1.1 局地数値予報システムの概要1

1.1.1 はじめに

気象庁では、水平解像度2kmの局地モデル²(Local Forecast Model;以下、LFM)とその初期値作成の ための客観解析システムである局地解析(Local Analysis;以下、LA)で構成される局地数値予報シ ステムの開発を行っている。その業務利用目的とし ては、解像度が高く特定地域のきめ細かい気象情報 の提供が可能となることから、空港周辺を対象とし た飛行場予報の高度化が挙げられる。さらに、降水 短時間予報や竜巻注意情報などの防災気象情報作 成支援の高度化に寄与することも期待される。

LFMは、2010年11月から試験運用を開始する予 定である(原稿執筆時点)。予報領域は、東北地方 南部から九州地方を覆う1600 km×1100 km(図 1.1.1)、予報頻度は1日8回3時間毎、予報時間は9時 間である。その後、2012年から試験運用と同じ領域 で本運用を開始し、2013年からは予報領域を拡大し て日本付近を覆った上で、毎時の運用を行うことを 計画している。表1.1.1に、LFMの開発・運用計画 を示す。

試験運用に先立ち、LFMの予測精度を調査し、問題点を明らかにするために、2007年6月から2009年3月まで、関東周辺の約300 km×300 kmの領域で予備実験を行った(氏家 2009)。その後、運用システムの整備を進め、計算領域を試験運用と同じ領域に拡張して、2009年8月から実験運用を行ってきた。

試験運用では、羽田・成田空港を含む関東周辺の 約300km×300 kmの領域の風・気温・湿数の水平・ 鉛直断面図や羽田空港における各気象要素の時系 列図を作成し、これらの予報図を航空ユーザー向け に試験的に提供する(第1.4節)。また、試験運用期



図 1.1.1 試験運用時の局地モデルの計算領域(東北地方 南部~九州地方を覆う白線で囲まれた領域)と航空ユ ーザー向けプロダクトの描画領域(関東地方を覆う白 線で囲まれた領域)。

間中も、本運用に向けた開発・改良を平行して進め ていく予定であり、仕様や予報特性が随時変更とな ることもありうる。

本章では、LFMの試験運用に関連して、システム の概要や予報特性などについて紹介する。本節では この後、LFMとLAの概要と試験運用時の仕様につ いて示し、第1.2節と第1.3節では、これまで行って きた実験運用の結果を基に、統計検証と事例検証を 行った結果について述べる。続いて、第1.4節で航空 ユーザー向けに試験提供しているプロダクトにつ いて紹介し、最後に、今後の本運用に向けた課題と 開発計画について述べる(第1.5節)。

	領域	期間
予備実験	関東領域	2007年6月~2009年3月
実験運用	東北地方南部~九州地方	2009年8月~2010年10月
試験運用	同上	2010年11月~2012年4月頃
本運用	同上	2012年5月頃~2013年3月頃
	降水短時間予報領域を網羅する領域	2013年4月頃~

表 1.1.1 局地モデルの開発と運用計画

¹ 永戸 久喜、石田 純一、藤田 匡、石水 尊久、平原 洋 一、幾田 泰酵、福田 純也、石川 宜広、吉本 浩一 ² これまでは、「高分解能局地モデル」という名称で開発 が進められてきたが、予報作業上の利便性や将来の数値予 報モデルのさらなる高解像度化の可能性等を考慮して 2010 年 6 月から名称を変更した。

1.1.2 LFMの概要

LFMは、気象庁で現業運用している水平解像度5 kmのメソモデル(以下、MSM)と同様に、気象庁 非静力学モデルをベースに開発が進められている

(本田 2008; 竹之内・荒波 2008; 氏家 2009)。表 1.1.2にMSMと試験運用におけるLFMの主な仕様 を示す。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用いている。MSMの詳 細な仕様については、原(2008)を参照されたい。

水平解像度以外でMSMとの最も大きな違いは積 雲対流パラメタリゼーションを用いていない点で ある。LFMでは水平解像度の向上によって、雲物理 過程と力学過程で水平スケール10km程度の積乱雲 を陽に扱うことが可能になった。これにより、積雲 対流パラメタリゼーションの不確実性を避けるこ とができるので、短いタイムスケールの局地的な豪 雨の再現性の向上が期待される。一方、それより小 さいスケールの雄大積雲等を陽に扱えるまでの解 像度ではないために、格子スケールで飽和に達する まで不安定を解消できず、格子スケールの過剰な降 水を生成する傾向がある(竹之内 2008;氏家 2009)。これを軽減することが、今後取り組むべき 重要な課題の一つである。

1.1.3 LAの概要

表1.1.3に、試験運用におけるLAの主な仕様を示 す。水平解像度はLFMより粗い5kmとして、解析領 域は、モデル境界の影響を避けるため、予報領域を 含んだより広い領域に設定している。

LFMは本運用時には毎時の運用を計画している ため、限られた時間内で最新の観測データを有効に 使うことが求められている。そのため、MSMの初 期値作成のためのメソ解析には非静力学メソ4次元 変分法(気象庁予報部 2010)が用いられているの に対して、LAには計算に要する時間の短い非静力 学メソ3次元変分法(以下、JNoVA-3DVAR)を採 用している (藤田 2008b;藤田・倉橋 2010)。解析 時刻に対して6時間前を初期値とするルーチン MSMの3時間予報値を第一推定値としたJNoVA-3DVARによる解析と、狭領域のMSM(水平解像度 5km)による1時間予報を繰り返すことによって解 析値を作成している(図1.1.2)。

実験運用(表1.1.1参照)開始当初から同化に使用 されていた観測データは、ウインドプロファイラに よる水平風、ドップラーレーダーによるドップラー 速度、航空機自動観測による水平風と気温、及びア メダスの気温と風である(藤田 2008b)。特にアメ ダスの気温と風の同化は現在気象庁で運用されて

	MSM	LFM(試験運用)			
格子数(x×y×z)	721×577×50	800×550×60*			
水平解像度	5 km	2 km			
モデル上端	約 22 km	約 21 km			
積分時間間隔	24 秒	8秒			
初期時刻	00, 03, 06, 09,	同左			
	12, 15, 18, 21UTC				
予報時間	15 時間(00,06,12,18UTC)	9 時間			
	33時間 (03,09,15,21UTC)				
雲物理過程	3-ice のバルク法	3-ice のバルク法			
	2008年12月18日00UTC	数濃度は予報しない			
	より、雲氷の数濃度を予報				
積雲対流パラメタリゼーション	Kain-Fritsch スキーム	使用していない			
* 主に中下層の鉛直分解能を MSM に比べて細かく 設定					

表 1.1.2 MSM と試験運用における LFM の主な仕様

表 1.1.3 試験運用における LA の主な仕様

格子数(x×y×z)	400×300×50
水平解像度	5km
観測打ち切り時間	30 分
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
第一推定值	解析時刻の6時間前を初期値とするMSM3時間予報値



図1.1.2 試験運用におけるLFMとLAの実行の概念図(00UTC初期値の例)。図中の「3DVAR」はJNoVA-3DVAR による解析を示す。

いる予報モデルの初期値作成では行われておらず、 LAでの特筆事項3ともいえる。これにより、下層の 局地的な循環が表現され、局地的な降水の予測可能 性の向上が期待される。ただし、アメダスデータは 地形をはじめとする設置場所近傍の環境の影響を 強く受けるため、試験運用では、アメダス地点毎に 統計に基づく空間代表性誤差の調査を行い、この結 果を基に利用するアメダスデータの選別を行って いる。

これに加えて、試験運用では、実験運用当初は同 化されていなかった水蒸気のデータとして、既にメ ソ解析で用いられている地上GPS可降水量の同化 (石川 2010)も行われている。これによって、氏 家(2009)が指摘し、実験運用当初でも見られた予 報初期での降水の立ち上がりの遅れが緩和される 傾向が見られた。さらに、レーダー反射強度からリ トリーブした相対湿度の三次元分布の同化も検討 されており、降水予測精度の更なる向上が期待され る。

参考文献

- 石川宜広, 2010: 地上GPSデータのメソ解析での利 用. 数値予報課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 54-60.
- 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.
- 気象庁予報部, 2010: 非静力学メソ4次元変分法. 数 値予報課報告・別冊第56号, 106 pp.
- 竹之内健介,2008:高分解能局地モデルの課題.数 値予報課報告・別冊第54号,気象庁予報部,

207 - 213.

- 原旅人,2008: 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.
- 藤田匡,2008a:毎時大気解析の改良.平成20年度数 値予報研修テキスト,気象庁予報部,58-61.
- 藤田匡,2008b: 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.
- 本田有機,2008:メソ数値予報の将来計画.数値予 報課報告・別冊第54号,気象庁予報部,12-17.
- 室井ちあし,藤田匡,石川宜広,2008:気象庁毎時 大気解析. 天気,55,401-408.

³ 予報モデルの初期値には使われないが、毎時大気解析 (室井ほか 2008;藤田 2008a)では、アメダスの気温と 風が同化されている。

1.2.1 全般検証¹

数値予報課では、LFMの精度評価や問題点の抽出 を目的に、図1.2.1の領域を対象に2009年8月から実 験運用を行ってきた。当初は00UTCを初期値とした 1日1回の予報実験を行い、2009年11月からは 00,06,12,18UTCを初期値とした1日4回、2010年6 月からは00,03,06,09,12,15,18,21UTCを初期値と した1日8回の実験を行った。本項では、この実験結 果をもとにLFMの降水量、地上気象要素、高層気象 要素の予報精度と特性をMSMと比較した結果につ いて述べる。本項とは別に、高分解能モデルの降水 予報精度評価に適した検証手法について、第1.2.2項 に記述があるので適宜参照していただきたい。

本項での検証期間は、冬季を2009年12月1日~ 2010年2月28日、夏期を2010年6月1日~2010年8月 31日までとし、両期間ともに00,06,12,18UTCを初 期値とする9時間予報までを対象とした。比較対象 とするMSMについては図1.3.1の領域における検証 結果を示す。

なお、本文中で用いた統計的な指標の詳細につい ては巻末付録を参照していただきたい。

(1) 降水の検証

これまで関東周辺領域を対象としたLFMの予備 実験では、LFMは夏季の降水において、MSMと比 較して強い降水予測の頻度が高い反面、予報初期の 降水が過小であることが示されている(竹之内 2008;氏家 2009)。ここでは、領域を試験運用領域 に拡大した場合の冬季、夏季におけるLFMの降水予 報の特性をみるために、対解析雨量で検証した結果



図 1.2.1 試験運用時の LFM 計算領域(全体)。図中の 点線は 2007 年 3 月から 2009 年 3 月まで実施されてい た関東周辺の実験領域を示す。

を示す。瀬川・三浦(2006)と同様に陸域と海域(海 岸から40km以内)における20km間隔の格子を対象 とする。降水量は前1時間積算降水量の検証格子内 平均値と検証格子内最大値を用いた。検証格子内平 均値は検証格子内の降水をすべて考慮するため、モ デルの一般的な降水特性を把握するのに適する。一 方、検証格子内最大値は検証格子内で表現される最 大値を対象とするため、特に強雨に対する予報特性 を把握するのに適する。LFMは飛行場予報の高度化 とともに防災気象情報作成支援の高度化に寄与す ることも想定されており、強雨に対する予報特性を 把握することも重要である。

(a) 降水量の閾値ごとの検証

図1.2.2、図1.2.3は、全ての予報時刻を対象とした 閾値ごとのバイアススコア(BI)、エクイタブルス レットスコア(ETS)、および空振り率をそれぞれ 冬季、夏季に分けて示したものである。

BIでみると、LFMは冬季、夏季ともに格子内平均 値の閾値1mm/hの予報頻度がMSMより僅かに低い 一方で、閾値が大きくなるにしたがって予報過多と なっている。格子内最大値でみると、すべての閾値 でLFMはMSMよりもBIが1に近く、観測値に近い ことが分かる。ETSは、格子内平均値で閾値5mm/h 以下でMSMより悪く、10mm/h以上においてMSM とほぼ同等である一方で、格子内最大値では夏季の 閾値2mm/h以下の場合を除き、MSMを上回った。 空振り率は格子内平均値、最大値ともにすべての閾 値でLFMはMSMより高い結果となった。

以上のことから、試験運用領域においてもLFMは 最大降水強度のポテンシャルを予測する上でMSM より優れている一方で、一般的な降水特性として空 振りも多く、1mm/h程度の雨については予報頻度が 僅かに低い傾向があることが確かめられた。この傾 向は夏季、冬季で同様であった。LFMにおいて降水 が強まりがちな予報特性がある理由の一つとして、 積雲対流パラメタリゼーションを用いていないた めに、熱や水蒸気が対流で鉛直輸送されることによ る成層状態の安定化効率が低くなり、不安定が持続 する中で過度な凝結によって少数の格子に降水が 集中することが挙げられる。水平格子間隔2kmでは 積雲対流の効果を十分に表現できていないことが 考えられ、LFMにおける過剰な降水の軽減について は積雲対流パラメタリゼーション導入の是非を含 め、今後対策を検討する。

(b) 予報時間ごとの検証

図1.2.4、図1.2.5は、予報時間ごとのBI、ETSを 降水量閾値1mm/h、10mm/hの場合についてそれぞ れ冬季、夏季別に示したものである。

¹ 平原 洋一



図 1.2.2 解析雨量に対する検証格子 20km、前1時間降水量の閾値ごとの検証結果。期間は 2009 年 12 月~ 2010 年 2 月。上段:格子内平均、下段:格子内最大。左列:バイアススコア、中列:エクイタブルスレット スコア、右列:空振り率。赤線は LFM、青線は MSM の結果を表す。



図 1.2.3 図 1.2.2 と同じ。ただし、期間は 2010 年 6~8 月。

BIでみると、LFMは降水量の閾値によらずに FT=2までの値がその後の予報時間と比較して小さ く、予報初期で降水の立ち上がりが遅い傾向がある ことが分かる。ETSでみるとMSMは予報時間が進 むにつれて緩やかに減少する傾向を示す一方で、 LFMは予報初期のスコアが他の予報時間と比較し て低めであり、特に夏季においてその傾向が強い。 LFMにこのような予報特性がある理由として、こ れまで解析予報サイクルにおける過飽和の取り扱 いの問題が指摘されていた(竹之内 2008)。この対 策として、本項の検証期間においては予報モデルの 飽和調節の方法とモデル初期値作成時の過飽和の 除去の方法を合わせ、初期値作成時に過飽和の除去 が過剰に生じない設定としたが、予報初期の降水の 立ち上がりは依然として遅い傾向があることが分 かった。その他考えられる原因として、(3)の高層 気象要素の検証の項で後述するように、LFMの初期 場はMSMと比較して大気下層がやや乾燥しており、



図 1.2.4 解析雨量に対する検証格子 20km、前1時間 降水量の予報時間ごとの検証結果。期間は 2009 年 12 月~2010 年 2 月。上段:格子内平均、下段:格 子内最大。左列:バイアススコア、右列:エクイタ ブルスレットスコア。赤線は LFM、青線は MSM の結 果を表す。点線は閾値 1mm/h、実線は閾値 10mm/h を表す。



図 1.2.5 図 1.2.4 と同じ。ただし、期間は 2010 年 6~8 月。

このことが降水の立ち上がりに影響を及ぼしてい る可能性がある。実験期間当初、LAでは水蒸気に関 するデータを同化していなかったが、2010年8月か らは地上GPS可降水量の同化が開始された。今後、 レーダー反射強度から求めた相対湿度の同化も検 討されており、降水予測の改善が期待される。

(2) 地上気象要素の検証

ここでは、LFMの地上付近の予報特性をみるため に、地上気象要素(気温、相対湿度、風速)につい て検証した結果を述べる。検証対象とする観測点は、 瀬川・三浦(2006)と同様に、観測点を囲むモデル 格子の海陸設定が4格子とも陸地となっているアメ ダス観測点とし、相対湿度はSYNOPを報じる国内 の観測点を用いた。検証では、FT=0~9の予報値を 用いて、予報対象時刻ごとにスコアを求めた。

図1.2.6に冬季の検証結果を示す。LFMの気温は、 09~12UTCの期間を除き、バイアス、平方根平均二 乗誤差(RMSE)ともにMSMより小さい。相対湿 度はMSMとほぼ同等の精度で、風速についてはほ ぼすべての時間帯でバイアスがMSMより小さい。 図1.2.7は夏季の検証結果を示しており、LFMは気 温について12~21UTCの期間でRMSEがMSMより 小さい。相対湿度はMSMとほぼ同等の精度であり、 風速については12~21UTCの期間でMSMよりバイ アスが小さいことが分かる。

LAではアメダスの気温と風が同化に使用されて おり、これらはMSMの初期値作成には用いられて いない。このため、気温や風速についてLFMはMSM と比較して誤差が小さくなっていると考えられる。 また、特に風速のバイアスはほぼすべての時間帯で MSMと比較して小さいことから、初期場の改善に 加え、LFMは水平格子間隔が2kmになったことで地 形が詳細に表現された効果が考えられる。

なお、LFMの検証結果では00.06,12,18UTCの時 刻のスコアが他の時刻のMEやRMSEと比較して値 が不連続に0に寄っており、特に風速で顕著である。 これは、検証対象が00.06.12.18UTCを初期値とす る予報であり、これらの時刻ではFT=0の値がスコ アに反映されているためである。現在のLAではアメ ダス風について観測値をそのまま同化に用いてい るため(藤田・倉橋 2010)、解析時刻では観測値 との誤差は一旦小さくなる。一方で、予報が開始さ れると環境場はモデル地形に合わせたものとなり、 観測値との誤差が大きくなることが考えられ、その 傾向がスコアに表れているものと思われる。このよ うにアメダスデータは地形をはじめとする局地的 な環境の影響を強く受けるため、試験運用において は空間代表性誤差をより適切に扱った品質管理手 法を用いたアメダスデータの選別を行っている。

(3) 高層気象要素の検証

ここでは、LFMの大気の鉛直方向の予報特性をみ るため、高層気象要素(気温、相対湿度、風速)に ついて検証した結果を述べる。

(a) ゾンデに対する検証

対ゾンデ検証には瀬川・三浦(2006)と同様に、 国内の高層気象観測における指定気圧面の観測値 を用いた。観測時刻は00及び12UTCであるので、 FT=0に対しては00または12UTC初期値、FT=6に対 しては06または18UTC初期値での検証となる。





図 1.2.7 図 1.2.6 と同じ。ただし、期間は 2010 年 6~8 月。

図1.2.8、図1.2.9はそれぞれ冬季、夏季の検証結果 である。全体的な傾向として、MSMのFT=0のME とRMSEは他と比較して非常に小さい。LFMの FT=0のMEとRMSEはMSMのFT=6よりやや小さ く、誤差分布の傾向は似ている。LFMのFT=6では FT=0でみられたMEやRMSEが拡大し、MSMの **FT=6**と比較してやや大きめとなっていることが分かった。

FT=0においてLFMの誤差がMSMと比較して大 きい理由は、LAにおいてゾンデデータを同化に用い ていない影響であると考えられる。また、LFMの初 期値は、初期時刻に対して6時間前のMSMの3時間



図 1.2.8 高層気象要素検証結果。期間は 2009 年 12 月~2010 年 2 月。上段:平均誤差、下段:平方根平均二乗誤差。 左列:気温、中列:相対湿度、右列:風速。赤線は LFM、青線は MSM の結果を表す。点線は FT=0、実線は FT=6 を表 す。上層の相対湿度は信頼できる観測が少ないため、500hPa より下層のみ表示している。



図 1.2.9 図 1.2.8 と同じ。ただし、期間は 2010 年 6~8 月。

予報値を第一推定値とし、3次元変分法 (JNoVA-3DVAR)による解析と狭域MSMによる1 時間予報を繰り返して作成される(図1.1.2)。この ため、LFMはMSMのFT=6に相当する予報特性が初 期値に反映され、前述のLFMの予報特性として影響 を受けている。

相対湿度については、MSMは特に冬季と春季で、

予報が進むにつれて大気中層の相対湿度の正バイ アスが負バイアスに転じ、乾燥していく傾向があり (長澤 2008)、LFMでも冬季の検証結果では同様 の傾向があることが分かる。なお、2010年8月以前 ではLAでは水蒸気に関するデータは同化されてい なかったが、2010年8月から地上GPS可降水量の同 化が開始された。夏季の925hPaの相対湿度では、



図 1.2.10 ウインドプロファイラに対する風速(m/s)の検証結果。期間は 2009 年 12 月~2010 年 2 月。 上段:平均誤差、下段:平方根平均二乗誤差。左列:LFM、右列:MSM。等値線間隔はすべて 0.25m/s。



図 1.2.11 図 1.2.10 と同じ。ただし、期間は 2010 年 6~8 月。

LFMのFT=0の値はMSMのFT=6の値と比較して MEが小さく、同化の効果によるものと考えられる。 しかし、MSMのFT=0の値と比較した場合、LFMは 大気下層で依然負バイアス側に寄っている。今後、 レーダー反射強度から求めた相対湿度の同化等に よる初期場の改善が期待される。

一方で、下層の925hPaでは、FT=6の結果をみる とLFMの風速はMSMと同等かそれ以上の精度であ ることが分かる。これはアメダスデータを同化した 効果や地形の精緻化が、大気下層の改善として表れ たものと考えられる。

(b) ウインドプロファイラに対する検証

高層風の予報特性を時系列でみるために、ウイン ドプロファイラの風速値を用いて検証した結果を 示す。 図1.2.10、図1.2.11はそれぞれ冬季、夏季の検証 結果であり、予報時間(1時間間隔)ごとに各高度 の風速のMEとRMSEを示したものである。MEをみ ると、LFM、MSMともに季節によらず、大気下層 では正バイアス、大気中層では負バイアスの傾向を 示す。RMSEをみると、LFMはFT=0の値がMSMと 比較して小さい一方で、予報時間が進むと大気中層 ではRMSEの値が大きくなる。しかし、大気下層 1000m付近ではMSMと比較してRMSEが小さく予 報期間を通じて改善傾向であることが分かる。

(4) まとめ

2009年12月~2010年2月および2010年6月~8月 の期間について、LFMの試験運用時の領域を対象に、 LFMの各種気象要素の予報特性についてMSMと比 較した。降水予測に関しては、LFMは最大降水強度 のポテンシャルを予測する上でMSMより優れてい る一方で、一般的な降水特性として空振りも多く、 降水が過剰に集中する傾向があることに注意する 必要がある。また、予報初期においてLFMは降水予 測頻度が少ない傾向にある。地上気象要素では、気 温、風速についてLFMはMSMと比較して改善傾向 にある。これはLAにおけるアメダスデータの同化や 地形表現の精緻化による効果であると考えられ、高 層気象要素についても、大気下層での風速の改善が 確認できた。

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.
- 瀬川知則,三浦大輔,2006:統計検証.平成18年度数値予報研修テキスト、気象庁予報部、59-83.
- 竹之内健介,2008:高分解能局地モデルの課題.数 値予報課報告・別冊第54号,気象庁予報部, 207-213.
- 長澤亮二,2008:2007年11月に更新された全球モデ ルを側面境界値とするメソ数値予報モデルの統 計検証.平成20年度数値予報研修テキスト,気象 庁予報部,31-36.
- 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.

1.2.2 高分解能モデルの降水予報精度評価に適した検証手法²

高分解能モデルは、スケールの小さい降水系を現 実に近い形状や強さで再現することができる。とこ ろが、我々がモデルの性能を検証するために利用し てきた従来の検証手法は、その高分解能モデルの性 能を十分に評価することができない。なぜならば、 従来の検証手法による検証結果は、「予報は有るが 観測は無い(空振り)」かつ「観測は有るが予報は無 い(見逃し)」というダブルペナルティ(double penalty)を受けることになるためである。

特に、このダブルペナルティは、異なる解像度の モデルの比較において問題となる。このことについ て簡単な例を示す。まず、高分解能モデルと低分解 能モデルがあるとしよう。この高分解能モデルは実 況とよく似た小さなスケールの降水系を予測する ことができるとする。また、低分解能モデルでは、 小さいスケールの降水を解像できず高分解能モデ ルと比べて降水を広く弱く予報する性質があると する。これら2つのモデルの予報結果を示した例が 図1.2.12である。図1.2.12(A)は、高分解能モデルが 降水量を非常に良い精度で予想したが、位置ずれ誤 差のある予報をした例を表したものである。また、 図1.2.12(B)は、低分解能モデルが降水量を弱く予 想し、降水分布を広く予報した例を表したものであ る。これらの例の場合、従来の検証では、図 1.2.12(B)のスコアは図1.2.12(A)のスコアを上回 る。この結果は、「良い予報の降水分布は、観測さ れた降水分布とよく似ている」という我々の直観に 反するものである。

従来の検証手法は、予報と観測の空間的に厳密な 適合を検査するため、前述のように高解像度モデル にとって不利な評価を与えることがある。この問題 を回避するには、現象に対して空間的な広がりを考 慮し、検証における空間的な厳密さを緩和すれば良 い。空間の広がりを考慮した検証手法は、数多く提 案されている。それらは、「フィルタリング (filtering) 手法」と「置き換え(displacement) 手法」 に大別される。フィルタリング手法は、隣接する格 子情報をもとに空間的な曖昧さを導入する手法や、 バンドパスフィルターなどを用いて一つの現象を 異なる空間スケールに分割する手法などがある。置 き換え手法は、降水分布をオブジェクト化して比較 する手法や、場全体を変形させ観測と予報を比較し その適合度と変形の程度をもとに評価する手法な どがある。

検証対象を空間的に曖昧にし、そのうえで適合度 を求める手法には、ファジー検証(fuzzy

図 1.2.12 降水予報の位置ずれ。A は高解像度モデル の降水予報、B は低解像度モデルの降水予報の模式 図。実線は観測、破線は予報を表す。

verification)と呼ばれるものがある。ファジー検証 は、フィルタリング手法の一つであり、検証対象の 空間的な特徴を表す指標として空間スケールを検 証に導入する。そのため、ファジー検証のような検 証手法は、空間的検証(spatial verification)手法 とも呼ばれる。ファジー検証手法は、Ebert(2008) に詳しい。

本項では、ファジー検証の一つであるFractions Skill Score(FSS) (Roberts and Lean 2008)を用い てLFMとMSMを検証した。以下では、FSSの導出 及び統計手法に関して述べる。そして、FSSによる 検証結果を基にLFMの予報誤差の予報時間依存性 や空間スケール依存性を議論する。

(1) Fractions Skill Score (FSS)

FSSは、フィルタリング手法の一つであり、現象 の表現に空間的な曖昧さを与えて検証を行う。FSS は、本項で示すとおり計算手法としても従来の検証 手法からの拡張として捉えることができる。検証結 果も、概念的に理解しやすく、モデルを比較すると いう観点でも利用しやすい。これら幾つかの理由か らFSSの認知度は向上してきている。例えばFSSは 複数の解像度のモデルの降水検証に用いられてい る(Lean et al. 2008)。高分解能モデルの検証以外に も、雲画像の検証(Söhne et al. 2008)やアンサンブ ル予報の検証(Schwartz 2010)にも用いられている。

導出

ある変量の観測の分布を*O*,、予報の分布を*F*,と する。*O*,と*F*,は、変量の平面分布を表す2次元関数 とする。本項において、変量とは降水を指す。降水 検証における観測データとして、アメダス降水量 (水平解像度約17km)や解析雨量(水平解像度1km) を用いることができる。ここでは、高分解能モデル の予報精度を検証対象としている。そのため、観測 は高密度であることが望ましいことから観測デー

A
 観測

 5
 5

 10
 5

 10
 10

² 幾田 泰酵

タとして解析雨量を用いることにした。

変量は、任意の閾値で2値化される。2値化された 観測は I_o 、予報は I_F と定義される。任意の閾値をqとすると2値化された変量は

$$I_{O} = \begin{cases} 1 & O_{r} \ge q \\ 0 & O_{r} < q \end{cases}$$
$$I_{F} = \begin{cases} 1 & F_{r} \ge q \\ 0 & F_{r} < q \end{cases}$$

となる。この2値化された変量を用いた検証は、空間的な位置ずれを許容しない。これは検証格子のスケールでの適合を厳密に検証することを意味する。次に、この $I_o \ge I_F$ に空間スケールを考慮し、降水分布の適合の判定に曖昧さを追加する。検証対象格子を中心とする1辺n格子の正方形領域を考える。この正方形領域に含まれる2値化された格子情報を次式に従って領域平均する。

$$O(n)_{i,j} = \frac{1}{n^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n I_O\left[i+k-1-\frac{n-1}{2}, j+l-1-\frac{n-1}{2}\right] \cdot K(n)_{i,j,k,l}$$

$$F(n)_{i,j} = \frac{1}{n^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n I_F\left[i+k-1-\frac{n-1}{2}, j+l-1-\frac{n-1}{2}\right] \cdot K(n)_{i,j,k,l}$$

ここでO(n)とF(n)は分数化された観測と予報であ る。添え字のi,jは格子番号である。なお、この処理 におけるカーネル関数K(n)としては、一般的にガウ シアンカーネルなどが考えられる。しかし、ここで は格子内平均という理解の平易さを選びカーネル 関数は一様であるとした。

なお、この情報の断片化は、画像処理における平 滑化フィルターに相当し、降水分布の境界を不鮮明 化する。そして厳密な適合による不当な評価を緩和 する役割を果たす。この分布境界を曖昧にした降水 分布の適合を評価し予報スキルを求める。

分数化された変量O(n)とF(n)によって計算される平均二乗誤差(MSE)は、

$$MSE_{(n)} = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \left[O(n)_{i,j} - F(n)_{i,j} \right]^2$$

となる。ここで N_x と N_y は検証領域のx方向の格子数とy方向の格子数である。ここでは簡単のため検証領域は矩形領域であると仮定している。

FSSは、分数化された観測 O(n) と予報 F(n)によっ て記述されるMSEのスキルスコアである。スキルス コアの算出には、予報スキルを評価するために予報 に対して相対的な基準となる参照値を用意する必 要がある。その参照値はしばしば気候値やランダム 予報が選ばれる³。しかし、FSSの参照値は、O(n)と



図 1.2.13 FSS の閾値と空間スケール依存性 (Roberts and Lean 2008)



図 1.2.14 観測(実線)と予報(破線)の位置ずれの大き さDと空間スケール n。

F(n)を用いて次式のように定義される。

$$MSE_{(n)ref} = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \left[O^2(n)_{i,j} + F^2(n)_{i,j} \right]$$

この参照値 $MSE_{(n)ref}$ は、任意のMSEの取りうる最大の値である。つまり、予報と観測の総数が検証領域の格子数を超えない場合において、 $MSE_{(n)ref}$ は予報と観測の適合が無いMSEに相当する。

FSSは、分数化された観測と予報によって記述されるMSE_(n)、その参照値であるMSE_(n)でたして完全予報のMSE_{(n)perfect} (=0)を用いて

$$FSS_{(n)} = \frac{MSE_{(n)} - MSE_{(n)ref}}{MSE_{(n)perfect} - MSE_{(n)ref}} = 1 - \frac{MSE_{(n)}}{MSE_{(n)ref}}$$

で定義される。この式から明らかなようにFSSは、 0から1の値をとる。

FSSは、空間スケールnを拡大するに従って、ある一定の値に漸近する。そして、検証対象領域全てを覆う空間スケール ($n = 2 \cdot \max(N_x, N_y) - 1$)のFSS は特別にAFSS (asymptote FSS) と呼び次のように書ける。

$$AFSS = 1 - \frac{(f_o - f_F)^2}{f_o^2 + f_F^2} = \frac{2f_o f_F}{f_o^2 + f_F^2} = \frac{2f_F f_o^{-1}}{1 + (f_F f_o^{-1})^2}$$

ここで $f_o \geq f_F$ は観測と予報の降水頻度を表す。 従来のバイアススコアは $f_F f_o^{-1}$ に等しい。期間平均 を $\langle \cdot \rangle$ で表すと $\langle AFSS \rangle$ とバイアススコアは、それぞ れ $\langle 2f_o f_F (f_o^2 + f_F^2)^{-1} \rangle$ と $\langle f_F \rangle \langle f_o \rangle^{-1}$ と書ける。 $\langle AFSS \rangle$ は、対応する予報と観測の組合せ毎に求めた予報頻 度精度の期間平均を表す。バイアススコアは、統計

³ このランダム予報の TS を参照値とした TS のスキルス コアが ETS であり Gilbert skill score とも呼ばれる。

期間における、全ての予報と観測の組み合わせを基 に求められた予報頻度精度を表す。つまり (AFSS) は 同一の予報対象時刻の予報頻度精度を評価したも のであり、バイアスのない予報の (AFSS) は1となる。

ターゲットスキルによる空間スケールの選択

FSSは、分数化する際に選択した空間スケールに 依存する(図1.2.13)。FSSは、小さな空間スケール を選択すれば、ダブルペナルティの影響を受け高分 解能モデルにとって不利なスコアとなる。またFSS は、大きすぎる空間スケールを選択するとモデルの バイアス情報しか持たないものとなる。つまり、高 分解能モデルにとって利用価値のあるFSSを得るた めには、適当な大きさの空間スケールを決める必要 がある。以下では、空間スケールを選択するための 指標をFSStargetとしてターゲットスキルと呼び

 $FSS_{t \operatorname{arg} et} = (FSS_{perfect} + FSS_{random})/2$

と定義する。ここでFSS_{random}はランダム予報を仮定 したFSSである。FSS_{target}は、完全予報とランダム 予報の中間値を表す⁴。LFMとMSMにおいて、この 中間値を超えるスコアの割合を求める。そして、FSS がFSS > FSS_{target} となる割合がLFMとMSMとで等 しくなる空間スケールをLFMとMSMを比較検証す る際の有益な最小スケールとして利用する。

まず、予報スキルの相対的な確からしさの尺度と して利用されるランダム予報のFSSrandomを求める。 ランダム予報は、FSS(n=1)の予報あり観測ありの 確率(P(予報あり)×P(観測あり))で表現される。 ここでランダム予報の予報頻度は、観測頻度 f_o と等 しい。また、分数化された変量から得られる FSS(n>1)は必ずFSS(n=1)よりも大きくなる。 FSSrandomは、ランダム予報を仮定した空間スケール n=1のFSSで

$$FSS_{random} = FSS_{(1)} = 1 - \frac{MSE_{(1)}}{MSE_{(1)ref}}$$
$$= 1 - \frac{f_o - \frac{2}{N_x N_y} \sum_{i}^{N_x} \sum_{j}^{N_y} I_o I_F + f_I}{f_o + f_F}$$
$$= \frac{2f_o \cdot f_F}{f_o + f_F}$$
$$\xrightarrow{f_F = f_o} f_o$$

と書ける。ここでは、同一格子でP(予報あり $) \times P($ 観 測あり $) = f_{F} \cdot f_{o}$ であること、及び $f_{F} \ge f_{o}$ が等しい ことを利用している。

次に、FSS_{target}の第1項であるFSS_{perfect}/2の幾何学 的特徴を示す。バイアスの無い場合、FSS_{perfect}は、 F(n)で表される領域とO(n)で表される領域が完全 一致することで得られる。FSS_{perfect}/2は、F(n)で表 される領域の1/2の領域とO(n)で表される領域の 1/2の領域が一致することで得られる。また、この FSS_{perfect}/2は、空間スケールnと、 $I_o \ge I_F$ の位置ず れの大きさDとの間に以下のような関係を与える。 空間1次元で観測と予報にバイアスが無い場合(図 1.2.14)では「FSS(n)=FSS_{perfect}/2となる空間スケー ルnの1/2は、 $I_o \ge I_F$ の間の位置ずれの格子数と一 致する」が成り立つ。

D格子だけ位置がずれている観測 I_o と予報 I_F が あるとする。空間スケールをnとするとFSSは (n-D)/nとなり、位置ずれの大きさDが空間スケール nの半分の長さD=n/2となる。ここでD=n/2は2値化 された観測 I_o と予報 I_F の距離である。つまり、位 置ずれの大きさDは、分数化された予報F(n)(観測 O(n))が空間的に広がり、その端がn=1の観測 I_o (予 報 I_F)の位置に到達する長さと等しい。

(2) パーセンタイル閾値

降水量そのものを閾値とする検証以外にパーセ ンタイルを閾値とした検証も行った。例えば、pth パーセンタイルを閾値とした検証では、降水量を大 きさの順に並び換え、上位pパーセントとなる降水 量の大きさを閾値として2値化する。つまり、pthパ ーセンタイルを閾値とする検証では、pを大きく設 定することで降水分布のピークに注目し、その位置 ずれによる誤差を評価することができる。また、パ ーセンタイル閾値で降水を2値化し異なるモデルを 比較することは、原理的には両者のバイアスを無視 して評価することになる。ただし実際に数値計算を 行う際には同じレベル値の格子が多数存在する場 合がある。そのような場合には、検証に与えるバイ アスの影響は完全に無くならない。パーセンタイル の閾値が大きければ降水量が相対的に大きく局所 的な降水を対象とすることになり、閾値が低ければ 降水量が少ない広がった降水を対象とすることに なる。このように、バイアスを無視して検証を行う ということは、予測された降水量が不足していても 降水域の位置ずれが少ないモデルが有利となる。

(3) 検定手法

信頼区間の決定には非パラメトリック(non parametric)検定手法を用いた。リサンプリングの 方法はblock bootstrap法(Wilks 1997)を採用した。

⁴ 降水予報頻度や位置ずれの精度が非常に悪い(良い) 場合、FSS > FSS_{target}を満たす予報が非常に少なく(多く) なるため、FSS_{target}を引き下げる(上げる)必要がある。 ただし、その場合は空間スケールと位置ずれの関係が本項 と異なるものになる。



図 1.2.15 2010 年夏(6月、7月と8月)の FSS と予報時間の関係。(a) 閾値 1mm/h、(b) 閾値 10mm/h。FSS で 比較するモデルは、LFM(実線)と MSM(破線)。空間スケールは、0km(黒色)、80km(赤色)と 320km(青色)。 エラーバーは、95%信頼区間を表す。



図 1.2.16 FSS の改善・改悪と予報時間の関係。実線は FSS(LFM)-FSS(MSM)。それ以外は図 1.2.15 と同様。



図 1.2.17 AFSS(黒色)・バイアススコア(赤色)と予報時間の関係。それ以外は図 1.2.15 と同様。

block bootstrap法は、時系列データから、ある大き さのデータ列をブロックとして任意抽出し再標本 化する手法である。小さすぎるブロックサイズは、 相関の強いデータを用いることになり誤差を小さ く見積もる原因となる。そのためブロックサイズは、 時系列データの自己相関長さ(autocorrelation length)を基に設定した。また、リサンプリング回数 は5000回とした。信頼区間の推定は、簡便な手法で あるパーセンタイル法を用いた。

LFMとMSMの比較の検定は、以下の方法を用いた。まず、LFMのデータ系列とMSMのデータ系列 を標本とする。それらを用いてblock bootstrap法で 再標本化を行い、新たにbootstrap標本を作成する。 そのbootstrap標本を用いてFSSを算出する。リサン プリングからスコアの算出までを繰り返す。こうし て得られた分布関数を基に仮説検定を行う。ここで は、FSSによる検証結果を対象に帰無仮説Ho「検証 結果によるとLFMとMSMの降水予報精度に差は無 い」を立てる。リサンプリングの結果として得られ たFSS(LFM)-FSS(MSM)の95%信頼区間の全て が正である場合に5%の危険水準で仮説Hoは棄却さ れLFMは有意に改善したことが支持される。また、 信頼区間が全て負である場合に仮説Hoは棄却され LFMは有意に改悪したことが支持される。以下では、



図 1.2.18 99thパーセンタイル閾値の FSS と予報時間 との関係。(a)は図 1.2.15 と同様。(b)は図 1.2.16 と同様。

有意に改善/改悪という記述は全て危険水準を5%と した検定結果である。

(4) 日々実験の検証

検証領域は、LFMの予報領域内の日本の陸上及び、 日本の陸上からの距離が40km以内の海上とした。 ただし、側面境界値の緩和領域は、検証領域から除 外した。基準となる検証格子は、MSMの格子配置 と等しく、その大きさは1辺5kmである。MSMの予 想降水は、予報の出力をそのまま用いた。LFMと解 析雨量は、検証格子内で平均化されたものを用いた。

図1.2.15は、FSSの2010年夏(6月、7月と8月)の3 r月平均である。空間スケールは、0km、80kmと 320kmである。これらのkm単位の空間スケールは、 現象に対する空間的な曖昧さの広がりを表したも のである。空間スケール0kmは、空間的な曖昧さを 考えない場合であり基準格子そのもの (n=1) であ る。FSSは、空間スケールの拡大に比例して高くな る。この特徴は閾値によらない。図1.2.16は、図 1.2.15 と 同 じ 統 計 期 間 に お け る FSS(LFM)-FSS(MSM)の期間平均である。閾値 1mm/hの場合、予報初期では、いずれの空間スケー ルにおいてもFSS(LFM)-FSS(MSM)の信頼区間 は負である。これは、予報初期のLFMの予報精度は、



図 1.2.19 ターゲットスキルを超える割合と空間スケールの関係。MSM における割合と LFM における割合の差。閾値は、1mm(黒)、2mm(赤)、3mm(青)、5mm(緑)、10mm(黄)と20mm(紫)。予報時間は、上から順に3時間、6時間と9時間。

空間スケールによらずMSMよりも劣ることを意味 する。特に空間スケール0kmでは、全ての予報時間 でLFMは改悪である。空間スケール80kmでは、予 報初期においてLFMは改悪である。空間スケールを さらに拡大し320kmの場合は、予報初期において LFMは改悪であるが予報後半ではLFMとMSMに 有意な差は無い。閾値10mm/hの場合は、空間スケ ール320km以下において、LFMの改善は予報初期を 除き有意である。図1.2.17は、図1.2.15と同じ統計 期間におけるバイアススコアと期間平均された AFSSである。閾値1mm/hのLFMのAFSSは、予報 初期を除きMSMのAFSSと同等である。閾値 10mm/hのLFMのAFSSは、FT=1を除きMSMの AFSSよりも大きい。つまり、予報後半のLFMの降 水予報頻度の精度は、MSMよりも良い。

図1.2.18は、99thパーセンタイル閾値を用いたFSS と予報時間の関係である。図1.2.18(b)によると空間 スケール0kmの場合、予報初期においてLFMは MSMよりも劣る。空間スケール80kmにおいてLFM は、FT=2まではMSMよりも劣り、FT=3以降は MSMと同等である。空間スケール320kmでは、LFM とMSMが同等である。

図 1.2.19は、MSMの FSS > FSS_{rarget}の割合から LFMの FSS > FSS_{rarget}の割合を引いたものである。



図 1.2.20 FSS の経年変化。期間は、2009 年 8 月から 2010 年 8 月まで。閾値は(a)(b)(c)1mm/h と (d)(e)(f)10mm/h。予報時間は、(a)(d)3時間、(b)(e)6時間と(c)(f)9時間。グラフ上部のoと×は、それぞれ 改善と改悪が統計的に有意であることを表す。また、エラーバーは95%信頼区間を表し、LFM の FSS にのみ付 加してある。それ以外は図 1.2.15 と同様。

統計期間は、2009年8月から2010年8月までである。 FT=3とFT=6において、空間スケール80kmを選択 すれば、閾値によらずLFMのFSS_{target}はMSMの FSS_{target}を上回る。FT=9において、空間スケール 40kmを選択すれば閾値によらずLFMのFSS_{target}は MSMのFSS_{target}を上回る。つまり、FT=3からFT=9 を対象としたLFMとMSMの比較において、LFMに とって利用価値のあるスコアを得るための最小ス ケールとしては、80km程度をとればよいことが分 かる。 図1.2.20は、2009年8月から2010年5月までのFSS の経年変化である。閾値1mm/hの場合において、 FT=3(図1.2.20(a))、FT=6(図1.2.20(b))とFT=9 (図1.2.20(c))の空間スケール0kmのLFMのFSSは、 MSMに比べて全ての月で有意な差が無いもしくは 有意に改悪である。空間スケールを大きくすること でMSMとの差は小さくなる。閾値10mm/hの場合は、 FT=3(図1.2.20(d))の空間スケール0kmでは、2010 年7月と2010年8月ではLFMはMSMよりも優れて おり、それ以外の月では両者の精度に有意な差は無 い。空間スケール80kmでは、多くの月でLFMの精 度はMSMを有意に上回る。FT=6(図1.2.20(e))、 FT=9(図1.2.20(f))では、空間スケール0kmでも LFMの改善は、多くの月で有意である。

(5) まとめ

本項では、ダブルペナルティの影響を軽減するた めにファジー検証手法の指標の一つであるFSSを用 いてLFMとMSMの降水予報精度の検証を行った。 FSSは、空間スケールに依存するため利用価値のあ る空間スケールを求める必要がある。その利用価値 のある空間スケールは、ターゲットスキルによって 見積もられ、その大きさは80kmであった。これは、 関東周辺の限定領域における予備実験の検証結果 と同等であった。LFMの降水予報精度は、空間スケ ール0kmの場合にMSMに劣る、もしくは有意な差 が無かった。しかし、空間スケール80kmでは、予 報初期や閾値1mm/hなどの弱い降水の場合を除き、 LFMの降水予報精度はMSMと同等もしくは有意に 改善となった。

また、LFMの降水予報頻度は、MSMよりも適切 であることがAFSSによって示された。閾値1mm/h では予報後半でLFMとMSMの降水頻度が同等であ った。このことは、閾値10mm/hでは予報後半で LFMの降水頻度の精度はMSMよりも良かったこと を示している。

また、降水域の位置ずれ誤差の予報時間依存性を 99thパーセンタイル閾値により検証した。予報初期 におけるLFMの位置ずれ誤差はMSMよりも大きく、 MSMと同等となるために要する予報時間は空間ス ケールによって異なっていた。2010年夏は空間スケ ール0kmでは、FT=6やFT=9で同等であるとも言え るが、全般的に改悪である。空間スケール80kmで はFT=3以降に同等であった。この予報時間依存性 は、季節にも依存する。例えば、2010年冬のLFMの 位置ずれ誤差は、空間スケールによらず全予報期間 でMSMよりも大きく、2010年春のLFMの位置ずれ 誤差は、空間スケール0kmではFT=6以降、空間ス ケール80kmではFT=3以降に同等であった(図略)。 春や夏におけるパーセンタイル閾値は、局所的な降 水の位置ずれ誤差を検出する傾向がある。局所的な 降水は盛衰も激しく、初期時刻におけるMSMの優 位性は継続しにくい。そのため、予報後半の位置ず れ誤差は、LFMとMSMで同程度となったと考えら れる。換言すれば、MSMは降水のピークの位置を LFMと同程度もしくはそれ以上に捕捉できており、 その予報精度の持続時間も長いということである。

今回の検証手法の導入により空間スケールを考 慮することで、試験運用におけるLFMは、MSMを 上回る降水予報精度を有することが示された。そし て、MSMの降水予報精度は、降水量としては過小 であるが、降水のピークの位置や弱い降水の頻度な どを対象とした場合は、LFMの降水予報精度と同等 かそれ以上であることが分かった。また、利用価値 のある空間スケール、位置ずれ誤差、予報初期の予 報頻度過小など、LFMの降水予報を従来とは異なる 視点で定量的に評価することが可能となった。数値 予報課では、これらの新たな検証結果を用いて、 LFMの本運用に向けて予報精度を向上すべく鋭意 開発を進めている。

参考文献

- Ebert, E.E., 2008: Fuzzy verification of high resolution gridded forecasts: A review and proposed framework. *Meteorol. Appls.*, **15**, 51–64.
- Lean, H. W., P. A. Clark, M. Dixon, N. M. Roberts, A. Fitch, R. Forbes and C. Halliwell, 2008: Characteristics of High-Resolution Versions of the Met Office Unified Model for Forecasting Convection over the United Kingdom. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3408–3424.
- Roberts, N. M. and H. W. Lean, 2008: Scale-Selective Verification of Rainfall Accumulations from High-Resolution Forecasts of Convective Events. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 78–97.
- Söhne, N., J-P. Chaboureau, and F. Guichard, 2008: Verification of Cloud Cover Forecast with Satellite Observation over West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4421–4434.
- Schwartz, C. S., Coauthors 2010: Toward Improved Convection-Allowing Ensembles: Model Physics Sensitivities and Optimizing Probabilistic Guidance with Small Ensemble Membership. *Wea. Forecasting*, **25**, 263–280.
- Wilks, D.S., 1997. Resampling hypothesis tests for autocorrelated fields. J. Climate, **10**, 65–82.

1.3 事例検証¹

この節では、2009年8月より実験運用を開始した 局地モデル(LFM)の予報結果のうち、2事例につい て実況との対応を示し、留意すべきと思われるLFM の予報特性について記述する。

1.3.1 2010年7月5日東京の局地的大雨事例

2010年7月5日は、東京都板橋区板橋で20時30分 までの前1時間に107mmの降水を観測し、記録的短 時間大雨情報が発表され、中小河川の溢水や、床上 浸水などの被害が出た。

この日の総観場は、中国東北区に寒冷渦がほぼ停 滞しており、日本付近は広く南西流場となっていた。 関東平野西部では、前日から水蒸気が滞留していた ことに加え日射による気温上昇で下層の相当温位 が高く(~355K)、昼過ぎから積乱雲が発生していた。 ただ上空には暖気(500hPa~0度)が流入していたた めに積乱雲の発達は抑制され、対流不安定な場とな っていた。暖気が関東地方を通過した16時JST頃の タイミングで積乱雲が発達し、メソ対流系を組織化 すると共にゆっくり東進することで東京都板橋区 に大雨をもたらしたと考えられる。

2010年7月5日18時(JST)の関東地方の実況(図 1.3.1)、MSM (図1.3.2)、LFM(図1.3.3)をそれぞれ 示す。実況(図1.3.1)を見ると、東京都板橋区で大 雨を観測した2時間前にもその西側の領域で50mm 以上の降水が観測されていた。その降水域は前述の メソ対流系によってもたらされたもので、その後も ゆっくりと東に移動して、20時頃に板橋区に大雨を もたらした。また、強雨域から東京湾に向けて南東 方向に1時間降水量10mm程度の弱い降水域が伸び ている。これは、神奈川県北東部で鹿島灘からの東 風と相模湾からの南よりの風の収束により発生し たと考えられるメソ対流系が北東進したためであ る。この地上風系の分布は、東京近郊における夏季 の短時間強雨の発生時によく見られる特徴(藤部ほ か 2002)を備えている。

次に、18時に観測されたこれらの局地的な降水に 着目して、MSMとLFMの予報結果を比較検証する。 MSM(図1.3.2)は、神奈川県北部に北西から南東に伸 びる弱い降水域を表現しているが、東京の猛烈な雨 のシグナルとなるものは全く見られない。前者につ いては鹿島灘と相模湾からの風の収束場が予想で きているためと考えられる。

LFM(図1.3.3)では、実況(図1.3.1)と比べて強雨域 が東南東側の東京湾付近に予想されているものの、 1時間降水量50mm近い降水域が見られ、東京都区部 付近で大雨が発生するポテンシャルが予想できて いる。ただし、この降水域は神奈川県北部で発生し たメソ対流系の北東進に伴うもので、関東平野西部 から移動してきたものではない。しかし、実況の降 水系の推移とは異なるが、東京都区部付近にメソ対 流系が存在すれば大雨の発生ポテンシャルが大き いことを示すものである。



図1.3.1 2010年7月5日18時(JST)における 解析雨量前1時間値[mm/h]、標高補正された アメダス気温[℃]、地上風向・風速、長羽根 は10[knot]、短羽根は5[knot]を表す。



¹石水 尊久



図1.3.3 図1.3.2と同じ、ただしLFM地表面 予報値(2010年7月5日06UTC初期 値,FT=3)。

MSMに比べて、LFMが強い降水を予想できたの は、局地解析(LA)においてアメダス観測の気温や、 風向・風速を同化することにより地上付近の実況が 初期値場に反映されていること、降水過程として雲 物理過程を単独に用いて湿潤対流を陽に表現して いる効果が大きい。

次に、東京都板橋区で大雨があった20時でのLFM の予報結果を図1.3.4に示す。東京都区部には弱い降 水域が予想されているだけで、大雨のシグナルとな るものは見られない。しかし、18時のLFM(図1.3.3) が東京都の西端に予想していた1時間降水量20mm 以上の降水域がゆっくりと東に移動し、東京都多摩 地方に50mm以上の降水を予想している。この降水 をもたらしたメソ対流系は実際には観測されてい ないが、この予想は東京都付近での大雨の発生ポテ ンシャルが18時から引き続き高いことを示唆して いる。

最後に2010年7月5日18時(JST)初期値のLFMを 見てみる。図1.3.5の予報初期(FT=1)の地上風系では、 強い地上風の収束場が東京都区内において表現さ れている。図1.3.1で示されたアメダスの風向・風速 の実況がLAに取り込まれた効果が大きいが、この時 刻には降水が予想されておらず、その後も弱い降水 の表現に留まった。

これは、LFMは、予報初期の水物質量の不足や、 降水の立ち上がりが遅れること(竹之内 2008,氏家 2009) などにより、予報初期による強い降水を表現 できなかったことが原因と考えられる。



図1.3.4 図1.3.3と同じ。ただしLFM地表面 予報値(2010年7月5日06UTC初期 値,FT=5)。



図1.3.5 図1.3.3と同じ。ただし2010年7月 5日19時(JST)を対象としたLFM地表面 予報値(2010年7月5日09UTC初期 値,FT=1)。

1.3.2 2010年8月12日近畿地方の線状降水事例

2010年8月12日は、台風第4号が日本海を北東進し、 近畿地方は不安定な場となっていた。大阪湾からの 下層の強い南西風による暖湿気塊の流入により、下 層での収束が強まり対流が活発化し、京都府南部か ら大阪府北部にかけて1時間に100mmを越す降水 を観測し、記録的短時間大雨情報が発表された。そ の大雨の約2時間前にあたる2010年8月12日3時 (JST)の近畿地方の実況を図1.3.6に示す。明石海峡 付近から北東方向に長さ100kmを超える線状の降 水域が見られる。

この時刻を対象としたMSM (図1.3.7)、LFM(図 1.3.8)の予報結果をそれぞれ示す。MSMでは実況で 見られるような線状降水帯が予報されていないの に対して、LFMでは、降水域がかなり広がっている ものの、明石海峡付近から北東方向に伸びる降水域 を予報できている。これはLAにより初期場の地表付 近の表現が向上していることに加え、LFMでは格子 間隔2kmの水平解像度による地形表現の効果が表 れているためと考えられる。

図1.3.9は、六甲山付近から大阪湾へ南北方向にとった線分に沿う鉛直速度の断面図である。LFMでは MSMと比べて地形の表現がより急峻となっており、 この事例では地形による強制上昇の効果がより強 く予報結果に反映されている。



図1.3.6 2010年8月12日3時(JST)における 解析雨量前1時間値[mm/h]、地上風向・風速、 長羽根は10[knot]、短羽根は5[knot]を表す。



図1.3.7 図1.3.6と同じ、ただしMSM(2010 年8月11日15UTC初期値,FT=3)、概ね高 度20mの風向・風速。



図1.3.8 図1.3.7と同じ、ただしLFM(2010 年8月11日15UTC初期値,FT=3)。



図1.3.9 2010年8月12日1時(JST)を対象とした高度約2500mまでの鉛直速度断面図。暖色は上昇 流、寒色系は下降流を表す。(左) MSM、(中)LFM、(右) LFMの地形図。鉛直速度断面図は線分A-B に沿い、A-Bは左側・右側に対応する。

しかし、LFMは、紀伊半島の南東側の1時間降水 量20mm前後の降水域を予想できていない。第1.2 節の統計検証で示されているように、LFMは、MSM と比較して強雨時における量的な表現に強みがあ る反面、弱い雨の範囲は過少という傾向がみられる ことが多い。なおMSMでは、積雲対流パラメタリ ゼーションを併用することで弱い降水域を表現し ている。

1.3.3 まとめと今後の課題

LFMの実験運用開始後の2つの事例を通して、原 稿執筆時点でのLFMの予報特性について述べた。

第1.3.1項で示したように、積乱雲の発生・発達す る位置や降水のタイミングを正確に予測すること は現時点では難しい。しかし、位置やタイミングの ずれを考慮することで、降水量のポテンシャル予報 として活用することができる。一方、LFMでは対流 パラメタリゼーションを用いていないため、格子ス ケールで飽和に達するまで不安定を解消できず、格 子スケールの降水の過度の集中が見られる問題(竹 之内 2008,氏家 2009)がある。また第1.3.2項では、 LFMは、MSMより水平分解能が高いため降水の表 現が改善すること、地形の効果をより反映すること などを示した。

さらに予報初期において降水の立ち上がりに時 間がかかること(第1.3.1項)にも注意が必要である。 LAでは、予報初期の水物質量の分布の改善のため、 2010年8月2日の実験運用から地上GPS可降水量の 同化を開始したほか、レーダー反射強度からリトリ ーブした相対湿度の同化を予定している(第1.5節参 照)。LFMにおいては、降水の過度の集中の対策を 検討すると共に、降水過程や境界層過程など物理過 程の改良などにより、特に下層の鉛直構造の表現の 向上に取り組むことが必要と思われる。 積乱雲の発生・発達する位置やタイミング、局地 的な風系の変化の予測は、航空機の安全運航にとっ て重要であり、本運用に向け一層の改善を図る必要 がある。LFMの試験運用においては、降水の過度の 集中や、降水の立ち上がりの改善など、予備実験や 実験運用でこれまでに明らかとなった問題点の改 善に努めていく予定である。

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.
- 竹之内健介 2008:高分解能局地モデルの課題.平成 20年度数値予報課報告・別冊第54号,気象庁予報 部,207-213.
- 藤部文昭,坂上公平,中鉢幸悦,山下浩史 2002:東京23 区における夏季高温日午後の短時間強雨に先立つ 地上風系の特徴.天気,49,395-405.

1.4 航空ユーザー向けのプロダクト1

LFMの試験運用の目的は、LFMを利用した航空

機の安全かつ効率的な運航及び空港周辺を対象と した飛行場予報の高度化を支援するために有効な プロダクトの開発に向けた調査を行うことである。



図 1.4.1 試験運用における航空ユーザー向けプロダクトの例。2010 年 9 月 15 日 21UTC 初期値の 3 時間予報値 を示す。(a) 地上の高度補正気温(等値線)、水平風(矢羽)、前 1 時間降水量(カラー)。(b) 羽田空港を中心 とした 340°-160°方向(右下地図上のAB線)の鉛直断面図。気温(1 度毎の等値線)、鉛直シアー(高度 FL020 以上で、9 kt / 1000 ft 以上の領域を太い等値線で囲む)。(a)中の三角形は空港(RJTT:羽田空港、RJAA:成 田空港)及び重要地点の名称コード識別名を示す。(b)中の三角形は羽田空港の場所を示す。

¹ 永戸 久喜、石田 純一、石水 尊久、平原 洋一

図情報の例を、図1.4.1~1.4.3に示す。まず、水平 断面図として、羽田空港を中心とした成田空港も含 む関東地方の300 km四方(図1.4.1a)と、羽田空港 を中心とした約50 km四方(図1.4.2a)の2領域につ いて、それぞれ地上から2,000 ft毎に20,000 ftまで の高度に対応する11フライトレベル(FL)²を描画す る。描画要素は、地上では高度補正気温・水平風・ 前1時間降水量、上空では、各高度での気温・水平 風・湿数である。



図 1.4.2 図 1.4.1 と同じ日時の予報値。ただし、羽田空港を中心とした約 50 km 四方の領域について示す。(a) FL140 の気温(1 度毎の等値線)、水平風(矢羽)、湿数(3℃以下の領域をハッチ)。(b) 羽田空港を中心とした 340°-160°方向(右下地図上のAB線)の鉛直断面図。気温(1 度毎の等値線)、鉛直シアー(FL020 以上で、9 kt / 1000 ft 以上の領域を太い等値線で囲む)。

² ICAO 国際標準大気モデル(基準海面気圧を 1013.25 hPaの固定値としている)において、当該高度(単位は ft: 1 ft=0.3048 m)に対応する等圧面。例えば、当該高度

が 14000 ft(=4267 m)のときは、「FL140」と表記する。

鉛直断面図として、それぞれの領域内で、羽田空港 を中心として滑走路に平行な2方向(340°-160° 方向と220°-40°方向)の図を描画する(図1.4.1b, 1.4.2b)。描画要素は、水平断面図と同じ気温・水平 風・湿数に加え、航空機運航の支障となる晴天乱気 流発生の主要因の一つである鉛直シアーの大きい 領域も表示する。これらの図情報は、3時間予報値 から9時間予報値まで一時間毎の図が作成される。 また、羽田空港については、地上からFL140までの 6フライトレベルにおける水平風・気温・露点温度 の地点時系列図を作成する(図1.4.3)。

これらのプロダクトは、試験提供を通じて航空ユ ーザーに利用して頂くとともに、ユーザーからの要 望を集めて、本運用時には追加・改修などの検討が 行われる予定である。



図 1.4.3 羽田空港における地点時系列図の例。2010 年 9 月 15 日 21UTC 初期値の LFM の予報値を示す。気温(赤 線)、露点(青点線)、水平風(矢羽)を示す。地上(SFC)、FL017、FL032、FL050、FL100、FL140 の各高 度レベルの各要素をそれぞれ示す。

1.5 今後の計画¹

1.5.1 LFMの開発

第1.1節でも述べたように、LFMは2012年から本 運用を行い、2013年からは予報領域を拡大して日本 付近を覆った上で、毎時運用を行うことを計画して いる。今後はこれらの実現に向けた仕様の検討やモ デルの開発・改良を進めていく必要がある。

まずは、本運用時に予報領域をどのように拡大す るのかについて検討する必要がある。これまでは、 次期スーパーコンピュータシステムの性能の当初 の見積もりなどから、試験運用の計算領域(図1.1.1) に2領域を加えた3領域で日本付近を覆う案が検討 されてきた(竹之内・荒波 2008)。しかし、予報領 域の重なる領域で異なる二つの計算結果が存在す ることから、これらを利用する際には、その領域で のマージ手法などについて別途検討する必要があ る。そこで、日本付近を1領域で覆う案についても 検討を始めており、計算機資源や計算効率などを勘 案しつつ最適な領域設定を検討していく予定であ る。

これと並行して、本運用までに予報精度の更なる 向上を目指した開発を進める必要がある。力学過程 については、現在行われている新しい力学コア

(asuca; Ishida et al. 2010)の開発を引き続き進め る予定である。asucaでは、数値流体力学の最近の 成果を取り入れた高い精度と計算安定性を備えた 時間積分・移流スキームを実装し、実行時の計算安 定性の向上を目指している。また、計算効率を高め ることによる大幅な高速化の実現も目指している。 本運用では毎時の解析・予報を行うため、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。

本運用時には、予報結果の降水短時間予報への入 力としての利用も検討をされていることから、物理 過程の中でも、特に湿潤過程の改善を最優先で取り 組む必要がある。1.2節で述べたように、試験運用に おいては、積雲対流スキームは用いず、雲物理過程 だけで湿潤過程を担っている。MSMよりも高解像 度となり、格子スケールでより細かいスケールの現 象を解像できるようになったものの、水平スケール 10 km以下の雄大積雲等は解像できないため、夏期 の不安定降水時などで格子スケールの降水を過剰 に表現する傾向がある。これを軽減するために、格 子スケールで解像できない背の低い積雲等を雲物 理過程の調整や境界層過程の改良によって扱う手 法や、浅い積雲対流スキームの導入などの検討も行 う必要がある。

また、航空予報支援に利用するためには、降水以

外に、空港周辺の風や気温についても精度良く表現 することが求められる。このため、湿潤過程に加え、 境界層過程や陸面過程など物理過程全般について の開発・改善も重要な課題である。今後MSMにお いて予定されている各物理過程の開発・改善の成果 を取り込むことも含め、各スキームの適切な評価・ 検証を行いながら、LFMの物理過程の開発・改善を 進めていく必要がある。

1.5.2 LAの開発

LAについても、本運用時の仕様について検討を行 う必要がある。試験運用では水平格子間隔5km、鉛 直50層で解析を行っているが、これをLFMの水平格 子間隔2km、鉛直60層に近づけることで、より整合 の取れた初期値を作成できると考えられる。また現 在LAでは、3次元変分法による解析を行う時間間 隔を1時間としているが(図1.1.2参照)、この時間 間隔も検討課題である。より短い時間間隔で解析を 行うことで、高解像度化・高頻度化する観測データ の持つ情報を、より有効に引き出すことができる可 能性がある。本運用では毎時限られた時間内に解析 を行うという厳しい制約があり、計算機資源や計算 時間を考慮しながら最適な仕様を検討するととも に、それを踏まえたシステム設計・構築なども進め る必要がある。

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1.5.1に、LAの試験運用における観測データの利用状況及びこれから本運用に向けて利用が検討されている観測データについて示す。衛星観測データは時間的・空間的に広範囲にわたり均質な情報を持ち、解析の精度向上に有用であるが、現状のLAにおいてはまだ利用されていない。今後は、表1.5.1に示されている各データについて、順次利用の検討を進める。

今後必要とされる開発課題としては、データ同化 手法の高度化が挙げられる。LAでは現在、3次元変 分法による解析を行っている。3次元変分法では、 解析インクリメント(解析値-第一推定値)に予報 モデルの時間発展との整合性に関する直接の拘束 条件を課さないため、力学的なバランスを組み込む ための設計が重要である。現在、LAでは、解析イン クリメントの静力学平衡は考慮しているものの、質 量場と運動量場のバランス関係は組み込まない単 純な設計となっている。制御変数の設計、あるいは ペナルティ項の導入などにより、より力学的バラン スに優れた解析インクリメントを得るための検討 が必要である。また、大気境界層は、LAの特徴であ る密なアメダス地上観測同化の影響を強く受ける 領域である。大気境界層での解析インクリメントと、

¹ 永戸 久喜・石田 純一・藤田 匡・佐藤 芳昭

◎.等八頃の、○.等八丁疋、□.等八て便酌、^.木刈心、ててれてれかり。				
観測データ種別	試験運用	本運用		
地上観測・アメダス観測	O	O		
航空機観測	O	0		
ウィンドプロファイラ	Ø	Ø		
ドップラーレーダードップラー速度	Ø	Ø		
地上 GPS 可降水量	Ø	Ø		
レーダー反射強度	0	Ø		
衛星風	\bigtriangleup	0		
ATOVS 気温プロファイル	\bigtriangleup	0		
METAR	\bigtriangleup	0		
AMSR-E	×	\bigtriangleup		
ASCAT 海上風	×	\bigtriangleup		
CSR (静止衛星)	×	\bigtriangleup		
ATOVS 輝度温度データ	×	\bigtriangleup		
高層ゾンデ観測	×	\bigtriangleup		

表 1.5.1 試験運用と本運用時において LA に導入または導入が検討されている観測データ。

モデルの乱流過程による運動量、熱輸送などとの整 合性を考慮に入れた設計の検討は課題である。

変分法で用いられる背景誤差は、観測データの同 化による解析インクリメントの大きさや広がりに 影響を及ぼす。現在、LAの3次元変分法で用いてい る背景誤差は、場所、時間について一定値であるが、 実際の背景誤差は場所ごとの日々の大気の状況に 応じて空間、時間的に変動すると考えられる。これ に関連して、アンサンブル予報で表現される、流れ に依存する誤差特性を変分法の背景誤差に組み込 む手法が提案されている(Hamill and Snyder 2000; Lorec 2003; Buehner 2004)。近年、これを応用し、 アンサンブルカルマンフィルタ(Evensen 1994)な どによるアンサンブル摂動の生成と、生成したアン サンブル摂動を用いた変分法による解析を組み合 わせたハイブリッド法の研究が進みつつある(Liu 2008, 2009; Buehner et al. 2009a, 2009b)。ハイブ リッド法を利用することで、現在のLAの拡張により 流れに依存する背景誤差を導入することが可能で ある。計算機資源の制約を勘案しつつ、高解像度の 現象におけるこのような先進的な手法の有用性を 調査することは重要な課題である。

参考文献

- 藤田匡, 2010: 流れに依存する背景誤差. 数値予報 課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 73-83.
- 竹之内健介・荒波恒平,2008:高分解能局地モデル について.数値予報課報告・別冊第54号,気象庁 予報部,195-197.
- Buehner, M., 2004: Ensemble-derived stationary

and flow-dependent background error covariances: evaluation in a quasi-operational NWP setting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1013-1044.

- Buehner, M., P. L. Houtekamer, C. Charette, H. L.
 Mitchell, and B. He, 2009a: Intercomparison of variational data assimilation and the ensemble Kalman filter for global deterministic NWP.
 Part I: Description and single-observation experiments. *Mon. Wea. Rev.*, accepted.
- Buehner, M., P. L. Houtekamer, C. Charette, H. L.
 Mitchell, and B. He, 2009b: Intercomparison of variational data assimilation and the ensemble Kalman filter for global deterministic NWP.
 Part II: One-month experiments with real observations. *Mon. Wea. Rev.*, accepted.
- Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. J. Geophys. Res., 99, 10143-10162.
- Hamill, T. M., and C. Snyder, 2000: A hybrid ensemble Kalman filter - 3D-variational analysis scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2905-2919.
- Ishida, J., C. Muroi, K. Kawano, 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
- Liu C., Q. Xiao, and B. Wang, 2008: An ensemble-based four-dimensional variational

data assimilation scheme. Part I: Technical formulation and preliminary test. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3363–3373.

- Liu C., Q. Xiao, and B. Wang, 2009: An ensemble-based four-dimensional variational data assimilation scheme. Part II: Observing system simulation experiments with advanced research WRF (ARW). *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1687-1704.
- Lorenc, A., 2003: The potential of the ensemble Kalman filter for NWP-a comparison with 4D-Var. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 129, 3183-3203.