平成 25 年度数值予報

研修テキスト

「日本域拡張・高頻度化した局地モデルの特性 およびガイダンスの高度化」

(数値予報課)

平成 25 年 11 月

November 2013



はじめに1

この一年も社会的な影響の大きい天気現象が頻発した。平成25年1月に関東地方で大雪、 3月には急発達した低気圧により北海道で猛吹雪となった。4月は日本海と本州の南岸沿い を発達しながら通過した低気圧の影響で、西日本から北日本にかけて大雨や暴風となった。 7月下旬から8月上旬にかけては、梅雨前線、暖湿流、および上空寒気の影響により、各地 で局地的に非常に激しい雨が降った。8月はまた大気不安定により、秋田県・岩手県を中心 に記録的な大雨となった。9月には台風第18号により広い範囲で大雨・暴風となり、特別 警報が初めて発表された。これら激しい天気現象を予測するためにはメソスケールや対流 スケールの現象を扱うのに適したメソモデル・局地モデルが欠かせない。

気象庁では、平成25年5月に、前年夏に運用を開始した局地モデルの計算領域を東日本 域から日本全体に拡張するとともに、3時間毎から毎時運用に高頻度化した。そのプロダク トは航空ユーザーに提供されるとともに、予報現場等で利用される降水短時間予報にも反 映すべく準備が進められている。同時に、メソモデルについては、運航用飛行場予報の延 長や予報作業での利用向上に資する予報時間延長と計算領域拡張が実施された。一方、気 象情報作成支援のためのガイダンスについても日々開発改良が重ねられている。

本書は、これらの仕様変更、開発改良された数値予報プロダクトについて理解を深め、 適切に利用するために必要な情報を取りまとめたものである。第1章では、予報時間を延 長し、領域を拡張した新しいメソモデルについて、その概要、変更の効果が顕著に見られ た事例、統計検証等を紹介する。第2章では、対流性、地形性降水の表現と即時性に優れ た局地モデルの仕様、本庁および地方官署で行われた調査で指摘された特性、今年の梅雨 期・夏季の大雨事例を取り上げる。第3章では、従来問題となっていた過大な予測を抑制 することに成功した24時間最大降水量ガイダンスの改良、風向による層別化で高精度化し た風ガイダンスの改良、全般海上警報における霧の予想への支援資料となる全球モデル視 程分布予想の開発、国際線の運航支援等のための全球モデル乱気流指数の開発についてそ れぞれ解説する。第4章では、平成25年1月の関東地方の大雪、および同年4月上旬に日 本付近を発達しながら通過した低気圧にともなう大雨や強風の事例について、メソモデル と全球モデルの予報の違いとその要因、利用上の留意点について述べる。

本書の執筆に際しては、これまで以上に利用上の留意点の記述を充実させるよう心がけ た。新しい数値予報資料の効果的利用の参考として、本研修テキストが有効に活用される ことを期待している。

¹ 竹内 義明

日本域拡張・高頻度化した局地モデルの特性 およびガイダンスの高度化

目 次

はじめに

第1章	領域拡張・予報時間39時間化されたメソモデルの特性	
1.1	メソモデルの領域拡張・予報時間39時間化の概要	1
1.2	予報領域の拡張	3
1.3	予報時間を39時間に延長したMSMの初期時刻別統計検証	14
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	18
2.2	局地モデル運用の目的と仕様	20
2.3	LFMの特性	23
2.4	地形の解像度の地上風向頻度分布への影響	31
2.5	2013年7月末の豪雨事例	35
2.6	LFMの特性と利用上の留意点についてのまとめ	41
第3章	ガイダンスの高度化	
3.1	24時間最大降水量ガイダンスの改良	42
3.2	風ガイダンスの改良	49
3.3	GSM視程分布予想の開発	58
3.4	GSM乱気流指数の開発	63
第4章	事例検討	
4.1	2013年1月14日の関東大雪	71
4.2	2013年4月6日から7日にかけて発達した低気圧	90
	教はマ却テジャントがおくゲンマの恒正一陸主	107
竹塚A 毎年 D	数値 す報 セテル ねよい カイタンスの 慨要 一覧 衣 見 に の な 差 の よ し は	107
≌™B 付録C	取辺の以音のよどの 数値予報研修テキストで用いた表記と統計的検証に用いる	128
	代表的な指標	130

1.1 メソモデルの領域拡張・予報時間39時間化の概 要1

メソモデル(MSM)は、2013年3月に予報領域が拡 張された。また、2013年5月に全初期時刻における 予報時間が39時間に延長された。表1.1.1に今回の変 更前後の主な仕様を、また、図1.1.1に領域拡張前後 の予報領域を示す。

本節では、仕様拡張の目的及び概要を説明する。 続いて、第1.2節では、領域拡張の影響が顕著に現れ た事例として、南からの暖湿気の流入による降水の 事例、及び予報領域の側面境界付近に台風が位置す る事例を説明する。さらに、降水や地上観測、高層 観測との統計検証の結果についても説明する。最後 の第1.3節では、予報時間の39時間化について、初 期時刻別の降水の統計検証の結果を示し、事例を用 いて境界値の影響を説明した上で利用上の注意点 を述べる。

1.1.1 予報領域の拡張

MSMの予報領域の拡張の目的は、主な予報対象 である日本付近から側面境界を遠ざけ、側面境界値 として利用している親モデル(GSM)の予報値に近 づける人工処理が施されている緩和領域(室井 2012、原 2008)の影響を軽減することである。具 体的には室井(2011)にもあるように、①2013年5月 に領域を拡張した局地モデル(LFM)へのより適切な 側面境界値の提供、及び②MSMの側面境界に近い 地域の予報精度の向上である。

①については、LFMの予報領域の南端が拡張前の MSMの領域の南側境界に非常に近く、緩和領域内 となる見込みであったための処置である²。②につい ては、前述したように、側面境界付近の人工処理が 施されている緩和領域を遠ざけることにより、その 影響を軽減し、側面付近の予報精度を向上させるこ とが目的である。

次節以降で事例を用いて説明するように、予報領 域の拡張による予報の改善は境界付近にとどまら ず、予報の後半にかけては、境界から離れた地域で

1 第1章 越智健太、石井憲介



図 1.1.1 領域拡張前後の MSM の予報領域。赤枠が拡張 後、緑枠が拡張前の予報領域。塗りつぶした領域は、拡 張前後の境界緩和領域を表す(赤:拡張後、緑:拡張前)。



図 1.1.2 領域拡張後のメソ解析で利用された観測の分布。 左図の赤点は、高層観測、右の緑点(NOAA-16)、橙点 (METOP-2)、青点(NOAA-19)は衛星観測(AMSU-A)を 示す。黒点枠が拡張前の MSM の予報領域(2011 年 7 月 26 日 03UTC の例)。

も精度向上を確認するなど、領域拡張の効果が広範 囲に及んでいることがわかった。

今回の領域拡張により格子数が約3割増加しただけではなく、MSMの初期値を作成するメソ解析で利用する観測数も増加した(第1.2.1項、第1.2.2項を参照)。観測の増加の一例として、MSMの予報領域内における高層観測と衛星観測の分布の例を図1.1.2に示す。高層観測は西側と北側への領域の拡張により、大陸で利用できる観測が増えたことがわかる。また、南側及び東側に拡張された領域は大部分が海上であるため、主に衛星観測が増加したことがわかる。

1.1.2 予報時間の39時間化

従来、MSMの予報時間は、00,06,12,18UTC初期 値においては15時間予報、03,09,15,21UTC初期値

² LFM は側面境界付近では親モデルである MSM の予報 値とのギャップを抑えるため、人工処理(ダンピング)が 行われる(室井 2011、原 2008)。解像度の違いから MSM よりも GSM の方が LFM とのギャップが大きいと考えら れるため、GSM の影響が残る MSM の予報値を境界値と して LFM に与えるのは望ましくないと考えられる。また、 緩和領域の人工処理されている予報値を境界値として LFM に提供すること自体も望ましいことではない。

においては33時間予報であった。今回の変更で、全 ての初期時刻において、予報時間を39時間に延長し た。本変更の目的は、一般予報及び航空予報への利 用の観点からの要望を受けたものであり、一般予報 では予報作業の支援を強化するため、航空予報では TAF(運航用飛行場予報)の有効期間と発表時刻の 変更に対応するためである。

一方で、予報時間が延長された部分を利用する際 には、境界値として用いるGSMと合わせて見ること が重要である。この点について、第1.3.4項で解説す る。

表 1.1.1 予報領域の拡張・予報時間延長前後の MSM の仕様の比較

	変更前	変更後	補足
東西方向の格子数	721 格子 (解析は 241 格子)	817格子(解析は273格子)	西側に76格子、東側に20格子増加。
南北方向の格子数	577 格子 (解析は 193 格子)	661 格子 (解析は 221 格子)	北側に36格子、南側に48格子増加。
鉛直層数	50層(解析は40層)	50層(解析は40層)	変更なし。
水平格子間隔	5km (解析は 15km)	5km (解析は 15km)	変更なし。
境界緩和領域(側面	180km	180km	変更なし。
境界からの距離)			
予報時間	15 時間(00,06,12,18UTC)	39 時間	00,06,12,18UTC 初期値の予報時間
	33時間(03,09,15,21UTC)	(00, 03, 06, 09, 12, 15, 18,	を 15 時間から 39 時間に延長。
		21UTC)	03,09,15,21UTC 初期値の予報時間
			を 33 時間から 39 時間に延長。

参考文献

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.

室井ちあし,2011:数値解析予報システム.平成23 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 61-65.

室井ちあし, 2012: 力学過程. 平成24年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 25-28.

1.2 予報領域の拡張

予報領域の拡張に関する仕様の変更内容は前節 の表1.1.1のとおりである。本節では、予報領域を 拡張した影響が顕著に現れた事例を通じて、その特 徴を確認し、領域拡張の影響が統計検証結果にどの ように現れているかを説明する。

1.2.1 領域拡張の影響が顕著に現れた事例

本項では、予報領域を拡張した影響が顕著に現れ た2つの事例を紹介する。

なお、両事例ともに拡張後の予報領域でおこなっ た実験を「拡張領域実験」、拡張前の予報領域でお こなった実験を「旧領域実験」と呼ぶ。

(1) 事例1: 南からの暖湿気の流入による降水

今回の変更で予報領域が南側に広がったことに より、南から流入する下層暖湿気と、それに伴う降 水の予測精度が向上した事例について説明する。

本事例では、初めに実況と両実験の降水表現の違いを述べ、拡張領域実験の方が実況との対応が良かったことを示す(①)。次に、降水の予想の違いの原因の一つに下層水蒸気場の違いがあることを示し(②)、最後に、この違いが現れた理由を、両実験のメソ解析のインクリメント¹を比較して説明する(③)。

九州南部の降水表現の違い

2011年7月25~26日にかけて、太平洋高気圧が張 り出し、その縁辺をまわる南からの暖湿気が西日本 を中心に流入しやすい状況が続いていた(図1.2.1)。 沖縄・奄美付近には降水域を伴う下層シアーライン があり、25日には沖縄・奄美地方を中心に短時間強 雨が観測された。その後、この降水域は、シアーラ インとともに徐々に北上し、26日には九州南部に達 した(図1.2.2左下図)。

本項では、拡張領域実験と旧領域実験で顕著な差 が見られた7月25日03UTC初期値の予想における 期間後半(FT=27)の九州南部付近の降水に注目し て、予報領域拡張の効果を説明する。

まず、FT=27の降水量の予想を実況と比較すると、 九州南部の降水は、拡張領域実験と旧領域実験とも に実況に比べて少ないが、拡張領域実験の方が実況 に近い(図1.2.3)。アメダスの観測値と比べても、 ピークの時間帯にずれはあるものの、拡張領域実験 の方が実況との対応が良い地点が多かった(図略)。 次に、この降水が発生・持続した要因と両実験の降 水予測の違いについて考察する。

② 下層のシアーラインと暖湿気

まず、予想におけるシアーラインと降水の状況に ついて述べる。

両実験ともに、MSM (2011年7月25日03UTC初 期値)の予想によれば、この降水は下層のシアーラ インに南からの暖湿気が流入し続けることでもた らされていた²。このシアーラインは25日06UTCで は奄美付近から北東側に伸びていた。その南側では 降水を予想しており、シアーラインの北上とともに 対応する降水域も徐々に北上していった。この降水 域の北上は両実験ともに予想されており、実況と対 応していた(図1.2.2、図は拡張実験のみ)。

図1.2.4に大気下層(975hPa)の比湿の水平分布と 鉛直断面図及び鉛直速度の断面図を示す。この図か ら、シアーラインの南側は下層の水蒸気が多く、南 風によってシアーライン近傍の対流が活発な領域 に下層水蒸気が流入している状況がわかる。また、 FT=3からFT=21にかけてシアーラインとともに対 流が活発な領域は北上するが、北上しても下層水蒸 気の流入は続いていることがわかる。この様子は両 実験とも見られた。このように、MSMの予想では、 この事例における降水は、(i)北上するシアーライン に(ii)南からの下層暖湿気の流入が続いたことが主 な要因となっていることがわかる。これら(i)(ii)に ついては解析場でも見られ、概ね実況を再現してい たと考えられる。

(i)については、初期値においては沖縄付近のシア ーラインは両実験ともにほぼ同じ場所に位置して おり(図略)、予報時間が進んでも大きな違いはな く解析場との対応も良かった(図1.2.5)。

一方、(ii)については、シアーラインの南方にお ける下層の水蒸気の差は顕著で拡張領域実験の方 が多い(図1.2.6)。この初期値における下層の水蒸



図 1.2.1 地上天気図(左図:7月25日00UTC、右図: 7月26日12UTC)

¹ メソ解析では、前回の解析値を初期値とした3時間予報 値(第一推定値)を観測で修正し、それを解析値と呼ぶ。 解析値は、予報の初期値として用いられる。解析値作成の 際に、第一推定値に加える修正量のことをインクリメント と呼ぶ(室井・佐藤 2012)。

²より正確にはシアーラインのやや南側にシアーライン にほぼ平行に伸びる収束線があり、その収束線に下層暖湿 気が流入し降水をもたらしていた(図略)。予報が進むに つれて、シアーラインと収束線の区別は不明瞭になった。



図 1.2.2 7月 25日 03UTC 初期値の前 3 時間降水量(mm)と地上の風向・風速(ノット、矢羽根)の予想と 実況。黒点線がシアーラインを表す。上段:FT=3、下段:FT=21。左列:解析雨量、右列:予想(拡張領 域実験)



図 1.2.3 7月 25日 03UTC 初期値の前 3 時間降水量(mm)と地上の風向・風速(ノット、矢羽根)の予想(FT=27)と実況。左図:解析雨量、中図:拡張領域実験、右図:旧領域実験。

気量の予想の差について示したものが図1.2.7であ る。初期値において旧領域実験に比べて水蒸気が多 い領域(黒点線部)は、予報時間が進むにつれて北 上し、FT=27前後で九州の南端付近に到達した。こ のことから、初期場における下層の暖湿気の違いが、 両実験の降水の違い(図1.2.3)の要因のひとつで あると推察される³。

③ 比湿のインクリメント

両実験について、初期場の下層暖湿気の違いを見 るために、初期値を作成したメソ解析の結果をみて みる。

図1.2.8に両実験におけるメソ解析の第一推定値 の差と両実験のインクリメントを示す。この図から、 25日03UTCにおいては、第一推定値の時点ですで に拡張領域実験の方が下層の水蒸気が多いことに 加え、拡張領域実験では下層の水蒸気を増加させる インクリメントがあることがわかる(上段中図の黒 点線領域)。一方で、旧領域実験には水蒸気のイン クリメントはほとんど見られない。前時刻のメソ解

³ 両実験で降水に違いが見られた FT=27 をみると、シア ーラインの南側では拡張領域実験の方が水蒸気フラック ス(比湿と風速の積)が大きく、シアーラインに流入する 水蒸気が多かった(図略)。その原因は、水蒸気と風速の 両方であったが、ここでは水蒸気に注目して解説する。



図 1.2.4 7月 25日 03UTC 初期値(拡張領域実験)の FT=3 及び FT=21 の予報値。左から 975hPa の比湿(g/kg)及び 風向・風速(ノット、矢羽根)、比湿(g/kg)の鉛直断面図、鉛直速度(m/s)の鉛直断面図。左列の黒点線はシアーライン、 中・右列図の黒点線で囲まれているのは対流が活発な領域、黒矢印は地上のシアーラインの位置、中列図の青点線 は暖湿気が流入している様子を示す。鉛直断面図は、左列図の線分 AB のもの。(シアーラインは、注目している降 水付近のみ図示している)



図 1.2.5 7月 25日 03UTC 初期値の FT=21 の 975hPa の風向・風速(ノット、矢羽根)及び渦度(1/s、カラー)。左図:拡張領域実験、中図:旧領域、右図:解析値(拡張領域)。(旧領域実験と拡張領域実験のシアーラインは大きな差はなかった)。

析(25日00UTC)の結果をみても、25日03UTCと 同様の傾向が見られる。旧領域実験においてインク リメントがほとんどない領域は、黒点線で囲まれた 部分のみでなく、境界付近において広範囲に見られ る。このインクリメントがほとんど見られない領域 は、旧領域実験において境界緩和法を適用している 領域(境界緩和領域)に対応しており(原 2008)、 解析値を親モデルであるGSMの予報値に近づける 効果が働くため、インクリメントが入りにくい状態 になっている。一方、図1.2.8に示すように、拡張 領域実験では、境界緩和領域が南に遠ざかったため に、この領域に対して観測によるインクリメントが 入った。この領域には高層観測やアメダスなどの観 測がなく実況との検証は困難であるが、図1.2.9を みると、下層水蒸気に大きなインクリメントが見ら れる領域(図1.2.8の下段中図の黒点線部)に対応 してマイクロ波イメージャの観測があり、これが下 層水蒸気の修正に寄与したものと考えられる⁴。

⁴ マイクロ波イメージャの同化による水蒸気量へのイン パクトについては、計盛(2011)を参照。



図 1.2.6 7月 25日 03UTC の MSM 初期値における比湿(g/kg)の分布と差分(拡張領域実験から旧領域実験を減じたもの)。左列:拡張領域実験、中図:旧領域実験、右図:差分。上段は 975hPa 面の比湿及び風向・風速(ノット、矢羽根、下段は上段図の線分 AB の断面図。黒点線部が下層の比湿の差に注目している領域(予報後半の降水の予測に影響した領域)。上段左図及び中図の黒点線はシアーラインを表す(シアーラインは、注目している降水付近のみ図示している)。



図 1.2.7 7月 25日 03UTC の拡張領域実験と旧領域実験の比湿(g/kg)の差分(上段は 975hPa 面)(拡張領域実験から旧領域実験を減じたもの)。左から FT=0,12,24。下段は上段の線分 AB の鉛直断面図を示す。赤い領域は、旧領域実験よりも拡張領域実験が比湿が大きいことを示す。黒点線部は下層の比湿の差に注目している領域(予報後半の降水の予測に影響した領域)。



図 1.2.8 各初期値におけるメソ解析の下層(975hPa)の比湿(g/kg)の第一推定値とインクリメント。左図:第一推定値 の差分(拡張領域実験から旧領域実験を減じたもの)、中図:拡張領域実験のインクリメント、右図:旧領域実験の インクリメント。上段は 25 日 03UTC、下段 25 日 00UTC 初期値。黒点線部は下層の比湿の差に注目している領 域(予報後半の降水の表現に影響した領域)。



図 1.2.9 25 日 00UTC 初期値のメソ解析に使われた マイクロ波イメージャのデータ分布。青点、緑点、 紫点が解析に使われた観測を示す。黒点線は、図 1.2.8 の下段中図及び下段右図の黒点線に対応する。

(2) 事例2: 側面境界付近に台風がある例

今回の予報領域の拡張によって、MSMの予報領 域は南側には約240km(48格子)広がった。これ により、境界緩和領域が日本付近から遠ざかったこ とに加えて、従来よりも広がった領域で解析に利用 できる観測が増えた。ここでは、予報領域の拡張に より、領域内に台風が入るタイミングが早まったた めに、台風ボーガスの投入が早くなった影響を調べ るため、2011年の台風第9号を例に、特にMSMの 南側の側面境界付近に着目して調査した結果を紹 介する。

台風ボーガスとは、台風周辺の大気の解析精度を

上げることを目的として、台風構造を人為的に作成 する擬似的な観測データである。現在、台風ボーガ スは擬似観測型が採用されており、気象庁予報課に よって解析された台風中心位置、中心気圧、強風半 径などをもとに作成されている。これを他の観測と 同様に解析に利用することにより解析値に台風の 構造を反映させている(佐藤 2012)。MSMの初期 値作成のためのメソ解析では、2003年からこの台 風ボーガスを解析に利用している。

なお、本項では、メソ解析の解析結果と区別しや すくするために、気象庁の事後解析データ(ベスト トラック)による台風の位置や中心気圧、暴風半径 の値を「実況」と呼ぶ。

① 台風第9号の実況と解析値の比較

7月27日にマリアナ諸島近海で発生した台風第9 号は西進の後に北進し、8月1日00UTCにはフィリ ピンの東をゆっくりと北進していた(図略)。その 後、8月2日00UTCにかけて北上を続けたが、この 時点では台風中心はまだ旧領域の外側にあった。こ の後、台風は進路を西寄りに変え、沖縄地方へ進ん だ(図1.2.10)。

次にメソ解析の解析結果を確認し、領域の拡張が 解析に与える影響をみてみる。

予報課の解析において、台風の中心がMSMの旧 領域に入ったのは、8月2日03UTCである。その結 果、旧領域実験では、メソ解析で台風ボーガスが使 われ始め、解析値の台風の中心気圧は2日03UTCで は971hPaだったものが、翌日3日03UTC初期値に は946hPaと24時間で約25hPa降下した。この期間 のメソ解析では、毎初期値ごとに、第一推定値に対 して台風の中心気圧を下げるインクリメントが入 った。これは台風ボーガスの影響と考えられる⁵(図 1.2.11)。

一方、拡張領域実験の解析値の台風の中心気圧は、 旧領域実験では971hPaであった2日03UTCにおい て、すでに949hPaと実況(945hPa)に近い値にまで 下がっていた。これは、拡張領域実験では、旧領域 実験に比べて予報領域が南に広いため、より早い段 階から台風ボーガスが使われたためである⁶。

このように、拡張領域実験と旧領域実験のメソ解 析において、台風ボーガスが解析に使われ始めるタ イミングに差があり、台風の中心気圧でみると拡張 領域実験の方が早い時点で実況に近い状況になっ ていたことがわかった。メソ解析の結果は、MSM の初期値として使われるため、上述の解析値の違い はMSMの予想に直接影響すると考えられる。次に、 南大東の観測値(気圧)と比較することにより予想 への影響を説明する。

② 地上気象観測との比較

図1.2.12は、南大東の海面更正気圧の予報値と観 測値の時系列である(2日03UTC初期値)。予報初 期では、旧領域実験と拡張領域実験の予報値に差は ほとんど見られないが、予報時間が進むにつれて拡 張領域実験の方が実況との対応が良くなっている ことがわかる。これは、予報初期では台風中心から 観測地点が離れていたため両実験の差 は小さいが、 台風が接近するにつれて差が現れてきたためであ り(図1.2.13)、拡張領域実験の方が台風の気圧の 予想が実況に近かったためと考えられる。

また、拡張領域実験、旧領域実験ともに、予報の 後半で気圧が上昇し、実況の推移からずれている。 これは、両実験ともに実況に比べて台風が早く遠ざ かったためである(図略)。

③ 暴風半径についての比較

実況によると、8月2日03UTC~3日12UTCにかけ ての期間は、台風の暴風半径は170kmであった。旧 領域実験と拡張領域実験の風速を比較したものが図 1.2.14である。両実験の暴風域(約50ノット以上の領 域)を比較すると、初期値において実況に近いのは拡 張領域実験であり、それは予報時間が進んでも同様 であった。また、この初期値以外についても、解析 値の台風に大きな差が見られた時刻の予報について は同様の改善が見られた。



図 1.2.10 2011 年台風第 9 号の経路図(メソ解析で利 用された台風ボーガスの中心位置を繋げたもの)。旧 領域(左図)と拡張領域(右図)の南西部分を拡大 したもの。台風中心は 3 時間おきにプロットしてい る。赤線の外側が境界緩和領域、赤矢印は台風中心 が旧領域に進入した最初の解析時刻(2 日 03UTC) の地点を示す。それぞれ図内の日時は、台風ボーガ スが最初に投入された日時。左図の斜線部は、今回 の領域拡張により拡張された領域を表す。



図 1.2.11 拡張領域と旧領域の台風の中心気圧の時系 列(メソ解析)。点線が第一推定値、実線が解析値。 黒線が拡張領域実験、赤線が旧領域実験、青四角が 実況(台風ボーガス)を表す。



図 1.2.12 南大東における拡張領域実験(赤線)と旧 領域実験(黒線)の海面更正気圧(hPa)の予報値と観 測値(青点)の時系列(2日03UTC初期値)。

⁵ MSMに境界値を与えるGSMの初期値を作成する全球 速報解析でも台風ボーガスは使われている。このため、 メソ解析で台風ボーガスが使われる前から間接的には台 風ボーガスの影響はある。しかし、GSM では、台風の中 心気圧は、この前後の期間(8/1 00UTC~8/4 00UTC)は実 況に比べて高い値(970hPa以上)であった(図略)。 6 両実験ともに、解析値の台風の中心気圧が急激に下が り始めたのは、台風ボーガスが使われ始めた直後ではな かった(例えば、拡張領域実験の場合、2日 00UTC 前後)。 これは、中心気圧が下がり始める前は、台風中心が境界 緩和領域にあったためと考えられる。なお、現在のルー チンのメソ解析では、安定して計算を行うために、境界 緩和領域では、台風ボーガスは使われない設定となって いる。このため、この実験と同様に、メソ解析において、 境界緩和領域を抜けた後に台風中心気圧が急に下がる場 合があることに注意が必要である。



図 1.2.13 両実験における地上気圧(hPa)の MSM 予報 値(上図)と差分(下図)(差分は拡張領域実験(赤線) から旧領域実験(黒線)を減じたもの)。左列が FT=0、 右列が FT=18。初期値は2日03UTC。青点は南大東 の位置を表す。



図 1.2.14 拡張領域実験(赤線)及び旧領域実験(黒 線)における風速(ノット)の MSM 予報値。8月2 日 03UTC 初期値の FT=0(上図)及び FT=33(下 図)。青線は半径 170kmの円。

(3) まとめ

本項では、2つの事例を通じてMSMの予報領域が 拡張された影響を見てきた。(1)の南からの暖湿気 の流入による降水の事例では、旧領域では境界緩和 領域だった領域が領域拡張後は観測データの効果 によるインクリメントが入りやすくなったことに より下層の水蒸気が増えた結果、降水の予測精度が 向上したことが確認できた。また、(2)の台風が南 側の境界付近に位置する事例では、領域が広がった ことにより台風ボーガスがより早い初期値の予報 から使われるようになり、台風の強度の予測精度が 向上したことが確認できた。

ここで紹介した事例に共通する点として、まず予 報領域が拡張されたMSMでは、旧領域に比べて境 界が広がり観測が増えたことである。さらに、境界 緩和領域が遠ざかったことにより、境界付近の観測 (台風ボーガス含む)がMSMの初期値に反映され やすくなっていた。これらによって、従来より多く の観測データが利用され初期値が改善された結果 としてMSMの予測精度の向上につながったといえ る。

1.2.2 領域拡張したMSMの統計検証

(1) はじめに

前項では、MSMの領域拡張によって利用できる 観測データが増加した結果、初期値の精度向上を通 じて、MSMの予測が改善された事例を示した。本 項では、解析・予報サイクルを通じたMSMの予測 特性の変化を見るために統計検証を行った結果を 示す。

実験期間は、夏実験期間が2011年7月22日~8月 15日、冬実験期間が2012年1月8日~1月31日である。 ここでも、前項までと同様に拡張後の予報領域で行った実験を拡張領域実験、拡張前の予報領域で行っ た実験を旧領域実験と呼ぶ。検証対象とする予報時 間は、予報後半における領域拡張による影響も合わ せて見るために、従来33時間予報であった03,09, 15,21UTC初期値の予報を検証対象とした。また、 本文中で用いる統計的な指標の詳細については、付 録Cを参照されたい。

(2) 降水の統計検証

図1.2.15に、FT=33までの全ての予報時間を対象 とした閾値ごとのエクイタブルスレットスコア (ETS)とバイアススコア(BI)を示す。検証格子は 20km、検証領域は陸上及び海岸から40km以内の 海上格子を含むものとした。また、検証には解析雨 量の3時間積算降水量を検証格子内で平均したもの を使用した。これらの検証の設定は、MSMが表現 しうる現象(水平格子間隔の5~8倍程度)を、その 現象の時間スケール程度の幅を持って評価するた めのものである。まず、夏実験期間におけるETS を見ると、全ての閾値で領域拡張による精度の向上 が見られる。BIは、強い雨で過大であるものの、弱 い雨では1に近づいていることが分かる。このよう な降水予測特性の変化は、拡張領域実験において旧 領域よりも増加した観測データを取り除いた実験 では見られなかった(図略)。このことは、従来の 側面境界付近で利用できる観測データが増加した 結果、解析・予報サイクルを通じて予測精度が向上 したことを示唆している。第1.2.1項で示した南か らの暖湿気の流入による降水事例は、その一例を示 している。

一方、冬実験期間では、信頼区間の範囲で有意な 関係は判定できないものの、10mm/3h以上を閾値 とする降水など強い降水を対象としたETSで、拡張 領域実験が旧領域実験をやや下回る結果が得られ ている。冬期間に強い降水をもたらす現象は主に南 岸低気圧であり、ある事例での局所的な降水表現の 違いがETSの差に寄与していたことを確認してい る。

(3) 地上の気温・相対湿度・風速の統計検証

図1.2.16に、夏実験期間における地上気温・相対 湿度・風速の平均誤差(ME)と平方根平均二乗誤差 (RMSE)を示す。検証には、日本国内における地上 気象観測地点、アメダス観測地点における地上気象 観測データを用いた。検証方法の詳細は草開(2013) を参照されたい。これらを見ると、夏実験期間にお ける相対湿度のRMSEがやや小さくなっている傾 向は見られるが、拡張領域実験と旧領域実験との間 に大きな違いは見られない。また、ME・RMSEに 見られる傾向も長澤(2008)で示されている旧領域 MSMの統計結果と大きな違いは見られない。気温 については、日中に負バイアス、夜間に正バイアス が見られており、気温の日変化の振幅が実況よりも 小さいことを示している。また、風速については日 中の負バイアス、夜間の正バイアスが見られ、実況 よりもMSMの地上風速が日中は弱く、夜間は強い ことが分かる。これらの要素で見られるME・

RMSEの傾向は、図1.2.17に示す冬実験期間でもほ ぼ共通に見られるが、冬は特に夜間の気温の負バイ アスが大きいことが分かる。

(4) 高層の高度・気温・相対湿度・風速の統計検証

図1.2.18、図1.2.19にそれぞれ夏・冬実験期間に おける高層の高度・気温・相対湿度・風速のME・ RMSEを示す。検証には、日本国内における高層気 象観測地点のラジオゾンデ観測データを用いた。地 上検証と同様に、検証方法の詳細は草開(2013)を参 照されたい。これらも、拡張領域実験と旧領域実験 で明確な差は見られない。

(5) まとめ

ここまでの統計検証によって、特に夏期間につい て、MSMの領域拡張により降水予測精度が向上し たことが示された。これは、領域を広げた部分の新 たな観測データが利用できるようになった効果であ り、第1.2.1項の事例で確認された内容と整合するも のある。なお、地上・高層検証では、領域拡張前後 で各要素のバイアス傾向に大きな変化は見られなか った。



図 1.2.15 夏実験と冬実験における拡張領域実験(赤線)、旧領域実験(緑線)の閾値ごとの降水スコア。検証には 20km 検証格子内の解析雨量の3時間積算降水量の平均を使用。上段: ETS、下段: BI。左列:夏実験期間(2011 年7月22日~8月15日)、右列:冬実験期間(2012年1月8日~1月31日)。エラーバーは95%信頼区間を示す。

参考文献

- 計盛正博,2011:メソ解析における衛星観測輝度温 度データの同化.平成23年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部,3-8.
- 草開浩, 2013: 現業モデルにおける検証(メソモデル). 数値予報課報告・別冊第59号, 気象庁予報部, 16-24.
- 佐藤芳昭, 2012: 擬似観測. 平成24年度数値予報研 修テキスト, 気象庁予報部, 9–10.
- 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,31-37.
- 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.
- 室井ちあし, 佐藤芳昭, 2012: データ同化手法. 平成 24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18-20.
- 室井ちあし, 2012: 力学過程. 平成24年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 25-28.



図 1.2.16 夏実験期間(2011 年 7 月 22 日~8 月 15 日)における地上の気温(°C)(左列)、相対湿度(%)(中列)、風 速(m/s)(右列)に対する予報対象時刻ごとのスコア。上段: ME(平均誤差)、下段: RMSE(平方根平均二乗誤差)。 MSM_EXT: 拡張領域実験、MSM_CTL: 旧領域実験。横軸は予報対象時刻(UTC)。



図 1.2.17 図 1.2.16 と同様。ただし、期間は冬実験期間(2012 年 1 月 8 日~1 月 31 日)。



図 1.2.18 夏実験期間(2011 年 7 月 22 日~8 月 15 日)における 03UTC、15UTC 初期値の FT=33 における対ゾン デ検証結果。要素は左から順に高度(m)、気温(℃)、相対湿度(%)、風速(m/s)。上段:ME(平均誤差)、下段:RMSE (平方根二乗平均誤差)。MSM_EXT:拡張領域実験(赤線)、MSM_CTL:旧領域実験(緑線)。縦軸は気圧(hPa)。



1.3 予報時間を39時間に延長したMSMの初期時刻 別統計検証

1.3.1 はじめに

第1.1節で述べたように、平成25年5月の変更で MSMの予報時間は1日8回全ての初期値で39時間に 延長された。本節では、領域拡張MSMの延長され た予報時間における予測精度について評価する。そ のために、まず次項で、森安(2009)と同様に初期時 刻別に降水予測特性検証を行うことによって、各初 期時刻の予報の予報時間延長部分における予測精 度を確認した結果を示す。

1.3.2 初期時刻別の降水予測特性検証

ここでは 2012年1月8日~2月7日 (冬実験期間)、

2012年6月29日~7月29日(夏実験期間)の各1か月 の期間を対象とした、領域拡張MSMにおける初期 時刻別の降水予測の対解析雨量検証結果を示す。な お、検証格子・検証領域は第1.2.2項と同様である。

図1.3.1に冬実験期間のETS及びBIの時系列を初 期時刻ごとに示す。まず、初期時刻別のETSの時系 列図(上段)を見ると、新しい初期時刻から始まる 予報ほど予報初期で前初期値よりも精度が良いこ とが分かる。このことは最新の観測データを同化し ている最新初期値による予測の精度が最も良いこ とを示している。この検証結果は森安(2009)と同様 である。

次に、予報初期時刻から追って見ると、予報初期 では18UTC初期値の予報のETSは、1つ古い初期時 刻の15UTC初期値よりも良い。しかし、予報時間が



図 1.3.1 1mm/3h 以上の降水を対象とした初期時刻別の ETS(上段)及び BI(下段)の時系列。横軸は予報対象時刻(日本時間)を示し、初期時刻別の降水スコアが予報対象時刻の順に並んでいる。期間は 2012 年 1 月 8 日~2 月 7 日(冬実験期間)。緑線は 03, 15 UTC 初期値の予報、赤線は 06, 18 UTC 初期値の予報を表し、最も左から始ま る線が 15 UTC 初期値である。





図 1.3.3 MSM が側面境界値として用いる GSM 予報値の初期時刻と MSM の初期時刻との関係。



図 1.3.4 2012 年 12 月 29 日 06UTC を対象とした GSM (2012 年 12 月 27 日 12UTC 初期値)(左列)とその GSM 予報値を側面境界値とする MSM (同日 2012 年 12 月 27 日 15UTC 初期値)(右列)の予報値(黒線)。参照値とす るメソ解析は緑線で示し、赤青塗り分けは予報値と解析値との差を示す。上段:500hPa 等圧面高度(m)、下段:海 面更正気圧(hPa)。

経過すると次第にその差は小さくなり、15UTC初期 値予報のFT=6~15付近では、ほぼ同じ精度を示す ようになる。その先の予報時間でも、ETSの値はほ ぼ同じであり、前後した2初期値の予報の予測精度 が同程度であることを示唆している(BIも2初期値 間で大きな差は見られない)。03UTC、06UTC初期 値の予報についても同じ傾向が見られる。ただし、 夏実験期間についてはFT=15以降でも、新しい初期 値の予報の方がやや精度のよい傾向が見られる。

以上のことから、予報初期については最新初期値 の予報の予測精度が最も良い一方で、大幅に予報時 間が延長された00,06,12,18UTC初期値の予測精 度は、予報時間が進むにつれて前初期値の03,09,15, 21UTC初期値の予測精度とほぼ一致していること が分かる。このような特性を理解するため、次項で 側面境界値の影響について述べる。

1.3.3 MSMで用いる側面境界値とその影響につい て

領域モデルは、地球全体で連続している大気のあ

る一部の領域のみを予測対象とする。領域モデルで はその外側の大気状態を予測していないため、領域 の縁(側面境界)を通じて出入りする大気の質量は 分からない。そこで、領域モデルであるMSMに対 して、それが実行される時点で最新初期値のGSM予 報値を用いて側面境界から流入・流出する質量を与 えている。図1.3.3は、MSMが側面境界値として使 用するGSM予報値の初期時刻とMSMの初期時刻と の関係を示している。図1.3.3が示すように、MSM で用いる側面境界値は、03,09,15,21UTC初期値の 予報で新しい初期時刻のGSM予報値に更新され、06, 12,18,00UTC初期値の予報は、前初期値の予報と 同じGSM予報値を側面境界値として用いるという 関係がある。

この側面境界値の利用の関係を踏まえて、前項で 示した降水の予測精度を見ると、同じGSM予報値を 側面境界値として利用している2つの初期値の MSM予報の予測精度がほぼ同じになっていること がわかる。このことから、MSMの予報が側面境界 値の影響を大きく受けることが示唆される。



図 1.3.5 同じ GSM 予報値を側面境界値とする MSM の 2 つの初期値 (2012年 12月 27日 15UTC 初期値、同日 18UTC 初期値) の予報の差(平方根平均二乗差; RMSD)。予報対象時刻は左から順に 27日 18UTC、28日 00UTC、28日 06UTC、29日 06UTC を示す。上段: 500hPa 面高度(m)、下段:海面更正気圧(hPa)。



図 1.3.6 図 1.3.5 で示した 500hPa 面高度の差の1か月分の平均をとったもの。等値線は 500hPa 面高度の1か月平 均を示す。上段:統計期間 2012 年 1 月 8 日~2 月 7 日(冬実験期間)、下段:統計期間 2012 年 6 月 29 日~7 月 29 日(夏実験期間)。MSM の 2 つの初期値の予報時間は図 1.3.5 と同様である。

では実際に、MSMの予報と側面境界値として用 いたGSM予報値とを比べてみる。図1.3.4に2012年 12月29日06UTCを予報対象時刻としたGSM(27日 12UTC初期値FT=42)、そのGSM予報値を側面境界 値として利用しているMSM(27日15UTC初期値 FT=39)による500hPa面高度と海面更正気圧の予 報(図中の等値線)と、参照値として用いるメソ解 析からの差(図中の赤青塗り分け)を示す。メソ解 析に対する予報誤差の分布はGSMとMSMで類似し たパターンを示しており、MSMの予報がGSMと類 似した予報になっていることを示している。

MSMの予報が側面境界値として用いたGSM予報 値と類似したものになりうるのであれば、同じGSM 予報値を側面境界値に用いている2つのMSMの予 報も類似したものになることがあると予想される。 その例として、図1.3.5に、同じGSM予報値を側面 境界値として用いる2つの初期値(27日15UTC、同 日18UTC)のMSMの予報について、同じ予報対象 時刻の予報値とその差(平方根平均二乗差; RMSD) を示す。予報初期(図1.3.5左端)には、新しい初期 値にメソ解析による修正が加わるために差が大き いが、予報時間の経過とともに2つの予報の間の差 が小さくなっていることが分かる。すなわち、予報 時間の経過とともに、側面境界値が同じMSMの予 報は類似したものになっているということを示し ている。

これまでは、事例を通じて同じ側面境界値を用いたMSMの予報の類似性を示してきたが、これは統

計的にも確認することができる。図1.3.5で計算した ような同じ側面境界値を用いるMSMの予報の差を 冬期間、夏期間それぞれについて1カ月分にわたっ て平均をしたものが図1.3.6である。冬期間、夏期間 ともに、図1.3.5の事例で見たように、予報時間の経 過とともに同じ側面境界値を用いたMSMの予報値 の差は小さくなることが見て取れる。このために、 同じGSM予報値を側面境界値としたMSMの降水予 測精度が、予報時間の経過とともにほぼ一致するよ うになるという特徴(第1.3.2項)を持つと考えられ る。

なお、予報時間の経過による2つのMSMの差は、 冬期間よりも夏期間の方が大きく、冬期間の方がよ り側面境界値の影響を受けやすいことがわかる。

1.3.4 予報時間が延長されたMSMの利用上の注 意点

これまでの議論を踏まえて、予報時間が延長され たMSMの利用上の注意点を述べる。

- 森安(2009)で行われた統計検証と同様、最新初 期値の予報の予測精度が最も良い傾向がある ことを示した。これまでと同様、最新初期値の 予報を重視して利用することを基本としてい ただきたい。
- 複数の初期時刻の予報を比較することで予報の不確実性を評価することが行われており、初期値が更新されても予報の変化が小さい(初期値変わりが小さい)場合には、不確実性が小さく信頼性が高いと評価される。しかし、側面境界値が同じ予報は、特に予報後半(概ね12時間~15時間以降)で側面境界値の影響を受けて互いに類似したものになりやすく、初期値更新による予報の変化が小さい場合でも、不確実性が小さいことを表現しているとは限らないことに注意が必要である。
- 側面境界値として用いるGSM予報値が初期値の更新によって大きく変化すると、その影響を受けて、MSMの予報も側面境界値の更新の際に大きく変化することがある。特に、大きなスケールの場の表現は、側面境界値の影響を受けやすいので、MSMの大きなスケールの場の解釈に際しては、側面境界値となったGSMの予報にも着目していただきたい。
- 一方、側面境界値として利用しているGSMの予報とMSMの予報が大きく異なる場合もある。
 その場合には、高解像度のMSMで表現できるより小さなスケールの現象や地形、初期値の違い、物理過程の違いなどが影響している場合がある。それらについては、第4.2.8項も合わせて参照いただきたい

参考文献

森安聡嗣, 2009: 統計的検証. 平成21年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 13–19.

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

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	1日8回	飛行場予報プロダク
		領域		ト開発支援装置
2011年5月~2012年6月		東日本を中心とした		
2012年6月~2012年8月		領域		気象庁スーパーコン
2012年8月~2013年5月	本運用			ピュータシステム
2013年5月~		日本全国を覆う領域	1日24回	(第9世代)

表 2.1.1 LFM の運用実績

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	1の主な仕様。	青太字、	赤太字は、	それぞれ
2013年3月2	28日00UTC、	5月29日00	UTC 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	3–ice のバルク法	
	数濃度は予報しない**	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。

	LA	MA
解析手法	3次元変分法解析と1時間予	4 次元変分法
	報による解析・予報サイクル	
格子数(x×y×z)	633×521×50	<mark>817×661</mark> ×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 2.2.2 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。

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 日 22 日 03UTC 初期値以降に道入 · 道入予定 · 道入を検討由 × · 道入予定かし

		、^.寺八丁ノ	L'è C
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・ブイ	気圧		
海外 SYNOP・船舶・ブイ	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	×	
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	×	
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 に、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、 それがある程度可能となった。 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で 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ットスコア(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 スピン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多となっ 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ことが必 要であることから、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で示したものと同じ日の北海道におけ 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%。

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かくなる効果 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けるものの、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00UTC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だ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よく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、午後に 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、実況に近い状況を表現していた(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、雨域全体の広がりが小さく、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 雨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 気の流入が降水の発生・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 水蒸気の量などが、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, 幾田泰酵,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.

3.1 24時間最大降水量ガイダンスの改良1

3.1.1 はじめに

最大降水量ガイダンス(以下RMAX)は、防災気 象情報に対する基本資料として予報作業に利用さ れている。RMAXの係数は、2010年5月の予報作業 支援システム(以下YSS2)運用開始時に最適化さ れた(蟻坂 2010)。RMAXの基本的な作成手法・方 針は同文献を参照されたい。

YSS2運用開始から数年経過した現在、プロダクトが抱える問題点が明らかになりつつある。特に重要なものとして、GSM 24時間RMAXの2011年台風 第12号に対する予測を筆頭に、最大で2000mm/24h を超える等、現実・利用実態から離れた予測をする ことがある、という問題がある(蟻坂 2013)。

この問題の解消のため、24時間RMAXのルーチン 変更を2013年3月25日00UTC初期値に行った。対象 はGSMおよびMSMである。本節ではこの変更点を 説明するとともに、降水量ガイダンス²の展望を示す。 以降、上記ルーチン変更より前のプロダクトを 「CNTL」、変更以降を「TEST」と呼ぶ。

3.1.2 降水量ガイダンスの構成

以降の前提知識として、図3.1.1に降水量ガイダン スの構成を示す。それぞれのプロダクトの仕様は付 録Aを参照されたい。RMAXの対象領域やMSMガイ ダンスの格子サイズが現在と異なるものの、各統計 手法については安藤(2007)も参考となる。MRRは平 均降水量ガイダンスを表し、MRR3は3時間MRR、 MRR24は24時間MRR(中間出力のみで配信してい ない)、RMAX31は1時間RMAX、RMAX33は3時間 RMAX、RMAX24は24時間RMAXをそれぞれ指す。

GSM・MSM降水量ガイダンスともに同様の構成 を持ち、予測対象領域はGSM降水量ガイダンスで等 緯度経度20km格子(以下20km格子)、MSM降水量 ガイダンスで等緯度経度5km格子(以下5km格子) である。今回の変更箇所は、図3.1.1の紫破線で囲っ た部分であり、ニューラルネットワークから線形式 への変更等を行った。変更の詳細は後述する。

なお、カルマンフィルタ・頻度バイアス補正・PoP 補正(降水確率ガイダンスによる補正)の係数は逐 次更新しているが、ニューラルネットワーク・線形 式の係数は逐次更新していない。つまり、RMAXに 直接かかわる統計手法において、その係数は全て逐



² 平均降水量ガイダンス・最大降水量ガイダンスの総称



図 3.1.1 変更後の降水量ガイダンスの構成。凡例矢印 は統計手法。 NWP は数値予報モデル、 MRRA,MRRB,MRR24A は中間出力の呼称。紫破線 で囲った部分は今回の変更箇所。

次更新していない。ただし、図3.1.1から推測される ように、RMAX24の精度はMRR24の精度に、 RMAX31,RMAX33の精度はMRR3の精度にそれぞ れ依存している。MRRは逐次更新しているため、 RMAXも逐次更新の影響を受けている。特に MRR24はMRR3の24時間積算値を基に作成される ため逐次更新の欠点が表面化しやすく、これが冒頭 で挙げた極端な予測値の主因の一つを担っている と考えられる。今回の変更ではこの問題は解消され ず、今後の課題となっている。

3.1.3 24時間平均降水量と24時間最大降水量

RMAXの係数作成方針は、「係数推定時に解析雨 量の平均降水量を説明変数とし、予測時にはこれを MRRに換える」というものである。この妥当性をみ るため、図3.1.2に解析雨量24時間積算の、20km格 子における格子平均と格子最大の散布図を示す。期 間は2008年4月から2011年12月までの3時間間隔、 格子は四国南部のものである。図3.1.2左図から、24 時間平均降水量が概ね50mm/24h以上の場合には、 24時間最大降水量は24時間平均降水量と強い線形 関係にあることが分かる。5km格子においても、ば らつきの程度が20km格子のそれと比べて概して小 さい、という点を踏まえれば同様の関係が見られる。 よって、今回の変更でも従来の係数作成方針を踏襲 した。

一方、24時間平均降水量が50mm/24h以下の場合 には、ばらつきが大きいことが分かる。現在、24時 間最大降水量は注意報・警報の基準としては用いら れておらず、RMAX24の用途は専ら気象情報への記 述に限られている。よって、弱い雨の重要度は相対 的に低く、このばらつきは大きな問題でないと考え られる。降水量がある程度大きくなれば24時間平均 降水量と24時間最大降水量は強い相関があること から、統計手法は従来のニューラルネットワークで はなく線形式で十分と考える。図3.1.2右図は、実際 に解析雨量を用いて線形予測とした結果であるが、 ある程度強い降水に関してはほぼ理想直線上に分 布しており、性能上の欠点は見られない。

なお、RMAX31やRMAX33でも、「平均降水量が 大きく最大降水量も大きい」状況、例えば低気圧や 梅雨期等の大規模降水であれば、線形式でも精度を 確保できる。しかしながら、「平均降水量は小さく 最大降水量は大きい」という状況、例えば夏季の不 安定性降水等では予測精度を確保できず、線形式と するためにはこの課題の解決が必要である。よって、 今回の変更はRMAX24に限った。



図 3.1.2 24 時間平均降水量と最大降水量の散布図。左 図:解析雨量の関係で、横軸は平均降水量、縦軸は最 大降水量。右図:横軸は解析雨量の24時間最大降水 量、縦軸は24時間最大降水量の線形予測結果。右図 各色は、平均降水量で層別化された各層で、層の設定 は表 3.1.1「CNTL(推)」を参照。

3.1.4 平均降水量による層別化

前項では、50mm/24h以下でばらつきが大きくなる等、平均降水量の値によって関係の性質が異なることが分かった。これから、平均降水量の値によっ

て層別化することで、より品質の高い係数を得るこ とが期待できる。この層別化はCNTLでも行ってい たが、TESTではその層数を増やした。変更前後の 層別化範囲を表3.1.1に示す。表中の「(推)」は係数 推定時に利用する層別化範囲、「(予)」は予測時に 利用する層別化範囲をそれぞれ表す。ハイフンの前 後の数値は、それぞれ対応する層の下限値、上限値 を指す。CNTLでは係数推定時に参照する範囲が概 して広い。この結果、最大降水量と平均降水量の比 の大きい、平均降水量の小さいデータに係数が最適 化され、冒頭で問題とした極端な降水を予測する一 因を担っていたと考えられる。TESTでは平均降水 量に応じて適切な係数を得るため、層別化数を増や すとともにその範囲を狭めた。

ただし、CNTLで広い範囲を採っていた理由の一 つに、降水量の基本特性として強い降水の実況数が 少ないことから、範囲を狭めるとサンプリングエラ ーが増大し係数推定精度が劣化する問題がある。 TESTではこの問題を回避するため、各層の係数推 定に一定の実況数を要求し、不足する場合にはその 層を用いないようにした。このため表3.1.1の設定は、 必ずしも全ての格子に適用されない。予測時には、 有効な層を平均降水量の値について降順で探索し、 該当する最初の層を利用する。なお層別化では、層 が変化した場合に予測値が不連続となる危険があ る。具体的には、最新初期値と前初期値でほとんど 同じ気象条件が期待されるにもかかわらず、判定さ れる層の違いで予測結果が大きく変わり得る。推定 時において、各層別化範囲を一部重複させて予測時 よりも広く採っているのは、これを回避するためで ある。

3.1.5 説明変数の変更

第3.1.3項で述べたように、平均降水量がある程度 大きい層では、24時間最大降水量は24時間平均降水 量と強い相関があるため、RMAX24における他の説 明変数の影響は小さい。ただしCNTLでは、850hPa の風向など、線形式では不適当な変数が利用されて おり、TESTでこれを見直す必要があった。

また昨今、従来の予報作業で利用されてきた 850hPa等の高度面ではなく500 m高度面の物理量 を参照すべきという提案(加藤 2011)等を受け、 現象の因果関係の要因を特徴づける変数が予報作 業で利用されつつある。ガイダンスは予報作業の基

表 3.1.1 変更前後の 24 時間平均降水量による層別化範囲(単位: mm/24h)

CNTL(推)	1-8	3-20	6-70	10 - 500					
CNTL(予)	0-	6–	15 -	50 -					
TEST(推)	1 - 5	3-8	5 - 12	10-22	20 - 35	30 - 50	40-100	80-200	120-
TEST(予)	0-	3–	5–	10-	20-	30-	40-	80-	120-

本資料という位置づけであるため、ガイダンスでも これらの変数を利用することが望ましい。

ただし、例えば乱気流指数(工藤 2010)のよう に、数値予報モデルが直接予測しない量を予測対象 とし、予報時刻の瞬間的な状態を表現するプロダク トの場合は、現象の要因を明確化して設計すること が重要であろう。しかしながら、降水量はある時刻 の瞬間的な状態ではなく前時間の積算量である点、 数値予報モデルで予測される変数であり降水量ガ イダンスはその予測誤差の補正に主眼を置いてい る点から、現象の要因を重視することが必ずしも良 い結果をもたらすとは限らず、従来利用されてきた 変数も依然重要である。

これらを踏まえ、今変更では次の22変数を候補と した。即ち、500hPa高度、500hPa温位、700hPa 温位、850hPa鉛直P速度、850hPa相当温位、SSI (下層850hPa・上層500hPa)、SSI(下層925hPa・ 上層700hPa)、500m高度水蒸気フラックス、500m 高度相当温位、500m高度と700hPaの風速鉛直シア、 地形性上昇流(下層代表風と風向に応じた地形勾配 の積)、OGR(付録A)、可降水量、PCWV(付録A)、 EHQ(付録A)、ESHS(付録A)、等温位面渦位 (305,315,335,345,355K面)である。

ここで、互いに相関のある変数を予測式に利用した場合、相互作用による予測性能の劣化が知られている(多重共線性の問題)。上に挙げた全ての変数をそのまま利用するとこれが問題となるため、変数 選択等を行い統計モデルの自由度を削減する必要がある。しかしながら、例えば等温位面渦位はどの 高度を用いれば良いか、等は事例依存であり、単一 変数の選択が優れているとはいえない。このため、 今変更では候補変数の主成分のうち上位7位を採り、 これに24時間平均降水量と定数項を加えた線形式 を用いた。第3.1.3項で述べた通り、24時間最大降水 量は24時間平均降水量と強い相関があるので、この 関係にその他変数の付加的効果を見込む設計であ る。なお、この主成分を得る関係は、予測対象格子 毎に異なる。

3.1.6 その他の変更等

係数推定に利用したデータ期間は、2010年1月から2011年12月までの2年間である。

CNTLでは、GSM・MSMのRMAXともに、20km 格子毎に持つ係数を共通利用している。MSMの RMAXは、これをMRRにより5km格子に内挿して いる。TESTでは、GSM・MSMのRMAX24で独立 に係数を持ち、GSM-RMAX24、MSM-RMAX24 はそれぞれ、20km格子毎、5km格子毎に係数を持 つ。MSM-RMAX24では20km格子毎よりも5km格 子毎に係数を持つ方が、概ね200mm/24h以上の降水 量閾値においてエクイタブルスレットスコア(ETS、 付録C)が向上することを確認している。

また、CNTLでは、最大降水量と平均降水量の比 率を目的変数としているが、TESTでは最大降水量 を目的変数とした。

さらに、予測値に対して気候値による品質管理を 行う等、極端な方向へ予測値が振れることへの制約 を追加した。

3.1.7 統計検証

図3.1.3に、変更前後の対解析雨量統計検証の結果 を示す。統計期間は2012年1月から2012年12月まで の1年間である。検証に用いた予測値は、 GSM-RMAX24は00,06,12,18UTC初期値のFT=27 からFT=36までの3時間間隔、MSM-RMAX24は 03,09,15,21UTC初期値のFT=24からFT=33までの 3時間間隔である。MSM-RMAX24の20km検証の予 測値は、5km格子の20km格子内最大値を採った。



図 3.1.3 RMAX24 の MBI および ETS による統計検証、ルーチン変更前後の比較。横軸:検証閾値[mm/24h]、左 縦軸: MBI または ETS、右縦軸:実況数(対数)。橙: MBI(CNTL)、赤: MBI(TEST)、緑: ETS(CNTL)、青: ETS(TEST)、黒:実況数。エラーバーは 95%信頼区間。左図は GSM20km 格子、中図は MSM20km 格子、右図 は MSM5km 格子。

また、検証格子は全て陸域に限定した。なお、予測 頻度特性はMBI(定義は本節付録)で示す。

まず、図3.1.3左図・中図の20km検証について述 べる。ETSについて、GSM・MSMのRMAX24いず れも、TESTは概ね閾値200mm/24h以上でCNTLを 上回っていることが分かる。GSM-RMAX24の TESTについて、予測頻度は全体にCNTLを下回る が、閾値300mm/24h以上ではCNTLの予測頻度過大 傾向を抑え、好ましい傾向と考える。特に 500mm/24h前後の予測では、予測頻度がほぼ適正で あることが確認できる。一方で、非常に強い降水の 予測頻度が過大であるという問題は、TESTで軽減 されるものの依然として残っている。例えば 800mm/24hを超えるような予測に対しては、これま で経験したことのないような大雨の可能性として 捉え、量的には割り引いて考えることも必要であろ う。またMSM-RMAX24のTESTについて、予測頻 度はCNTLの過小傾向を適切に改善していることが 分かる。一方で、600mm/24hを超えるような非常に 強い雨の予測頻度はCNTLと変わらない。

次に、図3.1.3右図のMSM5km検証について述べる。ETSは、TESTでCNTLを上回ることが示されており、20km格子検証と同様の結果である。一方予測頻度について、TESTはCNTLを下回っており、20km格子検証とは逆の変化傾向である。

20km 検 証 と 5km 検 証 の 結 果 か ら 、 MSM-RMAX24のTESTはCNTLに比べ、強い降水 の領域は狭くその極値は大きい、という傾向がある といえる。これは、TESTで係数の格子サイズを 20km格子から5km格子に変更したことに起因する ものと考えられる。CNTLでは、20km格子の係数を 用いる際、平均降水量等の説明変数を20km格子平 均して予測しており、空間的に平坦な予測となる傾 向が確認されていた。5km格子で係数を作成するこ とにより、TESTではCNTLに比べて面的にメリハ リのある予測が期待される。この実例を次項で示す。

3.1.8 事例検証

図3.1.4に、2011年9月3日12JSTを対象時刻とした、 解析雨量·GSM-CNTL·GSM-TEST·GSM-TEST (MRR24は実況値、TESTにMRR24として実況値 を与えた結果)を示す。検証格子は20km格子で、 用いた予測値はいずれも、2011年9月2日00UTC初 期値のFT=27である。これは2011年台風第12号の事 例であり、予測値過大傾向の最も顕著なものであっ た。図 3.1.4 から、CNTL の 紀 伊 半 島 で 最 大 2000mm/24h 超という予測値は、TEST で 1400mm/24h程度に抑えられていることが分かる。 依然として解析雨量に比べて過大傾向であるが、そ の程度は軽減している。一方で、200~300mm/24h 等の降水域の分布はTEST,CNTLで大きく変わらず、 変更の影響は極端な強雨が主体であることが分か る。なお、変更前後にかかわらず、MRR24が適正 であることがRMAX24の精度への前提条件である が、この前提が満たされた場合の予測結果が図3.1.4 右図である。解析雨量とほぼ同じ値となっており、 前提が満たされればRMAX24は適切となることが 分かる。ここで、この事例におけるCNTLでは、



図 3.1.4 GSM-RMAX24、2011 年 9 月 3 日 12JST の事例。左から、解析雨量、CNTL、TEST、TEST (MRR24 は実況値)。全て 20km 格子。極値の数値は格子値から内挿された値。



図 3.1.5 MSM-RMAX24、2011 年 9 月 3 日 12JST の事例。配置、凡例は図 3.1.4 と同様。全て 5km 格子。

MRR24を適正とした予測であっても、実況に比べ て予測値が過大となることが確認されている。 CNTLはMRR24の他、比率予測部分の影響も加わっ て極端に強い予測をしていたと考えられるが、 TESTで後者は解消した。

図3.1.5に、図3.1.4と同時刻のMSMの結果を示す。 格子は5km格子で、用いた予測値のいずれも、2011 年9月2日03UTC初期値のFT=24で、その他の条件 は図3.1.4と同様である。図3.1.5から、紀伊半島や四 国での非常に強い降水域では、TESTはCNTLに比 べ全体に予測値が小さく、紀伊半島では実況に近く なっている。CNTLでは、紀伊半島の極大域におい て、縦4格子・横4格子の矩形、つまり20km格子で 似たような予測となっている傾向が読み取れる。こ れは、20km格子から5km格子へ内挿している影響 と考えられる。TESTでは5km格子で予測している ため、急峻な地形を含む格子に周辺が引きずられる ことはなく、矩形の塊を解消している。日本海側で は、CNTLに比べて局所的に強い降水を予測してい る等、急峻な格子が周辺の平野部に引きずられるこ ともなく、TESTは面的にメリハリのある予測とな っていることが分かる。RMAX24で局所的に強い降 水が予測される場合、一般に地形性降水によると見 て良いが、この妥当性は予報担当者の知見に基づき 判断されたい。例えば九州南東部の南東風等、特定 風向において顕著な強雨が生じる地域において、そ れ以外の風向でも強雨の予測される場合があるが、 このような予測値は過大の可能性がある。

統計検証やこの事例から、MSM-RMAX24は GSM-RMAX24ほど極端な降水量を予測せず、降水 量閾値全般で統計精度も高いことが分かる。明日程 度の予報期間であれば、MSM-RMAX24も含めて検 討することで、より信頼性の高い予測ができると期 待される。第2章で述べられるMSMの予報時間延長 を受け、MSM-RMAXも予報時間を延長しており、 予報作業に利用しやすくなっている。

3.1.9 改良のまとめ

RMAX24について、ニューラルネットワークによ る最大降水量と平均降水量の比率予測という手法 から、線形式による最大降水量の予測という手法に 変更し、主要な降水量閾値で統計的精度の向上を確 認した。また、2011年台風第12号を例に、従来の極 端に強い降水予測の抑制を確認した。また MSM-RMAX24について、20km格子の係数から 5km格子の係数とすることで、面的にメリハリのあ る予測特性となった。

今回の変更では、MRR24を利用して予測する、 という根本的な構成は変更していない。このため、 従来のプロダクト利用方法を大幅に変えるような 影響はないと考える。

なお、統計的手法を用いる以上、ある程度発生頻 度の高い現象が主要な予測対象となる。このため、 これまでほとんど起きたことのないような現象に 対しては、統計的情報が十分でなく、予測精度を保 証できない。これは変更前後にかかわらず、統計的 手法では避けられない問題である。顕著現象に対す る予測精度向上には、予報担当者の知見の充実、数 値予報モデルの進展等が不可欠である。RMAXの意 義は量的予測にあるものの、顕著現象に対する RMAXは、ポテンシャル情報として利用されたい。

3.1.10 展望

第3.1.3項において、RMAX31やRMAX33に対し、 線形式だけでは現手法の精度を向上できず、不安定 性降水を補完する手段が必要と述べた。最後に、こ れに対する一つの選択肢を簡単に紹介するととも に、降水量ガイダンスの展望を示したい。

ここで示す予測手法は、基本的にはCharba and Samplatsky (2011)と同等で、その概要を次に示す。

- 1. 降水量を複数の降水量閾値の超過有無で0/1 に二値化する。
- 2. 離散化した各降水量閾値について、それぞれ その超過確率を予測する。
- 3. 各降水量閾値について予測された超過確率か ら、量的予測に変換する。

前3時間内1時間最大降水量に対してGSMとこの 予測手法(以下PQP)を用いることで、夏季の不安 定性降水を補完できることを確認している。図3.1.6 に、対解析雨量統計検証結果を示す。検証条件は、 2012年6月から2012年8月まで3カ月間、FT=6から FT=27まで3時間間隔、20km格子の陸域である。こ の図から、30mm/h前後においてPQPは現手法より もETSを改善していることが分かる。この改善傾向 は夏季に最も顕著であるが、その他の季節でも現手 法に対してETSを改善することを確認している。

図3.1.7に、2012年7月17日18JSTを対象時刻とし た前3時間内1時間最大降水量、解析雨量、現手法、 PQP(降水量)、およびPQP(30mm/h超過確率) を示す。予測値のいずれも、2012年7月16日12UTC 初期値、FT=21である。図3.1.7から、現手法で不十 分な不安定性降水への量的予測値に対し、PQPはよ り実況に近い予測をしていることが分かる。現手法 に比べ、PQPが夏季統計検証において予測頻度・ ETSの高いことは、不安定性降水の予測有無を反映 している。

現手法では、この予測可能性の低い現象に対する MRR3係数の逐次更新の結果、予測可能性の高い大 規模降水において過大な予測値となる問題が確認 されている。このため、現手法の対象を大規模降水 に絞り、不安定性降水はPQPを利用する等、両者の 予測特性の利点を組み合わせて扱うことも検討し ている。なお、24時間最大降水量をPQPで予測する ことも可能だが、現手法と同等以上の精度の確保に は至っておらず、RMAX24の改善には、他手法も含 めてさらなる検討を要する。

PQPでは、降水量としての予測値に加え、各降水 量閾値の超過確率も予測される。このような降水に 関する確率形式のプロダクトとして、YSS2より前 には大雨確率ガイダンスが運用されていた。大雨確 率ガイダンスは、夏季・冬季で各1つの降水量超過 確率を予測していたが、注意報・警報基準が各地域 で異なる事実に鑑みれば、この仕様は予報作業の実 態に必ずしも即していなかった。このため、大雨確 率ガイダンスはYSS2運用開始時において、運用段 階から新規開発・利用方法検討段階へ引き下げられ た。PQPは、利用者が特定降水量閾値を選択して利 用できるという点で、より実態に即したプロダクト になると考えられ、従来の大雨確率ガイダンスを最 大降水量予測の一環として発展的に統合できる。ま た、例えば、大規模降水における降水量と、不安定 性降水におけるそれとでは、同じ降水量が見込まれ るとしてもその予測可能性・信頼性の程度が異なる。 現手法ではこの程度を把握できないが、PQPでは量 的予測値の根拠とする超過確率によって把握でき、 参照可能な情報の拡充が期待される。

PQPは決定論的予測から統計的な蓋然性を表現 する。現スーパーコンピュータシステムで試験運用 を予定しているメソアンサンブル予報システムで は、これを気象学的に与えることが期待されている。 しかしながら、短期量的予報に対する確率情報は、 その実績が少なく知見に乏しいのが現状である。 PQPから得られる知見は、メソアンサンブルモデル の利用方法への知見にもつながるものと期待する。

付録

分割表による予測頻度の指標には、バイアススコ ア(BI、付録 C)が使われることが多い。ここで、 BIはその定義から値範囲が不定であり、予測頻度が 極端に過大となった場合非常に大きな値をとる。こ れを散布図等で可視化する場合、データによって軸 範囲の調整が必要となり、軸の取り方に主観が混じ り好ましくない。このような可視化の都合上、この 節では次の変換を介して予測頻度特性を示した。

$$MBI = \begin{cases} \frac{BI}{2} & , & BI \le 1\\ 1 \cdot \frac{1}{2BI}, & 1 < BI \end{cases}$$

値範囲は[0,1]で、0.5 で予測頻度適正、0.5 より 上で予測頻度過大、0.5 未満で予測頻度過小を表す。



図 3.1.6 GSM-RMAX31 と PQP の統計検証。横軸: 検証閾値[mm/h]、左縦軸: MBI または ETS、右縦 軸実況数(対数)。橙: MBI(現手法)、赤: MBI(PQP)、 緑:ETS(現手法)、青: ETS(PQP)、黒: 実況数。 エラーバーは 95%信頼区間。



図 3.1.7 2012 年 7 月 17 日 18JST 事例。左上:解析 雨量、右上:GSM-RMAX31、左下: PQP 降水量、右 下: PQP 30mm/h 超過確率[0,1]。

参考文献

- 蟻坂隼史, 2010: 最大降水量ガイダンス. 平成22年 度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 74–77.
- 蟻坂隼史, 2013: 最大降水量ガイダンス. 気象庁技 術報告第 134 号, 163–167.
- 安藤昭芳,2007: 降水確率、平均降水量、最大降水 量ガイダンス.平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部,50-59.

- 加藤輝之,2011: 大雨発生で着目すべき下層水蒸気 場の高度.平成22年度予報技術研修テキスト,気 象庁予報部,71-88.
- 工藤淳, 2010: 乱気流指数の開発. 平成 22 年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 95–108.
- Charba, J.P. and F.G. Samplatsky, 2011: High-Resolution GFS-Based MOS Quantitative Precipitation Forecasts on a 4-km Grid. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 39–68.

3.2.1 はじめに

数値予報課は、2013年6月に定時風ガイダンスと 最大風速ガイダンス(GSM、MSM、航空)の改良 を実施した。これらの改良により、一般予報用 (GSM,MSM)ガイダンスでは強風注意報の基準とな る12~15m/sを含む3~20m/sで、また航空用ガイダ ンスでは5~30ノットで精度が向上した。本節では 改良の詳細と検証結果について解説する。風ガイダ ンスの詳細については氏家・小泉(2012)を、頻度バ イアス補正については松下(2012)、蟻坂・小泉(2010) を参照願いたい。なお、以降では改良後のガイダン スを「新ガイダンス」、改良前のガイダンスを「旧ガ イダンス」と記述する。

3.2.2 変更点について

以下、今回の風ガイダンス改良にあたっての仕様 の変更点を述べる。

(1) 層別化の変更

表3.2.1に、予測式と頻度バイアス補正パラメータ の層別化の変更点を示す。旧ガイダンスでは、モデ ルの地上風速によって予測式を3つに層別化してい たが、新ガイダンスでは、モデルの地上風向による 層別化に変更した。地上風は地形の影響を強く受け るため、モデルの地上風のバイアスは風向によって 異なっている。予測式を風向によって層別化するこ とは、風向によるモデルのバイアスの違いを反映さ せる意味がある。具体的な例を、第3.2.4項(1)で述べ る。風向と風速の両方で層別化する方法も検討した が、細かく層別化をすると予測式の更新機会が減る ため、風向による層別化のみを採用することとした。 なお、風向による層別化をすることにより、ガイダ ンスと観測の風向が大きく異なる場合に、風速の誤 差が大きくなることがある。その詳細については、 第3.2.4項(2)で述べる。

旧ガイダンスでは、頻度バイアス補正パラメータ と予測式の層別化が異なっていたため、両者が更新 される事例に違いがあった。本来両者は同じ事例で 更新し、モデルと観測との統計的な関係を共有すべ きである。よって、新ガイダンスでは頻度バイアス 補正パラメータと予測式の層別化を同一とし、同じ 事例で更新するようにした。

(2) 風向の大外れの事例の除外

旧ガイダンスでは、観測された風速が0m/sを超え 70m/s未満かつモデルの地上風の東西成分、南北成

表3.2.1 予測式と頻度バイアス補正パラメータの層別化 の変更点

	層別化	更新しない条件
旧ガイ	 予測式はモデルの地 	・観測の風速が0m/s
ダンス	上風速 により3つ	または70m/s以上
	に層別化	・モデルの地上風の東
	弱:4.0m/s以下	西成分、南北成分の
	並:4.0~6.0m/s以下	いずれかが35m/s以
	強:6.0m/sより大	上
	・頻度バイアス補正パ	
	ラメータは層別化	
	をしない	
新ガイ	 予測式はモデルの地 	・観測の風速が0m/s
ダンス	上風向 により4つ	または100m/s以上
	に層別化	(航空は0ノットま
	北東:360~90°	たは100ノット以
	南東:90~180°	上)
	南西:180~270°	・モデルの地上風向と
	北西:270~360°	観測の風向との差
	・頻度バイアス補正パ	が157.5°より大き
	ラメータも同様の	い(MSM、航空は
	層別化をする	90°より大きい)
-		

表3.2.2 頻度バイアス補正パラメータの閾値の変更点

	GSM,MSM	航空
旧ガイ	定時風、最大風速	定時風、最大風速
ダンス	2.5, 5.5, 9.5 m/s	2.5, 5.5, 10.3 m/s
新ガイ	定時風	定時風
ダンス	2.5,5.5,9.5,13.0m/s	$5.0, 11.0, 18.0, 24.0 \mathrm{KT}$
	最大風速	最大風速
	3.0,7.0,11.0,15.0m/s	$6.0, 13.0, 20.0, 25.0 \mathrm{KT}$

分のいずれかが35m/s未満のすべての事例で予測式 の係数を更新していた(表3.2.1)。係数を更新しな い条件に風向が含まれていなかったため、風向が大 外れとなった事例が取り込まれて係数が不適切とな り、その影響が長期間に及ぶことがあった。

図3.2.1は、2011年6月23日15UTC初期値の久米島 (沖縄県)の旧MSM最大風速ガイダンス、新MSM 最大風速ガイダンス、MSM地上風、アメダスによ る観測の時系列を示したものである。MSM地上風 はアメダスに最も近い格子点のモデルの予想値を表 示している。この事例では、台風第5号が久米島の 西海上を北上しており、南東の強風が継続する状況 であった(図3.2.2)。ところが、旧ガイダンスの予 想では24日15UTCの風が他の時刻に比べて極端に 弱くなっていた(図3.2.1の矢印)。MSM地上風の時 系列ではこのような風の変動は見られなかったこと から、この不自然な予想はガイダンスの予測式に起 因するであろうことがわかる。風ガイダンスの予測 式は予報対象時刻で層別化しているため、1時刻だ け予測式の傾向が異なることが起こり得る。この事 例を詳しく調べた結果、以下に示すように、久米島

¹ 小泉 友延



図3.2.1 2011年6月23日15UTC初期値の久米島の最大風 速の時系列。縦軸は風速でグラフ中のバーは風向を表 す。紫は旧MSM最大風速ガイダンス、オレンジは新 MSM最大風速ガイダンス、緑はMSM地上風、青は観 測のグラフ。横軸は予報対象時刻(UTC)である。



日/時(UTC)

図3.2.3 2011年5月27日15UTC初期値の久米島の最大風 速の時系列。縦軸は風速でグラフ中のバーは風向を表 す。紫は旧MSM最大風速ガイダンス、緑はMSM地上 風、青は観測のグラフ。横軸は予報対象時刻(UTC)で ある。



図3.2.4 2011年5月28日12UTCの地上天気図

の15UTCの予測式が2011年5月28日の風向の大外 れによって他の時刻と異なる傾向の係数となってい たことがわかった。

図3.2.3は、2011年5月27日15UTC初期値の久米島 の時系列を示したものである。この事例では台風第 2号が久米島の西海上を北上し(図3.2.4)、28日12 ~15UTCにかけて風が南東から北西に変わった。こ のとき、MSMの予想では台風の進行がやや遅く風 向が変わるのが実況より約6時間遅かった。そのた め28日15UTCはガイダンスが南南東12m/sの風を 予想したのに対して観測は北西26m/sの風となり、 この時刻だけ風向が大外れとなった(図3.2.3の赤 枠)。この影響により、その後15UTCだけ不自然な 予想が出るようになった。この状態はその後1か月 程度継続した。

新ガイダンスでは、このような風向の大外れ事例 の悪影響を取り除くため、予測式を更新しない条件 を追加している。MSMガイダンス、航空ガイダン スでは、モデルの地上風向と対面する成分の風が観 測された事例(風向の誤差が90°を超える事例)、 GSMガイダンスではモデルの地上風と観測との風 向がほぼ正反対となる事例(風向の誤差が157.5°を 超える事例)では予測式を更新しない(頻度バイア ス補正のパラメータも更新しない)。GSMガイダン スだけ予測式を更新しない条件が異なるのは、内陸 部の風向の予測精度を確保するためである。

図3.2.1の新ガイダンスの予想は、予測式を更新し ない条件の追加により、1時刻だけ風が弱まるとい った不自然さが解消されている。

(3) 頻度バイアス補正の閾値の変更

これまでの旧ガイダンスは、強風の予想頻度が過 少となる傾向があった(藤枝 2008)。今回の改良で は、これを改善するため頻度バイアス補正の閾値を 変更した。具体的な変更点を表3.2.2に示す。定時風 ガイダンスにはこれまでの閾値に最上位の閾値を追 加した。なお、航空ガイダンスでは通報される風速 の単位と同じとなるように閾値の単位をm/sからノ ットに変更した。最大風速ガイダンスについては、 GSMガイダンス、MSMガイダンスでは強風注意報 の基準値である風速12~15m/sをターゲットとし、 定時風ガイダンスよりも高い値の閾値を設定した。 これにより、風速15m/sまでは予想頻度が過少とな る傾向が解消され、風速の予想精度の向上が見込め る。航空ガイダンスでは最大風速ガイダンスが利用 されるケースを風速15ノット以上の場合と考え、13 ~25ノットに閾値を設定し、最下位の閾値は6.0とし た。

3.2.3 統計検証

改良後のGSM、MSM、航空の定時風ガイダンス、 最大風速ガイダンスについて検証を行った。旧ガイ ダンスについても同様の検証を行い、両者を比較し た。検証期間は、2012年6月から2013年5月までの1 年間で、検証対象は、GSMガイダンスが12UTC初 期値のFT=12~36、MSM、航空ガイダンスが15UTC 初期値のFT=9~33の24時間とした。

(1) 検証方法

検証方法は以下の通りである。

- ・GSM、MSMガイダンスでは、全地点を対象に、 風速の平均誤差、RMSE(平方根平均二乗誤差)、 誤差(ガイダンスと観測との差)2.5m/s以下の事 例数、誤差5m/s以上の事例数を求めた。また、ガ イダンスまたは観測の風速が15m/s以上の事例を 抽出し同様の検証を行った。
- ・航空ガイダンスでは、全地点を対象に、風速の平 均誤差、RMSE、誤差5ノット以下の事例数、誤 差10ノット以上の事例数を求めた。また、ガイダ ンスまたは観測の風速が15ノット以上、25ノット 以上の事例を抽出し同様の検証を行った。
- ・全地点を対象に、閾値別に風速のスレットスコア
 (TS)、バイアススコア(BI)を求めた。ガイダンスと観測の風速が共に閾値以上であった場合を「適中」として分割表を作成し、各スコアを算出した。
- ・全地点を対象に、風速の閾値別に風向の適中率を 求めた。ガイダンスまたは観測の風速が閾値以上 の事例について、風向の誤差が22.5°(16方位の 1方位分)以内(航空ガイダンスでは風向の誤差 が30°以内)であれば適中として適中率を算出し た。
- ・観測データは、GSMガイダンス、MSMガイダン スの定時風はアメダスの正時の観測値、最大風は アメダス10分値による最大値を使用した。また、 航空ガイダンスの定時風はMETAR, METAR AUTO, SCANによる正時の観測値、最大風は METAR, METAR AUTO, SCAN, SPECIから求 めた最大値を使用した。

(2) GSM定時風ガイダンス、GSM最大風速ガイダンスの検証結果

GSM定時風ガイダンス、GSM最大風速ガイダン スの検証結果を表3.2.3、図3.2.5、図3.2.6に示す。

定時風ガイダンス、最大風速ガイダンスともに新 ガイダンスは旧ガイダンスと比べて風速のRMSE は小さく、誤差2.5m/s以内の事例数は多かった。ま た風速15m/s以上の事例における旧ガイダンスの平 均誤差は負となっていたが、新ガイダンスの平均誤 差は0m/sに近付き、強風時の負バイアスが改善して いる結果が得られた。

BIを見ると、旧ガイダンスでは閾値13m/s以上で 1.0を下回っていたが、新ガイダンスでは閾値20m/s まで1.0に近く、強風の予想頻度が過少となる傾向を 改善している(図3.2.5)。また、TSは閾値20m/sま で新ガイダンスが旧ガイダンスを上回り、風速の予 測精度が向上している。一方、閾値25m/s以上では 統計的な有意さを得る程の事例数はないものの新ガ イダンスが旧ガイダンスのスコアを下回った。なお、 風向適中率は新ガイダンスと旧ガイダンスで大きな 差はなかった。閾値25m/s以上(最大風速では閾値 30m/s以上)で新ガイダンスの適中率が旧ガイダン スを上回ったが、事例数が少なく有意とは言えない。

地点別のRMSEの比較(図3.2.6)では、新ガイダ ンスが旧ガイダンスを0.05m/s以上改善した地点が、 0.05m/s以上改悪した地点よりも多かった。また、 定時風ガイダンスに比べて最大風速ガイダンスの方 が改善した地点が多く見られた。

(3) MSM定時風ガイダンス、MSM最大風速ガイダンスの検証結果

MSM定時風ガイダンス、MSM最大風速ガイダン スの検証結果を表3.2.4、図3.2.7、図3.2.8に示す。

MSM定時風ガイダンス、MSM最大風速ガイダン スにおいてもGSMガイダンスとほぼ同様の検証結 果が得られた。

(4) 航空定時風ガイダンス、航空最大風速ガイダンス の検証結果

航空定時風ガイダンス、航空最大風速ガイダンス の検証結果を表3.2.5、図3.2.9、図3.2.10に示す。

定時風ガイダンス、最大風速ガイダンスにおいて もGSMガイダンスとほぼ同様の検証結果が得られ た。

3.2.4 事例検証

(1) 2012年1月16日 三宅島(東京都)

以下では、2012年1月16日の本州の南海上を通過 した低気圧によって三宅島で北東の強風となった事 例について、新ガイダンスの改善による効果を示す。

図3.2.11は2012年1月16日12UTCの地上天気図、 図3.2.12は三宅島における2012年1月15日21UTC初 期値の新MSM最大風速ガイダンス、旧MSM最大風 速ガイダンス、MSM地上風、及びアメダスによる 観測の時系列を示したものである。MSM地上風は、 アメダスに最も近い格子点のモデルの予想値で、予 報対象時刻の前3時間最大値である。観測値は、ア メダス10分値から求めた最大風速である。

三宅島では、南海上の低気圧の接近に伴い、北東の風が徐々に強まり、16日09UTCから15m/s以上の

1										
検証対象			事例数	利数 平均誤差 RMSE(m/s) 言		誤差2.5m/s以内 の事例数	誤差5m/s以上の 事例数			
GSM 定時 風ガイダ ンス	全事例	新	2695670	+0.12	1.40	2509194	18110			
		旧	2695670	+0.09	1.43	2496452	20077			
	風速≧15m/s	新	4859	-0.10	5.02	2044	1341			
		旧	3939	-2.37	5.24	1465	1216			
GSM 最大 風速ガイ ダンス	全事例	新	2698927	-0.03	1.41	2504803	18300			
		旧	2698927	+0.00	1.49	2475006	22034			
	風速≧15m/s	新	11189	+0.11	4.30	5402	2400			
		旧	10048	-0.87	4.48	4538	2391			

表 3.2.3 全地点を対象とした GSM 定時風ガイダンス及び GSM 最大風速ガイダンスの検証結果



図 3.2.5 全地点を対象とした風速の閾値別のスコア。上段は GSM 定時風ガイダンス、下段は GSM 最大風速ガイダンス。 左からスレットスコア(TS)(実線、左軸)と事例数(点、右軸)、バイアススコア(BI)、風向適中率となっている。ス レットスコアのエラーバーは 95%信頼区間を表す。横軸は風速の閾値である。新ガイダンスを赤、旧ガイダンスを青 でプロットしている。



図 3.2.6 地点別に求めた風速の RMSE の新旧の差(新ガイダンス–旧ガイダンス)の分布図。左は GSM 定時風ガイダン ス、右は GSM 最大風速ガイダンス。暖色系は新ガイダンスの方が RMSE が 0.05m/s 以上小さく、精度改善が見られ る地点である(単位 m/s)。

A 5.4.5 主地派と内称として HIDH たいみのドアダイ及び MDM 取八風述パイアダイの検証相本									
検証対象			事例数	平均誤差 (m/s)	RMSE(m/s)	誤差 2.5m/s 以内 の事例数	誤差5m/s以上の 事例数		
MSM 定 時風ガイ ダンス	全事例	新	8086814	+0.14	1.33	7598905	46467		
		旧	8086814	+0.06	1.38	7549250	54479		
	風速 ≧15m/s	新	13758	-0.64	4.76	6340	3201		
		旧	12692	-1.55	5.03	5149	3389		
MSM 最	全事例	新	2698927	-0.01	1.33	2535451	15602		
大風速ガ イダンス		旧	2698927	-0.03	1.44	2494578	20116		
	風速 ≧15m/s	新	10768	-0.16	4.06	5754	1833		
		旧	10033	-0.81	4.35	4793	2085		

表 3.2.4 全地点を対象とした MSM 定時風ガイダンス及び MSM 最大風速ガイダンスの検証結果



図 3.2.7 図 3.2.5 と同じ。ただし上段は MSM 定時風ガイダンス、下段は MSM 最大風速ガイダンスを示したもの。



図 3.2.8 図 3.2.6 と同じ。ただし左は MSM 定時風ガイダンス、右は MSM 最大風速ガイダンスの分布を示したもの(単 位 m/s)。

検証対象			事例数	平均誤差 (ノット)	RMSE (ノット)	誤差5/ット以内 の事例数	誤差10ノット以 上の事例数
航空定時	全事例	新	766624	+0.63	3.45	691332	12414
風ガイダ		旧	764935	+0.28	3.52	678482	12792
~~	風速 ≧15ノット	新	128182	+0.40	5.27	95843	9176
		旧	123689	-0.12	5.55	86699	9859
	風速 ≧25ノット	新	13532	-0.18	7.41	8256	2084
		旧	12381	-1.33	7.68	7081	1977
航空最大	全事例	新	766313	+0.44	3.46	690688	12737
風速ガイ		旧	763928	+0.01	3.51	677388	13026
ダンス	風速 ≧15ノット	新	175670	+0.41	4.97	136201	10670
		旧	166093	-0.29	5.23	121196	11246
	風速	新	21237	-0.08	6.89	13861	2725
	$\geq 25 / ット$	旧	19317	-1.19	7.15	11659	2742

表 3.2.5 全地点を対象とした航空定時風ガイダンス及び航空最大風速ガイダンスの検証結果



図 3.2.9 図 3.2.5 と同じ。ただし上段は航空定時風ガイダンス、下段は航空最大風速ガイダンスを示したもの。



図 3.2.10 図 3.2.6 と同じ。ただし左は航空定時風ガイダンス、右は航空最大風速ガイダンスを示したもの(単位ノット)。

最大風速を観測した。旧ガイダンスは、北東の風を 予想したが、風速は10m/s前後で観測よりも5m/s程 度弱かった。一方、新ガイダンスは、北東の風15m/s 前後となり、精度よく予想できていた。

ここで、旧ガイダンスで北東の風が弱かった原因 を調べた結果を示す。風ガイダンスでは、予測式の 係数が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するのが特徴である。ガイ ダンスは、直近のモデルの予想値と観測値との関係 に最適化されるので、過去数か月のモデルの特性を 調べることで、ガイダンスの特性を概観することが できる。ここでは、2011年11月から2012年1月まで を対象に調査した。

図3.2.13は、三宅島におけるMSM地上風向と地上 風速の観測値とMSM地上風速との差の散布図であ る。15UTC初期値のFT=12~33を対象とし、MSM 地上風、及び観測値は、図3.2.12と同様の値を使用 している。図の下段には、北東、南東、南西、北西 象限の事例数、上段には各象限別に風速の平均誤差 を示している。平均誤差を見ると、風向によって偏 りがあることが分かる。MSMは、北東、南東象限 では約2.7m/s弱く、南西象限では約0.8m/s強く、北 西象限ではほぼ観測と同じ風速であった。この事例 では、MSMは北東の風を予想していたので、MSM の風速を強めた方が観測値に近くなるはずである。 しかし、旧ガイダンスはMSMとほぼ同じ風速を予 想していた (図3.2.12)。 図3.2.13の事例数を見ると、 北西象限の事例数は、北東象限の事例数の約2倍、 全事例数の約半分を占めていた。このため、旧ガイ ダンスの予測式は、北西の風に最適化され、MSM の風を強める予測式になっていなかったと思われる。 一方、予測式を風向で層別化した新ガイダンスは、 風向が北東の場合にMSMの風速を強める予測式と なっていたため、予想を大きく改善したと考えられ る。同様の事例を、平成24年度数値予報研修テキス ト (氏家・小泉 2012) でも紹介している。併せて 参照願いたい。

(2) 2013年2月1日 神戸空港(兵庫県)

風向による予測式の層別化は、風向による風の特 性の違いを反映させるためのものであることから、 モデルが予想する地上風の風向と実況の風とが合致 していなければ予想誤差が大きくなる可能性は高く なる。風向が違っているのに風速が一致したとして も、それは偶然にすぎない。

図3.2.14は2013年2月1日18UTCの地上天気図で ある。北海道の西に低気圧があり寒冷前線が山陰沖 に延びていた。また、西日本の太平洋沿岸に停滞前 線が位置していた。日本海に前線が位置していたこ とからGSMでは西日本全域で南風を予想していた



図3.2.11 2012年1月16日12UTCの地上天気図



図3.2.12 三宅島の1月15日15UTC初期値の旧最大風速 ガイダンス(紫)、新最大風速ガイダンス(オレンジ)、 MSM地上風(前3時間最大)(緑)、観測(青)の時系 列図。縦軸は風速(m/s)、バーは風向、横軸は予報対象 時刻(UTC)を表す。



図3.2.13 三宅島におけるMSM地上風向とMSM地上風 速(前3時間最大)と観測による最大風速との差の散 布図。MSMの初期値は15UTC、FT=12~33までを示 す。期間は2011年11月から2012年1月である。縦軸は 風速の差(m/s)、横軸は風向(°)、下段の数字は、左 から北東、南東、南西、北西象限の事例数、上段は各 象限の風速の平均誤差(m/s)を表す。



図3.2.14 2013年2月1日18UTCの地上天気図



図3.2.15 2月1日17UTCの神戸空港周辺の実況図。矢羽 根は風を、数字は気温を表している。神戸空港は赤の ▲で示す地点である。南風を黄色、北東風を青色の矢 印で補足している。波線は風向の境目を示す。図は東 京管区気象台「かさねーる3D」を使用して作成した ものを加工した。



図3.2.16 神戸空港の1月31日12UTC初期値の旧最大風 速ガイダンス(紫)、新最大風速ガイダンス(オレン ジ)、GSM地上風(緑)、観測(青)の時系列図。縦 軸は風速(m/s)、バーは風向、横軸は予報対象時刻 (UTC)を表す。

(図は省略)。図3.2.15は、2月1日17UTCの神戸空 港周辺の実況である。兵庫県では概ね南風となって いてGSMの予想と一致していたが、神戸以東の大阪 平野(図中破線の東側の領域)では北東の風が吹き、 モデルと実況で大きく風向が異なっていた。

この時の神戸空港における風ガイダンスの予想を 図3.2.16に示す。図は2013年1月31日12UTC初期値 の新GSM最大風速ガイダンス、旧GSM最大風速ガ イダンス、GSM地上風、及び観測の時系列である。 GSM地上風はアメダスに最も近い格子点のモデル の予想値を示している。1日09UTCから1日21UTC までの期間に着目すると、GSMはこの間に強い南風 を予想していたのに対して、観測ではほとんどの時 刻で北東の風が吹いていた。ガイダンスの予想は旧 ガイダンス、新ガイダンスともに南風を予想し、予 想は外れていた。旧ガイダンスは最大で約8m/sの予 想であったが、新ガイダンスは15m/s近い風速を予 想し、予想誤差は旧ガイダンスよりも大きかった。

新ガイダンスは予測式を風向によって層別化して いるため、この事例のように風向が異なると風速の 予想がこれまでよりも大きく外れる場合がある。

3.2.5 まとめと利用上の留意点

今回の改良では、予測式の層別化が大きな変更点 である。旧ガイダンスは、全ての風向で同じ予測式 を使用していたため、風向によってモデルのバイア スに偏りがある地点では、予想が適切な値とはなら ないことがあった。新ガイダンスは、この点を解消 し、モデルの特性をこれまでより細かくガイダンス に取り込むことができるようになった。風向の外れ が風速の誤差に与える影響が大きくなるという不利 な点はあるが、今回の改良は、それを考慮しても十 分に有用であると考える。なお、今回の改良により、 新ガイダンスは以下の点を改善した。

- ・GSMガイダンス、MSMガイダンスともに強風注 意報の基準となる12~15m/sを含む閾値3~
 20m/sでガイダンスの精度が向上した。航空ガイ ダンスでは、閾値5~30ノットで精度が向上した。
- ・風速のRMSEが改善した地点が多く、全地点の検 証結果においてもRMSEの改善が見られた。
- ・旧ガイダンスでは強風時のガイダンスの予想が弱 めに出る傾向があったが、新ガイダンスではこの 傾向を改善した。

新ガイダンスの利用上の留意点としては次のこと があげられる。新ガイダンスは予測式をモデルの風 向で層別化しているため、風向の外れが風速の誤差 に与える影響が大きくなると考えられる。低気圧や 前線などの位置ずれ、時刻ずれによってモデルの予 想が実況と異なる場合(南風を予想している時刻に 実況は北風である場合等)は、風速の誤差がこれま でより大きくなる傾向がある。利用する際は、この 点に留意していただきたい。

参考文献

- 蟻坂隼史,小泉友延,2010:降水ガイダンスの改良. 平成22年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 71–77.
- 氏家将志,小泉友延,2012: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.平成24年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,97-111.
- 藤枝鋼, 2008: 風ガイダンス. 平成20年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 69-72.
- 松下泰広, 2012: アプリケーション. 平成24年度数 値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-53.

3.3 GSM視程分布予想の開発¹

3.3.1 はじめに

数値予報課では、主に全般海上警報における海上 の霧の予想への支援資料として、GSMを利用した視 程分布予想(以下、視程G)を開発し、2012年10月 に運用を開始した。視程GはMSM視程分布予想(井 藤 2011。以下、視程M)と同じように、視程の平 面的な分布を予想する。視程の計算にはGSMのアジ ア領域P面予報値とアジア領域地上予報値を使って おり、アジア領域を20km格子毎に計算している。 これにより、視程Mではカバーできなかった、全般 海上予報区²のすべての海域を予想することができ るようになった。予報時間については84時間先まで を3時間毎に計算しており、予想値は3時間毎の瞬間 値である。

ガイダンスの概要は付録A.2.9にまとめた。本節で は、視程Gの作成手法について解説した後、検証結 果と利用上の留意点を述べる。

3.3.2 作成手法

視程Gの作成手法の概略を以下に述べる。詳細に ついては概ね視程Mと同じであるため、井藤(2011) も参照されたい。

視程Gは、GSMの地上予報値の相対湿度とP面予 報値の雲水量から光の消散率(光消散係数 σ)を求 め、それを視程に変換して算出する。視程をV(km) とすると、Vは σ を用いて以下の式で表すことがで きる。

 $V = 3/\sigma$

ここで、 σ は、空気中に浮遊している浮遊塵、雲 粒(霧)による光消散係数(σ_{p}, σ_{c})の和で与えら れる。

 $\sigma = \sigma_p + \sigma_c$

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

浮遊塵による光消散係数 σ pは、以下の近似式を用 いる。

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

この近似式は、岩倉・岡田(1999)などを参考にす るとともに、2008年から2010年の3年間の定時およ び特別飛行場観測(METARおよびSPECI)の視程³

(10km未満のみ)とモデルの相対湿度の予報値の 関係から作成した。RHは地上の相対湿度で、0~1 (相対湿度100%のとき1)の値をとる。なお、この 関係式は高湿度で成り立たなくなるため、RHは 0.85を上限とし、RHが0.85以上の場合は0.85として 計算する。また、降水が予想された場合4は、降水に よる浮遊塵の洗浄の効果を考えて $\sigma_p=0$ とする。係 数作成のために船舶観測ではなく飛行場観測を用 いた理由は、船舶観測は主に6時間毎であるため飛 行場観測に比べ観測数が少ないことと、視程観測の 刻みが船舶の方が粗い⁵ためである。

雲粒による光消散係数 σ_c は、Gultepe et al.(2006) などを参考に、GSMの地表付近の雲水量CWC(g/kg) を使い、以下のように近似する。

オホーツク海 : $\sigma_c = 22.7 \times CWC_3^{0.96}$ その他の海域 : $\sigma_c = 29.3 \times CWC_2^{0.96}$

ここで、オホーツク海とは45°N~60°N、140°E ~155°Eの領域とする。CWC2は地表気圧より上層 のP面2層の雲水量の和とし、CWC3は地表気圧より 上層のP面3層⁶の雲水量の和としている。オホーツ ク海で3層の和を使っているのは、船舶観測で検証 した結果、2層のみでは霧の捕捉率が低かったため である。なお、係数の22.7と29.3は、2008年から2010 年の3年間のMETARおよびSPECIの視程とモデル のCWCの予報値とを比較し、霧の予報頻度が適切に なるように決定した値である。浮遊塵の場合と同じ 理由から、ここでも船舶観測は用いなかった。

3.3.3 統計検証

海上での霧の予想精度をみるために、船舶観測で 降水が観測されなかったときの視程観測値を用い て視程Gを検証した結果を示す。検証期間は2011年 1月から2012年12月までの2年間で、初期時刻は 00UTCについてのみ検証した。検証領域はGSMの アジア領域予報に含まれる海上(以下、アジア領域 (図3.3.5の右図))と、MSMの予報領域に含まれる 海上(以下、MSM領域(図3.3.4の右図))とする。 アジア領域については予報時間をFT=3~84まで、 MSM領域については視程Mと比較するためFT=3~ 33までとしている。検証スコアは、予想と観測の視 程が共にある閾値未満となる場合のエクイタブル スレットスコア(ETS)、バイアススコア(BI)である。 図3.3.1は、視程が4000, 2000, 1000, 500m未満と

なる場合のETSとBIを示したものである。視程Gは

¹ 井藤 智史

² 0°N~60°N、100°E~180°E の範囲内の海域。

³ 実況の視程は3時間内の最小値としている。

^{4 0.1}mm/h 以上の場合とする。

⁵ 5000m 以下の観測では、船舶観測は 50, 200, 500, 1000, 2000, 4000m であるのに対し、飛行場観測は 100m 刻み である。

⁶ 地表気圧が 1013hPa の場合、1000,975,950hPa の 3 層 となる。



図 3.3.1 視程 G と視程 M の視程の閾値別のエクイタブルスレットスコア(ETS)とバイアススコア(BI)。アジア 領域(左)と MSM 領域(右) での検証結果。検証期間は 2011 年 1 月~2012 年 12 月の 2 年間で、船舶観測 で降水が観測されなかったときの視程観測値を用いた。白丸は観測数(右軸)、エラーバーは 95%信頼区間を 表す。



図 3.3.2 視程が 1000m 未満となる場合の月別の ETS と BI。検証期間などは図 3.3.1 に同じ。

閾値が4000mでは予報頻度が過多となっているが、 1000m以下の悪視程の予報頻度は過少となってお り、ETSも500mで悪化している。MSM領域での検 証を見ると、視程Mはやや予報頻度は過少ではある が、閾値による予報頻度の差は小さい。一方で、視 程Gはアジア領域と同様に、悪視程の予報頻度が過 少であった。またETSも全ての閾値で視程Gは視程 Mより劣る結果となった。

図3.3.2は、月毎の検証で、視程が1000m未満とな る場合のETSとBIを示したものである。アジア領域 では、暖候期は比較的BIが1に近くETSも良いが、 寒候期はBIが小さくETSも悪くなっていることが 分かる。MSM領域での検証を見ると、視程Gと視程 Mともに寒候期はBIが小さくETSも悪い。これは GSMもMSMも寒候期に地表付近で雲水量の予想が 過少となるためである。図3.3.3に船舶で1000m以下 の視程を観測した時に、雲水量が全く予想されなか った割合(%)を月別に示す。GSMとMSM共に寒候期 には地表付近で雲水量が予想されない割合が増え



図 3.3.3 1000m 以下の視程を観測した時に、雲水量の 予想が 0(g/kg)になった割合(%)を月別に示す。青が GSM、赤が MSM の予想。期間は 2011 年の1 年間。

ていることが分かる。

図3.3.4は、MSM領域における海域別の検証で視 程が1000m未満となる場合のETSとBIである。視程 Gと視程MともにETSは北の海域で高く、南の海域 で低くなった。右図の観測数(割合)と比較すると、 観測数(割合)の多い海域のETSが高いことが分か



図 3.3.4 MSM 領域における海域別の、視程が 1000m 未満となる場合の ETS と BI(左)。検証期間等は図 3.3.1 に 同じ。それぞれの海域の色分けは右図に対応しており、右図内の数字は、検証期間内で視程が 1000m 未満となっ た観測数と、全通報数に対する割合(%)である。エラーバーは 95%信頼区間を表す。



図 3.3.5 図 3.3.4 と同じ。ただし、アジア領域における海域別の検証結果。

る。またBIについては、視程Mは1に近い海域があ るが、視程Gは全ての海域で予報頻度が過少となっ ている。

図3.3.5は、アジア領域における海域別の検証で視 程が1000m未満となる場合のETSとBIを示したも のである。MSM領域と同じく、ETSは北の海域で 高く、南の海域で低くなっており、観測数の多い海 域でETSが高いことが分かる。またBIについても、 観測数の多い海域では比較的1に近いが、観測数の 少ない海域では予報頻度が過少となっていること が分かる。

前項で視程の予測式の係数を作成する際には、 METAR観測を用いていると述べたが、霧の観測数 は北海道や三陸など海霧の影響を受ける空港で多 くなる。そのため、これらの空港に係数が最適化さ れる傾向が大きくなることから、北の海域で精度が 高く、南の海域で精度が低くなる結果が得られたものと考えられる。

3.3.4 事例検証

(1) 2011年8月16日 日本の東~千島の東の濃霧

2011年8月16日に、日本の東から千島の東海上に かけての広い範囲で濃霧が観測された事例を紹介 する。図3.3.6は、2011年8月16日06UTCの、可視画 像(左上)、赤外画像(右上)、船舶等の視程観測値 (左下)、および2011年8月15日12UTCを初期値と する、FT=18の視程Gの予想(右下)を示したもの である。当日はカムチャツカの東にある低気圧から のびる前線が、千島の東から北海道を通り朝鮮半島 へ達していた(図略)。衛星画像では、前線に対応 する雲域とその南側に霧が観測されており(可視画 像の赤丸部分)、船舶の観測でも500m以下の視程が



図 3.3.6 2011 年 8 月 16 日 06UTC の、可視画像(左上)、赤外画像(右上)、船舶等の視程観測値(左下)、および 2011 年 8 月 15 日 12UTC を初期値とする FT=18 の視程 G の予想(右下)。



図 3.3.7 2011 年 2 月 16 日 18UTC の実況天気図(左)と 2011 年 2 月 16 日の北西太平洋の日別海面水温(右)。

観測されている。このとき、視程Gでは概ね500m以 下の予想がされており、観測と良く合っている。ま た悪視程域の分布も、船舶や衛星の観測と良く合っ ている。

一方、衛星で観測されているオホーツク海の霧域 (可視画像の黄丸部分)については、視程Gでは予 想されていない。図3.3.5の検証でも示したが、オホ ーツク海はカムチャツカの東や日本のはるか東と 比べて悪視程の予報頻度がやや小さく、この事例で も、その傾向が現れた結果となった。

(2) 2011年2月16日 南シナ海北部の濃霧

2011年2月16日に南シナ海北部で観測された霧の 事例を紹介する。この時期の中国大陸沿岸では海水 温の低い領域ができ(図3.3.7 右)、大陸沿岸に移流 霧がしばしば発生する。この日も南シナ海に海上濃 霧警報が出ていた(図3.3.7 左のFOG[W]表記)。

図3.3.8は、2011年2月16日18UTCの船舶等の視程 観測値(左)と、2011年2月16日00UTCを初期値と する、FT=18の視程Gの予想(右)である。中国大 陸沿岸の船舶や地上の観測では500m以下の視程が



図 3.3.8 2011 年 2 月 16 日 18UTC の船舶等の視程観測値(左)、2011 年 2 月 16 日 00UTC を初期値とする FT=18 の視程 G の予想(右)。

観測されている。一方、沖合の船舶観測を見ると視 程の悪いところはない。このとき、視程Gでも沿岸 に悪視程を予想しており、比較的分布は実況に近い。 しかしその予想値は1000~4000mが多く、実況ほど 悪い予想にはなっていない。図3.3.5の海域別検証で 南シナ海の精度が低かったのは、この事例のように 視程を実況よりも良く予想してしまうことも原因 の一つと考えられる。

3.3.5 まとめと利用上の留意点

GSMのアジア領域P面予報値と地上予報値を使った視程分布予想を開発した。この予想を検証することにより、以下の特性が確認された。

- ・ 閾値4000mでは予報頻度が過多となるが、 1000m以下では予報頻度が過少となる。
- ETSも閾値500mで悪化する。視程Mとの比較では、全ての閾値で視程Mの方が精度が高かった。このため日本近海では主に視程Mを使い、 視程Mの領域外で視程Gを使うことが推奨される。
- 寒候期は霧の予報頻度が極端に下がる。これは GSM、MSMともに地表付近で雲水量が全く予 想されない割合が寒候期に多くなるためであ る。一方、暖候期は BI が1に近く、予想精度 も高い。
- 海域別の精度については、北の海域で精度が高く、南の海域で精度が低くなる傾向が見られた。これは霧の観測数が多い北の海域に、予測式の係数が最適化されたためと考えられる。ただし、オホーツク海については、霧の観測数は多いが予想精度はやや低い。
- 南シナ海では、予報頻度が過少で精度は低い。
 ただし南シナ海でも実況ほどには悪くならないが、ある程度は悪視程を予想している場合が

ある。

また、作成手法等から考えられる利用上の留意点 は以下のとおりである。

- 霧、雨などの現象がない場合、視程悪化の原因 は浮遊塵のみによるものとなるが、視程Gでは その濃度を考慮していないことから、湿度に対 応した平均的な視程となっている。浮遊塵によ る視程悪化は、相対湿度を85%以下に制限して いるために、それだけで5000m未満を予想する ことはない(σpの予測式にRH=0.85を代入す ると、Vは約7200mとなる)。また、霧の予想は、 この相対湿度の制限のために、GSMが地上付近 に雲水量を予想するか否かに大きく依存する。
- 視程 G では、オホーツク海とその他の海域で、 視程の計算に用いる雲水量の層数が異なるため、海域の境界で予想値が急に変化しないように、周辺の格子で平均する処理を加えている。 それでも事例によっては境界付近で急に予想値が変化する場合があるので、注意が必要である。
- 視程Gが予想する視程は、3時間毎の瞬間値であり、3時間内最小視程ではないことに注意が必要である。

参考文献

- 井藤智史, 2011: 視程分布予想の開発. 平成23年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 25–29.
- 岩倉晋,岡田菊夫, 1999:東京国際空港における卓 越視程の相対湿度依存性.気象研究所報告, 50, 81-90.
- Gultepe, I., M.D. Muller, and Z. Boybeyi, 2006: A New Visibility Parameterization for Warm-Fog Applications in Numerical Weather Prediction Models. J. Appl. Meteor., 45, 1469–1480.

3.4 GSM乱気流指数の開発¹

3.4.1 はじめに

国際線の運航支援や福岡FIR²の空域悪天情報作 成支援を目的として、全球モデル(GSM)を元に作 成・提供している格子点資料には、北太平洋航空悪 天GPVと全球航空悪天GPVがある。これらは、福岡 FIRの悪天に関する全国航空気象解説報及び SIGMET³の運用に利用されると共に、民間航空会 社などにも提供されている。各GPVの詳細について は松下(2007)を参照されたい。

航行中の航空機にとって、最も影響の大きい大気 現象は乱気流である。2013年9月現在、北太平洋航 空悪天GPV及び全球航空悪天GPVで配信している 気象要素の中で、乱気流予測に有効な要素は鉛直ウ ィンドシアー(VWS)のみであり、その予測精度は十 分とは言えない。そこで、工藤(2010)の作成手法を 踏まえ、両GPVについてVWSを上回る予測精度を 持った新しい乱気流指数(以後、TBindexと表記) を開発した。

ここでは、第3.4.2項でTBindex開発の経緯、第 3.4.3項でTBindexに用いる説明変数について述べ る。第3.4.4項、第3.4.5項で北太平洋航空悪天GPV のTBindexの統計検証の結果と予測事例を示し、第 3.4.6項で全球航空悪天GPVのTBindexの統計検証 の結果を示す。最後の第3.4.7項でまとめを述べる。

3.4.2 TBindex開発の経緯

乱気流の発生要因は、Kelvin–Helmholtz (KH) 不 安定による晴天乱気流(CAT)、対流雲、山岳波、中 層雲底付近の乱気流(Kudo 2013)など様々である。 そのため、乱気流の予測を行う際には、要因毎に異 なる予測指標に着目する必要があり予報作業は煩 雑になる。また、乱気流予測のためにこれまで開 発・提案されてきたVWS、水平ウィンドシアー (HWS)、リチャードソン数(RI)、Duttonの指数 (Dutton 1980)やEllrodの指数(Ellrod and Knapp 1992)などの指数はCATを予測対象とした指数であ り、CAT以外の乱気流予測に関しては明確な指標は ない。このような乱気流予報における問題点を改善 するため工藤(2010)は、メソモデル(MSM)を元に作 成している国内航空悪天GPVについて、様々な要因 の乱気流をまとめて予測できる新しい乱気流指数 (TBindex)を開発し、他の乱気流指数と比べて予測 精度が高いことを確認した。今後、比較のため国内 航空悪天GPVのTBindex(工藤 2010)をMSM TBindexと表記する。

MSM TBindexはC-PIREP⁴で並(MOD)以上の乱 気流が通報された場合を実況ありとし、CATの予測 指数と、対流雲、山岳波及び中層雲底付近の乱気流 などを対象に新規開発した予測指数の中から、独立 性の高い指数を説明変数とし、高度別にロジスティ ック回帰5を行って得られた確率値を元に作成した 指数である。目的変数であるC-PIREPが現実の乱気 流分布と異なるため、ロジスティック回帰により得 られる確率値をそのまま用いず、どの高度でも同じ 閾値(3.0)でMOD以上の乱気流を予測できるように 調整されている。各乱気流指数やMSM TBindexの 開発手法の詳細に関しては工藤(2010)を参照された い。MSM TBindexは、2010年6月に部内に配信が 開始され、現在、空域予報業務に利用されている。 しかし、図3.4.1に示すように国内航空悪天GPVの計 算領域は福岡FIRの全域を網羅していない。そのた め、北太平洋航空悪天GPV及び全球航空悪天GPV についてもTBindexを開発する必要があった。



3.4.1 福岡 FIR と国内航空悪大 GPV の領域。 枠は福岡 FIR、青枠は国内航空悪天 GPV の計算領 域を示す。

3.4.3 TBindexに使用する説明変数

TBindexに使用する説明変数の候補とする指数 15個を表3.4.1に示す。この15個の指数を用い、目的 変数をC-PIREPでMOD以上の乱気流が通報された 場合を1、MOD未満が通報された場合を0として、 高度別にロジスティック回帰で予測式を作成する。 予測式の作成に際しては、互いに相関が低い説明変

¹ 三輪 剛史(予報課 航空予報室)·森地 亮介

² 飛行情報区。FIR は Flight Information Region の略。 ICAO (国際民間航空機関) により制定された航空機の航 行に必要な各種情報の提供又は捜索救難活動が行われる 空域であり、福岡 FIR は日本の担当領域である。 ³ 飛行する航空機の運航に影響を及ぼす雷電・乱気流・着 氷・台風・火山の噴煙・放射性物質の状況に対して、観測ま たは予想された場合に注意喚起する空域気象情報。

⁴ Common PIREP の略。従来各航空会社内でのみ利用されていた PIREP(Pilot report)を、航空局のシステムで集約し、気象庁や航空会社に配信する PIREP のこと。 5 目的変数が「あり」と「なし」といった 2 値データの場合に用い、事象の発生確率を予測する統計手法。

略号	名称及び意味
VWS	鉛直方向のウィンドシアー。ここでは 1000ft あたりの値を用いる。
HWS	水平方向のウィンドシアー。ここでは 1m あたりの値を用いる。
SWS	斜め方向のウィンドシアー。上下の流れにずれが生じた場合の VWS の大きさを表す。
MTW1	風下山岳波に伴い山頂付近の安定層下で発生する乱気流を予測する指数。
MTW2	鉛直方向に伝播した山岳波の砕波による乱気流を予測する指数。
BASETB	中層雲底下での乾燥対流による乱気流を予測する指数。
TRAV	トランスバースバンドによる乱気流を予測する指数。
CONV	対流雲中での乱気流を予測する指数。
RI	リチャードソン数。K-H 不安定の発生を予測する指数。
GRADT	等圧面上で算出した気温の水平傾度の大きさ。
TPI	流れの曲率に着目した指数。流線の曲率が大きいか、風速が強いか、鉛直ウィンドシアーが大
	きい場合に大きい値となる。詳細は宮腰(2003)を参照。
TSI	温度移流に着目した指数。上層に寒気移流があるか、下層に暖気移流がある場合に、つまり成
	層が不安定化する場合に正の値となる。詳細は宮腰(2003)を参照。
TI1	Ellrod の指数。鉛直ウィンドシアーと変形の大きさを乗じた指数。
TI2	Ellrod の指数。変形の大きさと水平収束の和に鉛直ウィンドシアーを乗じた指数。
DI	Dutton の指数。鉛直ウィンドシアーと水平ウィンドシアーを重回帰式で組み合わせた指数。

表 3.4.1 TBindex の説明変数の候補として使用した指数の略号と意味

表 3.4.2 ロジスティック回帰で求めた高度別の回帰係数に各指数の代表的な値を乗じた値。代表的な値を乗じること で数値を比較しやすくした。絶対値が 0.5 以上である値を青で表示している。

	切片	VWS	HWS	CONV	TSI	TPI	GARDT	RI	MTW1	BASETB	MTW2	TRAV
FL410	-6.63	1.86	1.36					-0.17				
FL390	-6.37	2.35	1.43					-0.12				
FL370	-6.23	2.18	1.17				0.40	-0.11				0.30
FL350	-5.94	2.38	0.95	1.11	-0.14	0.22		-0.11			0.73	0.21
FL330	-5.68	2.67	1.10	0.71	-0.08	0.16	-0.48	-0.08			1.04	0.35
FL310	-5.77	2.73	0.98	0.45	-0.18	0.12	-0.21	-0.07			1.96	0.54
FL290	-6.48	3.22	0.96	0.53	-0.18	0.35	-0.53				2.02	
FL270	-6.26	2.91	1.02	0.72	-0.09	0.27	-0.49				2.13	0.47
FL250	-6.05	2.41	1.03	0.38		0.27	-0.26	0.16			1.12	
FL230	-5.94	2.48	1.20	0.78	0.20		-0.43			1.30	1.12	
FL210	-5.79	2.43	0.76	0.83						1.45	0.84	
FL190	-5.47	2.28	0.61	0.95	0.18				2.84	1.16		
FL170	-5.36	2.69	0.70	0.66	0.33		-0.36	0.07	2.45	0.73	1.41	
FL150	-4.68	1.41	0.93	0.57	0.25	0.22	0.32		0.67	1.00	1.07	
FL130	-4.40	1.49	0.93	0.41		0.20	0.37		1.36	0.59		
FL110	-4.02	1.29	0.70	0.43		0.89	0.42		0.82	0.24		
FL090	-3.89	0.79	1.06			0.37	0.48	-0.21	1.07			
FL070	-4.23	1.25	1.23	0.22	0.24	0.39			0.79			
FL050	-4.52	1.15	1.23	0.24	0.32	0.55			0.67			
FL030	-4.28	1.42	1.28	0.45	-0.38		-0.61		0.67			

数を選択した後、赤池情報量基準(AIC)に基づいて 適切な指数を説明変数として選択する。学習期間を 2010年1月から2011年12月の2年間として、ロジス ティック回帰で求めた高度別の回帰係数に各指数 の代表値を乗じた値を表3.4.2に示す。

MSM TBindexと大きく異なる点は、説明変数に SWSではなく、VWSとHWSの組み合わせを採用し た点である。SWSは斜め方向のウィンドシアーであ り、その値は鉛直方向及び水平方向の間隔の取り方 によって変化する。国内航空悪天GPVが水平40km のポーラーステレオ座標であるのに対し、北太平洋 や全球航空悪天GPVは0.5度及び1.25度の緯度経度 座標系であるため、緯度によりSWSの計算に用いる 東西格子間の距離が異なる。これによって、MOD 以上の乱気流に対する予測精度について、MSM TBindexではSWSがVWSを僅かに上回ったが、北 太平洋及び全球航空悪天GPVでは逆の結果となっ たため、VWSとHWSの組み合わせを採用した。 VWS、HWS以外で採用した説明変数は、MSM TBindexと同じであり、各々の説明変数を採用した 高度にも大差はなかった。そして、予測式から得ら れる乱気流発生確率値について、工藤(2010)と同様 に高度に依らず一つの閾値3.0で最適な予測が行え るように調整し、その値をTBindexとした。

北太平洋航空悪天GPVは鉛直層がフライトレベ ル(FL)面であるため、ロジスティック回帰で得られ た回帰係数をそのまま用いてTBindexを算出した。 一方、全球航空悪天GPVは鉛直層が等圧面(hPa)で あるため、FL面で算出したTBindexを線形内挿して 各等圧面のTBindexとした。

3.4.4 検証

北太平洋航空悪天GPVのTBindexについて、学習 期間と独立な2012年1月から2012年12月の1年間で 検証を行った。

図3.4.2に、TBindexとVWSについて閾値別に



図 3.4.2 MOD 以上の乱気流に対する、閾値別の捕捉 率と体積率。横軸は体積率、縦軸は捕捉率の対数表示。 予報時間は FT=24、高度については全高度の分割表 値を足し合わせてスコアを算出している。図中の数値 は TBindex または VWS の閾値を示す。VWS の単位 は kt/1000ft。エラーバーは 95%信頼区間を示す。



図 3.4.3 MOD 以上の乱気流に対する、高度別スキルス コア。横軸は VWS 及び TBindex の閾値。実線は TBindex、破線は VWS を示す。予報時間は FT=24。 VWS の単位は kt/1000ft。エラーバーは 95%信頼区間 を示す。

MOD以上の乱気流を予測した場合の体積率 (Volume Rate)と捕捉率(Hit Rate)を示す。体積率は 全ての通報に対する閾値以上の領域から報じられ た通報の割合を示す。捕捉率(C.3.5参照)は全ての MOD以上の通報に対する、閾値以上の領域からの MOD以上の通報の割合を示す。体積率が等しい予 測を比べた場合には捕捉率が大きいほど良い予測 であり、捕捉率が等しい予測を比べた場合には体積 率が小さいほど良い予測であるため、図では左上に 近いほど予測精度が高いと言える。予報時間は FT=24で、全ての高度の分割表の値を足し合わせて 算出したスコアを示している。図3.4.2からTBindex はVWSを大きく上回る予測精度があると言える。

図3.4.3に、図3.4.2と同じ条件で検証した場合の TBindexとVWSの高度別・閾値別のスキルスコア (C.3.11参照)を示す。MOD以上の乱気流に対する スキルスコアが最大となるTBindexの閾値は、高度 に依らずほぼ3.0になっており、指数の調整がうまく 機能していると言える。また、VWSのスキルスコア と比較すると、どの高度でもMOD以上の乱気流の 予測精度においてTBindexは、VWSを有意に上回っ ており、またMSM TBindexと比較してもほぼ同等 の予測精度を持っている(図略)。

図3.4.4に乱気流の強度別に検証を行った場合の 閾値別スキルスコアを示す。TBindexはMOD以上の 乱気流を予測対象とした指数であるが、LGTM(弱 -)については1.0程度、LGT(弱)について1.4程度、 LGTP(弱+)については2.2程度、SEV(強)につ いては4.8程度でスキルスコアが最大になっている。 これらの値は、MSM TBindexとほぼ同じである。 つまり、利用者はMSM TBindexと北太平洋航空悪 天GPVのTBindexについて同じ閾値で各強度の乱



図 3.4.4 各強度の乱気流に対するスキルスコア。横軸は TBindex の閾値。スコアの算出方法は図 3.4.2 と同じ。

気流を予測できる。

最後に、図3.4.5はDI、TI1やTI2などの主要な乱 気流予測指数とTBindexの予測精度を、閾値別の捕 捉率及び体積率で比較した図である。TBindexは、



図 3.4.5 MOD 以上の乱気流に対する、TBindex と既存の主要な指数の、閾値別の捕捉率と体積率。横軸は体積率、縦軸は捕捉率の対数表示。予報時間は FT=24。スコアの算出方法は図 3.4.2 と同じ。



図 3.4.6 2013 年 6 月 8 日 12UTC の 300hPa 解析図 実線は 60gpm 毎の等高度線、破線は 20kt 毎の等風 速線を示す。

既存の乱気流指数を上回る予測精度を持っている ことがわかる。また、TI1、TI2及びDIはVWSとほ ぼ同じ予測精度であること、工藤(2010)では予測精 度でVWSを僅かに上回ったSWSが、北太平洋航空 悪天GPVでは逆にやや下回っていることがわかる。

3.4.5 予測事例

ここでは、VWSを指標とすると値が小さくMOD 以上の乱気流予測が難しい一方で、TBindexでは MOD以上の乱気流を予測できた4つの事例を示す。

(1) HWSによる乱気流予測事例

2013年6月8日は関東で乱気流が複数観測された。 図3.4.6は、8日12UTCの300hPa解析図である。関 東地方は、日本の東にある寒冷渦の南を回る流れの 加速場に位置している。図3.4.7に、8日12UTC前後 1時間以内に報じられたMOD以上の乱気流の実況 を示す。関東北部〜関東の東にかけてFL310から FL350で複数のMOD以上の乱気流が観測されてい る。図3.4.8は7日12UTC初期値の24時間予報の FL330のTBindex、VWS及びHWSの予想図である。 乱気流観測領域でのVWSは6〜9kt/1000ft程度であ る。図3.4.3から、FL330におけるMOD以上の乱気



図 3.4.7 2013 年 6 月 8 日 12UTC の前後 1 時間以内に 通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは乱 気流の強さを、色は高度(FL)を示す。



図 3.4.8 2013 年 6 月 7 日 12UTC 初期値の FL330 の 24 時間予報結果。(左) TBindex と風、(中) VWS、(右) HWS。 VWS 及び HWS の単位はそれぞれ、kt/1000ft 及び s⁻¹。

流予測に最適なVWSの閾値は9kt/1000ftであり、図 3.4.8では乱気流発生域のVWSはそれに満たない。 しかし、同領域ではHWSが大きいため、その効果が 加わってTBindexではMOD以上の乱気流を予測し ている。

(2) 風下及び鉛直伝播山岳波による乱気流予測事例

2012年4月4日は、奥羽山脈の風下側で風下山岳波、 奥羽山脈の上空で鉛直伝播山岳波によると思われ る乱気流が多数発生した(三輪 2013)。図3.4.9は、 4日00UTCの地上天気図である。北海道に発達した 低気圧があり、東北地方では等圧線が混み合ってい る。図3.4.10は、4日00UTC前後1時間以内に報じら



図 3.4.9 2012 年 4 月 4 日 00UTC の地上天気図

れたMOD以上の乱気流の実況を示す。仙台空港周 辺のFL080以下と、岩手県から福島県にかけての奥 羽山脈上空FL150からFL280で複数のMODの乱気 流報告がある。図3.4.11は、3日00UTC初期値の24 時間予報のFL050及びFL250のTBindex、MTW1ま たはMTW2、そしてVWSの予想図である。FL050 では、仙台空港周辺の乱気流観測領域のVWSは小さ いが、MTW1の値は大きく、結果としてTBindexで はMOD以上の乱気流を予測している。FL250でも 東北のVWSは小さいが、東北北部を中心にMTW2 (図示しないが東北南部ではHWS)が大きく、 TBindexではMOD以上の乱気流を予測している。

2012/04/03 2300 - 04/04 0100 UTC



図 3.4.10 2012 年 4 月 4 日 00UTC の前後 1 時間以内 に通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは 乱気流の強さを、色は高度(FL)を示す。



図 3.4.11 2012 年 4 月 3 日 00UTC 初期値の FL050(上段)及び FL250(下段)の 24 時間予報結果。(左) TBindex と風、(中) MTW1(上段)または MTW2(下段)、(右) VWS。VWSの単位は kt/1000ft。

(3) 中層雲底付近の乱気流の予測事例

2012年4月25日は、近畿地方を中心に中層雲底付 近で乱気流が多数観測された。図3.4.12は、25日 12UTCの衛星赤外画像にアメダスの前1時間降水量 を重ねた図である。近畿〜関東地方では降水を伴わ ない上・中層雲主体の雲域がかかっている。図示し ないが、当該時刻に近畿地方ではエコー底高度3~ 5km、航空気象観測報(METAR)でFL100からFL150 のシーリング(雲底高度)を観測しており、中層雲 が広がっていた。図3.4.13に、25日12UTC前後1時 間以内に報じられたMOD以上の乱気流の実況を示 す。紀伊半島中心に、雲底付近の高度であるFL080 からFL170で多数のMODの乱気流が観測されてい る。図3.4.14は、24日12UTC初期値の24時間予報の FL150のTBindex、BASETB、そしてVWSの予想図 である。乱気流が多発した紀伊半島上空のVWSは6 ~9kt/1000ftで、あまり大きくない。しかし、 BASETBの大きい領域は日本海中部から紀伊半島 の南にかけて帯状に広がっており、TBindexでは同 領域でMOD以上の乱気流を予測している。

(4) 対流雲近傍の乱気流の予測事例

2012年11月6日は、伊豆半島周辺で対流雲に伴う 乱気流が多数発生した。図3.4.15は、6日06UTCの



図 3.4.12 2012 年 4 月 25 日 12UTC の衛星赤外画像 とアメダス地点の前1時間降水量

衛星赤外画像にレーダーエコー頂高度を重ねた図 である。伊豆半島から房総半島にかけてレーダーエ コー頂高度10km(約FL320)が分布している。図 3.4.16に、6日06UTC前後1時間以内に報じられた MOD以上の乱気流の実況を示す。伊豆半島周辺で FL300を中心に、多数のMODの乱気流が観測され ている。図3.4.17は、5日06UTC初期値の24時間予 報のFL310のTBindex、CONV、そしてVWSの予想 図である。伊豆半島周辺のVWSは6kt/1000ft前後で あまり大きくない。しかし、CONVでは0.15前後の 領域が東北地方の太平洋沿岸から伊豆諸島の南ま で広がり、同領域ではTBindexでMOD以上の乱気流 が予測されている。

3.4.6 全球航空悪天GPVのTBindexの検証

20kmGSMから作成するもう一つの空域支援資料 である全球航空悪天GPVについてもTBindexを開 発した。

図3.4.18は、2012年1月から2012年12月の1年間を 対象とした、全球航空悪天GPVのTBindexとVWS のMOD以上の乱気流に対する閾値別スキルスコア である。乱気流の実況には、標準大気における各気 圧面のフライトレベルから1000ft以内のC-PIREP を用いた。この図から、全球航空悪天GPVにおいて



図 3.4.13 2012 年 4 月 25 日 12UTC の前後 1 時間以内 に通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは 乱気流の強さを、色は高度(FL)を示す。







図 3.4.15 2012 年 11 月 6 日 06UTC の衛星赤外画像 とレーダーエコー頂高度



図 3.4.16 2012 年 11 月 6 日 06UTC の前後 1 時間以内 に通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは 乱気流の強さを、色は高度(FL)を示す。



図 3.4.17 2012 年 11 月 5 日 0.6UTC 初期値の FL310 の 24 時間予報結果。(左) TBindex と風、(中) CONV、(右) VWS。VWS の単位は kt/1000ft。

もTBindexはVWSを上回る予測精度を持っている ことがわかる。ここで強調したいことは、水平格子 間隔の異なる北太平洋航空悪天GPVと同じ回帰係 数を用いているにも関わらず、MOD以上の乱気流 に対するスキルスコアのピークとなる閾値が理想 値の3.0になったということである。このことから全 球航空悪天GPVのTBindexは、北太平洋航空悪天 GPVと共通の回帰係数を用いることにした。これに よって、利用者は両GPVのTBindexの性質の違いを 考慮して使い分ける必要がなく、扱いやすい指数に なる。

全球航空悪天GPVの予測事例として、第3.4.5項で 紹介したHWS、鉛直伝播山岳波、中層雲底付近及び 対流雲による乱気流事例のTBindex予想図を図 3.4.19に示す。モデル格子点から内挿する水平格子 間隔が北太平洋航空悪天GPVより大きく、現象の表 現が弱められるためMOD以上の乱気流予想領域が、 北太平洋航空悪天GPVのTBindexと比べ小さく表 現される傾向がある。しかし、VWSが6kt/1000ft程 度のあまり大きくない領域でもTBindexではMOD 以上の予想を表現できていることがわかる。

3.4.7 まとめ

本節では国内航空悪天GPVのTBindexを踏まえ て開発した、GSMのTBindexについて紹介した。検



図 3.4.18 全球航空悪天 GPV の TBindex 及び VWS の MOD 以上の乱気流に対する、閾値別スキルスコ ア。赤線は TBindex、青線は VWS を示す。予報時 間は FT=24。横軸は TBindex 及び VWS の閾値。VWS の単位は kt/1000ft。エラーバーは 95%信頼区間を示 す。

証の結果、TBindexの乱気流の予測精度はVWSをは じめ既存の予測指数を有意に上回っており、空域予 報業務に大いに活用できると思われる。そして、水 平格子間隔の異なる北太平洋航空悪天GPVと全球 航空悪天GPVで共通した回帰係数を用いて TBindexを開発できたことにより、両GPVの TBindexの性質の違い、つまり高度毎に寄与する説
明変数とTBindexへの寄与量の違いを考慮する必要 がないことは、利用者にとってメリットであると言 える。

利用上の留意点は、第1に高度によってTBindex に寄与する説明変数が異なること、MSM TBindex ではSWSを採用しているがGSMのTBindexでは HWSとVWSの組み合わせを採用したことである。 このため、利用者はTBindexの値にどの説明変数が 効いているのかを解釈する際や、MSM TBindexと 比較して利用する際には注意が必要である。第2に、 TBindexはMOD以上の乱気流に対して既存の予測 指数を有意に上回るものの、予測精度としては必ず しも高くなく、全ての乱気流を予測できるものでは ないことである。これは、工藤(2010)で述べている 様に、上層雲の雲底で発生していると考えられる乱 気流(Luce et al. 2009)や対流雲の近傍で発生する乱 気流(Lane et al. 2012)など、予測手法が確立されて いない乱気流があるためである。特に、観測数の少 ないSEV(強)の乱気流に対する予測精度はVWS と有意な差はなく、かなり低い。これらの留意点を 考慮して、TBindexを活用して頂きたい。

参考文献

工藤淳, 2010: 乱気流指数の開発. 平成22年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 95–108.

松下泰広,2007:全球航空悪天GPVおよび北太平洋 航空悪天GPV.平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部,84-86.

- 宮腰紀之, 2003: 風ベクトルの外積を用いた乱気流 予測の指数. 天気 50, 327-334.
- 三輪剛史,2013:奥羽山脈上空で観測された山岳波 の上方伝播による乱気流事例の調査.航空気象ノ ート第74号,気象庁総務部,19-29.
- Dutton, M. J. O., 1980: Probability forecasts of clear-air turbulence based on numerical model output. *Meteorological Magazine*, **109**, 293–310.
- Ellrod, G. P. and D. I. Knapp, 1992: An Objective Clear-Air Turbulence Forecasting Technique: Verification and Operational Use. *Weather and Forecasting*, 7, 150–165.
- Kudo, A., 2013: The generation of turbulence below midlevel cloud bases: The effect of cooling due to sublimation of snow. J. Appl. Meteor. Climatol., 52, 819–833.
- Lane, T. P., R. D. Sharman, S. B. Trier, R. G. Fovell, and J. K. Williams, 2012: Recent advances in the understanding of near-cloud turbulence. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 499-515.
- Luce, H., T. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao, 2009: MU radar and lidar observations of clear-air turbulence underneath cirrus, *Mon. Wea. Rev.*, 138, 438-452.



図 3.4.19 全球航空悪天 GPV の TBindex、VWS 及び風の 24 時間予想結果。(左上) 2013 年 6 月 7 日 12UTC 初期 値の 250hPa 予想図、(右上) 2012 年 4 月 3 日 00UTC 初期値の 300hPa 予想図、(左下) 2012 年 4 月 24 日 12UTC 初期値の 500hPa 予想図、及び(右下) 2012 年 11 月 5 日 06UTC 初期値の 300hPa 予想図。6kt/1000ft 以上の VWS を破線で示す。

4.1 2013年1月14日の関東大雪1

4.1.1 はじめに

2013年1月14日、南岸低気圧の通過に伴って、関 東地方南部を中心に大雪に見舞われた。この事例で は、GSMとMSMで降雪をもたらす気温低下の表現 が大きく異なっており、その結果、それぞれのモデ ルの予報結果を利用して作成される降雪量ガイダン スにも大きな差が出た。

本節では、この大雪事例を取り上げ、予報結果を 検証するとともに、大雪に至った過程の解析、それ を踏まえたGSM、MSMのモデルの特性と利用上の 留意点を述べる。第4.1.2項で実況経過をまとめ、第 4.1.3項でガイダンスの予測結果、およびその予測に 至った背景について述べる。そして、そのガイダン スの入力データとなったGSM, MSMのモデルの予 報について、第4.1.4項では総観場の観点から検証す る。第4.1.5項では、この事例の予報において重要な ポイントとなった気温の低下について、現実および モデルのプロセスに注目して解析し、その気温低下 の要因、その低下がモデルによって異なった原因、 それを踏まえたモデル利用上の留意点を述べる。

4.1.2 実況経過

図4.1.1は、1月14日09JSTと21JSTの地上天気図 である。1月13日09JSTに台湾の北東の海上で発生 した低気圧は、急速に発達しながら本州の南岸を進 み、14日日中に関東の南海上を通過、15日には関東 の東海上へ抜けた。関東地方では、14日未明頃から 降り始めた雨が、朝から昼前にかけて雪へと変わり 広い範囲で積雪となった。14日21JSTまでの前12時 間降雪量は、東京(千代田区大手町)で8cm、横浜 (横浜市中区山手町)で13cmを記録し関東地方南部

(
横浜中中区山手町)で13cmを記録し関東地方南部 を中心に大雪となった(図4.1.2)。

図4.1.3は、14日06JSTから21JSTまでの毎時大気 解析による地上気温と風向・風速およびアメダスで 観測された地上気温、図4.1.4は同期間の気象レーダ ー画像と地上気象観測の天気のプロット図である。 これらの図を用いて本事例の地上気温と風、降水の 実況経過について説明する。

14日06JSTの時点では、関東地方の平野部は地上 気温が概ね4℃以上あり、観測結果からも未明から 始まった降水は平野部では雨であった。09JSTにか け地上気温は徐々に下がるが、雨から雪に変わった



図4.1.1 地上天気図 2013年1月14日09JST (左図) 同日21JST (右図)



図 4.1.2 2013 年 1 月 14 日 21JST までの 12 時間降雪 量(毎正時の前 1 時間積雪深差が正の場合を積算)、× は期間中に積雪深の欠測を含むことを表す。

のは標高の高い地域やその周辺のみである。この後、 10,11JSTにかけ、北関東内陸や東京都多摩、神奈川 県北部で地上気温は0℃付近まで急激に低下し、 12JSTには関東平野の大部分の気温が0℃付近に達 した。この間、平野部では主に北風が吹いているも のの、風が横切る方向への温度勾配は大きくなく、 気温の低下への寒気移流の影響は大きくないこと が伺える。標高の高い地域だけであった降雪は、こ の急激な気温の低下により平野部の広範囲に広が り、12,15JSTには気象庁本庁など関東地方の多くの 気象官署で雪を観測した。地上気温は15JSTには千 葉県北東部を除く平野部で0℃付近まで低下したが、 降水の終わりとともに昇温し始め、21JST頃には関 東地方の降雪は終わった。

4.1.3 ガイダンスの予測

本事例について、GSMおよびMSM最大降雪量ガ イダンスをはじめとする降雪に関するガイダンス が、どのような予測であったかを述べる。なお、最 大降雪量ガイダンスの作成手法については古市・松 澤(2009)、古市(2010)を適宜参照願いたい。

¹ 第4.1.1項 原 旅人、第4.1.2項·第4.1.3項 白山 洋平、 第4.1.4項 檜垣 将和、第4.1.5項 原 旅人、氏家 将志、 第4.1.6項 原 旅人



図 4.1.3 2013 年 1 月 14 日 06JST から 21JST までの毎時大気解析による地上気温(赤青塗り分け、等値線は 1℃ 間隔)と風向・風速(青の矢羽根、単位は m/s)、アメダス観測による気温(青数字)。上段左から 06,09,10,11JST、 下段左から 12,15,18,21JST。



図 4.1.4 2013 年 1 月 14 日 06JST から 21JST までの気象レーダー画像と地上気象観測による天気。上段左から 06,09,10,11JST、下段左から 12,15,18,21JST。凡例は左がレーダー反射強度[dBZ]、右が天気で緑色が雨、紫色が みぞれ、白色が雪、灰色は降水現象なしまたは観測時間外を表す。赤い星印は東京レーダーの位置を示す。

(1) 最大降雪量ガイダンスの予測

図4.1.5に、1月14日21JSTを予報対象時刻とする GSMとMSMの前12時間最大降雪量ガイダンス(以 後、GSM-MAXS12およびMSM-MAXS12と記す) を示す。なお、GSM-MAXS12は1月13日00UTC初 期値、MSM-MAXS12は1月13日03UTC初期値であ る。GSM-MAXS12では、降雪が予測されたのは標 高の高い地域だけで、関東地方の平野部では降雪は

ほとんど予測されなかった。

一方のMSM-MAXS12では、関東地方平野部の広 い範囲で3cm前後、特に都心を中心に5~10cmの降 雪を予測しており、14日の大雪を概ね予測できてい た。しかし、前3時間最大降雪量ガイダンスでは、 平野部の広範囲で降雪が始まるのは14日15JSTか らと予測しており、実際の降雪より数時間遅れてい た(図略)。

(2) ガイダンスの予測結果の検討

GSMとMSMの最大降雪量ガイダンスが大きく異 なる降雪量予測であった点、また概ね適中していた MSMガイダンスであっても、降雪の始まりが実況 に比べて遅れていた要因について、ガイダンスの作 成手法に沿って検討する。なお、ここではGSMガイ ダンスは1月13日00UTC初期値を、MSMガイダン



図4.1.5 2013年1月14日21JSTまでの前12時間最大降 雪量ガイダンス、左図はGSM-MAXS12(2013年1月 13日00UTC初期値、FT=36)、右図はMSM-MAXS12 (2013年1月13日03UTC初期値、FT=33)。



図 4.1.6 12 時間積算した平均降水量ガイダンスと解 析雨量、対象時刻は 2013 年 1 月 14 日 21JST。左上 図は GSM-MRR12 (2013 年 1 月 13 日 00UTC 初期 値)、右上図は MSM-MRR12 (2013 年 1 月 13 日 03UTC 初期値)、左下図は解析雨量。

スは1月13日03UTC初期値を用いる。

図4.1.6は、GSMおよびMSMの平均降水量ガイダ ンス²を1月14日21JSTまでの12時間分積算した降 水量(以後、GSM-MRR12およびMSM-MRR12と 記す)と、1月14日21JSTまでの12時間分積算した 解析雨量である。両者はともに、関東地方を中心と した広範囲にまとまった降水を予測しており、 GSM-MRR12はやや過大な予測ではあるものの、降 水の分布や量について実況に近い予測であった。こ のことから、GSM-MAX12の関東地方平野部で降雪 が予測されなかったのは、入力となる降水が予測さ れなかったことが原因でないことが分かる。

図4.1.7と図4.1.8は、1月14日09,12,15JSTを予報 対象時刻とする、GSMおよびMSMの格子形式気温 ガイダンスと降水種別ガイダンスである。実況では 10JSTから12JSTにかけて関東地方の平野部で急激 に0℃付近まで気温が下がったが、GSMガイダンス ではここまでの気温の低下を予測できず、下がって も2℃前後の予測で、降水種別ガイダンスは雨の予 測となっている。降水種別が雨である場合は、平均 降水量に乗じる雪水比は強制的に0となるため、 GSM-MRR12がどれだけ実況に近く予測されても 降雪量としては予測されなかった。

一方のMSMガイダンスでは、図4.1.3で示したよ りも3時間ほど遅れたものの14日15JST頃には、関 東地方平野部の広範囲で地上気温が0℃付近まで低 下する予測ができている。これにより降水種別ガイ ダンスは、平野部の広い範囲で雪か雨を予測してい た。このような場合は、予測された地上気温に応じ て雪水比が決まり、雪水比と平均降水量とを乗ずる ことで降雪量が予測される。

ここで、この格子形式気温ガイダンスの予測の違いは、モデルの地上気温の予測の違いから生じていることを示す。図4.1.9はGSMおよびMSMの1月14日09,12,15JSTを予報対象時刻とする地上気温である。GSMは、時間が進んでも実況で見られた気温の低下は予測できていない。一方のMSMは、09JSTではGSMと予測に大きな違いはないが、12JSTでは内陸部から徐々に気温が低下し始め、15JSTには平野部で1℃前後となるなどGSMとは大きく異なった気温分布を予測している。このように気温の低下するタイミングに実況とのずれはあるものの、MSMでは1℃前後まで気温が低下することを予測できていたため、MSM最大降雪量ガイダンスが関東地方の平野部で降雪を予測できたと言える。

² 最大降雪量ガイダンスの入力には、GSM 平均降水量ガ イダンスの格子間隔を 20km から 5km に周囲 4 点内挿で 格子変換したものを利用する。



図 4.1.7 上段から 2013 年 1 月 14 日 09,12,15JST を 予報対象時刻とした GSM 格子形式気温ガイダンス (左列) と降水種別ガイダンス(右列)、2013 年 1 月 13 日 00UTC 初期値の FT=24,27,30、降水種別ガ イダンスの配色は緑色が雨、青色が雨か雪、水色が雪 か雨、白色が雪を表す。



図 4.1.8 上段から 2013 年 1 月 14 日 09,12,15JST を 予報対象時刻とした MSM 格子形式気温ガイダンス (左列) と降水種別ガイダンス(右列)、2013 年 1 月 13 日 03UTC 初期値の FT=21,24,27、降水種別ガ イダンスの配色は図 4.1.7 に同じ。



図 4.1.9 2013 年 1 月 14 日 09,12,15JST を予報対象時刻とした GSM 地上気温(上段)と MSM 地上気温(下段)。 GSM は左から 2013 年 1 月 13 日 00UTC 初期値の FT=24,27,30、MSM は左から 2013 年 1 月 13 日 03UTC 初期 値の FT=21,24,27。

4.1.4 モデルによる総観場の予想

本事例は、関東における大雪がその社会的影響の 大きさから特に注目されたケースである。一方、風 についても千葉県銚子で最大瞬間風速38.5m/sを記 録するなど、低気圧の発達の度合いもこの時期とし ては顕著なものであり、モデルが低気圧の発達を的 確に予想できていたかどうかも注目に値する。以下 の項でモデルの降雪予想を検証・考察するにあたっ ても、総観スケールでの低気圧の予想を検証してお くことは重要であろう。そこで本項では、降雪予想 を検証する前段階として、モデルがこの低気圧の発 達や進行をどう予想していたかをまず検証したい。 なお、現業予報作業では数日先の予報を行う場合、 全球モデル(GSM)の予想が用いられることから、本 項では主にアンサンブル予報システムを含む全球 モデルの予想を検証した結果について論じること とする。

(1) GSMの予想

ここでは、本事例におけるGSMでの低気圧発達の 予想を、初期時刻の新しいものから古いものにさか のぼって確認していくこととする。図4.1.10は、 2013年1月14日06UTC (15JST)を予報対象時刻と したモデルの予想である。この図では、低気圧が日 本の南岸を通過した2013年1月14日当日の午前およ び前日の日中を初期値とする予想を示している。こ の初期時刻においてはMSMの予報期間も本事例を カバーしていることから、MSMの予想も併せて表 示した。また、比較のため解析雨量および全球解析 値、メソ解析値を併せて示した。この図から、14日 当日午前の予想である13日18UTC初期値GSM予想 (図4.1.10(b)) と13日21UTC初期値MSM予想(図 4.1.10(e)) は、いずれも解析値(図4.1.10(a),(d)) と 比較して低気圧の発達・位置をよく表現しており、 降水についても6時間降水量20mm以上の分布等が 両者で概ね整合していることが分かる。一方、前日 を初期値とする13日00UTC初期値GSM予想(図



0.4 1 5 10 20 50 100

図 4.1.10 2013 年 1 月 14 日 06UTC(15JST)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)。(a)全球解析値および解析雨量、(b) 13 日 18UTC 初期値 GSM 予報値、(c) 13 日 00UTC 初期値 GSM 予報値、(d)メソ解析値および解析雨量、(e) 13 日 21UTC 初期値 MSM 予報値。(f) 13 日 03UTC 初期値 MSM 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。図中の黒い四角は、地上天気図での低気圧の中心位置を示している。



図 4.1.11 図 4.1.10 と同じ。ただし、(a) 1 月 12 日 12UTC 初期値 GSM 予報値、(b) 1 月 11 日 12UTC 初期値 GSM 予報値、(c) 1 月 10 日 12UTC 初期値 GSM 予報値。

4.1.10(c))、13日03UTC初期値MSM予想(図 4.1.10(f))では、6時間降水量20mm以上の領域の広 がりなどを見る限りでは、後の初期値の予想とほぼ 同様の予想をしているように見えるが、低気圧中心 位置や中心気圧で比較すると、GSM、MSMいずれ も進行速度が実況よりも遅く、気圧の下がり方もや や小さかったことが分かる。ここで、MSMの予想 にGSMと似た傾向が認められるのは、本研修テキス ト第1.3節で述べられているように、MSMが側面境 界条件をGSMから得ている影響であると推察され る。

次に、図4.1.11で、低気圧通過の約2~4日前を初 期値とするGSMの予想を確認する。この図によると、 初期値が古い予想ほど、低気圧の中心位置は西寄り になっており、低気圧の進行を遅めに予想していた ことが分かる。低気圧の強度は、初期値の古い予想 ほど中心気圧の下がり方が小さく、それに伴って風 の予想も風速35ノット以上の領域が狭くなるなど、 発達の度合いが弱くなる傾向が認められる。特に4 日前に相当する10日12UTC初期値のGSM予想(図 4.1.11(c))は風速35ノットの広がりが小さいなど、 3日前の11日12UTC初期値のGSM予想(図4.1.11(b)) との差が顕著であった。

古い初期値の予想ほど低気圧の発達が弱めで進 行速度が遅いという上述の傾向を、以下では 500hPa面でのトラフの予想と合わせて確認する。 図4.1.12は、低気圧通過の2~5日前を初期値とする GSMの予想であり、14日12UTCを予報対象時刻と した海面更正気圧および500hPa面高度を示してい る。4日前に相当する10日12UTC初期値(図4.1.12 右から2列目)の予想では、500hPa面での高度5160 ~5400m付近のトラフが解析と比較して非常に浅 く表現されており、5400~5640m付近のトラフの位 相も遅れて予想されていた。これに対応して、地上



図 4.1.12 2013 年 1 月 14 日 12UTC(21JST)を対象とした GSM 予想。上段は海面更正気圧(hPa)、下段は 500hPa 面高度(m)。左から右に、1 月 12 日 12UTC 初期値、11 日 12UTC 初期値、10 日 12UTC 初期値、9 日 12UTC 初期 値予報を示した。図中、緑線は全球解析による解析値、黒線は予報値。陰影は予報一解析間の差を表す。また、下 段の黒太線は予想における 500hPa のトラフを示している。

の低気圧も発達の度合いが弱く、位置も解析値と比較して南西~西南西にあるなど、進行が遅い予想となっていた。その1日後の11日12UTC初期値の予想(図4.1.12左から2列目)では、同様の傾向は引き続きある程度認められるものの、500hPa面におけるトラフの深さおよび位置の表現が改善し、低気圧の予想位置・発達度合いも解析値に近づいた。これ以降の初期値では一貫して解析値からの差が小さくなる傾向であった(図4.1.12左)。これらから、GSMは概ね3日前から低気圧の発達とその進行速度を予想できていたと言える。

初期値が新しくなることに応じた低気圧の予想 の変化が、GSM特有の傾向であったかを確認するた め、主要な海外数値予報センターの予想との比較を 行った。なお、海外数値予報センターの数値予報シ ステムについては、加藤(2010)などを参照されたい。 欧州中期予報センター(ECMWF)の予想は、4日前の 10日12UTC初期値で500hPa面5160~5400m付近 のトラフが浅く、かつ5400~5640m付近のトラフの 進行が遅く予想されており、対応する地上の低気圧 も南西寄りに弱めに予想されている点や、3日前の 11日12UTC初期値になるとこれらが大きく改善さ れていることなど、GSMの予想で認められた傾向と 似ていた(図略)。他の主要な海外数値予報センタ ーである英国気象局(UKMO)、米国環境予測センタ ー(NCEP)についても、4日前の初期値からの予想で は誤差が大きく、3日前に予想が大きく改善した傾 向はほぼ同様であった(図略)。

(2) アンサンブル予報システムによる確率的予想

気象庁では、予報の不確実性を見積もる一つの手 段として週間アンサンブル予報システム(以下、週 間EPS)を運用している。以下では、週間EPSが本 事例をどのように確率的に表現していたかを確認す

る。図4.1.13に、2013年1月14日12UTCを対象とし た、地上(海上)風速および6時間降水量が閾値を 超過する確率を示した。ここで風速の閾値は35ノッ ト、6時間降水量の閾値は10mmとしている。比較の ため図4.1.13左列には解析値の図を示した。強風・ 降水とも初期値の古い予報ほど顕著な現象の発生確 率は小さく、特に5日前にあたる9日12UTC初期値と 4日前にあたる10日12UTC初期値予想との差が顕著 であった。関東の東海上での35ノット以上の風の確 率は、5日前の初期値では40%以下と比較的低い予 想であったが、4日前の初期値になると50%を超え、 2~3日前の初期値と同程度の発生確率が予想され た。また、関東周辺での10mm以上の降水確率に着 目すると、5日前初期値では20%未満であったが、4 日前初期値では40%以上となり、やはり5日前と4日 前の初期値の間で差が顕著であった。

このように、週間EPSによる確率的予想では、 GSMによる決定論的予想よりもおよそ1日早い4日 前から顕著現象の発生可能性を示すことができてい た。今回の事例は、アンサンブル予報による確率予 報資料が、より長いリードタイムを持って顕著現象 を予報するのに有効であることを示す一例と言えよ う。

4.1.5 気温の時間変化率に着目したモデルの予想の 分析

前項までは、本事例における実況の経過や、総観 規模でのGSMの再現性、およびガイダンス等のプロ ダクトの予報結果について示した。これらの資料か ら、降水が雨となるか雪となるかの判別に重要な気 温の予測について、GSMでは実況ほど気温が下がら なかったのに対し、MSMでは気温の低下する時刻 に遅れが出ているものの、実況とほぼ近い推移をし



2 10 20 30 40 50 60 70 80 90 99

図 4.1.13 週間 EPS から予想された風、降水の発生確率(%)。予報対象時刻は 2013 年 1 月 14 日 12UTC。陰影は(上 段)地上・海上風速が 35 ノットを超過する確率、(下段) 6 時間降水量が 10mm を超過する確率(%)。等値線は海 面更正気圧(hPa)のアンサンブル平均を表す。左 2 列目から右はそれぞれ 12 日 12UTC、11 日 12UTC、10 日 12UTC、 9 日 12UTC を初期値とした予想。左列は 14 日 12UTC の全球解析風速、解析雨量。 ており、その気温低下の予想の違いが降雪量ガイダ ンスの大きな違いになって現れたことがわかった。 本項では、それぞれの数値予報モデルがどのような 過程で気温を予測していたかについて述べる。モデ ルの気温予測の結果そのものだけでなく、モデルの 気温がどのようにして予測されているかを理解す るため、気温の変化に寄与する各過程の加熱率にも 注目して解説する。

(1) 数値予報モデルにおける気温の時間変化

室井(2012)に示されているように、気温は熱力学 の方程式に基づいて予報されており、気温の時間変 化³は、「移流」と「断熱圧縮・膨張による変化」⁴と 「非断熱加熱」の和によって表される(現実の大気 でも同じである)。

- 温度の時間変化率 =
- + 温度の移流
- + 断熱圧縮・膨張による変化率
- + 非断熱加熱率

一般に「非断熱加熱」とは、放射過程や雲の凝結・ 蒸発に伴う加熱を指すが、数値予報モデルでは、格 子サイズよりも小さいスケールの現象、例えば乱流 や積雲対流による熱の鉛直輸送も便宜的に非断熱 加熱に含める。通常、数値予報モデルでは、移流と 断熱圧縮・膨張は力学過程で計算され、非断熱加熱 は物理過程で計算される。GSMおよびMSMでは、 非断熱加熱率は以下の項に分解される。

非断熱加熱率 =

- + 乱流に伴う熱の鉛直輸送による加熱率
- + 格子スケールの凝結・蒸発・融解による加熱率
- + 積雲対流に伴う熱の鉛直輸送による加熱率
- + 長波放射による加熱率
- + 短波放射による加熱率

格子スケールの凝結・蒸発・融解は、いわゆる「雲 過程」で計算される(中川 2012; 原 2012など)。 以下、水蒸気の凝結や雲水の蒸発⁵を「凝結」、雨の 蒸発を「蒸発」、氷・雪の融解を「融解」と簡略化 して表記する。

(2) 実況データの分析を通じた気温低下の要因の 考察

モデルによる時間変化率の分析を行う前に、まず、 気温低下の要因を実況などから絞り込んでいく。

実況で気温の大きな低下が見られた時には、以下 の状況にあったと考えられる。

- 関東地方はすでに厚い雲に覆われて、短波放射は 雲によって遮られており、下層の短波放射による 加熱はほぼ無視できる。
- 雲からの長波放射による加熱と地表面付近の長 波放射による冷却がほぼ釣り合うため、長波放射 の寄与も無視できる。
- 現地気圧は10JSTから12JSTで5hPa低下している程度であり、大きな場の気圧変化に伴う断熱圧縮・膨張による温度変化も無視できる。
- 前線に伴う層状の雲による降水であることから 積雲対流に伴う加熱の影響も除外できる。

以上より、残る要因は、温度の移流、乱流による 熱輸送、凝結・蒸発・融解による加熱・冷却となる。

さらに、実況データを用いて気温低下の要因を絞 り込んでいく。図4.1.3の毎時大気解析およびアメダ ス観測による地上気温の実況を時系列で見ると、 10JSTから12JSTにかけて、1時間で約2Kの低下が 関東地方の広い領域で見られる。温度の移流は、温 度傾度とそれを横切る風の強さの積であらわされ るが、このときの温度傾度は東京湾西側付近以外で は比較的小さく、風も弱いことから、2K/時という 大きな気温低下を移流だけでは説明できず、関東地 方の気温低下の要因として、温度の移流は主たるも のではないと言える。一方、東京湾の西側付近には 大きな気温傾度帯があり、そこを冷たい方から暖か い方に横切って北風が吹いていることから、移流に よる強い冷却がある。したがって、大きな気温低下 が見られる関東地方の中でも、東京湾周辺とそれ以 外でその要因が異なっていることが示唆される6。

また、10JSTでの関東地方の湿球温度⁷の実況はお おむね2℃以上であったが、風が弱く、短時間で大 気が入れ替わる状況ではなかったことから、降水の 蒸発によって気温が低下できるのはその湿球温度 である2℃程度までと考えることができる。しかし、 実況では関東の広い範囲で0~1℃まで低下してい ることから、降水の蒸発だけではない、別の冷却源

³ MSM では温位を予報変数としているが、温度の方が直 観的でわかりやすく、また GSM と並行して議論しやすく するため、MSM の中で計算される温位の時間変化率は、 定圧の仮定のもと、気温の時間変化率に換算して論ずる。 ⁴ MSM のように温位を予報変数とすれば、温位は断熱過 程における保存量であるため、温位の予報方程式には断熱 圧縮による変化率の項は現れない。

⁵ 蒸発はモデルの中の定式では負の凝結である。

⁶ 関東の太平洋岸では等温線が南北に伸びており、そこに 東から北北東の風が吹いている。この風は温度傾度帯を暖 かい方から冷たい方に横切っており、弱いながらも暖気移 流になっている。北寄りの風が常に寒気移流になるわけで はないことに注意が必要である。

⁷ 湿球温度とは、定圧の状況のもとで、水蒸気を蒸発させて断熱的に冷却し、飽和に達した時の温度であり、蒸発に伴う冷却によって達しうる気温の下限値である。



図 4.1.14 MSM (13 日 03UTC 初期値) の高度 50m 面における (左から) 力学(移流)、境界層乱流輸送、水蒸気の 凝結 (雲水の蒸発を含む)、雨の蒸発、雪の融解による気温変化率とその合計(赤青塗り分け、前1時間平均、単位:K/ 日)。上段から 14 日 09, 10, 11, 12, 13, 14JST を予報対象時刻とするもの。各図の緑の等値線(1℃間隔、5℃ごと に太線)、矢羽根はそれぞれ 50m 面の温度、風を示す。灰色部分は 50m よりモデル標高が高い領域を示す。

があったことが示唆される。

(3) MSM・GSMの気温の変化率の違い

以下、前日にモデルで降雪を予報できたかという 観点で、GSMは13日00UTC初期値、MSMは13日 03UTC初期値の予報結果を解析する。

すでに、第4.1.4項で示したように、この段階では 降水をもたらした南岸低気圧の進行位相がやや遅 れていたものの、14日18JSTまでの24時間で60mm を超える降水量は、おおむね実況とモデルで合致し ていた。

MSM、GSMそれぞれで計算された地表に近い高度(MSMは50m面、GSMは990hPa面)における移流、乱流輸送、凝結(雲水の蒸発)、雨の蒸発、および融解による温度の時間変化率(前1時間平均)を、09JST~14JSTについて図4.1.14と図4.1.15に

示す。MSMでは、降水の蒸発によって関東全域で 冷却されているのに加え、10JST以降、北関東から 融解による非常に強い冷却が南に広がっており、そ の強い冷却に対応して、気温が急激に低下している ことがわかる。また、その冷却によって、東京湾付 近に強い温度傾度帯が形成され、そこに北風が吹い たことによる寒気移流によって東京湾付近が冷却 されていることもわかる。MSMでは、時間のずれ はあるものの、北関東や東京湾における大きな気温 低下を表現しており、実況の特徴とよく似ている。 一方、GSMでは、北関東の融解による冷却がMSM より弱く、また同じ温度変化率(10K/日)の領域が 広がっている。このように、北関東での冷却が弱か った結果、東京湾付近の移流による冷却も小さくな ったと推察される。

北関東および東京湾周辺を代表する地点として



図 4.1.15 図 4.1.14 と同じ。但し、GSM の 990hPa 面での各過程の気温変化率、気温、風。灰色部分は地表面気圧が 990hPa より低い領域を示す(時間によって変化する)。



図 4.1.16 熊谷(左)と東京(右)における MSM(上段)と GSM(下段)の地上気温予報値とアメダス観測値。横軸は予報対象時刻(14日、JST)を示す。それぞれの図で茶色は観測値、MSMの図で、赤破線は13日 03UTC 初期値、青破線は13日 21UTC 初期値の予報、GSM の図で赤破線は現業(ルーチン、基準実験)、青破線は対照実験の予報値を示す。

熊谷および東京を選び、先に述べたことを詳細に解 析する。まず、この2地点におけるGSMとMSMの地 上気温の時系列を図4.1.16に示す(それぞれの現業 モデルの予想は赤破線に対応)。これによると、GSM は両地点での気温の低下をほとんど予想できてい ないのに対し、MSMでは、(上に述べたように、時 間の遅れはあるものの)気温低下を表現していたこ とがわかる。



図 4.1.17 熊谷(上2段)、東京(下2段)における MSM(各上段)とGSM(各下段)の各過程の気温時間変化率(赤 青塗り分け)、気温(緑の等値線(2Kおき)、0℃の等値線は赤)の鉛直時間断面図。各図、横軸は予報対象時刻(14 日、JST)を示し、右から左へと時間は経過する(右端は14日07JSTに対応)。縦軸は高度(単位:m)。なお、TOTAL (合計)にはここに示していない積雲対流、短波・長波放射による寄与を含んでいる(以下同様)。

その差の原因を探るために、この2地点について、 MSM と GSM それぞれで計算されている各プロセ スの気温時間変化率の鉛直時間断面を図 4.1.17 に 示す。融解による気温の時間変化率に注目すると、 MSM では、低気圧にもたらされた氷相の水が、0℃ 線の下で融けて熱を吸収して冷却しており、非常に 強い(最大 150K/日)冷却層が薄い層に集中してい る。融解による冷却に対応するところには凝結によ る加熱も見られる。一方、GSM では、0℃線の下で 融解による冷却、それに対応する凝結による加熱が 見られることは MSM と同じであるが、その冷却は MSM に比べて非常に小さく(10K/日)、MSM より 厚い層内に分布している。熊谷における MSM の予 想では、凝結による加熱より融解による冷却が大き くなった結果、0℃線を時間経過とともに降下させ ている様子がわかる。それに対して、GSM では、 07JST 時点で 0℃線の位置が高い上に融解による冷 却が弱い。寒気移流によって 10JST ごろまで 0℃線 を下降させてはいるものの、その下降幅は MSM に 比べて小さく、その結果、地上付近の気温が下がら なかった。一方、東京における MSM の予想では、 14 日 09JST から 12JST にかけて 0℃線が高度約 1200m の位置に維持されており、気温の時間変化率 の総和が該当部分でほぼゼロになっていることと対 応している。これは、融解による強い冷却はあるも のの、それを主に凝結による加熱が打ち消して釣り 合っている状態にあることを示している。14JST ま での 1 時間に、その釣り合いが崩れて急激に冷却さ れた結果、0℃線が高度 200m 付近にまで低下して おり、これが MSM の予想における東京の急激な気



図 4.1.18 熊谷の海面高度 60m (左)と東京の海面高度 40m (右) における MSM (上段)と GSM (下段)の各過程の気温時間変化率の時系列。横軸は予報対象時刻(14日、JST)。

温低下に対応する。それに対し、GSM でも 0℃線が 急激に下降する時間帯はあるものの、熊谷同様、 07JST の時点での 0℃線の位置が MSM よりやや高 く、0℃線の降下幅も小さかった。

地表面に近い大気の気温時間変化率を見ると、夜間には放射冷却によって地表面温度が大気温度より低くなったため、境界層乱流による輸送によって地表面付近の大気は冷却されていたが(図略)、降水の蒸発や寒気移流によって大気が更に冷却されて、やがてGSM・MSMともに06JSTごろには地表面温度の方が大気温度より高くなり、境界層乱流による気温変化は加熱に転じた。MSMでは、0℃線が降下して地表近くに融解による冷却層が下がってきたのに対応して、境界層乱流輸送による強い加熱が地表面付近で見られるが、これらはほぼ釣り合って気温時間変化率の総和は大きくはない。

GSMでも同様の傾向が見られるが、融解による冷 却が小さいことに対応して境界層乱流輸送による 加熱もMSMより小さくなっている。なお、長波放 射、短波放射、積雲対流スキームに伴う加熱は、す でに考察したように、蒸発や融解によるものに比べ て相対的に小さかった(図略)。

さらに、大気最下層付近での様子を詳しく見るた め、2地点の地表面付近の高度における気温の変化 率の各過程からの寄与を、GSM、MSMそれぞれに ついて時系列で示す(図4.1.18)。MSMでは、熊谷 において、融解による冷却が先行して気温を急激に 下げた後、少し遅れて境界層の加熱が大きくなり、 融解による冷却とほぼ釣り合っている。一方、東京 においては、寒気移流による冷却によって地上付近 にまで雪が達するような気温まで低下したのち、そ れに少し遅れて融解による冷却が大きくなり、さら に少し遅れて境界層の加熱が大きくなって、寒気移 流や融解の冷却などと釣り合っている。熊谷、東京 ともに、大きな冷却ののちには、しばらくの間、気 温の時間変化率がほぼゼロとなる時間帯があり、そ れに対応して、地上気温が一定である状態が観測さ れている。MSMでは、その状況を精度よく予想し ている。

一方、GSMの蒸発・融解による加熱率はほぼ一定 (10K/日)となっている。GSMは長い時間刻み幅 (600秒)で安定に積分できるように、蒸発および、



図 4.1.19 柏における MSM の 13 日 03UTC 初期値(上段)と13 日 21UTC 初期値(下段)からの予報の各過程の気 温時間変化率、気温の鉛直時間断面。図の見方は図 4.1.17 と同じ。桃色の破線は、ブライドバンドの半径から推定 した融解層の高度を示す。

融解による冷却率をそれぞれ最大10K/日に制限し ており、本事例ではその上限に達したため、蒸発・ 融解による寄与を合わせた雲過程による加熱率が モデルの各層で20K/日で頭打ちとなっている。融解 (蒸発)熱の上限に対応して、融解(蒸発)する雪 (雨)の量も、各層で10K/日の融解(蒸発)する雪 (雨)の量も、各層で10K/日の融解(蒸発)する雪 (雨)の量も、各層で10K/日の融解(蒸発)かる雪 (雨)の量も、各層で10K/日の融解(蒸発)かる雪 (雨)の量も、各層で10K/日の融解(蒸発)から たする量が上限となっており、その上限値によって 融解(蒸発)しきれなかった雪(雨)は、その下の 層で融解(蒸発)している。その結果、特に熱量が 大きい融解では、0℃線の下から地上付近まで、10K/ 日の冷却が鉛直方向に広く分布していることが図 4.1.17のGSMの融解による気温時間変化率から明 瞭にわかる。

このように、ある程度の降水量があって⁸、蒸発や 融解による冷却率が10K/日に達してしまうと、蒸発 や融解による冷却が本来より下層にまで広がって、 下層で冷却が過剰となり、地上付近の気温が低めに 予想されることがある。実際に、図4.1.21(左)に 示したように、降水が始まるころのGSMの気温の時 間変化は、まだ地上付近では融解熱による冷却を受 けていないMSMに比べて大きく、14日03JSTから 09JSTにかけてはGSMの方が地上気温が低くなっ ている。これは下層まで広がった融解熱を起源とす る冷却が寄与していると考えられる。

一方、MSMが表現していたように、融解による 冷却が支配的になる場合には、GSMはその上限値に よって冷却が抑制されてしまい、その冷却による急 激な気温低下を表現できない。本事例でも、融解に よる冷却が表現されていなかったために、降雪に至 るほどの急激な地上気温の低下を予想できなかっ たものと考えられる。

(4) MSMの気温低下の遅れの原因

ここまで見てきたように、MSMでは、気温の急激な低下、およびその後の気温の一定状態の継続については表現していたものの、気温の低下のタイミングが実況より2~3時間遅れていた。次に、その原因について探る。

図4.1.4のレーダー画像では、東京レーダーがある 千葉県柏市(同図の星印)を中心に円状の強いエコ ーが見られる。これは、ブライトバンドと呼ばれる もので、融解層がレーダービームを強く反射するこ とから現れるものである。このブライトバンドの円 形の領域は、時間の経過とともに小さくなっている。

⁸1時間降水量10mm相当の固体降水が地上付近の厚さ 1000mの層で全て均一に融解すると、加熱率は約70K/ 日となる。



図 4.1.20 MSM による 14 日 01UTC (10JST) における(a)高度 1000m 面での鉛直速度(赤:上昇流、青:下降流)、高 度 300m 面での風(青の矢羽根、単位:ノット)の 13 日 03UTC 初期値の予報。(b)(a)と同じ、ただし、13 日 21UTC 初期値の予報。(c)高度 300m 面での水平発散(赤:発散、青:収束)と風((a)と同じ)の 13 日 03UTC 初期値の予 報、(d)(c)と同じ、ただし、13 日 21 UTC 初期値の予報。(e)(c)と同じ、ただし 975hPa 面での毎時大気解析。各 図の水色の印は東京レーダー(柏)の位置を示す。

これは、融解層が下降していることを意味し、先に 見たモデルの中での気温低下のプロセスと同じ描 像である。柏におけるMSM各プロセスの気温の時 間変化率、MSMが予想する気温、およびブライト バンドの円形の領域の半径から推測した⁹融解層の 高度を示したのが、図4.1.19(上段)である。融解 層が0℃線の直下にほぼ対応するとすれば、融解層 が徐々に低下しているのに対し、MSMでは東京と 同様に融解層が一定の高度を数時間維持した後、急 激に下降しており、そのタイミングが実況に比べて 遅れているようである。

融解によって大気が冷却されると、飽和水蒸気量 が小さくなることから、飽和状態になっていた空気 からは凝結が発生する。また、上昇流がある場合も (上空の方が気圧が低いために)断熱膨張により冷 却され、同様に飽和水蒸気量は小さくなる。実際、 上昇流の大きさと凝結による加熱は連動しており、 上昇流が弱まったタイミングで凝結熱が小さくな ったことにより融解による冷却が大きくなり、0℃ 線が急激に下降したことがわかっている(図略)。 凝結による加熱が大きい高度1000mにおける上昇 流の平面的な分布をみると(図4.1.20(a))、柏付近 には収束帯(図4.1.20(c))に伴う10~30cm/s程度の 上昇流があり、北関東についても上昇流が予想され ている。しかし、毎時大気解析(図4.1.20(e))によ れば、その収束帯は実況では南にずれており、MSM が予想した柏や北関東における上昇流は実況では 存在しない、または弱かったのではないかと推測さ れる。この10cm/s程度の上昇流が凝結熱を生み、冷 却を妨げるなど、気温の急激な低下の表現の有無に 関係していたと考えられる(付録参照)。

この実況にない収束域(上昇流域)の生成は、南 岸低気圧の位相の遅れに関係している。実際に、13 日21UTC初期値のMSMでは、南岸低気圧の進行位 相、収束域の位置は実況と合っており(図4.1.20(d) と(e))、13日03UTC初期値に比べて上昇流の大きさ も小さい(図4.1.20(b))。しかし、この初期値におい ても、03UTC初期値よりは小さいものの気温低下の 遅れが見られている(図4.1.16のMSMの図の青破 線)。この初期値のMSMについて、13日03UTC初期 値と同様に、柏における時間変化率と0℃線の動向 を見てみると(図4.1.19(下段))、0℃線を一定高度

⁹ ここでは、東京レーダーの極座標データで、最もエコー 強度が強い円の半径をブライトバンドの半径とした。



図 4.1.21 1月 13 日~14 日(左)、1月 21 日~22 日(中央)、2月5日~6日(右)の MSM 予報(赤)、GSM 予報 (青)、アメダス観測(緑)による東京の気温(折れ線グラフ、左縦軸)と降水量(棒グラフ、右縦軸)の時系列。 横軸は予報対象時刻(JST)。

に維持した03UTC初期値と異なり、21UTC初期値 では、0℃線は時間経過とともに下降しているが(東 京でも同様 (図略))、ブライドバンドによって推定 した0℃線と比べると、下降が3時間程度遅れている。 しかし、下降速度自体は、ブライトバンドから推定 した値とよく合っている。それにもかかわらず、気 温低下が遅れた原因は、初期値の0℃線の高度が実 況より高かったためと推察される。ブライトバンド から推定した0℃線の高度に幅があることを考慮し ても、07JSTにおけるモデルの0℃線の高さはブラ イトバンドからの推定値に比べて高い。総観規模の 場と上昇流の分布が実況に近くなったために、各プ ロセスの加熱と冷却のバランスが現実に近くなり、 実際に0℃線の降下速度はブライトバンドから推定 した実況と近いものになった。しかし、モデルの初 期値を作成するメソ解析では、第一推定値を与える それ以前の予報でも0℃線の低下を予想できていな かったことに加え、それを修正する観測データも乏 しいことから、初期値における0℃線の高さの誤差 が大きくなり、結果的に地表面付近における気温の 低下の予想の遅れにつながったと考えられる。

このように、雪をもたらす気温低下のプロセスに は、モデルの中で不確実性が大きい複数の要因が関 係している。10cm/s程度の上昇流が融解層付近の気 温の動向を左右し、0℃線の高度はその後の気温低 下の動向に大きな影響を与える。また、この事例で も見られたように、蒸発や融解によって大気が冷却 され、地表面温度より大気の温度が低くなれば、境 界層からの加熱が加わり気温の低下を妨げる。たと えばモデルの地表面温度が実況より高ければ、実況 ほど気温が下がらずに、ほぼ一定の気温が維持され ることもある。また、地表面温度はそれまでの予想 の経過(それ以前の日中の加熱や夜間の冷却)にも 影響される。降雪に至るプロセスは複雑であり、か つ、そのプロセスの表現に不確実性があることを念 頭において、モデルを解釈することが重要である。

(5) 他の南岸低気圧事例での検証

これまでに確認できた降雪に至るプロセスを踏 まえ、他の南岸低気圧の事例についても、以下で簡 単に検証する。

(i) 2013年1月21日の事例

2013年1月20日から21日にかけて、本州の南岸を 低気圧が通過した。低気圧の発達の度合いとしては、 2013年1月14日よりも小さかった。低気圧に先行す る降水が雪となることも想定されたが、実際には雪 にはならず、雨となった。図4.1.21(中央)はこの 事例の東京における地上気温と降水量の観測値、 GSM予想値、およびMSM予想値の時系列である。 モデルの気温は21日の夜以降、GSMが実況より低め、 MSMが実況より高めに推移しているものの、概ね 実況に追随しており、気温が2℃を下回ることはな かった。東京の地上付近の降水が始まる時刻での湿 球温度の実況は2℃程度であり、14日の事例と同様、 降水の蒸発だけでは降雪になるような気温低下に はつながらない10。14日の事例でみられたような雪 の融解熱による冷却が大きくなるためには、ある程 度まとまった降水量が必要である。しかし、1時間 降水量は実況、予想ともに1mm程度で少なく、たと え降水の蒸発によって湿球温度まで冷却できたと しても、融解層付近の雪の融解によるさらなる強い 冷却および融解層の降下による急激な気温低下に は至らなかった。このように、この事例では低気圧 の発達も弱く、降水量が少なかったために降雪にな るほどの気温低下には至らなかった。

¹⁰降水が始まる前の地上付近の気温の冷却には、長波放 射による冷却、それに伴って形成される安定境界層内の冷 却も寄与するが、降水が始まる直前から降水が続いている 間にはこれらの寄与の和はほぼ無視できることが多く、主 な冷却源は水の相変化に伴う熱の吸収と寒気移流となる。



図 4.1.22 図 4.1.17 と同じ。ただし、蒸発・融解熱の上限値を変更した GSM(対照実験)によるもの。GSM(基準実験)の同様の図は図 4.1.17 の GSM の図を参照。

なお、この事例においては、GSMの降水の融解に よる冷却は1月14日の事例よりも小さく、蒸発によ る冷却も下層で上限を超えることはなかった。

(ii) 2013年2月6日の事例

本事例の前日の予報では、南岸低気圧が関東に接 近し¹¹、GSMで関東の広い範囲で1℃以下の地上気 温を予想していたため、降雪の可能性が想定された。 一方、MSMでは東京で3℃台、関東のその他の地域 (房総を除く)で1~3℃までしか低下しない予想で あった。

GSMとMSMの気温予想の間にこのような差が生 じた原因はいくつか考えられる。その一つが、前日 の気温上昇の違い(図4.1.21(右))と0℃線の高度 である。前日には、東京では実況で気温が約12℃ま で上がり、MSMでは約11℃まで上がる予想だった ものの、GSMの予想では約10℃止まりであった。そ の後も、GSMの東京における気温予想はMSMのそ れより低めに推移したが、前日の日中の気温上昇の

差がその一因であると推察される。また、前日12JST における0℃線の高度はGSMが地上約800mに位置 していたのに対し、MSMでは同1400mに位置し、 600mもの差があった。その後、GSMの0℃線はその 高度を維持し、一方、MSMでは寒気移流によって 徐々に0℃線を降下させたものの、降水が始まった6 日03JSTごろでも、依然、MSMの方が約200m高い 状態であった。降水が始まるとMSM、GSMともに 下層で蒸発に伴う冷却によって気温がさらに低下 したが、GSMでは0℃線の高度が低い上に、0℃線の 下の融解層で融解による冷却率がモデル内の上限 値を超えたために、融解層で融けきれなかった分の 融解熱を起源とする冷却が地上付近にまで広がっ た。実際に、図4.1.21(右)を見ると、降水が始ま ったころから、GSMの地上気温の時間変化が大きく なっているのがわかる。

その後、実況でも見られるように、MSM、GSM ともに、気温がほぼ一定になる時間が数時間継続す るが、その気温はMSMとGSMで大きく異なってい る。MSMでは、寒気移流と蒸発による冷却と境界 層の乱流輸送による加熱が、地上付近でほぼ釣り合 い、気温の推移も実況に近い。一方、GSMでは、融 解を起源とする冷却も加わって、釣り合いが実現さ れており、一定となった気温は実況に比べて低い。

¹¹ この事例では、数日前からの予報で南岸低気圧が1月 14日の事例より発達する予報となっており、より多くの 降雪の可能性も考えられた。初期値が新しくなるにつれて 低気圧の発達は弱くなっていったが、依然として、降雪の 可能性が想定された。



図 4.1.23 図 4.1.18 と同じ。ただし、蒸発・融解熱の上限値を変更した GSM (対照実験) によるもの。GSM (基準実験) の同様の図は図 4.1.18 の GSM の図を参照。

一般に、地表面温度が同じであれば、冷却が強いほ ど、釣り合いが実現する気温は低くなる。この事例 でも、融解を起源とする冷却が加わって、冷却が大 きくなっているため、MSMや実況よりも一定とな る気温が低く予想されてしまったものと考えられ る。

この事例では、降水量が1月14日の事例ほどは多 くなかったため、融解層が地上付近まで降下するこ とはなく、その冷却が支配的にならなかったと推察 される。しかし、GSMでは、融解による冷却率が上 限値に達しており、融解層で融けきれなかった分の 融解熱に伴う冷却を下の層まで広げていた。このこ とに、前日の日中の気温上昇が不十分だったことも 加わり、気温の予想が実況より低かったものと考え られる。

(6) GSMにおける、蒸発・融解熱の上限設定の影響

GSMでは降水の蒸発・雪の融解熱による冷却率に、 モデル計算上の上限値が設定されていることを(3) で述べた。この設定の影響を調べるため、降水の蒸 発・融解による冷却率の上限を、それぞれ10K/日か ら50K/日に引き上げた実験を行った。以下では現業 GSMの結果を「基準実験」、冷却率の上限を引き上 げた実験を「対照実験」と呼ぶ。

図4.1.15で見たように、基準実験では融解による 弱い広範囲の冷却が持続して見られたが、対照実験 では、図4.1.14のMSMのように、融解による冷却が 北関東から広がる様子が見られた(図略、ただし冷 却の大きさはまだMSMの方が大きい)。その様子を、 熊谷と東京における、各過程の気温時間変化率の鉛 直時間断面で見たものが図4.1.22である。図4.1.17 で見たように、基準実験(現業モデル)では10K/

日の厚い融解層が気温の0℃線の下から地上までの 範囲で現れているが、対照実験では、0℃線の直下 に強い融解による冷却が起きている。この強い冷却 の影響で、気温の0℃線は降下し、地上付近まで到 達する。図4.1.23 は熊谷と東京における、地表面に ごく近い下層での気温の時間変化率の時系列を示 したものである。基準実験(図4.1.18 のGSM)と 比較して、東京での寒気移流が大きくなっているの は、関東北部からの移流が強くなることに対応して いる。また、融解による冷却も大きくなり、上限値 の50K/日近くまで達している。これらの冷却と釣り 合うように境界層による熱輸送も大きくなるが、全 体としては、冷却方向に働く状態となった。そのた め、基準実験よりも地上気温が低くなる結果が得ら れた(図4.1.16 のGSMの青破線)。しかしながら、 冷却率の上限を100K/日まで大きくすると、気温の 時系列に急激な温度変化に伴うノイズが現れた(図 略)。

以上のように、蒸発熱・融解熱の上限は今回の事 例における気温の予測に大きく影響していたが、計 算安定性に影響する問題でもある。従って、蒸発・ 融解熱のモデル内の適切な扱いと計算安定性を両 立させることは、今後のGSM改善の課題である。

4.1.6 まとめ(降雪が見込まれる場合のモデルの解 釈の留意点)

2013年1月14日の関東の降雪事例を対象に、実況、ガイダンス、ガイダンスの入力となったモデル (MSM, GSM)の総観場、および気温低下に至るモデルの表現を、モデルの中で計算される気温の時間変化率に着目して解析した。

ガイダンスの作成手法に沿って、その入力を順に 追うことで、地上気温が 0℃付近まで低下すること を予測できていたかどうかが、GSM と MSM の最 大降雪量ガイダンスの予測の違いの要因であること がわかった。また、MSM 最大降雪量ガイダンスで 予想された降雪の始まりが実況よりも遅かった点に ついては、MSM モデルの地上気温の低下が実況に 比べ遅かったことが原因であることもわかった。こ のように最大降雪量ガイダンスは、格子気温ガイダ ンスやその基となるモデルの地上気温の予測の影響 を大きく受ける。従って、ガイダンスを利用する際 には、モデルの気温予想とセットで見ていくことが 必要である。

総観場の予想については、GSM は降雪をもたら した低気圧の発達と東進をおおむね3日前から予測 できており、週間アンサンブル予報はGSM よりも 早い段階で顕著現象の可能性を示していた。一方で、 古い初期値の予想ほど低気圧の発達が弱く、進行速 度が遅いという傾向が見られた。この例に限らず、 冬の南岸低気圧の予報はリードタイムが長い段階で は低気圧の発生や大まかな進路については予想でき ているものの、日本に降雪をもたらすか否かや、降 り始めのタイミングについては誤差が大きく、特に 低気圧の東進が遅れる傾向も多く見られた。

モデルの中で計算される気温の時間変化率に着目 すると、低気圧に先行する降水の蒸発による冷却に よってある程度気温が低下したところに、北関東で は雪の融解熱、東京では、北関東で冷却された大気 による寒気移流と雪の融解熱によって、気温が低下 していた、という点はMSM、GSMともに概ね同じ であったが、MSMでは、気温低下のタイミングが 実況より2~3時間程度遅れていた。また、GSMは MSMに比べ、気温の時間変化率の振幅が小さい傾 向があり、地上で降雪となる状態まで気温が低下し なかった。MSMの気温低下のタイミングは、10~ 20cm/s 程度の比較的小さな上昇流の数十kmスケ ールの分布や、初期値における0℃線の数百mの高度 の違いなど、モデルの不確実性が大きい部分に影響 されており、それらのわずかな違いで予想が大きく 変わる場合があることがわかった。

GSMでは、降水の蒸発と雪の融解熱にモデルの計 算を安定にするための上限値が設定されており、1 月14日の事例でこの上限値に達して、融解による冷 却や、関東北部から南部への寒気移流が小さくなっ たことから、降雪に至るほど気温が低下しなかった ことがわかった。一方、この上限値に達すると、気 温の0℃線から離れた下層で、融解層で融けきれな かった雪が融解することで、実況よりも過大に冷却 される場合もあることも、2月6日の事例を通じて示 した。蒸発熱と融解熱の上限を引き上げる実験を行 った結果、GSMの気温変化の振る舞いがMSMによ る予測に近づいた一方で、計算安定性に悪影響を及 ぼすことも判明した。

雨雪の判別にあたり、気温予測値だけでなく、そ の変化をもたらす過程まで含めて検討することは、 モデル間の予想の違いや予測の妥当性の判断にとっ て有用である。特に、降水の蒸発や雪の融解量の大 きさは降水量に依存するため、降水量の多寡も注目 すべき点である。一方、降水量がほぼ同じでMSM とGSMで気温の下がり方に差が出る場合は、気温の 下がるプロセスに違いがあると考えられる。特に、 GSMでは、蒸発や融解による冷却の上限値に達する ような降水がある場合には、融解を起源とする冷却 が融解層の下に鉛直方向に広がって、冷却が過大に なることがある一方、0℃線の直下にある融解層の 冷却は抑制されて、融解層の降下やそれに伴う冷却 の表現が十分ではない場合がある。しかし、この設 定は計算安定性にも影響するため、問題の解決に至 っていない。そのため、降水量が多い事例において、 GSMで蒸発や融解に伴う気温の低下が十分に表現 できない場合があることに留意いただくとともに、 これらによる気温低下が見込まれるときには、 MSMの予想も参考にするなどしていただきたい。 MSMでも、降雪の際の気温の低下の予想には、上 昇流や低下する前の気温の違いが影響しうること、 加えて、気温の低下を予想していても、そのタイミ ングにずれがある可能性についても留意いただきた 1v.

これまで、南岸低気圧による太平洋側の降雪事例 における雨雪判別や、それに基づく積雪の予報につ いては、下層気温を支配する物理過程として、降水 の蒸発による冷却の効果に注目し、主に地上気温と 湿度の予測に基づいて行われてきた。湿度に注目す るのは、蒸発に伴う冷却では湿球温度までしか気温 は低下せず、湿度が高い、すなわち湿球温度が高い 場合には、降雪となるのに必要な冷却が降水の蒸発 によって得られないからである。しかし、今回の事 例のように、冬季としては大量の降水があるときに は、雪の融解による冷却の効果が支配的になるなど、 地上気温と湿度の予測だけでは不十分で、下層の気 温・湿度プロファイルと降水量にも注目が必要な場 合がある。加えて、下層気温・湿度のプロファイル、 降水量、下層風系など、総合的な予測精度が関係し てくることにも注意が必要である。

今回のような雪の事例に限らず、現実大気やモデ ル内の現象のプロセスを理解しようとすることは、 モデルの予想の有効活用に大いに資するものと考え る。室井(2012)なども活用し、数値予報モデルの振 る舞いと対応する現象の理解に努めることを推奨し たい。

付録 非断熱冷却に伴う凝結による加熱と上昇流の影響

以下、飽和している状態(つまり雲の中)を考え、 外部からの非断熱冷却や上昇流に伴う断熱膨張によ る冷却によって、飽和水蒸気量の減少分が凝結する 状態を仮定する。この凝結に伴って解放される潜熱 による気温の時間変化率は次のように記述できる。

 $C_{\rm p} 1 + \frac{L}{C_{\rm p}} \frac{\partial q_{\rm s}}{\partial T}$

w:鉛直速度

右辺第1項は、A<1なので、外部からの非断熱冷 却が凝結による加熱によって一部が打ち消されるこ とを示し、第2項は上昇流の存在によって凝結に伴 う加熱が発生することを示す。A>0なので、上昇流 がない場合には、非断熱冷却を凝結による加熱が上 回ることはない。

以下、融解層の典型的な状況である 0℃、900hPa である場合を考えると、A は約 0.57 で、つまり、凝 結による加熱をあわせた正味の冷却は元の非断熱冷 却の約 57%となる。しかし、右辺第 2 項により、上 昇流がある場合には、その冷却はさらに弱められる。 たとえば、MSM による雪の融解による典型的な冷 却率は 100 K/日であり、非断熱冷却と凝結による 加熱の和は 57K/日=6.6×10⁻⁴ K/s である。このとき の湿潤断熱減率は 6.3×10⁻³K/m であるので、B は 約 3.5×10⁻³ K/m であり、このとき、約 19 cm/s の 上昇流があれば、右辺第 1 項と第 2 項はほぼ等しく なり、正味の加熱はゼロとなる。このように、比較 的小さな上昇流が、融解層付近の熱収支に大きく寄 与し、そのわずかな違いによって正味が加熱の正負 が変化する微妙なバランスの熱収支となっている。

また、Aは気圧が高いほど大きく、また上昇流は 一般に下層ほど小さいため、下層ほど右辺第1項の 非断熱冷却の寄与が大きくなる。このことは、下層 で融解層の降下速度を大きくするのに寄与する。ま た、冷却によって周囲より重くなることで負の浮力 が働いて大気はより下降しやすくなり、さらに(先 に述べたように)下層では冷却が強くなるので、負 の浮力が大きくなりやすい。このように、下層ほど 融解層の降下する速度は大きくなりやすいことがわ かる。

参考文献

- 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.
- 中川雅之, 2012: 雲過程. 数值予報課報告·別冊第58 号, 気象庁予報部, 70–75.
- 原旅人,2012: 雲物理過程. 数値予報課報告・別冊第 58号, 気象庁予報部,76-89.
- 古市豊, 松澤直也, 2009:最大降雪量ガイダンス. 平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27-38.
- 古市豊,2010:降雪ガイダンスの改良と利用.平成 22年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 78-81.
- 室井ちあし, 2012: 数値予報モデル. 平成24年度数 値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23-41.

4.2 2013年4月6日から7日にかけて発達した低気圧1

4.2.1 はじめに

2013年4月6日から7日にかけて、日本付近を低気 圧が発達しながら通過し、西日本から北海道にかけ ての広い範囲で強い降水や強風をもたらした(以下、 本節内では本事例と表記)。本節では、本事例につ いてGSM、MSM、週間アンサンブル予報システム、 及びGSMガイダンスの予想の特徴について解説を 行う。

次項以下では、第4.2.2項で本事例の実況について 簡単に記述する。第4.2.3項では全球モデル(GSM) の予想結果について、第4.2.4項では週間アンサンブ ル予報システムの予想結果について、それぞれ特徴 を記述する。第4.2.5項ではMSMの予想結果をGSM の予想と比較しながら、本事例での下層の風の予想 についての特徴を解説する。第4.2.6項では太平洋側 で観測された強風について、GSMとGSMガイダン スの予想を、観測と比較しながら検証する。第4.2.7 項では MSMとGSMの予想の降水の特徴とその要 因について解説し、更に第4.2.8項では他の事例を引 用した説明も交えて、GSMとMSMの予想に違いが 生じうる要因について考察する。

4.2.2 実況

図4.2.1に、本事例について6時間毎の低気圧の中 心位置、及び中心気圧を示す。4月5日21JSTに東シ ナ海で発生した中心気圧1002hPaの低気圧は、6日 の日中には対馬海峡を通って日本海に入り、急速に 発達しながら北東進した。7日09JSTには秋田沖で



図 4.2.1 低気圧の中心位直、及び中心気圧。時刻は 日本標準時(JST)。

中心気圧が972hPaとなり、同日21JSTに渡島半島付 近まで進んで不明瞭になった。一方、6日03JSTに 東シナ海で前述の低気圧の南に発生した中心気圧 996hPaの低気圧は、同日九州の南から四国・紀伊 半島の太平洋沿岸を通過した。7日朝までに東海・ 関東の沿岸を通過し、同日09JSTに金華山沖に達し



図 4.2.2 速報天気図(数値は気圧で、単位は hPa) と 気象衛星ひまわりによる水蒸気画像の合成。a:4 月 6 日 09JST、b:6 日 21JST、c: 7 日 09JST。

¹ 4.2.1, 4.2.9 坂本 雅巳、小泉 友延、原 旅人、4.2.2~ 4.2.5 坂本 雅巳、4.2.6 小泉 友延、4.2.7, 4.2.8 原 旅人

た。この低気圧はその後も発達を続け、同日21JST には十勝沖で中心気圧が970hPaとなった。8日以降



図 4.2.3 GSM の 7 日 00UTC の初期値(FT=0)の 500hPa 気温(黒線、単位は℃)と 700hPa の湿数 (陰影と緑線、黄色は湿数 15℃以上、緑は 3℃未 満、その間の緑線は 3℃間隔)。



図 4.2.4 メソ解析の 6 日 15JST の地上の風向・風速 (矢羽は風向を、陰影は風速を m/s で示す)。



図 4.2.5 気象衛星ひまわりによる7日 09JST の可視 画像。矢印の先が日本海の低気圧の中心。

この低気圧は徐々に衰弱しながら、オホーツク海に 進んだ。

図4.2.2に、速報天気図に気象衛星ひまわりによる 水蒸気画像を合成したものを示す。6日09JSTに東 シナ海にあった暗域は、同日21JSTに2つの低気圧 の西側の西日本で明瞭になった。2つの低気圧の東 側には、暖湿流と活発な対流に対応する明るい部分 があり、神奈川県海老名では6日22:30JSTまでの1 時間に102mmの雨を、福島県いわき市平では7日 02:10JSTまでの1時間に91.5mmの雨を観測した。6 日21JSTに朝鮮半島の西にあった暗域は、7日 09JSTには日本海の低気圧の南側に回り込み、東・ 西日本の太平洋沿岸に達した。図4.2.3に、500hPa の気温と700hPaの湿数の7日00UTCにおけるGSM の初期値を示す。500hPaの寒気の中心が、日本海 の低気圧を回り込むような形で、日本海西部にあっ たことと、東・西日本の太平洋沿岸の700hPaの乾 燥域が水蒸気画像の暗域の周辺にあり、乾いた寒気 が下層まで沈降していたことが確認できる。

図4.2.4に、6日15JSTのメソ解析の地上の風向・ 風速を示す。室戸岬の東に南西風と南東風のシアー (図中の茶色の一点鎖線)があり、その東側の紀伊 水道から紀伊半島沖に15m/s以上の南東の強風が分 布している。このシアーは図4.2.2 aから図4.2.2 bの 間で西日本付近を通過した暗域の先端に対応する ものであると考えられる。強風域は淡路島の南まで 達しているが、それより北側に広がっていない。徳 島県阿南市蒲生田では14:50JSTに最大瞬間風速 34.1m/sの東南東の風を観測しており、この地域気 象観測所では17JST頃から風向が西南西に変わって 風が弱まっている。

図4.2.5に、7日09JSTの気象衛星ひまわりの可視



図 4.2.6 メソ解析の7日 09JST の 925hPa の風(矢 印、色は風速で単位は m/s)と 850hPa の気温(等 値線、単位は℃)。

画像を示す。秋田沖にある低気圧の中心付近には反 射率(アルベド)の小さい部分があり、低気圧の発 達に伴う強い風によって、中心付近の雲が薄くなっ て、熱帯低気圧に見られる目のようなものができか かっていたことが確認できる。2012年4月2日から3 日にかけて日本海を急速に発達しながら通過した 低気圧についても雲域に同様な特徴があったこと が知られており、北畠(2013)は寒気に取り囲まれて 低気圧の中心付近の暖気核が切り離される暖気核 隔離の特徴が認められたことを報告している。図 4.2.6に示したメソ解析では、低気圧中心付近の秋田 沖から東側に850hPaで6℃以上の高温域はあるが、 切り離された明瞭な暖気核は確認できない。また、 図4.2.6からは低気圧の東側の北海道南東海上から 北海道の陸上部で925hPaの風速が大きかったこと が分かる。7日13:20JSTには、北海道斜里町宇登呂 で最大瞬間風速41.6m/sの東風を観測している。

4.2.3 全球モデル(GSM)の予想結果

図4.2.7に、4月5日00UTCを初期値とするGSMの 48時間予報(予報対象時刻は7日09JST)の海面気 圧分布と、北緯20~50度、東経120~150度の範囲 で海面気圧が最低となる予想の場所、及びその気圧 の3時間間隔の軌跡を示す。GSMの4日12UTC~5 日12UTCを初期値とする日本海の低気圧の予想は、 共通して以下の2つの特徴があった。

- 1) 新しい初期値の予想ほど低気圧の中心を東よ りに予想しており、実況に近づいている。
- どの初期値でも低気圧の発達のピークは7日 09JST前後であり、その前後で低気圧の移動 が遅くなり、進行方向を変えている。

1)の特徴については、週間アンサンブル予報シス テムの予想でも同じ傾向が見られたので、この傾向 については次項で述べる。2)の特徴については、程 度こそ異なるが、図4.2.1にも7日09JST前後をピー クとする日本海の低気圧の発達とその前後の移動 速度・方向の変化が確認できる。

図4.2.8に、GSMの4月5日00UTC初期値の48時間 予報における850hPaの気温と925hPaの風向・風速 を示す。解析(図4.2.6)でも、予想(図4.2.8)でも、 この時刻に金華山沖にあった地上低気圧周辺には 925hPa面に風の循環はない。この時刻には日本海 の低気圧の方が明瞭に発達しており、この低気圧に 東側から吹き込む北日本の太平洋沿岸の南寄りの 強風が顕著であり(図4.2.6)、GSMはこれを概ね予 想していた(図4.2.8)。

2012年4月2日~3日の事例(北畠 2013)では、 急速な発達による摩擦のために地上低気圧の進行 速度が上空の気圧の谷より遅くなり、上空の気圧の 谷に先行されたことが報告されている。本事例の2)



図 4.2.7 4月5日 00UTC 初期値の GSM の 48 時間 予報(7日 09JST)の海面気圧(hPa)、及び北緯20 ~50度、東経120~150度の最低海面気圧とその 位置の3時間毎の軌跡。



図 4.2.8 4月5日 00UTC 初期値の GSM の 48 時間 予報(7日 09JST)の 850hPa の気温(等値線、 単位は℃)と 925hPa の風向・風速(矢印、色は 風速を m/s 単位で示す)。

の特徴はこれに対応しており、日本海の地上低気圧 より速く進んだトラフが、7日後半から太平洋側の 低気圧の発達に寄与したと考えられる。GSMの予想 はこうした経過に良く対応している。しかしながら、 5日00UTC初期値のGSMの予想では、850hPaの気 温(図4.2.8)に、解析(図4.2.6)にはない閉じた9℃ の等温線に示される高温域を予想している。GSMが 850hPaの暖気を明瞭に予想しすぎたこと、地上低 気圧の進行速度の変化が大き過ぎたことと、中心付 近の予想海面気圧が実況とほぼ同じくらいであっ



図 4.2.9 7日 09JST に対する週間アンサンブル予報の各メンバーの、北緯 20~50度、東経 120~150度の範囲内 の最低海面気圧の位置とその値の分布。上列は、左から順に1日 12UTC (FT=132)、2日 12UTC (FT=108)、3 日 12UTC (FT=84)、下列は、左から4日 12UTC (FT=60)、5日 12UTC (FT=36)、及び6日 12UTC 初期値 (FT=12) の予報。等値線はアンサンブル平均の海面気圧の分布(hPa)。☆印は7日 09JST の低気圧の中心位置、及び中心 気圧。

たこと²を考慮すると、GSMの予想はこの低気圧を 発達させ過ぎていたと考えられる。本事例における 日本海の低気圧周辺の降水については、積雲対流過 程によるものは少なく、主に雲水過程によるもので あった。GSMが低気圧を発達させ過ぎる事例は必ず しも多くはないが、積雲対流過程による降水が少な い場合に、過去にも低気圧を発達させ過ぎる事例が あったことが知られている。

以上から、本事例については、GSMはFT=60(4 日12UTC初期値)あたりから、日本海を通過する低 気圧が7日09JST頃をピークに急速に発達すること と、その前後に北日本の太平洋側に暴風が発生する ことを予想していたことを確認した。また、4日 12UTCから5日12UTCの初期値の予想は、低気圧の 通過位置を西寄りに予想し、かつ発達させ過ぎる傾 向があり、低気圧の構造や移動の予想にも影響を与 えていたようである。

4.2.4 週間アンサンブル予報システムの予想結果

図4.2.9に、4月7日09JSTを予報対象時刻とした週 間アンサンブル予報システムの各メンバーの予想 について、北緯20~50度、東経120~150度の範囲 で海面気圧が最低となった場所とその気圧を○印 に示す。最低海面気圧の値は、図中のカラースケー ルに対応した色で示してある。図には、アンサンブ ル平均の海面気圧の分布も示した。また、図中の☆ 印は7日09JSTにおける日本海を通過した低気圧の 中心位置、及び中心気圧を示している。これ以前の 初期値の週間アンサンブル予報システムの予想で も、日本海に発達した低気圧を予想するメンバーは 多数あった(図略)が、4月1日12UTC初期値以降は、 ほとんどのメンバーが日本海に発達した低気圧を 予想していたことが分かる。この図から、新しい初 期値の予想ほど中心位置が実況の周りに集まり、予 想の不確かさが減っていたことが分かる。図を詳細 に見ると、4日12UTCまでの初期値の予想では、最 低海面気圧の位置は東西に長く分布しており、低気 圧の通過位置の予想が東西方向にばらついていた ことが確認できる。また、最低気圧の位置を太平洋 側に予想するメンバーも少数ながらあった。4日と5

² 低気圧の中心示度の予想については、数値予報モデルは 格子内の平均または代表値を予想するため、離散化のため に使用する格子のサイズにも依存するが、一般的には実況 よりも高くなる場合が多い。

日の12UTC初期値の予想では、低気圧を西寄りに予 想したメンバーの中に、実況よりも中心気圧を低く 予想するものがあったことが確認できるが、これは 500hPaのトラフを西寄りに深めていたことに対応 している(図略)。

図4.2.10の上図は、7日09JSTを予報対象時刻とす るGSMの、4日12UTC初期値の60時間予報と、同日 00UTC初期値の72時間予報についての500hPaの気 温の予想、及び両者の差である。一方、下の図は、 同じ予報対象時刻に対する週間アンサンブル予報 システムの、4月3日12UTC初期値の84時間予報と、 4日12UTC初期値の60時間予報の500hPaの気温の アンサンブル平均、及びスプレッドを示したもので ある。4日12UTCの全球解析でモンゴル付近にあっ たトラフ周辺に、500hPaの気温を修正するインク リメントが入り(図略)、これがGSMの2つの初期値 の予想の差の原因となったと考えられる。4月3日 12UTCの週間アンサンブル予報システムの500hPa の気温のスプレッドは、GSMの修正に対応する朝鮮 半島の東側で大きく、この辺りに初期値の変化に対 する感度の大きな領域があることを示唆している。 4日12UTC初期値の週間アンサンブル予報システム の予想では、前日の予想に比べて寒気のピークが実 況(図4.2.3参照)に近づいていることと、スプレッ ドの大きな場所が東側に移動していることが確認 できる。このことは、新しい初期値ほど低気圧の中 心を東よりの位置に予想するメンバーが増え、実況 に近づいたこと(図4.2.9)にも対応している。



図 4.2.10 上図:GSM の 4 日 12UTC 初期値の 60 時間予報(黒線)と、同日 00UTC 初期値の 72 時間予報(緑線) における 500hPa の気温とその差(陰影:12UTC 予報から 00UTC 予報を引いたもの)。下図:週間アンサンブル の 3 日 12UTC 初期値の 84 時間予報(左)と4 日 12UTC 初期値の 60 時間予報(右)における 500hPa の気温の アンサンブル平均(黒線)とスプレッド(陰影)。単位はいずれも℃。上図・下図ともに予報対象時刻は7 日 09JST。

この項では、本事例について、週間アンサンブル 予報システムでは、1週間程度前から日本海での低 気圧の発達を予想していたことを確認した。また、 観測データの情報が適切に反映されて、新しい初期 値の予想ほど精度が高くなる様子も確認した。週間 アンサンブル予報システムのスプレッドの大きさ は決定論予報の不確かさに対応していた。 図4.2.11に、5日03UTC初期値のMSM(左列)と、 5日00UTC初期値のGSM(右列)の500hPaの高度、 気温、及び700hPaの湿数の予想を示す。5日03UTC 初期値のMSMの予想は、5日00UTCのGSMの予報 値を側面及び上部境界値として使用して作成され る。このため、500hPaのトラフや寒気の進み具合 など、MSMの対流圏中層の総観規模の現象の予想 はGSMのそれと概ね一致していることが確認でき る。また、図4.2.3で7日09JSTに東・西日本の太平



4.2.5 メソモデル(MSM)の予想結果

図 4.2.11 5日 03UTC 初期値による MSM (左側 3 枚) と、5日 00UTC 初期値による GSM (右側 3 枚) の 500hPa 高度(黒の太線、単位は gpm)、500hPa の気温(赤線、単位は℃)、及び 700hPa の湿数(陰影と細い黒線、 黄色の部分は 15℃以上、緑色は 3℃未満)。

洋沿岸に広がっている700hPaの乾燥域の進み具合 も図4.2.11では概ね一致している。この項では、以 下に本事例でのMSMの対流圏下層の予想に見られ た特徴を、GSMの予想と比較しながら示す。

図4.2.12に、図4.2.11と同じ初期値のMSMとGSM について、予報対象時刻6日15JSTにおける地上の 風向・風速の予想を示す。図4.2.4はこの時刻のメソ 解析である。MSM、GSMに共通して10m/s以上の 強風が分布しているのは主に海上で、太平洋側の沿 岸部では陸側に向けて風速が急速に小さくなって いる。MSM(上図)は室戸岬周辺に南西風と南東 風のシアー(図中の茶色の一点鎖線)を予想してお り、その東側に15m/s以上の強い南東風を予想して いる。この強風は、淡路島の南の海上まで分布して いるが、それより北側には分布していない。解析 (図 4.2.4) と比べると、MSMの予想はシアーが通過す る時期がやや異なるが、実況で観測された東南東か ら西南西に風向が変わる前の強風を予想している ことがわかる。GSM(下図)はシアーがMSMより 不明瞭で、風向の変化と風速の対応もはっきりしな い。また、解析(図4.2.4)と比べると、GSMの予



図 4.2.12 6日 15JST を予報対象とする5日03UTC 初期値の MSM の 27 時間予報(上)と、5 日 00UTC 初期値の GSM の 30 時間予報(下)の地 上の風向・風速(風向は矢羽の向き、陰影は風速 を m/s で示す)。





想では15m/s以上の強風が播磨灘に達している点に も違いがある。

同じ時刻の東日本周辺の予想について考察する ために、図4.2.13に、前出の初期時刻のGSMとMSM の地上の風と温位の分布、及び海面気圧の予想を示 す。MSM(上図)では日本海沿岸の主に陸地で温 位が高くなっているのに対し、GSM(下図)では海 上部に温位の高い部分が広がっており、MSMより も沖合まで温位を高く予想している。5日00UTCを 初期時刻とするGSMの3時間予報と5日03UTCの MSMの初期値には、海上部にこのような温位の違 いは見られない(図略)。海面気圧の分布をみると、 MSMは沿岸部だけで海面気圧が低くなっているの に対して、GSMは沖合にかけて気圧の低い部分が海 側にMSMよりも広がっていることが確認できる。 MSMは6日午後から夜にかけて、西日本・東日本の 日本海沿岸で局所的に海面気圧が低い場所を予想 しており、これらは陸地を越えて日本海側に吹き込 む強い暖湿流によって生じる地形性低気圧に対応 するものであったと考えられる。しかし、MSMの 予想した気圧は実況よりも低い所もあった。

図4.2.14に、同じ初期値・同じ予報対象時刻の MSMとGSMについて、東経139度の鉛直断面にお ける温位、密度、及び風向・風速の予想を示す。太 平洋側(図の左側)から日本海側(右側)に向けて 暖気が流れ込んでおり、地形の影響を受けて、上 昇・下降している様子が確認できる。北緯37度付近 の強い上昇・下降流を含めて、MSMは全般的に上



図 4.2.14 6 日 15JST を予報対象とする 5 日 03UTC 初期値の MSM の 27 時間予報(上)と、5 日 00UTC 初期値の GSM の 30 時間予報(下)の、 東経 139°における鉛直断面の温位(陰影、単位 は K)、密度(等値線、単位は kg/m³)、及び風向・ 風速(矢印は南北成分と鉛直成分の合成。鉛直成 分は 100 倍してある。色は 3 次元風速の大きさ、 単位は m/s)。白抜きは気圧が地表面気圧より高 い部分。



 図 4.2.15 5 日 03UTC 初期値の MSM と5 日 00UTC 初期値の GSM の、6 日 15JST を予報対象時刻 とする 925hPa 面での相当温位フラックスの差 (矢印が向き、色が大きさを単位 K kg/ m² s で 示す)。5 日 03UTC 初期値の MSM の予報から5 日 00UTC 初期値の GSM の予報を引いたもの。

昇・下降のメリハリが大きく、陸上を移流する下層の暖気に対して、GSMより地形の効果が強く働いていることがわかる。

図4.2.15に、6日15JSTを予報対象としたMSMと GSMの925hPa面における相当温位フラックスの差 を示す。この図から、東日本から東北地方の陸上に おける下層の暖湿気の北向きのフラックスがMSM の方が弱かったことが確認できる。また、日本海中 部にある相当温位フラックスの差の時計回りの循 環は、MSMがGSMに比べてここでの下層の低気圧 性の循環が弱かったことに対応している。

6日15JST以降に対するMSMの予想は、GSMの予 想より西よりに低気圧を進めるものであり、7日朝 までの低気圧の動きはGSMの方が実況(図4.2.1) に近い予想であった。GSMの方が東よりの進路を予 想したのは、下層の暖湿気の移流が強く、東日本の 沿岸部や日本海中部で低気圧を発達させやすかっ たことがその一因であったと思われる。MSMは 東・西日本の日本海沿岸に局所的な地形性低気圧を 予想し、実況より低い海面気圧を予想したことを考 慮すると、この事例については地形の効果が強すぎ たようである。そして、地形の効果が強かったこと が、下層の暖湿気の流れがGSMに比べて弱かった原 因の一つになった可能性もある。

本項で確認したように、予報期間後半における MSMの総観規模の予想は、上部・側面の境界値を 与えるGSMの予想に概ね似ていた。しかし、下層で はMSMとGSMの予想に違いがあった。本事例では、 西日本の太平洋側の強風をMSMの方がうまく予想 できていたことを示した。その一方で、本項で比較 した初期時刻については、6日午後以降の日本海の 低気圧の予想位置についてはGSMの方が実況に近 い予想となっており、太平洋側から日本海側に向か う下層の暖湿気の予想の違いもその一因であった 可能性がある。

4.2.6 最大風速ガイダンスの予想

本事例では、数日前から低気圧の発達が予想され、 4日の午後には、「全般気象情報」も発表されていた。 本項では、気象情報等における量的予測の支援資料 としての観点から、最大風速ガイダンスの予想につ いて検証する。なお、本項における最大風速の観測 値は、アメダス10分値から求めた値を使用している。



図4.2.16 GSM最大風速ガイダンスの予想と観測との差 の分布図。ガイダンスの予想は、最大風速ガイダンス の日最大値をその日の最大風速の値としている。表示 しているのは、ガイダンスまたは観測が20m/s以上の 地点のみであり、○はガイダンスが20m/s以上の地点、 △は観測のみが20m/s以上であった地点を表してい る。ガイダンスの初期値は4月4日12UTC。上は4月6 日、下は4月7日の図である。

表4.2.1 4月6日の最大風速が2	0m/sを超えた地点の一覧。
ガイダンスは4日12UTC初期	朝値の最大風速ガイダンス
から求めた6日の最大風速。	風速の単位はm/s。

》与我的把OT中我代盘起。「盘星"的中国很丽的。							
観測所名	ガイダンス		観測		風速		
	風速	風向	風速	風向	の差		
蒲生田 (徳島県)	9.6	東北東	24.2	東南東	-14.6		
室戸岬 (高知県)	16.4	南東	23.5	東南東	-7.1		
敦賀 (福井県)	15.1	南南東	20.1	南南東	-5.0		
セントレア (愛知県)	13.3	東南東	20.5	東南東	-7.2		
神津島 (東京都)	18.7	南南東	20.1	南南東	-1.4		
三宅坪田 (東京都)	18.3	南	23.3	南南東	-5.0		
銚子 (千葉県)	19.2	南南東	20.2	南東	-1.0		

4.2.6.1 日別の最大風速の検証

(1) 4月5日朝における予想

まず、5日朝の予報作業で主に利用されたと想定 される、4日12UTC初期値のGSMガイダンスについ て検証する。

図4.2.16は、最大風速の予想と観測された最大風 速との差の分布図で、4月4日12UTC初期値のGSM 最大風速ガイダンスについての、6日、7日の予想と 観測の差を示したものである。ここでは、最大風速 ガイダンスの日最大値を、その日の最大風速の予想 値と見なしている。また、予想または観測のいずれ かの風速が20m/s以上だった地点のみを対象として 表示している。

6日は、本州から四国にかけての太平洋側を中心 に観測された最大風速が20m/sを超えた地点があっ たが、ガイダンスが20m/s以上の最大風速を予想し た地点はなく、ガイダンスの予想はやや弱かった。 一方、7日は、島嶼や岬などを中心に20m/s以上の最 大風速を観測した地点があり、ガイダンスでも 20m/s以上の予想をしている地点が見られた。

表4.2.1は、6日の観測が20m/sを超えた地点の一 覧である。この表から、予想と観測の差は、関東よ りも西の地方で大きかったことが分かる。

(2) 4月6日朝における予想

次に、6日朝の予報作業で主に利用されたと想定 される、5日12UTC初期値のGSMガイダンスについ て検証する。

図4.2.17は、図4.2.16と同様の図で、5日12UTC 初期値のGSM最大風速ガイダンスについて、6日、7 日の最大風速の予想と、観測された最大風速との差 を示したものである。



図4.2.17 図4.2.16と同じ。ただしガイダンスの初期値は 5日12UTC。

ガイダンスの予想は前日のそれに比べてやや強 くなり、6日は関東地方で20m/s以上の地点が見られ るようになった。しかし、東海や四国地方のガイダ ンスの予想は弱いままであった。7日も6日と同様に、 ガイダンスの風速がやや強まって、20m/s以上の地 点が増えた。全体として、7日は風速の誤差が±5m/s の範囲の地点が多く、6日の予想よりも精度は良か った。

4.2.6.2 強風の原因とガイダンスの予想

ここでは、アメダス地点の風の時系列と天気図か ら、本事例の強風の原因を考察する。併せて最大風 速ガイダンスの検証結果についても示す。

(1) 室戸岬の強風

図4.2.18は、室戸岬(高知県)において、4月6日 01JST~8日00JSTに観測された毎時の風、気温、及



図4.2.18 室戸岬の6日01JSTから8日00JSTまでの毎時 の風、気温、露点温度の時系列図。青は風、赤は気温、 緑は露点温度を表す。左軸は風速(m/s)、右軸は温度 (℃)、横軸は観測時刻(JST)、風のバーは風向を表す。



図4.2.196日09JST(左)と7日09JST(右)の地上天気 図。室戸岬を赤い●で示す。



図4.2.20 室戸岬の前3時間最大風の時系列図。青は観測、 紫は最大風速ガイダンス、緑はGSM地上風速、風のバ ーはそれぞれ風向を表す。ガイダンスとGSMの初期値 は4日12UTC。縦軸は風速(m/s)、横軸は予報対象時刻 (JST)である。図中の①②③は図4.2.18と同じ時刻を指 す。

び露点温度の時系列を示したものである。6日は、 朝から日中にかけて東~南東の風が強まり、6日 14JST (図中①)前に23.6m/sの東南東の最大風速 を観測した。その後、風向は南に変わり、6日22JST (図中②)まで15~20m/sの南~南西の風が続いた。 6日22JST以降は、西~西北西の風に変わった。気 温と露点温度の変化を見ると、風向が西に変化した タイミングで乾燥した冷気が流れ込んでいることが わかる。7日05JST (図中③)以降は、更に乾燥し た冷気が入り、再び風が強まって20m/s以上の強風 が続いた。

6日09JSTの地上天気図(図4.2.19左)を見ると、



図4.2.21 6日21JSTの地上天気図(上)と同時刻のGSM (初期時刻4日12UTC)の海面気圧と6時間降水量の予 想図(下)。

五島列島の西と屋久島付近に低気圧があり、東北東 進している。南の低気圧は太平洋沿岸を進んでいる (図4.2.1)ことから、6日の太平洋側の強風は、こ の低気圧の接近に伴うものであったことが分かる。 一方、北の低気圧は、発達しながら北東に進み、7 日09JSTに秋田沖に達している(図4.2.19右)。この とき、西日本では等圧線の間隔が狭くなり、強い寒 気移流の場となった(図4.2.3)。室戸岬の観測の経 過と併せて考えると、7日は、日本海で低気圧が発 達し、寒気が流入するタイミングで強風となったと 考えられる。このように、6日から7日にかけては、 太平洋沿岸の低気圧による強風と、日本海で発達し た低気圧による強風という、原因の異なる2つの強 風が吹いていたことが分かる。

このときの室戸岬のGSM最大風速ガイダンス、 GSM地上風速、及び観測の時系列を、図4.2.20に示 す。GSMはアメダス地点に最も近い格子の値、観測 値はアメダス10分値から求めた最大風で、それぞれ



図4.2.22 図4.2.18と同じ。ただし羽田の時系列図。気温 と露点温度はMETARによる。



図4.2.23 7日03JST(左)と7日15JST(右)の地上天気 図。羽田の位置を赤い●で示す。



図4.2.24 図4.2.20と同じ。ただし羽田の前3時間最大風の 時系列図。図中の①②③は図4.2.22と同じ時刻を指す。

3時間最大風を3時間毎に表示している。ガイダンス とGSMの初期時刻は4日12UTCである。また、図中 の①~③は、図4.2.18と同じ時刻を示している。観 測と比較すると、ガイダンスやGSMは風向が変化す るタイミングがややずれていたが、南東の強風と北 西の強風はよく予想できていた。一方、ガイダンス は、7日の風を精度よく予想していたが、6日につい ては、風速が観測より弱かった。これは、GSMの予 想で太平洋沿岸の低気圧が不明瞭であった(図 4.2.21)ためと考えられる。

(2) 羽田の強風

続いて羽田(東京都)のガイダンスを検証する。 図4.2.22は、羽田の6日01JST~8日00JSTに観測さ れた毎時の風、気温、及び露点温度の時系列である。 風はアメダスの観測値で、気温と露点温度は航空気 象定時観測気象報(METAR)の値である。6日日中は 10m/s程度の南風が吹き、南岸の低気圧の接近によ り、夕方から東~南東の風に変わった。このときの 風速は5~6m/s程度であったが、6日22JST頃に南東 の風が急速に強まり、17.6m/sの最大風速を観測し た。その後23JST(図中①)には西風に変わった。 風向が変化する前に強風が観測されたのは、室戸岬 と同様であった。西風に変わった後は風速は弱まっ たが、7日05JST(図中②)以降は南南西の風とな り、日中にかけて再び風が強まった。露点温度の変 化をみると、7日09JST以降にやや乾燥した空気が 流れ込んでおり、同じタイミングで風速が5m/s程度 強まっていた。その後は15m/s前後の強風が続き、7 日19JST(図中③)に風向が北西に変わってから風 は収まった。

7日03JSTの地上天気図(図4.2.23左)を見ると、 南東の強風は室戸岬と同様、太平洋沿岸を進む低気 圧の接近に伴うものであったと考えられる。羽田で 南南西の風が強まったのは低気圧の通過後で、7日 15JST時点で低気圧は三陸沖に進んでいるが、羽田 ではこのとき南西の風が最大となっていた(図 4.2.23右)。東日本では、この低気圧が通過した後、 日本海の低気圧の南東側で暖気移流が強まっており (図4.2.6)、羽田ではこれが原因で強風となってい た。一方、室戸岬は寒気移流である点が異なってい た。

図4.2.24は、羽田における4日12UTC初期値の GSM最大風速ガイダンス、GSM地上風速、及び観 測の時系列を示したものである。ガイダンスもGSM も南東風と南西風の2つのピークを予想しており、 そのタイミング、風速ともに観測と合っていた。

(3) まとめ

本事例では、太平洋沿岸を進んだ低気圧による強 風と、日本海の発達した低気圧による強風の2つの 現象があった。ガイダンスを検証した結果、これら の低気圧による強風をよく予想できていたが、太平 洋沿岸の低気圧による強風の予想がやや弱めである 一方、日本海の低気圧による強風の予想は精度が良 かったという結果が得られた。



図 4.2.25 4月7日00UTC を予報対象時刻とした、それぞれ6つの初期値(6時間ごと)からの MSM(左2列) と GSM(右2列)による前3時間降水量予報値と対応する解析雨量による観測(一番下の左列)。

4.2.7 MSMとGSMの降水予想の表現の違いとそ の要因

本項では、GSMとMSMの降水予想の表現、特に 弱い降水域(1mm以下)の予想に注目し、モデルの 物理過程の特性の違いに起因するものに絞って紹 介する。

図4.2.25は、複数の異なる初期値を用いたMSM と GSM による、4月7日00UTCを予報対象時刻と した前3時間の降水量予想の分布を示したものであ る。弱い降水域に注目すると、MSMでは実況と比 べて狭いことが多い一方、GSMでは逆に広げすぎて いる場合が見られる。このような傾向は、この事例 に限らず他の事例でも見られ、MSMとGSMの雲の 取り扱いの違いが原因の一つであると考えられる。

モデルの中では、雲を概ね層状性と対流性に分類 していて、本事例における雲は、MSM、GSMとも に層状性の雲として扱われている。

層状性の雲の表現については、GSMでは格子内の 非一様性を考慮して(中川 2012)、格子内での水蒸 気量の分布の不均一を確率密度関数によって表現 することで、一つの格子の中でも水蒸気量が多い部 分と少ない部分があると仮定している。このような 仮定のもとでは、格子の一部分で水蒸気量が飽和水 蒸気量より多くなり凝結が発生することがありう る。つまり、格子平均(格子点値)の水蒸気量が飽 和水蒸気量を超えていなくても、格子の中の一部に 凝結が発生することになる。ここで、格子内で凝結 を生じている面積の割合を雲量と呼んでいる。凝結 した水蒸気は雲水となり、その雲水の一部は成長し て降水となって地上に達する。

一方、MSMでは格子内に一様に水蒸気が分布していると仮定しており³、格子平均の水蒸気量が飽和水蒸気量に達するまで雲を生成しない。つまり、 雲量は0か1のどちらかしかない⁴。

したがって、GSMの方がより小さな水蒸気量から 降水を作り出すことができるという性質を持って おり、MSMより早い段階から弱い降水を予想する ことが多い。このようなモデルの雲を表現するスキ ームの性質の違いが、弱い降水の広がりの違いにつ ながっているものと考えられる。

以上は、GSMに比べてMSMの方が弱い降水域が 狭くなりやすいという傾向が、モデルの物理過程の 性質から理解できるということであるが、どちらの 予想が適切かについては、事例に依存する点に留意 いただきたい。図4.2.25で示した事例のように、弱 い降水が実況で広く広がる場合には、MSMの降水 域が過少である傾向が強いが、弱い降水域が実況で 広くない場合には、GSMの降水域の過大傾向が目立 つ場合が多い。

また、予報時間が短い目先は、MSMの方が、弱 い降水を含めて実況をとらえていることが多く見 られる。これは、解析雨量を同化している効果が大 きいと考えられる(森安 2009)。しかし、予報時間 の経過とともに、弱い降水の範囲が小さくなってい る様子が図4.2.25でも見て取れる。MSMの弱い降水 の予想頻度が、予報時間の経過とともに減少してい く性質は、他の事例も含めて統計的にも確認されて いる。図4.2.26は、1mm/hを閾値とするMSMのバ イアススコアの予報時間の経過に伴う変化を示し たものであり、予報の後半でバイアススコアが小さ くなり、予想頻度が少なくなっていることがわかる。

4.2.8 モデル間で予想が異なる一般的な要因

モデル間で予想が異なる主な要因のいくつかの 例を前項で紹介したが、一般にその要因として、以 下のようなことを挙げることができる。

(1) モデルの解像度の違い

モデルの解像度の違いによって、より高解像度の モデルがより細かなスケールの現象を表現してい る場合がある。モデル地形の違いによる地形効果の 違いもこれに含まれる。地形効果によるモデルの表 現の違いについては、第2章のLFMの解説で示した ので参照いただきたい。



図 4.2.26 MSM 領域拡張実験(第1章参照)における 1mm/3 時間を閾値としたバイアススコアの予報時間による変化。横軸は予報時間(単位:時間)。統計期間は夏実験期間(2011年7月22日~8月15日)。

³ 格子内の非一様性の度合は一般に高解像度になるほど 小さいので、超高解像度のモデルで格子内を一様と仮定す ることは妥当であるが、最近の研究では、格子内と一様と みなせるのは、MSM や LFM よりも、もっと小さい格子 間隔(180m 程度)であるという指摘もされている。 ⁴ MSM では、雲物理過程においては格子内は一様として いるが、放射過程では格子内に雲がある部分とない部分が あるものと仮定して、雲量の概念を導入している。

(2) 初期値の違い

MSMとGSMでは、初期値を作成する同化手法が 共に4次元変分法であることは共通しているが、そ れぞれのモデルをベースに構築された異なる同化 システムを運用している。一方、LFMでは3次元変 分法が同化手法に用いられている。また、それぞれ のモデルで同化する観測データが異なるために、各 モデルの初期値の間に差異が出ることもある。その 初期値の差が予報時間とともに拡大し、各モデルの 予想が異なることもある。初期値に対する摂動に敏 感な場所に差があった場合、初期値のわずかな差が 予想の大きな違いとなって現れることもある。

(3) 物理過程の違い

第4.2.7項で示したように、層状性の雲による降水 分布の違いは、格子内の部分的な凝結を考慮してい るか否かという、GSMとMSMの物理過程の違いに 関連している。第4.1節で取り上げた2013年1月14 日の雪の事例も蒸発・融解による冷却の取り扱いの モデル間の違いが、モデルの予想の差の大きな原因 になっていた。モデル間の物理過程の特性の違いに ついては、紙面の都合上、ここで網羅的に解説でき ないが、以下では、その中から、(i) 積雲対流スキ ームの使用の有無や積雲対流スキームの特性の違 いによるモデル間の降水表現の違いと、(ii) 境界層 スキームの違いによる安定境界層の表現の違いに ついて、簡単に取り上げる。

 (i) 積雲対流スキームの使用の有無や積雲対流ス キームの特性の違いによるモデル間の降水表現 の違い

積雲対流スキームの違いの一つに、対流発生の条 件判定がある。成層状態が潜在不安定であることは 対流が発生するための必要条件ではあるが、十分条 件ではない。成層状態が潜在不安定ならば、いつで も対流が発生するわけではなく、対流の発生にはエ ネルギー障壁(CINと呼ばれる)を乗り越えて空気 塊を強制上昇させる必要がある。積雲対流スキーム では、その強制上昇による対流発生を直接表現せず、 場がある条件(強制上昇が起こりやすい条件も考慮 されている)を満たしたときに対流が発生するとし て、積雲対流スキームによる成層安定化を発動させ る。一方、積雲対流スキームを用いない場合には、 対流発生につながる強制上昇についてもモデルの 格子平均値で表現する必要がある。

積雲対流スキームにおける対流発生の条件は、モ デルによって異なっている。GSMで用いている積雲 対流スキームは、大気安定度がそれほど小さくない 段階から対流が発生するものとして成層を安定化 させるため、弱い降水を広めに予想する傾向がある。 ただし、その安定化はゆっくり行われるため、長時 間にわたって広い降水域が予想されることもある。



図 4.2.27 2012 年 8 月 17 日 08UTC(上)と同日 12UTC(下)を対象時刻とした前 1 時間降水量。左から、解析 雨量による観測、LFM(8月 17 日 03UTC 初期値)、MSM(8月 17 日 03UTC 初期値)、GSM(8月 17 日 00UTC 初期値)それぞれによる予報。



図 4.2.28 GSM (00UTC 初期値)(左)と MSM (03UTC 初期値)(右)の18UTC(03JST)の地上気温のアメダス 観測に対する平均誤差(単位:K)。モデルと観測点の標高差に応じて、0.65K/100m で気温を修正した上で検証。 検証対象は 2012 年 12 月 1 日~2013 年 2 月 28 日を初期値とする GSM および MSM。

第2章で説明したように、積雲対流パラメタリゼー ションを用いていないLFMでは、対流の発生に必要 な強制上昇もモデルの格子平均値によって表現す る必要があるが、実際に強制上昇をもたらす現象は スケールが小さいことが多く、対流の発生が遅れる 場合がある。また、対流が発生したときには、大き な対流有効位置エネルギー(CAPE)を短時間で運動 エネルギー(上昇流)に変換するために、降水域が 狭く、降水量も過大になる傾向が見られる。MSM は積雲対流スキームを用いているものの、大気安定 度がある程度小さくならないと対流が発生すると 判定されないため、対流による降水域が狭く、降水 も弱い場合が多い。対流が発生すると判定されず、 積雲対流スキームが発動しなかった場合は、LFMと 同様に対流発生の遅れや、局所的な過大な降水量に つながることもある。図4.2.27(上)は、LFM、 MSM、GSMによる、最盛期の対流性降水の予想の 例を示したものである。LFMは降水域が過少でピー クは過大、GSMでは降水域が広くピークは過少、 MSMは降水域、ピークともに過少になっており、 それぞれ上で説明した性質に沿ったものとなって いる。一方、図4.2.27(下)は、同じ不安定降水事 例で、対流が衰退期にある時間帯の予想である。実 況で強い降水がほとんど見られないのに対し、LFM やMSMでは実況とは異なる強い降水を表現してい る。LFMやMSMで、対流が実況の最盛期に適切に 発生しなかったために潜在不安定が解消されず

CAPEが蓄積され、実況で衰退している時間になっ て、そのCAPEが上昇流に変換され、強い降水を予 想したものと考えられる。このように、LFMやMSM では、対流の発生が遅れることに加え、降水の表現 が長引く場合がある。

以上で述べたように、対流性の雲からの降水の予 想には課題が多い。潜在不安定による降水が見込ま れる場合には、上で述べたモデルの性質を踏まえて 降水量の予想を見るとともに、降水量だけでなく、 大気安定度を示す指数(SSI, CAPEなど)にも注目 していただきたい。潜在不安定な状態自体はどのモ デルでもある程度表現できているため、有効に活用 できることが多いと考えられるが、対流を発生させ るに足りる強制上昇の要因の有無(地形による上昇 など)や、対流発生に必要なエネルギーの大小に関 係する自由対流高度などにも合わせて注目してい ただきたい。

(ii) 境界層スキームの違いによる安定境界層の表現 の違い

安定境界層の表現についてのGSMとMSMの違い は、強い安定層が形成される冬期の北海道における 未明の地上気温の誤差の違いに見ることができる (図4.2.28)。GSMの安定境界層内での乱流による 下向きの熱輸送はMSMよりも大きく(原 2012)、 地表面付近の冷却が阻害されることがわかってい る。その結果、図4.2.28のように、安定境界層内で の地上気温が十分に下がらず、大きな正バイアスが 生じている事例が多く見られる⁵。

ここまで見てきたように、モデルの間で予想が異 なる原因と、その典型例を知っておくことは、予想 を適切に解釈して活用する上で重要な情報を与え てくれる。本項ではすべてを網羅できなかったが、 ここで説明したことを念頭に、日頃から各モデルの 予想と実況を比較して見ていただきたい。モデル間 で予想に差が見られた際には、その差の原因を推察 しながら解釈することにより、モデルの特性をより つかみやすくなることが期待される。

4.2.9 まとめ

本節では、2013年4月6日から7日にかけて発達し ながら通過した低気圧について、数値予報モデルと ガイダンスの予想結果の検証を行った。

第4.2.2項では、事例の概説として天気図、衛星画 像、低気圧中心の通過位置と中心気圧、及びメソ解 析の下層の状況を示して、4月7日朝をピークとして 急速に発達した日本海側の低気圧と、7日後半以降 も発達を続けた太平洋側の低気圧の動きを示し、強 風・強雨をもたらしたシアーや雲域の動きについて 言及した。

第4.2.3項では、GSMがFT=60(4日12UTC初期 値)の段階から低気圧が日本海を通過し、7日09JST 頃をピークに急速に発達することと、同時刻の前後 に北日本の太平洋側に暴風が発生することを予想 していたことを示した。ただし、4日から5日の初期 値では低気圧の通過位置を西寄りに予想し、発達さ せ過ぎる傾向があり、これらの特徴は週間アンサン ブル予報システムの予想と共通するものであった。

第4.2.4項に示したように、本事例では4月1日初期 値以降の週間アンサンブル予報システムが日本海 の低気圧の発達を予想できていたことを示した。ま た、新しい初期値の予想になるほど観測データが適 切に同化され、実況に近い予想になることを確認で きた。週間アンサンブル予報システムのスプレッド が、GSMの決定論予報の不確かさの情報を与えるこ とも確認できた。

第4.2.5項では、MSMの総観規模の予想が、側面・ 上部境界値を与えるGSMの予想に概ね似ていたこ とを示した。その一方で、下層の風の予想にはMSM とGSMの間に違いがあり、6日に西日本の太平洋沿 岸で観測された強風は、MSMの方が適切に予想で きている場合があった。また、この項で検証した5 日00UTC初期値のGSMと5日03UTC初期値の MSMについては、東日本から東北地方での下層の 暖湿流の表現に違いがあり、その後の低気圧の動き の予想が異なる一因となったことを述べた。

第4.2.6項では、GSMガイダンスの風の予想を検 証した。太平洋沿岸の低気圧による強風と、日本海 で急発達した低気圧による強風の2つの現象を、 GSMガイダンスは予想できていたが、太平洋沿岸の 低気圧による強風はやや弱めであったことを確認 した。風速の誤差は西の地点ほど大きかった。一方 日本海の発達した低気圧による強風については、概 ね精度良く予想できていた。第4.2.3項で示したよう に、4日12UTC初期値以降のGSMにおける上空のト ラフの予想は概ね実況に近づいたので、ガイダンス の予想にも問題はなかったと考えられる。

第4.2.7項では、MSMとGSMの降水の予想の違い について検証した。解像度、初期値の作成方法、物 理過程などのモデルの仕様の違いに起因して、降水 予想に違いが生じる場合があることを示した。

第4.2.8項では、GSMとMSMの積雲対流過程と安 定境界層の扱いを例にとりながら、第4.2.7項に述べ たこと以外にも、MSMとGSMの物理過程の違いに よって、この2つのモデルの予想結果に違いが生じ る場合があることを示した。

本事例では、日本海を発達しながら通過する低気 圧について、1週間程度前から週間アンサンブル予 報システムで予想できていた。しかし、低気圧の通 過位置や発達程度の予想については問題もあった。 4月6日に観測された西日本での強風の予想につい ては、MSMで適切に予想できていたものもあった。 GSMとMSMの総観規模での予想は概ね似ているも のの、MSMの方が下層の風などを的確に予想をす る場合がある。風ガイダンスについては、計算の基 となる数値予報モデルの予想が実況の特徴をとら えていれば予想結果が良いことが確認できたので、 今後は予報期間の延長されたMSMのガイダンスも 参考になるだろう。また、MSMとGSMの予想の差 には、物理過程の違いに起因するものがあるため、 それらについて理解を深めることは、予想結果を適 切に解釈して活用する上で重要である。

今後の予報、及び防災情報の改善に資するために も、こうした個々の事例に対する数値予報とガイダ ンスの検証を積み重ねていくことが重要である。本 事例の予想結果の特徴と、GSMとMSMの予想に違 いが生じる要因の解説が、数値予報モデルとガイダ ンスについて理解を進める機会となり、今後の数値 予報利用の一助となることを期待する。

参考文献

- 北畠尚子, 2013: 暖気核隔離の低気圧. 天気, **60**, 193–196.
- 中川雅之, 2012: 雲過程. 数値予報課報告・別冊第58

⁵ 気温ガイダンスは、このような大きな正バイアスを取り 除いている。
号, 気象庁予報部, 70--75.

- 原旅人, 2012: 鉛直1次元モデルによる評価(1)-雲 のない陸上の境界層の日変化(GABLS2). 数値予 報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 138–149.
- 森安聡嗣, 2009: 統計的検証. 平成21年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 13-19.

付録 A 数値予報モデルおよびガイダンスの概要一覧表1

平成25年11月現在、数値予報課が所掌する数値予報モデルとガイダンスの概要、及び、プロダクトの送信時刻に関する情報を以下のA.1からA.3の表に示す。

A.1 数値予報モデル

A.1.1 全球モデル(GSM)・全球解析(GA)

予報モデル					
水平解像度	TL959(格子間隔約 20km:0.1875 度) ²				
鉛直層数	60 層(最上層 0.1hPa)				
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC				
予報時間(初期時刻)	84 時間(00, 06, 18UTC) 264 時間(12UTC)				
境界値					
土壤温度	予報する(初期値は前回予報値)				
土壤水分	予報する(初期値は気候値)				
積雪被覆	雪水当量を予報する(初期値は全球積雪深解析を日本域の観測で修正したもの)				
海面水温	全球海面水温解析値(海洋気象情報室作成:0.25 度格子)の平年偏差+季節変動 する気候値				
海氷分布	全球海氷密接度解析値(海洋気象情報室作成:0.25 度格子)から作成した海氷分布 の平年偏差+季節変動する気候値				
解析(データ同化)システム					
データ同化手法	4 次元変分法				
水平解像度	アウターモデル ³ の水平解像度:TL959(格子間隔約20km:0.1875度) ² インナーモデル ³ の水平解像度:TL319(格子間隔約55km:0.5625度) ²				
鉛直層数	60 層(最上層 0.1hPa)+地上4				
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC				
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から3時間後				
観測の待ち受け時間	速報解析 ⁵ :2時間 20分 サイクル解析 ⁵ :11時間 50分(00, 12 UTC) 7時間 50分(06, 18UTC)				
台風ボーガス	速報解析、サイクル解析ともに擬似観測型				
利用する主な観測データ	ラジオゾンデ、ウィンドプロファイラ、航空機観測(風、気温)、地上観測(気圧4、積雪深 ⁶)、船舶・ブイ観測(気圧4)、アメダス(積雪深 ⁶)、衛星観測大気追跡風、衛星鉛直 サウンディング観測(輝度温度)、衛星マイクロ波イメージャ(輝度温度)、衛星マイクロ 波散乱計(海上風)、静止気象衛星の晴天輝度温度、GNSS掩蔽観測(屈折率)、台 風ボーガス(海面気圧、風)				

¹ A.1 室井 ちあし、A.2 松下 泰広、A.3 西尾 利一

² T は三角形波数切断の意味で数字は切断波数を表す。TL は線形格子を、T のみの場合は二次格子を使用することを示す。

³ アウターモデルは第一推定値の計算に用いるモデル。インナーモデルは解析修正量を求める計算に用いるモデル。

⁴ 地上観測および船舶・ブイ観測の気温・風・湿度のデータは、2次元最適内挿法による地上解析値作成に利用される。 ただし、この地上解析値はモデルの初期値としては使われない。

⁵ 全球解析には予報資料を作成するために行う速報解析と観測データを可能な限り集めて正確な実況把握のために行う サイクル解析の2種類の計算がある。

⁶ 積雪深のデータは積雪被覆の初期状態を計算するために利用される。

A.1.2 台風アンサンブル予報システム(TEPS)7

予報モデル				
水平解像度	TL319(格子間隔約 55km:0.5625 度) ²			
鉛直層数	60 層 (最上層 0.1hPa)			
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC			
予報時間(初期時刻)	132 時間(00, 06, 12, 18UTC)			
メンバー数	11(10 摂動ラン+コントロールラン)			
初期値および摂動作成手法				
初期値	全球モデルの解析値をTL319 へ解像度変換したものを利用			
初期摂動作成手法	特異ベクトル (SV) 法			
	北西太平洋領域	熱帯擾乱周辺域		
SV 計算の対象領域	20°N-60°N, 100°E-180°E	初期時刻から24時間後の熱帯擾乱の推 定位置を中心とする半径 750km の等距 離領域(最大3領域)		
接線形・随伴モデルの解像度	T63 (格子間隔約 190km: 1.875 度) ² 鉛直層数 40			
接線形・随伴モデルの物理過程	初期値化、水平拡散、 鉛直拡散、地表面フラックス	(左に加えて)積雲対流過程、 重力波抵抗、長波放射、雲水過程		
評価時間	24 時間			
摂動の大きさの評価(ノルム)	湿潤トータルエネルギー			
初期摂動の振幅	湿潤トータルエネルギーを用いて決定			
SV から初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法			
利用する SV の数	計 10 個			
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法(摂動ランのみ)			

表中の用語については、数値予報課報告・別冊第55号の第3,4章を参照のこと。

⁷ 台風アンサンブル予報システムの結果は部内の台風予報作業のために利用されており、プロダクトの配信は行っていない。

A.1.3 週間アンサンブル予報システム(WEPS)

予報モデル				
水平解像度	TL319(格子間隔約 55km:0.5625 度) ²			
鉛直層数	60 層(最上層 0.1hPa)			
初期時刻	12 UTC			
予報時間(初期時刻)	264 時間(12UTC)			
メンバー数	51 メンバー(50 摂動ラン+	-コントロールラン)		
初期値および摂動作成手法				
初期値	全球モデルの解析値をTI	319 へ解像度変換したもの	を利用	
初期摂動作成手法	特異ベクトル(SV)法			
のいきなの社会を持	北半球領域	熱帯領域	南半球領域	
50 計算の対象項項	30°N-90°N	30°S-30°N	$30^{\circ}\mathrm{S}-90^{\circ}\mathrm{S}$	
接線形・随伴モデルの解像度	T63 (格子間隔約 190km:1.875 度) ² 鉛直層数 40			
接線形・随伴モデルの物理過程	初期値化、水平拡散、 (左に加えて)積雲対流 鉛直拡散、地表面フラッ 過程、重力波抵抗、長波 クス 放射、雲水過程			
評価時間	48 時間 24 時間 (非		(北半球領域と同じ)	
摂動の大きさの評価(ノルム)	湿潤トータルエネルギー			
初期摂動の振幅	モデル第 15 層(約 モデル第 6 層(500hPa)の気温の RMS 850hPa)の気温の RI が 0.3K が 0.3K		(北半球領域と同じ)	
SVから初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法			
利用する SV の数	それぞれの領域で 25 個			
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法(摂動ランのみ)			

表中の用語については、数値予報課報告・別冊第55号の第3,4章を参照のこと。

A.1.4 メソモデル(MSM)・メソ解析(MA)

予報モデル					
水平解像度と計算領域	格子間隔:5km 計算領域:東西 4080km×南北 3300km				
鉛直層数	50 層(最上層約 22km)				
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC				
予報時間(初期時刻)	39 時間(00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC)				
境界値					
地中温度	予報する(初期値の第1,2層は解析システムの前回予報値、第3,4層は気候値)				
土壌の体積含水率	予報する(初期値は気候値)				
積雪被覆	全球積雪深解析を日本域の観測で修正したものの被覆分布を時間変化無しで利用				
海面水温	全球海面水温解析値(海洋気象情報室作成:0.25 度格子)に固定				
海氷分布	北半球海氷解析値(海洋気象情報室作成:0.1 度格子)に固定				
側面境界	 全球モデル予報値 初期時刻 00UTC の全球モデル予報値 → 初期時刻 03,06UTC のメソモデル 初期時刻 06UTC の全球モデル予報値 → 初期時刻 09,12UTC のメソモデル 初期時刻 12UTC の全球モデル予報値 → 初期時刻 15,18UTC のメソモデル 初期時刻 18UTC の全球モデル予報値 → 初期時刻 21,00UTC のメソモデル 				
解析(データ同化)システム					
データ同化手法	4 次元変分法				
水平解像度	アウターモデル ³ の格子間隔:5km インナーモデル ³ の格子間隔:15km				
鉛直層数	50 層(最上層約 22km)+地上 4				
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC				
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から解析時刻				
観測の待ち受け時間	50 分				
台風ボーガス	擬似観測型				
利用する主な観測データ	ラジオゾンデ、ウィンドプロファイラ、航空機観測(風、気温)、地上観測(気圧 4、積雪 深 6)、解析雨量、ドップラーレーダー(ドップラー速度)、気象レーダー反射強度(相対 湿度)、船舶・ブイ観測(気圧 4)、アメダス(積雪深 6)、衛星観測大気追跡風、衛星鉛 直サウンディング観測(輝度温度)、衛星マイクロ波イメージャ(降水強度と輝度温 度)、地上設置 GNSS 可降水量、台風ボーガス(海面気圧、風)				

A.1.5 局地モデル(LFM)・局地解析(LA)

予報モデル					
水平解像度と計算領域	格子間隔:2km 計算領域:東西 3160km×南北 2600km				
鉛直層数	60 層(最上層約 20km)				
初期時刻	毎正時				
予報時間(初期時刻)	9時間(毎正時)				
境界値					
地中温度	予報する(初期値の第1層は解析システムの前回予報値に地上気温のインクリメントを 考慮、第2~4層は解析システムの前回予報値)				
土壌の体積含水率	予報する(初期値は気候値)				
積雪被覆	メソモデルで利用している積雪被覆を内挿して利用				
海面水温	全球海面水温解析値(海洋気象情報室作成:0.25度格子)に固定				
海氷分布	北半球海氷解析値(海洋気象情報室作成:0.1 度格子)に固定				
側面境界	メソモデル予報値 (例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を初期時刻 02, 03, 04UTC の局± モデルの側面境界値として利用)				
解析(データ同化)システム					
データ同化手法	3次元変分法				
水平解像度	格子間隔:5km				
鉛直層数	50 層(最上層約 22km)+地上				
解析時刻	毎正時				
システム構成	解析時刻の3時間前を、メソモデル予報値を第一推定値として3次元変分法により解 析 ⁸ 、その後、その解析値からの1時間予報値を推定値として、その1時間後を3次 元変分法により解析、これを3回繰り返し				
観測の待ち受け時間	30 分				
台風ボーガス	利用しない				
利用する主な観測データ	ラジオゾンデ、ウィンドプロファイラ、航空機観測(風、気温)、地上観測(気圧、比湿)、 ドップラーレーダー(ドップラー速度)、気象レーダー反射強度(相対湿度)、船舶・ブイ 観測(気圧)、アメダス(気温、風)、地上設置 GNSS 可降水量				

⁸ 通常 FT=0, 1, 2 を第一推定値として利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を、FT=0 は 03UTC の、 FT=1 は 04UTC の、FT=2 は 05UTC の局地解析の第一推定値にそれぞれ利用する。

A.1.6 每時大気解析

解析(データ同化)システム					
データ同化手法	3次元変分法				
水平解像度と計算領域	格子間隔:5km 計算領域:東西 3600km×南北 2880km				
鉛直層数	50 層(最上層約 22km)+地上9				
解析時刻	毎正時				
解析要素	風・気温				
システム構成	メソモデル予報値を第一推定値として、3次元変分法により解析10				
観測の待ち受け時間	20 分				
台風ボーガス	利用しない				
利用する主な観測データ	ウィンドプロファイラ、航空機観測(気温、風)、ドップラーレーダー(ドップラー速度)、ア メダス(気温、風)、衛星観測大気追跡風				
備考	特にアメダス観測については、解析値を観測値に強く寄せる設定を用いている。また、 海岸付近のアメダス観測の強い影響が海上に及ばないよう、解析を実行した後にフィ ルターを適用している。				

 ⁹ 地上と上空を独立に解析した後、境界層内については地上と上空の修正量の線形結合をとり、これを修正量とする。
 ¹⁰ 通常 FT=2, 3, 4 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を FT=2 は 02UTC の、FT=3 は 03UTC の、FT=4 は 04UTC の毎時大気解析の第一推定値としてそれぞれ利用する。

A.2.1 降水ガイダンス

平均降水量ガイダンス(MRR)1	
作成対象	GSM:20km 格子、MSM:5km 格子、TEPS:20km 格子
作成方法	カルマンフィルターによる予測降水量を頻度バイアス補正後、降水確率(PoP)で補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM, TEPS(各メンバーについて作成)
予報対象時間	3時間
予報期間と間隔	GSM:FT=6からFT=84まで3時間間隔 MSM:FT=3からFT=39まで3時間間隔 TEPS:FT=6からFT=132まで3時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数 ²	モデル予報値³(NW85, NE85, SSI, PCWV, QWX, EHQ, OGES, DXQV, FRR)
層別化処理の対象	格子毎、予報時間(6時間区切り)
備考	頻度バイアス補正の閾値は 0.5, 1, 5, 10, 20, 30, 50, 80mm/3h を使用。

- 1 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.2 節(p50~59)を参照のこと。
- ² PoP 補正を行っているため、PoP 作成時に使用する説明変数の影響を受ける。PoP の説明変数を参照。
- 3 降水ガイダンスに使用する説明変数は以下のもの。
 - NW85: 850hPa の北西成分の風速
 - NE85: 850hPa の北東成分の風速
 - SSI: ショワルターの安定指数
 - PCWV: 可降水量×850hPa 風速×850hPa 鉛直速度
 - QWX: Σ (鉛直速度×比湿×湿度×層厚)、 Σ は各層の和を示す(以下同じ)
 - EHQ: Σ(基準湿度からの超過分×比湿×湿潤層の厚さ)、湿潤層は基準湿度(気温で変化)を超える層(以下同じ)
 - OGES: 地形性上昇流×比湿×湿潤層の厚さ
 - DXQV: 冬型降水の指数「風向別降水率×850hPaの風速×(海面と下層温位の飽和比湿差)」
 - FRR: モデル降水量予報値
 - RH85: 850hPa 相対湿度
 - NW50: 500hPa の北西成分の風速
 - NE50: 500hPaの北東成分の風速
 - ESHS: Σ (比湿×湿潤層の厚さ)/ Σ 飽和比湿
 - HOGR: 地形性上昇流×相対湿度
 - CFRR: モデル降水量予報値の変換値「FRR²/(FRR²+2)」
 - D850: 850hPa 風向
 - W850: 850hPa 風速
 - OGR: 地形性上昇流×比湿
 - 10Q4: 1000hPaの比湿と400hPaの飽和比湿の差
 - DWL: 湿潤層の厚さ

降水確率ガイダンス(PoP) ¹						
作成対象	GSM:20km 格子、MSM:5km 格子、TEPS:20km 格子					
作成方法	カルマンフィルター					
作成対象とするモデル	GSM, MSM, TEPS(各メンバーについて作成)					
予報対象時間	6 時間					
予報期間と間隔	GSM:FT=9からFT=81まで6時間間隔 MSM: 00,06,12,18UTC初期時刻:FT=9からFT=39まで6時間間隔 03,09,15,21UTC初期時刻:FT=6からFT=36まで6時間間隔 TEPS:FT=6からFT=132まで6時間間隔					
逐次学習の有無	有り					
説明変数	モデル予報値 ³ (NW85, NE85, RH85, NW50, NE50, ESHS, HOGR, DXQV, CFRR)					
層別化処理の対象	格子毎、予報時間(6時間区切り)					

最大降水量ガイダンス(MAXP)4				
作成対象	GSM:20km 格子、MSM:5km 格子				
作成方法	1,3時間最大降水量:ニューラルネット(3層:中間層はシグモイド関数 ⁵ 、出力層は一次 関数を使用) 24時間最大降水量:線形重回帰				
作成対象とするモデル	GSM, MSM				
予報対象時間	3時間(1,3時間最大)、24時間(24時間最大)				
予報期間と間隔	GSM:FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM:FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔				
逐次学習の有無	なし				
説明変数	1,3 時間最大降水量:モデル予報値 ³ (D850, W850, SSI, OGR, 10Q4, DWL)と MRR 24 時間最大降水量:モデル予報値 ³ (500hPa 高度、500hPa 温位、700hPa 温位、 850hPa 鉛直 P 速度、850hPa 相当温位、SSI(下層 850hPa・上層 500hPa)、SSI (下層 925hPa・上層 700hPa)、500m 高度水蒸気フラックス、500m 高度相当温位、 500m 高度と700hPa の風速鉛直シア、地形性上昇流(下層代表風と風向に応じた地 形勾配の積)、地形性上昇流と下層比湿の積、可降水量、PCWV、EHQ、ESHS、等 温位面渦位(305,315,335,345,355K)の上位主成分から7つ)および MRR				
層別化処理の対象	格子毎、平均降水量				
備考	1,3時間最大降水量: 比率(最大降水量/平均降水量)を予測する。 最終的には MRR に比率を掛けて MAXP を予測する。 24時間最大降水量: 24時間平均降水量およびモデル予測値の主成分から線形重回帰により最大降水量 を予測する。				

⁴ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1.2 項(p21~26)および平成 25 年度数値予報研修テキスト第 3.1 節を参照のこと。

⁵入力をxとした時に、出力が1/(1+exp(-ax))の形で表される関数

最大降雪量ガイダンス(MAXS)	6
作成対象	5km 格子
作成方法	雪水変換法
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	3, 6, 12, 24 時間
予報期間と間隔	GSM ガイダンス MAXS3 :FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MAXS6 :FT=9 から FT=84 まで 3 時間間隔 MAXS12:FT=15 から FT=84 まで 3 時間間隔 MAXS24:FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM ガイダンス MAXS3 :FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 MAXS6 :FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔 MAXS12:FT=12 から FT=39 まで 3 時間間隔 MAXS12:FT=12 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	1時間平均降水量(3時間平均降水量ガイダンスを3等分したもの)、1時間雪水比ガイ ダンス
層別化処理の対象	なし
備考	MAXS3, 6, 12, 24 は MAXS1 を積算して算出。

1時間雪水比ガイダンス(最大降雪量ガイダンスに利用、直接的には予報作業に供していない)6					
作成対象	5km 格子				
作成方法	ロジスティック回帰7				
作成対象とするモデル	GSM, MSM				
予報対象時間	1 時間				
予測期間と間隔	GSM:FT=4 から FT=84 まで 1 時間間隔 MSM:FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔				
逐次学習の有無	なし				
説明変数	地上気温(回帰係数の決定には地上気温の観測値を使用し、予測には格子形式気温 ガイダンスを使用する。)				
層別化処理の対象	降水量				
備考	降水種別が「雨」の場合または、格子形式気温ガイダンスの地上気温が+2℃以上の場合には雪水比を0に補正する。				

 ⁶ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1 節(p27~37)を参照のこと。
 7 目的変数が 0,1 の二値データの場合に適している。確率を p として ln(p/(1-p))を目的変数とした線形重回帰を行う。

5km 格子	5km 格子					
モデルや格子形式	気温ガイダン	スの予測値	を用いた診	诊断的方法		
GSM, MSM						
3時間						
GSM:FT=6 から MSM:FT=3 から	FT=84 まで 3 FT=39 まで 3	時間間隔 時間間隔				
無し						
格子形式気温ガイ	格子形式気温ガイダンス、850hPa 気温、地上相対湿度					
なし						
 ・降水の有無に関わらず降水種別を予測する。 ・T850, T800, T700、標高、補正前の種別に応じて補正(下表参照)。 標高 T850 T800 T700 補正前 補正後 標高によらず 2℃以上 雨 1500m 以上~ 2℃以上 □ 1500m 未満 2℃以上 □ 1℃以上 □ 1℃以上 □ 1℃以上 □ 1℃以上 □ 1℃以上 □ 1℃未満 □ 1℃未満 □ 						
※表の空欄は条件によらないことを示す。 ※T850 T800 T700 それぞれ 850bPa 800bPa 700bPa の気温						
	5km 格子 モデルや格子形式 GSM, MSM 3 時間 GSM: FT=6 から1 MSM: FT=3 から 無し 格子形式気温ガイ なし ・降水の有無に関結 ・T850, T800, T7 標高 標高によらず 1500m 以上~ 2000m 未満 1500m 未満 ※表の空欄は条件 ※不850, T800, T	5km 格子 モデルや格子形式気温ガイダン GSM, MSM 3 時間 GSM: FT=6 から FT=84 まで 3 MSM: FT=3 から FT=39 まで 3 無し 格子形式気温ガイダンス、850h1 なし ・降水の有無に関わらず降水種野 ・T850, T800, T700、標高、補重 標高によらず 2℃以上 1500m 以上~ 2℃以上 2000m 未満 2℃以上 1500m 未満 2℃以上 1℃以上 1℃以上 2℃未満 0℃以上 1℃未満 1℃未満 ※表の空欄は条件によらないこと ※不850, T800, T700:それぞれ	5km 格子 モデルや格子形式気温ガイダンスの予測値 GSM, MSM 3 時間 GSM: FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM: FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 無し 格子形式気温ガイダンス、850hPa 気温、地 なし ・降水の有無に関わらず降水種別を予測す ・下850、T800、T700、標高、補正前の種別 標高 T850 7850 T800 標高によらず 2℃以上 1500m 成上~ 2℃以上 2000m 未満 1℃以上 1500m 未満 2℃以上 1500m 未満 2℃以上 1500m 未満 1℃以上 2℃以上 1℃以上 2℃以上 1℃未満 ※表の空欄は条件によらないことを示す。 ※不850, T800, T700: それぞれ 850hPa, 50	5km 格子 モデルや格子形式気温ガイダンスの予測値を用いた部 GSM, MSM 3 時間 GSM: FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM: FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 無し 格子形式気温ガイダンス、850hPa 気温、地上相対湿 なし ・降水の有無に関わらず降水種別を予測する。 ・T850, T800, T700、標高、補正前の種別に応じて補 標高によらず 2℃以上 1500m 以上~ 2℃以上 2000m 未満 1℃以上 1500m 未満 2℃以上 10℃以上 1℃以上 1℃以上 1℃以上 ※表の空欄は条件によらないことを示す。 ※不850, T800, T700: それぞれ 850hPa, 800hPa, 70	5km 格子 モデルや格子形式気温ガイダンスの予測値を用いた診断的方法 GSM, MSM 3 時間 GSM: FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM: FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 MSM: FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 無し 格子形式気温ガイダンス、850hPa 気温、地上相対湿度 なし ・降水の有無に関わらず降水種別を予測する。 ・T850, T800, T700、標高、補正前の種別に応じて補正(下表参) 標高 T850 7850 T800 7700 補正前 標高によらず 2℃以上 1500m 以上~ 2℃以上 2000m 未満 2℃以上 1500m 未満 2℃以上 1500m 未満 2℃以上 1℃以上 雪 2℃以上 雪 1℃以上 雪 2℃以上 雪 1℃以上 雪 1℃以上 雪 2℃未満 雪 1℃未満 雪か雨 雨か雪 ※表の空欄は条件によらないことを示す。	

格子形式気温ガイダンス(雪水比、及び降水種別ガイダンスに利用するのみで、直接的には予報作業に供していない)6	
作成対象	5km 格子
作成方法	アメダス地点毎に作成した係数を各格子に分配(高度補正あり)
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	毎正時
予報期間と間隔	GSM:FT=3 から FT=84 まで 1 時間間隔 MSM:FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時間

降雪量地点ガイダンス8	
作成対象	主に積雪深計設置のアメダス 236 地点
作成方法	ニューラルネット(3層:中間、出力ともシグモイド関数 5を使用)
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間	12 時間
予報期間と間隔	FT=24 から FT=72 まで 12 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上,925,850,700,500hPaの気温、地上,925,850,700hPaの相対湿度、700,500hPaの高度、925,850,700,500hPaの風向、925,850,700,500hPaの風速、「海面水温-925hPaの気温」、925,850,700hPaの上昇流、「地上-850hPa」・「925-700hPa」のSSI ³ 、地形性降水指数、降水量、地上気圧、気温で層別化した雪水比にモデル降水量を乗じた降雪量)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報時間(FT=48 までと FT=72 まで)
備考	前12時間降雪量を目的変数とする。

⁸ 詳細は平成 20 年度数値予報研修テキスト第 3.1 節 (p73~76)を参照のこと。

A.2.2 気温ガイダンス

時系列気温ガイダンス9	
作成対象	アメダス地点、国内 91 空港(MSM のみ)
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	毎正時
予報期間と間隔	GSM:FT=3 から FT=84 まで 1 時間間隔 MSM:FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時間

最高・最低気温ガイダンス 10	
作成対象	アメダス地点、国内 91 空港(MSM のみ)
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	9時間(最低気温 15-00UTC、最高気温 00-09UTC) 24時間(週間予報用の明後日の最高・最低気温)
予報期間(対象要素)	GSM:アメダス 00UTC:当日最高、翌日・翌々日の最高・最低、3日後最低 06UTC:翌日・翌々日・3日後の最高・最低 12UTC:翌日・翌々日・3日後の最高・最低 18UTC:当日最高、翌日・翌々日の最高・最低、3日後最低 MSM:アメダス、空港 00UTC:(当日最高)、翌日最高・最低 03UTC:翌日最高・最低 06UTC:翌日最高・最低 09UTC:翌日最高・最低(、翌々日最低) 12UTC:翌日最高・最低(、翌々日最低) 15UTC:当日最高、翌日(最高・)最低 18UTC:当日最高、翌日(最高・)最低 21UTC:当日最高、翌日(最高・)最低 (「翌日」等は、日本時間で初期時刻からみた日付を示す、()内はアメダスのみ)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象要素(最高気温·最低気温)

⁹ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.3 節 (p60~66)を参照のこと。

A.2.3 風ガイダンス

定時風ガイダンス10	
作成対象	アメダス地点、国内 91 空港(MSM のみ)
作成方法	カルマンフィルター+風速の頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	毎正時、00UTC 基準に3時間毎正時
予報期間と間隔	アメダス地点(GSM):FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 アメダス地点(MSM):FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔 空港(MSM):FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上東西風速・南北風速)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時刻(1時間ごと1日分)、風向(北東、南東、南西、北西)

最大風速ガイダンス 11	
作成対象	アメダス地点、国内 91 空港(MSM のみ)
作成方法	カルマンフィルター+風速の頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	1時間(空港)、3時間(アメダス)
予報期間と間隔	アメダス地点:GSM は FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔、MSM は FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 空港(MSM):FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上東西風速・南北風速)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時刻(1時間ごと1日分)、風向(北東、南東、南西、北西)

¹⁰ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.4 節 (p67~72)を参照のこと。

ガストガイダンス11	
作成対象	国内 91 空港
作成方法	ガスト発生確率:ロジスティック回帰 ガスト風速A:カルマンフィルター ガスト風速B:カルマンフィルター+頻度バイアス補正 ※モデルの地上風速が10m/s未満の場合はガスト風速Aを、10m/s以上の場合はガス ト風速Bをガスト風速ガイダンスの予測値とする
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	1 時間(ガスト風速 A、ガスト風速 B)、3 時間(ガスト発生確率)
予報期間と間隔	ガスト風速 A、ガスト風速 B:FT=2から FT=39まで1時間間隔(ガスト発生確率は FT=3から FT=39まで3時間間隔)
逐次学習の有無	ガスト発生確率: 無し ガスト風速 A、ガスト風速 B: 有り
説明変数	ガスト発生確率:地上風速の前 1 時間最大値、境界層最大風速、水平風鉛直シアー、 SSI、925hPa 鉛直速度 ガスト風速 A:モデルの地上風速最大値 ガスト風速 B:モデルの地上風速(西風、南風)
層別化処理の対象	ガスト発生確率:作成対象地点、風向(8 方位) ガスト風速A:作成対象地点、予報対象時刻(3 時間単位、1 日分) ガスト風速B:作成対象地点、予報対象時刻(3 時間単位、1 日分)、風向(北東、南東、 南西、北西)

最大瞬間風速ガイダンス 12	
作成対象	アメダス地点
作成方法	最大瞬間風速 A:カルマンフィルター+頻度バイアス補正 最大瞬間風速 B:カルマンフィルター+頻度バイアス補正 ※モデルの地上風速が 10m/s 未満の場合は最大瞬間風速 Aを、10m/s 以上の場合は 最大瞬間風速 Bを最大瞬間風速ガイダンスの予測値とする
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	1時間
予報期間と間隔	FT=1 から FT=39 まで1時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	最大瞬間風速 A:モデルの地上風速最大値 最大瞬間風速 B:モデルの地上風速(西風、南風)
層別化処理の対象	作成对象地点、予報対象時刻(1時間単位、1日分)

¹¹ 詳細は平成 23 年度数値予報研修テキスト第 1.7 節 (p30~36)を参照のこと。

A.2.4 天気ガイダンス¹²

作成対象	20km 格子(GSM)、5km 格子(MSM)、国内 91 空港(MSM)
作成方法	GSM, MSM:降水種別ガイダンス、降水量ガイダンス、ニューラルネットによる日照率 MSM(空港):フローチャート(お天気マップ方式) ¹³
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	GSM, MSM:3 時間 MSM(空港):1 時間
予報期間と間隔	GSM:FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM:FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 MSM(空港):FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	有り(日照率推定。3月31日と9月30日の係数切替前にも、30日間の事前学習を行う。) ※MSM(空港)は逐次学習無し
説明変数	GSM, MSM: 日照率推定:モデル予報値(1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300hPaの相対湿度、6 時間降水量、850hPaと500hPaの気温差) 雨雪判別:降水量ガイダンス、降水種別ガイダンス フローチャート:降水量ガイダンス、降水種別ガイダンス、日照率推定 MSM(空港):モデル予報値(降水量・上中下層雲量・地上気温・地上湿度・850hPa気 温)
層別化処理の対象	日照率推定:作成対象格子及び作成対象地点、夏期(4~9月)、冬期(10~3月)
備考	・日照率の推定用に地点(気象官署・アメダス)毎の予想を用いる。地点のない範囲は 11 中枢官署の係数の平均を日照率の推定に使う。 ・MSM(空港)は、お天気マップ方式だが、モデル降水量から弱・並・強の降水強度も予 測。雨雪判別には気温ガイダンスを利用。アデスへは曇天率(1から日照率を引いた値) を配信。

A.2.5 お天気マップ¹⁴

作成対象	20km 格子(GSM)、5km 格子(MSM)
作成方法	フローチャート
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	GSM:3時間毎正時 MSM:毎正時
予報期間と間隔	GSM:FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM:FT=3 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	無し
説明変数	モデル予報値(地上気温、地上湿度、850hPa気温、降水量、下層・中層・上層雲量)
層別化処理の対象	無し
備考	・降水の有無の閾値については MSM とGSM で値が異なる。 ・MSM 天気ガイダンス(空港)は、お天気マップ方式であるが判別閾値が異なる。

¹² 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.5 節 (p73~75)を参照のこと。

¹³ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.8 節(p91)、3.9 節(p94~97)を参照のこと。

¹⁴ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.9 節 (p94~97)を参照のこと。

A.2.6 発雷確率ガイダンス15

作成対象	20km 格子
作成方法	ロジスティック回帰
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	3時間
予報期間と間隔	GSM:FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM:FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし(2009年3月までの約2年間で係数作成)
説明変数	モデル予報値(SSIなど12個の仮予測因子の中から区域毎に異なる6個の説明変数を 選択。そのうち3個は固定。) ¹⁶
層別化処理の対象	35 区域、予報時間(GSMはFT=0-12, 12-24,…, 72-84の7段階、MSMはFT=3-9, 9-15, 15-21, 21-27, 27-39の5段階)、-10℃高度(3km未満、3-5km、5km以上)、 対象時刻(-10℃高度が5km以上の場合に午前(12-03UTC)と午後(03-12UTC)に分 ける)
備考	・目的変数は、LIDEN をレーダー観測を使って品質管理し、かつ飛行場実況通報と一般気象官署の記事を含めて作成している。 ・目的変数は 20km 格子ごとに作成するが、対象とする 20km 格子を含む周辺 9 格子 (60km 四方)における発電の有無としている。 ・予測は LAF(Lagged Average Forecast)および LAF なしの 2 つを作成している。LAF は GSM では過去 2 初期値、MSM では過去 8 初期値を使って、重み付平均としており、 古い初期値ほど重みを減らすようにしている。

SSI: ショワルターの安定指数
CAPE: 対流有効位置エネルギー(地上および 925hPa から持ち上げの高い方を選択)
前3時間降水量(20km 格子内の最大値)
鉛直シアー(850-500hPa)
500hPa の渦度(200km 平均)
気温が-10℃となる高度
下層風(700 hPa 以下)のX軸成分
同 Y軸成分
850 hPa 以下の気温減率
冬型降水の指数:風向別降水率×850hPa風速×(海面と下層温位の飽和比湿差)
可降水量
CAPE の前3時間変化量

¹⁵ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1 節 (p39~43)を参照のこと。

¹⁶ 発雷確率ガイダンスの説明変数候補(仮予測因子)は以下 12 個のものから 6 個を選択するが、下線を引いたものは必 ず選択する。

A.2.7 雲ガイダンス

雲ガイダンス ¹⁷	
作成対象	国内 91 空港
作成方法	ニューラルネット(3層:中間、出力ともにシグモイド関数5を使用)+頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	1 時間
予報期間と間隔	FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(モデル面湿度、降水量、925hPa(松本空港は 850hPa)と地上の平均 気温減率)
層別化処理の対象	作成対象地点(国内 91 空港)、予報対象時刻(1 時間ごと1日分)、季節(暖候期(4~ 10月)、寒候期(11月~3月))
備考	ニューラルネットで空港上空の38層の雲量を求め、それを下から検索することによって3 層の雲層を抽出し、配信している。

雲底確率ガイダンス18			
作成対象	国内 91 空港		
作成方法	ロジスティック回帰		
作成対象とするモデル	MSM		
予報対象時間	3時間		
予報期間と間隔	FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔		
逐次学習の有無	無し		
説明変数	 ・前3時間降水量(雨+雪+霰) ・前3時間降水量(雪) ・925hPa(松本空港は850hPa)と地上の平均気温減率 ・各空港の標高(モデル)から1000ft、600ftの高度における 相対湿度、東西風、南北風、雲量(CVR)、(雲水量+雲氷量)(CWC) 		
層別化処理の対象	作成対象地点(国内91空港)、季節(暖候期(4~10月)、寒候期(11月~3月)、予報時間(6時間)、予報対象時刻(3時間間隔、1日分)		
備考	前3時間のシーリングが1000ft 未満、及び600ft 未満となる確率を予想する。		

¹⁷ 詳細は平成 17 年度数値予報研修テキスト第 6.3 節 (p55~58)を参照のこと。
¹⁸ 詳細は平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.4 節 (p88~94)を参照のこと。

A.2.8 最小湿度ガイダンス19

作成対象	気象官署		
作成方法	ニューラルネット(3層:中間層はシグモイド関数 5、出力層は一次関数を使用)		
作成対象とするモデル	GSM, MSM		
予報対象時間	24 時間(15-15UTC)		
予報期間と間隔	GSM00UTC:翌日、翌々日 GSM06UTC:翌日、翌々日、3日後 GSM12UTC:翌日、翌々日、3日後 GSM18UTC:翌日、翌々日 MSM00UTC:翌日 MSM03UTC:翌日 MSM06UTC:翌日 MSM09UTC:翌日 MSM12UTC:翌日 MSM09UTC:翌日 MSM12UTC:翌日 MSM12UTC:翌日 MSM12UTC:翌日 MSM15UTC:翌日 MSM21UTC:翌日 (「翌日」等は、日本時間で初期時刻からみた日付を示す)		
逐次学習の有無	有り(3月31日と9月30日の係数切替前にも、30日間の事前学習を行う。)		
説明変数	モデル予報値(地上気温、850hPa 風速、1000,925,850hPa 平均相対湿度、 1000-700hPa 気温減率、地上最高気温、地上最高気温出現時の比湿、925hPa 最高 気温出現時の比湿、地上最小比湿、地上,1000,925,850,700,500hPaの日平均相対 湿度、地上最小湿度)		
層別化処理の対象	作成対象地点(気象官署および特別地域気象観測所)、夏期(4~9 月)、冬期(10~3月)		

¹⁹ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.6.2 項(p78~79)を参照のこと。

A.2.9 視程ガイダンス

視程ガイダンス20			
作成対象	国内 91 空港		
作成方法	カルマンフィルター+頻度バイアス補正		
作成対象とするモデル	MSM		
予報対象時間	1時間(視程)、3時間(視程確率)		
予報期間と間隔	視程:FT=2からFT=39まで1時間間隔 視程確率:FT=6からFT=39まで3時間間隔		
逐次学習の有無	有り		
説明変数	モデル予報値(地上相対湿度、雲水量、地上気温、地上風速、降水量)		
層別化処理の対象	作成対象地点(国内 91 空港)、天気(無降水、雨、雪)、予報対象時刻(3時間ごと1日 分、無降水のみ)		
備考	・視程は前1時間の最小視程および平均視程を予想する。 ・視程確率は前3時間に視程が5kmおよび1.6km未満となる確率を予想する。		

視程分布予想(MSM) ²¹			
作成対象	5km 格子		
作成方法	消散係数による診断法 視程 VIS = $3 / (\sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s)$ $\sigma_p = 0.23(1-RH)^{-0.5}$:浮遊塵の消散係数 $\sigma_c = 9.0 \times QC^{0.9}$:雲の消散係数 $\sigma_r = 0.6 \times RAIN^{0.55}$:雨の消散係数 $\sigma_s = 4.8 \times SNOW^{0.7} + 0.07 \cdot FF$:雪の消散係数		
作成対象とするモデル	MSM		
予報対象時間	3 時間		
予報期間と間隔	MSM: FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔		
逐次学習の有無	無し		
説明変数	 モデル予報値 QC : モデル面第 2-5 層の雲水量の和(g/kg) RAIN : モデル内の降雨量の予測(mm/h) SNOW : モデル内の降雪量の予測(mm/h) RH : モデル面第 2 層の湿度(%) FF : モデル面第 2 層の風速(m/s) 		
層別化処理の対象	無し		
備考	MSM(ランベルト)とガイダンス(緯度経度)の座標系の違いにより、南北端で一部欠損 値が入る。		

²⁰ 詳細は平成 17 年度数値予報研修テキスト第 6.3.3 項(p53~55)を参照のこと。

²¹ 詳細は平成 23 年度数値予報研修テキスト第 1.6 節 (p25~29)を参照のこと。

視程分布予想(GSM) ²²			
作成対象	20km格子(等緯度経度格子)		
作成方法	消散係数による診断法 視程 VIS = $3/(\sigma_p + \sigma_c)$ $\sigma_p = 0.162(1-RH)^{-0.5}$:浮遊塵の消散係数 $\sigma_c = 22.7 \times CWC_3^{0.96}$:雲の消散係数 (オホーツク海) $\sigma_c = 29.3 \times CWC_2^{0.96}$:雲の消散係数 (オホーツク海以外)		
作成対象とするモデル	GSM		
予報対象時間	3 時間		
予報期間と間隔	GSM:FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔		
逐次学習の有無	無し		
説明変数	 モデル予報値 CWC₃ : 地表気圧より上層の P 面 3 層の雲水量の和(g/kg) CWC₂ : 地表気圧より上層の P 面 2 層の雲水量の和(g/kg) RH : 地上面の湿度(%) 		
層別化処理の対象	無し		

²² 詳細は平成 25 年度数値予報研修テキスト第 3.3 節を参照のこと。

A.3 プロダクトの送信時刻

スーパーコンピュータシステムでは、数値予報モデルによる予測計算終了後に、その計算結果をユーザの利 用目的に合った各種プロダクトに加工して気象情報通信処理システム(アデス)等に送信し、庁内外に配信し ている。

平成25年8月のプロダクト送信終了時刻を、表A.3.1に示す。なお、解析や予報にかかる計算時間は日々変化するため、送信終了時刻も日々変動する。

また、気象業務支援センターに周知した数値予報プロダクトの送信時刻を、表 A.3.2 に示す。

数値予報モデルと初期時刻		プロダクトの送信終了時刻1	
全球モデル	00/06/12/18UTC 延長プロダクト ² 12UTC	初期時刻 + 3時間 45分程度 1830 UTC 頃	
週間アンサンブル予報モデル	12UTC	1955 UTC 頃	
台風アンサンブル予報モデル	00/06/12/18UTC	配信なし(本庁内利用のみ)	
メソモデル	00/03/06/09/ 12/15/18/21UTC	初期時刻 + 2時間 10 分程度	
局地モデル3	毎時	初期時刻 + 1時間 10 分程度	
毎時大気解析	毎時	毎時 25 分~27 分	

表 A.3.1 プロダクトの送信終了時刻 (平成 25 年 8 月)

表 A.3.2 気象業務支援センターに周知した送信時刻 (平成 25 年 8 月現在)

数値予報モデルと初期時刻		周知したプロダクト送信時刻4	
全球モデル (GPV、ガイダンス、FAX)	00/06/12/18UTC 延長プロダクト ² 12UTC	初期時刻 +4 時間以内 初期時刻 +7 時間以内	
週間アンサンブル予報モデル (GPV、ガイダンス、FAX)	12UTC	2000 UTC まで	
メソモデル (GPV、ガイダンス、FAX ⁵)	00/03/06/09/ 12/15/18/21UTC	初期時刻 +2 時間 30 分以内	
毎時大気解析 (GPV)	毎時	毎正時後 30 分以内	

(補足)周知した送信時刻より 30 分以上の遅延が生じるか遅延が見込まれる場合に連絡報を発信する。 送信時刻は以下の文書で周知している。

「配信資料に関する技術情報(気象編)第373号」(平成25年5月15日)

「配信資料に関する技術情報(気象編)第269号」(平成19年9月27日)

「お知らせ(配信資料に関する技術情報(気象編)第205号関連)」(平成18年2月6日)

「配信資料に関する技術情報(気象編)第196号」(平成17年4月28日)

¹ スーパーコンピュータシステムからアデス等への送信が終了した時刻のこと。

² 延長プロダクトの予報時間は 90~264 時間である。

³ アデスで作図(航空気象情報提供システム向け空港周辺図、空港地点時系列図)するための GPV を送信している。

⁴ 気象業務支援センターへの配信が終了する時刻のこと。

⁵ 国内航空路 6/12 時間予想断面図、および国内悪天 12 時間予想図を送信している。

B.1 はじめに¹

昨年度(平成24年度)の数値予報研修テキスト執 筆後の2012年11月から2013年10月末までに行われ た数値予報システムの変更を、表B.2.1にまとめた。

B.2 数値予報システムの変更

B.2.1 局地数値予報システムの改善

2012年8月30日に本運用を開始した局地数値予報 システムについて解析・予報領域を変更し、局地モ デル(LFM)の予報領域を東日本領域から日本域に拡 張するとともに、実行頻度を3時間毎から毎時へ高 頻度化する改良を、2013年5月29日00UTC初期値よ り実施した。

B.2.2 メソ数値予報システムの改善

2013年3月28日00UTC初期値から、メソ数値予報 システムの解析・予報領域の拡張を実施した。また 2013年5月29日00UTC初期値から、メソモデル (MSM)の予報時間を、1日8回すべての初期時刻にお いて39時間へと延長した。

B.2.3 全球数値予報システムの改善

2012年12月18日00UTC初期値から、全球モデル (GSM)の層積雲スキームを改良し、GSMの下層雲や 大気下層の気温の予測精度を向上させた。また 2013年4月25日00UTC初期値から、GSMの放射過 程で利用されているエーロゾル光学的厚さの気候 値をより品質の高いものに更新するとともに、水蒸 気による短波放射の吸収を求める際に使用する係 数を更新した。

2013年3月28日12UTC初期値から、全球モデル (12UTC初期値)と週間アンサンブル予報モデルの 予報時間を216時間(9日)から264時間(11日)へ と延長した。

B.2.4 観測データ利用の拡充

2012年11月15日06UTC初期値から全球解析とメ ソ解析において、衛星観測輝度温度データを利用す るために用いられる放射伝達モデル(RTTOV)を最 新のものに更新するとともに、陸域のマイクロ波水 蒸気サウンダの輝度温度データ利用を新たに開始 した。また2012年12月18日00UTC初期値から、全 球解析で利用しているGNSS掩蔽(えんぺい)観測 データの利用手法を改良した。さらに 2013年7月2 日00UTC初期値から、衛星による大気追跡風データ の利用を拡充した。また、2013年9月12日00UTC初 期値から全球解析とメソ解析において、第一期水循 環変動観測衛星「しずく」(GCOM–W1)に搭載され た、 高性能マイクロ波イメージャAMSR2 データ 利用を開始した。

またメソ解析と局地解析、および毎時大気解析に おいて、2013年4月15日から長野及び静岡レーダー、 2013年6月6日から名瀬レーダーの、ドップラー速度 データの利用を開始した。これにより国内すべての 気象レーダーのドップラー速度データを数値予報 で利用することとなった。局地解析への観測データ 利用については、本研修テキスト第2章を参照いた だきたい。

B.2.5 アプリケーション・ガイダンスおよびプロダク トの改善

2012年10月31日00UTC初期値からGSM視程分 布予想の提供を開始したほか、2013年3月25日 00UTC初期値から24時間最大降水量ガイダンスの 改良を実施した。さらに2013年6月17日00UTC初期 値から、GSM/MSM/航空 風ガイダンス(地点形式) を改良し、風速10~15m/sの範囲での予測精度を向 上させた。

B.2.2で述べた、メソモデルの予報時間を39時間 へと延長したことに対応して、2013年10月1日 00UTC初期値から、メソモデルのガイダンスの予報 時間を39時間に延長した。

また2013年5月22日00UTC初期値の資料から、 FAX 図 (平 面 図 FXJP854, 航 空 断 面 図 FXJP106/JXJP112) で使用される相当温位の計算 式を、定義により近い値が得られる Bolton (1980) の方法に変更・統一した。(週間予報支援図FZCX50 は従来からBoltonの式を利用しているため変更な し。)

参考文献

Bolton, D., 1980: The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046–1053.

¹ 付録 B 室井 ちあし、松下 泰広

表 B.2.1 数値予報システムに関わる変更 (赤背景:全球数値予報システム関係、緑背景:メソ・局地数値予報システム関係、 青背景:ガイダンス・プロダクト関係、それ以外:観測データ関係の変更)

変更日	概要	参考文献
2012年10月31日	GSM 視程分布予想の運用開始	本研修テキスト第3.3節
		平成23年度数値予報研修テキスト第1.6節
2012年11月5日	ガストガイダンスの運用開始	平成23年度数値予報研修テキスト第1.7節
2012年11月15日	全球解析、メソ解析の輝度温度同化処理	
	について、陸域輝度温度データの利用を	
	高度化し、放射伝達モデル RTTOV-10 を	
-	導入	
2012年12月18日	全球モデルの層積雲スキームの改良と全	配信資料に関する技術情報(気象編)第364号
	球解析での GNSS 掩蔽観測データの利	平成24年度数値予報研修テキスト第2部第2.3
	用手法改良	節
2013年1月22日	局地解析へ、レーダー反射強度データ、	本研修テキスト第2章
	高層観測、国外 SYNOP・SHIP・BUOY	
	気圧、および国内 SYNOP 地上比湿・気	
	圧データを導入	
2013年3月25日	24 時間最大降水量ガイダンス	本研修テキスト第3.1節
	(GSM,MSM)の改良	
2013年3月28日	全球モデル(12UTC 初期値)、週間アンサ	配信資料に関する技術情報(気象編)第368号
	ンブル予報モデルの11日予報の実施	
2013年3月28日	メソ数値予報システムの解析・予報領域	配信資料に関する技術情報(気象編)第369号
		本研修テキスト第1章
2013 年 4 月 15 日	新設された長野及び静岡ドップラーレー	
	ターのドップフー速度テータをメソ解	
	析、毎時大気解析及び、局地解析で利用	
2013年4月25日	全球モアルの放射過程改良(エーロソル	
	気候値更新、水蒸気吸収係数改定)	
2013年5月16日	仙台のワイントノロノアイフ利用を開始 RAX 図のセルリョナの計算すた 東西	新告次的2月上,2.11年年月(左 舟后) 体 0月1日
2013年5月22日	FAX図の相当温祉の計算式を変更	配信貸料に関する技術情報(気象編) 男 371 号
2013年5月29日	メノモアルの39時間 す報の美施、わよい	配信貸科に関する技術情報(気象編) 弗 373 方 木研修デキュト第1 音 第0 音
2012年6日6日	同地てノルの日本域拡張・筒頻度化	本 「「「「」」 「「」 「」 「」 「」 「」 「」 「」 「」 「」 「」 「
2013年6月6日	新設された名閥トツノフーレーターのト 、プラー 法度データたメソタに 反時十	
	シノノー 歴度ノークをノノ 脾机、 毎時八	
	ス府何及び、 同地府何 (利用 2 開始、 主 国オベアの気象レーダーについての対応	
	国外にての気象レーターについての対応 が完了	
2013 年 6 日 17 日	M ⁻ ルコ	配信容料に関する技術情報(気象編)第376号
2013年0月11日	AWA イククスの取役(GOWI,MISM,加生)	北田貞将に因りるQが旧報(X家禰) お570 万 木研修テキスト第39節
2013 年 7 日 9 日	AVHRR 極城衛星風お上び LEOGEO 衛	平何じアイバー第 0.2 印
2010 1/12	星風データの新規利用	
2013年9月12日	第一期水循環変動観測衛星「しずく」	
	(GCOM–W1)に搭載された 高性能マイ	
	クロ波イメージャ AMSR2 データの全球	
	解析・メソ解析での利用を開始	
2013年10月1日	メソモデルのガイダンスの予報時間を 39	
	時間に延長	

付録C 数値予報研修テキストで用いた表記と統計 的検証に用いる代表的な指標¹

本テキストで使用した表記と統計的検証に用い る代表的な指標などについて以下に説明する。

C.1 研修テキストで用いた表記について

C.1.1 時刻の表記について

本テキストでは、時刻を表記する際に、通常国内 で用いられている日本標準時(Japan Standard Time, JST)の他に、協定世界時(Universal Time Coordinated, UTC)を用いている。

数値予報では国際的な観測データの交換やプロ ダクトの利用等の利便を考慮して、時刻はUTCで表 記されることが多い。JSTはUTCに対して9時間進 んでいる。

C.1.2 解像度の表記について

全球モデルの解像度について、xxを水平方向の切 断波数、yyを鉛直層数として、"TxxLyy"と表記する ことがある。また、セミラグランジアンモデルでリ ニア格子(北川 2005)を用いる場合は"TLxxLyy" と表記する。北緯30度において、TL959は約20km 格子、TL319は約55km格子、TL159は約110km格 子に相当する。

C.1.3 予報時間について

数値予報では、統計的な検証や事例検証の結果を 示す際に、予報対象時刻の他に、初期時刻からの経 過時間を予報時間(Forecast Time, FT)として表記 している。

本テキストでは、予報時間を

「予報時間」=「予報対象時刻」-「初期時刻」 で定義し、例えば、6時間予報の場合、FT=6と表記 しており、時間の単位(h)を省略している。

C.1.4 アンサンブル予報の表記について

アンサンブル予報では、複数の数値予報の集合 (アンサンブル)を統計的に処理し、確率予報等の 資料を作成する。本テキストでは、数値予報の集合 の平均を「アンサンブル平均」、個々の予報を「メ ンバー」と呼ぶ。また、摂動を加えているメンバー を「摂動ラン」、摂動を加えていないメンバーを「コ ントロールラン」と呼ぶ。

C.1.5 緯度、経度の表記について

本テキストでは、緯度、経度について、アルファ

1 太田 洋一郎

ベットを用いて例えば「北緯40度、東経130度」を 「40°N、130°E」、「南緯40度、西経130度」を「40°S、 130°W」などと略記する。

C.2 統計的検証に用いる代表的な指標

C.2.1 平均誤差、平方根平均二乗誤差、誤差の 標準偏差

予報誤差を表す基本的な指標として、平均誤差 (Mean Error, ME、バイアスと表記する場合もあ る) と平方根平均二乗誤差(Root Mean Square Error, RMSE)がある。これらは次式で定義される。

$$ME \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - a_i)$$
$$RMSE \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - a_i)^2}$$

ここで、Nは標本数、x_iは予報値、a_iは実況値で ある(実況値は客観解析値、初期値や観測値が利用 されることが多い)。MEは予報値の実況値からの偏 りの平均であり、Oに近いほど平均的な状態の実況 からのずれが小さいことを示す。RMSEは最小値の Oに近いほど予報が実況に近いことを示す。また、 北半球平均等、広い領域に対して格子点値による平 均をとる場合は、格子点が代表する面積重みをかけ て算出する場合がある。

RMSEはMEの寄与とそれ以外を分離して、 RMSE² = $ME^2 + \sigma_2^2$

$$\sigma_e^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - a_i - ME)^2$$

と表すことができる。 σ_e は誤差の標準偏差である。 本テキストでは、数値予報に改良を加えた際の評 価指標として、RMSEの改善率を用いる場合がある。 RMSEの改善率は次式で定義される。

$$RMSE$$
改善率 = $\frac{RMSE_{cntl} - RMSE_{test}}{RMSE_{cntl}} \times 100$

ここで、*RMSE*_{cnl} は基準となる予報の、*RMSE*_{test} は 改良を加えた予報の**RMSE**である。

C.2.2 アノマリー相関係数

アノマリー相関係数(Anomaly Correlation Coefficient, ACC)とは、予報値の基準値からの偏差 (アノマリー)と実況値の基準値からの偏差との相 関係数であり、次式で定義される。

$$ACC = \frac{\sum_{i=1}^{N} (X_i - \overline{X})(A_i - \overline{A})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} (X_i - \overline{X})^2 \sum_{i=1}^{N} (A_i - \overline{A})^2}}$$

(-1≤*ACC*≤1) ただし、

$$X_i = x_i - c_i, \quad \overline{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i$$
$$A_i = a_i - c_i, \quad \overline{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i$$

である。ここで、Nは標本数、x_iは予報値、a_iは実 況値、c_iは基準値である。基準値としては気候値を 用いる場合が多い。アノマリー相関係数は予報と実 況の基準値からの偏差の相関を示し、基準値からの 偏差の増減のパターンが完全に一致している場合 には最大値の1をとり、相関が全くない場合には0を とり、逆に全くパターンが反転している場合には最 小値の-1をとる。なお、アノマリー相関係数や第 C.2.1項の平均誤差、平方根平均二乗誤差の関係は梅 津ほか(2013)に詳しい。

C.2.2 スプレッド

スプレッドは、アンサンブル予報のメンバーの広 がりを示す指標であり、次式で定義される。

スプレッド=
$$\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(\frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M}(x_{mi}-\overline{x}_{i})^{2}\right)}$$

ここで、Mはアンサンブル予報のメンバー数、Nは 標本数、 x_{mi} はm番目のメンバーの予報値、 \bar{x}_i は

 $\overline{x}_i \equiv \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M x_{mi}$

で定義されるアンサンブル平均である。

C.3 カテゴリー検証で用いる指標など

カテゴリー検証では、まず、対象となる現象の有 無を予報と実況それぞれについて判定し、その結果 により標本を分類する。そして、それぞれのカテゴ リーに分類された事例数をもとに、予報の特性を検 証するという手順を踏む。

C.3.1 分割表

分割表は、カテゴリー検証においてそれぞれのカ テゴリーに分類された事例数を示す表である(表 C.3.1)。各スコアは、表C.3.1に示される各区分の事 例数を用いて定義される。

また、以下では全事例数をN = FO + FX + XO + XX、

表C.3.1 分割表。FO、FX、XO、XXはそれぞれの 事例数を表す。

		実況		≑∔.
		あり	なし	百
予報	あり	FO	FX	FO+FX
	なし	XO	XX	XO+XX
	it i	Μ	Х	N

実況「現象あり」の事例数をM = FO + XO、実況「現象なし」の事例数をX = FX + XXと表す。

C.3.2 適中率

適中率は、予報が適中した割合である。

最大値の1に近いほど予報の精度が高いことを示 す。

C.3.3 空振り率

空振り率は、予報「現象あり」の事例数に対する 空振り(予報「現象あり」かつ実況「現象なし」) の割合である。

空振り率 =
$$\frac{FX}{FO + FX}$$
 (0 ≤ 空振り率 ≤ 1)

最小値の0に近いほど空振りが少ないことを示す。 本テキストでは分母を FO+FX としているが、代わ りに N として定義する場合もある。

C.3.4 見逃し率

見逃し率は、実況「現象あり」の事例数
 (*M* = FO + XO)に対する見逃し(実況「現象あり」
 かつ予報「現象なし」)の割合である。

見逃し率 =
$$\frac{XO}{M}$$
 (0 ≤ 見逃し率 ≤ 1)

最小値の0に近いほど見逃しが少ないことを示す。 本テキストでは分母を*M*としているが、代わりに *N*として定義する場合もある。

C.3.5 捕捉率

捕捉率(Hit Rate, Hr)は、実況「現象あり」のと きに予報が適中した割合である。

$$Hr \equiv \frac{FO}{M} \qquad (0 \le Hr \le 1)$$

最大値の1に近いほど、見逃しが少ないことを示 す。捕捉率はROC曲線(第C.4.5項)のプロットに 用いられる。

C.3.6 誤検出率

誤検出率(False Alarm Rate, Fr)は、実況「現象な し」のときに予報が外れた割合であり、第C.3.3項の 空振り率とは分母が異なる。

$$Fr \equiv \frac{FX}{X} \qquad (0 \le Fr \le 1)$$

最小値の0に近いほど、空振りの予報が少なく予 報の精度が高いことを示す。誤検出率は捕捉率(第 C.3.5項)とともにROC曲線(第C.4.5項)のプロッ トに用いられる。

C.3.7 バイアススコア

バイアススコア(Bias Score, BI)は、実況「現象あ り」の事例数に対する予報「現象あり」の事例数の 比であり、次式で定義される。

$$BI = \frac{FO + FX}{M} \quad (0 \le BI)$$

予報と実況で「現象あり」の事例数が一致する場 合に1となる。1より大きいほど予報の「現象あり」 の頻度が過大、1より小さいほど予報の「現象あり」 の頻度が過小であることを示す。

C.3.8 気候学的出現率

現象の気候学的出現率 P_cは、標本から見積もられる現象の平均的な出現確率であり、次式で定義される。

$$P_c \equiv \frac{M}{N}$$

この量は実況のみから決まり、予報の精度にはよ らない。予報の精度を評価する際の基準値の設定に しばしば用いられる。

C.3.9 スレットスコア

スレットスコア(Threat Score, TS)は、予報また は実況で「現象あり」の場合の予報適中事例数に着 目して予報精度を評価する指標であり、次式で定義 される。

$$TS = \frac{FO}{FO + FX + XO} \qquad (0 \le TS \le 1)$$

出現頻度の低い現象 (N>>M、従って、 XX >> FO, FX, XO となって、予報「現象なし」によ る寄与だけで適中率が1に近い現象)についてXXの 影響を除いて検証するのに有効である。本スコアは 最大値の1に近いほど予報の精度が高いことを示す。 なお、スレットスコアは現象の気候学的出現率の影 響を受けやすく、異なる標本や出現率の異なる現象 に対する予報の精度を比較するのには適さない。こ の問題を緩和するため、次項のエクイタブルスレッ トスコアなどが考案されている。

C.3.10 エクイタブルスレットスコア

エクイタブルスレットスコア(Equitable Threat Score, ETS)は、気候学的な確率で「現象あり」が適中した頻度を除いて求めたスレットスコアであり、 次式で定義される(Schaefer 1990)。

$$ETS = \frac{FO - S_f}{FO + FX + XO - S_f} \qquad \left(-\frac{1}{3} \le ETS \le 1\right)$$

ただし、

$$S_f = P_c(FO + FX), \quad P_c = \frac{M}{N}$$

である。ここで、Pcは現象の気候学的出現率(第

C.3.8項)、 S_f は「現象あり」をランダムにFO+FX回予報した場合(ランダム予報)の「現象あり」の 適中事例数である。本スコアは、最大値の1に近い ほど予報の精度が高いことを示す。また、ランダム 予報で0となり、FO = XX = 0、FX = XO = N/2の場 合に最小値–1/3をとる。

C.3.11 スキルスコア

スキルスコア(Skill Score, Heidke Skill Score)は、 気候学的な確率で「現象あり」および「現象なし」 が適中した頻度を除いて求める適中率であり、次式 で定義される。

$$\begin{aligned} Skill &= \frac{FO + XX - S}{N - S} \qquad (-1 \le Skill \le 1) \\ &\uparrow z \uparrow z \lor \bigcup_{n} \\ S &= Pm_c(FO + FX) + Px_c(XO + XX) , \\ Pm_c &= \frac{M}{N} , \quad Px_c = \frac{X}{N} \end{aligned}$$

である。ここで、 Pm_c は「現象あり」、 Px_c は「現象 なし」の気候学的出現率(第C.3.8項)、Sは現象の 「あり」をFO+FX回(すなわち、「なし」を残り のXO+XX回)ランダムに予報した場合(ランダム 予報)の適中事例数である。本スコアは、最大値の 1に近いほど予報の精度が高いことを示す。また、 ランダム予報で0となり、FO=XX=0、 FX = XO = N/2の場合に最小値-1をとる。

C.4 確率予報に関する指標など

C.4.1 ブライアスコア

ブライアスコア(Brier Score, BS)は、確率予報の 統計検証の基本的指標である。ある現象の出現確率 を対象とする予報について、次式で定義される。

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (p_i - a_i)^2 \quad (0 \le BS \le 1)$$

ここで、 p_i は確率予報値(0から1)、 a_i は実況値 (現象ありで1、なしで0)、Nは標本数である。BSは完全に適中する決定論的な(p_i =0または1の)予 報(完全予報と呼ばれる)で最小値の0をとり、0に 近いほど予報の精度が高いことを示す。また、現象 の気候学的出現率 $P_c = M/N$ (第C.3.8項)を常に確 率予報値とする予報(気候値予報と呼ばれる)のブ ライアスコア BS_c は

$$BS_c \equiv P_c (1 - P_c)$$

となる。ブライアスコアは、現象の気候学的出現率の影響を受けるため、異なる標本や出現率の異なる現象に対する予報の精度を比較するのには適さない。例えば上の*BS*。は*P*。依存性を持ち、同じ予報手

法(ここでは気候値予報)に対しても*P。*の値に応じ て異なる値をとる(Stanski et al. 1989)。この問題を 緩和するため、次項のブライアスキルスコアが考案 されている。

C.4.2 ブライアスキルスコア

ブライアスキルスコア(Brier Skill Score, BSS)は、 ブライアスコアに基づくスキルスコアであり、通常 気候値予報を基準とした予報の改善の度合いを示 す。本スコアは、ブライアスコア BS、気候値予報 によるブライアスコア BS。を用いて

$$BSS = \frac{BS_c - BS}{BS_c} \qquad (BSS \le 1)$$

で定義され、完全予報で1、気候値予報で0、気候値 予報より誤差が大きいと負となる。

C.4.3 Murphyの分解

Murphy(1973)は、ブライアスコアと予報の特性 との関連を理解しやすくするため、ブライアスコア を信頼度(reliability)、分離度(resolution)、不確実 性(uncertainty)の3つの項に分解した。これを Murphyの分解と呼ぶ(高野(2002)などに詳しい)。

確率予報において、確率予報値をL個の区間に分 け、標本を確率予報値の属する区間に応じて分類す ることを考える。確率予報値がI番目の区間に属す る標本数を $N_{l}(N = \sum_{l=1}^{L} N_{l})$ 、このうち実況が「現象 あり」であった事例数を $M_{l}(M = \sum_{l=1}^{L} M_{l})$ とすると、 Murphy の分解により、ブライアスコアは以下のよ うに表される(確率予報値のI番目の区間の区間代 表値を p_{l} とする)。

BS = fatile field for a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation is a factor of the equation of the equation is a factor of the equation of the equation of the equation is a factor of the equation o

不確実性 = $\frac{M}{N} \left(1 - \frac{M}{N} \right)$

信頼度は、確率予報値(p_i)と実況での現象の出現 相対頻度(M_i/N_i)が一致すれば最小値の0となる。分 離度は、確率予報値に対応する実況での現象の出現 相対頻度(M_i/N_i)が気候学的出現率($P_c = M/N$)か ら離れているほど大きい値をとる。不確実性は、現 象の気候学的出現率のみによって決まり、予報の手 法によらない。例えば、 P_c =0.5の場合に不確実性は 最大値の0.25をとる。また、不確実性= BS_c が成り立 つ。これらを用いて、ブライアスキルスコアを次の ように書くことができる。

C.4.4 確率値別出現率図

確率値別出現率図(Reliability Diagram, Attributes Diagram とも呼ばれる)は、予報された現象出現確率 P_{fest} を横軸に、実況で現象が出現した相対頻度 P_{obs} を縦軸にとり、確率予報の特性を示した図である(図C.4.1参照、Wilks(2011)などに詳しい)。一般に、確率予報の特性は、確率値別出現率図上で曲線として表される。この曲線を信頼度曲線(Reliability curve)と呼ぶ。

信頼度曲線の特性は、Murphyの分解(第C.4.3項) の信頼度、分離度と関連付けることができる。横軸 P_{fest} の各値について、信頼度(あるいは分離度)へ の寄与は、信頼度曲線上の点から対角線 $P_{obs} = P_{fest}$ 上の点(あるいは直線 $P_{obs} = P_c$ 上の点)までの距離 の二乗として表現される。 P_{fest} の各値でのこれらの 寄与を、標本数に比例する重みで平均して信頼度 (あるいは分離度)が得られる。例えば、no-skill line (直線 $P_{obs} = (P_{fest} + P_c)/2$)上の点では、信頼度と分 離度への寄与は等しい大きさを持ち、ブライアスキ ルスコアへの寄与が0となる。またno-skill lineと直 線 $P_{fest} = P_c$ との間の領域(分離度への寄与>信頼度 への寄与、図C.4.1 灰色の領域)内に位置する点は、 ブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

特別な場合として、気候値予報(第C.4.1項参照) では、1点(P_{fest} , P_{obs})=(P_c , P_c)が信頼度曲線に対応す る。また、次の2つの特性を示す確率予報は精度が



図C.4.1 確率値別出現率図の模式図。横軸は予報現 象出現確率、縦軸は実況現象出現相対頻度、実線 が信頼度曲線である。対角線、直線 P_{obs} = P_c との 差の二乗がそれぞれ信頼度(Reliability)、分離度 (Resolution)への寄与に対応している。灰色の領域 内の点は、ブライアスキルスコアに正の寄与を持 つ。

高い。

- ・信頼度曲線が対角線に(信頼度への寄与が最小値の0に)近い。
- ・信頼度曲線上の大きい標本数に対応する点が、点 (P_{fsst}, P_{obs})=(P_c, P_c)(気候値予報)から離れた位置 (確率値別出現率図の左下または右上寄り)に分 布する(分離度が大きい)。

C.4.5 ROC面積スキルスコア

確率予報では、予報の現象出現確率にある閾値を 設定し、これを予報の「現象あり」「現象なし」を 判定する基準とすることが可能である。さまざまな 閾値それぞれについて作成した分割表をもとに、閾 値が変化したときの Fr - Hr 平面 (ここで Fr は第 C.3.6 項の False Alarm Rate、Hr は第C.3.5 項の Hit Rate) 上の軌跡をプロットしたものが ROC 曲 線(相対作用特性曲線、Relative Operating Characteristic curve、ROC curve) である (図 C.4.2 参照、高野(2002)などに詳しい)。平面内の左上方の 領域ではHr>Frであり、平面の左上側に膨らんだ ROC 曲線特性を持つ確率予報ほど精度が高いもの と見なせる。従って、ROC 曲線から下の領域(図 C.4.2 灰色の領域)の面積 (ROC 面積、ROC area、 ROCA)は、情報価値の高い確率予報ほど大きくな る。ROC 面積スキルスコア(ROC Area Skill Score, ROCASS)は、情報価値のない予報(*Hr* = *Fr*)を基準 として ROC 面積を評価するものであり、次式で定 義される。

 $ROCASS \equiv 2(ROCA - 0.5)$ $(-1 \le ROCASS \le 1)$



本スコアは、完全予報で最大値の1をとる。また、

情報価値のない予報(例えば、区間[0,1]から一様ラ ンダムに抽出した値を確率予報値とする予報など) では0となる。

C.4.6 CRPS

CRPS(Continuous Ranked Probability Score)は、 確率予報の統計検証の指標の一つである。連続物理 量*x*に対する**CRPS**は次式で定義される。

$$CRPS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \int_{-\infty}^{\infty} \left[P_i(x) - A_i(x) \right]^2 dx \quad (0 \le CRPS)$$

ここで、Nは標本数、P_iとA_iはそれぞれ予報と実況の累積分布関数であり、次式で定義される。

$$P_i(x) = \int_{-\infty}^{x} \rho_i(x') dx$$
$$A_i(x) = H(x - a_i)$$

ここで、 ρ_i は予報された確率密度関数、 a_i は実況値、H(x)はヘビサイド関数である。

$$H(x) = \begin{cases} 0 & x < 0 \\ 1 & x \ge 0 \end{cases}$$

CRPSは完全に適中する決定論的な予報で最小値 0をとり、0に近いほど予報の精度が高いことを示す。 単位は物理量xと同じである。

また、物理量 x が閾値 t 以下となる現象の確率予報に対するブライアスコアを BS(t) とおくと、

CRPS= $\int_{-\infty}^{\infty}$ BS(*t*)*dt* の関係がある。

参考文献

- 梅津浩典,室井ちあし,原旅人,2013:検証指標.数 値予報課報告・別冊第59号,気象庁予報部,6-15.
- 北川裕人,2005:全球・領域・台風モデル.平成17 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 38-43.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. ア ンサンブル予報, 気象研究ノート, 201, 73–103.
- Murphy, A. H., 1973: A new vector partition of the probability score. J. Appl. Meteor., 12, 595–600.
- Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. Wea. Forecasting, 5, 570–575.
- Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows, 1989: Survey of common verification methods in meteorology. *Research Report* No. (MSRB) 89–5, Forecast Research Division, Atmospheric Environment Service, Environment Canada.
- Wilks, D. S., 2011: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences Third Edition. *International Geophysical Series* vol.100, Academic Press, 676pp.

図C.4.2 ROC 曲線の模式図。横軸はFr、縦軸はHrである。灰色の領域の面積がROC面積である。