期のプロファイル、赤線は黒線に第一推定値や周辺の観測を考慮した後のプロファイルを示している。赤線のプロファイルを元に解析に利用される台風ボーガスデータを作成する。そのデータの例が右図で、疑似データの配置例を示している。桃色が地上の海面気圧、赤色が風向風速（矢羽根）である。

台風ボーガスの投入位置が予測の中心位置とずれたことによる台風の過発達について

- GSMで予測された台風中心位置より東側に台風ボーガスがデータ同化されたため、台風が過発達し解析値に反映するケースがみられた（2023年台風第1号）
  - 台風の中心から東側の解析値の気圧の傾きが大きくなり、それに伴い地上風速が強くなって海面での蒸発が進み、台風の発達に寄与した可能性が考えられる
  - 台風東側の対流雲の強い場所を実況解析の台風中心としているようなので、それに合わせて下層渦も東へ修正して、台風を発達させている可能性も考えられる
  - 初期値の不完全さに起因する誤差（前々頁参照）として残ることになるため、解析値や予測値の利用の際には慎重に判断する必要がある

GSMの海面更正気圧の解析値と台風ボーガス

4月21日15時の解析時に台風ボーガス（★印で示されたもので、海面更正気圧の観測値として同化される：詳しくは前頁の台風ボーガスを参照）が6時間前の予測値の中心位置よりやや東側に投入された。解析値はやや予測値寄りに解析された。



GSMの海面更正気圧の解析値（黒線）と6時間前からの予測値（緑線）との差
（4月21日15時対象：青色ほど解析値の気圧が低い）

台風ボーガスは、前頁で説明したように、台風進路および強度予報の精度維持・向上に寄与している。

一方で、令和5（2023）年4月20日15時にマーシャル諸島で発生した台風第1号について、台風ボーガスの投入位置が予測の中心位置とずれた場合に、GSM内で台風が過発達し、GSM解析値に反映されたケースが見られたので、プロダクトを利用する際の留意点として紹介する。

左図はGSMの21日15時の海面更正気圧の解析値（黒線）と解析時に観測値として同化された台風ボーガスデータ（茶色の★で示され、数字は同化された海面更正気圧値（小数点第1位を含む下3桁の値））である。詳しくは前頁の台風ボーガスを参照。台風ボーガスは、6時間前の予測値の中心位置よりやや東側に投入された。解析値はやや第一推定値寄りに解析された。

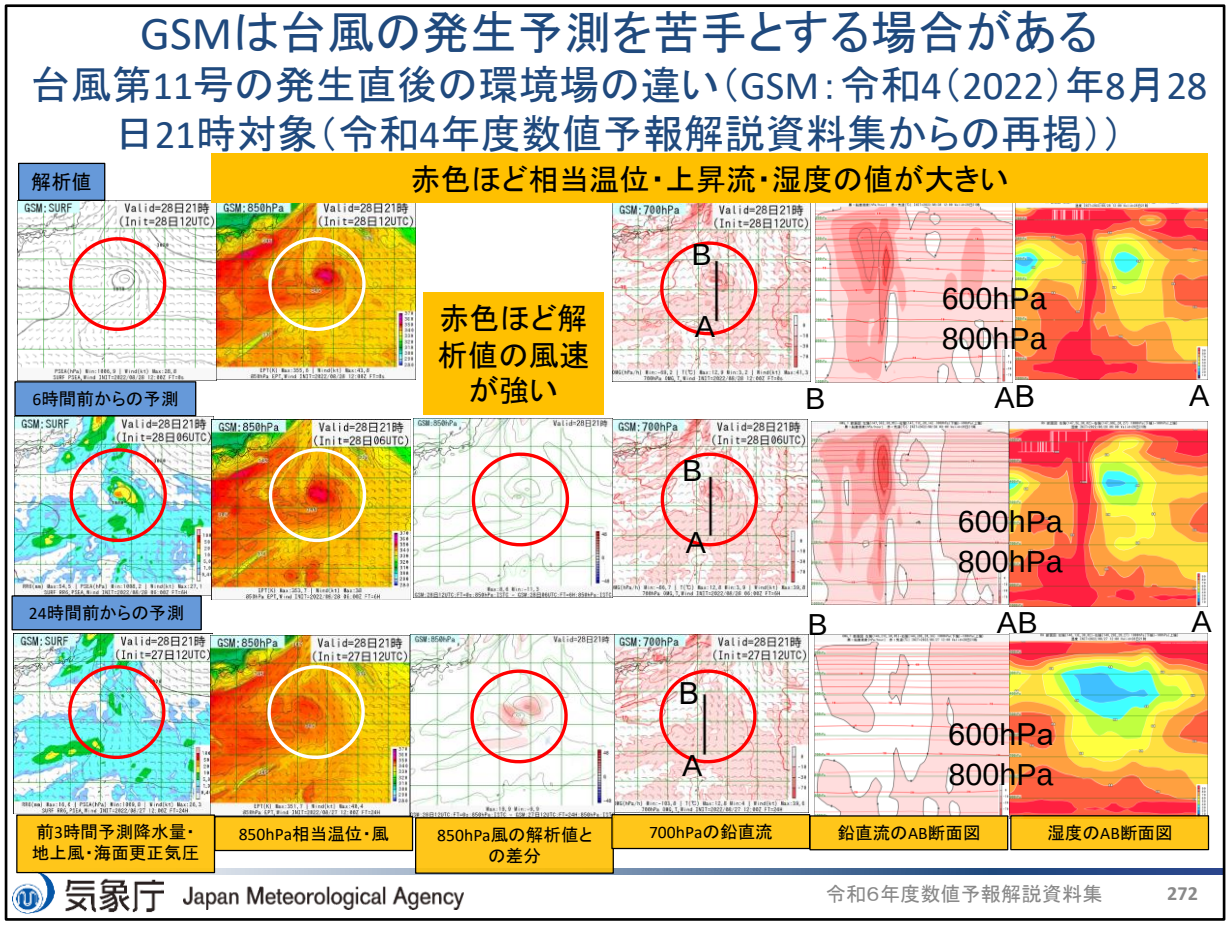
右図は、GSMの21日15時の海面更正気圧の解析値（黒線）と6時間前からの予測値（緑線）との差を示す。青色ほど解析値の気圧が低いことを示す。解析値と第一推定値との中心位置の差が確認でき、台風中心の東側で解析値の方が気圧の傾きが大きいことも確認できる。この後、21日21時のGSM解析値での中心気圧は988.9hPaに発達、6時間前からの第一推定値では993.5hPa、台風ベストトラック（台風解析値）では1000hPa（図略）となり、GSM解析値と台風解析値と乖離が進んだ。

台風が過発達し、GSM解析値に反映され、台風解析値との乖離が進んだ原因は、以下の2点が考えられる。

・ 台風の中心から東側の解析値の気圧の傾きが大きくなり、それに伴い地上風速が強くなって海面での蒸発が進み、台風の発達に寄与した可能性

・ 台風東側の対流雲の強い場所を実況解析の台風中心としているようなので、それに合わせて下層渦も東へ修正して、台風を発達させている可能性

このように、GSM内で台風が過発達した場合は、前々頁に示した初期値の不完全さに起因する誤差として残ることになるため、解析値や予測値の利用の際には慎重に判断する必要がある。



GSMは台風の発生予測を苦手とする場合があるため、留意する必要がある。令和4年度数値予報解説資料集（気象庁情報基盤部 2023）から2022年台風第11号を例として、再掲して紹介する。

台風第11号の発生直後として令和4（2022）年8月28日21時を対象としたGSMでの環境場を確認する。図は左から順に前3時間降水量（mm）・地上風（kt）・海面更正気圧（hPa）で黄色や橙色ほど予測降水量が多い、850hPaの相当温位（K）・風（kt）で赤色ほど相当温位が高い、850hPa風の解析値との差分（kt）で赤色ほど解析値の方が風速が強い、700hPaの鉛直流（hPa/hour)で赤色が濃いほど鉛直流が強い、鉛直流（hPa/hour)のAB鉛直断面図で凡例は700hPaの鉛直流に同じ、湿度（%）のAB鉛直断面図で赤色ほど湿度が高いことを示す。また、上段から順に解析値、6時間前からの予測、24時間前からの予測を示す。対象としている熱帯擾乱を赤丸ないし白丸で表示している。なお、解析値や6時間前からの予測に利用された解析値には台風ボーガスが入っているが、24時間前からの予測には入っていない。

対象としている熱帯擾乱に着目すると、台風ボーガスが入っている解析値や6時間前からの予測では、等圧線が閉じた閉曲線での擾乱を表現し、中心付近では予測降水量や高相当温位の集中と顕著な上昇流、それに伴う湿潤域（高湿度を目安）の鉛直方向の立ち上がりが見られた。一方で、24時間前からの予測では、それらの特徴ははっきりと見られない。また、850hPa風の解析値との差分を見ると台風中心付近と中心から南西側の領域の風速が弱いことが分かった。この領域では、海面からの潜熱フラックスが解析値や6時間前からの予測のものに比べて値が小さい傾向（図略）が見られた。

これらのことから対象としている熱帯擾乱の中心の南西側の領域での風速が弱いことにより、海面からの潜熱フラックスの供給が弱くなり、熱帯擾乱の発達が抑えられ、GSMのモデル自身での熱帯擾乱の発生予測ができなかった可能性がある。

初期時刻による予測の変化について

- 初期時刻によって予測結果が安定しないことがある

  – 初期時刻による予測結果のばらつきが大きいときの状況
    - 最新の解析（データ同化）で、観測情報が反映された
    - 予測の不確実性が高い場であり、初期値の僅かな変化にモデルが反応した
    - 品質に問題のある（またはモデル(第一推定値)と大きく値が異なる）観測データが同化された

  – 逆に初期時刻による予測結果のばらつきが小さいときの状況
    - モデル(第一推定値)の精度がよく、観測との差が小さかった
    - 予測の不確実性が低い場であった
    - 注目する現象の付近で観測データがほとんど同化されなかった（前回の初期値とほとんど同じ予測）

基本的には最新の観測情報を反映した新しい初期値ほど予測精度は高いはず

各数値予報モデルには、初期時刻によって予測結果が安定しないことがある。すなわち、初期時刻による予測結果のばらつきが大きいことに相当する。そのときの状況としては、

1. 最新の解析で観測情報が反映された

2. 初期値の僅かな変化に対して、モデル予測結果の差が大きい（予測の不確実性が高い）

3. 品質に問題のある観測またはモデルと大きく値が異なる観測が同化された

が、考えられる。逆に、予測結果が安定している場合（初期時刻による予測結果のばらつきが小さい）では、

4. モデル（第一推定値）の精度が良く、観測との差が小さかった

5. 初期値の僅かな変化に対して、モデル予測結果の差が小さい（予測の不確実性が低い）

6. 注目する現象の観測データがほとんど同化されなかった（前回の初期値とほとんど同じ予測）

が、考えられる。

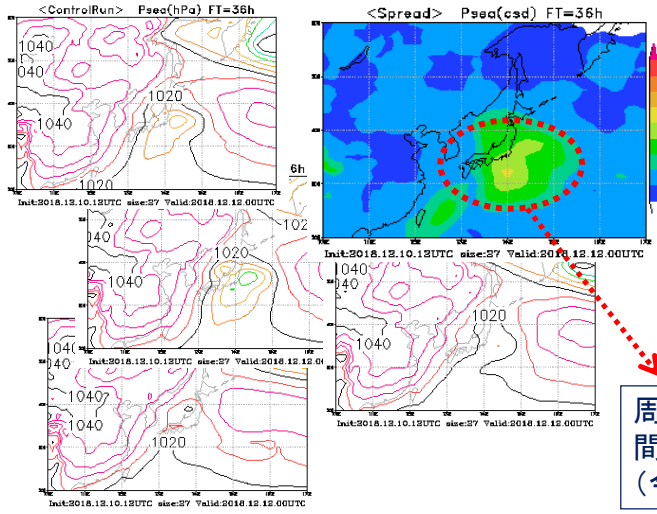
3の品質に問題のある観測が同化された場合については、短期解説資料等を通じて、お知らせすることになるので、留意願いたい。6については、初期値の不完全さに起因する誤差で述べたように実況と異なる場合があるので、十分確認する必要がある。

その他の場合については、基本的には最新の観測情報を反映した新しい初期値ほど予測精度が高いと考えられる。また、2の場合などについて、より確からしい予測を行うには、アンサンブル予報を活用する方法がある。

変化が大きいときの例～アンサンブル予報の視点

予測の不確実性が高い場

⇨ アンサンブル予報のスプレッド（ばらつき程度）も大きくなる



2018年12月12日9時を
対象時刻とする12月10日21時
初期値(FT=36)の
全球アンサンブル予報

海面気圧の
・アンサンブルスプレッド（右上）
・各メンバーの予測

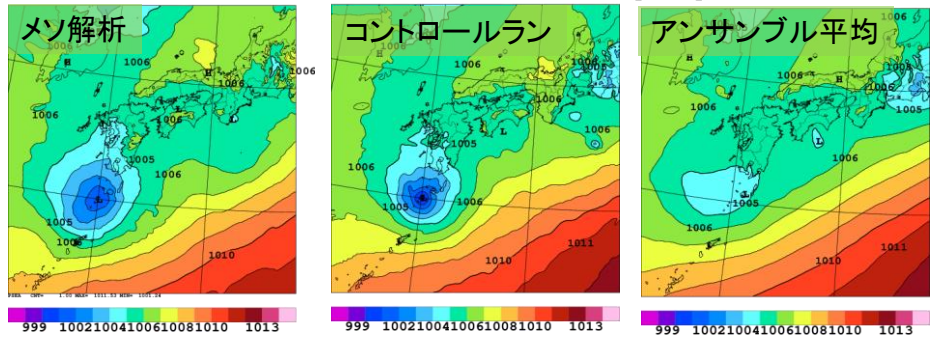
周辺と比べて、アンサンブルメンバー間の予測のばらつきが大きい
（今後も予測が変わる可能性が高い）

初期値の僅かな変化に対して、モデル予測結果の差が大きい時については、カオス的性質に由来するものであるため、前回・前々回予報との比較、初期値に摂動を与えるなどしたアンサンブル予報の利用が一般的である。

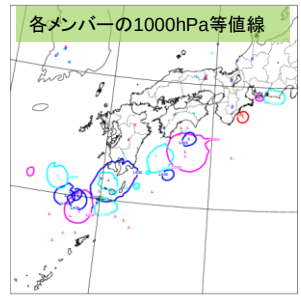
アンサンブル予報の利用により、誤差幅や不確実性を見積もることで予測情報の確からしさを得ることができる。例えば、予測の不確実性が高い場については、アンサンブル予報のスプレッド（ばらつき程度）が大きくなるという特徴がある。

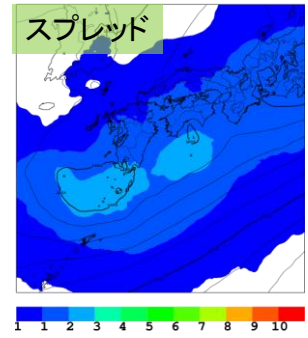
アンサンブル平均で低気圧の中心がぼやけてしまう例

2019年7月3日21時初期値　FT=24での海面更正気圧 [hPa]



・メソ解析で屋久島付近に見られる低気圧中心は、MEPS各メンバー予測では東西に広がっている
・低気圧位置がばらつく場合、アンサンブル平均すると、東西に延びた弱い低気圧として表現されてしまう





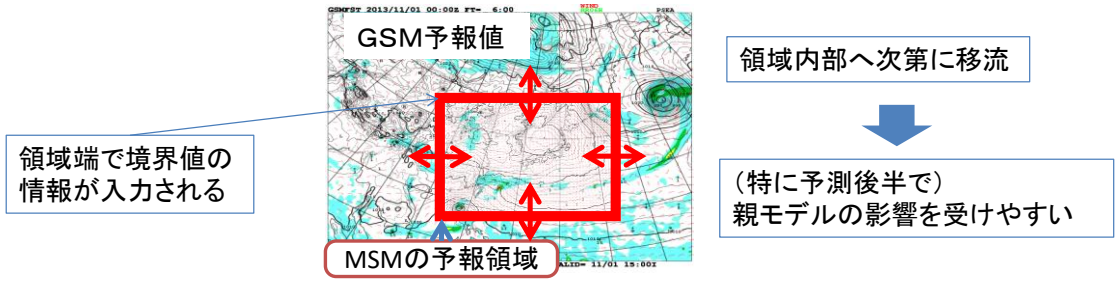
アンサンブル予報を利用する際には、以下の点に注意する必要がある。アンサンブル平均では予測のばらつきが大きい部分は打ち消し合うことにより変動の振幅が小さく、前線の動きや低気圧の示度等がぼけてしまうことがある。

図は、2019年7月3日21時初期値のメソアンサンブル予報システム（MEPS）の24時間予報の西日本の海面更正気圧を上段左からメソ解析、コントロールラン、アンサンブル平均、下段は左から各アンサンブルメンバーの1000hPa等値線、アンサンブルスプレッド（ばらつきの度合い）を示している。メソ解析で屋久島付近に低気圧の中心が見られるが、MEPSの各メンバー予測では1000hPa等値線で見られるように低気圧の中心は東西に広がっている。この状態でアンサンブル平均すると図に示したように東西に延びた弱い低気圧として表現されてしまう。

また、局所的な強雨などの局所的な現象かつ位置ずれの影響が大きい例についても、平滑化の影響を受ける。このような場合、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ないことに注意する必要がある。

領域モデルへの境界値を通じた親モデルの影響

- MSM、LFMといった領域モデルでは、予報領域の外縁部で、より領域の広いモデル（親モデル）と接続して、領域外の情報を取り入れる必要がある
  - 境界面（側面・上部境界）で運動量、熱・水蒸気の流入を計算するとともに、境界付近で予測値を親モデルに近づける強制力を与えている
- 境界面での流入・流出を通じて領域端で境界値の情報が入力され、その情報は時間の経過とともに領域内部へと移流していく
  - 特にGSMの予測に初期値変わり等の不確実性がある場合、MSMの予報後半の総観場の予測にも不確実性が生じる場合がある
- 親モデルの特性が変われば、その予測値を境界値として用いているモデルの予測特性にも影響を及ぼしうる
  - 2016年の更新によるGSMの乾燥バイアスの軽減にともなって、MSMの解析値・予報値の乾燥バイアスが軽減し、降水頻度が増加した



MSM、LFMといった領域モデルでは、予報領域の外縁部で、より領域の広いモデル（親モデル）と接続して、領域外の情報を取り入れる必要がある。

その取り入れ方は、境界面（側面および上部）において、運動量、熱、水蒸気の流入・流出を計算し、親モデルと接続する領域（緩和領域又は側面境界）で親モデルの値に近づける強制力を与える方法をとっている（原　2016）。

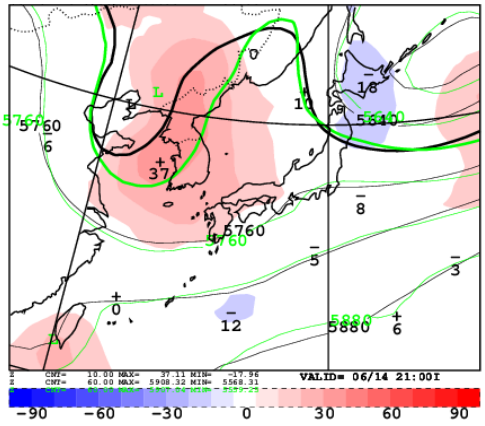
そのため、予報時間が長くなるにつれて、側面境界の内部に運動量、熱、水蒸気が移流することによりMSMやLFMの予測値に影響を与えるとともに、解析予報サイクルを通じて解析値にも影響を与える。この効果は、以下のように現われる場合がある。

1. GSMの予測に初期値変わり等の不確実性がある場合、MSMの予報後半の総観場の予測にも不確実性が生じる場合がある

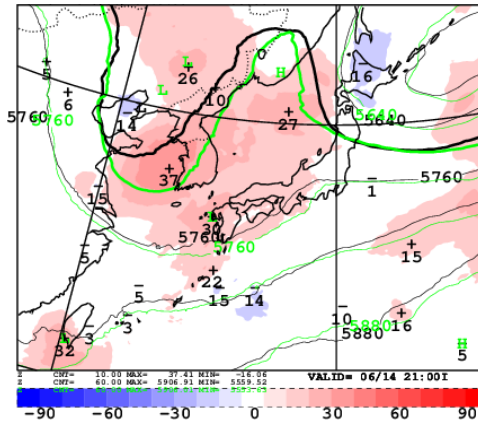
2. 親モデルの特性が変われば、その予測値を境界値として用いるモデルの予測特性にも影響を及ぼしうる。2016年のGSM更新による乾燥バイアスの軽減に伴って、MSMの解析値・予報値の乾燥バイアスが軽減し、降水頻度が増加した例があげられる

親モデルとの誤差の類似の例

GSM予想(6月13日9時初期値 FT=36)



MSM予想(6月13日12時初期値 FT=33)



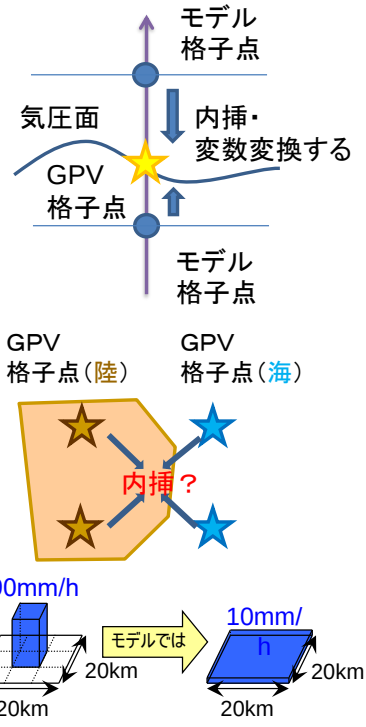
500hPaジオポテンシャル高度 2018年6月14日21時の予想
黒線：予測値、緑線：解析値　塗りつぶしは予測値と解析値の差

MSMの予報後半の中国東北区の上空のトラフの進行が遅く、浅いなどの総観規模の誤差は、境界値であるGSMの誤差に似ている。
一般に、より先の予測時間ほど、より上層ほどその影響は強くなる傾向。

親モデルとの誤差の類似例として、2018年6月13日9時初期値のGSM36時間予測（左図）と、それを境界条件として用いている13日12時初期値のMSMの33時間予測（右図）のそれぞれ500hPaジオポテンシャル高度の対初期値誤差を示している。誤差の分布がGSMとMSMで類似していることが分かる。また、MSMの予報後半の中国東北区の上空のトラフの進行が遅く、浅いなどの総観規模の誤差は、境界値を与えるGSMの誤差に似ている。

一般に、より先の予測時間ほど、より上層ほど領域モデルは、親モデルの影響を強く受ける傾向がある。

格子点プロダクト(GPV)の利用にあたっての注意点



- 数値予報プロダクトは格子点形式（GPV）でも提供している
- 格子点値（GPV）は、モデルそのものの値ではない
  - 数値予報モデルの格子系から等緯度経度格子に水平内挿されたり、気圧面に鉛直内挿されることにより平滑化される
  - 地表面の風や気温は、モデル大気下層の値から仮定を置いて算出したもの
  - 標高が高く、気圧面が地面より低くなる場合も、便宜上仮定をおいてデータを出力している
- GPVから任意の位置の値を求めたい場合、周囲の海陸分布やその他の性質に注意して、適当な手法を利用する
  - 対象地点に最も近い格子点の値を用いる
  - 対象地点の周囲の格子点の値を内挿する
  - 特性の異なる格子点を除いた周囲の格子点の値を内挿する
- モデルの値自体がその格子のカバーする領域の平均値。実際の場所の値との間には変動幅がある

プロダクトとしての数値予報出力の格子点値（GPV）は、利便性を考えて数値予報モデルの格子から等緯度経度格子に変換した特定の気圧面データが広く提供されている。この格子系の変換は内挿処理によるが、内挿処理は平滑化の効果を伴うために、数値予報モデルと同程度の分解能を有するGPVであっても空間変動の表現が変わりうることに注意する必要がある。また、GPVはその格子をカバーする領域の平均値であるが、格子内のある場所の実際の値には分解能や要素の性質に応じた変動幅があることにも注意する必要がある。

その他、地上における気温や風などの物理量は、数値予報モデルで直接計算された値ではなく、モデル大気下層の値から気温減率を仮定したり、接地境界層における安定度を考慮して、モデル地形の地表に対して算出されている。また、モデル地形の標高が高い場合、その等圧面が地表面よりも低くなることがある。その場合でも物理量の値は算出され、その等圧面での値は大気下層の物理量から便宜上算出したものである。下層データを利用する際は、利用しようとしている気圧面の気圧をモデル地形の地上気圧と比較して、地上気圧以下であれば使わないといった利用方法が考えられる。

GPVの利用の際に格子点と一致しない任意の位置の値を求めたい場合、周囲の海陸分布やその他の性質に注意して、以下のような適当な手法を利用する必要がある。

1. 対象地点に最も近い格子点の値を用いる
2. 対象地点の周囲の格子点の値を内挿する
3. 特性の異なる格子点を除いた周囲の格子点の値を内挿する

参考文献

- 石田純一, 山田和孝, 2018: 数値予報プロダクトの利用. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 118-123.
- 氏家将志, 2020: 豪雨防災に貢献するための高解像度領域モデルの課題. 数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 8-13.
- 気象庁情報基盤部, 2023: 令和4年の台風の数値予報の結果（台風第11号）. 令和4年度数値予報解説資料集, 気象庁情報基盤部, 468-484.
- 気象庁情報基盤部, 2024: 全球数値予報システムの改良. 令和5年度数値予報解説資料集, 気象庁情報基盤部, 296-309.
- 原旅人, 2013: MSMとGSMの降水予想の表現の違いとその要因. 平成25年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 102.
- 原旅人, 2015: モデル予測の低気圧の発達をめぐって. 平成27年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87-98.
- 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.
- 原旅人, 倉橋永, 2017: 降水予測に着目した新旧MSMの事例比較. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 52-55.
- 藤田司, 2012: 数値予報プロダクトの利用. 平成24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 54-60.

参考文献

- Liu, H., K. Jezek, B. Li and Z. Zhao, 2015: Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model, Version 2. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center.
- Yamazaki, D., D. Ikeshima, R. Tawatari, T. Yamaguchi, F. O'Loughlin, J. C. Neal, C. C. Sampson, S. Kanae and P. D. Bates, 2017: A high-accuracy map of global terrain elevations. Geophysical Research Letters, Vol.44, No.11, pp. 5844–5853.
- Yu, L., X. Jin, and R. A. Weller, 2008: Multidecade Global Flux Datasets from the Objectively Analyzed Air-sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and Sensible Heat Fluxes, Ocean Evaporation, and Related Surface Meteorological Variables. Technical Report OA-2008-01, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA.

第1章 基礎編

1.9.2 ガイダンスの留意点

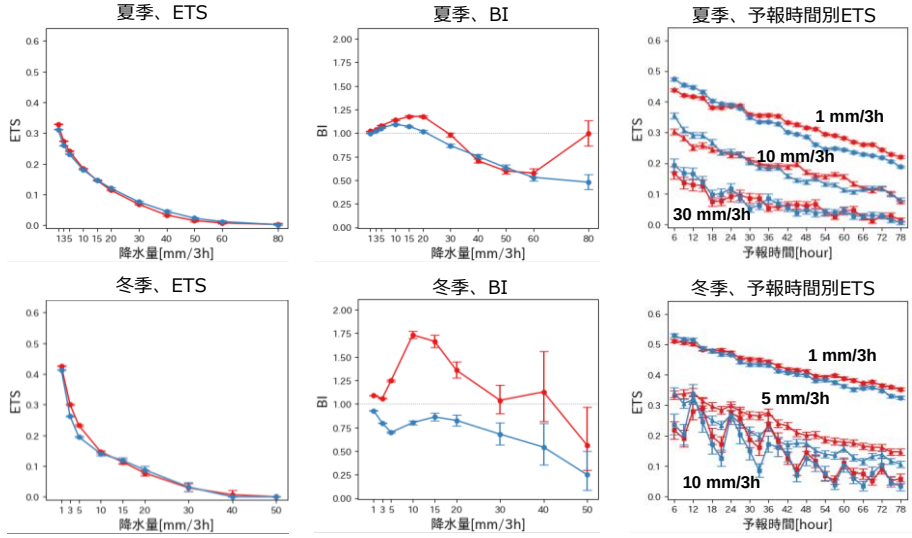
全般的なガイダンスの留意点は1.6節、ガイダンスの作成方法は1.8節にまとめている。

本項では、各ガイダンスの留意点を述べるが、詳細は適宜、数値予報課報告・別冊第64号第4章、石川 (2018) 、高田 (2018) を参照。

降水ガイダンスの留意点

MRR3は夏について雨量の多いところや、予報時間初めでMSMガイダンスの方がGSMガイダンスよりも精度が良い。ただし、夏の1 mm/3h、冬の1, 5 mm/3hでは予報時間後半でGSMガイダンスの方が精度が良いことに注意。

青：MSMガイダンス、赤：GSMガイダンス

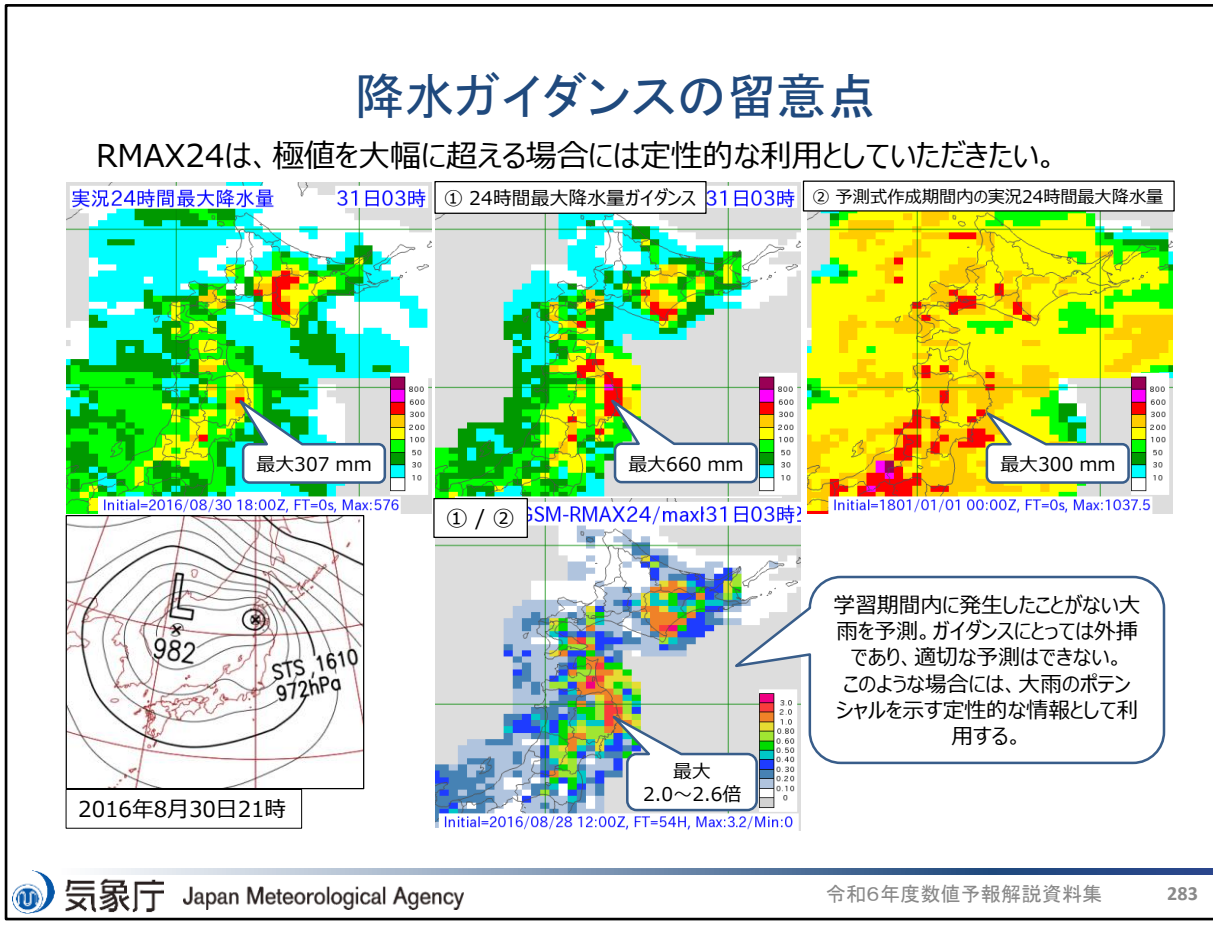


3時間平均降水量ガイダンス (MRR3) は、統計検証結果から夏季について降水量の多い閾値（大雨）ほど、予報時間初めでMSMガイダンスの方がGSMガイダンスよりも精度が良い。ただし、夏の1 mm/3hや、冬の1, 5 mm/3hでは予報時間後半でGSMガイダンスの方が精度が良いことに注意が必要である。

1時間最大降水量ガイダンス (RMAX31) や3時間最大降水量ガイダンス (RMAX33) についても同様に、夏季はGSMガイダンスよりもMSMガイダンスの方が精度が高い。ただし、夏季の短時間強雨で一律にMSMガイダンスの方が良いわけではなく、気象場によってその傾向が異なる。

また、GSMやMSMは不安定性降水の予測が苦手なため、ガイダンスの予測も精度が低くなることに留意。

図は、例として、上段は夏季（2021年6月～8月）、下段は冬季（2021年12月～2021年2月）のMRR3のGSMとMSMの比較検証結果を示したものである。左からエクイタブルスレットスコア (ETS) 、バイアススコア (BI) 、予報時間別ETSである。



24時間最大降水量ガイダンス (RMAX24) は、台風をはじめとした顕著な大雨が予測される場合に、やや現実離れした降水量を予測することを確認している。このような場合には、ガイダンスの予測をそのまま利用せず、大雨のポテンシャルを示す定性的な情報として取り扱う必要がある。

図は、2016年8月に岩手県に上陸した台風第10号の事例を示す。上図左から2016年8月31日3時を対象とした実況24時間最大降水量、①8月28日21時初期値の8月31日3時を対象としたGSM24時間最大降水量ガイダンス (RMAX24) 、②予測式作成期間内の実況24時間最大降水量を示している。下図は左から2016年8月30日21時の地上天気図、①/②の比を示している。学習期間内に発生したことのない大雨を予測（岩手県で①/②の比図で最大2～2.6倍の降水量を予測）したが、実際は半分以下の降水量だった。

2020年9月に九州の西海上を北上した台風第10号の事例でも同様な事象が発生した。そのため、改めて確認した結果、台風に関する利用上の注意点について、以下のとおりまとめる。各モデル、それぞれの降水ガイダンスすべてに共通する。

●GSMガイダンス

常時、数値予報モデル (GSM) の降水量予測を上方修正する統計関係になっているため、台風事例で説明変数の値が大きくなれば、上方修正が強まり、MSMガイダンスよりも予測頻度の過大傾向が強まることを認識していただきたい。ただし、数値予報モデルの降水量予測は、過少傾向であるため、そのままでは利用できない。

●MSMガイダンス

大雨が想定される台風事例では、MSMガイダンスは過大に補正する傾向があるため、MSMやメソアンサンブル予報システムの降水量予測をあわせて利用することを推奨する。

2024年現在のRMAX24の予測式作成期間は以下の通り。

●GSMガイダンス：2013年9月～2016年12月

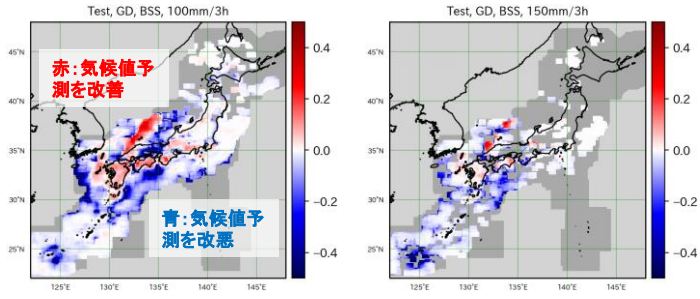
●MSMガイダンス：2019年7月～2021年12月

大雨発生確率ガイダンスの留意点

- 100 mm/3h以上の確率は東日本、西日本、九州地方を中心に気候値予測を改善しており、これらの地域では予測スキルがあり定量的な利用が想定できる。
- 100 mm/3h以上の確率は予測スキルがある一方で、150 mm/3h以上の予測は難しいため、定性的な利用を推奨。

MSM大雨発生確率のブライアスキルスコア (BSS)
検証期間：2019, 2020, 2021年の6～8月、予報時間はFT=3～39
薄灰色：予測対象領域外、濃灰色：予測対象領域内だが解析雨量の範囲外または、気候値=0%の格子

100mm/3h以上の確率　　**150mm/3h以上の確率**



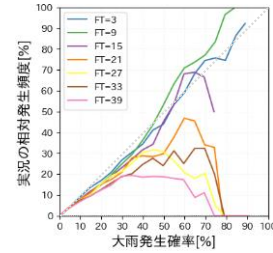
大雨発生確率ガイダンスは、100 mm/3h以上の確率で東日本、西日本、九州地方を中心に気候値予測を改善しており、これらの地域では予測スキルがあり定量的な利用が想定できる。ただし、予測式は、陸上のデータを中心に作成しているため、海上の予測に関しては気候値予測より改善は難しくなっている。

閾値が100 mm/3h以上の確率は予測スキルがあるが、150 mm/3h以上の大雨は予測が難しくなっているため、150 mm/3h以上の確率を利用する際は定性的な利用を推奨する。

図は、例として、MSM大雨発生確率のブライアスキルスコア (BSS) を閾値毎に示したものである。検証期間は、2019年、2020年、2021年の6月から8月までの計9か月で（交差検証）、赤は気候値予測を改善している領域で、青は気候値予測を改悪している領域である。海上では大雨の予測が難しくなっているものの、陸上中心に気候値予測の改善が見られることがわかる。

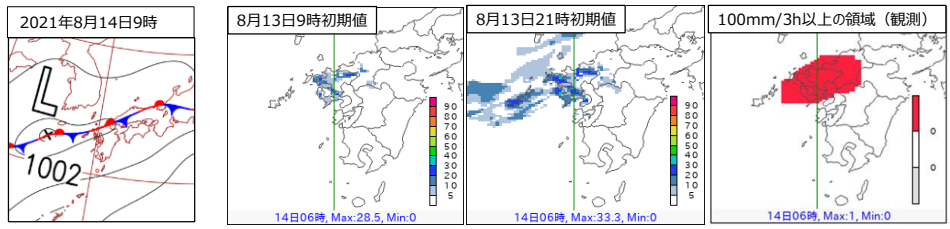
大雨発生確率ガイダンスの留意点

閾値は100 mm/3h



- 予報時間が先になるほど精度が低下する。半日程度先までは予測精度が保てているものの、それ以降では大雨発生確率が高いほど実況と比べて予測頻度が過大である。
- MEPS大雨発生確率ガイダンスは大雨の可能性を捕捉する際や、高確率予測位置のバラつきの変化から大雨の可能性がある地域を絞り込むときに有効である。

MEPS大雨発生確率ガイダンス（100 mm/3h確率50%以上のメンバー割合）の予測例
佐賀・長崎・福岡県に顕著な大雨に関する情報が発表された事例（2021年8月14日6時）



大雨発生確率ガイダンスの予測精度は予報時間が進むほど低下する。半日程度先までは予測精度が保てているものの、それ以降では大雨発生確率が高いほど実況と比べて予測頻度が過大である。図は、例としてMSM大雨発生確率ガイダンスと実況の相対発生頻度を比べた信頼度曲線を示したものである。検証期間は、2019年、2020年、2021年の6月から8月までの計9か月で（交差検証）、予報時間は3時間から39時間までである。閾値は100 mm/3hで全国を対象とした検証である。

MEPSガイダンスは大雨の可能性を捕捉する際や、全メンバーの高確率予測位置のばらつきの変化を参考に大雨の可能性がある地域を絞り込む際に有効である。下の図は、2021年8月に佐賀・長崎・福岡県で顕著な大雨に関する情報が発表された事例の予測である。左から2021年8月14日9時の地上天気図、8月14日6時を対象とした8月13日9時初期値のMEPS大雨発生確率ガイダンスで100 mm/3h以上の確率が50%以上となっているメンバーの割合、8月14日6時を対象とした8月13日21時初期値のMEPS大雨発生確率ガイダンスで100 mm/3h以上の確率が50%以上となっているメンバーの割合、100 mm/3h以上の降水量が観測された領域を示している。新しい予測になるにつれて、100 mm/3h以上の降水が観測された領域付近で100 mm/3h確率50%以上を予測するメンバーが増えてきていることがわかる。

気温ガイダンスの留意点

- GSMが放射冷却による気温低下を予測した場合、内陸部を中心にガイダンスの予測も低くなる。
  - MSM気温ガイダンスでは気温を低下させすぎることは少ないので、MSMガイダンスもあわせて利用する。
- モデルで予測が難しい現象はガイダンス予測にも留意。
  - 予測が難しい現象：放射冷却や冷気層、海風やフェーン
    - 下層の薄い冷気層の表現はモデルで正確な予測は難しい。
    - 海風が入るタイミング、フェーンなどの希な現象の予測もGSM/MSMとも不十分。
  - ➢ モデルが外れやすいパターンを判別しワークシート等を利用して対応するなどの検討が必要。

気温ガイダンスについては、基本的にMSMガイダンスの利用を推奨するが、モデルの予測する気象場の妥当性を判断して、適切なガイダンスを選択していただきたい。

GSMが放射冷却による気温低下を予測した場合には、内陸部を中心にガイダンスの予測も低くなる。その場合は、放射冷却の予測が妥当かどうか判断して利用する必要がある。なお、MSM気温ガイダンスでは気温を低下させすぎることは少ないので、MSMガイダンスも合わせて利用することが考えられる。

また、GSMやMSMなどのモデルの予測が難しい現象はガイダンスの予測も大きく外すことがある。例えば、放射冷却や冷気層、海風やフェーンなどが上げられる。

このように、モデルやガイダンスでも予測が難しい場合は、そのパターンを判別して、ワークシート等を利用して対応する必要がある。

視程ガイダンス（格子形式）の留意点

- 作成手法
  - 雲水量、相対湿度、降水量などを利用して診断的に視程を予測
- 統計検証
  - 悪視程になるほど予測頻度が過小となり、予測精度が低下する傾向
  - 海上では陸域に比べると悪視程の予測精度の低下は小さい
- 利用上の留意点
  - 数値予報モデルの結果が直接的に予測に反映されるため、シャープな予測が可能だが、モデルの雲水量などの予測が過小な場合は悪視程を全く予測しないこともある
  - 数値予報モデルの変更に伴い予測特性が変化する場合がある。ある程度影響は小さくなるように調整は行うが、それでも精度が低下することも
    - 2019年度末にMSMの改良により、全般にETS改善。無降水時のバイアススコア（BI）がやや過大に変わっている点に留意。

視程ガイダンス（格子形式）は、悪視程になるほど予測頻度が過小となり、予測精度が低下する傾向がある。また、海上では陸域に比べて悪視程の予測精度の低下は小さい。なお、悪視程になるほど予測頻度が過小な場合、悪視程を全く予測しない場合は、メソアンサンブル視程ガイダンス（格子形式）を参照することで、捕捉できる場合がある。

数値予報モデルの結果が直接的に予測に反映されるため、シャープな予測が可能だが、モデルの雲水量などの予測が過小な場合は悪視程を全く予測しないこともある。数値予報モデルの結果が直接的に効くことから、数値予報モデルの変更に伴い、予測特性が変化する場合がある。なお、2019年度末のMSMの改良があり、全般に予測精度が改善した。無降水時のバイアススコア (BI) がやや過大傾向となった。

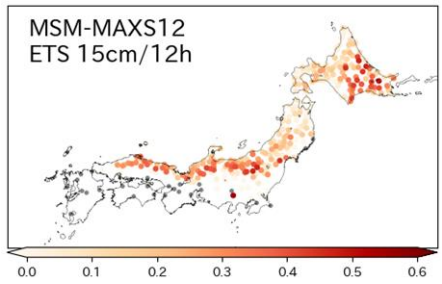
海上予警報に利用する場合は精度が高いMSM視程ガイダンス（格子形式）を主に利用し、MSM視程ガイダンス（格子形式）の予報領域外については GSM視程ガイダンス（格子形式）を利用するのが良い。ただし、2021年6月22日のGSM視程ガイダンス（格子形式）の改良により、GSMがMSMより適切な予測頻度となり、GSMとMSMの精度の差は小さくなったので、MSM予報領域内でもGSMの予測を参考にできる。改良の詳細は、令和3年度数値予報解説資料集第2.7節「ガイダンスの改良」を参照。

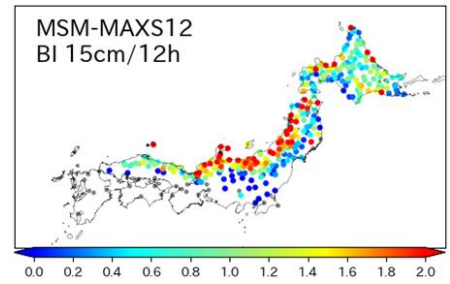
※平成30年度数値予報研修テキスト以前や数値予報課報告・別冊第64号では、「視程ガイダンス（格子形式）」については、「視程分布予想」と表現していることに留意する必要がある。

降雪ガイダンスの留意点

- 統計検証でGSMガイダンスとMSMガイダンスの間で予測精度には大きな差がない。
- 東北地方と北陸地方の日本海側で予測頻度が過大となっている。
- モデルの降水や気温の予測精度が降雪量予測に影響するため、実況を踏まえてより適切な降水・気温の予測を行っているモデルを選択した上で、降雪ガイダンスを利用していただきたい。

MSM12時間降雪量ガイダンス(MAXS12) の予測精度





検証期間：2016[17,18]年12月～翌2月(3か年)
検証地点の予測：周囲4格子の線形内挿により算出

降雪ガイダンスは、統計検証でGSMガイダンスとMSMガイダンスの間で予測精度には大きな差がない。一方で、東北地方と北陸地方の日本海側で予測頻度が過大である。これは、ガイダンスが新積雪の沈降を考慮していないことが原因である。防災上の観点では降った雪の総量が重要であることから、今後も考慮する予定はない。

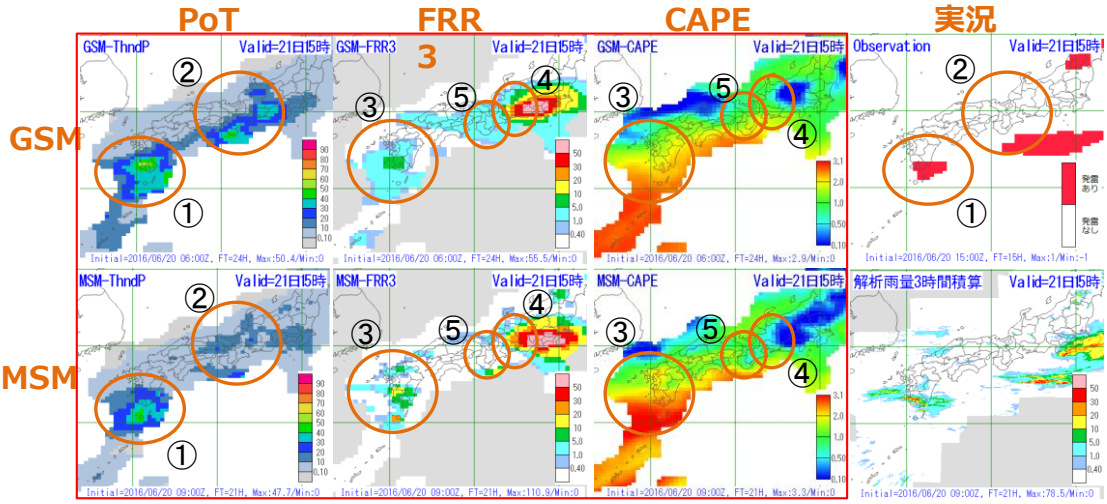
事例検証などの結果からモデルの降水や気温の予測精度が降雪量予測に影響するため、実況を踏まえてより適切な降水・気温の予測を行っているモデルを選択した上で、降雪ガイダンスを利用することを推奨する。

図は例として2016年～2018年の12月～翌年2月までを検証期間とするMSMガイダンスの地点別特性（15 cm/12時間に対するエクイタブルスレットスコア (ETS) とバイアススコア (BI) ）を示している。

発雷確率ガイダンス(PoT)の留意点

～2016年6月21日06UTCを対象とした事例から～

- PoTはモデルで降水が予測されており、大気の安定度が低い場合に高確率となる。



①九州南部の発雷は両ガイダンスとも予測できている　②東海地方や紀伊半島ではGSM-PoTが高めの予測。
③九州南部では、両モデルとも降水を予測しており、かつ、大気安定度も低いため、両ガイダンスとも高めのPoTを予測。
④東海地方では、両モデルとも降水を予測。大気安定度はGSMの方が低いため、GSM-PoTが高めの予測。
⑤紀伊半島では、MSMはGSMに比べて大気安定度が高く、降水も予測されていないためPoTも低い。

発雷確率ガイダンス (PoT) が高確率を予測している場合やGSM-PoTとMSM-PoTの予測値の差が大きい場合など、その予測の妥当性を判断する必要がある場合には、モデルの降水および大気の安定度の妥当性を考慮することが有効である。

また、メソアンサンブル予報システム (MEPS) から作成したガイダンス（MEPSガイダンス）のアンサンブル最大を参考にすることで、より確度の高い判断をすることができる。

例えば、GSMガイダンスで20%以上、MSMガイダンスで20%未満の予測事例の時にMEPSアンサンブル最大で25%以上が予測されていれば、GSMガイダンスの予測を採用した方が予測精度が高い（アンサンブル最大の閾値を50%以上とするとMSMガイダンスに比べて改善率が最も高い）。

発雷確率ガイダンスの留意点

- 統計検証
  - 概ね1年を通して、MSM-PoTの方がGSM-PoTに比べて予測精度が良い。
- 利用上の留意点
  - PoTは、説明変数のモデル降水量、CAPE、SSIの値に大きく左右される。
    - GSMとMSMの予測値が大きく異なり、両ガイダンスの妥当性を判断する必要があるときは、降水予測の有無、大気の安定度を確認することが有効。
  - 希少な事例や春先の寒気南下時には予測が難しいことに留意。
  - 予報時間が先の予測では、高確率を予測しにくくすることで信頼度を維持している。
    - モデルの予測傾向が変わらない場合でも、予報時間が短くなるにつれ高確率に変わっていく場合があることに留意が必要。

GSM-PoT及びMSM-PoTの予測精度については、概ね1年を通して、MSM-PoTの方がGSM-PoTに比べて高い。

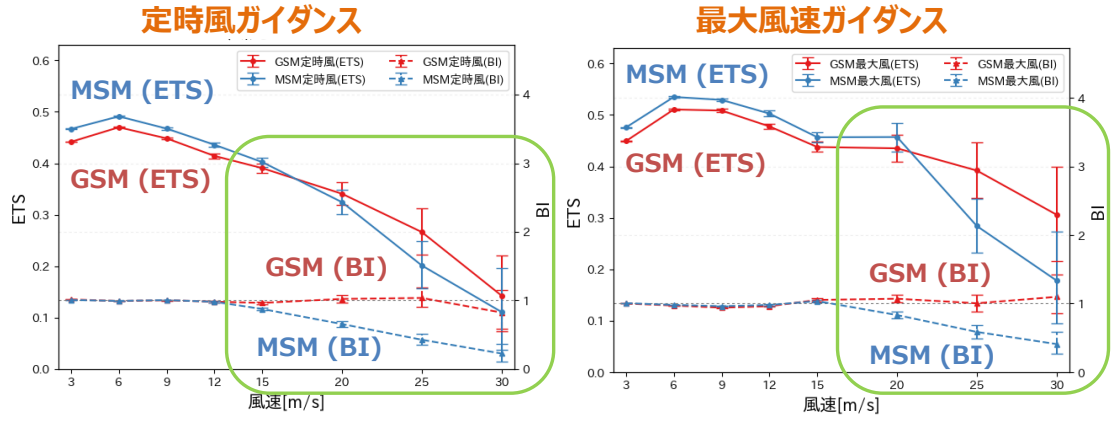
PoTの予測値が説明変数のFRR3, CAPE, SSIの値に大きく左右される。GSM-PoTとMSM-PoTの予測値が大きく異なり両ガイダンスの妥当性を判断する必要があるようなときには、各モデルの降水予測の有無及び大気安定度の予測を確認することが有効である。

PoTは予測手法に統計手法を用いているため、希少事例、季節外れの事例（春先の寒気南下時）については予測が難しいことに留意。

PoTは予報時間が先の予測では、高確率を予測しにくくすることで信頼度を維持している。モデルの予測傾向が変わらない場合でも、予報時間が短くなるにつれ高確率に変わっていく場合があるので留意が必要である。

風ガイダンスの留意点

頻度バイアス補正の閾値の上限値である13 m/s（定時風ガイダンス）、15 m/s（最大風速ガイダンス）までは適切な予測頻度を保っているが、上限値を超えると適切に予測できない場合がある（MSMガイダンス）。
上限値を大きくすると、事例が少なくなり学習が不十分となる可能性があるため、調整は難しい。



検証期間：
2018年1月～12月

風ガイダンスは、MSMガイダンスの方がGSMガイダンスに比べて、精度が良い。ただし、頻度バイアス補正の閾値の影響を受けやすいという特徴がある。頻度バイアス補正を用いている定時風ガイダンスは閾値の上限値である13 m/s、最大風速ガイダンスは15 m/sまでは適切な予測頻度を保っているが、その上限値を超えるような強風は、適切に補正できない場合があり、過大又は過小となる可能性がある。MSMの定時風ガイダンスの場合はこの影響により結果的に過小となっている。そのような場合は、GSMガイダンスも参考にした方が良い。

また、GSMやMSMのモデルの地上風向で層別化しているため、台風や前線の位置ずれなどにより、モデルの一般風の風向が外れた場合や、一般風に対して通常と異なる風が吹く場合には適切な予測にならないことに注意する必要がある。

図は検証期間を2018年1月～12月とする定時風ガイダンス（左図）と最大風速ガイダンス（右図）の風速の閾値別のGSMとMSMのエクイタブルスレットスコア (ETS) とバイアススコア (BI) を示している。

天気ガイダンスの留意点

- 雪の場合は、天気ガイダンスでは天気予報の降水の付加基準（雨は1.0 mm/3h、雪は0.5 mm/3時間）を閾値にしているため、弱い雪を含む雪域を狭く予測する場合がある。弱い雪を予測する際には、3時間降雪量ガイダンスの利用を推奨。

雪の場合は、天気ガイダンスでは天気予報の降水の付加基準（雨は1.0 mm/3h、雪は0.5 mm/3h）を閾値にしているため、弱い雪を含む雪域を狭く予測する場合がある。弱い雪を予測する際には、3時間降雪量ガイダンスの利用を推奨する。

最小湿度ガイダンスの留意点

- 最小湿度ガイダンスは、MSMガイダンスの方がGSMガイダンスよりも精度が高いため、MSMガイダンスの利用を推奨する。

最小湿度ガイダンスについては、統計的にMSMガイダンスの方がGSMガイダンスよりも精度が高いため、MSMガイダンスの利用を推奨する。

ただし、GSMとMSM予測の妥当性を判断しながら両者をあわせて利用する必要がある。また、GSM・MSMガイダンス共に内陸で精度が低い傾向があること、夏の東日本以南と冬の関東で最小湿度を高く予測し、乾燥が弱めとなる傾向があることに留意。

メソアンサンブル予報システムに基づくガイダンス（MEPSガイダンス）

- 摂動ラン（わずかなばらつきを与えた20メンバー）
  - すべてのガイダンスに共通で、摂動ランはコントロールラン（摂動を与えないメンバー、MSMと同等）に比べて予測精度が低いので、単独での利用は推奨しない。
- アンサンブル平均
  - 気温や風ガイダンスはコントロールランに比べて、予測精度が改善するため、利用を推奨する。
  - 降水および降雪ガイダンスは平均処理によって摂動ランの表現する降水の分布やピークが平滑化されるため、強雨の分布やピークを捉えるのには適さない。

メソアンサンブル予報システム (MEPS) に基づくガイダンス（MEPSガイダンス）は2020年3月に運用を開始した。MEPSの各アンサンブルメンバー（コントロールラン＋摂動ラン20メンバー）を入力とするガイダンスであり、基本的にはMSMガイダンスの予測式をそのまま適用して作成する。コントロールランは摂動を与えないメンバーでMSMガイダンスと同等だが、摂動ランはMSMガイダンスと比較して予測精度は低いため単独の利用は推奨しない。ただし、発雷確率ガイダンスでは閾値50%以上を発雷の判断基準とした場合に空振りが増えるものの、摂動ランはコントロールランよりも多くの発雷を捕捉できるといったように、MEPSガイダンスを利用することで顕著な現象を捕捉できる可能性がある。

MEPSガイダンスにおけるアンサンブルメンバーの予測結果を概観するための統計量としてアンサンブル平均、アンサンブル最大、超過確率がある。アンサンブル平均（全アンサンブルメンバーの平均値）について、気温・風ガイダンスはコントロールランより予測精度が良く、利用を推奨する。ただし、降水および降雪ガイダンスでは、平均処理によって各メンバーの表現する降水の分布やピークが平滑化されるため、強雨の分布やピークを捉えるには適さない。

詳しくは、令和元年度数値予報研修テキスト第2章を参照。

メソアンサンブル予報システムに基づくガイダンス（MEPSガイダンス）

- アンサンブル最大
  - 降水や降雪、発雷確率ガイダンスでは、コントロールランと比較して捕捉率が高く、顕著現象のポテンシャルを把握する上で有効な資料の一つとなる。
- 超過確率
  - 摂動ランのばらつきが大きい場合、降水および降雪ガイダンスの超過確率は低い値となるため、アンサンブル最大を併せて利用することを推奨する。

アンサンブル最大（全アンサンブルメンバーの最大値）は、降水や降雪、発雷確率ガイダンスで予測頻度が過大な傾向はあるものの、コントロールランと比較して捕捉率が高く顕著現象のポテンシャルを把握する上で有効である。

超過確率（特定の閾値以上となったメンバーの割合）は、顕著現象のポテンシャルを把握する資料として有効であるが、摂動ランのばらつきが大きい場合には降水および降雪ガイダンスで低い値となってしまうため、アンサンブル最大と併せて利用することを推奨する。ばらつきが大きい現象の例として、不安定降水などが挙げられる。

詳しくは、令和元年度数値予報研修テキスト第2章を参照。

参考文献

- 石川宜広, 2018: ガイダンス利用上の留意点. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 124-125.
- 高田伸一, 2018: ガイダンスの数値予報の誤差の補正.数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 4-7.

第2章 応用編

2.1 局地数値予報システムの改良

変更の概要

- 予報時間の延長
  - 線状降水帯による大雨の半日程度前からの呼びかけに活用するため
  - 毎時実行のうち次項に示す3時間毎の初期時刻について、予報時間を10時間から18時間に延長
  - 対象となる初期時刻：
    - 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC
- 予報モデルの改良
  - 雲物理過程・放射過程・力学過程の改良
- 観測データ利用法の改良（初期値の改善）については第2.2節を参照

2024年（令和6年）3月5日に実施した局地数値予報システムの改良について概要を述べる。

より詳細な解説は、令和6年（2024年）数値予報開発センター年報（令和6年度末発行）を参照願う。

線状降水帯による大雨の半日程度前からの呼びかけに活用するため、毎時実行する局地予報のうち、00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTCの3時間毎の初期時刻について、予報時間を10時間から18時間に延長した。その他の初期時刻の予報時間は、これまでのとおり10時間である。

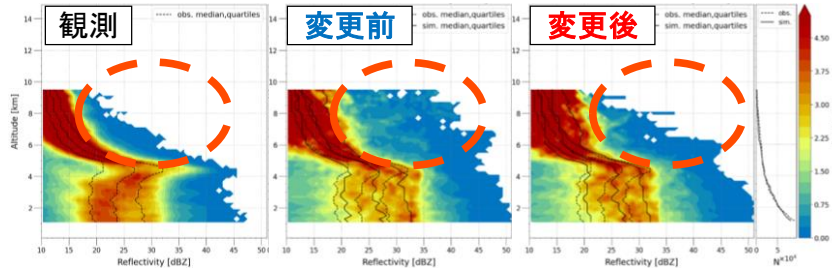
また、局地モデルの各過程のうち、雲物理過程、放射過程、力学過程を改良した。

同時に実施した観測データ利用法の改良については、第2.2節にて説明する。

予報モデルの改良

- 雲物理過程
  - 雪からあられへの変換式および水蒸気から氷粒子への昇華の計算手法の見直し

雪からあられへの変換式の見直しにより、上層の過大な反射強度が改善



シミュレートしたレーダー反射強度の高度別頻度分布で確認した改善例
（2021年7月1日18UTC初期値の10時間予報：名瀬レーダー）

- 放射過程
  - 水雲による長波放射への影響の扱いの見直し
- 力学過程
  - より計算安定性の高い時間積分手法に改良

局地モデルの雲物理過程では、令和5年3月に、多くの新しい科学的知見を取り込んで先行して改善が進んでいるメソモデルの雲物理過程のスキームを導入し、合わせて局地モデルに適した修正や調整を実施した。（詳細は、数値予報開発センター年報（令和4年）第4.4節、数値予報開発センター年報（令和5年）第3.6節を参照のこと）

レーダーシミュレータによる検証から、上記の更新によって、あられが顕著に増加する変化があることがわかった。

雲物理過程のなかで、あられ生成の大部分を担うライミングによる雪からあられへの変換過程の定式を見直し、過剰だったあられの減少を確認した。

また同時に、水蒸気から氷粒子への昇華の計算手法の見直しも行った。

放射過程の改良では、水雲の長波に関する光学特性診断式をより適切となるよう変更した。採用した診断式は、全球モデルの放射過程で用いられているものと同じで、従来と比べて予測精度は同等だが、パラメータ数が少ない実装で扱いやすく、また、計算コストも抑えられる。

局地モデルの予報モデルである asuca の支配方程式は完全圧縮非静力学方程式であり、解に音波と重力波を含む。位相速度が速い音波や重力波を解に含む項を安定的に解くため、通常の積分時間間隔を分割した短い積分時間間隔（ショートタイムステップ）を用いて積分を行っている。今回、ショートタイムステップの時間積分手法に、より安定性の高いスキームを導入した。また今回採用した設定では、ショートタイムステップの時間積分の中で陰解法による計算を行っている鉛直運動量・温位・密度について、計算誤差が減少する。（Kimura et al. 2024）

改良による予測特性の変化

- 夏期
  - 降水は弱雨で見逃しが減少してスコア改善、強雨で過剰な予測頻度が改善
  - 強雨事例における空振りの軽減
  - 地上気象要素は気温や風速に僅かな改善
- 冬期
  - 降水は弱雨で空振り率がやや増加するも、ほとんど変化なし
  - 地上気象要素は気温や風速に僅かな改善
- 予報時間の延長の効果
  - 強雨や地上気象要素（気温・風速）について、メソモデルより精度の高い予測を半日以上前から提供可能

✓ 留意点
  - 以降に示す精度検証の結果には、第2.2節で説明する観測データ利用法の改良の効果も含まれる

本節で説明した全ての改良および第2.2節で示す観測データ利用法の改良を含めた試験の結果をまとめる。

統計検証として、次のような精度改善を含む特性の変化が認められた。

（予測精度を表すスコアについては第4.7節を参照のこと）

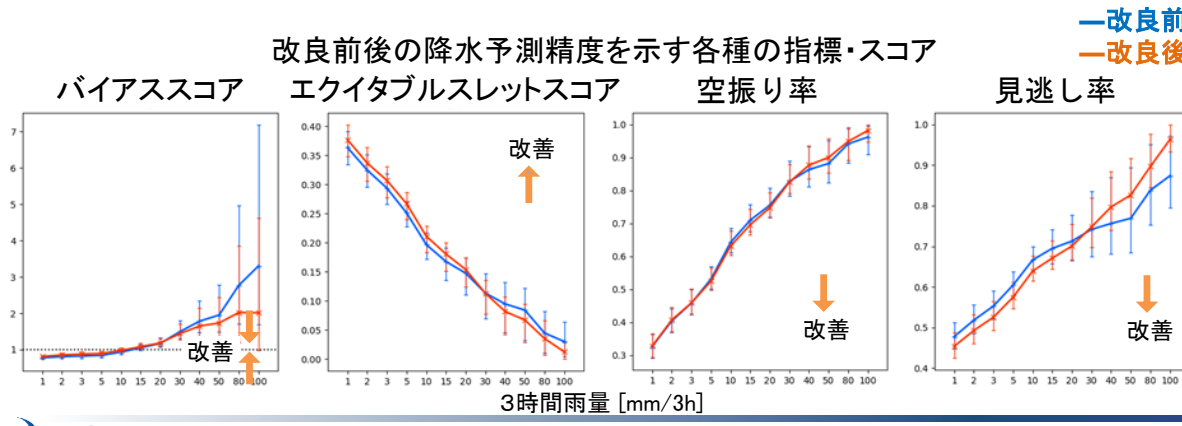
降水予測について、夏期は弱雨の見逃しが減少してスコアが改善した。また、強雨の過剰な予測頻度が改善した。このことは、強雨事例における空振りの軽減として確認できる。冬期については目立った変化は認められなかった。

地上気象要素の予測精度は、夏冬ともに、気温や風速に僅かな改善があった。

さらに、予報時間を18時間に延長した効果として、従来メソモデルを利用していた半日程度前のリードタイムについても、強雨や地上気象要素のうち気温や風速について、メソモデルより精度の高い予測が利用可能となった。

降水予測の精度：夏期

- 降水強度ごとの検証
  - 弱雨（～20mm/3h）は見逃し率が減少し、エクイタブルスレットスコアも改善
  - 強雨（40～100mm/3h）は予測頻度が低下（バイアススコアが減少）して改善があるが、見逃し率が増加し、エクイタブルスレットスコアが改悪傾向



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　301

降水予測の統計検証のうち夏期の結果を示す。

3時間雨量を閾値とした降水強度毎の検証結果を示す。改良後は改良前と比較して、20mm/3h 程度までの弱雨では見逃し率が減少し、エクイタブルスレットスコアも改善を示している。40～100mm/3h の範囲については、改良後は強雨ほど予測頻度の低下によるバイアススコアの改善が見られる。ただし、見逃し率は増加し、対応してエクイタブルスレットスコアがやや改悪傾向にある。

なお、ここで示した改良後の結果には、第2.2節で説明する観測データ利用法の改良の効果も含まれる。新規の観測データを局地解析で利用することによる初期値の改善とともに、側面境界値には同じく新規の観測データを利用することで改善したメソ解析を初期値としたメソモデルを利用している。

（試験の対象期間）

夏期：2023年7月3日～7月10日

実行頻度：毎時（00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC初期値は 18時間、その他の初期値は 10時間予報）

（検証条件）

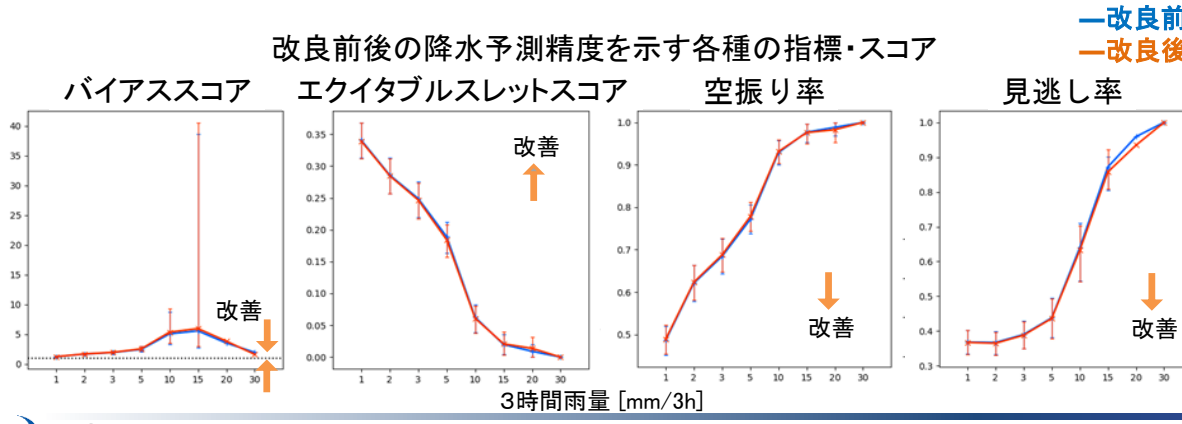
参照値：解析雨量

対象：前3時間積算降水量（予報時間：18時間または9時間までの3時間毎）

格子間隔：10km

降水予測の精度：冬期

- 降水強度ごとの検証
  - 弱雨（1～10mm/3h）で空振り率がやや増加し、エクイタブルスレットスコアの僅かな改悪があるが、スコアはほぼ変化しない



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　302

降水予測の統計検証のうち冬期の結果を示す。

3時間雨量を閾値とした降水強度毎の検証結果を示す。改良後は改良前と比較して、1～10mm/3h の範囲の弱雨について、空振り率の若干の増加があり、それに対応してエクイタブルスレットスコアの僅かな改悪傾向があるが、改良の前後でスコアはほとんど変化しなかった。

なお、ここで示した改良後の結果には、第2.2節で説明する観測データ利用法の改良の効果も含まれる。新規の観測データを局地解析で利用することによる初期値の改善とともに、側面境界値には同じく新規の観測データを利用することで改善したメソ解析を初期値としたメソモデルを利用している。

（試験の対象期間）

冬期：2023年1月23日～1月30日

実行頻度：毎時（00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC初期値は 18時間、その他の初期値は 10時間予報）

（検証条件）

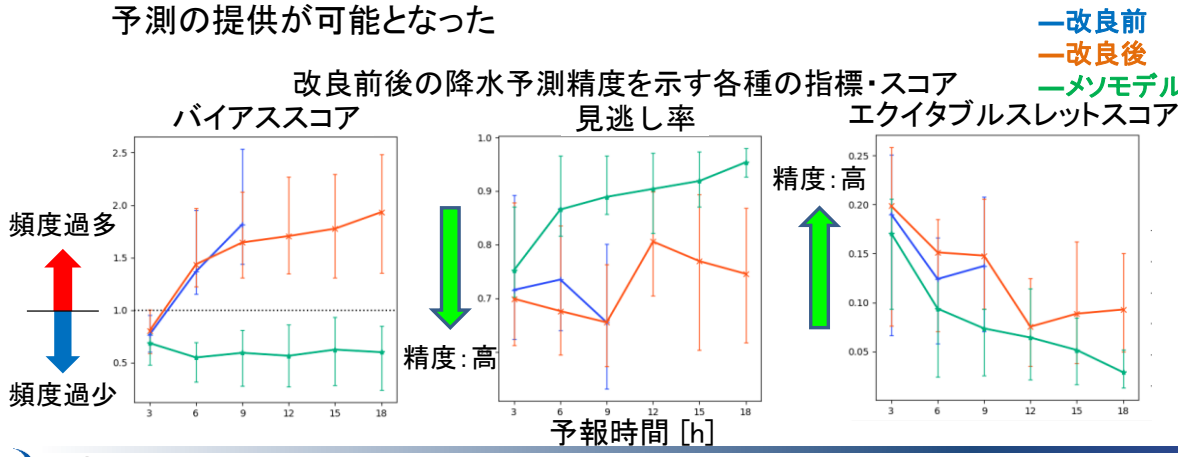
参照値：解析雨量

対象：前3時間積算降水量（予報時間：18時間または9時間までの3時間毎）

格子間隔：10km

降水予測の精度
予報時間の延長の効果

- 30 mm/3h 以上の降水に関する予報時間別の精度検証
  - 局地モデルは改良の前後によらず、メソモデルより強雨の予測頻度が高い
  - 空振り率は同程度（図略）だが、見逃し率は局地モデルの方が低く、これにより局地モデルのエクイタブルスレットスコアがメソモデルより高くなっている
  - 局地モデルの予報時間を延長することで、メソモデルよりも精度の高い強雨予測の提供が可能となった



降水予測の統計検証の結果を、予報時間の延長の効果の観点で示す。

30 mm/3h 以上の降水について、局地モデルの改良の前後とメソモデルの予測精度を比較した。

局地モデルは、メソモデルより強雨の予測頻度が高いことがバイアススコアからわかる。局地モデルとメソモデルの空振り率は同程度（図略）である一方、見逃し率は局地モデルが低く、このために局地モデルのエクイタブルスレットスコアが、延長した18時間後までに亘って、メソモデルより高くなっている。局地モデルの予報時間を延長することで、メソモデルよりも精度の高い強雨予測の提供が可能となった。また、局地モデルの改良の前後で比較すると、各指標・スコアで改良後が上回り、予測精度が改善したことがわかる。（ただし、改良前は10時間予報）

なお、ここで示した改良後の結果には、第2.2節で説明する観測データ利用法の改良の効果も含まれる。新規の観測データを局地解析で利用することによる初期値の改善とともに、側面境界値には同じく新規の観測データを利用することで改善したメソ解析を初期値としたメソモデルを利用している。

（試験の対象期間）

夏期：2023年7月3日～7月10日

実行頻度：毎時（00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC初期値は 18時間、その他の初期値は 10時間予報）

（検証条件）

参照値：解析雨量

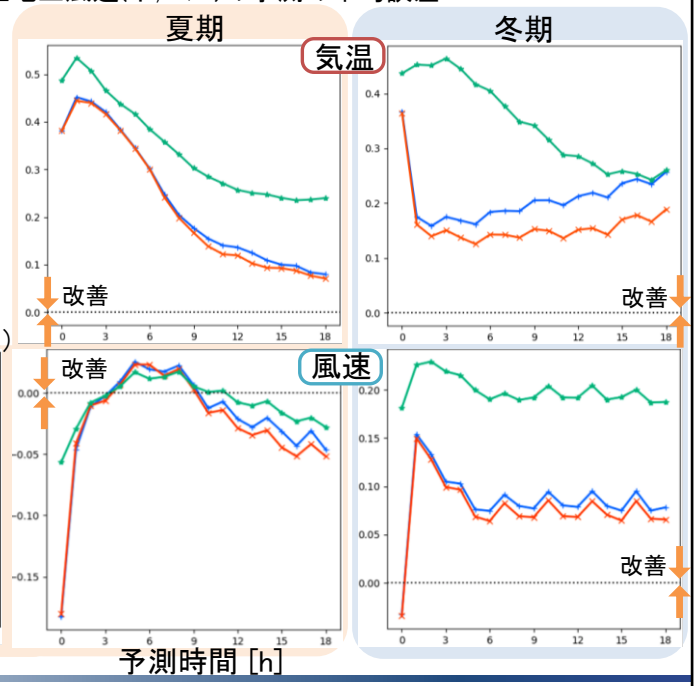
対象：前3時間積算降水量（予報時間：18時間または9時間までの3時間毎）

格子間隔：20km

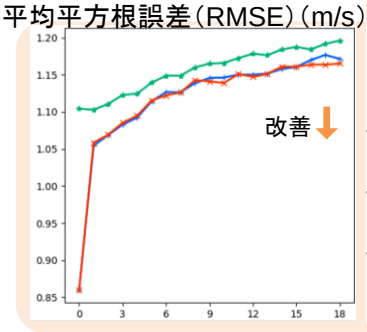
地上気象要素の予測の精度

- 夏冬ともに18時間先までの予報時間にわたって
  - 改良後の誤差が(僅かに)小さく、予測精度は改善している
  - 局地モデルはメソモデルよりも精度が高いことが確認できる

局地モデルの改良前後およびメソモデルの地上気温(上; ℃)と地上風速(下; m/s)の予測の平均誤差



夏期の地上風速の予測の二乗平均平方根誤差(RMSE)(m/s)



—改良前
—改良後
—メソモデル

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　304

地上気象要素の予測については、気温と風速に関して、程度は僅かだが夏冬通じて精度改善が認められた。

ここでは、改良前についても18時間予報に延長した場合で調査した。

局地モデルの改良によって、地上気温の予測は、夏期および冬期ともに、18時間先にわたって平均誤差が減少した。二乗平均平方根誤差(RMSE)についても僅かな改善が認められた(図略)。地上風速の予測については、夏期は平均誤差が僅かに増加するが、RMSEは減少したことから、全般的に精度改善していると言える。冬期は平均誤差、RMSE(図略)ともに改善が見られた。

また、メソモデルと比較してみると、局地モデルの方が18時間先にわたって精度の高い予測ができることがわかる。

なお、ここで示した改良後の結果には、第2.2節で説明する観測データ利用法の改良の効果も含まれる。新規の観測データを局地解析で利用することによる初期値の改善とともに、側面境界値には同じく新規の観測データを利用することで改善したメソ解析を初期値としたメソモデルを利用している。

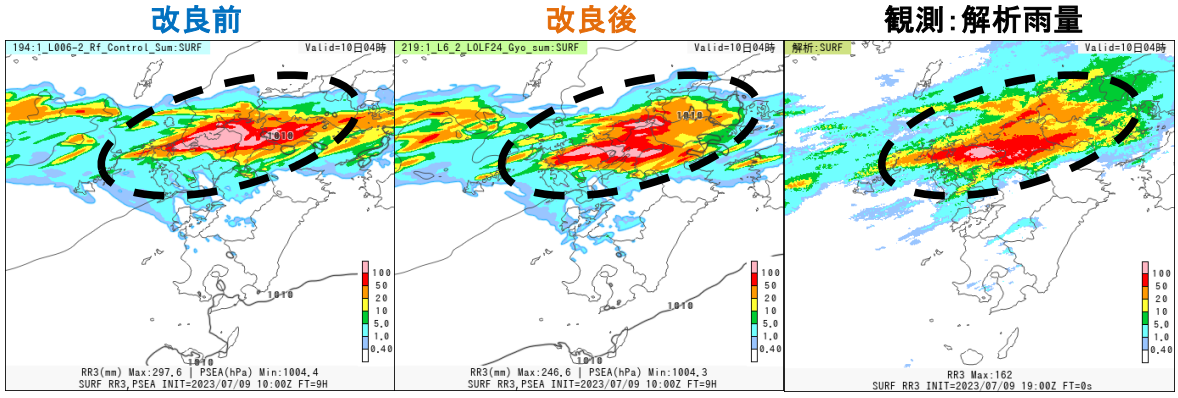
(試験の対象期間)

夏期:2023年7月3日～7月10日

冬期:2023年1月23日～1月30日

降水予測の改善事例
強雨の空振りの軽減

- 2023年7月10日4時(JST)を対象とする九州北部を中心とした大雨事例



7月9日10UTC初期値の9時間予測(着色は3時間積算降水量)

100mm/3h 以上の降水域(桃色)について、
改良前は、観測に比べて広すぎる
改良後は、範囲を抑えつつ予測できている
「強雨の予測頻度の低下」として顕れているように、本例のような改善傾向が多く確認できた

降水予測の改善事例を、夏期を対象とした試験から紹介する。

2023年7月10日の九州北部地方を中心とした大雨事例における、9日10UTC初期値の9時間予測を示す。

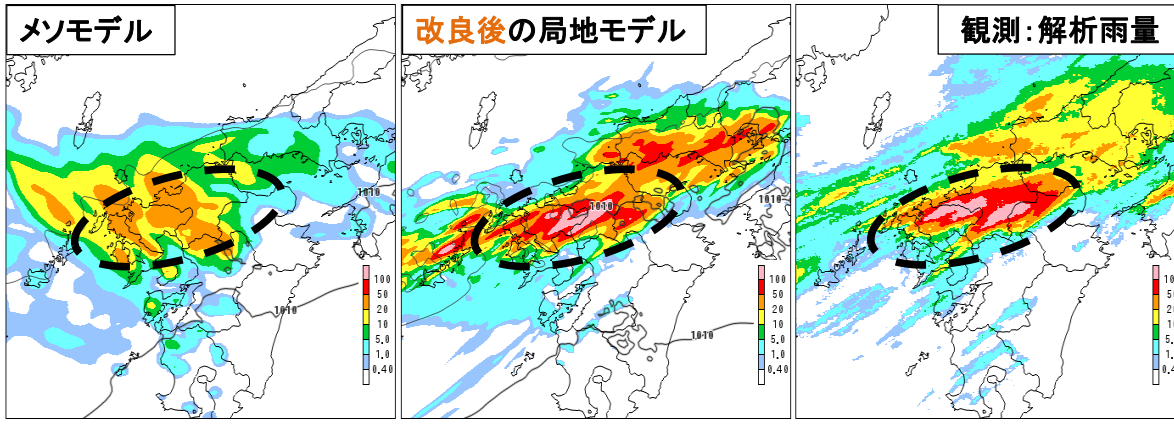
改良の前後のどちらも九州北部の大雨の予測ができているが、100mm/3h 以上の降水域(桃色)に注目すると、改良前は観測に比べて広がり過ぎ、予測が過剰であるのに対して、改良後ではその範囲を抑えられている。

統計検証において強雨の予測頻度の低下として顕れているように、本例のような強雨の空振りを軽減した事例を多く確認している。

なお、ここで示した改良後の結果には、第2.2節で説明する観測データ利用法の改良の効果も含まれる。新規の観測データを局地解析で利用することによる初期値の改善とともに、側面境界値には同じく新規の観測データを利用することで改善したメソ解析を初期値としたメソモデルを利用している。

降水予測の改善事例
予報時間の延長の効果

- 2023年7月10日6時（JST）を対象とする九州北部を中心とした大雨事例



7月9日06UTC初期値の15時間予測（着色は3時間積算降水量）

改良後の局地モデルでは15時間予測において、100mm/3h（桃色）の予測ができており、メソモデルと比べて観測の分布に近い予測ができている

降水予測の改善事例を、予報時間の延長の効果として、つまりメソモデルとの比較の観点で紹介する。

2023年7月10日の九州北部地方を中心とした大雨事例における、9日06UTC初期値の15時間予測を示す。

メソモデルは観測のような強雨の予測ができていないのに対し、予報時間を延長した改良後の局地モデルは位置や降水量についてよく予測できている。

本事例のように、従来メソモデルを利用していた半日程度前のリードタイムについて、局地モデルが表現可能な強雨の予測が利用可能となった。

なお、ここで示した改良後の結果には、第2.2節で説明する観測データ利用法の改良の効果も含まれる。新規の観測データを局地解析で利用することによる初期値の改善とともに、側面境界値には同じく新規の観測データを利用することで改善したメソ解析を初期値としたメソモデルを利用している。

参考文献

- 気象庁数値予報開発センター, 2023: 局地モデルの改良. 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, 81–84.
- 気象庁数値予報開発センター, 2024: 局地モデルの物理過程改良. 数値予報開発センター年報（令和5年）, 気象庁数値予報開発センター, 40–45.
- Kimura,T., K. Matsubayashi, K. Aranami, and Y. Kitamura, 2024: Strong Stability Preserving Runge-Kutta method in HE-VI and split-explicit short time step integration. WGNE Res. Activ. in Earth System Modell., 54, 9-03.

第2章 応用編

2.2 観測データ利用法の改良

概要

- 2023年10月から2024年9月までの間に、気象庁の数値予報システムに導入した観測データの利用に関する主な改良項目（下記赤字）について

変更日	項目	対象
2023年11月8日	更新された二重偏波レーダー（沖縄・松江）の反射強度及びドップラー速度データの利用開始	メソ解析、局地解析、三十分大気解析
2024年3月5日	**米国の極軌道衛星NOAA-21号の利用開始**	全球・メソ・局地解析
2024年3月5日	**地上マイクロ波放射計の利用開始**	メソ・局地解析
2024年6月3日	**新凌風丸船舶GNSS観測データ、アメダス湿度計データ利用拡充**	メソ・局地解析

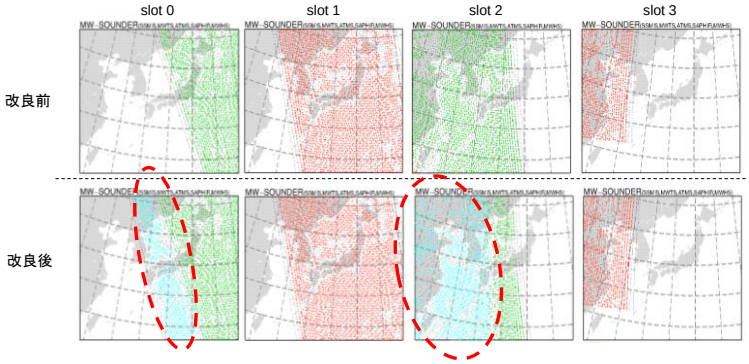
本節では、2023年10月から2024年9月までの間に気象庁の全球、メソ、局地数値予報システムに導入した観測データの利用に関する主な改良項目（新規観測デー タの利用開始など）について報告する。

米国の極軌道衛星NOAA-21号の利用開始 (全球・メソ・局地解析)

NOAA-21は令和4年11月に打ち上げられた米国の極軌道衛星。Suomi-NPP, NOAA-20の後継機にあたる。
線状降水帯予測精度の向上に向けた観測強化の一環として、気象衛星センターに新たな極軌道衛星（NOAA-21等）の観測データを受信するための受信装置を整備し、令和5年6月から運用開始。

NOAA-21搭載のATMSとCrISの全球・メソ・局地数値予報システムでの新規利用を令和6年3月5日に開始した。
（Suomi-NPP, NOAA-20搭載のATMS, CrISはすでに数値予報システムで利用中であるため、同様の観測データを追加する形）。

→ 観測データ数増加を通じた水蒸気場や気温場の予測精度向上。



← 局地解析における、ATMSのカバレッジ
（2023/6/28　06UTC）
Suomi-NPP, NOAA-20, NOAA-21

3衛星は日本上空を1日2回 06UTC, 18UTC 頃 に通過する。
NOAA-21を利用することで、スロット別で見たときのカバレッジの増大や、障害時の相互バックアップに繋がる。

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　310

NOAA-21は2022年11月に打ち上げられた米国の極軌道衛星で、Suomi-NPP及びNOAA-20の後継機にあたり、同様のセンサーが搭載されている。

気象庁では既に、Suomi-NPP及びNOAA-20搭載のATMSおよびCrISのデータを全球解析で利用している（平原 2017; 亀川・計盛 2017; 村田・亀川 2019）

今般、既存衛星と概ね同様の品質が得られ、観測データ数増加を通じた水蒸気場や気温場の予測精度向上が見られたことから、2024年3月5日からNOAA-21搭載のATMS, CrISの全球・メソ・局地解析での利用を開始した。

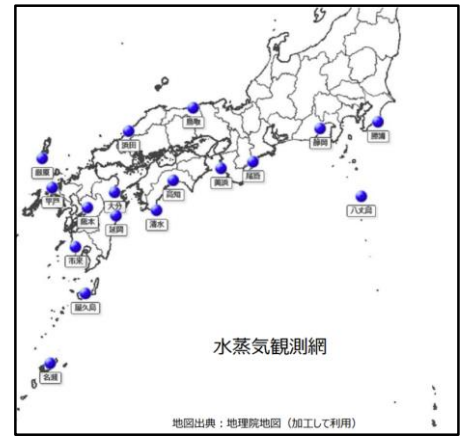
局地解析におけるATMSのカバレッジ（図）の通り、NOAA-21（赤線）を利用することで、スロット別で見たときのカバレッジの増大や、他衛星が障害等で利用できない時にも観測の空白域が減少することが期待される。

地上マイクロ波放射計の利用開始 (メソ・局地解析)

【背景】
線状降水帯予測精度の向上に向けた観測強化の一環として、令和4年度に西日本を中心に設置。

【測器の概要】
大気中の水蒸気・雲水等が射出するマイクロ波(輝度温度)を測定。
→ 大気下層の水蒸気情報が得られる。

【数値予報システムでの利用】
地上マイクロ波放射計から得られた可降水量をメソ・局地解析にて令和6年3月5日に同化利用開始。
→ 対流圏下層での水蒸気場の解析精度向上が期待できる。



出典：令和5年6月7日　線状降水帯予測精度向上ワーキンググループ(第6回会合)資料
https://www.jma.go.jp/jma/kishou/shingikai/kondankai/senjoukousuitai_WG/part6/part6-shiryo1.pdf

線状降水帯予測精度向上に向けた観測強化の一環として、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、令和4年度末までに右図の17地点に地上マイクロ波放射計が整備された。

令和4年7月に名瀬に整備された後、令和4年度末までに右図の17地点に整備が完了した。

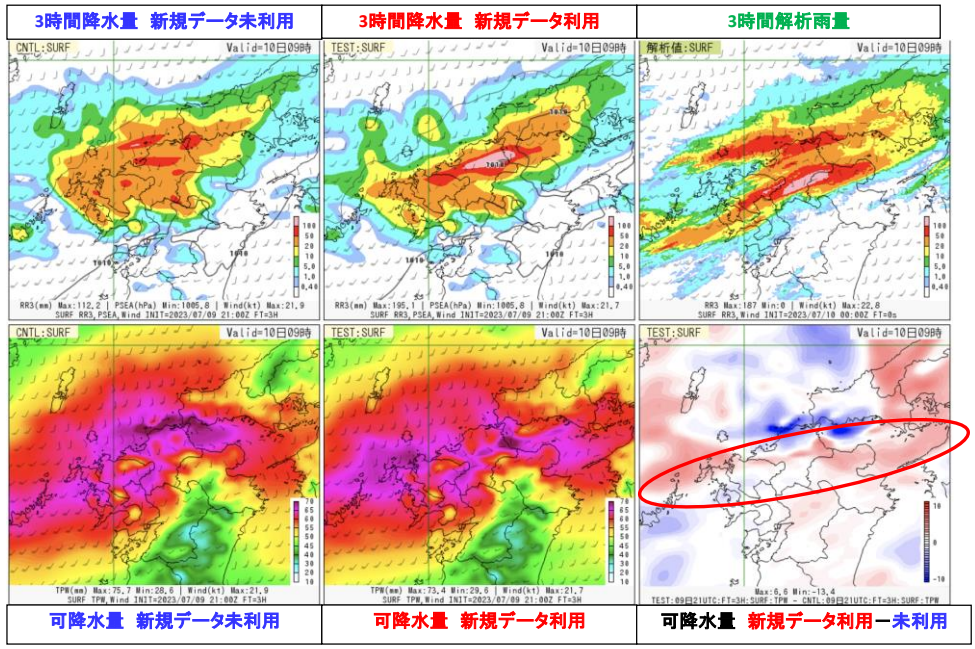
地上マイクロ波放射計は、大気からのマイクロ波の輝度温度を測定する受動型機器である。

観測した輝度温度を基に、対流圏下層の気温、水蒸気の情報を推定値(リトリーブ値)として求めることが可能である。

対流圏下層での水蒸気場の解析精度向上を図るため、地上マイクロ波放射計から得られた可降水量をメソ・局地解析にて令和6年3月5日に同化利用開始した。

NOAA-21及び地上マイクロ波放射計利用開始の効果（メソ）

■対象時刻：2023年7月10日00UTC（FT=3）



- 福岡県、大分県に大雨特別警報を発表した事例
- 線状降水帯周辺の表現が改善

NOAA-21及び地上マイクロ波放射計の同化による降水表現の改善事例を示す。

令和5年7月9日21UTCのメソ解析における、図の上段は3時間予測での前3時間降水量、下段は可降水量の比較結果である。

新規観測データの同化により、九州北部で発生した線状降水帯域での可降水量が増大し、線状降水帯の形状や強度の予測が改善されたと考えられる。

新凌風丸船舶GNSS観測データ、アメダス湿度計データ利用拡充

- 令和6年出水期から、メソ・局地数値予報システムにおいて以下の水蒸気観測データの利用を開始
  - 新凌風丸船舶GNSS観測データ
    - 従来より利用している他船舶のデータと同程度の品質
    - 海上の可降水量の観測数が増加
  - アメダス湿度計：令和4年8月から令和5年7月に設置された機器（208機）
- これらの観測の追加により、予測特性が変化
  - 地上比湿
    - 解析・予報時間前半の湿潤バイアスが減少して改善
  - 降水
    - メソ：主に弱い降水の見逃し・空振りが減少
    - 局地：主に強い降水の見逃し・空振りが減少

令和6年出水期に、メソ・局地数値予報システムにおいて、新凌風丸船舶GNSS観測データ及び令和4年8月から令和5年7月に設置されたアメダス湿度計データの利用を開始しました。

新凌風丸の船舶GNSS観測データについては、従来より利用している他船舶のデータと同程度の品質であり、同化利用開始により海上の可降水量の観測数が増加しました。

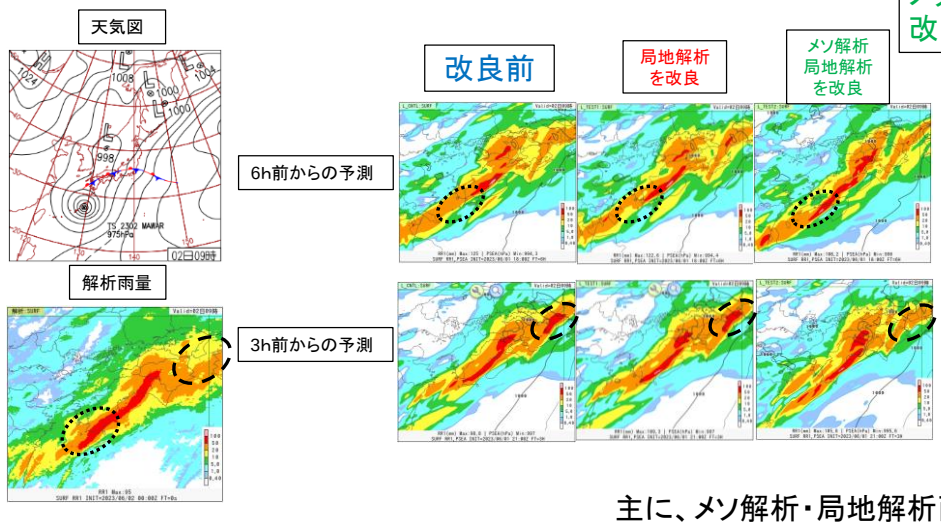
これらの観測データの追加により、システム全体として以下の通り予測特性が変化しました。

地上比湿の解析・予報時間前半での改善、メソモデルでの主に弱い降水の見逃し・空振りが減少、局地モデルでの主に強い降水の見逃し・空振りが減少。

新凌風丸船舶GNSS観測データ、アメダス湿度計データ利用拡充の効果

2023年6月2日9時 局地の事例

改良前
局地解析を改良
メソ・局地解析を改良



主に、メソ解析・局地解析両方を改良した時の影響が大きい

図は2023年6月2日9時を対象時刻とした局地モデルの6時間前（上段）及び3時間前（下段）からの予測における3時間積算降水量を示したものである。左から新規湿度データの利用なし、局地解析のみ新規湿度データ利用、メソ解析及び局地解析で新規湿度データ利用の結果を示す。6時間前の予測では、四国付近の降水が強まり見逃しが改善され、3時間前の予測では、紀伊水道の降水を弱めることにより空振りが改善した。

主に、メソ解析・局地解析両方を改良した時の影響が大きい。

参考文献

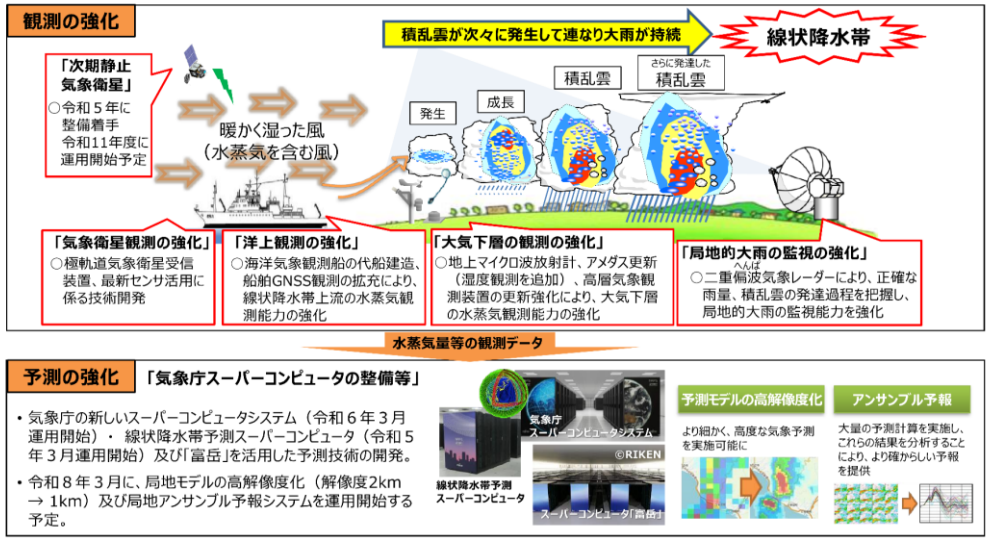
- 亀川訓男, 計盛正博, 2017: 全球解析における SuomiNPP/CrIS 輝度温度データの利用開始. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 73–74.
- 平原洋一, 2017: 全球解析における Suomi-NPP/ATMS輝度温度データの利用開始. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 70–72.
- 村田英彦, 亀川訓男, 2019: NOAA-20搭載 ATMSおよびCrIS 輝度温度データの利用開始. 平成31年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 58–60.
- 気象庁, 2024: 船舶 GNSS 観測データのメソ解析での利用改良および局地解析における新規利用. 令和5 年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 56–59.
- 気象庁, 2024: メソ解析および局地解析におけるアメダス湿度計データの新規利用. 令和5 年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 60–62.
- 気象庁, 2024: NOAA-21 搭載ATMS およびCrIS 輝度温度データの新規利用. 令和5 年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 93-95.
- 気象庁, 2024: 二重偏波化された沖縄・松江のレーダーデータの利用令和5 年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 95-96.

第2章 応用編

2.3 数値予報システムにおける線状降水帯予測精度向上の取組

線状降水帯の予測精度向上に向けた取組（観測・予測の強化）

線状降水帯は、現状の観測・予測技術では、正確な予測が困難なため、水蒸気観測等の強化、強化した気象庁スーパーコンピュータや「富岳」を活用した予測技術の開発等を進め、速やかに防災気象情報の高度化に反映し、住民の早期避難に資する情報を提供する。



（気象庁HPより）
https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/jma_suigai/jma_suigai.html

気象庁では、線状降水帯の予測精度向上に向けた取組の強化・加速化として、「観測の強化」、「予測の強化」、「情報の改善」に関する取組を進めている。本節では、多くの取組のうち、水蒸気観測データの数値予報への利用開発と数値予報モデルの改良について紹介する。「観測の強化」としては、「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」に取り組んでいる。「予報の強化」としては、「スーパーコンピュータ「富岳」を活用した予測技術の開発」に取り組んでいる。

線状降水帯の予測精度向上の強化・加速化に向けた取組状況

水蒸気観測等の強化、強化した気象庁スーパーコンピュータや「富岳」を活用した予測技術の開発等を計画通り着実に進めている。
これらの成果を順次、予測精度向上、段階的な防災気象情報の改善、住民の早期避難、地域の防災対応につなげる。

観測の強化　観測の整備の強化及び新規観測データを活用した監視・予測の強化

「アメダスへの湿度観測追加」
- 令和５年度までに433地点に整備済み。
- 令和６年度は105地点に整備予定。
- 令和５年３月にメソ・局地解析で利用開始し、令和６年６月に利用観測点を拡充（本資料集2.2節）

「気象レーダーの更新強化」
- 令和５年度までに全20地点中14地点で二重偏波レーダーに更新済み。
- 函館は令和7年度運用開始に向け機器の製作中。石垣島は令和６～８年にかけて更新予定。
- メソ・局地解析での反射強度及びドップラー速度データの品質改善を確認し随時に利用開始（本資料集2.2節）

「洋上の水蒸気等の観測の強化」
- 機動的な気象観測を担う海洋気象観測船「凌風丸」の更新（令和６年３月）。
- 気象庁観測船２隻、海上保安庁測量船４隻、大型の民間船舶10隻によるGNSS水蒸気観測を継続。
- メソ解析において、令和３年８月に気象庁観測船および海上保安庁測量船によるGNSS観測データの可降水量として利用を開始し、令和４年度に民間船舶による観測データを順次利用開始。令和５年３月にメソ解析で利用法の改良、局地解析での利用を開始。
- 令和６年６月に、メソ・局地解析で新凌風丸のGNSS観測データの利用を開始（本資料集2.2節）

「地上マイクロ波放射計の整備」
- 令和４年度までに西日本 太平洋南側沿岸域の17箇所に設置完了。
- 令和６年３月にメソ・局地解析での利用を開始（本資料集2.2節）

「次期静止気象衛星」
- 令和５年３月に整備に着手、令和11年度の運用開始を目指す。

気象レーダー

海洋気象観測船「凌風丸」

次期静止気象衛星

地上マイクロ波放射計

予測の強化　スーパーコンピュータの利用及び数値予報モデルの高度化

水蒸気等の観測データ

「スーパーコンピュータ『富岳』を活用した開発」
- 開発中の数値予報モデルによる日本全域を対象としたリアルタイムシミュレーション実験を６月～10月に実施（本節）
- 数値予報モデルの精度の改善に関する大学や研究機関との連携を進める

「気象庁スーパーコンピュータシステムの利用、数値予報モデル改良による予測精度向上」
- 予報時間を10時間から18時間に延長した水平解像度2kmの数値予報モデル（局地モデル）の運用開始（令和６年３月）。
- 令和８年３月に予定している局地モデルの高解像度化（解像度2km→1km）及び局地アンサンブル予報システムの運用開始に向け、開発を継続。

（令和6年6月13日 線状降水帯予測精度向上ワーキンググループ（第8回）資料1に加筆）

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　318

線状降水帯の予測精度向上に向けた取組状況のうち、数値予報での取組状況を赤字で示す。

令和5年3月にメソ・局地解析で利用を開始した「アメダスへの湿度計導入」について、令和6年6月には利用観測点を拡充し、令和4年度予算で整備された湿度計の利用を開始した。

「気象レーダーの更新強化」について、更新された二重偏波レーダーに対して、メソ・局地解析で利用している反射強度及びドップラー速度のデータ品質の改善を確認し、随時利用開始している。

「洋上の水蒸気等の観測の強化」について、令和3年8月にメソ解析で気象庁観測船および海上保安庁測量船に搭載されたGNSS水蒸気観測装置から得られる可降水量データの利用を開始した。令和4年度には民間船舶にもGNSS水蒸気観測装置が搭載され、随時それから得られる可降水量データの利用を開始した。令和5年3月にメソ解析で可降水量データの利用法を改良し、同時に局地解析での利用を開始した。さらに、令和6年6月に、メソ・局地解析で新凌風丸のGNSS観測データの利用を開始した。（本資料集2.2節）

「地上マイクロ波放射計の整備」について、令和4年7月にメソ解析で試験環境での利用を開始し、令和6年3月に気象庁スーパーコンピュータシステムの更新とともに、メソ・局地解析で利用開始した。（本資料集2.2節）

「スーパーコンピュータ『富岳』を活用した開発」について、令和5年度に引き続き、令和6年度も1km LFMのリアルタイムシミュレーション実験を実施した。

「気象庁スーパーコンピュータシステムの利用、数値予報モデル改良による予測精度向上」については、令和6年3月に気象庁スーパーコンピュータシステムを更新し、令和5年3月に導入した線状降水帯予測スーパーコンピュータと一体的に運用することで以下の改善を実施した。

・メソ・局地解析での地上マイクロ波放射計の利用開始

・極軌道気象衛星受信装置により取得可能となったNOAA-21の観測データの全球・メソ・局地解析での利用開始

・局地モデルの改良

・毎時実行の局地モデルのうち3時間ごとの実行について予報時間を10時間から18時間に延長

令和6年3月の改良（局地モデル）

- 局地モデルの予報時間を10時間から最大18時間に延長するとともに、モデルの物理過程（雲物理過程、放射過程）、力学過程の改良を令和６年３月に実施

メソモデルよりも解像度の高い局地モデルでは、線状降水帯がもたらす強い降水を予測できる事例が増えることを確認

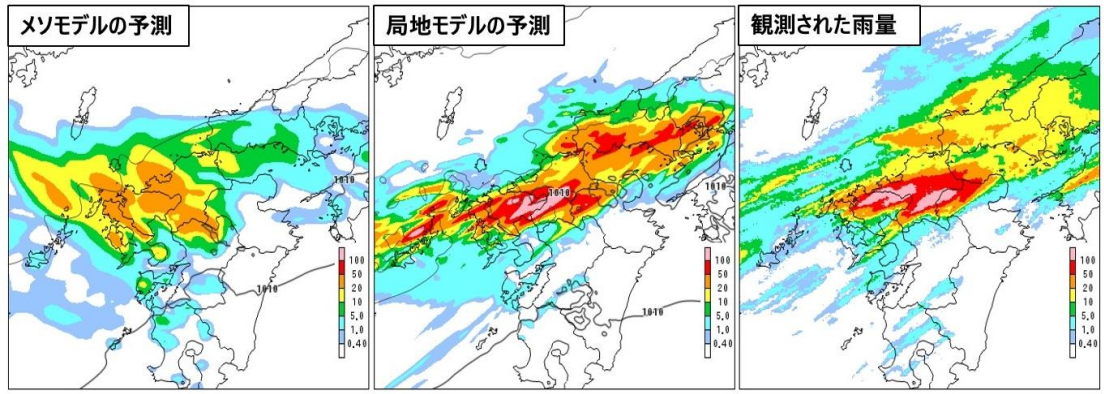
線状降水帯半日前予測にはこれまで主に水平解像度5kmのメソモデルを用いていたところ、

半日程度前から水平解像度2kmの局地モデルが使用可能となる

●改良の効果

・線状降水帯の半日前からの予測結果の改善

令和5年7月9日15時（日本時間）初期値における15時間先の降水量予測（前3時間降水量）



局地モデルでは 100mm/3h（ピンク色）の予測ができており、メソモデルと比べて実況の分布に近い予測ができている。

（令和6年6月13日 線状降水帯予測精度向上ワーキンググループ（第8回）資料1を一部編集）

令和5年度末に実施した数値予報システムの改良のうち、局地モデル（水平格子間隔: 2km）の予報時間延長とモデルの改良について示す。

スーパーコンピュータ「富岳」での高速化等の開発の成果を導入することで、局地モデルの毎時実行のうち、00, 03, 06, 09, 12 , 15, 18, 21 UTCの3時間毎の初期時刻について、10時間から18時間に予報時間を延長した。その他の初期時刻は10時間のままである。また、局地モデルの雲物理過程・放射過程・力学過程の改良を行った。

この改良によって、メソモデル（水平格子間隔: 5km）よりも解像度の高い局地モデルでは、線状降水帯がもたらす強い降水を予測できる事例が増えることが確認され、これまで主にメソモデルを用いていた線状降水帯の半日程度前からの予測に局地モデルが利用できるようになった。

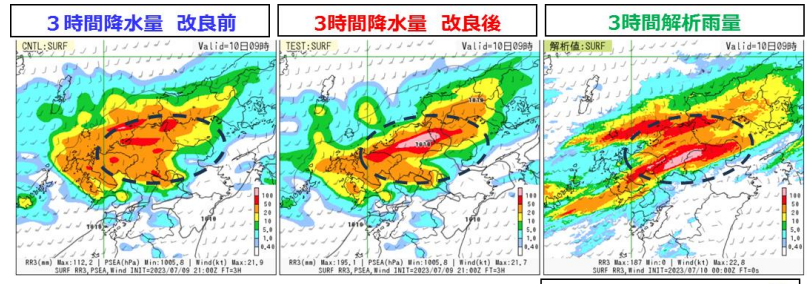
これら改良について、本資料集2.1節に解説があるので参照されたい。

令和6年3月の改良（メソモデル、局地モデル）

- 地上マイクロ波放射計の可降水量データを利用開始
- 極軌道気象衛星受信装置の運用開始（令和５年６月）により新たに受信できるようになった米国の極軌道気象衛星NOAA-21の観測データの利用開始

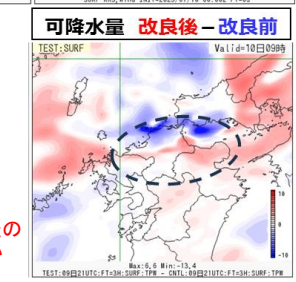
●改良の効果（メソモデル）

2023年7月10日9時（日本時間）を対象としたメソ数値予報システムにおける3時間予測の前3時間降水量（カラー）



地上マイクロ波放射計

地上マイクロ波放射計の観測データ等を同化することにより、
線状降水帯周辺の水蒸気分布が修正され、
線状降水帯に伴う降水の形状や強度の予測が改善



赤色ほど改良後の
可降水量が多い

（令和6年6月13日 線状降水帯予測精度向上ワーキンググループ（第8回）資料1を一部編集）

令和5年度末に実施した数値予報システムの改良のうち、メソモデル・局地モデルの初期値作成（解析）への地上マイクロ波放射計及び極軌道衛星NOAA-21の観測データの利用開始について示す。

地上マイクロ波放射計は、令和4年度までに西日本及び太平洋沿岸域の17箇所に設置され、実況監視に利用するとともに、数値予報へ利用するための開発を行ってきた。令和5年度にはメソ・局地解析に可降水量データとしてリアルタイムで同化する試験を実施し、効果の確認を行ってきた。

NOAA-21の観測データは、令和5年6月に運用開始した極軌道気象衛星受信装置により新たに取得できるようになった。衛星搭載のATMSとCrISによる観測データを既存の同様の衛星観測データと合わせて利用することで、数値予報の初期値の気温場や水蒸気場の改善が期待された。

これらの観測データの利用によって、メソモデル・局地モデルの初期値の水蒸気分布が改善し、これにより線状降水帯に伴う降水の分布や強度の予測が改善することが確認された。

これら改良について、第2.2節に解説があるので参照されたい。

スーパーコンピュータ「富岳」を活用した数値予報技術の開発

- 文部科学省・理化学研究所の全面的な協力を得て、スーパーコンピュータ「富岳」の政策対応利用課題により、高解像度数値予報モデル（水平解像度1kmの局地モデル：富岳1kmLFM）、局地アンサンブル予報システム、全球モデル等の開発を進めている。
- 令和６年度は、昨年度に引き続き、局地モデルの高解像度化（令和7年度末、2km⇒1km）に向けて、**6月3日から10月31日にかけて、開発中の富岳1kmLFMを用いて日本全域を対象としたリアルタイムシミュレーション実験（実行頻度を昨年度の１日２回から１日４回に増加）を実施**。

富岳1kmLFMの仕様

	富岳 1km LFM	2km 局地モデル（現業運用中）
水平解像度	1 km	2 km
領域	日本域	日本域
水平格子数	3161 x 2601	1581 x 1301
予報時間	18時間	18時間 (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC) 10時間 (上記以外の正時)
実行頻度	4回/日 (03, 09, 15, 21 UTC)	24回/日 (毎時)

- 現業運用中の2km局地モデルを1km高解像度化
- モデル本体、初期値、境界値は2km局地モデルと同一設定

（令和６年３月の局地モデルの力学過程・物理過程の改良も反映）

1kmLFMリアルタイムシミュレーション実験の対象領域
（現業運用中の2km局地モデルと同一領域）

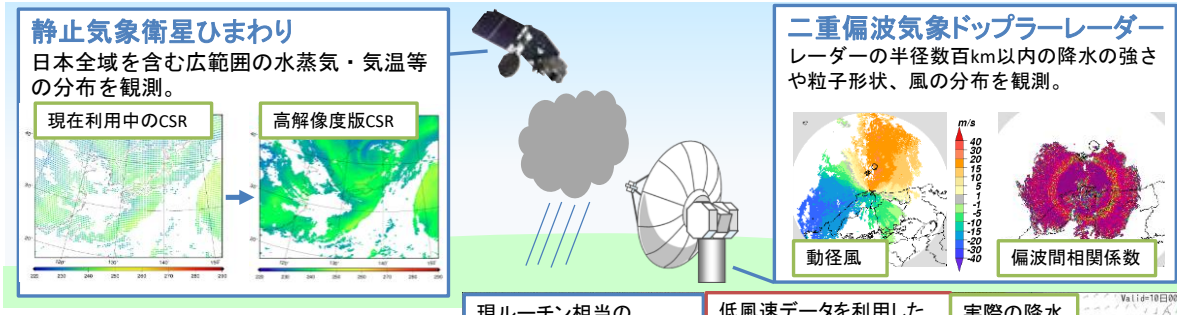
（令和6年6月13日 線状降水帯予測精度向上ワーキンググループ（第8回）資料1より）加筆

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　321

最後に、スーパーコンピュータ「富岳」を活用した数値予報技術の開発について述べる。気象庁は文部科学省・理化学研究所の全面的な協力を得て、スーパーコンピュータ「富岳」の政策対応利用課題により、「富岳」へ数値予報モデルを移植し、水平解像度1kmのLFMだけでなく、局地アンサンブル予報システム、高解像度の全球モデル等の開発を進めている。令和4年6月～10月に、「富岳」上で開発中の1kmLFMを用いたリアルタイムシミュレーション実験を西日本で実施し、令和5年6月～10月のリアルタイムシミュレーション実験では、領域を現業LFMと同じ全国領域で実施した。このリアルタイムシミュレーション実験の成果を活かし、令和5年3月に稼働した「富岳」の同型機となる線状降水帯予測スーパーコンピュータ上で、令和6年3月に2kmLFMの予測時間を18時間に延長した。令和6年度は前年度と同様に6月から10月にかけて、全国領域を対象としたリアルタイムシミュレーション実験を実施した。実行頻度を前年度の1日2回から1日4回に倍増し、より本運用に近い条件での実験・評価を行った。令和7年度末の1kmLFMの現業化に向けて鋭意開発を進めている。

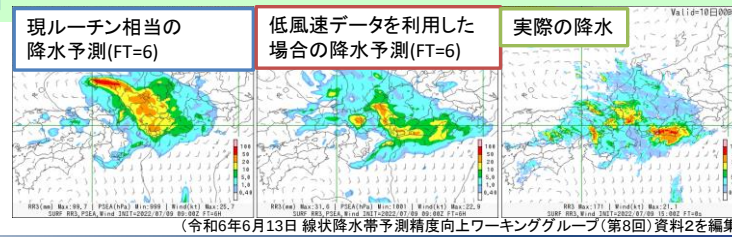
「富岳」を活用した学官連携による観測データの利用高度化

- 近年のリモートセンシング技術の進歩により、観測要素の増加や解像度の向上などの高度化した観測データの情報をより引き出して数値予報システムに適切に取り込んでいくことが重要である。
- 「富岳」に構築した現業準拠の数値解析予報実験システムを用いることにより、大学や研究機関の先端的な知見を現業システムに円滑に取り込み、開発を加速化。
- 線状降水帯の予測精度向上に向けて早急に利用高度化を図る必要のある、高解像度ひまわり、二重偏波ドップラー気象レーダーに係る研究提案を広く募り、令和５年９月より共同研究を実施中。



観測データの利用方法の改善による降水予測の改善例

レーダーの二重偏波化により精度の向上した低風速のデータを利用することで降水予測が改善する事例を確認。



（令和6年6月13日 線状降水帯予測精度向上ワーキンググループ（第8回）資料2を編集）

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和6年度数値予報解説資料集　322

モデルの高度化に取り組む一方で、観測データの利用方法の高度化により、初期値の改善を図ることも線状降水帯予測にとって大切な課題である。

近年のリモートセンシング技術の進歩により、観測要素の増加や解像度の向上などの高度化した観測データの情報を、より引き出して数値予報システムに適切に取り込んでいくことが重要になっている。

気象庁では、大学や研究機関の持つ観測データやその活用に関する先端的な知見を現業システムに円滑に取り込むため、「富岳」に現業準拠の数値解析予報実験システムを構築して、共同で研究開発を進めることにより、開発の加速化を図っている。

開発課題として、線状降水帯の予測精度向上に向けて早急に利用高度化を図る必要のある、高解像度ひまわり、二重偏波ドップラー気象レーダーに係る研究提案を広く募り、令和5年9月より共同研究を実施している。

参考文献

- 気象庁, 2024: 線状降水帯予測精度向上ワーキンググループ（第8回）
  https://www.jma.go.jp/jma/kishou/shingikai/kondankai/senjoukousuitai_WG/part8/gaiyou.html
- 数値予報開発センター, 2022: メソ解析における船舶GNSS可降水量の利用. 令和3年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 61-65.
- 数値予報開発センター, 2023: 水蒸気観測データの数値予報での利用に関する開発. 令和4年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 99-102.
- 数値予報開発センター, 2024: 船舶GNSS観測データのメソ解析での利用改良および局地解析における新規利用. 令和5年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 56-59.
- 数値予報開発センター, 2024: メソ解析および局地解析におけるアメダス湿度計データの新規利用. 令和5年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 60-62.
- 数値予報開発センター, 2024: 観測データの新規導入と利用方法の改良. 令和5年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 93-96.
- 数値予報開発センター, 2024: 水蒸気観測データの数値予報での利用に関する開発. 令和5年度数値予報開発センター年報, 気象庁数値予報開発センター, 97-98.
- Nakamura,Y., K.Yoshimoto, and K.Yamamoto, 2024: Operational Use of Ground-based Microwave Radiometer Data in JMA's Regional NWP Systems. WGNE Res. Activ. in Earth System Modell., 54, 6-05.

第3章 事例解析編

3.1 令和6年2月の大雪事例の数値予報の結果

※以下のスライドの説明では、原則として令和6年2月の年月は省略する

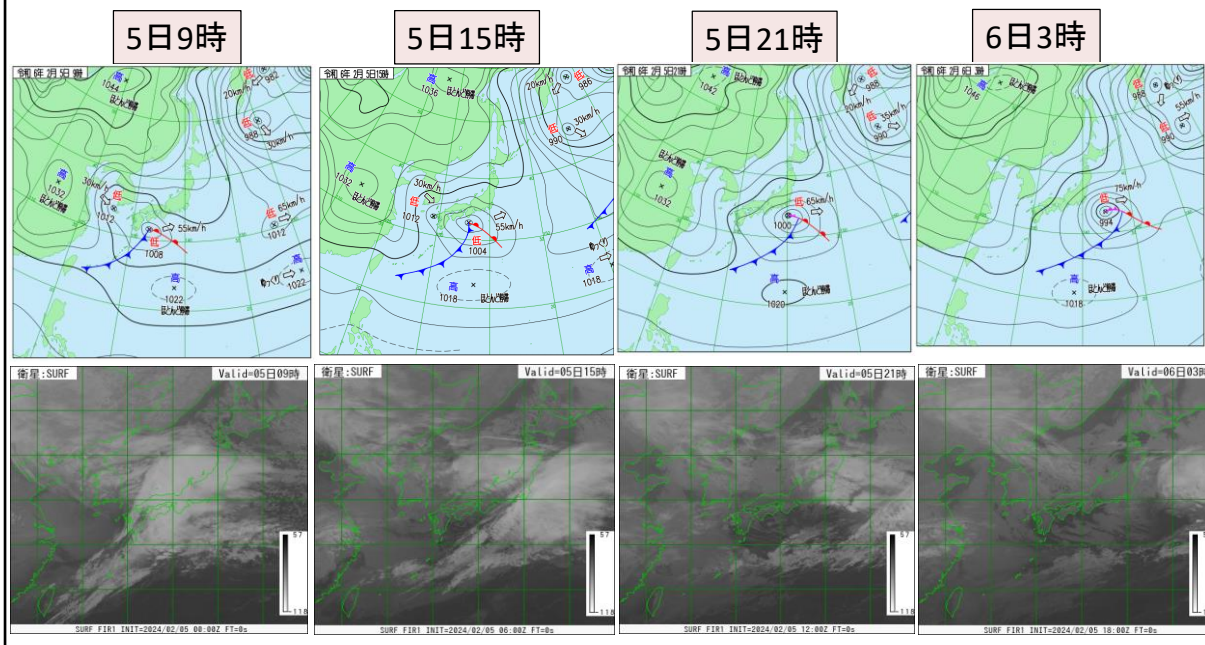
令和6（2024）年2月5日から6日にかけての関東甲信越地方を対象とした大雪に関する数値予報結果について取り上げる。本事例において関東甲信越地方では、12時間降雪量は、5日23時までで長野県飯山（イイヤマ）では46cm、新潟県関山（セキヤマ）では40cm、長野県長野（ナガノ）では31cm、栃木県奥日光（オクニッコウ）では27cm、山梨県河口湖（カワグチコ）では26cmで、長野では観測史上1位の値を更新した。その他、埼玉県熊谷（クマガヤ）では6日1時までで11cm、東京都東京（トウキョウ）では6日4時までで9cmとなった。この大雪に先立ち、前日の4日午後に大雪に対する国土交通省発表が行われ、関東甲信地方では5日昼過ぎから6日午前中にかけて、山沿いや山地を中心に大雪となり、東京23区を含めた平地でも大雪となる所があること、大雪の場合は不要不急の外出を控えることが呼びかけられた。この大雪に関して、数値予報結果を以下にまとめた。

概要

- 令和6（2024）年2月4日に東シナ海で発生した低気圧が、5日～6日にかけて本州南岸を東進した。この低気圧の後ろ側には、上空500hPaで-22℃以下の寒気核があり、5日夜以降、低気圧は発達した
- 関東甲信越地方では、広い範囲で大雪となった。12時間降雪量は、5日23時までで長野県飯山（イイヤマ）では46cm、新潟県関山（セキヤマ）では40cm、長野県長野（ナガノ）では31cm、栃木県奥日光（オクニッコウ）では27cm、山梨県河口湖（カワグチコ）では26cmで、長野では観測史上1位タイの値を更新した。その他、埼玉県熊谷（クマガヤ）では6日1時までで11cm、東京都東京（トウキョウ）では6日4時までで9cmとなった
- 関東甲信地方の広い範囲で大雪警報が発表され、東京23区の全域にも発表された
- この大雪に先立ち、4日午後に大雪に対する国土交通省発表（https://www.jma.go.jp/jma/press/2402/04a/20240204.html）がなされ、関東甲信地方では5日昼過ぎから6日午前中にかけて、山沿いや山地を中心に大雪となり、東京23区を含めた平地でも大雪となる所があること、大雪の場合は不要不急の外出を控えることが呼びかけられた
- この大雪等に関して、主に5日～6日について、数値予報結果をまとめた
- ※精度の評価は、降雪量ガイダンスについて、アメダス積雪深計による実況と比較したものである

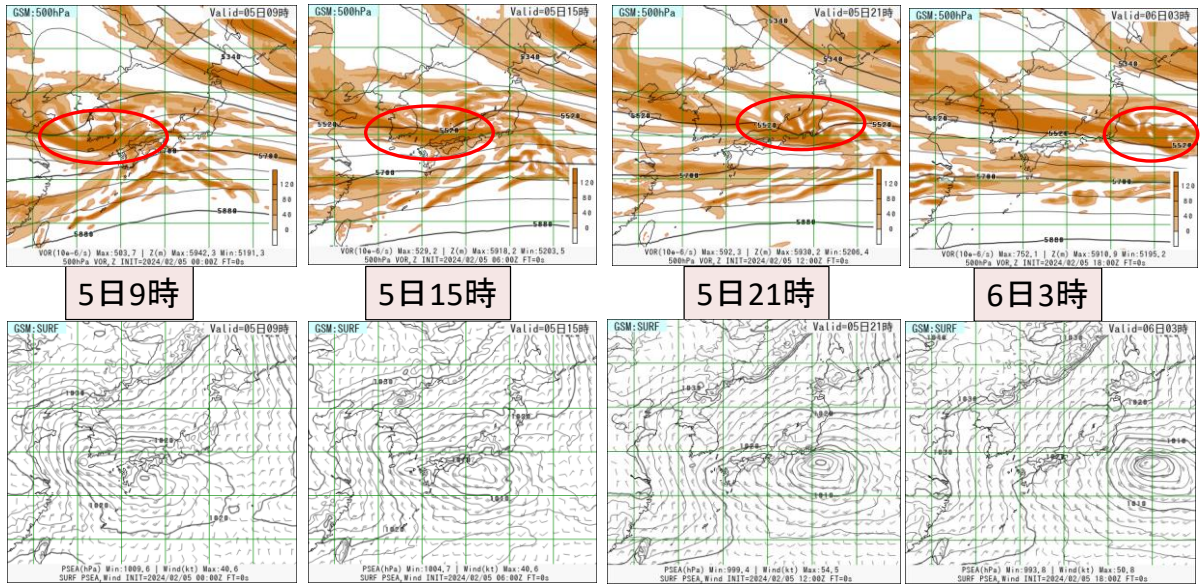
5～6日にかけての関東甲信越地方を対象とした大雪に関する概要は、スライドに記載したとおりである。

地上天気図（上段）・衛星赤外画像（下段）
（5日9時～6日3時）



図は5日9時から6日3時にかけての地上天気図（上段）、気象衛星ひまわりによる赤外画像（下段）を示す。説明については次頁を参照。

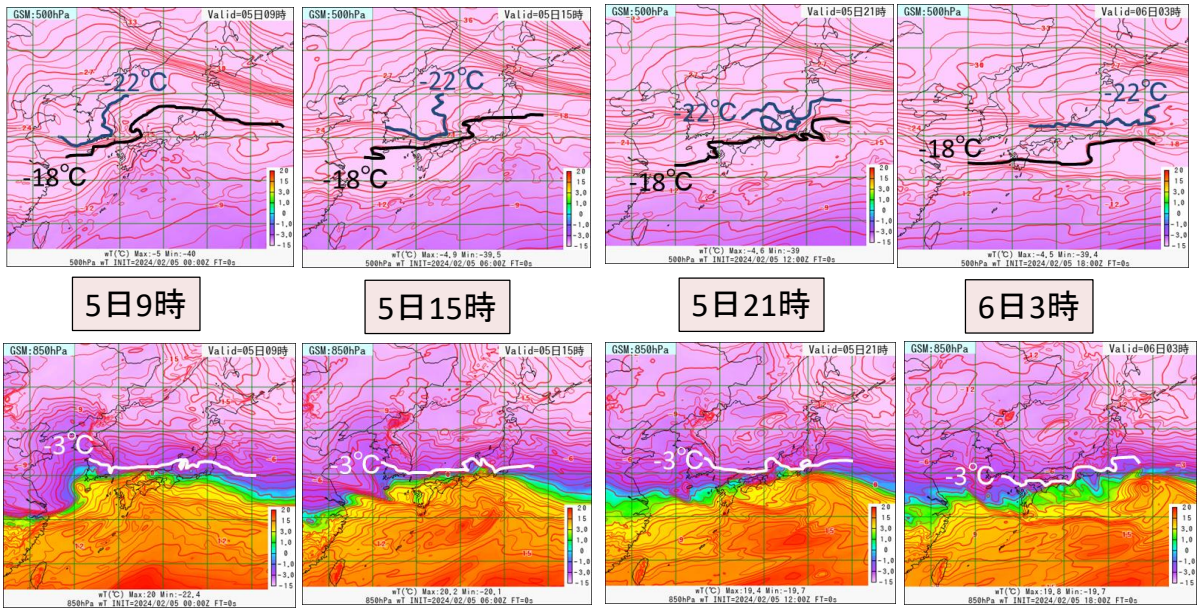
解析値の推移（GSM：5日9時～6日3時）
（上段：500hPa高度・渦度、下段：海面更正気圧・風）



図は5日9時から6日3時にかけての全球モデル（GSM）の500hPa高度・渦度（上段）、海面更正気圧・風（下段）のそれぞれ解析値を示す。

4日に東シナ海で発生した低気圧が、5日～6日にかけて本州南岸を東進した。この低気圧の後ろ側には、上空500hPaで-22℃以下の寒気核（正渦度の極大域に対応：赤丸）があり、5日夜以降、地上低気圧との対応が良くなり、低気圧は発達した（説明は後述）。衛星赤外画像（前頁の雲画像参照）からもバルジ状をなしていて、雲域の面からも低気圧が発達していることが示唆される。

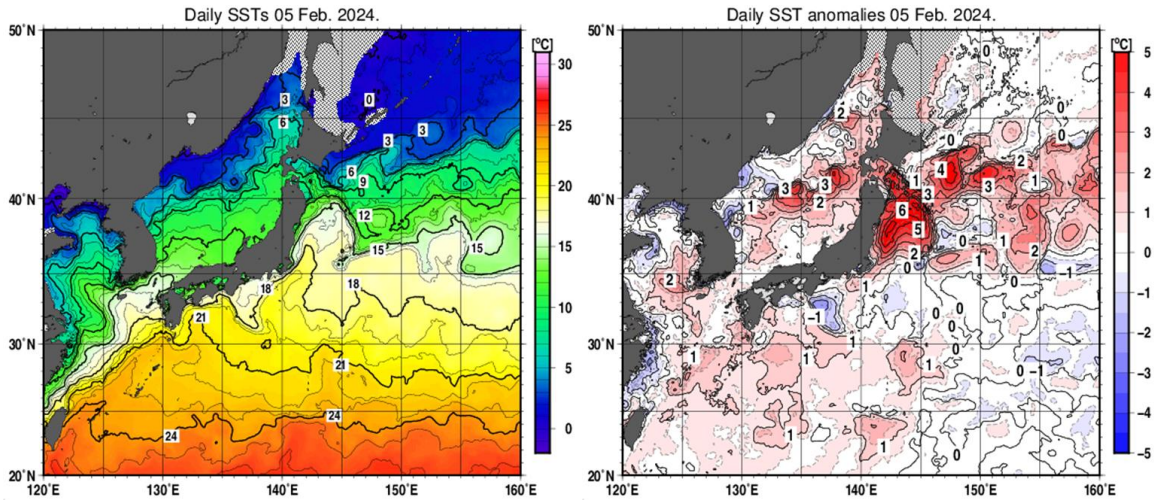
解析値の推移（GSM：5日9時～6日3時）
（上段：500hPa気温、下段：850hPa気温）



図は5日9時から6日3時にかけてのGSMの500hPa気温（上段）、850hPa気温（下段）のそれぞれ解析値を示す。

500hPaの気温場では5日～6日明け方にかけて、日本付近は概ね-18℃前後の寒気場の中、5日午後に-22℃以下の寒気核が本州上を通過した。850hPaでは、-3℃くらいの寒気が北緯35度線あたりを中心に流入した。特に関東甲信越地方では、5日午後から6日明け方にかけて、本州南岸の低気圧の発達と三陸沖に張り出した高気圧の影響で、-3℃以下の寒気が北から流入した。

人工衛星とブイ・船舶による観測値から解析された海面水温（左図）及びその平年差（右図）（5日）

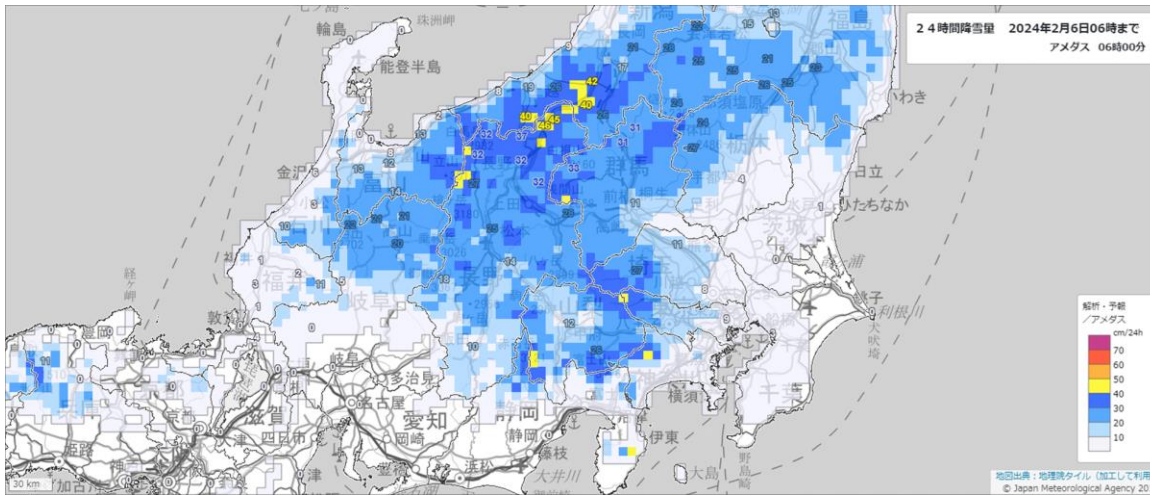


海面水温は、日本周辺海域では、全体的に平年に比べて高く、特に日本海中部～北海道西岸では1～3℃、三陸沖では6℃高かった。

※平年値は1991年から2020年の平均値。

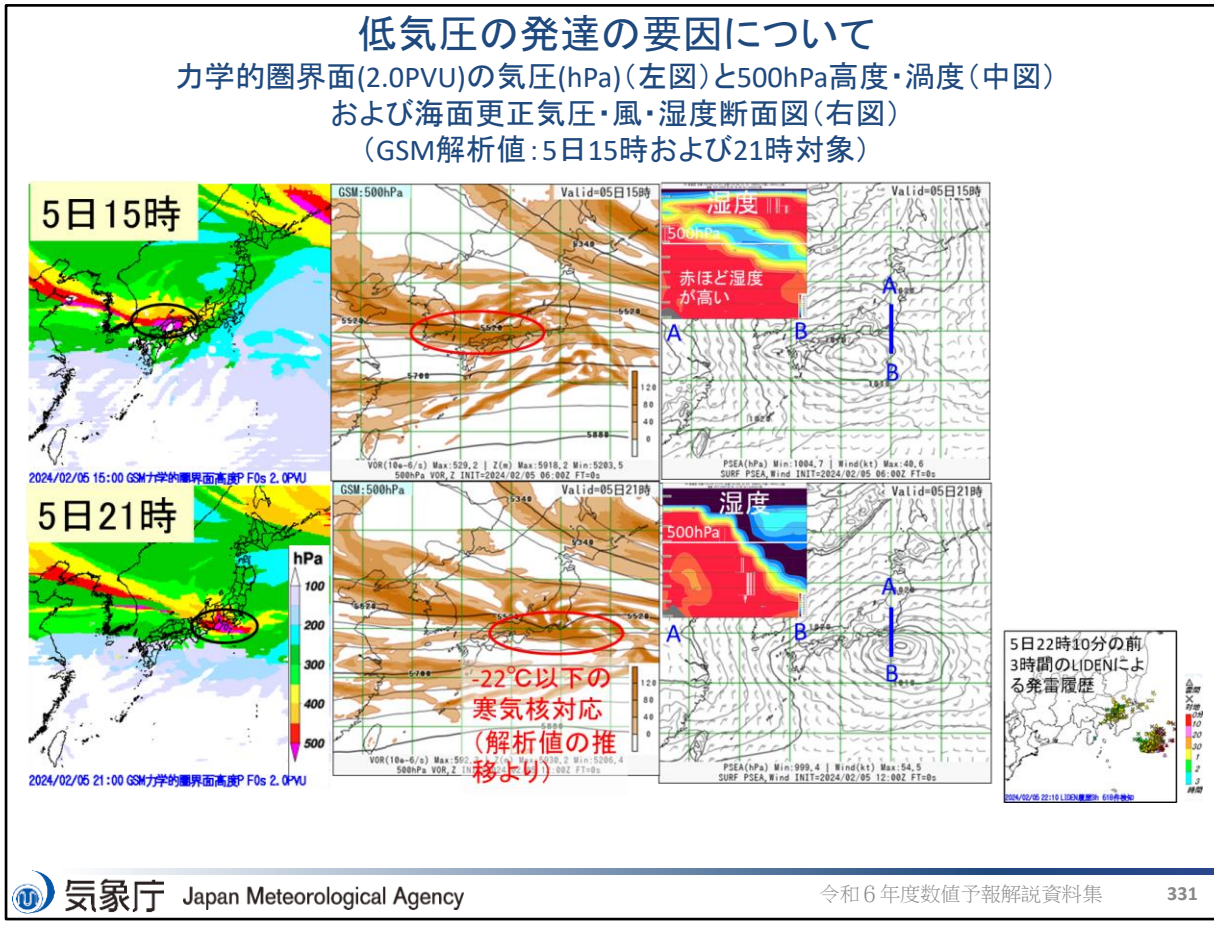
図は5日の人工衛星とブイ・船舶による観測値から解析された海面水温（左図）およびその平年差（右図）を示した（気象庁HPより）。なお、平年差の基準となる平年値は1991年から2020年の平均値となっている。海面水温は、日本周辺海域では、全体的に平年に比べて高く、特に日本海中部～北海道西岸では1～3℃、三陸沖では6℃高かった。

24時間降雪量（解析降雪量とアメダスによる降雪量）（6日6時まで）



千葉県から茨城県の太平洋側沿岸部を除き、降雪となったところが多かったとみられる。長野県北部から新潟県中越地方にかけて40cm前後の降雪量となり、大雪となった。

図は、6日6時までの24時間降雪量（解析降雪量とアメダスによる降雪量）を示す。千葉県から茨城県の太平洋側沿岸部を除き、降雪となったところが多かったとみられる。長野県北部から新潟県中越地方にかけて40cm前後の降雪量となり、大雪となった。



温帯低気圧の発達とそのきっかけは、上層トラフの前面に地上低気圧が生成され、上層トラフ・地上低気圧の前面には暖気移流、後面では寒気移流が生じることにより説明される（北畠　2019）ことが多い。しかし、本事例では、上層トラフがはっきりしない特徴があり、前述の低気圧の発達の仕組みとは異なることから、本事例での低気圧の発達の要因について解説する。図は、左から順に力学的圏界面(2.0PVU)の気圧分布図(hPa)、500hPa高度（m）・渦度（10e-6/s）、海面更正気圧（hPa）・風(kt)・湿度断面図（%）で、上段が5日15時、下段が5日21時対象である。下段右図は、5日22時10分の前3時間の雷監視システム（LIDEN）による発雷のプロット図（東京都～千葉県、千葉県の南東海上で発雷）である。

力学的圏界面における低い高度領域（上層寒冷渦やトラフと関連）の移流は、等圧面での正渦度移流と関連があり、正渦度の前面では上昇流が誘起され、下・中層が湿っていれば、対流雲を発生・強化させる効果があるとされる（黒良他 2014）。5日15時において、紀伊半島沖の地上低気圧の発達直前、上層の風上側にあたる中国地方に、力学的圏界面の高度がもっとも低くなる領域（黒楕円）があり、その領域が近づく5日21時のタイミングで、対流雲の発生・発達も加わり、低気圧が発達しはじめた。500hPaにおいて、正渦度移流や-22℃の寒気核にも対応し、湿度も90%以上であった。これらの状況から、本事例での低気圧の発達は、黒良他（2014）で示されているように力学的圏界面における低い高度領域の移流がきっかけとなったと考えられる。下段右図の5日22時10分の前3時間のLIDENによる発雷のプロット図では、低気圧の南側だけでなく、北側でも発雷していることが確認できる。この発雷の要因も、正渦度前面での対流雲の発生とその強化が関係していると考えられる（後述の「発雷確率ガイダンスの実況との比較」で再掲する）。

数値予報の結果その1

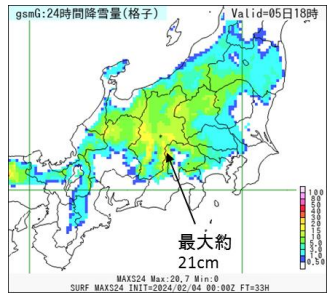
4日9時初期値5日18時対象のGSM、MSMの降雪量ガイダンスの予測結果と実況の比較

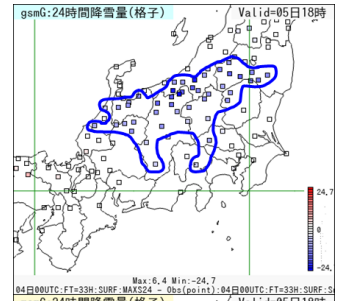
4日午後に大雪に対する国土交通省発表時に利用可能な資料であった、4日9時初期値5日18時対象のGSMおよびメソモデル（MSM）のそれぞれの降雪量ガイダンスの予測結果と実況の比較結果を示す。

GSMおよびMSMによる24時間降雪量ガイダンスと実況との比較（4日9時初期値予測（対象：5日18時））

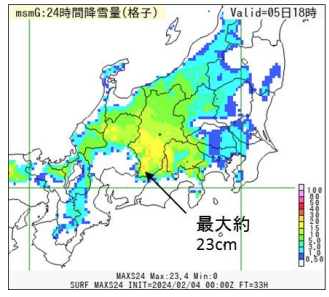
降雪量ガイダンス　　降雪量ガイダンス−実況

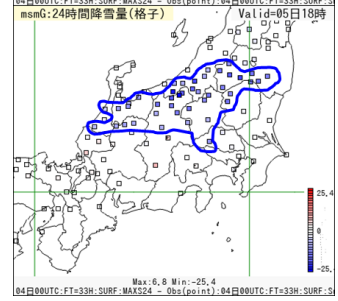
GSM



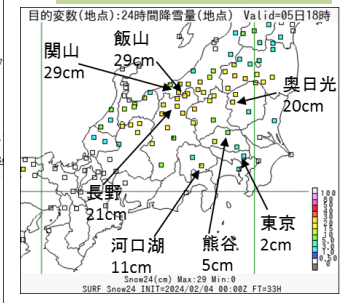


MSM





実況（積雪深による）



降雪量ガイダンスでは、実況に比べて、関東地方北部～甲信越地方を中心に降雪量がやや過小に予測された（青線で囲んだ領域）。

図は、4日9時初期値、5日18時対象のGSMおよびMSMによる24時間降雪量ガイダンスと実況を比較した結果を示す。上段がGSMによる結果を示し、左から順に降雪量ガイダンス、降雪量ガイダンスと実況との差である。下段はMSMによる結果を示し、左から順に降雪量ガイダンス、降雪量ガイダンスと実況との差である。右図には積雪深による実況の結果を示す。なお、実況との差の色付けは、青色ほど実況の降雪量が予測降雪量より多いことを示す。

降雪量ガイダンスでは、実況に比べて、関東地方北部～甲信越地方を中心に降雪量がやや過小に予測された（青線で囲んだ領域）。

数値予報の結果その2

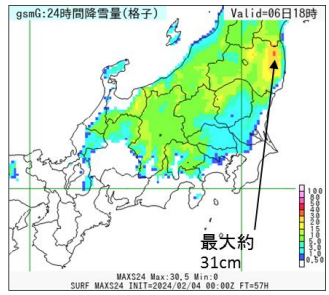
4日9時初期値6日18時対象のGSMおよびMSMの
降雪量ガイダンスの予測結果と実況の比較

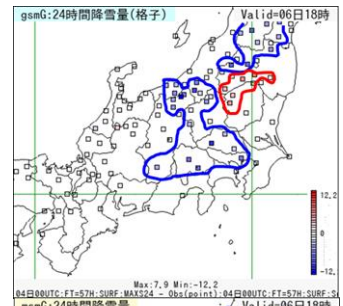
4日午後に大雪に対する国土交通省発表時に利用可能な資料であった、4日9時初期値6日18時対象のGSMおよびMSMのそれぞれの降雪量ガイダンスの予測結果と実況の比較結果を示す。

GSMおよびMSMによる24時間降雪量ガイダンスと実況との比較（4日9時初期値予測（対象：6日18時））

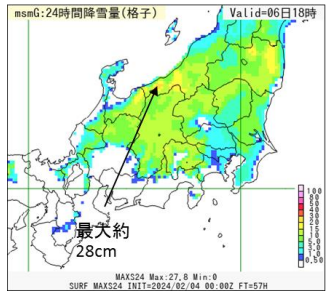
降雪量ガイダンス　　降雪量ガイダンス−実況

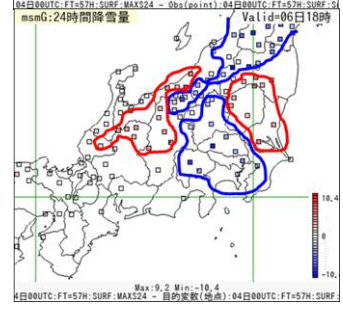
GSM



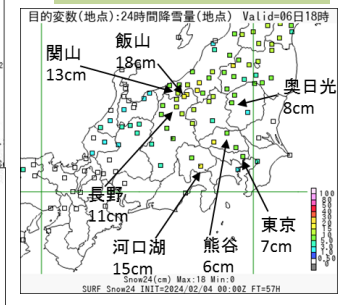


MSM





実況（積雪深による）



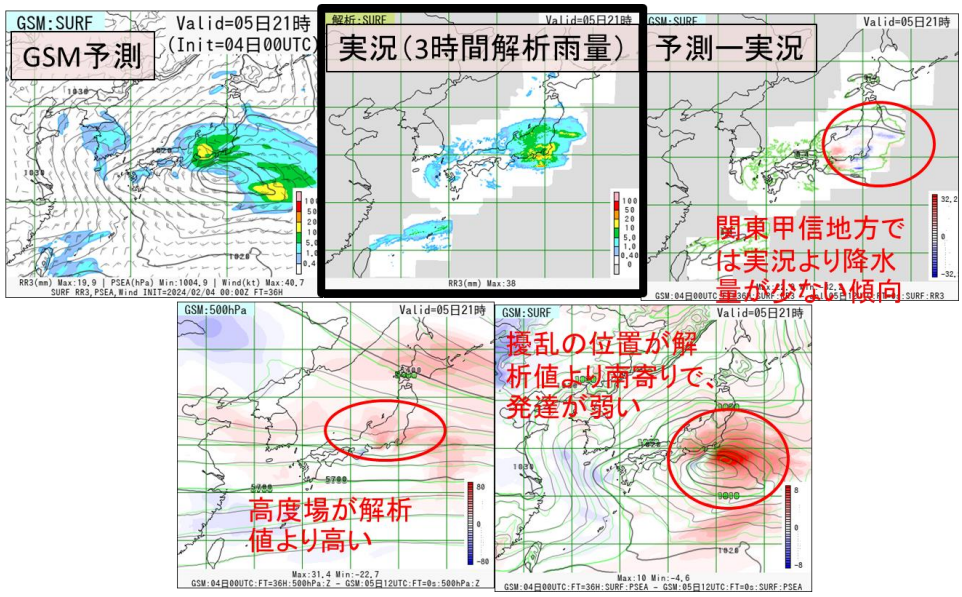
降雪量ガイダンスでは、実況に比べて、関東地方南部～甲信越地方、東北地方南部を中心に降雪量がやや過小に予測された（青線で囲んだ領域）。関東地方北部に予測降雪量が多い領域（赤線で囲んだ領域）が見られるが、予測降雪量が過小となる領域と比較すると、予測降雪量の実況との差は小さい。

図は、4日9時初期値、6日18時対象のGSMおよびMSMによる24時間降雪量ガイダンスと実況を比較した結果を示す。上段がGSMによる結果を示し、左から順に降雪量ガイダンス、降雪量ガイダンスと実況との差である。下段はMSMによる結果を示し、左から順に降雪量ガイダンス、降雪量ガイダンスと実況との差である。右図には積雪深による実況の結果を示す。なお、実況との差の色付けは、青色ほど実況の降雪量が予測降雪量より多いことを示す。

降雪量ガイダンスでは、実況に比べて、関東地方南部～甲信越地方、東北地方南部を中心に降雪量がやや過小に予測された（青線で囲んだ領域）。関東地方北部に予測降雪量が多い領域（赤線で囲んだ領域）が見られるが、予測降雪量が過小となる領域と比較すると、予測降雪量の実況との差は小さい。

降雪量ガイダンスの降雪量が実況に比べて、関東地方北部～甲信越地方を中心にやや過小に予測された要因

（GSM：5日21時対象：4日9時初期値予測の実況および解析値との比較）



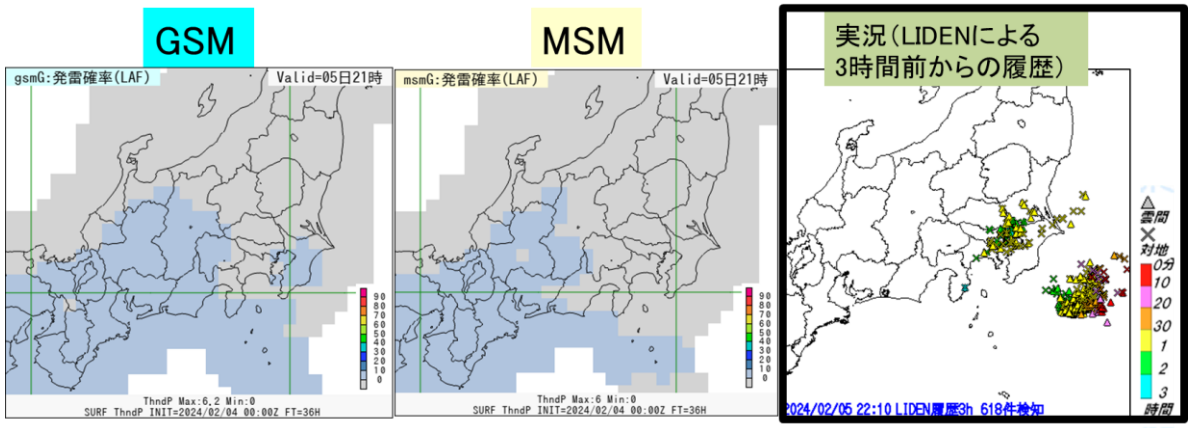
500hPa高度場の状況から、関東周辺での高度場が解析値と比べて高く、本州南岸を東進した低気圧の予測位置が解析値と比べて南よりでかつ発達しなかったため、関東甲信地方では予測降水量が実況と比べて少ない傾向となり、予測降雪量もやや過小な予測となった。

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　336

降雪量ガイダンスの降雪量が実況に比べて、関東地方北部～甲信越地方を中心にやや過小に予測された要因について解説する。図は、いずれもGSMで、上段左から順に4日9時初期値の5日21時対象の海面更正気圧（hPa）・風(kt)・前3時間降水量（mm）、実況の前3時間解析雨量、前3時間降水量の予測値と実況との差（青色ほどGSMの予測降水量の方が実況に比べて少ない）である。下段は左から順に、500hPa高度（m）の解析値との差（黒等値線：予測値、緑等値線：解析値、赤色ほど高度場の予測値の方が解析値より高い）、海面更正気圧（hPa）の解析値との差（黒等値線：予測値、緑等値線：解析値、赤色ほど海面更正気圧の予測値の方が解析値より高い）である。

500hPa高度場の状況から、関東周辺での高度場が解析値と比べて高く、本州南岸を東進した低気圧の予測位置が解析値と比べて南よりでかつ発達しなかったため、関東甲信地方では予測降水量が実況と比べて少ない傾向となり、予測降雪量もやや過小な予測となった。

発雷確率ガイダンスの実況との比較
（4日9時初期値：5日21時対象）



関東地方南部を中心に発雷が観測されたが、発雷確率ガイダンスではGSM・MSM共にほとんど低確率の予測であった（予測時間が短い時間帯でも）。前述のとおり、今回の発雷は、力学的圏界面における低い高度領域の移流による対流雲の励起によるところが大きいと思われる。関係する説明変数として、3時間降水量と500hPa渦度が該当するものの、SSIなどのその他の説明変数による指標で特に大気の不安定を示唆するような数値は見られなかったことと、力学的圏界面における低い高度領域の移流による事例は希少事例に該当するものと考えられる。観測数が少ない発雷事例に対しては高確率を出しにくい（土田　2018）ので、留意する必要がある。

低気圧の発達の要因についての項で、低気圧の南側だけでなく、北側でも発雷していることが確認でき、この発雷の要因は、正渦度前面での対流雲の発生とその強化が関係していると考えられると述べた。実際に4日9時初期値5日21時対象の発雷確率ガイダンスの予測結果を確認する。図は、左から順に、GSM発雷確率ガイダンス（LAF：過去初期値との重み付き平均したもの）、MSM発雷確率ガイダンス（LAF）、実況の5日22時10分の前3時間の雷監視システム（LIDEN）による発雷のプロット図（低気圧の発達の要因についての項での再掲）である。

関東地方南部を中心に発雷が観測されたが、発雷確率ガイダンスではGSM・MSM共にほとんど低確率の予測であった（予測時間が短い時間帯でも）。前述のとおり、今回の発雷は、力学的圏界面における低い高度領域の移流による対流雲の励起によるところが大きいと思われる。関係する説明変数として、3時間降水量と500hPa渦度が該当するものの、SSIなどのその他の説明変数による指標で特に大気の不安定を示唆するような数値は見られなかったことと、力学的圏界面における低い高度領域の移流による事例は希少事例に該当するものと考えられる。観測数が少ない発雷事例に対しては高確率を出しにくい（土田　2018）ので、留意する必要がある。

まとめ（1/2）

- 令和6（2024）年2月5日～6日にかけての大雪について、主に4日9時初期値の5日18時および6日18時を対象としてGSMおよびMSMの数値予報結果をまとめた
- 今回の関東甲信越地方の大雪は、4日に東シナ海で発生した低気圧が、5日～6日にかけて本州南岸を発達しながら東進したところに、5日午後から6日明け方にかけて、三陸沖に張り出した高気圧の影響で、-3℃以下の寒気が北から流入したことが主な要因と考えられる
  - 5日18時対象のGSM・MSMの24時間降雪量ガイダンスでは、実況に比べて、関東地方北部～甲信越地方を中心に降雪量がやや過小に予測された
  - 6日18時対象のGSM・MSMの24時間降雪量ガイダンスでは、実況に比べて、関東地方南部～甲信越地方、東北地方南部を中心に降雪量がやや過小に予測された
  - 降雪量ガイダンスの降雪量が実況に比べて、関東地方北部～甲信越地方を中心にやや過小に予測された要因は、500hPa高度場の状況から、関東周辺での高度場が解析値と比べて高く、本州南岸を東進した低気圧の予測位置が解析値と比べて南よりでかつ発達しなかったためと考えられる

全体のまとめを示す。

まとめ（2/2）

- （前頁の続き）
  - 関東地方南部を中心に発雷が観測されたが、発雷確率ガイダンスではGSM・MSM共にほとんど低確率の予測であった（予測時間が短い時間帯でも）。今回の発雷は、力学的圏界面における低い高度領域の移流による対流雲の励起によるところが大きいと思われる。関係する説明変数として、3時間降水量と500hPa渦度が該当するものの、SSIなどのその他の説明変数による指標で特に大気の不安定を示唆するような数値は見られなかったことと、力学的圏界面における低い高度領域の移流による事例は希少事例に該当するものと考えられる。発雷確率ガイダンスでは観測数が少ない発雷事例に対しては高確率を出しにくいので、留意する必要がある

参考文献

- 北畠尚子, 2019: 温帯低気圧. 総観気象学 基礎編, 気象庁, 123-159.
- 黒良龍太, 森浩俊, 加藤輝之, 2014: 予報作業における渦位の利用について. 平成25年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 49-61.
- 土田尚侑, 2018: 発雷確率ガイダンス. 数値予報課報告・別冊第64号, 気象庁予報部, 165-176.

第3章 事例解析編

3.2 令和6年6月～11月までに発生した線状降水帯事例の数値予報の結果

※以下のスライドの説明では、FTは予測時間（例：FT=6は6時間予測）、「～時」は日本時間、図中の「UTC」は協定世界時（例：00UTCは9時）を表す。また、現在、現業利用中の○㎞解像度の数値予報モデル名を○km（数値予報モデル名）と示す場合がある（例：5㎞MSM、2㎞LFM）。特に㎞の付いていない（数値予報モデル名）だけの場合は、現業利用中のものと同等である。
スライド中にMax値が示されている図があるが、特に指定されていない限りは楕円で示した対象地域内の値である。
以下のスライドの説明では、例えば、令和6年の年は省略する。なお、速報としてまとめたものであるため、今後の調査により、考えられる要因等が変わる可能性がある。

本節では、令和6（2024）年に6月から11月までに発生した線状降水帯事例の数値予報システムにおける予測結果の概要を示した後、第3.2.1項で7月14日の長崎県で発生した線状降水帯事例、第3.2.2項で7月25日の山形県で発生した線状降水帯事例、第3.2.3項で9月21日の石川県で発生した線状降水帯事例をそれぞれ取り上げる。さらに環境場（第3.2.4項）、まとめ（第3.2.5項）について示す。

なお、本節では、全球モデル（GSM）、メソモデル（MSM）、局地モデル（LFM）、全球アンサンブル予報システム（GEPS）およびメソアンサンブル予報システム（MEPS）の予報モデルや予報システム名について、それぞれカッコ内の略号を用いる。

線状降水帯事例の
数値予報システムにおける予測結果について
（概要）

令和6（2024）年に6月から11月までに発生した線状降水帯事例に関して、その概要を表形式で示す。

【留意点】

MEPS・MSM大雨発生確率ガイダンス最大値については、MEPS・MSMの両方を加味した概略を記載した。

顕著な現象に対しての情報発表の判断に重要である降水量の最大値に注目してまとめた。

降水予測特性などについても特筆すべきものは「備考（考察等含む）」欄に記載した。

令和6（2024）年に6月から11月までに発生した線状降水帯事例の数値予報システムにおける予測結果の概要について、表にまとめた。本節では、この内、第3.2.1項で7月14日の長崎県で発生した線状降水帯事例、第3.2.2項で7月25日の山形県で発生した線状降水帯事例、第3.2.3項で9月21日の石川県で発生した線状降水帯事例をそれぞれ取り上げる。

6月21日と6月28日の線状降水帯事例の数値予報システムにおける予測結果について（概要）

対象日時（実況の最大降水量）	場所	MEPS・MSM 大雨発生確率ガイダンス最大値（18～12時間前）	MSM最大値（降水量実況比）	2kmLFM最大値（降水量実況比）	備考（考察等含む）
6月21日6時（170mm/3h）	九州南部地方	45～80％程度	40～60mm/3h程度（過小）	90～120mm/3h程度（過小）	水蒸気量が少なかったことと、水蒸気量の輸送に関わる前線帯南側の西風（上・下層共に）が弱いことが予測降水量の過小の要因。（前線南側の事例）
6月28日12時（150mm/3h）	静岡県	15％未満	70mm/3h程度（過小）	80mm/3h程度（過小）	九州北部地方のシアーライン付近で水蒸気量が集中する予測が外れて、本州南岸沿いを指向し、静岡県付近に集中する結果となり、線状降水帯が発生した（前線付近の事例）

7月14日と7月25日の線状降水帯事例の数値予報システムにおける予測結果について（概要）

対象日時（実況の最大降水量）	場所	MEPS・MSM 大雨発生確率ガイダンス最大値（18～12時間前）	MSM最大値（降水量実況比）	2kmLFM最大値（降水量実況比）	備考（考察等含む）
7月14日9時（203mm/3h）	長崎県	概ね最大値50%以上	24～18時間前からの予測で対馬地方に予測降水量が集中し、過大（290mm/3h程度）。12時間前からの予測では過小（70mm/3h程度）	18時間前からの予測では過小傾向（140mm/3h程度）。12時間前からの予測では実況に近い（200mm/3h程度）。6時間前からの予測では過大傾向（300mm/3h程度）	MSMの24～18時間前からの過大な予測は、対馬地方の局地的な低気圧の影響（実際には局地低気圧の発生はなし）（前線南側の事例）
7月25日0時（98mm/3h）	沖縄県八重山地方	10%前後	20～50mm/3h程度（過小）	18時間前の予測では過大（210mm/3h程度）。12・6時間前の予測では実況に近い（100mm/3h前後）。	25日1時までの前3時間最大降水量は172mm。LFMは位置・時間ずれを考慮すると台風に伴うレインバンドの予測の再現性誤差の範囲内で妥当とも考えられる（台風事例）
7月25日12時（148mm/3h）	山形県	10%未満	20～40mm/3h程度（過小）	18・12時間前からの予測では過小傾向（70～100mm/3h程度）。6時間前からの予測では実況に近い（125mm/3h程度）	LFMの12・18時間前からの予測：東北地方の陸地へ向かって流入する水蒸気が過小となり、予測降水量が過小となったと考えられる（前線南側の事例）

7月26日と8月26日・27日の線状降水帯事例の数値予報システムにおける予測結果について（概要）

対象日時（実況の最大降水量）	場所	MEPS・MSM 大雨発生確率ガイダンス最大値（18～12時間前）	MSM最大値（降水量実況比）	2kmLFM最大値（降水量実況比）	備考（考察等含む）
7月26日0時（146mm/3h）	山形県	20～35％程度	50～75mm/3h程度（過小）。直近ほど最大値が小さくなる傾向	18・12時間前からの予測では実況に近い（130～170mm/3h程度）。6時間前からの予測では過小（90mm/3h程度）。降水域が散在する傾向	東北南部～関東北部の降水帯（主に大気不安定に伴う降水）の予測の不確実性が大きく、線状降水帯の発生に影響があった。（前線南側の事例）
8月26日3時（198mm/3h）	栃木県	数％程度	20mm/3h前後（過小）	18時間前からの予測では110mm/3h程度で少なめ。12・6時間前からの予測では160～205mm/3h程度（実況に近い）	（太平洋高気圧の縁辺事例）
8月27日21時（208mm/3h）	岩手県	数％程度	10～20mm/3h程度（過小）	60～105mm/3h程度（過小）	前線の暖域側で発生する降水帯の予測は難しいという特徴による（前線南側の事例）

8月28日・29日の線状降水帯事例の数値予報システムにおける予測結果について（概要）

対象日時（半日前予測有無と線状降水帯の発生の有無）（実況の最大降水量）	場所	MEPS・MSM 大雨発生確率ガイダンス最大値（18～12時間前）	MSM最大値（降水量実況比）	2kmLFM最大値（降水量実況比）	備考（考察等含む）
8月28日21時（208mm/3h）	鹿児島県種子島・屋久島地方	50%以上	270～470mm/3h程度（過大）	180～320mm/3h程度（過大傾向）	（台風事例）
8月29日6時（169mm/3h）	宮崎県・鹿児島県・大分県	50%以上	180～230mm/3h程度（過大傾向）	190～230mm/3h程度（過大傾向）	（台風事例）
8月29日21時（186mm/3h）	徳島県・香川県・兵庫県	40～50%以上	60～70mm/3h程度（過小）	90～120mm/3h程度（過小傾向）	四国地方と兵庫県淡路島でMSM・2kmLFMの予測降水量の最大値が過小となった要因：900hPa付近から下層の高相当温位の気塊の上に、大気の状態を不安定化させる乾燥した空気塊（主に800hPa付近より上層）の紀伊水道への貫入の予測又はその貫入の持続を明瞭に予測できなかった（貫入先が紀伊水道に停滞せず、紀伊半島へ移動）ことが要因として考えられる（台風事例）

8月31日・9月20日・21日の線状降水帯事例の数値予報システムにおける予測結果について（概要）

対象日時（実況の最大降水量）	場所	MEPS・MSM 大雨発生確率ガイダンス最大値（18～12時間前）	MSM最大値（降水量実況比）	2kmLFM最大値（降水量実況比）	備考（考察等含む）
8月31日15時（154mm/3h）	三重県	20%程度	100～120mm/3h程度（過小傾向）	140～220mm/3h程度（過大傾向）（周辺の降水分布のばらつきが大きい傾向）	（台風事例）
9月20日6時（139mm/3h）	秋田県	4～13%程度	20～70mm/3h程度（過小）	100mm/3h程度（やや過小傾向）	秋田県沖の小擾乱の東進が実況に比べて予測では遅く、降水のタイミングが遅くなったことが過小傾向の要因の一つと考えられる（前線付近の事例）
9月21日9・12時（9時：132mm/3h、12時：165mm/3h）	石川県	9時・12時対象でも10%程度（直近で30%程度に確率上昇）	（9時・12時共通）40~90mm/3h程度（過小）	（9時・12時共通）80~160mm/3h程度（予測降水量の変動が大きい。予測で強い降水が持続しにくい）	石川県の北西海上の擾乱の表現の差によって予測降水量の集中する場所に違いが生じ、予測降水量の変動が大きくなる要因となっていた（前線付近の事例）

10月22日・11月2日・9日の線状降水帯事例の数値予報システムにおける予測結果について（概要）

対象日時（実況の最大降水量）	場所	MEPS・MSM 大雨発生確率ガイダンス最大値（18～12時間前）	MSM最大値（降水量実況比）	2kmLFM最大値（降水量実況比）	備考（考察等含む）
10月22日15時・18時（15時：140mm/3h 18時：260mm/3h）	宮崎県	10%程度	15時：40mm/3h程度（過小）（6時間前からの予測で130mm/3h（実況に近い）） 18時：80～100mm/3h程度（過小）	15時：80～200mm/3h程度（値の変動が大きい） 18時:145～260mm/3h程度（値の変動が大きい。強い降水が持続）	（台風東側＋高気圧縁辺からの下層暖湿気流入事例）
11月2日3時（150mm/3h）	長崎県	概ね50%以上	70～80mm/3h程度（過小）	140～205mm/3h程度（値の変動が大きいが実況に近い）	（台風第21号から変わった温帯低気圧の接近事例）
11月9日3時・6時（3時：345mm/3h、6時：176mm/3h）	鹿児島県奄美地方（与論町） 沖縄県	25～50%程度	3時：300～430mm/3h程度 6時：330～380mm/3h程度（過大）	3時：470～550mm/3h程度 6時：430～910mm/3h程度（過大）	大雨の観点で見ると、大雨の可能性が高いことが初期値が変わっても継続して予測されていた。また、同じ初期値で9日3時・6時対象のものと実況を比較すると、強い降水を持続させる傾向がみられた。（台風第22号起源および日本海の高気圧縁辺からの下層暖湿気の集中）

第3章 事例解析編

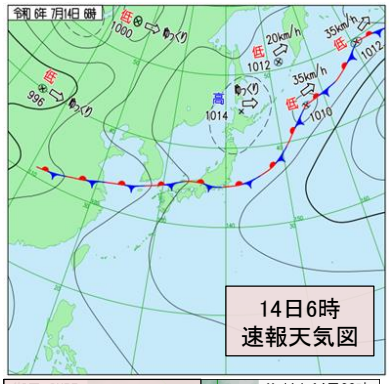
3.2.1 長崎県で発生した線状降水帯事例（7月14日）

概要

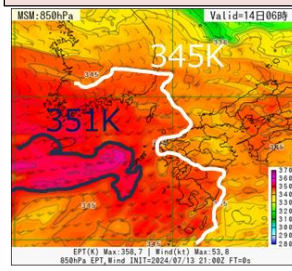
- 梅雨前線が華中から対馬海峡、山陰地方の沿岸部、関東地方の沿岸を通って、日本の東にのびている。この前線に沿って九州北部地方へ下層暖湿気（相当温位351K以上）が流入して、大気の状態が不安定となり、対流雲が発達した
  - 長崎県では線状降水帯が発生し、14日7時47分に顕著な大雨に関する気象情報が発表された。長崎県五島市上大津（カミオオヅ）、福江（フクエ）では、9時00分までの3時間にそれぞれ167mm、166mmの降水量を観測し、7月の観測の1位の値を更新した
- 線状降水帯の発生した時間帯を考慮し、14日9時を対象として、3時間100mm以上の大雨発生確率ガイダンスの予測結果、数値予報システム（5kmMSM、2kmLFM、13kmGSMおよびMSM、MEPS、GSM降水量ガイダンス）による予測と実況の比較結果を示す

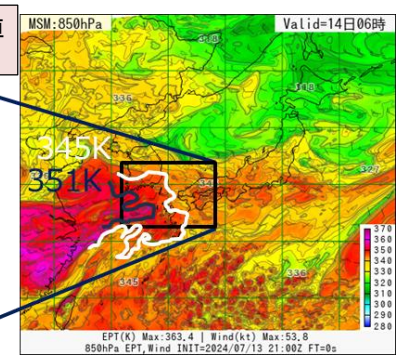
令和6（2024）年7月14日に長崎県で発生した線状降水帯事例の概要を示す。

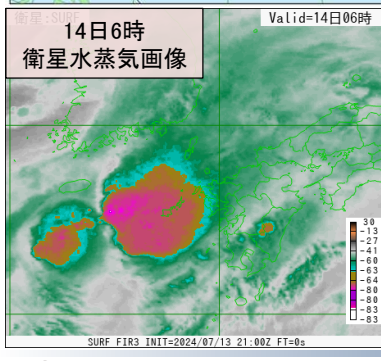
7月14日6時～9時までの実況



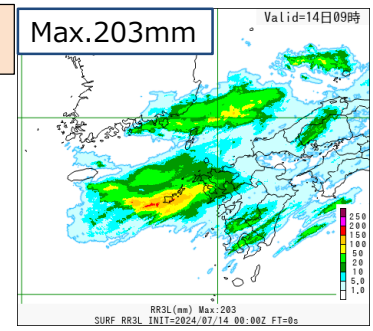
14日6時のMSMの850hPa解析値
（相当温位（K）と風（kt））







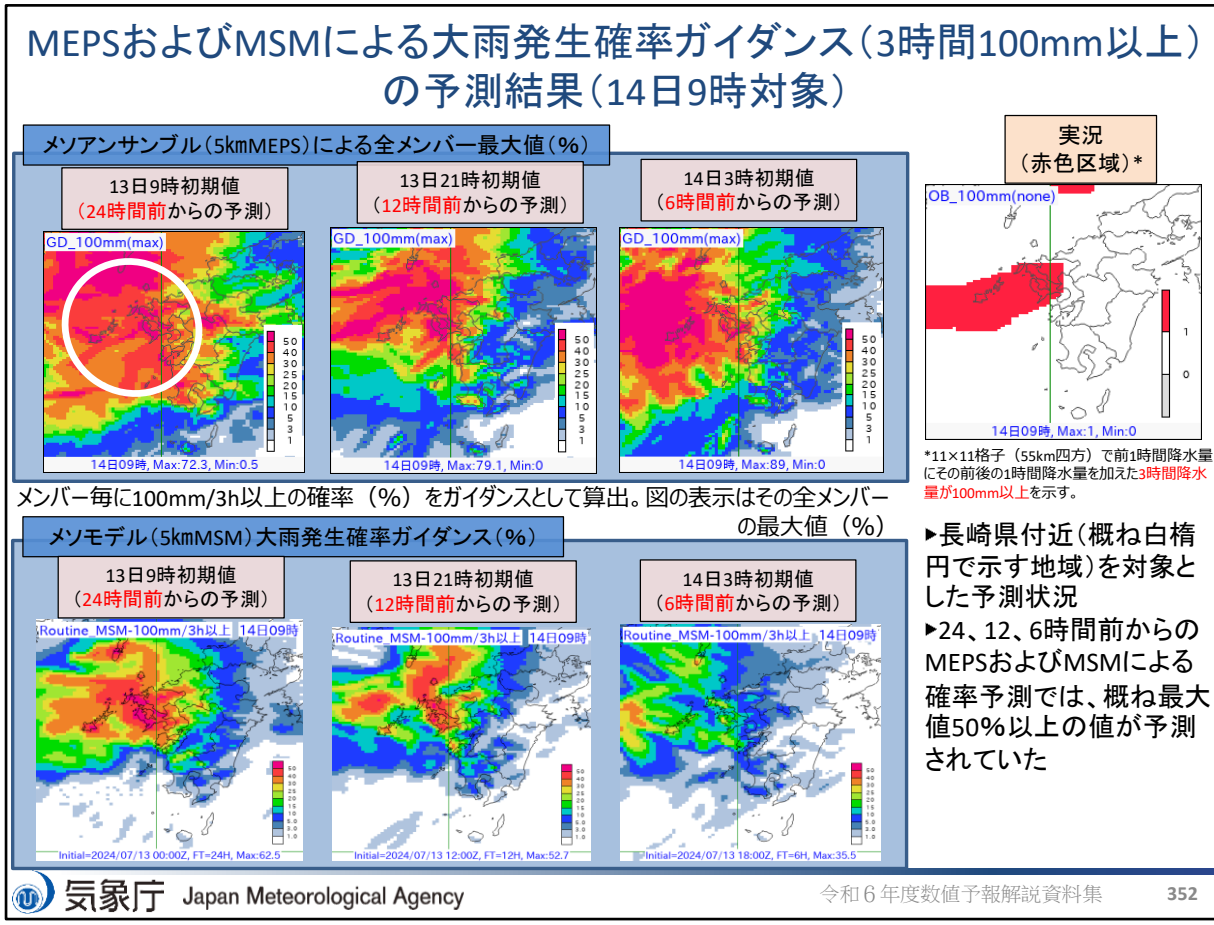
14日9時
前3時間降水量



気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　351

図は上段左から、令和6（2024）年7月14日6時の地上天気図、MSMによる850hPa解析値（相当温位（K）と風（kt））である。下段は、14日6時の気象衛星ひまわりによる水蒸気画像、14日9時までの3時間降水量（mm）である。

前線の南側では、相当温位351K以上の下層暖湿気が流入し、長崎県五島列島付近で次々と対流雲が発達し、線状降水帯が発生した。

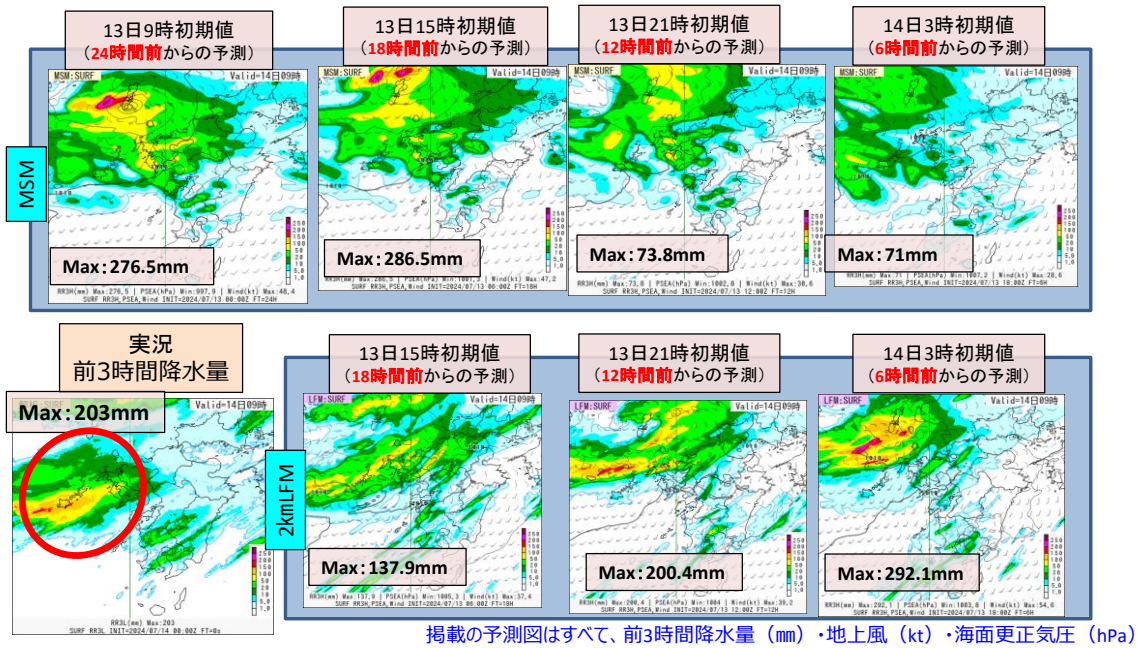


令和6（2024）年7月14日9時対象の3時間100mm以上のMEPSおよびMSMによる大雨発生確率ガイダンスの予測結果を確認する。上段はメソアンサンブル予報システム（5kmMEPS）による全メンバー最大値（単位：%）、下段はメソモデル（5kmMSM）のものを示し、左から24時間前、12時間前、6時間前からのそれぞれ予測結果を示している。右上は実況の結果を示す。

長崎県付近（概ね白楕円で示す地域）を対象とした予測状況を以下に示す。

24、12、6時間前からのMEPSおよびMSMによる確率予測では、概ね最大値50%以上の値が予測されていた。実況では、長崎県付近を中心に、100mm/3h以上が解析されていた。

数値予報システムによる予測と実況の比較結果（14日9時対象【上段：5kmMSM、下段：2kmLFM】）



掲載の予測図はすべて、前3時間降水量（mm）・地上風（kt）・海面更正気圧（hPa）

5kmMSM（上段）および2kmLFM（下段）の3時間降水量について、令和6（2024）年7月14日9時を対象とした結果を示す。

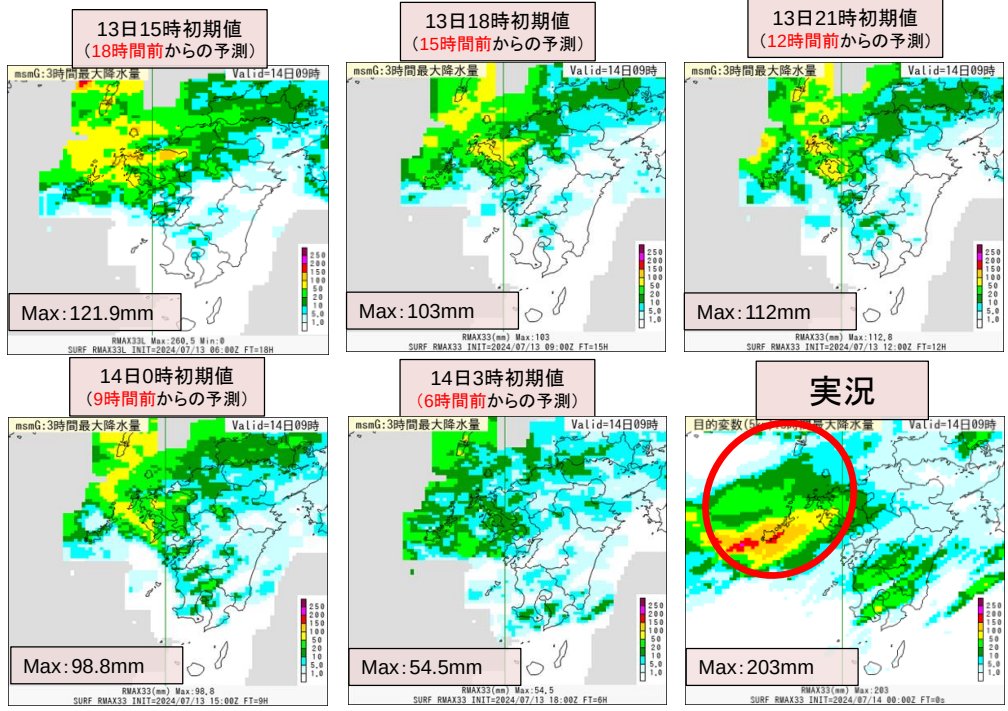
図は、前3時間降水量（mm）・地上風（kt）・海面更正気圧（hPa）で、7月13日9時初期値の24時間前からの予測（2kmLFMは13日15時初期値の18時間前からの予測）から順番に7月14日3時初期値の6時間前からの予測までの結果を示す。また、下段左に実況の解析雨量（mm）の結果を示す。

長崎県付近（概ね赤楕円で示す地域）を対象とした予測状況を以下に示す。

MSMの24～18時間前からの予測では対馬地方の局地的な低気圧の影響で対馬地方に予測降水量が集中し、過大であった。12時間前からの予測では予測降水量が過小傾向となった。なお、この局地的な低気圧は実況では解析されなかった。

LFMの18時間前からの予測では、予測降水量の最大値は過小傾向、12時間前からの予測では実況に近く、6時間前からの予測では過大傾向であった。また、全体的に最大値の位置が実況にくらべてやや北側であった。

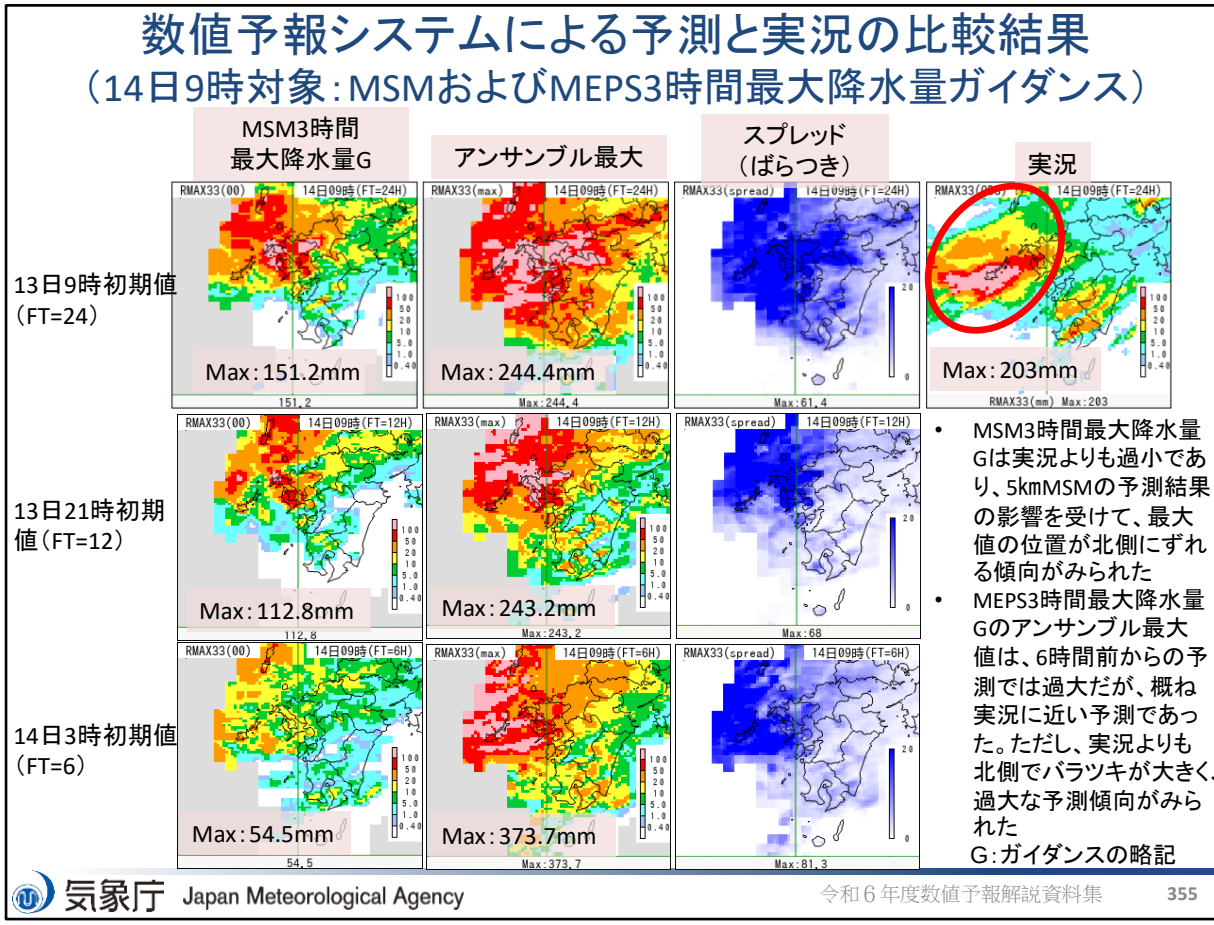
数値予報システムによる予測と実況の比較結果（14日9時対象：MSM3時間最大降水量ガイダンス）



MSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、上段の令和6（2024）年7月13日15時初期値の18時間予測から順番に7月14日3時初期値の6時間予測までの結果を示す。また、令和6（2024）年7月14日9時対象の実況の5km格子3時間最大降水量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

長崎県付近（概ね赤楕円で示す地域）を対象とした予測状況を以下に示す。

5kmMSMの予測と比べると実況に近づけているが、過小な予測であった。また、5kmMSMの予測結果の影響を受けて、全体的に最大値の位置が実況にくらべてやや北側であった。



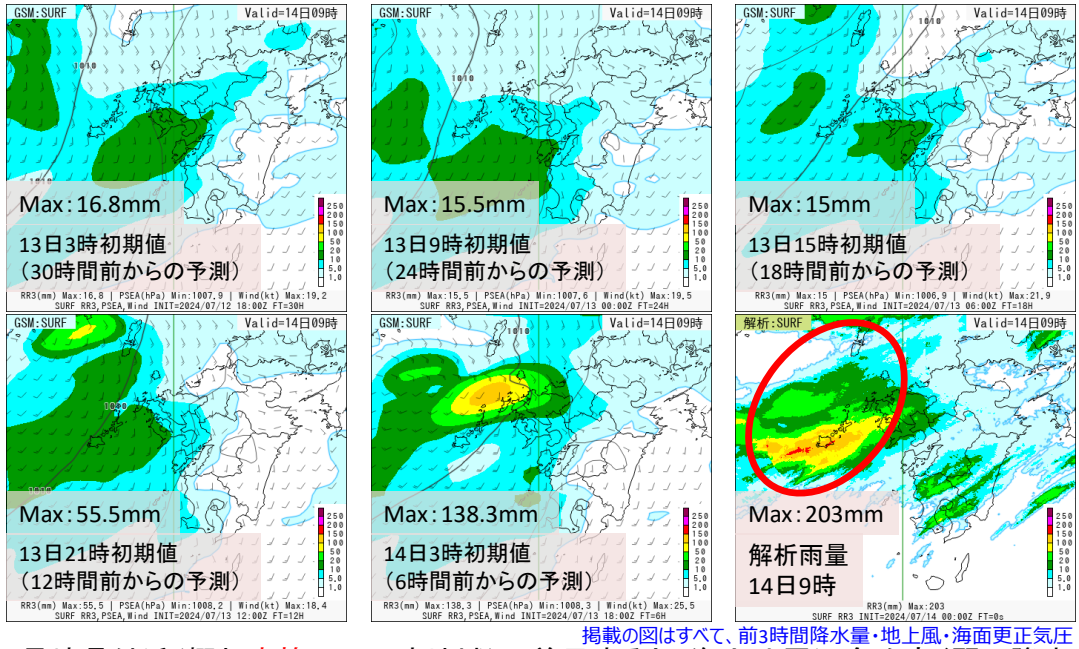
令和6（2024）年7月14日9時を対象としたMSMおよびMEPS3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。右上図が7月14日9時の実況の3時間最大降水量、左側から5kmMSM3時間最大降水量ガイダンス、5kmMEPS3時間最大降水量ガイダンスメンバー最大値、スプレッド（ばらつき）を示し、上段から下段に向かって、7月13日9時初期値24時間予測、21時初期値12時間予測および14日3時初期値6時間予測の結果をそれぞれ示す。降水量、スプレッドの単位はいずれもmmである。スプレッドは、青色が濃いほどスプレッドが大きいことを示す。

長崎県付近（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、以下の特徴が見られた。

・MSM3時間最大降水量Gは実況よりも過小であり、5kmMSMの予測結果の影響を受けて、最大値の位置が北側にずれる傾向がみられた

・MEPS3時間最大降水量Gのアンサンブル最大値は、6時間前からの予測では過大だが、概ね実況に近い予測であった。ただし、実況よりも北側でバラツキが大きく、過大な予測傾向がみられた

数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（14日9時対象：13kmGSM）



掲載の図はすべて、前3時間降水量・地上風・海面更正気圧

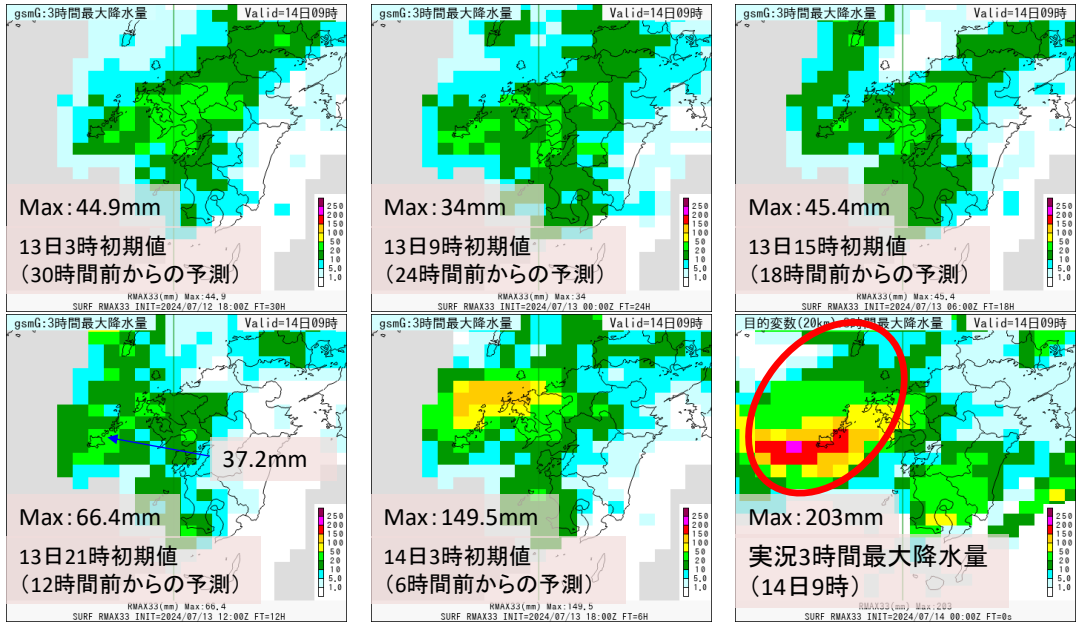
長崎県付近（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、海上や周辺含め広く弱い降水が広がる傾向であり、予測降水量は過小であった。

13kmGSMの3時間降水量について、令和6（2024）年7月14日9時を対象とした結果を示す。

図は、上段の令和6（2024）年7月13日3時初期値の30時間予報から順番に7月14日3時初期値の6時間予報までの結果を示す。また、令和6（2024）年7月14日9時対象の実況の解析雨量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

長崎県付近（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、海上や周辺含め広く弱い降水が広がる傾向であり、予測降水量は過小であった。また、直近ほど実況に近い予測であった。

数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（14日9時対象：GSM3時間最大降水量ガイダンス）



長崎県付近（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、13kmGSMと比べると、陸地を中心に、また、直近ほど実況に近づけているが、予測降水量は過小であった。

GSM3時間最大降水量ガイダンス（20km格子）の結果を示す。図の並びは、前スライドのGSMと同様である。また、令和6（2024）年7月14日9時対象の実況の20km格子3時間最大降水量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

長崎県付近（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、13kmGSMと比べると、陸地を中心に、また、直近ほど実況に近づけているが、予測降水量は過小であった。

まとめ（その１）

- 7月14日に長崎県で発生した線状降水帯事例の数値予報システムにおける予測結果について、3時間100mm以上の大雨発生確率ガイダンスの予測結果、数値予報システム（5kmMSM、2kmLFM、13kmGSMおよびMSM、MEPS、GSM降水量ガイダンス）による予測と実況の比較結果を示した
- 大雨発生確率ガイダンスによる予測結果
  - 24時間前からのMEPSおよびMSMでは、概ね最大値50%以上の確率値が予測されていた
- 5kmMSMおよび2kmLFMによる予測結果
  - 5kmMSMの24～18時間前からの予測では予測降水量が過大、12時間前からの予測では過小であった。2kmLFMの18時間前からの予測では、予測降水量の最大値は過小傾向、12時間前からの予測では実況に近く、6時間前からの予測では過大傾向であった。また、全体的に最大値の位置が実況にくらべてやや北側であった

令和6（2024）年7月14日の長崎県で発生した線状降水帯事例の数値予報システムにおける予測結果について、このスライドを含む以下2枚のスライドにまとめた。

まとめ（その2）

- MSM3時間最大降水量ガイダンスによる予測結果
  - 5kmMSMの予測と比べると実況に近づけているが、過小な予測であった
  - 5kmMSMの予測結果の影響を受けて、全体的に最大値の位置が実況にくらべてやや北側であった。
- MEPS3時間最大降水量ガイダンスによる予測結果（アンサンブル最大値）
  - 6時間前からの予測では過大だが、概ね実況に近い予測であった。ただし、実況よりも北側でバラツキが大きく、過大な予測傾向がみられた
- 13kmGSMによる予測結果
  - 海上や周辺含め広く弱い降水が広がる傾向であり、予測降水量は過小であった。また、直近ほど実況に近い予測であった
- GSM3時間最大降水量ガイダンスによる予測結果
  - 13kmGSMと比べると、陸地を中心に、また、直近ほど実況に近づけているが、予測降水量は過小であった

第3章 事例解析編

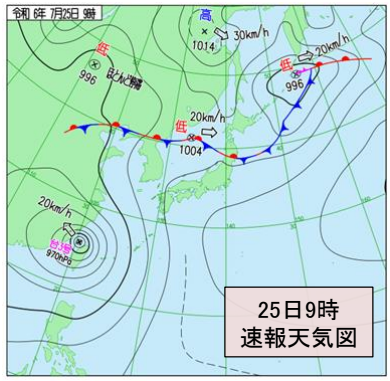
3.2.2 山形県で発生した線状降水帯事例（7月25日）

概要

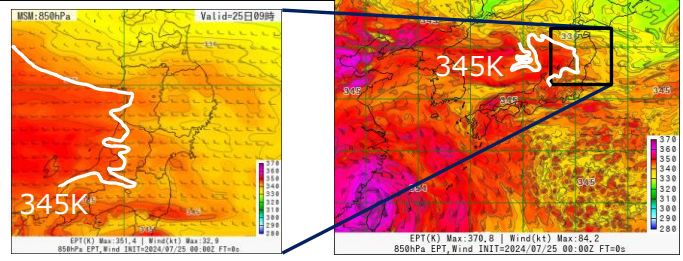
- 梅雨前線が華北から朝鮮半島北部、日本海中部、東北地方を通って、日本の東にのびていた。この前線上の日本海中部に低気圧があり、東進していた。この低気圧や前線に沿って東北地方へ下層暖湿気（相当温位345K以上）が流入して、大気の状態が不安定となり、対流雲が発達した。
  - 山形県では7月25日9時過ぎに2回記録的短時間大雨情報、13時過ぎに大雨特別警報が発表され、ほぼ同時に線状降水帯が発生した。また、同日23時前に線状降水帯が発生し、約1時間後に山形県に再度大雨特別警報が発表された。秋田県では22時くらいに3回記録的短時間大雨情報が発表された。山形県新庄（シンジョウ）では、23時20分までの3時間に156.5mm、24時までの24時間降水量は361mm、酒田（サカタ）では11時20分までの3時間に153.5mm、24時までの24時間降水量は288mmの降水量を観測し、いずれも観測史上の1位の値を更新した。
- 線状降水帯の発生した時間帯を考慮し、25日12時および26日0時を対象として、3時間100mm以上の大雨発生確率ガイダンスの予測結果、数値予報システム（5kmMSM、2kmLFM、13kmGSMおよびMSM、MEPS、GSM降水量ガイダンス）による予測と実況の比較結果を示す

令和6（2024）年7月25日に山形県で発生した線状降水帯事例の概要を示す。

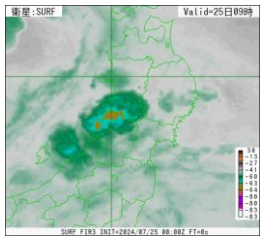
7月25日9時～12時および7月25日21時～26日0時までの実況



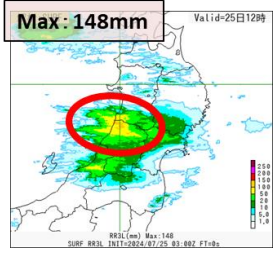
25日9時のMSMの
850hPa解析値（相当温位（K）と風（kt））



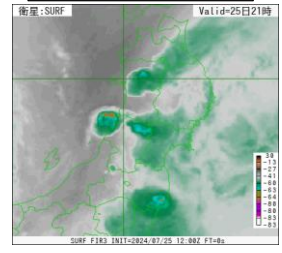
25日9時
衛星水蒸気画像



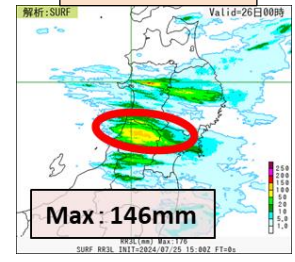
25日12時
前3時間降水量



25日21時
衛星水蒸気画像



26日0時
前3時間降水量

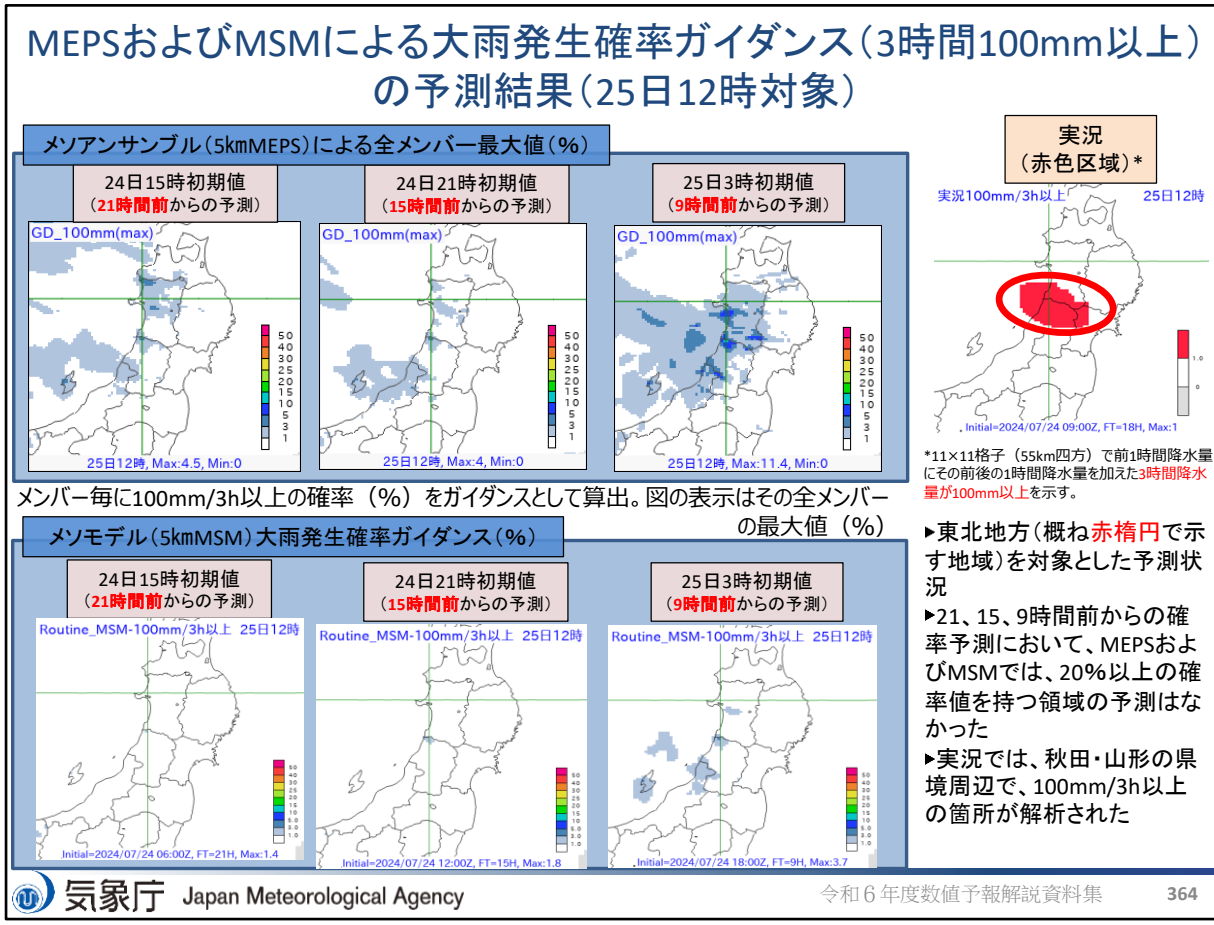


気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　362

図は上段左から、令和6（2024）年7月25日9時の地上天気図、MSMによる850hPa解析値（相当温位（K）と風（kt））である。下段左図（右図）は、25日9時（25日21時）の気象衛星ひまわりによる水蒸気画像、25日12時（26日0時）までの3時間降水量（mm）である。

前線の南側では、相当温位345K以上の下層暖湿気が流入し、山形県の沿岸部で次々と対流雲が発達し、線状降水帯が発生した。

令和6（2024）年7月25日12時対象の予測結果を示す。

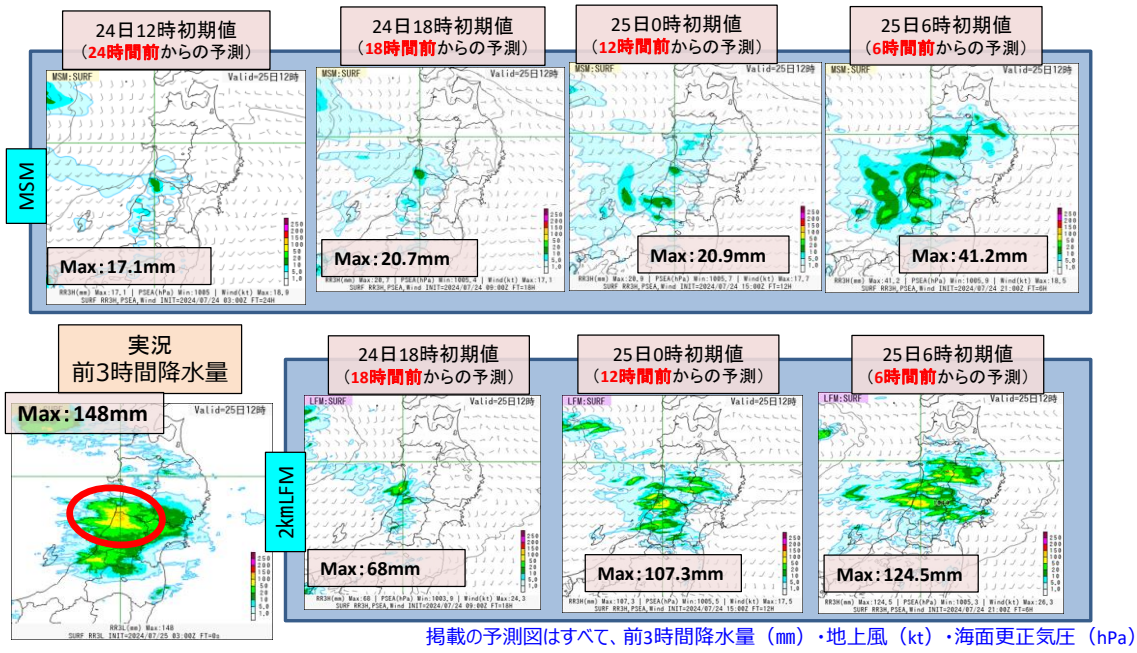


令和6（2024）年7月25日12時対象の3時間100mm以上のMEPSおよびMSMによる大雨発生確率ガイダンスの予測結果を確認する。上段はメソアンサンブル予報システム（5kmMEPS）による全メンバー最大値（単位：%）、下段はメソモデル（5kmMSM）のものを示し、左から21時間前、15時間前、9時間前からのそれぞれ予測結果を示している。右上は実況の結果を示す。

東北地方（概ね赤楕円で示す地域）を対象とした予測状況を以下に示す。

21、15、9時間前からの予測において、MEPSおよびMSMでは、20%以上の確率値を持つ領域の予測はなかった。実況では、秋田・山形の県境周辺で、100mm/3h以上の箇所が解析された。

数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（25日12時対象【上段：5kmMSM、下段：2kmLFM】）



掲載の予測図はすべて、前3時間降水量（mm）・地上風（kt）・海面更正気圧（hPa）

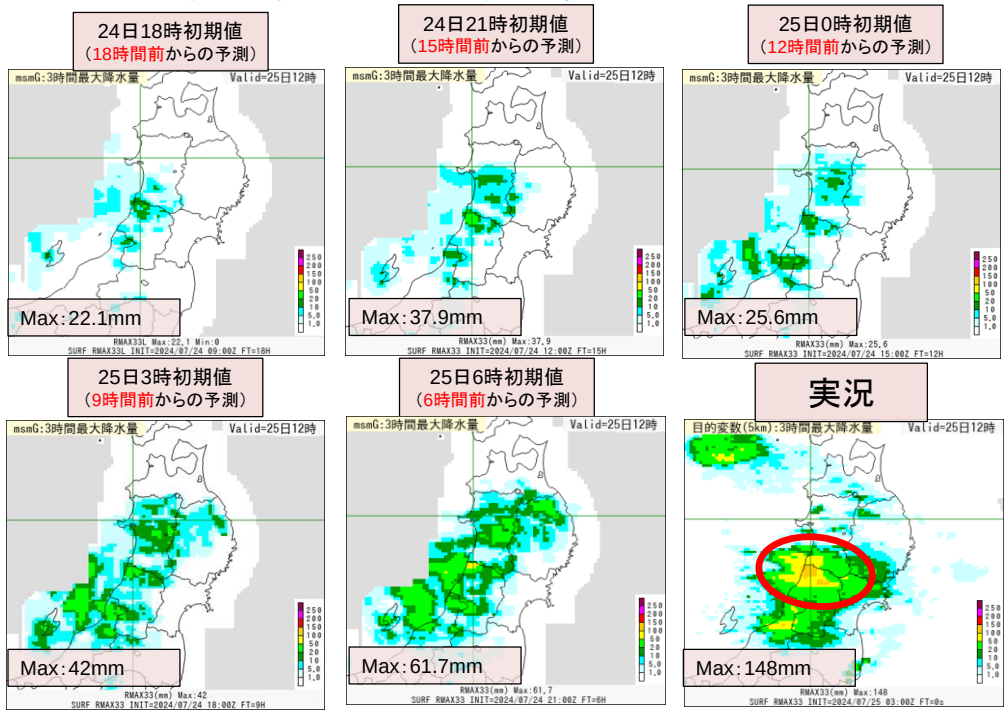
5kmMSM（上段）および2kmLFM（下段）の3時間降水量について、令和6（2024）年7月25日12時を対象とした結果を示す。

図は、前3時間降水量（mm）・地上風（kt）・海面更正気圧（hPa）で、7月25日12時初期値の24時間前からの予測（2kmLFMは24日18時初期値の18時間前からの予測）から順番に7月25日6時初期値の6時間前からの予測までの結果を示す。また、下段左に実況の解析雨量（mm）の結果を示す。

東北地方（概ね赤楕円で示す地域）を対象とした予測状況を以下に示す。

MSMの24、18、12、6時間前からの予測降水量の最大値は直近ほど実況に近づく傾向はあったが、過小であった。LFMの18時間前からの予測降水量の最大値は過小、12、6時間前からの予測では直近ほど実況に近づいた。

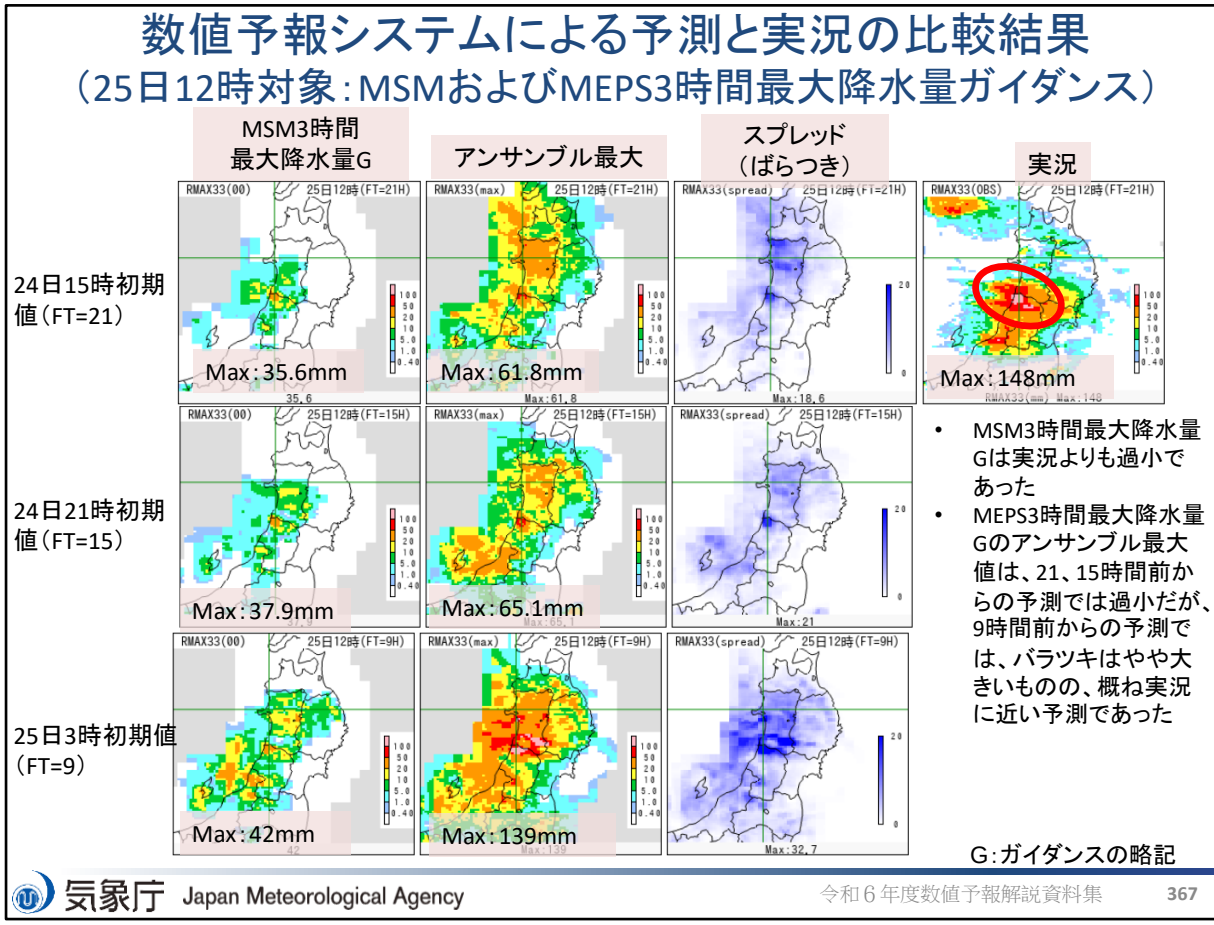
数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（25日12時対象：MSM3時間最大降水量ガイダンス）



MSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、上段の令和6（2024）年7月24日18時初期値の18時間予測から順番に7月25日6時初期値の6時間予測までの結果を示す。また、令和6（2024）年7月25日12時対象の実況の5km格子3時間最大降水量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

東北地方（概ね赤楕円で示す地域）を対象とした予測状況を以下に示す。

5kmMSMの予測と比べると実況に近づけているが、過小な予測であった。



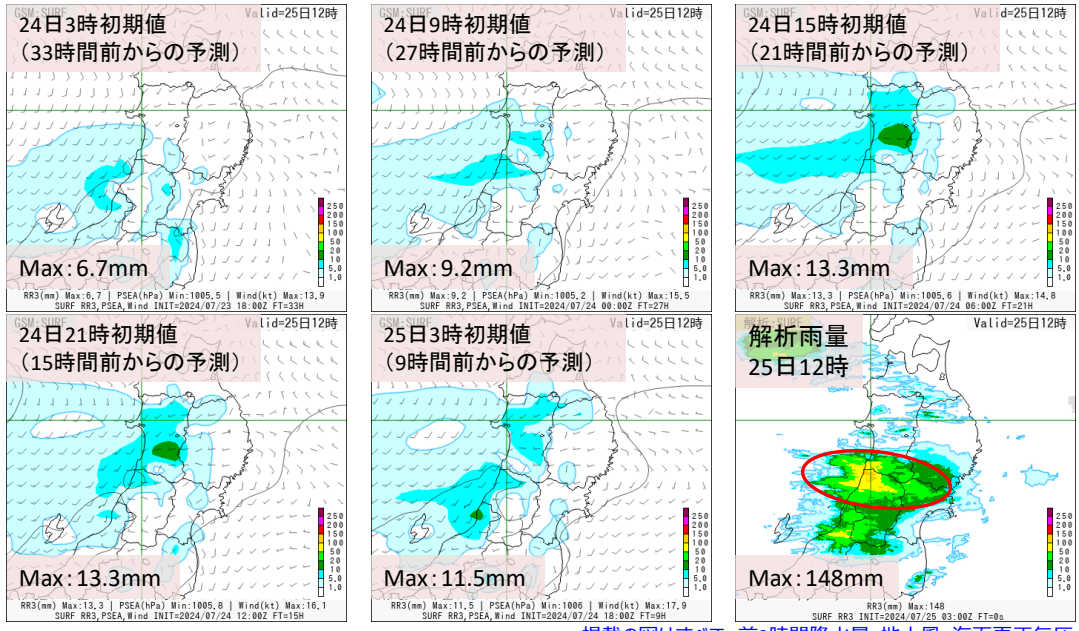
令和6（2024）年7月25日12時を対象としたMSMおよびMEPS3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。右上図が7月25日12時の実況の3時間最大降水量、左側から5kmMSM3時間最大降水量ガイダンス、5kmMEPS3時間最大降水量ガイダンスメンバー最大値、スプレッド（ばらつき）を示し、上段から下段に向かって、7月24日15時初期値21時間予測、21時初期値15時間予測および25日3時初期値9時間予測の結果をそれぞれ示す。降水量、スプレッドの単位はいずれもmmである。スプレッドは、青色が濃いほどスプレッドが大きいことを示す。

東北地方（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、以下の特徴が見られた。

・MSM3時間最大降水量Gは実況よりも過小であった

・MEPS3時間最大降水量Gのアンサンブル最大値は、21、15時間前からの予測では過小だが、9時間前からの予測では、バラツキはやや大きいものの、概ね実況に近い予測であった

数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（25日12時対象：13kmGSM）



掲載の図はすべて、前3時間降水量・地上風・海面更正気圧

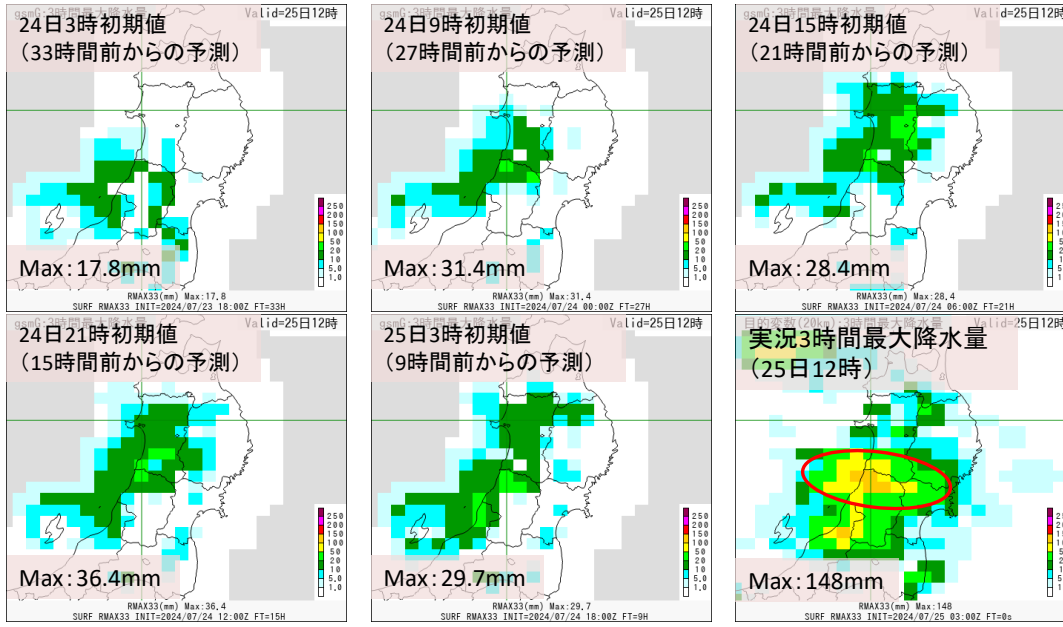
東北地方（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、海上や周辺含め広く弱い降水が広がる傾向であり、予測降水量は過小であった。

13kmGSMの3時間降水量について、令和6（2024）年7月25日12時を対象とした結果を示す。

図は、上段の令和6（2024）年7月24日3時初期値の33時間予報から順番に7月25日3時初期値の9時間予報までの結果を示す。また、令和6（2024）年7月25日12時対象の実況の解析雨量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

東北地方（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、海上や周辺含め広く弱い降水が広がる傾向であり、予測降水量は過小であった。

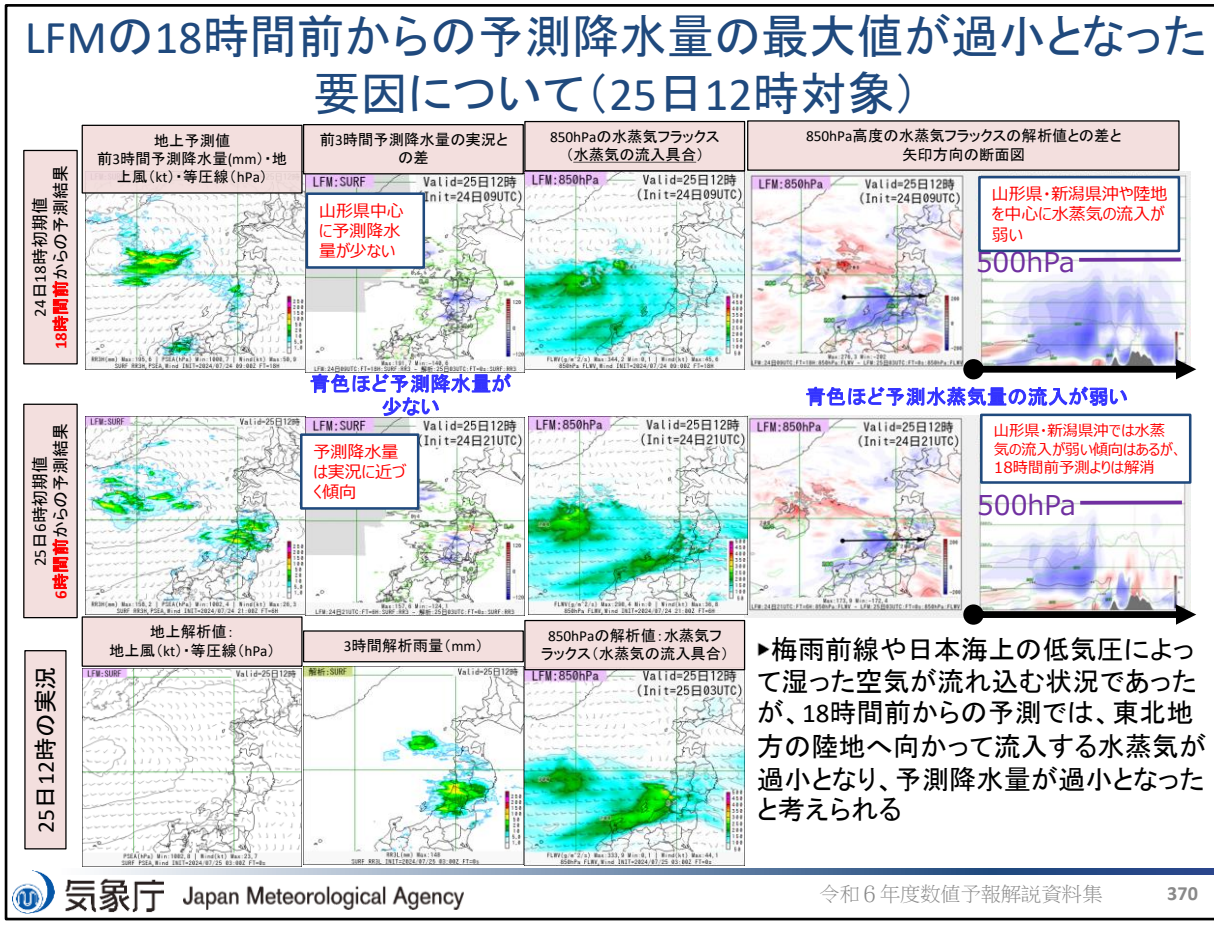
数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（25日12時対象：GSM3時間最大降水量ガイダンス）



東北地方（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、13kmGSMと比べると、実況に近づけているが、予測降水量は過小であった。

GSM3時間最大降水量ガイダンス（20km格子）の結果を示す。図の並びは、前スライドのGSMと同様である。また、令和6（2024）年7月25日12時対象の実況の20km格子3時間最大降水量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

東北地方（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、13kmGSMと比べると、実況に近づけているが、予測降水量は過小であった。

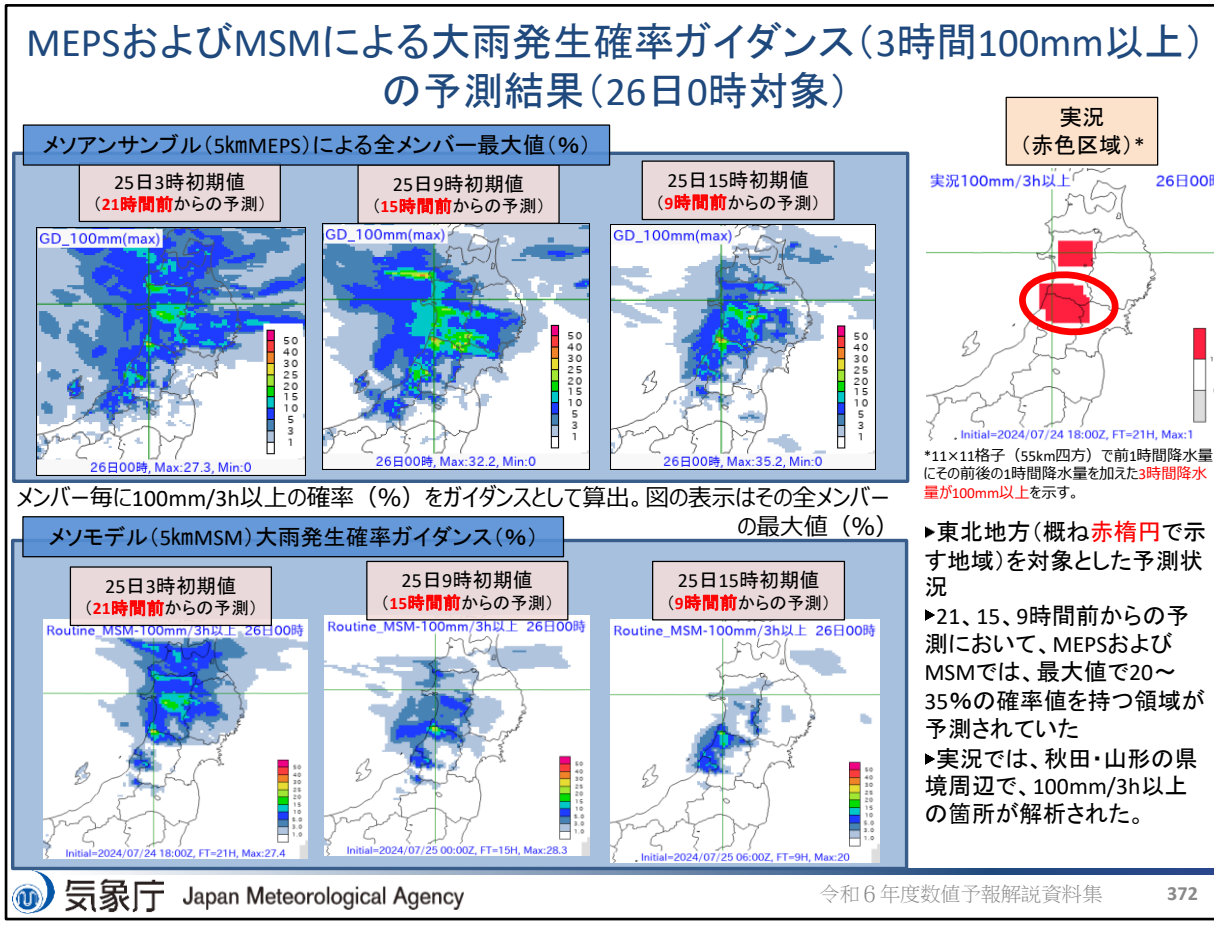


LFMの18時間前からの予測降水量の最大値が過小となった要因について、令和6（2024）年7月25日12時を対象とした予測と実況の結果を基にして説明する。

図は、上段が24日18時初期値の18時間前からの予測結果、中段が25日6時初期値6時間前からの予測結果を示し、図の配置は左から順に地上予測値（前3時間予測降水量(mm)・地上風(kt)・等圧線(hPa)）、前3時間予測降水量の実況との差（青色ほど予測降水量が少ないことを示す）、850hPaの水蒸気フラックス（水蒸気の流入具合）、850hPa高度の水蒸気フラックスの解析値との差と矢印方向の断面図（青色ほど予測水蒸気量の流入が弱いことを示す）である。下段は、25日12時の実況を示し、図の配置は左から順に地上解析値（地上風(kt)・等圧線(hPa)）、3時間解析雨量（mm）、850hPaの解析値：水蒸気フラックス（水蒸気の流入具合）である。

18時間前からの予測結果から山形県中心に予測降水量が少ないこと、山形県・新潟県沖や陸地を中心に水蒸気の流入が弱いことが確認できる。それが、6時間前からの予測結果では、予測降水量は実況に近づく傾向が見られ、山形県・新潟県沖では水蒸気の流入が弱い傾向はあるが、18時間前予測よりは解消した。このことから、LFMの18時間前からの予測降水量の最大値が過小となったのは、東北地方の陸地へ向かって流入する水蒸気が過小となったことが要因の一つとして考えられる。

令和6（2024）年7月26日0時対象の予測結果を示す。

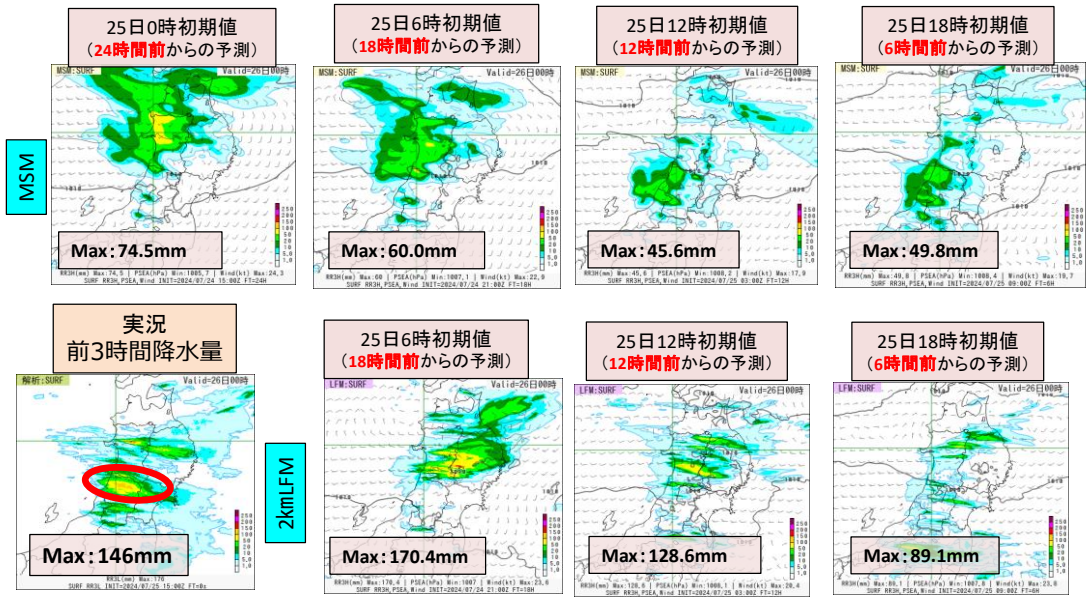


令和6（2024）年7月26日0時対象の3時間100mm以上のMEPSおよびMSMによる大雨発生確率ガイダンスの予測結果を確認する。上段はメソアンサンブル予報システム（5kmMEPS）による全メンバー最大値（単位：%）、下段はメソモデル（5kmMSM）のものを示し、左から21時間前、15時間前、9時間前からのそれぞれ予測結果を示している。右上は実況の結果を示す。

東北地方（概ね赤楕円で示す地域）を対象とした予測状況を以下に示す。

21、15、9時間前からの予測において、MEPSおよびMSMでは、最大値で20～35%の確率値を持つ領域が予測されていた。実況では、秋田・山形の県境周辺で、100mm/3h以上の箇所が解析された。

数値予報システムによる予測と実況の比較結果（26日0時対象【上段：5kmMSM、下段：2kmLFM】）



掲載の予測図はすべて、前3時間降水量（mm）・地上風（kt）・海面更正気圧（hPa）

5kmMSM（上段）および2kmLFM（下段）の3時間降水量について、令和6（2024）年7月26日0時を対象とした結果を示す。

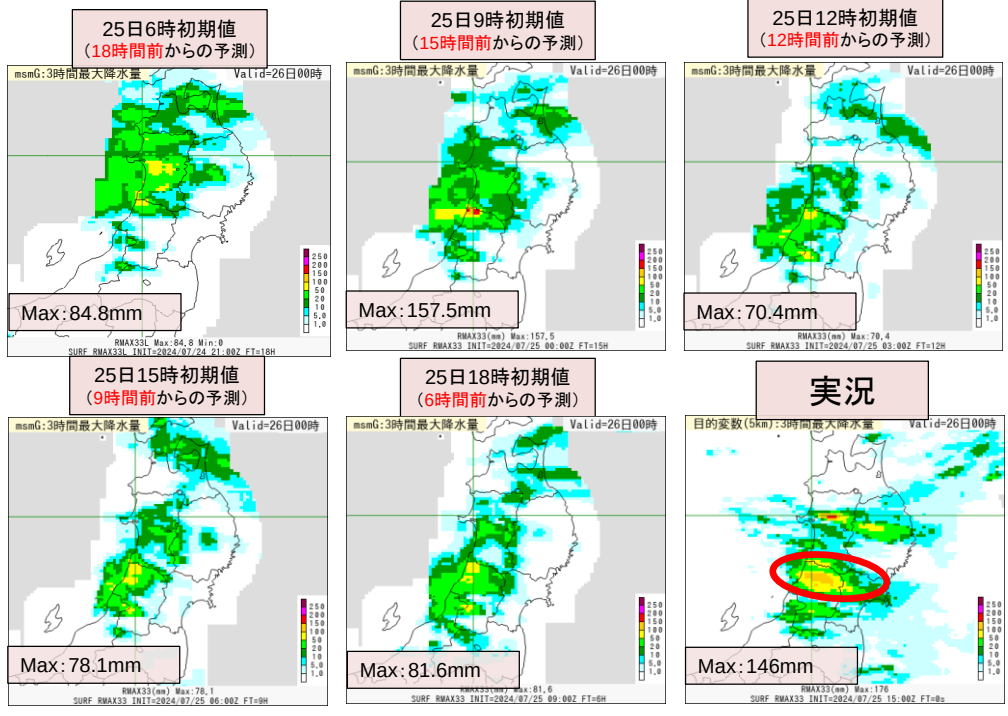
図は、前3時間降水量（mm）・地上風（kt）・海面更正気圧（hPa）で、7月25日0時初期値の24時間前からの予測（2kmLFMは25日6時初期値の18時間前からの予測）から順番に7月25日18時初期値の6時間前からの予測までの結果を示す。また、下段左に実況の解析雨量（mm）の結果を示す。

東北地方（概ね赤楕円で示す地域）を対象とした予測状況を以下に示す。

MSMでは予測降水量が全体的に過小かつ直近ほど最大値が小さくなる傾向。この事例でのMSMの予測降水量の過小な要因は、積雲発生のきっかけになるシアーラインが明瞭でないことや積乱雲を直接表現できないことが影響したことが考えられる。

LFMでは18、12時間前の予測降水量は実況に近かったが、全体的に降水域が散在する傾向で、かつ最大値が小さくなる傾向が見られ、6時間前からの予測では過小となった。

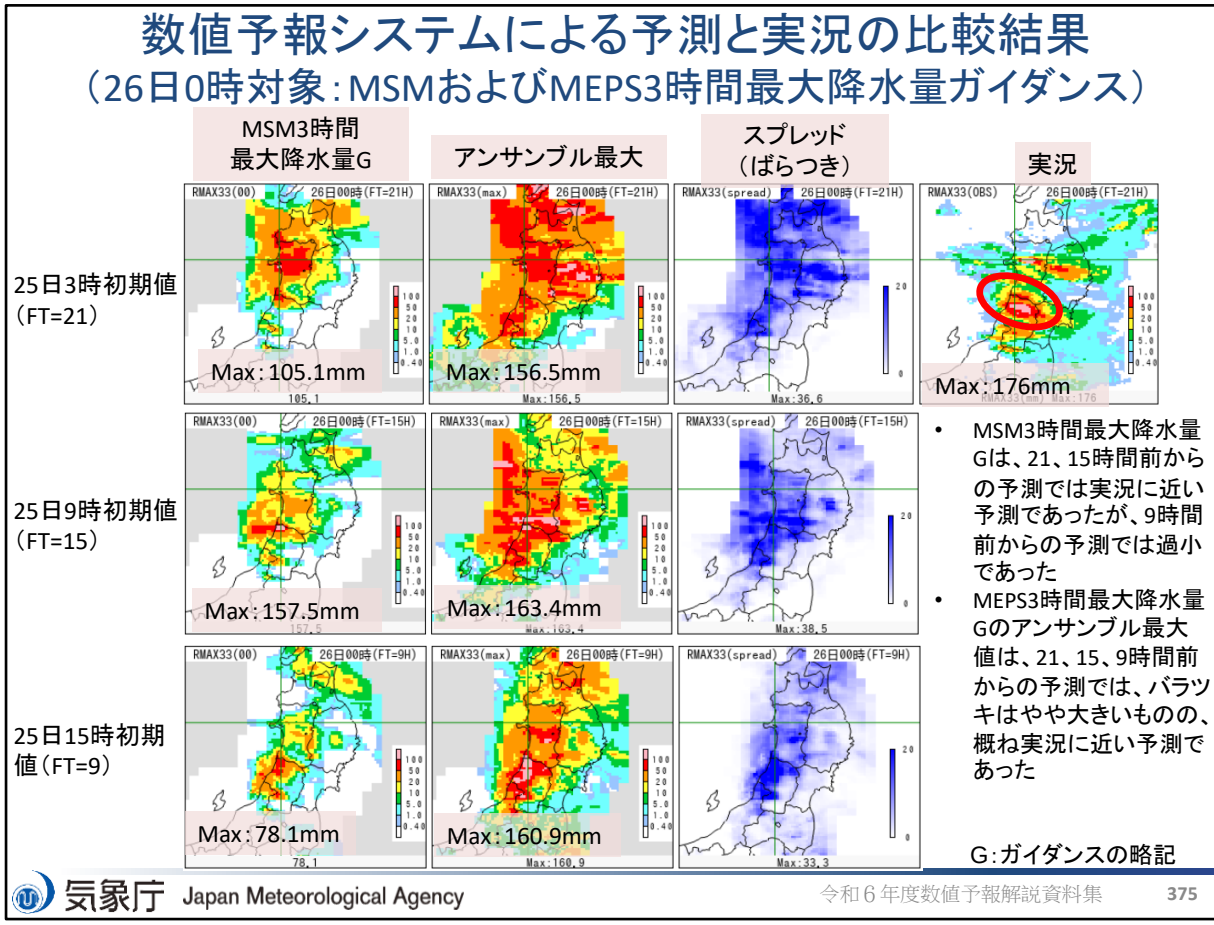
数値予報システムによる予測と実況の比較結果（26日0時対象：MSM3時間最大降水量ガイダンス）



MSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、上段の令和6（2024）年7月25日6時初期値の18時間予測から順番に7月25日18時初期値の6時間予測までの結果を示す。また、令和6（2024）年7月26日0時対象の実況の5km格子3時間最大降水量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

東北地方（概ね赤楕円で示す地域）を対象とした予測状況を以下に示す。

5kmMSMの予測と比べると実況に近づけているが、過小な予測であった。



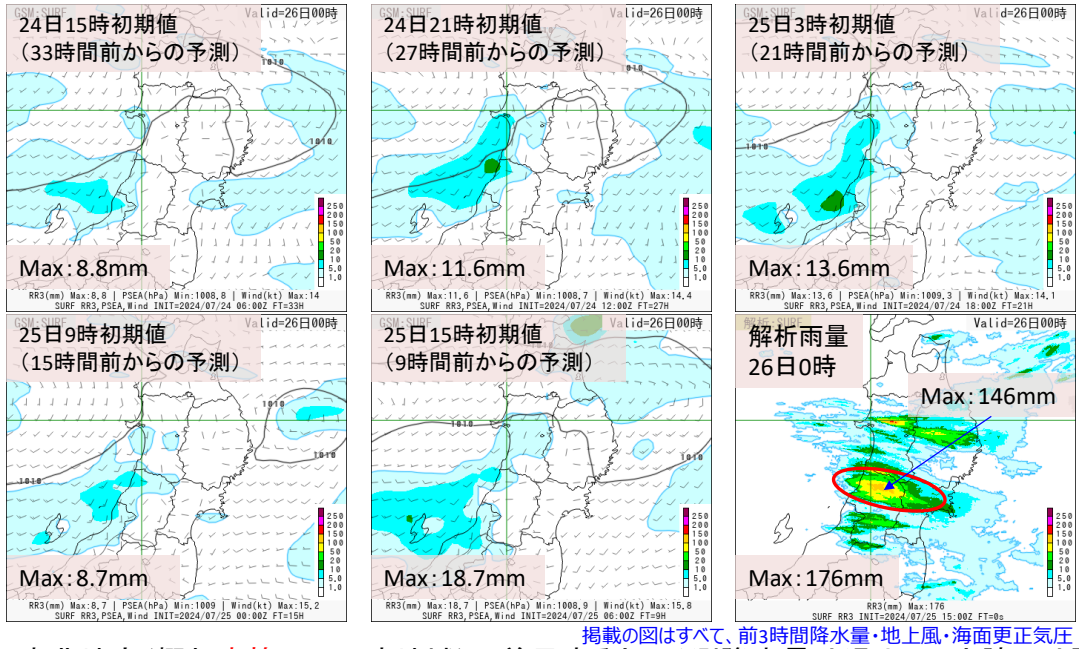
令和6（2024）年7月26日0時を対象としたMSMおよびMEPS3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。右上図が7月26日0時の実況の3時間最大降水量、左側から5kmMSM3時間最大降水量ガイダンス、5kmMEPS3時間最大降水量ガイダンスメンバー最大値、スプレッド（ばらつき）を示し、上段から下段に向かって、7月25日3時初期値21時間予測、9時初期値15時間予測および15時初期値9時間予測の結果をそれぞれ示す。降水量、スプレッドの単位はいずれもmmである。スプレッドは、青色が濃いほどスプレッドが大きいことを示す。

東北地方（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、以下の特徴が見られた。

・MSM3時間最大降水量Gは、21、15時間前からの予測では実況に近い予測であったが、9時間前からの予測では過小であった

・MEPS3時間最大降水量Gのアンサンブル最大値は、21、15、9時間前からの予測では、バラツキはやや大きいものの、概ね実況に近い予測であった

数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（26日0時対象：13kmGSM）



掲載の図はすべて、前3時間降水量・地上風・海面更正気圧

東北地方（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、予測降水量は過小で、内陸では降水域をとらえられていない初期値もあった。

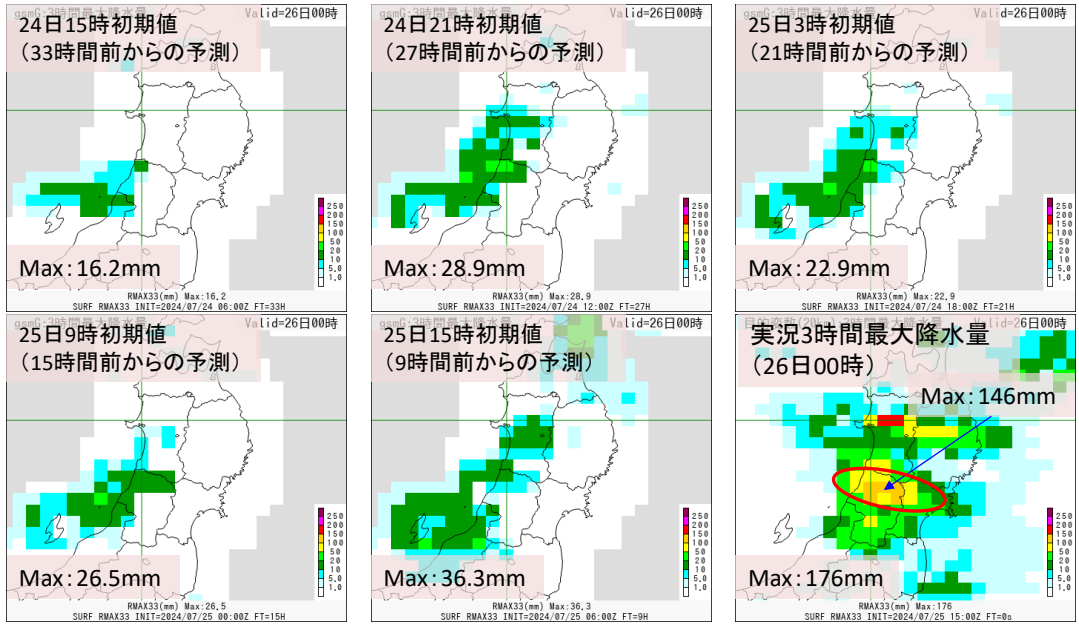
気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　376

13kmGSMの3時間降水量について、令和6（2024）年7月26日0時を対象とした結果を示す。

図は、上段の令和6（2024）年7月24日15時初期値の33時間予報から順番に7月25日15時初期値の9時間予報までの結果を示す。また、令和6（2024）年7月26日0時対象の実況の解析雨量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

東北地方（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、予測降水量は過小で、内陸では降水域をとらえられていない初期値もあった。この事例でのGSMの予測降水量の過小な要因は、MSMと同様に、GSMの予測降水量は積雲発生のきっかけになるシアーラインが明瞭でないことや積乱雲を直接表現できないことが影響したことが考えられる。

数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（26日0時対象：GSM3時間最大降水量ガイダンス）

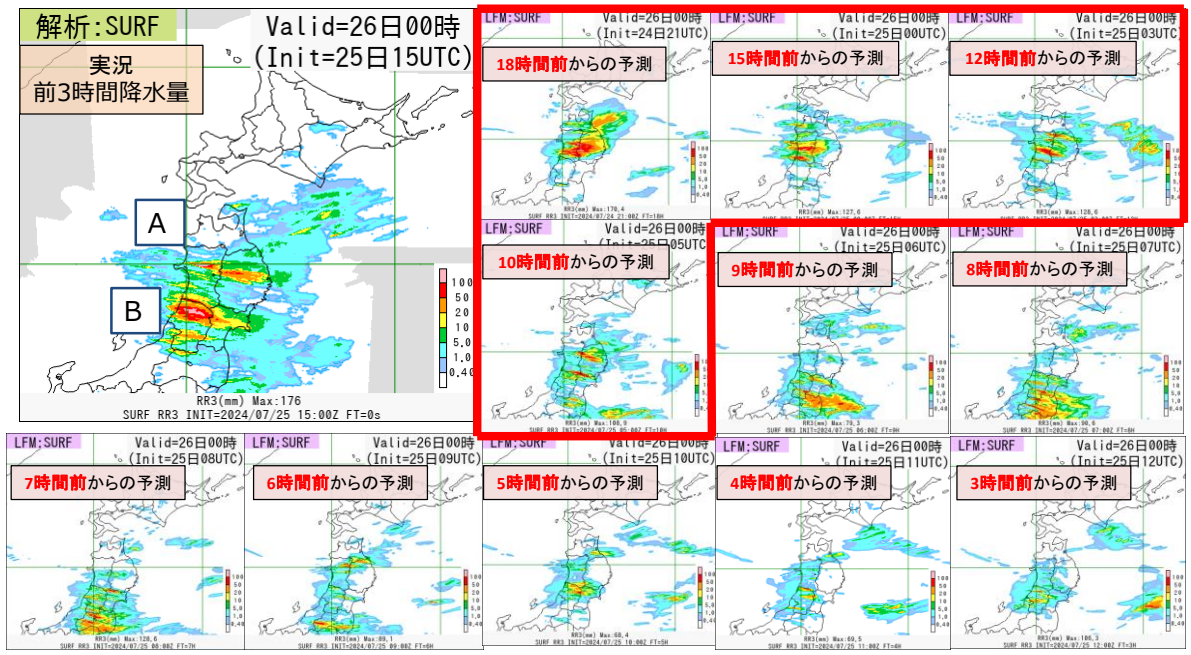


東北地方（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、13kmGSMと比べると、実況に近づけているが、内陸を中心に予測降水量は過小であった。

GSM3時間最大降水量ガイダンス（20km格子）の結果を示す。図の並びは、前スライドのGSMと同様である。また、令和6（2024）年7月26日0時対象の実況の20km格子3時間最大降水量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

東北地方（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、13kmGSMと比べると、実況に近づけているが、内陸を中心に予測降水量は過小であった。

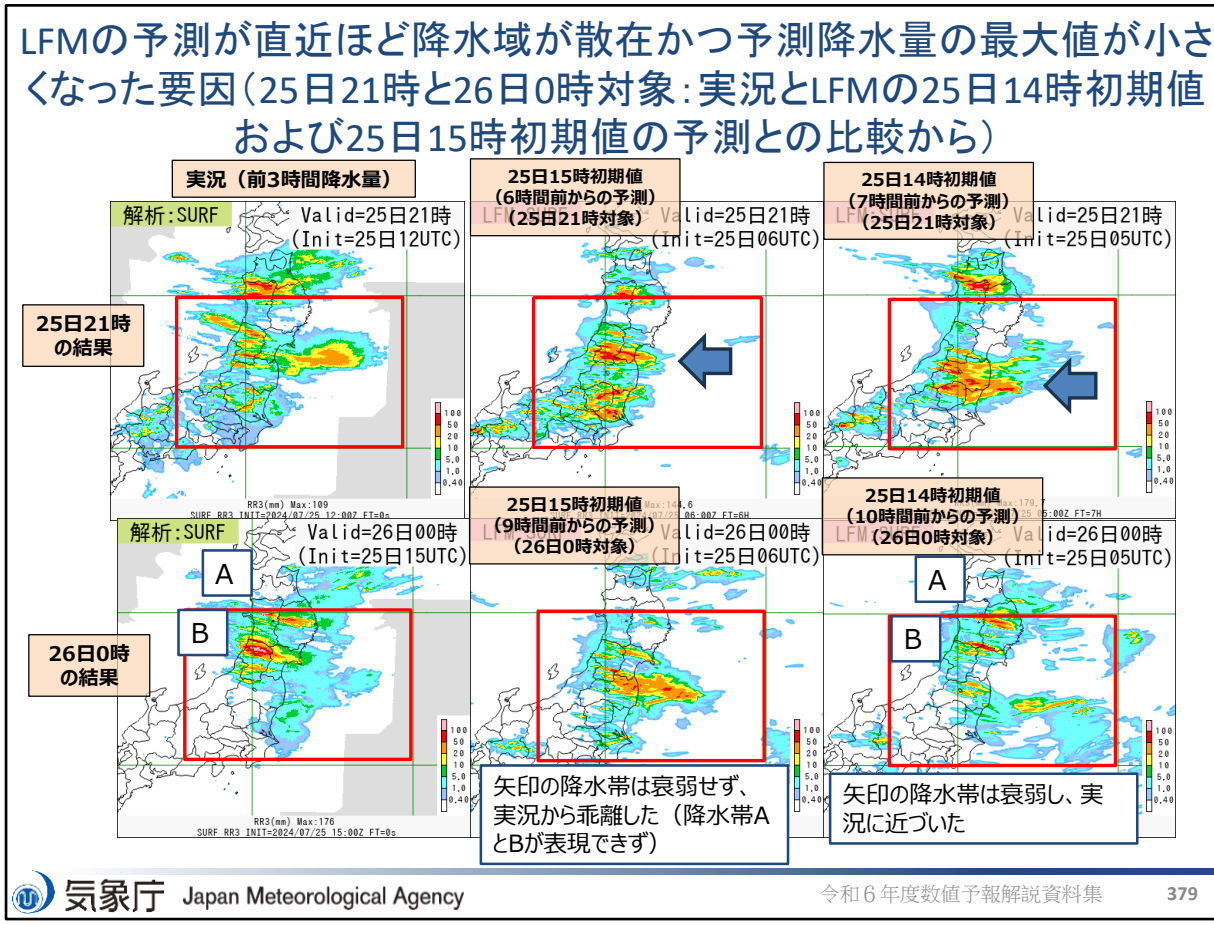
LFMの予測が直近ほど降水域が散在かつ予測降水量の最大値が小さくなった要因（26日0時対象：LFMと実況との比較より）



LFMの予測が直近ほど降水域が散在かつ予測降水量の最大値が小さくなった要因について、令和6（2024）年7月26日0時を対象とした予測と実況の結果を基に次頁にかけて説明する。

図は、上段左図が26日0時の実況（3時間解析雨量（mm））を示す。その他の図はLFMの予測降水量（mm）の結果を示し、上段から順に18時間前の予測から3時間前までの予測結果を示す。

26日0時の実況の降水帯AとB（線状降水帯の発生となった降水帯）の2つ降水帯に着目すると、赤枠で囲った10時間前からの予測までは実況に近い形で予測できていたが、9時間前からの予測からはこの2つの降水帯が予測できなくなっていることを確認した。



前頁に引き続き、LFMの予測が直近ほど降水域が散在かつ予測降水量の最大値が小さくなった要因について、実況に近い形で予測できていた25日14時初期値予測と予測できていなかった25日15時初期値予測との比較結果から説明する。

図の上段は左から順に、25日21時の実況（前3時間降水量（mm））、25日21時を対象とした25日15時初期値の6時間前および25日14時初期値の7時間前からの予測結果である。下段は左から順に、26日0時の実況（前3時間降水量（mm））、26日0時を対象とした25日15時初期値の9時間前および25日14時初期値の10時間前からの予測結果である。

各予測結果の赤枠の領域（東北南部～関東北部の区域）に着目すると、上段の25日21時の実況の降水域や降水量は、25日14時および15時初期値予測では共に概ね表現できているものの、下段の26日0時の実況の降水域や降水量は、25日14時初期値予測では実況に近い形で予測できているのに対し、25日15時初期値予測では実況と乖離していることが確認できる。25日21時対象予測の青矢印の降水帯に着目すると、結果的に25日14時初期値予測では青矢印の降水帯は衰弱し、実況に近づいたが、25日15時初期値予測では青矢印の降水帯は衰弱せず維持されることとなり、実況の降水帯AとBが表現されず、実況から乖離した。このように、1例ではあるが、直近の初期値予測においても降水予測の違いが大きいことから、降水予測の不確実性が大きかったことで、その影響を受けて、線状降水帯に対応した降水域が散在し、予測降水量の最大値が小さくなることにつながった可能性がある。

まとめ（その１）

- 7月25日に山形県で発生した線状降水帯事例の数値予報システムにおける山形県や秋田県の県境付近を中心とした予測結果について、3時間100mm以上の大雨発生確率ガイダンスの予測結果、数値予報システム（5kmMSM、2km LFM、13kmGSMおよびMSM、MEPS、GSM降水量ガイダンス）による予測と実況の比較結果を示した
- 大雨発生確率ガイダンスによる予測結果

  【25日12時対象】
  - 21、15、9時間前からの確率予測において、MEPSおよびMSMでは、20%以上の確率値を持つ領域の予測はなかった

  【26日0時対象】
  - 21、15、9時間前からの予測において、MEPSおよびMSMでは、最大値で20～35%の確率値を持つ領域が予測されていた

令和6（2024）年7月25日に山形県で発生した線状降水帯事例の数値予報システムにおける山形県や秋田県の県境付近を中心とした予測結果について、このスライドを含む以下4枚のスライドにまとめた。

まとめ（その2）

- 5kmMSMおよび2kmLFMによる予測結果

  【25日12時対象】

  – 5kmMSMの24、18、12、6時間前からの予測降水量の最大値は直近ほど実況に近づく傾向はあったが、過小であった

  – 2kmLFMの18時間前からの予測降水量の最大値は過小、12、6時間前からの予測では直近ほど実況に近づいた

  【26日0時対象】

  – 5kmMSMでは予測降水量が全体的に過小かつ直近ほど最大値が小さくなる傾向であった

  – 2kmLFMでは18、12時間前の予測降水量は実況に近かったが、全体的に降水域が散在する傾向で、かつ最大値が小さくなる傾向が見られ、6時間前からの予測では過小となった

- MSM3時間最大降水量ガイダンスによる予測結果

  【25日12時・26日0時対象共通】

  – 5kmMSMの予測と比べると実況に近づけているが、過小な予測であった

まとめ（その3）

- MEPS3時間最大降水量ガイダンスによる予測結果（アンサンブル最大値）

  【25日12時対象】

  – 21、15時間前からの予測では過小だが、9時間前からの予測では、バラツキはやや大きいものの、概ね実況に近い予測であった

  【26日0時対象】

  – 21、15、9時間前からの予測では、バラツキはやや大きいものの、概ね実況に近い予測であった

- 13kmGSMによる予測結果

  【25日12時対象】

  – 実況と比べると、海上や周辺含め広く弱い降水が広がる傾向であり、予測降水量は過小であった

  【26日0時対象】

  – 実況と比べると、予測降水量は過小で、内陸では降水域をとらえられていない初期値もあった

- GSM3時間最大降水量ガイダンスによる予測結果

  【 25日12時・26日0時対象共通、カッコ内は26日0時対象のみ】

  – 13kmGSMと比べると、実況に近づけているが、（内陸を中心に）予測降水量は過小であった

まとめ（その4）

- 26日0時対象のGSM・MSMの予測降水量が過小の要因について
  - 積雲発生のきっかけになるシアーラインが明瞭でないことや積乱雲を直接表現できないことが影響したことが考えられる
- LFMの18時間前からの予測降水量の最大値が過小となった要因について（25日12時対象）
  - 東北地方の陸地へ向かって流入する水蒸気が過小となったことが要因の一つとして考えられる
- LFMの予測が直近ほど降水域が散在かつ予測降水量の最大値が小さくなった要因について（26日0時対象）
  - 東北南部～関東北部の降水帯（主に大気不安定に伴う降水）の予測の不確実性が大きく、山形県で発生した線状降水帯の表現の有無を決める要素の1つになっていたことが要因の可能性がある

第3章 事例解析編

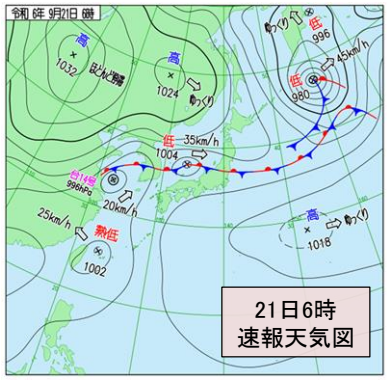
3.2.3 石川県で発生した線状降水帯事例（9月21日）

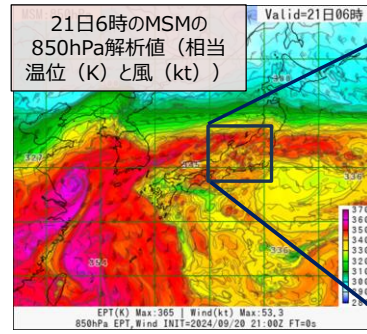
概要

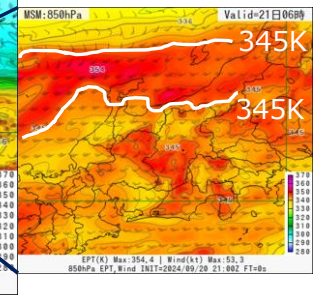
- 台風第14号が黄海にあり、北東進していた。また、停滞前線が黄海から日本海、北陸地方を通って日本の東にのびている。この前線上の日本海中部には低気圧があり、東進していた。この台風周辺、低気圧および停滞前線に沿う下層暖湿気（相当温位345K以上）が北陸地方に流入して、大気の状態が不安定となり、対流雲が発達した。
  - 21日9時過ぎに石川県能登北部で線状降水帯が発生し、また、9時～10時までの間に石川県能登北部では記録的短時間大雨情報が5回発表され、大雨となった。その後、10時50分に石川県能登北部に大雨特別警報が発表された。石川県輪島（ワジマ）では、21日11時までの3時間に220mm、22日8時10分までの24時間に412mmの降水量を観測し、共に観測史上1位の値を更新した。
- 線状降水帯の発生した時間帯を考慮し、21日9時と12時を対象として、3時間100mm以上の大雨発生確率ガイダンスの予測結果、数値予報システム（5kmMSM、2kmLFM、13kmGSMおよびMSM、MEPS、GSM降水量ガイダンス）による予測と実況の比較結果を示す

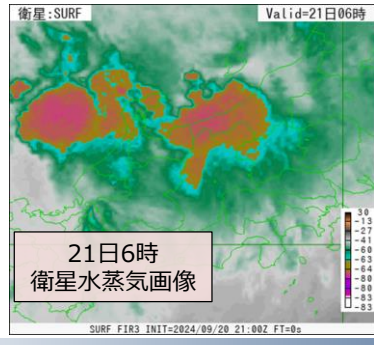
令和6（2024）年9月21日に石川県で発生した線状降水帯事例の概要を示す。

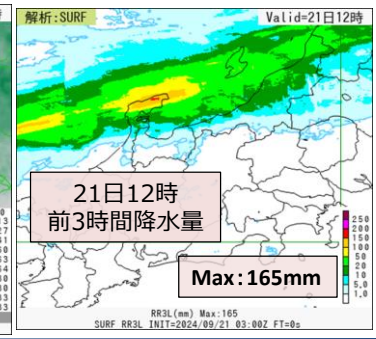
9月21日6時～12時までの実況







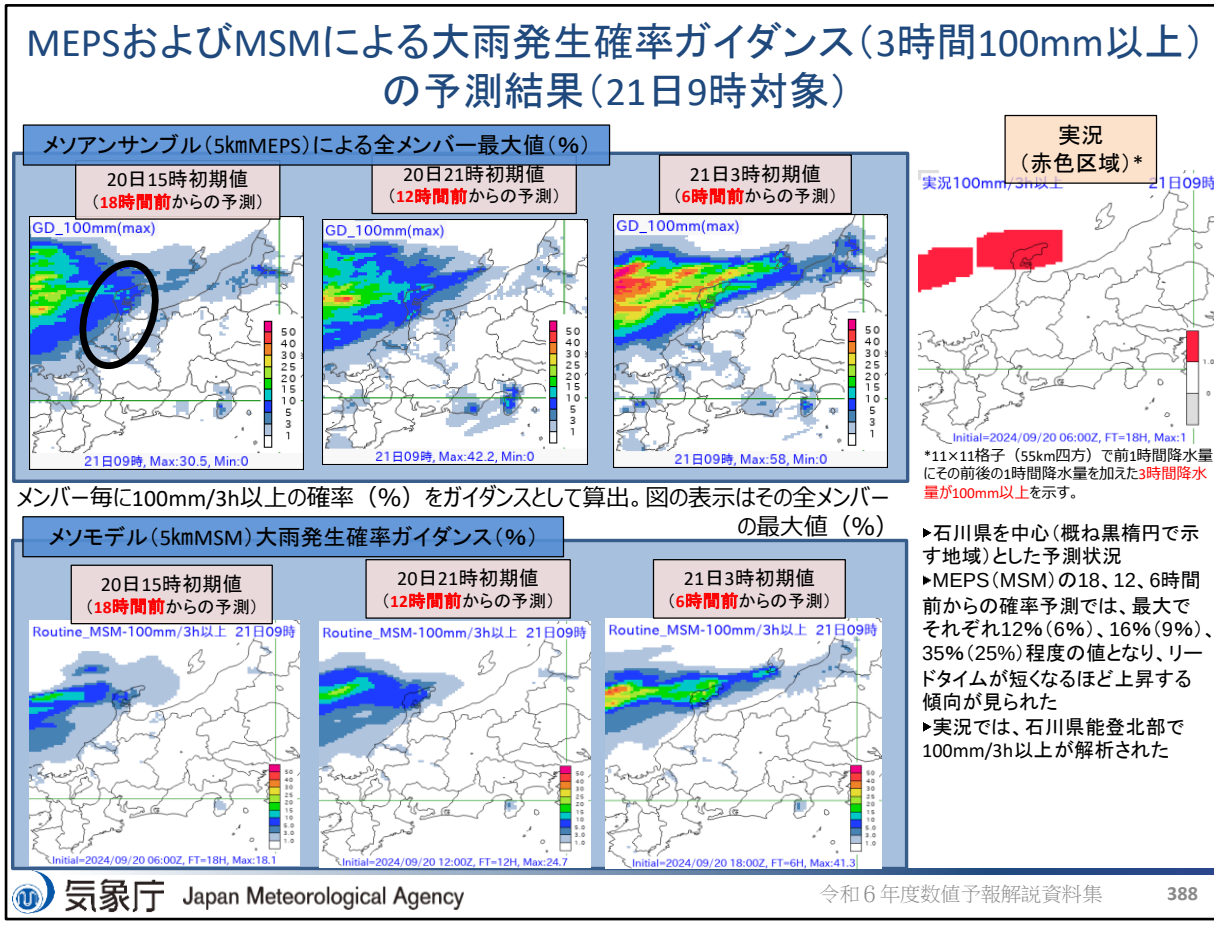




図は上段左から、令和6（2024）年9月21日6時の地上天気図、MSMによる850hPa解析値（相当温位（K）と風（kt））である。下段左図は、21日6時の気象衛星ひまわりによる水蒸気画像、21日12時までの3時間降水量（mm）である。

前線の南側では、相当温位345K以上の下層暖湿気が流入し、石川県などの北陸地方の沿岸部で次々と対流雲が発達し、線状降水帯が発生した。

令和6（2024）年9月21日9時対象の予測結果を示す。



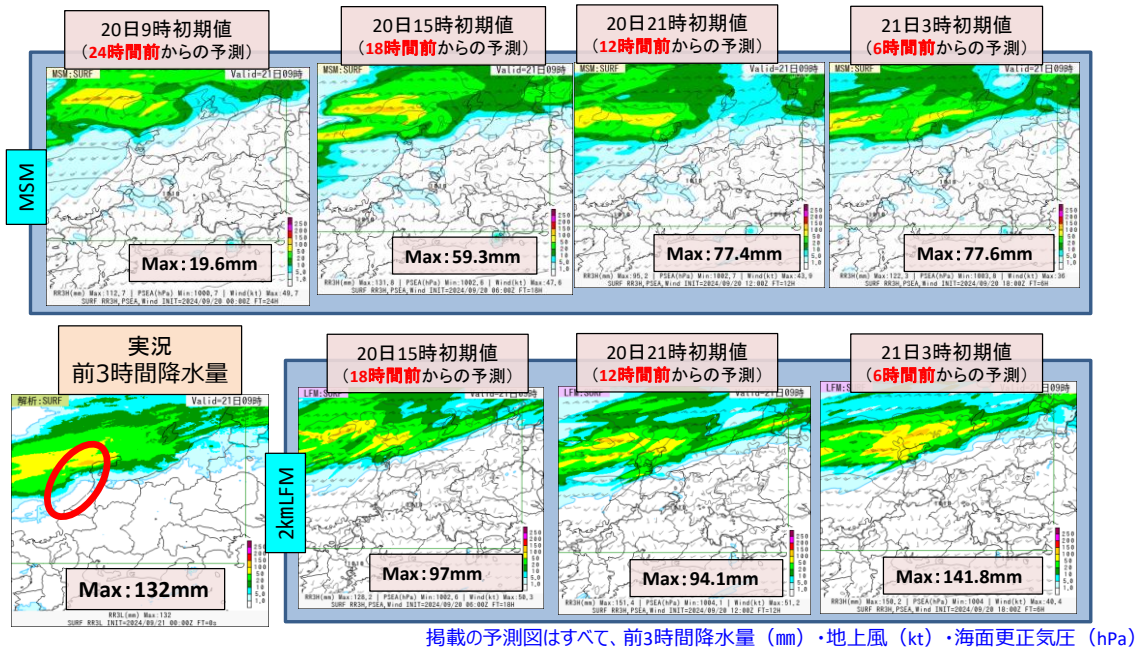
令和6（2024）年9月21日9時対象の3時間100mm以上のMEPSおよびMSMによる大雨発生確率ガイダンスの予測結果を確認する。上段はメソアンサンブル予報システム（5kmMEPS）による全メンバー最大値（単位：%）、下段はメソモデル（5kmMSM）のものを示し、左から18時間前、12時間前、6時間前からのそれぞれ予測結果を示している。右上は実況の結果を示す。

石川県を中心（概ね黒楕円で示す地域）とした予測状況を以下に示す。

MEPS（MSM）の18、12、6時間前からの確率予測では、最大でそれぞれ12%（6%）、16%（9%）、35%（25%）程度の値となり、リードタイムが短くなるほど上昇する傾向が見られた。

実況では、石川県能登北部で100mm/3h以上が解析された。

数値予報システムによる予測と実況の比較結果（21日9時対象【上段：5kmMSM、下段：2kmLFM】）



掲載の予測図はすべて、前3時間降水量（mm）・地上風（kt）・海面更正気圧（hPa）

5kmMSM（上段）および2kmLFM（下段）の3時間降水量について、令和6（2024）年9月21日9時を対象とした結果を示す。

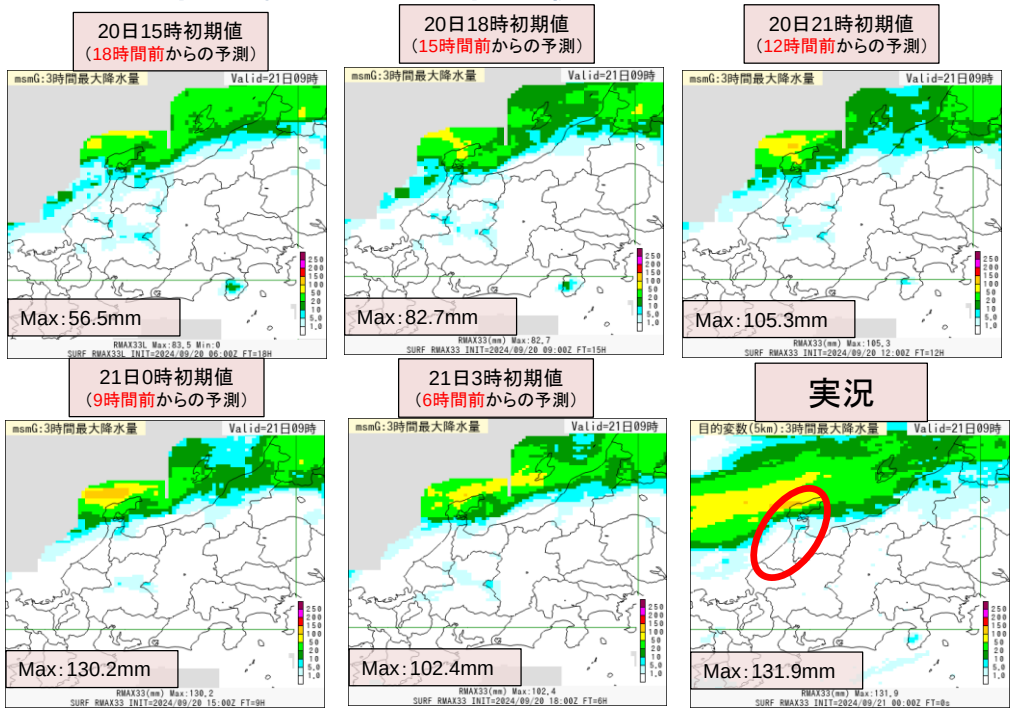
図は、前3時間降水量（mm）・地上風（kt）・海面更正気圧（hPa）で、9月20日9時初期値の24時間前からの予測（2kmLFMは20日15時初期値の18時間前からの予測）から順番に9月21日3時初期値の6時間前からの予測までの結果を示す。また、下段左に実況の解析雨量（mm）の結果を示す。

石川県を中心（概ね赤楕円で示す地域）とした予測状況を以下に示す。

MSMの予測降水量の最大値は、24、18、12、6時間前からの予測では過小であった。

2kmLFMの予測降水量の最大値は、18、12時間前からの予測では過小傾向であったが、6時間前からの予測では実況に近づいた。

数値予報システムによる予測と実況の比較結果（21日9時対象：MSM3時間最大降水量ガイダンス）

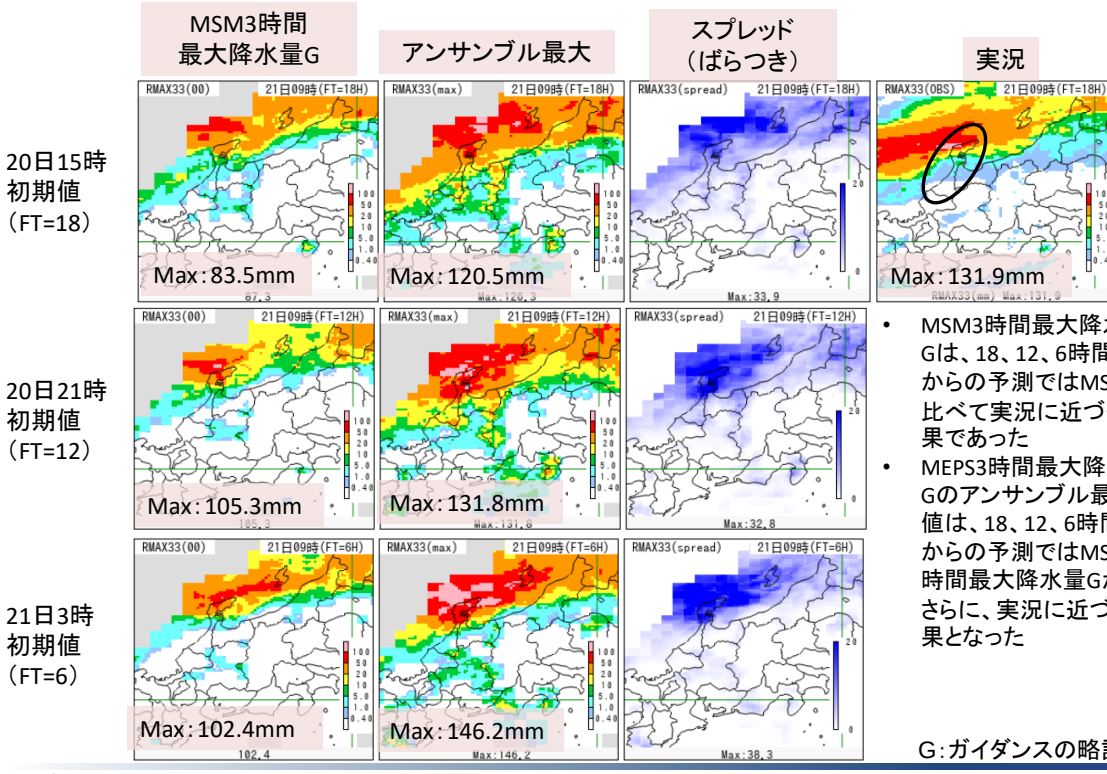


MSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、上段の令和6（2024）年9月20日15時初期値の18時間予測から順番に9月21日3時初期値の6時間予測までの結果を示す。また、令和6（2024）年9月21日9時対象の実況の5km格子3時間最大降水量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

石川県を中心（概ね赤楕円で示す地域）とした予測状況を以下に示す。

18、15時間前からの予測では、予測降水量の最大値は過小傾向であったが、12、9、6時間前からの予測では、直近ほど実況に近づける傾向が見られた。また、全体的に5kmMSMの予測と比べると、実況に近づけていた。

数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（21日9時対象：MSMおよびMEPS3時間最大降水量ガイダンス）



- MSM3時間最大降水量Gは、18、12、6時間前からの予測ではMSMと比べて実況に近づく結果であった
- MEPS3時間最大降水量Gのアンサンブル最大値は、18、12、6時間前からの予測ではMSM3時間最大降水量Gからさらに、実況に近づく結果となった

G：ガイダンスの略記

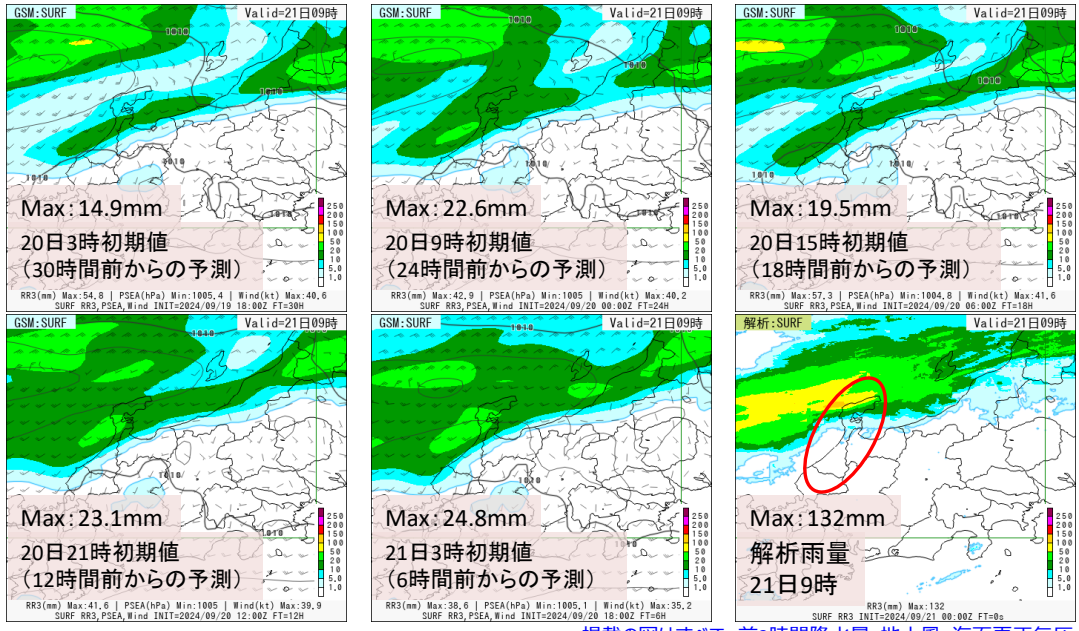
令和6（2024）年9月21日9時を対象としたMSMおよびMEPS3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。右上図が9月21日9時の実況の3時間最大降水量、左側から5kmMSM3時間最大降水量ガイダンス、5kmMEPS3時間最大降水量ガイダンスメンバー最大値、スプレッド（ばらつき）を示し、上段から下段に向かって、9月20日15時初期値18時間予測、21時初期値12時間予測および21日3時初期値6時間予測の結果をそれぞれ示す。降水量、スプレッドの単位はいずれもmmである。スプレッドは、青色が濃いほどスプレッドが大きいことを示す。

石川県を中心（概ね黒楕円で示す地域）に着目すると、以下の特徴が見られた。

・MSM3時間最大降水量Gは、18、12、6時間前からの予測ではMSMと比べて実況に近づく結果であった

・MEPS3時間最大降水量Gのアンサンブル最大値は、18、12、6時間前からの予測ではMSM3時間最大降水量Gからさらに、実況に近づく結果となった

数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（21日9時対象：13kmGSM）



掲載の図はすべて、前3時間降水量・地上風・海面更正気圧

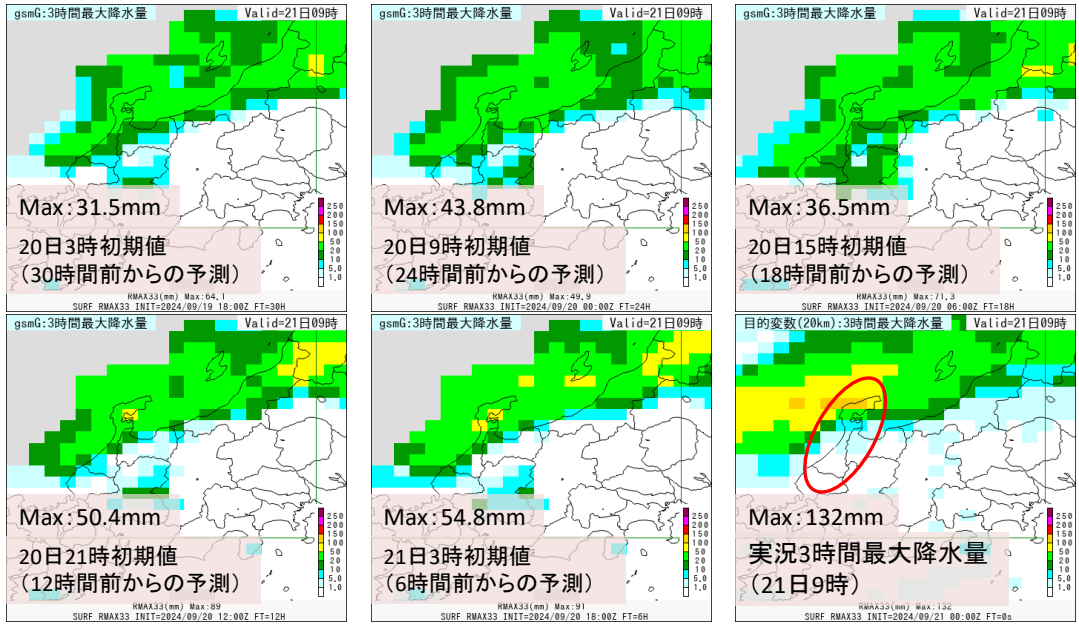
30、24、18時間前からの予測降水域はやや北にずれていたが、12、6時間前からの予測では実況に近づいた。予測降水量はいずれも過小であった。

13kmGSMの3時間降水量について、令和6（2024）年9月21日9時を対象とした結果を示す。

図は、上段の令和6（2024）年9月20日3時初期値の30時間予報から順番に9月21日3時初期値の6時間予報までの結果を示す。また、令和6（2024）年9月21日9時対象の実況の解析雨量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

石川県を中心（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、30、24、18時間前からの予測降水域はやや北にずれていたが、12、6時間前からの予測では実況に近づいた。予測降水量はいずれも過小であった。

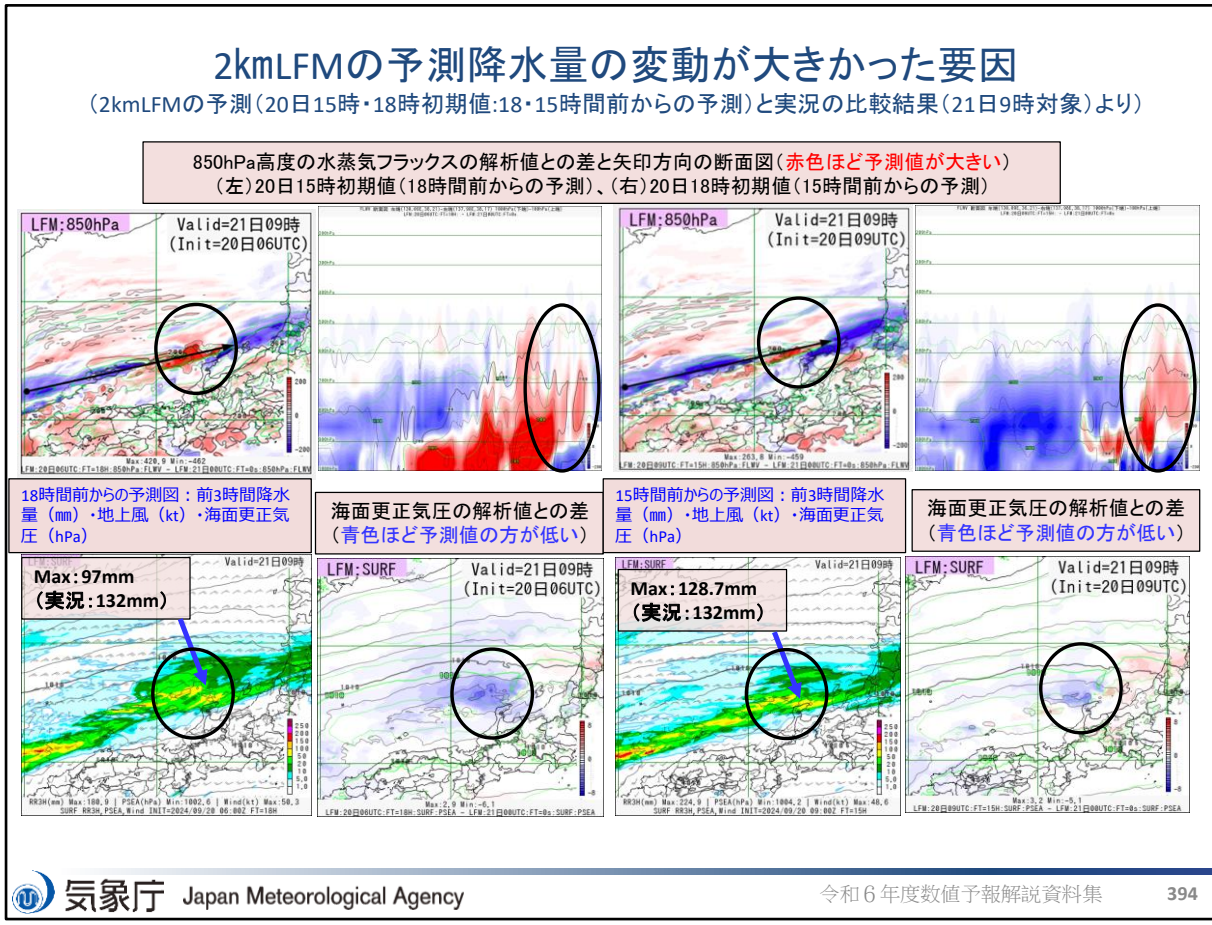
数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（21日9時対象：GSM3時間最大降水量ガイダンス）



石川県を中心（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、予測降水量は、13kmGSMと比べると実況に近づけているが、過小であった。

GSM3時間最大降水量ガイダンス（20km格子）の結果を示す。図の並びは、前スライドのGSMと同様である。また、令和6（2024）年9月21日9時対象の実況の20km格子3時間最大降水量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

石川県を中心（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、予測降水量は、13kmGSMと比べると実況に近づけているが、過小であった。



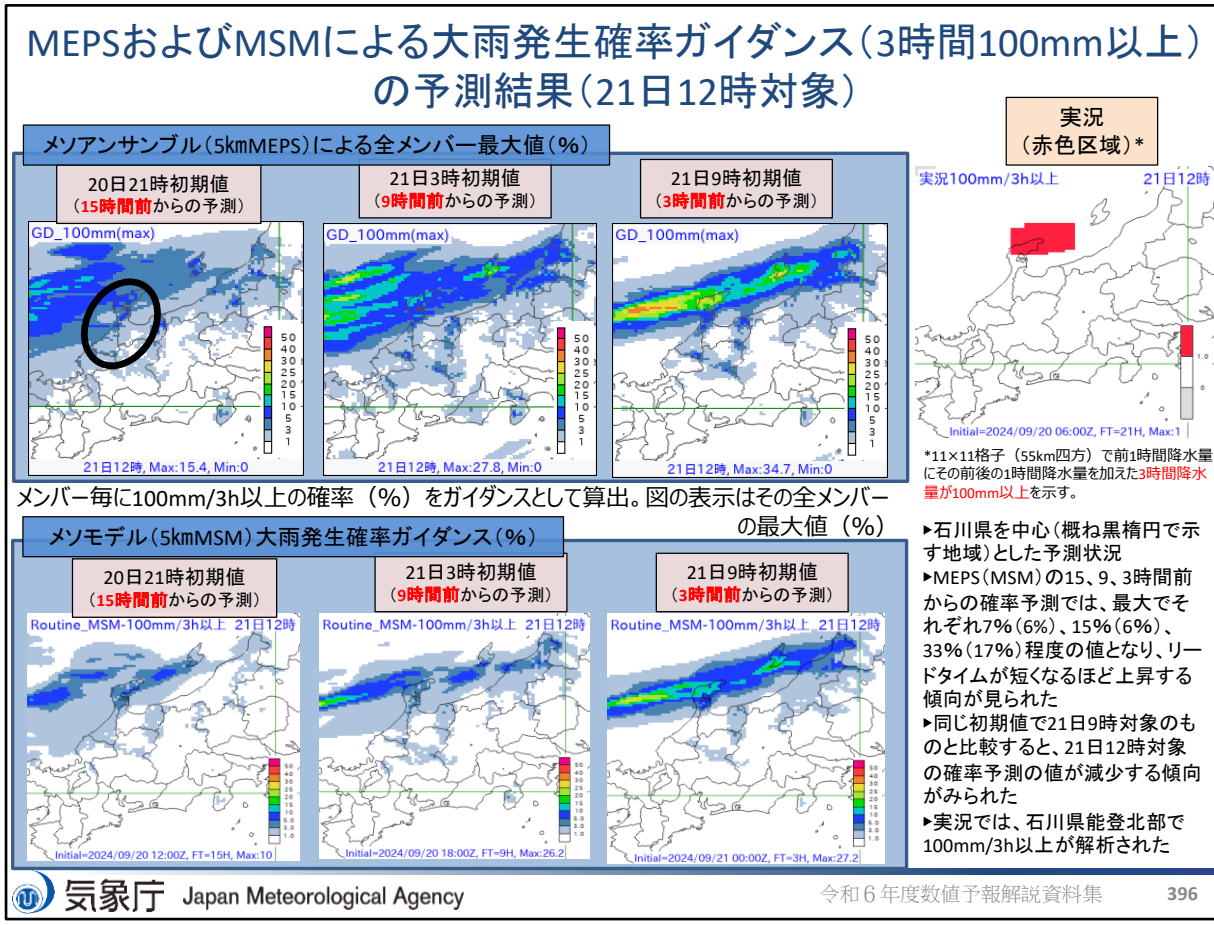
2kmLFMの予測降水量の変動が大きかった要因について、令和6（2024）年9月21日9時を対象とした予測と実況（解析値）の比較結果から説明する。

図の上段は、850hPa高度の水蒸気フラックスの解析値との差と矢印方向の断面図（赤色ほど予測値が大きい）、下段は、地上の予測図（前3時間降水量（mm）・地上風（kt）・海面更正気圧（hPa）と海面更正気圧の解析値との差（青色ほど予測値の方が低い）の図である。左側が20日15時初期値の18時間前からの予測と解析値の比較の結果、右側が20日18時初期値の15時間前からの予測と解析値の比較の結果を示す。

石川県の北西海上の擾乱の表現の差によって予測降水量の集中する場所に違いが生じ、予測降水量の変動が大きくなる要因となっていた。

例えば、石川県の北西海上の擾乱（黒楕円で囲んだ領域）に着目すると、解析値と比べて擾乱が明瞭な場合（18時間前からの予測）は、擾乱の方に予測降水量が集中し、石川県能登北部では過小傾向となった。擾乱が不明瞭な場合（15時間前からの予測：実況に近い）は石川県能登北部で予測降水量が集中するようになり、実況に近い値となるような違いが生じていた。

令和6（2024）年9月21日12時対象の予測結果を示す。



令和6（2024）年9月21日12時対象の3時間100mm以上のMEPSおよびMSMによる大雨発生確率ガイダンスの予測結果を確認する。上段はメソアンサンブル予報システム（5kmMEPS）による全メンバー最大値（単位：%）、下段はメソモデル（5kmMSM）のものを示し、左から15時間前、9時間前、3時間前からのそれぞれ予測結果を示している。右上は実況の結果を示す。

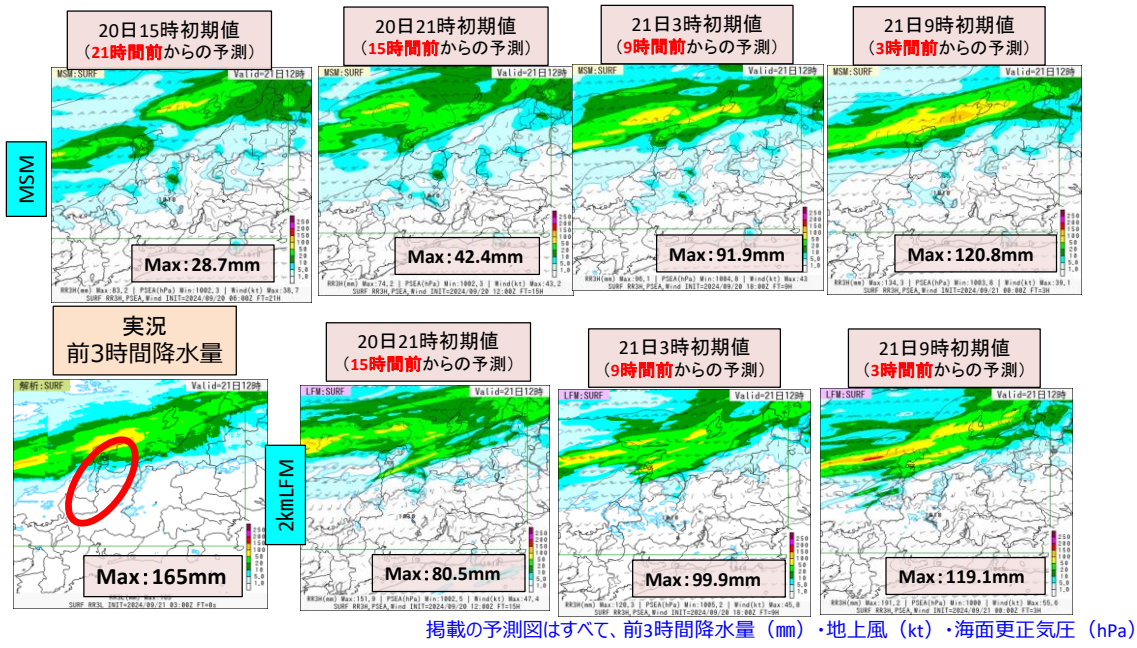
石川県を中心（概ね黒楕円で示す地域）とした予測状況を以下に示す。

MEPS（MSM）の15、9、3時間前からの確率予測では、最大でそれぞれ7%（6%）、15%（6%）、33%（17%）程度の値となり、リードタイムが短くなるほど上昇する傾向が見られた。

同じ初期値で21日9時対象のものと比較すると、21日12時対象の確率予測の値が減少する傾向がみられた。

実況では、石川県能登北部で100mm/3h以上が解析された。

数値予報システムによる予測と実況の比較結果（21日12時対象【上段：5kmMSM、下段：2kmLFM】）



掲載の予測図はすべて、前3時間降水量（mm）・地上風（kt）・海面更正気圧（hPa）

5kmMSM（上段）および2kmLFM（下段）の3時間降水量について、令和6（2024）年9月21日12時を対象とした結果を示す。

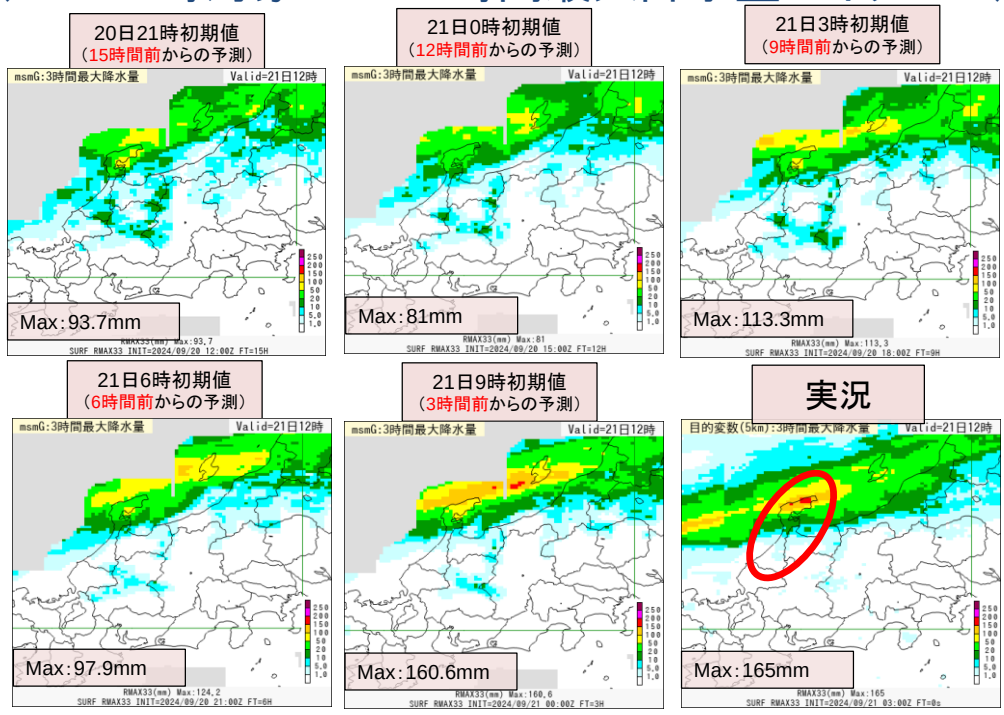
図は、前3時間降水量（mm）・地上風（kt）・海面更正気圧（hPa）で、9月20日15時初期値の21時間前からの予測（2kmLFMは20日21時初期値の15時間前からの予測）から順番に9月21日9時初期値の3時間前からの予測までの結果を示す。また、下段左に実況の解析雨量（mm）の結果を示す。

石川県を中心（概ね赤楕円で示す地域）とした予測状況を以下に示す。

MSMの予測降水量の最大値は、21、15、9時間前からの予測では過小であったが、3時間前からの予測では実況に近づいた。

2kmLFMの予測降水量の最大値は、15、9、3時間前からの予測では過小傾向であった。

数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（21日12時対象：MSM3時間最大降水量ガイダンス）

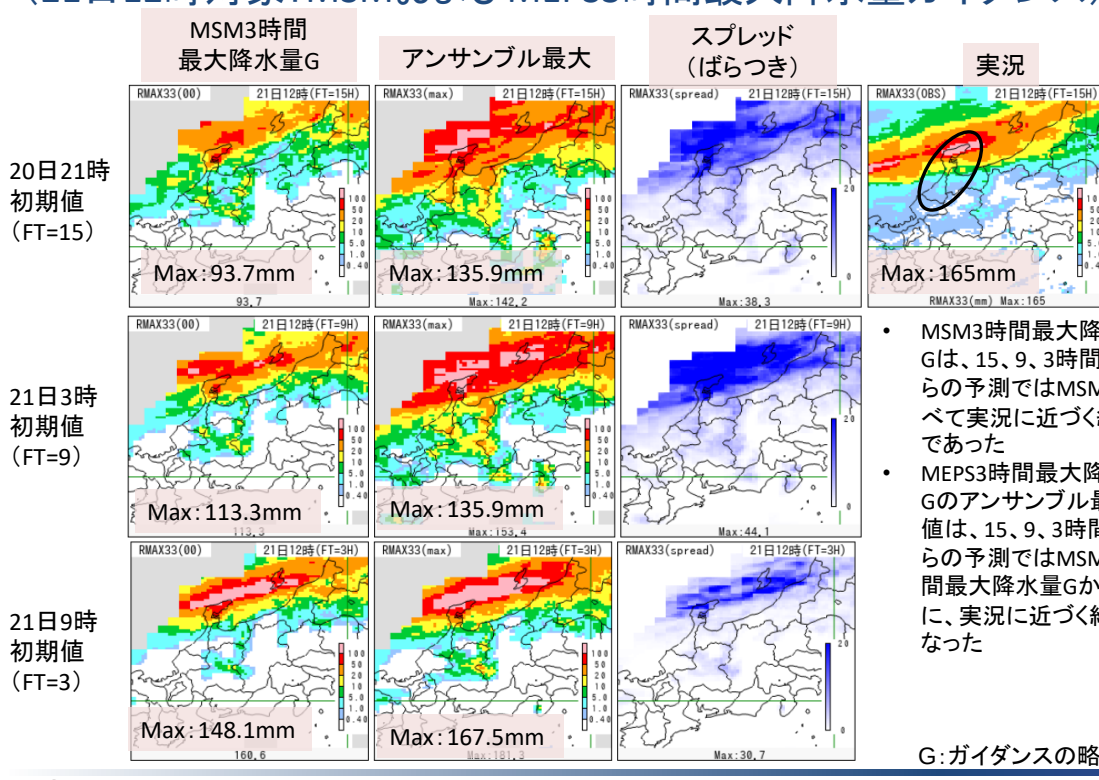


MSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、上段の令和6（2024）年9月20日21時初期値の15時間予測から順番に9月21日9時初期値の3時間予測までの結果を示す。また、令和6（2024）年9月21日12時対象の実況の5km格子3時間最大降水量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

石川県を中心（概ね赤楕円で示す地域）とした予測状況を以下に示す。

5kmMSMの予測と比べると直近ほど実況に近づけていた。

数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（21日12時対象：MSMおよびMEPS3時間最大降水量ガイダンス）



- MSM3時間最大降水量Gは、15、9、3時間前からの予測ではMSMと比べて実況に近づく結果であった
- MEPS3時間最大降水量Gのアンサンブル最大値は、15、9、3時間前からの予測ではMSM3時間最大降水量Gからさらに、実況に近づく結果となった

G：ガイダンスの略記

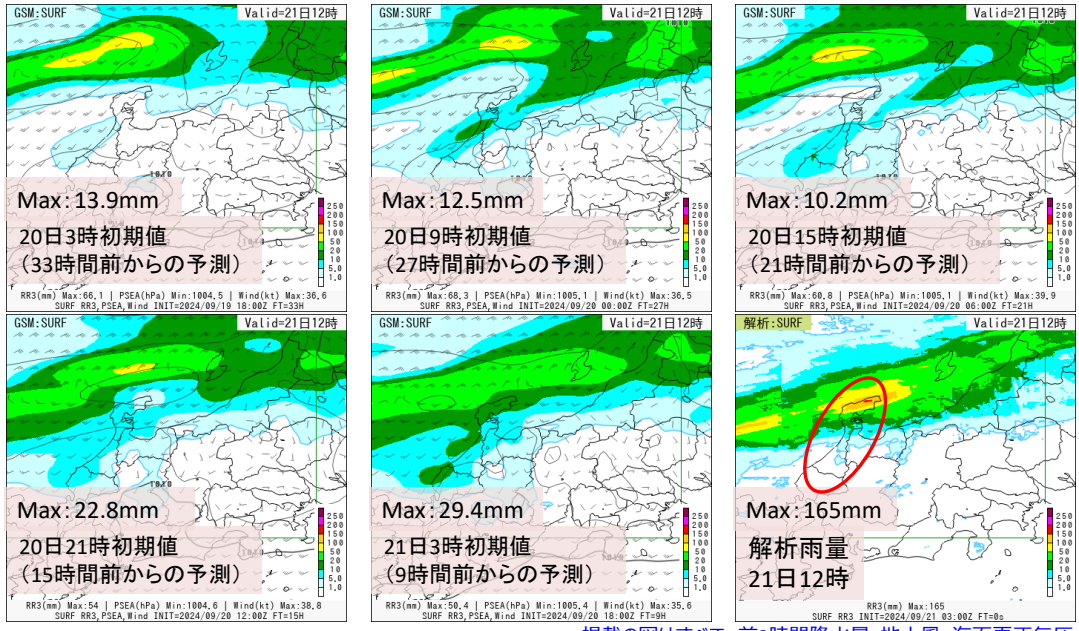
令和6（2024）年9月21日12時を対象としたMSMおよびMEPS3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。右上図が9月21日12時の実況の3時間最大降水量、左側から5kmMSM3時間最大降水量ガイダンス、5kmMEPS3時間最大降水量ガイダンスメンバー最大値、スプレッド（ばらつき）を示し、上段から下段に向かって、9月20日21時初期値15時間予測、21日3時初期値9時間予測および9時初期値3時間予測の結果をそれぞれ示す。降水量、スプレッドの単位はいずれもmmである。スプレッドは、青色が濃いほどスプレッドが大きいことを示す。

石川県を中心（概ね黒楕円で示す地域）に着目すると、以下の特徴が見られた。

・MSM3時間最大降水量Gは、15、9、3時間前からの予測ではMSMと比べて実況に近づく結果であった

・MEPS3時間最大降水量Gのアンサンブル最大値は、15、9、3時間前からの予測ではMSM3時間最大降水量Gからさらに、実況に近づく結果となった

数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（21日12時対象：13kmGSM）



掲載の図はすべて、前3時間降水量・地上風・海面更正気圧

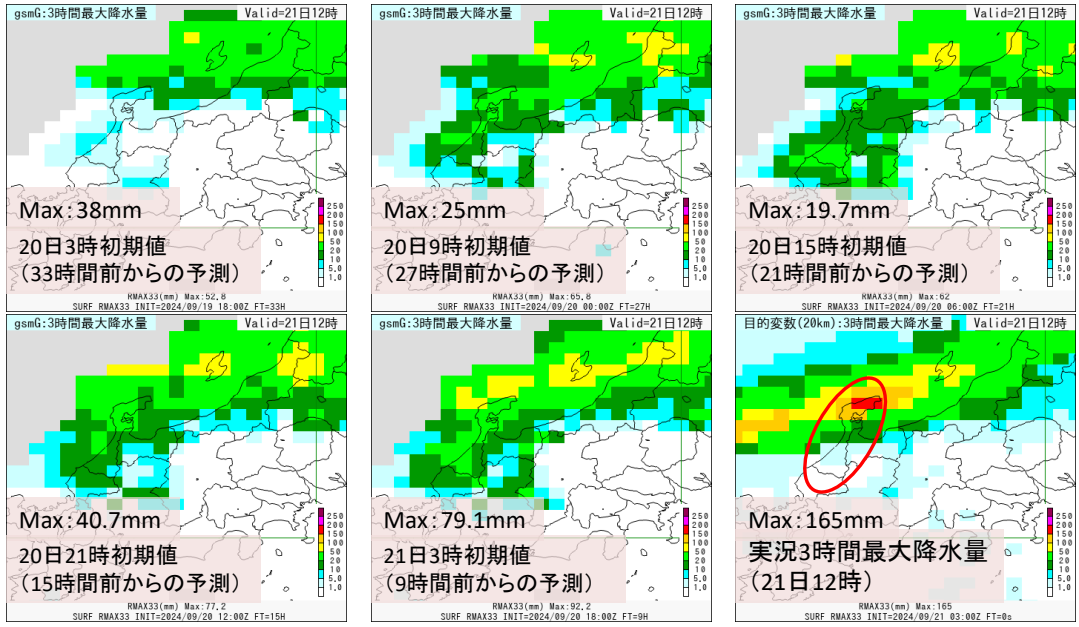
石川県を中心（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、33、27、21、15、9時間前からの予測降水域はやや北にずれていた。予測降水量はいずれも過小であった。

13kmGSMの3時間降水量について、令和6（2024）年9月21日12時を対象とした結果を示す。

図は、上段の令和6（2024）年9月20日3時初期値の33時間予報から順番に9月21日3時初期値の9時間予報までの結果を示す。また、令和6（2024）年9月21日12時対象の実況の解析雨量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

石川県を中心（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、33、27、21、15、9時間前からの予測降水域はやや北にずれていた。予測降水量はいずれも過小であった。

数値予報システムによる予測と実況の比較結果
（21日12時対象：GSM3時間最大降水量ガイダンス）



石川県を中心（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、13kmGSMと比べると直近ほど実況に近づけているが、予測降水量は過小であった。

GSM3時間最大降水量ガイダンス（20km格子）の結果を示す。図の並びは、前スライドのGSMと同様である。また、令和6（2024）年9月21日12時対象の実況の20km格子3時間最大降水量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

石川県を中心（概ね赤楕円で示す地域）に着目すると、予測降水量は、13kmGSMと比べると直近ほど実況に近づけているが、過小であった。

まとめ（その１）

- 9月21日に石川県で発生した線状降水帯事例の数値予報システムにおける石川県を中心とした予測結果について、3時間100mm以上の大雨発生確率ガイダンスの予測結果、数値予報システム（5kmMSM、2kmLFM、13kmGSMおよびMSM、MEPS、GSM降水量ガイダンス）による予測と実況の比較結果を示した
- 大雨発生確率ガイダンスによる予測結果

  【21日9時対象】
  - MEPS（MSM）の18、12、6時間前からの確率予測では、最大でそれぞれ12%（6%）、16%（9%）、35%（25%）程度の値となり、リードタイムが短くなるほど上昇する傾向が見られた

  【21日12時対象】
  - MEPS（MSM）の15、9、3時間前からの確率予測では、最大でそれぞれ7%（6%）、15%（6%）、33%（17%）程度の値となり、リードタイムが短くなるほど上昇する傾向が見られた

令和6（2024）年9月21日に石川県で発生した線状降水帯事例の数値予報システムにおける石川県を中心とした予測結果について、このスライドを含む以下4枚のスライドにまとめた。

まとめ（その2）

- 大雨発生確率ガイダンスによる予測結果
  【MEPS・MSM共通】
  - 同じ初期値で21日9時対象のものと比較すると、21日12時対象の確率予測の値が減少する傾向がみられた
- 5kmMSMおよび2kmLFMによる予測結果
  【21日9時対象】
  - 5kmMSMの予測降水量の最大値は、24、18、12、6時間前からの予測では過小であった
  - 2kmLFMの予測降水量の最大値は、18、12時間前からの予測では過小傾向であったが、6時間前からの予測では実況に近づいた（2kmLFMでは初期値により実況に近いこともあり、予測降水量の変動が大きかった）

  【21日12時対象】
  - 5kmMSMの予測降水量の最大値は、21、15、9時間前からの予測では過小であったが、3時間前からの予測では実況に近づいた
  - 2kmLFMの予測降水量の最大値は、15、9、3時間前からの予測では過小傾向であった。
  - 2kmLFMでは、同じ初期値で21日9時対象のものと比較すると、21日12時対象の予測降水量の減少する傾向がみられ、強い雨が持続しにくい傾向がみられた

まとめ（その3）

- MSM3時間最大降水量ガイダンスによる予測結果

  【21日9時】

  – 18、15時間前からの予測では、予測降水量の最大値は過小傾向であったが、12、9、6時間前からの予測では、直近ほど実況に近づける傾向が見られた。また、全体的に5kmMSMの予測と比べると、実況に近づけていた

  【21日12時】

  – 5kmMSMの予測と比べると直近ほど実況に近づけていた

- MEPS3時間最大降水量ガイダンスによる予測結果（アンサンブル最大値）

  【21日9時・21日12時対象共通】

  – 18、12、6時間前（21日9時対象）、15、9、3時間前（21日12時対象）からの予測ではMSM3時間最大降水量ガイダンスからさらに、実況に近づく結果となった

- 13kmGSMによる予測結果

  【21日9時・21日12時対象共通】

  – 30、24、18時間前（21日9時対象）、33、27、21、15、9時間前（21日12時対象）からの予測降水域はやや北にずれていたが、12、6時間前（21日9時対象）からの予測では実況に近づいた。予測降水量はいずれも過小であった

まとめ（その4）

- GSM3時間最大降水量ガイダンスによる予測結果
  【21日9時・21日12時対象共通】
  - 予測降水量は、13kmGSMと比べると実況に近づけているが、過小であった
- 21日9時対象において、2kmLFMの予測降水量の変動が大きかった要因
  - 石川県の北西海上の擾乱の表現の差によって予測降水量の集中する場所に違いが生じ、予測降水量の変動が大きくなる要因となっていた

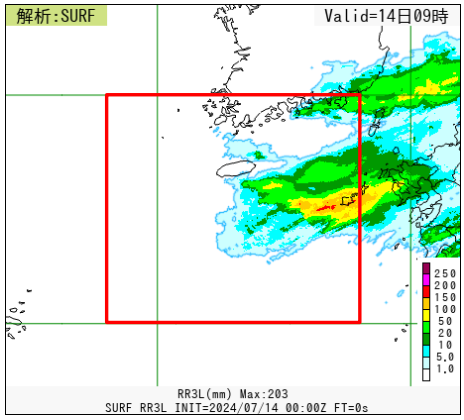
第3章 事例解析編

3.2.4 環境場

線状降水帯事例の内、LFMが比較的予測できた7月14日に長崎県で発生した事例とLFMが予測できなかった7月25日に山形県で発生した事例において、大気の環境場をどれくらい予測できていたかについて確認する。

7月14日に長崎県で発生した線状降水帯事例の環境場について

MSMの気温・水蒸気混合比・水平風速・水蒸気フラックスの検証領域での鉛直プロファイル（期間平均と平均場の差分）を予測時間（FT）ごとに示す。



○平均場：1991年~2020年
- 長期再解析(JRA-3Q):
  7月8日9時 – 19日3時

○MSM予測値:
  7月13日18時 – 14日15時

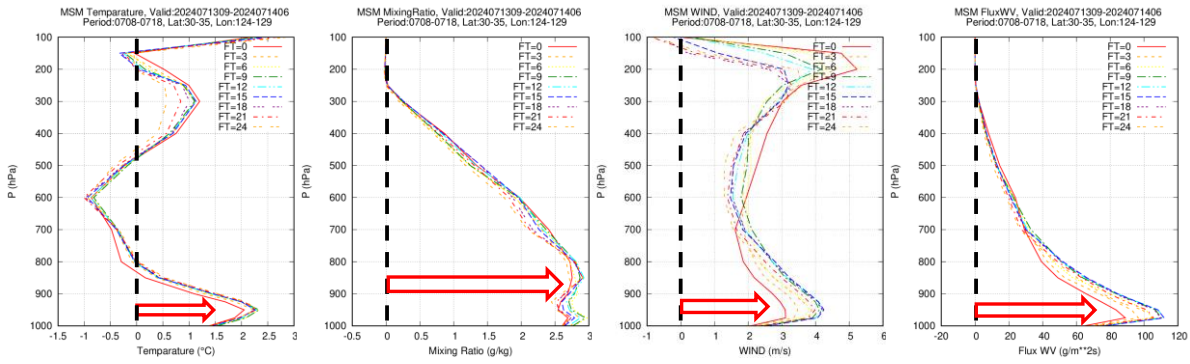
（予測値の期間はすべて予測対象時刻）

検証領域（矩形領域：赤枠で示した領域）
124.0E-129.0E,30.0N-35.0N

令和6（2024）年7月14日に長崎県で発生した線状降水帯事例の環境場について、気温（単位：℃）・水蒸気混合比（単位：g/kg）・水平風速（単位：m/s）・水蒸気フラックス（単位：gm-2s-1）がどれくらい予測できていたかを確認するために、期間平均値の平均場からの差分について、MSMの鉛直プロファイルを示し、長期再解析（JRA-3Q）から作成した平均場（1991-2020年の各年の7月8日9時から7月19日3時）と比較する。検証領域は、線状降水帯が発生した地域の上流にあたる海上の矩形領域を設定した（赤枠で示した領域）。MSM予測値は、7月13日18時 – 14日15時の期間で、予測値の期間はすべて予測対象時刻を示す。

7月14日に長崎県で発生した線状降水帯事例の各要素の鉛直プロファイル（MSM予測値の平均場との差分）

気温（℃）　水蒸気混合比（g/kg）　水平風速（m/s）　水蒸気フラックス（gm-2s-1）



・平均場（各グラフで横軸が0：黒破線に対応）と比較して、900hPaから下層を中心に気温、水蒸気混合比、水平風速、水蒸気フラックスの値が大きい場となっていた

・予測値（FT=0以外）を解析値（FT=0：赤実線の折れ線）と比較すると、水平風速の予測で700hPaから下層で風速が強すぎた以外は、ほぼ解析値に近い予測ができていた

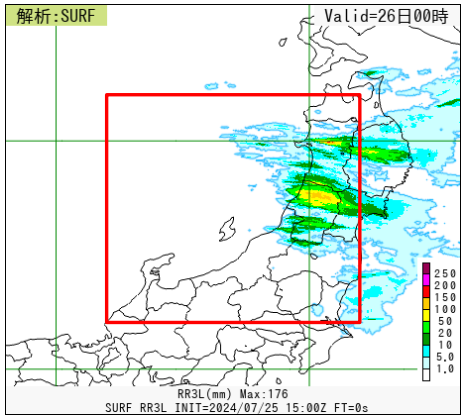
令和6（2024）年7月14日に長崎県で発生した線状降水帯事例の気温（単位：℃）・水蒸気混合比（単位：g/kg）・水平風速（単位：m/s）・水蒸気フラックス（単位：gm-2s-1）の鉛直プロファイルについて、MSM予測値の平均場からの差分を示す。各グラフは事例期間中の解析値（FT=0）および3時間～24時間予測値（FT=3～FT=24）を示す。以下に特徴を示す。

・平均場（各グラフで横軸が0：黒破線に対応）と比較して、900hPaから下層を中心に気温、水蒸気混合比、水平風速、水蒸気フラックスの値が大きい場となっていた

・予測値（FT=0以外）を解析値（FT=0：赤実線の折れ線）と比較すると、水平風速の予測で700hPaから下層で風速が強すぎた以外は、ほぼ解析値に近い予測ができていた

7月25日に山形県で発生した線状降水帯事例の環境場について

MSMの気温・水蒸気混合比・水平風速・水蒸気フラックスの検証領域での鉛直プロファイル（期間平均と平均場の差分）を予測時間（FT）ごとに示す。



○平均場：1991年~2020年
- 長期再解析(JRA-3Q):
  7月20日9時 – 31日3時

○MSM予測値:
  7月25日6時 – 26日3時

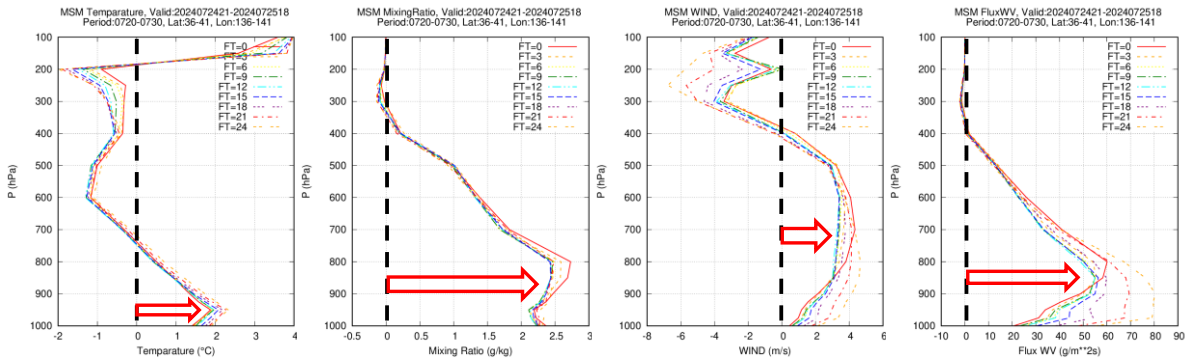
（予測値の期間はすべて予測対象時刻）

検証領域（矩形領域：赤枠で示した領域）
136.0E-141.0E,36.0N-41.0N

令和6（2024）年7月25日に山形県で発生した線状降水帯事例の環境場について、気温（単位：℃）・水蒸気混合比（単位：g/kg）・水平風速（単位：m/s）・水蒸気フラックス（単位：gm-2s-1）がどれくらい予測できていたかを確認するために、期間平均値の平均場からの差分について、MSMの鉛直プロファイルを示し、長期再解析（JRA-3Q）から作成した平均場（1991-2020年の各年の7月20日9時から7月31日3時）と比較する。検証領域は、線状降水帯が発生した地域の上流にあたる海上の矩形領域を設定した（赤枠で示した領域）。MSM予測値は、7月25日6時 – 26日3時の期間で、予測値の期間はすべて予測対象時刻を示す。

7月25日に山形県で発生した線状降水帯事例の各要素の鉛直プロファイル（MSM予測値の平均場との差分）

気温（℃）　水蒸気混合比（g/kg）　水平風速（m/s）　水蒸気フラックス（gm-2s-1）



・平均場（各グラフで横軸が0：黒破線に対応）と比較して、800hPaから下層を中心に気温、水蒸気混合比、水平風速、水蒸気フラックスの値が大きい場となっていた

・700～200hPa高度の気温では、平均場と比べて、予測値・解析値共に気温が低く、それより下層では高い傾向が見られた（長崎県の事例と比べて、大気の安定度がさらに悪いことを示唆）

・水蒸気混合比の予測値は800～900hPa、水平風速の予測値は500～800hPaにおいて、解析値と比べて共に小さい傾向、900hPaから下層の水平風速の予測値は大きい傾向がみられた（長崎県の事例と比べて、水蒸気量の予測が不十分だったことを示している（リードタイムが長いほど大雨ポテンシャルをとらえられないことに対応）ことと500hPaから下層の予測水平風速に解析値との差があることから、山形県の事例で水蒸気輸送の予測に影響を与えている可能性がある）

気象庁 Japan Meteorological Agency　令和６年度数値予報解説資料集　410

令和6（2024）年7月25日に山形県で発生した線状降水帯事例の気温（単位：℃）・水蒸気混合比（単位：g/kg）・水平風速（単位：m/s）・水蒸気フラックス（単位：gm-2s-1）の鉛直プロファイルについて、MSM予測値の平均場からの差分を示す。各グラフは事例期間中の解析値（FT=0）および3時間～24時間予測値（FT=3～FT=24）を示す。以下に特徴を示す。

・平均場（各グラフで横軸が0：黒破線に対応）と比較して、800hPaから下層を中心に気温、水蒸気混合比、水平風速、水蒸気フラックスの値が大きい場となっていた

・700～200hPa高度の気温では、平均場と比べて、予測値・解析値共に気温が低く、それより下層では高い傾向が見られた（長崎県の事例と比べて、大気の安定度がさらに悪いことを示唆）

・水蒸気混合比の予測値は800～900hPa、水平風速の予測値は500～800hPaにおいて、解析値と比べて共に小さい傾向、900hPaから下層の水平風速の予測値は大きい傾向がみられた（長崎県の事例と比べて、水蒸気量の予測が不十分だったことを示している（リードタイムが長いほど大雨ポテンシャルをとらえられないことに対応）ことと500hPaから下層の予測水平風速に解析値との差があることから、山形県の事例で水蒸気輸送の予測に影響を与えている可能性がある）

まとめ

- 線状降水帯事例の内、LFMが比較的予測できた7月14日に長崎県で発生した事例とLFMが予測できなかった7月25日に山形県で発生した事例について、気温・水蒸気混合比・水平風速・水蒸気フラックスの要素がどれくらい予測できていたかを確認した
- 2つの事例に共通して、800～900hPaから下層を中心に気温、水蒸気混合比、水平風速、水蒸気フラックスの値が大きい場となっていた
- 7月14日に長崎県で発生した線状降水帯事例について
  - 予測値を解析値と比較すると、水平風速の予測で700hPaから下層で風速が強すぎた以外は、ほぼ解析値に近い予測ができていた
- 7月25日に山形県で発生した線状降水帯事例について
  - 700～200hPa高度の気温では、平均場と比べて、予測値・解析値共に気温が低く、それより下層では高い傾向が見られた（長崎県の事例と比べて、大気の安定度がさらに悪いことを示唆）
  - 水蒸気混合比の予測値は800～900hPa、水平風速の予測値は500～800hPaにおいて、解析値と比べて共に小さい傾向、900hPaから下層の水平風速の予測値は大きい傾向がみられた（長崎県の事例と比べて、水蒸気量の予測が不十分だったことを示している（リードタイムが長いほど大雨ポテンシャルをとらえられないことに対応）ことと500hPaから下層の予測水平風速に解析値との差があることから、山形県の事例で水蒸気輸送の予測も難しかった可能性がある）

線状降水帯事例の内、LFMが比較的予測できた7月14日に長崎県で発生した事例とLFMが予測できなかった7月25日に山形県で発生した事例について、気温・水蒸気混合比・水平風速・水蒸気フラックスの要素がどれくらい予測できていたかについて、まとめた。

第3章 事例解析編

3.2.5 まとめ

第3.2.1項から第3.2.4項にかけて述べた、令和6（2024）年6月～11月に発生した線状降水帯事例の数値予報の結果について、以下のスライドにまとめた。

令和6（2024）年6月～11月にかけて発生した線状降水帯事例の数値予報システムの予測結果（まとめ（1/3））

- 線状降水帯の半日前予測の判断基準に用いるMSMおよびMEPSの大雨発生確率ガイダンスについて
  - 線状降水帯が発生した事例の内、7月25日に山形県で発生したものは確率が低く、大雨ポテンシャルを的確に捕捉できていなかった。6月21日の鹿児島県、7月14日の長崎県で発生した事例では確率が高い予測傾向がみられた
    - 直近の予測で確率値が上昇する傾向（リードタイムが長いほど予測水蒸気量の精度が悪いことが影響：昨年と同様）
  - 台風など大気場の大きな流れに依存して発生した線状降水帯の事例に対しては、大雨ポテンシャルを的確に捕捉（昨年と同様）
- 5kmMSMの予測降水量は、台風など大気場の大きな流れに依存して発生した線状降水帯の事例に対しては、過大な予測傾向であった。台風中心付近の降水域が直接、陸地にかかったことが影響したと考えられる（昨年は実況に近い予測傾向）

令和6（2024）年6月～11月にかけて発生した線状降水帯事例の数値予報システムの予測結果（まとめ（2/3））

- 2kmLFMは、5kmMSMと比べて線状降水帯を捉えている場合が多かった（昨年と同様）。リードタイムが長いほど、予測水蒸気量とその流入の精度が悪いことが影響して、予測降水量が過小となる場合が多かった
- 13kmGSMや5kmMSMの予測降水量は積雲発生のきっかけになるシアーラインが明瞭でないことや積乱雲を直接表現できないことが影響して、実況に比べて、過小な場合が多かった。GSM・MSM降水量ガイダンスで実況に近づけていたが過小傾向であることから、少なくとも解像度の細かいモデル（2kmLFMなど）が有効であることを示唆している
- アンサンブル予測（MEPS）（アンサンブル最大値）のガイダンスでは、MSM3時間最大降水量ガイダンスからさらに、実況に近づく結果となった
- 第3.2.1項の7月14日に長崎県で発生した線状降水帯事例のようにLFMの予測が良かった事例がある一方で、第3.2.2項の7月25日の山形県で発生した線状降水帯事例のように、降水自体が的確に予測できていない場合があった

令和6（2024）年6月～11月にかけて発生した線状降水帯事例の数値予報システムの予測結果（まとめ（3/3））

- 2kmLFMの予測が良かった7月14日に長崎県で発生した事例と2kmLFMが予測できなかった7月25日に山形県で発生した事例について、環境場の比較の結果は、以下のとおりである
  - 山形県の事例は、長崎県の事例と比べて、大気の安定度が悪かった
  - 山形県の事例は、長崎県の事例と比べて、水蒸気量の予測が不十分であった（リードタイムが長いほど大雨ポテンシャルをとらえられないことに対応）
  - 山形県の事例では、500hPaから下層の予測水平風速に解析値との差があることから、水蒸気輸送の予測が難しかった可能性がある

第3章 事例解析編

3.3 令和6年の台風の数値予報の結果

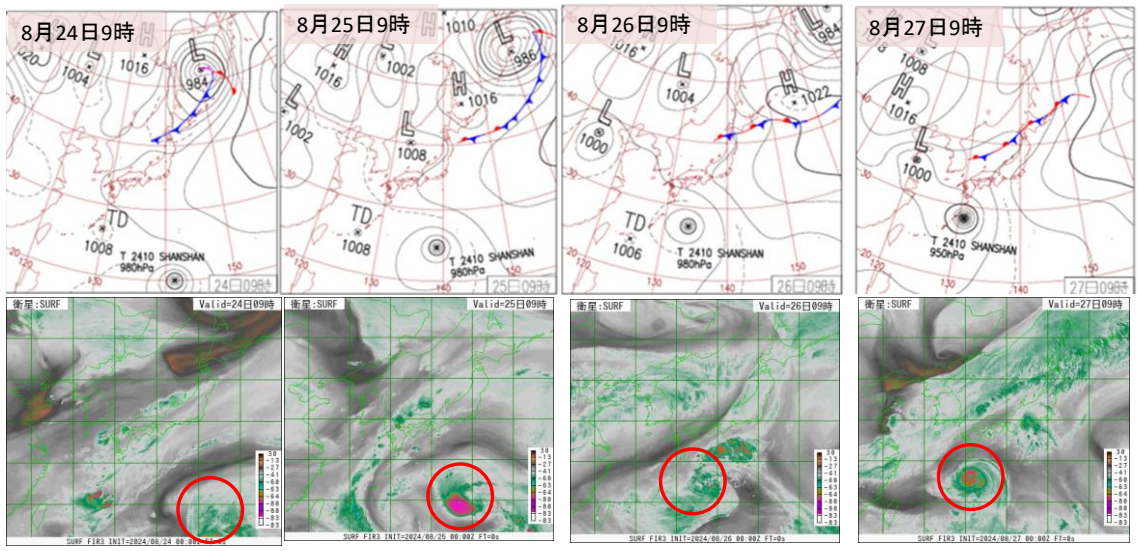
（台風第10号）

※以下のスライドの説明では、原則として令和6年の年は省略する。なお、速報としてまとめたものであるため、今後の調査により、考えられる要因等が変わる可能性がある。

令和6（2024）年の台風の数値予報の結果として、8月22日3時にマリアナ諸島で発生した台風第10号を取り上げる。この台風は、発生後、小笠原諸島の南を北上、その後、北西進して、8月28日には非常に強い勢力（中心気圧935hPa）で奄美大島近海に達した。28日13時には鹿児島県に暴風・波浪の特別警報、16時20分には同県に高潮特別警報が発表された。鹿児島県上中（カミナカ）では、28日17時18分に36.4m/sの最大瞬間風速を観測し、観測史上1位の値を更新した。その後、ゆっくり北上し、29日8時頃に鹿児島県薩摩川内市に上陸した。上陸後は急速に勢力を弱めながら東寄りに進み、九州、四国をゆっくり通過し、9月1日9時までには東海道沖で熱帯低気圧となった。台風とその周辺の下層暖湿気（相当温位345K以上、台風の中心付近など354K以上）が西日本から東日本に流入して、大気の状態が不安定となり、対流雲が発達した。28日から31日にかけ、九州・四国・近畿・東海地方で線状降水帯が発生し、西日本から東日本の太平洋側中心に30日9時までの72時間降水量が所により400mmを超える大雨となった。

本節では、台風の進路・強度予測に絞って、数値予報結果を確認するとともに、予測誤差の考えられる要因等に関して述べる。なお、速報としてまとめたものであるため、今後の調査により、考えられる要因等が変わる可能性がある。

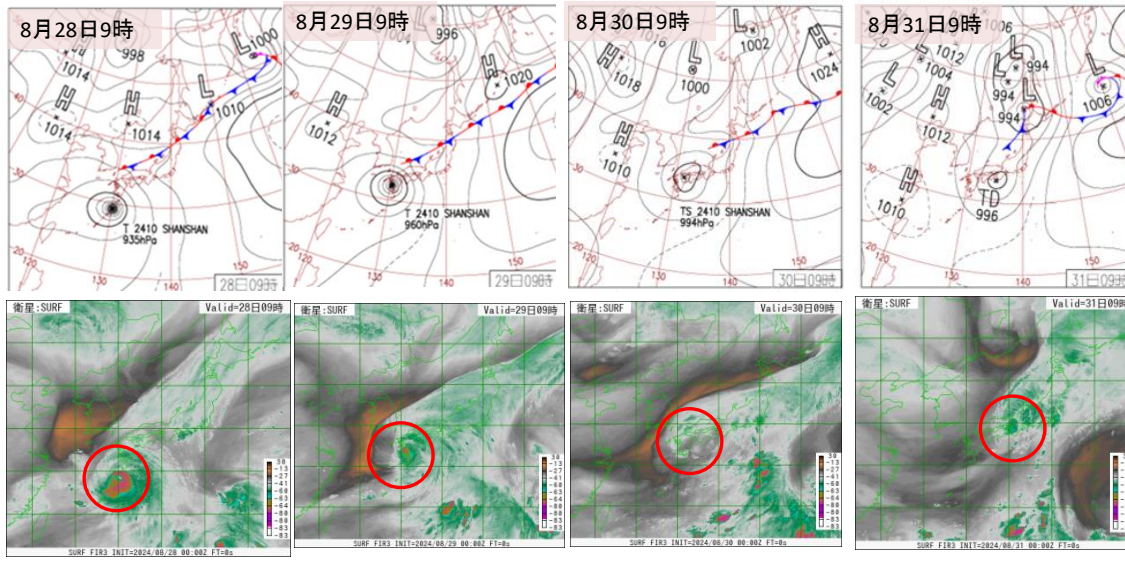
台風第10号に関係する地上天気図・衛星水蒸気画像
（8月24日9時～27日9時）



台風第10号が、小笠原諸島の南から強い勢力で北西進し、27日には鹿児島県奄美地方に接近した。

図は8月24日9時から27日9時にかけての地上天気図（上段）、気象衛星ひまわりによる水蒸気画像（下段）を示す。台風第10号が、小笠原諸島の南から強い勢力で北西進し、27日には鹿児島県奄美地方に接近した。

台風第10号に関係する地上天気図・衛星水蒸気画像
（8月28日9時～31日9時）

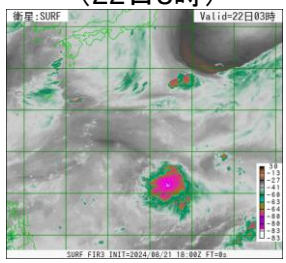


台風第10号は、28日には非常に強い勢力で奄美大島近海に達し、29日8時頃に鹿児島県薩摩川内市に上陸した。上陸後は急速に勢力を弱めながら東寄りに進み、九州、四国をゆっくり通過し、9月1日9時までには東海道沖で熱帯低気圧となった。

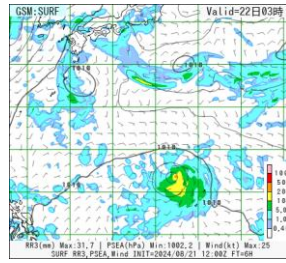
図は8月28日9時から31日9時にかけての地上天気図（上段）、気象衛星ひまわりによる水蒸気画像（下段）を示す。台風第10号は、28日には非常に強い勢力で奄美大島近海に達し、29日8時頃に鹿児島県薩摩川内市に上陸した。上陸後は急速に勢力を弱めながら東寄りに進み、九州、四国をゆっくり通過し、9月1日9時までには東海道沖で熱帯低気圧となった。

台風第10号の発生予測について
（GSM：22日3時対象）

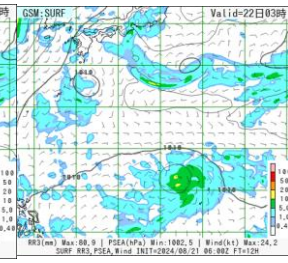
衛星水蒸気画像
（22日3時）



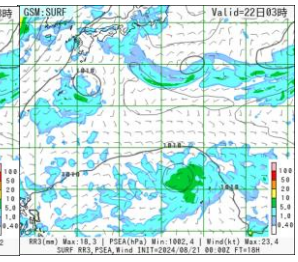
6時間前からの予測



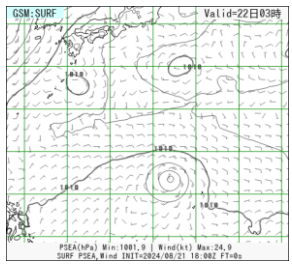
12時間前からの予測



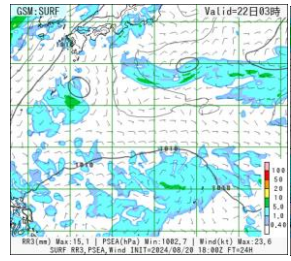
18時間前からの予測



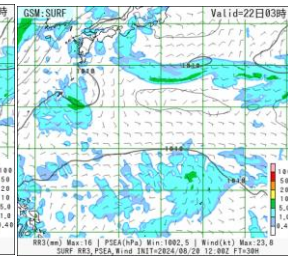
解析値（22日3時）



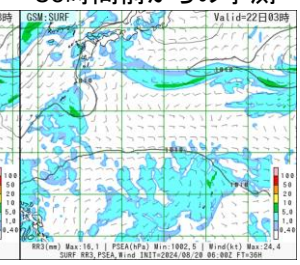
24時間前からの予測



30時間前からの予測



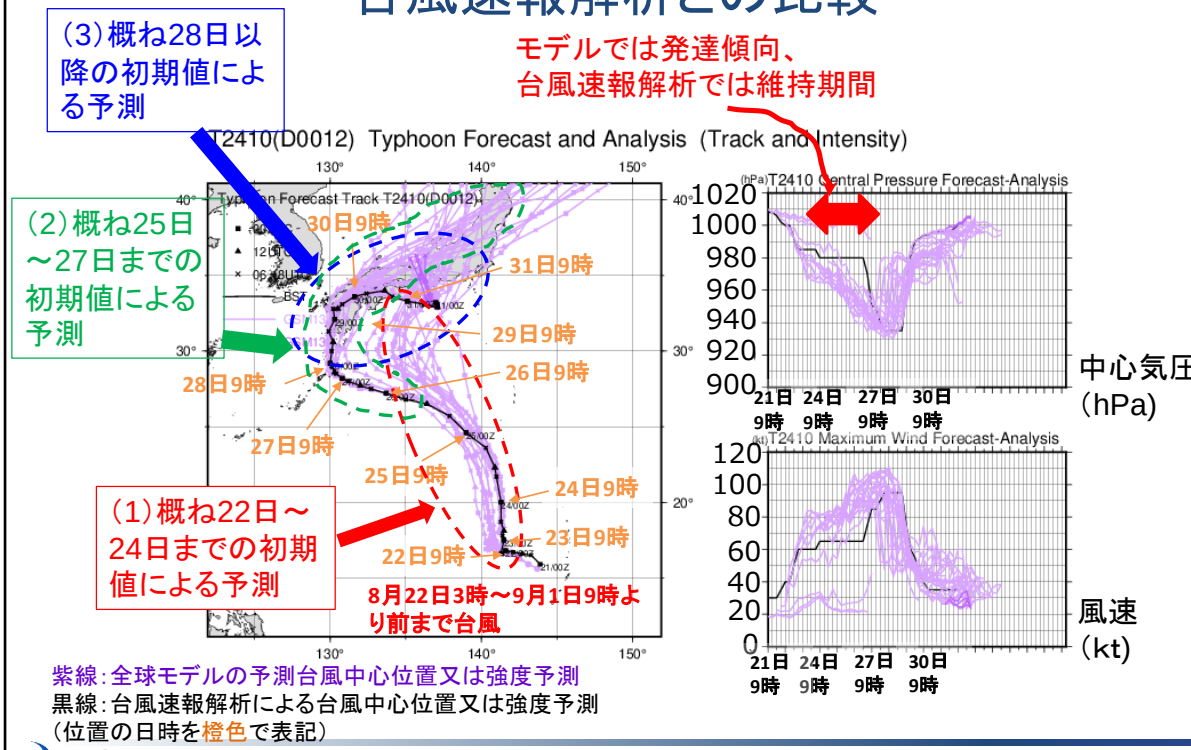
36時間前からの予測



GSMでは弱い低気圧性循環の風向きは見られたが、台風ボーガスが利用されなかった21日3時初期値による予測（24時間前からの予測）までは、台風の中心付近において、衛星水蒸気画像の対流雲（赤い区域）に対応するような予測降水量の集中や閉じた等圧線として擾乱を表現することができなかった。

第1.9.1項にて、GSMは台風の発生予測を苦手とする場合があることを述べている。台風第10号の発生予測についても予測降水量および閉じた等圧線として擾乱が表現されるかどうかで確認した。図は、台風第10号の発生直後として8月22日3時を対象とした実況（気象衛星ひまわりによる水蒸気画像）とGSM解析値および予測値（20日15時初期値による予測（36時間前からの予測）から21日21時初期値による予測（6時間前からの予測）：前3時間降水量（mm）・地上風（kt）・海面更正気圧（hPa））である。GSMでは弱い低気圧性循環の擾乱は見られたが、台風ボーガスが利用されなかった21日3時初期値による予測（24時間前からの予測）までは、台風の中心付近において、衛星水蒸気画像の対流雲（赤い区域）に対応するような予測降水量の集中や閉じた等圧線としての擾乱を表現することができなかった。

台風第10号のGSMの全進路・強度予測結果の台風速報解析との比較



台風第10号の全球モデル(GSM)による予測位置(紫線)と台風速報解析位置(黒線)および強度(中心気圧(hPa:右上図)、風速(kt:右下図))を示す。予測位置については、8月21日9時初期値から9月1日9時初期値までのそれぞれ5.5日予測が描画されている。以下のような特徴が見られた。

(進路・強度予測)

(1)概ね22日の発生直後から24日までの予測(赤破線領域):台風速報解析位置に比べて、北緯25度線までの北上については解析位置・強度と大きな差異はない。その後、予測では北上し、北緯30度線付近の日本の南(紀伊半島の南)で北東へ転向し、東海地方～四国地方に上陸させる結果であったが、台風速報解析では、日本の南を北西進が続き、予測とは乖離する結果となった

(2)概ね25日～27日までの初期値による予測(緑破線領域):日本の南を西北西進後、鹿児島県奄美地方～九州上陸までは、台風速報解析位置とは大きな差異はない。強度予測では発達を予測し続けたが、台風速報解析では発達することなく、勢力を維持し続けた。その後は、予測では九州を縦断後、概ね日本海側を北上する結果であったが、台風速報解析では、上陸後は急速に勢力を弱めながら九州・四国をゆっくり東進し、予測とは乖離する結果となった

(3)概ね28日以降の初期値による予測(青破線領域):28日21時初期値あたりから、瀬戸内海を通過または四国を横断するような進路予測に変化し、台風速報解析と近い結果となった。強度予測については、台風速報解析と比べて、中心気圧がやや低めの傾向が見られた

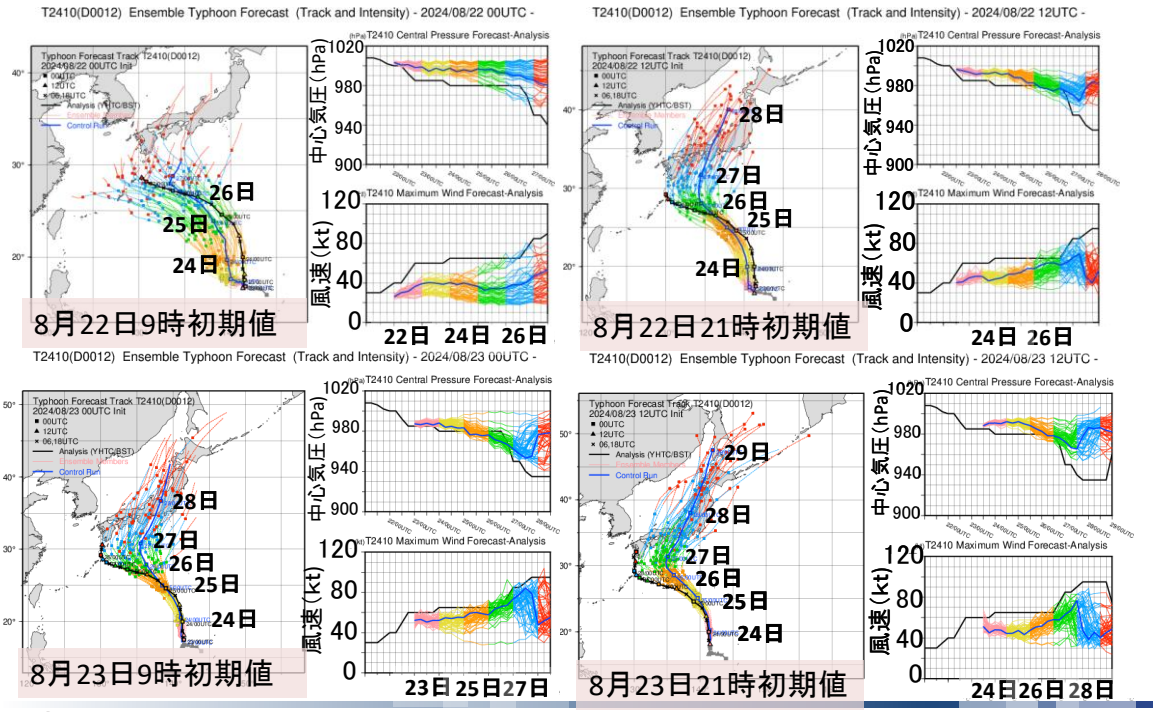
上記の内、以下のことについて、以降に示すアンサンブル予測結果も踏まえて説明する。

(1)の東海地方～四国地方に上陸させる予測となった要因と実際には日本の南を北西進した要因について考察した結果

(2)の日本の南を北西進中では、強度予測では発達を予測し続けたが、台風速報解析では発達することなく、勢力を維持し続けた要因について考察した結果

(2)と(3)の九州上陸・縦断後に概ね日本海側を通る予測から実際には九州上陸後に東寄りに進んだ要因について考察した結果

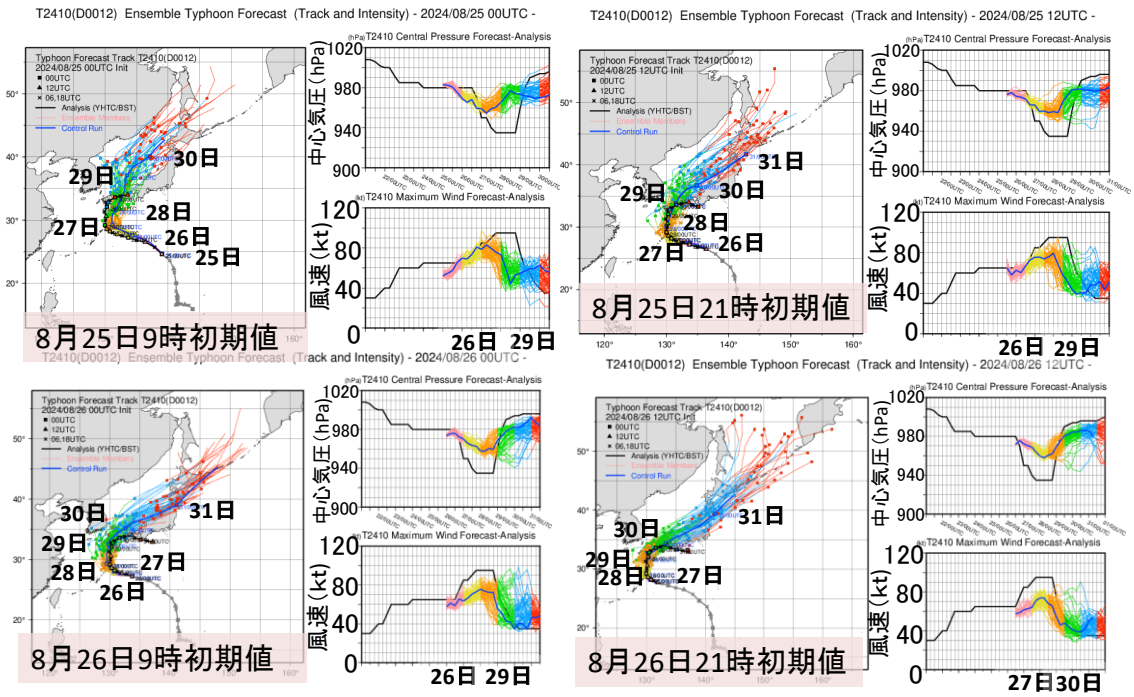
台風第10号の全球アンサンブル進路・強度予測結果（8月22日～23日）



全球アンサンブル予報システム（GEPS）による台風第10号の進路・強度予測（8月22日9時～23日21時初期値予測）の結果を示す。各初期値予測の左図が台風進路予測、右上図が中心気圧（hPa）の時系列予測、右下図が中心付近の最大風速（kt）を示す。青線は、コントロールランを示し、解析値から得られた初期値に人工的なバラつきを与えないで計算した結果である。また、日付はそれぞれコントロールランにおける9時の位置である。その他の色付の線は、解析値から得られた初期値に人工的な誤差を与えて計算した各メンバーの追跡結果である（概ね予測時間毎に色付けを変えている（例えば、8月22日9時初期値の場合は緑色は概ね8月25日対象の予測結果を示している））。

8月22日～23日の初期値の予測は、台風速報解析位置に比べて、北緯25度線までの北上については解析位置に大きな差異はないが、その後、予測では北上し、北緯30度線付近の日本の南（紀伊半島の南）で転向し、東海地方～四国地方に上陸させるメンバー予測が大半で、台風速報解析の結果と近いメンバーは少なかった。24日初期値の予測でも同様な結果であった（図略）。強度予測については、台風速報解析に比べ中心気圧がやや高めの傾向が見られた。

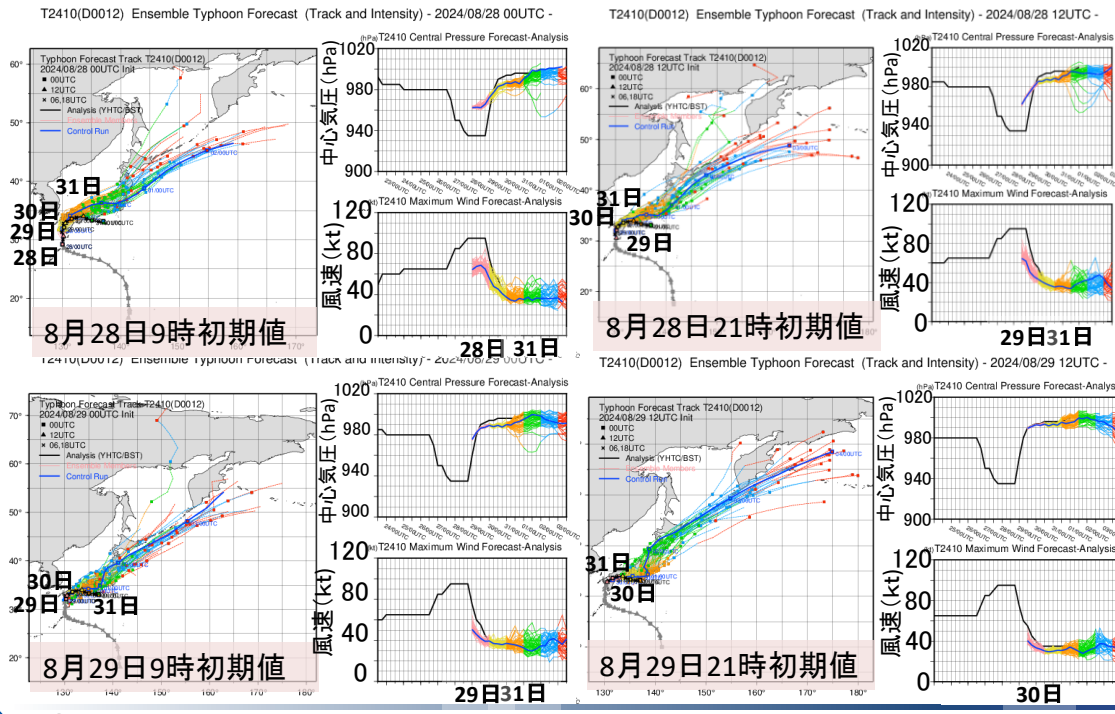
台風第10号の全球アンサンブル進路・強度予測結果（8月25日～26日）



GEPSによる台風第10号の進路・強度予測（8月25日9時～26日21時初期値予測）の結果を示す。各初期値予測の左図が台風進路予測、右上図が中心気圧（hPa）の時系列予測、右下図が中心付近の最大風速（kt）を示す。青線は、コントロールランを示し、解析値から得られた初期値に人工的な誤差を与えないで計算した結果である。また、日付はそれぞれコントロールランにおける9時の位置である。その他の色付の線は、解析値から得られた初期値に人工的なバラつきを与えて計算した各メンバーの追跡結果である（概ね予測時間毎に色付けを変えている（例えば、8月25日9時初期値の場合は緑色は概ね8月28日対象の予測結果を示している））。

8月25～26日初期値の予測から、大半のメンバーで九州または四国に上陸する進路予測となったが、25日初期値の予測では進行速度が台風速報解析値よりも速く、実況よりも早めに上陸させていた。26日以降では、実況よりも早めに上陸させる予測はなくなった。強度予測については、鹿児島県奄美地方通過時の27～28日の予測では台風速報解析に比べ中心気圧が高め、日本海へ達する予測だった29日以降は低めの傾向が見られた。27日初期値の予測では、26日初期値予測と同様な結果であった（図略）。

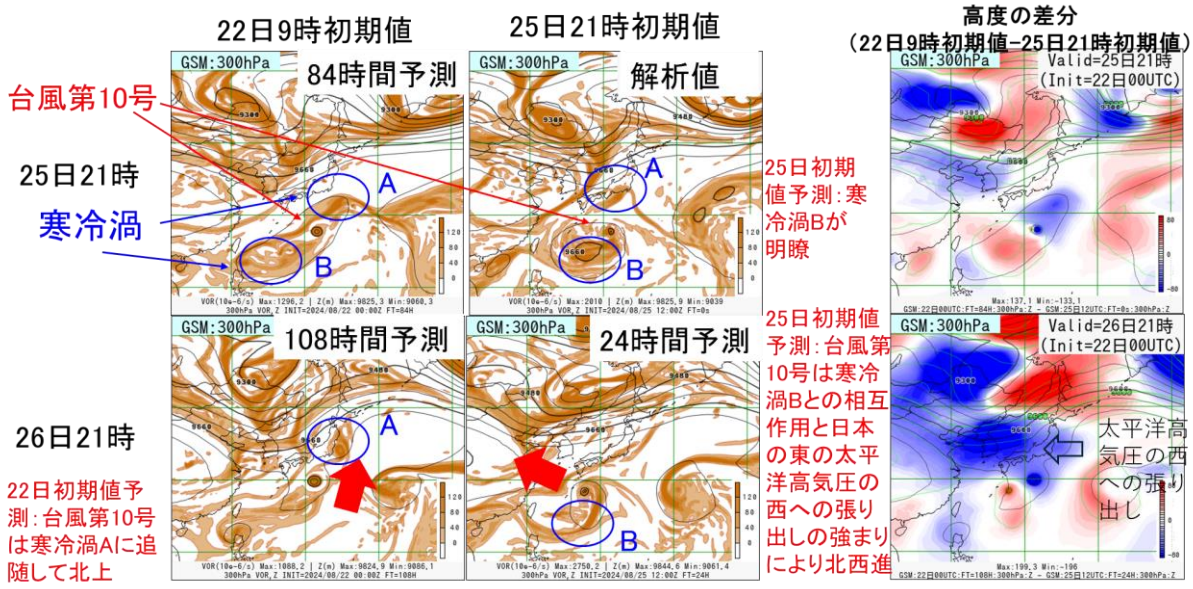
台風第10号の全球アンサンブル進路・強度予測結果（8月28日～29日）



GEPSによる台風第10号の進路・強度予測（8月28日9時～29日21時初期値予測）の結果を示す。各初期値予測の左図が台風進路予測、右上図が中心気圧（hPa）の時系列予測、右下図が中心付近の最大風速（kt）を示す。青線は、コントロールランを示し、解析値から得られた初期値に人工的な誤差を与えないで計算した結果である。また、日付はそれぞれコントロールランにおける9時の位置である。その他の色付の線は、解析値から得られた初期値に人工的なバラつきを与えて計算した各メンバーの追跡結果である（概ね予測時間毎に色付けを変えている（例えば、8月28日9時初期値の場合は緑色は概ね8月31日対象の予測結果を示している））。

28日21時の初期値の予測から、コントロールランの予測が、瀬戸内海を通過または四国を横断するような進路予測に変化し、台風速報解析と近い結果となり、各アンサンブルメンバーの予測もそれに応じて、日本海側を指向するものが少なくなった。

8月22日から24日までの初期値予測において東海地方～四国地方に上陸させる予測となった要因と実際には日本の南を北西進した要因

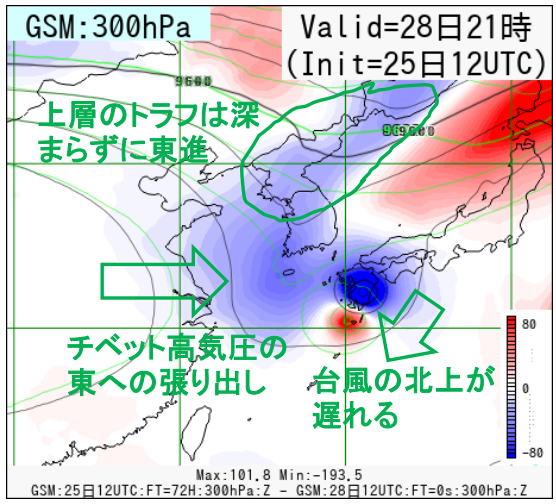


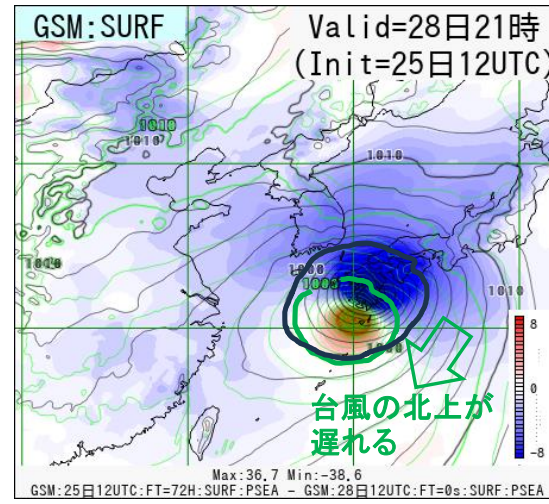
8月22日から24日までの初期値予測において、東海地方～四国地方に上陸させる予測となった要因と実際には日本の南を北西進した要因について推測する。図は300hPa高度・渦度で、東海地方～四国地方に上陸させる予測であった22日9時初期値予測（左図）と、日本の南を西北西進した25日21時初期値（解析値）とその予測（右図）を比較した結果である。上段が25日21時対象の84時間予測と解析値および84時間予測と解析値の高度場の差分（青いほど22日初期値の予測の方が高度場が低い）、下段が26日21時対象の108時間予測と24時間予測および108時間予測と24時間予測の高度場の差分（青いほど22日初期値の予測の方が高度場が低い）である。

22日9時初期値の予測では、84時間予測において、台風第10号の北東側と南西側にそれぞれAとBの寒冷渦があり、その後、台風第10号は寒冷渦Aに追随する形で北上した様子がみられる。よって、8月22日から24日までの初期値予測において、東海地方～四国地方に上陸させる予測となったのは、台風第10号の北東側の寒冷渦の影響を受けたことが考えられる。

25日21時初期値の予測では、解析値において、寒冷渦Aよりも寒冷渦Bが明瞭になっていることが分かる。そのため、台風第10号は寒冷渦Bとの相互作用と日本の東の太平洋高気圧の西への張り出しの強まりにより北西進する予測に変わったと考えられる。よって、実際に日本の南を北西進したのは、台風第10号の南西側の寒冷渦と日本の東の太平洋高気圧の西への張り出しの強まりによると考えられる。また、強度予測では発達を予測し続けたが、台風速報解析では発達することはなかった。台風第10号の南西側の寒冷渦の影響を受けた可能性がある。

九州上陸・縦断後に概ね日本海側を通る予測から実際には九州上陸後に東寄りに進んだ要因





緑線:8月28日21時初期値(解析値:FT=0)　黒線:8月25日21時初期値(予測値:FT=72)

8月25～27日初期値の予測では、九州上陸・縦断後に概ね日本海側を通る予測であったが、28日21時初期値以降の予測や実際の台風の進路において、九州上陸後に東寄りに進んだ要因について、GSMの300hPa高度(m)予測差図(左図:8月28日21時を対象とした8月25日21時初期値(黒線:FT=72)ー8月28日21時初期値(解析値:緑線:FT=0))とGSMの海面更正気圧(hPa)の予測差図(右図:8月28日21時を対象とした8月25日21時初期値(黒線:FT=72)ー8月28日21時初期値(解析値:緑線:FT=0))から推測する。青色の塗りつぶしの色が濃いほど、25日21時初期値の予測値の高度場又は気圧場が28日21時初期値(解析値)に比べて低い(解析値の方が高い)ことを示す。

25日21時初期値の予測では、朝鮮半島付近でトラフが深まり、台風第10号もこのトラフの深まりに対応して北上が早まっていることが確認できる。また、台風第10号の大きさを1000hPa半径を基準として確認(右図の各太線に対応)すると、予測値の方が大きさが大きいことが確認できる。台風の中心気圧は予測も解析値も960hPa程度である。これは、強く大きい台風ほど上層のジェットにのりやすい(Ito and Ichikawa 2021)ことと整合している。このことから、25日21時初期値の予測では、

・上層トラフが朝鮮半島付近で深まったこと

・台風が強く、大きさが大きかったこと

の特徴があり、結果として台風第10号は上層トラフに乗って、日本海側を北東寄りに進行したものと思われる。

実際(28日21時の解析値)は、

・上層のトラフは朝鮮半島付近で深まらず、東進したこと

・チベット方面からの高気圧の東への張り出しが強まったこと

の2つのことが影響して、台風の北上が予測より遅れ、ゆっくり東進したと考えられる。

まとめ（その１）

- 台風第10号について、GSMおよびGEPSを中心に台風の予測結果を確認した
  - 発生予測
    - 弱い低気圧性循環の風向きは見られたが、台風ボーガスが利用されなかった、台風発生から24時間前(21日3時初期値)までは、台風の中心付近において、衛星水蒸気画像の対流雲に対応するような予測降水量の集中や閉じた等圧線として擾乱を表現することができなかった
  - 進路・強度予測
    - 概ね22～24日初期値までの予測：北緯30度線の日本の南（紀伊半島の南）で北東へ転向し、東海地方～四国地方に上陸させる予測となったが、台風速報解析では日本の南を北西進が継続し、予測と台風速報解析の結果とは乖離した
    - 概ね25日～27日初期値までの予測：日本の南を西北西進後、鹿児島県奄美地方～九州上陸までは、台風速報解析位置とは大きな差異はない。強度予測では発達を予測し続けたが、台風速報解析では発達することなく、勢力を維持し続けた。その後は九州を縦断後、概ね日本海側を通る予測となっていたが、台風速報解析では上陸後は急速に勢力を弱めながら、九州、四国をゆっくり東進し、台風速報解析の結果とは乖離した。また、GEPSの強度予測については、鹿児島県奄美地方通過時の27～28日の予測では台風速報解析に比べ中心気圧が高めで、台風の発達を表現できなかった
    - 28日以降の初期値の予測：28日21時初期値あたりから、瀬戸内海を通過または四国を横断するような進路予測に変化し、台風速報解析と近い結果となった。強度予測については、台風速報解析と比べて、中心気圧がやや低めの傾向が見られた

令和6（2024）年台風第10号の数値予報の予測結果についてまとめた。

まとめ（その2：考察）

- 8月22日から24日までの初期値予測において、東海地方～四国地方に上陸させる予測となった要因について
  - 台風第10号の北東側の寒冷渦の影響を受けたことが考えられる
- 上記項目に関して、実際には日本の南を北西進した要因について
  - 台風第10号の南西側の寒冷渦と日本の東の太平洋高気圧の西への張り出しの強まりによると考えられる
- 日本の南を北西進中では、強度予測では発達を予測し続けたが、台風速報解析では発達しなかった要因について
  - 台風第10号の南西側の寒冷渦の影響を受けた可能性がある
- 九州上陸・縦断後に概ね日本海側を通る予測から実際には九州上陸後に東寄りに進んだ要因について
  - 25日21時初期値の予測では、上層トラフが朝鮮半島付近で深まったこと、台風が強く、大きさが大きかったことの特徴があり、結果として台風第10号は上層トラフに乗って、日本海側を北東寄りに進行した
  - 実際（28日21時の解析値）は、上層のトラフは朝鮮半島付近で深まらず、東進したこと、チベット方面からの高気圧の東への張り出しが強まったことの2つのことが影響して、台風の北上が予測より遅れ、ゆっくり東進した

参考文献

- Ito, K and H. Ichikawa, 2021 : Warm Ocean Accelerating Tropical Cyclone Hagibis (2019) through Interaction with a Mid-Latitude Westerly Jet, SOLA, 17A, 1–6.

第4章　資料編

数値予報課が所掌する数値予報システムとガイダンスの概要、およびプロダクトの送信時刻に関する情報を以下の表に示す（2024 年 9 月 30 日現在）。表中の用語については、平成 30 年度数値予報研修テキスト第 II 部「数値予報の基礎知識」も参照のこと。

4.1　数値予報システムの概要一覧表

4.1.1　全球数値予報システム（全球モデル (GSM) ・全球解析 (GA)）

数値予報モデル（全球モデル（GSM））	
水平分解能	TQ959（格子間隔約 13 km：0.125°）[1]
鉛直層数	128 層（最上層 0.01 hPa）
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC
予報時間	132 時間（5.5 日）（初期時刻：06, 18UTC） 264 時間（11 日）（初期時刻：00, 12UTC）
境界値	
地中温度	予測する（初期値は解析値[2]）
土壌水分	飽和度を予測する（初期値のうち、１～３層は解析値、４～７層は気候値）
積雪被覆	予測した積雪水当量を用いて積雪被覆率を診断する（初期値は全球解析による）
海面水温	全球海面水温解析値（海洋気象情報室作成：0.25° 格子）の平年偏差を、予報時間により季節変動する気候値に加えたもの
海氷分布	南北半球ごとの全球海氷密接度解析値（海洋気象情報室作成：0.25° 格子）の海氷面積平年偏差を維持するように、海氷密接度の初期偏差固定予測値を気候値で修正したもの

[1] 水平分解能については、T は三角形波数切断を、L は 1 次格子を、Q は 2 次格子を、数字は切断波数をそれぞれ表す。
[2] 観測データは同化されておらず、解析システム内で予測された値が利用されている。

解析（データ同化）システム（全球解析（GA））	
データ同化手法	局所アンサンブル変換カルマンフィルタ（LETKF）を用いたハイブリッド 4 次元変分法
水平分解能	アウターモデル[3]の水平分解能：TQ959（格子間隔約 13 km：0.125°）[1] インナーモデル[3]の水平分解能：TL319（格子間隔約 55 km：0.5625°）[1]
鉛直層数	128 層（最上層 0.01 hPa）＋地上[4]
アウターループの繰返し回数	2 回
インナーループの繰返し回数	約 35 回
気候学的背景誤差共分散のための制御変数	相対渦度、非バランス発散、非バランス気温、非バランス地表気圧、対数比湿
アンサンブル共分散のための共分散膨張	適合型乗算（adaptive multiplicative）共分散膨張。誤差標準偏差の水平全球平均の鉛直プロファイルを、気候学的背景誤差共分散とアンサンブル共分散で整合させるための共分散膨張も追加的に使用。
アンサンブル共分散のための局所化	ガウス関数。局所化スケール (ガウス関数で exp(-1/2) となる距離）は水平方向は 800km（比湿については 400km)、鉛直方向は 0.8 スケールハイト
ハイブリッド共分散のための重み	50 hPa より下層で気候学的共分散、アンサンブル共分散は共に 0.5 で、それより上層では、それぞれ 1, 0 に近づける。
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の 3 時間前から 3 時間後まで
観測の待ち受け時間	速報解析[5]：2 時間 20 分 サイクル解析[5]：11 時間 50 分（初期時刻：00, 12UTC） 7 時間 50 分（初期時刻：06, 18UTC）
利用する主な観測（観測データもしくは算出データ）	ラジオゾンデ（気圧、気温、湿度、風)、ウィンドプロファイラ（風)、航空機（気温、風)、地上（気圧[4])、船舶・ブイ（気圧[4])、地上 GNSS（大気遅延量)、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風)、衛星マイクロ波散乱計（海上風)、衛星マイクロ波サウンダ（輝度温度)、衛星マイクロ波イメージャ（輝度温度)、衛星赤外放射計（輝度温度)、静止衛星赤外イメージャ（輝度温度)、衛星 GNSS 掩蔽（屈折角）
台風ボーガス	疑似観測値（海面更正気圧、風）を利用

[3] アウターモデルは第一推定値の計算に用いるモデル。インナーモデルは解析修正量を求める計算に用いるモデル。
[4] 地上観測および船舶・ブイ観測の気温・風・湿度のデータは、2 次元最適内挿法による地上解析値作成に利用される。ただし、この地上解析値はモデルの初期値としては使われない。
[5] 全球解析には予報資料を作成するために行う速報解析と観測データを可能な限り集めて正確な実況把握のために行うサイクル解析の 2 種類の計算がある。

LETKF 計算の詳細	
水平分解能	TL319（格子間隔約 55 km：0.5625°）[1]
鉛直層数	128 層（最上層 0.01 hPa）
メンバー数	100 メンバー
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法
初期値化	地上気圧時間変化率の解析に基づいた水平発散の調節（Hamrud et al. 2015）
共分散膨張	適合型乗算（adaptive multiplicative）共分散膨張
局所化	ガウス関数。局所化スケール (ガウス関数で exp(-1/2) となる距離）は水平方向は 400km（水蒸気に感度のある観測に対しては 300km)、鉛直方向は 0.6 スケールハイト（地上気圧と GNSS 天頂遅延量観測については、1.2 スケールハイト)、時間方向には 3 時間。衛星輝度温度観測に対しては、規格化（ピーク値で除算）した荷重関数の平方根と、荷重関数のピーク位置を中心とするガウス関数（スケールは $0.6\sqrt{2}$ スケールハイト）との最大値を鉛直局所化関数として使用。
リセンタリング	解析アンサンブルは、アンサンブル平均が 4 次元変分法の解析値と整合するようリセンタリングされる。
観測データの利用方法	全球解析に準ずる。但し、衛星赤外放射計は利用しない。
同化ウィンドウ	4 次元変分法と同じ
積雪深解析の詳細	
データ同化手法	2 次元最適内挿法
水平分解能	TQ959（格子間隔約 13 km：0.125°）[1]
第一推定値	モデル予測値を衛星観測から推定した積雪域で補正したもの
利用する観測	SYNOP 積雪深、アメダス積雪深[6]、衛星マイクロ波イメージャ（輝度温度[7]）
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC
土壌水分解析の詳細	
データ同化手法 [8]	2 次元最適内挿法（地上解析） Simplified Extended Kalman Filter(土壌水分解析本体)
水平分解能	TQ959（格子間隔約 13 km：0.125°）[1]
解析対象	土壌第 1-3 層の飽和度
第一推定値	モデル予測値
利用する観測	SYNOP 地上気温、相対湿度
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC

[6] アメダス積雪深のデータは、日本域において積雪深解析の結果を修正する処理でのみ利用される。
[7] 輝度温度から積雪域を推定し、第一推定値の作成で利用。解析本体では利用しない。
[8] 土壌水分解析は 2 段階で行われる。まず、地上気温・相対湿度観測を同化した地上解析値を作成する。次に地上解析値を観測値とみなし、地上気温・相対湿度と土壌水分の相関関係を利用して土壌水分を解析する。

4.1.2 全球アンサンブル予報システム (GEPS)

数値予報モデル			
水平分解能	TQ479（格子間隔約 27 km：0.25°）[1] (18 日まで) TQ319（格子間隔約 40 km：0.375°）[1] (18 日以降)		
鉛直層数	128 層（最上層 0.01 hPa）		
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC		
予報時間	132 時間（5.5 日）（初期時刻：06, 18UTC） 264 時間（11 日）（初期時刻：00UTC） 432 時間（18 日）（初期時刻：12UTC） 816 時間（34 日）（初期時刻：12UTC、火曜日・水曜日のみ）		
メンバー数	51 メンバー（50 摂動ラン＋コントロールラン）(18 日まで) 25 メンバー（24 摂動ラン＋コントロールラン）(18 日以降)		
初期値および摂動作成手法			
初期値	全球解析値を TQ479 へ解像度変換したもの		
初期摂動作成手法	特異ベクトル (SV) 法及び LETKF [9]		
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法（摂動ランのみ）		
下部境界摂動作成手法	海面水温摂動（摂動ランのみ）		
SV 計算の詳細			
SV 計算の対象領域	北半球領域	熱帯領域	南半球領域
	30°N～90°N	30°S～30°N	30°S～90°S
接線形・随伴モデルの分解能	TL63（格子間隔約 270 km ）[1]、鉛直層数 40		
接線形・随伴モデルの物理過程	初期値化、水平拡散、境界層過程、地表面フラックス	（左に加えて）積雲対流過程、重力波抵抗、長波放射、雲水過程、レイリー摩擦、乾燥対流調節	（北半球領域と同じ）
評価時間	48 時間	24 時間	（北半球領域と同じ）
摂動の大きさの評価（ノルム）	湿潤トータルエネルギー		
初期摂動の振幅	モデル第 15 層（約 500 hPa）の気温の二乗平均平方根が 0.23 K	モデル第 6 層（約 850 hPa）の気温の二乗平均平方根が 0.20 K	（北半球領域と同じ）
SV から初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法		
利用する SV の数	最大 50 個	最大 35 個	（北半球領域と同じ）

[9] 全球速報解析で LETKF 用に計算された 6 時間予報のアンサンブルを使用している。

4.1.3 メソ数値予報システム（メソモデル (MSM) ・メソ解析 (MA) ）

数値予報モデル	
水平分解能と計算領域	格子間隔：5 km、計算領域：東西 4,080 km × 南北 3,300 km
鉛直層数	96 層（最上層 37.5 km）
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
予報時間	78 時間（初期時刻：00, 12UTC）, 39 時間（初期時刻：03, 06, 09, 15, 18, 21UTC）
境界値	
地中温度	予測する（初期値の地表面および地中の第 1 層から第 6 層は解析値、第 7, 8 層は気候値）
土壌水分	体積含水率を予測する（初期値は解析値[2]）
積雪被覆	全球積雪深解析（日本域以外）及び観測で修正したオフライン陸面モデル（日本域）の被覆分布に固定
海面水温	北西太平洋高解像度海面水温解析値（海洋気象情報室作成：0.1° 格子）を初期値とし、1 次元海洋混合層モデルにて予測
海氷分布	北半球海氷解析値（海洋気象情報室作成：0.1° 格子）に固定
側面境界	全球モデル予報値[10]
解析（データ同化）システム	
データ同化手法	4 次元変分法
水平分解能	アウターモデル[3]の水平格子間隔：5 km インナーモデル[3]の水平格子間隔：15 km
鉛直層数	アウターモデル　96 層＋地上[4] インナーモデル　48 層＋地上[4]
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の 3 時間前から解析時刻まで
観測の待ち受け時間	50 分
利用する主な観測（観測データもしくは算出データ）	ラジオゾンデ（気圧、気温、湿度、風）、ウィンドプロファイラ（風）、航空機（気温、風）、地上（気圧[4]、湿度、積雪深）、船舶・ブイ（気圧[4]）、アメダス（湿度、積雪深）、地上 GNSS・船舶 GNSS（可降水量）、空港気象レーダー（ドップラー速度）、気象レーダー（解析雨量、ドップラー速度、反射強度[11]）、地上マイクロ波放射計（可降水量）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）、衛星マイクロ波散乱計（海上風）、衛星マイクロ波サウンダ（輝度温度）、衛星マイクロ波イメージャ（降水強度、輝度温度）、衛星赤外放射計（輝度温度）、静止衛星赤外イメージャ（輝度温度）、衛星二周波降水レーダー（反射強度[11]）、衛星 GNSS 掩蔽（屈折率）
台風ボーガス	疑似観測値（海面更正気圧、風）を利用

[10] 例えば、初期時刻 00UTC の全球モデル予報値を初期時刻 03, 06UTC のメソモデルの側面境界値として利用する。
[11] 反射強度から相対湿度プロファイルを推定して、相対湿度として同化している。

4.1.4 メソアンサンブル予報システム（MEPS）

数値予報モデル	
水平分解能と計算領域	格子間隔：5 km、計算領域：東西 4,080 km × 南北 3,300 km
鉛直層数	96 層（最上層 37.5 km）
初期時刻	00, 06, 12, 18 UTC
予報時間	39 時間
メンバー数	21 メンバー（20 摂動ラン + コントロールラン）
初期値および摂動作成手法	
初期値	メソ解析値
初期摂動作成手法	特異ベクトル (SV) 法： 水平格子間隔 40 km のメソ SV (MSV40) + 水平格子間隔 80 km のメソ SV (MSV80) + 全球モデルに基づく全球 SV (GSV)
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法（摂動ランのみ）
側面境界摂動作成手法	SV 法 (GSV)
下部境界摂動作成手法	なし
SV 計算の詳細	
SV 計算の対象領域	MSV: 125 ° E-145 ° E, 25 ° N-45 ° N において 925 hPa の渦度によりターゲット域を動的に変更（35 ° N 以南、130 ° E 以東の格子点において，MSV40 では 925 hPa の渦度が 10 $[10^{-6}s^{-1}]$ 以下，MSV80 では 渦度が 0 $[10^{-6}s^{-1}]$ 以下の領域を対象領域から除外）, GSV: 120 ° E-170 ° E, 25 ° N-45 ° N
接線形・随伴モデルの分解能	MSV40: 水平格子間隔 40 km, 鉛直層数 38, MSV80: 水平格子間隔 80 km, 鉛直層数 38, GSV: 全球アンサンブル予報システム（GEPS）と同じ
評価時間	MSV40: 6 時間、MSV80: 15 時間、GSV: 45 時間
摂動の大きさの評価（ノルム）	MSV: 湿潤トータルエネルギー, GSV: 乾燥トータルエネルギー
初期摂動の振幅	SV の絶対値の領域平均が基準値（南北風・東西風 1.8 m/s, 温位 0.7 K, 水蒸気 0.001 kg/kg）となるように倍率を定めた後、上限値（南北風・東西風 5.13 m/s、温位 3.42 K、水蒸気 0.00513 kg/kg）により倍率を修正
SV から初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法
利用する SV の数	MSV40: 10, MSV80: 10, GSV: 20

4.1.5 局地数値予報システム（局地モデル (LFM) ・局地解析 (LA) ）

数値予報モデル	
水平分解能と計算領域	格子間隔：2 km、計算領域：東西 3,160 km × 南北 2,600 km
鉛直層数	76 層（最上層 21.8 km）
初期時刻	毎正時
予報時間	18 時間（初期時刻：00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC）, 10 時間（初期時刻：左記以外の正時）
境界値	
地中温度	予測する（初期値は解析値[2]）
土壌水分	体積含水率を予測する（初期値は解析値）
積雪被覆	メソモデルで利用している積雪被覆の内挿値に固定
海面水温	北西太平洋高解像度海面水温解析値（海洋気象情報室作成：0.1° 格子）に固定
海氷分布	北半球海氷解析値（海洋気象情報室作成：0.1° 格子）に固定
側面境界	メソモデル予報値[12]
解析（データ同化）システム	
データ同化手法	ハイブリッド 3 次元変分法[13]
水平分解能	格子間隔：5 km
鉛直層数	48 層（最上層 21.8 km）＋地上
解析時刻	毎正時
同化ウィンドウ	各解析時刻の 3 時間前から解析時刻まで
観測の待ち受け時間	30 分
利用する主な観測（観測データもしくは算出データ）	ラジオゾンデ（気圧、気温、湿度、風）、ウィンドプロファイラ（風）、航空機（気温、風）、地上（気圧、湿度）、船舶・ブイ（気圧）、アメダス（気温、風、湿度）、地上 GNSS・船舶 GNSS（可降水量）、空港気象レーダー（ドップラー速度）、気象レーダー（ドップラー速度、反射強度[11]）、地上マイクロ波放射計（可降水量）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）、衛星マイクロ波散乱計（土壌水分、海上風）、衛星マイクロ波サウンダ（輝度温度）、衛星マイクロ波イメージャ（輝度温度、土壌水分）、衛星赤外放射計（輝度温度）、静止衛星赤外イメージャ（輝度温度）
台風ボーガス	利用しない

[12] 局地モデル実行開始時の最新のメソモデル予報値を側面境界値として利用する。初期時刻、日々の計算時間によって変動するものの、通常、局地モデル初期時刻の 1〜4 時間前を初期時刻とするメソモデル予報値を利用する。

[13] 解析時刻の 3 時間前を、メソモデル予報値を第一推定値として 3 次元変分法により解析する。その後、その解析値からの 1 時間予報値を推定値として 3 次元変分法により解析する。これを 3 回繰り返す。 3 次元変分法の背景誤差には、メソモデルから作成された気候学的な値とメソアンサンブル予報システムの予報値から求めた気象場に応じた値を混ぜて用いる。なお、第一推定値として用いるメソモデル予報値は、通常 FT=0, 1, 2 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を、FT=0 は 03UTC の、FT=1 は 04UTC の、FT=2 は 05UTC の局地解析の第一推定値にそれぞれ利用する。

[14] 局地モデル予報値を第一推定値として、3 次元変分法により解析する。なお、第一推定値として用いる局地モデル予報値は、通常 FT=3, 3.5 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC の局地モデル予報値の FT=3 を 03:00UTC の、FT=3.5 を 03:30UTC の三十分大気解析の第一推定値としてそれぞれ利用する。

[15] 地上と上空を独立に解析した後、境界層内については地上と上空の修正量の線形結合をとり、これを修正量とする。

[16] 特にアメダス観測については、解析値を観測値に強く寄せる設定を用いている。また、海岸付近のアメダス観測の強い影響が海上に及ばないよう、解析を実行した後にフィルタを適用している。

4.1.6 三十分大気解析

解析（データ同化）システム	
データ同化手法	3 次元変分法[14]
水平分解能と計算領域	格子間隔：2 km、計算領域：東西 3,160 km × 南北 2,600 km
鉛直層数	76 層（最上層 21.8 km）＋地上[15]
解析時刻	毎正時および毎正時 30 分
観測の待ち受け時間	18 分
利用する主な観測（観測データもしくは算出データ）	ウィンドプロファイラ（風）、航空機（気温、風）、アメダス[16]（気温、風）、空港気象レーダー（ドップラー速度）、気象レーダー（ドップラー速度）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）
台風ボーガス	利用しない
備考	出力要素：風、気温

4.1.7 季節アンサンブル予報システム (季節 EPS)

数値予報モデル	
水平分解能	大気: TL319（格子間隔約 55 km：0.5625°)[1] 海洋: 格子間隔約 25 km：0.25° × 0.25°
鉛直層数	大気: 100 層（最上層 0.01 hPa） 海洋: 60 層
初期時刻	00UTC
予報時間	240 日間
モデル領域	全球
メンバー数	5 メンバー（4 摂動ラン＋コントロールラン）
初期値および摂動作成手法	
初期値	大気: JRA-3Q （遅延解析)、全球速報解析（速報解析） 陸面: オフライン地表面解析値 海洋: MOVE/MRI.COM-G3 (Global version 3) 4D-Var 海氷: MOVE/MRI.COM-G3 (Global version 3) 3D-Var
初期摂動作成手法	大気: 熱帯・北半球・南半球 成長モード育成 (BGM) 法 海洋: 海洋解析誤差摂動
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法

4.1.8 長期再解析 (JRA-3Q)

解析（データ同化）システム	
解析期間	1947 年 9 月以降
基本システム	2018 年 12 月時点の気象庁現業システム
データ同化手法	4 次元変分法
水平分解能	アウターモデル[3]：TL479（格子間隔約 40 km：0.375°）[1] インナーモデル[3]：TL319（格子間隔約 55 km：0.5625°）[1]
鉛直層数	100 層（最上層 0.01 hPa）＋地上[4]
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の 3 時間前から 3 時間後まで
観測の待ち受け時間	35 時間 20 分（初期時刻：00UTC） 30 時間 20 分（初期時刻：06UTC） 25 時間 00 分（初期時刻：12UTC） 19 時間 20 分（初期時刻：18UTC）
利用する主な観測（観測データもしくは算出データ）	ラジオゾンデ（気圧、気温、湿度、風）、ウィンドプロファイラ（風）、航空機（風）、地上（気圧[4]）、船舶・ブイ（気圧[4]）、地上 GNSS（大気遅延量）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）、衛星マイクロ波散乱計（海上風）、衛星マイクロ波サウンダ（輝度温度）、衛星マイクロ波イメージャ（輝度温度）、衛星赤外放射計（輝度温度）、静止衛星赤外イメージャ（輝度温度）、衛星 GNSS 掩蔽（屈折角）
熱帯低気圧ボーガス	疑似観測値（海面更正気圧、風）を利用
海面水温及び海氷	1985 年 5 月まで: COBE-SST2（1 度格子） 1985 年 6 月以降: MGDSST（0.25 度格子）
オゾン	MRI-CCM2（水平分解能: TL159（格子間隔約 110 km：1.1°）[1]、鉛直層数: 64 層）

4.1.9 波浪モデル（全球・沿岸）

モデル名称	全球波浪モデル (GWM)	沿岸波浪モデル (CWM)
モデル種類	第三世代波浪モデル MRI-III	
モデル領域	極域を除く全球 75°N - 75°S 0°E - 180° - 0°W	日本近海 50°N - 20°N 120°E - 150°E
水平分解能（格子点数）	0.25° × 0.25° (1440 × 601)	0.05° × 0.05° (601 × 601)
タイムステップ (移流項) (ソース項)	 5 分 15 分	 1 分 3 分
初期時刻	00,06,12,18UTC	
予測期間 (06UTC, 18UTC) (00UTC, 12UTC)	 132 時間 264 時間	 132 時間 132 時間
周波数成分	900 成分 25 周波数 (0.0375 〜 0.3 Hz、対数分割) 36 方位	
初期値	最適内挿法による解析	
側面境界値	-	全球波浪モデル
大気外力	GSM	
	台風周辺では藤田の式に基づく台風ボーガスを使用	
浅海効果	屈折、海底摩擦を考慮	

4.1.10 波浪アンサンブル予報システム

モデル名称	波浪アンサンブル予報システム
モデル種類	第三世代波浪モデル MRI-III
モデル領域	極域を除く全球 75°N - 75°S 0°E - 180° - 0°W
水平分解能（格子点数）	0.5° × 0.5° (720 × 301)
タイムステップ (移流項) (ソース項)	 10 分 30 分
初期時刻	00,12UTC
予測期間	264 時間
周波数成分	900 成分 25 周波数 (0.0375 〜 0.3 Hz、対数分割) 36 方位
アンサンブルメンバー数	51 メンバー
初期値	最適内挿法による解析
大気外力	GEPS
浅海効果	屈折、海底摩擦を考慮

4.1.11 高潮モデル（日本域高潮モデル・日本域台風時高潮確率予報システム・アジア域高潮アンサンブル予報システム）

モデル名称	日本域高潮モデル	日本域台風時高潮確率予報システム[17]
支配方程式	二次元浅水長波方程式	
離散化手法	有限差分法	
格子	スタッガード格子 (Arakawa-C)	
モデル領域	20°N - 50°N, 117.4°E - 150°E	
水平分解能	約 1, 2, 4, 8, 16 km (アダプティブメッシュにつき可変)	
タイムステップ	4 秒	
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	
予報時間	78 時間 (00, 12UTC) 39 時間 (03, 06, 09, 15, 18, 21UTC)	132 時間 (00, 06, 12, 18UTC) 39 時間 (03, 09, 15, 21UTC)
メンバー数	台風時: 6 通り (MSM + 台風ボーガス 5) 非台風時: 1 通り (MSM のみ)	21 通り (気象庁の台風発表予報の進路 + この進路を中心として進行方向に直交する方向に左右にそれぞれ 10 メンバー)

モデル名称	アジア域高潮アンサンブル予報システム
支配方程式	二次元浅水長波方程式
離散化手法	有限体積法
格子	スタッガード格子 (Arakawa-B)
モデル領域	0° - 50°N, 95°E - 180°E
水平分解能	約 1.5 km〜約 50 km
タイムステップ	4 秒
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC
予報時間	132 時間
メンバー数	台風時: 52 通り (GSM + GEPS51 メンバー) 非台風時: 1 通り (GSM のみ)
大気外力	GSM, GEPS
	台風周辺では藤田の式に基づく台風ボーガスを使用

[17] 非台風時には動作しない

4.1.12 日本沿岸海況監視予測システム

モデル名称	日本沿岸海況監視予測システム（解析）
支配方程式	プリミティブ方程式（自由表面あり）
離散化手法	有限差分法（水平方向、鉛直方向）
モデル領域	GLB [18] : 全球 NPR [18] : 15°S - 63°N, 99°E - 75°W
ネスティング	GLB : なし NPR : GLB からの単方向オフラインネスティング
水平分解能	GLB: 東西 1° × 南北 0.3 - 0.5° NPR: 東西 1/11° ×南北 1/10° （日本周辺。他領域では粗い格子を使用）
鉛直層	60 (GLB は海底境界層 1 層を追加)
格子点数	GLB: $364 \times 366 \times 61 = 8,126,664$ NPR: $1334 \times 578 \times 60 = 46,263,120$
移流スキーム	QUICK
鉛直混合スキーム	GLS
海氷モデル	5 カテゴリ海氷モデル 熱力学過程 力学過程
大気外力	熱フラックス、降水量、海上風、海面気圧、気温、湿度 遅延解析: JRA-3Q 速報解析: GSM
河川水流入	JRA55-do (Tsujino et al. 2018) 気候値
データ同化手法	GLB: 3D-Var （データ同化ウインドウ 5 日） NPR: 4D-Var（データ同化ウインドウ 10 日)
解析変数	水温、塩分（2000 m 以浅）
海氷同化手法	ナッジング
同化に使用する観測データ	現場観測水温・塩分 衛星海面高度計観測 (Jason-3, Cryosat-2, Saral, Sentinel-3A/B, HaiYang-2B) 海面水温 (MGDSST)、海氷密接度 (マイクロ波放射計)

[18] GLB: 全球モデル、NPR: 北太平洋モデル

モデル名称	日本沿岸海況監視予測システム（予報）
支配方程式	プリミティブ方程式（自由表面あり）
離散化手法	有限差分法（水平方向、鉛直方向）
Model domain	GLB: 全球 NP [19] : 15°S – 63°N, 99°E – 75°W JPN [19] : 20° – 52°N, 117° – 160°E
ネスティング	GLB-NP 双方向オンラインネスティング JPN: NP からの単方向オフラインネスティング
水平分解能	GLB: 東西 1° × 南北 0.3 - 0.5° NP: 東西 1/11° ×南北 1/10° JPN: 東西 1/33° ×南北 1/50°
鉛直層	60 (GLB は海底境界層 1 層を追加)
格子点数	GLB: $364 \times 366 \times 61 = 8,126,664$ NP: $2049 \times 784 \times 60 = 96,384,960$ JPN: $1423 \times 1604 \times 60 = 136,949,520$
移流スキーム	Second-Order Moment
鉛直混合スキーム	GLS
海氷モデル	5 カテゴリ海氷モデル 熱力学過程 力学過程
潮汐力	主要 8 分潮
大気外力	熱フラックス、降水量、海上風、海面気圧、気温、湿度 11 日予報: GSM 12-31 日予報: GEPS・JRA-55 気候値
河川水流入	JRA55-do 気候値
初期値化	GLB-3DVAR、NPR-4DVAR 解析結果を IAU にて同化（IAU 期間: 3 日）
海氷初期化	GLB, NP: マイクロ波放射計に基づく海氷解析にナッジング JPN: 気象庁海氷速報解析にナッジング
予測期間	GLB, NP: 31 日 JPN: 11 日

[19] NP: 北太平洋モデル、JPN: 日本近海モデル

4.1.13 黄砂解析予測システム（全球エーロゾルモデル）

モデル名称	全球エーロゾルモデル
力学フレーム	全球スペクトルモデル
気象モデル	MRI-AGCM3(GSMUV)
水平分解能	TL479（格子間隔約 40km：0.375 ° ）
鉛直総数	40 層（最上層 0.4hPa）
予報時間	96 時間（初期時刻：12UTC）
気象場のナッジング	全球解析値及び全球予報値（u, v, T）
エーロゾルモデル	MASINGAR mk-2 rev.3
予測エーロゾル変数	10 種類の粒径の球状石英（0.2〜20 μ m）、10 種類の粒径の海塩（0.2〜20 μ m）、硫酸塩、黒色炭素、有機炭素
黄砂発生過程	粒径、植生、地表面状態（土壌水分、積雪）、地上風速に依存する
沈着過程	重力落下（乾性沈着）、雲粒に吸収・降水による除去（湿性沈着）
黄砂解析システム	
エーロゾル同化手法	2DVAR
利用する観測（観測データ）	ひまわり 8 号・9 号（光学的厚さ）

4.1.14 紫外線予測システム（全球化学輸送モデル）

モデル名称	全球化学輸送モデル
力学フレーム	全球スペクトルモデル
気象モデル	MRI-AGCM3(GSMUV)
水平分解能	TL159（格子間隔約 110km：1.1 ° ）
鉛直総数	64 層（最上層 0.01hPa）
予報時間	120 時間（初期時刻：12UTC）
気象場のナッジング	全球解析値及び全球予報値（u, v）
化学モデル	MRI-CCM2
取り扱う大気微量成分	オゾン及び関連化学種
化学過程	光解離反応、気相反応、不均一反応
オゾン解析システム	
オゾン同化手法	ナッジング
利用する観測（観測データ）	衛星観測（オゾン全量）

4.1.15 二酸化炭素解析システム（二酸化炭素輸送モデル）

モデル名称	二酸化炭素輸送モデル（GSAM-TM）
力学フレーム	全球スペクトルモデル
水平分解能	TL159（格子間隔約 110km：1.1°）[1]
鉛直層数	60 層（最上層 0.1hPa）
気象場のナッジング	JRA-55 (u, v)
二酸化炭素同化手法	ベイズ統合逆解析
利用する観測（観測データ）	地上観測、船舶観測、航空機観測（二酸化炭素濃度）

4.1.16　数値予報モデル（全球モデル、メソモデル、局地モデル）の鉛直層と対応する気圧

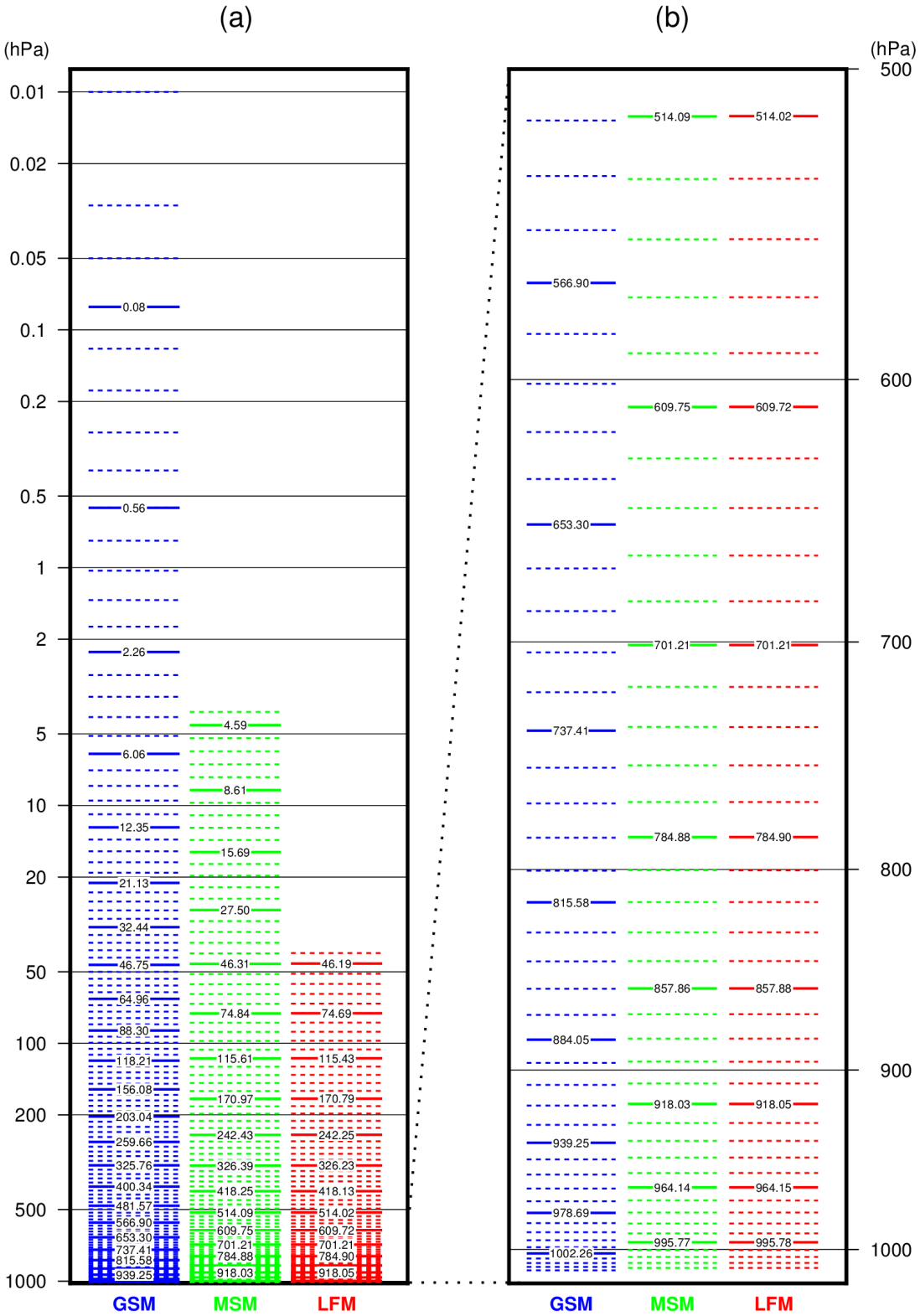


図 4.1.1　数値予報モデルの鉛直層（全球モデル GSM 128 層、メソモデル MSM 96 層、局地モデル LFM 76 層）と対応する気圧。縦軸は気圧（hPa）。図中の値は、標準大気を仮定した場合の数値予報モデルの鉛直層と気圧であり、気圧の値は 5 層刻みで表示。(a) GSM, MSM, LFM について最下層気圧から 0.01 hPa までを示した図、(b) 最下層気圧から 500 hPa までを拡大した図。GSM は下部境界の気圧を参照する σ-p ハイブリッド座標での気圧の値を示しており、MSM, LFM は幾何高度を参照するハイブリッド座標で下部境界が 0 m（平均海面）の場合の幾何高度を気圧に変換した値を示している。全球アンサンブル予報システムと GSM、メソアンサンブル予報システムと MSM は、それぞれ同じ鉛直層を使用している。

表 4.1.1　全球モデル GSM の鉛直 128 層と対応する気圧と高度。標準大気を仮定した場合の鉛直層と気圧、高度を表示。

層番号	気圧 (hPa)	高度 (m)	層番号	気圧	高度	層番号	気圧	高度	層番号	気圧	高度
128	0.01	79302.24	96	29.96	23857.17	64	213.58	11367.28	32	704.27	2964.22
127	0.03	73368.19	95	32.44	23344.16	63	224.52	11050.66	31	720.94	2779.67
126	0.05	70062.03	94	35.04	22848.30	62	235.84	10737.16	30	737.41	2600.76
125	0.08	66860.46	93	37.77	22367.82	61	247.56	10425.91	29	753.64	2427.57
124	0.12	63759.47	92	40.62	21901.12	60	259.66	10116.69	28	769.60	2260.14
123	0.18	60764.72	91	43.61	21446.78	59	272.14	9809.69	27	785.26	2098.54
122	0.27	57880.41	90	46.75	21003.52	58	285.00	9505.12	26	800.60	1942.83
121	0.39	55109.34	89	50.05	20570.23	57	298.23	9203.19	25	815.58	1793.08
120	0.56	52453.05	88	53.50	20145.91	56	311.82	8904.09	24	830.17	1649.34
119	0.77	49918.09	87	57.13	19729.08	55	325.76	8608.01	23	844.34	1511.67
118	1.03	47547.84	86	60.95	19319.29	54	340.05	8315.14	22	858.07	1380.13
117	1.37	45354.02	85	64.96	18915.42	53	354.66	8025.64	21	871.31	1254.79
116	1.77	43354.76	84	69.17	18516.92	52	369.59	7739.70	20	884.05	1135.68
115	2.26	41529.77	83	73.60	18123.33	51	384.82	7457.47	19	896.25	1022.86
114	2.83	39860.66	82	78.26	17734.28	50	400.34	7179.10	18	907.90	916.37
113	3.49	38331.13	81	83.15	17349.46	49	416.13	6904.73	17	918.96	816.22
112	4.25	36926.70	80	88.30	16968.60	48	432.16	6634.52	16	929.42	722.44
111	5.10	35634.51	79	93.71	16591.53	47	448.43	6368.60	15	939.25	635.02
110	6.06	34443.08	78	99.39	16218.09	46	464.91	6107.09	14	948.45	553.94
109	7.11	33342.13	77	105.36	15848.18	45	481.57	5850.13	13	956.99	479.16
108	8.27	32322.49	76	111.63	15481.74	44	498.40	5597.83	12	964.88	410.61
107	9.53	31373.82	75	118.21	15118.74	43	515.37	5350.28	11	972.11	348.19
106	10.89	30485.44	74	125.10	14759.18	42	532.46	5107.58	10	978.69	291.76
105	12.35	29650.90	73	132.33	14403.10	41	549.65	4869.82	9	984.61	241.17
104	13.91	28865.16	72	139.90	14050.53	40	566.90	4637.08	8	989.90	196.18
103	15.57	28123.61	71	147.81	13701.55	39	584.20	4409.44	7	994.59	156.53
102	17.32	27422.01	70	156.08	13356.25	38	601.52	4186.97	6	998.69	121.89
101	19.17	26756.51	69	164.72	13014.70	37	618.82	3969.73	5	1002.26	91.89
100	21.13	26123.57	68	173.73	12677.03	36	636.10	3757.79	4	1005.34	66.06
99	23.18	25519.97	67	183.11	12343.33	35	653.30	3551.21	3	1007.99	43.88
98	25.33	24942.77	66	192.88	12013.73	34	670.42	3350.05	2	1010.28	24.74
97	27.59	24389.31	65	203.04	11688.34	33	687.42	3154.37	1	1012.30	7.92

表 4.1.2 メソモデル MSM の鉛直 96 層、局地モデル LFM の鉛直 76 層と対応する気圧と高度。標準大気を仮定した場合の鉛直層と気圧、高度を表示。

	MSM		LFM			MSM		LFM	
層番号	気圧 (hPa)	高度 (m)	気圧 (hPa)	高度 (m)	層番号	気圧 (hPa)	高度 (m)	気圧 (hPa)	高度 (m)
96	4.04	37500.00			48	362.39	7886.52	362.25	7889.19
95	4.59	36584.14			47	380.80	7540.48	380.67	7542.90
94	5.21	35682.59			46	399.43	7203.77	399.30	7205.95
93	5.92	34795.25			45	418.25	6876.28	418.13	6878.24
92	6.71	33922.02			44	437.23	6557.91	437.12	6559.65
91	7.60	33062.79			43	456.34	6248.56	456.24	6250.10
90	8.61	32217.45			42	475.54	5948.11	475.45	5949.47
89	9.74	31385.91			41	494.80	5656.47	494.72	5657.66
88	11.00	30568.05			40	514.09	5373.54	514.02	5374.57
87	12.40	29763.78			39	533.37	5099.20	533.31	5100.08
86	13.96	28973.00			38	552.61	4833.36	552.55	4834.10
85	15.69	28195.59			37	571.77	4575.91	571.73	4576.53
84	17.61	27431.45			36	590.83	4326.75	590.79	4327.25
83	19.73	26680.49			35	609.75	4085.77	609.72	4086.17
82	22.08	25942.59			34	628.50	3852.88	628.48	3853.17
81	24.66	25217.65			33	647.06	3627.95	647.04	3628.16
80	27.50	24505.57			32	665.38	3410.90	665.36	3411.03
79	30.62	23806.24			31	683.44	3201.62	683.43	3201.68
78	34.03	23119.57			30	701.21	3000.00	701.21	3000.00
77	37.77	22445.44			29	718.67	2805.94	718.68	2805.89
76	41.86	21783.75	41.75	21801.00	28	735.80	2619.34	735.81	2619.24
75	46.31	21134.41	46.19	21150.83	27	752.55	2440.09	752.57	2439.95
74	51.15	20497.29	51.03	20512.93	26	768.92	2268.09	768.94	2267.92
73	56.41	19872.31	56.28	19887.18	25	784.88	2103.23	784.90	2103.03
72	62.10	19259.36	61.96	19273.48	24	800.41	1945.42	800.44	1945.20
71	68.23	18658.33	68.09	18671.73	23	815.49	1794.54	815.52	1794.30
70	74.84	18069.12	74.69	18081.83	22	830.11	1650.49	830.13	1650.25
69	81.93	17491.62	81.78	17503.66	21	844.23	1513.18	844.26	1512.93
68	89.53	16925.74	89.37	16937.13	20	857.86	1382.48	857.88	1382.23
67	97.67	16371.36	97.50	16382.12	19	870.97	1258.31	870.99	1258.07
66	106.35	15828.39	106.18	15838.55	18	883.55	1140.56	883.58	1140.32
65	115.61	15296.72	115.43	15306.29	17	895.59	1029.12	895.62	1028.89
64	125.45	14776.24	125.27	14785.26	16	907.09	923.90	907.11	923.67
63	135.89	14266.86	135.71	14275.33	15	918.03	824.77	918.05	824.57
62	146.95	13768.46	146.77	13776.42	14	928.40	731.65	928.42	731.46
61	158.64	13280.95	158.45	13288.41	13	938.20	644.43	938.22	644.25
60	170.97	12804.22	170.79	12811.20	12	947.42	563.00	947.44	562.84
59	183.96	12338.16	183.77	12344.69	11	956.07	487.26	956.09	487.13
58	197.60	11882.68	197.41	11888.77	10	964.14	417.11	964.15	416.99
57	211.91	11437.67	211.72	11443.34	9	971.62	352.44	971.63	352.34
56	226.89	11003.02	226.71	11008.29	8	978.53	293.15	978.54	293.07
55	242.43	10578.64	242.25	10583.52	7	984.85	239.14	984.86	239.07
54	258.42	10164.41	258.24	10168.92	6	990.60	190.29	990.60	190.25
53	274.84	9760.23	274.66	9764.40	5	995.77	146.52	995.78	146.48
52	291.66	9366.00	291.49	9369.84	4	1000.38	107.70	1000.38	107.68
51	308.85	8981.62	308.69	8985.15	3	1004.42	73.75	1004.42	73.74
50	326.39	8606.99	326.23	8610.21	2	1007.91	44.55	1007.91	44.54
49	344.25	8241.98	344.10	8244.92	1	1010.85	20.00	1010.85	20.00

4.1.17 数値予報モデル（全球モデル、メソモデル、局地モデル）の陸面過程における地表面からの土壌の深さ

表 4.1.3 数値予報モデル（全球モデル、メソモデル、局地モデル）の陸面過程における地表面からの土壌の深さ（m）。 全球アンサンブル予報システムと全球モデル、メソアンサンブル予報システムとメソモデルは、それぞれ同じ土壌層を使用している。

	GSM	MSM	LFM
地表層	–	0.0025	0.0025
第 1 層	0.010	0.0085	0.0085
第 2 層	0.045	0.0173	0.0173
第 3 層	0.130	0.0309	0.0309
第 4 層	0.340	0.0536	0.0536
第 5 層	0.740	0.0936	0.0936
第 6 層	1.490	0.1681	0.1681
第 7 層	2.740	0.3146	0.3146
第 8 層	–	0.6076	0.6076

参考文献

Hamrud, M., M. Bonavita, and L. Isaksen, 2015: EnKF and hybrid gain ensemble data assimilation. Part I: EnKF implementation. Mon. Wea. Rev., **143**, 4847–4864.

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

中村　貴, 2009: 全球積雪解析. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 11-14.

4.2 ガイダンスの概要一覧表[1]

4.2.1 降水ガイダンス

GSM, MSM, MEPS 平均降水量ガイダンス (MRR)[2]	
作成対象	GSM-G：20 km 格子 MSM-G, MEPS-G：5 km 格子
作成方法	カルマンフィルタによる予測降水量を頻度バイアス補正後、降水確率 (PoP) で補正。
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	GSM-G：FT=6 から 84 まで 3 時間間隔 MSM-G：FT=3 から 39（00, 12 UTC 初期値は 78）まで 3 時間間隔 MEPS-G：FT=3 から 39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数[3]	モデル予測値 (NW85, NE85, SSI, PCWV, QWX, EHQ, OGES, DXQV, FRR)
目的変数	解析雨量（1 km 格子）とアメダスの降水量から算出した 20 km (GSM-G), 5 km (MSM-G, MEPS-G) 格子内の平均降水量
層別化処理の対象	格子、初期時刻、予報時間（6 時間区切り）
備考	頻度バイアス補正の閾値に 0.5, 1, 5, 10, 20, 30, 50, 80, 120 mm/3h を使用する（GSM-G の 11~4 月は 1, 3, 50, 80 mm/3h を使用する）。 MEPS-G の各メンバーの MRR は、MEPS のコントロールランを用いて最適化した係数で計算する。

[1] 本節では、モデルやアンサンブル予報システムの略称に “-G” を付けて対応するガイダンスを示す。
[2] 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.2 節を参照のこと。
[3] 降水ガイダンスに使用する説明変数は以下のとおり。
NW85：850 hPa の風速の北西成分
NE85：850 hPa の風速の北東成分
SSI：ショワルターの安定指数 (850~500 hPa)
PCWV：可降水量 ×850 hPa の風速 ×850 hPa の鉛直速度
QWX：$\sum$（鉛直速度 × 比湿 × 相対湿度 × 層の厚さ）、$\sum$ は各層の和を示す（以下同じ）
EHQ：$\sum$（基準相対湿度からの超過分 × 比湿 × 湿潤層の厚さ）、湿潤層は基準相対湿度（気温で変化）を超える層（以下同じ）
OGES：地形性上昇流（下層代表風と風向に応じた地形勾配の積）× 比湿 × 湿潤層の厚さ
DXQV：冬型降水の指数、風向別降水率 ×850 hPa の風速 × 海面水温での飽和混合比と 850 hPa と 500 hPa の間の層厚温度を一般的な気温減率で海面まで下ろしたときの気温での飽和混合比との差
FRR：モデル降水量
RH85：850 hPa の相対湿度
NW50：500 hPa の風速の北西成分
NE50：500 hPa の風速の北東成分
ESHS：$\sum$（比湿 × 湿潤層の厚さ）/ $\sum$ 飽和比湿
HOGR：地形性上昇流 × 相対湿度
CFRR：モデル降水量の変換値、FRR^2 / (FRR^2 + 2)
D850：850 hPa の風向
W850：850 hPa の風速
OGR：地形性上昇流 × 比湿
10Q4：1000 hPa の比湿と 400 hPa の飽和比湿の差
DWL：湿潤層の厚さ

GSM, MSM 降水確率ガイダンス (PoP)[2]	
作成対象	GSM-G：20 km 格子 MSM-G：5 km 格子
作成方法	カルマンフィルタ
予報対象時間単位	6 時間
予報期間と間隔	GSM-G： FT=9 から 81 まで 6 時間間隔 MSM-G： 00, 12 UTC 初期値：FT=9 から 75 まで 6 時間間隔 03, 15 UTC 初期値：FT=6 から 36 まで 6 時間間隔 06, 18 UTC 初期値：FT=9 から 39 まで 6 時間間隔 09, 21 UTC 初期値：FT=6 から 36 まで 6 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数[3]	モデル予測値 (NW85, NE85, RH85, NW50, NE50, ESHS, HOGR, DXQV, CFRR)
目的変数	解析雨量（1 km 格子）とアメダスの降水量から算出した 20 km (GSM-G), 5 km (MSM-G) 格子内の降水の有無の平均（実況降水面積率と同じ）
層別化処理の対象	格子、初期時刻、予報時間（6 時間区切り）

GSM, MSM, MEPS 最大降水量ガイダンス (RMAX)[2]	
作成対象	GSM-G：20 km 格子 MSM-G, MEPS-G：5 km 格子
作成方法	1, 3 時間最大降水量：ニューラルネットワーク（3 層：中間層はロジスティック関数[4]、出力層は線形関数を使用） 24 時間最大降水量：線形重回帰
予報対象時間単位	1, 3 時間最大降水量：3 時間、24 時間最大降水量：24 時間
予報期間と間隔	GSM-G： 1, 3 時間最大降水量：FT=6 から 84 まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量：FT=27 から 84 まで 3 時間間隔 MSM-G： 1, 3 時間最大降水量：FT=3 から 39（00, 12 UTC 初期値は 78）まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量：FT=24 から 39（00, 12 UTC 初期値は 78）まで 3 時間間隔 MEPS-G： 1, 3 時間最大降水量：FT=3 から 39 まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量：FT=24 から 39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数[3]	1, 3 時間最大降水量： モデル予測値 (D850, W850, SSI, OGR, 10Q4, DWL) と 3 時間平均降水量ガイダンス。 24 時間最大降水量： モデル予測値（500 hPa の高度、500 hPa の温位、850 hPa の鉛直 P 速度、850 hPa の相当温位、SSI, SSI (925~700 hPa)、500 hPa の渦度、500 m 高度の水蒸気フラックス、500 m 高度の相当温位、500 m 高度と 700 hPa の間の水平風の鉛直シアー、OGR, 可降水量、EHQ, ESHS, 等温位面 (305, 345, 355 K) 渦位の上位主成分から 7 つ）及び各予報対象時間単位の平均降水量ガイダンス。
目的変数	解析雨量（1 km 格子）から算出した 20 km (GSM-G), 5 km (MSM-G, MEPS-G) 格子内の降水量の最大値。ただし、MSM-G, MEPS-G の 1, 3 時間最大降水量は、5 km 格子を中心とする 20 km 格子内の最大値を目的変数としている。
層別化処理の対象	格子、平均降水量
備考	1, 3 時間最大降水量は、ニューラルネットワークで比率（最大降水量 / 平均降水量）を予測し、平均降水量ガイダンス (MRR) にこの比率を掛けて最大降水量を予測する。 24 時間最大降水量は、各予報対象時間単位の平均降水量ガイダンス及びモデル予測値の主成分から線形重回帰式により最大降水量を予測する。

[4] 入力を x とした時に、出力が $1/\left[1+\exp\left(-wx\right)\right]$ の形で表される関数（w は係数）。

MSM, MEPS 大雨発生確率ガイダンス	
作成対象	5 km 格子
作成方法	ロジスティック回帰
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	MSM-G：FT=3 から 39（00, 12 UTC 初期値は 51）まで 1 時間間隔 MEPS-G：FT=3 から 39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数[3]	モデル予測値（3 時間降水量、500 m 高度の水蒸気フラックス、500 m 高度の相当温位、OGR, 700 hPa の上昇流）
目的変数	各 5 km 格子を中心とした 11×11（55 km 四方）の範囲の 3 時間降水量[5]が閾値以上か否か
層別化処理の対象	初期時刻、予報時間、地域
備考	予測式は 5 つの地域別に作成する。 3 時間降水量の閾値は 100, 150 mm/3h である。

[5] 本ガイダンスにおける 3 時間降水量は、前 1 時間降水量にその前後の前 1 時間降水量を加えた値。

4.2.2 降雪ガイダンス

GSM, MSM, MEPS 降雪量ガイダンス[6]	
作成対象	5 km 格子
作成方法	平均降水量ガイダンスに雪水比をかけて算出。雪水比は、ロジスティック関数[4]による非線形回帰で決定した回帰式に、格子形式気温ガイダンスを入力して予測。 1 時間毎の降雪量（1 時間に線形内挿した 3 時間平均降水量ガイダンス ×1 時間雪水比）を計算し、それを積算して 3, 6, 12, 24 時間降雪量を算出。
予報対象時間単位	3, 6, 12, 24 時間
予報期間と間隔	GSM-G： 3 時間：FT=6 から 84 まで 3 時間間隔 6 時間：FT=9 から 84 まで 3 時間間隔 12 時間：FT=15 から 84 まで 3 時間間隔 24 時間：FT=27 から 84 まで 3 時間間隔 MSM-G： 3 時間：FT=3 から 39（00, 12 UTC 初期値は 78）まで 3 時間間隔 6 時間：FT=6 から 39（00, 12 UTC 初期値は 78）まで 3 時間間隔 12 時間：FT=12 から 39（00, 12 UTC 初期値は 78）まで 3 時間間隔 24 時間：FT=24 から 39（00, 12 UTC 初期値は 78）まで 3 時間間隔 MEPS-G： 3 時間：FT=3 から 39 まで 3 時間間隔 6 時間：FT=6 から 39 まで 3 時間間隔 12 時間：FT=12 から 39 まで 3 時間間隔 24 時間：FT=24 から 39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし（入力としている平均降水量ガイダンスはあり）
説明変数	平均降水量ガイダンス、気温ガイダンス、降水種別ガイダンス
層別化処理の対象	雪水比：降水量
備考	雪水比は格子形式気温ガイダンス（4.2.3 の備考欄を参照）を回帰式に入力して予測する。天気ガイダンス（降水種別）（4.2.5 参照）が「雨」の場合または格子形式気温ガイダンスの地上気温が 2°C 以上の場合には降雪量を 0 cm とする。

[6] 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.3 節を参照のこと。

4.2.3 気温ガイダンス

GSM, MSM, MEPS 時系列気温ガイダンス[7]	
作成対象	アメダス
作成方法	カルマンフィルタ
予報対象時間	毎正時
予報期間と間隔	GSM-G：FT=3 から 84 まで 1 時間間隔 MSM-G：FT=1 から 39（00, 12 UTC 初期値は 78）まで 1 時間間隔 MEPS-G：FT=1 から 39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値（地上風速の西・東・南・北成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、気温減率、降水量、前日との気温差）
目的変数	アメダスで観測された毎正時の気温
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報時間、季節（暖候期（4~9 月）、寒候期（10~3 月））
備考	暖・寒候期の係数切替前に 1 か月間の事前学習を行う。 時系列気温ガイダンスを格子に分配して格子形式気温ガイダンスが作成され、降雪量ガイダンス（雪水比）、天気ガイダンス（降水種別）で利用される。

[7] 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.4 節を参照のこと。

<table>
<tr><td colspan="2">GSM, MSM, MEPS 最高・最低気温ガイダンス[7]</td></tr>
<tr><td>作成対象</td><td>アメダス</td></tr>
<tr><td>作成方法</td><td>カルマンフィルタ</td></tr>
<tr><td>予報対象時間単位</td><td>9 時間（最低気温 15~00 UTC、最高気温 00~09 UTC）
24 時間（週間予報用の明後日の最高・最低気温）</td></tr>
<tr><td>予報期間（対象要素）</td><td>GSM-G：
<table>
<tr><th>初期値</th><th>当日</th><th>翌日</th><th>翌々日</th><th>3 日後</th></tr>
<tr><td>00 UTC</td><td>最高</td><td>最高・最低</td><td>最高・最低</td><td>最低</td></tr>
<tr><td>06 UTC</td><td></td><td>最高・最低</td><td>最高・最低</td><td>最高・最低</td></tr>
<tr><td>12 UTC</td><td></td><td>最高・最低</td><td>最高・最低</td><td>最高・最低</td></tr>
<tr><td>18 UTC</td><td>最高</td><td>最高・最低</td><td>最高・最低</td><td>最低</td></tr>
</table>
MSM-G：
<table>
<tr><th>初期値</th><th>当日</th><th>翌日</th><th>翌々日</th><th>3 日後</th></tr>
<tr><td>00 UTC</td><td>最高</td><td>最高・最低</td><td>最高・最低</td><td>最低</td></tr>
<tr><td>03 UTC</td><td></td><td>最高・最低</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>06 UTC</td><td></td><td>最高・最低</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>09 UTC</td><td></td><td>最高・最低</td><td>最低</td><td></td></tr>
<tr><td>12 UTC</td><td></td><td>最高・最低</td><td>最高・最低</td><td>最高・最低</td></tr>
<tr><td>15 UTC</td><td>最高</td><td>最高・最低</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>18 UTC</td><td>最高</td><td>最高・最低</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>21 UTC</td><td>最高</td><td>最高・最低</td><td></td><td></td></tr>
</table>
MEPS-G：
<table>
<tr><th>初期値</th><th>当日</th><th>翌日</th><th>翌々日</th></tr>
<tr><td>00 UTC</td><td>最高</td><td>最高・最低</td><td></td></tr>
<tr><td>06 UTC</td><td></td><td>最高・最低</td><td></td></tr>
<tr><td>12 UTC</td><td></td><td>最高・最低</td><td>最低</td></tr>
<tr><td>18 UTC</td><td>最高</td><td>最高・最低</td><td></td></tr>
</table>
「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す。</td></tr>
<tr><td>逐次学習の有無</td><td>あり</td></tr>
<tr><td>説明変数</td><td>モデル予測値（地上風速の西・東・南・北成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、気温減率、降水量、前日との気温差）</td></tr>
<tr><td>目的変数</td><td>アメダスの気温観測（1 分値）から算出した最高・最低気温
当日・翌日の最高気温は 00~09 UTC の最高気温、最低気温は 15~00 UTC の最低気温。</td></tr>
<tr><td>層別化処理の対象</td><td>作成対象地点、初期時刻、季節（暖候期（4~9 月）、寒候期（10~3 月））、予報対象要素（最高気温、最低気温）、予報時間（日単位）</td></tr>
<tr><td>備考</td><td>暖・寒候期の係数切替前に 1 か月間の事前学習を行う。</td></tr>
</table>

4.2.4 風ガイダンス

GSM, MSM, MEPS 定時風ガイダンス[8]	
作成対象	アメダス
作成方法	カルマンフィルタによる予測値に風速の頻度バイアス補正。
予報対象時間	3 時間毎の正時 (GSM-G)、毎正時 (MSM-G, MEPS-G)
予報期間と間隔	GSM-G：FT=3 から 84 まで 3 時間間隔 MSM-G：FT=1 から 39（00, 12 UTC 初期値は 78）まで 1 時間間隔 MEPS-G：FT=1 から 39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値（地上風速の東西・南北成分）
目的変数	実況とモデルの地上風速の東西・南北成分の差 アメダスで観測された 1, 3 時間毎の正時の風速の東西・南北成分
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻（1 時間毎 1 日分）、風向（4 方位：北東、南東、南西、北西）
備考	頻度バイアス補正の閾値は、2.5, 5.5, 9.5, 13.0 m/s を使用。

GSM, MSM, MEPS 最大風速ガイダンス[8]	
作成対象	アメダス
作成方法	カルマンフィルタによる予測値に風速の頻度バイアス補正を行う。
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	GSM-G：FT=3 から 84 まで 3 時間間隔 MSM-G：FT=3 から 39（00, 12 UTC 初期値は 78）まで 3 時間間隔 MEPS-G：FT=3 から 39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値（地上風速の東西・南北成分）
目的変数	実況とモデルの地上風速の東西・南北成分の差 前 3 時間の最大風速時（10 分毎の観測から算出）の風速の東西・南北成分
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻（1 時間毎 1 日分）、風向（4 方位：北東、南東、南西、北西）
備考	頻度バイアス補正の閾値は、3.0, 7.0, 11.0, 15.0 m/s を使用。

[8] 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.5 節を参照のこと。

4.2.5 天気ガイダンス

GSM, MSM 天気ガイダンス[9]	
作成対象	20 km 格子 (GSM-G)、5 km 格子 (MSM-G)
作成方法	平均降水量ガイダンスとニューラルネットワークを用いる日照率ガイダンス、診断手法を用いる降水種別ガイダンスにより天気を晴れ、曇り、雨、雨または雪、雪に判別。
予報対象時間単位	前 3 時間
予報期間と間隔	GSM-G：FT=6 から 84 まで 3 時間間隔 MSM-G：FT=3 から 39（00, 12 UTC 初期値は 78）まで 3 時間間隔

[9] 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.6 節を参照のこと。

4.2.6 発雷確率ガイダンス

GSM, MSM, MEPS 発雷確率ガイダンス[10]	
作成対象	20 km 格子
作成方法	ロジスティック回帰
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	GSM-G：FT=6 から 84 まで 3 時間間隔 MSM-G：FT=3 から 39 まで（00, 12 UTC 初期値は 78）の 3 時間間隔 MEPS-G：FT=3 から 39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予測値。下表に発雷確率ガイダンスの説明変数をまとめる。
目的変数	対象とする 20 km 格子を含む周囲 9 格子（60 km 四方）における前 3 時間の発雷の有無。LIDEN、飛行場観測、地上気象観測から作成する。
層別化処理の対象	地域、−10°C 高度、予報時間、予報対象時刻
備考	予測値は過去初期値との重み付き平均ありとなしを作成する。

発雷確率ガイダンスの説明変数		
必須変数	FRR3	数値予報モデルの 3 時間降水量 FRR3 を $\log_{10}(1+\mathrm{FRR3})$ に変換する。
	CAPE	対流有効位置エネルギー。モデル地上面及び 925 hPa 面から持ち上げた CAPE のうち大きい方を選択。
	SSI	ショワルターの安定指数。−10°C 高度が 3 km 未満の場合には 925 hPa と 700 hPa の間で計算した SSI9 を用いる。
候補変数	ZM10	−10°C 高度（大気の温度が −10°C となる高度）。
	LLU	地上から 700 hPa の間の平均風速の東西成分。−10°C 高度が 3 km 以上のときは最大 15 m/s に制限する。
	LLV	地上から 700 hPa の間の平均風速の南北成分。−10°C 高度が 3 km 以上のときは最大 15 m/s に制限する。
	TPWR	気柱相対湿度。鉛直方向に飽和していると仮定した飽和可降水量に対する可降水量の比率。
	VOR5	500 hPa の渦度 [$10^{-6}\mathrm{s}^{-1}$]。最大 $99\times10^{-6}\mathrm{s}^{-1}$ に制限する。
	LAPS	地上と 850 hPa の間の気温減率。
	DXQV	冬型の降水指数。風向別降水率 ×850 hPa の風速 × 海面水温での飽和混合比と 850 hPa と 500 hPa の間の層厚温度を一般的な気温減率で海面まで下ろしたときの気温での飽和混合比との差。
	VSHR	850 hPa と 500 hPa の間の風ベクトル差の大きさ。

[10] 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.7 節を参照のこと。

4.2.7 湿度ガイダンス

<table>
<tr><td colspan="2">GSM, MSM 最小湿度ガイダンス[11]</td></tr>
<tr><td>作成対象</td><td>気象官署（特別地域気象観測所含む）</td></tr>
<tr><td>作成方法</td><td>ニューラルネットワーク</td></tr>
<tr><td>予報対象時間単位</td><td>24 時間 (15~15 UTC)</td></tr>
<tr><td>初期時刻と予報対象日</td><td>使用する数値予報モデルと予報対象日は以下のとおり。「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す。
<table>
<tr><th>モデル</th><th>初期時刻</th><th>当日</th><th>翌日</th><th>2 日後</th><th>3 日後</th></tr>
<tr><td rowspan="4">GSM</td><td>00 UTC</td><td></td><td>○</td><td>○</td><td></td></tr>
<tr><td>06 UTC</td><td></td><td>○</td><td>○</td><td>○</td></tr>
<tr><td>12 UTC</td><td></td><td>○</td><td>○</td><td>○</td></tr>
<tr><td>18 UTC</td><td></td><td>○</td><td>○</td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="9">MSM</td><td>00 UTC</td><td></td><td>○</td><td>○</td><td></td></tr>
<tr><td>03 UTC</td><td></td><td>○</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>06 UTC</td><td></td><td>○</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>09 UTC</td><td></td><td>○</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>12 UTC</td><td></td><td>○</td><td>○</td><td>○</td></tr>
<tr><td>15 UTC</td><td>○</td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>18 UTC</td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>21 UTC</td><td></td><td>○</td><td></td><td></td></tr>
</table></td></tr>
<tr><td>逐次学習の有無</td><td>あり</td></tr>
<tr><td>説明変数</td><td>モデル予測値（予報対象日における 03, 12, 21 JST の地上気温、03, 12, 21 JST の 850 hPa の風速、03, 12, 21 JST の 3 層 (1000, 925, 800 hPa) の平均相対湿度、03, 12, 21 JST の 1000 hPa と 700 hPa の間の気温減率、地上最高気温、地上と 925 hPa の間の日最高気温出現時の比湿、地上最小比湿、地上最小相対湿度、各層（地上、1000, 925, 850, 700, 500 hPa）の日平均相対湿度）</td></tr>
<tr><td>目的変数</td><td>観測された日最小相対湿度（1 分値から算出）</td></tr>
<tr><td>層別化処理の対象</td><td>作成対象地点、季節（暖候期（4~10 月）、寒候期（11~3 月））</td></tr>
</table>

[11] 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.8 節を参照のこと。

4.2.8 視程ガイダンス

GSM 視程ガイダンス（格子形式）[12]	
作成対象	20 km 格子（等緯度経度格子）、赤道 ~65°N, 100~180°E
作成方法	消散係数による診断手法
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	FT=3 から 84 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予測値（地上面の相対湿度、地表気圧より上層の気圧面 1 層の雲水量、降水量（3 時間内の 1 時間降水量の最大）、地上面の風速）
目的変数	各格子の前 3 時間の最小視程
層別化処理の対象	なし
備考	降水の雨雪判別は天気ガイダンス（降水種別）に準じている。

MSM 視程ガイダンス（格子形式）[12]	
作成対象	5 km 格子（等緯度経度格子）
作成方法	消散係数による診断手法
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	FT=3 から 39（00, 12 UTC 初期値は 78）まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予測値（モデル面第 1 層の相対湿度、モデル面第 2~5 層（無降水格子）または第 2~9 層（降水格子）の雲水量の和、1 時間降水量（雨、雪、あられ、雲氷）、モデル面第 1 層の風速）
目的変数	各格子の前 3 時間の最小視程
層別化処理の対象	なし

[12] 詳細は数値予報課報告・別冊第 64 号第 4.9 節を参照のこと。

4.3 プロダクトの送信時刻

2024 年 10 月現在のプロダクト送信終了時刻を、表 4.3.1 に示す。なお、解析や予測にかかる計算時間は日々変化するため、送信終了時刻も日々変動する。これらの変動も考慮しプロダクト利用者には気象業務支援センターを通じてあらかじめ表 4.3.2 のように周知している。なお、周知した送信時刻より 30 分以上の遅延が生じるか遅延が見込まれる場合には、その旨を伝える連絡報を発信する。

表 4.3.1 プロダクトの送信終了時刻（2024 年 10 月現在）

仕様[1]	プロダクト名	初期時刻	プロダクトの送信終了時刻[2]
12501	全球数値予報モデル GPV	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 4 時間程度
12502	GSM ガイダンス	延長プロダクト 00, 12UTC	初期時刻 + 6 時間 45 分程度
12802	週間アンサンブル数値予報予報モデル GPV	00UTC	初期時刻 + 5 時間 55 分程度
		12UTC	初期時刻 + 7 時間 55 分程度
12802	台風アンサンブル数値予報予報モデル GPV	06, 18UTC（台風発生時）	初期時刻 + 5 時間 40 分程度
12802	２週間アンサンブル数値予報モデル GPV	12UTC	初期時刻 + 10 時間程度
12802	１か月アンサンブル数値予報モデル GPV	火・水曜 12UTC	水曜 12UTC + 11 時間程度
20114	６か月アンサンブル数値予報モデル GPV	00UTC	初期時刻 + 22 時間 15 分程度
12402	三十分大気解析 GPV	毎正時, 毎 30 分	初期時刻 + 23 分程度
12601	メソ数値予報モデル GPV	00, 03, 06, 09,	初期時刻 + 2 時間 15 分程度
12602	MSM ガイダンス	12, 15, 18, 21UTC	
12901	MSM 大雨発生確率ガイダンス		
12701	局地数値予報モデル GPV	毎正時	初期時刻 + 1 時間 20 分程度
		延長プロダクト 00, 03,	初期時刻 + 1 時間 40 分程度
		06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	
13101	メソアンサンブル数値予報モデル GPV	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 3 時間 40 分程度
13102	メソアンサンブルガイダンス		
12901	MEPS 大雨発生確率ガイダンス		
20201	黄砂解析予測モデル格子点値	12UTC	初期時刻 + 6 時間 55 分程度
20301	オゾン全量データ GPV	12UTC	初期時刻 + 6 時間 40 分程度
30401	全球波浪数値予報モデル GPV	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 3 時間 45 分程度
30402		延長プロダクト 00, 12UTC	初期時刻 + 6 時間 45 分程度
	沿岸波浪数値予報モデル GPV	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 6 時間 45 分程度
30403	波浪アンサンブル数値予報モデル GPV	00UTC	初期時刻 + 5 時間 30 分程度
		12UTC	初期時刻 + 7 時間 30 分程度
30508	日本沿岸海況監視予測システム GPV	00UTC	初期時刻 + 24 時間 10 分程度
30701	高潮予測 GPV	00, 03, 06, 09,	初期時刻 + 2 時間 25 分程度
		12, 15, 18, 21UTC	

※毎時大気解析は 2023 年 12 月をもって配信を終了したため、本資料集には掲載しておりません。

[1] 「配信資料に関する仕様」の仕様番号。https://www.data.jma.go.jp/add/suishin/shiyou/
[2] スーパーコンピュータシステムから気象情報伝送処理システム（アデス）等への送信が終了した時刻のこと。
[3] 気象業務支援センターへの配信が終了する時刻のこと。

表 4.3.2　プロダクト利用者にあらかじめ周知した送信時刻（2024 年 10 月現在）

仕様[1]	プロダクト名	初期時刻	プロダクトの送信終了時刻[3]
12501	全球数値予報モデル GPV	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 4 時間 15 分以内
12502	GSM ガイダンス	延長プロダクト 00, 12UTC	初期時刻 + 7 時間 15 分以内
12802	週間アンサンブル数値予報予報モデル GPV	00UTC	初期時刻 + 6 時間以内
		12UTC	初期時刻 + 8 時間以内
12802	台風アンサンブル数値予報予報モデル GPV	06, 18UTC（台風発生時）	初期時刻 + 6 時間以内
20114	６か月アンサンブル数値予報モデル GPV	00UTC	初期時刻 + 23 時間頃
12402	三十分大気解析 GPV	毎正時, 毎 30 分	初期時刻 + 30 分以内
12601	メソ数値予報モデル GPV	00, 03, 06, 09,	初期時刻 + 2 時間 30 分以内
12602	MSM ガイダンス	12, 15, 18, 21UTC	
12901	MSM 大雨発生確率ガイダンス		
12701	局地数値予報モデル GPV	毎正時	初期時刻 + 1 時間 30 分以内
		延長プロダクト 00, 03,	初期時刻 + 2 時間以内
		06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	
13101	メソアンサンブル数値予報モデル GPV	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 4 時間以内
13102	メソアンサンブルガイダンス		
12901	MEPS 大雨発生確率ガイダンス		
20201	黄砂解析予測モデル格子点値	12UTC	初期時刻 + 7 時間 30 分以内
20301	オゾン全量データ GPV	12UTC	初期時刻 + 8 時間 45 分以内
30508	日本沿岸海況監視予測システム GPV	00UTC	初期時刻 + 25 時間以内
30701	高潮予測 GPV	00, 03, 06, 09,	初期時刻 + 2 時間 40 分以内
		12, 15, 18, 21UTC	

※毎時大気解析は 2023 年 12 月をもって配信を終了したため、本資料集には掲載しておりません。

4.4 最近の改善のまとめ

2023 年 10 月から 2024 年 9 月までに実施した数値予報システム、数値予報プロダクトの変更を表 4.4.1 にまとめた。以下にこれらの概略を記す。

4.4.1 数値予報システムの変更

2024 年 3 月 5 日に局地数値予報モデル (LFM) について、3 時間毎の初期値（00,03,06,09,12,15,18,21UTC 初期値）の予報時間を 10 時間から 18 時間に延長した。これにより、線状降水帯の半日程度前からの予測に LFM を利用することが可能になった。あわせて、雲物理・放射過程、力学過程の改良を行い、降水予測精度が向上した。

2024 年 3 月 5 日に全球・メソ・局地解析において米国の極軌道衛星 NOAA-21 の観測データを、さらに、メソ・局地解析において地上マイクロ波放射計の観測データを利用開始した。これらの観測データの利用により、モデルの初期値に水蒸気や気温の観測情報をより多く反映させることが可能となった。

4.4.2 数値予報プロダクトの変更

2024 年 3 月 5 日にメソ数値予報モデル GPV について、数値予報モデルを実際に計算する格子に対応したモデル面データのうち、地上から上空 5 km までに相当する地上面及び地上から 39 層のプロダクトを提供開始した。

表 4.4.1 2023 年 10 月から 2024 年 9 月までに実施した数値予報システム、数値予報プロダクトの主な変更

変更日	概要	参考文献
2024 年 3 月 5 日	局地数値予報モデルの改良及び予報時間延長	配信資料に関する技術情報 第 615 号 第 621 号
2024 年 3 月 5 日	全球・メソ・局地解析における新規観測データの利用開始	配信資料に関する技術情報 第 621 号
2024 年 3 月 5 日	メソ数値予報モデル GPV のモデル面データの提供開始	配信資料に関する技術情報 第 619 号

4.5 プロダクトの物理量の算出手法

2024 年 10 月時点において気象業務支援センターを通じて提供する数値予報資料のうち、全球数値予報モデル GPV、週間アンサンブル数値予報モデル GPV[1]、台風アンサンブル数値予報モデル GPV[2]、メソ数値予報モデル GPV、メソアンサンブル数値予報モデル GPV 及び局地数値予報モデル GPV に含まれる物理量及びその算出手法についてまとめた。

4.5.1 全球数値予報モデル GPV、週間アンサンブル数値予報モデル GPV 及び台風アンサンブル数値予報モデル GPV

地上	
海面更正気圧 [Pa]	地上気圧及び静力学平衡を仮定して算出した地上気温から、温度減率 5 K km^{-1} を仮定して標高 0 m の気圧を算出する。
地上気圧 [Pa]	予報変数でありそのまま値を格納する。
風 [m/s]	高度 10 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。東西風と南北風の 2 成分。草開 (2012) も参照。
気温 [K]	高度 2 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。草開 (2012) も参照。
相対湿度 [%]	高度 2 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。草開 (2012) も参照。
積算降水量 [kg·m^{-2}]	予報初期時刻から対象となる予報時間まで積算した値。
上層雲量、 中層雲量、 下層雲量、 全雲量 [%]	まず、雲スキーム (中川 2012) を用いて、モデル面の各鉛直層における雲量を算出する。続いて、下層・中層・上層に含まれる鉛直層での雲量を用い、マキシマムランダムオーバーラップ (長澤 2008) を仮定して下層雲量、中層雲量、上層雲量を算出する。ここで、地上気圧を 1000 hPa とした時に、850 hPa となる鉛直層及び 500 hPa となる鉛直層を決定し、それぞれ下層と中層の境界及び中層と上層の境界とする。さらに、全雲量は全ての鉛直層の雲量からマキシマムランダムオーバーラップを仮定して算出する。
日射量 [W·m^{-2}]	放射過程で計算したモデル面各層の雲量と大気による散乱・吸収を考慮して、地表に到達した下向き短波放射フラックス。
気圧面	
高度 [gpm]	ジオポテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率 5 K km^{-1} で鉛直外挿する。
風 [m/s]	東西風と南北風の 2 成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。
気温 [K]	モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率 5 K km^{-1} で鉛直外挿する。
上昇流 [Pa/s]	鉛直 p 速度である。モデル面各層から内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。
相対湿度 [%]	氷に対する飽和水蒸気量を考慮して算出する。−15 °C 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、0 °C 以上では水に対する飽和水蒸気量を、−15~0 °C では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。モデル面各層から内挿し、高度が標高より低い場合は最下層の値を与える。

[1] 00UTC、12UTC の全球アンサンブル予報システムの GPV をこの名称で提供している。

[2] 台風時に、06UTC、18UTC の全球アンサンブル予報システムの GPV をこの名称で提供している。ここで、台風時とは、0°–60°N, 100°E –180°E の領域に台風が存在する、または同領域内で 24 時間以内に台風となると予想される熱帯低気圧が存在する場合、もしくは、0°–60°N, 100°E –180°E の領域外に最大風速 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領域内に入ると予想される場合である。

4.5.2 メソ数値予報モデル GPV、メソアンサンブル数値予報モデル GPV 及び局地数値予報モデル GPV

地上	
海面更正気圧 [Pa]	モデル面の下から 2 層目の気圧及び仮温度から、仮温度減率 5 K km^{-1} として標高 0 m の気圧を算出する。
地上気圧 [Pa]	モデル面の下から 2 層目の気圧及び仮温度から、仮温度減率 5 K km^{-1} としてモデル標高の気圧を算出する。
風 [m/s]	高度 10 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。東西風と南北風の 2 成分。原 (2008a)、草開 (2012) も参照。
気温 [K]	高度 1.5 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。原 (2008a)、草開 (2012) も参照。
相対湿度 [%]	高度 1.5 m の値として接地境界層の安定度を考慮して算出する。原 (2008a)、草開 (2012) も参照。
時間降水量（メソ） [$kg \cdot m^{-2}$]	対象となる予報時刻の 1 時間前から予報時刻まで積算した値。
積算降水量（局地） [$kg \cdot m^{-2}$]	予報初期時刻から対象となる予報時間まで積算した値。
上層雲量、 中層雲量、 下層雲量、 全雲量 [%]	まず、部分凝結スキーム (原 2008b) を用いて、モデル面各鉛直層で各層における雲量を算出する。続いて、上層・中層・下層に含まれる鉛直層での雲量を用い、マキシマムオーバーラップ (長澤 2008) を仮定して算出する。下層と中層の境界となる気圧を地上気圧 ×0.85 とし、中層と上層の境界となる気圧を下層と中層の境界の気圧 ×0.8 と 500 hPa の小さい方とする（地上気圧が 1000 hPa の場合、境界はそれぞれ 850 hPa と 500 hPa となる）。全雲量は上層雲・中層雲・下層雲からマキシマムオーバーラップを仮定して算出する。
日射量 [$W \cdot m^{-2}$]	放射過程で計算したモデル面各層の雲量と大気による散乱・吸収を考慮して、地表に到達した下向き短波放射フラックス。
気圧面	
高度 [gpm]	ジオポテンシャル高度である。ただし、重力加速度は一定値を用いる。モデル面各層から鉛直内挿して算出する。気圧面が地上気圧より低い場合は温度減率 5 K km^{-1} で鉛直外挿する。
風 [m/s]	東西風と南北風の 2 成分。モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。
気温 [K]	モデル面各層から鉛直内挿して算出し、高度が標高より低い場合は温度減率 5 K km^{-1} で鉛直外挿する。
上昇流 [Pa/s]	鉛直 p 速度であり数値予報モデルの予報変数である風の鉛直成分及び密度を用いて算出する (藤田 2004)。モデル面各層で算出した鉛直 p 速度を内挿し、高度が標高より低い場合はモデル面最下層の値を与える。なお、初期値において風の鉛直成分をゼロとして計算を行っているため、初期値における上昇流はゼロとしている。
相対湿度 [%]	湿数から氷に対する飽和水蒸気量を考慮して算出する。−15 °C 以下では氷に対する飽和水蒸気量を、0 °C 以上では水に対する飽和水蒸気量を、−15〜0 °C では両者を線形内挿した値をそれぞれ用いる。モデル面各層から内挿し、高度が標高より低い場合は最下層の値を与える。

参考文献

草開浩, 2012: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 29–41.

中川雅之, 2012: 雲過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 70–75.

長澤亮二, 2008: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 149–165.

原旅人, 2008a: 地上物理量診断. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 181–184.

原旅人, 2008b: 部分凝結スキーム. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 133–137.

藤田司, 2004: メソ数値予報狭域 GPV. 平成 16 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43.

4.6 プロダクトに関する参考情報

気象庁から気象事業者などに配信される数値予報プロダクトに関する参考情報を以下に示す。

4.6.1 数値予報プロダクトにおける格子点値の統計処理について

気象庁から気象業務支援センター経由で GRIB2 形式により配信されている数値予報 GPV に関して、GPV の値はその格子点領域の代表値を意味する。数値モデルでは、格子点の値をその格子点領域の平均状態を示すものと捉えて予測計算をしており、例えば GPV の風は観測値のような 10 分平均値などではなく、数値モデルが計算する、その瞬間の値となる。一方、積算降水量 (一定期間 (例: 前 1 時間など) の降水量を積算した値) や日射量 (一定期間 (例: 前 1 時間など) の平均値) など、数値モデルの出力結果に対して何らかの統計的処理が施される要素もあるため、詳細については各プロダクトに関する「配信資料に関する仕様」[1]を参照されたい。なお、GPV プロダクトの作成時には、数値モデルの格子点から利用者が利用しやすい格子点へ水平内挿されたり、気圧面に鉛直内挿されることによって平滑化されていることにも留意が必要である。

4.6.2 GRIB2 形式配信資料で積算降水量の差を取ると稀に負の値を生じることについて

気象庁から気象業務支援センター経由で GRIB2 形式により配信されている数値予報 GPV において、降水量が初期時刻からの積算値として格納されている場合、任意の期間の降水量は起点終点の積算降水量の差から求まるが、この値が稀に負の値となる。その場合、負の値を無視するなどの対応が必要となる。この負の値が生じる理由について解説する。

GRIB2 形式は、多次元のデータを水平 2 次元配列データに分解して格納する。その水平 2 次元配列データは 1 格子点あたり一定のビット数の整数値の列 x_i（i は格子番号）として表現される。この整数値列 x_i から次式によってデータ Y_i が復元される。

$$Y_i = (R + x_i \cdot 2^E) \cdot 10^{-D} \tag{4.6.1}$$

ここで、R, E および D はそれぞれ参照値（reference value）、二進尺度因子（binary scale factor）および十進尺度因子（decimal scale factor）と呼ばれ、要素、水平面、予報時間により異なる。

気象庁が作成する数値予報 GPV（GRIB2 形式）では大抵の場合、1 格子点あたり 12 ビットを用いて x_i を表現する。つまり $0 \leqq x_i \leqq (2^{12} - 1) = 4095$ の範囲に収まるように、表現すべき値に応じて自動的に R および E が選択されている。D は物理量ごとに固定値が使用され、実際の積算降水量データに含まれる GRIB2 では次のようになっている。

R ： 常にゼロ
E ： -7 程度の負値から予報時間と共に単調増加
D ： 常にゼロ

積算降水量の配信領域内での最大値 $Y_{\max}$ は初期時刻から予報時間が経過するにつれて単調に増加する。E を小さい値のままにしておくと $x_i > 4095$ となってオーバーフローする（12 ビット整数で表現できなくなる）ため、E は予報時間とともに単調増加することとなる。以下、具体例を挙げる。

$E = -5$ ： $Y_{\max} > 127.97\,[\mathrm{kg/m^2}]$ でオーバーフロー
$E = -2$ ： $Y_{\max} > 1023.75\,[\mathrm{kg/m^2}]$ でオーバーフロー
$E = -1$ ： $Y_{\max} > 2047.50\,[\mathrm{kg/m^2}]$ でオーバーフロー

2^E は $Y_{\max}$ を表現するための降水量の刻み幅に相当する。ここで、E が異なる 2 つの予報時間の積算降水量の値の差から降水量を求めると、負の降水量となる場合がある。たとえば $E = -2$ から $E = -1$ に変わるとき、降水量は $2^{-2} = 0.25\,[\mathrm{kg/m^2}]$ 刻みから、$2^{-1} = 0.5\,[\mathrm{kg/m^2}]$ 刻みで表現されることに変わる。仮にある格子点の積算降水量がその両者の時刻で変わらなかったとして、GRIB2 に書かれる整数値 x_i と復元結果 Y_i は表 4.6.1 のようになる。この例では元の値が $10.20\,[\mathrm{kg/m^2}]$ だと、降水量の差は負値 $-0.25\,[\mathrm{kg/m^2}]$ になる。

表 4.6.1 E が異なる 2 つの予報時間について積算降水量を GRIB2 格納・解読した結果

元の値	$E = -2$		$E = -1$		降水量の差
$[\mathrm{kg/m^2}]$	x_i	$Y_i\,[\mathrm{kg/m^2}]$	x_i	$Y_i\,[\mathrm{kg/m^2}]$	$[\mathrm{kg/m^2}]$
10.10	40	10.00	20	10.00	0.00
10.20	41	10.25	20	10.00	-0.25
10.30	41	10.25	21	10.50	0.25
10.40	42	10.50	21	10.50	0.00

また、数値モデルの GRIB2 プロダクトは、以下のような 2 つのステップによる処理により作成される。

1. 数値モデルの結果を一旦（GRIB2 形式とは異なる）GPV として出力
2. その GPV をさらに GRIB2 形式に変換

1. の処理においても、ストレージなどの計算機資源を効率的に使用することを目的に、数値モデルの結果を小さいビット数で表現するよう圧縮しており、この時点で丸めの影響により負の降水量が生じる場合がある。この場合、GRIB2 において時間降水量を算出する際の起点終点における GRIB2 二進尺度因 E が同じ場合でも、負の降水量となる場合がある。

このように、GRIB2 形式により配信されている数値予報 GPV において、積算降水量が予報時間の経過に伴い見かけ上減少する場合がある。GRIB2 プロダクトの積算降水量が時間を追って減少するような場合は、減少分を無視するなどの対応をお願いしたい。

[1] https://www.data.jma.go.jp/add/suishin/shiyou/

4.7 表記と統計的検証に用いる代表的な指標

数値予報解説資料集で用いた表記と統計的検証に用いる代表的な指標などについて以下に説明する。

4.7.1 数値予報解説資料集で用いた表記

(1) 時刻の表記について

本資料集では、時刻を表記する際に、通常国内で用いられている日本標準時 (JST: Japan Standard Time) のほかに、協定世界時 (UTC: Coordinated Universal Time) を用いている。数値予報では国際的な観測データの交換やプロダクトの利用等の利便を考慮して、時刻は UTC で表記されることが多い。JST は UTC に対して 9 時間進んでいる。また、単に「時」を用いる場合は、日本標準時を意味する。

(2) 分解能の表記について

本資料集では、全球モデルの分解能について、xx を水平方向の切断波数、yy を鉛直層数として、“TxxLyy”[1] と表記することがある。また、セミラグランジアンモデルで線形格子 (北川 2005) を用いる場合は “TLxxLyy”[2] と、二次格子 (氏家ほか 2019) を用いる場合には “TQxxLyy”[3] と表記する。北緯 30 度において、TQ959 は約 13 km 格子、TL959 は約 20 km 格子、TL479 は約 40 km 格子、TL319 は約 55 km 格子、TL159 は約 110 km 格子、TQ479 は約 27 km 格子、TQ319 は約 40 km 格子に相当する。

(3) 予測時間の表記について

数値予報では、統計的な検証や事例検証の結果を示す際に、予報対象時刻のほかに、初期時刻からの経過時間を予報時間 (FT: Forecast Time[4]) として表記している。

本資料集では、予報時間を

「予報時間」=「予報対象時刻」−「初期時刻」

で定義し、例えば、6 時間予報の場合、FT=6 と表記しており、時間の単位 [h] を省略している。

(4) アンサンブル予報の表記について

アンサンブル予報では、複数の予測の集合（アンサンブル）を統計的に処理し、確率予測等の資料を作成する。本資料集では、予測の集合の平均を「アンサンブル平均」、個々の予測を「メンバー」と呼ぶ。また、摂動を加えているメンバーを「摂動ラン」、摂動を加えていないメンバーを「コントロールラン」と呼ぶ。全メンバーの数に対する、予測がある閾値を超える（または下回る）メンバーの数の割合を超過確率と呼ぶ。

[1] T は三角形 (Triangular) 波数切断、L は層 (Level) を意味する。
[2] TL の L は線形 (Linear) 格子を意味する。
[3] TQ の Q は二次 (Quadratic) 格子を意味する。
[4] 英語圏では Forecast Range などと記述されることも多い。

(5) 緯度、経度の表記について

本資料集では、緯度、経度について、アルファベットを用いて例えば「北緯 40 度、東経 130 度」を「40°N, 130°E」、「南緯 40 度、西経 130 度」を「40°S, 130°W」などと略記する。

4.7.2 統計的検証に用いる代表的な指標

(1) 平均誤差、二乗平均平方根誤差、誤差の標準偏差、改善率

予測誤差を表す基本的な指標として、平均誤差（ME: Mean Error、バイアスと表記する場合もある）と二乗平均平方根誤差 (RMSE: Root Mean Square Error) がある。これらは次式で定義される。

$$\mathrm{ME} \equiv \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - a_i) \tag{4.7.1}$$

$$\mathrm{RMSE} \equiv \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - a_i)^2} \tag{4.7.2}$$

ここで、N は標本数、x_i は予測値、a_i は実況値である。ME は予測値の実況値からの偏りの平均であり、0 に近いほど実況からのずれが小さいことを示す。RMSE は最小値の 0 に近いほど予測が実況に近いことを示す。

RMSE は ME の寄与とそれ以外を分離して、

$$\mathrm{RMSE}^2 = \mathrm{ME}^2 + \sigma_e^2 \tag{4.7.3}$$

$$\sigma_e^2 = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(x_i - a_i - \mathrm{ME})^2 \tag{4.7.4}$$

と表すことができる。σ_e は誤差の標準偏差である。

本資料集では、予測に改良を加えた際の評価指標として、RMSE の改善率 (%) を用いる場合がある。RMSE の改善率は次式で定義される。

$$\text{RMSE 改善率} \equiv \frac{\mathrm{RMSE_{cntl}} - \mathrm{RMSE_{test}}}{\mathrm{RMSE_{cntl}}} \times 100 \tag{4.7.5}$$

（RMSE 改善率 ≤ 100）

ここで、$\mathrm{RMSE_{cntl}}$ は基準となる予測の、$\mathrm{RMSE_{test}}$ は改良を加えた予測の RMSE である。

(2) スプレッド

スプレッドは、アンサンブル予報のメンバーの広がりを示す指標であり、次式で定義される。

$$\text{スプレッド} \equiv \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}\left(\frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M}(x_{mn} - \overline{x_n})^2\right)} \tag{4.7.6}$$

ここで、M はアンサンブル予報のメンバー数、N は標本数、x_{mn} は m 番目のメンバーの予測値、$\overline{x_n}$ は

$$\overline{x_n} \equiv \frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M} x_{mn} \tag{4.7.7}$$

で定義されるアンサンブル平均である。

(3) アノマリー相関係数

アノマリー相関係数 (ACC: Anomaly Correlation Coefficient) とは、予測値の基準値からの偏差（アノマリー）と実況値の基準値からの偏差との相関係数であり、次式で定義される。

$$\mathrm{ACC} \equiv \frac{\sum_{i=1}^{N} \left(X_i - \overline{X}\right)\left(A_i - \overline{A}\right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} \left(X_i - \overline{X}\right)^2 \sum_{i=1}^{N} \left(A_i - \overline{A}\right)^2}} \quad (-1 \leq \mathrm{ACC} \leq 1) \quad (4.7.8)$$

ただし、

$$X_i = x_i - c_i, \qquad \overline{X} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} X_i \qquad (4.7.9)$$

$$A_i = a_i - c_i, \qquad \overline{A} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} A_i \qquad (4.7.10)$$

である。ここで、N は標本数、x_i は予測値、a_i は実況値、c_i は基準値である。基準値としては気候値を用いる場合が多い。アノマリー相関係数は予測と実況の基準値からの偏差の相関を示し、基準値からの偏差の増減のパターンが完全に一致している場合には最大値の 1 をとり、相関が全くない場合には 0 をとり、逆に完全にパターンが反転している場合には最小値の -1 をとる。なお、アノマリー相関係数や ME, RMSE の解説は、梅津ほか (2013) に詳しい。

4.7.3 カテゴリー検証で用いる指標

カテゴリー検証では、まず、対象となる現象の有無を予測と実況それぞれについて判定し、その結果により標本を分類する。そして、それぞれのカテゴリーに分類された事例数を基に、予測の特性を検証するという手順を踏む。

(1) 分割表

分割表は、カテゴリー検証においてそれぞれのカテゴリーに分類された事例数を示す表（表 4.7.1）である。(2) から (12) に示す各スコアは、表 4.7.1 に示される各区分の事例数を用いて定義される。また、以下では全事例数を N=FO+FX+XO+XX、実況「現象あり」の事例数を M=FO+XO、実況「現象なし」の事例数を X=FX+XX と表す。

表 4.7.1 カテゴリー検証で用いる分割表。FO, FX, XO, XX はそれぞれの事例数を示す。

		実況		計
		あり	なし	
予測	あり	適中 (FO)	空振り (FX)	FO+FX
	なし	見逃し (XO)	適中 (XX)	XO+XX
計		M	X	N

(2) 適中率

適中率は、予測が適中した割合であり、次式で定義される。

$$\text{適中率} \equiv \frac{\mathrm{FO}+\mathrm{XX}}{N} \quad (0 \leq \text{適中率} \leq 1) \quad (4.7.11)$$

最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。

(3) 空振り率

空振り率は、予測「現象あり」の事例数に対する空振り（予測「現象あり」かつ実況「現象なし」）の割合であり、次式で定義される。

$$\text{空振り率} \equiv \frac{\mathrm{FX}}{\mathrm{FO}+\mathrm{FX}} \quad (0 \leq \text{空振り率} \leq 1) \quad (4.7.12)$$

最小値の 0 に近いほど空振り率が小さいことを示す。本資料集では分母を FO+FX としているが、代わりに N として定義する場合もある。

(4) 見逃し率

見逃し率は、実況「現象あり」の事例数に対する見逃し（実況「現象あり」かつ予測「現象なし」）の割合であり、次式で定義される。

$$\text{見逃し率} \equiv \frac{\mathrm{XO}}{M} \quad (0 \leq \text{見逃し率} \leq 1) \quad (4.7.13)$$

最小値の 0 に近いほど見逃し率が小さいことを示す。本資料集では分母を M としているが、代わりに N として定義する場合もある。

(5) 捕捉率

捕捉率 (H_r: Hit Rate、POD(Probability Of Detection) とも呼ばれる) は、実況「現象あり」のときに予測が適中した割合であり、次式で定義される。

$$H_r \equiv \frac{\mathrm{FO}}{M} \quad (0 \leq H_r \leq 1) \qquad (4.7.14)$$

最大値の 1 に近いほど見逃し率が小さいことを示す。捕捉率は、ROC 曲線 4.7.4 (5) のプロットに用いられる。

(6) 体積率

体積率 (V_r: Volume Ratio) は、全事例のうち予測の「現象あり」の事例の割合を示す。

$$V_r \equiv \frac{\mathrm{FO}+\mathrm{FX}}{N} \qquad (4.7.15)$$

複数の予測の捕捉率が等しい場合、体積率が小さい予測ほど空振り率が小さい良い予測と言える。

(7) 誤検出率

誤検出率 (F_r: False Alarm Rate) は、実況「現象なし」のときに予測が外れた割合である。空振り率 (4.7.12) 式とは分母が異なり、次式で定義される。

$$F_r \equiv \frac{\mathrm{FX}}{X} \quad (0 \leq F_r \leq 1) \tag{4.7.16}$$

最小値の 0 に近いほど、誤検出率が小さく予測の精度が高いことを示す。誤検出率は捕捉率 (5) とともに ROC 曲線 4.7.4 (5) のプロットに用いられる。

(8) バイアススコア

バイアススコア (BI: Bias Score) は、実況「現象あり」の事例数に対する予測「現象あり」の事例数の比であり、次式で定義される。

$$\mathrm{BI} \equiv \frac{\mathrm{FO}+\mathrm{FX}}{M} \quad (0 \leq \mathrm{BI}) \tag{4.7.17}$$

予測と実況で「現象あり」の事例数が一致する場合に 1 となる。1 より大きいほど予測の「現象あり」の頻度が過大、1 より小さいほど予測の「現象あり」の頻度が過小であることを示す。

(9) 気候学的出現率

現象の気候学的出現率 P_c は、標本から見積もられる「現象あり」の平均的な出現確率であり、次式で定義される。

$$P_c \equiv \frac{M}{N} \quad (0 \leq P_c \leq 1) \tag{4.7.18}$$

この量は実況のみから決まり、予測の精度にはよらない。予測の精度を評価する際の基準値の設定にしばしば用いられる。

(10) スレットスコア

スレットスコア (TS: Threat Score) は、予測または実況で「現象あり」の場合の予測適中事例数に着目して予測精度を評価する指標であり、次式で定義される。

$$\mathrm{TS} \equiv \frac{\mathrm{FO}}{\mathrm{FO}+\mathrm{FX}+\mathrm{XO}} \quad (0 \leq \mathrm{TS} \leq 1) \tag{4.7.19}$$

出現頻度の低い現象（$N \gg M$、したがって、XX≫FO, FX, XO となって、予測「現象なし」による寄与だけで適中率が 1 に近い現象）について XX の影響を除いて検証するのに有効である。本スコアは最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。なお、スレットスコアは現象の気候学的出現率の影響を受けやすく、異なる標本や出現率の異なる現象に対する予測の精度を比較するのには適さない。この問題を緩和するため、次項で説明するエクイタブルスレットスコアなどが考案されている。

(11) エクイタブルスレットスコア

エクイタブルスレットスコア (ETS: Equitable Threat Score) は、前項のスレットスコアが現象の気候学的出現率の影響を受けやすいため、気候学的な確率で「現象あり」が適中した頻度を除いて求めたスレットスコアであり、次式で定義される (Schaefer 1990)。

$$\mathrm{ETS} \equiv \frac{\mathrm{FO}-S_f}{\mathrm{FO}+\mathrm{FX}+\mathrm{XO}-S_f} \quad \left(-\frac{1}{3} \leq \mathrm{ETS} \leq 1\right) \tag{4.7.20}$$

ただし、

$$S_f = P_c(\mathrm{FO}+\mathrm{FX}) \tag{4.7.21}$$

である。ここで、S_f は「現象あり」をランダムに FO+FX 回予測した場合（ランダム予測）の「現象あり」の適中事例数である。本スコアは、最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、ランダム予測で 0 となり、FO=XX=0, FX=XO=$N/2$ の場合に最小値 $-1/3$ をとる。

(12) スキルスコア

スキルスコア (Skill Score) は気候学的確率などによる予測の難易を取り除いて、予測の技術力を評価する指数であり、一般に次式のように定義される。

$$\text{スキルスコア} \equiv \frac{S_{\mathrm{fcst}}-S_{\mathrm{ref}}}{S_{\mathrm{pfct}}-S_{\mathrm{ref}}} \tag{4.7.22}$$

ここで、$S_{\mathrm{fcst}}, S_{\mathrm{pfct}}, S_{\mathrm{ref}}$ は、評価対象の予測・完全予測・比較の基準となる予測（気候学的確率など）の各スコア（適中率）である。本スコアは、最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示し、比較の基準となる予測よりも精度が劣る場合、負の値となる。

代表的なスキルスコアは Heidke のスキルスコア (HSS: Heidke Skill Score) で、気候学的な確率で「現象あり」および「現象なし」が適中した頻度を除いて求める適中率であり、次式で定義される。

$$\mathrm{HSS} \equiv \frac{\mathrm{FO}+\mathrm{XX}-S}{N-S} \quad (-1 \leq \mathrm{HSS} \leq 1) \tag{4.7.23}$$

ただし、

$$S = P_c(\mathrm{FO}+\mathrm{FX}) + P_x(\mathrm{XO}+\mathrm{XX}), \quad P_x = \frac{X}{N} \tag{4.7.24}$$

である。ここで、P_x は「現象なし」の気候学的出現率、S は「現象あり」を FO+FX 回（すなわち、「現象なし」を残りの XO+XX 回）ランダムに予測した場合（ランダム予測）の適中事例数である。HSS は、最大値の 1 に近づくほど精度が高く、ランダム予測で 0 となり、FO=XX=0, FX=XO=N/2 の場合に最小値 −1 をとる。前項のエクイタブルスレットスコアもスキルスコアの一つで、Gilbert Skill Score とも呼ばれている。

(13) Roebber ダイアグラム

Roebber (2009) はカテゴリ検証による複数のスコア（捕捉率、空振り率、バイアススコア、スレットスコア）を一つのグラフに表す方法を考案した。検証結果を縦軸に捕捉率 (POD: Probability Of Detection)、横軸に 1– 空振り率 (SR: Success Ratio) をとってプロットすると、捕捉率と空振り率から BI と TS が計算できるため、等値線を目安にバイアススコアとスレットスコアも確認できるグラフとなる（図 4.7.1）。本資料集では、これを Roebber ダイアグラムと呼ぶ。各スコアが 1 に近づくほど（グラフの右上へ近づくほど）、良い予測となる。このグラフでは 4 つのスコアを一目で確認でき、予測特性の変化を把握しやすい。特に、バイアススコアとスレットスコアの変化を捕捉率と空振り率の変化で説明することが容易となる。

例えば、図 4.7.1 の①のようにスコアが変化する場合、捕捉率、空振り率、バイアススコア、スレットスコアのいずれも改善となる。これに対し②の場合には、①と同様にバイアススコア、スレットスコアとも改善しているが、空振り率が増加している。空振り率が大きいにもかかわらず、バイアススコア・スレットスコアが改善している理由は、捕捉率の増加の割合が空振り率の増加に比べて大きいためである。このように①と②ではいずれもバイアススコアとスレットスコアがともに改善しているが、本グラフを用いることで予測の変化傾向の違い（捕捉率と空振り率の変化の違い）が一目で確認できる。

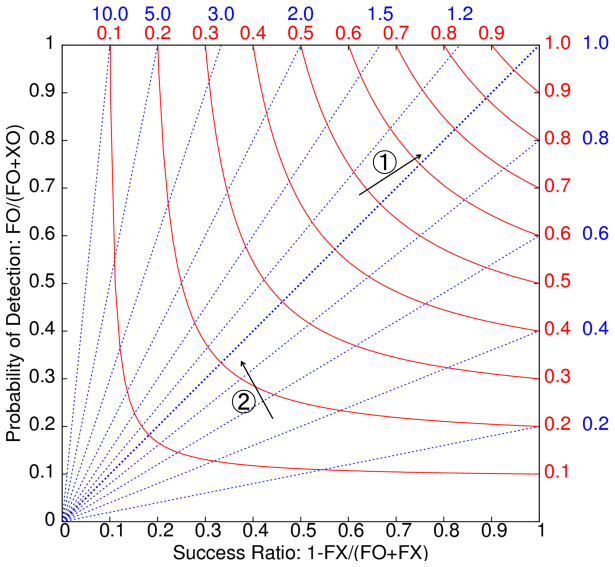


図 4.7.1 Roebber ダイアグラムの模式図。横軸は 1-空振り率、縦軸は捕捉率、青の破線はバイアススコアの、赤の実線はスレットスコアの各等値線。

(14) FSS

FSS(Fractions Skill Score) は、現象の表現に空間的な曖昧さを与えて評価する検証スコアである（Roberts and Lean 2008 参照、幾田 2010 に詳しい）。

平面上のある変量の観測の分布を O_r、予報の分布を F_r とする。変量は任意の閾値 q で 2 値化でき、2 値化した観測を I_O、予報を I_F とすると、次式のように表せる。

$$I_O = \begin{cases} 1 & O_r \geq q \\ 0 & O_r < q \end{cases} \tag{4.7.25}$$

$$I_F = \begin{cases} 1 & F_r \geq q \\ 0 & F_r < q \end{cases} \tag{4.7.26}$$

この 2 値化した変量を用いた検証は空間的な位置ずれを許容せず、検証格子のスケールでの適合を厳密に検証することを意味する。

次に、この I_O と I_F に空間スケールを考慮し、分布の適合の判定に曖昧さを追加するため、分数化を行う。具体的には、検証対象格子を中心とする 1 辺 n 格子の正方形領域を考え、この正方形領域に含まれる 2 値化した格子情報を次式に従って領域平均する。

$$O(n)_{i,j} = \frac{1}{n^2}\sum_{k=1}^{n}\sum_{l=1}^{n} I_O\left[i+k-1-\frac{n-1}{2}, j+l-1-\frac{n-1}{2}\right]\cdot K(n)_{k,l}$$

$$F(n)_{i,j} = \frac{1}{n^2}\sum_{k=1}^{n}\sum_{l=1}^{n} I_F\left[i+k-1-\frac{n-1}{2}, j+l-1-\frac{n-1}{2}\right]\cdot K(n)_{k,l} \tag{4.7.27}$$

ここで $O(n)$ と $F(n)$ は分数化した観測と予報、添字の i, j は格子番号である。また、$K(n)$ はカーネル関数で一般的にはガウシアンカーネルなどが考えられるが、ここでは格子内平均を取り扱うためカーネル関数は一様とする。

分数化した変量 $O(n)$ と $F(n)$ によって二乗平均誤差 (MSE) が次式によって計算される。

$$\mathrm{MSE}_{(n)} = \frac{1}{N_x N_y}\sum_{i=1}^{N_x}\sum_{j=1}^{N_y}[O(n)_{i,j} - F(n)_{i,j}]^2 \tag{4.7.28}$$

ここで、N_x と N_y は検証領域の x 方向の格子数と y 方向の格子数である。ここでは、簡単のため検証領域は矩形領域であると仮定している。

FSS は分数化された観測 $O(n)$ と予報 $F(n)$ によって記述される MSE のスキルスコアであるため、予報スキルを評価するための相対的な基準となる参照値が必要である。FSS の参照値は、$O(n)$ と $F(n)$ を用いて次

式のように定義される。

$$\mathrm{MSE}_{(n)\mathrm{ref}} = \frac{1}{N_x N_y}\sum_{i=1}^{N_x}\sum_{j=1}^{N_y}[O^2(n)_{i,j} + F^2(n)_{i,j}] \tag{4.7.29}$$

この参照値 $\mathrm{MSE}_{(n)\mathrm{ref}}$ は、任意の MSE の取りうる最大の値であり、予報と観測の総数が検証領域の格子数を超えない場合において、予報と観測の適合が無い場合の MSE に相当する。

FSS は、分数化した観測と予報によって記述される $\mathrm{MSE}_{(n)}$、その参照値である $\mathrm{MSE}_{(n)\mathrm{ref}}$、そして完全予報の $\mathrm{MSE}_{(n)\mathrm{perfect}}(=0)$ を用いて次式で定義される。

$$\mathrm{FSS}_{(n)} = \frac{\mathrm{MSE}_{(n)} - \mathrm{MSE}_{(n)\mathrm{ref}}}{\mathrm{MSE}_{(n)\mathrm{perfect}} - \mathrm{MSE}_{(n)\mathrm{ref}}} = 1 - \frac{\mathrm{MSE}_{(n)}}{\mathrm{MSE}_{(n)\mathrm{ref}}} \tag{4.7.30}$$

この式から分かるように FSS は 0 から 1 の値をとり、1 で完全予報、0 で観測と予報の適合がまったく無い場合となる。

4.7.4 確率予測に関する指標など

(1) ブライアスコア

ブライアスコア (BS: Brier Score) は、確率予測の統計検証の基本的指標である。ある現象の出現確率を対象とする予測について、次式で定義される。

$$\mathrm{BS} \equiv \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(p_i - a_i)^2 \quad (0 \le \mathrm{BS} \le 1) \tag{4.7.31}$$

ここで、p_i は確率予測値（0 から 1）、a_i は実況値（現象ありで 1、なしで 0）、N は標本数である。BS は完全に適中する決定論的な（p_i=0 または 1 の）予測（完全予測と呼ばれる）で最小値の 0 をとり、0 に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、現象の気候学的出現率 P_c(4.7.18) 式を常に確率予測値とする予測（気候値予測と呼ばれる）のブライアスコア $\mathrm{BS_c}$ は

$$\mathrm{BS_c} \equiv P_c(1 - P_c) \tag{4.7.32}$$

となる。ブライアスコアは、現象の気候学的出現率の影響を受けるため、異なる標本や出現率の異なる現象に対する予測の精度を比較するのには適さない。例えば上の $\mathrm{BS_c}$ は P_c 依存性を持ち、同じ予測手法（ここでは気候値予測）に対しても P_c の値に応じて異なる値をとる (Stanski et al. 1989)。この問題を緩和するため、次項で説明するブライアスキルスコアが考案されている。

(2) ブライアスキルスコア

ブライアスキルスコア (BSS: Brier Skill Score) は、ブライアスコアに基づくスキルスコアであり、通常気候値予測を基準とした予測の改善の度合いを示す。本スコアは、ブライアスコア BS、気候値予測によるブライアスコア $\mathrm{BS_c}$ を用いて

$$\mathrm{BSS} \equiv \frac{\mathrm{BS_c} - \mathrm{BS}}{\mathrm{BS_c}} \quad (\mathrm{BSS} \le 1) \tag{4.7.33}$$

で定義され、完全予測で 1、気候値予測で 0、気候値予測より誤差が大きいと負となる。

(3) Murphy の分解

Murphy (1973) は、ブライアスコアと予測の特性との関連を理解しやすくするため、ブライアスコアを信頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution)、不確実性 (Uncertainty) の 3 つの項に分解した。これを Murphy の分解と呼ぶ（高野 2002 などに詳しい）。

確率予測において、確率予測値を L 個の区間に分け、標本を確率予測値の属する区間に応じて分類することを考える。確率予測値が l 番目の区間に属する標本数を $N_l\,(N = \sum_{l=1}^{L} N_l)$、このうち実況が「現象あり」であった事例数を $M_l\,(M = \sum_{l=1}^{L} M_l)$、確率予測値の l 番目の区間の区間代表値を p_l とすると、Murphy の分解によりブライアスコアは以下のように表される。

$$\mathrm{BS} = \text{信頼度} - \text{分離度} + \text{不確実性} \tag{4.7.34}$$

$$\text{信頼度} = \sum_{l=1}^{L}\left(p_l - \frac{M_l}{N_l}\right)^2 \frac{N_l}{N} \tag{4.7.35}$$

$$\text{分離度} = \sum_{l=1}^{L}\left(\frac{M}{N} - \frac{M_l}{N_l}\right)^2 \frac{N_l}{N} \tag{4.7.36}$$

$$\text{不確実性} = \frac{M}{N}\left(1 - \frac{M}{N}\right) \tag{4.7.37}$$

信頼度は、確率予測値 (p_l) と実況での現象の出現相対頻度 (M_l/N_l) が一致すれば最小値の 0 となる。分離度は、確率予測値に対応する実況での現象の出現相対頻度 (M_l/N_l) が気候学的出現率 $(P_c = M/N)$ から離れているほど大きい値をとる。不確実性は、現象の気候学的出現率のみによって決まり、予測の手法にはよらない。例えば、$P_c = 0.5$ の場合に不確実性は最大値の 0.25 をとる。また、不確実性=$\mathrm{BS_c}$ が成り立つ。これらを用いて、ブライアスキルスコアを次のように書くことができる。

$$\mathrm{BSS} = \frac{\text{分離度} - \text{信頼度}}{\text{不確実性}} \tag{4.7.38}$$

(4) 確率値別出現率図

確率値別出現率図（Reliability Diagram, Attributes Diagram とも呼ばれる）は、予測された現象出現確率 $P_{\rm fcst}$ を横軸に、実況で現象が出現した相対頻度 $P_{\rm obs}$ を縦軸にとり、確率予測の特性を示した図である（図 4.7.2 参照、Wilks 2011 などに詳しい）。一般に、確率予測の特性は確率値別出現率図上で曲線として表される。この曲線を信頼度曲線 (Reliability curve) と呼ぶ。

信頼度曲線の特性は、Murphy の分解 (3) の信頼度、分離度と関連付けることができる。横軸 $P_{\rm fcst}$ の各値について、信頼度（あるいは分離度）への寄与は、信頼度曲線上の点から対角線 $P_{\rm obs}$=$P_{\rm fcst}$（理想直線）上の点（あるいは直線 $P_{\rm fcst}$=P_c 上の点）までの距離の二乗として表現される。$P_{\rm fcst}$ の各値でのこれらの寄与を、標本数に比例する重みで平均して信頼度（あるいは分離度）が得られる。例えば、no-skill line（直線 $P_{\rm obs} = (P_{\rm fcst} + P_c)/2$）上の点では、信頼度と分離度への寄与は等しい大きさを持ち、ブライアスキルスコアへの寄与が 0 となる。また no-skill line と直線 $P_{\rm fcst} = P_c$ との間の領域（分離度への寄与 > 信頼度への寄与、図 4.7.2 灰色の領域）内に位置する点は、ブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

特別な場合として、気候値予測 4.7.4 (1) では 1 点 $(P_{\rm fcst}, P_{\rm obs}) = (P_c, P_c)$ が信頼度曲線に対応する。また、次の 2 つの特性を示す確率予測は精度が高い。

- 信頼度曲線が対角線に（信頼度への寄与が最小値の 0 に）近い。
- 信頼度曲線上の大きい標本数に対応する点が点 $(P_{\rm fcst}, P_{\rm obs}) = (P_c, P_c)$（気候値予測）から離れた位置（確率値別出現率図の左下または右上寄り）に分布する（分離度が大きい）。

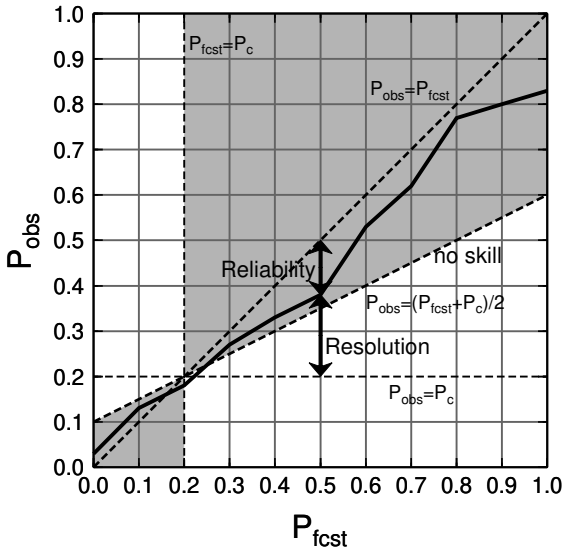


図 4.7.2 確率値別出現率図の模式図。横軸は予測現象出現確率、縦軸は実況現象出現相対頻度、実線が信頼度曲線である。対角線、直線 $P_{\rm obs} = P_c$ との差の二乗がそれぞれ信頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution) への寄与に対応している。灰色の領域内の点はブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

(5) ROC 曲線、ROC 面積、ROC 面積スキルスコア

現象の予測出現確率にある閾値を設定し、これを予測の「現象あり」「現象なし」を判定する基準とすることが可能である。様々な閾値それぞれについて作成した分割表を基に、閾値が変化したときの F_r–H_r 平面上の軌跡をプロットしたものが ROC 曲線（ROC curve: Relative Operating Characteristic curve、相対作用特性曲線）である（図 4.7.3 参照、高野 2002 などに詳しい）。平面内の左上方の領域では $H_r > F_r$ であり、平面の左上側に膨らんだ ROC 曲線特性を持つ確率予測ほど精度が高いものと見なせる。したがって、ROC 曲線から下の領域（図 4.7.3 灰色の領域）の面積（ROCA: ROC Area、ROC 面積）は、情報価値の高い確率予測ほど大きくなる。ROC 面積スキルスコア (ROCASS: ROC Area Skill Score) は、情報価値のない予測 ($H_r = F_r$) を基準として ROC 面積を評価するものであり、次式で定義される。

$$\mathrm{ROCASS} \equiv 2(\mathrm{ROCA} - 0.5) \quad (-1 \leq \mathrm{ROCASS} \leq 1) \tag{4.7.39}$$

本スコアは、完全予測で最大値の 1 をとる。また、情報価値のない予測（例えば、区間 $[0, 1]$ から一様ランダムに抽出した値を確率予測値とする予測など）では 0 となる。

(6) CRPS

CRPS (Continuous Ranked Probability Score) は、確率予測の統計検証の指標の 1 つである。連続物理量

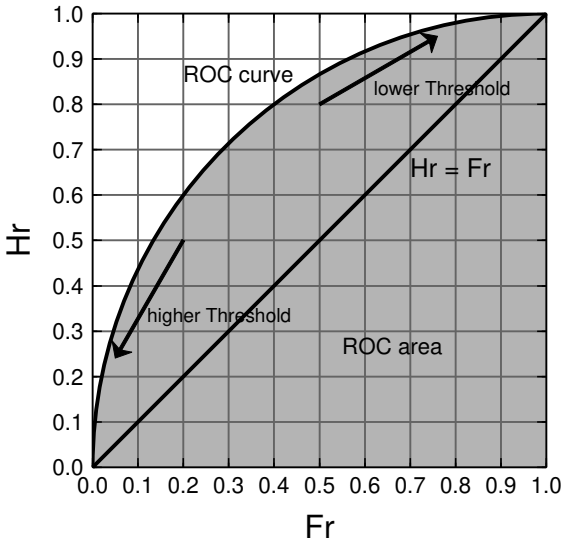


図 4.7.3 ROC 曲線の模式図。横軸は F_r、縦軸は H_r である。灰色の領域の面積が ROC 面積である。

x に対する CRPS は次式で定義される。

$$\mathrm{CRPS} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\int_{-\infty}^{\infty}\left[P_i\left(x\right) - A_i\left(x\right)\right]^2 dx \qquad (0 \leq \mathrm{CRPS}) \tag{4.7.40}$$

ここで、N は標本数、P_i と A_i はそれぞれ予測と実況の累積分布関数であり、次式で定義される。

$$P_i(x) = \int_{-\infty}^{x}\rho_i\left(x'\right)dx' \tag{4.7.41}$$

$$A_i(x) = H\left(x - a_i\right) \tag{4.7.42}$$

ここで、ρ_i は予測された確率密度関数、a_i は実況値、$H(x)$ は階段関数である。

$$H(x) = \begin{cases} 0 & x < 0 \\ 1 & x \geq 0 \end{cases} \tag{4.7.43}$$

CRPS は完全に適中する決定論的な予測で最小値 0 をとり、0 に近いほど予測の精度が高いことを示す。単位は物理量 x と同じである。

また、物理量 x が閾値 t 以下となる現象の確率予測に対するブライアスコアを $\mathrm{BS}(t)$ とおくと、

$$\mathrm{CRPS} = \int_{-\infty}^{\infty}\mathrm{BS}(t)dt \tag{4.7.44}$$

の関係がある。

参考文献

幾田泰酵, 2010: 高分解能モデルの降水予報精度評価に適した検証手法. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 11–17.

梅津浩典, 室井ちあし, 原旅人, 2013: 検証指標. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 6–15.

北川裕人, 2005: 全球・領域・台風モデル. 平成 17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38–43.

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.

氏家将志, 堀田大介, 黒木志洸, 2019: スペクトラルブロッキングの軽減. 数値予報課報告・別冊第 65 号, 気象庁予報部, 25–29.

Murphy, A. H., 1973: A new vector partition of the probability score. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 595–600.

Roberts, N. M. and H. W. Lean, 2008: Scale-Selective Verification of Rainfall Accumulations from High-Resolution Forecasts of Convective Events. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 78–97.

Roebber, P. J., 2009: Visualizing Multiple Measures of Forecast Quality. *Wea. Forecasting*, **24**, 601–608.

Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570–575.

Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows, 1989: Survey of common verification methods in meteorology. *Research Rep.*, **89-5**, Forecast Research Division, Atmospheric Envirnment Service, Environment Canada, 114 pp.

Wilks, D. S., 2011: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, International Geophysics, Vol. 100. Academic Press, 334-340 pp.