

第2章 最近の改善

2.1 局地モデルの本運用¹

2.1.1 はじめに

気象庁では飛行場予報と防災気象情報の作成支援の高度化を目的に、水平解像度2kmの局地モデル（Local Forecast Model: 以下、LFM）の開発を行っている。LFMは、2010年11月から飛行場予報プロダクト開発支援装置（以降、「飛行場装置」と呼ぶ）上で、航空ユーザー向けプロダクトの試験提供を含む試験運用を行ってきた（永戸ほか 2010; 平原ほか 2011）。表2.1.1に、LFMの運用実績と計画の概要を示す。試験運用では、2010年11月から2011年3月までは西日本を中心とした領域で、2011年5月からは東日本を中心とした領域で計算を実施し、羽田空港を中心とした関東地方の予報プロダクトを作成して試験的に提供してきた（図2.1.1）。

LFMは、2012年6月の気象庁スーパーコンピュータシステム更新と同時に新しいシステム（以降、「新システム」と呼ぶ）に移植された。試験運用は新システム上でも継続して行われ、その後、2012年8月からは試験運用と同じ予報領域（東日本を中心とした領域）と予報頻度・時間（1日8回・9時間予報）での本運用が開始された。

本節では、LFMの特徴とその狙いについて、試験運用中の予報事例などをもとに、メソモデル（Meso-Scale Model: 以下、MSM）との対比を行いながら説明する。また、最近進めている改良や、今後予定している仕様拡張についても触れる。

2.1.2 局地モデルの概要と本運用時の仕様

(1) 局地モデルの概要

飛行場予報や防災気象情報の作成支援については、これまでは、MSMがその主な役割を担ってきており、その予報結果は、数時間から1日程度先の

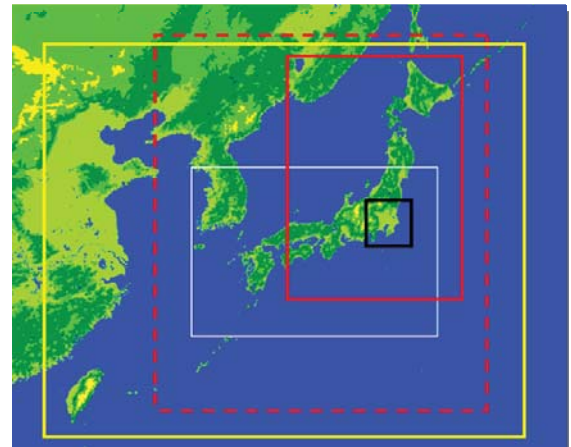


図2.1.1 局地モデルの計算領域（赤実線で囲まれた領域）と局地解析の計算領域（赤点線で囲まれた領域）。黒実線で囲まれた領域は、航空ユーザー向けプロダクトの描画領域を示す。黄実線で囲まれた領域は、今後予定されている仕様拡張時の局地モデルと局地解析の計算領域を、白実線で囲まれた領域は、2010年11月から2011年3月までの試験運用における計算領域をそれぞれ示す。

飛行場とその周辺のきめ細かい気象予報や、大雨・強風など災害をもたらすような顕著現象の予報に利用されている。LFMは、このうち目先の数時間先について、これまでより高精度な情報をより早く提供することを目指しており、それに適したシステムとして構成されている。

表2.1.2にLFMの仕様を示す。基本的には試験運用における仕様からの変更はない。LFMは、水平解像度5kmのMSMと同様に、気象庁非静力学モデル（JMA-NHM）がベースになっており、表に示されていない仕様についてはMSMとLFMでほぼ共通のものを採用している。MSMの詳細な仕様については、原(2008a)を参照されたい。

表 2.1.1 局地モデルの運用実績と計画

期間	運用形態	予報領域	予報頻度	運用環境
2010 年 11 月～2011 年 3 月	試験運用	西日本を中心とした領域	1 日 8 回	飛行場予報プロダクト開発支援装置
2011 年 5 月～2012 年 6 月		東日本を中心とした領域		
2012 年 6 月～8 月				
2012 年 8 月～2013 年 5 月(予定)	本運用	日本全国を覆う領域	1 日 24 回	気象庁スーパーコンピュータシステム
2013 年 5 月（予定）～				

¹ 永戸 久喜、藤田 匡、原 旅人

表 2.1.2 局地モデル(LFM)とメソモデル(MSM)の主な仕様

	LFM	MSM
格子数(x×y×z)	551×801×60*	721×577×50
水平解像度	2 km	5 km
モデル上端	約 20 km	約 22 km
積分時間間隔	8 秒	20 秒
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC	同左
予報時間	9 時間	15 時間(00,06,12,18UTC) 33 時間(03,09,15,21UTC)
雲物理過程	3-ice のバルク法 数濃度は予報しない**	3-ice のバルク法 雲氷の数濃度を予報**
積雲対流パラメタリゼーション	使用していない	Kain-Fritsch スキーム

* MSM に比べて主に中下層の鉛直分解能を高く設定。

**MSM と LFM での数濃度の扱い方を共通にする（雲氷に加えて雪と霰の数濃度も予報）ことを検討中。

表 2.1.3 局地解析(LA)の主な仕様

格子数(x×y×z)	441×501×50
水平解像度	5 km
観測データ打ち切り時刻	初期値作成対象時刻後 30 分
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
第一推定値・境界値	初期値作成対象時刻の3時間前を初期値とするMSM予報値

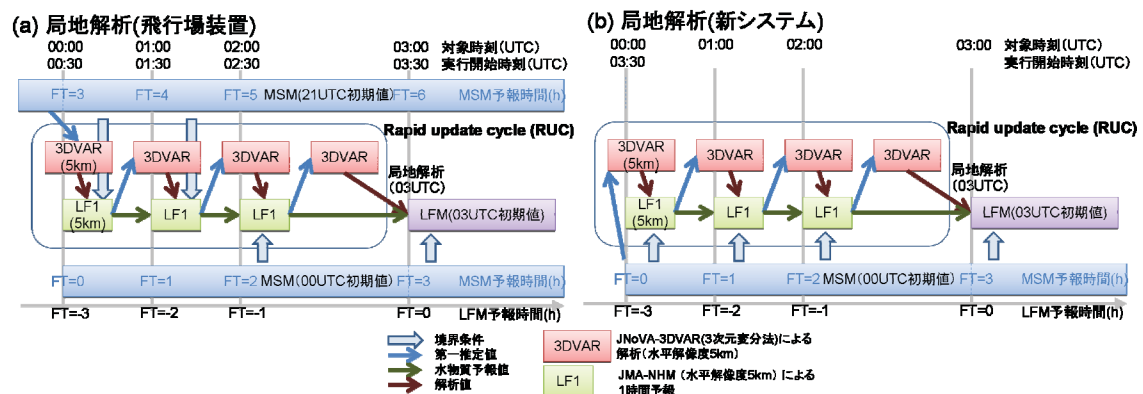


図 2.1.2 LA の実行の概念図（初期値作成対象時刻 03UTC の例）。(a)飛行場装置上の仕様。(b)新システム上の仕様。

MSMとの最も大きな違いは、2kmとより高い水平解像度である。高解像度の効果については次項で詳しく述べるが、この効果によって、LFMでは、MSMで利用されている積雲対流パラメタリゼーションを利用しないという選択も可能になった。また、高い水平解像度によってより詳細な地形が表現可能となるため、地形の影響を受ける現象の予測精度向上が期待されている。

続いて、LFMの初期値作成のための局地解析（Local Analysis: 以下、LA）の仕様を表2.1.3に示す。LAは、LFMよりも粗い水平解像度(5km)で、LFMよりも広い領域（図2.1.1参照）で実行されている。前述の通り、LFMでは予報結果をより早く提供することを想定しているため、MSMの初期値作

成のためのメソ解析（Meso-scale Analysis: 以下、MA）には非静力学メソ4次元変分法（JNoVA: 本田・澤田 2010）が用いられているのに対して、LAには計算負荷の小さい3次元変分法（JNoVA-3DVAR: 藤田 2008; 藤田・倉橋 2010）と解析領域に対応するJMA-NHM²の1時間予報を初期値作成対象時刻の3時間前から繰り返すシステム（ここではRapid Update Cycle(RUC)と呼ぶ）が採用されている（図2.1.2参照）。

(2) LAにおける仕様の変更

LAについては、飛行場装置から新システムに移植

² 領域と予報時間以外は MSM と同じ設定である。

表 2.1.4 LA に導入または導入が検討されている観測データ。

◎：導入済み、○：仕様拡張までに導入予定、△：仕様拡張以降の導入を検討中

観測種別	同化要素	導入状況
アメダス	気温・風向・風速	◎
航空機	気温・風向・風速	◎
ウィンドプロファイラ	風向・風速	◎
ドップラーレーダー	ドップラー速度	◎
地上 GPS	可降水量	◎
SYNOP	気温・風向・風速・比湿・気圧	○
METAR	気温・風向・風速	○
高層ゾンデ	高度・気温・相対湿度・風向・風速	○
海外 SYNOP・船舶・ブイ	気温・風向・風速・気圧	○
台風ボーガス	気圧・風向・風速	○
レーダー反射強度	相対湿度	○
静止衛星：大気追跡風	風向・風速	△
静止衛星：晴天域放射輝度	輝度温度	△
低軌道衛星：マイクロ波サウンダ	輝度温度	△
低軌道衛星：マイクロ波イメージャ	輝度温度	△
低軌道衛星：マイクロ波散乱計	風向・風速	△

を行った際に、観測データ打ち切り時刻（解析で使用する観測データの入電の待ち受けを打ち切って処理を始める時刻）や第一推定値と境界値の扱いについての仕様が変更された。図2.1.2に、飛行場装置での試験運用と比較する形で、新システムでの試験運用及び本運用におけるLAの処理の流れを示す。

飛行場装置では、暫定的なジョブ構成として、観測データとして通報された電文や取得した独自形式のファイルを数値予報で扱いやすい形式のファイルに翻訳・変換（デコード）する処理を毎時実行し、RUCの1時間ごとの解析・予報を毎正時後30分に開始していたため、利用できる観測データは毎正時30分以内に入電したものに限られていた（図2.1.2a）。一方、新システムでは、高速な計算機による処理速度の向上を考慮して、本格的な運用に向けたジョブ構成の見直しを行い、LFM初期値作成対象時刻の前3時間にわたるRUCで同化する観測データのデコード処理を、一括して初期値作成対象時刻後30分に実行開始するよう変更した（図2.1.2b）。この変更により、特にRUC前半の解析で、これまでより観測データを待つ時間を長くすることができる。この結果、RUC前半の解析で、飛行場装置上では使用できなかった観測対象時刻から30分以上遅れて入電したデータも使用できるようになった。

また、RUCの最初の解析に用いる第一推定値は、ジョブ実行開始時点で利用可能な最新のMSM予報値が利用されている。前述したように、RUC最初の解析の開始時刻を変更したことに加えて、新システ

ムではMSM予報値を直接参照できる³こともあり、飛行場装置で用いていたものより1初期値新しく、より精度の高いMSM予報値をRUCの最初の解析の第一推定値として利用することが可能となった（図2.1.2b）。更に、RUC前半（1,2回目の解析と1時間予報）で参照する側面境界値についても同様に、1初期値新しいMSM予報値を利用可能となった（図2.1.2b）。

今回の仕様変更によって、非定時観測である航空機データがやや増加したものの、現在LAで利用しているその他の観測データは定時観測によるものであるため、使用数はほとんど変わらない。従って、観測データの待ち受け時間延長の効果としては、現時点では解析や予報精度に大きなインパクトはない。しかしながら、観測データを待ち受けることができる時間の延長によって、これまで利用できなかった、入電に時間がかかるがインパクトの大きい高層観測データや衛星データなどが導入可能となった。今後は、これらのデータの導入を順次進めていく予定であり、その効果は大きいと考えられる。

第一推定値やRUC前半で参照するMSM予報値が新しくなった効果については、ルーチンのMAとの比較を行って確認した。ルーチンのMAは、高度な解析手法（4次元変分法）を用いて、現状ではLAよ

³ 飛行場装置は気象庁本庁舎内に設置されているため、MSMが実行されていたスーパーコンピュータシステムがある清瀬庁舎からのデータ転送が必要で、それに一定の時間がかかっていた。

り多くの観測データを同化しているため、より高精度な解析値を作成していると考えられる。比較の結果、変更後のLAによって、変更前と比べてルーチンのMAにより近い解析値が得られていることを確認した。RUC最初の第一推定値はLA解析場の特性に大きな影響を持ち、特に総観規模の高低気圧や前線など大きいスケールの現象については、第一推定値に用いられたMSMの表現が概ね引き継がれると考えられる。このため、より新しいMSM予報値を用いたLAを初期値とするLFMの予報は、より高い精度を持つと考えられる。

最後に、LAに利用されている観測データのリストを表2.1.4に示す。利用データ種別に関しては試験運用からの変更はないが、前述したように、観測データの待ち受け時間が長くなったことにより、利用できる観測データ数は増加した。これから、MAで既に利用されているデータを中心に、順次LAへの導入を図っていく予定である。

2.1.3 LFMの特徴と狙い

(1) 高解像度の効果

前述の通り、LFMの最大の特徴は、従来の数値予報システムと比べて高い水平解像度である。ここでは、その効果について改めて考えてみたい。

数値予報モデルが表現しようとする大気の支配方程式は連続大気に対するものであるが、数値予報で解いているのは、それを空間的・時間的に平均化（離散化）した方程式である。その観点で考えると、数値予報モデルの格子点の値は、空間的・時間的な平均値ということになる（原 2012a）。

一般に、数値予報モデルの格子平均で表現できる現象のスケールは格子サイズの5・8倍程度以上といわれている。したがって、それ以下のスケールの現象については、格子平均では表現できない。しかしながら、その現象が格子平均に影響を及ぼすことが

あるため、その効果を何らかの形で見積もる必要がある。このように、格子平均値に対するそれからのずれによる効果を見積もるために、格子平均値を用いてその効果を評価する手法をパラメタリゼーションという。パラメタリゼーションは、格子平均値を用いて格子で表現できない小さい現象が及ぼす効果を見積もるという原理上、ある一定の不確実性（誤差）を伴うものである。このため、パラメタリゼーションの利用は、数値予報モデルの持つ不確実性の主な要因の一つとなっている。

ここで、高解像度モデルの効果について考えよう。水平格子間隔が小さくなると、平均化するスケールが小さくなり、より細かなスケールの現象に伴う空間的・時間的变化を格子平均で表現できるようになる。従って、低解像度モデルではパラメタリゼーションによって表現されていた効果を、格子点の値を用いて支配方程式で表現できるようになることから、数値予報モデルの予報結果のもつ不確実性を小さくできるという利点がある。しかしながら、水平格子間隔が小さくなり、より細かいスケールの現象を格子平均で扱えるようになったとしても、さらに細かいスケールの現象については依然として格子平均からのずれとしてしか扱えず、現象によってはその効果を完全に無視できるわけではない。このことは、解像度に応じたずれの効果を見積もる手法を開発する必要性を示唆している。

高解像度の利点としては、より細かい地形の表現が可能となることも挙げられる。これによって、地形性降水や山岳波など低解像度では表現することが難しかった地形の影響を強く受ける現象を表現しやすくなることが期待される。さらに、観測データの空間代表性を適切に扱うことが求められるデータ同化では、高解像度化により、地形をはじめとする局所的な環境を小さいスケールまで表現できるようになるので、地上観測のような局所性の強い観測データからより多くの情報を取り込めるよう

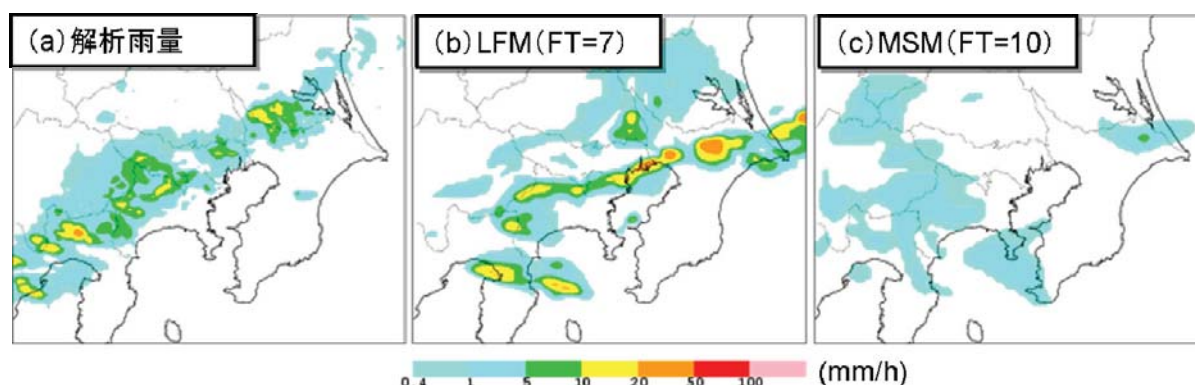


図 2.1.3 2011 年 5 月 17 日 16JST の前 1 時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFM の 7 時間予報値、(c)MSM の 10 時間予報値。

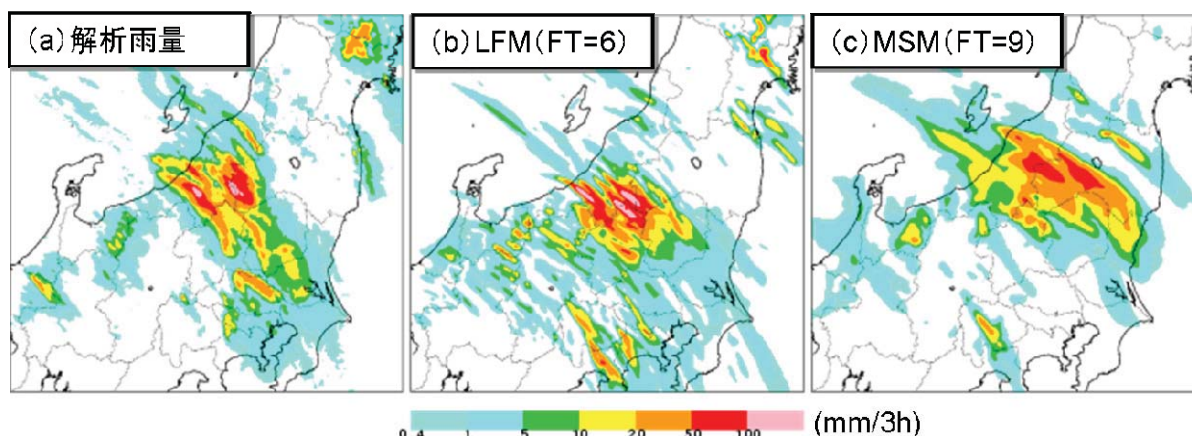


図 2.1.4 2011 年 7 月 29 日 21JST の前 3 時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFM の 6 時間予報値、(c)MSM の 9 時間予報値。

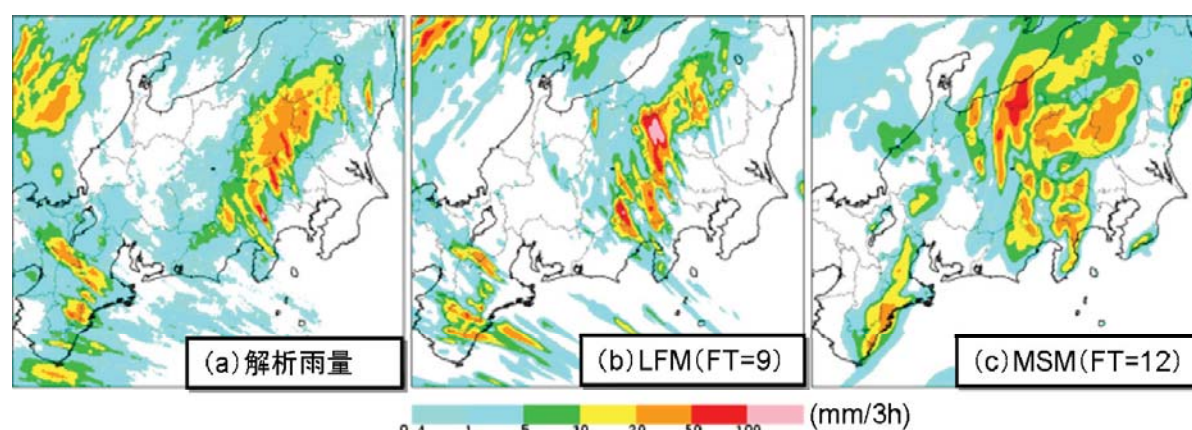


図 2.1.5 2011 年 9 月 1 日 09JST の前 3 時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFM の 9 時間予報値、(c)MSM の 12 時間予報値。

になることが期待される。

(2) MSMとの比較によるLFMの特徴⁴

ここでは、LFMの持つ高解像度の効果について、LFMよりも相対的に低解像度のMSMとの比較による事例解析を通じて具体的に示す。

第一に、LFMはMSMよりスケールの小さい現象を表現可能である。水平解像度2kmのLFMは水平規模10km以上の積乱雲及びそれに伴う熱雷や局地的大雨による強雨を格子平均で表現可能となる。一方、MSMではこれらの現象を格子平均で表現できず、積雲対流パラメタリゼーション(KFスキーム)によってその効果(熱・水蒸気の鉛直輸送と雲・降水の

生成)を取り込んでいる。

図2.1.3に、関東地方で発生した雷雲の事例を示す。解析雨量によると、関東地方南部に細かいスケールの強雨域が連なる様子が見て取れる。この強雨域は、上層のトラフの影響によって線状に組織化した積乱雲によってもたらされたものであるが、LFMは、MSMでは表現されなかった細かいスケールの強雨域を良く再現している。この事例は、LFMの高い水平解像度が細かいスケールの現象を表現する可能性を示している。

次に、LFMがMSMよりも強雨の表現性に優れる点について、図2.1.4に平成23年7月新潟・福島豪雨の事例を示す。解析雨量によると、新潟県・福島県を中心に関東地方にかけて広がる線状の強雨域が見られる。この事例では、MSMでも強い雨域を表現しているが、ピーク値は解析雨量に比べるとやや弱くなっている。一方、LFMでは同様に強雨域を良く表現するとともに、ピーク値についても実況に近い値を表現している。

前述したとおり、数値予報モデルが格子点で表現

⁴ 配信時間の違いから、最新の LFM の予報結果が利用可能となる時刻に利用できるのは、LFM の初期時刻の 3 時間前の初期時刻の MSM の予報結果である。また、この初期時刻の MSM は、LFM に対して第一推定値と境界値を与えている。このことから、本項で LFM と MSM の予報結果を比較する場合は、LFM の初期時刻に対して 3 時間前の初期時刻の MSM を比較対象とする(図 2.1.3, 図 2.1.4, 図 2.1.5, 図 2.1.7)。

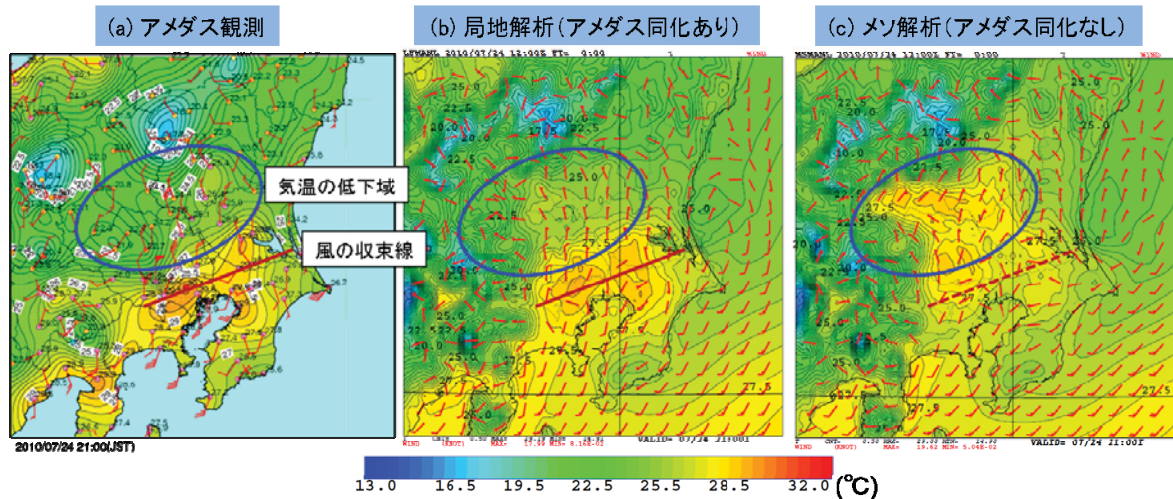


図 2.1.6 2010 年 7 月 24 日 21JST の地上気温と風向・風速（単位は knot）。(a)アメダス観測、(b)局地解析、(c)メソ解析をそれぞれ示す。青い楕円で囲まれた領域は、アメダス観測で見られた気温の低下域を、赤線（c では赤点線）はアメダスで観測された風から推定した収束線をそれぞれ示す。

するのは時空間的な平均値であるが、水平格子間隔が小さいほど、平均化するスケールが小さくなるため、豪雨のようなシビア現象に伴う変動については実際の振幅に近い値を表現できる。そのため、ここで示した事例のように、降水や鉛直流などの変動の時空間スケールが小さくて局所性が強い現象ほど、相対的に低解像度のMSMと比較してピーク値の表現性の向上が見られる。

さらに、高解像度のLFMではMSMより詳細な地形表現が可能となったことで、それに伴う現象の表現性も向上する。図2.1.5は、平成23年台風第12号が日本の南海上を北上中に、関東地方の山沿いで大雨となった事例を示す。実況では、台風と高気圧の間の暖湿流が南から流入し、それが関東地方の山地の影響を受けて山沿いに強雨をもたらしていた。LFMは観測された降水域を良く表現している一方、MSMではLFMより粗い地形の影響で、新潟県や長野県など山地の風下にも降水域が広がり、積雲対流スキームの影響もあって、風上側の関東地方の比較的標高が低い場所にも降水域が広がるなど、観測とは異なる降水分布となっている。

高解像度化とそれに伴う地形表現の向上は、LAにおける地上アメダスデータの利用にも結びついている。アメダスデータは、周囲の地形等による局地的な環境の影響を強く受ける。このため、水平解像度が粗く実地形とモデル地形の乖離が大きい数値予報モデルでのアメダスデータの利用は、代表性誤差の影響を受けやすくなるため、より注意深く扱う必要がある。LAでは、モデルの高解像度化によってアメダスデータの情報をより適切に利用できる

と考えられたため、他の現業モデルに先駆けてアメダスデータの同化が試みられた。これによって地上要素（風・気温）の初期値及び予報の改善が期待されている。実際に、試験運用結果の検証によって、LFMの地上風速の予測精度がMSMに比べてやや高いことが示されている（平原 2010）。

図2.1.6に、関東地方北部で降水によって気温が低下して北寄りの風となり、南からの暖気との間で強い温度傾度を伴う風の収束線（局地前線）が形成された事例を示す。このとき、MAでは関東地方北部の低温域が表現されておらず、風の収束線も不明瞭となっている。これは、MAの第一推定値を与えるMSMが、関東地方北部で平野部まで広がっていた降水を十分に予報できず、その予報降水域が山地を中心に限られたものになっていたためである。同様にMSM予報値を第一推定値としているものの、アメダスデータを同化しているLAでは、関東地方北部の低温域と風の収束線が良く表現されていることが見て取れる。アメダスの気温や風の観測データが持つ、このような局地前線に関する情報を予報初期値に適切に取り込むことは、周辺の地上気温や風の予報のためだけではなく、それに伴って発生することが多い降水システムを予報するためにも重要である。局地前線は、冬季に沿岸部でしばしば発生して風と気温の急変をもたらすことも多く、さらに、冬季の南岸低気圧に伴う降水の雨雪判別などのように、地上の気温や風の予報が重要となる多くの現象についても、地上観測データ同化の効果が期待できる。

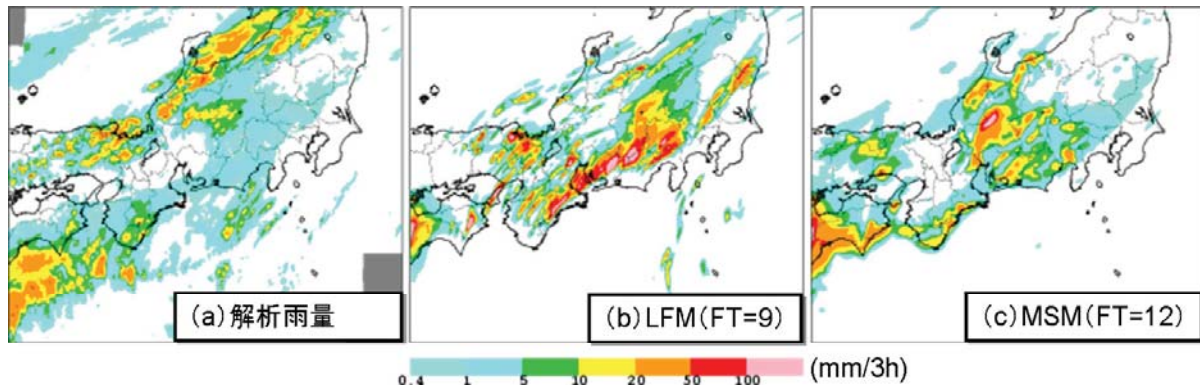


図 2.1.7 2011 年 8 月 25 日 15JST の前 3 時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFM の 9 時間予報値、(c)MSM の 12 時間予報値。

一方、このような現象に関する詳細な情報を持つ地上観測データの同化による予報初期値の改善が、予報において持続するかどうかは自明ではない。特に、LAでは前述のように速報性を重視して3次元変分法によるデータ同化を行っているが、この手法では解析による修正と予報モデルの時間発展との整合性は保証されない。第2.1.5節にも述べるように、観測データの代表性を適切に扱ったうえで、予報への持続性のあるインパクトを最大限引き出すために、データ同化システムのさらなる改良が重要な課題である。

(3) LFMの課題

LFMには、前述したような高解像度の効果によって、現象の表現性の向上をはじめとして、予報に対する良いインパクトが期待されている。一方で、解像度を高くしただけでは改善できない課題や、高解像度化によって顕在化した問題点もあり、今後の改善が必要とされている。

前述の通り、LFMはMSMと同じJMA-NHMをベースにしており、水平解像度以外には大きな違いはない。また、現状では物理過程は基本的には同じとなっているが、LFMでは、MSMで用いている積雲対流パラメタリゼーションを使用していない点が大きく違う。一方で、高解像度のLFMでも、より水平スケールが小さい対流やそれによって生じる積雲は格子平均として扱えないにもかかわらず、現状ではその効果は取り込まれていない。従って、LFMでは、不安定性降水事例で見られるような、本来は小規模な対流で不安定を徐々に解消し、局所的に飽和に達して小規模な積雲を生成することによって徐々に潜熱を放出しながら規模の大きい積乱雲が次第に発達していく、という過程を表現しづらい。このため、不安定を解消するためには格子平均の鉛直流に頼らざるを得ない一方で、格子平均（格子全体）という比較的スケールの大きい鉛直流が発生するためには、高い不安定度が必要となる。この影響

で、モデルの中では、鉛直流の発生のタイミングが遅れて実際よりも過度に不安定な状態が生じる一方、一旦鉛直流が発生したときには過度なものになる傾向がある。また、格子平均として飽和に達するまで凝結できないため、凝結が遅れる一方で、やはり一旦凝結が起こると凝結量は過剰なものとなる。この結果として、雲や降水の発生のタイミングの遅れや、実況と比較して過剰な降水を表現してしまうことがある。過剰な凝結に伴って放出される大量の潜熱は鉛直流を強化し、さらに凝結を増やすという効果も働き、降水が過剰となる傾向が増幅しやすい。

その例として、図2.1.7に、太平洋高気圧の縁辺を周って暖湿気が南から日本付近に流入した際に発生した降水事例を示す。LFMは、解析雨量やMSMと比較して過剰な降水を表現していることが見て取れる。LFMがこのような過剰な降水を表現する問題点については、これまでも指摘されているところではあるが、未だその解決には至っていない（氏家 2009; 永戸ほか 2010; 平原ほか 2011など）。前述のように、LFMでは水平格子間隔が2kmとMSMの5kmと比較して小さくなったとはいえ、水平スケールが10km未満の積雲など、格子平均からのずれに相当する現象に伴う効果を完全に無視できるわけではない。現状のモデルの中では、格子平均（格子全体）で飽和に達するまで凝結することはできないが、実際には格子の中で部分的に飽和となって雲が生じている領域が存在してもよいはずである。この問題の解決のため、格子平均で飽和に達しない段階でも格子内で部分的に飽和したとみなして部分的な雲を扱うこと（中川 2012）や、小規模な積雲を伴う浅い対流の効果を境界層スキームで扱うことなど、解像度に応じてその効果を見積もる手法の開発について、現在検討を進めているところである。

(4) LFMに与える「親モデル」の影響

ところで、図2.1.7の事例では、LFMの予報結果は降水強度の他に降水の場所についても実況とは

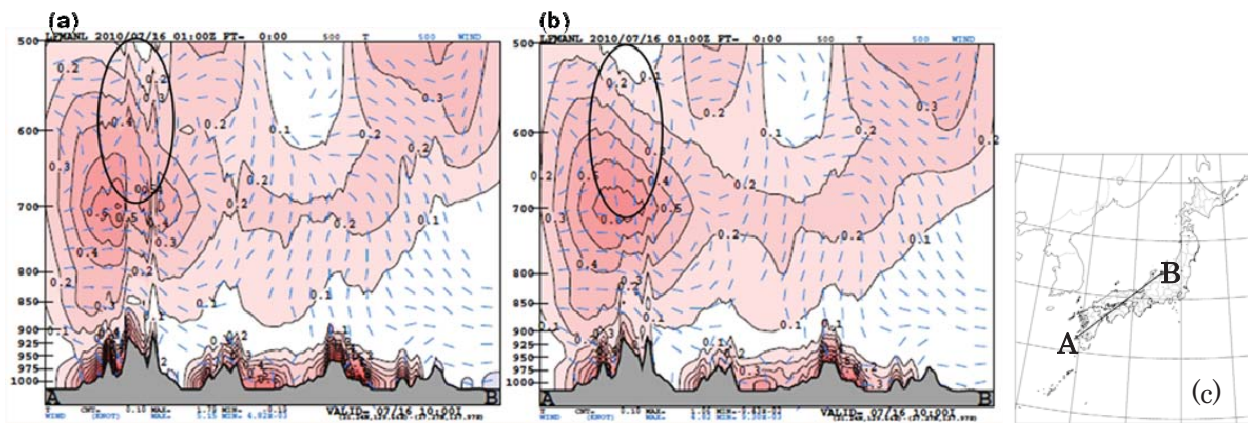


図 2.1.8 LAにおける解析インクリメントの鉛直断面 (2010 年 7 月 16 日 00UTC)。(a)制御変数鉛直座標変換導入前、(b)制御変数鉛直座標変換導入後。等値線とハッチ (暖色系は正值、寒色系は負値を示す) は気温 (単位は K) の解析インクリメントを、矢羽根は水平風向・風速 (単位は knot) の解析インクリメントをそれぞれ示す。(a)、(b)は、(c)に示す線分 AB に沿った鉛直断面図である。

大きく異なっている。実況では、北陸地方を中心とした日本海側に降水の中心があるが、LFMは東海地方を中心とした太平洋側に降水のピークを表現している。同様の傾向はMSMにも見られるが、このように比較的大きい大気場の特徴については、MSMとLFMの予報結果は同じような傾向を示すことが多い。

第2.1.2項で説明したように、LFMは、初期値作成の際の第一推定値として、またモデル実行の際の境界値として、MSM予報値を利用している (この場合、初期値や解析の第一推定値及び境界値を与えるモデルのことを、「親モデル」と呼ぶことが多い)。このため、総観規模の高低気圧や前線のような比較的規模の大きい現象の予測は、親モデルであるMSMの予報結果に依存することになる。

従って、その予測がうまくいっている場合は、例えば低気圧や前線に伴う降水系について、MSMよりも高解像度である特徴を生かしてその詳細な構造やピーク値などについて実況に近い表現ができる場合が多い。しかしながら、本事例のように、大きい場の状況をMSM (やMSMに境界値を与えるGSM) が十分に予報できていない場合には、それをLFMによって改善することは難しい。このようなことから、LFMの予報結果の信頼性を把握するためには、親モデルであるMSMやGSMの結果の妥当性についても十分に検討しておく必要がある。

2.1.4 局地モデルの改良

LFMについては、本運用に先立ち1年半余りにわたって試験運用が行なわれ、その結果を用いて予報特性を把握するための検証が進められてきた。この中で、従来のMSMと比べて予報精度向上が期待される夏季の不安定性降水について、実況では降水のピークとなる日中の降水の予報過少と、逆に降水が

終息に向かう夕方以降の降水の予報過多が顕著であることが明らかになった (平原ほか 2011)。

この原因について調査した結果、日中の降水の予報過少については、LFMにおいて放射に用いる雲量過多によって太陽からの短波放射が遮られることで、日中の地上気温の上昇が抑制されているためであることがわかった。また、夕方以降の降水の予報過多については、LAにおける初期値作成の際に、大気下層に形成された過度な成層不安定が、大きい影響を及ぼしていることがわかった。この状態は、アメダス地上気温データの同化によって解析された、大気下層の高い気温場と水蒸気場により生じていた。これらの問題の改善のため、LFMとLAにおいて改良を行った結果、地表面における短波放射量の負バイアスを改善し、地上気温の予報精度が改善する効果と、改良前には初期値作成の際に解析されていた大気下層の気温と比湿の高い状態が、改良を施すことによって解消されることが確認された。また、これらの改善によって、前述したような日中の降水過少と夕方以降の降水過多の傾向が軽減され、不安定性降水の予報精度が改善されることが示された。このため、上記の改良は2012年8月に現業化された。

以下に、今回の改良の具体的な内容について説明する。

(1) LAの改良

LAでは、試験運用において、解析の際に上空で加えられる修正量 (解析インクリメント) に地形の影響が及ぶことや、解析によって下層の気温が高くなりすぎるなどの問題点が確認されていた。これらを解決し解析インクリメントを適切なものにするための各種改良や、不適切な扱いの修正を行った。これらについて以下に個別に報告する。

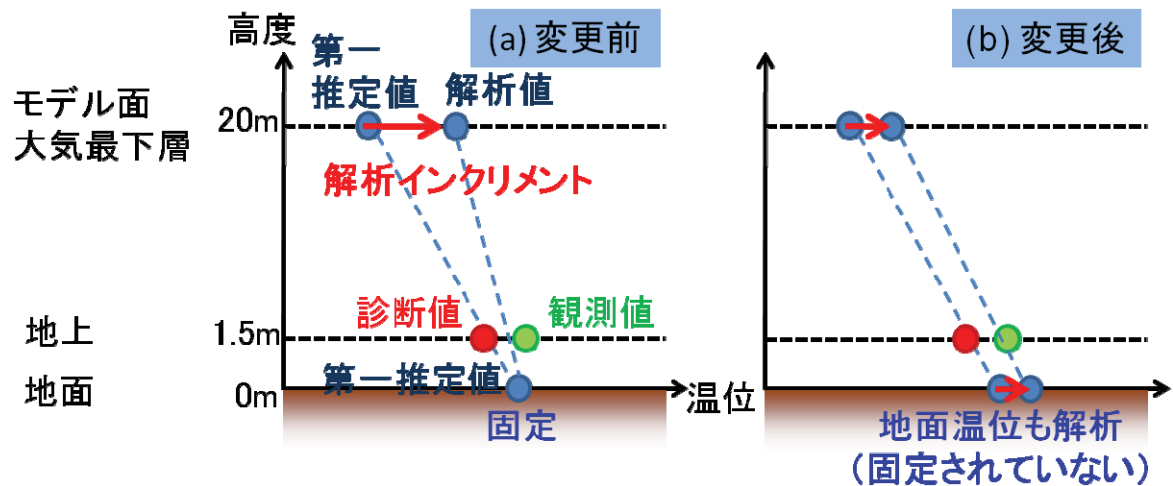


図 2.1.9 LA における地上気温同化の際の模式図。(a)地面温位を解析しない場合、(b)地面温位を解析する場合。

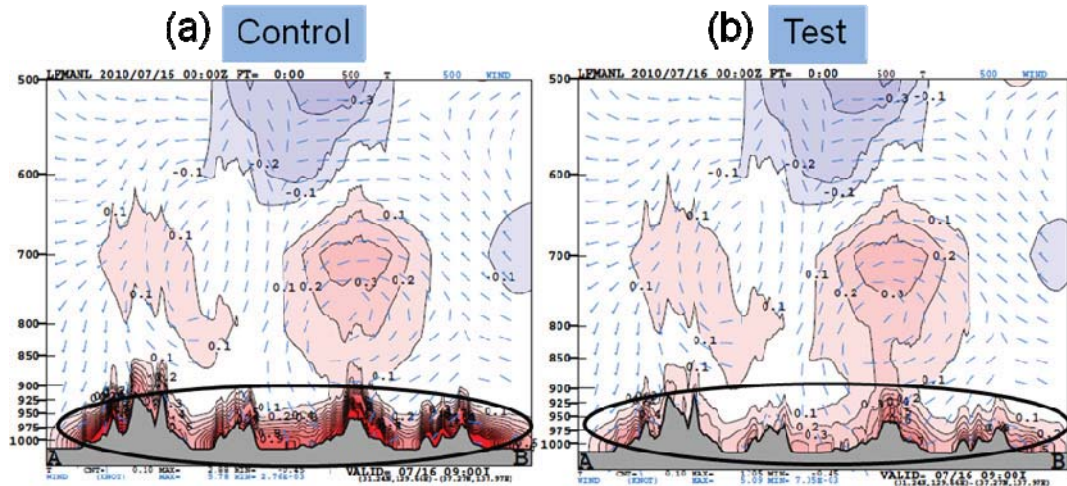


図 2.1.10 図 2.1.8 と同じ。ただし、2010 年 7 月 16 日 00UTC における (a)地面温位を解析しない結果、(b)地面温位を解析した結果。図 2.1.8(c)の、線分 AB に沿った鉛直断面図である。

① 鉛直座標変換手法の変更

LAのベースとなっているJNoVAでは鉛直座標として地形に沿った座標系 (z^* 座標) を用いており、解析インクリメントは z^* 座標によるモデル面に沿ったパターンで観測点の周囲に広がる。この結果、陸地では地形の影響が上空に強く及ぶ。これを緩和させるため、鉛直座標として地上高度に応じて地形の影響をより早く減衰させる座標⁵を導入し、 z^* 座標からの座標変換を組み込んだ。図2.1.8に変更を適用す

⁵ 典型的な境界層の厚さのスケール程度で地形の影響が減衰するよう、おおそ地上高度1000mで地形の影響が1/2に減衰するような座標を、JMA-NHMの鉛直ハイブリッド座標 (石田 2008) を若干変更して設定した。

る前後の気温の解析インクリメントの鉛直断面を示す。変更前 (図2.1.8a) では約500hPaでも解析インクリメントに地形の影響が残っているのに対し、座標変換導入によりこれが緩和されている (図2.1.8b)。

② 地面温位解析の導入

地上1.5mにおける気温は、モデル面大気最下層と地面の仮温位の内挿に基づいて診断される (地上物理量診断)。内挿の際の両者の重みは大気の安定度に応じて、モデル面大気最下層と地面のバルク係数により決定される (原 2008c)。従来の解析では地面の場を解析しておらず、モデル面大気最下層の場のみ修正を加えていたため、アメダス地上気温の同化に伴いモデル面大気最下層の温位に強い解析インクリメントが入り、さらに、第一推定値の誤差 (背

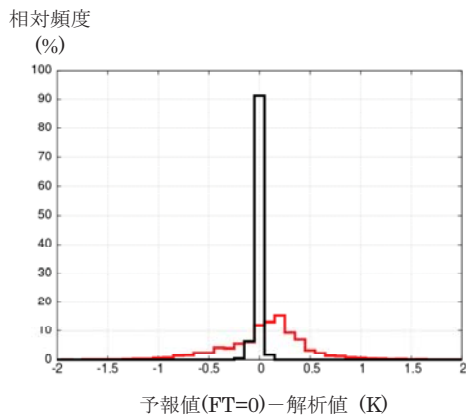


図2.1.11 LAにおける予報と解析の地上気温診断値のずれの相対頻度分布。赤：地上物理量診断更新前、黒：地上物理量診断更新後。横軸は、解析値を3時間のRUCの5km予報に引き継いだFT=0の値と解析値の差を示す。分布の1区間の幅は0.1Kである。サンプルは、2012年9月29日から10月2日のRUC初回解析24事例の局地解析領域内アメダス観測点で取った。

景誤差)の鉛直相関によって大気下層に影響が広がる問題が見られた。このような状況に対処するため、解析を行う変数(制御変数)に地面温位を追加し、地面温位の場合にも修正を加えるように変更した(図2.1.9)⁶。変更前後の気温の解析インクリメントの鉛直断面を図2.1.10に示す。変更前の結果(図2.1.10a)では大気下層に強い解析インクリメントがみられるが、変更後の結果(図2.1.10b)ではこれが緩和されている。

③ 地上物理量診断演算子の更新・修正

JNoVAの地上物理量診断演算子はJMA-NHMの地上物理量診断スキームから作成されているが、JMA-NHMでの変更に対応して更新されていなかったため、予報モデルで用いられているものとはバージョンが異なっていた。したがって、解析で地上観測値と比較して最適化される地上診断量は、解析結果を予報モデルに引き継いだ時に診断される地上診断量と整合していなかった。このため、得られた解析値は、地上観測値からの乖離が正しく修正されていない恐れがあった。これを解消するため、JMA-NHMの新しい地上物理量診断スキーム(原2008c)を移植し、両者が一致するように更新を行った。

図2.1.11は、地上気温診断値のずれの相対頻度分

布を変更前後で比較したものである。横軸は解析値を3時間のRUCの5km予報に引き継いだFT=0の値(解析値の地上気温を予報モデルで診断しなおしたもの)と解析値の差を示す。更新前(図2.1.11 赤線)では、大きい差の値にまで分布が広がっているのが見られ、JNoVAとJMA-NHMによる地上気温診断が一致していないことを示している。一方、更新後(図2.1.11 黒線)ではこれが改善されている⁷。

また、地上物理量診断演算子の更新の影響評価の過程で、従来の地上物理量診断に問題があることが判明した⁸。この影響で、地上気温に解析インクリメントが入るのに伴って、地上比湿にも解析インクリメントが入ってしまう状況となっており、例えば夏の日中の気温上昇に伴い、アメダス気温同化により下層の気温に大きな解析インクリメントが入ると、下層の比湿にも強い解析インクリメントが入り、その結果、成層状態を過度に不安定にしていた。今回の地上物理量診断演算子更新の際に、適切に修正⁸をした結果、このような比湿の解析インクリメントは入らなくなった(図略)。

(2) LFMの改良

LFMにおいては、より高解像度モデルに適した雲量を表現することによって、地表面における太陽からの短波放射量の負バイアスを改善し、地上気温、さらには不安定性降水の予報の改善を図った。

従来のLFMでは、放射過程に用いる雲量の診断手法は水平格子間隔が5kmであるMSMと同じであった。格子平均で表現される雲は、格子平均で飽和に達したときにだけ生成される。しかし、格子内の揺らぎを考えると、(平均的に飽和していないとしても)その中の一部で飽和して雲が生成されていてもよいと考えられる(部分凝結)。ここでは、揺らぎが乱流によってもたらされるとして、乱流の予報変数をもとに雲量を見積もっている(原2008b)。しかし、水平解像度2kmのLFMでは雲のありなしをMSMより詳細に表現できるため、格子に占める面積の割合である雲量はよりメリハリがついて良いはずである⁹。実際に、夏季の日中には、同じ期間と領域で地表面における短波放射量を観測と比較すると、

⁷ 引き継ぎの際の要素変換の過程で予報と解析で扱いが若干異なることなどにより、診断値は完全には一致しない。

⁸ 気孔抵抗の扱い(原2008d)がモデル面大気最下層のバルク係数計算と地面のバルク係数計算で異なっていたため、これらを整合させるように修正した。

⁹ 超高解像度の極限を考えれば、その格子に雲があるかないかだけで十分であり、中間的な雲量を考慮する必要はない。したがって、高解像度になるほど中間的な雲量の頻度を減らして、メリハリをつけてよいことになる。

⁶ この変更に伴い、地上気温観測誤差をD値(観測値と第一推定値の差)統計やLFM検証などにより整合するよう変更した。事例でみたところ地上気温の解析値と観測値の乖離は地面温位解析とあわせた変更前後で同程度であった。なお、最適な観測誤差設定の検討は今後の課題である。

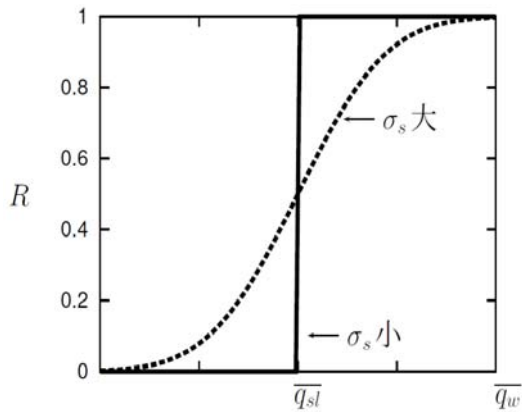


図2.1.12 σ_s による総水量(q_w)に対する雲量(R)の変化の違い。実線は、 σ_s が小さいとき、点線は、 σ_s が大きいとき。 q_{sl} は、温度が液水温度に等しいときの飽和水蒸気比湿（原 2008bより）。

MSM、LFM両者とも負バイアスであったが、LFMの方の負バイアスが大きくなる傾向が見られた（次項の「②実験の結果」及び図2.1.13を参照）。

雲量の見積もりは、熱（液水温度）および水（総水量）の格子平均からの揺らぎが2次元正規分布の確率密度関数に従うものとし、その0次のモーメントを雲量、1次のモーメントを凝結量と診断している（原 2008b）。また、その確率密度関数の形を決めるパラメータである正規分布の標準偏差 σ_s は、乱流の予報変数から計算している。ここで、 σ_s が小さいほど飽和水蒸気量付近で急激に雲量に変化し、雲量が1もしくは0の両極端の値をとりやすくなる（図2.1.12）。一方で、 σ_s が大きい場合には、水蒸気量の変化に対する雲量の変化がなだらかになり、0と1の間の中間的な雲量が診断されやすい。乱流が卓越している境界層内ではこの σ_s をそのまま用いているが、乱流がない中層、上層においても雲量の格子平均からの揺らぎはゼロではないため、何らかの方法でその寄与を考慮する必要がある。MSMやLFMでは簡単のために、境界層と同様に乱流から見積もら

れた σ_s を用いているが、中層・上層の雲は下層の雲と比べて薄く広がりやすい傾向があるという想定の下で、その値に下限値を課して、中間的な雲量が算出されやすくしている。ここでは、その下限値を現在より小さくして中間的な雲量が算出されにくい状態とすることで、高解像度モデルにより適するように雲量の表現にメリハリをつける変更を行った。

(3) 改良に対する実験とその結果

① 実験の期間と設定

今回の改良のインパクトを調べるために実験を行った。設定した実験期間は、夏季としては、2011年7～8月から平成23年7月新潟・福島豪雨発生時の3日間（7月27日12JST～30日09JST）、東日本の広範囲で不安定性降水が観測された3日間（8月6日00JST～8日21JST）の合計6日間である。また、冬季として、2011年1～2月から南岸低気圧によって降水がもたらされた3日間（2月8日15JST～9日12JST、2月10日21JST～11日18JST、2月14日06JST～15日03JST）、強い冬の3日間（1月15日15JST～18日12JST）の合計6日間を設定した。実験の設定は、LA・LFMともに試験運用の設定(Cntl)、解析インクリメントを適切にするための改良と修正を反映したLAによって作成した初期値を用いて、Cntlと同じ設定のLFMで予報したもの(Test1)、Test1の初期値を用いて、改良したLFMで予報したもの(Test2)とする。

なお、Test2には、計算安定性を高めるための重力波をスプリットして時間積分する処置を行わない変更も加えている。この処置は、積分時間間隔が長いMSMには必要であるが、積分時間間隔が短いLFMではこの処置をしなくても計算安定性が保たれることを確認した。その性質上、この修正による予報精度へのインパクトはないが、計算時間が1割

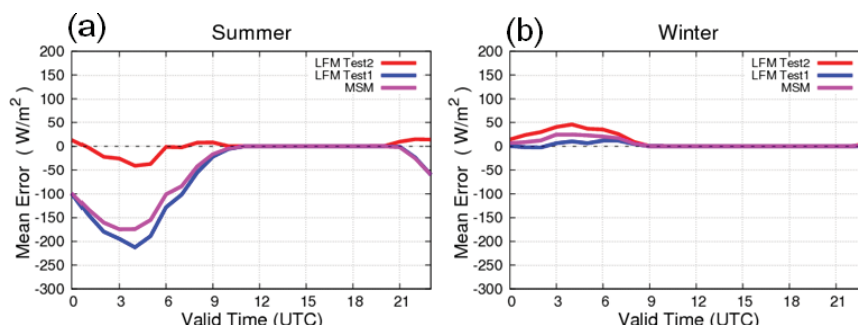


図 2.1.13 短波放射量の平均誤差(Wm^{-2})。 (a)夏実験（7,8月の合算）、(b)冬実験（1,2月の合算）。それぞれは48初期時刻（6日間）の統計。横軸は予報対象時刻(UTC)。青: LFM Test1（LAの解析インクリメントを適切にするための改良と修正を反映したもの）、赤: LFM Test2（Test1の初期値を用いて、改良したLFMで予報したもの）、紫: MSM。

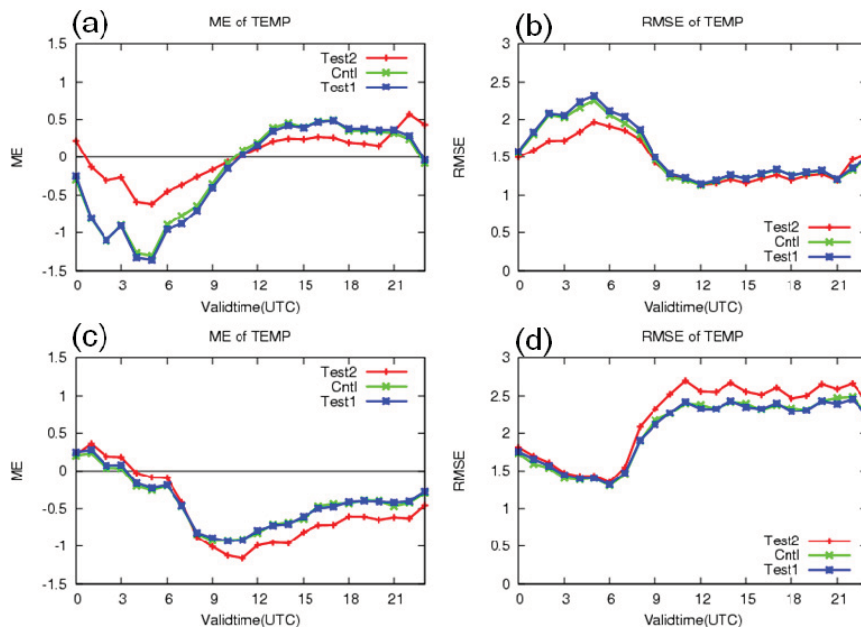


図2.1.14 地上気温の予報対象時刻ごとの平均誤差 (ME: (a)夏実験、(c) 冬実験) と平方根平均二乗誤差 (RMSE: (b) 夏実験、(d) 冬実験)。赤: LFM Test2、緑: LFM Cntl (LA・LFMともに試験運用の設定)、青: LFM Test1。

程度短縮されることを確認している。

② 実験の結果

まず、今回の変更のインパクトが最も顕著であると考えられる、短波放射量検証の結果を示す (図2.1.13)。検証には、全国32地点の短波放射量の地上観測との比較を行っている。なお、ここではMSM (紫線) の結果も示すが、前項で述べたように、MSMの短波放射量予測には夏季日中に負バイアスがあることがわかる¹⁰。LFMに変更のないTest1 (青線) を見ると、MSMと同様に夏季日中の負バイアスがあるが、これも前項で述べたように、MSMよりややその程度が大きいことが分かる。ここで、雲量パラメータを最適化したTest2 (赤線) を見ると、その負バイアスが大幅に改善されている。冬季については、日中正バイアスと夏季とは傾向が異なり、LFM(Test1)の方がMSMよりバイアスが小さい。このことは、放射に影響を与える雲の特性が夏季と冬季で異なることを示唆しているが、詳細については今後調査をする必要がある。今回の変更によってやや正バイアスが増す結果となっている(Test2)が、夏季と比較するとバイアスの振幅は小さい。

次に、地上気温検証の結果を示す (図2.1.14)。夏季は短波放射の負バイアス改善を受けて、日中の気温の負バイアスが改善されている。一方で、夜間は雲が少なくなることで下向き長波放射が少なくなるため、気温が下がる向きに変化し、冬季はやや

負バイアスが増す。冬季夜間に見られる気温の負バイアスについては、既に認識されていた課題であり、引き続き改善に向けた検討を行っていく必要がある。

続いて、降水検証について、閾値以上の検証格子内平均の前3時間積算降水量に関する検証結果を示す (図2.1.15、図2.1.16)。検証格子サイズは10kmで、検証対象は解析雨量である。不安定性降水が卓越した8月事例 (図2.1.15b、図2.1.16b) に着目すると、LAの改良によって従来の過剰な不安定成層が解消されたため、不安定性降水が予報されにくくなり予測精度を落としていた (Test1: 青線)。しかし、雲量の表現を変更することで、モデルが下層の気温を適切に上げて成層不安定な状態を作り出すことによって精度が向上した (Test2: 赤線)。新潟・福島豪雨が発生した7月事例 (図2.1.15a) では、改良前後で殆ど精度が変わらない。このことは、今回の改良の内容に鑑みるとほぼ想定どおりであるといえる。ちなみに、合算した夏季の予測精度 (図2.1.15c) は観測、予報とも降水頻度の高い7月事例が支配的になる。

ここで、夏季の不安定性降水事例での改善例を示す (図2.1.17)。実況では、東北地方の広い範囲で不安定性降水が発生している (図2.1.17a) が、試験運用版(Cntl)では、その降水が十分に表現されていない (図2.1.17c)。また、LAの改良を反映した実験(Test1)では、予報された降水がやや減る結果となっている (図2.1.17d)。ここで、LFM改良版(Test2)によると、日中の地上気温の上昇が適切に予報できるようになったため、不安定性降水がよりよく予報

¹⁰ この結果は、MSMにおいても LFM と同様の改良を検討する必要があることを示唆している。

されるようになった（図2.1.17b）。

2.1.5 今後の予定と課題

気象庁では、LFMについて、予報領域を拡張して降水短時間予報領域を覆った上での毎時運用を、2013年から行うことを計画している（図2.1.1及び表2.1.1）。また、その後、鉛直層増強後のMSMに合わせた鉛直層の再配置を行う予定である。予報領域拡張によって、日本全域を覆う本格的な運用が開始さ

れることから、一般・航空予報現場において全国での利用を行うための検討を進める必要がある。これに資するために、試験運用も含めたこれまでの予報結果の検証を進め、その予報特性について把握・情報提供を行う予定である。

また、毎時実行という高頻度予報は、気象庁で運用する数値予報システムでは初となる。最新の観測を反映した新しい初期値に基づくより精度の高い予報結果が、迅速且つ高頻度に利用可能となるため、

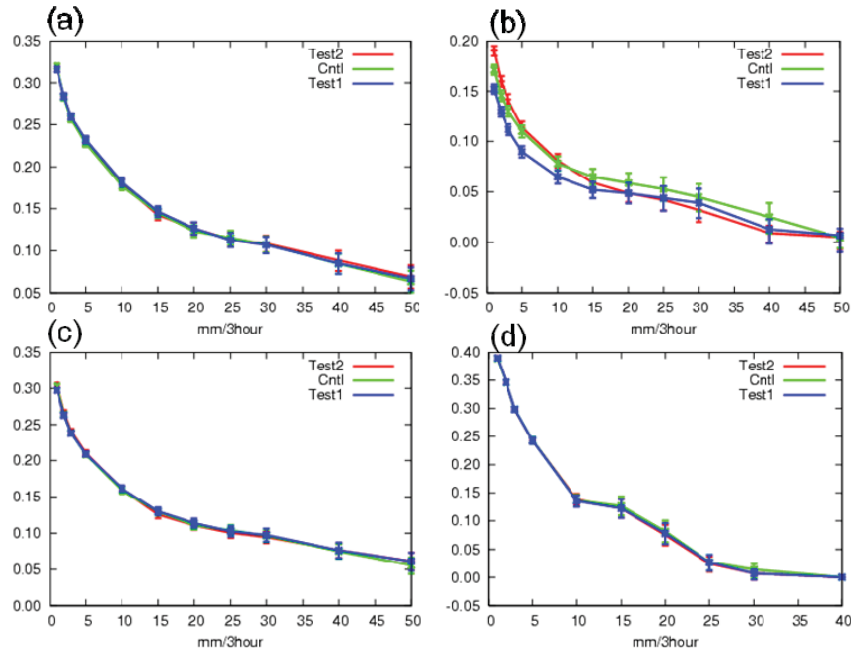


図 2.1.15 閾値別のエクイタブルスレツスコア。(a)7 月、(b)8 月、(c)夏実験、(d)冬実験。(a),(b)は 24 初期時刻（3 日間）の統計。(c),(d)は 48 初期時刻（6 日間）の統計。ただし、(c)は(a)と(b)の合算である。赤: LFM Test2、緑: LFM Cntl、青: LFM Test1。エラーバーは、誤差が正規分布に従うと仮定した場合の 95%信頼区間を示す。

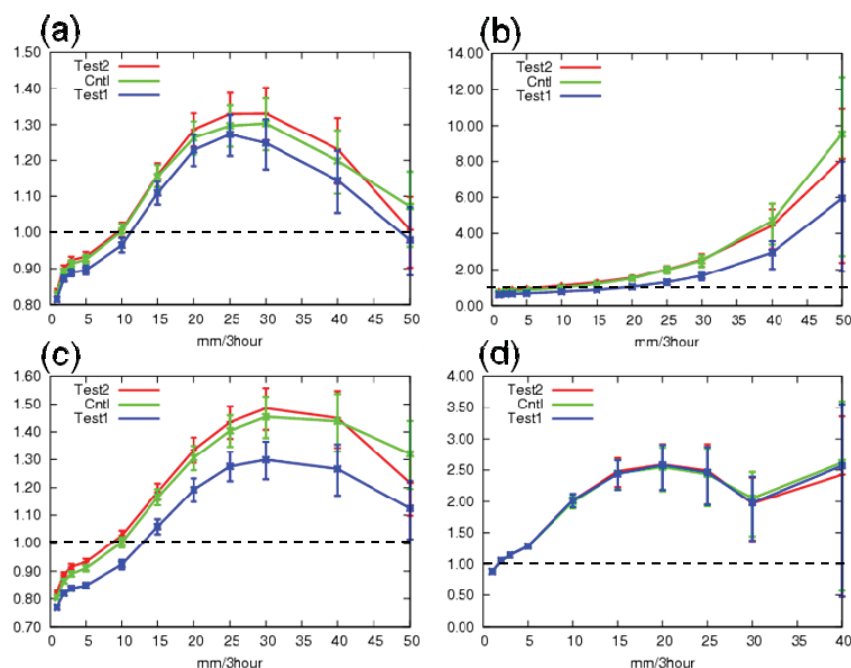


図 2.1.16 閾値別のバイアススコア。各図の統計に用いた実験・期間などは図 2.1.15 と同じ。

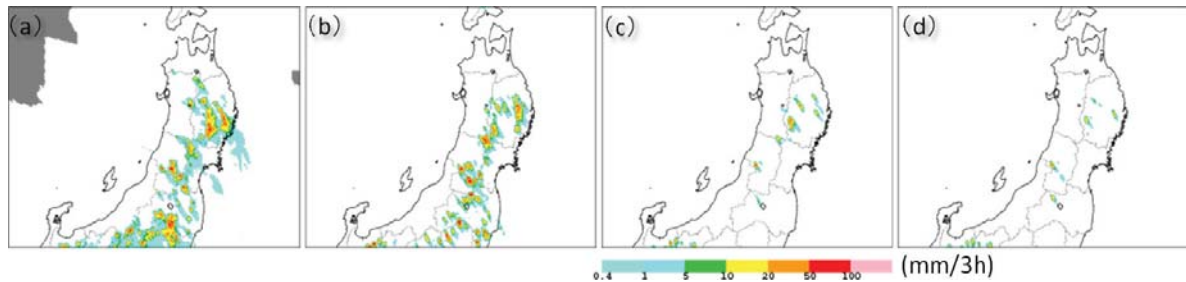


図 2.1.17 2011 年 8 月 8 日 18JST の前 3 時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFM Test2 の 9 時間予報値、(c)LFM Cntl の 9 時間予報値、(d)LFM Test1 の 9 時間予報値。

これまでの数値予報システムとは特徴が大きく異なる。ここで、解析予報サイクルが採用されている従来の数値予報システムでは、自身の予報結果を第一推定値に用いて解析を行うため、新しい初期時刻の予報結果と古い予報結果との差がその信頼度を測る指標の一つとなっていた。しかし、LAでは第一推定値としてMSM予報値が使われているため解析予報サイクルにはなっておらず、参照するMSM予報の更新も予報結果の差の大きさに影響する。また、目先の予報を重視して最新の観測データを用いた新しい初期時刻の予報で古い予報を頻繁に置き換えるという設計となっており、観測データ入電量の変動の影響も受けやすいと考えられる。このように、特にLFMの高頻度予報では、初期値更新による予報結果の差を信頼度の指標とするのは状況によっては必ずしも適切ではない。まずは、降水短時間予報の入力としての利用が検討されているが、予報現場においてもこの特徴を念頭に置いた利用を検討する必要がある。これに資するために、現在運用中の東日本領域での予報結果に加えて、拡張領域での毎時実行の結果についても出来るだけ早い段階で試験的に提供できるように努めていきたい。

現在、これらの仕様向上に向けた開発に加え、引き続き、予報精度向上のためのモデルや解析システム本体の改善、及び新規観測データ利用のための開発を進めている。予報モデルについては、領域拡張と予報高頻度化のタイミングで、現在利用中のJMA-NHMに代わってLFMに導入するべく、次世代非静力学モデルasuca(Ishida et al. 2010)を開発している。asucaは、計算安定性と計算効率の向上を目指して設計された新たな力学フレームの構築に加え、単体での開発効率の向上とモデルを問わない適用を目指して開発された物理過程ライブラリ(原2012b; Hara et al. 2012)を実装することによって、フルモデルとしてJMA-NHMとの比較を行える段階にある。現在、問題点の把握・解決のための日々実験を行っており、観測データやルーチンLFMとの比較を進めているが、今のところLFMと遜色のない

結果が得られている。毎時実行を安定的に実現するためには、asucaの目指しているモデルの計算安定性の向上と高速化は必要不可欠であるため、引き続き、日々実験結果の検証とそれに基づく改良・調整を進め、仕様拡張時のLFMへの導入を目指している。

物理過程については、物理過程ライブラリによる単体での開発・検証を通じて、各過程の性能向上に基づいたモデルの精度向上を目指したい(原2012b; 堀田・原 2012)。仕様拡張の一環として予定している鉛直層再配置は、下層の高解像度化を重視しており、鉛直一次元がベースとなる物理過程にとっては、それに合わせた改良を行うことによる精度向上が大いに期待される場所である。

また、第2.1.3項で述べたように、現状で最も大きい問題となっている過剰な降水表現を改善するために、格子平均で扱えない水平規模10kmより小さい対流や積雲について、その効果を格子平均からのずれとして扱う必要がある。そのために、格子内での部分的な雲を扱う雲スキームや、境界層スキームにおける浅い対流の扱いなどの導入について、現在検討を行っている。

解析システムの改良・高度化についても検討を進めている。現在は水平格子間隔5km、鉛直50層のRUCによる解析を行っているが、RUCのうちの最後の予報・解析をLFMと同じ水平格子間隔2km、鉛直60層にする予定である。これにより、その後に実行される予報モデルと整合の取れた初期値を作成できると考えられる。また、3次元変分法では通常、解析インクリメントを解析時刻に一度に与えるのに対し、これを予報の時間積分の間分散して連続的に与える手法(Incremental Analysis Updates: IAU, Bloom et al. 1996)が考案されており、この導入を検討している。3次元変分法では解析インクリメントと予報モデルの時間発展との整合性は保証されていないが、IAUによりこの不整合によるショックが緩和されると期待される。さらに、背景誤差に対して現在は考慮していない地形効果や海陸での相関距離の区別、境界層の高さを反映させるなど、場

所ごとの局所的な場の特性を適切に考慮するための改良も重要な課題である。

これと並行して、解析精度の向上のためには、さらなる観測データの導入を進めていく必要がある。表2.1.4に記載しているように、LAではこれから様々な観測データの利用が検討されている。高層観測データやSYNOP・ブイの気圧、台風ボーガスなど、現在MAで利用されているものに加え、SYNOPの湿度やMETARの風・気温などの新規利用についても導入に向けた準備を進めているところである。特に、レーダー観測によるデータは、顕著現象に関する詳細な情報を含み、高解像度モデルによる予報でのインパクトが大きいと期待される。現在、LAではドップラー速度のみを利用しているが、MAではこのほか、レーダー反射強度観測に基づくデータとして、解析雨量と反射強度から推定した相対湿度を同化している。このうち、解析雨量については、MAでは4次元変分法による直接同化を行っているが、LAでは3次元変分法による解析を行っているため時間積算量を扱うことができず、同化することができない。一方、反射強度から推定した相対湿度については、定時のデータとしてLAでも利用が可能なことから、降水予報へのインパクトが大きい湿りのデータとして期待が大きいところであり、現在導入に向けた準備を進めている。

また、衛星観測データについては、時間的・空間的に広範囲にわたる均質な情報を持ち、解析の精度向上に有用であるが、前述したように、これまでは飛行場装置のシステム上の都合により、利用できる観測データは毎正時30分以内に入電したのものに限られていたため、現在のLAではまだ利用されていない。こちらにも既に述べたように、現在はシステム上の問題は無くなっており、MAでは既に利用されている輝度温度や大気追跡風などについては、そのインパクトが大きいと思われる領域拡張時の導入を目指して、順次利用の検討を進める予定である。

参考文献

石田純一, 2008: 気象庁非静力学モデルの支配方程式系と地形に沿う鉛直ハイブリッド座標の導入. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 27-43.

氏家将志, 2009: 高分解能局地モデルの開発と実験運用. 平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90-96.

永戸久喜, 石田純一, 藤田匡, 石水尊久, 平原洋一, 幾田泰醇, 福田純也, 石川宜広, 吉本浩一, 2010: 局地数値予報システムの概要. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.

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.

原旅人, 2008a: 現業メソ数値予報モデルの概要. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 18-26.

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.

原旅人, 2008c: 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, 2008d: 地表面過程のその他の改良点. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 184-186.

原旅人, 2012a: 数値予報モデルにおける物理過程の役割. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 2-7.

原旅人, 2012b: 物理過程ライブラリの開発. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 205-208.

平原洋一, 2010: 全般検証. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 4-10.

平原洋一, 田村一卓, 森安聡嗣, 石水尊久, 2011: 局地モデルの特性. 平成23年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 37-49.

藤田匡, 2008: 高分解能局地モデル用局地解析. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 214-222.

藤田匡, 倉橋永, 2010: 局地解析. 数値予報課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 68-72.

堀田大介, 原旅人, 2012: 物理過程開発のボトムアップ・アプローチとトップダウン・アプローチ. 数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 120-122.

本田有機, 澤田謙, 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, 7-37.

Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. da Silva, and D. Ledvina, 1996: Data Assimilation Using Incremental Analysis Updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256-1271.

Hara, T., K. Kawano, K. Aranami, Y. Kitamura, M. Sakamoto, H. Kusabiraki, C. Muroi, and J. Ishida, 2012: Development of the Physics Library and its application to ASUCA. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **42**, 5.05-5.07.

Ishida, J., C. Muroi, K. Kawano, and Y. Kitamura, 2010: Development of a New Nonhydrostatic Model ASUCA at JMA. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, **40**, 5.11-5.12.

2.2 全球解析の高解像度化¹

2.2.1 はじめに

全球解析の第一の目的は全球モデル(GSM)を実行する上で必要な初期値を作成することである。その手法としては、2005年2月から4次元変分法が使用されている(門脇 2005)。第1部第3.2.1項で解説されているように、4次元変分法の最大の特徴は、いろいろな時刻において観測された情報を、数値予報モデルの時間積分を通して集約することにより、力学的にバランスのとれた解析結果を得ることにある。しかし、その計算量は膨大であるため、実際の予報で使用する数値予報モデル(アウターモデル)の代わりに低解像度化・簡素化した数値予報モデル(インナーモデル)を用いることが一般的である。このインナーモデルは、計算コストを下げるためアウターモデルの代わりに使用するものであり、インナーモデルの予報特性がアウターモデルのそれに近い場合は、4次元変分法の性能を左右する重要な要素の一つである。

モデル間の予報特性の違いをもたらす最も重要な要因のひとつは、解像度の違いである。モデルの解像度が低ければ、モデルの中で表現できる大気現象はより大きな空間スケールのものに限定される。インナーモデルとして解像度の低いモデルを用いるということは、4次元変分法の中で力学的バランスを考慮する際、その対象となる大気現象を(アウターモデルではなく)インナーモデルが表現できる程度の空間スケールのものに限定することを意味する。従って、アウターモデルの主要な予測対象とされる大気現象については、インナーモデルにおいてもある程度表現できることが望ましい。そのためには、インナーモデルとアウターモデルの解像度の差を可能な限り小さくすることが必要である。

さて、気象庁の全球解析で使用しているインナーモデルの解像度は、導入当初のT63(格子間隔約180km)からT106(約110km)を経てT159(約70km)へと順次高解像度化されてきた(小泉 2005; 西嶋・室井 2006)。しかし、今やGSMの解像度はTL959(約20km)であり、インナーモデルの解像度はT159でも不十分であった。

インナーモデルの高解像度化を阻む最大の要因は計算機資源の制約であった。しかし、GSMの高速化のために導入されてきた技術をインナーモデルに対しても適用することにより高速化を実現することができた。そのため、2011年10月25日にインナーモデルをTL319(約55km)へと高解像度化した。

本節では、インナーモデルの高速化、高速化と併

せて行われた背景誤差及び観測誤差の更新、導入前に行われたサイクル実験の結果について述べる。最後に、インナーモデルの高解像度化がもたらす効果について、簡単に具体例を示す。

2.2.2 インナーモデルの高速化

新しいインナーモデルの最大の特徴は、計算時間の短縮を目的としてセミラグランジュ法、2タイムレベル時間積分法、2次元分割並列化、適合ガウス格子を導入したことである。既にGSMに採用されているこれらの技術(片山 2005; 宮本 2005a; 宮本 2005b; 吉村・松村 2005; 岩村 2008)を導入することで、インナーモデルの高速化を実現することができ、T159からTL319へと高解像度化することができた。12UTCの全球サイクル解析における4次元変分法部分の所要時間は、高解像度化前の2008年3月26日から2011年10月24日においては平均約710秒(最短約565秒、最長約1067秒)を要した。一方、高解像度化後の2011年10月25日から2012年4月26日にかけては、平均約804秒(最短約779秒、最長約848秒)であった。高解像度化前より平均で1.5分程度所要時間は伸びたものの現業スケジュールの枠内には十分収まっている。もし、従来のインナーモデルのままで同程度の解像度(T213)へと高解像度化していたとすれば、解像度比の3乗である2.4倍程度の時間を要していたはずである。なお、以上の比較において、使用したCPUの数は高解像度化の前後で同じである。

また、上にあげた数値の最短と最長の比較からわかるように、高解像度化以降はそれ以前より所要時間の変化の幅が小さくなった。実行時間の標準偏差で比較しても高解像度化以降はそれ以前の2割程度の大きさである(数値略)。従来のインナーモデルでは移流項をオイラー法で評価しており、CFL条件の制約を受けていた。その制約の中で可能な限り積分時間間隔を長くとするための手段として、流れの状況に応じて積分時間間隔を変化させていた。そのため、季節による所要時間の変化が大きく、特に、ジェット気流の強まる北半球の冬季において所要時間が非常に長くなる事例が時折確認されていた。一方、新しいインナーモデルでは移流項をセミラグランジュ法で評価するため積分時間間隔の制約が緩和され、積分時間間隔を固定することができる。所要時間の変化の幅が小さくなったのはこのためである。

2.2.3 背景・観測誤差

第1部第3.1節で解説されているように、データ同化により得られる解析値は、数値予報モデルから提供される第一推定値と観測値との間に求められる。

¹ 門脇 隆志、吉本 浩一

そして、それぞれにどの程度近い結果となるかは、「背景誤差」（第一推定値の誤差）と「観測誤差」の関係によって決まる。そのため、これらの誤差の設定は得られる解析値に大きな影響を与える。

ここでは、インナーモデルの高速化にあわせて行った、背景誤差と観測誤差の変更についてごく簡単に述べる。なお、背景誤差と観測誤差の変更に伴う解析場への効果の詳細については、露木(2002)に記述してあるので、参照していただきたい。

① 背景誤差

背景誤差の設計や計算方法について、従前との主な変更内容は統計期間の変更とサンプル作成に使用する予報モデルの変更であり、基本的に竹内(2002)と同様である。今回新しく統計処理して得られた背景誤差を用いた場合、従来のものを用いた場合に比べて解析による修正量が小さくなる傾向が確認された（同じ観測誤差及び同じ観測データを用いた場合）。これは、新しい背景誤差が従来のものに比べて小さく見積もられたことを意味する。従来の背景誤差は2004年から2005年にかけての期間を対象に見積もられ、今回の統計は2008年から2009年にかけての期間を対象に見積もられていることから、GSMの継続的な精度向上を反映してのことと理解すれば妥当な傾向と考えられる。

② 観測誤差

観測誤差は、測定誤差だけでなく、格子点から観測地点に内挿する際の誤差（内挿誤差）や第一推定値と観測の空間代表性の違いに起因する誤差（代表性誤差）など、様々な誤差を含めたものである。このため、予報モデルの高解像度化により代表性誤差や内挿誤差が小さくなれば、この影響を反映した観測誤差を検討する必要がある。

観測誤差は、吉本(2010)に記述されている方法を用いて算出した値をサイクル実験の結果を参考に微調整した結果、従来の値に比べて全体的に小さい値となった。この原因として、従来の観測誤差は4次元変分法の導入前から利用されていたことが挙げられる。順次高解像度化されてきた数値予報モデルにより内挿誤差や代表性誤差が小さくなったことと理解すれば、この観測誤差の変化傾向は妥当と考えられる。なお、今回の変更では、解析値に大きな影響を及ぼす従来型観測（ラジオゾンデ、航空機、SYNOP、SHIP、BUOY）及び衛星による輝度温度観測のマイクロ波サウンダ(AMSU-A)のみを更新した。

2.2.4 サイクル実験による評価

インナーモデルの高解像度化及び背景・観測誤差の更新による解析・予報精度の評価を行うため、北半球における夏・冬それぞれ1カ月間のサイクル実験を行った。夏実験は、2010年8月（データ同化サイクル実行期間：2010年7月20日～9月9日、予報実行期間：2010年8月1日～31日の各12UTC）、冬実験は2010年1月（データ同化サイクル実行期間：2009年12月20日～2010年2月9日、予報実行期間2010年1月1日～31日の各12UTC）とした。以下では、インナーモデルの高解像度化及び背景・観測誤差を変更した実験をテスト、これら変更を行っていない実験をコントロールと表記する。

① 対初期値検証結果

図2.2.1は、500hPa高度予報の平方根平均二乗誤差(RMSE)の改善率である。北半球では、夏冬ともに概ね改善しているが、南半球の冬実験では2日予報以降は改悪する結果となった。南半球の改悪の原因について考察すると、海洋上の主要な観測データである衛星観測において観測誤差を更新したデータは気温に感度を持つAMSU-Aだけであり、これ以外のデータ（大気追跡風やマイクロ波散乱計等）を更新していない。これに加えて、南半球は北半球に比べて従来型観測が少ないため、観測誤差を更新することによる効果が小さいことが原因と考えられる。このような状況を鑑み、今後は今回更新しな

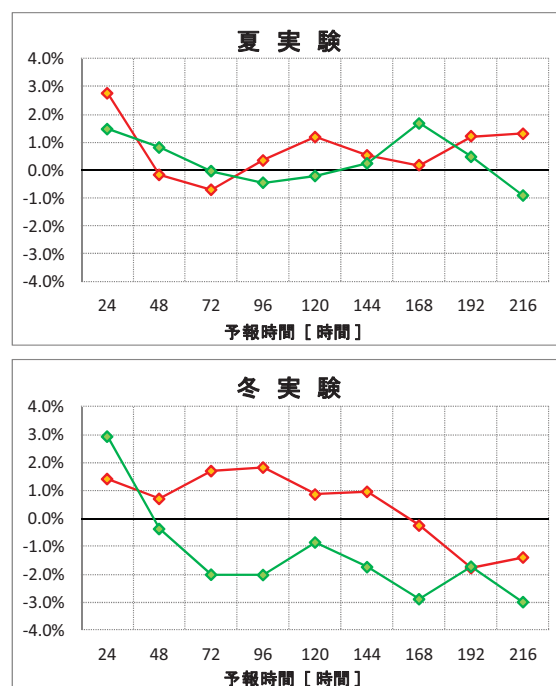


図2.2.1 初期値に対する500hPa高度予報の平方根平均二乗誤差の改善率。上図は夏実験、下図は冬実験の結果である。また、赤線が北半球、緑線が南半球、横軸は予報時間[時間]を示す。

ったデータも含めて観測誤差を再検討する予定である。

② 日本域における降水検証結果

日本域の降水に与える影響について確認するため、5mm/12hのエクイタブルスレットスコア（対AMeDAS）を図2.2.2に示す。冬実験において、降水スコアは中立だが、夏実験では60時間予報まで降水スコアが改善する傾向にある。

③ 台風進路予報誤差

図2.2.3に、夏実験期間に発生した台風第4号から第10号まで7つの台風における進路予報誤差の平均を示す。この図から、テストにおいて明瞭な改善も改悪もなく、全体的に中立であることが判る。72時間予報以降で改善する傾向が見られるものの有意性は無く、全体的には中立の結果である。

④ 事例検証

図2.2.4に2010年8月8日12UTC初期値の12時間予報の例を示す。テストの予報で見られる紀伊半島沖の降水（青矢印）は、解析雨量から実際に降水が見られず、コントロールの方が実況に近い予想になっている。しかし、秋田沖及び熊本西海上に見られる降水（赤矢印）については、テストの方がコントロールに比べて実況に近い予想となっている。

石垣島付近にある台風第4号について、12時間予報の海面気圧（図中の(a)と(b)）を比較すると、コントロールではほぼ同心円状の台風が予報されているが、テストでは東西に広がる歪んだ形の台風として予報されている。予報対象時刻における解析結果の海面気圧（図中の(d)と(e)）と比較すると、テストの予報はコントロールに比べて台風の表現が良くなっていることが分かる。これは、インナーモデルを高解像度化することにより、台風の構造をより正しく表現できるようになった結果と考えられる。

2.2.5 インナーモデルの高解像度化がもたらす効果について

最後にインナーモデルの高解像度化によって期待される効果について、解像度の異なるインナーモデルを用いた仮想実験の結果をもとに簡単に示す。

まず、仮想実験の概要を示す。第2.2.4項で述べたサイクル実験における2010年7月20日18UTCのデータを引き継ぎ、台風ボーガスデータのみを観測データとして利用して2010年7月21日00UTCの解析を行った。インナーモデルの解像度が(a)TL159の場合、(b)TL319の場合の二通りについて実験を行った。

図2.2.5に850hPa面渦度の解析値、第一推定値、解析による修正量（両者の差）を示す。修正量（青

線）について(a)と(b)を比較すると、高解像度のインナーモデルを用いた方が、修正量の振幅はより大きく、水平スケールはより小さい。この仮想実験では台風という、全球モデルが予測対象とする現象の中

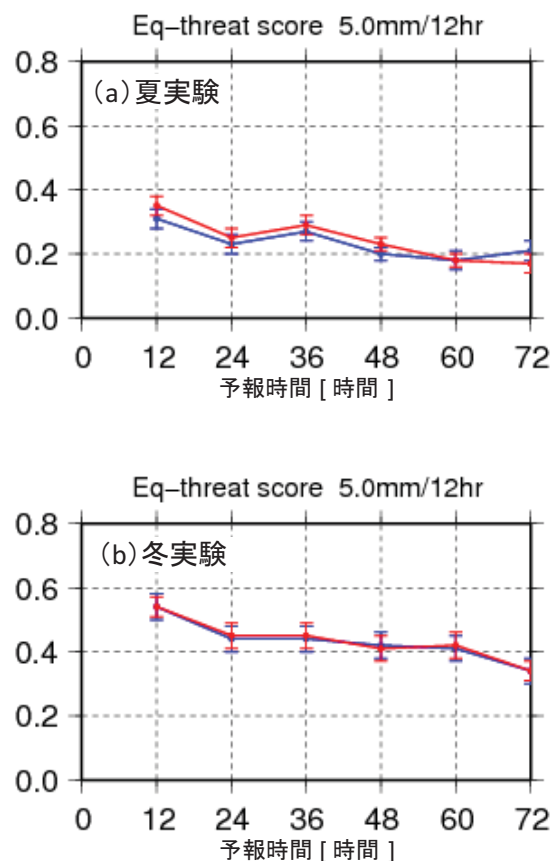


図2.2.2 サイクル実験における5mm/ 12hの降水のエクイタブルスレットスコア（対AMeDAS）。(a)は夏実験、(b)は冬実験の結果である。また、赤線がテスト、青線がコントロール、横軸は予報時間[時間]を示す。なお、図中のエラーバーは、95%信頼区間である。

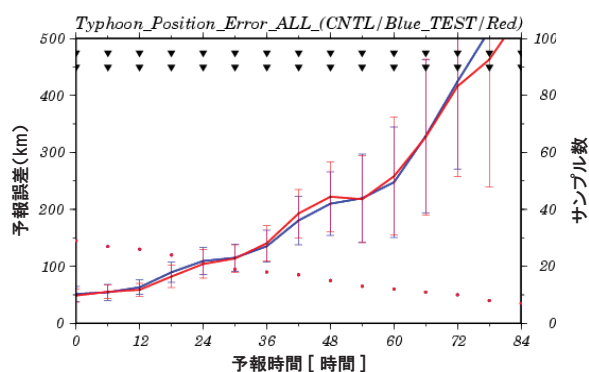


図2.2.3 台風進路予報誤差。赤線はテスト、青線はコントロールの予報結果（左軸）、赤点はサンプル数（右軸）である。エラーバーは、誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合における95%信頼区間を表している。また、図中の▼が緑色の場合には、両実験の差が有意であることを示すが、今回の実験では有意な差は見られなかった。

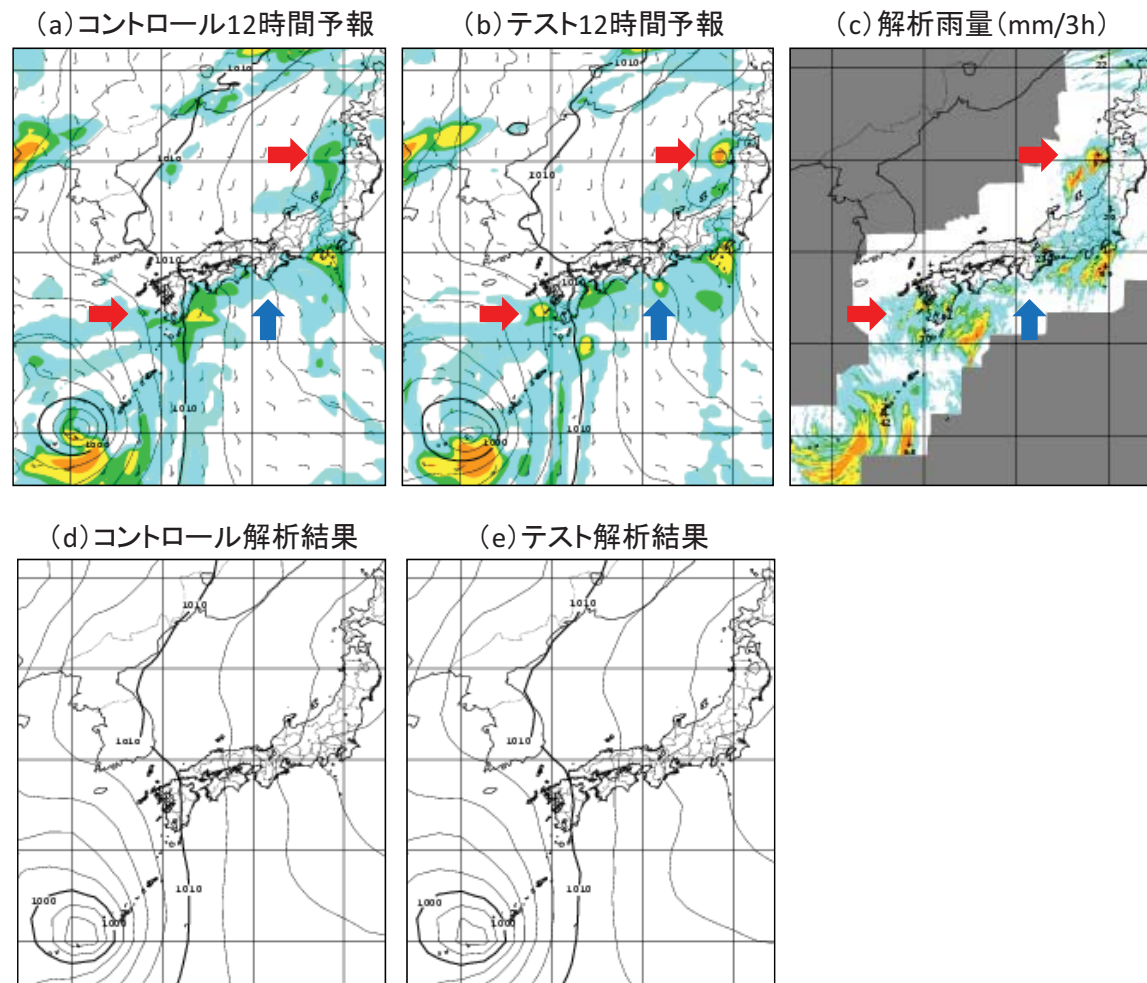


図2.2.4 2010年8月8日12UTC初期値の12時間予報の結果。(a)コントロールにおける予報結果（海面気圧、地上風、3時間積算降水量）、(b)テストにおける予報結果、(c)予報対象時刻における解析雨量（3時間積算）、(d)コントロールにおける予報対象時刻の解析結果（海面気圧）、(e)テストにおける予報対象時刻の解析結果（海面気圧）。

では比較的空間スケールが小さく（第1部図1.4.1）、誤差成長が速いと思われる現象を対象としているので、インナーモデルの高解像度化に伴うこうした現象に対する表現能力の向上が以上の違いをもたらしたと考えられる。このようにインナーモデルの高解像度化によって、主に水平スケールの小さな現象の周辺において、解析による修正量の表現能力の向上（小さいスケールの現象に対して小さいスケールの修正量等）が期待できる。

なお、第2.2.1項で述べたように、インナーモデルはアウトモデルを低解像度化・簡素化した数値予報モデルであり、両者の違いは解像度だけではない。予報精度向上のためには、両者の解像度の差を軽減することはもちろん必要であるが、それだけでは十分ではない。物理過程をはじめとしたインナーモデルの「中身」をアウトモデルのそれに近づける努力が必要であり、この点は今後も継続する開発課題である。

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.
- 片山桂一, 2005: セミラグランジュ統一モデルのサイクル実験. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 33-35.
- 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.
- 小泉耕, 2005: データ同化システム. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 33-37.
- 竹内義明, 2002: 全球3次元変分法. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 17-36.
- 露木義, 2002: 変分法によるデータ同化. 数値予報課報告・別冊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.
- 宮本健吾, 2005a: 2次元分割並列化. 数値予報課報

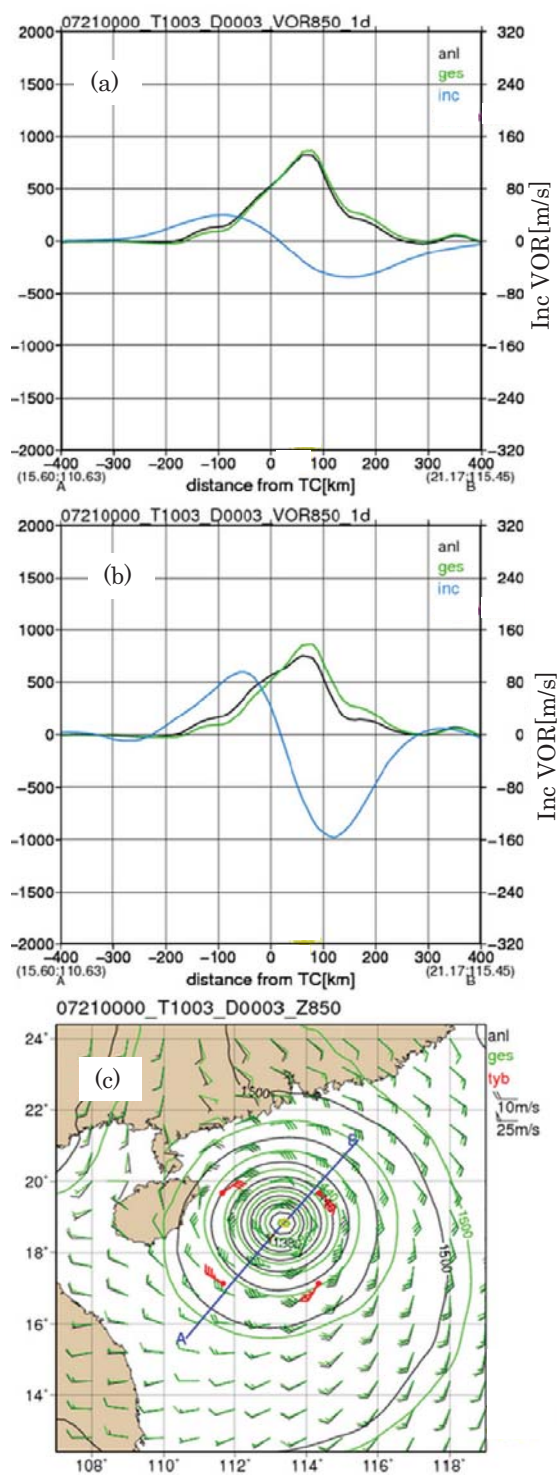


図2.2.5 インナーモデルの解像度による解析結果の違い（実験設定は本文参照）。(a)はTL159の場合で、縦軸は850hPa面渦度の解析値(黒)（左軸で単位はm/s）、第一推定値(緑)（同左）及び解析による修正量(青)（右軸で単位はm/s）、横軸は距離で描画範囲は(c)の青線部分。(b)はTL319の場合。

告・別冊第51号, 気象庁予報部, 43-47.
 宮本健吾, 2005b: 適合ガウス格子. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 39-42.
 吉本浩一, 2010: 観測データの適正な利用について. 数値予報課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 38-43.
 吉村裕正, 松村崇行, 2005: 2タイムレベル時間積分法. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 35-38.

2.3 層積雲スキームの改良¹

2.3.1 層積雲スキームの概要と問題点

亜熱帯大陸西岸の海上は海面水温が周囲に比べて低く、ハドレー循環の下降流域にあたることから強い逆転層が生じ、大気下層に層積雲が発生しやすい環境となっている。そのため、亜熱帯大陸西岸の海上では、同緯度帯と比べて雲量が多く(図2.3.1)、雲が日射を遮る日傘効果により地表面付近が冷却されやすい。このような亜熱帯大陸西岸の海洋性層積雲を表現するために、全球モデル(GSM)では2004年より層積雲スキームを導入しており、亜熱帯大陸西岸の海上における放射収支の改善が示されている(川合 2004)。

現GSMでは、格子点ごとに層積雲スキームを発動させるかどうかの条件判定を行っている。具体的には、地上を1000hPaとしたときに927hPaより下層で、なおかつ地表面からの高度が100m以上ある格子点について、直上に強い逆転層があり、その地点の地表近くの大気が強安定ではない場合に層積雲スキームを発動させるようにしている²。しかし、これでは、発動条件に格子内の水蒸気量についての情報が含まれていないため、水蒸気量が不十分であっても層積雲スキームが発動し、過剰に下層雲を生成してしまう可能性がある。実際にGSMが日本海上や北米等の大陸上において過剰な下層雲を予想する事例があり、層積雲スキームが原因であることが判明している(小野田 2008; Shimokobe et al. 2012; Shimokobe 2012)。図2.3.2に現GSMにおける前6時間の層積雲スキーム発動頻度を示す。亜熱帯大陸西

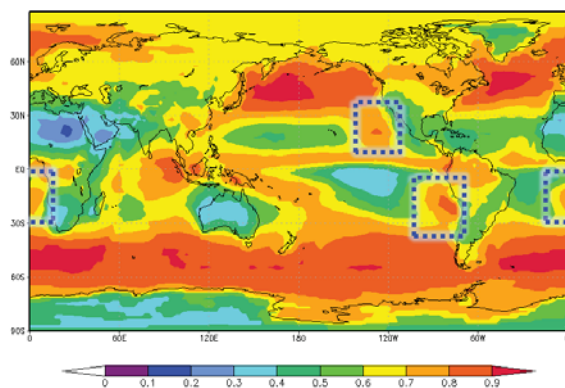


図 2.3.1 ISCCP(International Satellite Cloud Climatology Project)による1983年7月から2009年12月までの雲量[0-1]の平均値。値が大きいほど雲量が多いことを示している。青枠の場所が大陸西岸に位置する主な亜熱帯海洋性層積雲の発生する領域。

¹ 下河邊 明、古河 貴裕

² 地表近くが強安定でないという条件は、夜間の陸上などで過剰な層積雲が生成されることを防ぐために導入されている。

岸の海上では、意図したとおり層積雲スキームが頻繁に発動している。一方で、陸上では、主に日中に層積雲スキームが発動しており、サハラ砂漠等の雲量が恒常的に少ないような地域でも層積雲スキームが発動して下層雲が生成されている。さらに日本海上においては、衛星で雲が観測されていないにもかかわらず、GSMでは雲が表現されているといった事例が予報現業でたびたび報告されており、当番者がその都度、層積雲スキーム発動頻度や衛星観測、下層の湿り具合等から下層雲の予想の誤りを判断し、修正している。

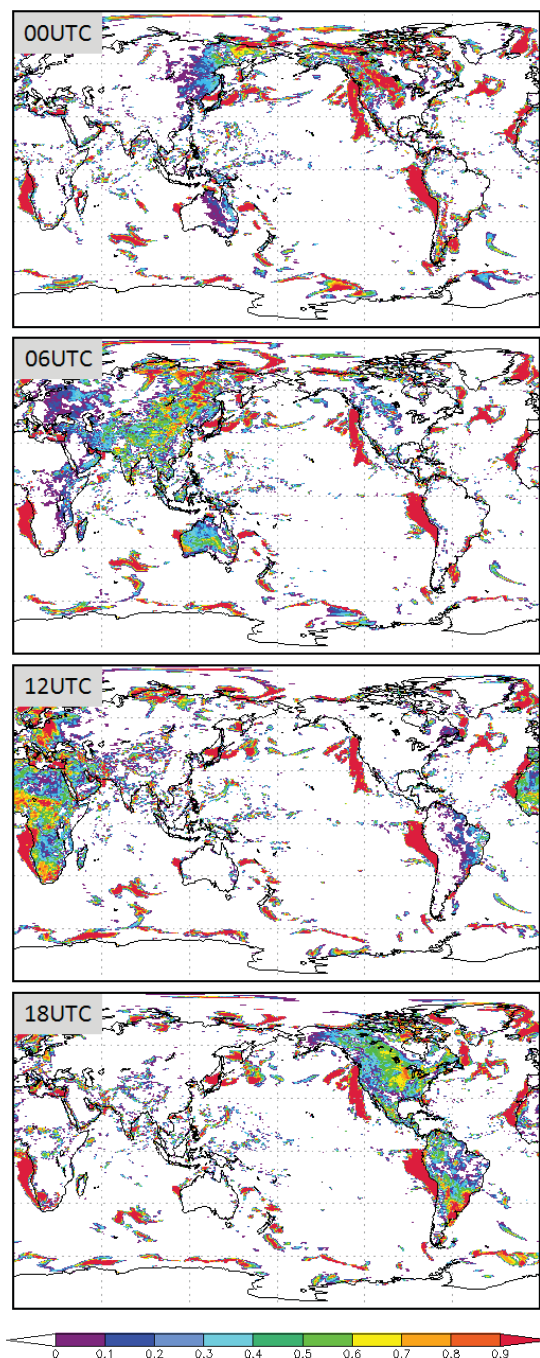


図2.3.2 ある日の現GSMにおける前6時間の層積雲スキーム発動頻度[0-1]。上から 00UTC、06UTC、12UTC、18UTC での値。

2.3.2 改良の概要

相対湿度が低い場所では、雲は生成されにくいと考えられる。そこで、層積雲スキーム発動条件に、相対湿度がある閾値以上という条件を新たに追加して実験を行った³。ただし、閾値に使用する相対湿度 RH_{total} は、雲水を全て蒸発させたうえでの全水物質量に対する相対湿度であり、次の式で計算される量である。

$$RH_{total} = \frac{q_v + q_l}{q^*(T_l)} \quad (2.3.1)$$

ここで、 q_v , q_l , q^* , T_l はそれぞれ、水蒸気量[kg/kg]、雲水量[kg/kg]、飽和水蒸気量[kg/kg]、液水温度 $T_l = T - (L/C_p)q_l$ [K]であり、 T , L , C_p はそれぞれ、気温[K]、水の蒸発の潜熱[J/kg]、乾燥大気の定圧比熱[J/kg/K]である。層積雲スキームは時間積分のステップごとに層積雲が発生するかどうかを診断しており、条件を判定する時点では、層積雲が存在しないことを仮定しているため、 RH_{total} を用いることとした。

本節では、層積雲スキーム発動条件に $RH_{total} \geq 0.8$ という条件を追加して行った実験について、現在までに得られた結果を簡単に紹介する。以下、現ルーチンのGSMをコントロール(CNTL)、層積雲スキームに本改良を加えたものをテスト(TEST)とする。

2.3.3 日本海における過剰な層積雲の事例

GSMが過剰な下層雲を予想した事例として、2011年4月6日の日本海周辺域を挙げる。図2.3.3(a)の天気図に見られるように、この日の日本周辺は高気圧に覆われ、全国的に晴れの天気であり、下層は乾燥した状態にあった。図2.3.3(b)は2011年4月6日0531UTCのMTSATの可視画像であり、日本海にはほとんど雲がない。一方、図2.3.3(c)は、CNTLの可視予想衛星画像⁴であり、東北地方の一部や日本海で雲が広がっており、MTSATの画像とは大きく異なっている。TESTの可視予想衛星画像では、図2.3.3(d)のようにこの雲がなくなり、MTSATの画像に近づいている。また、図2.3.4は、このときのCNTLとTESTの層積雲スキーム発動頻度及び下層雲量を示したものである。TESTでは、層積雲スキームが発動しなくなり、下層雲がなくなっていることが確認できる。さらに上空の雲量等から天気を推定したお天気マップ(図2.3.5)でもCNTLで日本海に広が

³ GSMでの相対湿度は格子平均量であり、格子全体で飽和に達していなくても、格子の一部では飽和して雲が生成する可能性があることを考慮している。

⁴ GSM予報値について、放射伝達を考慮して衛星画像と直接比較できるよう作成された画像(大和田 2006)。

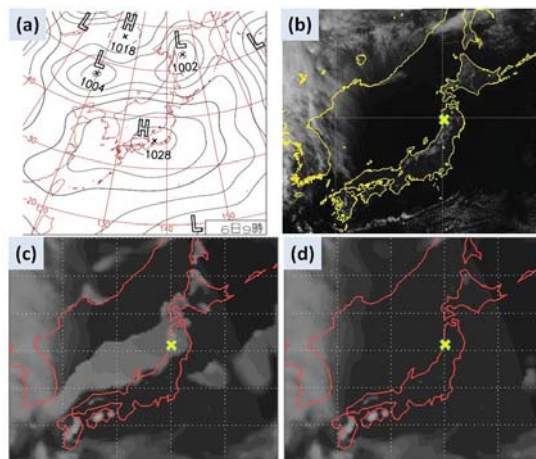


図 2.3.3 (a)2011 年 4 月 6 日 00UTC における日本域の天気図、(b)2011 年 4 月 6 日 0531UTC における MTSAT による日本域の可視画像、(c)2011 年 4 月 6 日 06UTC における CNTL の可視予想衛星画像、(d)2011 年 4 月 6 日 06UTC における TEST の可視予想衛星画像。TEST 及び CNTL は 4 月 5 日 12UTC 初期値 FT=18 の値。秋田のアメダスがある場所を黄色の×印で図示した。

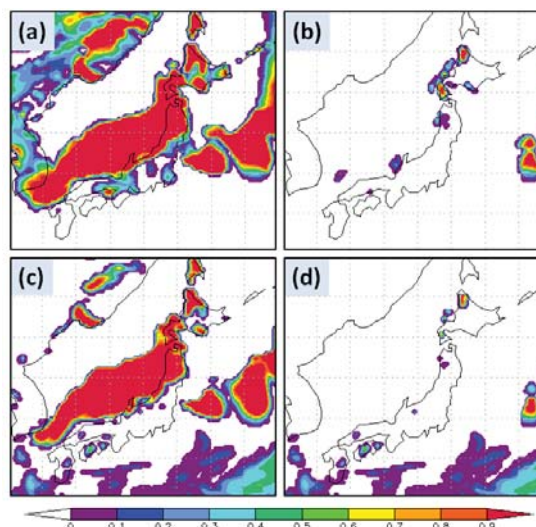


図 2.3.4 2011 年 4 月 6 日 06UTC における日本域での GSM による前 6 時間の層積雲スキーム発動頻度[0-1] (上段) 及び下層雲量[0-1] (下段)。(a)CNTL の層積雲スキーム発動頻度、(b)TEST の層積雲スキーム発動頻度、(c)CNTL の下層雲量、(d)TEST の下層雲量。これらは 4 月 5 日 12UTC 初期値 FT=18 の値。

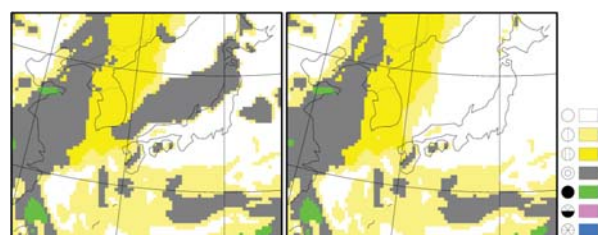


図 2.3.5 2011 年 4 月 6 日 06UTC における日本域の GSM お天気マップ。(左) CNTL、(右) TEST。これらは 4 月 5 日 12UTC 初期値 FT=18 の値。

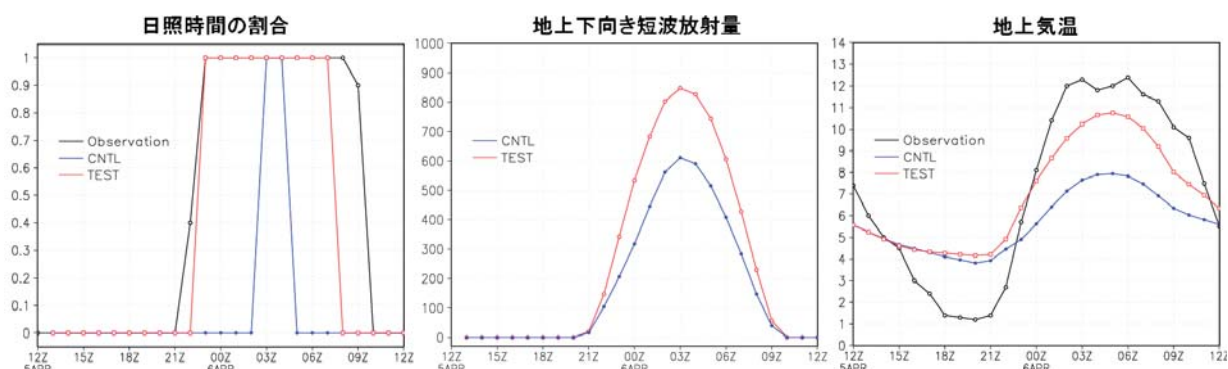


図 2.3.6 2011 年 4 月 5 日 12UTC から翌日 12UTC までの秋田のアメダス観測地点における日照時間の割合[0-1] (左)、地上下向き短波放射量[W/m²] (中)、地上気温[°C] (右)。横軸は時刻。黒線がアメダスによる観測値、青線が CNTL、赤線が TEST。GSM 予報値は FT=0~24。

っていた曇りの領域がTESTではなくなっている。

次に、日射及び地上気温について確認するため、この日の秋田におけるアメダスの観測値とGSMの予報値を比較した。この日の秋田の実際の天気は、ほぼ快晴であるが、図2.3.3(c)を見ると、CNTLでは、秋田上空に雲がかかる予想となっている。図2.3.6を見るとCNTLでは日照時間の割合が正午頃を除いて0であったものが、TESTでは日中1になり、観測値に整合する結果となっている。この結果、TESTではCNTLに比べ、日中の地上下向き短波放射量が増加しており、とくに正午には、200W/m²近い差となっている。これにより、日中の地上気温がTESTでは上昇し、観測値に近づく結果となっている。

2.3.4 サイクル実験による検証(北米大陸)

ここでは北米大陸上での過剰な下層雲について、2011年8月を対象とした全球サイクル実験⁵から得られた結果を述べる。図2.3.2を見ると18UTCから00UTCにかけて、北米大陸で層積雲スキームが発動していることが確認できる。ここでは、ラジオゾンデ観測との比較を行うため、00UTCについて見ていくことにする。図2.3.7は、2011年8月の00UTCにおける北米域での層積雲スキーム発動頻度、地上下向き短波放射量、925hPa気温及び850hPa気温について、TESTとCNTLの差を1か月平均したものである。日本海の事例と同様に、TESTではCNTLに比べて陸域での層積雲スキーム発動頻度が減少した結果(図2.3.7(a))、下層雲が減少し(図略)、地上下向き短波放射量が増加している(図2.3.7(b))。さらに、地表面から大気が暖められたこと等により、対流圏下層の気温も上昇している(図2.3.7(c)、(d))。

これらの変化が正しいものかどうか確認するために放射観測データ及びラジオゾンデによる観測データを用いて検証を行った。図2.3.8は、2011年8

月の北米フォートベックでの地上下向き短波放射量の観測値とGSM予報値との比較である。フォートベックは、図2.3.7で緑色×印の場所に位置しており、CNTLとTESTで地上下向き短波放射量の差が比較的大きい場所である。CNTLではGSM予報値が観測値に比べて過小であった事例が、TESTでは改善されており、観測値と予報値が等しいことを示す傾き45度の緑色の線上に点がより多く密集するようになっている。また、GSM予報値が観測値に比べて過大であった事例については、CNTLとTESTで分布にほとんど差異がなく、本改良により悪化していない。以上より、TESTでは、層積雲スキームが過剰に表現していた下層雲だけがおおむね適切に減少したことで、地上下向き短波放射の予報値が過少な事例でのみ改善したと考えられる。

図2.3.9に2011年8月00UTCの北米における850hPa気温について、GSM予報値とラジオゾンデ観測値との差の1か月平均値を地点ごとに示す。図2.3.7(a)において、フォートベック周辺にある、TESTの層積雲スキーム発動頻度がCNTLよりも減少した地点において、TESTの気温負バイアスがやや軽減し、より観測に近づいている。

2.3.5 サイクル実験による検証(予報スコア)

図2.3.10は2011年8月(夏実験)及び2012年1月(冬実験)を対象とした全球サイクル実験による各要素のRMSEの改善率を表す。この図より、予報初期における850hPa気温や海面更正気圧等において改善率が高いことがわかる。過剰であった下層雲が減少したことで、下層の気温や気圧がモデル内でより精度よく表現されるようになった結果であると考えられる。その他の要素はおおむね中立である。なお、この変更による降水予想への影響はほとんどない。

⁵ 解析予報サイクルを実際に実行して、観測データ同化の効果まで含めた現業により近い形で実験するもの。

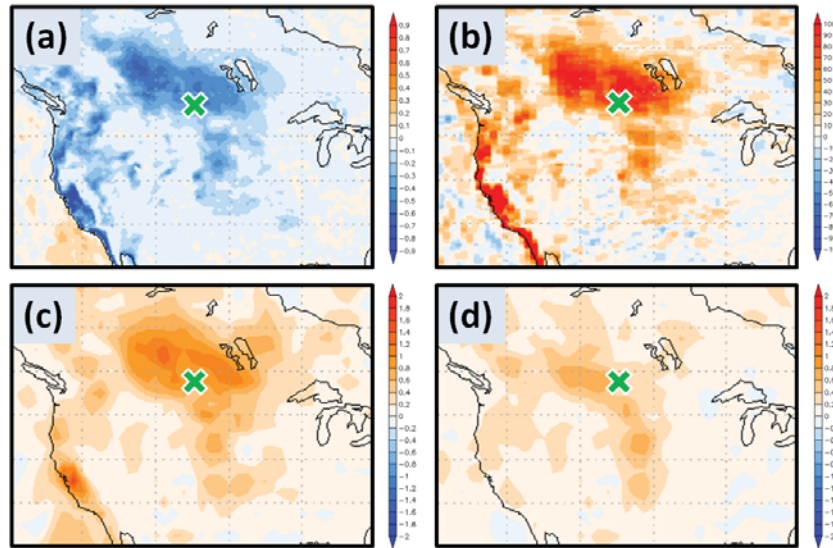


図 2.3.7 2011 年 8 月の 00UTC における北米域での(a)前 6 時間の層積雲スキーム発動頻度[0-1]、(b)地上下向き短波放射量[W/m²]、(c)925hPa 気温[K]及び(d)850hPa 気温[K]について、TEST と CNTL の差を 1 か月平均した値(TEST-CNTL)。1 か月平均値は、12UTC 初期値予報の FT=12 の値を平均したもの。緑色の×印の場所が図 2.3.8 のフォートベックの位置。

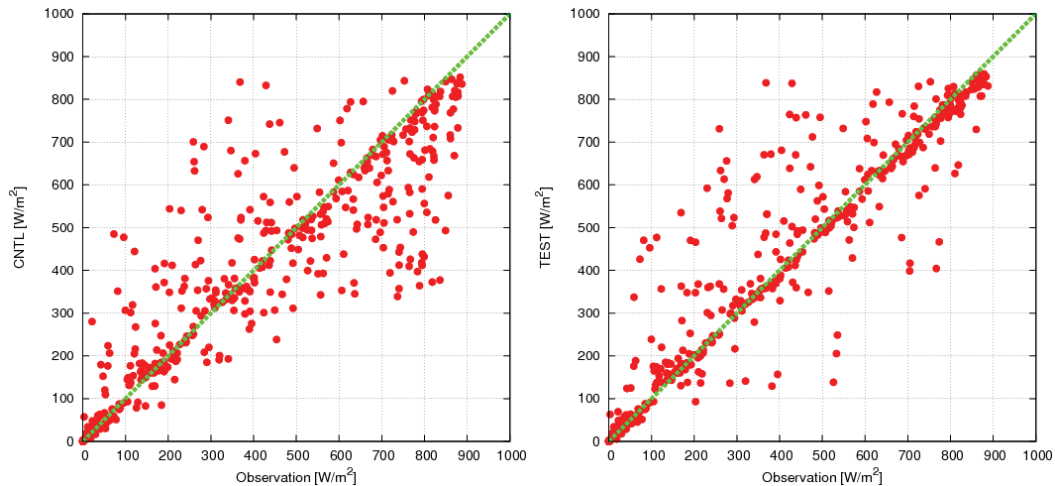


図 2.3.8 2011 年 8 月のフォートベックでの地上下向き短波放射の観測値[W/m²]と GSM 予報値[W/m²]との比較。縦軸が GSM 予報値、横軸が観測値。GSM 予報値は、各日の 12UTC 初期値予報の FT=1~25 まで 1 時間ごとの値を用いた。観測値は、National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)の提供する SURFRAD (Surface Radiation) Network のデータを用いた。(左) CNTL と観測値の比較。(右) TEST と観測値の比較。傾き 45 度の緑色の線上にプロットされている点は、予報値と観測値が等しいことを示しており、それより右下にある点は、予報値が観測値よりも過小であることを示している。

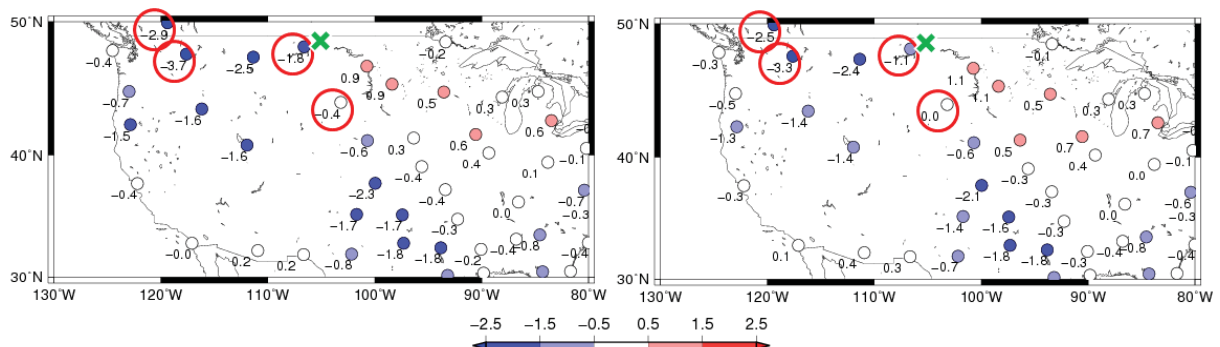


図 2.3.9 2011 年 8 月 00UTC における北米での 850hPa 気温[K]の GSM 予報値とゾンデ観測値との差(1 か月平均)。予報値は 12UTC 初期値の FT=12 の値を用いた。(左) [CNTL 予報値]-[観測値]、(右) [TEST 予報値]-[観測値]。緑色の×印の場所が図 2.3.8 のフォートベックの位置。TEST で気温の負バイアスが 0.4K 以上軽減した地点を赤い丸で囲った。

2.3.6 まとめと今後の予定

本改良により、これまで層積雲スキームによって表現されていた過剰な下層雲が減少することが確認された。またこれにより地表での下向き短波放射量が精度よく表現されるようになり、対流圏下層の気温が観測に近づくことが確認された。さらに、1か月間のサイクル実験の結果では、予報結果に良いインパクトがあった。

今後は、本改良のGSMへの導入に向けて、3か月間のサイクル実験を行い予報へのインパクトを確認するとともに、日本域における予報に対する影響調査等を行う予定である。

参考文献

大和田浩美, 2006: 予想衛星画像. 衛星からわかる気象—マルチチャンネルデータの利用—, 気象研

究ノート, **212**, 105-120.

小野田浩克, 2008: 事例検証. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 19-22.

川合秀明, 2004: 雲水過程. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 72-80.

Shimokobe, A., T. Komori and H. Onoda., 2012: Recent development and evaluation of moist processes in the operational Global Spectral Model (GSM) of the Japan Meteorological Agency (JMA). *92nd American Meteorological Society Annual Meeting*, New Orleans LA.

Shimokobe, A., 2012: Improvement of the Stratocumulus Parameterization Scheme in JMA's Operational Global Spectral Model. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Model.*, **42**, 4.17-18.

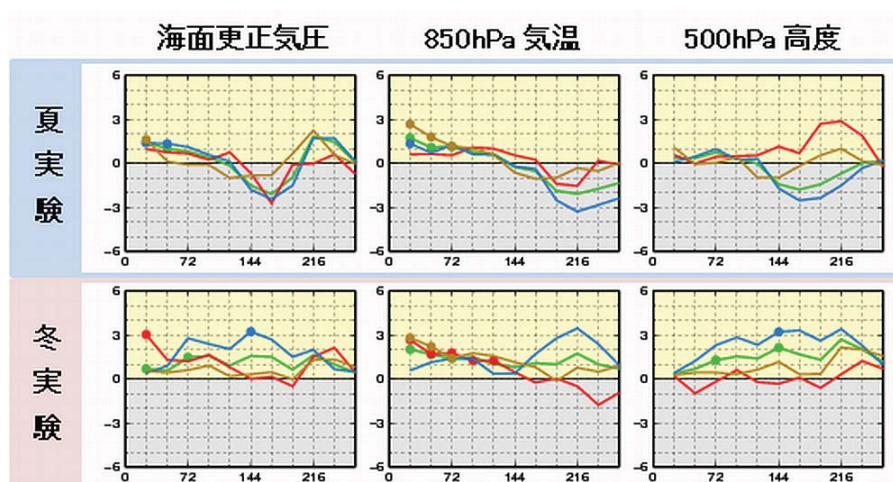


図 2.3.10 2011 年 8 月 (夏実験) 及び 2012 年 1 月 (冬実験) の全球サイクル実験における CNTL に対する TEST の RMSE 改善率[%]。上段が夏実験、下段が冬実験。縦軸が RMSE の改善率、横軸は予報時間(FT=0~264)。また線の色は領域毎の検証結果を表し、緑色が全球、黄色が北半球、赤色が熱帯 (南緯 20 度から北緯 20 度)、青色が南半球での結果である。図中の丸点は CNTL と TEST の差異が統計的に有意であることを示している。

2.4 事例検証—平成24年4月3日・4日の、急激に発達した低気圧の予想について¹

2.4.1 はじめに

平成24年（2012年）4月2日から3日にかけて、日本海で低気圧が急激に発達し、3日午後から4日にかけて日本海を通過した。この低気圧の通過に伴い、西日本から北日本では寒冷前線が通過した。この低気圧は、日本の広い範囲で大雨、寒冷前線付近での局地的な大雨や暴風による災害に加え、鉄道等交通機関の乱れを引き起こし、海上では大しけをもたらした。また、災害による被害者や交通機関の乱れに伴う帰宅困難者の発生を事前に避けるため、低気圧に伴う寒冷前線の通過前に従業員の早期帰宅を促す企業も多数あり、気象情報が意思決定に大きな影響を与えた事例でもあった。

この低気圧の発達メカニズムについては気象庁（2012）で速報的に解説されており、低気圧と対流圏界面付近の気圧の谷²との相互作用および南からの水蒸気供給が寄与していることが示された。第2.4.2項～第2.4.7項では現象の予測という観点に絞り、平成24年4月3日・4日に日本を通過した低気圧（以下、本事例と呼ぶ）について、数値予報資料でどのように表現されていたか、どの程度前から予測できていたか、予測できるかどうかを決めていたものは何だったのかを検証する。また、本事例が予測しやすい事例であったか、数値予報システムの進歩によって予測精度が向上した事例であったかどうかを調べるため、JCDAS（JRA-25と同等なシステムによる気候データ同化サイクル。大野木(2007)）を2004年当時の数値予報システムに準ずるものとみなして、JCDASを用いた予報実験を行い、現在のGSMとの比較を行った。第2.4.8項～第2.4.13項では本事例において風ガイダンスがどのような予想をしていたかについて述べる。

2.4.2 概況

図2.4.1は実況の低気圧の経路と中心気圧の時系列を示したものである。4月2日00UTCに華北で発生した低気圧が朝鮮半島を通過し、3日には日本海中部に進んだ。日本海を通過する際に低気圧は急発達し、2日12UTCから3日12UTCの24時間で中心気圧は約40hPa低下した。発達のピークとなる3日12UTCでは中心気圧が964hPaと解析された。低気圧発達のピーク時に、寒冷前線が西日本から北日本を通過し、局地的な大雨や暴風をもたらした。その

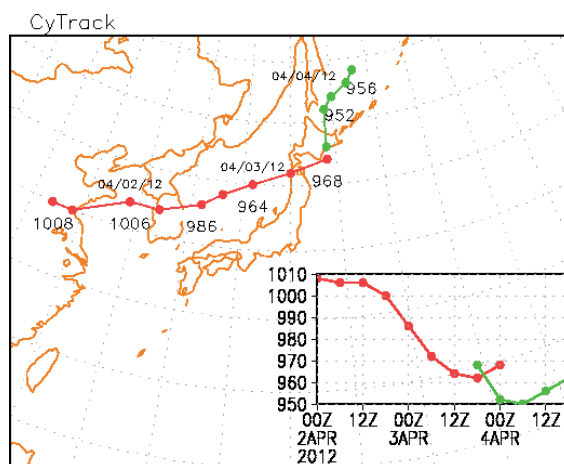


図 2.4.1 本事例における実況の低気圧の経路図および中心気圧の時系列図。数字は中心気圧(hPa)を表している。赤実線は発達時の低気圧、緑実線は閉塞点上に新たに発生した低気圧を示している。時刻は UTC。

後、低気圧は閉塞し、3日18UTCに閉塞点上（北海道の南東）で新たに低気圧が発生し、オホーツク海へ抜けた。

2.4.3 GSMの予想

本事例におけるGSMでの低気圧の発達・経路の予想について、最初に確認する。図2.4.2、図2.4.3は2012年4月2日12UTCおよび3日12UTCにおける解析雨量および全球サイクル解析による海面更正気圧の解析値と、同時刻を対象にした各初期値におけるGSMの予報値である。実況では24時間の間に低気圧が急激に発達し、3日12UTCには東日本太平洋側と日本海側で地上風速が35ノット以上の領域が広がっている。低気圧が24時間で急激に発達する様子について、GSMは良く表現しており、3月30日12UTC初期値、つまり低気圧の発達がピークになる4日前から発達を予測していた。一方、3月29日12UTC初期値では発達は表現されていない。また、低気圧の位置で見ると、4月3日12UTCを対象とする24時間、48時間予報では実況にほぼ近い位置に低気圧を予測している。しかし、初期値が古くなるほど、低気圧の中心が実況よりも北または北東にずれ、中心気圧が高くなる傾向が見られる。これに対応して、地上風速35ノット以上の領域も初期値が古い予報ほど狭くなっている。図2.4.4は2012年4月3日12UTCを対象とした、実況・MSM・GSMの6時間降水量である。実況では、南からの暖湿流が入り込んだ東海地方、東北地方太平洋側、北海道の太平洋側の沿岸で降水のピークが見られる。GSMは3日前にあたる3月31日12UTCの初期値からこれらの降水を概ね予想できており、対象時刻に近い初期値のMSM（図2.4.4 (b)）と比較しても、降水分布のおおまかな特徴は一致している。一方、初期値が古くな

¹ 第2.4.1項～第2.4.7項 氏家 将志

第2.4.8項～第2.4.13項 小泉 友延

² 具体的には正の渦位アノマリをとまう上空の気圧の谷のこと

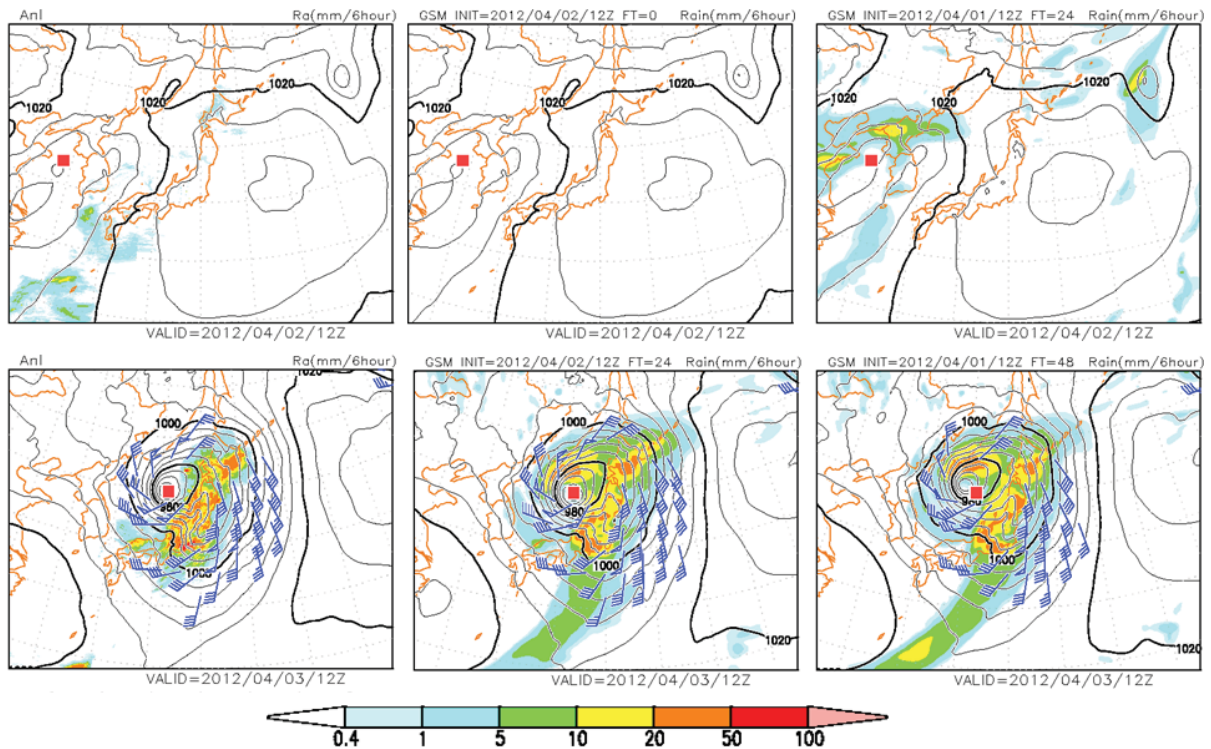


図 2.4.2 2012 年 4 月 2 日 12UTC (上) および 4 月 3 日 12UTC (下) を対象とした海面更正気圧 (hPa、等値線)、6 時間降水量 (mm、カラー)、地上風速 (ノット、矢羽根)。(左) 全球サイクル解析値および解析雨量、(中) 2012 年 4 月 2 日 12UTC 初期値 GSM 予報値、(右) 2012 年 4 月 1 日 12UTC 初期値 GSM 予報値。矢羽根は風速 35 ノット以上の領域を描画している。図中の赤い四角は実況の低気圧の中心位置を示している。

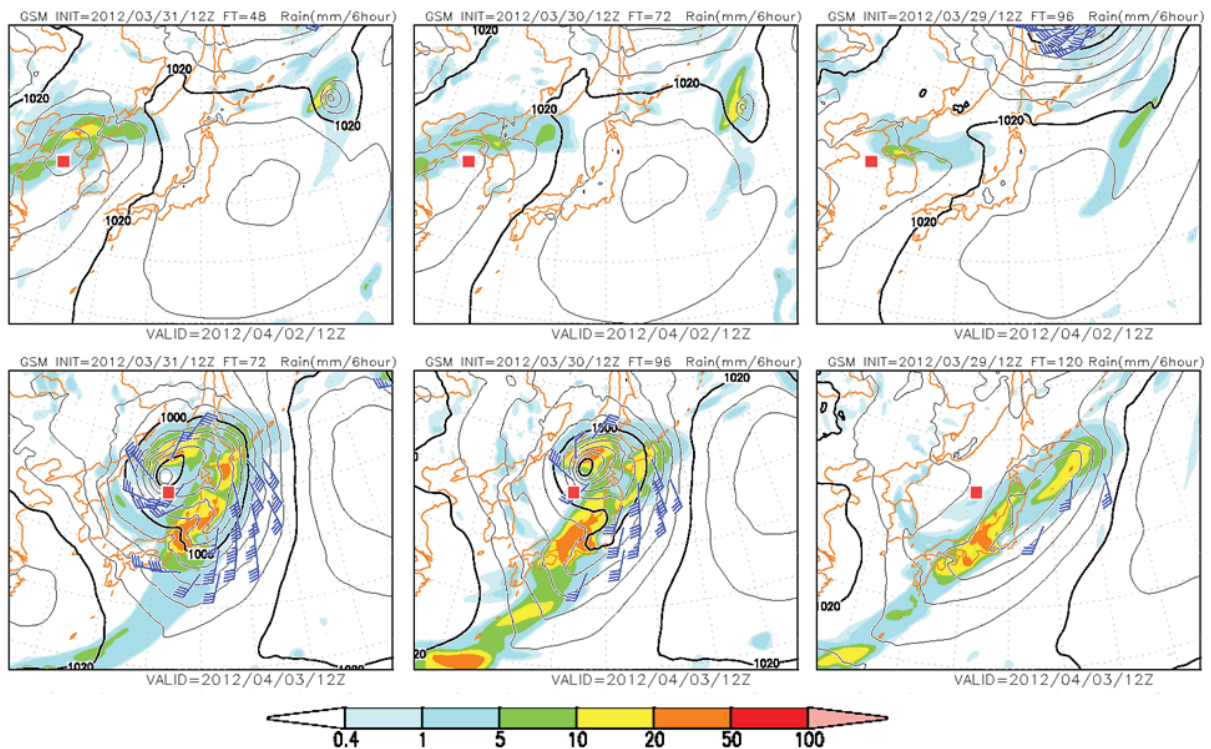


図 2.4.3 図 2.4.2 と同じ。ただし、(左) 2012 年 3 月 31 日 12UTC 初期値、(中) 2012 年 3 月 30 日 12UTC 初期値、(右) 2012 年 3 月 29 日 12UTC 初期値のそれぞれの GSM 予報値について。

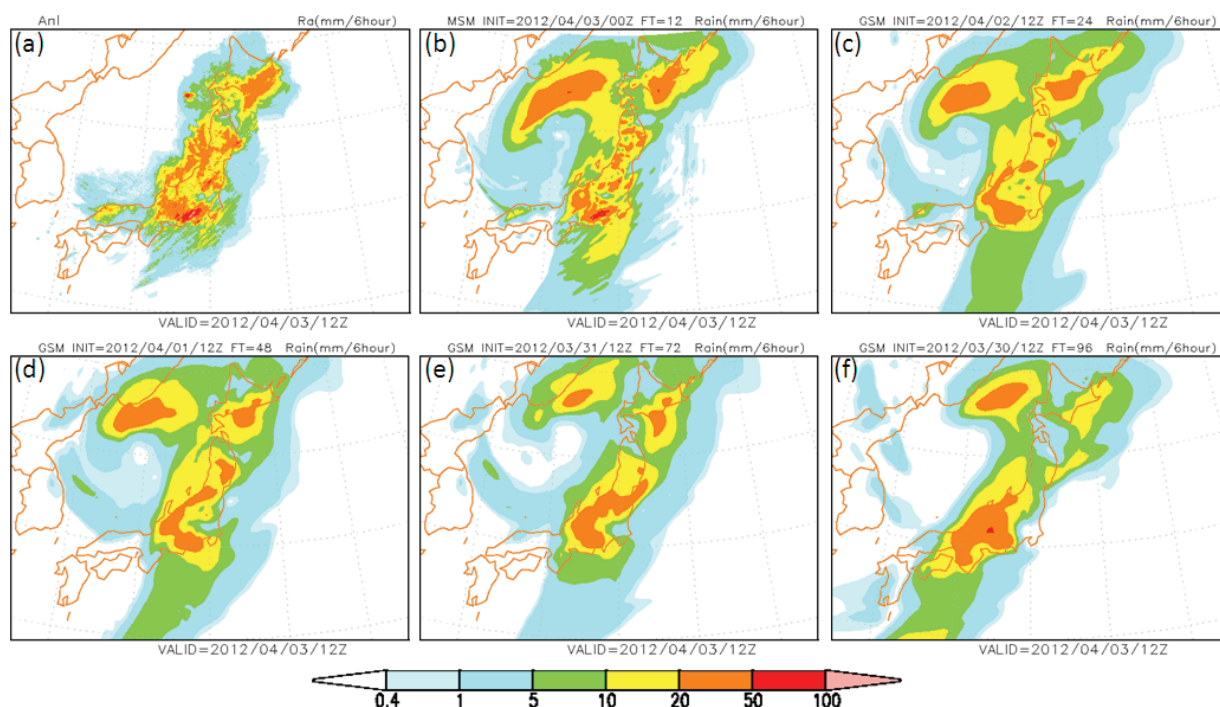


図 2.4.4 2012 年 4 月 3 日 12UTC を対象とした 6 時間降水量の分布。(a)解析雨量、(b)2012 年 4 月 3 日 00UTC 初期値 MSM 予報値、(c)2012 年 4 月 2 日 12UTC 初期値 GSM 予報値、(d)2012 年 4 月 1 日 12UTC 初期値 GSM 予報値、(e)2012 年 3 月 31 日 12UTC 初期値 GSM 予報値、(f)2012 年 3 月 30 日 12UTC 初期値 GSM 予報値。

るほど、ピークが小さくなり、降水域が広がる傾向が見られる。

以上のように、4月2日から3日の低気圧の発達やそれに伴う強風については、4日前から、降水については3日前から概ね予測できていたと言える。低気圧の経路や中心気圧の予測可能性は3日程度という研究もあり(Bengtsson et al. 2005)、本事例はそれと同等以上に予測可能性が高い事例であったと言える。

2.4.4 週間アンサンブル予報による確率的予想

本事例について、週間アンサンブル予報によるアンサンブル平均値や確率予報値が、低気圧の発達やそれに伴う強風の可能性を示せていたかどうかを確認する。図2.4.5は4月3日12UTCを対象とした海面更正気圧のアンサンブル平均と、海面更正気圧が980hPaを下回る確率である。GSMの予報で見られたように、初期値の古い予報ほど、低気圧の中心位置が北東に、かつ、発達の程度を弱く表現する傾向が見られる。980hPaを下回る確率を見ると、現象の発生の2日前にあたる4月1日12UTC初期値の段階で60%を超えており、低気圧が発達する確率が高いことを示している。また、4日前にあたる31日12UTC初期値でも、確率は10%程度であるものの、低気圧が大きく発達することを示すメンバーが存在している。3月29日12UTC初期値の5日予報について、アンサンブル平均値とGSMの海面更正気圧を

比較すると、GSMの予報では低気圧は発達せずに日本の東に抜けているが、アンサンブル平均では低気圧の中心は北海道にあり、より実況に近い予想になっている。個々のメンバーで見ても、低気圧の発達を示すメンバーが複数存在しており(図略)、日本海で中心気圧が980hPaを下回るメンバーもわずかであるが存在している。図2.4.6は、3月29日12UTC初期値の5日予報値について、地上風速が35ノットを超える確率を示している。太平洋沿岸で地上風速が35ノットを超える確率が60%以上の高い確率を示している。このように、アンサンブル予報では4月3日から4日にかけて、低気圧が日本付近へ影響をもたらす可能性をGSMよりも早い初期値の予報から示していた。

2.4.5 低気圧の発達をもたらす環境場の表現

第2.4.3項では、低気圧の発達とそれに伴う強風をGSMは4日前から表現できていたことを示した。ここでは、発達のピークの4日前から予測できて、5日前では予測できなかった要因を考察するために、気象庁(2012)で述べられたメカニズムに沿って、上層の渦位と下層の水蒸気の表現に注目する。

(1) 上層の渦位

摩擦のない大気において、エルテルの渦位(以下、渦位という)は、断熱の仮定のもとで、等温面上でラグランジュ的に保存されることが知られてい

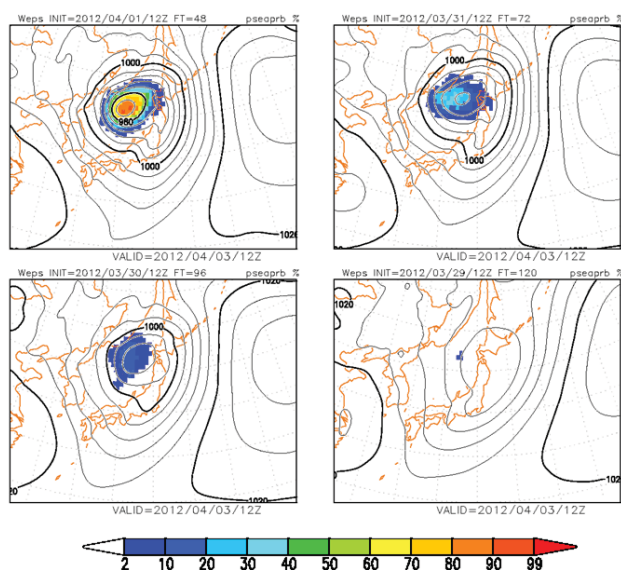


図 2.4.5 2012 年 4 月 3 日 12UTC を対象とした、週間アンサンブル予報による海面更正気圧のアンサンブル平均 (hPa、等値線) と海面気圧が 980hPa を下回る確率 (%、カラー)。初期時刻はそれぞれ、(左上) 2012 年 4 月 1 日 12UTC、(右上) 2012 年 3 月 31 日 12UTC、(左下) 2012 年 3 月 30 日 12UTC、(右下) 2012 年 3 月 29 日 12UTC。

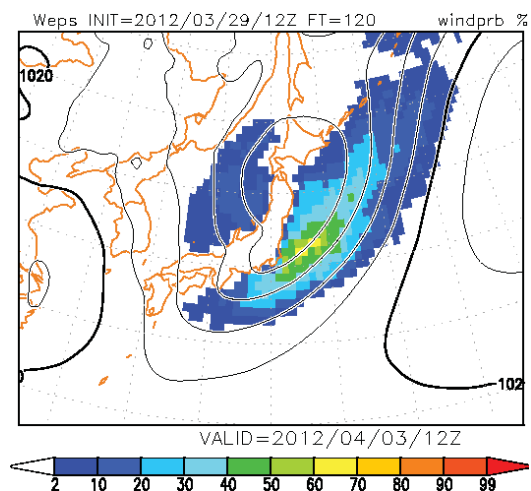


図 2.4.6 2012 年 4 月 3 日 12UTC を対象とした、週間アンサンブル予報による海面更正気圧のアンサンブル平均 (hPa、等値線) と地上風速が 35 ノットを超える確率 (%、カラー)。初期時刻は 2012 年 3 月 29 日 12UTC。

る (二階堂 1986a など)。大規模場では渦位は式 (2.4.1) のように静的安定度と等温位面で定義した絶対渦度 (相対渦度と惑星渦度の和) の積に比例する量で近似的に表すことができる。

$$[\text{渦位}] \propto [\text{静的安定度}] \times [\text{等温位面の相対渦度} + \text{惑星渦度}] \quad (2.4.1)$$

渦位を描画する際、単位として、PVU (Potential Vorticity Unit, $1\text{PVU} = 10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$) が慣例的に用いられる。以下でも渦位の単位として PVU を用いる。渦位の分布を見る前に、渦位を用いるいくつかのメリットについて述べておきたい。

ひとつは断熱の仮定のもとでラグランジュ保存量とみなされることから、渦位をトレーサーとして利用できるほか、その保存性から、相対渦度の変化の解釈にも利用できることである。例えば、高渦位塊が低緯度へ移動すると、惑星渦度 (コリオリ・パラメータ) が小さくなるため、渦位が保存するとすればそのぶん相対渦度が大きくなる。また、一般に低緯度ほど、静的安定度は小さくなるため、絶対渦度自身も増大する。したがって、高渦位の低緯度への移動は強い相対渦度をもたらすことを意味する。

もうひとつは、渦位はシャープな水平構造を持っており (二階堂 1986b)、予報場の細かい違いを見ることができる。

また、高渦位塊はその下層で静的安定度が小さくなるような場を励起すること、高渦位塊の水平移流はその下層前面で上昇流を励起することが知られており、対流活動の活発化や擾乱の発達にも寄与する。1–3PVU 等渦位面は「力学的対流圏界面」とも呼ばれ、対流圏と成層圏の境界の指標としても利用される。このように、渦位を用いることで擾乱の動きを力学的に解釈しやすくなるため、本項でも渦位を用いて環境場の表現を考える。

図 2.4.7 は全球サイクル解析による 2012 年 4 月 2 日 12UTC および 3 日 12UTC の 310K、290K 等温位面の渦位の分布を示している。310K 等温位面を見ると、ユーラシア大陸から 2PVU を超える、3–4PVU の高渦位塊が南下し、2 日 12UTC には地上の低気圧 (図 2.4.1) の後面に位置するようになる。また、2PVU の等値線は 500hPa 付近まで達し、高渦位が対流圏中層まで落ち込んできており、低気圧の発達に適した環境場が形成される。その後シャープな構造を保ったまま南東進し、低気圧の発達のピークには高渦位塊を反時計回りに巻きこむような構造 (図 2.4.7 右上) をもつ。290K 等温位面では低気圧発達のピーク時にそれまで見られなかった 3PVU の高渦位が見られるが、その要因は非断熱加熱による下層大気の安定化と低気圧の発達にともなう渦度強化が考えられる。

図 2.4.7 で見られたような西からの渦位の南東進やその背景にある、大規模な大気の流れが GSM で予想できていたかを見るため、ユーラシア大陸側に範囲を拡大して予報結果を見る。図 2.4.8 は 2012 年 4 月 2 日 12UTC、1 日 12UTC を対象とした、各初期値の GSM の 310K 等温位面での 2PVU 等値線を重ね合わせたものである。3 月 31 日 12UTC 初期値以降の予想

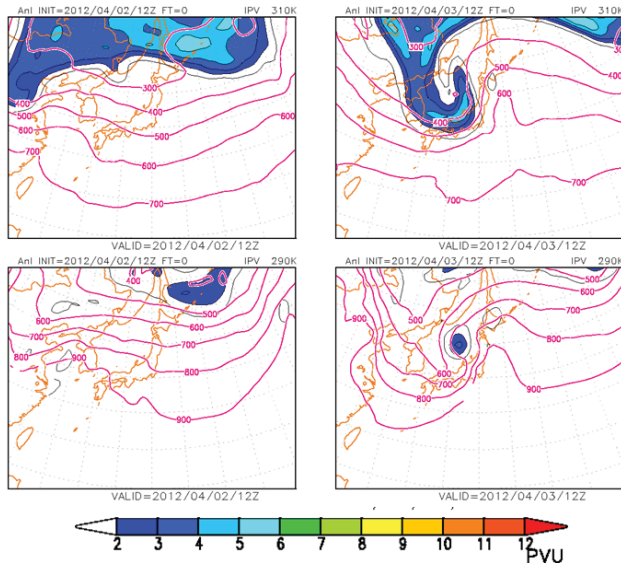


図 2.4.7 全球サイクル解析から得られた、(左) 2012 年 4 月 2 日 12UTC、(右) 2012 年 4 月 3 日 12UTC を対象とした、等温位面渦位 (PVU、カラー) と気圧 (hPa、赤色の等値線)。(上) 310K、(下) 290K 等温位面

では、解析値と概ね整合している。しかし、初期値が古くなるにつれ、解析との位相・振幅のずれが拡大する。特に、3月29日12UTC初期値の予想では位相が西に大きくずれ、2PVU等値線の南下も浅くなり、図2.4.3に見られる地上の低気圧と対応しなくなっている。これらの位相・振幅の違いは低気圧の発達の原因になったトラフだけでなく、もっと大規模なスケールの波の表現にもみられ、初期値による予想の違いはさらに1日前までさかのぼることができる。2012年4月1日12UTCにおける、2PVU線の分布をみると、ユーラシア西部でトラフ、中部でリッジ、東部でトラフという総観規模よりも大きい波列の構造が見られる。この波列が4月2日12UTCにかけて振幅を強めている様子が見られる。低気圧の発達をもたらしたトラフ(図2.4.8の点線で囲んだ部分)はこの波列の上に存在している。3月30日12UTC以降のGSMはこの波列の振幅の強化とトラフの南下を良く表現しているが、3月29日12UTC初期値のGSMは解析よりも位相が西にずれており、さらに南北の蛇行も小さい。この波列の位相のずれと振幅の表現がトラフの位置に変化をもたらし、低気圧の発達が予測できるかどうかにかかっていると考えられる。

なお、大きいスケールの波列の予想については、GSMの予報時間が長くなるほど蛇行が小さくなる傾向があることが、本事例の他にも指摘されており、今後も統計的な検証および原因の調査が必要である。

(2) 下層の水蒸気

古典的な温帯低気圧の発達理論(小倉 1978など)では非断熱加熱の効果は含まれていないが、現実の低気圧の発達においては、非断熱加熱の効果の影響や非断熱加熱と大気の流れの相互作用が客観解析データの分析や数値実験などで指摘されている

(Yoshida and Asuma 2004など)。気象庁(2012)でも本事例での低気圧の発達の理由のひとつとして、下層の水蒸気供給とそれに伴う凝結熱の発生を挙げた。図2.4.7で見たように、低気圧の発達のピークでは低気圧中心付近で対流圏下層(290K面)に高渦位塊が見られる。この高渦位は等温位面上での渦位の保存性だけでは説明できず、非断熱加熱項によってもたらされたと推測する³。ここでは、各初期値の予報で日本海への下層の水蒸気供給がどのように表現されたかを見る。

図2.4.9は低気圧の急発達の途中にあたる、2012年4月2日18UTCを対象とした、各初期時刻のGSMで予想された可降水量と、SSMIS⁴から推定された可降水量である。SSMISでは低気圧の発達段階において、東シナ海から日本海にかけて25mm以上の可降水量が推定されている。下層の風向は南寄りであり、対象時刻に近い初期値でのGSMの予想でも500m高度で $250\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 以上の南からの水蒸気フラックスが予想されていた(図略)ことから、高い可降水量は低緯度から水蒸気の流入によってもたらされたと考える。GSMの予想では観測ほど顕著ではないが、日本海での高い可降水量を概ね予測できている。しかし、予報の初期値が古くなるほど、東シナ海での下層の風速が弱くなっていき、3月29日12UTC初期値の予想では(図2.4.9(f))水蒸気の流入経路が実況よりも大きく北東にずれる傾向が見られる。このことは、図2.4.2、図2.4.3で見られるように、低気圧と高気圧の間の東西の気圧傾度が、初期値が古い予報ほど、弱くなっていることと整合している。また、3月29日12UTCの初期値においては、東シナ海から日本海への下層の水蒸気供給はある程度表現されていたが、新しい初期値の予報値や実況ほどの高い可降水量は見られない。これは低気圧の発生段階で日本の東の高気圧との間の気圧傾度が小さく、水蒸気の流入も小さくなっているためと考えられる。低気圧が発達しなかった初期値の予報では、水蒸気の流入が少ないため、さらに低気圧が発達しないとといったフィードバックがGSMの中で起きていたと推測する。

低気圧の発達が予測できるかどうかは、(1)で記述

³ 実際、GSMの非断熱加熱率の分布をみると700hPa付近に加熱のピークがあり、その下で渦位が増大していた。

⁴ DMSP衛星搭載のマイクロ波放射計。江河(2009)などを参照されたい。

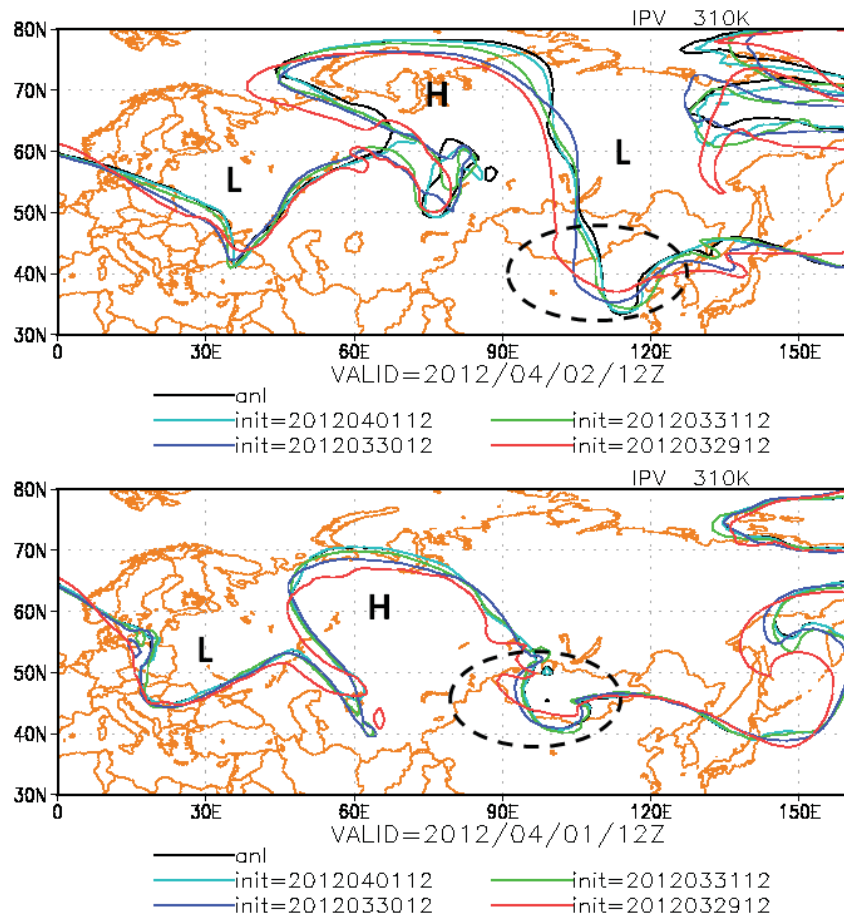


図 2.4.8 (上) 2012 年 4 月 2 日 12UTC、(下) 2012 年 4 月 1 日 12UTC を対象とした、各初期値の GSM の 310K 等温位面での 2PVU 等値線。図中の H,L は大きなスケールのリッジ、トラフを表し、点線で囲んだ部分は低気圧の発達をもたらしたトラフを表している。

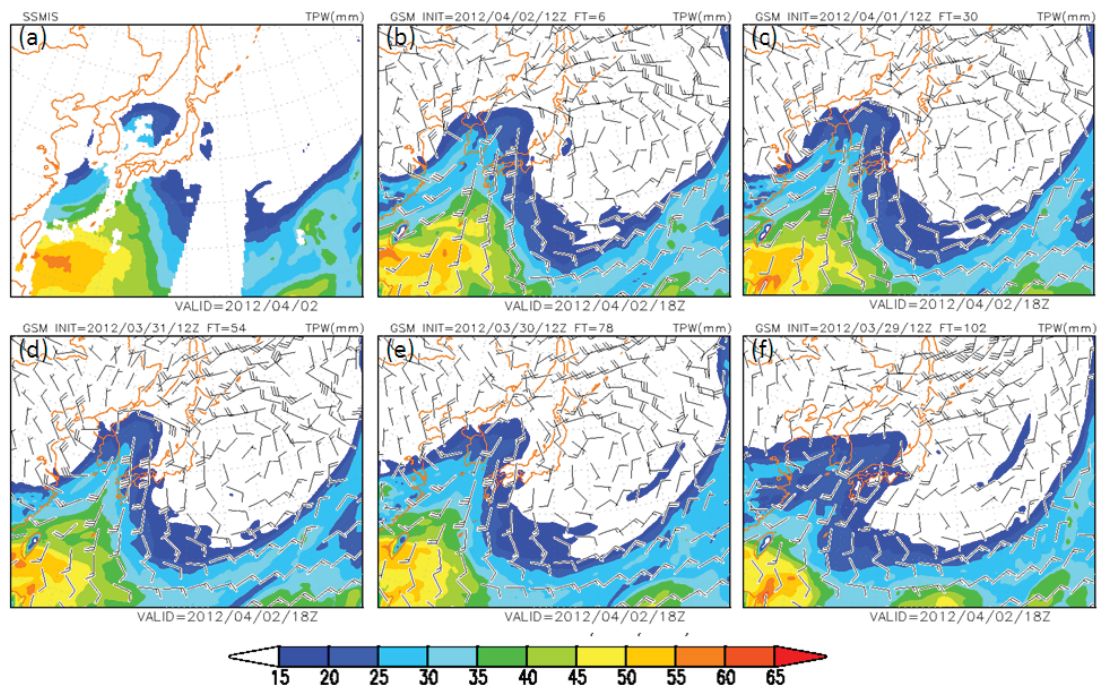


図 2.4.9 (a)SSMIS から推定された可降水量 (mm、カラー)。観測時刻は 2012 年 4 月 2 日 20UTC。(b)-(f)2012 年 4 月 2 日 18UTC を対象とした各初期値における GSM 予報値の可降水量 (mm、カラー) と地上風 (ノット、矢羽根)。SSMIS から推定された可降水量は Remote Sensing Systems(<http://www.ssmi.com/>)で公開されているプロダクトを利用した。

表 2.4.1 全球数値予報システムと JRA-25/JCDAS の主な違い

	全球数値予報システム	JRA-25/JCDAS
予報モデル	GSM1011	GSM0103
空間解像度	TL959 (約 20km) L60	T106 (約 110km) L40
力学フレーム	セミラグランジュ・セミインプリシット法+適合ガウス格子	オイラー・セミインプリシット法+標準ガウス格子
解析システム	4次元変分法	3次元変分法

した、上層の渦位の南下の影響が大きいと考えられるが、低気圧の発達の量的な予測については、低気圧の発生・発達に伴う南からの水蒸気の流入とそれに伴う非断熱加熱の相互作用を表現の寄与の差が大きいと考えられる。

2.4.6 2004年当時相当の数値予報システムでの表現

現業数値予報システムは改良を積み重ねながら年々その精度を上げてきている。一方、予測精度は大気現象にも依存しており、現象によって予測しやすい事例、予測しにくい事例があることは経験的にも客観的にも知られている。これまで述べてきたように、GSMは本事例では現象発生の4日程度前から低気圧の発達を予測できていた。このことが数値予報システムの進歩によるものなのか、それとも予測しやすい事例であったのかを評価するため、過去の数値予報システムによる予測と現在のそれによる予測を比較した。

JRA-25(Onogi et al. 2007)およびJCDASは、気候診断や気象庁の気候関連業務での利用を目的に気象庁で作成・運用されている⁵、気候データ同化サイクルである。このシステムは2004年当時の全球数値予報システム(T213L40)を低解像度(T106L40)にしたものをもとに構築されており(ただし、層積雲スキームをGSMに先行して導入した等、独自の実装も存在する)、延長予報の精度も2004年当時の全球数値予報システムと同等で、数十年間を通してほぼ均一であることが検証されている(Onogi et al. 2007)。本項ではJCDASを過去の数値予報システムとみなして、本事例について延長予報を行った。現在の全球数値予報システムとJCDASの主な違いを表2.4.1に示す。予報モデルでは解像度と力学フレームの違い、解析ではデータ同化手法が大きな違いである。その他、全球数値予報システムでは、予報モデルの改良や新規観測データの導入等が多くなされている(加藤 2010; 室井 2011)。

図2.4.10はJCDASの延長予報による、2012年4月2日12UTC、4月3日12UTCを対象とした、海面更正

気圧と6時間降水量の予測を示している。4日以上前の初期値でも、低気圧の発達やそれに伴う強風をある程度予測できていることがわかる。従って、本事例での低気圧の発達自体は過去のシステムでも予測しやすい事例であったといえる。前項で述べたような、空間スケールの大きな環境場が表現されているため、JCDASによる延長予報でも低気圧の発達が予測できていたと考えられる。また、初期値が古い予報ほど、低気圧の中心が北寄りになること、中心気圧が高くなる傾向は現在の数値予報システムと共通している。ただし、発達前の地上の低気圧の位相が初期値の古い予報ほど進んでいる傾向がみられる点はGSMとは異なっている。5日予報については、同じ初期値のGSMよりも低気圧を発達させているが、中心位置は実況よりも大きく北にずれている。2.4.4項で述べた、週間アンサンブル予報のメンバーの中にも低気圧が発達し、中心位置が大きく北にずれている予報があることから、低気圧の発達の初期値依存性を示しているとも考えられる。降水量に注目すると、低気圧の中心近傍の降水はGSMで予想されたものと良く似ているが、東日本太平洋側の寒冷前線付近の降水に関しては、全体的に降水域を広げて予想しており、解析雨量やGSMに見られるような、沿岸付近での降水のピークが直近の予報でも表現されていない。これらの降水の表現の違いとしては、両方で水平解像度が異なることはもちろん、これまでのモデル・解析の改良も反映されていると考えられる。2004年から2012年の間に行われた、全球数値予報システムの降水予測に大きく寄与する変更としては放射過程の改良(藪ほか 2005)、積雲対流過程の改良(中川 2007)、全球モデルの水平高解像度化(北川 2007)、適合ガウス格子の導入およびモデル全体の見直し(岩村 2008)などが挙げられる。どの変更が最も影響が大きいと特定することは難しいが、これらの改良を重ねていった結果、降水の表現の向上につながったと考えられる。

2.4.7 まとめ

2012年4月3日から4日にかけて、日本海で急激に発達した低気圧の事例について、GSMを中心とした数値予報資料の事例検証を行った。その結果、GSM

⁵ JRA-25 は (財) 電力中央研究所と共同で実施された。

は低気圧の発達や強風については4日前から、降水については3日前から良く予測できていたことがわかった。また、太平洋沿岸の強風については、週間アンサンブル予報では5日前から可能性を示しており、アンサンブル平均値や確率予報値も有効な資料であることがわかった。発達する低気圧の予測については、12UTC初期値のGSMによる予報（9日先まで予報）や週間アンサンブル予報の資料（アンサンブル平均、スプレッド、確率予報等）を活用して、3-4日前から発達を示唆する資料があれば、シナリオを検討し始めることも有効であろうと考える。

本事例の低気圧の発達が予測できたかどうかについては、上層の渦位の南下が予測できたかどうかの本質的であり、上流側の波列の表現が予測に重要な要素であったことが分かった。また、日本海に供給された水蒸気量からは、発達の量的な予測には断熱過程と非断熱過程の相互作用の表現が重要であることが示唆された。

JCDASを2004年当時相当の全球数値予報システムとみなして、延長予報を行った結果、低気圧の発

達については、過去の数値予報システムでも4日前から予測できており、低気圧の発達自体は過去のシステムでも予測しやすい事例であったと言える。降水分布や降水量については、現在の全球数値予報システムの方が実況との対応が良く、解像度の変更を含め、8年の間の改良の効果が現れていたと考える。

発達する温帯低気圧は数値予報が始まった当時から、基本的かつ重要な予測対象である。数値予報システムの進歩により、低気圧の発達だけでなく、それに伴う降水、強風の定量的な検証に堪える段階になってきた。今後もこのような事例検証を通じて、全球数値予報システムの精度確認や、改良のための手がかりをつかめるようにしていきたい。

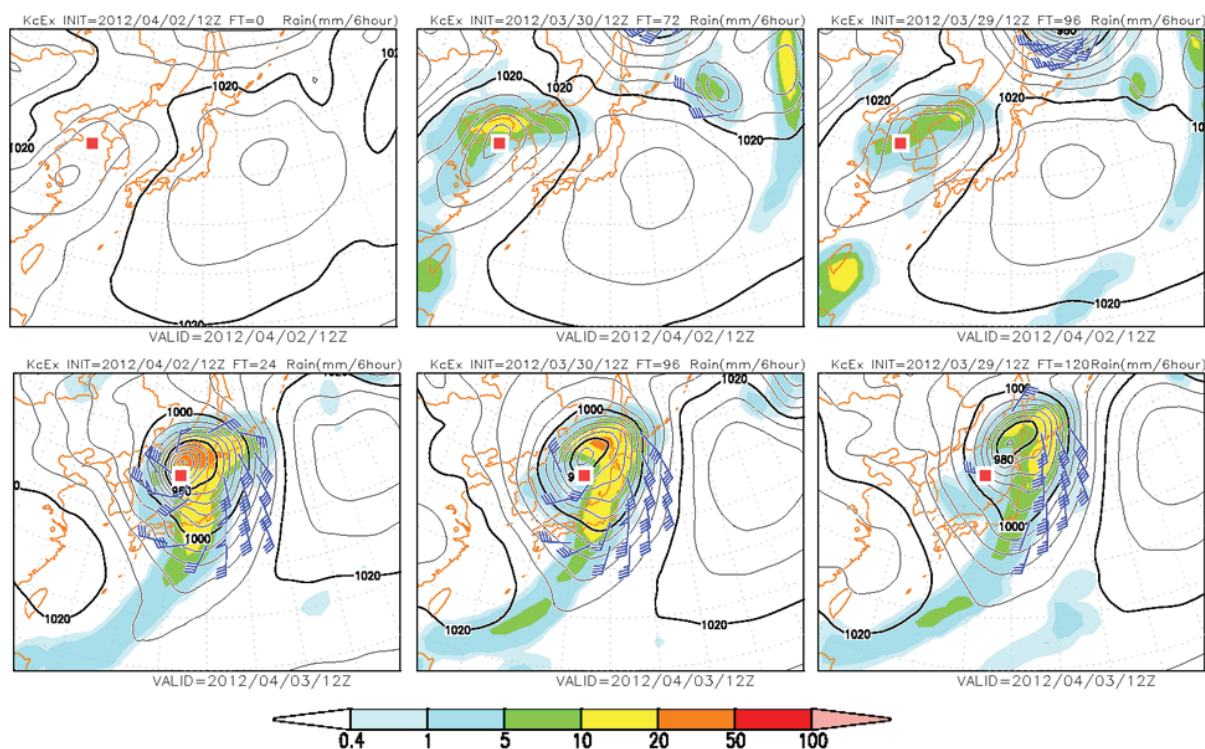


図 2.4.10 図 2.4.3 と同じ。ただし、JCDAS からの延長予報について。初期時刻は(左) 2012 年 4 月 2 日 12UTC 初期値、(中) 2012 年 3 月 30 日 12UTC 初期値、(右) 2012 年 3 月 29 日 12UTC 初期値。

2.4.8 最大風速ガイダンスの予想

前項までは数値予報資料の検証をしてきた。本項以降は本事例において風ガイダンスがどのような予想をしていたかについて述べる。風ガイダンスには、GSMを基にした定時風、最大風速ガイダンス、MSMを基にした定時風、最大風速、最大瞬間風速ガイダンスがあるが、ここでは最大風速ガイダンスについて検証した。風ガイダンスの概要については、本節付録にまとめたのでそちらを参照願いたい。なお、本項以降における観測値はアメダス10分値による最大風速を使用した。

2.4.9 羽田での予想結果に見られた本事例の特徴

図2.4.11（上）は、羽田（東京都）におけるアメダスによる観測とGSMガイダンス（前3時間内最大風速）、GSMの地上風速（前3時間内最大値）の時系列図である。GSMの地上風速は羽田に最も近い格子点の値を採用している。GSMガイダンスとGSMは初期時刻3月31日00UTCから4月2日12UTCまでの11初期値の結果をプロットした。風のピークの時刻に着目すると、GSMガイダンス、GSMともに、どの初期時刻でも4月3日12UTC頃が風のピークとなっており、観測結果に近い予想となっていた。風速は、GSMがどの初期時刻でも最大で約17m/sの予想で観測（27.1m/s）より10m/s程弱い予想であったのに対して、GSMガイダンスはGSMの風速を補正してほぼ観測に近い予想をしていた。

図2.4.11（下）はMSMに関する時系列図である。MSMガイダンスとMSMは初期時刻4月1日15UTCから4月2日15UTCまでをプロットしている。MSMも地上風速は羽田に最も近い格子点の値を採用している。MSMにおいてもGSMと同様に、風のピークの時刻についてはMSMガイダンス、MSMともに全ての初期時刻で観測とほぼ同じ時刻を予想し、風速はMSMガイダンスがMSMより観測に近い値を予想していた。

このように本事例ではモデルによる違いや初期時刻による違いがほとんどなく一貫した予想が継続していたことが特徴で、GSMガイダンスにおいては強風が観測される3日前から風のピークとタイミングを精度よく予想していた事例であった。

2.4.10 全地点での検証結果

次に、全国のアメダス地点での検証結果を示す。

(1) 検証方法

4月3日5時の予報で当日6時から翌日6時までの最大風速を予想することを想定して、4月3日6時から4日6時（日本時間）までの最大風速について検証した。GSMガイダンスは初期時刻4月2日12UTC、

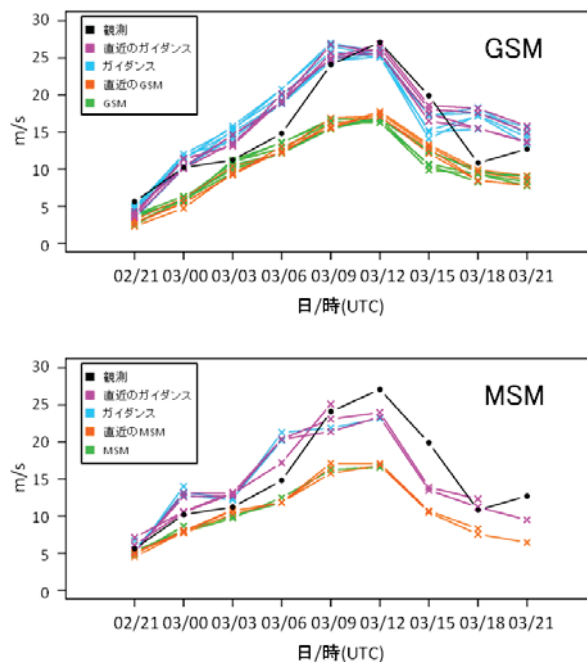


図2.4.11 羽田の最大風速（前3時間最大）の時系列図。

上はGSM（初期時刻3月31日00UTCから4月2日12UTC）、下はMSM（初期時刻4月1日15UTCから4月2日15UTC）。黒は観測、ピンクと青はガイダンスでピンクは直近の4初期値、青はそれ以前の初期値を表す。黄と緑はモデルで黄は直近の4初期値、緑はそれ以前の初期値を表す。横軸は予想対象時刻、縦軸は風速である。

MSMガイダンスは初期時刻4月2日15UTCを検証の対象としている。最大風速は観測される時刻が地点によって異なるため、この検証では最大風速の値に着目し、発現時刻については考慮しないこととした。ガイダンスの値は4月3日6時から4日6時（日本時間）までの最大値を採用した。検証では平均誤差、RMSE、ガイダンスの誤差が5m/sより大きかった地点数⁶を求めた。また、強風が吹いた地点に着目するためガイダンスまたは観測で最大風速が15m/s以上であった地点（以後、「強風地点」とする）についても同様の検証をした。

(2) 検証結果

検証結果を表2.4.2にまとめた。平均誤差はGSMガイダンス、MSMガイダンスともに負となり観測よりもガイダンスが弱い傾向があった。「強風地点」で見るとその傾向はより大きくなっていった。RMSEはGSMガイダンスが2.9m/s、MSMガイダンスが2.4m/sとMSMガイダンスの方が小さく精度が良かった。「強風地点」についてもMSMガイダンスの方がGSMガイダンスよりも精度が良かった。5m/s以

⁶ 風速の検証においては客観的に量的な確からしさを示す指標がないため、ここでは誤差5m/sを一つの目安として検証した。

表2.4.2 4月3日6時から4月4日6時（日本時間）までの24時間における最大風速の検証結果。GSMガイダンスは初期時刻4月2日12UTC、MSMガイダンスは初期時刻4月2日15UTCでそれぞれの上段は全アメダス地点を対象とした検証結果、下段はガイダンスの予想値または観測値が15m/s以上だった地点を対象とした検証結果である。

	対象地点	地点数	観測の平均値(m/s)	ガイダンスの平均値(m/s)	平均誤差(m/s)	RMSE(m/s)	誤差>5m/sの地点数
GSMガイダンス	全地点	924	11.9	10.9	-1.0	2.9	75
	ガイダンスまたは観測が15m/s以上	233	18.5	16.1	-2.3	4.1	50
MSMガイダンス	全地点	924	11.9	11.3	-0.6	2.4	38
	ガイダンスまたは観測が15m/s以上	242	18.3	16.7	-1.6	3.3	31

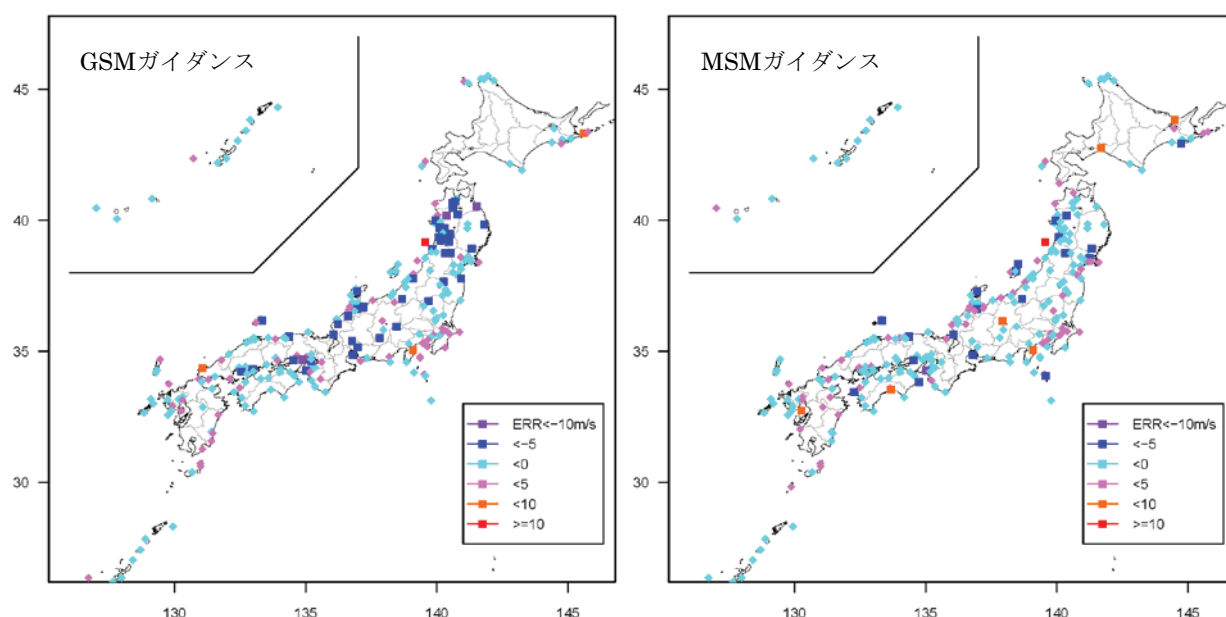


図2.4.12 4月3日6時から4月4日6時（日本時間）までの最大風速の誤差分布。誤差はガイダンスの予想値から観測値を引いた値でガイダンスまたは観測が15m/s以上であった地点のみをプロットしている。左はGSMガイダンス（初期時刻4月2日12UTC）、右はMSMガイダンス（初期時刻4月2日15UTC）である。

上ガイダンスが外れていた地点はGSMガイダンスの方がMSMガイダンスより多く、「強風地点」においても同様であった。

2.4.11 地点別の検証

次に地点別の検証結果を示す。検証期間、検証対象は全地点での検証と共通である。4月3日6時から4日6時（日本時間）までの最大風速の誤差（ガイダンスー観測）を地点別に求めた。

(1) 検証結果

図2.4.12（左）にGSMガイダンスの誤差の分布を示す。強風があった地点に着目するため、「強風地点」のみプロットしている。GSMガイダンスの誤差の分布を見ると、東北の日本海側から北陸にかけてと瀬

戸内海でガイダンスが5m/s以上弱かった地点が多く、関東や九州の太平洋側でガイダンスがやや強かった（誤差は5m/s未満）地点が分布しているのが特徴である。

図2.4.12（右）はMSMガイダンスの誤差の分布図である。誤差の正負の分布はGSMガイダンスに似ているがGSMガイダンスより誤差の小さい地点が多くなっている。特に東北から北陸にかけてはMSMガイダンスの方が誤差が小さい地点が多かった。この点は前述したRMSEなどの違いに現れている。

地点別に詳しく見ると、強風のピークの時刻がずれていたり、モデルの予想の方がガイダンスよりも観測結果に近い予想であった地点などが見られた。次項では、これらの特徴的な地点について詳しく見ていくこととする。

(2) 強風のピークの時刻がずれていた地点

本事例において全国で最大の風速を観測した友ヶ島（和歌山県）は、4月3日6時から4日6時までの最大風速で検証するとガイダンスの誤差は -6.5m/s であったが、モデルの地上風と対比して見るとガイダンスが強風のピークの時刻を外していたことがわかった。

図2.4.13は友ヶ島におけるGSMガイダンス、モデル(GSM)、観測の時系列図である。モデルの値は予想対象時刻の前3時間内の最大風速である。風速のピークの時刻に着目すると、観測とモデルの時刻は合っているが、ガイダンスだけ3時間ずれていた。モデルのピークは3日06UTCだったが、その時刻はガイダンスがモデルの風速を弱めており、ガイダンスのピークは3日03UTCになっていた。06UTCにおいても03UTCと同様にモデルの風を強めていればガイダンスの予想値はより観測に近い予想となっていたであろう。しかしながら、風ガイダンスの予測式は予報時刻それぞれで独立であり、03UTCと06UTCの予測式の特性は必ずしも一致しないため、このようなことは起こり得る。

風ガイダンスは過去のモデルの地上風と観測された風との関係を統計処理することによってその時点における最適な予測式を作成している。本事例ではモデルが06UTCに強い南風を予想し、観測はさらに強い南風となった。この関係がこれまでのモデルと観測との関係から大きく外れていた場合、ガイダンスの予測式では本事例をうまく補正することはできない。そこで友ヶ島において06UTCにおけるモデルと観測との関係が、過去と本事例とで違いがあるかを確認してみた。風ガイダンスでは予測式の係数はカルマンフィルターによって逐次更新され、予測式の特性が日々変化していくのが特徴である。ここでは直近の約1か月の事例を見ることで予測式の特性を概観することにした。

図2.4.14は、3月1日から4月3日までのモデルの風と観測との誤差の散布図である。風ガイダンスでは風のU成分、V成分を独立に求めるため、各成分についての散布図を作成した。GSMガイダンスでは06UTCの予測式の係数を初期時刻00UTCのGSMを使って更新するため、図は初期時刻00UTCのGSMと観測の組み合わせとなっている。また、本事例は強風時の予測式⁷を用いた予想であったため、強風時の予測式を更新する風速 5m/s 以上の事例をプロットしている。これに本事例に該当する初期時刻4月3日12UTCの値を追記した（図中の赤）。

V成分に着目すると過去1か月ではモデルのV成分が負（北風成分）の事例が多く、誤差の分布から読

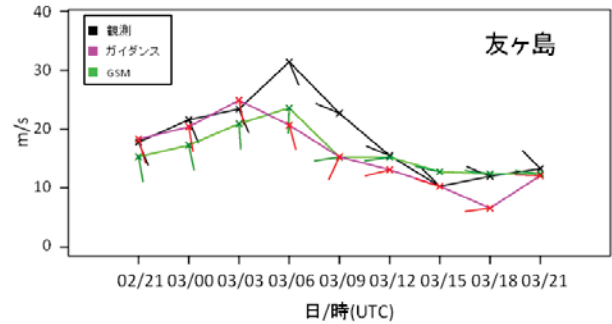


図2.4.13 友ヶ島におけるGSM最大風速ガイダンスの時系列図。初期時刻は4月2日12UTC。黒は観測、ピンクはガイダンス、緑はGSMの地上風の最大値である。横軸は予報対象時刻（日/時）、縦軸が風速でグラフ中のバーは風向を表す。

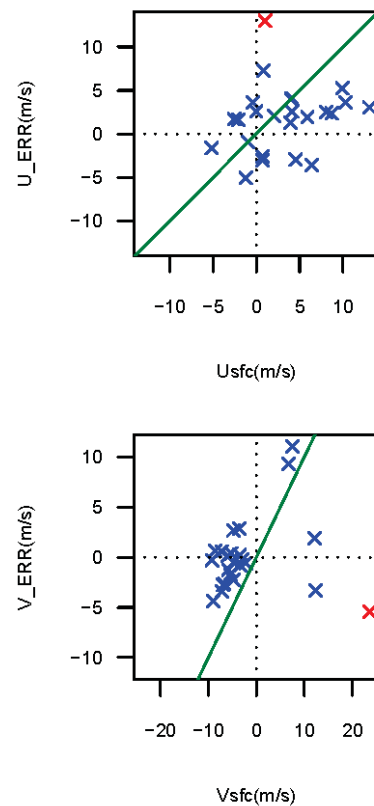


図2.4.14 友ヶ島におけるGSM地上風と観測との誤差の散布図。上はU成分（東西風。西風は正）下はV成分（南北風。南風は正）で、横軸は風速（負の値は風向が逆となる）、縦軸は誤差（予想値－観測値）である。3月1日から4月2日の初期時刻00UTCのFT=6、モデルの地上風速が 5m/s より大きい事例を青でプロットしている。赤は4月3日の事例を示す（初期時刻4月2日12UTC）。

図の見方はU成分と誤差が共に正の領域ではモデルは西風で観測よりも強く、共に負の領域ではモデルは東風で観測よりも強い、となる。緑の直線はU成分=誤差を表し、直線上では観測のU成分が0となる（北または南風）事例となる。直線より左の領域は観測が東風、右側は西風の領域となる。V成分は正が南風となる他は同様である。

⁷ 予測式の層別化については本節付録を参照。

み取るとモデルの北風成分が観測に比べて強い事例がやや多かった。それに対して4月3日の事例ではGSMは強い南風成分を予想し、それは観測に比べて弱かった。V成分は風向によって符号が反転するため、北風成分が観測より強い傾向は南風成分も観測より強い傾向と読み替えられる。よってガイダンスの予測式はGSMの南風成分を弱めるような特性になっていたはずである。実際、ガイダンスはモデルの南風成分を弱め、風速を減じていた。本事例はモデルと観測との関係がこれまでのものと異なっていたため、ガイダンスではうまく補正ができなかった事例であることが分かった。

(3) モデルの風速の方がガイダンスより観測に近かった地点

富山県の砺波平野では日本海に発達した低気圧があるときに強い南風が吹くことが知られている。本事例においても砺波では最大風速21.6m/s（アメダス10分値による値）を観測した。モデルの地上風と対比してみると、ガイダンスがモデルの風を弱めたために予想が外れていたことがわかった。

図2.4.15は砺波におけるMSMガイダンス、モデル(MSM)、観測の時系列図である。モデルは最大で19m/s近い風速を予想していたが、ガイダンスはこれを13m/s程度に弱めていた。

友ヶ島の検証と同様に、砺波におけるモデルの風と観測との関係を調べてみた。対象は予想対象時刻06UTCの予測式である。MSMガイダンスでは06UTCの予測式の係数を初期時刻03UTCのモデルを使って更新するため、初期時刻03UTCのモデルと観測の関係を調査した。

図2.4.16は、3月1日から4月3日までのモデルの風と観測との誤差の散布図である。これに本事例に該当する初期時刻4月3日15UTCの値を追記した(図中の赤)。期間中、本事例を除くとV成分はほぼ±5m/sの範囲で、U成分はほとんどが西風であった。双方を併せると、1事例を除いて南西から北西の西風成分を持つ事例のみであったことになる。それに対して本事例は南南東の強風であった。散布図から、本事例を予想する時点のガイダンスの予測式は北西の風を弱める特性を持ち、北西風と対面する南東風も弱める特性となっていたと思われる。実際、ガイダンスはモデルの南南東の強風を弱め、予想を大きく外していた。本事例では友ヶ島と同様、モデルと観測との関係がこれまでのものと異なっていたため、ガイダンスによる補正がうまく機能していなかったことがわかった。

ガイダンスは外れていたがMSMは強風を予想していた。MSMで砺波平野の強風が予想できていれば、今後、同様の事例において予想の手かがりとする

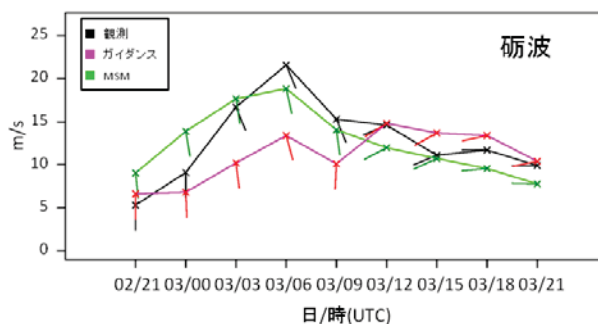


図2.4.15 図2.4.13と同じ。ただし、砺波におけるMSM最大風速ガイダンスの時系列図。初期時刻は4月2日15UTC。

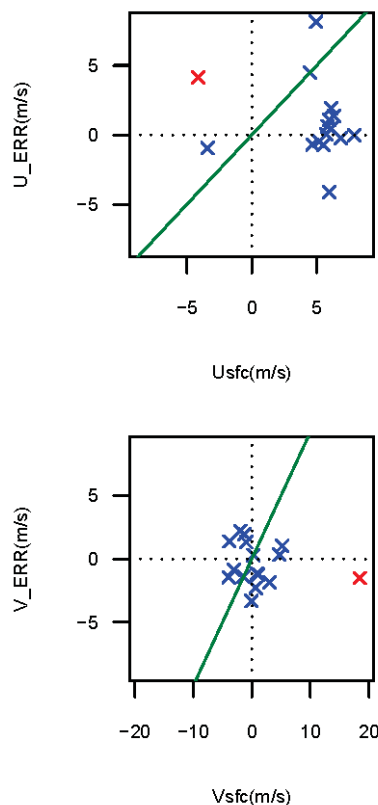


図2.4.16 図2.4.14と同じ。ただし、砺波におけるMSM地上風と観測との誤差の散布図。MSMは3月1日から4月2日の初期時刻03UTCのFT=3、MSMの地上風速が5m/sより大きい事例を青でプロットしている。赤は4月3日の事例を表す（初期時刻は4月2日15UTC）。

ることができる。これを確認するためMSM地上風の平面図をしてみる。風は地形の影響を受けるため、モデル地形図も併せて見ることにする。

図2.4.17はMSMが砺波の直近の格子で最大風速を予想した3日04UTC（初期時刻4月2日15UTC）の地上風の平面図、図2.4.18はMSM格子点の標高を元に作成したモデル地形の鳥瞰図である。モデル地形図は図2.4.17と同じ範囲で、地形を北西側から見ている。モデル地形では、砺波平野はその南側の谷と

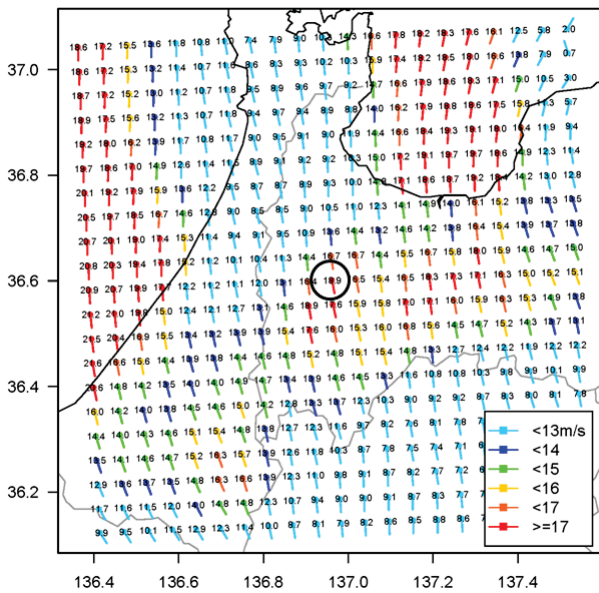


図2.4.17 4月3日04UTCのMSMの地上風の平面図。
MSMの初期時刻は4月2日15UTC。数字は風速(m/s)、
バーは風向を表す。中央の○印が砺波の最近接格子で
ある。

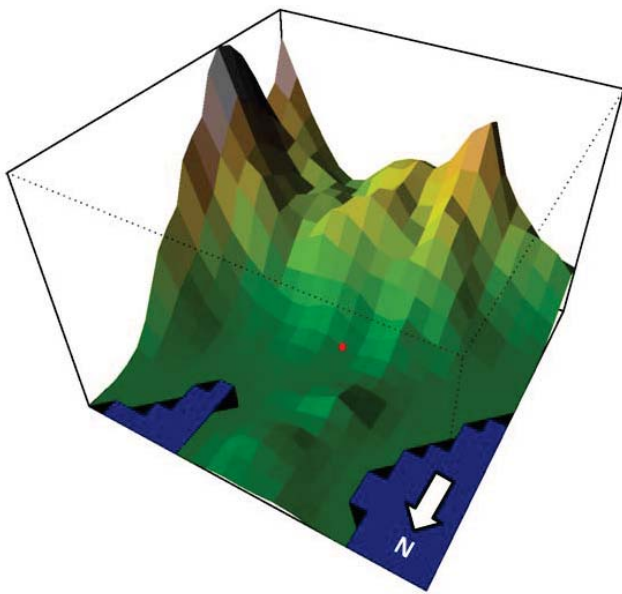


図2.4.18 図2.4.17と同じ範囲のMSMのモデル地形図。
中央の赤点が砺波の最近接格子である。

一緒になり谷の最下流に砺波の直近格子が位置している。地上風の分布図と併せて見ると、谷に沿った南風が砺波平野に当たる地域で強まっている様子が見てとれる。このように本事例ではMSMは富山県で一様に強風を予想していたのではなく、地形を反映した強風の分布を予想していたことが確認できた。

2.4.12 ガイダンス改善の試み

ガイダンスが外れた例を検証してきたが、友ヶ島、砺波どちらの事例も本事例によって更新された予測式を使って再度予想をするとガイダンスの予想が大

きく改善することを確認している(図は省略)。従属資料による予想になるので精度が良くなるのは当然であるが、言い換えれば同様の事例が続けば2度目は精度の良い予想ができるということになる。しかし、それではいつまで経っても根本的な改善には至らない。これらの外れに対する改善策として、どのようなことが考えられるだろうか。砺波の例では、過去1か月間は西寄りの風の事例によってガイダンスの予測式が最適化されていた。そして突然の南からの強風にガイダンスでは対応することができなかった。現在の風ガイダンスは風向による予測式の層別化を行っていないため、どの風向でも同じ予測式を用いている。よって、風向によってモデルと観測との関係が異なる地点ではガイダンスがうまく予想できない場合がある。

そこで、予測式を風向によって層別化することを試みた。風向は90度単位で、北東象限、南東象限、南西象限、北西象限の4つに分け、それぞれの風向について予測式を持つようにした。予測式はモデルの風向が該当する風向の範囲に入っている場合に更新する。また、風向が大きく外れた場合は気圧配置などの予想が外れている事例であると判断し、モデルの風向と観測の風向の差が90度より大きい場合は係数の更新をしないようにした。

層別化の風向はモデルのU成分、V成分の符号が一定となる方位を採用した。ガイダンスはモデルのU成分、V成分の観測との誤差を目的変数としているが、誤差の特性は風向(符号)が変わっても同じであるとは限らない。よって、符号を一定とすることで風向による特性を引き出せるであろうと考えた。また、風向の範囲を90度としたのは該当する事例数を確保するためである。層別化を細かくすれば、より風向に特化した予測式が得られると期待できるが、該事例数が少ないと十分な精度を得ることは難しくなるのである。

このような設定のテスト版のガイダンスを試作し、現ガイダンスと比較をした。

図2.4.19は友ヶ島(上)と砺波(下)の時系列図である。図2.4.13、図2.4.15にテスト版のガイダンスを追記したグラフとなっている。友ヶ島では、風速のピークの時刻はテスト版のガイダンス、モデル、観測で一致していて、風速の予想はテスト版のガイダンスが最も観測に近かった。全ての時刻でテスト版のガイダンスが最善の予想をしているわけではないが、モデルが予想したピークをガイダンスがずらすことなく予想できている点が注目すべきところである。砺波ではテスト版のガイダンスがMSMの南風が強いというシグナルをうまく引き出し、現ガイダンスと比較して大きく改善することがわかった。

風向によってモデルと観測との関係が異なるため

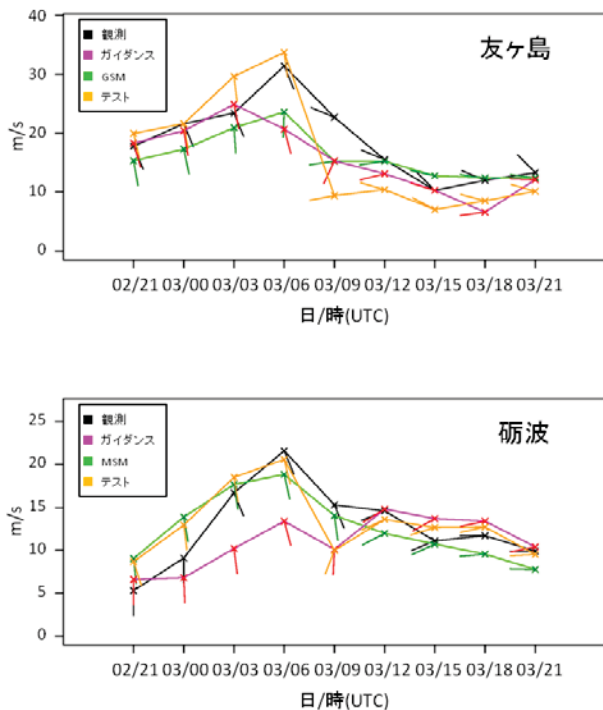


図2.4.19 図2.4.13に予測式を風向で層別化したガイダンスを追加したもの。ただし、上は友ヶ島のGSMガイダンス（初期時刻4月2日12UTC）、下は砺波のMSMガイダンス（初期時刻4月2日15UTC）。黄色はテスト版のガイダンスである。

に現在のガイダンスではうまく予想できなかった地点において、予測式を風向で層別化することは有効な改善策であることが確認できた。全ての事例、全ての地点で同じことが言えるとは限らないが現在の風ガイダンスを改良する上で大きなヒントを得た事例であった。

2.4.13 最大風速ガイダンスの予想についてのまとめ

本事例ではモデルによる違いや初期時刻による違いがほとんどなく一貫した予想が継続していたことが特徴で、GSMガイダンスにおいては強風が観測される3日前から強風のピークとタイミングを精度よく予想していた事例であった。

地点ごとに時系列を詳しく見ていくと、モデルの風速のピークとガイダンスの風速のピークがずれていた地点やモデルの方がガイダンスよりも観測に近い風速を予想していた地点があった。これらのガイダンスの外れは、ガイダンスの予測式が本事例に合っていなかったことが主な原因であった。

このようなガイダンスの外れを客観的に補正することは困難であるが、過去数回の強風事例と異なる原因で強風が予想される場合は、ガイダンスが外れる可能性が高いと考えられる。そのような場合、モデルの予想を基に量的な予想をすることも有効であるのでモデルの予想結果も併せて活用していただき

たい。

また、予測式を風向によって層別化することにより予想が改善する地点があることが確認できた。今回の事例検証で得られた結果を今後の改良に生かしていきたい。

付録 風ガイダンスの概要

ガイダンスの検証では風ガイダンスの仕組みに関する内容が多くあったので、ここに風ガイダンスの概要をまとめておく。

風ガイダンスはモデルの地上風と観測との誤差を目的変数としている。風をU成分、V成分に分け、それぞれについて観測との誤差を予想してモデルの風速を補正する。最終的にU成分、V成分を合成し、風向、風速に変換している（図2.4.20）。さらに風速は頻度バイアス補正（第1部5.2.3項(5)を参照）によって補正されている。

予測式に用いる説明変数はモデルの地上風のU成分とV成分である。これに定数（バイアス項）を加えた一次式を予測式としている。予測式の係数はカルマンフィルター（第1部5.2.3項(2)を参照）によって逐次更新される。

係数更新に用いる観測はガイダンスによって異なる。定時風ガイダンスでは予想対象時刻の平均風速、最大風速ガイダンスでは予想間隔が3時間であれば、予想対象時刻までの前3時間の最大風速を用いる。

予測式は予想対象とする地点毎にあり、さらに予想対象時刻とモデルの地上風速で層別化している。地上風速による層別化は、モデルの地上風速を基準にして、「弱風時」、「並風時」、「強風時」の3つのカテゴリーに分かれている（表2.4.3）。予想対象時刻の層別化はガイダンスの予想間隔に依存する。例え

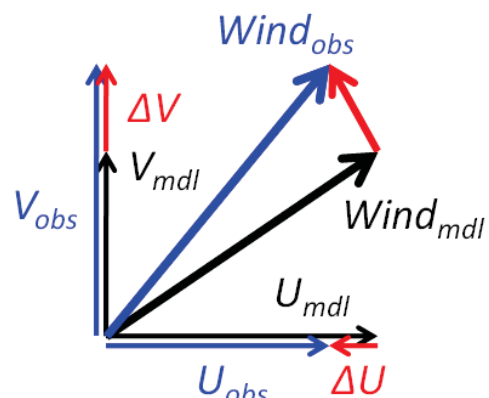


図2.4.20 風ガイダンスの模式図。黒のベクトルはモデルの地上風、青のベクトルは観測された風、赤のベクトルはモデルと観測の誤差（差分）ベクトルである。ガイダンスは風のベクトルをU成分とV成分に分け、各成分の誤差（ ΔU , ΔV ）を予想する。ガイダンスが予想する風向、風速は、補正したモデルのU成分、V成分を合成したものである。

表2.4.3 風ガイダンスのモデルの地上風速による層別化の詳細。風ガイダンスでは予測式を以下の閾値で使い分けている。係数の更新をする時は層別化の条件を重ね合わせている。層別化の条件は定時風ガイダンス、最大風速ガイダンスで共通である。

層別の カテゴリー	予想する時	係数を更新する時
弱風時	4m/s以下	4m/s以下
並風時	4m/s～6m/s以下	3m/s～7m/s以下
強風時	6m/s～	5m/s～

ばGSM最大風速ガイダンスは3時間間隔の予想なので予想対象時刻00UTCから21UTCまでの8個に層別化され、風速の層別化と併せて1地点につき24個の予測式を持っている。

なお、風ガイダンスの詳細については、平成23年度数値予報研修テキスト（室井ほか 2011）に掲載しているので、そちらも参照願いたい。

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.
- 江河拓夢, 2009: マイクロ波放射計SSMISの利用. 平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 54-56.
- 小倉義光, 1978: 気象力学通論. 東京大学出版会, 123-129pp.
- 大野木和敏, 2007: JRA-25の概要. 平成19年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 3-4.
- 加藤輝之, 2010: 最近の全球数値予報システムの成績の推移. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30-32.
- 気象庁, 2012: 平成24年4月2～3日に急発達した低気圧について. 平成24年度報道発表資料.
- 北川裕人, 2007: 高解像度全球モデル. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.
- 中川雅之, 2007: 降水. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 21-23.
- 二階堂義信, 1986a: Q-map（等温位面上で解析された渦位分布図）その1 Q-mapの原理. 天気, **33**, 289-299.
- 二階堂義信, 1986b: Q-map（等温位面上で解析された渦位分布図）その2 Q-mapの実際. 天気, **33**, 300-331.
- 室井ちあし, 2011: 最近の数値予報システムの改善のまとめ. 平成23年度数値予報研修テキスト, 気

象庁予報部, 1-2.

- 室井ちあし, 松下泰広, 西尾利一, 2011: 数値予報モデルおよびガイダンスの概要一覧表. 平成23年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82.
- 簗将吉, 村井臣哉, 北川裕人, 2005: 晴天放射スキーム. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 53-64.
- Bengtsson, L., K. I. Hodges, and L. S. R. Froude, 2005: Global observations and forecast skill. *Tellus*, **57A**, 515-527.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-423.
- Yoshida, A. and Y. Asuma, 2004: Structures and Environment of Explosively Developing Extratropical Cyclones in the Northwestern Pacific Region. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1121-1142.