

平成27年度数値予報 研修テキスト

「メソ・局地数値予報システム、観測データ利用
及びガイダンスの改良」

(数値予報課)

平成27年11月
November 2015

気 象 庁 予 報 部

はじめに*

メソモデル (MSM) という名前の数値予報モデルが運用されはじめたのは 1998 年 3 月のことであるが、この時点で運用されていたのは格子間隔 10 km の静力学スペクトルモデルで、計算領域も約 1300 km 四方に過ぎず、現在の MSM とは全く異なるものであった。それ以来、メソ数値予報システム (モデルとデータ同化から構成されている) は、計算領域、分解能、計算時間、計算頻度といった仕様の拡大と、システム内容の変更 (メソ 4 次元変分法の導入は 2002 年 3 月、気象庁非静力学モデルの導入は 2004 年 9 月、非静力学メソ 4 次元変分法の導入は 2009 年 4 月) および改良が相まって、次第に現在の姿になってきた。振り返ってみると、運用当初と現在とでは、現業作業の中でのモデルの役割がずいぶん変化したことに気づく。もちろん、現在の状態が完成形でないことは言うまでもなく、改良は不断に続けていくことになる。

2012 年 8 月に東日本域を対象に運用を開始し 2013 年 5 月に計算領域を日本全域に拡大した局地数値予報システムは、メソ数値予報システムに比べれば誕生からの日が浅いが、同じように仕様の拡大とシステムの変更・改良を続けていくことになる。その中で 2015 年 1 月におこなった asuca の導入は、局地数値予報システムにとっての最初の大きな変更であり、今後の改善の基盤を整える重要な契機であった。

このように、数値予報システムは改良・進化を続けていくものであるため、そうした変化をふまえてより適切にプロダクトを利用していただくために、必要な情報をとりまとめたものがこのテキストである。本書では、上で触れたメソ・局地数値予報システムをはじめとして、この一年に開発改良された数値予報プロダクトについての情報を取りまとめた。第 1 章は、asuca が導入された新しい局地数値予報システムについての解説である。第 2 章では、メソ数値予報システムの改良について述べている。第 3 章では観測データ利用の改良、第 4 章ではガイダンスの改良について、それぞれ解説した。また、第 5 章ではトピックスとして、低気圧の発達等についての事例検討と高解像度大気解析の開発状況について取り上げた。

数値予報資料について、現時点におけるその性質を理解して、予報作業への利用を適切に行っていただくために、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。

* 小泉 耕

メソ・局地数値予報システム、観測データ利用 及びガイダンスの改良

目次

はじめに

第 1 章	asuca が導入された局地数値予報システム	1
1.1	はじめに	1
1.2	局地解析の更新と改良	2
1.3	asuca が導入された局地数値予報システムの特性	9
第 2 章	メソ数値予報システムの改良	24
2.1	境界層過程・地上物理量診断の改良	24
2.2	積雪域解析の高度化	44
第 3 章	観測データ利用の改良	50
3.1	台風ボーガス作成手法の改良	50
3.2	マイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR 輝度温度データの利用開始	54
3.3	メソ解析における GNSS 掩蔽観測データの利用	60
第 4 章	ガイダンスの改良	64
4.1	発雷確率ガイダンスの改良	64
4.2	時系列湿度ガイダンスの開発	73
4.3	お天気マップの改良	79
第 5 章	トピックス	82
5.1	事例検討	82
5.2	高解像度大気解析の開発	100
付録 A	数値予報システムおよびガイダンスの概要一覧表	112
付録 B	最近の改善のまとめ	134
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	136

第1章 asuca が導入された局地数値予報システム

1.1 はじめに¹

局地数値予報システムは、空間・時間スケールの小さい現象を予測するための水平格子間隔 2 km の現業数値予報システムとして運用されている。同システムは 2010 年 11 月からの試験運用 (永戸ほか 2010; 平原ほか 2011) を経て、計算機更新後の 2012 年 8 月に、東日本を予測対象領域とした 1 日 8 回 (3 時間おき) の運用が開始され (永戸ほか 2012)、2013 年 5 月には予測対象領域が日本域に拡大されて、1 日 24 回 (1 時間おき) と高頻度で運用されるようになった (永戸ほか 2013)。局地数値予報システムは高頻度で実行することで最新の観測データの情報をモデルの初期値に取り込み、最新の大気の状態を反映した初期値から予測を行うことで激しい現象の発生を捕捉しやすくしている。

局地数値予報システムは予報モデル (局地モデル: LFM) とデータ同化システム (局地解析: LA) から構成され、運用開始当初は、LFM として気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) を、LA として JMA-NHM に基づいた変分法システム (JNoVA) を用いていた。

一方、時間積分法や移流スキームなどにより新しい手法や知見を取り入れ、また、開発が継続的に進めやすいモデルとして、次世代非静力学モデル asuca (気象庁予報部 2014) の開発が進められてきた。そして、2015 年 1 月 29 日より、これまでの JMA-NHM と JNoVA に代わり、asuca とそれに基づく変分法データ同化システム asuca-Var を局地数値予報システムに導入して運用を開始した²。その後、2015 年 8 月に局地解析に更なる改良を加えた。

asuca をデータ同化システムや予報モデルに用いた局地数値予報システム (以下、現 LFM) の予測特性については、JMA-NHM を予報モデルに用いた以前の同システム (以下、旧 LFM) と比べて予測特性の大きな変化はないものの、成層の不安定化に伴う積雲対流の発生や終息の遅れの改善などが見られている (河野・原 2014)。

本章では、まず、河野・原 (2014) で詳細について述べなかった asuca-Var の特徴・特性と 2015 年 8 月に現業化された asuca-Var の改良とその予測へのインパクトについて紹介する (第 1.2 節)。次に、現 LFM の予測結果を利用する上で留意すべきことを、事例を交えながら紹介する (第 1.3 節)。ここで紹介する特性は永戸ほか (2013) や河野・原 (2014) と重複する部分も多いが、LFM の特性を理解する上で重要な点として、別の事例も交えながら繰り返し取り上げることとする。

モデルの特性はそれを端的に示す事例によって示す

のが最も理解しやすいが、すべての特性について事例を示すのは不可能に近い。そこで、モデルの平均的な精度の全体像を把握するための資料として、旧 LFM と比較したときの現 LFM の統計検証の結果を付録 1.3.A に掲載した。なお、これらは 2015 年 1 月の現 LFM の現業化の際に行った実験の検証結果で、第 1.2 節で紹介するその後の LA の改良による効果は含まれていない。付録 1.3.A に示した特性に第 1.2 節で示す特性の変化を加えたものが、現 LFM の予測特性となることに注意していただきたい。

参考文献

- 永戸久喜, 石田純一, 藤田匡, 石水尊久, 平原洋一, 幾田泰醇, 福田純也, 石川宜広, 吉本浩一, 2010: 局地数値予報システムの概要. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- 永戸久喜, 藤田匡, 原旅人, 2012: 局地数値予報システムの本運用. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-86.
- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度化された局地モデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18-41.
- 河野耕平, 原旅人, 2014: LFM としての asuca の特性. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 108-117.
- 気象庁予報部, 2014: 次世代非静力学モデル asuca. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部.
- 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.

¹ 原旅人

² JNoVA, asuca-Var とともに、LA に用いているのは 3 次元変分法による同化システムである。

1.2 局地解析の更新と改良¹

1.2.1 はじめに

局地解析は、局地モデル (LFM) の初期値を作成するデータ同化システムである。LFM の予報モデルは、2015 年 1 月に気象庁非静力学モデル (JMA-NHM) から新しい非静力学モデル asuca へと更新された。それと同時に局地解析のデータ同化システムも JMA-NHM を基にした変分法データ同化システム (JNoVA; 藤田・倉橋 2010) から asuca 変分法データ同化システム (asuca-Var; 幾田 2014) へと更新した。その後、asuca-Var の改良を進め、現業局地解析を 2015 年 8 月に再び更新した。本節では、これらの更新の概要とそれに伴う予測精度向上について報告する。以降、2014 年 12 月時点の JNoVA 版局地解析を LA1412 と呼び、2015 年 1 月時点の asuca-Var 版局地解析を LA1501、2015 年 8 月に更新された局地解析を LA1508 と呼ぶ。

なお、asuca 及び asuca-Var の詳細は、気象庁予報部 (2014) に解説されているため、適宜参照願いたい。

1.2.2 asuca 変分法データ同化システムへの更新

局地解析を JNoVA から asuca-Var へと更新する際に幾つかの仕様拡張を行った。その結果、局地解析の計算効率や LFM の予測精度が向上した。表 1.2.1 に、LA1412 と LA1501 の主な仕様を示す。この仕様に関する本項での記述は LA1501 と LA1508 で共通である。

(1) 解析変数

asuca-Var の解析変数は、ランベルト座標系の x 方向の風 u 、 y 方向の風 v 、温位 θ 、偽相対湿度 μ_p 、地上気圧 p_s 、地中温度 T_g と土壌体積含水率 w_g である²。JNoVA では地表面温位 θ_g を解析変数としていたが、asuca-Var では、これを廃止し、予報変数と同じ T_g と w_g を新たに解析変数に追加した。 T_g と w_g を解析変数に追加したことによる効果は、第 1.2.3 項で説明する。

(2) 局地解析の処理の流れ

予報モデルとデータ同化システムは異なるが、局地解析における解析値作成処理の基本的な流れは LA1412 と LA1501 で共通である。LA1501 は、asuca-Var による 3 次元変分法 (3D-Var) と asuca による 1 時間予報の組み合わせで構成される。まず、LFM の初期時刻 ($t = 0$) の 3 時間前 ($t = -3$) を始点とし、メソモデル (MSM) の予報値をその時刻 t における第一推定値 x_t^b とする。次に、その x_t^b に対象時刻 t の観測 y_t を 3D-Var で同化し、解析値 x_t^a を求める。そして、 x_t^a を初期値として asuca の 1 時間積分 $\mathcal{M}_{t,t+1}$ を行い、次の同化時刻 $t+1$ の第一推定値 x_{t+1}^b を求める。これを LFM の初期時刻 $t = 0$ の解析値 x_0^a が得られるまで繰

¹ 幾田 泰醇

² 偽相対湿度 μ_p は、水蒸気的全密度に対する比 q_v と、第一推定値の飽和水蒸気的全密度に対する比 q_{sat}^b を用いて $\mu_p = q_v/q_{sat}^b$ で定義される。

り返す。

LA1412 から LA1501 への更新で、上記の処理の流れは変えていないが、予報と解析の接続方法を変更した。LA1501 では、予報から解析に接続する際に、第一推定値は情報の損失のない方法 (リスタート) で引き継がれる。このリスタートでは、予報変数の他にも、対流パラメタリゼーションの Kain-Fritsch スキームで格子毎に計算される積雲のライフタイムや地表面過程で用いられる地表面粗度長等も引き継いでいる。LA1412 ではこれら変数の引き継ぎは行っておらず解析毎に初期化していたが、LA1501 は、このリスタートを用いた接続を行うことにより、予報と解析のより滑らかな接続を実現している。

(3) 極小値探索の安定性と計算効率

JNoVA では、観測演算子や要素変換等の前方演算に非線形演算子を用いているが、asuca-Var では、接線形演算子を用いている³。この接線形演算子を用いることで評価関数は 2 次形式となり極小値探索の安定性が向上する。また、局地解析は、計算領域を分割し、分割された領域の計算を並列実行している。JNoVA では、計算領域を 1 次元分割していたが、asuca-Var では計算領域を 2 次元分割し並列計算効率の向上を図っている。

(4) 鉛直座標と地形

鉛直座標は、LA1412 では z^* 座標であったが、LA1501 では MSM や LFM と同様の鉛直ハイブリッド座標に更新している。これによって、局地解析内の asuca の鉛直差分の誤差が軽減される以外にも、第一推定値と側面境界値である MSM からの内挿誤差を軽減する効果もある。また、JMA-NHM では計算の都合上便宜的に設けられていた第 1 層目と第 50 層目を層数に数え上げ鉛直層数を 50 層としていたが、LA1501 ではそれらを除いて時間発展する層のみを層数として数え上げ鉛直層数を 48 層としている。また、asuca で用いられる地形は有限体積法のセルの頂点で定義され、スカラー量の置かれているセル中心の地形は頂点の値の平均値から求める。JMA-NHM はスカラー量の置かれる格子点の地形を直接求めるため、LA1412 と LA1501 のモデル地形と鉛直層の高度は一致しない。

(5) 観測データ

LA1501 から新たに大気追跡風が同化されるようになった。また、LA1412 では使用されていなかった一部の航空機観測も追加された。これら新規観測の追加による予測精度の変化は僅かであり、統計的有意性はみられなかった。なお、前項で述べたように、モデル格子の定義が異なるため LA1412 と LA1501 の地形は

³ 観測演算子：モデルの予想値から観測相当量を求める演算子。接線形演算子：非線形演算子をモデルの予想値の周辺で線形化したもの。

表 1.2.1 局地解析用 JNoVA と asuca-Var の仕様。

	JNoVA	asuca-Var
解析変数	$u, v, \theta_g, p_s, \theta, \mu_p$	$u, v, T_g, p_s, \theta, w_g, \mu_p$
前方演算	非線形	接線形
MPI 分割	1次元分割	2次元分割
鉛直座標	z^* 座標 (48+2層)	鉛直ハイブリッド座標 (48層)
背景誤差	水平一様	海陸別 (大気は水平一様)
	NHM-5km	asuca-5km
雲物理過程	3-ice バルク法 (q_c, q_r, q_i, q_s, q_g)	同じ
海上物理量診断	粗度: 簡略版 Kondo (1975) バルク係数: Louis et al. (1982)	粗度: Beljaars (1994) バルク係数: Beljaars and Holtslag (1991)
土壌水分予測	Deardorff (1978)	Noilhan and Planton (1989)

異なる。例えば GNSS 可降水量の様に実地形とモデル地形の差を品質管理で参照している観測は、この地形の差が品質管理の結果に影響する。特に、現実で急峻な地形となっている場合に LA1412 と LA1501 の地形の差が大きくなることで採用・棄却される観測が変わり、LA1412 と LA1501 で同化される観測分布に僅かな差が生じている。

(6) 解析インクリメント

図 1.2.1 に、500 hPa の $t = -3$ における解析インクリメント (解析値 x_{-3}^a と第一推定値 x_{-3}^b の差分 $x_{-3}^a - x_{-3}^b$) の例を示す。LA1412 では、中国東北区、東シナ海や太平洋上に乱雑な解析インクリメントが多く見られる。これらは観測に由来しない解析インクリメントで、内挿誤差や変数変換の僅かな誤差が積み重なり生じたものである。LA1501 では、前述の鉛直座標系の更新や予報と解析の接続方法の変更等により誤差の発生が抑えられた結果、観測に由来しない解析インクリメントの広がりが軽減された。同様に、図 1.2.2 は、300 hPa の解析インクリメントの例である。LA1412 で見られる風の乱雑な解析インクリメントは、LA1501 では減少している。LA1501 では黄海や日本海で風の解析インクリメントが広がっているが、これは新たに追加された大気追跡風による影響が解析インクリメントに反映されているためである。

(7) 局地解析内の予報モデル

LA1501 から局地解析内の格子間隔 5 km の 1 時間予報を行うモデルは、JMA-NHM から asuca へと更新された。以下では、局地解析用の格子間隔 5 km の asuca を asuca-5km、LFM 用の格子間隔 2 km の asuca を asuca-2km と呼ぶ。同様に JMA-NHM も格子間隔に応じて NHM-5km や NHM-2km と呼ぶこととする。

NHM-2km と asuca-2km の仕様の差は、河野・原 (2014) で示されている。LA1501 で用いられる asuca-5km は、力学過程は asuca-2km の仕様に準拠し物理過程は 2015 年 1 月時点の MSM の仕様に準拠するように設定しているが、MSM や asuca-2km と一部異なる

仕様となっている。

NHM-5km と asuca-5km の雲物理過程は、雲水、雨、雲氷、雪、霰の混合比 (q_c, q_r, q_i, q_s, q_g) を予測する 3-ice バルク法を用いている。asuca への更新の際に、MSM で用いられている雲氷の数濃度 (n_i) を予報変数とするスキームの利用も検討したが、予測精度や計算安定性に問題が見られたため採用していない。海上の診断方法は、NHM-5km では海面粗度を簡略版 Kondo (1975)、バルク係数を Louis et al. (1982) に基づき計算していたが、asuca-2km と同様に海面粗度を Beljaars (1994)、バルク係数を Beljaars and Holtslag (1991) に基づくものに変更している。土壌水分予測は、NHM-5km では Deardorff (1978) の強制復元法により計算していたが、このスキームで用いられる係数は特定の土壌に適するよう求められたものであるため、時定数も現実より短い傾向がある。そこで、第 1.2.3 項で後述するが、Noilhan and Planton (1989) に基づき土壌特性に応じた係数を設定することとした (草開 私信)。これによって、土壌体積含水率を解析変数とした場合に、地上物理量予測精度の向上に特に有効に働くことを確認している。

1.2.3 asuca-Var の地中温度と土壌体積含水率

LA1501 の現業運用開始時に地中温度と土壌体積含水率の解析変数への追加と背景誤差の拡張を行った。これによって、地上物理量予測精度の向上が得られた。本項では、地中温度と土壌体積含水率の解析変数への追加の概要とその効果を述べる。

(1) 解析変数への追加

局地解析の JNoVA では地表面温位を解析変数とすることで、大気不安定による降水現象の改善が得られている (永戸ほか 2012)。asuca-Var では、地表面温位を解析変数とせず、新たに、地中温度 (地表面温度を含む) と土壌体積含水率を解析変数に追加した。これらを解析変数とすることで地中物理量に関する観測、例えば衛星土壌水分量プロダクトなどを同化することも可能となる。現業利用している観測の中に地中物理

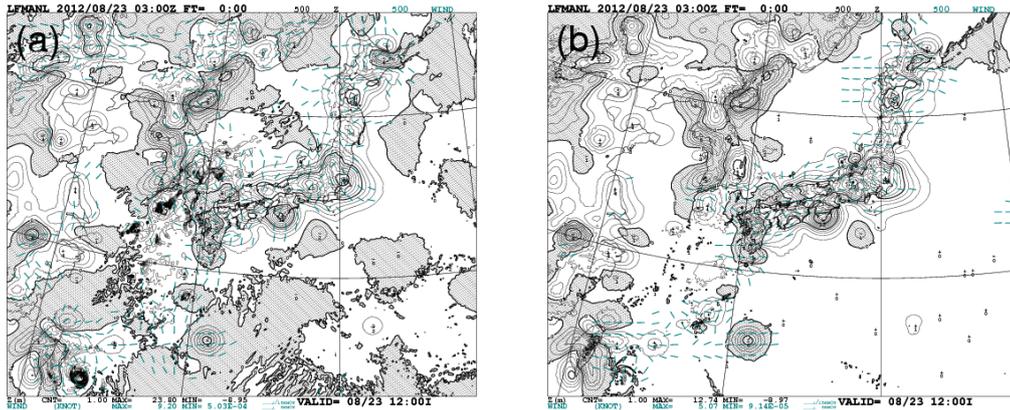


図 1.2.1 局地解析の $t = -3$ における、500 hPa の高度 (実線、網掛けは負値)、風 (矢羽) の解析インクリメント。(a) は LA1412、(b) は LA1501 の結果を表す。

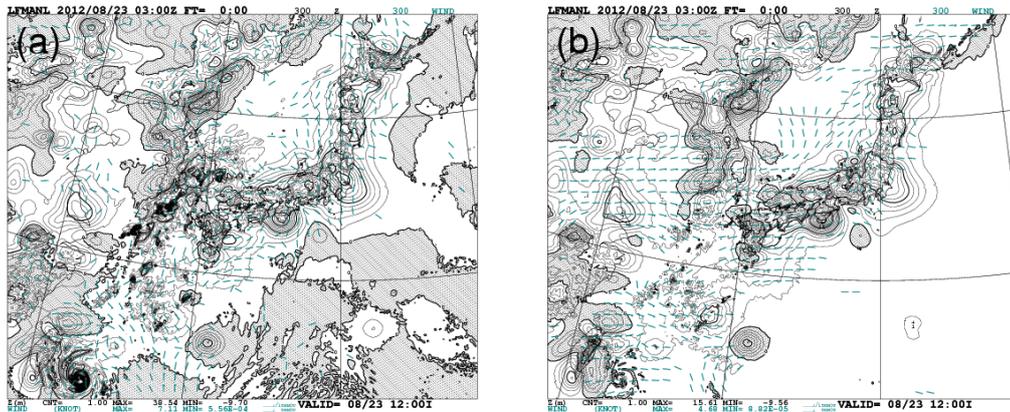


図 1.2.2 図 1.2.1 と同じ。ただし、300 hPa の解析インクリメント。

量を直接観測したものは無く、主に地上観測によって、地中温度と土壌体積含水率は修正される。

(2) 地中の背景誤差

地中温度の解析インクリメントは、地表面温度の解析インクリメントに基づいて、鉛直背景誤差共分散に応じて計算される。土壌体積含水率や地中温度の水平誤差相関は、土地利用状況や土壌の組成の空間分布に依存するため非常に多様となる。その多様性の考慮は今後の開発課題とし、現状は地表面温度の水平誤差相関距離を大気最下層の温位に等しくとり、深度に応じて指数関数的に減少するよう単純化している。同様に土壌体積含水率の水平相誤差相関距離についても偽相対湿度の最下層の値を基にしている。また、LFM では海面水温を予測していないため海格子の鉛直背景誤差共分散の値は 0 としている。

(3) 地上観測演算子と地表面スキーム

asuca-Var の地上観測演算子は、モデルの地上物理量診断と同じく Beljaars and Holtlag (1991) のフラックススキームに基づきバルク係数から地上 1.5 m の気温、比湿、地上 10 m の風等の地上物理量を求める演算を行う。具体的には、この地上観測演算子を利用して地上気温観測を同化すると、地表面気圧、地表面温度と大気最下層の気温が最適化される。同様に地上比

湿観測を同化すると、上記に加え土壌体積含水率と大気最下層の水蒸気が最適化される。

また、LFM で用いられている地表面スキームでは、地表面における上部境界条件として外部強制力 G_0 が次式で与えられる。

$$G_0 = (1 - a) S_{\downarrow} + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} - H - \lambda E \quad (1.2.1)$$

ここで、 a はアルベド、 S_{\downarrow} と L_{\downarrow} は、それぞれ、地表面へ入射する短波放射フラックスと長波放射フラックス、 L_{\uparrow} は地表面から射出する長波放射フラックスであり、Stefan-Boltzmann の法則により射出率 ϵ と Stefan-Boltzmann 定数 σ を用いて $L_{\uparrow} = \epsilon \sigma T_0^4$ で与えられる。添え字 0 は地表面を表し、添え字 1 は大気最下層を表す。 H と λE は顕熱フラックスと潜熱フラックスであり、

$$H = -c_p C_h (\theta_{v_1} - \theta_{v_0}) \quad (1.2.2)$$

$$\lambda E = -\lambda \rho \beta C_q U_1 (q_{v_1} - q_{sat_0}) \quad (1.2.3)$$

で与えられる。ここで、 C_h 、 C_q は、それぞれ熱と水蒸気に関するバルク係数、 c_p は定圧比熱、 θ_v は仮温位、 β は蒸発効率で土壌体積含水率の関数、 λ は単位質量あたりの蒸発熱、 ρ は大気密度、 q_v は比湿、 q_{sat} は飽和水蒸気比湿、 U_1 は大気最下層の風速である。

もし地中温度や土壌体積含水率が解析によって修正されない場合、大気最下層の物理量 q_{v_1} 、 θ_{v_1} は更新され

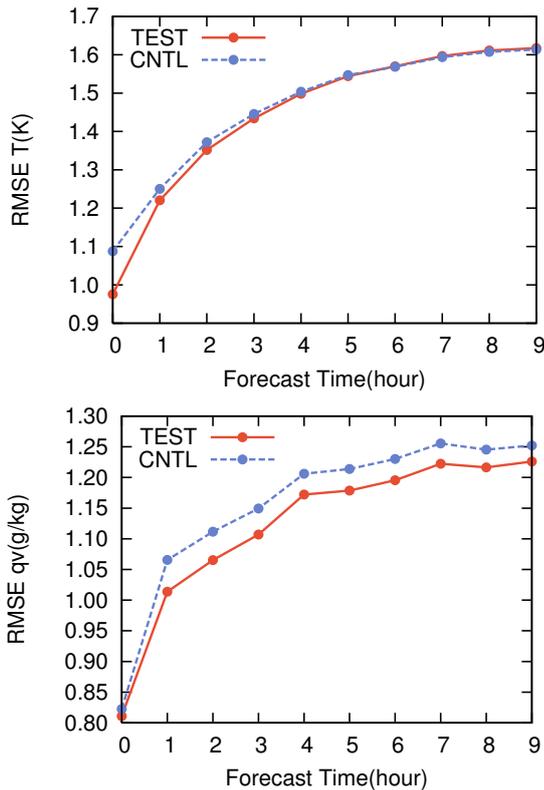


図 1.2.3 予報時間ごとの地上気温 (上図) と地上比湿 (下図) の RMSE。CNTL は、JNoVA で作成した初期値からの予測実験を表し、TEST は asuca-Var で作成した初期値からの予測実験を表す。

ても、予測開始後の地表面からのフラックス $L_{\uparrow}, H, \lambda E$ は、地表面の物理量 $q_{v_0}, \theta_{v_0}, T_0, \beta, q_{sat_0}$ が解析前の状態であるため、修正が限定的となり、解析による効果は速やかに失われてしまう。それに対して、地中温度と土壌体積含水率を解析変数とすると、予測開始後の $L_{\uparrow}, H, \lambda E$ は、観測によって修正された大気最下層及び地表面の物理量から計算される。このため、地中温度と土壌体積含水率を解析変数としない場合とする場合は、地中温度と土壌体積含水率を解析変数としたほうが解析による修正の効果は持続する。

(4) 地上物理量予測へのインパクト

図 1.2.3 に、予報時間毎の地上物理量予測に対する地上観測の平方根平均二乗誤差 (RMSE) を示す。CNTL は LA1412 を用いた実験を指し、TEST は LA1501 を用いた実験を指す。解析時刻 (FT=0) における地上気温の RMSE は、CNTL に対して TEST が改善している。しかし、TEST は予測が進むにしたがって、徐々に CNTL に漸近している。これは、地上気温が地表面温度の予測の影響、つまり地表面での放射や大気最下層の気温の影響が大きいため、時間積分が進むと地上気温の誤差発展が大気の誤差発展に支配されやすいためである。

それに対して、地上比湿の RMSE は解析時刻 (FT=0) の改善が LFM の全予報時間である 9 時間全て

に亘って維持されている。地上比湿は、定式化上、水蒸気フラックスの飽和水蒸気量を通じて間接的に地表面温度の影響を受ける。降水の影響を除けば、地上比湿の予測は、大気最下層の水蒸気量と蒸発効率の影響が支配的である。そのため、地上比湿は地上気温と比べて上部境界条件からの影響が相対的に少なく初期の改善が維持されると考えられる。

この改善の維持は地中温度と土壌体積含水率を解析変数として初期値を適切に修正した上で、更に、土壌水分予測に Noilhan and Planton (1989) を採用することによって得られたものである。Noilhan and Planton (1989) を採用した理由は、Deardorff (1978) ではその時定数の短さが影響し、asuca-5km で予測を繰り返す間に同化の効果が失われてしまい土壌体積含水率を解析変数とする効果が十分に得られないためである。

1.2.4 偽相対湿度インクリメント調節

LA1508 から偽相対湿度インクリメント調節の導入により過飽和の扱いが変更となった。これにより予測開始直後の予測精度の向上が得られた。本項では、偽相対湿度インクリメント調節の概要及び効果について述べる。

(1) 概要

モデルの強拘束条件を持たない 3D-Var によって求められた解析インクリメントは、背景場の流れに無関係で解析時刻におけるモデルの力学過程や物理過程の結果にも依存しない。そのような解析インクリメントを無条件で第一推定値に反映させて解析値を作成すると、現実に発生する可能性が低い非常に不安定なプロファイルが形成されることがある。例えば、過剰な水蒸気の解析インクリメントが無条件に第一推定値に加算され、任意の格子で過飽和度が周辺より異常に大きくなる場合を想定する。そのような異常な過飽和度の格子が含まれる解析値を初期値として予測を開始すると、予測開始直後に雲物理過程の飽和調節は、過飽和となっている格子の過飽和分の水蒸気 δq_v を 1 タイムステップで水物質へ変換する。この相変化に伴い $\delta \theta = -L_v / (c_p \pi) \delta q_v$ だけの潜熱が解放される。ここで、 L_v は蒸発による潜熱、 π はエクスター関数である。このため、仮にこの加熱によって大気の状態が不安定化し過大な鉛直速度が局所的に計算されると計算不安定に陥ってしまう。この危険を回避するため、LA1501 では解析値が過飽和となる場合その過飽和分の水蒸気を除外していた。しかし、この方法ではサイクルを行う上で解析と予報との接続に不連続が生じる。特に、過飽和となる雲域では不必要に水蒸気が除外されてしまう問題があった。

この問題を解決するため、解析インクリメントを第一推定値に反映させる前に、解析値を陰的に検査し解析インクリメントを事前に調節する手段として偽相対湿度インクリメント調節を開発した。その仕組みを以下で説明する。まず、解析値の相対湿度 μ^a を第一推

定値の周辺でテイラー展開する。

$$\mu^a = \mu^b (1 - \delta q_{\text{sat}}/q_{\text{sat}}^b) + \delta\mu_p \quad (1.2.4)$$

ここで、上つき添字の a は解析値、b は第一推定値を表す。 $\delta\mu_p$ は偽相対湿度の変分であり、 q_{sat} は飽和水蒸気量である。 δq_{sat} は、気温と気圧の関数であるため、更に展開できるが、実用上の便利のため非線形演算の差 ($\delta q_{\text{sat}} \equiv q_{\text{sat}}^a - q_{\text{sat}}^b$) で与えている。なお、 $\mu^a = q_v^a/q_{\text{sat}}^a$ 且つ $\delta\mu_p = \delta q_v/q_{\text{sat}}^b$ であるため $\mu^a \neq \mu^b + \delta\mu_p$ である。次に、解析インクリメントを加算した結果である解析値 μ^a がどのような値となるかを条件として、 μ^a の値を制限し、(1.2.4) 式を $\delta\mu_p$ に対して解く。図 1.2.4 は、 μ^a の制限を決定するための流れ図である。まず μ^a が過飽和であるかどうかで分岐する。過飽和でなければ、負の値になるかどうかを確かめて、負になる場合は $\mu^a = 0$ として (1.2.4) 式を解き、負にならない場合は処理を終了する。 μ^a が過飽和の場合、 μ^b が過飽和であるかどうか判断する。 μ^b が過飽和でない場合、解析値に過飽和を許さず $\mu^a = 1$ として $\delta\mu_p$ を求める。 μ^b が過飽和である場合、それは時間積分の結果、モデルが許容できる過飽和度であるとして $\mu^a = \mu^b$ を代入し $\delta\mu_p$ を求める。この様にして $\delta\mu_p$ を調節し、モデルの計算安定性に問題が起こらない範囲で過飽和を許容することで、計算不安定を回避しつつ解析から予報へ接続することが可能となる。

(2) 解析と予報へのインパクト

偽相対湿度インクリメント調節を行うと、過飽和が除去されていた上層の予測特性が変化する。以下では、その効果を確認するため、LA1501 相当の実験を CNTL、偽相対湿度インクリメント調節機構を有効にした LA1508 相当の実験を TEST として、両者を比較する。図 1.2.5 は、3D-Var とそれに付随する過飽和除去を繰り返した影響を図示したものであり、

$$\delta x = x_0^b - M_{-3,0}(x_{-3}^b) \quad (1.2.5)$$

の領域平均値を表している。ここで x_0^b は、MSM の第一推定値から 3D-Var と 1 時間予報を LFM 初期時刻まで繰り返し実行した結果であり、 $M_{-3,0}(x_{-3}^b)$ は、MSM の第一推定値から解析を行わず 3 時間予報のみを実行した結果を表す。なお、CNTL と TEST は、同じ x_{-3}^b を用いている。

図 1.2.5 は、(1.2.5) 式で得られた、全密度と水蒸気の密度の比、温位、長波・短波放射加熱率の増分の鉛直分布を図示したものである。同様に図 1.2.6 は、(1.2.5) 式で得られた、全密度と各水物質の密度比の増分の鉛直分布を表している。まず、CNTL は TEST に比べ上層で水蒸気が減少している。これは CNTL の過飽和除去によるものである。水蒸気の減少により、水蒸気から雲氷への変換が抑制され、雲氷の減少幅が大きくなる。この雲氷の差は、長波・短波放射加熱率の減少と

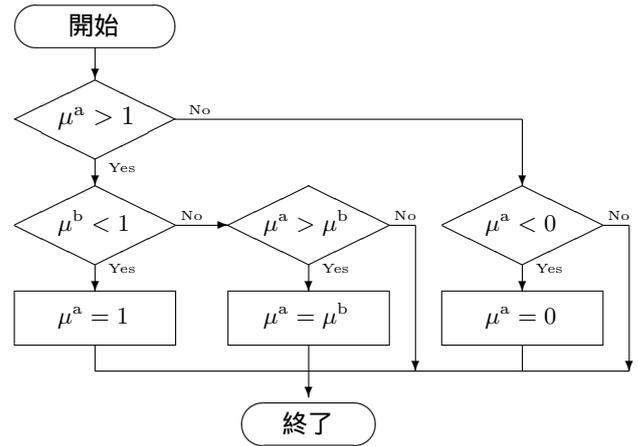


図 1.2.4 偽相対湿度インクリメント調節を行うための制限値を求めるフロー図。

して現れる。そして放射加熱率が減少することにより、CNTL の温位が低下する。つまり、CNTL は無条件に過飽和を除去することで、人工的に上層の昇温を抑制していたことになる。また、水物質の差に着目すると、上層から中層にかけて CNTL の雲氷と雪の減少幅が目立つが、下層では雨も減少している。TEST ではそれらの減少の多くが解消されていることが分かる。

つまり、偽相対湿度インクリメント調節を行うことで、上層で過飽和の除去が緩和され、飽和調節による水蒸気から雲氷への変換が進む。次に、雲氷が増えることで、放射加熱率の減少が抑えられる。その結果、上層の気温の低下が抑えられる事に加え、雲氷から雪への変換、雪から雨への融解が進み、降水が増加する。

(3) 予測精度検証

図 1.2.7 は、夏実験の各閾値の降水検証を示したものである。実験期間は、2014 年 7 月 25 日～7 月 26 日、2014 年 7 月 30 日～8 月 5 日、2014 年 8 月 14 日～8 月 24 日である。実験では、00,03,06,09,12,15,18,21UTC を初期時刻とする 1 日 8 回の予測のみ行った。ETS は、閾値 10 mm/h 以下で有意に改善していること、Bias Score は、全ての閾値で降水予測頻度が増えていることを示している。図 1.2.9 は、閾値 1 mm/h の予報時間毎のスコアである。予測開始直後の改善が大きく FT=7 まで改善が持続している。図 1.2.10 は、閾値 10 mm/h の予報時間毎のスコアであり、降水のスピンアップの改善が得られている。特に ETS は、FT=1 で有意に改善しているが、LFM が JNoVA と JMA-NHM であった当時からこの閾値 10 mm/h の FT=1 の ETS は FT=2 の ETS より低い傾向があった。asuca に更新された LA1501 でもその傾向が依然として残っていたが、偽相対湿度インクリメント調節を導入した LA1508 ではこの問題が解消された。図 1.2.8 は、冬実験の各閾値の降水検証を示したものである。実験期間は、2014 年 12 月 10 日～12 月 17 日、2014 年 12 月 28 日～2015 年 1 月 2 日、2015 年 1 月 26 日～1 月 31 日である。実験では、夏実験と同様に 1 日 8 回の予測のみ行った。ETS は、

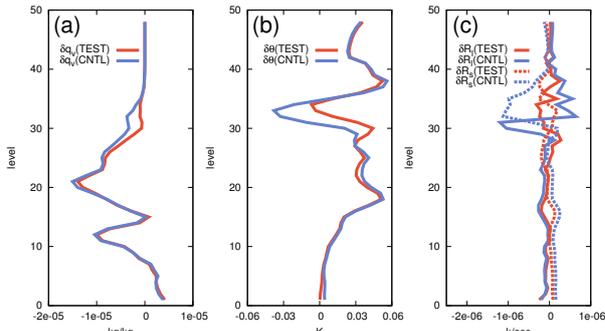


図 1.2.5 (a) 全密度と水蒸気の密度の比、(b) 温度、(c) 短波・長波放射加熱率の増分。

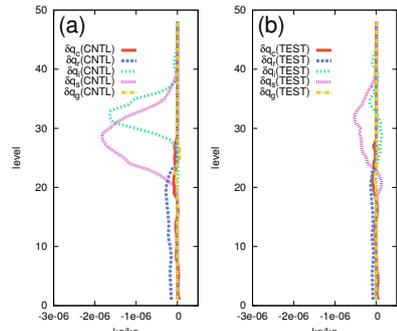


図 1.2.6 (a)CNTL と (b)TEST の全密度と各水物質の密度の比の増分。

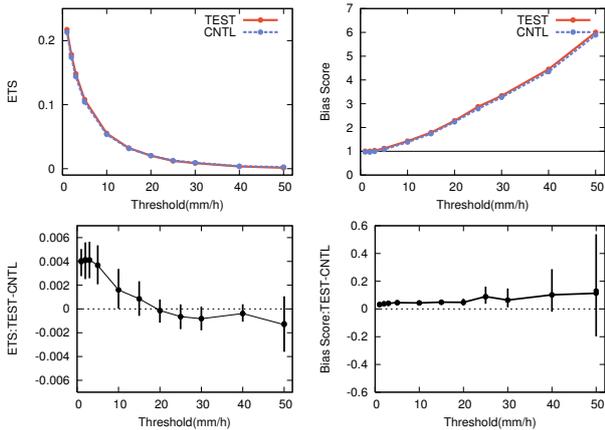


図 1.2.7 夏実験の閾値毎の ETS(左上) と Bias Score(右上)。ETS の TEST-CNTL(左下) と Bias Score の TEST-CNTL(右下)。エラーバーは 95%信頼区間。

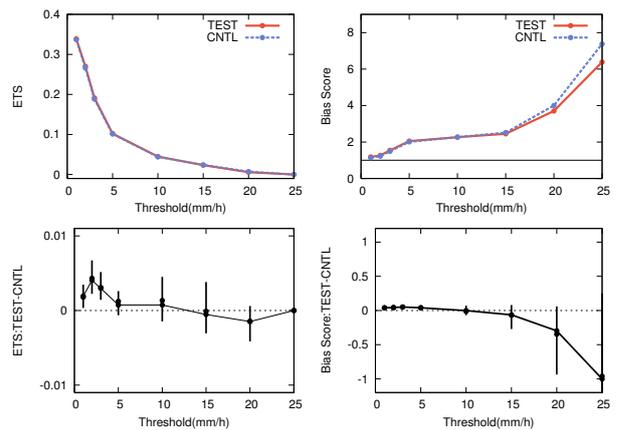


図 1.2.8 図 1.2.7 と同じ。ただし、冬実験。閾値 30 mm/h 以上の観測・予測は無し。

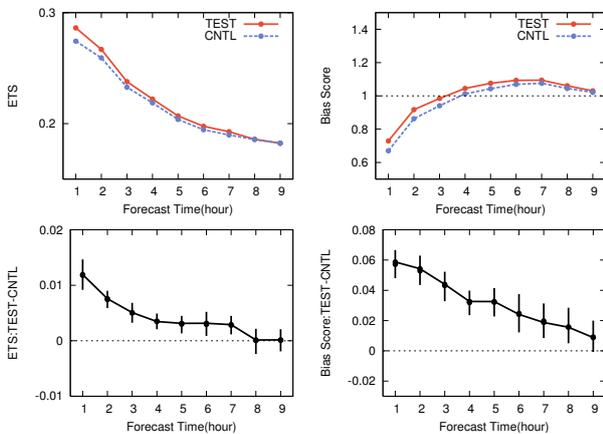


図 1.2.9 夏実験の閾値 1 mm/h の予報時間毎の ETS(左上) と Bias Score(右上)。ETS の TEST-CNTL(左下) と Bias Score の TEST-CNTL(右下)。エラーバーは 95%信頼区間。

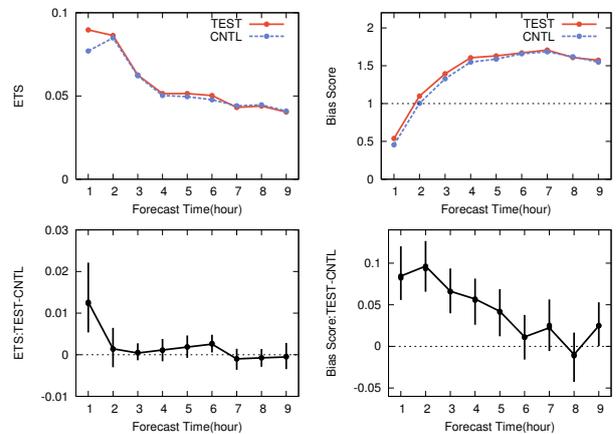


図 1.2.10 図 1.2.9 と同じ。ただし、閾値 10 mm/h。

閾値 3 mm/h 以下で有意に改善している、Bias Score は、閾値 5 mm/h 以下で降水予測頻度が増えていることを示している。いずれも夏実験と同様に、予測初期における降水のスピナップの改善に由来するものである(図略)。図 1.2.11 は、夏の FT=0 における比湿のゾンデ検証の結果である。同様に図 1.2.12 は、気温のゾンデ検証の結果である。初期時刻におけるゾンデ検証では、300 hPa で気温と比湿の正バイアスが拡大し

ている。前述のとおり、CNTL では過飽和除去による上層の昇温が抑制されていた。モデルが正バイアスを持つ高度でこの昇温の抑制が働いた結果、スコアとしては良い方向に振れていたことになる。しかし、CNTL の上層の昇温抑制は人工的なものであり、CNTL の誤差が TEST の誤差より小さいという結果は見かけ上のものである。上層の正バイアスは、特に雲氷の生成量や雲氷の有効半径等の誤差に依存すると考えられる。

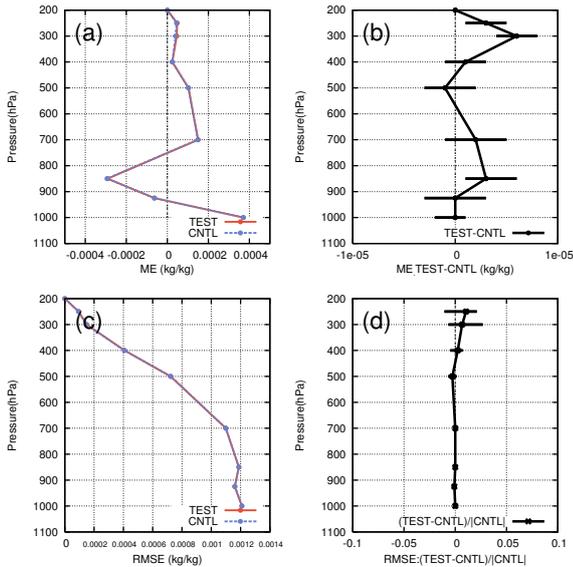


図 1.2.11 FT=0 の比湿の対ゾンデ検証。(a) は ME、(b) は TEST と CNTL の ME の差、(c) は RMSE であり、(d) は RMSE の改善率で負値が改善を表す。エラーバーは 95%信頼区間を表す。

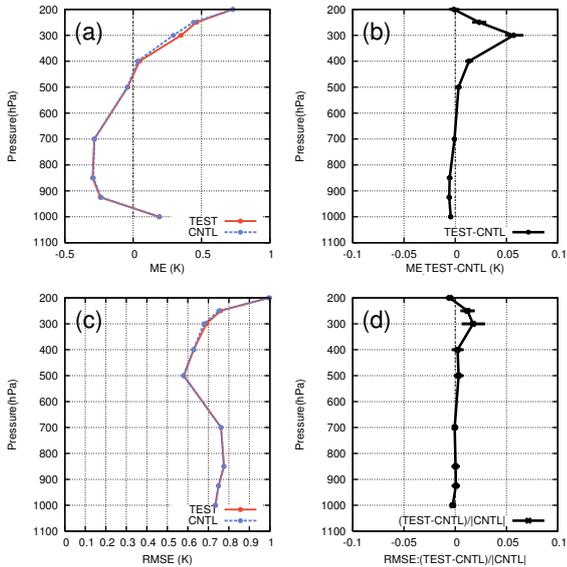


図 1.2.12 図 1.2.11 と同じ。ただし、気温の対ゾンデ検証。

このバイアスの本質的な改善のためには、雲物理過程や放射過程等、物理過程の包括的な精緻化を進めていく必要がある。

1.2.5 まとめ

本節では、2015 年 1 月に現業運用を開始した asuca-Var をデータ同化システムとする局地解析の概要を報告した。JNoVA から asuca-Var へと更新したことで、幾つかの改善が得られた。まず、地中温度と土壌体積含水率を解析変数化することで、地上物理量予測が改善した。この改善は解析手法の高度化のみでは得られず、土壌水分予測の改良が必要不可欠であった。asuca-Var は、その開発体制及び設計理念から、モデル開発と連携しやすいという特徴があり、それが有効に機能した例の一つと考えられる。次に、2015 年 8 月に現業化さ

れた偽相対湿度インクリメント調節によって、降水予測のスピナップが改善することを示した。予測開始直後の降水予測精度の向上は、LFM の重要な課題として、調査と改善に向けた開発が続けられてきている。その中でも閾値 10 mm/h 以上の ETS の予測開始直後の落ち込みの解消は、LFM の現業化時点から課題の一つであった。この予測開始直後の降水のスピナップ問題が、データ同化システムの改善に伴い一部解消されたことは、重要な進展である。しかしながら、依然として降水のスピナップは残っている。更なる初期値の精度向上により予測精度を向上すべく、データ同化手法の高度化を進めている。

参考文献

幾田泰醇, 2014: asuca 変分法データ同化システム. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 91–97.

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.

河野耕平, 原旅人, 2014: LFM としての asuca の特性. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 108–117.

気象庁予報部, 2014: 次世代非静力学モデル asuca. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部, 151pp.

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

Beljaars, A.C.M., 1994: The parameterization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 255–270.

Beljaars, A.C.M. and A.A.M. Holtslag, 1991: Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 327–341.

Deardorff, J.W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of layer vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889–1903.

Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Bound.-Layer Meteorol.*, **9**, 91–112.

Louis, J.F., M. Tiedtke, and J.F. Geleyn, 1982: A short history of the operational PBL parameterization at ECMWF. *Proc. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization, Reading, United Kingdom, ECMWF*, 59–79.

Noilhan, J. and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.

1.3 asuca が導入された局地数値予報システムの特性¹

asuca が導入された局地数値予報システムの特性について、本節では以下のことを取り上げる。

1. 第一推定値・側面境界値として利用するメソモデル (MSM) の予測の影響
2. 対流の発生・終息
3. スピンアップ問題
4. 冬季の寒気移流に伴う降水の予測

1, 2, 3 は、これまでも旧 LFM の特性として永戸ほか (2013) などでも指摘している問題である。この中で、1 は第一推定値、観測データの利用などのシステムの制約に起因するもので、モデルや同化システムが新しくなっても即座に解決する問題ではない。一方、2, 3 については、同化システムや予報モデルの改良によって、完全ではないものの改善されている。4 はモデルが新しくなることで、従来より改善が見られたことである。

以下では、1, 2, 3 について、事例を交えながら解説する。4 については MSM の境界層の改良に関連して第 2.1 節で述べられているので、そちらを参照していただきたい。

1.3.1 第一推定値・側面境界値として利用するメソモデルの予測の影響

LFM では初期値を作成する際の第一推定値や解析・予報における側面境界値として、メソモデル (MSM) の予測値を用いている。MSM の予測値の利用方法は、旧 LFM と現 LFM で違いはなく²、その影響などは永戸ほか (2013) で紹介されている通りである。

ここでは、その利用手法とモデル予測への影響を概観し、新たな事例でその影響を具体的に確認する。

(1) 局地解析における第一推定値としての利用

LFM の初期値 (解析値) を求める LA では、第一推定値とする MSM の予測値を観測データを用いて修正して初期値を求める。図 1.3.1 に LA で同化している観測データの分布の例を示す。これを見ると、用いている観測データは日本の陸上に多く、特に上層の観測が海上や日本付近を通過する多くの擾乱の上流にあたる中国大陸上には少ない。このため、海上のシアや大陸上にあるトラフなどは、第一推定値である MSM の予測値が観測値によって十分には修正されず、MSM の予測値が実況と乖離していたとしてもそのまま初期値として用いられることが多い。その結果として、観測データが少ない領域では第一推定値に用いた MSM の

予測とよく似ている場合が多くなっている。

(2) 局地解析・予報における側面境界値としての利用

LFM のような領域モデルでは、領域の側面境界を通じて流入・流出する大気の流れ、温度、比湿、気圧などの情報を側面境界値によって与える必要がある。これは、側面境界を通じて流入・流出する質量を与えていることにもなる。したがって、大きなスケールの場合を与える気圧場 (高度場) の予測は、側面境界値の影響を大きく受ける。MSM では GSM の予測値を側面境界値として用いていて、MSM の気圧場 (高度場) の予測は、予測時間が長いほど GSM の予測との差が小さくなりやすい (越智・石井 2013)。同様に、LFM では MSM の予測値を側面境界値として与えており、LFM の気圧場 (高度場) の予測は、MSM の予測の影響を受ける。

MSM では、予測の後半 (予測時間約 12-15 時間以降) で側面境界値の影響が気圧場や降水のスコアに現れたが (越智・石井 2013)、LFM は予測時間が 9 時間と短いため、側面境界値を通じた影響は小さい。したがって、MSM の予測結果の影響は、側面境界値としてその影響が予報領域の内側に及びより、初期値作成の際に用いる第一推定値として影響する部分が多い。

(3) 第一推定値としてのメソモデルの予測値の影響を示す事例

ここでは、第一推定値として MSM の予測値が影響を与えた例として、2014 年 7 月 3 日の九州での大雨事例を取り上げる。2014 年 7 月 3 日 12JST の実況 (図 1.3.2) では、熊本県北部で 1 時間に 50 mm を超えるような強い降水が見られる。その時刻を予測対象時刻とする現 LFM の 9 つの異なる初期時刻の予測を図 1.3.3 に示す。強い降水の位置に着目すると、9, 8, 7 時間前を初期値とする予測 (図 1.3.3 の上段) は、いずれも山口県付近に強い降水を予測し、その降水分布はよく似ている。6, 5, 4 時間前を初期値とする予測 (図 1.3.3 の中段) では、3 つの予測とも降水域が西にシフトし、やはり、この 3 つの予測で降水域が似ている。さらに、3, 2, 1 時間前を初期値とする予測 (図 1.3.3 の下段) では、3 つの予測とも降水域が南にシフトして、やはり、お互いがよく似た分布になっている。

図 1.3.3 の上段、中段、下段のそれぞれで予測された降水分布が似ていることは、LA において MSM の予測値を第一推定値に用いていることと関係している。図 1.3.3 の上段の LFM の予測は 12 時間前を初期時刻とする MSM の予測、中段の LFM の予測は 9 時間前を初期時刻とする MSM の予測、下段の LFM の予測は 6 時間前を初期時刻とする MSM の予測を第一推定値として用いており、図 1.3.3 の各段の右端に示した第一推定値として用いた MSM の予測と降水域の位置がよく似ていることがわかる。

MSM の降水分布予測が初期値によって異なる原因

¹ 原 旅人、伊藤 享洋、松林 健吾

² ただし、現 LFM で用いる asuca では、旧 LFM で用いていた JMA-NHM に比べて、質量などの保存量の保存性の精度が高くなっているため、現 LFM のほうが境界値を通じてより忠実に親モデルの質量変化に追従する (河野・原 2014)。

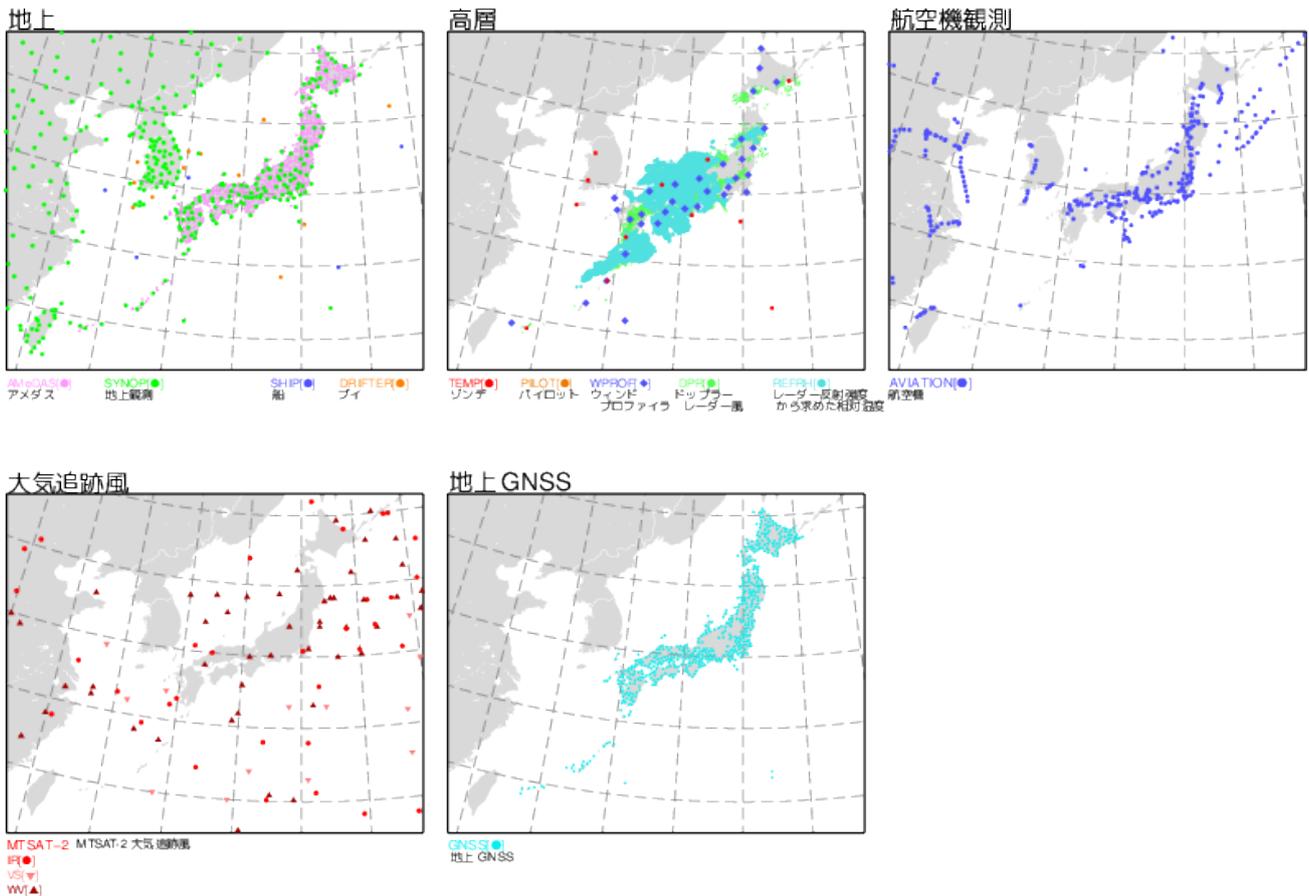


図 1.3.1 局地解析 LA で同化する観測データの分布例。2015 年 9 月 6 日 00UTC の解析で利用された、解析時刻と同じ時刻の観測データ。

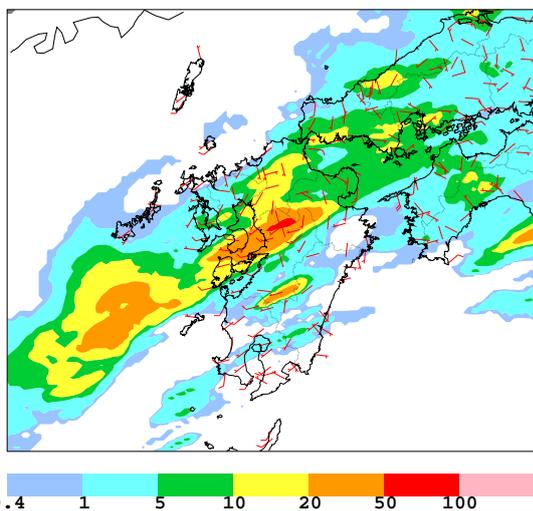


図 1.3.2 2014 年 7 月 3 日 12JST における解析雨量による前 1 時間雨量 (単位: mm/h) とアメダス観測による風 (赤矢羽根: 長い矢羽根 1 本が 10 kt に対応)。

を探るために高度場の予測に着目する。図 1.3.4 には、500 hPa 面ジオポテンシャル高度 (以下、Z500) について、12 時間前、9 時間前それぞれを初期時刻とする MSM の予測、および 6 時間前を初期時刻とする MSM の予測 (MSM の予測の中で降水域を最も南に予測) を

基準としたときの差を示している。降水域を北寄りに予測した 12 時間前、9 時間前を初期値とする MSM 予測では、6 時間前を初期時刻とする MSM の予測よりもトラフが浅く、このトラフの予測の違いが降水域の予測位置に影響を与えた一因と考えられる。一方、LFM の Z500 の予測について、9、8、7 時間前を初期値とする予測それぞれについて、第一推定値として用いた 12 時間前を初期値とする MSM 予測との差を見てみると、非常に小さいことがわかる (図 1.3.5)。つまり、第一推定値である MSM 予測が LA で大きく修正されなかったと考えられる。

このように、海上や中国大陸上では、特に上層で第一推定値として用いる MSM の予測が利用できる観測データが少ないために修正されず、その結果、大きなスケールの気圧場やシアの位置などは、MSM の予測と大きな差がないことがある。

(4) 降水の統計スコアに見る第一推定値として用いるメソモデルの影響

第一推定値として用いる MSM の影響は、降水の統計スコアにも見ることができる。それが端的に表れている各初期時刻の 1 mm/h を閾値とする降水予測のスレットスコアの時系列 (2012 年夏期間) を図 1.3.6 に

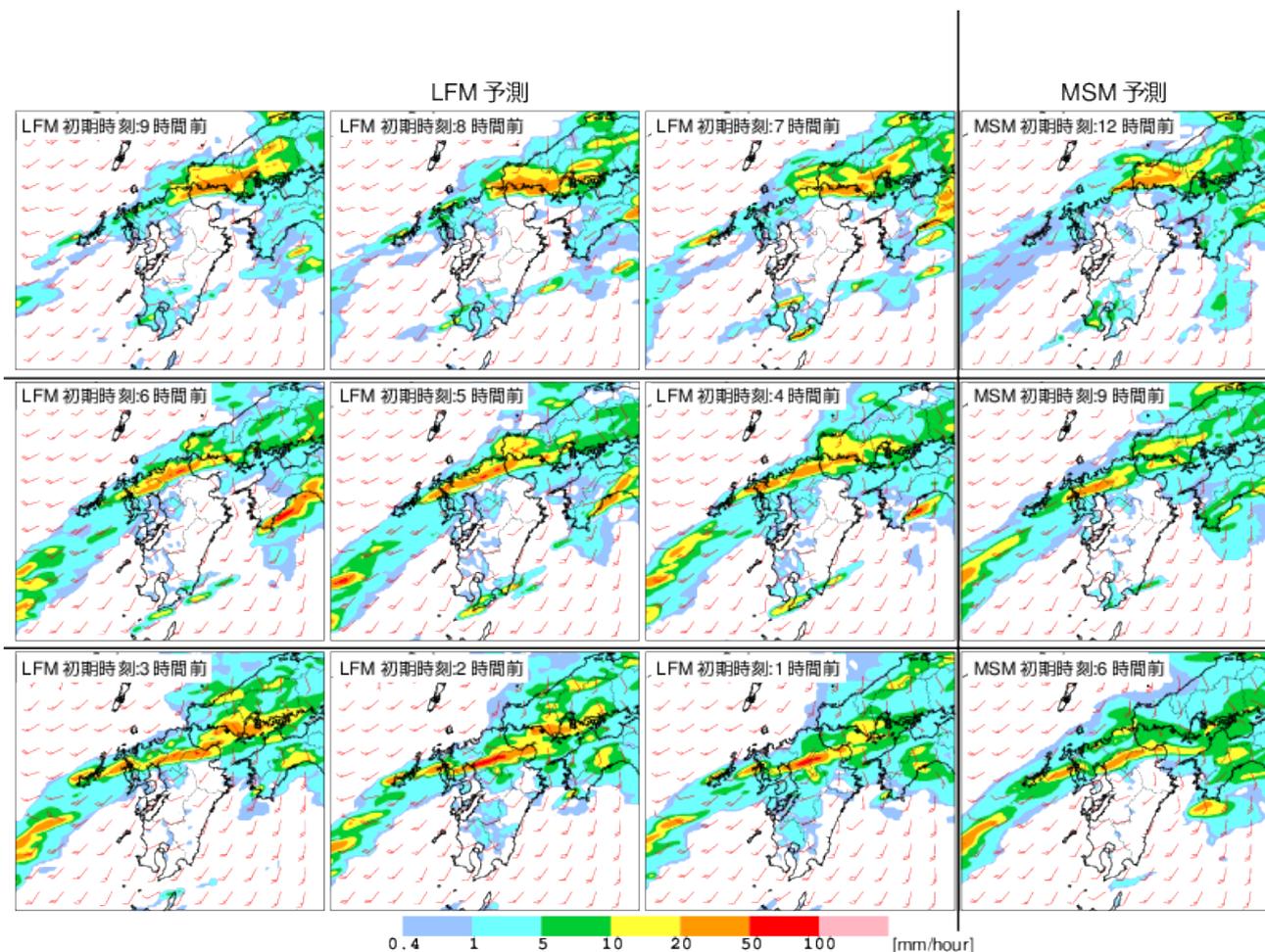


図 1.3.3 2014 年 7 月 3 日 12JST を予測対象時刻とする 9 つの初期時刻 (初期時刻が 9 時間前のものから 1 時間前のものまで) の現 LFM の前 1 時間降水量 (単位: mm/h) と風 (長い矢羽根 1 本 10 kt) の予測。右端には、それぞれの段の LFM が解析の第一推定値として用いた MSM の前 1 時間降水量と風を掲載。

示す³。ここでは、同じ MSM を第一推定値としている LFM (図 1.3.6 で同じ色の線を表示) をグループと呼ぶ⁴。同じグループでは、予測時間経過に伴うスコアの変化傾向が似ている場合が多く、予測前半 (3-5 時間程度まで) は新しい初期値のほうが精度が高いも

³ 1 mm/h を閾値とする降水予測のスコアは、強弱を問わずに降水がある領域の予測のスコアとほぼ等価である。強い降水に限定した予測に比べて、強い降水も弱い降水も含めた降水の予測は大きなスケールの場の影響が大きいため、第一推定値として用いる MSM の影響が最も現れやすいと考えられる。明瞭ではないものの、5 mm/h, 10 mm/h を閾値としたスレツスコアでも同様の傾向が見られる (図略)。

⁴ 局地数値予報システムの各初期時刻で第一推定値、側面境界値として用いられる MSM の予測値の初期時刻は永戸ほか (2013) の図 2.2.1 の通りである。たとえば、00UTC 初期値の MSM の予測値は、03, 04, 05UTC 初期値の LA および LA の中で実行される予報モデルの側面境界値として、また、02, 03, 04UTC の LFM の側面境界値として用いられる。このように、02UTC 初期値では LA で第一推定値や側面境界値として用いられる MSM の初期時刻と、LFM で側面境界値として用いられる MSM の初期時刻が異なっている (局地数値予報システムの 05, 08, 11, 14, 17, 20, 23UTC 初期値も同様)。

の、それ以降では同じようなスコアになっているグループが多いことが分かる。

(5) 利用上の留意点

一般に、強い対流雲による大雨など時間・空間スケールが小さな現象は、スケールが大きな現象に比べて数値予報モデルによる予測可能性が低くなる。その中で、局地数値予報システムは、毎時実行によって最新の観測データの情報をモデルの初期値に取り入れ、最新の大気の状態を反映した初期値から予測を行うことで、激しい現象の予測可能性を高めようとしている。その結果として、新しい初期値からの予測がその前の初期値からの予測から大きく変化することがあるが、これは最新の観測データの情報を取り入れたことによる帰結である⁵。その一つの例として、平原ほか (2011) ではアメダス観測による気温を LA で同化することで、MSM では過小評価されていた陸上の成層の不安定度を修正して、不安定性降水の予測を改善できた事例な

⁵ このことは、データ同化システムとや予報モデルとして JMA-NHM を用いるか、asuca を用いるかということに依存しない。

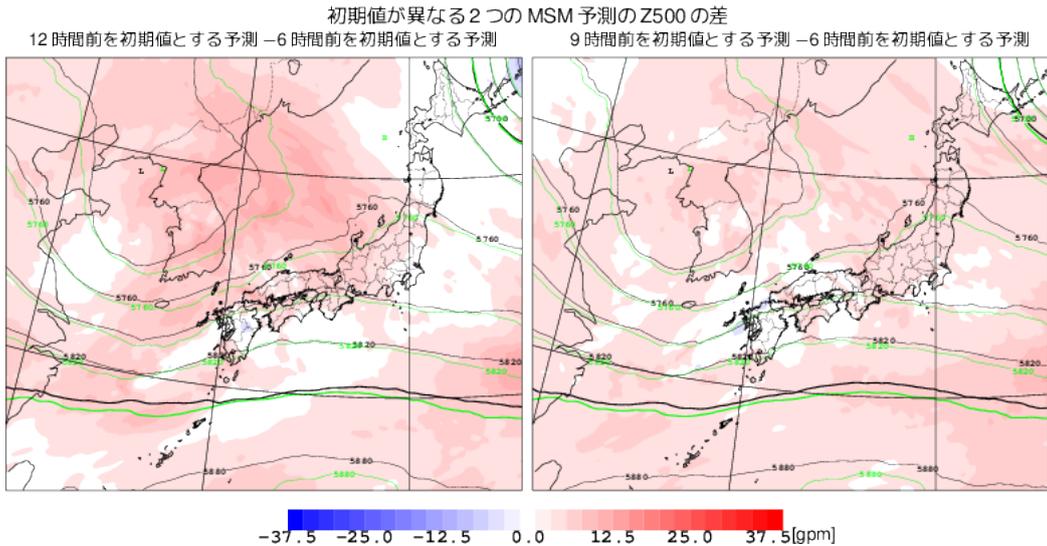


図 1.3.4 2014年7月3日12JSTを予測対象時刻とする初期時刻が異なる2つのMSM予測の500 hPa ジオポテンシャル高度(単位: gpm)の、6時間前を初期時刻とするMSM予測を基準としたときの差(赤青塗り分け)とそれぞれの予測(緑線: 基準とした予測、黒線: 他方)。12時間前(左) 9時間前(右)

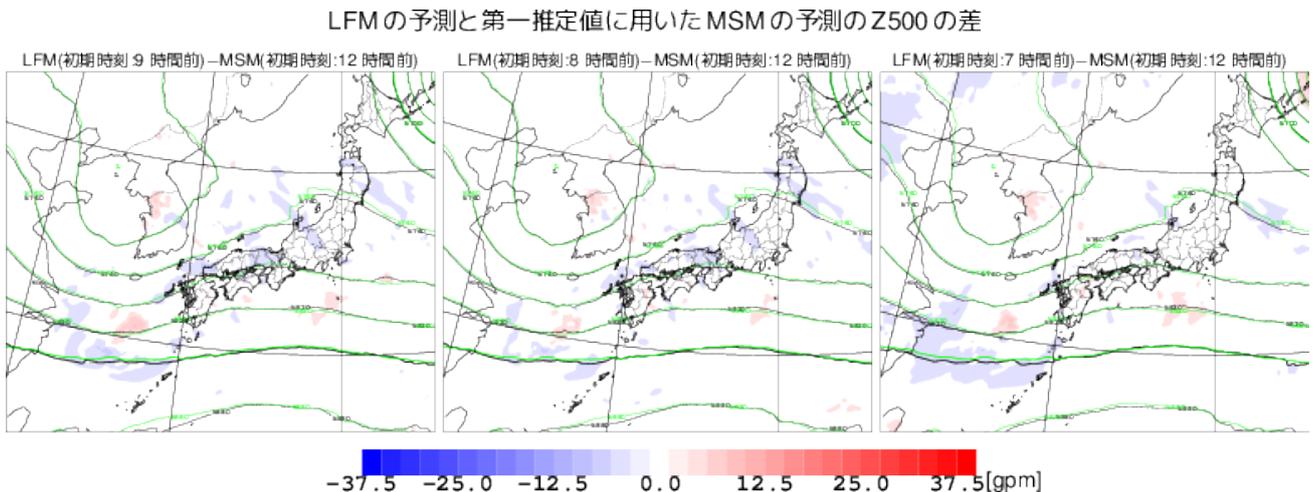


図 1.3.5 2014年7月3日12JSTを予測対象時刻とする初期時刻が異なる3つのLFM予測の500 hPa ジオポテンシャル高度(単位: gpm)の、12時間前を初期時刻とするMSM予測を基準としたときの差(赤青塗り分け)とそれぞれの予測(緑線: 基準とした予測、黒線: 他方)。9時間前(左) 8時間前(中) 7時間前(右)

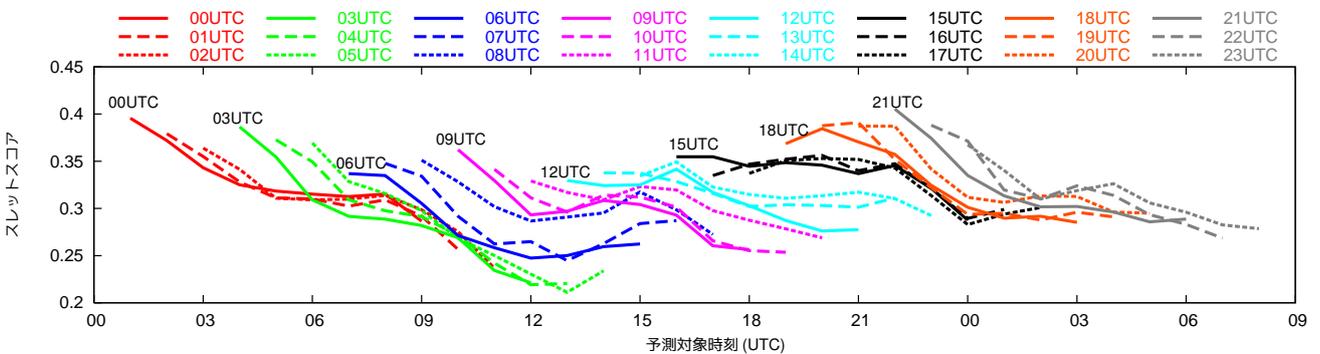


図 1.3.6 2012年夏期間(付録 1.3.A に示した検証期間と同じ)における各初期時刻の1 mm/hを閾値とする降水予測のスレットスコアの時系列。横軸は予測対象時刻(UTC)を示し、たとえば、00UTC初期値のスレットスコアは、初期値から1時間後から9時間後の01UTCから09UTCまでを表示している。同じMSMを第一推定値としているLFMを同じ色の線で表示している。

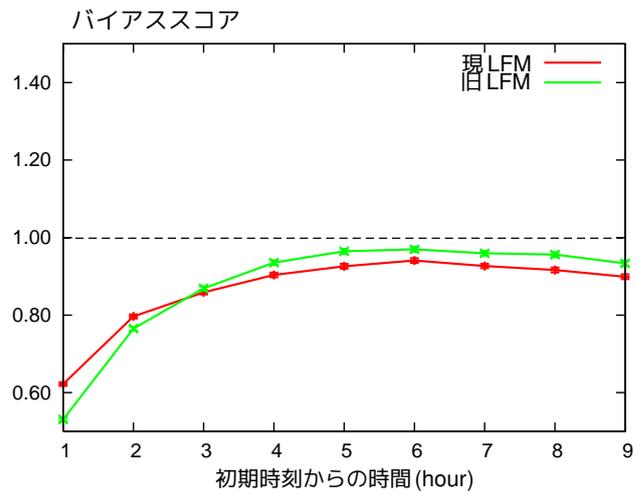
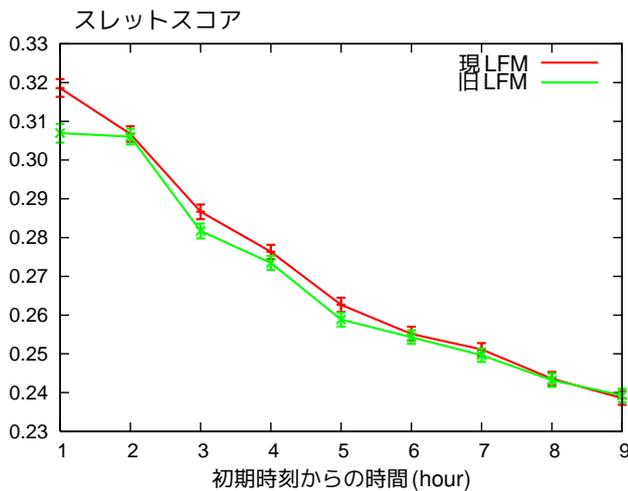


図 1.3.7 2012 年夏期間（付録 1.3.A に示した検証期間と同じ）における現旧 LFM それぞれの予測時間（初期時刻からの時間）ごとの降水（閾値 1 mm/h）のスレットスコア（左）とバイアススコア（右）。赤線：現 LFM、緑線：旧 LFM。誤差棒は信頼度 95%で推定した各スコアの信頼区間を示す。

どが紹介されている。

一方、これまで示してきたように、LFM の予想はその第一推定値を与える MSM の予想に大きく影響される。この特性は旧 LFM、現 LFM に共通に見られ、特に、観測データが疎な領域である海上や中国大陸を起源とする現象に対する MSM の予測が適切でない場合には、LFM もその適切ではない予測によく似ることが多いことに留意していただきたい。

このような特性の改善のために、第一推定値となる MSM の予測精度のさらなる向上を目指すとともに、衛星観測による輝度温度データなど、同化に用いる観測データのさらなる拡充が必要である。

1.3.2 積雲対流の発生・終息、スピナップ問題

(1) 概論

永戸ほか (2013) は、旧 LFM の予測特性として、積雲対流の発生や終息に遅れが見られること、予測時間 1-3 時間程度で降水の予測頻度が過小であること（スピナップ問題）を指摘した。河野・原 (2014) は、積雲対流の発生に対するパラメタリゼーション (Hara 2015) の導入によって、積雲対流の発生・終息の遅れがやや改善したことを紹介した。この積雲対流の発生・終息の遅れの改善は、LA における 3 次元変分法による解析とそのあとのモデルによる 1 時間予報の間の不連続の除去（第 1.2 節を参照）とともに、スピナップ問題の改善にもつながっている。

図 1.3.7 に現旧 LFM それぞれの予測時間別の降水のスコア（閾値 1 mm/h）を示す。バイアススコアを見ると、旧 LFM、現 LFM ともに、予測後半（初期時刻から 3 時間後以降）に比べて、予測前半（初期時刻から 2 時間後まで）でバイアススコアが低く予測頻度が過小であるが、現 LFM ではその過小な状態をやや改善している。

(2) 積雲対流の発生および終息に改善が見られる事例
以下では、旧 LFM に比べて、積雲対流の発生および終息の観点で改善が見られる事例をいくつか紹介する。

図 1.3.8 は積雲対流の発生の予測が改善した結果、対流発生に伴う弱い降水の分布にも改善が見られた事例である。九州東部に向かって海上から暖湿な空気が流れ込み、陸上で積雲対流が発生して降水をもたらしている。8 月 8 日 09JST の実況では海上から内陸部に広く降水が見られるのに対し、旧 LFM では内陸の山沿いのみ降水を予測している。一方、現 LFM では海岸沿いから内陸にかけて降水を予測しており、実況に近い。このような状況は 10JST、11JST の予測でも続いている。

図 1.3.9、図 1.3.10 は成層の不安定化によって生じた対流に伴う強い降水の発生、および終息のタイミングの予測が改善した例である。図 1.3.9 に示した積雲対流が発生した時間帯の予測を見ると、8 月 24 日 15JST の予測では、現 LFM は福島県と新潟県の県境付近や、長野県と新潟県の県境付近の対流に伴う弱い降水を予測しており、やや位置ずれはあるものの実況にも対応する降水がある。16JST の予測では、前の時間に弱い降水があった新潟県と福島県の県境付近の降水が組織化して強い降水を伴うようになっており、実況も同様である。しかし、旧 LFM の予測では対流の発生が遅れたために、16JST では十分に組織化していない。17JST になると実況では、同じ場所で降水の範囲が広がっている。やはり位置ずれは見られるものの、このように降水域が広がりを持つことを、現 LFM では旧 LFM の予測に比べて表現しているように見える。

一方、図 1.3.10 に示した積雲対流が終息した時間帯の予測を見ると、旧 LFM では対流の終息のタイミングが遅く、実況ではすでに対流が終息に向かっていたり、終息しているにもかかわらず、強い降水を予測

している。それに対して、現 LFM では旧 LFM にくらべて実況に見られる対流の終息への追従がよいことがわかる。このような対流の終息のタイミングが現 LFM で改善された例は、図 1.3.11 の事例などでも見られる。

このように、成層の不安定化に伴う対流の発生および終息のタイミングが改善された事例が見られた。しかし、これらの事例を見てもわかるように、対流に伴う降水の位置を精度良く予測することにはまだまだ課題がある。現在の LFM には対流による強い降水に位置ずれがある可能性を念頭に、少し大きなスケールで予測結果を見て成層の不安定化による対流の発生のポテンシャルを捉えようとする、LFM の予測結果を有用に利用できるであろう。

1.3.3 まとめ

本節では、2015 年 1 月 29 日より現業化された現 LFM について、その予測結果を利用する上で留意すべき特性を述べた。

LFM は、MSM よりも時間・空間規模の小さい現象の表現力を高めることで、それらをより精度よく予測し、最新の観測データを反映した初期値による予測結果を、MSM よりも高頻度・迅速に提供することを目的として運用されてきた。

現 LFM でもこの目的に沿うように、基本的な数値予報システム構成や格子間隔などは旧 LFM から変更しておらず、これまでの旧 LFM で蓄積されてきた高解像度モデルとしての予測特性やシステムに基づく留意点などの知見（たとえば、MSM の予測値を解析の第一推定値に用いていることによる予測の影響）は、現 LFM にも同様に当てはめることができる。

現 LFM では、旧 LFM と比べて、積雲対流の発生・終息の遅れやスピナップの改善が見られるものの、全ての事例で改善されたわけではない。この点も含め、引き続き LFM の予測結果の検証を注意深く行いながら、データ同化システムや予報モデルのさらなる改良に努めていきたい。

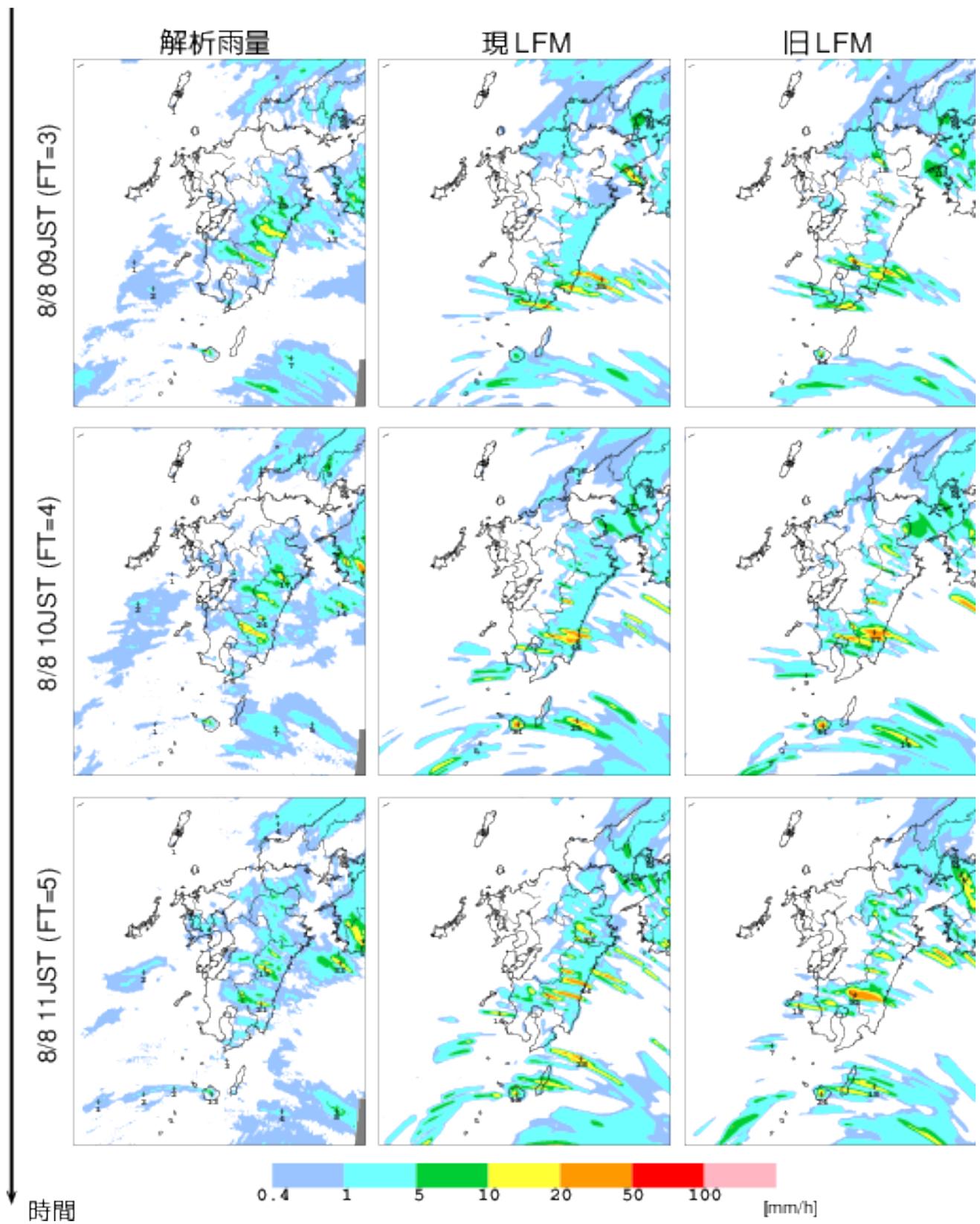


図 1.3.8 2014 年 8 月 8 日 09JST から 11JST の前 1 時間降水量 (単位: mm/h) の解析雨量による実況 (左列)、現 LFM および旧 LFM それぞれによる予測 (中列、右列)。現 LFM および旧 LFM の初期時刻は 8 月 8 日 06JST。

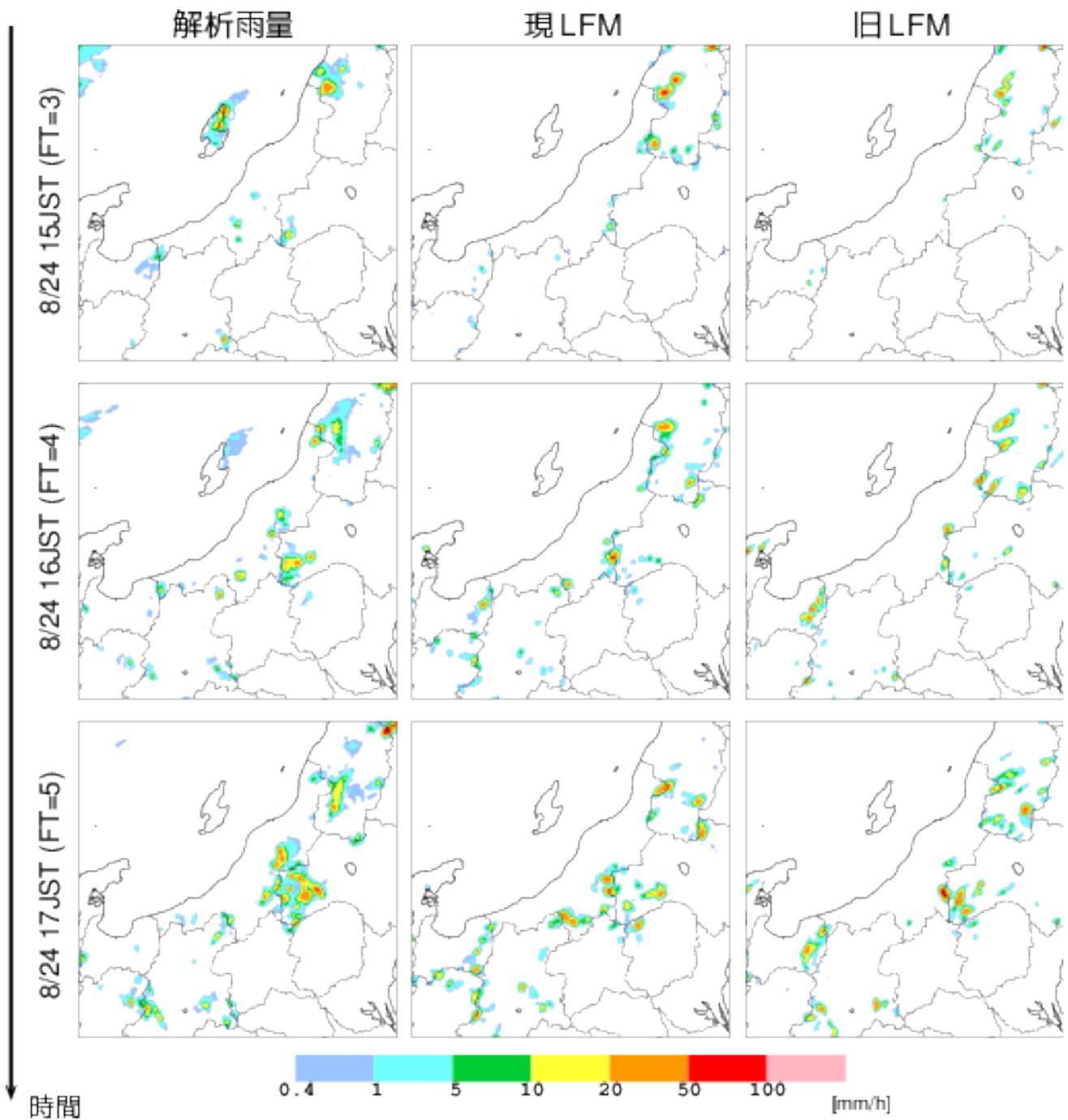


図 1.3.9 2012 年 8 月 24 日 15JST から 17JST の前 1 時間降水量 (単位: mm/h) の解析雨量による実況 (左列)、現 LFM および旧 LFM それぞれによる予測 (中列、右列)。現 LFM および旧 LFM の初期時刻は 8 月 24 日 12JST。

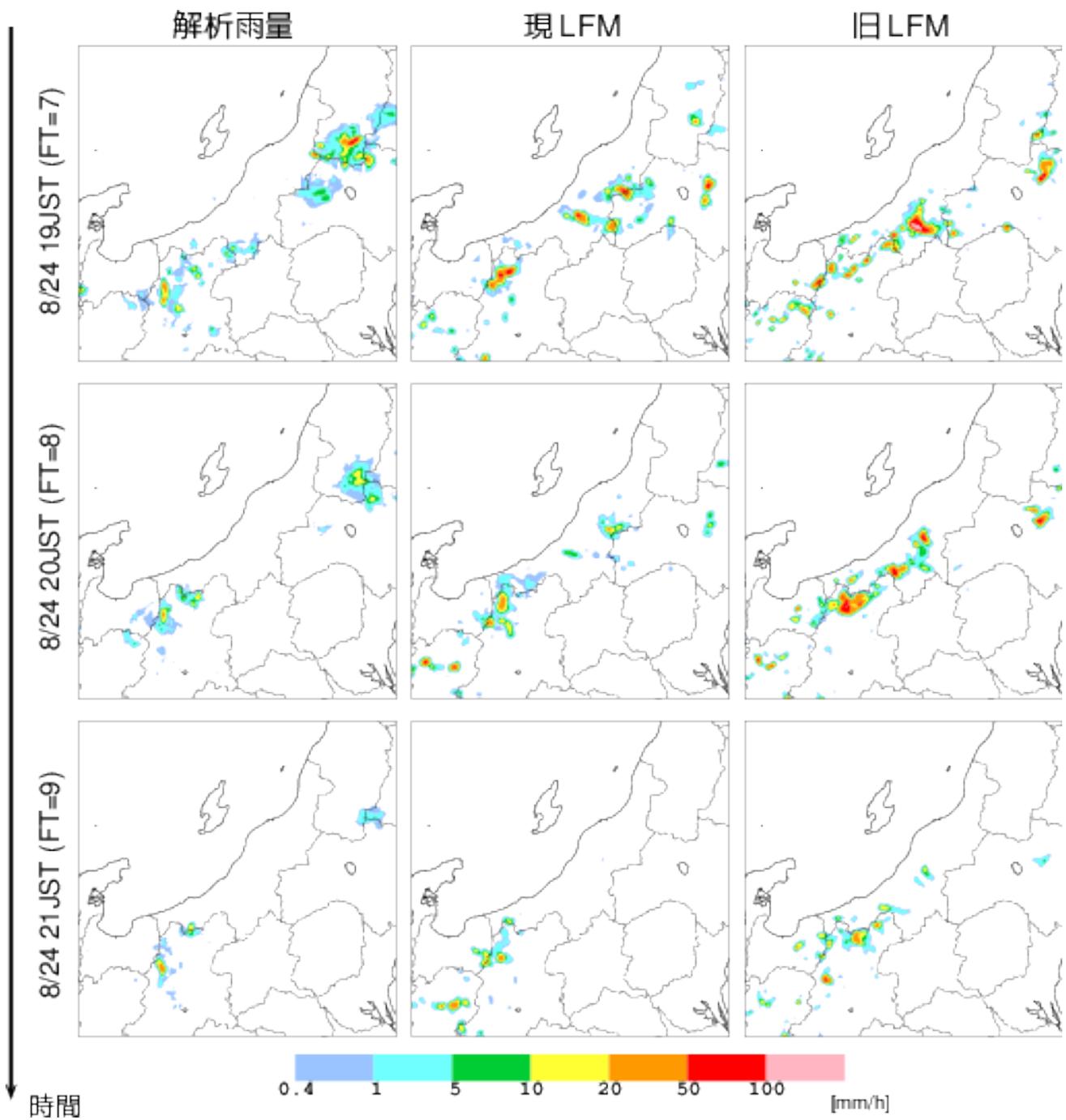


図 1.3.10 2012 年 8 月 24 日 19JST から 21JST の前 1 時間降水量 (単位: mm/h) の解析雨量による実況 (左列)、現 LFM および旧 LFM それぞれによる予測 (中列、右列)。現 LFM および旧 LFM の初期時刻は 8 月 24 日 12JST (図 1.3.9 の予測の続き)。

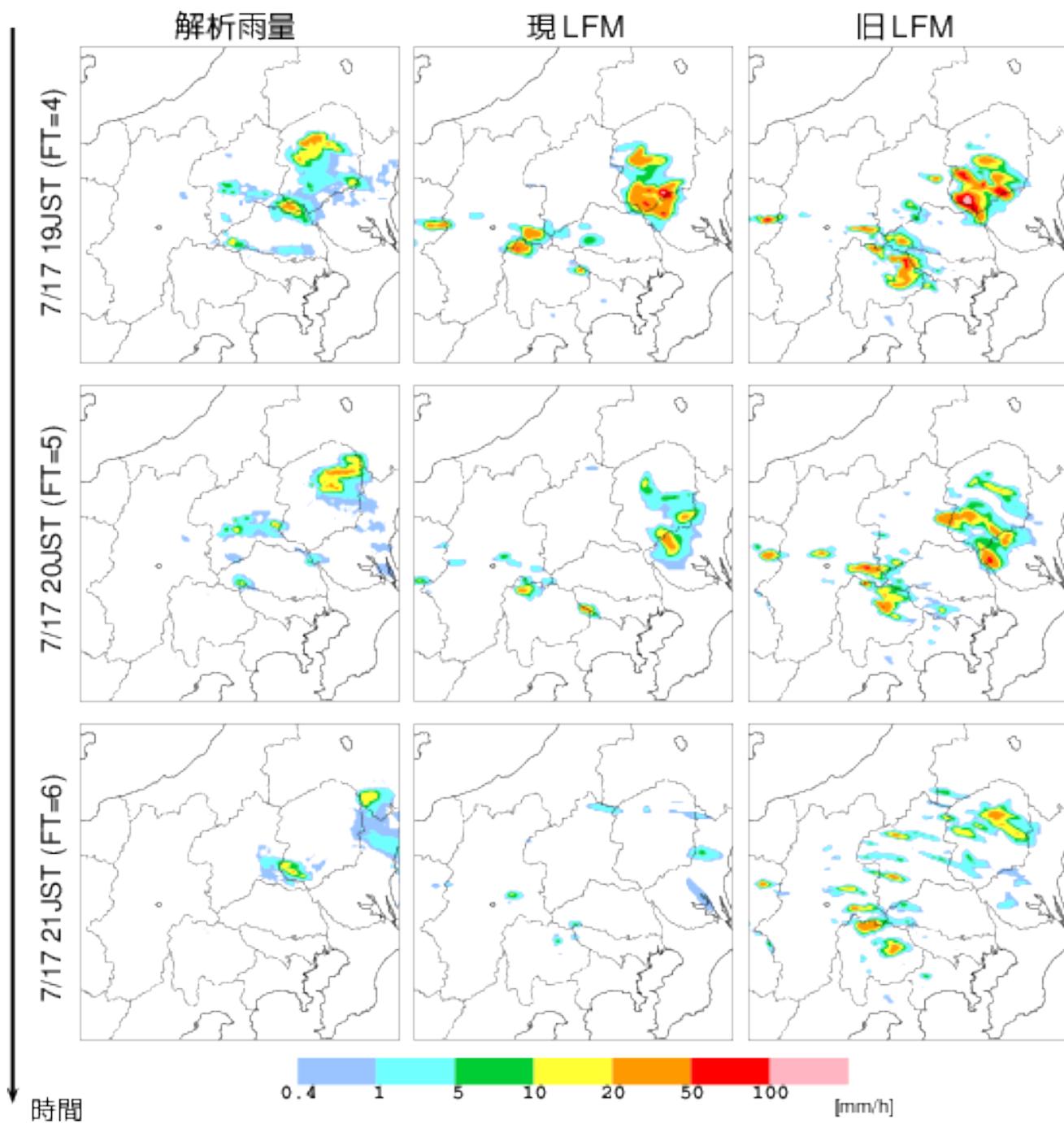


図 1.3.11 2012 年 7 月 17 日 19JST から 21JST の前 1 時間降水量 (単位: mm/h) の解析雨量による実況 (左列)、現 LFM および旧 LFM それぞれによる予測 (中列、右列)。現 LFM および旧 LFM の初期時刻は 7 月 17 日 15JST。

付録 1.3.A 現 LFM の統計検証

モデルの精度の統計的な全体像を把握するための資料として、旧 LFM と比較したときの現 LFM のよく利用される要素についての統計検証の結果を示す。

これらは 2015 年 1 月に現 LFM の現業化について判断するための実験の検証結果で、第 1.2 節で紹介したその後の LA の改良による効果は含まれていない。ここで示した特性に第 1.2 節 で示す特性の変化を加えたものが、現 LFM の予測特性となることに注意していただきたい。

(1) 検証期間・仕様

現 LFM の統計検証の結果を、旧 LFM のものと比較しながら示す。実験期間は、

- 夏期間: 2012 年 7 月 3 日～22 日および 8 月 23 日～29 日
- 冬期間: 2012 年 12 月 14 日～2013 年 1 月 1 日

である。LFM の現在の運用では、1 時間おきに 1 日 24 回の実行をしているが、以下に示す統計検証は 3 時間ごとの 8 つの初期時刻 (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC) の予測を用いたものである。なお、これらの期間の一部期間で、1 日 24 回の実行による検証もっており、1 日 8 回の実行による検証結果とほとんど同じであることを確認している。検証手法は 瀨川 (2005) と同じであるが、降水の検証は検証格子 10 km として、前 1 時間降水量を対象に検証を行った⁶。

(2) 検証結果

本文に述べたように、統計検証で見た現旧 LFM の精度の差はあまり大きくない。以下では、その中で、大きな違いが見られるもの、留意が必要なことについて述べる。

夏期間

夏期間の各種検証スコアを図 1.3.12 から図 1.3.14 に示す。

降水のスコアを見ると(図 1.3.12) 閾値 2–15 mm/h のスレットスコアは旧 LFM に比べて、現 LFM のほうがやや低い⁷。1 mm/h を閾値とするスレットスコアに上昇が見られることから、降水域そのものは、旧 LFM よりも現 LFM のほうが精度よく予測出来ているものの、実況で 2–15 mm/h の強さの降水では、降水強度に実況との差が見られる場合がある。

⁶ MSM に対する標準的な検証では、検証格子を 20 km、前 3 時間降水量について検証を行っている。

⁷ この原因は現時点では明らかではない。考えられる要因の一つとして、現旧 LFM の力学過程(特に強い上昇流の抑制手法や、降水の落下計算の手法)の違いがある。現時点では、現 LFM のほうが旧 LFM に比べてスレットスコアがやや悪いものの、降水の頻度分布は現 LFM、旧 LFM とともに実況と乖離が大きく、いずれも 10 mm/h 以下の比較的弱い降水は頻度過少で、それより強い降水は頻度過大である(図略)。この頻度分布の実況からの大きな乖離は降水を生成する雲物理過程の問題であると考えており、現在、その改良に取り組んでいる。

地上比湿の平均誤差(図 1.3.13)は、旧 LFM では日中の負バイアスが大きかったが、現 LFM では一日を通してほぼゼロとなっており、バイアスがほとんどなくなっている。これは、現 LA で地中温度、土壌水分量を新たに解析変数とし、地上比湿に大きく関係するこれらの初期値がより適切になったこと、および土壌水分量予測の手法を改良したことが一因であると考えられる。

冬期間

冬期間の各種検証スコアを図 1.3.15 から図 1.3.17 に示す。

降水の予測精度は現旧 LFM でほぼ同等である(図 1.3.15)。なお、冬期では 15 mm/h より大きい閾値では事例数が限られ、精度の良し悪しを判断するためのサンプル数が十分ではない。

風速の誤差の鉛直プロファイル(図 1.3.17)を見ると、ほぼ全層で負バイアスを改善し、平方根平均二乗誤差も小さくなっている。また、比湿についても、平均誤差が小さくなっている。同様の変化は、現 LFM の開発で得られた知見を用いた MSM における境界層過程の改良においても見られるので(第 2.1.2 項)、現旧 LFM の間の境界層過程の違いがこの精度向上に寄与していると考えられる。

地上比湿の改善は夏期間と同様である。地上気温についても、特に日中の正バイアスが小さくなり改善が見られる。旧 LFM では観測に比べて日中の短波放射量に正バイアスがあったが、現 LFM ではその正バイアスを縮小しており(図略)このことが地上気温の精度向上につながったものと考えられる。また、短波放射量の正バイアスの縮小は、雲の表現が改善されたことを示唆していると考えられる。

参考文献

- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度化された局地モデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18–41.
- 越智健太, 石井憲介, 2013: 予報時間を 39 時間に延長した MSM の初期時刻別統計検証. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14–17.
- 河野耕平, 原旅人, 2014: LFM としての asuca の特性. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 108–117.
- 瀨川知則, 2005: 統計検証. 平成 17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18–26.
- 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.
- Hara, T., 2015: Necessity of parameterizations for convective initiation in high resolution cloud-permitting models. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 4–06.

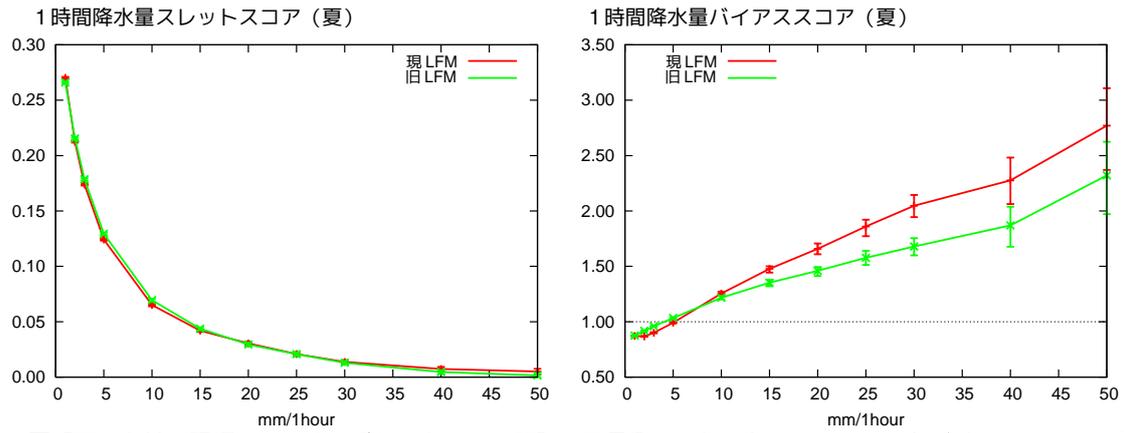


図 1.3.12 夏期間における現旧 LFM それぞれによる 1 時間降水量予測のスレットスコア (左) とバイアススコア (右)。横軸は閾値。赤線: 現 LFM、緑線: 旧 LFM。誤差棒は信頼度 95% で推定した各スコアの信頼区間を示す。

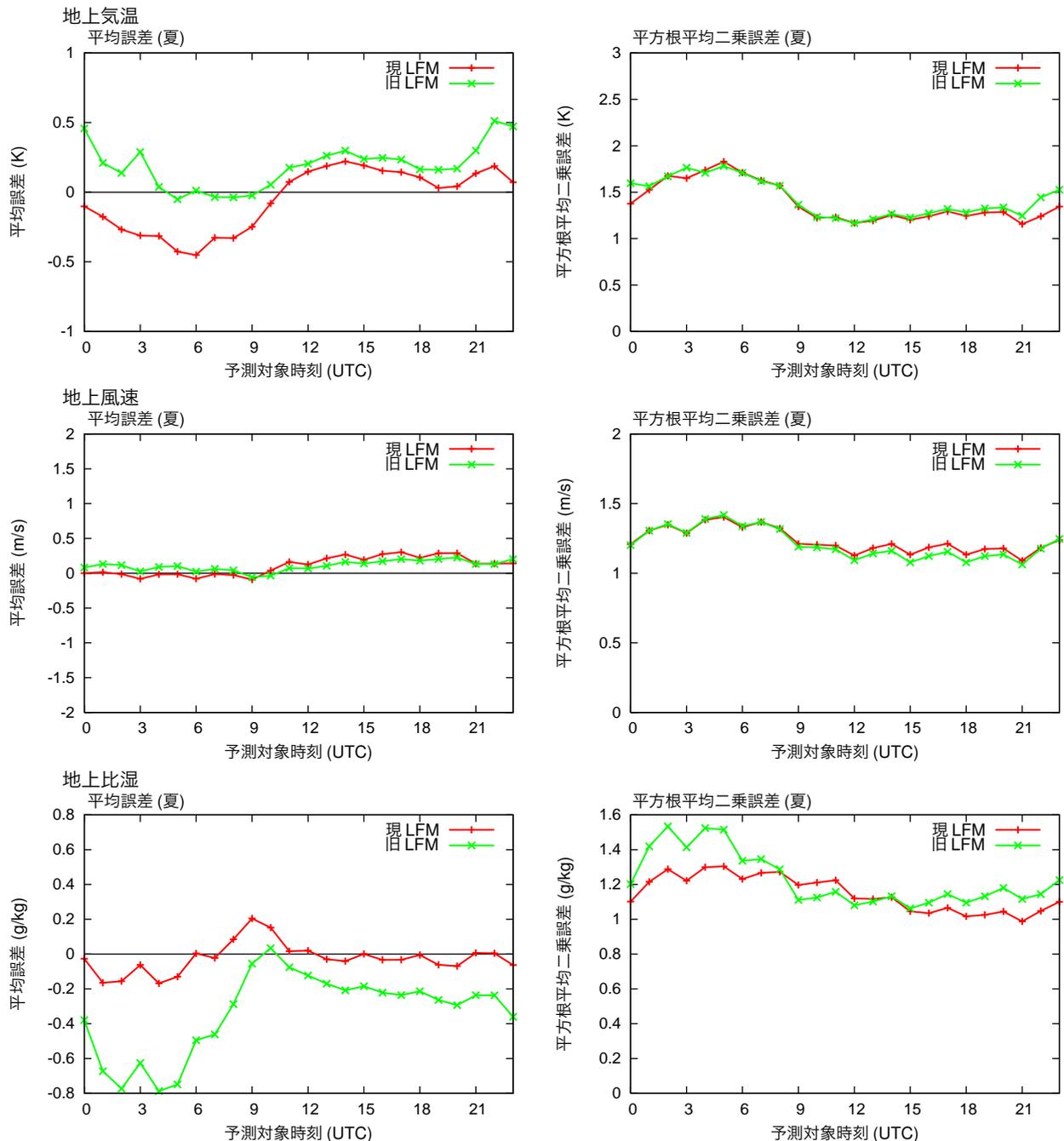


図 1.3.13 夏期間における現旧 LFM それぞれによる (上から) 地上気温、地上風速、地上比湿の予測の平均誤差 (左) と平方根平均二乗誤差 (右)。横軸は予測対象時刻 (UTC)。赤線: 現 LFM、緑線: 旧 LFM。比較している観測は、気温と風速がアメダス、比湿が SYNOP であり、観測点を囲むモデル格子 4 点すべてが陸格子である観測点に対して検証を行っている。

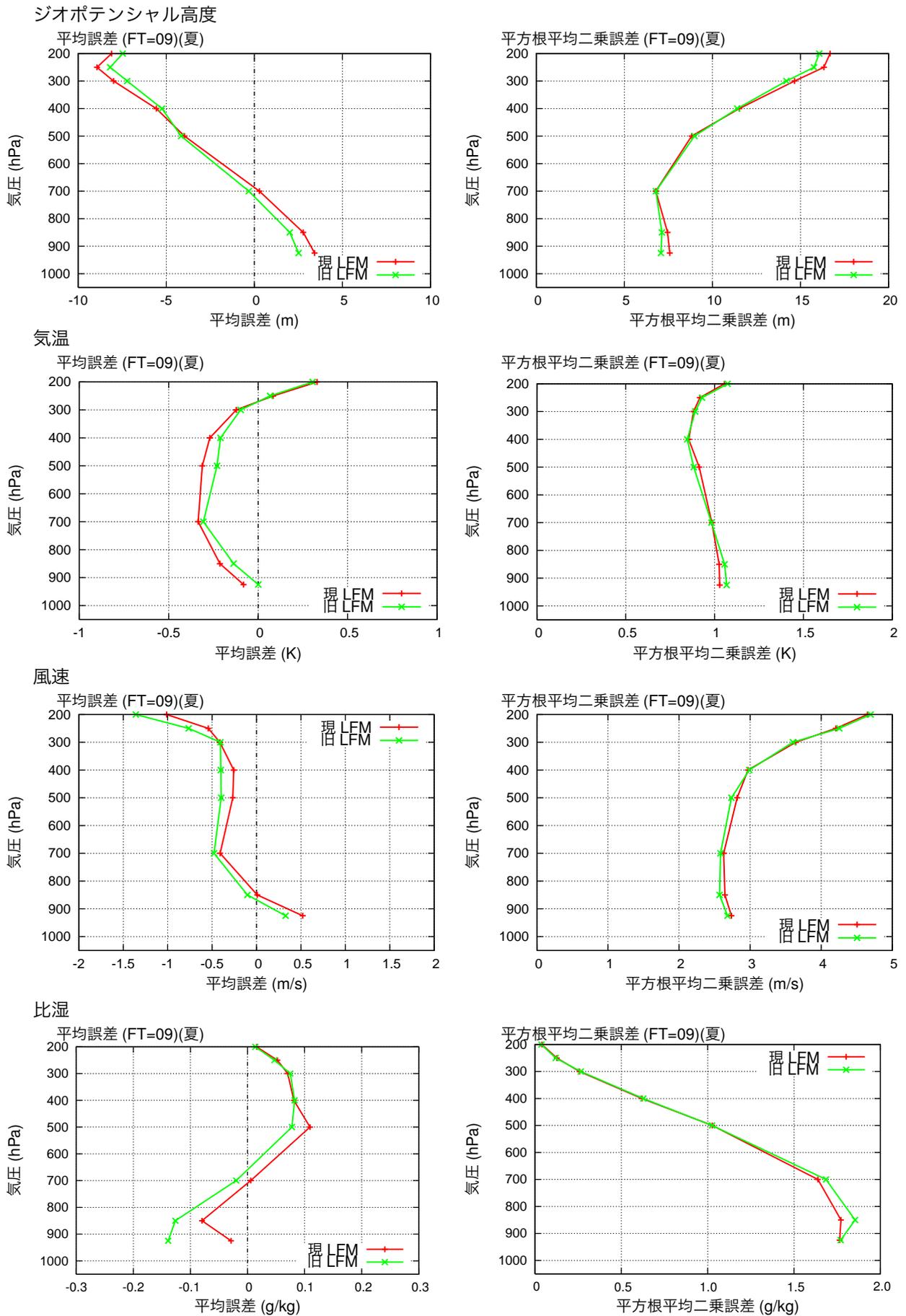


図 1.3.14 夏期間における現旧 LFM それぞれによる（上から）ジオポテンシャル高度、気温、風速、比湿の予測のゾンデ観測に対する平均誤差（左）と平方根平均二乗誤差（右）の鉛直プロファイル。初期時刻から 9 時間後の予測を検証対象とした。赤線：現 LFM、緑線：旧 LFM。

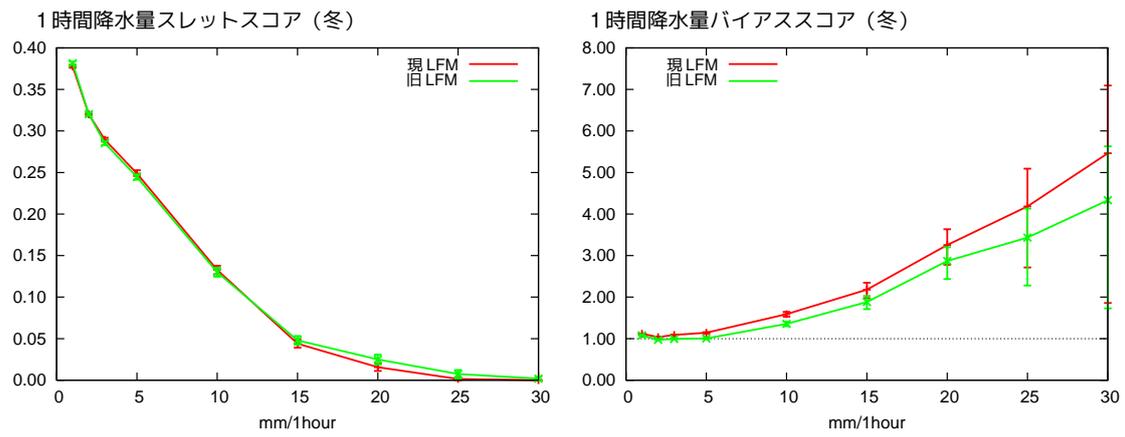


図 1.3.15 図 1.3.12 と同じ。ただし、冬期間。

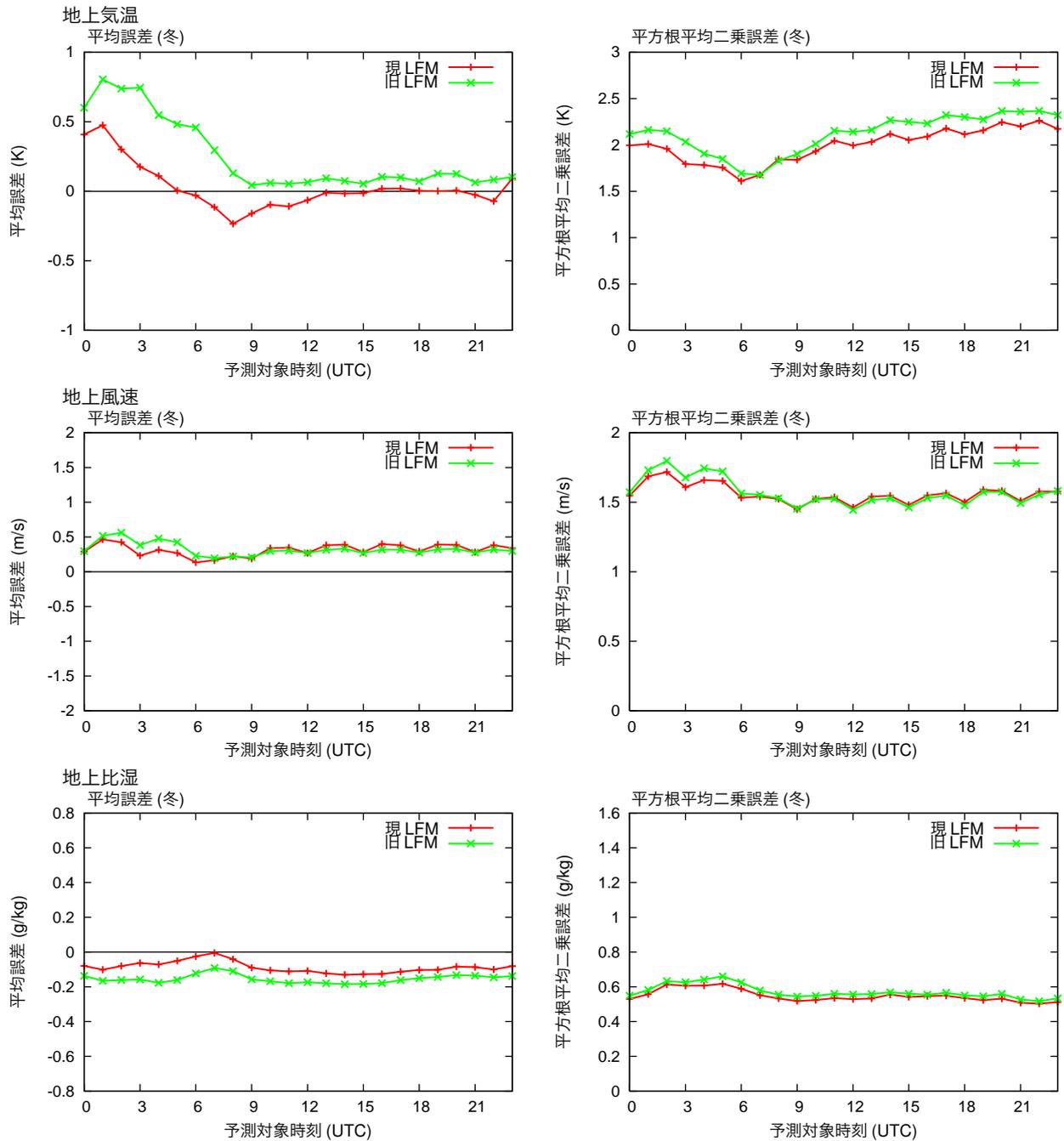


図 1.3.16 図 1.3.13 と同じ。ただし、冬期間。

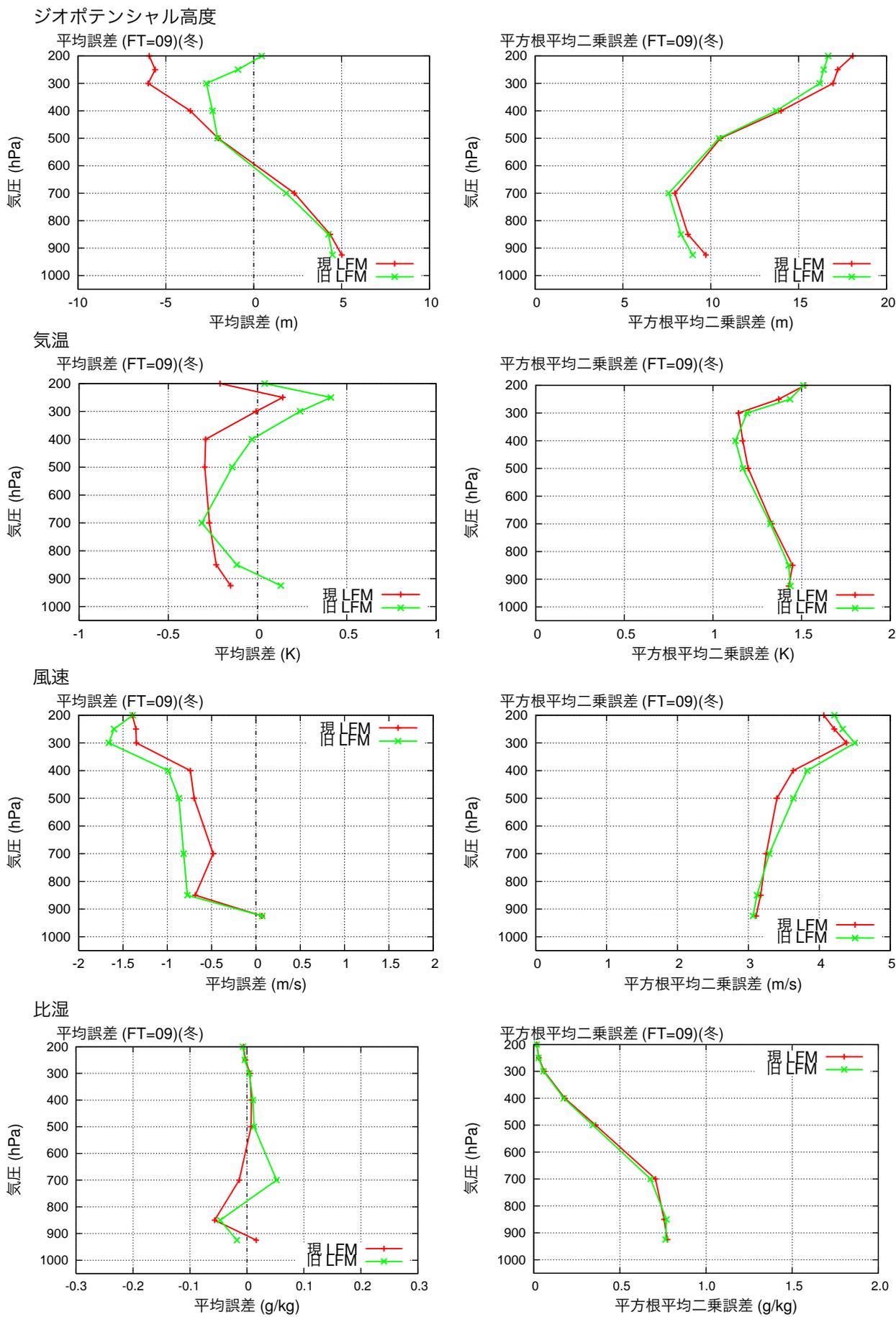


図 1.3.17 図 1.3.14 と同じ。ただし、冬期間。

第2章 メソ数値予報システムの改良

2.1 境界層過程・地上物理量診断の改良¹

2.1.1 はじめに

水平格子間隔が 5 km であるメソモデル (MSM) は、気象庁非静力学モデル (JMA-NHM: Saito et al. 2006, 2007; 気象庁予報部 2003, 2008) を予報モデルに用いて、1日8回の運用を行っている。

一方、2015年1月29日より、局地数値予報システムに asuca (河野・原 2014; 気象庁予報部 2014) が導入され、現在、JMA-NHM を予報モデルとして用いている MSM も asuca へ移行するための開発を進めているところである。

ここで紹介する現在の MSM への2つの改良は、asuca を用いている LFM (以下、現 LFM) の開発の中で得られた知見を、JMA-NHM を用いている MSM にも活かしたものであり、2015年5月26日00UTCより現業化されている。

1つは境界層過程の改良であり、これによって、特に冬季の下層の大気の前報が改善され、低気圧の前報、寒気移流に伴う雲や降水の前報が改善された。もう1つは、地上気温・地上風速・地上湿数として出力している物理量の海上での診断手法の改良であり、これにより海上の気温や湿数の精度が向上するとともに、降雪量ガイダンスなどにもよい影響を与えることが確認できた。

本節では、この2つの改良についてその概要を紹介するとともに、事例を通じてその前報への影響を検証する。また、この MSM の変更の各種ガイダンスへの影響についても紹介する。付録 2.1.B にはモデル前報の代表的な統計検証の結果を掲載した。

なお、これらの改良と同時にメソ解析の不具合も修正している。これは、インナーモデルの計算で上部境界のレーリーダンピング (原 2008a) が計算されていなかったもので、モデルトップを引き上げた MSM の開発を進めている中で判明したことである。現状のモデルトップ (約 22 km) では、その影響は軽微であることが分かっているものの、以下で示す検証結果にはその修正も加わっていることをおことわりしておく。

2.1.2 境界層過程の改良

(1) 境界層過程の役割とそのモデル化

境界層と呼ばれる地表に近い大気 (地表から高度約 3000 m くらいまで) では、乱流によって運動量、熱、水蒸気が鉛直方向に輸送されている。この鉛直輸送は、温位や水蒸気量 (比湿) が鉛直方向に一定になる混合層の形成、混合層上端の逆転層や雲の生成に大きく寄与している。その運動量、熱、水蒸気の鉛直輸送によ

る予報変数 (運動量 (風)、気温 (温位)、比湿など) の変化を計算しているのがモデルの境界層過程である。

数値予報モデルでは、さまざまな過程による物理量 (予報変数) の格子平均の時間変化率を求め、それを用いて次の時刻における物理量を求めている (原 2012a)。境界層過程の場合、物理量 ϕ の乱流による鉛直輸送量 (フラックス) F_ϕ が求められ、 ϕ の格子平均値 $\bar{\phi}$ の時間変化率は F_ϕ の鉛直微分から求めることができる。

MSM, GSM を含む多くのモデルでは、 ϕ の格子平均値 $\bar{\phi}$ を用いて、フラックスを

$$F_\phi = -K_\phi \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial z} \quad (2.1.1)$$

と評価し、勾配を打ち消すように鉛直輸送が生じるものとしている。ここで、 K_ϕ は拡散係数と呼ばれているもので、成層安定度に依存する。この拡散係数は、成層が不安定な場合には大きく、成層が安定な場合は小さい。このように、拡散係数 K_ϕ の評価を通じて、 F_ϕ を求めている。(2.1.1) 式は、格子平均値で表現できないスケールの小さな現象 (乱流) による鉛直輸送量を格子平均値を用いて評価しており、数値予報モデルにおける物理過程のパラメタリゼーションの典型例である。

境界層における現象とそのモデル化について簡単に紹介したが、これらのことは米原 (2012) に非常に詳しく説明されているので、ぜひ参照していただきたい。

(2) 旧 LFM や MSM における境界層過程の問題と asuca の開発で得られた知見

従来、予報モデルとして JMA-NHM を用いていた旧 LFM や MSM では境界層過程として、Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino レベル 3 モデル (MYNN3: Nakanishi and Niino 2009) を用いている。これは、Mellor-Yamada モデル (Mellor and Yamada 1974, 1982) を改良したもので、その MSM への実装については原 (2008b) に記述されている。

MYNN3 においては、 F_ϕ として (2.1.1) 式で示される ϕ の勾配に比例する項に加え、逆勾配項と呼ばれる項 Γ_ϕ を考慮する。

$$F_\phi = -K_\phi \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial z} + \Gamma_\phi \quad (2.1.2)$$

逆勾配項がないと鉛直傾度がゼロに非常に近い鉛直プロファイルは表現できるものの、鉛直傾度が完全にゼロであるような鉛直プロファイルは原理上実現できない。この逆勾配項があることで、定式上は ϕ がより鉛直方向に完全に一定であるプロファイルを表現することができる (原 2012b)。

逆勾配項を考慮した MYNN3 を JMA-NHM に実装した際には計算安定性の確保に苦慮し、拡散係数や逆勾配項に制限を加えるなどの処置を加えた (原 2008b)。

¹ 第 2.1.1 項 ~ 第 2.1.4 項、第 2.1.6 項 原 旅人、第 2.1.5 項 飯塚 義浩、白山 洋平、工藤 淳

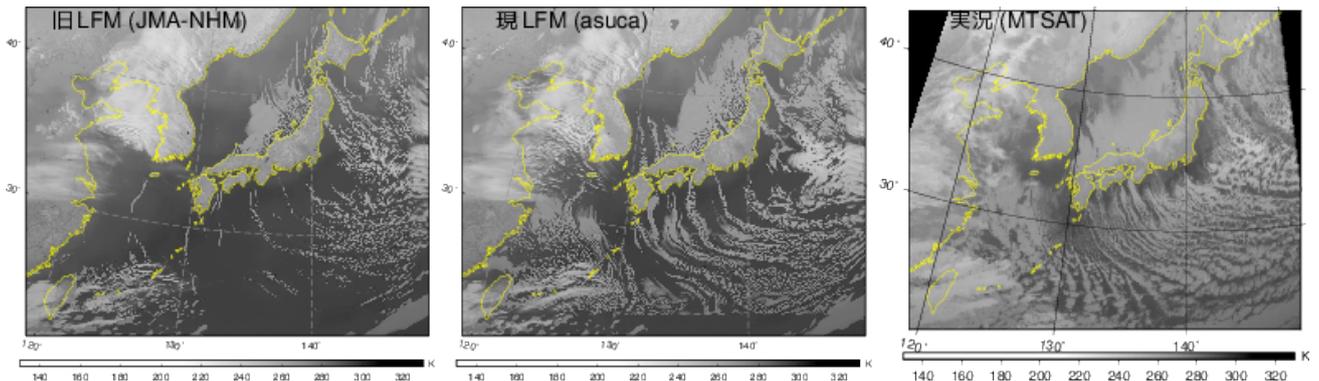


図 2.1.1 2014 年 12 月 19 日 03JST (2014 年 12 月 18 日 18JST 初期値) を予測対象時刻とする (左から) 旧・現 LFM の予測から作成した予想衛星画像と対応する MTSAT による実況 (いずれも赤外)。

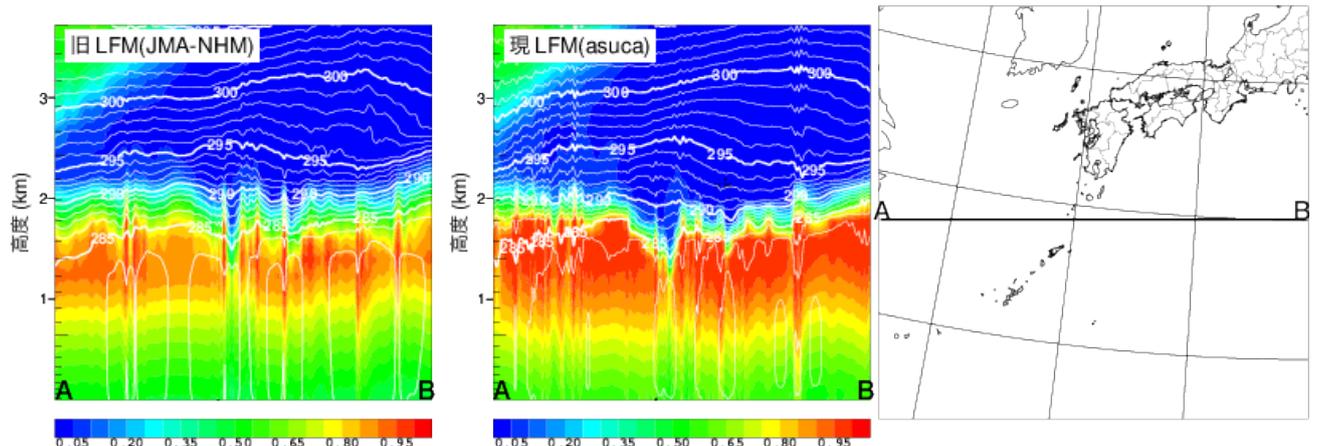


図 2.1.2 旧・現 LFM それぞれによる温位 (白の等値線、単位: K) と相対湿度 (塗り分け) のプロファイルの鉛直断面の例。図 2.1.1 と同じ時刻。左から、旧 LFM、現 LFM、断面図を描画した線分 AB を示す。

しかし、この処置によって鉛直輸送量の時間的な振動が引き起こされ、鉛直輸送量の過大な評価につながる。その後の鉛直 1 次元モデルによる評価で判明した (原 2012b) ²。

現 LFM では計算不安定およびその結果として生じていた境界層内の過大な鉛直輸送の問題を除去した ³ MYNN3 (計算安定化版 MYNN3) を用いている (河野・原 2014)。

鉛直 1 次元モデルで見られた鉛直輸送量の時間的振動や過大評価の 3 次元モデルによる予測結果への影響については、現 LFM の開発の中で認識されるに至っ

た。現 LFM の開発においては、旧 LFM による予測とさまざまな観点で比較しながら進めてきたが、その中で、冬季の大陸からの寒気の吹き出しに伴う雲の表現が大きく違うことがわかった。図 2.1.1 に、モデルの出力値から衛星画像をシミュレートした予想衛星画像 (大和田 2006; 大和田・高坂 2013) と対応する実況の衛星画像を示す (ともに赤外)。実況の衛星画像に見られる太平洋や東シナ海の寒気移流に伴う筋状の雲が、現 LFM の方が旧 LFM に比べて表現されているのがわかる。

冬季に大陸からの寒気移流が卓越する海上では、相対的に温かい海面の上を大陸からの冷たい風が吹く。すなわち、境界層は不安定な状態であり、海面から大気に熱、水蒸気が輸送され、温位などが鉛直方向に一定である混合層が形成される。その混合層の上端では下層から輸送された水蒸気が凝結し雲となる ⁴。これが、冬季の大陸からの寒気移流に伴う雲である。

予想衛星画像で顕著に差が見られる領域での現 LFM、旧 LFM それぞれが予測した温位、相対湿度の鉛直プ

² MYNN3 を JMA-NHM に実装した当時は、原 (2012b) などのように、鉛直 1 次元モデルでモデルの部品の基礎的特性を確認するということがメソモデルの開発工程にはなく、JMA-NHM などのモデルにいきなり実装して、降水などの統計スコアを中心にその性能を判断していた。しかし、近年になって、科学的な知見に基づいて、モデルの部品一つの性能を評価する“ボトムアップ・アプローチ”による開発の必要性が、モデルの予測結果から問題点を見出す“トップダウン・アプローチ”による開発とともに強く認識され (堀田・原 2012)、asuca を始め、気象庁でのモデル開発がより科学的な手法に基づいたものに変化しつつある。これらについては、気象庁予報部 (2012, 2013) にまとめている。

³ 具体的には、乱流エネルギーなどの予報方程式を解く際に陰的に扱う項を増やすことで計算安定性を確保した。

⁴ 温位は鉛直方向にほぼ一定であるが、気圧は上層の方が低いので気温は上層の方が低い。飽和水蒸気量は気温が低いほど小さいので、鉛直方向に水蒸気量がほぼ一定でも、気温が低い混合層上端付近では凝結して雲が生じる。

ロファイルの一例を図 2.1.2 に示す。現 LFM では、温位が一定である層（混合層）が形成され、その上部には相対湿度がほぼ 100%である層が見られる。これが予想衛星画像でも表現されていた雲に対応する。その層の上には、等温位線の間隔が小さく温位傾度が大きい層がある。これが逆転層に対応し、逆転層の下に水蒸気がいわば閉じこめられた状態が表現されている。

一方、旧 LFM では、温位が一定である層が形成されているのは現 LFM と同じであるが、逆転層に対応する温位傾度は現 LFM より小さく不明瞭で、相対湿度が比較的高い層がより上層まで広がっていて、現 LFM では逆転層の下に集中していた水蒸気がより上層に輸送されている。その結果、相対湿度が 100%に近い層は少なく、このことが予想衛星画像で雲が少ないことと対応している。

これらの結果は、原 (2012b) で示した旧 LFM に実装されている境界層過程の性質、すなわち、鉛直輸送が過大になりやすいこと、その結果、鉛直輸送の効果がおよぶ高度が過大になりやすい性質があるという鉛直 1 次元モデルの結果と整合的である。

このように、鉛直 1 次元モデルを用いた理想的な実験で判明していた過大な鉛直輸送量による実事例の予測結果への影響が、現 LFM の現業化にむけた開発を通じて明らかになっていた。

(3) asuca の開発で得られた知見を活かした MSM の境界層過程の改良

現 LFM に導入した計算安定化版 MYNN3 では、上述の問題を解決できたものの、従来に比べ、非常に計算量が多くなっている⁵。asuca では現業で利用している現在のスーパーコンピュータにあわせた計算の最適化がされており、その計算量の増加は現 LFM の現業化の際に問題にならなかったが、現在の MSM で利用している JMA-NHM ではその最適化が必ずしも十分とは言えず⁶、同様の手法を JMA-NHM に実装しても、計算量の増加によって計算時間が長くなり、現業モデルとしての利用には耐えられないと予想された。

境界層内の過大な鉛直輸送量は、MYNN3 を用いる際に計算安定性の確保のために加えた逆勾配項への制限に起因している。そして、現 LFM で用いている計算安定化 MYNN3 では、逆勾配項に関連する項の扱いを修正することで計算安定性を確保することができたことから、逆勾配項の取り扱いが計算安定性を左右することを示唆する。そこで、逆勾配項を考慮しない MYNN

レベル 2.5 モデル (MYNN25) を試してみると⁷、特別な処置をしなくても MYNN3 で見られたような計算不安定は見られず、その結果として、境界層内の過大な鉛直輸送も大きく改善され、現 LFM で大きく改善が見られた冬季の日本海上の寒気移流に伴う雲の表現が MSM でも同様に改善することが確認できた。MYNN25 の計算量は MYNN3 よりも少なく、現業モデルとしての運用でも問題はない。これらのことから、境界層過程を MYNN3 から MYNN25 に変更することはモデル改良のための選択肢の一つとなる。

観測では温位などの鉛直勾配が完全にゼロとなる混合層が見られるが、原 (2012b) でも述べたように、逆勾配項がない MYNN25 では、鉛直勾配が完全にゼロとなる鉛直プロファイルを表示することは原理上できない。しかし、鉛直勾配がゼロに非常に近い鉛直プロファイルは表現できて、鉛直勾配が完全にゼロとなる鉛直プロファイルを表示できる MYNN3 との予測の差は小さくなく、これらの鉛直プロファイルの差が重要な現象の表現に大きく影響する事例はほとんどないと経験的に考えている。それよりも、(2) で示したように、境界層内の鉛直輸送量が過大であることによって、鉛直輸送の効果が及ぶ高度が過大になったり、逆転層の表現が不明瞭になっている問題の解決の方が重要であり、MYNN25 へ変更することによって総合的に精度向上が見込まれると期待された。

これらの考察をもとに、MSM において MYNN3 を逆勾配項を考慮しない MYNN25 に変更して、第 2.1.4 項で解説する海上の地上物理量診断手法の改良とともに、夏冬 1ヶ月間の解析-予報サイクル実験を行ったところ⁸、冬季に混合層が発達する海上で、境界層過程の違いに起因する差が生じて、それが下層の循環や低気圧の発生、発達に表現に影響を与えることがわかった。そして、冬季を中心にモデルによる予測の統計スコア（特に降水スコア）に改善が見られた。また、その予測結果を入力とする各種ガイダンスでも、精度が向上することが確認できた（第 2.1.5 項）。これらの結果を受けて、MSM の境界層過程を MYNN3 から MYNN25 に変更することとした。

境界層過程は境界層における鉛直輸送をターゲットとしたものであるが、境界層の上の自由気象においても、風速の大きな鉛直シアがあったり、仮温位の鉛直傾度が小さい場合には、境界層と同様に鉛直輸送の寄与を計算して、予報変数を変化させうる。従来の MYNN3 では、逆勾配項に関連する計算安定性の確保が不十分であったことと関係して、上層 (300 hPa 周辺) で境界層過程によって大きな時間変化率を評価することがあ

⁵ たとえば、従来は原 (2008b) でも示したように、4 つの三重対角行列を係数とする連立 1 次方程式を消去法で解けば良かったが、計算安定化版に現れる連立 1 次方程式は消去法では簡単に解くことができず、反復法による計算が必要になっている。

⁶ 現業モデルとしての利用だけでなく、研究用モデルとして様々な計算機上で利用されることを想定しているため、ある特定の計算機向けへの最適化は積極的には行っていない。

⁷ MYNN25 は JMA-NHM にすでに実装されており、設定ファイルをわずかに変更するだけで試すことができる。

⁸ 海上の地上物理量診断手法の改良は、モデルの時間積分には直接影響しないので、地上以外の風速、気温、湿り、気圧場などの変更は、境界層過程の改良によるものである。

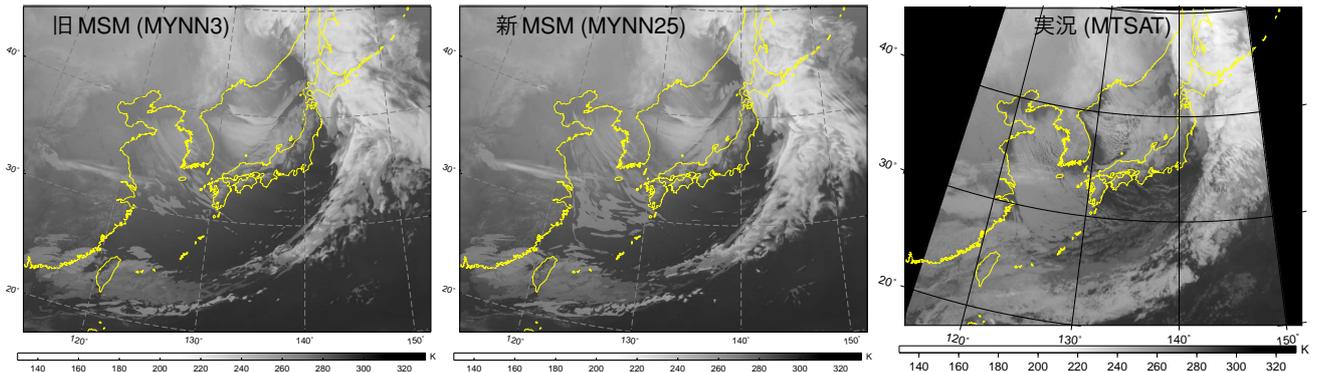


図 2.1.3 2014 年 12 月 1 日 21JST を予測対象時刻 (2014 年 12 月 1 日 12JST 初期値) とした新旧 MSM の予測値から作成した予想衛星画像と対応する MTSAT による実況の衛星画像 (赤外)。

た。一方、計算安定化版 MYNN3 や MYNN25 では、上層では大きな寄与を計算する頻度が小さくなっている。そのために、上層でも予測特性が変わって、それが統計検証や上層の予測値を用いる航空悪天 GPV にも影響している (第 2.1.5 項)。

また、室井・佐藤 (2012) などでも解説されているように、モデルによる予測を行うためには初期値を作成する必要があり、その初期値の作成 (「解析」と呼ばれる) はデータ同化システムによって行われる。データ同化システムでは、前回の解析で作成した初期値を用いて実行したモデルの予測値を「第一推定値」として、それを観測で修正する (解析-予報サイクル)。したがって、初期値の精度は第一推定値を提供するモデル予測の精度にも依存する。モデルの境界層過程の改良による精度の向上には、モデルそのものの予測だけでなく、解析-予報サイクルを通じて、初期値の精度が向上したことも寄与していると考えられる。

第 2.1.3 項では、事例を通じた新旧 MSM の予測結果の違いとその原因を解説する。また、解析-予報サイクル実験におけるモデル予測の統計スコアについては本節の付録 2.1.B にまとめている。

2.1.3 境界層過程改良についての事例解析

ここでは、境界層過程の改良による MSM の予測の変化、およびそのプロセスについて事例を通じて検証を試みる。

以下の事例解析においては、境界層過程の改良によるプロセスの変化の議論がしやすいように初期値の違いによる影響を排除し、境界層過程を改良して解析-予報サイクル実験を行ったときに作成された初期値を用いて新旧 MSM を実行して (つまり、両 MSM で初期値を揃えて) それらの予測結果について議論する。なお、改良前の解析-予報サイクル実験によって作成された初期値を用いても以下の議論はほとんど変わらないことを確認しており、初期値のわずかな違いよりも境界層過程の改良によって変化するプロセスがここで取り上げる予測の変化に大きく寄与している。

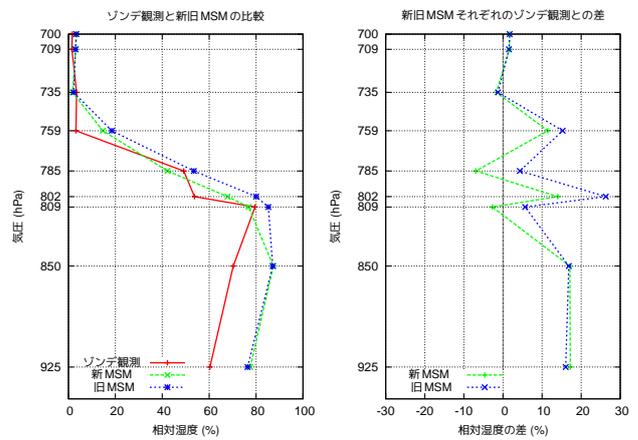


図 2.1.4 鹿児島における新旧 MSM が予測した相対湿度の鉛直プロファイルと対応するゾンデ観測 (左) と新旧 MSM それぞれが予測した相対湿度のゾンデ観測からの差 (右)。2014 年 12 月 1 日 21JST を予測対象時刻 (2014 年 12 月 1 日 12JST 初期値) としている。緑:新 MSM、青:旧 MSM、赤:ゾンデ観測。なお、モデル予測値はゾンデ観測があった気圧面に内挿して比較した。

(1) 冬季の大陸からの寒気移流

すでに、現 LFM で冬季の大陸からの寒気移流に伴う雲の表現が大きく改善されたことは紹介したが、それに触発されて改良した MSM でも同様の効果が出ているかを確認する。

図 2.1.3 は、2014 年 12 月 1 日 21JST を予測対象時刻 (2014 年 12 月 1 日 12JST 初期値) とした新旧 MSM の予測値から作成した予想衛星画像 (赤外) と対応する実況の衛星画像である。日本海上の雲の表現にはあまり違いは見られないが、実況の衛星画像で見られる黄海から東シナ海にかけての雲域は新 MSM の方が旧 MSM より表現されていることがわかる。

この時刻における新旧 MSM の相対湿度予測の鉛直プロファイルと大陸からの寒気移流が見られる鹿児島のゾンデによる観測データを図 2.1.4 に示す。すでに第 2.1.2 項 (2) で紹介した旧 LFM と現 LFM との違いのように、相対湿度が急激に減少する高度 (800 ~ 750 hPa 付近) の変化は新 MSM の方がゾンデ観測と合致して

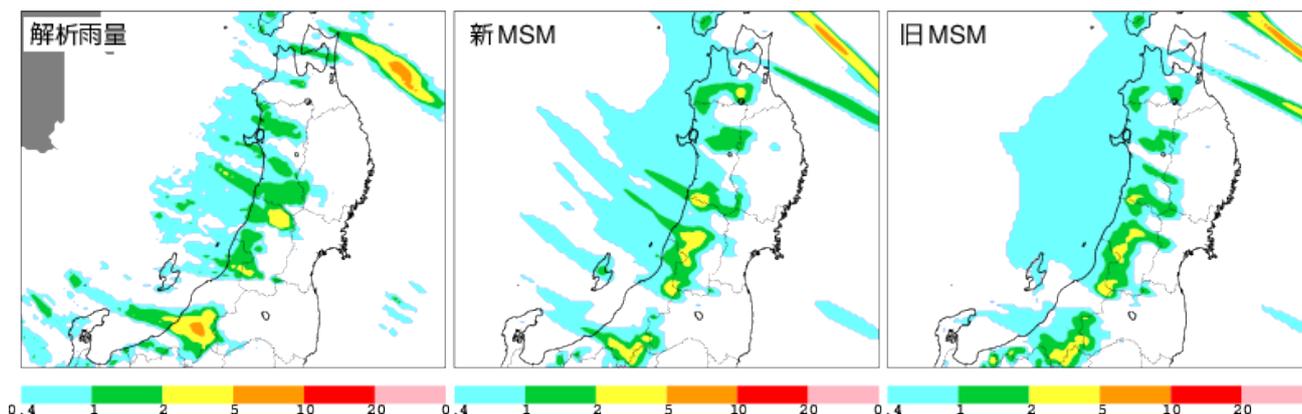


図 2.1.5 2014 年 2 月 5 日 21JST における前 3 時間降水量 (単位: mm/3 時間) の解析雨量による実況 (左) と同時刻を予測対象時刻とする新 MSM (中央) 旧 MSM (右) の予測。新旧 MSM の初期時刻は 2014 年 2 月 4 日 12JST。

おり、旧 MSM では実況や新 MSM よりやや高い高度でその急激な減少が見られる。つまり、図 2.1.2 で見られた現旧 LFM の混合層の差、すなわち、現 LFM に比べて旧 LFM の方が相対湿度が比較的高い層がより上層まで広がっているという特性が新旧 MSM の間にも見られ、新 MSM の方がゾンデ観測との差が小さく実況に近いことがわかる。

大陸からの寒気移流に伴う海上での雲の表現の改善は、日本海沿岸地域における降水量 (降雪量) の改善にもつながっている。図 2.1.5 は、2014 年 2 月 5 日 21JST を予測対象時刻にした新旧 MSM による前 3 時間降水量と対応する解析雨量による実況である。新 MSM では、旧 MSM より風上から比較強い降水を予想し、実況ともよりよく対応している。

(2) 冬季の小低気圧

境界層過程の改良が冬季の下層の低気圧性循環の形成・維持に影響を及ぼしている例がいくつか見られた。

図 2.1.6 に、2014 年 1 月 13 日 15JST を初期値とする新旧 MSM の初期時刻から 39 時間後 (2014 年 1 月 15 日 06JST) における海面更正気圧、前 3 時間降水量、地上風速の予測と、対応する時刻の解析雨量による前 3 時間降水量とアメダスによる地上風速、メソ解析による海面更正気圧の解析値を示す。

上空にはトラフが接近しており、この領域は正渦度移流域に対応しており、下層で低気圧性循環が出来やすい場であった (図略)。そして、高度 1 km 以下の下層では北東風が、それより上では西風が卓越し、下層の風速の鉛直シアが大きかった (図 2.1.7)。その中で、新 MSM の予測では、隠岐島と本州の間に小さな低気圧を、また、その低気圧の北側を中心とする降水域を予想しており、実況の降水域や風と対応が良い。一方、旧 MSM では、低気圧性循環は見られるものの弱く、降水域は実況より海岸線に近いところに予測されている。

時間をさかのぼり、初期時刻から 1 時間後の予測を見る。日本海上には混合層が形成されており、その混合層の中で、運動量が輸送されている (図 2.1.7)。そ

の運動量輸送の結果、高度 1 km 付近では x 方向および y 方向⁹ の運動量 (風) を弱める変化が、それより下層では x 方向および y 方向の運動量 (風) を強める変化が生じている。その変化を新旧 MSM で比較してみると、旧 MSM では新 MSM よりも変化が大きく、また、変化がより上層まで生じていることが分かる。

また、高度 100 m の風の分布を見ると (図 2.1.8)、島根県西部の沿岸に低気圧性循環が見られるのは新旧 MSM で共通している。しかし、風向・風速の差を見ると、新 MSM では旧 MSM に比べて、風向がより右回りに回転し、風速が強くなっている。つまり、新 MSM の方が風の東成分が強くなっている。これは、旧モデルでは境界層過程による運動量輸送 (摩擦) が強い結果である。それ以降は、風向・風速の新旧 MSM のこのような差がより大きくなり、初期時刻から 15 時間後の予測では風向・風速の差はより明瞭となる (図 2.1.9)。新 MSM の風向・風速の方が、循環の接線方向の成分がより強く、低気圧性循環が形成・維持されやすい場になっていることが分かる。

図 2.1.10 に示したように、高度 100 m における x 、 y 方向それぞれの運動量の初期時刻から 1 時間後の予測値の新旧 MSM の差は、同じ高度の境界層過程による運動量の予測開始から 1 時間までの変化とほぼ同じである¹⁰。つまり、予測初期に見られる風の場の違いは、境界層過程による鉛直方向の運動量輸送の違いから生じたものであると言える。その後は、予測を進めると両者の間に違いが見られ、これは、境界層過程に起因する風の違いがさまざまな過程にも変化を及ぼし、境界層過程の効果の違いだけで風の場の違いを説明で

⁹ ここでいう x 方向および y 方向は MSM で用いているランベルト座標上でのもので、図 2.1.7 の右上に示した x 、 y 方向をとる。厳密には異なるが、おおよそ x 方向を東西方向 (西から東が正)、 y 方向を南北方向 (南から北が正) と考えて差し支えない。

¹⁰ 他の過程の相互作用が顕著になる前の予報初期の時間変化率に注目することは、モデルの評価手法の一つとして木南 (2013) で紹介されている初期傾向診断法と同じである。

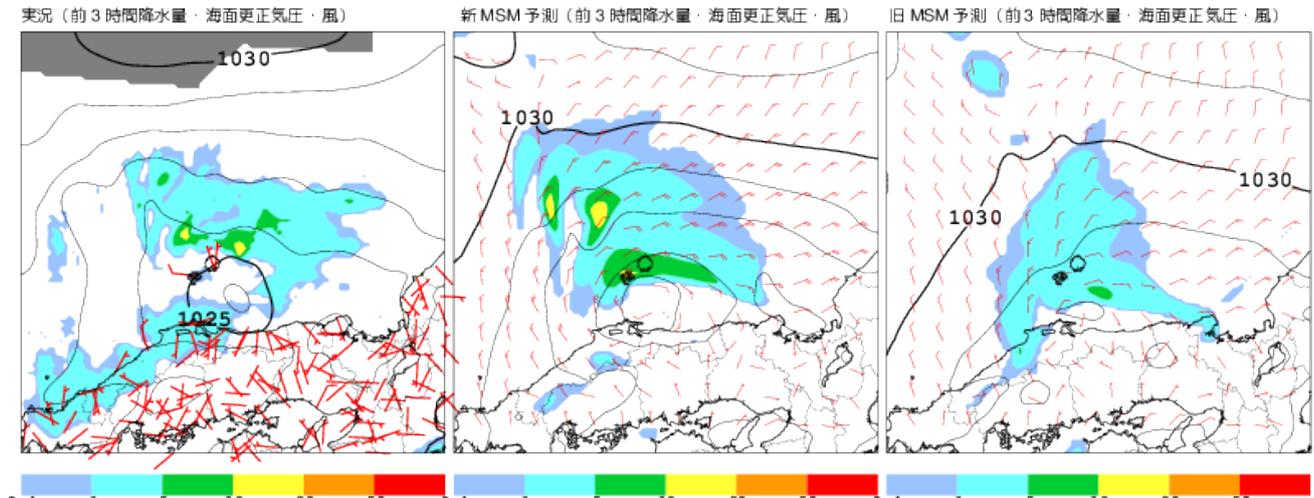


図 2.1.6 2014 年 1 月 15 日 06JST における前 3 時間降水量（解析雨量、単位: mm/3 時間）海面更正気圧（メソ解析、単位: hPa）、風（アメダス、単位: kt）の実況（左）と同時刻を予測対象時刻とする新 MSM（中央）、旧 MSM（右）の前 3 時間降水量、海面更正気圧、風の予測。新旧 MSM の初期時刻は 2014 年 1 月 13 日 15JST。降水量は塗り分け、等圧線は黒線、風は赤色の矢羽根（長い矢羽根 1 本は 10 kt）で示す。

きなくなっていることを意味する。このように、初期に見られた境界層過程による鉛直方向の運動量輸送の差が引き金となって、循環の形成に差が生じていると考えられる。

(3) 冬季の低気圧の発生時の表現

(2) で紹介した事例と同様のことは、より大きなスケールでも見られた。図 2.1.11 に、2014 年 2 月 7 日 06JST の南西諸島周辺の解析雨量による前 3 時間降水量とアメダスによる地上風速の実況、対応する時刻の新旧 MSM の前 3 時間降水量、地上風速の予測を示す。実況のアメダス観測から沖縄本島の西に低気圧性循環があることが推定され¹¹、その前面にあたる沖縄本島には強い降水域がかかっている。

一方、新旧 MSM の予測を見ると、ともに実況に対応する低気圧の表現があるが、新 MSM がその前面の降水域のピークを実況と同様に沖縄本島付近に予測しているのに対し、旧 MSM では実況より北側に予測している。

(2) と同様に、予測の初期に目を向けてみる。西からトラフが接近して、高度 1.5 km より上空では西風が卓越している（図略）。その中で低気圧性循環が生成される台湾の北東付近について、新旧 MSM の最初の 1 時間予報の地上 100 m における風を見ると（図 2.1.12）、新 MSM が予測した風の方が旧 MSM の予測よりも北風成分が大きく、旧 MSM に比べて反時計回りに回転している。(2) の事例と同様に、1 時間予報における新旧 MSM の風向・風速の差の多くは、海上に形成された混合層内の運動量輸送の差でもたらされており（図略）(2) と同様に、境界層過程の違いによって風の間

が変わったことによる他の過程との相互作用も加わる。そして、その差の傾向は初期時刻から 15 時間後にはより顕著になり、また、低気圧性循環の中心の位置も新旧 MSM で異なっている（図 2.1.13）。このことが旧 MSM が低気圧そのものやその前面の降水域を実況よりやや北に予測した一因と考えられる。

(4) これらの事例の共通点

これらの事例で共通しているのは、両事例とも混合層が発達した海上において、混合層内の運動量、熱、水蒸気輸送の違いによって予測結果に違いが現れていることである。(1) の事例では、新旧 MSM の間で水蒸気の混合層上部への輸送の違いが大きく、(2) や (3) の事例では、地表付近での風の間隔の違いが現象の違いをもたらしており、また、下層に風の大きな鉛直シアがあることも共通している。

すでに解説したように、境界層過程は運動量（風）、温位、水蒸気量の鉛直傾度を弱めて一様にしようとする。その鉛直傾度を小さくする速さは鉛直輸送量によって決められ、安定度に依存する。旧 MSM では輸送がより高い高度まで達して、また、輸送量がより大きいため、逆転層の下で閉じこめられるべき水蒸気がより高い高度まで広がり、凝結しにくくなったり、ごく下層の風が、その上の異なる風向・風速の風の影響を受けやすくなっていた。

本変更による精度の改善効果は冬季の方が顕著であった（付録 2.1.B の統計検証を参照）。他の事例でも、冬型の気圧配置のときに見られる日本海の降雪雲の表現が向上したことに加え、冬型の気圧配置がゆるんだときの海上の収束域における雲域や降水の分布が実況により近くなる事例が見られた。海上で混合層がよく発達すること、下層で風速の鉛直シアが存在することが

¹¹ この低気圧は、2014 年 2 月 8 日に関東で記録的な大雪をもたらした南岸低気圧となる（原 2014）。

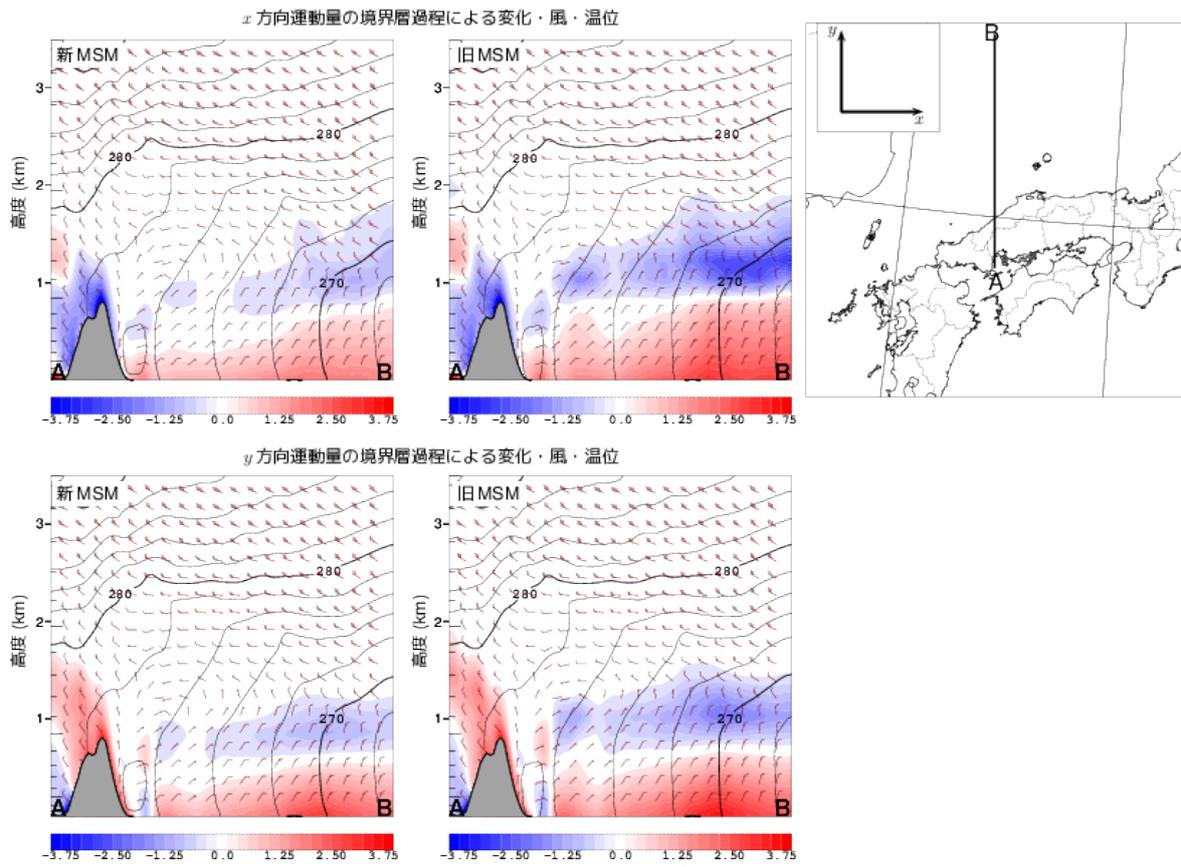


図 2.1.7 2014 年 1 月 13 日 15JST を初期時刻とする新旧 MSM それぞれの 1 時間予報における x 方向と y 方向の運動量の境界層過程による前 1 時間の変化量（赤青の塗り分け、単位: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ）、温位（黒の等値線、単位: K）、風（茶色の矢羽根、長い矢羽根 1 本は 10 kt）の鉛直断面図。断面図は右端の図の線分 AB で切断して描画。また、右端の図に x 方向および y 方向の定義を記述。

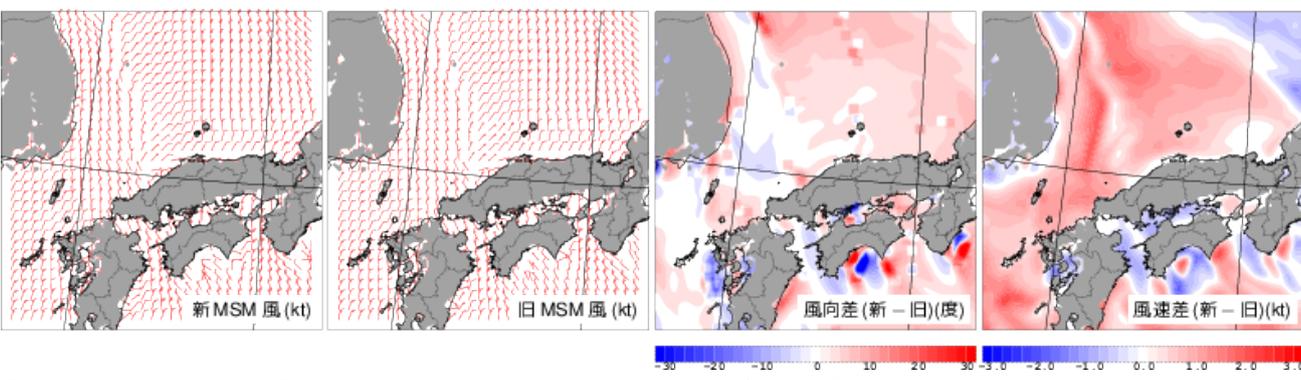


図 2.1.8 2014 年 1 月 13 日 15JST を初期時刻とする新旧 MSM それぞれの、初期時刻から 1 時間後における高度 100 m での風（単位: kt）の予測と、新旧 MSM の予測の風向差（単位: 度）と風速差（単位: kt）。灰色の領域はモデル内の標高が 100 m 以上の領域。

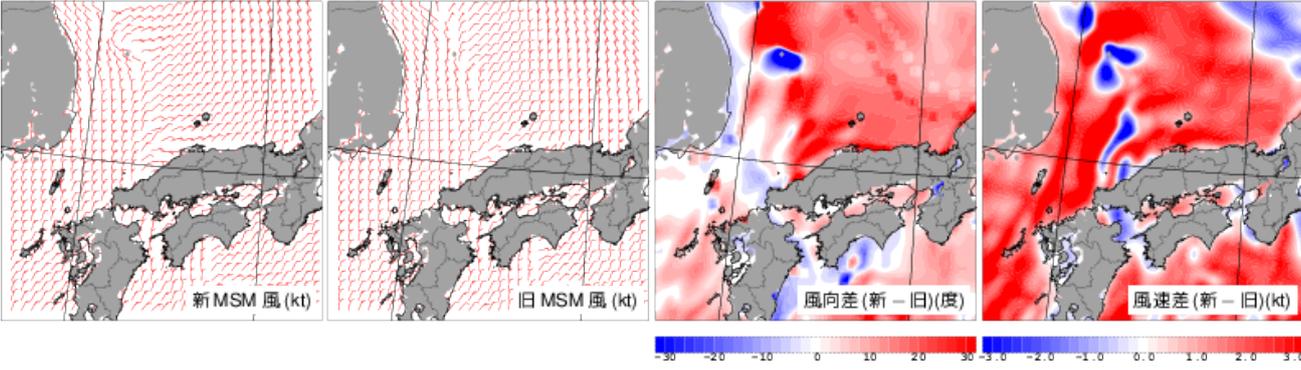


図 2.1.9 図 2.1.8 と同じ。ただし、初期時刻から 15 時間後。

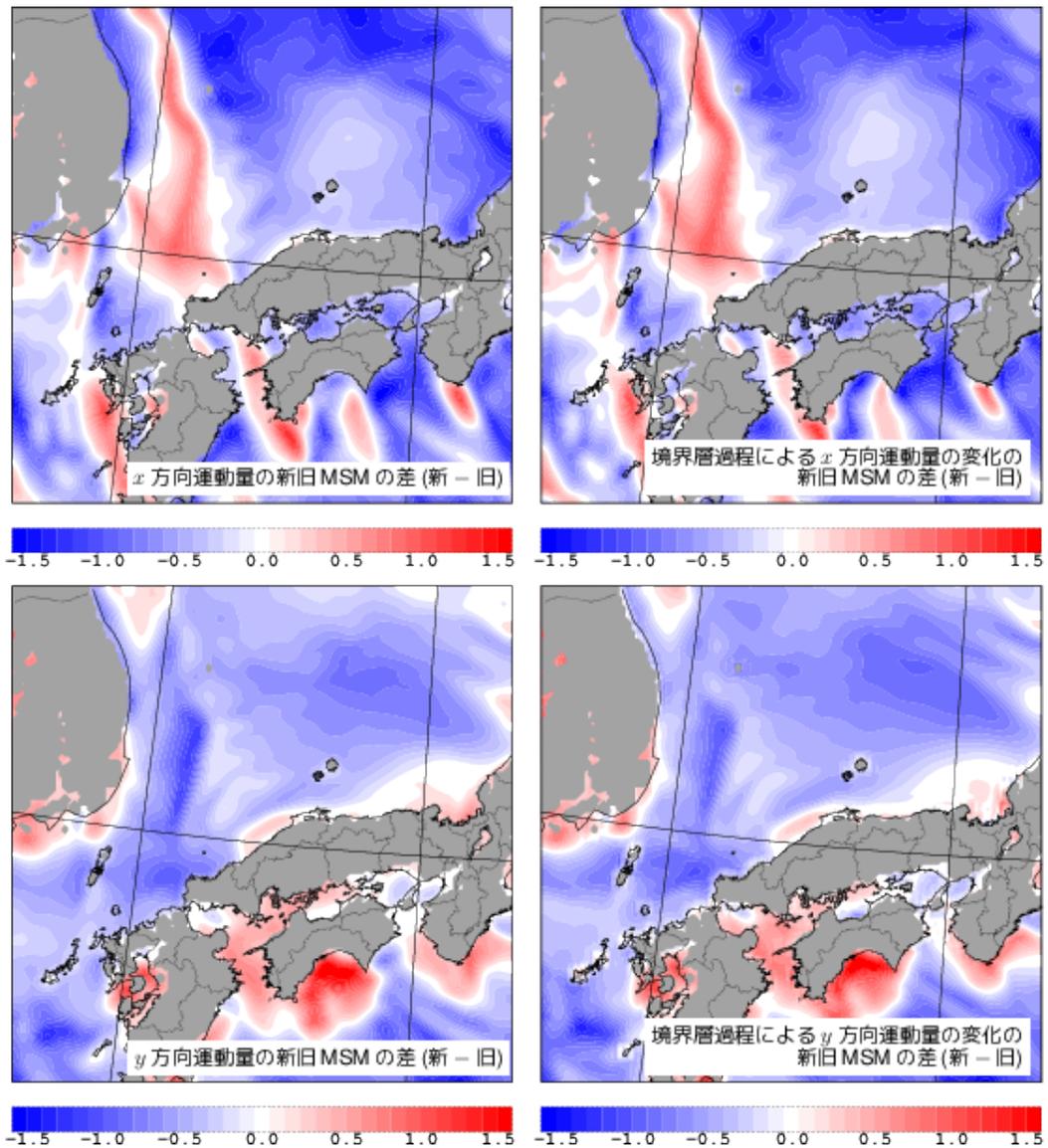


図 2.1.10 2014 年 1 月 13 日 15JST を初期時刻とする新旧 MSM それぞれの、初期時刻から 1 時間後における x 方向（上段）、 y 方向（下段）の高度 100 m での運動量の新旧 MSM の差（左）と境界層過程による変化の新旧 MSM の差（右）。灰色の領域はモデル内の標高が 100 m 以上の領域。単位は $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ 。

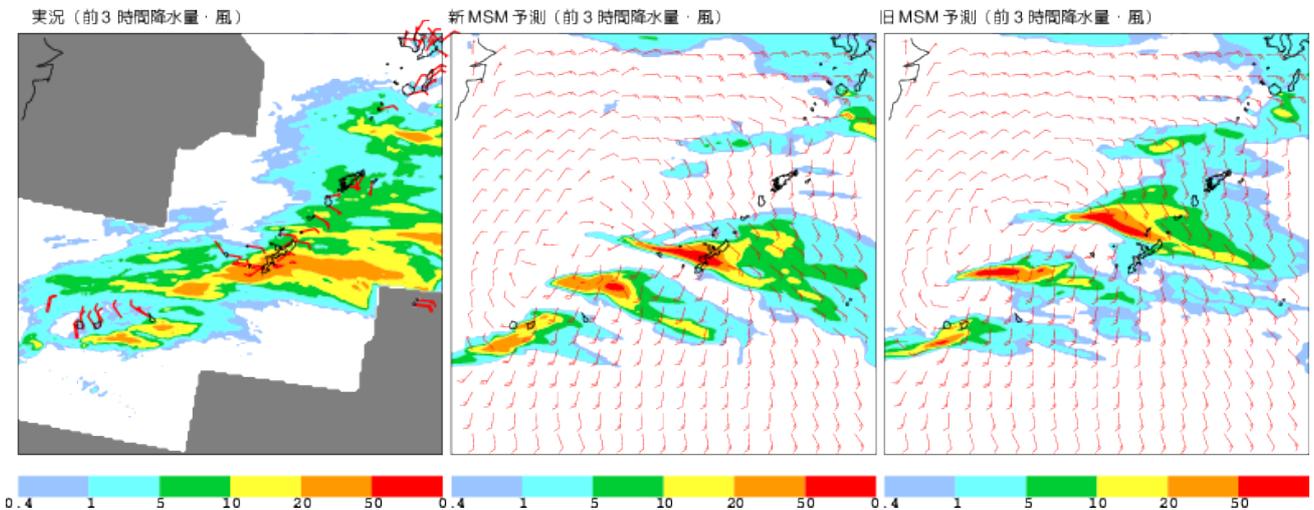


図 2.1.11 2014 年 2 月 7 日 06JST における前 3 時間降水量（解析雨量、単位: $\text{mm}/3$ 時間）、風（アメダス、単位: kt 、長い矢羽根 1 本は 10 kt ）の実況（左）と同時刻を予測対象時刻とする新 MSM（中央）、旧 MSM（右）の前 3 時間降水量、風の予測。新旧 MSM の初期時刻は 2014 年 2 月 5 日 15JST。降水量は塗り分け、風は赤色の矢羽根（長い矢羽根 1 本は 10 kt に対応）で示す。

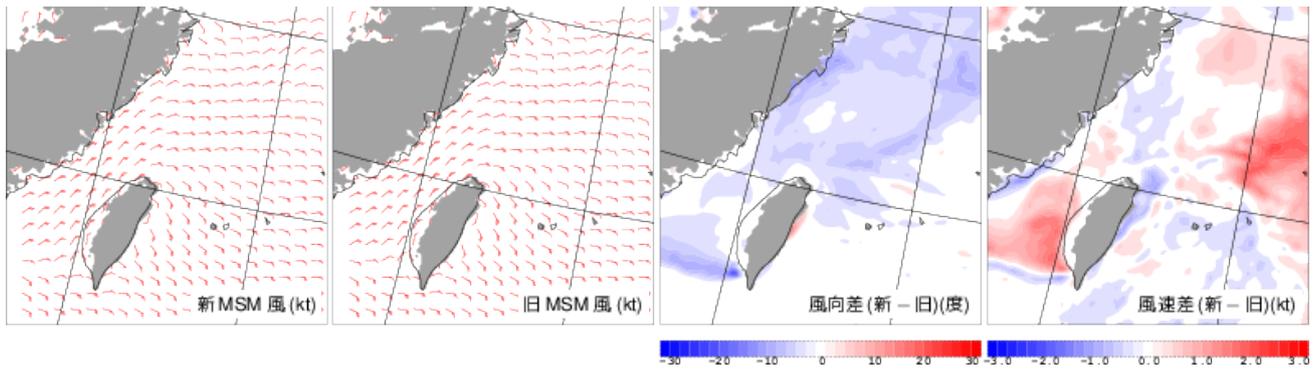


図 2.1.12 2014年2月5日15JSTを初期時刻とする新旧MSMそれぞれの、初期時刻から1時間後における高度100mでの風(単位: kt、長い矢羽根1本は10kt)の予測と、新旧MSMの予測の風向差(単位: 度)と風速差(単位: kt)。灰色の領域はモデル内の標高が100m以上の領域。

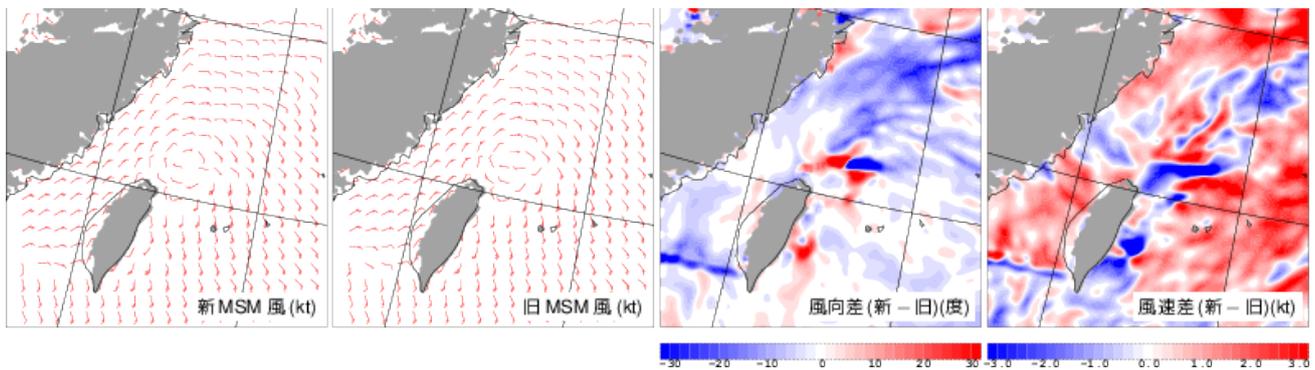


図 2.1.13 図 2.1.12 に同じ。ただし、初期時刻から15時間後。

多いのは冬季であり、そのような場では境界層過程の改良による運動量輸送の変化による効果の影響が大きくなりやすい。このことが、冬季の予測精度の向上に大きく寄与していると考えられる。

また、境界層過程の改良とその効果を調べたこれらの事例解析は、冬季の海上での混合層の形成と下層を起源とする低気圧の発生とが強く関連していることを示唆している。下層起源の低気圧性循環の形成について注目する場合には、モデルで表現されている混合層の形成についても目を向けると有効であると考えられる。

2.1.4 海上の地上物理量診断手法の改良

(1) 地上物理量診断

MSMを始めとする数値予報プロダクトには、高度10mにおける風速、1.5mにおける気温¹²、湿数(気温と露点温度の差)を出力している。これらは「地上風速」「地上気温」「地上湿数」と呼ばれるものである¹³。

現在のMSMやLFMのモデル面の大気最下層は地

¹² WMO 全球観測組織手引書に、地上気象観測では地表面上1.25~2.0mの高さで気温を観測することとしている。日本では、1.5mで観測することとなり、それに合わせてMSMやLFMでは地上気温の高度を1.5mとしている。一方、全球モデル(GSM)などではその高度を2mとしている。

¹³ 本章では、海陸を問わず、地表面や海面に近い高度を指す言葉として「地上」を用いる。同様に、地表面や海面を海陸問わず「地表面」と呼ぶことにする。

上10mよりも高いため(モデル面大気最下層は地上約20mに配置されている)、地上10mにおける風速や地上1.5mにおける気温、湿数の予測値は、モデル面大気最下層と地表面それぞれの物理量から接地境界層の安定度を考慮して診断している(地上物理量診断)。

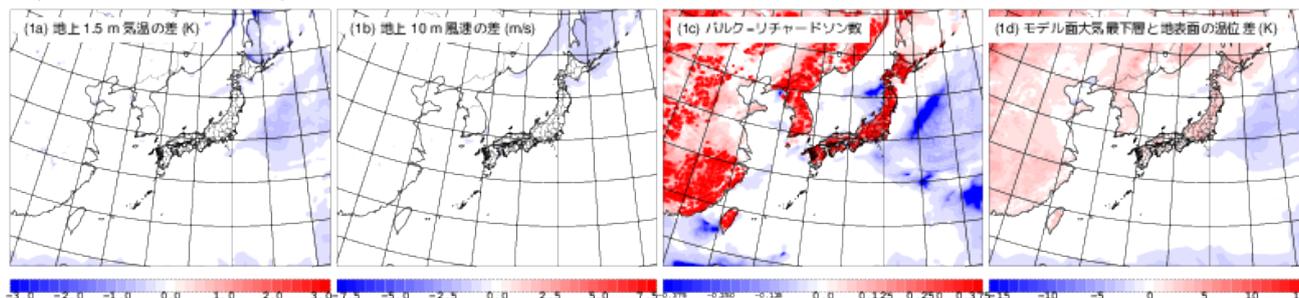
より詳細な地上物理量診断の一般論、メソモデルにおいて使われている診断手法については、原(2008c)に詳しく述べられている。

(2) MSMにおける海上の地上物理量診断

2006年3月の計算機更新に合わせて、MSMの水平格子間隔をそれまでの10kmから5kmへと高解像度化した(石田2005)。この際、同時にいくつかの予報モデルの改良を行っており、その中の一つに陸上の地上物理量診断手法の改良がある(原2008c)。地上物理量診断では、モデル面大気最下層と地表面それぞれの物理量を重み付き平均することによって地上風速、地上気温を計算するが、この改良ではその重みをより接地境界層の安定度に依存するように修正した。このように、地上物理量診断の際に接地境界層の安定度をより反映させることで、陸上の地上気温の予測精度を大きく改善することができた。しかし、海上については、陸上と同様の手法に変更することを検討したものの、それまでの方法を踏襲してきた¹⁴。これは、当時の検証

¹⁴ 踏襲した手法は、2007年11月まで運用されていた領域スペクトルモデル(RSM)や2004年8月まで運用されていた

夏 (2014年7月30日00JST)



冬 (2014年2月5日21JST)

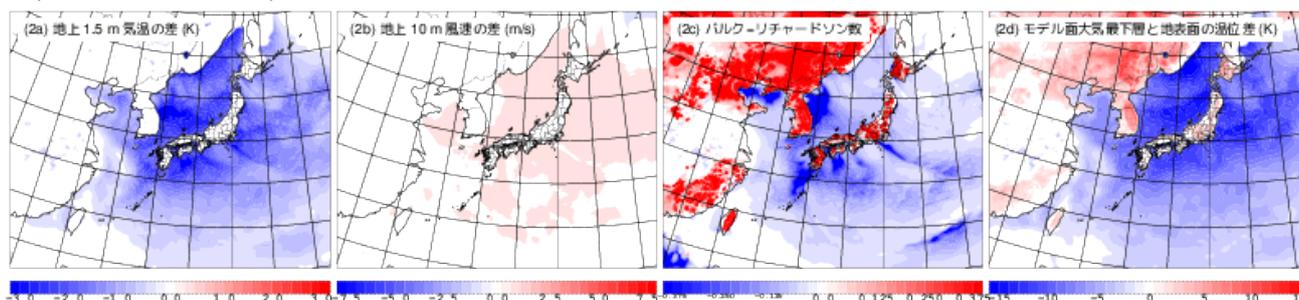


図 2.1.14 新旧の地上物理量診断手法による夏季および冬季の地上気温・地上風速それぞれの差、バルク・リチャードソン数、モデル面大気最下層と地表面の温位差の例。上段は夏季(2014年7月30日00JST)、下段は冬季(2014年2月5日21JST)の例で、いずれも初期時刻における物理量を示す。バルク・リチャードソン数、モデル面大気最下層と地表面の温位差は新旧手法で共通である。

システムでは海上の船やブイの観測データを利用した検証が不十分であり、精度の良し悪しを判断することができなかったためである¹⁵。

(3) 海上の地上物理量診断手法の改良

近年、数値予報課では海上の船やブイの観測データを利用できるように検証システムが改良されて海上の気温の検証が可能になった。そこで、LFM 向けの asuca の開発の際に、陸上の地上物理量診断の手法を海上に適用して、海上の船やブイとの比較検証を行ったり、アメダスを用いた通常の地上検証では対象外としている海に面したアメダスだけを比較対象とした検証を行った。その結果、特に冬季の海上の地上気温の精度が改善することがわかった。

さらに、LFM の予測結果を利用した降雪量ガイダンスの開発では、従来の地上物理量診断手法を用いていた旧 LFM、海上でも陸上と同じ手法を用いるようにした現 LFM、それぞれを入力にしたガイダンスの降雪量の予測値を比較すると、地上物理量診断手法の違いによる海上の気温や相対湿度の変化が降雪量ガイダンスの精度に大きな影響を及ぼし、asuca で用いている地上物理量診断手法、すなわち、海上でも陸上と同じ手法を用いる方が精度がよいことがわかった。

これらの結果を受けて、MSM の海上の地上物理量診断手法にも、現 LFM と同様の手法を適用した。図

静力学メソモデル(静力学 MSM)でも使われてきた手法である。詳しくは、原(2008c)を参照。

¹⁵ 原(2008c)の脚注37に同様の記述がある。

2.1.14 に、新旧の地上物理量診断手法による夏季および冬季の地上気温・地上風速の MSM による診断例を示す。夏については新旧手法で地上気温・地上風速の予測に大きな差はないが、冬については新手法の方が、より低い気温、より強い風速を予測するようになって

いる。従来の手法と比べると、改良した手法では、接地境界層が不安定な場合には、地上風速は強く、地上気温は低くなる。また、安定な場合には、地上風速は弱く、地上気温は低くなる(つまり、接地境界層が中立以外のときには、地上気温は低くなる)。中立の場合には、新旧手法による診断値の差はない。ただし、不安定の場合の地上風速の強まりは数%程度で小さい(これらの物理的な背景の詳細については、付録 2.1.A を参照)。

その一般的な性質を踏まえて、図 2.1.14 を見てみると、夏の海上の多くの領域では接地境界層の安定度がほぼ中立(バルク・リチャードソン数がほぼゼロ)であり(図 2.1.14 (1c))、地上風速、地上気温の診断値に、従来手法によるものと大きな差はない。図 2.1.14(1d)を見ると、オホーツク海沿岸には、海面温度の方がモデル面大気最下層の温度より低い安定(バルク・リチャードソン数が正)の領域が見られるが、この領域では、地上風速は弱まり、地上気温は低くなっている。また、日本の東の沖には、不安定(バルク・リチャードソン数が負)の領域があり、この領域では地上気温は低くなっている。

冬の海上では、モデル面大気最下層に比べて海面の

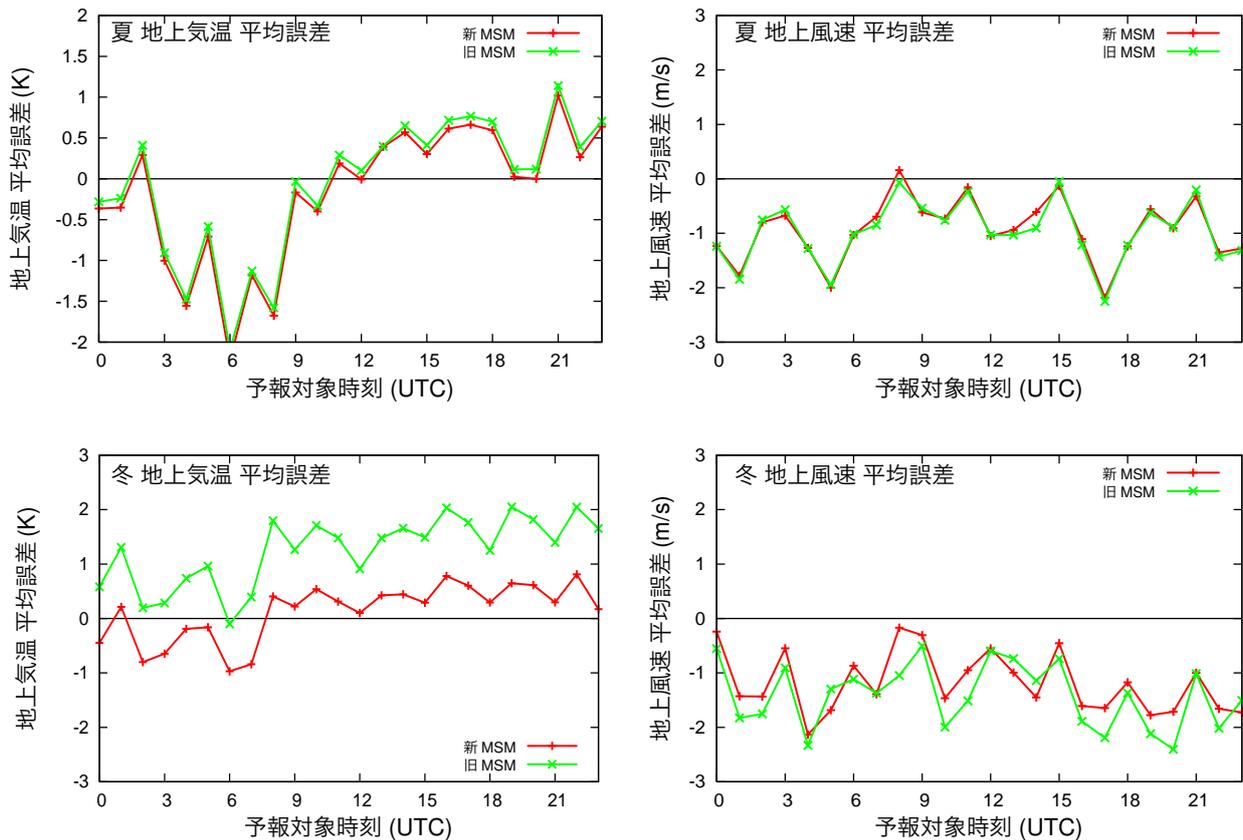


図 2.1.15 夏（2014年7月1日～2014年8月4日）、冬（2014年1月11日～2月10日）を対象に境界層過程の改良とともに行った解析-予報サイクル試験における新旧 MSM の予測値の海上のブイや船の観測に対する地上気温・風速の平均誤差。上段が夏、下段が冬。

温度が高く、接地境界層が不安定（バルク・リチャードソン数が負）になっている領域が広がっている（図 2.1.14 (2c, 2d)）。このような状況では、地上気温が低くなる領域が多くなる。また、地上気温のインパクトに比べると小さいものの、夏に比べてモデル面大気最下層の風速が強いことが多いため、夏よりも地上風速の強まりが明瞭になる。

このように、海上の地上物理量診断の変更によるインパクトは、冬の方が顕著であることが分かる。

図 2.1.15 には、夏（2014年7月1日～2014年8月4日）、冬（2014年1月11日～2月10日）を対象に境界層過程の改良とともに行った解析-予報サイクル試験における新旧 MSM の予測値の海上のブイや船の観測に対する地上気温・風速の平均誤差を示す。この実験の結果には、第 2.1.2 項で述べた境界層過程の改良の効果も含まれているが、夏には予測精度に大きな差はないこと、冬には気温の正バイアス、風速の負バイアスを改善していることは、図 2.1.14 に示した例と整合している。

このような改善が、MSM の予測値を入力とする降雪量ガイダンスの改善にもつながった（第 2.1.5 項）。

2.1.5 ガイダンスの検証

境界層過程及び海上の地上物理量診断手法を改良した MSM によるガイダンスの予測精度を検証したところ、概ねどのガイダンスでも従前と比べて改善傾向にあり、モデルと同様に特に冬季の改善が大きかった。ここでは改善が大きかった、平均降水量ガイダンス、降水種別ガイダンス、最大降雪量ガイダンス、及び乱気流指数について冬季の検証結果や事例を述べる。検証期間は 2014 年 1 月 11 日から 2 月 10 日である。以下では改良前の MSM によるガイダンスを CNTL、改良後の MSM によるガイダンスを TEST と表記する。

(1) 平均降水量ガイダンス

ここでは MSM 平均降水量ガイダンスの検証結果を示す。検証対象は 00～21UTC の各初期値の FT=12～33 であり、参照値は解析雨量を用いた。降水量ガイダンスのような逐次学習型のガイダンスでは、通常検証期間に先立って学習期間を設けるが、ここでは事例数を確保するため、学習期間を設けず試験期間の全データを検証対象とした。このことにより、係数を十分に学習させた結果に比べ、精度が劣っている可能性があることに注意が必要である。図 2.1.16 は冬季の MSM 平均降水量ガイダンスの検証結果である。バイアスコアは TEST が概ね全ての閾値で 1 に近づき、より適

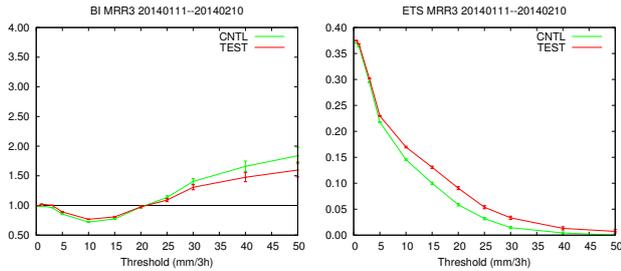


図 2.1.16 MSM 平均降水量ガイダンスのバイアスコア(左図)とエクイタブルスレットスコア(右図)。緑線がCNTL、赤線がTESTである。エラーバーは95%信頼区間を示す。

正な頻度傾向を示した。また、エクイタブルスレットスコアはTESTがCNTLに対し50 mm/3hまでの全ての閾値で改善した。

(2) 降水種別ガイダンス及び最大降雪量ガイダンス

MSM 降水種別ガイダンスや最大降雪量ガイダンス(古市・松澤 2009; 古市 2010)では、MSMの改良によって主に海上の降雪量分布の表現が向上したり、海沿いの観測点での雨雪判別の精度が改善した。本項では海上を中心とした降雪量分布の変化について、冬型の気圧配置の事例を用いて述べる。

図 2.1.17 は、2014 年 1 月 17 日 06UTC を対象時刻とする、TEST 及び CNTL の最大降雪量ガイダンス(以下、MAXS)、降水種別ガイダンス(以下、PTYP)、平均降水量ガイダンス(以下、MRR)と衛星赤外画像及び 3 時間積算した解析雨量である。MAXS では TEST、CNTL とともに北海道から東北地方の陸上や津軽海峡より北の海上には広く降雪が予測されているが、CNTL では図に赤丸で示した秋田沖には降雪が予測されていない。一方、TEST の MAXS では、この領域に降雪が予測され、海上と陸上の降雪量予測が一体になった分布になっている。衛星画像や解析雨量を見ると、秋田沖には冬型の気圧配置による筋状の雲域や降水が観測されており、また海沿いに位置する秋田地方気象台や庄内空港ではこの時刻に降雪を観測しており、沖合いにレーダーで観測されている降水も雪である可能性が高い。海上の降水種別の実況を完全に把握する術は無いが、これらの観測結果から、TEST の MAXS の方がより実況に近いと考えられる。

この TEST と CNTL の MAXS の変化は、秋田沖の PTYP の予測が雨(図 2.1.17(c),(d)の緑色、以下同様)から雪(白色)へと変わったことが要因の 1 つである¹⁶。降水種別ガイダンスは、観測の地上気温、地上相対湿度及び降水種別から作成した統計関係を使って予測するガイダンスであるため、入力とする地上気温や地上相対湿度の予測精度の改善が、そのままガイ

¹⁶ 最大降雪量ガイダンスでは、地上気温が 2 °C 以上の場合には降水種別ガイダンスに関わらず雪水比を 0 とする仕様となっているため、2 °C の等温線がどこに位置するかの影響もこの事例は受けている。

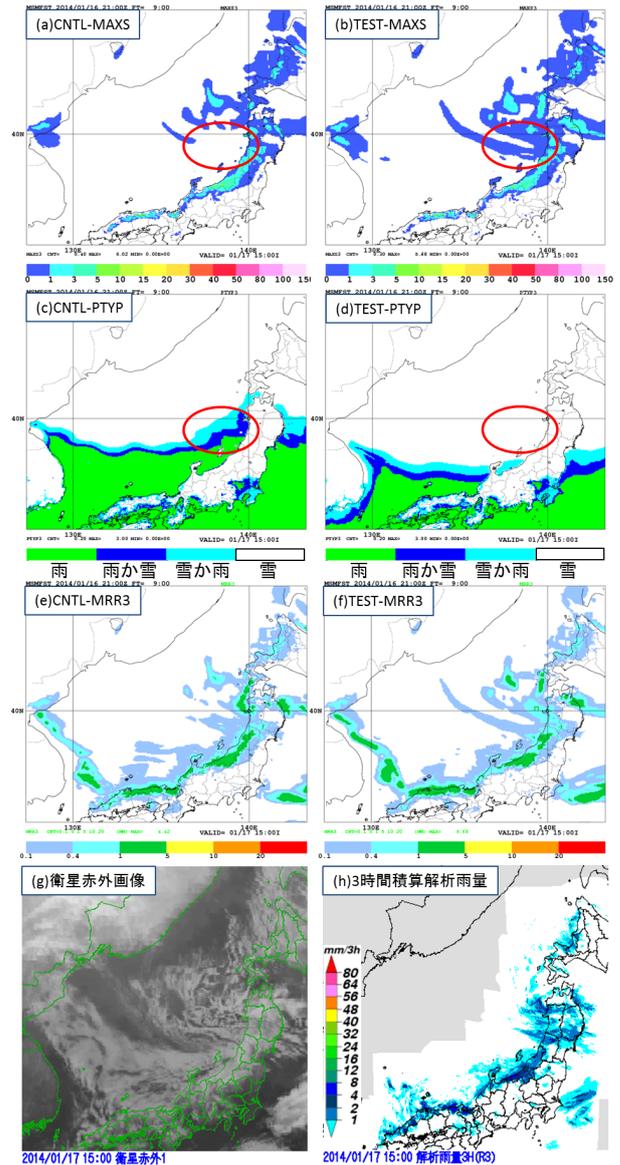


図 2.1.17 2014 年 1 月 17 日 06UTC を対象時刻とする (a)CNTL 及び (b)TEST の最大降雪量ガイダンス(MAXS), (c)CNTL 及び (d)TEST の降水種別ガイダンス(PTYP), (e)CNTL 及び (f)TEST の平均降水量ガイダンス(MRR), (g) 衛星赤外画像、(h) 3 時間積算解析雨量。降水種別ガイダンスの配色は緑色が雨、青色が雨が雪、白色が雪か雨、白色が雪を表す。

ダンスの降水種別の予測精度の改善につながると考えられる¹⁷。この事例では、海上の地上物理量診断手法の改良によって地上気温の予測がより実況に近い値へ変わり、降水種別ガイダンスの雨雪判別が変化、そして最大降雪量ガイダンスの分布が実況に近付いたと考えられる。

この事例の他にも、改良された MSM による PTYP

¹⁷ 降水種別ガイダンスの地上気温の入力には、格子形式気温ガイダンスを用いるが、統計的な補正が行われるのは陸上のみで、海上はモデルの地上気温のままである。

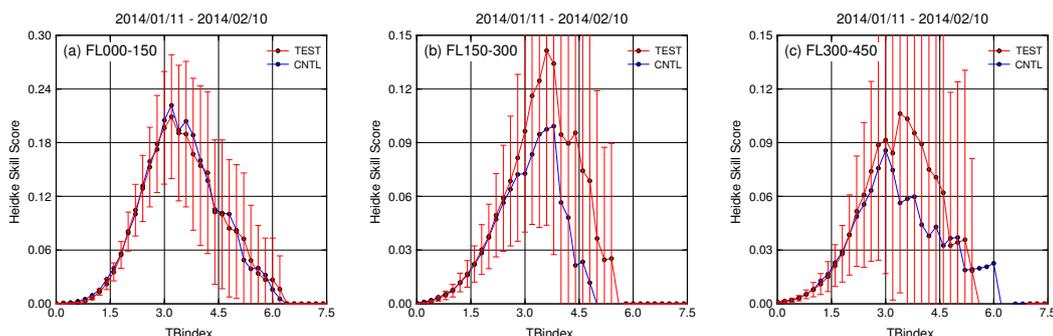


図 2.1.18 国内航空悪天 GPV の乱気流指数 (TBindex) の検証結果。(a)FL000~FL150、(b)FL150~FL300、(c)FL300~FL450。各図の横軸は乱気流指数の値、縦軸はスキルスコアを示す。CNTL (青線) は変更前の検証結果を、TEST は変更後の検証結果を示す。TEST (赤線) のみに 95%信頼区間を示すエラーバーを付加している。

や MAXS では、多くの事例で海上の雪の予測を増やす変化が見られた。このことは、図 2.1.15 に示されている気温予測の平均誤差の改善と整合しており、海上の地上物理量診断手法の改良の効果と言える。また、境界層過程の改良によって MSM の降水予測が改善した結果、MRR の予測精度が改善し、この MRR を入力とする MAXS で日本海側を中心に予測精度が改善することも確認している (図略)。

(3) 乱気流指数

ここでは国内航空悪天 GPV の乱気流指数 (工藤 2014) の検証結果を示す。検証では開発用に蓄積しているデータの都合により、09 及び 21UTC 初期値の FT=4~15 のみ対象とする。実況データには C-PIREP¹⁸ (大林 2001) を用い、予報時間の前後 30 分以内に並以上の強度の乱気流が通報された場合に「実況あり」とする。乱気流の発生地点が 2 地点間で通報された場合にはその中点で実況があったものとするが、2 地点間の距離が水平 240 km 以上または鉛直 6000 ft¹⁹ 以上離れていた場合は中点に代表性がないと判断し、検証には使用しない。

図 2.1.18 に、高度別に検証した冬季の乱気流指数のスキルスコアを示す。スコアのピーク値で比較すると、FL150²⁰ 以上では TEST が CNTL を上回り、FL150 以下ではほぼ同等であった。ただし検証期間が短くサンプル数が少ないため、いずれも有意な差ではない。スキルスコアがピークとなる乱気流指数の閾値を比べると、サンプル数が特に少ない FL300 以上を除いては

TEST と CNTL に大きな差はなく、予測特性に大きな変化はないと考えられる。

2.1.6 まとめ

物理過程の鉛直 1 次元モデルによる基礎的な評価や、asuca を予報モデルに用いた現 LFM の開発の過程で得た知見をもとに、MSM の境界層過程と海上の地上物理量診断手法の改良を行った。境界層過程の改良によって、冬季の寒気移流による海上での雲や降水量の予測、海上の混合層内で発生する低気圧性循環の予測精度の向上が見られた。また、海上の地上物理量診断手法の改良によって、特に冬季の海上の地上気温や地上風速の精度が向上した。これらの改良により、MSM を入力とする各種ガイダンスにも改善が確認できた。

¹⁸ 機上観測報告 (PIREP) の一つ。Common-PIREP の略。飛行中の乱気流や着氷、雲の状態等が通報される。従来は各航空会社内でのみ利用されていた PIREP (カンパニー PIREP) を、国土交通省航空局のシステムで集約して形式を統一した PIREP で、C-PIREP に参加する航空会社と気象庁に配信される。従来の PIREP の多くが並以上の強度の乱気流や着氷に対する通報であったのに対し、C-PIREP では乱気流がないという情報も数多く通報される。

¹⁹ 1 ft \approx 0.3048 m。標準大気の高圧高度。

²⁰ FL はフライトレベルで、標準大気の高圧高度 (ft) を 100 で割った値。FL150=15000 ft。

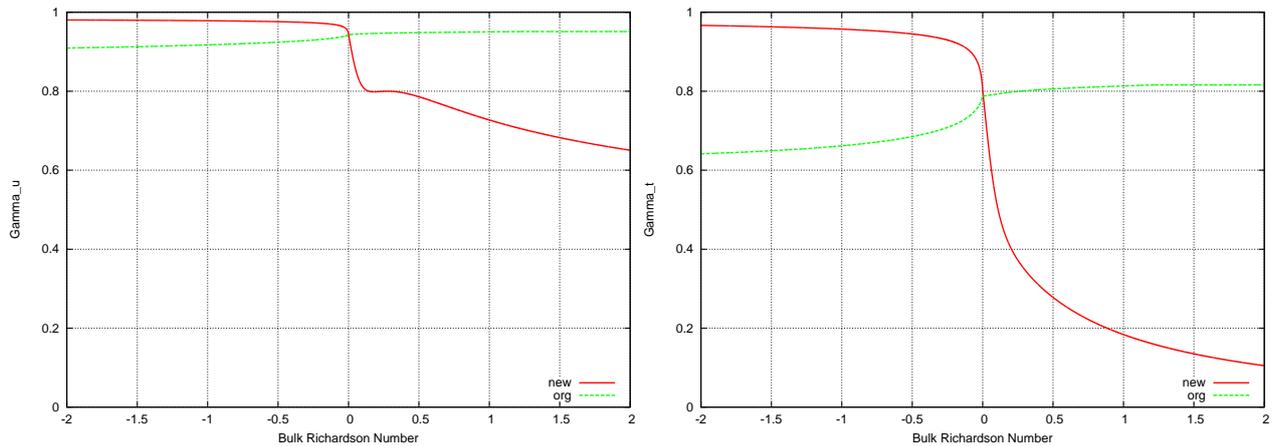


図 2.1.19 新旧の地上物理量診断手法による風速（左）、仮温度（右）それぞれの γ のバルク・リチャードソン数に対する依存性。赤：新手法、緑：旧手法。横軸はバルク・リチャードソン数、縦軸は γ の値を示す。

付録 2.1.A 海上の地上物理量診断の変更に伴い現れる特性の変化の背景

第 2.1.4 項において、従来の診断手法に比べて、新しい手法による診断値は、

- 接地境界層が不安定な場合には、地上風速は強く、地上気温は低くなる。
- 接地境界層が安定な場合には、地上風速は弱く、地上気温は低くなる。
- 接地境界層が中立の場合には、診断値は従来手法と大きく変わらない。

ことを述べた。

ここでは、これらの物理的背景について説明する。

地上物理量診断では、モデル面大気最下層の物理量 ϕ_a と地表面の物理量 ϕ_s を用いて、

$$\phi_{scr} = (1 - \gamma)\phi_s + \gamma\phi_a \quad (2.1.3)$$

のように、モデル面大気最下層の物理量と地表面の物理量の重み付き平均によって、地上 10 m または 1.5 m における物理量（風速、仮温度、比湿） ϕ_{scr} を求めている。

ここで、 γ は接地境界層の安定度に依存し、 $0 \leq \gamma \leq 1$ である。モデルでは ϕ_s や ϕ_a は予報変数として時間発展を計算しているので、 γ を求めれば、地上 10 m または 1.5 m における物理量の値を求めることができる。地上気温は、このようにして求めた地上 1.5 m における仮温度と比湿から求めている。

地上物理量診断手法を変更することは、(2.1.3) 式で、モデルの予報変数である ϕ_s と ϕ_a は変えずに γ を変えることに対応する。新旧の診断手法による γ をそれぞれ γ_{new} と γ_{org} とすると、新旧の診断値それぞれ $\phi_{scr,new}$ 、 $\phi_{scr,org}$ は

$$\phi_{scr,new} = (1 - \gamma_{new})\phi_s + \gamma_{new}\phi_a \quad (2.1.4)$$

$$\phi_{scr,org} = (1 - \gamma_{org})\phi_s + \gamma_{org}\phi_a \quad (2.1.5)$$

となる。したがって、新旧手法による診断値の差

$$\Delta\phi_{scr} = \phi_{scr,new} - \phi_{scr,org} \text{ は}$$

$$\Delta\phi_{scr} = (\gamma_{new} - \gamma_{org})(\phi_a - \phi_s) \quad (2.1.6)$$

と書ける。これは、新旧の γ の差が大きいほど、また、 ϕ_a と ϕ_s の差が大きいほど、新旧の診断手法による診断値の差が大きくなることを示している。

接地境界層の安定度を表す指標として、バルク・リチャードソン数 Ri_B がよく使われる。

$$Ri_B = \frac{gz_a}{\theta_{va}} \frac{\theta_{va} - \theta_{vs}}{u_a^2} \quad (2.1.7)$$

ここで、 θ_{va} と θ_{vs} はそれぞれモデル面大気最下層と地表面の仮温度、 u_a はモデル面大気最下層の風速、 z_a はモデル面大気最下層の高度、 g は重力加速度を示す。

$\theta_{va} > \theta_{vs}$, $\theta_{va} = \theta_{vs}$, $\theta_{va} < \theta_{vs}$ が、それぞれ接地境界層が安定、中立、不安定であることに対応するので、 Ri_B の正、ゼロ、負がそれぞれ安定、中立、不安定、に対応する。

図 2.1.19 に、風速、仮温度それぞれについての γ の値の Ri_B の依存性を新旧の手法について示す。

$\theta_{va} - \theta_{vs} < 0$ のときには $Ri_B < 0$ であり、このとき、図 2.1.19 より、 $\gamma_{new} - \gamma_{org} > 0$ である。また、 $\theta_{va} - \theta_{vs} > 0$ のときには、 $Ri_B > 0$ であり、 $\gamma_{new} - \gamma_{org} < 0$ である。したがって、接地境界層が安定か不安定かにかかわらず、新旧の手法によって診断される地上仮温度の差 $\Delta\theta_{v,scr}$ は負で、新しい手法の方が海上の地上気温が低くなる。一方、風速の場合は、新旧の手法の γ の大小関係は仮温度と同じであるが、海面での風速はゼロなので、海面よりその上の大気のほうがいつでも風速が大きい。したがって、不安定な場合には新しい手法のほうが風速が大きくなり、安定な場合には小さくなる。

付録 2.1.B 解析-予報サイクル実験の統計検証結果

(1) 解析-予報サイクル実験の仕様

本文で紹介した境界層過程および海上の地上物理量診断を改良した MSM について、以下の期間を対象に、解析-予報サイクル実験を行い²¹、予測精度の検証を行った。

- 夏実験:2014年7月1日00UTC初期値~8月4日21UTC初期値
- 冬実験:2014年1月11日00UTC初期値~2月10日21UTC初期値

いずれも、現在の MSM と同じく1日8回、39時間の予測を行っている。

なお、以下の検証手法は瀬川(2005)と同じである。

(2) 検証結果

冬実験の検証結果

冬実験における新旧 MSM それぞれによる3時間降水量予測のスコア(図 2.1.20)を見ると、旧 MSM に比べて、新 MSM のスレットスコアは上昇し、バイアススコアで見ると、新 MSM の方が15 mm/3時間以下の若干の予測過小、それより大きい閾値では予測過大を改善している。

地上気温、地上風速、地上比湿には大きなインパクトはなかった(図 2.1.21)²²。

鉛直プロファイルを見ると(図 2.1.22)、風速や下層の比湿の誤差にやや変化が見られる。下層の比湿の予測の変化については、第 2.1.3 項などで事例を通じて説明した。境界層過程の改良であるにもかかわらず、境界層の外の上層(300 hPa 付近)の風速の誤差に変化が見られるのは、境界層過程は、境界層に限らず、鉛直シアがある場合には、それを解消するような鉛直輸送を計算するからである。特に、旧 MSM では計算安定性の確保が十分ではなかったために、上層での鉛直輸送を大きく計算する傾向があったが、新 MSM では小さくなっていることから、上層にも予測の変化が現れる。

夏実験の検証結果

夏実験における新旧 MSM それぞれによる3時間降水量予測のスコア(図 2.1.23)を見ると、バイアススコアに若干の変化は見られるものの、冬実験よりも変化は小さい。

地上気温の検証では、新 MSM の方が日中の負バイアスを改善しているのが分かる(図 2.1.24)。これは、雲量(特に上層雲)が変化していることと関連している。

MSM では、雲量の計算に境界層過程で計算される乱流エネルギーを用いている(原 2008d)。旧 MSM では、上層で境界層過程による鉛直輸送が大きかったこ

とを冬実験の検証結果の中で述べたが、これは上層で乱流エネルギーが大きいことと対応し、その結果、雲量がやや多くなる²³。MYNN25 を用いている新 MSM では、上層の乱流エネルギーが小さくなり、雲量が少なくなりやすい傾向があることから、主に上層雲が旧 MSM よりも少なくなり、その結果、地上に達する短波放射量が増えて、日中の地上気温が高くなっていると考えられる。

鉛直プロファイル(図 2.1.25)からは、冬同様に、下層に限らず、上層まで予測に変化があることがわかる。250 hPa の気温の負バイアスがやや拡大しているが、平方根平均二乗誤差は縮小しており、誤差のばらつきは小さくなっている。また、風速の負バイアスをほぼ全層にわたって改善し、比湿は下層の負バイアス、上層の正バイアスを縮小する改善が見られる。

²¹ 夏冬とも、この期間の5日前から解析サイクルを実行して、解析場がモデルの変更に適応するようにしている。

²² この検証は、観測点を囲むモデル格子4点すべてが陸格子であるアメダス観測点に対して検証しているため、第 2.1.4 項で述べた海上における地上物理量診断手法の改良の効果はこの検証には現れない。

²³ 乱流エネルギーが大きいと0.4~0.7程度の雲量の領域が多くなるのに対し、乱流エネルギーが小さいと0か1の雲量の領域が多くなり、雲の有無のメリハリが強くなる。

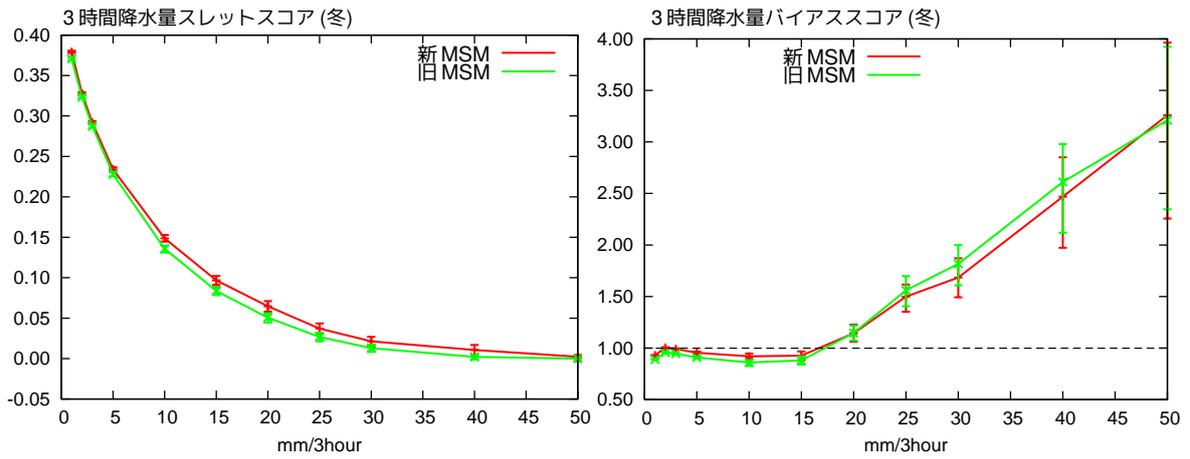


図 2.1.20 冬実験における新旧 MSM それぞれによる 3 時間降水量予測の閾値別のスレットスコア (左) とバイアススコア (右)。横軸は閾値。赤線: 新 MSM、緑線: 旧 MSM。

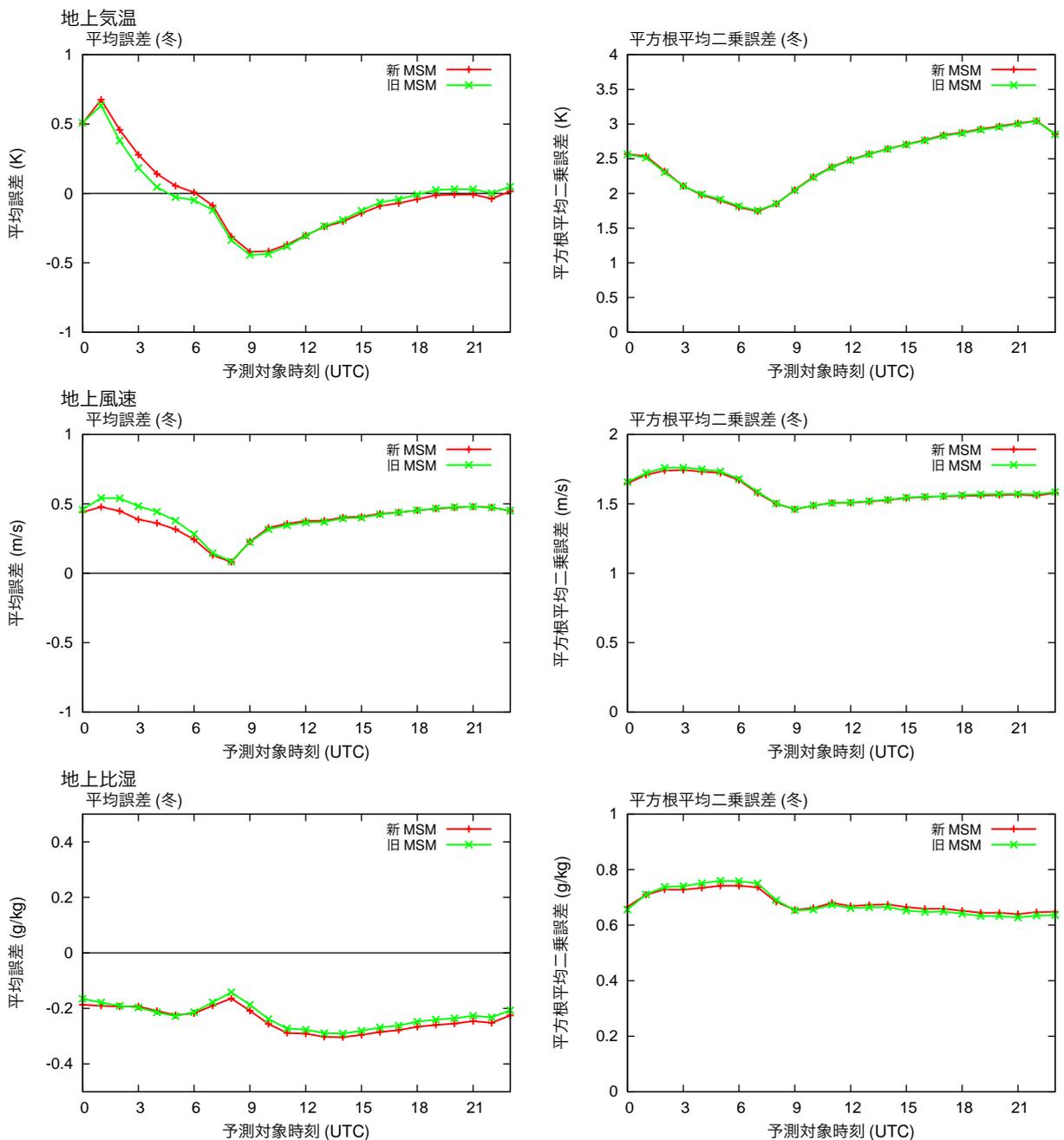


図 2.1.21 冬実験における新旧 MSM それぞれによる (上から) 地上気温、地上風速、地上比湿の予測の予測対象時刻別の平均誤差 (左) と平方根平均二乗誤差 (右)。横軸は予測対象時刻 (UTC)。赤線: 新 MSM、緑線: 旧 MSM。観測点を囲むモデル格子 4 点すべてが陸格子であるアメダス観測点に対して検証を行っている。

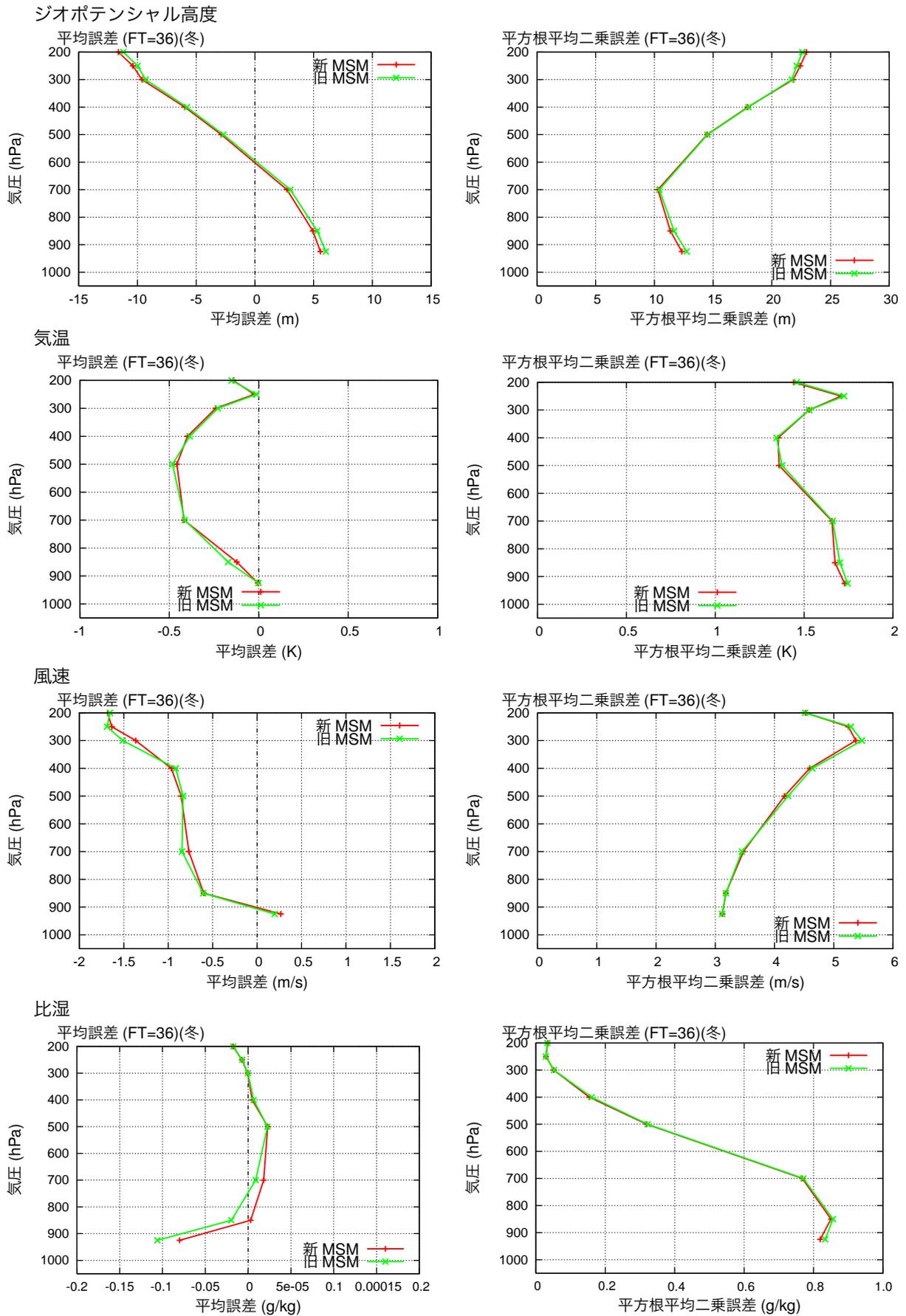


図 2.1.22 冬実験における新旧 MSM それぞれによる (上から) ジオポテンシャル高度、気温、風速、比湿の予測 (初期時刻から 36 時間後) のゾンデ観測に対する平均誤差 (左) と平方根平均二乗誤差 (右) の鉛直プロファイル。赤線: 新 MSM、緑線: 旧 MSM。

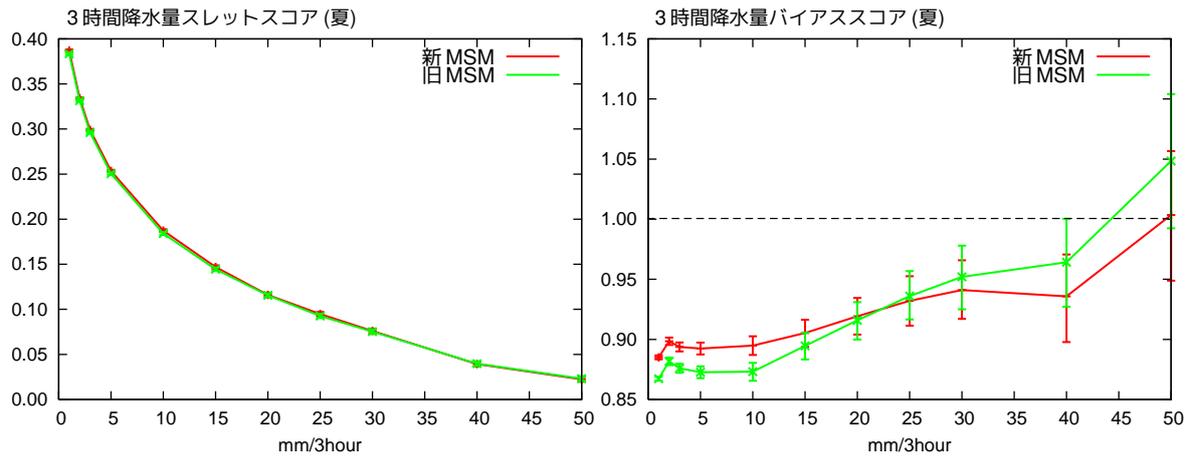


図 2.1.23 図 2.1.20 と同じ。ただし、夏実験。

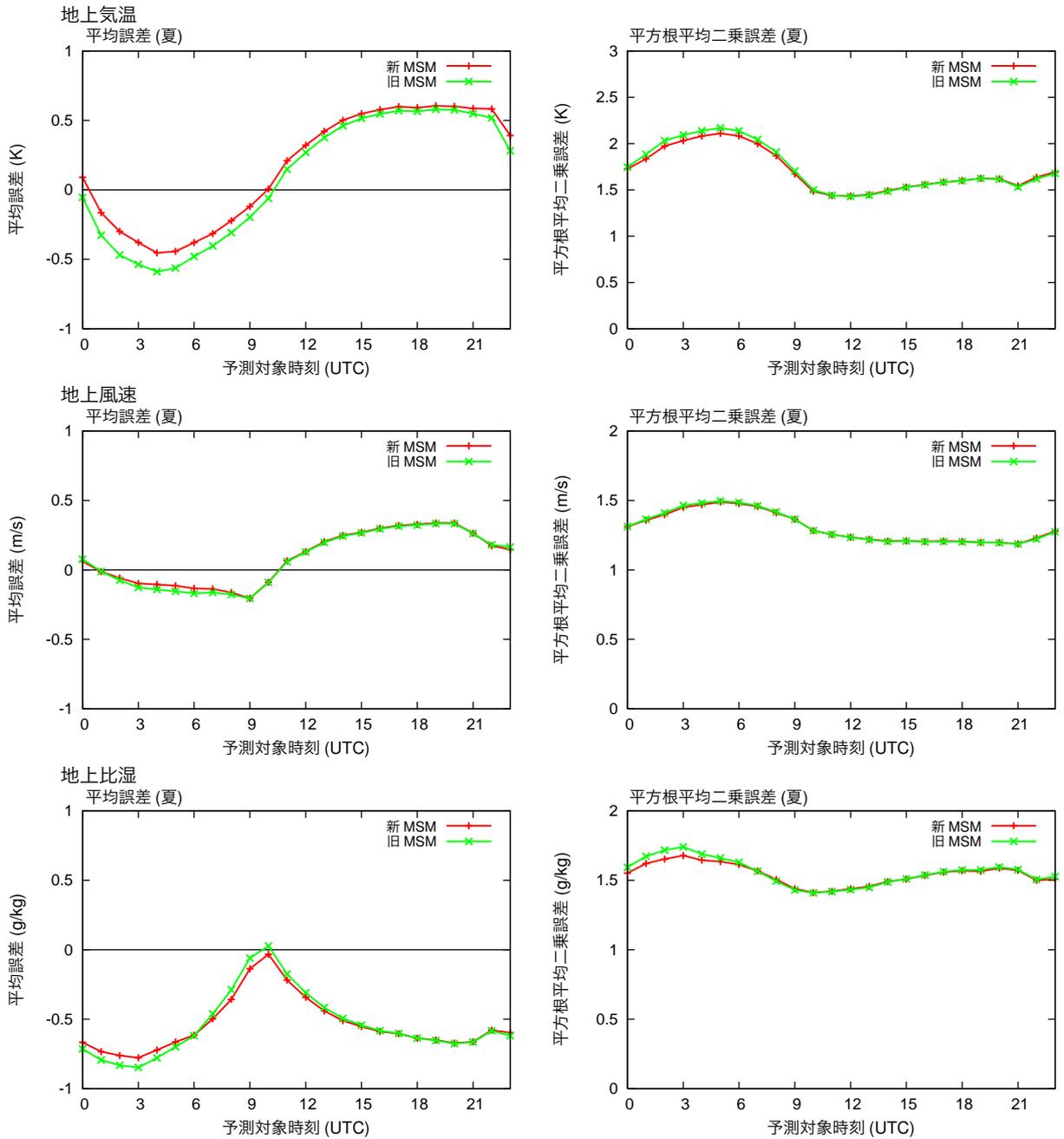


図 2.1.24 図 2.1.21 と同じ。ただし、夏実験。

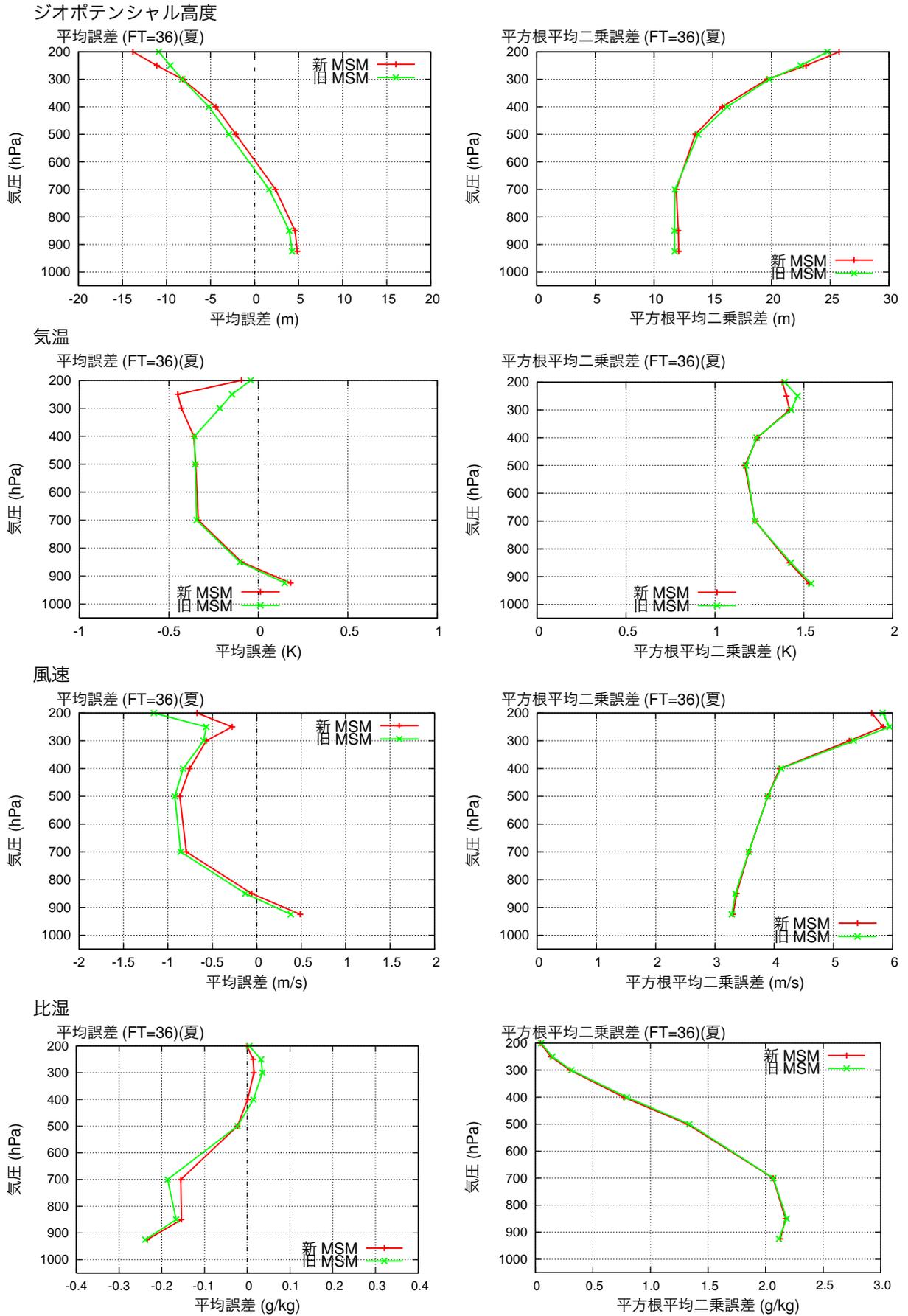


図 2.1.25 図 2.1.22 と同じ。ただし、夏実験。

参考文献

- 石田純一, 2005: 新モデルの特徴. 平成 17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14–17.
- 大林正典, 2001: カンパニーパイレップについて. 航空気象ノート第 61 号, 気象庁総務部, 1–3.
- 大和田浩美, 2006: 予想衛星画像. 気象研究ノート, **212**, 105–120.
- 大和田浩美, 高坂裕貴, 2013: 予想衛星画像. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 76–80.
- 河野耕平, 原旅人, 2014: LFM としての asuca の特性. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 108–117.
- 気象庁予報部, 2003: 気象庁非静力学モデル. 数値予報課報告・別冊第 49 号, 気象庁予報部.
- 気象庁予報部, 2008: 気象庁非静力学モデル II. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部.
- 気象庁予報部, 2012: 物理過程の改善にむけて (I). 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部.
- 気象庁予報部, 2013: 物理過程の改善にむけて (II). 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部.
- 気象庁予報部, 2014: 次世代非静力学モデル asuca. 数値予報課報告・別冊第 60 号, 気象庁予報部.
- 木南哲平, 2013: 初期傾向診断法. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 70–75.
- 工藤淳, 2014: 乱気流指数の改良. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87–99.
- 瀬川知則, 2005: 統計検証. 平成 17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18–26.
- 原旅人, 2008a: 現業メソ数値予報モデルの概要. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 18–26.
- 原旅人, 2008b: 改良 Mellor-Yamada モデル. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 128–132.
- 原旅人, 2008c: 地上物理量診断. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 181–184.
- 原旅人, 2008d: 部分凝結スキーム. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 133–137.
- 原旅人, 2012a: 数値予報モデルにおける物理過程の役割. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 2–7.
- 原旅人, 2012b: 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.
- 原旅人, 2014: 最近発生した顕著事例に関する検討. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 118–144.
- 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.
- 堀田大介, 原旅人, 2012: 物理過程開発のボトムアップ・アプローチとトップダウン・アプローチ. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 120–122.
- 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.
- 米原仁, 2012: 境界層過程. 数値予報課報告・別冊第 58 号, 気象庁予報部, 8–28.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982: Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851–875.
- Nakanishi, M. and H. Niino, 2009: Development of an Improved Turbulence Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 895–912.
- Saito, K., J. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Narita, and Y. Honda, 2007: Nonhydrostatic Atmospheric Models and Operational Development at JMA. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85B**, 271–304.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito, and Y. Yamazaki, 2006: The Operational JMA Nonhydrostatic Mesoscale Model. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1266–1298.

2.2 積雪域解析の高度化¹

2.2.1 はじめに

メソモデル (MSM) の初期値を作成するメソ解析において、積雪域の初期値作成手法を高度化した。本改良は、MSM の冬季夜間における地上気温の予測精度向上を目的としたもので、冬季約 1 か月間の解析予報サイクル実験を行い精度向上が確認できたため、2014 年 11 月にメソ解析に適用された。

本節では、まず、改良に至る経緯として、冬季地上気温予測と積雪の関係について第 2.2.2 項と第 2.2.3 項で説明する。次に、改良前の問題点と改良内容を第 2.2.4 項で述べ、その改良によるインパクトを第 2.2.5 項と第 2.2.6 項で示す。最後に、積雪期における地上気温予測結果を見るとききの注意点と今後の課題について第 2.2.7 項と第 2.2.8 項で述べる。

2.2.2 MSM における冬季地上気温予測

まず、MSM の地上気温予測の傾向について現状 (2015 年 10 月現在) を述べる。MSM が予測する地上気温の統計的な検証結果 (例えば 草開・森安 2013) によると、夏季は日中に負バイアス、夜間に正バイアス、冬季は日中に正バイアス、夜間に負バイアスとなる傾向がある。

地上気温に誤差が生じる要因は様々であるが、冬季の要因の一つとして、地表面の積雪の有無による影響が推測できる。冬季の夜間における MSM の地表面状態とアメダス地点別の MSM 地上気温誤差を重ねた図 (図 2.2.1) を見ると、低温の誤差 (寒色系のプロット) を持つ地点のほとんどが積雪域 (白色域) にあり、場所によっては 10 度以上も低く予想している地点もあることがわかる²。

2.2.3 地上気温に対する積雪の影響

ここで、「積雪があると大気が冷える」というプロセスについて確認しておく。地表面は太陽からの短波放射や大気からの長波放射を吸収し、顕熱・潜熱・長波放射の形で大気に熱を放出する。地表面がどの程度熱を吸収し、顕熱・潜熱・長波放射がどのような配分で大気に放出されるかは、地表面状態やその状態を構成する物質の特性に大きく影響される。つまり、「積雪がない」状態から「積雪がある」という状態に地表面が変化すると、地表面熱収支が変化し、その結果、大気への熱輸送が減ることによって「大気が冷える」ということが起こる。以下では、積雪があることで地表面状態がどう変わるか、変わった結果、地表面熱収支がどのように変化するかを示す。

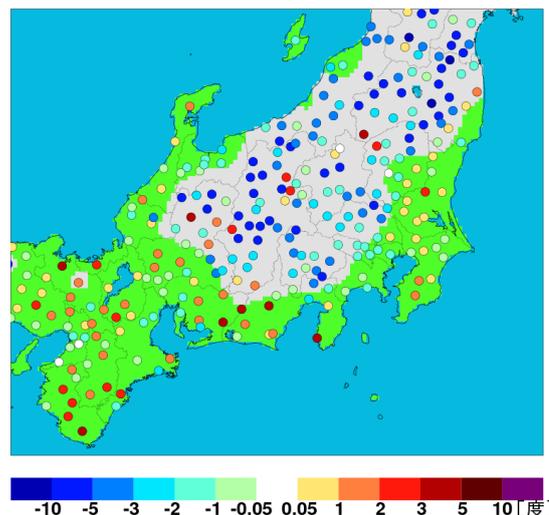


図 2.2.1 2014 年 2 月 24 日 00JST を対象とした MSM 地上気温予測 (初期時刻は 2014 年 2 月 23 日 12JST) の対アメダス気温誤差分布 (プロット)。寒色系が観測よりも MSM のほうが低く予想したことを表す。背景に MSM の積雪域を白色で表す。

積雪は典型的な地面 (土壌など) と比べて以下のような特徴がある：

- (A) アルベド (短波反射率) が高い。
- (B) 熱容量・熱伝導率が小さい。
- (C) 0 °C 以上にならない。

(A) と (B) の理由は、積雪内部には多くの空隙が存在するため、数多くの氷粒と空気の境界面で光が散乱されることと、空気の熱容量、熱伝導率が土壌に比べて小さいことによる。

このような特徴が地表面熱収支をどのように変化させるかを以下で模式的に示す。図 2.2.2 は日中と夜間それぞれにおいて、積雪の有無による地表面熱収支の違いを示している。いずれも、簡単のため風が弱い晴天時を考える。

まず、日中の場合 (図 2.2.2(a))、地表面が太陽からの短波放射と大気からの長波放射を吸収して加熱され、その熱の一部が乱流 (顕熱・潜熱) や長波放射の射出により大気に輸送される。積雪がある場合は (A) の理由により短波放射がほとんど吸収されずに反射され、雪面が加熱されにくい。わずかに吸収・加熱されるが、理由 (C) により温度は 0 °C を超えることはできないため、積雪がない場合よりも地表面温度が上がりにくく、大気への熱輸送が起こりにくい。したがって、積雪がある場合は大気が暖まりにくくなる。

次に、夜間の場合 (図 2.2.2(b))、日中の主な熱の供給源であった短波放射が無くなるため、地表面は熱を放出し冷却する。ここでは風が弱い晴天時を考えており、乱流による熱輸送 (顕熱・潜熱) は小さく、雲から地表面への長波放射もないため、地表面温度の 4 乗に

¹ 草開 浩

² 一方で、積雪域であっても高温の誤差を持つ地点もあり、「積雪がある」ということは夜間に地上気温を実況よりも低く予想することの必要条件であるが、十分条件ではないということも言える。

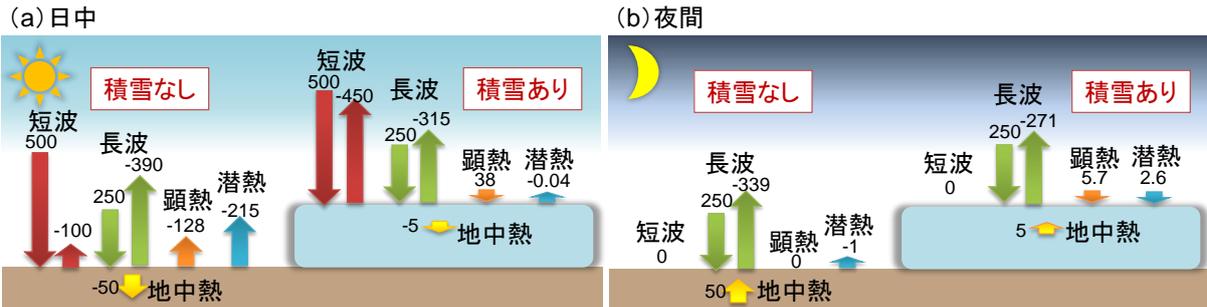


図 2.2.2 積雪がない場合とある場合の典型的な地表面熱収支の模式図。(a) は日中、(b) は夜間における熱収支を表し、それぞれの図の左半分が積雪なし、右半分が積雪ありの場合を表す。図中の矢印は地表面熱収支に関わる熱フラックスを表し、数字は、ある典型的な条件下で見積もった各フラックスの量 (W/m^2) である。符号は地表面に対して入ってくるものを正、出て行くものを負とした。なお、フラックスの総和は地表面加熱率 (J/s) を意味する。

比例した長波放射による冷却が卓越する。これがいわゆる「放射冷却」である。その結果、次第に地表面が冷えて大気よりも温度が低くなり、地表面から大気への熱輸送が抑制されるのに加え、大気自身も放射冷却により冷える。さらに地表面が冷えると地中のほうが相対的に暖かくなるので、地中から地表への熱伝導が起こり、地表面の冷却が抑制される。積雪があると、長波放射による冷却は同様に起こるが、(B)の「熱伝導率が小さい」理由により地中から雪面に熱が伝わりにくく、放射冷却が抑制されにくくなる。また(B)の「熱容量が小さい」理由から、温度変化が大きくなりやすく、冷却時には雪温が大きく低下する。そのため、積雪がない場合よりも地表面温度が低下し、大気への熱輸送がより少なくなるため、大気もより冷えやすくなる。

以上が、積雪があると大気が冷える理由である。ここでは風が弱い晴天時についてのプロセスを説明したが、雲がある場合は、日中は短波による加熱の減少、夜間は雲からの長波による加熱の増加が起こる。また、風が強いと境界層熱輸送が卓越し夜間の放射冷却は抑制される。

これらを踏まえた上で、MSMの冬季地上気温予測の誤差の原因は以下の複合と考えられる。

- 外的要因（風、雲など）が持つ誤差
- 積雪被覆（あり・なし）の誤差
- 積雪がある場合の熱収支プロセスの誤差

本節で説明する積雪域解析の改良は、これらのうち2番目の誤差を小さくすることを目的としている。1, 3番目の誤差の縮小は次の課題として、今後調査、開発を進めていく予定である。

2.2.4 積雪被覆誤差の縮小に向けて

(1) 積雪域解析の現状と問題点

メソ数値予報システムにおいて、積雪被覆はメソ解析の一部であるメソ積雪域解析で作成され、各陸格子が雪あり、または雪無しのいずれかに分類される。MSM

では、原(2008)で説明されているように、積雪の表現を簡素化して扱っており、「雪あり」と解析された格子は地表面パラメータ(アルベドや熱容量、熱伝導率)を典型的な積雪の値に置き換えることによって、積雪があることによる熱収支特性の変化を表現している。また、MSMでは降雪による積雪域拡大や、融雪による積雪域縮小は扱わないため、初期の積雪分布が予測計算期間中は変化しない。そのため、初期に誤った積雪分布を与えてしまうと、予測計算期間全体にわたって悪影響をもたらす可能性がある。

改良を行う前の積雪域解析では、全球モデルで用いている全球積雪深解析から得られた積雪域の分布を第一推定値として、積雪深観測を基に推定した積雪の有無で補正することによって積雪域を解析していた(氏家・草開 2010)。第一推定値である全球積雪深解析は $1^\circ \times 1^\circ$ 格子間隔のデータであり、MSMの水平格子間隔(5 km)と比べて粗く、また中村(2009)の報告にあるように、積雪域を広げすぎる傾向がある。積雪観測地点が十分に密であれば適切な積雪分布が得られる可能性は高いが、日本において積雪観測が密に設けられている地域は主に多雪地帯であり、太平洋側など降雪現象が少ない地域では観測地点が疎で、第一推定値を十分に修正することができない。結果として、氏家・草開(2010)で例を挙げているように、積雪域が広がりすぎた地域では大きな気温予測誤差が生じる場合があった。

(2) 積雪域解析の改良

このような問題の解決策として、より高分解能かつ現実的な第一推定値を新たに作成して解析で利用する仕組みを構築した。具体的には、大気の情報(気温、湿度、風、気圧、放射、降水(雨・雪))を利用して積雪物理量を計算できる陸面モデル(オフライン陸面モデル、水平格子間隔 5 km)を開発・導入した³。入力で

³ この陸面モデルは氏家・草開(2010)で開発していたものを発展させ、融雪期における積雪深の正バイアスを軽減させ



図 2.2.3 現業化した積雪域解析の仕組み。MSM 予測値や観測値から作成した大気強制力を用いてオフライン陸面モデルで積雪深を予測する。予測した積雪深を第一推定値として 2 次元最適内挿法を用いて積雪深の解析値を作成する。日本域については、その解析値から積雪域(積雪あり・なし)を作成する。日本以外の領域は全球積雪深解析値から積雪域を作成する。

ある大気情報は基本的に MSM 予測値を用いるが、短波放射量はアメダス日照時間と太陽天頂角から推定した日射量で補正し、降水量は解析雨量を用いる⁴ため、より現実的な積雪分布になることが期待できる。

この陸面モデルを用いて新たに構築した積雪域解析の流れを簡単に図 2.2.3 で示す。まず、オフライン陸面モデルを用いて MSM 領域、水平格子間隔 5 km の積雪深予測値を作成する。この予測値を第一推定値として、積雪深観測を用いて解析(手法は最適内挿法; Brasnett 1999)し、より現実的な積雪深分布を作成する。ただし、第一推定値の精度上の理由から、中国大陸上の積雪予測値はオフライン陸面モデルの予測値を採用せず、全球積雪深解析値を用いることにした。この点については今後の課題として第 2.2.8 項で説明する。最後に、解析した積雪深に対してしきい値(5 cm とした)を設けて、しきい値以上の格子点を「積雪あり」と分類する。

これらの改良によって、MSM の水平格子間隔(5 km)に適した分解能で量的に評価された積雪分布を作成できるようになった。図 2.2.4 に積雪域解析結果の一例を示す。この図は改良前(同図(a))と改良後(同図(b))の積雪域解析結果と、Aqua 衛星 MODIS データによる積雪被覆分布(同図(c))を並べたものである。改良前は積雪域が中国山地の南側斜面まで広がっているが、

る改良も施したものである(Kusabiraki 2013)。

⁴ 雨雪判別方法は、降水種別ガイダンス(古市 2009, 2010)と同じ手法を採用した。

改良後はそれが無く、山脈に沿って積雪域が解析されている。また、改良後は四国山地にもわずかに積雪域が解析されている。改良前後で差が見られる地域では周辺に積雪深観測地点が無いいため量的な検証は難しいが、衛星データによる積雪被覆分布を実況として比べると、改良後のほうがより現実的な分布であることがわかる。

2.2.5 本改良によるインパクト

前項で説明した積雪域解析の改良により、MSM の入力となる積雪分布がより現実的になった。これにより、MSM の地上気温予測誤差が、冬季、特に夜間において小さくなるという期待通りの結果が得られた。なお、この結果は、本改良を業務化することを目的とした解析予報サイクル試験を実施し統計検証を行って得られたものである(詳細は第 2.2.6 項)。

以下に、2014 年 1 月 15 日 00JST の MSM 地上気温予測結果を例として、本改良前後での気温予測誤差の違いを比較する。以下、前節の改良を加える前の MSM 実験を「改良前実験」、改良を加えた MSM 実験を「改良後実験」と呼ぶ。図 2.2.5 は、2014 年 1 月 14 日 12JST を初期時刻とした MSM 地上気温予測の対アメダス気温誤差(上図:改良前実験、下図:改良後実験)をプロットしたものである。背景にはそれぞれの実験の積雪域(白色域)を示した。

(1) 改良した積雪域解析の特徴

まず、図の背景に示した積雪域を改良前後で比較する。従来の解析では全球積雪深解析の広がりすぎた積雪分布に対してアメダス積雪深観測がある地点周辺のみ修正されるため、積雪観測点が無い地域では分布にメリハリがない。また、長野県中部で見られるように、観測点が疎らな地域では観測点の周辺だけ円形に修正され、不自然な分布となっている。これに対し改良した積雪域解析で作成した積雪域は、日本海の沿岸域で積雪域が内陸に向かって後退している様子や長野・山梨の県境付近の山岳に沿って分布するなど、より地形に即した細かい分布が表現されている。このような特徴は本事例に限定したのではなく、どの事例でも共通している。

(2) 本改良を適用した MSM の地上気温予測

次に、MSM 地上気温予測誤差について改良前実験と改良後実験を比較する。本事例の概況は、南岸低気圧が本州に接近中でその前面の上層雲が東海地方から関東地方にかけてかかっている一方、北陸地方や岐阜県・長野県の北部は概ね晴れており、風も弱く、夜間の放射冷却が起こりやすい条件となっていた。MSM の予測では、低気圧前面の雲域の表現が実況と異なるものの、福井県・岐阜県・長野県北部では下層から上層まで雲量が少なく、実況と同様に放射冷却が起こりやすい場が再現されている。改良前実験では、積雪域が

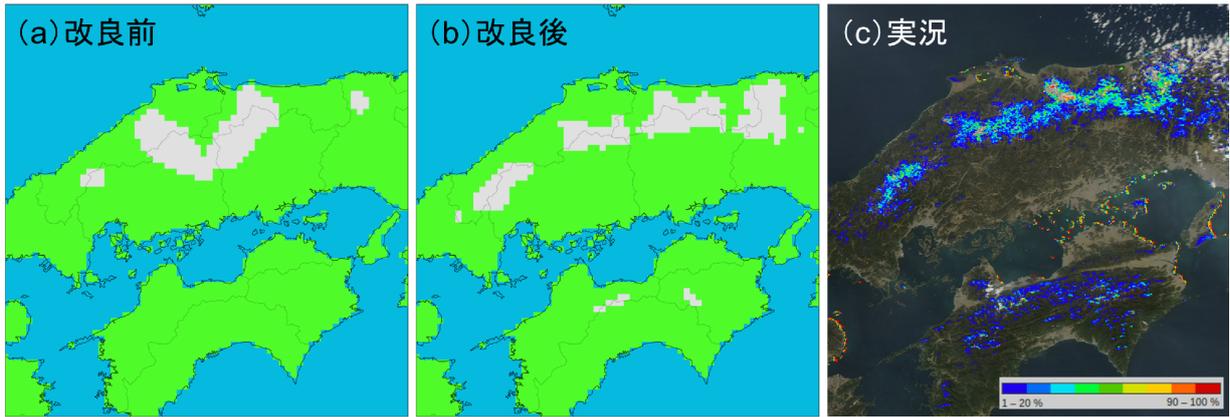


図 2.2.4 積雪被覆について MSM と実況の比較 (2014 年 1 月 31 日)。(a) は改良前の MSM 積雪分布、(b) は改良後の MSM 積雪分布、(c) は Aqua 衛星 MODIS 観測による積雪被覆率分布 (NASA Worldview⁵ より画像を引用) を表す。(a)、(b) は 2014 年 1 月 31 日 09JST を対象時刻とした解析結果で、積雪ありの格子を白色で表している。(c) は 2014 年 1 月 31 日を対象日とした合成画像で、積雪被覆率は図右下に示すカラーバーにしたがって塗り分けている。背景は同衛星による合成可視画像である。

つ前述の放射冷却が起こりやすい地域で観測より気温を低く予想している地点が目立ち、中には 5 度以上低く予想している地点もある。これに対して改良後実験では、福井県や長野県を中心に改良前実験よりも「積雪なし」の地域が広がっており、これと対応して地上気温予測誤差も小さくなっている。

改良後で誤差が小さくなった典型例として図 2.2.6 でアメダス信州新町の地点における地上気温予測の時系列を比較する。緑線は改良前実験、赤線は改良後実験を表し、観測された気温 (黒線) を重ねた。観測では夜間の放射冷却により地上気温が低下しており、15 日 00JST は -8.6°C である。改良前実験は観測に比べて気温低下率が非常に大きく、同時刻の気温予想は -14.7°C となっている。これに対して改良後実験は、夜間の気温低下率は実況に近く、誤差も改良前実験から比べて大幅に縮小している。改良前実験で地上気温を低く予想しすぎたことについては、雲量や風速が実況をよく再現していたことを踏まえると (図略)、第 2.2.3 項で説明したとおり、アメダス信州新町地点周辺の格子が「雪あり」となったことによって地表面が冷えやすくなったことが、主要因であると考えられる。当該アメダス地点では積雪深観測を行っていないため実際の積雪の有無はわからないが、予測気温が改良後実験で観測に近づいたことから、改良後実験の積雪域はより現実に近い分布となっていると推定できる。

2.2.6 高度化した積雪域解析を用いた MSM の精度評価

積雪域解析の改良を業務化することを目的として、MSM の予測精度を評価するためのサイクル試験を行った。試験期間は 2014 年 1 月 8 日から 2014 年 2 月 28 日まで⁶ で、同期間を検証対象期間とした。

図 2.2.7 は上記試験期間について、改良前試験と改良後試験それぞれについての、地上気温予測値検証結果 (対地上観測の平均誤差と平方根平均二乗誤差) を表す。両実験はともに、夜間の気温予測が低い傾向があるが、改良後試験では改良前試験に比べて平均誤差が小さくなっていることがわかる。また、平方根平均二乗誤差も小さくなっており、これらは、夜間の気温予測精度が改善していることを示している。

地上気温予測誤差の大きい地点数について改良前後での差を図 2.2.8 に示す。MSM で地上気温を 5 度以上低く予測した地点数が、ほぼすべての検証対象予測において減少し、最大で 21 地点の減少に及ぶなど、大幅に低い予測をする地点が少なくなることがわかる。

その他の地上要素 (風速、比湿) 降水検証 (対解析雨量)、高層検証 (対ゾンデ観測) についても確認したが、ほとんど差は見られなかった⁷。なお、ガイダンスへの影響を調べるために、本試験結果を用いて作成したガイダンスを精度検証した結果、MSM 気温ガイ

⁶ 本改良は積雪時期にのみ影響が出るため、積雪のない夏期の試験は実施していない。

⁷ 本改良の影響が地上付近に限定された要因は以下のように考える。冬季、特に雪面と接する大気は安定であることが多い。そのため、境界層輸送による影響の上方への伝播が起こりにくいことが一因と考えられる。また、今回改良を適用したのは日本域のみであるため、冬季の天候を支配する大陸高気圧や海上の低気圧に対して直接影響を与えなかった (間接的にしても前述の要因などから影響は小さかった) ことも要因の一つと考える。

⁵ https://earthdata.nasa.gov/labs/worldview/?p=geographic&l=MODIS_Aqua_CorrectedReflectance_TrueColor,MODIS_Terra_CorrectedReflectance_TrueColor,MODIS_Aqua_Snow_Cover&t=2014-01-31&v=129.60739629687498,32.452039921875006,137.77682989062498,36.147840703125006

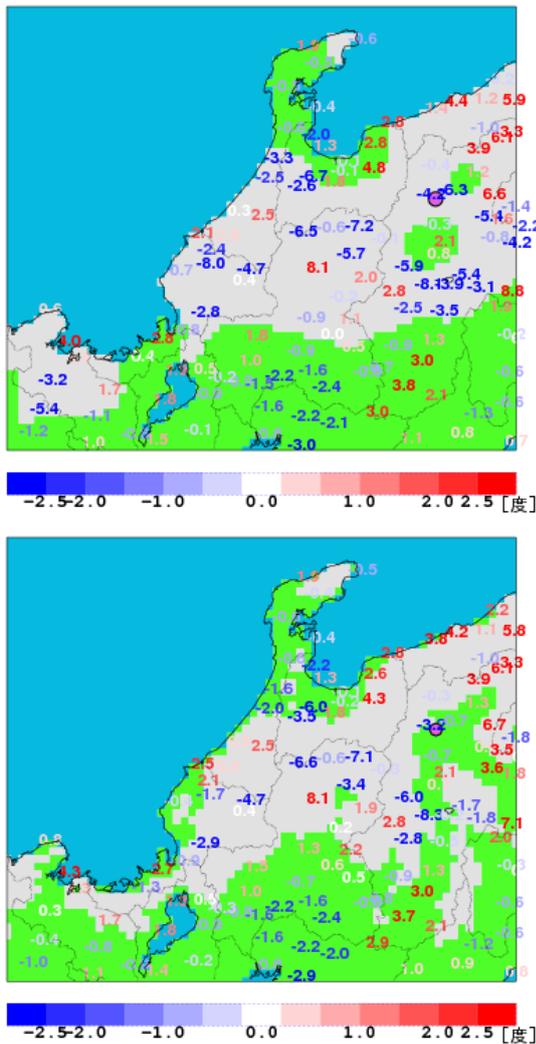


図 2.2.5 2014年1月15日00JSTを対象としたMSM地上気温予測(初期時刻は2014年1月14日12JST)の対アメダス気温誤差分布(誤差を数値でプロット)。上図は改良前実験の結果、下図は改良後実験の結果を表す。背景にMSMの積雪域を白色で表す。桃丸はアメダス信州新町の位置を表す。気温誤差の数値はアメダス地点の右上に表示している。

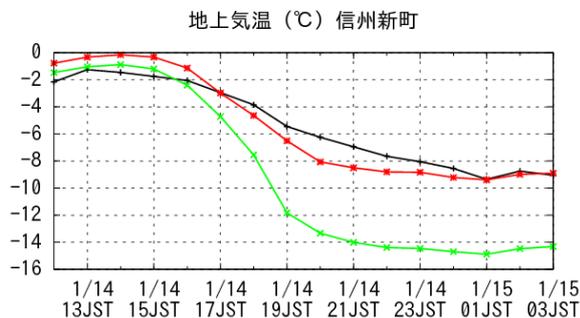


図 2.2.6 図 2.2.5と同じ予測値について、アメダス信州新町における改良前実験(緑線)、改良後実験(赤線)の気温予測時系列。黒線はアメダス信州新町の気温を表す。なお、予測値は標高補正を施したものである(アメダス地点標高に合わせた。減率は0.0065 K/mを仮定。)

ダンスについては本試験で得られた結果と同様、夜間の気温にわずかな改善が見られた。その他のMSM地上気温の予測特性の変化が影響する可能性のあるガイダンス(降雪量ガイダンスなど)についても確認したが、ほとんど差が見られなかった(図略)。

サイクル試験期間の事例について調べたところ、今回の改良により地上気温の改善が確認できた地域は、多雪地帯における積雪域の縁辺付近(東北地方太平洋側など)や、南岸低気圧などにより一時的に積雪が起こる地域(例えば2014年2月14日の南岸低気圧通過事例における関東平野)、観測点が少ない地域(東海・中国地方など)で、特に夜間において地上気温誤差の縮小が確認できた。また、観測点が無く、全球積雪深解析でも積雪を表現できていない地域、例えば四国山地や紀伊山地の積雪域が今回の改良で表現できるようになり、一部の地点では、日中の気温予想が上がりすぎていた誤差がこれにより縮小した、という例も見られた(図略)。

2.2.7 予測結果に関する注意点

ここまでで、地表面が積雪で覆われると、地表面の物性が大きく異なることにより地表温度が変化しやすくなり夜間の冷却が強くなること、改良前のMSMでは積雪がある格子で夜間の地上気温を低く予想しすぎる場合があること、今回の積雪域解析の改良によりその誤差の一部が縮小することを示した。

モデルの地上気温予想を解釈する際、「MSMは積雪があると必ず夜間の気温が下がり過ぎる」と考えがちだが、第2.2.3項で説明したとおり、放射冷却が顕著になる条件(夜間に弱風かつ晴天であること)や、モデルにおける積雪がある場合の地表面熱輸送プロセス表現の不完全性などが原因となる場合もあり、一概に判断できないことに注意する必要がある。

例えば、先に示した図2.2.5の新潟県では、積雪域が広がっているにも関わらず、地上気温予測は観測に比べて高くなっている。この地域では積雪観測点が多いため、積雪分布が大きく間違っているとは考えにくい。本事例のこの地域でMSMの予想気温があまり下がっていないのは、新潟県上空に中・下層雲を予想しており(図略)、この雲からの長波放射により地表面が冷えにくくなっているためである。しかし、衛星画像などではそのような雲は確認できないため、現実には放射冷却が卓越していると考えられる⁸。モデルの予想結果を解釈するには地表面状態だけでなく上空大気の状態など様々な面を確認して考察することが重要である。

一方、岐阜県北部では、モデルでも実況でも雲域が

⁸ これとは逆に、実況で雲がかかっているのにモデルではその雲を表現できず、気温が低下しすぎた、という例もあるので注意が必要である。

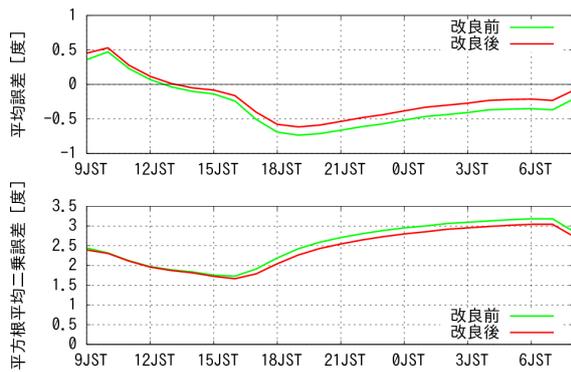


図 2.2.7 2014 年 1 月 8 日から 2 月 28 日における MSM の地上気温予測値の地上気温観測に対する検証結果（緑：改良前試験、赤：改良後試験）。上が平均誤差、下が平方根平均二乗誤差を表す。検証は予測対象時刻別に行った（横軸）。

なく風も弱く、上空大気の状態はモデルでよく再現出来ていると考えられるが、地上気温は実況より低く予想している。この地域も実際は積雪がなかったとは考えにくく、積雪がある場合の地表面熱輸送プロセスの表現や積雪の格子内不均一性、地表面パラメータなどが不完全であるためではないかと考えられる。

このように、地上気温予測誤差が生まれる原因は様々で、さらにはこれらが組み合わさって誤差が相殺される場合もあり複雑である。今回の改良によって、積雪の有無が原因となって現れていた地上気温予測の誤差が改善する。一方で、積雪が実際もあると考えられる場所での低温誤差や、雲などの外的要因による誤差は今回の改良では縮小しないことに注意していただきたい。

2.2.8 まとめと課題

MSM の冬季地上気温予測の精度改善を目的として、MSM の積雪域がより現実的になるようにメソ解析における積雪域の解析手法を高度化し、現業システムに適用した。今回の改良では積雪域が従来に比べてより現実的な分布になった地域で予測精度が改善する。

一方、多雪地帯など改良前後で積雪域が変わらない地域での予報結果はほとんど変わらない。これを改善するために、誤差が顕著に現れている地点を抽出し、モデルで起こっているプロセスを解明することを手始めに、現在の簡易的なモデルに足りないと思われるプロセスを組み込んでいく、という開発方針を立てている。

また、積雪分布の表現についてもまだ課題はある。オフライン陸面モデルを用いて積雪深を計算するにあたり、中国大陸など解析雨量の範囲外の領域では MSM の降水量をそのまま用いて予測するが、そのままの MSM 予測降水量の精度は保証できていない。また大陸上の積雪観測点は少ないことから、積雪深解析で十分に修正することもできない。そのため、日本域外の積雪分布は、従来のまま、全球積雪深解析値を用いて

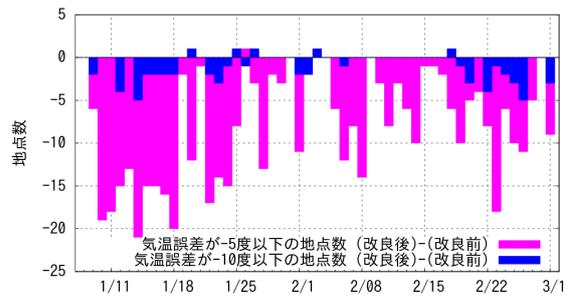


図 2.2.8 2014 年 1 月 8 日から 2 月 28 日における 12JST を初期時刻とする MSM の 12 時間予測（対象時刻は翌日 00JST）について、地上気温観測点における気温予測が、観測に比べて 5 度以上（紫色）及び 10 度以上（青色）低く予測された地点数の本改良による変化（改良後実験の地点数から改良前実験の地点数を引いたもの）。横軸は予測対象時刻を表す。

決めることにした。積雪の有無は地表面から大気への熱輸送を大きく変えるため、大陸起源の擾乱や冬型時の大陸の高気圧、寒気吹き出しの表現などにも影響する可能性がある。大陸上の積雪域の解析精度向上も開発課題の一つであり、今後は、衛星観測などを利用した積雪解析を視野に入れていく予定である。

参考文献

- 氏家将志, 草開浩, 2010: オフライン陸面モデル. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 116–123.
- 草開浩, 森安聡嗣, 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.
- 中村貴, 2009: 全球積雪深解析. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 11–14.
- 原旅人, 2008: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第 54 号, 気象庁予報部, 166–193.
- 古市豊, 2009: 最大降雪量ガイドダンス. 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: 降雪ガイド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.
- Brasnett, B., 1999: A global analysis of snow depth for numerical weather prediction. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 726–740.
- Kusabiraki, H., 2013: Offline validation of a multi-layer snow scheme for a new land surface model in the operational regional NWP model at JMA. *13th EMS Annual Meeting and 11th European Conference on Applications of Meteorology, Reading, United Kingdom*, URL http://presentations.copernicus.org/EMS2013-368_presentation.pdf.

第3章 観測データ利用の改良

3.1 台風ポーガス作成手法の改良¹

3.1.1 はじめに

解析に利用される観測データ数は年々増加している。しかしながら、台風の存在する熱帯海洋上では依然として解析における観測データの利用が十分でなく、台風周辺で常に精度の良い解析値を得ることは難しいのが現状である(高坂 2015)。このため、気象庁の全球解析及びメソ解析では、台風周辺における初期値精度向上を図るため、予報課の台風予報作業担当者から提供される台風情報に基づいて作成した典型的な台風構造(台風ポーガス)を解析値に反映させてきた。台風ポーガスについての詳細は、大野木(1997)、小泉(2003)、新堀(2005)等を参照いただきたい。

2014年9月に数値予報システムの計算安定性の確保及び更なる初期値精度の向上を目指して、全球解析において台風ポーガス作成手法の改良を現業化した。本節では改良の概要と予測精度に及ぼす影響について説明する。

3.1.2 2014年9月に行った改良の概要

(1) 台風ポーガス中心気圧の制限方法の変更及びグロスエラーチェックの導入

台風ポーガスデータは他の観測データと異なり、データ作成後の品質管理が行われることなく、解析ですべて使用されてきた。台風ポーガスデータの利用は、多くの場合、台風周辺の初期値精度の向上に寄与する。しかしながら、D値(観測値と第一推定値の差)の絶対値が極端に大きなデータが作成されることがあり、これが解析で利用されることにより非常に大きな解析インクリメント(解析値と第一推定値の差)となり、稀に数値予報システムの計算安定性が低下することが判明した。これを防ぐため、D値の絶対値が極端に大きなデータが解析に使用されないようにする変更を行った。変更の概要は以下の通りである。

これまでは台風ポーガスデータ作成処理における中心気圧の制限として、台風ポーガスの中心気圧と第一推定値の中心気圧の差(図3.1.1のA)が一定の閾値以上小さくならないという条件を設けていた。しかし、この条件には以下のような問題点がある。

- 台風情報の台風中心位置と第一推定値の台風中心位置にずれがある場合にD値の絶対値が大きくなりうる。
- 台風ポーガスの中心気圧が第一推定値の中心気圧より高い場合には制限がなく、台風情報の中心気圧の方が第一推定値の中心気圧よりも高い場合等に正の大きなD値となりうる。
- 台風中心以外の海面更正気圧データ、及び風のデー

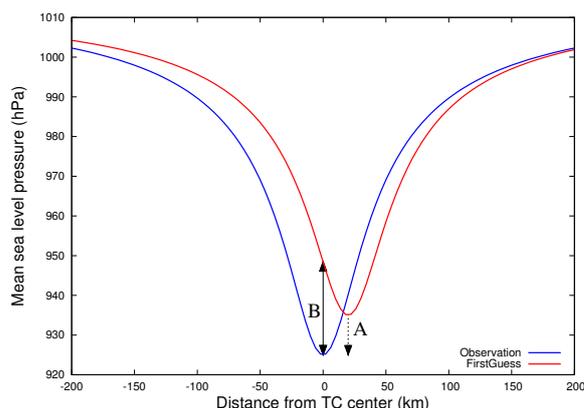


図 3.1.1 台風ポーガスの中心気圧についての制限方法の模式図。縦軸は海面更正気圧 [hPa]、横軸は台風情報の台風中心位置と第一推定値の台風中心位置を通る座標軸 [km]。青線は台風ポーガスの海面更正気圧、赤線は第一推定値の海面更正気圧である。

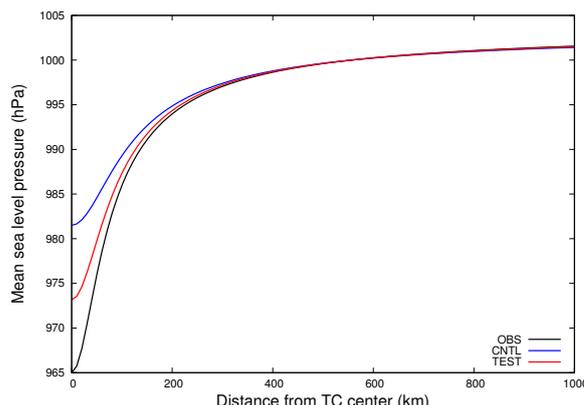


図 3.1.2 中心気圧修正処理の変更による台風ポーガスプロファイルの変化例。縦軸は海面更正気圧 [hPa]、横軸は台風情報の台風中心位置からの距離 [km]。黒線は台風情報から推測される海面更正気圧のプロファイル、青線が変更前の台風ポーガスプロファイル、赤線が変更後の台風ポーガスプロファイル。

タに制限がないため、D値の絶対値が大きくなりうる。

これらの問題を解決するため、上述の中心気圧についての制限を、台風情報の台風中心位置における海面更正気圧データのD値の絶対値(図3.1.1のB)が一定の閾値を超えないという条件に変更した。また、台風ポーガスデータ作成後の品質管理としてグロスエラーチェック(佐藤 2012)を導入することにより、D値の絶対値が極端に大きな台風ポーガスデータが解析に利用されないようにした。

¹ 高坂 裕貴

(2) 中心気圧修正処理の変更

現実大気の台風中心付近では気圧傾度が大きな（シャープな）構造となっていることから、多くの場合、全球解析が想定する解析インクリメントの水平構造に対して台風中心付近での D 値の空間変動スケールの方が小さい。このような空間的に急激に変化する D 値に対して低分解能のインナーモデルを用いて解析を行うと、解像度が不足することによって初期値に大きな誤差が生じる恐れがある（岡垣 2010）。これを防ぐため、台風ボーガスプロファイルが過度にシャープな構造とならないように調整している。具体的には、台風ボーガスが表現する気圧分布の変動スケール²がインナーモデルの水平格子間隔よりも小さくならないようにしている。この処理における気圧分布の変動スケールの下限値を、約 80 km から現在のインナーモデルの水平格子間隔である約 55 km に更新した。これにより、気圧分布の変動スケールが大きい台風で、台風ボーガスプロファイルは変更前に比べて中心付近でよりシャープな構造となった（図 3.1.2）。以下、この変更により台風ボーガスプロファイルが変化した台風を「シャープな台風」、変化しなかった台風を「それ以外の台風」と呼ぶことにする。

3.1.3 改良によるインパクト

第 3.1.2 項の変更による影響を見るため、全球数値予報システムによるサイクル実験を実施した。実験期間は 2013 年 6 月 20 日から 2013 年 10 月 11 日であり、この期間には台風第 4 号から台風第 26 号までの 23 個の台風が発生している。以下、2014 年 4 月時点の現業数値予報システムによる実験を CNTL、CNTL に台風ボーガスの改良を加えた実験を TEST とする。

(1) 解析値への影響

図 3.1.3 は台風第 23 号と台風第 20 号の事例における解析値での台風中心気圧の時系列である。初めに台風第 23 号の事例について見ると、10 月 2 日 00UTC 以降の期間で TEST の方が CNTL よりも中心気圧が低く表現されていることが分かる。これは第 3.1.2 項 (2) の処理における気圧分布の変動スケールの下限値の変更により、TEST は CNTL よりもシャープな構造が台風ボーガスとして与えられるようになったためである。

次に台風第 20 号の事例について見ると、台風第 23 号の事例とは異なり CNTL と TEST で解析値での中心気圧の値に差は見られない。この違いは両者の台風構造の違いに起因している。図 3.1.4 に示したように、台風第 20 号は台風第 23 号よりも台風構造がシャープではなかったため、CNTL、TEST 共に第 3.1.2 項 (2) の調整自体が行われなかった。すなわち、与えられた台風ボーガスデータは CNTL と TEST で同一である。

このように、今回の変更は台風がシャープな構造で

² 高坂 (2009) の式 (3.3.1) の R_0 のことを指しており、 R_0 が小さいほど中心付近の気圧傾度が大きい台風構造となる。

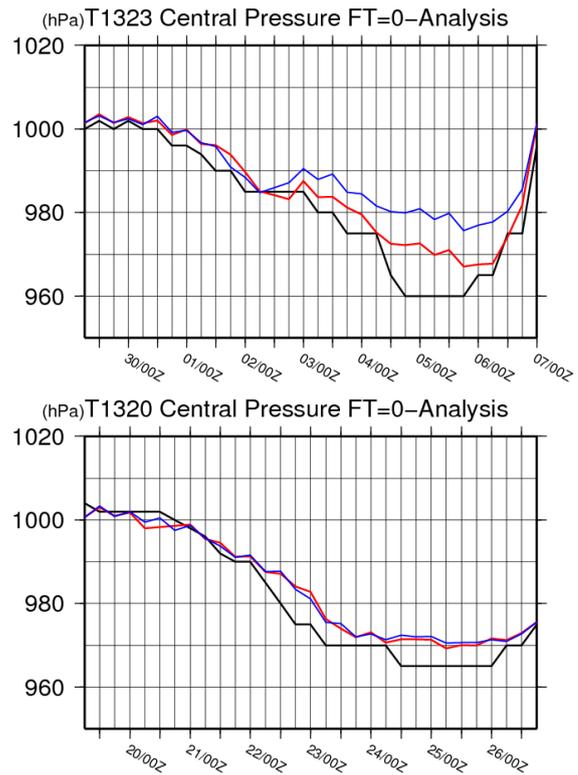


図 3.1.3 解析値での台風中心気圧の時系列。上が台風第 23 号の事例、下が台風第 20 号の事例。黒線がベストトラック、青線が CNTL、赤線が TEST。期間は上が 2013 年 9 月 29 日から 10 月 7 日、下が 2013 年 9 月 19 日から 9 月 26 日。

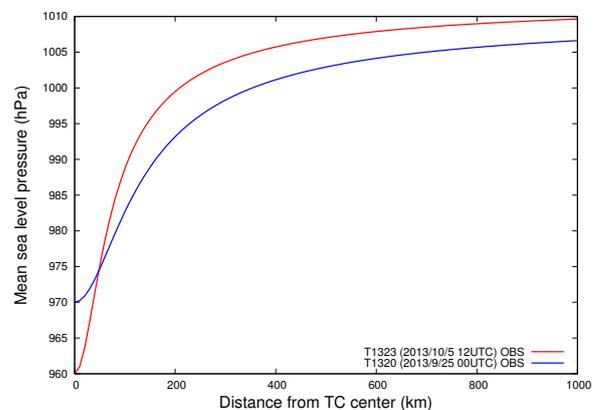


図 3.1.4 台風情報から推測される海面更正気圧プロファイルの違い。縦軸は海面更正気圧 [hPa]、横軸は台風情報の台風中心位置からの距離 [km]。赤線が 2013 年 10 月 5 日 12UTC の台風第 23 号の事例、青線が 2013 年 9 月 25 日 00UTC の台風第 20 号の事例。

ある場合に台風ボーガスデータに差が生じるものであり、それ以外の場合には解析値の特性は同一である。なお、第 3.1.2 項 (1) における台風ボーガス中心気圧の制限やグロスエラーチェックによるリジェクトが適用された事例はほとんどなく、適用された事例においても、数値予報システムの計算安定性が低下していない

こと、及び本変更が解析値に与えた影響が小さかったことを確認している。

(2) 予測値への影響

図 3.1.5 は実験期間中に発生した台風を対象とした台風進路予測誤差である。検証には事後解析による台風経路確定値（気象庁ベストトラックデータ）を実況値として用いた。また、第 3.1.2 項 (2) の変更による影響を見るため、シャープな台風事例とそれ以外の台風事例に分けて検証を行った。シャープな台風事例において台風進路予測誤差が有意に改善しており、特に予報後半にかけての誤差の拡大が軽減していることが分かる。一方で、それ以外の台風事例では台風進路予測誤差は中立となっている。

この違いを詳しく分析するために、梅津ほか (2013) と同様に、進路予測誤差をベストトラックの進行方向に沿った成分（Along Track Error, 以下 AT 成分）と直交する成分（Cross Track Error, 以下 CT 成分）に分解して検証を行った。図 3.1.6 は AT 成分の平均進路予測誤差である。シャープな台風事例に対する検証結果では、CNTL, TEST 共に AT 成分の平均誤差が負、すなわち実況よりも台風の進行速度が遅い傾向（スローバイアス）が見られるが、TEST は CNTL よりもこの傾向が緩和していることが分かる。この結果は、最大風速や最大風速半径が大きい構造の台風ほどベータ効果による移動速度が速くなることを示した Chan and Williams (1987) と矛盾がなく、このスローバイアスの改善が図 3.1.5 の台風進路予測誤差の改善をもたらしたと考えられる。一方で、それ以外の台風事例では AT 成分の平均進路予測誤差にほとんど差が見られず、変更前後で予測特性に変化は見られない。これは、変更前後で台風ポーガスプロファイルに変化がないことから妥当な結果と言える。なお、CT 成分の平均進路予測誤差には、シャープな台風事例、それ以外の台風事例共に差は見られなかった。

図 3.1.7 はシャープな台風事例における改善例である。台風の進行方向について見ると、CNTL, TEST 共に実況と比べて目立った差は見られない。しかし、台風の進行速度に着目すると、CNTL, TEST 共に実況と比べて遅いが、TEST は CNTL に比べてこの傾向が緩和されていることが分かる。

3.1.4 まとめ

2014 年 9 月に全球解析において、台風ポーガス作成処理の改良を現業化した。これは極端に大きな D 値の台風ポーガスデータを解析で利用しなくすることによる数値予報システムの計算安定性の確保、及び中心気圧修正処理の変更によるシャープな台風事例での予測精度の向上を目的としている。実験の結果、数値予報システムの計算安定性が低下する事例がないこと、及びシャープな台風事例においてスローバイアスの軽減に伴い台風進路予測誤差が改善することが確認された。

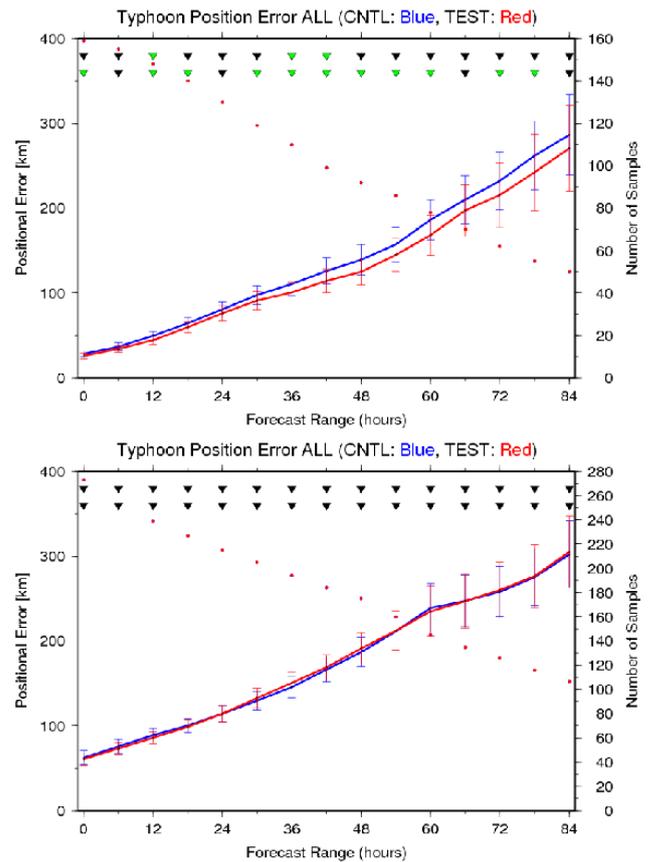


図 3.1.5 実験期間中に発生した台風を対象とした台風進路予測誤差。上はシャープな台風事例を対象とした台風進路予測誤差、下はそれ以外の台風事例を対象とした台風進路予測誤差。それぞれの図で、横軸は予報時間 [h]、左縦軸は台風進路予測誤差 [km]、右縦軸はサンプル数。青線が CNTL、赤線が TEST、点はサンプル数である。エラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95% 信頼区間で、グラフ上方の三角形のうち緑色のものは統計的に有意であることを意味している（上の三角形がデータ系列の相関を考慮した場合、下の三角形が相関を考慮しない場合）。

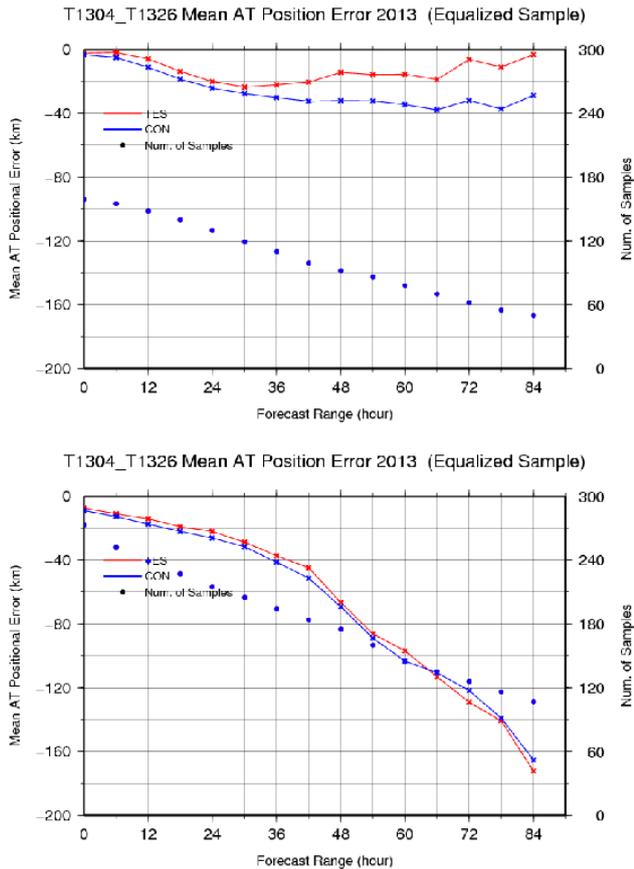


図 3.1.6 AT 成分の平均進路予測誤差。上はシャープな台風事例を対象とした AT 成分の平均進路予測誤差、下はそれ以外の台風事例を対象とした AT 成分の平均進路予測誤差。横軸は予報時間 [h]、左縦軸は AT 成分の平均進路予測誤差 [km]、右縦軸はサンプル数。青線が CNTL、赤線が TEST、点はサンプル数を示している。

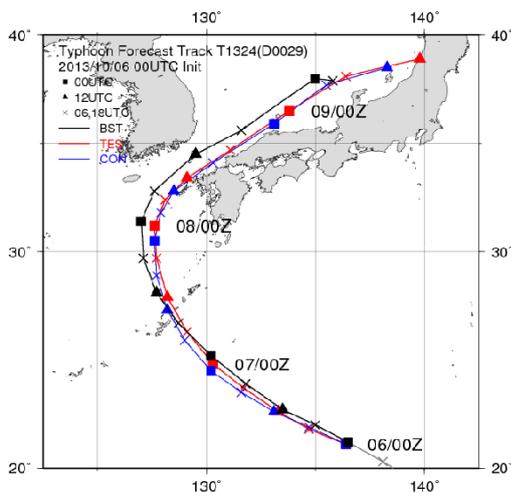


図 3.1.7 2013 年 10 月 6 日 00UTC 初期値の台風第 24 号の台風進路予測結果。黒線がベストトラック、青線が CNTL、赤線が TEST を示している。

参考文献

梅津浩典, 森安聡嗣, 2013: WGNE 熱帯低気圧検証. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 98-111.

大野木和敏, 1997: 台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊第 43 号, 気象庁予報部, 52-61.

岡垣晶, 2010: 全球解析における台風ボーガスの改良. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48-52.

小泉耕, 2003: メソ・領域解析の台風ボーガス. 平成 15 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 13-16.

高坂裕貴, 2009: 擬似観測型台風ボーガスの配置変更. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 57-60.

高坂裕貴, 2015: 台風ボーガスの改良. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 22-25.

佐藤芳昭, 2012: 観測データと品質管理. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8-17.

新堀敏基, 2005: 全球 4 次元変分法の台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 106-110.

Chan, J. C. L. and R. T. Williams, 1987: Analytical and Numerical Studies of the Beta-Effect in Tropical Cyclone Motion. Part I: Zero Mean Flow. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1257-1265.

3.2 マイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR 輝度温度データの利用開始¹

3.2.1 はじめに

マイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR² の輝度温度データを気象庁の全球解析で 2015 年 6 月 25 日から利用開始した。本節では、SAPHIR 輝度温度データの同化による解析値、予測値への影響について解説し、日本付近の気象予測に大きな違いが見られた事例を紹介する。

3.2.2 SAPHIR 輝度温度データ

SAPHIR は、フランス国立宇宙研究センターとインド宇宙機関が共同開発し、2011 年 10 月に打ち上げた地球観測衛星 Megha-Tropiques³ (以下、MT 衛星; Roca et al. 2015) に搭載されたマイクロ波水蒸気サウンダである。MT 衛星は、軌道傾斜角 (赤道面と衛星の軌道が成す角度) 20 度で地球を周回し、緯度 30 度より低緯度の熱帯域を観測する。MT 衛星に搭載された SAPHIR は、地球大気や地表面からのマイクロ波放射 (輝度温度) を 183 GHz の水蒸気吸収線付近の 6 つのチャンネルで観測する。観測輝度温度データからは、対流圏の雲のない領域での水蒸気鉛直分布情報が得られる。全球解析では、同種のマイクロ波水蒸気サウンダ MHS の輝度温度データが既に同化されている (岡本 2007)。MHS は、極軌道衛星 (米国の NOAA 衛星や欧州の Metop 衛星) に搭載され、同様にマイクロ波放射の 183 GHz の水蒸気吸収線を利用し水蒸気鉛直分布を観測する。MHS は極軌道衛星、SAPHIR は熱帯域周回衛星に搭載されているため、互いに観測領域を補完する (図 3.2.1)。

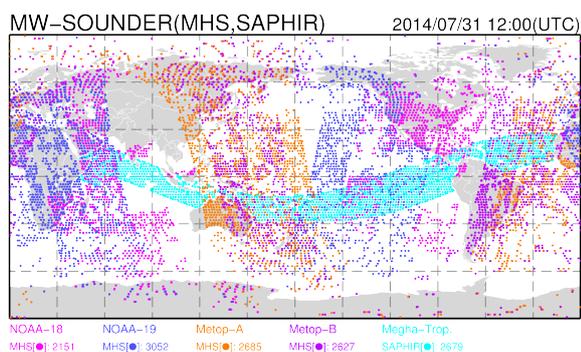


図 3.2.1 2014 年 7 月 31 日 12UTC の解析に利用されたマイクロ波水蒸気サウンダの輝度温度データの分布。水色は Megha-Tropiques 衛星の SAPHIR、桃色、青色、橙色、紫色は、NOAA-18 衛星、NOAA-19 衛星、Metop-A 衛星、Metop-B 衛星の MHS のデータをそれぞれ示す。図の下の数字は、それぞれの利用データ数を表す。

¹ 計盛 正博

² Sondeur Atmosphérique du Profil d Humidité Intertropicale par Radiométrie (仏語)

³ Megha はサンスクリット語で雲、Tropiques は仏語で熱帯を意味する。

表 3.2.1 SAPHIR と MHS のチャンネル番号と観測周波数 (GHz) の関係

SAPHIR		MHS	
チャンネル番号	観測周波数 (GHz)	チャンネル番号	観測周波数 (GHz)
		1	89.0
		2	157.0
1	183.31 ± 0.2	3	183.311±1
2	183.31 ± 1.1	4	183.311±3
3	183.31 ± 2.8		
4	183.31 ± 4.2	5	183.311±7
5	183.31 ± 6.8		
6	183.31 ± 11.0		

表 3.2.1 に SAPHIR と MHS のチャンネル番号と観測周波数を示す。SAPHIR は、MHS のチャンネルに近い周波数での観測チャンネルを持っている。更に MHS には無いチャンネルを持ち、より高いスペクトル分解能で観測が可能である。SAPHIR の 6 つのチャンネルを用いることでより高い鉛直分解能で水蒸気の情報得られると期待できる。各チャンネルが、どの高度に感度があるかを示す荷重関数については、計盛 (2015) を参照願いたい。

3.2.3 データの品質管理

現在の全球解析での輝度温度データ同化では、晴天域のみのデータが同化されており、雲・降水粒子の影響を受けた輝度温度データの同化は行われていない。

輝度温度データ同化では、数値予報モデルが出力する大気プロファイルを入力として放射伝達計算を行い輝度温度を求める。現在の晴天域の輝度温度データ同化では、雲や降水粒子が存在しないことを前提としているため、気温、水蒸気プロファイルは放射計算に入力するが、数値予報モデルの雲や降水粒子のプロファイルは用いない。このため雲や降水粒子の影響を受けたデータが誤って同化されると、雲や降水粒子の影響が、気温や水蒸気の影響として評価され、不自然な解析インクリメントが生じ、解析精度にも悪影響を及ぼす恐れがある。これを避けるため雲や降水粒子の影響を受けた SAPHIR 輝度温度データを事前に除き、晴天域データだけを同化する。

放射計算の入力データとして、高精度の地表面温度、地表面射出率も与える必要があるが、現時点では、陸域において大気の水蒸気、気温の情報を取り出すために十分な精度の陸面温度、陸面射出率を求めることは難しい。MHS では、チャンネル 1, 2 の計算輝度温度を観測輝度温度と比較することで入力した陸面温度、陸面射出率の精度をある程度評価できるため、陸域のデータも利用可能であるが、SAPHIR には、これらに対応するチャンネルが無いいため同じ手法は使えない。このため陸域のデータは使用せず、海上データのみを利用する。

3.2.4 データ同化実験

新規データを現業システムで利用する際には事前にデータ同化による影響を十分調査しておくことが重要である。SAPHIR 輝度温度データの全球解析での利用を想定し 2013 年 12 月 4 日～2014 年 4 月 11 日、2014 年 6 月 10 日～10 月 11 日の期間（それぞれ北半球の冬、夏を含む約 4 か月間。以下、冬実験、夏実験と称する。）を対象に同化実験を行った。実験には、2014 年 9 月 4 日時点での数値予報ルーチンと同等のシステムを用い、基準となるコントロール実験 (CNTL) は、現業システムと同じ観測データセットと数値予報解析システムを用いたもの、テスト (TEST) は、CNTL に SAPHIR 輝度温度データを追加したものである。TEST と CNTL の比較から SAPHIR 輝度温度データを追加した場合の影響がわかる。

(1) 解析値と第一推定値への影響

SAPHIR 輝度温度データは水蒸気に関する情報を持つことから、データ同化により作成される解析値の水蒸気場の分布を改善することが期待される。図 3.2.2 は、実験で得られた解析値の水蒸気量 (比湿) の TEST と CNTL の差の帯状平均鉛直断面図である。冬実験、夏実験ともに SAPHIR 輝度温度データが同化された TEST において熱帯域で解析値の水蒸気量が増加することがわかった。現在の global 解析値、予測値には、対流圏中層で現実よりも乾燥しすぎる傾向がある (金浜 2014)。ラジオゾンデの観測 (比湿) に対し、解析値、予測値は、中層 700 hPa 付近を中心に 0.5～0.7 g/kg 程度乾燥している。図 3.2.2 に示された水蒸気量の増加は、この乾燥バイアスを軽減させる方向である。しかし、変化量は 0.01～0.05 g/kg 程度であり、元々ある乾燥バイアスの絶対量に比べると小さい。他の要素 (気温、高度、風) については、平均解析場ではほとんど差は見られなかった。

解析値作成の基となる前の初期時刻の予測値である第一推定値への影響は、既存の観測値と第一推定値の差 (FG departure) を TEST と CNTL で比較することで知ることができる。ここでは衛星観測輝度温度と、第一推定値の大気プロファイルから放射計算で求めた計算輝度温度の差を FG departure とし、TEST の FG departure の標準偏差が CNTL の FG departure の標準偏差に対してどう変化したかを見る。放射計算には第一推定値の気温、水蒸気のプロファイルが入力されるので、FG departure の変化は、輝度温度データの各チャンネルが感度をもつ高度・領域における気温、水蒸気的第一推定値の変化を示していることになる。

図 3.2.3 に TEST, CNTL で共通に利用されているマイクロ波水蒸気サウンダ MHS、マイクロ波気温サウンダ AMSU-A、マイクロ波イメージャ AMSR2, TMI, SSMIS について、図 3.2.4 に静止気象衛星の晴天放射輝度温度、Metop 衛星搭載のハイパースペクトル赤外

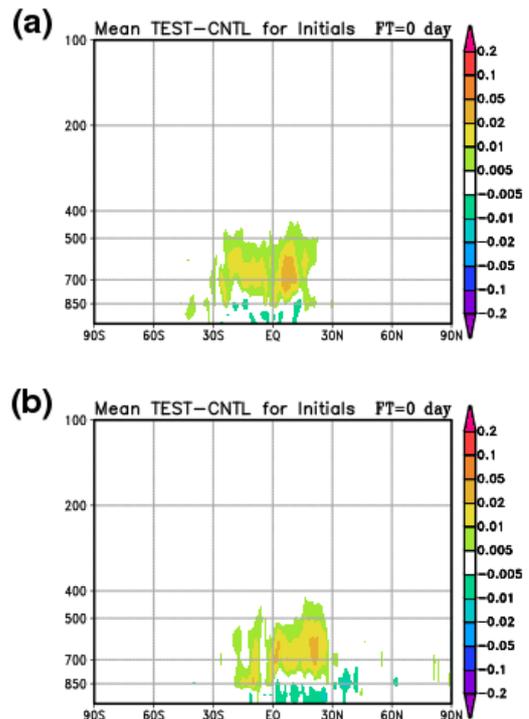


図 3.2.2 比湿の平均解析場の TEST と CNTL の帯状平均差 (TEST-CNTL)。(a) 冬実験、(b) 夏実験。単位は g/kg。横軸は緯度、縦軸は気圧レベル (hPa) を表す。

サウンダ IASI の輝度温度について、チャンネル別、領域別に FG departure の標準偏差の変化を示した。図 3.2.5 には、熱帯域のラジオゾンデの相対湿度データについて結果を示した。一部悪化を示すチャンネルがあるものの熱帯を中心に対流圏の水蒸気に感度のあるチャンネルや高度で TEST の FG departure が減少し、第一推定値が改善していることがわかる。これは、SAPHIR 輝度温度データの同化による第一推定値の水蒸気場の変化が、既存の様々な観測データと整合する方向であることを示している。更に、図 3.2.3 のマイクロ波気温サウンダの AMSU-A の結果、及び図 3.2.4 のハイパースペクトル赤外サウンダ IASI (気温に感度のあるチャンネルのみ同化中) の結果から熱帯の対流圏下層の気温場の変化も整合していることがわかる。SAPHIR 輝度温度データの同化により直接的に影響する物理量は、水蒸気量であるが、サイクル解析や 4 次元変分法同化による数値予報モデルの寄与により気温場も改善したと考えられる。

(2) 予測値への影響

全球解析に新規データを追加した場合、数値予報の基本的な性能を示す指標となる北半球、南半球の 500 hPa 高度場の予測誤差や熱帯域の上層 250 hPa や下層 850 hPa の風の場の予測誤差の変化を確認する必要がある。これらの要素の予測値について初期値に対する誤差を調べたところ、冬実験、夏実験ともに、平均

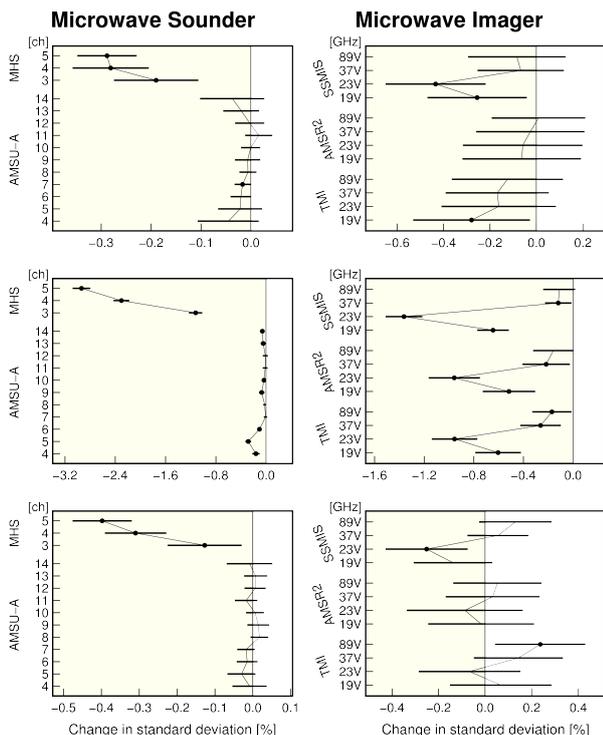


図 3.2.3 実験期間のマイクロ波輝度温度データの FG departure の標準偏差について TEST の CNTL に対する変化。左列が、マイクロ波サウンダ MHS と AMSU-A、右列が、マイクロ波イメージャ SSMIS, AMSR2, TMI についての結果。上段が北半球 (北緯 20 度以北)、中段が熱帯 (緯度 20 度未満)、下段が南半球 (南緯 20 度以南) を表す。横軸は変化率 (%)、縦軸がチャンネル番号を表す。ただし、右列のマイクロ波イメージャについては縦軸に観測周波数と偏波でチャンネルを示す。FG departure の変化が負であることが改善を示す。誤差幅は差の有意判定で用いた 95% の信頼区間、丸印は、統計的に有意な差であることを表す。

的には TEST, CNTL は同等の予測精度であることが確認された (図略)。また、大気中の水蒸気は、熱帯低気圧や台風の発生、発達過程において重要な役割を果たす。そこで、実験期間中に存在した台風の進路予測結果を TEST と CNTL で比較した (図 3.2.6)。これは、実験期間中に存在した台風 16 個についての 200 以上の予測事例による統計結果である。この結果、解析値 (FT=0) での中心位置の解析精度、予報初期 (FT=6) での中心位置の予測精度が改善することがわかった。また 2~3 日先の予測についても統計的に有意な差ではないものの、誤差が減少 (FT=72 で 5 km 程度) する傾向が見られた。

3.2.5 日本付近での気象予測の改善事例

SAPHIR 輝度温度同化による台風進路予測への影響は、すべての台風について改善が見られるものではなかったが、おおむね先に示したように進路予測誤差を減少させる傾向であった。以下では、実験期間中の日本付近の台風の予測について TEST と CNTL の差が特に大きく、改善した事例を示す。2014 年の台風第 11

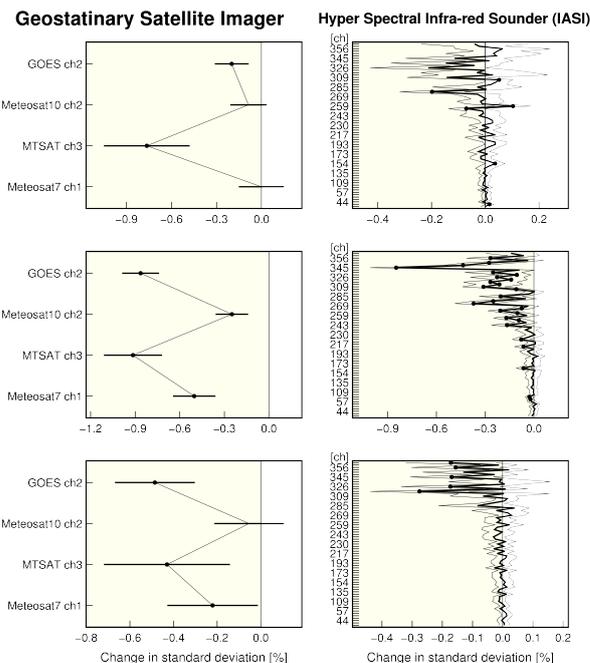


図 3.2.4 図 3.2.3 と同じ。ただし、赤外輝度温度データについての結果。左列は、静止気象衛星 (GOES, Meteosat, MTSAT) の晴天輝度温度、右列は、Metop 衛星 IASI の輝度温度についての結果。誤差幅は細線で示す。IASI は、チャンネル番号 230~360 付近が対流圏の上層~下層の気温に感度があるものに対応する。IASI チャンネル番号と感度のある気圧レベルの対応の詳細は岡本 (2011) の図 2.1.1 を参照。

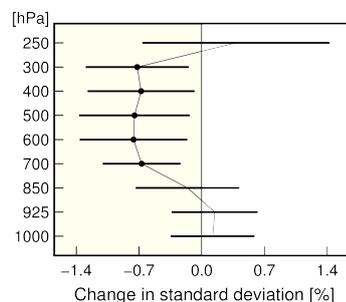


図 3.2.5 実験期間のラジオゾンデの相対湿度データの FG departure の標準偏差について TEST の CNTL に対する変化。熱帯 (緯度 20 度より低緯度) の結果。横軸は %、縦軸は気圧レベル (hPa) を表す。負の値が改善を表す。誤差幅は差の有意判定で用いた 95% の信頼区間を表す。丸印は、統計的に有意な差であることを表す。

号は、7 月 29 日 09JST にマリアナ諸島付近で発生し、強い勢力で日本の南海上を北上し、暴風域を伴って 8 月 7 日に大東島地方に接近した。その後、強い勢力を維持したまま比較的ゆっくりとした速度で北上し、10 日 06JST 過ぎに高知県安芸市付近に上陸し、速度を速めながら四国地方、近畿地方を通過した。その後、暴風域を伴ったまま日本海を北上し、11 日 09JST に日本海北部で温帯低気圧に変わった。この期間、台風周辺の風と高気圧縁辺の風の影響で、南からの暖湿気の流入が継続し、8 月 5 日から 10 日にかけて、前線が西日本

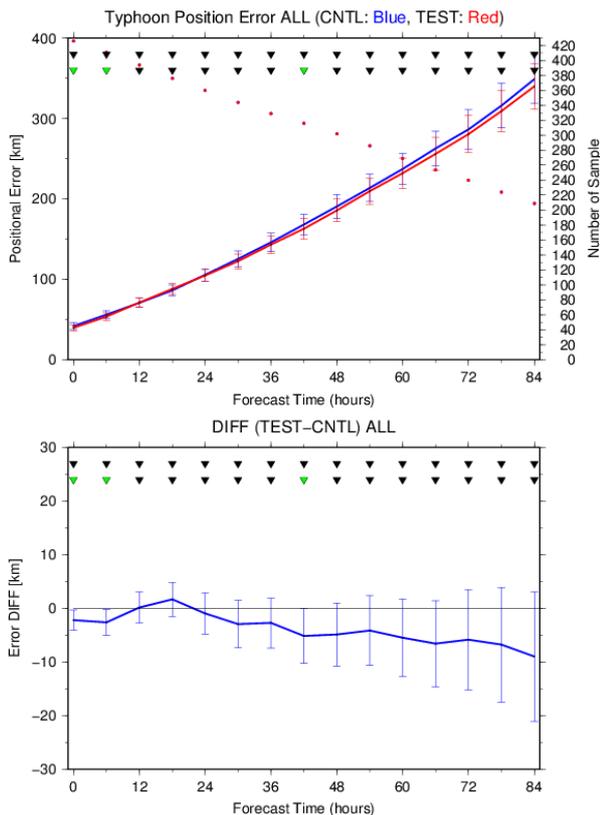


図 3.2.6 実験期間中に存在した台風 (夏実験期間中 12 個、冬実験期間中 4 個) の中心位置予測誤差の比較。検証には気象庁のベストトラックを用いた。上図は台風中心位置の予測誤差 (単位は km)。赤が変更後 (SAPHIR 輝度温度データを利用)、青は変更前 (SAPHIR 輝度温度データを利用していない)。横軸は予報時間 (単位は時間)。赤点はサンプル数 (右軸)。下図は、対応する予報時間での中心位置の予測誤差の差 (赤 - 青)、(単位は km)。負の値が改善を示す。グラフ上方の三角形は上段がデータ系列の相関を考慮した場合、下段が相関を考慮しない場合の有意判定結果を示し、緑は有意、黒は有意でないことを示す。

の日本海側から北日本にかけて停滞し大雨をもたらした。この台風第 11 号について、TEST と CNTL の初期値 (2014 年 8 月 6 日 12UTC) での海面更正気圧とそれらの差を図 3.2.7 に示す。TEST と CNTL の初期値の比較から、解析された台風中心位置に差があり、中心から離れた日本の南の太平洋高気圧の縁にあたる部分にも差が認められる。

図 3.2.8 は、TEST と CNTL の 8 月 6 日 12UTC 初期値からの進路予測の比較である。CNTL では、宮崎県に上陸する予想であったものが、TEST では、高知県に上陸する予測になり実況に近くなっている。また TEST では、北上速度もベストトラックに示される実況に近い予測になっている。初期場で台風中心付近のみならず日本の南の太平洋高気圧の表現にも違いがあったことから、予測値での台風進路に大きく差が生じたと考えられる。

次に台風に伴う降水、風、水蒸気量の予測事例として 8 月 6 日 12UTC 初期値からの FT=72 の予測値に

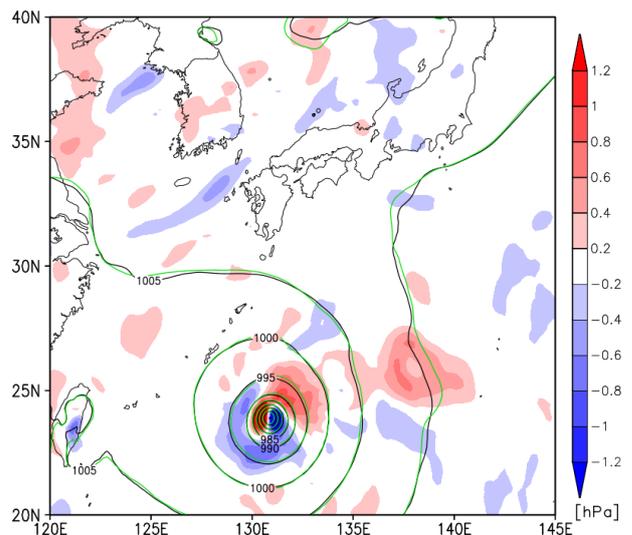


図 3.2.7 TEST と CNTL の初期値 2014 年 8 月 6 日 12UTC での海面更正気圧 (等値線 TEST:黒、CNTL:緑) と TEST と CNTL の海面更正気圧の差 (色)。単位は hPa。

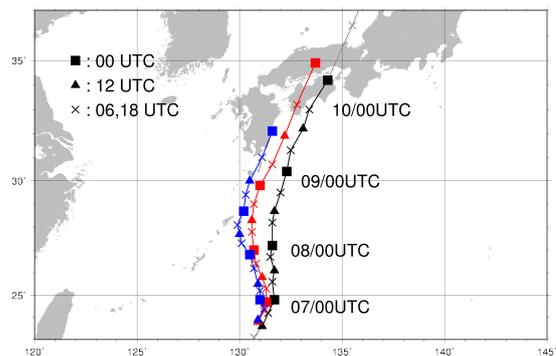


図 3.2.8 2014 年 8 月 6 日 12UTC を初期時刻とする 2014 年台風第 11 号の進路予測結果。青線、赤線は、CNTL、TEST の結果をそれぞれ示す。黒線は、気象庁ベストトラックを示す。図中の凡例で示される印は、台風の中心位置の日時を示す。

について TEST と CNTL の結果を実況 (観測データ) と比較した (図 3.2.9)。降水予測については解析雨量、地上風予測についてはマイクロ波散乱計 ASCAT の風、水蒸気量 (可降水量) 予測についてはマイクロ波放射計 AMSR2 の可降水量と比較した結果である。台風に伴う降水について、TEST の方が台風本体の北上速度が実況に近いことから九州から四国の大雨がより適切に予測できている。地上風の予測は、TEST では台風中心付近の暴風域や、台風接近による日本海側での海上風の強まり (12 m/s 以上) が適切に予測できている。また強雨をもたらす高い水蒸気量の流入は、領域・時刻とも TEST の方がより実況値に近い予測となっている。SAPHIR 輝度温度のデータ同化により、台風中心位置やその周辺の水蒸気や気温の解析値の精度が向上し、上記の物理量の予測精度の改善につながった例である。

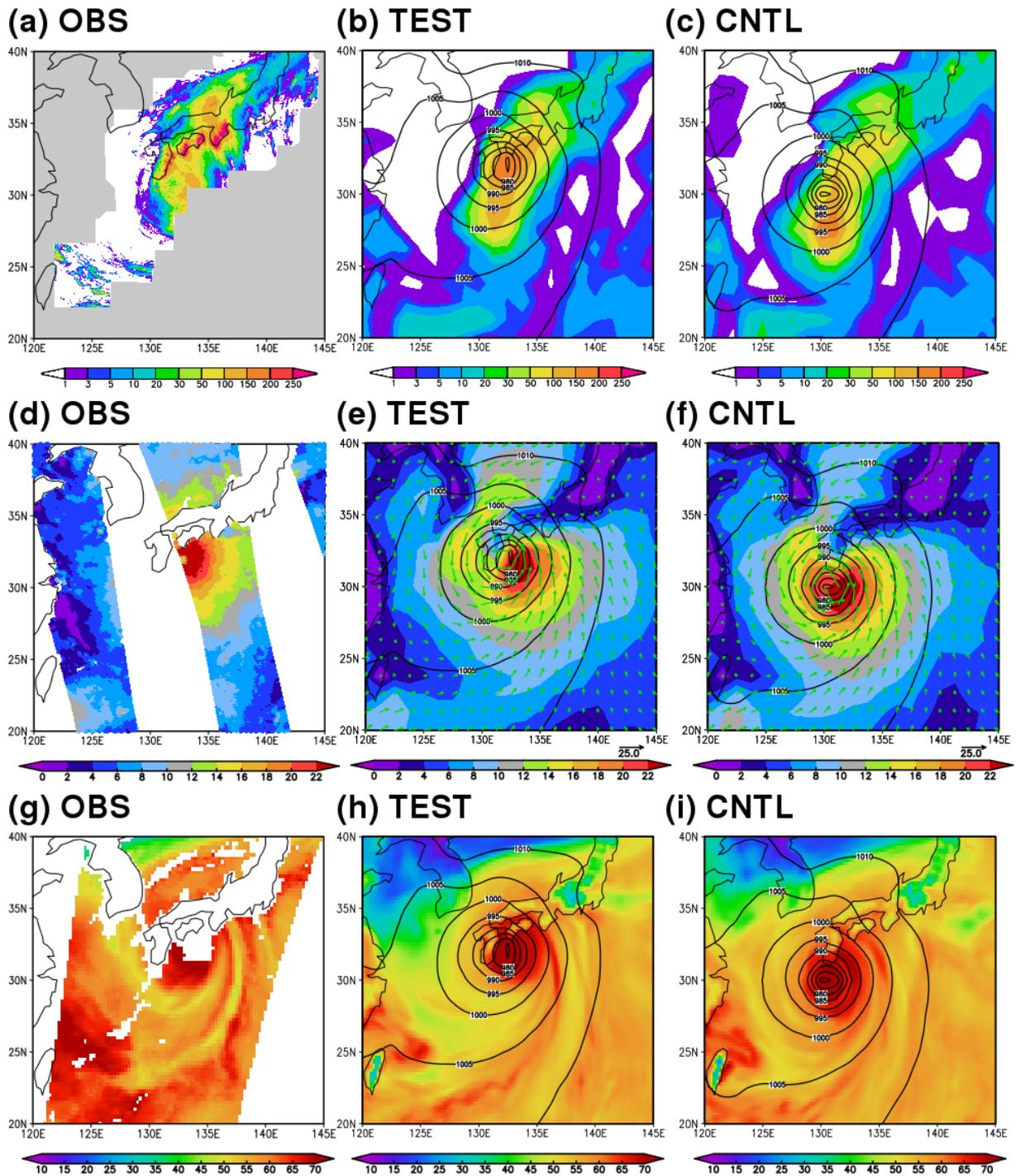


図 3.2.9 2014 年台風第 11 号について観測データ (OBS) と TEST と CNTL の予測値。対象時刻は、2014 年 8 月 9 日 12UTC。上段: (a) 解析雨量による前 24 時間降水量、灰色は観測不可能な領域を示す。(b), (c) は、それぞれ TEST, CNTL の FT=72 での前 24 時間降水量予測と海面更正気圧予測値、色は降水量 (mm)、等値線は海面更正気圧 (hPa) を表す。中段: (d) マイクロ波散乱計 ASCAT の海上風速データ (2014 年 8 月 9 日 11:40UTC 頃の観測)、(e), (f) は、それぞれ TEST, CNTL の FT=72 での地上風予測値と海面更正気圧予測値、色は風速 (m/s)、矢印は風ベクトル、等値線は海面更正気圧 (hPa) を表す。下段: (g) マイクロ波放射計 AMSR2 の可降水量データ (2014 年 8 月 9 日 13:30UTC 頃の観測)、(h), (i) は、それぞれ TEST, CNTL の FT=72 での可降水量予測値と海面更正気圧予測値、色は可降水量 (mm)、等値線は海面更正気圧 (hPa) を表す。

3.2.6 まとめ

この節では、マイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR の輝度温度データ同化による解析値、予測値への影響について述べた。現業利用に先立って行われた影響調査の実験結果から、SAPHIR 輝度温度データの同化により、解析値で熱帯域の水蒸気量が経度平均で 0.01 ~ 0.05 g/kg 程度増加することがわかった。これは現在の全球解析値や予測値にある中層の乾燥バイアスを軽減させる方向であった。この結果、第一推定値の場が、水蒸気量に感度のある既存の輝度温度データ (マイクロ波と赤外の両方) や直接観測データ (ラジオゾンデによる相対湿度観測) とも整合するようになり、解析値、第一推定値の場が改善したと言える。また、台風を中心位置の解析精度も向上し、台風進路予測精度の改善が得られることもわかった。そして台風進路予測の改善により台風に伴う降水、風、水蒸気の予測精度が改善する事例を確認した。

今後は、解析値や予測値の更なる精度向上のために、陸域や雲・降水域の輝度温度データの同化を目指す必要がある。

参考文献

- 岡本幸三, 2007: サウンダ. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 57-70.
- 岡本幸三, 2011: ハイパースペクトル赤外サウンダ. 数値予報課報告・別冊第 57 号, 気象庁予報部, 25-36.
- 計盛正博, 2015: 衛星観測輝度温度データを使った同化サイクルにおける影響評価. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 82-85.
- 金浜貴史, 2014: 全球の検証. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 4-8.
- Roca, R., H. Brogniez, P. Chambon, O. Chomette, S. Cloché, M. E. Gosset, J.-F. Mahfouf, P. Raberanto, and N. Viltard, 2015: The Megha-Tropiques mission: a review after three years in orbit. *Front. Earth Sci.*, **3**.

3.3 メソ解析における GNSS 掩蔽観測データの利用¹

3.3.1 はじめに

GNSS (Global Navigation Satellite System) 掩蔽観測は、電波受信機の位置に対し、測位衛星が地平線に沈む（あるいは昇る）タイミングで測位衛星からの電波を受信し、大気の影響で生じる電波の遅延を測定することにより、電波が通過する経路上の大気状態の情報を導出する観測である (Kursinski et al. 1997)。受信機は、低軌道衛星や航空機に搭載されたり山岳に設置されたりするが、数値予報では通常、低軌道衛星に搭載された受信機による観測データを利用する。GNSS 掩蔽観測は精密時計による測定のため、高精度かつ校正が不要の観測とされている。このため数値予報では、GNSS 掩蔽観測データ（以下、掩蔽データ）は他の観測や予報モデルのバイアスを補正するための基準値としての役割を果たしている²。掩蔽データは気象庁を含む世界の主要な数値予報センターで利用され (Healy 2008; Rennie 2010; Cucurull et al. 2013)、今では数値予報の初期値を作成するための重要な観測データの一つとされている。

気象庁では 2007 年 3 月に、全球解析において CHAMP 衛星の掩蔽観測による屈折率データの利用を開始し、その後新規衛星の追加や処理の改良を経て、2014 年 3 月に、掩蔽データの中でも屈折率より変換誤差の少ない屈折角の利用へ移行した。掩蔽データの利用により、特に対流圏上部と成層圏の気温の第一推定値の精度が改善した。全球解析での掩蔽データの利用については、大和田 (2015) を参照されたい。

一方、メソ解析では、掩蔽データ利用の開発に着手した当初はデータが非常に少なく、利用が検討されることはなかった。しかし近年、観測データの取得が増強されてデータの入電が早まったこと、COSMIC 衛星や Metop 衛星といった新たな衛星の掩蔽データが追加となったことで、メソ解析でもほぼ毎回の解析で掩蔽データが利用できるようになった。図 3.3.1 はメソ解析の各解析時刻で利用可能な掩蔽データの分布の例である。2014 年 7 月時点では、ほぼ毎回の解析時刻で入電があり、多いときには 20 プロファイル程度のデータが利用可能である。2 機の Metop 衛星の観測がある 03UTC と 15UTC は、他の時刻と比較してデータ数が多い傾向がある。

このように、利用可能なデータが増加している背景から、メソ解析における掩蔽データ利用の効果を調査した。その結果、掩蔽データの利用はラジオゾンデの観測の利用と同様の効果があり、メソ解析においても

利用価値が高いことがわかった。本節では、メソ解析における掩蔽データの利用の効果について報告する。なお、掩蔽観測の原理については、Eyre (1994) と津田 (1998) による解説、またはこれらをまとめた小澤・佐藤 (2007) に詳しいので、これらを参考にさせていただきたい。

3.3.2 メソ解析での利用における留意点

掩蔽データの利用は、第一推定値を作成する予報モデルのモデルトップの高度により制約を受ける可能性がある。屈折率同化のための観測演算子は、入力として観測点の周囲の大気の情報のみ必要とするが、屈折角のそれには、観測点より上空の大気の情報も入力として与える必要がある。このため Healy (2008) は、モデルトップが 10 hPa (約 30 km) より低い場合は、屈折角ではなく屈折率データを利用するほうが妥当であるとしている。メソモデルはモデルトップが約 22 km と低い場合、全球解析と同じ屈折角データだけでなく屈折率データの利用の効果も確認し、最終的にどちらを現業利用するのかを検討する必要がある。このため屈折率と屈折角の両データを対象として調査を行った。

3.3.3 サイクル実験の設定とデータの品質

掩蔽データの利用の効果を確認するためのサイクル実験は、2014 年 1 月から 2 月のうちの 36 日間と、2014 年 6 月から 8 月のうちの 40 日間を同化対象期間（以下、前者を冬実験、後者を夏実験）とし、どちらも同化期間の 6 日目以降に予測計算を実施した。以降、掩蔽データを利用しない実験を CNTL、屈折角を利用した実験を BANGLE、屈折率を利用した実験を REFRAC と呼ぶ。観測誤差の設定は、BANGLE は全球解析のものを使用し、REFRAC は、全球解析で屈折率を利用していたときの値を元にメソ解析用に調整した値（全球解析の値のほぼ半分）を使用した。BANGLE も REFRAC も掩蔽データの間引きは行わないこととした。

夏実験については、データ数を少しでも増やすことを目的に、2014 年 7 月に配信が開始された TanDEM-X 衛星のデータも利用した。TanDEM-X 衛星は全球解析では未利用であるが、事前に実施した第一推定値との比較による品質調査の結果、品質に問題がないことを確認したので利用した（図略）。TanDEM-X 衛星は他の衛星と比較して入電数が少なく、夏実験で使用された掩蔽データの総数に対する割合は 5.5% 程度であった。

観測データの品質調査として、第一推定値を真値とした評価を行った。図 3.3.2 は、BANGLE と REFRAC の実験結果を使って行った、掩蔽観測に対する観測値と第一推定値の差 (O-B: Observation-Background) を第一推定値で割って規格化した値を鉛直プロファイルで示した統計結果である。特定の衛星だけではなく、実験で使用された全てのデータを対象にした。屈折率のほうが屈折角より使用データ数が多いのは、グロス

¹ 大和田 浩美 (気象研究所)

² Healy (2008) は掩蔽データについて、他の観測や予報モデルのバイアスを補正するための錨 (アンカー) としての役割を果たしている、と表現している。

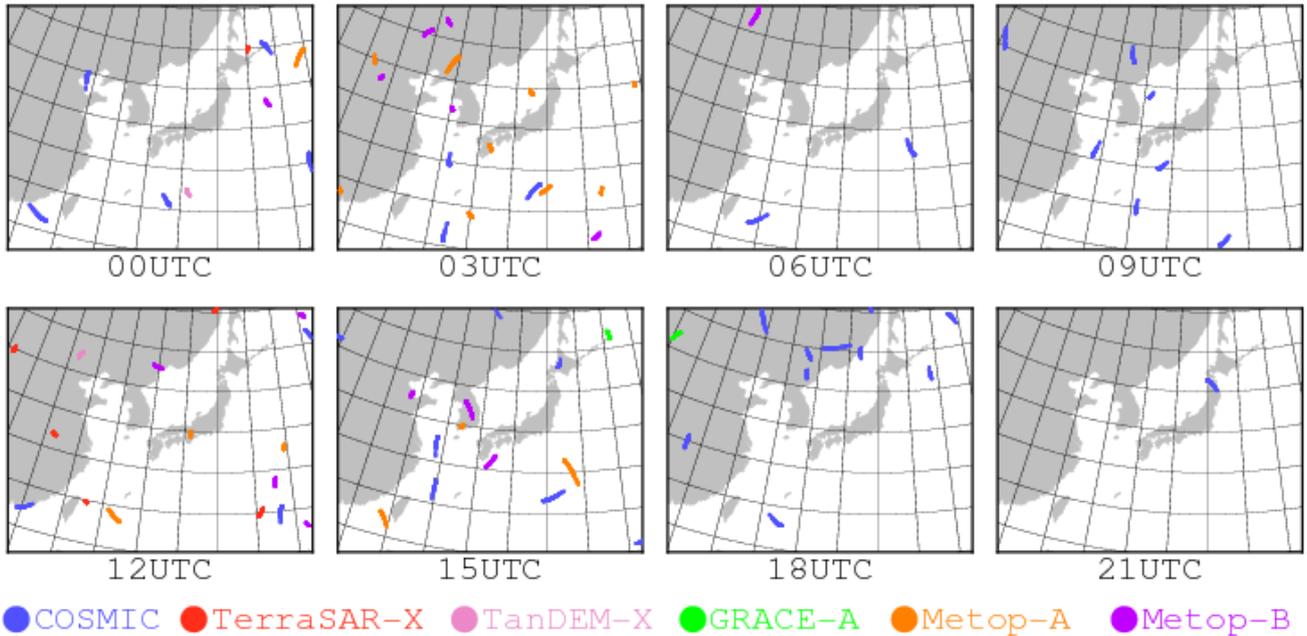


図 3.3.1 メソ解析で利用可能な GNSS 掩蔽観測データの分布。2014 年 7 月 26 日の例。衛星ごとに色分けをしてプロットした。メソ解析の同化ウィンドウは解析時刻の 3 時間前から解析時刻までであるため、例えば 03UTC の解析でプロットされているデータは、00UTC から 03UTC の間に観測されたデータであることを意味する。

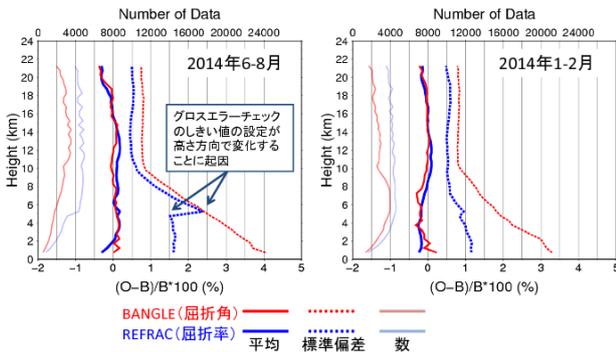


図 3.3.2 BANGLE と REFRACT のサイクル実験の結果を使って行った、掩蔽観測に対する観測値と第一推定値の差 (O-B: Observation-Background) を第一推定値で割って規格化した値を鉛直プロファイルで示した統計結果。左が夏実験、右が冬実験である。特定の衛星だけではなく、実験で使用された全てのデータを統計の対象とした。赤線が屈折角、青線が屈折率を表し、太い実線と破線はそれぞれ平均と標準偏差を、細い実線は統計に用いたデータ数を示す。

エラーチェック (第一推定値と比較して行う観測データの品質管理) の違いに起因するものと思われる。高度が低くなるにつれて標準偏差が大きくなるのは、屈折角も屈折率も下層ほど観測誤差を大きく設定し、それに伴いグロスエラーチェックのしきい値を変えているためである。屈折角も屈折率も全層を通じて顕著なバイアスは見られず、サイクル実験では掩蔽データが適切に利用されたと言える。

表 3.3.1 個々の観測データの利用による効果を確認するために実施した単発同化実験の設定。左列は実験名を、右 4 列はデータ利用状況 (○は利用、×は利用せず) を表す。

	ラジオゾンデ 気温と水蒸気	航空機 気温	掩蔽 屈折角	掩蔽 屈折率
同化なし	×	×	×	×
ゾンデ追加	○	×	×	×
航空機追加	×	○	×	×
屈折角追加	×	×	○	×
屈折率追加	×	×	×	○

3.3.4 他の観測と比較した掩蔽データの特性調査

掩蔽データの利用が気温と相対湿度の解析にどのような影響を与えるのか、他の気温の観測と併せて調査することにした。具体的には、ラジオゾンデ (気温と水蒸気) 航空機 (気温) 屈折角、屈折率をそれぞれ個別に単発で同化し、これらの観測をすべて同化しなかった場合の解析場からの変化を確認した。表 3.3.1 にこれらの実験の設定をまとめる。

事例として選んだ日時は 2014 年 8 月 2 日 00UTC で、この解析におけるデータ分布を図 3.3.3 に、同時刻の地上天気図を図 3.3.4 に示す。この日時は掩蔽データの入電が比較的多く、九州の西には台風第 12 号が存在していた。国内のラジオゾンデは計 14 地点で観測があり、これらのラジオゾンデ観測の各地点における解析値の変化を確認した。

図 3.3.5 は、各観測を個別に同化した場合について、観測をすべて同化しなかった場合 (同化なし) からの

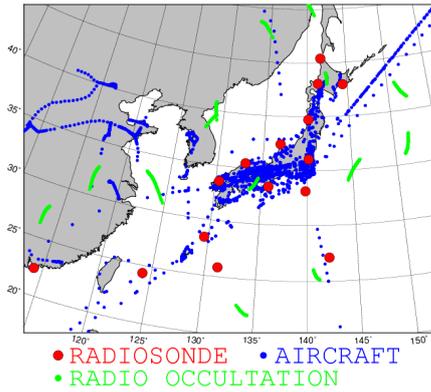


図 3.3.3 2014 年 8 月 2 日 00UTC のメソ解析における、ラジオゾンデ、航空機、GNSS 掩蔽の各観測のデータの分布。赤丸がラジオゾンデ、青丸が航空機、緑丸が GNSS 掩蔽データを表す。

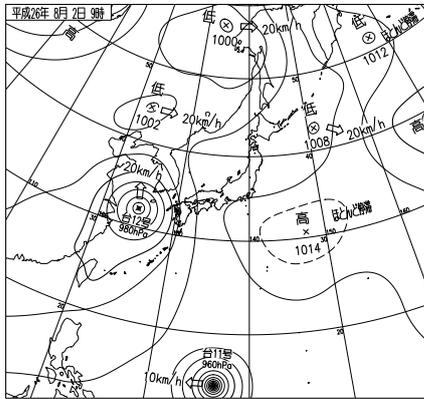


図 3.3.4 2014 年 8 月 2 日 00UTC の地上天気図。

解析の差を、計 14 地点のラジオゾンデ観測の気圧の指定面ごとに平均した結果である。掩蔽データの追加が相対湿度の解析に与える影響は小さいが、気温の解析への影響は 700 hPa より上層で比較的大きい。そして、掩蔽データ追加による気温の解析値の変化は、ラジオゾンデ追加によるそれと近いことがわかる。掩蔽データの利用を開始することは、ラジオゾンデの気温に似た特性の観測を追加することと同等と期待できる。

3.3.5 検証

図 3.3.6 は初期値に対して行った、ラジオゾンデ観測を真値としたときの高度場の検証結果である。掩蔽データの利用により上層ほど改善しており、これは第 3.3.4 項の結果と整合的である。特に夏の改善が大きく、改善の度合いは REFRAC のほうが BANGLE よりやや大きい。

第 3.3.4 項で示したように、掩蔽データの利用は主に 700 hPa より上層の気温の解析に作用するため、地上の気温や比湿への影響は小さいが、地上気圧に影響する。海面更正気圧の予報対象時刻ごとの検証結果を確認し

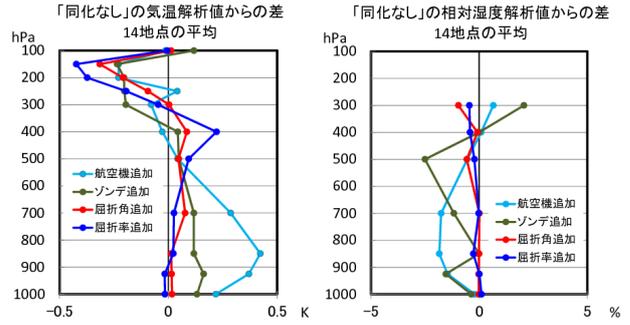


図 3.3.5 航空機（気温）、ラジオゾンデ（気温と水蒸気）、屈折角、屈折率をそれぞれ個別に同化した場合について、これらの観測をすべて同化しなかった場合（同化なし）からの解析値の差を、計 14 地点のラジオゾンデ観測において気圧の指定面ごとに平均して鉛直プロファイルで示した図。左図に気温、右図に相対湿度を示す。

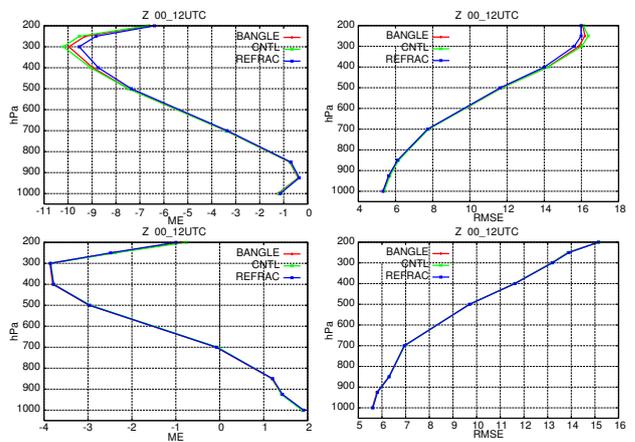


図 3.3.6 初期値に対して行った、ラジオゾンデ観測を真値としたときの高度場の検証結果。上段が夏実験（2014 年 7-8 月）、下段が冬実験（2014 年 1-2 月）の結果であり、左列に平均誤差、右列に平方根平均二乗誤差を示す。緑線が CNTL、赤線が BANGLE、青線が REFRAC の実験結果を表す。

たところ、掩蔽データの利用は海面更正気圧の予測の誤差を減少させる効果があることがわかった（図略）。

図 3.3.7 は 3 時間降水量別のバイアスコア及びスレットスコア（20 km 格子における統計）である。BANGLE、REFRAC とともにほぼ中立である。降水の事例については、個々の事例を確認したが、掩蔽データの利用で降水の表現を大きく改善、または改悪した例はなかった。

図 3.3.8 は、対象時刻が 2014 年 7 月 7 日 03UTC の 3 時間降水量予測であり、期間中一番、降水の表現について実験間の違いが見られた事例である。この事例では、BANGLE も REFRAC も CNTL よりやや過剰に降水を表現しているが、降水帯の位置については、BANGLE も REFRAC も CNTL よりよく表現している。

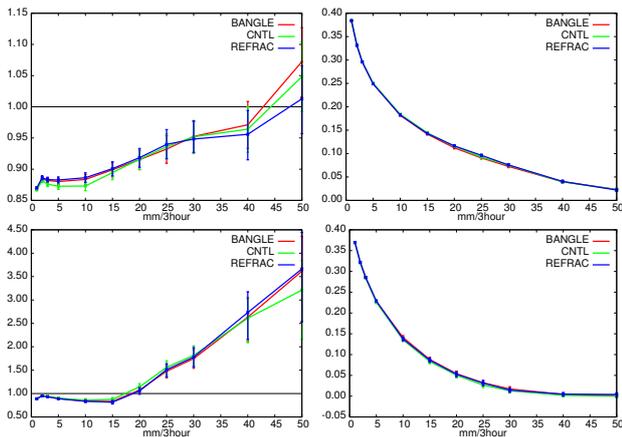


図 3.3.7 39 時間予報までの全ての予報時刻を対象としたしきい値ごとの降水スコア。検証には 20 km 検証格子内の解析雨量の 3 時間積算降水量の平均を使用。上段が夏実験 (2014 年 7-8 月)、下段が冬実験 (2014 年 1-2 月) の結果であり、左列にバイアススコア、右列にスレツスコアを示す。エラーバーは 95%信頼区間を示し、緑線が CNTL、赤線が BANGLE、青線が REFRAC の実験結果を表す。

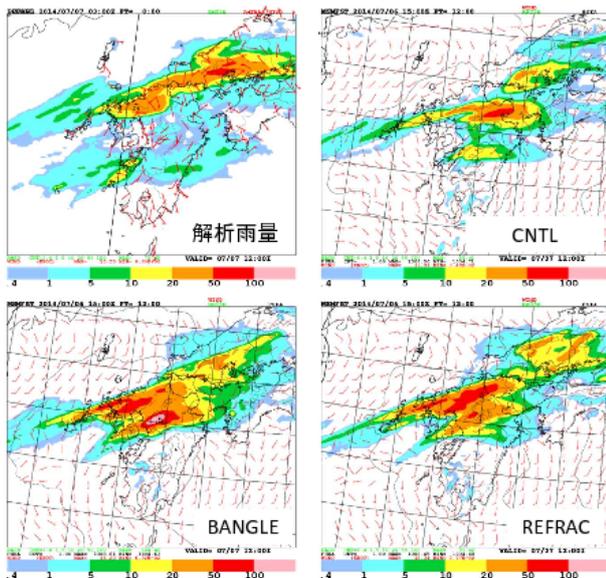


図 3.3.8 個々の実験の 3 時間降水量予測 (CNTL, BANGLE, REFRAC) と同時刻における解析雨量の 3 時間積算値の比較。2014 年 7 月 6 日 15UTC 初期値の 12 時間予報 (予報対象時刻は 2014 年 7 月 7 日 03UTC) について、海面更正気圧、地上風とあわせて描画した。

3.3.6 まとめ

メソ解析は全球解析より解析の開始時刻が早いため、データ入電待ち時間が短く、利用可能な観測が非常に限られている。特に大気鉛直プロファイルの情報を与える観測として重要なラジオゾンデの観測は、通常は 1 日 2 回しかなく、ラジオゾンデ観測のない解析時刻のほうが多い。メソ解析で利用可能な掩蔽データは、他の衛星観測と比較して数は少ないものの、ラジオゾンデと同様の効果がある観測として、その利用は非常に重要であると思われる。第 3.3.1 項で述べたとおり、

掩蔽データの利用はラジオゾンデ観測のない時刻の解析で特に、基準値としての効果が発揮されると期待される。

今回行った各検証の結果からは、屈折角より屈折率を利用したほうが、解析や予報の改善の度合いが大きいことが確認された。これは、第 3.3.2 項で紹介した Healy (2008) の見解と整合的で、モデルトップが約 22 km の現在のメソモデルには屈折率の利用が適していると言える。これらの結果をふまえ、現在、屈折率データをメソ解析で利用するための準備を進めている。将来的にメソモデルの鉛直層数の増強が行われ、モデルトップが今より引き上げられる際には、改めて屈折角の利用への移行を検討する必要がある。

参考文献

- 大和田浩美, 2015: GNSS 掩蔽観測. 数値予報課報告・別冊第 61 号, 気象庁予報部, 78-81.
- 小澤英司, 佐藤芳昭, 2007: GPS. 数値予報課報告・別冊第 53 号, 気象庁予報部, 133-139.
- 津田敏隆, 1998: GPS を用いた成層圏温度プロファイルの観測. 気象研究ノート, 192, 159-178.
- Cucurull, L., J. C. Derber, and R. J. Purser, 2013: A bending angle forward operator for global positioning system radio occultation measurements. *J. Geophys. Res.*, 118, 14-28.
- Eyre, J., 1994: Assimilation of radio occultation measurements into a numerical weather prediction system. *ECMWF Tech. Memo.*, 199.
- Healy, S., 2008: Assimilation of GPS radio occultation measurements at ECMWF. *Proceedings of GRAS SAF Workshop on Applications of GPS radio occultation measurements, ECMWF, June 16-18.*
- Kursinski, E. R., G. A. Haji, J. T. Schofield, R. P. Linfield, and K. R. Hardy, 1997: Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System. *J. Geophys. Res.*, 102, 23 429-23 465.
- Rennie, M. P., 2010: The impact of GPS radio occultation assimilation at the Met Office. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136, 116-131.

第4章 ガイドンスの改良

4.1 発雷確率ガイドンスの改良¹

4.1.1 はじめに

GSM 発雷確率ガイドンス(以下、GSM-PoT)およびMSM 発雷確率ガイドンス(以下、MSM-PoT)は、20 km 格子毎に前3時間に発雷する確率(以下、PoT)をロジスティック回帰²を用いて予測する係数固定型のガイドンスである。GSM-PoT及びMSM-PoTの両ガイドンスは、2009年7月にその予測手法を統一した(高田 2009)以降は大きな変更はなかった³。

今回2015年5月26日に、予測に用いる説明変数や回帰式の作成方法などを改良し、その予測精度を向上させた。本項では、これらの改良の詳細と新しいガイドンスの検証結果や利用上の留意点を解説する。

まず、第4.1.2項でガイドンスの変更点を述べる。次に第4.1.3項と第4.1.4項で統計検証と事例検証から予測特性の変化について説明する。最後に第4.1.5項で本改良のまとめと利用上の留意点について述べる。以降では、改良後のガイドンスを「新GSM-PoT_」、「新MSM-PoT_」、または、まとめて「新ガイドンス」、改良前のガイドンスを「旧GSM-PoT_」、「旧MSM-PoT_」、または、まとめて「旧ガイドンス」と記述する。

4.1.2 予測手法の変更点について

本改良では、(1)ロジスティック回帰式で使用する説明変数の見直し、(2)回帰式作成時の層別化手法の変更を行い、(3)新たな期間で回帰式を作成した。本項では、これらについて順に説明する。なお、発雷確率ガイドンスの予測手法の詳細や変更のない点については、高田(2007)や高田(2009)を参照されたい。

(1) 回帰式で使用する説明変数の見直し

表4.1.1に新旧ガイドンスの回帰式で使用する説明変数を示す。発雷確率ガイドンスでは、予測に用いる6個の説明変数のうち、モデルの前3時間降水量、SSI⁴、CAPE⁵の3変数を必ず使用する必須変数とし、残りの3変数を候補変数の中から選択する。候補変数からの選択は、必須変数と候補変数の全組み合わせの回帰

式を総当たりで試し、AIC⁶を基準に最適な回帰式となる変数を選択する。本改良では説明変数について、次の(i)~(vi)に述べる変更を行った。まず、必須変数であるSSIとCAPEの利用方法や計算方法の一部変更について説明する。続いて、候補変数の変更として、可降水量の気柱相対湿度への変更、850 hPa以下の気温減率の計算方法を見直し、冬型降水指数を候補変数とする-10℃高度の層別化の限定、CAPEの前3時間変化量の候補変数からの除外、についてそれぞれ説明する。

(i) 大気下層の安定度に注目したSSIの利用

大気の成層安定度を表す指数の一つとしてSSIがある。一般にSSIは、850 hPaと500 hPa間で計算した値(以下、SSI(850-500 hPa))が用いられる。旧ガイドンスでは、このSSI(850-500 hPa)のみを用いていたが、新ガイドンスでは、-10℃高度(大気の温度が-10℃となる高度)が3 km未満の場合には、より大気下層の安定度に注目した925 hPaと700 hPa間で計算した値(以下、SSI(925-700 hPa))を用いるように変更した。これは、SSI(850-500 hPa)よりもSSI(925-700 hPa)の方が、夏季に比べて背の低い冬季の対流雲との対応が良いと考えられるだけでなく、別途行った両SSIの統計調査の結果からも、冬季はSSI(925-700 hPa)の方が発雷の予測に対して有効と判断したためである。

図4.1.1に、2015年1月19日00UTCを対象とした、両SSIと新旧MSM-PoTの比較を示す。この事例では、日本海側は広範囲に-10℃高度が3 kmを下回っており(略図)、新MSM-PoTではSSI(925-700 hPa)を用いる回帰式が使われている。旧MSM-PoTでは、500 hPaの寒気に対応したSSI(850-500 hPa)が小さい秋田沖を中心に高いPoTが予測されたが空振りとなっている。一方、SSI(925-700 hPa)は山陰沖へ広く不安定な領域を表現しており、SSI(850-500 hPa)よりも発雷を観測した領域との対応が良く、新MSM-PoTは秋田沖の空振りを軽減し、若狭湾から山陰沖の捕捉が改善するなど旧MSM-PoTより良い予測となった。このSSIの変更により、秋から冬にかけて日本海側で発生する発雷に対して、ガイドンスの予測精度が改善することも確認しており、より下層の安定度を利用する方が適していると言える。

(ii) CAPEの計算方法の一部修正

発雷確率ガイドンスではSSIの他に、もう一つ安定度

¹ 白山 洋平

² 実況が現象の有無の二値(0,1)で表現できる現象の確率を求める時に用いられる。予測式は、確率 p の対数オッズ比を線形多項式で予測する形で、 a_i を回帰係数、 x_i を変数として、 $\ln\left(\frac{p}{1-p}\right) = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots$ で表される。

³ GSM-PoTは、2014年3月に行われたGSMの鉛直層数増強・物理過程改良(米原 2014)に伴って回帰式の作成期間を新しくして回帰式を作成し直している。また、MSM-PoTは、MSMの予報時間が2013年5月に全初期時刻で39時間に延長された(越智・石井 2013)際に、予報時間の延長部分はFT=30, 33と同じ回帰式を使用するように変更している。

⁴ SSI (Showalter's Stability Index): ショワルター安定指数

⁵ CAPE (Convective Available Potential Energy): 対流有効位置エネルギー

⁶ AIC (Akaike's Information Criterion): 赤池情報量基準。Lを最大尤度、 k をパラメータの数として、 $AIC = -2 \ln L + 2k$ で表される。モデル選択においては、多くの場合、AICが最小になるモデルが良いモデルとされる。発雷確率ガイドンスでは、層別化ごとにAICが最小になる回帰式を選択する。

表 4.1.1 新旧発雷確率ガイダンスで使用する説明変数の比較

	旧ガイダンス	新ガイダンス
必須変数	モデルの3時間降水量	変更なし
	SSI(850-500 hPa)	-10 °C 高度が 3 km 未満の場合は SSI(925-700 hPa) に変更する。3 km 以上の場合は変更なし。
	CAPE	変更なし。ただし、計算方法を一部修正する。
候補変数	-10 °C 高度	変更なし
	下層風 (700 hPa 以下) の東西成分	変更なし
	下層風 (700 hPa 以下) の南北成分	変更なし
	鉛直シア (850-500 hPa)	変更なし
	500 hPa の渦度	変更なし
	850 hPa 以下の気温減率	変更なし。ただし、計算方法を見直す。
	冬型降水指数	変更なし。ただし、-10 °C 高度が 5 km 未満の場合のみ候補変数とする。
	可降水量	気柱相対湿度 (鉛直方向に飽和していると仮定した飽和可降水量に対する可降水量の比率) に変更する。
	CAPE の前 3 時間変化量	候補変数から除外する。

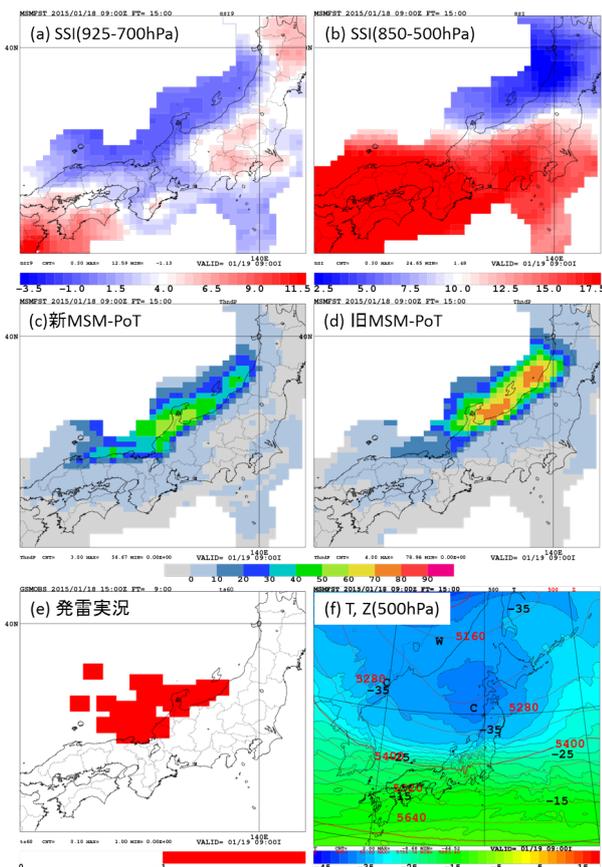


図 4.1.1 2015 年 1 月 19 日 00UTC の SSI と新旧ガイダンスの比較。(a) は SSI(925-700 hPa)[°C]、(b) は SSI(850-500 hPa)[°C]、(c) 及び (d) は新旧 MSM-PoT[%]、(e) は発雷実況、(f) は MSM の 500 hPa の気温 [°C] (塗り分け) と高度 [m] (赤線) の予測。発雷実況は、付録 A.2.7 の目的変数と同じ方法で作成しており、発雷の観測された格子を赤色で示している。

指数として、浮力による最大上昇流と関係する CAPE を用いている。CAPE には持ち上げる気塊の高度の設定に任意性があるが、発雷確率ガイダンスでは、モデル地上面及び 925 hPa 面から持ち上げた CAPE (以下、CAPE(925 hPa)) を計算し⁷、大きい方を説明変数として使用している。この際、旧ガイダンスではこの CAPE(925 hPa) の計算時に、正しい高度の露点温度が使用されていないという誤りがあった。この誤りにより、旧ガイダンスでは、大気下層に逆転層があり CAPE(925 hPa) が採用される場合などに PoT が過大になる事例があったため、適切な計算となるよう修正した。

図 4.1.2 に、旧ガイダンスで誤った CAPE による影響が大きかった事例における、新旧ガイダンスの CAPE と PoT を示す。旧ガイダンスでは、北海道の西海上や東北地方で大きな CAPE が計算されており、PoT も高い予測となっているが、実況では発雷することなくガイダンスは空振りであった。この事例での各説明変数の PoT への寄与量を求めると、CAPE が PoT への寄与が最も大きく、また CAPE(925 hPa) の値が採用されていた。新ガイダンスでは、この CAPE の計算方法を修正したことで、旧ガイダンスに見られた PoT の空振りが減少することを確認している。また、回帰式作成時にもこのような誤った値が用いられなくなることで、より精度の高い回帰式を作成することができるようになった。

⁷ モデルの地上気圧が 925 hPa よりも低い場合には、等圧面予報値のうち地上気圧の直上となる等圧面から持ち上げて計算する。

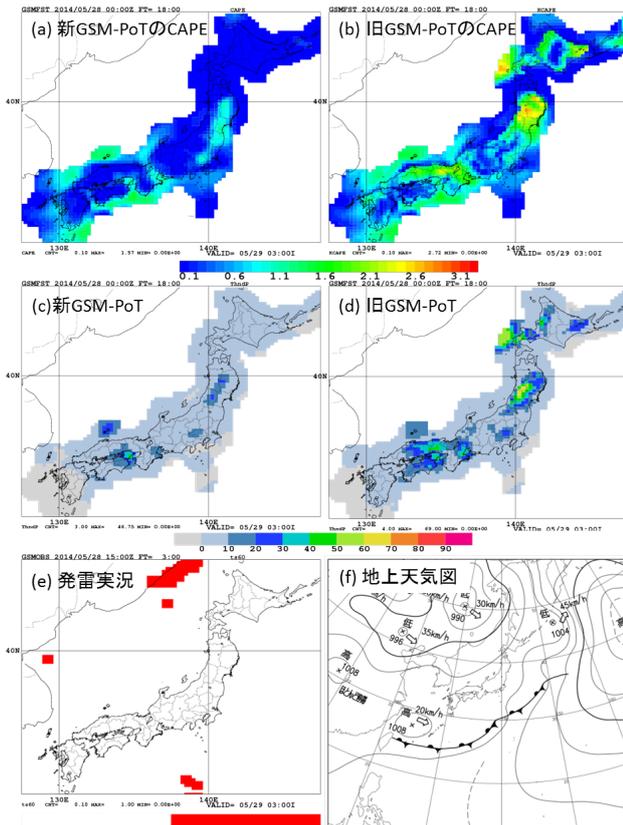


図 4.1.2 2014 年 5 月 28 日 18UTC の新旧ガイダンスの CAPE と PoT の比較。(a) は修正後の CAPE[10^3 J/kg]、(b) は修正前の CAPE[10^3 J/kg]、(c) 及び (d) は新旧 GSM-PoT[%]、(e) は発雷実況、(f) は地上天気図。発雷実況は、付録 A.2.7 の目的変数と同じ方法で作成しており、発雷の観測された格子を赤色で示している。

(iii) 可降水量を気柱相対湿度に変更

可降水量は、地上面から鉛直方向に大気のコラムを考えた時に、気柱に含まれる水蒸気や雲がすべて凝結して地上に落下した時の降水量を表している。気柱が含む水蒸気などの絶対量は、気温が高いほど多くなる。このため、可降水量は季節によって取り得る値が大きく変動する。係数固定型のガイダンスでは、説明変数の季節変動ができるだけ小さい方が、回帰式が期間を通して適切な予測をし、その予測精度が向上する。そこで、本改良では可降水量をより季節変化の小さい気柱相対湿度に変更した。気柱相対湿度は、鉛直方向に飽和していると仮定した飽和可降水量に対する可降水量の比率であり、その時々気温の鉛直プロファイルに対して気柱がどの程度の水蒸気を有しているかを表現する。

図 4.1.3 は、MSM から計算した可降水量と気柱相対湿度のデータの分布を、発雷実況の有無別・季節別に示した箱ひげ図である。この図は、 -10°C 高度が 3~5 km、北陸地方の区域、予報時間が FT=3~9 の場合のデータを元に作成しており、この 3 つの層別化条件

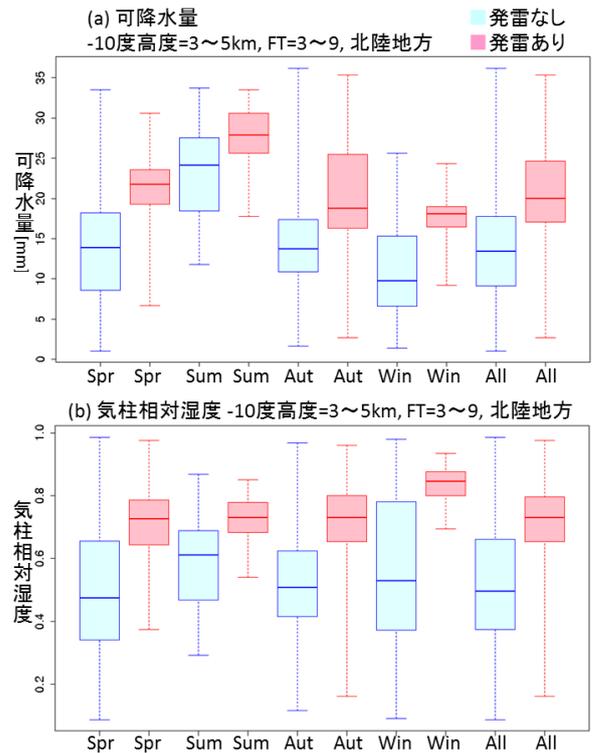


図 4.1.3 MSM から計算した (a) 可降水量 [mm] と (b) 気柱相対湿度の発雷実況の有無別・季節別のデータの分布図。 -10°C 高度が 3~5 km、北陸地方の区域、予報時間が FT=3~9 の場合で、青色が発雷なし、赤色が発雷ありの対の箱ひげ図が、左から春 (Spr, 3~5 月)、夏 (Sum, 6~8 月)、秋 (Aut, 9~11 月)、冬 (Win, 12~2 月)、通年 (All) の順に並んでいる。箱にはデータの 50% が含まれ、箱から伸びるひげは、データの最大値または最小値を表す。

のもとで使用される回帰式は 1 つに決まる。箱の位置に注目すると、図 4.1.3(a) の可降水量は季節によってデータの分布が大きく変動し、また発雷事例と非発雷事例のデータを二分する値も変動していることが分かる⁸。一方、図 4.1.3(b) の気柱相対湿度では、大きな季節変動は見られず、また季節によらず発雷の有無を分ける値も概ね一定であることが分かる。このような季節変動が少ない特徴が確認できたこと、またガイダンスの候補変数に加えた実験でも数多く回帰式に採用され、ガイダンスの予測精度の改善に効果があったため、可降水量を気柱相対湿度に変更した。

(iv) 850 hPa 以下の気温減率の計算方法の見直し

より正確な気温減率を計算できるように、計算方法の見直しを行った。旧ガイダンスの計算方法では、計算される値が現実離れた大きな値となる場合が多かった。ガイダンスはこういった値に対しても、回帰係数

⁸ 図 4.1.3(a) 可降水量の春の場合なら、およそ 18 mm、夏の場合なら、およそ 25 mm といった、可能な限り発雷・非発雷事例を分離できる閾値に注目している。

の大きさや他の説明変数の寄与と相殺することで一見適切な回帰式を作成してしまうため、PoTの予測として大きな問題が現れにくかったと考えられるが、本改良にあわせて計算方法の見直しを行った。この変更によって、旧ガイダンスに比べて候補変数として気温減率が選ばれる回数が増えており、見直しの効果が表れていると考えられる。

(v) 冬型降水指数⁹を候補変数とする-10℃高度の層別化を限定

冬型降水指数の利用を、-10℃高度が5km未満の回帰式のみに限定した。旧ガイダンスでは、-10℃高度の層別化に応じて制限することなく、常に冬型降水指数を候補変数として扱っていた。このため、主に夏季の発雷を対象とする-10℃高度が5km以上の場合の回帰式でも、説明変数として採用される場合があった。これは、他に効果的な変数がない場合に採用されているか、もしくは冬型降水指数がその算出過程から500hPaより下層の不安定層の厚さを加味しているため中上層の寒気の情報を持つことによると考えられる。しかし、もともとは冬型時の降水精度を改善するために開発された指数であること、候補変数とする-10℃高度の層別化を限定した実験を行った場合も、ガイダンスの予測精度に目立った影響が無かったことから利用の限定を行うこととした。

(vi) CAPEの前3時間変化量を候補変数から除外

CAPEの前3時間変化量を候補変数から除外した。本変数は、時間の経過とともに安定度が悪くなっていくような状態を表現することを目的とした変数であったが、旧ガイダンスにおける採用数は他の変数と比べて少なかった。本変数を候補変数から除外する実験を行った場合でも、ガイダンスの予測精度に影響が見られなかったため、回帰式の作成プロセスをシンプルにすることを目的として候補変数から除外することとした。

(2) 回帰式作成時の層別化手法の変更

発雷確率ガイダンスでは、予測に用いる回帰式を、(i)-10℃高度、(ii)予測特性の似通った20km格子をまとめた区域¹⁰、(iii)予報時間の3つにより層別化している。本改良では、これらのうち(i)-10℃高度に関する取り扱いを変更した(表4.1.2)。

旧ガイダンスでは、回帰式作成時と回帰式利用時(予測時)のどちらの場合も同じ、-10℃高度が3km未満、3~5km、5km以上(午前)、5km以上(午後)の4通りに層別化していた。新ガイダンスでは、回帰式作成時の層別化を、3.5km未満、2.5~5.5km、4.5km

⁹ 冬型降水指数: 風向別降水率 × 850 hPaの風速 × (海面と下層温位の飽和比湿差)。下層温位の飽和比湿は、850~500 hPa間の層厚温度を一般的な気温減率で海面まで下ろした気温での飽和比湿である。

¹⁰ 使用する区域分けは高田(2009)の第2.1.19図を参照。

表 4.1.2 新旧ガイダンスの-10℃高度層別化の比較
旧ガイダンス

【回帰式作成時、予測時】

-10℃高度が3km未満、3~5km、5km以上(午前)、5km以上(午後)の4通り

新ガイダンス

【回帰式作成時】

-10℃高度が3.5km未満、2.5~5.5km、4.5km以上(午前)、4.5km以上(午後)の4通り

【予測時】

-10℃高度が3km未満、3~5km、5km以上(午前)、5km以上(午後)の4通り

以上(午前)、4.5km以上(午後)の4通りに変更し、各層間で回帰式作成に使用するデータを重複させるようにした。この変更により、各層で回帰式作成に使用できるサンプル数が増えるため、予測精度の高い回帰式が求まりやすくなることが期待される。また、層ごとのサンプルを重複させることで、作成される回帰式の特性は旧ガイダンスの場合よりもお互いに近いものになりやすくなるため、予測時に-10℃高度が層と層の境界に近い場合に、使用する回帰式が予報時間の途中で切り替わる際の影響を受けにくくなると考えられる。これら変更の効果として、高確率を中心としたPoTの空振りが減少するなど、予測精度の改善を確認している。

(3) 新たな期間での回帰式の作成

GSM-PoT及びMSM-PoTについて、(1)および(2)の改良を加えた仕様で回帰式を再作成した。

GSM-PoTについては、鉛直層数増強・物理過程改良(以下、100層化)されたGSMのデータから作成した回帰式を本運用とした。ただし、100層化以降のGSMのデータのみでは検証を行うための十分な期間が確保できなかったため、本改良の評価については100層化以前のデータ(図4.1.4中の60層GSM)も用いて作成した回帰式で行っている(図4.1.4)。この100層GSMと60層GSMのデータをつなげて作成した評価用の回帰式と、100層化以降のデータのみを使って作成した本運用の回帰式の2つの性能を、両回帰式作成に使ったデータの期間が重なる2012年12月~2013年11月で比較したところ、その予測精度は同程度であった。このことから、この後、第4.1.3項で示す検証結果は本運用とする回帰式についても概ね当てはまると考えられる。

MSM-PoTについては、回帰式の作成に使用した期間にガイダンスの精度に影響を与えるほどの大きなモデルの特性の変化はなかったため、評価用と本運用の回帰式は同じである(図4.1.4)。

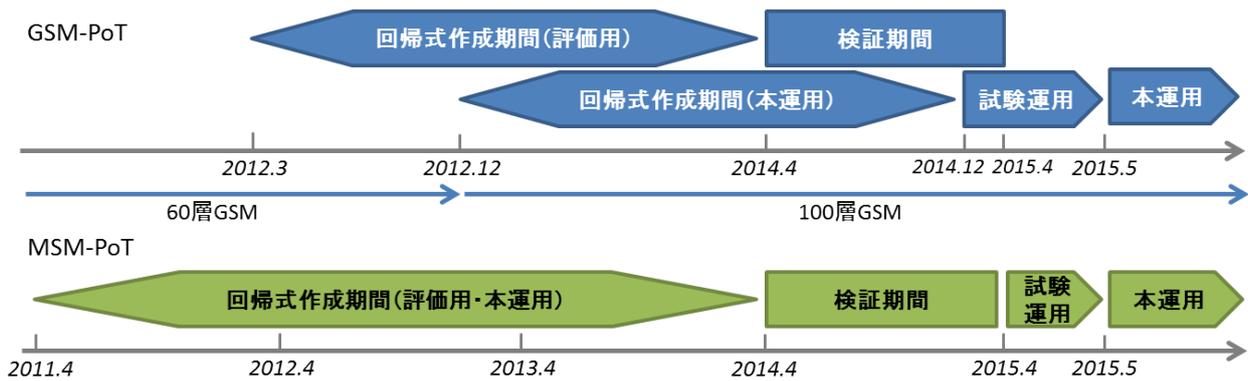


図 4.1.4 ガイダンス作成期間。図中の 60 層 GSM と 100 層 GSM は、それぞれ GSM の鉛直層数増強・物理過程改良 (米原 2014) の以前と以後の GSM を指す。100 層 GSM の期間のうち、2012 年 12 月～2014 年 3 月には、100 層 GSM の業務化試験データ、GSM 発雷確率ガイダンスの回帰式の再作成のために延長された実験期間 (白山 2014)、100 層 GSM が本運用となる前の試験運用期間のデータが含まれる。

4.1.3 統計検証

GSM-PoT 及び MSM-PoT について、新ガイダンス、旧ガイダンスの両者の予測精度を比較する。検証期間は、2014 年 4 月から 2015 年 3 月の 1 年間とし、回帰式作成に使用する全国の格子 (20 km 格子) を対象とした¹¹。検証対象とした初期値や予報時間は次の通りである。初期値は、GSM-PoT は 00, 06, 12, 18UTC を、MSM-PoT は 03, 09, 15, 21UTC を対象とした。予報時間は、閾値別の ETS (エクイタブルスレットスコア) 及び月別の BSS (プライアスキルスコア) では、GSM-PoT は FT=15～36 を、MSM-PoT は FT=12～33 を対象とした。予報時間別の BSS は、それぞれ FT=6～84、FT=6～39 をともに 3 時間毎、予報時間別の信頼度では、それぞれ FT=12～84 を 12 時間毎、FT=6～39 を 6 時間毎を対象とした。なお、第 4.1.2 項 (3) で述べた通り、GSM-PoT については 100 層化前後のデータをつなげて作成した回帰式の検証結果を示す。

はじめに、GSM-PoT 及び MSM-PoT の閾値別の ETS を図 4.1.5(a), (b) に示す。GSM-PoT、MSM-PoT ともに新ガイダンスの方が旧ガイダンスより ETS のピーク値が大きい。これは ETS がピーク値をとっている確率値を目安に発雷の有無を予測した時に新ガイダンスの方が予測精度が高いことを意味している。また、この ETS がピーク値をとる確率値は、旧ガイダンスと変わらず GSM-PoT、MSM-PoT ともに 20% である。このことは改良の前後で発雷の有無を検討する際のガイダンスの目安については大きく変更する必要がないことを示している。

図 4.1.5(c), (d) 及び (e) に予報時間別と月別の BSS を示す。BSS は気候値予測を基準とした予測の改善度合いを示し、値が大きいほど予測精度が高いことを表

す。予報時間別 BSS からは、GSM-PoT 及び MSM-PoT の新ガイダンスは旧ガイダンスに比べて全予報時間にわたって予測精度が改善したこと、その改善幅は GSM-PoT より MSM-PoT の方が大きいことが分かる。これは、GSM-PoT は GSM100 層化の際に回帰式を再作成しているが、MSM-PoT は 2009 年 7 月以降はじめての回帰式の見直しとなったため、予測手法改良の効果に加えて、最近のモデルのデータを用いて回帰式を再作成したことによる効果と考えられる。また、月別 BSS からは、ほぼ 1 年を通して新ガイダンスは旧ガイダンスを上回る予測精度となっていることが分かる。夏季は改良の前後で予測精度が同等であるが、これは今回の改良項目に夏季に効果の大きい改良がなかったためと考えている。

次に予報時間別の信頼度曲線を図 4.1.6 に示す。確率値を予測するガイダンスでは、予報時間に依らず予測の信頼度が保たれることが重要である。数値予報モデルは予報時間が長くなるほど予測の不確実性が増すため、ガイダンスもこの不確実性を考慮した回帰式を用意する必要がある。発雷確率ガイダンスでは、予報時間によって回帰式の係数を変化させる、つまり層別化を行うことで信頼度を保つ仕様としている。しかし、旧ガイダンスの信頼度曲線は特に GSM-PoT で、予報時間後半、特に高確率の信頼度が $y = x$ の理想直線から離れて、予測頻度が過大となる傾向が見られた。この予測頻度が過大な傾向は、GSM の 100 層化の際に行った回帰式作成時に区域をまとめた九州南部の海上から奄美、沖縄の区域の予測が大半を占めていることを確認している¹²。新ガイダンスでは、手法の改良等により当該地域での PoT が過大な傾向が軽減され、ガイダンスの

¹¹ 海岸線から離れた格子は回帰式作成に用いていないため検証対象外とした。図 4.1.2 の予測図と図 4.1.7 の検証図を比べると、後者は一回り狭くなっている。

¹² 新 GSM-PoT でも、この九州南部の海上から奄美、沖縄の区域をまとめる仕様は継続している。また、新 MSM-PoT は GSM-PoT と仕様を揃えるために、区域をまとめるよう変更した。

信頼度が改善している。この旧ガイダンスで過大な予測になりやすかった特徴については第 4.1.4 項で該当する事例を示す。また、新 MSM-PoT も新 GSM-PoT と同様に本改良によって予報時間後半・高確率のガイダンスの信頼度が改善している。

最後に、20 km 格子毎に検証した BSS の分布図を図 4.1.7 に示す。差分図 (図 4.1.7(c)) から新 MSM-PoT は、ほぼ全国的にガイダンスの予測精度が改善していること、特に北日本や日本海側でその改善が大きいことが見て取れる。北日本や日本海側で改善が大きいのは、月別 BSS の傾向から秋～冬のガイダンスの予測精度が改善したことと関係している。なお、新 GSM-PoT も新 MSM-PoT よりは改善幅が小さいが、全国的に旧 GSM-PoT を改善することを確認している (図省略)。

4.1.4 事例検証

事例を通して、本改良の効果や予測特性への影響を示す。

はじめに、夏季の発雷事例や、旧ガイダンスでも予測精度が高かった秋～初冬の日本海側の発雷事例について示す。統計検証からこれらの季節は、新ガイダンスでも旧ガイダンスと同等かそれ以上の予測精度があることが確認できている。例として図 4.1.8 に夏季の関東甲信地方で発生した顕著な発雷事例と、既出になるが図 4.1.1 に冬季の日本海側の事例を示す。どちらの事例も新ガイダンスは旧ガイダンス同様、実況で発雷する領域を予測できており、特に冬季の事例については、PoT を予測する領域がより適切になっている。これは前述のとおり、回帰式に使用する説明変数の見直しによる効果である。

次に本改良によって予測特性に変化が見られる事例を図 4.1.9 及び図 4.1.10 に示す。図 4.1.9 は屋久島の西海上で、旧 GSM-PoT で高い PoT が予測された空振り事例であるが、新 GSM-PoT では空振りの度合いが大きく軽減された。この事例は、第 4.1.3 項で新旧 GSM-PoT の信頼度の検証の際に述べた、予報後半における高確率の信頼度の改善に寄与した予測の一例である。図 4.1.10 は逆に、東海から関東の海上を中心に新 MSM-PoT の確率値が高くなり、沿岸での空振りが増してしまっただけである。本改良では、前者の例のように大きく改善できた場合もあるが、後者のように改悪となってしまう場合も見られ、すべての場合に改善するわけではない。ただし、後者の事例については、新 GSM-PoT が新 MSM-PoT より適切な予測であることを確認しており、両ガイダンスを併用して発雷有無の予測に用いることは、旧ガイダンスに引き続き有効な利用方法であると言える。

最後にガイダンスの予測が大きく改善した事例を示す。図 4.1.11 は 2015 年 4 月 14 日 09UTC を対象とする新旧 MSM-PoT で、上空に強い寒気を伴ったトラフの接近によって大気の状態が不安定となり、西日本から東

日本の広い範囲で発雷した事例である。新 MSM-PoT は九州の西海上から中国地方、豊後水道に高い PoT を予想しており、広範囲に及ぶ発雷をほぼ捕捉した。旧 MSM-PoT では中国地方や豊後水道の発雷を予測できておらず、新 MSM-PoT の予測は改善したと言える。また、旧 MSM-PoT は九州北部で周囲より極端に高い PoT を予測する格子があったり、九州の西海上の高 PoT 域が途切れているなど不自然な分布となっていたが、新ガイダンスではこれらが改善されている。このように、予測手法の改良によって旧ガイダンスでは捉えられなかった発雷も新ガイダンスでは予測できる場合があることを示しており、本改良による改善事例の 1 つである。

4.1.5 まとめと利用上の留意点

本改良では発雷確率ガイダンスについて、(1) 回帰式で使用する説明変数の見直し、(2) 回帰式作成時の層別化手法の改良、(3) 新たな期間での回帰式の作成、以上の 3 点の変更を行うことで予測精度の改善を得た。新ガイダンスの統計的、及び事例を通じた検証から以下のようにまとめられる。

1. 新ガイダンスは、旧ガイダンスに比べて ETS のピーク値が大きく、このピークとなる確率値を目安に発雷の有無を予測したときの予測精度が改善した。また、予報時間別や月別、格子毎の検証など、さまざまな検証方法で新ガイダンスの予測精度の改善が確認できた。
2. 確率予報として重要な予測の信頼度は、おもに予報時間後半、及び高確率予測時に改善した。
3. 夏季の不安定事例や冬季の日本海側の発雷事例については、旧ガイダンスと同等以上の予測精度であることを示した。また、改良によって旧ガイダンスより高確率を予測できる発雷事例が増加した。
4. ガイダンスの予測手法の改良により、予測特性が変化する場合がある。また、事例によっては本改良によって改悪となる場合もある。

繰り返しになるが、1. については予測精度がピークとなる確率の閾値は 20% 前後で旧ガイダンスと変わりなく、発雷の有無を判断する目安の確率を大きく見直す必要はない。また、4. の予測特性の変化については、示した事例では GSM-PoT と MSM-PoT の比較が有効であり、本改良前と同様に両ガイダンスの比較は、発雷確率ガイダンス利用においての有効な方法であると言える。その他、高田 (2009) が示したガイダンス利用時の留意点は、新ガイダンスにおいても大きくは変わらない。これらの点を把握して、これまで同様に発雷確率ガイダンスを有効に利用していただきたい。

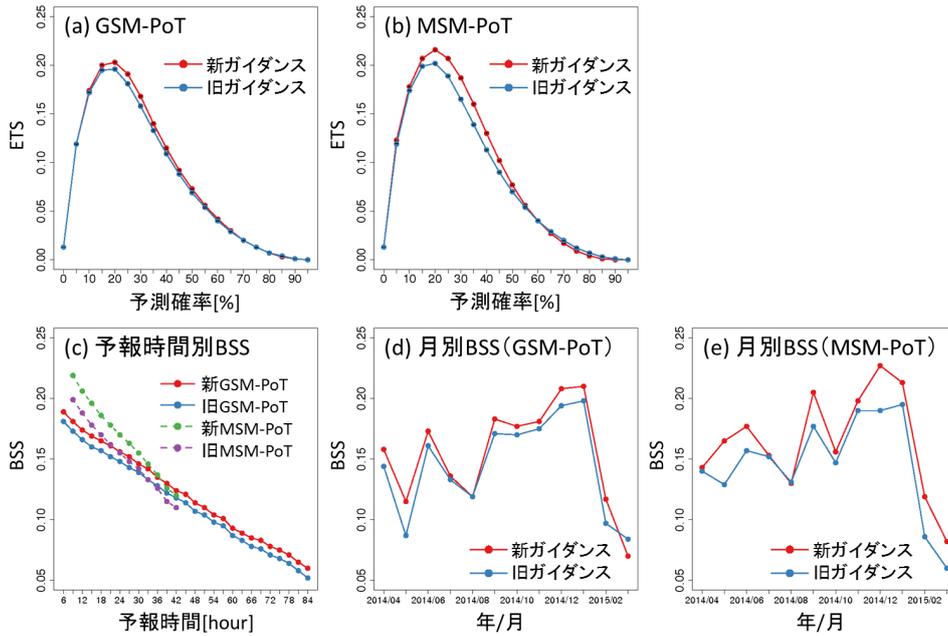


図 4.1.5 新旧ガイダンスの ETS 及び BSS。(a) 及び (b) は、各確率を閾値として発雷を予測した場合の新旧ガイダンスの ETS で、(a)GSM-PoT、(b)MSM-PoT。(c)、(d) 及び (e) は、BSS の新旧比較図で、(c) 予報時間別、(d)GSM-PoT の月別、(e)MSM-PoT の月別。図の横軸は (a) 及び (b) は確率の閾値、(c) は予報時間、(d)、(e) は検証対象の年月を表す。

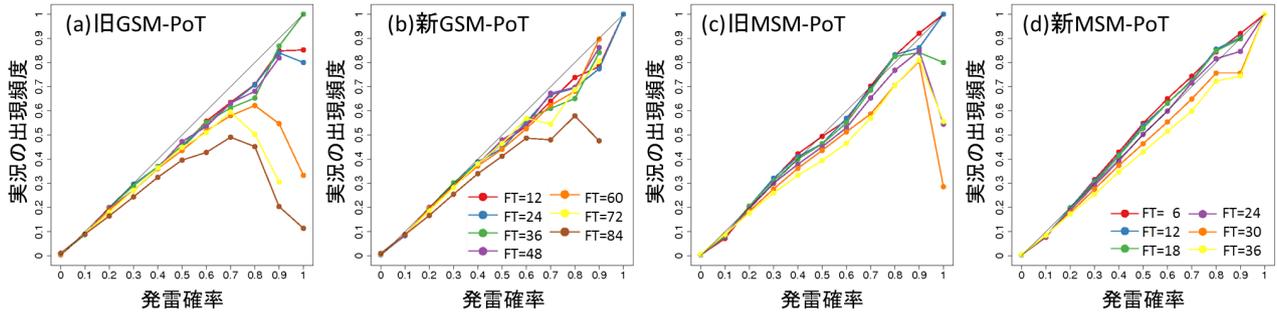


図 4.1.6 新旧ガイダンスの予報時間別の信頼度曲線。(a) は旧 GSM-PoT、(b) は新 GSM-PoT、(c) は旧 MSM-PoT、(d) は新 MSM-PoT で色は予報時間を表す。

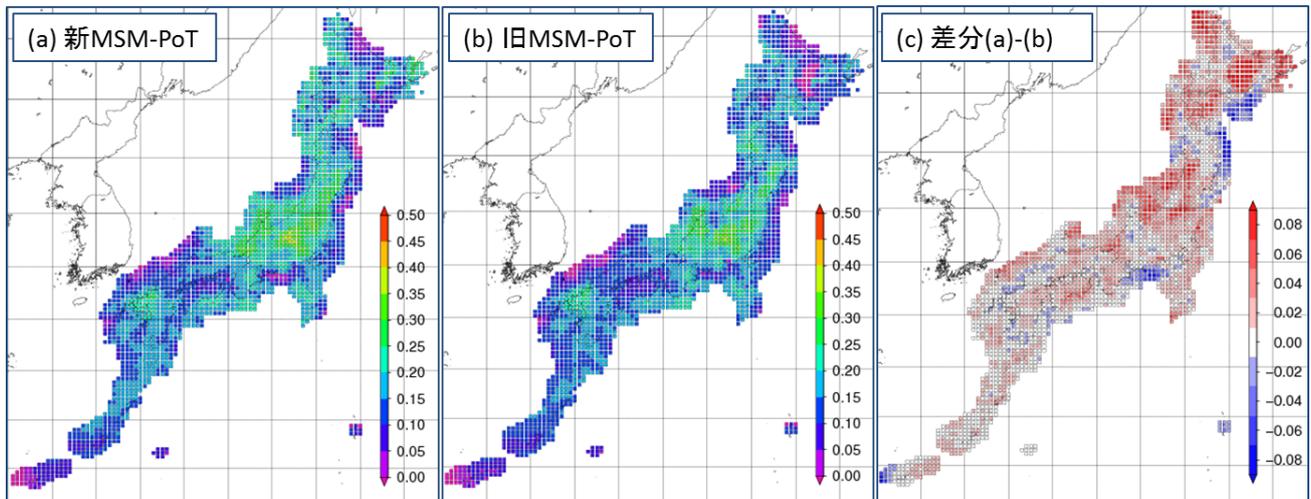


図 4.1.7 MSM 発雷確率ガイダンスの BSS 分布図。(a) は新 MSM-PoT の BSS 分布図、(b) は旧 MSM-PoT、(c) は新旧 MSM-PoT の BSS の差分図。(c) の差分図は赤いほど新 MSM-PoT の予測精度が高いことを表す。

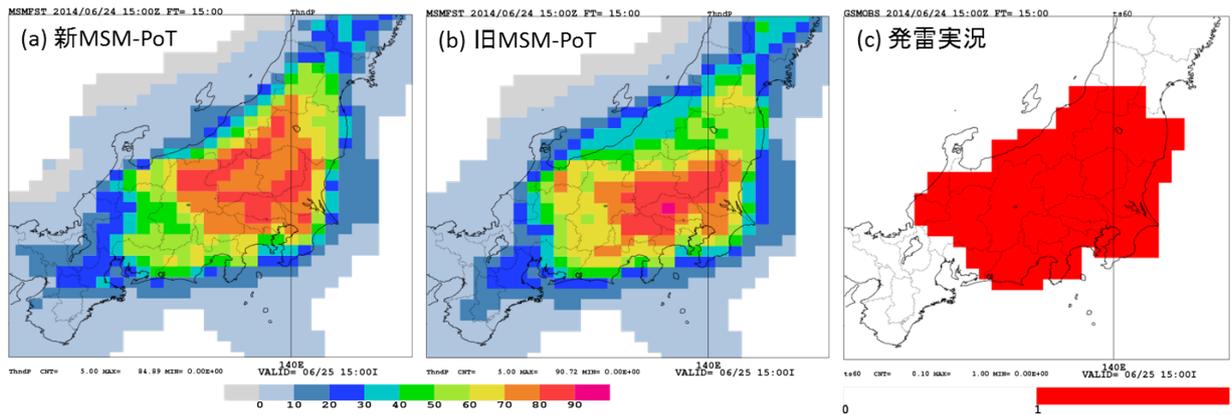


図 4.1.8 2014 年 6 月 25 日 06UTC を対象時刻とする新旧 MSM-PoT[%] と発雷実況。発雷実況は、付録 A.2.7 の目的変数と同じ方法で作成しており、発雷の観測された格子を赤色で示している。

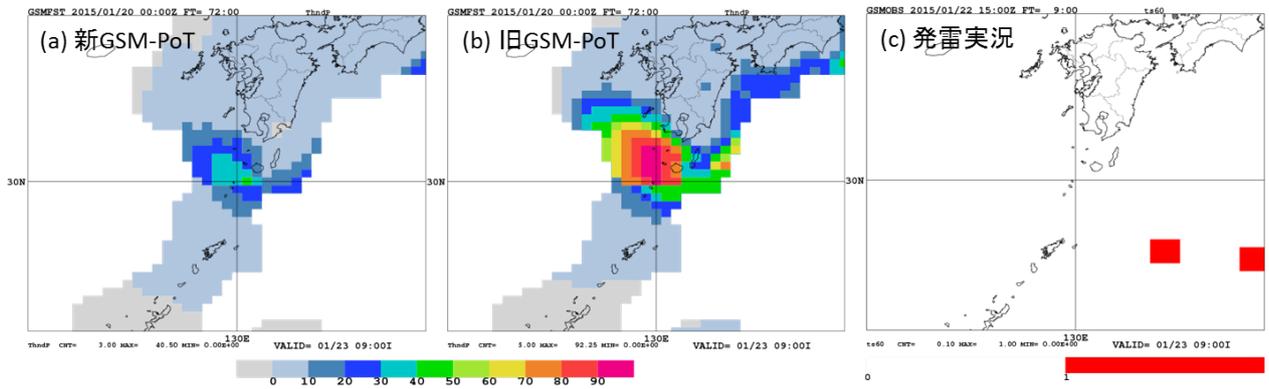


図 4.1.9 図 4.1.8 に同じ。ただし、2015 年 1 月 23 日 00UTC を対象時刻とする新旧 GSM-PoT[%]。

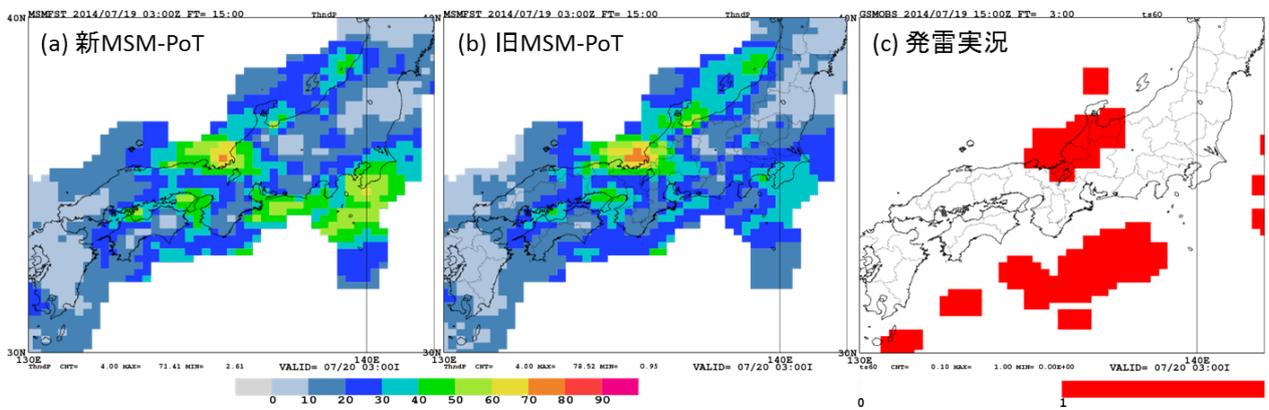


図 4.1.10 図 4.1.8 に同じ。ただし、2015 年 7 月 19 日 18UTC を対象時刻とする新旧 MSM-PoT[%]。

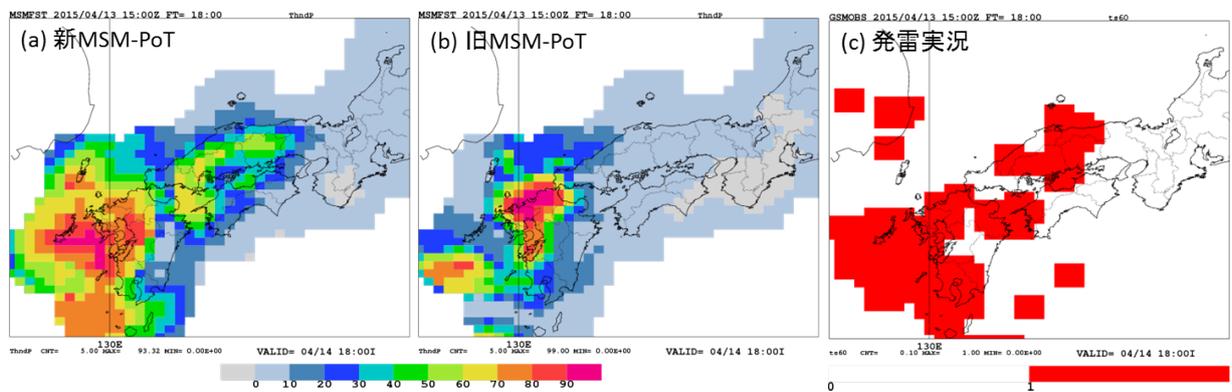


図 4.1.11 図 4.1.8 に同じ。ただし、2015 年 4 月 14 日 09UTC を対象時刻とする新旧 MSM-PoT[%]。

参考文献

- 越智健太, 石井憲介, 2013: 領域拡張・予報時間 39 時間化されたメソモデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-17.
- 白山洋平, 2014: 発雷確率ガイダンスへの影響と対応. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35-39.
- 高田伸一, 2007: 発雷確率ガイダンス. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 91-93.
- 高田伸一, 2009: 発雷確率ガイダンス. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 39-43.
- 米原仁, 2014: 改良された全球数値予報システムの特性. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.

4.2 時系列湿度ガイダンスの開発¹

4.2.1 はじめに

湿度の予測は乾燥注意報や火災気象通報の発表に必要であるとともに霧やもやなど視程障害現象の発生予想にも有効である。現在、湿度に関するガイダンスとして乾燥注意報の発表支援に用いる「最小湿度ガイダンス」(鎌倉 2007) は運用されているものの、実効湿度²の予測に必要な毎時の湿度ガイダンスは運用されていない。このため、2013年度より数値予報モデルの湿度予測の系統誤差を取り除いて、モデル予測値より精度が高い時系列湿度ガイダンスの開発を進めてきた。当ガイダンスは2015年度内に運用開始を予定していることから、その概要と特性について紹介する。

4.2.2 ガイダンスの仕様

表 4.2.1 に時系列湿度ガイダンスの仕様を示す。このガイダンスはカルマンフィルターを用いた逐次学習方式を採用し、GSM ガイダンス及び MSM ガイダンス(以降、GSM ガイダンスを GSM-G、MSM ガイダンスを MSM-G と呼ぶ)ともに毎正時の湿度を予想する。ガイダンス作成に用いる説明変数は、主要地点の各要素で相関行列を作成し多重共線性を防ぐために相関の強い要素を単一化した上で、ステップワイズ法(変数増減法)を用いて選択する。選択された説明変数については表 4.2.1 を参照されたい。予測式は GSM-G 及び MSM-G とともに、日変化などを考慮して各初期値及び各 FT 毎に層別化している。

この毎時の湿度予想を利用して、予想日平均湿度を計算し、さらに、前日までの観測値による実効湿度を

表 4.2.1 時系列湿度ガイダンスの仕様

ガイダンス名	時系列湿度ガイダンス	
利用モデル	GSM	MSM
初期時刻 (UTC)	00~18 の 6 h 毎	00~21 の 3 h 毎
予要素	毎正時の湿度	
予報時間	FT=3~84	FT=1~39
予報地点	気象官署、特別地域気象観測所	
説明変数 (モデル予想値)	地上相対湿度	
	地上風向(東西南北)の各風成分	
	地上風速	
	下層雲量	
	中層雲量	
	前1時間降水量	
	海面更正気圧	

¹ 高桑 健一

² 実効湿度は木材の乾燥の程度を表す指数で、数日前からの湿度が考慮されているという特徴がある。

利用して予想実効湿度も計算する(表 4.2.2)。MSM-G の 15UTC 初期値を例とした当日の予想実効湿度の計算は式(4.2.1)の通りである³。

$$\text{前日の観測実効湿度} \times 0.7 + \text{予想日平均湿度} \times 0.3 \quad (4.2.1)$$

なお、MSM の 18UTC 及び 21UTC 初期値についてはモデルの予報時間の制約で日平均湿度及び実効湿度を作成していない。

4.2.3 ガイダンスの検証

ここでは、寒候期(2013年10月1日~2014年3月31日)及び暖候期(2014年4月1日~9月30日)の時系列湿度ガイダンスの検証結果と同ガイダンスから計算した日平均湿度予想の検証結果及び実効湿度予想の検証結果を示す。

初めに GSM の 00UTC 初期値における各予報時間(FT=3~84)での全計算地点(154地点)の平均の湿度時系列ガイダンス及びモデルの RMSE と ME の検証結果を寒候期と暖候期に分けて示す(図 4.2.1)。寒候期では、ガイダンスの RMSE (赤線)はモデルの RMSE (青線)を各予報時間ともに 3~5%程度改善しており、ガイダンス自体の RMSE は 10~12%前後となっている。モデルの ME (水色線)は正バイアスで1日程度の周期的な変動があって誤差が大きいが、ガイダンスの ME (紫色線)は誤差 0%付近にあり、モデルを大きく改善している。

暖候期については、RMSE ではガイダンス(赤線)がモデル(青線)を 3~6%程度改善していて、さらにモデルにある半日程度の周期的な変動も縮小している。ME においてもモデル(水色線)の誤差及び半日程度の周期の時間変動を大きく改善している。

表 4.2.2 モデルの各初期時刻から予想できる日平均湿度及び実効湿度の予報対象日(日本時間)

初期値 (UTC)	当日	明日	明後日	明々後日
GSM 00UTC				
GSM 06UTC				
GSM 12UTC				
GSM 18UTC				
MSM 00UTC				
MSM 03UTC				
MSM 06UTC				
MSM 09UTC				
MSM 12UTC				
MSM 15UTC				

³ 湿度の観測値が欠測の場合にはガイダンスの予測値を用いて実効湿度を計算する。

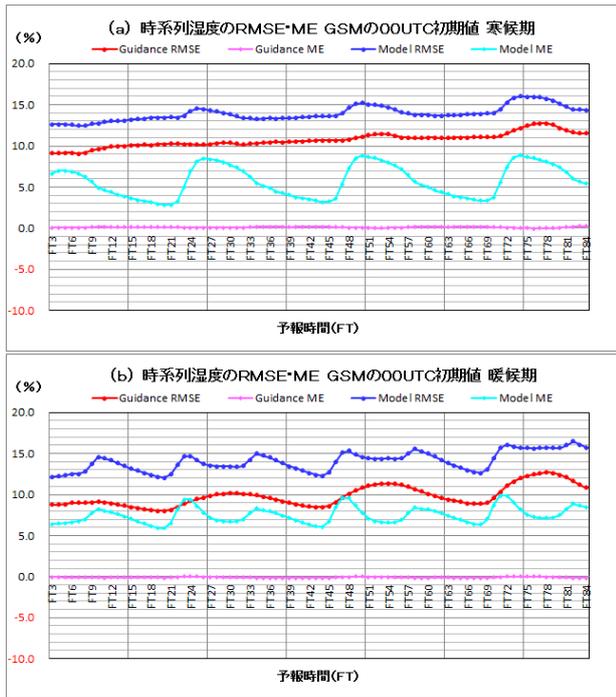


図 4.2.1 全計算地点の時系列湿度ガイダンス及びモデルの RMSE と ME (縦軸)。GSM の 00UTC 初期値、FT=3 ~ 84 (横軸) における検証結果、(a) 寒候期 (2013 年 10 月 1 日 ~ 2014 年 3 月 31 日)、(b) 暖候期 (2014 年 4 月 1 日 ~ 9 月 30 日)。赤線：ガイダンスの RMSE、紫色線：ガイダンスの ME、青線：モデルの RMSE、水色線：モデルの ME。

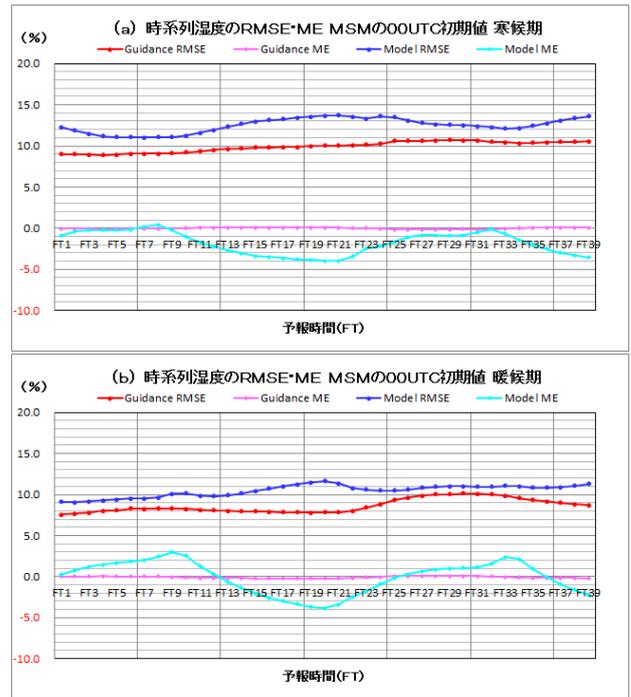


図 4.2.2 全計算地点の時系列湿度ガイダンス及びモデルの RMSE と ME (縦軸)。MSM の 00UTC 初期値、FT=1 ~ 39 (横軸) における検証結果、(a) 寒候期 (2013 年 10 月 1 日 ~ 2014 年 3 月 31 日)、(b) 暖候期 (2014 年 4 月 1 日 ~ 9 月 30 日)。赤線：ガイダンスの RMSE、紫色線：ガイダンスの ME、青線：モデルの RMSE、水色線：モデルの ME。

次に MSM の 00UTC 初期値における各予報時間 (FT=1 ~ 39) での全計算地点の平均の時系列湿度ガイダンス及びモデルの RMSE と ME の検証結果を寒候期と暖候期に分けて示す (図 4.2.2)。寒候期では、ガイダンスの RMSE (赤線) は 9 ~ 10% 程度となっており、モデルの RMSE (青線) を 2 ~ 4% 程度改善している。モデルの ME (水色線) は負バイアス傾向で日変化があるが、ガイダンスでの ME (紫色線) は 0% 程度と、モデルを改善している。

暖候期については、RMSE ではガイダンス (赤線) はモデル (青線) を相対誤差で 1 ~ 4% 程度改善している。ガイダンス (紫色線) の ME は 0% 程度であり、モデル (水色線) の誤差を小さくしている。

以上より、各ガイダンスともに数値予報モデルのバイアスを除去できており、ME は概ね 0% 程度となっている。この結果として RMSE も小さくなりモデルを良く改善している。GSM と MSM の精度は、現在運用中の最小湿度ガイダンスの精度 (RMSE で 8 ~ 10% 前後、ME で 0 ~ 1% 程度) とほぼ同等であると言える (図略)。また、GSM-G と MSM-G とで時系列湿度ガイダンスの精度を比較すると MSM-G の方が精度が良かった。なお、00UTC 初期値以外でも同様の結果であった。

全国の各地域毎の誤差の特徴や傾向を見るため、寒候期での GSM-G00UTC 初期値の FT=24 における気象官署及び特別地域気象観測所の地点毎の RMSE を図 4.2.3 に示す。RMSE は全国の地点で概ね 8 ~ 10% 程度であるが、本州の中部山岳地帯では 12 ~ 13% と他の地点に比べ高くなっている。これらは標高が高い地点であり、放射冷却等により気温の予想が実況よりも低くなることで、湿度の予想が実況よりも高くなったためと考えられる。ME でも正バイアス傾向が見られる。このほか、北海道地方、本州及び九州北部地方の日本海側でやや精度が低い傾向があり、これは冬型の気圧配置におけるしぐれの天候により断続的に雪または雨による降水があり、湿度も時間変動が大きくガイダンスでの予測が難しいことが影響している。

暖候期での GSM-G の 00UTC 初期値における FT=24 の地点毎の検証図 (図 4.2.4) を見ると、寒候期と比べて本州中部山岳地帯の RMSE は小さいが、北海道地方のオホーツク海側などで RMSE が大きい地点がある。RMSE が大きくなった要因としては、寒冷なオホーツク海高気圧と海陸風の影響で気温の実況が予想よりも低下したことや海霧の移流により湿度の誤差が大きくなったことが考えられる。南西諸島では RMSE

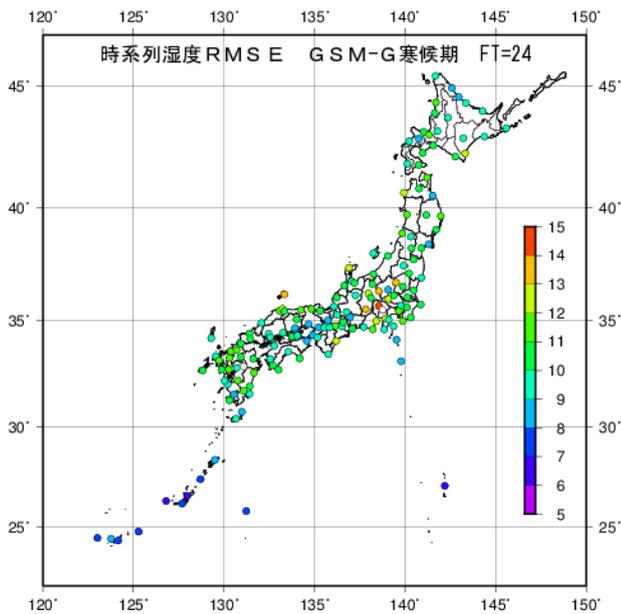


図 4.2.3 時系列湿度ガイダンスの地点毎の RMSE[%]。GSM-G の 00UTC 初期値、FT=24 における検証結果、寒候期 (2013 年 10 月 1 日～2014 年 3 月 31 日)。

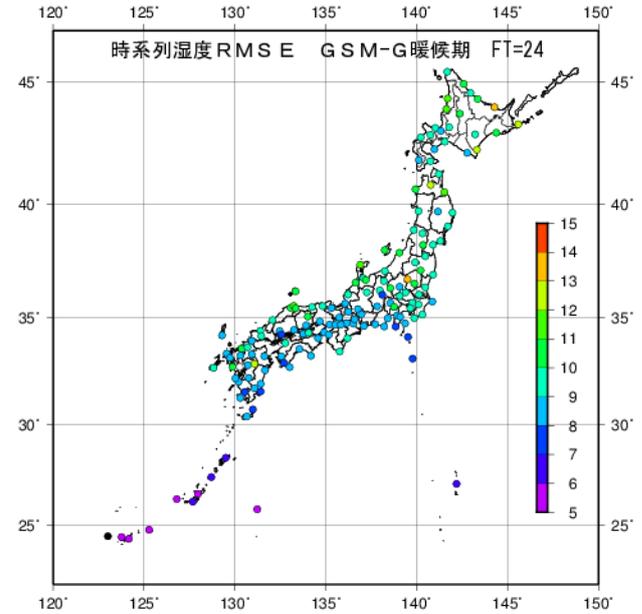


図 4.2.4 時系列湿度ガイダンスの地点毎の RMSE[%]。GSM-G の 00UTC 初期値、FT=24 における検証結果、暖候期 (2014 年 4 月 1 日～9 月 30 日)。

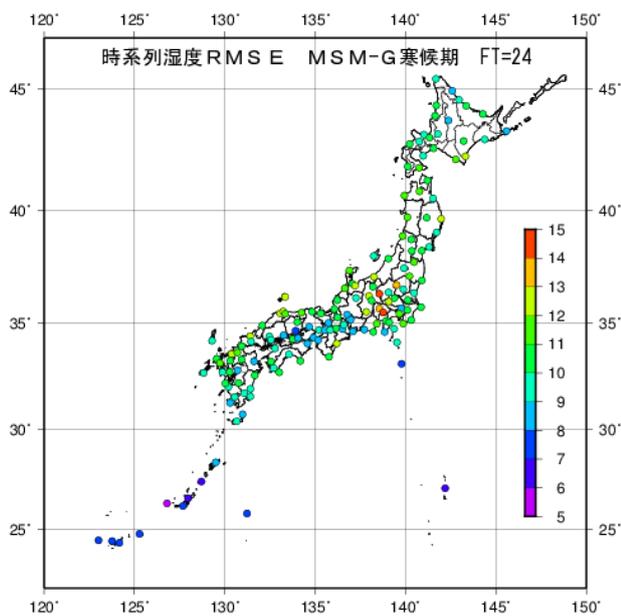


図 4.2.5 時系列湿度ガイダンスの地点毎の RMSE[%]。MSM-G の 00UTC 初期値、FT=24 における検証結果、寒候期 (2013 年 10 月 1 日～2014 年 3 月 31 日)。

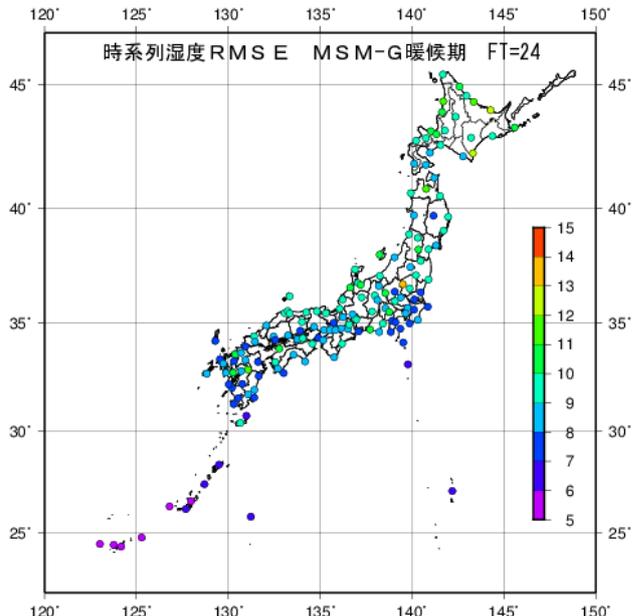


図 4.2.6 時系列湿度ガイダンスの地点毎の RMSE[%]。MSM-G の 00UTC 初期値、FT=24 における検証結果、暖候期 (2014 年 4 月 1 日～9 月 30 日)。

が 6%程度と他の地域より精度が高い。これは島は周りが海に囲まれており高湿度の上、気温や湿度の日較差が小さいことが影響している。

次に寒候期の MSM-G の 00UTC 初期値の FT=24 における気象官署及び特別地域気象観測所の地点毎の RMSE(図 4.2.5) を見る。RMSE は全国的には 8～10%

程度の地点が多いが、地域毎に見ると GSM-G と同様に本州の中部山岳地帯で 12～13%程度と他の地点に比べ大きくなっている。RMSE が大きい要因は GSM-G の場合と同じと考えられ、ME でも正バイアス傾向が見られる。また、北海道地方、本州、九州北部地方の日本海側で平均よりも精度が低いのは、GSM-G と同

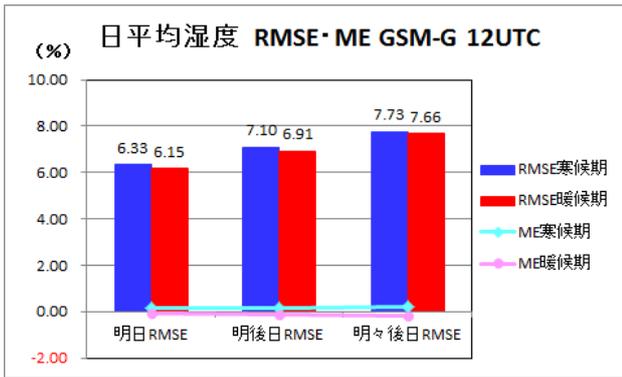


図 4.2.7 全地点の日平均湿度の RMSE と ME。GSM-G の 12UTC 初期値。寒候期 (2013 年 10 月 1 日 ~ 2014 年 3 月 31 日) 及び暖候期 (2014 年 4 月 1 日 ~ 2014 年 9 月 30 日) の検証結果。

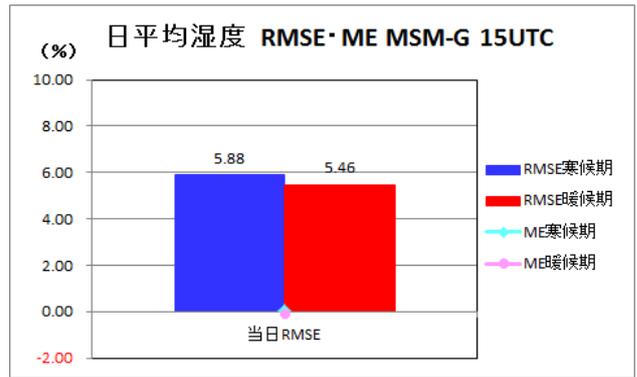


図 4.2.8 全地点の日平均湿度の RMSE と ME。MSM-G の 15UTC 初期値。寒候期 (2013 年 10 月 1 日 ~ 2014 年 3 月 31 日) 及び暖候期 (2014 年 4 月 1 日 ~ 2014 年 9 月 30 日) の検証結果。

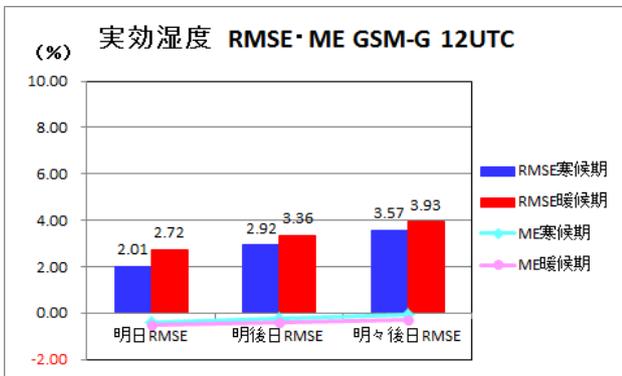


図 4.2.9 全地点の実効湿度の RMSE と ME。GSM-G の 12UTC 初期値。寒候期 (2013 年 10 月 1 日 ~ 2014 年 3 月 31 日) 及び暖候期 (2014 年 4 月 1 日 ~ 2014 年 9 月 30 日) の検証結果。

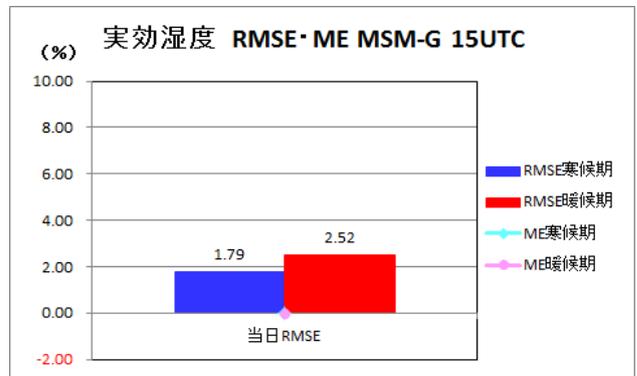


図 4.2.10 全地点の実効湿度の RMSE と ME。MSM-G の 15UTC 初期値。寒候期 (2013 年 10 月 1 日 ~ 2014 年 3 月 31 日) 及び暖候期 (2014 年 4 月 1 日 ~ 2014 年 9 月 30 日) の検証結果。

様に冬型の気圧配置時におけるしぐれの天候により断続的に降水があり、湿度の誤差が大きくなったためである。

暖候期の MSM-G での 00UTC 初期値の FT=24 における地点毎の検証図 (図 4.2.6) を見ると、GSM-G と同様に寒候期と比べて本州中部山岳地帯の RMSE は小さいが、北海道地方のオホーツク海側などで RMSE が大きい地点がある。RMSE が大きくなった要因は GSM-G と同じく、寒冷なオホーツク海高気圧と海陸風の影響で気温と湿度の誤差が大きくなったためと考えられる。GSM-G と同様に、南西諸島では RMSE が 6% 程度と他の地域より精度が高い。これも GSM-G と同様に湿度の日較差が小さいことが影響している。本稿では FT=24 の検証結果を示したが、他の予報時間においても同様の結果であった。

最後に、全地点の日平均湿度と実効湿度予想の検証結果を示す。GSM-G の 12UTC 初期値による日平均湿度の RMSE と ME (図 4.2.7) を見ると、RMSE では

寒候期と暖候期の明日、明後日及び明々後日の各日とも 6~7% 台である。ME では寒候期と暖候期の明日、明後日及び明々後日の各日とも 0% 程度である。次に MSM-G の 15UTC 初期値による日平均湿度の RMSE と ME (図 4.2.8) を見ると、当日の RMSE は寒候期と暖候期ともに 5% 台であり GSM の 12UTC 初期値での明日予測のガイダンスより精度が良い。ME では当日の寒候期と暖候期ともに 0% 程度であった。GSM-G 及び MSM-G とともに時系列湿度ガイダンスより精度が高くなっているが、これは、毎時のガイダンス値を 24 時間分日平均することで、時間毎の誤差が相殺されていることによると推察される。

GSM-G の 12UTC 初期値による実効湿度の RMSE と ME (図 4.2.9) を見ると、RMSE では寒候期と暖候期の明日、明後日及び明々後日のいずれも 2~3% 台であり、寒候期の方が精度が良い。ME では寒候期と暖候期の明日、明後日及び明々後日のいずれも僅かに負バイアス傾向である。次に MSM-G の 15UTC 初期

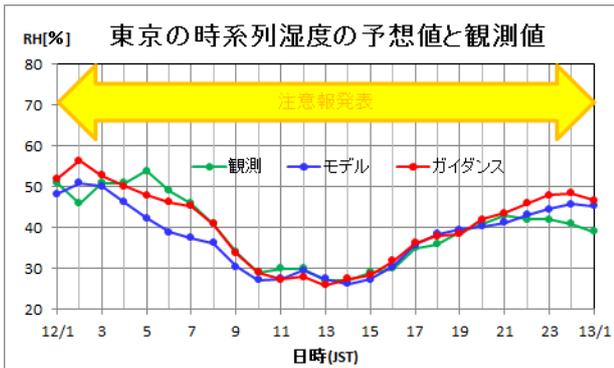


図 4.2.11 東京の MSM 時系列湿度の予想値と実況値 (2015 年 1 月 12 日)。観測値：毎時の湿度実況値、モデル：MSM15UTC 初期値によるモデル湿度予想、ガイダンス：MSM15UTC 初期値による時系列湿度ガイダンスの予想。

値による実効湿度の RMSE と ME (図 4.2.10) を見ると、RMSE では当日の寒候期と暖候期ともに 2%前後であり、特に寒候期では 1%台と暖候期より良くなっている。ME では当日の寒候期と暖候期ともに 0%程度である。GSM-G 及び MSM-G とともに予想日平均湿度より精度が高くなっているが、これは、予想実効湿度の計算に予想の日平均湿度値だけでなく観測値の実効湿度値を用いていることによる。

4.2.4 事例検証

乾燥注意報及び濃霧注意報が発表された事例における時系列湿度ガイダンスの予測結果を紹介する。

(1) 2015 年 1 月 12 日の乾燥注意報事例

東京地方の乾燥注意報発表事例を示す。2015 年 1 月 12 日は日本付近は冬型の気圧配置であった(図略)。このため、東京地方では晴れて空気が乾燥する気象条件であり、乾燥注意報が発表されていた。東京の MSM 時系列湿度ガイダンス(図 4.2.11)では、概ねモデルを改善し、観測値に近い湿度を予想している。特に 12 日昼頃にかけて湿度が下がり、13 時頃に最も乾燥することを良く当てている。GSM 及び MSM の時系列湿度ガイダンスによる実効湿度予想(表 4.2.3)を見ると、GSM-G 及び MSM-G とともに 40%前後で、また、最小湿度ガイダンスの予想値も 23%と低く、東京地方の乾燥注意報発表基準である「実効湿度 50%以下で最小湿度 25%以下」となっていた。実際には、「実効湿度：40%、最小湿度 25%」となり、実効湿度の予想が良かった事例となった。

(2) 2015 年 6 月 13 日の濃霧注意報事例

次に、2015 年 6 月 13 日の千葉県での濃霧注意報発表事例を示す。銚子地方気象台の観測では 6 月 12 日は、未明から昼過ぎにかけて雨が降っており、12 日未明からもやとなっていた。銚子の視程は 12 日 20 時 40 分 (JST、以下も同様)には 2 km 未満となり、21 時

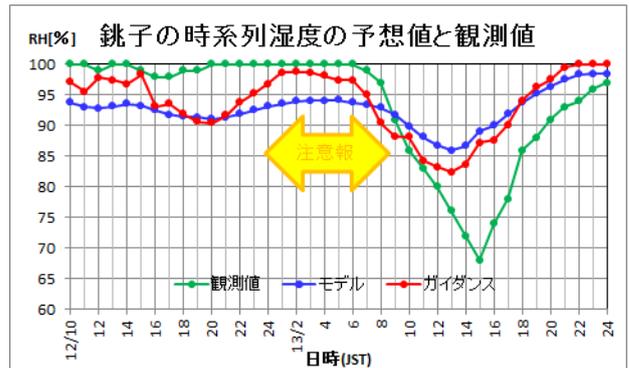


図 4.2.12 銚子の MSM 時系列湿度の予想値と実況値 (2015 年 6 月 12 日～13 日)。観測値：毎時の湿度実況値、モデル：MSM00UTC 初期値によるモデル湿度予想、ガイダンス：MSM00UTC 初期値による時系列湿度ガイダンスの予想。

10 分には 1 km 未満、23 時 30 分には 500 m 未満となった。視程障害は 13 日にかけて続き、13 日 03 時には 2 km、06 時には 5 km、09 時には 8 km となり、もやの状態は 13 日 13 時まで続いた。銚子地方気象台では 12 日夕方には対象時刻を 13 日未明から朝として銚子を含む千葉県全域に濃霧注意報を発表した。

この時の MSM 時系列湿度ガイダンス(図 4.2.12)を見ると、12 日昼前から 13 日朝にかけてガイダンスの予想湿度では 90%から 100%であった。特に濃霧注意報の対象時刻である 13 日未明から朝にかけては、モデルの予想値が 93～94%程度であるのに対し、ガイダンスでは予想湿度が 100%近くになっており、実況も 100%と予想がほぼ的中した。なお、視程分布予想では当該時間帯の霧の予測(視程低下)を予測してはなかった(図略)。この事例のように、時系列湿度ガイダンスを用いることで、霧やもやなどの視程障害現象を予測できる可能性がある。

4.2.5 時系列湿度ガイダンスの利用方法

以下、時系列湿度ガイダンス(日平均・実効湿度を含む)の予報現場における利用方法について列記する。

- 時系列湿度は視程分布予想とともに高湿度時の霧やもやなどの視程障害現象(濃霧注意報)の予想の支援資料の一つとして利用できる可能性がある。また、注意報の発表だけではなく、注意報の継続期間(解除日時)の予想にも用いることができる。

表 4.2.3 東京の GSM 及び MSM の時系列湿度ガイダンスによる実効湿度予想と実況

	モデル初期値	実効湿度 12 日
GSM-G	2015 年 1 月 11 日 12UTC	37.7%
MSM-G	2015 年 1 月 11 日 15UTC	40.1%
実況	—	40%

- 実効湿度の予想は、最小湿度ガイダンスとともに乾燥注意報や火災気象通報の発表に際しての支援資料として利用できる。また、濃霧注意報と同様に、注意報の継続期間（解除日時）の予想にも用いることができる。
- 近年、社会的関心が高まっている夏季の熱中症は、気温だけではなく湿度も関係することから、高温注意情報の概況などにも時系列湿度や日平均湿度の予想を利用できる。

4.2.6 利用上の留意点

最後に、時系列湿度ガイダンス（日平均・実効湿度を含む）の利用上の留意点を述べる。

- GSM-G と MSM-G を比較すると、MSM-G の方が統計的に精度が高いため、当日及び明日の予報は基本的には MSM-G の予想を利用することを推奨する。GSM-G は明日（朝の段階で利用する際）、明後日及び明々後日の予想に用いることができる。
- 夏季の太平洋高気圧に覆われるような総観場の天候が安定しているときや湿度の日較差の小さい地点では、精度が高くなる。
- 視程分布予想ではモデルの相対湿度をそのまま使うが、時系列湿度ガイダンスではモデルの相対湿度に系統誤差補正を行っているため、視程分布予想では予想が難しい霧（放射霧等）の予想に利点がある。時系列湿度ガイダンスで湿度 100% 近くを予想している時は、視程分布予想で霧を予想していなくとも霧の可能性のあることを考慮して用いて欲しい。
- 放射冷却や海陸風の影響が強いところ及び標高の高いところなど、モデルの気温の予想に誤差が大きいと湿度予想の精度も低くなる。
- 冬型の気圧配置のときは、日本海側ではしぐれの天候となり、断続的に降水が続くため実況の湿度変動が大きくなり、ガイダンスの精度も低下する。

以上の点に留意しながら、時系列湿度ガイダンスを予報作業に用いて頂きたい。

4.2.7 今後の展望

今後の展望として、時系列湿度ガイダンスから格子形式の湿度ガイダンスへの開発につなげ、降水種別ガイダンス（古市・松澤 2009）の入力変数に用いている相対湿度（現在はモデルの相対湿度を使用）に使用することにより、雨雪判別の精度向上が期待できる。

参考文献

- 鎌倉智之, 2007: 最小湿度ガイダンス. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 78-79.
- 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.

4.3 お天気マップの改良¹

4.3.1 はじめに

お天気マップ(瀬上 1992)は、数値予報モデルの出力からフローチャート方式で各天気カテゴリを判別するプロダクトであり、天気ガイダンスとともに天気の予測をする資料の一つとして利用されている(萬納寺 1994)。お天気マップの判別フローチャートを図 4.3.1 に示す。各天気カテゴリはあらかじめ設定した閾値によって判別される。各閾値は 2007 年 11 月(安藤 2007)に更新されて以来、変更されていない。一方、この後にも数値予報モデルの変更があり、当初最適だった各閾値も判別精度の低下を招いている可能性が考えられるため、今回、GSM および MSM のお天気マップについて閾値の見直しを行った²。また、これらとは別に 2012 年 8 月から新たに運用が開始された LFM のお天気マップを作成するべく、LFM の各閾値についても設定を行った³。以下の項では変更及び新たに設定した閾値について述べる。なお、雨雪判別のアルゴリズムは、安藤(2007)からの変更はない。

4.3.2 各閾値の調査

判別に利用する各閾値は、地上気象観測値(目視観測)とお天気マップの予測値について、各天気カテゴリの頻度分布が同じ割合になるように調整する(安藤 2007)。なお、予報における晴れの天気カテゴリ(快晴、晴れ、薄曇り)と曇りの天気カテゴリの予想頻度は、それぞれ観測値と同程度の割合になるように調整している。今回の調査期間(GSM と MSM は 2014 年 10 月 1 日~2015 年 3 月 31 日、LFM は 2015 年 2 月 1 日~4 月 30 日⁴)の統計では、GSM の旧閾値では曇りの予測頻度が観測に比べ多かったことから、全雲量と中下層雲量による曇りの閾値を、ともに 0.4 から 0.5 に変更した。MSM では旧閾値による雪の予測頻度が観測に比べ多かったことから、前 1 時間降水量による雪の閾値を 0.03 mm/h から 0.05 mm/h に変更した。このように設定した新しい閾値を旧閾値とともに表 4.3.1 に示す。LFM では新たに各閾値を表のとおりを設定し、雪の閾値以外は MSM と同じになっている。

次に、GSM と MSM における全ての初期値と予報対象時間を用いた設定前後の旧閾値と新閾値による予想値と観測値の従属期間による各天気カテゴリの頻度分布の割合を図 4.3.2 と図 4.3.3 にそれぞれ示す。GSM では旧閾値に比べ新閾値では曇りの頻度が少なくなり、晴れの頻度が多くなった。MSM の新閾値では旧閾値に比べ雪の頻度が 8.4%から 7.4%と少なくなり観測値の頻度 6.0%に近づいている。なお、観測値の雨の天気

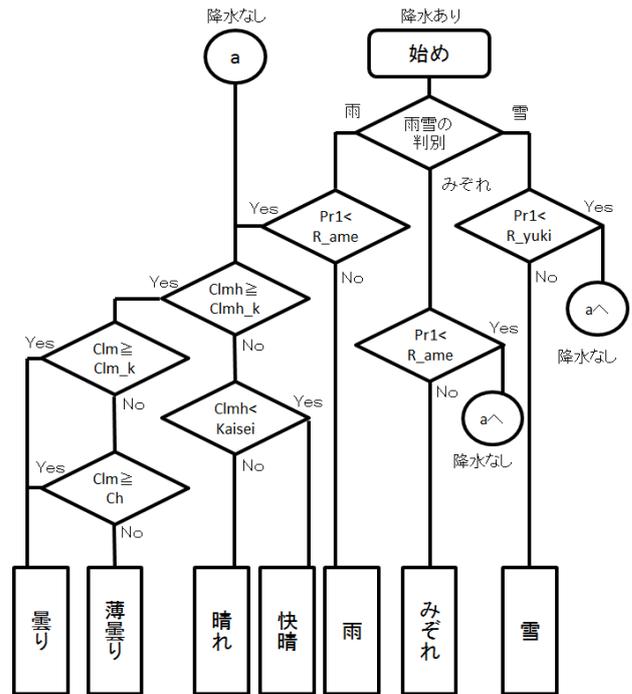


図 4.3.1 お天気マップのアルゴリズム。フローチャート内の各種文字の意味は以下のとおりである。Pr1 : 前 1 時間降水量 [mm/h]、Cl : 下層雲量、Cm : 中層雲量、Ch : 上層雲量、Clmh = 1 - (1 - Cl)(1 - Cm)(1 - Ch) : 全雲量、Clm = 1 - (1 - Cl)(1 - Cm) : 中下層雲量。判別の閾値 R_yuki : 雪の閾値、R_ame : 雨の閾値、Clmh_k : 全雲量による曇りの閾値、Clm_k : 中下層雲量による曇りの閾値、Kaisei : 全雲量による快晴の閾値。なお、雨雪判別のアルゴリズムについては安藤(2007)を参照されたい。

表 4.3.1 お天気マップの各閾値。下線部が変更または新規に設定された閾値。

閾値名	GSM		MSM		LFM 閾値
	旧閾値	新閾値	旧閾値	新閾値	
R_yuki	0.05	0.05	0.03	<u>0.05</u>	<u>0.03</u>
R_ame	0.4	0.4	0.1	0.1	<u>0.1</u>
Clmh_k	0.4	<u>0.5</u>	0.4	0.4	<u>0.4</u>
Clm_k	0.4	<u>0.5</u>	0.4	0.4	<u>0.4</u>
Kaisei	0.1	0.1	0.1	0.1	<u>0.1</u>

カテゴリでは観測測器における感雨程度のごく弱い雨も雨として分類されるため、予想に比べ観測頻度が多くなっていることに留意されたい。

LFM のお天気マップの予測値と観測値の頻度分布の割合を図 4.3.4 に示す。LFM の特徴として、GSM や MSM と比べて観測に対する快晴の予測頻度が多くなり、晴れの頻度が少なくなっているが、予報では快晴と晴れは「晴れ」として発表するため、予報作業においての影響は小さいと思われる。

¹ 高桑 健一

² 2015 年秋に変更後の閾値で運用開始予定である。

³ 2015 年 5 月に運用を開始している。

⁴ LFM が asuca 版(第 1 章を参照)になってからの期間とした。

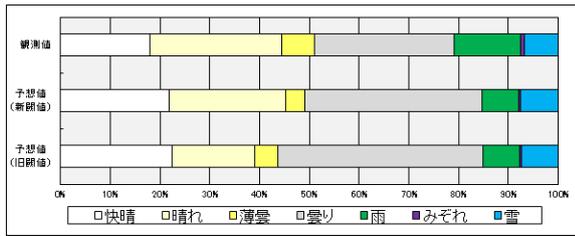


図 4.3.2 観測と GSM お天気マップについて各天気カテゴリの頻度の割合 (期間 2014 年 10 月 1 日 ~ 2015 年 3 月 31 日)。上から観測値、予想値 (新閾値)、予想値 (旧閾値)。

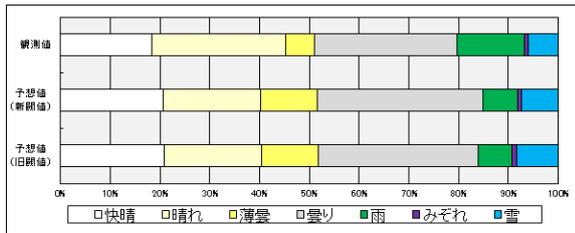


図 4.3.3 観測と MSM お天気マップについて各天気カテゴリの頻度の割合 (期間 2014 年 10 月 1 日 ~ 2015 年 3 月 31 日)。上から観測値、予想値 (新閾値)、予想値 (旧閾値)。

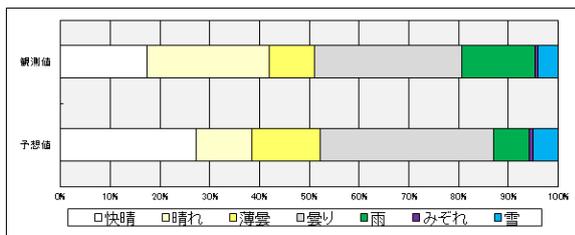


図 4.3.4 観測と LFM お天気マップについて各天気カテゴリの頻度の割合 (期間 2015 年 2 月 1 日 ~ 2015 年 4 月 30 日)。上が観測値、下が予想値。

4.3.3 お天気マップの予測例

図 4.3.5 に 2015 年 3 月 11 日 18UTC 初期値の FT=6 の各モデルにおける新閾値によるお天気マップの予測例を示し、その時の衛星可視画像と解析雨量及び日照時間を、それぞれ図 4.3.6、図 4.3.7、図 4.3.8 に示す。お天気マップと実況を比較すると、モデルの解像度による差はあるものの、概ね衛星画像による曇り域、解析雨量による雨 (雪) 域、日照時間による晴れ域の各天気カテゴリを表現できている。なお、図は省略するが、GSM, MSM とともに新閾値の方が旧閾値より実況に近くなっていた。LFM の図を見ると解像度が高いため、MSM と比較しても日本海の筋状の雪や日本の南海上の雨を高い分解能で予測できている。

4.3.4 利用上の留意点

最後にお天気マップへのモデルの下層雲予測の影響や、予測精度の面から比較した天気ガイダンスとの相違点といった利用上の留意点を説明する。

GSM は下層雲を MSM と比べ広い範囲に予想する傾向がある。これに対応して、GSM のお天気マップも曇り域を広く予測すると考えられる。この傾向には、2014 年 3 月に実施された GSM の境界層スキームの改

良によって、境界層の構造が維持されやすくなったことも寄与している (中川 2014)。ただしお天気マップにおいては、今回、雲量の閾値を 0.4 から 0.5 に変更したことによって、この影響は軽減されているものと思われる。なお、どの予測が適切であったかは事例によって異なる。

また従前は、GSM で使用している層積雲スキーム (川合 2004) の発動条件に水蒸気量についての情報が含まれていなかったため、GSM では水蒸気量が不十分であってもスキームの発動により過剰に下層雲を生成してしまうことがあった。このような場合、雲量を説明変数としているお天気マップでは、曇り域が広がりすぎるといった影響を受けていた (この場合、相対湿度を説明変数とし、雲量を説明変数としていない天気ガイダンスでは、その影響は受けない)。その後、層積雲スキームの発動条件に相対湿度がある閾値以上という条件を追加する改良が実施されて、層積雲スキームによる過剰な下層雲の生成は減少しており (下河邊・古河 2012)、お天気マップへの影響も軽減されていると考えられる。

また、お天気マップの晴れ・曇りは予報対象時刻の天気を予測しているのに対して、天気ガイダンスの晴れ・曇りは、前 3 時間の卓越天気を予測している。なお、天気ガイダンスでは、日照が 50%/3h 以上で晴れとなり、50%/3h 未満では曇りと表現される。同様にお天気マップは (モデルの前 1 時間降水量を用い) 予測対象時刻の降水の有無を予測しているのに対し、天気ガイダンスは前 3 時間の降水量が 1 mm/3h 以上 (雪は 0.5 mm/3h 以上) となるかを予測している。

お天気マップの各閾値は全国一律であり、地域や季節による変化はない。これに対し天気ガイダンスは逐次学習型のガイダンスである日照率ガイダンスや降水量ガイダンスの予測結果を用いており、お天気マップより総じて精度が良い。お天気マップを予報作業に利用する際は、このような点に留意しながら用いて頂きたい。

参考文献

- 安藤昭芳, 2007: お天気マップ. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 94-97.
- 川合秀明, 2004: 雲水過程. 数値予報課報告・別冊第 50 号, 気象庁予報部, 72-80.
- 下河邊明, 古河貴裕, 2012: 層積雲スキームの改良. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 92-96.
- 瀬上哲秀, 1992: お天気マップ. 平成 4 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 69-82.
- 中川雅之, 2014: 事例検証. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 19-23.
- 萬納寺信崇, 1994: お天気マップ. 平成 6 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90-91.

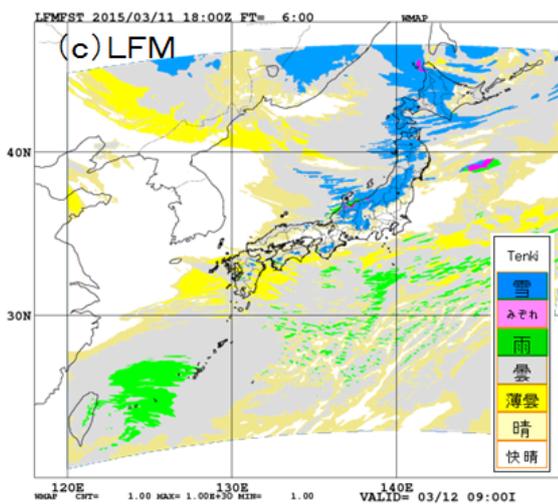
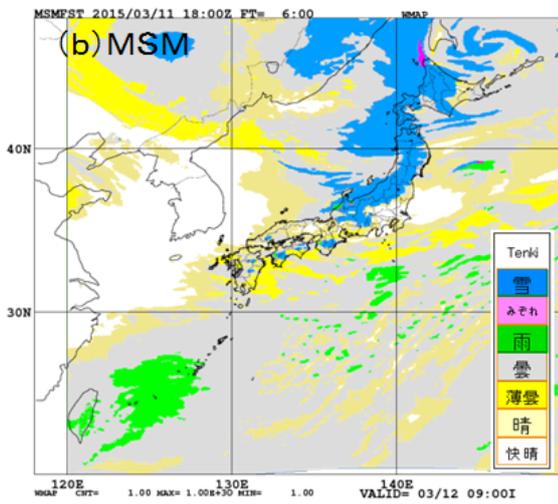
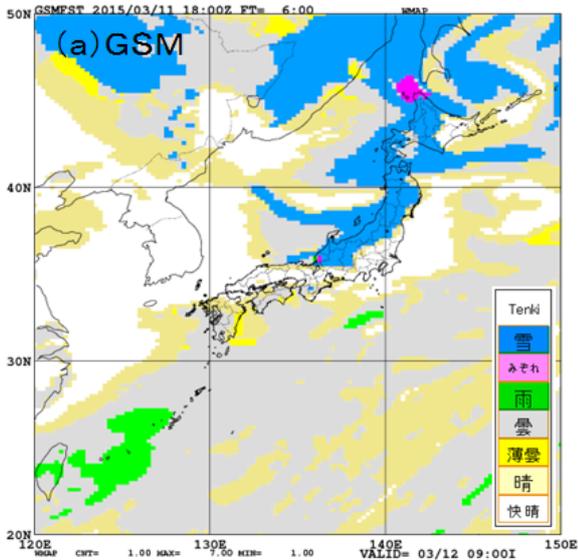


図 4.3.5 お天気マップの予測例 (2015年3月11日18UTC初期値、対象時刻12日09JST)。(a)がGSM、(b)がMSM、(c)がLFM。

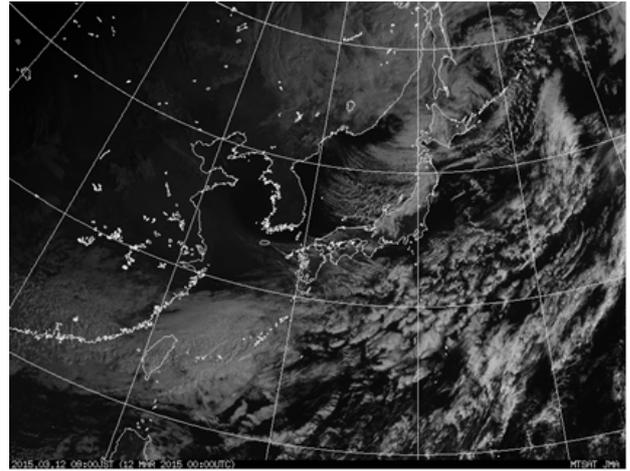


図 4.3.6 気象衛星による可視画像 (2015年3月12日09JST)

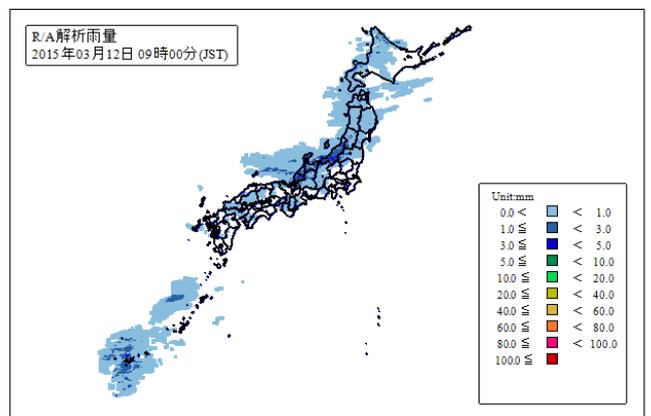


図 4.3.7 解析雨量 (2015年3月12日09JST前1時間降水量)

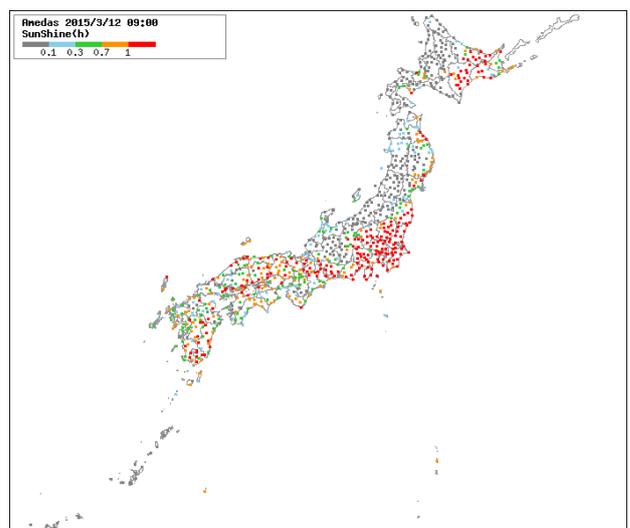


図 4.3.8 日照時間 (2015年3月12日09JST前1時間)

第5章 トピックス

5.1 事例検討¹

5.1.1 冬季の南岸低気圧

南岸低気圧は日本の太平洋側に大雪をもたらすおそれのある現象であるが、その進路、速度、中心示度の予測には依然、さまざまな困難がある。それに加え、低気圧の進路が正しく予測できたとしても、降水種別を左右する下層の気温予測にはさまざまな過程が関係し、不確実性が非常に大きい。これらのことは、原ほか(2013)で2013年1月14日に関東で大雪となった事例の検証を通じて紹介している。

本稿では、その検証を踏まえた上で、2014年～2015年の冬の南岸低気圧の事例を取り上げ、原ほか(2013)で述べたことがこれらの事例でも適用可能であるかを、低気圧を含む総観場の予測、そして下層の気温の予測の観点から述べる。

(1) 南岸低気圧の総観場の予測

まず、総観場の予測について述べる。図5.1.1～5.1.4には、2014年～2015年の冬の南岸低気圧の4つの事例について、海面更正気圧と500 hPaのジオポテンシャル高度(Z500)の全球モデル(GSM)の予測と実況(全球解析)に対する誤差を示す。

ここで示した事例に共通することは、Z500のトラフの周辺で前面に正、後面に負の誤差が生じていることである。これは、Z500のトラフの東進の予測が、実況よりも遅れていることを意味する。加えて、事例によっては、トラフの深さが十分に予測できていないものもある。Z500のこれらの予測に対応して、地上低気圧の進行も遅れたり、発達予想が不十分であったりしている。また、48時間、24時間前それぞれを初期時刻にした予測では誤差が小さくなる事例が多い。

このような傾向は、原ほか(2013)で紹介した2013年1月14日に関東で大雪をもたらした南岸低気圧をはじめとしてここに示した以外の多くの事例でも見られ、冬季の南岸低気圧に対する現在のGSMの予測特性とも言える。また、このような南岸低気圧やトラフの東進の遅れ、発達が不十分な南岸低気圧や浅いトラフといった傾向は、GSMを境界値として利用しているメソモデル(MSM)でも見られる(図略)。

このように、南岸低気圧の予測については、特にリードタイムが長い予測では、東進が遅れることや、中心示度の深まりが不十分である可能性があることを勘案して利用していただきたい。また、これらの傾向はリードタイムが短くなるにつれて小さくなることが多いので、複数の初期時刻の予測資料を比較し、新しい予測の方が低気圧やトラフの進行が早まったり、トラフがより深くなる傾向がないかを確認していただきたい。

(2) 南岸低気圧の接近に伴う下層の気温の予測

原ほか(2013)では、2013年1月14日における関東での南岸低気圧による大雪の事例について、地上気温の低下の予測とそのメカニズムを解説した。その中で重要な冷却源の一つが雪の融解に伴う冷却であった。

雪の融解による冷却は、非常に強い冷却が短時間に発生するのが特徴である。融解や寒気移流による冷却によって気温が急激に下がったのちには、地表面温度よりも相対的に気温が低くなり、地表面からの熱が輸送され(熱の境界層輸送)大気が加熱される。このように、融解や寒気移流に伴う冷却と熱の境界層輸送による加熱がほぼ釣り合い、降雪時には地上気温が時間的に一定になることがよく見られることも特徴であった。

それらの知見を踏まえて、2015年2月18日に降雪の可能性が予想された事例について調べてみる。なお、降雪時の全球モデル(GSM)の下層の気温予測には、蒸発や融解それぞれによる冷却が10 K/日に制限されていることで、気温予測には課題があることが分かっている(原ほか2013)。そのため、以下ではMSMの予測に焦点をあてる。

図5.1.5に降水量と地上風の実況及びMSMによる予測の時系列を、図5.1.6に東京における地上気温と降水量の実況及びMSMによる予測の時系列を示す。降水量の実況と予測の間の一致は必ずしもよくなく、降水が東京付近にもたらされる時間や量は異なっている。このように、この事例に対するMSMの予測には大きな誤差があったものの、モデルの結果を解釈する上でいくつかの重要な示唆を含んでいる。

MSMの東京の地上気温予測の時系列を見ると、18日09～12JSTごろに気温が急激に下がっていることがわかる。また、このタイミングで、数ミリの降水を予測している。原ほか(2013)や原(2014)と同じように、モデルの中の各過程の時間変化率に注目すると(図5.1.7)、1 km以下の層の一部が急激に冷却されている(0を示す赤線の高度が急激に下がっている)時間が18日06JSTごろと12JSTごろの2回あり、これらはMSMで数ミリの降水が予測された時間に対応している。また、18日12JSTごろの気温の急低下は、融解によって強く冷却される層が地表にまで達したことに対応している。

このように、比較的強い降水と融解による冷却、そして地上気温の急低下は対応しており、また、その冷却が短時間で生じることが特徴である。そのため、その寄与が実況よりも過大に予測されると、実況よりもかなり低い地上気温が予測される場合がある。地上気温の急低下が比較的強い降水との対応がよい場合にはモデル予測では融解による冷却が卓越している可能性が高い。そのような場合に、低気圧の進行や降水強度の実況と予測との対応に着目することで、その気温の

¹ 原 旅人

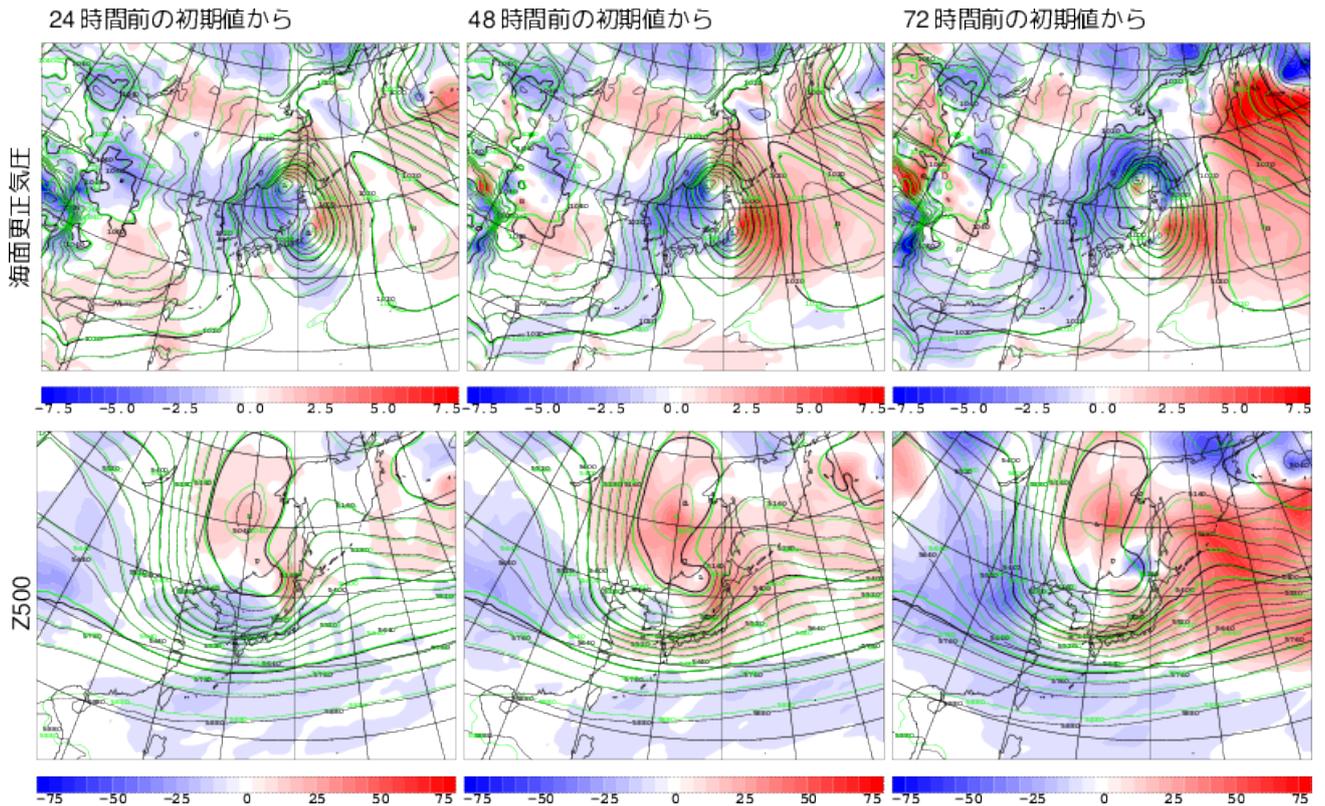


図 5.1.1 2014 年 12 月 16 日 21JST における海面更正気圧（上段、単位: hPa）と 500 hPa 面ジオポテンシャル高度 (Z500)（下段、単位: gpm）の複数の初期値の GSM による予測値（黒色）解析値（緑線）予測値の解析値からの差（赤青塗り分け）。左からそれぞれ 24 時間前、48 時間前、72 時間前の初期値からの予測。

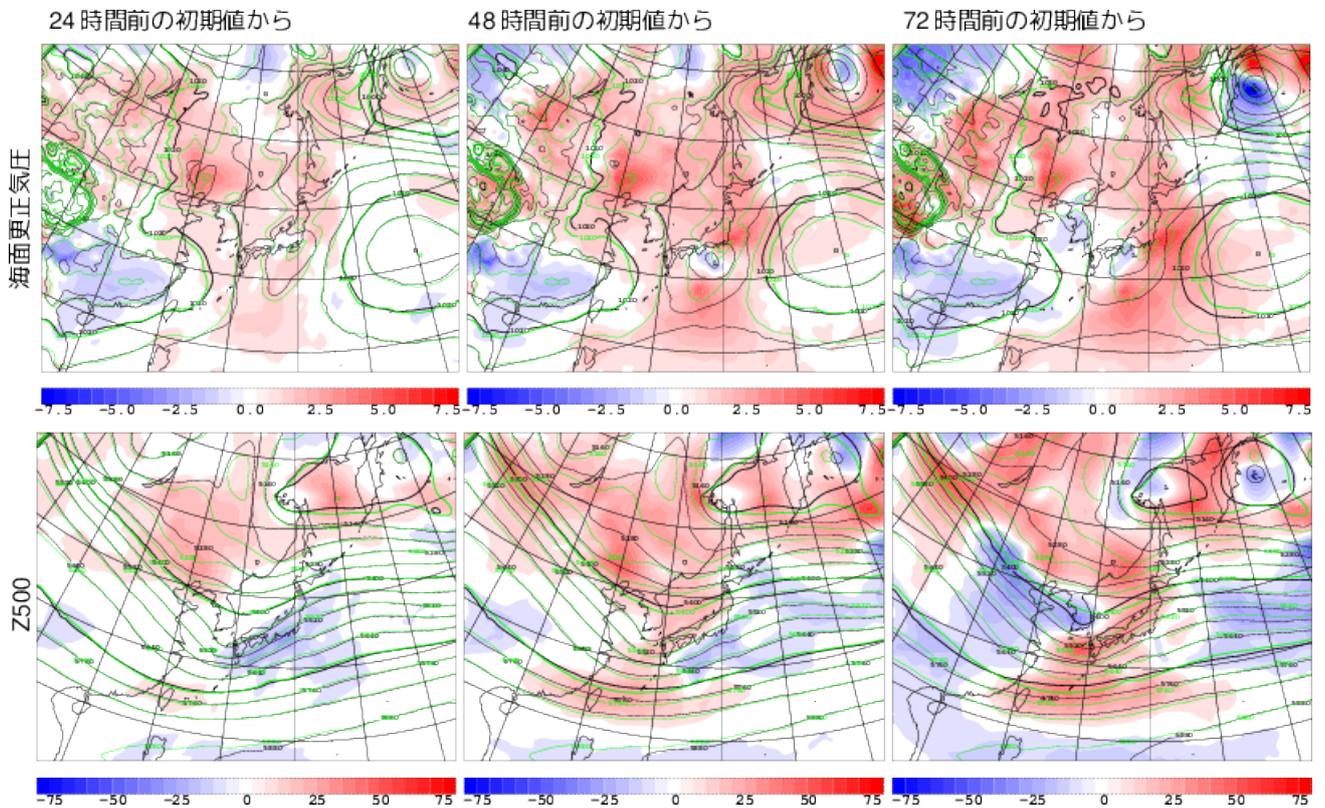


図 5.1.2 図 5.1.1 と同じ。ただし、予測対象時刻は 2014 年 12 月 29 日 09JST。

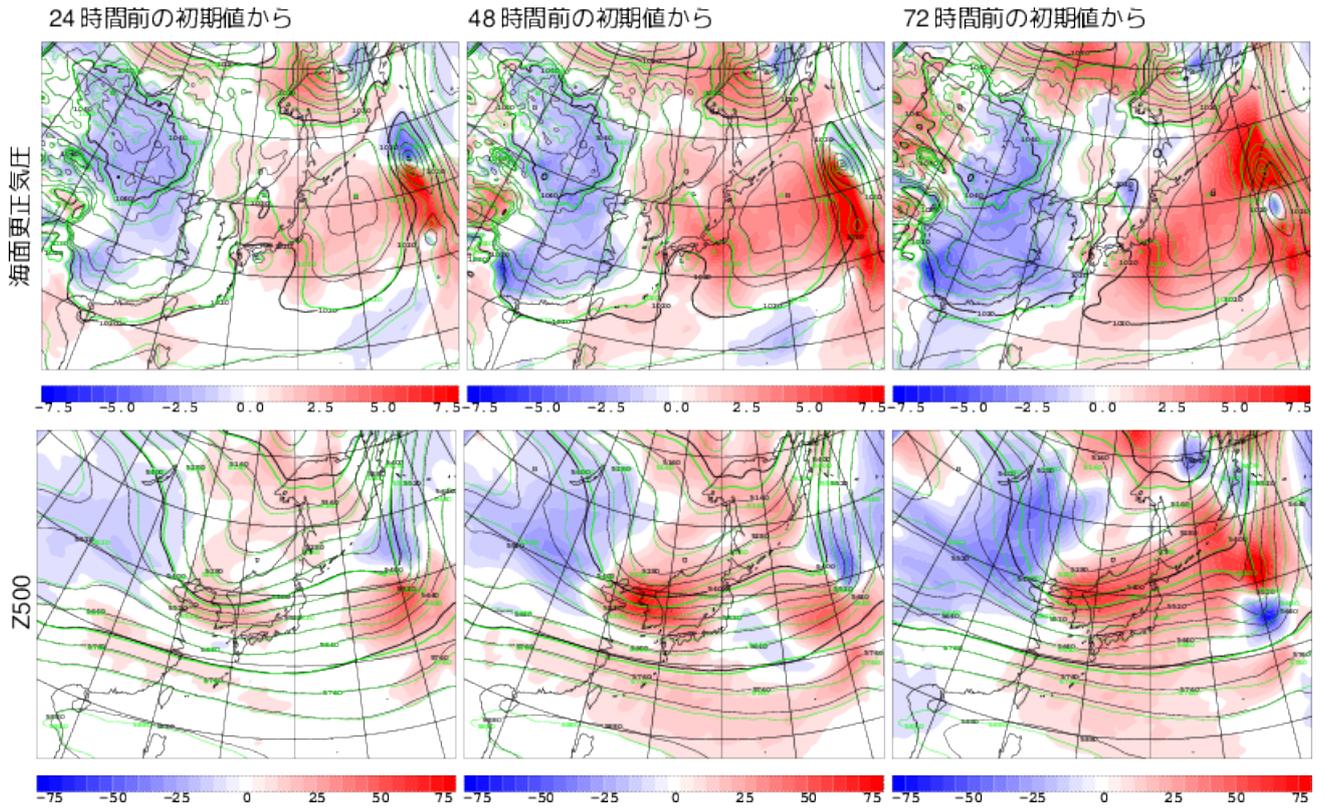


図 5.1.3 図 5.1.1 と同じ。ただし、予測対象時刻は 2015 年 1 月 30 日 09JST。

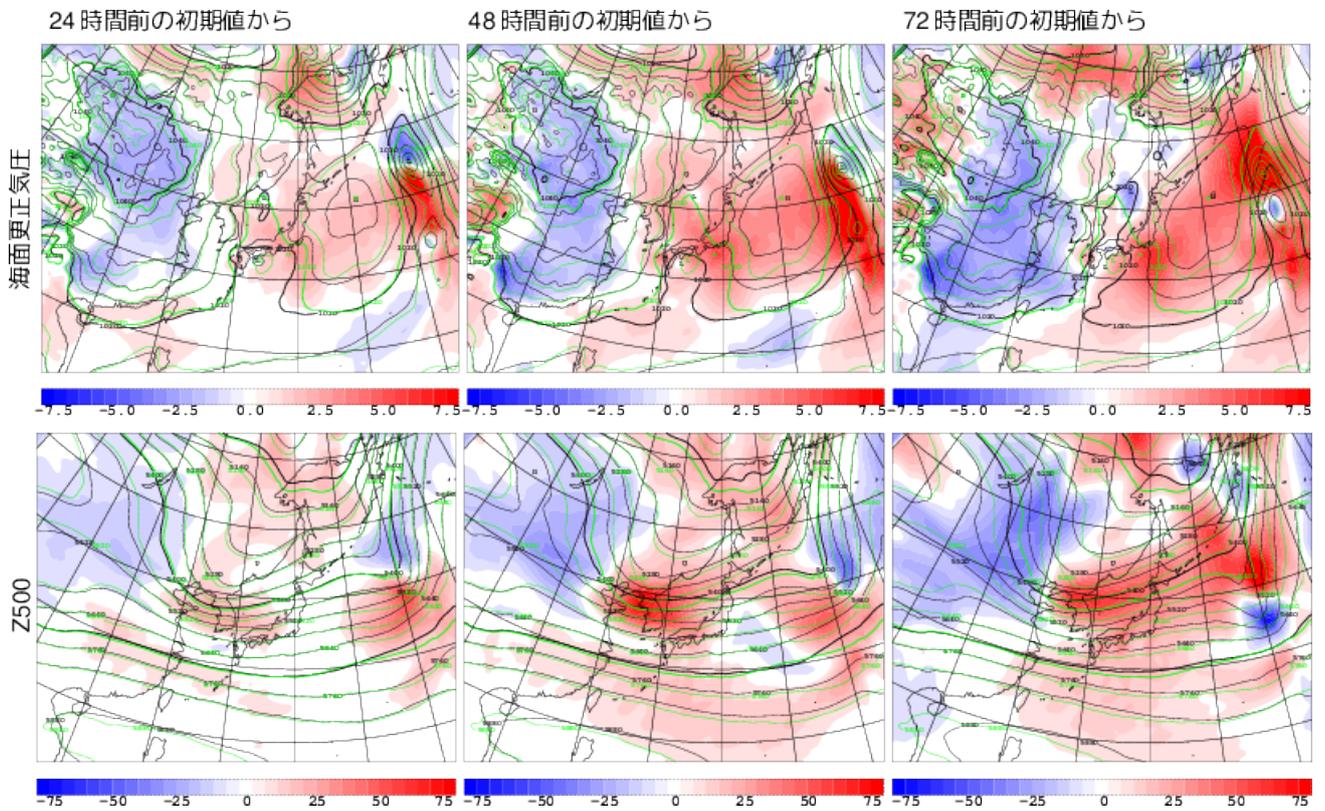


図 5.1.4 図 5.1.1 と同じ。ただし、予測対象時刻は 2015 年 2 月 5 日 09JST におけるもの。

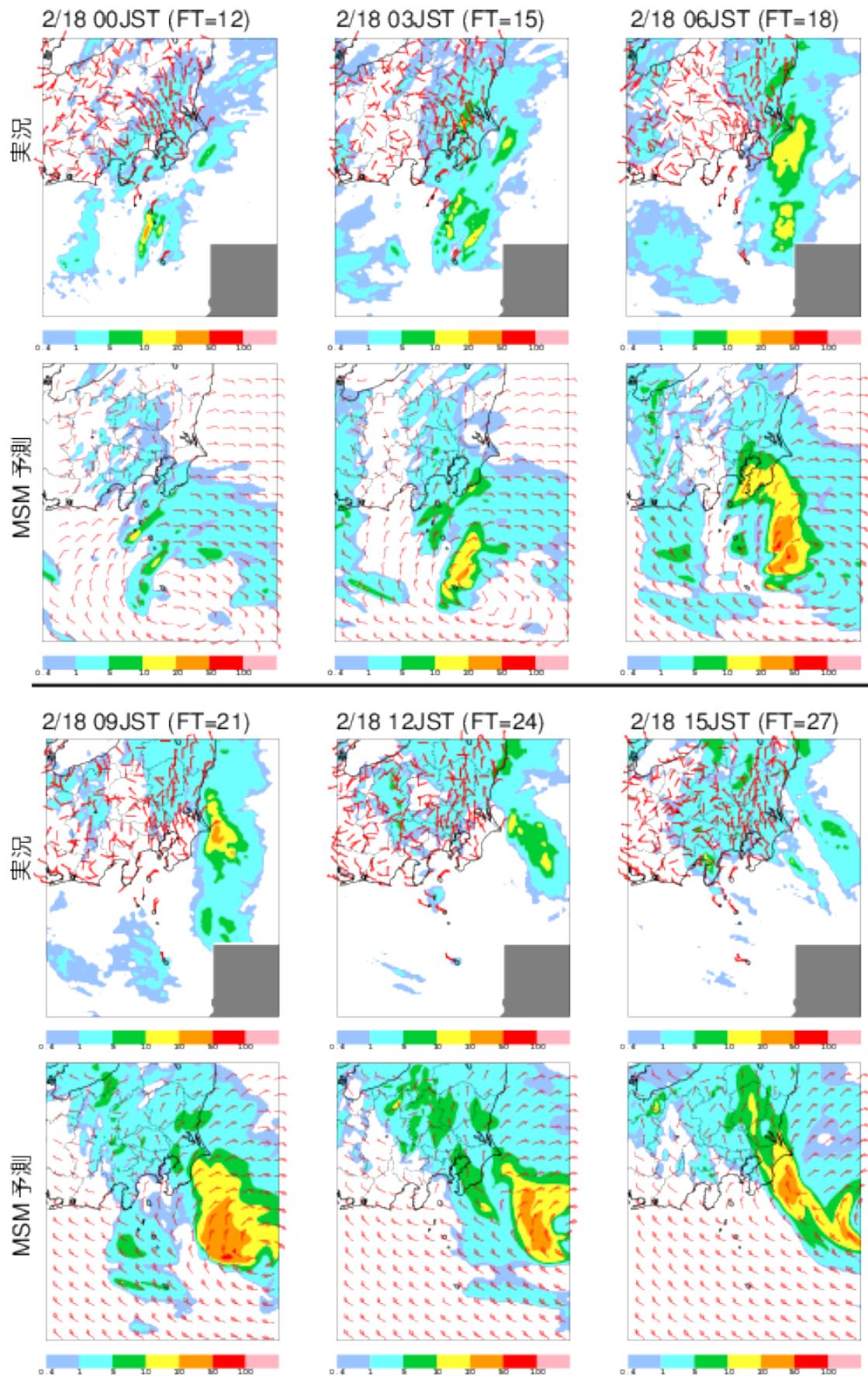


図 5.1.5 2015 年 2 月 18 日 00JST から 15JST までの前 3 時間降水量 (単位: mm/3 時間) と風 (長い矢羽根 1 本が 10 kt に対応) の実況 (降水量は解析雨量、風はアメダスによる観測) と MSM の予測 (初期時刻は 2015 年 2 月 17 日 03UTC)。解析雨量のグレーの領域はレーダーの観測範囲外であることを示す。

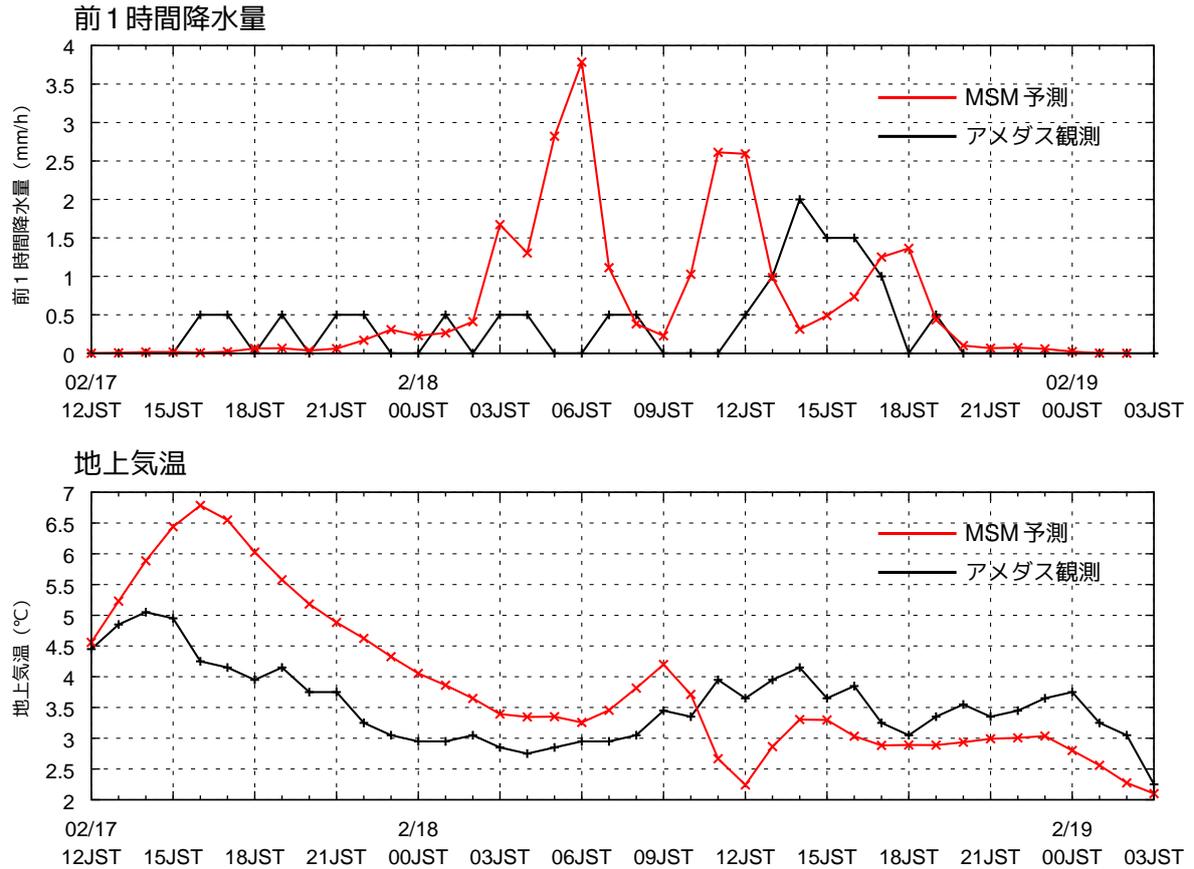


図 5.1.6 2015年2月17日03UTCを初期時刻とするMSMが予測した、東京における前1時間降水量(上段) 地上気温(下段)と、対応するアメダス観測の時系列。赤線: MSM予測、黒線: アメダス観測。

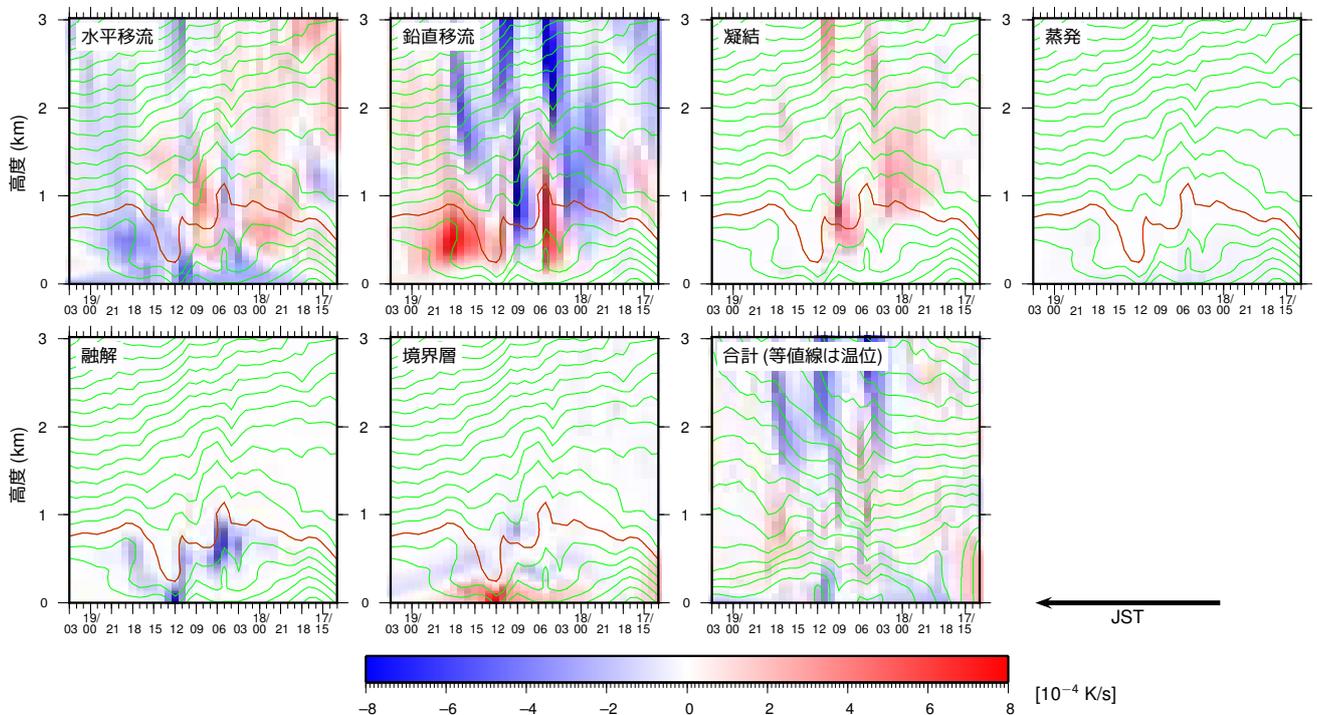


図 5.1.7 MSMが計算した各過程による温位の時間変化率(前1時間平均、単位: K/s)の東京における鉛直時間断面図。合計以外の図には温度の等値線(0の等値線は赤線、2Kおき)、合計の図には温位の等値線(2Kおき)を合わせて示す。横軸の時刻はJST(右端が2/17 12JSTに対応)で、右から左に時間が経過する。合計にはここには示されていない過程からの寄与を含んでいる。

急激な低下の妥当性を見直す手がかりになりうると考えられる。

この事例には、もう一つ特徴的なことがある。2013年1月14日の関東の大雪事例では、MSMの予測および実況のいずれも、地上気温は急低下したあとにほぼ時間的に一定になった。一方、この事例では、MSMが予測した地上気温や1000 m以下の気温は、急低下したあとに上昇している。その上昇をもたらしている主な過程を図5.1.7で確認すると、温位の鉛直移流、すなわち、下降流に伴う断熱圧縮による気温上昇であることがわかる。この事例のMSMの予測では、18日12JSTの比較的強い降水を東京付近にもたらしたあとは、低気圧の後面となっている。低気圧の後面では一般には下降流が卓越しているため、その下降流によって気温が上昇したと考えられる。このように、降水域が低気圧の後面に近い位置にある場合には、その降水に伴う融解による冷却で気温が下がっても、気温が低い状態は継続しにくい場合があることを示唆している。

5.1.2 モデル予測の低気圧の発達をめぐって

この項では、モデルが予測する低気圧一般の発達について、いくつかの事例を紹介し、モデルの低気圧の発達予測を解釈する上での着目点を示す。

低気圧の予測を巡っては、2007年11月まで短期予報のための数値予報モデルとして運用されていた領域スペクトルモデル(RSM)において、過大な低気圧の発達が予測される事例が多く見られることが知られていて、その調査や改善が行われてきた。RSMは現在では運用されていないが、低気圧の過発達が生じるときの特徴は、現在、短期予報モデルとして運用されている数値予報モデルの予測と共通する部分がある。そこで、まず、RSMの予測における低気圧の過発達の問題について振り返り、最近のMSMの予測で見られた小さなスケールの低気圧の過発達の事例について取り上げ分析する。

一方、現在運用されているモデルが予測する低気圧の過発達にはRSMで見られたような過発達の特徴には合致しないものも見られ、また、全球モデル(GSM)とメソモデル(MSM)で発達の程度が大きく異なる場合がある。そのような事例を2つとりあげ、モデル間で予測に差が生じた原因の解析を通じて、モデル予測の着目点を述べる。

また、3つの事例を通じて、低気圧の発達を渦位を用いて理解することを試みる。渦位は断熱で摩擦がない場合に等温位面上で保存する物理量で、渦位を用いて低気圧の発達を議論することができる。その渦位の数値予報モデルでの表現を調べ、低気圧の発達の予測の違いを議論する。

(1) 歴史的経緯: 領域スペクトルモデル(RSM)における低気圧の過発達問題について

RSMが予測する低気圧の過発達については、さまざまな調査が行われてきており、たとえば、中村(1997)では、理想実験を交えながら、低気圧を実況より発達させすぎの一つの原因として下層の凝結による非断熱加熱を挙げている。また、美濃(1999)では、初期値作成に用いた地上付近の観測データの取り扱いに問題があったことを指摘し、さらに、今泉(2001)では、初期値の作成過程における物理量の要素変換によって、下層の場が大きく歪められていることが低気圧の過発達の一つの原因であることを示した。その後、モデルの観点(細見2002)、同化の観点(新堀2003)からの改善が行われてきた。

RSMで見られたような下層の凝結を起源として低気圧が過発達する場合の特徴として、以下のことが挙げられる。

- 上空の気圧の谷や渦度と対応がよくないが、低気圧が発達する。
- 低気圧の周辺に強い降水域を伴っている。
- 大気の下層に暖気コアを伴い、上昇流が局所的に強い領域が鉛直に伸びている。

同じような特徴を持つ低気圧が現在運用中のMSMの予測にも見られることを本項(3)で事例を通じて説明する。

(2) 渦位とは

渦位とは、絶対渦度と静的安定度(温位の鉛直傾度。以下、安定度)の積であり、鉛直座標を高度や気圧の代わりに温位にとった等温位面上で、断熱で摩擦がない条件の下で保存する量である。等温位面上における相対渦度を ζ_θ 、コリオリ・パラメータを f 、温位を θ 、気圧を p 、重力加速度を g として、静力学平衡を仮定すると、等温位面上の渦位 P_θ は

$$P_\theta = (\zeta_\theta + f) \left(-g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (5.1.1)$$

と表される。

渦位の等温位面での保存性は渦位の大きな特徴の一つであるが、他の特徴として、渦位の空間分布が与えられれば、準地衡風近似におけるジオポテンシャルの空間分布が診断的に求まることがある(Inversible principleと呼ばれる)。ジオポテンシャルの空間分布がわかれば風速、温度などの大気の状態がわかるから、渦位の分布が与えられることによって、大気の状態がわかることになる。

たとえば、上空に渦位が周囲より高い領域、すなわち渦位の正偏差がある領域には、低気圧性循環がその下層に誘起され、周囲と比べて温位が低く、また安定度が小さい層がある。地表面付近に渦位の正偏差がある場合には、そこでは周囲より温位が高く、下層の低気圧が形成される。その上層にも低気圧性の循環があ

り、その影響は圏界面付近にまで達する。一般的な低気圧の形成、発達過程では、上層の渦位偏差によってその東側の下層で暖気移流が卓越し、その下層の暖気移流による高温位の空気の流入、およびそれに伴う凝結による非断熱効果（加熱）によって²、上層の渦位偏差の東側の下層に渦位偏差が生じる。一方、下層の渦位偏差により誘起される上層の低気圧性循環によって、その西側にある上層の渦位偏差域は南に移動する。これが上層のトラフが深まることに対応する。このように上層と下層の渦位偏差の相互作用によって、上層のトラフが深まり、下層の低気圧が発達する (Lackmann 2011; 黒良ほか 2014; 小倉 2015)。

渦位は等温位面上で保存するので、等温位面上での渦位を追跡することで、空気塊の動きを追跡することができる。一方、非断熱効果があると渦位は保存しないが、渦位の増減を見ることで非断熱効果が大気の状態にどのような変化を与えているのかをつかむことができる。等温位面上における渦位の時間変化率 \dot{P}_θ は

$$\dot{P}_\theta = P_\theta^2 \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{\dot{\theta}}{P_\theta} \right) \quad (5.1.2)$$

で与えられる。ここで、 \dot{P} は P の時間変化率を表す。

以下の事例解析では渦位を用いてモデルによる低気圧の発達予測を解釈することを試みる。渦位の解説やその利用については、二階堂 (1986a,b) や、小倉 (2000)、Martin (2006)、Lackmann (2011)、Hoskins and James (2014)、小倉 (2015) などが詳しい。黒良ほか (2014) には渦位の基本的な解説とともに、渦位の予報作業での利用についても述べられている。また、氏家・小泉 (2012) には、低気圧が急発達した事例について、渦位の観点からモデルの予測について考察を加えている。

なお、渦位の単位としては、PVU (Potential Vorticity Unit, $1\text{PVU}=10^{-6}\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$) が慣例的に使われており、本稿でもこれを使用する。

(3) 事例検証 1: MSM の小さなスケールの低気圧の生成と過発達

最初の例は 2015 年 8 月 15 日から 16 日にかけての MSM の予測に見られた前線上のスケールの小さな低気圧の過発達である。図 5.1.8 は、MSM による 2015 年 8 月 16 日 00JST の海面更正気圧、前 1 時間降水量、風の予測（初期時刻: 2015 年 8 月 15 日 06JST）である。日本の南海上には前線が存在し、その前線に向かって暖かく湿った空気が流れ込んでおり、その前線の南側の奄美大島の南西に小さなスケールで気圧傾度が大きい低気圧が予測されている。しかし、実況ではこのような低気圧は解析されていない（図略）。

MSM の予測では、この低気圧は石垣島の西側の強い降水が予測された領域で顕在化し、周辺に 100 mm/h

² 日本周辺では、多くの場合、湿りを伴うため。

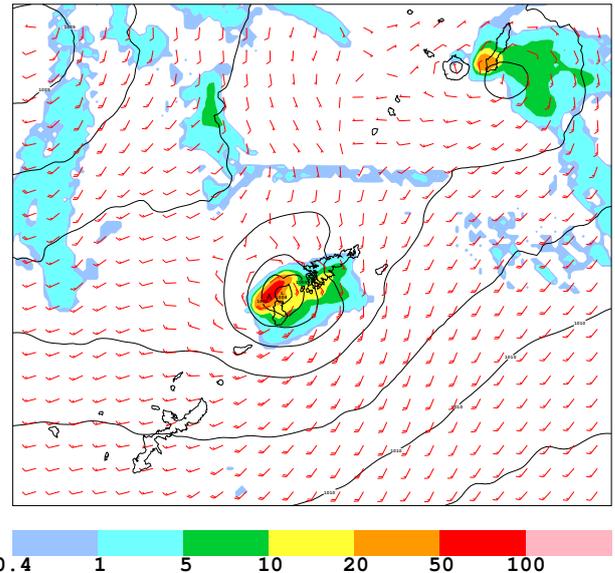


図 5.1.8 2015 年 8 月 16 日 00JST (初期時刻から 18 時間後) を予測対象とした MSM の海面更正気圧 (等値線、単位: hPa)、前 1 時間降水量 (塗り分け、単位: mm/h)、風 (赤い矢羽根、長い 1 本が 10 kt に対応) の予測。

に近い非常に強い降水を継続的に予測しながら、奄美大島付近に東進してきたものである（図略）。図 5.1.8 と同じ時刻のいくつかの気圧面における鉛直 p 速度を見てみると（図 5.1.9）、各面のほぼ同じ場所に強い上昇流が予測されて、また、周辺に比べて気温が高くなっている。上空の気圧の谷との対応もなく（図略）RSM で問題とされた低気圧の過発達の様子とよく似ていることがわかる。このように、RSM で見られた低気圧の過発達と同様の特徴を持つ低気圧が、現在運用中のモデル、特に MSM で見られることがある。

図 5.1.10 からはモデル予測の非断熱加熱域と強い上昇流域がほぼ対応していることがわかる。この非断熱加熱は潜在不安定である中で発生した積雲対流に伴うものである。坂本ほか (2013) でも解説したように、MSM では潜在不安定によるエネルギー（いわゆる CAPE）が積雲対流パラメタリゼーションによって解消されずに蓄積され、その蓄積された大きなエネルギーが短時間で強い上昇流に変換されることがある。その強い上昇流に伴って、下層で収束場、上層で発散場となり、気圧が低下し低気圧となる。下層での収束によって正渦度が生成され（渦度方程式より）、その正渦度が移流する場所には上昇流がある（ ω -方程式）。その上昇流が潜在不安定な層での強制上昇となり、連鎖的に積雲対流が発生して、生成した低気圧を深めているものと考えられる。

一方、GSM では潜在不安定があまり強くない段階から積雲対流パラメタリゼーションの働きによって不安定が解消される（坂本ほか 2013）。そのため、田宮 (2007) でも述べられているように、局所的な強い積雲対流による低気圧の過発達は起こりにくいと言える。

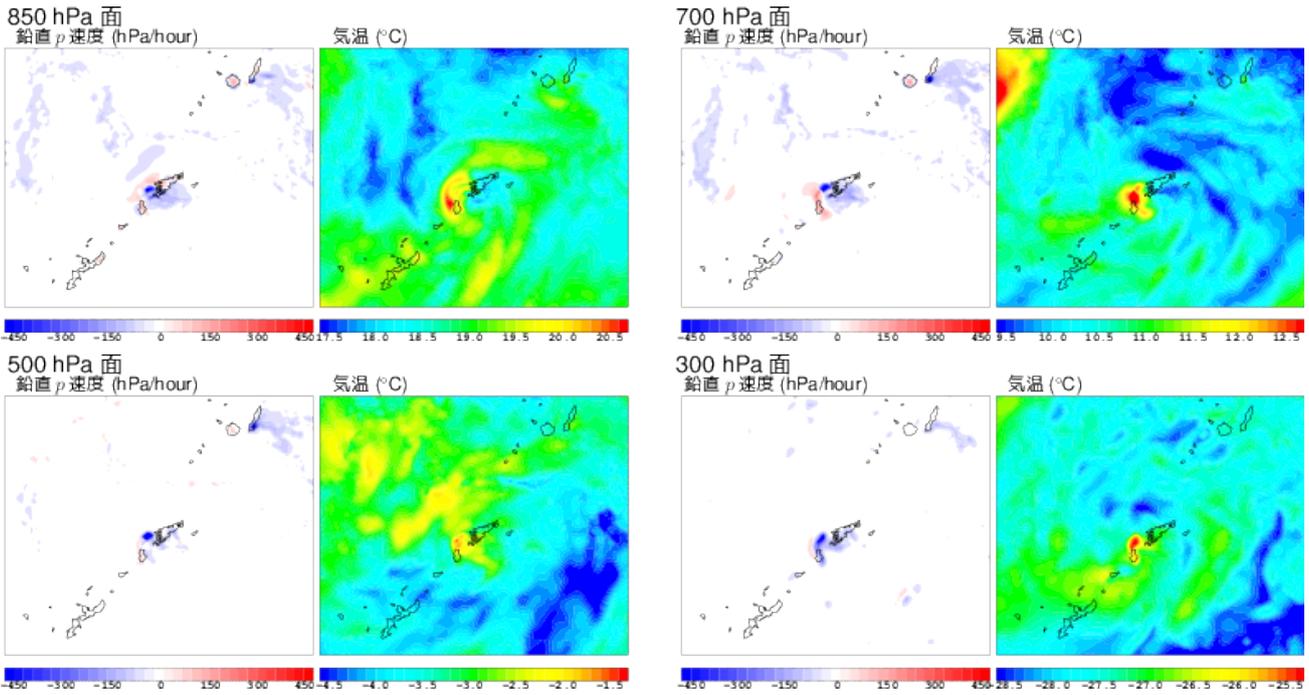


図 5.1.9 2015 年 8 月 16 日 00JST (初期時刻から 18 時間後) を予測対象とした MSM の 850, 700, 500, 300 hPa 等圧面それぞれの鉛直 p 速度 (単位: hPa/hour) 気温 (単位: °C) の予測。

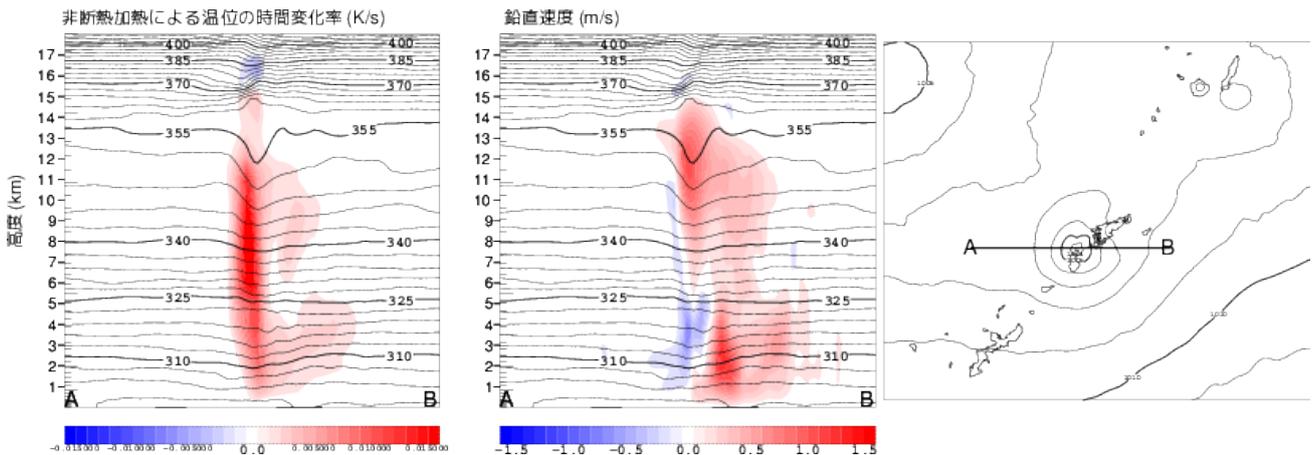


図 5.1.10 2015 年 8 月 16 日 00JST (初期時刻から 18 時間後) を予測対象とした MSM の (左) 非断熱効果による温位の時間変化率 (前 1 時間平均、単位: K/s) (中) 鉛直速度 (単位: m/s) の予測の鉛直断面図、(右) 海面更正気圧 (単位: hPa) の予測。鉛直断面図は右図の線分 AB に沿った面のもので、それぞれの図に温位 (単位: K) の予測値を黒の等値線で示した。

このように、ここで取り上げた小さな低気圧の生成と過発達には、積雲対流によって生じる凝結による非断熱加熱が強く影響している。これを渦位によって理解してみる。図 5.1.10 のように、積雲対流発生に伴う非断熱加熱は中層で極大となる。一般に、非断熱加熱の極大域より下層では渦位は増加し、上層では渦位が減少することが (5.1.2) 式から分かる。渦位は絶対渦度と成層安定度の積であるから非断熱効果によって生じた渦位の一部は絶対渦度を変化させ、下層で強い正の相対渦度、上層で負の相対渦度が誘起される。渦度の生成は水平発散・収束と関係しており (渦度方程式より)、正渦度の生成は水平収束が、負渦度の生成は水

平発散があることを示唆する。この下層での水平収束、上層での水平発散が地上気圧の低下をもたらす。このようなプロセスを通じて低気圧が形成、および強化された。

なお、このプロセスは、渦位を用いなくても、中層の非断熱効果によるジオポテンシャル (高度) の変化、すなわち、ジオポテンシャルの下層での低下、上層での上昇からも容易に理解することができる。

以上の議論からわかるように、RSM と同様に MSM においても、小さなスケールの低気圧の形成および過発達には局所的な強い積雲対流の発生による強い局所的な非断熱加熱が関係している。強い局所的な積雲対

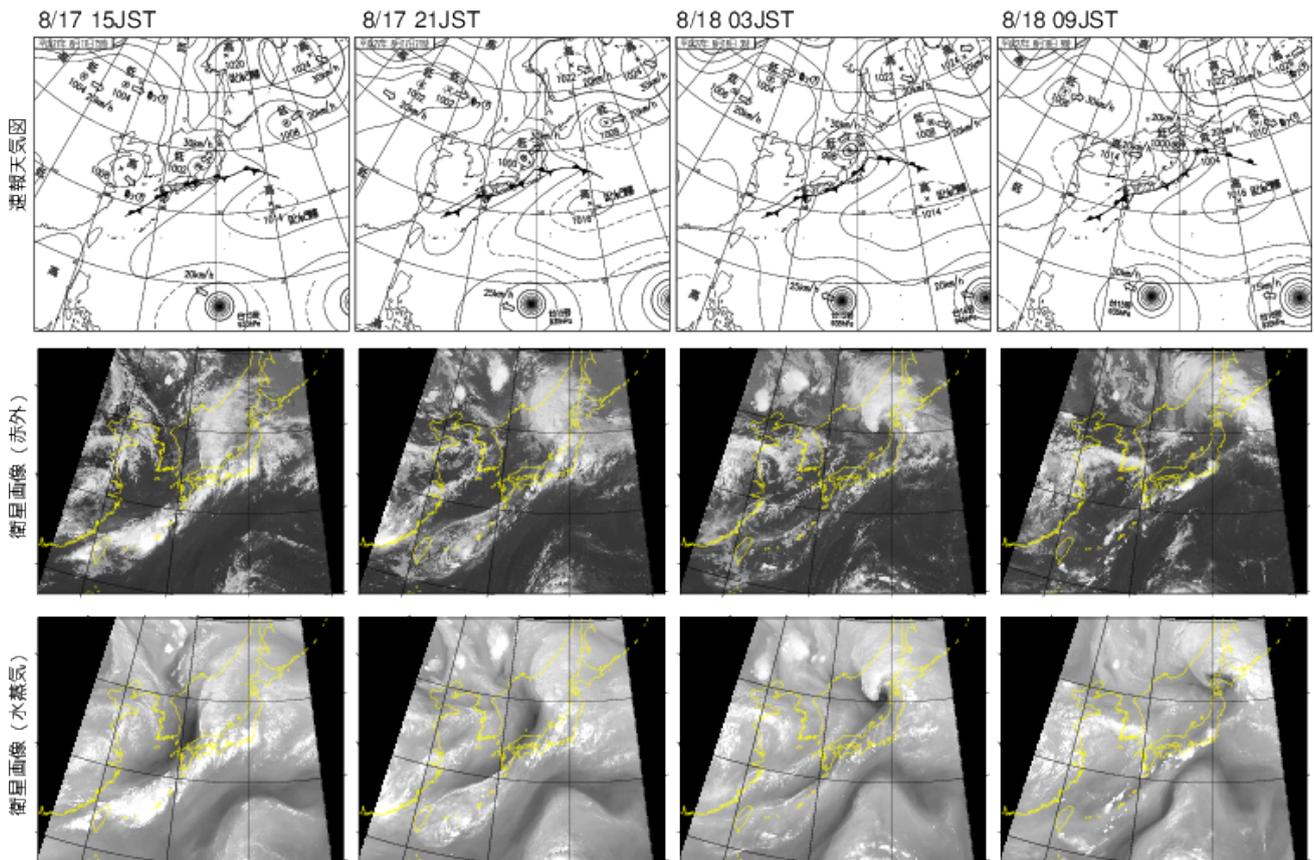


図 5.1.11 2015 年 8 月 17 日 15JST から 18 日 09JST (6 時間おき) の速報天気図 (上段) ひまわり 8 号による赤外画像 (中段) 水蒸気画像 (下段)。

流に伴ってこの事例で示したようなスケールが小さな低気圧を MSM が予測している場合には、過大に低気圧の示度を深め、周囲の循環を強くしている可能性があることに留意していただきたい。ただし、MSM が小さなスケールの低気圧の形成・発達を予測している場合には、MSM が予測するほどには発達はないものの、低気圧性の循環や低圧部ができやすい環境場であることも多い。このような過発達の表現を見つけたらそれをすべて無視するのではなく、低圧部としての表現の妥当性について検討していただきたい。

(4) 事例検証 2: GSM と MSM の低気圧の発達予測の間に差があった事例 (1)–2015 年 8 月 17 日～18 日の事例

次に、2015 年 8 月 17 日～18 日の事例を紹介する。この事例では、西から明瞭な暗域が東進し、その前面で発生した低気圧がやや発達しながら北上したが (図 5.1.11)、その低気圧の発達の予測が MSM と GSM (ともに初期時刻は 8 月 17 日 09JST) で大きく異なった (図 5.1.12)。MSM では 8 月 17 日 21JST から 18 日 03JST までに、日本海に顕在化した低気圧の中心気圧が 1001 hPa から 993 hPa に急速に発達しているのに対し、GSM では気圧の低下がほとんど見られない。18 日 09JST の天気図解析では、青森県の西に中心気圧

1000 hPa の低気圧を解析しているが、MSM が予測したような非常に急速な発達には現実にはなく、MSM の予測では低気圧を発達させすぎている。しかし、低気圧の位置の対応は MSM の予測の方がよく、それに対し、GSM の予測では低気圧の位置は解析よりも南寄りになっている。一方、降水分布を見ると、MSM では低気圧を取り巻くように、低気圧の北西から北側に強い降水を予測しているのに対し、GSM では低気圧中心付近の日本海沿岸に予測している。

このように、結果的にはどちらのモデル予測も実況を精度良くとらえていたとはいえないが、予測の妥当性を判断するための着目点を明らかにするために、モデルが表現していた低気圧の発達のプロセスやモデル間で低気圧の発達の予測が異なった原因を考察する。

上層と下層を代表する温位として 350 K および 305 K を選び、それぞれの等温位面上における渦位の時系列を図 5.1.13 に示す。初期時刻に朝鮮半島から沿海州の上空に大きな高渦位域があって、時間の経過とともに東に進むことは GSM, MSM とともに共通であるが、より詳細に見ると、MSM の方が初期時刻における上層の高渦位域³ が GSM よりも南に下がっており、予測でも

³ モデルの解像度によって相対渦度の大きさやメリハリは異なる。GSM と MSM の解像度の違いによる相対渦度のメリハリの違いをできるかぎり除去するため、描画の際にスムー

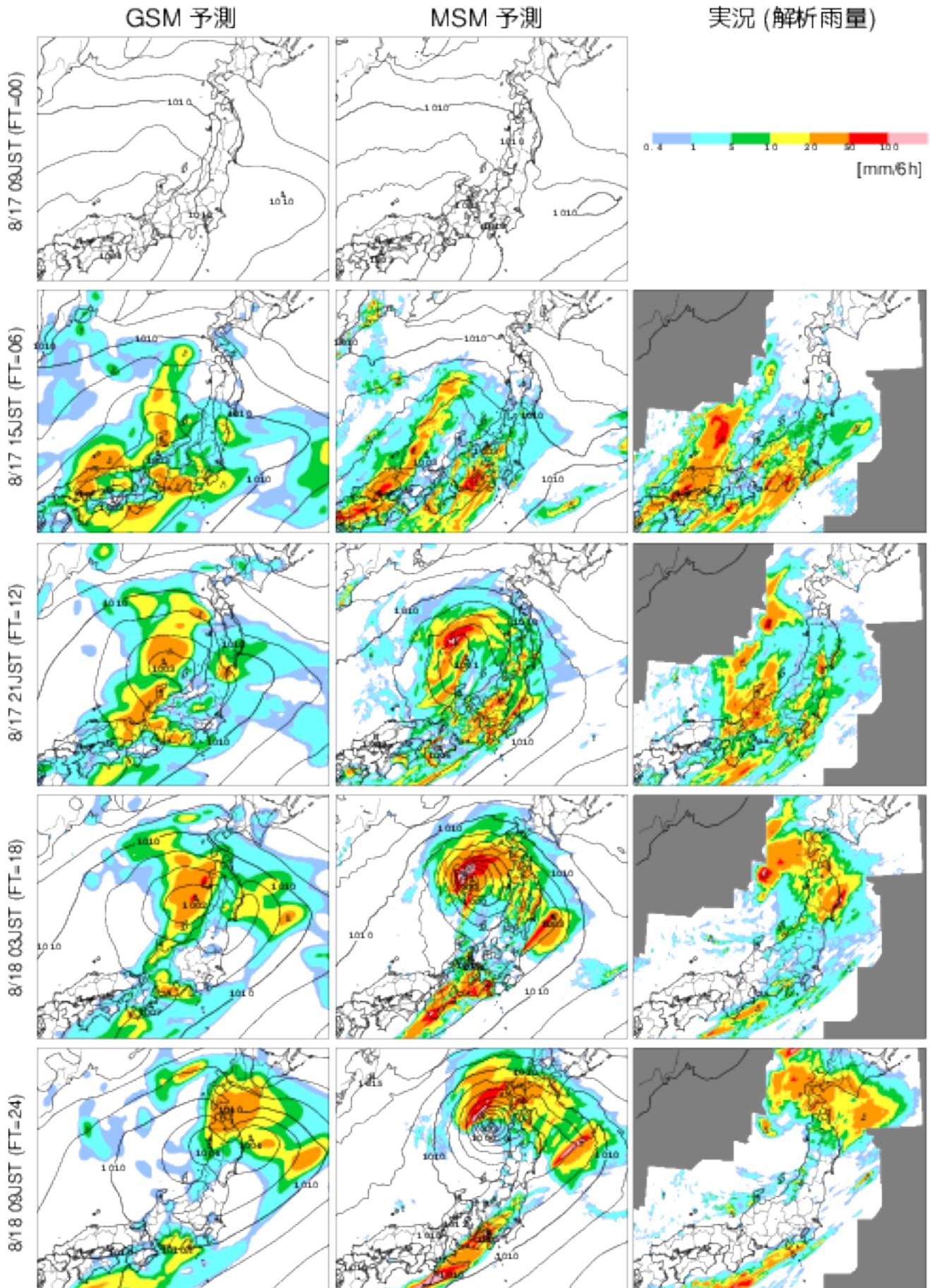


図 5.1.12 8/17 09JST から 8/18 09JST (6 時間ごと) を予測対象時刻とする GSM (左) と MSM (中) それぞれの海面更正気圧 (等値線、単位: hPa) と前 6 時間降水量 (塗り分け、単位: mm/6 時間) の予測と、対応する時刻の解析雨量による 6 時間降水量 (単位: mm/6 時間) の実況 (右)。

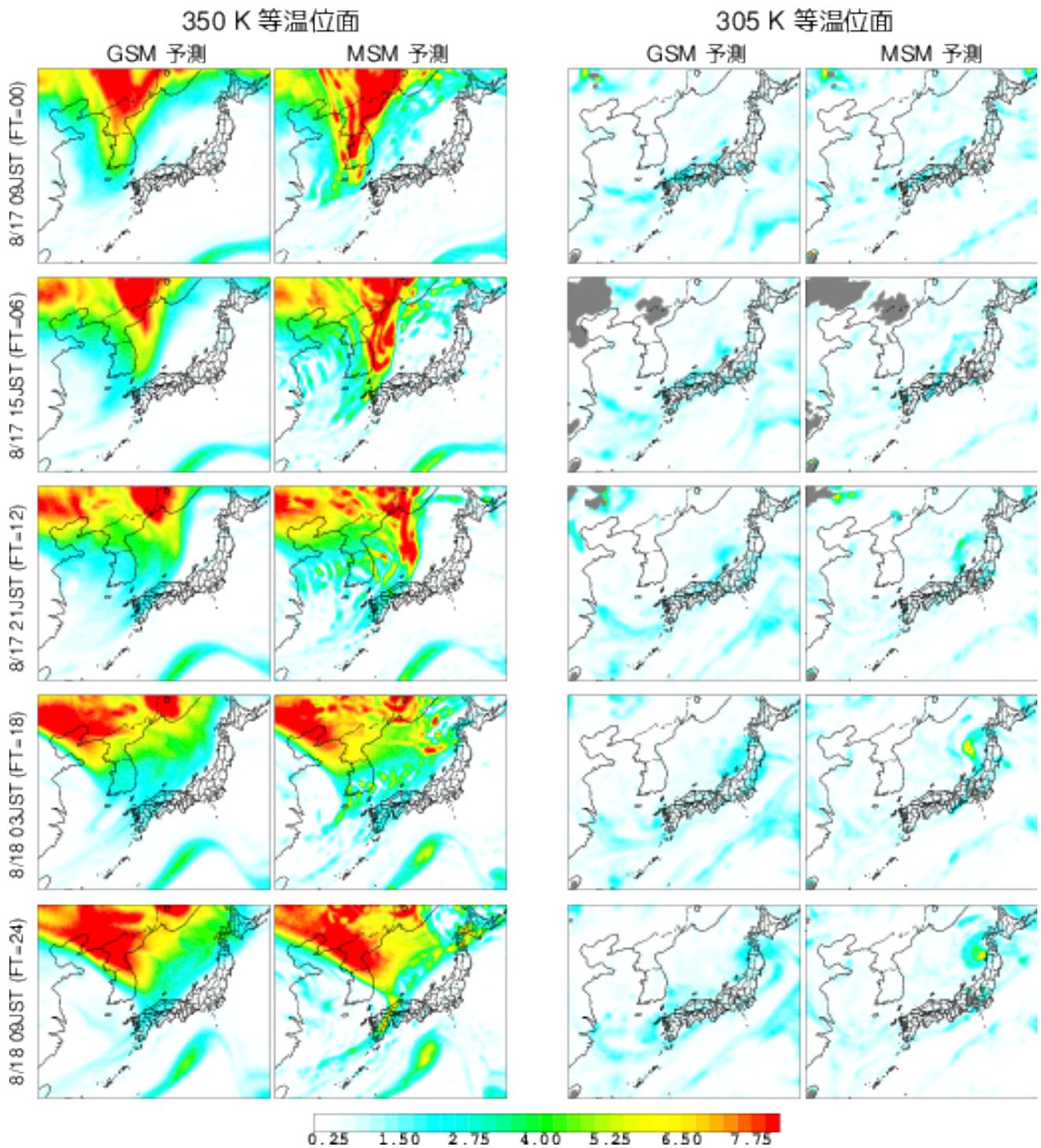


図 5.1.13 8/17 09JST から 8/18 09JST (6 時間ごと) を予測対象とする GSM および MSM それぞれの 350 K および 305 K 等温位面における渦位 (単位: PVU)。

同様になっている。また、下層の渦位については、初期時刻では山陰の日本海沿岸から北陸にかけて、高渦位域の分布 (走向) がモデル間で異なっており、6 時間後の 17 日 15JST になるとその付近の高渦位域の走向に明瞭な違いが見られる。これらの高渦位域は各モデルが予測した強い降水域 (図 5.1.12 を参照) におおよ

ズングをしており、直接、値の大きさを比較しても問題ないと考えられる。

そ対応しており、さらに予測の時間が進むと、両モデルともそれぞれのモデル予測の強い降水域に対応する領域に渦位の増加が見られる。

低気圧が顕在化し発達を始める 17 日 15JST における低気圧の中心付近の渦位の鉛直構造を見ると (図 5.1.14)、GSM、MSM とともに上層の高渦位域が垂れ下がり、下層では高渦位域が 5500 m (500 hPa) くらいまで分布していることが確認できる。下層の高渦位域

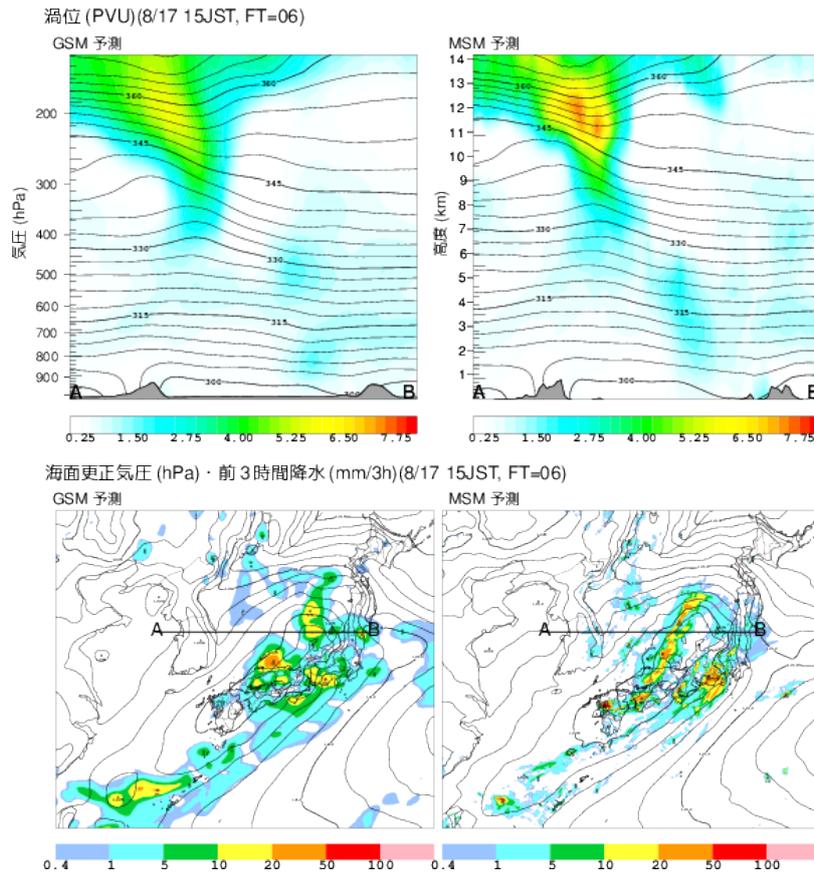


図 5.1.14 2015 年 8 月 17 日 15JST を予測対象とした GSM(左) および MSM(右) それぞれの渦位 (単位: PVU) の鉛直断面図 (上段)、海面更正気圧 (等値線、単位: hPa) と前 3 時間降水量 (塗り分け、単位: mm/3h) (下段)。上段の断面図は下段の図の線分 AB に沿った面によるもの。

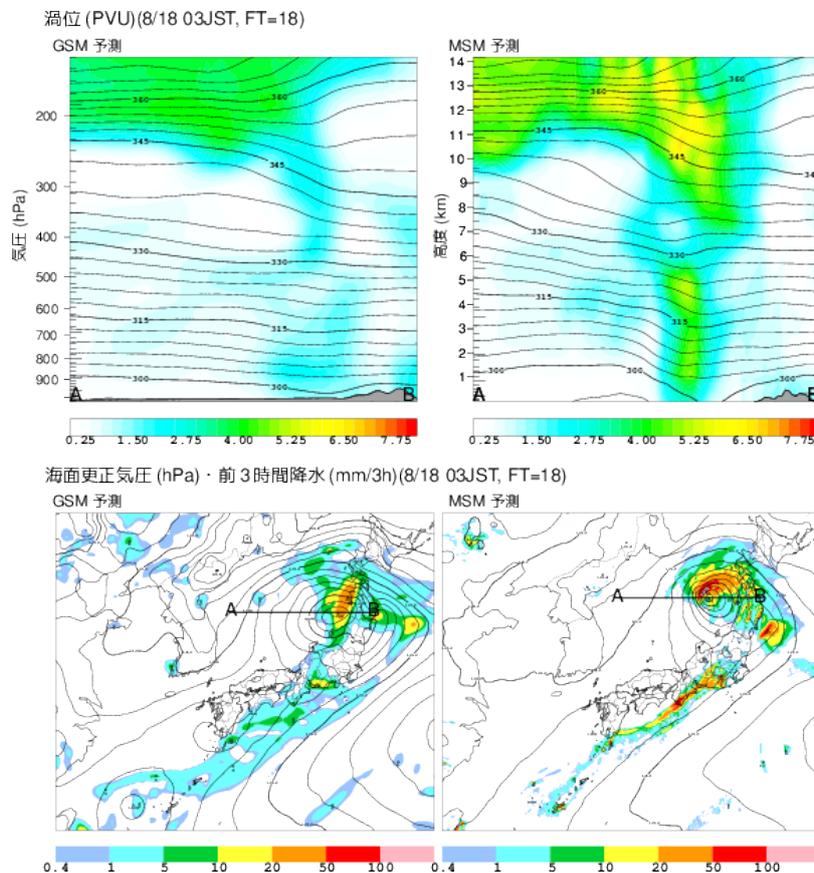


図 5.1.15 図 5.1.14 と同じ。ただし、予測対象時刻は 2015 年 8 月 18 日 03JST で、上段の断面図は下段の図の線分 AB に沿った面によるもの。線分 AB を低気圧中心を通るようにとっているため、GSM と MSM で線分 AB の位置が異なっている。

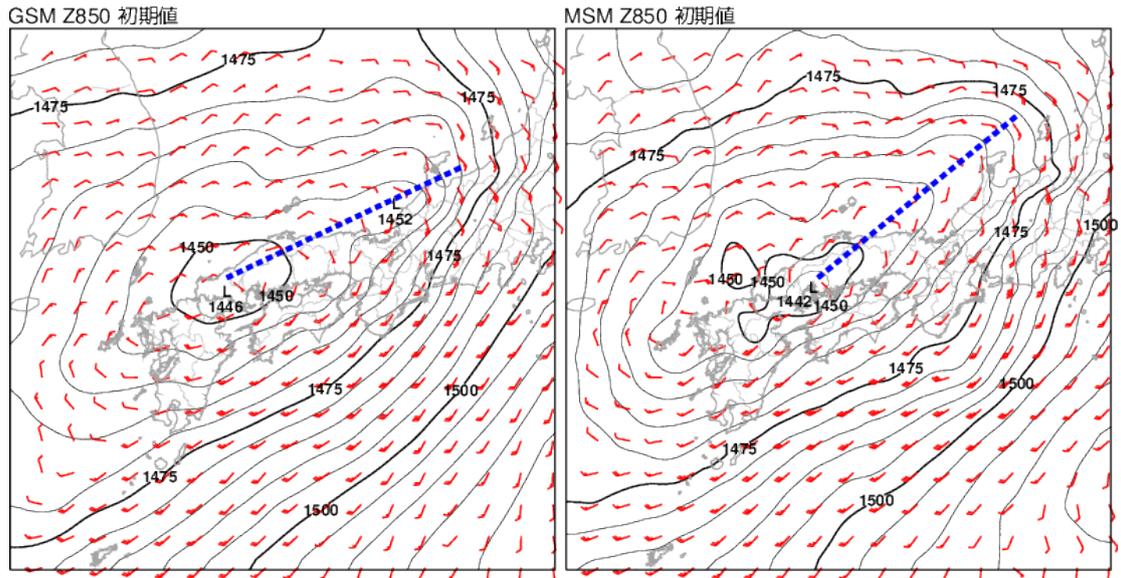


図 5.1.16 2015 年 8 月 17 日 09JST を初期時刻とする GSM および MSM それぞれの予測で用いられた 850 hPa 面ジオポテンシャル高度 (単位: gpm) と風 (赤矢羽根、長い 1 本が 10 kt に対応) の初期値。それぞれについて、青破線でおおよその気圧の谷の位置を示した。

はいずれも対流に伴う非断熱加熱を起源としていることを、モデルの温位の時間変化率で確認している (図略)。上層の高渦位域の接近とともに、低気圧に流れ込む下層の暖湿流によって潜在不安定になり、積雲対流が発生して、その潜熱によって下層の渦位が生じたと考えられる。その中で、MSM 予測の下層の高渦位域が、上層の高渦位域の東側のより近い場所に存在している。その結果、上層の高渦位域はその東側 (進行前面) の下層の暖気移流を強めて、下層の高渦位域はその西側 (進行後面) の上層で高渦位の空気の北からのさらなる移流をもたらすという、上層と下層の相互作用 (カップリング) が MSM 予測では GSM 予測より強く表現され、低気圧の発達がほぼ最盛期⁴ となった 18 日 03JST では、低気圧中心付近の下層の高渦位域の強化、上層の高渦位域の垂れ下がりがより顕著になっている (図 5.1.15)。

ここまでで、上層と下層の渦位の表現にモデル間で違いがあることがわかった。すでに示したように、下層の高渦位域は強い降水が予測された領域に対応しており、モデルの強い降水予測の違いがその形成の違いにつながっている。予測降水域のモデル間の違いは予測初期から見られるが、その原因の一つは初期値の違いにある。図 5.1.16 に、GSM および MSM それぞれの 850 hPa 面のジオポテンシャル高度 (Z850) の初期値を示す。これを見ると、気圧の谷 (水平風のシアにも対応) の走向が初期値から異なっていることがわかる。17 日 15JST までの 6 時間では、GSM では山陰から能登半島付近まで海岸線に沿って強い降水を予測し

ていたのに対し、MSM では強い降水帯が中国地方から若狭湾沖、そして能登半島の北側へと伸びており (図 5.1.12)、それぞれのモデルの初期値の Z850 の気圧の谷の走向とほぼ対応している。日本海上は中層に相当温位が低い空気があり、下層の方が相当温位が高い状態であったために対流不安定となっており (図略)、下層の気圧の谷に対応する風の収束によって対流が発生し、下層の気圧の谷の走向に沿って降水がもたらされたものと考えられる。このように、下層の気圧の谷の表現の違いが強い降水域の予測の違いをもたらし、強い降水域によって形成された下層の高渦位域の予測にも違いが生じた。その結果、上層の高渦位域の東側の近い場所に下層の高渦位域が形成されて、上層と下層の高渦位域の相互作用が強くなり、急速に低気圧が発達したと考えることができる。

一方、上層の渦位の分布の違いについては、非断熱効果がない状況での渦位の保存性も考慮すると、初期値での分布の違いがその後の予測にも大きく影響していると考えられる。このように、上層および下層のキーポイントになる物理量に初期値から違いがあったことが予測差を生み出す原因となりうる。実際に、GSM と同じ初期値を用いて MSM の予測を実行したところ、MSM の初期値を用いたときほど低気圧は発達しなかったことから (図略) ここで指摘した上層の渦位分布、下層の気圧場の違いをはじめとする GSM と MSM の初期値の差が低気圧の発達予測に大きな違いを与えている一因であることを強く示唆している。

GSM と MSM の予測に差が生じる一般的な要因として初期値の違いがあることは、坂本ほか (2013) でも解説されている。そして、初期値がモデル間で大きく異なったことによって予測結果に大きな違いをもた

⁴ 図 5.1.15 に示した上層と下層の渦位はほぼ同じ位置にあり、渦管が立った低気圧の最盛期の状態のものである。

らした事例として、2014年2月の関東での大雪の例を原(2014)で簡単に紹介した。モデル間の初期値の違いは、モデル間の予測の差を説明する重要な点であるにもかかわらず、各モデルの初期値の妥当性を評価するのは難しいことが多い。たとえば、この事例で初期値に差が見られた上層の渦位や下層の気圧場(および水平風シア)を何らかの観測と比較しようとしても、比較できる観測データがない場合のほうが多い。そのような場合には、モデル間の初期値の違いを把握した上で、解析雨量、衛星画像など、入手しやすい実況データをモデル予測と比較しながら、その妥当性を判断することになる。この事例では、初期値から6時間後の8月17日15JSTの降水の実況(図5.1.12)を見ると、中国地方から日本海に伸びる降水帯の実況はMSMの予測の方が対応がよく、その降水帯と対応する下層の気圧の谷の表現、そして下層の高渦位域の形成はMSM予測のほうが実況に近かった可能性が考えられる。ただし、高渦位域の渦位の大きさについての妥当性については判断が難しく、不確定要素の一つである。

上層の高渦位域の初期値やモデル予測についての妥当性の判断に使えらる観測データはさらに少なく⁵、モデル間で表現に違いがある場合には、不確定性の一つとして考慮しなければならないだろう。さらに、上層と下層の高渦位域の位置関係によって、相互作用の大きさが異なることも考慮すべきことの一つである。

以上より、降水に伴う下層の高渦位域の形成はMSMの方がよく予測していると考えられ、MSMが予測するような低気圧の急速な発達の可能性を排除できない。しかし、上層と下層の渦位の強さや位置、相互作用についてはモデル予測の妥当性を客観的に判断しにくい不確定性があり、これらについていくつかのケースを想定することが必要になるだろう。

(5) 事例検証3: GSMとMSMの低気圧の発達予測の間に差があった事例(2)–2015年4月15日の事例

次に、2015年4月15日に日本の太平洋沿岸を北上し、北海道に接近した低気圧の事例を取り上げる。日本海から西日本は大きな寒冷渦に覆われ、その寒冷渦の直下の日本海と、寒冷渦の東側の太平洋岸それぞれに低気圧があり、後者は発達しながら北上した(図5.1.17)。

⁵ 高渦位域は水蒸気チャンネルの衛星画像に見られる暗域と対応するので、高渦位域の妥当性を判断する手段として、モデルの予測値から作成する予想衛星画像(大和田・高坂2013)と実況の衛星画像の水蒸気チャンネルの画像を比較する方法が考えられる。これによって明瞭な位置ずれなどは把握できる可能性があるが、この事例のようにモデル予測が表現する渦位の大きさ、垂れ下がりの妥当性が予想衛星画像で把握できるかは明らかではなく(実際に、この事例では実況の衛星画像と予想衛星画像の間に妥当性の判断ができる明瞭な違いは見られなかった(図略))、予想衛星画像の精度も含め、今後のさらなる検証が必要である。

大きな寒冷渦があることは、水蒸気チャンネルの衛星画像で確認できる(図5.1.18)。

以下では、GSM, MSMとも2015年4月14日21JSTを初期時刻とするモデル予測について議論する。太平洋岸を進んだ低気圧が北海道に接近したときのGSM, MSMの予測を見ると(図5.1.19)、GSMの予測のほうが低気圧を発達させている(GSM予測、MSM予測それぞれの中心示度: 996.8 hPa, 999.0 hPa)。この低気圧のGSM予測、MSM予測の中心示度の時系列を図5.1.20に示す。4月15日09JSTから12JSTの3時間でGSMでは中心示度を下げているのに対し、MSMの予測では中心示度をほぼ一定に保っており、この3時間で両者の予測に差が生じた。

この事例では寒冷渦に伴う高渦位域の表現には大きな違いはなかったものの(図略)、4月15日09JSTから12JSTの3時間における下層の高渦位域と低気圧中心の位置関係はGSM予測とMSM予測で異なっている。図5.1.21に288K等温位面の渦位と海面更正気圧の予測を1時間ごとに示す。09JSTではGSM予測、MSM予測ともに地上低気圧の中心付近に下層の高渦位域がある。GSM予測では、低気圧が北上しても低気圧の中心付近に高渦位域が存在しているのに対し、MSM予測では、低気圧の北上とともに高渦位域は低気圧の南東象限にずれていくことがわかる。下層の高渦位域の周りには低気圧性循環があり、下層の渦位の増加は低気圧性循環の強化、そして低気圧の発達につながる。GSM予測では中心付近で非断熱加熱による渦位が生成され、その中心付近で気圧の低下が見られたのに対し、MSM予測では低気圧の南東象限で渦位を強め、そこで気圧を下げている(図5.1.21)。

すでに述べたように渦位は断熱で摩擦がなければ等温位面上で保存するが、非断熱効果があると(5.1.2)式によって変化する。(5.1.2)式によって見積もった渦位の非断熱効果に伴う前1時間の変化⁶を15日12JSTについて計算したのが図5.1.22(一番左)である。GSM予測では高渦位域のほとんどで渦位の変化量が正になっているのに対し、MSM予測では低気圧の進行前面の北側で負、南側で正になっていて、モデル間に違いがあることがわかる。すなわち、低気圧の進行前面に注目すると、GSMでは非断熱効果によって渦位が増加、MSMでは減少している。

低気圧の進行前面における渦位と非断熱効果による温位時間変化率の鉛直プロファイルを図5.1.22(左から2, 3番目)に示す。MSM予測では中層に冷却域(温位時間変化率が負)があるのに対し、GSM予測では加熱域(温位時間変化率が正)になっている。この領域での加熱のほとんどは上昇流に伴う水蒸気の凝結による潜熱の放出が、冷却のほとんどは降水の蒸発によ

⁶ この計算は前1時間平均の非断熱効果による温位の時間変化率とその時刻における渦位を用いて計算しているため正確なものではないが、ある程度の傾向は見る事ができる。

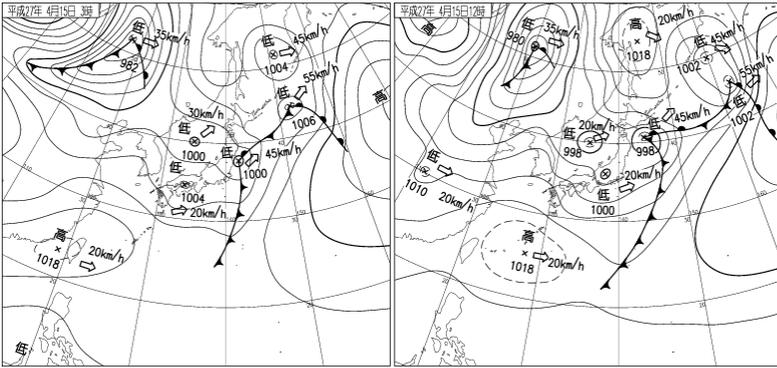


図 5.1.17 2015 年 4 月 15 日 03JST (左) と同日 12JST (右) における速報天気図。

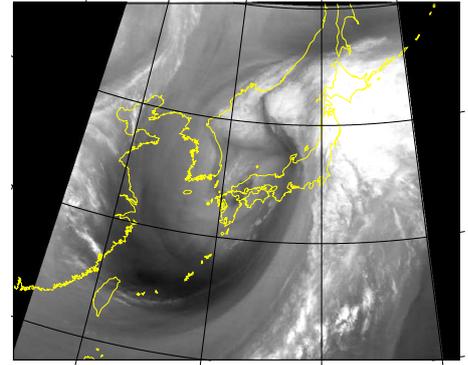
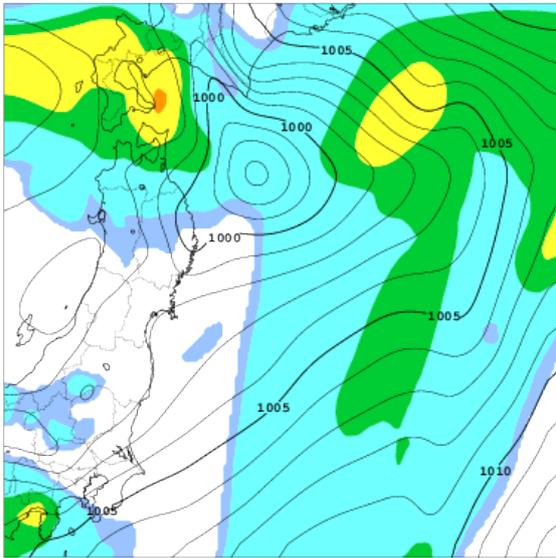


図 5.1.18 2015 年 4 月 15 日 03JST における MTSAT-2 による水蒸気チャンネルの衛星画像。

GSM 予測



MSM 予測

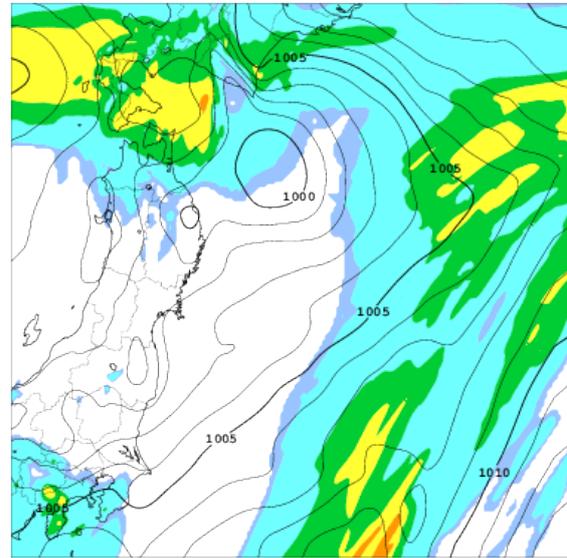


図 5.1.19 2015 年 4 月 15 日 12JST (初期時刻から 15 時間後) を予測対象時刻とした GSM (左) と MSM (右) それぞれによる海面更正気圧 (等値線、単位: hPa)、前 3 時間降水量 (塗り分け、単位: mm/3h) の予測。

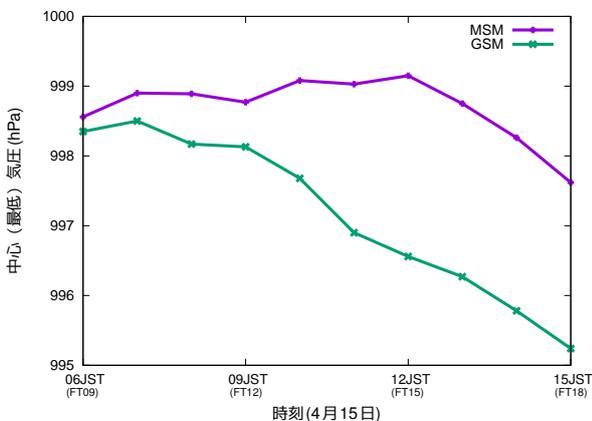


図 5.1.20 太平洋を北上する低気圧の GSM と MSM それぞれによる中心 (最低) 示度 (単位: hPa) の時系列。4 月 15 日 09JST が初期時刻から 12 時間後に対応。

る潜熱の吸収が寄与している (図略)。MSM 予測で降水の蒸発があることはそこに乾燥空気があること、一方、GSM 予測ではそのような乾燥空気はないことを示しており、実際に図 5.1.22 (一番右) の相対湿度のプロファイルを見るとまさにそうなっていることがわかる。

その乾燥空気の起源を探るために、295 K 等温位面上における GSM 予測、MSM 予測それぞれの比湿の時系列を図 5.1.23 に示す。295 K は図 5.1.22 の断面図の西側に見られる乾燥空気の温位に対応する。相変化に伴う水蒸気の消滅、生成、非断熱効果がなければ、比湿は等温位面上を保存されながら動く。今は乾燥空気に注目しているから相変化は無視できて、等温位面上の乾燥域の動きを追うことでその乾燥空気の起源を見つけることができる。

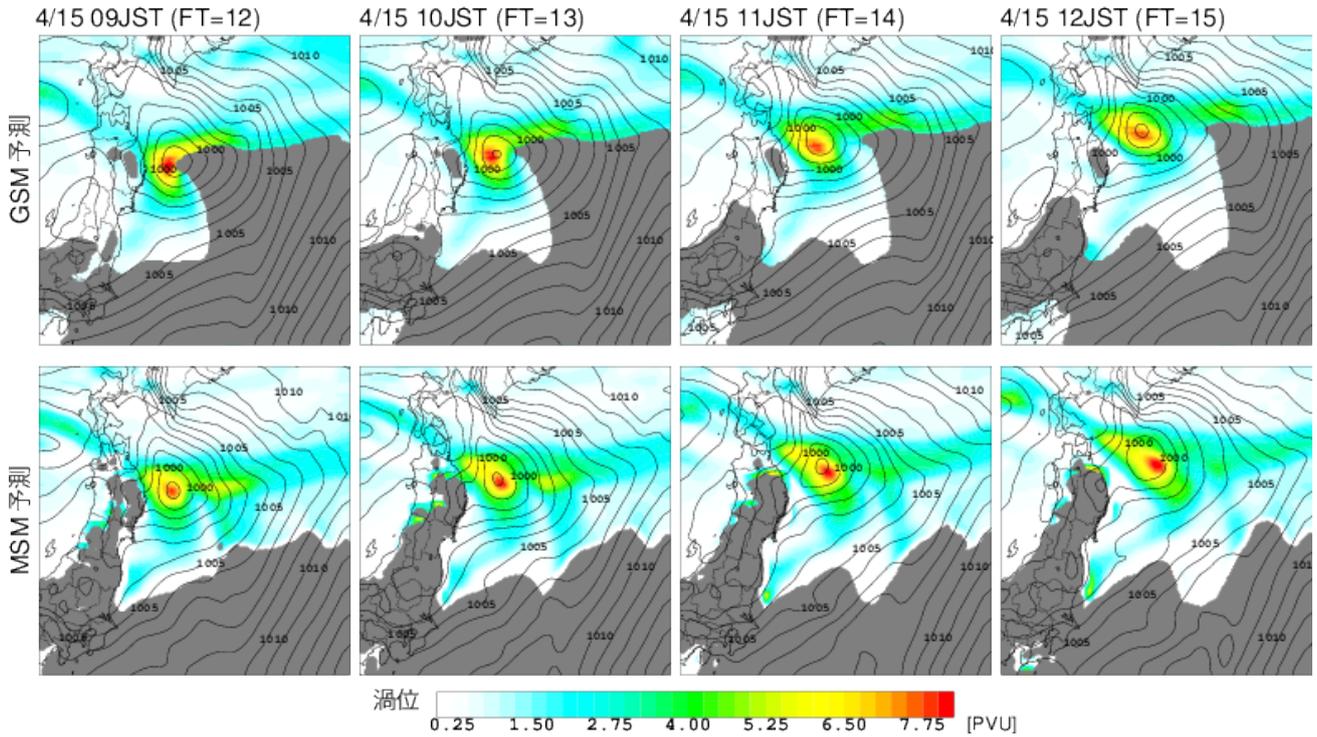


図 5.1.21 2015 年 4 月 15 日 09JST から 12JST を予測対象時刻とした 288 K 等温位面の渦位（塗り分け、単位: PVU）と海面更正気圧（等値線、単位: hPa）の GSM（上段）と MSM（下段）それぞれによる予測。グレーでマスクした部分は最下層の温位が 288 K 以上で 288 K 等温位面が存在しないことを示す。

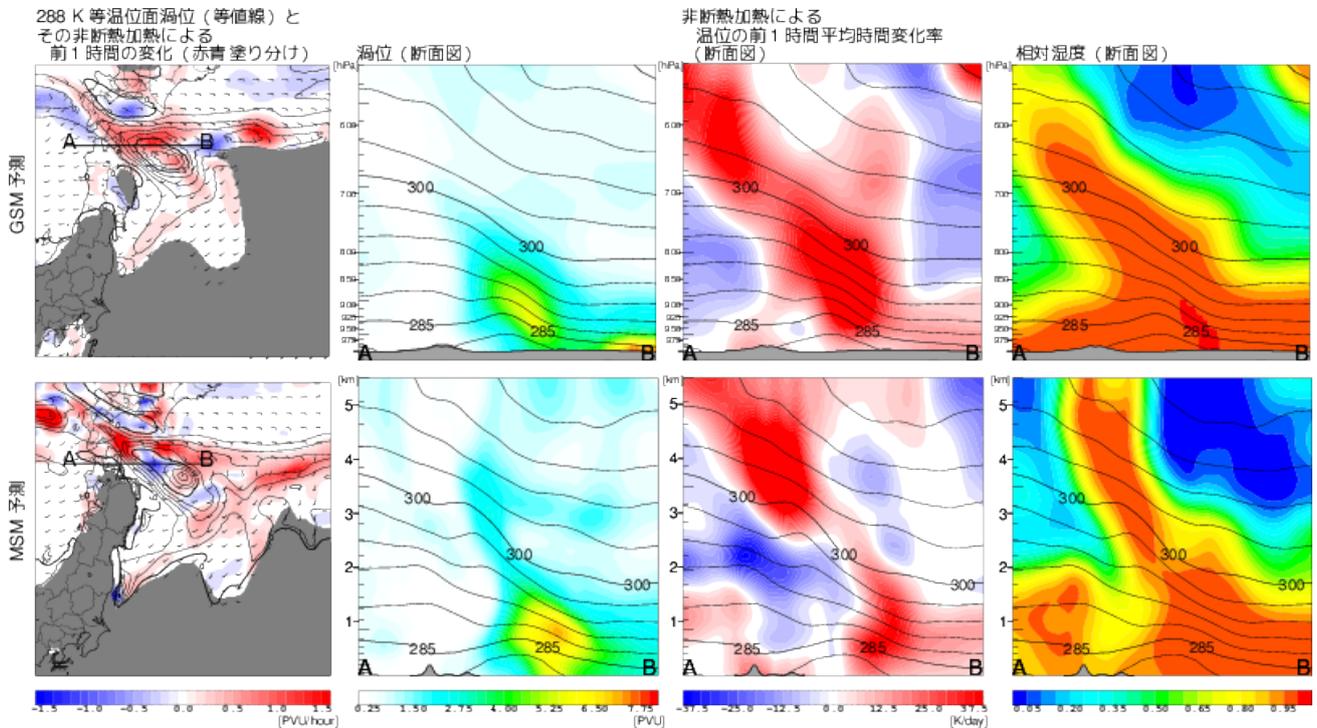


図 5.1.22 2015 年 4 月 15 日 12JST を予測対象時刻とした GSM（上段）および MSM（下段）による予測の（左から）288 K 等温位面の渦位（等値線、単位: PVU）とその非断熱効果による前 1 時間の変化（赤青塗り分け、単位: PVU/hour、グレーのマスク領域の意味は図 5.1.21 と同じ）、渦位（単位: PVU）の鉛直断面、非断熱効果による温位の前 1 時間平均時間変化率（単位: K/day）の鉛直断面、相対湿度の鉛直断面。鉛直断面は一番左の図の線分 AB に沿ったもの。各鉛直断面図には温位の等値線（単位: K）も示している。なお、GSM 予測、MSM 予測それぞれの鉛直座標は気圧、高度と異なっているが、ほぼ同じ高さを表示している。

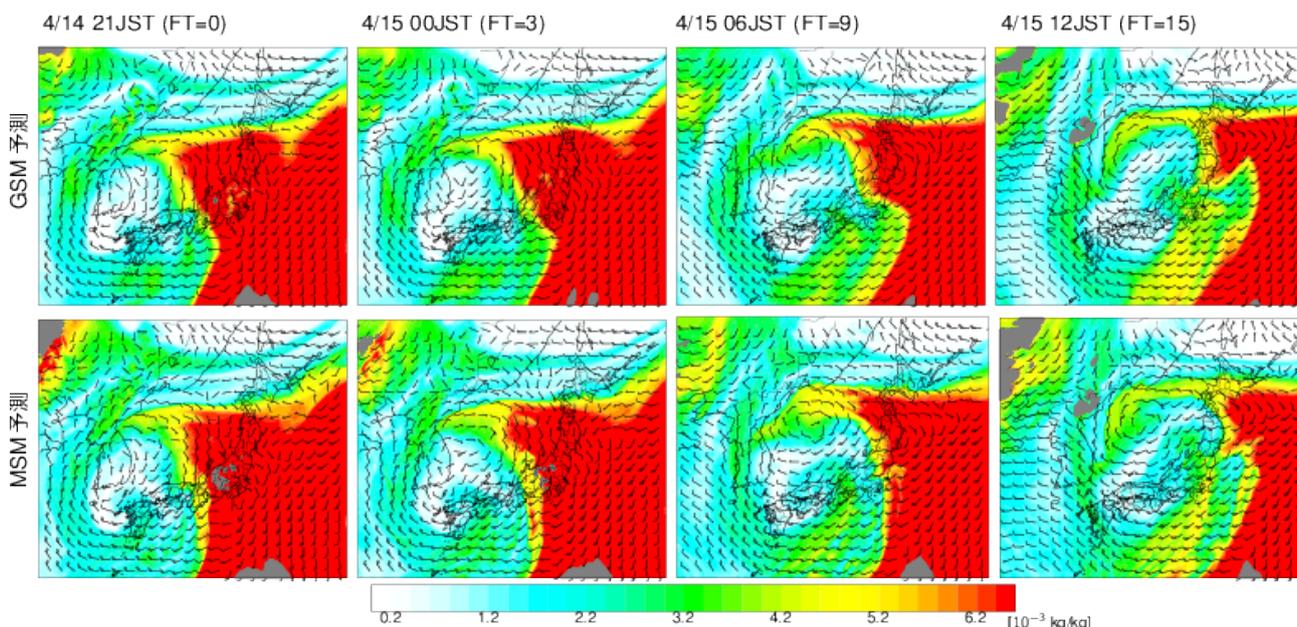


図 5.1.23 2015 年 4 月 14 日 21JST (予測の初期時刻), 15 日 00JST, 06JST, 12JST における 295 K 等温位面の比湿 (単位: 10^{-3} kg/kg) と風 (黒矢羽根、長い 1 本が 10 kt に対応。) グレーでマスクされた領域は最下層の温位が 295 K 以上で 295 K 等温位面が存在しないことを示す。

図 5.1.23 を見ると、朝鮮半島南部に中心を持つ寒冷渦周辺の比湿の小さな空気が、等温位面上の南西風によって北東に移動していることがわかる。すでに述べたように低気圧の西には大きな寒冷渦があり、その寒冷渦内とその外の低気圧の領域では等温位面の高度が大きく異なっていた。たとえば、295 K 等温位面の気圧は、低気圧付近では 850 hPa であったが、寒冷渦では 600 hPa 程度と高度に大きな差があり、その比湿の小さな空気は寒冷渦の中層付近から下降しながら東進している。また、それとは別に、寒冷渦の南を回って南側から低気圧に向かって比湿の小さな空気が流れ込んでいる。そして、15 日 12JST に低気圧があることが予想されている下北半島の東側では、その時刻 (図 5.1.23 の一番右) の比湿が GSM 予測よりも MSM 予測の方が小さく、GSM 予測では西からの乾燥空気の流入が MSM 予測よりも遅くなっている。このように、渦位の分布にモデル間で違いを生じさせた中層の乾燥空気の流入の違いが、太平洋側の低気圧の発達予測のモデル間の差ができた大きな要因の一つであると考えられる。

このような中層の乾燥空気の流入のモデル間の違いがどのようにして生じたかはまだ明らかではない。図 5.1.23 に示した 295 K 等温位面の風を見ると、寒冷渦直下の日本海にある低気圧に対応する循環が見られるが、この循環の表現もモデル間で異なっている。この循環の一部が寒冷渦にある比湿の小さな空気を北東に移動させるのに寄与しているようにも見えるが、詳細については、今後、さらに調査を進める必要がある。

このように、この事例での着目点の 1 つとなるのは、中層の乾燥空気の流入であった。しかし、(4) で紹介し

た事例同様、キーポイントとなる物理量のモデル予測の妥当性を観測データから検証するのは困難を伴うことが多い⁷。たとえば、この事例でキーポイントとなる中層の乾燥空気は、ゾンデ観測があればそれと比較することもできるが、時刻や地点に限られる。また、より広範囲、高頻度に観測データがある衛星画像を利用できるとよいが、乾燥空気の上の層に雲が存在する場合もあり、衛星画像から判別するのは一般的には難しい。しかしながら、モデル間に予測の差が生じる原因を把握することで、新しい初期値の予測資料と比較する際の着目点を絞ることが可能となるであろう。

5.1.3 まとめ

本節では、事例を通じて、冬季に南岸低気圧が日本付近を通過する際のモデル予測の総観場の特性、降水種別を左右する下層の気温のモデル予測とその着目点、そして、MSM で見られることがある小さなスケールの低気圧の過発達、MSM と GSM の低気圧の発達予測が異なった 2 つの事例における要因と着目点について述べた。

南岸低気圧通過時の総観場の予測については、2014 年～2015 年の冬季によく見られた GSM のトラフの進行や深まりの遅れについていくつかの事例を示した。この特性の原因は現時点では明らかではないが、頻繁に見られ、かつ、天気予報に大きな影響を与えるので、原因を追究し、モデルの改良につなげていく必要がある。

南岸低気圧通過時の下層の温度場の予測については、2013 年 1 月 14 日の関東での大雪事例を題材に原ほか

⁷ 実際に、この事例においても GSM と MSM それぞれの乾燥空気の流入について、予測の妥当性の検証ができていない。

(2013)で詳しく解析したが、そのフォローアップも兼ねて、2015年2月の事例を取り上げた。2013年1月14日の事例では、降水(雪)の融解による下層の冷却が、下層気温の急激な低下に寄与していた。融解による冷却は短い時間に急激な冷却をもたらすことが特徴であり、モデルの比較的強い降水予測と気温の急激な低下が対応していれば、融解による冷却の可能性が高い。一方で、モデルの降水予測が過大であれば、それに対応する気温の低下も過大である可能性もあることに注意する必要がある。また、低気圧の後面では下降流が卓越しており、その下降流に伴う断熱加熱によって気温の低下が妨げられることがあることも指摘した。

低気圧の発達予測を巡っては、RSMでよく知られた低気圧の過発達の問題を振り返り、同様の特徴をもつ低気圧の発達がMSMで見られることがあることを紹介した。また、GSMとMSMで低気圧の予測が異なった2つの事例を取り上げ、それぞれの事例で予測に差が生じた原因を渦位を用いて考察した。渦位がモデル間で異なる原因はこの2つの事例で異なっていたが、渦位に着目することで低気圧の発達のモデル間の違いを把握する手がかりを与える可能性を示した。

原ほか(2013)や原(2014)でも事例解析を通じて強調したが、本稿で事例解析を紹介した目的は、特定の事例に対する解説ではなく、事例解析を通じて起こりうるプロセスを示し、現象やモデル予測を物理的に解釈することの大切さを示すことである。モデルの予測結果の解釈を深めるために、モデルの予測を単なるブラックボックスとしてとらえるのではなく、その背景となる気象のプロセス、そして、そのプロセスのモデルにおける表現に(本稿で用いた渦位も含めて)日頃から目を向けていただきたいと考える。

参考文献

- 今泉孝男, 2001: 偽低気圧の発達問題. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20-25.
- 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, 97-104.
- 大和田浩美, 高坂裕貴, 2013: 予想衛星画像. 数値予報課報告・別冊第59号, 気象庁予報部, 76-80.
- 小倉義光, 2000: 総観気象学入門. 東京大学出版会.
- 小倉義光, 2015: 日本の天気 その多様性とメカニズム. 東京大学出版会.
- 黒良龍太, 森浩俊, 加藤輝之, 2014: 予報作業における渦位の利用について. 平成25年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 49-61.
- 坂本雅巳, 小泉友延, 原旅人, 2013: 2013年4月6日から7日にかけて発生した低気圧. 平成25年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90-106.
- 新堀敏基, 2003: 領域4次元変分法. 平成15年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 田宮久一郎, 2007: 留意すべき予報特性. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27-28.
- 中村誠臣, 1997: 低気圧の発達しすぎの問題. 平成9年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 37-42.
- 二階堂義信, 1986a: Q-map (等温位面上で解析された渦位分布図) —その1 Q-map の原理—. 天気, 33, 289-299.
- 二階堂義信, 1986b: Q-map (等温位面上で解析された渦位分布図) —その2 Q-map の原理—. 天気, 33, 300-331.
- 原旅人, 2014: 最近発生した顕著事例に関する検討. 平成26年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 118-144.
- 原旅人, 白山洋平, 檜垣将和, 氏家将志, 2013: 2013年1月14日の関東大雪. 平成25年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71-89.
- 細見卓也, 2002: メソスケール低気圧の過発達の改善に向けて. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8-12.
- 美濃寛士, 1999: 事例検証(第9回合同マップディスカッション事例). 平成11年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14-22.
- Hoskins, B. J. and I. N. James, 2014: *Fluid Dynamics of the Mid-Latitude Atmosphere*. Wiley.
- Lackmann, G., 2011: *Midlatitude synoptic meteorology: dynamics, analysis and forecasting*. Amer. Met. Soc.
- Martin, J. E., 2006: *Mid-Latitude Atmospheric Dynamics*. Wiley.

5.2 高解像度大気解析の開発¹

5.2.1 はじめに

毎時大気解析²は、予報作業での大気の実況解析を支援するための客観解析資料である(酒井 2001; 西嶋 2004; 藤田 2007)。この毎時大気解析を高解像度化することで、ユーザーの利便性を図るとともに、より詳細な大気現象の把握に役立つ客観解析を目指して、高解像度大気解析の開発を行っている。これまで毎時大気解析は、気象庁の予報作業で利用されるとともに、その情報価値の高さから、気象業務支援センターを通じて民間気象事業者に、航空気象情報提供システム(MetAir)を通じて航空関係者に広く提供・利用されてきた(室井ほか 2008)。このため、現在の毎時大気解析を高度化させることは気象庁のみならず、多くの民間ユーザーにとっても気象業務を実施するうえでの有益な情報を提供することになる。

気象庁では 2013 年 5 月 29 日から、水平格子間隔 2 km の局地モデル(LFM)による、1 日 24 回の高頻度、高解像度な予測が開始された。これにより、毎時大気解析で第一推定値として利用されているメソモデル(MSM)の予測(水平格子間隔 5 km、1 日 8 回)よりも最新かつ高解像度な予測が利用できるようになり、より高精度な客観解析の作成が可能となった。本節では高解像度大気解析の意義(第 5.2.2 項)、概要(第 5.2.3 項)、高解像度大気解析を用いた広島市での大雨及び埼玉県越谷市の竜巻の解析事例(第 5.2.4 項)をそれぞれ述べ、最後にまとめについて述べる。

5.2.2 高解像度大気解析の意義

予報作業においては観測データによる実況監視は重要であるが、観測データが空間的に不均一に分布しているため、観測のみから大気の詳細な状態を把握することは困難である。一方、数値予報は空間的に均一な格子点値を与え、その精度は年々向上しているものの、突風や大雨などの顕著現象に対しては、必ずしも現象を捉えるだけの十分な予測精度があるとは言えない。また、データ同化サイクルの中では、観測時刻から当該時刻の解析結果を配信するのに一定の時間が掛かるため、実況監視という意味では速報性に欠けている。毎時大気解析は、これらの欠点を補う目的で実行されており、予報作業者が大気の状態をより迅速に、より正確に把握するために有効活用されている。

近年、顕著現象による気象災害の予測に関する社会的な関心が高まり、予報作業においても局地気象解析の技術向上が求められている。局地気象解析では、府県天気予報や注意報・警報を作成するうえで重要な大気現象と、その環境場を明らかにすることを目的とし、

表 5.2.1 毎時大気解析と高解像度大気解析との主な仕様の比較。

	毎時大気解析	高解像度大気解析
解析手法	3次元変分法	
水平格子間隔	5 km	2 km / (200 m ¹)
鉛直層数	48 層	58 層
解析範囲	日本全域とその周辺領域 / (100 km × 100 km ¹)	
第一推定値	メソモデル予測値	局地モデル予測値
解析要素	気温、水平風 (u, v)	気温、水平風 (u, v)、鉛直速度 (w)、気圧、比湿、雲物理量、反射強度
観測	アメダス (気温、風)、ウインドプロファイラ、衛星可視赤外イメージャ (大気追跡風)、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)、ウインドプロファイラ、衛星可視赤外イメージャ (大気追跡風、輝度温度)、航空機観測 (気温、風)、ドップラーレーダー (ドップラー速度、反射強度)、地上 GNSS (可降水量)、SYNOP (地上の気温、風、気圧、比湿)、METAR (地上の気温、風、気圧、比湿、雲量情報)
解析頻度	1 時間間隔	30 分間隔

¹ メソサイクロンを伴う積乱雲の調査用設定

気温、風、海面更正気圧、湿度、降水、レーダー反射強度などの平面図、時系列図及び鉛直断面図などを使って、空間的・時間的スケールを把握し、発生要因を推定し、さらに盛衰や移動の予測を行っている。こうした点で見ると現在の毎時大気解析は、気温と風のみを客観解析の対象としていることから、降水の起源となる水蒸気などの重要な情報が不足しており、局地気象解析での利用には、まだ十分であるとは言えない。そこで、このような様々な要素についても客観解析が得られるよう毎時大気解析をさらに発展させる必要性が高まっている。

局地気象解析で重要な観測の一つとして、レーダー観測が挙げられるが、予測を行う際に仮にこのレーダーによって、大雨をもたらす積乱雲の初期エコーが観測されたとしても、それが実際に発達するかどうかを判断することは非常に難しい。このような場合、観測データだけでなく、周囲の環境場も同時に把握する必要がある。例えば、下層での水蒸気の蓄積があるか、上昇流の要因となるシアが周囲に存在するか、大気安定度を低下させる地上と上空の気温差があるか、など幾つか当てはまれば、観測された積乱雲がさらに発達し、大雨となる可能性が高くなる。すなわち、顕著現象の発生予測の手掛かりを環境場から見つけ出すための詳細な客観解析が有効であり、これについて高解像度大気解析を想定している。

5.2.3 高解像度大気解析の概要

現段階の高解像度大気解析について、毎時大気解析との主な仕様の比較を表 5.2.1 に示す。解析手法はどちらも 3 次元変分法を用いている。3 次元変分法は、数値予報モデルの初期値作成に用いられている 4 次元変分法と比べ、低コストの客観解析手法であるため、高速かつ高頻度の実行に適している。本稿では 3 次元変分法の説明は省略するので、必要に応じて過去の数値予報課報告・別冊や数値予報研修テキスト(露木 1997、

¹ 石川 宜広

² 解析要素は風と気温のみ、日本全域を対象とする 1 日 24 回実施している。詳細については付録 A.1.6 を参照されたい。

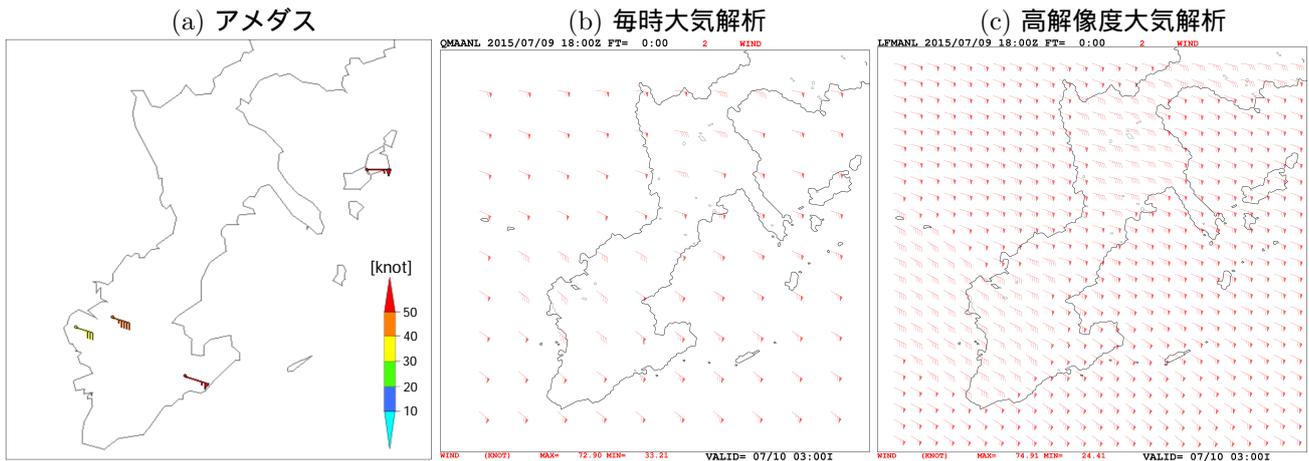


図 5.2.2 2015 年 7 月 10 日 18UTC の台風第 9 号が沖縄本島地方本島中南部に接近した時の地上の風 (矢羽根) で、(a) はアメダスの風観測、(b) は毎時大気解析による客観解析、(c) は高解像度大気解析によるものである。風の単位は旗:50、長棒:10、短棒:5 [knot]。

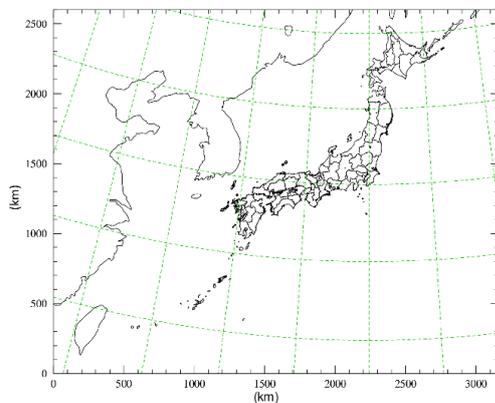


図 5.2.1 高解像度大気解析の解析範囲。

2002; 石川 2002; 竹内 2002; 本田 2010)などを参照していただきたい。客観解析の水平格子間隔と鉛直層数は、第一推定値に使用している数値予報モデルの水平格子間隔と鉛直層数に一致している。高解像度大気解析の解析範囲は、図 5.2.1 に示すとおり、毎時大気解析とほぼ同じ日本全域とその周辺の領域が対象である。

毎時大気解析の実行は気象庁のスーパーコンピュータ上で行われるが、その開始は毎正時後 20 分であるため、利用できる観測データは観測時刻から入電するまでの時間が短いものに限られる。高解像度大気解析が現業化した場合も事情は同じで、現在の計画では 30 分間隔での実行を予定している。毎時大気解析で利用している観測データは、アメダスの気温と風、ウィンドプロファイラ、衛星可視赤外イメージャの気象追跡風、ドップラーレーダーのドップラー速度、航空機観測の気温と風で、解析要素は気温と風のみである。高解像度大気解析では、この解析要素に気圧、比湿、鉛直速度、雲物理量、反射強度が加わることで、利用可能な観測データもドップラーレーダーの反射強度、地上 GNSS の可降水量、SYNOP や METAR の地上の気温、風、気圧、比湿及び雲量情報、衛星可視赤外イメー

ジャの輝度温度などが新たに追加された。

高解像度大気解析で使用する稠密な観測データは、観測方法や周囲環境 (地形等) の影響で、観測値のもつ空間的代表性がそれぞれ異なっている。例えば、観測方法が異なるウィンドプロファイラとドップラーレーダーのドップラー速度の場合、ウィンドプロファイラは、高・低気圧や前線といった総観スケールに及ぶ大気現象の風を観測対象としているため、空間的代表性は比較的広く、一方、ドップラーレーダーは、メソスケールの雨雲内の風を観測対象としているため、比較的狭いと考える。このような観測データを一般的な 3 次元変分法で使用する場合、近傍の観測同士で相殺し合い、観測がもつ詳細な情報が失われ、実況監視に用いる資料としての利用価値が半減してしまう。そこで高解像度大気解析で使用する 3 次元変分法では、観測種別ごとに空間的代表性を考慮して、客観解析の修正量の広がりや大きさを個別に設定することが可能で、それぞれの観測データと整合した客観解析が作成される。

高解像度大気解析の特徴は、ドップラーレーダーの観測データを高度利用している点である。客観解析での離散化した格子点に、高分解能なレーダー観測の情報を効率よく与えるため、全ての観測データを使って格子点への内挿を行っている。具体的には、極座標形式のレーダー反射強度やドップラー速度を 2 次曲線の最小二乗法を使って、近接する格子点に当てはめることで、観測値に含まれるノイズが除去され、第一推定値の水平格子間隔に適応した観測データが得られる。また、このドップラー速度の客観解析では、ドップラー速度の鉛直速度を考慮することで、メソスケール擾乱に対応する積乱雲内の上昇流や下降流が得られる。

さらに高解像度大気解析では、雲の解析を行い、3 次元の雲や降水場を解析している。この解析では、レーダー反射強度、衛星可視赤外イメージャの輝度温度、METAR の雲量情報のそれぞれの観測を組み合わせ

利用し、雲被覆率、降水種別、雲水、雲氷、雨、雪、雹の混合比、雲内の鉛直速度、着氷指数、雲底と雲頂の高度、雲内の比湿や気温などの雲に関する詳細な情報を得ている。雲水、雲氷の混合比の計算には、閾値以上の3次元雲被覆率の領域をもとに、1次元雲物理モデル Smith-Feddes model (Albers et al. 1996) を使って、雲水、雲氷の混合比の計算を行っている。この計算には、気塊の雲底から雲頂への輸送に関する湿潤断熱条件が用いられており、上空での氷結やエントレインメントの効果も考慮されている。3次元の雲種別の判定には格子ごとの雲の厚み、周囲の気温、統計的な安定度の関数を使用し、隣り合わせた領域での雲種別と比較しながら決定している。3次元の降水種別の雨、雪、雹の判定には、先ほど得られた雲種別をもとに診断的に求めている。3次元の降水物理量の雨、雪、雹の混合比は、この降水種別とレーダー反射強度との関係式から直接求めている。雨の混合比 (q_r) とレーダー反射強度 (Z_r) との実験的な関係式は Kessler (1969) により式 (5.2.1) から定義され、また、雪、雹の混合比 ($q_{s,h}$) とレーダー反射強度 ($Z_{s,h}$) との実験的な関係式は Rogers and Yau (1989) により式 (5.2.2) から定義される。ここで、 ρ は大気密度 [kg/m^3] を表す。

$$Z_r = 1.73 \times 10^4 (\rho q_r)^{1.75} \quad (5.2.1)$$

$$Z_{s,h} = 3.8 \times 10^4 (\rho q_{s,h})^{2.2} \quad (5.2.2)$$

毎時大気解析と高解像度大気解析との客観解析の風の比較を図 5.2.2 に示す。同図は 2015 年 7 月 10 日 18UTC の台風第 9 号が沖縄本島地方本島中南部に接近した時の地上の風を表し、(a) はアメダスによる風観測、(b) は毎時大気解析による客観解析の風、(c) は高解像度大気解析によるものである。アメダスだけでは、観測点の風の状況しか判らないが、毎時大気解析の客観解析では、島を取り囲む風の環境場が把握でき、さらに高解像度大気解析では、海上・陸上での強風域の分布がより詳細に確認できる。高解像度な客観解析資料は、予報作業の現場で威力を発揮すると期待される。

5.2.4 高解像度大気解析による解析事例

高解像度大気解析による広島市での大雨と埼玉県越谷市の竜巻の 2 つの解析事例について紹介する。

(1) 2014 年 8 月 20 日 広島市での大雨

平成 26 年 8 月 20 日未明、広島市では午前 2 時から 4 時までの 2 時間に、200 mm を超える局地的な降水がもたらされ、それに伴って発生した土石流が、山裾や谷間に広がる住宅地を襲い、74 人の命が失われるなどの大きな災害をもたらした。その頃、広島と山口の県境付近では、次々と積乱雲が発生し、風下側に積乱雲が連なって線状降水帯が形成され、この降水帯が停滞することで局地的な大雨となった。

2014 年 8 月 19 日 16UTC (日本時間 8 月 20 日午前 1 時) の総観場について、高解像度大気解析による客観

解析を図 5.2.3 に示す。(c) には客観解析から推定した前線を追加した。300 hPa 面では、華南から沿海州にかけて偏西風の強風の流れが解析された。本州の南には寒冷渦が存在していたが陸地から離れていたため、直接の影響は小さいとみられる。500 hPa 面では、この偏西風の強風軸に対応してトラフが黄海付近にあり、日本海に向かって東進していた。日本の南にはサブハイ (高度 5880 m 以上の領域) が存在し、沖縄の南まで勢力を伸ばし張り出していた。地上では上海付近に熱帯低気圧が、北海道の西に低気圧が解析され、この 2 つを結びように中国大陸から対馬海峡を通過して、北日本に伸びる前線が推定された。また、日本の南海上では太平洋高気圧が張り出し、沖縄・奄美や西日本の沿岸部まで広がっていた。深夜にもかかわらず、こうした地域では気温が 26 以上と高かった。前線の南側では、南西海上からの暖湿気の流れ込みにより、可降水量で 60 mm を超える湿った細長い領域が存在していた。反射強度では、この暖湿域に対応して強い降水帯が東シナ海や九州の北部、中国地方を中心に存在し、日本海沿岸部から北海道まで広く散在していた。広島市付近では線状降水帯が存在し、典型的な豪雨事例と同様に暖湿域の南端にあたる前線から離れたところで発生した。

メソスケールでの豪雨の発生要因を調査するため、2014 年 8 月 19 日 09UTC ~ 20UTC の高解像度大気解析による客観解析での反射強度と地上風を図 5.2.4 に示す。09UTC の頃には、南海上からの暖湿気の流れにより、九州の山岳西部や北部、中国地方の西部で広く降水帯が解析されていた。この期間中、地上付近では太平洋高気圧の西側縁辺流によって、南南西 ~ 南よりの風が継続し、九州の西を通過して対馬海峡に向かう風や、豊後水道を通過して瀬戸内海に向かう風が解析されていた。11UTC ~ 13UTC の頃には、九州の地形に沿って発生した線状降水帯が北東方向に移動し、その東端に近い山口と広島の県境付近から広島市付近に連なる線状降水帯が発生した。14UTC の頃には、この線状降水帯は一旦、不明瞭となるが、15UTC には、広島市付近の緩やかな地形斜面で積乱雲が発達し、さらに土石流の発生時間帯を含む 16UTC ~ 19UTC には、再び線状降水帯が発生・発達した。シャープな線状構造を維持しながら、ほぼ同じ場所で停滞したため、局地的な大雨となり、短時間で大量の降水をもたらした。

豪雨発生時の山口と広島の県境付近の大気の状態を把握するため、2014 年 8 月 19 日 16UTC の高解像度大気解析による客観解析から計算した Skew-T diagram³ と大気安定度指数を図 5.2.5 に示す。大気安定度指数の計算方法やその基準値については大野 (2001) を参考にした。大気のプロファイルを見ると地上から 600 hPa 付近までは、わずかに飽和に達していない部分がある

³ 大気の熱力学的な状態を表す熱力学ダイアグラム的一种。気温を skew (斜め) の線で、気圧を対数で表している。

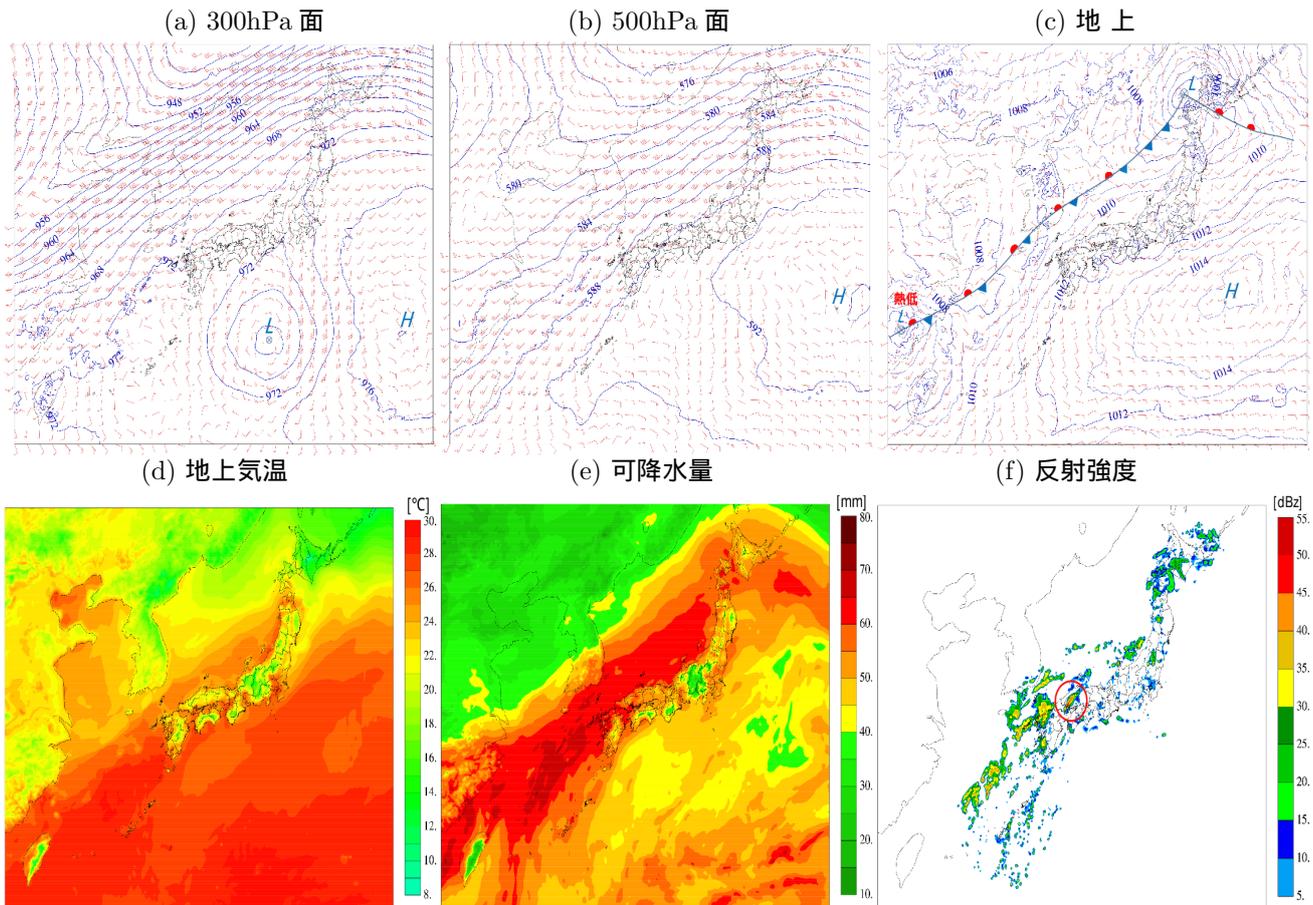


図 5.2.3 2014 年 8 月 19 日 16UTC の高解像度大気解析による客観解析を示す。(a) は 300 hPa 面の高度場と風、(b) は 500 hPa 面の高度場と風、(c) は海面更正気圧 (Psea) と地上風、(d) は地上気温、(e) は可降水量、(f) は鉛直カラム最大値の反射強度を示す。各要素の単位は高度場 [10 m]、風 (矢羽根 旗:25、長棒:5、短棒:2) [m/s]、Psea[hPa]、気温 [°C]、可降水量 [mm]、反射強度 [dBz]。

ものの、ほぼ全層で湿っていたことがわかる。地上から上空 200 hPa 付近までは南西風が卓越しており、対流圏界面付近では風速が弱く、かなとこ雲が雲頂で円形に広がり易い状態であった。大気安定度指数として、自由対流高度 (LFC) が 500 m、浮力がなくなる高度 (LNB) が 14 km であり、これは大量の水蒸気が流入しさえすれば、少しの上昇流でも積乱雲が発達し、雲頂が対流圏界面付近まで到達することを意味している。可降水量は積乱雲の直下点ということもあり、80 mm と大きな値で、大気の鉛直カラムが保有できる水蒸気量の最大値に達している。対流有効位置エネルギー (CAPE) は 2800 J/kg で、「大気状態が非常に不安定 (基準値 2500 J/kg 以上)」に該当する。K 指数 (KI) は 41 で、「雷雨の可能性がほぼ 100 パーセント (基準値 40 以上)」に該当する。また、激しい雷雨の発生度を表すシビアウェザー指数 (SWEAT) は 325 で、「激しい雷雨の可能性 (基準値 300 以上)」に該当する。このように豪雨発生を示唆する激しい雷雨の存在や、大気の状態が非常に不安定であったことが示された。高解像度大気解析では、ゾンデ地点以外の場所でも、容易に大気のプロファイルを把握し、大気状態の安定指数を計算する

ことができる。

次に、広島市付近で発達した積乱雲の環境場を把握するため、2014 年 8 月 19 日 09UTC ~ 19UTC (2 時間間隔) の高解像度大気解析による客観解析の気温、風、比湿、反射強度について、図 5.2.5 の線分 A-B を切片とする鉛直断面図を図 5.2.6 ~ 図 5.2.8 に示す。

図 5.2.6 に示す反射強度と水平風の鉛直断面図では、図 5.2.4 の地上風と同様に、高度約 1 km までの下層では南南西 ~ 南よりの風となっており、それより上層の高度 1 ~ 9 km では南西風が卓越していた。また、発達した積乱雲の南側、高度 9 km より上層では、西 ~ 北西の風によって上空寒気が流入する場となっていた。積乱雲の発生に関して、下層の鉛直シアによる上向きの気圧傾度力や、中国山地の緩やかな地形が、下層の暖湿気塊を上昇させる要因となっていたと推測される。反射強度で見ると、09UTC の頃には、暖湿な南西気流により中国山地の日本海側を中心に積乱雲が広がっていた。11UTC ~ 13UTC には、広島市付近で最初の積乱雲が発生・発達し、15UTC の頃には一旦、積乱雲は緩やかな地形斜面に移動するが、17UTC ~ 19UTC には、図 5.2.4 の反射強度と同様に、再び広島市付近で

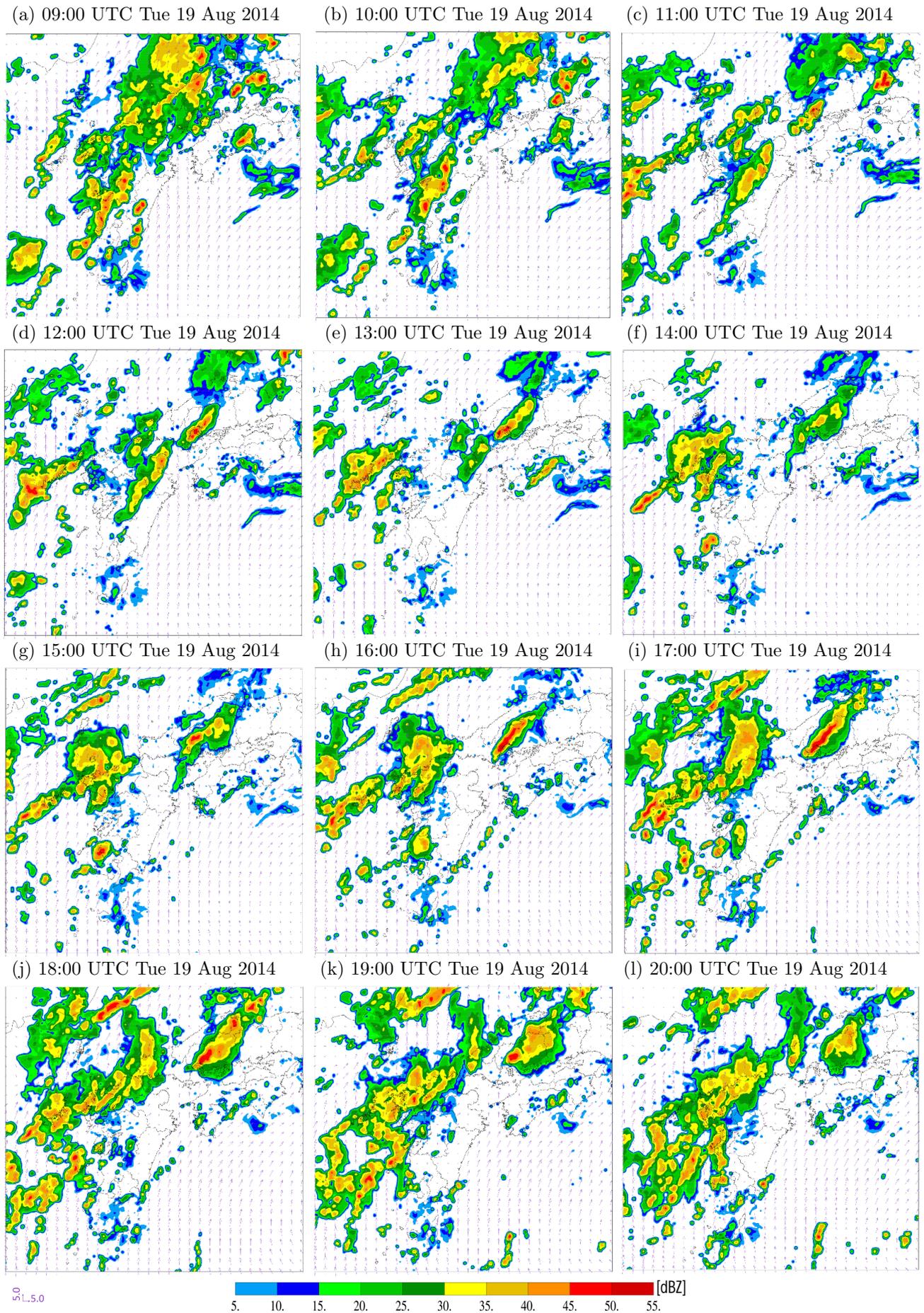


図 5.2.4 2014 年 8 月 19 日 09UTC ~ 20UTC の高解像度大気解析による客観解析の鉛直カラム最大値の反射強度と地上風を示す。各要素の単位は反射強度 [dBz]、風 (ベクトル)[m/s]。

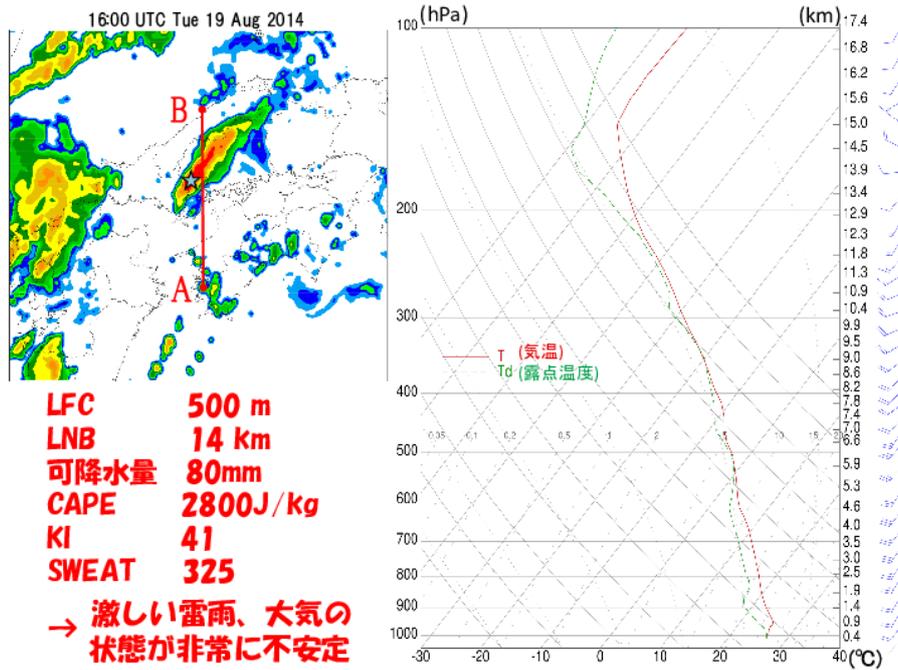


図 5.2.5 2014 年 8 月 19 日 16UTC の山口と広島県境付近の地点 の解析値から計算した Skew-T diagram と大気安定度指数である。風の矢羽根は長棒:5、短棒:2 [m/s]。なお、図中の線分 A-B は図 5.2.6 ~ 図 5.2.8 の鉛直断面図の水平方向の切片を表す。

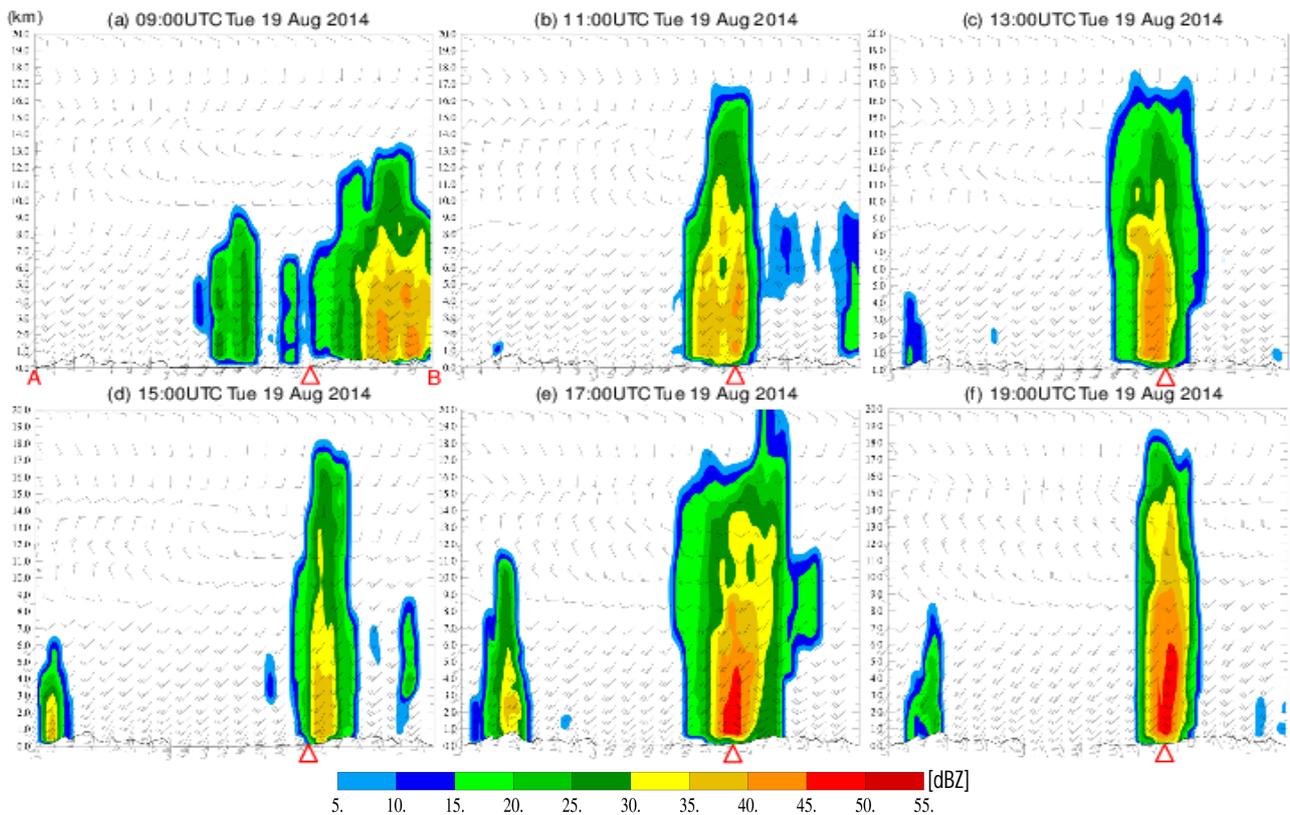


図 5.2.6 2014 年 8 月 19 日 09UTC ~ 19UTC (2 時間間隔) の高解像度大気解析による客観解析の反射強度と水平風の鉛直断面図で、切片は図 5.2.5 の線分 A-B に対応する。各要素の単位は水平風 (矢羽根 長棒:5、短棒:2) [m/s]、反射強度 [dBz]。は大雨発生地点。

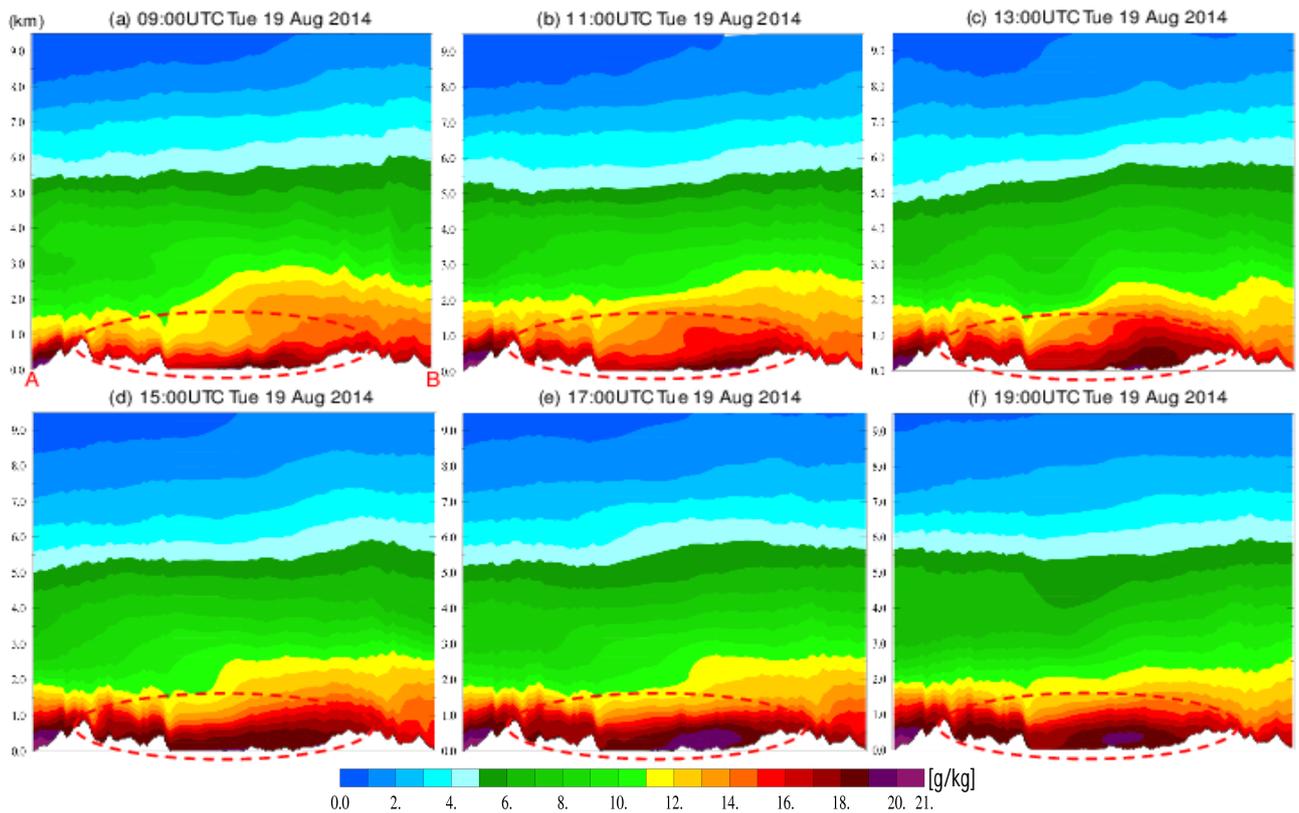


図 5.2.7 2014 年 8 月 19 日 09UTC ~ 19UTC (2 時間間隔) の高解像度大気解析による客観解析の比湿の鉛直断面図で、切片は図 5.2.5 の線分 A-B に対応する。比湿の単位は [g/kg]。

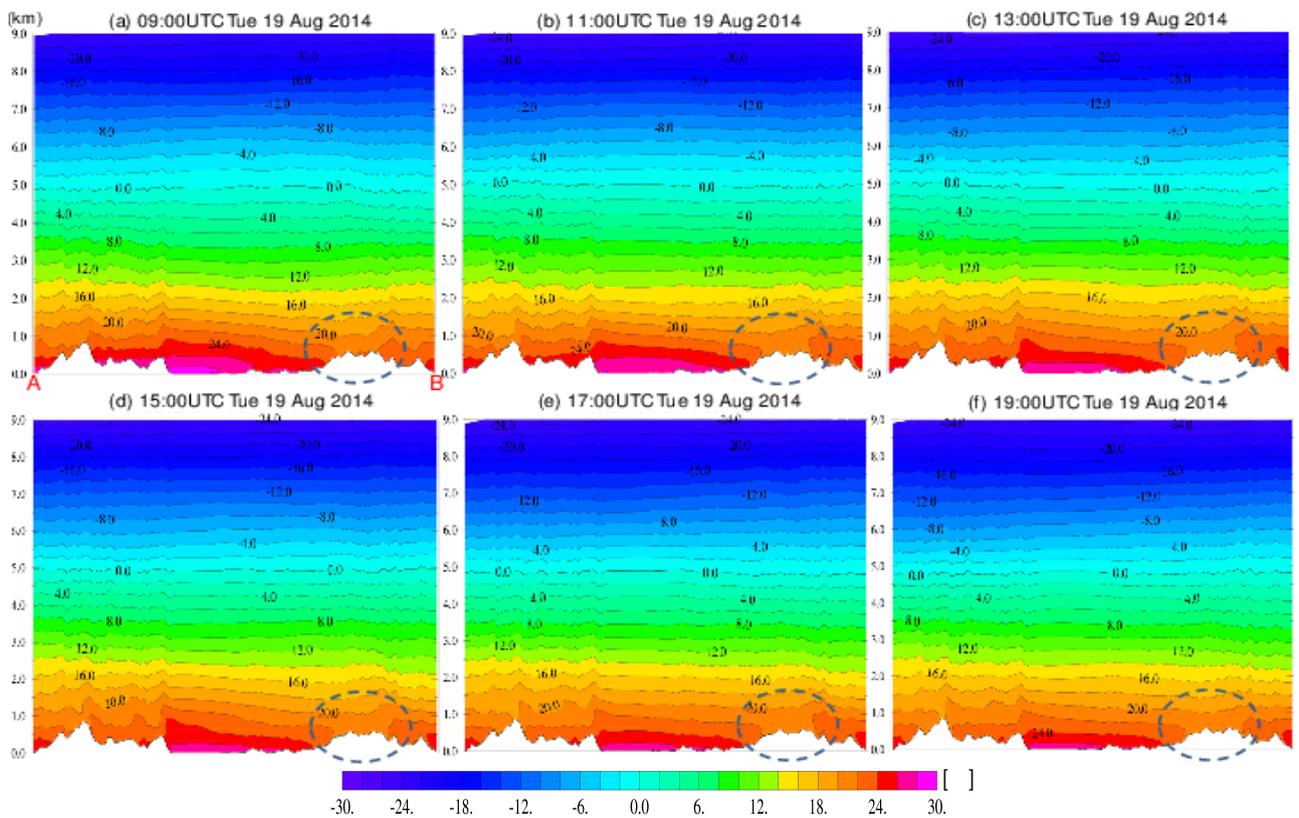


図 5.2.8 2014 年 8 月 19 日 09UTC ~ 19UTC (2 時間間隔) の高解像度大気解析による客観解析の気温の鉛直断面図で、切片は図 5.2.5 の線分 A-B に対応する。気温の単位は [°C]。

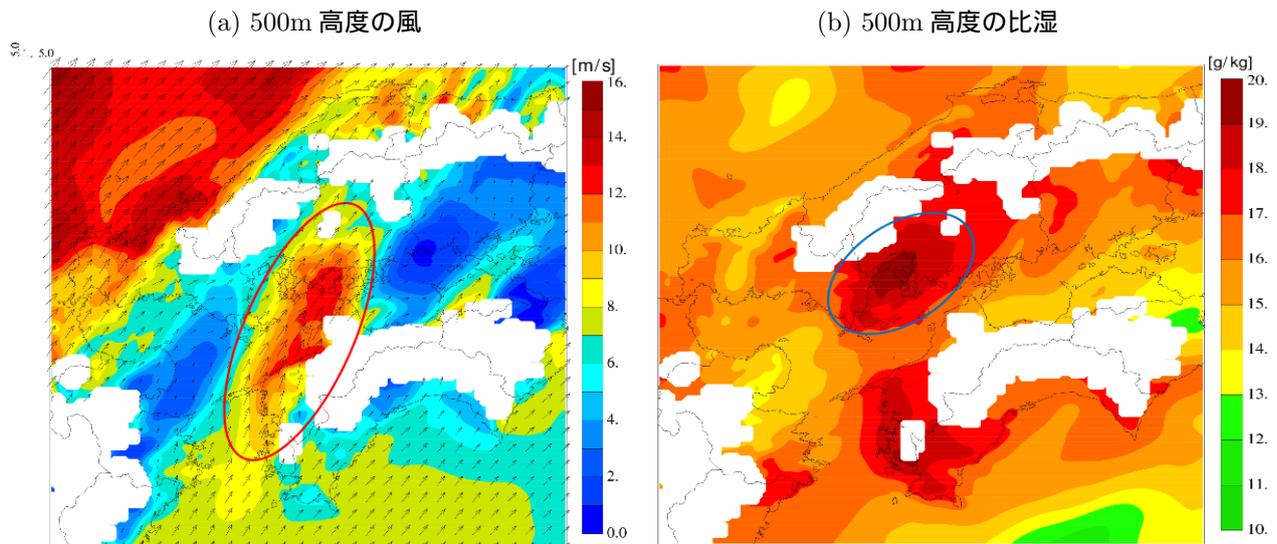


図 5.2.9 2014 年 8 月 19 日 17UTC の高解像度大気解析による客観解析で、(a) は 500 m 高度の風（ベクトル）と風速、(b) は 500 m 高度の比湿を示す。各要素の単位は風速 [m/s]、比湿 [g/kg]。なお、塗りのない領域は地形標高 500 m 以上に相当。

積乱雲が発生・発達した。この 2 時間の間、45 dBz を越える大きな反射強度の中心は、南北にほとんど動かず、同じ場所に停滞していた。

図 5.2.7 に示す比湿の鉛直断面図では、09UTC の頃には既に 12~13 g/kg 程度の比湿に相当する水蒸気が瀬戸内海や中国地方を高度 2 km 付近まで広く覆っていた。その後、さらに多くの下層の水蒸気が四国の最西部にあたる豊後水道付近から瀬戸内海を通過して、中国山地の南側の斜面に流れ込んでいた。このため、15~17UTC になると、高度 1 km 付近まで 16~21 g/kg の比湿に相当する大量の水蒸気が蓄積されていた。図 5.2.5 で見たように条件付不安定な成層状態のもと、大量の水蒸気が下層に蓄積されており、少しの気塊の上昇でも積乱雲が急速に発達する環境場であった。本事例の場合、下層の水蒸気量の時間変化が豪雨の発生を予測する手掛かりと言えよう。

図 5.2.8 に示す気温の鉛直断面図では、夕方から深夜にかけて瀬戸内海を中心に地上気温が 2~3 位低下していたが、同様に上空の気温も低下していたため、地上と高度 6 km (500 hPa 面相当) の気温差は 36 が維持され、大気の状態は不安定のままであった。図中の破線で囲んだ中国山地の地形山頂部の気温は、周囲に比べて低く、山裾では 22 の等値線が窪み、時間の経過につれて気温が低下していた。これは風上側にあった積乱雲によって、落下した雨滴が地形山頂部で蒸発し、地表面で冷気塊（コールドプール）を形成したと推測される。広島市付近での線状降水帯の発生・発達には、下層の暖湿な空気塊の蓄積や鉛直シアが主な要因と思われるが、このコールドプールについても線状降水帯の発生や停滞の一因の可能性が考えられる。

ここで、豪雨をもたらした下層の暖湿気塊について調べてみる。図 5.2.9 は 2014 年 8 月 19 日 17UTC の高解像度大気解析による客観解析で、(a) は 500 m 高度

の風、(b) は 500 m 高度の比湿を表す。500 m 高度の風では、太平洋高気圧の張り出しによる縁辺流の一部が、豊後水道の東側を通り抜け、進路が狭くなる広島湾に流れ込むため、10~13 m/s と比較的強い風となっていた。また、この強風域の西側と東側では、風が九州山地と四国山地に遮られるため、0~2 m/s の弱風域となっていた。500 m 高度の比湿を見ると、下層の暖湿気が強い風の流れにより広島市付近に運ばれた後、周囲の地形に阻まれ、東西の弱風域によって拡散することなく、図 5.2.7 と同様に広島湾付近を中心に大量の暖湿な空気塊が蓄積されていたことがわかる。このように水蒸気の局所的な集中が、積乱雲を繰り返し発生させる要因の一つであったと考えられる。

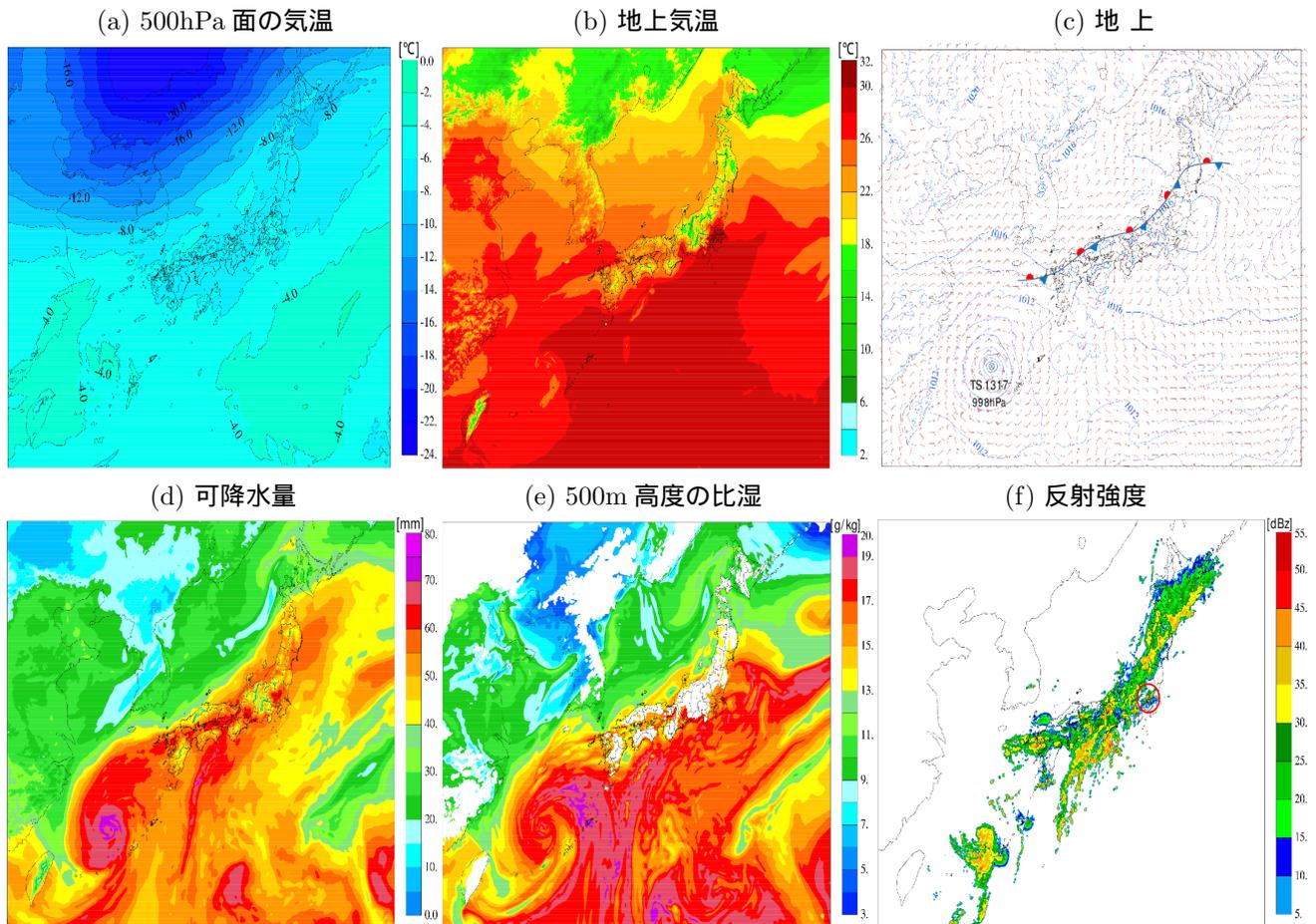


図 5.2.10 2013 年 9 月 2 日 05UTC の高解像度大気解析による客観解析を示す。(a) は 500 hPa 面の気温、(b) は地上気温、(c) は Psea と地上風、(d) は可降水量、(e) は 500 m 高度の比湿、(f) は鉛直力ラム最大値の反射強度を示す。各要素の単位は風 (矢羽根 長棒:5、短棒:2) [m/s]、Psea[hPa]、気温 [°C]、可降水量 [mm]、比湿 [g/kg]、反射強度 [dBz]。

(2) 2013 年 9 月 2 日 埼玉県越谷市での竜巻

2013 年 9 月 2 日午後 2 時 5 分ごろから 2 時 25 分にかけて、埼玉県越谷市とその周辺で竜巻が発生した。この竜巻によって負傷者 64 人、住家損壊 1100 棟の被害をもたらされた。竜巻を発生させた積乱雲は小型ながらもスーパーセル⁴と推測され、その特徴であるメソサイクロン⁵も同時に観測された。越谷市付近には竜巻発生前から局地的な前線があったが、この前線と積乱雲のガストフロント⁶の渦が衝突し、渦が強められ、さらにメソサイクロンに伴う強い上昇流によって渦が引き伸ばされ、竜巻が発生したと推測される。高解像度大気解析では、基本的には竜巻を直接把握することは困難であるが、竜巻をもたらす積乱雲もしくはスーパーセルの環境場の特徴を事後解析によって、あらかじめ理解しておくことは可能であり、今後の竜巻等の突風予測に役立てられると考える。

⁴ 回転する非常に強い上昇気流を伴い、落雷や降雹、竜巻や集中豪雨をもたらす発達した積乱雲のこと。

⁵ スーパーセル発生時にしばしば現れる、低気圧性の循環構造のこと。

⁶ 積乱雲からの冷たい下降気流が水平に吹き出し、周囲の暖かい空気と衝突した際にできる小規模な前線のこと。

2013 年 9 月 2 日 05UTC (日本時間 9 月 2 日午後 2 時) の総観場について、高解像度大気解析による客観解析を図 5.2.10 に示す。(c) には客観解析から推定した前線を追加した。500 hPa 面では、サーマルトラフの東進によって、上空の寒気が日本に接近し、本州全域で -6°C 以下となっていた。地上では東シナ海に台風第 17 号が存在し、九州に向かって北東進していた。沖縄・奄美を含む日本の南海上や西日本・東日本の太平洋側では気温が高く、特に関東では 32°C に達しており、上空との大きな気温差により、大気の状態が非常に不安定であった。可降水量では、60 mm を超える湿った領域が台風の周辺やその北東側、九州の北部、瀬戸内海や播磨灘などの内海とその沿岸部、四国沖に存在していた。また、500 m 高度の比湿では、下層の湿った領域が台風の周辺や太平洋上の暖湿な南西気流に対応して高い値となっていた。反射強度による降水域を大まかに解析すると、こうした湿り域と関連しており、台風による沖縄・奄美での降水、トラフの接近による九州から東北での前線性の降水、太平洋高気圧の縁辺の暖湿流による西日本・東日本の太平洋側での降水とそれぞれが対応していることがわかる。

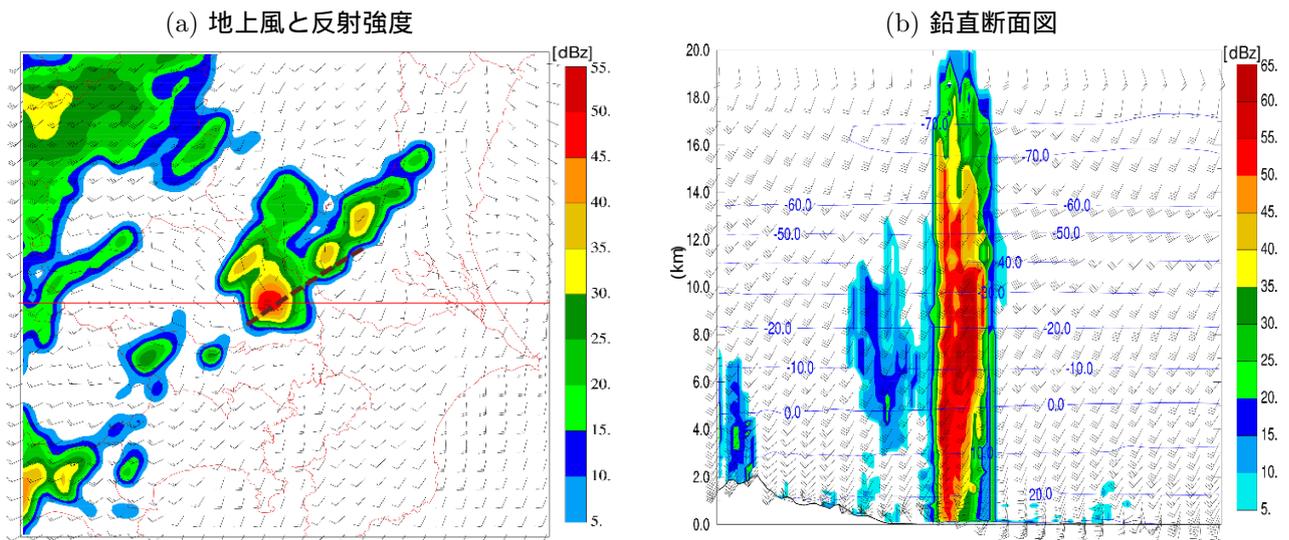


図 5.2.11 2013 年 9 月 2 日 05UTC の埼玉県越谷市で発生した積乱雲周辺での高解像度大気解析による客観解析を示す。(a) は地上風と 2 km 高度の反射強度、(b) は (a) の積乱雲の中心を通る東西を切片 (赤線) とする鉛直断面図の水平風、気温、反射強度である。各要素の単位は水平風 (矢羽根 長棒:5、短棒:2) [m/s]、気温 (等値線) [°C]、反射強度 [dBz]。なお、局地的な前線を (a) の破線で表す。

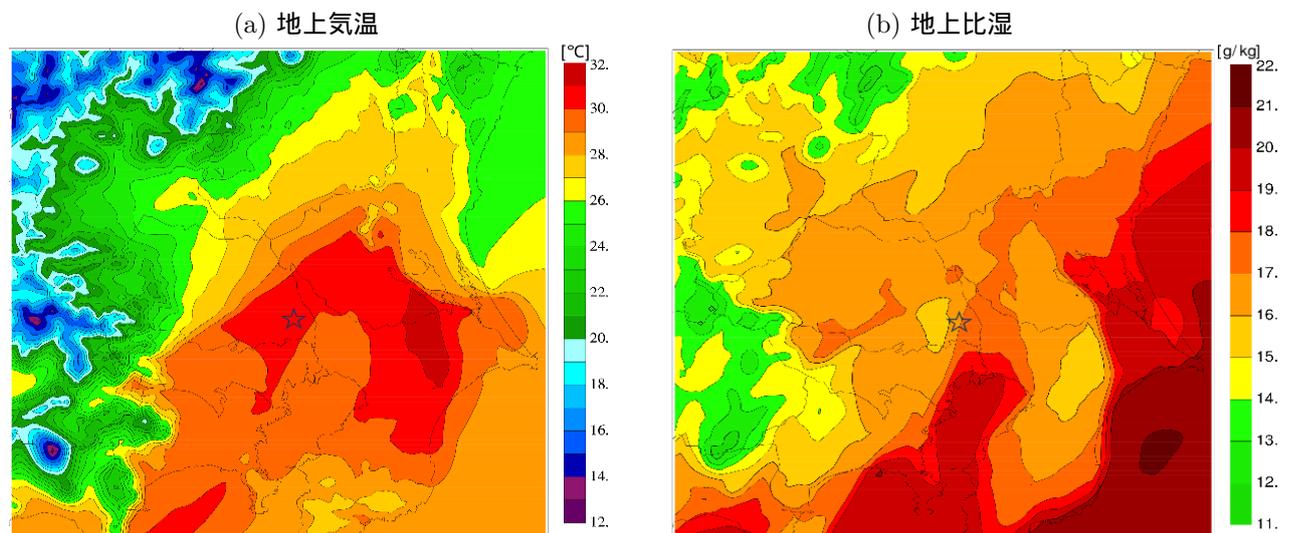


図 5.2.12 2013 年 9 月 2 日 05UTC の高解像度大気解析による客観解析の (a) 地上気温と (b) 地上比湿を示す。各要素の単位は気温 [°C]、比湿 [g/kg]。なお、★は埼玉県越谷市の位置を示す。

メソスケールの視点で竜巻を発生させた積乱雲の環境場を把握するため、2013 年 9 月 2 日 05UTC の積乱雲周辺での高解像度大気解析による客観解析を図 5.2.11 に示す。(a) は地上風と 2 km 高度の反射強度、(b) は (a) の積乱雲の中心を通る東西を切片 (赤線) とする鉛直断面図の水平風、気温、反射強度である。(a) の中央には発達した積乱雲が存在し、南側の南西風と西側の北西風とのシアによって形成された局地的な前線 (破線) 上に位置していた。(b) の鉛直断面図でも上空 1 km 位まではこのシアが明瞭に見られ、これより上層では南西風が卓越していた。高度 8 km の気温は -20 と低く、地上では 30 に達していたため、その気温差が 50 となり、越谷市付近の大気の状態は、非常に不安

定であった。このため、積乱雲の雲頂高度は、対流圏界面より上層となる高度 20 km 近くまで到達していた。強い反射強度の直下の東側では、地上から高度 6 km 位のところに、弱い反射強度の領域が存在し、スーパーセルの特徴である強い上昇流の存在を示唆していた。また、積乱雲の直下では、地上から高度 1 km 位のところで西風が鉛直方向に平行に並んでおり、ガストフロントに対応していたとみられる。

竜巻発生時の越谷市周辺の環境場を把握するため、2013 年 9 月 2 日 05UTC の高解像度大気解析による客観解析の地上気温と地上比湿を図 5.2.12 に示す。(a) の越谷市付近の地上気温は、この周辺でも特に高く 30 に達し、局地的な前線を境界とした急な温度勾配を形

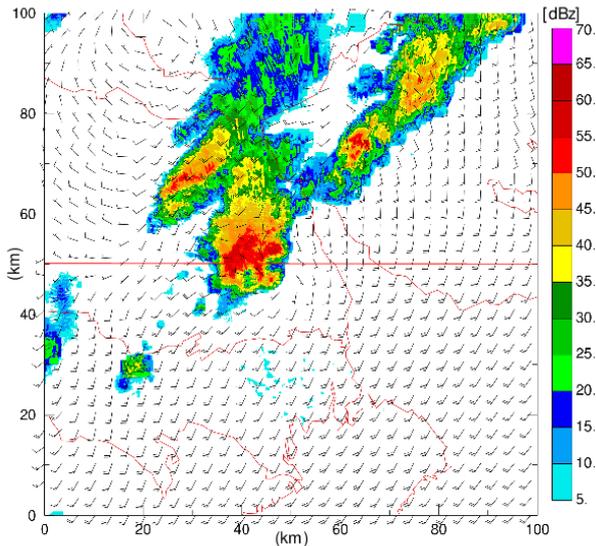


図 5.2.13 2013 年 9 月 2 日 05UTC の 200 m 大気解析による埼玉県越谷市に発生した積乱雲周辺の客観解析の 500 m 高度の風と 2 km 高度の反射強度を示す。各要素の単位は風 (矢羽根 長棒:5、短棒:2) [m/s]、反射強度 [dBz]。

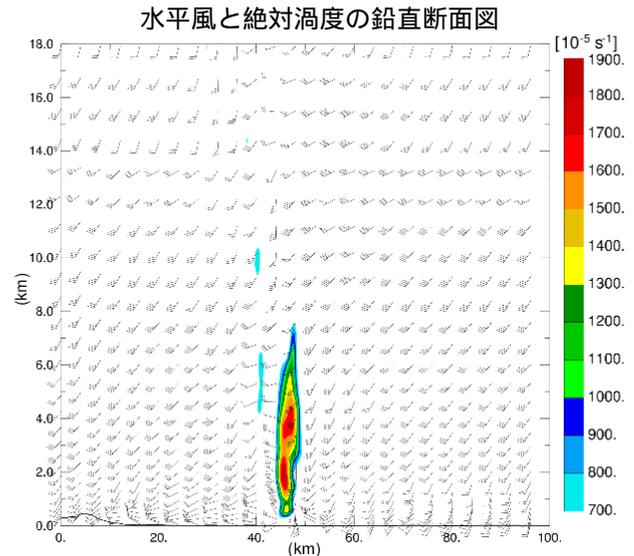


図 5.2.14 2013 年 9 月 2 日 05UTC の 200 m 大気解析による図 5.2.13 の積乱雲の中心を通る東西を切片 (赤線) とする水平風と絶対渦度の鉛直断面図を示す。各要素の単位は、風 (矢羽根 旗:25、長棒:5、短棒:2) [m/s]、絶対渦度 [$10^{-5}/s$]。

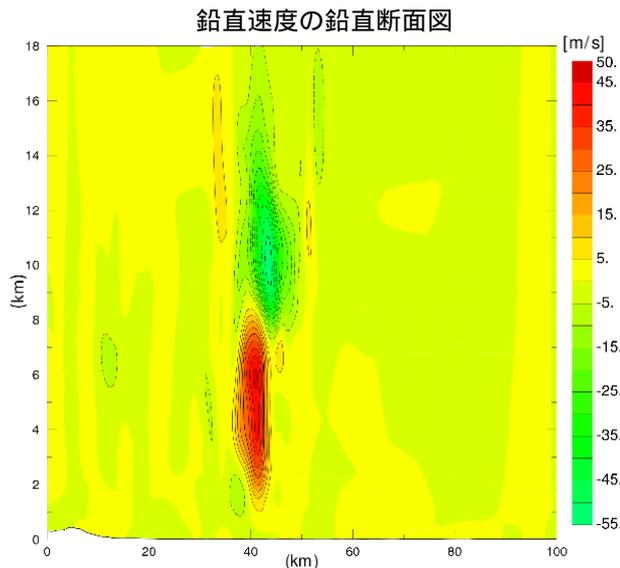


図 5.2.15 2013 年 9 月 2 日 05UTC の 200 m 大気解析による図 5.2.13 の積乱雲の中心を通る東西を切片 (赤線) とする鉛直速度の鉛直断面図を示す。上向きを正とする鉛直速度の単位は [m/s]。

成していた。この温度勾配は、前線の維持や熱輸送による渦の形成に寄与していたと推測される。また、(b)の地上比湿では 17 g/kg 以上の比湿に相当する水蒸気の流れが日本の南海上から東京湾を通して陸上にまで達しており、この暖湿気塊と越谷市付近の高温で比較的乾いた気塊とが接した場所で、積乱雲が急速に発達した。

ここで、竜巻をもたらした積乱雲について、メソサイクロンの詳細な情報を得るため、同じシステムを用

いて、これまでの水平格子間隔を 2 km から 200 m に設定を変更して客観解析 (ここでは 200 m 大気解析と呼ぶ。)を行った。第一推定値には、局地モデルの予測値を水平格子間隔 200 m に内挿したものをを用い、解析範囲は 100 km × 100 km に設定した。図 5.2.13 には 2013 年 9 月 2 日 05UTC の 200 m 大気解析による積乱雲周辺の 500 m 高度の風と 2 km 高度の反射強度を示す。水平格子間隔 2 km では、ほぼ同心円のエコーであったものが、水平格子間隔を 200 m にすることでメソサイクロンの特徴であるフックエコー⁷ やその近傍での反時計方向の渦の場が詳細に解析された。

次に、積乱雲内部の風の構造を把握するため、図 5.2.13 の積乱雲の中心を通る東西を切片 (赤線) とする鉛直断面図の水平風と絶対渦度を図 5.2.14 に示す。積乱雲の直下の地上付近から高度 6 km 位までに 1500 ($10^{-5}/s$) 以上の大きな絶対渦度の領域があり、メソサイクロンの存在を示唆していた。実際にこの下で竜巻が発生していた。図 5.2.15 には、同じ切片とする鉛直速度の鉛直断面図を示す。積乱雲内部の鉛直速度は、高度 1 ~ 8 km には上昇流域が存在し、上向きの極値が 50 m/s であり、また、高度 8 ~ 18 km には下降流域が存在し、下向きの極値が 55 m/s と非常に大きな鉛直速度が解析された。これらの数値については、別の方法で検証する必要があるが、いずれにせよ小型ながらもスーパーセルの環境場の特徴をもつ非常に発達した積乱雲であることがわかる。

⁷ 降水強度が強い部分が鉤 (フック) または釣り針状に分布しているものを指し、竜巻の前触れとされる。

5.2.5 まとめ

毎時大気解析の高度化を目指して開発中の高解像度大気解析の概要等を説明し、2つの顕著事例について、高解像度大気解析による客観解析資料を用いた大気の実況解析例を紹介した。毎時大気解析では判然としなかった大気現象に関しても、高解像度な客観解析の風、気温、気圧、湿度、反射強度などの多様な要素を用いることで、詳細な環境場の把握ができ、顕著現象の発生要因を物理的に理解するうえで有効な手段として活用できる可能性が示された。

豪雨予測の難しさは、現象発生の不確実性にあり、その時間や場所を特定することが困難な点である。もちろん、数値予報やガイダンスによって、比較的広い範囲での大雨のポテンシャルを推測することができるが、それだけでは、局地的な大雨の予測には不十分である。顕著現象の発生には、地域性や地形等の影響を受けた環境場が深く関わる場合が多いため、それを表現可能な高解像度で高精度な客観解析資料が必要となり、その資料を全国の予報作業者が共有しながら、実況監視、概念モデルや防災情報の作成等に活用していくことが望まれる。高解像度大気解析は、こうしたニーズに対応するもので、高解像度、高頻度を前提として、今後、ひまわり8号などの高精度で多様な最新の観測データを有効利用し、解析精度の向上を図って行く。

参考文献

- 石川宜広, 2002: メソ4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 37-59.
- 大野久雄, 2001: 雷雨とメソ気象. 東京堂出版, 96-177.
- 酒井喜敏, 2001: 毎時下層風解析. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 59-63.
- 竹内義明, 2002: 全球3次元変分法. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 17-36.
- 露木義, 1997: 変分法によるデータ同化. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 102-165.
- 露木義, 2002: 変分法によるデータ同化の基礎. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 1-16.
- 西嶋信, 2004: 毎時大気解析. 平成16年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 63-65.
- 藤田匡, 2007: 毎時大気解析の高度化. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 98-101.
- 本田有機, 2010: 非静力学4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 7-37.
- 室井ちあし, 藤田匡, 石川宜広, 2008: 気象庁毎時大気解析. 天気, 55, 401-408.
- Albers, S. C., J. A. McGinley, D.A. Birkenheuer, and J. R. Smart, 1996: The local analysis and prediction system (LAPS): Analysis of clouds, precipitation, and temperature. *Wea. Forecasting*, 11, 401-408.

Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteor. Mongr., Amer. Meteor. Soc.*, 10, No.32.

Rogers, R. R. and M. K. Yau, 1989: A Short Course in Cloud Physics. *Pergamon Press*, 293pp.

付録 A 数値予報システムおよびガイダンスの概要一覧表

数値予報課が所掌する数値予報システムとガイダンスの概要、およびプロダクトの送信時刻に関する情報を以下の表に示す（2015年11月現在）。

A.1 数値予報システム¹

A.1.1 全球数値予報システム（全球モデル(GSM)・全球解析(GA)）

予報モデル	
水平分解能	TL959（格子間隔約 20 km：0.1875 度） ²
鉛直層数	100 層（最上層 0.01 hPa）
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC
予報時間	84 時間（初期時刻：00, 06, 18UTC） 264 時間（初期時刻：12UTC）
境界値	
地中温度	予測する（初期値は解析値 ³ ）
土壤水分	飽和度を予測する（初期値は気候値）
積雪被覆	積雪水当量を予測する（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）の年間偏差を、予報時間により季節変動する気候値に加えたもの
海水分布	全球海水密度解析値（海洋気象情報室作成：0.25 度格子）から作成した海水分布の年間偏差を、予報時間により季節変動する気候値に加えたもの
解析（データ同化）システム	
データ同化手法	4次元変分法
水平分解能	アウターモデル ⁴ の水平分解能：TL959（格子間隔約 20 km：0.1875 度） ² インナーモデル ⁴ の水平分解能：TL319（格子間隔約 55 km：0.5625 度） ²
鉛直層数	100 層（最上層 0.01 hPa）+ 地上 ⁵
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の 3 時間前から 3 時間後まで
観測の待ち受け時間	速報解析 ⁶ ：2 時間 20 分 サイクル解析 ⁶ ：11 時間 50 分（初期時刻：00, 12UTC） 7 時間 50 分（初期時刻：06, 18UTC）
利用する主な観測（観測データもしくは算出データ）	ラジオゾンデ（気圧、気温、湿度、風）、ウィンドプロファイラ（風）、航空機（風、気温）、地上（気圧 ⁵ 、積雪深 ⁷ ）、船舶・ブイ（気圧 ⁵ ）、アメダス（積雪深 ⁷ ）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）、衛星マイクロ波サウンダ（輝度温度）、衛星マイクロ波イメージャ（輝度温度）、衛星マイクロ波散乱計（海上風）、衛星ハイパースペクトル赤外サウンダ（輝度温度）、静止衛星赤外イメージャ（輝度温度）、衛星 GNSS 掩蔽（屈折角）、地上 GNSS（大気遅延量）
台風ポーガス	擬似観測値（海面更正気圧、風）を利用

¹ 永戸 久喜

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 観測データは同化されておらず、解析システム内で予測された値が利用されている。

⁴ 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。

⁵ 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。

⁶ 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。

⁷ 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) ⁸

予報モデル		
水平分解能	TL479 (格子間隔約 40 km : 0.375 度) ²	
鉛直層数	60 層 (最上層 0.1 hPa)	
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC	
予報時間	132 時間	
メンバー数	25 メンバー (24 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	全球解析値を TL479 へ解像度変換したもの	
初期摂動作成手法	特異ベクトル (SV) 法	
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)	
SV 計算の詳細		
SV 計算の対象領域	北西太平洋領域	熱帯擾乱周辺域
	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 750 km の等距離領域 (最大 3 領域)
接線形・随伴モデルの分解能	T63 (格子間隔約 180 km : 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	バリエアンスミニマム法	
利用する SV の数	それぞれの領域で 10 個	

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。

⁸ 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			
水平分解能	TL479 (格子間隔約 40 km : 0.375 度) ²		
鉛直層数	60 層 (最上層 0.1 hPa)		
初期時刻	00, 12UTC		
予報時間	264 時間		
メンバー数	27 メンバー (26 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	全球解析値を TL479 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		
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)		
SV 計算の詳細			
SV 計算の対象領域	北半球領域	熱帯領域	南半球領域
	30°N ~ 90°N	30°S ~ 30°N	30°S ~ 90°S
接線形・随伴モデルの分解能	T63 (格子間隔約 180 km : 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	(北半球領域と同じ)
評価時間	48 時間	24 時間	(北半球領域と同じ)
摂動の大きさの評価 (ノルム)	湿潤トータルエネルギー		
初期摂動の振幅	モデル第 15 層 (約 500 hPa) の気温の二乗平均平方根 (RMS: Root Mean Square) が 0.3 K	モデル第 6 層 (約 850 hPa) の気温の RMS が 0.3 K	(北半球領域と同じ)
SV から初期摂動を合成する手法	バリエーションミニマム法		
利用する SV の数	それぞれの領域で 25 個		

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 メソ数値予報システム（メソモデル (MSM)・メソ解析 (MA)）

予報モデル	
水平分解能と計算領域	格子間隔：5 km、計算領域：東西 4,080 km × 南北 3,300 km
鉛直層数	48 層 ⁹ （最上層約 22 km）
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
予報時間	39 時間
境界値	
地中温度	予測する（初期値の第 1, 2 層は解析値 ³ 、第 3, 4 層は気候値）
土壌水分	体積含水率を予測する（初期値は気候値）
積雪被覆	全球積雪深解析（日本域以外）及び観測で修正したオフライン陸面モデル（日本域）の被覆分布に固定
海面水温	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
海水分布	北半球海水解析値（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 ¹⁰
解析（データ同化）システム	
データ同化手法	4 次元変分法
水平分解能	アウターモデル ⁴ の水平格子間隔：5 km インナーモデル ⁴ の水平格子間隔：15 km
鉛直層数	48 層 ⁹ （最上層約 22 km）+ 地上 ⁵
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の 3 時間前から解析時刻まで
観測の待ち受け時間	50 分
利用する主な観測（観測データもしくは算出データ）	ラジオゾンデ（気圧、気温、湿度、風）、ウィンドプロファイラ（風）、航空機（風、気温）、地上（気圧 ⁵ 、積雪深 ⁷ ）、空港気象レーダー（ドップラー速度）、気象レーダー（解析雨量、ドップラー速度、反射強度 ¹¹ ）、船舶・ブイ（気圧 ⁵ ）、アメダス（積雪深 ⁷ ）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）、衛星マイクロ波サウンダ（輝度温度）、衛星マイクロ波イメージャ（降水強度、輝度温度）、静止衛星赤外イメージャ（輝度温度）、地上 GNSS（可降水量）
台風ボーガス	擬似観測値（海面更正気圧、風）を利用

⁹ 計算の便宜上設定している最上層と最下層（これまでは層数に含めていた）を除いている。

¹⁰ 例えば、初期時刻 00UTC の全球モデル予報値を初期時刻 03, 06UTC のメソモデルの側面境界値として利用する。

¹¹ 反射強度から相対湿度プロファイルを推定して、相対湿度として同化している。

A.1.5 局地数値予報システム（局地モデル(LFM)・局地解析(LA)）

予報モデル	
水平分解能と計算領域	格子間隔：2 km、計算領域：東西 3,160 km × 南北 2,600 km
鉛直層数	58 層 ⁹ （最上層約 20 km）
初期時刻	毎正時
予報時間	9 時間
境界値	
地中温度	予測する（初期値の第 1 層は解析値 ³ 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）
土壌水分	体積含水率を予測する（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の内挿値に固定
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
海水分布	北半球海水解析値（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 ¹²
解析（データ同化）システム	
データ同化手法	3 次元変分法 ¹³
水平分解能	格子間隔：5 km
鉛直層数	48 層 ⁹ （最上層約 22 km）+ 地上
解析時刻	毎正時
同化ウィンドウ	各解析時刻の 3 時間前から解析時刻まで
観測の待ち受け時間	30 分
利用する主な観測（観測データもしくは算出データ）	ラジオゾンデ（気圧、気温、湿度、風）、ウィンドプロファイラ（風）、航空機（風、気温）、地上（気圧、比湿）、空港気象レーダー（ドップラー速度）、気象レーダー（ドップラー速度、反射強度 ¹¹ ）、船舶・ブイ（気圧）、アメダス（気温、風）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）、地上 GNSS（可降水量）
台風ボーガス	利用しない

¹² 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 の局地モデルの側面境界値として利用する。

¹³ 解析時刻の 3 時間前を、メソモデル予報値を第一推定値として 3 次元変分法により解析する。その後、その解析値からの 1 時間予報値を推定値として 3 次元変分法により解析する。これを 3 回繰り返す。なお、第一推定値として用いるメソモデル予報値は、通常 FT=0, 1, 2 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を、FT=0 は 03UTC の、FT=1 は 04UTC の、FT=2 は 05UTC の局地解析の第一推定値にそれぞれ利用する。

A.1.6 毎時大気解析

解析（データ同化）システム	
データ同化手法	3次元変分法 ¹⁴
水平分解能と計算領域	格子間隔：5 km、計算領域：東西 3,600 km × 南北 2,880 km
鉛直層数	48 層 ⁹ （最上層約 22 km）+ 地上 ¹⁵
解析時刻	毎正時
観測の待ち受け時間	20 分
利用する主な観測（観測データもしくは算出データ）	ウインドプロファイラ（風）、航空機（気温、風）、空港気象レーダー（ドップラー速度）、気象レーダー（ドップラー速度）、アメダス ¹⁶ （気温、風）、衛星可視赤外イメージャ（大気追跡風）
台風ポーガス	利用しない
備考	出力要素：風、気温

¹⁴ メソモデル予報値を第一推定値として、3次元変分法により解析する。なお、第一推定値として用いるメソモデル予報値は、通常 FT=2, 3, 4 を利用する。例えば、初期時刻 00UTC のメソモデル予報値を FT=2 は 02UTC の、FT=3 は 03UTC の、FT=4 は 04UTC の毎時大気解析の第一推定値としてそれぞれ利用する。

¹⁵ 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。

¹⁶ 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。

A.2 ガイダンス¹

A.2.1 降水ガイダンス

平均降水量ガイダンス (MRR) ²	
作成対象	GSM : 20 km 格子、MSM : 5 km 格子、TEPS : 20 km 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)
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	GSM : FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : FT=3 から FT=39 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	あり
説明変数 ³	モデル予測値 ⁴ (NW85, NE85, SSI, PCWV, QWX, EHQ, OGES, DXQV, FRR)
層別化処理の対象	格子毎、初期時刻、予報時間 (6 時間区切り)
備考	頻度バイアス補正の閾値は 0.5, 1, 5, 10, 20, 30, 50, 80 mm/3h を使用。

¹ 高田 伸一

² 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.2 節及び平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.1 節を参照のこと。

³ 降水確率 (PoP) で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。

⁴ 降水ガイダンスに使用する説明変数は以下のもの。

NW85 : 850 hPa の北西成分の風速

NE85 : 850 hPa の北東成分の風速

SSI : ショワルターの安定指数 (850–500hPa)

PCWV : 可降水量 × 850 hPa 風速 × 850 hPa 鉛直速度

QWX : \sum (鉛直速度 × 比湿 × 湿度 × 層厚) \sum は各層の和を示す (以下同じ)

EHQ : \sum (基準湿度からの超過分 × 比湿 × 湿潤層の厚さ) 湿潤層は基準湿度 (気温で変化) を超える層 (以下同じ)

OGES : 地形性上昇流 × 比湿 × 湿潤層の厚さ

DXQV : 冬型降水の指数 「風向別降水率 × 850 hPa の風速 × (海面と下層温位の飽和比湿差)」

FRR : モデル降水量予報値

RH85 : 850 hPa 相対湿度

NW50 : 500 hPa の北西成分の風速

NE50 : 500 hPa の北東成分の風速

ESHS : \sum (比湿 × 湿潤層の厚さ) / \sum 飽和比湿

HOGH : 地形性上昇流 × 相対湿度

CFRR : モデル降水量予報値の変換値 「 $FRR^2 / (FRR^2 + 2)$ 」

D850 : 850 hPa 風向

W850 : 850 hPa 風速

OGR : 地形性上昇流 × 比湿

10Q4 : 1000 hPa の比湿と 400 hPa の飽和比湿の差

DWL : 湿潤層の厚さ

降水確率ガイダンス (PoP) ²	
作成対象	GSM : 20 km 格子、MSM : 5 km 格子、TEPS : 20 km 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)
予報対象時間単位	6 時間
予報期間と間隔	GSM : FT=9 から FT=81 まで 6 時間間隔 MSM : 00, 06, 12, 18UTC 初期値 : FT=9 から FT=39 まで 6 時間間隔 03, 09, 15, 21UTC 初期値 : 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	あり
説明変数	モデル予測値 ⁴ (NW85, NE85, RH85, NW50, NE50, ESHS, HOG, DXQV, CFRR)
層別化処理の対象	格子毎、初期時刻、予報時間 (6 時間区切り)

最大降水量ガイダンス (RMAX) ⁵	
作成対象	GSM : 20 km 格子、MSM : 5 km 格子
作成方法	1, 3 時間最大降水量 : ニューラルネット (3 層 : 中間層はシグモイド関数 ⁶ 、出力層は 1 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
予報対象時間単位	1, 3 時間最大降水量 : 3 時間 24 時間最大降水量 : 24 時間
予報期間と間隔	GSM : 1, 3 時間最大降水量 : FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量 : FT=24 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : 1, 3 時間最大降水量 : FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量 : FT=24 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	1, 3 時間最大降水量 : モデル予測値 ⁴ (D850, W850, SSI, OGR, 10Q4, DWL) と MRR 24 時間最大降水量 : モデル予測値 ⁴ (500 hPa 高度、500 hPa 温位、700 hPa 温位、850 hPa 鉛直 P 速度、850 hPa 相当温位、SSI (下層 850 hPa・上層 500 hPa)、SSI (下層 925 hPa・上層 700 hPa)、500 m 高度水蒸気フラックス、500 m 高度相当温位、500 m 高度と 700 hPa の風速鉛直シア、地形性上昇流 (下層代表風と風向に応じた地形勾配の積)、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, 355 K) の上位主成分から 7 つ) 及び 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 RMAX を予測する。 24 時間最大降水量 : 24 時間平均降水量及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。

⁵ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1.2 項、平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.1 節及び平成 25 年度数値予報研修テキスト第 3.1 節を参照のこと。

⁶ 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 (a は係数)。

A.2.2 降雪ガイダンス

最大降雪量ガイダンス ⁷	
作成対象	5 km 格子
作成方法	雪水変換法
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間単位	3, 6, 12, 24 時間
予報期間と間隔	GSM : 3 時間最大降雪量 : FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 6 時間最大降雪量 : FT=9 から FT=84 まで 3 時間間隔 12 時間最大降雪量 : FT=15 から FT=84 まで 3 時間間隔 24 時間最大降雪量 : FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : 3 時間最大降雪量 : FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 6 時間最大降雪量 : FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔 12 時間最大降雪量 : FT=12 から FT=39 まで 3 時間間隔 24 時間最大降雪量 : FT=24 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	1 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	3, 6, 12, 24 時間最大降雪量は 1 時間最大降雪量を積算して算出。

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) ⁷	
作成対象	5 km 格子
作成方法	ロジスティック関数による非線形回帰 ⁸
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間単位	1 時間
予報期間と間隔	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°C 以上の場合には雪水比を 0 とする。

⁷ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1.3 項及び平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.2 節を参照のこと。

⁸ 雪水比のような上下限値を持つ連続な目的変数に用いられる回帰分析。ロジスティック関数 (シグモイド関数⁶に同じ) を用いて、最小二乗法で回帰係数を求める。

降水種別ガイダンス ⁷						
作成対象	5 km 格子					
作成方法	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					
作成対象とするモデル	GSM, MSM					
予報対象時間単位	3 時間					
予報期間と間隔	GSM : FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔					
逐次学習の有無	なし					
説明変数	格子形式気温ガイダンス、850・800・700 hPa 気温、地上相対湿度					
層別化処理の対象	なし					
備考	<ul style="list-style-type: none"> ・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°C 以上				雨
	1,500 m 以上 ~ 2,000 m 未満	2°C 以上				雨
	1,500 m 未満	2°C 以上				雨
		1°C 以上			雪	雪か雨
		2°C 未満			雪以外	雨
		0°C 以上 1°C 未満			雪	雪か雨
					雪か雨	雨か雪
					雨か雪	雨
表の空欄は条件によらないことを示す。						
T850, T800, T700 : それぞれ 850 hPa, 800 hPa, 700 hPa の気温。						

降雪量地点ガイダンス ⁹	
作成対象	主に積雪深計設置のアメダス 302 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 ⁶ を使用）
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間単位	12 時間
予報期間と間隔	FT=24 から FT=84 まで 12 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値（地上・925・850・700・500 hPa の気温、地上・925・850・700 hPa の相対湿度、700・500 hPa の高度、925・850・700・500 hPa の風向、925・850・700・500 hPa の風速、「海面水温 - 925 hPa の気温」、925・850・700 hPa の上昇流、「地上 - 850 hPa」・「925 - 700 hPa」の SSI ⁴ 、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=84 まで）
備考	前 12 時間降雪量を目的変数とする。

⁹ 詳細は平成 20 年度数値予報研修テキスト第 3.1.5 項、平成 26 年度数値予報研修テキスト第 3.2 節を参照のこと。

A.2.3 気温ガイダンス

時系列気温ガイダンス 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	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	あり
説明変数	モデル予測値 (地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、気温減率、降水量、前日との気温差)
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報時間、季節 (暖候期 (4~9 月)、寒候期 (10~3 月))
備考	時系列気温ガイダンスから格子形式気温ガイダンス ¹¹ が作成され、1 時間雪水比ガイダンス、降水種別ガイダンスに利用される。格子形式気温ガイダンスの仕様は、作成対象が 5 km 格子であること、作成方法に格子への分配が加わる以外は時系列気温ガイダンスと同じ。

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																																																													
予報対象時間単位	9 時間 (最低気温 15~00UTC、最高気温 00~09UTC) 24 時間 (週間予報用の明後日の最高・最低気温)																																																													
予報期間 (対象要素)	<p>GSM : アメダス</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>初期値</th> <th>当日</th> <th>翌日</th> <th>翌々日</th> <th>3 日後</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>00UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td>最低</td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td>最高</td> <td>最高・最低</td> <td>最高・最低</td> <td>最低</td> </tr> </tbody> </table> <p>MSM : アメダス、空港</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>初期値</th> <th>当日</th> <th>翌日</th> <th>翌々日</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>00UTC</td> <td>(最高)</td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>03UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>09UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>(最低)</td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>最高・最低</td> <td>(最低)</td> </tr> <tr> <td>15UTC</td> <td>最高 (・最低)</td> <td>(最高・) 最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td>最高</td> <td>(最高・) 最低</td> <td></td> </tr> <tr> <td>21UTC</td> <td>最高</td> <td>(最高・) 最低</td> <td></td> </tr> </tbody> </table> <p>「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す、() 内はアメダスのみ</p>	初期値	当日	翌日	翌々日	3 日後	00UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低	06UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低	12UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低	18UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低	初期値	当日	翌日	翌々日	00UTC	(最高)	最高・最低		03UTC		最高・最低		06UTC		最高・最低		09UTC		最高・最低	(最低)	12UTC		最高・最低	(最低)	15UTC	最高 (・最低)	(最高・) 最低		18UTC	最高	(最高・) 最低		21UTC	最高	(最高・) 最低	
初期値	当日	翌日	翌々日	3 日後																																																										
00UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低																																																										
06UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低																																																										
12UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低																																																										
18UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低																																																										
初期値	当日	翌日	翌々日																																																											
00UTC	(最高)	最高・最低																																																												
03UTC		最高・最低																																																												
06UTC		最高・最低																																																												
09UTC		最高・最低	(最低)																																																											
12UTC		最高・最低	(最低)																																																											
15UTC	最高 (・最低)	(最高・) 最低																																																												
18UTC	最高	(最高・) 最低																																																												
21UTC	最高	(最高・) 最低																																																												
逐次学習の有無	あり																																																													
説明変数	モデル予測値 (地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、気温減率、降水量、前日との気温差)																																																													
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象要素 (最高気温、最低気温)、季節 (暖候期 (4~9 月)、寒候期 (10~3 月))																																																													

¹⁰ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.3 節及び平成 26 年度研修テキスト第 3.1 節を参照のこと。

¹¹ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1.3 項、平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.2.2 項及び平成 26 年度数値予報研修テキスト第 3.1 節を参照のこと。

A.2.4 風ガイダンス

定時風ガイダンス ¹²	
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による予測に風速の頻度バイアス補正を行う
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	3 時間毎の正時 (GSM)、毎正時 (MSM)
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	あり
説明変数	モデル予測値 (地上東西風速・南北風速)
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻 (1 時間毎 1 日分) 風向 (北東、南東、南西、北西)
備考	頻度バイアス補正の閾値はアメダスには 2.5, 5.5, 9.5, 13.0 m/s、空港には 5.0, 11.0, 18.0, 24.0 KT を使用。

最大風速ガイダンス ¹²	
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による予測に風速の頻度バイアス補正を行う
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間単位	3 時間 (アメダス) 1 時間 (空港)
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=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	あり
説明変数	モデル予測値 (地上東西風速・南北風速)
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻 (1 時間毎 1 日分) 風向 (北東、南東、南西、北西)
備考	頻度バイアス補正の閾値はアメダスには 3.0, 7.0, 11.0, 15.0 m/s、空港には 6.0, 13.0, 20.0, 25.0 KT を使用。

¹² 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.4 節及び平成 25 年度数値予報研修テキスト第 3.2 節を参照のこと。

ガストガイダンス ¹³	
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 ¹⁴ 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による予測に風速の頻度バイアス補正を行う モデルの地上風速が 10 m/s 未満の場合はガスト風速 A を、10 m/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
予報対象時間単位	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	ガスト発生確率：FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 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
逐次学習の有無	ガスト発生確率：なし ガスト風速 A、ガスト風速 B：あり
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、SSI ⁴ 、925 hPa 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 時間毎 1 日分） ガスト風速 B：作成対象地点、予報対象時刻（3 時間毎 1 日分）、風向（北東、南東、南西、北西）
備考	頻度バイアス補正の閾値は 1.0, 25.0, 35.0 KT を使用（ガスト風速 B）。

最大瞬間風速ガイダンス ¹³	
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による予測に風速の頻度バイアス補正を行う 最大瞬間風速 B：カルマンフィルターによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う モデルの地上風速が 10 m/s 未満の場合は最大瞬間風速 A を、10 m/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
予報対象時間単位	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	あり
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	作成対象地点、予報対象時刻（1 時間毎 1 日分）
備考	頻度バイアス補正の閾値は 13.0, 18.0, 23.0 m/s を使用。

¹³ 詳細は平成 23 年度数値予報研修テキスト第 1.7 節を参照のこと。

¹⁴ 目的変数が 0,1 の二値データに適した回帰分析。確率を p 、回帰係数を a 、説明変数を x とすると、 $\ln(p/(1-p)) = a_0 + a_1x_1 + \dots + a_nx_n$ と仮定し、最尤法により回帰係数を求める。

A.2.5 天気ガイダンス

天気ガイダンス ¹⁵	
作成対象	20 km 格子 (GSM)、5 km 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) ¹⁶
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間単位	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	あり (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) は逐次学習なし
説明変数	GSM, MSM : 日照率推定 : モデル予測値 (1000・925・850・700・500・400・300 hPa の相対湿度、降水量、850 hPa と 500 hPa 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): モデル予測値 (降水量、上中下層雲量、地上気温、地上湿度、850 hPa 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 中気官署の係数の平均を日照率の推定に使う。アデスへは曇天率 (1 から日照率を引いた値) を配信。 ・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。

A.2.6 お天気マップ

お天気マップ ¹⁷	
作成対象	20 km 格子 (GSM)、5 km 格子 (MSM)、2km 格子 (LFM)
作成方法	フローチャート
作成対象とするモデル	GSM, MSM, LFM
予報対象時間	GSM : 3 時間毎の正時 MSM, LFM : 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 LFM : FT=1 から FT=9 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予測値 (地上気温、地上湿度、850 hPa 気温、降水量、下層・中層・上層雲量)
層別化処理の対象	なし
備考	・GSM, MSM, LFM と同じフローチャートだが、判別閾値が異なる。 ・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。

¹⁵ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.5 節を参照のこと。

¹⁶ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.8 節、第 3.9 節を参照のこと。

¹⁷ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.9 節及び本研修テキスト第 4.3 節を参照のこと。

A.2.7 発雷確率ガイダンス

発雷確率ガイダンス ¹⁸	
作成対象	20 km 格子
作成方法	ロジスティック回帰 ¹⁴
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	GSM : FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	<p>以下のモデル予測値の説明変数候補（仮予測因子）11 個から層別化毎に異なる 6 個の説明変数を選択するが、下線を引いたものは必ず選択する。</p> <ul style="list-style-type: none"> ・<u>SSI</u> : ショワルターの安定指数。-10°C 高度が 3 km 以上の場合 SSI(850-500hPa)、3 km 未満の場合は SSI(925-700hPa) とする。 ・<u>CAPE</u> : 対流有効位置エネルギー（地上及び 925 hPa から持ち上げの高い方を選択） ・前 3 時間降水量（20 km 格子内の最大値） ・鉛直シア（850-500 hPa） ・500 hPa の渦度（200 km 平均） ・気温が -10°C 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 × 850 hPa 風速 ×（海面と下層温位の飽和比湿差）。ただし - 10 高度が 5 km 未満の時のみ利用する。 ・気柱相対湿度：鉛直方向に飽和していると仮定した飽和可降水量に対する可降水量の比率
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°C 高度（3 km 未満、3 ~ 5 km、5 km 以上）、対象時刻（-10°C 高度が 5 km 以上の場合に午前（12 ~ 03UTC）と午後（03 ~ 12UTC）に分ける）
備考	<ul style="list-style-type: none"> ・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 20 km 格子毎に作成するが、対象とする 20 km 格子を含む周辺 9 格子（60 km 四方）における発雷の有無としている。 ・予測は LAF (Lagged Average Forecast) 及び 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。

¹⁸ 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1 節及び本研修テキスト第 4.1.1 項を参照のこと。

A.2.8 雲ガイダンス

雲ガイダンス ¹⁹	
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 ⁶ を使用) + 頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	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	あり
説明変数	モデル予測値 (モデル面湿度、降水量、925 hPa (松本空港は 850 hPa) 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 時間毎 1 日分)、季節 (暖候期 (4~10 月)、寒候期 (11~3 月))
備考	<ul style="list-style-type: none"> 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。 頻度バイアス補正の閾値は 0/8, 1/8, 3/8, 5/8, 8/8 雲量を使用。

雲底確率ガイダンス ²⁰	
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
予報対象時間単位	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	なし
説明変数	<ul style="list-style-type: none"> 前 3 時間降水量 (雨+雪+霰) 前 3 時間降水量 (雪) 925 hPa (松本空港は 850 hPa) と地上の平均気温減率 各空港の標高 (モデル) から 1000 ft, 600 ft 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 (11~3 月))、予報時間 (6 時間区切り)、予報対象時刻 (3 時間毎 1 日分)
備考	前 3 時間のシーリングが 1000 ft 未満及び 600 ft 未満となる確率を予想する。

¹⁹ 詳細は平成 17 年度数値予報研修テキスト第 6.3 節を参照のこと。

²⁰ 詳細は平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.4 節を参照のこと。

A.2.9 最小湿度ガイダンス

最小湿度ガイダンス ²¹																																													
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 ⁶ 、出力層は1次関数を使用）																																												
作成対象とするモデル	GSM, MSM																																												
予報対象時間単位	24時間（15～15UTC）																																												
予報期間と間隔	<p>GSM</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>初期値</th> <th>翌日</th> <th>翌々日</th> <th>3日後</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>00UTC</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table> <p>MSM(18UTCは作成されない)</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>初期値</th> <th>当日</th> <th>翌日</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>00UTC</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>03UTC</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>09UTC</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>15UTC</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>21UTC</td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table> <p>「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す。</p>	初期値	翌日	翌々日	3日後	00UTC				06UTC				12UTC				18UTC				初期値	当日	翌日	00UTC			03UTC			06UTC			09UTC			12UTC			15UTC			21UTC		
初期値	翌日	翌々日	3日後																																										
00UTC																																													
06UTC																																													
12UTC																																													
18UTC																																													
初期値	当日	翌日																																											
00UTC																																													
03UTC																																													
06UTC																																													
09UTC																																													
12UTC																																													
15UTC																																													
21UTC																																													
逐次学習の有無	あり（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	モデル予測値（地上気温、850 hPa 風速、1000・925・850 hPa 平均相対湿度、地上最小湿度、最小比湿、1000～700 hPa 気温減率、地上最高気温、地上最高気温出現時の比湿、925 hPa 最高気温出現時の比湿、地上・1000・925・850・700・500 hPa の日平均相対湿度）																																												
層別化処理の対象	作成対象地点（気象官署及び特別地域気象観測所） 夏期（4～9月）、冬期（10～3月）																																												

²¹ 詳細は平成19年度数値予報研修テキスト第3.6.2項を参照のこと。

A.2.10 視程ガイダンス

視程ガイダンス ²²	
作成対象	国内 91 空港
作成方法	カルマンフィルターの予測に頻度バイアス補正を行う。
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	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	あり
説明変数	モデル予測値（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 時間毎 1 日分、無降水のみ）
備考	<ul style="list-style-type: none"> ・ 視程は前 1 時間の最小視程及び平均視程を予想する。 ・ 視程確率は前 3 時間に視程が 5 km 及び 1.6 km 未満となる確率を予想する。 ・ 頻度バイアス補正の閾値は 0.8, 1.6, 3.2, 5.0, 10.0km を使用。

視程分布予想 (MSM) ²³	
作成対象	5 km 格子（等緯度経度格子）
作成方法	消散係数による診断法 $\text{視程 VIS} = 3 / (\sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s)$ $\sigma_p = 0.23 (1 - \text{RH})^{-0.5} \quad \text{: 浮遊塵の消散係数}$ $\sigma_c = 9.0 \times \text{QC}^{0.9} \quad \text{: 雲の消散係数}$ $\sigma_r = 0.6 \times \text{RAIN}^{0.55} \quad \text{: 雨の消散係数}$ $\sigma_s = 4.8 \times \text{SNOW}^{0.7} + 0.07 \times \text{FF} \quad \text{: 雪の消散係数}$
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予測値 QC : モデル面第 2～5 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	なし
備考	<ul style="list-style-type: none"> ・ MSM（ランベルト）とガイダンス（等緯度経度）の座標系の違いにより、南北端で一部欠損値が入る。 ・ VIS の他に VISC（雲の消散係数から計算した視程）、VISR（雨の消散係数から計算した視程）、VISS（雪の消散係数から計算した視程）も作成し、配信している。

²² 詳細は平成 17 年度数値予報研修テキスト第 6.3.3 項及び平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.4.2 項を参照のこと。

²³ 詳細は平成 23 年度数値予報研修テキスト第 1.6 節を参照のこと。

視程分布予想 (GSM) ²⁴	
作成対象	20 km 格子 (等緯度経度格子) 赤道 ~ 65 °N, 100 ~ 180 °E
作成方法	消散係数による診断法 $\text{視程 VIS} = 3 / (\sigma_p + \sigma_c)$ $\sigma_p = 0.162 (1 - \text{RH})^{-0.5} \quad \text{: 浮遊塵の消散係数}$ $\sigma_c = 22.7 \times \text{CWC}_3^{0.96} \quad \text{: 雲の消散係数 (オホーツク海: 45 ~ 60°N, 140 ~ 155°E)}$ $\sigma_c = 29.3 \times \text{CWC}_2^{0.96} \quad \text{: 雲の消散係数 (オホーツク海以外)}$
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予測値 CWC_3 : 地表気圧より上層の P 面 3 層の雲水量の和 [g/kg] CWC_2 : 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	なし

²⁴ 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.2.11 航空悪天 GPV²⁵

航空悪天 GPV		
作成対象とするモデル	MSM, LFM	
作成対象	MSM : 40 km 格子 (ポーラーステレオ座標) LFM : 10 km 格子 (ポーラーステレオ座標)	
作成層と要素	地上面	風の X・Y 方向成分、気温、相対湿度、高度、海面更正気圧、圏界面気圧、積算降水量、中層雲量、下層雲量、積乱雲量。LFM は水蒸気混合比、VIS, VIS, VISR, VISS(付録 A.2.10 参照) も含む。
	FL 面 ²⁶	風の X・Y・Z 方向成分、気温、相対湿度、高度、乱気流指数、鉛直シア、着氷指数。LFM は水蒸気混合比も含む。
	積乱雲頂高度	高度、気圧
作成方法 (モデル直接出力を除く)	乱気流指数 ²⁷ : ロジスティック回帰 ¹⁴ 着氷指数 ²⁸ : 診断法 積乱雲頂高度 ²⁹ : パーセル法に基づく診断法 圏界面気圧 : 第 1 圏界面の定義 (高層気象観測指針第 2.3.1 節) に基づく診断法	
予報対象時間	毎正時	
予報期間と間隔	MSM : FT=0 から FT=39 まで 1 時間間隔 LFM : FT=0 から FT=9 まで 1 時間間隔	
逐次学習の有無	なし	

北太平洋航空悪天 GPV		
作成対象とするモデル	GSM	
作成対象	格子間隔 0.5 度 (等緯度経度座標)、赤道 ~ 65 °N, 100 °E ~ 110 °W	
作成層と要素	地上面	風の東西・南北成分、気温、相対湿度、海面更正気圧、積算降水量、全雲量、下層雲量、中層雲量、上層雲量
	FL 面 ²⁶	風の東西・南北成分、鉛直 P 速度、気温、相対湿度、高度、鉛直シア
	積乱雲頂高度	高度
	最大風速面	高度、気圧、風の東西・南北成分、気温
	圏界面	高度、風の東西・南北成分、気温
作成方法 (モデル直接出力を除く)	積乱雲頂高度 ²⁹ : パーセル法に基づく診断法 圏界面高度 : 第 1 圏界面の定義 (高層気象観測指針第 2.3.1 節) に基づく診断法	
予報対象時間	3 時間毎の正時	
予報期間と間隔	FT=0 から FT=36 まで 3 時間間隔	
逐次学習の有無	なし	

²⁵ 統計処理を行っていないモデルの直接出力の要素も含んでいるが、航空悪天 GPV の仕様を示すために、全ての要素を示す。

²⁶ MSM と北太平洋は FL010 から FL550 まで 2000 ft 間隔。LFM は FL010 から FL450 まで 1000 ft 間隔。FL はフライトレベルで、標準大気における気圧高度 (ft) を 100 で割った値。

²⁷ 詳細は平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.5 節及び平成 26 年度数値予報研修テキスト第 3.3 節を参照のこと。

²⁸ 詳細は平成 20 年度数値予報研修テキスト第 3.3 節を参照のこと。

²⁹ 詳細は航空気象ノート第 69・70 号 (p1~8) を参照のこと。

全球航空悪天 GPV		
作成対象とするモデル	GSM	
作成対象	格子間隔 1.25 度 (等緯度経度座標)	
作成層と要素	気圧面 (700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa)	鉛直シア
	積乱雲頂高度	高度
	最大風速面	高度、風の東西・南北成分、気温
	圏界面	高度、風の東西・南北成分、気温
作成方法 (モデル直接出力を除く)	積乱雲頂高度 ²⁹ : パーセル法に基づく診断法 圏界面高度: 第 1 圏界面の定義 (高層気象観測指針第 2.3.1 節) に基づく診断法	
予報対象時間	6 時間毎の正時	
予報期間と間隔	FT=0 から FT=36 まで 6 時間間隔	
逐次学習の有無	なし	

A.3 プロダクトの送信時刻¹

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 27 年 10 月末現在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。

気象業務支援センターには、上記の変動も考慮し表 A.3.2 のように周知している。

表 A.3.1 プロダクトの送信終了時刻（平成 27 年 10 月末現在）

数値予報モデル等と初期時刻		プロダクトの送信終了時刻 ²
全球モデル	00, 06, 12, 18UTC 延長プロダクト ³ 12UTC	初期時刻 + 3 時間 45 分程度 初期時刻 + 6 時間 30 分程度
週間アンサンブル予報モデル	00UTC 12UTC	初期時刻 + 5 時間 55 分程度 初期時刻 + 7 時間 55 分程度
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	毎正時	初期時刻 + 1 時間 10 分程度
毎時大気解析	毎正時	初期時刻 + 27 分程度

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 27 年 10 月末現在）

数値予報モデル等と初期時刻		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 ³ 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）	00UTC 12UTC	0600UTC まで 2000UTC 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
局地モデル （GPV）	毎正時	初期時刻 + 1 時間 30 分以内
毎時大気解析 （GPV）	毎正時	初期時刻 + 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は、その旨を伝える連絡報を発信する。

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 389 号」（平成 26 年 1 月 27 日）
- 「配信資料に関する技術情報（気象編）第 388 号」（平成 26 年 1 月 27 日）
- 「お知らせ（配信資料に関する技術情報（気象編）第 383 号関連）」（平成 26 年 1 月 23 日）
- 「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 栗原 茂久

² 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。

³ 延長プロダクトの予報時間は 90～264 時間である。

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。

付録 B 最近の改善のまとめ*

2014年11月から2015年10月までに実施した数値予報システム、アプリケーション及びプロダクトの変更を表B.1.1にまとめた。以下にこれらの概略を記す。

B.1 数値予報システムの変更

B.1.1 メソ数値予報システムの改善

メソ解析における積雪域の解析手法の改良を2014年11月27日00UTC初期値から実施した。この改良では、新たに導入したオフライン陸面モデルを用いて積雪の量的な評価をおこなうとともに、MSMの水平格子間隔(5 km)に適した解像度で積雪域を与えるようにした。これにより積雪の影響を受けるMSMの冬季夜間における地上気温の予測精度が向上した。

MSMの境界層過程の改良及び海上における気象要素の算出方法の変更を2015年5月26日00UTC初期値から実施した。前者により、逆転層付近で見られた運動量・熱・水蒸気の鉛直輸送の過大が抑えられ、逆転層や雲の構造の表現が改善した。特に冬季の日本海上の筋状雲や下層起源の低気圧の発生・発達の実現が良くなることから、MSM及びそれに基づくガイダンスの冬季の降水予測精度向上が図られる。また、後者の変更により、MSMの地上及び海上の気象要素(高度1.5 mの気温と湿度、及び高度10 mの風速)として用いているモデル大気の下層(高度約20 m)の予測値が改善し、特に冬季の海上における気温の予測精度が向上する。

B.1.2 局地数値予報システムの改善

非静力学モデル asuca 及びそれに基づく変分法データ同化システム asuca-Var を2015年1月29日03UTC初期値から局地数値予報システムに導入した。asucaでは、新たに開発した力学過程により計算安定性や計算効率向上が図られた。物理過程では従前とほぼ同等のスキームをベースに境界層や対流に関連する部分に改良を加え、LFMで課題であった対流発生の遅れや時間のずれ、冬季の寒気移流に伴う降水の表現などの改善が図られ、地上気温や地上比湿などの予測精度も向上している。なお、LFMの初期値を作成する際の地上気温の推定手法に課題があり、特に冬季の海上気温(海岸線付近)において不自然な分布¹が生じていたが、今回の変更に合わせて手法改良により、そのような状態は解消された。

また、局地解析において計算安定性確保のために行っている過飽和除去について処理方法の変更を2015年8

月25日06UTC初期値から実施した。これにより、雲氷の減少とそれに伴う上層の短波放射加熱の減少が軽減され、LFMの弱い降水の予測精度が改善している。

B.1.3 観測データ利用の拡充

局地解析において、2015年1月29日03UTC初期値からの asuca-Var 導入と同時に大気追跡風の利用を開始した。

全球解析においては、地球観測衛星 Megha-Tropiques 搭載のマイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR の輝度温度データの利用を2015年6月25日00UTC初期値から開始した。これにより、GSMの初期値における熱帯域の水蒸気、気温及び熱帯低気圧の中心位置の解析精度が改善され、熱帯低気圧の予測精度向上が図られた。

さらに全球解析において、定時飛行場実況気象通報式 METAR で通報される地上気圧データの利用を2015年10月8日00UTC初期値から開始するとともに、Metop衛星搭載のマイクロ波散乱計 ASCAT 海上風データの利用手法改良を併せて実施した。これらにより、海上も含めた地上気圧と夏半球の大気下層の風の解析精度向上が図られている。

B.2 アプリケーションおよびプロダクトの変更

ガイダンスに関する変更では、気温ガイダンス(GSM, MSM)の予測式の係数更新が適切に行われるように、カルマンフィルターのパラメータ(システム誤差分散)の改良を2014年12月2日00UTC初期値から実施した。これにより気温予測が大きく外れる事例の減少が図られた。

発雷確率ガイダンス(GSM, MSM)では、説明変数の見直し及び回帰係数の作成時の層別化の改良を2015年5月26日00UTC初期値から実施した。これにより概ね年を通しての精度改善が図られている。

平均降水量ガイダンス(GSM)について、説明変数 PCWV²の値に上限値を設定する変更を2015年9月24日00UTC初期値から実施した。これによる降水量ガイダンスの全体的な精度及び特性に変化はないが、強い台風接近時に見られた過剰な降水量予測は抑制される。

また、高層実況断面図(AXJP130/140)において、異常な通報値をより確実に排除するため、利用する高層観測データにグロスエラーチェック(観測値と第一推定値の差が大きいものを排除)を2015年7月22日00UTC初期値から導入した。

* 永戸 久喜、高田 伸一

¹ LFM 運用開始当初からの気温推定手法であるが、予測計算が始まるとともに速やかに周辺の格子と混合されるため、早い段階(初期時刻から1時間以内)には解消されており予測結果への影響はほとんど無い。

² 付録 A.2.1 参照

表 B.1.1 2014 年 11 月から 2015 年 10 月までに実施した数値予報システム、アプリケーションおよびプロダクトの主な変更

変更日	概要	参考文献
2014 年 11 月 27 日	メソ解析における積雪域の解析手法の改良	配信資料に関する技術情報（気象編）第 407 号 本研修テキスト第 2.2 節
2014 年 12 月 2 日	気温ガイダンスのカルマンフィルターのパラメータ（システム誤差分散）を変更	-
2015 年 1 月 29 日	非静力学モデル asuca とそれに基づく変分法データ同化システム asuca-Var の局地数値予報システムへの導入	本研修テキスト第 1 章 平成 26 年度数値予報研修テキスト第 4.2 節 数値予報課報告・別冊第 60 号
2015 年 1 月 29 日	局地解析での大気追跡風の利用開始	-
2015 年 5 月 26 日	発雷確率ガイダンスの説明変数の見直し及び回帰係数の作成時の層別化の改良	配信資料に関する技術情報（気象編）第 412 号 本研修テキスト第 4.1 節
2015 年 5 月 26 日	MSM の境界層過程の改良及び海上における気象要素の算出方法の変更	配信資料に関する技術情報（気象編）第 413 号 本研修テキスト第 2.1 節
2015 年 6 月 25 日	全球解析でのマイクロ波水蒸気サウンダ SAPHIR 輝度温度データの利用開始	配信資料に関する技術情報（気象編）第 414 号 本研修テキスト第 3.2 節
2015 年 7 月 22 日	高層実況断面図 (AXJP130/140) にグロスエラーチェックを導入	-
2015 年 8 月 25 日	局地解析における過飽和除去の処理方法変更	本研修テキスト第 1.2 節
2015 年 9 月 24 日	降水ガイダンスの説明変数 PCWV ² の値に上限値を設定	-
2015 年 10 月 8 日	全球解析での METAR 地上気圧データの利用開始とマイクロ波散乱計 ASCAT 海上風データの利用手法改良	-

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*

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

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 (JST: Japan Standard Time) のほかに、協定世界時 (UTC: Universal Time Coordinated) 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 分解能の表記について

本テキストでは、全球モデルの分解能について、xx を水平方向の切断波数、yy を鉛直層数として、“TxxLyy”¹ と表記することがある。また、セミラグランジアンモデルで線形格子 (北川 2005) を用いる場合は “TLxxLyy”² と表記する。北緯 30 度において、TL959 は約 20 km 格子、TL479 は約 40 km 格子、TL319 は約 55 km 格子、TL159 は約 110 km 格子に相当する。

C.1.3 予測時間の表記について

数値予報では、統計的な検証や事例検証の結果を示す際に、予報対象時刻のほかに、初期時刻からの経過時間を予報時間 (FT: Forecast Time) 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、複数の予測の集合 (アンサンブル) を統計的に処理し、確率予測等の資料を作成する。本テキストでは、予測の集合の平均を「アンサンブル平均」、個々の予測を「メンバー」と呼ぶ。また、摂動を加えているメンバーを「摂動ラン」、摂動を加えていないメンバーを「コントロールラン」と呼ぶ。

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。

* 高坂 裕貴、伊藤 享洋

¹ T は三角形 (Triangular) 波数切断、L は層 (Level) を意味する。

² TL の L は線形 (Linear) 格子を意味する。

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、改善率

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

$$ME \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i) \quad (C.2.1)$$

$$RMSE \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i)^2} \quad (C.2.2)$$

ここで、 N は標本数、 x_i は予測値、 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 は予測値の実況値からの偏りの平均であり、0 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 0 に近いほど予測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、

$$RMSE^2 = ME^2 + \sigma_e^2 \quad (C.2.3)$$

$$\sigma_e^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - a_i - ME)^2 \quad (C.2.4)$$

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、予測に改良を加えた際の評価指標として、RMSE の改善率を用いる場合がある。RMSE の改善率は次式で定義される。

$$RMSE \text{ 改善率} \equiv \frac{RMSE_{\text{cntl}} - RMSE_{\text{test}}}{RMSE_{\text{cntl}}} \times 100 \quad (C.2.5)$$

ここで、 $RMSE_{\text{cntl}}$ は基準となる予測の、 $RMSE_{\text{test}}$ は改良を加えた予測の RMSE である。

C.2.2 アノマリー相関係数

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

$$ACC \equiv \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(A_i - \bar{A})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})^2}} \quad (-1 \leq ACC \leq 1) \quad (C.2.6)$$

ただし、

$$X_i = x_i - c_i, \quad \bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (\text{C.2.7})$$

$$A_i = a_i - c_i, \quad \bar{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i \quad (\text{C.2.8})$$

である。ここで、 N は標本数、 x_i は予測値、 a_i は実況値、 c_i は基準値である。基準値としては気候値を用いることが多い。アノマリー相関係数は予測と実況の基準値からの偏差の相関を示し、基準値からの偏差の増減のパターンが完全に一致している場合には最大値の 1 をとり、相関が全くない場合には 0 をとり、逆に完全にパターンが反転している場合には最小値の -1 をとる。なお、アノマリー相関係数や付録 C.2.1 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.2.3 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。

$$\text{スプレッド} \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (x_{mi} - \bar{x}_i)^2 \right)} \quad (\text{C.2.9})$$

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測値、 \bar{x}_i は

$$\bar{x}_i \equiv \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M x_{mi} \quad (\text{C.2.10})$$

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

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

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 (表 C.3.1) である。付録 C.3.2 から C.3.10 に示す各スコアは、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 $N = \text{FO} + \text{FX} + \text{XO} + \text{XX}$ 、実況「現象あり」の事例数を $M = \text{FO} + \text{XO}$ 、実況「現象なし」の事例数を $X = \text{FX} + \text{XX}$ と表す。

表 C.3.1 カテゴリー検証で用いる分割表。FO, FX, XO, XX はそれぞれの事例数を示す。

		実況		計
		あり	なし	
予測	あり	適中 (FO)	空振り (FX)	FO+FX
	なし	見逃し (XO)	適中 (XX)	XO+XX
計		M	X	N

C.3.2 適中率

適中率は、予測が適中した割合であり、次式で定義される。

$$\text{適中率} \equiv \frac{\text{FO} + \text{XX}}{N} \quad (0 \leq \text{適中率} \leq 1) \quad (\text{C.3.1})$$

最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。

C.3.3 空振り率

空振り率は、予測「現象あり」の事例数に対する空振り (予測「現象あり」かつ実況「現象なし」) の割合であり、次式で定義される。

$$\text{空振り率} \equiv \frac{\text{FX}}{\text{FO} + \text{FX}} \quad (0 \leq \text{空振り率} \leq 1) \quad (\text{C.3.2})$$

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」の事例数に対する見逃し (実況「現象あり」かつ予測「現象なし」) の割合であり、次式で定義される。

$$\text{見逃し率} \equiv \frac{\text{XO}}{M} \quad (0 \leq \text{見逃し率} \leq 1) \quad (\text{C.3.3})$$

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 (H_r : Hit Rate) は、実況「現象あり」のときに予測が適中した割合であり、次式で定義される。

$$H_r \equiv \frac{\text{FO}}{M} \quad (0 \leq H_r \leq 1) \quad (\text{C.3.4})$$

最大値 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 (付録 C.4.5) のプロットに用いられる。

C.3.6 誤検出率

誤検出率 (F_r : False Alarm Rate) は、実況「現象なし」のときに予測が外れた割合である。付録 C.3.3 の空振り率とは分母が異なり、次式で定義される。

$$F_r \equiv \frac{\text{FX}}{X} \quad (0 \leq F_r \leq 1) \quad (\text{C.3.5})$$

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

C.3.7 バイアスコア

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

$$BI \equiv \frac{FO + FX}{M} \quad (0 \leq BI) \quad (C.3.6)$$

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

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。

$$P_c \equiv \frac{M}{N} \quad (0 \leq P_c \leq 1) \quad (C.3.7)$$

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

C.3.9 スレットスコア

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

$$TS \equiv \frac{FO}{FO + FX + XO} \quad (0 \leq TS \leq 1) \quad (C.3.8)$$

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

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(ETS: Equitable Threat Score)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)。

$$ETS \equiv \frac{FO - S_f}{FO + FX + XO - S_f} \quad \left(-\frac{1}{3} \leq ETS \leq 1\right) \quad (C.3.9)$$

ただし、

$$S_f = P_c(FO + FX) \quad (C.3.10)$$

である。ここで、 P_c は現象の気候学的出現率(付録 C.3.8)、 S_f は「現象あり」をランダムに $FO+FX$ 回予測した場合(ランダム予測)の「現象あり」の適中事例数である。本スコアは、最大値の1に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、ランダム予測で0となり、 $FO=XX=0$, $FX=XO=N/2$ の場合に最小値 $-1/3$ をとる。

C.3.11 スキルスコア

スキルスコア(Skill: 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。

$$\text{Skill} \equiv \frac{FO + XX - S}{N - S} \quad (-1 \leq \text{Skill} \leq 1) \quad (C.3.11)$$

ただし、

$$S = Pm_c(FO + FX) + Px_c(XO + XX), \\ Pm_c = \frac{M}{N}, \quad Px_c = \frac{X}{N} \quad (C.3.12)$$

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(付録 C.3.8)、 S は「現象あり」を $FO+FX$ 回(すなわち、「現象なし」を残りの $XO+XX$ 回)ランダムに予測した場合(ランダム予測)の適中事例数である。本スコアは、最大値の1に近いほど予測の精度が高いことを示す。また、ランダム予測で0となり、 $FO=XX=0$, $FX=XO=N/2$ の場合に最小値 -1 をとる。

C.4 確率予測に関する指標など

C.4.1 ブライアスコア

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

$$BS \equiv \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (p_i - a_i)^2 \quad (0 \leq BS \leq 1) \quad (C.4.1)$$

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

$$BS_c \equiv P_c(1 - P_c) \quad (C.4.2)$$

となる。ブライアスコアは、現象の気候学的出現率の影響を受けるため、異なる標本や出現率の異なる現象に対する予測の精度を比較するには適さない。例え

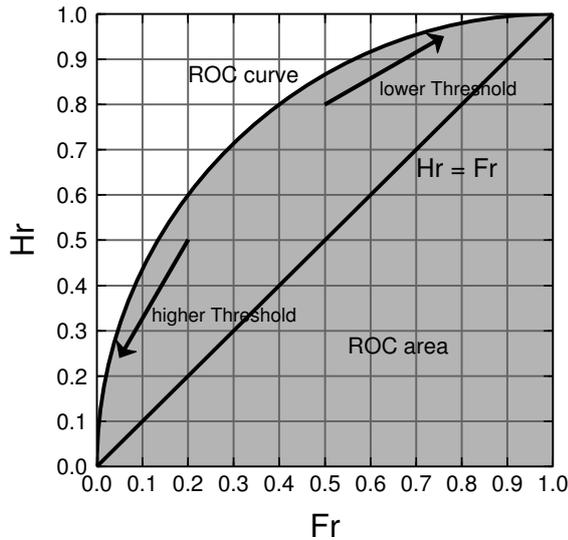


図 C.4.2 ROC 曲線の模式図。横軸は F_r 、縦軸は H_r である。灰色の領域の面積が ROC 面積である。

- 信頼度曲線上の大きい標本数に対応する点が点 $(P_{fcst}, P_{obs}) = (P_c, P_c)$ (気候値予測) から離れた位置 (確率値別出現率図の左下または右上寄り) に分布する (分離度が大きい)。

C.4.5 ROC 曲線、ROC 面積、ROC 面積スキルスコア

確率予測では、現象の予測出現確率にある閾値を設定し、これを予測の「現象あり」「現象なし」を判定する基準とすることが可能である。様々な閾値それぞれについて作成した分割表を基に、閾値が変化したときの F_r - H_r 平面 (ここで、 F_r は誤検出率 (付録 C.3.6)、 H_r は捕捉率 (付録 C.3.5)) 上の軌跡をプロットしたものが ROC 曲線 (ROC curve: Relative Operating Characteristic curve、相対作用特性曲線) である (図 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 $H_r > F_r$ であり、平面の左上側に膨らんだ ROC 曲線特性を持つ確率予測ほど精度が高いものと見なせる。したがって、ROC 曲線から下の領域 (図 C.4.2 灰色の領域) の面積 (ROCA: ROC area、ROC 面積) は、情報価値の高い確率予測ほど大きくなる。ROC 面積スキルスコア (ROCASS: ROC Area Skill Score) は、情報価値のない予測 ($H_r = F_r$) を基準として ROC 面積を評価するものであり、次式で定義される。

$$\text{ROCASS} \equiv 2(\text{ROCA} - 0.5) \quad (-1 \leq \text{ROCASS} \leq 1) \quad (\text{C.4.9})$$

本スコアは、完全予測で最大値の 1 をとる。また、情報価値のない予測 (例えば、区間 $[0, 1]$ から一様ランダムに抽出した値を確率予測値とする予測など) では

0 となる。

C.4.6 CRPS

CRPS (Continuous Ranked Probability Score) は、確率予測の統計検証の指標の 1 つである。連続物理量 x に対する CRPS は次式で定義される。

$$\text{CRPS} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \int_{-\infty}^{\infty} [P_i(x) - A_i(x)]^2 dx \quad (0 \leq \text{CRPS}) \quad (\text{C.4.10})$$

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

$$P_i(x) = \int_{-\infty}^x \rho_i(x') dx' \quad (\text{C.4.11})$$

$$A_i(x) = H(x - a_i) \quad (\text{C.4.12})$$

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

$$H(x) = \begin{cases} 0 & x < 0 \\ 1 & x \geq 0 \end{cases} \quad (\text{C.4.13})$$

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

また、物理量 x が閾値 t 以下となる現象の確率予測に対するブライアスコアを $\text{BS}(t)$ とおくと、

$$\text{CRPS} = \int_{-\infty}^{\infty} \text{BS}(t) dt \quad (\text{C.4.14})$$

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. 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 Rep.*, **89-5**, Forecast Research Division, Atmospheric Environment Service, Environment Canada, 114 pp.
- Wilks, D. S., 2006: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, International Geophysical, Vol. 91. Academic Press, 287 pp.