

第2章 日本域拡張・高頻度化された局地モデルの特性

2.1 はじめに¹

2013年の梅雨期や夏季に多く見られたように、時空間規模の小さい積乱雲に伴う局地的な豪雨はときによって甚大な災害をもたらすことから、その予測精度向上への要請が強まっている。さらに、航空機の安全な運航のため、局地的な現象に伴う気象状況の急変の予測に資する、飛行場周辺における時間・空間的に細かい気象情報への需要も高まっている。気象庁においては、防災気象情報や飛行場予報の作成に資するための数値予報モデルとして、これまでは、日本周辺を対象として1日8回の予報を行う、水平格子間隔5kmのメソモデル（Meso-Scale Model: 以下、MSM）がその主な役割を担ってきた。

しかしながら、気象情報に対する前述のような需要から、時空間規模のより小さい現象をより精度よく予測するとともに、実況の変化に迅速に対応できるように、最新の大気状態を反映した予測結果を速やかに提供することが可能な数値予報システムが必要となっている。気象庁ではこの目的のために、水平格子間隔2kmの局地モデル（Local Forecast Model: 以下、LFM）の開発を進めてきた。

LFMは、2010年11月からの試験運用（永戸ほか2010）を経て、2012年8月からは、気象庁の新しいスーパーコンピュータシステム上で試験運用と同じ予報領域（東日本を中心とした領域）及び予報頻度・時間（1日8回・9時間予報）による本運用を開始した。その後、改良・検証を進めて、2013年5月からは予報領域を日本全国を覆う領域に拡張するとともに、予報頻度を1日24回に増強した運用を開始した。図2.1.1にLFMの予報領域を、表2.1.1にLFMの運用実績を、それぞれ示す。

LFMの予測特性に関しては、これまでの開発の過程や試験運用の結果に基づいて調査・検証が進められてきた（氏家 2009; 永戸ほか 2010; 平原ほか 2011; 永戸ほか 2012）。本章では、これらの調査・

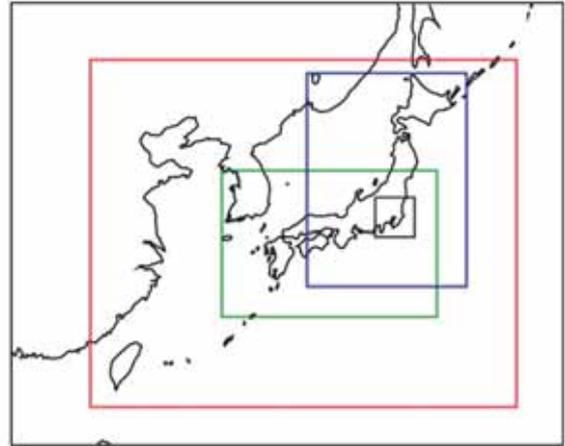


図2.1.1 LFMの予報領域。赤線は2013年5月から拡張された領域を、黒線で囲まれた関東地方の領域は、航空ユーザー向けプロダクトの描画領域をそれぞれ示す。青線で囲まれた領域は、2011年5月から2012年8月までの試験運用と2012年8月から2013年5月までの本運用における予報領域を、緑線で囲まれた領域は、2010年11月から2011年3月までの試験運用における予報領域をそれぞれ示す。

検証結果も踏まえた上で、今後の予報作業におけるLFMの本格的な利用に資することを目的に、仕様が拡張されたモデルの運用の目的や現時点で把握されている特性に基づく利用上の留意点について示す。まず、第2.2節で、LFMの運用の目的について明確にし、それに基づく仕様について説明する。続いて、第2.3節では、LFMの特性を反映した事例や統計検証結果について説明する。あわせて、これまでの試験運用・本運用や各実験によって確認されている各特性に加えて、各気象官署で行われてきた調査によって指摘された特性についても示す。第2.4節では、これらの特性のうち、LFMの大きな特徴の一つである高解像度化の効果による地形表現の精緻化に関して、特に地上風向予測に対する効果についての調査結果を示す。更に、第2.5節では、LFM

表 2.1.1 LFMの運用実績

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～2012年8月				
2012年8月～2013年5月	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（第9世代）
2013年5月～				

¹ 第2章 永戸 久喜、原 旅人、倉橋 永

の仕様拡張以降の2013年の梅雨期・夏季を対象にした大雨事例の予測結果について、そこに表れたLFMの各特性に焦点をあてながら紹介する。最後の第2.6節では、これらの特性を踏まえたLFMの利用上の留意点について述べる。

なお、この章での調査に用いたLFMの計算結果は、基本的に2013年5月の仕様拡張以降に現業利用されているものと同じ仕様で計算されたものとなっている（ただし、第2.4節については試験運用時のシステムでの計算結果を用いている）。調査期間は、仕様拡張に向けた評価のための実験を行った2012年7月～8月及び2012年12月～2013年1月と、現業システムの仕様を拡張した2013年5月以降である。

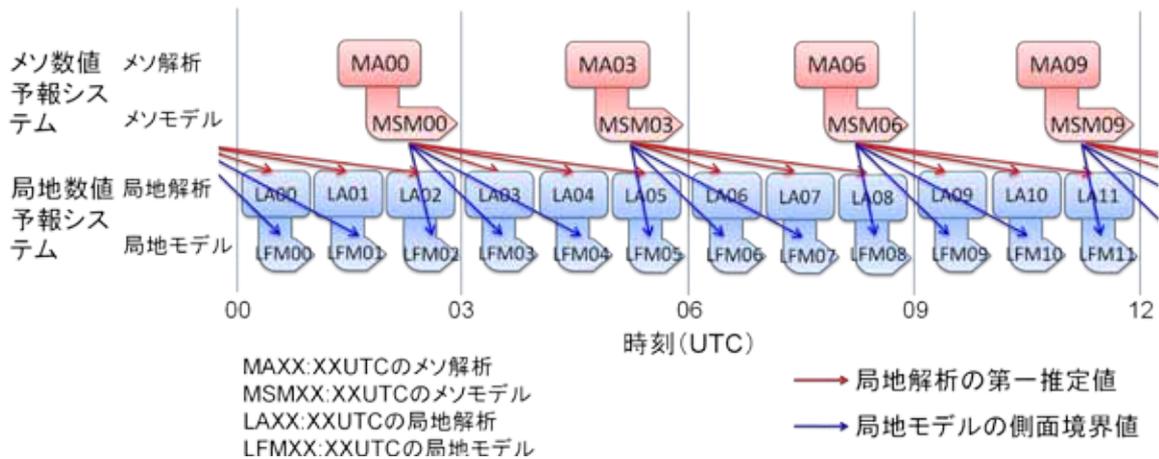


図 2.2.1 局地数値予報システムの実行スケジュールとメソ数値予報システムとの依存関係

表 2.2.1 LFM と MSM の主な仕様。青太字、赤太字は、それぞれ 2013 年 3 月 28 日 00UTC、5 月 29 日 00UTC 初期値以降の変更点を示す。

	LFM	MSM
格子数(x×y×z)	1581×1301 ×60*	817×661 ×50
水平解像度	2 km	5 km
モデル上端	20.2 km	21.8 km
積分時間間隔	8 秒	20 秒
初期時刻	毎正時	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
予報時間	9 時間	39 時間
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。

2.2 局地モデル運用の目的と仕様

LFM運用の目的は、MSMよりも時空間規模の小さい現象の表現力を高めることにより、それらをより精度よく予測することと、最新の実況を反映した初期値による予測結果を、MSM以上に高頻度かつ迅速に提供することである。これらの目的に対応するためのLFMの最も特徴的な仕様は、2kmの水平格子間隔と毎時実行である。水平格子間隔は、MSMの5kmより細かく、毎時実行は、気象庁の現業数値予報システムでは初めてとなる。本節では、まず、2013年5月の仕様拡張後のシステム全体の運用の流れや、予報・解析システムの仕様、また観測データ利用の状況等について示す。さらに、それらのうちで、LFMの運用目的に深く関連する部分について個別に説明を加える。

まず、図2.2.1に、局地数値予報システムの実行スケジュールとメソ数値予報システムとの依存関係について示す。局地数値予報システムでは、初期値を作成する局地解析(Local Analysis: 以下、LA)の第一推定値とLFMの側面境界値にMSM予報値を用

いている。ここでは、LA及びLFMがそれぞれ実行される時点で最も新しいMSMの予報値を用いる設定としている²。

局地数値予報システムは、その運用目的を達成するために、毎時実行するという高頻度な運用に加えて、速報性を重視して初期時刻から予測結果が確認できるまでの時間を短くしている。まず、解析を始める前に観測データの入電を待つ時間を、MSMの初期値を作成するメソ解析(Meso-scale Analysis: 以下、MA)における50分より短い30分としている。観測データを待ち受けた後のルーチンスケジュールは、初期時刻の35分後に計算を開始し、解析を約

² LA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時間予報を繰り返す仕様である(永戸ほか2012)。ここで、MSM予報値は、第一推定値と1時間予報の側面境界値に用いられ、基本的には、LFMに側面境界値を与えるものと同じ初期時刻の予報値が用いられている。ただし、02, 05, 08, 11, 14, 17, 20, 23UTCに初期値を作成するLAに与える第一推定値と最初の1時間予報の側面境界値には、一つ前の初期時刻のMSM予報値が用いられている。これは、当該時刻の予報値が最新のMSM予報に含まれないためである。

表 2.2.2 局地解析(LA)とメソ解析(MA)の主な仕様。青太字、赤太字は、それぞれ 2013 年 3 月 28 日 00UTC、5 月 29 日 00UTC 初期値以降の変更点を示す。

	LA	MA
解析手法	3次元変分法解析と1時間予報による解析・予報サイクル	4次元変分法
格子数(x×y×z)	633×521 ×50	817×661 ×50 (アウターモデル) 273×221 ×40 (インナーモデル)
水平解像度	5 km	5 km (アウターモデル) 15 km (インナーモデル)
モデル上端	21.8 km	21.8 km (アウターモデル) 22.1 km (インナーモデル)
初期値作成時刻	毎正時	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
観測データ打ち切り時刻	初期値作成対象時刻後 30 分	初期値作成対象時刻後 50 分
データ同化窓	各解析時刻の前後 15 分	初期値作成対象時刻の前 3 時間

表 2.2.3 LA 及び MA (ただし、地上解析は除く)における観測データ利用状況。 : 導入済み、 : 2013 年 1 月 22 日 03UTC 初期値以降に導入、 : 導入予定、 : 導入を検討中、 x : 導入予定なし

観測種別	同化要素	LA	MA
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 GNSS (全地球航法衛星システム)	可降水量		
国内 SYNOP (地上実況気象通報式)	気圧		
国内 SYNOP	比湿		
国内 SYNOP	気温・風向・風速		
国内 METAR (定時飛行場実況気象通報式)	気温・風向・風速		
ラジオゾンデ	気温・相対湿度・風向・風速		
海外 SYNOP・船舶・パイ	気圧		
海外 SYNOP・船舶・パイ	気温・風向・風速		
台風ボーガス	気圧・風向・風速		
解析雨量	地上降水量	x	
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：マイクロ波イメージャ	地上降水量	x	
低軌道衛星：マイクロ波散乱計	風向・風速		

10分、予報を約18分程度で実行を完了することで、概ね初期時刻の70分以内に予測結果が閲覧できるようになっている。このように、運用目的に応じた仕様の設定に加え、計算時間短縮のための開発も行って、現在の運用を実現している。

ちなみに、MSMの予報プロダクトが初期時刻の150分後というタイミングで配信されることから、最新のLFMの予測結果が利用可能となる時刻に利用できるMSMの予測結果は、LFMの初期時刻より

前の初期時刻(2~4時間前)のものということになる。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とが多い³。このことから、本章でLFMとMSMの予測結果を比較す

³ 02,05,08,11,14,17,20,23UTC 初期時刻の LFM 予報については、LFM の初期時刻に対して 5 時間前の初期時刻の MSM 予報値を第一推定値として利用しているが、予報結果の比較が可能なのは、それより新しい、LFM の初期時刻に対して 2 時間前の MSM 予報である。

る場合は、LFMの初期時刻に対して前の初期時刻のMSMを比較対象とすることがある。

続いて、LFMとLAそれぞれの仕様を見ることにする。表2.2.1に、MSMと比較したLFMの仕様を示す。LFMでは、前述の通り、より小規模な現象の表現力を向上させるために、水平格子間隔をMSMの5kmより細かい2kmとした。数値予報モデルで表現できる現象の大きさは、一般的に格子間隔の5倍から8倍以上といわれている（永田・萬納寺 1994）ので、LFMの場合、水平スケール10km程度の対流（対となった上昇流と下降流）とそれに伴う積乱雲が、大気の支配方程式の中の予報変数によって直接格子点値として表現できるようになる。

表2.2.2には、MAと比較したLAの仕様を示す。最も大きな違いは解析手法である。MAでは、計算負荷が非常に大きいものの、予報モデルの時間発展も考慮した高度な解析手法である4次元変分法（室井・佐藤 2012）を用いている。一方、LAでは、高頻度の実行と予測結果の速報性を重視して、計算負荷が小さい3次元変分法を用いている。3次元変分法では、解析値を求める際に空間3次元のみが考慮され、力学的な時間変化を考慮しないために、力学的なバランスという点で4次元変分法に及ばない面がある（室井・佐藤 2012）。

また、MAでは、4次元変分法による解析を行うことによって、初期値作成対象時刻の前3時間の観測データを利用できているのに対し、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。ただし、LA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を取り込むようにしている（永戸ほか 2012）。

本節の最後に、LAで利用されている観測データのリストを、表2.2.3に示す。LAで特徴的なのは、MAでは使っていない地上アメダスの風と気温、及びSYNOPの相対湿度から求めた比湿⁴を利用している点である。一般に地上観測データは地形による局地性が強く、数値予報システムの格子間隔が粗いため、その中で表現する地形が実際と大きく異なる場合は、解析で利用することが難しい。しかし、LAではLFMとともに高解像度化されたことによって、それが程度可能となった。

高層ゾンデや航空機などの従来型観測データや、降水や風の予測に重要なレーダー・ウィンドプロファイラなどの地上リモートセンシングデータ等は、MAと概ね同じものがLAでも利用されている。ただし、降水予測にインパクトの大きな解析雨量については、降水量のデータが時間積算された値であるため、3次元変分法を用いているLAでは利用できない。解析雨量を利用するためには、MAと同じ4次元変分法を採用する必要があるが、計算機資源の制約等の理由により、現時点ではその予定はない。

また、観測データの乏しい海上を中心に広い領域をカバーする衛星観測データについては、現時点ではLAでは利用されていない。これは、当初は予報領域が東日本領域に限られ、海上の領域が狭かったため、衛星データの導入は、そのインパクトがより大きくなると想定される領域拡張後に予定していたことによる。このたび、領域拡張が実現したことにより、現在MAで利用している衛星データについて、今後LAに導入していく計画で、開発を進めているところである。

⁴ ゾンデデータ等でも用いられている相対湿度では無く比湿を用いるのは、気温の高い夏季は水蒸気量そのものの同化が効果的であることに加え、現状では夏季日中のモデル気温にやや負バイアスが見られるため、相対湿度による同化では水蒸気量を実際より過少に評価してしまうためである。

2.3 LFMの特性

2.3.1 高解像度化の効果

(1) 地形の影響と地上気象要素の予測

前節で述べたように、LFMは水平格子間隔が2kmと、MSMの5kmより小さくなった。その効果によって、現実により近い地形の起伏が表現可能となり、地形の強制により発生した上昇流に伴って形成される雲・降水の表現が向上する事例が確認されている。ただし、地形効果による雲・降水表現の改善については、地域によってその特性が異なるため、事例を積み重ねることによって把握に努めることが必要である。

また、地形がより現実に近くなることによって、その影響を直接受ける地上の風及びその時間変化についても改善が期待される。実際に地上の風向の予測について検証した結果、内陸部を中心に、LFMの風向予測の方がMSMの予測よりも観測に近いという結果が得られている。この結果については次節（第2.4節）で詳しく紹介する。加えて、水平格子間隔が小さくなったことに合わせた物理過程の改良

により、日中の地上気温については、MSMよりもLFMの方が負バイアスが小さく、より実況に近い日中の昇温を表現できる（永戸ほか 2012）。

その例として、図2.3.1に、北海道における夏季の不安定性降水の予測事例を示す。本章での不安定性降水とは、大気安定度の低下した環境場において、主に日射の影響による下層の熱的な強制によって発生する対流性の降水であると定義する。解析雨量（図2.3.1(a)）を見ると、この時刻には、山沿いを中心に小さなスケールの降水域が発生しており、局所的に強雨となっている様子が分かる。この降水域は日射による地上の昇温により発生・発達した積乱雲によってもたらされたものであるが、LFM（図2.3.1(b)）は、MSM（図2.3.1(c)）では表現されなかった大雪山系や日高山脈付近の細かいスケールの降水域及びその強度を良く再現している。

ここで、同じ事例における地上気温の分布を図2.3.2に示す。降水が見られた地域を含む広い範囲で、LFM（図2.3.2(b)）の方がMSM（図2.3.2(c)）よりもアメダスの観測（図2.3.2(a)）に近い高い気温を予測していることが分かる（図2.3.2(d)）。このため、

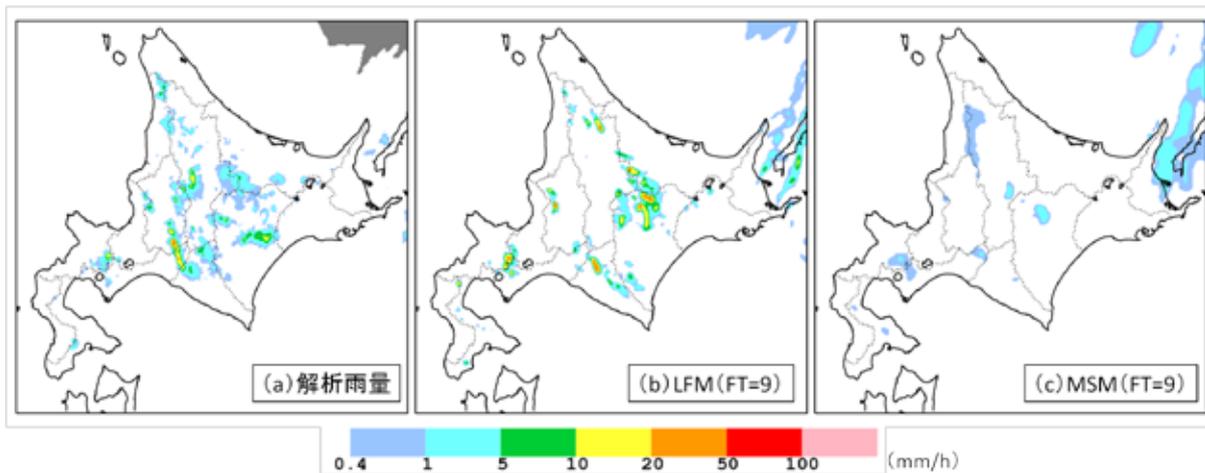


図 2.3.1 2012年7月6日15JSTの前1時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFMの9時間予報値、(c)MSMの9時間予報値。

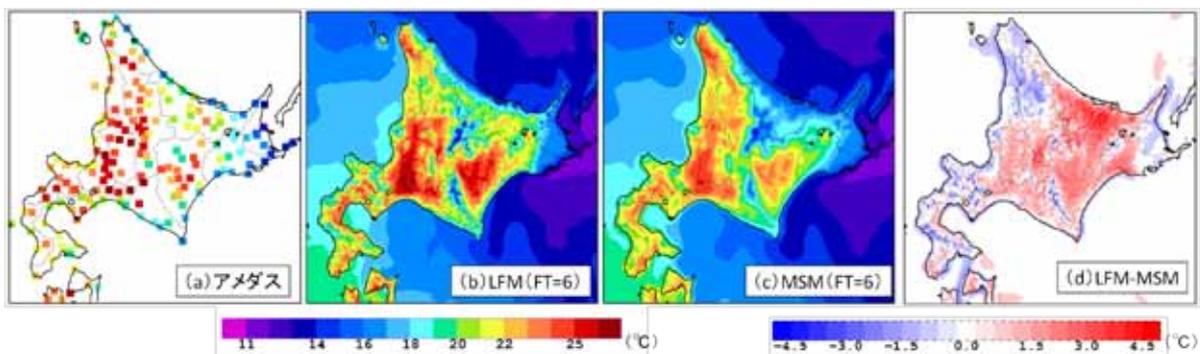


図 2.3.2 2012年7月6日12JSTの地上気温。(a)アメダス観測値、(b)LFMの6時間予報値、(c)MSMの6時間予報値、(d) LFMの6時間予報値とMSMの6時間予報値の差分。

主にこの改善が、地上気温の昇温に伴う夏季の不安定性降水の予測精度向上に影響していると考えられる。ちなみに、ここでMSMとの間に見られたLFMの降水表現の違いには、高解像度化に伴って地形が精緻に扱えるようになった効果や、次項で述べる対流性降水の表現力向上も寄与していると考えられる。

(2) 対流性降水の表現力向上

LFMは水平格子間隔が小さくなったことで、より小さなスケールの現象を、格子点値として大気の支配方程式の中の予報変数によって直接表現することが可能となった。具体的には、MSMでは表現できなかった水平スケール10km程度の積雲対流に伴う熱・水蒸気などの鉛直輸送が、LFMでは格子点値で表現可能となっている。

数値予報モデルにおける格子点値とは、各予報変数の格子平均量である。このため、水平格子間隔が大きくなると、その値が空間・時間的に平均化されて、小さなスケールの値やその変化が表現できなくなる。しかし、実際の大気中には格子より小さなス

ケールで上昇流や下降流による鉛直輸送が存在し、それらが格子平均の場に影響を及ぼすため、何らかの形でこの効果を表現することが必要となる。水平格子間隔が大きいモデルでは、格子点値だけを用いて、それより小さいスケールで起きている現象を評価して格子点値への影響を計算する手法を用いている（この手法はパラメタリゼーションと呼ばれている）。しかし、格子点値だけで格子の中で起きている現象を正しく評価することは難しく、この点がモデルの不確実性の要因にもなっている。

一方、水平格子間隔を小さくすることで、積雲対流に伴う鉛直輸送などの値が格子点値を使って表現できるようになれば、少なくとも鉛直輸送に関するパラメタリゼーションが不要になるなど、モデルの不確実性要因の一つを除くことができるという利点がある。従って、水平格子間隔が2kmのLFMでは、水平スケール10km程度の積雲対流による鉛直輸送を表現することが可能となるため、MSMでその役割を担っている積雲対流パラメタリゼーションを用いていない（表2.2.1）。第2.3.3項で述べるように、LFMでは積雲対流パラメタリゼーションを用

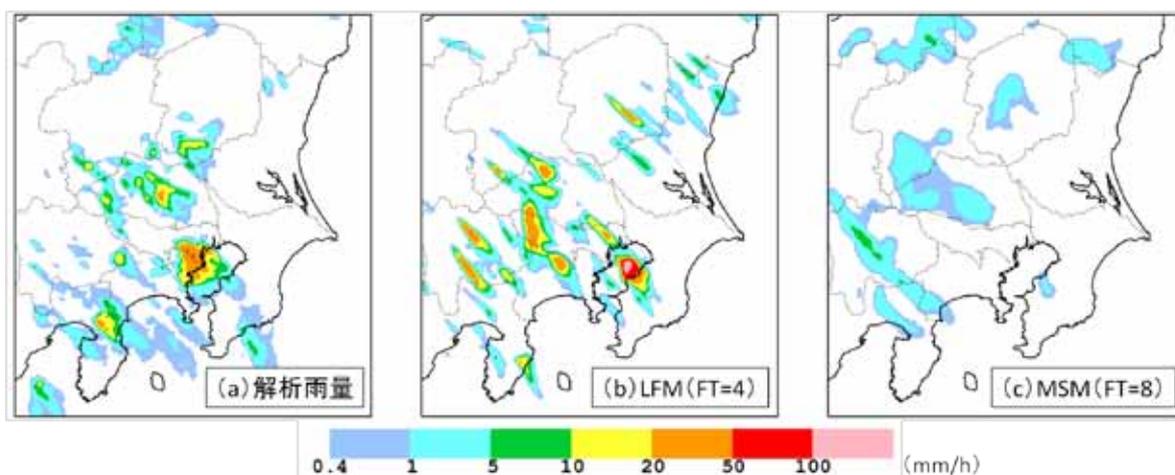


図 2.3.3 2013年7月23日17JSTの前1時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFMの4時間予報値、(c)MSMの8時間予報値。

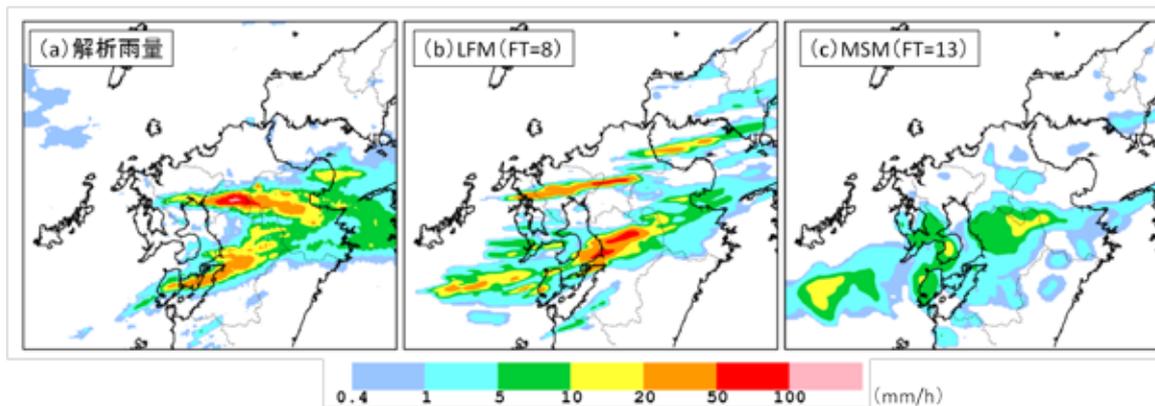


図 2.3.4 2012年7月14日10JSTの前1時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFMの8時間予報値、(c)MSMの13時間予報値。

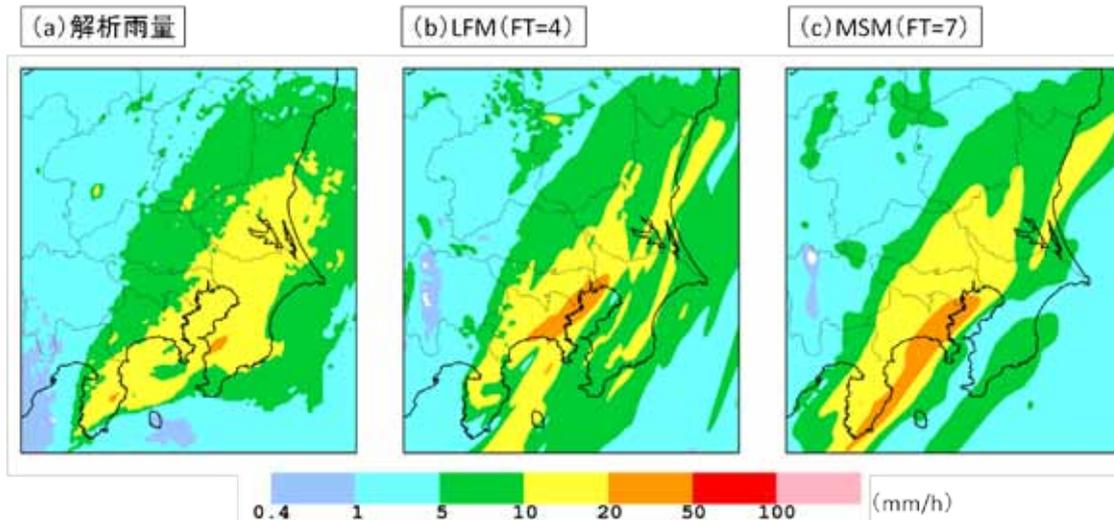


図 2.3.5 2012 年 12 月 30 日 19JST の前 1 時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFM の 4 時間予報値、(c)MSM の 7 時間予報値。

いていないために、積雲対流の発生が遅れるなどの課題はあるものの、対流性降水の形状やピーク値について観測値に近いものをMSMより精度よく予測できる。

LFMが小さいスケールの現象をMSMよりも良く表現できることを示すため、図2.3.3で、関東地方における夏季の不安定性降水の予測事例を見ることにする。解析雨量（図2.3.3(a)）を見ると、関東地方の平野部を中心に、10kmから30km程度の小さなスケールの強雨域（ここでは10mm/h以上の領域とした）が発生している様子が分かる。この雨域も図2.3.1と同様に、日射による地上の昇温によって発生・発達した積乱雲によってもたらされたものである。LFM（図2.3.3(b)）は、観測と比べると位置ずれはあるものの、MSM（図2.3.3(c)）では表現されなかった10km程度の小さ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小さいスケールの現象の表現力を高めていることを示している。

次に、LFMがMSMよりも強雨の表現力に優れる点を示すため、図2.3.4で、平成24年7月九州北部豪雨の事例を見ることにする。解析雨量（図2.3.4(a)）を見ると、佐賀県から大分県、及び熊本県から大分県にそれぞれ伸びる顕著な2本の線状の強雨域が見られる。この事例では、MSM（図2.3.4(c)）でも後者の雨域を比較的良く表現しているが、線状の強雨域を十分に表現できておらず、ピーク値も解析雨量に比べるとやや弱い。さらに、前者の強雨域については表現出来ていない。一方、LFM（図2.3.4(b)）ではやや位置ずれはあるものの、2本の線状の雨域を良く表現するとともに、降水のピーク値についても実況に近い値となっている。このような線状降水帯は、複数の積乱雲から構成されるメソ対流系が複数並ぶことによって形成されている（吉崎・加藤

2007）。従って、線状降水帯が形成される環境場が良く表現されているときには、その構成要素である積乱雲と、その基となる対流の表現力が高いLFMの方が、線状降水帯及びそれに伴う降水の予測精度も高くなることが期待される。

ただし、モデルを高解像度化することによって、すべての現象の予測精度が向上するとは限らない。例えば、不安定性降水については、この後の第2.3.3項でも述べるように、地形や風の収束などトリガーとなる現象が明瞭な場合以外は、現象の発生の有無や発生時間・場所などに不確実性が大きいいため、高解像度モデルを用いてもその正確な位置を予測することは難しい。図2.3.3の事例では、LFMは不安定性降水の発生自体は良く表現しているが、降水域の位置ずれに加えて、降水量を過大評価するなど予測にずれが見られる。なお、対流の発生・発達・衰弱に関しては、高解像度モデルに適した物理過程が発展途上なために、タイミングや強度などの予測に課題が残っているが、これについては、後の第2.3.3項で説明する。

さらに、第2.3.2項で述べるように、LFMは、3次元変分法によるデータ同化で用いる第一推定値や、予報モデルの側面境界値として用いるMSMの予測精度の影響を大きく受ける。また、総観規模擾乱のような大きなスケールの現象は、より水平格子間隔が大きいMSMやGSMと表現があまり変わらない。例として、図2.3.5に、冬季に南岸低気圧が通過した際の、関東地方における予測事例を示す。この事例では水平スケールの大きい層状性の降水が主体であり、MSMとLFMとで予測に大きな差はみられない。

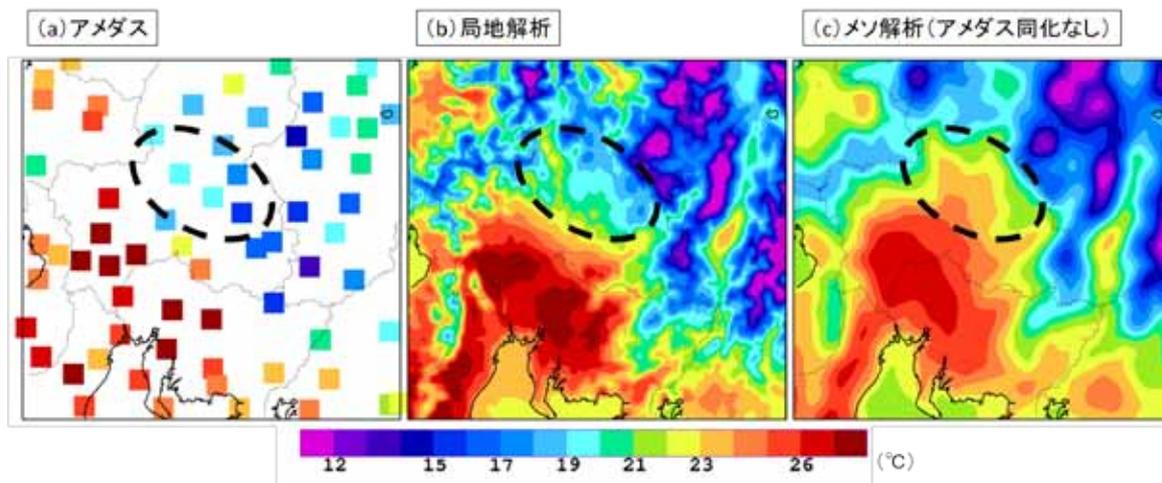


図 2.3.6 2013 年 6 月 7 日 15JST の地上気温の分布。(a)アメダス観測、(b)局地解析、(c)メソ解析をそれぞれ示す。図中の破線で囲まれた領域は、本文中で着目している飛騨南部・中濃の領域を示す。

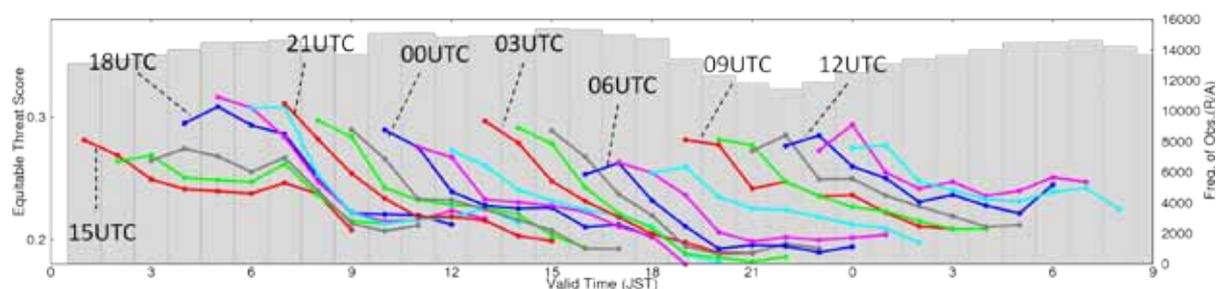


図 2.3.7 2012 年 7 月 3 日 00UTC ~ 22 日 23UTC と 8 月 23 日 00UTC ~ 29 日 23UTC の期間における LFM の対解析雨量のエクイタブルスレイトスコア (折れ線グラフ、左軸)。検証は、1mm/h を閾値として 10km 格子の領域で行い、検証格子の中の平均値を対象とした。また、検証は、陸域と海岸から 20km 以内の格子を対象として行った。横軸は予報対象時刻 (日本時間) で、各初期時刻別に予報対象時刻に対応するように 1 時間予報値から 9 時間予報値のスコアを 1 時間毎にプロットし、折れ線グラフとして示している。背景の棒グラフは用いた検証格子のうち 1mm/h 以上の降水が観測された格子数 (右軸) を示す。

(3) 地上観測データの同化

前節でも触れたように、モデルを高解像度化するもう一つの利点として、局地性が強い観測データを同化できる点が挙げられる。特に、地上観測データは地形の影響を強く受けるために、観測値の局地性を取り込むためには、モデルにおいても実際に近い地形を表現する必要があった。LA (水平格子間隔は 5km : 予報モデルの格子間隔と違うことに注意) では高解像度化によってそれが可能となり、アメダスの風と気温、及びSYNOPの相対湿度から求めた比湿を初期値に取り込んでいる。これらの地上観測データによって、地上付近の風や気温などが初期値で修正され、それによって予測される風速シアーやそれに伴う降水の発生、下層気温の上昇による不安定性降水の発生などをより精度よく表現できるようになった。

図 2.3.6 に、降水によって東海地方で地上気温が低下した事例を示す。アメダスの観測値を同化していない MA では、実況 (図 2.3.6(a)) で見られる飛騨南部・中濃の低温域が表現されていない (図 2.3.6(c))。

これは、MA の第一推定値を与える MSM が、この地域で観測されていた降水域を十分に予測できていなかったためである (図略)。一方で LA は、実況で見られた飛騨南部・中濃の低温域を表現し、高温域である岐阜・西濃や愛知県との間の強い温度傾度も再現した (図 2.3.6(b))。図 2.3.6(b) の解析値を初期値とした LFM は、このあとの実況で見られた降水域の南進を MSM よりも良く予測することができた (図略)。この事例は、LA がアメダスデータを同化することにより、第一推定値である MSM 予報値を精度よく修正した典型例といえる。

ただし、アメダスデータの同化による初期値改善の効果が持続しない場合も見られる。この要因としては、第 2.2 節で述べたように、LA では 3次元変分法による同化を行っているため、第一推定値を観測値に近づけるときの力学的なバランスがあまり良くない場合があること、高解像度化されてモデル地形の表現が精緻化されたとはいえ、場所によっては依然として実際の地形との差が大きいことなどが考えられる。

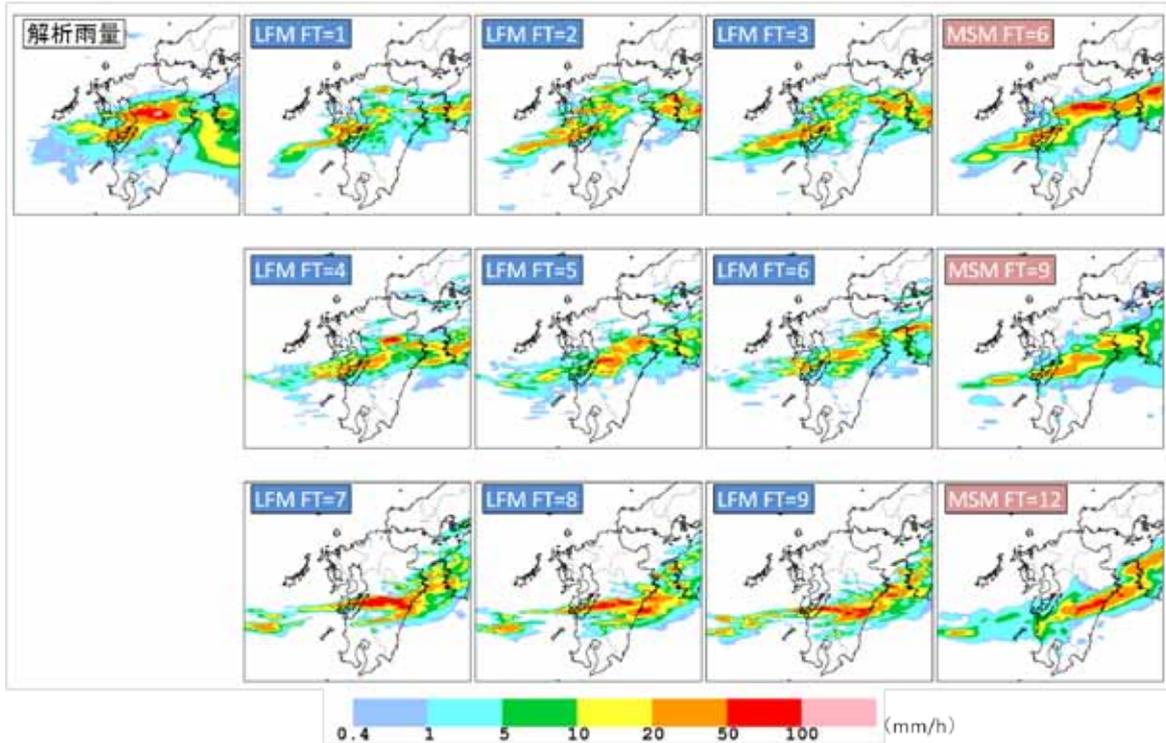


図 2.3.8 2012 年 7 月 12 日 06JST の前 1 時間積算降水量。解析雨量（左上）と初期時刻毎の LFM について、同じ時刻に対応する予報値を示す。また、各段の右端には、同じ段の LFM に対して第一推定値を与える MSM の同じ時刻に対応する予報値を示す。

2.3.2 高頻度予報の特徴

(1) 最新の高精度な予測結果の高頻度利用

既に述べた運用目的とそれに適したシステムの仕様によって、LFMは最新の初期値による予報の精度が高いことが期待されるが、それが達成されていることは統計スコアにより示されている。図2.3.7には、2012年夏季の1ヶ月間における初期時刻別の降水検証結果を示す。この結果から、新しい初期時刻の予報の精度が古い初期時刻の予報の精度を上回っていることが分かる。ただし現状では、(3)で示すスピニアップの問題により降水の予測頻度が過少であるために、予報開始後最初の1時間の予測精度が悪いことがある点に注意が必要である。

(2) 第一推定値・側面境界値として利用するMSM予報値の影響

数値予報モデルの初期値を求めるためのデータ同化処理は、観測データを用いてモデルの予測値である第一推定値を修正する。このため、観測データが少ない場所では、第一推定値が十分に修正されずにそのまま初期値として用いられることも多い。LAでは、MSMの予報値を第一推定値とし、ウィンドプロファイラやレーダーなどの地上リモートセンシングをはじめ、地上気象観測(SYNOP、アメダス)、地上GNSS、航空機観測といった、主に陸上におけ

る観測データを中心に同化している。一方、衛星観測データが使われていないこともあり、特に海上で、MSMの第一推定値がほぼそのまま残って、MSMの予測と似た傾向となることが多い。

また、LFMはMSMと同様に領域モデルであるため、計算を実行する際には側面境界値が必要となる。第1章でも述べられているように、側面境界値は境界から流入・流出する大気の質量を与えており、LFMについても大きな場の予測は側面境界値として用いるMSMの影響を大きく受ける。ただし、LFMの予報時間は9時間と比較的短いことから、MSMの影響としては、側面境界値として内部に及ぶよりもむしろ、初期値の第一推定値としての影響の方が大きい面もある。

図 2.3.7 から、同じ初期時刻の MSM 予報値を解析の第一推定値として用いる、3 初期時刻の LFM 予報値⁵のスコアの傾向が良く似ていることが分かる。この点をさらに示すため、図 2.3.8 に、平成 24 年 7 月九州北部豪雨の事例について、2012 年 7 月 12 日 06JST を対象時刻とする LFM の初期時刻毎の予測結果を、それらに第一推定値を与える MSM の予測

⁵ 例えば、03,04,05UTC の LA は、第一推定値として 00UTC 初期時刻の MSM の 0,1,2 時間予報値を用いている。

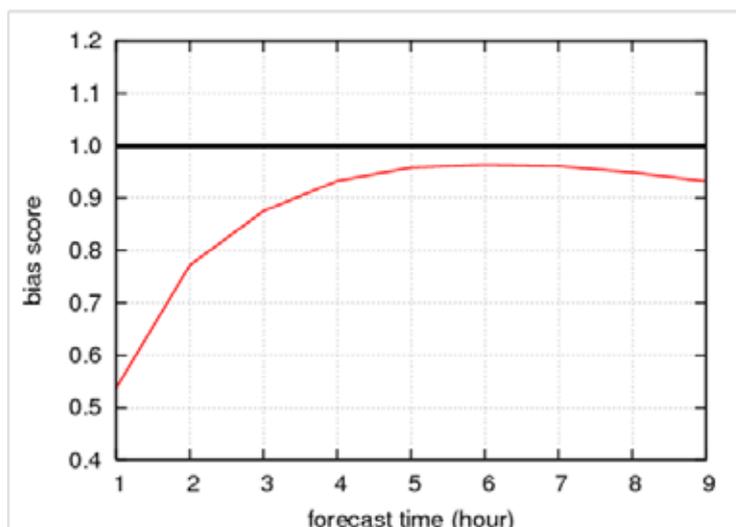


図 2.3.9 図 2.3.7 と同じ検証における LFM の対解析雨量のバイアスコア。全期間・全初期時刻の予報値で平均した。横軸は予報時間を示す。

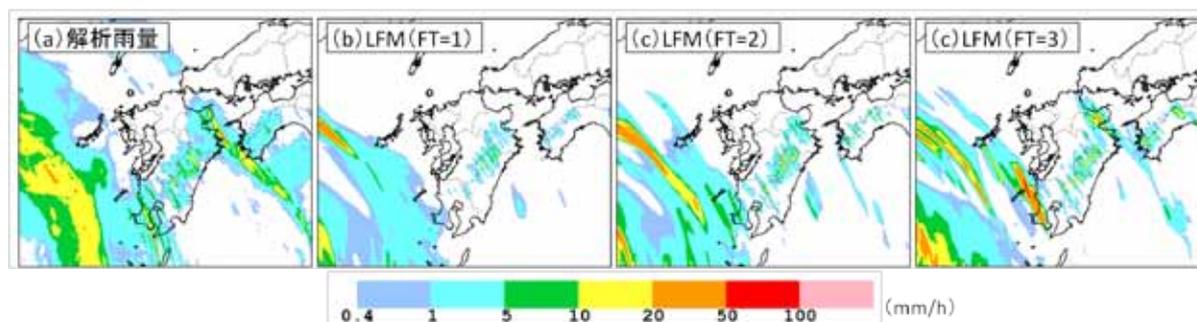


図 2.3.10 2012 年 8 月 27 日 18JST の前 1 時間積算降水量。(a)解析雨量と、初期時刻毎の LFM について、同じ時刻に対応する予報値 (b)1 時間予報値、(c) 2 時間予報値、(d) 3 時間予報値) をそれぞれ示す。

結果と比較する形で並べた。MSM では、初期時刻が古いほど、予測された線状の降水域が実況より南にずれている。一方、初期時刻が新しい予報ほど、実況に近い位置に降水域を予測している。また、各段の 3 初期時刻の LFM の予測結果は、それぞれ良く似た降水分布を示しており、その分布は第一推定値を与える MSM の予報値の降水分布と良く似ていることが分かる。MSM に見られたこのような違いは、南西からの暖湿気の流入とそれによって形成される風の収束などの表現の違いによるものと考えられるが、それがそれぞれの LA の第一推定値として提供され、LFM の予測に影響する状況となっている。

以上より、LFM に初期値の第一推定値と側面境界値を与える MSM の予測が適切でない場合は、LFM もその影響を受ける点に注意が必要である。

(3) スピンアップ

現在のシステムでは、LFM の初期値は水平格子間隔 5km の LA から提供された解析値を、予報モデルの

水平格子間隔 2km に内挿することにより作成している。したがって、予報モデルの時間積分が始まった直後は、実質的に 5km 解像度程度の情報しかなく、時間積分が進むにつれて、小さなスケールの情報が増えていく。このような、数値予報モデルの実行初期における立ち上がりの過程をスピンアップと呼ぶ。

図 2.3.9 は、LFM の予報時間別のバイアスコアを示したものである。閾値 1mm/h の弱い雨は、全体的にバイアスコアが 1 より小さく、降水頻度が過少となる傾向を示しており、予報初期では特にそれが顕著である。この結果が、図 2.3.7 で見た 1 時間予報におけるスコアの低下を招いている。なお、強い雨については、予報後半では降水頻度が過剰となったが、弱い雨と同様に、予報初期では降水頻度過少となる傾向が見られた(図略)。さらに、スピンアップの問題を示す具体例として、平成 24 年台風第 15 号が九州に接近した事例を図 2.3.10 に示す。九州の西方海上には台風に伴う顕著な降水帯があり、その東側では暖湿気が流入する宮崎県の山沿いに降水が観測されている。LFM の初期時刻別の予測結果を

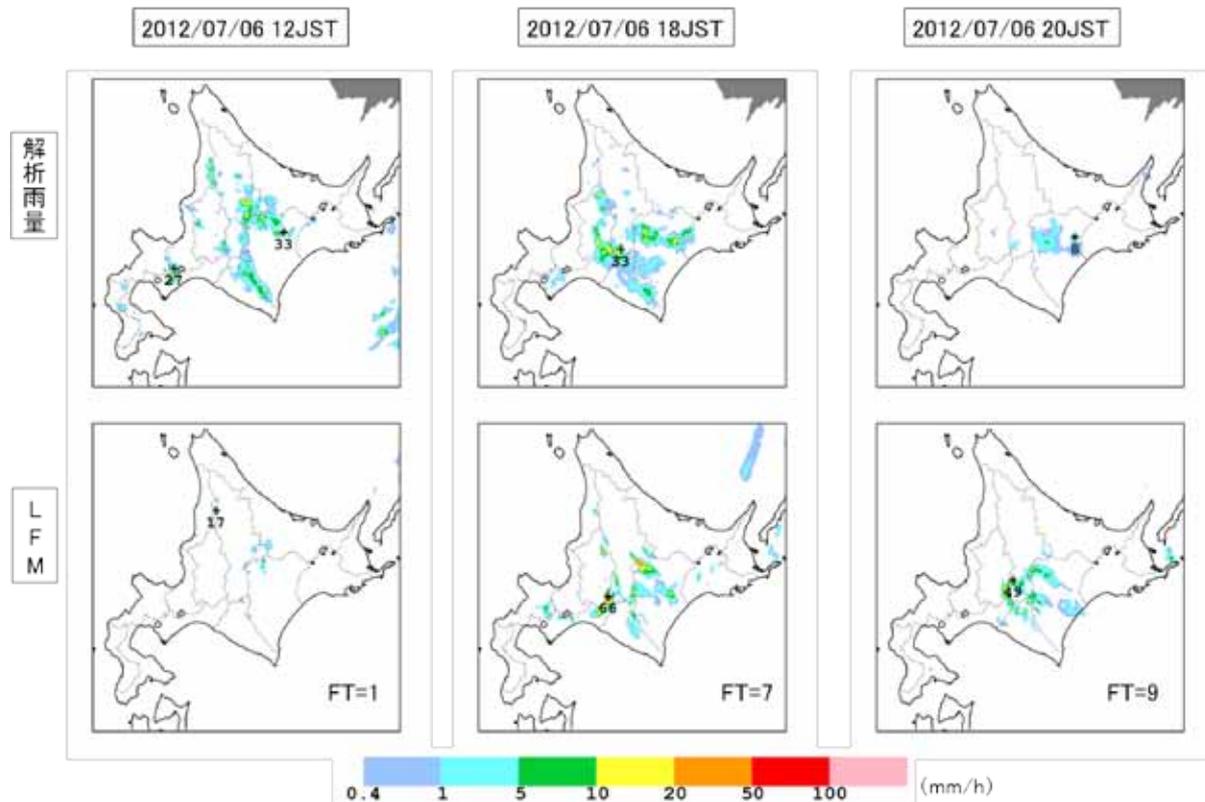


図 2.3.11 2012 年 7 月 6 日 12, 18, 20JST の前 1 時間積算降水量。上段は解析雨量、下段は 2012 年 7 月 6 日 11JST 初期値の LFM の 1,7,9 時間予報値をそれぞれ示す。

見ると、1時間予報値では台風本体の降水帯が弱く表現され、宮崎県山沿いの降水域も面積が小さい。これと比べると、2時間予報値、3時間予報値と予報時間が長くなるにつれて、次第に降水量が多くなって実況に近づいている様子が分かる。

スピンアップについては、予報初期に小さなスケールの情報が少ないことの影響として、LAの分解能である水平格子間隔5kmの格子平均で飽和していないと解析の中で雲が生成されず、雲の少ない状態から予報が始まるという問題点もある。この場合、雲粒子から雨や雪・あられなどの降水物質が生成・成長して地上に落下するまでに一定の時間がかかるため、予報開始直後の降水量の予測が過少となる傾向に影響している。

2.3.3 積雲対流の扱いと課題

LFMは積雲対流パラメタリゼーションを用いていないので、積雲対流に伴う熱と水蒸気の鉛直輸送は、予報変数である格子平均の鉛直速度を通じて行われることになる。対流が表現されるためには、鉛直方向の運動方程式において鉛直速度の変化に寄与する項によって、鉛直速度が大きくなる必要があることから、主に浮力、すなわち周囲の空気との密度差が重要になる。積雲対流においては、密度差は主に大気中の水の凝結に伴う潜熱による温

度差によって生じる。すなわち、積雲対流とは、空気塊を強制的に持ち上げたときに、自ら解放する潜熱によって周囲より温度が高くなり、その効果によって密度が小さくなり自発的に浮力をもつ状態に達する⁶ことで、上昇流の強化を通じて対流有効位置エネルギー(Convective Available Potential Energy: CAPE)を運動エネルギーに変換させる過程のことである。

ここで、大気の成層状態が潜在不安定、すなわちCAPEが正であることは、積雲対流発生のための必要条件であるが十分条件ではなく、潜在不安定であれば必ず積雲対流が発生するわけではないことに注意が必要である。前述のように、積雲対流が発生するためには、空気塊をLFCまで強制的に持ち上げる必要があるが、それに必要なエネルギーを対流抑制(Convective Inhibition: CIN)という。積雲対流が発生するためには、CAPEが正であると同時に、CINというエネルギー障壁を超えて空気を持ち上げる必要がある。対流が抑制されている状態では、積雲対流は発生しないためCAPEは解放されない。この状態で、大気安定度を低下させる要因(たとえば、下層の加熱・加湿、上層の冷却・乾燥など)が継続

⁶ このような状態に達する高度を、自由対流高度(Level of Free Convection: LFC)と呼ぶ。

すれば、より大気安定度が小さくなる（CAPEが蓄積される）。そして、なんらかの原因でCINのエネルギー障壁を超えて、空気塊をLFCまで持ち上げることができた（CINが小さくなることも含む）ときに、蓄積された大きなCAPEが急速に上昇流として運動エネルギーに変換されることになる。

CINを打ち破る強制上昇には、地形によるもの、風の収束によるもの、混合層の発達によるものなどがある。数値予報モデルで積雲対流の発生を適切に表現するためには、これらの過程がモデルで表現されている必要がある（積雲対流パラメタリゼーションでは、これらの過程を簡略化して、トリガー関数と呼ばれるものを使って積雲対流の発生を判定している）。しかし、積雲対流を発生させる地形や風の収束を表現するのに、LFMの現状の水平格子間隔でも十分ではない場合があり、その結果、積雲対流発生の遅れによって、急速に上昇流が強まり、局所的に過剰な降水につながる場合がある。一方で、数値予報モデルに含まれるノイズ（異常終了などの原因となるため本来ならば取り除くべきもの）が、それらの過程と同じ効果をもたらすことがあり、その結果として実際よりも早く積雲対流が発生することもありえる。ただし、現在のLFMでは、平均的にみると積雲対流発生が遅れやすい傾向があることが分かっている（ただし、その遅れは1時間よりも短いことも多く、1時間降水量のモニター図に明確に現れないこともある）。

ここまで述べた積雲対流発生の遅れの原因に加えて、積雲対流を引き起こす際に重要になる凝結のタイミングが遅れるといった問題もある。この原因は、LFMでは、格子平均の水蒸気量が飽和水蒸気量に達しないと、凝結、すなわち雲の生成が起こらないことによる。水蒸気量をはじめとして数値予報モデルの格子点で表現される物理量は、現実の大気における値の時間的・空間的な平均値であり、現実の大気においては、モデルでは直接扱うことのできない格子内部においても、その平均値のまわりで揺らいでいる状態にある。このため、現実の大気においては、格子平均の水蒸気量が飽和水蒸気量に達していなくても、格子内の一部がその揺らぎによって飽和水蒸気量を超えて部分的に凝結して雲が生成（部分凝結）し、それが弱い降水をもたらす場合があり、モデルにおいてもその過程を考慮する必要がある。しかし、現在のLFMでは部分凝結が考慮されていないことから、凝結のタイミングが遅れ、それが結果的に潜熱解放の遅れによる対流の遅れや格子平均での凝結による過剰な降水につながり、その影響で弱い降水が過少となる傾向があると考えている。さらに、積雲対流発生の遅れに伴う過剰な潜熱解放については、上昇流の強化とそれによる凝結の強化と

いったフィードバックがかかることによって、現象をより遅い時間まで長引かせることにつながる恐れも指摘されている。

ここまで述べた積雲対流の発生・発達・衰弱に関する時間・位置・強度の予測の実況からのずれに関して、図2.3.1で示したものと同日の北海道における夏季の不安定性降水の事例を元に、その特徴を図2.3.11に示す。2012年7月6日12JST（左図）を見ると、実況では既に大雪山系や日高山脈を中心とした山沿いを中心に降水が観測されているが、LFMの1時間予報値ではまだ殆ど降水を予測できていない。前節で述べた予報初期におけるスピンアップの影響に加えて、現象の特性から、この事例では対流性降水の発生の遅れが影響していると考えられる。時間が進んだ18JST（中図）では、LFMは実況と比べて倍近い過剰な降水量を予測している。更に、その後の20JST（右図）では、実況では降水が終息しつつある段階であるが、LFMでは実況と比較して降水域が広く、降水量も実況を大きく上回る値を予測している。LFMの降水予報に見られるこのような実況とのずれは、現状のモデルにおける積雲対流の発生の遅れとその後の過発達、衰弱の遅れという課題を反映したものであり、ここで見たような夏季の不安定性降水などを中心に見られる傾向である。

本項で述べたように、LFMは高解像度化によって積雲対流パラメタリゼーションを用いなくとも、積雲対流に伴う熱や水蒸気の鉛直輸送を格子平均の鉛直流で表現可能となった。しかしながら、積雲対流パラメタリゼーションでは扱われている、積雲対流の発生や盛衰を支配する幾つかの重要な過程（発生のトリガー、部分凝結、（ここでは触れていないものの）エントレインメントとデトレインメント⁷）については、LFMでも依然として格子平均からの揺らぎが寄与する部分であるために、現状ではそれらの効果を扱えていない。従って、現在問題となっている積雲対流の予測に関する実況からのずれを改善するためには、モデルの中で積雲対流に関するこれらの過程の扱いについて検討する必要がある。ただし、この課題は高解像度モデルを運用する世界各国の現業数値予報センターでも直面しているものの、解決には至っていない難しい課題である。既に幾つかの手法を検討・試行しているが、今後も課題の改善に向けた調査・開発を継続していきたい。

⁷ 積雲内とその周囲の空気とのやり取りを指す。エントレインメントは、積雲内より相対的に乾燥している周囲の空気が積雲内に取り込まれる過程を、デトレインメントは、積雲内の空気が積雲外に放出される過程をそれぞれ示す。

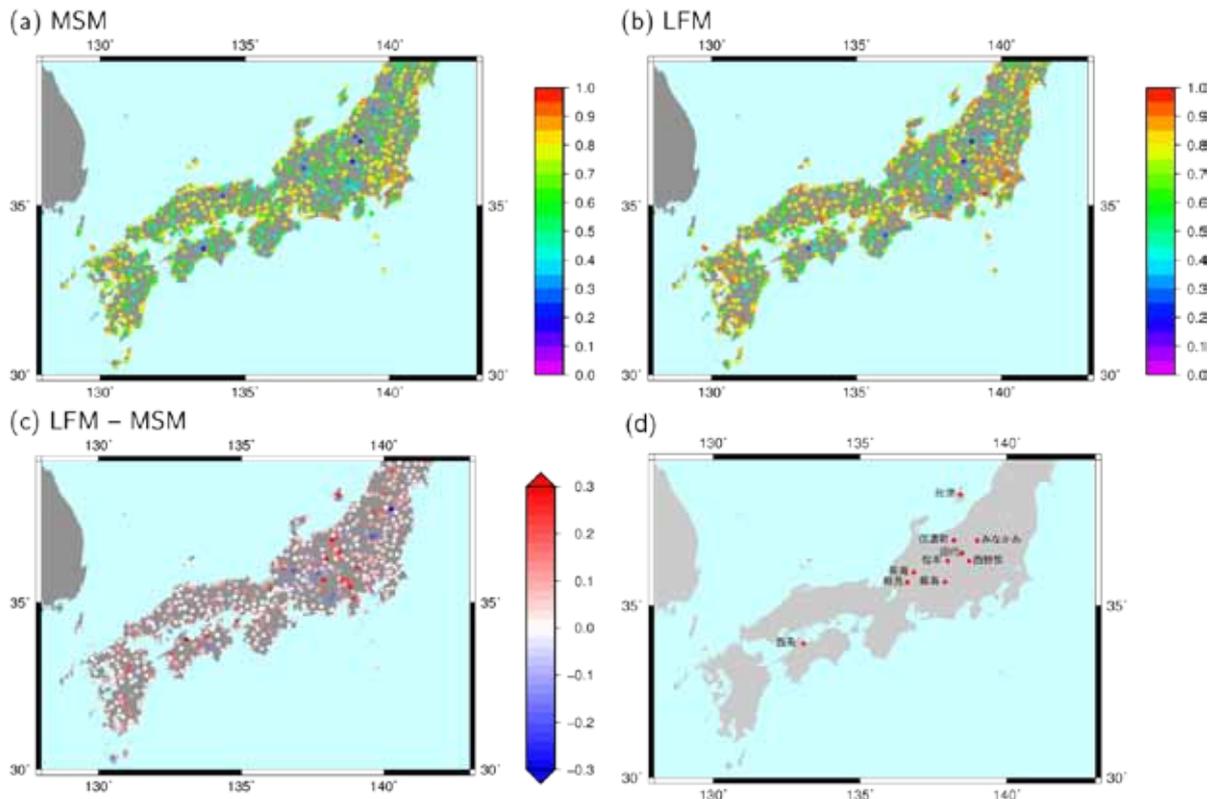


図 2.4.1 2010 年 6 月～8 月の地上風向の出現頻度について、(a) 観測と MSM 予報の一致率、(b) 観測と LFM 予報の一致率、(c) LFM と MSM の一致率の差（赤が LFM の方が一致率が高いことを示す）(d) 図 2.4.2～図 2.4.4 で風配図を示した地点。

2.4 地形の解像度の地上風向頻度分布への影響

2.4.1 はじめに

LFM の利点の一つに、モデルの高解像度化による小規模な現象の表現力向上に加えて、地形の表現も精緻化されることが挙げられる（第 2.3.1 項）。その効果が表れやすい要素としては、まず地上風が考えられる。たとえば、谷筋にそって吹く風のように、地上風は地形の影響を大きく受ける。実際に地方の気象官署からは、おろし風の影響を受けやすい地点において、LFM が良い予測結果を示している事例が報告されている。また、地形との関連は明確ではないが、地上の風向予測が重要な航空気象官署からも、空港⁸における風向予測に関する統計検証の結果、LFM の予測結果が MSM を上回っていたとの報告もされている。このような状況を受けて、本節では、地形の高解像度化の影響を、MSM と LFM の地上風

向の頻度分布に着目することで考察した⁹。

2.4.2 地上風向予測の検証

風向の予測精度を測る指標として、地上風向（16 方位）の頻度について予報値と観測値の「一致率」を定義する。「一致率」は、観測頻度と予報頻度のうち小さい方を 16 個の各方位について足しあわせたものである。これは、予報値と観測値について風配図を一つのグラフに描いたとき、それぞれの閉曲線が重なる部分の面積として理解できる¹⁰。観測頻度と予報頻度が完全に一致していれば一致率は 1、観測と予報で共通する風向が全くなければ 0 となる。

ここでは観測値としてアメダス観測を用い、MSM と LFM についてそれぞれ一致率を計算した。期間は 2010 年 6 月～8 月で、LFM では西日本を覆う

⁸ 高解像度化によって、海陸分布の表現が細くなる効果もある。羽田空港など海陸境界に近い地点では、水平格子間隔の違いによって、その周辺のモデル格子が海陸のどちらの格子になるのかが変わる可能性がある。海陸の違いは、粗度や熱容量などの違いを通じて地上気象要素の予報に大きい影響を与える（平原ほか 2011）。

⁹ LFM ではアメダスの観測値を同化しており、それが風向の予測結果の違いに寄与することもあり得る。しかし、永戸ほか(2010)で示されているように、初期値ではより観測された風に近づくものの、その効果の持続は短いため、その寄与は以下で議論する地形の影響に比べれば小さいと考えられる。

¹⁰ ただし、定義上は風配図のような極座標ではなく xy 座標での面積なので、厳密には風配図の面積とは一致しない。

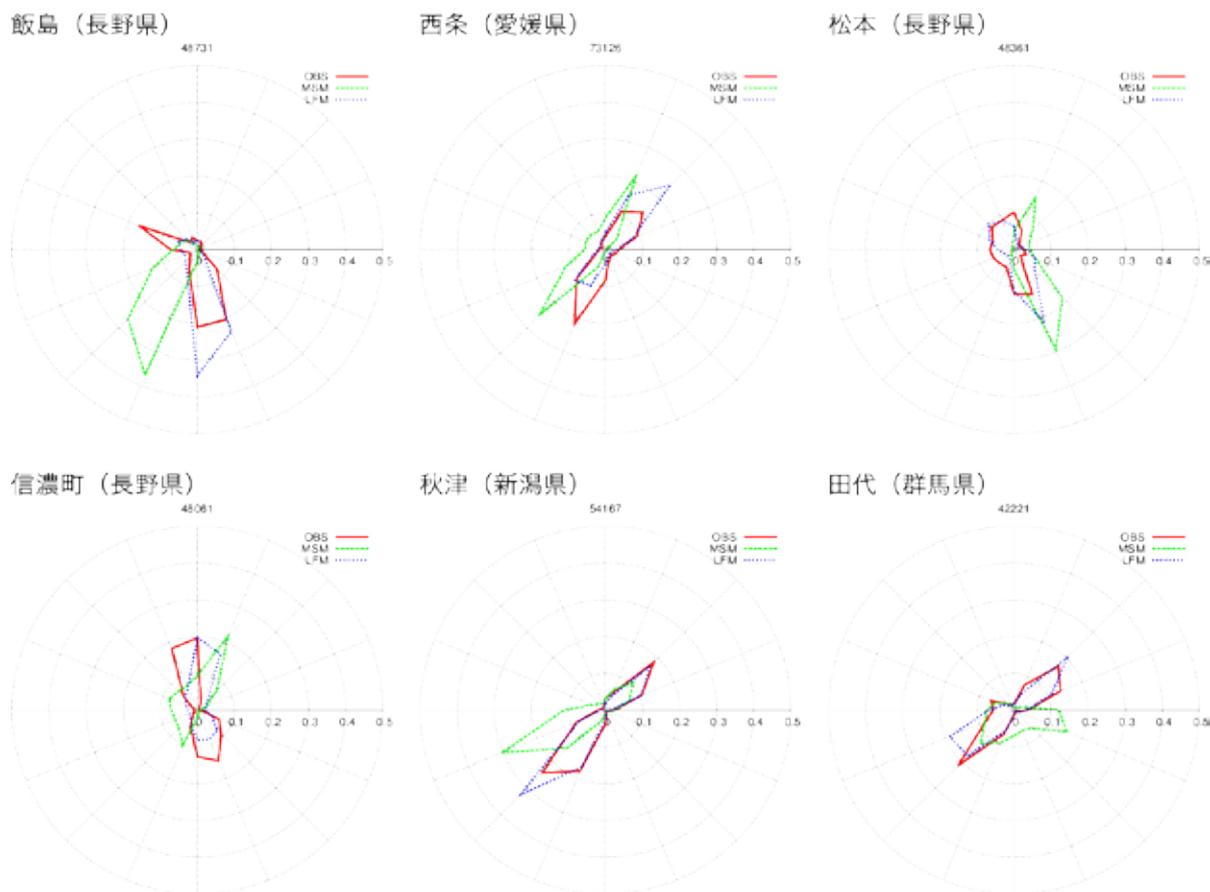


図 2.4.2 MSM に比べて LFM で顕著な風向頻度分布の改善が見られる地点の風配図。赤:観測、緑:MSM 予報、青:LFM 予報の頻度 (数値は頻度の全体に占める割合)

領域で LFM の試験運用¹¹を行った際の予報値を用いた。予報値の風向頻度分布は、1 日 8 回 (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC 初期時刻) の予報の 0~9 時間予報値を 1 時間毎に用い、観測に対応する値としてアメダス地点周囲の 4 格子から内挿して求めている。

図 2.4.1 に、LFM と MSM について領域内の全アメダス地点での一致率、そして両者の差を示す。図 2.4.1(a) を見ると、関東平野や日本海・太平洋沿岸では、MSM でも観測の頻度とよい一致を示していることが分かる。一方、内陸部では全般的な傾向として一致率が低くなるが、図 2.4.1(b) から、LFM の方が一致率の高い地点が多いことが分かる。この傾向は、図 2.4.1(c) の一致率の差を見ると分かりやすい。図から、関東平野や日本海・太平洋沿岸も含めて、差が小さいところが多いものの、全般的に暖色系となっていて、LFM の一致率が高くなっていることが分かる。特に長野県付近では顕著な改善が見られる。一致率の差が大きかった地点は、長野県飯島、愛媛

県西条、長野県松本、長野県信濃町、新潟県秋津、群馬県田代などである。これらの地点の風配図を図 2.4.2 に示す。このように、LFM で地形が高解像度化されたことで、多くの地点、特に山間部で風向頻度が改善しているという検証結果が得られた。

一方、数は少ないが、MSM でも LFM でも風向の一致率が非常に低い地点もある (群馬県みなかみ、同県西野牧など、図 2.4.3)。また、LFM の方が MSM より一致率が低い地点も少数ながら見られる (岐阜県樽見、同県長滝など、図 2.4.4)。なお、これらの傾向は、2010 年 9 月~11 月 (秋)、2010 年 12 月~2011 年 2 月 (冬) でもほぼ同様であった (図略)。ちなみに、図 2.4.3 と図 2.4.4 で示した各地点の地形を確認したところ、2km の水平解像度でも表現できない小さな谷筋に、観測点が位置していた (図略)。

このような地形の高解像度化による風向の変化は、3ヶ月統計の平均値だけではなく、個々の事例でも見ることができる。図 2.4.5 は、図 2.4.2 に風配図を示した地点の一つである、群馬県田代における、2013 年 6 月 1 日 00 UTC 初期値の MSM、LFM、及びアメダス観測の時系列を示したものである。LFM は東北東ないしは北東の風を予測していて、これは観測

¹¹ 領域や仕様は現在運用中のものと異なる点があるが、地形は共通であり、地形の風向に与える影響は現在運用中の LFM と大きく変わらない。

と概ね一致する。それに対し、MSMでは、東から東南東の風となっていて、観測とは異なる傾向を示している。これらの結果は、この地点のこの季節の風配図で見られる特徴とよく似ている（図2.4.2）。

当該観測所は盆地の中にあり、その北東方向に谷筋にあたる標高の低い場所があって、東もしくは南東方向から吹く風がそこを抜ける際に北寄りの成分を持ちやすい環境にあった。観測所周辺の地形をMSMとLFMがそれぞれどのように表現しているのかを確認したところ、LFMでは盆地東側の山地と谷筋をある程度表現していたのに対して、MSMでは実際よりも標高が低くならかな地形となってい

た（図略）。その結果、MSMでは谷筋の効果を表現できず、実際とは異なる南分を持った風向を予測していた。

2.4.3 まとめ

高解像度化による地形の表現性向上について、特に地上風向予測へのインパクトを見るために、アメダスデータを用いた地上風向頻度分布の検証を行った。MSMとLFMに共通した特徴として、地形の影響が少ないと思われる関東平野や日本海・太平洋沿岸では、予測による頻度分布は観測によるものと良く一致する傾向にあった。一方で、内陸を中心に

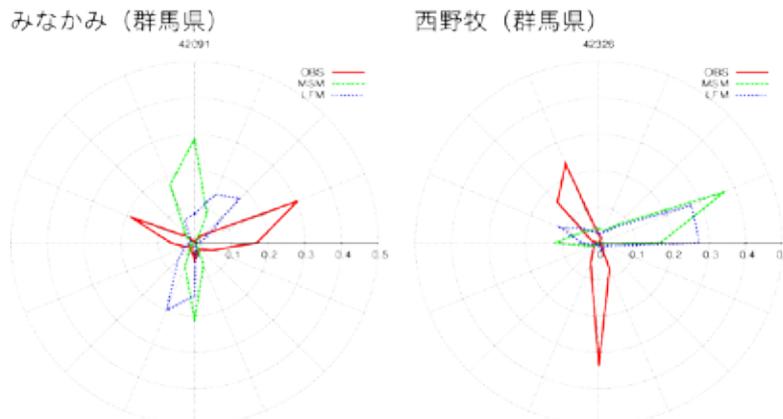


図 2.4.3 図 2.4.2 に同じ。ただし、MSM、LFMとも風向頻度に観測と大きな違いがある地点。

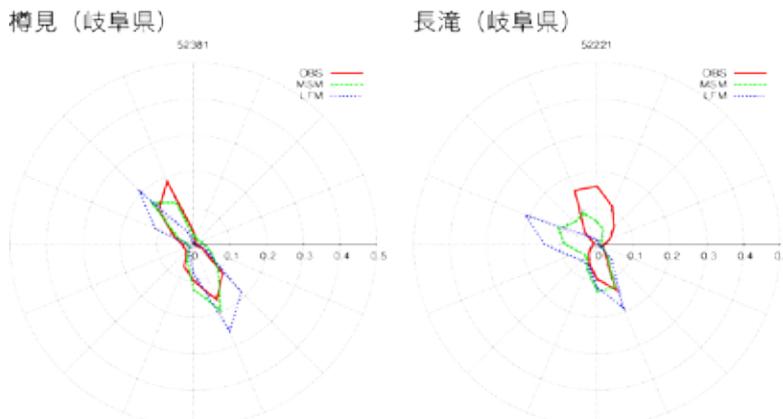


図 2.4.4 図 2.4.2 に同じ。ただし、LFMの方がMSMより風向頻度の一致率が低い地点。

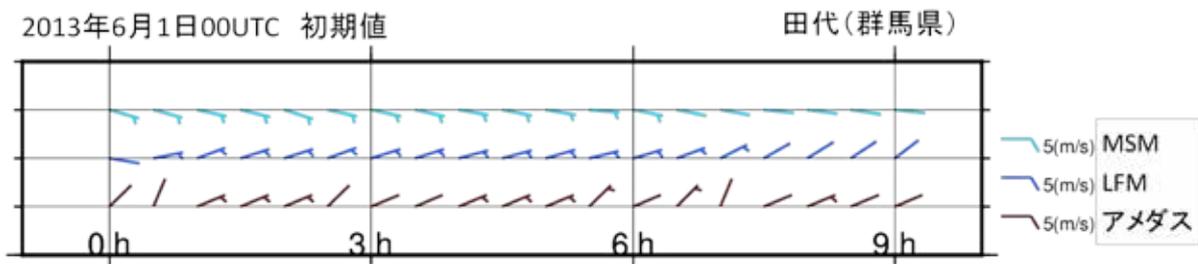


図 2.4.5 2013年6月1日00UTC初期値の田代（群馬県）におけるMSM（水色）とLFM（青色）の風の予報（30分おき）と対応するアメダス観測（茶色）。横軸は予報時間（単位:時間）、風速の単位はm/sで、矢羽根1本は5m/s（短い矢羽根は2.5m/s）を示す。

地形の影響を受けやすい地域では、一致率が低い傾向を示していた。観測との一致率という点でLFMとMSMを比較したところ、差が小さいところが多いものの、全般的にLFMの一致率の方が高い傾向が見られ、特に長野県などの内陸部では、LFMの一致率がMSMの一致率を大きく上回る地点もあった。

今回の検証によって、地形の高解像度化による風向予測へのインパクトとしては、効果は小さい地点が多いものの、全般的な傾向として改善することが確認できた。一方で、今回の調査でも明らかになったように、地形の高解像度化の効果は当然ながら観測点周辺の地形の状況に影響されるため、地点による差が大きい。海岸・平野部では、統計的に見てその効果が小さい地点も多いという結果が得られているが、事例によっては、風上となる地形の影響を大きく受ける場合もあると考えられる。現象との関連を考慮しつつ、地点毎の予測特性を把握しておくことは有益と考えられる。

2.5 2013年7月末の豪雨事例

2.5.1 はじめに

2013年7月下旬は、日本海から東北地方付近にのびる前線と、太平洋高気圧縁辺をまわり、日本列島に沿って西から流れ込む暖かく湿った空気や、日本海上空に停滞した寒冷渦の影響で、広い範囲で大気の成層状態が不安定となり、九州から北海道にかけ

て局地的に非常に激しい雨が降った。このうち、7月28日には、山口県と島根県を中心に局地的な豪雨となり、1時間降水量が、山口市で143.0mm、萩市で138.5mm、津和野町で91.5mmとなるなど、それぞれ観測史上1位を更新した。また、津和野町では、24時間降水量でも観測史上1位となる381.0mmの降水が観測された。この大雨により、死者や行方不明者が出たほか、住宅の浸水や土砂崩れなどの甚大な

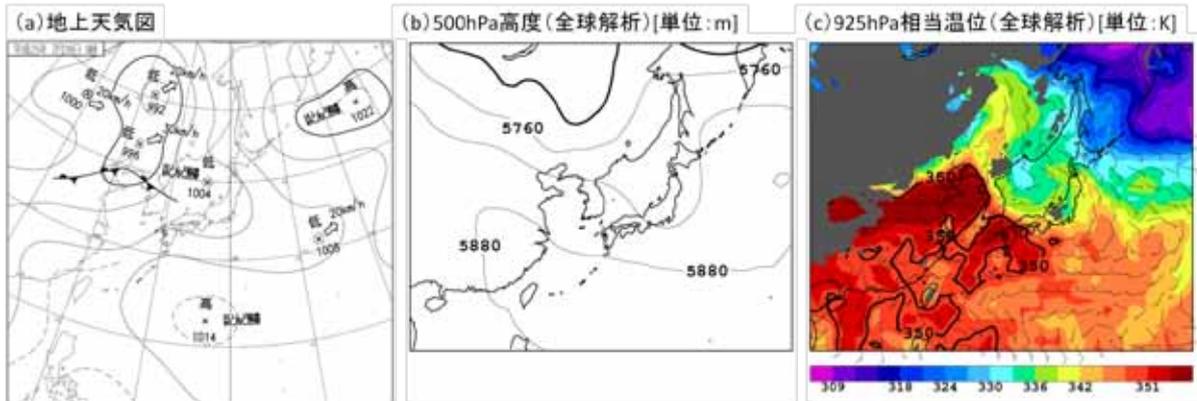


図 2.5.1 2013年7月28日09JSTの(a) 地上天気図と、全球解析による(b)500hPa 高度、及び(c)925hPa 相当温位と風。風は長い矢羽が10ノット、短い矢羽が5ノットを表す。(c)における濃灰色で塗り潰した領域は、地上気圧が925hPaより低い場所を示す。

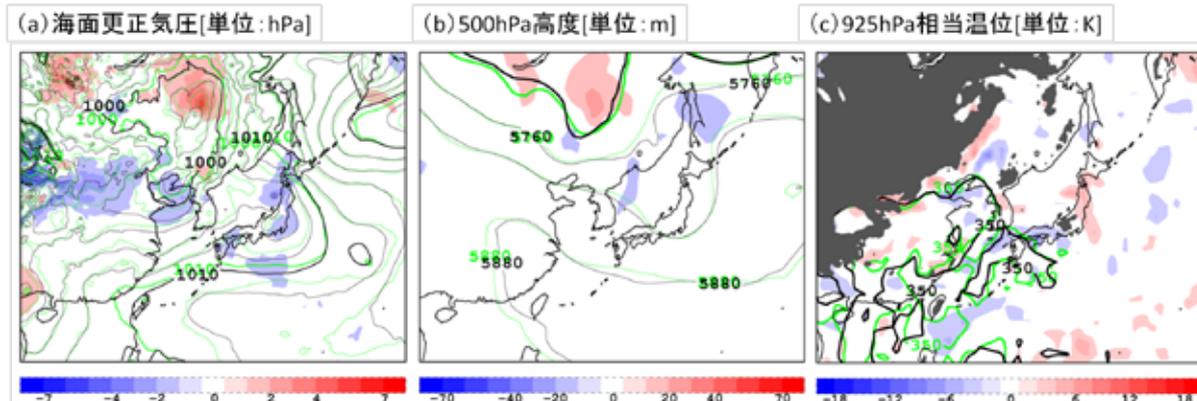


図 2.5.2 2013年7月28日09JSTの全球解析（緑線）とGSMの18時間予報値（黒線）及びその差分（ハッチ）。(a) 海面更正気圧、(b) 500hPa 高度、(c)925hPa 相当温位。(c)における濃灰色で塗り潰した領域は、地上気圧が925hPaより低い場所を示す。

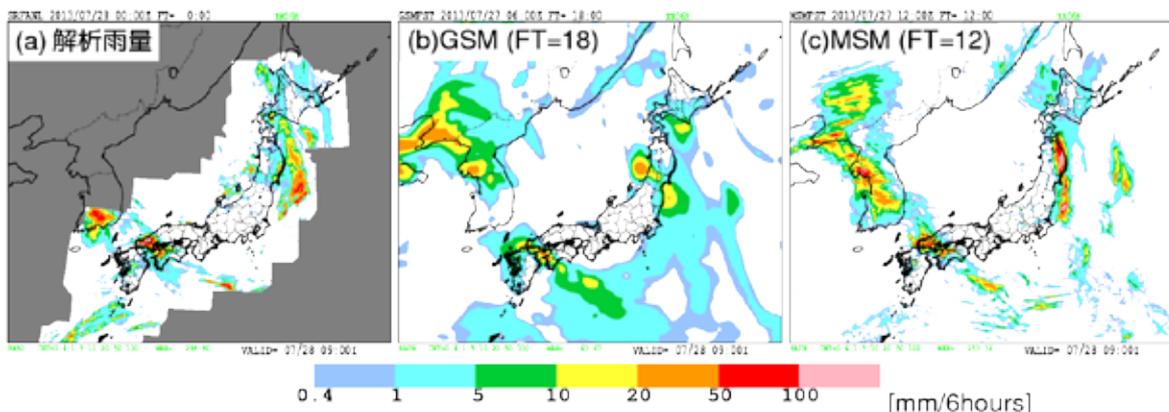


図 2.5.3 2013年7月28日09JSTの前6時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)GSMの18時間予報値、(c)MSMの12時間予報値。

被害が発生した。

本事例は、LFMが2013年5月末から日本全国を覆う領域で毎時運用を開始して以降、初めて発生した豪雨事例であった。本節では、中国地方の豪雨を含め、同じ時期に発生した複数の大雨事例に関するLFMの予測結果を紹介する。これらの事例においては、既に述べてきたLFMの諸特性が、複数絡み合いながら現れていた。以下では、それらに焦点をあて、改めてLFMの特性について確認しておきたい。

この後、第2.5.2項では、まず豪雨発生時の気象場の概況とともに、GSMとMSMの予測結果について述べる。第2.3.2項で述べたように、LFMの予報は、初期値の第一推定値や側面境界値を与えるMSMの影響を大きく受け、更に、第1章で述べたように、MSMの予報は側面境界値を与えるGSMの影響を受ける。このような観点から、GSMとMSMの予測結果を確認しておくことは、LFMの予測結果について解釈する上では重要である。第2.5.3項では、期間中

に各地で発生した大雨毎のLFMの予測結果を述べて、それぞれに見られたLFMの諸特性について触れる。最後に、第2.5.4項で本節の内容をまとめる。

2.5.2 概況とGSM・MSMの予報

2013年7月28日に、中国地方西部で豪雨が発生したときの日本付近の地上天気図及び全球解析による上層の状況を、図2.5.1に示す。地上(図2.5.1(a))では日本の南海上で太平洋高気圧が西に張り出し、東シナ海から西日本は高気圧の縁辺部にあたっていた。一方、日本海から東日本付近は、低圧部となっていた。これに対応する形で、500hPa面(図2.5.1(b))では、日本の南海上を東西にリッジが覆う一方、東日本上空にはトラフが停滞していた。925hPa面の相当温位の分布(図2.5.1(c))を見ると、渤海から東シナ海にかけて350K以上の高い相当温位の領域が分布し、その北東端で相当温位傾度が大きくなっていったことが分かる。これは、太平洋高気

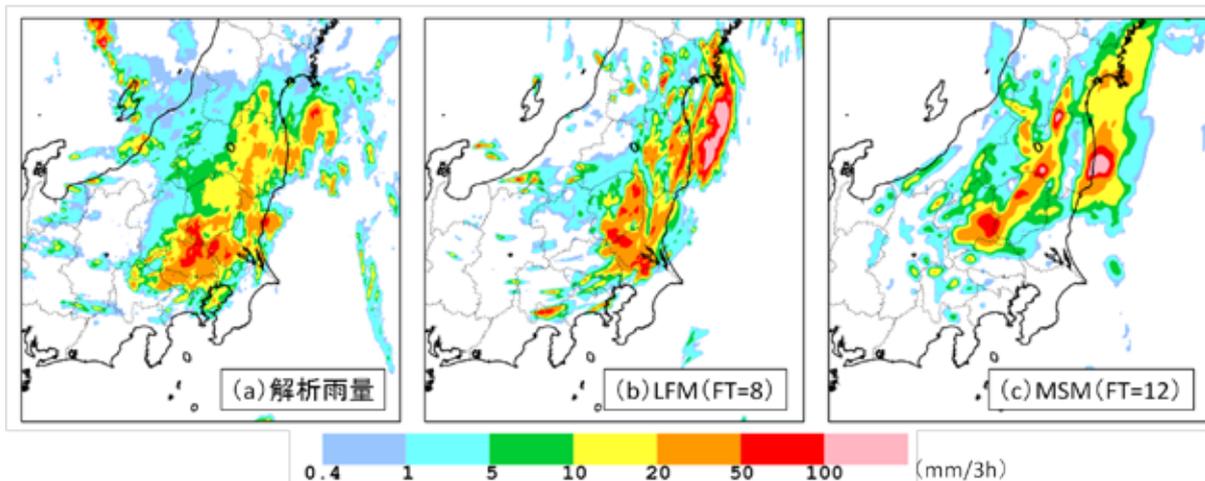


図 2.5.4 2013年7月27日21JSTの前3時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFMの8時間予報値、(c)MSMの12時間予報値。

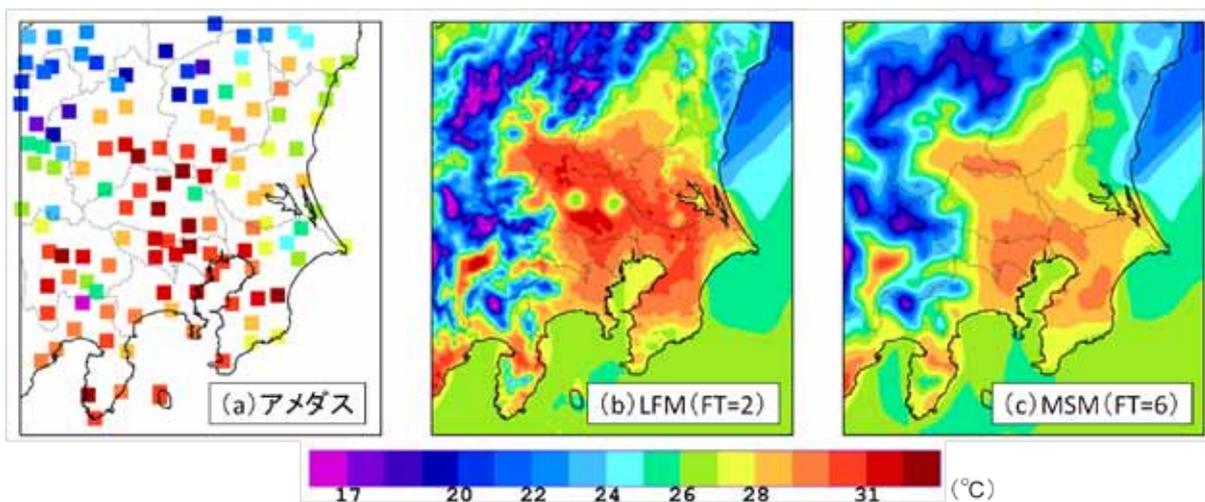


図 2.5.5 2013年7月27日15JSTの地上気温分布。(a)アメダス観測値、(b)LFMの2時間予報値、(c)MSMの6時間予報値。

圧の縁辺をまわる形でこの領域に暖湿気が流入していたことを示している。

図2.5.2には、GSM予報値と全球解析とを比較するため、各高度・要素についてのGSM予報値とその全球解析との差を示している。GSMの予測結果は、500hPa面の高度場(図2.5.2(b))では解析との差は小さく総観場規模で大きな誤差はなかった。しかし、東日本では地上気圧(図2.5.2(a))を解析より低く予測し、925hPa面(図2.5.2(c))では下層の暖湿気の移流を強く表現するなど、下層の気圧の谷を強く表現していたことが分かる(風の差分の図は省略)。MSMの予測結果についても、概ねGSMと同様の傾向が見られた(図略)。

図2.5.3(a)でこのときの降水の状態を見ると、豪雨となった山口県・島根県を中心に、中国地方西部から四国地方西部にかけては、図2.5.1で見た下層の高相当温位気塊の流入に対応した降水が観測されている。また、東日本でも、上層のトラフと地上の気圧の谷に伴う降水が、北海道から東北地方の太平洋沿岸を中心に観測されている。後者に関連して、図で示した時刻の直前に、東北地方南部から関東地方にかけての広い範囲でも強い降水を観測しているが、それについては第2.5.3項(1)で触れる。

同じ時刻のGSM(図2.5.3(b))とMSM(図2.5.3(c))の予報を見ると、中国地方西部から四国地方西部にかけて観測された帯状の降水域を、両モデルともに良く予測していることが分かる。これは、GSMが西日本の総観場を比較的良好に予測していたことと整合している(図2.5.2)。さらに、このときのMSMは、豪雨となった山口県・島根県付近での大雨のポテンシャルを、場所・量ともに良く予測していることがわかる。一方で、東日本においては、南北に伸びた強雨帯が東北地方沖の海上に観測されているのに対して、MSMでは実況よりやや西に、またGSMでは海岸付近から内陸にかけて予測されるなど、実況と比べて西にずれた結果となった。降水分布に見ら

れたこのずれは、東日本における下層の気圧の谷とその前面における暖湿気の表現の違いによるものと考えられる。

2.5.3 LFMの予報

(1) 7月27日の関東地方の降水

前項で触れたように、東日本上空のトラフの影響により、7月27日の夕方から夜にかけて、東北地方南部から関東地方平野部にかけての広い範囲で、所により雷を伴った非常に激しい雨となった(図2.5.4(a))。この降水については、MSMは、強い降水の発生自体は予測しているものの、強雨域が北に偏っており、実況で見られた関東地方平野部の強雨は予測できていない状況であった(図2.5.4(c))。一方、LFMでは、MSMで表現されていない関東地方平野部にも強雨をある程度予測していた(図2.5.4(b))。

当日の状況としては、関東地方では午前中から晴れたことにより気温が上昇し、平野部の広い範囲で30℃を超えていた(図2.5.5(a))。降水系は、午後新潟県付近で顕在化したあと徐々に南東進し、関東地方平野部で急速に発達した。日射による地面の加熱により積雲対流の発生に適した場となっていたことが、この領域における降水系の発達に寄与していたと考えられる。モデルの気温予測については、LFMは関東地方平野部の広い範囲で30℃以上となっており、実況に近い状況表現していた(図2.5.5(b))が、MSMでは30℃以上の領域はごく僅かで、殆どの領域が実況より気温を低く予測していた(図2.5.5(c))。

第2.3.1項で述べたように、LFMではアメダスの地上気温の観測値を同化していることと、高解像度化に応じて放射の雲の扱いに関する改良を行ったことによって、日中の気温予測精度が向上したことが報告されている(永戸ほか 2012)。今回の事例も、LFMのそのような特性が現れ、この効果が両モデルの降水予測の差に繋がったものと考えられる。

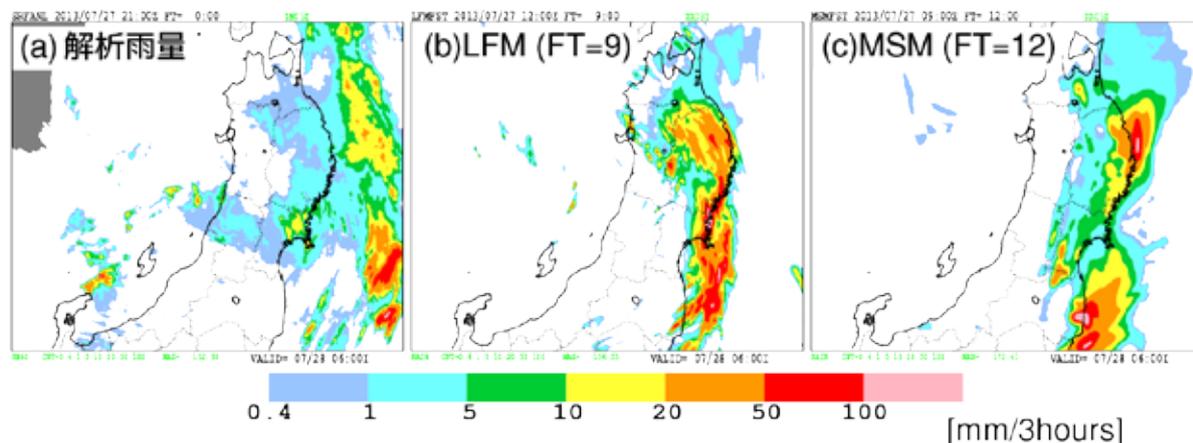


図 2.5.6 2013年7月28日06JSTの前3時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFMの9時間予報値、(c)MSMの12時間予報値。

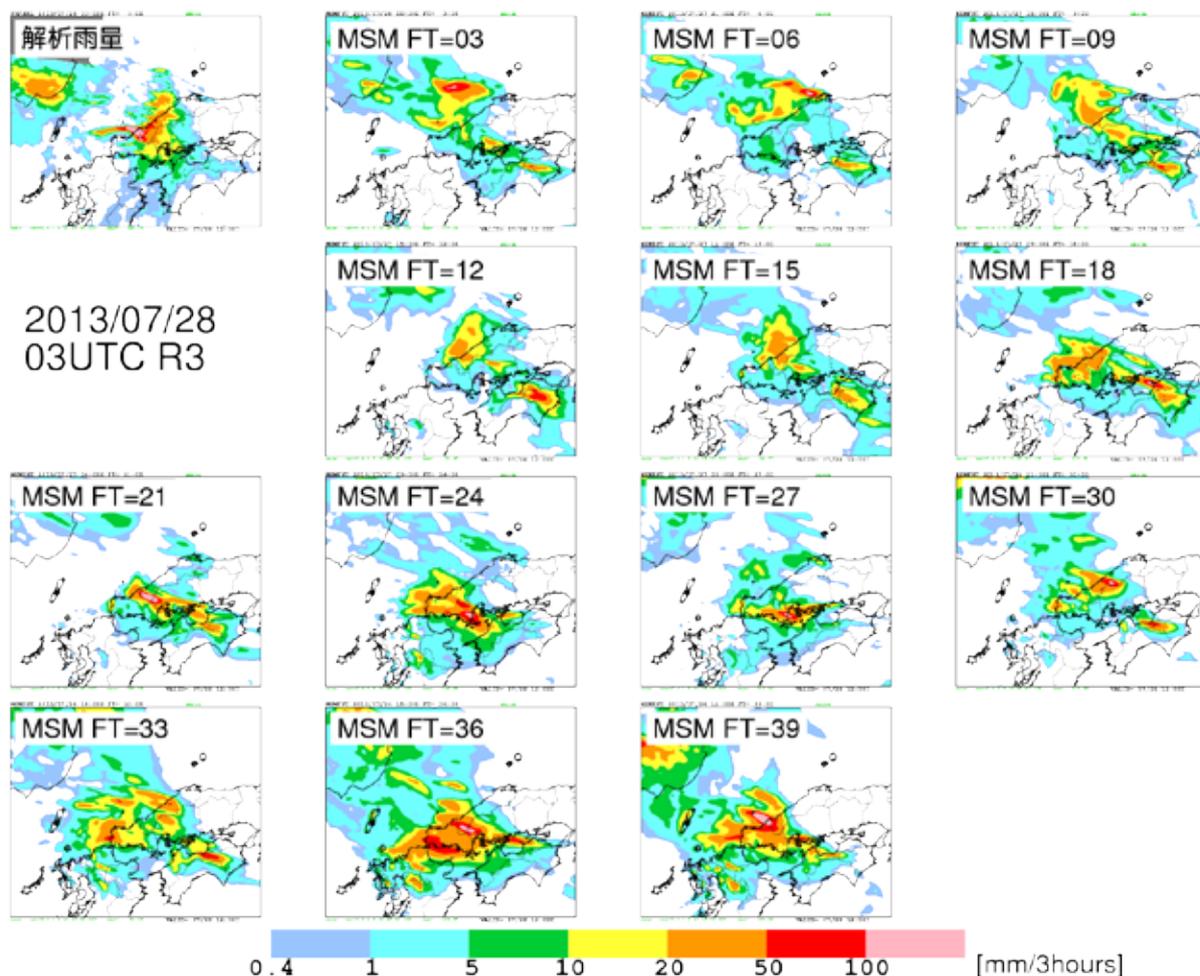


図 2.5.7 2013 年 7 月 28 日 12JST の前 3 時間積算降水量。解析雨量（上段左端）及び初期時刻毎の MSM について、同じ予報対象時刻に対応する予報値を示す。

ちなみに、図2.5.4で見られた両モデルの降水予測結果に見られた特徴については、それ以前の時刻の降水予測結果とも関連している。関東地方で降水のピークとなる前の午後の段階では、実況でも小規模な降水域が点在していたが、ここで、MSMは関東地方南部を中心に弱い降水を広く予想しており、LFMは関東地方西部に、規模は小さいものの強めの降水を予測していた（図略）。図2.5.4で見られた、MSMにおける関東地方南部での降水域やLFMにおける埼玉県付近での強雨域の実況と比べた過少は、それぞれのモデルにおいて実況では見られなかったこれらの先行的な降水による、大気の安定化や気温低下などの影響も受けたためと考えられる。

ところで、LFMが予測した降水は、解析雨量と比較すると、雨域全体の広がり小さく、強雨域の集中も見られる。また、ピーク値も含め強雨域で降水量が過剰となっている。さらに、実況では関東地方平野部に降水が強い領域が観測されているのに対して、LFMではむしろ福島県沖に強い降水を予測している。このような降水の集中や過剰な降水の予測についても、第2.3.3項で述べたLFMの特徴として

確認されているものである。さらに、今回のピーク値の位置のずれについては、MSMでも福島県沖に同様の強雨域を予測していることから、こちらも第2.3節で説明したように、MSMの予報値を解析の第一推定値として用いている影響が表れているものと考えられる。

(2) 7月28日の東北地方の降水

前項で示した東北地方南部から関東地方にかけての降水系は、その後海上に出てから東北地方の太平洋沿岸に沿って北上した(図2.5.3)。これにより、東北地方の太平洋沿岸地域で降水がもたらされたが、降水のピークが海上だったこともあり、陸上で顕著な降水は観測されなかった(図2.5.6(a))。一方、図2.5.3でも見たように、MSMはこの降水系を実況より西に予測した結果、強雨域が東北地方の太平洋沿岸地域にかかる予測となった(図2.5.6(c))。

LFMでも、MSMとほぼ同じ場所に降水域を予測し、更に、ここでも降水の集中や量の過剰など、MSMよりも悪い予測結果となった。繰り返しになるが、第2.3節で示したLFMの欠点ともいえる特性

が表れた事例として、示しておきたい。

(3) 7月28日の中国地方の降水

前項で述べたように、太平洋高気圧の縁辺をまわる暖湿気の流れの西日本への流入については、GSMでも比較的良く予測されており（図2.5.2）それに伴う中国地方西部での降水発生のポテンシャルも良く表現されていた（図2.5.3）。図2.5.7は、降水の最盛期の時刻に近い7月28日12JSTまでの前3時間積算降水量についてのMSMの初期値毎の予測結果を示したものである。多少のばらつきはあるものの、どの初期時刻の予報も、中国地方西部における大雨発生のポテンシャルを比較的良く表現している。第1章でも述べたように、MSMの予報は側面境界値として利用するGSMの予報値の影響を大きく受ける。今回は、環境場に関するGSMの予報が良かったことが、MSMの予報への好影響となって表れていると考えられる。ただし、初期時刻が新しい予報では、実況と比較して強雨域が海上及び東にずれる傾向が見られたが、この要因はまだよく把握できていない。

図2.5.8には、同じ時刻の前1時間積算降水量に関するLFMの予測結果を示す。7～9時間予報値に対応する3初期時刻分の予測結果については、若干の位置ずれはあるものの、山口県萩市に大雨をもたらした海上から沿岸に伸びる線状の強雨域や、山口県と島根県の日本海沿岸部における強雨域の分布など、観測された降水の特徴を良く再現している。これら

のLFMに第一推定値・側面境界値を提供しているMSMの予測結果と比較すると、MSMでは降水域全体としての分布は概ね良いものの、強雨域が海上にある点や、その形状やピーク値は観測とは異なっていることが分かる。これに対し、LFMでは、第2.3節で述べた高解像度化の効果によって、小規模な降水域やピーク値の表現力が向上しており、その目的通りの効果が表れているものといえる。

一方、これより新しい初期時刻の予測結果は、線状の強雨域は再現されたものの、その位置が大きく北東方向にずれており、降水域全体の状況も観測と大きく異なっている。LFMに第一推定値・側面境界値を与える同じ段のMSMの予測結果と比較すると、ここでも、新しい初期値におけるMSMで観測と比べて強雨域を北東方向にずらす傾向があり、LFMの予報がそれを反映した結果となっていることが分かる。

今回の中国地方の降水は、特に、海上からの暖湿気の流れが降水の発生・維持に大きく寄与しており、風の強さや向き及びそれに伴う収束・発散、更には水蒸気量などが、モデルによる降水の再現性を大きく左右した状況であることが示唆される。LFMでは海上で利用できる観測データが少ないこともあり、第一推定値となるMSMの予報値の傾向が残ってしまう点についても、特性がよく表れた事例といえる。

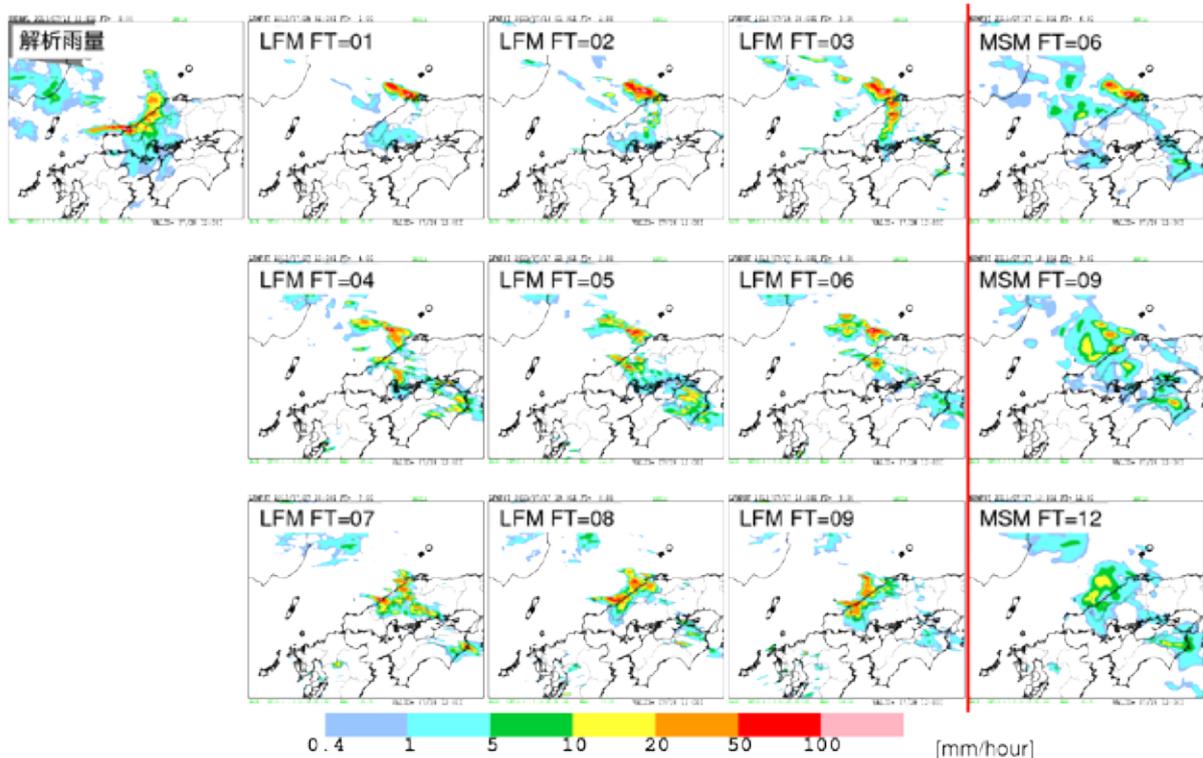


図 2.5.8 2013年7月28日12JSTの前1時間積算降水量。解析雨量（上段左端）及び初期時刻毎のLFMについて、同じ時刻に対応する予報値を示す。なお、各段の右端には、同じ段のLFMに対して第一推定値を与えるMSMの同じ予報対象時刻に対応する予報値を示す。

2.5.4 まとめ

本節では、2013年7月の豪雨事例を取り上げ、その予測結果におけるLFMの特性を示した。良い特性としては、運用の目的の一つである高解像度化の効果による時空間規模が小さい現象や降水のピーク値の表現力の向上、アメダスの地上気温同化や高解像度向けの物理過程の改良による地上気温の予測精度の向上と、それによる不安定性降水発生の表現性向上などの効果を確認できた。一方、降水の集中や過剰な降水の表現といった課題や、第一推定値・側面境界値として用いるMSM予報値の影響を大きく受ける点などの特性についても確認できた。

これらの特性については、既に第2.3節でも示したところではあるが、実際の事例においては、それらが単独で現れるのではなく、現象に応じて複数の特性が影響し合っ て現れることも示唆された。対象となる現象の特性を理解した上で、第2.3節と合わせて、今後の予測結果を見る上での参考として頂きたい。

一方、モデル開発の観点からは、モデルの特性をより深く理解して改善につなげるためには、この後の第4章で示すように、現象自体のメカニズムや特性を理解した上で、それを予測するための鍵となるプロセスを見つけ出し、それをモデルがどのように表現しているのか、詳しく見ていく必要がある。例えば、本節で取り上げた中国地方西部の豪雨事例については、環境場としての大気安定度の低下と水平風の鉛直シアーの存在下で、小規模な降水系が複数発生・維持する状況であった。このような実況の推移には、バックビルディング形成やスーパーセル的なメカニズムが働いているとの報告もある（加藤2013）。このようなプロセスの解明には、予報モデルにおける、これらの環境場の再現性を確認するとともに、現象のスケールに応じたモデルの表現性の確認を行った上で、各種メカニズムに関連するプロセスの調査を行う必要がある。そこで得られた知見は、モデルの開発・改良のために貴重な情報であるとともに、利用者がモデルの予測特性を理解するうえでも重要な情報であるといえる。

2.6 LFMの特性と利用上の留意点についてのまとめ

最後に、本章で述べてきたLFMの特性と、それを踏まえた利用上の留意点をまとめる。

まず、MSMとの比較においてLFMの優位性が示されている点としては、高解像度という特徴によって、対流性の降水現象一般について、降水系の形状や降水のピーク値の表現が向上することが挙げられる。さらに、地上観測データの同化や物理過程の改良による効果、地表面付近の表現の向上によって、潜在不安定な成層状態のもとで発生する対流性降水の表現力が向上することや、高解像度化によって地形表現が良くなることによる風向予測精度の向上、地形性の降水の表現力の向上なども挙げられる。

また、最新の観測データを反映した初期値に基づく予測結果を迅速かつ高頻度に提供するために、毎時の初期値に対し9時間予報を行うとともに、初期時刻から70分程度で予測結果が見られるようにしている。これは、MSMが1日8回の実行で、予報プロダクトの配信が初期時刻から150分後であることと比べて優位な点である。

一方、LFMでは上記の運用を実現するために、データ同化手法としては計算負荷の小さい3次元変分法を用いており、力学的な時間変化が考慮されないことから、MAで用いられている4次元変分法より精度が劣る。このため、観測データを同化した効果の持続性は一般にMSMより低く、予報の開始後すぐに表現が悪化してしまう場合もある。

観測データ利用に関しては、LFMでは高解像度化に伴い、MSMで用いられていない地上の風・気温の観測データが利用可能となっているが、逆に、解析手法が3次元変分法であるという制約により、MSMで利用されている解析雨量データが利用できない。また、今後利用する予定ではあるものの、LFMではMSMで利用されている衛星観測データがまだ利用できていない。このため現状のLFMは、第一推定値として利用するMSMの予測結果の影響を受けやすく、特に観測データの乏しい海上でその傾向が強い点に注意が必要である。

さらに、現在把握している問題点として、トリガーを陽に表現できない積雲対流（例えば、モデルで直接表現できない地形による収束により発生する積雲対流）の発生・発達・衰弱に関する時間・位置・強度の予測が実況からずれる場合があることと、スピンアップにより予報初期の降水予報頻度が低いという点が挙げられる。これらについても、その改善に向けた開発に取り組んでいるところであるが、当面の利用にあたっては、既知の特性として留意して

頂きたい。

参考文献

- 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, 佐藤芳昭, 石川宜広, 吉本浩一, 2010: 局地モデルの試験運用. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–27.
- 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.
- 加藤輝之, 2013: 平成25年7月28日山口・島根豪雨の発生要因. 日本気象学会2013年度秋季大会講演予稿集, 日本気象学会, B215.
- 永田雅, 萬納寺信崇, 1994: 利用上の留意点. 平成6年度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊第41号 合併号, 気象庁予報部, 97–111.
- 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.
- 室井ちあし, 佐藤芳昭, 2012: データ同化. 平成24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18–22.
- 吉崎正憲, 加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学. 朝倉書店, 187pp.