

令和3年度数值予報解説資料集

(数值予報課)

令和4年3月
March 2022

気 象 庁 情 報 基 盤 部

はじめに

数値予報解説資料集は、それまでに数値予報課にて刊行していた数値予報研修テキストを改めて令和2年度より刊行を開始した。令和2年度の変更においては、名称を変えるだけでなく、冊子から電子媒体に変更し、構成を改めて「基礎編」「応用編」「事例解析編」「資料編」とした。これにより、数値予報に関する基礎知識から応用知識までを体系的に理解する助けとなることを目指すとともに、最新の数値予報システムの改良の概要及びその予測特性などを実事例によって理解する助けとなることを目指している。

令和2年10月には気象庁の組織改編が行われ、予測対象等によって部署ごとに分かれていた数値予報技術開発部門が、茨城県つくば市に設置された数値予報開発センターに集約された。令和2年度刊行の数値予報解説資料集は組織改編前の数値予報システムのみを扱っており、組織改編に合わせて集約された数値予報システムについても令和4年度にかけて順次拡充していき、令和4年度以降に刊行する資料集では数値予報開発センターで開発されるモデル、プロダクトを系統的に解説できるようにする予定である。

令和3年度の数値予報解説資料集では、「基礎編」として数値予報の流れに沿って概要を解説するとともに、これまで扱っていなかった波浪・高潮・海況・物質輸送の各モデルに関する解説を追加した。「応用編」では令和2年度後半から令和3年度前半までに実施した数値予報システムの改良として、全球解析・全球モデル・全球アンサンブル予報システムの改良（令和3年3月導入）、局地数値予報システムの改良（令和3年3月導入）、観測データ利用法の改良（令和2年10月から令和3年9月までに順次導入）、波浪アンサンブル予報システムの改良（令和3年6月導入）、高潮モデルの改良（令和3年4月導入）、日本沿岸海況監視予測システムの運用開始（令和2年10月実施）、ガイダンスの改良（令和3年6月導入）を取り上げた。「事例解析編」では、令和2年後半から令和3年の顕著事例として、令和2年12月の大雪、令和3年7月の豪雨、令和3年8月の豪雨、令和3年の台風（第9号及び第14号）を取り上げ解説した。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は「資料編」にまとめている。

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。一方で、線状降水帯や台風といった顕著現象の予測においては不十分な点もある。そのため、今後も着実に開発を進めて一步一步数値予報の改善を行っていく必要がある、その結果として数値予報プロダクトの特性も変わることとなる。本数値予報解説資料集がプロダクトの利用者にとって、最新の数値予報プロダクトの特性について理解を深める助けとなり、予報作業における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。

また、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ものの、数値予報システムのより詳細を知りたい方は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 石田 純一

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	11
1.3 データ同化	27
1.4 数値予報モデル	34
1.4.1 大気モデル	35
1.4.2 海洋モデル	50
1.4.3 物質輸送モデル	59
1.5 アンサンブル予報	64
1.6 ガイダンス	75
1.7 気象庁の現業数値予報システム	84
1.7.1 全球解析	91
1.7.2 全球モデル	99
1.7.3 全球アンサンブル予報システム	105
1.7.4 メソ解析	109
1.7.5 メソモデル	115
1.7.6 メソアンサンブル予報システム	123
1.7.7 局地解析	129
1.7.8 局地モデル	135
1.7.9 毎時大気解析	140
1.7.10 波浪モデル（全球・沿岸）	145
1.7.11 波浪アンサンブル予報システム	157
1.7.12 高潮モデル	160
1.7.13 日本沿岸海況監視予測システム	167
1.7.14 エーロゾルモデル	178
1.7.15 化学輸送モデル（全球・領域）	183
1.7.16 二酸化炭素輸送モデル	190
1.8 プロダクト利用上の留意点	196
1.8.1 数値予報の留意点	197
1.8.2 ガイダンスの留意点	219
第2章 応用編	234
2.1 全球解析・全球モデル・全球アンサンブル予報システムの改良	234
2.2 局地数値予報システムの改良	249
2.3 観測データ利用法の改良	276
2.4 波浪アンサンブル予報システムの改良	306
2.5 高潮モデルの改良	309
2.6 日本沿岸海況監視予測システムの運用開始	318
2.7 ガイダンスの改良	326
第3章 事例解析編	339
3.1 令和2年12月の大雪事例の数値予報の結果	339

3.2	令和3年7月の豪雨事例の数値予報の結果	373
3.3	令和3年8月の豪雨事例の数値予報の結果	419
3.4	令和3年の台風の数値予報の結果	487
第4章	資料編	514
4.1	数値予報システムの概要一覧	514
4.2	ガイダンスの概要一覧表	530
4.3	プロダクトの送信時刻	542
4.4	最近の改善のまとめ	544
4.5	プロダクトの物理量の算出手法	546
4.6	表記と統計的検証に用いる代表的な指標	548

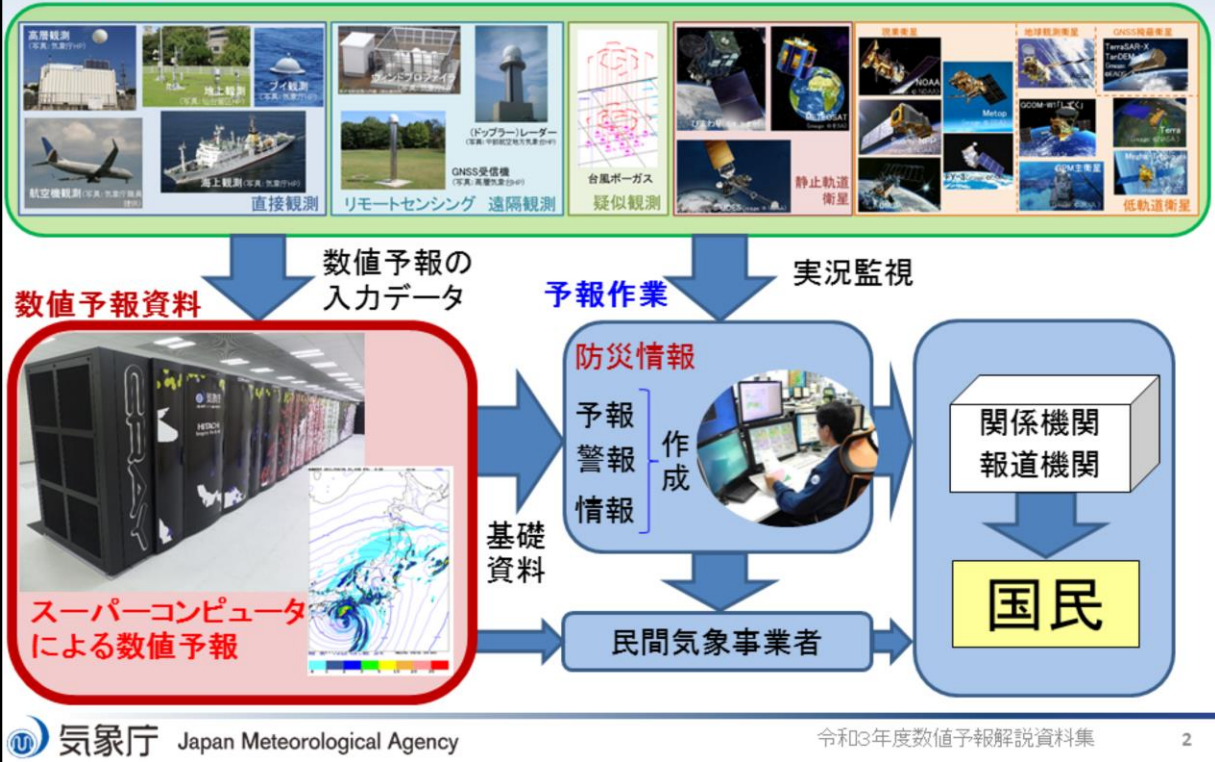


第1章 基礎編

1.1 概要

気象予報業務における数値予報の役割

観測資料



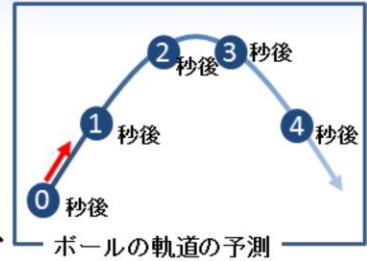
本節では、今日の天気予報の基盤技術となっている数値予報の基礎知識について、本田・室井(2018)を基に最近の更新を反映して、その概要を解説する。

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。

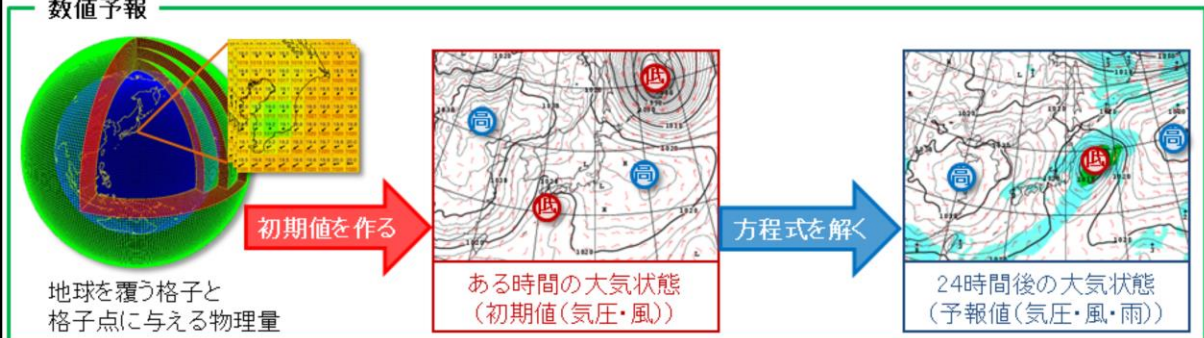
数値予報資料は天気予報、注意報・警報や気象情報などの防災情報を作成する際の基礎資料として利用され、防災情報は関係機関や報道機関を通じて国民に提供される。現代の天気予報や防災情報の作成作業に数値予報資料は必要不可欠であり、数値予報は予報業務における重要な基盤技術となっている。また数値予報資料は民間気象事業者にも提供されていて、様々な形で利活用されている。

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。



数値予報



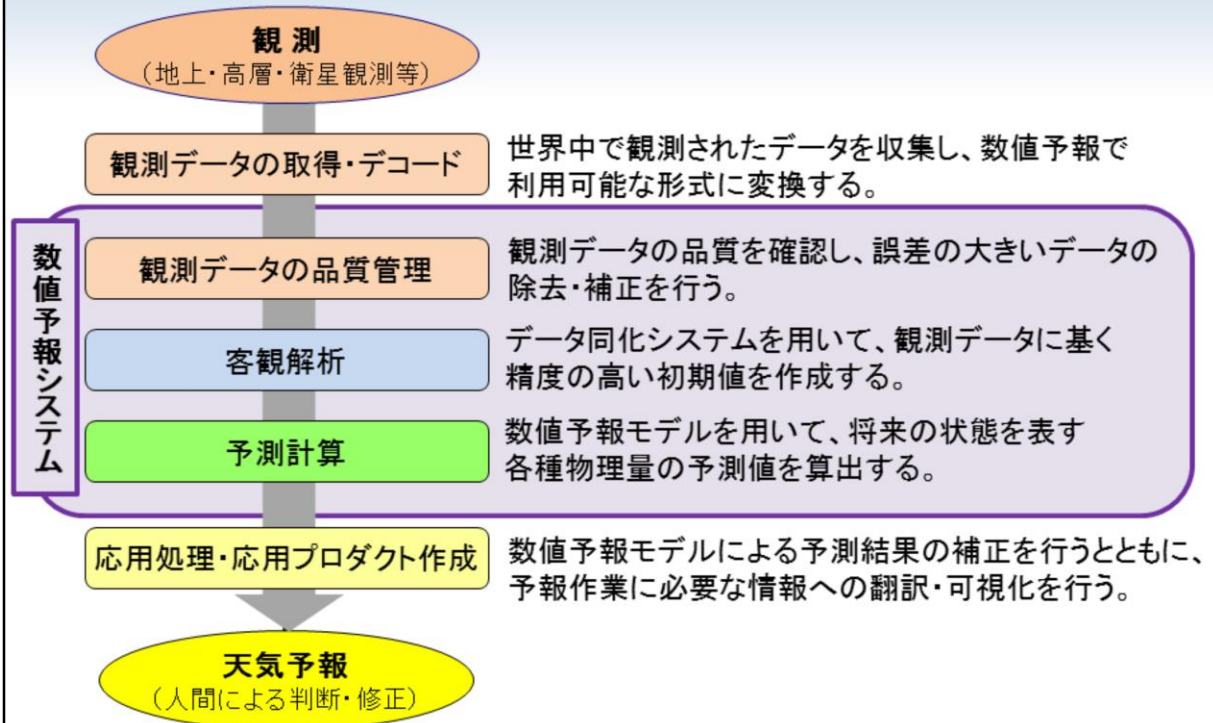
数値予報とは計算機を用いて地球大気の数値シミュレーションを行い、ある時点の大気状態から未来の大気状態を予測することを指す。

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。

数値予報の流れ



スライドには数値予報のおおまかな流れを示している。

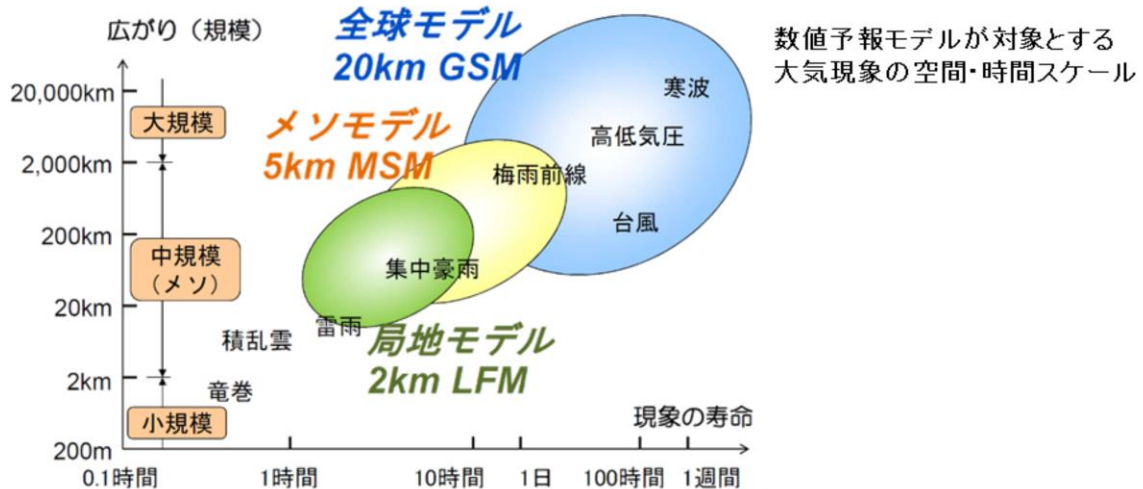
まず、現在の大気の状態を知るために、世界中の観測データを収集し、数値予報で利用可能な形式に変換(デコード)する。観測データには様々な理由で誤差が含まれていて、中には精度が悪く数値予報への利用に適さない観測データも存在するため、収集した観測データの品質を確認し、誤差の大きいデータについてはデータの除去、補正(品質管理)を行う必要がある。次に、品質管理により選別された観測データを利用して数値予報の初期値を作成する。数値予報の初期値を作成する過程を客観解析(データ同化)と呼ぶ。数値予報では初期値の精度が予測精度に及ぼす影響が大きいいため、精度の高い初期値を作成することは非常に重要である。

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。



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)

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20km、全球アンサンブル予報システムが約40km。短期予報、週間天気予報、台風予報、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)

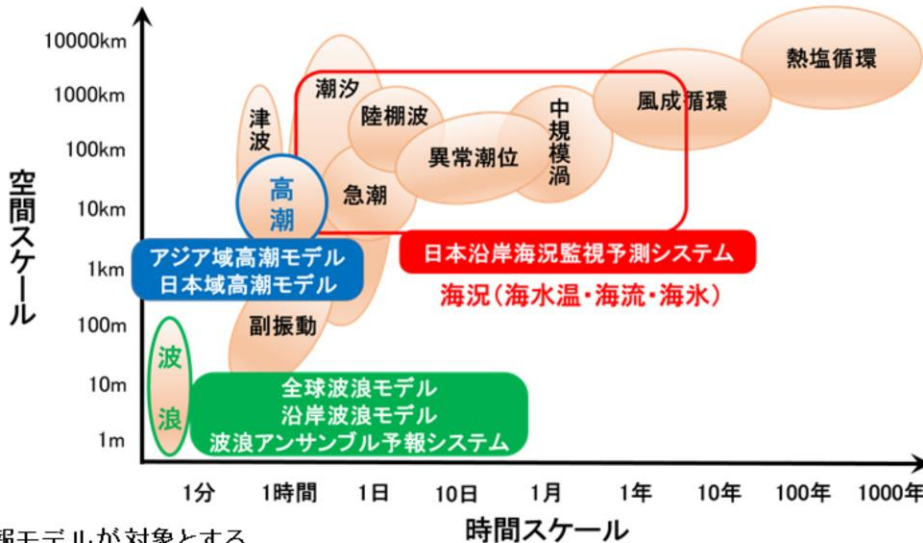
日本周辺を予報領域とした数値予報モデルで、水平格子間隔は5km。短期予報、防災気象情報、航空気象情報、降水短時間予報等の作成に利用される。

・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



気象庁 Japan Meteorological Agency

令和3年度数値予報解説資料集

6

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」、「海氷モデル」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(アジア域高潮モデル、日本域高潮モデル)

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)

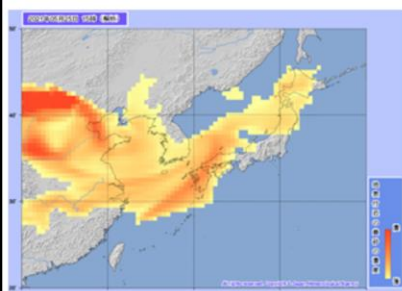
黒潮や親潮等の日本周辺の海流や海水温の状態を予測する。海面水温・海流1か月予報の発表、水産業、また他の数値予報モデルとともに船舶の安全運航、海上の警備救難等でも利用される。

- ・海氷モデル(海氷モデル)

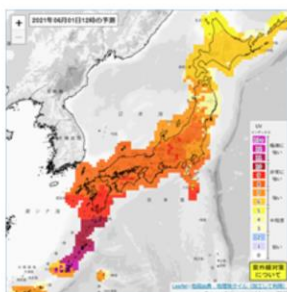
オホーツク海南部の1週間先までの海氷密接度の分布を予測する。海氷情報や船舶向けの海氷予想図に利用される。

物質輸送に関する数値予報モデル

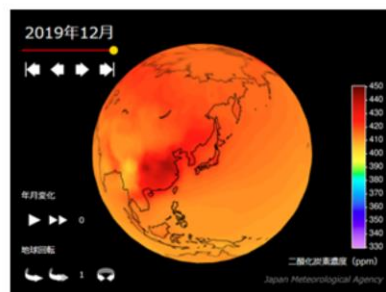
- 地球環境や気候に影響する黄砂、紫外線、二酸化炭素などを、物質輸送モデルを用いて監視・予測。



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。

・エアロゾルモデル(全球エアロゾルモデル)

エアロゾルは大気中に漂う数nmから数十 μ mの微粒子で、代表的なエアロゾルとしては黄砂、煙、海塩、PM2.5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、領域化学輸送モデル)

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。紫外線情報やスモッグ気象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

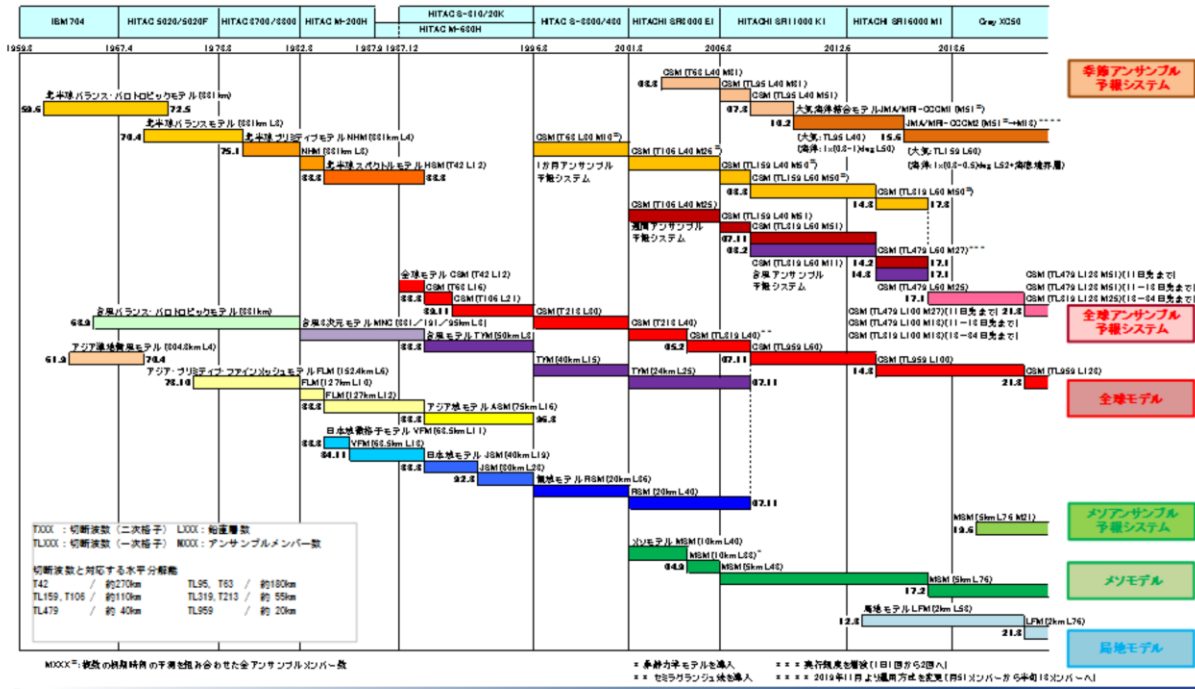
- 数値予報モデルでは、初期値と予報値が一対一対応の関係にある。
(初期値が決まれば予報値が決まる)
 - 初期値や境界値、数値予報モデルに含まれる誤差により、予測には必ず誤差が含まれる。
- 決定論的予報
 - データ同化によって得られた解析値を初期値として実行される数値予報。
 - 数値予報の誤差の大きさは、その時々の大気状態で異なるため、一つの決定論的予報の結果で予測の誤差を見積もることはできない。
- アンサンブル予報
 - 予測の誤差を見積もるために、揺らぎを与えた複数の初期値から実行される数値予報。
 - 決定論的予報では知り得ない、予測の誤差や不確実性、信頼性といった情報がアンサ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



数値予報モデルでは、初期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。

気象庁のスーパーコンピュータと 数値予報システムの歴史



スライドには気象庁のスーパーコンピュータと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(2018年6月5日から運用開始)は第10世代目のもので、その理論最大性能は18,166TFLOPS(1TFLOPSは1秒回に1兆回計算できることを示す単位)、第9世代のスーパーコンピュータシステムの約10倍の性能となっている。

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。

参考文献

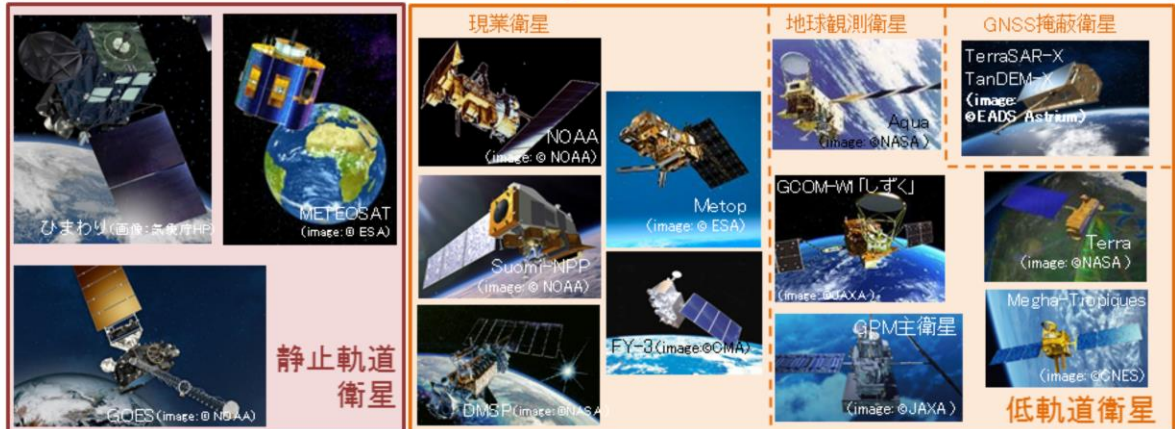
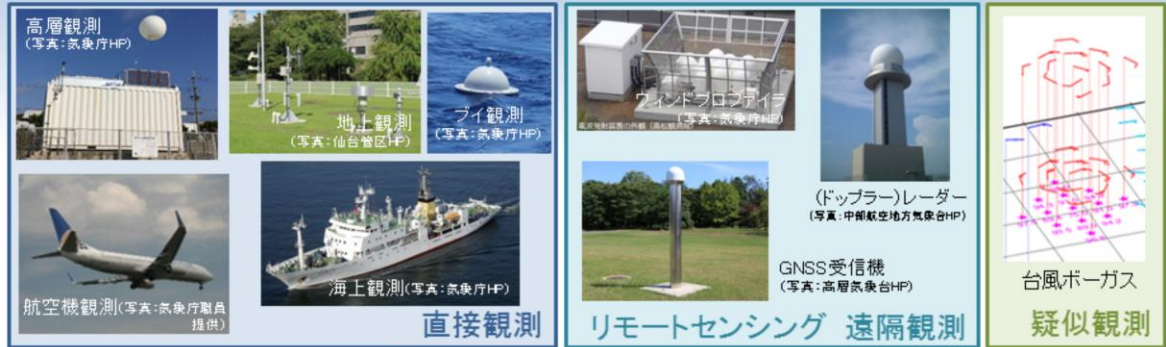
- 本田有機, 室井ちあし, 2018: 概要. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66-71.



第1章 基礎編

1.2 観測データと品質管理

数値予報で利用している観測



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。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、このうち低軌道衛星には気象機関などが運用する現業衛星のほか、研究機関や宇宙機関が運用する地球観測衛星やGNSS掩蔽衛星がある。

疑似観測では、台風ポーガスと呼ばれる気象庁で解析された熱帯低気圧(TC: Tropical Cyclone)の情報をデータ同化に利用する手法が用いられている。

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
- 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

地表上の観測

上層の観測



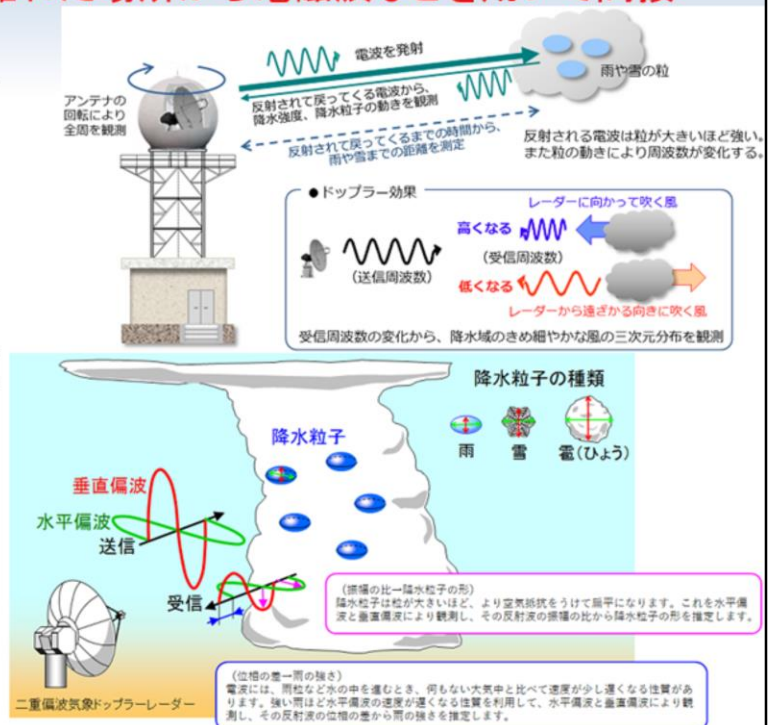
直接観測は、ある場所の大気状態を実際にその場で測る観測である。直接観測には各地の気象台などによる地上観測や船舶・漂流ブイによる海上観測、ラジオゾンデによる高層観測、商用航空機などによる航空機観測が含まれる。

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
- 地上GNSS観測
 - 天頂遅延量
 - 可降水量

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。



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)を放射し、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。放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類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。

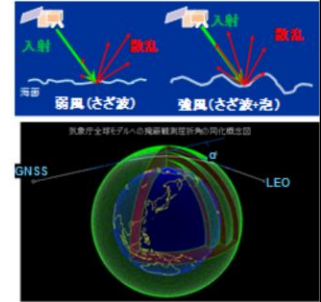
ウィンドプロファイラは地上から上空に電波を放射し、上層大気屈折率の乱れによって生じる送信波と反射波の周波数の差を利用して、上空の風向・風速を観測する。

地上GNSSは複数のGNSS衛星から発信された電波を地上の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水蒸気量に起因するため、受信機が設置された場所の天頂大気遅延量や鉛直積算水蒸気量(可降水量)を求めることができる。また、視線大気遅延量(受信機と衛星間の経路に沿った伝播遅延)からは大気中の水蒸気の3次元分布も推定できる。

衛星観測(衛星リモートセンシング)

※赤字は初期値解析で利用中のもの、青字は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、土壤水分、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、土壤水分
- 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



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ですが、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、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

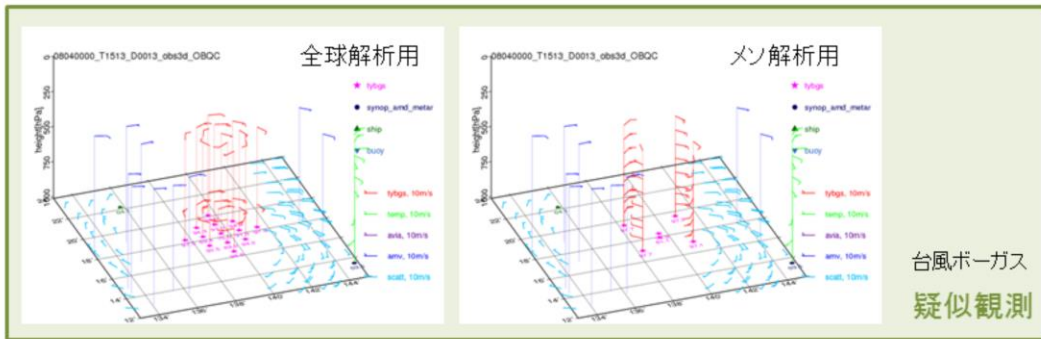
疑似観測は人工的に作成される疑似的な観測データ。

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。



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。

ボーガスの作成は理想的な概念モデルに前述のTCに関する情報を適用して軸対称を仮定した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
- × 空間分解能は限定的、分布に限りがあり、高層観測などは、時間分解能にも制約がある

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)

- 時間・空間分解能が高い
- × 地上設置型の欠点に加え、データの入電に時間がかかる

※衛星の寿命

疑似観測

- 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	地上観測
	地上自動観測
	海上観測
	航空機観測
	高層観測
地上リモートセンシング	ウィンドプロファイラ
	ドップラーレーダー
	解析雨量
	地上GNSS
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
	赤外サウンダ
	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	LEO GEO 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。

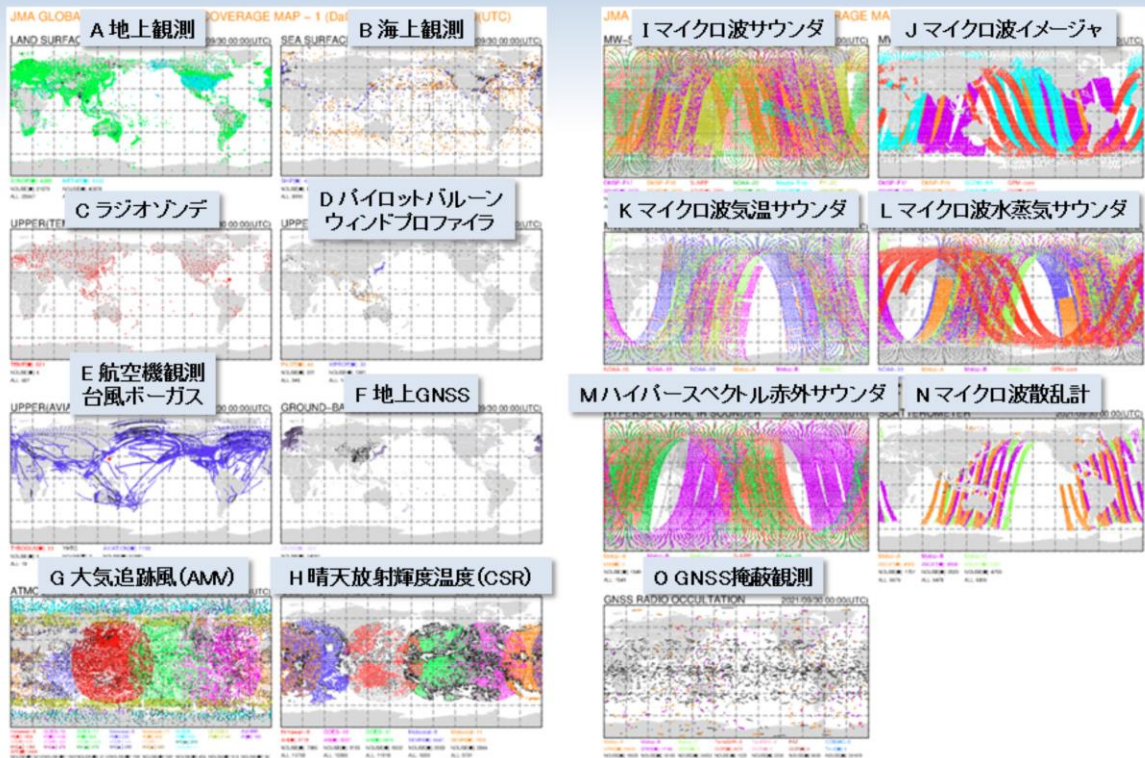
直接観測データは一般に空間分解能に限られ、時間分解能に制約があるものもあるが、高品質でリモートセンシングデータの校正に使われるなど観測データとして貴重である。

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には地上リモートセンシングの欠点に加え、後述するようにデータの入電に時間がかかるという欠点があるが、時間・空間分解能が高いという利点がある。

疑似観測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2021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)や台風ポーガス(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)はハイパースペクトル赤外サウンダのデータ分布。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GNSS		○				
疑似観測	台風ポーガス	○		○	○		
静止衛星	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	○		○	○	○	○
	赤外サウンダ	○		○	○	○	○
	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。

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が多いため、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衛星搭載サウンダや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	毎時大気解析	
直接観測	地上観測	気圧 (地上解析のみで利用: 気温、風、湿度)		気圧、気温、風、湿度		
	地上自動観測			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				
	ドップラーレーダー		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			
疑似観測	台風ボーガス	気圧、風				
静止衛星	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				
	赤外サウンダ	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	LEO GEO(*3)大気追跡風	風				

(*1) 湿度を推定して同化 (*2) GNSSは全球測位衛星システム (*3) LEO GEOは低軌道衛星 (LEO)と静止気象衛星(GEO)の合成プロダクト

2021年9月現在

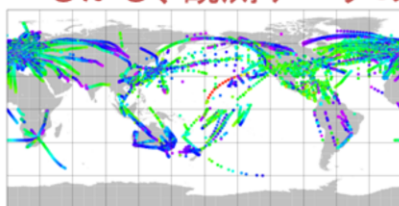
スライドでは数値予報で利用している観測要素を示している。

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。

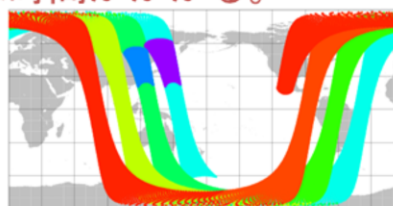
データ打ち切り時間

- 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
(Kazuo/AMS-E, 2011/03/01 06JTC)

– → 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長時間データを待って解析実行(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。

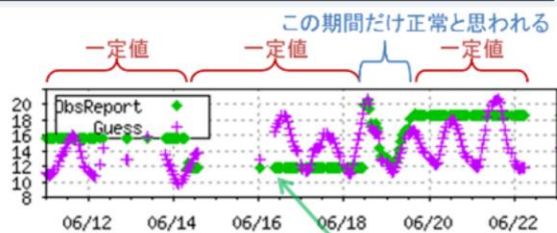
航空機観測は観測時刻が連続的に分布しており、観測後30分以内に多くのデータが入電する。データの入電も連続的にあり、解析時刻の4時間後までには、解析時刻前後3時間のデータのほとんどが入電する。

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時間後によろ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長時間データを待って行う解析がある。(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



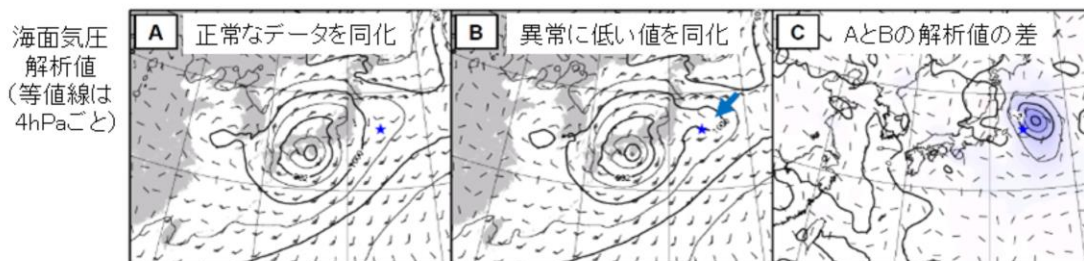
観測データには、誤差が含まれる。測定誤差、代表性誤差、変換誤差など。

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。

日変化が現れておらず、一定値の通報が続く。

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



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見える。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(測器が氷結していないか)、気温減率は妥当か、などである。

リアルタイムQC(外的QC)

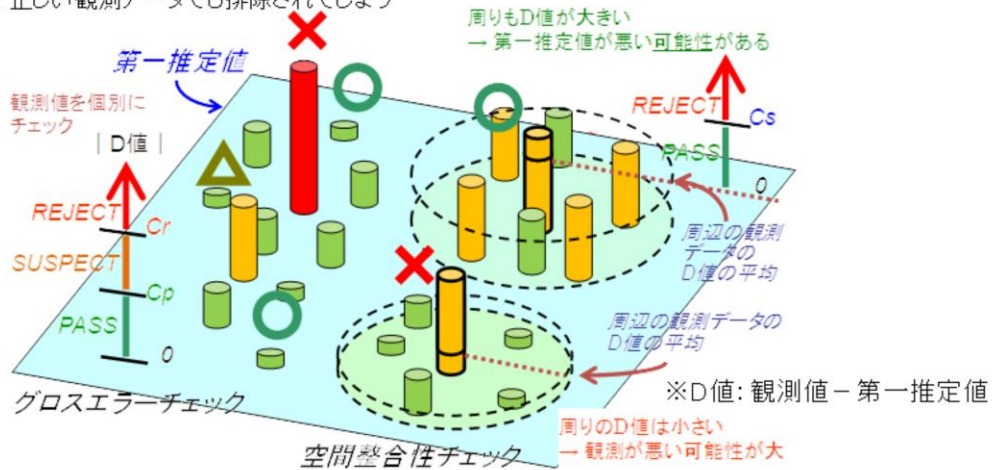
グロスエラーチェック

- ・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る可能性有

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(D値)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D値の大きさに応じて、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ため注意が必要である。

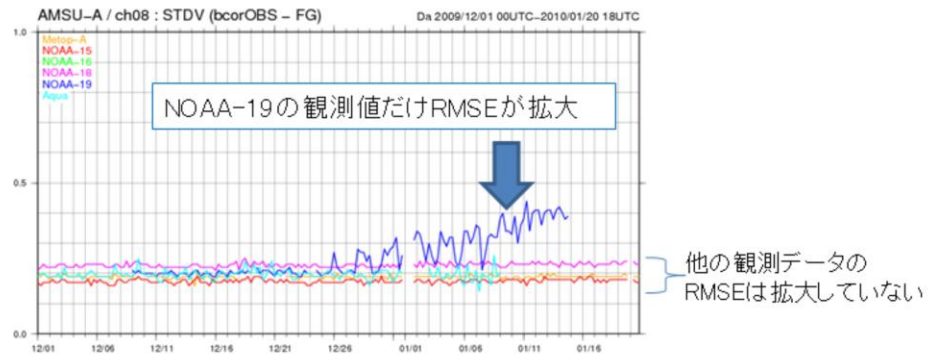
- ・空間整合性チェック: D値を周囲の観測データと比較し、周囲の観測データも似たようなD値だった場合、観測は正しいと判断してPASSとする。逆に周囲と異なる場合には、観測値の信頼性が低いとみなしてREJECTとする。

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



➡ 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二乗平均平方根誤差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.
- 気象庁 「ウインドプロファイラ」
<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/windpro/kaisetsu.html>
- 気象庁 「気象レーダー」
<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/radar/kaisetsu.html>
- WMO, 1993: Guide on the Global Data-Processing System, WMO No.305.

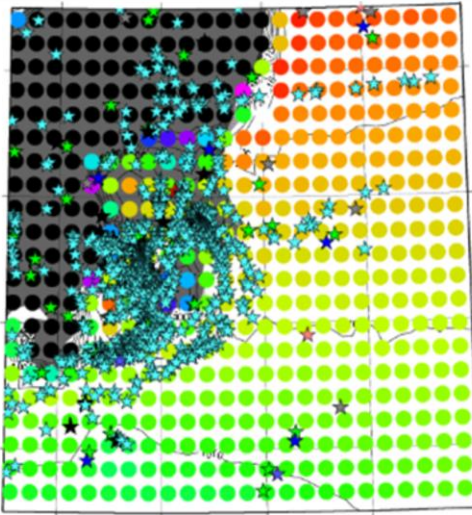


第1章 基礎編

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



GSMの格子点値(○)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。
⇒「叩き台」として利用する。
- 観測値は現実を反映している。
⇒観測値を利用して叩き台を「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。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。

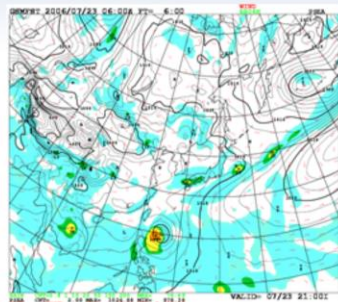
表に観測データと第一推定値(前回の数値予報モデルの予報値)の特徴をまとめている。観測データは基本的に現実を反映しているが、利用可能な地点や高度、あるいはデータの種類が限られたものになっている。第一推定値は全ての格子点上で全てのデータを利用できるが、現実に沿ったものとは限らない。このように観測データと第一推定値のメリットとデメリットは互いに相補的になっていて、また観測データと第一推定値はそれぞれ観測誤差、予報誤差を内包している。図はGSMの格子点と実際に入電した観測データの分布を示している。GSMの格子点は3次元空間内に規則正しく並び、これら全ての格子点上で全ての要素のデータが利用できる。一方で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叩き台として利用し、現実を反映している観測データによって叩き台(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。

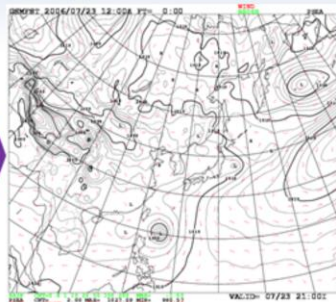
データ同化手法には4次元変分法や3次元変分法、最適内挿法、アンサンブルカルマンフィルタなどがある。

データ同化による初期値の作成

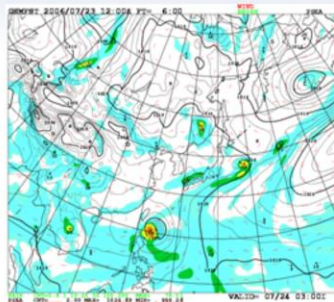
第一推定値



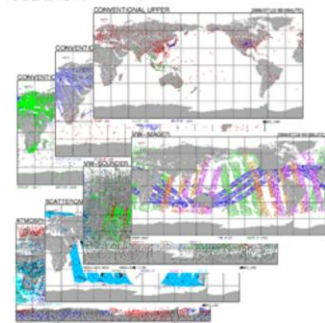
初期値



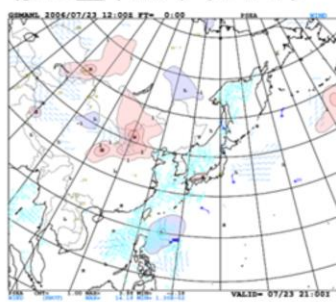
予報値



観測データ



修正量(インクリメント)



データ同化(客観解析)

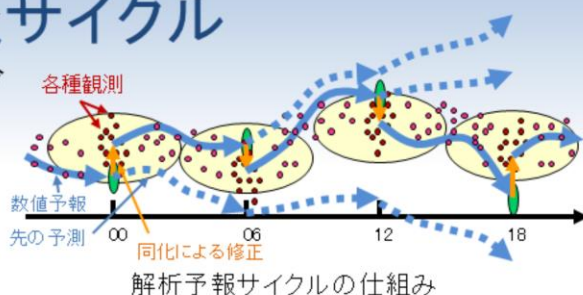
予測計算
(数値予報モデルの実行)

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、叩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、異常データの混入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

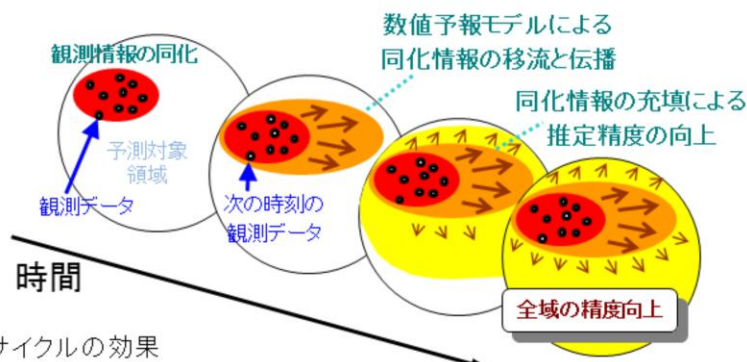
- 数値予報では予測時間が長いほど誤差が増大する。

- 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。

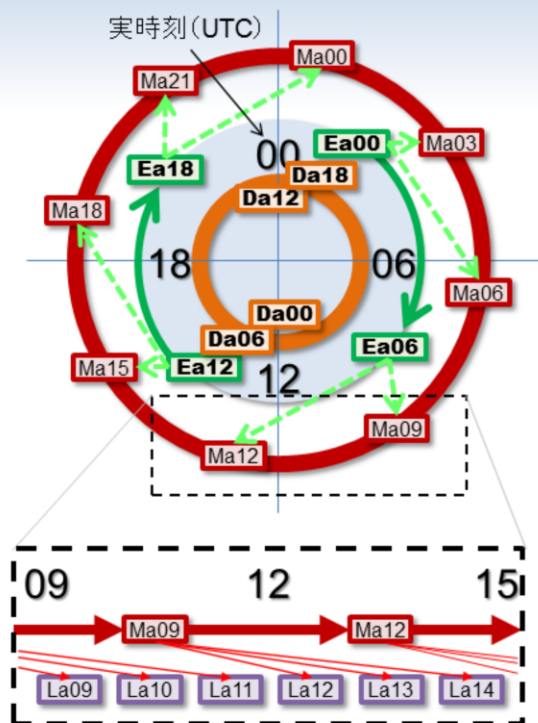
- サイクルを繰り返すことで、海上などの観測が少ない領域でも解析精度の向上が期待できる。



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

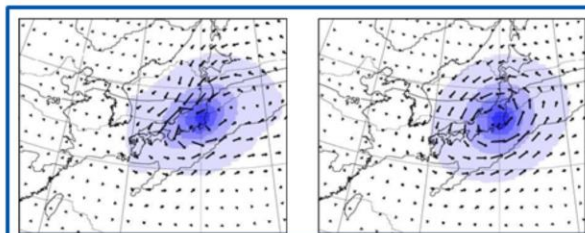
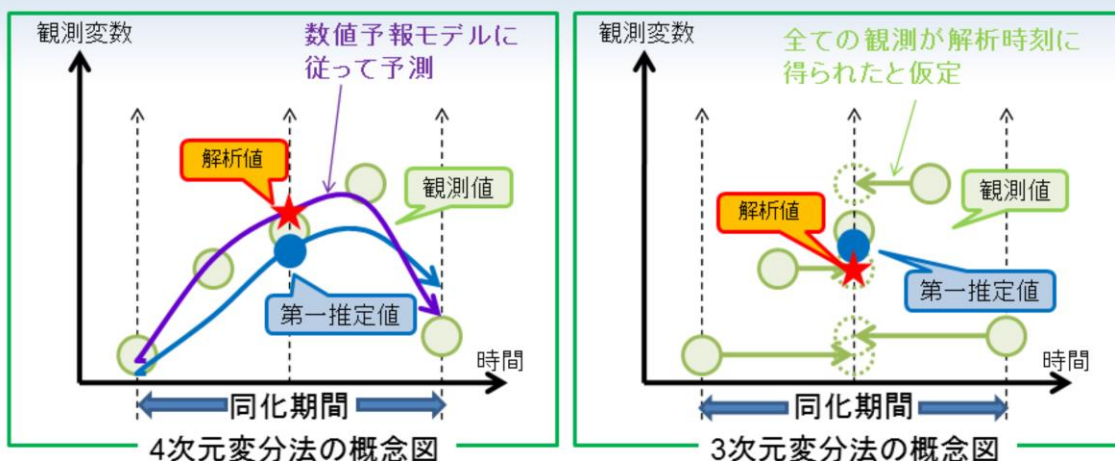
解析予報サイクルと数値予報システムの関係を示す。Daは全球サイクル解析 (Delayed analysis)、Eaは全球速報解析 (Early analysis)、Maはメソ解析 (Meso analysis)、Laは局地解析 (Local analysis) を表し、2桁の数値は解析が実行される時刻 (UTC) を表す。DaおよびMaの輪は、これらが解析予報サイクルであることを意味し、矢印は第一推定値や側面境界値の提供に関する関係を示している。

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



4次元変分法(左)と3次元変分法(右)による1点同化の例



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。

参考文献

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

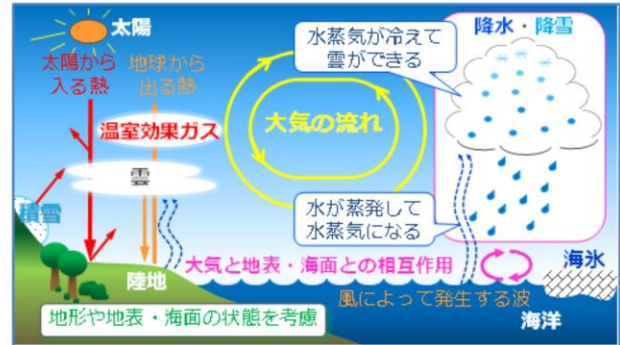
物理量の時間変化を記述する方程式

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

時間変化率 未来の値 ある時刻の値

• 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

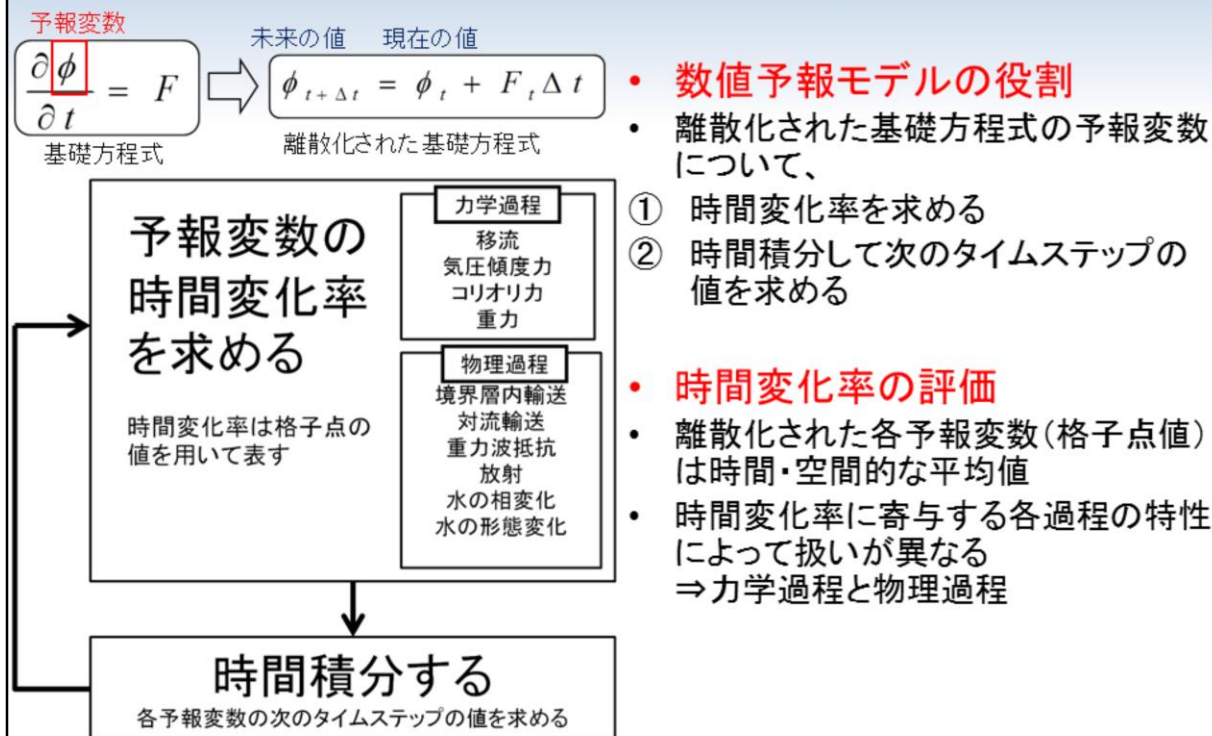


数値予報モデルで扱う主な過程

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った形になっている。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られる(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。

基礎方程式

力学過程

物理過程

水平方向の運動方程式	水平速度の時間変化	=	移流の効果	+	コリオリの効果	+	水平の気圧傾度力	+	外力		
鉛直方向の運動方程式 (非静力学モデル) または 静力学平衡の式 (静力学モデル)	鉛直速度の時間変化	=	移流の効果	+	コリオリの効果	+	鉛直の気圧傾度力	+	重力	+	外力
静力学平衡の式 (静力学モデル)	0	=					鉛直の気圧傾度力	+	重力		
連続の式 (質量保存の式)	密度の時間変化	=	移流の効果	+	収束・発散の効果						
熱力学方程式	温度の時間変化	=	移流の効果	+	断熱圧縮・膨脹による変化				非断熱加熱		
水蒸気の予測式	比湿の時間変化	=	移流の効果						相変化に伴う加湿		

その他に状態方程式等

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。鉛直方程式の運動方程式は「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。

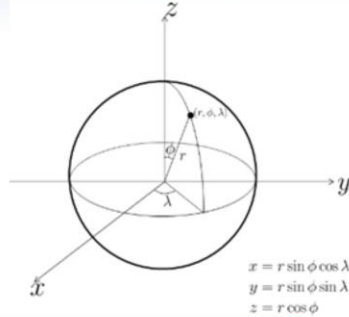
連続の式は水の相転移を除いて、空気の質量が保存されていることを表す方程式である。静力学モデルでは、鉛直方向の運動方程式の代わりに連続の式と水平方向の運動方程式による水平方向の風の計算結果を用いて、鉛直流が求められる。

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

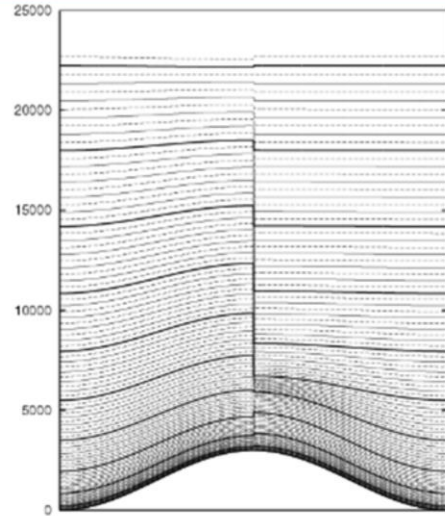


鉛直座標

- ・気圧座標
- ・高度座標

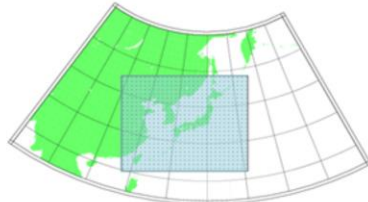
ハイブリッド座標

一番上まで地形の影響が残る鉛直座標系(左)と高度1万mを超えた辺りで地形の影響がなくなるハイブリッド座標(右)。



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



気象庁 Japan Meteorological Agency

令和3年度数値予報解説資料集

39

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いため、両者を組み合わせた「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。

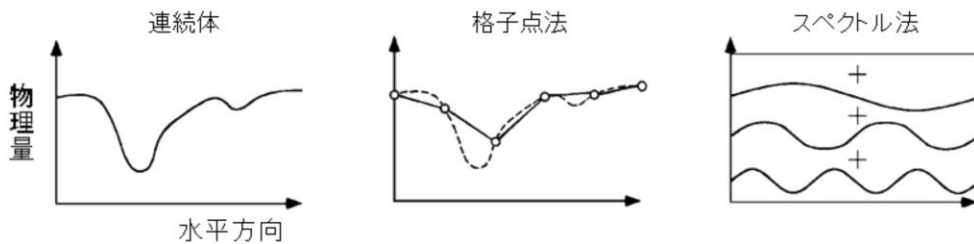
- 水平方向の離散化

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

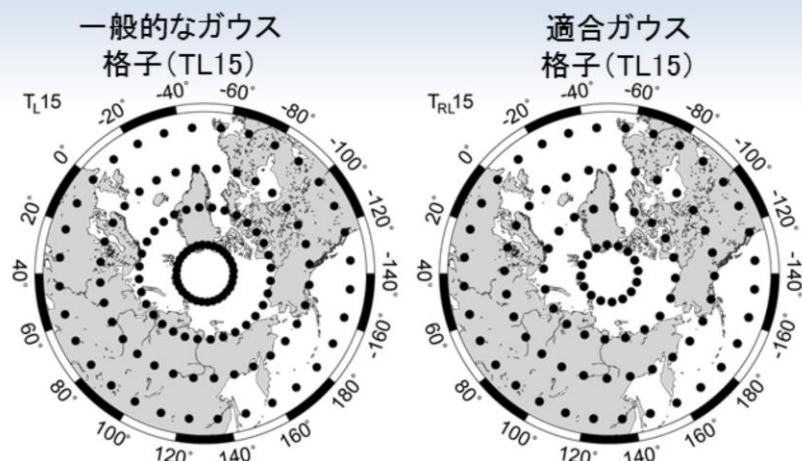
T **L** **959**
三角切断 線形格子 波数

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)
TL959	20 km	18 km	21 km
TL479	40 km	36 km	42 km
TL319,T213	55 km	54 km	63 km
TL159,T106	110 km	108 km	125 km
T63	180 km	180 km	209 km
T42	270 km	271 km	313 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T213などと表記する。波と格子の対応はいくつかの方法があり、TL959のように先頭に“TL”が付く場合には、スペクトル空間では微分方程式の線形項のみを扱うことを想定した線形格子(linear 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TL959の全球モデルの場合、赤道上には1920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21 km、北緯30度ではやや狭まって約18 kmとなる。また南北方向は赤道上的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20 kmと表記している。

適合ガウス格子



- 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



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。

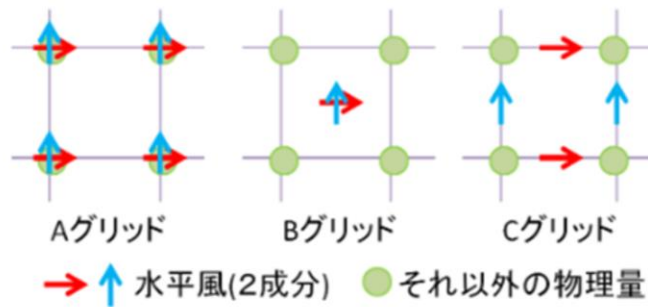
気象庁全球モデルには「適合ガウス格子」(宮本2005;岩村2008)を使用している。ガウス格子は地球の球体表面の緯度方向の積分をガウスの求積法によって精度よく求めるために使用している。適合ガウス格子では中高緯度の格子が標準のガウス格子よりも、精度に影響がない範囲で少なくなっているため、格子間隔の非一様性が緩和される。また、物理過程などは局所的な効果や変化として取り扱う方が都合がよいために、格子点の値を直接用いた計算が併用されており、適合ガウス格子の利用によって、標準的なガウス格子より格子点数が少なくなり、物理過程の計算量も減少する。

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

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = F \quad \xrightarrow{\text{離散化}} \quad \phi_{t+\Delta t} = \phi_t + F_t \Delta t$$

【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。

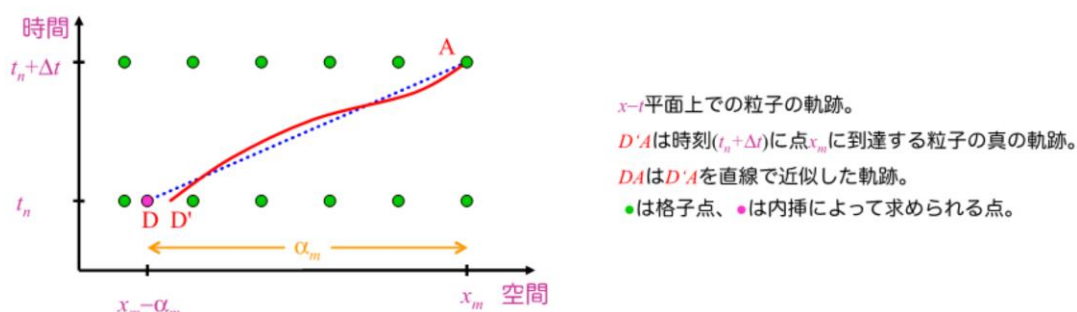
➡ CFL条件を考慮しても積分時間間隔を大きめに取ることができる。

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

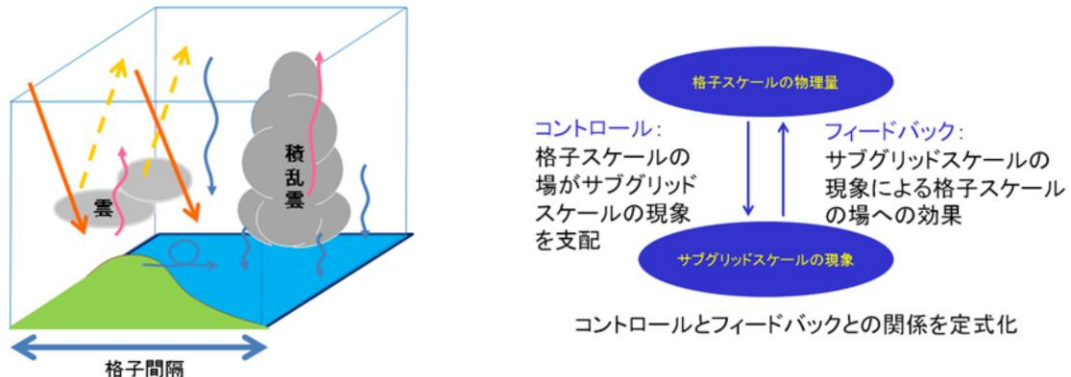


次に、CFL条件を一部回避して積分時間間隔を長く取るための工夫について紹介する。速度の大きい波の効果を計算する際に「陰解法(インプリシット法)」と呼ばれる手法を用いて解くことで、積分時間間隔をCFL条件に依らず決めることができる。それ以外の波の効果を計算する際には従来の「陽解法(イクスプリシット法)」で解くが、相対的に速度が小さいため、CFL条件を考慮しても積分時間間隔を大きめに取ることができる。これら2つの手法を併用する時間積分法を、半分は陰解法を用いることから「セミ・インプリシット法」と呼ぶ。

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20 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100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400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**



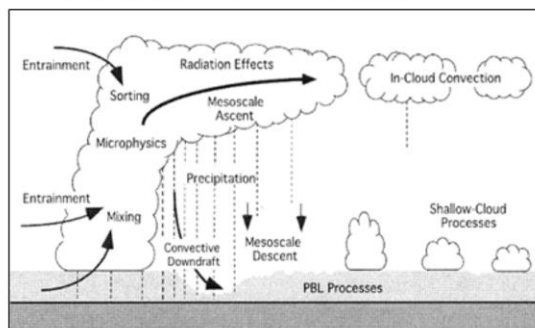
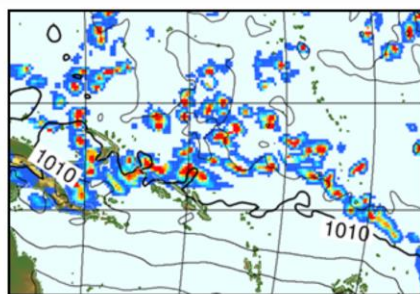
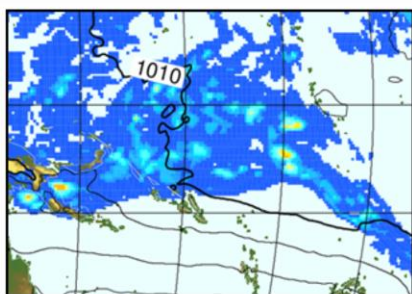
物理過程は大気の流れに関するもの以外の効果や、離散化により取り扱われなくなった、物理量の格子平均からのズレにより生じる効果を考慮する部分である。例えば、数個の格子に渡る広がりを持つほどに発達した積乱雲や水平方向に広がった層雲が発生することもあり得るが、現在の数値予報モデルで設定される格子間隔よりも小さい雲の方が多い。したがって、格子平均の物理量により直接雲の存在をすべて表すことはできない。しかし、雲は大気において放射量に影響を及ぼす重要な要素であり、また雲は其中で降水粒子が生成、落下することにより地上に降水をもたらすものであるため、天気予報の精度にとっては非常に重要である。そのため、格子平均の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



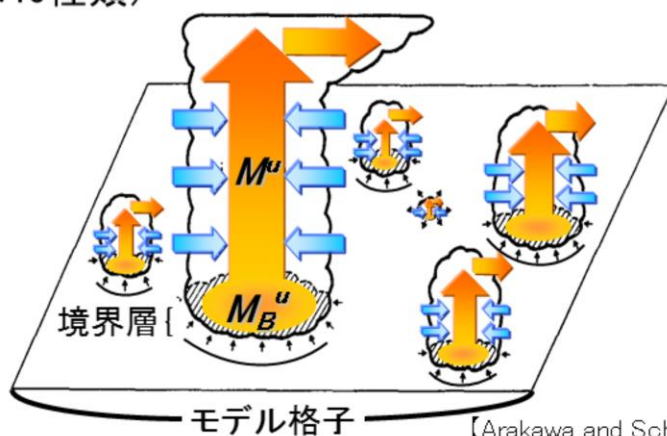
浅い対流・深い対流・アンビルや周囲への移流などによる雲や雨の多様性が十分に表現できなくなる。

Arakawa (2004)

代表的な物理過程として、GSMで採用されている積雲対流パラメタリゼーションの Arakawa-Schubertスキームを紹介する。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。

Arakawa-Schubert スキーム

- Arakawa-Schubertスキームは**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。
(現GSMでは46種類)



【Arakawa and Schubert (1974)に加筆】

GSMで採用されているArakawa-Schubertスキームはマスフラックススキームと呼ばれる積雲対流スキームの1つである。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。

参考文献

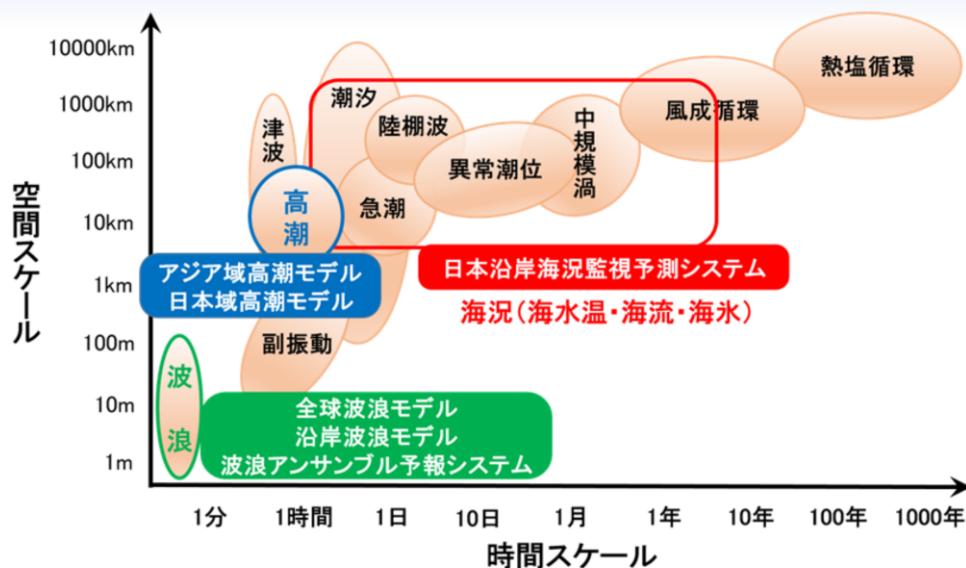
- 岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 本田有機, 坂本雅己, 藤田匡, 室井ちあし, 2018: 数値予報モデル. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90-105.
- 宮本健吾, 2005: 適合ガウス格子. 数値予報課報告・別冊51号, 気象庁予報部, 39-42.
- Arakawa, A., 2004: The cumulus parameterization problem: Past, present, and future. *J. Climate*, 2493-2525.
- Arakawa, 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.



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、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」、「海水モデル」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。

海洋モデルの種類

数値予報システム (略称)	モデルを用いて 発表する予報	予報領域と 格子間隔	予報期間 (メンバー数)	実行回数 (初期値の時刻)
全球波浪モデル	外洋波浪予想 (波浪図)	極域を除く地球全体 約55km	5.5日間	1日3回 (00,06,18UTC)
			11日間	1日1回 (12UTC)
沿岸波浪モデル	波浪予報	日本周辺 約5km	5.5日間	1日4回 (00,06,12,18UTC)
波浪アンサンブル予報システム	週間天気予報 (波浪)	極域を除く地球全体 約55km	11日間 (51メンバー)	1日2回 (00,12UTC)
アジア域高潮モデル	高潮情報 (アジアの気象局で利用)	北西太平洋 約4km	72時間	1日4回 (00,06,12,18UTC)
日本域高潮モデル	高潮情報 (警報・注意報)	日本周辺沿岸部 約1～16km	39時間	1日8回 (00,03,06,09,12,15,18,21UTC)
日本沿岸海況監視予測システム (JPNシステム)	海面水温・海流1か月予報 海氷情報(試験運用中)	北太平洋 約10km	31日間	1日1回 (00UTC)
		日本近海 約2km	11日間	1日1回 (00UTC)
海氷モデル	海氷情報	オホーツク海南部 12.5km	7日間	週4回 (00UTC)

表に記載してあるのは、気象庁が運用する海洋に関するモデルの概要である。

「波浪モデル」は、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し、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ている。

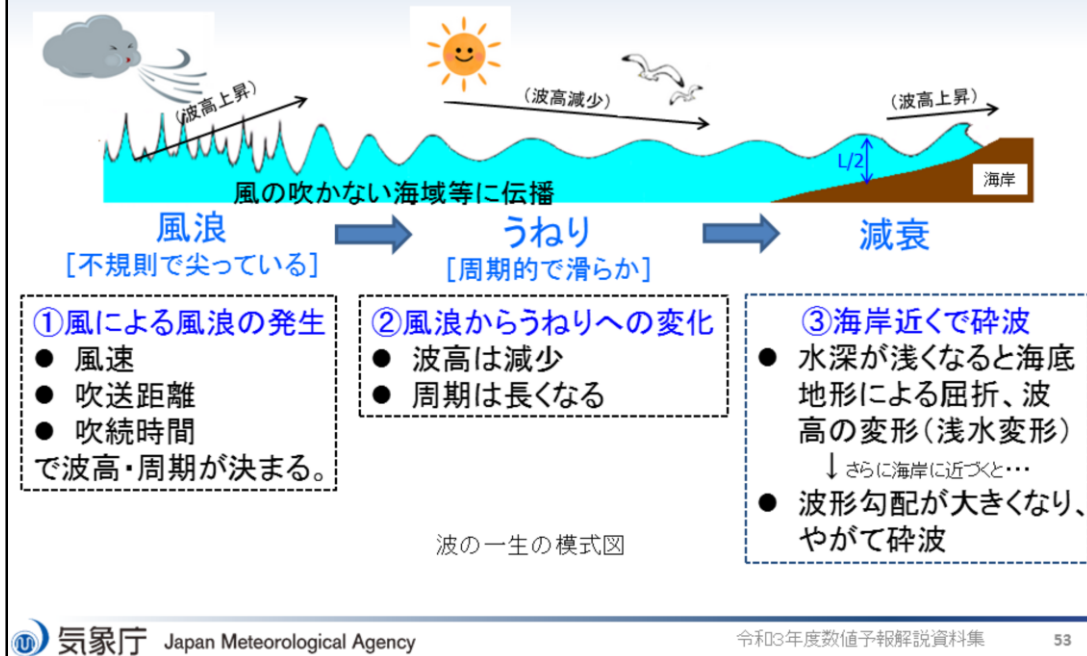
「高潮モデル」は、台風の接近時などに海面気圧と海上の風の予測値から潮位の上昇量を予測し、高潮災害が危惧される場合の高潮警報・注意報の発表に利用されている。

「海況モデル」は、黒潮や親潮等の日本周辺の海流や海水温の状態を予測し、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。令和2年10月28日からは、新しい「海況モデル」として格子間隔約2kmの日本沿岸海況監視予測システムが運用されている。これにより、日本沿岸域の海流や海水温の変動を詳細に予測できるようになり、異常潮位等の沿岸の潮位変動の予測も可能となった。

「海氷モデル」は、オホーツク海南部の1週間先までの海氷密接度の分布を予測して海氷情報や船舶向けの海氷予想図に利用されている。

波浪モデル

波浪の一生



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、やがて碎波する。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

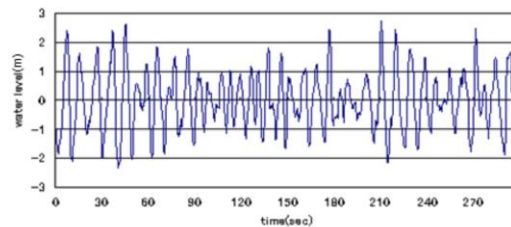
- ① 有義波(波高・周期・波向)
- ② 波浪スペクトル

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)

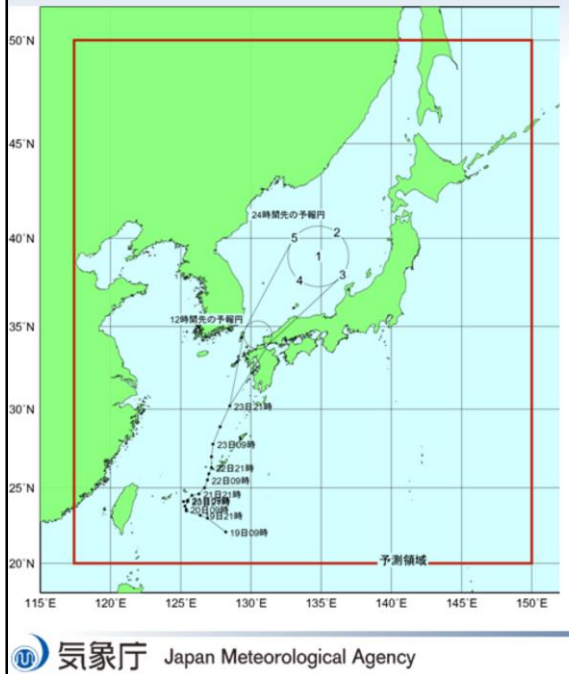


松前沿岸波浪計における波浪観測記録の例

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。

高潮モデル

台風時は6通りの高潮計算を実施



- 非台風時は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)は、MSMによる1通りに加え、進路予報の誤差を考慮し、5通りの風・気圧場(ポーガス)による計算を行う。
- ポーガス計算では、予報円中心上を通るコース(ポーガス中央コース)と、予報円周辺上を通る4コース(ポーガス周辺コース)の計算を実施。
 1. 予報円中央を通過
 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
- ポーガス中央コースはMSMにポーガスを埋め込む。ポーガス周辺コースは台風周辺のみポーガスによる気象場を与える。

気象庁 Japan Meteorological Agency

令和3年度数値予報解説資料集

55

非台風時には、MSMの風・気圧場を使用した1通りの予測計算を行う。一方、台風による高潮の場合、台風の進路によって高潮の規模や発生のタイミングが大きく異なることから、台風進路予報の誤差などを考慮して高潮の予測をする必要がある。このため、台風が日本に接近する(台風が予測期間(39時間)内に日本の沿岸300km以内を通過すると予想される場合(以下、台風時)には、高潮モデルでは6つの異なる風・気圧場を用いた6メンバーの予測計算を行う。6メンバーの予測のうち、1つは台風時以外と同様MSMの風・気圧場を使用し、その他5メンバーについては熱帯低気圧情報に基づき作成した仮想的な台風周辺の風・気圧場(以下、台風ポーガス)を用いる。MSMと台風ポーガスの2種類の外力を利用する理由は、MSM予測値を用いた場合に地形による変形や、中緯度に北上してきたことによる台風の構造の変化が高潮予測に反映されるメリットがある一方で、MSM予測が気象庁発表の台風予報と異なる進路・強度を示す可能性を考慮するためである。

台風ポーガスを使用する5メンバーの予測では、図に示したように台風が

1. 予報円中心
2. 予報円上の最も速いコース
3. 予報円上で進行方向右
4. 予報円上の最も遅いコース
5. 予報円上で進行方向左

を通過する場合の高潮を予測する。1を「ポーガス中央コース」、2～5を「ポーガス周辺コース」と呼ぶ。

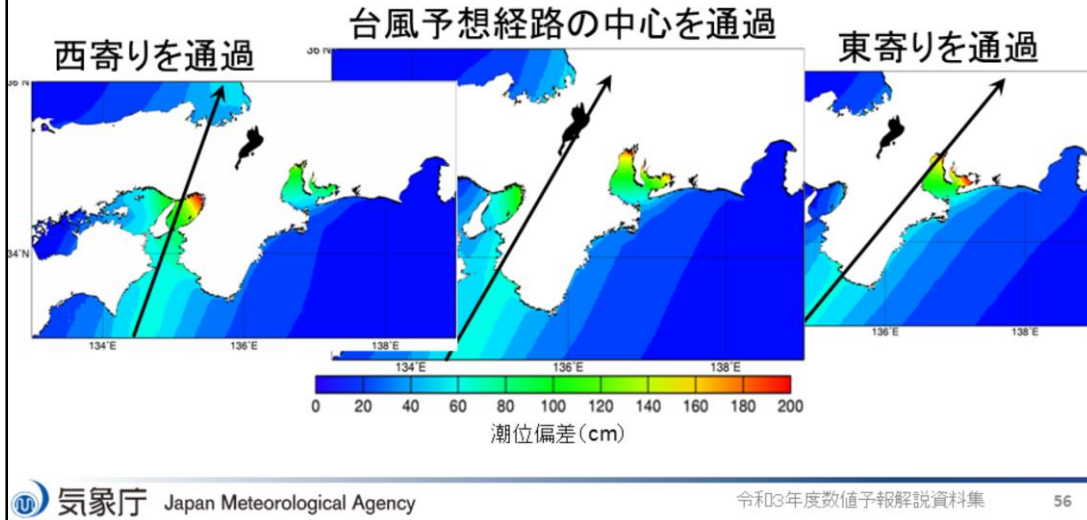
複数の台風が日本に接近した場合、高潮の予測に使用する台風ポーガスは、複数の台風それぞれについて同じコース同士で台風ポーガスの重ね合わせを行い計算する(例えば、重ね合わせに使用する台風ポーガスは、一方の台風を予報円上の最も速いコースで計算する場合、もう一方の台風も同様に予報円上の最も速いコースで計算する)。台風ポーガスを埋め込むときは、弱い台風・優先度の低い台風から埋め込み、優先度の高い台風で上書きを行う、という手続きがとられる。いずれの台風も中心付近(強風半径程度)ではそれぞれの台風ポーガスを使用し、その外側では両者を合成する。ポーガス中央コースはMSMにポーガスを埋め込むが、ポーガス周辺コースは台風周辺のみポーガスによる気象場を与える(ポーガス周辺コースはポーガスとMSMによる台風位置が大きくずれる場合が多いため、ポーガスをMSMに埋め込むと、MSMによる台風が残ってしまう)。

また、24時間以内に台風ではなくなり、外力として用いる39時間先までの台風予報値が熱帯低気圧情報に記述されない場合、台風の強度・移動速度を一定と仮定して必要な値を外挿することにより予想を行う。

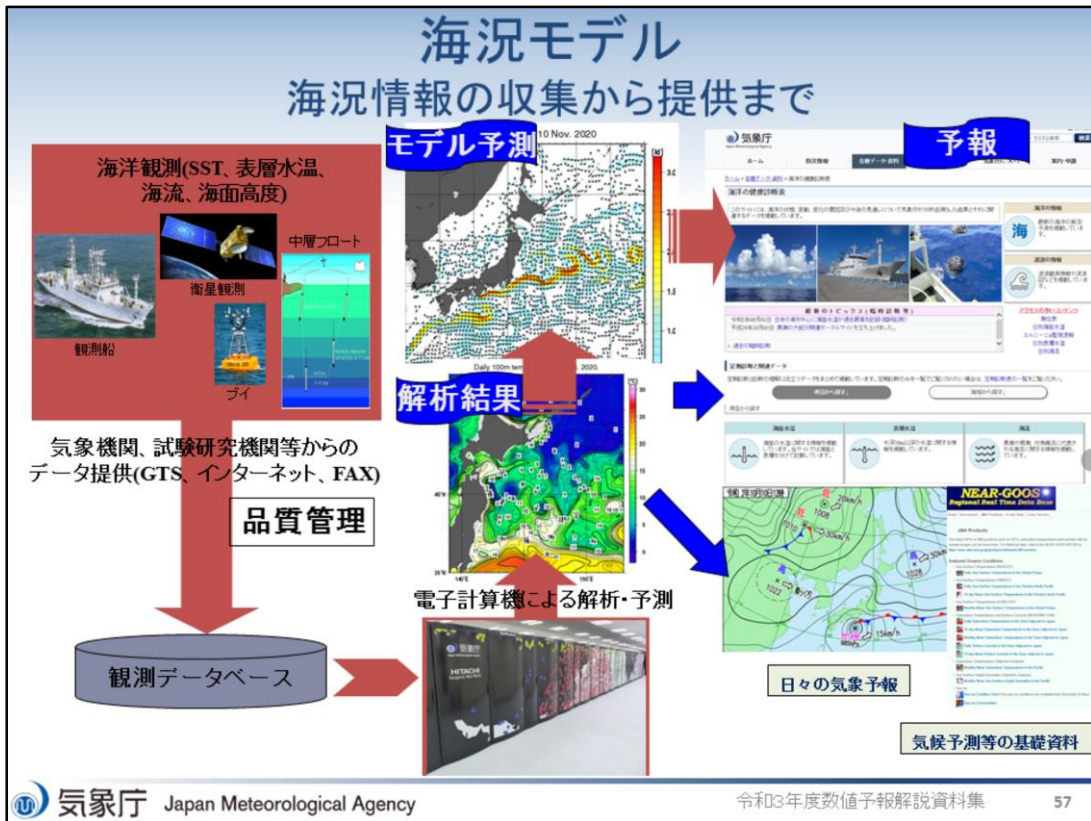
高潮モデル

なぜ5コースの計算が必要か

- 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。



図は、台風進路が少しずつ変わった場合に、顕著な高潮の発生する場所がどう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分かる。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予測においては、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、不確実性や潜在的なリスク評価にも用いている。



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

- 安全で経済的な船舶の運航
 - 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。



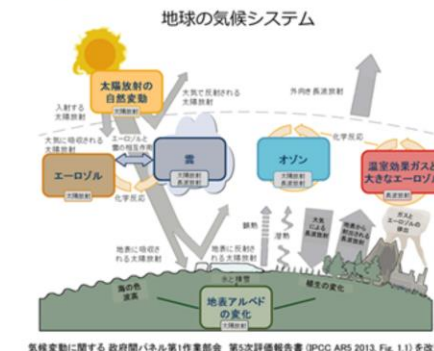
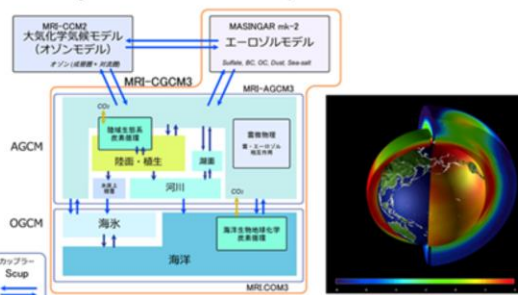
第1章 基礎編

1.4.3 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)

気象研究所地球システムモデル
Meteorological Research Institute Earth System Model 1: MRI-ESM1



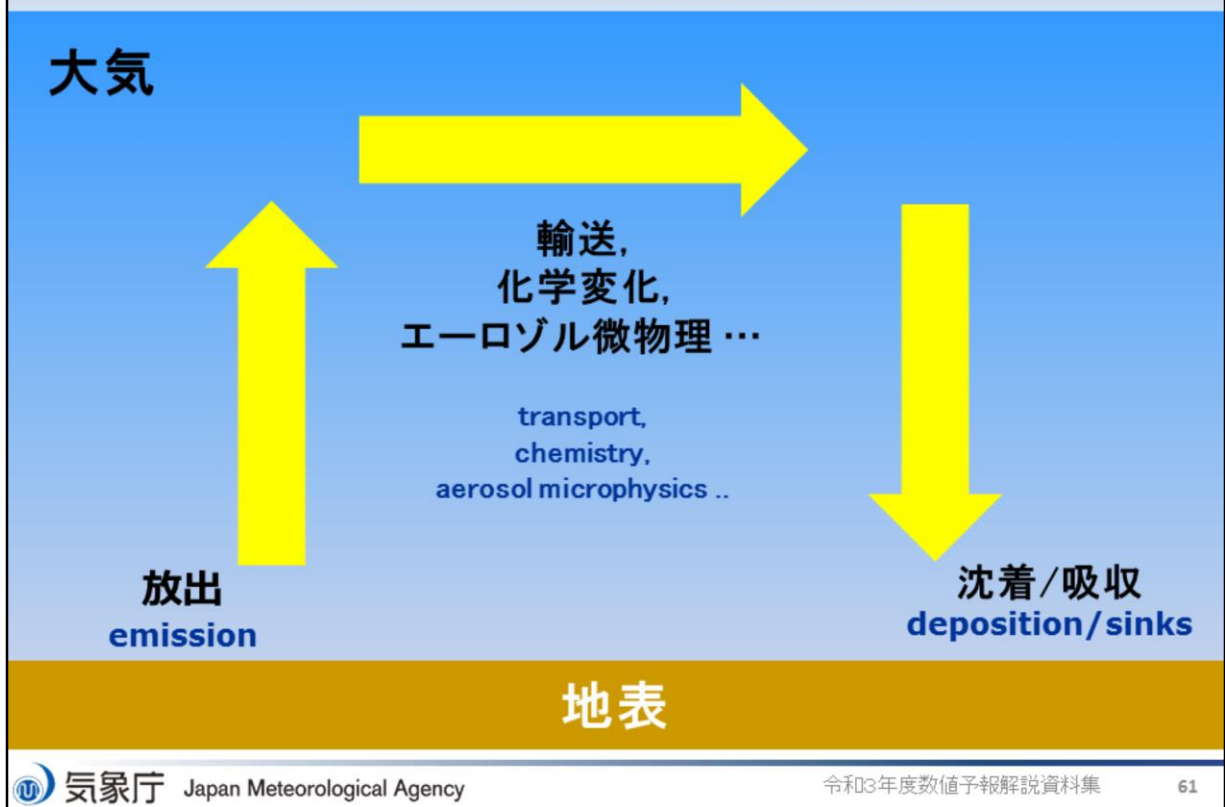
気象庁 Japan Meteorological Agency

令和3年度数値予報解説資料集 (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、エアロゾルやオゾン等）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 と呼ばれ、大気汚染予測などにも用いられる。
- ・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
- ・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

大気中の物質輸送過程



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、NO_x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

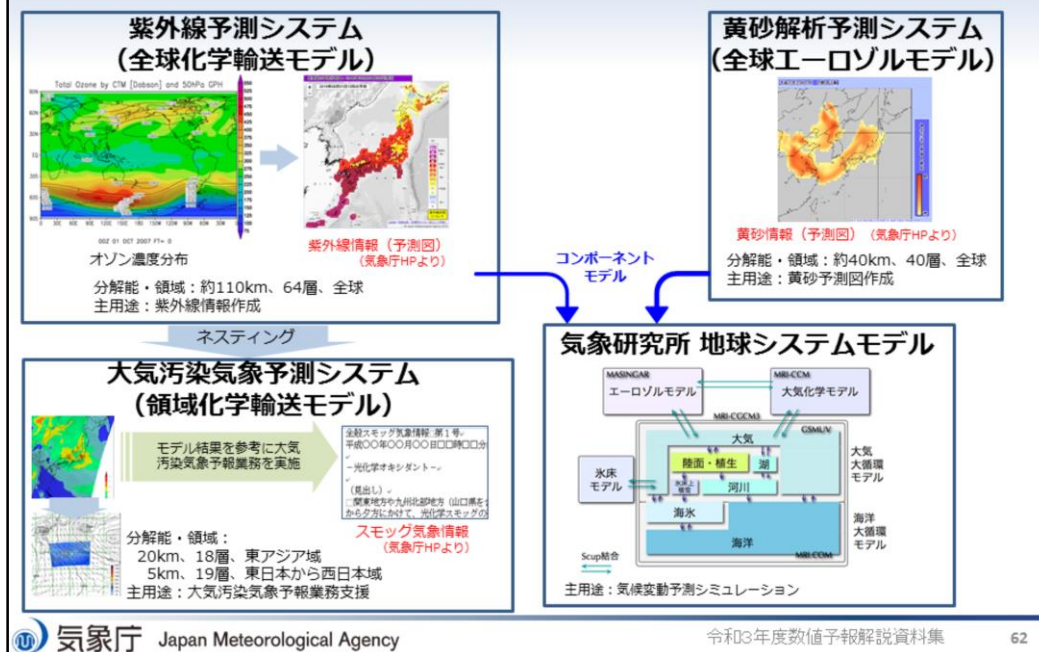
エーロゾル微物理: エーロゾル粒子の核形成(nucleation)、成長(growth)、凝集(coagulation)、除去・洗浄(deposition & scavenging)

・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



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。

「全球エアロゾルモデル」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。

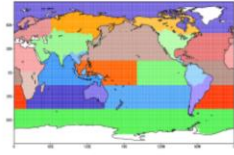
「全球化学輸送モデル」は、オゾンやその変化に関わる物質の風による移動、地上への降下、化学物質や光による反応を通じた変化などを考慮して、上空や地上付近のオゾン濃度を予測し、紫外線情報やスモッグ気象情報作成の支援に用いる「領域大気汚染気象予測モデル」の境界値に利用される。

また、全球化学輸送モデルと、全球エアロゾルモデルは、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

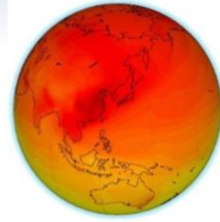
二酸化炭素輸送モデル・逆解析

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



330 340 350 360 370 380 390 400 410 420 430 440 (ppm)
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)

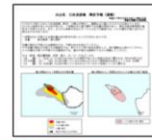
全球版移流拡散モデル

主用途：
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

メソ版移流拡散モデル

主用途：
降灰予報
航空路火山灰情報 (一部)
大気汚染気象予報業務支援



降灰予報(連報) (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、航空路火山灰情報(VAA)や放射性物質拡散シミュレーション、降灰予報、大気汚染気象予報業務支援に利用される。

VAA: Volcanic Ash Advisory

東京VAAC: VAA-Center (since 1997)

EER: Environmental Emergency Response



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)

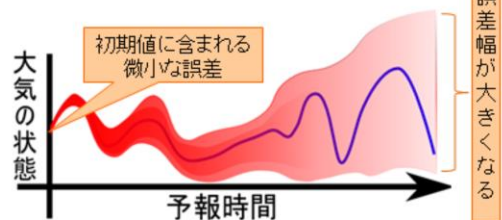
- 大気の振る舞いは**時間方向**、**空間方向**の**偏微分方程式**で記述される。
- **方程式とその数値解法(モデル)**、**初期条件**、**境界条件**が分かれば未来の大気状態を予測できるが、次の問題がある。

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)。

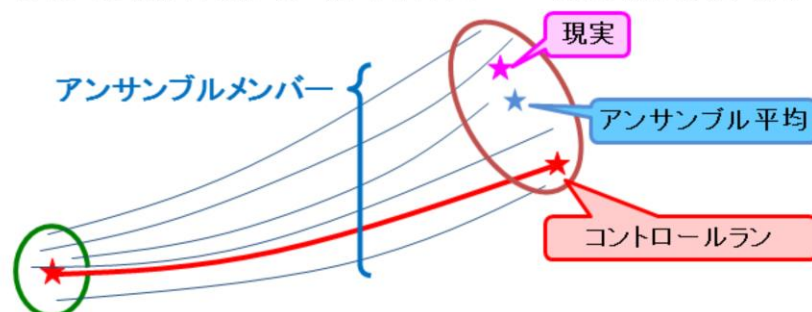
初期条件は、理想的には観測によって得られると期待される。しかし観測されたデータそのものが誤差を含むことや時間・空間的に連続な観測ができないことなどから、真の値を知ることはできない。また、領域モデルでは境界条件として、より広い予報領域を持つ数値予報モデルの予報値を用いるが、そのモデルの予報値にも誤差が含まれる。したがって数値予報に用いる初期値や境界値には必ず誤差が含まれる。

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に、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

- 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。
 - 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。
 - 解析誤差の他に数値予報モデルや境界値の不確実性も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、データ同化によって得られた解析値に摂動(小さな揺らぎ)を意図的に与えることで解析誤差(初期値に含まれる不確実性)を表現し、摂動を加えた複数の初期値に対して数値予報モデルを実行することで複数の予報値の集団(アンサンブル)を得る。それぞれの初期値に対する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。メンバーの一つ一つは決定論的予報であるが、アンサンブル全体は解析誤差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。ここでは初期値の誤差を考慮したアンサンブル予報について述べたが、一般に大気モデルの不確実性を考慮したアンサンブル予報のためには、数値予報モデルの不完全性による誤差と海面水温など境界条件の誤差も考慮する必要があると言われている(本田ほか 2018)。例えば、全球アンサンブル予報システムでは下部境界摂動として海面水温摂動(太田・堀田 2016)が、モデル摂動として確率的物理過程強制法(Buizza et al. 1999;米原 2010)が導入されている(山口 2017)。

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)およびメソアンサンブル予報システム(MEPS)を、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。

	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
水平解像度	約40km	5km	約55km
予報領域	地球全体	日本付近	極域を除く地球全体※2
初期時刻	00,06,12,18UTC※1	00, 06, 12,18UTC	00,12UTC
予報時間	132時間(06,18UTC)※1、 264時間(00,12UTC)	39時間	264時間
メンバー数	51メンバー	21メンバー	51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。

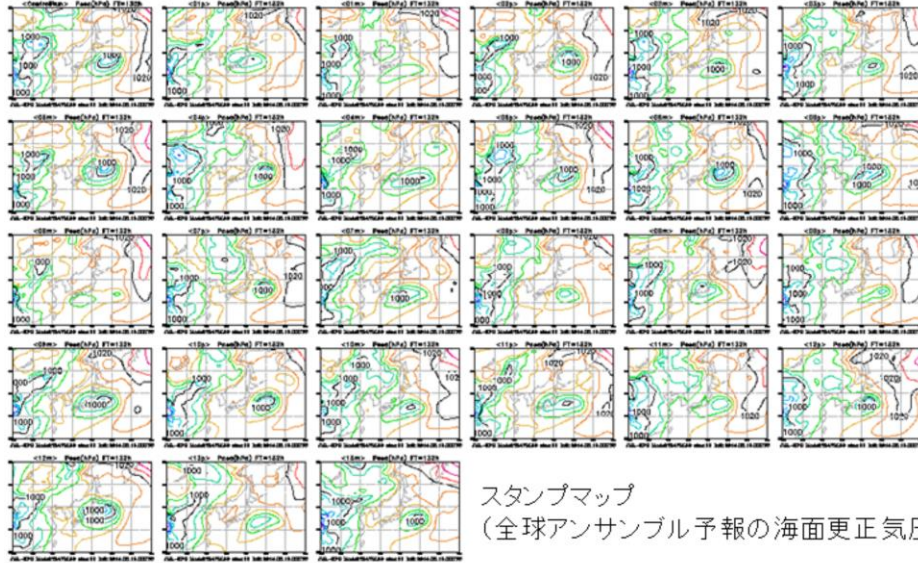
気象庁では、全球アンサンブル予報システム、メソアンサンブル予報システム、全球波浪アンサンブル予報システムを運用している。これらのアンサンブル予報システムを用いて、決定論予報だけでは得られない予測の(不)確実性に関する情報を提供している。表には週間予報までで用いられるアンサンブル予報システムの主な仕様示している。

※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、または、全般海上予報区外に最大風速34ノット以上の熱帯低気圧が存在し、24時間以内に予報円または暴風警戒域が同区内に入ると予想された場合。

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。

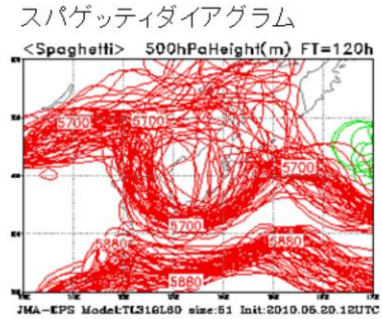
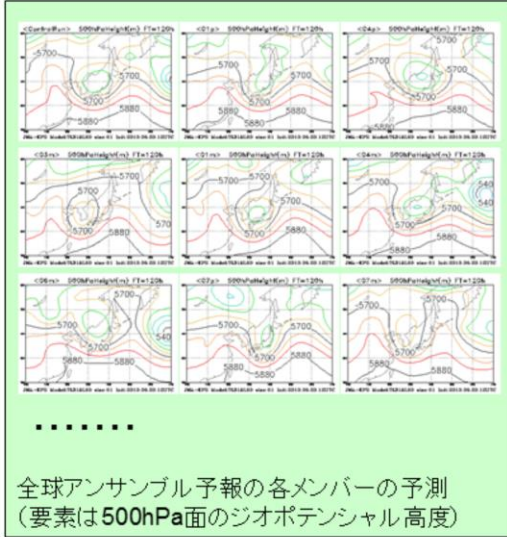
- 詳細な予測結果の確認や分析には便利だが、各メンバーの予測結果を一つ一つ確認して判断するのは容易ではない。何らかの加工を行ったプロダクトの利用が重要。



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

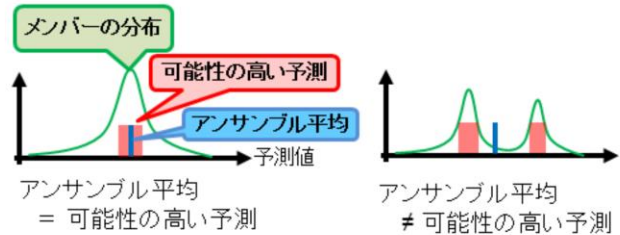
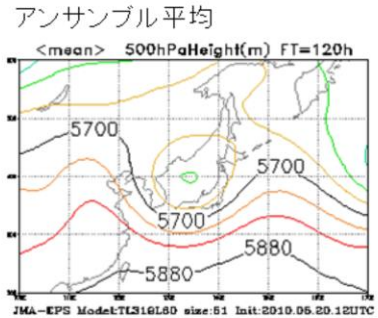
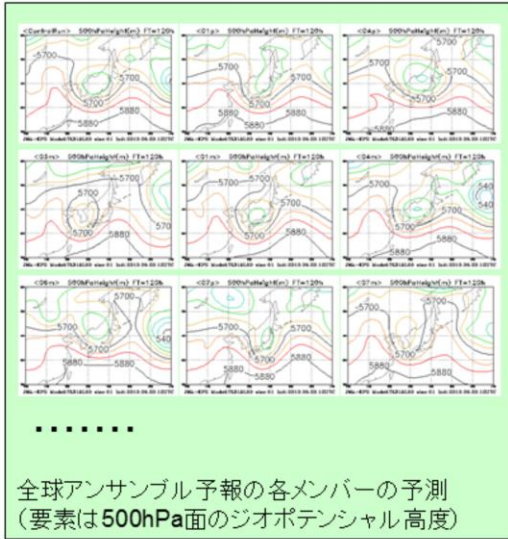
- 特定の等値線を全メンバーについて重ね描きした図。
 - メンバー間における予測の違いやばらつきの大い場所を、一枚の図で比較的容易に確認できる。



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。



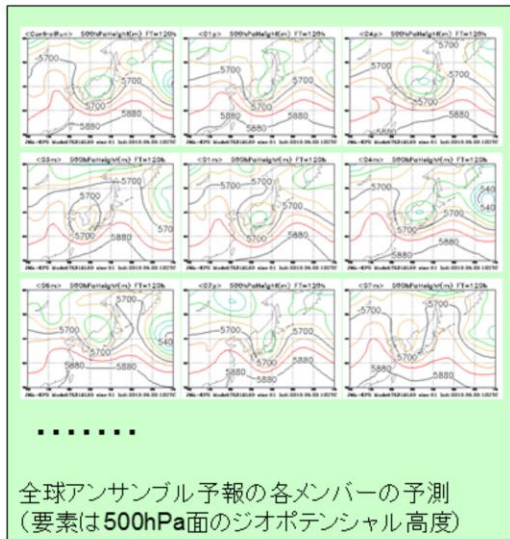
全メンバーの予測を平均したものをアンサンブル平均と呼ぶ。一般にはアンサンブル平均の二乗平均平方根誤差 (Root Mean Square Error, RMSE) はコントロールランと比較して小さいことが期待される (高野 2002)。

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。

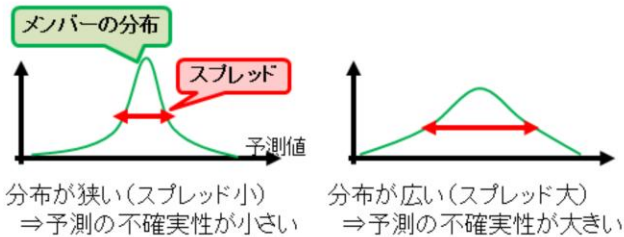
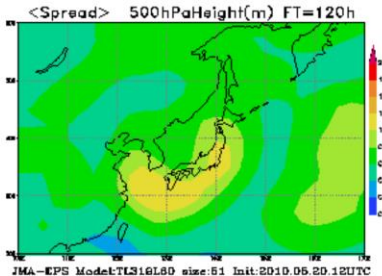
アンサンブル予報の代表的なプロダクト アンサンブルスプレッド

- 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。



統計処理

アンサンブルスプレッド

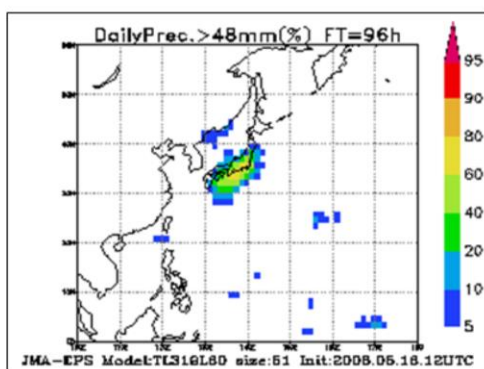


全メンバーの予測について標準偏差を求めたものをアンサンブルスプレッド(または単にスプレッド)と呼ぶ。スプレッドはメンバーのばらつき具合を表す量で、スプレッドの大きさから予測の不確実性の大きさを判断できる。一般にスプレッドの大きさはアンサンブル平均のRMSEと同程度になることが期待される(高野 2002)ことから、スプレッドが大きいほど予測の不確実性が大きい(信頼度が低い)と考えられる。なお、スライドに示したアンサンブルスプレッドの図は気候学的変動量により規格化されている。

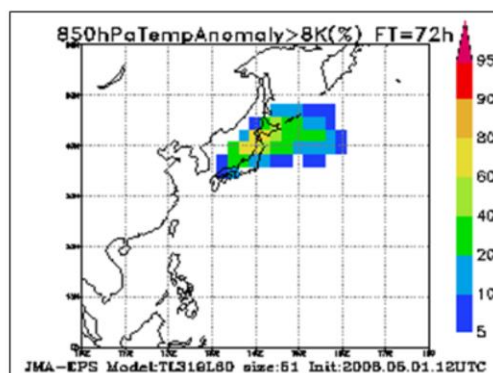
メンバーが狭い範囲に分布している場合はアンサンブル予報のスプレッドが小さく、アンサンブル平均と近い値が出現すると期待されるが、メンバーの分布が広がっている場合はスプレッドが大きく、アンサンブル平均から離れた値が出現する確率が高くなる。

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°C以上となる確率

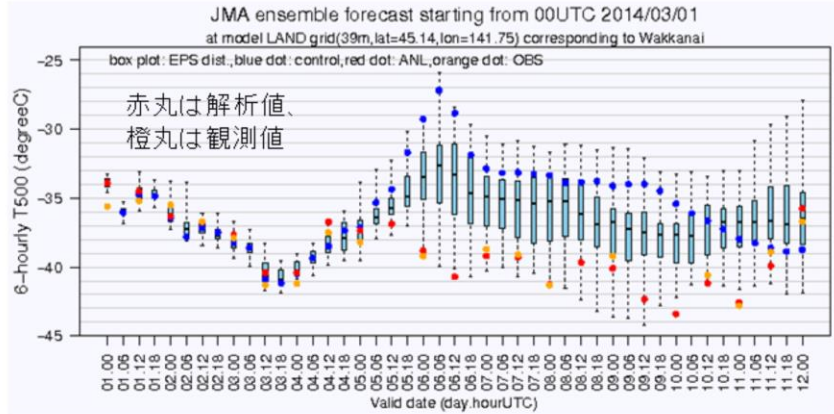
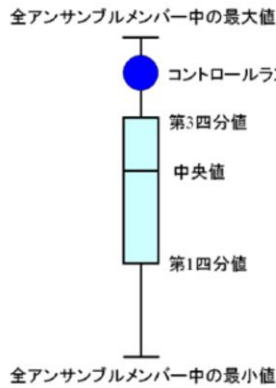
全メンバーに対して、特定の現象が予測されるメンバーの割合を表した図を確率分布図と呼ぶ。特に、ある閾値以上の現象が発生する確率(超過確率)を表す図を超過確率分布図と呼び、注目している現象について予測の確からしさを把握するためによく用いられる。

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°C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

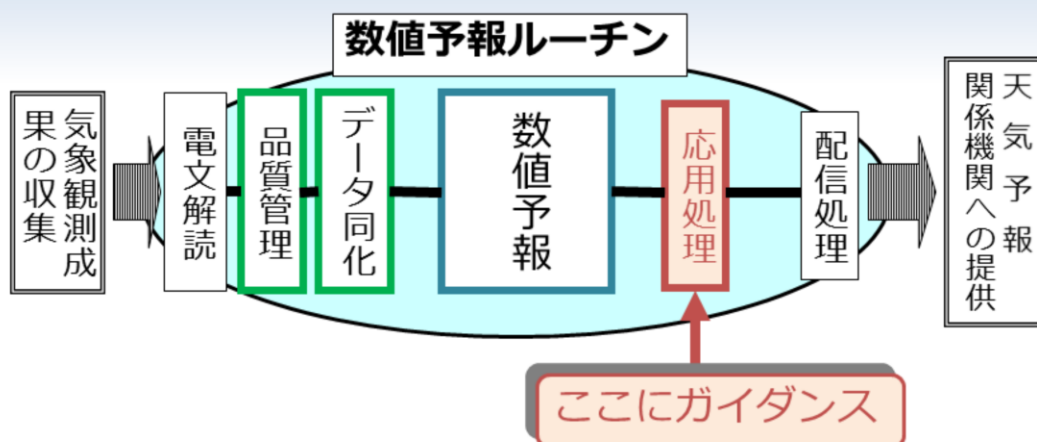
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 海面水温摂動の開発. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 77-84.
- 河野耕平, 氏家将志, 國井勝, 西本秀祐, 2019: メソアンサンブル予報システム. 令和元年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-15.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート, 201, 73, 103.
- 本田有機, 坂本雅巳, 藤田匡, 室井ちあし, 2018: 数値予報モデル. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 84-89.
- 本田有機, 室井ちあし, 2018: 概要. 平成30年度数値予報研修テキスト, 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**

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 (post-processing) 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、そのままの状態では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。

天気予報や注意報・警報・情報を作成するためには、予報に影響のある要素を可視化した図を閲覧し、今後の気象状況の推移を検討する必要がある。限られた時間の中で気温や降水量などの多くの要素を迅速に発表するためには、図だけでな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、ガイダンスが作成され、配信されている。

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、防災情報や天気予報等の作成を行う上で重要な基本資料

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。

現在のガイダンスで用いられている手法

逐次学習

- ・ 入出力関係の変化（モデル変更、季節変化等）に対応可能
- ・ 予測特性が変化、不適切な変化が起きる可能性、開発運用のコスト大

一括学習

- ・ 予測特性が安定、予測根拠がわかりやすい、開発・運用コスト小
- ・ モデル変更時に係数再作成が必要になることがある

ニューラルネットワーク

- 降雪量、日照率、最小湿度など

説明変数と目的変数の複雑な関係にも対応できるが、ブラックボックス

カルマンフィルタ

- 気温、風、降水量など

入出力関係が変わるものに対し学習が早い（学習速度はパラメタの設定や現象の頻度に依存）

ロジスティック回帰

- 発雷確率、乱気流指数、ガスト発生確率など

確率に利用、開発が容易

線形重回帰

- 24時間最大降水量など

開発が容易

診断手法

- 視程（格子形式）、着氷指数など

過去の研究や目的変数の定義に基き予測式を作成

※ ロジスティック回帰と線形重回帰は逐次学習型としても利用可能、ニューラルネットワークは係数固定型としても利用可能。



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。現在の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降雪量地点ガイダンス、日照率ガイダンス、最小湿度ガイダンス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ガイダンス、風ガイダンス、降水量ガイダンス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ガイダンス、乱気流指数、ガスト発生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12、24、48、72時間最大降水量ガイダンスに利用されている。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、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）や着氷指数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力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以下通りの通りになる（優劣を不等号で表す）。

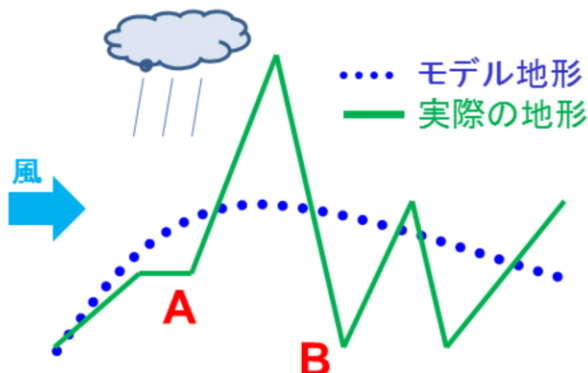
- モデル更新への対応： 逐次 > 一括
- 季節変化への対応： 逐次 > 一括
- 観測所の移設・新設への対応： 逐次 > 一括
- 予測特性の把握： 逐次 < 一括
- 予測の安定性： 逐次 < 一括
- 開発・運用コスト： 逐次 < 一括

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、ロジスティック回帰、線形重回帰は、逐次学習、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は主に逐次学習が、ロジスティック回帰と線形重回帰で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・高田（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多い
- B: 標高低く、気温高い

モデルの地形では

- A: 地形がなだらかで降水少ない
- B: 標高高く、気温低い

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毎で統計検証した際の平均的な誤差)のみである。数値予報の系統誤差としては、

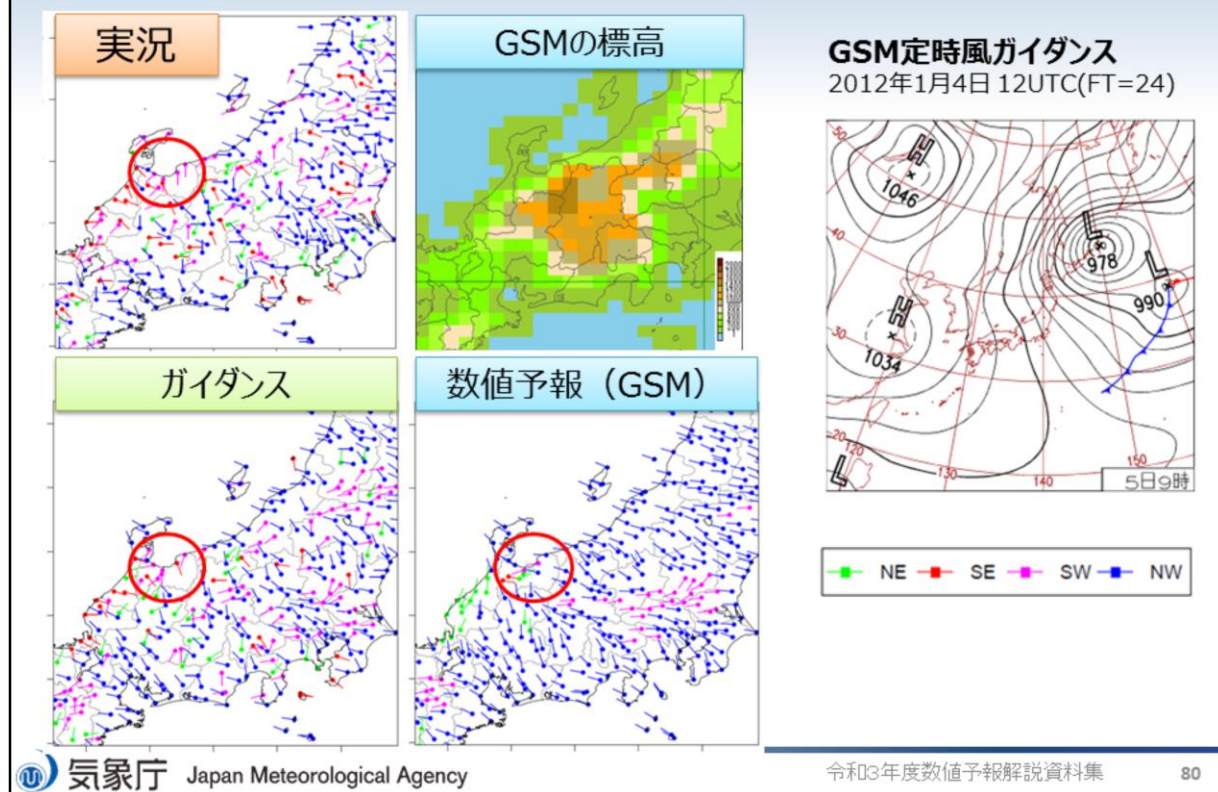
1. 数値予報モデルの地形と実際の地形の違いに起因する誤差
2. 数値予報モデルの海陸分布と実際の海陸分布の違いに起因する誤差
3. 数値予報モデルの不完全性や空間代表性に起因する誤差

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」の補正例を図に示す。

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なだらかになっている。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。

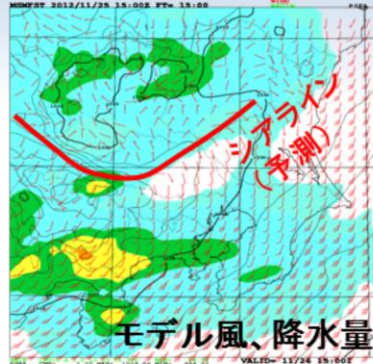
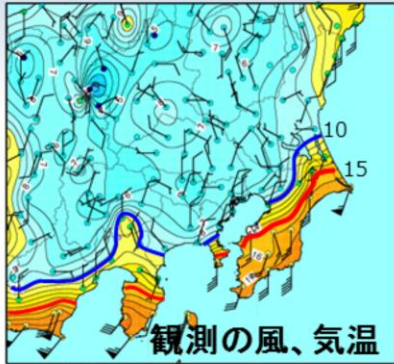
粗いモデル地形に伴う系統誤差の補正例



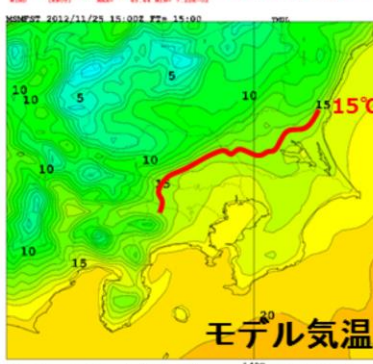
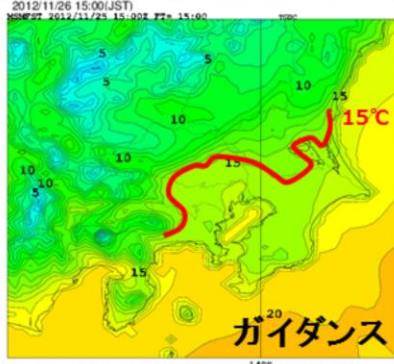
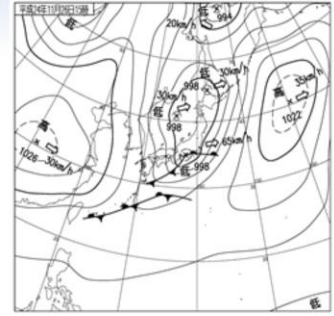
ここでは地形による系統誤差をガイダンスが適切に補正した例としてGSM定時風ガイダンスの予測事例(2012年1月5日の事例)を示す。

GSMの標高は右上図に示したように粗いため、GSMの風は一律に近い滑らかな風を予測している(右下図)。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風を予測していることがわかる。

前線の位置ずれ(ランダム誤差)の事例



2012年11月26日15時



モデル・ガイダンスともに内陸まで南風で吹き込み、気温が上昇する予想



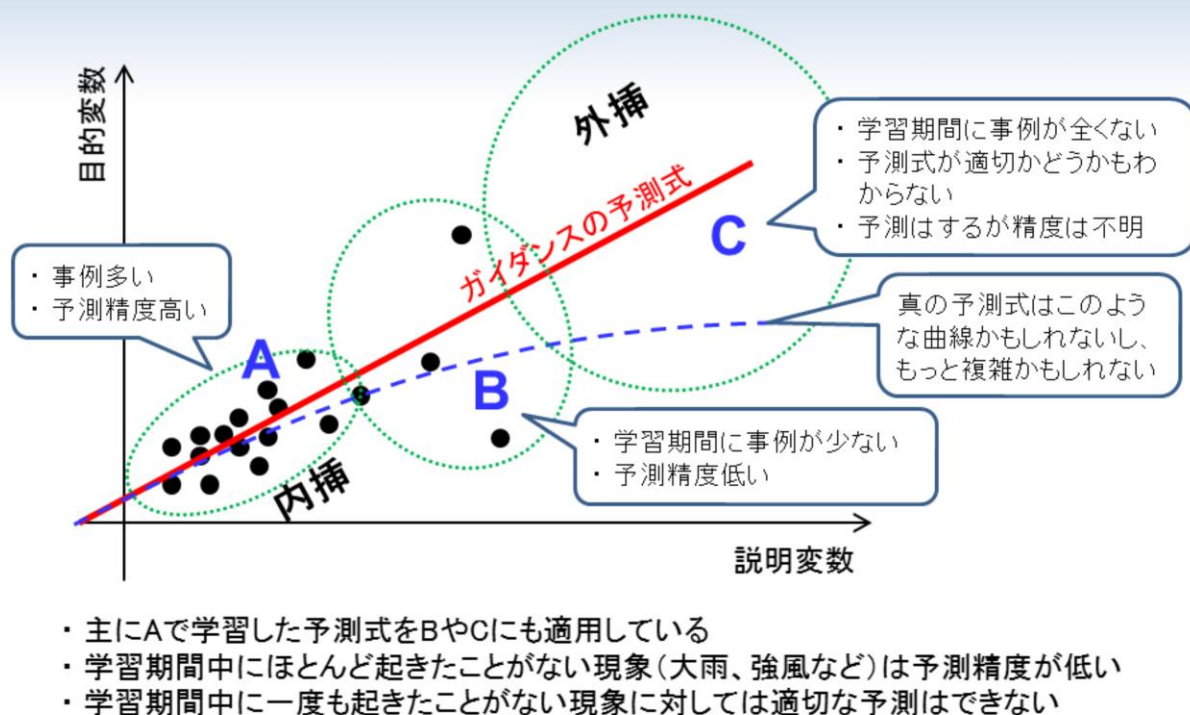
実際では陸上は北風の場合であり、気温は上昇せず

続いて非系統誤差(ランダム誤差)によりガイダンスの予測が外れた事例(2012年11月26日の事例)を示す。

この日は日本海に低気圧があり、さらに別の低気圧が関東の南岸を通過し、関東南部では北寄りの風と南寄りの風のシアラインが形成された(左上図)。数値予報(右上図)でもシアラインは予測されているが、実際よりも北に位置していた。シアラインは東京の北に位置する予測となったため、モデルでは東京の気温は高くなる予想となっており(右下図)、ガイダンスでも同様に15°C程度の予測となっていた(左下図)。しかし実際ではシアラインは東京の南にあり、東京の気温は10°C以下となった。

この例のように数値予報に前線の位置ずれ(ランダム誤差)がある場合、ガイダンスではランダム誤差を補正した予測をすることはできない。

統計手法でできるのは過去事例の内挿



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く、BやCでは事例が少ないか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, 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.

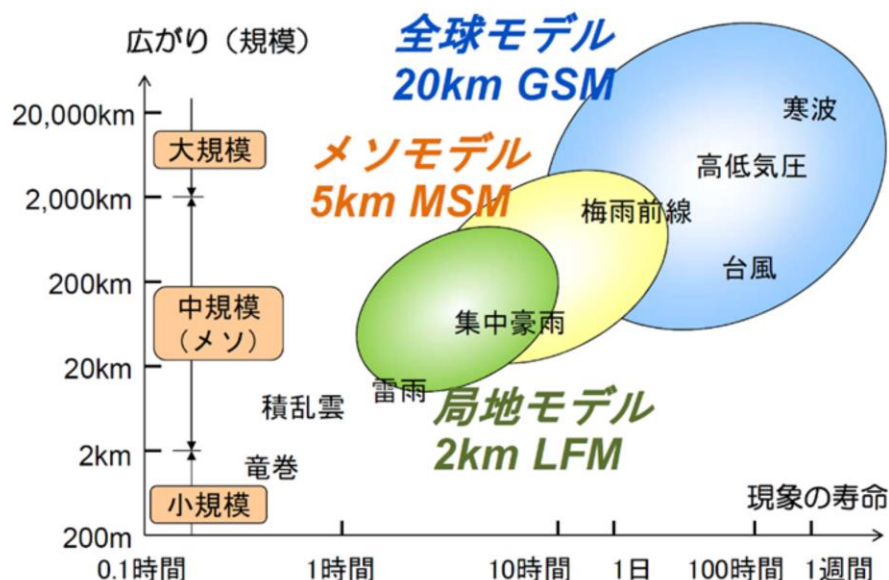


第1章 基礎編

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

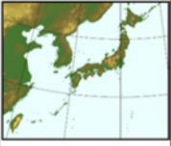
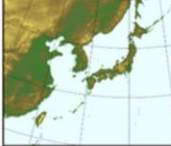
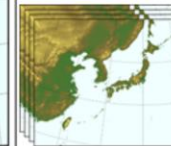
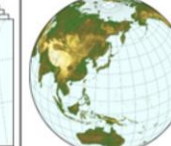
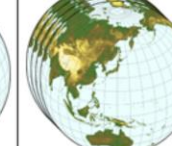
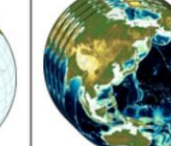
現象の広がり(規模)が大きければ(小さければ)、現象の寿命は長い(短い)ため、現象の空間スケールに応じて、予測可能な時間スケールもおおよそ決まる。予測対象の現象に合わせて数値モデルの時空間分解能を変えて運用する。



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マイクロな乱流から、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。

主要な数値予報モデル

	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-CPS2)
モデル領域						
水平解像度	2 km	5 km	5 km	約 20 km	約40 km(18日まで) 約55 km(それ以降)	大気約 110 km 海洋約 50~100 km
予報期間 (初期時刻)	10時間 (毎時)	51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) ‡ ‡ 11日 (00UTC) 18日 (12UTC) 34日 (週2回)	7か月 (半月1回)
メンバー数	1	1	21	1	51(18日まで) 25(それ以降)	13/初期値 【51/月(複数初期値)】
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	分布予報 時系列予報 府県天気予報 台風予報 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
客観解析手法	3次元変分法	4次元変分法	メソモデル初期値 + SV*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*の摂動 + LETKF**の摂動	大気: 4次元変分法 海洋: 3次元変分法 + BGM***法の摂動

* SV 特異ベクトル / ** LETKF 局所アンサンブル変換カルマンフィルタ / *** BGM 法成長モード育成法

‡ ‡ 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。



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数値予報モデルであり、水平解像度約20km、鉛直層数128層のモデルである。短期予報、週間天気予報、台風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を支援することを主な目的に、水平5 kmメッシュ鉛直76層で運用を行なっている数値予報モデルである。

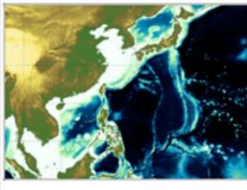
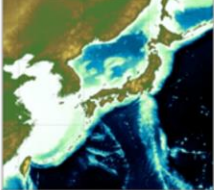
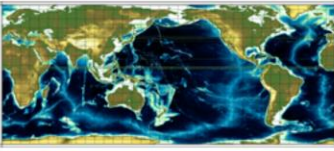
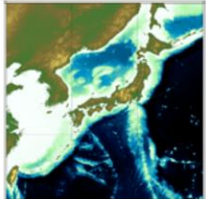
局地モデルは航空気象情報、防災気象情報の作成支援を目的とする、水平2 kmメッシュ鉛直76層の数値予報モデルである。水平分解能が細かいことにより、集中豪雨や突風など局地的な激しい現象を主な予測対象としている。

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

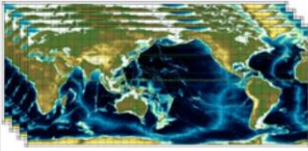
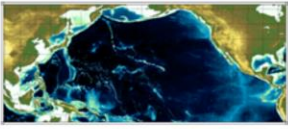
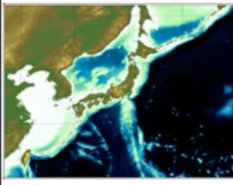
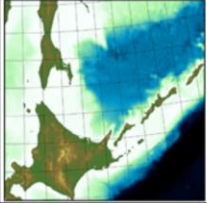
	アジア域 高潮モデル	日本域 高潮モデル	全球波浪モデル	沿岸波浪モデル
モデル 領域				
水平 解像度	約 4 km	約 1~16 km	約 55 km	約 5 km
予報期間 (初期 時刻)	72時間 (00,06,12,18UTC)	39時間 (00,03,06,09,12, 15,18,21UTC)	5.5日(00,06,18UTC) 11日(12UTC)	5.5日 (00,06,12,18UTC)
メンバー 数	台風時: 6 非台風時: 1	台風時: 6 非台風時: 1	1	1
モデルを 用いて 発表す る予報	高潮情報 (アジアの気象局で 利用)	高潮情報 (警報・注意報)	外洋波浪予想 (波浪図)	波浪予報

次ページにかけて、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きな仕様を示す。

「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。アジア域高潮モデルは、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。

「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。

海洋に関する数値予報モデル-2



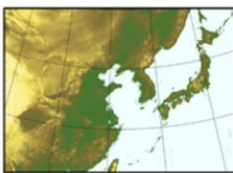
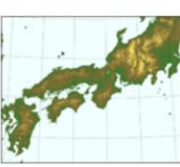

	波浪アンサンブル予報システム	日本沿岸海況監視予測システム (JPNシステム)		海氷モデル
モデル領域				
水平解像度	約 55 km	約 10 km	約 2 km	12.5 km
予報期間 (初期時刻)	11日 (00,12UTC)	31日 (00UTC)	11日 (00UTC)	7日 (週4回)
メンバー数	51	1	1	1
モデルを用いて発表する予報	週間天気予報(波浪)	海面水温・海流1か月予報・海氷情報(試験運用中)		海氷情報

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。

「JPNシステム」は、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。主に、海面水温・海流1か月予報の発表、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。令和2年10月28日からは、格子間隔約2kmの予測システムが運用、日本沿岸域の海流や海水温の変動を詳細に予測できるようになり、異常潮位等の沿岸の潮位変動の予測も可能となった。

「海氷モデル」は、オホーツク海南部の1週間先までの海氷密接度の分布を予測して、海氷情報や船舶向けの海氷予想図に利用される。

物質輸送モデル

	全球エアロゾルモデル	全球化学輸送モデル	領域化学輸送モデル		二酸化炭素輸送モデル
モデル領域					
水平解像度	約 40 km	約 110 km	20 km	5 km	約 110 km
予報期間 (初期時刻)	4日 (12UTC)	5日 (12UTC)	72時間 (12UTC)	51時間 (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	スモッグ気象情報 全般スモッグ気象情報		二酸化炭素分布情報

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。

「全球エアロゾルモデル」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。

「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、紫外線情報やスモッグ気象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/known/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/known/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/known/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(令和2年)」
https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/npdc/npdc_annual_report_r02.pdf
- 高谷祐平, 石川一郎, 2015: 1.2 新季節アンサンブル予報システム. 平成27年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 5-19.
- 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.

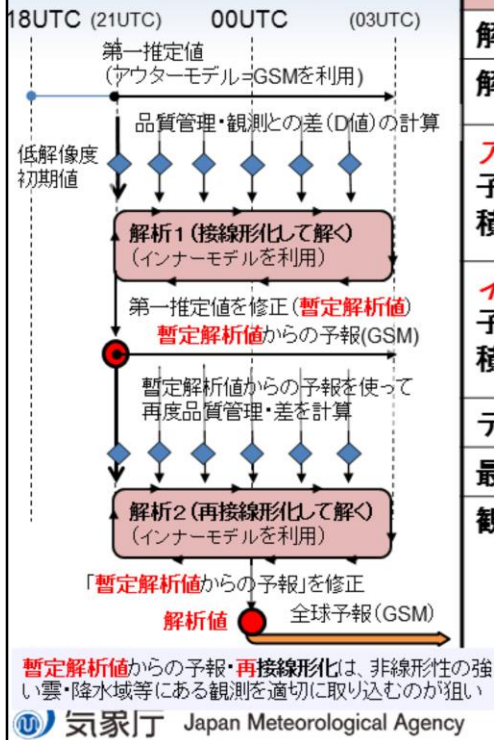


第1章 基礎編

1.7.1 全球解析

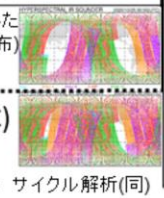
全球解析(GA)の仕様

全球解析(00UTC)の流れ



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20km 128層(上端高度:0.01hPa) 400秒
インナーモデル格子間隔・鉛直層・積分時間間隔	約55km 128層(上端高度:0.01hPa) 600秒
データ同化窓	6時間
最小値探索回数	約35回×2回
観測打ち切り時刻	速報解析(入電した観測データの分布)
速報解析	2時間20分
サイクル解析	11時間50分 (00,12 UTC) 7時間50分 (06,18 UTC)



全球解析では全球モデル、全球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(D値)を計算する。そのD値をもとに、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、D値を計算する。そのD値をもとに、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が導入された(横田 2017)。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かかる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。

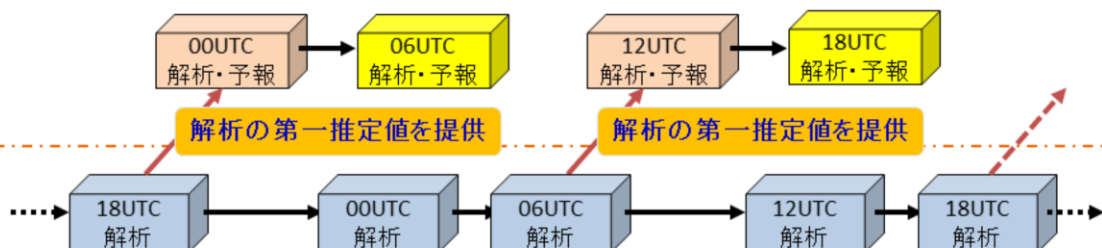
全球速報解析・予報と全球サイクル解析

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



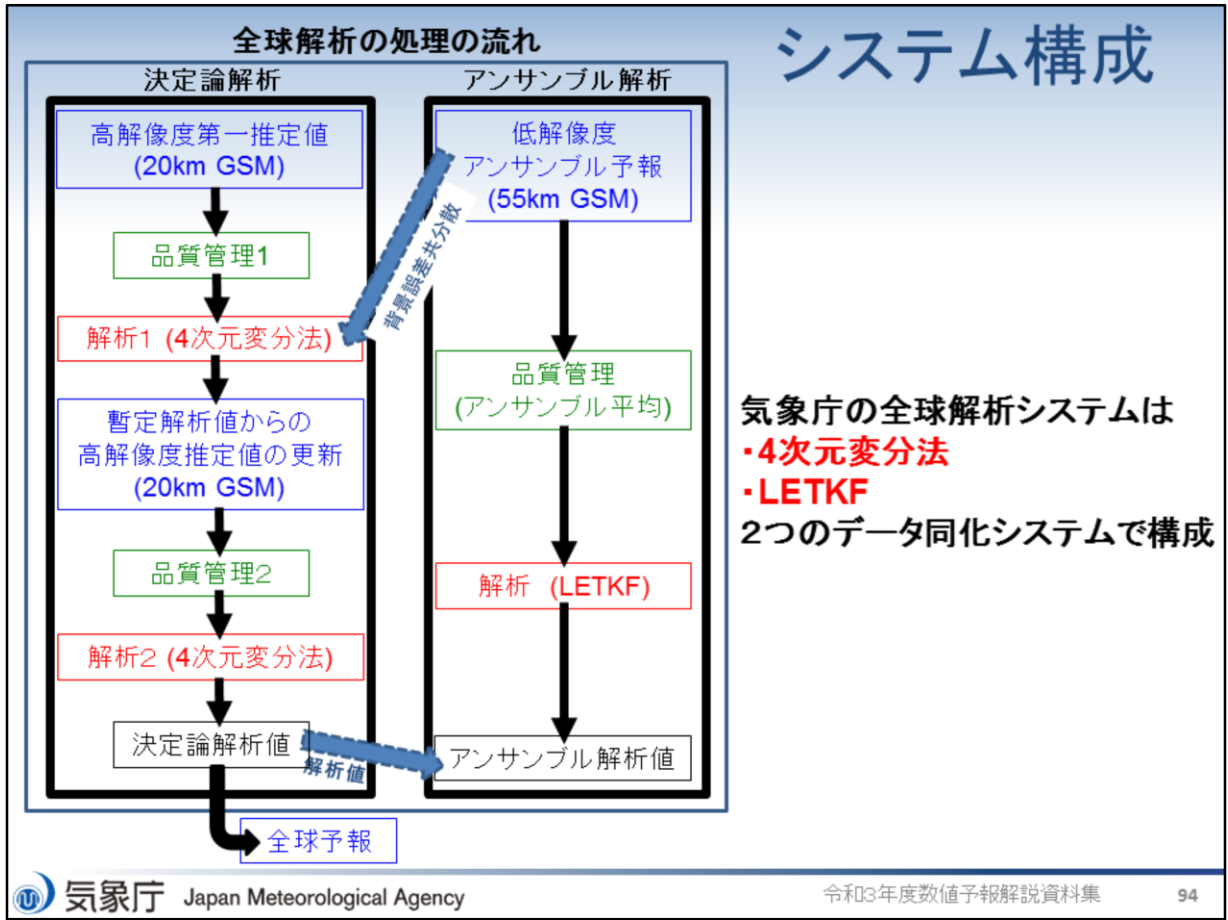
全球サイクル解析

- ✓ 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

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必要があるため、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。

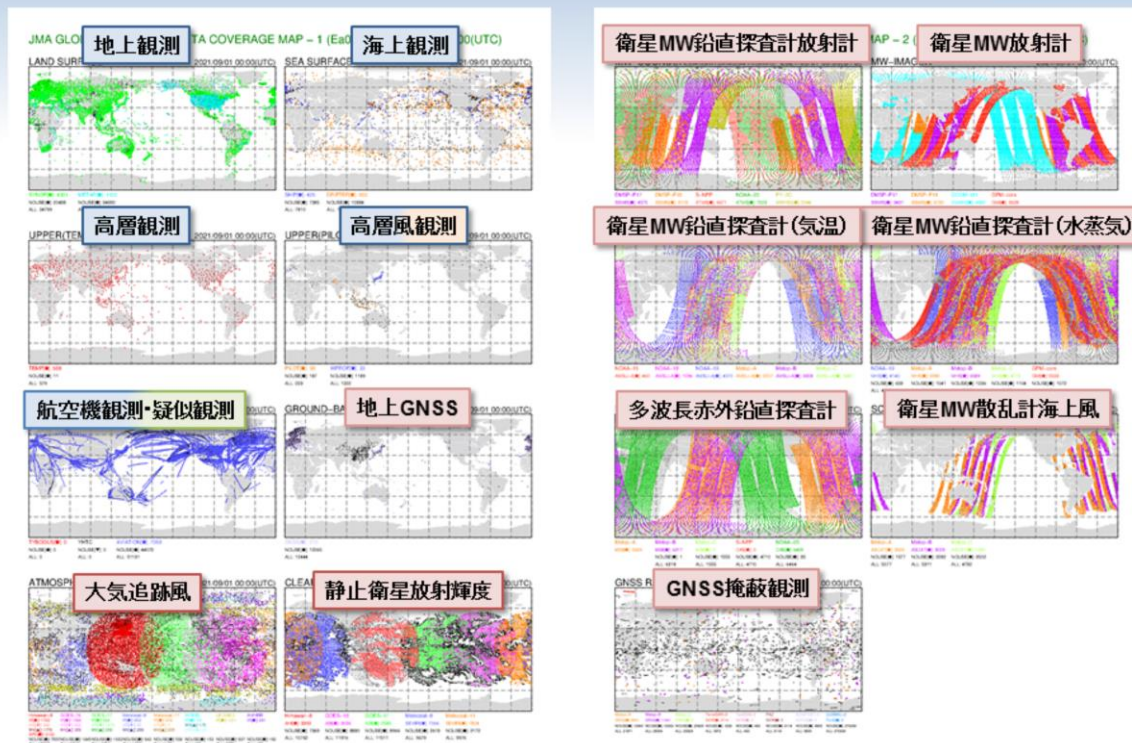
一方、全球サイクル解析では十分な観測データの入電を待ってから解析を実行し、より尤もらしい解析値を作成している。観測データの入電待ち時間は00, 12UTCで11時間20分、06, 18UTCで7時間50分である。また、全球サイクル解析は全球速報解析へ第一推定値を提供している。18UTCサイクル解析値からの予報値が00UTC速報解析での第一推定値になり、06UTCサイクル解析値からの予報値が12UTC速報解析での第一推定値になっている。全球サイクル解析から第一推定値を作ることによって、より尤もらしい初期値を作成し、より高い精度の維持を図っている。



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。

全球速報解析の利用観測データの分布

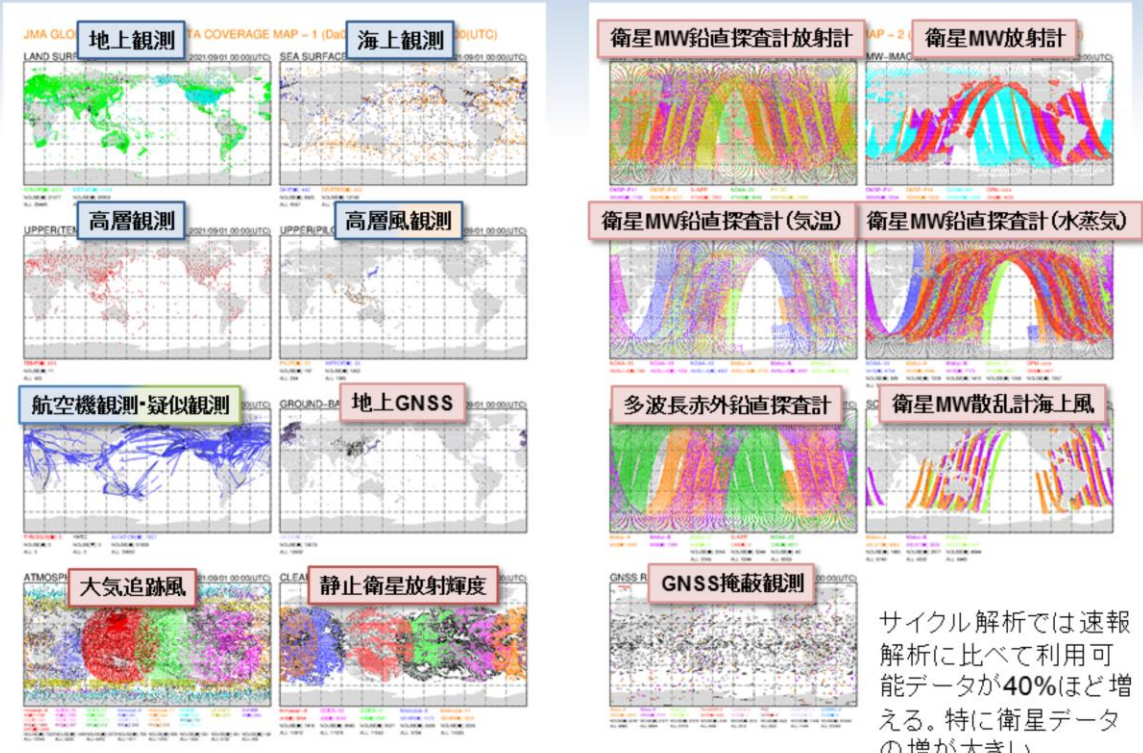
データ待ち時間:
2時間20分



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

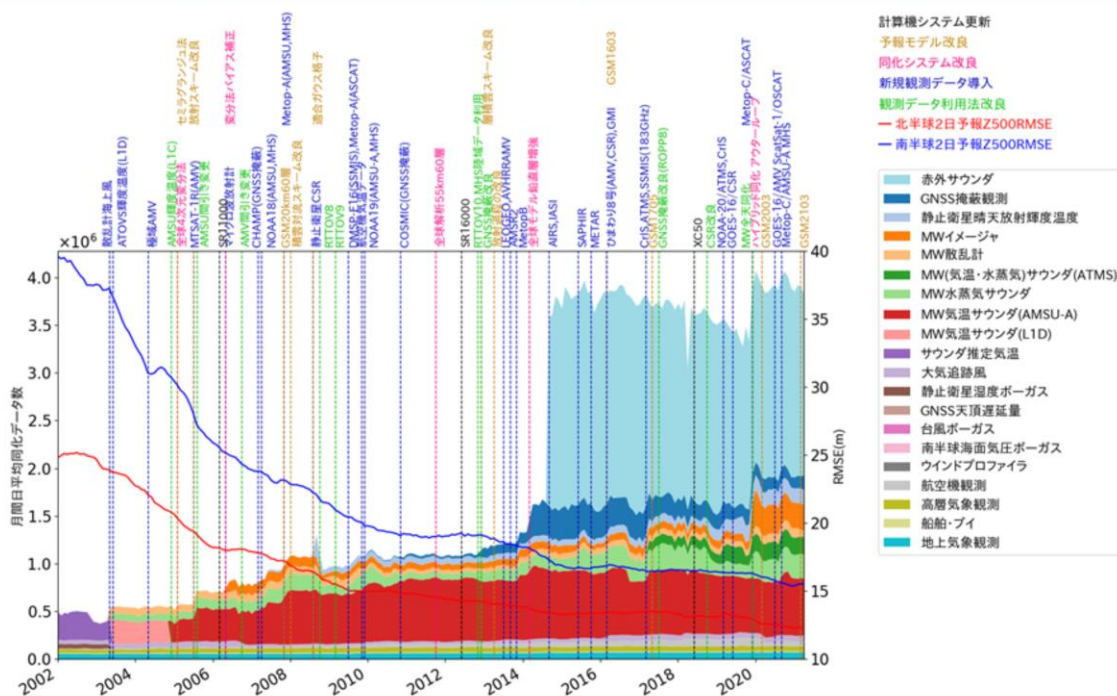
データ待ち時間
00,12UTC:11時間50分
06,18UTC:7時間50分



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。

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の数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(～2021年4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、500hPa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別は増加傾向にあり、観測データ量は年々増えている。2014年にはハイパースペクトル赤外サウンダ(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、赤外サウンダ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.
- 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.

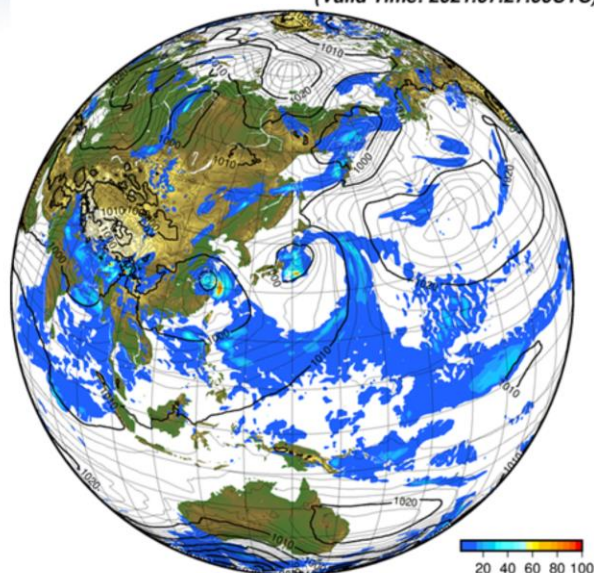


第1章 基礎編

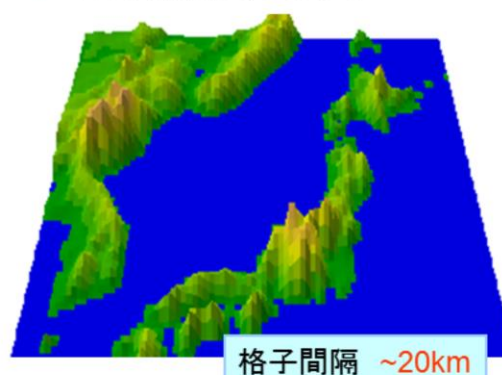
1.7.2 全球モデル

全球モデル

GSM-TL959L128 2021.07.25.00UTC FT=048
(Valid Time: 2021.07.27.00UTC)



- 解像度
 - 水平解像度約20km
 - 鉛直128層(最上層0.01hPa)
- 予報時間
 - 132時間(06,18UTC)
 - 264時間(00,12UTC)



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、領域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月から水平解像度約20km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)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500hPa高度RMSEの経年変化
(1995年1月～2021年9月、前12ヶ月移動平均)



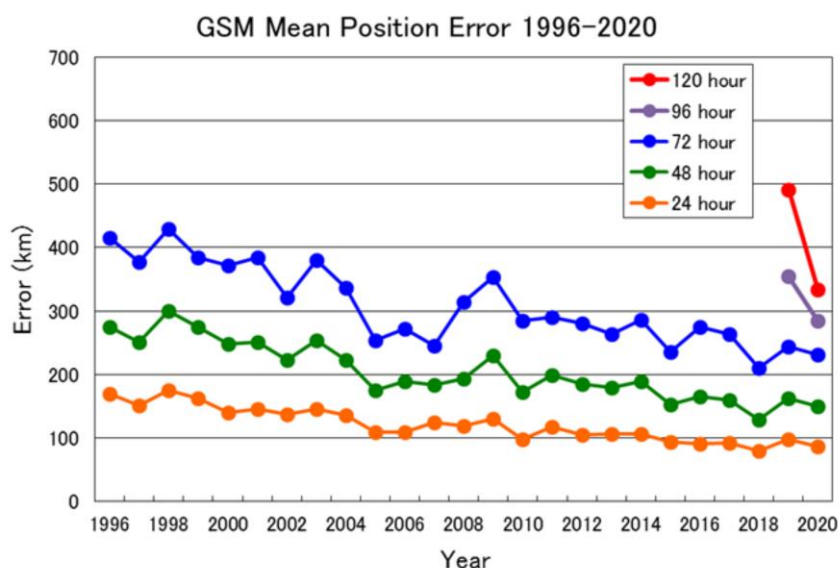
新たな観測データの活用や数値予報モデルの改良等の継続的な技術開発、及びこれらを支えるスーパーコンピュータの性能向上により、予測精度は着実に向上

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、500hPa高度のRMSEの経年変化を赤線および赤点線で示す。赤線は1.5度格子検証によるWMOで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って、予測精度は年々着仕様統一された新検証で、赤点線は2.5度格子で検証した旧検証を示す。

衛星データの同化など新たな観測データの活用や実に向上している。特に衛星データの高度利用が開始された2003年以降は、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(1996～2020年)



- 年々の変動はあるが、長期的には改善傾向
- 2020年の進路予測誤差はT=24で約86km、T=48で約150km、T=72で約232km。2019年より進路予測誤差は減少。

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。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。

世界の数値予報

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	20km128層	11日間	40km128層 40km128層 55km128層	51x2 51 25x2/week	11日間 +7日間 +16日間	5km76層 2km76層
欧州中期予報セン ター (ECMWF)	9km137層	10日間	18km137層 36km137層	51x2	15日間 +31日間	なし
イギリス (Met Office)	10km70層	7日間	20km70層	18	7日間	1.5km70層
フランス	5~24km 105層	4日間	10~60km 90層	35x2	4.5日間	1.3km90層
ドイツ	13km90層	7.5日 間	40km90層	40	7.5日間	6.5km60層 2.2km65層
米国 (NCEP)	13km127層	16日間	35km64層 55km64層	21x4	8日間 +8日間	3km60層 1.5km60層
カナダ	15km84層	10日間	35km80層	21x2	32日間	10km84層 2.5km84層

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.



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	GSM2103		
解像度	TL479L128 (水平: 0.375度・約40km、鉛直: 層数128)		TL319L128(水平 0.5625度・約55km)
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,1回/1日(火・ 水曜の12UTC)
初期摂動作成手法	LETKF+特異ベクトル(SV: Singular Vector)法		
モデルアンサンブル手法	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	2-tiered SST(詳細は高倉・小森 2020を参照)	
メンバー数	51 (1コントロールラン+50摂動ラン)		25 x 2 / week (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(TL959L128)用の解析値を TL479L128へ解像度変換		



気象庁 Japan Meteorological Agency

赤字: 不確実性を扱うアンサンブル特有のもの

106

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)。

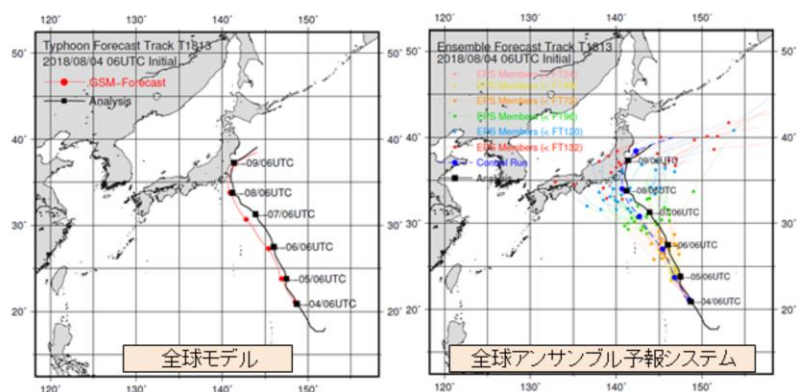
初期時刻00UTC及び12UTCの予測は、毎日予報11日目まで実行され、アンサンブルメンバー数は51である。初期時刻12UTCの予測は、早期天候情報に利用するため、予報18日目まで延長される。そして、毎週火曜日及び水曜日(1週間当たり2回)は1か月予報に利用するため、25メンバーについては更に予報34日目まで延長される。

予報モデルはGSMの低解像度版の水平格子間隔約40km(TL479)(ただし、予報19日目から34日目にかけては水平格子間隔約55km(TL319))鉛直128層のモデルで、物理過程はGSMと同じものを利用している。予報モデルの不確実性を考慮するために、2010年12月に週間アンサンブル予報システムに導入された確率的物理過程強制法(米原 2010)を用いており、下部境界条件の不確実性を考慮するために海面水温摂動(太田・堀田 2016a)を導入した。初期摂動には、LETKF(太田・堀田 2016b)とSV(酒井 2008)を組み合わせる手法を用いている。

※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。

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システムでは、全球モデルよりやや粗い水平格子間隔約40km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
- 全球モデルと同様に、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与える



平成30年台風第13号の予測例

(平成30年8月4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全球アンサンブル予報システムは、全球モデルよりやや粗い水平格子間隔約40kmで地球全体を計算領域とし、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している。アンサンブルメンバーの数は51個である。全球モデルと同様に数日～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。

図は平成30年台風第13号の進路予測について、全球モデル(左図)と全球アンサンブル予報システム(右図)の予測結果を示す。黒線が実況を、左図の赤線が全球モデル予報を、右図のカラー線が全メンバーの予報を示す。

全球モデルは実況よりやや西の進路を予測しているが、全球アンサンブル予報システムはメンバーによっては実況に近い予測や実況より東の進路を予測していて、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.
- 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.
- 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・強風・突風・雷
- メソスケール現象の予測
 - 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、時空間規模が(総観規模に比べて)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る。総観規模現象は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、これらのことから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。

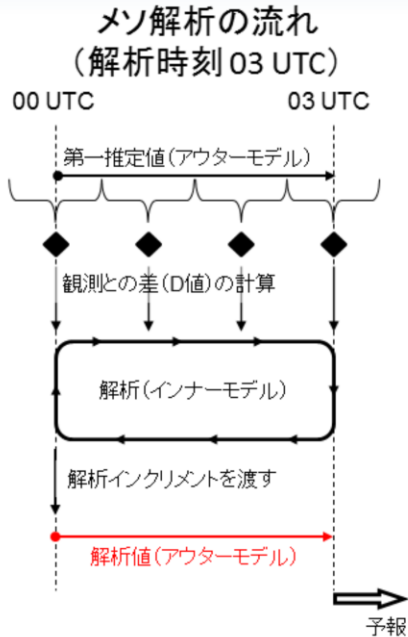
空間スケールが総観規模現象に比べ相対的に小さいメソスケール現象を予測する為には、全球数値予報システムよりも高い時間・空間分解能を持つ数値予報システムが必要となる。また、メソスケール現象は降水現象と関係が深いことから、雲・降水を予報モデルで詳細に扱うとともに、データ同化でも雲・降水に関する観測データを多く利用する必要があり、この要請を満たす予報モデルとデータ同化システムから数値予報システムを構成する必要がある。このような背景があり、メソ数値予報システムが運用されている。

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) 76層 (地上～約21.8 km) 100/3 (= 33.3333...)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) 38層 (地上～約21.8 km) 120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

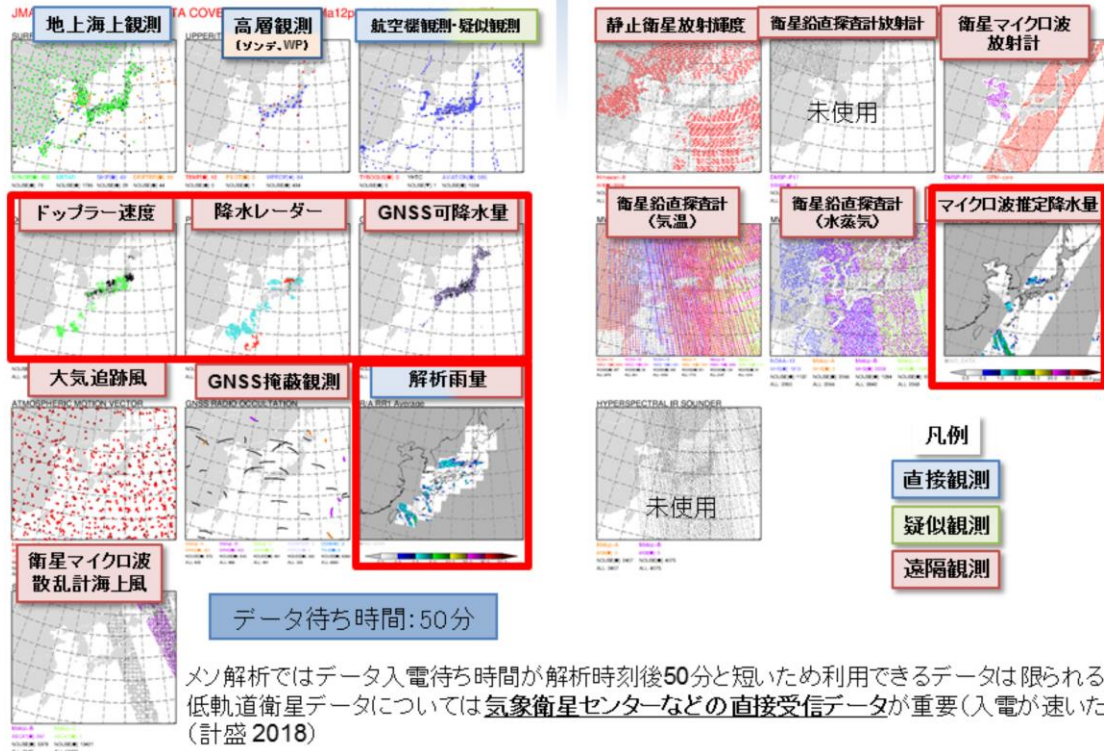
メソ解析は日本を中心とする東アジア領域の大気解析である。大気の解析手法には asuca に基づく4次元変分法を用いているが、大気解析で解析されない地上の解析には最適内挿法を利用している(本田 2018)。

メソ解析の基本的な仕様をスライドの表に纏めておく。なお、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76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38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為である。

スライドの図に、解析時刻03UTCにおけるメソ解析の処理の流れを示す。メソ解析のデータ同化窓は前3時間である為、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。

メソ解析では、このような流れで解析値を計算している。

メソ解析の利用観測データの分布



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(計盛 2018)。

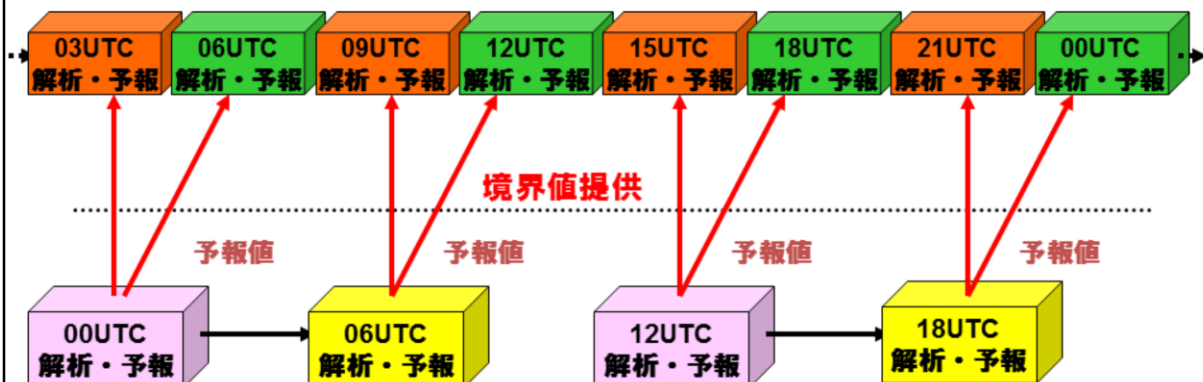
前述した通り、メソスケール現象は降水現象に直接関係する為、雲・降水に関する観測データを多く利用する必要がある。このことから、メソ解析では解析雨量、レーダー反射強度やマイクロ波推定降水量など、全球解析では利用されていない観測データが同化されている(計盛 2018)。スライドの図で、全球解析では同化されていない観測データを赤枠で囲った。

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為、予報方程式を解く為に側面での境界条件が必要になる。メソモデルでは、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回である為、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為、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

- 幾田泰醇, 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.
- 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.
- 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.

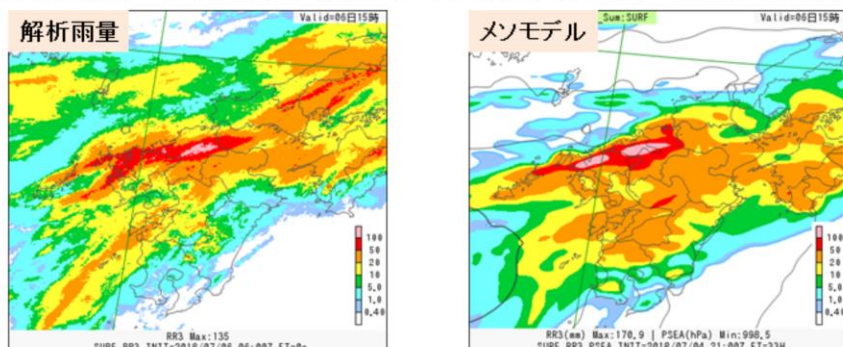


第1章 基礎編

1.7.5 メソモデル

メソ数値予報モデル

- 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51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
- 1日~2日先程度までの大雨や暴風等の災害をもたらす現象がおもな予測対象



平成30年7月豪雨の線状降水帯の予測例
平成30年7月6日15時までの3時間降水量
平成30年7月5日6時初期値、33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が組み込まれ、境界層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、ある程度の水平スケールをもつ大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 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の第一推定値や側面境界値の提供という役割も担っている。

水平格子間隔5km鉛直76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。メソモデルは領域モデルであり、日本付近の領域のみを予測対象としている。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時・12時UTCの解析値からは51時間、それ以外の初期値時刻の解析値からは39時間先の予測計算を行う。

主な予測対象としては、1~2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り、これらを予測することを目的に運用されている。

スライドの図に平成30年7月豪雨の降水量の予測結果を示す。平成30年7月6日15時までの3時間降水量で、左の図が解析雨量、右の図が平成30年7月5日6時初期値のメソモデルによる33時間先の予測結果となっている。解析雨量において解析されている九州北部の線状降水帯が、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 (817x661)
鉛直層	76層 (地上～約21.8 km)
積分時間間隔	100/3 (=33.3333...)秒
初期値	メソ解析 (MA)
側面境界値	全球モデル (GSM)
予報時間	51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。

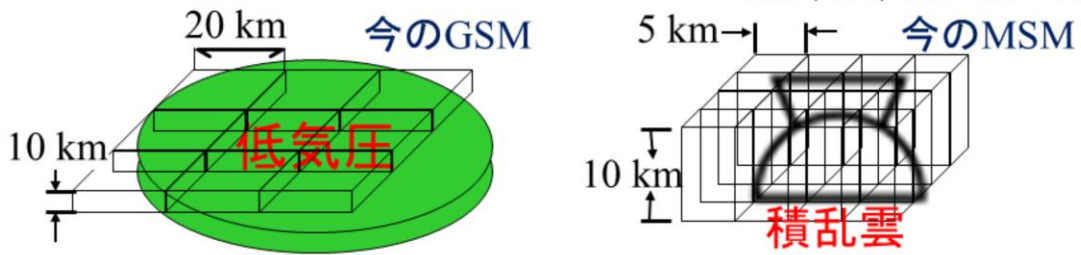
メソモデルは、2001年3月に水平格子間隔10kmのモデルとして本運用を開始した。当時は静力学平衡を仮定し、かつスペクトルモデルであった。その後、2004年には静力学平衡の近似を用いない非静力学モデル JMA-NHM が導入され(石田 2013)、2017年2月には JMA-NHM を置き換える形で新しい気象庁非静力学モデル asuca が導入されている(成田 2020)。なお、1.7.8節で示すように、asuca は局地モデルにも使われている。

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。

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間隔2~3 km以下で非静力学の効果効いてくる
 - 水平スケール10 km程度の現象を解像、鉛直スケール(10 km)と同程度
- 雲・降水過程を取り扱う場合は、10 kmより小さい水平格子間隔で非静力学の効果効いてくる
 - 非断熱過程による潜熱放出が格子単位で起こって水平格子間隔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) 水平格子間隔
約10 km以下の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することが良い近似で成り立つ。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。従って、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(齊藤 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
 - 水平スケール数十 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

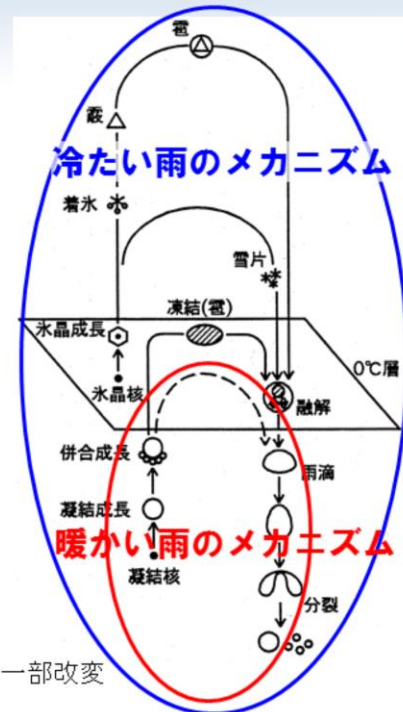
これまで述べてきたように、メソ・局地モデルでは非静力学モデルを用いている。スライドに、非静力学モデルの利点と難点を纏める。

利点としては、まず第一に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、空間スケールが数十 km 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、静力学モデルだと連続の式から診断していた鉛直流を運動方程式から陽に計算することができるようになる為、雲・降水の生成と消滅といった鉛直流が重要な役割を果たす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為、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気圧(もしくは密度)が予報変数になる為、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。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(松林 2013)。この為、数値計算に工夫が必要となる。

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



メソスケール現象は降水現象に直接関係する為、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。この為、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ふ雲・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。

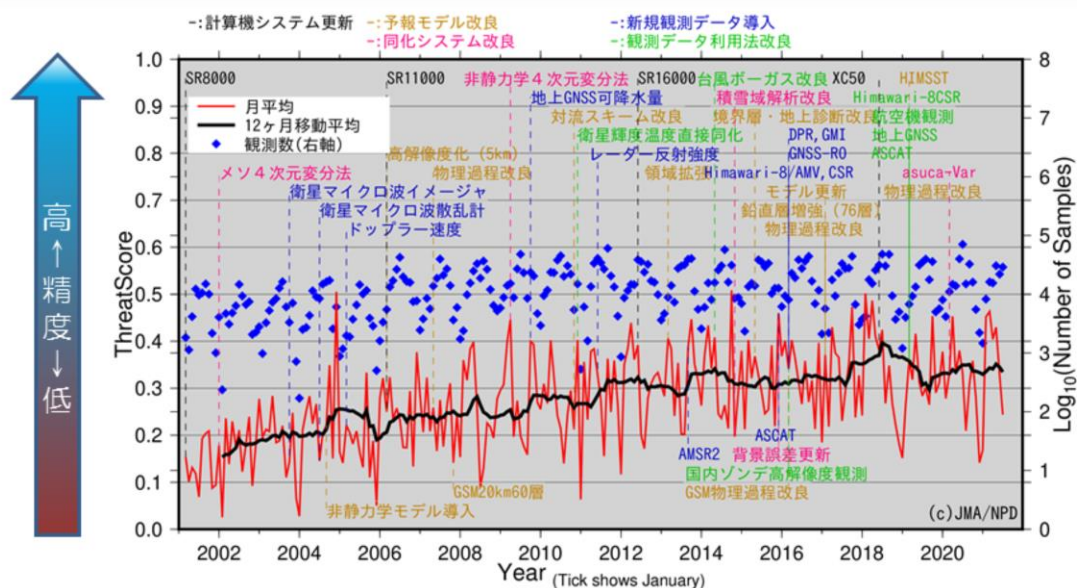
大気中の凝結した水は、様々な形態や大きさで存在し、その形態や大きさによって相変化の特性は細かく変わってくる。粒子ひとつひとつを予報するのは現実的ではないので、形態毎に集団的に状態を記述する簡便な方法(これを「バルク法」と言う)が考えられる。大気中の水は相変化を繰り返しており、雲水、雲氷、雨、雪、霰など、様々な状態、形で存在している。このように水の状態をいくつかのカテゴリーに分類し、相変化を考慮することによってカテゴリー毎の量を予測し、雲の発達・衰弱の様子をより正確に表現しようというのが雲物理過程である(本田 2018)。非静力学モデルであるメソモデルや局地モデルでは雲物理過程を採用しており、降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

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～2021年3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、4.6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.
- 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なうのか

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



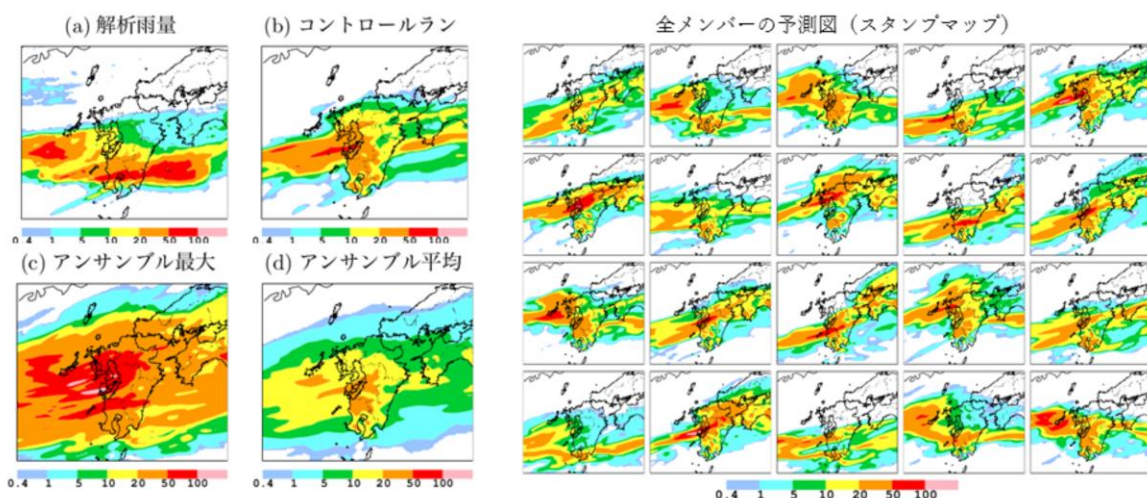
予報がもつ不確実性を反映したばらつき(摂動)を加えた複数の予測を行い、**予報の誤差の広がり**を把握する**メソアンサンブル予報が必要**

数値予報モデル	メソモデル(MSM) (<i>asuca</i>)
予報領域	
水平格子間隔	5 km
鉛直層数 (モデルトップ)	76 (約21.8 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	なし

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(MSM)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 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 2019)。メソアンサンブル予報システムの仕様を表に纏めた。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



2019年6月30日9時 初期値 7月1日9時の3時間降水量(24時間予報)



気象庁 Japan Meteorological Agency

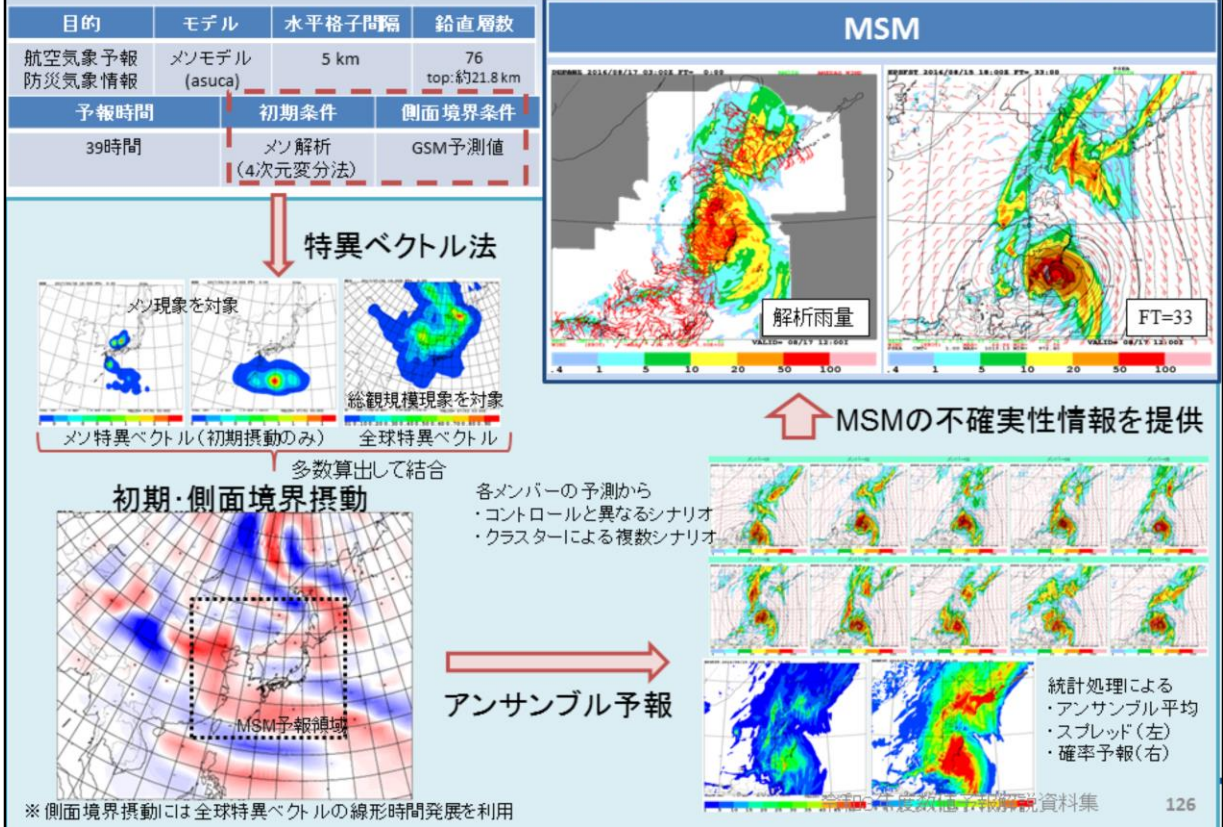
令和3年度数値予報解説資料集

125

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、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メソモデルと同じく水平格子間隔5km鉛直76層であり、モデルについてもメソモデルと同じ 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、アンサンブル摂動は初期値と側面境界値のみに与えられ、下部境界摂動や数値予報モデル自体の不確実性は考慮していないため、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となる。アンサンブル最大とアンサンブル平均は、アンサンブルメンバー間の統計量である。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。

メソアンサンブル予報システムの概要



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。

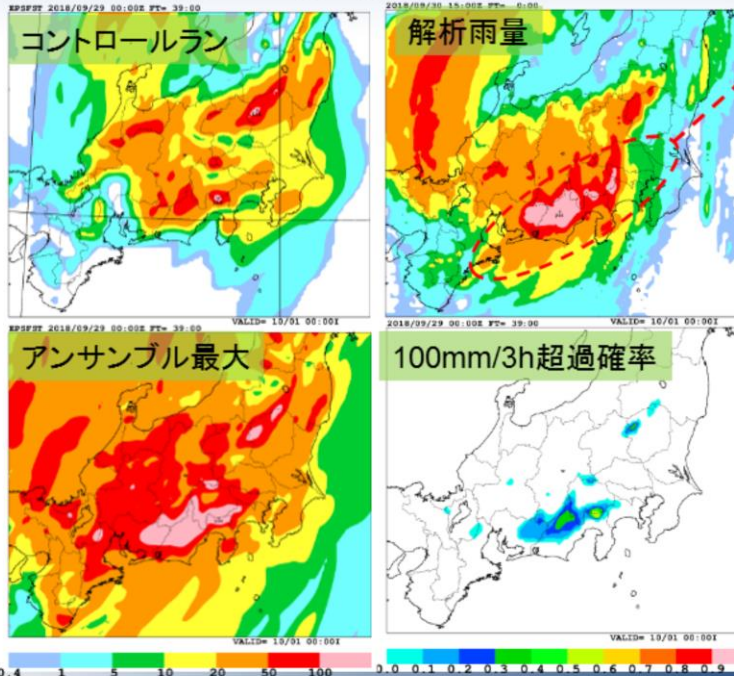
メソアンサンブル予報システムにおいてはコントロールランであるメソモデルの初期値・側面境界値に摂動を加えることで摂動ランを計算している。この摂動作成の手法として、少ないメンバー数でメソモデルの不確実性を効率的に表現するため、特異ベクトル法という手法を用いている。特異ベクトル法は指定した評価時間・領域において線形成長率の大きい摂動を算出する手法で、アンサンブル予報における有効な初期摂動作成手法のひとつである。特異ベクトルには、気象庁全球モデルに基づく全球特異ベクトル、気象庁非静力学モデル JMA-NHM に基づく水平格子間隔の異なる2種類のメソ特異ベクトルがあり、これら特異ベクトルを多数算出して結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。この点で、メソアンサンブル予報システムは初期値と側面境界値に起因する不確実性を定量化するシステムといえる。

このように構成した20メンバーの摂動ランについてメソモデルと同じ 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。

メソアンサンブル予報システムによる予測例 平成30年台風第24号

2018年10月1日0時を対象とした前3時間降水量

9月29日
00UTC
初期値
FT=39



東海地方の南斜面
での100mm/3h以上
の強雨に注目

- コントロールラン：
強雨を見逃し
- アンサンブル最大：
強雨を捕捉
- 超過確率：
30～40%の確率



気象庁 Japan Meteorological Agency

令和3年度数値予報解説資料集

127

平成30年台風第24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例をスライドに示す。2018年10月1日0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以上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。

解析雨量で解析されている東海地方の南斜面での100mm/3h以上の強雨に着目する。予報時間FT=39のコントロールランでは降水が過小になっており、メソモデルでは東海地方の強雨を見逃している。一方でアンサンブル予報では、アンサンブル最大で強雨が捕捉されていることに加え、その超過確率が30～40%であることが示されている。このように、決定論的予測で表現できなかった現象をアンサンブル予報によって確率的に捕捉できることがある。

なお、この事例については、メソモデルも初期値が新しくなるにしたがってコントロールランで100mm/3h以上の強雨を表現するようになり、100mm/3h超過確率も高まっていった。このような初期値による変化から、強雨の発生可能性の高まりを捉えることができる。

参考文献

- 河野耕平, 氏家将志, 國井勝, 西本秀祐, 2019:メソアンサンプル予報システム. 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:メソアンサンプル予報システム, 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.

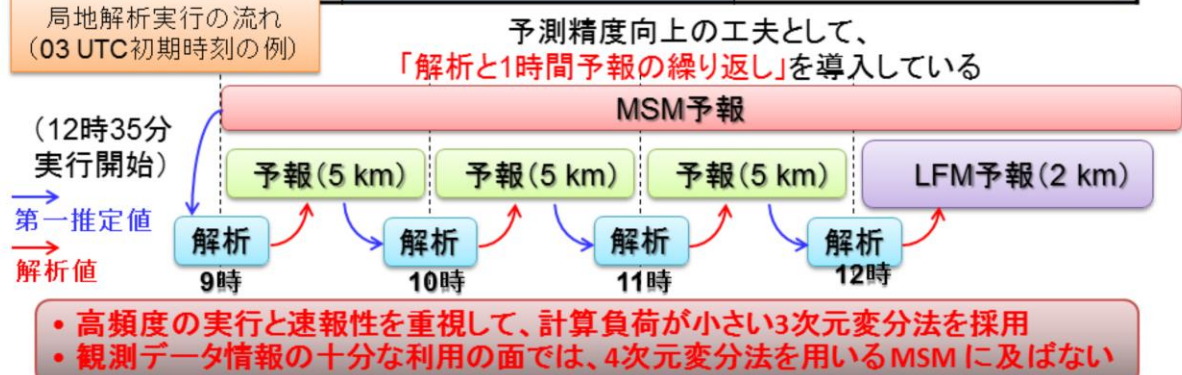


第1章 基礎編

1.7.7 局地解析

局地解析の主な仕様

	局地解析	メソ解析
同化システム	asuca-Var	asuca-Var
水平格子間隔(東西格子数×南北格子数)	5 km (633×521)	アウター: 5 km (817×661) インナー: 15 km (273×221)
鉛直層	48層 (地上～約21.8 km)	アウター: 76層 (地上～約21.8 km) インナー: 38層 (地上～約21.8 km)
観測打ち切り時刻	30分	50分
解析値推定法	3次元変分法	4次元変分法



近年、時間・空間規模の小さい積乱雲等に伴う局地的な豪雨による災害が目立ち、防災上の観点から、その予測精度向上への要請が強まっている。また、航空機の安全な運行のため、天候の急変を捉えるなど、飛行場近辺における時間・空間分解能の細やかな気象情報の需要が高まっている。

これらの要請に応える為、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局地数値予報システムが開発された。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 が導入されている(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。

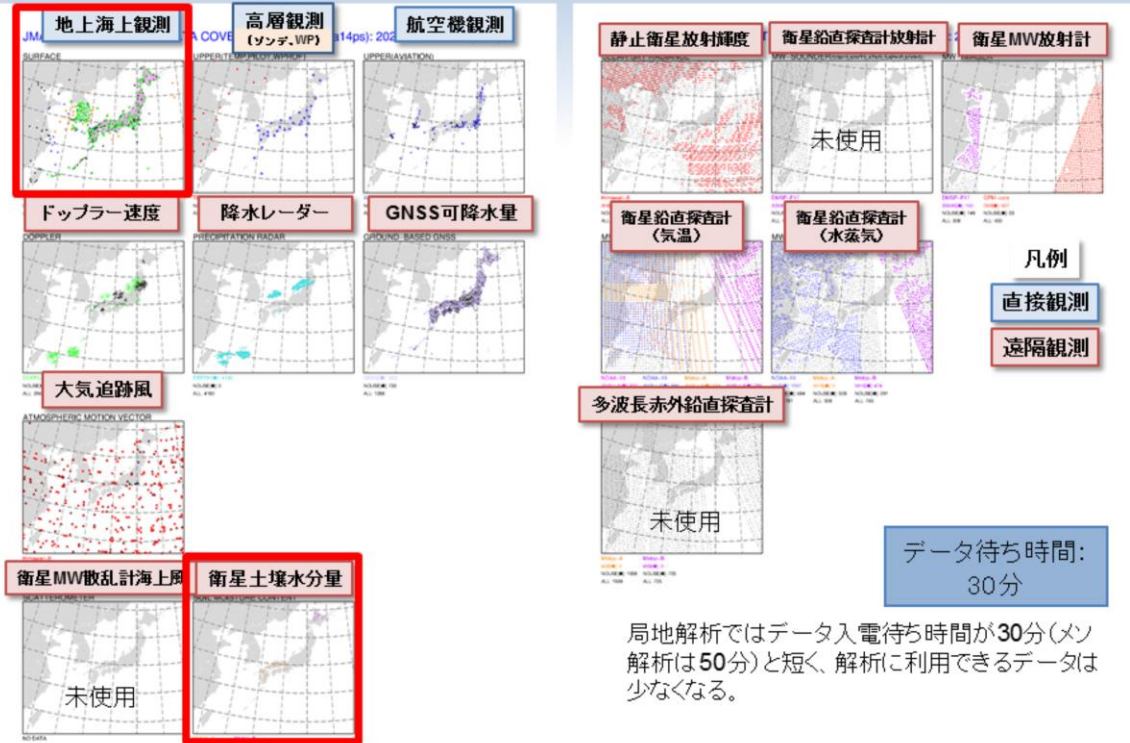
局地解析は1日24回、毎正時に実行され、局地モデルの初期値を作成する。局地解析の主な仕様のメソ解析との対比をスライドの図に示す。

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。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。したがって、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12時初期時刻における局地解析実行の流れを示す。

また、局地解析で利用する観測データはメソ解析と異なる。局地解析の特徴として、全球解析やメソ解析では利用されていないアメダスデータを利用していることが挙げられ(本田 2018)、局地解析が高解像度であることによる特色の一つとなっている。

局地解析の利用観測データの分布



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。

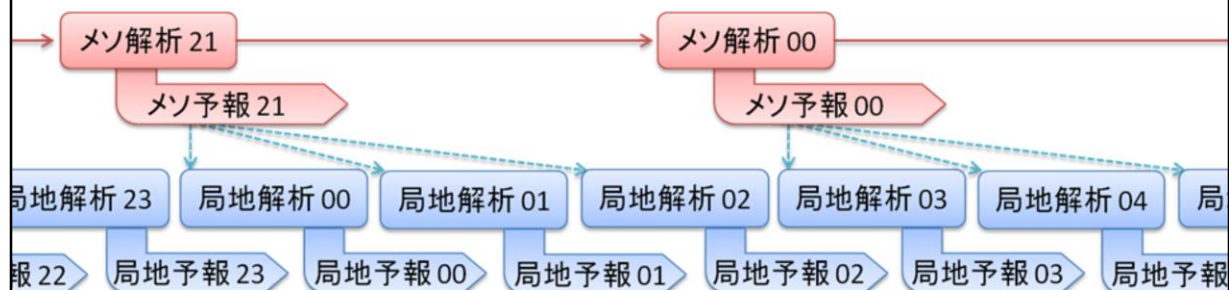
全球・メソ解析では用いられず、局地解析でのみ利用されている観測データを含む分布図を赤枠で囲った。

局地解析の特徴として、アメダスデータを同化していることが挙げられる。アメダスデータでは、気温・風を同化している。また、地上観測についても全球・メソ解析においては気圧のみしか同化されていない一方、局地解析では気圧に加え気温・風・湿度を同化している(計盛 2018)。このように、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、定常的且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為、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、高頻度であることが挙げられる。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行われている。

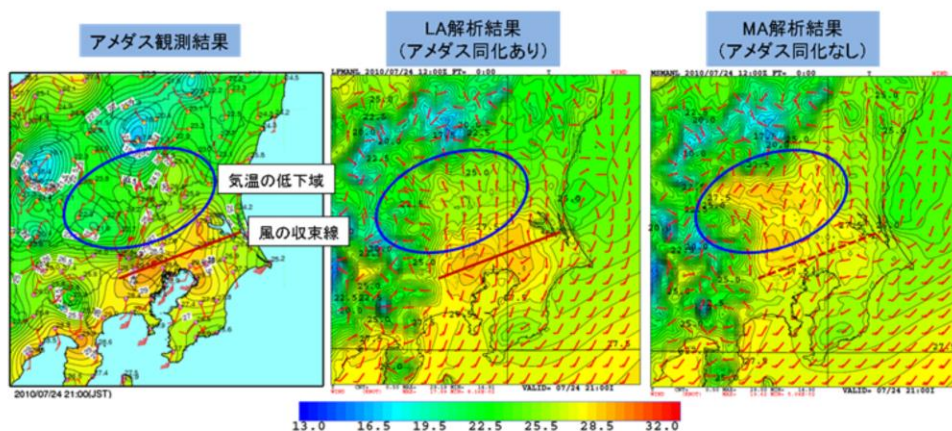
高頻度に数値予報システムを実行する利点として、最新の観測をいち早く取り入れた初期値からの予測を高頻度に提供できる点がある。このようにいち早く最新の情報を初期値へと反映し、その初期値から高頻度に予測を行うことによって、きめ細やかに予測結果を提供している。

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にサイクルが閉じておらず、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為である。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。この為、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

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 OUTER モデルの水平格子間隔と同等であるが、1.7.8節で示される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なのに対し、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

- 幾田泰醇, 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.
- 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.

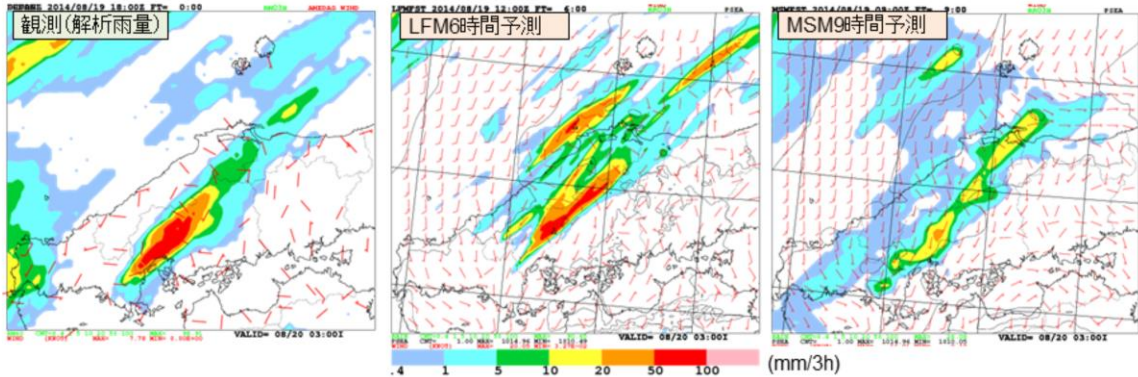


第1章 基礎編

1.7.8 局地モデル

局地数値予報モデル

- 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(毎時))で、日本付近を対象に10時間先までの予測計算を実行
- 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



平成26年8月豪雨の予測例
(平成26年8月20日3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。

メソモデルは水平格子間隔が5kmであるのに対して局地モデルは水平格子間隔が2kmであり、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。数値予報モデルで扱う格子点値は格子平均値のことであるから、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・時間的变化を表現できるようになる。また、メソモデルと比較して高頻度に行われており、1日24回(メソモデルは1日8回)、毎正時の解析値を初期値として、10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。

図は、平成26年8月豪雨の予測の結果を示す。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、平成26年8月20日3時までの前3時間降水量を示す。解析雨量では線状の強雨域が解析されており、局地モデルでは解析雨量に近い強雨域が表現されている。メソモデルでも降水強化は表現されているものの、解析雨量と比べると降水量が不十分である。このように、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)	76層 (地上～約21.8 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、10時間	1日8回 51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。

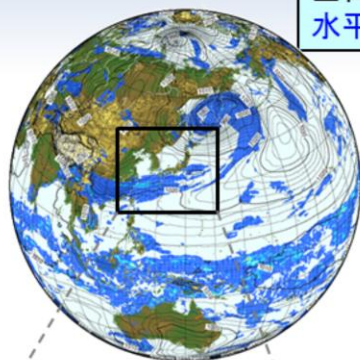
予報モデルはメソモデルと同じ非静力学モデル asuca を用いており、水平格子間隔 2km鉛直58層での予測計算を行っている。

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、局地モデルでは対流のイニシエーション(立ち上がり)にのみ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、水平格子間隔が2kmである局地モデルで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。しかし、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 2014)。

計算領域とモデルで表現される地形

全球モデル

全世界の気象予測を**1日4回**実行
水平格子間隔 約20km



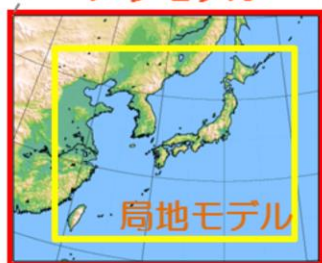
モデル地形の元データ



GSMの地形



メソモデル



局地モデル

日本周辺の気象の詳細な予測を**1日8回**実行

水平格子間隔
5km



メソモデル地形図

日本周辺の気象の更に詳細な予測を**1日24回**実行

水平格子間隔
2km



局地モデル地形図

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.



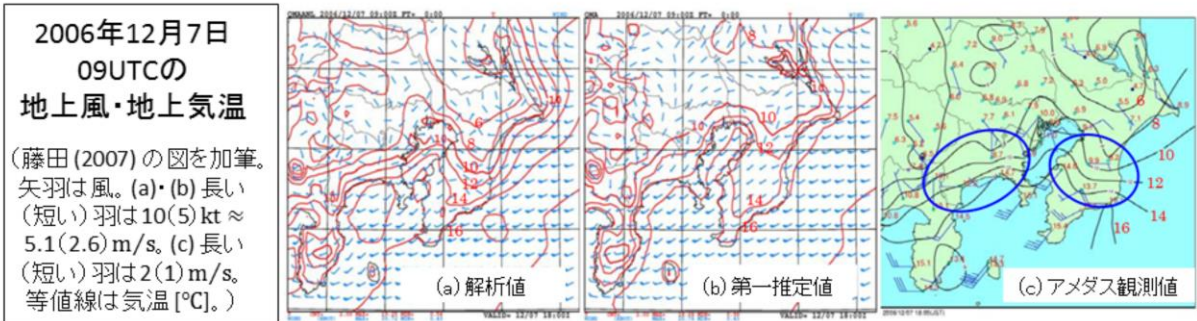
第1章 基礎編

1.7.9 毎時大気解析

毎時大気解析の概要

- asuca に基づく 3次元変分法(asuca-Var) がベース

毎時大気解析(QA)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)	5 km (721×577)
第一推定値の鉛直層	76層(地上～約21.8 km)
解析値の鉛直層	48層(地上～約21.8 km)
観測打ち切り時刻	18分



毎時大気解析は、客観解析による風・気温の3次元的な分布を示した実況監視のための資料であり(酒井 2001; 西嶋 2004, 2005; 藤田 2007, 2008)、一般予報だけでなく、航空予報などの現場における実況監視のための資料としても活用されている(原 2017; 工藤 2017)。2001年4月からしばらくは風のみを解析していたが、2006年3月に気温も解析するようになると同時に「毎時大気解析」という名称に変更されて現在に至る(詳細は 工藤 2004; 西嶋 2004; 室井ほか 2008)。

実況把握において観測データを考慮することは重要であるが、観測データは空間的に不均一に分布しているため、そのデータのみから大気の詳細な把握するのは難しい。一方、モデルの初期値作成を行う全球解析・メソ解析・局地解析は、時空間的に統一性のある形式で利用できるが、観測データ収集にかかる時間(カットオフ時間)を十分確保した上で計算や配位を行わなければならない、実況監視という意味では速報性を欠いている。そこで、毎時大気解析では、様々な観測データを利用した客観解析を毎時速報的に行うことで、統一性のある形式でかつ速報的な資料提供を実現している(室井ほか 2008)。

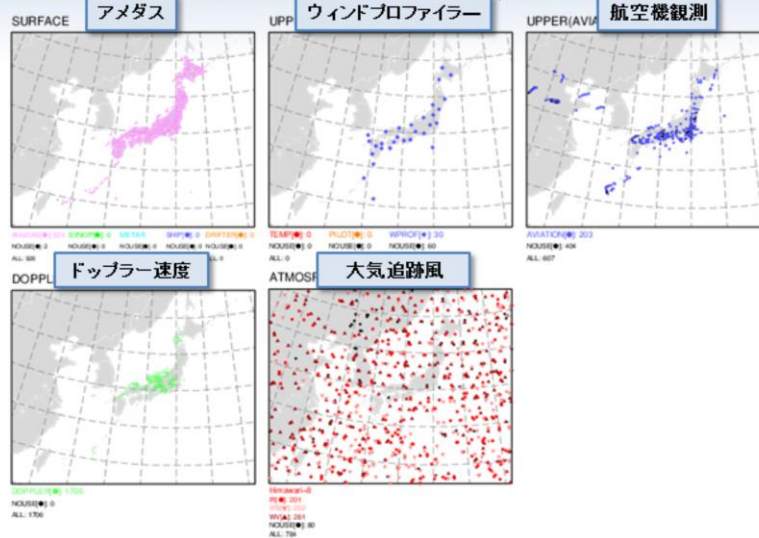
仕様はスライドの表の通りである。第一推定値にはメソモデル(MSM)の予測値を用いており、システムにはasucaをベースにした変分法データ同化システムasuca-Var(幾田 2014)を用いている(2017年7月以前のシステムJNoVAについては Honda et al. (2005)、気象庁予報部(2010)を参照)。また、毎時大気解析ではアメダス観測点付近の地上解析値がアメダス観測値に非常に近くなるように設定しているが、これに対応して海岸線付近の観測値による解析インクリメントが海上にまで不自然に広がるのを防ぐため、地上フィルター(藤田 2008; 原 2017)を実装している。

利用上の注意としては、主に次の点が挙げられる(気象庁予報部 2020)。

- (1) 風解析は全体的な風の空間分布や時間変化を把握するための資料である。雷雨等に伴う地上収束域や、メソスケール前線、上中層トラフの構造や動向などを理解する上で有用。
- (2) 地上風では、地形の影響による局所的な風の強弱が平滑化され、解析値は数十kmスケールでの代表的な風の場となる。このため、特定の地点における風向・風速値としての利用には適さない。
- (3) また、ダウンバーストや竜巻など、時間・空間スケールが小さい現象は表現できない。
- (4) 観測点から離れた領域では修正量が小さく、解析値は第一推定値とほぼ同じ。これは観測データがほとんどない海上や100hPa面などで顕著。また、高層の気温解析では観測値が少ないため、第一推定値が修正されない領域が広がる。

毎時大気解析の利用観測データの分布

JMA Qa ANALYSIS - DATA COVERAGE MAP - 1 (Qa06ns): 2019/08/21 06:00(JTC)



データ待ち時間: 18分

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)

毎時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

- 幾田泰醇, 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.
- 気象庁予報部, 2020: 配信資料に関する仕様 No.12401(令和2年3月31日付), ~毎時大気解析 GPV~, 気象庁予報部, 14pp.
- 気象庁予報部, 2010: 非静力学メソ4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 106pp.
- 工藤淳, 2004: 毎時風解析について. 航空気象ノート第63号, 気象庁航空気象管理官, 33-36.
- 工藤淳, 2017: 毎時大気解析の変更. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 64-65.
- 酒井喜敏, 2001: 毎時下層風解析. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 59-63.
- 西嶋信, 2004: 毎時風解析. 平成16年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 63-65.
- 西嶋信, 2005: 毎時大気解析. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 63-65.
- 原旅人, 2017: 毎時大気解析の変更. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 61-63.
- 藤田匡, 2007: 毎時大気解析の高度化. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 98-101.
- 藤田匡, 2008: 毎時大気解析の改良. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 58-61.

参考文献

- 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.
- Honda, Y., M.Nishijima, K.Koizumi, Y.Ohta, K. Tamiya, T.Kawabata and T.Tsuyuki, 2005: A preoperational variational data assimilation system for a non-hydrostatic model at the Japan Meteorological Agency: Formulation and preliminary results. Quart. J.Roy. Meteor. Soc., 131, 3465-3475.



第1章 基礎編

1.7.10 波浪モデル(全球・沿岸)

波浪モデル

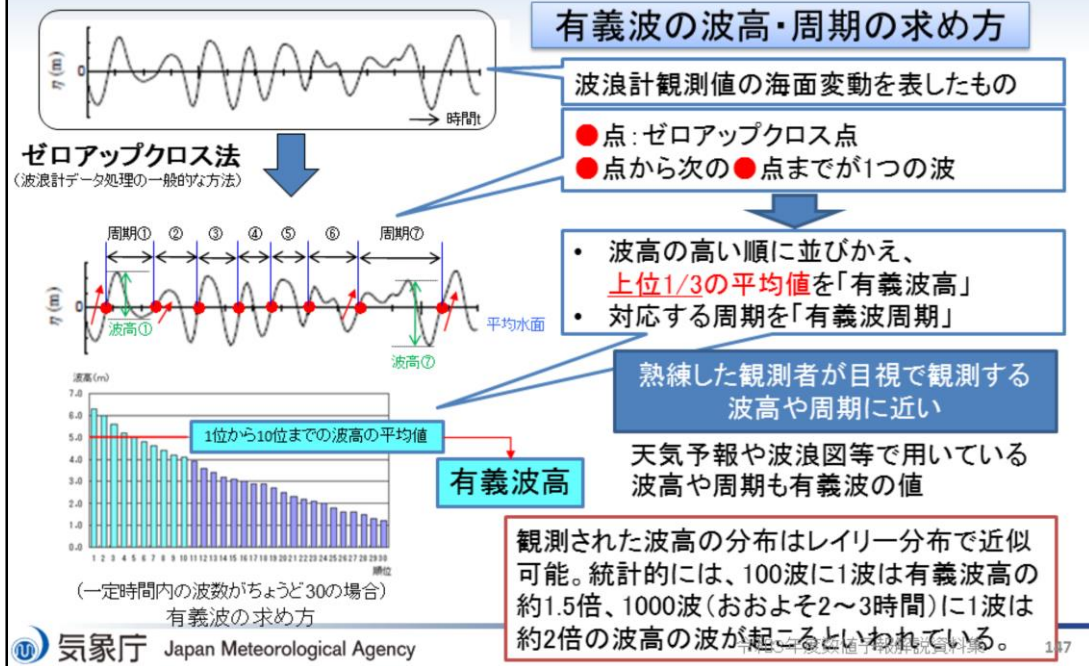
運用中の波浪モデルの概要

	全球波浪モデル	沿岸波浪モデル
タイプ	MRI-III (第3世代波浪モデル)	
計算領域	地球のほぼ全海域 75° S~75° N 180° W~0° ~180° E (全周)	日本近海・沿岸 20° N~50° N 120° E~150° E
格子間隔	緯経度0.5度	緯経度0.05度
タイムステップ	移流項 10分 外力項 30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 (20km格子) 台風域内は仮想的な傾度風で補正* (*72時間先まで)	
予測時間	00/06/18UTC: 132時間 12UTC: 264時間	00/06/12/18UTC: 132時間

現在、気象庁では全球波浪モデルと沿岸波浪モデル及び全球波浪アンサンブルという3種類の波浪モデルを運用している。全球波浪モデルは、極付近を除く地球上の海のほぼ全ての海域を対象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も計算できる。沿岸波浪モデルは日本近海の領域のみを対象とし、細かい解像度(0.05度格子)でより詳細な計算ができる。全球波浪モデル・沿岸波浪モデルは1日4回(00,06,12,18UTC)実行しており、外力として利用する海上風は、全球モデル(GSM)の予測値を使用するが、台風近傍については、GSMの風を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)を利用して作成される台風ポーガスと呼ばれる仮想的な風に置き換えて使用している。

波浪モデル

波浪の表現・・・有義波

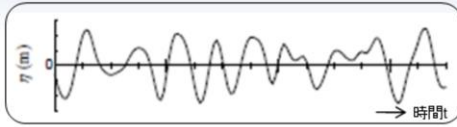


波浪の表現方法の一つ目は、「有義波」で表す方法である。時系列図は波浪計による観測データの変動を表す。一定時間内に観測された波から平均の水位を求め、平均水位を下から上に超える点(ゼロアップクロス点)を探し、ゼロアップクロス点から次のゼロアップクロス点までを1つの波とする。個々の波の波高と周期を読み取り、これを波高の高い順に並び替えて上位1/3の波高を平均したものを「有義波高」といい、有義波高に対応する周期を「有義波周期」という。このようにして求められた有義波高は船舶等による目視観測の波高とよく合うといわれている。各種波浪計により観測される波高、および天気予報や警報・注意報で用いられている波高は有義波高を指す。

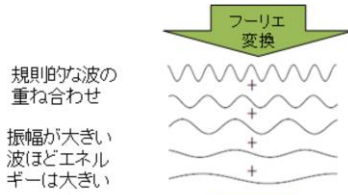
観測された波高の分布はレイリー分布で近似でき、統計的には、100波に1波は有義波高の約1.5倍、1000波に1波は約2倍の波高の波が起こるといわれている(合田・永井, 1974)。

波浪モデル

波浪の表現・・・スペクトル



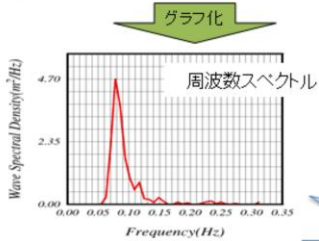
通常、海面は風浪・うねりが重なり合い不規則な変動をしている。



▶ 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

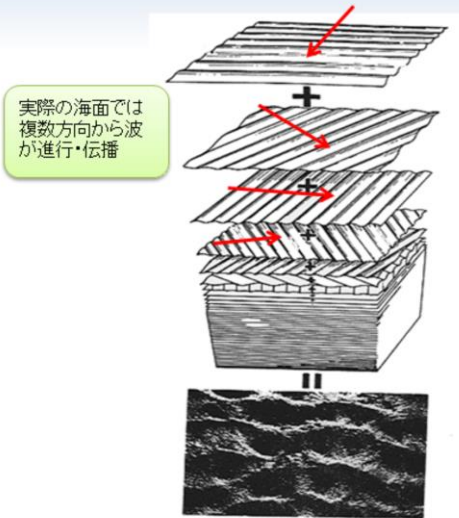


スペクトルの求め方

この例では、周波数0.08Hz = 周期12秒の波が卓越

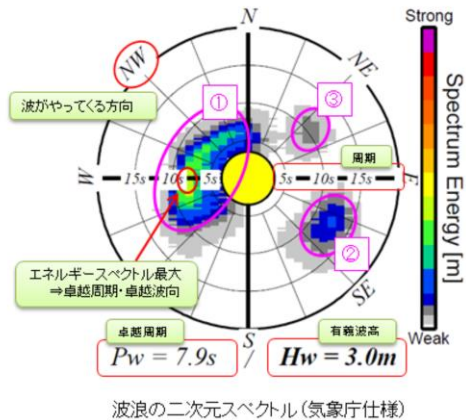
波浪の表現方法の2つ目は、波浪スペクトルで表現する方法である。通常、海面は風浪とうねりが重なり合い不規則な変動をしているが、不規則に変動する海面の波は、規則的な波(正弦波)の重ね合わせであるという考えに基づき、波浪をスペクトルで表現することができる。図の通り、規則的な波の高低は波がもつエネルギーの大小で表現している。なお、波のエネルギー E は波高 H の2乗に比例し、(1)式で表される。規則的な波の周波数(周期の逆数)と波のエネルギー(密度)の関係をグラフ化したものを周波数スペクトルという。

波浪モデル 波浪の表現・・・二次元スペクトル



二次元スペクトルの概念図 (Pierson et al. 1955)

➤ 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での波のエネルギーの、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波数(周期)を表す。この例では、二次元スペクトルが集中しているところが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。この事例では、有義波高(Hw)は3.0m、卓越周期(Pw)は、エネルギースペクトルが最大となる①の周期7.9秒である。

波浪モデル

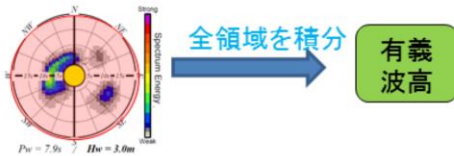
波浪の表現・・・スペクトルと有義波高の関係

▶ 波浪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

$$H_w = 4.0 \sqrt{\iint E(f, \theta) df d\theta} \quad (2)$$

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をかけたもの

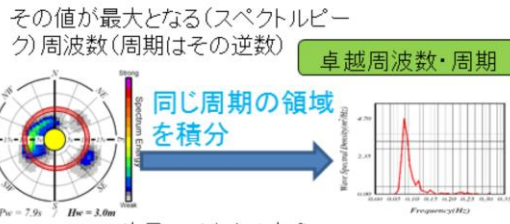


二次元スペクトルから有義波高を算出する方法

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



二次元スペクトルから卓越周期を算出する方法

二次元スペクトルと有義波高は(2)式によって関係づけられる。左図に二次元スペクトルから有義波高を求める方法の概念図を示す。有義波高は、二次元スペクトルの全方位、全周波数の波のエネルギーを積分し、その平方根に4.0をかけたものである。

また、右図に卓越周期を求める方法の概念図を示す。周波数ごとに、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、**波エネルギーの分布が時間・空間的にどのように変化するか**、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。

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

$E(f, \theta, \mathbf{x}, t)$: 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。

- 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

全球大気モデル (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。基礎方程式(4)式はエネルギーの収支を表しており、エネルギー平衡方程式と呼ばれる。ここで $E(f, \theta)$ 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(JMA(2019), 杉本(2007))。Sbtm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、全球大気モデル(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、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。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出来る。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 台風ポーガスの作成

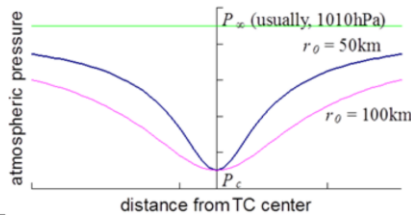
大気モデルの風を、発表される台風解析・予想情報(熱帯低気圧情報)をもとに計算した台風周辺の風(台風ポーガス: 傾度風+台風の移動速度)で置き換えて、台風周辺の波を計算

● 気圧分布

➤ 藤田の式

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

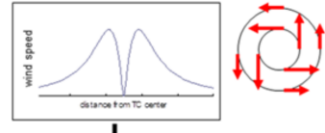
r_0 によって台風の鋭さを設定。
中心気圧と1000hPa半径から算出。



● 風速分布

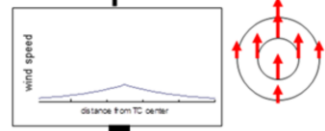
傾度風

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

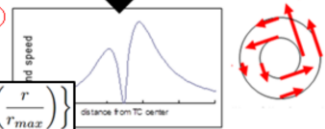


台風移動速度

(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)



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

V_g : 傾度風(20度内側へ向いた)、 C : 台風進行速度、 C_1 : パラメータ、 r_{max} : ポーガス領域の大きさ(台風中心からの距離)

波浪モデルにおける台風ポーガスの作成方法

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)と位置や強度が違う場合があるため、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(台風ポーガス: 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。

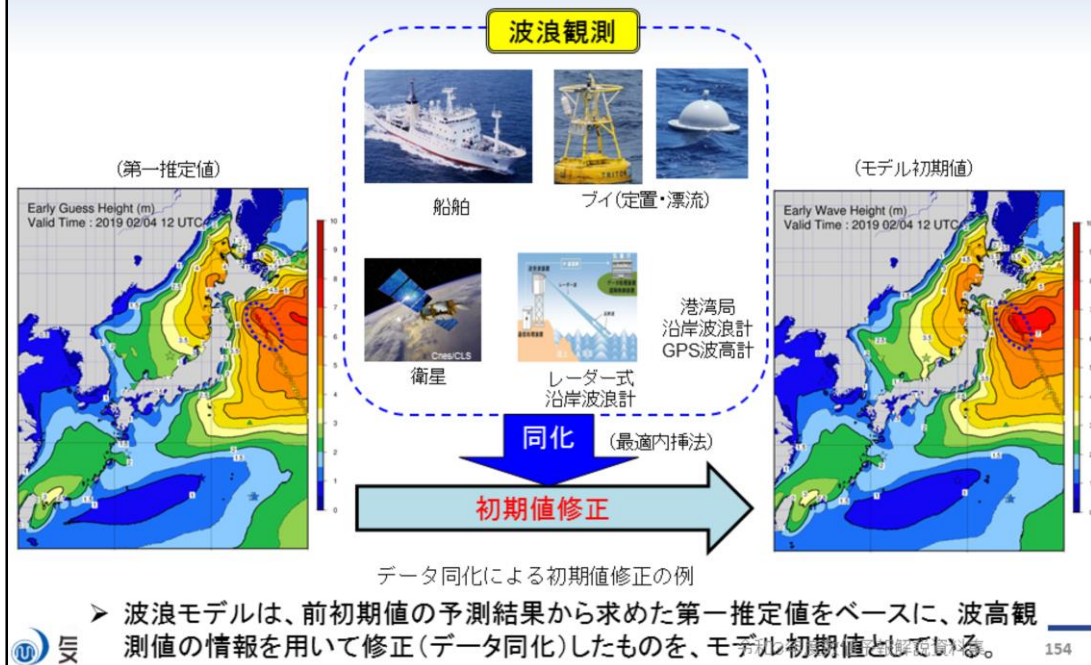
気圧分布の作成には藤田の式(Fujita 1952)を用いている(左図)。ここでPは任意地点の海面気圧、 r は台風中心からの距離、 r_0 は気圧分布の鋭さを表すパラメータ、 P_c は中心気圧、 P_{∞} は無遠に仮定される海面気圧である。左図は台風周辺の海面気圧分布の断面を表したものだが、同じ中心気圧でも、 r_0 が大きいと広い範囲で気圧が低くなり、 r_0 が小さいと中心付近で急激に気圧が下がるような分布となる。台風周辺の風については、傾度風の関係から風向・風速分布を作成し、更に台風移動速度を考慮することで台風分布の非対称性を表現している(右図)。ここで、 f はコリオリパラメータ、 ρ は空気の密度、 C_1 と r_{max} は定数、 v と V_g は傾度風、 C は台風の移動速度、 W は台風移動速度を加えた風速である。更に、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している。これらは熱帯低気圧情報による情報を元に計算することができる。

波浪モデル 台風ポーガスの埋め込み方法



台風ポーガスの作成方法については前述の通りだが、ポーガスを適用するかどうかは次の条件による。適用条件の一つ目は、熱帯低気圧情報の中心気圧が1000hPa未満かどうかで、1000hPa以上であれば適用されない。適用条件の2つ目は適用範囲の各格子点においてポーガス風速が20m/s未満の場合は台風ポーガスとGSMを比較して台風ポーガスが強い場合に、20m/s以上の場合は無条件に台風ポーガスが採用される。該当格子点においてはGSMの海上風が台風ポーガスに置き換わる。なお、台風ポ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。図はモデルの海上風(左)とポーガス領域(右)である。台風中心付近の20m/s以上の海域はポ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の方が風が強いため適用されていない。台風南側では台風ポーガスの風がGSMより強くポーガスが適用されている。

波浪モデル 波浪モデルにおけるデータ同化



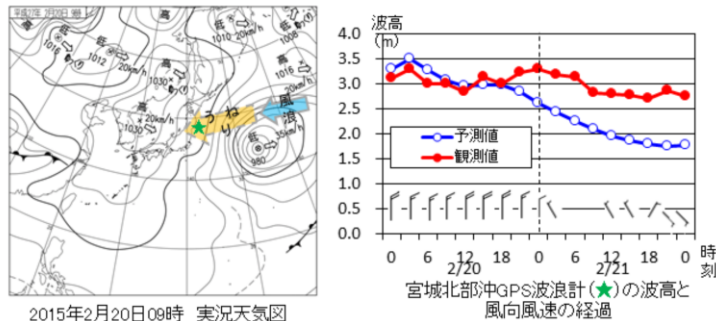
波浪モデルは、前初期値の予測結果から求めた第一推定値をベースに、波高観測値の情報を用いて修正(データ同化)したものを、モデル初期値としている。データ同化には、船舶、ブイ、衛星、GPS波高計、レーダー式沿岸波浪計などの観測データを利用している。具体的には、気象庁のブイは解析時刻の前後3時間平均値、沿岸波浪計・GPS波高計は解析時刻データ又は解析時刻データのない場合は±1時間(GPS波高計は±20分)の値の平均値、船舶は解析時刻に通報された値、衛星は解析時刻±3時間以内のデータを解析時刻の値として利用している。波浪モデルにおけるデータ同化は波高について最適内挿法を利用しているため、時間方向のずれを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

なお、図は2019年2月4日12UTCの波浪モデルにおける波高の修正例である。三陸沖に第一推定値より高めの衛星観測があり、適切に同化されている。

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)



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おこなわれてきており、それらの精度検証については技術情報(<https://www.data.jma.go.jp/add/suishin/jyuhou/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

- 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.
- 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.
- 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.
- 高野洋雄, 2011: 有義波法による波浪推算 —現業での利用を目的として—. 測候時報, 78, 185-201
- 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, 2019: OUTLINE OF THE OPERATIONAL NUMERICAL WEATHER PREDICTION AT THE JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY
- 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, 284 pp.
- 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

1.7.11 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

運用中の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	
タイプ	MRI-III (第3世代波浪モデル)
計算領域	地球のほぼ全海域 75° S~75° N 180° W~0° ~180° E (全周)
格子間隔	緯経度0.5度
タイム ステップ	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
外力	全球EPS (51メンバ) 6時間毎
予測時間	00/12UTC: 264時間

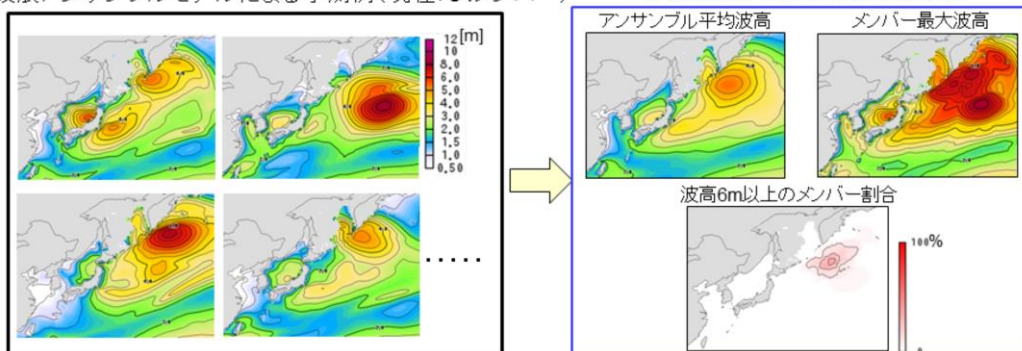
波浪アンサンブル予報システムは、モデル及び初期値は全球波浪モデルと同じで、初期摂動は加えていない。大気外力として全球アンサンブル予報システムで予測されたの51メンバーの風を用いて、各メンバーに対応する予測計算を1日2回(00, 12UTC)行っている。

波浪アンサンブル予報とは

- 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。

波浪アンサンブルモデルによる予測例（現在：51メンバー）

予測結果から得られる情報の例



多数の予測結果を平均することで（アンサンブル平均）、予測時間が長いところでは1つの予測結果よりも平均的な予測精度がよくなるだけでなく、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。



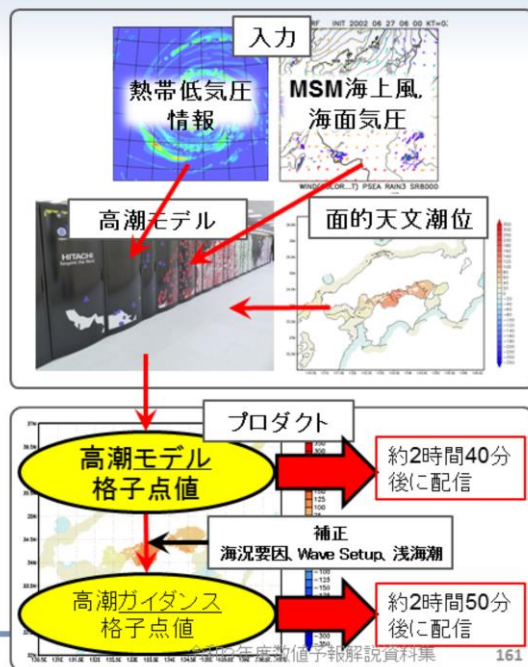
第1章 基礎編

1.7.12 高潮モデル

高潮モデル

高潮モデルの概要

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	39時間
メンバー数	台風時6 (MSM+ bogus×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	NAPS10で 約1分×1ノード/1メンバー



表は高潮モデルの仕様を示す。モデル領域は日本の国土ほぼ全てをカバーしている。予報時間は39時間先までで、1日8回(00,03,06,09,12,15,18,21UTC初期値)実行する。高潮モデル計算の際に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、海面気圧を必要とする。計算された潮位偏差に面的天文潮位(一般に、天文潮位は観測値の存在する地点において調和解析することで算出できるが、データ同化などの技術を用いて、任意の地点で天文潮位を算出することができる。)を加算している。

高潮モデル 台風ボーガスの作成

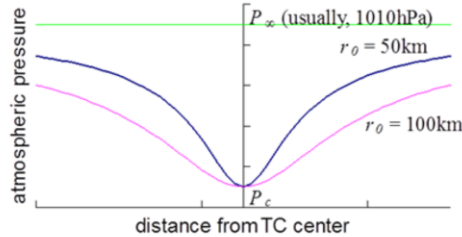
• 気圧分布

藤田の式

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

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

r_0 によって台風の鋭さを設定。
現業では30/50kt半径から算出している。

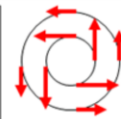
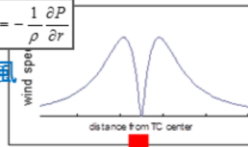


台風ボーガスの作成方法

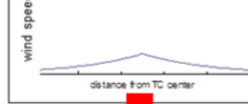
• 風速分布

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

傾度風

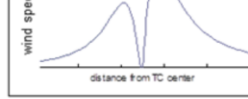


台風移動速度 (中心からの距離で重み付け)



吹き込み角

$$\vec{W} = C_1 \left[\vec{V}_G + C_2 \exp\left(-\pi \frac{r}{r_e}\right) \right]$$

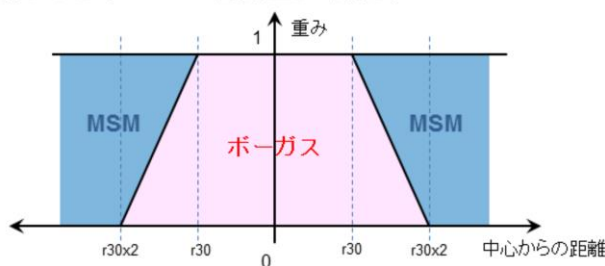


\vec{V}_G : 傾度風, v : 傾度風の大きさ, f : コリオリパラメータ,
 ρ : 空気密度, \vec{C} : 台風の移動速度, C_1, C_2 : 定数, \vec{W} : 風速

気象庁の高潮モデル用台風ボーガス作成手法について述べる。気圧分布の作成には藤田の式 (Fujita 1952) を用いている (左図)。ここで P は任意地点の海面気圧、 r は台風中心からの距離、 r_0 は気圧分布の鋭さを表すパラメータ、 P_c は中心気圧、 P_{∞} は無限遠に仮定される海面気圧である。左図は台風周辺の海面気圧分布の断面を表したもののだが、同じ中心気圧でも、 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。台風周辺の風については、傾度風の関係から風向・風速分布を作成し、更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 (右図)。ここで、 f はコリオリパラメータ、 ρ は空気の密度、 C_1 と r_e は定数、 \vec{V}_G は傾度風、 v は傾度風の大きさ、 \vec{C} は台風の移動速度、 \vec{W} は台風移動速度を加えた風速である。更に、台風中心へ吹き込む風を考慮し、 30° の吹き込み角を一律に設定している。これらは熱帯低気圧情報による情報を元に計算することができる。

高潮モデル 台風ポーガスの埋め込み

- 埋め込む範囲は、中心から同心円状の範囲
 - ポーガス中央コース: 中心からの距離により、強風半径(以下、 r_{30})の2倍の範囲内で、ポーガスとMSMの重み付き平均をとる。
 - r_{30} の範囲内ではポーガスを完全に採用。



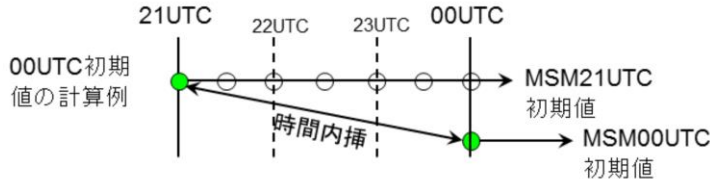
台風ポーガスの埋め込み

埋め込む範囲は台風中心から同心円状の範囲。ポーガス中央コースの場合、中心からの距離により、強風半径(以下、 r_{30})の2倍の範囲内で、ポーガスとMSMの重み付き平均をとる。 r_{30} の範囲内ではポーガスを完全に採用。

図はポーガス中央コースについて、台風ポーガスをMSMの風・気圧場に埋め込む時の模式図である。強風半径、つまり風速30kt以上の範囲では、ポーガスによる風・気圧場をそのまま使う。一方その外側では、強風半径の2倍の範囲までポーガスとMSMの加重平均を使い、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。ポーガス周辺コースでは、図のMSMのところが無風・平年値(海面気圧)になる。

高潮モデル 初期値

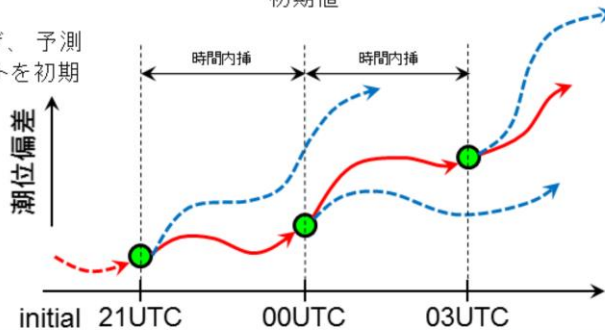
- 計算には潮位偏差の初期値が必要だが、面的な解析は困難なため、気象場の解析値を使って初期値を作成する(ハインドキャスト)。
 - 気象場の解析値を時間内挿して大気外力とし、過去の状態を再計算する。



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。

ハインドキャストと予測計算の概念図

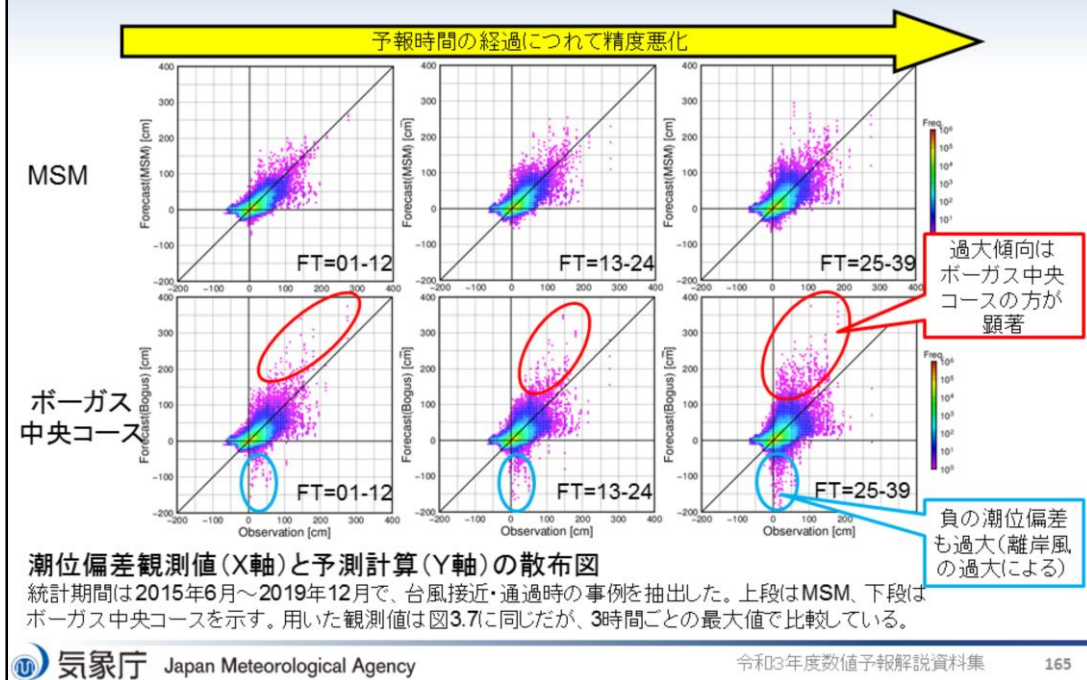
- ハインドキャスト
- > 予測計算



高潮モデルの計算には潮位偏差の初期値が必要だが、面的な解析により初期値を作成することは困難なため、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。上図は00UTC初期値の例である。この場合、ハインドキャストには一つ前の初期値、つまり前日の21UTCのMSMによるFT=0の気象場と、00UTCのMSMによるFT=0の気象場がそれぞれ必要となる。FT=0の気象場は解析値であり、その時点で最も確からしいデータであると言える。ハインドキャストでは、これら二つの気象場を時間内挿して大気外力とし、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。下図に示すように、ハインドキャストは過去から未来へと繋いで計算し、予測計算はその都度ハインドキャストを初期値として計算する。

高潮モデルは、大気からの外力(大気モデルや台風ポーガス)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。

高潮モデルの精度と特性 MSMと台風ボーガスを利用した場合の相違



図は、2015年6月～2019年12月に台風が接近・通過したとき(全1679初期値)の、高潮モデルにより予測された潮位偏差(MSM、ボーガス中央コース)と、日本国内207地点の潮位観測点の観測値による潮位偏差の散布図を示す。台風ボーガスを使用した予測値は実測値0～200cmに対し0～400cm程度と過大な予測値を示すことがあり、過大評価傾向が認められる。MSM予測値を用いた高潮予測値は概ね実測値±100cm程度の範囲に収まっており、実況からの誤差が比較的小さい。このように台風ボーガスによる高潮の予測誤差が大きいのは、台風ボーガスで仮定している風の場の推定法では、地形等地表面の影響(風速の減衰や風向のずれ)や台風が中緯度まで北上したことにより、典型的な台風の構造から変化することを考慮していないことが主な原因と考えられる。MSM、ボーガスともに予測時間後半に精度が悪化するの、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

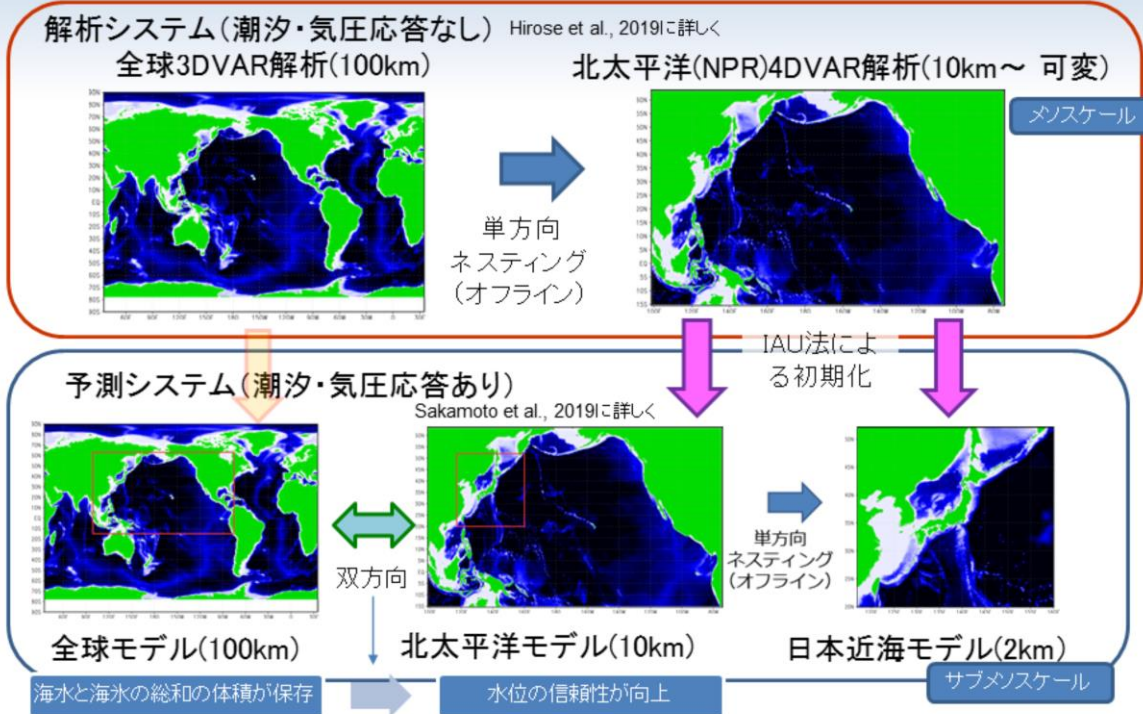
- 林原 寛典, 2011: 気象庁の高潮数値予測モデルについて, 天気, 58, 235-240.
- Japan Meteorological Agency, 2019: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency.
- 石崎 士郎, 曾我 太三, 碓氷 典久, 藤井 陽介, 辻野 博之, 石川 一郎, 吉岡 典哉, 倉賀野 連, 蒲地 政文, 2009: MOVE/MRI.COMの概要と現業システムの構築, 測候時報, 76, 特別号, S1-S14
- 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.
- 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.
- 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.
- Fujita, Tetsuya, 1952: Pressure Distribution within Typhoon. *Geophys. Mag.*, 23, 437-451.



第1章 基礎編

1.7.13 日本沿岸海況監視予測システム

日本沿岸海況監視予測システムの特徴



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(以下、JPNシステム)を開発し、令和2年10月28日(10月27日00UTC初期値)から運用を開始した。

日本沿岸海況監視予測システム(JPN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(Tsujino et al. 2017; Sakamoto et al. 2019)から構成される。双方向オンラインにより、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を解消、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	GLB	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:JRA55)	
速報解析	10~1日前(大気外力:GSM)	
同化手法	3DVAR	4DVAR
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、北太平洋モデル(NPR)、全球モデル(GLB)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: 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



日本沿岸海況監視予測システムは、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の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

遅延解析(10日)



速報解析(10日)

□■の下線はIAU期間を示す
■■の日の観測データを同化

解析対象日

実際の日

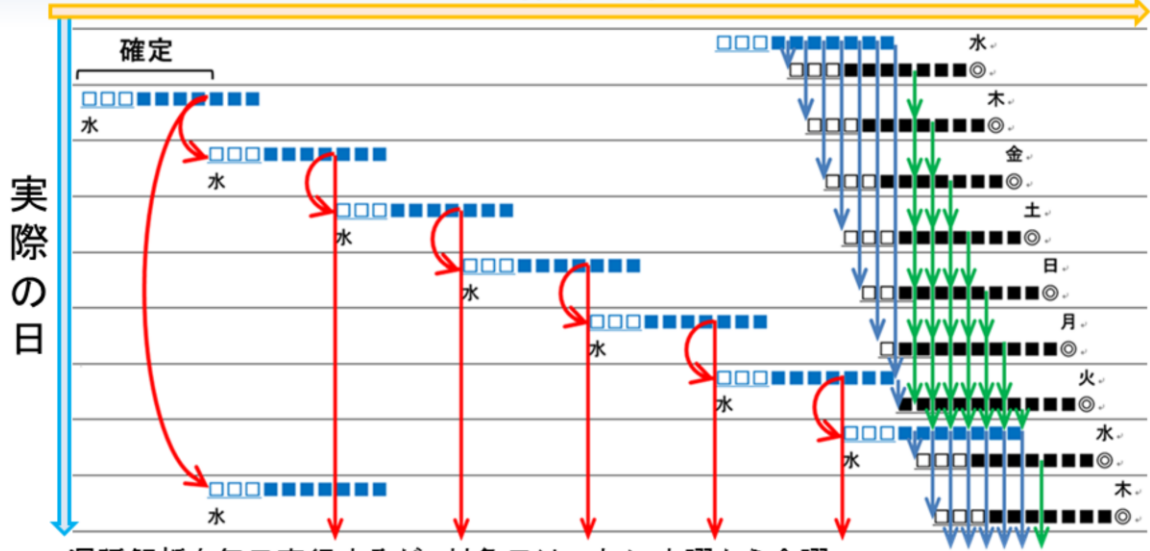
- 解析結果の日替わりは小さい
- IAU期間の観測データは(なるべく)同化しない

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。

日本沿岸海況監視予測システム

解析:遅延解析

解析対象日



- 遅延解析を毎日実行するが、対象日はつねに水曜から金曜
- 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日以上の前解析を行い、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換えられなくなると確定する。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。

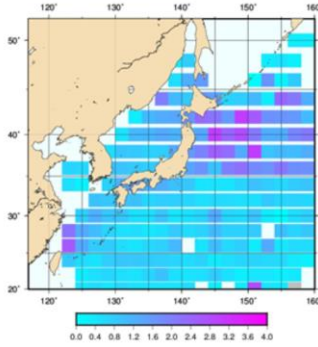
日本沿岸海況監視予測システム 予報システム概要

モデル	GLB	NP	JPN
水平解像度	1×0.5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	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)

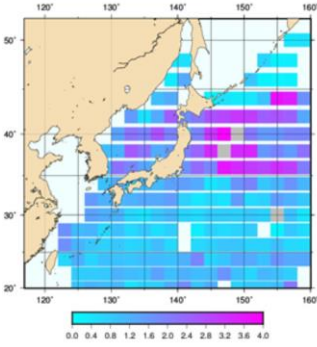
予測システムは、水平解像度2 kmの日本近海モデル(JPN)を核として、北太平洋モデル(NP)、全球モデル(GLB)から構成される。予報期間は、JPNについては11日間、NPおよびGLBは1か月である。NPおよびGLBの1か月延長予報は、気象庁が毎旬発表する海面水温・海流1か月予報の基礎資料等の用途で使用するために実行される。

日本沿岸海況監視予測システムの運用開始 解析精度(水温RMSE)

JPN(11日目) 1 m



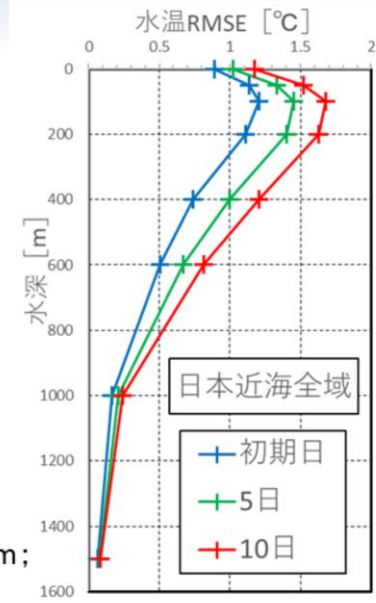
JPN(11日目) 100 m



上: 本州東方で大(解析と同様)

右: 水深別RMSE

- 100 m付近で最大
- 10日予測値のRMSEは初期日の約1.4倍(100 m; 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

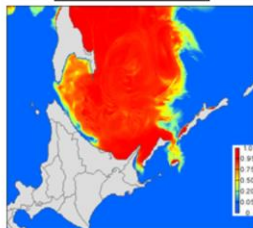
予報: 海水予測の概要

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

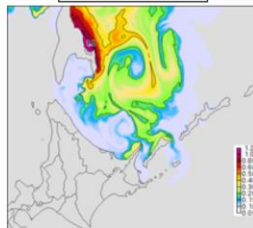


モデル格子

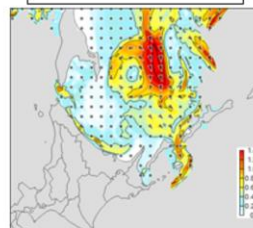
海水密接度



海水の厚さ



海水の漂流速度



init=2020.02.27.00z FT=48

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。

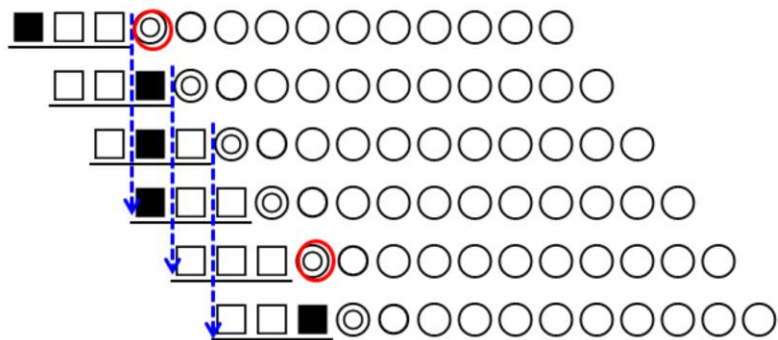
日本沿岸海況監視予測システム

解析: 海水密接度の同化

観測値として火・金の速報解析図を利用する。

自動解析については、ノイズ除去が不完全のため当面利用しない。

火水木金土日火水木……………



□■: JPN水温・塩分IAU期間、◎予報実行日、○予報対象日
火・金曜日に海水密接度をナッジング(■◎)

※ 予報実行日(予報初期日)も速報解析があれば同化する

海水同化は、JPN では海水速報解析の密接度を、GLBとNP はCOBE-SST(Ishii et al. 2005) の海水密接度を参照してナッジングすることで、海水の実況を初期値に反映している。



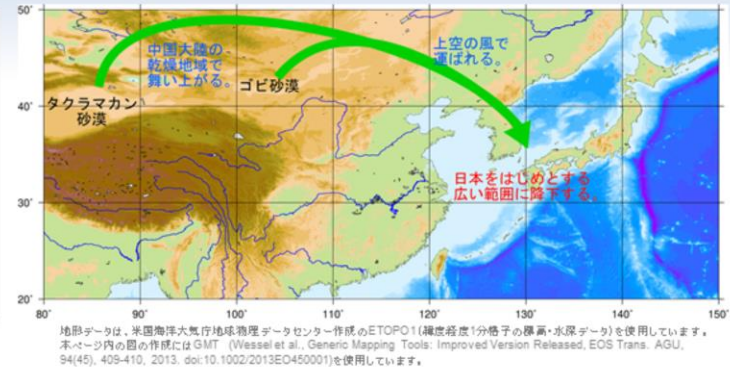
第1章 基礎編

1.7.14 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



日本における黄砂観測のべ日数の推移



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。

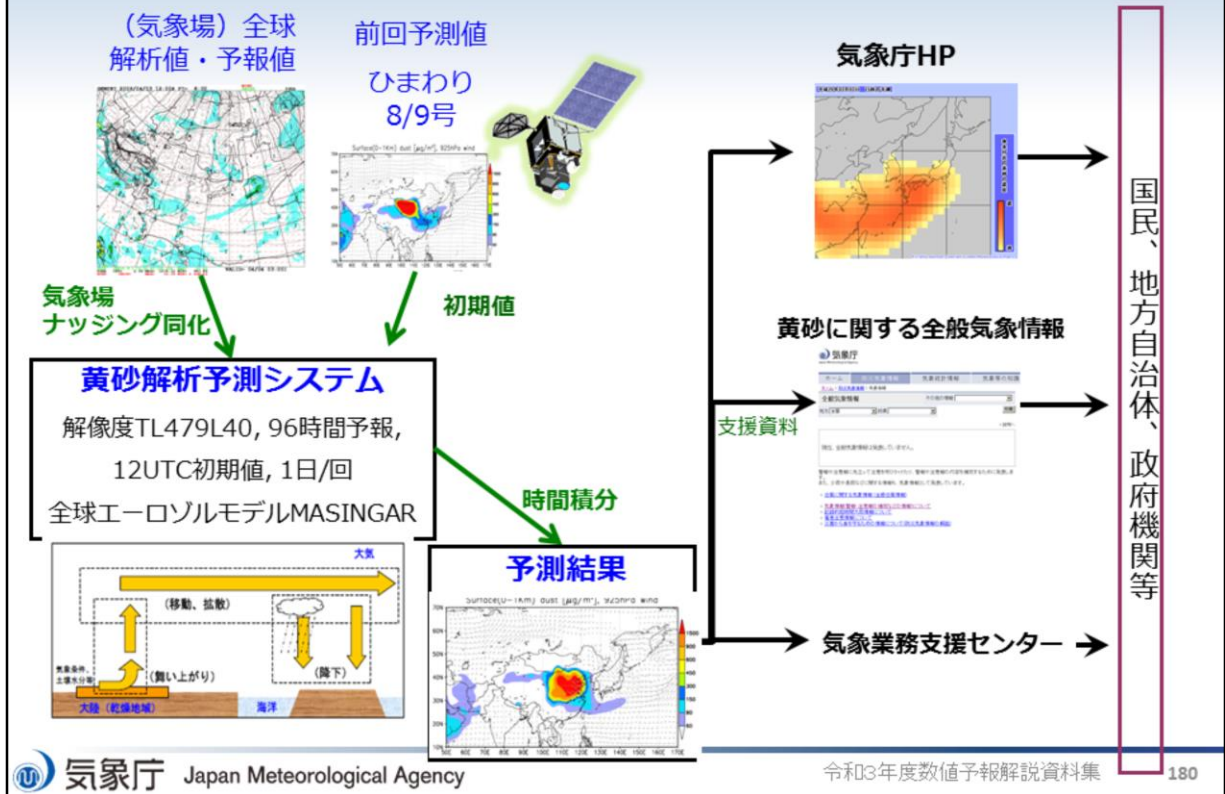
黄砂現象発生の有無や黄砂の飛来量は、発生域の強風の程度に加えて、地表面の状態(植生、積雪の有無、土壌水分量、地表面の土壌粒径など)や上空の風の状態によって大きく左右される。黄砂粒子はいったん大気中に舞い上がると、比較的大きな粒子(粒径が10マイクロメートル以上)は重力によって速やかに落下するが、小さな粒子(粒径が数マイクロメートル以下)は上空の風によって遠くまで運ばれる。例えば、東アジアが起源の黄砂粒子が太平洋を横断し、北米やグリーンランドへ輸送されたことも報告されている。

日本における黄砂観測のべ日数の推移を見ると、2000年代にかけて、増加傾向が見られたが、近年は大きな黄砂現象は少ない傾向である。

黄砂観測は現在、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地点で目視観測されている。(2020年2月から、地方气象台での目視観測は終了している)グラフは、1967年から2019年まで黄砂の観測を続けている上記11地点についての集計である。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。なお、この11地点の月別黄砂観測日数平年値(1981～2010年の平均)は、1.4日(2月)、5.3日(3月)、6.7日(4月)、2.5日(5月)、他は0.5日未満である。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/kosahp/kosa_shindan.html より

黄砂解析予測システム



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、植生等と考慮して黄砂発生域での黄砂の舞い上がり进行评估している。

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と全球エアロゾルモデル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アロゾルの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)などを参照頂きたい。

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。

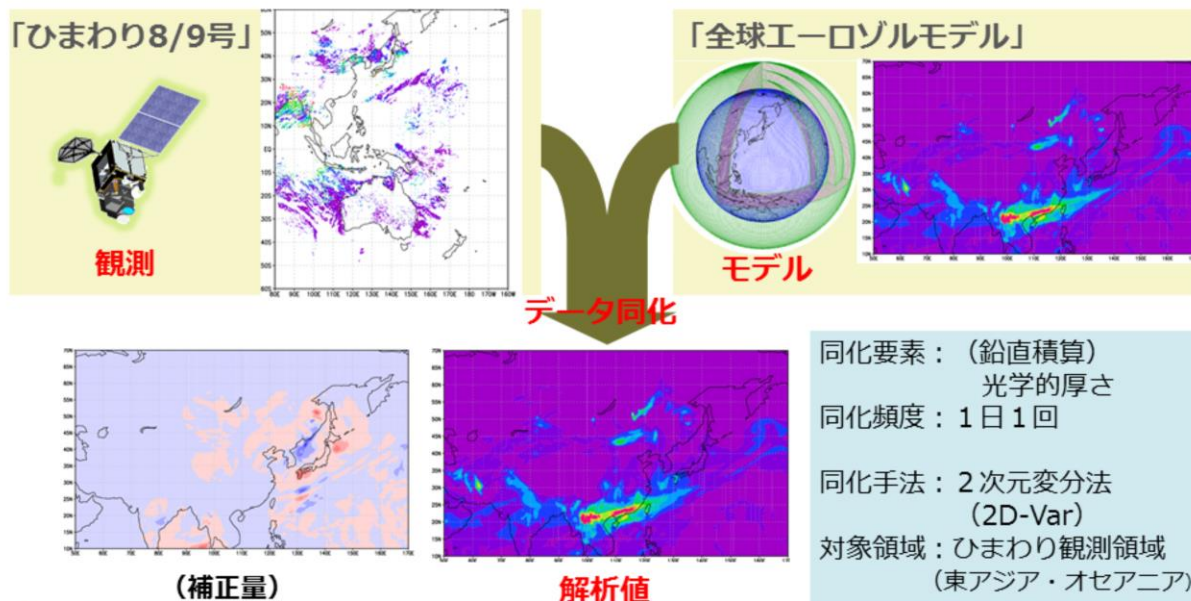
ナudging (Nudging method): 予測値を、たとえば一定の時定数で、参照値(解析値・観測値)に近づける修正。データ同化の簡便な方法のひとつ。

エア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
エアロゾル同化システムの導入



黄砂解析・予測
の改善



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ア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、エア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号及び待機運用中のひまわり9号による観測から、広範囲かつ高精度な大気中のエア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(以下、同化モデル)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>
- 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

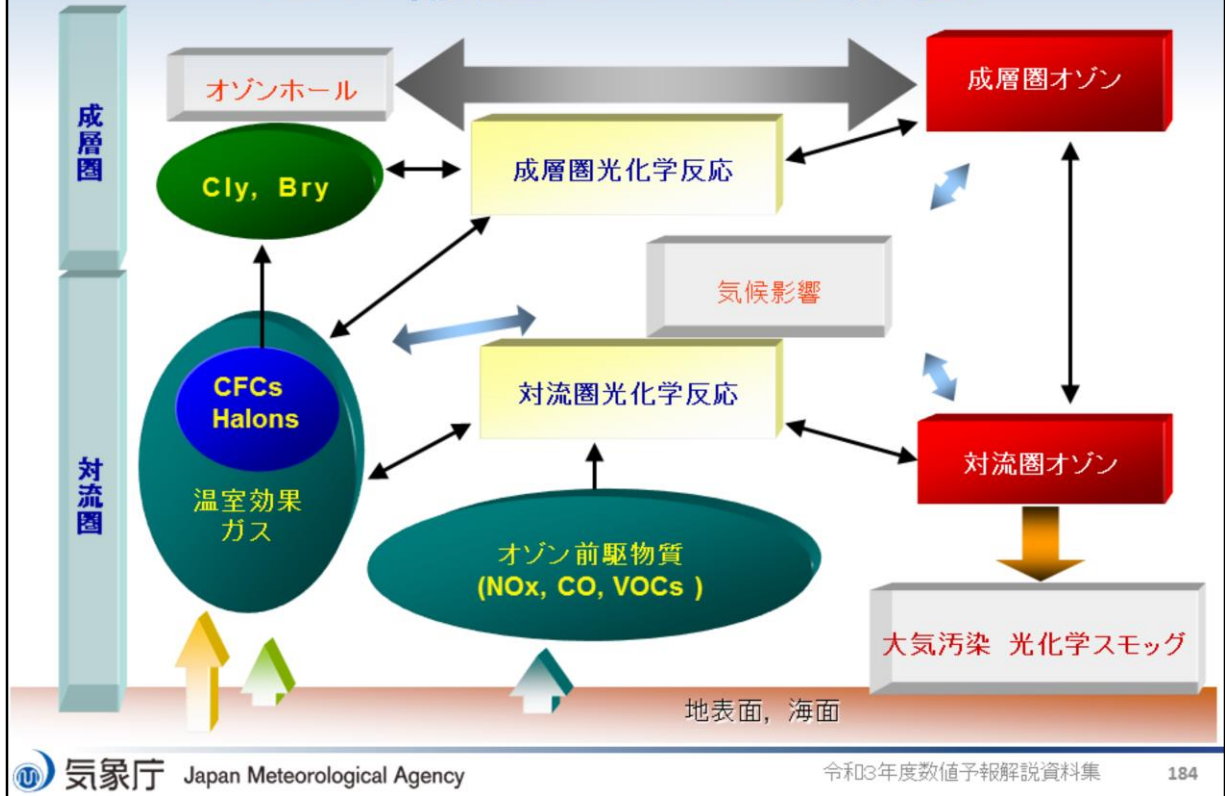
1.7.15 化学輸送モデル(全球・領域)

全球化学輸送モデルで成層圏オゾン(オゾン層)の予測を行い、紫外線情報の基礎データを提供し、大気汚染気象予測システムに側面境界値(オゾン等化学物質)を与える。また、大気汚染気象予測システムで対流圏オゾンの予測を行い、大気汚染気象業務を支援している。

目次

- ・化学輸送モデルの概要
- ・全球化学輸送モデル
- ・大気汚染気象予測システム
- ・領域化学輸送モデルにおけるデータ同化
- ・高解像度版領域化学輸送モデル
- ・参考文献

化学輸送モデルの概要



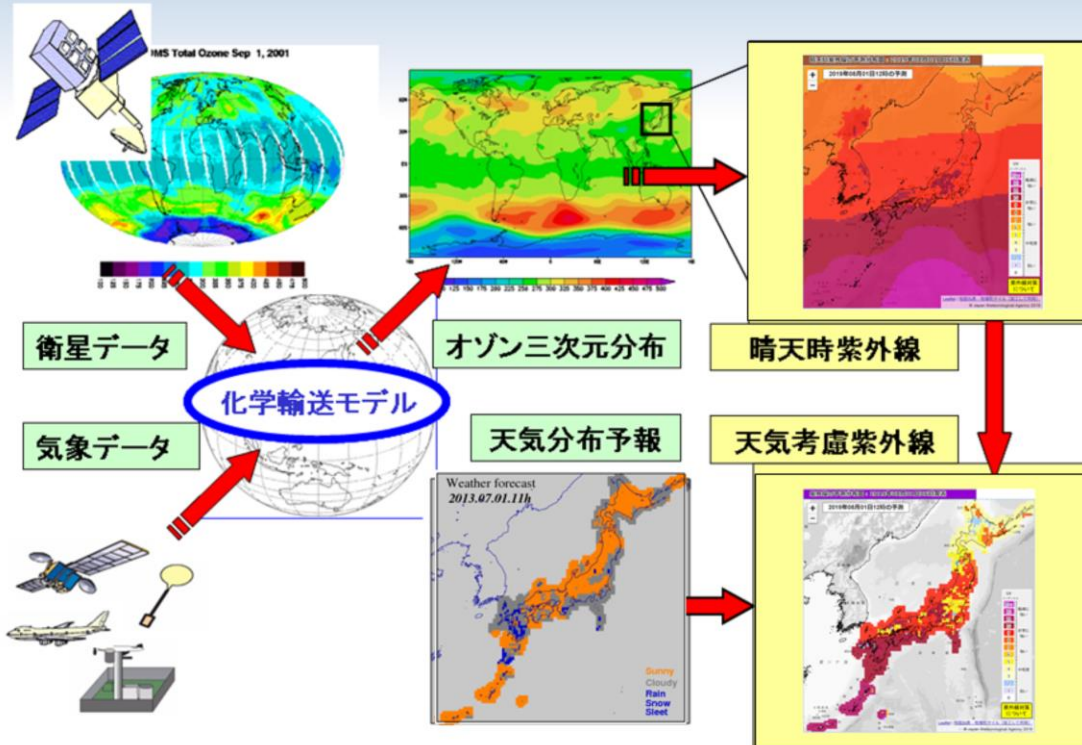
化学輸送モデルは、大気質モデル air quality model とも呼ばれる。気象庁の化学輸送モデルでは成層圏オゾンと対流圏オゾンを取り扱う。オゾンは、化学的な反応により生成・消滅を繰り返すとともに、大気の流れにより輸送される。オゾンの生成源として、成層圏のオゾン層付近の他に、地表付近の(主として人為起源の)前駆物質からの反応によるものがある(→光化学オキシダント)。

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。

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。

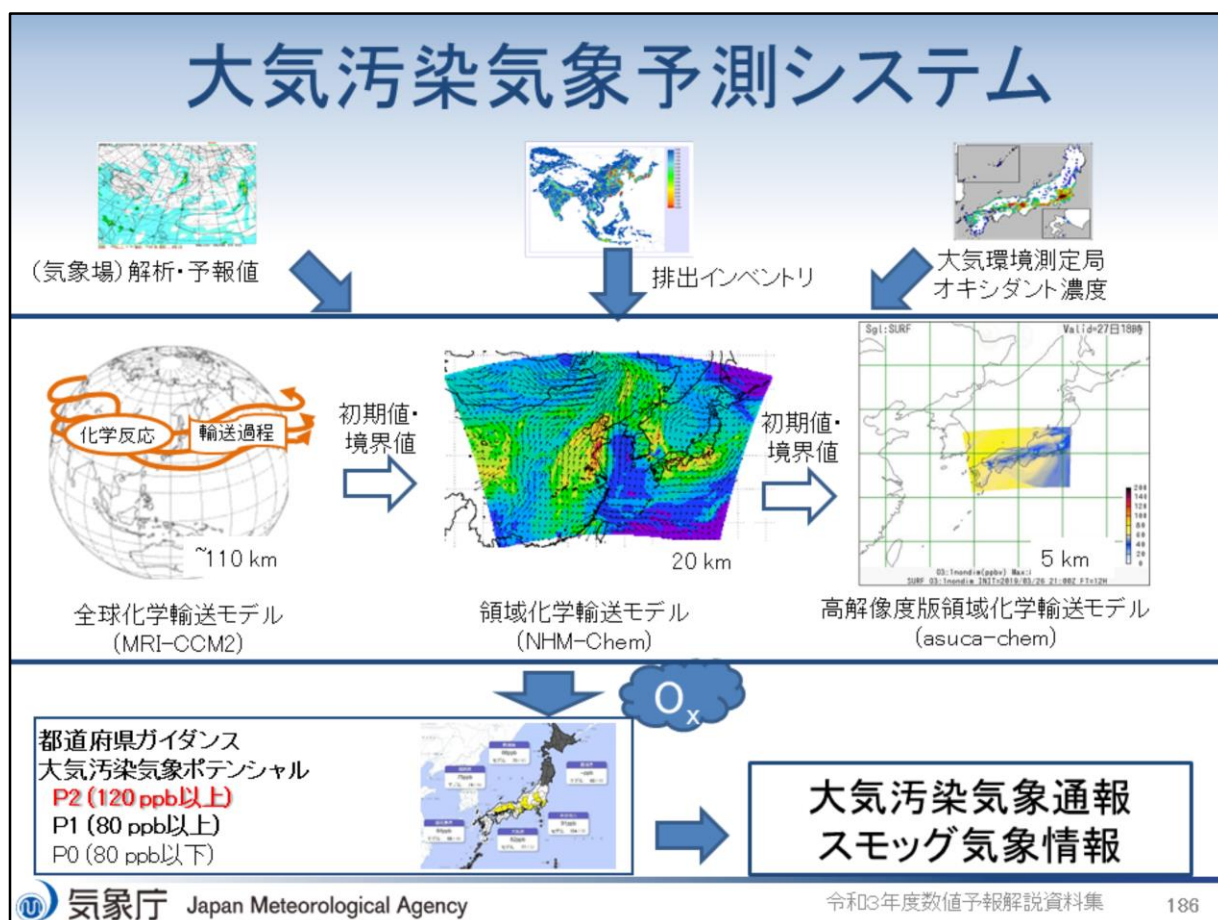
また、オゾンは太陽放射を吸収し、赤外放射を射出することによって、大気的气温場に影響を与えるため、温室効果気体として地球の気候変動に基礎的に関わっている。

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)化学輸送モデルを結合させたモデルMRI-CCM2(水平格子間隔約110 km鉛直層数64層)を用いており、即時的に利用可能な衛星データ(OMPS/SuomiNPP@NOAA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(2019)を参照されたい。

大気汚染気象予測システム



大気汚染気象予測システムは大気汚染気象予報の支援を目的としている。本システムのモデルは、アジア域の領域化学輸送モデル(水平格子間隔20 km 鉛直層数18層)及び、東日本や西日本を対象とする高解像度版領域化学輸送モデル(水平格子間隔5 km 鉛直層数19層)の2種類がある。領域化学輸送モデルは、大気モデルJMA-NHMと組み合わせて使用しており、即時的に利用可能な地上観測データ(オゾン濃度)でナッジングすることで観測情報を取り込んでいる。また、オゾンなどの大気質の初期値境界値を全球化学輸送モデルから与えている。高解像度版領域化学輸送モデルは、大気モデルasucaと組み合わせて使用しており、予報-予報サイクルで運用している。仕様の詳細について、池上ほか(2015)などを参照頂きたい。

「2030年に向けた数値予報技術開発重点計画」では、大気汚染プロダクトの高度化のため、大気汚染物質の予測精度向上が求められている。

領域化学輸送モデル、高解像度版領域化学輸送モデルの結果は、大気汚染気象予報業務に利用される。

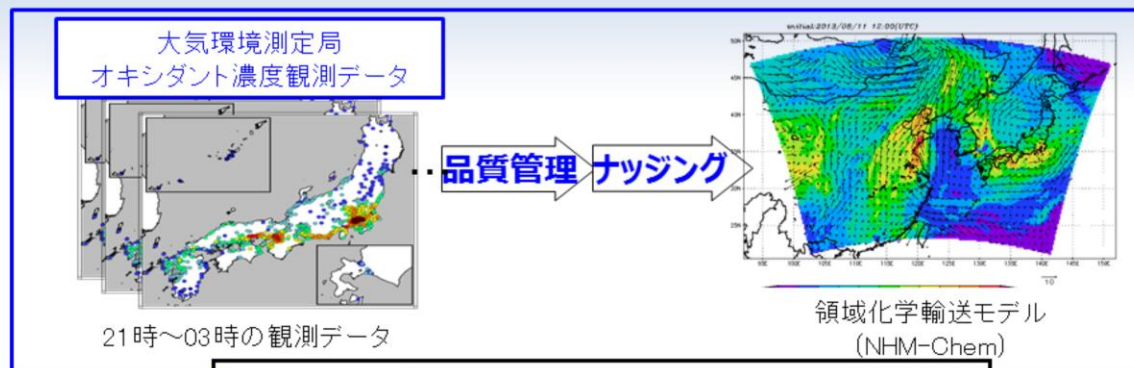
排出インベントリ emission inventory : 地表付近からの自然および人間活動起源の各化学物質の排出の量について、地域別(・季節別)に記した目録データ。

化学輸送モデルの下部境界条件として用いられる。

全球解析・予報値 : 化学輸送モデル中の気象場の初期条件および予報期間中のナッジングに用いられる。

全球化学輸送モデルは、紫外線予測のための全球オゾン分布の予測に用いられるほか、領域化学輸送モデルの外側境界条件としても用いられる。両モデルによる、地表付近の光化学オキシダント(Ox)濃度は、ガイダンスによって大気汚染気象ポテンシャル(P0からP2)に翻訳され、大気汚染気象予報業務のための参照情報として利用されている。(P2->都道府県光化学オキシダント注意報)

領域化学輸送モデルにおけるデータ同化



(検証結果)

検証期間: 平成27年3月～9月

予報: 毎04～20JST 観測1時間値(日本全国)と比較

	平均誤差(ppb)	2乗平均平方根誤差(ppb)	相関係数
同化なし(予報)	8.9	15.7	0.61
同化あり(予報)	6.6	13.7	0.69

県日最大O3ガイダンス検証: 120ppb スレットスコア(平成25年～平成28年)

	同化あり	同化なし
スレットスコア	0.33	0.32

(観測値同化は夜間のみのため、日最大濃度の予測改善は大きくない)



気象庁 Japan Meteorological Agency

令和3年度数値予報解説資料集

187

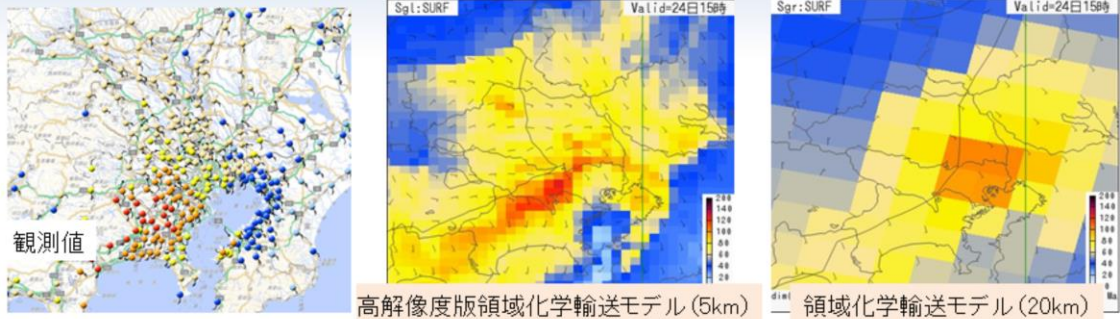
オゾン等大気汚染物質を予測する際に、過去の統計上求められた排出インベントリを地表面境界値に用いているため、即時的な現象には十分に対応できない。そこで、モデルのオゾン濃度値を観測値で修正する仕組みを、2017年3月から導入している。一般大気環境測定局で観測されたオキシダント濃度データについて、品質管理をクリアしたデータのみを、領域化学輸送モデルにナッジングで同化している。(池上ら2017)

ただし、運用の都合上、同化している観測値は夜間のみのため、日中の高濃度の予測の改善には十分ではない。今後、オゾンの前駆物質であるNO_x等の汚染物質の同化等の改善が必要である。

一般大気環境測定局: 各都道府県が設置し、オゾンなど大気汚染物質の時間毎データを測定(“そらまめくん”の愛称で環境省が取りまとめ、HPでほぼリアルタイムに公表)

高解像度版領域化学輸送モデル

2018年7月24日15時(JST)の地上オゾン濃度分布



- 20km版 埼玉県南部が高濃度域の中心で、実況より北にずれている
- 5km版 120ppb以上の領域が東京都、神奈川県に広がっている

5km版の方が実況に近い濃度分布を予測できた

都府県別日最大値ガイダンス(42都府県分)のスレットスコア(TS)

	2019年4-5月		2018年7-9月	
	80ppb	120ppb	80ppb	120ppb
5km版	0.77	0.36	0.61	0.39
20km版	0.63	0.39	0.36	0.28

5km版の方が春季120ppb以上を除き成績がよかった



気象庁 Japan Meteorological Agency

令和3年度数値予報解説資料集

188

大気汚染は基本的には都市部を中心とした局地的な現象であり、海陸風など地形の影響を大きく受けるため、モデルの解像度を上げることで、詳細な汚染の予測が期待できる。当庁の領域化学輸送モデルの水平格子間隔は20kmと粗く、「詳細なスモッグ気象情報」の支援には不十分であった。このため、より水平格子間隔の細かいモデルの開発を進め、令和2年3月に高解像度版領域化学輸送モデルの運用を開始した。

関東地方でスモッグ気象情報が発表された2018年7月24日の事例を示す。関東地方南部を中心に地上オゾン濃度が上昇し、15時には東京都で142ppb(町田市中町)が観測された。領域化学輸送モデルは高濃度域の中心を実況より北(埼玉県南部付近)に予測したが、高解像度版領域化学輸送モデルは正しく東京都・神奈川県付近に予測するとともに、実況のような高い濃度(120ppb以上)を予測するなど、領域化学輸送モデルよりも適切な予測となっている。

参考文献

- 池上雅明, 鎌田茜, 中務信一, 2015: 大気汚染気象予測モデル. 量的予報技術資料(予報技術研修テキスト), 133-140.
- 池上雅明, 鎌田茜, 梶野瑞王, 出牛真, 2017: 気象庁領域大気汚染気象予測モデルへの地上オゾン観測データ同化, 測候時報, 84, 97-107.
- JMA, 2019: Outline of the Operational Numerical Weather Prediction at the Japan Meteorological Agency. Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-processing and Forecasting Systems (GDPFS) and Numerical Weather Prediction (NWP) Research. Japan, 229pp pp., (Available online at <https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2019-nwp/index.htm>).
- Yukimoto, Seiji, Yukimasa Adachi, Masahiro Hosaka, Tomonori Sakami, Hiromasa Yoshimura, Mikitoshi Hirabara, Taichu Y Tanaka, Eiki Shindo, Hiroyuki Tsujino, Makoto Deushi, and others, 2012: A new global climate model of the Meteorological Research Institute: MRI-CGCM3—Model description and basic performance—. Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, 90, 23-64.

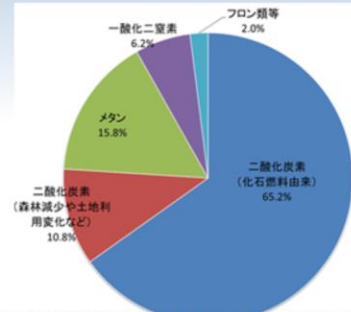


第1章 基礎編

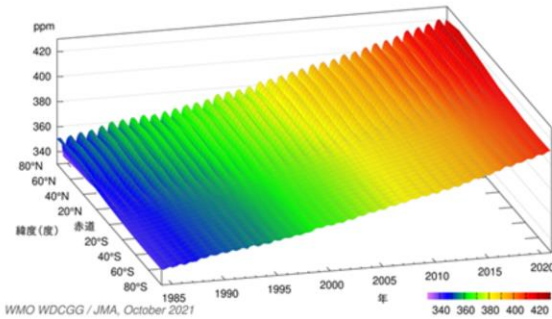
1.7.16 二酸化炭素輸送モデル

温室効果ガスの種類とその観測濃度

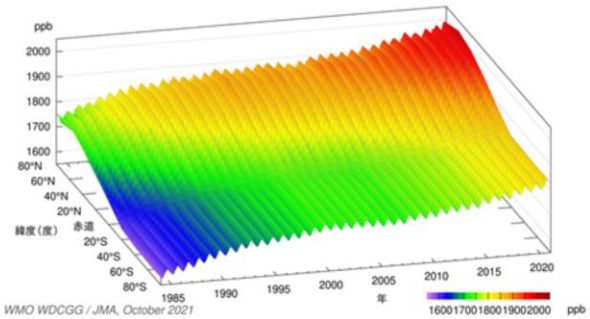
- ▶ 人間活動によって増加した主な温室効果ガス: 二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、フロンガス
- ▶ 二酸化炭素は地球温暖化に及ぼす影響がもっとも大きな温室効果ガス



人為起源の温室効果ガスの総排出量に占めるガスの種類別の割合 (2010年の二酸化炭素換算量での数値: IPCC第5次評価報告書より作図)



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

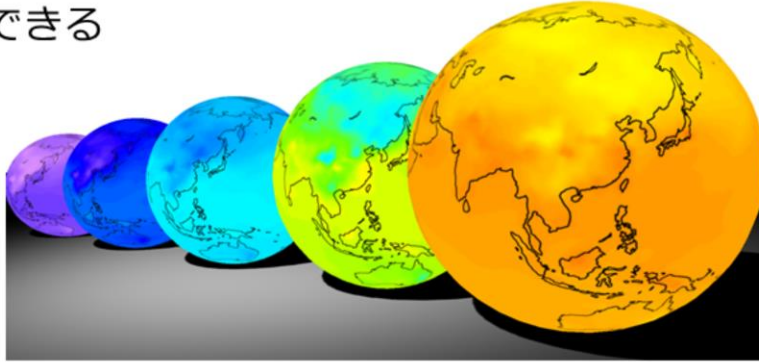
人間活動によって増加した主な温室効果ガスには、二酸化炭素 CO₂、メタン CH₄、一酸化二窒素 N₂O、フロンガスがある。フロンガスとは、クロロフルオロカーボン CFC-11, CFC-12, など(C, F, Cl から構成)の総称である。また、ハイドロクロロフルオロカーボン HCFC-22 など(C, F, Cl, Hから構成)、なども広義には含まれる。

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



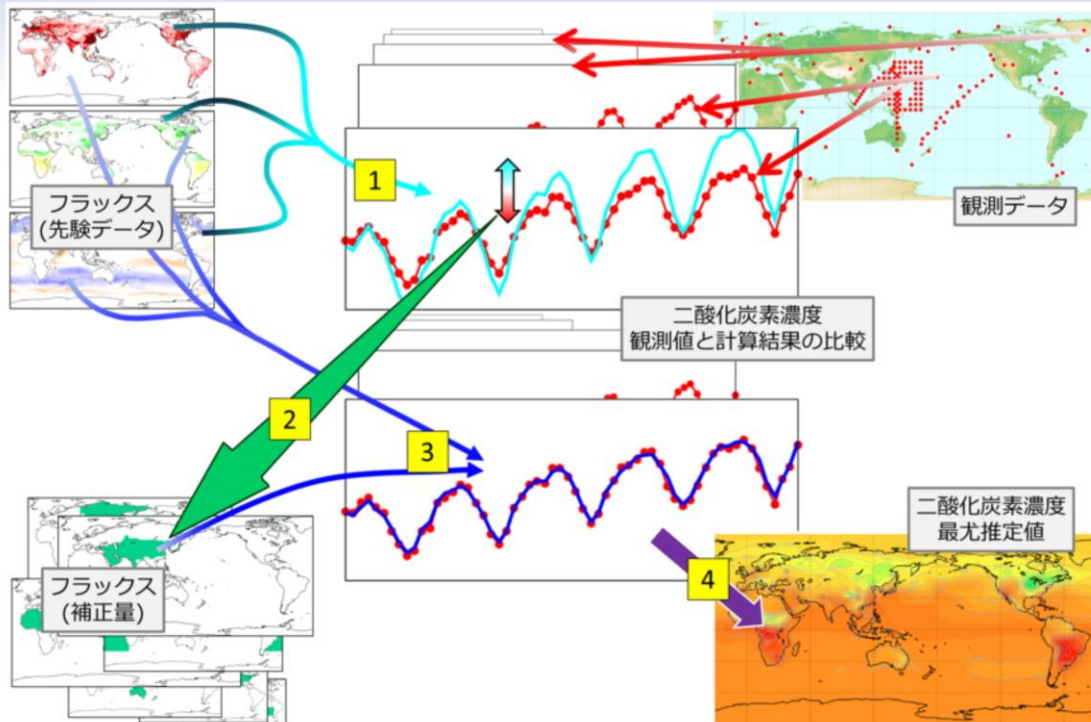
https://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/info_kanshi.html（気象庁HP二酸化炭素分布情報）

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180km 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180km⇒約110km）。

二酸化炭素濃度解析システム



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(単位時間あたりに単位面積の地表面または海表面から大気中に入り出す二酸化炭素の量)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。

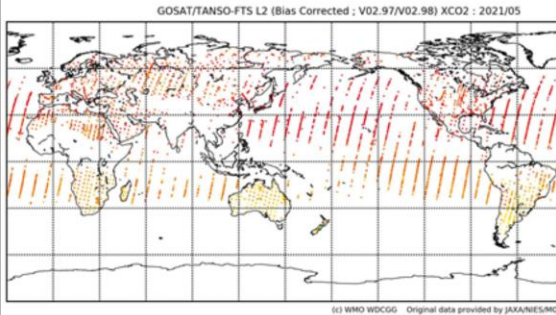
地球全体をいくつかの領域に分け、各々の領域における月あたり単位量のフラックスが各地点・各時刻の濃度へどのように寄与するかを算出する。そして、上述した推定値と観測値との差異が最も良く補われるように各領域に対して係数を割り当てる。係数の決定に際しては、先験的なフラックスと観測値それぞれの誤差を適切に考慮する必要がある。この係数を乗じた各領域のフラックスが先験的なフラックスに対する補正量となる(2、3)。

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。

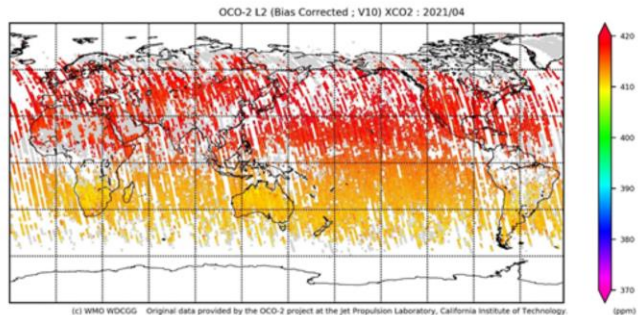
詳しくはNakamura et al. (2015)や、Maki et al.(2010)、地球環境・海洋部 環境気象管理官ほか (2009)を参照。

【今後】衛星観測データの利用

- 環境省のGOSAT衛星、NASAのOCO-2など、衛星によるCO₂観測が発展しつつある。
- 逆解析への利用が今後期待される。



GOSATによる衛星観測
気柱平均CO₂ (XCO₂)



OCO-2による衛星観測
気柱平均CO₂ (XCO₂)

世界温室効果ガスデータセンター(WDCGG)のサイトから引用

二酸化炭素分布情報の大きな課題として、二酸化炭素解析の入力データに用いている観測地点の偏在があり、世界全体の均質的な解析に大きな支障となっている。その対応として、広範囲を一様な品質で観測する衛星観測の利用が考えられることから、気象研究所では衛星観測データの同化利用のための開発が進められてきた。

GOSAT: (愛称「いぶき」) CO₂やメタンなどの温室効果気体の観測衛星(JAXA、環境省、国立環境研究所、2009年1月～)

OCO-2: 軌道上炭素観測衛星 Orbiting Carbon Observatory (NASA、2014年～)

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 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1.8.1項で数値予報の留意点、第1.8.2項でガイダンスの留意点)を述べる。



第1章 基礎編

1.8.1 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

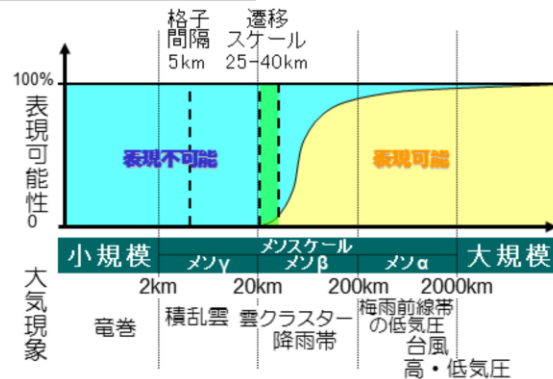
- 数値予報の限界
 - 大気現象を完全には表現できない(分解能)
 - 誤差の急速な成長(カオスの性質)
- 予報誤差の要因
 - 数値予報モデル(力学過程、物理過程)
 - 初期値
 - 境界値
- 数値予報の限界と誤差特性の把握が重要

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、そのカオスの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

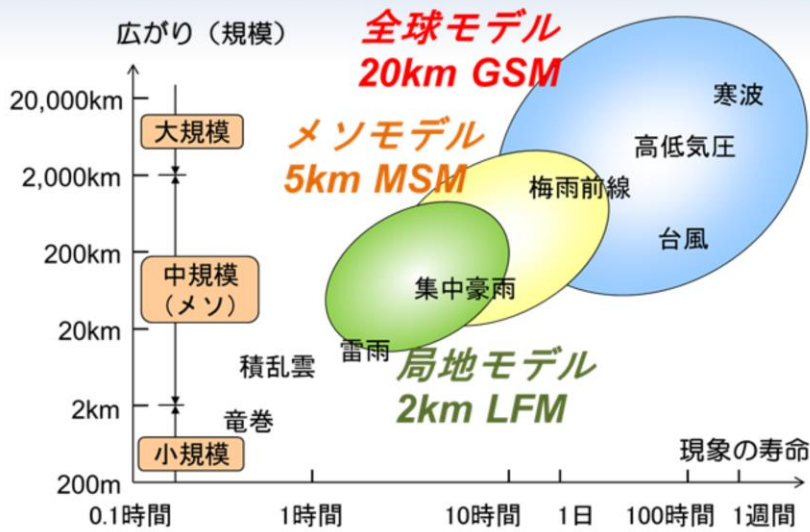
- 格子点値はその格子内の平均的な状態を示す
- モデルの実効解像度よりも細かい現象は表現できない
- 実効解像度は格子の **5～8 倍程度**
 - GSM:100～150km
 - MSM:25～40km
 - LFM:10～15km

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20km、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100～150km、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。

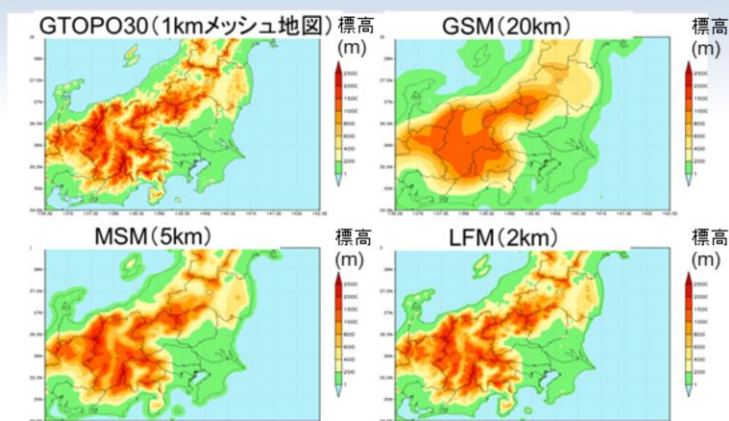
GSMでは、現象の寿命が1日～1週間、広がりが数千km前後の大～中規模の高低気圧や台風等の総観規模の擾乱を表現することができる。

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、MSM、LFMの地形は、米国地質調査所が作成した1kmメッシュ(正確には30秒)のGTOPO30データをモデルの水平解像度に合わせて平滑化したもの
- 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、MSM、LFM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

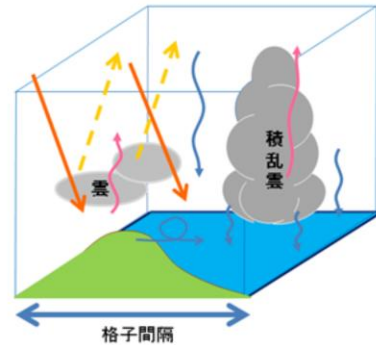
- 物理過程は格子より小さいスケールの効果を格子平均値で計算するためにモデル化を行う
 - モデル化には統計的關係も含まれる
- そのモデル化は不完全で予測誤差の大きな原因
 - 各過程についての知見が不足
 - 解くべき方程式が分かっていない(乱流、対流など)
 - 計算資源が不足
 - 現象の物理過程が複雑なため簡略化が必要(放射過程の波長への依存性など)
 - そもそも導入されていない効果も
 - (MSMとLFMでの積雪・海面水温の変化)
 - パラメタリゼーションの原理的制約

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關係を考慮しつつ、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MSMやLFMでは予測期間内における積雪・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。

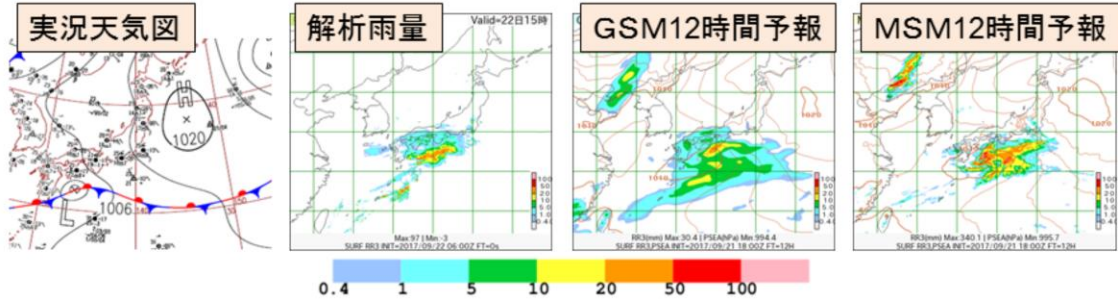
その一つとして、格子間隔より小さな現象(サブグリッドスケールの現象)が予報変数(格子点値)に及ぼす効果を格子点の物理量で評価(パラメタリゼーション)して、格子平均からのずれの効果として、その格子点の値に取り入れている。

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

2017年9月22日15時のアジア太平洋地上天気図、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(9月22日3時初期値)、MSM(9月22日3時初期値)それぞれによる予報。



- [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2017年9月22日15時のアジア太平洋地上天気図、および同時刻の前3時間解析雨量、9月22日3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。

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。

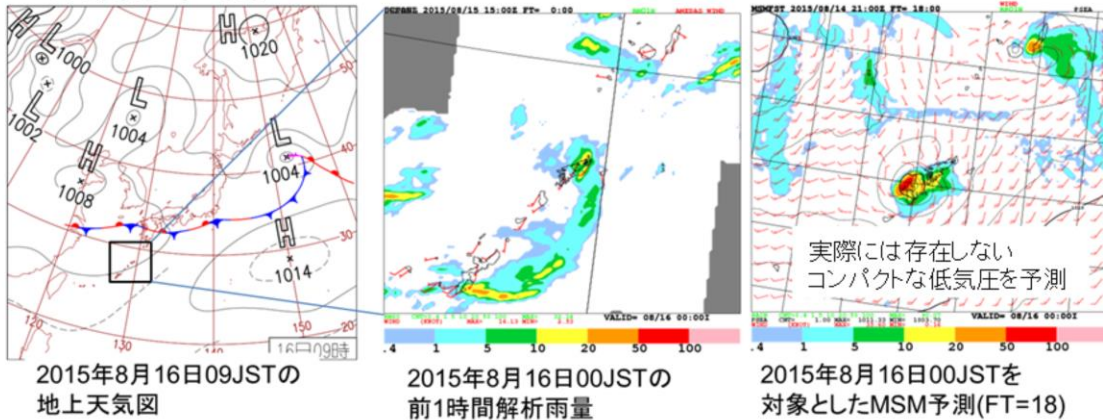
MSMは、雲物理過程に対流パラメタリゼーションとしてKFスキームを採用している。そのため、地形や収束などの強制力が強いときに強い降水を集中させる傾向がみられる(原・倉橋 2017)。また、格子スケールの積雲対流では降水量が過大になることがある。そして、熱雷のような不安定性降水に伴う短時間強雨事例では、降水予測が過小となりやすい。

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。

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) 2015年8月15～16日を対象とした15日06JST初期値のMSMの予測において、台湾の東から南西諸島へ向けて発達しながら北東進する低気圧を表現していた。

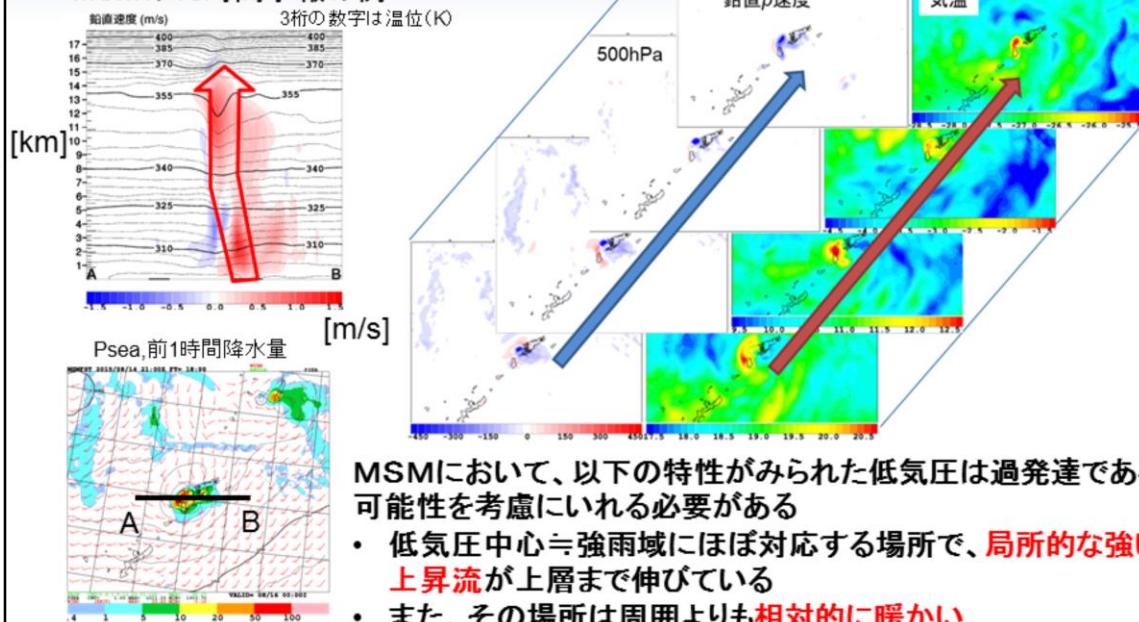


MSMの低気圧の発達の予測については、積雲対流スキームによる不安定の解消が不十分な場合に格子スケールの上昇流が強く予測され、その結果として、低気圧の過発達につながるということが知られている(原 2015)。

典型例として、2015年8月15～16日を対象とした15日6時初期値のMSMの予測を示す。図は、左から2015年8月16日9時の地上天気図、16日0時の前1時間解析雨量、16日0時を対象とした15日6時を初期値とする18時間予報である。奄美大島付近に着目すると、MSMの前1時間予測降水量は解析雨量と比較して過大となっており、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

2015年8月15日6時を初期時刻とする
MSMの18時間予報の例

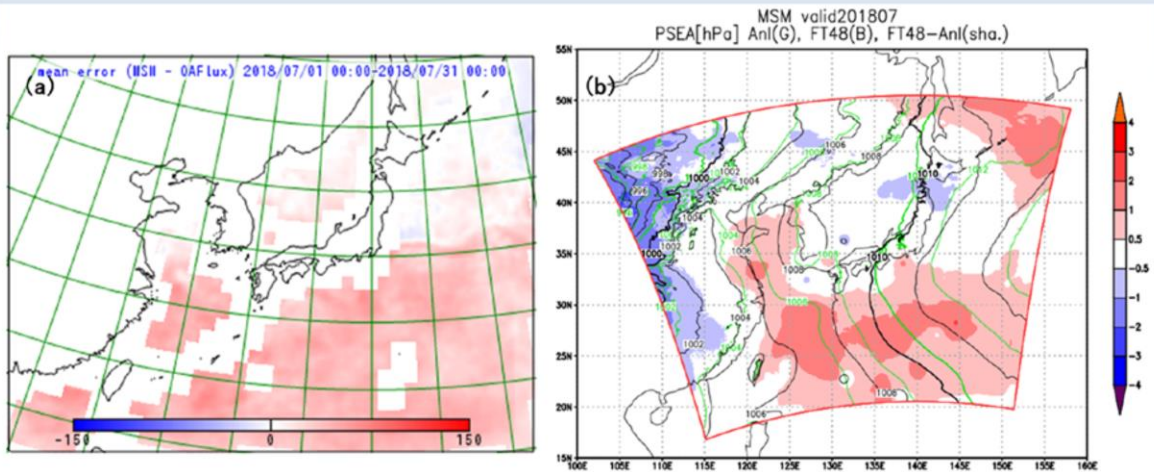


2015年8月15日6時を初期値とするMSMの18時間予報で見られたコンパクトな低気圧について、低気圧中心付近の地上海面気圧および前1時間降水量、鉛直速度、鉛直P速度および気温の鉛直分布を示す。

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(a) MSMによる潜熱フラックス[W m⁻²]の全予報時間のOAF flux プロダクト (Yu et al. 2008) に対する誤差。(b) 海面更正気圧[hPa] (黒) FT=48 のMSM、(緑)メソ解析、(カラー) FT=48 のMSMのメソ解析に対する誤差。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OAF flux 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(左図)
- ・ メソ解析に対して、7月の太平洋高気圧の西への張り出しが強いバイアスがある(右図)

MSMの予測には、下層の水蒸気が多いバイアス(左図)や7月の太平洋高気圧の西への張り出しが強い(右図)というバイアスがある。これらの系統誤差は、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。

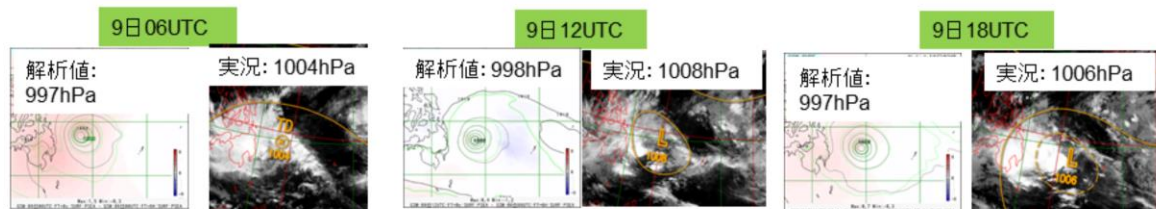
※OAF flux (Objectively Analyzed air-sea Fluxes:客観解析された大気海洋フラックス)

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・空間的に十分でない
 - ・ 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、この時間帯に台風ポ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。

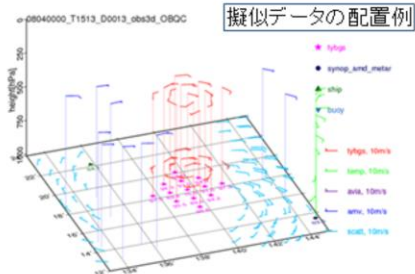
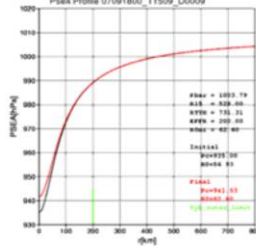
一方で、擾乱が海上を進む際に、予測に影響を与える観測が少ない場合は、新しい時刻の観測により、かえって擾乱の予測が大きく変化する場合があるので、利用の際には慎重に判断する必要がある。

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



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。

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。

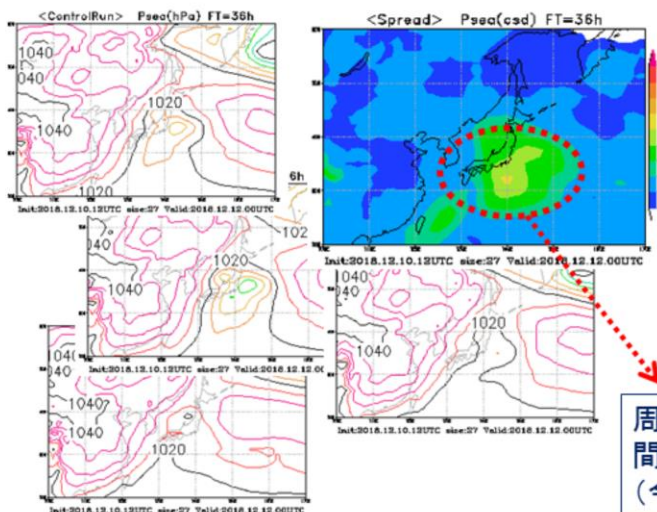
3の品質に問題のある観測が同化された場合については、短期解説資料等を通じて、お知らせすることになるので、留意願いたい。6については、初期値の不完全さに起因する誤差で述べたように実況と異なる場合があるので、十分確認する必要がある。

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

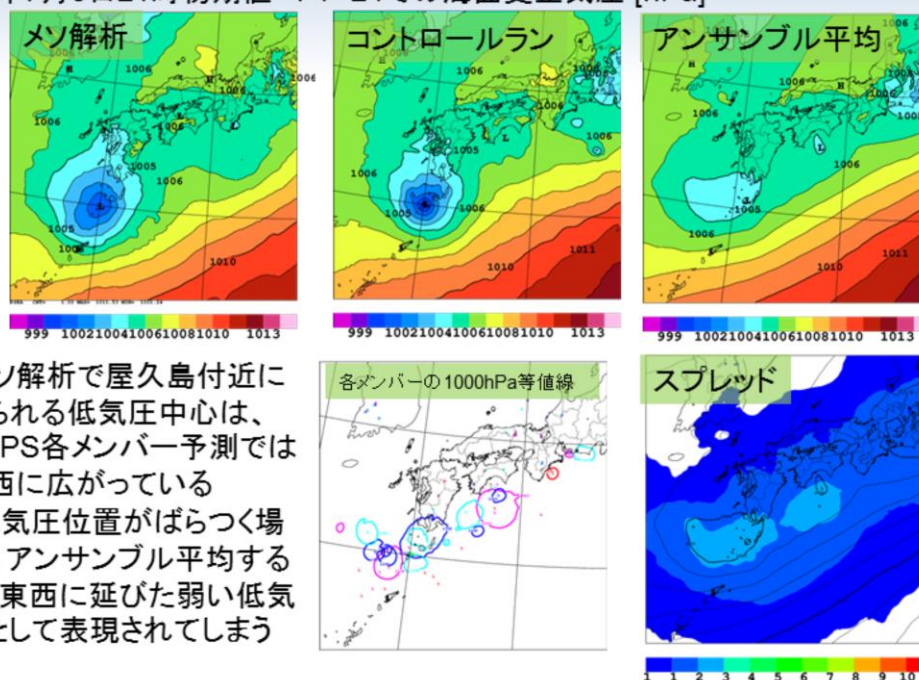
周辺と比べて、アンサンブルメンバー
間の予測のばらつきが大きい
(今後も予測が変わる可能性が高い)

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、カオスの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

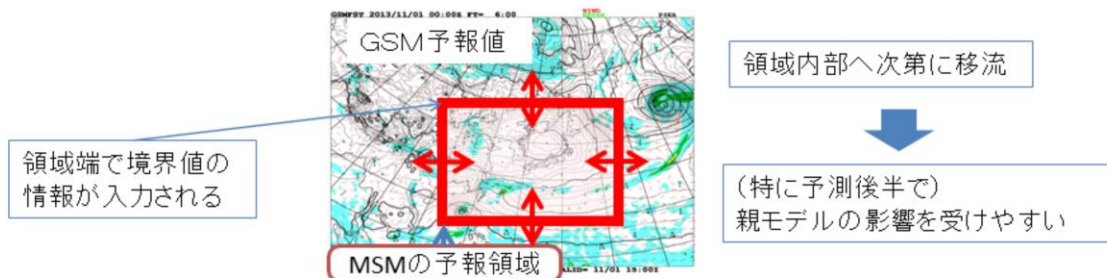
アンサンブル予報を利用する際には、以下の点に注意する必要がある。アンサンブル平均では予測のばらつきが大きい部分は打ち消し合うことにより変動の振幅が小さく、前線の動きや低気圧の示度等がぼやけてしまうことがある。

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。

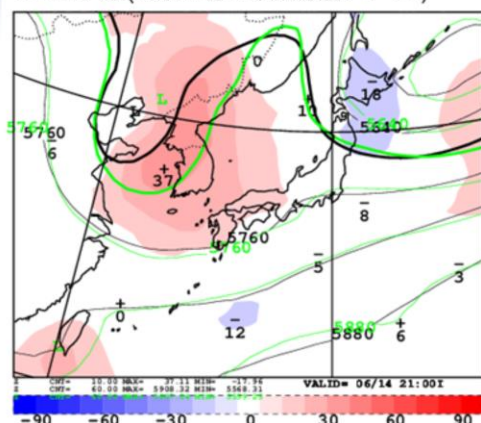
その取り入れ方は、境界面(側面および上部)において、運動量、熱、水蒸気の流入・流出を計算し、親モデルと接続する領域(緩和領域又は側面境界)で親モデルの値に近づける強制力を与える方法をとっている(原 2016)。

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同時に、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。

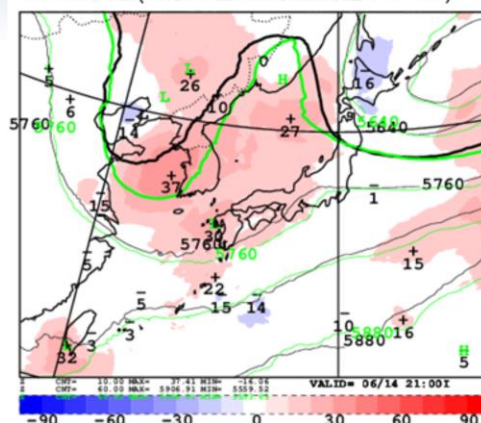
1. GSMの予測に初期値変わり等の不確実性がある場合、MSMの予報後半の総観場の予測にも不確実性が生じる場合がある
2. 親モデルの特性が変われば、その予測値を境界値として用いるモデルの予測特性にも影響を及ぼしうる。2016年のGSM更新による乾燥バイアスの軽減に伴って、MSMの解析値・予報値の乾燥バイアスが軽減し、降水頻度が増加した例があげられる

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

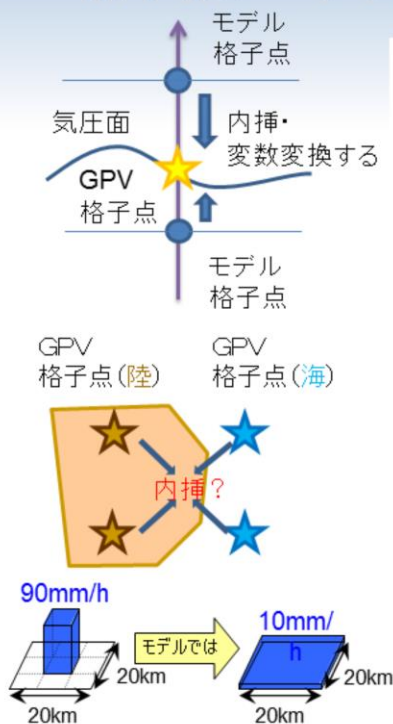
MSMの予報後半の中国東北区の上空のトラフの進行が遅く、浅いなどの総観規模の誤差は、境界値であるGSMの誤差に似ている。

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。実際の場合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に伴うために、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もある。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.
- 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的変化. 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

- 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

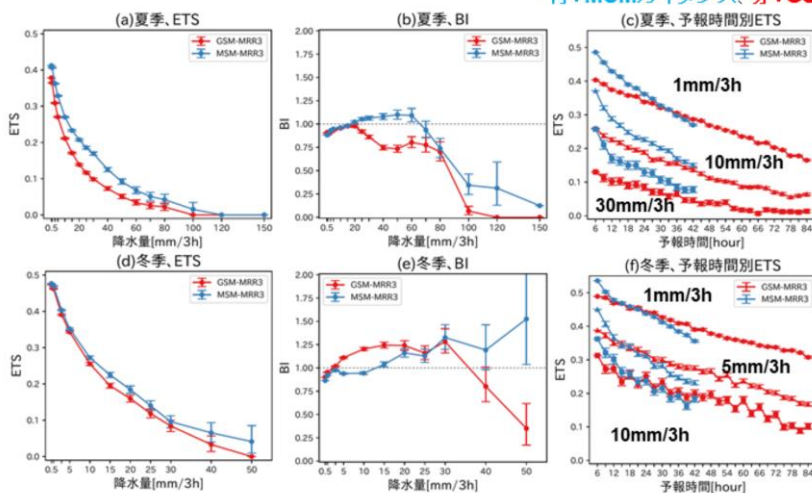
1.8.2 ガイドンスの留意点

全般的なガイドンスの留意点は、1.6節で述べているので参照願いたい。
本項では、各ガイドンスの留意点を述べるが、詳細は数値予報課報告・別冊第64号4章の各節をご覧いただきたい。

降水ガイダンス利用上の留意点

MRR3は雨量の多いところや、夏の予報時間初めで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、(特に冬で)1, 5mm/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、統計検証結果から降水量の多い閾値(大雨)ほど、夏季の予報時間初めで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、特に冬季の1,5mm/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。

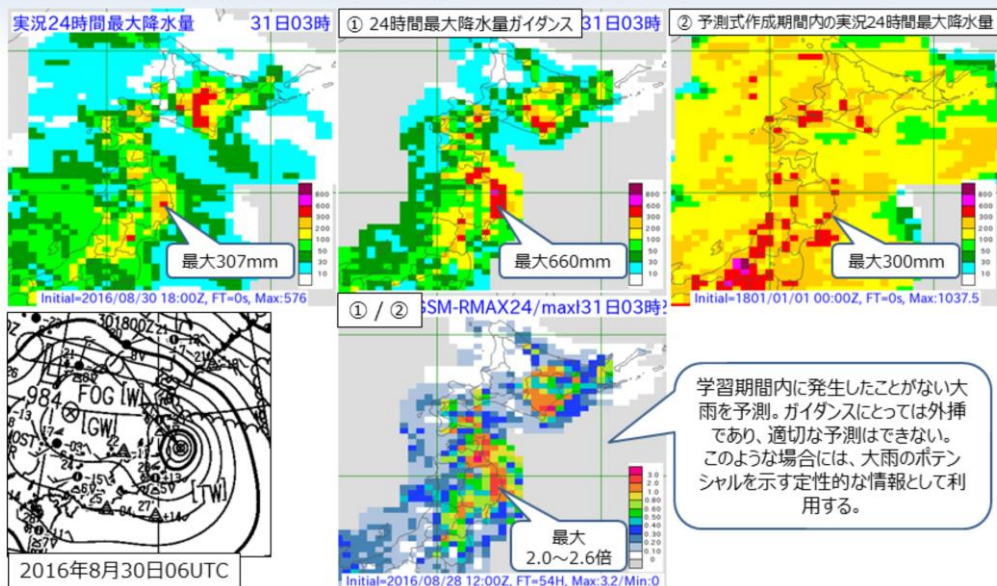
1時間最大降水量ガイダンス(RMAX31)や3時間最大降水量ガイダンス(RMAX33)についても同様に、夏季はGSMガイダンスよりもMSMガイダンスの方が精度が高い。ただし、夏季の短時間強雨で一律にMSMガイダンスの方が良いわけではなく、気象場によってその傾向が異なる点に留意する必要がある。

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注意する必要がある。

図は、例として、上段は夏季(2016年6月~8月)、下段は冬季(2016年12月~2017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コア(ETS)、バイアススコア(BI)、予報時間別ETSである。

降水ガイダンス利用上の留意点

RMAX24は、極値を大幅に超える場合には定性的な利用としていただきたい。



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時間最大降水量示している。下図は左から2016年8月30日15時(06UTC)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がない大雨を予測(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月に九州に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、以下のとおり追記する。各種降水ガイダンスすべてに共通する。

●GSMガイダンス

常時、モデル予測雨量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、モデル(GSM)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モデルやメソアンサンブル予報システムの降水量予測の利用を検討していただきたい。

気温ガイダンスの利用上の留意点

- 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には少ないので、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
 - 冷気層の有無はランダム誤差であり、ガイダンスで補正は困難
 - 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していただきたい。なお、MSM気温ガイダンスでは気温を低下させすぎることには少ないので、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ことに留意する必要がある。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いが、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)がやや過大に変わる点に留意が必要

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ことに注意する必要がある。なお、2019年度末にMSMの改良があり、全般に予測精度が改善した。無降水時のBIがやや過大傾向となった。この点に留意する必要がある。

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。改良の詳細は第2.7節を確認いただきたい。

※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。

降雪ガイダンスの利用上の留意事項

- 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。
- 24時間降雪量では、予測頻度が過大である。
- 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きたい。

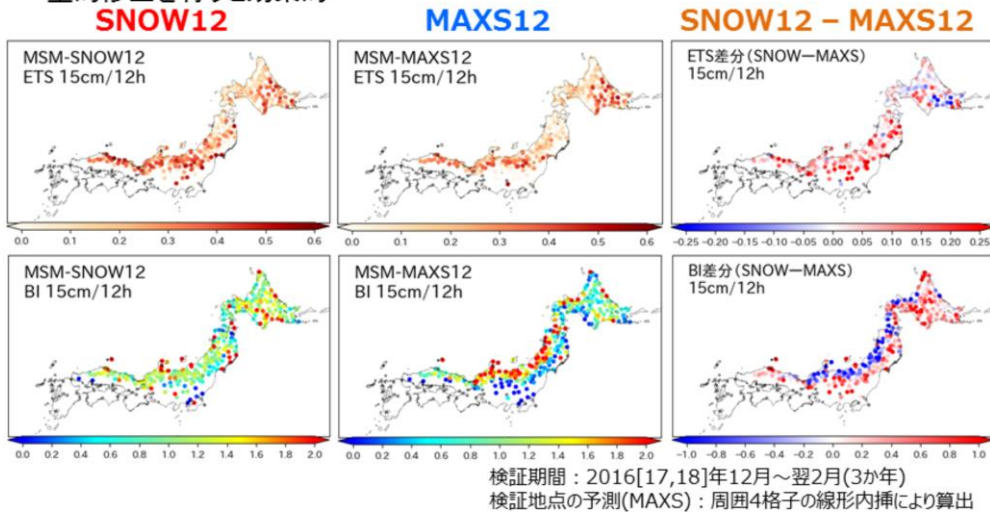
降雪量ガイダンスは、統計検証でGSMガイダンスとMSMガイダンスの間で予測精度には大きな差がない。一方で、24時間降雪量では予測頻度が過大である。これは、ガイダンスが新積雪の沈降を考慮していないことが原因である。防災上の観点では降った雪の総量が重要であることから、今後も考慮する予定はない。

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していきたい。

降雪ガイダンスの特性と利用上の留意事項

MSMガイダンスの地点別特性(15cm/12hに対するETSとBI)

- 全国的に暖色系の地点が多く分布しており、SNOWの方が予測精度が高い(GSMガイダンスも同様の傾向)。→ MAXSでベースとなる面的な傾向を予測し、SNOWで量的修正を行うと効果的



降雪量ガイダンス(地点)(SNOW)および降雪量ガイダンス(格子)(MAXS)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。SNOWとMAXS相互に比較した統計検証では、SNOWの方が予測精度が高い。一方で、24時間降雪量では、SNOW、MAXSともに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。

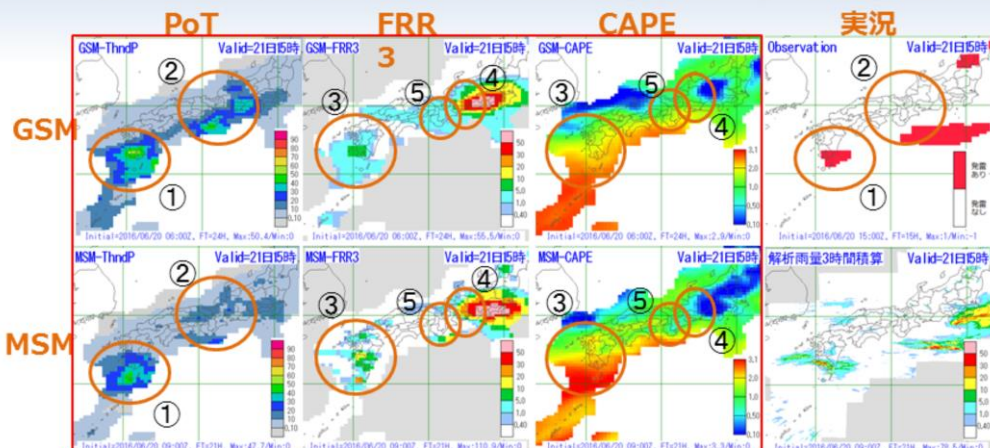
面的な予測はMAXSベースで予測し、SNOWで量的修正を行うのが有効であると考えられる。ただし、事例検証などの結果からモデルの降水や気温の予測精度が降雪量予測に影響するため、実況を踏まえてより適切な降水・気温の予測を行っているモデルを選択した上で、降雪ガイダンスを利用していただきたい。

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(15cm/12時間に対するエクイタブルスレットスコア(ETS)とバイアスコア(BI))を示している。SNOWの方がMAXSに比べて予測精度が高いことが分かる。

発雷確率ガイダンス(PoT)の一般的な予測特性と留意事項

～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ので、こちらも利用いただきたい。

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

- 作成手法
 - モデル降水量、CAPEやSSIといった安定度などを説明変数としてロジスティック回帰
- 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。ただし高確率の予測頻度が過小であることに留意
- 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。季節別では、春季～秋季はMSMのPoTの方が高く、冬季はGSMのPoTの方が高い。ただし、MSM-PoTは予測頻度が過小の傾向があるため、低めの確率値となることに注意して利用する必要がある。特に、春から秋の北海道～東北北部ではこの傾向が強いことから注意する必要がある。

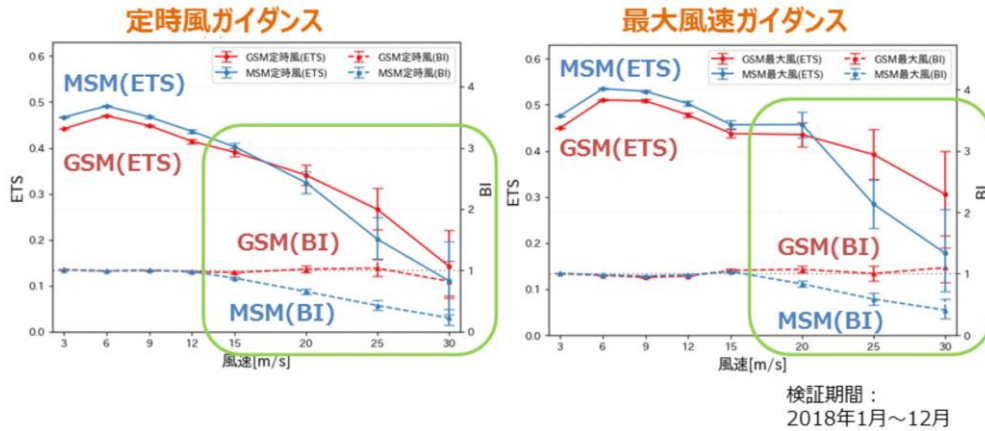
PoTの予測値が説明変数のFRR3、CAPE、SSIの値に大きく左右される。GSM-PoTとMSM-PoTの予測値が大きく異なり両ガイダンスの妥当性を判断する必要があるようなときには、各モデルの降水予測の有無及び大気安定度の予測を確認することが有効である。

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願いたい。

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

頻度バイアス補正の閾値の上限値である13m/s（定時風ガイダンス）、15m/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。



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13m/s、最大風速ガイダンスは15m/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、過大又は過少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少となっている。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1mm/3時間、雪は0.5mm/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を参考にさせていただきたい。

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1mm/3時間、雪は0.5mm/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を参考にさせていただきたい。

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ので留意願いたい。

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)について
 - すべてのガイダンスに共通で、摂動ランは、摂動を与えない1メンバー(CNTL: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CNTL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ため、利用は推奨しない

詳しくは、令和元年度数値予報研修テキスト第2章を参照いただきたい。

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
 - 降水および降雪の超過確率は、摂動ランでの予測で、ばらつきが大きい事例では、対象とする閾値での超過確率はかなり低い値となってしまうため、広がりアンサンブル最大を参考に、超過確率の最大値よりも低い閾値の確率分布を利用することを推奨する

詳しくは、令和元年度数値予報研修テキスト第2章を参照いただきたい。

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.
- 白山洋平, 2018: LFM降水量ガイダンスの開発. 平成30年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 22-31.
- 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 全球解析・全球モデル・ 全球アンサンブル予報システムの改良

変更の概要

- 全球モデル・全球解析・全球アンサンブル予報システムに用いるモデルの鉛直層数増強(100→128層)
- 地表面解析の高度化(積雪深解析改良、土壌水分解析導入)
 - 衛星観測データの利用(積雪深)、SYNOP地上観測の利用(土壌水分)等
 - 日本域の積雪深については、積雪深解析実行後にアメダスで修正する点は変わらない。
- 全球解析の高度化
 - 解析における誤差相関(誤差の空間的な広がり)の見積もりにおいて、アンサンブル予測からの寄与を大きくする。
 - メンバー数増により、アンサンブル予測による誤差の見積もりを精緻化。
- 全球アンサンブル予報システム
 - GSMと同じ改良
 - メンバー数増強
 - 初期摂動作成手法改良

本節では、2021年3月30日の全球モデル(GSM)、全球解析(GA)、全球アンサンブル予報システム(GEPS)の改良について述べる。GSMの鉛直層数を100層から128層に増強した。また、地表面解析で行う処理のうち、積雪深解析を改良するとともに、新たに土壌水分解析を導入した。全球解析では、4次元変分法で用いる予測誤差を、気候学的に事前に見積もった値に加えて、アンサンブル手法を用いて算出した、実際の大気の状態に応じた値も考慮した手法(ハイブリッド同化)を用いてGSMの予測の初期値となる解析値を作成している。この解析値の精度改善のため、アンサンブル手法で用いるメンバー構成を変更することで誤差の見積もりを精緻化するとともに、そこで算出した誤差の寄与を大きくした。同時に、台風予報、週間天気予報、2週間気温予報、及び1か月予報に使用している全球アンサンブル予報システム(GEPS)もGSMと同じ改良を行うとともに、メンバー構成の変更(次頁)、初期摂動の作成手法の改良を行った。

GSMにはバージョン名がつけられており、変更に伴い改訂されている。バージョン名の形式は、全球数値予報システムに改良を導入した西暦の下二桁と月を「GSM」の後ろにつけたもので、今回の2021年3月に導入されたGSMのバージョン名は「GSM2103」、GEPSのバージョン名は「GEPS2103」である。GSM2103、GEPS2103の詳細については、数値予報開発センター(2021)を参照のこと。

全球アンサンブル予報システムの メンバー構成変更

予報時間		変更前	変更後
初期時刻～ 132時間予報	初期時刻あたり メンバー数	27	51
	初期時刻(UTC)	06, 18	06, 18
初期時刻～ 264時間予報	初期時刻あたり メンバー数	27	51
	初期時刻(UTC)	00, 12	00, 12
264時間～ 432時間予報	初期時刻あたり メンバー数	13	51
	初期時刻(UTC)	00, 12	12
432時間～ 816時間予報 (火・水曜のみ)	初期時刻あたり メンバー数	13 火曜00UTCは11	25
	初期時刻(UTC)	00, 12	12

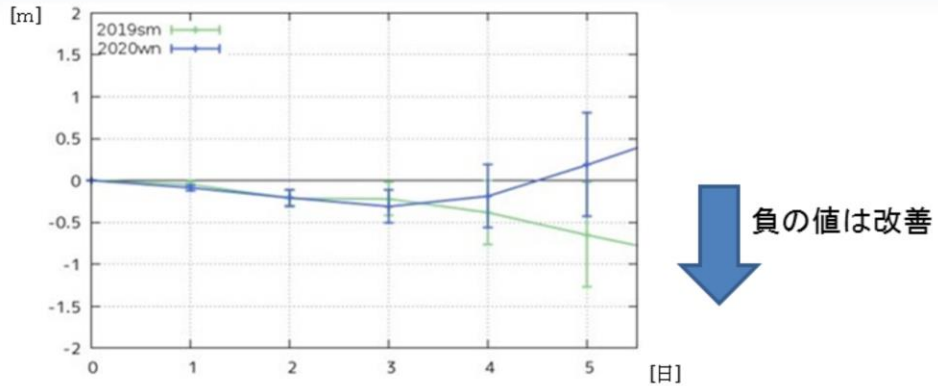
全球アンサンブル予報システムのメンバー構成の変更について示す。GEPSの初期値あたりメンバー数を、11日(264時間)予測までは27から51に、11日から18日(432時間)予測では13から51に、18日から34日(816時間)予測では13または11から25に増強する。また、11日以降の予測計算を行う初期値を12UTC(日本時間午後9時)のみとする。

改良のインパクト

- 全球数値予報システム
 - 総観規模の予測(500hPa高度等)の予測精度向上
 - 北半球、アジア域の下層大気の予測精度向上
 - 系統誤差の特性には変化は生じていない
 - 誤差パターンは同じでその大きさが各事例で少しづつ小さくなる
 - プロダクト利用上の注意点について、これまでから大きな変更なし
 - 台風進路予測、日本域の降水予測精度については中立
- 全球アンサンブル予報システム
 - 総観規模の予測(500hPa高度等)の予測精度向上、確率予測精度向上
 - 降水等の確率予測精度向上
 - 台風の進路の実況捕捉の向上、接近確率予測やアンサンブル平均の進路予測については中立
 - 2週目以降予測での地上気温予測精度向上

改良のインパクトについて述べる。全球数値予報システムでは、総観規模の予測(500hPa高度等)の予測精度が向上した。北半球、アジア域の下層大気の予測精度が向上した。系統誤差の特性には変化は生じていない。誤差パターンは同じでその大きさが各事例で少しづつ小さくなる程度。したがって、プロダクト利用上の注意点について、これまでから大きな変更はない。台風進路予測、日本域の降水予測精度については中立であった。全球アンサンブル予報システムについては、GSMと同様に総観規模の予測(500hPa高度等)の予測精度向上、確率予測精度向上がみられた。メンバー数増強に伴い、降水等の確率予測精度、台風の進路の実況捕捉が向上した。接近確率予測やアンサンブル平均の進路予測については中立であった。また、2週目以降予測での地上気温予測精度が向上した。

変更の効果 GSM



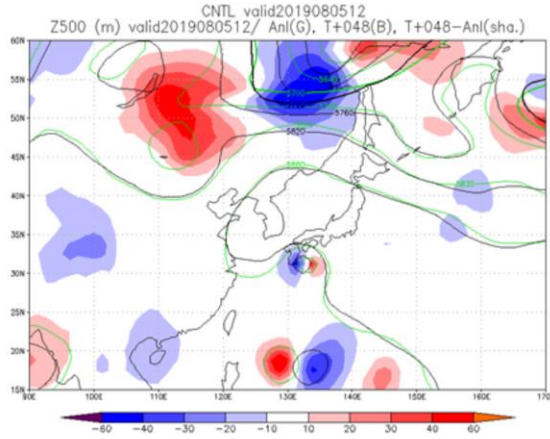
令和元年7～9月(緑線、夏)と令和元年12月～令和2年2月(青線、冬)の北半球500hPaジオポテンシャル高度の予測誤差の変更前後の差の平均。単位はm。エラーバーは95%信頼区間を表す。負の値は、変更後で予測誤差が改善していることを示す。横軸は予報時間。単位は日。

改善の効果を詳しく見る。GSMIについて、今回の改良により、500hPaのジオポテンシャル高度などの総観規模の予測精度が向上した。北半球500hPaジオポテンシャル高度の予測誤差の変更前後の差の平均を示す。緑線で示した夏季については全体的に、青線で示した冬期についても4日目予報にかけて負の値を示しており、全体的に予測精度が改善している。

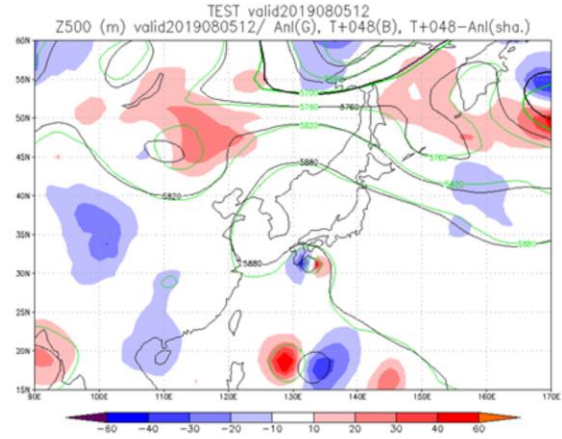
2019年8月5日FT=48の事例

誤差特性は変わらない。全体的に少しずつ精度が良い事例が多い。

変更前



変更後



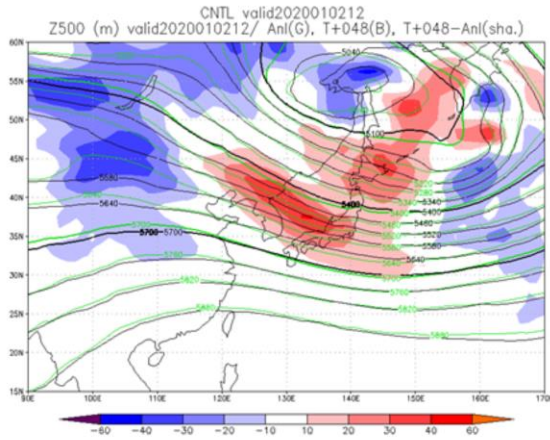
2019年8月5日21時を対象とした500hPaジオポテンシャル高度の48時間予測。黒線が予測値、緑線が解析値、色は予測誤差を示す。単位はメートル。左が変更前のGSM、右が変更後のGSMの予測

2019年8月の事例を示す。バイカル湖の東からアムール川上流にかけての高高度誤差が、変更後は軽減している。また、アムール川中流付近の低高度誤差が、変更後は大きく改善している。

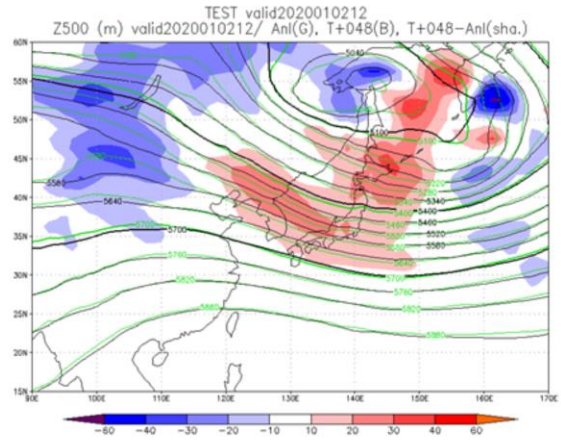
2020年1月2日FT=48の事例

誤差特性は変わらない。全体的に少しずつ精度が良い事例が多い。

変更前



変更後



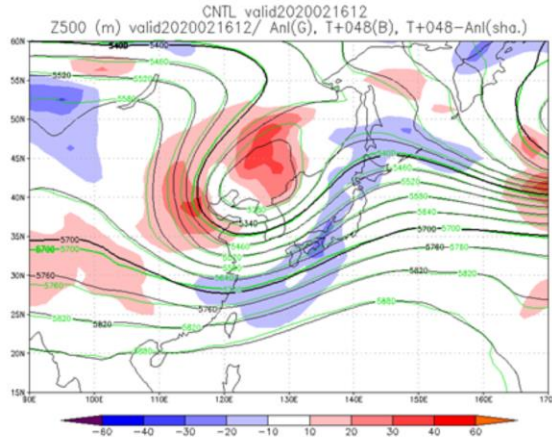
2020年1月2日21時を対象とした500hPaジオポテンシャル高度の48時間予測。黒線が予測値、緑線が解析値、色は予測誤差を示す。単位はメートル。左が変更前のGSM、右が変更後のGSMの予測

2020年1月の事例を示す。日本海西部に見られる高高度誤差が、変更後に軽減していることがわかる。

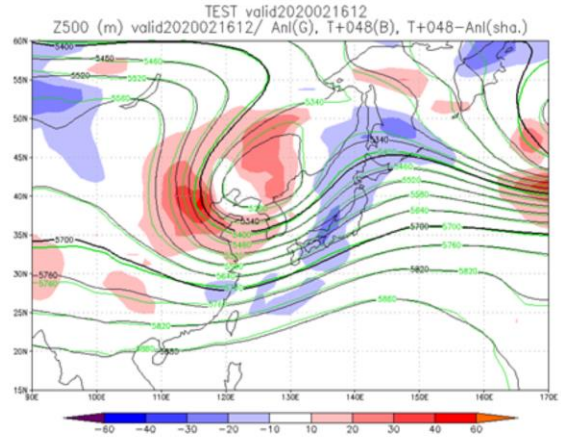
2020年2月16日FT=48の事例

誤差特性は変わらない。全体的に少しずつ精度が良い事例が多い。

変更前



変更後

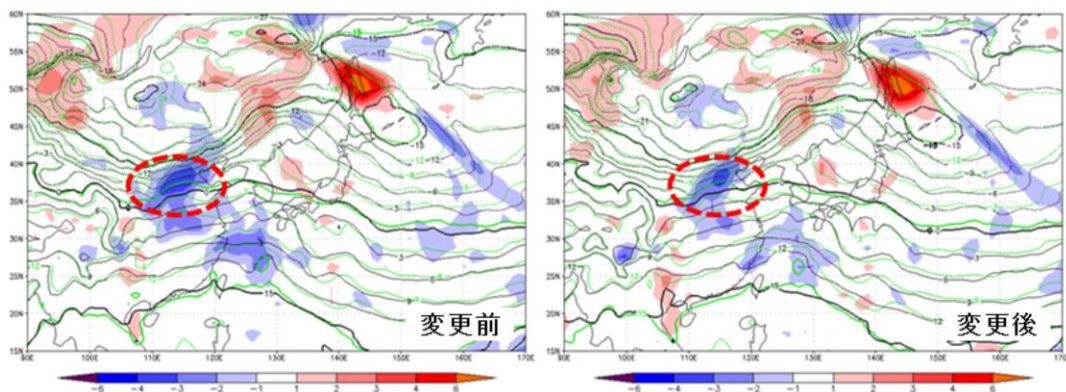


2020年2月16日21時を対象とした500hPaジオポテンシャル高度の48時間予測。黒線が予測値、緑線が解析値、色は予測誤差を示す。単位はメートル。左が変更前のGSM、右が変更後のGSMの予測

2020年2月の事例を示す。中国東北区付近の高高度誤差が、変更後は軽減していることがわかる。誤差パターンは同じでその大きさが各事例で少しずつ小さくなる。プロダクト利用上の注意点について、これまでから大きな変更はない。

変更の効果 GSM

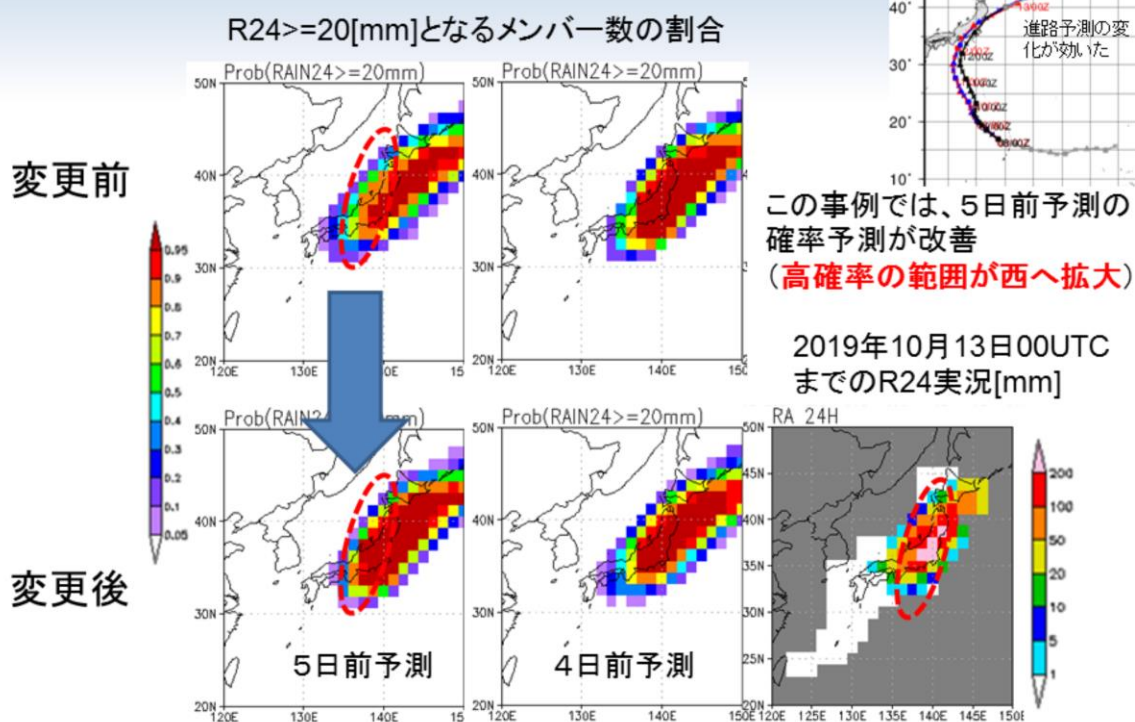
地表面改良の効果の例 華北付近の低温誤差が軽減



2019年12月29日21時を対象とした850hPa気温の48時間予測。黒線が予測値、緑線が解析値、色は予測誤差を示す。単位は度。左が変更前のGSM、右が変更後のGSMの予測

地表面解析の改良により、下層気温予測が改善した。特に、中国華北付近を寒気が通過する際に、下層の低温誤差が減少する事例が多く見られた。改善前後の850hPa気温の予測誤差を示す。左図に示した変更前のGSMでは華北付近に気温が低い誤差が見られるが、変更後は誤差が軽減した。これは積雪深解析改良により、華北付近における積雪域の過剰な拡がりが抑制されたこと、および土壌水分解析導入の効果と考えられる。

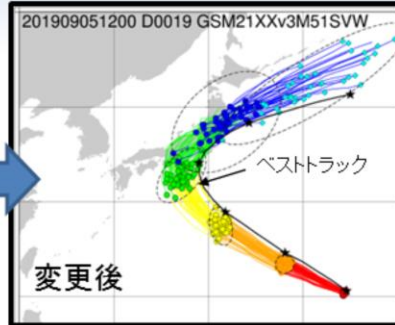
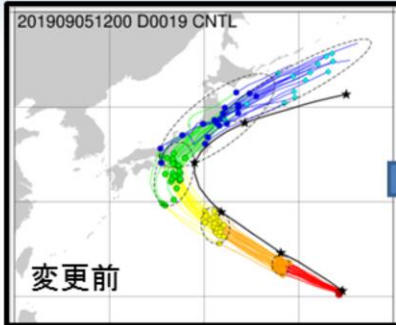
確率予測の改善例 2019年台風第19号



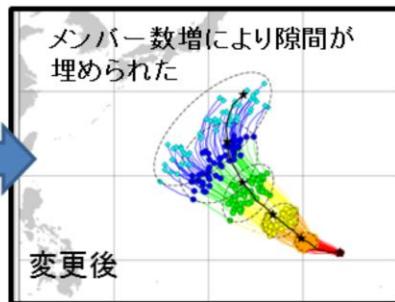
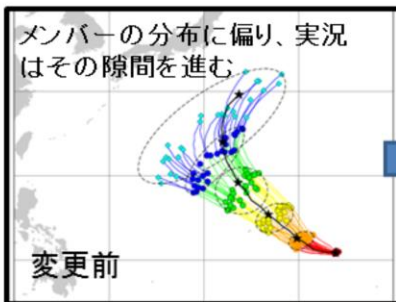
GEPSのメンバー増により、降水の確率予測精度が向上した。2019年台風19号の事例。2019年10月13日00UTCまでの24時間降水量が20mmを超えるメンバー数の割合を示す。左の列の5日前予測について、上段の変更前は東北日本海側、北陸、中部地方にかけて、オレンジの80%超となっているが、下段の変更後は95%超と高確率の範囲が西へ拡大して、確率予測が改善している。

メンバー数増による実況捕捉の改善例

2019年台風15号 2019/9/5 12UTC初期値



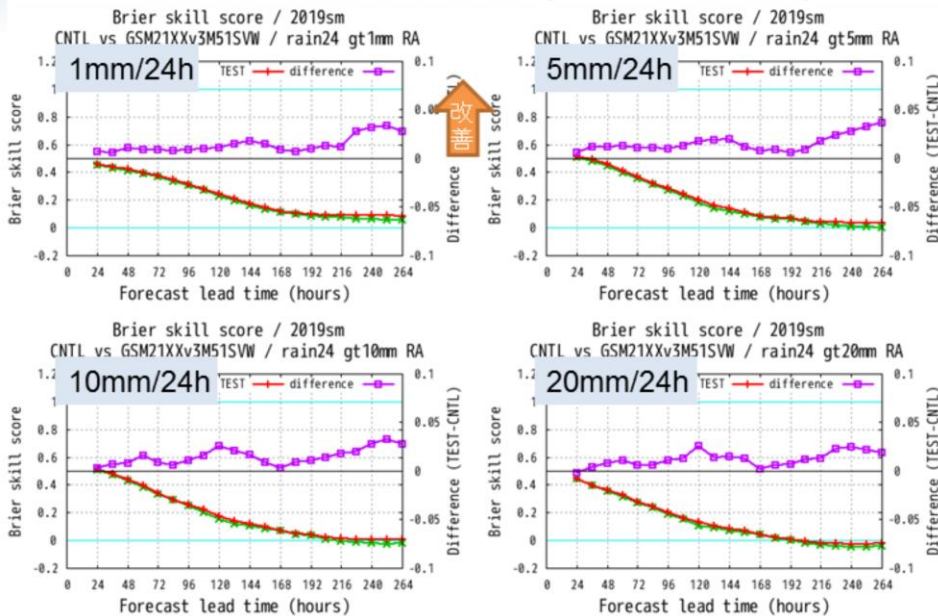
2019年台風19号 2019/10/5 18UTC初期値



上段に2019年台風第15号のGEPS各メンバーの進路予測を示す。左図に示した変更前のGEPSでは、実際の台風はメンバーの東端を進み、わずかに捕捉できていない。右図に示した変更後のGEPSでは、メンバー数が増強されたことにより、実況を捕捉できるように改善されていることがわかる。下段の2019年台風第19号の例では、左図に示した変更前ではメンバーの分布に偏りが見られ、実況はその隙間を進んだが、右図に示した変更後では、メンバー数が増強されたことにより隙間がうめられている。

変更の効果 GEPS

対解析雨量降水検証(2019夏実験)



緑:変更前、赤:変更後、紫:変更後-変更前[±0.1のレンジ]

GEPSの2019年夏の降水検証結果を示す。1mm/24h(左上)、5mm/24h(右上)、10mm/24h(左下)、20mm/24h(右下)以上の降水予測ブライアスキルスコア。検証には解析雨量を用いた。横軸は予報時間で、264時間(11日)まで表示している。赤実線、青実線はそれぞれ、変更後(51メンバー)、変更前(27メンバー)を示す。紫はブライアスキルスコアの差を示し、正の値は変更後が変更前より予測精度が向上していることを示す。ほぼ全ての予報時間、雨量において確率予測スキルの改善が見られた。

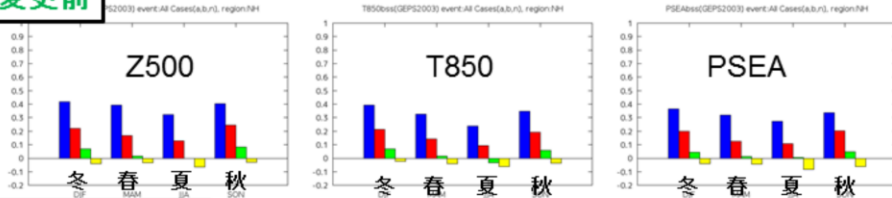
ブライアスキルスコア:ある現象の発生(例:5mm/24h以上の降水)の予測確率を検証するスコアで、アンサンブル予報等による確率予測のスキルを気候値予測との差で規格化したもの。ブライアスキルスコアが1で完全予報、0より小さいと気候値予測よりもスキルが下回ることを示す。

変更の効果 GEPS

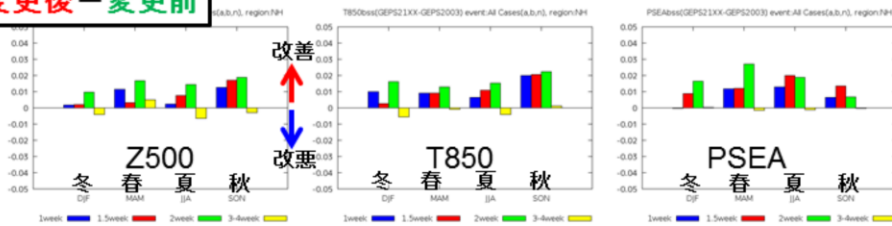
確率予測精度(北半球)

GEPSのメンバー構成の変更による季節別の確率予測のスコアの改善量
階級予測の「高い」「平年並」「低い」の各事象を全て集計したブライアスキル
スコア(BSS)

変更前



変更後 - 変更前



1週目
1.5週目
2週目
3-4週目

確率予測についてメンバー構成の変更による季節別の効果を示す。年間を通じて、2週目までのスコアに改善が見られる。3週目以降は利用する火曜と水曜の2日間で構成する全メンバー数が50のまま変わらないため、季節や要素によって効果が異なり、平均すると予測精度は変更前と同等と考えられる。

まとめ

- 2021年3月30日、全球モデル(GSM)の鉛直層数を100から128に増強し、予測の初期値を作成する地表面解析と全球解析を改良
 - 500hPaのジオポテンシャル高度予測が改善
 - 北半球、アジア域の下層大気のパredict精度等が向上
- 全球アンサンブル予報システム(GEPS)もGSMと同じ改良を行うとともに、メンバー構成の変更、初期摂動の作成手法を改良
 - GSMと同様の改善の他、降水の確率予測精度が向上
 - 台風の進路予測において実況を捕捉できる可能性向上
 - 2週目までの予測について気温などの確率予測精度向上

参考文献

- 数値予報開発センター, 2021: 開発進捗, 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, 77-96.
- 山口春樹, 2018: 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



第2章 応用編

2.2 局地数値予報システムの改良

局地数値予報システム (LA・LFM)



	局地解析(LA)	局地モデル(LFM)
モデル	asuca-Var (3DVar)	asuca
格子間隔	5 km (633×521)	2 km (1581×1301)
鉛直層	48層 (地上～約21.8 km)	58層 (地上～約20.2 km) → 76層 (地上～約21.8 km)
積分時間間隔	24秒	50/3 (= 16.666...秒) → 12秒
第一推定値	メノモデル (MSM)	
側面境界値	メノモデル (MSM)	
予報頻度・時間	1日24回、10時間	

※赤字は今回の更新部分

• 利用目的

- 航空気象情報、防災気象情報、降水短時間予報
- 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

2021年3月31日に局地数値予報システム(局地解析・局地モデル; スライド参照)の改良を実施した。主な変更項目は、局地モデル(LFM)力学過程、雲・放射過程、境界層・乱流過程、積雲対流過程、接地層・地表面過程の改良である。

ここでは、変更項目の概要と予報特性の変化、および留意点について示す。なお、asucaに関する全般的な説明については気象庁予報部(2014)を、導入以降の開発成果については気象庁予報部(2020a)を参照していただきたい。

システムの変更

変更項目

- LFM力学
 - 鉛直層の増強
- 雲・放射
 - 氷雲量診断手法の更新 ※
- 境界層・乱流
 - 輸送の精緻化
- 積雲対流
 - 特殊処理の廃止 ※
- 接地層・地表面
 - フラックス交換係数の精緻化 ※
 - 顕熱フラックス診断の改良
 - 蒸発散フラックス計算の改良
 - 地表面パラメータの更新
 - 熱粗度
 - 地表面アルベド
 - 積雪関連パラメータ ※

※令和2年3月のメソモデル(MSM)の改良時に導入された項目

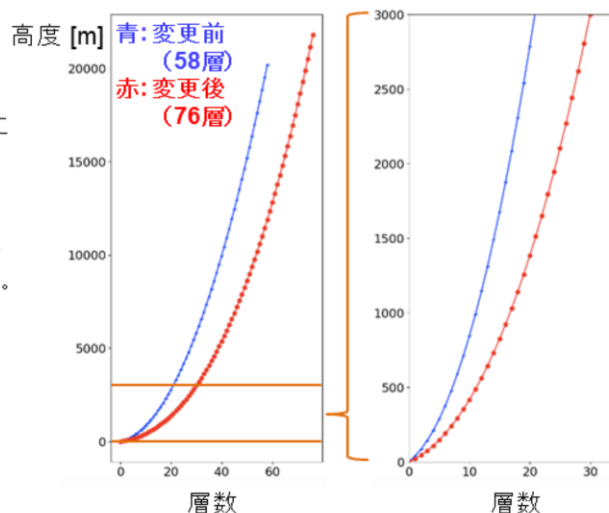
変更項目は、LFM力学過程、雲・放射過程、境界層・乱流過程、積雲対流過程、接地層・地表面過程の改良である。

なお、※が付いている項目は令和2年3月のメソモデル(MSM)の改良時(MSM2003; 気象庁予報部 2020b; 気象庁情報基盤部 2021)に導入されたものであり、これらはLFMとMSMがasucaという同一の数値予報モデルの枠組みで開発されコードが多く共有されていることで、本改良で比較的容易に取り込むことができたものとなる。

LFMの鉛直層の増強

鉛直層配置
(右列は下層拡大版)

- 鉛直層について変更
 - 層数を58層から76層に増強。
 - モデルトップを約20.2kmから約21.8kmに引き上げ。
- 合わせて時間積分についても変更
 - 積分時間間隔を16.66...sから12sに変更。
 - 計算安定性確保のため。



LFMの鉛直層については次の2点の変更を行った。

- ・層数を58層から76層に増強。
- ・モデルトップ(*1)を約20.2kmから約21.8kmに引き上げ。

これらの変更により層配置・上部レイリーダンピング層厚がMSMと一致するようになり、また2点目の変更によりモデルトップがメソ解析・MSM・局地解析・LFMで一致するようになった。側面境界値を提供するMSMと鉛直層を揃えることで、モデル本体と側面境界の整合性がより高まる。なお、局地解析の方は鉛直層を変更していない。

合わせて、計算安定性確保のために次の変更も行った。

- ・積分時間間隔を16.66...sから12sに変更。

この変更により安定性の目安とされる鉛直クーラン数の最大値の頻度分布は変更前と同程度になった(図略)。

これらの変更で高度3000m以下の層数が20層から30層に、最下層高度が20mから10mになり、鉛直方向の表現が下層を中心に高解像度化された結果、現象をより緻密に表現できるようになった。

(*1) 最上層セル上端高度、すなわち最上層ーフレベル。

放射過程における氷雲量診断手法の更新

- 変更前の放射過程では格子内雲量を診断するために、雲物理過程とは別に雲氷量を診断していた。
- しかし、このように診断した雲氷量 ($q_{i,Rad}$) は雲物理過程で予測する雲氷量 (q_i) と比べて大きいことが多く、結果として上層雲が広がり過ぎる傾向があった。
- そこで、雲物理過程で予測する雲氷量 (q_i) から雲量を診断できる定式 (Wilson and Ballard 1999) に変更した。
- また、雲量診断で用いる氷量には「雲氷」というカテゴリ (q_i) だけでなく「雪」というカテゴリ (q_s) も考慮するように変更 ($q_i + q_s$ に変更) した。

変更前の放射過程では格子内雲量を診断するために、格子内のゆらぎに応じて雲物理過程とは別に凝結量を診断し (Sommeria and Deardorff 1977)、雲氷量も気温に依存した氷過飽和を考慮することにより診断していた。

しかし、このように診断した雲氷量 ($q_{i,Rad}$) は雲物理過程で予測する雲氷量 (q_i) と比べて大きいことが多く、結果として上層雲が広がり過ぎる傾向があった。

そこで、雲物理過程で予測する雲氷量 (q_i) から代数的に雲量を診断できる定式 (Wilson and Ballard 1999) を採用し、雲氷量の生成・消滅を雲物理過程に任せるように変更した。

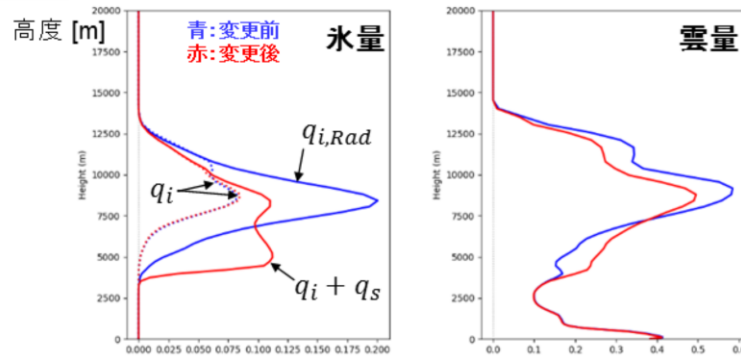
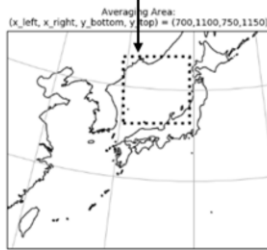
また、降雪の放射収支計算への影響が無視できないという指摘 (Chen et al. 2018 など) があることを踏まえ、雲量診断で用いる氷量には「雲氷」というカテゴリ (q_i) だけでなく「雪」というカテゴリ (q_s) も考慮するように変更 ($q_i + q_s$ に変更) した。

氷雲量の変化

鉛直プロファイル

(対象時刻: 2018年6月29日12JST、FT=6)

検証対象領域



- 氷量
 - 高度8km~12km付近では減少。
 - 一方、高度5km~7km付近では雪カテゴリを考慮したことにより増加。
 - 変更前に放射過程で用いていた量は雲物理過程の診断量の概ね2倍程度に見積もられていたが、変更後には高度8km~12km付近で大幅に緩和されている。
- 雲量
 - 氷量に対応して、高度8km~12km付近で減少、高度5km~7km付近で増加。
 - 高度8km~12km付近で減少していることから、概ね狙い通りの変化。

放射過程の変更結果の例として、2018年6月29日12JST (FT=6) の氷量・雲量の鉛直プロファイルを示す。

氷量は、高度8km~12km付近では減少した一方で、高度5km~7km付近では雪カテゴリを考慮したことにより増加した。変更前に放射過程で用いていた量は雲物理過程の診断量の概ね2倍程度に見積もられていたが、変更後には高度8km~12km付近で大幅に緩和されている。

雲量は、氷量の変化に対応して、高度8km~12km付近で減少し、高度5km~7km付近で増加した。高度8km~12km付近で減少していることから、概ね狙い通りの変化となっている。

境界層・乱流過程における輸送の精緻化

温位・比湿などの鉛直フラックスのサブグリッドスケール (SGS) 輸送計算において、Mixed SGS scheme (Moeng et al. 2010) の定式を用いるように変更した。

$$\begin{aligned} \tau_{wc} &= \widetilde{w}c - \widetilde{w}\widetilde{c} \\ &= \underbrace{[\widetilde{w}\widetilde{c} - \widetilde{w}\widetilde{c}]}_{\text{Leonard項}} + \underbrace{[\widetilde{w}c' + w'\widetilde{c} - \widetilde{w}c' - w'\widetilde{c}]}_{\text{Cross項}} + \underbrace{[w'c' - \widetilde{w}'\widetilde{c}']}_{\text{Reynolds項}} \\ &= \frac{K_L}{12} \left(\Delta x^2 \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial c}{\partial x} + \Delta y^2 \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial c}{\partial y} \right) + \tau_{wc,Kgrad} \quad [K_L = 4] \end{aligned}$$

格子間隔程度の乱流による輸送
(本変更で追加)

サブグリッドスケールの乱流による輸送
(変更前と同様に計算)

c : 温位・比湿など
 w : 鉛直風速
 \tilde{x} : x の空間フィルタ値(モデルに解像される成分とほぼ同等)
 $x' = x - \tilde{x}$ (それ以外の成分)
 $\Delta x, \Delta y$: それぞれ x, y 方向の格子間隔

本変更により、格子間隔程度から実効解像度の間のスケールの乱流による輸送を考慮できるようになった(図略)。

Moeng et al. (2010) では、高解像度LES (Large Eddy Simulation) の解析結果に基づき深い対流においては様々なスケールの輸送が重要であることが示されており、深い対流をモデルで表現するためには格子スケールの乱流による輸送効果を表現することが重要であると述べられている。

しかし、変更前は、温位・比湿などの鉛直フラックスのサブグリッドスケール (SGS) 輸送計算において、サブグリッドスケールの乱流による輸送項 (Reynolds項) のみを考慮しており、格子スケールの乱流を十分に考慮できていなかった。

そこで、本変更では、Mixed SGS scheme (Moeng et al. 2010) の定式を用いるように変更し、サブグリッドスケールのうちモデルに解像される乱流による輸送項 (Leonard項) と格子スケールとサブグリッドスケールの相互作用による輸送項 (Cross項) により格子間隔程度の乱流を陽に考慮するようにした。

なお、定数 K_L は値に自由度があるが、本変更では Moeng (2014) と Verrelle et al. (2017) を参考に 4 を基本とした上で、計算安定性確保のために

$$K_L \leq \frac{6 \Delta z}{\Delta t |\Delta w|}$$

という上限値 (Hanley et al. 2019) および高度200m以下ではLeonard項を計算しないという制限を設けた。ここで、 $\Delta z, \Delta t, \Delta w$ はそれぞれ鉛直層間隔、積分時間間隔、鉛直風速変化量である。

積雲対流過程における特殊処理の廃止

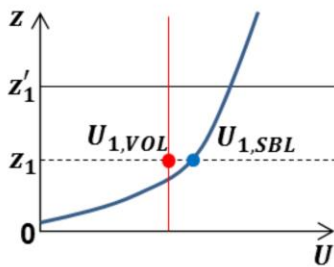
- 変更前は、計算安定性確保のために積雲対流過程のKFスキーム (Kain-Fritsch scheme; Kain and Fritsch 1990; Kain 2004) に人為的な特殊処理を施していた。
 - 格子平均の上昇流が強い場合 (3 m s^{-1} 以上) は温位などの時間変化率に成層を大きく安定化させるような値を返すようにしていた。
- 2015年にasucaが導入されて以降は鉛直移流を時間分割して計算することで、より安定に計算できるようになっており、計算安定性に支障がない限り科学的事実に基づかない人為的な特殊処理を用いるべきではないことから、本変更ではこの**特殊処理を廃止**した。

変更前は、計算安定性確保のために積雲対流過程のKFスキーム (Kain-Fritsch scheme; Kain and Fritsch 1990; Kain 2004) に人為的な特殊処理を施しており、格子平均の上昇流が強い場合 (3 m s^{-1} 以上) は温位などの時間変化率に成層を大きく安定化させるような値を返すようにしていた。

2015年にasucaが導入されて以降は鉛直移流を時間分割して計算することで、より安定に計算できるようになっており、計算安定性に支障がない限り科学的事実に基づかない人為的な特殊処理を用いるべきではないことから、本変更ではこの特殊処理を廃止した。

地表面フラックス交換係数の精緻化

水平風速計算の模式図



変更前(プロファイル上の値)

$$U_{1,SBL} = \frac{u_*}{\kappa} \log\left(\frac{z_1}{z_0}\right)$$

変更後(高度平均値)

$$U_{1,VOL} = \frac{1}{z_1'} \int_0^{z_1'} \frac{u_*}{\kappa} \log\left(\frac{z}{z_0}\right) dz$$

u_* は摩擦速度、 κ はカルマン定数、 z_0 は粗度長

- 地表面フラックス計算では、水平風速に接地境界層相似則に基づく鉛直プロファイルを仮定している。
- 変更前は大気最下層格子点値を用いて地表面フラックスを診断していたが、asucaが採用している有限体積法では厳密には「セル平均値」を想定しており、それらの間には不整合があった。
- そこで、セル平均値を用いて地表面フラックスを診断するように定式を見直した。
- なお、 $U_{1,VOL} < U_{1,SBL}$ であるため、フラックスの交換係数は大きくなる。

地表面フラックス計算では、水平風速に接地境界層相似則に基づく鉛直プロファイルを仮定している。

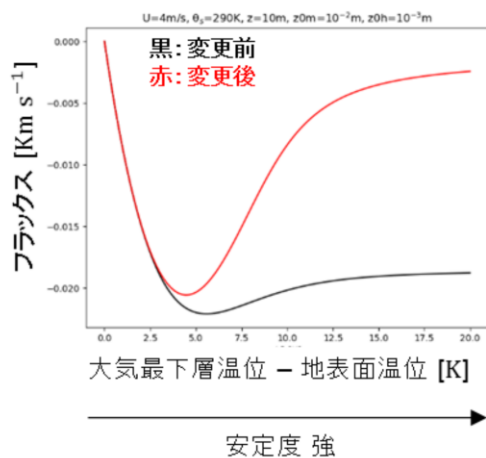
変更前は大気最下層格子点値を用いて地表面フラックスを診断していたが、asucaが採用している有限体積法では厳密には「セル平均値」を想定しており、それらの間には不整合があった。

そこで、セル平均値を用いて地表面フラックスを診断するように定式を見直した。

なお、 $U_{1,VOL} < U_{1,SBL}$ ((変更後の値) < (変更前の値)) であるため、フラックスの交換係数は大きくなる。

地表面顕熱フラックス診断の改良

地表面顕熱フラックス
(地表面から大気への向きが正)



- 安定時には大気から地表面への顕熱フラックスが生じるため、接地層・地表面過程ではこれを普遍関数という安定度の関数を用いて計算している。
- 変更前に用いていたBeljaars and Holtslag (1991) の普遍関数は、強安定時に熱輸送が抑制される効果が弱かった。
- 一方、Gryanik et al. (2020) の普遍関数は、その効果がより強い。
- そこで、普遍関数をGryanik et al. (2020) のものに変更した。

安定時には大気から地表面への顕熱フラックス(地表面顕熱フラックス; 図では負の値)が生じるため、接地層・地表面過程ではこれを普遍関数という安定度の関数を用いて計算している。

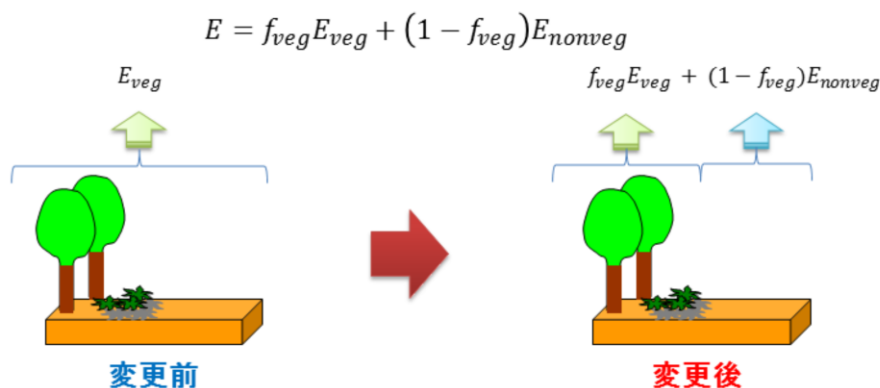
変更前に用いていたBeljaars and Holtslag (1991) の普遍関数は、強安定時に熱輸送が抑制される効果が弱かった。

一方、Gryanik et al. (2020) の普遍関数は、近年の観測と整合する関数形として提案されており、その効果がより強い(図を参照)。

そこで、普遍関数をGryanik et al. (2020) のものに変更した。

地表面蒸発散フラックス計算の改良

- 地表面潜熱フラックスは蒸発と蒸散のフラックスの和(蒸発散フラックス)であり、そのうち蒸散フラックスは植生気孔抵抗を考慮して計算している。
- 変更前は、格子全体に植生があるという扱いで植生気孔抵抗を考慮していた。
- そこで、本変更では、植生被覆率を格子点別定数値として新たに導入し、**植生被覆率に応じて植生気孔抵抗を考慮する**ようにした。



地表面潜熱フラックスは蒸発と蒸散のフラックスの和(蒸発散フラックス)であり、そのうち蒸散フラックスは植生気孔抵抗を考慮して計算している。

変更前は、格子全体に植生があるという扱いで植生気孔抵抗を考慮していたため、各格子内の植生被覆率の大小を反映できていなかった。

そこで、本変更では、植生被覆率を格子点別定数値として新たに導入し、植生被覆率に応じて植生気孔抵抗を考慮するようになった。すなわち、格子内の植生域と非植生域の被覆率に応じて、地表面潜熱フラックスを計算するようになった。

$$E = f_{veg}E_{veg} + (1 - f_{veg})E_{nonveg}$$

ここで、 E は地表面潜熱フラックス、 f は被覆率、添え字 $veg, nonveg$ はそれぞれ植生域・非植生域を表す。

なお、植生被覆率としては、Terra衛星およびAqua衛星のMODIS観測値のNDVIプロダクトから作成されたMaximum Green Vegetation Fraction (Broxton et al. 2014; 現行GSMでも利用しているもの)を採用した。

地表面パラメータの更新

- 熱粗度
 - 土地利用区分によらない計算値だったが、都市域の値をKanda et al. (2005) に基づく計算値に変更した。
- 地表面アルベド
 - 変更前は地表面種別・土地利用・植生区分に応じて設定。
 - TerraおよびAqua衛星のMODIS観測データに基づく気候値からの計算値に変更。
 - 本変更により陸上の大部分でアルベドが低下した。
- 積雪関連パラメータ
 - 雪格子の熱伝導率と熱容量を地中全層「雪」から表層のみ「雪」に変更。
 - 森林域での積雪被覆率を0.7から0.5に更新。

地表面パラメータについては、次の3点に関する変更を行った。

- 熱粗度
 - 変更前は土地利用区分によらず $z_{0m}/7.4$ (z_{0m} は運動量粗度) で計算していた。
 - そこで、都市域の値をKanda et al. (2005) に基づき $z_{0m}/403$ に変更した。なお、都市域はUSGS (United States Geological Survey) によるGLCC (Global Land Cover Characterization; Loveland et al. 2000) の土地利用区分が「Urban class」の格子と、国土交通省による国土数値情報 (<https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/>) の植生区分が「建物用地」・「幹線交通用地」・「その他の用地」の格子が該当するとした(区分に関連する仕様は草開(2020)を参照)。
- 地表面アルベド
 - 変更前は地表面種別・土地利用区分・植生区分に応じて設定していたが、これらの方法は任意性があり、客観性を確保するのが難しかった。
 - そこで、Terra衛星およびAqua衛星のMODIS観測値に基づく気候値からの計算値に変更した。本変更により陸上の大部分でアルベドが低下した。
- 積雪関連パラメータ
 - 雪格子の熱伝導率と熱容量を地中全層「雪」から表層のみ「雪」に変更した。
 - 森林域での積雪被覆率を0.7から0.5に更新した。

変更項目のまとめ

- 鉛直層増強(モデルのみ)
 - 層数を58層から76層に増強
 - モデルトップを約20.2kmから約21.8kmに引き上げ
- 物理過程の改良(解析・モデルともに適用)
 - 放射過程における氷雲量診断手法の更新
 - 境界層・乱流過程における輸送の精緻化
 - 積雲対流過程における特殊処理の廃止
 - 地表面フラックス交換係数の精緻化
 - 地表面顕熱フラックス診断の改良
 - 地表面蒸発散フラックス計算の改良
 - 地表面パラメータの更新

以上より、変更項目をまとめるとスライドの通りとなる。

予測特性の変化

LFM予測特性の変化の概要

- 地上要素
 - 冬季の夜間低温バイアスが大幅に改善。
 - 夏季の夜間強風バイアスが改善。
- 大気要素
 - 冬季の対流圏で全層的に気温が改善。
 - 夏季の対流圏下層で気温・比湿が悪化傾向(本資料では図略)。
- 上層雲量・大気上端上向き長波放射量(OLR)
 - 上層雲量は概ね減少傾向。
 - OLRは概ね増加することで観測に近づいている。
- 降水
 - 夏季のエクイタブルスレットスコア(ETS)が改善傾向。
 - 夏季の空振り率が減少傾向で改善傾向。
 - 不安定降水事例や強雨事例で改善するものが見られた。
 - 冬季の1mm/hは悪化傾向(本資料では図略)。

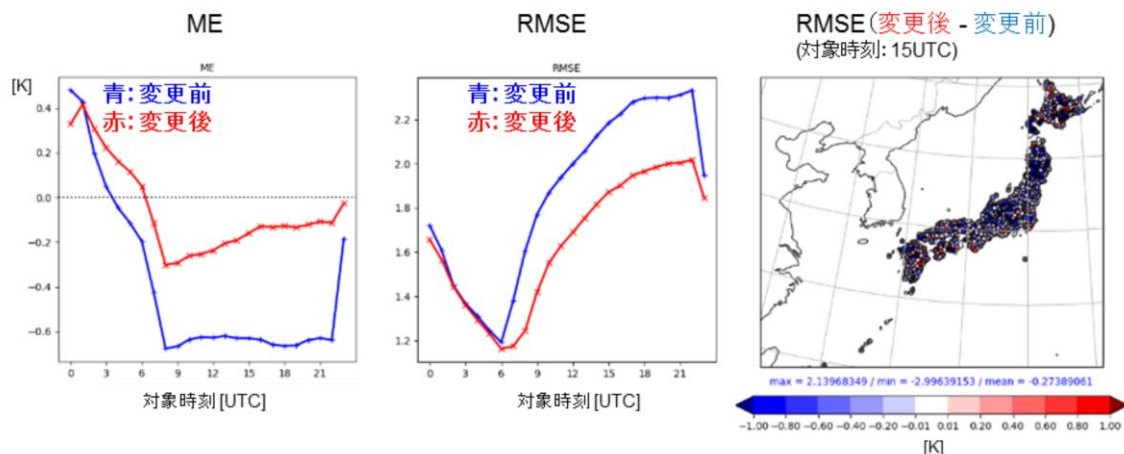
以上で述べた変更項目を導入したときのLFM予測特性の変化をまとめると、スライドの通りとなる。なお、統計検証や事例確認を行うために実施した実験では、夏季期間は2019年8月21日～8月31日、冬季期間は2020年1月11日～1月21日としており、変更前後の実験の差には令和3年3月の全球数値予報システム更新による境界値変化の影響も含まれており、これは冬季の中上層のプロファイル改善と夏季の予報初期の降水悪化として一部寄与していることが確認されている。

以下では、個々の具体的な結果を確認する。

地上気温の改善(冬季期間)

対アメダス検証結果

(冬季期間: 2020年1月11日~1月21日; 以下同じ)



- ・平均誤差 (ME): 変更前に見られた夜間低温バイアスが大幅に改善。
- ・二乗平均平方根誤差 (RMSE): 全対象時刻で減少して改善。

地上気温の対アメダス検証結果を示す。

平均誤差 (ME; 左列) は変更前に見られた夜間低温バイアスが大幅に改善している。

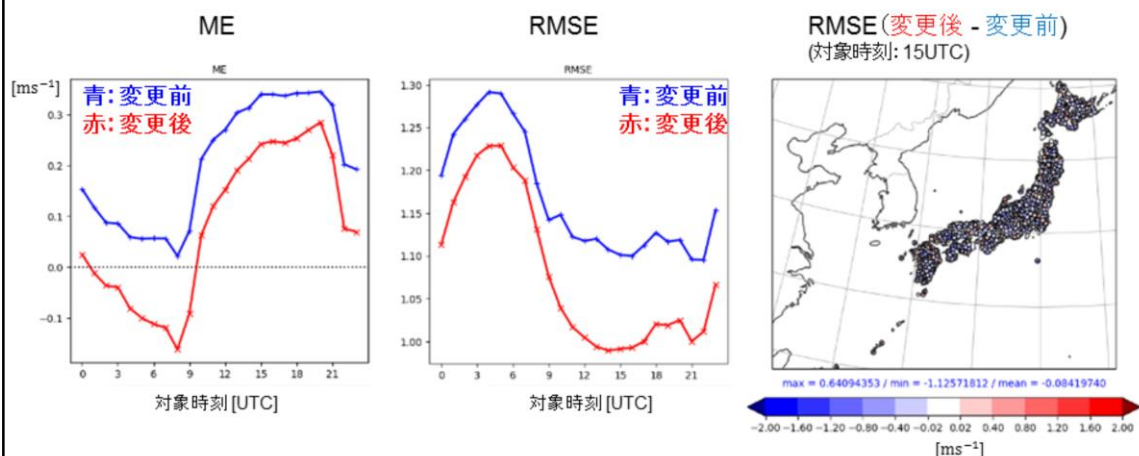
二乗平均平方根誤差 (RMSE; 中列) も全対象時刻で減少して改善しており、水平分布図 (右列) で見ても全国的に減少している地点が多い。

なお、これらの変化には、下層を中心とする高解像度化や接地層・地表面過程の変更が主に影響していると考えられる。

地上風速の改善(夏季期間)

対アメダス検証結果

(夏季期間: 2019年8月21日~8月31日; 以下同じ)



- ME: 変更前に見られた夜間強風バイアスが軽減。
- RMSE: 全対象時刻で減少して改善。

地上風速の対アメダス検証結果を示す。

ME(左列)は変更前に見られた夜間強風バイアスが軽減している。

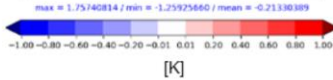
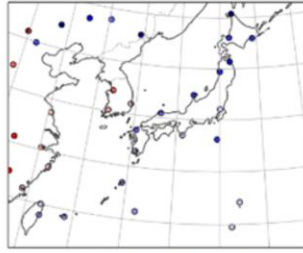
RMSE(中列)も全対象時刻で減少して改善しており、水平分布図(右列)で見ても全国的に減少している地点が多い。

なお、地上気温の変化と同様に、これらの変化には、下層を中心とする高解像度化や接地層・地表面過程の変更が主に影響していると考えられる。

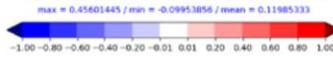
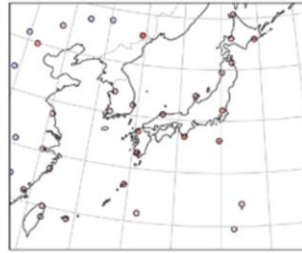
気温プロファイルの改善(冬季期間)

対ゾンデ検証結果 (冬季期間)

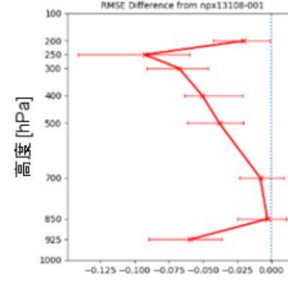
ME (変更前)
(FT=9, 925hPa)



ME (変更後 - 変更前)
(FT=9, 925hPa)



RMSE (変更後 - 変更前)
(FT=9)



[K]

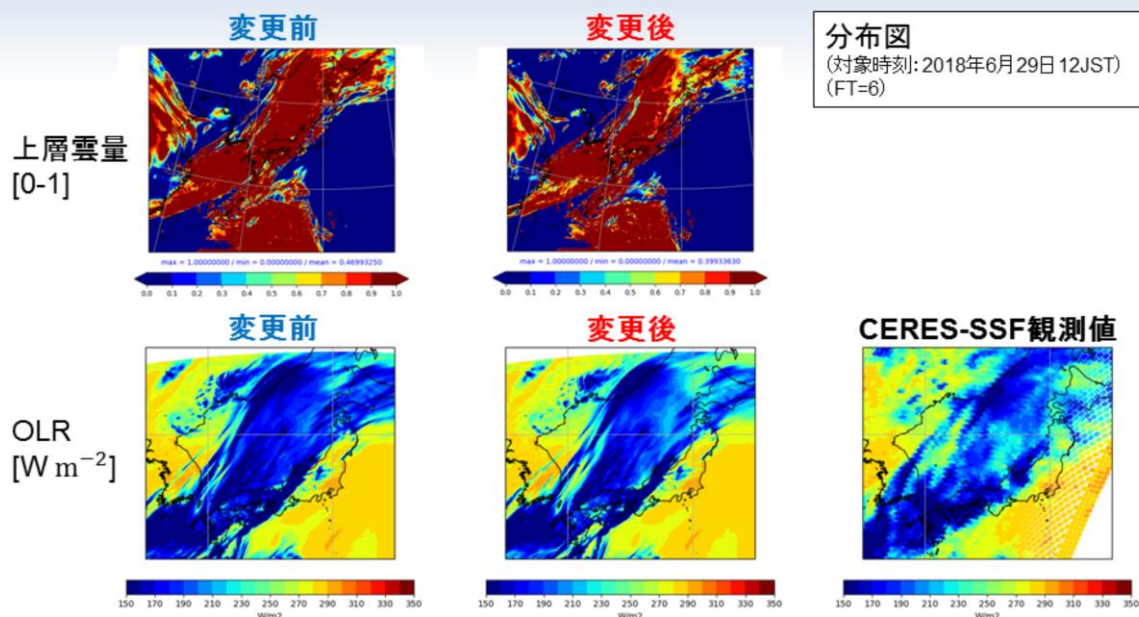
- ・ME: 変更前に見られた925hPaの低温バイアスが軽減。
- ・RMSE: 対流圏で全層的に減少して改善。

気温の対ゾンデ検証結果を示す。

MEは変更前に見られた925hPaの低温バイアスが軽減しており、RMSEは対流圏で全層的に減少して改善している。

なお、冬季の中上層のプロファイルには前述した通り令和3年3月の全球数値予報システム更新による境界値変化が一部寄与していることが確認されており、500hPa付近より上層の改善にはその影響で改善する効果も含まれている。

上層雲量・OLRの変化



- ・上層雲量は概ね減少傾向。
- ・OLRは概ね増加し、観測に近づいている。

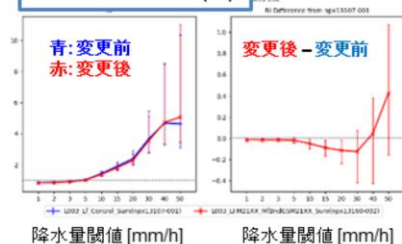
上層雲量と大気上端上向き長波放射量 (OLR) の分布図の一例 (対象時刻: 2018年6月29日12JST、FT=6)を示す。ただし、これは統計検証や事例確認で用いている夏季期間とは異なる時刻のものである。なお、OLRの観測値にはCERES-SSF (Clouds and the Earth's Radiant Energy System - Single Scanner Footprint) のデータを利用している。

上層雲量は概ね減少傾向であり、OLRはそれに対応して概ね増加することで観測に近づいている。

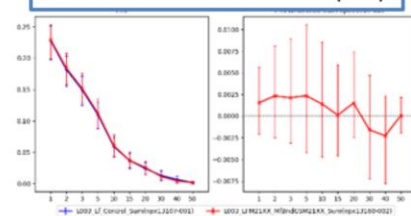
なお、この変化には放射過程で用いる氷雲量診断の変更が主に影響していると考えられる。

降水スコアの変化(夏季期間)

バイアスコア (BI)

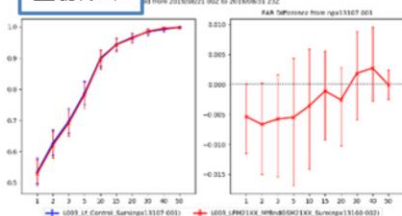


エクイタブルスレットスコア (ETS)

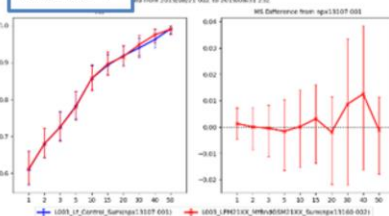


前1時間積算降水量
の閾値別降水スコア
(夏季期間)
(検証格子: 10km)

空振り率



見逃し率



- ・ETS: 概ね増加傾向で改善傾向。
- ・空振り率: 概ね減少傾向で改善傾向。

前1時間積算降水量の変更前後の閾値別降水スコアとそれらの差を示す。

ETSは概ね増加傾向で改善傾向、空振り率は概ね減少傾向で改善傾向となっている。

。

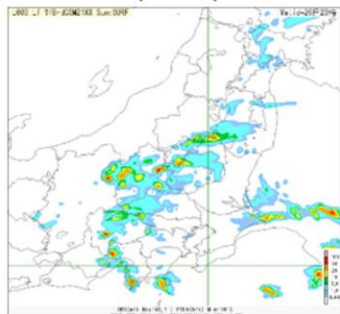
BIは10-30mm/hが僅かに改善する一方で40-50mm/hが僅かに悪化しており、また見逃し率は概ね中立となっている。

なお、夏季の予報初期の降水スコアには前述した通り令和3年3月の全球数値予報システム更新による境界値変化が一部寄与していることが確認されており、これらの変化にはその影響で僅かに悪化する効果も含まれている。

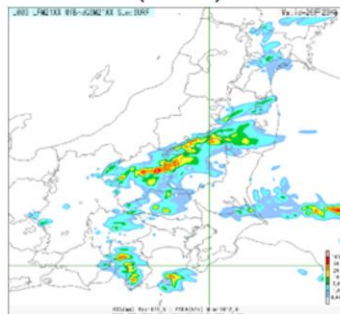
不安定降水事例における改善

前3時間積算降水量 [mm/3h]
(対象時刻: 2019年8月26日23JST)

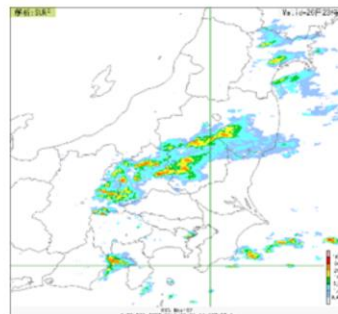
変更前
(FT=9)



変更後
(FT=9)



解析雨量



- ・変更前は解析雨量では見られないような狭い領域に集中した降水域がところどころに現れており、そこで解析雨量より強くなっていた。
- ・変更後はそのような集中した降水が抑えられ、降水域の広がりもより解析雨量と対応するようになっている。

不安定降水事例(対象時刻: 2019年8月26日23JST、FT=9)における前3時間積算降水量の改善結果を示す。

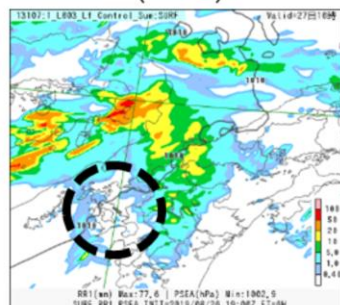
変更前は解析雨量では見られないような狭い領域に集中した降水域がところどころに現れており、そこで解析雨量より強くなっていたが、変更後はそのような集中した降水が抑えられ、降水域の広がりもより解析雨量と対応するようになっている。

なお、この変化には境界層・乱流過程の変更(輸送の精緻化)による鉛直輸送の改善が主に影響していると考えられる。

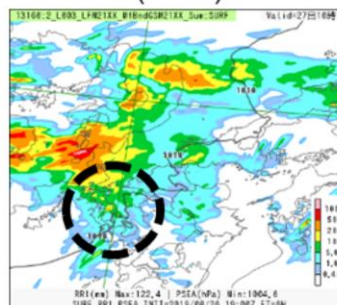
強雨事例における改善

前1時間積算降水量 [mm/h]
(対象時刻: 2019年8月27日10JST)

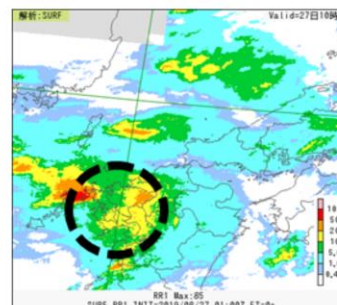
変更前
(FT=6)



変更後
(FT=6)



解析雨量



- ・変更前は長崎県付近の強雨(ここでは5mm/h以上に着目)をほとんど捕捉できていなかった。
- ・変更後はピーク位置に依然としてずれがあるものの、部分的に捕捉できている。

強雨事例(対象時刻: 2019年8月27日10JST、FT=6)における前1時間積算降水量の改善結果を示す。

変更前は長崎県付近の強雨(ここでは5mm/h以上に着目)をほとんど捕捉できていなかったが、変更後は強雨域のピーク位置に依然としてずれがあるものの、強雨を部分的に捕捉できている。

まとめ

- 2021年3月31日に局地数値予報システムの改良を実施した。
 - 鉛直層増強
 - 物理過程の改良
- 改良に対応して、予測特性に改善が見られた。
 - 冬季の地上気温、夏季の地上風速
 - 冬季の対流圏の気温プロファイル
 - OLR
 - 夏季の降水スコア・不安定降水予測・強雨予測
- 一方、一部要素の悪化も見られた(図略)。
 - 夏季の対流圏下層の気温・比湿プロファイル
 - 冬季の1mm/hの降水スコア
- 今後も予測精度向上に向けて引き続き改良に取り組む計画である。

以上の内容をまとめる。

2021年3月31日に局地数値予報システムの改良を実施し、鉛直層増強および物理過程の改良を行った。

改良に対応して、冬季の地上気温、夏季の地上風速、冬季の対流圏の気温プロファイル、OLR、夏季の降水スコア・不安定降水予測・強雨予測の予測特性に改善が見られた。一方、夏季の対流圏下層の気温・比湿プロファイル、冬季の1mm/hの降水スコアの一部要素の悪化も見られた(図略)。

今後も予測精度向上に向けて引き続き改良に取り組む計画である。

参考文献

- 気象庁情報基盤部, 2021: メソ数値予報システムの改良. 令和2年度数値予報解説資料集, 気象庁情報基盤部, 180-206.
- 気象庁予報部, 2014: 次世代非静力学モデルasuca. 数値予報課報告・別冊第60号, 気象庁予報部, 151pp.
- 気象庁予報部, 2020a: メソスケール気象予測の現状と展望. 数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 165pp.
- 気象庁予報部, 2020b: メソ数値予報システムの改良について. 配信資料に関するお知らせ (令和2年3月19日付), 気象庁予報部, 3pp.
- 草開浩, 2020: 地表面過程. 令和元年度数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 79-84.
- Beljaars, A., and A. Holtslag, 1991: Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J. Appl. Meteor.*, 30, 327-341.
- Broxton, P. D., X. Zeng, D. Sulla-Menashe, and P. A. Troch, 2014: A global land cover climatology using MODIS data. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53, 1593-1605.
- Chen, Y.-W., T. Seiki, C. Kodama, M. Satoh, and A. T. Noda, 2018: Impact of precipitating ice hydrometeors on longwave radiative effect estimated by a global cloud-system resolving model. *J. Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10, 284-296.
- Gryanik, V. M., C. Lupkes, A. Grachev, and D. Sydorenko, 2020: New Modified and Extended Stability Functions for the Stable Boundary Layer based on SHEBA and Parametrizations of Bulk Transfer Coefficients for Climate Models. *J. Atmos. Sci.*, 77, 2687-2716.

参考文献

- Hanley, K., M. Whitall, A. Stirling, and P. Clark, 2019: Modifications to the representation of subgrid mixing in kilometre-scale versions of the Unified Model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 145, 3361-3375.
- 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.
- Kanda, M., T. Kawai, M. Kanega, R. Moriwaki, K. Narita, and A. Hagishima, 2005: A Simple Energy Balance Model for Regular Building Arrays. *Boundary-Layer Meteor.*, 116, 423-443.
- Loveland, T. R., B. C. Reed, J. F. Brown, D. O. Ohlen, Z. Zhu, L. Yang, and J. W. Merchant, 2000: Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1km AVHRR data. *Int. J. RemoteSensing*, 21, 1303-1330.
- Moeng, C.-H., 2014: A Closure for Updraft Downdraft Representation of Subgrid-Scale Fluxes in Cloud-Resolving Models. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 703-715.
- Moeng, C.-H., P. Sullivan, M. Khairoutdinov, and D. Randall, 2010: A mixed scheme for subgrid-scale fluxes in cloud-resolving models. *J. Atmos. Sci.*, 67, 3692-3705.
- Sommeria, G., and J.W. Deardorff, 1977: Subgrid-scale condensation in models of nonprecipitating clouds. *J. Atmos. Sci.*, 34, 344-355.

参考文献

- Verrelle, A., D. Ricard, and C. Lac, 2017: Evaluation and Improvement of Turbulence Parameterization inside Deep Convective Clouds at Kilometer-Scale Resolution. *Mon. Wea. Rev.*, 145, 3947-3967.
- Wilson, D. R., and S.P. Ballard, 1999: A microphysically based precipitation scheme for the Meteorological Office Unified Model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125, 1607–1636.



第2章 応用編

2.3 観測データ利用法の改良

概要

- 2020年10月から2021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
2021年3月30日	SYNOP気温、相対湿度データの全球陸面解析(土壌水分量)への利用開始(2.1節参照)	全球解析
2021年3月30日	SSMIS、AMSR2輝度温度データの全球積雪深解析への利用開始(2.1節参照)	全球解析
2021年5月25日	二重偏波化された東京レーダー反射強度の利用開始	メソ解析、局地解析
2021年5月25日	Metop-C/AMSU-A, MHS輝度温度データの利用開始	メソ解析
2021年6月29日	GOES-17/AMV, CSRデータの利用開始	全球解析
2021年6月29日	全天同化マイクロ波水蒸気サウンダの拡充	全球解析
2021年6月29日	航空機気温データのバイアス補正手法改良	全球解析
2021年6月29日	ハイパースペクトル赤外サウンダIASIのデータセット移行	全球解析
2021年8月31日	船舶GNSS可降水量データの利用開始	メソ解析

本節では、2020年10月から2021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)について扱う。2021年3月30日に導入された、SYNOP気温、相対湿度データの全球陸面解析(土壌水分量)への利用開始及びSSMIS、AMSR2輝度温度データの全球積雪深解析への利用開始については2.1節を参照されたい。

全球解析における GOES-17 AMV, CSRデータの 利用開始

2021年6月29日～

【概要】

米国の静止気象衛星GOES-17の観測データから算出される大気追跡風 (AMV) 及び晴天放射輝度温度 (CSR) データの利用を開始

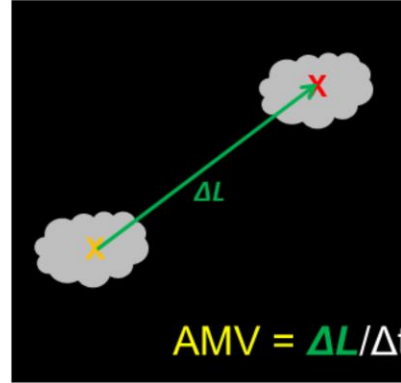
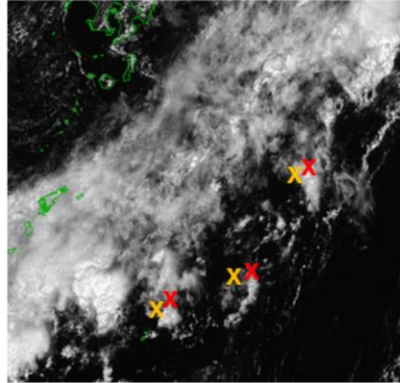
第一推定値の精度が改善

2021年6月29日、全球解析において米国の静止気象衛星GOES-17の観測データから算出される大気追跡風 (AMV) 及び晴天放射輝度温度 (CSR) データの利用を開始した。データ利用開始前に行った性能評価のための実験では、これらのデータを利用することにより、第一推定値の精度改善が確認された。以下では、それぞれのデータの概要と、当該データを利用した実験の結果について示す。

全球解析における
GOES-17 AMV, CSRデータの利用開始

大気追跡風 (Atmospheric Motion Vector) とは

- 時間的に連続する複数枚の衛星画像から雲や水蒸気パターンを追跡し、その移動量を求め、風ベクトルを算出するプロダクト
- 静止気象衛星では広範囲で面的なデータが得られ、特に定常的な観測が少ない海上におけるデータが得られる
- データ同化により対流圏の風の場合にインパクトがある



GOES-17 AMVデータの利用開始について述べる。大気追跡風 (AMV: Atmospheric Motion Vector) は時間的に連続する複数枚の衛星画像から雲の動きを捉え、上空の風向風速を算出する衛星プロダクトである(山下・今井 2007)。直接観測データの少ない海上などにおいて、AMVは風に関する貴重な観測データとなっている。

全球解析における
GOES-17 AMV, CSRデータの利用開始

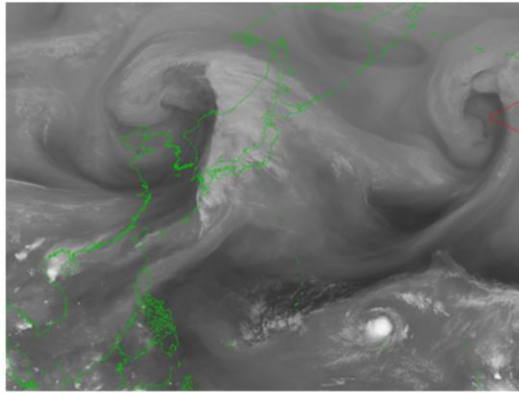
晴天放射輝度温度(CSR: Clear-Sky Radiance)とは

→「晴天ピクセルの輝度温度の領域平均を与えるプロダクト」

水蒸気バンド(バンド8、9、10)が持つ情報

- 水蒸気が多い → 白い(輝度温度が低い)
- 水蒸気が少ない → 黒い(輝度温度が高い)

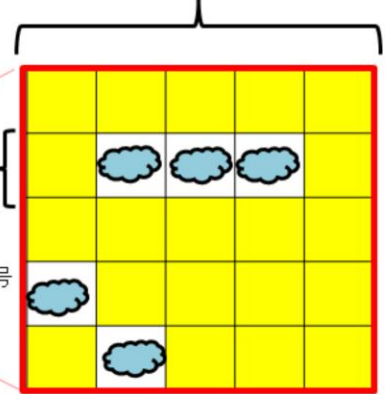
例: ひまわり8号バンド8の画像



1ピクセル毎に
輝度温度を観測。

※1ピクセルの大きさは、
ひまわり8号、GOES-17号
ともに、衛星直下点で
2km格子

領域(セグメントという)
ひまわり8号の場合、16 x 16ピクセル
GOES-17の場合、15 x 15ピクセル



1つのCSR= 内の の平均輝度温度[K]

GOES-17搭載の放射計ABI(Advanced Baseline Imager)には、バンド8、9、10(中心波長: 6.19、6.95及び7.34 μm)の水蒸気バンドがあり、対流圏の中上層の水蒸気に関する情報を持つ。GOES-17のCSRデータは、赤外バンドの観測値から10分間隔で作成されるプロダクトで、15 x 15ピクセルを単位として、この中に含まれる晴天ピクセルの輝度温度を平均したものである。

全球解析における GOES-17 AMV, CSRデータの利用開始

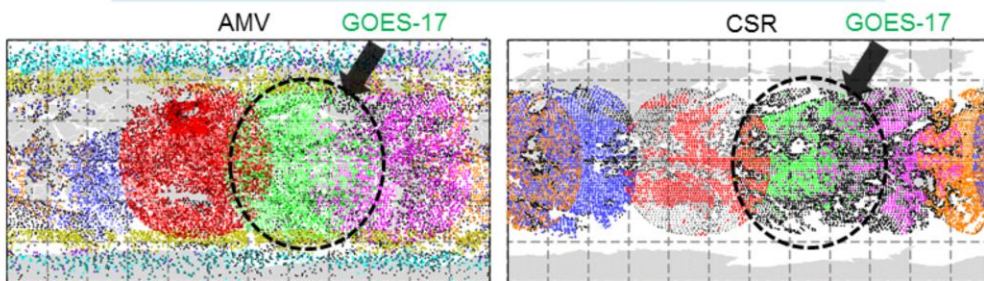
GOES-17 (Geostationary Operational Environmental Satellite-17)

- GOES-16と同型の米国の新世代衛星
- ひまわり8号および9号と同型のセンサーを搭載（ただし衛星内部の冷却装置に不具合あり）
- 2018年3月1日に打ち上げ
- 2019年2月12日からGOES-West（西経137.2度）として運用開始
 - 先代機のGOES-15が2020年3月2日運用終了
- GOES-17のAMV, CSRデータ利用開始により、GOES-Westの観測空白域を解消

GOES-17 AMV

- GOES-16 AMVと比較して明らかな品質低下を示す期間、時間帯があるため、11-16UTCのデータを通年で不使用とする
- QCに用いるQI閾値を高めに設定（GOES-16も高めに変更）

2021年10月15日00UTCの全球解析で利用されたAMV, CSRのデータ分布



米国大陸を含む領域を観測するGOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) シリーズは、GOES-East (静止位置: 西経 75度) と GOES-West (静止位置: 西経 137.2度) の2機体制で運用されている(下地・岡部 2018)。2019年2月12日にGOES-WestとしてGOES-17が本運用を開始したことに伴い、翌年の2020年3月2日に先行衛星のGOES-15が運用を停止した。以降、GOES-West領域はAMV及びCSRの利用空白域となっており、GOES-17 AMV、CSRの利用開始により、当該空白域が解消する。GOES-17 CSRの利用方法は、GOES-16 CSRの利用方法(Okabe 2020; 数値予報開発センター 2021a)と同様である。一方、GOES-17 AMVについては、GOES-16 AMVと比較して明らかな品質低下を示す期間、時間帯が確認された。AMVの品質低下は放射計ABIの冷却装置の不具合の影響によるものと考えられ、2, 4, 8, 10月の11-16UTCの期間で品質が低下していることから、GOES-17 AMVの11-16UTCのデータは通年で不使用とした。なお、CSRについては、ABIの不具合の影響によって品質が悪化したデータは除外して配信されているため、このような処理は必要ない。また、AMVのQCに利用する品質資料(QI)の閾値変更により予測精度の改善が確認できたことから、GOES-16 AMVのQC処理で用いられた値よりも高めのQIを閾値とし、GOES-16のQC処理においてもQI閾値を高くする変更を適用した。

実験設定

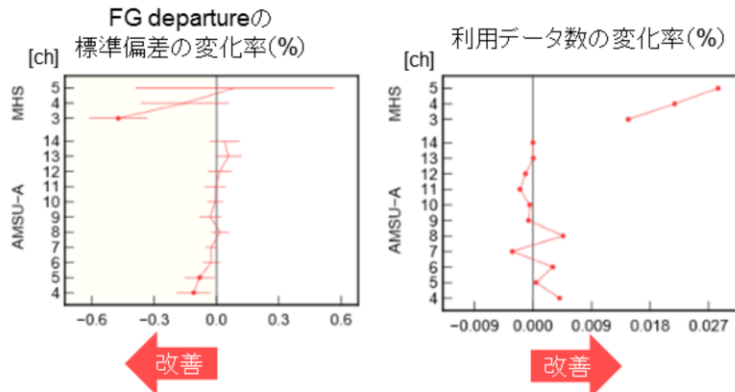
CNTL: 2021年4月時点のルーチン相当の設定

TEST: CNTL + GOES-17 AMV, CSRデータ利用 (GOES-16 AMV QI閾値変更含む)

実験期間: 2020年7月21日～2020年11月11日

マイクロ波サウンダ AMSU-A, MHSの各チャンネルにおける観測値と第一推定値の差の標準偏差と利用データ数の変化率 [%] (北半球)

第一推定値の値が、他の観測データの値に近づいているかどうか？



観測値と第一推定値の差 (FG departure) の標準偏差の減少は解析場の変化を通じた、観測データ同化の影響が現れやすい予測初期での予測値と観測値の差の標準偏差の減少 (改善) を示す。

第一推定値の他の観測データとの整合性が向上すると、QCをパスするデータが増加する。

水蒸気に感度のあるMHSや、対流圏中層の気温に感度のあるAMSU-Aのチャンネルで改善
(第一推定値における水蒸気場や気温場の表現が改善)



GOES-17 AMV及びCSRデータ利用の効果を確認するため、2021年4月時点の現業全球数値予報システムと同等の対照実験 (CNTL) と、これにGOES-17 AMV及びCSRデータを利用するように変更を加えた実験 (TEST) の比較を行った。なお、TESTでは、GOES-16 AMVのQC処理に用いるQI閾値変更を含む。実験期間は2020年7月21日から11月11日で、8月から10月の3ヶ月が検証対象期間である。ここでは、今回の改良には直接関係していないマイクロ波サウンダ (AMSU-A, MHS) の観測データを用いて、第一推定値への影響を示す。マイクロ波サウンダ観測データの観測値と第一推定値の差 (First Guess departure) の統計では、気温に感度のあるAMSU-Aでは対流圏中下層に感度のあるチャンネルでFG departureの標準偏差が減少し、水蒸気に感度のあるMHSにおいても標準偏差が減少した (図)。また、特にMHSの利用データ数が増加しており、第一推定値と観測値の整合性が向上していることがわかる。第一推定値の精度向上は、解析予報サイクルを通じて同化される観測値の影響を受けた結果であり、解析値の精度が向上したことを示唆する。予測については、中低緯度で概ね2日先まで改善傾向を示した (図略)。

これらの結果を受け、2021年6月29日より、GOES-17 AMV及びCSRデータの全球数値予報システムでの利用を開始した。

図: TESTのCNTLに対するマイクロ波気温サウンダAMSU-A、マイクロ波水蒸気サウンダMHSデータの各チャンネルにおけるFG departureの標準偏差と利用データ数の変化率 (%)。標準偏差の図のエラーバーは95%信頼区間、丸い点 (赤色) は変化が統計的に有意であることを示す。

全球解析における 全天同化マイクロ波水蒸気サウンダ の拡充

2021年6月29日～

【概要】

衛星搭載マイクロ波水蒸気サウンダ(ATMS, SSMIS, SAPHIR, MWHS-2)について、晴天域に加えて雲・降水域の観測データの利用を開始

第一推定値の精度が改善
台風進路予測の精度が改善

2021年6月29日、全球解析において、衛星搭載マイクロ波水蒸気サウンダ(ATMS, SSMIS, SAPHIR, MWHS-2)データについて、晴天域に加えて雲・降水域の観測データの利用を開始した。データ利用開始前に行った性能評価のための実験では、これらのデータを利用することにより、第一推定値の精度が改善し、台風進路予測の精度改善が確認された。以下では、データの概要と全天同化センサーを拡充した実験の結果について示す。

ATMS: Advanced Technology Microwave Sounder

SSMIS: Special Sensor Microwave Imager Sounder

SAPHIR: Sondeur Atmosphérique du Profil d'Humidité Intertropicale par Radiométrie

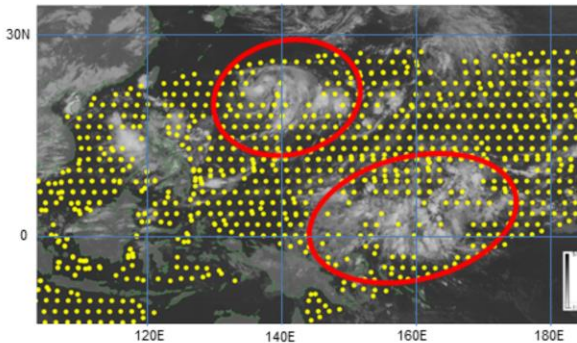
MWHS: Microwave Humidity Sounder

全球解析における 全天同化マイクロ波水蒸気サウンダの拡充

衛星搭載マイクロ波水蒸気サウンダ

- マイクロ波で水蒸気の吸収帯付近の波長を観測する受動型センサ
- 極軌道衛星等の低軌道衛星に搭載
- 大気の水蒸気の鉛直分布に関する情報が得られる

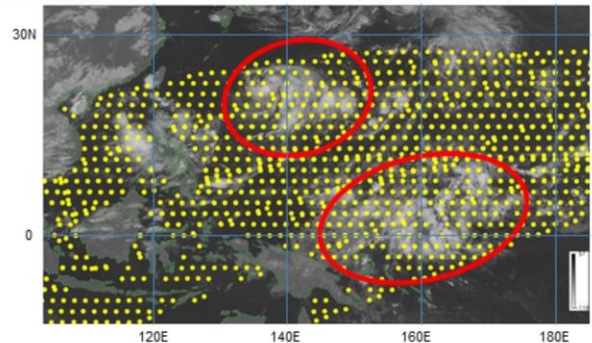
晴天同化: 晴天域のデータだけを同化



全天同化

- 晴天域のデータに加え、雲・降水域のデータを同化

全天同化: 晴・雲・降水域のデータの同化



・2018年7月25日12UTCの全球解析で利用対象となるMegha-Tropiques衛星搭載マイクロ波サウンダSAPHIR(チャンネル6)のデータ分布。背景は7月25日12UTCの衛星赤外面像。



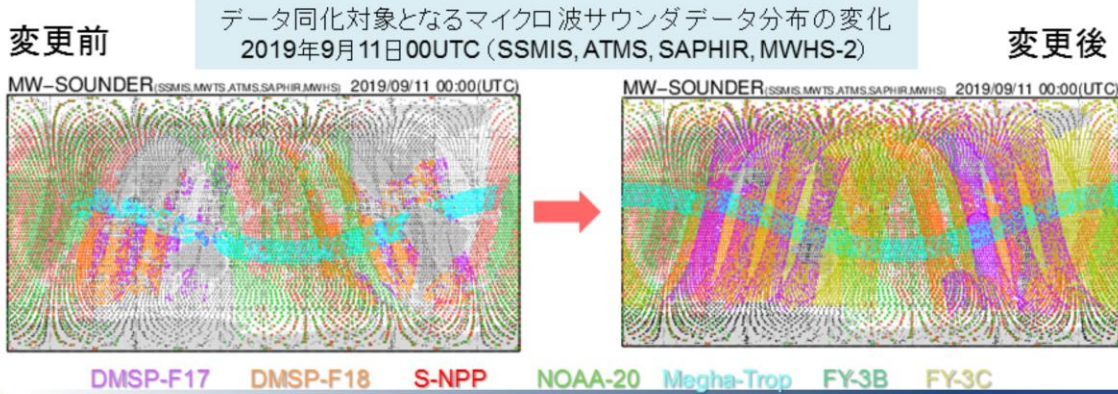
衛星に搭載されたマイクロ波センサー(イメージャやサウンダ)によって観測される輝度温度には、地球表面の状態や、大気の状態(気温、水蒸気量、雲や降水粒子)に応じた放射や散乱などの様々な情報が含まれる。これらの情報を含む輝度温度を数値予報の初期値解析で適切に同化することで、初期値としてより現実に近い大気状態を作成することができる。気象庁の数値予報システムにおいて、マイクロ波センサーをはじめとする輝度温度データは、これまで晴天域のデータのみが利用(晴天同化)されてきた(佐藤・江河 2007、計盛 2015)が、2019年12月11日から、雲・降水域を含むマイクロ波輝度温度データの同化(全天同化)が開始された。これにより、雲・降水の情報がより多く取り込まれ、解析値や予測値において、特に水蒸気場の精度が改善された(数値予報開発センター 2021b)。

全球解析における 全天同化マイクロ波水蒸気サウンダの拡充 衛星搭載マイクロ波水蒸気サウンダ

- 既に全天同化(2019/12/11~) : Metop, NOAA/MHS, GPM/GMI
- **晴天同化から全天同化に変更** : Suomi-NPP, NOAA-20/ATMS, DMSP/SSMIS, Megha-Tropique/SAPHIR
- **新規に全天同化** : FY-3/MWHS-2

QC変更(主な項目)

- マイクロ波水蒸気サウンダデータの観測誤差変更
- SSMISがMHSで間引かれるのを停止
- SSMIS, SAPHIRの183GHzチャンネルの陸域利用追加
- 可降水量が少ないところはデータを使わないようになっていたが、海上では利用するように変更



気象庁 Japan Meteorological Agency

令和3年度数値予報解説資料集

285

2019年12月の全天同化への移行においては、十分な調査や評価が未完了であったいくつかのマイクロ波水蒸気サウンダについては引き続き晴天域のみのデータを利用していた。今回の改良では、米国のSuomi-NPP衛星及びNOAA-20衛星搭載のATMS、米国のDMSP衛星搭載のSSMIS、フランス国立宇宙研究センターとインド宇宙機関のMegha-Tropiques衛星搭載のSAPHIR、中国のFY-3衛星搭載のMWHS-2を対象に、いずれも水蒸気の吸収帯183GHz付近のチャンネルを全天同化する(数値予報開発センター2021c)。図に、当該データのカバレッジの変化を示す。全天同化への変更、陸域での利用、間引きの変更、新規センサー(MWHS-2)の利用などにより、利用データ数が増加している。また、今回の変更では、マイクロ波水蒸気サウンダデータのQCについても、すでに全天同化となっているセンサーも含め、見直しを行った。

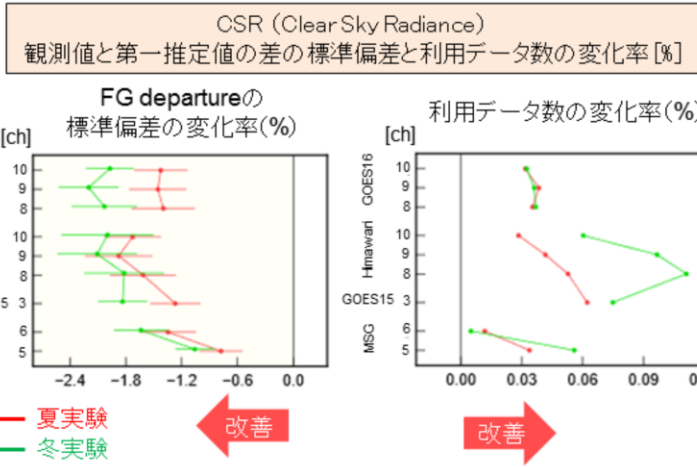
- Metop: Meteorological Operational Satellite
- NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration
- GPM: Global Precipitation Measurement
- GMI: GPM Microwave Imager
- Suomi-NPP: Suomi National Polar-orbiting Partnership
- DMSP: Defense Meteorological Satellite Program
- FY: Feng-Yun

実験設定

CNTL: 2020年10月時点のルーチン相当の設定

TEST: CNTL + 全天同化センサーの拡充

実験期間: 夏実験: 2019年7月10日～9月11日、冬実験: 2019年12月10日～2020年2月11日



第一推定値の値が、
他の観測データの値に
近づいているかどうか?

観測値と第一推定値の差 (FG departure) の標準偏差の減少は解析場の変化を通じた、観測データ同化の影響が現れやすい予測初期での予測値と観測値の差の標準偏差の減少(改善)を示す。

第一推定値の他の観測データとの整合性が向上すると、QCをパスするデータが増加する。

水蒸気に感度のあるCSRについて改善
(第一推定値における水蒸気場の表現が改善)



マイクロ波水蒸気サウンダ全天同化センサー拡充の効果を確認するため、2020年10月時点の現業全球数値予報システムと同等の対照実験(CNTL)と、これに全天同化センサー拡充の変更を加えた実験(TEST)の比較を行った。実験期間は2019年7月10日から9月11日(夏季)、2019年12月10日から2020年2月11日(冬季)で、8月及び1月のそれぞれ1ヶ月が検証対象期間である。ここでは、今回の改良には直接関係していない晴天放射輝度温度CSRの観測データを用いて、第一推定値への影響を示す。対流圏中上層の水蒸気に感度のあるCSRデータの観測値と第一推定値の差(First Guess departure)の統計では標準偏差が減少した一方、利用データが増加しており、第一推定値と観測値の整合性が向上していることがわかる(図)。第一推定値の精度向上は、解析予報サイクルを通じて同化される観測値の影響を受けた結果であり、解析値の精度が向上したことを示唆する。

図: TESTのCNTLに対するGOES-16、ひまわり8号、GOES-15、MSG(Meteosat-8、11)衛星の各チャンネル(バンド)におけるCSRデータのFG departureの標準偏差と利用データ数の変化率(%)。標準偏差の図のエラーバーは95%信頼区間、丸い点は変化が統計的に有意であることを示す。赤色は夏実験、緑色は冬実験の結果を示す。

実験設定

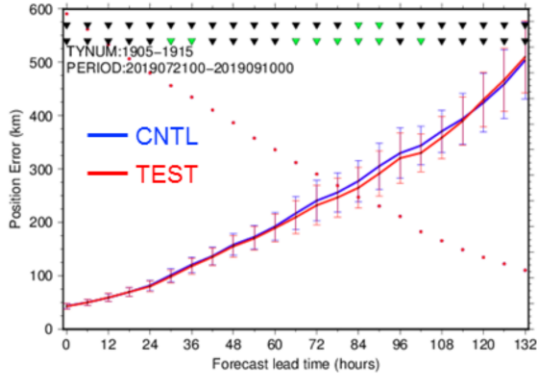
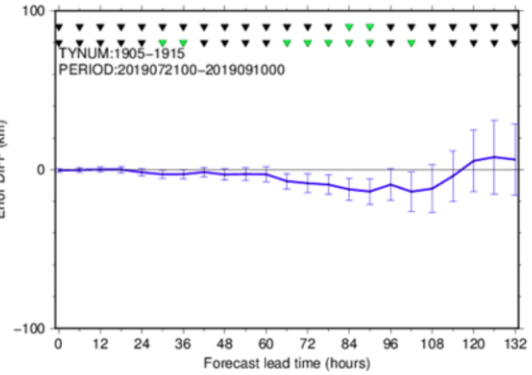
CNTL: 2020年10月時点のルーチン相当の設定

TEST: CNTL + 全天同化センサーの拡充

実験期間: 夏実験: 2019年7月10日~9月11日、冬実験: 2019年12月10日~2020年2月11日

台風進路予測

台風中心位置予測誤差

台風中心位置予測誤差の差
(TEST - CNTL)

台風進路予測について、概ね改善傾向

また、台風進路予測の検証では概ね改善傾向を示した(図)。

これらの結果を受け、2021年6月29日より、全球数値予報システムにおいてマイクロ波水蒸気サウンダ全天同化センサーを拡充した。

全球解析における 航空機気温データの バイアス補正手法改良

2021年6月29日～

【概要】

全球解析での航空機気温データのバイアス補正において、カルマンフィルタを用いた手法を導入

北半球の500hPa高度予測などが改善

2021年6月29日、全球解析における航空機気温データのバイアス補正において、カルマンフィルタを用いた手法を導入した。導入前に行った性能評価のための実験では、バイアス補正手法の改良により、北半球の500hPa高度予測の改善などが確認された。以下では、新しいバイアス補正手法の概要と実験の結果について示す。

全球解析における 航空機気温データのバイアス補正手法改良

航空機気温データ

- 広域にわたって取得することができる高層の直接観測データ
- 数値予報モデルに対するバイアスが存在
 - 航空機の測器の取付け位置、感部の汚れ、測器システム特有の誤差などの影響

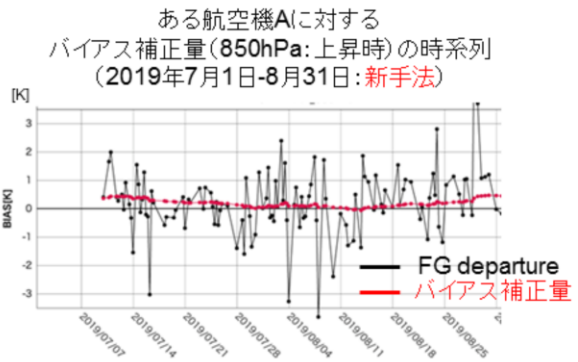
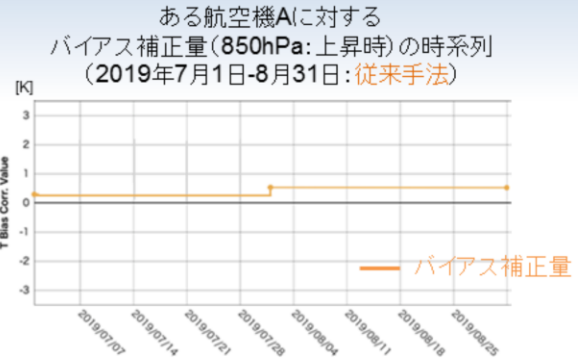
従来のバイアス補正手法

- 航空機別、飛行高度別に前月の観測値と第一推定値の差 (FG departure) 統計を用いてバイアス補正量を算出
 - 1ヶ月間はバイアス補正量が固定
 - サンプル不足の場合はバイアス補正なしで利用



新しいバイアス補正手法

- カルマンフィルタを用いた手法により、航空機別、飛行高度別、飛行状態(上昇、下降、巡航)別にバイアス補正量を逐次更新



気象庁では、民間航空機の気温や風等の気象観測データを入手して、数値予報の初期値解析に利用している。航空機の気温観測データには、ラジオゾンデの観測等と比較して機体ごとのバイアスが存在することが知られており、データ同化に使用するためには適切に補正して利用する必要がある。従来の全球解析では、月に1度航空機毎に1か月分の気温データの観測値と第一推定値の差 (First Guess departure) を集計し、それを基に航空機毎・高度毎のバイアス補正量を算出して次月の航空機の気温データの補正に利用している(酒匂 2010; 太田 2020)。しかしながら、本手法には以下のような課題がある。

- 補正量の更新は月に1回であり、バイアス傾向が月の途中で変化しても次月まで補正值が更新されない。
- 前月の機体・高度毎のデータ数が80以上の場合のみ補正量が計算される。データ数が必要数に満たない場合は、補正量が計算されないため、バイアス補正值は0となる。

これらの課題を解決するため、全球解析において、航空機気温データのバイアスの推定値をカルマンフィルタにより導出する手法を開発した(数値予報開発センター 2021d)。図は、ある航空機に対するバイアス補正量の従来手法及び新手法の時系列を示す。従来手法では1ヶ月間バイアス補正量が一定となっているのに対し、新手法では解析時刻ごとに最新の観測値の情報を反映したバイアス補正值が算出されていることが分かる。

全球解析における 航空機気温データのバイアス補正手法改良

実験設定

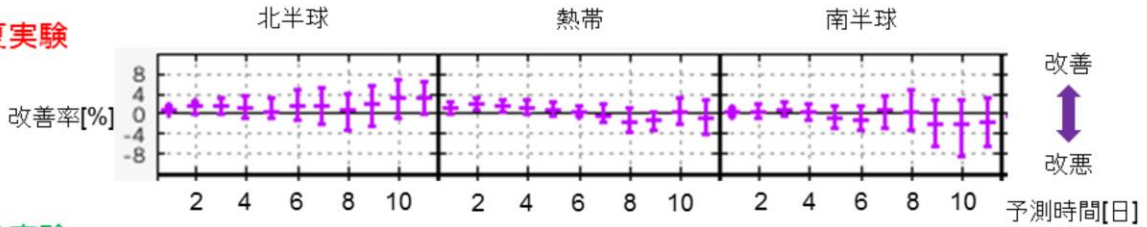
CNTL: 2020年10月時点のルーチン相当の設定

TEST: CNTLの航空機気温バイアス補正を従来手法から新手法に変更

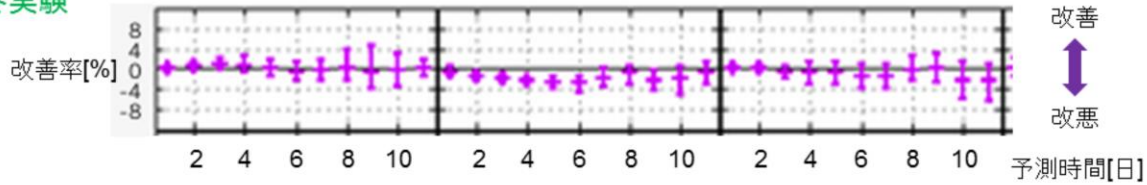
実験期間: 夏実験: 2019年7月10日～9月11日、冬実験: 2019年12月10日～2020年2月11日

500hPa高度予測の解析値に対するRMSEの改善率

夏実験



冬実験



予報初期を中心に改善傾向(特に北半球)



カルマンフィルタを利用したバイアス補正手法の効果を確認するため、2020年10月時点の現業全球数値予報システムと同等の対照実験(CNTL)と、これに新しいバイアス補正手法を導入した実験(TEST)の比較を行った。実験期間は2019年7月10日～9月11日(夏季)、2019年12月10日～2020年2月11日(冬季)で、2019年8月及び2020年1月のそれぞれ1ヶ月が検証対象期間である。ここでは、500hPa高度予測の解析値に対するRMSEの改善率を示す。予報初期を中心に改善傾向であり、特に北半球で改善を示している。

これらの結果を受け、2021年6月29日より、全球数値予報システムにおいて航空機気温データのバイアス補正手法の改良を導入した。

メソ解析における Metop-C / AMSU-A, MHS 輝度温度データの利用開始

2021年5月25日～

【概要】

欧州気象衛星開発機構(EUMETSAT)が運用する極軌道衛星Metop-Cに搭載されたマイクロ波サウンダAMSU-A、MHSの輝度温度データの利用を開始

第一推定値の精度が改善

2021年5月25日、メソ解析において欧州気象衛星開発機構(EUMETSAT)が運用する極軌道衛星Metop-C搭載のマイクロ波サウンダAMSU-A、MHSの輝度温度データの利用を開始した。データ利用開始前に行った性能評価のための実験では、これらのデータを利用することにより、第一推定値の精度改善が確認された。以下では、データ利用の概要と、当該データを利用した実験の結果について示す。

メソ解析における Metop-C / AMSU-A, MHS輝度温度データの利用開始

Metop-C

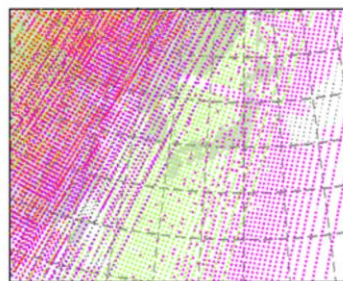
- 2018年11月7日に打ち上げられた極軌道衛星
- 運用はEUMETSAT
- 現業極軌道気象衛星Metopシリーズの3機目
- 地球観測を行う多数のセンサーを搭載
 - AMSU-A, MHS, IASI, ASCAT, GRASなど

マイクロ波サウンダAMSU-A, MHS

- 極軌道衛星に搭載される受動型センサ
- 複数波長で地球からの放射強度を測定
- 大気的气温や水蒸気の鉛直分布に関する情報が得られる

データ分布例

メソ解析で利用されたデータ分布
(2021年10月23日 03UTC)



AMSU-A

- NOAA-15
- NOAA-18
- Metop-A
- Metop-B

● Metop-C

↑ NEW!

MHS

- Metop-B

● Metop-C

↑ NEW!

主に03, 12UTCでデータ増

衛星搭載マイクロ波サウンダは、地球大気や地表面からのマイクロ波放射の強度(輝度温度)を複数の周波数(チャンネル)で測定し、大気的气温や水蒸気の鉛直分布に関する情報を取得するセンサである(岡本 1999)。マイクロ波気温サウンダAMSU-Aは、60GHz帯の酸素の吸収帯を利用したセンサーで、大気の透過率が様々に異なる複数のチャンネルを持ち、それぞれ対流圏から成層圏の様々な高度の気温に感度を持つ。気象庁の数値予報システムにおいては、EUMETSATが運用する極軌道衛星Metopの他、米国が運用する極軌道衛星NOAAやAquaに搭載されているAMSU-Aを利用中である(岡本 2007; 計盛 2011; 江河 2015)。マイクロ波水蒸気サウンダMHSは、183GHz帯の水蒸気の吸収帯を利用したセンサーで、この周波数帯には3つのチャンネルを持ち、対流圏中上層の水蒸気量に感度を持つ。AMSU-Aと同様に、Metopの他、NOAAに搭載されているMHSを利用中である。今回の改良では、メソ解析において2018年11月7日に打ち上げられたMetop-C衛星搭載のAMSU-A, MHS輝度温度データの利用を追加する(数値予報開発センター 2021e)。この変更により、03UTC、12UTCの解析時刻を中心に利用データ数が増加する(図)。

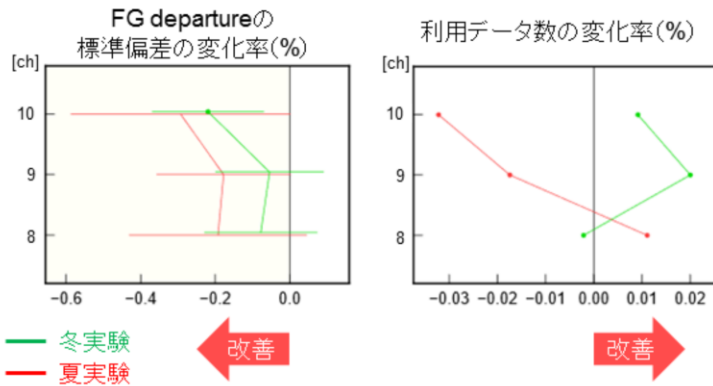
実験設定

CNTL: 2020年10月時点のルーチン相当の設定

TEST: CNTL + Metop-C / AMSU-A, MHS

実験期間: 冬実験:2020年1月15日～2月25日、夏実験:2020年6月26日～7月31日

Himawari-8 CSR (Clear Sky Radiance)
観測値と第一推定値の差の標準偏差と利用データ数の変化率 [%]



第一推定値の値が、
他の観測データの値に
近づいているかどうか?

観測値と第一推定値の差 (FG departure) の標準偏差の減少は解析場の変化を通じた、観測データ同化の影響が現れやすい予測初期での予測値と観測値の差の標準偏差の減少(改善)を示す。

第一推定値の他の観測データとの整合性が向上すると、QCをパスするデータが増加する。

水蒸気に感度のあるCSRについて改善傾向(特に冬季)
(第一推定値における水蒸気場の表現が改善)



Metop-C搭載のAMSU-A, MHS輝度温度データ利用による効果を確認するため、2020年10月時点の現業メソ数値予報システムと同等の対照実験(CNTL)と、これにMetop-C衛星搭載AMSU-A及びMHS利用追加の変更を加えた実験(TEST)の比較を行った。実験期間は2020年1月15日から2月25日(冬季)、2020年6月26日から2020年7月31日(夏季)である。ここでは、今回の改良には直接関係していない晴天放射輝度温度CSRの観測データを用いて、第一推定値への影響を示す。対流圏中上層の水蒸気に感度のあるCSRデータの観測値と第一推定値の差(First Guess departure)の統計では標準偏差が減少した一方で、利用データ数はほとんど変化しておらず、第一推定値と観測値の整合性が向上していることがわかる(図)。第一推定値の精度向上は、解析予報サイクルを通じて同化される観測値の影響を受けた結果であり、解析値の精度が向上したことを示唆する。予測精度は変更前後で概ね中立であった(図略)。

これらの結果を受け、2021年5月25日より、メソ数値予報システムにおいてMetop-C搭載のAMSU-A, MHS輝度温度データの利用を開始した。

図: TESTのCNTLに対するひまわり8号の各チャンネル(バンド)におけるCSRデータのFG departureの標準偏差と利用データ数の変化率(%)。標準偏差の図のエラーバーは95%信頼区間、丸い点は変化が統計的に有意であることを示す。赤色は夏実験、緑色は冬実験の結果を示す。

メソ、局地解析における 二重偏波化された東京レーダー反射強度の 利用開始

2021年5月25日～

【概要】

二重偏波化された東京レーダーについて、反射強度データの利用を開始

降水予測精度の変化は中立であったものの
降水予測のバイアス改善

2021年5月25日、メソ、局地解析において二重偏波化された東京レーダーの反射強度データの利用を開始した。データ利用開始前に行った性能評価のための実験では、当該データを利用することによる降水予測精度の変化は中立であったものの、バイアス改善などの傾向が確認された。以下では、データ利用の概要と、当該データを利用した実験の結果について示す。

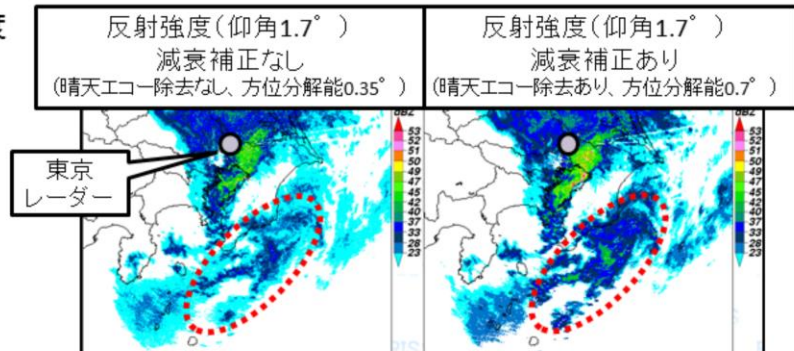
メソ、局地解析における 二重偏波化された東京レーダー反射強度の利用開始

気象レーダー

- 全国20地点ある気象レーダーの反射強度データは、メソ、局地解析で利用されている
- 気象レーダーは、令和元年度から二重偏波化の更新中
- 東京レーダーが最初に更新。令和2年3月5日から運用開始
- 従来製品の反射強度データも、偏波情報による非降水エコー除去や降雨減衰補正で品質向上

観測例

- 東京レーダー: 反射強度
(2020年7月2日0時)



メソ解析では、2011年6月から気象レーダーのレーダー反射強度から推定された相対湿度を同化し、メソモデルの初期値を作成している(幾田 2011)。また、局地解析でも2013年1月から同様の手法によるデータ同化を行っている(永戸ほか 2013; 幾田 2015)。

気象庁では、現在気象レーダーの更新を順次進めており、2020年3月に東京の気象ドップラーレーダー(以後、東京レーダー)が更新され、二重偏波化とスキャンシーケンス変更が行われた。更新後の東京レーダーの反射強度は強雨等によって発生する降雨減衰が補正された上で通報されるようになり、減衰補正なしの場合と比べて通報されるレーダー反射強度が強くなるなど、品質が向上している(図)。

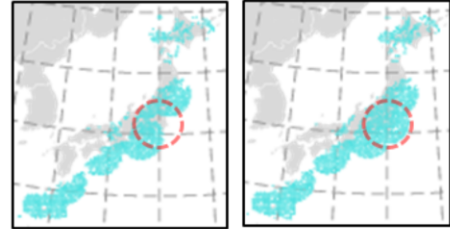
メソ、局地解析における 二重偏波化された東京レーダー反射強度の利用開始

東京レーダーのデータ利用状況

- レーダー更新後、ドップラー速度は2020年10月より利用開始(メソ、局地解析)
- 一方、反射強度の利用については予測精度に一部悪化がみられたため、利用開始を見送った。今回調査期間を延長し、改めてデータ特性や予測精度を確認

反射強度の同化手法(従来通り)

- 第一推定値の反射強度をレーダーシミュレーターで推定
- 第一推定値の反射強度・相対湿度・気温の関係をを用いて観測値の反射強度から相対湿度を推定
- 推定した相対湿度を品質管理後に同化



利用データ分布の変化例(メソ解析)
(2020年6月28日03UTC)

関東地方の空白域が埋まる。間引き処理はレーダーからの距離に近いデータが優先されるため、関東地方は東京レーダーのデータが多く利用される。

品質管理(従来通り)

- サイトから200km以上は利用しない
- 仰角5.6度以上は利用しない
- 高度2km以下は利用しない(解析雨量で用いている反射強度を重複利用しない)
- 観測の反射強度は5dBZ未満を利用しない
- 固相(雪・霰)から計算した反射強度は利用しない
- 反射強度の観測値と第一推定値の差と、推定した相対湿度の値と第一推定値の差が逆符号なら利用しない
- 間引き(水平:メソ30km/局地5km、鉛直:500m)



更新後の東京レーダーのドップラー速度は、更新前とほぼ同等の品質を持っていることが確認できたため、2020年10月22日からメソ、局地解析での利用を開始した(数値予報開発センター 2021f)。一方、反射強度の利用については事前の調査によって予測精度の一部悪化がみられたため、利用開始を見送り、関東地方はレーダーデータの空白域となっていた(図)。今回、調査期間を延長し、改めてデータ特性や予測精度を確認した。反射強度の同化手法、品質管理手法については、従来の方法と同様である。

。

改良の効果

メソ、局地解析における 二重偏波化された東京レーダー反射強度の利用開始

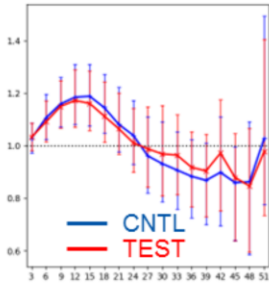
実験設定

CNTL: メソ: 2020年12月時点、局地: 2021年4月時点のルーチン相当の設定
TEST: CNTL + 東京レーダー反射強度利用
実験期間: 2020年4月6日～7月10日(メソ、局地ともに1日8回実行)

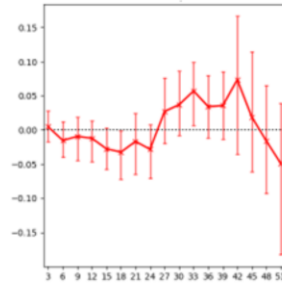
降水予測検証(メソ)
10mm/3h(20km格子平均)
予報時間別



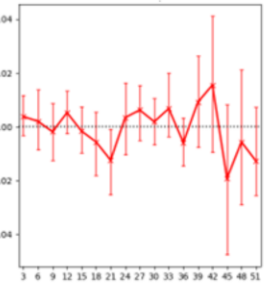
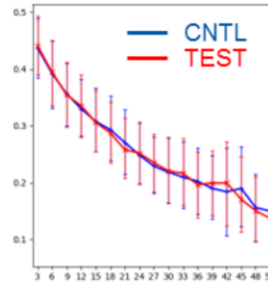
バイアスコア



バイアスコアの差
(TEST-CNTL)



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の差
(TEST-CNTL)



バイアスコアは改善傾向、エクイタブルスレットスコアは概ね中立

東京レーダーの反射強度データ利用による効果を確認するため、2020年12月時点の現業メソ数値予報システム及び2021年4月時点の現業局地数値予報システムと同等の対照実験(CNTL)と、これらに東京レーダーの反射強度データ利用を加えた実験(TEST)の比較を行った。CNTLでは、東京レーダーの反射強度のデータは使用されていない。実験期間は2020年4月6日から2020年7月10日である。ここでは、メソ数値予報システムの降水予測検証の結果を示す。降水検証については、東京レーダーの効果を適切に把握するため、関東近辺を検証対象領域とし(右上図)、陸域を対象に20kmの水平格子間隔、対解析雨量で検証を行っている。検証結果については、10mm/3h以上の降水についてバイアスコアは改善傾向がみられ、エクイタブルスレットスコアは概ね中立であった。

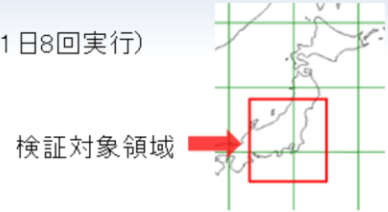
改良の効果

メソ、局地解析における 二重偏波化された東京レーダー反射強度の利用開始

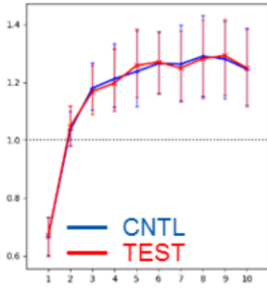
実験設定

CNTL: メソ: 2020年12月時点、局地: 2021年4月時点のルーチン相当の設定
TEST: CNTL + 東京レーダー反射強度利用
実験期間: 2020年4月6日～7月10日(メソ、局地ともに1日8回実行)

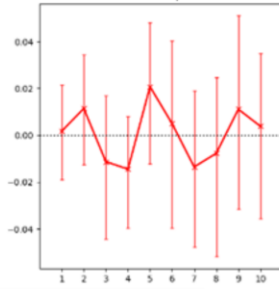
降水予測検証(局地)
5mm/1h(10km格子平均)
予報時間別



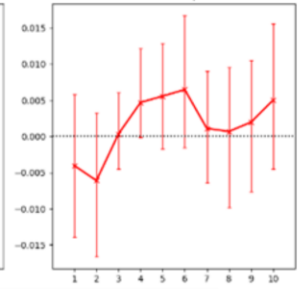
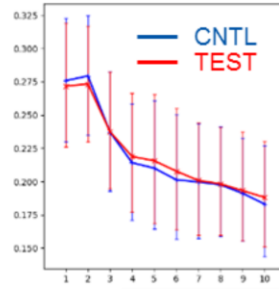
バイアスコア



バイアスコアの差
(TEST-CNTL)



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の差
(TEST-CNTL)

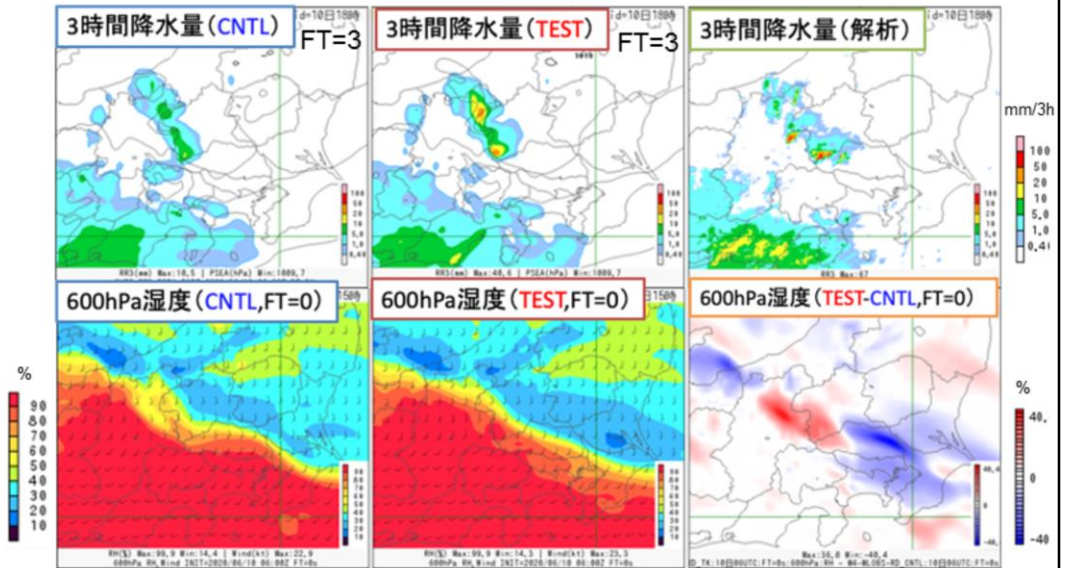


バイアスコアは中立
エクイタブルスレットスコアは予報初期でやや改悪、それ以降はやや改善傾向

同様に、局地数値予報システムの降水予測検証の結果を示す。5mm/1h以上の降水について、バイアスコアは中立であり、エクイタブルスレットスコアは予報初期でやや改悪、それ以降はやや改善傾向であった。

改善事例(メソ)

2020年6月10日 06UTC 初期値



関東地方における湿度の解析値に差異。関東地方の降水予測に改善がみられる

次に、東京レーダーの反射強度データ利用によるメソ数値予報システムの改善事例を示す。図は、2020年6月10日06UTCを初期値とした予測事例で、解析値では関東甲信地方の湿度分布にCNTLとTESTで差異がみられ、長野県、群馬県付近でTESTの方が600hPa付近で湿度が高く、3時間予測のTESTの降水量が解析雨量に近づいている。

これらの結果を受け、2021年5月25日より、メソ、局地数値予報システムにおいて東京レーダーの反射強度データの利用を開始した。

メソ解析における 船舶GNSS可降水量データの 利用開始

2021年8月31日～

【概要】

船舶搭載GNSS観測装置から算出される可降水量データの利用を開始

降水予測精度の変化は中立であったものの
予測改善事例がみられた

2021年8月31日、メソ解析において、船舶に設置されたGNSS受信機の観測データから算出される可降水量データの利用を開始した。データ利用開始前に行った性能評価のための実験では、当該データを利用することによる降水予測精度の変化は中立であったものの、降水予測が改善する事例が確認された。以下では、データ利用の概要と、当該データを利用した実験の結果について示す。

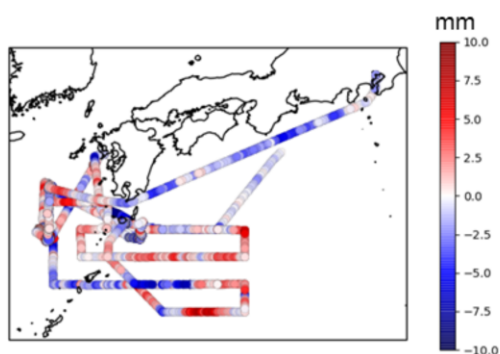
メソ解析における 船舶GNSS可降水量データの利用開始

地上GNSS可降水量

- GNSS (Global Navigation Satellite System) とは、GPS (米国)、Galileo (欧州)、GLONASS (ロシア)、QZSS (日本) などの衛星測位システムの総称
- 衛星から発した電波が地上に設置した受信機に届くまでの時間から、衛星から受信機までの水蒸気に関する情報が得られる
- 複数の衛星を用いて受信機上空の水蒸気に関する情報(天頂大気遅延量)が算出される
- 気象庁では、国土地理院の整備するGEONETから取得した約1,300地点の地上GNSS観測点のデータから天頂大気遅延量を解析して可降水量の算出を行い、メソ解析ではこの可降水量データを同化している

船舶GNSS可降水量

- 船舶に受信機を設置し、上空の水蒸気量(可降水量)を算出
- 今回の改良では、気象庁観測船(凌風丸、啓風丸)のほか、海上保安庁の協力を得て同庁測量船に設置された機器により算出された可降水量を利用



船舶GNSS可降水量(凌風丸)の観測値とメソ解析における第一推定値の差の分布
(2021年6月1日~2021年7月15日)

メソ解析では、2009年10月から国土地理院のGEONET(GPS Earth Observation NETwork system)による約1,300地点で解析される鉛直積算水蒸気量(地上GNSS可降水量)をデータ同化している(石川 2010)。一方、令和2年7月豪雨により多大な被害を及ぼした線状降水帯の予測精度向上をはじめとする防災気象情報の高度化のため、令和3年度から海上保安庁と気象庁において船舶GNSS観測を行い、洋上の水蒸気観測を強化している。今回の改良では、気象庁観測船(凌風丸、啓風丸)のほか、海上保安庁の協力を得て同庁測量船(4隻)に設置された機器により算出された可降水量データの利用を開始した。この変更により、洋上の水蒸気量に関する情報を利用することが可能となる(図)。

メソ解析における
船舶GNSS可降水量データの利用開始

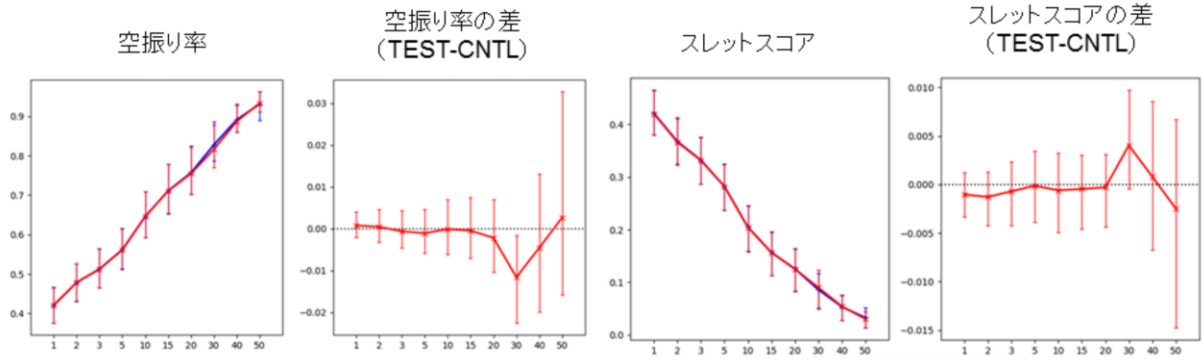
CNTL: 2021年6月時点のルーチン相当の設定

実験設定

TEST: CNTL + 船舶GNSS可降水量

(気象庁観測船2隻6/1～、海上保安庁測量船2隻7/9～)

実験期間: 2021年6月1日～7月15日

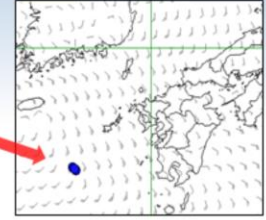
降水予測検証(メソ)
20km格子平均
閾値別(前3時間降水量)概ね中立
(閾値30mm/3hでは空振り率、スレットスコアがやや改善)

船舶GNSS可降水量データ利用による効果を確認するため、2021年6月時点の現業メソ数値予報システムと同等の対照実験(CNTL)と、これに船舶GNSS可降水量データ利用を加えた実験(TEST)の比較を行った。実験期間は2021年6月1日から2021年7月15日である。実験期間中、気象庁観測船2隻のデータは6月1日以降、海上保安庁測量船については2隻のデータは7月9日以降で利用可能であった。ここでは、降水予測検証の結果を示す。降水検証については、陸域を対象に20kmの水平格子間隔、対解析雨量で検証を行っている。検証結果については変更前後で概ね中立であり、閾値30mm/3hでは空振り率、スレットスコアがやや改善した。

メソ解析における 船舶GNSS可降水量データの利用開始

改善事例

2021年6月3日 00UTC初期値のメソ解析で利用された
船舶GNSS可降水量データ分布(凌風丸)

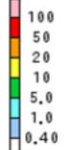
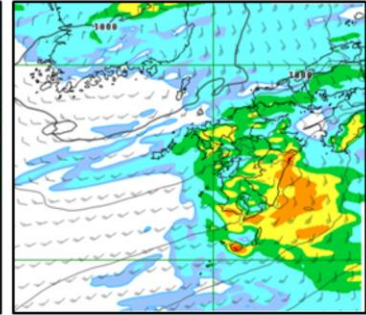
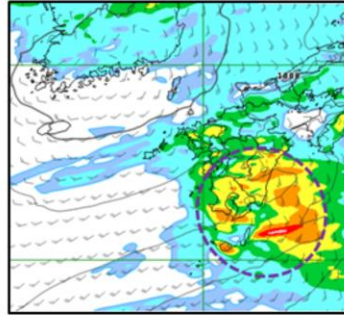
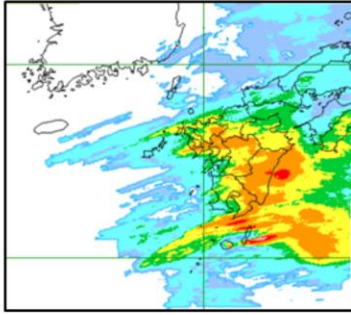


2021年6月3日 00UTC初期値 FT=9

3時間降水量
(解析雨量)

3時間降水量
(船舶GNSSあり)

3時間降水量
(船舶GNSSなし)



九州南部の降水について、船舶GNSS可降水量が利用されることで
実況の降水量分布に近づいた

次に、船舶GNSS可降水量データ利用によるメソ数値予報システムの改善事例を示す。図は、2021年6月3日00UTCを初期値とした予測事例 (FT=9) で、船舶GNSS可降水量データを利用した実験では、九州南部の降水分布、降水量が解析雨量に近づいている。

これらの結果を受け、2021年8月31日より、メソ数値予報システムにおいて船舶GNSS可降水量データの利用を開始した。

参考文献

- 幾田泰醇, 2011: メソ解析におけるレーダー反射強度データの同化. 平成23年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9-12.
- 幾田泰醇, 2015: レーダー反射強度. 数値予報課報告・別冊第61号, 気象庁予報部, 40-42.
- 石川宣広, 2010: 地上GPSデータのメソ解析での利用. 数値予報課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 54-60.
- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度化された局地モデルの特性. 平成25年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18-41.
- 江河拓夢, 2015: マイクロ波サウンダ. 数値予報課報告・別冊第61号, 気象庁予報部, 47-49.
- 太田行哉, 2020: 航空機観測データ. 数値予報課報告・別冊第66号, 気象庁予報部, 120-123.
- 岡本幸三, 2007: ATOVS直接同化. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 58-70.
- 計盛正博, 2011: メソ解析における衛星観測輝度温度データの同化. 平成23年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 3-8.
- 計盛正博, 2015: マイクロ波イメージャ. 数値予報課報告・別冊第61号, 気象庁予報部, 50-54.
- 酒匂啓司, 2010: 航空機気温データのグローバル解析での利用. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 33-37.
- 佐藤芳昭, 江河拓夢, 2007: マイクロ波放射計. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 91-105.
- 下地和希, 岡部いづみ, 2018: グローバル解析における米国静止気象衛星GOES-Eastデータの利用中断とその影響調査. 平成30年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 14-18.

参考文献

参考文献

- 数値予報開発センター, 2021a: GOES-16 CSRの全球解析への利用. 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, 16-17
- 数値予報開発センター, 2021b: マイクロ波輝度温度全天同化とアウトーループの全球解析への導入. 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, 23-28
- 数値予報開発センター, 2021c: 全球解析におけるマイクロ波水蒸気サウンダの全天同化センサーの拡充. 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, 104-105
- 数値予報開発センター, 2021d: 航空機気温バイアス補正の改良. 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, 103-104
- 数値予報開発センター, 2021e: メソ解析におけるMetop-Cデータの利用. 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, 105-106
- 数値予報開発センター, 2021f: レーダー更新に伴う品質調査. 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, 106
- 山下浩史, 今井崇人, 2007: 大気追跡風(AMV). 数値予報課報告・別冊53号, 気象庁予報部, 36-56.
- Okabe, I., 2021: Operational use of GOES-16 clear-sky radiance (CSR) data in JMA's global NWP system. *Research activities in Earth system modelling. Working Group on Numerical Experimentation. Report No. 50*, 1.17-1.18.

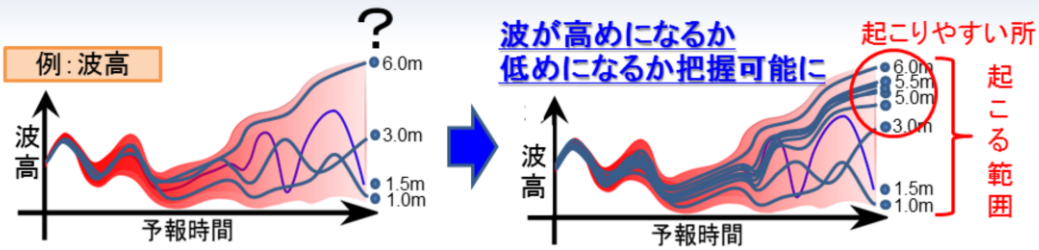
参考文献



第2章 応用編

2.4 波浪アンサンブル予報システムの改良

波浪アンサンブル予報システムの改良 メンバー数増強の概要



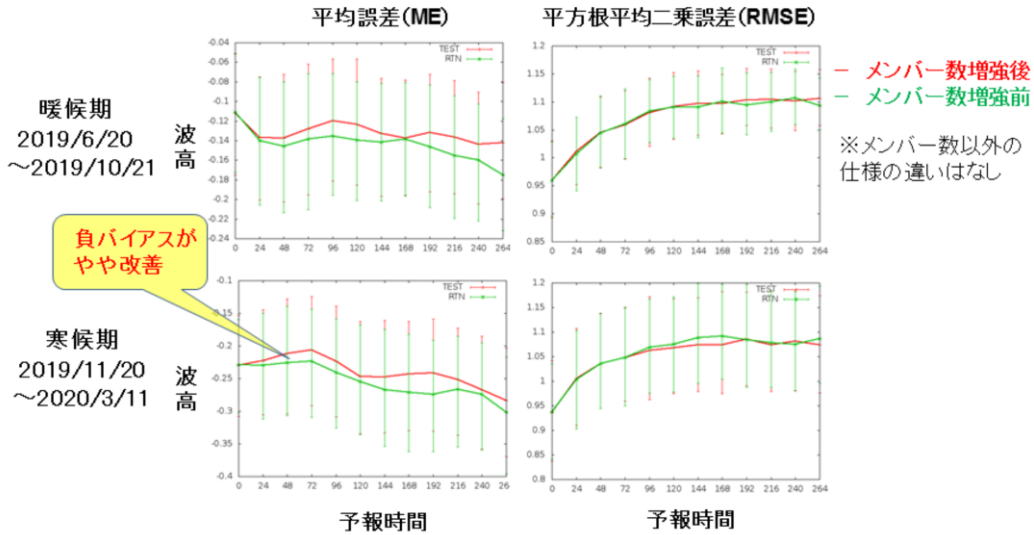
予報時間		変更前	変更後
全球アンサンブル予報システム 初期時刻～264時間予報	初期時刻あたり メンバー数	27	51
	初期時刻(UTC)	00, 12	00, 12
波浪アンサンブル予報システム 初期時刻～264時間予報	初期時刻あたり メンバー数	27	51
	初期時刻(UTC)	00, 12	00, 12

アンサンブル予報とは、現象の発生しやすさ(確率密度分布)について、**起こる範囲**と、**起こりやすい所**を把握する技術である。一般に、メンバー数を増やすことで、**現象の起こりやすい所**をより**鮮明に**把握可能になる(予測信頼度情報の改善)が期待できる。

波浪アンサンブル予報システムは、全球アンサンブル予報システムの264時間予報までの各メンバーの予報結果を利用して波浪モデルを実行している。令和3年3月30日に全球アンサンブル予報システムの264時間予報までのメンバー数が27メンバーから51メンバーに増強されたことに伴い、令和3年6月10日から波浪アンサンブル予報システムのメンバー数も同様に27メンバーから51メンバーに増強した。メンバー数増強以外の変更はない。

波浪アンサンブル予報システムの改良 メンバー数増強の効果

有義波高アンサンブル平均の全球対衛星検証



今回の波浪アンサンブル予報システムのメンバー数増強では、波浪予報の負バイアスを軽減する効果が確認された。



第2章 応用編

2.5 高潮モデルの改良

高潮モデル改良 概要

- 台風ボーガス
 - 台風情報＋台風進路誤差を反映した高潮予測のために重要
 - 陸面摩擦が考慮されていないため、内湾域で予測値が過大
 - 台風周辺で風が弱く、単純に風速減衰させると捕捉率悪化
- 2つの改良
 - 方向別粗度長法の導入
 - 地形の影響を考慮して内湾域の過大な風速を適切な風速に弱める変更
 - 高潮予測値の過大傾向緩和、離岸風による過大な負偏差解消
 - r_0 決定法の改良
 - 台風ボーガスの風速分布を作成する手法を見直し、台風周辺域での過小な風速を強める変更
 - ボーガスの強風域拡大

台風ボーガスは、台風情報と台風進路誤差を反映した高潮予測のために重要である。この台風ボーガスについて、陸面摩擦が考慮されていないため、内湾域で予測値が過大になる問題、及び台風周辺で風が弱く、単純に風速減衰させると捕捉率悪化する問題があり、これらの問題点の改善のため、令和3年4月26日に高潮モデルへ適用する台風ボーガスについて2つの改良を実施した。

具体的には、高潮モデルの大気外力としている台風ボーガスについて、方向別粗度長法を導入し、地形の影響を考慮して内湾域の過大な風速を適切な風速に弱める変更、及び台風ボーガスパラメータである r_0 決定法の改良を行い台風ボーガスの風速分布を作成する手法を見直し、台風周辺域での過小な風速を強める変更を実施した。

高潮モデル改良 方向別粗度長法の導入

- 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

- 減衰係数の計算手順

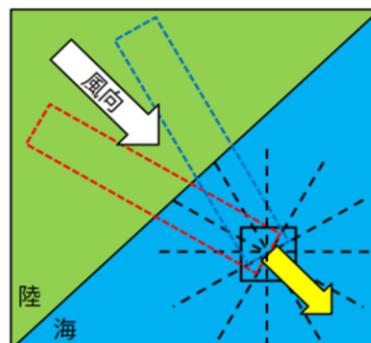
- 12方向に対し、風上側30km分の粗度長を
格子からの距離で重み付け平均

重みは
Gaussian : $w(i) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} e^{-d(i)^2/2\sigma^2}$

2. 格子での実際の風向に応じて
方向別粗度長を内挿

3. 海上の粗度長との比から減衰係数を算出

$$f_{r-directional-k} = \left(\frac{z_{0,marine}}{z'_{0,land-directional-k}} \right)^{0.0706}$$



分子: 海上の粗度長
分母: 方向別粗度長

方向別粗度長法 (J. J. Westerink *et al.*, 2008) とは、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である。この手法を新たに導入することで、地形の影響を考慮して内湾域の過大な風速を適切な風速に弱める効果がある。

高潮モデル改良

パラメータ r_0 決定法の改良

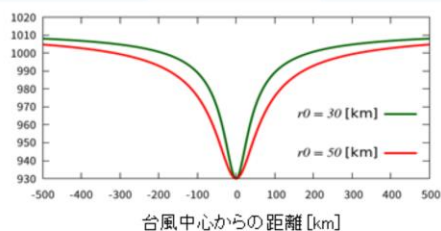
藤田の式
$$P(r) = P_\infty - \frac{P_\infty - P_c}{\sqrt{1 + r^2/r_0^2}}$$

P_c : 中心気圧 P_∞ : 無限遠での気圧

r_0 : 気圧降下の鋭さを決めるパラメータ

- r_0 が小なら中心付近の気圧勾配は大
→ 強風域の範囲を左右

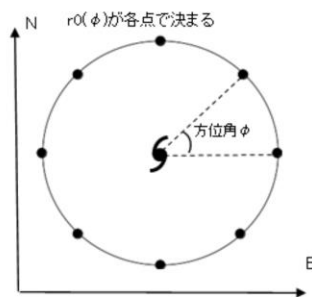
気圧分布の例



台風中心からの距離 [km]

改良版での計算手順

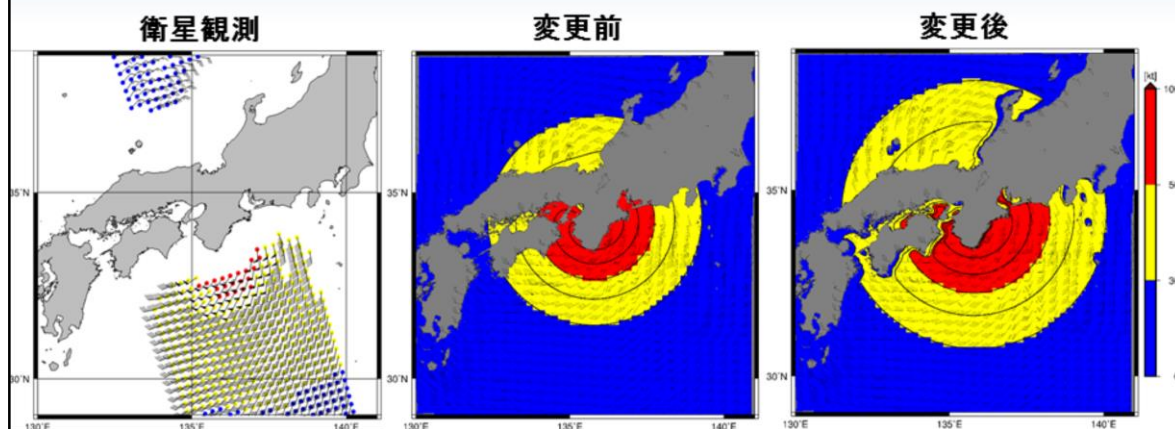
1. $r = r_0$ の円上に任意個の分点を取る (右図は8個)
2. 各分点ごとにボーガスの風速を計算
3. 条件 " $r=r_0$ で風速50kt" を満たすように各分点で r_0 を決定 ($r_0=30$ を使用するときも同じ操作)
4. 平均した r_0 の値を計算に使用 (方位角ごとに r_0 を変えることはしない)



台風ボーガス風分布の例 (中央コース)

台風ボーガスの風分布は藤田の式(Fujita, 1952)で決定している。この式では、 r_0 のパラメータによって強風域の範囲が左右される。これまでの台風ボーガスには強風域の狭い系統誤差があるため、強風域が適切な範囲となるように、この r_0 の計算手順を見直した。

高潮モデル改良 変更による台風の風の変化

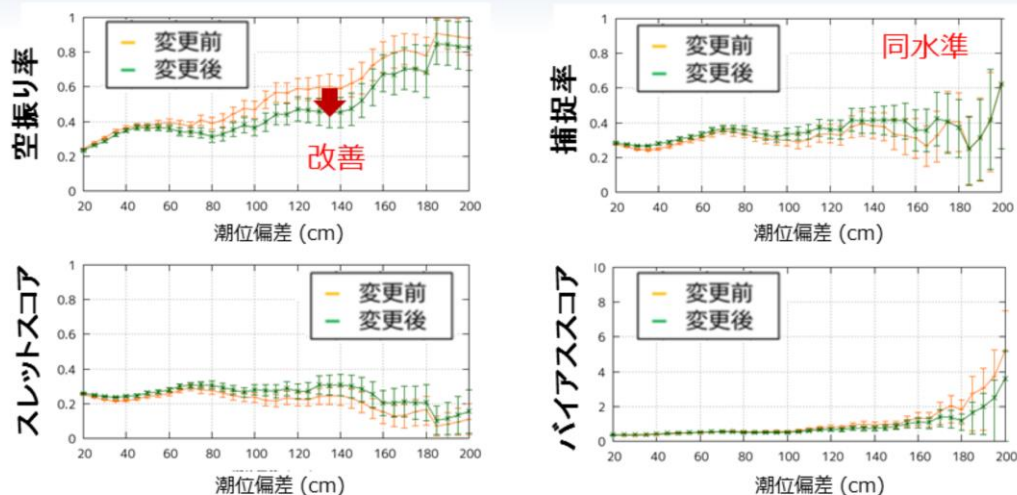


平成30年(2018年)の台風第24号による平成30年(2018年)9月30日06 UTC(日本時間9月30日15時)初期値の6時間予報の風分布

左図が衛星観測(ASCAT)、中央図が変更前、右図が変更後の風分布を示す。中央図と右図の赤色は暴風域、黄色は強風域を示している。左図では衛星観測の特性を考慮し、同程度の風速と推定される領域を同じ色で示している。

方向別粗度長法の導入及びパラメータ r_0 決定法を改良を行った変更後と、変更前の台風ボウガスの風速分布を示す。内湾域で風速が弱まると共に、台風の周辺部では風速が強まり、衛星観測で推定される風速分布に近づいていることが分かる。

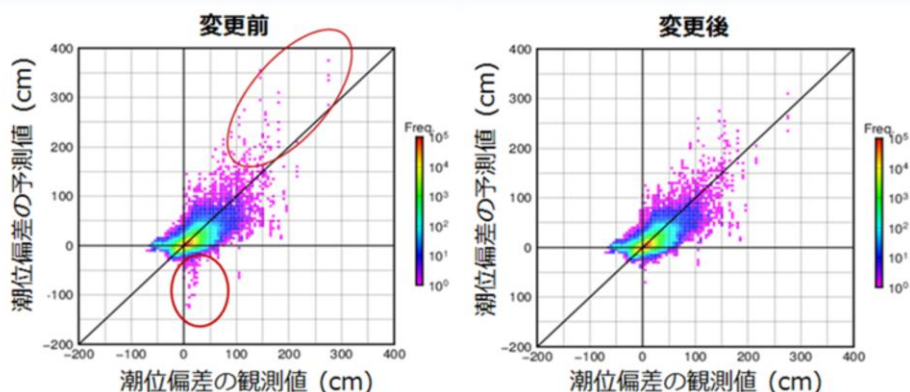
高潮モデル改良 スコア検証



平成27～30年(2015～2018年)の台風を対象とした3～12時間先における潮位偏差の予測の空振り率。横軸は潮位偏差(cm)、縦軸はスコアの値、橙線は変更前の風分布、緑線は変更後の風分布による予測結果を示す。

方向別粗度長法の導入及びパラメータ r_0 決定法を改良を行った変更後と、変更前の潮位偏差ごとの空振り率や捕捉率、スコアを示す。今回の変更により、台風時の潮位偏差について、捕捉率を同水準に維持したまま、空振り率が改善していることが分かる。

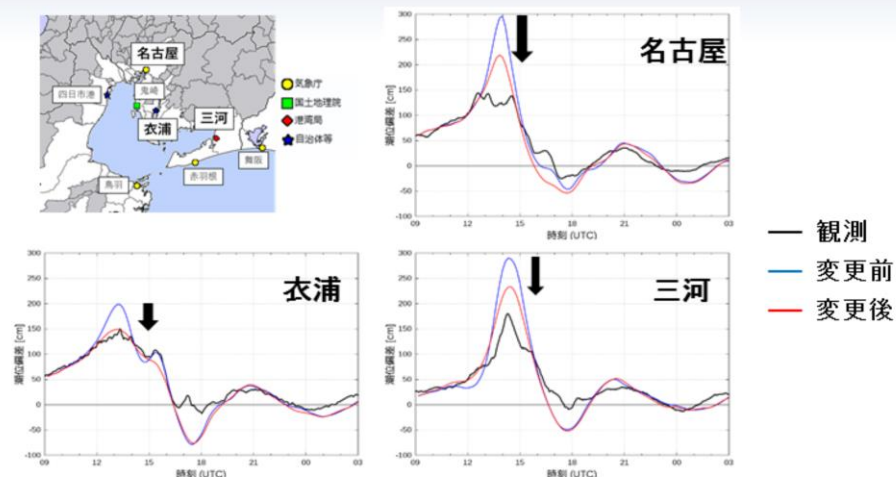
高潮モデル改良 統計検証



平成27～30年(2015～2018年)の台風を対象とした潮位偏差の観測値と予測値の比較
左図は変更前、右図は変更後の結果(色は事例数を示す)。なお、観測値と予測値は3
時間ごとの最大値で比較している。変更前に見られた極端な外れ値(右側の図で赤丸
を付した部分)が変更後は減少している。

方向別粗度長法の導入及びパラメータ r_0 決定法を改良を行った変更後と、変更前の潮位偏差の観測値と予測値の比較を散布図で示す。潮位偏差の過大な予測傾向だけでなく、過小な予測についても改善していることが分かる。

高潮モデル改良 事例検証



平成30年(2018年)の台風第24号による平成30年(2018年)9月30日09UTC(日本時間9月30日18時)初期値からの高潮の潮位偏差予測と観測された潮位偏差の時系列。横軸は時刻(UTC)、縦軸は潮位偏差(cm)を示す。黒線が観測された潮位、青線が変更前の風分布による予測、赤線が変更後の風分布による予測の結果を示す。

台風時の高潮予測の改善例として、平成30年(2018年)の台風第24号による平成30年(2018年)9月30日09UTC(日本時間9月30日18時)初期値からの高潮の潮位偏差予測と観測された潮位偏差の時系列図を示す。名古屋、三河、衣浦については、高潮の過大な予測傾向(空振り)が改善し、観測された潮位に近づいている。

参考文献

- 林原 寛典, 2011: 気象庁の高潮数値予測モデルについて, *天気*, 58, 235-240.
- Japan Meteorological Agency, 2019: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency.
- Fujita, Tetsuya, 1952: Pressure Distribution within Typhoon. *Geophys. Mag.*, 23, 437-451.
- Joannes J. Westerink et al., 2008: A Basin- to Channel-Scale Unstructured Grid Hurricane Storm Surge Model Applied to Southern Louisiana. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 833.



第2章 応用編

2.6日本沿岸海況監視予測システムの 運用開始

気象庁は、海上交通・水産業・マリレジャー等の多様な海洋関連の活動を支援するために欠かせない水温や黒潮・親潮といった主要な海流等の実況把握・予測を目的として、海況監視予測システムMOVE/MRI.COMを運用している。

2008年3月から運用している北西太平洋海洋データ同化システムMOVE/MRI.COM-WNP(石崎ほか2009)は、水平解像度約10 kmの北西太平洋海洋モデルと3次元変分法(3DVAR)による海洋データ同化システム等から構成され、黒潮・親潮などの主要な海流や水温の情報提供で有効活用されてきたが、水平解像度等の制限から沿岸域の小スケールの現象の再現が課題となっていた。このような近年の沿岸付近の詳細な海況情報や日本沿岸の潮位変動(異常潮位等)等沿岸防災の実況把握・予測のニーズに応えるため、気象庁本庁と気象研究所では日本沿岸海況監視予測システムMOVE/MRI.COM-JPN(JPNシステム)の開発を行い、令和2年10月28日(10月27日00UTC初期値)より運用を開始した。旧システムは現在並行運用中だが、令和4年3月に運用を終了する予定である。ここでは、現業運用を開始したJPNシステムの概要を旧WNPシステムと比較しつつ述べ、その解析・予測精度を報告する。

日本沿岸海況監視予測システムの運用開始 (MOVE/MRI.COM-JPN)の特徴

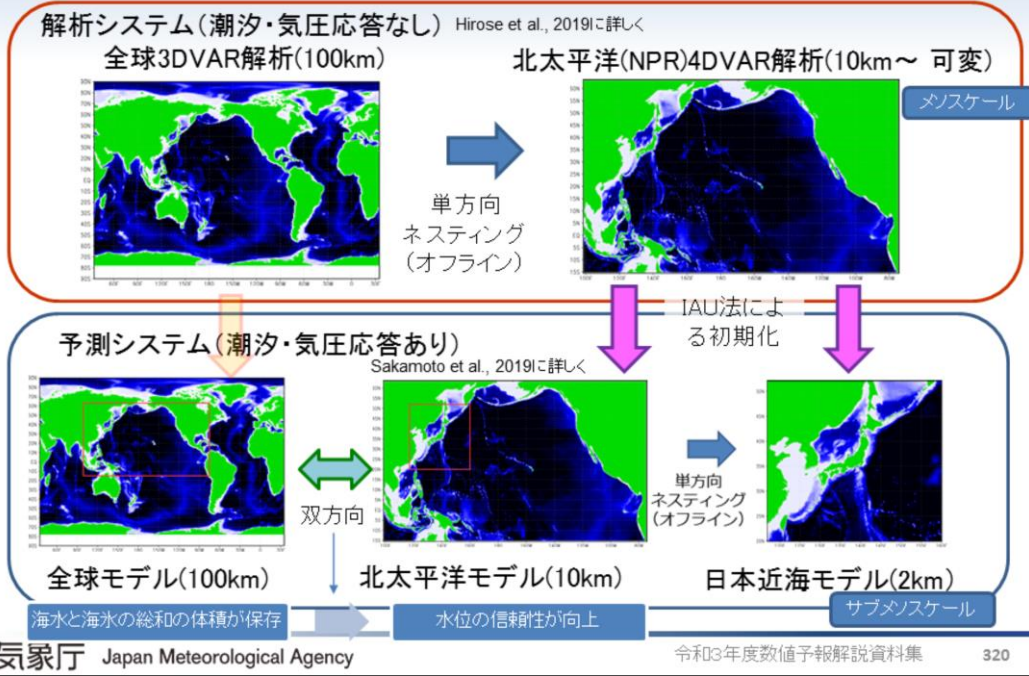
	解析システム(データ同化) Multivariate Ocean Variational Estimation	海洋モデル(予測) Meteorological Research Institute Community Ocean Model	予報モデルで一番内側の領域
	旧システム (北西太平洋海洋データ同化システム)	新システム (日本沿岸海況監視予測システム)	新システムの特徴
海洋モデル	MRI.COM Ver.2.4	MRI.COM Ver.4.6	
海洋モデルの水平解像度 (東西×南北)	1/10° × 1/10° (北西太平洋モデルの日本近海海域) 1/2° × 1/2° (北太平洋モデル)	1/33° × 1/50° (日本近海モデル) 1/11° × 1/10° (北太平洋モデル) 1° × 1/2° (全球モデル)	日本全域を水平解像度2kmでカバー サブメソスケール現象を表現
ネスティング	一方向オフライン	双方向オンライン (全球-北太平洋モデル)	ネストモデルとの海水体積が保存 水位の信頼性が向上 長期積分にも有効
鉛直座標系	σ -z座標(最小22m水深)	z*座標(最小8m水深)	浅海域の海底地形を詳細に解像
同化手法	3次元変分法	4次元変分法(北太平洋モデル)+ インクリメンタル法(日本近海モデル)	短周期変動を適切に同化
潮汐過程	なし	あり(主要8分潮)	潮汐と海況の相互作用を表現
海面気圧の効果	なし	あり(気圧による吸い上げ・押し下げ効果)	気象要因の潮位変動を適切に表現
河川水	なし	あり(JRA55気候値)	沿岸域の塩分場を適切に表現
海水密度	MGSST(0.25°)	海水速報解析(0.02°)	オホーツク海の海水分布を適切に表現

表に新旧システムの仕様概要を示す。比較のため、同表には旧システム(WNP-3DVAR)の仕様も示している。JPNシステムでの大きな改善点の一つとして、北太平洋の解析システム(NPR-4DVAR)に4次元変分法(4DVAR)を採用したことがあげられる。旧システムの3次元変分法(3DVAR)から4DVARに高度化されたことにより、短周期の海況変動の再現性が向上している。そのことを示す比較検証結果については後のスライドで示す。

予測システムは、水平解像度2 kmの日本近海モデル(JPN)を核として、北太平洋モデル(NP)、全球モデル(GLB)から構成される。

- 予測システムの改善点としては、
- ・日本近海モデルの水平解像度が2 kmと旧システムの10 kmより高解像度になり、沿岸域の地形がより詳細になった
 - ・高精度の移流スキーム(Second Order Moment,SOM)の採用により、前線波動に伴う暖水波及やストリーマーなどの再現性向上
 - ・新しい鉛直座標系(z*座標)の導入により従来よりも浅い海底地形を表現
 - ・河川流入水の効果を取り入れた
 - ・潮汐過程を陽に計算し、潮汐混合の水温・塩分への影響も適切に再現
 - ・海面気圧による水位の変動の効果が取り入れられ、沿岸の潮位変動の再現性向上
- など、多くの点が挙げられる。また、GLBとNPの予測は双方向オンラインネスティングを用いて同時に実行される。これにより、質量やフラックスなど保存性が重要な変数について、両モデル間で保存性を保った予報が可能となった。予測システムの初期値は、Bloom et al. (1996)のIncremental Analysis Update (IAU)の手法を用いて、予報開始前の3日間に対して海洋モデルを実行しながらモデルの水温・塩分場を速報解析の水温・塩分に近づけるよう修正することで作成される。海水の初期化については、JPNでは海水速報解析の密度度を、GLBとNPはCOBE-SST(Ishii et al. 2005)の海水密度を参照してナッシングすることで、海水の初期値を初期値に反映する。予報期間は、JPNについては11日間、NPおよび10GLBは1ヶ月である。NPおよびGLBの一か月延長予報は、気象庁が毎旬発表する海面水温・海流一か月予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の運用開始 (MOVE/MRI.COM-JPN)の特徴



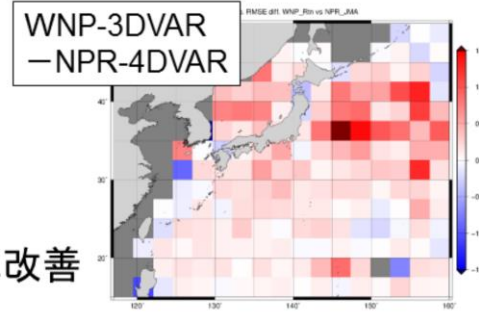
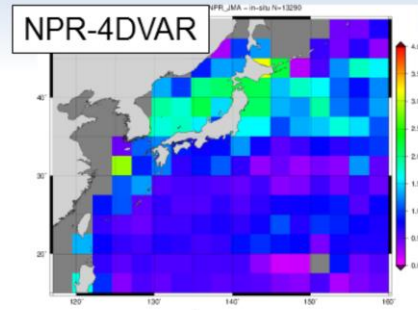
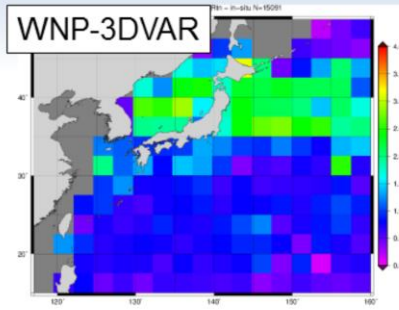
JPN システムの構成図を示す。本システムは、解析システムである海洋データ同化システムMOVE/MRI.COM(Usui et al. 2015; Hirose et al. 2019) と、予測システムである気象研究所共用海洋モデルMRI.COM(Tsujino et al. 2017; Sakamoto et al. 2019) から構成される。双方向オンラインにより、親モデルと子モデルの場が滑らかに繋がり、側面境界の不連続性を解消、ノイズの発生も抑制される。

日本沿岸海況監視予測システムの運用開始 解析・予測精度比較

- JPNシステムの精度を評価するために、解析(NPR-4DVAR)・予測それぞれについて過去実験を実施し、旧システム(WNP-3DVAR)との精度比較を行った。
- 現場観測(アルゴフロート、船舶、漂流ブイ等)データを真値として、水温を検証
- 解析
 - NPR-4DVAR遅延解析
 - 解析実験期間:2018年1月～2019年12月
- 予測
 - JPNモデル
 - 予報実験期間:2019年9月～2020年5月

JPNシステムの精度を評価するために、解析(NPR-4DVAR)・予測それぞれについて過去実験を実施し、旧システムWNP-3DVARとの精度比較を行った。

日本沿岸海況監視予測システムの運用開始 解析精度(水温RMSE 100 m)



- 右下: RMSEの差
赤が新システムで改善
- 広い範囲で改善
続流域、本州東方で顕著に改善

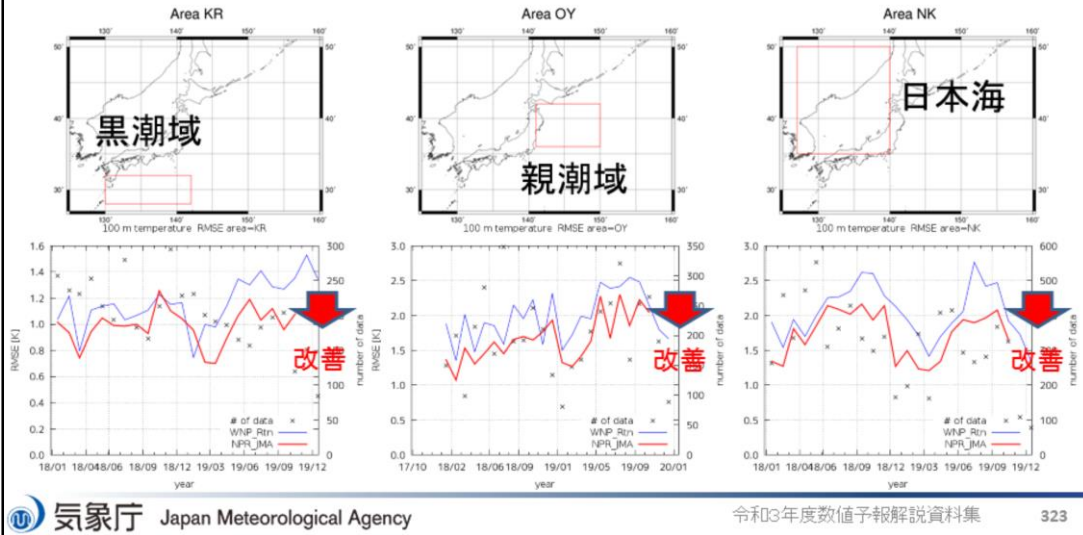
遅延解析の実験期間は2018年1月～2019年12月である。現場観測データ(フロート、船舶、ブイ等)と観測点直近格子の解析値との差を誤差として解析精度を検証した。NPR-4DVAR, WNP-3DVARの日本近海の100 m 深水温のRMSE 比較結果を図に示す。NPR-4D-Var では広い範囲でRMSE が減少し、特に黒潮続流域・本州東方で顕著に改善していることが確認された。1, 50, 200, 400 m 深水温でも同様の改善が認められた(図略)。

日本沿岸海況監視予測システムの運用開始 解析精度(水温RMSE 100 m)

海域別(黒潮域、親潮域、日本海)時系列

WNP-3DVAR vs NPR-4DVAR

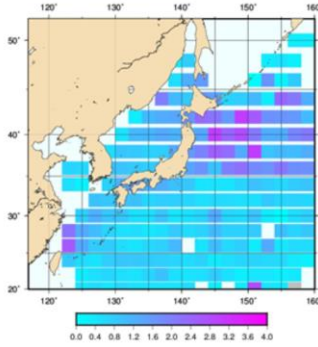
- ✓ 全般に NPR-4DVAR のRMSEのほうが小さい(改善)
- ✓ 黒潮域・親潮域では2018年秋から冬にかけて一時 WNP-3DVAR と同程度



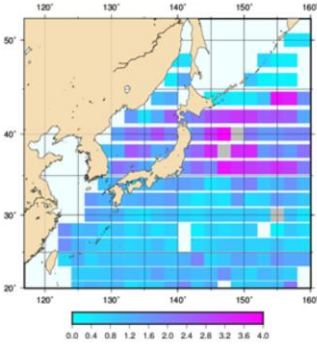
北太平洋モデルの解析精度(RMSE)を図に示す。黒潮域、親潮域、日本海域とも、旧WNPシステムにくらべてRMSEが小さく、改善していることが分かる。

日本沿岸海況監視予測システムの運用開始 解析精度(水温RMSE)

JPN(11日目) 1 m



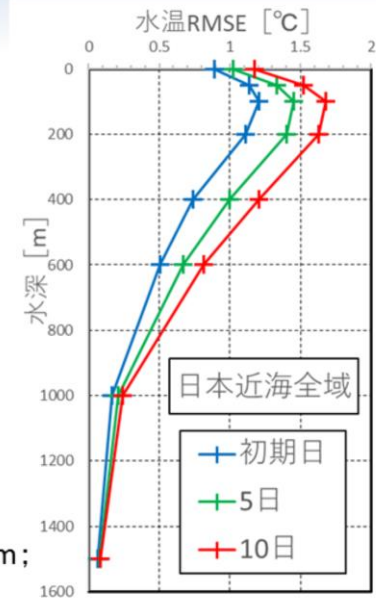
JPN(11日目) 100 m



上: 本州東方で大(解析と同様)

右: 水深別RMSE

- 100 m付近で最大
- 10日予測値のRMSEは初期日の約1.4倍(100 m; 他の水深でも同程度)

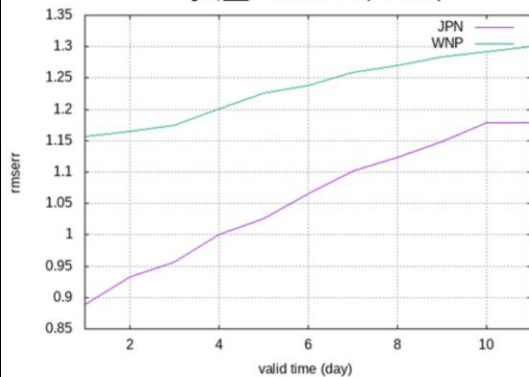


水温のRMSEは水深100メートル付近で最大となる。水深100メートルでの10日予測値のRMSEは初期日の約1.4倍で、他の水深でも同程度である。

日本沿岸海況監視予測システムの運用開始 解析精度(旧システムとの比較)

JPN と WNP の水温予測値を比較

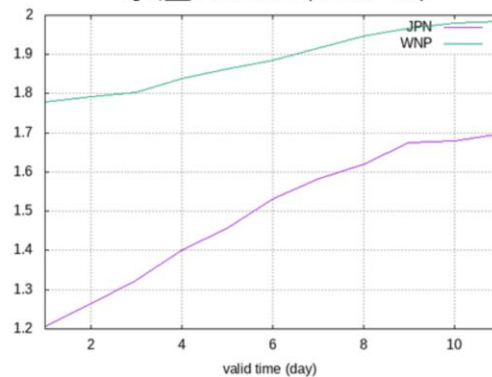
水温RMSE(1 m)



予報初期日: 23%減

11日目: 9%減

水温RMSE(100 m)



予報初期日: 33%減

11日目: 15%減

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



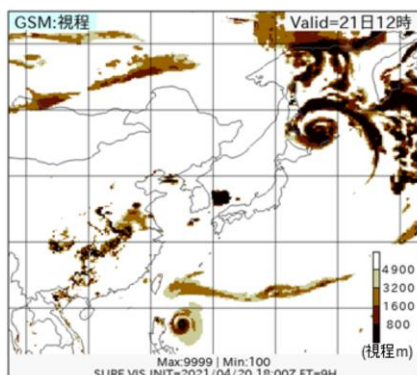
第2章 応用編

2.7 ガイダンスの改良

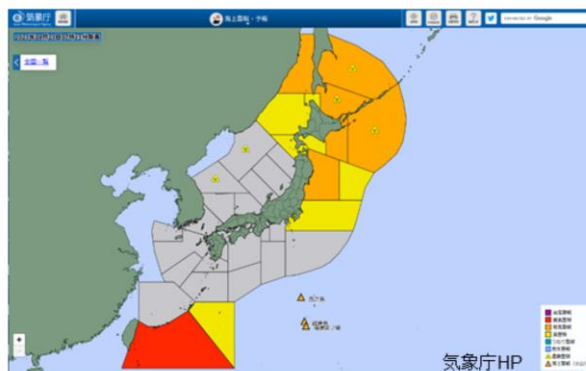
GSM視程ガイダンス(格子形式)の改良

GSM視程ガイダンス(格子形式)

- GSM視程ガイダンス(格子形式)は、主に全般海上警報における海上の霧の予想への支援資料として開発されたプロダクト。



GSM視程ガイダンス(格子形式)



海上警報・予報

※全般海上警報は東経100°～180°、赤道～北緯60°で囲まれた北西太平洋海域を対象

GSM視程ガイダンス(格子形式)は、主に全般海上警報における海上の霧の予想への支援資料として開発され2012年10月から運用を開始した。

視程に関する分布予報としては、MSM視程ガイダンス(格子形式)が運用されていたが、MSMの予報範囲では海上予警報業務の対象領域をカバーすることができないため、GSM視程ガイダンス(格子形式)が開発された。

MSM視程ガイダンス(格子形式)との予測方法の違いは、MSM視程ガイダンスはモデル面データを使って視程を計算しているが、GSM視程ガイダンスはP面データを使って視程を計算している。また、MSMでは、降水量(雪)を直接予想しているが、GSMでは直接予想しないため、降水種別ガイダンスの手法を用いて雨雪判別を行い、雪と判定された格子の降水量(雨)を降水量(雪)に置き換えて視程の計算を行っている。

プロダクトの名称として、開発当初は視程分布予想と呼ばれていたが、2020年3月配信開始にあわせて、視程ガイダンス(格子形式)に変更された。

視程と消散係数について

- 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

$$dE/dr = -\sigma E$$

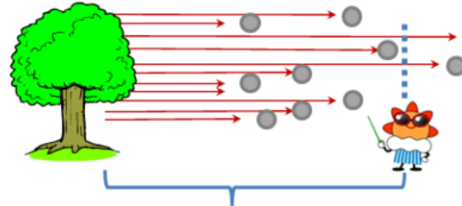
σ を平均値とし、

$$E(r)/E(0) = \exp(-\sigma r)$$

右図の説明から

$$0.05 = \exp(-\sigma \text{VIS})$$

$$\text{VIS} = -\ln(0.05)/\sigma \doteq 3/\sigma$$



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、雨、雪)による消散係数(σ_p 、 σ_c 、 σ_r 、 σ_s)の和

GSM視程ガイドンス(格子形式)はGSMの地上予報値の相対湿度とP面予報値の雲水量から光の消散率(光消散係数 σ)を求め、それを視程に変換して算出する。

視程をVIS(km)とすると、VISは σ を用いて以下の式で表すことができる。

$$\text{VIS} \doteq 3/\sigma$$

ここで、 σ は、空気中に浮遊している浮遊塵、雲粒(霧)による光消散係数(σ_p 、 σ_c)の和で与えられる。

$$\sigma = \sigma_p + \sigma_c$$

散乱粒子は他にも雨粒や雪などがあるが、GSM視程ガイドンス(格子形式)は霧による視程悪化をターゲットとしているため、浮遊塵と雲粒のみを用いて計算している。

浮遊塵による光消散係数 σ_p は、以下の近似式を用いる。

$$\sigma_p = 0.162(1 - RH)^{-0.5}$$

この近似式は、岩倉・岡田(1999)などを参考にするとともに、2008年から2010年の3年間の定時および特別飛行場観測(METARおよびSPECI)の視程(10km未満のみ)とモデルの相対湿度の予報値の関係から作成した。RHは地上の相対湿度で、0~1(相対湿度100%のとき1)の値をとる。なお、この関係式は高湿度で成り立たなくなるため、RHは0.85を上限とし、RHが0.85以上の場合は0.85として計算する。また、降水が予想された場合は、降水による浮遊塵の洗浄の効果を考慮して $\sigma_p=0$ とする。係数作成のために船舶観測(SHIP)ではなく飛行場観測を用いた理由は、船舶観測は主に6時間毎であるため飛行場観測(定時観測であるMETARは30分もしくは1時間に1回)に比べ観測数が少ないことと、視程観測の刻みが船舶の方が粗いためである。(井藤 2013)

変更内容

- 令和3年3月のGSMの改良後の調査結果から雲水量を最下層だけの利用に変更(令和3年6月)。

変更前(旧):雲の消散係数

$$\sigma_c = 22.7 \times CWC_3^{0.96} \text{ (オホーツク海: } 45 \sim 60^\circ \text{ N, } 140 \sim 155^\circ \text{ E)}$$

$$\sigma_c = 29.3 \times CWC_2^{0.96} \text{ (オホーツク海以外)}$$

CWC_n :地上気圧より上層の気圧面n層の雲水量の和(g/kg)
(n:2または3)



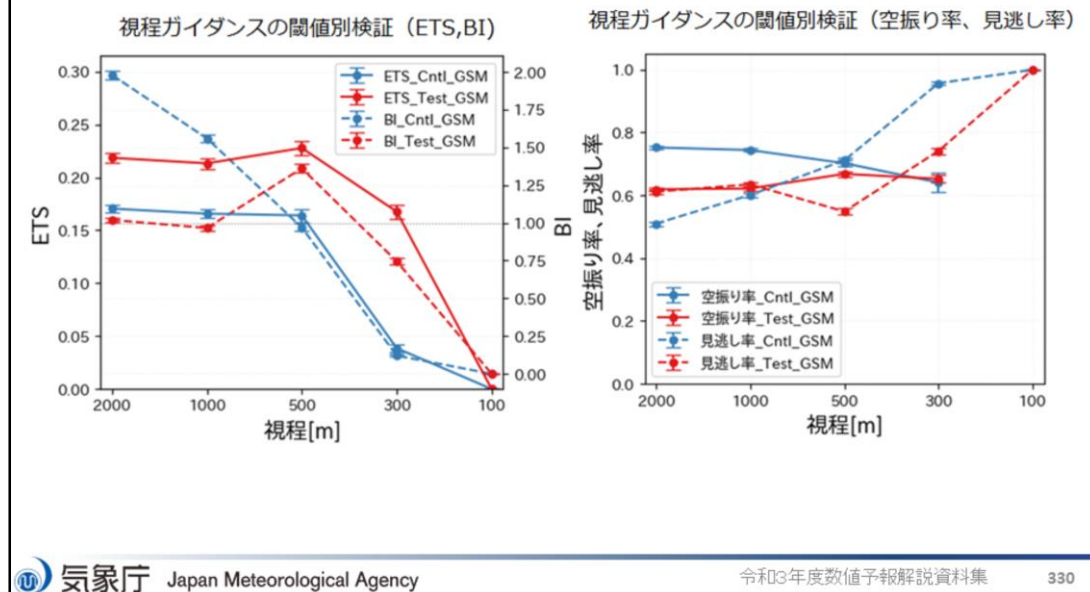
変更後(新):雲の消散係数

$$\sigma_c = 100 \times CWC_1^{0.96} \text{ (全領域)}$$

CWC_1 :地上気圧より上層の気圧面1層の雲水量(g/kg)

令和3年3月にGSMの改良が行われたが、改良後のGSMを用いた調査により、予測に用いるGSMの気圧面及び予測式の係数を変更することによって、GSM視程ガイダンス(格子形式)の予測精度が大幅に向上することがわかった。このため、令和3年6月22日から新たな予測式を導入した。

統計検証結果



旧仕様のGSM視程ガイダンス(格子形式)(以降旧GSMガイダンスと表記)と新仕様のGSM視程ガイダンス(格子形式)(以降新GSMガイダンスと表記)の予測精度について、統計検証を実施した。2019年3月16日00UTC～2020年3月25日18UTC初期時刻のデータで新GSMガイダンスの雲の消散係数の調整を実施。2020年3月16日00UTC～2021年3月25日18UTC初期時刻のデータで、新旧GSMガイダンスの予測精度を比較(検証期間については以降の検証でも同様)。赤色が新GSMガイダンス(Test)青色が旧GSMガイダンス(Cntl)、左図実線がETS、破線がBIを、右図実線は空振り率、破線は見逃し率を表す。また、グラフ中の誤差棒は95%信頼区間を表す(以降のグラフも同様)。

旧GSMガイダンスに比べ、新GSMガイダンスは視程100mを除き、ETSで大幅に改善、BIもおおむね1に近づきより適切なものとなった。

見逃し率は500,300mで改善、2000mで改悪となった。空振り率は2000,1000,500mで改善となった。

ETS:エクイタブルスレットスコア、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。値が大きいほど精度が高い。

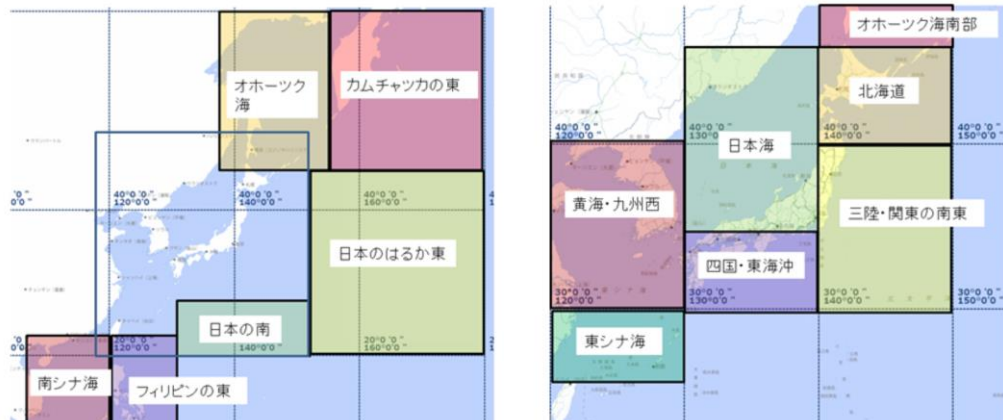
BI:バイアススコア、実況「現象あり」の事例数に対する予測「現象あり」の事例数の比、1に近いほど実況の出現率に近い。

(詳細は4.6.2項を参照)

海域の対応(海域別検証)

外海

日本近海



「国土地理院 小縮尺地図(500万分1)を加工して作成」

「The bathymetric contours are derived from those contained within the GEBCO Digital Atlas, published by the BODC on behalf of IOC and IHO (2003) (<https://www.gebco.net>)

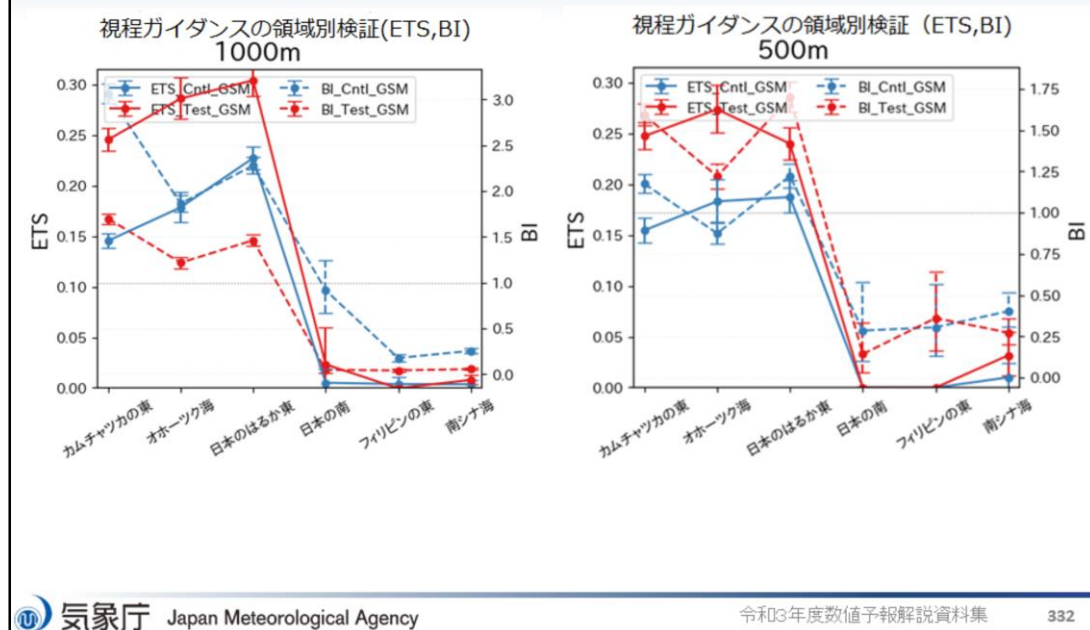
海上保安庁許可第292502号(水路業務法第25条に基づく類似刊行物)」

Shoreline data is derived from: United States. National Imagery and Mapping Agency. "Vector Map Level 0 (VMAP0)." Bethesda, MD: Denver, CO: The Agency; USGS Information Services, 1997.

海域別検証に利用した海域の対応を図に示す。

左図は外海の検証を行った海域の対応、右図は日本近海の比較検証を行った海域の対応。

海域別検証(外海)



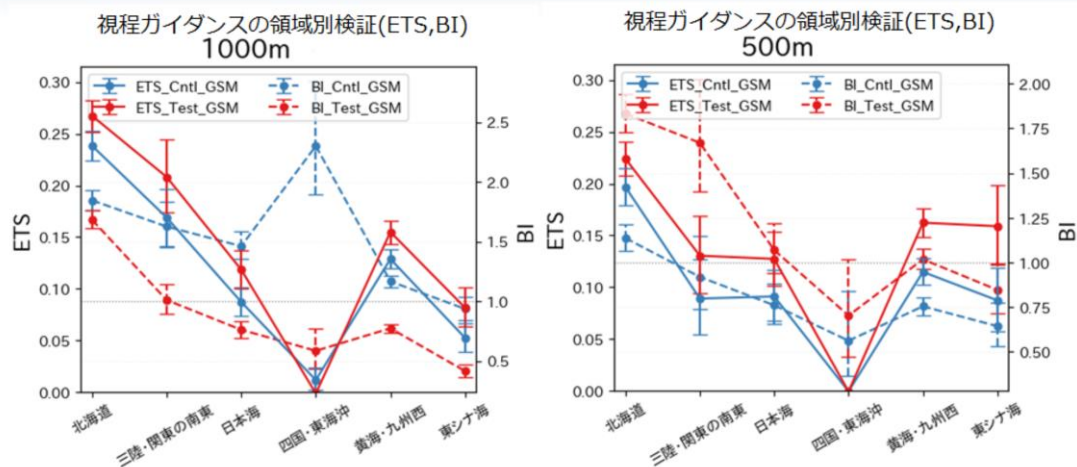
海域別検証(外海)の結果を示す。

赤色が新GSMガイダンス(Test_GSM)、青色が旧GSMガイダンス(CntL_GSM)を表す。
左図は視程1000mのETS(実線)、BI(破線)、右図は視程500mのETS,BI。

カムチャツカの東、オホーツク海、日本のはるか東でETSが大幅に改善、BIは1000mで改善するが、500mではやや改悪(過剰)。

日本の南、フィリピンの東、南シナ海では中立。

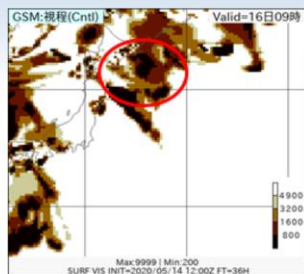
海域別検証(日本近海)



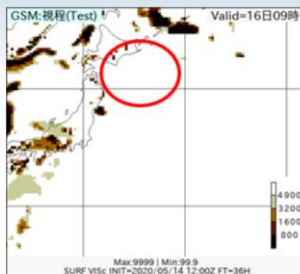
海域別検証(日本近海)の結果を示す。図の見方は外海と同様。

四国・東海沖以外では、ETSが改善している。

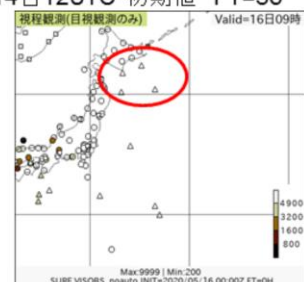
事例検証1: 空振りの減少: 北海道の南東



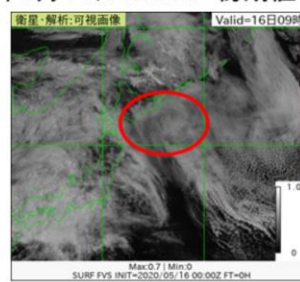
視程予測図(Cntl)
2020年5月14日12UTC 初期値 FT=36



視程予測図(Test)
2020年5月14日12UTC 初期値 FT=36



視程観測 (METAR、SHIP) 2020年5月16日00UTC



衛星可視画像2020年5月16日00UTC

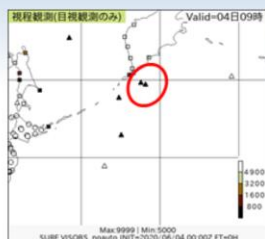
2020年5月16日00UTCを対象とした、旧GSMガイダンスと新GSMガイダンスの予測結果の比較を示す。

上段左図旧GSMガイダンス(Cntl)、上段右図新GSMガイダンス(Test)、下段左図METAR、SHIPによる視程の観測、下段右図衛星可視画像。

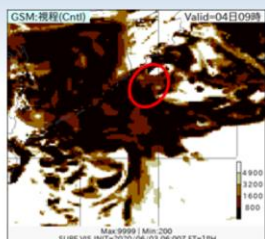
赤で囲んだ領域(北海道の南東)に注目すると、Cntlでは悪視程を予測しているがTestでは予測していない。

衛星可視画像では雲により霧や下層雲の判別はできないが、SHIP観測によると霧は発生しておらず、新GSMガイダンスの方が空振りを減らしてより適切な予測ができていたことが分かる。

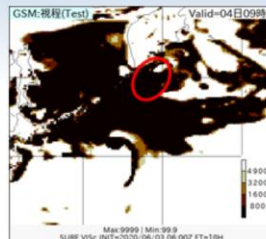
事例検証2: 量的な精度改善: カムチャツカの南



視程観測(METAR、SHIP) 2020年6月4日00UTC



視程予測図(Cntl) 2020年6月3日 06UTC 初期値 FT=18



視程予測図(Test) 2020年6月3日 06UTC 初期値 FT=18

赤で囲んだ領域を中心に拡大



2020年6月4日00UTCを対象とした、旧GSMガイダンスと新GSMガイダンスの予測結果の比較を行った。

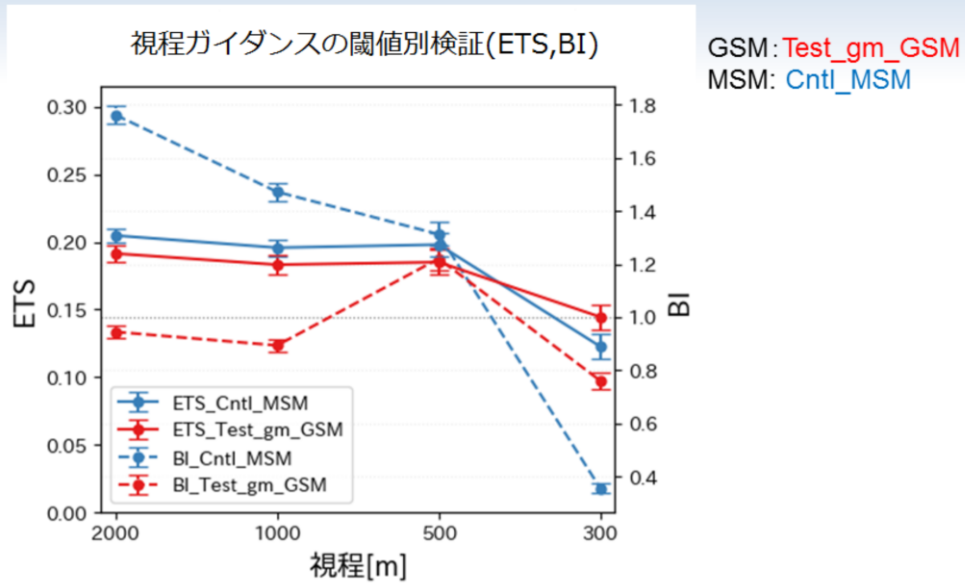
上段左図METAR、SHIPによる視程の観測値、上段中図旧GSMガイダンス(Cntl)、上段左図新GSMガイダンス(Test)。

下段は赤で囲んだ領域を中心として各々の図を拡大したもの。左図の緑枠内は視程の観測値(m)、中図、右図の緑枠内はガイダンスの予測値(m)。

赤で囲んだ領域(カムチャツカの南)に注目。Cntl、Testともに悪視程を予測しているが、Testは800m以下の予測領域が大きい、また観測の有る地点での予測はCntlが1000m、Testが200mとなっている。

SHIPによる観測では両地点とも200m以下となっておりTestが量的によりよい予測をしていることが分かる。

GSM vs MSM精度比較



新GSMガイダンスとMSM視程ガイダンス(格子形式)(以降MSMガイダンスと表記)の精度比較検証結果を示す。

赤色がGSMガイダンス(Test_gm_GSM)、青色がMSMガイダンス(Cntl_MSM)、実線がETS破線がBIを表す。

ETSは2000m～500mでMSMガイダンスが優位、300mではGSMガイダンスが優位。

BIはGSMガイダンスが概ね1に近く、適切な予報頻度となっている。

まとめ

- 雲水量の気圧面の使用層を3層から1層へと変更。
- ETSは全ての閾値で改善。BIもおおむね1に近づき適切な予測頻度になった。
- カムチャツカの東、オホーツク海、日本のはるか東の海域でETSの改善が大きい。
- 事例検証では、空振り事例が減り、量的にも適切な悪視程の予測分布となっていることが確認された。
- MSM予報領域内では、これまで通り、MSMの方がおおむね精度は良い。しかしGSMはBIがMSMよりも1に近い場合、MSMの予測を基本としつつも、GSMも参考にすることができる。

参考文献

- 岩倉晋, 岡田菊夫, 1999: 東京国際空港における卓越視程の相対湿度依存性. 気象研究所報告, 50, 81-90.
- 井藤智史, 2013: GSM視程分布予想の開発, 平成25年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 58-62.



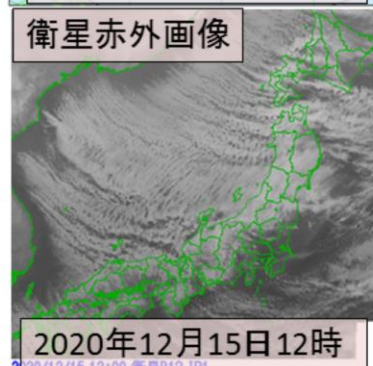
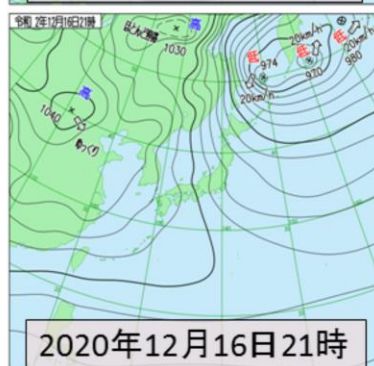
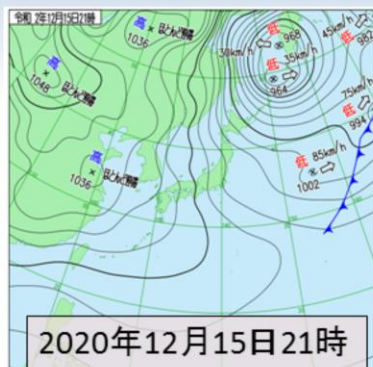
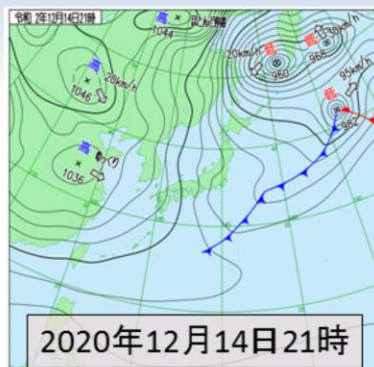
第3章 事例解析編

3.1 令和2年12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、FTは予報時間(例:FT=6は6時間予報)、「～時」は日本時間、図中の「UTC」は協定世界時(例:00UTCは9時)を表す。

令和2年12月14日から17日にかけて日本付近は強い冬型の気圧配置となった。850hPaでは、平年に比べて気温が5～10℃低く、場所によっては更に低い寒気が流入したため、岐阜県や長野県から新潟県、関東北部の山沿いを中心に大雪となった。本節では、第3.1.1項に降雪ガイダンスを中心とした数値予報結果を示す。また、第3.1.2項では、大雪の要因を確認するために、簡易的な海面水温の感度実験を行ったので、その結果を紹介する。

地上天気図・衛星赤外画像 (2020年12月14日21時～12月16日21時)



図は2020年12月14日21時から16日21時にかけての地上天気図(上段と下段左図)、気象衛星ひまわりによる赤外画像(下段右図)を示す。

西高東低の冬型の気圧配置が続き、衛星赤外画像では、日本海上を北西方向から南東方向に筋状雲が埋め尽くした。北日本から北陸にかけて、放射輝度が低くなっていて、陸上に移動する直前に筋状雲が発達していることが分かる。また、日本海中部には、筋状雲の北西方向から南東方向の走行とは直角の走行の筋状雲が北陸方面に移動して、同様に筋状雲が発達していることが分かる。

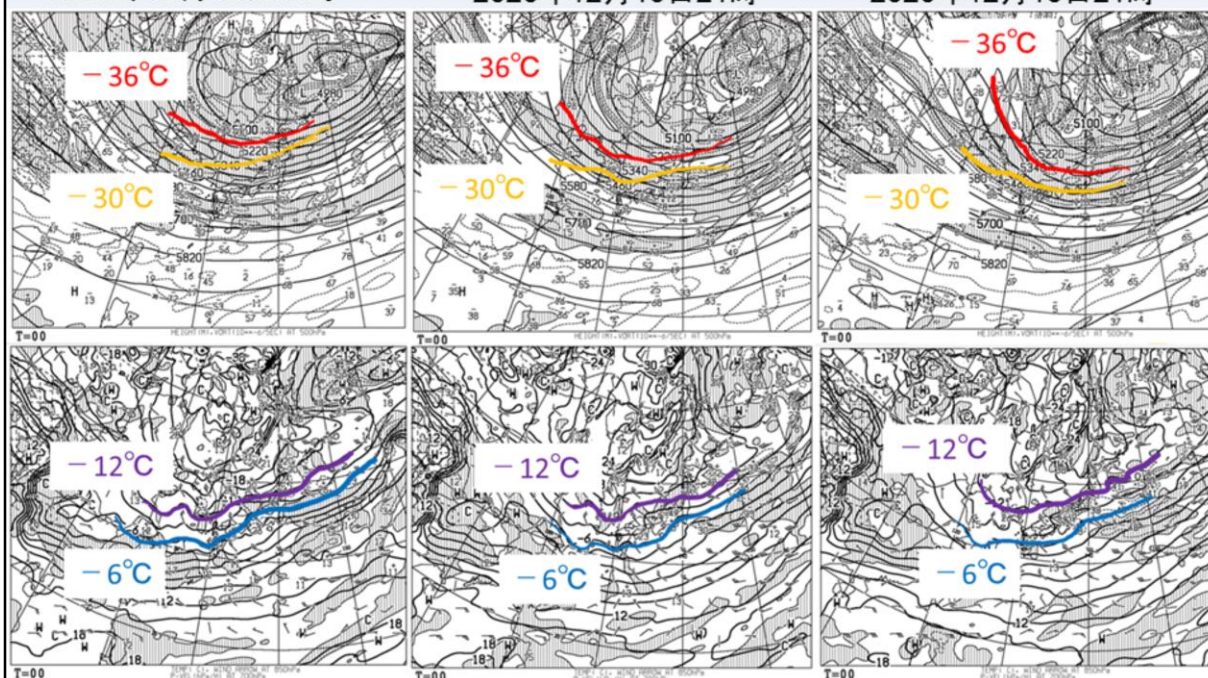
解析値の変化

(上段:500hPa高度・渦度、下段:850hPa気温・700hPa上昇流)

2020年12月14日21時

2020年12月15日21時

2020年12月16日21時



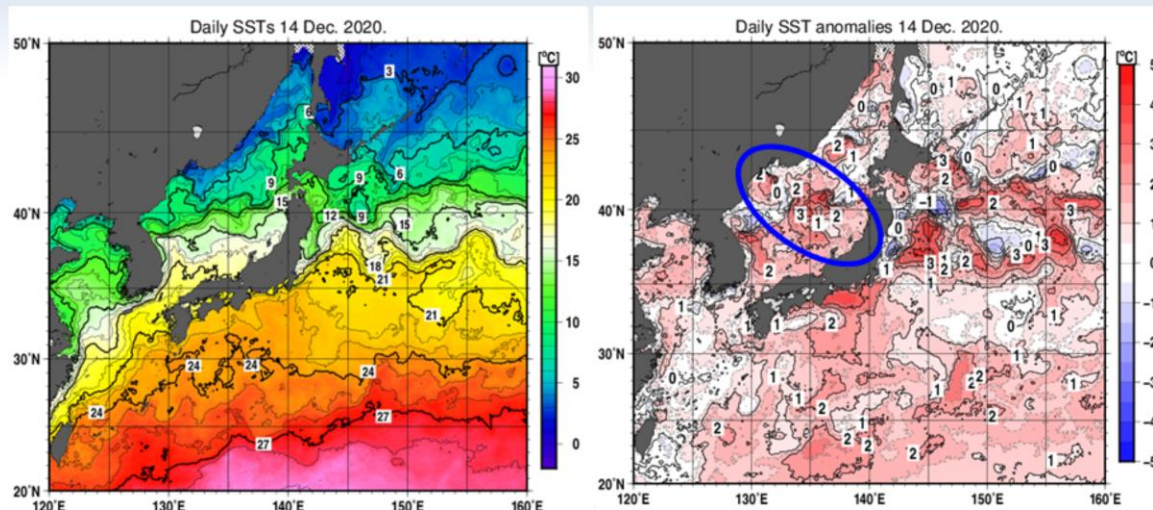
気象庁 Japan Meteorological Agency

令和3年度数値予報解説資料集

341

図は2020年12月14日21時から16日21時にかけての500hPa高度・渦度(上段)、850hPa気温・700hPa上昇流(下段)のそれぞれ解析値を示す。500hPaでは、北陸を中心に正渦度移流が見られ、気温場では-36°C以下の流入、700hPaでは北陸中心に上昇流の極大域があり、850hPaでは、平年に比べて5~10°C低い-12°C以下の寒気が北日本~北陸にかけて流入した。

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) (2020年12月14日)



※平年値は1981年から2010年の平均値。気象庁HPから抜粋。

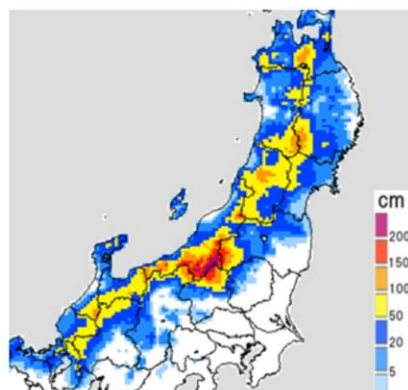
日本海の海面水温は、平年に比べて高く、特に日本海中部では2~3°C高かった。

図は2020年12月14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、気象庁HPから抜粋したものである。なお、平年値は1981年から2010年の平均値となっている。日本海の海面水温は、平年に比べて高く、特に日本海中部(青丸で示した領域)では2~3°C高かった。

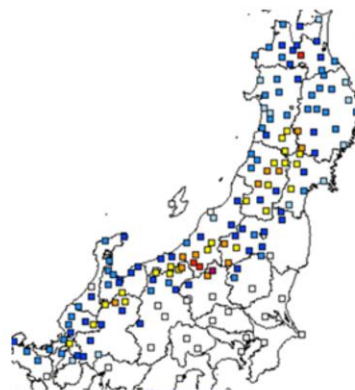
実況

48時間降雪量の日最大値(5cm以上のみ) 16時00分の値

順位	都道府県	市町村	地点	観測値		昨冬までの観測史上1位の値		昨冬までの12月の1位の値		統計開始年	備考
				cm	時分(まで)	cm	年月日	cm	年月日		
1	群馬県	利根郡みなかみ町	藤原(フジワラ)	199	02.00	145	2010/01/02	119	2003/12/21	1989年	(昨冬までの1位の値以上)
2	群馬県	利根郡みなかみ町	みなかみ(ミナカミ)	149	14.00	118	2001/01/06	113	2003/12/21	1989年	(昨冬までの1位の値以上)
3	新潟県	中魚沼郡津南町	津南(ツナン)	146	01.00	160	2014/12/15	160	2014/12/15	1989年	
4	新潟県	南魚沼郡湯沢町	湯沢(ユザフ)	135	01.00	131	2014/12/15	131	2014/12/15	1982年	(昨冬までの1位の値以上)
5	福島県	南会津郡只見町	只見(タダミ)	118	07.00	151	2009/12/20	151	2009/12/20	1979年	
6	富山県	富山市	猪谷(イノタニ)	111	04.00	141	1980/12/29	141	1980/12/29	1980年	
7	福島県	南会津郡檜枝岐村	檜枝岐(ヒノエマタ)	108	04.00	131	2014/12/19	131	2014/12/19	1982年	
8	岐阜県	飛騨市	河合(カワイ)	104	02.00	152	1980/12/29	152	1980/12/29	1980年	
9	岐阜県	大野郡白川村	白川(シラカワ)	103	04.00	122	2008/01/01	114	1988/12/17	1983年	
10	長野県	下高井郡野沢温泉村	野沢温泉(ノザワオンセン)	96	02.00	131	2014/12/15	131	2014/12/15	1980年	



2020/12/17 12:00 解析積雪深



2020/12/17 12:00 積雪深(N3)

昨冬までの観測史上
1位の値を更新した
地点がある

2020年12月17日12時の解析積雪深(左図)とアメダス積雪深(右図)



気象庁 Japan Meteorological Agency

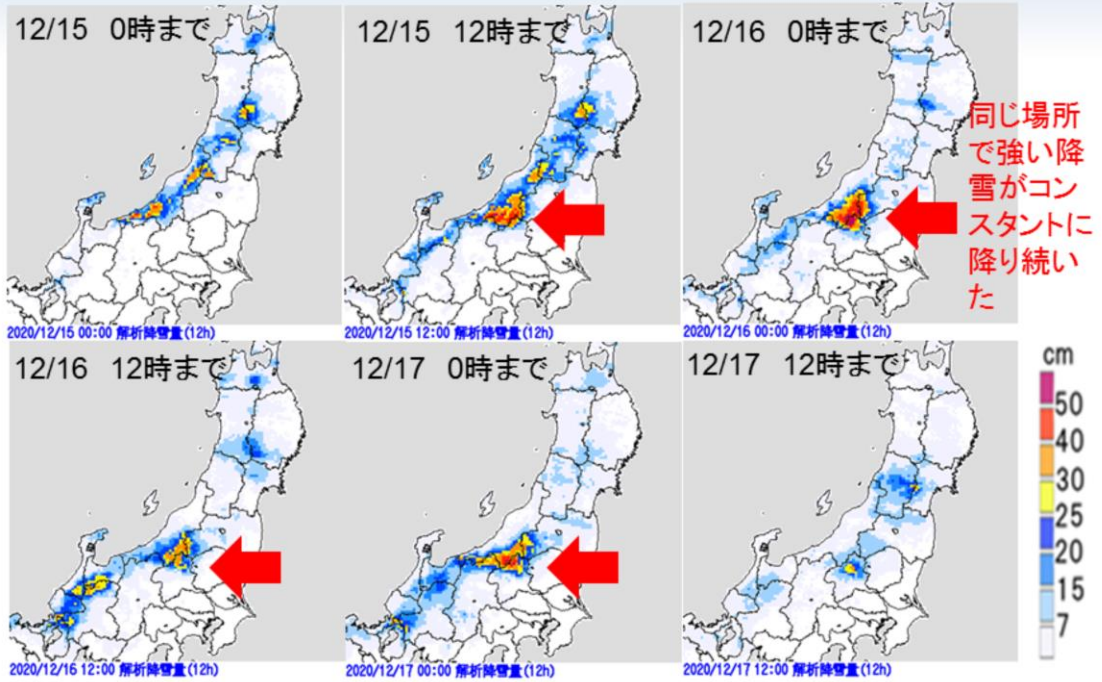
令和3年度数値予報解説資料集

343

表は2020年12月17日16時時点の48時間降雪量の日最大値(上段)、図は2020年12月17日12時の解析積雪深(下段左図)とアメダス積雪深(下段右図)をそれぞれ示したものである。群馬県と新潟県の県境付近を中心に降雪量および積雪量が150cmを超える大雪となっていて、昨冬までの観測史上1位の値を更新した。

降雪量の変化の特徴

(前12時間解析降雪量:12時間毎の変化)



図は2020年12月15日0時～17日12時までの前12時間解析降雪量を12時間毎に示したものである。前頁でも述べたが、群馬県と新潟県の県境付近で、12月15日～16日にかけて強い降雪がコンスタントに降り続いたことが分かる。



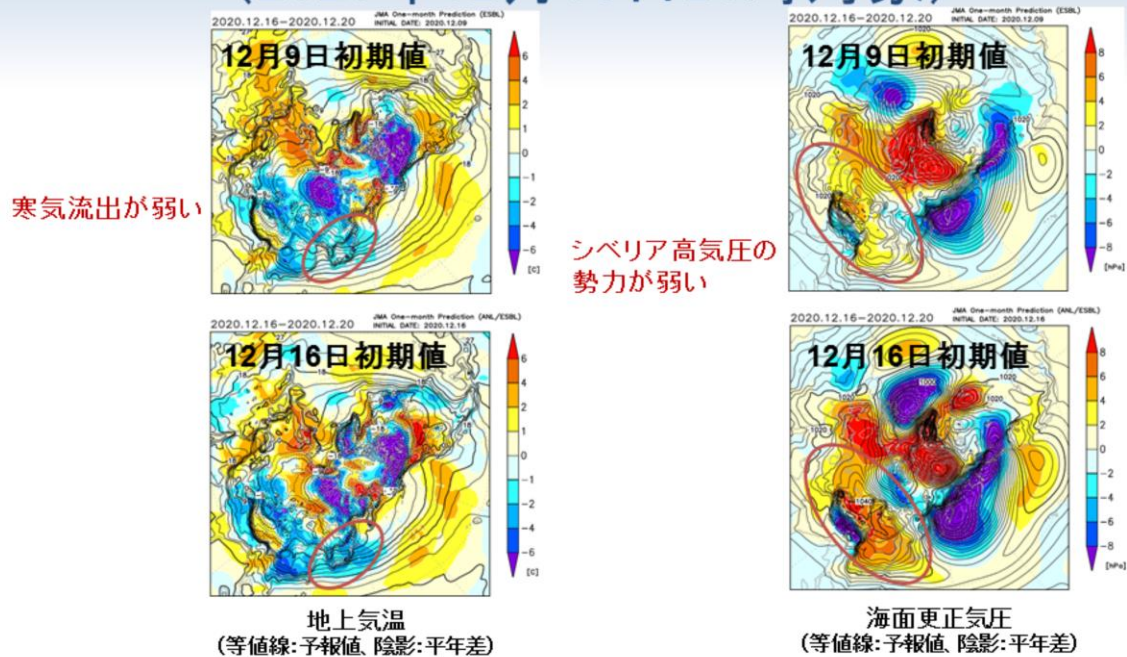
第3章 事例解析編

3.1.1 数値予報の結果

最初に全球アンサンブル予報システム(全球EPS)による予測結果について示す。

次に大雪に関する全般気象情報第1号が、12月14日16時42分に発表されたことから、その時点で利用可能であった16日6時を対象とした数値予報資料(14日9時初期値)および直近の数値予報資料(15日3時初期値)を中心に降雪量ガイダンス(格子)による予測の結果について示す。

全球EPSによる予測結果(北半球天気図) (2020年12月16日21時対象)

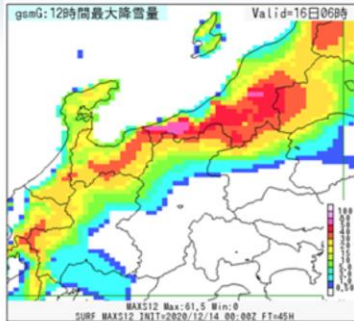


2020年12月16日21時を対象とした、全球アンサンブル予報システム(全球EPS)による結果(北半球)を示したものである。上段が対象日時の1週間前の2020年12月9日21時初期値の予測結果、下段が解析値の結果である。左図が地上気温(単位:℃)、右図が海面更正気圧(単位:hPa)である。それぞれの図の等値線(黒)は予報値、陰影は平年差を示す。12月9日21時初期値の予測結果では、気温の平年差との比較から、日本付近への寒気の流出が弱いこと、海面更正気圧の平年差との比較から、シベリア高気圧の勢力が弱いことが分かる。

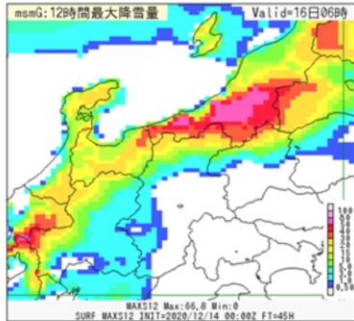
12時間降雪量ガイダ ンスの予測(14日9時初期値)と 実況の比較(16日6時対象)

FT=45
降雪量ガイ
ダンス

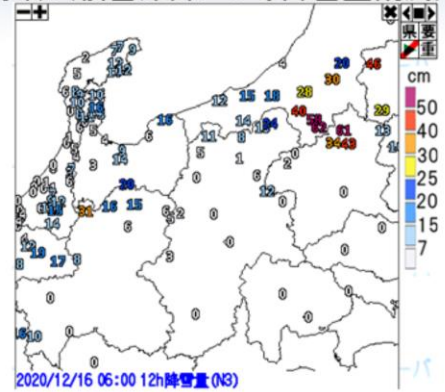
GSM



MSM



実況(積雪深計による降雪量観測)



降雪量ガイダ
ンスの予測は、実
況に近い分布であ
った。
また、新潟、長野、群馬の県境
の大雪は、概ね実況に近い予測
であった。なお、群馬北部では過
小な予測であった。

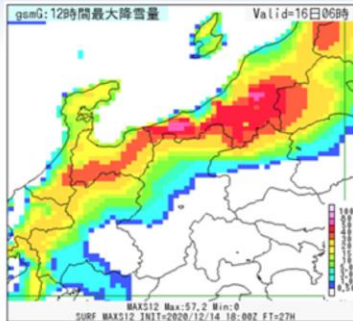
図は、2020年12月16日6時を対象とした、14日9時初期値の12時間降雪量ガイダ
ンスの予測(上段:全球モデル(GSM)から作成したもの、下段:メソモデル(MSM)から作成
したもの)と実況(積雪深計による降雪量観測)を示す。降雪量ガイダ
ンスの予測は、
実況に近い分布であった。また、新潟、長野、群馬の県境の大雪は、概ね実況に近い
予測であった。なお、群馬北部では降雪量ガイダ
ンスは過小であった。

12時間降雪量ガイダ ンスの予測(15日3時初期値)と 実況の比較(16日6時対象)

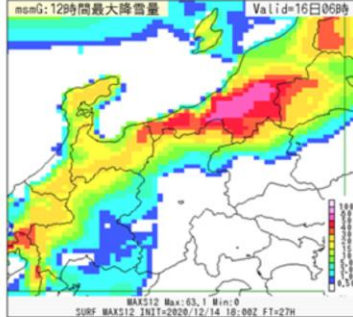
FT=27

降雪量ガイ
ダンス

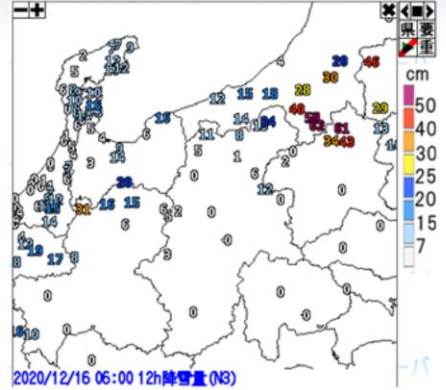
GSM



MSM



実況(積雪深計による降雪量観測)



降雪量ガイダ
ンスの予測は、実
況に近い分布であ
った。
また、新潟、長野、群馬の県境
の大雪は、概ね実況に近い予測
であった。なお、群馬北部では過
小な予測であった。

図は、2020年12月16日6時を対象とした、16日6時初期値の12時間降雪量ガイダ
ンスの予測(上段: GSMから作成したもの、下段: MSMから作成したもの)
と実況(積雪深計による降雪量観測)を示す。降雪量ガイダ
ンスの予測は、前
頁の14日9時初期値予測のものと同様であった。

まとめ

- 1週間前の初期値からの予測は、シベリア高気圧の発達（寒気蓄積）の予測が過小だった
- 数値予報による降雪量予測は、実況とよく合っていた。ただし、局所的に降雪量が多くなった地点（群馬県の藤原や、みなかみ）の予測は過小であった

2020年12月16日を対象とした大雪事例の結果について、まとめた。



第3章 事例解析編

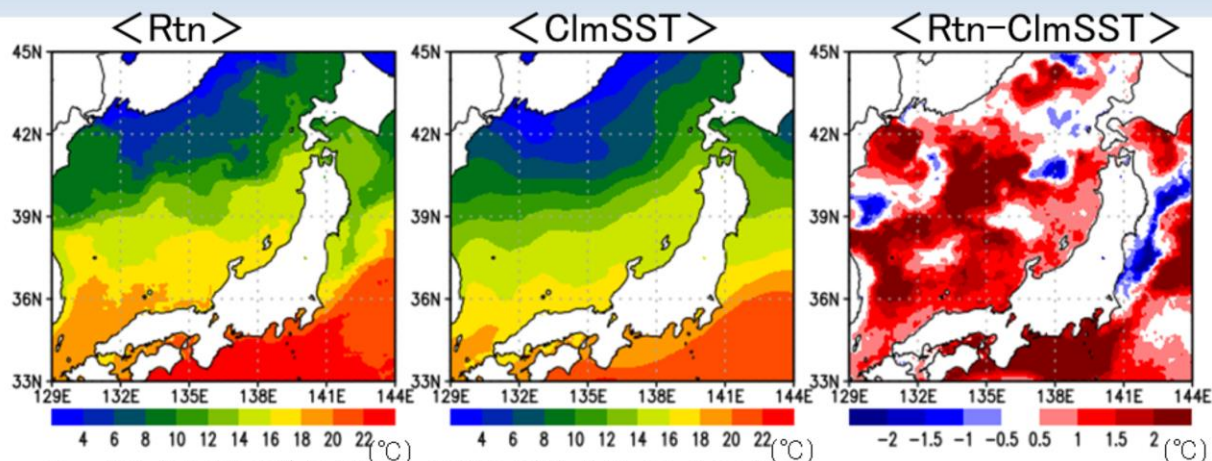
3.1.2 海面水温 (SST) の感度実験とその結果

2020年12月14日から17日にかけて、新潟県、関東北部の山沿いを中心に大雪となったが、その要因の1つとして、2020年12月14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およびその平年差のところで示したが、日本海の海面水温は、平年に比べて高い(日本海中部では2~3°C高かった)ことが考えられる。本項では、海面水温による変化が大雪にどの程度寄与していたか確認するために、MSMによる簡易的な海面水温の感度実験を行った。モデルおよびガイダンスについて、その結果を示す。なお、海面水温の違いの影響を正しく評価するためには、少なくとも海面水温を変えた影響を大気に馴染ませる準備実験が必要である。本実験は簡易的なものであるため、結果を評価する際には注意する必要がある。

メソモデルによる結果

海面水温の違いの影響を正しく評価するためには、少なくとも海面水温を変えた影響を大気に馴染ませる準備実験が必要である。本実験は簡易的なものであるため、結果を評価する際には注意する必要がある。

海面水温の違いと実験設定



ルーチン(実況)の海面水温
2020年12月14日

遅延解析から作成した30年平
均値の海面水温(12月14日)

2020年12月14日の海面
水温(Rtn)は、気候値
(ClmSST)に比べて日本
海において1~2度高い
領域が広がっている。

■実験設定

2020年12月13日21時、14日9時、14日21時初期値のMSMで使用した海面水温(Rtn: HIMSST)を遅延解析から作成した1990~2019年までの30年平均値の海面水温(ClmSST: Delayed MGDSSST)に差し替えて実験を実施した。

(留意点) 海面水温の違いの影響を正しく評価するためには、少なくとも海面水温を変えた影響を大気に馴染ませる準備実験が必要。本実験は、簡易的なものである。

海面水温の違いと実験設定をスライドに示す。

左図は2020年12月14日の日本海を中心とした実況の海面水温、中央図が12月14日の遅延解析から作成した30年平均値の海面水温、右図は、実況の海面水温(左図)と30年平均値の海面水温(中央図)の差分を、それぞれ色分けで示したものである。

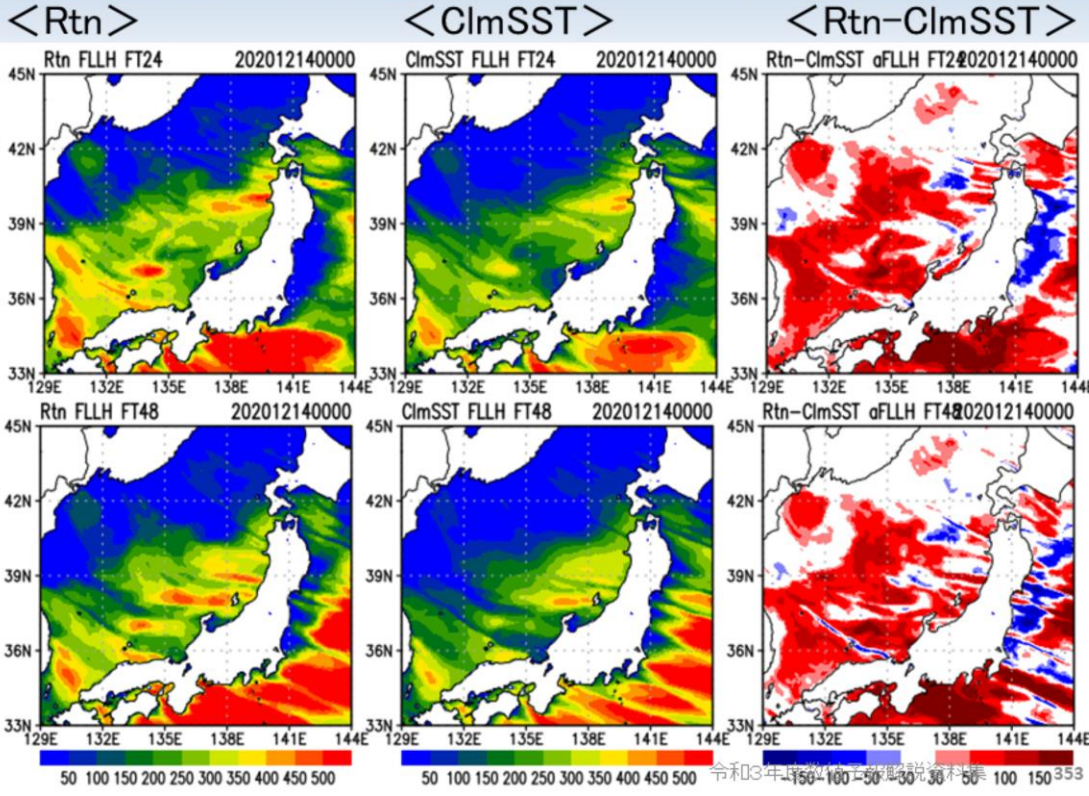
2020年12月14日の海面水温(左図)は、遅延解析から作成した30年平均値の海面水温(中央図)に比べて日本海において1~2度高い領域が広がっている。

実験設定については、以下のとおりである。

2020年12月13日21時、14日9時、14日21時初期値のMSMで使用した海面水温(Rtn: HIMSST)を遅延解析から作成した1990~2019年までの30年平均値の海面水温(ClmSST: Delayed MGDSSST)に差し替えて実験を実施した。なお、以下、左図の実況の海面水温を利用した実験をRtn、中央図の30年平均値の海面水温を利用した実験をClmSSTとする。

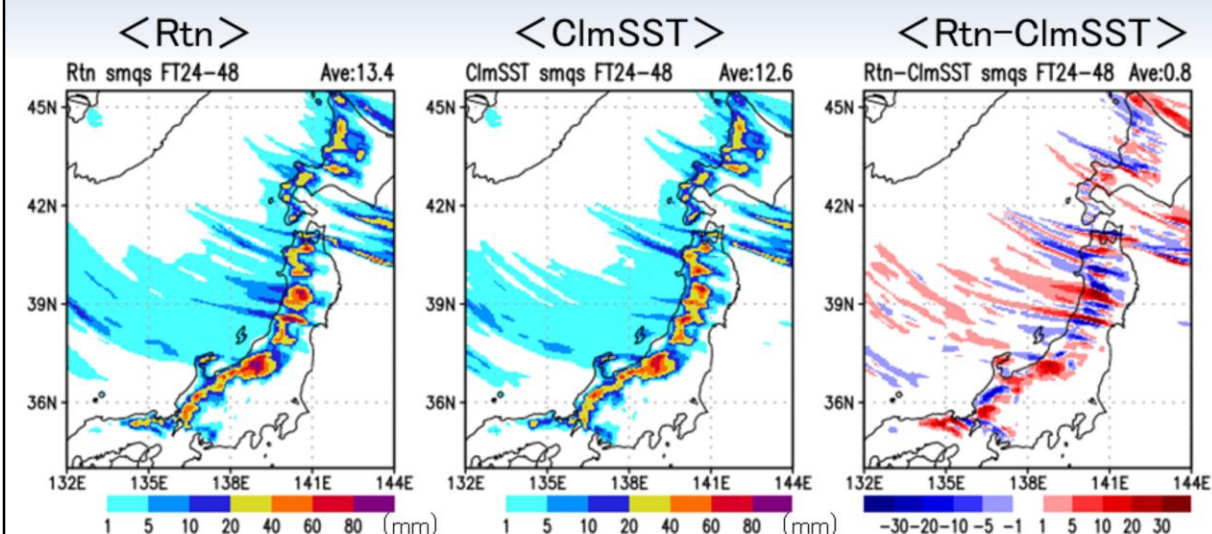
潜熱フラックスの違い

海面水温の違いに対応して潜熱フラックス(単位: Wm^{-2}) もRtnの方が大きい



2020年12月14日9時初期値の日本海を中心とした潜熱フラックス(単位: Wm^{-2})の実況の海面水温を利用した実験(左図: Rtn)と30年平均値の海面水温を利用した実験(中央図: CImSST)との予測結果の違い(右図: 差分図)を示す。上段が24時間後、下段が48時間後の予測結果である。CImSSTに比べて、Rtnの方が潜熱フラックスが大きい。

結果: 積算降水量(雪)の違い (FT=24-48)



海面水温のモデルへの反映の時間を考慮してFT=24-48の結果を示した。積算降水量(雪)の位置ずれの影響でわかりにくいだが、0.1mm以上の積算降水量(雪)の描画領域内の平均を取ると、Rtn(13.4mm)の方がCImSST(12.6mm)より0.8mm多い(約6%増加)。

(留意点) 本実験は簡易的なものであるため、結果を評価する際には注意する必要がある。

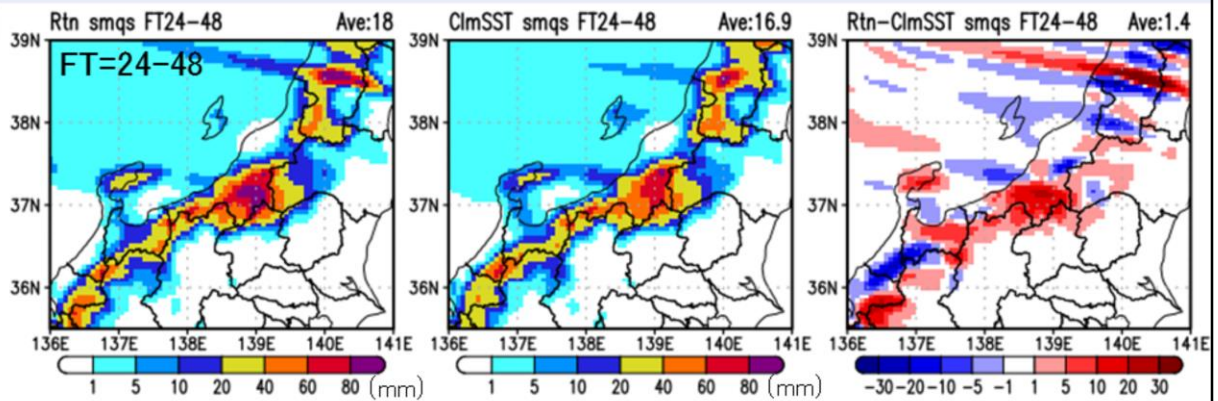
2020年12月14日9時初期値の日本海を中心としたFT=24からFT=48までの積算降水量(雪)の実況の海面水温を利用した実験(左図:Rtn)と30年平均値の海面水温を利用した実験(中央図:CImSST)との予測結果の違い(右図:差分図)の予測結果を示す。海面水温のモデルへの反映の時間を考慮してFT=24からFT=48までの積算降水量(雪)の結果を示した。積算降水量(雪)の位置ずれの影響でわかりにくいだが、0.1mm以上の積算降水量(雪)の描画領域内の平均を取ると(各図の右上の「Ave」の数字)、Rtn(13.4mm)の方がCImSST(12.6mm)より0.8mm多い(約6%増加)。なお、積算降水量(雪)はMSM内の雪について、降水量に換算し、積算したものを示している。

積算降水量(雪)の違い(北陸付近拡大図: FT=24-48)

<Rtn>

<CImSST>

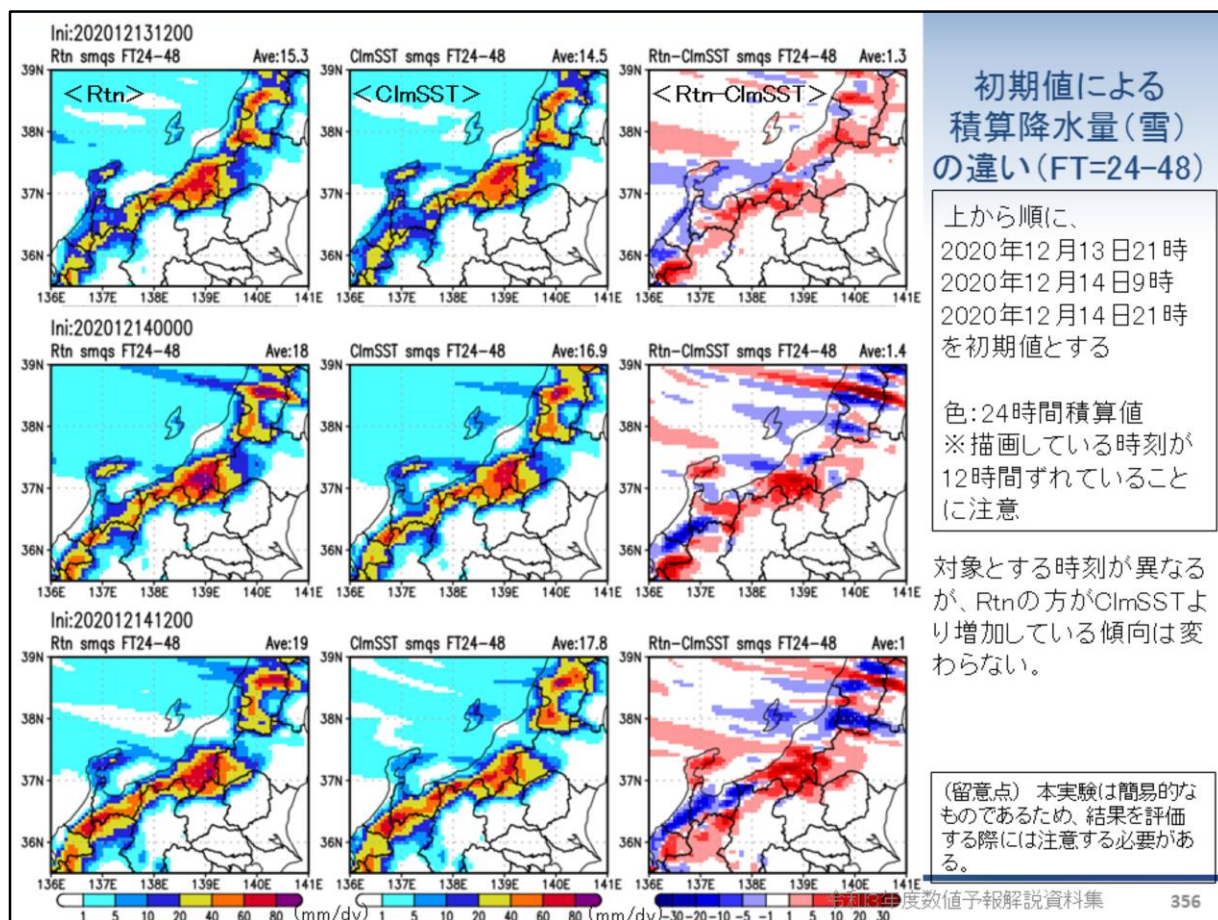
<Rtn-CImSST>



大雪のあった新潟・群馬県県境付近を中心に0.1mm以上の積算降水量(雪)の平均を取ると、Rtnの方がCImSSTより1.4mm多い(約8%増加)。

(留意点) 本実験は簡易的なものであるため、結果を評価する際には注意する必要がある。

前頁の北陸付近を拡大したものである。大雪のあった新潟・群馬県県境付近を中心に0.1mm以上の積算降水量(雪)の描画領域内の平均を取ると(各図の右上の「Ave」の数字)、Rtnの方がCImSSTより1.4mm多い(約8%増加)。



2020年12月13日21時(上段)、14日9時(中段)、14日21時初期値の北陸付近を中心としたFT=24からFT=48までの積算降水量(雪)の実況の海面水温を利用した実験(左図:Rtn)と30年平均値の海面水温を利用した実験(中央図:CImSST)との予測結果の違い(右図:差分図)の予測結果を示す。対象とする時刻が異なるが、Rtnの方がCImSSTより増加している傾向は変わらない。

まとめ

- SSTの感度実験とその結果(メソモデル)
 - 2020年12月13日21時、14日9時、14日21時初期値のMSMで使用した海面水温(Rtn)を遅延解析から作成した30年平均値の海面水温(ClmSST)に差し替えてMSM実験(SST気候値実験)を実施した
 - その結果、現在の海面水温では、0.1mm以上の積算降水量(雪)(モデル降雪量に相当)の平均を取ると、**24時間後～48時間後までの予測では、積算降水量(雪)を増やす効果があった**

※留意点 海面水温の違いの影響を正しく評価するためには、少なくとも海面水温を変えた影響を大気に馴染ませる準備実験が必要。本実験は簡易的なものであるため、結果は定性的な評価である。

メソモデルによるSSTの感度実験とその結果について、まとめた。

降雪量ガイダンスによる結果

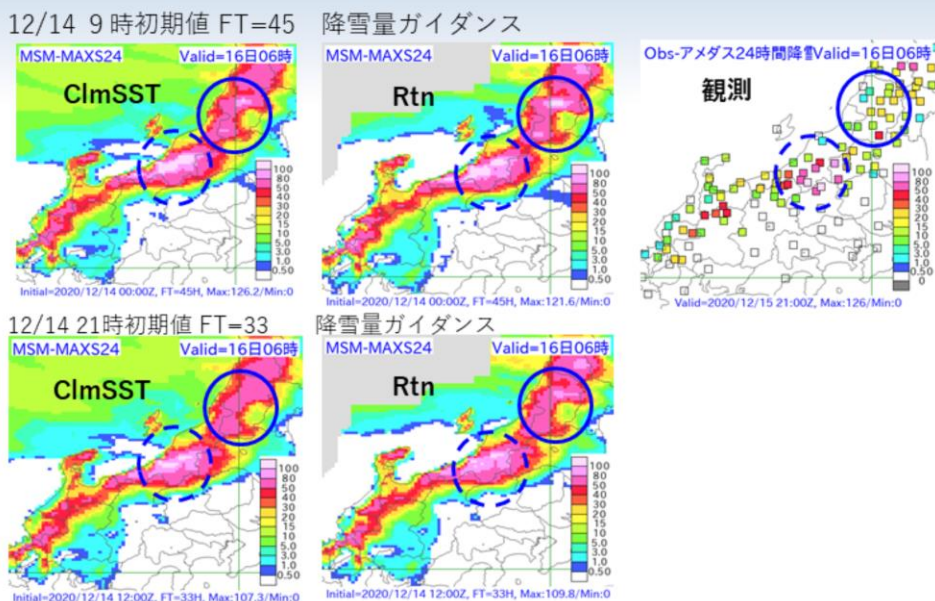
海面水温の違いの影響を正しく評価するためには、少なくとも海面水温を変えた影響を大気に馴染ませる準備実験が必要である。本実験は簡易的なものであるため、結果を評価する際には注意する必要がある。

仕様

- 2020年12月13日21時、14日9時、14日21時初期値のMSMで使用した海面水温(Rtn)を遅延解析から作成した30年平均値の海面水温(ClmSST)に差し替えたMSM実験の結果を用いて、降雪量ガイダンスを実行
- 確認した要素
 - 降雪量ガイダンス: 3時間降雪量、24時間降雪量
- 降雪量ガイダンスは小出、湯沢、藤原、みなかみの4地点で、4点内挿値で比較

2020年12月13日21時、14日9時、14日21時初期値のMSMで使用した海面水温(Rtn)を遅延解析から作成した30年平均値の海面水温(ClmSST)に差し替えたMSM実験の結果を用いて、降雪量ガイダンス(格子)の3時間降雪量、24時間降雪量を実行した。その実行結果について、アメダス観測地点の新潟県小出と湯沢、群馬県の藤原とみなかみについて、示す。

12/16 6時 前24時間降雪量(観測最大時)に対する予測



山形県(青丸)ではClmSST実験で減っているが、新潟中越(青破線円)では、100cm以上の領域は増えている。降雪量ガイダンスは、降水量ガイダンスに雪水比をかけて算出している。次ページから降水ガイダンス、雪水比のそれぞれの違いを示す。

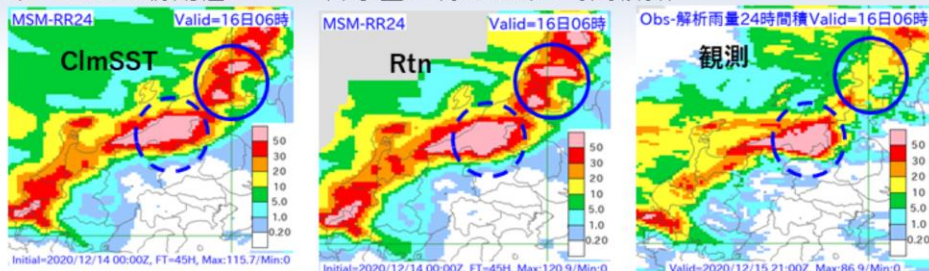
2020年12月16日6時を対象とした前24時間降雪量に対する24時間降雪量ガイダンスの予測結果および観測(積雪深計による降雪量観測)結果を示す。

上段が12月14日9時初期値の45時間予測と観測の結果、下段が12月14日21時初期値の33時間予測と観測の結果である。また、左図が遅延解析から作成した30年平均値の海面水温(ClmSST)を用いた実験、中央図が実況の海面水温(Rtn)を利用した実験の結果である。

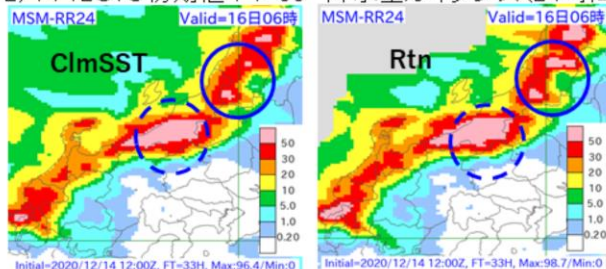
山形県(青丸)ではClmSST実験で降雪量は減っているが、新潟中越(青破線円)では、100cm以上の領域は増えている。降雪量ガイダンスは、降水量ガイダンスに雪水比をかけて算出している。次ページから降水量ガイダンス、雪水比のそれぞれの違いを示す。

12/16 6時 前24時間降水量 (3時間降水量ガイダンスの積算値)

12/14 00UTC 初期値 FT=45 降水量ガイダンス(24時間積算)



12/14 12UTC 初期値 FT=33 降水量ガイダンス(24時間積算)

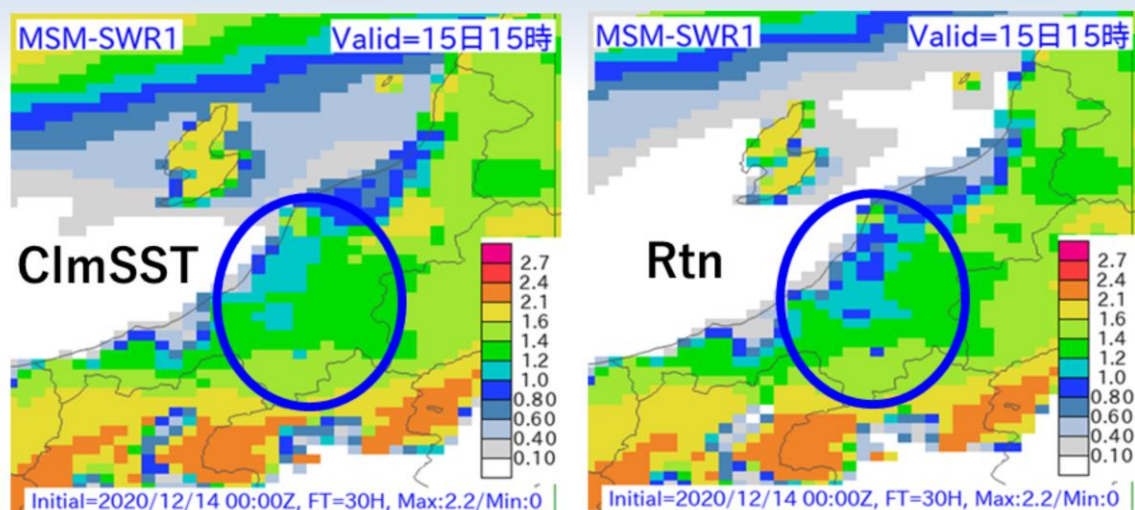


降水量ガイダンス(降水量G)はCImSST実験ではやや減少傾向(50mm以上の領域と最大値はやや減少)。

※3時間降水量G積算により、予測過大。

2020年12月16日6時を対象とした前24時間降水量の3時間降水量ガイダンス積算値の予測結果および観測(24時間解析雨量)結果を示す。図の配置および初期値時刻については、前頁と同様である。3時間降水量ガイダンス積算値を用いているため、全体的に予測は過大となっている。山形県(青丸)と新潟中越(青破線円)に着目すると、降水量ガイダンスはRtn実験と比べて、CImSST実験ではやや減少傾向(50mm以上の領域と最大値はやや減少)。

雪水比の比較 12/14 9時初期値 FT=30



ClmSST実験では気温が低下したことにより、雪水比1.0以上の面積（水色～緑色の領域）がルーチンと比べて、山地から海岸方向へ広がった（前後の予測時刻（FT24、27、33）においても同様の傾向）。

2020年12月15日15時を対象とした12月14日9時初期値の30時間予測の雪水比の結果を示す。左図がClmSST実験、右図がRtn実験の結果である。ClmSST実験では気温が低下したことにより、雪水比1.0以上の面積（水色～緑色の領域）がRtn実験と比べて、山地から海岸方向へ広がった（前後の予測時刻（FT=24、27、33）においても同様の傾向）。

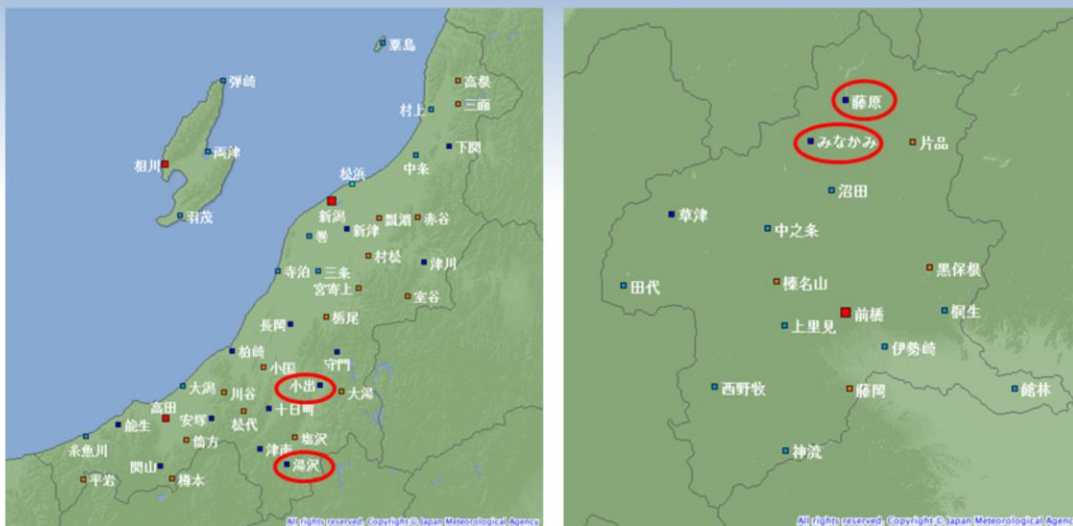
降雪量ガイダンスの結果のまとめ

24時間降雪量のピーク時(12/16 6時)の予測について、CImSST実験とRtn実験との比較を行った。

- 交通障害が起こった新潟県中越地方では、CImSST実験を入力とした降雪量ガイダンスの予測は、Rtn実験に比べて100cm以上の領域は増加とした(場所によって違うことに留意)
- 降雪量ガイダンスは、降水量ガイダンスに雪水比をかけて算出しているが、新潟県中越地方では、降水量ガイダンスはCImSST実験で減少する傾向、雪水比は増加する傾向であった
- 海面水温が下がることによって、大気への水蒸気量補給減で降雪量減の効果があるが、逆に地上気温低下(気温0°C付近では雪水比増)となり、降雪量増の効果がある。新潟県中越地方では、CImSST実験において後者の効果が大きく、降雪量ガイダンスは増加となったと推測される

(留意点) ガイダンス作成元のMSMの結果について、海面水温の違いの影響を正しく評価するためには、少なくとも海面水温を変えた影響を大気に馴染ませる準備実験が必要。本実験は簡易的なものであるため、結果は定性的な評価である。

降雪量ガイダンス(格子)のSSTの感度実験とその結果について、まとめた。



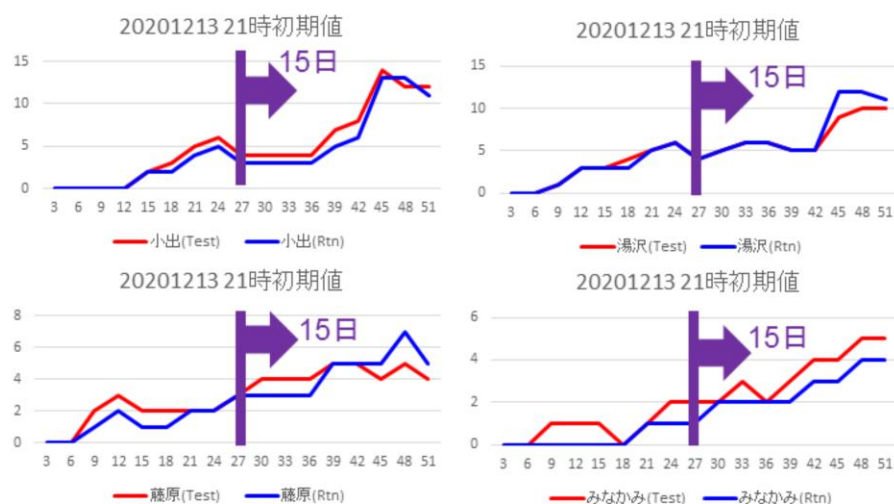
3時間降雪量ガイダンスの 上記4地点(赤丸)の時系列の結果

2020年12月13日21時、14日9時、14日21時初期値のMSMで使用した海面水温(Rtn)を遅延解析から作成した30年平均値の海面水温(ClmSST)に差し替えてのMSM実験の結果を用いて、3時間降雪量ガイダンス(上記4地点(赤丸)の時系列の結果)の予測時系列の結果を次頁以降に示す。

降雪量ガイダンス (3時間降雪量:2020年12月13日21時初期値)

横軸=FT
縦軸=降雪量(cm)

湯沢と藤原では15日日中以降の降雪量について
CImSST実験の方が、Rtn実験に比べて減少し、小出
とみなかみではCImSST実験の方が増加した。

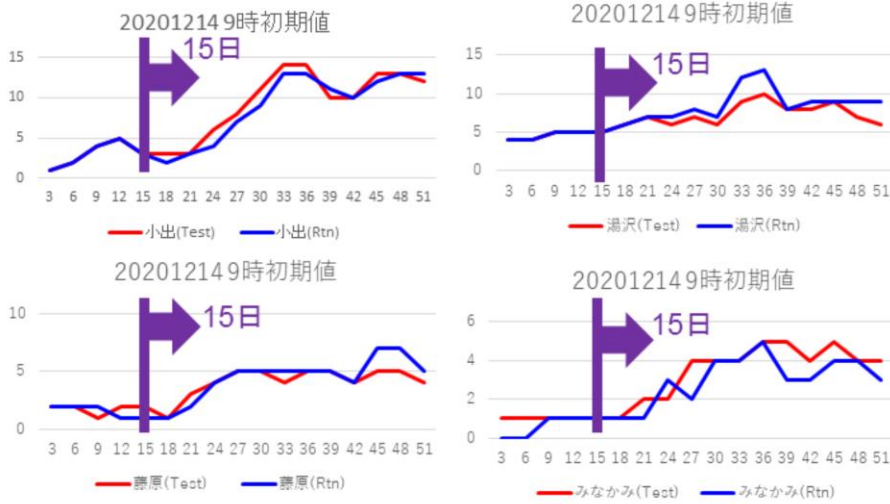


2020年12月13日21時初期値の3時間降雪量ガイダンスの新潟県小出(左上図)、湯沢(右上図)、群馬県藤原(左下図)およびみなかみ(右下図)の予測時系列(横軸:予報時間)の結果をそれぞれ示す。縦軸は降雪量(cm)である。赤線がCImSST実験の結果、青線がRtn実験の結果である。湯沢と藤原では15日日中以降の降雪量について、CImSST実験の方がRtn実験に比べて減少し、小出とみなかみではCImSST実験の方が増加した。

降雪量ガイダンス (3時間降雪量:2020年12月14日9時初期値)

横軸=FT
縦軸=降雪量(cm)

湯沢と藤原では15日日中以降の降雪量について ClmSST実験の方が、Rtn実験に比べて減少し、小出とみなかみではClmSST実験の方が増加した。

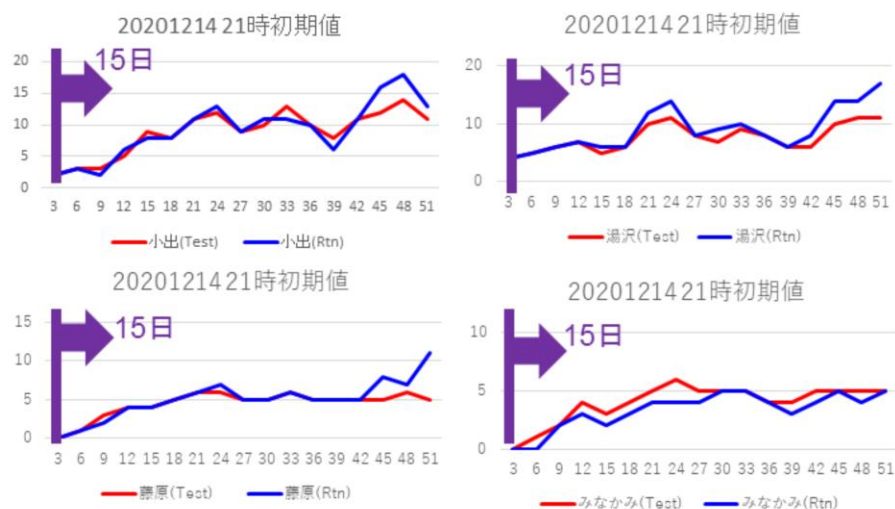


2020年12月14日9時初期値の3時間降雪量ガイダンスの結果を示す。図の仕様は、2020年12月13日21時初期値の結果と同様である。結果は、13日21時初期値と同様で、湯沢と藤原では15日日中以降の降雪量について、ClmSST実験の方がRtn実験に比べて減少し、小出とみなかみではClmSST実験の方が増加した。

降雪量ガイダンス (3時間降雪量:2020年12月14日21時初期値)

横軸=FT
縦軸=降雪量(cm)

小出、湯沢、藤原では15日日中以降の降雪量についてClmSST実験の方が、Rtn実験に比べて減少し、みなかみではClmSST実験の方が増加した。



2020年12月14日21時初期値の3時間降雪量ガイダンスの結果を示す。図の仕様は、2020年12月13日21時初期値の結果と同様である。小出、湯沢、藤原では15日日中以降の降雪量についてClmSST実験の方が、Rtn実験に比べて減少し、みなかみではClmSST実験の方が増加した。

まとめ

- 降雪量ガイダンス

(15日日中以降の降雪量について)

- 湯沢、藤原では、CImSST実験の方が、Rtn実験に比べて減少。みなかみでは増加。
小出は13日21時と14日9時初期値で増加、14日21時初期値で減少。

- 考察

- CImSST実験ではモデル予測降水量が減少し、予測気温が低下した
- 格子ガイダンスでは、3時間平均降水量ガイダンスと雪水比を用いて予測する。そのため、降水量の増減と気温低下による雪水比の変動が降雪量の予測を左右する。湯沢と藤原ではモデル予測降水量減少の影響、小出とみなかみでは予測気温低下による雪水比増加の影響がそれぞれ大きかったことが考えられる

(留意点) ガイダンス作成元のMSMの結果について、海面水温の違いの影響を正しく評価するためには、少なくとも海面水温を変えた影響を大気に馴染ませる準備実験が必要。本実験は簡易的なものであるため、結果は定性的な評価である。



3時間降雪量ガイダンス(格子)の予測時系列の結果について、まとめた。

全体のまとめ

令和3年度数値予報解説資料集

369

海面水温(SST)の感度実験とその結果の全体のまとめを以下のスライド3枚にまとめ、最後にSST感度実験で確認できたことについて記す。なお、ガイダンス作成元のMSMの結果について、海面水温の違いの影響を正しく評価するためには、少なくとも海面水温を変えた影響を大気に馴染ませる準備実験が必要である。本実験は簡易的なものであるため、結果は定性的な評価であることに留意願いたい。

まとめ(その1)

- SST感度実験
 - 2020年12月13日21時、14日9時、14日21時初期値のMSMで使用した海面水温(Rtn)を遅延解析から作成した30年平均値の海面水温(ClmSST)に差し替えたMSM実験を実施した
 - メソモデルの結果
 - 30年平均値の海面水温に差し替えて実験を行った結果、当日のRtn実験で用いた海面水温には、0.1mm以上の積算降水量(雪)(モデル降雪量に相当)の平均を取ると、24時間後～48時間後までの予測では、積算降水量(雪)を増やす効果があった

まとめ(その2)

- SST感度実験
 - 降雪ガイダンスの結果
 - 24時間降雪量ガイダンス
 - 交通障害が起こった新潟県中越地方では、CImSST実験を入力とした降雪量ガイダンスの予測は、Rtn実験に比べて100cm以上の領域は増加
 - 中越地方では、降水量ガイダンスはCImSST実験で減少する傾向、雪水比は増加する傾向
 - 海面水温が下がることによって、大気への水蒸気量補給減で降雪量減の効果があるが、逆に地上気温低下(気温0°C付近では雪水比増)となり、降雪量増の効果がある。新潟県中越地方では、CImSST実験において後者の効果が大きく、降雪量ガイダンスは増加となったと推測される

まとめ(その3)

- SST感度実験
 - 3時間降雪量ガイダンス(4地点時系列:15日日中以降の降雪量対象)の結果
 - ClmSST実験ではモデル予測降水量が減少し、予測気温が低下した。降雪量ガイダンスでは、3時間平均降水量ガイダンスと雪水比を用いて予測するため、予測降水量の増減と予測気温低下による雪水比の変動が降雪量の予測を左右する。結果として、湯沢や藤原ではClmSST実験の方がRtn実験に比べて予測降雪量が減少、みなかみや小出では増加したと考えられる



第3章 事例解析編

3.2 令和3年7月の豪雨事例の数値予報の結果

※以下のスライドの説明では、FTは予報時間(例:FT=6は6時間予報)、「～時」は日本時間、図中の「UTC」は協定世界時(例:00UTCは9時)を表す。

本節では、第3.2.1項で鹿児島県の線状降水帯発生事例（2021年7月10日）の概略を示す。次に、線状降水帯が発生した10日を対象として、全球（GSM）、メソ（MSM）、局地（LFM）、メソアンサンプル（MEPS）数値予報システムにおけるモデルおよびガイダンスの予測結果やGSM、MSMとLFMの可降水量の予測と解析値の比較について示す（第3.2.2項）。さらに、線状降水帯に関係するメソ低気圧の予測（第3.2.3項）、環境場（第3.2.4項）、まとめ（第3.2.5項）について示す。



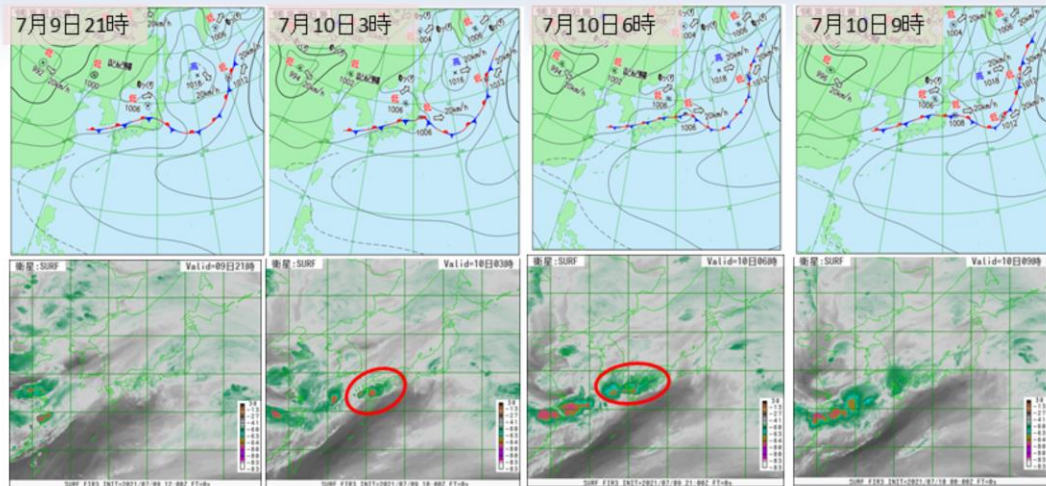
第3章 事例解析編

3.2.1 はじめに

2021年7月9～10日にかけて梅雨前線が対馬海峡から山陰沿岸に停滞した。この前線に向かって暖かく湿った空気が流れ込んだため、大気の状態が不安定となり、宮崎県小林市小林では、7月10日4時10分までの3時間降水量が133.5mm、鹿児島県薩摩郡さつま町さつま柏原では、同日12時40分までの24時間降水量が473mmとなり、それぞれ観測史上1位を更新した。

10日5時30分に鹿児島県、同日5時55分に宮崎県、同日6時10分に熊本県に大雨特別警報が発表された(同日14時32分までに解除)。さらに同日3時29分と7時39分には鹿児島県に線状降水帯の発生に言及した顕著な大雨に関する情報が発表された。

地上天気図・衛星水蒸気画像 (2021年7月9日21時～7月10日9時)

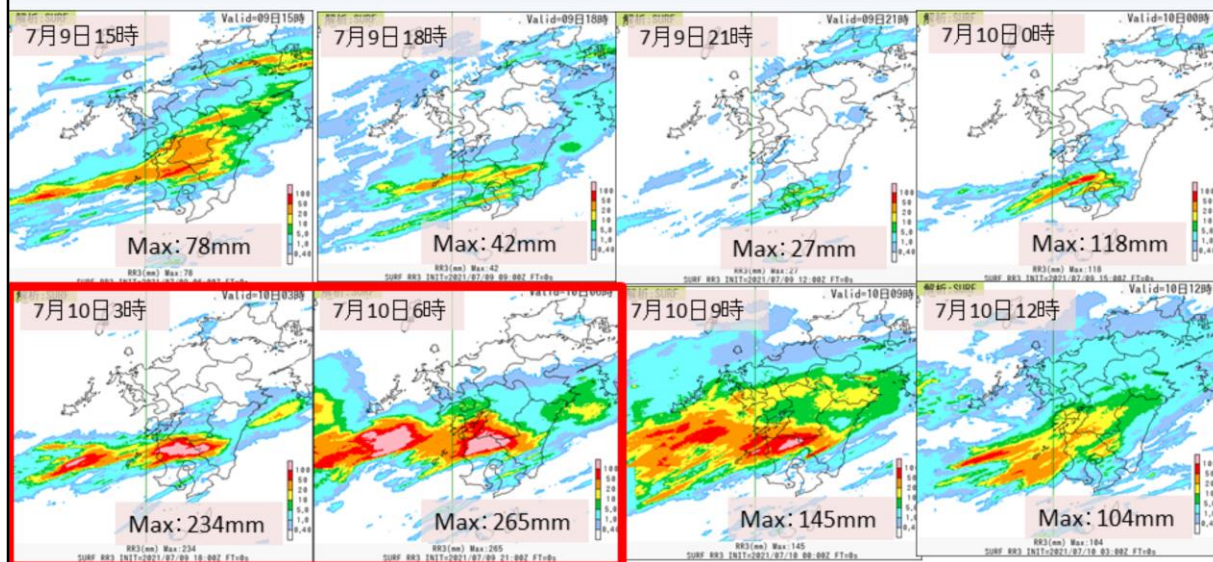


梅雨前線南側の対流雲域が10日未明に急速に発達し、同日明け方に九州南部地方へ移動した。

図は2021年7月9日21時から10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。

梅雨前線南側の対流雲域が10日未明に急速に発達し、同日明け方に九州南部地方へ移動した。

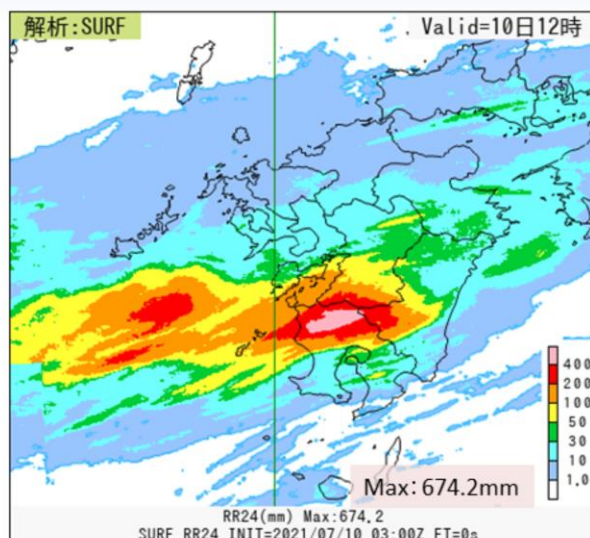
3時間解析雨量時系列 (2021年7月9日15時～10日12時:単位mm)



鹿児島県薩摩地方中心に、線状降水帯が発生したこともあり、赤枠の時間帯で降水量が増加した。

図は2021年7月9日15時から10日12時にかけての3時間解析雨量時系列を示す。鹿児島県薩摩地方中心に、線状降水帯が発生したこともあり、赤枠の時間帯で降水量が増加した。

24時間解析雨量 (2021年7月10日12時:単位mm)



鹿児島県薩摩地方の降水量の多い区域は、前頁のスライドから7月10日0時～6時の時間帯の降水量によるところが大きい。

図は2021年7月10日12時の24時間解析雨量を示す。


鹿児島県薩摩地方の降水量の多い区域は、前頁のスライドから、7月10日0時～6時の時間帯の降水量によるところが大きいことが分かる。



第3章 事例解析編

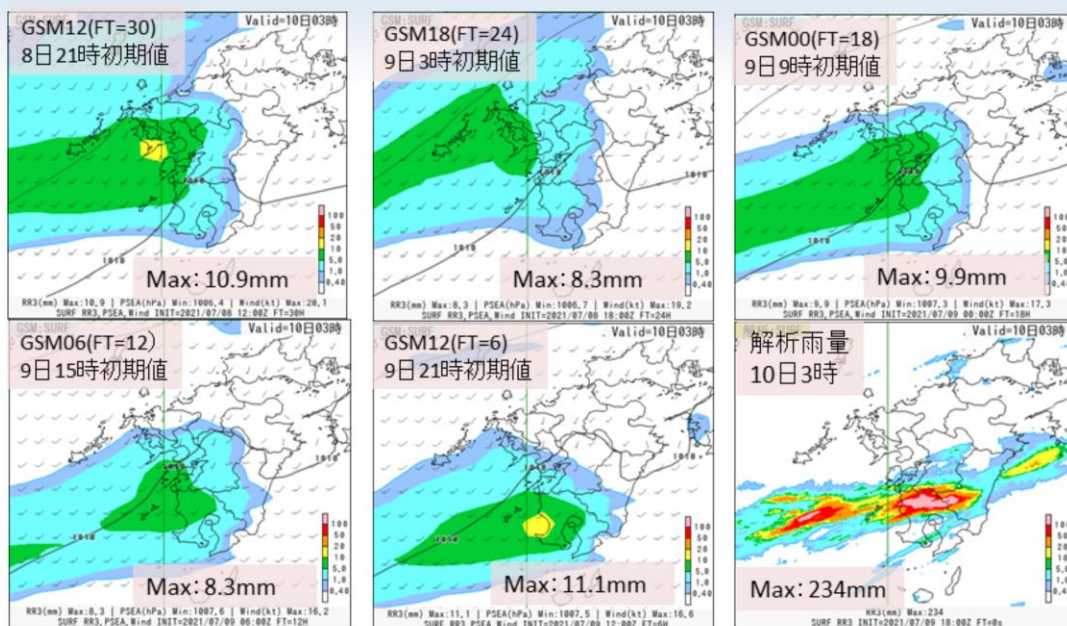
3.2.2 鹿児島県の線状降水帯発生事例 (2021年7月10日)

線状降水帯に対応する帯状の降水域が予測できていたかどうかの観点で、GSM、MSM、MEPS、LFMの各数値予報システムにおける結果を示す。以下、2021年7月10日3時および6時対象の事例の結果を示す。



2021年7月10日3時対象の事例

3時間降水量 (GSM vs 解析雨量) (2021年7月10日3時対象)



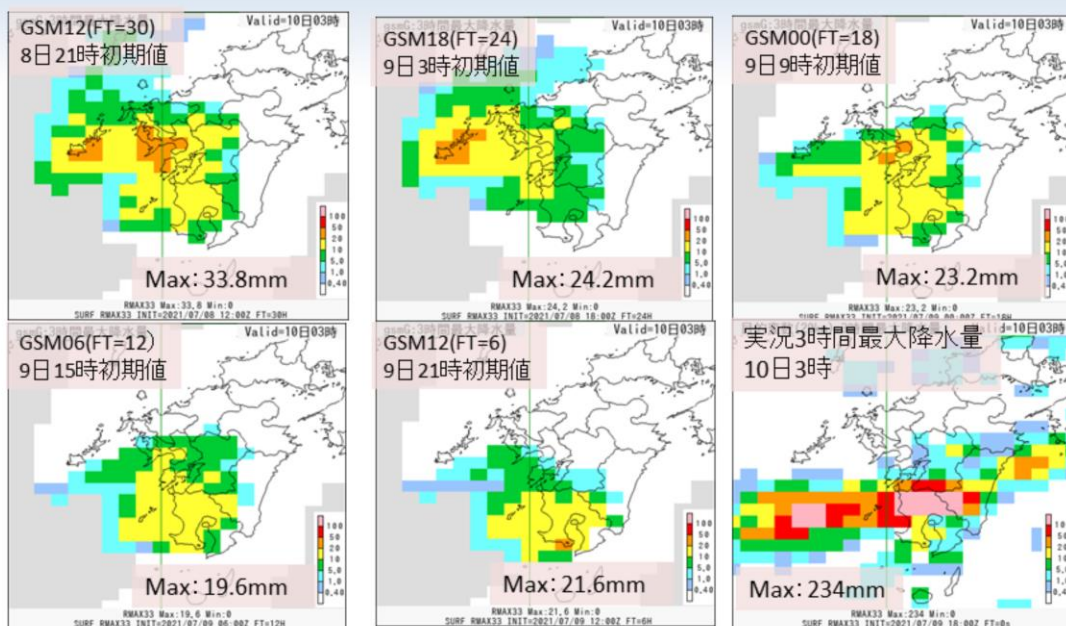
降水分布は実況に比べ、九州南部だけでなく北部にも表現され、領域としては過大であった。降水量の予測は過小であった。

GSMの3時間降水量について、2021年7月10日3時を対象とした結果を示す。

図は、上段の2021年7月8日21時初期値の30時間予報から順番に7月9日21時初期値の6時間予報までの結果を示す。また、2021年7月10日3時対象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。

降水分布は実況に比べ、九州南部だけでなく北部にも表現され、領域としては過大であった。降水量の予測は過小であった。

3時間降水量 (GSM最大降水量ガイダンス vs 実況) (2021年7月10日3時対象)

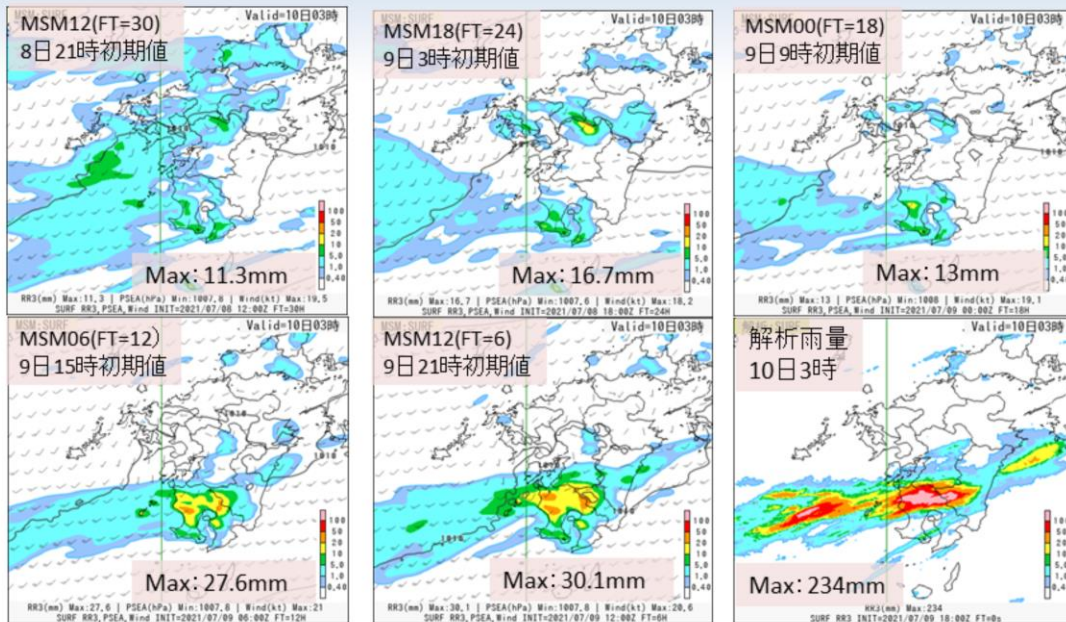


モデル予測から実況に近づける補正がなされていたが、降水量の予測は過小であった。

GSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、前頁のGSMと同様である。また、2021年7月10日3時対象の観測の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。

モデル予測から実況に近づける補正がなされていたが、降水量の予測は過小であった。

3時間降水量 (MSM vs 解析雨量) (2021年7月10日3時対象)

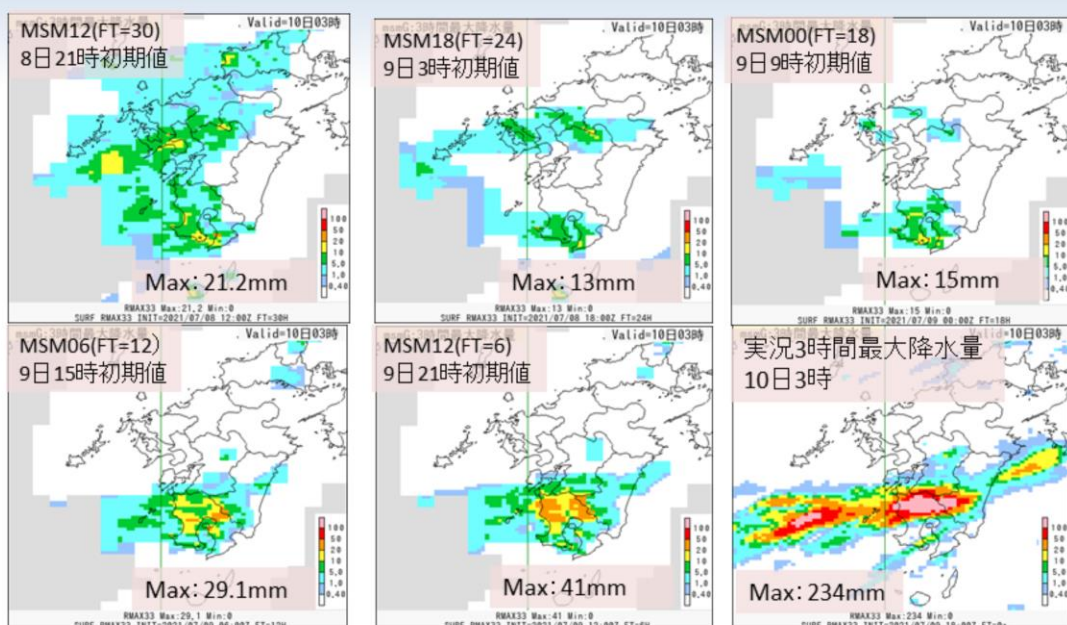


降水分布は12時間前(9日15時初期値予測)から概ね実況並みに表現されていたが、降水量の予測は過小であった。

MSMの3時間降水量について、2021年7月10日3時を対象とした結果を示す。図は、上段の2021年7月8日21時初期値の30時間予報から順番に7月9日21時初期値の6時間予報までの結果を示す。また、2021年7月10日3時対象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。

降水分布は12時間前(9日15時初期値予測)から概ね実況並みに表現されていたが、降水量の予測は過小であった。

3時間降水量 (MSM最大降水量ガイダンス vs 実況) (2021年7月10日3時対象)

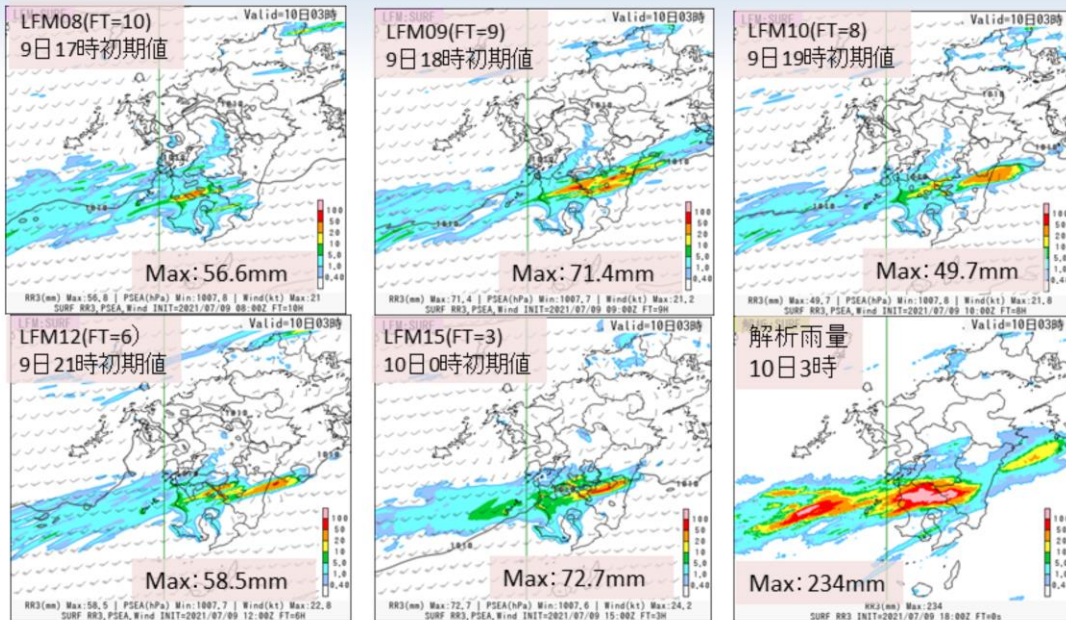


モデル予測から実況に近づける補正がなされていたが、降水量の予測は過小であった。

MSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、前頁のMSMと同様である。また、2021年7月10日3時対象の観測の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。

前頁のモデル予測から実況に近づける補正がなされていたが、降水量の予測は過小であった。

3時間降水量(LFM vs 解析雨量) (2021年7月10日3時対象)

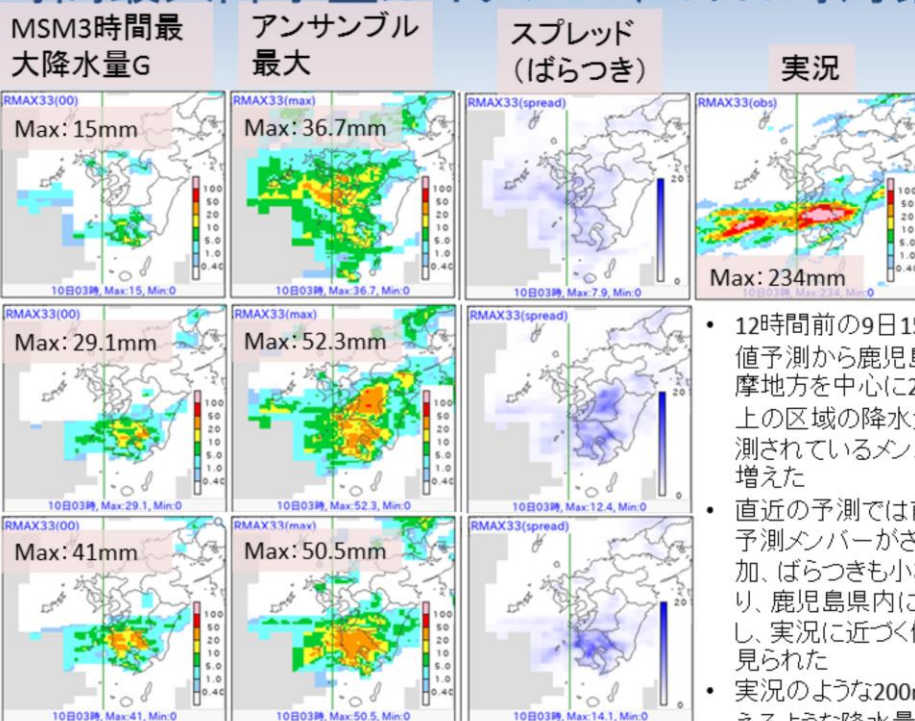


降水分布は概ね実況並みに表現されていたが、降水量の予測は過小であった。

LFMの3時間降水量について、2021年7月10日3時を対象とした結果を示す。図は、上段の2021年7月9日17時初期値の10時間予報から順番に7月10日0時初期値の3時間予報までの抜粋した結果を示す。また、2021年7月10日3時対象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。

降水分布は概ね実況並みに表現されていたが、降水量の予測は過小であった。

MEPS3時間最大降水量ガイダンス(10日3時対象)



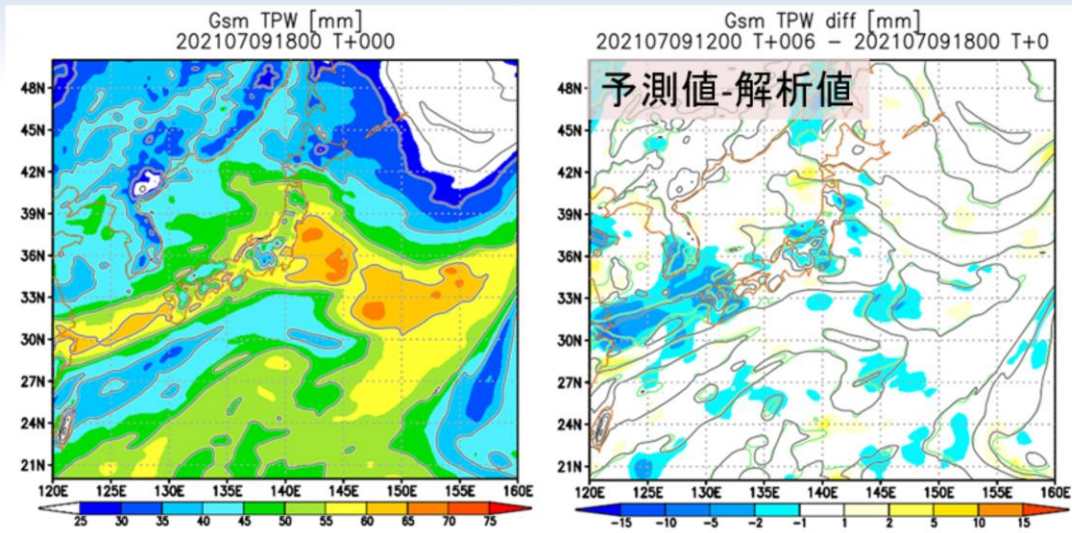
G: ガイダンスの略記

2021年7月10日3時を対象としたMEPS3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。右上図が2021年7月10日3時の観測の5km格子3時間最大降水量、左側からMSM3時間最大降水量ガイダンス、MEPS3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9日9時初期値18時間予報、7月9日15時初期値12時間予報および7月9日21時初期値6時間予報の結果をそれぞれ示す。降水量の単位はいずれも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。

以下の特徴が見られた。

- ・12時間前の9日15時初期値予測から鹿児島県薩摩地方を中心に20mm以上の区域の降水量が予測されているメンバーが増えた
- ・直近の予測では前項の予測メンバーがさらに増加、ばらつきも小さくなり、鹿児島県内に集中し、実況に近づく傾向が見られた
- ・実況のような200mmを超えるような降水量を予測したメンバーは見られず、過小な予測であった

GSMの可降水量の予測と解析値の比較 (2021年7月10日3時)

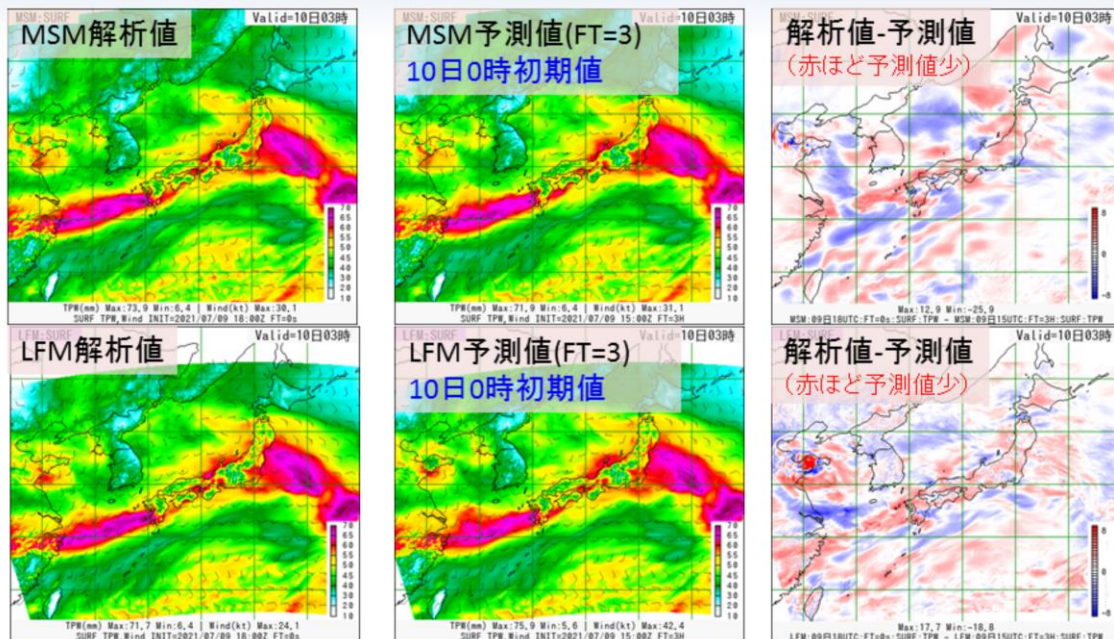


大雨となる前の可降水量の予測は解析値に比べて、東シナ海の前線上で少なかった。

2021年7月10日3時を対象としたGSMの可降水量の予測と解析値の比較結果を示す。左図が2021年7月10日3時の可降水量の解析値、右図が6時間前の初期値の予測値の解析値との差分の結果である。

大雨となる前の可降水量の予測は解析値に比べて、東シナ海の前線上で少なかった。


MSMとLFMの可降水量の予測と解析値の比較 (2021年7月10日3時)



2021年7月10日3時を対象としたMSM(上段)とLFM(下段)の可降水量の予測と解析値の比較結果を示す。左図が2021年7月10日3時の可降水量の解析値、中央図が3時間前(10日0時)の初期値の予測値、3時間前初期値の予測値と解析値との比較を示す。特徴は以下のとおりである。

大雨となる直前の予測可降水量は以下の領域で少ない傾向がみられた(10日0時以前の初期値降水量予測は実況に比べて過小)。

- ・ 前線とその周辺
- ・ 日本の南の亜熱帯高気圧内(特に縁辺部)

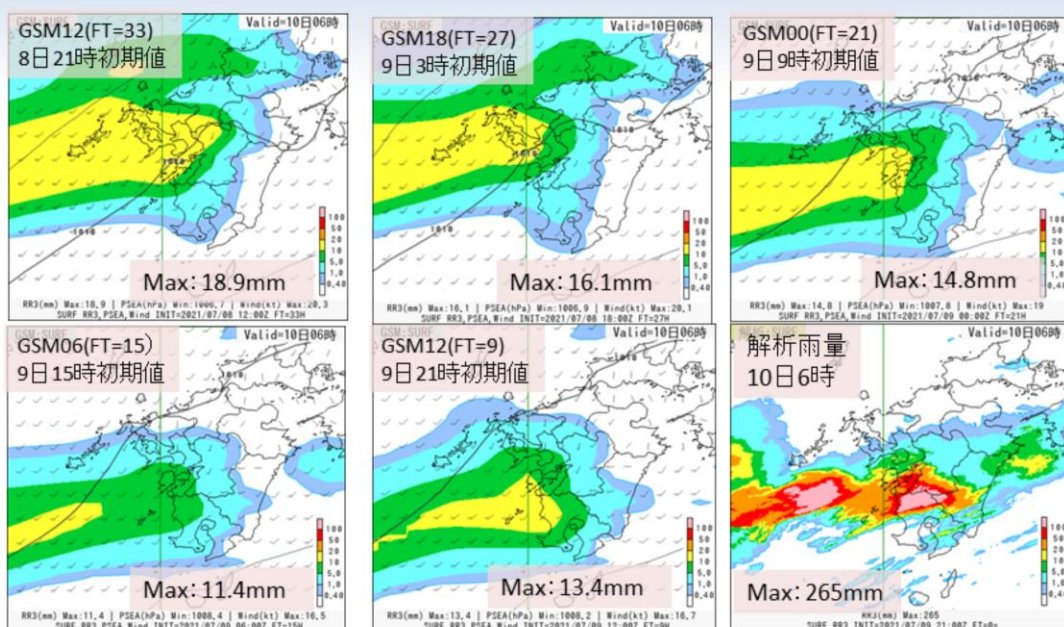


2021年7月10日6時対象の事例

令和3年度数値予報解説資料集

388

3時間降水量 (GSM vs 解析雨量) (2021年7月10日6時対象)



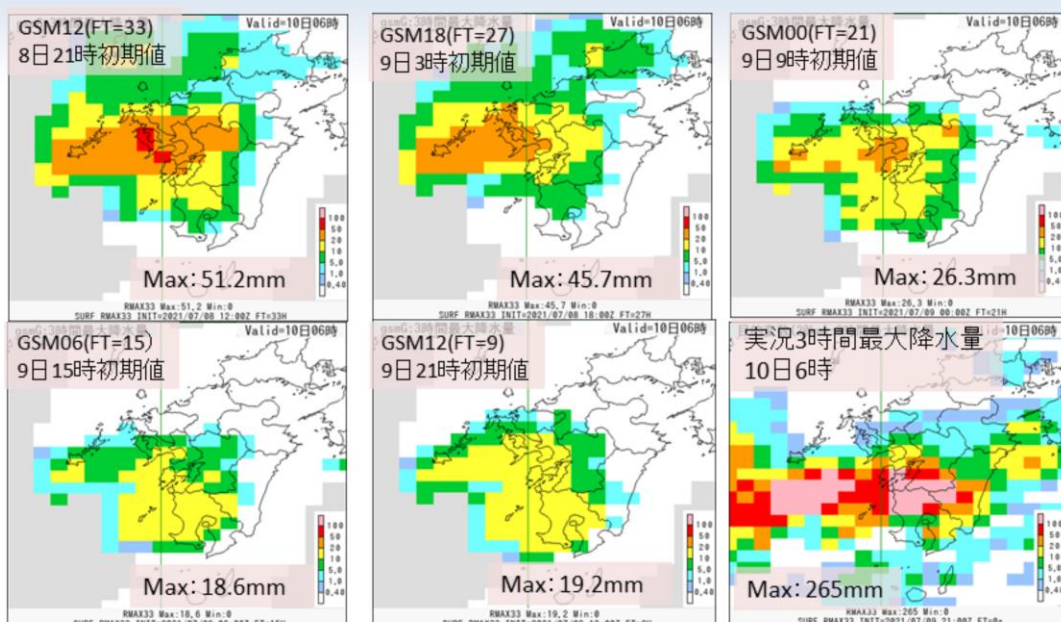
降水分布は27時間前までは、実況に比べて九州北部にも表現されていて、過大であった。降水量の予測は過小であった。

GSMの3時間降水量について、2021年7月10日6時を対象とした結果を示す。

図は、上段の2021年7月10日6時初期値の33時間予報から順番に7月9日21時初期値の9時間予報までの結果を示す。また、2021年7月10日6時対象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。

降水分布は27時間前までは、実況に比べて九州北部にも表現されていて、過大であった。降水量の予測は過小であった。

3時間降水量 (GSM最大降水量ガイダンス vs 実況) (2021年7月10日6時対象)

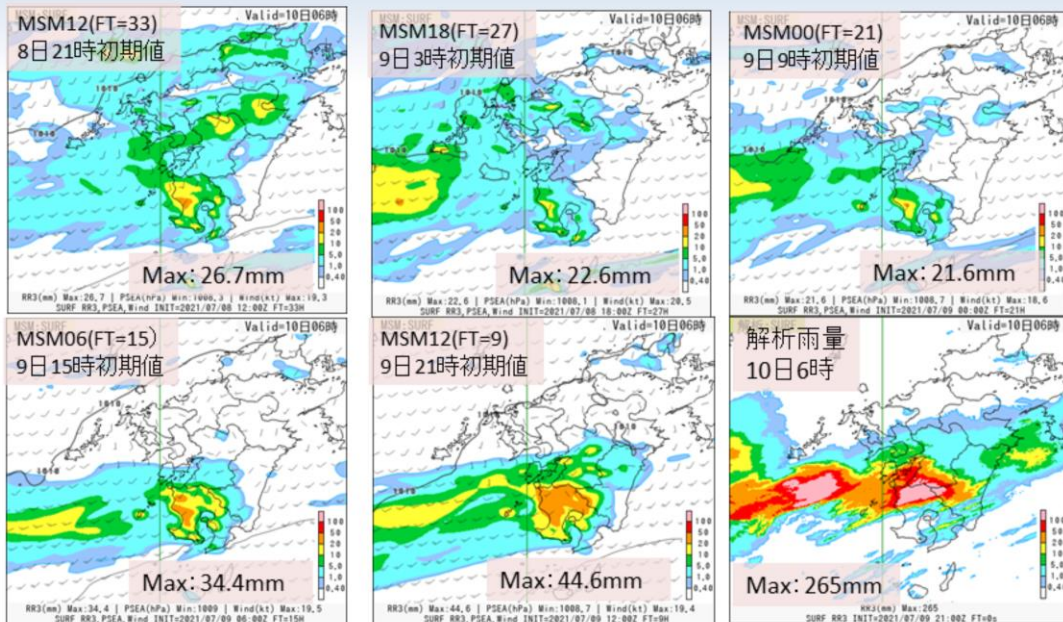


モデル予測から実況に近づける補正がなされていたが、27時間前までの予測降水量は実況に近かったが、全体的に予測降水量は過小であった。

GSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、前頁のGSMと同様である。また、2021年7月10日6時対象の観測の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。

前頁のモデル予測から実況に近づける補正がなされていたが、27時間前までの予測降水量は実況に近かったが、全体的に予測降水量は過小であった。

3時間降水量 (MSM vs 解析雨量) (2021年7月10日6時対象)

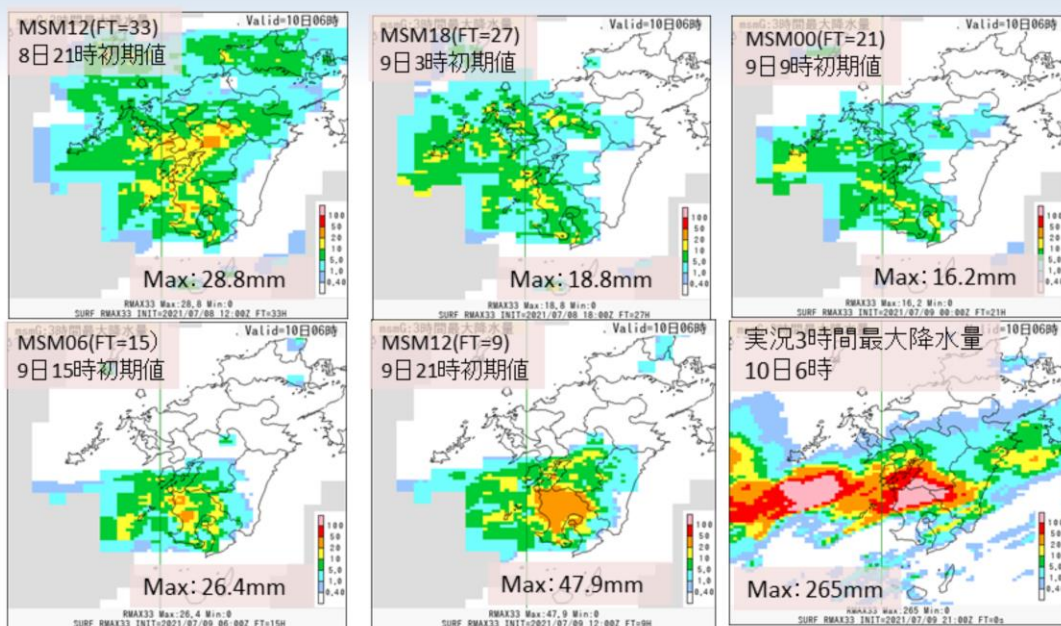


降水分布は18時間前(9日12時初期値予測(図略))から概ね実況並みに表現されていたが、降水量の予測は過小であった。

MSMの3時間降水量について、2021年7月10日6時を対象とした結果を示す。図は、上段の2021年7月8日21時初期値の33時間予報から順番に7月9日21時初期値の9時間予報までの結果を示す。また、2021年7月10日9時対象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。

降水分布は18時間前(9日12時初期値予測(図略))から概ね実況並みに表現されていたが、降水量の予測は過小であった。

3時間降水量 (MSM最大降水量ガイダンス vs 実況) (2021年7月10日6時対象)

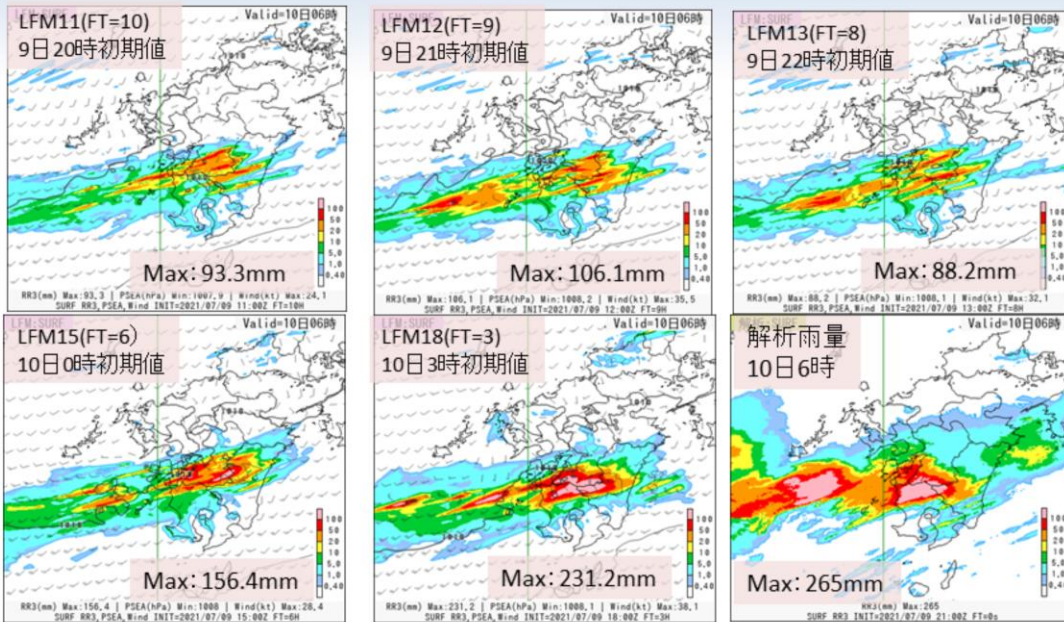


モデル予測から実況に近づける補正がなされていたが、降水量の予測は過小であった。

MSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、前頁のMSMと同様である。また、2021年7月10日6時対象の観測の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。

前頁のモデル予測から実況に近づける補正がなされていたが、降水量の予測は過小であった。

3時間降水量(LFM vs 解析雨量) (2021年7月10日6時対象)



降水分布は概ね実況並みに表現されていた。降水量の予測は3時間前の予測では実況に近かったが、それ以前は過小であった。

LFMの3時間降水量について、2021年7月10日6時を対象とした結果を示す。図は、上段の2021年7月9日20時初期値の10時間予報から順番に7月10日3時初期値の3時間予報までの結果を示す。また、2021年7月10日6時対象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。

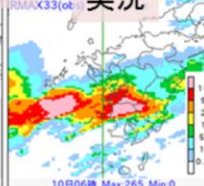
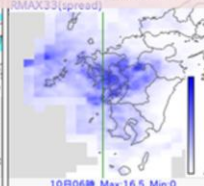
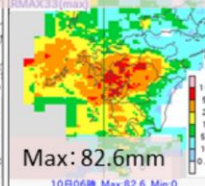
降水分布は概ね実況並みに表現されていた。降水量の予測は3時間前の予測では実況に近かったが、それ以前は過小であった。

MEPS3時間最大降水量ガイダンス(10日6時対象)

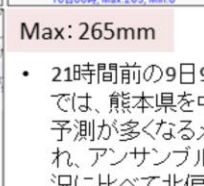
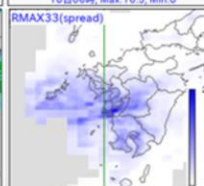
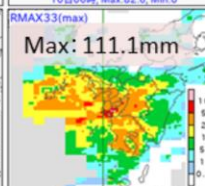
MSM3時間最大降水量G アンサンブル最大 スプレッド(ばらつき)

実況

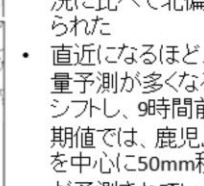
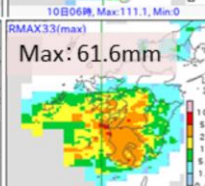
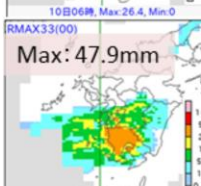
9日9時初期
期値 (FT=21)



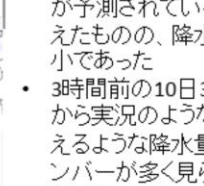
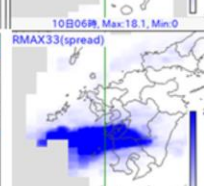
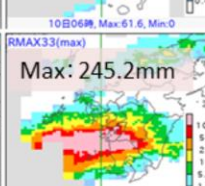
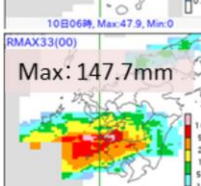
9日15時初
期値
(FT=15)



9日21時初
期値 (FT=9)



10日3時初
期値 (FT=3)



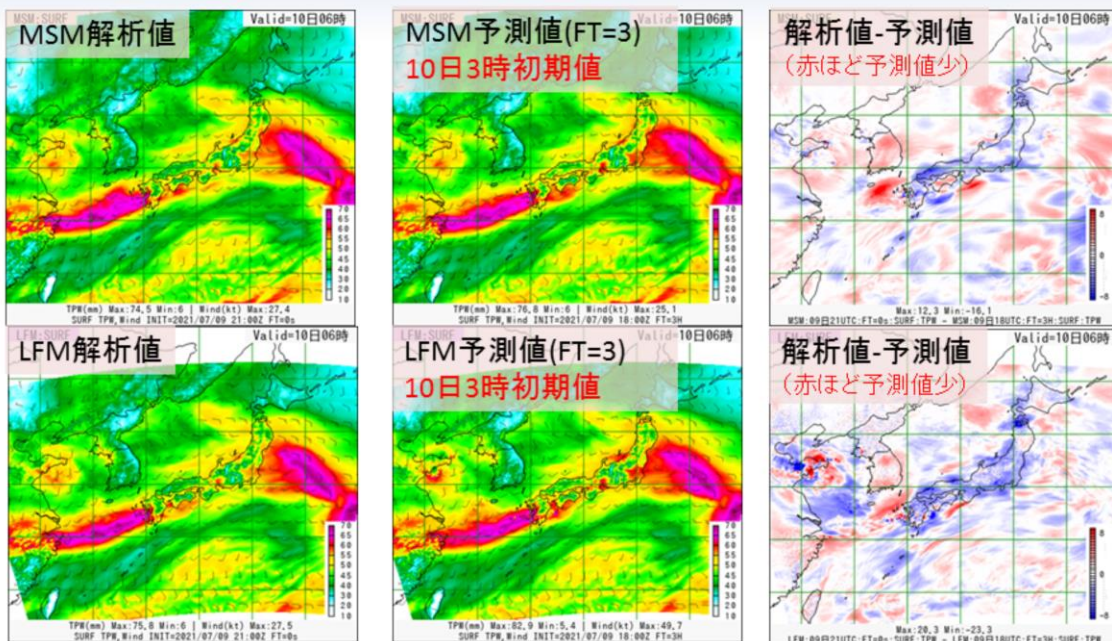
- 21時間前の9日9時初期値予測では、熊本県を中心に降水量予測が多くなるメンバーが見られ、アンサンブル最大では実況に比べて北偏する傾向が見られた
- 直近になるほど、徐々に降水量予測が多くなる地域が南へシフトし、9時間前の9日21時初期値では、鹿児島県薩摩地方を中心に50mm程度の降水量が予測されているメンバーが増えたものの、降水量予測は過小であった
- 3時間前の10日3時初期値予測から実況のような200mmを超えるような降水量を予測したメンバーが多く見られるようになった

2021年7月10日6時を対象としたMEPS3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。右上図が2021年7月10日6時の観測の5km格子3時間最大降水量、左側からMSM3時間最大降水量ガイダンス、MEPS3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9日9時初期値21時間予報、7月9日15時初期値15時間予報、7月9日21時初期値9時間予報および7月10日3時初期値3時間予報の結果をそれぞれ示す。降水量の単位はいずれも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。

以下の特徴が見られた。

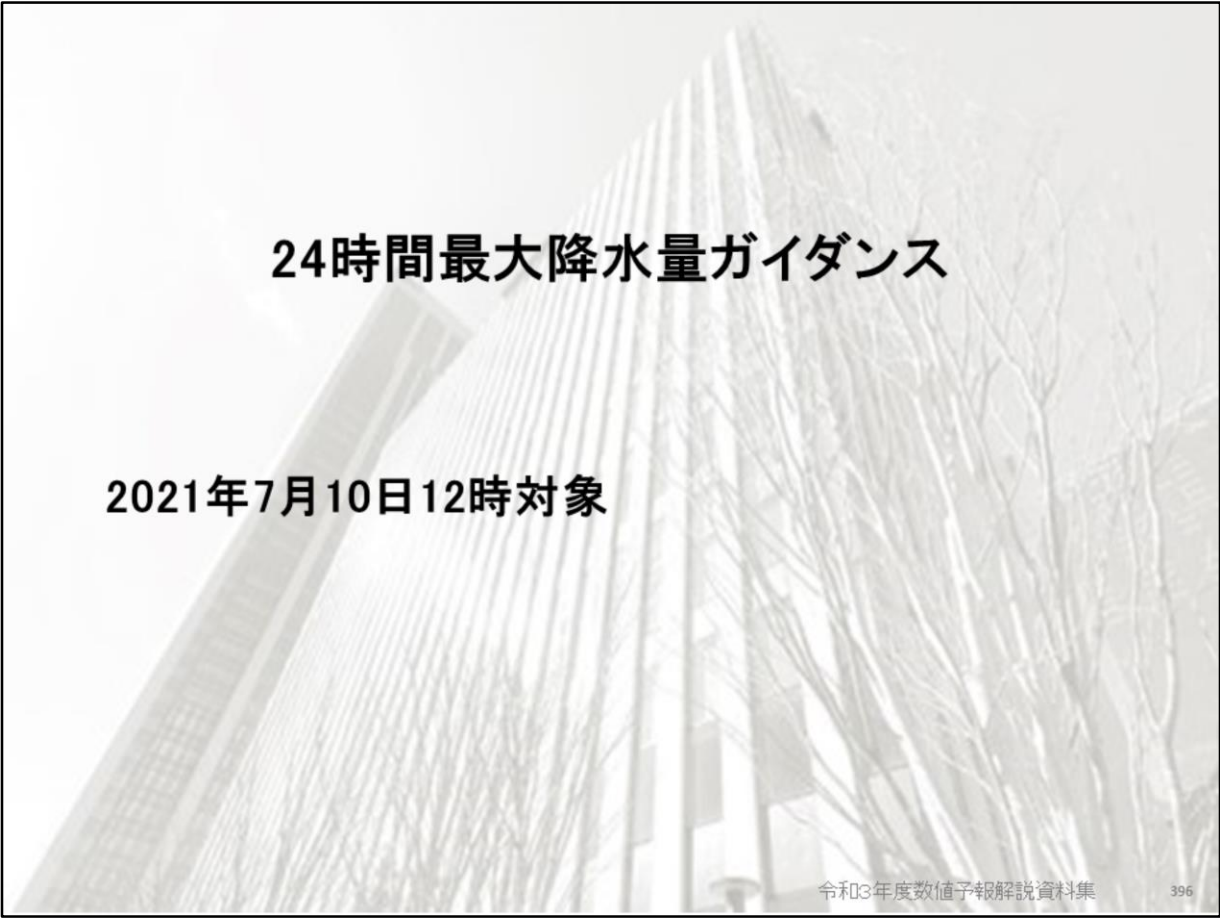
- 21時間前の9日9時初期値予測では、熊本県を中心に降水量予測が多くなるメンバーが見られ、アンサンブル最大では実況に比べて北偏する傾向が見られた
- 直近になるほど、徐々に降水量予測が多くなる地域が南へシフトし、9時間前の9日21時初期値では、鹿児島県薩摩地方を中心に50mm程度の降水量が予測されているメンバーが増えたものの、降水量予測は過小であった
- 3時間前の10日3時初期値予測から実況のような200mmを超えるような降水量を予測したメンバーが多く見られるようになった

MSMとLFMの可降水量の予測と解析値の比較 (2021年7月10日6時)



2021年7月10日3時を対象としたMSM(上段)とLFM(下段)の可降水量の予測と解析値の比較結果を示す。左図が2021年7月10日3時の可降水量の解析値、中央図が3時間前(10日0時)の初期値の予測値、3時間前初期値の予測値と解析値との比較を示す。特徴は以下のとおりである。

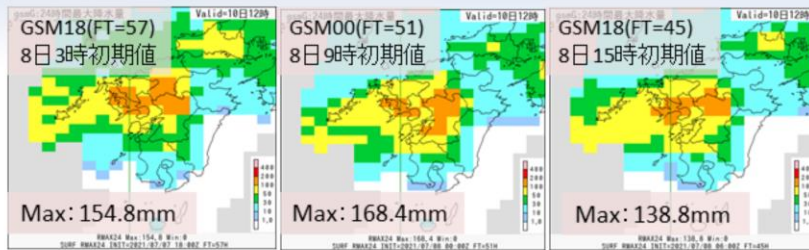
大雨となった後の予測可降水量は解析値に比べて日本列島沿いで多い傾向が見られた(10日3時初期値の降水量予測は実況に近い予測)。ただし、東シナ海では少ない傾向であった。



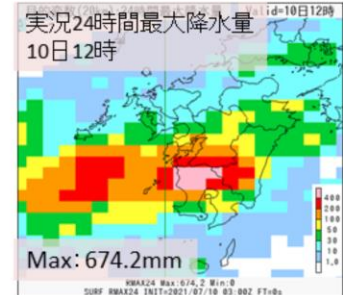
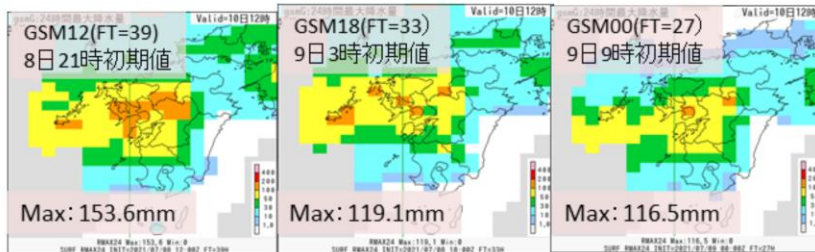
24時間最大降水量ガイダンス

2021年7月10日12時対象

24時間降水量 (GSM最大降水量ガイダンス vs 実況) (2021年7月10日12時対象)



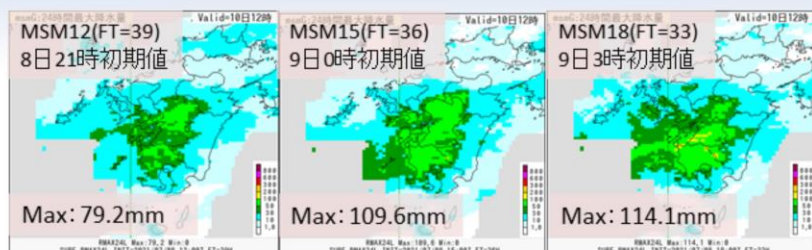
100mm以上の区域(橙色)に着目すると、実況比で過小。降水量の多い地域が九州北部寄りであった。モデルによる3時間降水量の予測が実況に比べて少なく、北偏ぎみであったことが要因の1つと考えられる。



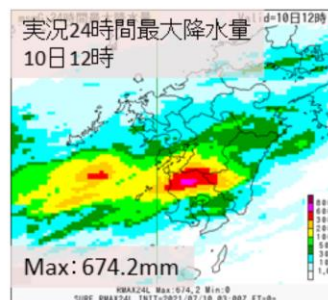
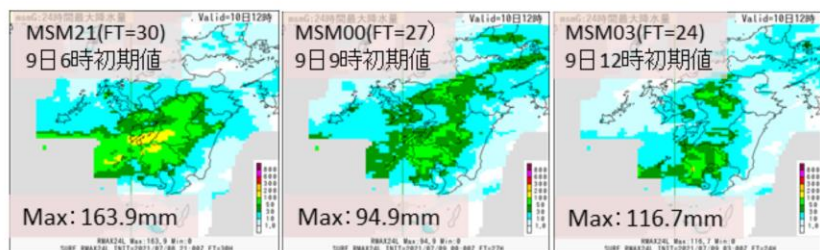
GSM24時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図は、上段の2021年7月8日3時初期値の57時間予報から順番に7月9日9時初期値の27時間予報までの結果を示す。また、2021年7月10日12時対象の観測の20km格子24時間最大降水量の結果を示す。降水量の単位はいずれもmmである。

100mm以上の区域(橙色)に着目すると、実況比で過小であり、降水量の多い地域が九州北部寄りであった。モデルによる3時間降水量の予測が実況に比べて少なく、北偏ぎみであったことが要因の1つと考えられる。

24時間降水量 (MSM最大降水量ガイダンス vs 実況) (2021年7月10日12時対象)



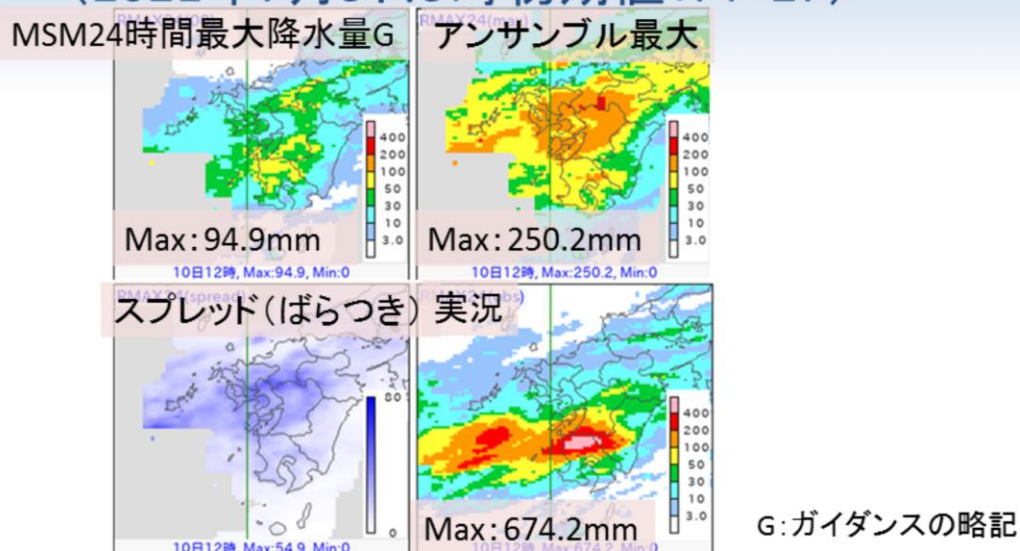
200mm以上の区域(橙色)に着目すると、実況比で過小。モデルによる3時間降水量の予測が実況に比べて少なかったことが原因の1つと考えられる。



MSM24時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図は、上段の2021年7月8日21時初期値の39時間予報から順番に7月9日12時初期値の24時間予報までの結果を示す。また、2021年7月10日12時対象の観測の5km格子24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。

200mm以上の区域(橙色)に着目すると、実況比で過小であった。モデルによる3時間降水量の予測が実況に比べて少なかったことが原因の1つと考えられる。

MEPS24時間最大降水量ガイダンス(10日12時対象) (2021年7月9日9時初期値:FT=27)



熊本県を中心に降水量予測が多くなるメンバー、九州北部に線状の降水量予測を持つメンバーが見られたが、実況のような400mmを超えるような降水量を予測したメンバーは見られず、過小な予測であった。

大雨のポテンシャルの予測ができていたかという観点で、2021年7月10日12時を対象として、2021年7月9日9時初期値27時間予報のMEPS24時間最大降水量ガイダンスの結果を確認する。

図は、上段が右から順にMSM24時間最大降水量ガイダンス、MEPSのアンサンブル最大、下段が右から順にスプレッド(ばらつき)、7月10日12時の観測の5km格子24時間最大降水量を示す。降水量の単位はいずれも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。

熊本県を中心に降水量予測が多くなるメンバー、九州北部に線状の降水量予測を持つメンバーが見られたが、実況のような400mmを超えるような降水量を予測したメンバーは見られず、過小な予測であった。

鹿児島県の線状降水帯発生事例のまとめ (2021年7月10日)その1

- 3時間降水量
- (GSM・GSM最大降水量ガイダンス)
 - 10日3時および6時対象共に、降水分布は実況に比べ、九州南部だけでなく北部にも表現され、領域としては過大かつ降水量の予測は過小であった
- (MSM・MSM最大降水量ガイダンス)
 - 10日3時および6時対象共に、降水予測分布は12～18時間前から概ね実況並みに表現されていたが、降水量の予測は過小であった
- (LFM)
 - 10日3時および6時対象共に、降水分布は概ね実況並みに表現されていたが、予測降水量は過小であったが、10日6時対象については、予測降水量は3時間前の予測では実況に近かった

2021年7月10日の鹿児島県の線状降水帯発生事例について、このスライドを含む以下4枚のスライドにまとめた。

鹿児島県の線状降水帯発生事例のまとめ (2021年7月10日)その2

- 3時間降水量
- (MEPS最大降水量ガイダンス)
 - 10日3時対象:直近の予測ほど、鹿児島県薩摩地方を中心に50mm程度の降水量が予測されているメンバーが増加したが、**実況のような200mmを超えるような予測降水量のメンバーは見られず、過小な予測であった**
 - 10日6時対象:直近になるほど、徐々に降水量予測が多くなる地域が南へシフトし、9時間前初期値では、鹿児島県薩摩地方を中心に50mm程度の降水量が予測されているメンバーが増えたものの、**降水量予測は過小であった。3時間前初期値予測から実況のような200mmを超えるような降水量を予測したメンバーが多く見られるようになった**

鹿児島県の線状降水帯発生事例のまとめ (2021年7月10日)その3

- 24時間降水量
- (GSM最大降水量ガイダンス)
 - 200mm以上の区域に着目すると、実況比で過小であった。また、降水量の多い地域が九州北部寄りである。モデルによる3時間降水量の予測が実況に比べて少なく、北偏ぎみであったことが要因の1つと考えられる
- (MSMおよびMEPS最大降水量ガイダンス)
 - MEPSガイダンスでは、熊本県を中心に降水量予測が多くなるメンバー、九州北部に線状の降水量予測を持つメンバーが見られたが、実況のような400mmを超えるような降水量を予測したメンバーは見られず、過小な予測であった。MSMガイダンスについても過小な予測であった。モデルによる3時間降水量の予測が実況に比べて少なかったことが原因の1つと考えられる

鹿児島県の線状降水帯発生事例のまとめ (2021年7月10日)その4

- 可降水量の予測と解析値の比較
- (GSM:10日3時対象)
 - 大雨となる前の可降水量の予測は解析値に比べて、東シナ海の前線上で少なかった
- (MSM・LFM:10日3時対象)
 - 大雨となる直前の可降水量の予測は少ない傾向(10日0時以前の初期値降水量予測は実況に比べて過小)
 - 前線とその周辺
 - 日本の南の亜熱帯高気圧内(特に縁辺部)
- (MSM・LFM:10日6時対象)
 - 大雨となった後の可降水量の予測は解析値に比べて日本列島沿いで多い傾向(10日3時初期値の降水量予測は実況に近い予測)。10日3時時点の大雨に関する観測情報が数値予報システムに取り込まれたことが要因の1つと考えられる。東シナ海では可降水量は少ない傾向



第3章 事例解析編

3.2.3 メソ低気圧

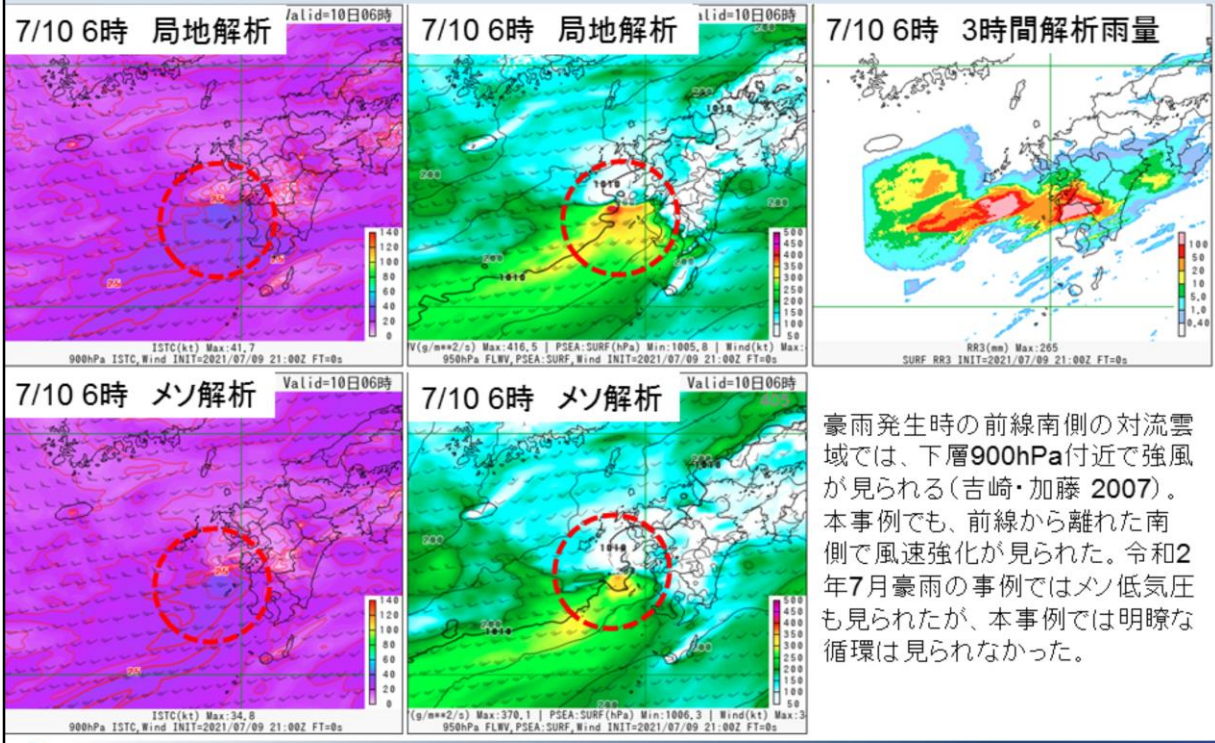
豪雨発生時の前線の南側では、下層900hPa付近で強風が見られる。また、それに伴い、メソ低気圧が形成される。これは、積乱雲が繰り返し発生することで、大量の潜熱エネルギーが積乱雲内に放出されて大気が暖まり、その結果、大気の密度が小さくなるため、下層の気圧が下がることによりメソ低気圧が形成される。このメソ低気圧に吹き込む力によって下層に強風が作り出される(吉崎・加藤 2007)。

メソ低気圧に関して明確な定義はないが、本項では、対象とする擾乱が大きさが200 km程度で、海面更正気圧が周囲に比べて低くかつ反時計回りの風向の変化が見られ、地上風速が10m/s以上のやや強い風を伴っているものをメソ低気圧と呼ぶこととする。

令和2年7月豪雨においても、豪雨発生時にメソ低気圧の存在を確認している(Araki et al. 2021; 気象庁 2021)。

本項では、2021年7月10日6時を対象としたものについて、局地解析およびメソ解析において、適切にメソ低気圧が解析および予測されているか確認する。

令和3年7月の豪雨事例のメソ低気圧(10日6時対象)

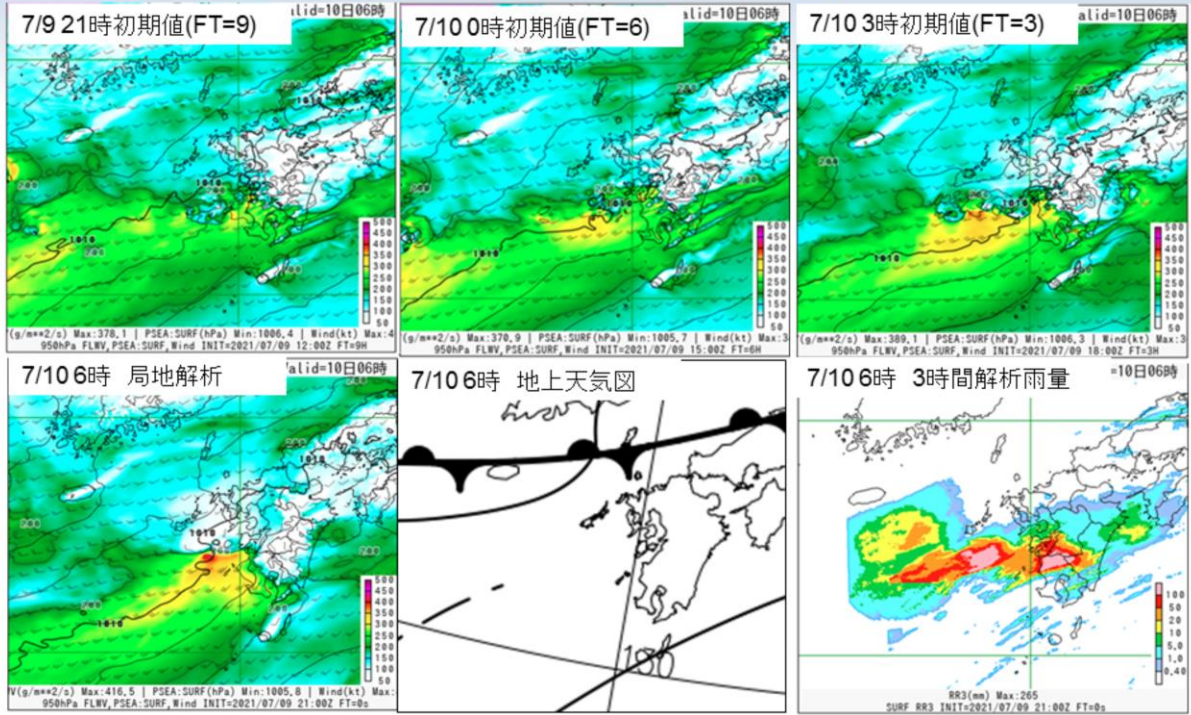


豪雨発生時の前線南側の対流雲域では、下層900hPa付近で強風が見られる(吉崎・加藤 2007)。本事例でも、前線から離れた南側で風速強化が見られた。令和2年7月豪雨の事例ではメソ低気圧も見られたが、本事例では明瞭な循環は見られなかった。

鹿児島県の線状降水帯発生事例に関係するメソ低気圧に関して、局地解析およびメソ解析において、適切に解析されているか確認する。上段が局地解析、下段がメソ解析で、左図は、900hPa風向風速(単位:ノット、風速は塗りつぶし)、中央図は、地上気圧(単位:hPa、コンター)と950hPa水蒸気フラックス(単位:g \cdot m \cdot s \cdot 1)と風向風速(単位:ノット)、右図が3時間解析雨量(単位:mm)である。対象日時は、2021年7月10日6時である。

本事例でも、赤点線円で示したように、前線から離れた南側で風速の強化および水蒸気フラックスの極大域(局地解析で約416 g \cdot m \cdot s \cdot 1、メソ解析で約370 g \cdot m \cdot s \cdot 1)が見られた。しかしながら、メソ低気圧は、令和2年7月豪雨の事例では見られたが、本事例では明瞭な循環は見られず、直前の時間帯では衛星による散乱計海上風観測もなく、メソ・局地モデル予測でも確認できなかった(図略)。

LFMによる水蒸気フラックス強化の予測結果 (2021年7月10日6時対象)



図の上段は、7月10日6時対象としたLFMの海面更正気圧(1hPa毎)と風向風速(矢羽根:単位:ノット)、および水蒸気フラックス(塗りつぶし:単位:gm⁻²s⁻¹)のFT=3からFT=9までを示す。また、下段左図は、前述のFT=0である。下段中央は、10日6時の地上天気図、下段右図は、10日6時の3時間解析雨量(単位:mm)である。

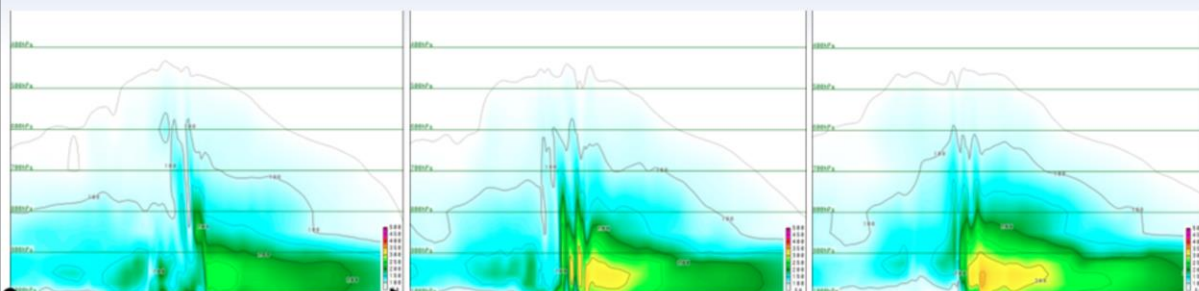
メソ低気圧は、前頁で述べた通り、解析および予測ができなかった。本事例では、前頁のメソ解析では水蒸気フラックスの極大域が、局地解析に比べてかなり小さかったことから、LFMの水蒸気フラックスの予測状況を初期値別に比較することとした。実況に近い降水強度を予測できるようになった10日3時初期値以降において、水蒸気フラックスの強化が予測されていた。

LFMによる水蒸気フラックス強化の予測結果 (2021年7月10日6時対象: 129.3E上の鉛直断面図)

7/9 21時初期値(FT=9)

7/10 0時初期値(FT=6)

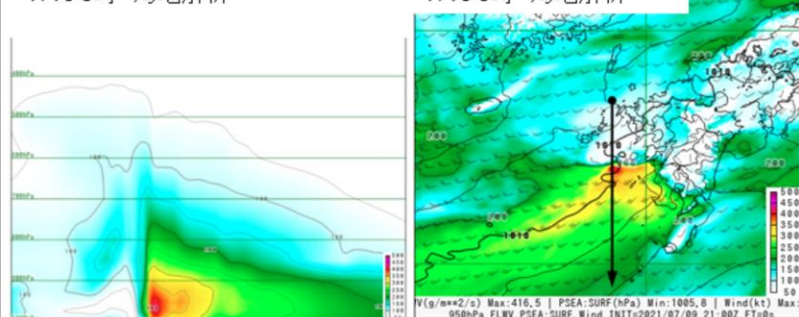
7/10 3時初期値(FT=3)



7/10 6時 局地解析

7/10 6時 局地解析

Valid=10日06時



新しい初期値ほど水蒸気フラックスが強化され、コントラストが明瞭になっていた。

FT=9では水蒸気フラックスは300 gm-2s-1未満となっていたが、FT=3では350 gm-2s-1以上となっていた。

図は、前頁と同じ対象時刻(7月10日6時)のLFMの水蒸気フラックス(単位: gm-2s-1)を、水蒸気フラックスの極大域が存在する九州西方海上について、黒矢印における鉛直断面図として示す。新しい初期値ほど水蒸気フラックスが強化され、コントラストが明瞭になっていた。FT=9では水蒸気フラックスは300 gm-2s-1未満となっていたが、FT=3では350 gm-2s-1以上となっていた。線状降水帯の降水強度を表現できるようになったのがFT=3以前であることを反映している。また、概ね900hPaより上層では、解析・予測共に300 gm-2s-1より大きい水蒸気フラックスがないことが確認でき、下層の水蒸気フラックスの予測変化が大きいことが分かる。

まとめ

- 豪雨発生時の前線の南側では、下層900hPa付近で強風が見られる。また、それに伴い、メソ低気圧が形成される
- 2021年7月10日の令和3年7月の豪雨事例において、MSMやLFMの予測結果等からメソ低気圧の存在について確認することができなかった
- 水蒸気フラックスが強化されていることは確認できたことから、少なくとも水蒸気フラックスの適切な予測が必要であることは示唆される

2021年7月10日の令和3年7月の豪雨事例でのメソ低気圧に関して、まとめた。

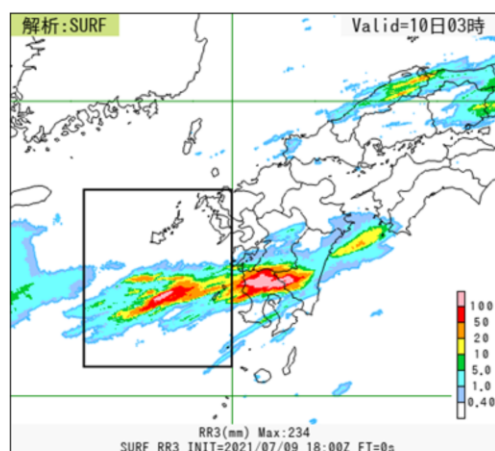


第3章 事例解析編

3.2.4 環境場

豪雨をもたらした環境場

GSMおよび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)を予報時間(FT)ごとに示す。



検証領域(矩形領域)
127.5E - 130.0E, 30.5N - 33.5N

令和3年7月の豪雨事例

- 平均場:2016年~2020年の7月上旬
 - ・ GSM解析値:7月1日 9時 - 11日 3時
 - ・ MSM解析値:7月1日 9時 - 11日 6時
- 期間平均:2021年7月8日~7月10日
 - ・ GSM予報値:7月8日 9時 - 11日 3時
 - ・ MSM予報値:7月8日 9時 - 11日 6時

令和2年7月の豪雨事例

- 平均場:2016年~2020年の7月上旬
- 期間平均:2020年7月3日~7月5日
 - ・ GSM予報値:7月3日 9時 - 6日 3時
 - ・ MSM予報値:7月3日 9時 - 6日 6時

令和3年7月の豪雨事例の環境場について、気温(単位:°C)・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、GSMおよびMSMの鉛直プロファイルかつ予報時間(FT)別に示し、令和2年7月豪雨(熊本・鹿児島での大雨特別警報事例)と比較する。この令和2年7月豪雨事例は、本事例に近い場所で発生したことから比較対象とした。検証領域は、九州で豪雨がもたらされていることから、その上流にあたる九州西海上の東経127.5度~130.0度、北緯30.5度~33.5度の矩形領域とした。平均場の期間と令和3年7月の豪雨事例および令和2年7月豪雨(熊本・鹿児島での大雨特別警報事例)の期間は以下に示すとおりである。

平均場:

GSM解析値の期間平均:2016年~2020年の7月上旬(7月1日 9時~11日 3時)

MSM解析値の期間平均:2016年~2020年の7月上旬(7月1日 9時~11日 6時)

令和3年7月の豪雨事例(2021年 7月8日~10日)

GSM:7月8日 9時~7月11日 3時、MSM:7月8日 9時~11日 6時

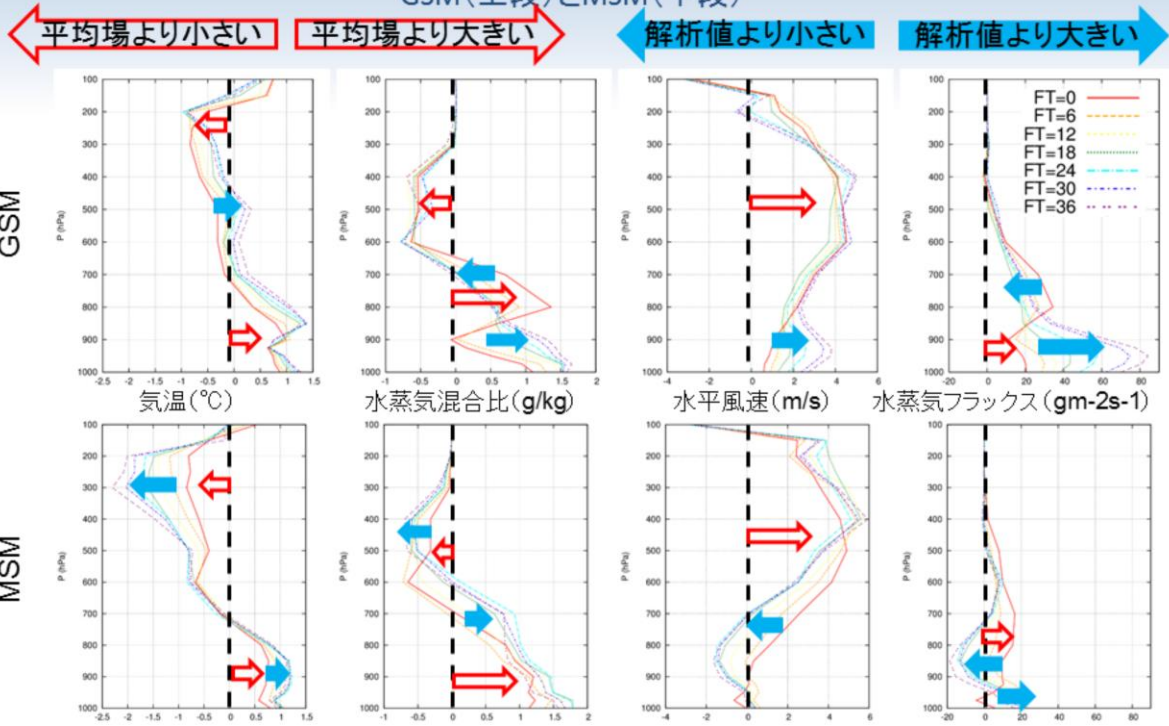
令和2年7月豪雨

2020年 7月3日~5日: 熊本・鹿児島での大雨特別警報事例期間

GSM:7月3日 9時~7月6日 3時、MSM:7月3日 9時~7月6日 6時

令和3年7月の豪雨事例 各要素の鉛直プロファイル(平均場との差分)

GSM(上段)とMSM(下段)



令和3年7月の豪雨事例の気温(単位:°C)・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)の平均場からの差分鉛直プロファイルを示す。各グラフは令和3年7月の豪雨事例の期間中の解析値(FT=0)および6時間~36時間予測値(FT=6~FT=36)を示す。以下に特徴を示す。

①気温

- ・解析値および予測値共に200~600hPaまで平均場比で低い傾向、800hPaから下層で高い
- ・GSMでは300~800hPaと地上付近で予測値は解析値比で高い
- ・MSMでは200~600hPaで予測値は解析値比で低く、800hPaから下層で高い

②水蒸気混合比

- ・解析値では400~600hPaで平均場比で少なく、GSMでは700~800hPaと地上付近、MSMでは800hPaから下層で多い
- ・GSMでは700~800hPaで予測値は解析値比で少なく、900hPaから下層は多い傾向がみられる
- ・MSMでは300~500hPaで予測値は解析値比で少なく、600hPaから下層は多い傾向がみられる

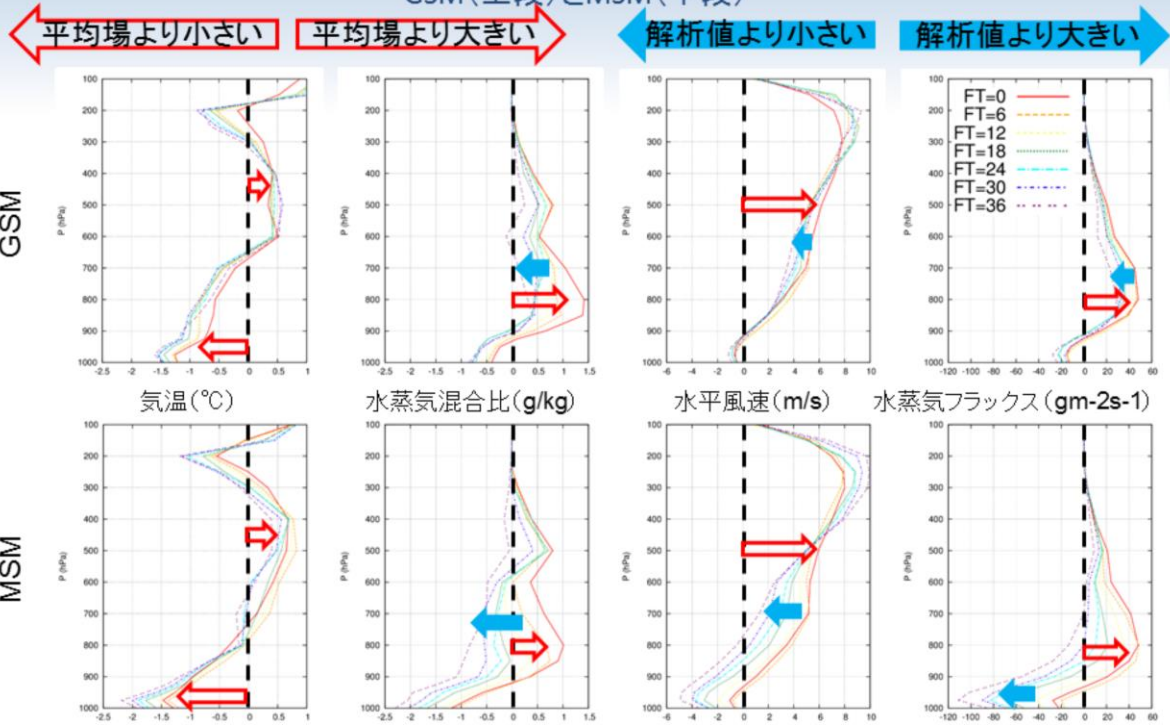
③水平風速

- ・解析値ではGSMでは200~900hPaで平均場比で強く、MSMでは200~800hPaで強い
- ・GSM予測値では、900hPaから下層で解析値比で風速が強い傾向がみられる
- ・MSM予測値では、500~900hPaで解析値比で風速が弱い

④水蒸気フラックス

- ・解析値ではGSMでは600hPaから下層で平均場比で多く、MSMでは500~900hPaで多い
- ・GSM予測値では700~800hPaで解析値比で少なく、900hPaから下層で多い
- ・MSM予測値では500~900hPaで解析値比で少なく、地上付近で多い傾向がみられる

令和2年7月豪雨事例(熊本・鹿児島での大雨特別警報事例)
各要素の鉛直プロファイル(平均場との差分)
GSM(上段)とMSM(下段)



令和2年7月豪雨(熊本・鹿児島での大雨特別警報事例)の気温(単位:°C)・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)の平均場からの差分鉛直プロファイルをGSMおよびMSM別に示す。各グラフは令和2年7月豪雨期間中の解析値(FT=0)および6時間~36時間予測値(FT=6~FT=36)を示す。以下に特徴を示す。

①気温

- ・解析値および予測値共に300~600hPaまで平均場比で高く、800hPaから下層では低い

②水蒸気混合比

- ・解析値では400~900hPaで平均場比で多い
- ・GSMでは400~900hPaの予測値は解析値比で少ない
- ・MSMでは600hPaから下層の予測値は解析値比で少ない

③水平風速

- ・解析値および予測値共に800hPaから上層で平均場比で強い
- ・GSM予測値では、400~700hPaで解析値比で風速が弱い傾向がみられる
- ・MSM予測値では、FT=6を除き500hPaより下層で解析値比で風速が弱い

④水蒸気フラックス

- ・解析値では400~800hPaより下層で平均場比で多い
- ・GSM予測値では600~800hPaで解析値比で少ない
- ・MSM予測値ではFT=6を除き、600hPaより下層で解析値比で少ない

まとめ

	令和3年7月の豪雨事例	令和2年7月豪雨 (熊本・鹿児島での大雨特別警報事例)
気温	解析値、予測値共に200～600hPaまで平均場比で低い傾向、800hPaから下層では高い GSMでは300～800hPaと地上付近で予測値は解析値比で高い MSMでは200～600hPaで予測値は解析値比で低く、800hPaから下層で高い	解析値および予測値共に300～600hPaまで平均場比で高く、800hPaから下層では低い
水蒸気混合比	解析値では400～600hPaで平均場比で少なく、GSMでは700～800hPaと地上付近、MSMでは800hPaから下層で多い GSMでは700～800hPaで予測値は解析値比で少なく、900hPaから下層で多い MSMでは300～500hPaで予測値は解析値比で少なく、600hPaから下層で多い	解析値では400～900hPaで平均場比で多い GSMでは400～900hPaの予測値は解析値比で少ない MSMでは600hPaから下層の予測値は解析値比で少ない
水平風速	解析値ではGSMでは200～900hPaで平均場比で強く、MSMでは200～800hPaで平均場比で強い GSM予測値では、900hPaから下層で解析値比で風速が強い傾向がみられる MSM予測値では、500～900hPaで解析値比で風速が弱い	解析値、予測値共に800hPaから上層で平均場比で強い GSM予測値では400～700hPaで解析値比で風速が弱い MSM予測値では、FT=6を除き、500hPaより下層で解析値比で風速が弱い
水蒸気フラックス	解析値ではGSMでは600hPaから下層で平均場比で多く、MSMでは500～900hPaで多い GSM予測値では700～800hPaで解析値比で少なく、900hPaから下層で多い MSM予測値では500～900hPaで解析値比で少なく、地上付近で多い傾向がみられる	解析値では400～800hPaより下層で平均場比で多い GSM予測値では600～800hPaで解析値比で少ない MSM予測値ではFT=6を除き、600hPaより下層で解析値比で少ない



令和3年7月の豪雨事例の環境場の違いについて、令和2年7月豪雨の熊本・鹿児島での大雨特別警報事例と比較した。その結果を表にまとめた。以下に簡単に特徴を述べる。

共通点としては、大気中層付近の水蒸気フラックスが解析値比で少ないことが挙げられる(GSMでは700～800hPa付近、MSMでは600～900hPa)。

一方で、令和3年7月の豪雨事例では、豪雨時には見られない以下の特徴が見られた。

気温場では、令和2年7月豪雨の時は600hPaから上層では平均場比で高く、下層で低い状態であったが、令和3年7月の豪雨事例では、その逆となっていた。水蒸気混合比を見ると、700hPaから下層で平均場に比べて多いことは共通であったことから、令和2年7月豪雨時と比べて、大気の状態は不安定であったことが示唆される。

その他は、以下のとおりである。

- ・GSM、MSMの水蒸気混合比予測値が800～900hPaから下層で解析値より多い傾向
- ・GSMの風速予測値が900hPaから下層で解析値比で強い傾向
- ・GSM、MSMの水蒸気フラックスの予測値が900hPaから下層あるいは地上付近で多い傾向



第3章 事例解析編

3.2.5 まとめ

令和3年7月の豪雨事例の数値予報の結果のまとめ (その1)

- 鹿児島県の線状降水帯発生事例
 - 3時間降水量予測
 - GSMとGSMガイダンス: 過小
 - MSMとMSMガイダンス: 過小
 - LFM: 過小(10日6時対象については、予測降水量は3時間前の予測では実況に近い)
 - MEPS最大降水量ガイダンス: 過小(10日6時対象については、3時間前初期値予測から実況のような200mmを超えるような降水量を予測したメンバーが多く見られるようになった)
 - 24時間降水量予測
 - GSMガイダンス: 過小
 - MSMとMEPSガイダンス: 過小

第3.2.2項から第3.2.4項にかけて述べた、令和3年7月の豪雨事例の数値予報結果について、このスライドを含む以下3枚のスライドにまとめた。

令和3年7月の豪雨事例の数値予報の結果のまとめ (その2)

- 鹿児島県の線状降水帯発生事例(続き)
 - 可降水量の予測と解析値の比較
 - GSM: 東シナ海の前線上で予測可降水量が少なかった
 - MSM・LFM: 10日3時対象: 大雨となる直前の可降水量の予測は少ない傾向
 - 前線とその周辺
 - 日本の南の亜熱帯高気圧内(特に縁辺部)
 - MSM・LFM: 10日6時対象: 大雨となった後の可降水量の予測は解析値に比べて日本列島沿いで多い傾向(10日3時初期値の降水量予測は実況に近い予測)。東シナ海では可降水量は少ない傾向

令和3年7月の豪雨事例の数値予報の結果のまとめ (その3)

- メソ低気圧
 - メソ低気圧の存在について確認することができなかった
 - 水蒸気フラックスが強化されていることは確認できたことから、少なくとも水蒸気フラックスの適切な予測が必要であることは示唆される
- 環境場
 - 令和2年7月豪雨の熊本・鹿児島での大雨特別警報事例と比較
 - (共通点)
 - 大気中層付近の水蒸気フラックスが解析値比で少ない
 - (相違点)
 - 大気の状態は不安定
 - GSM、MSMの水蒸気混合比予測値が800～900hPaから下層で解析値より多い傾向(平均場比でも多い)
 - GSMの風速予測値が900hPaから下層で解析値比で強い傾向
 - GSM、MSMの水蒸気フラックスの予測値が900hPaから下層あるいは地上付近で多い傾向

参考文献

- Araki, K., T. Kato, Y. Hirockawa and W. Mashiko, 2021: Characteristics of Atmospheric Environments of Quasi-Stationary Convective Bands in Kyushu, Japan during the July 2020 Heavy Rainfall Event. SOLA, 17, 8–15.
- 気象庁 2021: 令和2年7月豪雨の数値予報の結果. 令和2年度数値予報解説資料集, 気象庁情報基盤部, 28-35.
- 吉崎正憲, 加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学. 応用気象学シリーズ4. 朝倉書店, 187pp.



第3章 事例解析編

3.3 令和3年8月の豪雨事例の数値予報の結果

※以下のスライドの説明では、FTは予報時間(例:FT=6は6時間予報)、「～時」は日本時間、図中の「UTC」は協定世界時(例:00UTCは9時)を表す。

本節では、第3.3.1項で令和3年8月の豪雨事例の降水量が際立って多くなった12日～14日の内、線状降水帯が発生した時間帯を対象として、全球(GSM)、メソ(MSM)、局地(LFM)、メソアンサンブル(MEPS)数値予報システムにおけるモデルおよびガイダンスの予測結果やGSM、MSMとLFMの可降水量の予測と解析値の比較について示す(第3.3.2項～第3.3.4項)。さらに、線状降水帯に関係するメソ低気圧の予測(第3.3.5項)、環境場(第3.3.6項)、まとめと今後の予測精度改善へ向けての取り組み(第3.3.7項)について示す。



第3章 事例解析編

3.3.1 はじめに

2021年8月10日夜に停滞前線が中国大陸から九州南部にかけ顕在化し、その後、12日にはその前線が北上し、対馬海峡から山陰、関東の南岸に達した。13日から14日は、その前線はやや南下し、九州北部から瀬戸内海、関東の南岸に停滞した。14日9時に停滞前線上の東シナ海に低気圧が発生し、14日夜に九州、15日日中に東海から関東沿岸部を通過し、15日夕方に関東の南東海上へ移動し、停滞前線は九州南部から伊豆諸島まで南下した。この前線に向かって暖かく湿った空気が流れ込んだため、大気の状態が不安定となった。

12日から13日未明は九州北部、13日は広島県、14日は再び九州北部、広島県を中心に大雨となった。それに伴い、以下の情報や大雨特別警報が発表された。

12日13時59分に福岡県・熊本県に線状降水帯に言及した顕著な大雨に関する全般気象情報

13日7時に熊本県で記録の短時間大雨情報（八代市東陽町付近で120mm以上、八代市付近で約120mm）

13日8時45分に広島県に大雨特別警報

13日9時19分には広島県に線状降水帯に言及した顕著な大雨に関する全般気象情報

14日2時15分に佐賀県・長崎県に大雨特別警報（15日6時10分まで継続）

14日2時21分に佐賀県・長崎県に線状降水帯に言及した顕著な大雨に関する全般気象情報

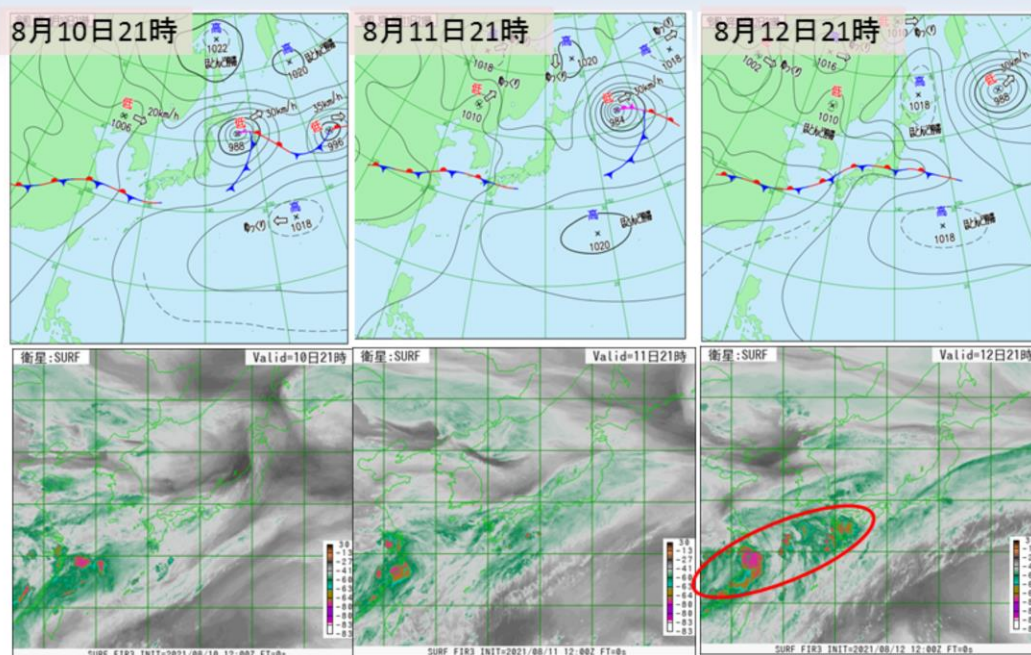
14日5時50分に福岡県に大雨特別警報（15日6時10分まで継続）

14日5時59分に佐賀県・長崎県に線状降水帯に言及した顕著な大雨に関する全般気象情報

14日12時41分に広島県に大雨特別警報（15日6時10分まで継続）

なお、詳しい観測記録については、8月11日から19日の前線による大雨の状況について～『災害をもたらした気象事例』に資料を掲載しました～（気象庁 2021）を参照いただきたい。

地上天気図・衛星水蒸気画像 (2021年8月10日21時～8月12日21時)

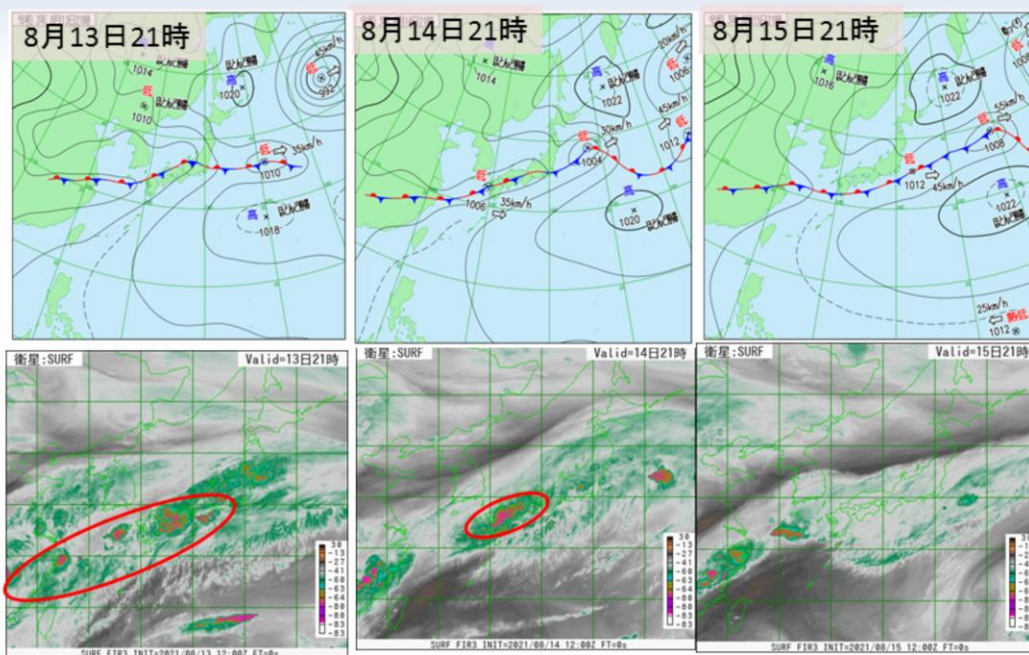


図は2021年8月10日21時から12日21時にかけての地上天気図(上段)、気象衛星ひまわりによる水蒸気画像(下段)を示す。

停滞前線が華中から東シナ海から九州の南まで達していて、12日にかけて日本海沿岸まで北上し、日本の東まで延びた。

前線南側の対流雲域が12日頃から大陸東岸や東シナ海で発生したものが、盛衰を繰り返しながら、次々に西日本へ移動した。

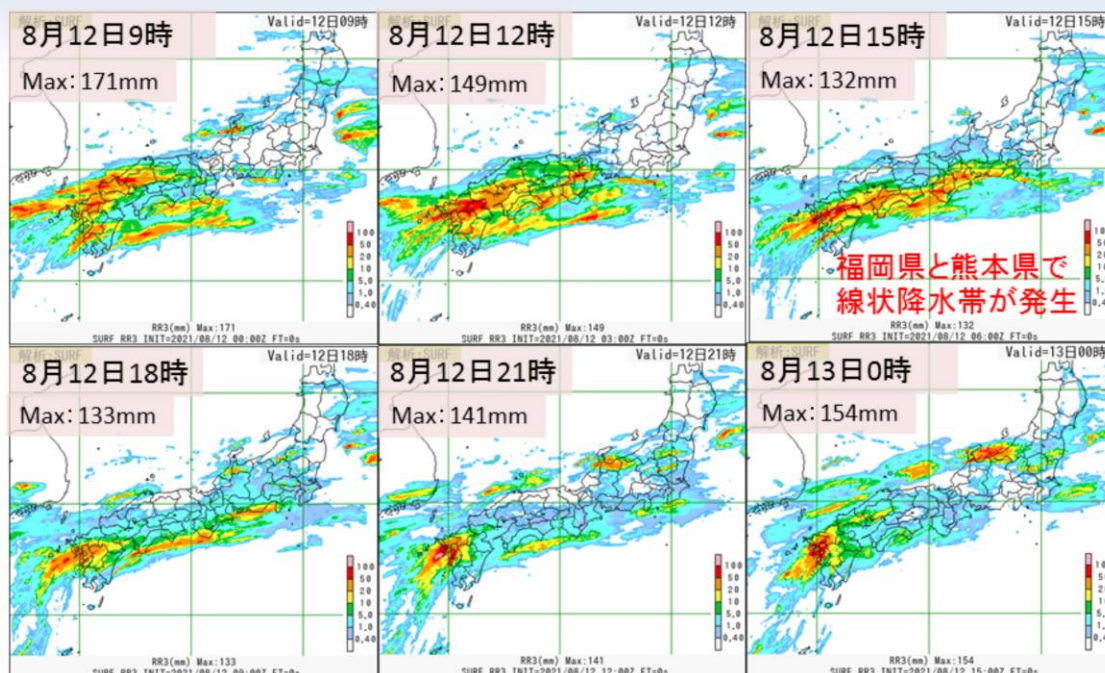
地上天気図・衛星水蒸気画像 (2021年8月13日21時～8月15日21時)



図は前頁に同じ。期間は、2021年8月13日21時から15日21時までである。

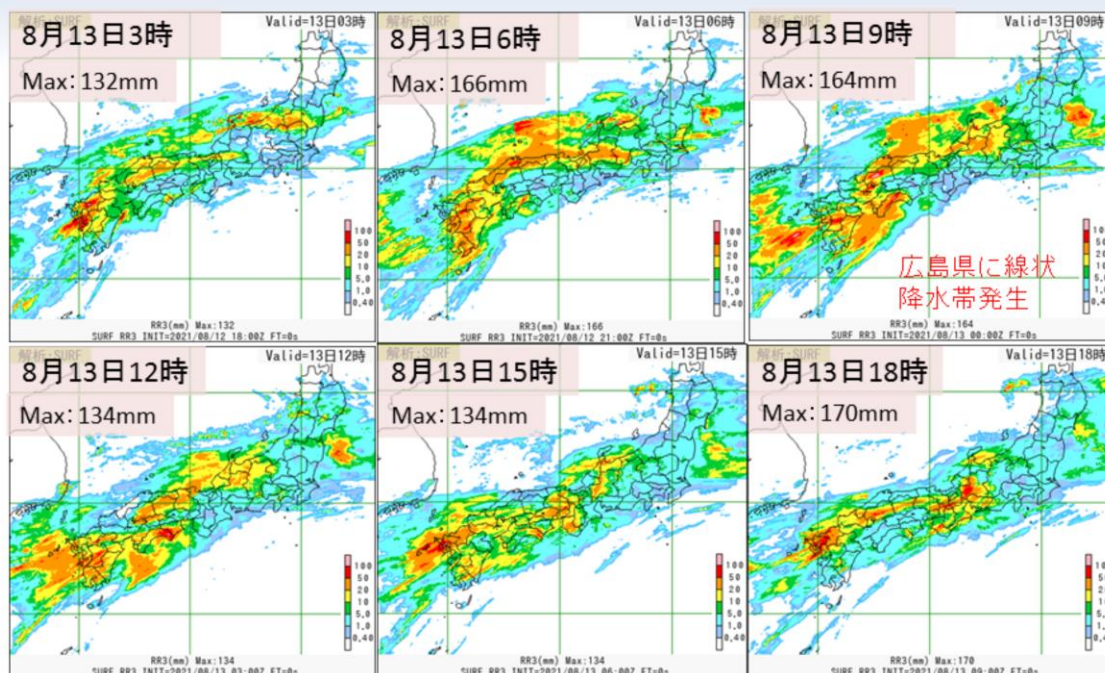
対流雲域の西日本への移動は、14日に東シナ海で発生した低気圧が本州上を通過するまで継続し、その後、前線は本州の南海上に南下した。

3時間解析雨量時系列 (2021年8月12日9時～13日0時: 単位mm)



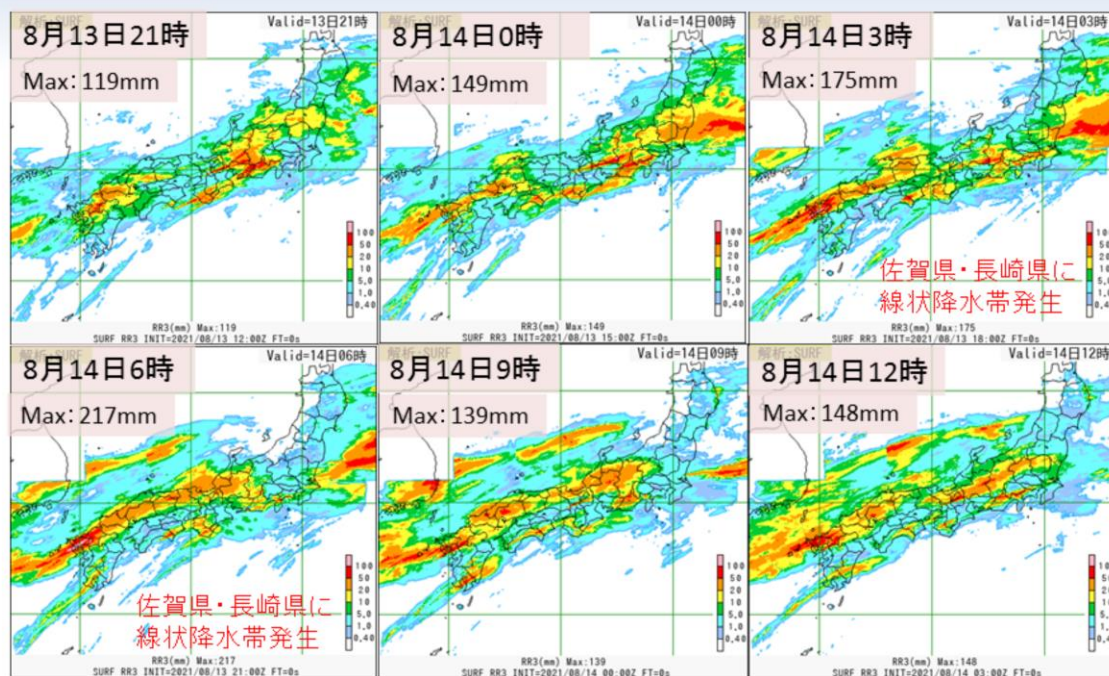
図は2021年8月12日9時から13日0時にかけての3時間解析雨量時系列を示す。この期間では、12日15時に福岡県と熊本県で線状降水帯が発生した。

3時間解析雨量時系列 (2021年8月13日3時～13日18時:単位mm)

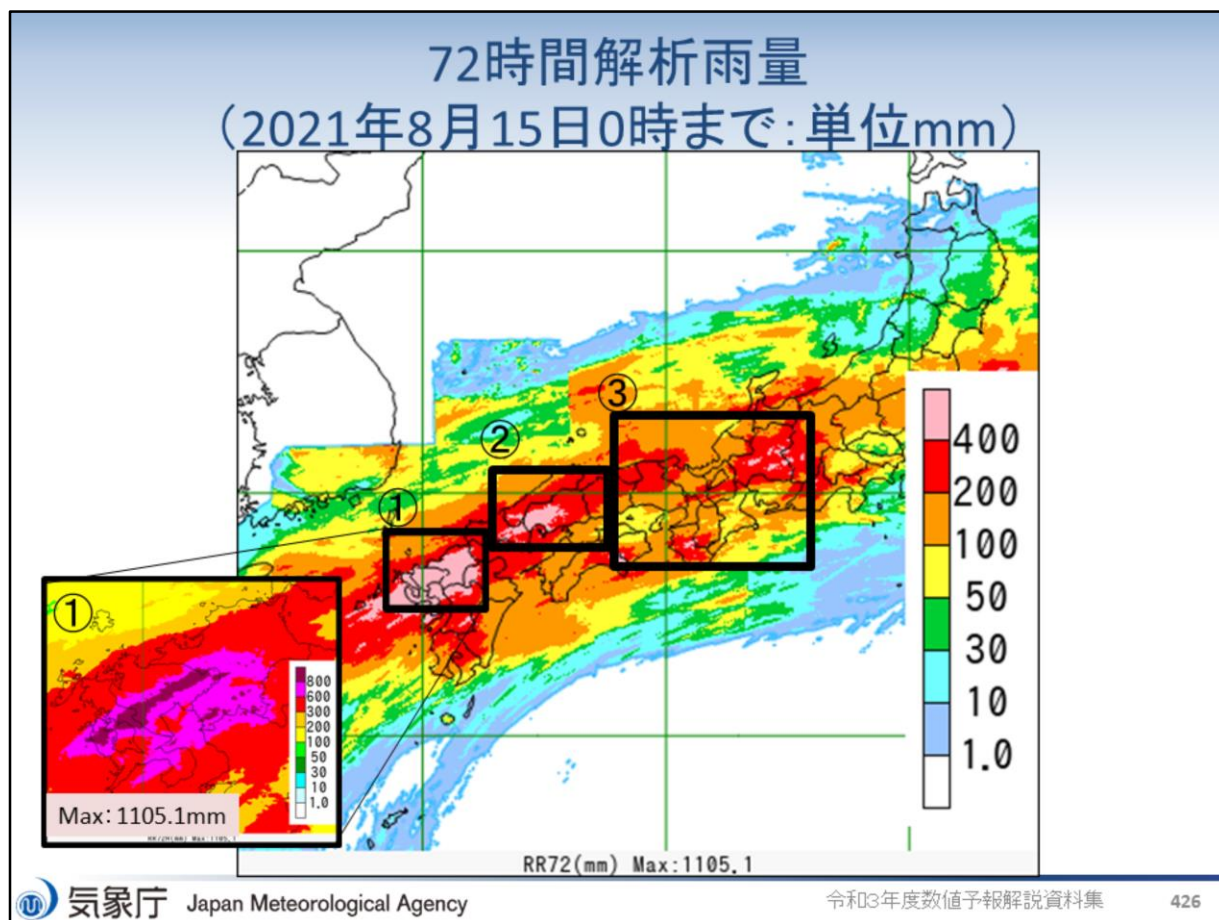


図は2021年8月13日3時から13日18時にかけての3時間解析雨量時系列を示す。この期間では、13日9時に広島県で線状降水帯が発生した。

3時間解析雨量時系列 (2021年8月13日21時～14日12時:単位mm)



図は2021年8月13日21時から14日12時にかけての3時間解析雨量時系列を示す。この期間では、14日3時と6時に佐賀県と長崎県に線状降水帯が発生した。



図は2021年8月15日0時までの72時間解析雨量を示す。以下、特徴的な部分について、以下に示す。

①長崎・佐賀・福岡県の降水量の多い区域では、800mmを超えた。線状降水帯が発生した地域のやや北側に対応する

(アメダス:観測史上1位)

佐賀県嬉野市嬉野 929.5mm(14日12時30分)

長崎県雲仙市雲仙岳 848.5mm(14日8時10分)

福岡県大牟田市大牟田 729.5mm(14日23時)

②広島県では、300mmを超えたところが多く、広島市内を中心に400mmを超えた

(アメダス:観測史上1位)

広島県安佐北区三入 500mm(15日0時)

広島県安芸高田市美土里 443mm(15日0時)

③岐阜県・長野県・高知県・和歌山県では、300mmを超えたところがあり、一部の地域では400mmを超えた

(アメダス:観測史上1位)

岐阜県中津川市付知 402.5mm(15日0時)

長野県南木曾 347mm(15日0時)

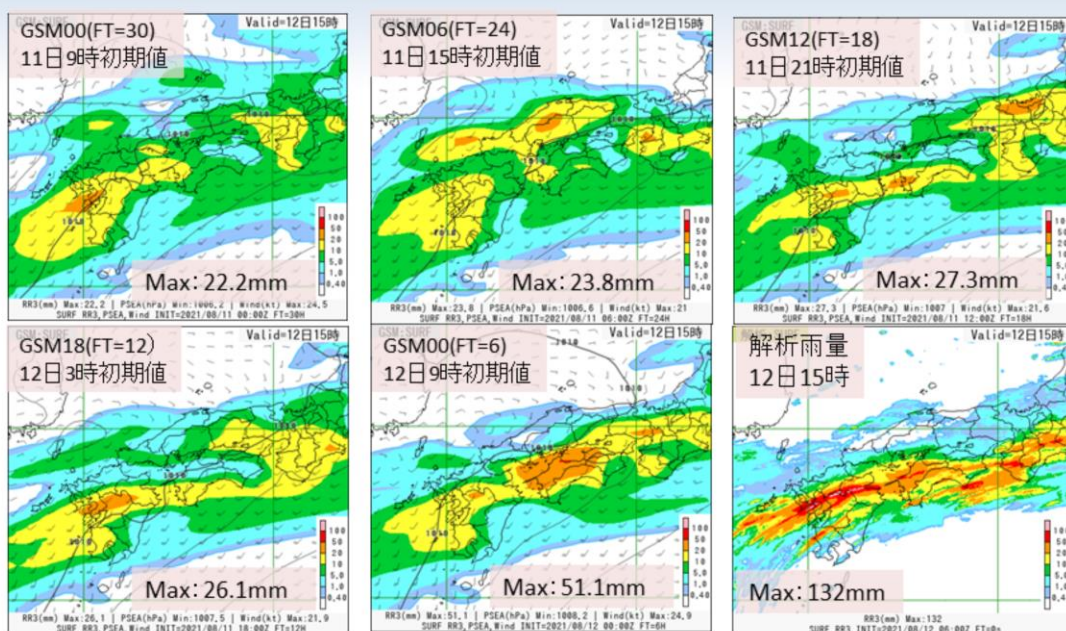


第3章 事例解析編

3.3.2 福岡・熊本県の線状降水帯発生事例 (2021年8月12日)

線状降水帯に対応する帯状の降水域が予測できていたかどうかの観点で、GSM、MSM、MEPS、LFMの各数値予報システムにおける結果を示す。

3時間降水量 (GSM vs 解析雨量) (2021年8月12日15時対象)



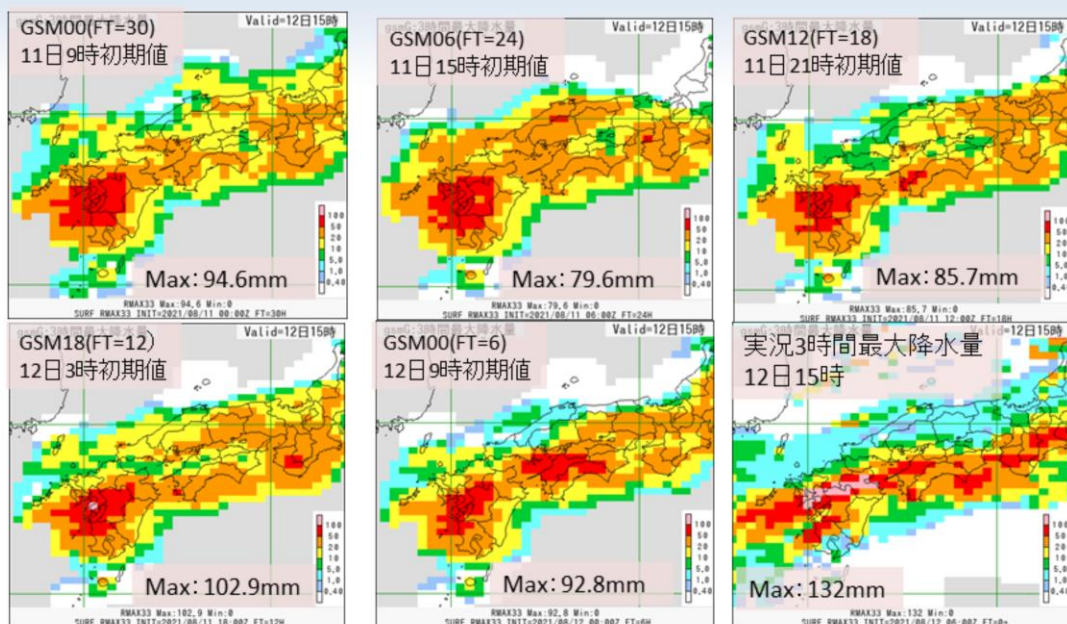
降水分布は直近になるまで、中国地方と九州から四国の2段構えの予測であったため、中国地方を中心に過大な降水量予測、九州から四国では実況に近かったが、九州の線状降水帯の予測降水量は過小であった。

GSMの3時間降水量について、2021年8月12日15時を対象とした結果を示す。

図は、上段の2021年8月11日9時初期値の30時間予報から順番に8月12日9時初期値の6時間予報までの結果を示す。また、2021年8月12日15時対象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。

降水分布は直近になるまで、中国地方と九州から四国の2段構えの予測であったため、中国地方を中心に過大な降水量予測、九州から四国では実況に近かったが、九州の線状降水帯の予測降水量は過小であった。

3時間降水量 (GSM最大降水量ガイダンス vs 実況) (2021年8月12日15時対象)

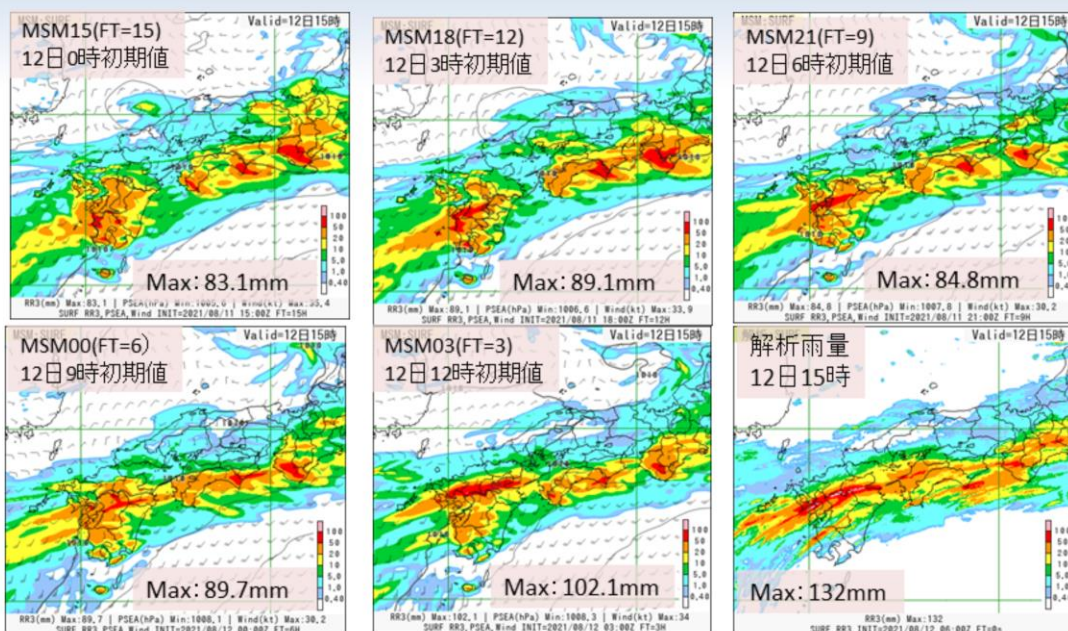


モデル予測から実況に近づける補正がなされ、九州から四国の降水量の予測は実況に近づいたが、線状降水帯とその周辺の予測は過小傾向であった。中国地方の降水については、過大な予測傾向が拡大した。

GSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、前頁のGSMと同様である。また、2021年8月12日15時対象の観測の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。

前頁のモデル予測から実況に近づける補正がなされ、九州から四国の降水量の予測は実況に近づいたが、線状降水帯とその周辺の予測は過小傾向であった。中国地方の降水については、過大な予測傾向が拡大した。

3時間降水量 (MSM vs 解析雨量) (2021年8月12日15時対象)

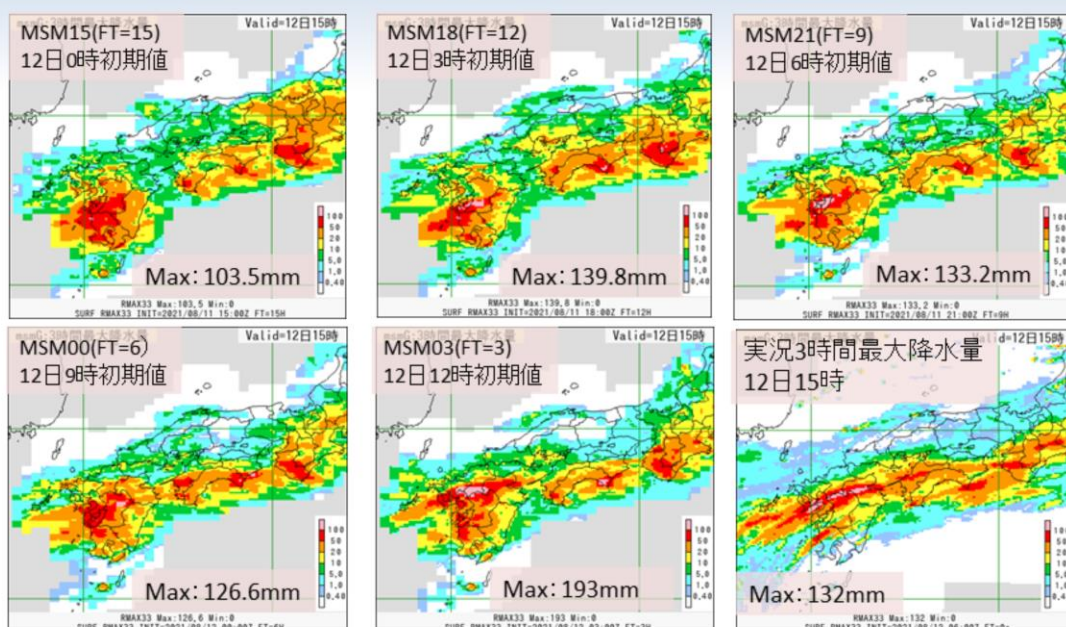


20mm以上の区域(橙色)に着目すると、概ね実況に近い形で表現できていた。九州の線状降水帯の予測は3時間前の初期値の予測では、実況に近かったが、それより前の初期値の予測では南への位置ずれが見られ、予測降水量は過小であった。

MSMの3時間降水量について、2021年8月12日15時を対象とした結果を示す。図は、上段の2021年8月12日0時初期値の15時間予報から順番に8月12日12時初期値の3時間予報までの結果を示す。また、2021年8月12日15時対象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。

20mm以上の区域(橙色)に着目すると、概ね実況に近い形で表現できていた。九州の線状降水帯の予測は3時間前の初期値の予測では、実況に近かったが、それより前の初期値の予測では南への位置ずれが見られ、予測降水量は過小であった。

3時間降水量 (MSM最大降水量ガイダンス vs 実況) (2021年8月12日15時対象)

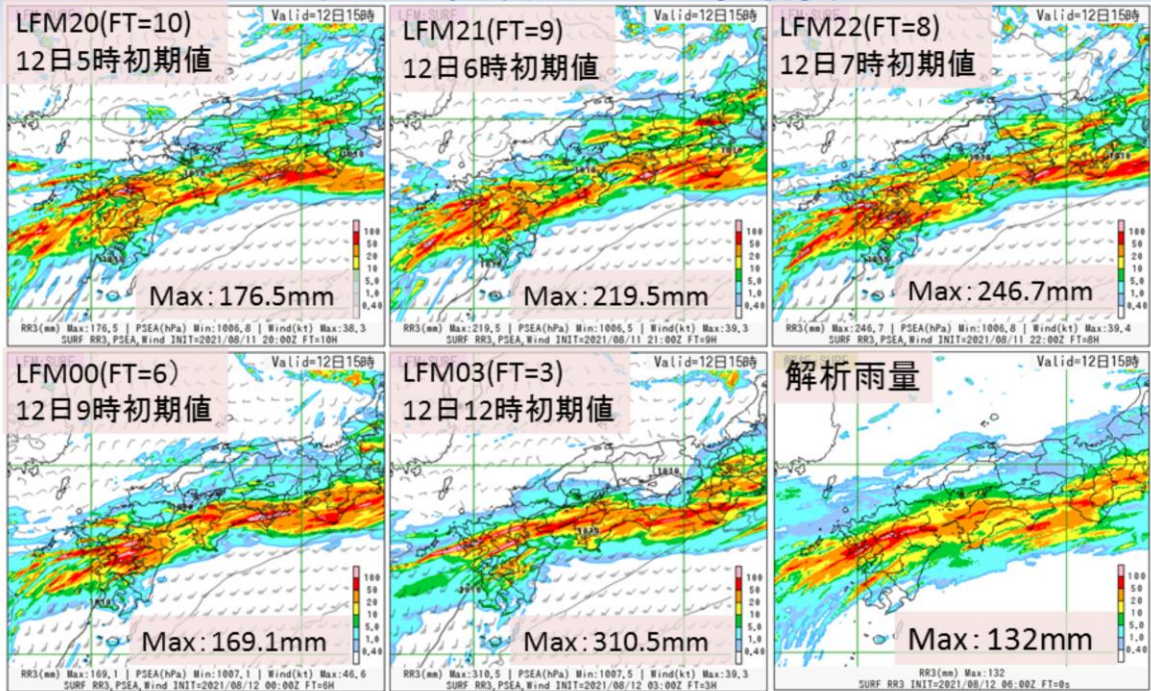


モデル予測から実況に近づける補正がなされ、実況に近い形で表現できていた。九州の線状降水帯の予測は3時間前の初期値の予測では、やや過大な傾向となってしまったが、それより前の初期値の予測では、南への位置ずれはあるものの、予測降水量は実況に近かった。

MSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、前頁のMSMと同様である。また、2021年8月12日15時対象の観測の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。

前頁のモデル予測から実況に近づける補正がなされ、実況に近い形で表現できていた。九州の線状降水帯の予測は3時間前の初期値の予測では、やや過大な傾向となってしまったが、それより前の初期値の予測では、南への位置ずれはあるものの、予測降水量は実況に近かった。

3時間降水量(LFM vs 解析雨量) (2021年8月12日15時対象)

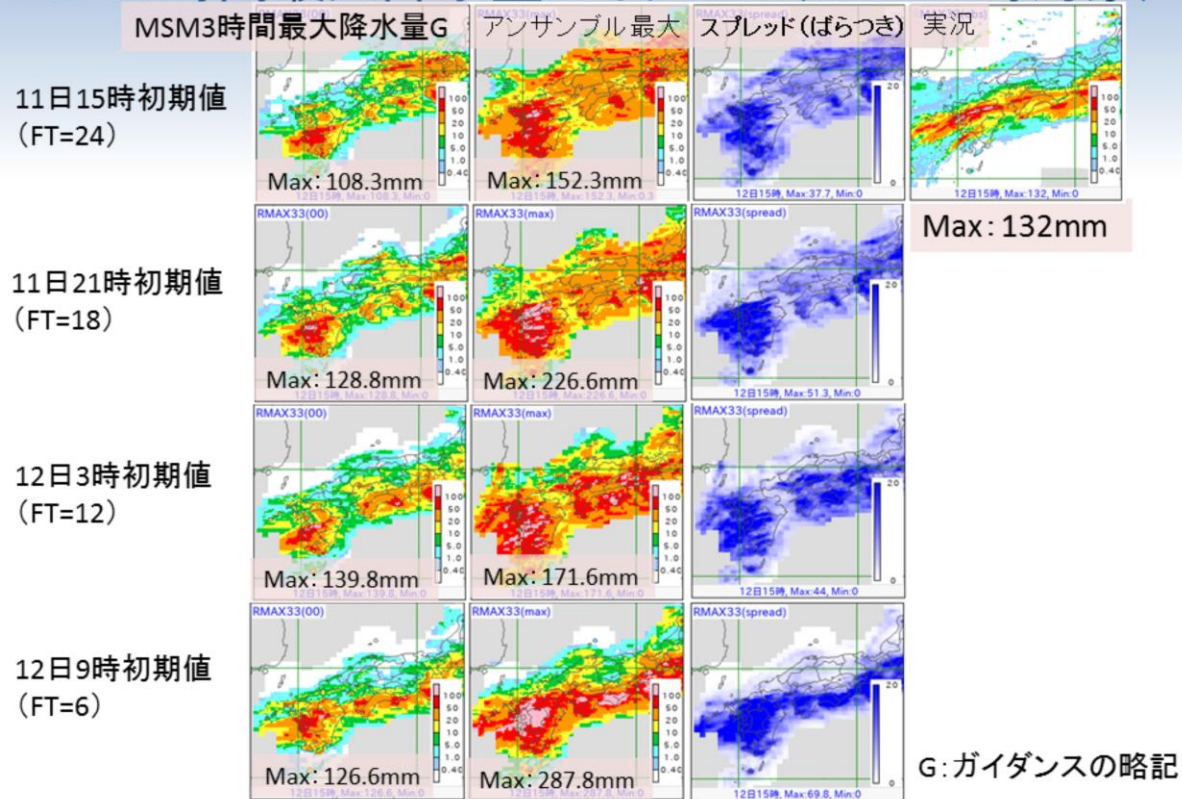


LFMの降水分布の予測は実況と良く整合していたが、予測降水量は過大となる傾向があっ

LFMの3時間降水量について、2021年8月12日15時を対象とした結果を示す。図は、上段の2021年8月12日5時初期値の10時間予報から順番に8月12日12時初期値の3時間予報までの抜粋した結果を示す。また、2021年8月12日15時対象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。

LFMの降水分布の予測は実況と良く整合していたが、予測降水量は過大となる傾向があった。

MEPS3時間最大降水量ガイダンス(12日15時対象)

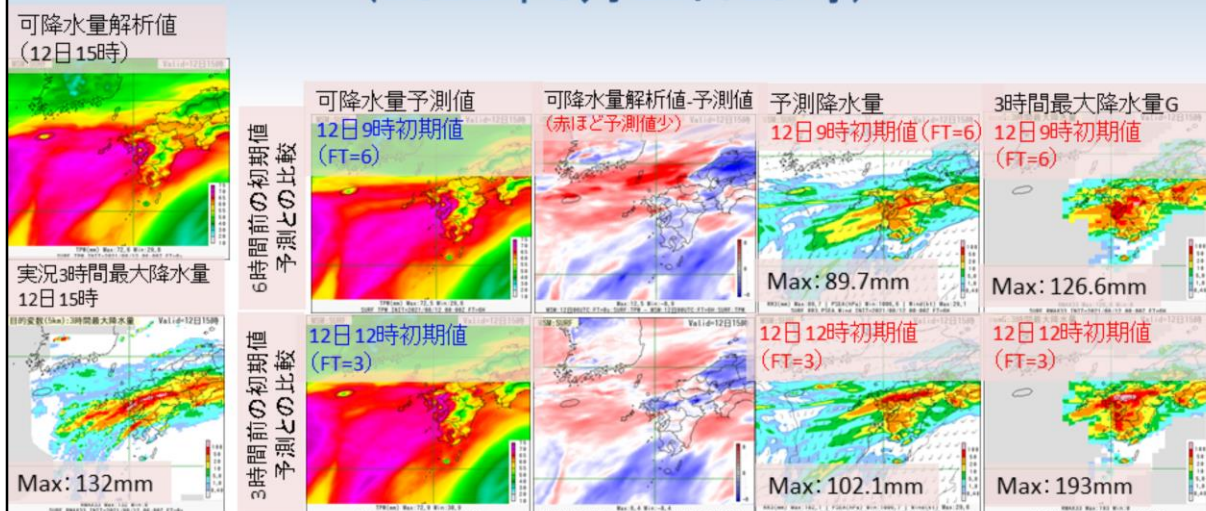


2021年8月12日15時を対象としたMEPS3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。右上図が2021年8月12日15時の観測の5km格子3時間最大降水量、左側からMSM3時間最大降水量ガイダンス、MEPS3時間最大降水量ガイダンスメンバー最大値、スプレッド(ばらつき)を示し、上段から下段に向かって、8月11日15時初期値24時間予報、8月11日21時初期値18時間予報、8月12日3時初期値12時間予報および8月12日3時初期値12時間予報の結果をそれぞれ示す。降水量の単位はいずれもmmである。スプレッドは、青色が濃いほどスプレッドが大きいことを示す。

以下の特徴が見られた。

- ・アンサンブル最大の予測降水量は実況の強雨域を含む降水量を十分に捕捉できていた
- ・MSMは古い初期値だと強雨域が実況と比較してやや南寄りであった
- ・メンバーによって強雨域の南北方向へのばらつきが大きく、アンサンブル最大では南北方向に広がり、過大な予測降水量となった地域が見られた
- ・最新初期値では、実況に近い場所に強雨域を予測できていた

MSMの可降水量の予測と解析値の比較 (2021年8月12日15時)



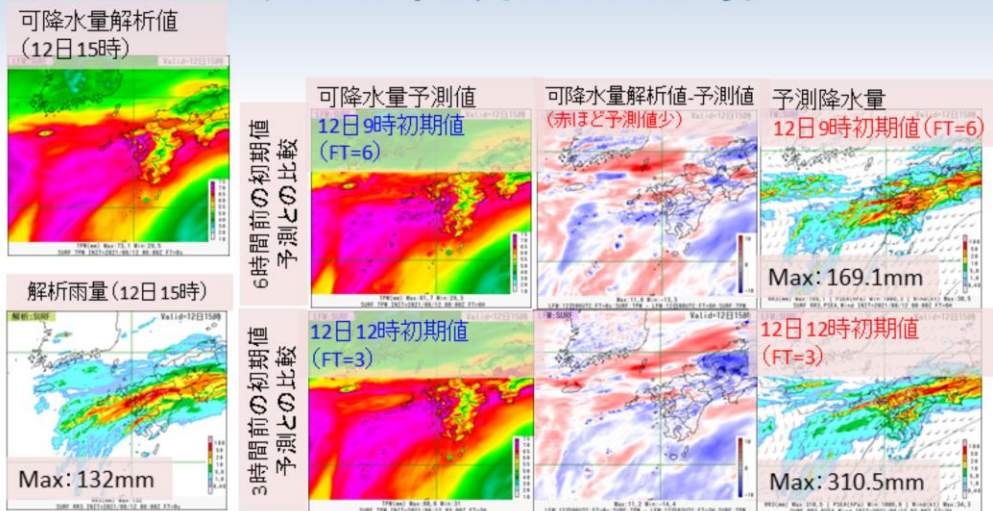
6時間前の初期値予測では、モデルでは線状降水帯対応の降水量はあまり予測できていなかった。ガイダンスにより、上方修正され、最大降水量としては実況に近づいたが、実況と比べて、位置が南へシフトし、形状が線状となっていない。予測可降水量の解析値比較では、東シナ海～対馬海峡で予測可降水量が少なくなっていた。一方、3時間前の初期値予測では、東シナ海～対馬海峡の可降水量が6時間前の初期値予測に比べて増加し、予測降水量が実況に近づき、形状も線状となった。

2021年8月12日15時を対象としたMSMの可降水量の予測と解析値の比較結果を示す。左上図が2021年8月12日15時の可降水量の解析値、左下図が8月12日15時観測の5km格子3時間最大降水量、そのすぐ右側が6時間前の初期値の解析値と予測値との比較(上段)、3時間前の初期値の解析値と予測値との比較(下段)を示し、左側から可降水量の予測値、可降水量解析値の予測値との差(赤色ほど予測値過小)、前3時間のモデルの予測降水量、3時間最大降水量ガイダンスの結果である。特徴は以下のとおりである。

6時間前の初期値予測では、モデルでは線状降水帯対応の降水量はあまり予測できていなかった。ガイダンスにより、上方修正され、最大降水量としては実況に近づいたが、実況と比べて、位置が南へシフトし、形状が線状となっていない。予測可降水量の解析値比較では、東シナ海～対馬海峡で予測可降水量が少なくなっていた。

一方、3時間前の初期値予測では、東シナ海～対馬海峡の可降水量が6時間前の初期値予測に比べて増加し、予測降水量が実況に近づき、形状も線状となった。

LFMの可降水量の予測と解析値の比較 (2021年8月12日15時)



6時間前の初期値予測では、モデルでは線状降水帯対応の降水量は予測できていたが、実況と比べて、位置が南へシフトしていた。予測可降水量の解析値比較では、線状降水帯対応の予測可降水量はやや過大であった。一方、3時間前の初期値予測では、モデルでは線状降水帯対応の降水量は予測できていたが、予測降水量は過大であった。予測可降水量については、6時間前の初期値予測に比べて過大な範囲は縮小したが、線状降水帯対応の降水域付近では過大であった。

2021年8月12日15時を対象としたLFMの可降水量の予測と解析値の比較結果を示す。左上図が2021年8月12日15時の可降水量の解析値、左下図が8月12日15時の前3時間解析雨量、そのすぐ右側が6時間前の初期値の解析値と予測値との比較(上段)、3時間前の初期値の解析値と予測値との比較(下段)を示し、左側から可降水量の予測値、可降水量解析値の予測値との差(赤色ほど予測値過小)、前3時間のモデルの予測降水量の結果である。特徴は以下のとおりである。

6時間前の初期値予測では、モデルでは線状降水帯対応の降水量は予測できていたが、実況と比べて、位置が南へシフトしていた。予測可降水量の解析値比較では、線状降水帯対応の予測可降水量はやや過大であった。

一方、3時間前の初期値予測では、モデルでは線状降水帯対応の降水量は予測できていたが、予測降水量は過大であった。予測可降水量については、6時間前の初期値予測に比べて過大な範囲は縮小したが、線状降水帯対応の降水域付近では過大であった。

福岡・熊本県の線状降水帯発生事例のまとめ (2021年8月12日)その1

- 3時間降水量
- (GSM・GSM最大降水量ガイダンス)
 - GSMでは、九州の線状降水帯の予測は過小な降水量予測となったが、ガイダンスにより、モデル予測から実況に近づける補正がなされたが、線状降水帯とその周辺の予測は過小傾向であった
- (MSM・MSM最大降水量ガイダンス)
 - 九州の線状降水帯の予測は3時間前の初期値の予測では、実況に近かったが、それより前の初期値の予測では南への位置ずれ、予測降水量が過小であった。ガイダンスでは、実況に近づける補正がなされたが、直近の予測ではやや過大な傾向となった
- (LFM)
 - 降水分布の予測は実況と良く整合していたが、予測降水量は過大となる傾向があった

2021年8月12日の福岡・熊本県の線状降水帯発生事例について、このスライドを含む以下3枚のスライドにまとめた。

福岡・熊本県の線状降水帯発生事例のまとめ (2021年8月12日)その2

- 3時間降水量
- (MEPS最大降水量ガイダンス)
 - アンサンブル最大の予測降水量は実況の強雨域を含む降水量を十分に捕捉できていた
 - メンバーによって強雨域の南北方向へのばらつきが大きく、アンサンブル最大では南北方向に広がり、過大な予測降水量となった地域が見られた
 - 最新初期値では、実況に近い場所に強雨域を予測できていた

福岡・熊本県の線状降水帯発生事例のまとめ (2021年8月12日)その3

- 可降水量の予測と解析値の比較
- (MSM)
 - 6時間前の予測可降水量では、東シナ海～対馬海峡で予測可降水量が少ない(予測では、モデルでは線状降水帯対応の降水量はあまり予測できず、ガイダンスにより上方修正されたものの、実況に比べて位置が南へシフトし、形状が線状となっていない)
 - 3時間前の初期値予測では、東シナ海～対馬海峡の可降水量が6時間前の初期値予測に比べて増加し、予測降水量が実況に近づき、形状も線状となった。
- (LFM)
 - 6時間前の予測可降水量では、線状降水帯対応の予測可降水量はやや過大であった(線状降水帯対応の降水量は予測できていたが、実況と比べて、位置が南へシフト)
 - 3時間前の予測可降水量は、6時間前の初期値予測に比べて過大な範囲は縮小したが、線状降水帯対応の降水域付近では過大であった(線状降水帯対応の降水量は予測できていたが、予測降水量は過大)

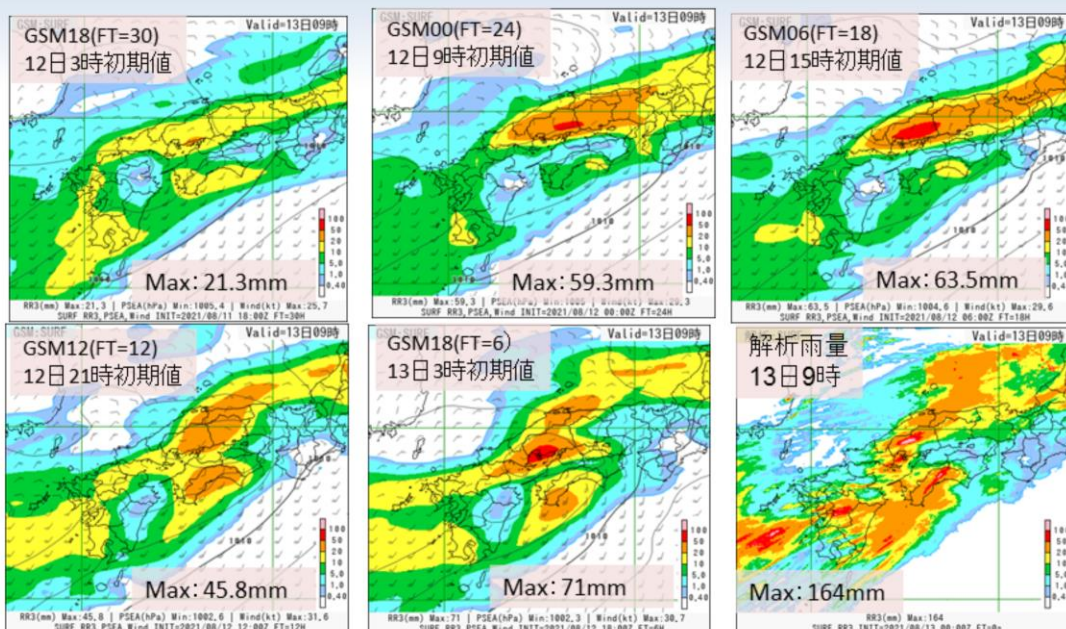


第3章 事例解析編

3.3.3 広島県の線状降水帯発生事例 (2021年8月13日)

第3.3.2項と同様に、GSM、MSM、MEPS、LFMの各数値予報システムにおける結果を示す。

3時間降水量 (GSM vs 解析雨量) (2021年8月13日9時対象)



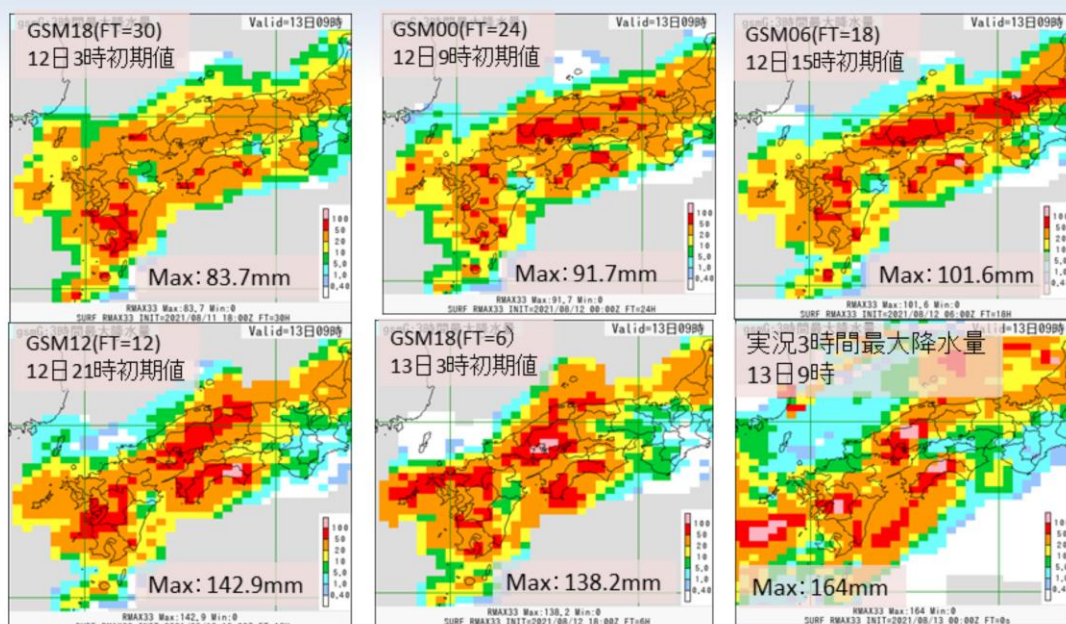
広島での線状降水帯に対応した予測降水量については、位置ずれはあるが、初期値によっては、実況に近い予測があった。熊本県内の記録雨に対応した予測降水量については過小であった。

GSMの3時間降水量について、2021年8月13日9時を対象とした結果を示す。

図は、上段の2021年8月12日3時初期値の30時間予報から順番に8月13日3時初期値の6時間予報までの結果を示す。また、2021年8月13日9時対象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。

広島での線状降水帯に対応した予測降水量については、位置ずれはあるが、初期値によっては、実況に近い予測があった。熊本県内の記録雨に対応した予測降水量については過小であった。

3時間降水量 (GSM最大降水量ガイダンス vs 実況) (2021年8月13日9時対象)

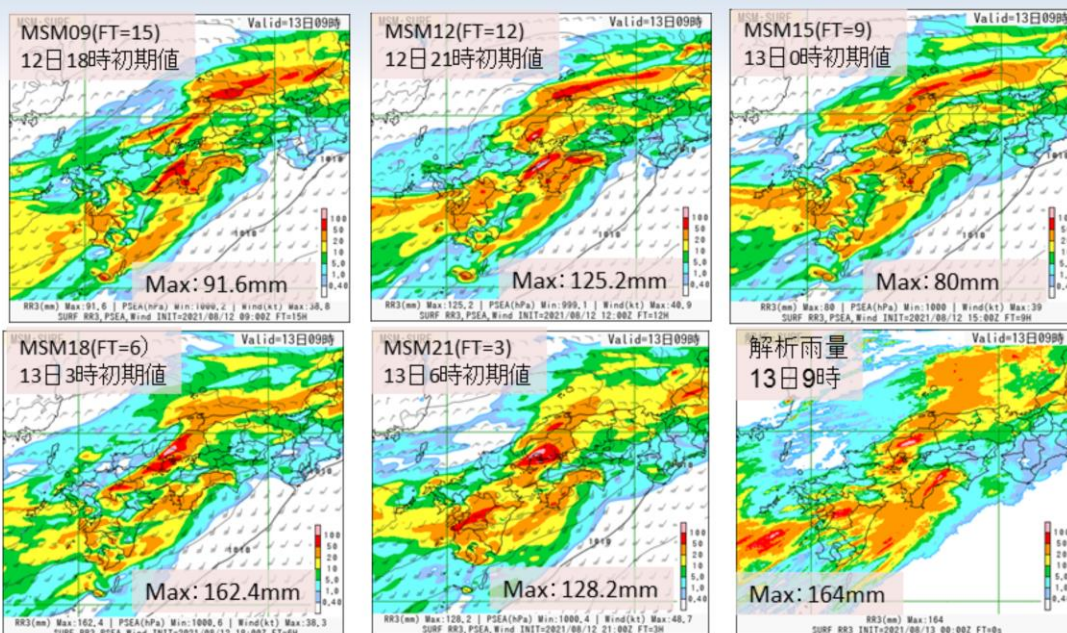


モデル予測から実況に近づける補正がなされたが、50mm以上の区域(赤色)に着目すると中国地方の予測降水量はやや過大となった。広島線の線状降水帯については、予測降水量はさらに実況に近づいた。熊本県内の予測降水量は過小であった。

GSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、前頁のGSMと同様である。また、2021年8月13日9時対象の観測の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。

前頁のモデル予測から実況に近づける補正がなされたが、50mm以上の区域(赤色)に着目すると中国地方の予測降水量はやや過大となった。広島線の線状降水帯については、予測降水量はさらに実況に近づいた。熊本県内の予測降水量は過小であった。

3時間降水量 (MSM vs 解析雨量) (2021年8月13日9時対象)

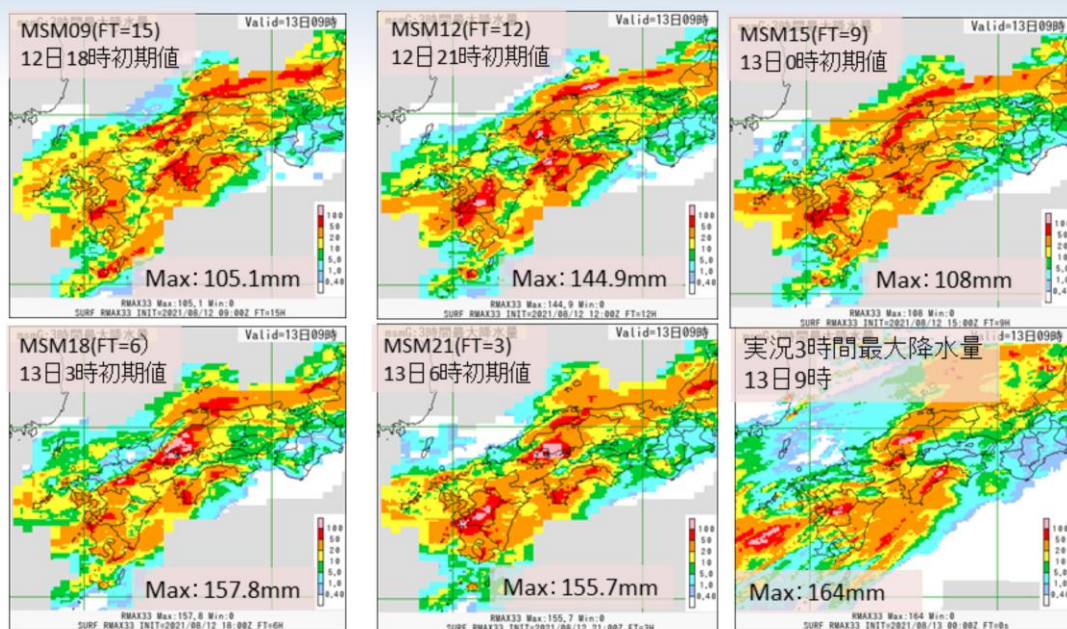


広島での線状降水帯に対応した予測降水量については、位置ずれはあるが、実況に近い初期値の予測が多かった。熊本県内の記録雨に対応した予測降水量については3時間前の初期値以外は過小であった。

MSMの3時間降水量について、2021年8月13日9時を対象とした結果を示す。図は、上段の2021年8月12日18時初期値の15時間予報から順番に8月13日6時初期値の3時間予報までの結果を示す。また、2021年8月13日9時対象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。

広島での線状降水帯に対応した予測降水量については、位置ずれはあるが、実況に近い初期値の予測が多かった。熊本県内の記録雨に対応した予測降水量については3時間前の初期値以外は過小であった。

3時間降水量 (MSM最大降水量ガイダンス vs 実況) (2021年8月13日9時対象)

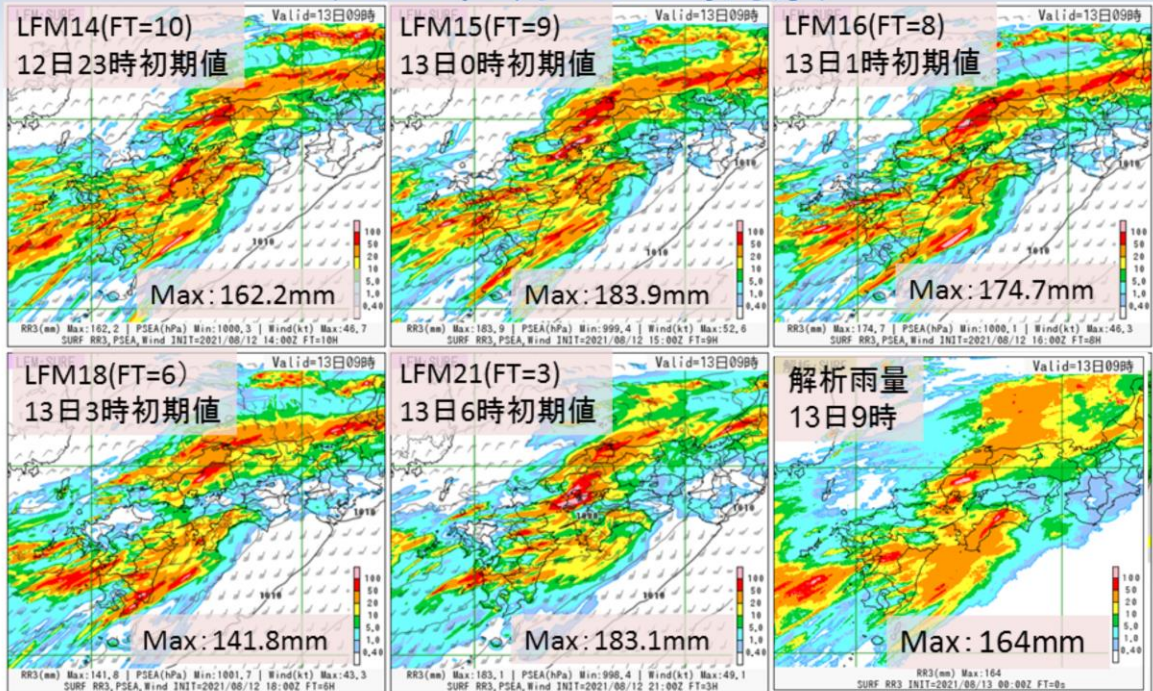


モデル予測から実況に近づく補正がなされ、広島での線状降水帯に対応した予測降水量や熊本県内の記録雨に対応した予測降水量は実況に近づくものが多かった。

MSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、前頁のMSMと同様である。また、2021年8月13日9時対象の観測の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。

前頁のモデル予測から実況に近づく補正がなされ、広島での線状降水帯に対応した予測降水量や熊本県内の記録雨に対応した予測降水量は実況に近づくものが多かった。

3時間降水量(LFM vs 解析雨量) (2021年8月13日9時対象)

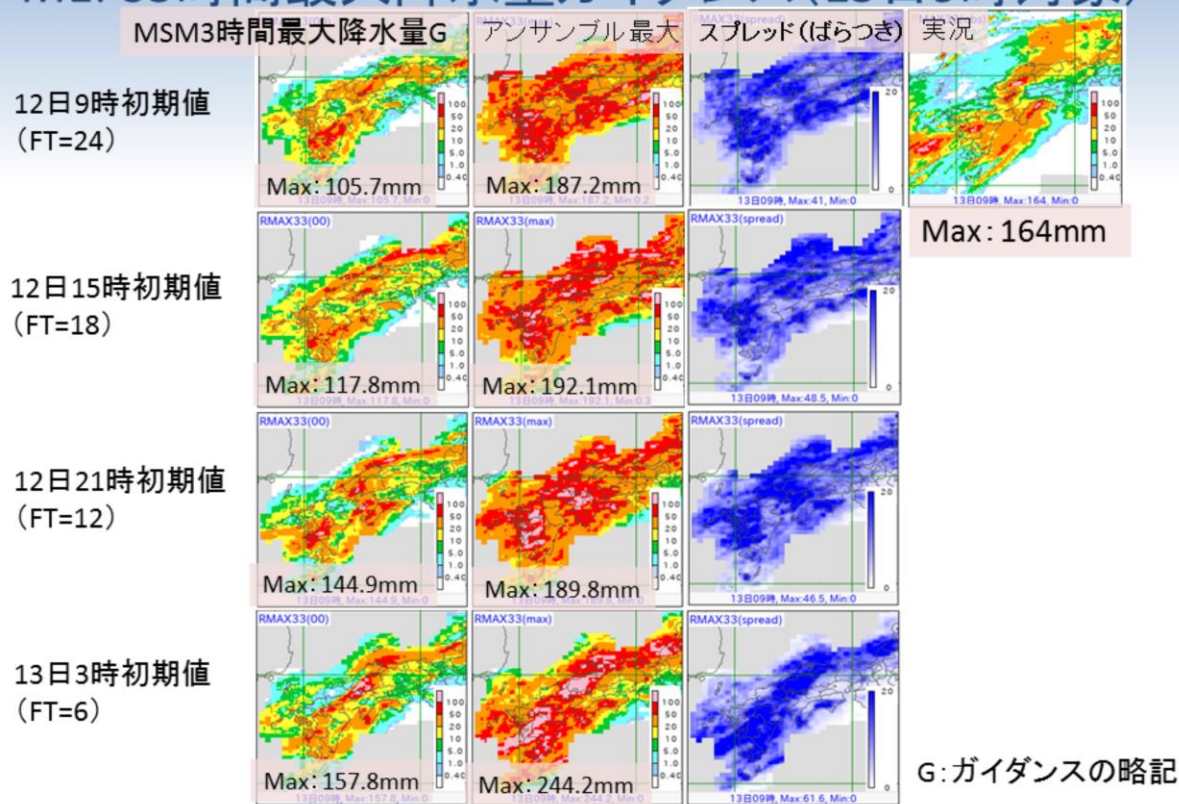


中国地方の線状降水帯の予測を含む強雨域の予測降水量については、実況に近かったが、周辺の予測降水量に関しては過大な傾向が見られた。四国地方の強雨域の予測降水量については、実況に比べて過小であった。

LFMの3時間降水量について、2021年8月13日9時を対象とした結果を示す。図は、上段の2021年8月12日23時初期値の10時間予報から順番に8月13日6時初期値の3時間予報までの抜粋した結果を示す。また、2021年8月13日9時対象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。

中国地方の線状降水帯の予測を含む強雨域の予測降水量については、実況に近かったが、周辺の予測降水量に関しては過大な傾向が見られた。四国地方の強雨域の予測降水量については、実況に比べて過小であった。

MEPS3時間最大降水量ガイダンス(13日9時対象)



2021年8月13日9時を対象としたMEPS3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。右上図が2021年8月12日9時の観測の5km格子3時間最大降水量、左側からMSM3時間最大降水量ガイダンス、MEPS3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、8月12日9時初期値24時間予報、8月12日15時初期値18時間予報、8月12日21時初期値12時間予報および8月13日3時初期値6時間予報の結果をそれぞれ示す。降水量の単位はいずれも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。

以下の特徴が見られた。

- ・MSMの予測降水量は実況に比べて過小。アンサンブル最大の予測降水量は実況の強雨域を含む降水量を十分に捕捉できていた
- ・MSMでは実況の四国地方の強雨域をあまり捉えられていないが、MEPSアンサンブル最大の予測降水量では捕捉できていた
- ・メンバーによって強雨域の南北方向へのばらつきが大きく、アンサンブル最大では南北方向に広がり、過大な予測降水量となった地域が見られた

MEPS24時間最大降水量ガイダンス(13日9時対象)

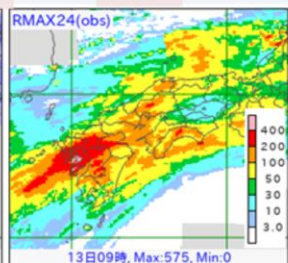
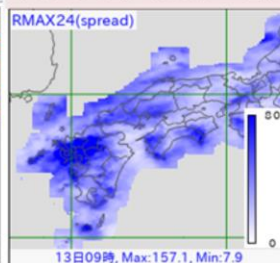
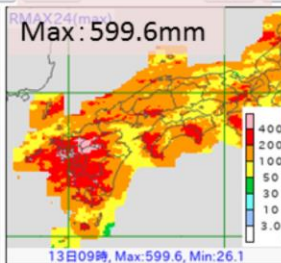
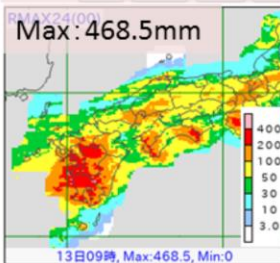
MSM24時間最大降水量G

アンサンブル最大

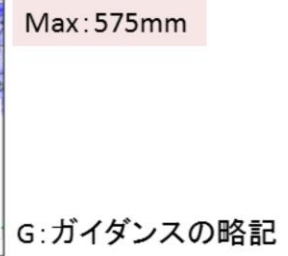
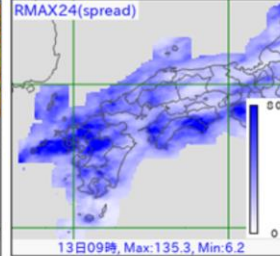
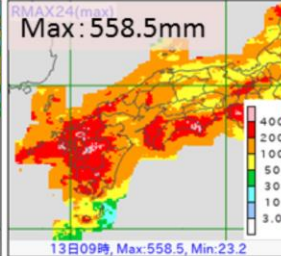
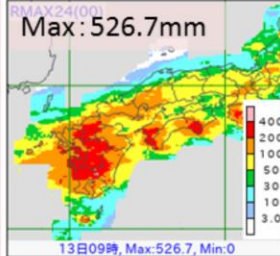
スプレッド(ばらつき)

実況

8月11日21時初期値(FT=36)



8月12日9時初期値(FT=24)



G: ガイダンスの略記

1日半前(11日21時初期値)の資料のアンサンブル最大では、MSM24時間最大降水量Gでは捕捉できなかった実況の九州北部の降水量最大値付近の降水を捕捉できていた。また、24時間前(12日9時初期値)の予測では、MSM24時間最大降水量Gでも実況に近い予測ができていた。



気象庁 Japan Meteorological Agency

令和3年度数値予報解説資料集

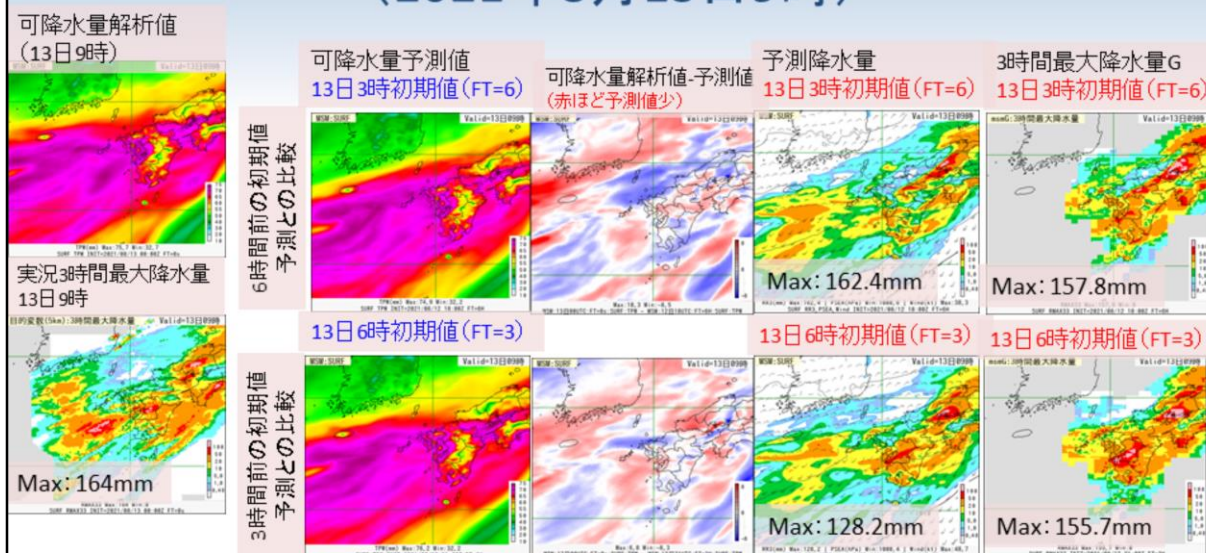
446

大雨のポテンシャルの予測ができていたかという観点で、2021年8月13日9時を対象として、2021年8月11日21時初期値36時間予報および2021年8月12日9時初期値24時間予報のMEPS24時間最大降水量ガイダンスの結果を確認する。

図は、左から順にMSM24時間最大降水量ガイダンス、MEPSのアンサンブル最大、スプレッド(ばらつき)で、上段が2021年8月11日21時初期値36時間予報の結果、下段が2021年8月12日9時初期値24時間予報の結果である。また、右上には8月13日9時の観測の5km格子24時間最大降水量を示す。降水量の単位はいずれも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。

1日半前(11日21時初期値)の資料のアンサンブル最大では、MSM最大降水量ガイダンスでは捕捉できなかった実況の九州北部の降水量最大値付近の降水を捕捉できていた。また、24時間前(12日9時初期値)の予測では、MSM最大降水量ガイダンスでも実況に近い予測ができていた。

MSMの可降水量の予測と解析値の比較 (2021年8月13日9時)



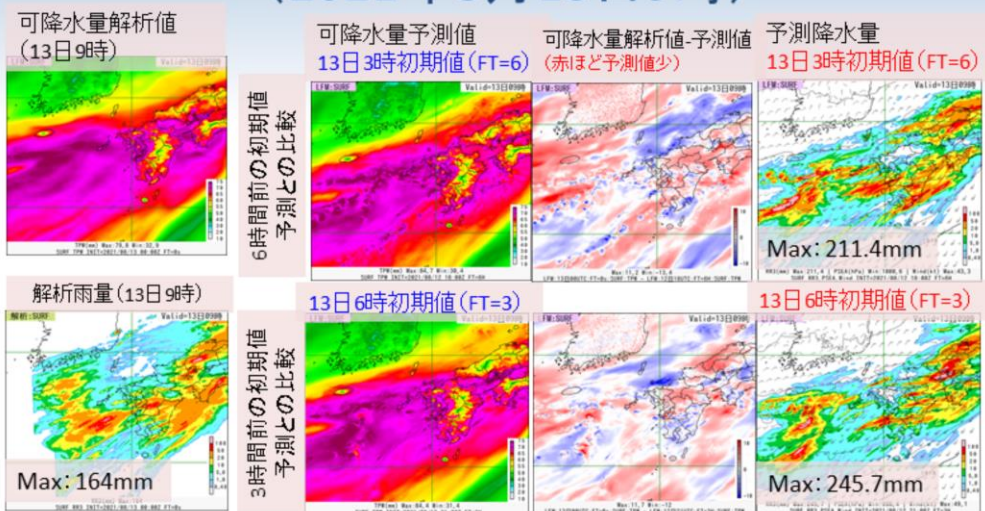
6時間前および3時間前の初期値予測とも、広島県の線状降水帯対応の降水量は概ね予測できていた。可降水量の解析値比較では、広島県内での差が小さかった。

2021年8月13日9時を対象としたMSMの可降水量の予測と解析値の比較結果を示す。左上図が2021年8月13日9時の可降水量の解析値、左下図が8月13日9時観測の5km格子3時間最大降水量、そのすぐ右側が6時間前の初期値の解析値と予測値との比較(上段)、3時間前の初期値の解析値と予測値との比較(下段)を示し、左側から可降水量の予測値、可降水量解析値の予測値との差(赤色ほど予測値過小)、前3時間のモデルの予測降水量、3時間最大降水量ガイダンスの結果である。

特徴は以下のとおりである。

6時間前および3時間前の初期値予測とも、広島県の線状降水帯対応の降水量は概ね予測できていた。可降水量の解析値比較では、広島県内での差が小さかった。

LFMの可降水量の予測と解析値の比較 (2021年8月13日9時)



6時間前および3時間前の初期値予測とも、広島県の線状降水帯対応の降水量は概ね予測できていたが、解析雨量の算出範囲内において、東シナ海を中心に過大な予測降水量が見られた。予測可降水量の解析値比較では、位置ずれの差は見られたものの、広島県内での差は小さかったが、全体として予測可降水量は少ない傾向であった。

2021年8月13日9時を対象としたLFMの可降水量の予測と解析値の比較結果を示す。左上図が2021年8月13日9時の可降水量の解析値、左下図が8月13日9時の前3時間解析雨量、そのすぐ右側が6時間前の初期値の解析値と予測値との比較(上段)、3時間前の初期値の解析値と予測値との比較(下段)を示し、左側から可降水量の予測値、可降水量解析値の予測値との差(赤色ほど予測値過小)、前3時間のモデルの予測降水量の結果である。特徴は以下のとおりである。

6時間前および3時間前の初期値予測とも、広島県の線状降水帯対応の降水量は概ね予測できていたが、解析雨量の算出範囲内において、東シナ海を中心に過大な予測降水量が見られた。予測可降水量の解析値比較では、位置ずれの差は見られたものの、広島県内での差は小さかったが、全体として予測可降水量は少ない傾向であった。

広島県の線状降水帯発生事例のまとめ

3時間降水量 (2021年8月13日) その1

- (GSM・GSM最大降水量ガイダンス)
 - GSMでは、線状降水帯に対応した降水は、位置ずれはあるが、初期値によっては、実況に近い予測があった。熊本県内の記録雨に対応した降水は過小であった。ガイダンスでは、モデル予測から実況に近づける補正がなされ、予測降水量はさらに実況に近づき、熊本県内の予測降水量は過小であった
- (MSM・MSM最大降水量ガイダンス)
 - MSMでは、線状降水帯に対応した降水、位置ずれはあるが、実況に近い初期値の予測が多かった。熊本県内の記録雨に対応した降水は3時間前の初期値以外は過小であった。ガイダンスでは、モデル予測から実況に近づける補正がなされ、線状降水帯に対応した降水や熊本県内の記録雨に対応した降水は実況に近づく予測が多かった
- (LFM)
 - 中国地方の線状降水帯の予測を含む強雨域の予測降水量については、実況に近かったが、周辺の予測降水量に関しては過大な傾向が見られた
 - 四国地方の強雨域の予測降水量については、実況に比べて過小であった



2021年8月13日の広島県の線状降水帯発生事例について、このスライドを含む以下3枚のスライドにまとめた。

広島県の線状降水帯発生事例のまとめ (2021年8月13日)その2

- 3時間降水量
 - (MEPS最大降水量ガイダンス)
 - アンサンブル最大の予測降水量は実況の強雨域を含む降水量を十分に捕捉できていた
 - メンバーによって強雨域の南北方向へのばらつきが大きく、アンサンブル最大では南北方向に広がり、過大な予測降水量となった地域が見られた
- 24時間降水量(12日の線状降水帯事例を含む)
 - (MEPS最大降水量ガイダンス)
 - 11日21時初期値のアンサンブル最大では、MSM最大降水量ガイダンスでは捕捉できなかった実況の九州北部の降水量最大値付近の降水を捕捉できていた

広島県の線状降水帯発生事例のまとめ (2021年8月13日)その3

- 可降水量の予測と解析値の比較
- (MSM)
 - 6時間前および3時間前の予測可降水量は、広島県内では差は小さかった(線状降水帯対応の降水量は概ね予測できていた)
- (LFM)
 - 6時間前および3時間前の予測可降水量は、位置ずれの差は見られたものの、広島県内での差は小さかったが、全体として予測可降水量は少ない傾向であった(線状降水帯対応の降水量は概ね予測できていたが、解析雨量の算出範囲内において、東シナ海を中心に過大な予測降水量が見られた)

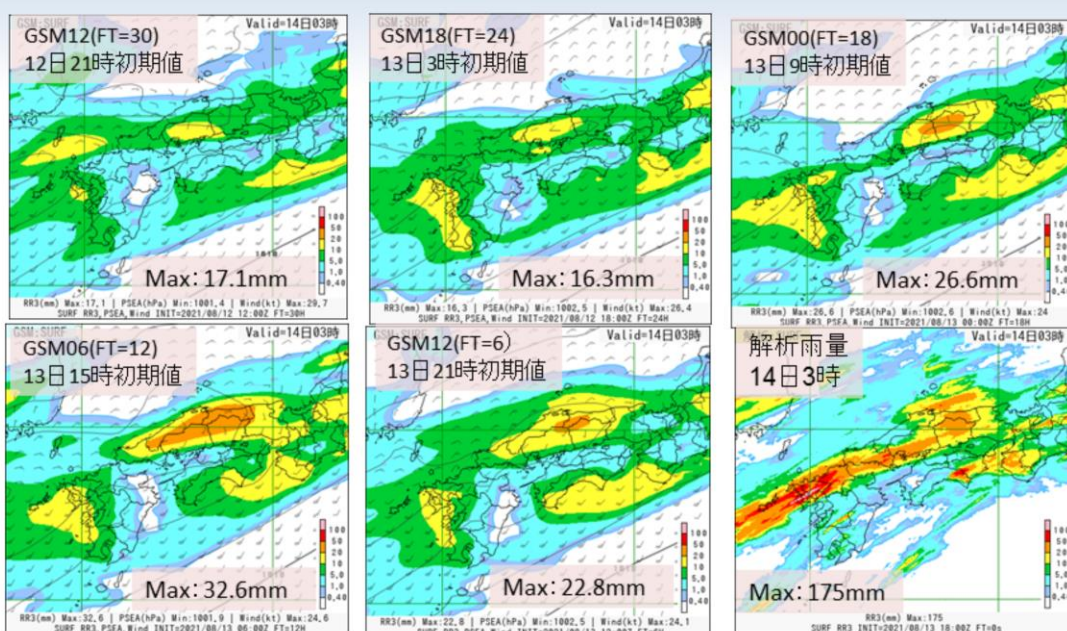


第3章 事例解析編

3.3.4 佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例 (2021年8月14日)

第3.3.2項と同様に、GSM、MSM、MEPS、LFMの各数値予報システムにおける結果を示す。佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例については、8月14日3時と6時の2回あるが、前者の方を取り上げる。

3時間降水量 (GSM vs 解析雨量) (2021年8月14日3時対象)



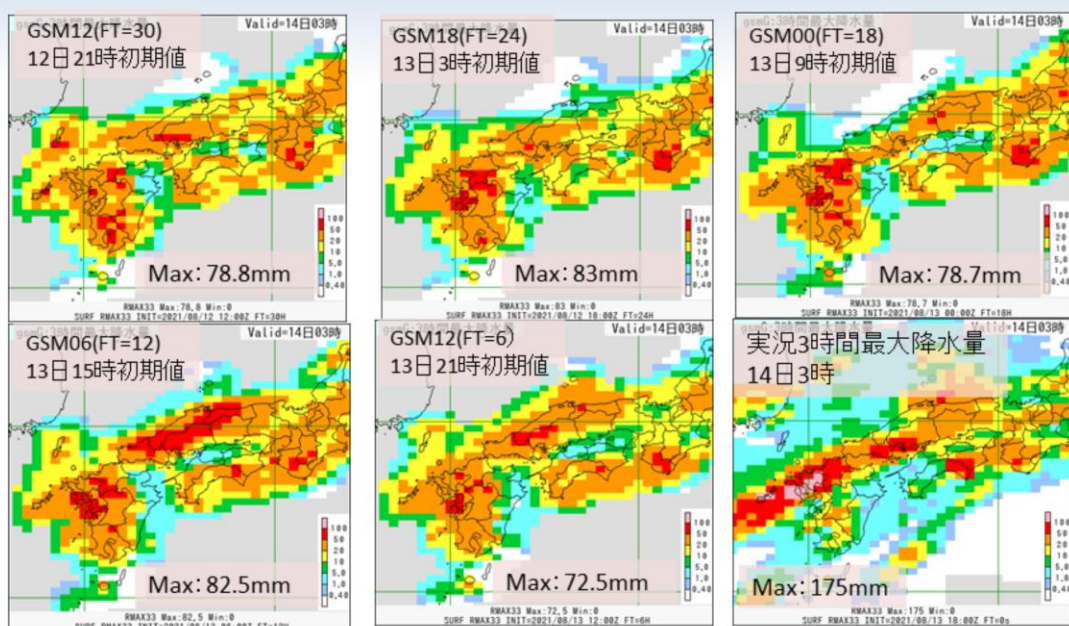
10mm以上の区域(黄色)に着目すると、中国・四国地方では、実況に近かったが、九州では、九州北部の線状降水帯による降水量予測が過小、九州西側沿岸部の降水量予測は過大であった。

GSMの3時間降水量について、2021年8月14日3時を対象とした結果を示す。

図は、上段の2021年8月12日21時初期値の30時間予報から順番に8月13日21時初期値の6時間予報までの結果を示す。また、2021年8月14日3時対象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。

10mm以上の区域(黄色)に着目すると、中国・四国地方では、実況に近かったが、九州では、九州北部の線状降水帯による予測降水量が過小、九州西側沿岸部の予測降水量は過大であった。

3時間降水量 (GSM最大降水量ガイダンス vs 実況) (2021年8月14日3時対象)

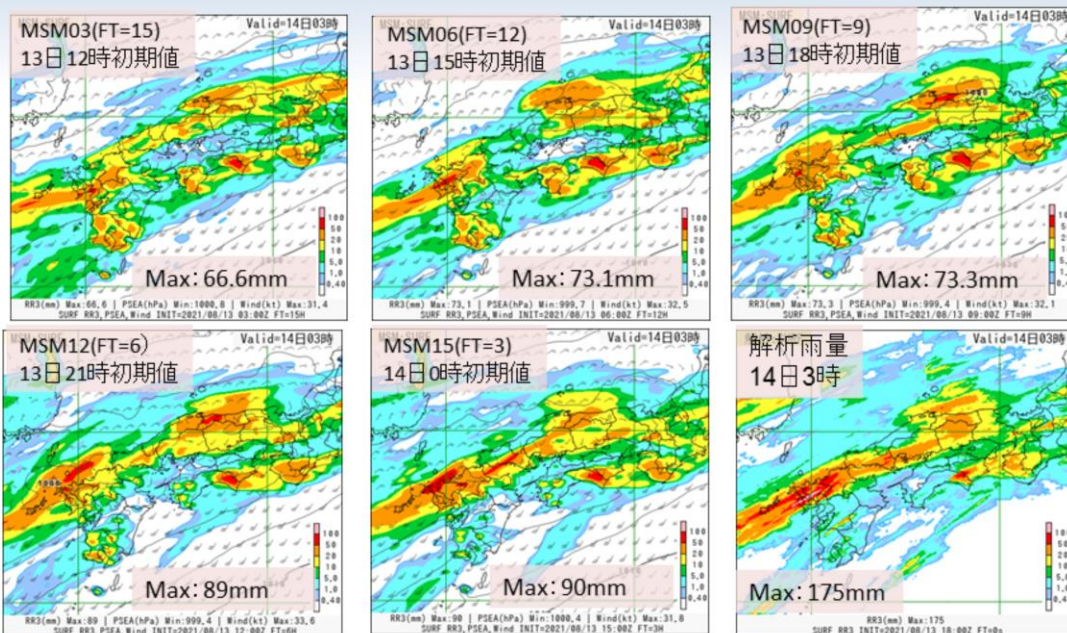


モデル予測から実況に近づける補正がなされていたが、九州の降水に関しては、モデルの予測と同様な傾向であった。

GSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、前頁のGSMと同様である。また、2021年8月14日3時対象の観測の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。

前頁のモデル予測から実況に近づける補正がなされていたが、九州の降水に関しては、モデルの予測と同様な傾向で、九州北部の線状降水帯による予測降水量が過小、九州西側沿岸部の予測降水量は過大であった。

3時間降水量 (MSM vs 解析雨量) (2021年8月14日3時対象)

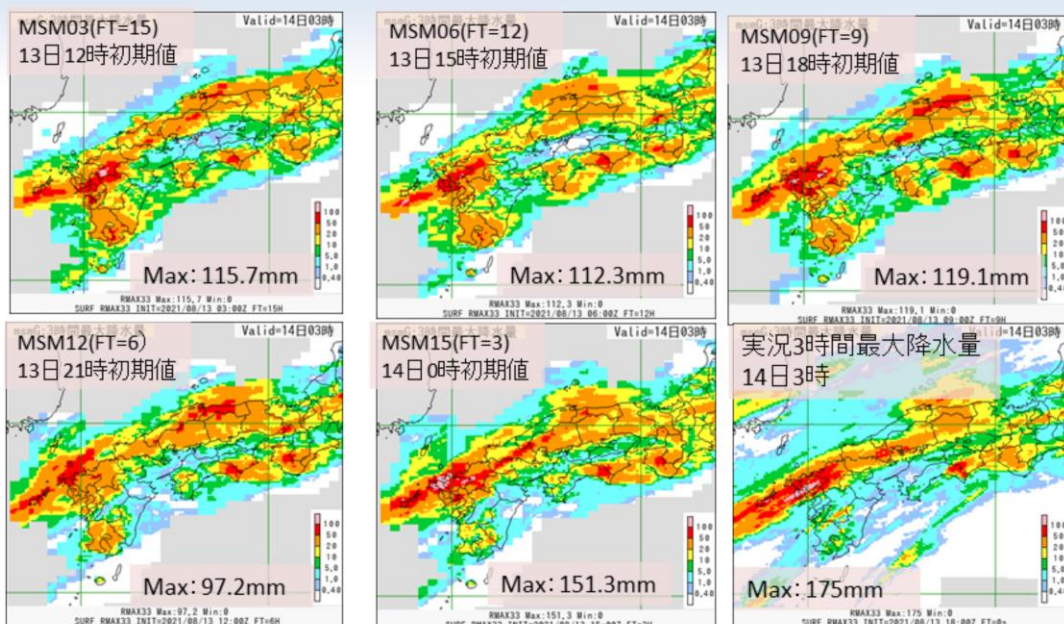


20mm以上の区域(橙色)に着目すると、中国・四国地方では、実況に近かったが、九州では、九州北部の線状降水帯による予測降水量予測が過小、九州南部の予測降水量は過大な傾向であった。

MSMの3時間降水量について、2021年8月14日3時を対象とした結果を示す。図は、上段の2021年8月13日12時初期値の15時間予報から順番に8月14日0時初期値の3時間予報までの結果を示す。また、2021年8月14日3時対象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。

20mm以上の区域(橙色)に着目すると、中国・四国地方では、実況に近かったが、九州では、九州北部の線状降水帯による予測降水量が過小、九州南部の予測降水量は過大な傾向であった。

3時間降水量 (MSM最大降水量ガイダンス vs 実況) (2021年8月14日3時対象)

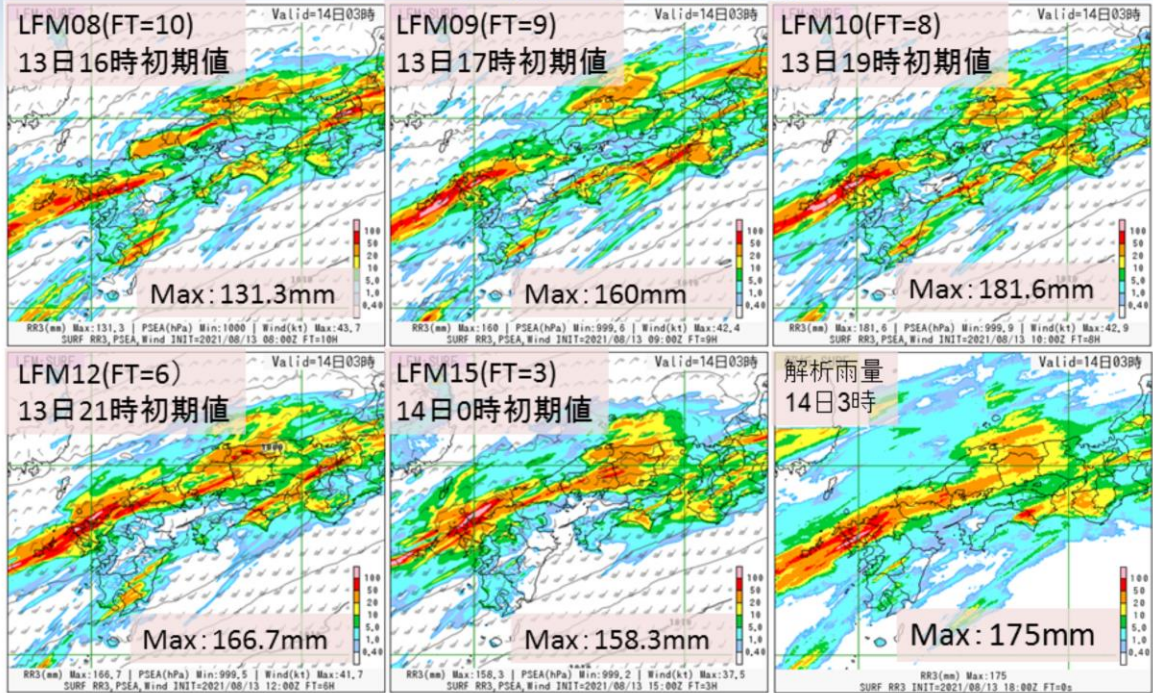


モデル予測から実況に近づける補正がなされ、九州北部の線状降水帯は実況に近づき、特に3時間前の初期値予測ではかなり近づいた。

MSM3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。図の並びは、前頁のMSMと同様である。また、2021年8月14日3時対象の観測の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。

前頁のモデル予測から実況に近づける補正がなされ、九州北部の線状降水帯は実況に近づき、特に3時間前の初期値予測ではかなり近づいた。

3時間降水量(LFM vs 解析雨量) (2021年8月14日3時対象)

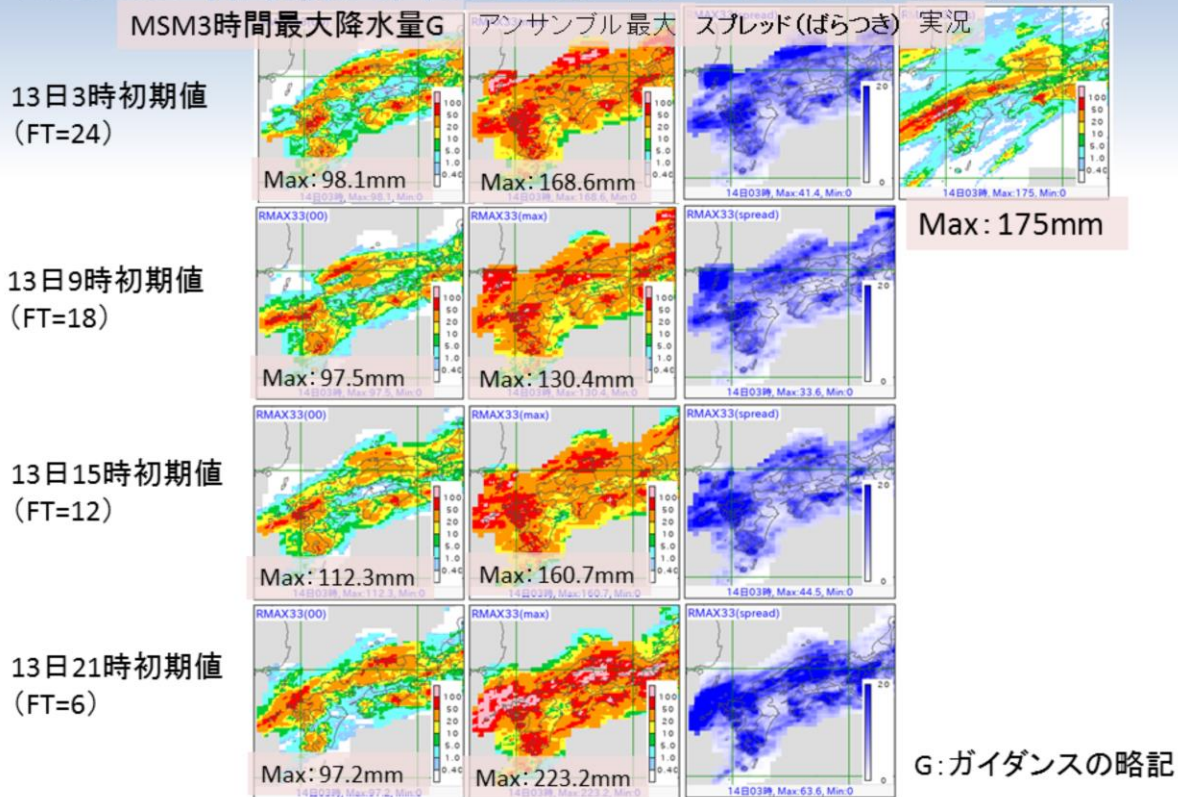


LFMの降水の予測は実況と概ね良く整合していた。

LFMの3時間降水量について、2021年8月14日3時を対象とした結果を示す。図は、上段の2021年8月13日16時初期値の10時間予報から順番に8月14日0時初期値の3時間予報までの抜粋した結果を示す。また、2021年8月14日3時対象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。

LFMの降水の予測は実況と概ね良く整合していた。

MEPS3時間最大降水量ガイダンス(14日3時対象)



2021年8月14日3時を対象としたMEPS3時間最大降水量ガイダンスの結果を示す。右上図が2021年8月14日3時の観測の5km格子3時間最大降水量、左側からMSM3時間最大降水量ガイダンス、MEPS3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、8月13日3時初期値24時間予報、8月13日9時初期値18時間予報、8月13日15時初期値12時間予報および8月13日21時初期値6時間予報の結果をそれぞれ示す。降水量の単位はいずれも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。

以下の特徴が見られた。

- ・MSMの予測降水量は実況に比べて過小。直近のアンサンブル最大の予測降水量は実況の強雨域を含む降水量を十分に捕捉できていた
- ・メンバーによって強雨域の南北方向へのばらつきが大きく、アンサンブル最大では南北方向に広がり、過大な予測降水量となった地域が見られた

MEPS24時間最大降水量ガイダンス(15日0時対象)

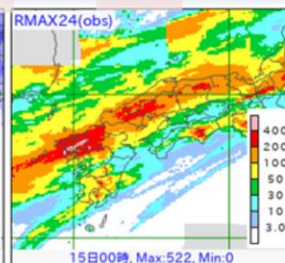
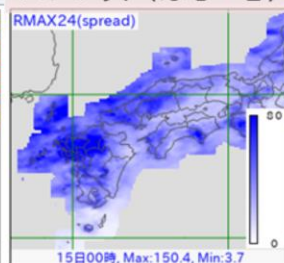
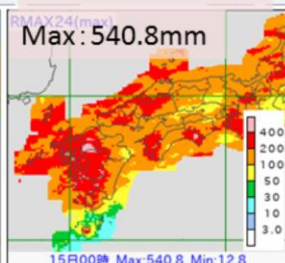
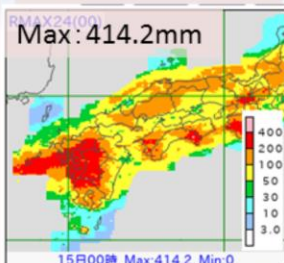
MSM24時間最大
降水量G

アンサンブル最大

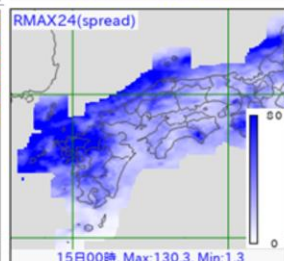
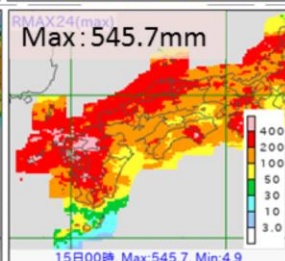
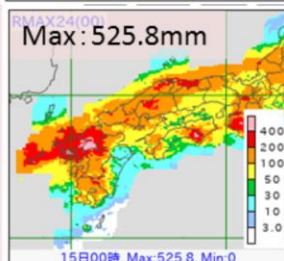
スプレッド(ばらつき)

実況

8月13日9時初期値(FT=39)



8月13日21時初期値(FT=27)



Max: 522mm

G: ガイダンスの略記

アンサンブル最大では、MSM24時間最大降水量Gでは捕捉できなかった実況の九州北部の降水量最大値付近の降水を捕捉できていた。また、27時間前(13日21時初期値)の予測では、MSM24時間最大降水量Gでも実況に近い予測ができていた。

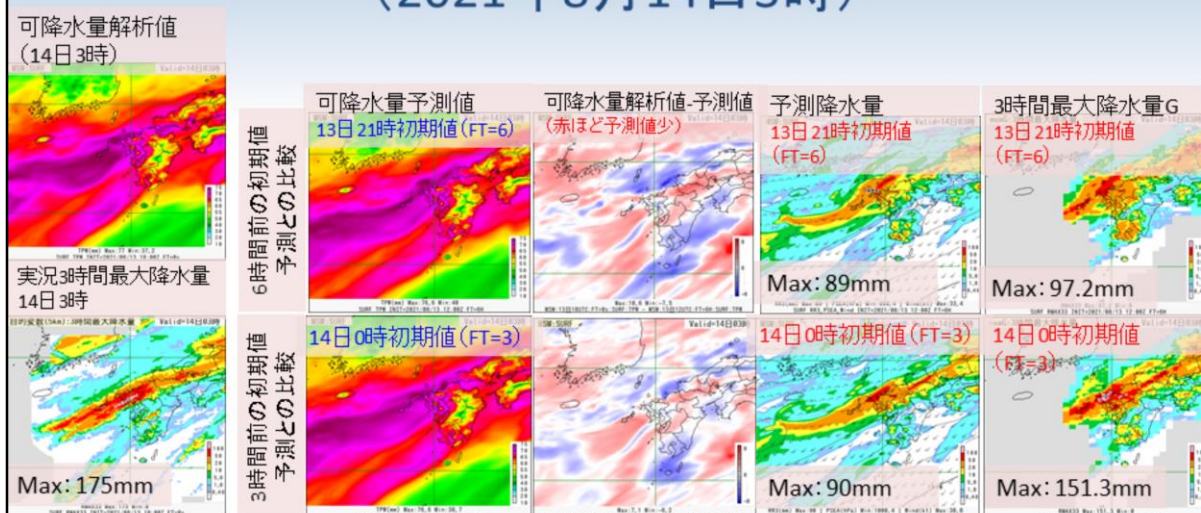


大雨のポテンシャルの予測ができていたかという観点で、2021年8月15日0時を対象として、2021年8月13日9時初期値39時間予報および2021年8月13日21時初期値27時間予報のMEPS24時間最大降水量ガイダンスの結果を確認する。

図は、左から順にMSM24時間最大降水量ガイダンス、MEPSのアンサンブル最大、スプレッド(ばらつき)で、上段が2021年8月13日9時初期値39時間予報の結果、下段が2021年8月13日21時初期値27時間予報の結果である。また、右上には8月15日0時の観測の5km格子24時間最大降水量を示す。降水量の単位はいずれも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。

約1日半前(13日9時初期値)からの資料のアンサンブル最大では、MSM24時間最大降水量ガイダンスでは捕捉できなかった実況の九州北部の降水量最大値付近の降水を捕捉できていた。また、27時間前(13日21時初期値)の予測では、MSM24時間最大降水量ガイダンスでも実況に近い予測ができていた。

MSMの可降水量の予測と解析値の比較 (2021年8月14日3時)

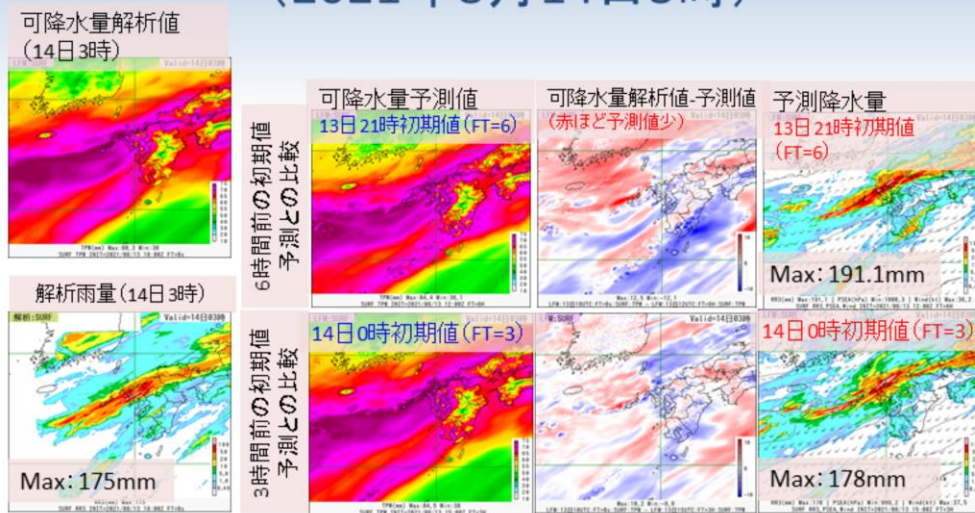


6時間前および3時間前の初期値予測では、モデルでは線状降水帯対応の降水量はあまり予測できていなかった。3時間前のガイダンスでは、上方修正され、最大降水量としては実況に近づいた。予測可降水量は、九州西方海上で少なかった。

2021年8月14日3時を対象としたMSMの可降水量の予測と解析値の比較結果を示す。左上図が2021年8月14日3時の可降水量の解析値、左下図が8月14日3時観測の5km格子3時間最大降水量、そのすぐ右側が6時間前の初期値の解析値と予測値との比較(上段)、3時間前の初期値の解析値と予測値との比較(下段)を示し、左側から可降水量の予測値、可降水量解析値の予測値との差(赤色ほど予測値過小)、前3時間のモデルの予測降水量、3時間最大降水量ガイダンスの結果である。特徴は以下のとおりである。

6時間前および3時間前の初期値予測では、モデルでは線状降水帯対応の降水量はあまり予測できていなかった。3時間前のガイダンスでは、上方修正され、最大降水量としては実況に近づいた。予測可降水量は、九州西方海上で少なかった。

LFMの可降水量の予測と解析値の比較 (2021年8月14日3時)



6時間前および3時間前の初期値予測では、モデルでは線状降水帯対応の降水量は予測できていた。予測可降水量の解析値比較では、予測可降水量は、対馬海峡あたりで少なかったが、線状降水帯対応の降水域付近では、実況との差は小さかった。

2021年8月14日3時を対象としたLFMの可降水量の予測と解析値の比較結果を示す。左上図が2021年8月14日3時の可降水量の解析値、左下図が8月14日3時の前3時間解析雨量、そのすぐ右側が6時間前の初期値の解析値と予測値との比較(上段)、3時間前の初期値の解析値と予測値との比較(下段)を示し、左側から可降水量の予測値、可降水量解析値の予測値との差(赤色ほど予測値過小)、前3時間のモデルの予測降水量の結果である。特徴は以下のとおりである。

6時間前および3時間前の初期値予測では、モデルでは線状降水帯対応の降水量は予測できていた。予測可降水量の解析値比較では、予測可降水量は、対馬海峡あたりで少なかったが、線状降水帯対応の降水域付近では、実況との差は小さかった。

佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例のまとめ (2021年8月14日)その1

- 3時間降水量
- (GSM・GSM最大降水量ガイダンス)
 - GSMでは、九州北部の線状降水帯による降水量予測が過小であった。GSMガイダンスでは、モデル予測から実況に近づける補正がなされていたが、過小な傾向は変わらなかった
- (MSM・MSM最大降水量ガイダンス)
 - MSMでは、九州北部の線状降水帯による降水量予測が過小であった。MSMガイダンスでは、モデル予測から実況に近づける補正がなされ、九州北部の線状降水帯は実況に近づき、特に3時間前の初期値予測ではかなり近づいた
- (LFM)
 - 降水の予測は実況と概ね良く整合していた

2021年8月14日の佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例について、このスライドを含む以下3枚のスライドにまとめた。

佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例のまとめ (2021年8月14日)その2

- 3時間降水量
- (MEPS最大降水量ガイダンス)
 - 直近のアンサンブル最大の予測降水量は実況の強雨域を含む降水量を十分に捕捉できていた
 - メンバーによって強雨域の南北方向へのばらつきが大きく、アンサンブル最大では南北方向に広がり、過大な予測降水量となった地域が見られた
- 24時間降水量
- (MEPS最大降水量ガイダンス)
 - 13日9時および13日21時初期値予測のアンサンブル最大では、MSM最大降水量ガイダンスでは捕捉できなかった実況の九州北部の降水量最大値付近の降水を捕捉できていた

佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例のまとめ (2021年8月14日)その3

- 可降水量の予測と解析値の比較
- (MSM)
 - 予測可降水量は、九州西方海上で少なかった(モデルでは線状降水帯対応の降水量はあまり予測できていなかった。3時間前のガイダンスでは、上方修正され、最大降水量としては実況に近づいた)
- (LFM)
 - 予測可降水量は、対馬海峡あたりで少なかったが、線状降水帯対応の降水域付近では、実況との差は小さかった(モデルでは線状降水帯対応の降水量は予測できていた)



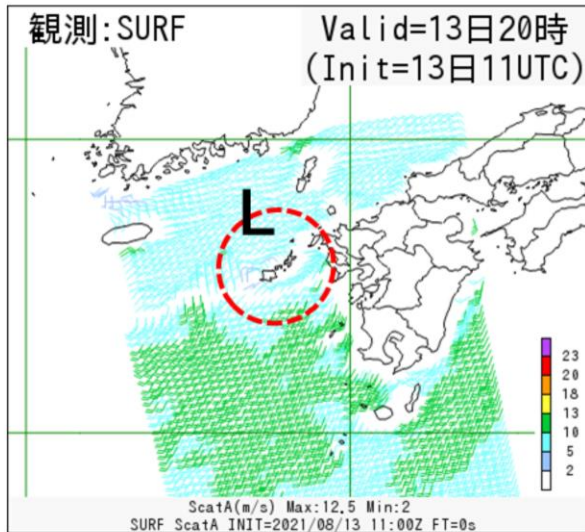
第3章 事例解析編

3.3.5 メソ低気圧

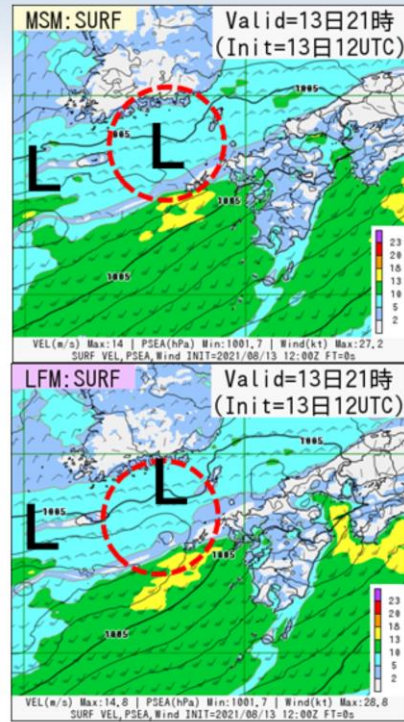
第3.2.3項と同様に、本項においても、対象とする擾乱が大きさが200km程度で、海面更正気圧が周囲に比べて低くかつ反時計回りの風向の変化が見られ、地上風速が10m/s以上のやや強い風を伴っているものをメソ低気圧と呼ぶこととする。

本項では、2021年8月12日から14日までの線状降水帯発生事例のうち、特に降水量が多かった8月14日03時対象の事例について、局地解析およびメソ解析において、適切にメソ低気圧が解析されているか確認する。

佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例に関係するメソ低気圧 (Metop-A衛星による散乱計海上風観測より)



Metop-A散乱計海上風 20時31分



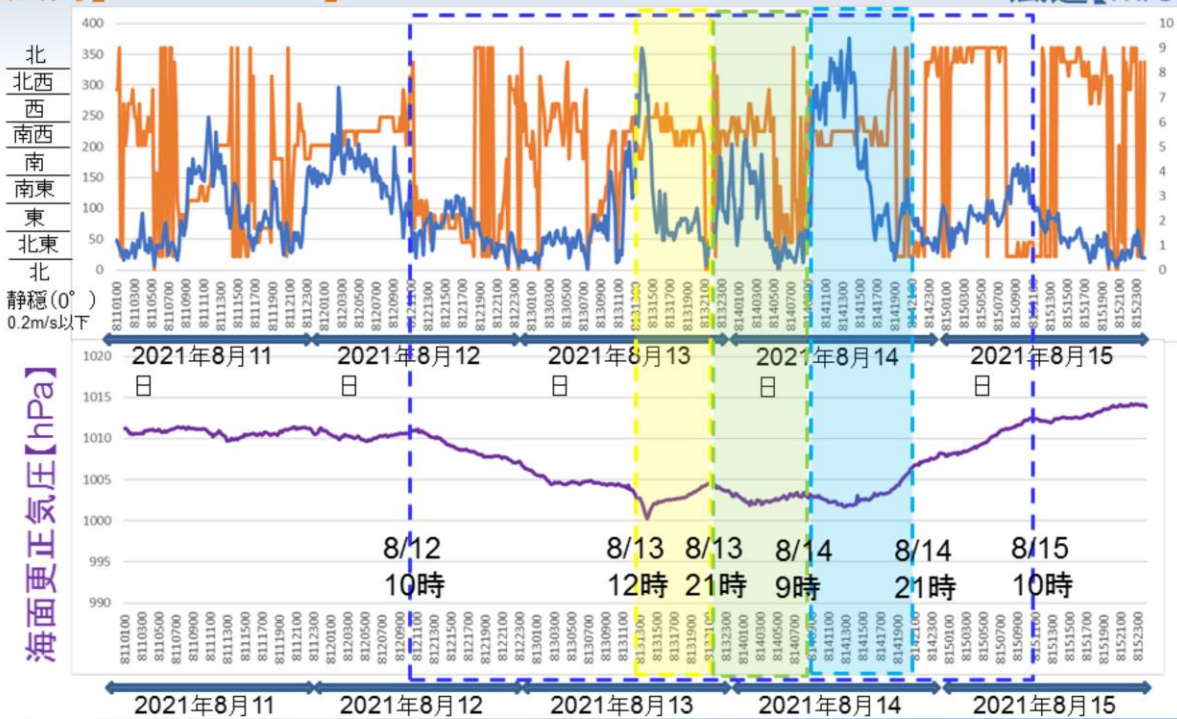
佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例に関係するメソ低気圧に関して、局地解析およびメソ解析において、適切に解析されているか確認する。右図は2021年8月13日21時のメソ解析(上段)および局地解析(下段)での海面更正気圧(等値線:1hPaごと)、地上風向風速(単位:m/s:矢羽根)および水平風速分布図(単位:m/s:塗りつぶし)を示す。また、海面更正気圧の低かつ反時計回りの風向の変化が見られる部分を「L」として表示している。左図は、2021年8月13日20時31分のMetop-A衛星の散乱計海上風観測の分布図(風速は色付)を示す。Metop-A散乱計海上風の12.5kmプロダクトの生の風の分布を示しているため、風が密集しているが、反時計回りの風向の変化が見られる。

長崎県福江市付近の赤破線円で示したMetop-A衛星による散乱計海上風観測(左図)のLが、メソ解析および局地解析の長崎県福江市付近の赤破線円で示したLと対応していることが分かる。特に局地解析では、長崎県福江市付近で海面更正気圧の等値線が閉じた閉曲線によるLの表現となっていて、長崎県福江市付近の赤破線円で示したLは、2021年8月14日03時前に発生した線状降水帯に関係する前頁で定義したメソ低気圧を捉えている可能性を示唆している。

佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例に関係するメソ低気圧 (長崎県福江のアメダス10分値観測の時系列(8月11日～15日))

風向【0° ~ 360°】

風速【m/s】

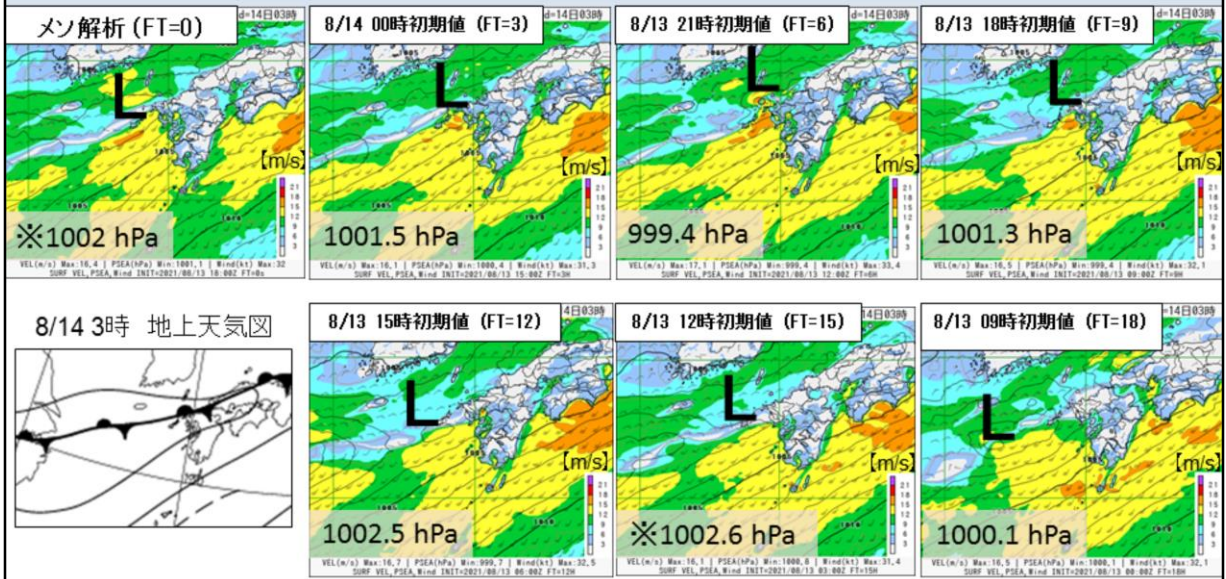


前頁において長崎県福江市付近の赤破線円で示したLについて、2021年8月14日03時前に発生した線状降水帯に関係するメソ低気圧を捉えている可能性について述べたが、それをさらに補強する資料として、長崎県福江のアメダス10分値の風向・風速・海面更正気圧観測の時系列の結果を示す。期間は、2021年8月11日～8月15日である。

地上天気図の時系列図との比較から、8月12日10時～8月15日10時まで、福江では停滞前線に沿う低圧部の中にあつたと推察できる。さらに、その中で、8月13日12時～21時、8月13日21時～8月14日9時および8月14日9時～21時の3つの時間帯に、それぞれ海面更正気圧の極小値が見られる。風向を見ると、それぞれの時間帯で南西から東ないし北への風向の変化が見られる。これらの結果は、福江では、3回の擾乱が通過したことを示唆していて、前頁において長崎県福江市付近の赤破線円で示したLについては、2回目の擾乱の通過とみられる部分に対応しているものと思われる。

以上の結果から、前頁において長崎県福江市付近の赤破線円で示したLは、2021年8月14日03時前に発生した線状降水帯に関係するメソ低気圧に相当するものとして本項では取り扱う。なお、速報としてまとめたものであるため、今後の調査により解釈が変わる可能性があることに留意願いたい。

MSMによる佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例における メソ低気圧の予測結果(2021年8月14日3時対象)



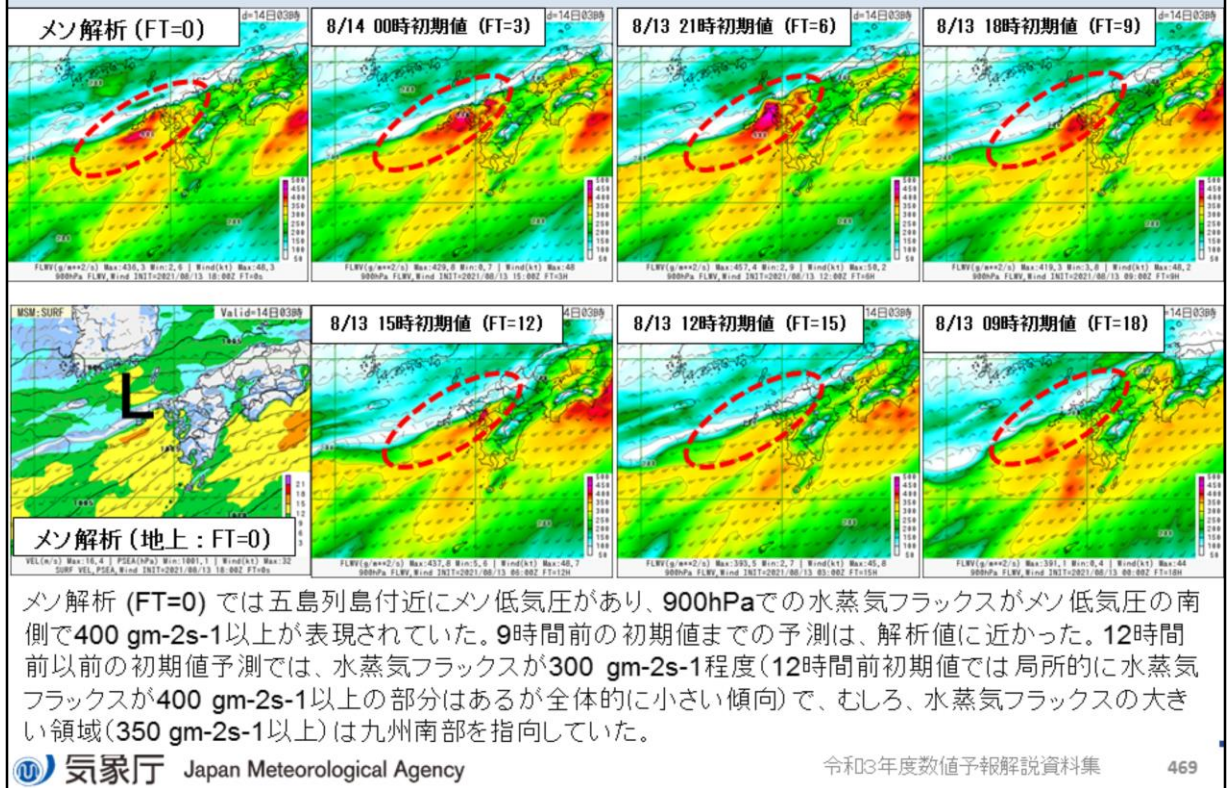
メソ解析 (FT=0) および地上天気図では五島列島付近に閉じた等圧線で表現はされていないが、反時計回りの風の回転の様子から低気圧性の循環が確認できる。このメソ低気圧がMSMではどのように予測されていたかについて確認すると、9時間前から12時間前の初期値くらいから五島列島付近にメソ低気圧が予測されていた。



図は、8月14日3時対象としたMSMの海面更正気圧(1hPa毎の等値線)と風向風速(矢羽根:単位ノット(塗りつぶしは風速))の予測結果(FT=0~FT=18)を示す。本項でのメソ低気圧に相当するものについて、「L」と表示している。左下は8月14日3時の地上天気図である。なお、図中左下の数字は、メソ低気圧の中心気圧を示す。*付のものは、閉じた等圧線で表現されていないが、反時計回りの風の回転が見られる場所付近の海面更正気圧の値を示す。8月13日21時初期値の6時間予測のメソ低気圧については、過発達の見られため、前後の予測中心気圧の差がやや大きくなっている。

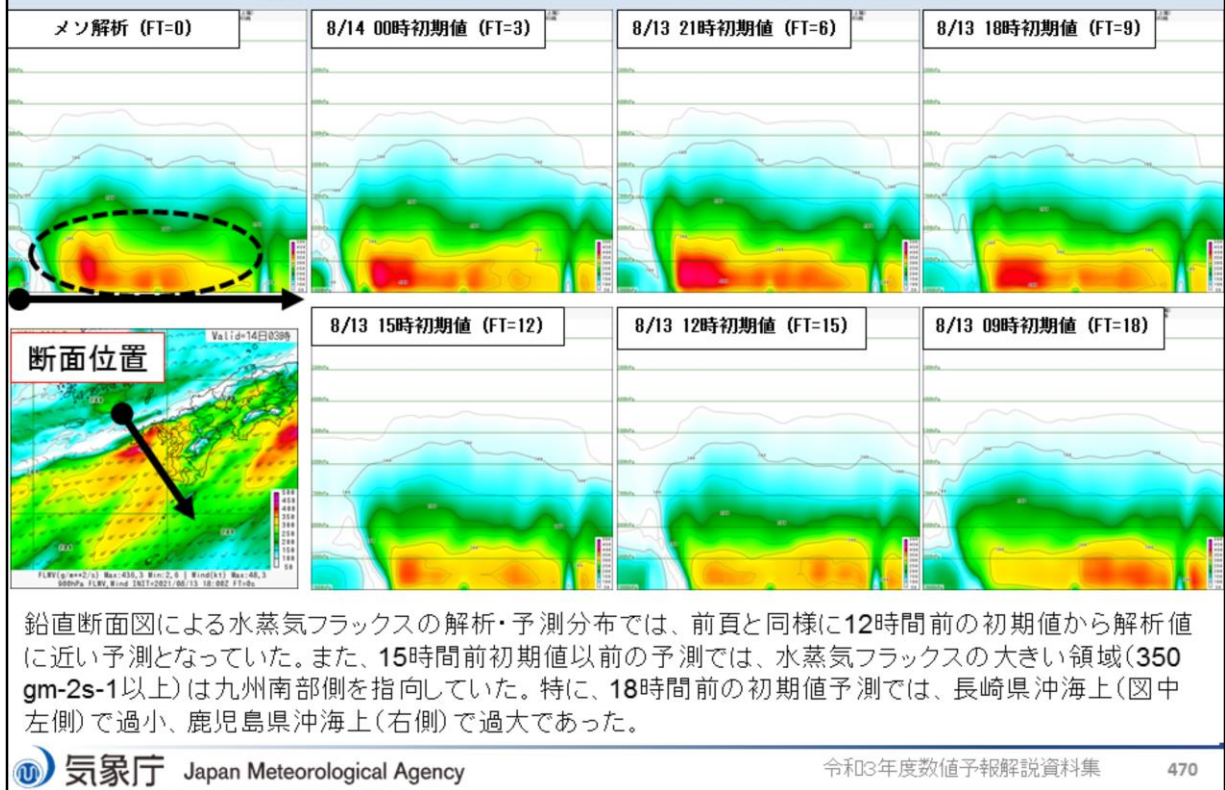
前頁で対象とした2021年8月13日21時頃に五島列島の西海上にあったメソ低気圧は、左上図に示したように、8月14日3時には、五島列島の北東海上までゆっくり移動し、佐賀・長崎県での線状降水帯が発生し、大雨をもたらした。このメソ低気圧は、12時間前の初期値から五島列島付近に予測されていた。低気圧中心の南側での地上風速の強まりは、9時間前の初期値から見られ、15m/s以上となっていた。12時間前以前の初期値では対象地域でのメソ低気圧の予測位置の初期値変わりが見られ、メソ低気圧南側の地上風速の強まりは直近の予測に比べると、見られなかった。

MSMによる水蒸気フラックス予測 (2021年8月14日03時対象, 900hPa)



図は、8月14日3時対象としたMSMの海面更正気圧(1hPa毎の等値線)と風向風速(矢羽根:単位ノット(塗りつぶしは風速))、MSMの900hPaの風向風速(矢羽根:単位ノット)および水蒸気フラックス(塗りつぶし:単位:gm-2s-1)のそれぞれの予測結果(FT=0~FT=18)を示す。本項でのメソ低気圧に相当するものについて、「L」として表示している。赤破線円内の予測結果を確認すると、9時間前の初期値予測までは、水蒸気フラックスがメソ低気圧の南側で400 gm-2s-1以上が表現され、解析値(FT=0)とほぼ同等の結果となっていた。12時間前初期値以前の予測では、前頁で示したメソ低気圧周辺の水蒸気フラックスの小さい傾向(300 gm-2s-1程度)が見られ(12時間前初期値では局所的に水蒸気フラックスが400 gm-2s-1以上の部分はあるが全体的に小さい傾向)、むしろ、水蒸気フラックスの大きい領域(350 gm-2s-1以上)は九州南部を指向していた。

MSMによる水蒸気フラックス予測 (2021年8月14日03時対象, 断面図)



図は、前頁と同じ対象時刻(8月14日3時)のMSMの水蒸気フラックス(単位: gm-2s-1)を、メソ低気圧の存在する九州西方海上について、鉛直断面図として示す。9時間前初期値予測までは、水蒸気フラックスは長崎県沖で最大で500gm-2s-1弱(赤の塗りつぶしを目安)となっていたが、12時間前初期値以前の予測では、水蒸気フラックスは最大で350gm-2s-1を少し超える程度の予測となっていた。この結果は、前々頁のメソ低気圧の予測結果で示したように、メソ低気圧として安定して予測できるようになった初期値と前頁や本頁の水蒸気フラックスが最大で500gm-2s-1弱と安定して予測できるようになった初期値が、9時間前初期値予測からであったことから、線状降水帯の予測には、メソ低気圧の予測位置や水蒸気量の適切な予測が必要なることが示唆される。また、概ね800hPaより上層では、解析・予測共に300 gm-2s-1より大きい水蒸気フラックスがないことが確認でき、下層の水蒸気フラックスの予測変化が大きいことが分かる。

まとめ

- 2021年8月14日の佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例では、MSMの予測結果等からメソ低気圧の存在についての可能性を示唆する結果が得られた
- 線状降水帯の予測には、メソ低気圧の予測位置や水蒸気量の適切な予測が必要なことが示唆される

2021年8月14日の佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例でのメソ低気圧に関して、まとめた。

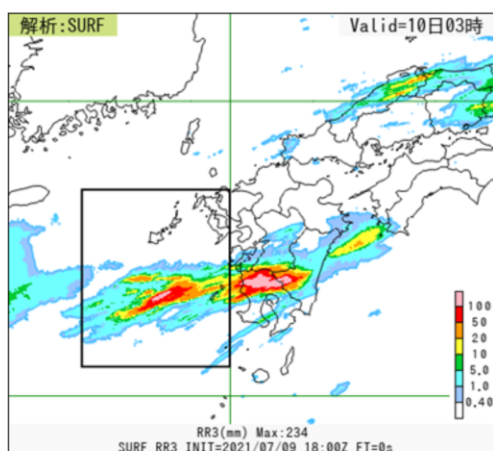


第3章 事例解析編

3.3.6 環境場

豪雨をもたらした環境場

GSMおよび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)を予報時間(FT)ごとに示す。



検証領域(矩形領域)
127.5E - 130.0E, 30.5N - 33.5N

令和3年8月の豪雨事例

- 平均場: 2016年~2020年の8月中旬
 - ・ GSM解析値: 8月11日 9時 - 21日 3時
 - ・ MSM解析値: 8月11日 9時 - 21日 6時
- 期間平均: 2021年8月11日~8月13日
 - ・ GSM予報値: 8月11日 9時 - 14日 3時
 - ・ MSM予報値: 8月11日 9時 - 14日 6時

令和2年7月の豪雨事例

- 平均場: 2016年~2020年の7月上旬
- 期間平均: 2020年7月6日~7月8日
 - ・ GSM予報値: 7月6日 9時 - 9日 3時
 - ・ MSM予報値: 7月6日 9時 - 9日 6時

令和3年8月の豪雨事例の環境場について、気温(単位:°C)・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、GSMおよびMSMの鉛直プロファイルかつ予報時間(FT)別に示し、令和2年7月豪雨(福岡・佐賀・長崎での大雨特別警報事例)と比較する。この令和2年7月豪雨事例は、本事例に近い場所で発生したことから比較対象とした。検証領域は、九州で豪雨がもたらされていることから、その上流にあたる九州西海上の東経127.5度~130.0度、北緯30.5度~33.5度の矩形領域とした。平均場の期間と令和3年8月の豪雨事例および令和2年7月豪雨の期間は以下に示すとおりである。

平均場:

GSM解析値の期間平均: 2016年~2020年の8月中旬 (8月11日 9時~21日 3時)

MSM解析値の期間平均: 2016年~2020年の8月中旬 (8月11日 9時~21日 6時)

令和3年8月の豪雨事例(2021年 8月11日~13日)

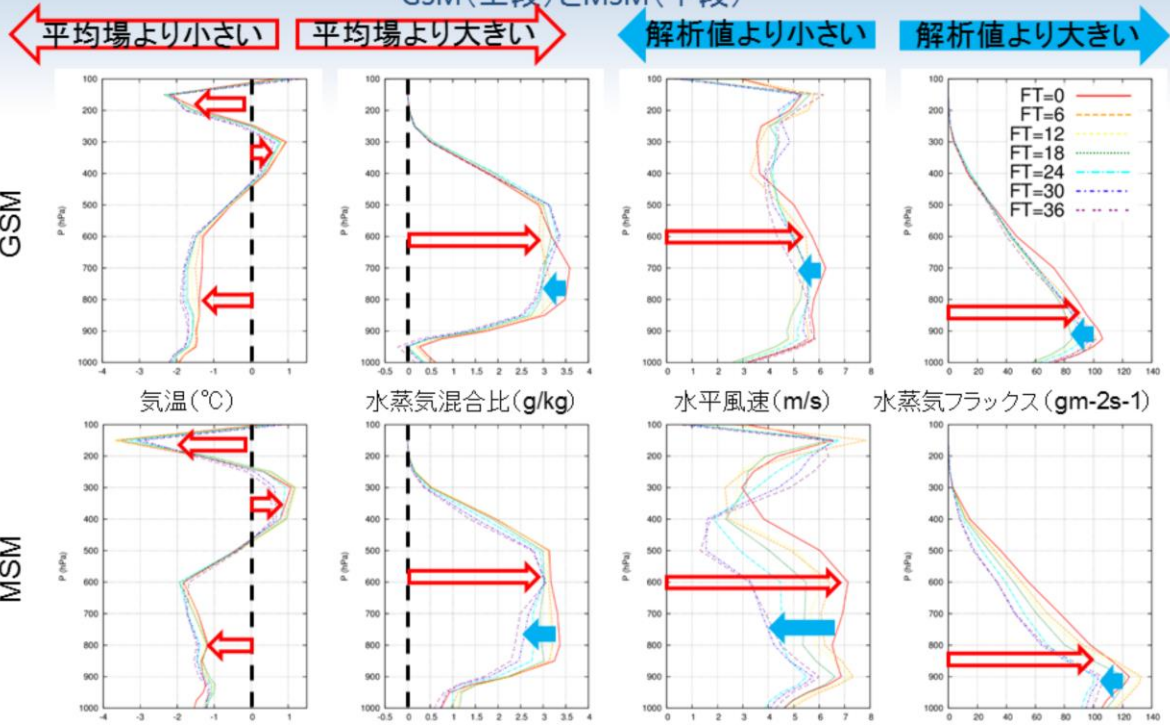
GSM: 8月11日 9時~14日 3時、MSM: 8月11日 9時~21日 6時

令和2年7月豪雨

2020年7月6日~8日: 福岡・佐賀・長崎での大雨特別警報事例期間

GSM: 7月6日 9時~7月9日 3時、MSM: 7月6日 9時~7月9日 6時

令和3年8月の豪雨事例 各要素の鉛直プロファイル(平均場との差分)
GSM(上段)とMSM(下段)



令和3年8月の豪雨事例の気温(単位:°C)・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)の平均場からの差分鉛直プロファイルをGSMおよびMSM別に示す。各グラフは令和3年8月の豪雨事例期間中の解析値(FT=0)および6時間~36時間予測値(FT=6~FT=36)を示す。以下に特徴を示す。

①気温

- ・解析値および予測値共に500hPaから下層と200hPa付近で平均場比で低く、300~400hPa付近では高い
- ・解析値と予測値との差は、GSMおよびMSM共に小さい

②水蒸気混合比

- ・解析値では300hPaから下層で平均場比で多い
- ・GSMおよびMSM共に700~900hPaの予測値は解析値比で少ない

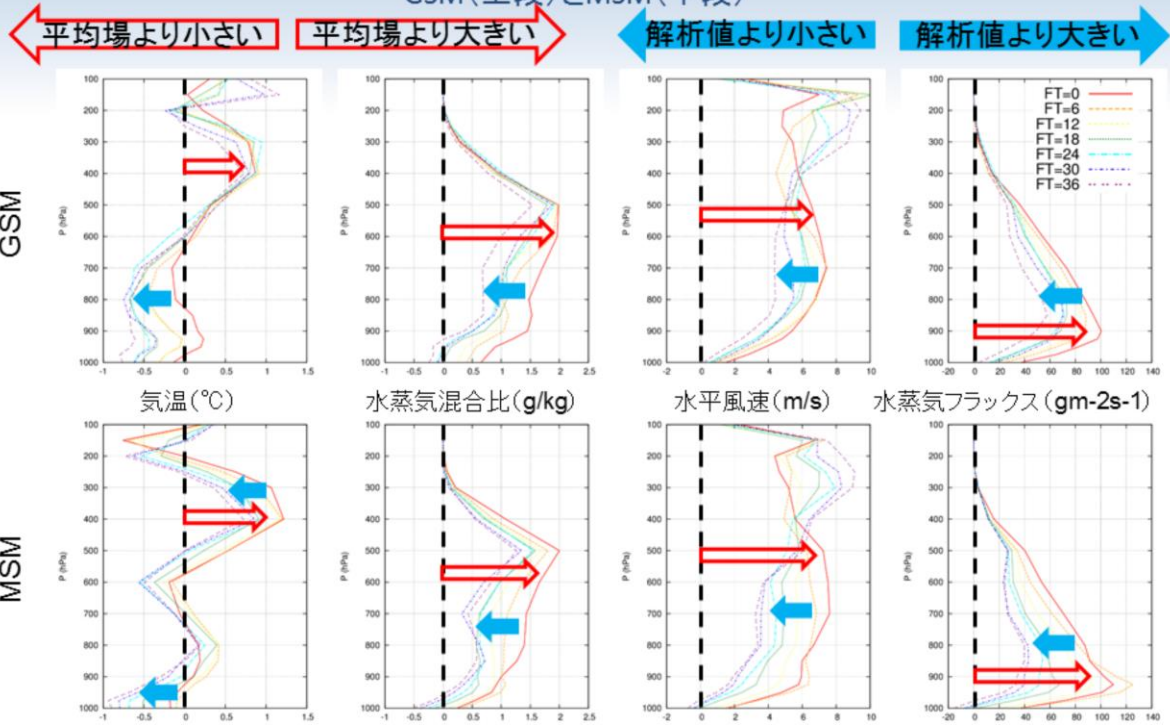
③水平風速

- ・解析値および予測値共に全層で平均場比で強い
- ・GSM予測値では、500~900hPaで解析値比で風速が弱い
- ・MSM予測値では、FT=6を除き、500hPaより下層で解析値比で風速が弱い

④水蒸気フラックス

- ・解析値では400hPaより下層で平均場比で多い
- ・GSM予測値では600hPaから下層で解析値比で少ない
- ・MSM予測値ではFT=6を除き、400hPaより下層で解析値比で少ない

令和2年7月豪雨事例(福岡・佐賀・長崎での大雨特別警報事例)
各要素の鉛直プロファイル(平均場との差分)
GSM(上段)とMSM(下段)



令和2年7月豪雨(福岡・佐賀・長崎での大雨特別警報事例)の気温(単位:°C)・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)の平均場からの差分鉛直プロファイルをGSMおよびMSM別に示す。各グラフは令和2年7月豪雨期間中の解析値(FT=0)および6時間~36時間予測値(FT=6~FT=36)を示す。以下に特徴を示す。

①気温

- ・解析値および予測値共に300~500hPaで平均場比で高い
- ・GSMでは700hPaより下層の予測値が解析値に比べて低い
- ・MSMでは300~600hPaおよび900hPaから下層の予測値はFT=6を除き、解析値に比べて低い

②水蒸気混合比

- ・解析値および予測値共に300hPaから下層で平均場比で多い
- ・GSMおよびMSM共に400hPaから下層の予測値は解析値比で少ない

③水平風速

- ・解析値および予測値共に全層で平均場比で強い
- ・GSMおよびMSM予測値共に500hPaより下層で解析値比で風速が弱い傾向がある

④水蒸気フラックス

- ・解析値および予測値共に400hPaから下層で平均場比で多い
- ・GSMおよびMSM予測値で500hPaから下層で解析値比で少ない傾向がある

まとめ

	令和3年8月の豪雨事例	令和2年7月豪雨 (福岡・佐賀・長崎事例)
気温	解析値および予測値共に500hPaから下層と200hPa付近で平均場比で低く、300～400hPa付近では高い	解析値,予測値共に300～500hPaで平均場比で高い。GSMでは700hPaより下層の予測値が解析値に比べて低い MSMでは300～600hPaおよび900hPaから下層の予測値はT=6を除き、解析値に比べて低い
水蒸気混合比	解析値では300hPaから下層で平均場比で多い GSM,MSM共に700～900hPaの予測値は解析値比で少ない。	解析値および予測値共に300hPaから下層で平均場比で多い GSM,MSM共に400hPaより下層の予測値は解析値比で少ない。
水平風速	解析値,予測値共に全層で平均場比で強い。 GSM予測値では、500～900hPaで解析値比で風速が弱い MSM予測値では、500hPaより下層で解析値比で風速が弱い	解析値,予測値共に全層で平均場比で強い。 GSMおよびMSM予測値共に500hPaより下層で解析値比で風速が弱い傾向がある。
水蒸気フラックス	解析値では400hPaより下層で平均場比で多い GSM予測値では600hPaから下層で解析値比で少ない MSM予測値では、400hPaより下層で解析値比で少ない	解析値および予測値共に400hPaから下層で平均場比で多い。 GSMおよびMSM予測値で500hPaから下層で解析値比で少ない傾向がある。

令和3年8月の豪雨事例の環境場の違いについて、令和2年7月豪雨の福岡・佐賀・長崎での大雨特別警報事例と比較した。その結果を表にまとめた。以下に簡単に特徴を述べる。この令和2年7月豪雨の事例と令和3年8月の豪雨事例の環境場が以下の点で似ていることが分かった。

- ・ 水蒸気混合比で300hPaから下層で平均場より多い場合は、中層(700hPa)から下層にかけて解析値に比べて、予測値は少ない傾向がある
- ・ 水平風速が全層で平均場比で全層で強いときに、500hPaから下層で風速が弱い傾向がある
- ・ 水蒸気フラックスについては、水蒸気混合比と水平風速の特徴から中層から下層で少ない傾向がある



第3章 事例解析編

3.3.7 まとめと今後の予測精度改善へ向けての 取り組み

令和3年8月の豪雨事例の数値予報の結果のまとめ (その1)

• 福岡・熊本県の線状降水帯発生事例

– 3時間降水量予測

- GSMとGSMガイダンス: 過小傾向
- MSMとMSMガイダンス: 6時間前初期値以前の予測では南への位置ずれ、予測降水量の過小。3時間前の初期値の予測では、実況に近かったが、ガイダンスでは過大となった
- LFM: 過大傾向
- MEPS最大降水量ガイダンス: アンサンブル最大の予測降水量は実況の強雨域を含む降水量を十分に捕捉。メンバーによって強雨域の南北方向へのばらつきが大きく、過大な予測降水量となった地域が見られた

第3.3.2項から第3.3.6項にかけて述べた、令和3年8月の豪雨事例の数値予報結果について、このスライドを含む以下7枚のスライドにまとめた。

令和3年8月の豪雨事例の数値予報の結果のまとめ (その2)

- 福岡・熊本県の線状降水帯発生事例(続き)
 - 可降水量の予測と解析値の比較
 - MSM: 6時間前の予測可降水量では、東シナ海～対馬海峡で予測可降水量が少ない。3時間前の初期値予測では、東シナ海～対馬海峡の可降水量が6時間前の初期値予測に比べて増加
 - LFM: 6時間前の予測可降水量では、線状降水帯対応の予測可降水量はやや過大。3時間前の予測可降水量は、6時間前の初期値予測に比べて過大な範囲は縮小したが、線状降水帯対応の降水域付近では過大

令和3年8月の豪雨事例の数値予報の結果のまとめ (その3)

• 広島県の線状降水帯発生事例

– 3時間降水量予測

- GSMとGSMガイダンス: 初期値によっては、実況に近い予測があった。熊本県内の記録雨に対応した降水は過小。
- MSMとMSMガイダンス: 実況に近い初期値の予測が多かった
- LFM: 中国地方の線状降水帯の予測を含む強雨域の予測降水量については、実況に近かったが、周辺の予測降水量に関しては過大な傾向
- MEPS最大降水量ガイダンス: アンサンブル最大の予測降水量は実況の強雨域を含む降水量を十分に捕捉。メンバーによって強雨域の南北方向へのばらつきが大きく、過大な予測降水量となった地域あり

令和3年8月の豪雨事例の数値予報の結果のまとめ (その4)

- 広島県の線状降水帯発生事例(続き)
 - 24時間降水量(12日の線状降水帯事例を含む)
 - MEPS: 11日21時初期値のアンサンブル最大では、GSMやMSMでは捕捉できなかった実況の九州北部の降水量最大値付近の降水を捕捉
 - 可降水量の予測と解析値の比較
 - MSMおよびLFM: 6時間前および3時間前の予測可降水量は、広島県内では差は小さかった

令和3年8月の豪雨事例の数値予報の結果のまとめ (その5)

• 佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例

– 3時間降水量予測

- GSMとGSMガイダンス: 過小
- MSMとMSMガイダンス: 過小。ガイダンスによる補正で、実況に近づいた
- LFM: 概ね実況に近い
- MEPS最大降水量ガイダンス: 直近のアンサンブル最大の予測降水量は実況の強雨域を含む降水量を十分に捕捉。メンバーによって強雨域の南北方向へのばらつきが大きく、過大な予測降水量となった地域が見られた

令和3年8月の豪雨事例の数値予報の結果のまとめ (その6)

- 佐賀・長崎県の線状降水帯発生事例(続き)
 - 24時間降水量
 - MEPS: 13日9時および13日21時初期値予測のアンサンブル最大では、MSMでは捕捉できなかった**実況の九州北部の降水量最大値付近の降水を捕捉**
 - 可降水量の予測と解析値の比較
 - MSM: **予測可降水量は、九州西方海上で少なかった**
 - LFM: **予測可降水量は、対馬海峡あたりで少なかったが、線状降水帯対応の降水域付近では、実況との差は小さかった**

令和3年8月の豪雨事例の数値予報の結果のまとめ (その7)

- メソ低気圧
 - 令和2年7月豪雨の線状降水帯発生事例と同様にMSMの予測結果からメソ低気圧が存在することを確認することができた
 - 線状降水帯に対応する帯状の降水域の予測には、メソ低気圧の予測位置や水蒸気量の適切な予測が必要なことが示唆される(環境場で下層風速が弱いことと関係しているかもしれない)
- 環境場(GSMとMSMによる解析値と予測値の比較)
 - 令和2年7月豪雨の福岡・佐賀・長崎での大雨特別警報事例と似ていた
 - 水蒸気混合比で300hPaから下層で平均場より多い場合は、中層(700hPa)から下層にかけて解析値に比べて、予測値は少ない傾向
 - 水平風速が全層で平均場比で全層で強いときに、500hPaから下層で風速が弱い傾向
 - 水蒸気フラックスについては、水蒸気混合比と水平風速の特徴から中層から下層で少ない傾向

今後の予測精度改善へ向けての取り組み

- 令和3年の豪雨事例では、線状降水帯に関連する大雨の予測が以下の点で不十分
 - GSMやGSMガイダンスでは、過小。MSMやMSMガイダンスでは直近の予測では実況に近かったが、6時間前初期値以前の予測では南への位置ずれ、予測降水量が過小。LFMでは実況に近いが周囲の降水量予測が過大
 - 水蒸気量を集める役目を果たす、メソ低気圧の予測に不確実性がある
 - 700～900hPaの中・下層を中心に解析に比べて予測する水蒸気量が足りない
- 気象庁海洋気象観測船2隻(凌風丸・啓風丸)等に設置のGNSS観測のメソ数値予報システムへの利用を2021年8月から開始
- アメダスに湿度計等を加えるなどの観測の充実や、新たな極軌道衛星の水蒸気データの数値予報システムへの利用
- 数値予報モデルの精度向上
 - 数値予報モデルの高解像度化と観測データを数値予報システムに効果的に取り込むための技術開発
 - 線状降水帯を予測するには、線状降水帯の発生に必要な水蒸気の流入量など、大気の状態を正確にとらえることが必要



今後の予測精度改善へ向けての取り組みについて述べる。

令和3年の豪雨事例では、線状降水帯に関連する大雨の予測が以下の点で不十分であることが分かった。

- GSMやGSMガイダンスでは、過小。MSMやMSMガイダンスでは直近の予測では実況に近かったが、6時間前初期値以前の予測では南への位置ずれ、予測降水量が過小。LFMでは実況に近いが周囲の降水量予測が過大
- 水蒸気量を集める役目を果たす、メソ低気圧の予測の不確実性がある
- 700～900hPaの中・下層を中心に解析に比べて予測する水蒸気量が足りない

これらは、水蒸気量の予測が不十分であることに他ならない。

そのため、アメダスに湿度計等を加えるなどの観測の充実や、新たな極軌道衛星の水蒸気データの数値予報システムへの利用を進めるとともに、これらの新たな水蒸気の観測成果を予測精度の向上に結びつけるために、観測データを数値予報システムに効果的に取り込むための技術開発が必要不可欠であり、数値予報モデルの高解像度化とあわせて検討している。

さらに、線状降水帯を予測するには、スーパーコンピュータを活用した予測技術の高度化に加えて、線状降水帯の発生に必要な水蒸気の流入量など、大気の状態を正確にとらえることが必要であり、これらの具体方策について検討を進めていく。

そして、交通政策審議会気象分科会提言「2030年の科学技術を見据えた気象業務のあり方」(2018年8月20日)で示された、半日前からの早め早めの防災対応等に直結するように予測精度の向上のための技術開発等を加速していく予定である。

参考文献

- 気象庁 2021: 8月11日から19日の前線による大雨の状況について～『災害をもたらした気象事例』に資料を掲載しました～, 報道発表資料,
https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2021/20210831/jyun_sokuji20210811-0819.pdf



第3章 事例解析編

3.4 令和3年の台風の数値予報の結果

※以下のスライドの説明では、FTは予報時間(例:FT=6は6時間予報)、「～時」は日本時間、図中の「UTC」は協定世界時(例:00UTCは9時)を表す。

本節では、令和3年の2つの台風(台風第9号、台風第14号)について取り上げる。



第3章 事例解析編

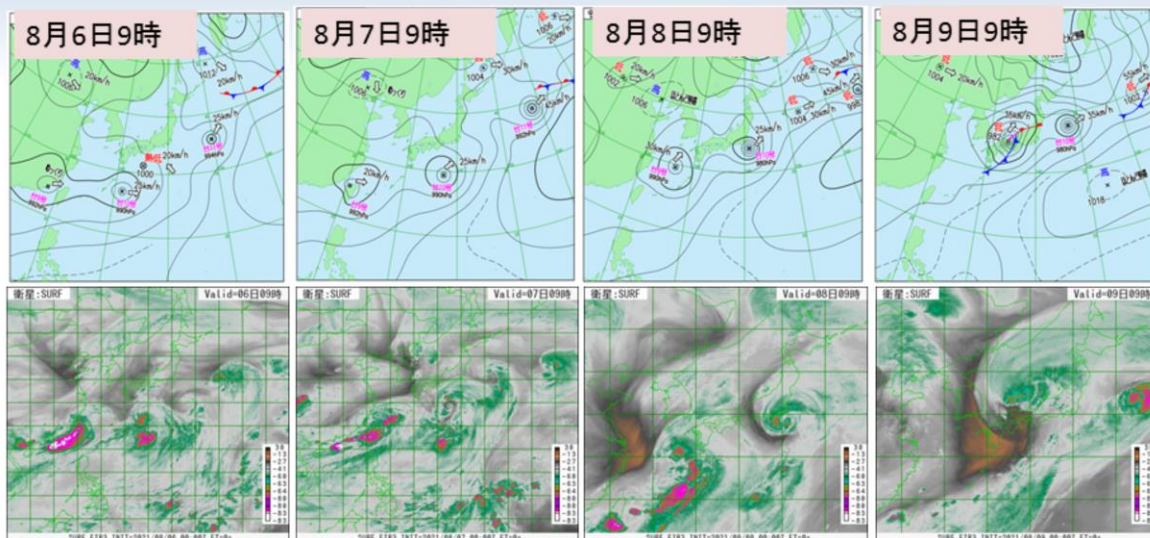
3.4.1 台風第9号

2021年8月4日9時に南シナ海で発生した台風第9号は、中国大陸沿岸沿いを東北東進し、8月6日から7日にかけて台湾海峡、その後、東シナ海を北東進して、やや発達しながら、8月8日20時過ぎに鹿児島県枕崎市付近に上陸した。その後も北上し、8月9日9時に中国地方で温帯低気圧となった。その温帯低気圧は強い風の領域を広げながら日本海を北東へ進み、8月10日に東北地方を通過した(詳しくは「台風第9号の全球数値予報システム(GSM)による進路・強度予測結果の台風速報解析との比較」の図を参照)。

この台風の西日本への接近・上陸により、暖かく湿った空気が流れ込んだため、大気の状態が不安定となった。島根県隠岐では、線状降水帯が発生し、8月9日10時39分には、顕著な大雨に関する全般気象情報が発表された。島根県海士では、8月9日18時40分までの24時間降水量が321mm(観測史上1位)、島根県浜田市波佐で同日21時20分までの24時間降水量が301.5mm(8月1位)が観測された。また、温帯低気圧の影響で、北海道函館市戸井泊では、8月10日15時10分までの24時間に305.5mmとなり、観測史上1位を更新した。最大風速は、9日9時43分に島根県出雲市斐川で北北西27.4m/sを観測し、観測史上1位を更新した。8月9日6時40分頃、愛知県豊川市光輝町から三蔵子町にかけて突風が発生した(名古屋地方気象台(2021)によると、竜巻の可能性が高い)。

この台風は、発生当初から中国大陸に上陸し、中国大陸を北上する予測となる等、予測誤差が大きかった。本節では、台風の進路予測に絞って、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、考えられる要因が変わる可能性があることに留意願いたい。

地上天気図・衛星水蒸気画像 (2021年8月6日9時～8月9日9時)

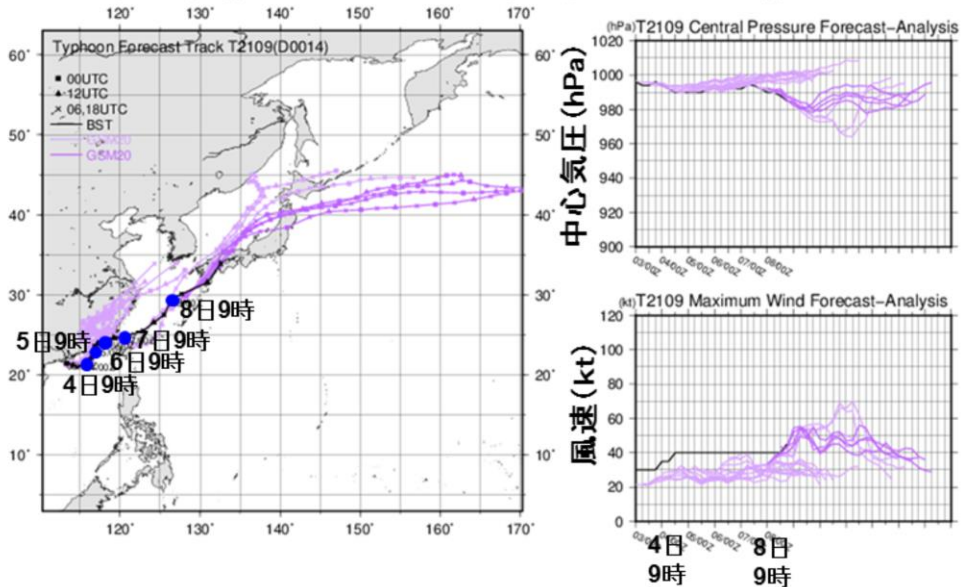


北緯20度～30度の間に熱帯低気圧が3～4個存在する中、4日9時に南シナ海で、台風第9号が発生し、ゆっくり東北東進した。その後、東シナ海を北東進、8日20時過ぎに鹿児島県枕崎市付近に上陸、9日9時に温帯低気圧となって日本海を北東進した。

図は2021年8月6日9時から9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。北緯20度～30度の間に熱帯低気圧が3～4個存在する中、4日9時に南シナ海で、台風第9号が発生し、ゆっくり東北東進した。その後、東シナ海を北東進、8日20時過ぎに鹿児島県枕崎市付近に上陸、9日9時に温帯低気圧となって日本海を北東進した。

台風第9号の全球数値予報システム(GSM)による 進路・強度予測結果の台風速報解析との比較

T2109(D0014) Typhoon Forecast and Analysis (Track and Intensity)



台風第9号の全球数値予報システム(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(右上図)、風速(ノット(右下図)))を示す。予測位置については、2021年8月4日9時初期値から8月9日3時初期値までの11日予測が描画されている。濃紫色ほど初期値が新しい。2021年8月4日～5日の発生初期の予測から台風速報解析に比べて、中国大陸に上陸し北上させる傾向であったため、台風進路予測誤差が大きかった。その後は台風速報解析に近い進路予測であった。

台風強度は、前述の中国大陸に上陸・北上傾向を反映して、台風速報解析に比べて弱い傾向であった。温帯低気圧になる直前(上陸直前)では、やや発達した。この予測は、台風速報解析に近かった。

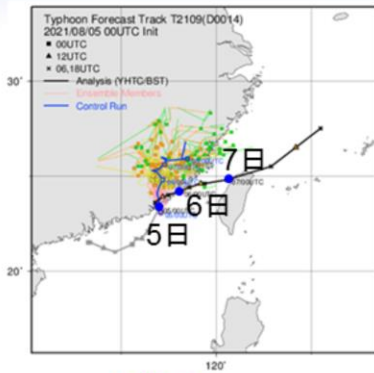
2021年台風第9号の平均台風進路予測誤差 (対台風速報解析)



GSMによる2021年台風第9号の平均台風進路予測誤差を予測時間別に示す。GSMの1日あたり4初期値すべての進路予測の結果を用いている。発生初期の予測から台風速報解析に比べて、中国大陸に上陸し北上させる傾向であったため、3日後以降の予測誤差が800～1000kmとなり、予測誤差が大きくなっていることが確認できる。

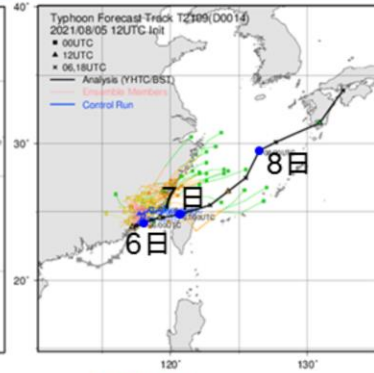
全球アンサンブル予報システム(GEPS)による 台風第9号の進路予測

8月5日9時 初期値



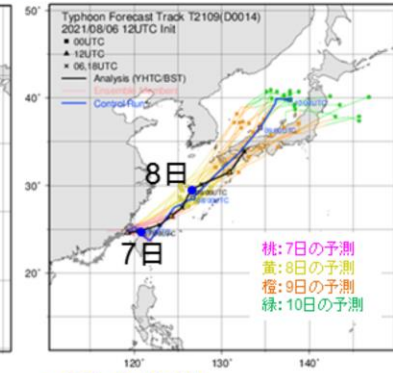
桃: 6日の予測
黄: 7日の予測
橙: 8日の予測
緑: 9日の予測

8月5日21時 初期値



桃: 6日の予測
黄: 7日の予測
橙: 8日の予測
緑: 9日の予測

8月6日21時 初期値



桃: 7日の予測
黄: 8日の予測
橙: 9日の予測
緑: 10日の予測

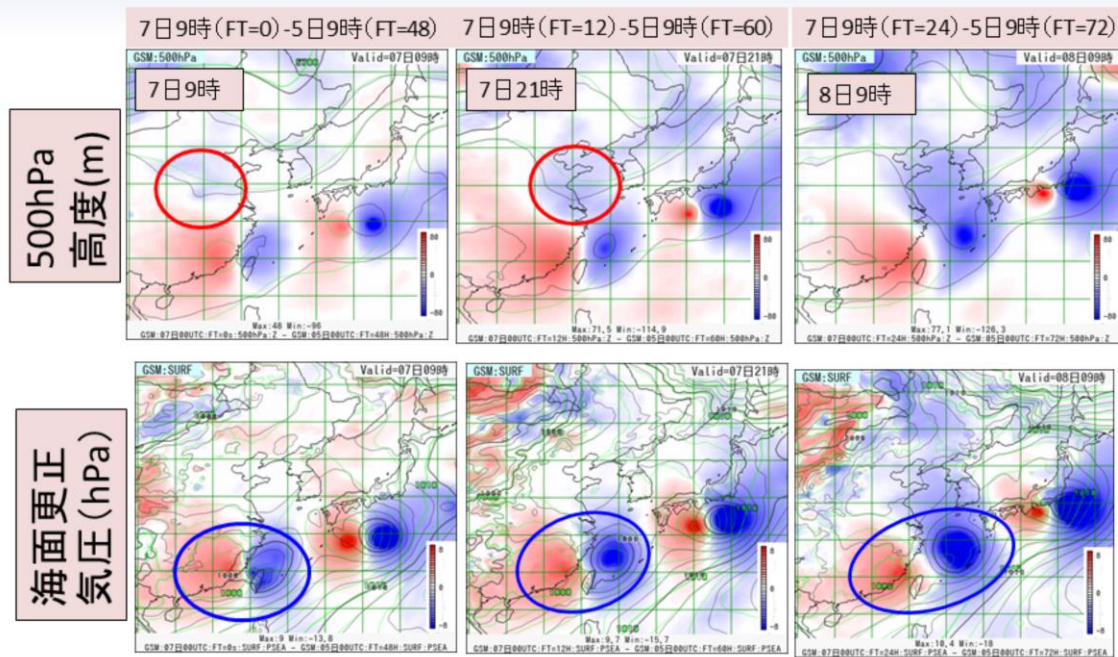
● 9時の位置

⊠中の黒線: 台風速報追跡結果
⊠中の青線: コントロールラン

GSMでは、前頁のように2021年8月4日～5日の発生初期の予測から台風速報解析に比べて、中国大陸に上陸し北上させる傾向であったが、GSMと同様にGEPSにおいても、台風速報解析に比べて、中国大陸に上陸させる傾向であった。その後、8月6日初期値から全メンバーで台風が九州に上陸する方向へ進む予測に変わった。

全球アンサンブル予報システム(GEPS)による台風第9号の進路予測(8月5日9時～8月6日21時)の結果を示す。GSMと同様にGEPSにおいても、台風速報解析に比べて、中国大陸に上陸させる傾向であった。その後、8月6日初期値から全メンバーで台風が九州に上陸する方向へ進む予測に変わった。

台風第9号が発生当初に中国大陸に上陸し、北上させる予測となったと考えられる要因について (7日9時初期値予測(黒線)-5日9時初期値予測(緑線))



台風第9号が発生当初に中国大陸に上陸し、北上させる予測となったと考えられる要因について述べる。図は上段が500hPa高度(m)、下段が海面更正気圧(hPa)である。対象時刻は左から順に、2021年8月7日9時、7日21時、8日9時である。台風速報解析に近かった7日9時初期値予測(黒線)と中国大陸へ上陸した5日初期値予測(緑線)の差分を赤青の塗りつぶしで表現している。青色ほど、5日初期値予測に比べて、7日初期値予測の高度場あるいは海面更正気圧が低いことを表している。台湾付近の青丸印が対象の台風第9号の予測結果を示す。赤丸は500hPa高度場における華中のトラフとその周辺を示しているが、5日初期値予測に比べて、7日初期値予測の高度場が低く、トラフが深いことを示している。そして、このトラフの深まりにより、7日初期値の予測では、台風第9号は東シナ海を北東進することとなった。一方、5日初期値の予測では、この華中のトラフは浅い予測であったことから、特に台風を移動させる主要な大気の流れはなかった。台風第9号が発生当初に中国大陸に上陸し、北上させる予測となった一つの要因として、ベータドリフト(山口 2013)により北上した可能性が考えられる。

まとめ

- 2021年台風第9号の数値予報の予測結果について、全球および全球アンサンブル数値予報システムの進路予測誤差に着目して、確認した
- 8月4日～5日の発生初期の予測から台風速報解析に比べて、中国大陸に上陸し北上させる傾向であったため、台風進路予測誤差が大きく、台風強度予測についても、前述の進路予測を反映して、台風速報解析に比べて弱い傾向であった
- 台風第9号が中国大陸に上陸し北上させる予測となったのは、この台風を移動させる主要な大気の流れはなかったことから、ベータドリフト(山口 2013)が一つの要因として考えられる

2021年台風第9号の数値予報の予測結果について、上記のとおり、まとめた。



第3章 事例解析編

3.4.2 台風第14号

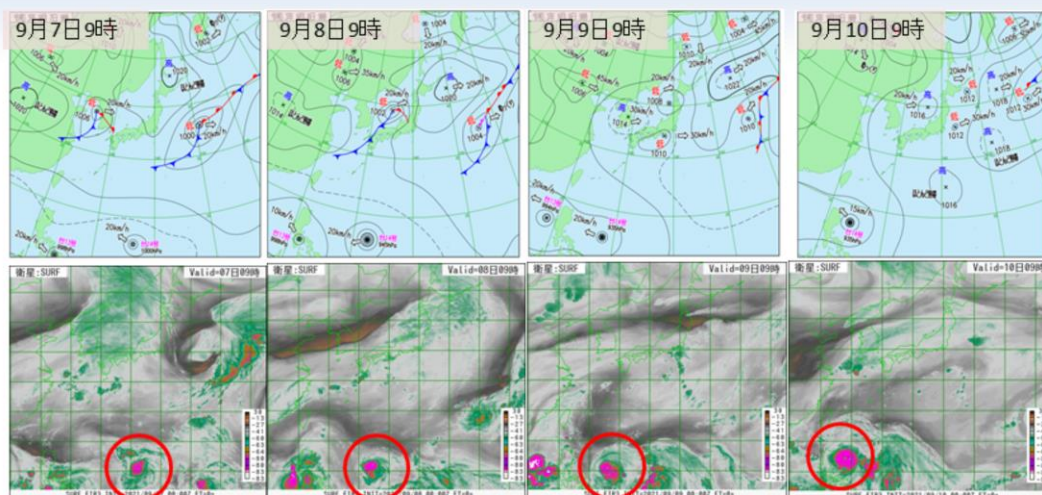
2021年9月7日9時にフィリピンの東海上で発生した台風第14号は、急速に発達しながらフィリピンの東海上を西北西進した。その後、11日9時前後の時間帯には、フィリピンの北海上で、中心気圧905hPa最大風速60m/sと猛烈な勢力まで発達。12日に先島諸島の西海上(台湾の東海上)を非常に強い勢力で北上し、13日夜～16日午前中にかけて、勢力を弱めながら東シナ海でほとんど停滞した。16日午後から東北東進して17日19時前に福岡県福津市付近に上陸、その後西日本を東進し、18日15時に東海道沖で温帯低気圧となった。

12日の先島諸島の西海上通過時には、沖縄県与那国島で最大風速は27.2m/s、最大瞬間風速は45.4m/sを記録した。また、台風第14号の上陸前後を中心に最大風速は長崎県大村で23.6m/s、最大瞬間風速は、九州北部中心に20m/sを超え、長崎県島原では30.8m/sを記録し、観測史上1位を更新した。24時間降水量では本州太平洋側中心に100～200mm、そのうち、南東斜面では、200～300mm超に達した。9月16日18時30分までの72時間降水量で宮崎県赤江では、778mmとなり、観測史上1位を更新した。18日未明に、和歌山県美浜町で住宅の屋根瓦が飛ぶなどの被害をもたらした突風が発生した。和歌山地方気象台の調査によると、突風をもたらした現象は竜巻の可能性が高い(和歌山地方気象台 2021)。

この台風は、発生初期の予測から台風速報解析に比べて、9日21時初期値まで北西寄りに予測し台湾もしくは先島諸島の西海上から東シナ海を北上し、中国大陸に上陸して弱まり、停滞あるいは転向する予測進路、14日初期値まで対馬海峡を抜けて日本海を北東進する予測進路であった(詳しくは「台風第14号のGSMの全進路・強度予測結果の台風速報解析との比較」の図を参照)。15日初期値からは西日本～東日本を横断する予測となるなど、進路予測誤差が大きくなる場面があった。また、強度予測では、フィリピンの東海上北上時(10日～11日)の急発達が予測できなかった点が上げられる。

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、考えられる要因が変わる可能性があることに留意願いたい。

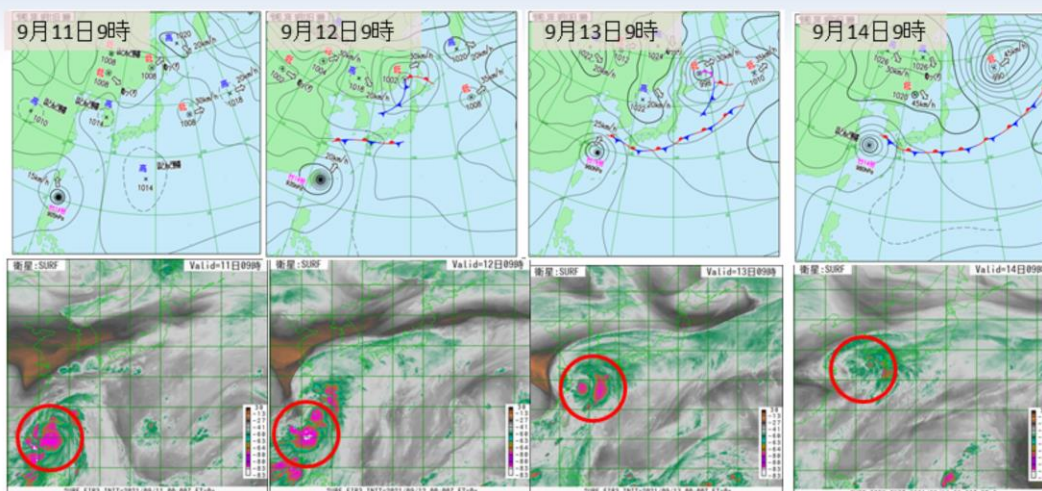
地上天気図・衛星水蒸気画像 (2021年9月7日9時～9月10日9時)



9月7日9時にフィリピンの東海上で台風第14号が発生し、急速に発達しながらフィリピンの東海上を西北西進した。

図は2021年9月7日9時から10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。9月7日9時にフィリピンの東海上で台風第14号が発生し、急速に発達しながらフィリピンの東海上を西北西進した。

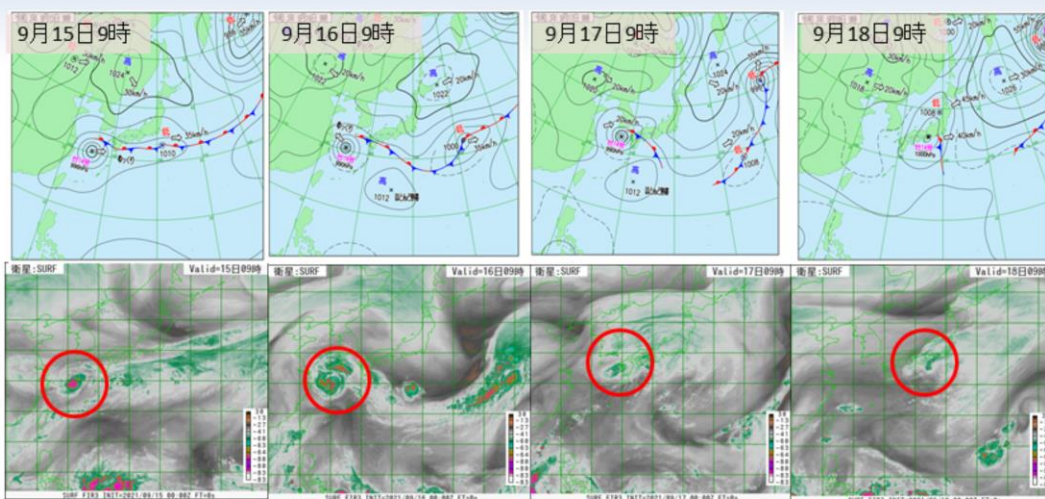
地上天気図・衛星水蒸気画像 (2021年9月11日9時～9月14日9時)



台風第14号は11日9時前後の時間帯には、フィリピンの北海上で、中心気圧905hPa最大風速60m/sと猛烈な勢力まで発達。12日に先島諸島の西海上(台湾の東海上)を非常に強い勢力で北上し、13日夜～16日午前中にかけて、勢力を弱めながら東シナ海でほとんど停滞した。

図は2021年9月11日9時から14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14号は11日9時前後の時間帯には、フィリピンの北海上で、中心気圧905hPa最大風速60m/sと猛烈な勢力まで発達。12日に先島諸島の西海上(台湾の東海上)を非常に強い勢力で北上し、13日夜～16日午前中にかけて、勢力を弱めながら東シナ海でほとんど停滞した。

地上天気図・衛星水蒸気画像 (2021年9月15日9時～9月18日9時)

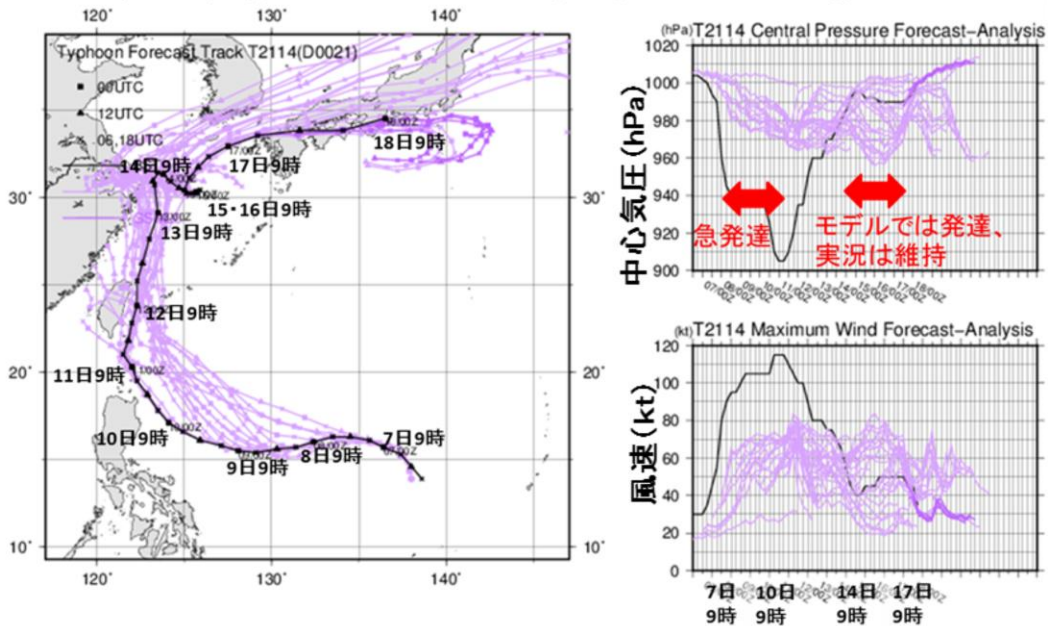


台風第14号は16日午後から東北東進して17日19時前に福岡県福津市付近に上陸、その後西日本を東進し、18日15時に東海道沖で温帯低気圧となった。

図は2021年9月15日9時から18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14号は16日午後から東北東進して17日19時前に福岡県福津市付近に上陸、その後西日本を東進し、18日15時に東海道沖で温帯低気圧となった。

台風第14号のGSMの全進路・強度予測結果の 台風速報解析との比較

T2114(D0021) Typhoon Forecast and Analysis (Track and Intensity)



台風第14号の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(右上図)、風速(ノット(右下図)))を示す。予測位置については、2021年9月6日15時初期値から9月18日9時初期値までの11日予測が描画されている。濃紫色ほど初期値が新しい。以下のような特徴が見られた。

(進路予測)

1. 西進時: 発生初期の予測から台風速報解析に比べて、9日21時初期値までフィリピンの東海上を北西寄りに予測していた
2. 北上時: 11日21時初期値予測まで、台湾の東海上から東シナ海を北上し、中国大陸に上陸して弱まるあるいは東シナ海で停滞する予測となった
3. 転向後: 14日21時初期値まで対馬海峡を抜けて日本海を北東進する予測進路であった。15日9時初期値からは西日本～東日本を横断する予測となり、16日初期値予測から九州北部に上陸して、四国、紀伊半島を横断して、東海道沖に達する、実況に近い予測となった

※北上時は、ここでは台風速報解析位置で11日9時～16日9時までのことを示している。

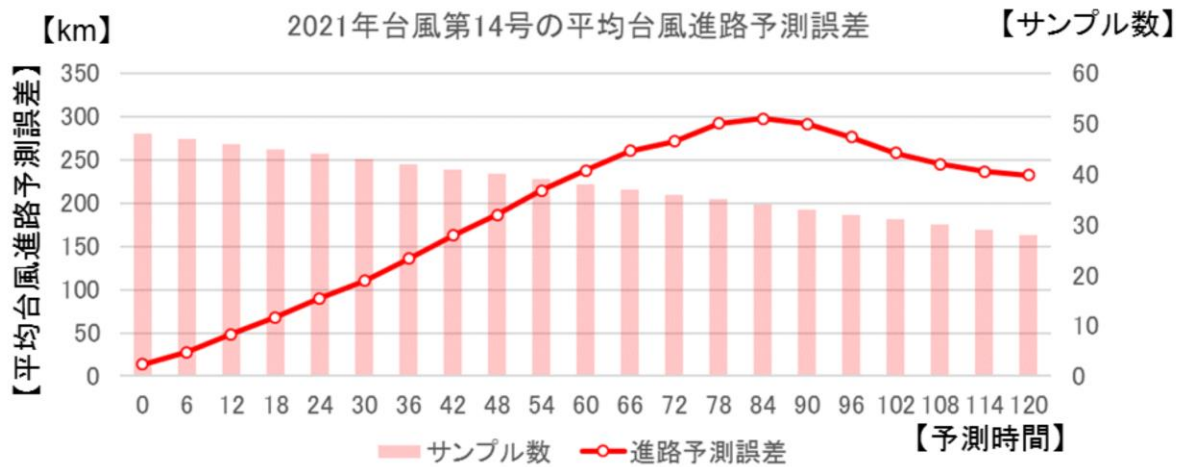
※転向後は、ここでは台風速報解析位置で16日9時より後のことを示している。

(強度予測)

1. 西進時: 7日～11日のフィリピンの東海上北上時の急発達が予測できなかった
2. 転向後: 14日の停滞期から東シナ海を北東進する場面でGSMでは再発達を予測していたが、実況ではあまり発達せず、勢力を維持した

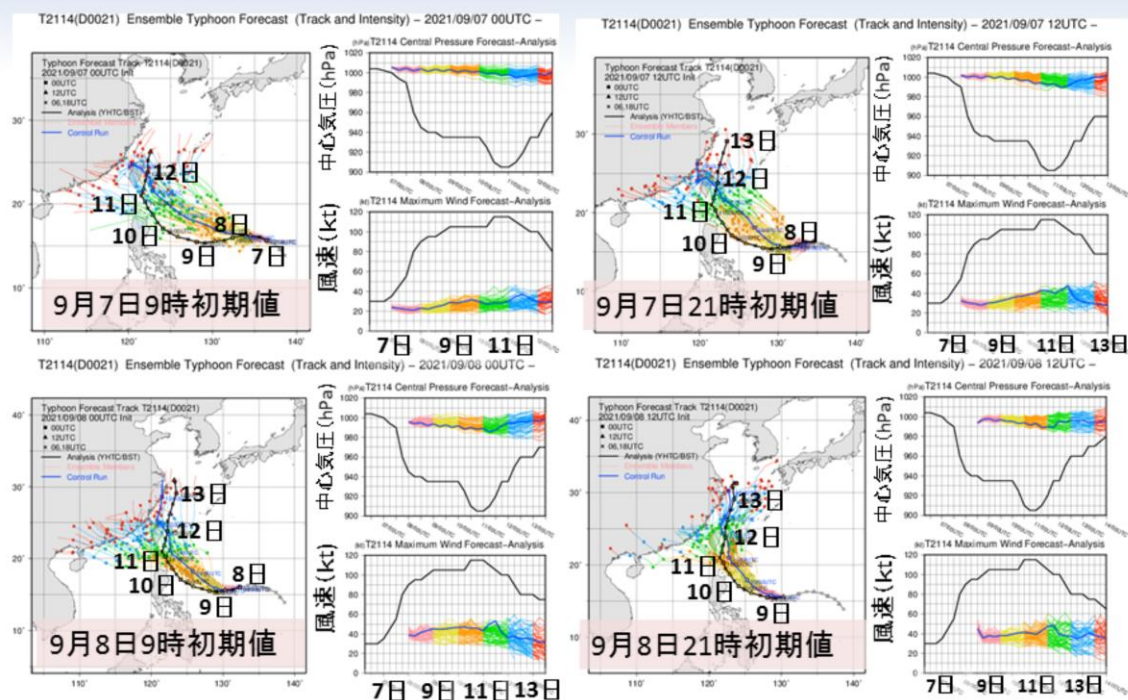
台風の急発達に関しては、近年多く発現しており、それによる強度予測誤差が拡大していることが指摘されている(Ito 2016; 伊藤 2018; 嶋田 2019)。数値予報システムの観点からは、台風の急発達が予測できない要因として、数値予報モデルの解像度の影響などのほか、数値予報モデルの解像度に適した初期値を作成していることや、数値予報システムの安定運用の観点から中心気圧が不適切に深い構造の台風とならないような仕様としていることが挙げられる。そのため、初期値において実況と比較して中心気圧の浅い構造の台風となっている場合、実況のように中心気圧の深い台風を予測するのは困難な場合がある。

2021年台風第14号の平均台風進路予測誤差 (対台風速報解析)



GSMによる2021年台風第14号の平均台風進路予測誤差を予測時間別に示す。GSMの4初期値すべての進路予測の結果を用いている。発生初期の予測から台風速報解析に比べて、フィリピンの東海上を北西寄りに予測していたことや転向後の予測に関して、初期値変わりがあったことから、3日～4日後の予測で以降の予測誤差がおよそ300kmと大きくなっていた。

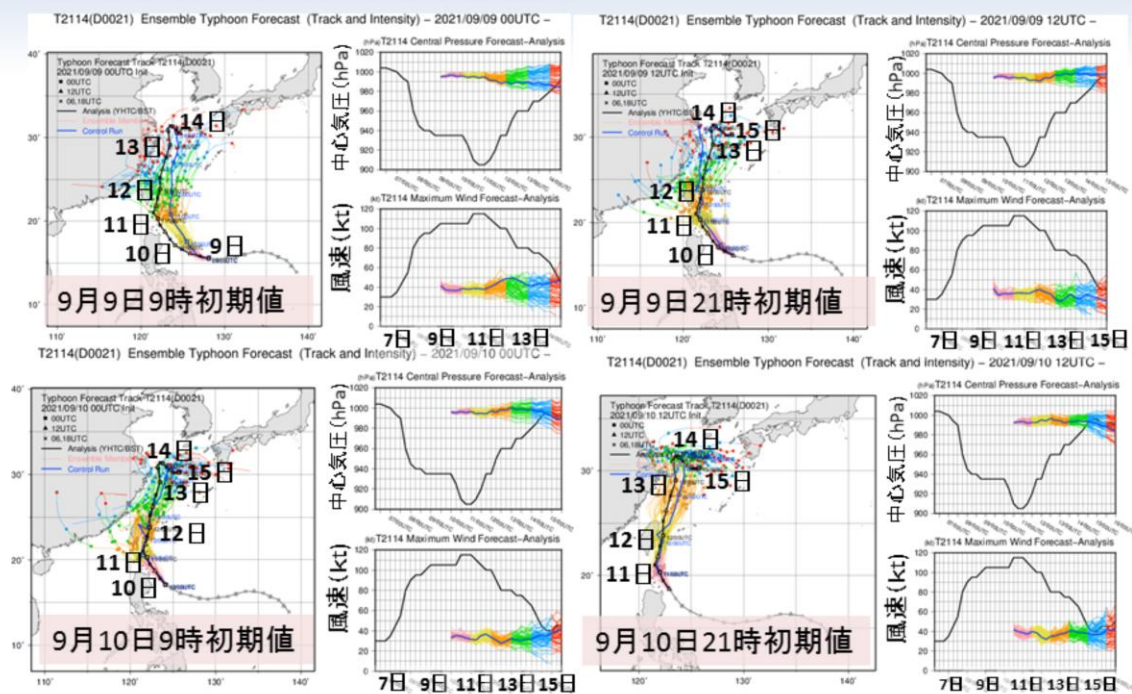
台風第14号の全球アンサンブル進路・強度予測結果 (2021年9月7日～8日)



GEPSによる台風第14号の進路・強度予測(9月7日9時～9月8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(ノット)を示す。なお、黒線は台風速報解析による追跡結果であり、日付は各9時時点のものを示す。色付の線は、GEPSの各メンバーの追跡結果であり、各日にちで色付けを変えている(例えば、9月7日9時初期値の場合は水色は11日対象の予測結果を示している)。

フィリピンの東海上で南シナ海を北西進するメンバーと台湾の東海上を北上するメンバーに分かれている。GSMの予測と同様に台風速報解析に比べて、フィリピンの東海上を北西寄りに予測していた。また、急発達の予測はなかった。

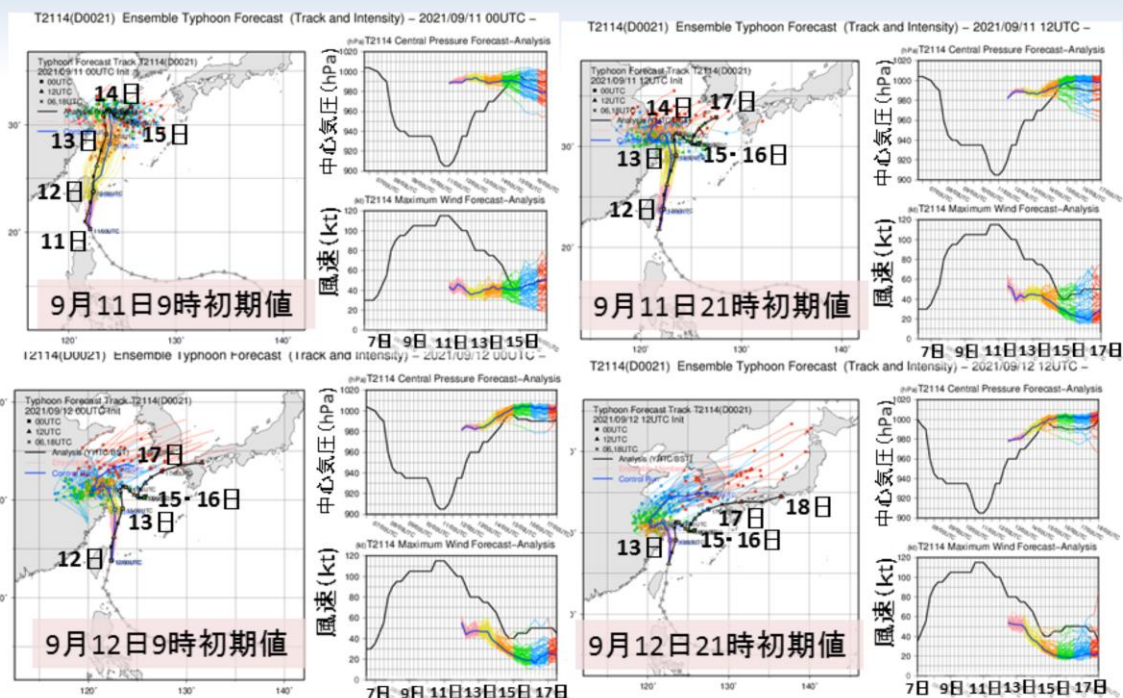
台風第14号の全球アンサンブル進路・強度予測結果 (2021年9月9日～10日)



GEPSによる台風第14号の進路・強度予測(9月9日9時～9月10日21時初期値予測)の結果を示す。その他の図の説明については、9月7日9時～9月8日21時初期値予測結果の図と同様である。

GSMの予測と同様に台風速報解析に比べて、9日21時初期値予測までは、フィリピンの東海上を北西寄りに予測するメンバーが多かった。また、台湾に上陸するメンバーと台湾の東海上を北上するメンバーに分かれていたが、10日21時の初期値から台湾の東海上を北上するメンバーで統一されるようになった。

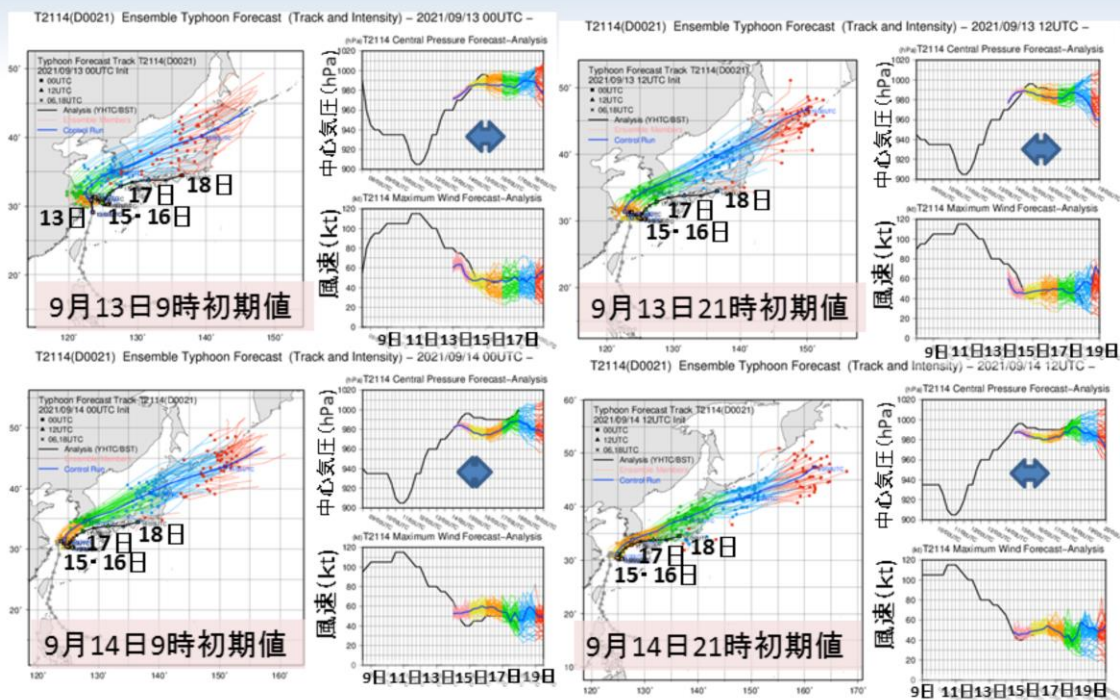
台風第14号の全球アンサンブル進路・強度予測結果 (2021年9月11日～12日)



GEPSによる台風第14号の進路・強度予測(9月11日9時～9月12日21時初期値予測)の結果を示す。その他の図の説明については、9月7日9時～9月8日21時初期値予測結果の図と同様である。

東シナ海を北上してから、中国大陸に上陸するメンバーと東シナ海を北東進するメンバーに分かれていた。

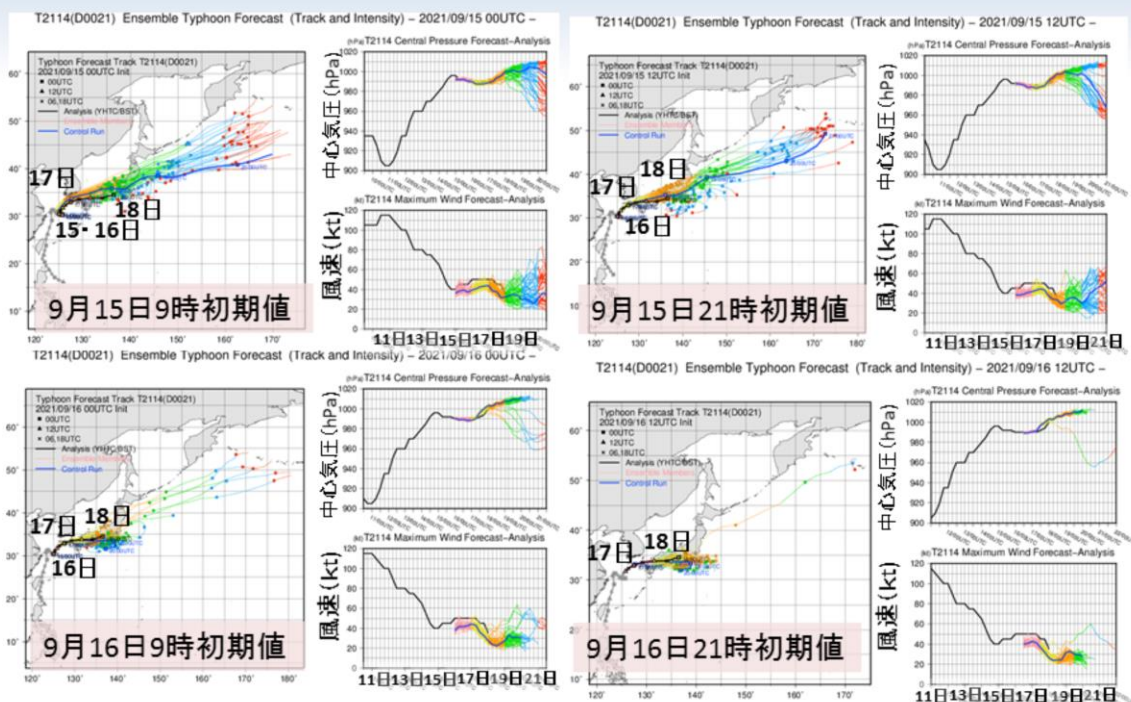
台風第14号の全球アンサンブル進路・強度予測結果 (2021年9月13日～14日)



GEPSによる台風第14号の進路・強度予測(9月13日9時～9月14日21時初期値予測)の結果を示す。その他の図の説明については、9月7日9時～9月8日21時初期値予測結果の図と同様である。

東シナ海を北東進して朝鮮半島に上陸後、日本海を北東進する予測、および東シナ海を北東進する14日～15日の期間(各初期値予測の右上側の図に示す⇄の期間)で再発達する予測となっていた。実況ではそれほど発達しなかったことが確認できる。

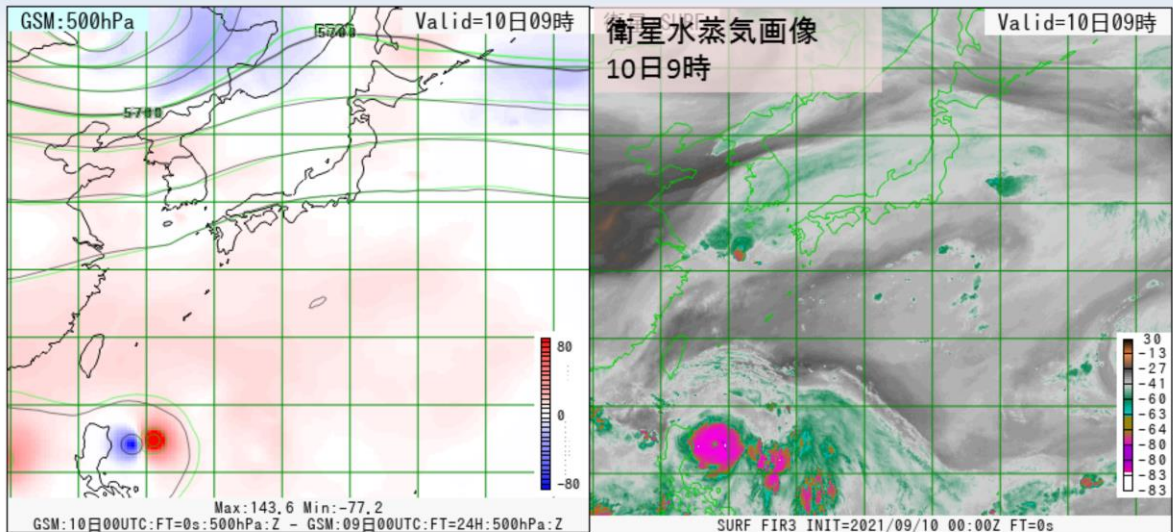
台風第14号の全球アンサンブル進路・強度予測結果 (2021年9月15日～16日)



GEPSによる台風第14号の進路・強度予測(9月15日9時～9月16日21時初期値予測)の結果を示す。その他の図の説明については、9月7日9時～9月8日21時初期値予測結果の図と同様である。

GSMと同様に、15日初期値は西日本～東日本を横断する予測に変化した。また、16日初期値予測から九州北部に上陸して、四国、紀伊半島を横断して、東海道沖に達する実況に近い予測となった。

台風がフィリピンの東を北西寄りに進む予測となったことについて (500hPa高度差: 10日9時初期値 (FT=0) - 9日9時初期値 (FT=24) より)



500hPa高度場が10日9時初期値 (FT=0)の方が台風の北側や東側で高く、亜熱帯高気圧が強くなっていることが示唆される。この高気圧の強まりで台風の北上を抑えたものと思われる(予測では、亜熱帯高気圧の西や南への張り出しが弱かった)。

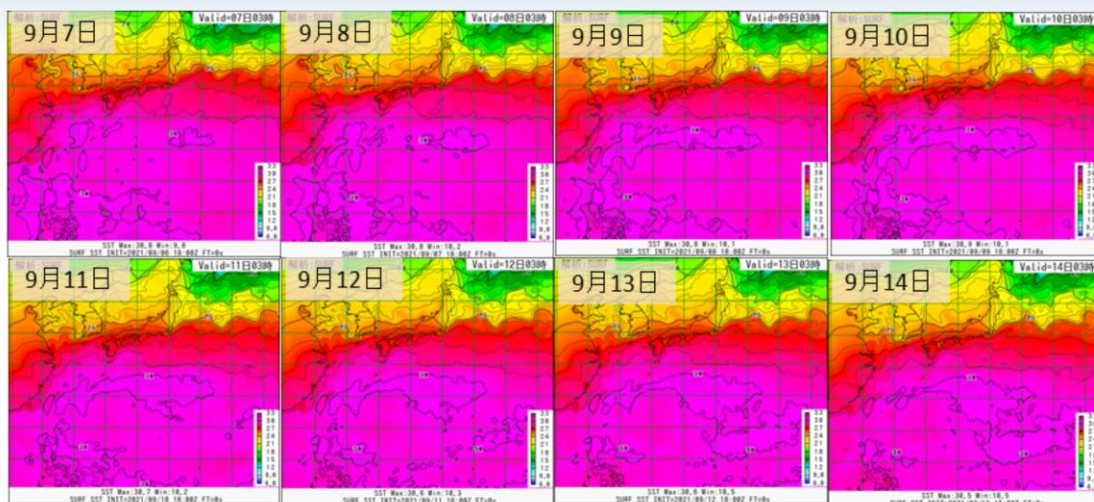
台風がフィリピンの東を北西寄りに進む予測となったことについて、500hPa高度予測差(左図:9月10日9時初期値(黒線:FT=0) - 9月9日9時初期値(緑線:FT=24))と右図の衛星水蒸気画像から要因の一つを示す。左図において、赤色の塗りつぶしほど、10日の解析値の高度場が高いことを示す。

今回の事例では、500hPa高度場が10日9時初期値 (FT=0)の方が台風の北側や東側で高く、亜熱帯高気圧が強くなっていることが示唆される。この高気圧の強まりで台風の北上を抑えたものと思われる(予測では、亜熱帯高気圧の西や南への張り出しが弱かった)。右図の10日9時の衛星水蒸気画像では、水蒸気の少ない領域が、左図の赤色の塗りつぶしの領域と対応していて、亜熱帯高気圧が予測より強かったことを示唆している。

台風が北西寄りに予測し続けたことに関しては、古くから台風の転向前や転向中の台風が過度に北上してしまう「北上バイアス」の可能性が指摘されている(上野 2000; 中川ほか 2013; 伊藤 2018)。

上野(2000)によると「北上バイアス」について、2000年当時の海外センターの現業モデルでも多く見られており、可能性として、初期に与えた台風のサイズが大きすぎることによるベータドリフトの効果の増大、亜熱帯高気圧の維持表現に問題等、その他数多くのことを指摘している。今回の事例で見られたことは、亜熱帯高気圧の維持表現に問題に含まれるかもしれない。

GSMで利用する海面水温 (2021年9月7日～14日各3時:1°C毎の等値線)

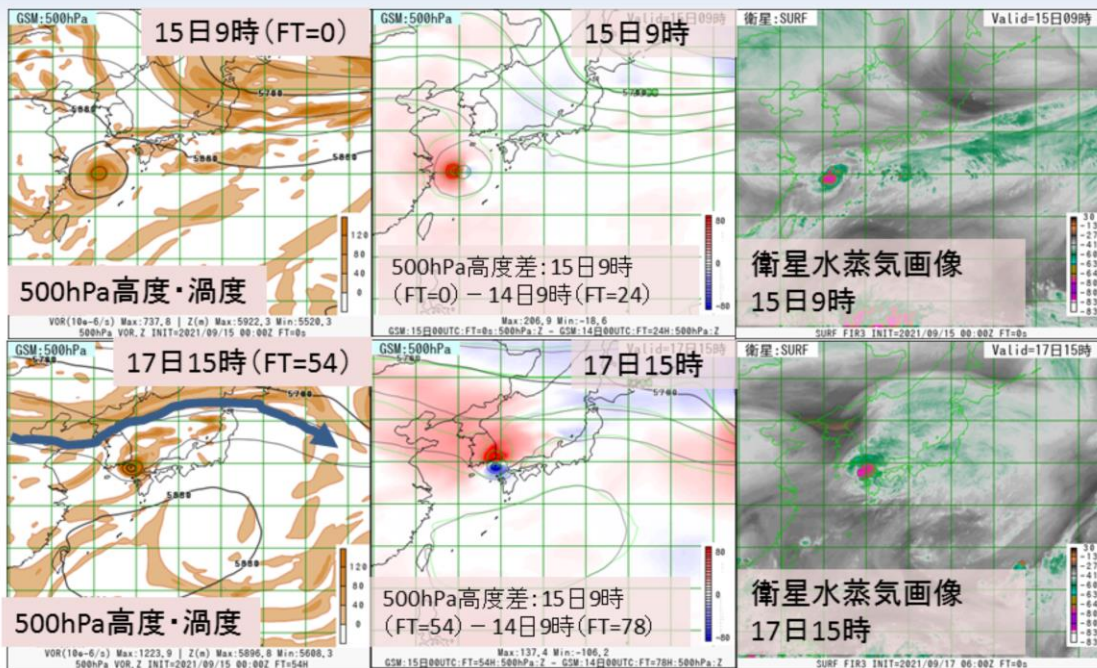


東シナ海からフィリピンの東海上にかけて海面水温は28°C以上で、台風のフィリピンの東海上北上時の発達や、14日の停滞期から東シナ海を北東進時にかけての再発達に寄与した可能性がある。

GSMで利用する海面水温(2021年9月7日～14日)の各3時(1°C毎の等値線)のものを示す。

東シナ海からフィリピンの東海上にかけて海面水温は28°C以上で、台風のフィリピンの東海上北上時の発達や、14日の停滞期から東シナ海を北東進時にかけての再発達に寄与した可能性がある。

14日初期値まで対馬海峡を抜けて日本海を北東進する予測進路について
(500hPa高度差: 15日9時初期値 (FT=0) - 14日9時初期値 (FT=24) より)

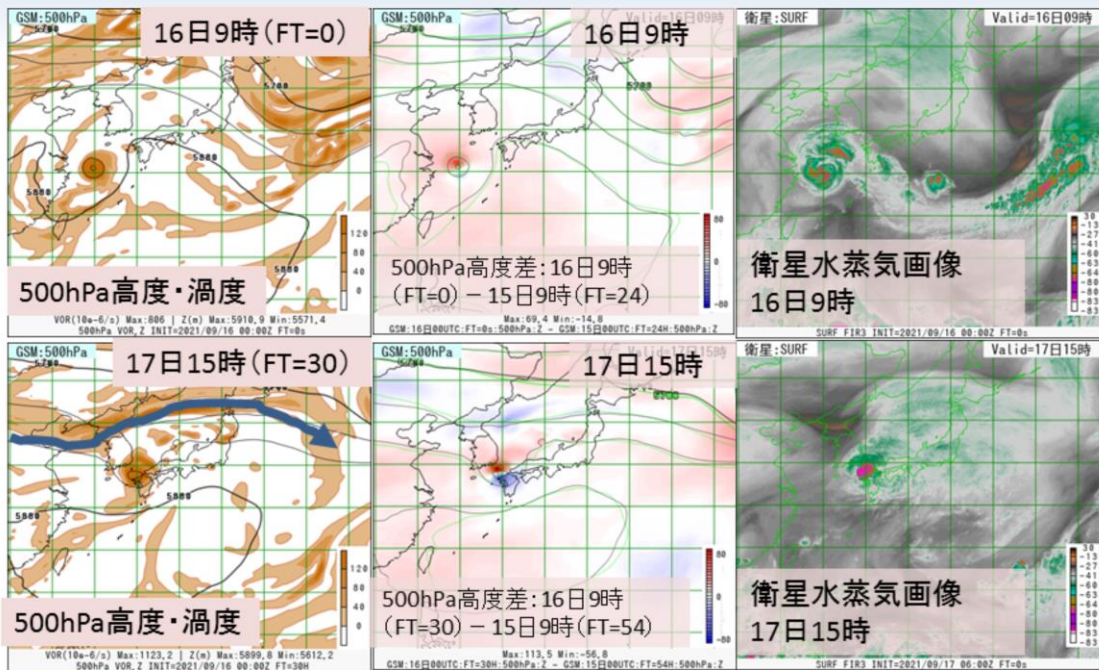


9月14日初期値まで対馬海峡を抜けて日本海を北東進する予測進路について、日本海を北東進する予測進路であった9月14日初期値予測と西日本～東日本を横断する予測に変化した9月15日初期値予測の結果の比較から述べる。図は、左図が9月15日9時初期値の500hPa高度・渦度を示し、上段が解析値 (FT=0)、下段が同初期値の54時間予測 (9月17日15時対象) である。中央図は、500hPa高度予測差 (上段: 9月15日9時初期値 (黒線: FT=0) - 9月14日9時初期値 (緑線: FT=24)、下段: 9月15日9時初期値 (黒線: FT=54) - 9月14日9時初期値 (緑線: FT=78)) である。右図は、衛星水蒸気画像 (上段: 9月15日9時、下段: 17日15時) を示す。左図の青色の矢印は強風軸を示し、中央図の赤色の塗りつぶしは15日9時初期値の解析値および予測値の高度場が高いことを示す。衛星水蒸気画像では、台風の北東側のバルジ状の雲域が見られ、左図の強風軸に対応していることが分かる。

14日初期値予測では、上層の強風軸に乗って発達しながら日本海を北東進する予測 (下段中央図で赤色の塗りつぶしの部分に相当。15日初期値予測に比べて、上層のトラフが深かった) であったが、実況の時間帯に近づくと、黄海とその周辺の高度場が上昇して、強風軸に乗り切れず、西日本～東日本を横断する予測に変化したものと思われる。また、上段の中央図では、台風中心付近において、高度場の差が確認できることから、台風中心付近の解析と予測の位置の差があったと思われる。

これらのことから、9月14日初期値まで対馬海峡を抜けて日本海を北東進する予測進路から西日本～東日本を横断する予測に変化した要因は、台風中心付近の解析と予測位置の差と強風軸の予測の変化が考えられる。

16日初期値予測から九州北部に上陸して、四国、紀伊半島を横断して、東海道沖に達する、実況に近い予測となったことについて
(500hPa高度差: 16日9時初期値 (FT=0) - 15日9時初期値 (FT=24) より)



9月16日初期値予測から九州北部に上陸して、四国、紀伊半島を横断して、東海道沖に達する、実況に近い予測となったことについて、西日本～東日本を横断する予測であった9月15日初期値予測と9月16日初期値予測の結果の比較から述べる。図は、左図が9月16日9時初期値の500hPa高度・渦度を示し、上段が解析値 (FT=0)、下段が同初期値の30時間予測 (9月17日15時対象) である。中央図は、500hPa高度予測差 (上段: 9月16日9時初期値 (黒線: FT=0) - 9月15日9時初期値 (緑線: FT=24)、下段: 9月15日9時初期値 (黒線: FT=54) - 9月14日9時初期値 (緑線: FT=54)) である。右図は、衛星水蒸気画像 (上段: 9月16日9時、下段: 17日15時) を示す。左図の青色の矢印は強風軸を示し、中央図の赤色の塗りつぶしは16日9時初期値の解析値および予測値の高度場が高いことを示す。衛星水蒸気画像では、台風の北東側のバルジ状の雲域が見られ、左図の強風軸に対応していることが分かる。

大気的环境場に関しては、前項で述べた特徴とほとんど変わらないが、台風の解析と予測位置の違いの変化 (上段中央図) がさらに南寄りの進路予測の変化に寄与したと考えられる。

まとめ(その1)

- 2021年台風第14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
 - 進路予測
 - 西進時:発生初期の予測から台風速報解析に比べて、9日21時初期値までフィリピンの東海上を北西寄りに予測していた
 - 北上時:11日21時初期値予測まで、台湾の東海上から東シナ海を北上し、中国大陸に上陸して弱まるあるいは東シナ海で停滞する予測となった
 - 転向後:14日21時初期値まで対馬海峡を抜けて日本海を北東進する予測進路であった。15日9時初期値からは西日本～東日本を横断する予測となり、16日初期値予測から九州北部に上陸して、四国、紀伊半島を横断して、東海道沖に達する、実況に近い予測となった
 - 強度予測
 - 西進時:7日～11日のフィリピンの東海上北上時の急発達が予測できなかった
 - 転向後:14日の停滞期から東シナ海を北東進する場面でGSMでは再発達を予測していたが、実況ではあまり発達せず、勢力を維持した

2021年台風第14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)

- 7日~11日のフィリピンの東海上北上時の急発達が予測できなかったことについて
 - 数値予報システムの観点から台風の急発達が予測できない要因の1つとして、数値予報システムの安定運用の観点から初期値の段階で中心気圧の深い構造の台風とならないような仕様となっていることが挙げられる
 - 実況と比較して中心気圧の浅い構造の台風から、実況のように中心気圧の深い台風を短時間で予測することは困難と考えられる
- 台風がフィリピンの東を北西寄りに進む予測が続いたことについて
 - 台風の転向前や転向中の台風が過度に北上してしまう「北上バイアス」をもつ可能性がある
 - 今回の事例では、予測において亜熱帯高気圧の西や南への張り出しが弱かったためと思われる。これは、「北上バイアス」の可能性の一つとして指摘されているものであった
- 台風が東シナ海で再発達する予測が続いたことについて
 - GSMで利用する海面水温が東シナ海で28℃以上あり、再発達に寄与した可能性がある

まとめ(その3)

- 14日初期値まで対馬海峡を抜けて日本海を北東進する予測進路について
 - 上層の強風軸に乗って発達しながら日本海を北東進する予測であった。実況の時間帯に近づくと、黄海とその周辺の高気場が上昇して、強風軸に乗り切れず、西日本～東日本を横断する予測に変化した
 - 台風中心付近の解析と予測位置の違いと強風軸の予測の変化が要因として考えられる
- 16日初期値予測から九州北部に上陸して、四国、紀伊半島を横断して、東海道沖に達する、実況に近い予測となったことについて
 - 台風中心付近の解析と予測位置の違いの変化がさらに南寄りの進路予測の変化に寄与したと考えられる

参考文献

- Ito, K., 2016: Errors in tropical cyclone intensity forecast by RSMC Tokyo and statistical correction using environmental parameters. SOLA, 12, 247-252
- 伊藤耕介, 2018: 台風の予測精度向上に資する先端的研究の現状. 第11回気象庁数値モデル研究会, http://pfi.kishou.go.jp/Presen2018/2_ito.pdf, (参照2021-11-14)
- 上野充, 2000: 数値モデルによる台風予報. 気象研究ノート, 197, 131-286.
- 嶋田宇大, 2019: 台風強度予報の改善に向けて取り組むべき研究課題. 第51回メソ気象研究会, http://pfi.kishou.go.jp/Presen2019/5_shimada.pdf, (参照2021-11-14)
- 中川雅之, 檜垣将和, 氏家将志, 2013: 気象庁現業全球モデルによる台風予報の現状と課題. 第6回気象庁数値モデル研究会, <http://pfi.kishou.go.jp/material/modelkenkyukai2012/20130306-nakagawa.pdf>, (参照2021-11-14)
- 名古屋地方気象台 2021: 令和3年8月9日に愛知県豊川市で発生した突風について, 現地災害調査報告, https://www.data.jma.go.jp/nagoya/oshirase/20210809_nagoya.pdf, (参照2021-11-14)
- 山口宗彦, 2013: ベータドリフト. 天気, 60, 133-135.
- 和歌山地方気象台 2021: 令和3年9月18日に和歌山県日高郡美浜町及び御坊市で発生した突風について. 現地災害調査報告, https://www.data.jma.go.jp/wakayama/bousai/paper/kishou_saigai/20210918_tyousahoukoku.pdf, (参照2021-11-14)

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（2021年10月現在）。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

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	TL959（格子間隔約20 km：0.1875°） 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）の年間偏差を、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）の海氷面積年間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 Tは三角形波数切断を、Lは線形格子を、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	アウトモデル ³ の水平分解能：TL959（格子間隔約 20 km : 0.1875°） 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
アウト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、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）、衛星ハイパースペクトル赤外サウンダ（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 アウト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、衛星ハイパースペクトル赤外サウンダは利用しない。
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	TL959 (格子間隔約 20 km : 0.1875°) 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	18UTC (サイクル解析のみで実施 ⁸)
土壌水分解析の詳細	
データ同化手法 ⁹	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	TL959 (格子間隔約 20 km : 0.1875°) 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 速報解析及びサイクル解析の 00、06、12、18UTC において、最新の積雪深解析を最新の日本域の積雪深観測で修正する処理を行い、その結果が全球モデルの初期値となる。

⁹ 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	TL479 (格子間隔約 40 km : 0.375°) ¹ (18 日まで) TL319 (格子間隔約 55 km : 0.5625°) 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 TL479 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 ¹⁰		
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	バリエーションミニマム法		
利用する SV の数	最大 50 個	最大 35 個	(北半球領域と同じ)

¹⁰ 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	76 層（最上層 21.8 km）
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
予報時間	51 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	旧全球積雪深解析 ¹¹ （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）に固定
海水分布	北半球海水解析値（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 ¹²
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 76 層＋地上 ⁴ インナーモデル 38 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 、積雪深）、船舶・ブイ（気圧 ⁴ ）、アメダス（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 ¹³ ）、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）、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 ¹³ ）、衛星 GNSS 掩蔽（屈折率）
台風ポーガス	疑似観測値（海面更正気圧、風）を利用

¹¹ 令和 2 年度数値予報解説資料集「4.1.1 全球数値予報システム（全球モデル (GSM) ・全球解析 (GA) ・全球積雪解析)」、及び中村 (2009) を参照。

¹² 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。

¹³ 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	76 層（最上層 21.8 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	なし
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 (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 (風 5.4 m/s, 温位 3.6 K, 水蒸気 0.0054 kg/kg) により倍率を修正
SV から初期摂動を合成する手法	バリエアンスミニマム法
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	10 時間
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 ¹⁴
解析（データ同化）システム	
データ同化手法	3次元変分法 ¹⁵
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）、地上 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 ¹³ ）、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）、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）、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

4.1.6 毎時大気解析

解析（データ同化）システム	
データ同化手法	3次元変分法 ¹⁶
水平分解能と計算領域	格子間隔：5 km、計算領域：東西 3,600 km × 南北 2,880 km
鉛直層数	48 層（最上層 21.8 km）＋地上 ¹⁷
解析時刻	毎正時
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 ¹⁸ （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

¹⁴ 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。

¹⁵ 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。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。

¹⁶ 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。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=2, 3, 4 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を FT=2 は 02UTC の、FT=3 は 03UTC の、FT=4 は 04UTC の毎時大気解析の第一推定値としてそれぞれ利用する。

¹⁷ 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。

¹⁸ 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に、解析を実行した後にフィルタを適用している。

4.1.7 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	第三代波浪モデル MRI-III	
モデル領域	全球 75°N – 75°S 180°W – 0° – 180°E	日本近海 50°N – 20°N 120°E – 150°E
水平分解能（格子点数）	0.5° × 0.5° (720 × 301)	0.05° × 0.05° (601 × 601)
タイムステップ (移流項) (ソース項)	10 分 30 分	1 分 3 分
予測期間 (00UTC, 06UTC, 18UTC) (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	-	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ポーガスを使用	
浅海効果	屈折、海底摩擦を考慮	

4.1.8 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	第三代波浪モデル MRI-III
モデル領域	全球 75°N – 75°S 180°W – 0° – 180°E
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
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

4.1.9 高潮モデル（日本域・アジア域）

モデル名称	日本域高潮モデル	アジア域高潮モデル
支配方程式	第二次元浅水長波方程式	
離散化手法	第有限差分法	
格子	第等緯度経度 Arakawa-C 格子	
モデル領域	20°N - 50°N, 117.4°E - 150°E	0° - 46°N, 95°E - 160°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)	2' (約 3.7 km)
タイムステップ	4 秒	8 秒
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 (UTC)	00, 06, 12, 18 (UTC)
予報時間	39 時間	72 時間
メンバー数	台風接近時: 6 通り (MSM + 台風ボーガス 5) 非台風時: 1 通り (MSM のみ)	台風時: 6 通り (GSM + GEPS からクラスター解析で抽出した 5 メンバー) 非台風時: 1 通り (GSM のみ)

4.1.10 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、鉛直共）
モデル領域	GLB: 全球 NPR: 15°S - 63°N, 99°E - 75°W
ネスティング	GLB/NPR 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 0.5° 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 × 366 × 61 = 8, 126, 664 NPR: 1334 × 578 × 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、淡水フラックス、海上風、海面気圧、気温、湿度 遅延解析: JRA-55 速報解析: GSM
河川水流入	JRA55-do 気候値
データ同化手法	GLB: 3D-Var（データ同化ウィンドウ 5 日） NPR: 4D-Var（データ同化ウィンドウ 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) 海面水温 (MGDSST)、海氷密接度 (SSM/I)

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、鉛直共）
Model domain	GLB: 全球 NP: 15°S – 63°N, 99°E – 75°W JPN: 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 0.5° 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 × 366 × 61 = 8,126,664 NP: 2049 × 784 × 60 = 96,384,960 JPN: 1423 × 1604 × 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、淡水フラックス、海上風、海面気圧、気温、湿度 11 日予報: GSM 延長予報: GEPS
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: SSM/I 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

4.1.11 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）

4.1.12 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）

4.1.13 大気汚染気象予測システム（領域化学輸送モデル）

モデル名称	領域化学輸送モデル	高解像度版領域化学輸送モデル
力学フレーム	非静力学モデル	
気象モデル	JMA-NHM	asuca
モデル領域	東アジア域	日本域
水平分解能	20km	5km
鉛直層数	18 層（最上層 約 10km）	19 層（最上層 約 10km）
予報時間（初期時刻）	72 時間（12UTC）	51 時間（12UTC）
オゾン解析システム		
オゾン同化手法	ナッジング	なし
利用する観測（観測データ）	地上観測（オゾン濃度）	なし

4.1.14 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°）
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）

4.1.15 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

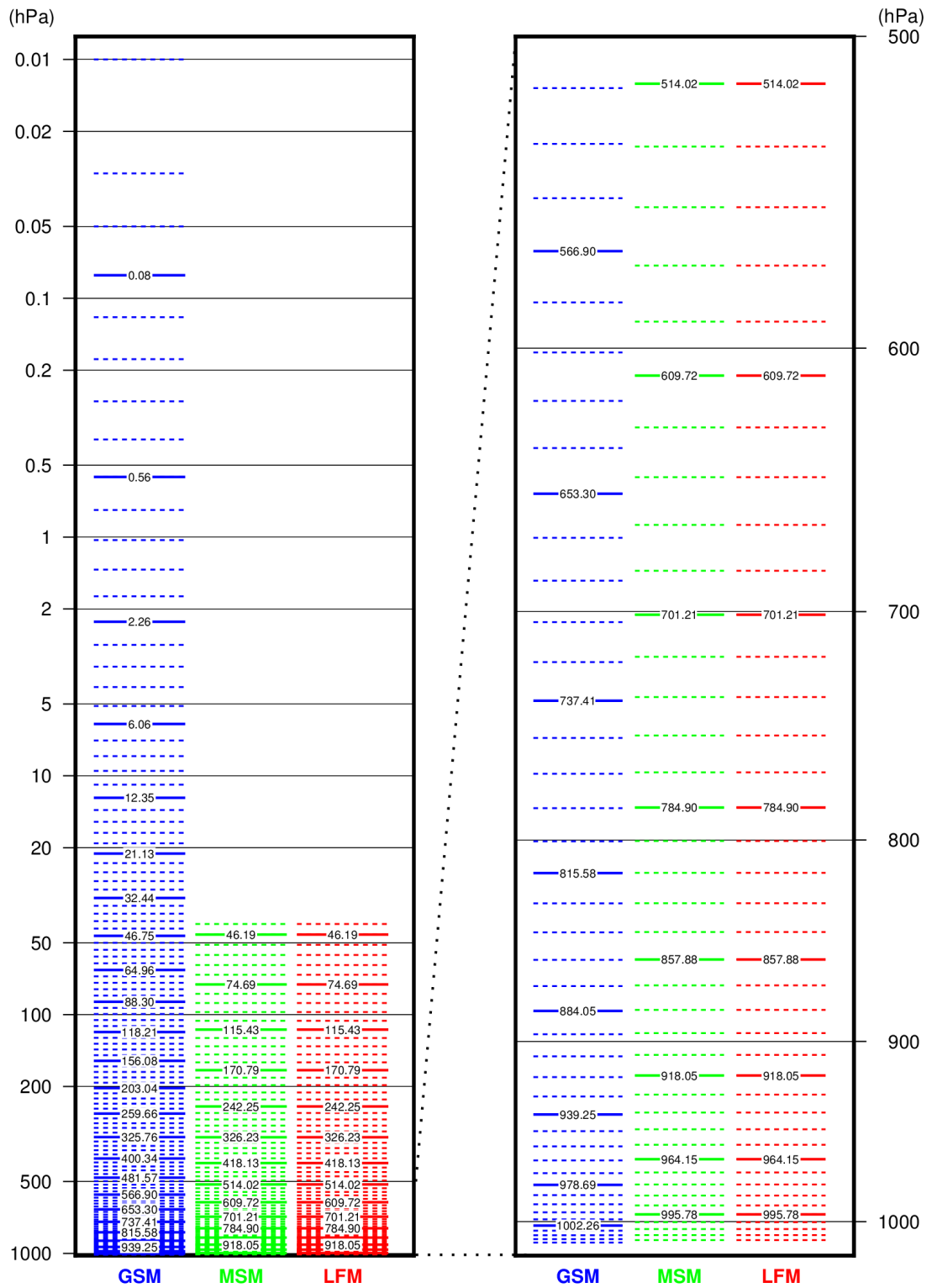


図 4.1.1 数値予報モデルの鉛直層（全球モデル GSM 128 層、メソモデル MSM 76 層、局地モデル LFM 76 層）と対応する気圧。縦軸は気圧 (hPa)。図中の値は、標準大気を仮定した場合の数値予報モデルの鉛直層と気圧であり、気圧の値は 5 層刻みで表示。(a) GSM, MSM, LFM について最下層気圧から 0.01 hPa までを示した図、(b) 最下層気圧から 500 hPa までを拡大した図。GSM は下部境界の気圧を参照する σ - p ハイブリッド座標での気圧の値を示しており、MSM, LFM は幾何高度を参照するハイブリッド座標で下部境界が 0 m (平均海面) 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 表 4.1.1 と同じ。ただし、メソモデル MSM、局地モデル LFM の 76 層について。

層番号	MSM		LFM		層番号	MSM		LFM	
	気圧 (hPa)	高度 (m)	気圧 (hPa)	高度 (m)		気圧 (hPa)	高度 (m)	気圧 (hPa)	高度 (m)
76	41.75	21801.00	41.75	21801.00	38	552.55	4834.10	552.55	4834.10
75	46.19	21150.83	46.19	21150.83	37	571.73	4576.53	571.73	4576.53
74	51.03	20512.93	51.03	20512.93	36	590.79	4327.25	590.79	4327.25
73	56.28	19887.18	56.28	19887.18	35	609.72	4086.17	609.72	4086.17
72	61.96	19273.48	61.96	19273.48	34	628.48	3853.17	628.48	3853.17
71	68.09	18671.73	68.09	18671.73	33	647.04	3628.16	647.04	3628.16
70	74.69	18081.83	74.69	18081.83	32	665.36	3411.03	665.36	3411.03
69	81.78	17503.66	81.78	17503.66	31	683.43	3201.68	683.43	3201.68
68	89.37	16937.13	89.37	16937.13	30	701.21	3000.00	701.21	3000.00
67	97.50	16382.12	97.50	16382.12	29	718.68	2805.89	718.68	2805.89
66	106.18	15838.55	106.18	15838.55	28	735.81	2619.24	735.81	2619.24
65	115.43	15306.29	115.43	15306.29	27	752.57	2439.95	752.57	2439.95
64	125.27	14785.26	125.27	14785.26	26	768.94	2267.92	768.94	2267.92
63	135.71	14275.33	135.71	14275.33	25	784.90	2103.03	784.90	2103.03
62	146.77	13776.42	146.77	13776.42	24	800.44	1945.20	800.44	1945.20
61	158.45	13288.41	158.45	13288.41	23	815.52	1794.30	815.52	1794.30
60	170.79	12811.20	170.79	12811.20	22	830.13	1650.25	830.13	1650.25
59	183.77	12344.69	183.77	12344.69	21	844.26	1512.93	844.26	1512.93
58	197.41	11888.77	197.41	11888.77	20	857.88	1382.23	857.88	1382.23
57	211.72	11443.34	211.72	11443.34	19	870.99	1258.07	870.99	1258.07
56	226.71	11008.29	226.71	11008.29	18	883.58	1140.32	883.58	1140.32
55	242.25	10583.52	242.25	10583.52	17	895.62	1028.89	895.62	1028.89
54	258.24	10168.92	258.24	10168.92	16	907.11	923.67	907.11	923.67
53	274.66	9764.40	274.66	9764.40	15	918.05	824.57	918.05	824.57
52	291.49	9369.84	291.49	9369.84	14	928.42	731.46	928.42	731.46
51	308.69	8985.15	308.69	8985.15	13	938.22	644.25	938.22	644.25
50	326.23	8610.21	326.23	8610.21	12	947.44	562.84	947.44	562.84
49	344.10	8244.92	344.10	8244.92	11	956.09	487.13	956.09	487.13
48	362.25	7889.19	362.25	7889.19	10	964.15	416.99	964.15	416.99
47	380.67	7542.90	380.67	7542.90	9	971.63	352.34	971.63	352.34
46	399.30	7205.95	399.30	7205.95	8	978.54	293.07	978.54	293.07
45	418.13	6878.24	418.13	6878.24	7	984.86	239.07	984.86	239.07
44	437.12	6559.65	437.12	6559.65	6	990.60	190.25	990.60	190.25
43	456.24	6250.10	456.24	6250.10	5	995.78	146.48	995.78	146.48
42	475.45	5949.47	475.45	5949.47	4	1000.38	107.68	1000.38	107.68
41	494.72	5657.66	494.72	5657.66	3	1004.42	73.74	1004.42	73.74
40	514.02	5374.57	514.02	5374.57	2	1007.91	44.54	1007.91	44.54
39	533.31	5100.08	533.31	5100.08	1	1010.85	20.00	1010.85	20.00

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
地表面層	—	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.

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 ガイドンスの概要一覧表

4.2.1 降水ガイドンス

平均降水量ガイドンス (MRR) ¹	
作成対象	GSM : 20 km 格子 MSM, MEPS : 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。
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS (MEPS は各メンバー)
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	GSM : FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : FT=3 から FT=39 (00, 12UTC 初期値は 51) まで 3 時間間隔 MEPS : FT=3 から FT=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 (NW85, NE85, SSI, PCWV, QWX, EHQ, OGES, DXQV, FRR) ²
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 (MSM, MEPS は 5 km) 格子内の平均降水量。
層別化処理の対象	格子毎、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 の 11~4 月は 1, 3, 50, 80 mm/3h を使用する)。

¹ 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。

² 降水ガイドンスに使用する説明変数は以下のもの。

NW85 : 850 hPa の北西成分の風速

NE85 : 850 hPa の北東成分の風速

SSI : ショワルターの安定指数 (850 - 500 hPa)

PCWV : 可降水量 × 850 hPa 風速 × 850 hPa 鉛直速度

QWX : \sum (鉛直速度 × 比湿 × 湿度 × 層の厚さ)、 \sum は各層の和を示す (以下同じ)

EHQ : \sum (基準湿度からの超過分 × 比湿 × 湿潤層の厚さ)、湿潤層は基準湿度 (気温で変化) を超える層 (以下同じ)

OGES : 地形性上昇流 × 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 × (海面と下層温位の飽和比湿差)」

FRR : モデル降水量予測値

RH85 : 850 hPa 相対湿度

NW50 : 500 hPa の北西成分の風速

NE50 : 500 hPa の北東成分の風速

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 : モデル降水量予測値の変換値 「 $FRR^2 / (FRR^2 + 2)$ 」

D850 : 850 hPa 風向

W850 : 850 hPa 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

降水確率ガイダンス (PoP) ¹	
作成対象	GSM : 20 km 格子 MSM : 5 km 格子
作成方法	カルマンフィルタ
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間単位	6 時間
予報期間と間隔	GSM : FT=9 から FT=81 まで 6 時間間隔 MSM : 00, 12UTC 初期値 : FT=9 から FT=51 まで 6 時間間隔 03, 15UTC 初期値 : FT=6 から FT=36 まで 6 時間間隔 06, 18UTC 初期値 : FT=9 から FT=39 まで 6 時間間隔 09, 21UTC 初期値 : FT=6 から FT=36 まで 6 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値 (NW85, NE85, RH85, NW50, NE50, ESHS, HOG, DXQV, CFRR) ²
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 (MSM は 5 km) 格子内の降水の有無の平均 (実況降水面積率に同じ)。
層別化処理の対象	格子毎、初期時刻、予報時間 (6 時間区切り)

最大降水量ガイダンス (RMAX) ¹	
作成対象	GSM : 20 km 格子 MSM, MEPS : 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 ³ 、出力層は線形関数を使用) 24 時間最大降水量 : 線形重回帰
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS (MEPS は各メンバー)
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 : 1, 3 時間最大降水量 : FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量 : FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : 1, 3 時間最大降水量 : FT=3 から FT=39 (00, 12UTC 初期値は 51) まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量 : FT=24 から FT=39 (00, 12UTC 初期値は 51) まで 3 時間間隔 MEPS : 1, 3 時間最大降水量 : FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量 : FT=24 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	・ 1, 3 時間最大降水量 : モデル予測値 (D850, W850, SSI, OGR, 10Q4, DWL) ² と 3 時間平均降水量 ・ 24 時間最大降水量 : モデル予測値 (500 hPa 高度、500 hPa 温位、850 hPa 鉛直 P 速度、850 hPa 相当温位、(SSI) ² 、SSI(925 - 700 hPa)、500 hPa 渦度、500 m 高度水蒸気フラックス、500 m 高度相当温位、500 m 高度と 700 hPa の風速鉛直シア、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、可降水量、(EHQ, ESHS) ² 、等温位面渦位 (305, 345, 355 K) 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 (MSM, MEPS は 5 km) 格子内の降水量の最大値。ただし、MSM, MEPS の 1, 3 時間最大降水量は、5 km 格子を中心とする 20 km 格子内の最大を目的変数としている。
層別化処理の対象	格子毎、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。

³ 入力を x とした時に、出力が $1/(1 + \exp(-wx))$ の形で表される関数 (w は係数)。

4.2.2 降雪ガイダンス

降雪量ガイダンス ⁴	
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 ⁵ に、格子形式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。
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS（MEPSは各メンバー）
予報対象時間単位	3, 6, 12, 24時間
予報期間と間隔	GSM：3時間：FT=6からFT=84まで3時間間隔 6時間：FT=9からFT=84まで3時間間隔 12時間：FT=15からFT=84まで3時間間隔 24時間：FT=27からFT=84まで3時間間隔 MSM：3時間：FT=3からFT=39（00, 12UTC初期値は51）まで3時間間隔 6時間：FT=6からFT=39（00, 12UTC初期値は51）まで3時間間隔 12時間：FT=12からFT=39（00, 12UTC初期値は51）まで3時間間隔 24時間：FT=24からFT=39（00, 12UTC初期値は51）まで3時間間隔 MEPS：3時間：FT=3からFT=39まで3時間間隔 6時間：FT=6からFT=39まで3時間間隔 12時間：FT=12からFT=39まで3時間間隔 24時間：FT=24からFT=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：4.2.1 降水ガイダンス参照 雪水比：格子形式気温ガイダンス
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。 ・1時間毎の降雪量（3時間平均降水量ガイダンスを3等分×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。 ・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。

⁴ 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。

⁵ 雪水比のような上下限値を持つ連続な目的変数に用いられる回帰分析。ロジスティック関数を用いて、最小二乗法で回帰係数を求める。

4.2.3 気温ガイダンス

時系列気温ガイダンス ⁶	
作成対象	アメダス
作成方法	カルマンフィルタ
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS (MEPSは各メンバー)
予報対象時間	毎正時
予報期間と間隔	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 51) まで 1 時間間隔 MEPS : FT=1 から FT=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 (地上の西・東・南・北風成分、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)) 暖・寒候期の係数切替前に 1 か月間の事前学習を行う。
備考	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) に利用される。

⁶ 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。

最高・最低気温ガイダンス ⁶																																																																																		
作成対象	アメダス																																																																																	
作成方法	カルマンフィルタ																																																																																	
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS (MEPS は各メンバー)																																																																																	
予報対象時間単位	9 時間 (最低気温 15~00UTC、最高気温 00~09UTC) 24 時間 (週間予報用の明後日の最高・最低気温)																																																																																	
予報期間 (対象要素)	<p>GSM :</p> <table border="1"> <thead> <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> </thead> <tbody> <tr> <td>00UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td>最低</td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td>最低</td> </tr> </tbody> </table> <p>MSM :</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>初期値</th> <th>当日</th> <th>翌日</th> <th>翌々日</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>00UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td>最低</td> </tr> <tr> <td>03UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>09UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>最低</td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> </tr> <tr> <td>15UTC</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>21UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> </tbody> </table> <p>MEPS :</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>初期値</th> <th>当日</th> <th>翌日</th> <th>翌々日</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>00UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>最低</td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> </tbody> </table> <p>「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す。</p>	初期値	当日	翌日	翌々日	3 日後	00UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低	06UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低	12UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低	18UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低	初期値	当日	翌日	翌々日	00UTC	最高	最高・最低	最低	03UTC		最高・最低		06UTC		最高・最低		09UTC		最高・最低	最低	12UTC		最高・最低	最高・最低	15UTC	最高・最低	最高・最低		18UTC	最高	最高・最低		21UTC	最高	最高・最低		初期値	当日	翌日	翌々日	00UTC	最高	最高・最低		06UTC		最高・最低		12UTC		最高・最低	最低	18UTC	最高	最高・最低	
初期値	当日	翌日	翌々日	3 日後																																																																														
00UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低																																																																														
06UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低																																																																														
12UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低																																																																														
18UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低																																																																														
初期値	当日	翌日	翌々日																																																																															
00UTC	最高	最高・最低	最低																																																																															
03UTC		最高・最低																																																																																
06UTC		最高・最低																																																																																
09UTC		最高・最低	最低																																																																															
12UTC		最高・最低	最高・最低																																																																															
15UTC	最高・最低	最高・最低																																																																																
18UTC	最高	最高・最低																																																																																
21UTC	最高	最高・最低																																																																																
初期値	当日	翌日	翌々日																																																																															
00UTC	最高	最高・最低																																																																																
06UTC		最高・最低																																																																																
12UTC		最高・最低	最低																																																																															
18UTC	最高	最高・最低																																																																																
逐次学習の有無	あり																																																																																	
説明変数	モデル予測値 (地上の西・東・南・北風成分、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 00~09UTC の最高気温、最低気温は 15~00UTC の最低気温。																																																																																	
層別化処理の対象	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) 暖・寒候期の係数切替前に 1 か月間の事前学習を行う。																																																																																	

4.2.4 風ガイダンス

定時風ガイダンス ⁷	
作成対象	アメダス
作成方法	カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS (MEPS は各メンバー)
予報対象時間	3時間毎の正時 (GSM)、毎正時 (MSM, MEPS)
予報期間と間隔	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 51) まで 1 時間間隔 MEPS : FT=1 から FT=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・南北成分との差 アメダスで観測された 1, 3 時間毎の正時の風の東西・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アメダスには 2.5, 5.5, 9.5, 13.0 m/s を使用。

最大風速ガイダンス ⁷	
作成対象	アメダス
作成方法	カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。
作成対象とするモデル	GSM, MSM, MEPS (MEPS は各メンバー)
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	GSM : FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : FT=3 から FT=39 (00, 12UTC 初期値は 51) まで 3 時間間隔 MEPS : FT=3 から FT=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・南北成分との差 前 3 時間の最大風速時 (10 分毎の観測から算出) の風の東西・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アメダスには 3.0, 7.0, 11.0, 15.0 m/s を使用。

⁷ 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

天気ガイダンス ⁸	
作成対象	20 km 格子 (GSM) 、5 km 格子 (MSM)
作成方法	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。
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間単位	前 3 時間
予報期間と間隔	GSM: FT=6~84 の 3 時間間隔、MSM: FT=3~39 (00, 12UTC 初期値は 51) の 3 時間間隔

⁸ 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

発雷確率ガイダンス ⁹	
作成対象	GSM : 20 km 格子、MSM, MEPS (MEPS は各メンバー) : 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	GSM: FT=6~84 の 3 時間間隔、 MSM: FT=3~39 (00, 12UTC 初期値は 51) の 3 時間間隔 MEPS: FT=3~39 の 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	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。

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 時間降水量予測 [mm/3h]。 $\log_{10}(1 + \text{FRR3})$ と変換する。
	CAPE	対流有効位置エネルギー [J kg^{-1}]。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。 $\text{CAPE} \times 1/1000$ と変換する。
	SSI	シヨワルター安定指数。-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 [km](大気の温度が -10 °C となる高度)。
	LLU	地上から 700 hPa の間の平均風の東西成分 [m/s]。-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 の間の平均風の南北成分 [m/s]。-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 渦度 [10^{-6}s^{-1}]。最大 $99 \times 10^{-6}\text{s}^{-1}$ に制限する。
	LAPS	地上から 850 hPa の間の気温減率 [$^{\circ}\text{C km}^{-1}$]。
	DXQV	冬型の降水指数。風向別降水率 \times 850 hPa の風速 [m/s] \times 海面と下層温位の飽和比湿差 [g kg^{-1}]。詳細は降水ガイダンス (4.2.1) を参照。
VSHR	850 hPa と 500 hPa の間の風ベクトル差の大きさ [m/s]	

⁹ 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

最小湿度ガイダンス ¹⁰																																																																					
作成対象	気象官署（特別地域気象観測所含む）																																																																				
作成方法	ニューラルネットワーク																																																																				
作成対象とするモデル	GSM, MSM																																																																				
予報対象時間単位	24 時間 (15~15UTC)																																																																				
初期時刻と予報対象日	<p>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。</p> <table border="1"> <thead> <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> </thead> <tbody> <tr> <td rowspan="4">GSM</td> <td>00UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td></td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td>○</td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td>○</td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td></td> </tr> <tr> <td rowspan="7">MSM</td> <td>00UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>03UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>09UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td></td> </tr> <tr> <td>15UTC</td> <td>○</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>21UTC</td> <td></td> <td></td> <td>○</td> <td></td> </tr> </tbody> </table>	モデル	初期時刻	当日	翌日	2 日後	3 日後	GSM	00UTC		○	○		06UTC		○	○	○	12UTC		○	○	○	18UTC		○	○		MSM	00UTC		○			03UTC		○			06UTC		○			09UTC		○			12UTC		○	○		15UTC	○				18UTC					21UTC			○	
モデル	初期時刻	当日	翌日	2 日後	3 日後																																																																
GSM	00UTC		○	○																																																																	
	06UTC		○	○	○																																																																
	12UTC		○	○	○																																																																
	18UTC		○	○																																																																	
MSM	00UTC		○																																																																		
	03UTC		○																																																																		
	06UTC		○																																																																		
	09UTC		○																																																																		
	12UTC		○	○																																																																	
	15UTC	○																																																																			
	18UTC																																																																				
21UTC			○																																																																		
逐次学習の有無	あり																																																																				
説明変数	予報対象日における、 03, 12, 21JST の地上気温、03, 12, 21JST の 850 hPa 風速、 03, 12, 21JST の 3 層 (1000, 925, 800 hPa) 平均相対湿度、 03, 12, 21JST の 1000-700 hPa 間気温減率、地上最高気温、 地上と 925 hPa 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, 500 hPa）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）																																																																				
層別化処理の対象	作成対象地点、夏期（4 月～9 月）、冬期（10 月～3 月）。																																																																				

¹⁰ 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

視程ガイダンス (格子形式、MSM) ¹¹	
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法 $\text{視程 VIS} = 3 / (\sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s) \text{ [km]}$ $\sigma_p = 0.3 (1 - \text{RH})^{-0.2} \text{ : 浮遊塵の消散係数}$ $\sigma_c = 3.5 \times \text{QC}^{0.9} \text{ : 雲の消散係数}$ $\sigma_r = 0.47 \times \text{RAIN}^{0.5} \text{ : 雨の消散係数}$ $\sigma_s = 6.8 \times \text{SNOW}^{0.7} + 0.07 \times \text{FF} \text{ : 雪の消散係数}$
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	FT=3 から FT=39 (00, 12UTC 初期値は 51) 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 QC : モデル面第 2~9 層の雲水量の和 [g/kg] RAIN : モデル内の前 1 時間降水量 (雨) の予測 [mm/h] SNOW : モデル内の前 1 時間降水量 (雪、霰、雲氷) の予測 [mm/h] RH : モデル面第 1 層の湿度 [%]。85% を上限。 FF : モデル面第 1 層の風速 [m/s]
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	・ MSM (ランベルト) とガイダンス (等緯度経度) の座標系の違いにより、南北端で一部欠損値が入る。

¹¹ 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。

視程ガイドンス (格子形式、GSM) ¹¹	
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法 視程 VIS = $3 / (\sigma_p + \sigma_c)$ [km] $\sigma_p = 0.162 (1 - RH)^{-0.5}$: 浮遊塵の消散係数 $\sigma_c = 100.0 \times CWC_1^{0.96}$: 雲の消散係数 $\sigma_r = 0.403 \times RAIN^{0.5}$: 雨の消散係数 $\sigma_s = 2.14 \times RAIN^{0.7} + 0.167 \times FF$: 雪の消散係数
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	FT=3 から FT=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 CWC ₁ : 地表気圧より上層の P 面 1 層の雲水量 [g/kg] RH : 地上面の湿度 [%]。85%を上限。 RAIN : 降水量 (3 時間内の 1 時間降水量の最大) [mm/h] FF : 地上面の風速 [m/s]
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ドンス (降水種別) に準じている。

4.3 プロダクトの送信時刻

2021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（2021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 + 3時間 45分程度
12502	GSM ガイダンス	延長プロダクト ³ 12UTC	初期時刻 + 6時間 30分程度
12802	週間アンサンブル数値予報予報モデル GPV	00UTC 12UTC	初期時刻 + 5時間 55分程度 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 ⁴	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	5日間隔	5日間隔、22:15UTC 頃
12401	毎時大気解析 GPV	毎正時	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	
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
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		
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	沿岸波浪数値予報モデル GPV	延長プロダクト 12UTC	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 12UTC	初期時刻 + 5時間 30分程度 初期時刻 + 7時間 30分程度
30504	北太平洋, 北西太平洋格子点値 (水温, 海流等)	00UTC	初期時刻 + 13時間程度
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, 12, 15, 18, 21UTC	初期時刻 + 2時間 25分程度

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 延長プロダクトの予測時間は135～264時間である。但し一部の延長プロダクトについては87時間から配信される。

⁴ アデスから気象業務支援センターのみへ配信される。

⁵ 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（2021 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 ⁵
12501	全球数値予報モデル GPV	00, 06, 12, 18UTC	初期時刻 + 4 時間以内
12502	GSM ガイダンス	延長プロダクト ³ 12UTC	初期時刻 + 7 時間以内
12802	週間アンサンブル数値予報予報モデル GPV	00UTC 12UTC	初期時刻 + 6 時間以内 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 ⁴	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	5 日間隔	5 日間隔、23UTC 頃
12401	毎時大気解析 GPV	毎正時	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	
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
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		
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
30504	北太平洋, 北西太平洋格子点値 (水温, 海流等)	00UTC	初期時刻 + 13 時間 30 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, 12, 15, 18, 21UTC	初期時刻 + 2 時間 40 分以内

4.4 最近の改善のまとめ

2020年10月から2021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

2021年3月30日に全球モデル(GSM)において、鉛直層数を増強し、地表面解析を改良すると共に、全球解析における誤差相関の見積もりにおいてアンサンブル予測からの寄与を大きくする改良を行った。これらの変更により、ジオポテンシャル高度の予測精度が改善し、下層大気の予測精度が向上した。

同日には併せて、全球アンサンブル予報システムにおいて、GSMと同じ改良を行うと共に、メンバー数の増強や、初期摂動作成手法の改良を実施した。これらにより、降水の確率予測精度が向上すると共に台風の進路予測精度が向上した。

2021年3月31日に局地モデル(LFM)の鉛直層数を増強すると共に、雲物理・放射過程、積雲対流過程などの物理過程を改良した。これにより、冬季夜間の低温バイアスが改善するなど、予報精度が改善した。

2021年4月26日に高潮モデルの改良として、適用する台風ボーガスについて、地形の影響を考慮して内湾域の風速を適切に弱める変更と、風速分布の見直しを行った。これにより、台風時の潮位偏差の予測が改善した。

2021年5月25日にメソ、局地解析において二重偏波化された東京レーダー反射強度の利用を開始した。また、メソ解析において、欧州の極軌道衛星Metop-C搭載のマイクロ波サウンダAMSU-A及びMHSの利用を開始した。これらにより、メソ解析における水蒸気の解析精度が改善されるとともに、メソモデル(MSM)、LFMの降水予測のバイアスが改善された。

2021年6月22日にGSM視程ガイダンス(格子形式)における消散係数の取り扱い方法に関する改良を行った。これにより、視程予測の精度が向上した。

2021年6月29日にGSMによる予測の初期値を作成する全球解析において、雲・降水域における輝度温度データ、及び米国の静止気象衛星GOES-17の観測データから算出される大気追跡風(AMV)の利用を開始した。また、航空機の気温観測データに対するバイアス補正方法の高度化を行った。これらにより、GSMの予測精度が改善した。

2021年8月31日にメソ解析において、船舶GNSS観測による可降水量の利用を開始した。これにより、MSMの降水予測が改善する事例が確認された。

4.4.2 数値予報プロダクトの変更

数値予報プロダクトの変更では、2020年10月28日に、日本沿岸海況監視予測システムGPVの提供を開始した。2020年12月16日にGSMの予報時間を延長した。2021年3月30日に全球アンサンブル予報システムのメンバー数を増強した。2021年6月10日には、波浪アンサンブル予報システムのメンバー数を増強した。

表 4.4.1 2020 年 10 月から 2021 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
2020 年 10 月 28 日	日本海沿岸海況監視予測システム GPV の提供	配信資料に関するお知らせ（2020 年 9 月 29 日）、配信資料に関する技術情報 第 537 号
2020 年 12 月 16 日	全球モデル GPV の予報時間延長	配信資料に関するお知らせ（2020 年 11 月 13 日）、配信資料に関する技術情報 第 542 号
2021 年 3 月 30 日	全球モデルと全球アンサンブル予報システムの予測精度向上	配信資料に関する技術情報 第 548 号 第 557 号
2021 年 3 月 31 日	局地数値予報モデルの改良に伴う予測精度の向上	配信資料に関する技術情報 第 558 号
2021 年 4 月 26 日	高潮モデルの改善	配信資料に関する技術情報 第 560 号
2021 年 5 月 25 日	メソ、局地解析で二重偏波化された東京レーダー反射強度の利用を開始、メソ解析における Metop-C マイクロ波サウンダ AMSU-A 及び MHS の利用を開始	
2021 年 6 月 10 日	波浪アンサンブルモデルのメンバー数増強	配信資料に関するお知らせ（2021 年 4 月 19 日）、配信資料に関する技術情報 第 555 号
2021 年 6 月 22 日	GSM 視程ガイダンス（格子形式）の改良	配信資料に関する技術情報 第 561 号
2021 年 6 月 29 日	全球モデルにおける観測データ利用手法の改良	配信資料に関する技術情報 第 562 号
2021 年 8 月 31 日	メソ解析における船舶 GNSS 可降水量データの利用開始	

4.5 プロダクトの物理量の算出手法

2021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 GPV¹、台風アンサンブル数値予報モデル GPV²、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 [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$]	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 [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$]	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、 $-15^\circ\text{C}\sim 0^\circ\text{C}$ 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、赤道～北緯 60 度、東経 100～180 度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、赤道～北緯 60 度、東経 100～180 度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·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·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 $\times 0.85$ 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 $\times 0.8$ 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·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 [%]	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、 $-15^\circ\text{C}\sim 0^\circ\text{C}$ 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 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。

4.6.1 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 と表記する。北緯 30 度において、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 Time³) 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。

(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。

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 英語圏では Forecast Range などと記述されることも多い。

4.6.2 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。

$$ME \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i) \quad (4.6.1)$$

$$RMSE \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i)^2} \quad (4.6.2)$$

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、

$$RMSE^2 = ME^2 + \sigma_e^2 \quad (4.6.3)$$

$$\sigma_e^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i - ME)^2 \quad (4.6.4)$$

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。

$$RMSE \text{ 改善率} \equiv \frac{RMSE_{\text{cntl}} - RMSE_{\text{test}}}{RMSE_{\text{cntl}}} \times 100 \quad (4.6.5)$$

(RMSE 改善率 \leq 100)

ここで、 $RMSE_{\text{cntl}}$ は基準となる予測の、 $RMSE_{\text{test}}$ 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。

$$\text{スプレッド} \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left(\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (x_{mn} - \bar{x}_n)^2 \right)} \quad (4.6.6)$$

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、 \bar{x}_n は

$$\bar{x}_n \equiv \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M x_{mn} \quad (4.6.7)$$

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。

$$ACC \equiv \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(A_i - \bar{A})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})^2}} \quad (-1 \leq ACC \leq 1) \quad (4.6.8)$$

ただし、

$$X_i = x_i - c_i, \quad \bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (4.6.9)$$

$$A_i = a_i - c_i, \quad \bar{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i \quad (4.6.10)$$

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ことが多い。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。

4.6.3 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 4.6.1) である。(2) から (12) に示す各スコアは、表 4.6.1 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 4.6.1 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。

$$\text{適中率} \equiv \frac{FO + XX}{N} \quad (0 \leq \text{適中率} \leq 1) \quad (4.6.11)$$

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。

$$\text{空振り率} \equiv \frac{FX}{FO + FX} \quad (0 \leq \text{空振り率} \leq 1) \quad (4.6.12)$$

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。

$$\text{見逃し率} \equiv \frac{XO}{M} \quad (0 \leq \text{見逃し率} \leq 1) \quad (4.6.13)$$

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。

$$H_r \equiv \frac{FO}{M} \quad (0 \leq H_r \leq 1) \quad (4.6.14)$$

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 4.6.4 (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。

$$V_r \equiv \frac{FO + FX}{N} \quad (4.6.15)$$

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 (4.6.12) 式とは分母が異なり、次式で定義される。

$$F_r \equiv \frac{FX}{X} \quad (0 \leq F_r \leq 1) \quad (4.6.16)$$

最小値の0に近いほど、空振り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 4.6.4 (5) のプロットに用いられる。

(8) バイアスコア

バイアスコア (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。

$$BI \equiv \frac{FO + FX}{M} \quad (0 \leq BI) \quad (4.6.17)$$

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。

$$P_c \equiv \frac{M}{N} \quad (0 \leq P_c \leq 1) \quad (4.6.18)$$

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。

$$TS \equiv \frac{FO}{FO + FX + XO} \quad (0 \leq TS \leq 1) \quad (4.6.19)$$

出現頻度の低い現象 ($N \gg M$ 、したがって、 $XX \gg FO$, 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には適さない。この問題を緩和するため、次項の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)。

$$ETS \equiv \frac{FO - S_f}{FO + FX + XO - S_f} \quad \left(-\frac{1}{3} \leq ETS \leq 1\right) \quad (4.6.20)$$

ただし、

$$S_f = P_c(FO + FX) \quad (4.6.21)$$

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。

$$\text{スキルスコア} \equiv \frac{S_{\text{fcst}} - S_{\text{ref}}}{S_{\text{pfct}} - S_{\text{ref}}} \quad (4.6.22)$$

ここで、 S_{fcst} , S_{pfct} , S_{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。

$$HSS \equiv \frac{FO + XX - S}{N - S} \quad (-1 \leq HSS \leq 1) \quad (4.6.23)$$

ただし、

$$S = P_c(FO + FX) + P_x(XO + XX),$$

$$P_x = \frac{X}{N} \quad (4.6.24)$$

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コアとスレットスコアも確認できるグラフとなる (図 4.6.1)。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 4.6.1 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。

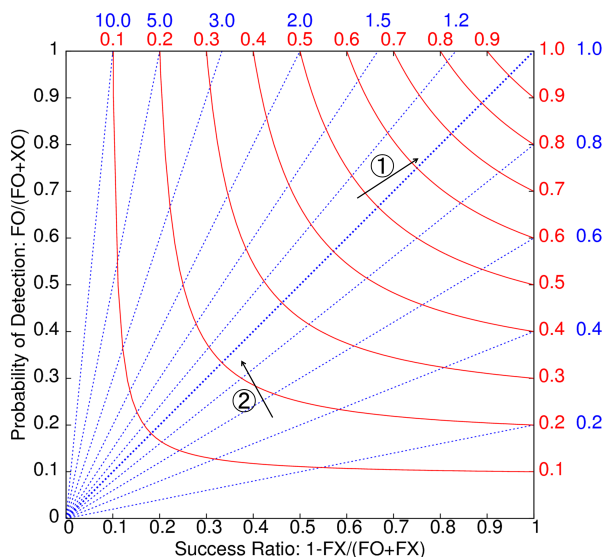


図 4.6.1 Roebber ダイアグラムの模式図。横軸は 1-空振り率、縦軸は捕捉率、青の破線はバイアスコアの、赤の実線はスレットスコアの各等値線。

(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。

$$I_O = \begin{cases} 1 & O_r \geq q \\ 0 & O_r < q \end{cases} \quad (4.6.25)$$

$$I_F = \begin{cases} 1 & F_r \geq q \\ 0 & F_r < q \end{cases} \quad (4.6.26)$$

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。

$$O(n)_{i,j} = \frac{1}{n^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n I_O \left[i+k-1 - \frac{n-1}{2}, j+l-1 - \frac{n-1}{2} \right] \cdot K(n)_{k,l}$$

$$F(n)_{i,j} = \frac{1}{n^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n I_F \left[i+k-1 - \frac{n-1}{2}, j+l-1 - \frac{n-1}{2} \right] \cdot K(n)_{k,l} \quad (4.6.27)$$

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。

$$MSE(n) = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} [O(n)_{i,j} - F(n)_{i,j}]^2 \quad (4.6.28)$$

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。

$$\text{MSE}_{(n)\text{ref}} = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} [O^2(n)_{i,j} + F^2(n)_{i,j}] \quad (4.6.29)$$

この参照値 $\text{MSE}_{(n)\text{ref}}$ 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 $\text{MSE}_{(n)}$ 、その参照値である $\text{MSE}_{(n)\text{ref}}$ 、そして完全予報の $\text{MSE}_{(n)\text{perfect}} (= 0)$ を用いて次式で定義される。

$$\text{FSS}_{(n)} = \frac{\text{MSE}_{(n)} - \text{MSE}_{(n)\text{ref}}}{\text{MSE}_{(n)\text{perfect}} - \text{MSE}_{(n)\text{ref}}} = 1 - \frac{\text{MSE}_{(n)}}{\text{MSE}_{(n)\text{ref}}} \quad (4.6.30)$$

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。

4.6.4 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。

$$\text{BS} \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (p_i - a_i)^2 \quad (0 \leq \text{BS} \leq 1) \quad (4.6.31)$$

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 (4.6.18) 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 BS_c は

$$\text{BS}_c \equiv P_c(1 - P_c) \quad (4.6.32)$$

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 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、次項の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 BS_c を用いて

$$\text{BSS} \equiv \frac{\text{BS}_c - \text{BS}}{\text{BS}_c} \quad (\text{BSS} \leq 1) \quad (4.6.33)$$

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。

$$\text{BS} = \text{信頼度} - \text{分離度} + \text{不確実性} \quad (4.6.34)$$

$$\text{信頼度} = \sum_{l=1}^L \left(p_l - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N} \quad (4.6.35)$$

$$\text{分離度} = \sum_{l=1}^L \left(\frac{M}{N} - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N} \quad (4.6.36)$$

$$\text{不確実性} = \frac{M}{N} \left(1 - \frac{M}{N} \right) \quad (4.6.37)$$

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 = 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。

$$\text{BSS} = \frac{\text{分離度} - \text{信頼度}}{\text{不確実性}} \quad (4.6.38)$$

(4) 確率値別出現率図

確率値別出現率図 (Reliability Diagram, Attributes Diagram と呼ばれる) は、予測された現象出現確率 P_{fcst} を横軸に、実況で現象が出現した相対頻度 P_{obs} を縦軸にとり、確率予測の特性を示した図である (図 4.6.2 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_{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 $P_{obs}=P_{fcst}$ (理想直線) 上の点 (あるいは直線 $P_{fcst}=P_c$ 上の点) までの距離の二乗として表現される。 P_{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 $P_{obs} = (P_{fcst} + P_c)/2$) 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 $P_{fcst} = P_c$ との間の領域 (分離度への寄与 > 信頼度への寄与、図 4.6.2 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 4.6.4 (1) では 1 点 $(P_{fcst}, P_{obs}) = (P_c, P_c)$ 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

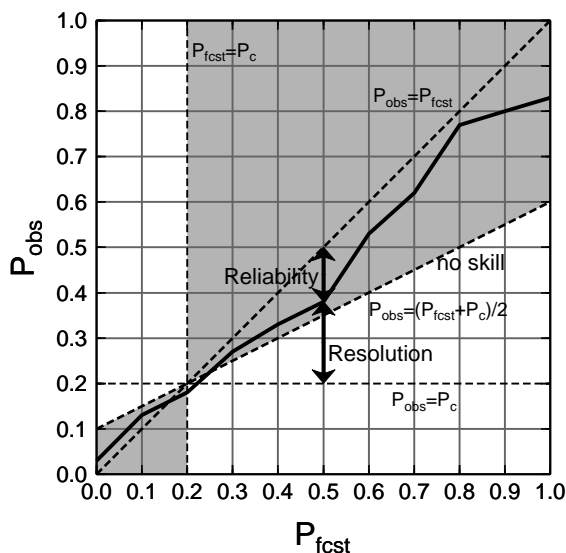


図 4.6.2 確率値別出現率図の模式図。横軸は予測現象出現確率、縦軸は実況現象出現相対頻度、実線が信頼度曲線である。対角線、直線 $P_{obs} = P_c$ との差の二乗がそれぞれ信頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution) への寄与に対応している。灰色の領域内の点はブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

$(P_{fcst}, P_{obs}) = (P_c, P_c)$ (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)。

(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 4.6.3 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 4.6.3 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。

$$\text{ROCASS} \equiv 2(\text{ROCA} - 0.5) \quad (-1 \leq \text{ROCASS} \leq 1) \quad (4.6.39)$$

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

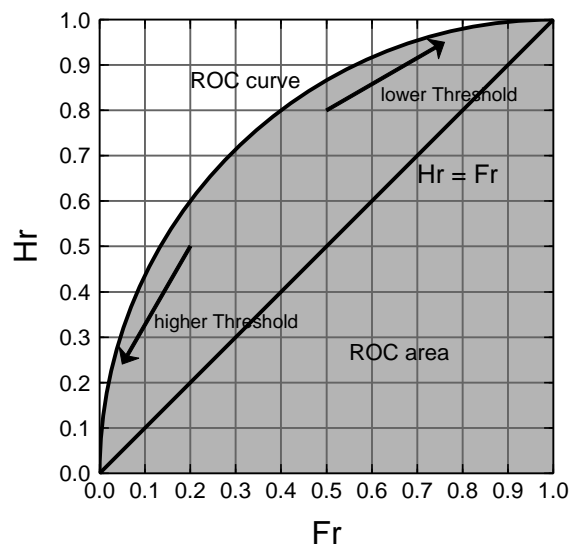


図 4.6.3 ROC 曲線の模式図。横軸は F_r 、縦軸は H_r である。灰色の領域の面積が ROC 面積である。

x に対する CRPS は次式で定義される。

$$\text{CRPS} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \int_{-\infty}^{\infty} [P_i(x) - A_i(x)]^2 dx$$

(0 ≤ CRPS) (4.6.40)

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。

$$P_i(x) = \int_{-\infty}^x \rho_i(x') dx' \quad (4.6.41)$$

$$A_i(x) = H(x - a_i) \quad (4.6.42)$$

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。

$$H(x) = \begin{cases} 0 & x < 0 \\ 1 & x \geq 0 \end{cases} \quad (4.6.43)$$

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 $\text{BS}(t)$ とおくと、

$$\text{CRPS} = \int_{-\infty}^{\infty} \text{BS}(t) dt \quad (4.6.44)$$

の関係がある。

参考文献

- 幾田泰醇, 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.
- 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 Environment Service, Environment Canada, 114 pp.

Wilks, D. S., 2011: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, International Geophysics, Vol. 100. Academic Press, 334–340 pp.

令和3年度数値予報解説資料集

令和4年3月18日発行

編集 気象庁情報基盤部 数値予報課

〒105-8431 東京港区虎ノ門3-6-9

発行 気象庁情報基盤部

Copyright © 気象庁情報基盤部 2022

Printed in Japan

著作権法で定める範囲を超えて、無断で転載または複写
することを禁止します。