

数値予報解説資料 (39)

平成 18 年度数値予報 研修テキスト

「数値予報モデル構成の改善」

(数値予報課)

平成 18 年 12 月

December 2006

気 象 庁 予 報 部

数値予報モデル構成の改善

目 次

はじめに

第 1 章 新しい数値予報モデル構成とプロダクト

- 1.1 モデル構成 1
- 1.2 プロダクト 3

第 2 章 高解像度全球モデル

- 2.1 モデルの概要 7
- 2.2 データ同化システムの概要 11
- 2.3 統計検証 14
- 2.4 事例検証 32
- 2.5 予報特性のまとめ 40

第 3 章 アンサンブル予報の高度化

- 3.1 週間アンサンブル予報 41
- 3.2 台風アンサンブル予報 49

第 4 章 メソ数値予報モデルの改良と予報時間延長

- 4.1 モデルの変更点 55
- 4.2 統計検証 59
- 4.3 物理過程の改良とその効果 84
- 4.4 降水予測の改良 88
- 4.5 GPV利用上の注意点 92

付録 A 統計的検証で利用される代表的な指標 93

はじめに¹

平成 18 年 3 月 1 日に運用を開始した気象庁の第 8 世代数値解析予報システムは順調に稼働しており、水平解像度 5km のメソ数値予報モデル (MSM) による 15 時間予報プロダクトを 3 時間間隔で提供することによって、気象庁が発表する防災気象情報の支援を強化した。また、実況監視資料として毎時大気解析の運用を開始するとともに、週間天気予報の精度向上へ向け週間アンサンブル予報のメンバー数を 25 から 51 に倍増した。これらの詳細については、昨年度の数値予報研修テキストに記載されている。

現在のシステムで運用する数値予報モデルについては、上記研修テキストでも触れられているように、平成 19 年に次のような大きな変更を予定している。

- ①MSM の予報時間の延長
- ②水平解像度 20km の高解像度全球モデル (20kmGSM) の運用開始
- ③週間アンサンブル予報モデルの高解像度化
- ④台風アンサンブル予報の運用開始

これらを実現することによって、現システム上で運用を計画している数値予報モデルのラインアップがほぼ揃い、的確な防災気象情報を発表するための基盤的な予測情報がさらに強化されることになる。数値予報課では、現システムの新しいスーパーコンピュータを用いて、これらのためのモデル開発に精力的に取り組んできた。本研修テキストの執筆時点では、予報時間延長のための MSM の改良については現業化に問題のない域に達したが、特に 20kmGSM には改良すべき点がまだいくつかあり、問題点の軽減に引き続き努めているところである。

今年度の数値予報研修テキストでは、平成 19 年に予定している数値予報モデルやプロダクトの変更の概要を解説するとともに、新しい数値予報モデルの精度を詳しく検証した。まだ開発中のモデルであるために問題点がいくつか残っているが、これらの検証結果からモデルの大まかな特性について理解して頂けるものと考えている。ただし、特に 20kmGSM については、業務化された時点で特性が変わる点があることに注意して頂きたい。検証期間は短いですが、現システムにおける MSM と週間アンサンブル予報の検証結果も掲載してある。本研修テキストによって、数値予報モデルの新しいラインアップについて理解を深め、今後の防災気象業務などに役立てて頂ければ幸いである。

¹ 露木 義

第1章 新しい数値予報モデル構成とプロダクト

1.1 モデル構成¹

数値予報課では2006年3月のスーパーコンピュータシステムの更新時に、メソ数値予報モデルの解像度を水平格子間隔10kmから5kmに、また、鉛直層数を40から50に向上させ、また、週間アンサンブル予報モデルのメンバー数を25から51に増やした。

これに引き続き、2007年中には表1.1.1のモデル構成とすることを予定している。ここでの主要な変更点は次の4つである。

(1) 全球モデルの高解像度化と領域モデル・台風モデルの廃止

全球モデルの解像度を現在のTL319L40(水平格子間隔0.5625°[約60km]、鉛直層数40)から、TL959L60(水平格子間隔0.1875°[約20km]、鉛直層数60)に向上させ、これまで運用してきた領域モデル・台風モデルを廃止する。合わせて全球解析で用いている4次元変分法のインナーモデル²の解像度をT106L40(水平格子間隔1.125°[約120km]、鉛直層数40)からT159L60(水平格子間隔0.75°[約80km]、鉛直層数60)に変更し、領域解析は廃止する。

これまで目的別に3つのモデルを使い分けていたものを単一のモデルで対応できるようになることで、天気予報の基礎資料として一貫したシナリオを提供することができるようになるとともに、モデルの維持・改良のための人的資源・計算機資源を効率的に投入できるようになる。また、台風の予報については、従来の台風モデルが運用上の制約により2つまでの台風についてしか実行できなかったのに対し、3個以上の台風についても解像度の高いモデルによる84時間予報を提供できるようになる。

しかしその一方で、高解像度全球モデルは従来の全球モデル、領域モデル、台風モデルのいずれに対しても同等またはそれ以上の性能であることが求められるので、注意深く性能を比較する必要がある。

高解像度全球モデルについては第2章で詳しく述べる。

(2) 週間アンサンブル予報モデルの高解像度化

週間アンサンブル予報に用いる全球モデルの解像度をTL159L40(水平格子間隔1.125°[約120km]、鉛直層数40)からTL319L60(水平格子間隔0.5625°[約60km]、鉛直層数60)に変更する。メンバー数は従来通り51である。解像度の変更とともに、摂動の作成手法を誤差成長の大きな摂動を効率的に生成できる特異ベクトル法(SV法)に変更する。

解像度を上げることで、特に地形から受ける影響が重要な意味を持つような事例についての精度向上が期待できる。詳細については第3.1節に記載する。

(3) 台風アンサンブル予報システムの導入

台風アンサンブル予報は今回新しく開始するもので、台風が存在しているときに、TL319L60の全球モデルによる11メンバーのアンサンブル予報を1日4回行うというものである。目的は台風進路予報の不確定性を見積もり、確率的な情報を与えることにある。

台風アンサンブル予報の初期摂動作成については、

- ・ 台風進路予報が適切にばらつくような摂動であることが望ましい
- ・ 週間アンサンブル予報でこれまで使われてきた成長モード育成法は、モデルを継続的に動かす必要があるが、台風が存在するときのみ実行される台風アンサンブル予報には適用しにくい

という2つの理由からSV法を採用することとした。詳細は第3.2節に述べる。

(4) メソ数値予報モデルの予報時間延長

1日8回のメソ予報のうち、全球モデルによる境界値更新(1日4回)の直後にあたる03,09,15,21UTC初期値の予報時間を15時間から33時間に延長する。これにより、常時24時間先までの防災情報の作成を支援することができるようになるとともに、飛行場予報についてTAF-S、TAF-Lともに単一のモデルに基づく予報を作成することができるようになる。

従来の2倍以上の予報時間での運用となることから、導入にあたっては、安定して動作することや予報時間後半での急激な精度低下がないことなどを確認する必要がある。あわせて、物理過程を中心にモデルの改良を行うこととした。

メソ数値予報モデルの変更については第4章に詳述する。

なお、以上の変更点を含めた今後の開発課題については、平成17年度数値予報研修テキスト(竹内 2005)にも記述されているので適宜参照いただきたい。

参考文献

竹内義明 2005: 将来の開発課題. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 4-9.

¹ 小泉 耕

² 解析値を作成する際に第一推定値に対する修正量を求めるためのモデル。

表 1.1.1 2007 年度に導入される予定のモデル構成

	諸元	変更前の諸元(参考)	用途
全 球 モ デ ル (GSM)	水平解像度: 0.1875° (TL959 ³) 鉛直層数: 60 層(地上~0.1hPa) 初期時刻: 00, 06, 12, 18 UTC 予報時間: 84 時間(00, 06, 18 UTC) 216 時間(12 UTC) 初期値解析:4次元変分法 (インナーモデル諸元) 水平解像度: 0.750° (T159) 鉛直層数: 60 層(地上~0.1hPa)	0.5625° (TL319) 40 層(地上~0.4hPa) (同左) 90 時間(00 UTC) 36 時間(06, 18 UTC) 216 時間(12 UTC) 1.125° (T106) 40 層(地上~0.4hPa)	短期予報・量的予報・航空予報・ 週間予報の支援 台風進路・強度予報の支援 メソ数値予報モデルの側面境界 条件 波浪モデル・海水モデル・有害 物質拡散予測モデル・火山灰拡 散予測モデル・漂流予測モデル の入力データ
週間アンサンブル 予報モデル	水平解像度: 0.5625° (TL319) 鉛直層数: 60 層(地上~0.1hPa) 初期時刻: 12 UTC 予報時間: 216 時間 摂動作成手法: 特異ベクトル法 メンバー数: 51	1.125° (TL159) 40 層(地上~0.4hPa) (同左) (同左) BGM 法 (同左)	週間天気予報の支援
台風アンサンブル 予報モデル	水平解像度: 0.5625° (TL319) 鉛直層数: 60 層(地上~0.1hPa) 初期時刻: 00, 06, 12, 18 UTC 予報時間: 84 時間 摂動作成手法: 特異ベクトル法 メンバー数: 11	(新規)	台風進路予報の支援、確率情報 の提供
メソ数値予報モデ ル(MSM)	水平解像度: 5km 鉛直層数: 50 層(地上~21800m) 初期時刻:00,03,06,09,12,15,18,21UTC 予報時間:15 時間(00, 06, 12, 18 UTC) 33 時間(03, 09, 15, 21 UTC) 初期値解析:4次元変分法(静力 MSM)	(同左) (同左) (同左) 15 時間(全初期時刻)	防災気象情報の支援 航空予報の支援 降水短時間予報・高潮モデルの 入力データ

³ Tは三角形波数切断の意味で数字は切断波数を表す。Lは線形格子を使用すること示す。数値予報課では慣用的に線形格子の場合にLをつける(Lが無い場合は二次格子)という表記法を採っているが、国際的には必ずしも統一はとれていないようである(たとえばECMWFでは線形格子を採用していてもLは付けていない)。

1.2 プロダクト¹

数値予報モデルの予報結果およびモデルの予想を統計処理して作成するガイダンスは、ファックス図、格子点値(GPV)、地点あるいは予報区毎の予想値としてアデスに送られる。

数値予報モデルの構成が変わっても、ファックス図の表示内容に変更は無い予定である。数値予報モデルの格子点値については第 1.2.1 項で、ガイダンスについては第 1.2.2 項で解説する。

1.2.1 数値予報GPV

2007年に計画している数値予報モデルの構成変更に伴い、アデスに配信するGPVも変更する。全球モデル、週間アンサンブル予報システムが高解像度化し、メソ数値予報モデルは予報時間を延長するので、対応するGPVも相応に拡充する。同時に、現在配信している要素のうち使用頻度の低いものを削除するなどの見直しも行う。

これらのGPVは東日本の各気象官署では統合ビューワで画像として端末上に表示できる。

なお、西日本アデス向けのGPVの内容はこれまでと同じである。ただし、RSMの予報値を使って作成していた資料は、高解像度全球モデル(20kmGSM)の予報値から同等のものを作成する。

表1.2.1にモデルの構成を変更した後の、東日本アデス用数値予報GPVの仕様を示す。ただし、細部については今後見直しがありうる。図1.2.1に、全球、北半球を除く配信領域の範囲を示す。

現在アデスに配信している内容からの変更点は次のとおり。

(1) メソ数値予報

- ・03, 09, 15, 21UTC初期値分は、33時間予報まで配信する。
- ・航空用GPVに、鉛直速度(W)、積乱雲雲頂高度(Z,P)を追加する。

(2) RSMに代わる20kmGSMによるアジア域GPV

- ・1日2回51時間予報までだったものを、00, 06, 18UTC初期値分は84時間予報まで、12UTC初期値分は192時間予報まで配信する。
- ・要素から可降水量(TPW)を削除する。70~10hPa面を削除し、975hPa面を追加する。
- ・RSMの予報値から作成していた航空用GPVは、領域を北太平洋域に広げ、要素や配信回数を大幅に拡充する。

(3) 20kmGSMによる全球GPV

- ・格子間隔を1.25度から1度に変更する。
- ・6時間間隔だったものを、初期値から84時間予報までは3時間間隔に変更する。
- ・50~1hPa面を削除し、975hPa面を追加する。

(4) 週間アンサンブル予報

- ・格子間隔が0.5625度、日本域のGPVを新たに配信する(地上要素のみ)。
- ・アジア域のGPVに100hPa面を追加する。
- ・北半球のGPVに925, 100hPa面を追加する。
- ・湿数(TTD)を削除し、相対湿度(RH)を追加する。

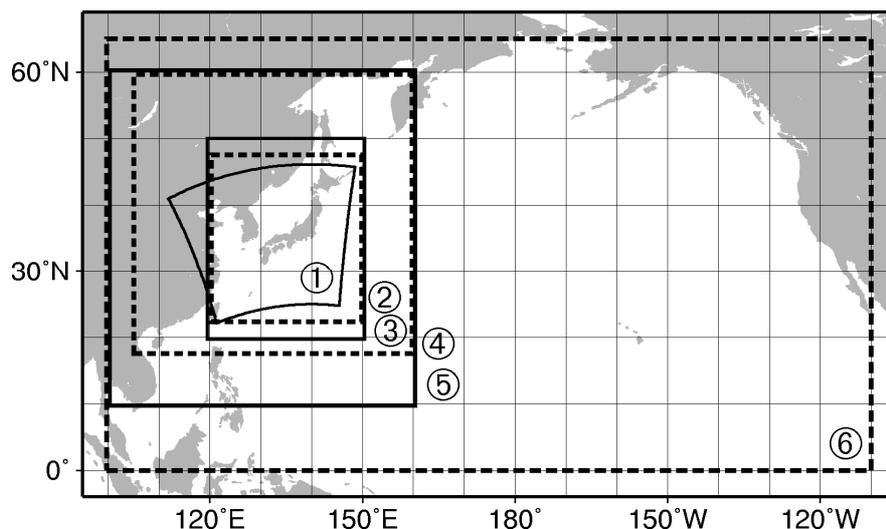


図1.2.1 数値予報GPVの配信領域

①~⑥は、表1.2.1の“領域”に対応する。全球、北半球の範囲は示していない。

¹ 1.2.1 保谷 信親、1.2.2 林 久美

表1.2.1 数値予報モデルの構成変更後、東日本アデス用に送信する数値予報GPV

GPV	格子間隔 東西×南北 (領域)※	予報時間 ／時間間隔 (単位：時間)	回 ／ 日	要素 [面]
MSM 一般用 (地上)	0.0625°×0.05° (120-150E, 22.4-47.6N) ②	0～15 / 0.5	8	U,V,T,RH,TPW,CLA,CLL,CLM,CLH,Psea,Ps, RAIN,RR1H,SMQR,SMQS,SMQH[地上]
MSM 一般用 (P面)		16～33 / 0.5	4	U,V,OMG,T,RH,Z,CVR[*PL16] VOR [850, 700, 500hPa]
MSM 航空用	Polar Stereo 40km ①	0～15 / 1	8	Ps, U,V, T,RH,RAIN,Csig[地上] U,V, W,T,RH,TURB,CWMR[*FL28] Z,P[積乱雲雲頂], P[圏界面]
		16～33 / 1	4	
GSM アジア域 (地上)	0.25°×0.2° (105-160E, 17.6-60N) ④	0～84 / 1	4	U,V,T,RH,Ps,Psea,RAIN,RR1H,CLA,CLL,CL M,CLH[地上]
GSM アジア域 (P面)		87～192 / 3	1	Z,U,V,T,RH,OMG,CWC,CVR [*PL16] VOR [850, 700, 500hPa]
GSM 全球 (地上)	1.0°×1.0° (全球)	0～84 / 3	4	Ps,Psea,U,V,T,RH,CLA,CLL,CLM,CLH,RAIN [地上]
GSM 全球 (P面)		90～192 / 6	1	Z,U,V,T,RH,OMG,CWC,CVR[*PL16, 70hPa] VOR[850,700,500hPa],CHI,PSI[850,200hPa]
GSM 北太平洋域 航空用	0.5°×0.5° (100E-110W, 0-65N) ⑥	0～24 / 3	4	Psea,RAIN,U,V,T,RH,CLA,CLL,CLM,CLH[地 上], Z[積乱雲雲頂], Z,U,V,T[圏界面], P,Z,U,V,T[最大風速面] U,V,T,RH,OMG,VWS[*FL28]
GSM 全球 航空用	1.25°×1.25° (全球)	0～36 / 6	4	VWS [700,600,500,400,300,250,200,150,100 hPa] Z[積乱雲雲頂], Z,U,V,T[最大風速面,圏界面]
週間アンサンブル 日本域	0.5625°×0.5625° (119.8125-150.1875E, 19.6875-50.0625N) ③	0～216 / 6 (51メンバー)	1	Psea,U,V,T,RH,RAIN,CLA,CLL,CLM,CLH [地上]
週間アンサンブル アジア域	1.25°×1.25° (100-160E, 10-60N) ⑤		1	Ps,Psea,U,V,T,RH,CLA,RAIN[地上] Z,U,V,T,RH,OMG,CWC,CVR[1000,925,850,70 0,500,300,200,100hPa]
週間アンサンブル 北半球 (地上)	2.5°×2.5° (北半球 0-357.5E, 0-90N)	0～216 / 12 (51メンバー)	1	Psea,U,V,T,RH,RAIN,CLA,CLL,CLM,CLH [地上]
週間アンサンブル 北半球 (P面)			1	Z,U,V,T,RH,OMG,CWC,CVR[925,850,700,500 ,300,200,100hPa], Ps[地上] VOR[850,700,500hPa],CHI,PSI[850,200hPa]

※ 領域 ①～⑥は、図1.2.1に示す範囲に対応する。

面の略記 *PL16 : [1000, 975, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300,250,200,150,100 hPa]
*FL28 : [FL010 ~ FL550 / 20 毎] (FL:飛行高度)
[977, 908, 843, 782, 724, 670, 619, 572, 527, 485, 446, 410, 376, 344,
315, 287, 262, 238, 217, 197, 179, 162, 147, 134, 122, 111, 100, 91 hPa] に相当する。

要素の略記 CHI:速度ポテンシャル, CLA:全雲量, CLH:上層雲量, CLL:下層雲量, CLM:中層雲量
Csig:雲量(積乱雲,中層,下層), CVR:雲量, CWC:雲水量, CWMR:雲水混合比, OMG:鉛直P速度
Ps:地上気圧, Psea:海面更正気圧, PSI:流線関数, RAIN:予報初期時刻からの積算降水量, RH:相対湿度
RR1H:前1時間降水量, SMQH:降霰量, SMQR:降雨量, SMQS:降雪量, T:気温, TPW:可降水量
TURB:乱気流指数, U:風速のX軸成分, V:風速のY軸成分, VOR:渦度, VWS:鉛直シヤー
W:鉛直速度, Z:ジオポテンシャル高度

1.2.2 ガイダンス

モデル更新後に出力されるガイダンスの種類はほとんど変更がない。ただし、メソ数値予報モデル（以下 MSM）を中心とした降水系のガイダンス、航空ガイダンスに若干の変更が生じる。以下、各ガイダンスの仕様を述べる。

現在のガイダンスは、使用する数値予報モデルの仕様変更にすみやかに対応できるように学習型となっているため、数値予報モデルの精度が保障されていればガイダンスの精度のみが落ちることはない。また、カルマンフィルタのみを用いて地点ごとに算出している気温、風ガイダンスについては、モデルの精度は向上しているため GSM の慣熟運用期間中に十分な学習が行われれば、精度の向上が期待される。降水系、天気ガイダンス等は第 2 章で詳しく述べられているように GSM は RSM と比較して弱い雨が出やすく、強い雨の頻度が押さえられるなど特性が異なるため、ガイダンスの特性も変わる可能性がある。

(1) RSM、GSM ガイダンス

領域モデル（以下 RSM）が廃止され 20km 高解像度全球モデル（20kmGSM）に統一される。その

際のガイダンスは、RSM ガイダンス、GSM ガイダンス共に、20kmGSM を利用することになる。現在も RSM、GSM ガイダンスの算出手法は予報要素ごとに統一されており、モデルが統一化されることによる手法の変更はない。

GSM は RSM と異なり 1 日 4 回計算されているが、ガイダンスの運用は予報作業に密接にかかわっており、予報作業支援システムを用いた予報作業の形態に大きな変更がないようにする。このため、電文として配信する際には、電文の形式と回数は現在と同じになるようにする予定である。具体的には、20kmGSM で統一して計算を行い、ガイダンスとして出力される段階で現行どおり GSM、RSM ガイダンスとして 1 日 2 回配信する。

表 1.2.2 に RSM、GSM ガイダンスの一覧を示す。表には目的のガイダンスを作成するために現時点で直接アデスには配信されていない中間の製品も掲載している。尚、分布予報用気温ガイダンスは、地点ガイダンスとして配信された予報値が、予報作業支援システム上で格子点に内挿されている。

GSM ガイダンスの 1 日 4 回化については検証を行いながら、順次開発する予定である。

表 1.2.2 RSM、GSM を利用して計算されるガイダンス一覧

（アデスに配信していない中間製品を含む：GSM 更新時はすべて 20kmGSM を使用）

ガイダンス名	予報要素	対象領域	予報時間(予報間隔)
風ガイダンス	定時風	アメダス地点	FT=3~84(3h)
	最大風		
気温ガイダンス	時系列	アメダス地点	FT =3~72(1h)
	最高、最低気温	アメダス地点	明日~明後日 12UCT 初期値は 3 日先まで
天気ガイダンス	天気カテゴリー	20km 格子点	FT =6~51(3h)
			FT =57~75(6h)
最小湿度ガイダンス	日最小湿度	アメダス地点	当日~明後日
発雷確率ガイダンス	3 時間に発雷のある確率	二次細分区域	FT=6~51(3h)
大雨確率ガイダンス	基準以上の雨が降る確率	二次細分区域	FT=6~75(3h)
最大降水量ガイダンス	3 時間平均降水量	二次細分区域	FT=6~75(3h)
	1 時間最大降水量		
	3 時間最大降水量		
	24 時間平均降水量		FT=27~75(3h)
	24 時間最大降水量		
平均降水量ガイダンス	3 時間平均降水量	20km 格子点	FT=6~75(3h)
	6 時間平均降水量		FT=57~75(6h)
降水確率ガイダンス	6 時間降水確率	20km 格子点	FT=9~75(6h)
雪水比ガイダンス	3 時間雪水比	20km 格子点	FT=6~51(3h)
降雪量ガイダンス	12 時間降雪量	アメダス地点	FT=12~72(12h)

更新当初は初期値は00,12UTCのみ

(2) 航空用ガイダンス

航空用の TAF（飛行場予報）ガイダンスについては、MSM33 時間化後は TAF・S（短距離飛行場予報）、TAF・L（長距離飛行場予報）ともに MSM を利用して作成されるようになり、モデルの違いによる予報の流れの不連続が解消される。表 1.2.3 に TAF ガイ

ダンスの一覧を示す。TAF・L に関しては、現在 1 日 2 回のガイダンスから 1 日 4 回、33 時間先までの TAF ガイダンスとなる。また、TAF ガイダンスはこれまで通りの電文形式の国内 2 進形式とファイル形式の XML 形式とを並行して作成するが、将来は XML 形式に一本化する予定である。

表 1.2.3 MSM33 時間化後の TAF ガイダンス（使用モデルはすべて MSM）

ガイダンス名	予報要素	対象領域	予報時間 (予報間隔)	初期値数
TAF 00,06,12,18UTC	視程（視程確率を含む） 気温（時系列、最高・最低気温）	76 空港	FT=2~15(1h)	1 日 4 回
TAF 03,09,15,21UTC	風（定時風・最大風） 雲（雲底高度・雲量） 天気		FT=3~33(1h)	1 日 4 回

(3) 防災情報用 MSM ガイダンス

MSM を用いたガイダンスについては、1 日 8 回のうち 4 回(03,09,15,21UTC)は 33 時間予報となる。これにより予報作業支援システムへの MSM を利用した置き換えガイダンス（最大降水量ガイダンス、最大風ガイダンス）の予報時間が長くなる。また、33 時間化により、MSM のみを利用した 24 時間最

大降水量ガイダンスの作成が可能となるため、新たに作成する。

表 1.2.4 に MSM を用いたガイダンスの一覧を現在開発中のものを含めて示す。その他の要素のガイダンスについても順次開発する予定である。

表 1.2.4 MSM を利用して計算するガイダンス一覧

ガイダンス名	予報要素	対象領域	予報時間 ※ (予報間隔)	初期値数	利用モデル等
MSM 降水量	3 時間平均降水量	20km 格子	FT=3~33(3h)	1 日 8 回 3 時間毎	MSM
MSM 降水確率	6 時間降水確率	20km 格子	FT=6~30(6h)		
MSM 最大降水量	3 時間平均降水量	2 次細分区域	FT=3~33(3h)		
	1 時間最大降水量				
	3 時間最大降水量				
	24 時間平均降水量		FT=24~33(3h)		
24 時間最大降水量					
MSM/降水短時間予報（降水量）	3 時間平均降水量	20km 格子	FT=3~33(3h)	1 日 48 回 30 分毎	MSM ガイダンス 解析雨量 降水短時間予報
MSM/降水短時間予報(最大降水量)	3 時間最大降水量	3 次細分区域			
	1 時間最大降水量				
	24 時間最大降水量				
MSM 最大風	3 時間最大風	アメダス地点	FT=3~33(3h)	1 日 8 回 3 時間毎	MSM

ゴシックが新規要素(開発中のものを含む)

※ 1 日 4 回は 15 時間までだが最長の時間を示す。03,09,15,21UTC 初期値は 33 時間、00,06,12,18UTC 初期値はすべて 15 時間先までとなる。

第2章 高解像度全球モデル

2.1 モデルの概要¹

2007年度中には数値予報モデルの大幅な構成改訂が計画されており(第1章)、気象庁全球モデルは解像度の大幅な強化を行って、現在の全球モデル(GSM)、領域モデル(RSM)、台風モデル(TYM)の役割を統合する予定である。第2章では、2007年度中に導入予定の新しい高解像度全球モデル(以下、「20kmGSM」と呼ぶ)について解説する。

2.1.1 概要

20kmGSMは従来のGSM(60kmGSM)、RSM、TYMを統合するために、GSMのこれまでの用途

- ・明後日予報、週間予報の基礎資料
 - ・台風進路予報の基礎資料
 - ・航空、海上交通支援の予報の基礎資料
 - ・波浪モデル入力データ
 - ・移流拡散(有害物質・火山灰)モデル入力データ
- などに加えて、新たに
- ・短期(今日、明日)予報の基礎資料
 - ・量的予報・ガイダンス作成の基礎資料
 - ・メソ数値予報モデル(MSM)の側面境界条件
 - ・台風強度予報の基礎資料

を作成する役割も担う。今回の構成変更により、短期～週間予報、および台風の進路・強度予報を単一のモデルで支援することになるため、高精度かつ予測特性の均質な、一貫性のあるプロダクトの利用が可能となる(北川 2005)。一方、台風の進路予測に対しては、アンサンブル予報(第3章)の結果を合わせて利用することにより、単一モデルで生じうる大きな予測誤差の軽減を図る。このように、20kmGSMは、統合される3つのモデルの解像度や予報性能、運用条件をすべて兼ね備える必要がある。

新しく導入する20kmGSMは水平解像度を現行のRSM、TYMと同等以上の約20kmへと強化し、1日4回の84時間予報(12UTC初期値は216時間予報)の運用とする。この高解像度化にかかわるGSMの変更内容を表2.1.1に示す。一方、20kmGSMはRSM、TYMとは力学・物理過程の計算手法が異なるため、予報特性の様々な違いに注意する必要がある。第2.1.2項では、短期予報や量的予報、ガイダンス作成での利用などで特に影響の大きい、20kmGSMと現行のRSMの仕様の違いについて概説する(TYMについては、RSMとは解像度が異なるが力学部分は共通であり、また物理過程は60kmGSMやRSMと同じものを使用しているため、ここでは説明を省略する)。

2.1.2 モデルの仕様

表2.1.2に20kmGSMとRSMの予報初期条件および下部境界条件をまとめた。20kmGSMでは海面の境界条件として、MSM、RSM、TYMで既に表示されている、海洋気象情報室作成の高解像度全球日別海面水温解析(MGDSST)を使用する。また、海氷分布には海洋気象情報室作成の高解像度全球日別海氷分布解析(第2.2節)を使用する。20kmGSMの海面水温、海氷分布では、気候値から見積もられる季節変動を初期条件に加えることにより、その季節変化も考慮する(RSMでは初期条件のまま変化しない)。雪分布は20kmGSM、RSMともに、全球積雪深解析に日本域のみモデルの解像度で地上観測・アメダスデータを同化したものを初期条件として使用する。ただし、RSMが雪被覆分布を境界条件とする(つまり予報しない)のに対して、GSMでは積雪や融雪を計算し、雪の量(水当量)を予報する。このため、降雪や融雪がある場合には、陸域では雪被覆状態が予報時間とともに変化することが可能であり、雪被覆の影響を受ける地上気温等をより適切に予測できる。

表2.1.3に20kmGSMとRSMの比較を示す。RSMと同等以上の予報性能を確保するために、20kmGSMは水平解像度だけでなく鉛直層数も40層から60層へ大幅に増強される。モデル地形や海陸分布は元となるデータが両方のモデルで同じであるが、モデル格子への変換方法等が異なるため、海陸分布にはわずかな表現の違いがある。また、RSMではエンベロープ山(萬納寺 1994)が採用されているが、

表2.1.1 GSMの変更点

海面水温(境界値)	高解像度(0.25°)全球海面水温解析値(従来は1°格子の解析値)
海氷分布(境界値)	高解像度(0.25°)全球海氷分布解析値(従来は1°格子の気候値)
積雪深(初期値)	日本域に地上観測とアメダスデータを適用(従来は全球積雪深解析(1°格子)のみ)
時間積分	2タイムレベル/Δtは600秒(従来は3タイムレベル/Δtは900秒)
放射	・エーロゾルの地理的分布を考慮(従来は海陸別の分布のみ) ・間引き計算を東西4格子毎に変更(従来は東西2格子、南北2格子)
対流	・対流有効位置エネルギー(CAPE)の変化による積雲トリガー導入(第2.4.2項) ・積雲の運動量輸送計算を陰解法に変更(従来は陽解法)
雲	・60層化時の海洋層積雲スキームの調整

¹ 北川 裕人

表2.1.2 RSMと20kmGSMの初期値・下部境界条件の比較

モデル	領域モデル(RSM)	高解像度全球モデル(20kmGSM)
大気の初期値	領域大気解析	高解像度全球大気解析
海面の境界条件	高解像度(0.25°)全球日別海面水温解析 高解像度(0.1°)海水分布解析 (予報期間中は変化しない)	高解像度(0.25°)全球日別海面水温解析 高解像度(0.25°)全球日別海水分布解析 (予報期間中の季節変化を考慮する)
土壌の温度	表層+3層を予報(最下層は一定のまま) 初期値は前回の予報値(表層+上1層) 気候値を利用(下2層)	表層+深層を予報 初期値は前回の予報値
土壌の水分	一定値(暖・寒候期別の気候値)	3層を予報 初期値は月別気候値
雪の分布	初期値は全球積雪深解析(1°格子) 日本域は地上観測・アメダスデータを同化 境界条件として被覆分布だけを使用する (予報期間中は変化しない)	初期値は全球積雪深解析(1°格子) 日本域は地上観測・アメダスデータを同化 モデルでは雪の水分量として予報する (積雪・融雪を計算する)

その効果や副作用はあまり明確ではなく、20km GSMでは廃止することになっている。このため山岳域では、20kmGSMで表現される地形標高はRSMのものよりやや低くなる。図2.1.1にそれぞれのモデルで使われるモデル地形の標高分布を示した。

20kmGSMでは、力学計算にセミラグランジュ法(吉村・松村 2004)や2タイムレベル時間積分(吉村・松村 2005)を採用することにより、RSMやTYMに比べ、効率的な時間積分計算が可能となっている。さらに、物理過程計算の多くはRSM、TYMの計算方法と同等、もしくはより精緻化された方法がGSMでは採用されている。たとえば、過去のGSMで採用されていた方法と同一のものが、RSMの放射過程や雲形成の計算に使われており、また対流や雲形成など湿潤過程も、RSMに比べてより多くの改良がGSMには適用されている。また、成層圏における重力波抵抗や生物圏モデルを含む陸面過程など、GSMでは予報時間が数日以上になると重要な効果を持つ物理過程についても精緻化されている。この結果、多くの予測対象について、GSMの予測誤差は統計的にRSMに比べて小さくなっている(第2.3、2.4節)。

このように、20kmGSMとRSMでは多くの過程に計算手法の違いがあり、予報特性の変化には注意する必要がある。特に、対流スキームや降水過程の取り扱いの差により、降水の予報特性には明瞭な違いが見られる。20kmGSMとRSMの降水予報特性については第2.3.1項や第2.4.2項で紹介する。また、雲の予報についても、20kmGSMとRSMでは大きな特性の違いがある。RSMでは全雲量が過剰に表現される傾向があり、20kmGSMへの移行により表現される雲量は大きく減少する。雲の特性変化については第2.3.5項で説明する。このほかにも、20kmGSMの利

用に当たっては、RSMとの比較において様々な特性の違いを把握することが重要である。20kmGSMの予報特性については紙数が許す限り本章に掲載したので、理解に努めていただきたい。

参考文献

- 岩崎俊樹, 北川裕人, 1996:放射過程. 数値予報課報告・別冊第42号, 気象庁予報部, 1-29.
- 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.
- 隈健一, 1988:大気境界層. 数値予報課報告・別冊第34号, 気象庁予報部, 49-53.
- 隈健一, 1996:積雲対流のパラメタリゼーション. 数値予報課報告・別冊第42号, 気象庁予報部, 30-47.
- 佐藤信夫, 1989:生物圏と大気圏の相互作用. 数値予報課報告・別冊第35号, 気象庁予報部, 4-73.
- 細見卓也, 1999:雲水の予報変数化. 平成11年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 52-57.
- 萬納寺信崇, 1994:数値予報モデル. 平成6年度数値予報研修テキスト/数値予報課報告・別冊第41号, 気象庁予報部, 52-89.
- 藪将吉, 村井臣哉, 北川裕人, 2005:晴天放射スキーム. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 53-64.
- 山田慎一, 1988:重力波抵抗. 数値予報課報告・別冊第34号, 気象庁予報部, 104-119.
- 吉村裕正, 松村崇行, 2004:セミラグランジュ統一モデル. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 51-60.
- 吉村裕正, 松村崇行, 2005:2タイムレベル時間積分法. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 35-38.

表2.1.3 RSMと20kmGSMの比較

モデル	領域モデル(RSM)	高解像度全球モデル(20kmGSM)
予報時間 (初期時刻)	51時間予報(00,12UTC)	84時間予報(00,06,18UTC) 216時間予報(12UTC)
地形 海陸分布	GTOPO30 ² から作成(エンペロープ山) GLCC ³ から作成	GTOPO30 ² から作成 GLCC ³ から作成
水平の表現	スペクトル(2重フーリエ展開) 地図投影はランベルト座標系	スペクトル(球面調和関数) ガウス格子(1次格子)変換
水平解像度	約20km	約20km(TL959)
領域(鉛直)	地表から10hPa(最上層) 最下層は997.5hPa (地表気圧1000hPaのとき)	地表から0.1hPa(最上層) 最下層は998.5hPa (地表気圧1000hPaのとき)
鉛直の表現	有限差分(σ -Pハイブリッド座標)	有限差分(σ -Pハイブリッド座標)
鉛直解像度	40層 (800hPaより下層に12層) (200hPaより上層に8層)	60層 (800hPaより下層に13層) (200hPaより上層に29層)
時間積分スキーム	3タイムレベル/セミインプリシットスキーム タイムステップ長-100秒程度(可変)	2タイムレベル/セミインプリシットスキーム タイムステップ長-600秒(固定)
支配方程式	プリミティブ方程式/オイラー法 (予報変数は東西・南北風 ⁴ 、仮温度、比湿、 地表気圧の対数)	プリミティブ方程式/セミラグランジュ法 (予報変数は東西・南北風、気温、比湿、 雲水量、地表気圧の対数)
重力波抵抗	短波(対流圏に効果)を表現	長波(主に成層圏に効果)と 短波(対流圏に効果)を表現 山田(1988)
放射効果気体	水蒸気、二酸化炭素、オゾン (エアロゾルは考慮せず)	水蒸気、二酸化炭素、オゾン、酸素、メタン、 一酸化二窒素、ハロカーボン類 (エアロゾルの効果を考慮)
短波放射	2方向近似法(8バンド) (予報1時間ごとに計算)	2方向近似法(22バンド) (予報1時間ごとに計算) 岩崎・北川(1996)
長波放射	広域バンドモデル(4バンド) (予報1時間ごとに計算)	k-分布法+テーブル参照法(9バンド) (予報3時間ごとに計算) 藪ほか(2005)
対流	マスフラックス・スキーム 湿潤対流調節	マスフラックス・スキーム 隈(1996)
雲形成	雲量診断型スキーム(相対湿度)	予報変数型スキーム(確率的雲水分布) 細見(1999)
降水	対流過程(対流性降水) 大規模凝結(層状性降水)	対流過程(対流性降水) 雲形成過程(層状性降水)
惑星境界層	1次の乱流クロージャ (局所+非局所スキーム)	1次の乱流クロージャ(局所スキーム) 隈(1988)
海氷	温度(表層+3層)を予報(最下層は一定)	温度(表層+深層)を予報
雪被覆	予報期間中一定(解析値)	雪の水当量を予報
表面特性	水面(氷なし)、海氷、雪被覆のない陸面、 雪面	水面(氷なし)、海氷、植生別(12種)の陸面 (陸面は雪被覆の場合あり)
表面フラックス	放射フラックス(短波・長波) 乱流フラックス(相似理論)	放射フラックス(短波・長波) 乱流フラックス(相似理論)
陸面過程	土壌温度(表層+3層)を予報(最下層一定) 土壌水分は一定値 積雪・融雪は起こらない	土壌温度(表層+深層)を予報 土壌水分(3層)を予報 積雪・融雪を計算 植生効果を考慮(生物圏モデル) 佐藤(1989)

² 国土地理院や米国地質調査所などにより作成された30秒(約1km)メッシュの全球標高データ

³ 米国地質調査所が公開している30秒(約1km)メッシュの全球土地利用データ

⁴ 正確には風のx・y方向の成分

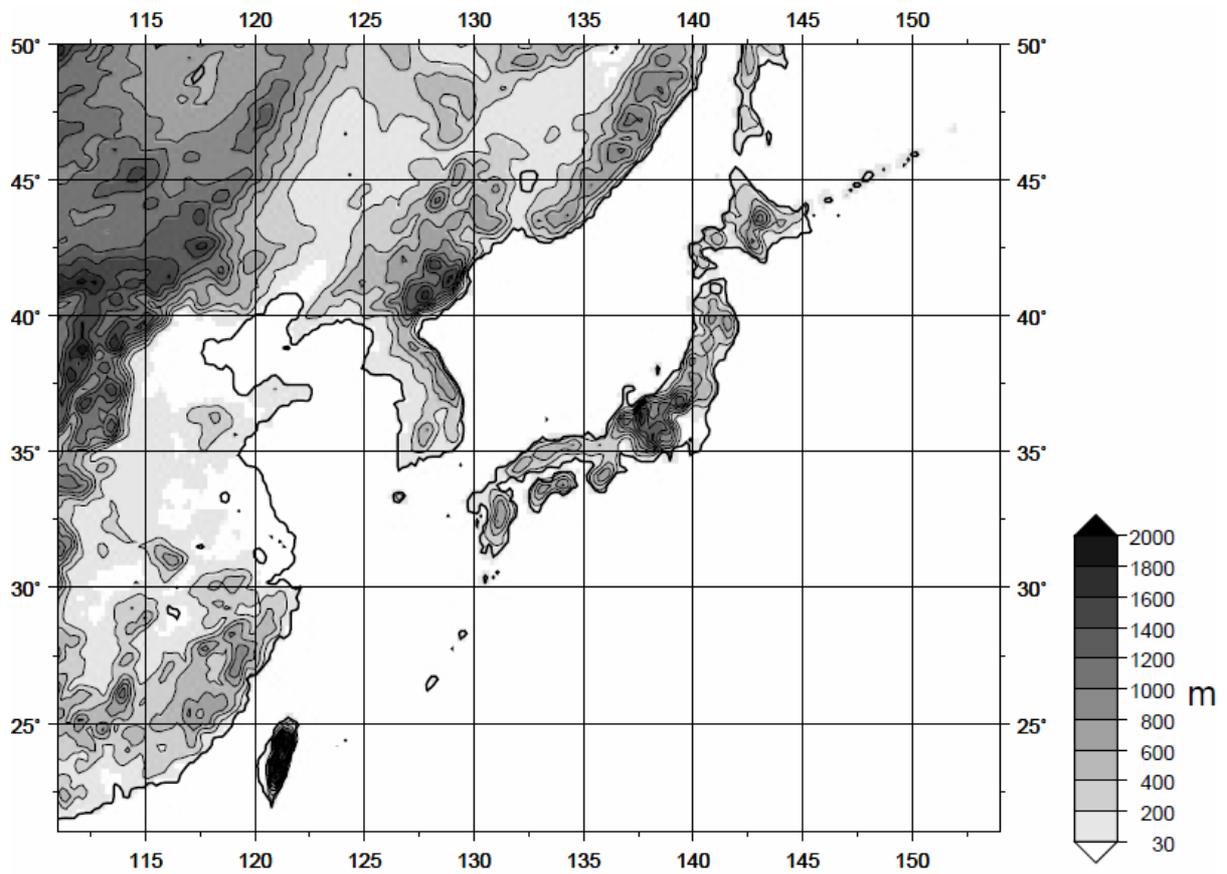
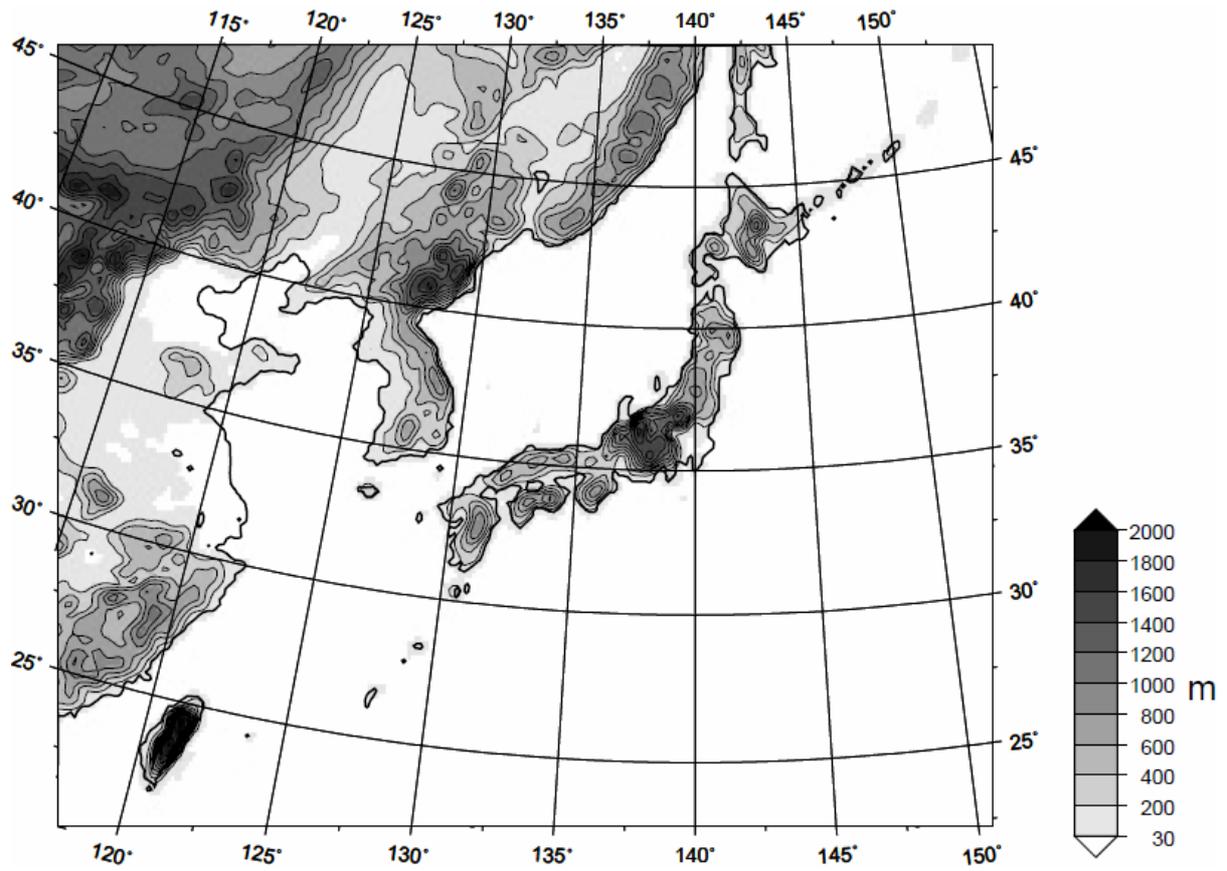


図2.1.1 RSM(上段)と20kmGSM(下段)で使われる日本付近のモデル地形標高(単位m)。

2.2 データ同化システムの概要¹

高解像度全球モデルの運用開始にあわせ、全球解析の仕様を表2.2.1のとおり変更する。以下ではその主な変更点について解説する。

2.2.1 解析処理の高解像度化

全球モデルの解像度がTL319L40(水平解像度60km、鉛直40層)からTL959L60(同20km、60層)に増加するのに伴い、全球解析で使用する OUTER モデル²の解像度を全球モデルと同じTL959L60に、INNER モデル³を従来のT106L40(水平解像度120km、鉛直40層)からT159L60(同80km、60層)にそれぞれ高解像度化する。

データ同化システムにとっての高解像度化の利点は、観測データが持つ情報をより有効に引き出せることである。モデルが数格子程度より大きなスケールの現象を表現するのに対し、(衛星観測やレーダー観測などを除いて)観測値は一般に大気の局所的な状態を表す。OUTER モデルを高解像度化すると第一推定値が表現するスケールが観測値のスケールに近づき、両者を正確に比較できるようになる。さらに、INNER モデルの解像度が上がると第一推定値を従来よりも細かいスケールで修正できるようになる。これらの効果により、台風や前線など数100km程度のスケールの現象について解析値の改善が期待できる。

また鉛直層数の増加と合わせ、OUTER・INNER ともにモデル最上層を従来の0.4hPaから0.1hPaに上げる。これにより衛星輝度温度の同化に用いる放射伝達モデルの計算精度が向上し、観測値が持つ情報がより適切に解析値へ反映されるようになる。

2.2.2 台風ボーガスの変更

台風ボーガスは台風の構造をモデル初期値で適切に表現するための手法である。これまでは二種類の台風ボーガスの投入方法を使い分けてきた。ひとつは人工的な観測データを作成して他の観測とともに同化する「擬似観測型」で、全球速報解析、メソ解析および領域解析で利用している。もうひとつは台風領域内にある第一推定値の格子点値を置き換える「埋め込み型」で、全球サイクル解析で使われている。

埋め込み型台風ボーガスを4次元変分法で用いた場合、同化ウィンドウにある複数時刻の第一推定値すべてに台風ボーガスを埋め込む必要があるため、その処理に時間がかかる。それにもかかわらず従来の全球サイクル解析で埋め込み型台風ボーガスを採用していた理由は、INNER モデルの解像度が低いと擬似観測型台風

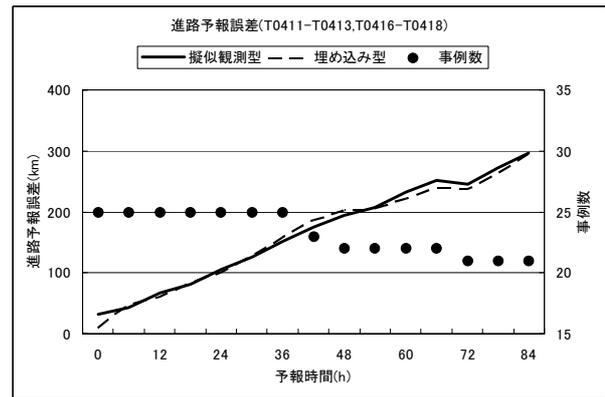


図 2.2.1 サイクル解析での台風ボーガス投入方法の違いによる進路予報誤差の比較。横軸は予報時間、左縦軸はベストトラックに対する平均予報位置誤差(km)、右縦軸は事例数を示す。

ボーガスでは台風の構造を十分に表現できないためである。2005年に全球4次元変分法を導入する際に当時のINNER モデル(T63L40)で試した結果、サイクル解析では埋め込み型を、速報解析では擬似観測型を使った場合にもっともよい台風予報精度が得られたので、この組み合わせで運用してきた(新堀 2005)。

INNER モデルの解像度が高くなれば、擬似観測型台風ボーガスでも台風の構造をよく表現できると期待され、擬似観測型に移行できれば処理の高速化にもつながる。そこでサイクル解析で擬似観測型台風ボーガスを使用する実験を行った。解像度は高解像度全球モデル運用時と同じ予報モデルTL959L60、INNER モデルT159L60とした。対象事例は2004年8月の台風第11～13号および第16～18号である。これらの台風の平均予報位置誤差(図2.2.1)をみると、埋め込み型と擬似観測型で中心位置の予報精度はほぼ同等である。擬似観測型の場合に初期値の誤差が大きいのは、高解像度化したとはいえINNER モデルの解像度がまだ粗いためである。

この実験により予報精度に悪影響がないことが確認できたため、全球サイクル解析においても擬似観測型台風ボーガスを使用することにした。

2.2.3 衛星データ処理の変更

全球解析において2006年度に行った衛星関連の変更を簡単にまとめる。詳細は気象庁予報部(2007)を参照されたい。また、衛星名などの略語は表2.2.2にまとめている。

2006年5月から、大気下層の水蒸気を観測する衛星搭載マイクロ放射計(DMSP衛星のSSM/I、TRMM衛星のTMI、Aqua衛星のAMSR-E)の輝度温度データの利用を開始した。同時に、上記データ及びATOVS輝度温度のバイアスを除くために変分法バイアス補正という手法を導入した。これは、輝度温度観測に関するバイアス補正の係数を、4次元変分法で解析値を求める

¹ 西嶋 信(現 予報課)、室井 ちあし

² 第一推定値を作成するためのモデル。

³ 第一推定値からの修正量を計算するときに使用するモデル。計算量を減らすために解像度を下げている。

表2.2.1 高解像度全球モデル運用開始時の全球解析の仕様。太字は変更点。

	変更前	変更後
解析手法	4次元変分法	4次元変分法
水平解像度	TL319 (0.5625度, 640 x 320 格子)	TL959 (0.1875度, 1920 x 960 格子)
インナーモデル水平解像度	T106 (1.125度, 320 x 160 格子)	T159 (0.750度, 480 x 240 格子)
鉛直層数	40層, 地上~0.4hPa	60層, 地上~0.1hPa
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC	00, 06, 12, 18UTC
データ打ち切り時刻	速報解析: 2時間20分 サイクル解析: 00, 12UTC 11時間35分 06, 18UTC 5時間35分	速報解析: 2時間20分 サイクル解析: 00, 12UTC 11時間35分 06, 18UTC 5時間35分
同化ウィンドウ	解析時刻の3時間前~3時間後	解析時刻の3時間前~3時間後
繰り返し計算数	70回。前半35回では簡略化した物理過程を使用	70回。前半35回では簡略化した物理過程を使用
台風ボーガス	速報解析: 擬似観測型 サイクル解析: 埋め込み型	速報解析: 擬似観測型 サイクル解析: 擬似観測型

表2.2.2 衛星関連略語表

略語	完全形	訳または説明
AMSР-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS	Aqua衛星搭載の改良型マイクロ波放射計
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit	NOAA衛星搭載のマイクロ波鉛直探査計
Aqua	Aqua	米国の地球観測衛星 (EOS-PM)
ATOVS	Advanced TIROS Operational Vertical Sounder	NOAA衛星搭載の鉛直探査計
DMSР	Defense Meteorological Satellite Program	米空軍の軍事気象衛星
EOS	Earth Observing System	米国航空宇宙局の地球観測システム
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite	米国の静止現業環境衛星
METEOSAT	Meteorological Satellite	欧州気象衛星開発機構の静止気象衛星
MTSAT	Multi-functional Transport Satellite	運輸多目的衛星
SSM/I	Special Sensor Microwave / Imager	マイクロ波放射計
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission	熱帯降雨観測衛星
TMI	TRMM Microwave Imager	TRMMマイクロ波観測装置

際に同時に求める方法であり、日々の大気の状態に応じてバイアス補正係数を更新していくことができる。これらの変更は台風の進路予報及び降水予報の精度改善に効果がある。

さらに2006年8月にはATOVSに対して、変分法バイアス補正の説明変数の変更、品質管理の強化、観測誤差の縮小を行った。これにより熱帯や南半球の気温場が良くなり、台風進路予報の精度が向上した。

2006年10月には静止衛星風データの利用方法を変更した。まず、利用する電文をA/N報 (SATOB報) からBUFR報に切り替えた⁴。BUFR報には品質がよくないデータも含めて通報される一方、品質情報が付加されているため、ユーザーである数値予報システム側でデータを選択することが可能となっている。そこで、従来よりも品質が高いデータのみを使うように品質管理の閾値などを調整し、またデータ分布が均等となるように間引き方法を改良した。なお、従来は衛星風の観測密度が大きい場合に観測誤差を大きくする調整を行っていたが、上記の改良により不要になったので廃止した。以上の変更により風の解析値の品質が向上し、特に冬の南半球で予報が改善された。

⁴ METEOSATは2003年5月から、GOESとMTSATは2006年10月からBUFR報を利用している。

2.2.4 その他の変更・今後の課題

(1) 海面水温解析・海水解析・積雪深解析

モデルの解像度が上がると、下部境界条件もそれに見合った解像度が必要になる。そこでこれまで使用してきた全球海面水温解析 (解像度1度) に替えて、海洋気象情報室が作成する格子間隔0.25度の高解像度全球日別海面水温解析 (MGDSST, 栗原ほか 2006) を使用する⁵。海水データは従来使用していた月別気候値 (解像度1度) から海洋気象情報室が作成する0.25度格子の全球海水分布解析値 (松本 2005) に変更する。

全球積雪深解析では、解像度は変わらないものの、従来のSYNOPに加えてAMeDAS積雪深データを使うことで日本域における積雪深の表現を改善する⁶。

(2) レーダー・アメダス解析雨量

高解像度全球モデルは領域モデルに置き換わるものであり、日本周辺の降水予報の精度改善は重要な課題である。そこでメソ・領域モデルで降水予報の改善に効果があった解析雨量の同化を全球解析でも試みた。しかし明確な効果を確認できなかったため、解析雨量の同化は当面見送ることにした。

⁵ メソ・領域・台風モデルは2006年3月からMGDSSTを使用している。

⁶ 領域モデル用の積雪解析は、全球積雪深解析から得られる積雪域をAMeDAS積雪データにより修正している。

全球解析は領域解析に比べてインナーモデルの解像度が粗い⁷ため、短時間の降水というスケールの小さい現象を適切に同化できなかったためと考えられる。現在、低解像度でも有効な同化手法の開発を進めているところである。

参考文献

- 気象庁予報部, 2007: 衛星データ同化の現状(仮題). 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部(刊行予定).
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, **73** 特別号, S1-S18.
- 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.
- 松本隆則, 2005: COBE-SST 用海水データについて. 平成16年度全国季節予報技術検討会資料, 気象庁気候・海洋気象部, 163-165.

⁷ 領域解析のインナーモデル水平解像度は40km。

2.3 統計検証

2.3.1 全般検証¹

(1) はじめに

本項では開発中の20kmGSMについて、RSMと比較しつつ対初期値、対ゾンデ観測、対アメダス降水観測で統計検証した結果を報告する。本項とは別に台風予報に関する検証は第2.3.2項、地上の気温と風の検証結果は第2.3.3項、海上風の検証については第2.3.4項、雲や放射に関する検証結果は第2.3.5項、特徴的な事例に対する検証は第2.4.1項、降水事例に対する検証は第2.4.2項に記述があるので適宜参照して欲しい。本項で示す検証期間は2004年夏期（2004年8月1日～31日の31日間、以下夏実験）、および2006年冬季（2006年1月1日～1月31日の31日間、以下冬実験）とした。予報の初期時刻はすべて12UTCとした。比較の対象としたRSMは、予報モデルについては2006年9月時点におけるルーチンの仕様のものであるが、側面境界条件は実験の設定が両実験で異なる。側面境界条件は、夏実験については2004年当時のルーチンGSMによる予報、冬実験については2006年9月時点における最新のルーチン仕様のシステムを使って、検証期間について再実行した60kmGSMの予報とした。

(2) 対初期値検証

ここではまず代表的な検証として、24時間予報（以下FT=24などと略する）とFT=48について、主要な要素の対初期値の平方根平均二乗誤差(RMSE)および平均誤差(ME)の統計値を示す。また、FT=48における系統誤差の分布も示す。検証の真値は、20kmGSMおよびRSMのそれぞれのモデルの初期値とした。検証対象とした領域を図2.3.1に示す。この領域はRSMの計算領域のうち境界付近を除いたもの(海面気圧と850hPaの要素については標高の高い西側の領域も除く)である。両モデルの初期値および予報値をこの検証対象領域における80km間隔の検証格子に変換した後に各スコアを計算した。

(a) RMSE、ME

図2.3.2は夏実験、冬実験それぞれのRMSEとMEである。両実験期間とも主要な要素について、20kmGSMはRSMよりもRMSEが大幅に小さい。また、MEの絶対値もおおむね小さくなった。RMSEのうち誤差のばらつきの大きさを意味す

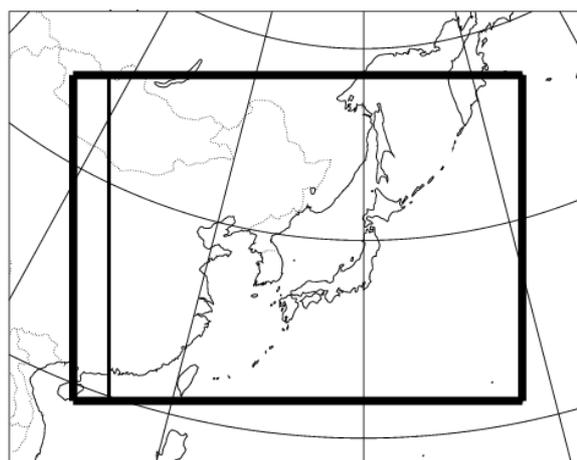


図 2.3.1 対初期値検証を行った領域。全領域が RSM の計算領域、そのすぐ内側の太線の四角が統計検証の計算領域。その四角のうち、左側の細い縦線より西側の領域では、海面気圧および 850hPa の要素の統計計算の対象外とする。

るランダム誤差成分²についても、20kmGSMのほうがRSMよりも値の小さな要素が多かった（図略）。以上から、20kmGSMによる総観場の予報精度はRSMよりもおおむね高いといえる。

(b) 系統誤差の分布

上述したMEは検証領域で平均した誤差だが、各格子で日々の誤差を平均することで、系統誤差の空間分布特性が分かる。以下では各実験における系統誤差の分布から、目立つ特徴のあった要素について述べる。

図2.3.3は20kmGSMおよびRSMそれぞれのFT=48における対初期値系統誤差の分布図である。夏実験の500hPa気温を見ると、RSMには日本付近の広い範囲で正の系統誤差がある。これは、RSMには予報が進む毎に気温を高めにより予報する傾向があり、同じ予報対象時刻について、解析を行って初期値を新しくする毎に予報値を低く修正する傾向があることを意味する。一方、20kmGSMにはこのような傾向は見られない。また冬実験の850hPa気温では、RSMには中国大陸に大きな正の系統誤差があるが、20kmGSMでは小さい。一方、20kmGSMには日本付近の850hPa気温に負の系統誤差がある。このように、20kmGSMはRSMと系統誤差の傾向が異なる。

(3) 対ゾンデ検証

ここではモデルが予報した大気鉛直構造を現実の大気と比較するために日本のゾンデ観測で検

¹ 坂下 卓也

² RMSEは、平均誤差成分とランダム誤差成分に分けることができる。詳しくは付録Aを参照していただきたい。

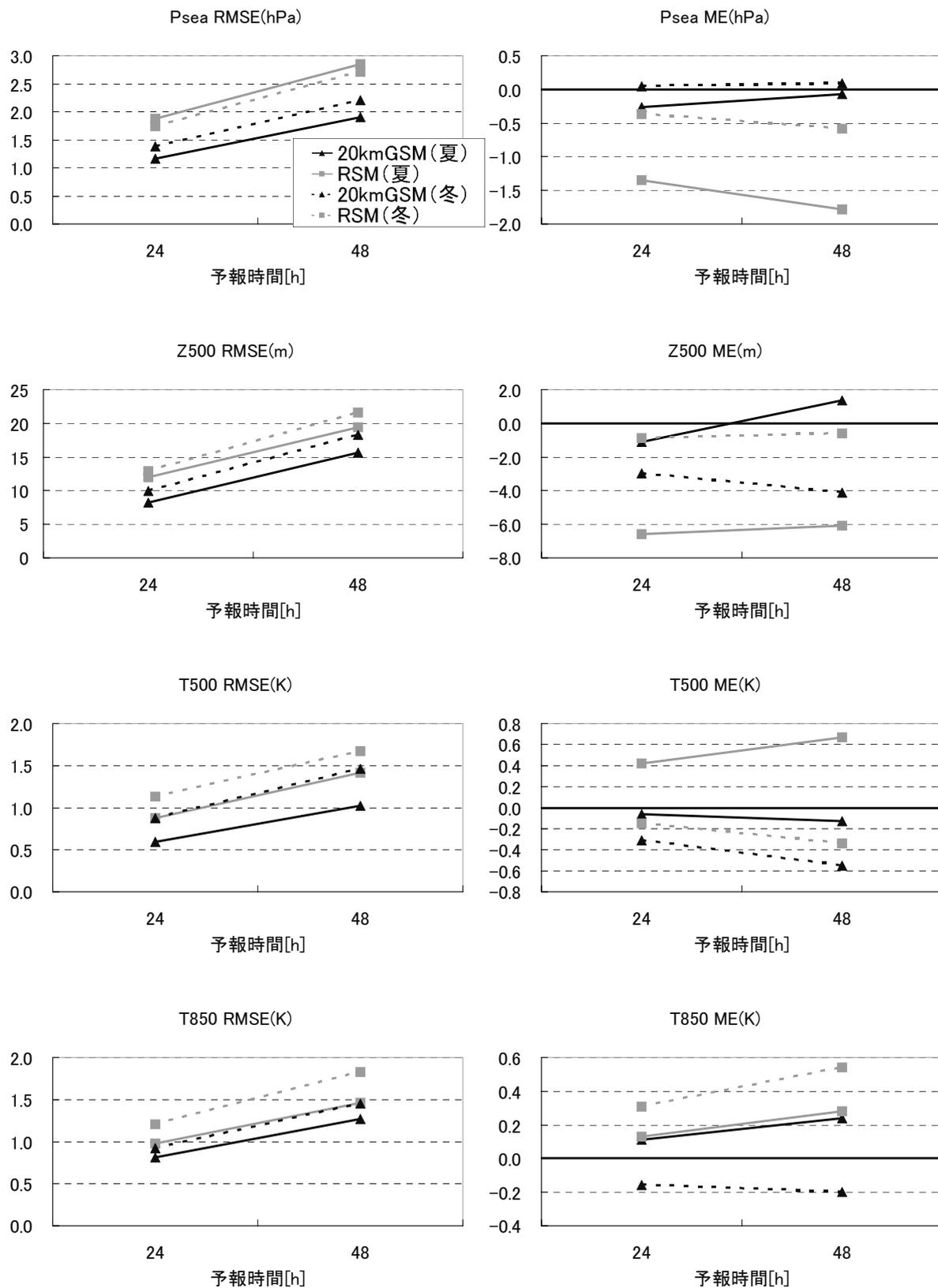
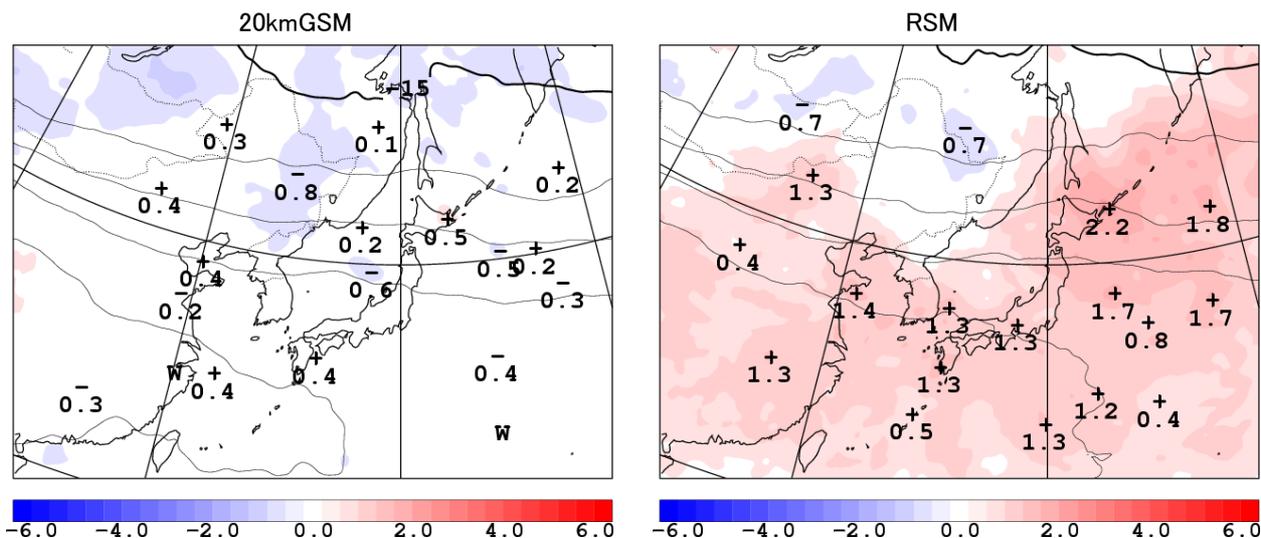


図 2.3.2 20kmGSM と RSM の FT=24 と FT=48 における対初期値検証結果。上段から下に向かって海面気圧 (hPa)、500hPa 高度(m)、500hPa 気温(K)、850hPa 気温(K)。左列は RMSE、右列は ME。実線は夏実験、点線は冬実験。黒線は 20kmGSM のスコア、灰色線は RSM のスコア。横軸は予報時間、縦軸はスコア。予報の初期時刻は 12UTC。

夏実験、500hPa 気温



冬実験、850hPa 気温

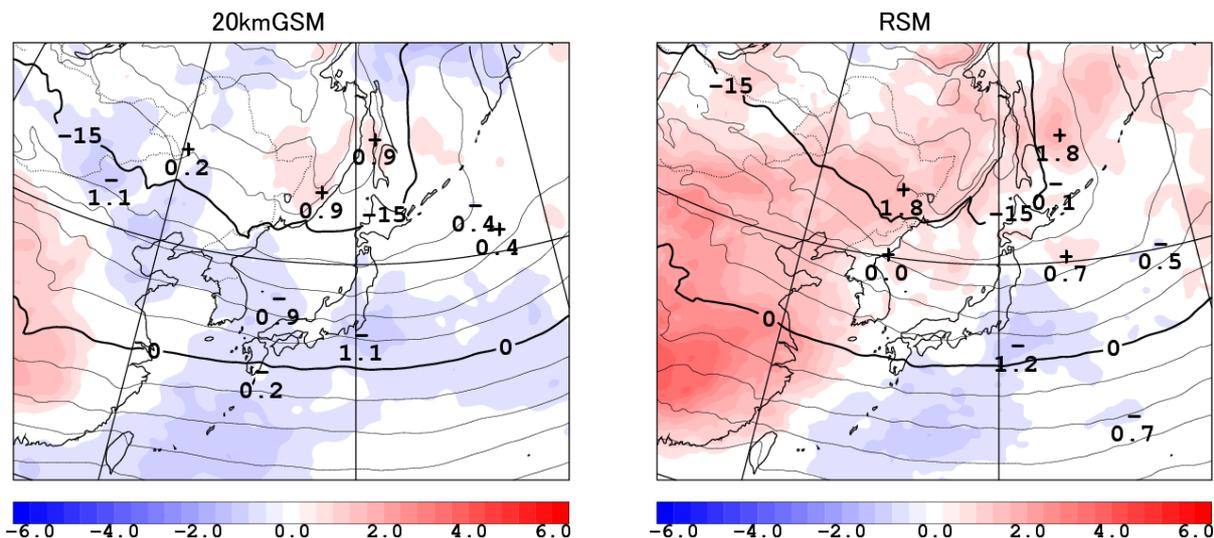


図 2.3.3 20kmGSM (左) と RSM (右) の対初期値の系統誤差分布図。上段は夏実験の 500hPa 気温(K)、下段は冬実験の 850hPa 気温(K)。実線は FT=48 の平均場で、等値線の間隔は 3K。塗りつぶしは FT=48 における対初期値系統誤差。図中の+や-は系統誤差の極値。予報の初期時刻は 12UTC。

証した結果を紹介する。ゾンデ観測値、およびその観測地点を囲む4格子点から観測地点に線形内挿した予報値から、高度別にRMSEとMEを計算した。ここではFT=48の検証結果について説明する。

(a) 気温(図2.3.4左)

20kmGSMの気温のRMSEは夏実験、冬実験共にRSMよりも小さいかほぼ同じであり、総合的に20kmGSMはRSMよりも気温の鉛直分布を精度よく予報しているといえる。ただしMEの図から分かるように、925hPaの高度ではRSMや観測よりも気温を低く予報する傾向があるなど、20kmGSMはRSMと予報特性が異なる。

(b) 相対湿度(図2.3.4中)

20kmGSMの相対湿度のRMSEは夏実験、冬実験ともにRSMよりもおおむね小さいかほぼ同じである。ただしMEを見ると、夏実験において20kmGSMでは、700hPaを中心に850hPa以上の高度で負のME、925hPaの高度で正のMEとなっている。700hPa付近における相対湿度の負のMEについては冬実験についても見られるが、特に夏実験で顕著である。それは、日々の予想で700hPa面の高相対湿度域の領域がRSMよりも大幅に狭いことにも現れている(図2.3.5)。このような例は夏実験の期間中、ほぼ毎日の予報事例で見られた。MEから、実際の高相対湿度の領域の面積は、

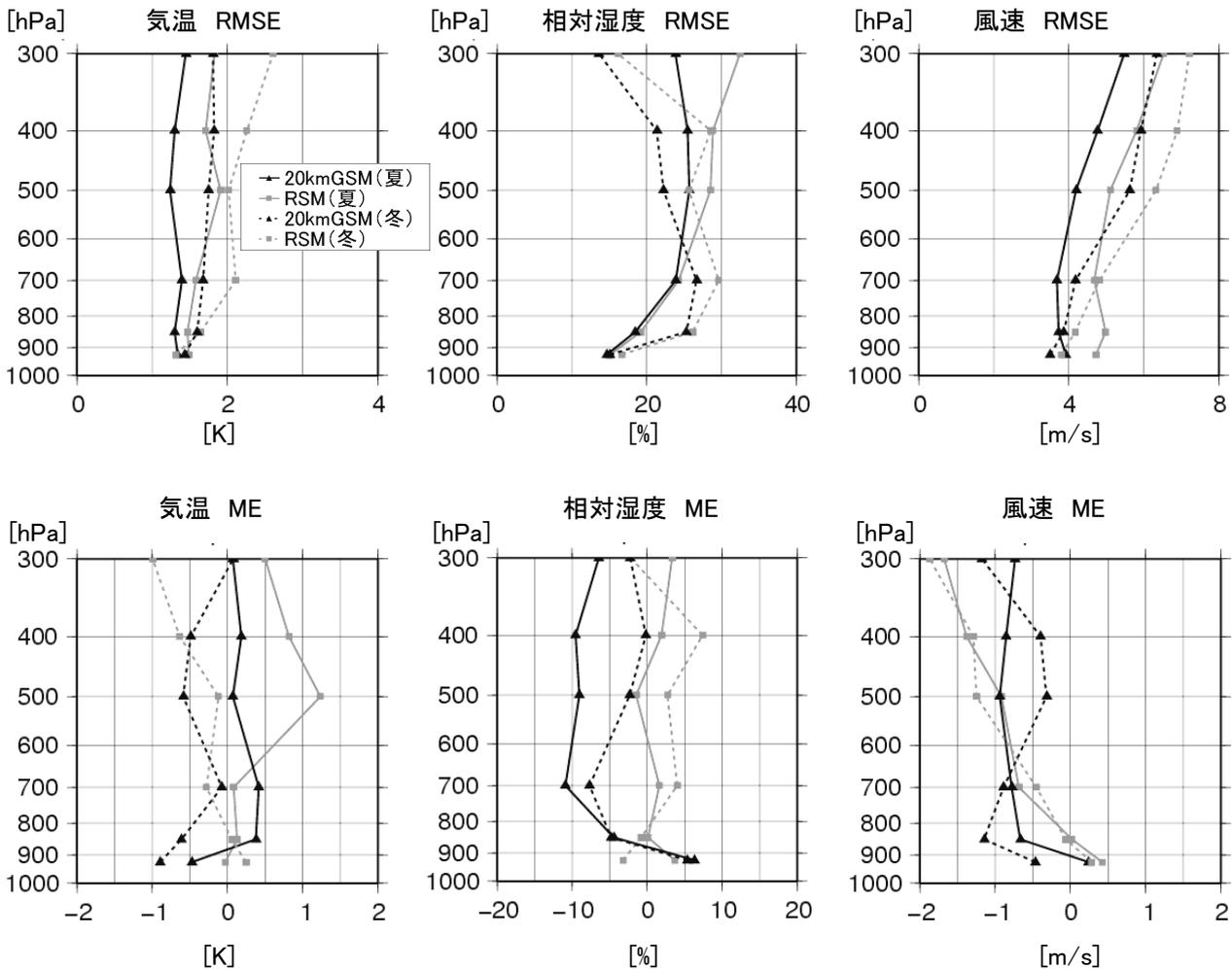


図 2.3.4 20kmGSM と RSM の FT=48 における対ゾンデ観測検証結果。比較対象としたのは日本のゾンデ。左から気温(K)、相対湿度(%)、風速(m/s)。上段が RMSE で下段が ME。実線は夏実験、点線は冬実験。黒線は 20kmGSM のスコアで、灰色線は RSM のスコア。縦軸は気圧(hPa)。予報の初期時刻は 12UTC。

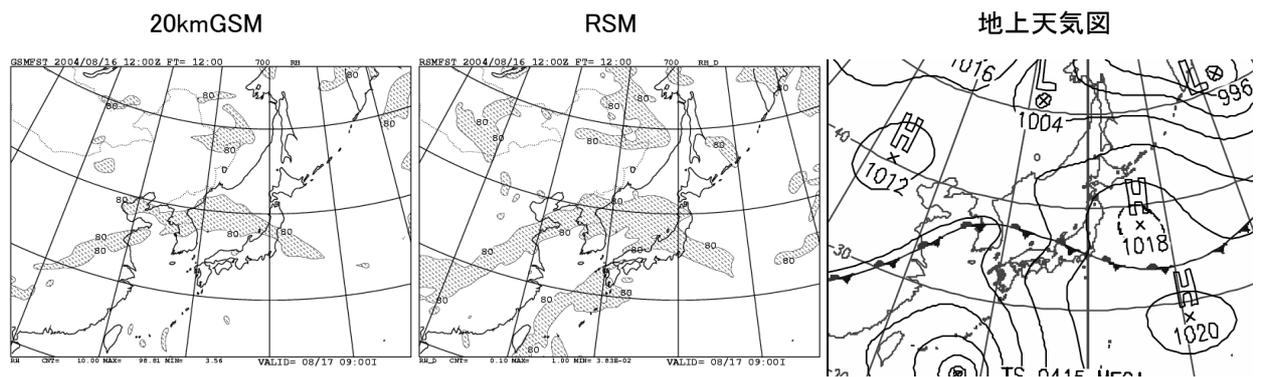


図 2.3.5 20kmGSM と RSM の 700hPa 相対湿度予報の比較。2004 年 8 月 16 日 12UTC の 12 時間予報値。相対湿度 80%以上の領域に影をつけた。左から順に 20kmGSM、RSM、予報対象時刻における地上の実況天気図。

RSMによる予報程度であると考えられる。このように、20kmGSMの相対湿度の予報の特性はRSMと大きく異なる。

(c) 風速(図2.3.4右)

20kmGSMの風速のRMSEは夏実験、冬実験ともにRSMよりもおおむね小さい。MEを見ると、夏、冬の両実験について、RSMとともに850hPa

以上の高度で負のMEとなっている。

(4) 対アメダス降水検証

ここではモデルの降水予報をアメダスによる観測で検証した結果を示す。検証方法は平井・坂下(2004)と同様に、観測としてアメダス降水量を用い、日本域80km間隔の検証格子に含まれる観測

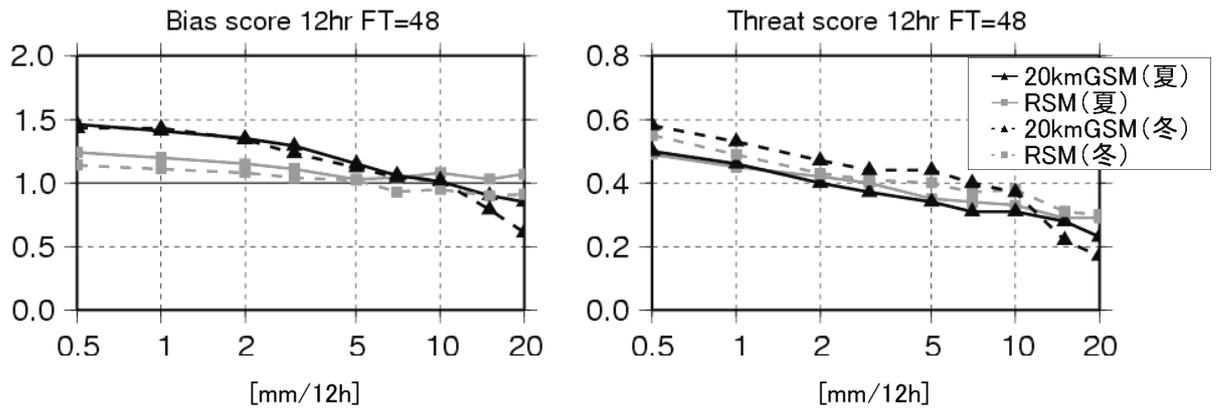


図 2.3.6 20kmGSM と RSM の対アメダス降水観測、FT=36~48 における 12 時間降水量の閾値別スコア。横軸は閾値(mm/12h)。実線は夏実験、点線は冬実験。縦軸は左列がバイアスコア、右列がスレットスコア。黒線は 20kmGSM のスコア、灰色線は RSM のスコア。予報の初期時刻は 12UTC。

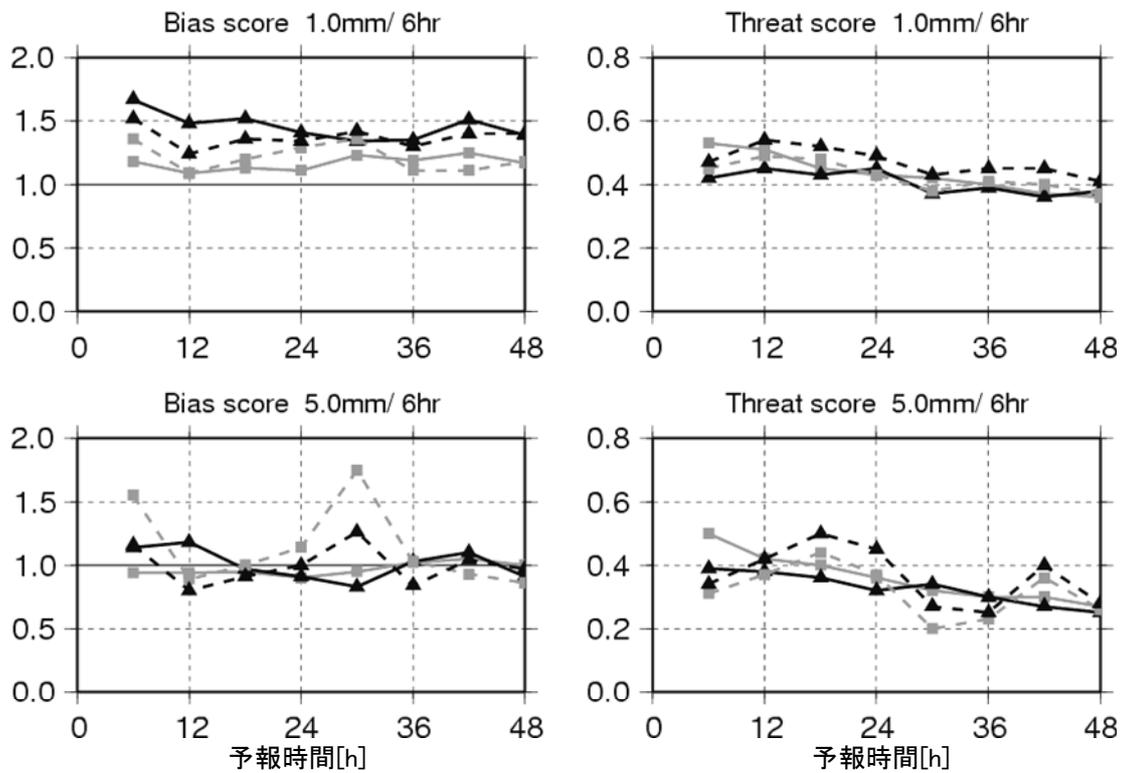


図 2.3.7 20kmGSM と RSM の対アメダス降水観測、前 6 時間積算降水量の予報時間別スコア。上段は閾値 1mm/6h、下段は閾値 5mm/6h。縦軸と各線の意味は図 2.3.6 に同じ。横軸は予報時間(h)。予報の初期時刻は 12UTC。

値、および予報値それぞれの平均を比較した。

(a) 閾値別の降水予報特性

図2.3.6はFT=36からFT=48までの12時間積算降水量について、閾値別のスレットスコアとバイアスコアである。両実験、両モデルについて、バイアスコアのグラフはおおむね右下がりになっており、弱い降水では実況よりも予報の頻度が高く、強い降水では低い。この傾きは20kmGSMのほうがRSMよりも大きい。これは、20kmGSMは実況やRSMよりも降水の強弱のコントラストを弱く予報する傾向があるということに対応する。特に、弱い降水に対するバイアスコアが大きく、20kmGSMの予報による「降水あり」の頻度は実況やRSMよりも高い。

夏実験について、20kmGSMの5mm/12hまでの強さの降水に対するスレットスコアは、RSMと同じ程度の値である。一方7mm/12h以上の強さの降水に対してはRSMよりも値がやや小さい。冬実験については、20kmGSMのスレットスコアは10mm/12h未満の降水に対してRSMよりも大きい。

(b) 予報時間別の降水予報特性

図2.3.7は6時間積算降水量について、閾値1mm/6hおよび5mm/6hに対する予報時間毎のスレットスコアとバイアスコアである。20kmGSMは夏実験と冬実験で共通して、予報の初期12時間までにおける1mm/6hに対するバイアスコアが他の予報時間よりも大きい。これは、20kmGSMは予報の初期における降水頻度が過剰であることを意味する。一方、RSMは夏季の予報の初期12時間までのスレットスコアが他の予報時間に対して比較的大きい。20kmGSMは行っていないがRSMはレーダー・アメダス解析雨量の同化を行っており（小泉 2005）、これによってRSMの予報初期における降水予報の精度が高いことが考えられる。物理過程の改良やレーダー・アメダス解析雨量の同化などによって、20kmGSMの予報初期における降水予報の精度向上に向けて開発を進めている。予報の初期12時間までを除くと夏実験では20kmGSMのスレットスコアはRSMとほぼ同じく、冬実験ではRSMよりもスレットスコアの値が大きい。

また夏実験について、20kmGSMの両閾値のバイアスコアには、他の予報時間に比べて日中（12UTC初期値なのでFT=12～FT=18およびFT=36～FT=42、日本時間では9時～15時）における降水頻度が過剰であるという日変化がある。これは夏季における夕方からの不安定性降水の発生を実況よりも早い時間から、また広い範囲で予

報していることに対応していると考えられる。このように両モデルで降水の予報傾向が異なるのは、採用している物理過程が異なることが主な理由である。両モデルでの降水の取り扱いの違いについては第2.4.2項に記述があるので、適宜参照していただきたい。

(5) まとめ

20kmGSMの夏実験および冬実験について統計的な検証を行った。その結果、総合的には20kmGSMはRSMと同等か上回る精度であった。また、20kmGSMは、RSMと気温の系統誤差や相対湿度の分布など、予報特性が大きく異なることも分かった。

また、検証を行ったことにより以下の問題点が判明した。

- ・冬季にも見られるが特に夏季において、700hPaの相対湿度の予報が観測やRSMよりも低い。
- ・弱い降水の予報頻度が実況やRSMよりも高く、強い降水の予報頻度は低い。
- ・夏季において強い降水に対するスレットスコアの値がRSMよりも小さい。
- ・予報初期における降水頻度が他の予報時間よりも高い。
- ・夏季における夕方からの不安定性降水を実況よりも早く予報する傾向がある。

これらの課題については、改善に向けて開発を進めている。

参考文献

- 小泉耕, 2005: データ同化システム. 平成17年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 33-37.
- 平井雅之, 坂下卓也, 2004: 日本域の降水量予測の国際比較. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 34-38.

2.3.2 台風予報の検証¹

(1) はじめに

高解像度全球モデル（20kmGSM）は、現在台風の進路および強度予報に用いられている水平解像度約24kmの台風モデル（TYM）よりも水平解像度が高くなり、台風進路予報に加え、これまでTYMが担ってきた台風強度予報についても、統一的に行うことになる。数値予報モデルによる台風予報の支援は、これまでその中核を担っていたTYMの運用が終了となり、台風進路予報を20kmGSMと台風アンサンブル予報システムが、台風強度予報を20kmGSMが行うこととなる。そのため、20kmGSMは進路予報・強度予報の両方において、現業運用されているGSMおよびTYMと比較して同程度以上の予報精度を有することが必要である。

ここでは、20kmGSMの台風進路予報に加え強度予報の統計的な予報精度を示す。検証は12UTC初期値の84時間予報に対して行い、統計的検証の対象とした台風は、20kmGSMの性能評価のために行った2004年8月のサイクル予報実験期間に存在していた台風で、台風第11号から台風第17号および台風第18号の8月31日の初期値の予報までである（図2.3.8）。なお、20kmGSMで用いる台風ボーガスは、第2.2節に述べてあるように擬似観測型を予定しているが、ここでは執筆段階でサイクル予報実験の結果が得られている埋め込み型の台風ボーガスを用いた実験結果を評価する。検証の際、コントロールとして、現業運用と同じ解像度（TL319L40）のGSM（60kmGSM）のサイクル実験を用意し、更に現業TYMの予報結果も加えて、統計的検証対象となるサ

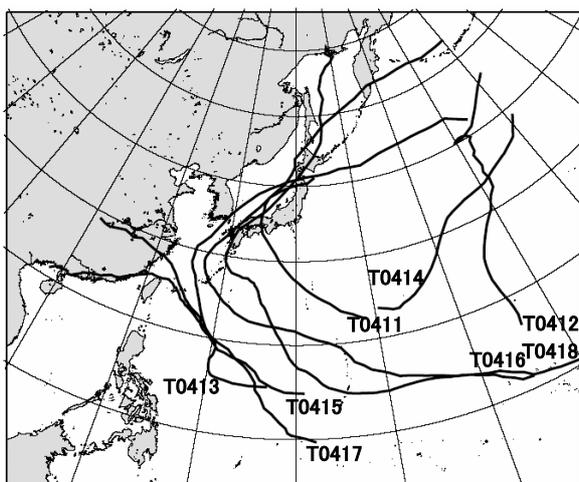


図2.3.8 検証対象とした台風の経路図

2004年の台風第11号から18号の経路。気象庁の事後解析結果（ベストトラック）による。

ンプルを3つのモデルで共通とし、20kmGSMの台風予報の性能を比較し評価を行った。またここでは、台風の実況の位置と強度（中心気圧）は、気象庁による事後解析の確定値（ベストトラック）を用いている。

(2) 台風進路予報

図2.3.9は検証期間の台風進路予報の平均誤差グラフである。TYM、60kmGSM、20kmGSMの予報時間ごとの台風進路予報誤差を示している。TYMと比較すると、20kmGSMの進路予報誤差は、予報全期間にわたってTYMと同程度かそれよりも小さくなっており、TYMよりも進路予報精度が良いといえる。一方、60kmGSMと比較すると、20kmGSMの進路予報誤差は、24時間予報まで60kmGSMと同程度であるが、それ以降は大きくなっており、60kmGSM以上の進路予報精度が得られなかった。

次に、進路予報の系統誤差について、TYM、60kmGSMおよび20kmGSMの特性の違いを確認するため、48,72時間予報の台風相対予報位置誤差の散布図を図2.3.10に示す。TYMは予報位置誤差のばらつきが大きくなっており、72時間予報では実況よりも北寄りに予報する傾向が見られる。一方、60kmGSMと20kmGSMの系統誤差特性はほとんど同じで、TYMで見られるような顕著な系統誤差は見られない。

ここで、図2.3.10の20kmGSMの散布図を詳しく見ると、2事例だけ実況と大きく異なる予報となっている。この2事例の進路予報誤差は他の事例と比較して極端に大きく、図2.3.9で示した20kmGSMが60kmGSMと比較して進路予報誤差が大きい点については、この2事例が主要因であった。このうち、1つは第2.2節で述べている擬似観測型台風ボーガス

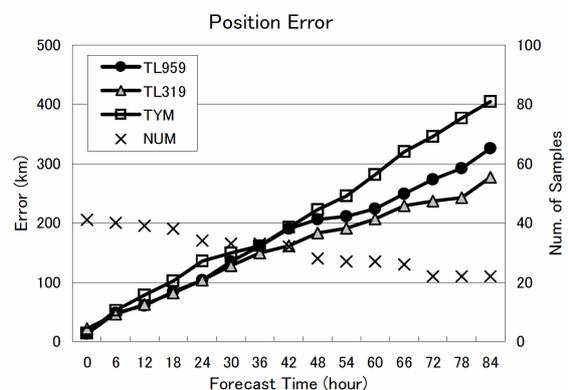


図2.3.9 台風進路予報の検証結果

左縦軸は進路予報誤差（km）、横軸は予報時間（時間）を表す。60kmGSMは三角印（TL319）、TYMは四角印、20kmGSMは丸印（TL959）で表している。事例数は×印（NUM）で右縦軸に対応する。

¹ 酒井 亮太

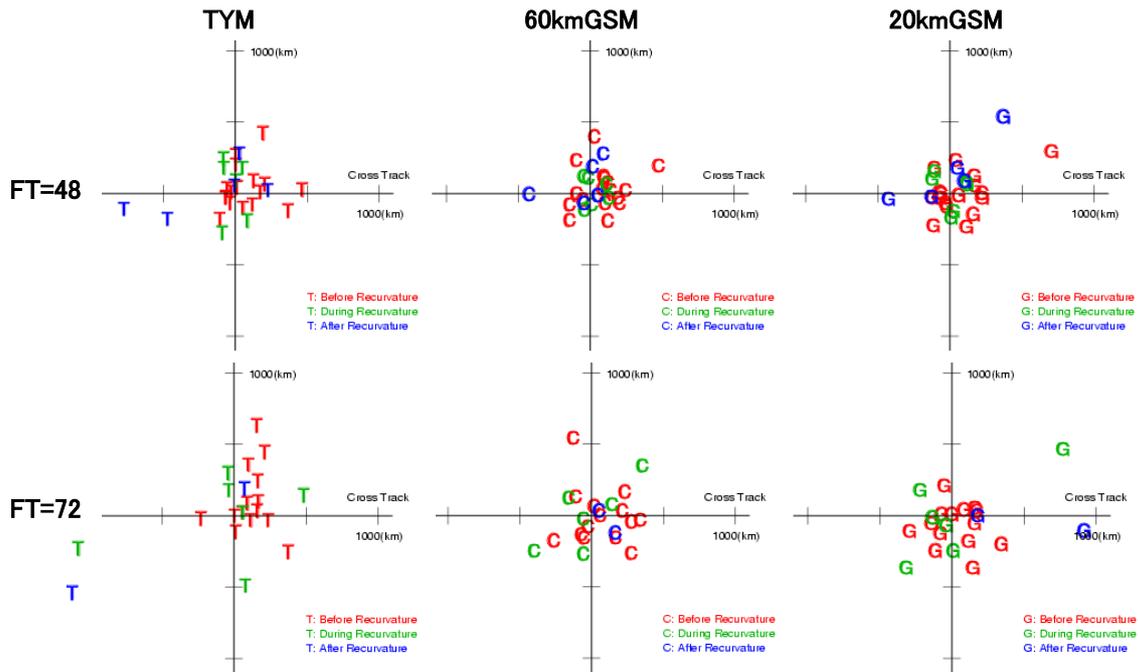


図2.3.10 実況の台風中心に対する相対予報位置誤差の散布図（48,72時間予報）

台風の前報位置誤差を東西成分と南北成分に分離し、縦軸上向きが北方向、横軸右向きが東方向のグラフにプロットしたもの。目盛りは500kmごとである。グラフは、上段が48時間予報、下段が72時間予報で、左列からTYM（「T」でプロット）、60kmGSM（「C」でプロット）、20kmGSM（「G」でプロット）の予報に対応する。赤印は転向前、緑印は転向中、青印は転向後の事例をそれぞれ表している。

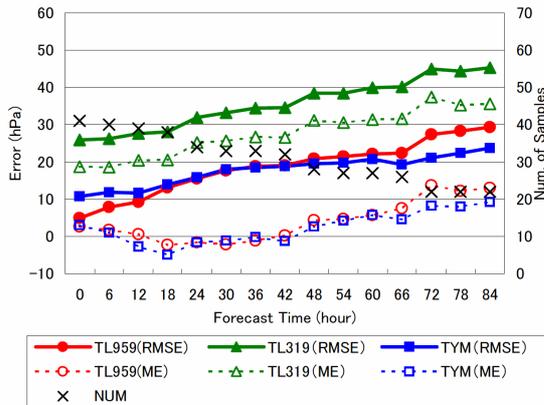


図2.3.11 台風強度予報の検証結果

左縦軸は台風の中心気圧予報誤差（hPa）、横軸は予報時間（時間）を表す。赤色は20kmGSM（TL959）、緑色は60kmGSM（TL319）、青色はTYMに対応しており、予報誤差のうちMEは点線、RMSEは実線を表す。事例数は×印（NUM）で右縦軸に対応する。

を利用することにより改善するという結果が事前の調査で得られている。もう1つの事例は、台風発生初期で台風の非軸対称の構造が強い時期の予報であり、TYMや60kmGSMについても20kmGSMほどではないが予報を大きくはずした事例である。この2事例を除いた検証では、60kmGSMと20kmGSMの進路予報誤差は同程度であった。

(3) 台風強度予報

図2.3.11は検証期間の台風強度予報誤差のグラフである。TYM、60kmGSM、20kmGSMの予報時間ごとの台風中心気圧予報の平方根平均二乗誤差（RMSE）と平均誤差（ME）を示している。はじめに60kmGSMと20kmGSMを比較すると、60kmGSMは大きなMEの値で示されているように20～40hPaもの正バイアスがあり台風の強度を十分表現できていない。一方、20kmGSMのMEは正バイアスが大幅に解消され、RMSEも改善している。これは水平解像度の高解像度化によって台風の構造をより適切に表現できるようになったためといえる。次に、TYMと20kmGSMを比較すると、RMSEについてはほぼ同程度となっているが、予報開始直後は20kmGSMの方が、予報後半はTYMの方が、それぞれ小さくなっている。MEについては、予報時間ごとの誤差の大きさやその変化傾向はほぼ同じとなっているが、予報後半で20kmGSMの正バイアスがTYMと比較してやや大きくなっている。このことから、20kmGSMはTYMと比較して予報後半で台風をやや弱く予報する傾向があると考えられる。

(4) 台風予報の事例

これまで、統計的な検証結果のみ示してきたが、ここではTYMや60kmGSMと異なる予報を示した事例について紹介する。

図2.3.12は2004年台風第18号を対象とする8月30日12UTC初期値の予報結果である。台風は、この予報期間中「強い」から「非常に強い」台風へと勢力を強めながら日本の南海上で西北西進した。進路予報については、TYMが実況からやや離れた北よりの進路を予報しているものの、3つの数値予報モデルとも実況とほぼ同じ北西～西北西進の予報となっている。ここで注目したいのは強度予報である。60kmGSMの台風強度予報は実況と大きく異なり、その変化傾向も表現できていない。一方、高解像度の20kmGSMはこのような強い台風であってもTYMとほぼ同様に実況に近い強度を表現しており、更に18時間予報までの発達とその後の勢力の維持といった強度の変化傾向を的確に予報している。

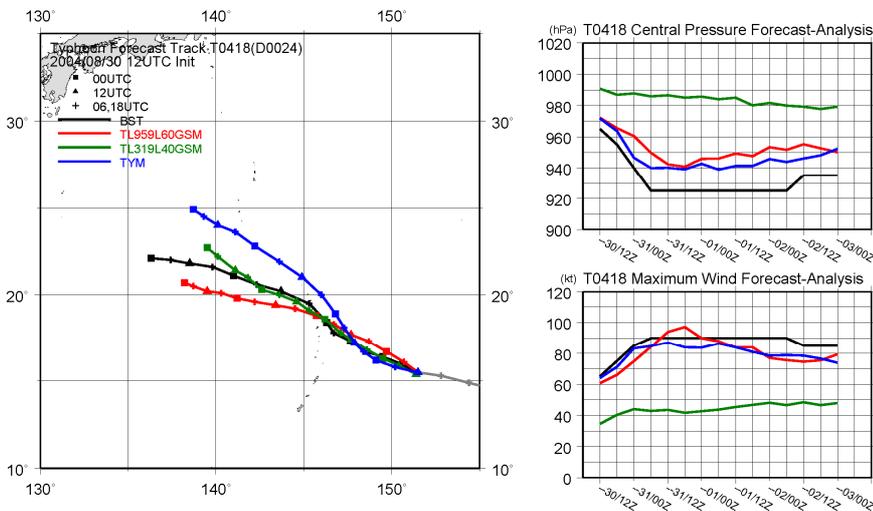


図2.3.12 台風予報の例 (2004年台風第18号)

2004年8月30日12UTC初期値の台風第18号の台風予報結果。左図は実況と予報の台風進路、右上図は台風中心気圧、右下図は台風中心付近の最大風速を表している。それぞれの図において赤は20kmGSM、緑は60kmGSM、青はTYM、黒は実況に対応し、84時間予報とそれに対応する期間の実況を示している。進路予報位置のうち00UTCは四角、12UTCは三角、06および18UTCは+印でプロットしている。

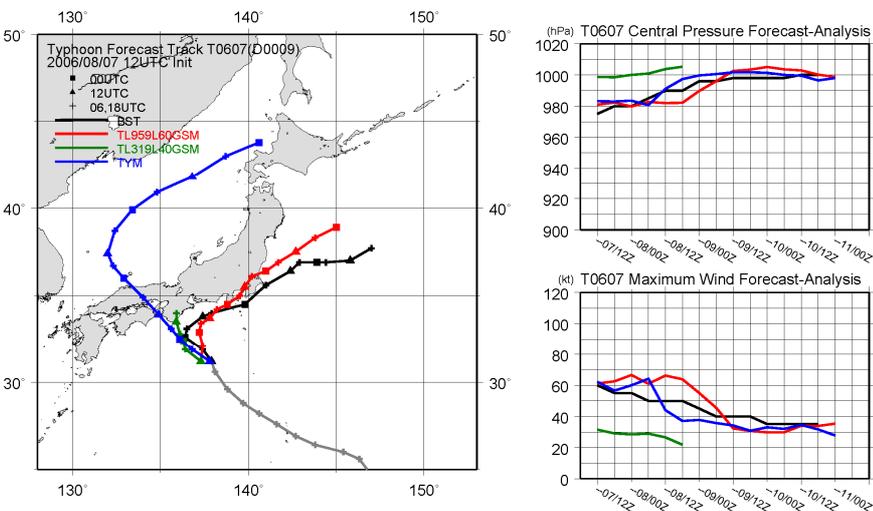


図2.3.13 台風予報の例 (2006年台風第7号)

図2.3.12に同じ。ただし2006年8月7日12UTC初期値の台風第7号の事例。

次に図2.3.13は2006年台風第7号を対象とする8月7日12UTC初期値の予報結果である。この事例は、前述の検証期間とは別に20kmGSMの台風予報の性能を評価するため、この初期時刻の5日前から解析-予報サイクルを実行したものであり、前述の検証には含まれていない。この初期時刻での台風の大きさは小さく(強風半径が200km程度)、実況の台風進路は紀伊半島の南海上で転向して日本の南岸沖を東北東進し関東の東海上に達している。TYMの予報は北西進のまま日本海に進み北海道の日本海沿岸に達しており、実況とはまったく異なっている。また、60kmGSMの予報では台風が非常に弱く表現されており、紀伊半島に上陸しそのまま弱まって消滅してしまう予報となっている。一方、高解像度の

20kmGSMは、このような小さな台風であっても実況とほぼ同じ日本の南岸を東北東進する進路を予報し、強度についても実況とほぼ同様の中心気圧とその変化傾向を的確に予報している。

以上の2事例で見られるような台風予報精度の向上は、全球モデルの高解像度化および物理過程の改良によるものと考えられる。

(5) まとめ

これまで述べてきたように、20kmGSMは、進路予報に関してはTYMよりも良く60kmGSMに匹敵するような精度となっている。また、強度予報精度に関しても60kmGSMの負バイアスを大幅に改善し、TYMに匹敵する精度となっている。すなわち、20kmGSMは、TYMと60kmGSMの2つの数値予報モデルで担ってきた台風予報をほぼ一手に引き受けることが出来る性能を持った数値予報モデルとなるまで、あと少しのところまで来ているといえる。

ここで述べた検証の後、台風予報に影響の大きい擬似観測型の台風ボーガスの導入がなされており、執筆段階ではその結果を紹介できないが、この改良により、台風進路予報については60kmGSM、予報時間後半の強度予報についてはTYMと同等以上の予報精度となることが期待される。

2.3.3 地上気温・風速の検証¹

ここでは、日本域における高解像度全球モデル(20kmGSM)とRSMの地上気温と風速の予報特性について示す。夏・冬を対象としたサイクル実験による両モデルの地上気温と風速の予報を、アメダスの観測データを用いて検証した。はじめに全事例の統計的検証結果を示す。次に、気温の予報についていくつか予報事例を示し、両モデルの地上気温の予報特性について考察する。

(1) 地上気温予報の統計的検証

夏(2004年8月)、冬(2006年1月)を対象にしたサイクル実験における毎12UTC初期値の20kmGSMとRSMの地上気温予報を、アメダスの観測データを用いて検証した。RSMに関しては、夏実験は2004年当時のRSMによるモデル出力、冬実験は最新版の60km解像度のGSMの再実行によるモデル出力を境界条件にして再予報した結果を利用した。なお、アメダスの全観測点を検証対象にした²。20kmGSM、RSMの標高分布は各観測点の標高と一致しないため、気温の予報値、観測値とも、0.65°C/100mの割合で海拔0mにおける値に換算して検証を行った。アメダスの観測点における予報値は、観測点を囲む4点のモデル出力データの線形内挿(双一次内挿)により求めた。

表2.3.1に夏・冬実験における20kmGSMとRSMの気温予報の全事例(予報時間(FT)0~48)の検証スコア(平方根平均二乗誤差(RMSE)、平均誤差(ME)、誤差の標準偏差(σ_e))を示す。20kmGSMの気温予報のRMSEはRSMより約2割小さく、20kmGSMはRSMに比べて気温予想を大幅に改善していることが分かる。巻末付録に示すように、RMSEはバイアスに起因するMEとランダムな予報誤差に起因する σ_e の二つの成分に分解できる。両モデルのMEと σ_e を見ると、20kmGSMはRSMに比べてバイアス、ランダム誤差のいずれも減少している。特にMEの顕著な改善は、RMSEの改善に大きく寄与している。

図2.3.14に、夏・冬実験における20kmGSMとRSMの気温予報のFT別のRMSEとMEを示す。図中の陰影は予報対象時刻が夜間(09~21UTC)に相当する。20kmGSMは、夏・冬とも全予報時間を通じてRMSEがRSMより小さく、特に夜間の改善が顕著である。RSMは夜間に大きな高温バイアスがあり、予報精度を悪化させる大きな要因になっている。20kmGSMも冬に夜間の高温バイアスがあるが、その大きさはRSMより小

さい。

図2.3.15に冬実験における18UTCを予報対象にした観測点別の気温のMEを示す。RSMでは北海道から九州にかけての多くの地点で気温を大幅に高く予想する傾向があり、特に、北海道と九州から関東にかけてはMEが+3°C以上の地点が多く見られる。RSMで広範囲に明け方の高温バイアスが現れる傾向は、夏実験でも見られ(図略)、RSMは季節に関わらず夜間の気温の下降をうまく予報できない傾向があると言える。この問題は、RSMが雲量を過大に予報する傾向があること(第2.3.5項参照)と関連している可能性がある。20kmGSMでも九州・瀬戸内海の沿岸、北海道に高温バイアスの地点が現れている。このうち北海道に関しては、積雪域では夜間の放射冷却時に地面付近の温度低下が鈍いという傾向(平井・坂下 2005)を反映したと考えられる。一方、九州・瀬戸内海の沿岸の高温バイアスは、モデルの海格子の影響を受けていると思われる。海面の熱容量が陸面に比べてはるかに大きいため、海上では気温の日較差が陸上より著しく小さく、夜間は気温がほとんど下がらない。予報値は地点を囲む4格子から内挿して求めていて沿岸の地点の予報値には海格子の特性が含まれることに加え、九州・瀬戸内海の沿岸では特に海面水温が高いため、高温バイアスが明瞭に現れたと思われる。

(2) 地上風速予報の統計的検証

モデルでは、大気最下層の風速と陸面の粗度長・地表面修正量から地上風速を診断している。RSMはほぼ滑らかな陸面状態を仮定して高度10mにおける風速を診断する一方、20kmGSMは、森林の存在を考慮しながら地上風速を診断する。そのため、たとえ両モデルの大気下層の風速が同程度であっても、20kmGSMの方が地上風速を弱く診断する傾向がある³。

夏・冬を対象にしたサイクル実験で得られた20kmGSMとRSMの地上風速の予報値を、アメダスの観測データを用いて検証した。検証に用いる観測値は、風速の観測値を測器の設置高度を参照しながら、RSMの診断と同様の方法で高度10mにおける値に換算した。

表2.3.2に風速予報の全事例の検証スコアを示す。

³ モデルでは、地面付近の気層が中立であると仮定し、高度10mにおける風速 U_{10} [m/s]を次式のように診断している。

$$U_{10} = U \cdot \left[\frac{\ln\{(10-d)/(Z_{0s})\}}{\ln\{(H-d)/(Z_{0s})\}} \right]$$

ただし、 H は大気最下層の高度[m]、 U は大気最下層の風速[m/s]、 Z_{0s} は粗度長[m]、 d は地表面修正量[m]。RSMでは、 $Z_{0s}=0.03$ 、 $d=0$ を適用している。一方、20kmGSMは格子内に高さ10mを超える背の高い森林を含むか否かで診断方法が多少異なる。日本のように背の高い森林を含む地点では、森林上端の風速を診断する。 Z_{0s} 、 d は植生区分や積雪深により時間変化するが、RSMの診断方法よりはるかに大きい値となる。そのため、診断される地上風速はRSMより弱くなる。

¹ 平井 雅之、坂下 卓也

² 沿岸部や島の観測点を検証対象から除外する方法もある。しかし、それでは、予報の利用人口の多い沿岸観測点の予報が検証できないこと、両モデルで海陸分布が異なるため検証に使用する地点が両モデルで異なることから、本項では全観測点を検証対象とした。

表 2.3.1 夏・冬実験におけるRSMと20kmGSMによる全予報時間の気温予報の検証スコア(単位は℃)。

	夏実験 2004年8月		冬実験 2006年1月	
	RSM	20km GSM	RSM	20km GSM
RMSE	2.49	1.92	3.37	2.88
ME	1.16	0.27	2.07	1.23
σ_e	2.21	1.91	2.66	2.60

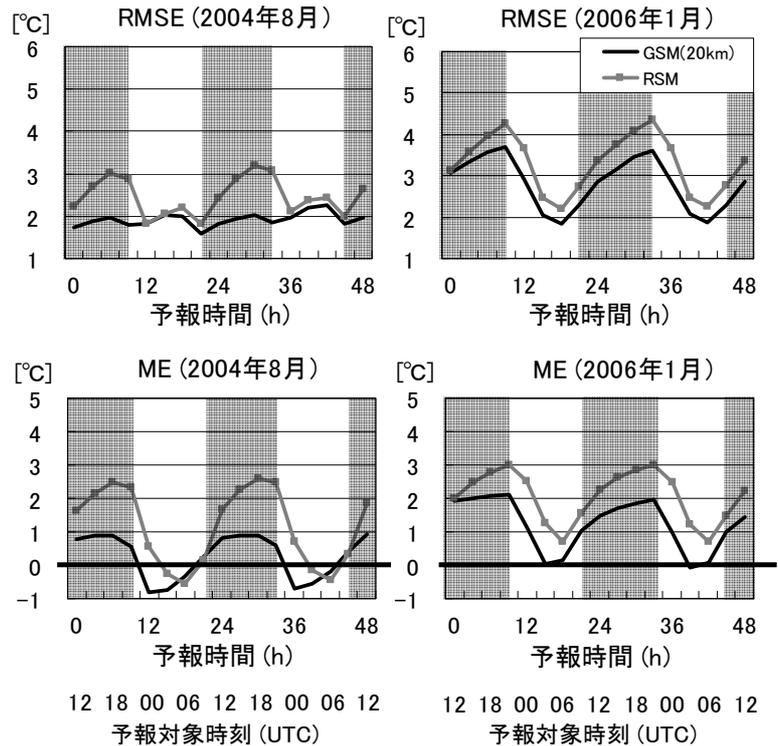


図2.3.14 夏・冬実験におけるRSM(灰)と20kmGSM(黒)の気温予報の予報時間別の平方根平均二乗誤差(RMSE)(上段)と平均誤差(ME)(下段)。予報対象時刻が夜間(09~21UTC)の時間帯を陰影で示す。

2006年1月 Mean Error (Validtime of 18UTC)

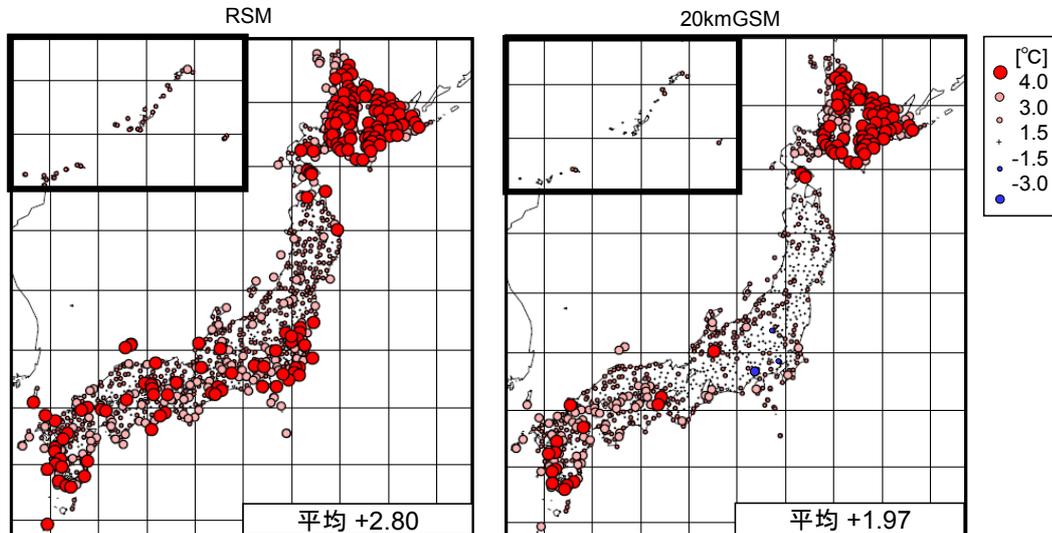


図2.3.15 冬実験における18UTCを予報対象にした観測点別の地上気温の平均誤差。左がRSM、右が20kmGSMのスコア。両モデルの予報初期時刻は12UTCであるため、予報時間06と30時間目を合わせて検証した結果を示す。

20kmGSMの風速予報のRMSEは、RSMより小さい。両モデルのMEと σ_e を見ると、バイアスとランダム誤差ともに減少しRMSEが改善したことが分かる。

図2.3.16にFT別の風速予報のRMSEとMEを示す。夏・冬とも全予報時間を通じて、20kmGSMの風速予報のRMSEはRSMより小さくMEは0に近い。また、MEのFT別の変化傾向は両モデルでほとんど変わらず、夜

間にMEがやや大きくなる。なお、20kmGSMの方がRSMよりMEが常に小さいことから、20kmGSMの方がRSMより風速が弱い傾向があることが分かる。これは、モデルの地上風速の診断方法の違いを反映している。

(3) 地上気温予報の事例検証

20kmGSMとRSMの気温予報の事例について示す。

表2.3.2 表2.3.1に同じ。ただし、風速予報。

	夏実験 2004年8月		冬実験 2006年1月	
	RSM	20km GSM	RSM	20km GSM
RMSE	2.37	1.97	2.51	2.19
ME	0.89	0.28	1.28	0.59
σ_e	2.20	1.95	2.16	2.10

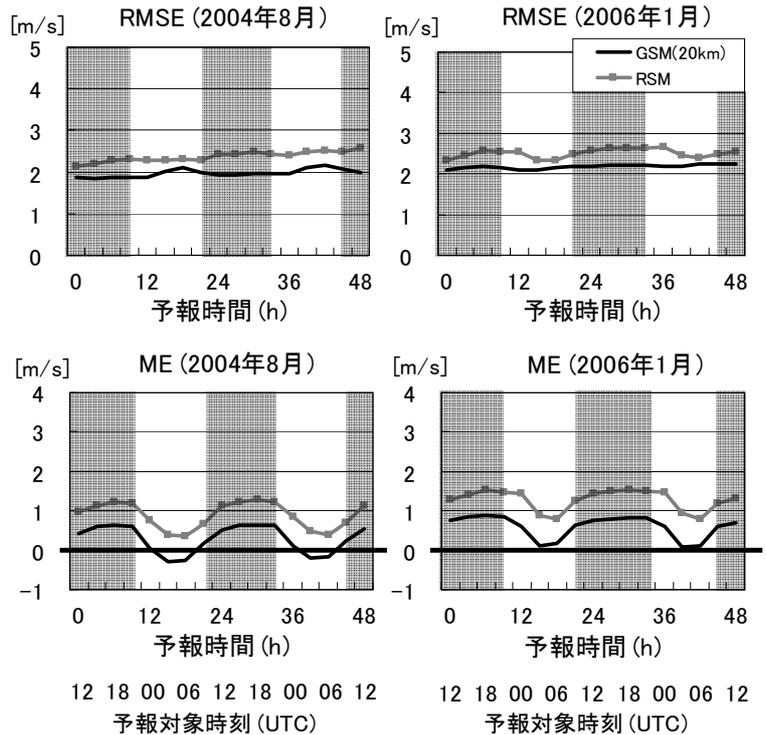


図2.3.16 図2.3.14に同じ。ただし、風速予報。

ここでは、両モデルで総観場の予想に大差のなかった次の3つの事例を取り上げる。

- ・太平洋高気圧に覆われた夏季の昼・夜の気温
(2004年8月13日06, 18UTC)
- ・夏季の下層東風による低温
(2004年8月23日06UTC)
- ・冬型の気圧配置時の低温
(2006年1月22日18UTC)

図2.3.17に2004年8月12日12UTC初期値の13日06,18UTCの地上気温予報、アメダスの気温分布と13日00UTCの地上天気図を示す。前線が東北北部に延びているため、観測では東北北部より北で気温が上がらなかった。一方、東北南部以南は太平洋高気圧圏内で気温が上昇し、東日本と西日本では沿岸を除く多くの地点で33℃以上に達した。両モデルとも13日06UTCに東日本から西日本の内陸で33℃以上の高温を予報している。ただし、高温域の広がり、両モデルとも観測よりやや狭い。18UTCの観測では内陸部で概ね24℃以下に下がっている。20kmGSMはRSMより24℃以下の領域が広く、東北以北と中部・北陸の内陸部で24℃以下となっている。観測値と比べると、20kmGSMの方がRSMより明け方の気温を適切に予報できていることが分かる。

図2.3.18に2004年8月22日12UTC初期値の23日06UTCの気温予報、アメダスの気温分布と、23日00UTCの地上天気図を示す。前線が山陰沖から関東の南海上に延びているため、日中の昇温は全般に小さい。特に、関東から東北南部太平洋側では、三陸沖の

高気圧の影響で下層に冷たい東風が流入したため、日中の気温は北海道よりも低くなった。東北の気温分布に着目すると、下層寒気層が厚い東北南部では奥羽山脈の風下側の日本海側でも気温が低かったが、東北北部日本海側は下層寒気の影響は小さく気温が26℃前後まで上がった。両モデルとも下層東風による低温を概ね表現できている。しかし、東北南部は太平洋側・日本海側とも低温であるのに対し東北北部は太平洋側沿岸のみ低温という気温分布に着目すると、20kmGSMの方がRSMより適切に予報している。

図2.3.19に2006年1月22日12UTC初期値の22日18UTCの気温予報、アメダスの気温分布と、23日00UTCの地上天気図を示す。千島の東に発達した低気圧、バイカル湖の東に高気圧があり冬型の気圧配置になっている。特に、北陸以北では500hPaで-36℃以下という強い寒気が流入し(図略)、冬型の気圧配置が強まっている。そのため、関東南部を除いた多くの地点で気温が氷点下になった。北海道では強風が沿岸に限られ、内陸は風が弱く晴れた地点が多かったため、厳しい冷え込みになった。東北以南では、20kmGSMの方がRSMよりの気温を低く予報している。観測値が東北北部で-6℃以下、関東北部で-3から0℃となっていることを考慮すると、20kmGSMの方がRSMより適切に予報している。一方、北海道内陸の低温の予報は両モデルとも表現が不十分で、積雪域の放射冷却時の強い冷え込みはRSMと同様に20kmGSMでも予想が難しいことが分かる。

2004年8月13日06UTC (初期時刻:12日12UTC)

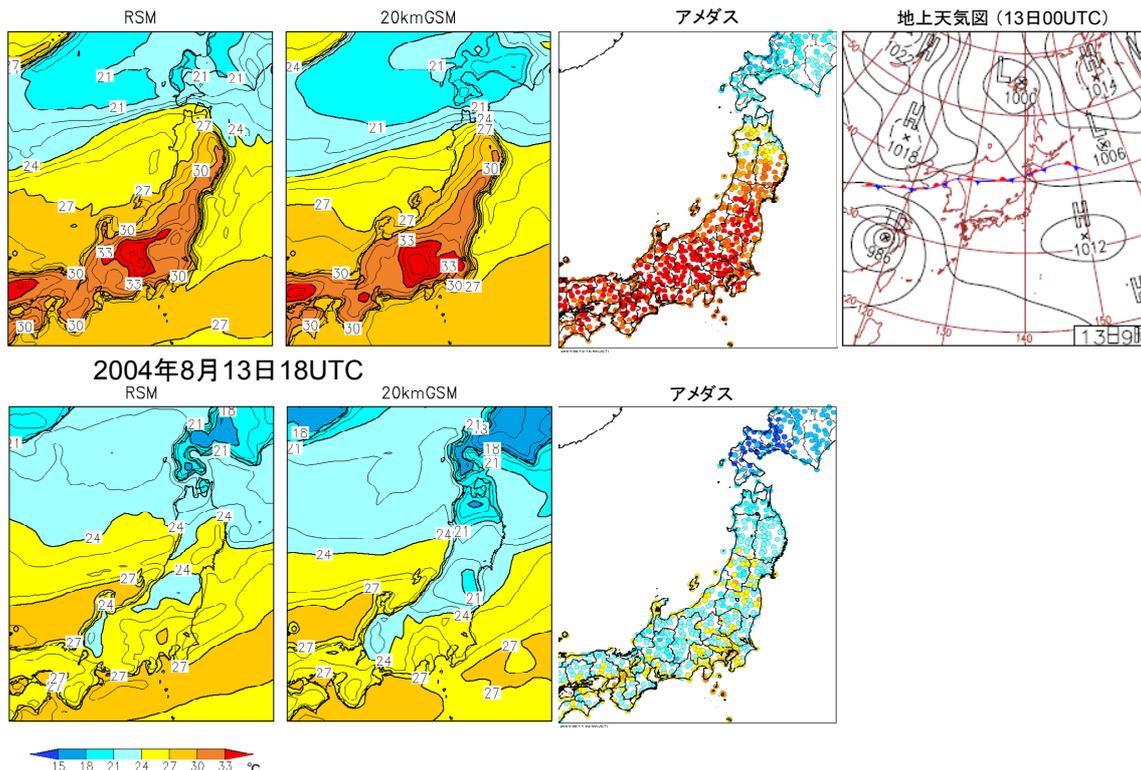


図2.3.17 2004年8月13日06UTC(上段)と18UTC(下段)のRSMと20kmGSMの気温(左から1,2列目)、気温観測値(同3列目)と13日00UTCの地上天気図(同4列目)。モデルの初期時刻は12日12UTC。気温は、 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ の割合で、海拔0mにおける値に換算。

2004年8月23日06UTC (初期時刻:22日12UTC)

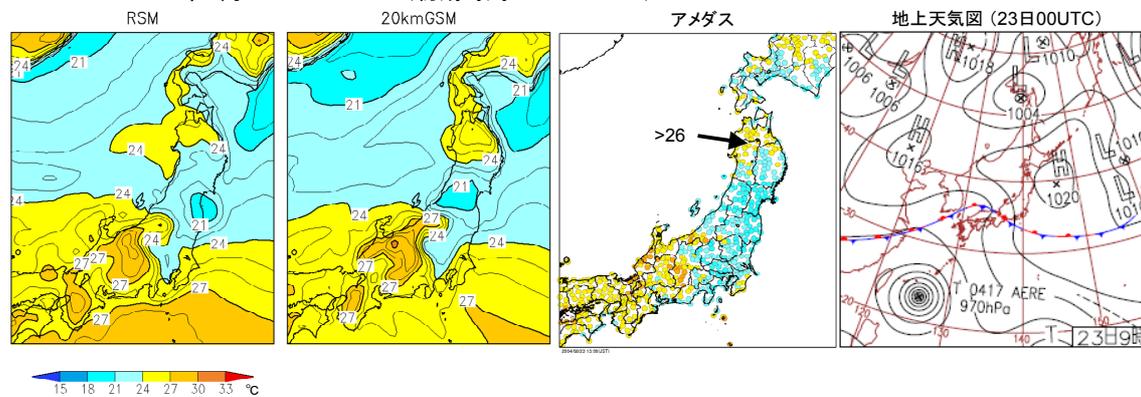


図2.3.18 図2.3.17に同じ。ただし、2004年8月22日12UTC初期値の23日06UTCの予報と23日00UTCの地上天気図を示す。

2006年1月22日18UTC (初期時刻:22日12UTC)

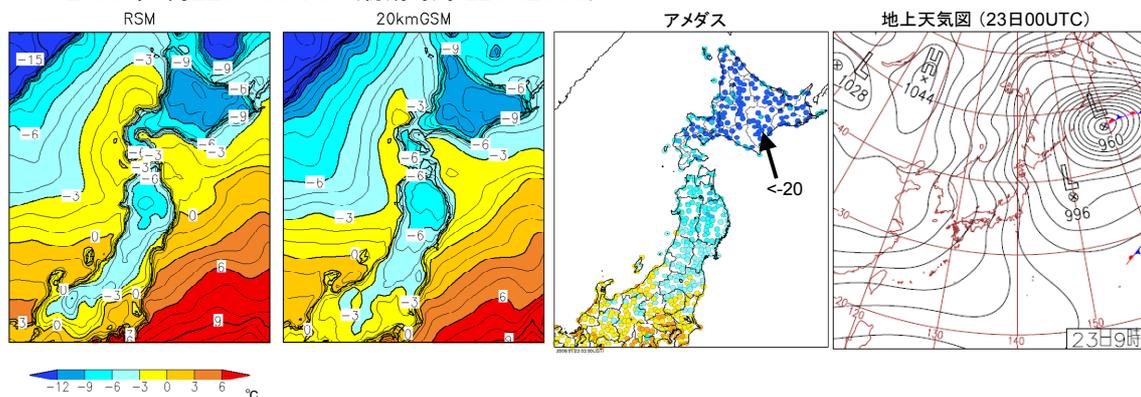


図2.3.19 図2.3.17に同じ。ただし、2006年1月22日12UTC初期値の22日18UTCの予報と23日00UTCの地上天気図を示す。

(4) まとめ

20kmGSMの気温と風速の予報は、夏・冬とも全予報時間を通じてRSMの予報より改善していることが分かった。特に、気温予報に関しては、RSMは夜間に気温を実況より高く予報する傾向が顕著である一方、20kmGSMはその傾向を大幅に改善している。気温予報に関して個別の予報事例を見ると、20kmGSMは夏の高温や下層寒気流入時の低温をRSMより適切に再現できることが確認できた。また、冬季の夜間の気温に関しても、RSMより20kmGSMの方が適切に予報できていた。しかし、積雪域の夜間の放射冷却による強い冷え込みは、RSMと同様に20kmGSMでもまだ十分には表現されていない。

謝辞

アメダスの気温観測値の分布の作図には、東京管区気象台が開発したアプリケーション「かさねーる3D」を利用しました。

参考文献

平井雅之，坂下卓也，2005: 陸面過程. 数値予報課報告・別冊第51号，気象庁予報部，70-75.

2.3.4 20kmGSMの海上風の検証¹

(1) はじめに

20kmGSMは現在短期予報に使われているRSMに置き換わるものであり、RSMの予報特性との違いを調査する必要がある。本項では海上風の20kmGSMとRSMの予報特性の違いについて報告する。

(2) 検証の方法

2004年8月、2005年梅雨期(6月10日から7月10日)と2006年1月の3期間を対象に20kmGSMとRSMの比較検証を行った。2005年梅雨期、2006年1月のRSMは60kmGSMによるサイクル実験を行い、境界条件を再計算したものをを用いた。ただし、2004年8月については、RSM予報値は境界条件を求めるためのサイクル実験の再実行を行わず、当時の現業で使用した全球モデルの予報結果を境界条件として用いた。このため、2005年梅雨期および2006年1月と2004年8月では境界条件が異なるが、領域内部に関してはRSM本体が変わっていないので予報特性も変化していないと考え、同様に検証対象とした。比較する予報値は、20kmGSMは地表面予報値データ(0.25度格子)から四点内挿で観測地点の値を求めたもの、RSMは地表面予報値データ(20km格子)から四点内挿で値を求めたものを使用した。検証領域はRSMの予報全領域とした。また、今回は風速、風向を検証対象とした。

今回は比較対象とする観測データとして、QuikSCAT/SeaWinds マイクロ波散乱計データから得られた海上風データ(以下QuikSCAT海上風データ)を用いた。検証には風速が3m/sから30m/sの範囲の観測データを用いた。これは、データの風速測定範囲が3m/sから30m/sであるためである。なお、風速、風向については、20kmGSM、RSM、QuikSCAT海上風データとも地上10mの値である。

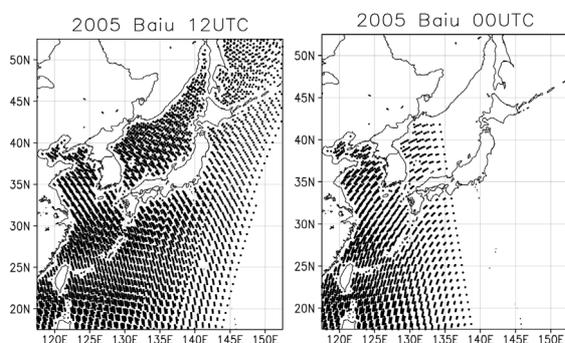


図2.3.20 2005年梅雨期の日本付近の検証に用いたQuikSCAT海上風データ全観測地点をプロットしたもの。左が12UTC、右が00UTC。

¹ 山田 和孝

表2.3.3 検証に用いたQuikSCAT海上風データの数。

データ数	12UTC	00UTC
2005年梅雨期	7921	4093
2006年1月	7713	4504
2004年8月	7888	4504

図2.3.20に2005年梅雨期における日本付近の検証に用いたQuikSCAT海上風データの全観測地点をプロットした図を、また表2.3.3に検証に用いたQuikSCAT海上風データの数を示す。観測時刻により観測地点およびデータ数が異なっている様子が分かる。このことが原因で検証対象となる予報時間毎に特性が異なっているように見える可能性がある。

(3) 検証結果

(a) 風速の検証

図2.3.21はRSM予報領域で2005年梅雨期、2006年1月、2004年8月の3つの期間について風速(上)および風向(下)について検証した結果である。風速を見ると、2005年梅雨期は平方根平均二乗誤差(以下RMSE)についてはほぼ同等であった。平均誤差(以下ME)は20kmGSM、RSMともに弱風バイアスがあり、予報時間によって若干の違いはあるものの、20kmGSMの方がRSMより同等～改善の傾向が見られる。2006年1月についてはRMSEでは20kmGSMの方が小さく、MEではほぼ同等であった。2004年8月についてはRMSEではほぼ同等、MEでは20kmGSMの弱風バイアスが大きくなっている。

(b) 風向の検証

図2.3.21で風向についても調査した。風向については観測データが東向きを0として反時計周りに角度が与えられたデータになっているのでその方向に合わせて検証を行った。風向については観測値の誤差が大きいため参考程度に留めておく必要はあるが、RMSE、MEとも20kmGSMの方が改善している。

(c) 強風、弱風予報の検証

図2.3.22は3つの期間それぞれについて、弱風時(観測値が10m/s以下)と強風時(観測値が10m/s以上)に分けて検証を試みたものである。まず弱風時のRMSEについて見ると、2005年梅雨期はほぼ同等、2005年1月および2004年8月はやや改善が見られる。MEは2004年8月には20kmGSMでは弱風バイアスが見えるものの、2005年梅雨期、2006年1月に関しては20kmGSMではその傾向が抑えられている。続いて強風事例について見ると、RMSEはすべての期間でほぼ同等、MEは台風が多かった2004年8月は20kmGSMでは強風事例に対する弱風バイアスが大きかった。また、2006年1月について、北風(北東

～北西)の事例のみを抜き出して同様の検証を行ったところ、風速のRMSEや風向の誤差はRSMより小さく、改善が見られていた。一方で風速のMEは20kmGSMではRSMよりやや弱風バイアスが大きかった(図略)。また、2006年1月について領域毎に見ると20kmGSMでは南西諸島周辺の領域での弱風バイアスが大きくなっていった(図略)。

(4) まとめ

QuikSCAT海上風データを用いて20kmGSMとRSMの海上風予報値を検証した。

- 風速のRMSEは冬季では20kmGSMの方が小さく、梅雨期、夏季はほぼ同等。
- 弱風時については2004年8月のMEを除き20kmGSMの方がRMSE、MEともやや小さい。

- 強風事例では2005年梅雨期を除き20kmGSMにRSMより大きな弱風バイアスがある。とくに台風が多かった2004年8月で顕著であった。
- 風向に関しては観測値の精度からあくまで参考程度であるが、20kmGSMの方がよい。

以上の結果から、特に弱風時の海上風の予想について20kmGSMはRSMを改善しているといえる。しかしながら、強風の事例に関してはRSMよりも弱風バイアスが大きくなっている。

20kmGSMに関しては、今後海上風予報の精度に影響すると考えられる物理過程(地表面過程、境界層過程)についての改良が見込まれている。今後の物理過程の改良にあたっては総観場の予報精度だけではなく、海上風予報の精度にも注意して改良を行っていく。

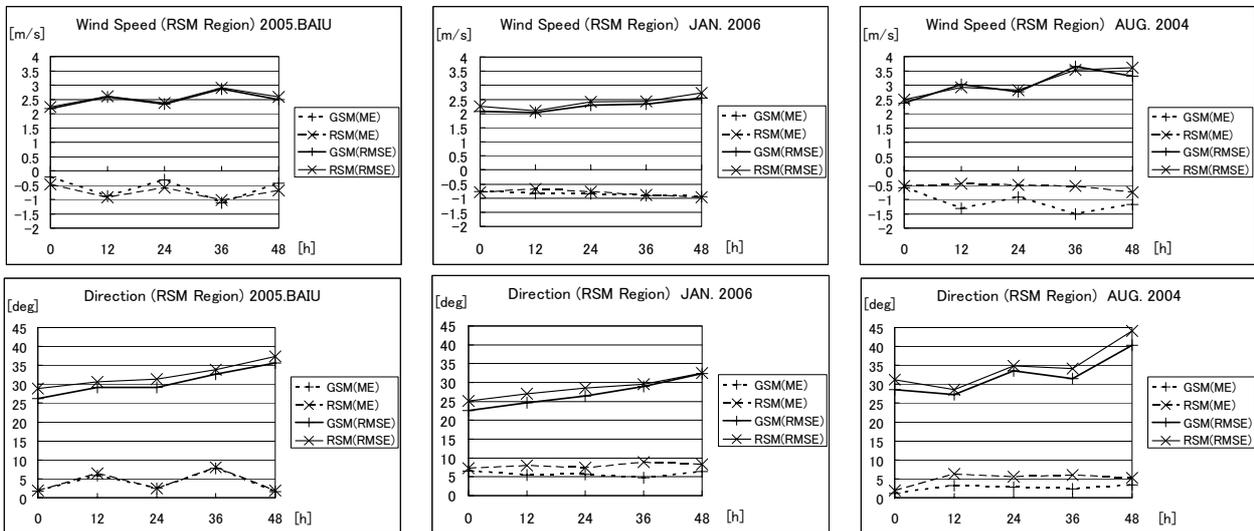


図2.3.21 風速(上)と風向(下)の検証結果。左から2005年梅雨期、2006年1月、2004年8月。破線が平均誤差(ME)、実線が平方根平均二乗誤差(RMSE)を示す。検証領域はRSM予報全領域。横軸は予報時間。

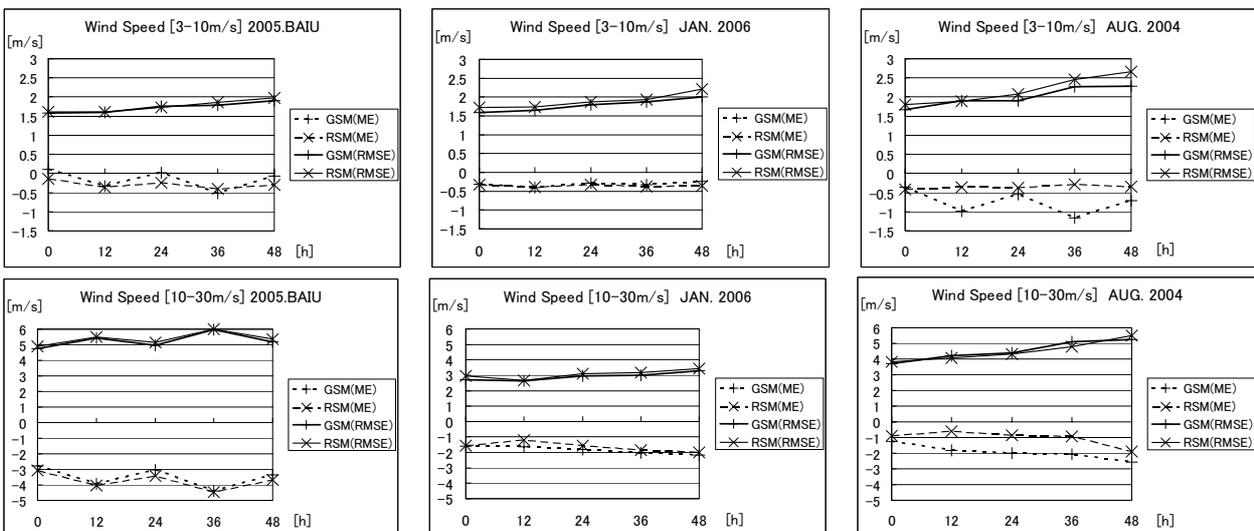


図2.3.22 10m/sを閾値とした弱風事例(上)および強風事例(下)の風速の平均誤差(破線)平方根平均二乗誤差(実線)。期間は左から2005年梅雨期、2006年1月、2004年8月。検証領域はRSM予報全領域。横軸は予報時間。

2.3.5 20kmGSMとRSMの雲の特徴¹

20kmGSMとRSMでは雲の表現方法が大きく異なっており、20kmGSMはより現実に則した形で雲を表現できる。この項では、両モデルでの格子スケールの凝結過程²の違いや雲表現の特徴について述べる。

(1) 格子スケールの凝結過程の違い

RSMの格子スケールの凝結過程（大規模凝結）では大気中での雲の存在を陽に仮定せず、凝結量に応じた潜熱を大気中に解放するだけで、凝結した水は全て降水として落下する（落下途中での再蒸発は考慮される）。このため、放射過程で使われる雲量や雲の光学的厚さは相対湿度の関数として別途診断的に計算されている（細見 1999）。したがって、凝結・蒸発過程と放射過程の間で雲表現の整合性が取れていない。

一方、20kmGSMの格子スケールの凝結過程では（60kmGSMと同様に）雲水が予報変数化されており、格子内の雲水と水蒸気間に平衡状態（雲量）を仮定し、確率密度関数(PDF)を用いてその間の変換を行う。このため、雲量と雲水量の間に密接な関係がある（隈 1996；隈 2000）。また、格子の温度により雲水の相を「氷」と「液体の水」に区別して扱うため、より現実に則した形で雲を表現している（川合 2004）。このことは、雲水の凝結や蒸発による加熱や冷却の精度を高めるのみならず、雲による長波・短波放射の散乱や吸収、雲の存在する層の放射による加熱や冷却を、雲水を介して整合的に扱えるという利点も兼ね備えている（北川ほか 2005）。

(2) 雲表現の違いと放射への影響

20kmGSMとRSMで予想した全雲量（図2.3.23）を比較すると、20kmGSMはRSMより全体的に全雲量が少ないものの、RSMでは全雲量が最大値（=1.0：赤色）となる格子が広範囲に一樣に分布するのに対して、20kmGSMは雲量が多い所・少ない所を表現する（例えば日本の東海上に位置する低気圧に対応した場所）。20kmGSMの予想衛星画像³とMTSAT-1Rの衛星観測（赤外：図2.3.24、可視：図2.3.25）を比較すると、20kmGSMでは衛星観測の雲の分布に近い表現となっている。このことからRSMの雲量が過多である可能性があり、20kmGSMで表現される雲量分布はある程度妥当であ

ると言える⁴。ここでは1事例しか示さないが、以上のことは、全ての事例において共通して見られる特徴である。

また一般に、日中の最高気温の予測には地上に到達する短波放射量が大きく関係しているため放射過程の精度は非常に重要であるが、数値モデルで表現される（厚い）雲が過多であると日射（短波放射）を遮り地上気温が上がり難くなる（日傘効果）。

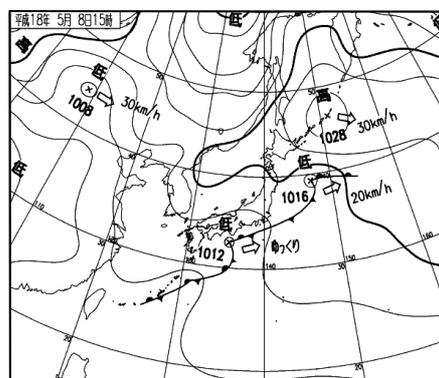
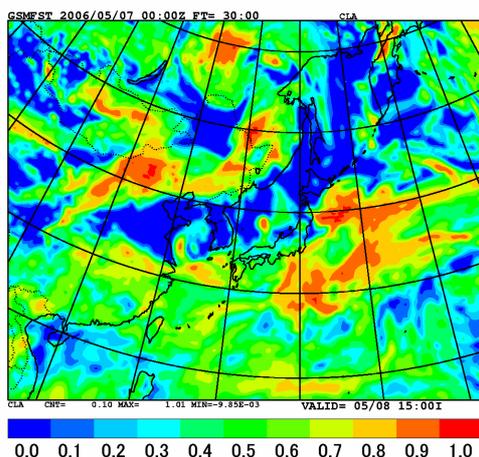
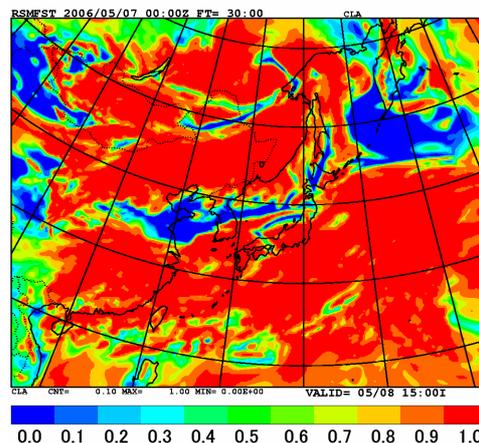


図2.3.23 RSM（上）と20kmGSM（中）による全雲量の違い（2006年5月7日00UTCを初期値とする30時間予報）。（下）予報対象時刻における地上天気図。

¹ 小森 拓也、北川 裕人

² 格子スケールで表現できる凝結を評価する。積雲対流スキームなどは格子スケール以下の凝結を評価する。

³ GSMで予想される雲量や雲水量を用いて、数値モデルの放射計算方法等により、衛星で観測される輝度の予想値を算出している（大和田・北川 2002）。ここでは、この計算での誤差による影響は議論しない。

⁴ RSMでは雲水量を計算していないため、衛星で観測される輝度の予想値（予想衛星画像）を正しく算出できない。そのため、ここでは20kmGSMの予想衛星画像と比較しない。

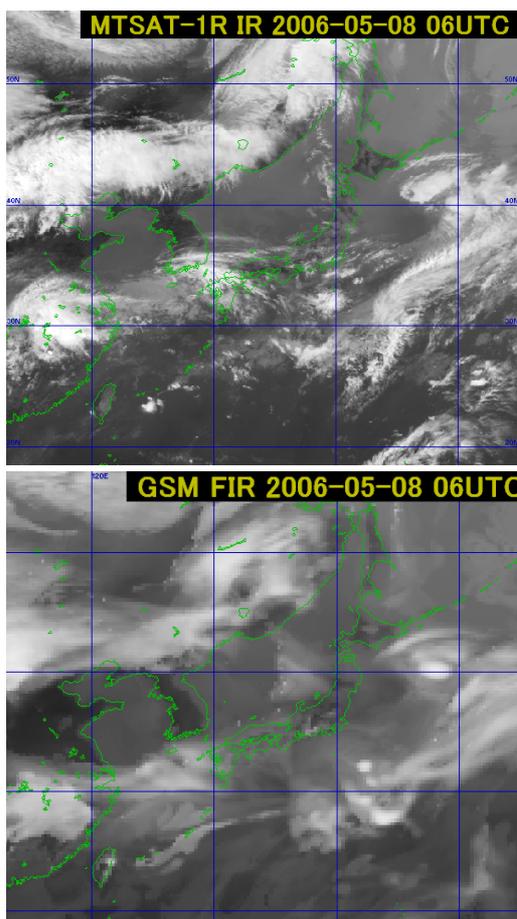


図2.3.24 (上) MTSAT-1Rの観測による赤外面像(2006年5月8日06UTC)。(下) 同じ予報対象時刻に対する20kmGSMの30時間予報から作成した予想衛星画像(赤外)。

一方、夜間の最低気温には長波放射の影響が大きいが、雲量が過多であると放射冷却が弱められるため、地上気温が下がり難くなる(温室効果)。20kmGSMとRSMの雲表現の違いが地上予想気温に与える影響については第2.3.3項を参照して頂きたい。

(3) 今後の課題

この項では、予報事例により20kmGSMではRSMに比べて雲の表現精度が向上していることを示した。しかしながら、20kmGSMにおいてもその表現には課題がある。雲の表現には、格子スケールの凝結過程だけでなく積雲対流スキームや海洋層積雲スキーム及び大気境界層(乱流)スキームの精度も大きく関わってくる。特に大気境界層における下層雲の表現は、格子スケールの凝結過程、大気境界層過程、雲層の放射加熱・冷却、海面の熱・水のフラックス、下層雲からの降水過程、地形効果など多くのプロセスが関係するため、改善の余地が大きい。さらに、大気が加熱・冷却される高度は雲の表現によって変わるため、格子スケールの凝結過程の精度は大気の安定度を変え、対流に影響を及ぼし(萬納寺 1996)、降水現象全体の予報精度にも反映される。

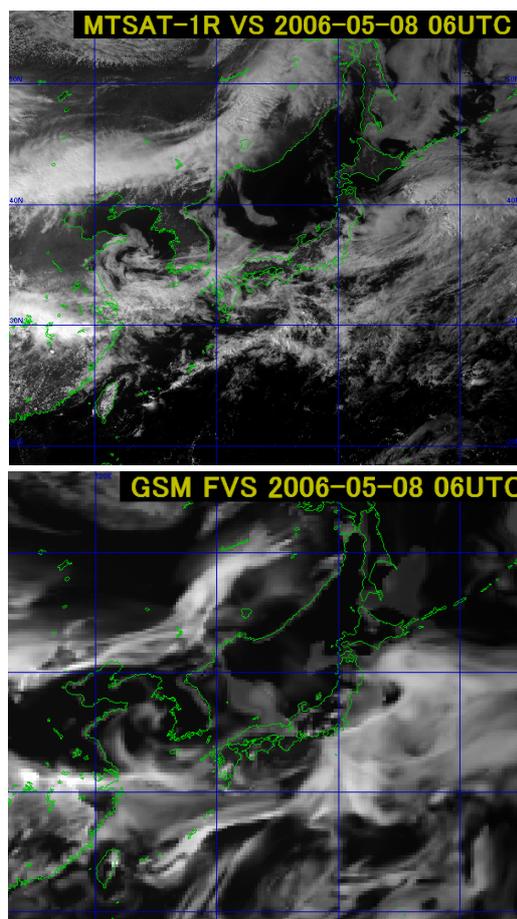


図2.3.25 図2.3.24と同じ。ただし、可視画像に対する結果。

天気判別・地上気温予想のみならず、数値天気予報全体の更なる精度向上のためにも、格子スケールの凝結過程の精緻化は今後も不可欠である。

参考文献

- 大和田浩美, 北川裕人, 2002: 全球モデルから計算されるGMS赤外輝度温度の検証. 気象衛星センター技術報告第40号, 気象衛星センター, 65-84.
- 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.
- 北川裕人, 藪将吉, 村井臣哉, 2005: 雲-放射過程. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 65-66.
- 隈健一, 1996: 湿潤大気境界層のパラメタリゼーション. 数値予報課報告・別冊第42号, 気象庁予報部, 89-93.
- 隈健一, 2000: 降水及び雲水過程について. 数値予報課報告・別冊第46号, 気象庁予報部, 32-47.
- 細見卓也, 1999: 雲水の予報変数化. 平成11年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 52-57.
- 萬納寺信崇, 1996: 雲水の予報変数化によるパラメタリゼーション. 数値予報課報告・別冊第42号, 気象庁予報部, 79-88.

2.4 事例検証

2.4.1 20kmGSMの総観場の予報特性について¹

総観場におけるRSMと20kmGSMのモデル間の特性の違いについて調べた。特に20kmGSMにおいてRSMにおいて問題であった低気圧を過剰に発達させる問題、および寒気を伴うトラフの予報に関して改善されているかどうかを調べた。

(1) 低気圧の過発達について

RSMでは、下層での降水集中に伴い水平スケール200～300km程度の低気圧が実際には存在しないのに発生したり、過発達したりするという事例が見られた(細見 2002)。これらのメソスケール低気圧の過成達はRSM運用開始当初からの課題であったが、2004年4月から導入された適応水蒸気拡散により緩和された(細見 私信)。しかしながら、本項で述べる通り引き続き低気圧の過成達に該当する例が見られている。20kmGSMにおいて、低気圧の過成達が改善されているかどうかを調べた。

(a) 梅雨期の例

RSMでは、梅雨期において前線付近などで過剰な降水が予報される場合に低気圧が過成達する事例が見られる。図2.4.1は2005年6月29日12UTCの20kmGSMの解析値と、2005年6月27日12UTCを初期値とした20kmGSMとRSMの48時間予報値である。20kmGSMではRSMで予報されている1004hPa程度の日本海の低気圧が見られず、解析値との対応もよい。図は省略するが、6月29日12UTCのRSM解析値においても該当する場所に低気圧の表現は見られなかった。

(b) 寒候期の例

RSMでは、寒候期においても不安定による過剰な降水が予報される場合に低気圧が過成達する事例が見られる。図2.4.2は2006年1月4日12UTCを初期値とした48時間予報値である。20kmGSMでは日本海の低気圧の過成達が抑えられ、解析値との対応もRSMより改善されている。図は省略するが、1月6日12UTCのRSM解析値において同じ位置の低気圧の表現は1012hPa程度であり、RSMの表現は過成達に該当すると考えられる。

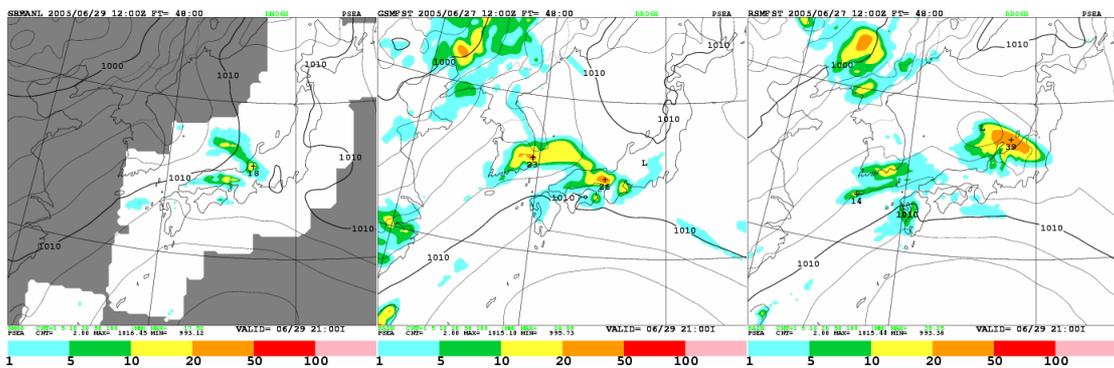


図2.4.1 2005年6月27日12UTCを初期値とした48時間予報の海面気圧と前6時間降水量予報値。左から2005年6月29日12UTCの20kmGSMの海面気圧の解析値とレーダー・アメダス解析雨量、20kmGSMの予報値、RSMの予報値

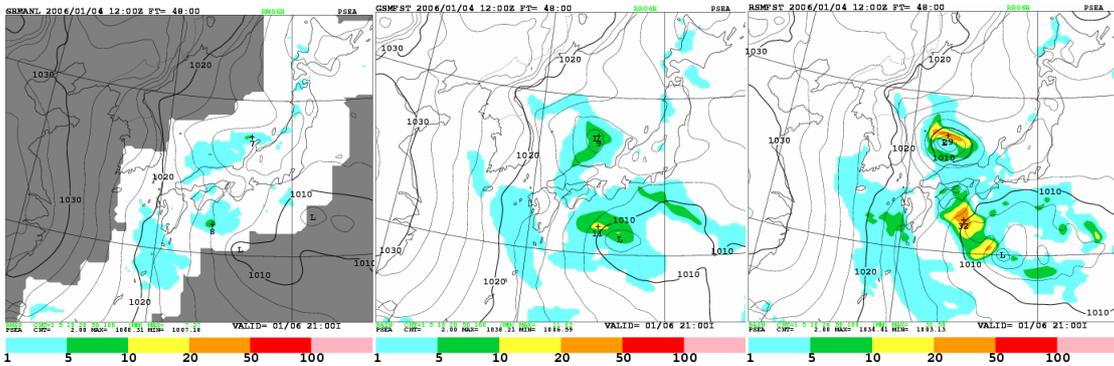


図2.4.2 2006年1月4日12UTCを初期値とした48時間予報の海面気圧と前6時間降水量予報値。左から2006年1月6日12UTCの20kmGSMの海面気圧の解析値とレーダー・アメダス解析雨量、20kmGSMの予報値、RSMの予報値。

¹ 山田 和孝

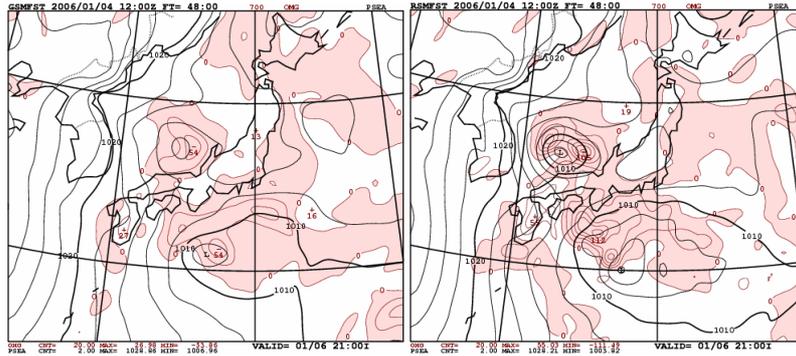


図2.4.3 2006年1月4日12UTC初期値の700hPa面の鉛直P速度（赤線：hPa/day）と海面気圧（黒線）の48時間予報値。左が20kmGSMで右がRSMの予報値。鉛直P速度は負の値（上昇流域に対応）にハッチがしてある。

(c) 考察

RSMでは低気圧の過発達の要因として、条件付不安定が積雲対流パラメタリゼーションにより解消されにくく、格子スケールの対流や大規模凝結による加熱が大きくなっていったことが挙げられてきた（中村 1997）。細見(2002)は、RSMでもGSMの雲水スキームおよび積雲対流パラメタリゼーションを導入することにより格子スケールの凝結や対流が抑制されて低気圧の過発達が抑えられた事例を報告した。図2.4.3は図2.4.2に対応する2006年1月4日12UTC初期値の海面気圧と700hPa面の鉛直P速度の48時間予報値である。20kmGSMではRSMに見られる日本海の発達中の低気圧近傍での過大な上昇流が抑制されていることが分かる。2005年6月27日12UTC初期値の予報でも同様の傾向が見られた（図略）。このように20kmGSMでは格子スケールの対流が抑制された結果、過発達が抑えられていると考えられる。これは、降水過程の違いによるものと考えられる（第2.4.2項参照）。

(2) トラフの予報特性について

RSMではGSMや解析値と比較して寒気を伴うトラフの表現が弱く、寒気が持続しない傾向が見られる。そこで、20kmGSMにおいてRSMで問題となった寒気を伴うトラフの予報特性について調べた。

(a) 梅雨期の例

図2.4.4は2005年6月10日12UTCを初期値とした500hPa高度場の48時間予報値および2005年6月12日12UTCの初期値である。図中赤線で示した5700mの等高線を見ると、133E付近のトラフを20kmGSMでは同時刻の初期値とほぼ同じ位置まで南下させているのに対し、RSMでは初期値よりも北側に予報している。図2.4.5は500hPa温度場を20kmGSMとRSMで比較したものである。温度場においてもトラフに対応する日本海から北海道の南にかけての温度場を見ると、20kmGSMの方がRSMと比較して温度

が低く、それぞれの初期値と比較して20kmGSMの方が対応も良いことが分かる。

(b) 寒候期の例

図2.4.6は2006年1月8日12UTC初期値とした500hPa高度場の48時間予報値および2006年1月10日12UTCの初期値である。132E付近のトラフに注目すると、20kmGSMでは5400mよりも北のトラフがRSMと比較して深めに予報され、同時刻の初期値との対応も良い。特に赤線で示した5280mの等高線は20kmGSMでは北海道の南側を通り比較的初期値に近い位置に予報されているのに対し、RSMでは北海道の北側にかかる予報になっている。図2.4.7は500hPa温度場を比較したものである。寒候期の事例においても梅雨期の事例と同様に20kmGSMとRSMの間で500hPa温度場に違いが見られ、梅雨期同様に日本海から北海道にかけての温度場が20kmGSMの方が低く、初期値との対応も良い。

(c) まとめ

500hPa 高度場の予報値を比較した結果、20kmGSMではRSMと比較してトラフを深めに予報するようになり、初期値との対応が良くなったことが分かった。同様に500hPa温度場を比較した結果、20kmGSMの方がRSMより寒気に対応する温度場を低く予報するようになり、初期値との対応が良くなったことが分かった。引き続き、寒気を伴うトラフに関する予報に対する特性に注意しながらモデルの開発を進めていく。

参考文献

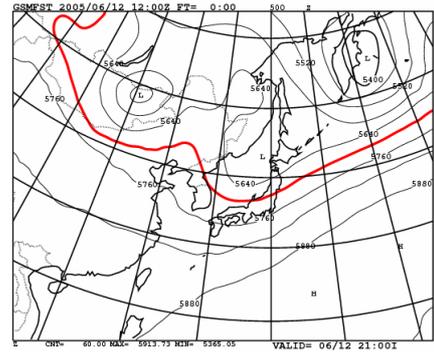
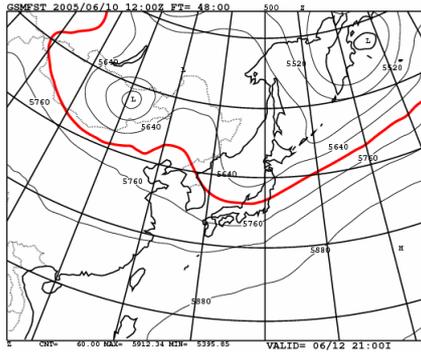
- 中村誠臣, 1997: 低気圧の発達しすぎの問題. 平成9年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 37-42.
- 細見卓也, 2002: メソスケール低気圧の過発達の改善に向けて. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8-12.

Z500

2005年6月10日12UTC FT=48

2005年6月12日12UTC FT=00

20kmGSM



RSM

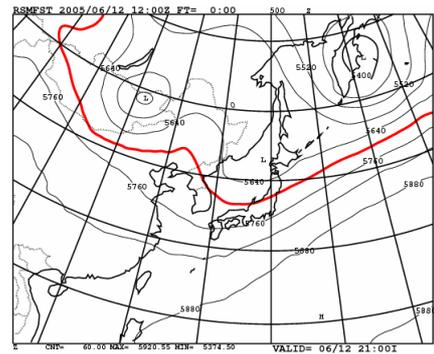
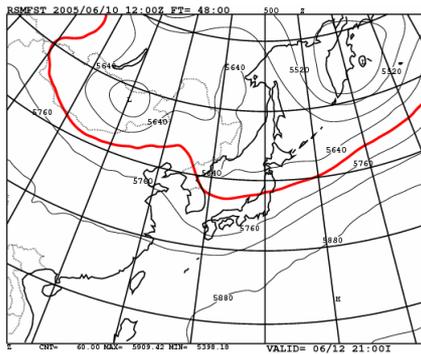


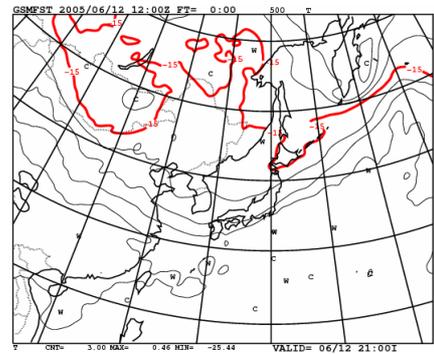
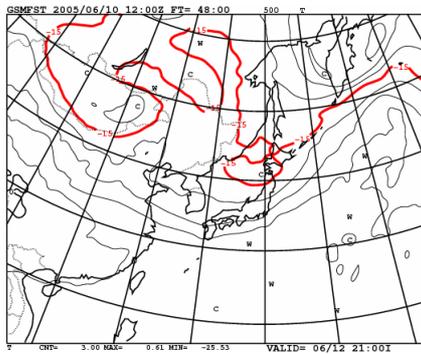
図2.4.4 2005年6月10日12UTC初期値の500hPa高度場の48時間予報値(左)および2005年6月12日12UTCの初期値(右)。上が20kmGSM、下がRSM。赤線は5700mの等高線を示す。

T500

2005年6月10日12UTC FT=48

2005年6月12日12UTC FT=00

20kmGSM



RSM

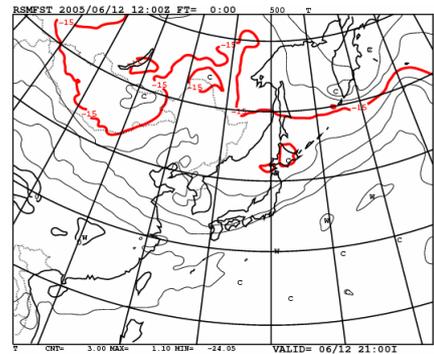
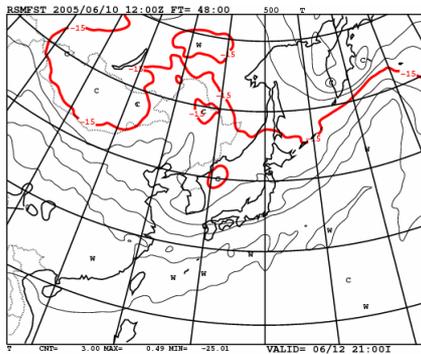


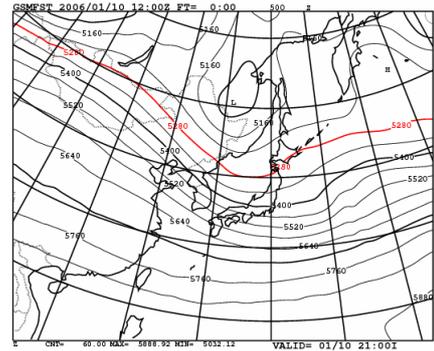
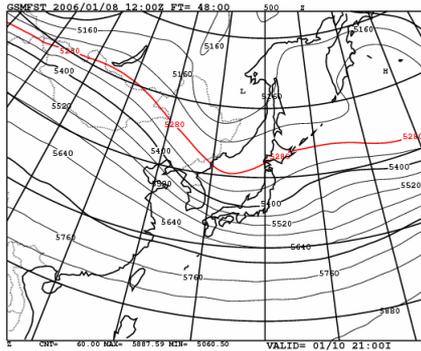
図2.4.5 2005年6月10日12UTC初期値の500hPa温度場の48時間予報値(左)および2005年6月12日12UTCの初期値(右)。上が20kmGSM、下がRSM。赤線は-15°Cの等温線を示す。

Z500

2006年1月8日 12UTC FT=48

2006年1月10日 12UTC FT=00

20kmGSM



RSM

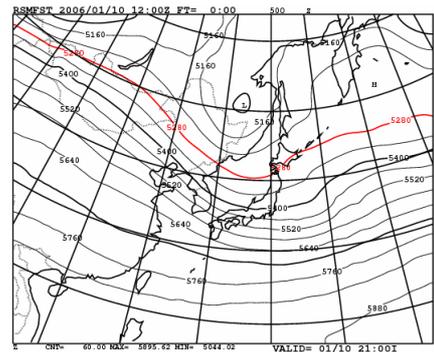
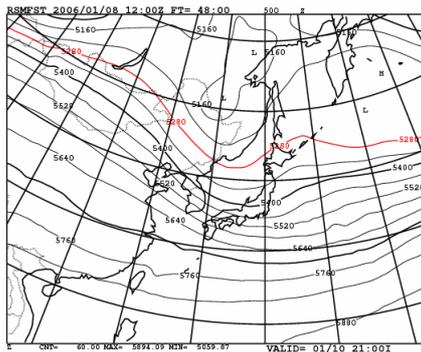


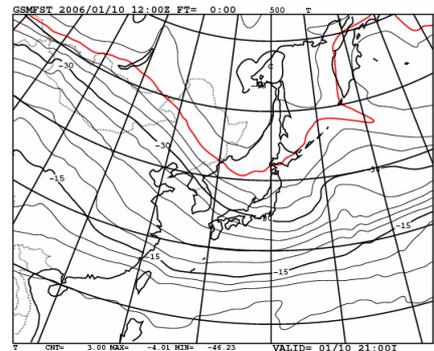
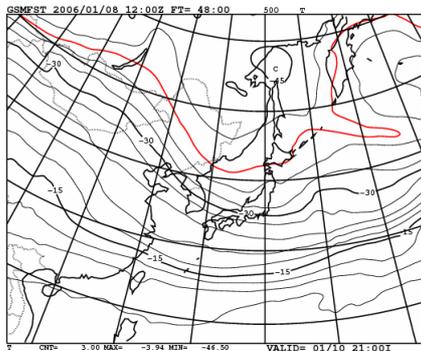
図2.4.6 2006年1月8日12UTC初期値の500hPa高度場の48時間予報値(左)および2006年1月10日12UTCの初期値(右)。上が20kmGSM、下がRSM。赤線は5280mの等高線を示す。

T500

2006年1月8日 12UTC FT=48

2006年1月10日 12UTC FT=00

20kmGSM



RSM

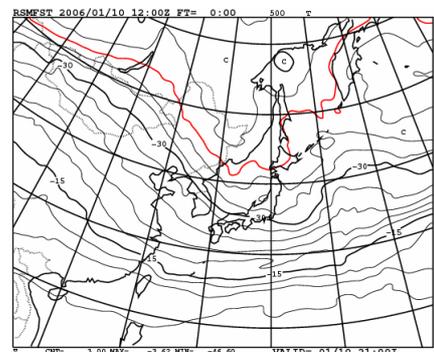
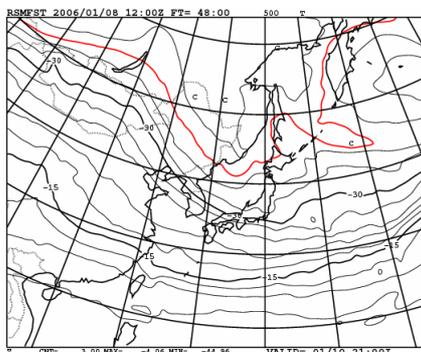


図2.4.7 2006年1月8日12UTC初期値の500hPa高度場の48時間予報値(左)および2006年1月10日12UTCの初期値(右)。上が20kmGSM、下がRSM。赤線は-39Cの等温線を示す。

2.4.2 降水事例検証¹

(1) はじめに

全球モデル(GSM)と領域モデル(RSM)では、主に使用している物理過程が異なることが原因で、解像度が同程度であったとしても現象によっては予報が大きく異なる²。特に降水の予報については、初期時刻に近い段階から大きな差が見られることがある。本項では、まずGSMとRSMの降水予報特性について、降水過程の違いに基づいて簡単に解説する。その後、夏季の不安定性降水の事例、台風に伴う強雨の事例、冬型の気圧配置時の降雪の事例を紹介する。なお、一般に総観場の予報が外れれば降水の予報も適中しないと考えられる。本項ではモデル間の降水予報特性の差のみに着目するため、両モデルともに総観場を適切に予報できていた事例を選んだ。

(2) GSMとRSMの降水予報特性

GSMは、解像度TL319L40の現ルーチンモデル(以下60kmGSMと呼ぶ)、解像度TL959L60の次期ルーチンモデル(以下20kmGSMと呼ぶ)ともに、程度の差はあるものの、RSMや観測と比べて統計的に弱い降水を予報する頻度が多く、強い降水を予報する頻度が少ない(第2.3.1項)。このような傾向は、GSMばかりでなく、他の数値予報センターが運用する全球数値予報モデルの多くにも共通して見られる(平井・坂下 2004; 坂下・平井 2005)。GSMとRSMで予報特性が異なる主な原因は物理過程にあると考えられる。GSMの降水過程が雲水スキーム、荒川・シューバート積雲対流スキーム(以下A-Sと呼ぶ)、層積雲スキームの3つで構成されているのに対し、RSMの降水過程は大規模凝結、A-S(GSMの古い版に基づく)、湿潤対流調節の3つから成る。ごく単純化すると、雲水スキームと大規模凝結は層状性の降水、A-Sは境界層に雲底がある対流性の降水、層積雲スキームは海洋上の浅い層積雲、湿潤対流調節は対流圏中層に雲底がある中層対流を取り扱うといえる(GSMの中層対流はA-Sに組み込まれている)。ただし層積雲スキームは降水を作らない。またRSMでは大規模凝結による降水が卓越し、他の2つの過程による降水は少ない(細見 2002)。

まず弱い降水について考える。GSMが過剰な頻度で予報する弱い降水の多くは、A-Sによって作られた対流性のものである。A-Sでは積雲活動の強さが、大気不安定性に関連する量である雲仕事関数によって制御されており、大気が不安定になるとただちに降水を作る傾向がある。この結果としてGSMは、特に夏季の陸上で、観測より早い時間帯から、より広範囲で対流性の降水

を予報しがちとなるため、弱い降水のバイアスコアが1より大きく、かつ1日周期で変動する(第2.3.1項)。一方RSMでは、A-Sによる不安定の解消の効果が弱いことと、大規模凝結では格子スケールで過飽和にならないと降水を作らないことにより、特に夏季の陸上で対流性の降水を予報する面積が観測よりも狭い事例が多く、時には広範囲で雷雨が観測されてもほとんど降水を予報していないこともある。

20kmGSMでは降水バイアスの対策として、Xie and Zhang(2000)に基づき、CAPE(対流有効位置エネルギー)の力学過程による時間変化傾向を、対流の発生を判定するトリガー関数としてA-Sに組み込んでいる(Nakagawa 2005)。この改良により、弱い降水を予報する頻度が過剰であるバイアスが60kmGSMと比べて改善された。また、降水の日変化も、より観測に近く表現できるようになった。

次に強い降水について考える。GSMにおいてはA-Sと雲水スキームの両方からの寄与が考えられるのに対し、RSMでは大規模凝結による降水がほとんどである。GSMのA-Sは不安定性が比較的低い段階から解消を進め、雲水スキームも格子点値が飽和に達していても降水が起こりうる。これに対し、RSMの大規模凝結は上述のように格子が過飽和になったときに初めて、飽和になるように水蒸気を凝結させ、降水として落下させる。また凝結による加熱が湿潤な大気下層に集中するため、格子スケールの上昇流が生じ、その結果さらに降水が強まるという正のフィードバックを起こすことがある(松村 1996)。従ってRSMの方が大気より不安定な状態にならないと降水を作らず、また間欠的かつ集中した降水を予報しやすい。

RSMの予報特性は、51時間という比較的短い予報期間と、東アジア域の予報領域に特化したチューニングを行った結果である。降水予報に関する統計的スコア(第2.3.1項)のみに着目するとRSMの予報の方が優れているように思われるかもしれない。しかしながら中村(1997)が示したように、大規模凝結とこれに伴う下層の加熱が過剰となることは、RSMの予報にしばしば見られるメソスケール低気圧の過発達の原因の一つとなっている。細見(2002)はRSMに雲水スキームと60kmGSMに近い改良版のA-Sを組み込んで予報実験を行い、A-Sを不安定の解消に寄与させることで低気圧の過発達が抑制されることを示した。このときの降水の予報を見ると、現業版のRSMに比べ、ピークの降水量が少なく、弱い降水域が広がっていることがわかる。逆に20kmGSMにおいてA-Sによる不安定の解消を弱くした予報実験を行うと、降水が集中する一方でスケールの小さい熱帯擾乱が過剰に発達するようになる。すなわち、RSMの降水過程を20kmGSMに組み込むようなことは適当でない。

物理過程に加え、モデル地形も降水の予報特性に

¹ 中川 雅之

² 解析手法が異なること等による初期値の差も重要な原因の一つである。

影響を与える。GSMが格子平均をモデル地形としているのに対し、RSMは格子平均の地形にサブグリッドスケールの地形の分散を加えたエンベロップ山を採用している(第2.1節; エンベロップ山については萬納寺1994)。このため解像度が同程度であっても、20kmGSMの方がRSMよりも全般にモデル地形が低くなっており、例えば屋久島の最高格子の標高は、20kmGSMで約230mであるのに対し、RSMでは約350mである(現実の地形での標高は1935m)。結果として地形性の降水はRSMの方が強く予報されやすく、過剰となる事例も見られる(4)参照)。

(3) 2005年6月20日の雷雨

降水予報の最初の事例として、2005年6月20日に観測された不安定性降水の予報について解説する。この日は日本上空に寒気が流れ込み、東北地方から東日本の広い範囲で雷雨となった。図2.4.8に2005年6月19日12UTCを初期時刻とする20kmGSMとRSMの24時間予報(以後FT=24と表す)の前6時間降水量と、対応する時刻のレーダー・アメダス解析雨量(以下R/Aと呼ぶ)を示す。

20kmGSMはR/Aと比べ降水を予報する面積が広すぎる。しかしながら降水の分布には対応が見られ、特に強い降水が観測された領域では20kmGSMでも強雨を予報している。これに対しRSMは降水をほとんど予報していない。

梅雨期と夏季を対象としたサイクル実験における不安定性降水の事例では、本事例と同様に、20kmGSMの方がRSMよりも降水をよく捕捉できていた。このような結果は、20kmGSMでは大気の状態が不安定になるとA-Sが(しばしば現実の大気よりも早く)働いて不安定を解消するのに対し、RSMでは格子スケールで過飽和にならない限り大規模凝結による降水を作らないというモデル間の降水過程の違いに起因していると考えられる。RSMを利用する場合は、本事例のような不安定性

降水は大気の安定度を表現する各種の指数(SSi、CAPE、K-インデックスなど)から可能性を見積もることしかできなかったのに対し、20kmGSMでは降水を直接予報することが可能であるといえる。しかしながら降水の量、範囲ともに、依然として予報には誤差が伴っている。

20kmGSMで弱い降水のバイアスコアが1より大きくなっていること(第2.3.1項)には、本事例のような不安定性降水の寄与が大きい。一方でRSMのバイアスコアが、降水をほとんど予報できない事例があるにもかかわらず1に近いということは、不安定性降水以外の事例で降水を過剰に予報する場合があることを示唆している。数値予報モデルの評価には、統計的検証ばかりでなく、事例の調査も重要であることがわかる。

(4) 2004年8月30日の台風第16号に伴う強雨

次に、平成16年(2004年)台風第16号に伴う強雨の予報について解説する。この台風は8月30日01UTCに鹿児島県に上陸し、九州を縦断した後、さらに中国地方に上陸した。この影響で8月27~31日にかけて西日本の太平洋側を中心に大雨となった。図2.4.9に2004年8月28日12UTCを初期時刻とする20kmGSMとRSMのFT=36の前6時間降水量、対応する時刻のR/Aと台風第16号の中心位置を示す。このとき台風の中心は鹿児島市の西の海上で31.5°N、130.2°Eにあり北北東に時速15kmで進んでおり、両モデルによる台風中心位置の予報はやや北寄りであったものの概ね適中していた。

九州から南の海上にかけて観測された強い降水域は、どちらのモデルでもある程度再現できている。ただし20kmGSMでは、降水への地形効果の表現がRSMやR/Aと比べて弱い。すなわち九州南東部での100mm/6時間を超える強雨や四国の降水の予報が弱すぎる。ただし陸上で50mm/6時間程度の降水の分布については概ね適当である。また比較的弱い降水につ

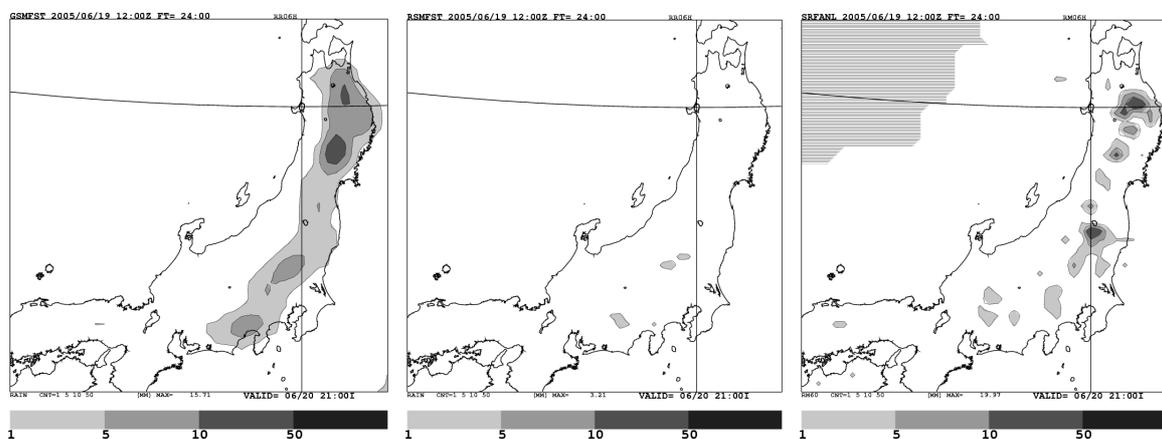


図2.4.8 2005年6月19日12UTCを初期時刻とする20kmGSM(左)とRSM(中)のFT=24における前6時間降水量と、対応する時刻のR/A(右)。右図で左上の横線は解析値がない領域を表す。

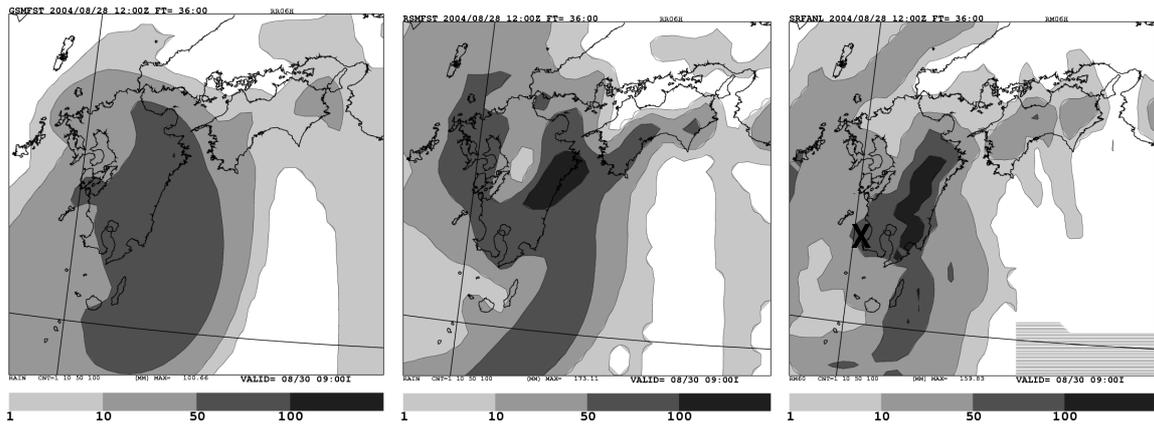


図 2.4.9 2004年8月28日12UTCを初期時刻とする20kmGSM(左)とRSM(中)のFT=36における前6時間降水量と、対応する時刻のR/A(右)。右図で右下の横線は解析値がない領域、xは8月30日00UTCにおける台風第16号の中心位置を表す。

いては、予報する面積が広すぎる傾向が見られる。これらの特徴、特に後者については、物理過程も大きな原因となって表れているものと考えられる。これに対しRSMは、20kmGSMやR/Aよりも地形の効果を強く表現している。九州東部の降水のピークが海岸寄りに予報され、高知西部では降水を強く予報しすぎている一方で、九州山地の西側や四国山地の北側では降水が弱すぎる。また、壱岐から天草諸島にかけては過剰な降水を予報している。

予報された降水量のピークを見ると、20kmGSMで101mm/6時間であったのに対し、RSMでは173mm/6時間となっていた。R/Aの160mm/6時間と比較すると、20kmGSMの予報は少なかったといえる。また20kmGSMでは100mm/6時間以上の降水を予報した領域の面積はごくわずかであった。

これらの結果は、(2)で解説した両モデルの降水予報特性とよく合っている。また、第2.3.1項に示した統計的な検証結果とも一致している。

(5) 2006年1月22日の降雪

第3の例として、2006年1月22日における冬型の気圧配置時の降水予報について解説する。この日は北海

道上空に強い寒気が流入して冬型の気圧配置が強まり、北日本や西日本の日本海側は雪や雨となった。図2.4.10に2006年1月21日12UTCを初期時刻とする20kmGSMとRSMのFT=24の前6時間降水量と、対応する時刻のR/Aを示す。

本事例に関しては、20kmGSM、RSMともにほぼ適切な降水を予報している。R/Aと比べると若干予報のほう降水量が多いものの、レーダーではサイトからの距離が遠く雲頂高度が低い雲からの降水を捉えにくいことを考慮すると、概ね妥当な範囲内であるといえよう。20kmGSMとRSMを比較すると、山脈の風下に当たる青森県の東部と宮城県で、20kmGSMのほうが広い範囲で降水を予報している。これはモデル間の地形の違いに由来すると考えられる。また、日本海ではRSMのほうが降水の予報が広範囲に見られる。この傾向は強い冬型の事例で多く見られ、境界層スキームの違いが原因であると推測される。

RSMには1999年にNON-LOCAL(非局所)境界層スキーム(以下NNL)が導入された(本田 1999)。従来のMellor-Yamadaのレベル2スキーム(以下MY2)では、暖かい地表や海面によって励起された対流(乾燥対流)で混合される湿った境界層を、実際よりも低い高

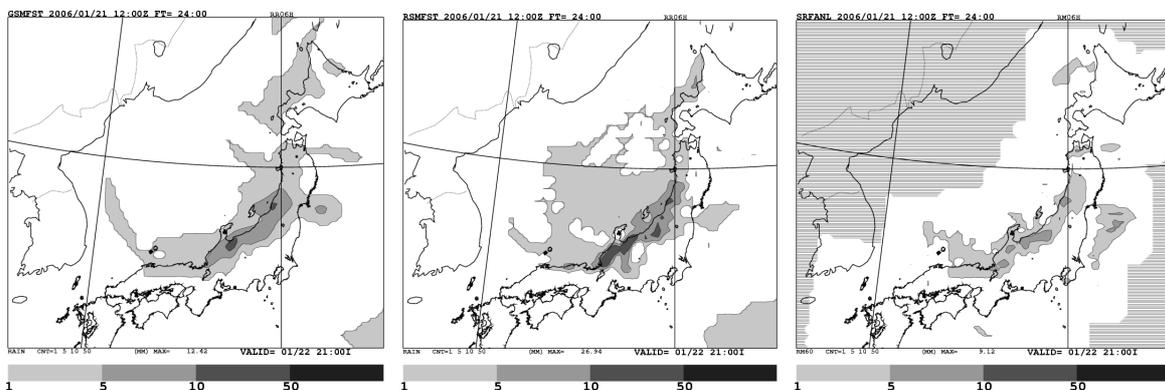


図 2.4.10 2006年1月21日12UTCを初期時刻とする20kmGSM(左)とRSM(中)のFT=24における前6時間降水量と、対応する時刻のR/A(右)。右図で横線は解析値がない領域を表す。

度に形成してしまうという問題があった。NNLでは、乱流輸送量の見積もり方を精緻化することで境界層の表現を改善している。本田(1999)は冬型の気圧配置時の事例で、RSMにおいて乾燥対流が生じる対流境界層に対してNNLを導入することで湿った層の高度が高くなり、ゾンデにより観測された相対湿度の鉛直構造に近づくことを示した。MY2のみを採用しNNLを導入していない20kmGSMでは、ゾンデによる観測と比べ、相対湿度が900hPaより下で高く、逆に900hPaより上では低い(すなわち湿った層の高度が低い)バイアスがあり(第2.3.1項)、境界層スキームが影響している可能性がある³。本事例のような冬型の気圧配置時には、相対湿度の鉛直構造の違いにより雲頂が低い雲からの降水の分布に差が現れていることが考えられる。ただし日本海上の降水はレーダーサイトからの距離が遠く、雲頂高度が低いことから、R/Aでは降水が十分に捕捉されていないと考えられ、どちらの予報が適当であったかは明らかでない。

(6) まとめ

本項では、20kmGSMとRSMの降水予報特性の違いについて述べた後、不安定性降水の事例、台風に伴う強雨の事例、冬型の気圧配置時の降水の事例で両モデルによる予報を比較した。

夏季の不安定性降水について、RSMでは大気の安定度を表現する各種の指数から可能性を見積もることしかできなかったのが、20kmGSMでは降水を直接予報することが可能となった。これは降水過程の違いが原因である⁴。しかし20kmGSMにも、降水を予報する範囲が広すぎる、降水量のピークの値が小さいなどの問題がある。

現時点で20kmGSMには、強い雨に関して降水量を少なめに予報する傾向がある。これは事例調査ばかりでなく統計的検証からも明らかであり、主要な原因としては降水過程とモデル地形の2つが考えられる。逆に弱い降水については、20kmGSMが予報する頻度は過剰である。これも多くの事例、統計的検証に共通した傾向であり、主に降水過程が原因となっている。

冬型の気圧配置の時の降水について見ると、20kmGSMとRSMの予報は概ね同様であった⁵。ただし詳細に検討すると、20kmGSMの方が山脈の風下で降水が多い、日本海上で降水が少ないなどの差が見られた。これらはそれぞれモデル地形と境界層スキーム

の違いが主要な原因であると思われる。また冬季であっても擾乱の通過時などについては、夏季と同様のバイアス傾向が現れるものと予想される。

参考文献

- 坂下卓也, 平井雅之, 2005: 日本域における降水量予測の国際比較. 数値予報課報告・別冊第 51 号, 気象庁予報部, 21-26.
- 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.
- 平井雅之, 坂下卓也, 2004: 日本域の降水量予測の国際比較. 数値予報課報告・別冊第 50 号, 気象庁予報部, 34-38.
- 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.
- 本田有機, 1999: NON-LOCAL 境界層スキームの導入. 平成 11 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43-51.
- 松村崇行, 1996: 積雲対流スキームの改良の影響. 平成 8 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30-33.
- 萬納寺信崇, 1994: 地表面の状態. 平成 6 年度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊第 41 号 合併号, 気象庁予報部, 79-84.
- Nakagawa, M., 2005: Precipitation forecasts by a high resolution global model at JMA. *BMRC research report No.111*, 127-130.
- Xie, S. C. and M. H. Zhang, 2000: Impact of the convective triggering function on single-column model simulations. *J. Geophys. Res.*, **105**, 14983-14996.

³ 降水過程の影響も考えられる。

⁴ RSMには 500hPa付近で寒気を弱く予報する傾向があり、気温の正のバイアスとして現れている(第 2.3.1 項)。これも不安定性降水を予報できない原因になりうるが、降水過程の違いのほうが重要である。

⁵ ただし冬季のサイクル実験におけるスレットスコアでは 20kmGSMの方がRSMよりも精度が高い(第 2.3.1 項)。

2.5 予報特性のまとめ¹

高解像度全球モデル(20kmGSM)は、従来の全球モデル(60kmGSM)と比べ水平格子間隔が約1/3の20kmに増強される。これは領域モデル(RSM)とほぼ同じであるが、20kmGSMのモデルの地形はRSMとは異なる。そのため、地形性降水や海陸風など、地形や海陸分布の影響を受ける現象を考える場合には、担当予報区周辺の20kmGSMの地形と海陸分布をあらかじめ確認する必要がある(図2.1.1参照)。20kmGSMの運用頻度は1日4回(00,06,12,18UTC)で従来のGSMと変わらないが、初期時刻06, 18UTCの予報時間は36時間から84時間へ延長される。ただし、初期時刻00UTCの予報時間は90時間から84時間に短縮される²。20kmGSMの運用に伴い、RSMと台風モデル(TYM)は廃止され、GSMは短期予報・週間予報・台風予報・航空予報のいずれにも利用されることになる。短期予報作業においては、これまで主にRSMを用いて予報期間中のシナリオを組み立てていたが、今後はGSMを用いることになる。そのため、第2.3, 2.4節では20kmGSMの予報特性についてRSMと対比しながら述べてきた。しかし、モデルの予報特性について多くの項目に分けて示してきたため、ここで再度まとめる。なお、数値予報モデルの全般的な留意点は、北川(2005)や永田・萬納寺(1994)にも示されているので参照願いたい。

(1) 総観場予報

20kmGSMの統計的検証結果を見ると、主要な要素(海面気圧、500hPa面高度、500,850hPa面気温)の予報誤差は夏・冬ともRSMに比べ全般に小さいことから、総観場の予報は20kmGSMの方がRSMより良いと言える。特に、RSMは対流圏中・下層に著しい高温傾向があるが、20kmGSMはこの傾向を大幅に軽減している。一方、20kmGSMは観測やRSMに比べて925hPa付近で湿り、850hPaより上層(特に700hPa付近)で乾燥する傾向がある。

(2) 降水量予報

降水確率予報の閾値となる1mm/6時間の降水量予報の精度は、冬は20kmGSMの方がRSMを上回り、夏は両モデルで同程度だった。ただし、現時点では、夏の予報初期においては20kmGSMの予報精度はRSMを

下回るため、メソ数値予報モデルの予報結果も合わせて利用して頂きたい。また、20kmGSMは、弱い降水の予報頻度が過剰、強い降水の予報頻度が過少である傾向がある。強い降水の予報頻度が少ない点については、降水が有ると予報された地点では統計的手法による修正が有効であると考えられるので、予報作業に当たってはガイダンスの値を適宜利用して頂きたい。

(3) 台風予報

台風接近時に警戒すべき地域は台風の進路に大きく依存するため、中心位置の予報精度は重要である。20kmGSMの台風の進路誤差はTYMより予報時間を問わず小さくなる。一方、中心示度の予報精度は、予報時間前半は20kmGSMとTYMで同程度であるが、現時点では後半は20kmGSMがTYMより下回る。これは、20kmGSMは予報時間後半で中心示度を高めに予報する傾向があることに関連する。なお、進路予報に関しては、台風アンサンブル予報(第3.2節参照)の結果を利用することで、予報の信頼度情報を得ることができ

(4) 陸上気温・風速予報

20kmGSMの地上気温と風速の予報は、季節を問わず、全予報時間でRSMの予報より良い。特に、気温に関しては、RSMは雲量が過大であるため夜間に気温を高めに外す傾向が顕著であるが、20kmGSMはその傾向を大幅に改善している。ただし、20kmGSMでもRSMと同様、積雪域の夜間の放射冷却時に顕著な低温を表現できない傾向がある。

(5) 海上風速予報

20kmGSMの海上風速の予報誤差は、冬季はRSMよりも小さく、夏季もRSMと同程度かやや小さくなる。ただし、20kmGSMは強風時に風速を弱めに予報する傾向がある。

参考文献

- 北川裕人, 2005: 短期予報. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 68-69.
永田雅, 萬納寺信崇, 1994: 利用上の留意点. 平成6年度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊第41号, 気象庁予報部, 97-111.

¹ 平井 雅之

² 00UTC初期時刻に60kmGSMで90時間予報を行っている理由は、GSMの出力を台風モデル(TYM)の境界条件に利用するためである。TYMは1日4回、84時間予報を行う。すなわち、06UTC初期時刻のTYMを実行するためには、00UTC初期時刻においてGSMの90時間予報を行う必要がある。TYMに代わって20kmGSMを用いて台風予報の支援をするためには、20kmGSMの予報時間は84時間でよい。

第3章 アンサンブル予報の高度化

3.1 週間アンサンブル予報¹

3.1.1 週間アンサンブル予報システムの高度化

週間アンサンブル予報の運用目的は週間天気予報の支援であり、その本運用は2001年3月の計算機システム更新と同時に開始された。表3.1.1は本運用開始以降の週間アンサンブル予報システム(週間EPS)の改良と高度化計画をまとめたものである。本運用開始から2006年3月の計算機システム更新までの間、週間EPSにおける初期摂動作成法と数値予報モデル(EPSモデル)の改良が施され、週間天気予報の支援資料の精度向上が図られてきた(経田 2006)。

2006年3月の新たな計算機システムの導入を機に、確率情報の精度向上を目的としたメンバー数の増強を実施した。また、2007年には、発表区域毎の支援資料の拡充を目指し、EPSモデルの高解像度化を行う予定である(第1.1節)。同時に、EPSモデルを全球モデルの最新版とし、週間EPSの初期摂動作成法を台風アンサンブル予報(第3.2節)のそれと共通化することで、EPSの性能向上とEPS開発の効率化も目指す。

本節では、2006年3月以降の変更点とその効果について述べる。第3.1.2項では、酒井(2006)が数値実験から示したメンバー数増強の効果について、2006年春(3～5月)の週間アンサンブル予報の検証スコアを用いて確認する。また、今後の高解像度化に伴い利用価値が高まるモデル格子点予測値の検証結果も示す。第3.1.3項では、次期の週間アンサンブル予報の成績を評価するため、高解像度のEPSモデルを用いた数値実験の結果を予報図と共に示す。第3.1.4項では、週間天気予報期間内の台風進路情報の検証結果を示す。最後に第3.1.5項で今後の課題をまとめる。

3.1.2 メンバー数増強の効果

本項では、2006年3月に行なったメンバー数増強の効果週間アンサンブル予報の検証スコアにより示す。検証スコアの説明は巻末付録Aを参照されたい。ここでは、解析値としてコントロールラン(摂動を加えない解析値を初期値とする予報)の初期値を用い、気候値として「気象庁及び電力中央研究所によるJRA-25長期再解析」²(Onogi et al. 2007)のデータセットから計算した日別気候値(計算方法は気象庁(2001)に準じた)を用いた。また、検証領域の北半球域と日本域とは、それぞれ北緯20度以北と、北緯20～60度、東経100～170度の領域を指し、これら領域内の全格子点が対象となる。なお、降水確率検証では定常的な検証対象地点(図3.1.1の

表3.1.1 週間アンサンブル予報システム(週間EPS)の主な改良の実施時期と内容

時期	実施内容
2001年3月	本運用開始
2002年2月	初期摂動作成法の改良
2003年6月	EPSモデルの改良
2005年3月	EPSモデルの改良
2006年3月	メンバー数の増強(25から51へ倍増)、EPSモデルの改良
2007年(予定)	EPSモデルの高解像度化、初期摂動作成法の変更

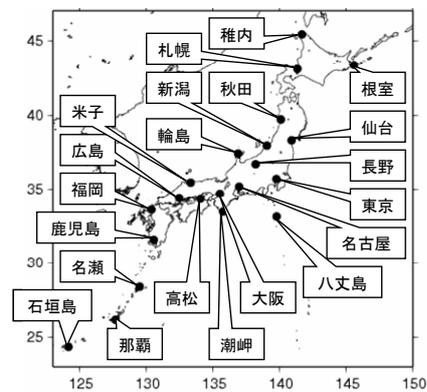


図3.1.1 定常的な検証対象地点

21地点)を選択し、実況は観測値、予報は地点最近傍のモデル格子点における確率値とした。

(1) アンサンブル平均予報の精度

ここでは、予報作業上の主要天気図となる500hPa面高度の精度を示す。図3.1.2は2001～2006年の各年春のアノマリー相関スコアを表す。北半球域のスコア(図3.1.2左)を見ると、2006年春は2005年春と並んで値が大きく、成績が良かった。ただし、2006年春のメンバー数(51)は2005年春の25から倍増しているものの、前年からの改善度合いは小さい。つまり、酒井(2006)が示したように、メンバー数を25から51に増やす効果は平均値といった統計量の精度に対しては僅かである。むしろ2004年春と2005年春のスコアの差が顕著である。この間には、EPSモデルの改良(2005年3月)や全球数値予報システムへの4次元変分法の導入(2005年2月)といった改良が行われており、週間EPSの性能にとってこれらの効果が大きいことを示している。また、日本域のスコア(図3.1.2右)を見ると、予報期間半ばまで2006年春の値が最も大きかった。

他要素の検証結果を見ると、2006年春の精度が必ずしも最も高いわけではないが、2006年3月の高度化によるアンサンブル平均予報の精度向上が北半球域や日

¹ 経田 正幸(第3.1.4項以外)、山口 宗彦(第3.1.4項)

² <http://jra.kishou.go.jp/>

本域の成績の年変化から確認できた。以上のことから、2006年春の成績は総じて良かったといえる。

(2) 閾値別の確率予報の精度

週間天気予報の成績に大きく関係する日本付近の低気圧の予測精度を見るために、ここでは低気圧に伴う日本域の大気下層風の検証結果を示す。図3.1.3は850hPa面風速が10m/sと15m/sを超える確率のブライアスキルスコア(BSS)を表す。二種類の閾値の結果を見る目的は、大きなメンバー数により表現が可能となる気候学的出現頻度の低い現象の予報成績を評価するためである。また、BSSは完全予報で1、気候学的な出現頻度を基にする予測(気候値予報)で0となるスキルスコアで、今回のように異なった検証期間や閾値、また要素間の比較を可能にする。

いずれのBSSも予報期間を通して0を超えており、2003~2006年の春の予報は気候値予報よりも精度が高い。10m/sを超える確率のBSS(図3.1.3左)を見ると、2004~2006年の春の値は同程度であり、2006年春の精度が特に高くはない。ただし、北半球域の検証では2006年春のBSSが予報期間を通して最も大きな値であった(図略)。一方、気候学的出現頻度が比較的低い15m/sを超える確率のBSS(図3.1.3右)を見ると、これらの値は10m/sを超える確率のそれよりも小さい傾向があ

る。10m/sを超える確率のBSSに対する15m/sを超える確率のBSSの低下度合いに注目すると、2006年春が最も小さく(北半球域の検証も同様)、かつ2005年春の低下度合いとの差が大きいことがわかる。このことから、2006年3月以前の確率予報は強風といった出現頻度が低い現象の予測精度が相対的に低い傾向にあったが、この傾向はメンバー数を25から51に増やすことによりかなり軽減したことがわかる。

(3) 地上要素の確率予報の精度

2006年3月からモデル格子点における地上と大気対流圏の予測値を保存し、検証している。図3.1.4は国内21地点の近傍格子点における日降水確率を検証した結果である。青線が週間天気予報の発表項目と同じ日降水量1mm以上の確率、赤線が日降水量12mm以上の確率についてのROC(相対作用特性)面積スキルスコアを示す。ROC面積スキルスコアは適中率(Hit Rate)と空振り率(False Alarm Rate)に基づく指標である。また、全球モデル(60kmGSM)の降水量のバイアスを調べた坂下・平井(2005)を参考に、予測頻度が過剰である日降水量1mmに比べて、予測頻度がほぼ観測頻度に近い日降水量12mmを閾値として選択した。

上述の二つの確率予報のROC面積スキルスコアを見ると、値が予報期間を通して0を超えており、確率予報

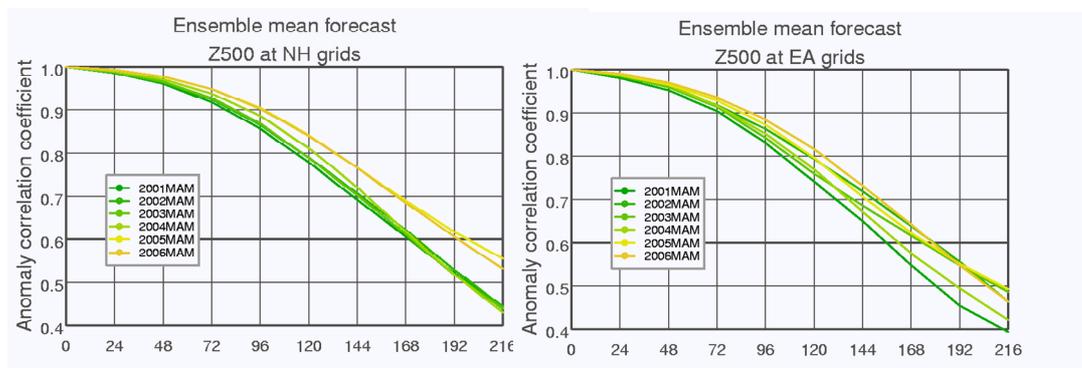


図3.1.2 アンサンブル平均予報の検証結果。検証対象は左が北半球域、右が日本域の春(3~5月各日00,12UTC)の500hPa高度。横軸は予報時間(単位:時間)、縦軸はアノマリー相関スコアの大きさ(範囲:0.4~1.0)を表し、線色の違い(濃緑~黄・橙)で2001~2006年別のスコアを示す。

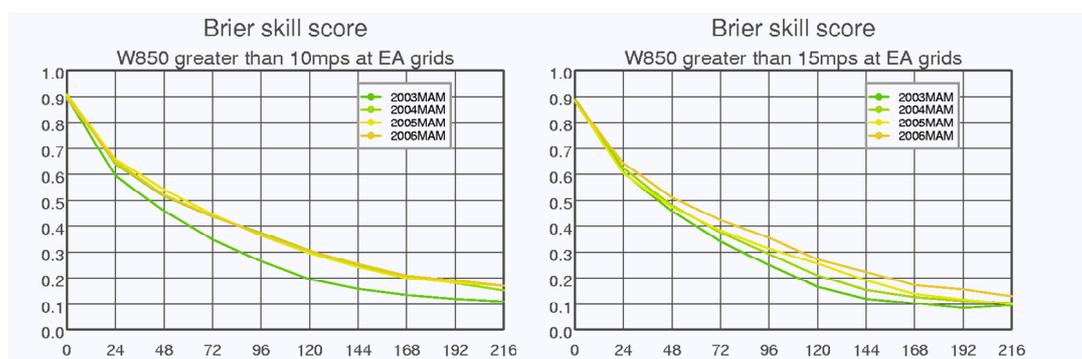


図3.1.3 週間アンサンブル予報による確率予報の検証結果。検証対象は日本域の春(3~5月各日00,12UTC)における850hPa面風速が10m/s(左)と15m/s(右)を超える確率のBSS。横軸は予報時間(単位:時間)、縦軸はBSSの大きさ(範囲:0~1)を表し、線色の違い(緑・黄緑・黄・橙)で2003~2006年別のスコアを示す。

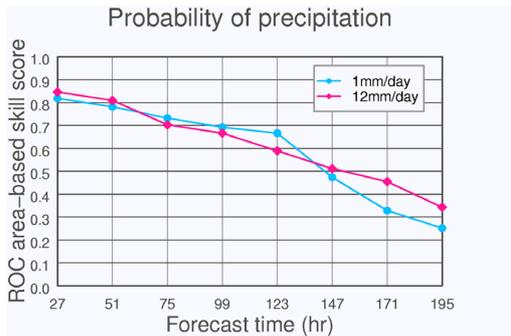


図3.1.4 アンサンブル予報による降水確率予報の検証結果。検証対象は2006年春(3~5月)における国内21地点の日降水量であり、青線が1mm以上、赤線が12mm以上を閾値とした結果。横軸は予報時間(初期時刻が12UTCのため、予報時間27,51,...,195時間は日界に対応する)、縦軸はROC面積スキルスコアの大きさ(範囲:0~1)を表す。

の精度が(適中率と空振り率が等しい)情報価値のない予報よりも高いことを示している。また、両者の値はほぼ同じであり、両確率予報の精度は同程度であるといえる。なお、日降水量1mmの予報は予測頻度が過剰というバイアスの影響を大きく受けて空振り率が高い。このため、過去の予報や過去実験から計算可能なバイアスの量を用いた補正がより精度の高い確率値の導出に効果的である。

3.1.3 高解像度アンサンブル予報の成績評価

第3.1.1項で述べたように、EPSモデルの高解像度化と初期摂動作成法の変更が2007年に計画されている。これらがもたらす週間アンサンブル予報への効果を調べるため、表3.1.2に示す「高解像度実験」と「対照実験」の二種類の数値実験を実施した。高解像度実験のEPSモデルは2007年に運用開始が予定されているアンサンブル全球モデル(水平解像度以外第2.1節の20kmGSMと同じ)、対照実験のそれは現在(2006年3月以降)のアンサンブル全球モデルである。両実験の初期摂動については第3.1.3項(1)、両実験の成績の比較は第3.1.3項(2)~(4)に述べる。なお、両実験の気象解析値は同じで、2007年に利用が予定される全球解析値(第2.2節)である。また、検証方法は第3.1.2項と同じであるが、検証期間に2004年8月と2006年1月を選び、それぞれを夏実験、冬実験として二季節の予報特性を調べた。

(1) 初期摂動とその作成法

対照実験の初期摂動作成法は2006年3月以降の週間EPSと同様(成長モード育成法)であり、その詳細は経田(2006)にまとめられている。一方、高解像度実験の初期摂動作成法は山口(2006)にある特異ベクトル(SV)法とし、その初期摂動は北半球域と熱帯域で独立に求めたSVの線形結合とする。この初期摂動作成法の仕様は表3.1.3の通りで、現業化の際に割り当てられる予定の計

表3.1.2 高解像度実験と対照実験の仕様比較

	高解像度実験	対照実験
EPSモデル	アンサンブル全球モデル TL319L60	アンサンブル全球モデル TL159L40
初期摂動作成法	特異ベクトル法	成長モード育成法
初期摂動の領域と個数	南緯20度以北、25個	同左
メンバー数	51	同左
予報時間	216時間	同左
実験初期時刻	2004年7月23日~8月31日各日の12UTC、 2005年12月23日~2006年1月31日各日の12UTC	同左
気象解析値	TL959L60データ同化サイクル結果	同左
陸面解析値	TL959L60データ同化サイクル結果	2004年8月と2006年1月当時の解析結果

表3.1.3 高解像度実験における初期摂動作成法(特異ベクトル法)の詳細

SVの評価ノルム	初期時刻と評価時間後の評価ノルムは同じで、全エネルギー量。ただし、大気上層(約500hPa面以上)の水蒸気を評価しない。
SVの評価領域	評価時間後の評価領域として北半球域(北緯20度以北)と熱帯域(南緯20度~北緯20度)の二種類のSVの算出を行う。なお、初期時刻の評価領域は全球域とする。
SVの成長率の評価時間	北半球域は24時間、熱帯域は6時間
線形モデルの解像度	T63L40(水平解像度約180km)
線形モデルの物理過程	北半球域は断熱過程のみ、熱帯域は非断熱過程も含む
初期摂動の作成に用いるSVと作成方法の概要	北半球域と熱帯域のそれぞれの領域において、最大40個のSVを求め、各々の領域で位置の重なりが小さいSVを25個選択する。さらに、前回(24時間前)に求めた北半球域のSVから、成長率が大きい25個を選択し、それらを24時間時間積分する。初期摂動はこれらSVを空間的なばらつきが大きくなるように線形結合したものである。

算機資源内で適切な初期摂動を求めるためのいくつかの工夫が施されている。例えば、北半球域のSVは傾圧不安定の発達時間を考慮して評価時間を24時間にし、その計算時は断熱過程のみの簡略で高速な線形モデルを用いている。一方、熱帯域のSVは対流不安定を考慮して、その計算は非断熱過程を含むより緻密な線形モデルを用いるが、評価時間を6時間と短くして全体の計算時間の増加を抑えている。

表3.1.2の通り、高解像度実験と対照実験は初期摂動作成法とEPSモデルの解像度に違いがあるため、両実験の初期摂動の分布やその成長率が異なる。この程度を見るため、ここでは初期摂動が十分成長する評価時間後におけるスプレッドを比較する。

図3.1.5は2004年8月23日12UTC初期値の48時間予報のスプレッドとコントロールランの結果である。両実験のコントロールランにわずかな違いがある。注目すべきは、高解像度実験による低気圧の示度が対照実験のそれより低い傾向が見られる点である。このため、メンバー間で擾乱の位置のばらつきがあった場合(例えば日本の南にある台風第16号)、高解像度実験では中心付近の大きなスプレッドが現れやすい。

次に、中緯度のスプレッドを見ると、両実験の分布はよく似ており、千島列島とバイカル湖にある低気圧付近では大きさも同程度である。ただし、高解像度実験における台風周辺やこれら擾乱付近以外の領域のスプレッドは対照実験のそれに比べて小さい。台風周辺のスプレッドについて、例えば対照実験の台風第17号の中には東シナ海を北上するものがあるためにスプレッドの大きい領域が東シナ海に広がるなどしており、対照実験による台風進路のばらつきが過大である(第3.1.4項)傾向が見られる一方、高解像度実験にはその傾向がない。

熱帯域のスプレッドに注目すると、対照実験の熱帯域が予報初期には気候学的変動と同程度かそれ以上のばらつきがある領域(暖色域)に広く覆われ、かなり過大であることがわかる。一方、高解像度実験のその大きさは中緯度のそれと比べて特別な違いはない。

ここでは特定の初期値のアンサンブル予報の結果を

取り上げ、予報初期のばらつきの特徴を擾乱の種類や位置と対応させて述べたが、これらの違いは夏実験、冬実験の全ての初期値に見られる特徴である。

(2) スプレッドの大きさとアンサンブル平均予報の精度の比較

理想的なアンサンブル予報では、ある程度長い検証期間におけるスプレッドの大きさとアンサンブル平均予報のRMSEがほぼ同じ大きさとなる(高野 2002)ことから、実験間の検証スコアの比較と共に各実験におけるこれらの量の比較も行う。

図3.1.6は、高解像度実験(赤線)と対照実験(青線)のスプレッドの大きさ(○印実線)と、アンサンブル平均

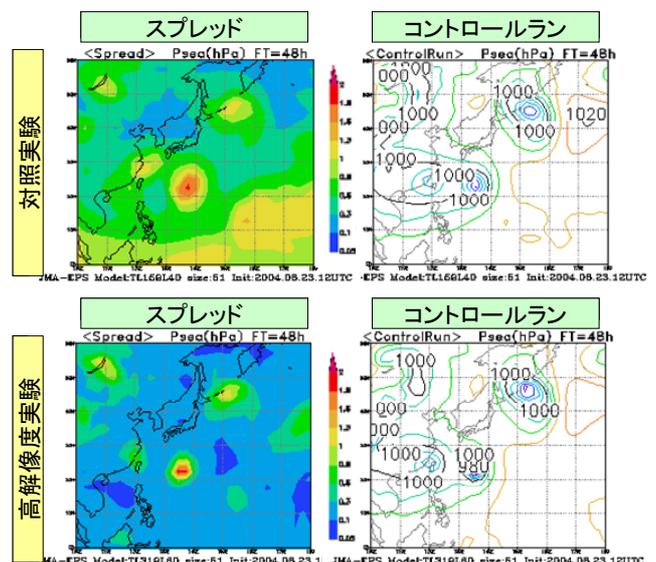


図3.1.5 対照実験(上段)と高解像度実験(下段)による48時間アンサンブル予報のスプレッド(左列)とコントロールラン(右列)の海面更正気圧。初期時刻は2004年8月23日12UTC、領域は西太平洋域であり、日本の南に台風第16号、台湾付近に台風第17号がある。スプレッドはJRA-25長期再解析から求めた気候学的標準偏差で規格化したものであり、黄色～赤色の暖色領域は1以上の大きさ(ばらつきが気候学的変動より大きな場所)であることを表す。

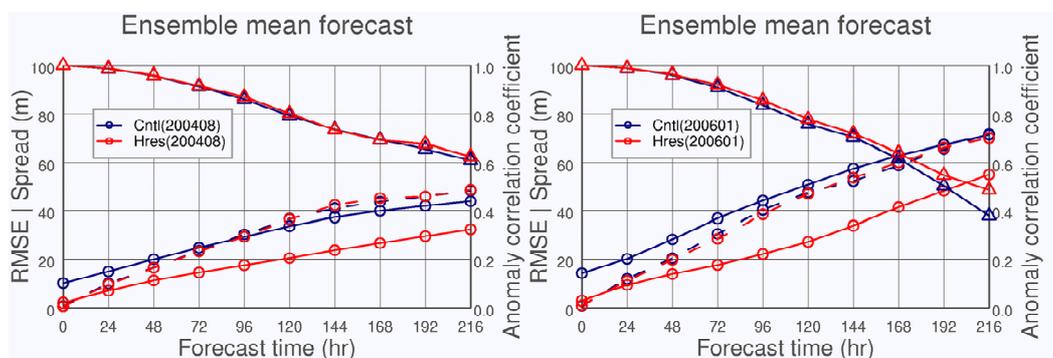


図3.1.6 対照実験(青線)と高解像度実験(赤線)のスプレッドの大きさ(○印実線)と、アンサンブル平均予報のRMSE(○印破線)とアノマリー相関スコア(△印実線)の大きさ。検証対象は2004年8月(左図)と2006年1月(右図)の日本域500hPa面高度。横軸は予報時間、左縦軸はスプレッドの大きさとRMSEの大きさ(範囲: 0~100m)、右縦軸はアノマリー相関スコアの大きさ(範囲: 0~1)を表す。

予報のRMSE (○印破線)とアノマリー相関スコア (△印実線)の大きさを表す。まずスプレッドとRMSEを比べる。対照実験のスプレッドは、夏季で予報初期、冬季で予報期間後半までRMSEを上回る。一方、高解像度実験のスプレッドは、予報初期でRMSEとほぼ同じ大きさであるが、予報期間半ば以降RMSEより小さい。これら500hPa面高度の検証で得られた傾向は要素に限らない一般的な特徴である。

このように、対照実験の結果は、スプレッドが過大であるという現状のアンサンブル予報の特徴(経田 2006)を表している。一方、高解像度実験の結果は、初期摂動の振幅(予報時間0の値)が小さく、予報初期でばらつき(成長率)を大きくするSV法の特徴が活かされている。しかし、予報期間半ば以降のスプレッドが過小である。北半球域を対象とした検証(図略)でも高解像度実験のスプレッドが過小であるものの、日本域の検証で見られる予報期間半ばで顕著になる傾向はない。また、第3.1.3項(1)で熱帯域のスプレッドが大きく違うことを述べたが、上と同様の比較検証をすると、対照実験のスプレッドの大きさは予報初期で過大、高解像度実験のそれは予報期間を通して過小である。

ここで検証しているスプレッドとは検証期間平均の量であり、これが過小であるということは、実際に起こりうる現象をアンサンブル予報が表す集合で捕捉しにくいことを意味する。過小の程度によっては、集合の平均値であるアンサンブル平均予報や集合を確率分布とみなす確率予報の精度に大きく影響する。ここでは、両実験のアンサンブル平均予報のスコアの比較により、高解像度実験の成績を見てみる。高解像度実験のアノマリー相関スコアは夏季で同程度以上、冬季で予報期間を通して大きい。また、高解像度実験のRMSEの値は、両季節共に予報前半でやや小さいものの、予報期間後半でやや大きい。また、北半球域を対象とした比較検証(図略)では、高解像度実験の冬季のRMSEの値は予報期間を通して小さい。

以上の検証結果から、高解像度実験のスプレッドは

過小であるものの、そのアンサンブル平均予報の成績は対照実験と同程度であることがわかった。

(3) 確率予報の精度比較

日本付近の低気圧や台風の位置と大きさの成績を見るため、ここでは日本域の海面更正気圧に関する確率予報を比較する。最初に、南岸低気圧の事例を取り上げる。図3.1.7は、6日予報の海面更正気圧が1000hPaを下回る確率図と実況天気図である。この低気圧は日本の南を発達しながら通過し、2006年1月21日には関東南部に8年ぶりの大雪をもたらした。まず、確率値が最も高い場所は両実験共にほぼ同じ所であることがわかる。対照実験のその値が60%以下であることから、低気圧の中には1000hPaまで発達しなかったものがあり、発達のタイミングの違いなどが存在すると考えられる。一方、高

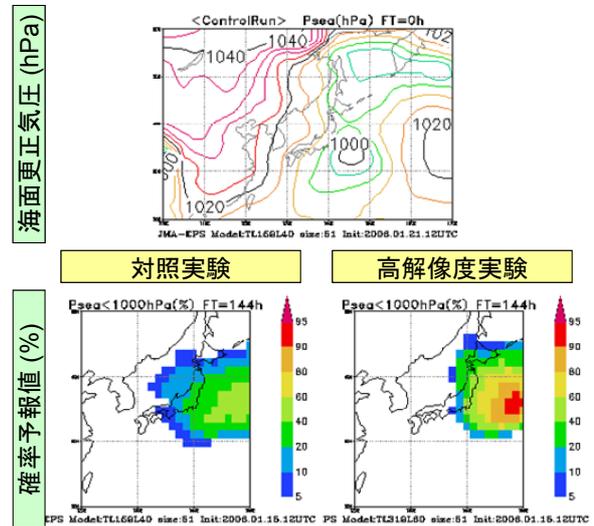


図3.1.7 対照実験(下左)と高解像度実験(下右)による海面更正気圧が1000hPa以下となる確率予報(単位:%、カラーバー参照)と対象時刻の地上天気図(上)。予報の初期時刻は2006年1月15日12UTC、対象時刻は21日12UTC。地上天気図として、対照実験の21日12UTCの初期値を用いた。

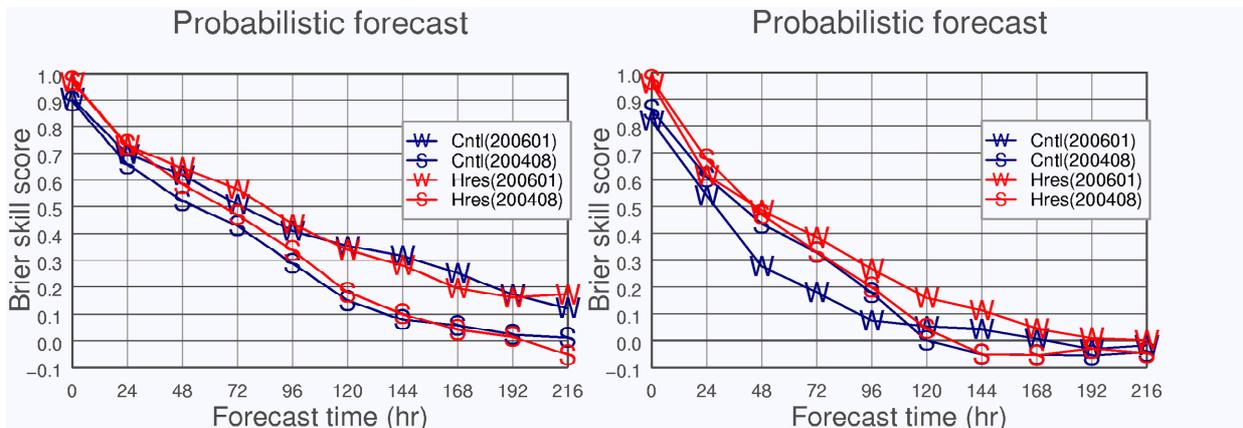


図3.1.8 対照実験(青線)と高解像度実験(赤線)の確率予報検証スコアの月別比較。検証対象は2004年8月(S印線)と2006年1月(W印線)の、日本域の海面更正気圧の年平均偏差が負の気候学的標準偏差以下(左)と負の気候学的標準偏差の2倍分以下(右)になる確率。横軸は予報時間、縦軸はBSS(範囲:-0.1~1)を表す。

解像度実験の低気圧のほとんどは実況の通り1000hPaを下回るまで発達する可能性が示されている。

この事例も含む、低気圧全般に関する確率予報の評価のため、図3.1.8左に日本域の海面更正気圧の年平均偏差が負の気候学的標準偏差以下になる確率³のBSSを示す。両実験のスコアを比べると、高解像度実験の夏季の値は予報期間を通して概ね大きい。同様に、高解像度実験の冬季の値は、予報期間前半でやや大きく予報期間後半で小さい。さらに、発達した低気圧の予報成績も評価するため、日本域の海面更正気圧の年平均偏差が負の気候学的標準偏差の2倍分以下になる確率⁴のBSSを図3.1.8右に示す。両実験のスコアを比べると、高解像度実験の夏季の値は0を上回る予報時間120時間まで概ね大きい。また、高解像度実験の冬季の値は予報期間を通して大きい。

以上の検証結果から、高解像度実験の低気圧に関する確率予報の成績は、対照実験と比べて同程度以上であることがわかった。

(4) 降水確率予報の精度比較

降水量をはじめとする地表付近の予測は、複雑な地形の表現を可能にする数値予報モデルの高解像度化の影響を大きく受ける。図3.1.9は、国内21地点の最近傍格子点における24時間降水量1mm以上の確率予報についてのROC面積スキルスコアを表す。両実験のスコアを比べると、高解像度実験の夏季の値は予報期間を通して小さい。同様に、高解像度実験の冬季の値は予報期間を通して大きい。これらのことから、対照実験に比べて、高解像度実験の冬季の成績は良いものの、高解像度実験の夏季の成績は悪いといえる。夏季の地

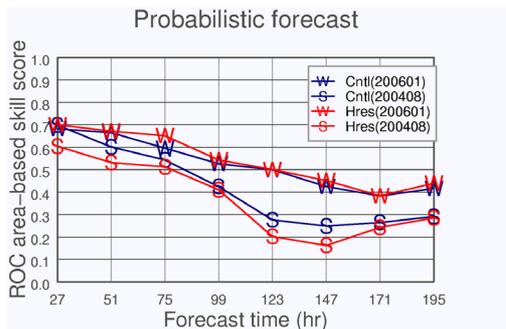


図3.1.9 対照実験(青線)と高解像度実験(赤線)の降水確率予報の検証結果。検証対象は2004年8月(S印線)と2006年1月(W印線)各日における国内21地点の日降水量1mm以上である。横軸は予報時間(初期時刻が12UTCのため、予報時間27,51,⋯,195時間は日界に対応する)、縦軸はROC面積スキルスコア(範囲:0~1)の大きさを表す。

³ 年平均偏差が正規分布すると仮定した場合、その気候学的出現確率は約16%である。

⁴ 年平均偏差が正規分布すると仮定した場合、その気候学的出現確率は約2.3%である。

上要素の日々のばらつきを調べると、両実験のばらつき具合は大きく異なり、夏季の降水確率の精度が相対的に低い原因の一つとして高解像度実験のスプレッドの過小の影響が考えられる。

次に、両実験の降水確率分布の比較に見られるEPSモデルの高解像度化の効果を示す。図3.1.10は、2006年1月7~8日の冬型の気圧配置時の降水を対象とした4日予報の確率値と実況降水量である。実況であるアメダス降水量分布(北日本日本海側~北陸・山陰地方に見られる着色された領域が1mm以上、赤色域が6mm以上を観測した場所)は冬型の気圧配置時に現れる典型的な分布である。降水確率分布(1mm以上が(a),(c)、6mm以上が(b),(d))は対照実験(上段)と高解像度実験(中段)のそれぞれのEPSモデルの解像度と同程度の1.25度、0.5625度格子で計算した値である。対照実験の1mm以上の降水確率値は日本海側の各地で90%(赤色)、北日本太平洋側の多くの場所で60%以上(黄色・赤色)、東・西日本の太平洋側でも5%以上(色あり)という場所がみられる。一方、高解像度実験の1mm以上の

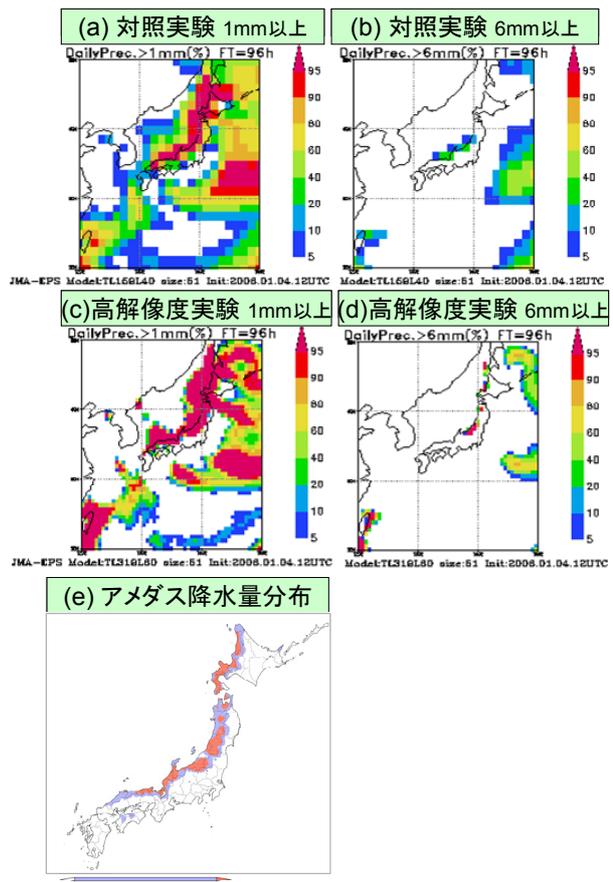


図3.1.10 対照実験と高解像度実験による降水確率予報値(a)~(d)(単位%、カラーバー参照)とアメダス降水量(e)の分布図。初期時刻は2006年1月4日12UTC、対象期間は7日12UTC~8日12UTC。対照実験(a),(b)と高解像度実験(c),(d)の24時間降水量がそれぞれ1mm(左)、6mm(右)以上の降水確率分布を示す。アメダス降水量分布図は1mm以上の地域を着色し、6mm以上の地域を赤としている。

降水確率値は日本海側の各地で90%、太平洋側の各地で5%以下(色なし)という地域差が明瞭である。このように、対照実験では冬型の気圧配置時に降水が期待されない太平洋側で降水を予測する一方、現実により近いモデル地形を有する高解像度実験は冬型の気圧配置時の典型的な降水分布の出現を非常に高い可能性で予測することを示している。また、6mm以上の降水確率値について見ると、対照実験は5~40%の領域が北陸地方と西日本日本海側の一部に存在する。一方、高解像度実験は実況で6mm以上となった北日本日本海側にも存在し、これらの地方の降水確率値がより高く適切であるものの、6mm以上の降水を観測した西日本日本海側の地域の降水確率は5%以下と低い。

3.1.4 週間アンサンブル予報による台風進路予報

数値予報課では、台風5日予報の実現を目指し、週間アンサンブル予報による台風進路予報の利用可能性を調査している(竹内 2005)。酒井・山口(2006)は、初期摂動の作成手法が成長モード育成法で、メンバー数が25であった当時、その予報精度を調査し、台風が初期時刻に存在した場合、5日先までの台風接近確率予報が確率予報として十分な精度を持つことを示した。本項では、メンバー数を25から51へと増強した2006年3月以降に発生した台風を対象に同様の検証を行った結果を示す。また、2007年に予定されている初期摂動作成手法の変更に伴う予報特性の変化についても記述する。

図 3.1.11 に台風接近確率予報の検証結果を示す。図は信頼度曲線で、横軸は確率予報値、縦軸は確率値毎に実際に現象が起きた相対頻度を表す。台風の接近の定義は酒井・山口(2006)と同様、予報時間0時間から120時間間に台風中心が120km以内に近づく、とした。検証対象となった台風は2006年の第1号から第14号である。図中赤線は51メンバーによる結果で、緑線は比較のためアンサンブルサイズを25とした(25メンバーはコントロールランと、正摂動または負摂動を加えたそれぞれ12個の摂動ランで構成した。12個の摂動ランは、それぞれ独立なブリーディングサイクルの1番目から12番目の摂動による予報とした)ときの結果である。図を見ると、赤線は緑線と同様に、信頼度が完全であることを表す黒線と良い対応となっている。51メンバーによる台風接近確率予報も25メンバーのときと同様、確率予報としての信頼度が高いことがわかる。一方ブライアスキルスコアを両者で比較すると、51メンバーによる結果の方が値が小さく、精度が悪かった。精度の劣化は、分離度を評価する項に表れており、酒井(2006)が指摘するように51メンバーによる台風進路予報ではスプレッドが大きくなっている。

第 3.1.3 項で述べた通り、初期摂動作成手法としてSV法を採用した予報実験では台風進路予報のスプレ

ッドが成長モード育成法のときと比べて小さくなるという結果が得られている。図 3.1.12 にSV法、成長モード育成法それぞれの、各アンサンブルメンバーの初期場(予報時間0時間)の台風予想位置の例を示す。初期時刻は2004年8月24日12UTCで、台風第17号の事例である。成長モード育成法(水色点)では、黒点が示す実況の台風中心位置のまわりに広く台風中心が予想されており、中には実況の位置から300km以上離れている点も存在する。現行(2006年11月現在)の成長モード育成法では初期摂動の振幅が大きく、予報初期のスプレッドの大きさを過大に評価している傾向があるためと考えられる。一方SV法では、予報初期でのばらつきの成長率を大きくする特徴を活かし、初期摂動の振幅の大きさを小さくしている(図 3.1.6 参照)。従って図 3.1.12 の

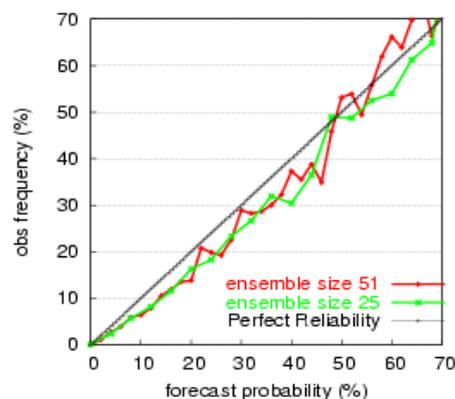


図3.1.11 台風接近確率予報の検証結果(信頼度曲線)。横軸は確率予報値、縦軸は確率値毎に実際に現象が起こった相対頻度である。赤線は51メンバーによる結果で、緑線は比較のためアンサンブルサイズを25としたときの結果である。検証対象は2006年の台風第1号から第14号である。なお確率70%以上の予報の検証は、事例数が十分でないことから省略した。

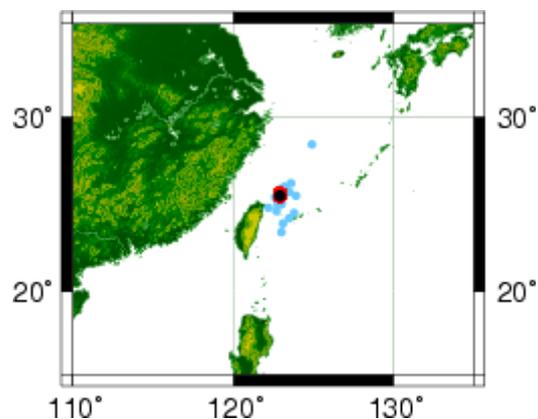


図 3.1.12 SV法による各アンサンブルメンバーの初期場(予報時間0時間)の台風予想位置(赤点)。水色点は成長モード育成法による結果を表す。黒点は実況の台風位置を表す。初期時刻は2004年8月24日12UTCで、台風第17号の事例である。

赤点が示す通り、SV 法による各アンサンブルメンバーの台風初期位置はほぼ実況と同じ場所に予想されている。現実的でない初期値を持つメンバーはアンサンブルのメンバーとしてふさわしくなく、スプレッドの過大評価や確率予報の精度劣化の原因となる。SV 法では、現行の成長モード育成法で見られるような非現実的なメンバーが存在しないことから、上記の問題が軽減すると期待できる。

3.1.5 まとめと今後の課題

週間EPSは2001年3月の本運用開始以降段階的に改良されてきた。そして、2006年3月の計算機システム更新を機に、週間EPSの運用に充てる計算機資源を増やし、メンバー数を増強した。さらに、EPSモデルの高解像度化といった高度化も行う予定である。

2006年3月のメンバー数増強とEPSモデルの改良により、週間アンサンブル予報の確率予報の成績は良くなっており、事前に想定していた通り信頼度情報の精度向上が得られている。また、モデル格子点予測値に基づいた地点予報の精度検証を行った結果、週間天気予報の発表対象としている日降水量1mm以上といった降水現象だけでなく、日降水量12mm以上といった比較的強い降水の確率予報に、週間天気予報の範囲で有意な精度があることを2006年春の検証で確認した。さらに、夏季の代表的な擾乱の一つである台風について、進路予報のスプレッドが過大であるものの、台風が初期時刻に存在した場合の5日先までの接近確率を検証した結果、予報の信頼度は従来と同様高いことを確認した。

EPSモデルの高解像度化と初期摂動作成法の変更を施した次期の週間EPSは2007年から運用する予定である。高解像度化により、より小さな規模の現象や複雑な地形の表現が可能となることから、次期の週間EPSの現実化により、現象の強度や地表付近の予測精度の向上、初期摂動の成長率の増加などが期待される。

実際に数値実験を行なった結果、降水確率分布図から地上要素の信頼度がより高くなることがわかった。また、初期摂動の振幅の大きさを理想的な値に近づけることにより、例えば台風の初期位置の中には非現実的なものがあるといった、現状のアンサンブル予報に見られる予報初期の過大なスプレッドが引き起こす問題を解決できることがわかった。一方、この初期摂動の振幅の変更により、スプレッドの大きさが過小となる。そして、検証結果の中には、このアンサンブル予報の精度が現状に比べて低くなることを示すものもある。この結果を踏まえ、現在振幅の大きさを含めた初期摂動の見直しを進めている。

今後はアンサンブル全球モデルの最新版も導入した数値実験を再度行い、ここから得られた成果を次期の週間EPSの運用開始時に反映する予定である。また、ス

プレッドの増加にはSVの成長率の評価時間を延ばすことも有効な手段であることがわかっており、限られた運用時間内で出来るだけ長い評価時間のSVが算出できるよう、SV法の高速化にも取り組む予定である。さらに、いくつかの数値予報センターで成果を上げている数値予報モデルの不完全性を考慮したアンサンブル手法を開発し、予報期間後半の精度向上を図る予定である。

また、週間アンサンブル予報による日本周辺の予測にとって、その予報期間内で発生から転向、温低化という過程を経る熱帯擾乱の予測精度は重要であり、現在は予報の初期時刻に存在する台風に関する接近確率の検証を行っている。特に、熱帯擾乱の発生可能性の検証は熱帯域における週間EPSの性能評価の一つとして重要であり、あらゆる過程の熱帯擾乱の検証を行うことが今後の課題である。

参考文献

- 気象庁, 2001: 循環場の新平年値の作成. 気候系監視報告別冊第7号, 113pp.
- 経田正幸, 2006: 週間アンサンブル予報システム. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 23-33.
- 酒井亮太, 2006: 週間アンサンブル予報システムにおけるメンバー数増強の効果. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 43-49.
- 坂下卓也, 平井雅之, 2005: 日本域における降水量予測の国際比較. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 21-26.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. アンサンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 73-103.
- 山口宗彦, 2006: 特異ベクトル法の開発. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 50-58.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis, *Submitted to J. Meteor. Soc. Japan*.

3.2 台風アンサンブル予報¹

3.2.1 はじめに

気象庁は2007年から、台風進路予報の精度向上と信頼度情報の高度化を目的として「台風アンサンブル予報」の運用を開始する計画である。台風アンサンブル予報の現業化に伴い台風モデルは廃止され、20kmGSM(第2章)と台風アンサンブル予報が気象庁の台風進路予報作業を支援する。台風の強度予報に関しては、台風アンサンブル予報で用いるモデルの水平解像度が60km程度と不十分であることから、20kmGSMが支援を行なう。

気象庁が運用する全球モデルは、台風進路予報においても世界のトップクラスの予報精度を保持している(山口・酒井 2005)。一方、全球モデルや台風モデルのような単独の予報モデルによる決定論的進路予報には、初期時刻毎に予報結果が異なるという初期値替わりの問題や、実況の台風進路が捕捉できないといった問題が生じることがある。これは、解析値に解析誤差が含まれていることや、初期状態に応じて予報の不確実性が異なることが原因のひとつである。たとえば、台風アンサンブル予報の現業化に先立って実験的に監視している週間アンサンブル予報による台風進路予報を見ると、事例によって進路のばらつき具合が異なっていることがわかる(酒井・山口 2006)。現在(2006年11月)気象庁では、初期値替わりや見逃しのリスクを緩和するために、全球モデルと台風モデルの両者の予報結果を利用して進路予報を決定している(RSMC Tokyo-Typhoon Center 2004)。台風アンサンブル予報の現業化後はアンサンブルメンバー数と同数の進路予報結果が得られるため、これまで以上に初期値替わりや見逃しのリスクを緩和することが期待できる。台風の進路予報に関する確率情報が、予報の不確実性を反映したアンサンブル予報結果に基づいて得られ、これにより、たとえば、現在統計的な手法で決定されている台風予報円の半径(白木ほか

1993)を、アンサンブル予報のスプレッドの大きさから見積もることができる。また決定論的な進路予報の誤差がアンサンブル平均やクラスター解析等の統計的な手法を用いることで減少することが期待できる。

本節では、第3.2.2項で台風アンサンブル予報の仕様を示す。第3.2.3項では台風アンサンブル予報の計算手順を具体的に解説する。第3.2.4項では現業化に向けて行なった予報実験の結果を紹介する。第3.2.5項では台風アンサンブル予報の利用方法について記述し、第3.2.6項でまとめと今後の課題について述べる。

3.2.2 台風アンサンブル予報の仕様

表3.2.1に台風モデルによる台風予報と比較した台風アンサンブル予報の仕様を示す。予報初期時刻と予報時間に関して変更は無く、台風アンサンブル予報でも1日4回、84時間予報を行なう。両者で異なる点は、予報モデル本体と、予報対象とする台風の個数が従来の2個から1個増えて3個となることである(図3.2.1参照)。台風アンサンブル予報で用いる予報モデルはアンサンブル全球モデルで、20kmGSMと水平解像度以外は同じで、週間アンサンブル予報で用いるモデルと同じである。水平解像度はおよそ60kmで、台風モデルの24kmよりも粗い。台風アンサンブル予報は、予報モデルの不完全性に起因する予報の不確実性を扱うモデルアンサンブル(経田 2006)は考慮しておらず、解析値に含まれる解析誤差に起因する予報の不確実性を扱う初期値アンサンブル(経田 2006)である。初期摂動の作成手法は特異ベクトル法(山口 2006)で、アンサンブルメンバー数はコントロールランと10個の摂動ランを合わせた計11である。

3.2.3 台風アンサンブル予報の計算フローチャート

台風アンサンブル予報に関する具体的な記述は本稿が初めてである。若干技術的な話になるが、台風アン

表 3.2.1 台風モデルによる台風予報と比較した、台風アンサンブル予報の仕様

	台風モデルによる台風予報	台風アンサンブル予報
予報モデルの空間解像度	水平約24km鉛直40層 (モデルトップは20hPa)	水平約60km鉛直60層 (モデルトップは0.1hPa)
予報初期時刻	00, 06, 12, 18 UTC	同左
予報時間	84時間	同左
予報対象とする台風の個数	最大2個	最大3個
メンバー数	1 (決定論的予報)	11 (コントロールラン+ 10個の摂動ラン)
初期摂動作成手法	-	特異ベクトル法
モデルアンサンブル	-	考慮せず

¹ 山口 宗彦

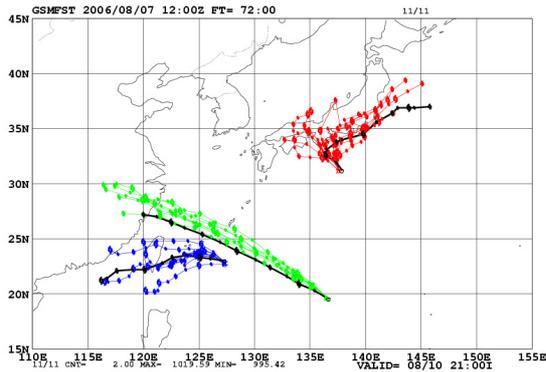


図 3.2.1 台風アンサンブル予報の例。初期時刻は 2006 年 8 月 7 日 12UTC。このとき、MARIA、SAOMAI、BOPHA と同時に 3 つの台風が存在した。赤、緑、青線はそれぞれ MARIA、SAOMAI、BOPHA に対する台風アンサンブル予報で、黒線はそれぞれの台風の実況の進路を表す。

サンプル予報の具体的な計算手順をまとめておく。特異ベクトル法に関する技術的な用語については山口(2006)に解説があるので適宜参照して頂きたい。具体的な計算手順に関心のない読者は本項を読み飛ばして差し支えない。

台風アンサンブル予報は、初期摂動の作成を行なう部分(以下、Tiと呼ぶ)と、求めた初期摂動を解析値に加えて(又は、引いて)予報を行なう部分(以下、Teと呼ぶ)に大きく分かれる。Ti、Te それぞれは、さらに細かい計算過程(以下、ジョブと呼ぶ)に分割でき、それらジョブをフローチャートにしたものが図 3.2.2 と図 3.2.3 である。各ジョブの具体的な役割を以下に記述する。

(1) Ti

•CkTDSV

予報課解析熱帯低気圧情報ファイル(以下、YHTCファイルと呼ぶ)を参照して後続ジョブの実行を判断する。台風モデルの実行条件と同様、RSMC Tokyo-Typhoon Center の責任領域(東経 100 度から 180 度、0 度から北緯 60 度、以後 RSMC 責任領域と略す)内で、今後 24 時間以内に Tropical Storm 以上(最大風速 34kt 以上)の強度に発達することが見込まれる熱帯低気圧が存在するか、解析時刻で Tropical Storm 以上の強度で解析されている熱帯低気圧が存在するか、どちらかの条件が満たされている場合のみ後続ジョブが実行される。

•PRESV

特異ベクトル計算のため、20kmGSM 解析値(TL959L60)を、特異ベクトル計算に使用する接線形モデルの解像度 T63L40 へ変換する。

•SV_RSMC

北緯 20 度以北の RSMC 責任領域を対象として(ター

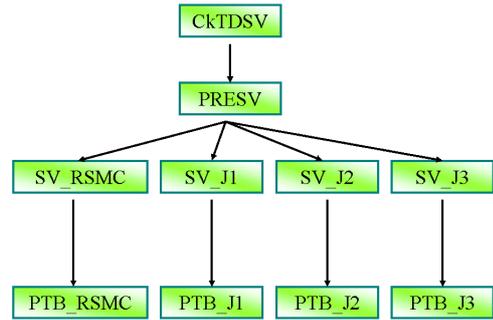


図 3.2.2 初期摂動の作成を行なう部分(Ti)のジョブのフローチャート。

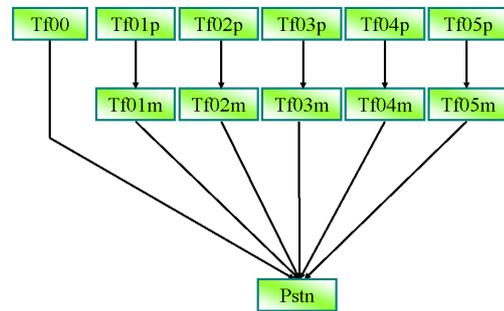


図 3.2.3 求めた初期摂動を解析値に加えて(又は、引いて)予報を行なう部分(Te)のジョブのフローチャート。

ゲットとして)乾燥特異ベクトルを計算する。中緯度帯の小擾乱により引き起こされる台風進路予報の不確定性を捕捉することが目的である。評価時間は 24 時間で、最大 10 個の特異ベクトルを計算する。

•SV_J[123]

最大 3 個までのそれぞれの台風について、台風周辺域をターゲットとして湿潤特異ベクトルを計算する。計算機資源の制約から、摂動計算の対象となる台風の数には最大 3 個である²。予報初期の台風進路の不確定性を捕捉することが目的である。ターゲット領域はYHTCファイルに記載されている 24 時間後の台風予想位置が中心となるように東西に 20 度、南北に 10 度の矩形領域である。評価時間は 24 時間で、5 個の特異ベクトルを計算する。

•PTB_RSMC

算出された RSMC 責任領域の乾燥特異ベクトルを用

² 3 個を超えた場合には、YHTCファイルが指定する 3 つの台風を摂動計算の対象とする。4 つ以上の熱帯擾乱が同時に解析されることはまれで、過去 10 年間で 3 初期時刻のみである。

いてアンサンブル初期摂動を作成する。最大 10 個の特異ベクトルから位置の重なりが小さい特異ベクトルを 5 個選択して、空間的にばらつきが大きくなるように線形結合して初期摂動を作成する。結果、成長率の大きさに依存しない 1~5 番目までのアンサンブル初期摂動が作成される。振幅の大きさは 850hPa 高度の気温の気候学的変動の値を基に規格化する。

・PTB_J[123]

最大 3 個までのそれぞれの台風について、算出された台風周辺域の湿潤特異ベクトルを用いてアンサンブル初期摂動を作成する。RSMC 責任領域の初期摂動と異なり、求めた個々の特異ベクトルを定数倍してアンサンブル初期摂動とする。結果、成長率の大きさの順に 1~5 番目までのアンサンブル初期摂動が作成される。振幅の大きさは、東西風 4.5m/s, 南北風 4.5m/s, 比湿 3g/kg, 気温 1K の上限値を設定して、これらの数値を 0.8 倍した値を越えないように定数倍して求める³。

(2) Te

・Tf00

コントロールランを行なう。Ti の PRESV 同様、予報を行なう前に 20kmGSM 解析値を、予報モデルの解像度 TL319L60 へ変換する。

・Tf0[1-5]p

摂動ランを行なう。初期値は、PTB_RSMC, PTB_J1, PTB_J2, PTB_J3 で求めたアンサンブル初期摂動をそれぞれ独立に解析値に足し込んで作成する。たとえば Tf01p の初期値は、PTB_RSMC で求めた 1 番目の摂動と PTB_J1, PTB_J2, PTB_J3 で求めた 1 番目の摂動をそれぞれ独立に解析値に足し込んで作成する。同様に Tf02p の初期値は、PTB_RSMC で求めた 2 番目の摂動と PTB_J1, PTB_J2, PTB_J3 で求めた 2 番目の摂動をそれぞれ独立に解析値に足し込んで作成する⁴。

・Tf0[1-5]m

アンサンブル初期摂動を引く以外は Tf0[1-5]p と同じ。

・Pstn

後処理を行なう。

³ 台風周辺域の摂動は風の要素が支配的で、東西風か南北風の上限值で振幅の大きさが制限されることが多い。4.5m/s という値は、衛星風の 700hPa 高度の観測誤差の値から引用した。なお振幅の大きさの設定は今後の予報実験の結果に応じて変わる可能性がある。

⁴ 台風が 1 個のときは PTB_J2, PTB_J3 は存在しない。同様に台風が 2 個のときは PTB_J3 は存在しない。

3.2.4 台風アンサンブル予報実験の検証結果

台風アンサンブル予報の現業化に向け予報実験を行ない、その予報精度を検証した。結果を以下の 3 項目に分けて記述する。

- (1) 決定論的進路予報の検証
- (2) 確率的進路予報の検証
- (3) アンサンブルスプレッドの情報を反映した台風予報円の利用可能性について

(1) 決定論的進路予報の検証

台風アンサンブル予報では、決定論的な進路予報の誤差がアンサンブル平均やクラスター解析等の統計的な手法を用いることで減少することが期待できる(酒井 2006)。2005 年 8 月 5 日から 9 月 24 日までに解析された熱帯擾乱を対象に台風アンサンブル予報実験を行ない(以下、2005 年夏実験と呼ぶ)、アンサンブル平均(各アンサンブルメンバーの台風中心予報位置のベクトル平均)による決定論的台風進路予報の精度を調べた。実験では現業化予定の仕様と同様、1 日最大 4 初期時刻(00, 06, 12, 18UTC)、11 メンバーによる 84 時間予報を行なった。検証結果を図 3.2.4 に示す。図 3.2.4 は予報時間毎の進路予報誤差で、横軸が予報時間、左の縦軸が進路予報誤差(km)、右の縦軸が検証の事例数を表す。緑線はコントロールラン、赤線はアンサンブル平均、青線は台風モデルの進路予報誤差を表しており、黒点が検証の事例数に対応する。

アンサンブル平均による決定論的台風進路予報は、台風モデルやコントロールランよりも精度が良く、コントロールランと比較すると予報後半で 20km 程度誤差が減少している。海外の主要な数値予報センターの 72 時間予報の台風進路予報誤差を比較すると、各センター間の差は数 10km と非常に拮抗している(山口・酒井

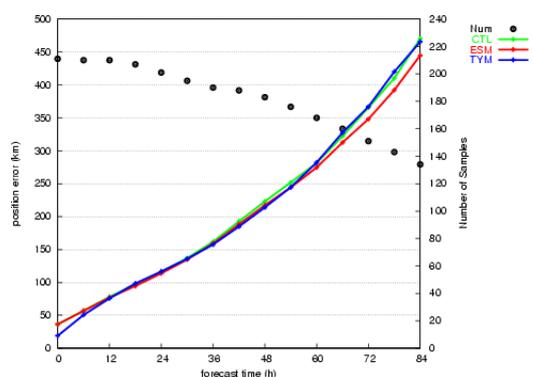


図 3.2.4 台風アンサンブル予報による、コントロールランの進路予報誤差(緑)とアンサンブル平均の進路予報誤差(赤)。青は台風モデルの結果である。横軸は予報時間、左の縦軸は進路予報誤差(km)、右の縦軸は検証の事例数を表す。検証期間は 2005 年 8 月 5 日から 9 月 24 日である。黒点は検証の事例数を表す。

2005)。20km という値は決して小さな改善幅ではない。2004年7月24日から8月31日を対象とした同様の予報実験(以下、2004年夏実験と呼ぶ)でも、改善幅は最大10km程度であるが、アンサンブル平均予報の有効性が全予報時間に対して確認できた(図略)。

(2) 確率的進路予報の検証

台風アンサンブル予報では、台風進路予報に確率的な情報を付加することができる。“台風の接近”を定義し、全アンサンブルメンバーに対して何メンバーが接近したかをある地点で計算すれば、その地点での台風接近確率を求めることができる。図3.2.5は、地図上の東西南北1度格子の各点で接近確率を計算してそれを平面図にしたもので、台風接近確率図と呼ばれている。

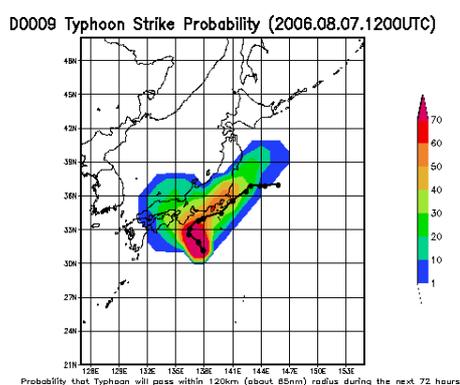


図3.2.5 2006年8月7日12UTC初期時刻の台風アンサンブル予報による台風接近確率図。転向を予想するアンサンブルメンバーと転向せずに四国地方へ進むアンサンブルメンバーとに分かれていて、進路予報結果が初期値に敏感であったことが推測される。黒線は実況の台風進路である。凡例の単位は%。

2004年夏実験および2005年夏実験において台風接近確率予報の検証を行なった。台風の接近の定義は、予報時間0時間から84時間に台風が120km以内に近付く、とした。図3.2.6に2004年夏実験の結果を示す(2005年夏実験の結果も同様であり、図は省略する)。図は信頼度曲線(付録参照)で、横軸には確率予報値、縦軸には各確率ごとに実際に現象が起こった相対頻度がプロットされる。図を見ると、検証結果を表す赤線が、信頼度が完全であることを表す黒線と良い対応であることがわかる。これは予報の確率値とほぼ同じ頻度で現象が起こっていることを表しており、確率予報としての信頼度が高いことを意味している。Brier Skill Score(付録参照)による検証においても、その値は正の値を示し、台風接近確率予報の有効性が確認できた。

予報の確率値が30%よりも高いと若干信頼度が落ちる。これは、どのアンサンブルメンバーも実況を捕捉できなかったり、観測型の台風ボーガス(第2.1項参照)の影響で、解析位置とずれたところから進路予報が始まる事例

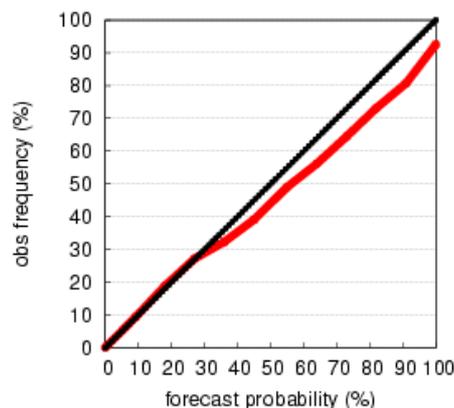


図3.2.6 台風接近確率予報の信頼度曲線(赤線)。横軸は確率予報値、縦軸は各確率ごとに実際に現象が起こった相対頻度である。台風の接近の定義は、予報時間0時間から84時間に台風が120km以内に近付くとした。検証期間は2004年7月24日から8月31日である。

があることが原因のひとつであると考えられる。今後、解析システムや予報モデルの高度化、モデルアンサンブルの導入やアンサンブルメンバー数の増強により確率情報の高度化が期待できる。

(3) アンサンブルスプレッドの情報を反映した台風予報円の利用可能性について

気象庁が発表する台風進路予報では、予報の不確実性を表す予報円を使用している。この予報円の大きさは、現在、過去の予報誤差の統計から決められている。前述の通り、アンサンブル予報は予報の不確実性を見積もる予報システムである。このため、台風アンサンブル予報では予報のスプレッドの大きさから予報円の大きさを見積もることが期待できる。2004年夏実験と2005年夏実験の結果に対して、アンサンブルスプレッドを反映した台風予報円の利用可能性について調査したのでその結果を示す。図3.2.7はスプレッドの大きさとコントロールランの進路予報誤差の関係を示す散布図である。3日予報の予報円の大きさを評価するため、図は78時間予報の結果である(気象庁の発表予報の時刻と予報初期時刻がおよそ6時間ずれているため、3日先の発表予報には78時間予報の数値予報資料が利用される)。横軸は予報0時間から78時間まで6時間ごとに積算した台風予報位置のスプレッド(アンサンブル平均予報の台風予報位置に対する各アンサンブルメンバーの予報位置の距離の標準偏差)で、縦軸はコントロールランの進路予報誤差である(縦軸にアンサンブル平均の進路予報誤差をとっても結果は同様の傾向を示す)。両者は正の相関があり、特にスプレッドが小さいときはコントロールランの進路予報誤差も小さい傾向がある(図3.2.7の青点線の中)。気象庁は、予報円の中に実際に台風が入る確率を70%と定義している。これに基づき、スプレッドの大きさが2500km以下の事例(全事例数の58%に

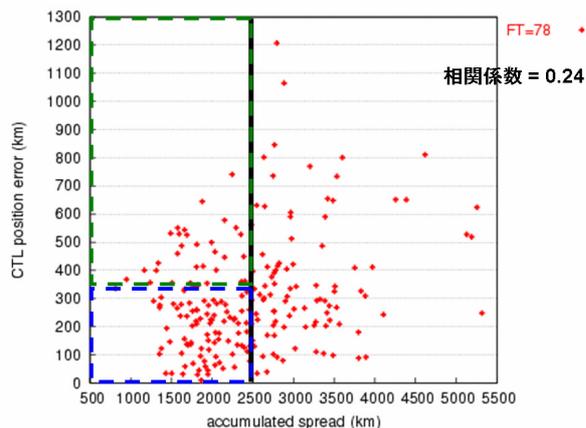


図 3.2.7 スプレッドの大きさとコントロールランの進路予報誤差の関係。検証対象は2004年夏実験と2005年夏実験で、予報時間は78時間である。横軸は予報0時間から78時間まで6時間ごとに積算した台風予報位置のスプレッド(km)で、縦軸はコントロールランの進路予報誤差(km)である。

当たる)に対して検証すると、コントロールランの進路予報誤差が320km以下である事例が全検証対象事例の70%を占めた。

次に、図 3.2.8 のように、スプレッドをコントロールランの台風進路に沿った成分(AT)と直交する成分(CT)に分類して検証を行なった。図 3.2.9 に CT 方向の検証結果を示す。横軸は CT 方向の積算スプレッドで、縦軸はコントロールランの CT 方向の予報誤差である。図から、CT 方向のスプレッドが小さいとコントロールランの CT 方向の誤差も小さいことがわかる(図 3.2.9 の青点線の中)。これは台風の進路に関して、スピードの誤差はあるかもしれないが(AT 方向の誤差はあるかもしれないが)、コースに関しては不確実性が小さいことを意味している。図 3.2.6 と同様の検証で、スプレッドの大きさが 1700km 以

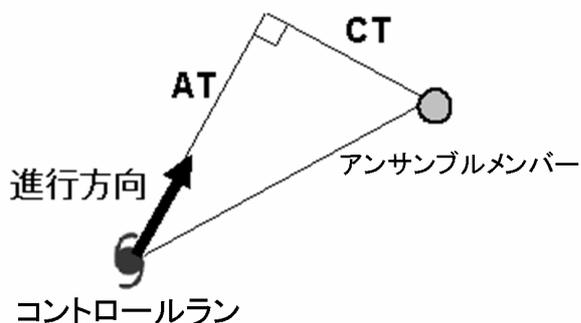


図 3.2.8 台風の進行方向に相対的な誤差の取り方。進行方向に沿った方向の誤差(AT)と進行方向に直交する方向の誤差(CT)。進行方向はコントロールランの進行方向のことで、検証対象時刻の予報位置と前6時間予報位置から求める。

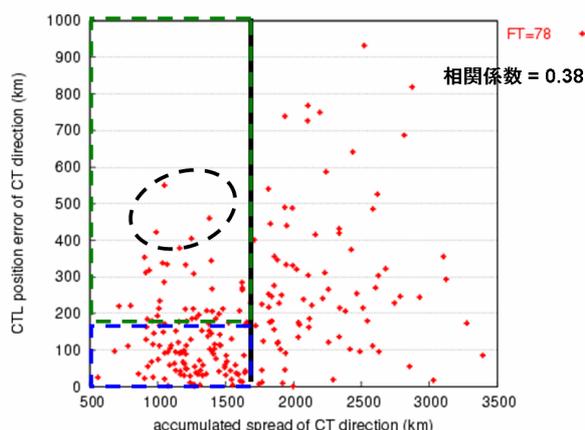


図 3.2.9 図 3.2.7 と同じ。ただし、CT 方向の検証結果。

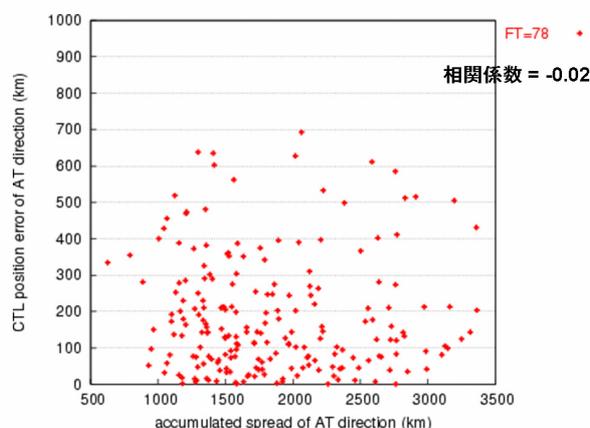


図 3.2.10 図 3.2.7 と同じ。ただし、AT 方向の検証結果。

下の事例(全事例数の61%に当たる)に対して検証すると、コントロールランの CT 方向の進路予報誤差が180km以下である事例が全検証対象事例の70%を占めた。現在気象庁が発表している予報円は文字通り円形であるが、将来楕円形を採用することが検討される際は今回の検証結果が示す通り、CT 方向のスプレッドが小さいとき、進行方向直角方向の幅を小さくできるかもしれない。

図 3.2.9 の黒点線で囲った事例は、CT 方向のスプレッドが小さかったにもかかわらず、コントロールランの CT 方向の予報誤差が大きかった事例である。これらの事例は本項(2)で問題とした、全アンサンブルメンバーが実況を捕捉できなかつたり、解析位置とずれた位置から進路予報が始まる事例であった。

図 3.2.10 に AT 方向の検証結果を示す。CT 方向の検証結果とは対照的に、スプレッドの大きさと予報誤差の相関は低い。今後転向のステージに応じた検証等を行ない有効な情報が抽出できるか調査を進めていく予定である。

3.2.5 台風アンサンブル予報の利用方法

実験結果が示した通り、台風アンサンブル予報は初期値の不確定性に起因した台風進路のばらつきを捕捉し、進路予報に関して有益な確率情報を提供することができる。台風接近確率図は台風アンサンブル予報の有効な利用方法のひとつである。決定論的進路予報も、アンサンブル平均の進路予報を用いることで、台風モデルやコントロールランによる台風進路予報と比べて予報誤差が減少する。今後は、決定論的進路予報の予報精度が一層改善するように、アンサンブル平均以外の統計手法としてクラスター解析等を試みる予定である。この他、気象庁が発表予報で使用している予報円に関して、アンサンブル予報のスプレッドの情報が有効利用できそうである。スプレッドが小さいときは現状よりも予報円の半径を小さくできる可能性がある。今後さらに定量的な検証を進め、アンサンブルスプレッドの情報を反映した台風予報円の実現可能性について調査する予定である。

3.2.6 まとめと今後の課題

気象庁は、2007年から台風進路を対象とするアンサンブル予報、「台風アンサンブル予報」の運用を開始し、台風進路予報のさらなる精度向上を図る計画である。台風アンサンブル予報の現業化に伴い、台風モデルは廃止され、台風アンサンブル予報と20kmGSMが気象庁の台風進路予報業務を支援する。

台風アンサンブル予報では、(1)決定論的な台風進路予報の精度、(2)確率的な台風進路予報の精度が重要である。2004年および2005年の夏を対象として行なわれた予報実験では、これらについて十分な精度を持つ結果が得られた。(1)に関しては、アンサンブル平均の進路予報を用いることで、台風モデルやコントロールランによる台風進路予報と比べて予報誤差が減少した。(2)に関しては、台風接近確率図による確率予報の有効性が確認できた。今後は、クラスター解析等、アンサンブル平均以外の統計手法を試み、決定論的進路予報の予報精度が一層改善するアルゴリズムを開発する予定である。また確率予報に関しても、予報・解析システムの改良やアンサンブルシステムの高度化を行ない精度向上を目指す。

アンサンブルスプレッドの情報を反映した台風予報円の利用可能性については、基礎的な調査の結果、スプレッドが小さいときは現状よりも予報円の半径を小さくできる可能性があることがわかった。特に、コントロールランの進行方向に対して直角方向のスプレッドが小さいときコントロールランの対応する方向の誤差も小さいことがわかった。今後さらに定量的な検証を進め、アンサンブルスプレッドの情報を反映した台風予報円の実現可能性について調査する予定である。

参考文献

- 経田正幸, 2006: アンサンブル予報概論. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 1-12.
- 酒井亮太, 山口宗彦, 2006: 週間アンサンブル予報の台風予報への拡張. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 38-42.
- 酒井亮太, 2006: マルチセンターアンサンブルによる台風予報. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 63-65.
- 白木正規, 黒良龍太, 大久保忠之, 1993: 確率予報による台風予報. 研究時報, 60, 189-202.
- 山口宗彦, 酒井亮太, 2005: 熱帯低気圧進路予報の国際比較. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 27-31.
- 山口宗彦, 2006: 特異ベクトル法の開発. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 50-58.
- RSMC Tokyo-Typhoon Center, 2004: Annual Report on Activities of the RSMC Tokyo-Typhoon Center, 12-20.

第4章 メソ数値予報モデルの改良と予報時間延長

4.1 モデルの変更点¹

4.1.1 はじめに

防災気象情報の発表支援を目的とするメソ数値予報は、2004年9月に数値予報モデルをそれまでの静力学モデルから非静力学モデルへ変更し（藤田 2004）、2006年3月の計算機システムの更新時に、水平解像度を5kmに高解像度化、予報回数を1日8回に高頻度化するなど（石田 2005）、一層の精度向上と支援強化に向けた開発が続けられてきている。防災気象情報発表の支援情報をさらに充実させるため、2007年5月より1日4回の予報(初期時刻03,09,15,21UTC)について、予報時間を15時間から33時間に延長することを計画している。予報時間が33時間に延長されることで、任意の時刻でMSMによる24時間降水量を利用することができる²。また、TAF-Lガイダンスを計算する元になるGPVにMSMを用いることができる（第1.2.2項参照）。あわせて、力学・物理過程の改良と、解析システムの変更により、一層の精度向上を図る。

本節では、2006年3月に現業化されたメソ数値予報モデル（以下、現MSM）と、2007年度中に現業化される予定のメソ数値予報モデル（以下、新MSM）について、仕様の違いを説明する。非静力学メソ数値予報モデルについては、Saito et al.(2006)や藤田(2004)に、現MSMについては石田(2005)に詳しく述べられているので、適宜参照していただきたい。また、統計検証結果については第4.2節を、物理過程と降水予測の改良については第4.3節と第4.4節を、GPV利用上の注意点については第4.5節をそれぞれ参照していただきたい。

4.1.2 新MSMと現MSMの仕様の違い

(1) 格子間隔、格子数、投影法、座標系

新MSMでは、格子間隔、格子数、投影法と水平方向の座標系については、現MSMから変更しない。鉛直方向の座標系については、(4)で述べる地形に沿うハイブリッド鉛直座標を採用する。

(2) 初期値、側面境界値

初期値については、現MSMと同じく静力学モデルに基づくメソ4次元変分法による解析値を利

用する。現MSMでは、メソ解析における4次元変分法の反復計算の後に、水平解像度10kmの静力学MSMによる6時間予報を実行して作成した解析値を初期値としている（図4.1.1）。新MSMでは、静力学MSMによる6時間予報のうち、後半3時間を水平解像度5kmの非静力学MSMによって実行した状態を初期値とすることにする（図4.1.2）³。現MSMでは、水平解像度5kmメッシュ化に伴い、地上気温の予報特性が改善し、予報値のバイアスが小さくなったために、初期値のバイアスが際立つようになったことが指摘されている（瀬川 2005）。これは、メソ解析の中で利用されている静力学MSMと、予報モデルである非静力学MSMの精度の差が大きくなっていることを示している。非静力学MSMで予報する時間を3時間前倒しすることで、予報時間FT=-3からFT=0の間にこの差を吸収し、FT=0の時点での大気状態が非静力学

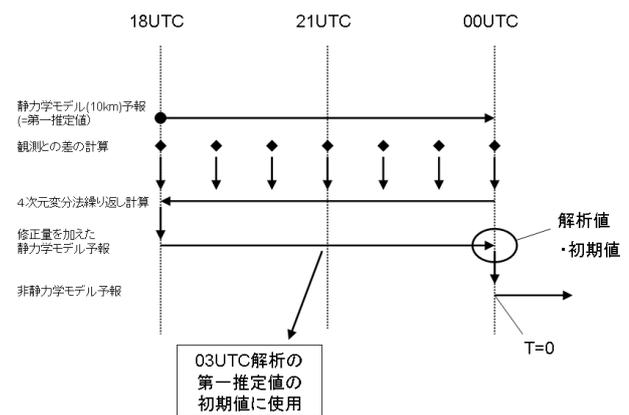


図 4.1.1 現行のメソ解析とメソ予報の処理手順。00UTC 初期値の例。小泉(2005)の図 4.3.3 と同じもの。

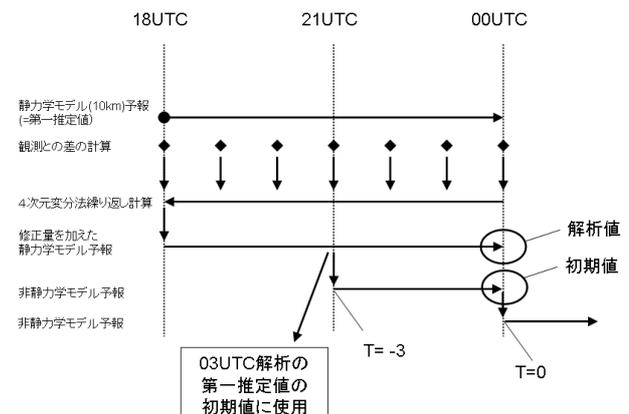


図 4.1.2 変更後のメソ解析とメソ予報の処理手順。00UTC 初期値の例。

¹ 荒波 恒平、原 旅人

² GPVの配信スケジュールは、初期時刻から約2時間10分後であるため、05UTCの時点では、06UTC～06UTCの24時間降水量を求める際に、03UTC初期値のMSMの結果は利用できないが、21UTC初期値のFT=09-33を利用することで、24時間降水量を求めることができる。

³ データ同化サイクルに変更はなく、解析値はこれまでと同じである。なお、実際の運用ではT=-3 からT=15(33)まで続けて非静力学MSMで計算する。

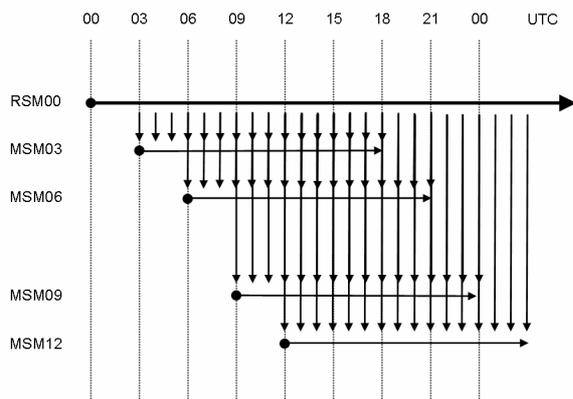


図 4.1.3 更新前の MSM と境界値を提供するモデルの関係。黒丸が初期時刻、横矢印は予報時間、縦矢印は側面境界値の提供関係を示す。また、“RSM00”は“00UTCを初期値とするRSM”をあらわす。

MSMにとって、よりバランスのとれた場になると考えられる⁴。

現MSMの側面境界値には1日2回実行されるRSMの予報値を用いているが(図4.1.3)、新MSMでは1日4回実行される高解像度GSMの予報値を用いる計画である(図4.1.4)。1日2回のRSMを境界値に用いる実験では、09,21UTCを初期値とする予報の予報時間後半で、境界値が「古い」影響があることがわかっている(第4.2.4項参照)。1日4回の新しいGSMの予報値を側面境界値に利用すること⁵で、より新しい情報を予報に反映させることが可能になり、予報時間後半での精度の向上が期待される。

(3) モデル地形、海陸分布、地表面パラメータ

モデル地形、海陸分布の作成手法に変更はない。ただし側面境界値を提供するモデルがRSMからGSMに変更されるため、領域の境界付近で地形や海陸分布がわずかに異なる場合がある⁶。地表面パラメータについては、現MSMでは積雪面が全て雪で覆われていることを仮定して、熱容量などのパラメータを決定していたが、新MSMでは積雪域でも森林や人工構造物など雪で覆われていない部分もあることを考慮して決定する。これにより、冬の夜間に積雪面上で気温が下がりすぎる点が改良される。

⁴ 水平解像度 5kmの非静力学MSMで計算する時間が3時間増えるので、計算に要する時間が増える。

⁵ 境界値の更新直後の 03, 09, 15, 21UTCを初期値として 33 時間予報を行う。

⁶ モデルの計算領域の境界付近において、地形や海陸分布について、側面境界値を提供するモデルのそれらと按分をおこなっている。

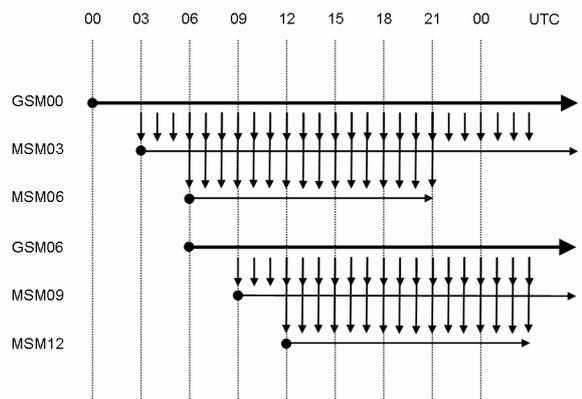


図 4.1.4 更新後の MSM と境界値を提供するモデルの関係。図 4.1.3 と同様。

(4) 力学過程

力学過程では、前述のように鉛直座標として地形に沿うハイブリッド鉛直座標を採用する。現MSMでは地形に沿った座標系を用いており、対流圏中上層にまで地形の凹凸による水平面の変形が存在する。しかし、現実の大気の大規模な運動は中上層では地形の影響をあまり受けず概ね水平面に沿っていると考えられるため、中上層でも水平面の変形がある座標系では計算誤差が大きくなる。そこで、下層では地形に沿うが中上層では水平面になるハイブリッド鉛直座標を用いることで計算誤差の縮減を図る⁷。図4.1.5は変更前後での鉛直層の違いを示したもので、新MSMでは高度11000mより上層で地形の影響をほとんど受けないことがわかる。

齊藤(2003)の移流のスプリットでは、リーブフログの後半のみで移流と重力波をスプリットしているが、計算安定性を高めるため、これに加え

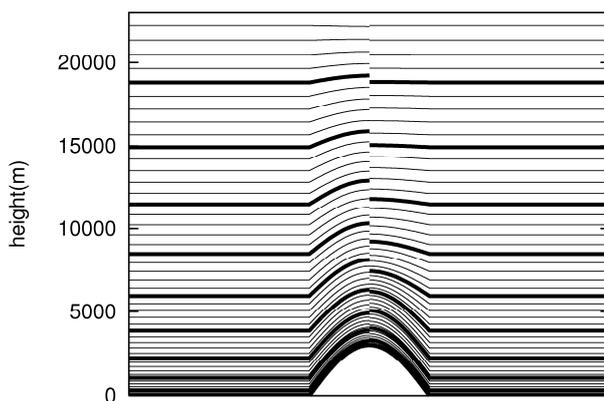


図 4.1.5 現MSMの鉛直座標(左半面)と新MSMの鉛直座標(右半面)。地形として 3000mの山岳を想定した。フルレベルの高さを結んだもので、太線は 5 層おきに引いている。縦軸の単位は m。

⁷ 高度 16000m付近で水平に水蒸気を移流させる理想実験では、z*座標系では山を越えたところで形が大きく変形してしまうが、ハイブリッド座標では形が維持されたまま移流することを確認している(石田、私信)。

てリーブフログの前半において、重力波をスプリットして計算するように変更する。

(5) 乱流過程

乱流過程では、改良Mellor-Yamada Level 3スキーム（以下MY3、Nakanishi 2001; Nakanishi and Niino 2004, 2006）とその出力を用いた部分凝結スキーム(Sommeria and Deardorff 1977)を導入する（原 2006）。MY3の導入により、ノンローカルの効果（本田 1999）が自然に考慮され、乱流による運動量や熱、水蒸気等の輸送が精緻化され、地上降水や、境界層の気温、風の表現が改善される。部分凝結スキームは、格子平均値が飽和していない場合にもサブグリッドスケールの飽和を考えるもので、MY3の計算の中で乱流の生成に部分凝結によって生じる浮力の効果を考慮しているほか、部分凝結スキームの中で計算される雲量や雲水量を次に述べる放射過程で利用する。

(6) 放射過程

現MSMの放射スキームには、北川(2000)のスキームを導入しているが、このスキームで用いられている晴天放射スキームは、長波放射加熱率が対流圏中層で正バイアス、対流圏下層で負バイアスを持つことが知られている(藪ほか 2005)。そこで、60kmGSM（現在のGSM）に実装されている晴天放射スキーム（藪ほか 2005）を導入し、晴天放射スキームの改善をはかる。

放射過程において利用する雲量と雲水量は、従来、雲量は相対湿度から、雲水量は可降水量⁸からの診断によって計算していた。この方法では実況と比較して雲量を過大に見積もるため、地上に到達する短波放射が少なくなり、日中の地上気温の上昇が小さすぎるという問題があった。前述の部分凝結スキームから求めた雲量および雲水量は雲物理過程で予報している水蒸気量、雲水・雲氷量と乱流を反映したものになっており、これを利用することによって雲量が過大に評価される問題が緩和され（第4.3.2項参照）、地上気温の日変化がより実況に近くなり（第4.2.7項参照）、気温の鉛直プロファイルが改善される。

また晴天放射計算において、オゾンの3次元気候値を用いることで、現MSMでは考慮されていなかったオゾンの効果を、新MSMでは考慮する。

現MSMでは当初、放射過程で用いられる太陽の天頂角の計算に不具合があった(均時差⁹の補正

の正負が逆であった)。これにより日の出・日の入りの時間が変わるため、この時間帯に従来の予報に比べて最大2°C程度地上気温に差が出る場合がある。この不具合の修正により日の出・日の入りの地上気温予報の誤差が小さくなること、降水予報に大きなインパクトがないことを確認した上で2006年9月1日に修正を行った。

(7) 雲物理過程、対流パラメタリゼーション

雲物理過程では、雲氷落下スキームを導入する。現MSMにおいては、雲氷の落下が考慮されておらず、予報時間が進むにつれて雲氷が上層に蓄積される問題があったが、これが改善される（第4.3.1項参照）。

対流パラメタリゼーションでは、Kain-Fritschスキーム（以下、KFスキーム）のトリガー関数に相対湿度に依存する摂動を追加する改良を行う（成田 2006）。これによって、格子スケールの対流による過剰な降水や、地形や地表面粗度に過度に応答した降水が軽減される（第4.4節）。

(8) 地上物理量診断手法

モデル面の最下層と地表面の物理量から地上10m風、1.5m気温や湿度を算出する地上物理量診断の手法は現MSMと同じである。物理過程の更新に伴って地表面付近の予報値の特性が変化しているのに合わせて、より誤差の小さい地上予報値になるように診断に用いる粗度長の調整を行う。

4.1.3 今後のメソ数値予報

2004年9月の非静力学モデルの現業化にはじまり、2006年3月のモデルの高解像度化および計算機システムの更新、2007度中に予定されている予報時間の延長と、システムの変更を伴う比較的大きな変更が行われてきている。以下では、新MSMの現業化以降に計画されている開発課題について簡単に述べる。

2007年度中には、初期値の作成手法を、現在の静力学モデルに基づく4次元変分法から、非静力学モデルに基づく4次元変分法に変更する予定である(Honda et al., 2005)。

現在、飛行場予報や都市気象予測等に利用可能な水平格子間隔2km程度の高分解能局地モデルの開発を行っている。300km四方の限定的な領域で予報実験を行い、性能のチェックを行っているところである。

力学過程においては、鉛直差分の高精度化を検討している。現在は鉛直差分を2次精度の差分式を用いて計算しているが、これを4次精度にして差分誤差を軽減する。現在、基礎的な実験を行っ

⁸ 水蒸気量を鉛直積算したものである。

⁹ 均時差は、視太陽と平均太陽(天球上の赤道を一定速度で移動する仮想天体)の時差角であり、2月と11月に特に大きくなる。

ているところである。

積雲対流パラメタリゼーションとして、現在のMSMではKFスキームを用いている。KFスキームを用いることでこれまでに一定の精度が得られているが、水平分解能5kmのモデルに対してKFスキームが最適かどうかは現時点ではわかっておらず、今後も継続的な調査が必要である。

陸面過程においては、植物圏モデル(以下、SiB)の導入を計画している。SiBは植生などによる地表面フラックスへの影響を扱うものであり、さらに土壌水分の変化や積雪の変化についても取り扱うことができる。SiBを利用することで地表面におけるフラックスの扱いが精緻化され、地表面物理量の予測精度だけでなく、大気への影響を通じて降水予測精度の向上につながると期待される。

放射過程においては、短波放射で考慮されている雲の光学特性を精緻化することで、短波放射の改善を目指す。また、現在全領域一様で与えているエアロゾルデータ¹⁰を、格子毎に変化させる拡張を行うことで、晴天放射の改善を目指す。

このほか、次期計算機システムで力学的短時間予報やメソアンサンブル予報に用いられるモデルは、現在のMSMをベースに開発される計画である。これらの新しいモデルの開発には、水平解像度の変更とこれに対応する物理過程の開発、アンサンブル予報の初期値の作成、さらにこれらの出力の利用方法(アプリケーション)など、多岐にわたって開発すべき事項がある。これらの開発を着実に進めて精度向上に努めていきたい。

参考文献

石田純一, 2005: 新しいメソ数値予報モデル. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14-17.

北川裕人, 2000: 放射過程. 数値予報課報告・別冊46号, 気象庁予報部, 16-31.

小泉耕, 2005: データ同化システム. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 33-37.

斉藤和雄, 2003: 時間積分法. 数値予報課報告・別冊第49号, 気象庁予報部, 26-35.

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.

成田正巳, 2006: 気象庁非静力学モデルに組み込んだKain-Fritsch対流スキームの改良について. 第8回非静力学モデルに関するワークショップ予稿集, 印刷中.

原旅人, 2006: 気象庁非静力学モデルへの改良 Mellor-Yamada Level 3スキームと部分凝結スキ

ームの導入について. 第8回非静力学モデルに関するワークショップ予稿集, 印刷中.

藤田司, 2004: 非静力学メソ数値予報モデルの概要. 平成16年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-9.

本田有機, 1999: NON-LOCAL境界層スキームの導入. 平成11年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43-51.

藪将吉, 村井臣哉, 北川裕人, 2005: 晴天放射スキーム. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 53-64.

Honda, Y., M. Nishijima, K. Koizumi, Y. Ohta, K. Tamiya, T. Kawabata and T. Tsuyuki, 2005: A pre-operational variational data assimilation system for a nonhydrostatic model at Japan Meteorological Agency: Formulation and preliminary results. *Q.J.R.Meteorol. Soc.*, **131**, 3465-3475.

Nakanishi, M. 2001: Improvement of the Mellor-Yamada Turbulence closure model based on large-eddy simulation data. *Bound. -Layer Meteor.*, **99**, 349-378.

Nakanishi, M. and H. Niino, 2004: An improved Mellor-Yamada level 3 model with condensation physics: Its design and verification. *Bound. -Layer Meteor.*, **112**, 1-31.

Nakanishi, M. and H. Niino, 2006: An improved Mellor-Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Bound. -Layer Meteor.*, **119**, 397-407.

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.

Sommeria, G. and J. W. Deardorff, 1977: Subgrid-scale condensation in models of nonprecipitating clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 344-355.

¹⁰ 全領域一様であるが、海と陸では異なる値になっている。

4.2 統計検証¹

4.2.1 はじめに

本節では、まず現業メソ数值予報モデル(MSM)の降水予報成績について、運用開始からこれまでの推移を述べる。続いて、2007年に運用開始が計画されている新MSMの降水量、地上気象要素、高層気象要素の予報特性について、第4.1節で述べられた改良による特性や予報時間を延長したときの特性を把握するために、現MSMや領域モデル(RSM)と比較しながら述べる。また、降水については二次細分区域ごとのスコアや降水の空間分布を考慮した検証手法による評価を試みる。

検証で用いる各種スコアについて、本文中で説明を省略したものは巻末付録Aを参照していただきたい。本節では特に説明がない限り、「閾値が3時間積算降水量で1mm以上」を「閾値1mm」、「予報時間3時間目」を「FT=03」などと省略して記す。

4.2.2 MSMの降水予報の統計的検証

図4.2.1に、2001年3月(MSM運用開始)から2006年10月までのMSMの降水予報について、スレットスコア、バイアスコア、見逃し率、空振り率の経年変化を示す。ここでは陸上の格子のみを対象とし、閾値10mm、FT=06～09の予報結果について限定して述べる。MSMの予報値について、2006年2月28日以前は水平解像度が10km、1日4回予報であり、2006年3月1日以降は水平解像度が5km、1日8回予報である。また、観測値に用いたレーダー・アメダス解析雨量(R/A)の水平分解能は、2006年2月28日以前が2.5kmであり、2006年3月1日以降が1kmである。検証格子の降水量には10km検証格子内の平均降水量を用いる。検証格子の大きさを10kmに設定した場合、2006年2月以前の水平解像度10kmのMSMに対しては、モデル格子の大きさと同じ検証格子を用いることになり条件が厳しいが、検証方法を簡単にするため、およびモデルの特性を把握するために10km検証格子にそろえて検証を行った。

2001年3月の運用開始以降、MSMはメソ解析への4次元変分法(4D-Var)導入(2002年3月)、MSMの静力学モデルから非静力学モデル(NHM)への変更(2004年9月)、およびMSMの水平解像度5kmメッシュ化(2006年3月、以下“5kmメッシュ化”と略す)の主な変更がなされている。

これらの変更による降水予報の改善をみるために、4D-Var導入前(2001年3月～2002年2月)、4D-Var導入後(2002年3月～2004年8月)、NHM導入後(2004年9月～2006年2月)の期間に分けて、各月の4分割表の値を期間ごとに合算しスコアを求めた。なお、5kmメッ

シュ化後は期間が半年程度と短いため合算を省略した。図4.2.1の黒細線(直線)はこれらの期間ごとに4分割表の値を合算してから求めたスコアであり、各グラフの上下にその値を括弧書きで示した。どのスコアも、主な変更によって改善されていることが明らかである。特に、バイアスコアは4D-Var導入後はあまり変化が顕著でなかったが、NHM導入後に予報過剰が改善され1に近づいた²。田中(2004)は、NHMの性能評価試験結果から、NHMでは積雲対流パラメタリゼーションの改良や雲微物理過程の導入により、暖候期、寒候期とも静力学モデルでみられた予報過剰が改善されバイアスコアが1に近づいたことを述べており、図4.2.1はNHM導入による改善がよく表現されている。

次に毎月のスコアの推移を見るために、月ごとに集計したスコアについて述べる(灰太線)。どのスコアにも月ごとに大きな変動が見られた。夏はバイアスコアから、予報過少であり見逃し率も高くなる傾向があることがわかる。これは、夏の熱雷などによる不安定降水がモデルで表現されにくいためと考えられる。一方、冬はバイアスコアから、予報過剰であり空振りが多く見逃しが少ない傾向が見られた。冬の各スコアには年による差が見られたが、これは事例数の差が影響している³。

季節変動を取り除いた月ごとのスコアの推移を見るために、2001年3月を始まりとする前12ヶ月の4分割表の値を合算し各スコアを求めた(図4.2.1の黒太線)。NHMに変更した2004年9月以降に、スレットスコアは大きく改善しバイアスコアも1に近づいており、予報成績が向上していることがわかった。空振り率も低くなったが、見逃し率は僅かしか低くなっていない。

さまざまな改良が加えられた結果、運用開始以降のMSMの降水予報成績は、着実に改善されていることがわかる。

4.2.3 新MSMの検証の仕様

新MSMの性能を評価するための検証期間は、暖候期が2006年7月1日から7月20日まで、寒候期が2005年12月24日から2006年1月12日までと設定した。各期間について、新MSMは初期時刻を00,06,12,18UTC(00シリーズ)とする15時間予報と、初期時刻を03,09,15,21UTC(03シリーズ)とする33時間予報の予報値を用いた。現MSMは、1日8回、FT=15までの予報であり、RSMの初期時刻は00,12UTCである。新MSMおよび現MSMについて、1日8回予報を用いた場合、暖候期および寒候期における初期値の数はそれぞれ160であり、03シリーズの予報のみ用いた場合の初

¹ 4.2.1～4.2.3, 4.2.6～4.2.9 瀬川 知則
4.2.4, 4.2.5 三浦 大輔

² もともと冬の閾値 10mm については観測数が少ないため、集計値は夏の観測数に依存しまう。また、冬の各月のスコアは大きな擾乱などの事例数に依存して大きく変動する。

期値の数はそれぞれ80である。RSMの初期値の数は40である。本節では検証の目的によって、03シリーズだけの検証や特定の初期時刻や予報時間のみを用いた検証を行ったので、詳しくは各項の説明を参照してほしい。

第4.2.2項で述べたように、降水予報検証において観測値として用いられるR/Aは、2006年3月1日より水平分解能が2.5kmから1kmへ高解像度化された。そのため検証期間における観測値は、暖候期に1km-R/A(等緯度経度座標)、寒候期に2.5km-R/A(斜軸ランベルト等角円錐図法)を用いたが、検証格子に変換する際に格子の条件をそろえて検証した。

新MSMは高解像度全球モデル(20kmGSM)を側面境界値に使用する計画だが、本稿執筆時点では20kmGSMを境界値に用いた実験ができないため、本節ではRSMを側面境界値に用いた予報を検証した結果について述べる。なお、20kmGSMによる側面境界値は更新頻度が1日4回に高頻度化されるため、RSMを側面境界値とするとときよりも予報精度が同等以上となることが期待される。

4.2.4 降水の検証

この項では、33 時間予報の対象となる 03,09,15, 21UTC 初期値の新 MSM の降水予報について、レーダー・アメダス解析雨量(R/A)に対する統計的検証結果を示す。比較のために、現MSMを現在の15時間予報の設定で33時間先まで予報したものと、00,12UTC 初期値のRSMについても検証する。検証格子の大きさは20km、降水量は前3時間降水量の検証格子内平均値を用いた。検証領域は瀬川(2005)と同様に陸上及び海岸から40km以内の海域、検証期間は第4.2.3項に示した期間とした。

(1) 新MSMと現MSMの比較

ここでは、新MSMと現MSMを比較し、前節で述べられている力学・物理過程等の改良による降水の予報特性の違いについて述べる。

(a) 暖候期の特徴

図4.2.2は、FT=33までの全予報時間を対象に閾値別に計算したスコア(閾値ごとのスコア)で、以下の点が見てとれる。

- ・ スレットスコアは、どの閾値でも、新MSMが現MSMをやや上回るか同等である。

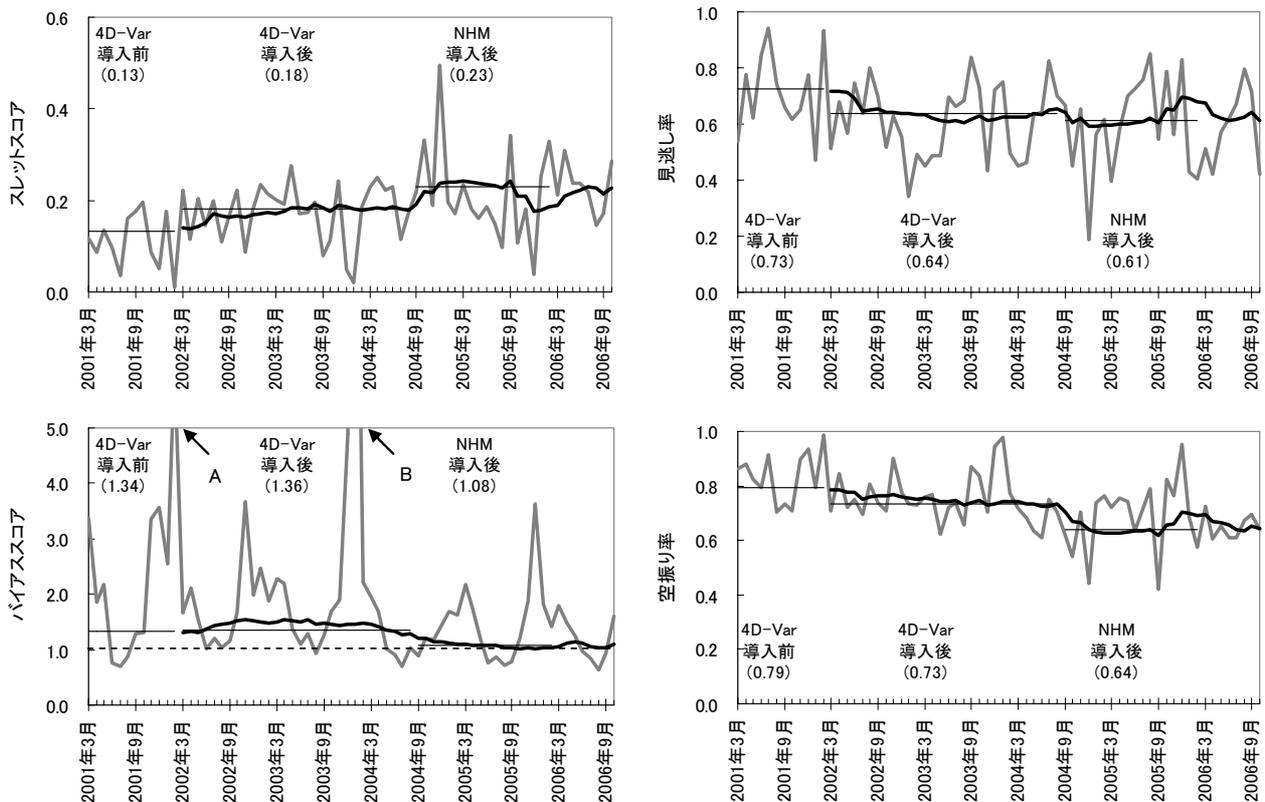


図 4.2.1 MSM の降水予報成績の経年変化。スレットスコア(左上)、バイアスコア(左下)、見逃し率(右上)、空振り率(右下)を示す。対象期間は2001年3月~2006年10月。陸上の格子のみを検証対象とし、検証格子は10km、降水量は検証格子内平均降水量、閾値は10mm、FT=06~09を用いた。灰太線は月毎に集計したスコア、黒太線は前12ヶ月の4分割表の値を合算して求めたスコア、黒細線(直線)は4D-Var導入前、4D-Var導入後、NHM導入後の各期間について4分割表を合算し求めたスコアを示す(図中の括弧書きはその数値を示す)。バイアスコアの図中にある破線は1.0を示し、範囲外となった値はAが6.1(2002年2月)、Bが4.9(2003年12月)および12.3(2004年1月)である。

- バイアスコアは、両モデルともに1に近いが、高い閾値においては新 MSM の予報頻度が現 MSM と比べてやや過少である。

次に、図 4.2.3 に閾値 1,25mm の FT ごとのスコアを示す。

- スレットスコアは、閾値 1mm ではほぼ全ての FT で、新 MSM が現 MSM を上回っているが、閾値 25mm では同等である。
- FT=03 のバイアスコアは、閾値 1,25mm とともに、新 MSM が現 MSM を改善している。
- バイアスコアは、閾値 1mm ではほぼ同等である。閾値 25mm では、予報期間前半は両モデルともに

やや予報頻度過少である。後半は現 MSM は予報頻度が実況頻度に近づく(やや過剰気味)が、新 MSM は後半引き続き過少である。

FT=03 のバイアスコアの改善については、新 MSM で用いる初期値について、静力学 MSM による 6 時間予報のうち、後半 3 時間を非静力学 MSM によって実行した状態を初期値として用いたことが反映されているとみられる(第 4.1 節)。また、図 4.2.2 において、新 MSM が現 MSM と比べて予報頻度がやや過少なのは、予報期間後半の傾向が異なるためである。ただし、新 MSM のスレットスコアが現 MSM よりもやや向上していることから、予報頻度の減少は適中を減らしたわけでは

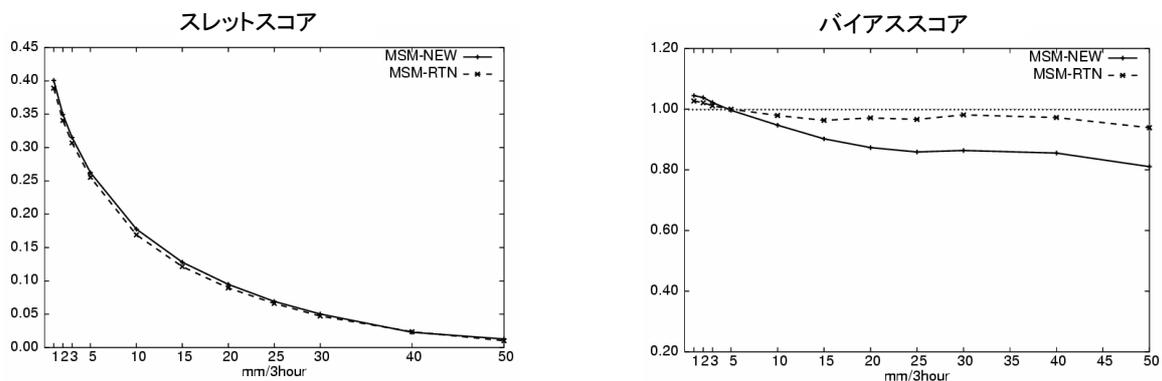


図 4.2.2 暖候期における新 MSM(MSM-NEW)と現 MSM (MSM-RTN)の閾値ごとのスコア。20km 検証格子内の平均降水量を使用。左:スレットスコア、右:バイアスコア、横軸:閾値(mm/3hour)。

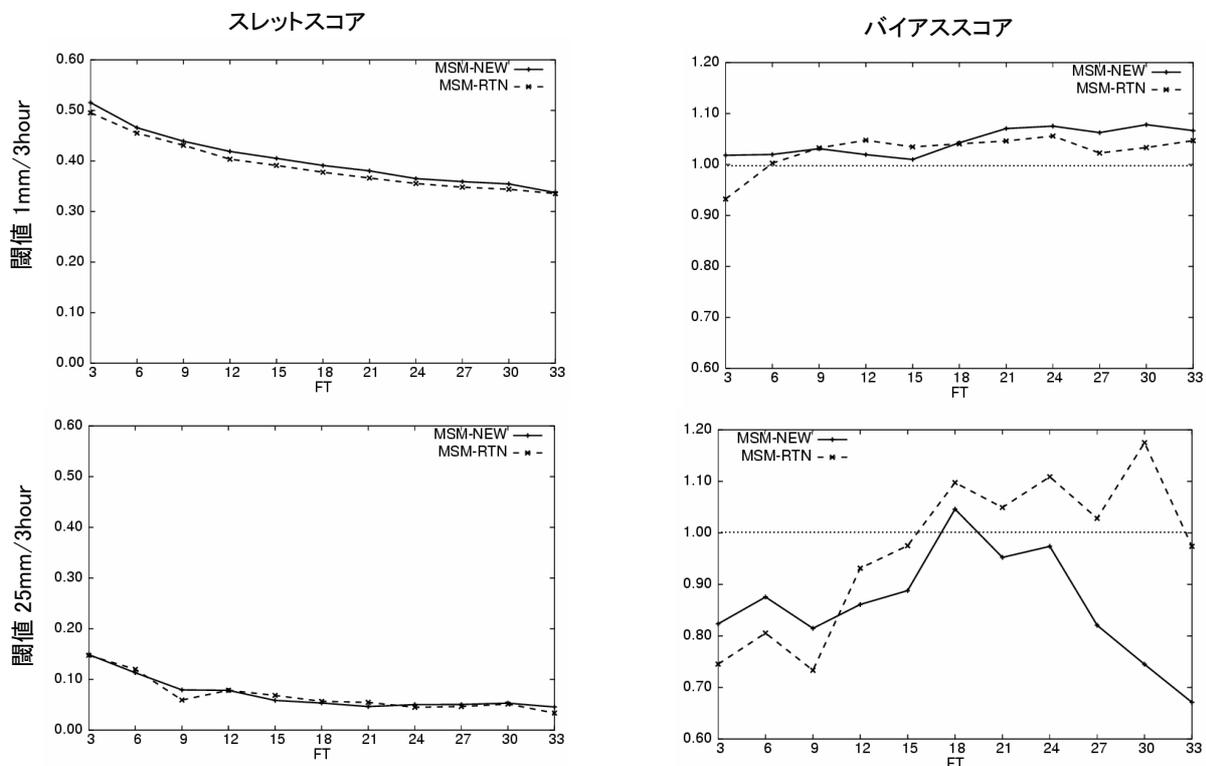


図 4.2.3 暖候期における新 MSM(MSM-NEW)と現 MSM (MSM-RTN) の閾値別、予報時間ごとのスコア。20km 検証格子内の平均降水量を使用。上段:閾値 1mm、下段:閾値 25mm、左:スレットスコア、右:バイアスコア、横軸:FT。

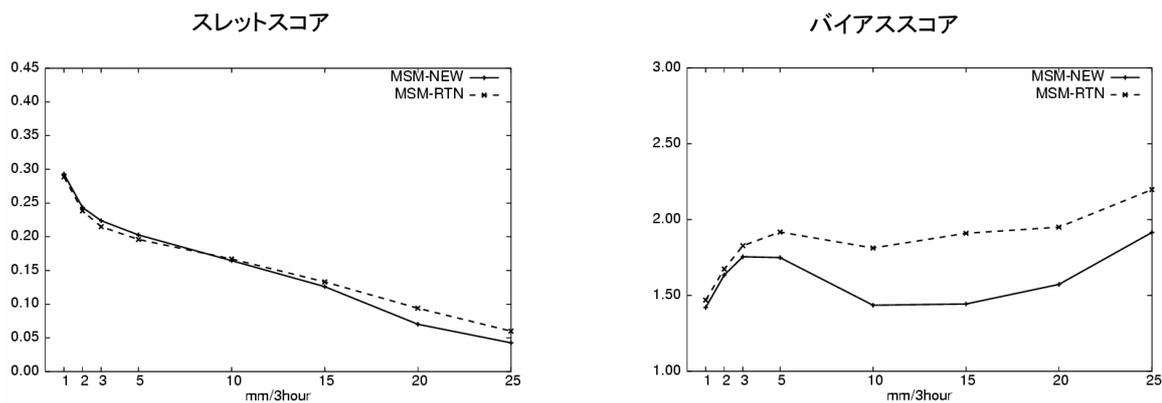


図 4.2.4 寒候期における新 MSM(MSM-NEW)と現 MSM (MSM-RTN)の閾値ごとのスコア。20km 検証格子内の平均降水量を使用。左:スレットスコア、右:バイアスコア、横軸:閾値(mm/3hour)。

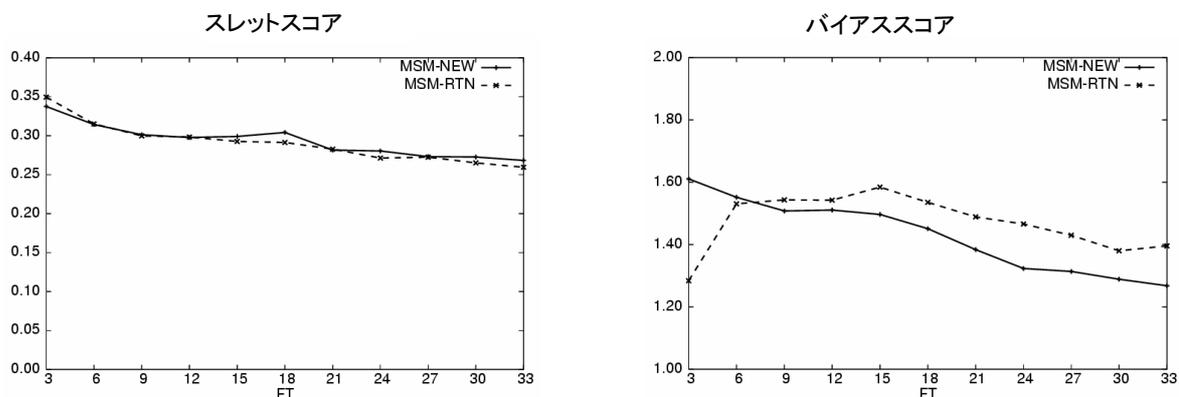


図 4.2.5 寒候期における新 MSM (MSM-NEW)と現 MSM (MSM-RTN) の予報時間ごとのスコア。20km 検証格子内の平均降水量を使用。閾値は 1mm。左:スレットスコア、右:バイアスコア、横軸:FT。

なく空振りを減らしたためと考えられる。以上から、暖候期における新 MSM の予報精度は、現 MSM よりもやや向上しているといえる。

(b) 寒候期の特徴

図 4.2.4 は寒候期における閾値ごとのスコアで、以下の点が見てとれる。

- スレットスコアは、低い閾値では新 MSM が現 MSM をやや上回っているが、高い閾値では下回っている。
- バイアスコアは、両モデルともに予報頻度過剰であるが、新モデルの方が 1 に近い。

次に、閾値 1mm の FT ごとのスコアを図 4.2.5 に示す。

- スレットスコアは、両モデルで同程度である。
- バイアスコアは、FT=09 以降は現 MSM の方が過剰である。

以上から、寒候期は 10mm 未満の降水では新 MSM の方が精度がよい。それ以上の降水強度では、現 MSM のスレットスコアが高いものの、バイアスコアがかなり大きいため、現 MSM の精度が良いとはいえない。新 MSM はバイアスコアを 1.5 程度まで抑えており、現 MSM の予報頻度過剰の性質を改善しているといえる。

(2) 新 MSM と RSM の比較

ここでは新 MSM と RSM を比較し、予報時間が 33 時間に延長された新 MSM と RSM の降水予報特性の違いについて述べる。

まず、閾値ごとの暖候期のスコアを図 4.2.6 に、寒候期のスコアを図 4.2.7 に示す。ただし、RSM は 00,12UTC 初期値の FT=06~36、新 MSM は 03,15UTC 初期値の FT=03~33 を対象にしている。このような初期時刻、予報時間のとり方をしたのは、05(17)JST 発表の予報に利用するのは 12(00) UTC 初期値の RSM であるが、その際参考にする最新の新 MSM が 15(03) UTC 初期値のデータであるため、またその際に予報対象時刻を合わせて同じ事例を検証するためである³。

- 暖候期について、スレットスコアは、どの閾値でも新 MSM が RSM を上回っている。また、バイアスコアは、RSM と比較すると新 MSM はほとんど 1 に近く、RSM を大きく改善している。
- 寒候期について、スレットスコアは閾値 15mm 以下

³ 03UTC 初期値の MSM と 00UTC 初期値の RSM の解析データ同化ウィンドウはともに 21UTC~03UTC であり、利用される観測データという条件からは、最も公平な比較といえる。

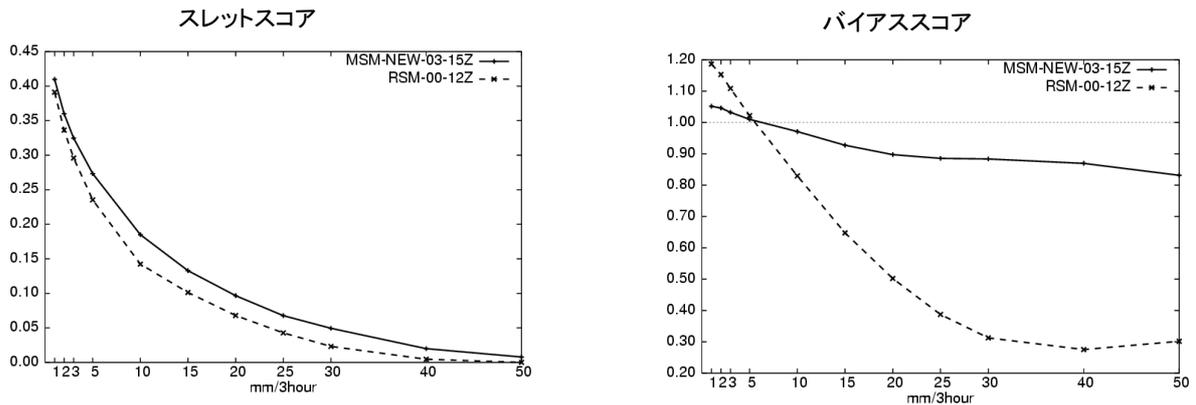


図 4.2.6 暖候期における新 MSM (MSM-NEW03-15Z)と RSM(RSM-00-12Z)の閾値ごとのスコア。新 MSM は 03,15UTC 初期値の FT=03~33、RSM は 00,12UTC 初期値の FT=06~36 を対象とする。左:スレットスコア、右: バイアススコア、横軸: 閾値(mm/3hour)。

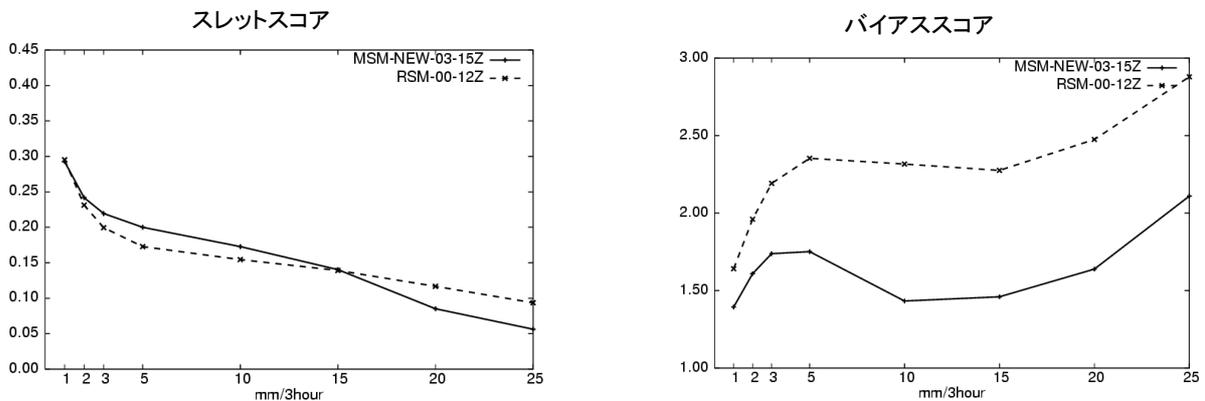


図 4.2.7 寒候期における新 MSM (MSM-NEW03-15Z)と RSM(RSM-00-12Z)の閾値ごとのスコア。予報対象は図 4.2.6 と同様。左:スレットスコア、右: バイアススコア、横軸: 閾値(mm/3hour)。

では新 MSM が RSM を上回っているものの、それ以上だと下回っている。バイアススコアは両モデルとも予報頻度過剰だが、新 MSM の方が、実況頻度に近い。

以上から、新 MSM は、暖候期においては RSM よりも精度が良いといえる。寒候期においては、閾値 15mm 以下の降水では、新 MSM の予報精度が良い。それ以上の強度では、スレットスコアは RSM を下回るものの予報頻度の過剰は改善されている。

最後に、図 4.2.8、図 4.2.9 に各初期時刻の予報について、暖候期は閾値 1,10mm、寒候期は閾値 1mm の予報対象時刻ごとのスコアを示す。

- 暖候期のスレットスコアについて、閾値 1,10mm とともに、ほぼ全ての予報対象時刻で最新初期時刻の新 MSM が RSM を上回っている。
- 暖候期のバイアススコアについて、全体的に新 MSM の方が RSM よりも予報頻度が実況頻度に近い。
- 両モデルともに日変動が見られる。深夜にバイアススコアが高くスレットスコアが低い、明け方にバイアススコアが低くスレットスコアが高くなるという傾向がある。

- 寒候期のスレットスコアについては RSM、新 MSM とともに予報対象時刻、初期時刻によらずほぼ 0.3 程度で一定である。
 - 寒候期のバイアススコアは全体的に新 MSM の予報頻度が RSM よりも実況頻度に近い。
- 以上から、最新の新 MSM が RSM よりも予報精度が高い、または同等であるといえる。

また、09UTC 初期値の新 MSM (以下 MSM09 等と呼ぶ) のスレットスコアは、予報対象時刻後半において MSM03 と同程度、同様に MSM21 のスレットスコアは予報対象時刻後半において MSM15 と同程度である。新 MSM における RSM 境界値について、MSM03 と MSM15 は FT=03 ~ 36、MSM09 と MSM21 は FT=09~42 のものを利用している。MSM09 と MSM21 のスコアが後半でやや悪くなった原因は、境界値が古いためであると考えられる⁴。現実化の際は、境界値は 1 日 4 回の 20kmGSM が利用され常に新しいデータが利用される計画であるため、MSM09 と MSM21 の予報精度も向上すると期待される。

⁴ 20kmGSM と RSM の予報特性が異なるため、新 MSM の予報特性も境界値の変更で多少変わる可能性がある。

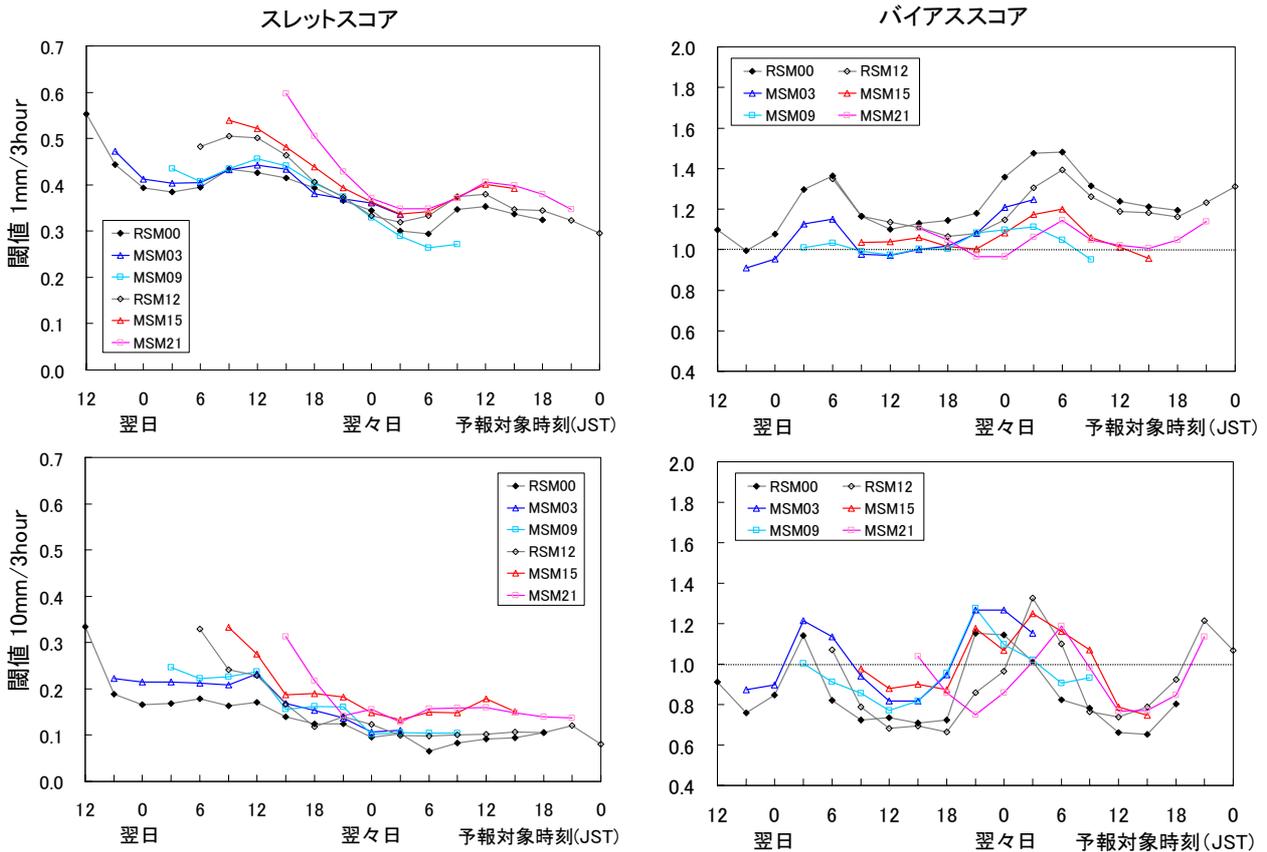


図 4.2.8 暖候期における新 MSM と RSM の閾値別・初期時刻別の予報対象時間ごとのスコア。20km 検証格子内平均降水量を使用。上段：閾値 1mm、下段：閾値 10mm、左：スレットスコア、右：バイアスコア、横軸：予報対象時刻、03UTC 初期値の新 MSM を MSM03 などと表示。

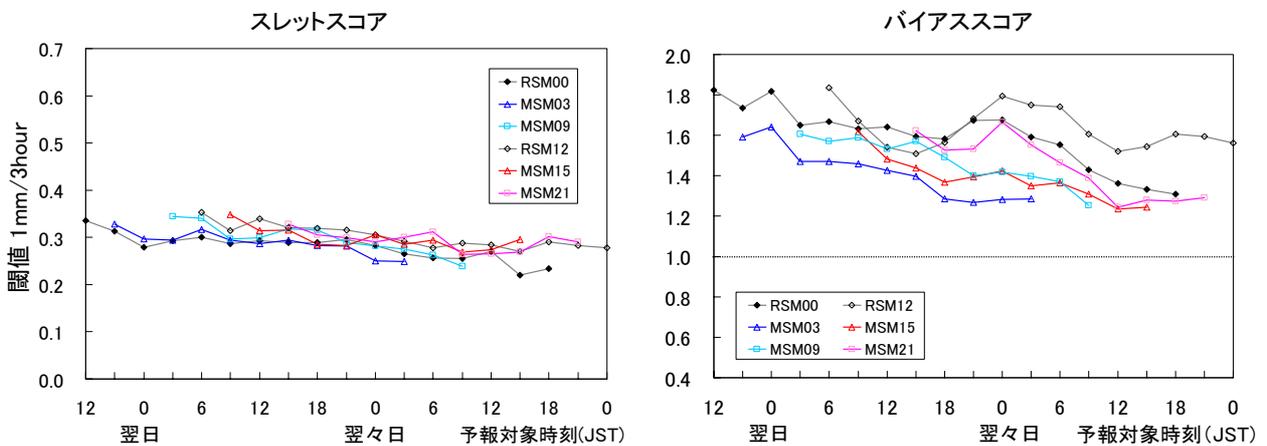


図 4.2.9 寒候期における新 MSM と RSM の初期時刻別の予報対象時間ごとのスコア。20km 検証格子内平均降水量を使用。閾値は 1mm。左：スレットスコア、右：バイアスコア、横軸：予報対象時刻。03UTC 初期値の新 MSM を MSM03 などと表示。

(3) まとめ

新 MSM は現 MSM と比較して、暖候期については、ほぼ全ての閾値・予報時間においてスレットスコアがやや向上しているか同等である。また予報頻度に関しては大きな差はない。以上から新 MSM の予報精度は、全体的には向上しているといえる。ただし、閾値の大きな降水について、予報頻度がやや実況頻度より小さいため注意が必要である。寒候期については、閾値 10mm

以上の降水に関してスレットスコアが悪化したが、予報頻度に関しては新 MSM が現 MSM を大きく改善している。閾値 10mm 未満では予報精度は向上している。

新 MSM は、RSM と比較すると、暖候期については、スレットスコア、バイアスコアともに大きく改善しており、予報精度は向上している。寒候期については、閾値の高い降水について若干スレットスコアが悪化したものの、予報頻度は大きく改善している。また、各初期時刻、予

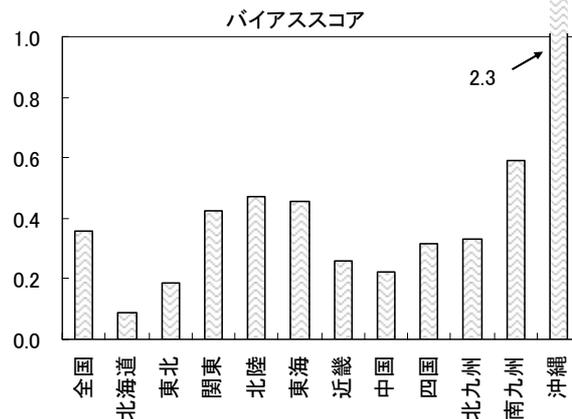
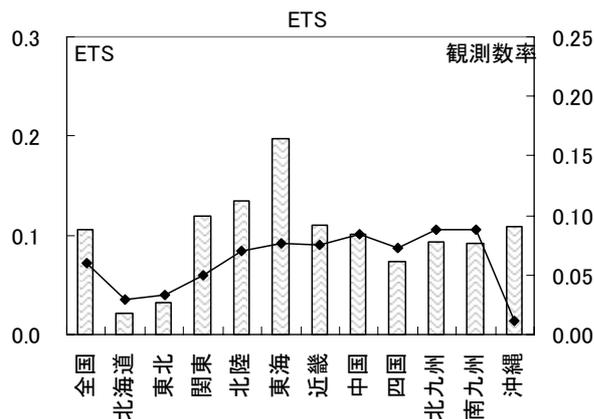


図 4.2.10 新 MSM の閾値 30mm における予報中枢区ごとのスコア。二次細分区域内の最大降水量を使用。左: ETS・観測数率(折れ線)、右: バイアスコア。

報対象時刻ごとのスコアから、最新の新 MSM が RSM よりも精度が高いか同等であるとわかった。

4.2.5 予報二次細分区域ごとの検証

第 4.2.4 項では、20km×20km 検証格子内の平均降水量を用いて、新 MSM の一般的な降水特性について検証を行った。一方、MSM は防災情報の発表支援が主な目的の一つであることから、防災上重要な強雨の予想を、防災情報とより密接に結びついた形で評価できるような検証方法も必要である。そこで、注警報等実際の防災情報の発表単位である二次細分区域の一つの検証単位として、主に領域内の最大降水量を用いて検証を行うことにした。今回は、各二次細分区域の検証スコアを地図上に表示したスコアマップを示す。注目している二次細分区域の予報精度や、スコアの広がりから予報の地域特性を把握することができると期待される。

各二次細分区域の面積は、全国平均でおよそ 33km×33km 格子の面積に相当し、第 4.2.4 項の検証単位である 20km×20km 格子の面積よりも広い。したがって、予報と実況における降水域の位置ずれを緩和した検証となっていると考えられる。モデルが高解像度化されると、強い降水域をシャープに表現するなど主観的な評価ではよく予報できるようになるが、その降水域が時空間的にずれると、見逃し・空振りの両方をカウントしてしまう。一方で、低解像度モデルで強い降水を表現しなかった場合は、見逃しのみのカウントになる。結果として、客観的な統計スコアで見ると、低解像度モデルが高解像度モデルよりも有利になるといわれている(ダブルペナルティの問題、石田・成田 2003)。第 4.2.4 項(2)における新 MSM と RSM の比較では、高解像度の新 MSM の予報精度が RSM よりも良いという結果であったものの、新 MSM はダブルペナルティの影響を受けて、主観的な違いほどスコアに差が表れていないと考えられる。そこで、やや面積の広い二次細分区域ごとの検証により、20km×20km 格子での検証とどのような違いが表

れるかについて述べる。また、二次細分区域はその境界が山地の尾根であるなど、ある程度地形の影響や気象の特性が考慮されているため、地形性降水の影響も反映できることが期待される。

(1) 検証方法

検証単位は、二次細分区域に含まれるモデル格子で構成される領域である⁵。検証範囲は、全国の二次細分区域で構成される領域である。新 MSM の 33 時間予報(03,09,15,21UTC)における 3 時間積算降水量を、1kmレーダー・アメダス解析雨量(R/A)と比較する。降水量は、二次細分区域内の最大値を用いる。ただし、後述される(4)の RSM との比較の際には、前 3 時間降水量の二次細分区域内の平均値を用いる。また、検証期間は、暖候期のみとする。検証スコアにはエクイタブルスレットスコア(ETS)とバイアスコア(BS)を用いる。各二次細分区域の観測数(R/Aが閾値を超えた個数)は面積により異なり、スレットスコアは観測数に強く依存してしまうため、観測数を考慮した ETS を用いた。ここで、観測数率(OBS) = R/A が閾値を超えた個数 / 全統計数、予報数率(FCST) = 予報が閾値を超えた個数 / 全統計数、を定義する。ただし、全統計数は、巻末付録 A の分割表における、「FO+FX +XO+XX」を表す。

(2) 最大降水量による検証結果

地域的な予報精度を知るために、各二次細分区域で計算した結果を予報中枢区ごと及び全国でまとめるとともに、各二次細分区域の検証スコアを地図上に表示する。強雨を見るために閾値は 30mm とした。なお、検証期間が 20 日間と短いため、ここで示す地域特性はこの期間に出現した降水についての当たり外れに強く影響され、他の月や季節で傾向が変わる可能性が高いので

⁵ モデル格子が二次細分区域の境界をまたぐ場合は、その格子の中で面積の広い二次細分区域に含める。

注意が必要である。

まず、各予報中枢区及び全国の閾値 30mm の ETS、OBS、BS を図 4.2.10 に示す。この図から次の特徴が見られる。

- ① 北海道・東北は、OBS が少なく、ETS や BS も 0 に近い。
- ② 沖縄は他地域に比べて突出して BS が高い。
- ③ 北陸・東海から西では、OBS は同程度であるが、東海で他地域に比べて ETS が高い。

これらの特徴のうち、①についてはほとんど降水をカウントしていないことから、②と③について詳しく見るため

に、中部地方以西と南西諸島についての各二次細分区域のスコアマップを図 4.2.11 に示す。

まず②について、特に沖縄本島や奄美地方において OBS がほとんど 0 に近いものの FCST は比較的大きいために、BS が非常に大きくなっている。本検証期間においては、南西諸島に 2 つの台風が接近しており、台風中心から南東に離れた島々で実況にない過剰な降水が予報されることが多かったためとみられる。

次に③について、本検証期間は「平成 18 年 7 月豪雨」の期間の一部が含まれており、OBS は豪雨のあった中部地方や九州地方で大きくなっている。一方

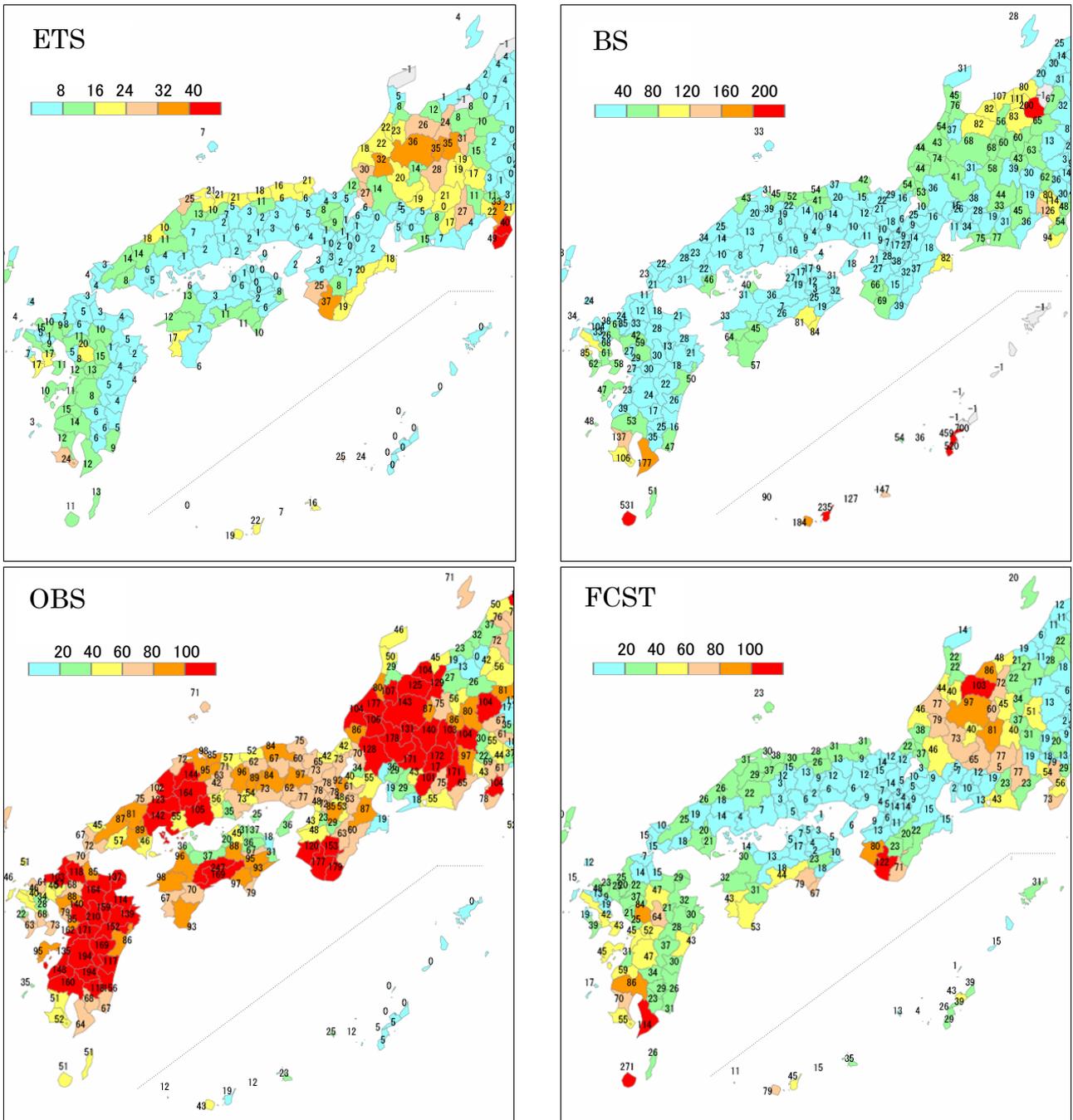


図 4.2.11 新 MSM の閾値 30mm における二次細分区域ごとの検証スコア。二次細分区域内の最大降水量を使用。上段：左から ETS×100、BS×100。下段：左から OBS×1000、FCST×1000。地図中の「-1」はスコアなし。

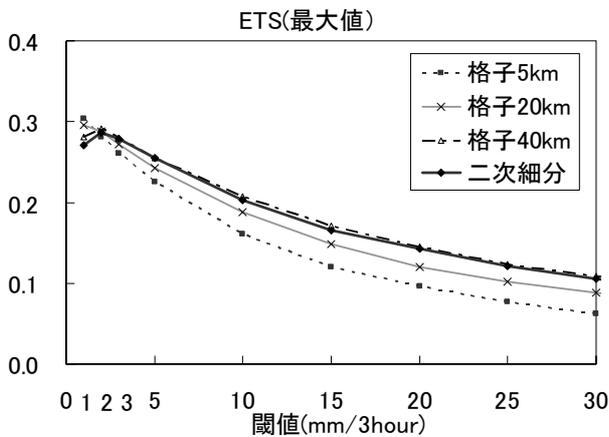
FCST をみると、中部地方は比較的大きく、九州地方では西岸は大きいものの東岸は小さい。この影響で、九州地方の ETS は中部地方よりも小さくなっているとみられる。本検証期間においては、中部地方では梅雨前線上の比較的広範囲における降水がみられ、このような降水については精度よく予報できたといえる。一方、九州地方ではスケールの小さい線状の降水が多かった。九州にかかる線状の降水については、対流パラメタリゼーションの影響で地形に沿った降水を予想してしまうという傾向があり(第 4.4.1 項)、その影響がスコアに現れたとみられる。

スコアマップに表れる特徴を意識して降水予報を見ることで、モデルの得手不得手を把握しやすいのではないかと思われる。

(3) 検証格子の大きさによる影響

ここでは、検証を行うときの検証単位の面積の大きさによる影響を調べる。図 4.2.12 に 5km×5km、20km×20km、40km×40km の検証格子と二次細分区域を検証単位としてそれぞれ検証し、閾値ごとに全国分まとめた ETS と BS を示す。

検証領域内最大降水量の場合



- ETS は全閾値において検証単位面積が広いほど大きい。
- BS も検証単位面積が広いほど良い。
- 二次細分区域は 33km×33km 検証格子に相当するが、ETS はそれよりも広い 40km×40km 検証格子と同程度であり、BS は、5km×5km 検証格子と同程度と、低い値である。

検証領域内平均降水量の場合

- ETS は閾値が 15mm 以下では、検証単位面積が広いほど ETS が大きい。
- BS は、閾値が低い場合は検証単位面積によらず 1 に近い。閾値が高い場合は、検証単位面積が広いほど、予報頻度が小さい。
- 二次細分区域については、ETS は 40km×40km 検証格子よりも良い。BS は閾値 20mm 以上で、通常の検証格子と比べて、閾値が大きくなるほど予報頻度が減少している。

以上のように、検証格子単位での検証結果は、ETS が、面積が広くなるほど大きくなる等、その面積に応じた変化傾向を示した。しかし、全国平均で 33km×33km 格子の面積に相当する二次細分区域で検証したスコアは、20km×20km 格子と 40km×40km 格子の中間程度

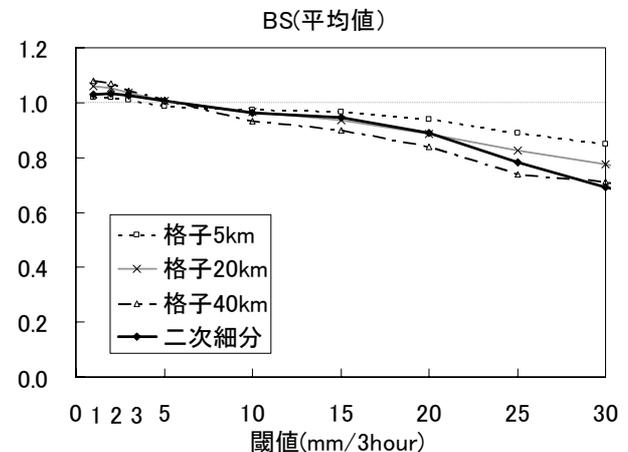
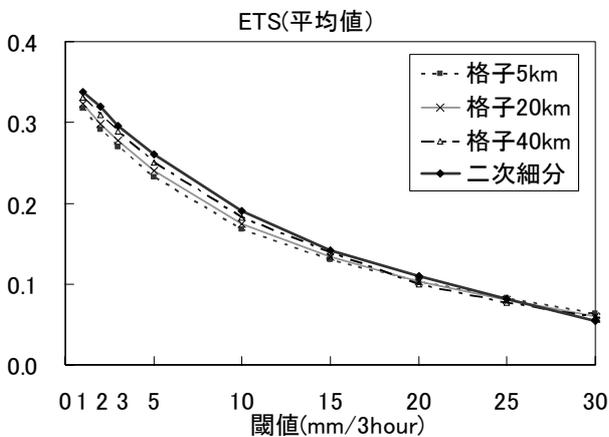
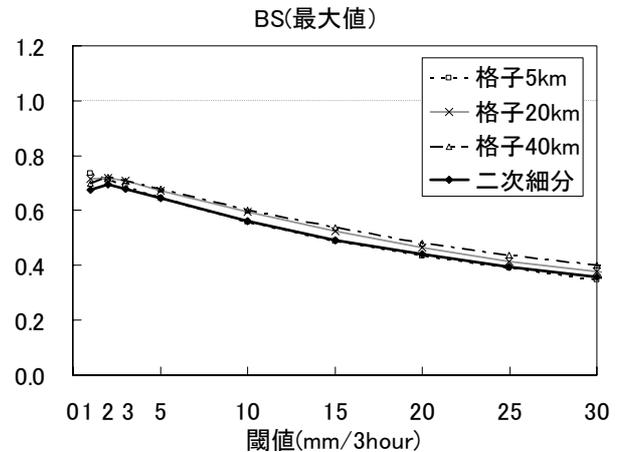


図 4.2.12 新 MSM について、5,20,40km 検証格子と、二次細分区域を検証単位として検証し全国分まとめた閾値ごとの検証結果。上段：二次細分区域内の最大降水量、下段：平均降水量、左：ETS、右：BS。

の値にはならなかった。これは、二次細分区域の面積が細分によって異なっており、大小様々な面積の検証単位で求めたスコアを全国分まとめているためと推測される。全体的には、二次細分区域の ETS は 20km×20km 検証格子よりも大きいことから、BS の減少は適中よりも空振りの減少のためと考えられ、検証単位として二次細分区域を取ることは、位置ずれ等を考慮した妥当なものといえる。

(4) RSM との比較

まず、検証単位が 20km×20km 検証格子と二次細分区域の場合で、新 MSM と RSM における検証スコアにどのような差が表れるかについて述べる。次に、二次細分区域を検証単位とした場合における、新 MSM と RSM の地域特性の違いについて述べる。

新 MSM は 03,15UTC 初期値の FT=03~33、RSM は 00,12UTC 初期値の FT=06~36 について検証を行った。ただし、ここでは二次細分区域内の平均降水量を用いている。なお、新 MSM と RSM はモデル格子の大きさが異なるため、二次細分区域に含まれるモデル格子で構成される検証領域が異なる。そこで検証領域内のモデル予報値の平均を取る場合は、各モデル格子における二次細分区域に含まれる 1kmR/A の格子数に応じて重みをつけている。

(3)では、検証単位面積の大きさ等の違いで、二次細分区域での ETS が、20km×20km 検証格子よりも大きくなることについて述べた。この影響が、新 MSM と RSM のスコアの差にどの程度表れているのかを見る。図 4.2.13 に、二次細分区域での検証結果を全国分まとめた閾値ごとのスコア(細分スコア)と、図 4.2.6 で描画した 20km×20km 検証格子での検証スコア(格子スコア)を示す。

スレットスコアについて、新 MSM は細分スコアが格子スコアより大きい一方、RSM は閾値 1~5mm では細分

スコアが大きいものの閾値 10mm 以上では細分スコアが格子スコアと同等か小さい。また、バイアスコアについて、閾値 20mm 以下の新 MSM は細分スコアが格子スコアと同程度である一方、RSM はほぼ全閾値で細分スコアが格子スコアより負バイアスである。したがって、高解像度モデルの新 MSM は、検証単位を二次細分区域にすることで、低解像度モデルの RSM よりも、位置ずれによるダブルペナルティの影響が軽減されているといえる。

最後に、閾値 10mm における新 MSM と RSM の予報地域特性の違いについて述べる。新 MSM と RSM の二次細分区域の検証スコアの分布を図 4.2.14 に示す。全般に、ETS の分布は新 MSM の ETS が RSM よりも全体的に大きくなっているような傾向である。ただし、一部に両モデルでの地形性降水の予報特性の違いが表れている。矢印で示した部分は、飛騨山脈、赤石山脈を含む標高の高い領域だが、RSM の ETS よりも新 MSM の ETS が高い。観測数率に対して予報数率を見ると、RSM はこの地域で降水をあまり予想していないが、新 MSM は予想している。新 MSM と RSM では予報の特性に加えて地形、モデルの水平解像度の違いがあり、このような差が表れたと考えられる。また、今回示した山脈を含む二次細分区域はその形状が細長い。したがって 20km×20km 検証格子の中には二次細分区域をまたぐものもあるとみられ、検証格子よりも二次細分区域で検証するほうが、地形性降水を考慮できると考えられる。

(5) まとめ

20km×20km 検証格子よりも平均的に面積の広い二次細分区域で検証を行うことで、高解像度モデルに見られる位置ずれの影響がある程度緩和された。注警報等の防災情報の発表単位である二次細分区域ごとの統計スコアの分布から、注目している二次細分区域の予

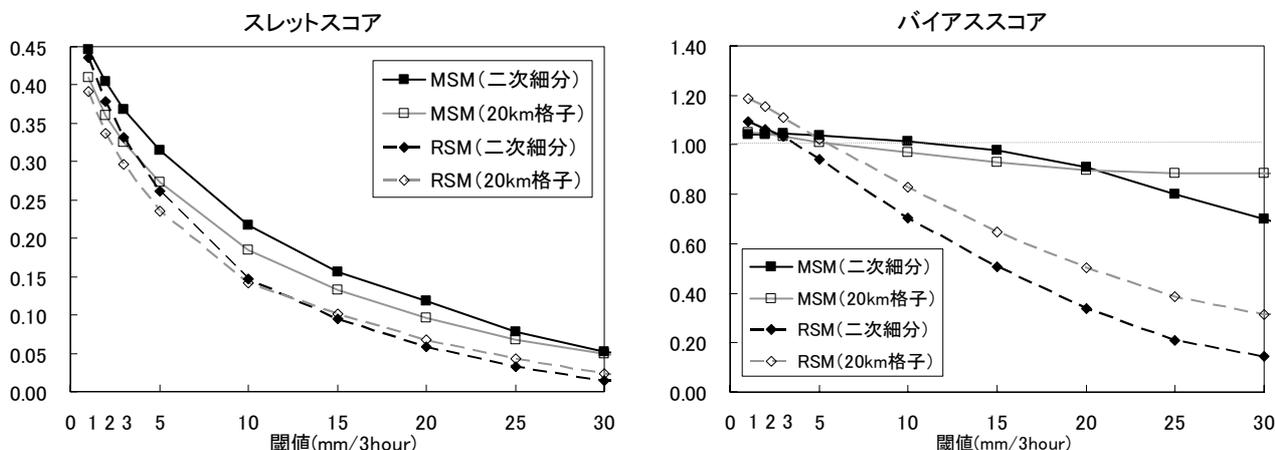


図 4.2.13 新 MSM (MSM-0315) と RSM (RSM-0012) の二次細分区域を検証単位とした閾値ごとのスコア(黒線)と、20km×20km 検証格子を検証単位とした閾値ごとのスコア(灰線)。新 MSM は 03,15UTC 初期時刻の FT=03~33、RSM は 00,12UTC 初期時刻の FT=06~36 を対象とする。

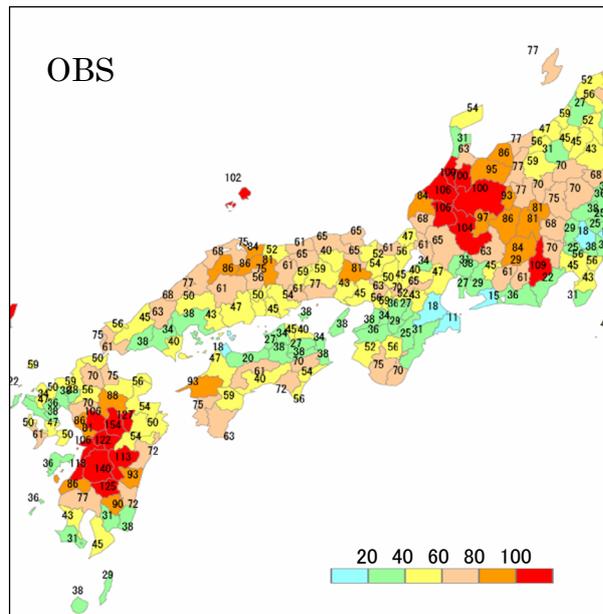
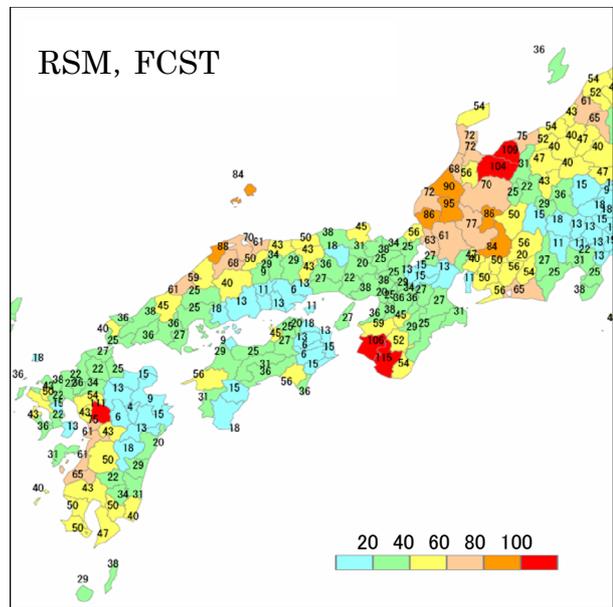
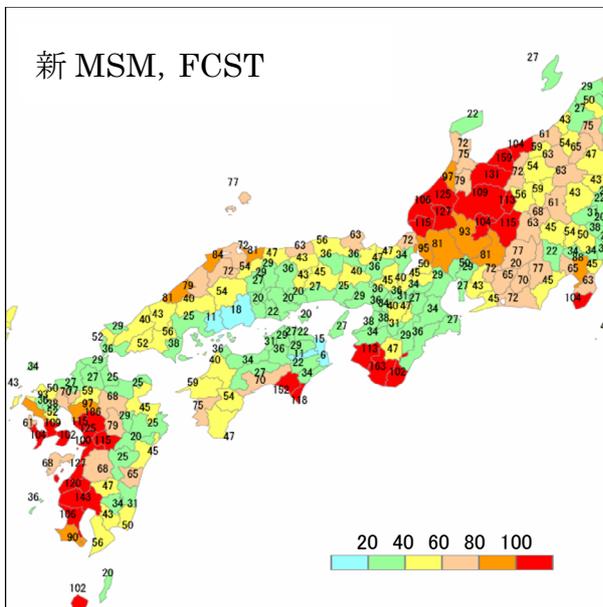
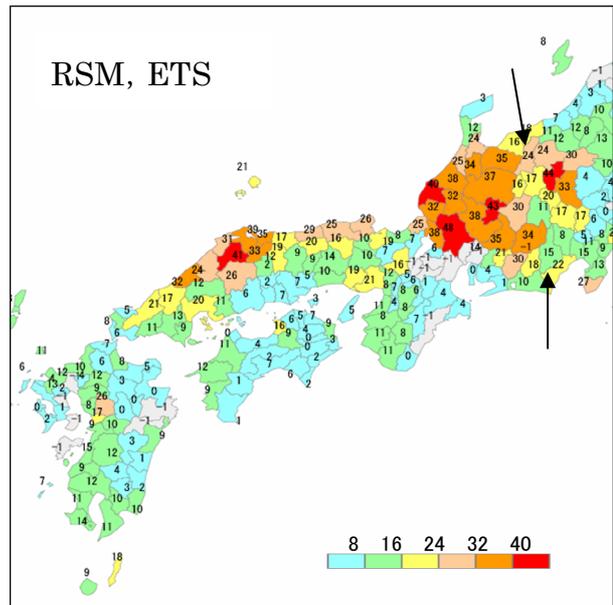
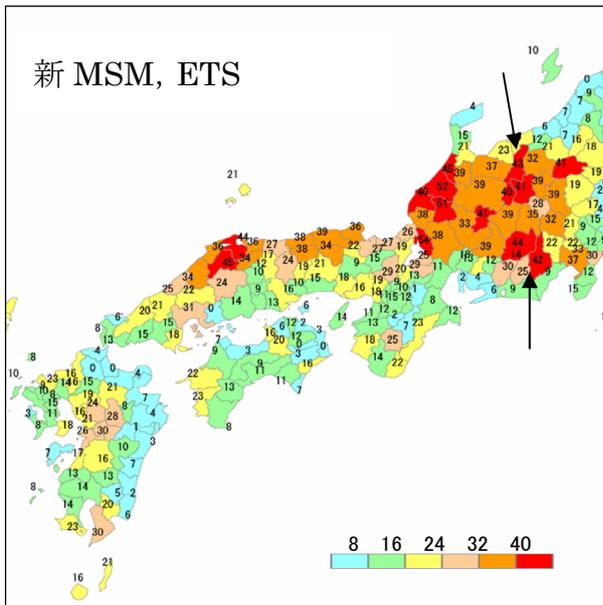


図 4.2.14 新 MSM と RSM の閾値 10mm における二次細分区域内平均降水量での検証結果。上段：ETS × 100、中段：FCST × 1000、下段：OBS × 1000。左：新 MSM、右：RSM。新 MSM と RSM の予報対象時刻をそろえているため、両モデルの OBS は同じである。

報精度を知ることができ、これは防災情報に密接に結びついた検証といえる。ただし、前述のように検証期間が短い場合、スコアの分布は実際に観測した降水の分布に依存してしまうところがある。データが蓄積され次第、今回表示しなかった地域や他の季節も含めて改めて検証する予定である。また、各二次細分区域のスコアは、特に閾値を大きくすると観測数が少なくなるため、標本変動が大きくなる、またはスコアが小さくなることが多い。スコアマップを見る際には、観測数に注意するとともに、周囲と比較して極端なスコアでないか確認しながら、統計的な有意性に留意して利用してほしい。

4.2.6 降水の空間分布を考慮した降水予報検証

(1) 検証格子内の最大降水量を用いる検証方法に見られる問題点

分割表を用いた降水量の検証を行うとき、予報と観測の格子に存在する水平分解能や座標系の違いなどをそろえるため、適当な広さの検証格子を設定して検証している。たとえば、観測値として用いられるレーダー・アメダス解析雨量(R/A)はモデルの水平分解能よりも細かいため、適当な広さの検証格子を設定し観測とモデルで格子をそろえて、同じ検証格子における降水量に変換する。

モデルは、R/Aを真値として検証格子内のモデルの降水量やR/Aについてそれぞれ平均を求めて検証格子の降水量として用いる方法(格子平均)により検証を行っている。

一方、MSMは防災情報の発表支援を目的として運用されているため、利用者の立場からは強い雨の予報値の表現特性についても関心が持たれる。そのため瀬川(2005)では、検証格子内のモデルの降水量やR/Aの最大値を検証格子の降水量として用いた検証(格子最大)を行った。そのなかで、水平解像度が5kmのMSM(5km-MSM)と水平解像度が10kmのMSM(10km-MSM)について格子最大を用いて検証し、5km-MSMの強い雨の表現が10km-MSMよりも大幅に改善されること述べた。しかしながら、格子最大による検証手法は検証格子内で最大値となったモデルの降水量やR/Aが検証格子の降水量に置き換わっているだけなので、検証格子の範囲内に限定してモデルとR/Aのピーク値の表現があっているかどうかは評価できたが、降水の広がりまでは評価できなかった。

(2) 格子降水面積スコアの導入

メソスケールモデルによる降水量予報を検証するには、予報値の精度に加えて降水域の広がりや降水系の位置を考慮した検証手法が求められており、さまざまな評価がなされてきた。たとえば、石田・成田(2003)では、

位置ずれを許容するスレットスコアなどが用いられ、高解像度モデルの評価に広がりまで評価することの重要性を示唆している。

そこで、この項では高解像度モデルと低解像度モデルを比較する際に、モデルやR/Aの格子が表現する降水量を、できる限り量的にも空間的にも検証する方法を導入する。具体的には、やや広めの検証格子を設定し、モデルとR/Aについて閾値を超えた格子の割合(降水面積率)を計算し、(検証格子内で表現された)降水の空間分布を考慮した検証手法により評価する。

(a) 定義

各検証格子の降水面積率を予報(RPf)、観測(RPO)について次のように定義する。

$$RPf = \frac{\text{検証格子内の予報値が閾値を超えたモデル格子数}}{\text{1つの検証格子に含まれるモデル格子の総数}} \quad (4.2.1)$$

$$RPO = \frac{\text{検証格子内の観測値が閾値を超えた観測格子数}}{\text{1つの検証格子に含まれる観測格子の総数}} \quad (4.2.2)$$

そして、検証対象領域の検証格子数をNとすると、格子降水面積スコア(以下“PAS”: Precipitation Area Score)を次式で定義する。

$$PAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (RPf_i - RPO_i)^2 \quad (4.2.3)$$

ここで、 i は検証格子の識別子を示す。ただし、本稿では各検証格子において $RPf = RPO = 0$ の時は検証対象から外す⁶。そのため、予報及び観測で閾値を超えた格子が1つもなかった検証格子の数だけNは小さくなる。

(b) スコアの特徴

定義からわかるPASの特徴を以下にまとめる。

- ①0～1の値をとる。0に近いほど精度が良い予報となり、0で完全予報となる。
- ②検証格子内のずれは許容する。つまり、ある閾値での降水面積率が観測と予報で一致する($RPf = RPO$)ならば、検証格子内の予報と観測の降水を表現する格子の位置がずれていても0(完全予報)と評価される。
- ③検証格子において、閾値を超えた予報や観測の格子数を数えるため、格子平均で見られる平滑化の影響は除かれ、検証格子内の予報や観測が示す格子の降

⁶ PAS では4分割表は用いないが、スレットスコアの考え方を参考にした。閾値を大きく設定した場合には、「予報で降水なし、観測で降水なし(4分割表ではXX)」となる検証格子が増え、 $(RPf_i - RPO_i)^2 = 0$ となる検証格子が増える。検証対象領域内の検証格子の数だけ積算するとPASは小さくなり、閾値が大きいほど予報精度がよいことになってしまう。このような傾向を防ぐために、XXの影響を排除して降水予報の精度を評価することにした。

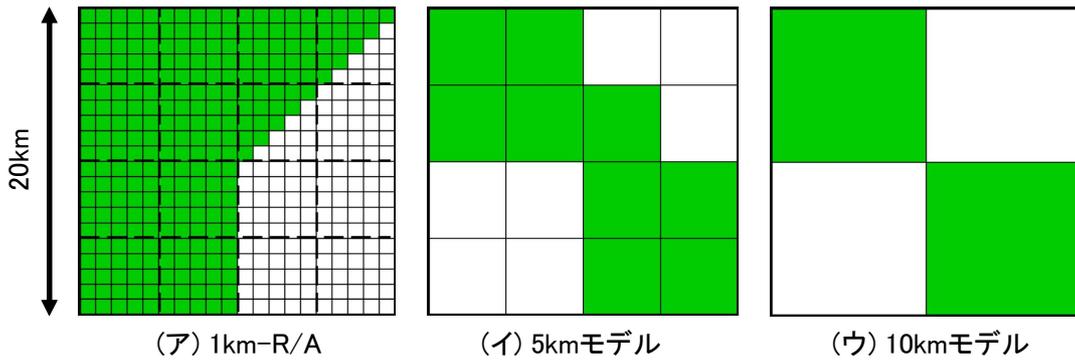


図 4.2.15 計算例のための検証格子内の降水分布図。図中の緑色の格子は、降水量が閾値を超えたモデルまたは観測の格子である。(ア)は水平分解能 1km の観測格子(1km-R/A を設定)で、図中の破線は 5km 格子の区切り線を示す。(イ)は水平分解能 5km のモデル格子(MSM を想定)、(ウ)は 10km のモデル格子である。検証格子の大きさは 20km とする。

水量を活かすことができる。つまり、MSMやRSM、R/Aのように分解能が異なる予報値と観測値であっても、検証格子の降水面積率という分解能依存の小さい基準を用いることにより、降水の空間分布を考慮した予報特性の把握ができるようになる。

(c) 計算例

ここでは、図4.2.15に示すような降水分布を用いてPASの簡単な計算例を考える。検証格子の大きさを20kmに設定し、観測値に1km-R/A(検証格子内に20×20格子)とした(ア)、予報値に水平分解能をMSMと同じ5km(同4×4格子)とした(イ)、水平分解能を10km(同2×2格子)とした(ウ)を設定する。図中の緑色の格子は、予報または観測において閾値を越える降水があった格子であり、その格子数は(ア)が255、(イ)が9、(ウ)が2である。簡単にするために、検証対象領域は20km検証格子1つとする((4.2.3)式において検証対象領域の検証格子数(N)は1となる)。

図中の(イ)と(ア)について、(4.2.1)式と(4.2.2)式、および(4.2.3)式を用いて、

$$RPF = 9/16 = 0.5625$$

$$RPO = 255/400 = 0.6375$$

$$PAS = (9/16 - 255/400)^2 = 0.005625$$

また、(イ)よりも分解能の粗い(ウ)について、

$$RPF = 2/4 = 0.5$$

$$PAS = (2/4 - 255/400)^2 = 0.018906$$

となる。(イ)において、検証格子面積の半分よりも1格子分だけ多く降水が表現された分、降水予報は(ウ)よりも(イ)のほうがスコアはよく、高解像度モデルの特性を評価できている。

(3) 検証対象期間とデータについて

第4.2.3項で述べた検証期間において、新MSM(初期時刻は03,09,15,21UTC)とRSM(同00,12UTC)についてPASを計算した。新MSMとRSMには初期時刻や予報回数に違いがあるが、ここでは各初期値の予報結果を予報時間ごとに平均した結果について述べる。

また、できるだけ事例数を多くとるために、暖候期と寒候期をあわせて計算した。検証格子の大きさは、RSMと比較するために40kmとし⁷、予報値として3時間積算降水量、観測値として第4.2.3項で述べたように暖候期は1km-R/A、寒候期は2.5km-R/Aを用いた。検証対象とした領域は日本の陸地と沿岸40kmまでである。

(4) 計算結果と考察

図4.2.16に閾値1,10,30mmのPASを計算した結果を示す。閾値1,10mmについて、どの予報時間においても新MSMのPASはRSMよりも小さく、予報がよいことを示している。

閾値1mmのPASについて、新MSM、RSMともに予報時間後半になるにつれスコアが悪化している。これは、予報時間後半ほど予報とR/Aの降水面積率の差が大きくなっていることを意味する。降水のあった全格子について、閾値1mmの予報とR/Aの降水面積を調べたところ、新MSMもRSMも予報がR/Aを上回る予報過剰であったが、特にRSMの降水面積は2倍以上であり、予報後半ほど過剰になっていることがわかった(図略)。このため、PASが予報時間とともに劣化するのは、予報の降水分布が観測の分布と検証格子の大きさ以上にずれてきてしまうための空振り(見逃しも含む)によること他に、RSMは特に予報過剰による影響があると考えられる。

閾値10mmのPASについても、閾値1mmと同様の傾向が見られた。図4.2.17に閾値10mmについてモデルとR/Aの降水面積を予報時間ごとに示す。新MSMの降水面積はR/Aとほぼ同じである。一方、RSMは予報時間前半に予報過少で予報時間後半にR/Aと同程度にまで回復する。スコアを見てみると、新MSMのスコアは緩やかに劣化していくが、RSMは予報初期において新MSMと同程度であったがすぐに悪化してくる。RSMは

⁷ MSMの降水予報検証では20km検証格子がよく用いられるが、20km検証格子を用いた場合RSMのRPFは0か1しかとらないため、RSMのPASは新MSMに対して不利となるからである。

FT=12付近で一度PASが悪化し、再び改善した後FT=18以降再び悪化してくる。これはRSMの予報の降水面積が増加してくると一致しており、RSMではモデルで作出す降水分布が必ずしも観測と一致していないことを意味している(図4.2.17)。新MSMは予報回数が多い分有利であるとはいえ、安定した予報をしている。

ところで、図4.2.18に新MSMとRSMについて、40km検証格子の格子平均を用いて計算したスレットスコアとバイアスコアを示す。弱い雨の閾値に注目するため、表示する閾値を1~15mmに限定して示す。スレットスコアから、閾値1mmではRSMが新MSMよりも優

れているが、閾値10mmでは逆に新MSMがRSMを凌駕していることがわかる。バイアスコアからRSMは閾値1mmでは予報過剰であることが分かる。一般に、バイアスコアが過剰になるとスレットスコアが大きくなるという傾向があるため、このことはスレットスコアやバイアスコアを用いた検証手法では空振りに対する評価があまりいいことを示している。本来は、降水検証ではその広がりまで含めた評価をすることが大切であり、この観点からはPASで示されるように閾値1mmのような弱い雨についても、新MSMがRSMよりも優れている。閾値10mmではバイアスコアが両モデルでほぼ同じであり、スレットスコアでも新MSMはRSMよりも優位であることからPASの結果と大まかには一致する。

閾値30mmのPASについて、新MSMはおおむねRSMよりも良い成績を示す。閾値30mmに対する予報時間ごとの降水面積を調べたところ(図略)、新MSMは予報初期ではメソ解析におけるR/Aの同化が効いているため予報とR/Aの降水面積がほぼ同じであるが、予報時間後半では予報の降水面積が時間経過とともに緩やかに小さくなる。一方、RSMはR/Aを同化しても強雨の改善は明瞭でなく、またFT=09以降では予報の降水面積が急激に減少する。このため、RSMのPASはFT=09以降に新MSMよりも悪化している。新MSMは閾値

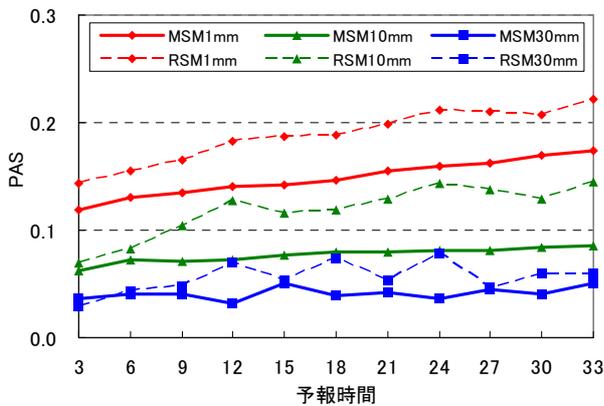


図4.2.16 予報時間ごとのPAS。閾値は赤が1mm、緑が10mm、青が30mmを示す。実線は新MSM(図中ではMSM)、破線はRSM、横軸は予報時間を示す。検証期間は、暖候期、寒候期を合わせて計算している。検証格子の大きさは40kmとした。

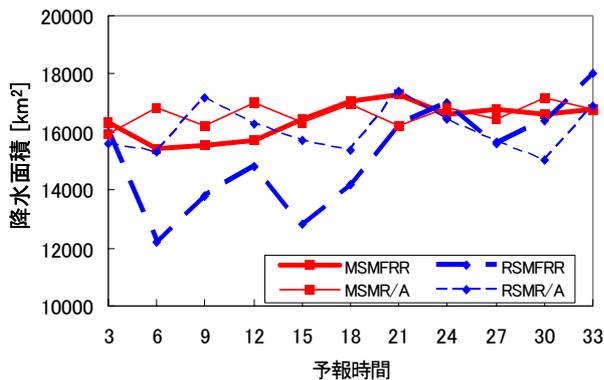


図4.2.17 閾値10mmの予報時間ごとの降水面積。赤は新MSM(図中ではMSM)、青はRSM、太線がモデルの降水面積(FRR)、細線がR/Aの降水面積(R/A)を示す。横軸は予報時間、縦軸はモデルやR/Aの降水面積[km²]を示す。検証格子の大きさは40kmとした。値は暖候期と寒候期をあわせた3時間毎の平均値である。降水面積は[1格子あたりの面積]×[閾値を超えた格子数]で計算した。初期時刻の違いと予報回数の違いがあるため、新MSM(03,09,15,21UTC)とRSM(00,12UTC)それぞれに対応するR/Aの降水面積を表示した。

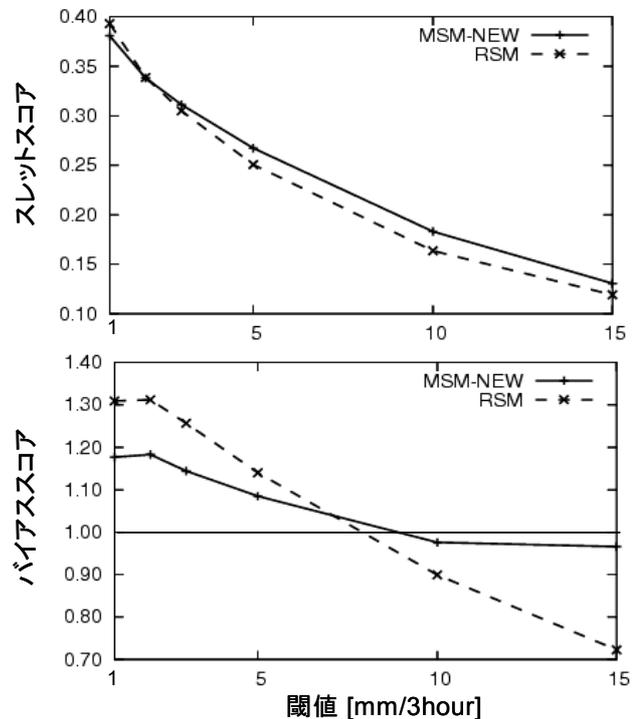


図4.2.18 閾値別のスレットスコア(上)とバイアスコア(下)。実線は新MSM(MSM-NEW)、破線はRSM、横軸は閾値[mm/3hour]を示す。検証格子の大きさは40kmとし、検証格子内の平均降水量で検証している。検証期間は、暖候期、寒候期を合わせて計算している。ただし、図4.2.6のようにモデル間で予報対象時刻に合わせるような考慮はしていない。

30mm程度の降水を持続することが可能であるが、RSMではそれが困難であることを示している。

(5) まとめと今後の課題

降水の空間分布を考慮したスコア(PAS)を用いて、新MSMの降水予報についてRSMと比較しながら評価した。その結果、閾値1,10mmについて、新MSMのPASはRSMよりも良く、予報時間後半においてもスコアの劣化は小さかった。閾値30mmについては、新MSMのPASはおおむねRSMよりも良い成績であり、新MSMはRSMよりも予報時間後半において強い雨を維持していることがわかった。また図4.2.16に示すように、PASは閾値を大きくした場合にスコア全体が小さくなってしまいう傾向があることがわかった。PASは、スレットスコアと異なりスコアが小さくなることは良い予報を意味するため、閾値が大きいほど予報がよいことを示してしまう。しかし、このことは強い雨ほど予報成績が良いことを意味するものではなく、弱い雨と比べて強い雨では降水面積そのものが小さくなるのでその誤差も小さくなってしまいうことに起因している。そのため、PASを用いるときにはモデルとR/Aが表現する降水面積の変化も含めた考察をする必要がある。たとえば同じモデルにおいて閾値1mmと閾値30mmのPASの傾向を比較するなど、異なる閾値についてPASを比べるときには扱いに注意が必要である。

また、今回は閾値30mmまでの結果しか示さなかったが、これは閾値30mm以上の場合では降水面積そのものが非常に狭く、すべて見逃した方が数格子だけ予報するよりもPASの精度が良くなってしまいう結果が得られることがわかったからである。よって、豪雨の降水予報精度の評価にPASを利用することについては、更なる検討が必要である。

なお、(4.2.3)式についてNに関する制限を除いて、降水面積率をその検証格子の降水確率とみた場合には、PASはブライアスコアと同じものになる。たとえば、将来の導入が検討されている低解像度化したメソアンサンプル予報の評価の際に、確率予報と決定論的予報の比較にPASを用いることも考えられる。また、検証格子に第4.2.5項で用いられた二次細分区域を用いた場合、降水量の最大値だけでなく二次細分区域内での広がりを考慮した評価ができるものと考えられる。

4.2.7 地上気象要素の検証

ここでは新MSMの地上付近の予報特性をみるために、地上気象要素(風速、気温、露点温度)について検証した結果を述べる。

(1) 検証方法

検証対象とする観測点は、観測点を囲むモデル格子

の海陸設定が4格子点とも陸地となっているアメダス観測点とした⁸。観測点に対する予報値の内挿方法や風速と気温の補正方法は、瀬川(2005)と同じ方法を用いた。

検証スコアは、平均誤差(ME)と平方根平均二乗誤差(RMSE)を用いた。ただし降水予報の検証と違い、地上気象要素は予報誤差の日変化が大きいので、検証スコアを予報対象時刻ごとに示した。

まず、第4.1節で述べられている新MSMの改良された特性について把握するために、新MSMと現MSMについて1日8回、FT=15までの予報値を用いて両方を比較しながら述べる。次に、新MSMについて33時間予報を行ったときの予報特性を見るために、03,09,15,21 UTCを初期時刻とするFT=33までの予報値を用いた検証結果について、RSMとの特性の違いにも触れながら述べる(RSMの初期時刻は00,12UTC)。

(2) 新MSMと現MSMとの比較

暖候期、寒候期それぞれのFT=15までの各地上気象要素の検証結果について、予報対象時刻ごとに示したものを図4.2.19、図4.2.20に示す。どちらの図でも全般的に目立つのが、新MSMについてMEの日変化が小さくなっていること、およびMEにバイアスの拡大が見られた場合でもRMSEはほとんどの場合で縮小しているか同等であることである。MEの日変化が小さくなっていることは、検証対象の気象要素そのものの日変化が大きくなって、実況の変化にモデルの予報値がよく追隨していることを示している。また、バイアスが拡大してもRMSEが縮小していることは、ランダム誤差が縮小していることを示している(巻末付録A参照)。以下では、新MSMと現MSMとの比較をしながら特性を述べる。

(a) 暖候期

図4.2.19に見られる特徴について、まずMEから述べる。風速について、現MSMで見られた実況よりも日中に弱く夜間に強く風を予報する傾向は、新MSMでも同様に見られた。しかしながら、新MSMの方が夜間を中心に若干バイアスを軽減している。新MSMの気温は、現MSMで見られた夜間に1°C以上あった高温バイアスが小さくなり、1日を通して0.5~1°Cの高温バイアスをもつ傾向になった。新MSMの露点温度は、現MSMに見られた夜間の0.5°C程度の正バイアスを改善している。

次にRMSEについて述べる。新MSMの風速は1日を通して改善が見られた。新MSMの気温は、日中において現MSMと同等の精度であったが、夜間は改善していた。新MSMの露点温度は、現MSMと比べて日中僅かに改悪していたが、夜間は現MSMと同等の予報精度であった。

⁸ 露点温度はSYNOPTを報じる観測点を用いた。

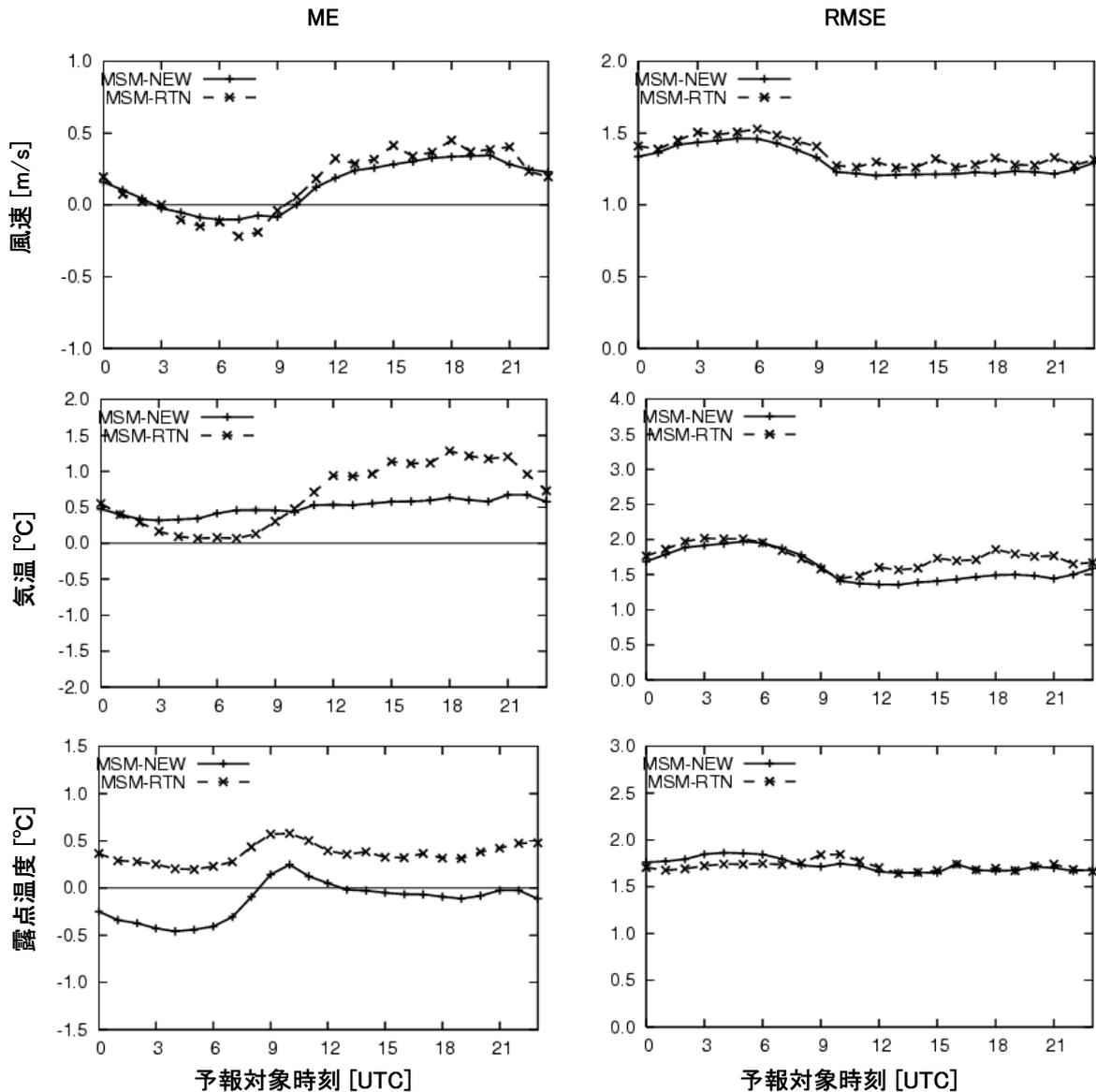


図4.2.19 暖候期における新MSMと現MSMの地上気象要素のME(左)およびRMSE(右)。上段は風速、中段は気温、下段は露点温度を示す。実線は新MSM、破線は現MSMを示す。FT=15までの検証結果を用いて予報対象時刻毎に示す。横軸は予報対象時刻[UTC]である。

(b) 寒候期

図4.2.20に見られる特性について、まずMEから述べる。風速は、現MSMで日中に強く予報していた傾向が、新MSMではさらに風速を強く予報する傾向となった。夜間の新MSMの風速は、現MSMと同じように0.5m/s程度風を強く予報する傾向が見られた。新MSMの気温について、現MSMと比べても1日を通して高温バイアスが拡大し、夜間においては1°C以上の高温バイアスとなっていた。露点温度は、現MSMでは日中に1.5°Cの正バイアスを持っていたが、新MSMは実況に近い表現となっていた。

次にRMSEについて述べる。新MSMの露点温度は、日中に改善し夜間は現MSMと同等の予報精度であった。また、新MSMの風速と気温については、現MSMと同等の予報精度であった。

(c) 比較のまとめ

新MSMの地上気象要素に見られた予報特性の改善から、第4.1節で述べた改良Mellor-Yamadaレベル3スキームの導入や、放射過程において利用する雲量の診断方法の変更が反映されていることがわかった。また、現MSMの各初期時刻に見られたMEやRMSEの不連続が、新MSMでは解消されている。これは、新MSMで用いるメソ解析について、静力学MSMによる6時間予報のうち、後半3時間を非静力学MSMによって実行した状態を初期値として用いたことが反映されている(第4.1節)。

暖候期の日中や寒候期において、新MSMは現MSMと比べて気温の正バイアスが拡大する傾向がみられたが、RMSEから気温は同等の精度であった。これらより、暖候期の日中や寒候期において新MSMの気温

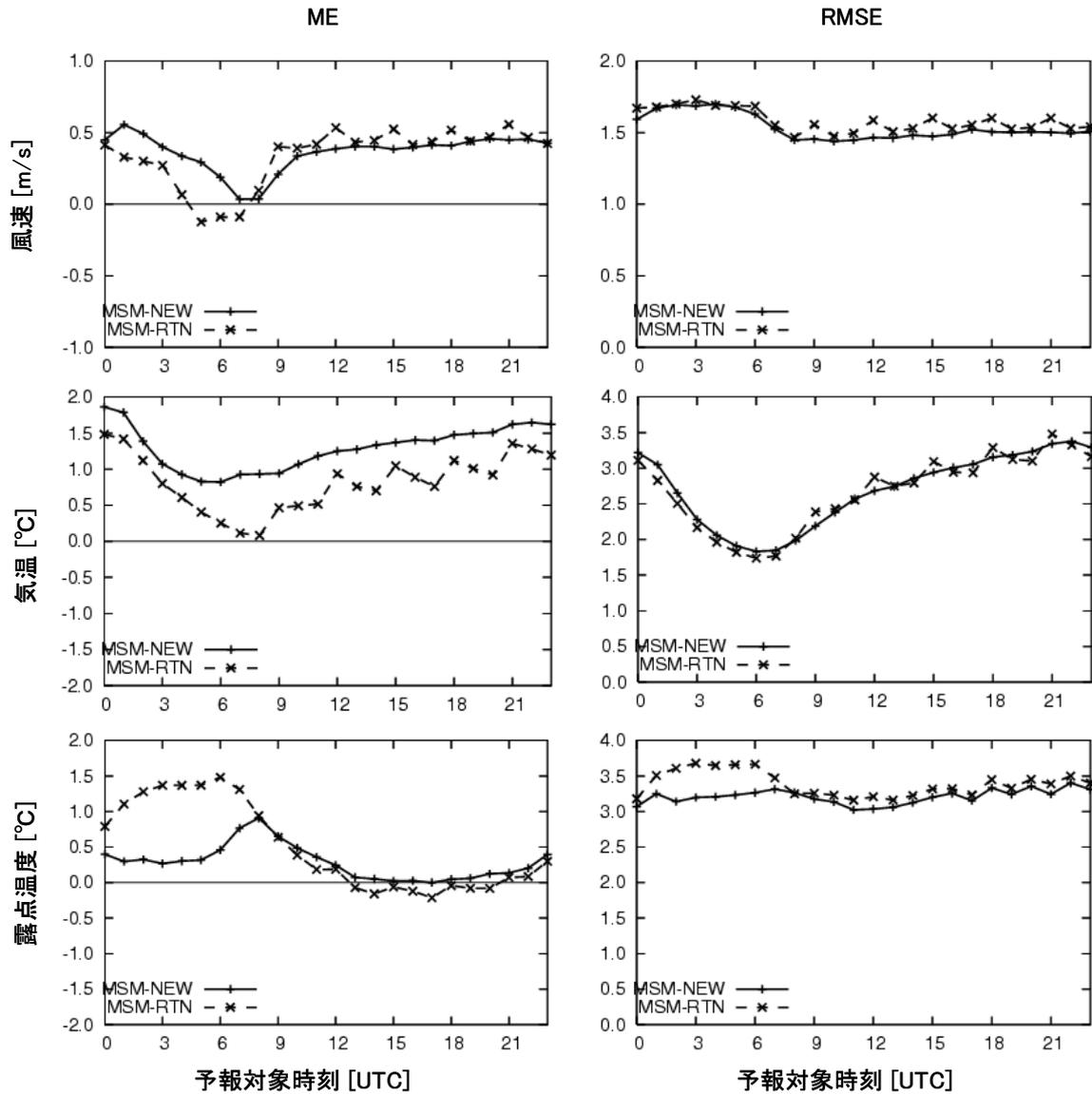


図4.2.20 寒候期における新MSMと現MSMの地上気象要素のME(左)およびRMSE(右)。上段は風速、中段は気温、下段は露点温度を示す。実線は新MSM、破線は現MSMを示す。FT=15までの検証結果を用いて予報対象時刻毎に示す。横軸は予報対象時刻[UTC]である。

は、現MSMの気温よりも各予報に含まれるランダム誤差が小さくなったことがわかる(巻末付録A参照)。

(3) 新MSMとRSMとの比較

(a) 暖候期

図4.2.21に暖候期のFT=33までの地上気象要素(風速、気温)の検証結果について、予報対象時刻ごとに示す。まず、新MSMについて(2)(a)で述べた傾向と比較しながら述べる。新MSMのMEについて、風速、気温、露点温度は(2)(a)で述べた傾向と大きな変化は見られなかった。すなわち、新MSMの風速は日中やや弱く予報し夜間では強く予報される傾向があり、気温は1日を通して0.5°C程度の高温バイアスをもっていた。露点温度も、日中に僅かな負バイアスが見られた(図略)。

次に、RSMと比較しながら述べる。RSMの風速には

夜間において0.5m/s以上強く予報する傾向があるが、新MSMの風速は夜間の正バイアスが小さく、RSMよりも実況に近い予報となっていた。気温についても、RSMは特に夜間においておよそ3°Cの高温バイアスを持っていたが、それを新MSMは1°C以下に改善していた。新MSMのRMSEについても、風速、気温、露点温度はRSMに比べて小さく、精度の良い予報であることがわかった。

(b) 寒候期

図4.2.22に寒候期のFT=33までの地上気象要素(風速、気温)の検証結果について、予報対象時刻ごとに示す。まず、新MSMについて(2)(b)で述べた傾向と比較しながら述べる。新MSMのMEについて、風速、気温、露点温度は(2)(b)で述べた傾向と大きな変化は見られなかった。すなわち、1日を通して新MSMの風速

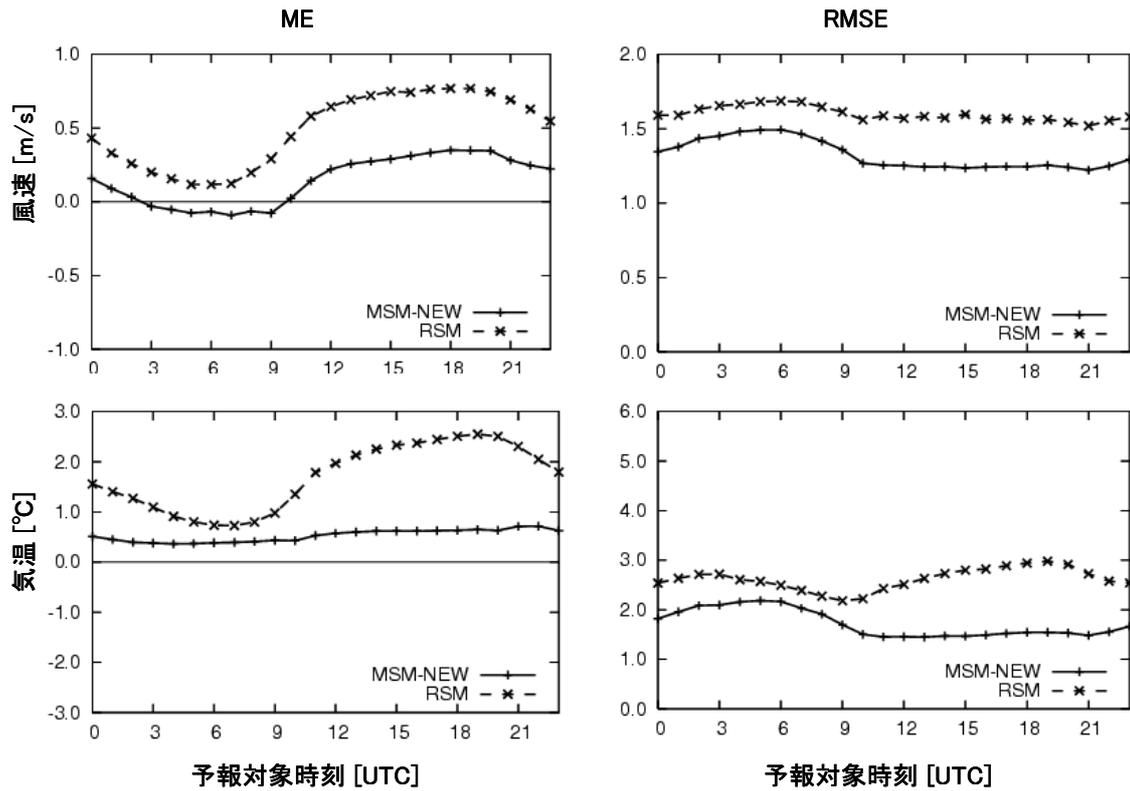


図4.2.21 暖候期における新MSMとRSMの地上気象要素のME(左)とRMSE(右)。上段は風速、下段は気温を示す。実線は新MSM、破線はRSMを示す。FT=33までの検証結果を用いて予報対象時刻毎に示している。横軸は予報対象時刻 [UTC]である。初期時刻は、新MSMが03,09,15,21UTC、RSMが00,12UTCである。

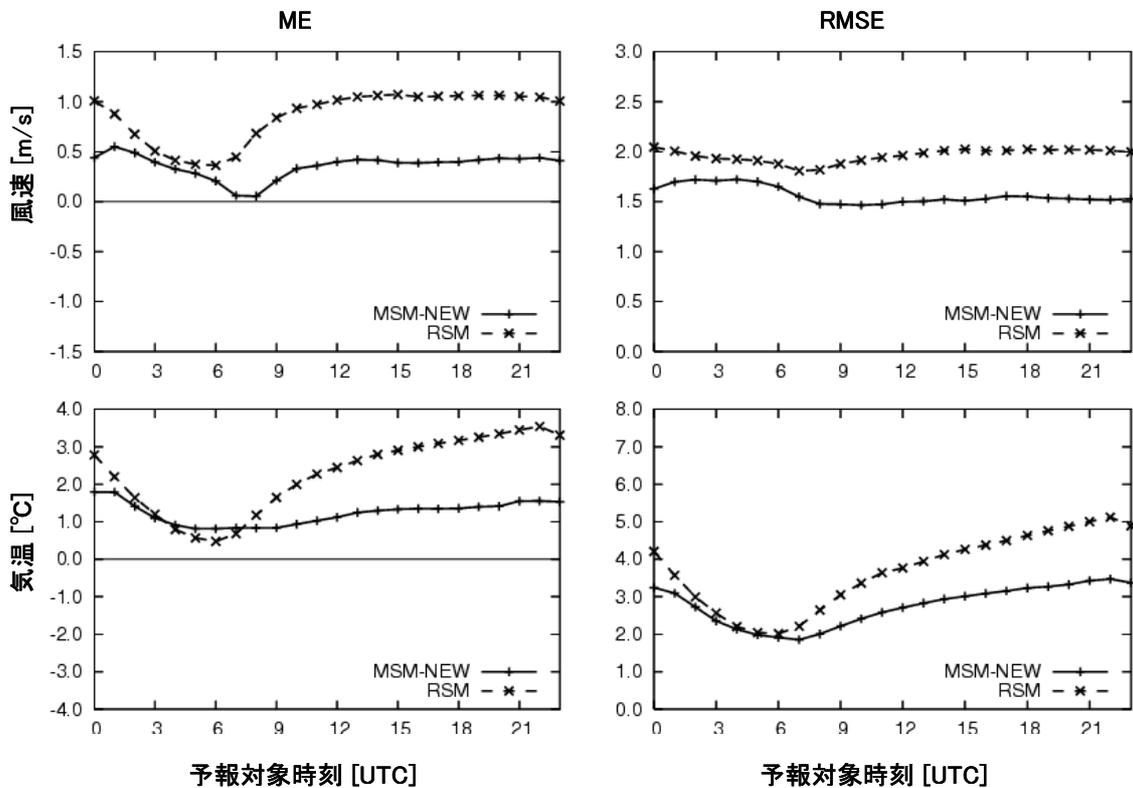


図4.2.22 寒候期における新MSMとRSMの地上気象要素のME(左)とRMSE(右)。上段は風速、下段は気温を示す。実線は新MSM、破線はRSMを示す。FT=33までの検証結果を用いて予報対象時刻毎に示している。横軸は予報対象時刻 [UTC]である。初期時刻は、新MSMが03,09,15,21UTC、RSMが00,12UTCである。

は強く予報する傾向があり、気温は1~2°Cの高温バイアスを持つ傾向があった。露点温度は、日中に0.5°C程度の正バイアスを持つ傾向があった(図略)。

次に、RSMと比較しながら述べる。RSMの風速には夜間において1m/s程度強く予報する傾向があるが、新MSMの風速はRSMと比べると夜間の正バイアスは小さかった。気温についても、RSMは夜間において3°C程度の高温バイアスを持っていたが、新MSMは1°C程度に改善していた。新MSMのRMSEについても、風速、気温、露点温度はRSMに比べて小さく、精度の良い予報であることがわかった。

(4) 地上気象要素検証のまとめ

新MSMの地上の風速、気温、露点温度の予報特性を見るために、現MSMおよびRSMの検証結果と比較を行った。現MSMに比べると、新MSMでは夜間において地上気象要素は予報精度が改善していた。一方、1日を通して新MSMの気温は暖候期で0.5°C、寒候期で1~2°Cの高温バイアスが見られるが、現MSMと比べて地上気温の予報そのものは日変化がより表現されやすくなった。また、新MSMの気温は現MSMに比べて予報のランダム誤差が小さくなっていることもわかった。このようにランダム誤差が小さくなっていることから、新MSMを用いることで、ガイダンスのような統計的手法を用いたプロダクトの精度向上が期待される。FT=33までの予報についても、新MSMの風速や気温、露点温度のMEとRMSEは、FT=15と比べてその傾向に大きな変化がなく、予報時間後半において目立った予報の劣化がないことがわかった。新MSMの地上気象要素の予報は、RSMよりも予報精度が良いことがわかった。

4.2.8 高層気象要素の検証

ここでは、新MSMの大気鉛直方向の予報特性をみるために、高層気象要素(高度、気温、相対湿度、風速)について検証した結果を述べる。

(1) 検証方法

気象庁の高層気象観測点におけるラジオゾンデ観測データのうち、指定気圧面の観測値を検証に用いる。ただし、以下に述べる理由から検証を行わなかった層がある。第4.2.3項で述べた検証期間のうち、寒候期における新MSMの気温と相対湿度のサンプル数を図4.2.23に示す。1000hPaの気温のサンプル数は、他の層に比べて8割程度となっていた⁹。よって、1000hPaに

⁹ 国際気象通報式では、指定気圧面のジオポテンシャル高度が通報する観測所の高さよりも低い場合は、その面の気温、湿度、風の資料を報じないため(わが国では観測値からの補外も行わない。なお、国外には補外を行ったデータを通報している観測点もある。)

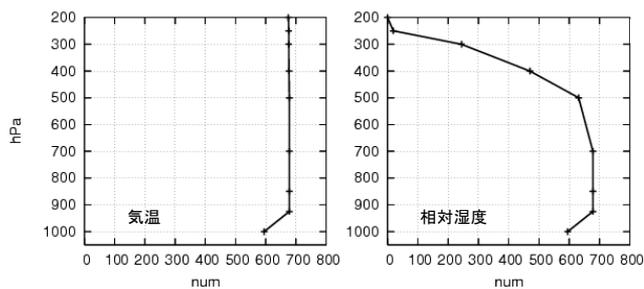


図4.2.23 寒候期に検証が行われた新MSMのサンプル数(num)の鉛直分布。気温のサンプル数(左)、相対湿度のサンプル数(右)を示す。気象庁のラジオゾンデ観測点を用いた。ゾンデの観測時間は新MSMの03,09UTCを初期時刻とするFT=33を対象とした。

ついて検証に利用できる観測数が少ないため、どの気象要素についても1000hPaを除いた検証を行った。また、相対湿度のサンプル数についても500hPaより上層では下層の7割以下となっていたため¹⁰、寒候期の相対湿度について500hPaより上層について検証対象から除外する。なお、図は省略するが暖候期においても、1000hPaの気温は他の層の8割程度のサンプル数であり、相対湿度は300hPaより上層でサンプル数が中・下層の各層の2割程度であったため、各気象要素は1000hPaを除いて検証することとし、相対湿度については300hPaより上層を検証対象から除外する。

まず、新MSMで新たに加えられた改良の効果を確認するために、新MSMと現MSMの検証結果を比較しながら述べる。両モデルともに09,21UTCを初期時刻とするFT=15の検証結果に限定して述べる。

次に、新MSMのFT=33における特性をみるために、FT=15との違いやRSMの検証結果にも触れながら述べる。ただし、新MSMとRSMでは予報回数や初期時刻に違いがあるため、両モデルを用いて予報時間をそろえた議論ができない。そのため、検証対象となる観測値の観測時刻をそろえた議論を行う。つまり、初期値について新MSMは03,15UTC、RSMは00,12UTCを初期時刻とするものを用いるため、新MSMはFT=33、RSMはFT=36の検証結果について比較することにした。

検証に用いるスコアは、平均誤差(ME)と平方根平均二乗誤差(RMSE)である。第4.2.3項で述べた検証期間について、暖候期と寒候期を分けて検証する。

(2) 新MSMと現MSMの比較

(a) 暖候期

暖候期における各高層気象要素の検証結果のうち、FT=15のMEとRMSEについて図4.2.24に示す。まず

¹⁰ 気象庁が行う高層気象観測では、気温が-40°C以下を報じた特異点高度よりも上層は湿度を報じないため。

MEについて述べる。高度は現MSMでは下層で負バイアス、上・中層で正バイアスが見られたが、新MSMでは下層から400hPaまではどの層でも数mの負バイアスを持つようになり、その大きさも現MSMから拡大されていた。新MSMの気温は、現MSMの中・下層で見られた0.5°C程度の正バイアスを小さくしたが、上層では正バイアスを拡大した。中層については放射計算で用いる雲を変えたので、その効果が中層の気温に反映されたためと考えられ、下層については改良Mellor-Yamadaレベル3スキームの導入による境界層の表現の改善が反映されていると考えられる(第4.1節)。相対湿度、風速のMEは、新MSMと現MSMでほぼ同等であった。

新MSMの高度と気温、風速のRMSEは、現MSMに比べて中・下層で小さくなり改善されていた。新MSMの相対湿度のRMSEは、現MSMとほぼ同等であった。

(b) 寒候期

寒候期における各高層気象要素の鉛直分布のうち、FT=15のMEとRMSEについて図4.2.25に示す。まずMEについて述べる。新MSMの高度は、傾向が現MSMとほぼ同じであるが上層の負バイアスを数m程度拡大している。新MSMの気温も現MSMと同じ傾向であり、中・下層はほぼバイアスが0°Cであるが、400hPaで-0.5°Cのバイアスを持つ。相対湿度について、新MSMは現MSMと同じように水蒸気量を700hPaにおいて、やや過剰に予報する傾向がある。風速について、現MSMでは下層において約1m/sの正バイアスを持っていたが、新MSMは上層ほど風速を弱く予報する傾向になった。

新MSMの中・下層の高度と気温、風速のRMSEでは、現MSMよりもRMSEが小さくなっていったことから、改良Mellor-Yamadaレベル3スキームの導入による境界層表現の改善が反映されている。新MSMの相対湿度のRMSEについても、僅かな改善がみられた。

(3) 新MSMとRSMとの比較

(a) 暖候期

暖候期のFT=33における、新MSMとRSMの各高層気象要素のME、RMSEを図4.2.26に示す。まず新MSMについて、図4.2.24に示したFT=15における特性と比較する(図4.2.24と図4.2.26に示す実線同士を比べる)。新MSMの高度はFT=15とほぼ同じ傾向を持っているが、中・下層の負バイアスがやや拡大している。気温は、上層の正バイアスがFT=15と比べて僅かに拡大している。風速は、FT=15と比べて上層で負バイアスが僅かに拡大している。

次に、新MSMとRSMを比べた結果について述べる。高度は、500hPaではRSMのほうが0mに近いが、それ以外の高度では新MSMのほうがRSMよりもバイアスを小さくしていた。気温についても、RSMの500hPaでは

1°C程度の高温バイアスがあったが、新MSMでは高温バイアスをほとんど0°Cにしていた。風速については、上層で新MSMのほうがやや負バイアス大きい。RMSEについては、どの気象要素も新MSMのほうがRSMよりも小さい。特に、気温のRMSEでは上・中層において、新MSMはRSMよりも精度が良い。

(b) 寒候期

寒候期のFT=33における、新MSMとRSMの各高層気象要素のME、RMSEを図4.2.27に示す。まず新MSMについて、図4.2.25で示したFT=15における特性と比較する(図4.2.25と図4.2.27に示す実線同士を比べる)。新MSMの高度は、FT=15と比べて傾向は同じだがバイアスがさらに拡大する。気温は、400hPaにおいてFT=15よりも負バイアスが拡大し、850hPaでは低温バイアスに変わっている。風速は上層で負バイアスを拡大する。相対湿度は、FT=15では700hPaの正バイアスが目立っていたが小さくなりほとんど0%となっている。

次に、新MSMとRSMを比べた結果について述べる。新MSMの高度は上・中層ではバイアスの傾向がRSMとほぼ同じだが、下層ほどRSMより正バイアスが大きくなっている。気温についても、上層の低温バイアスは新MSMとRSMでほぼ同じであるが、下層では新MSMのほうがやや低温バイアスをもっている。相対湿度は、RSMでは700hPaにおいて5%以上の正バイアスがあったが、新MSMでは0%に近づいている。風速は全層にわたって新MSMのほうがRSMよりもやや弱く予報する傾向がある。RMSEは、どの気象要素も新MSMのほうがRSMよりも小さい。

(4) 高層気象要素の検証のまとめ

新MSMの高層気象要素について、ラジオゾンデ観測データを用いて検証した。暖候期のFT=15においては、新MSMと現MSMを比べると、気温は中・下層で正バイアスが小さくなり実況に近い傾向となった。一方、高度については負バイアスを持つ傾向が見られた。寒候期のFT=15では、現MSMと同様に700hPaにおいて相対湿度が正バイアスを持つ傾向がみられた。暖候期におけるFT=33のバイアスは、どの気象要素もFT=15とほぼ同じ傾向であった。寒候期におけるFT=33について、気温の下層でFT=15と比べてバイアスを拡大する傾向が見られる一方、相対湿度の700hPaに見られた正バイアスは、FT=33では小さくなっていた。新MSMとRSMを比べた結果、暖候期では特に中層の気温の表現が改善していた。また、新MSMのRMSEはRSMと比べて同等以上の精度となっていた。

新MSMと現MSMの比較からは、気温や風速のRMSEが下層で小さくなっていることから、改良Mellor-Yamadaレベル3スキームによる境界層表現の

改善が目立っていた。また、暖候期の気温は中層においても精度の改善が見られ、放射計算で用いる雲を変えた効果が反映されていた。

4.2.9 統計検証のまとめ

(1) 2001年3月に運用を開始した現業MSMの降水予報検証から、現業MSMの降水予報はさまざまな変更によって着実に予報頻度が観測頻度に近づき、予報精度が向上していることが確認された。

(2) 新MSMの予報特性について、現MSMやRSMと比較を行いながら検証した。降水予報について、新MSMと現MSMを比較した結果、暖候期では新MSMが現MSMに対して予報精度が向上し、寒候期では予報頻度は全閾値で改善し、閾値10mm未満の降水はスレットスコアも向上した。新MSMとRSMを比較した結果、暖候期では新MSMは予報頻度と予報精度ともに大幅に改善し、寒候期では新MSMは閾値の低い降水については改善した。

(3) 二次細分区域を用いた検証では、二次細分区域ごとの検証スコアの分布図から、降水の地域特性をより防災情報に即した形で把握することができた。また、降水予報の位置ずれによる影響もある程度吸収できることがわかった。

(4) 格子降水面積スコア(PAS)を用いた検証では、モデル格子の表現する降水量が閾値1,10mmの降水に対して、新MSMはRSMよりも位置的・量的に表現が良いことがわかった。また、RSMの弱い雨に見られるような予報頻度過剰まで考慮した評価ができることがわかった。

(5) 地上気象要素検証では、新MSMが現MSMに対してRMSEを改善していることを確認し、地上気温などの各地上気象要素そのもの日変化が、より表現されやすくなったことがわかった。

(6) 高層気象要素の検証では、新MSMで改良された物理過程が反映され、暖候期において新MSMの中・下層の気温が改善されており、暖候期・寒候期ともに下層において各気象要素のRMSEの改善が見られた。

以上のことから、新MSMの全体的な性能は現MSMよりも向上しており、1日4回の運用が計画されている新MSMの33時間予報についても、RSMより精度のよい予報ができることがわかった。

参考文献

- 石田純一，成田正巳，2003：検証．数値予報課報告・別冊第49号，気象庁予報部，93-106.
- 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.
- 田中小緒里，2004：統計的検証．平成16年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，11-20.

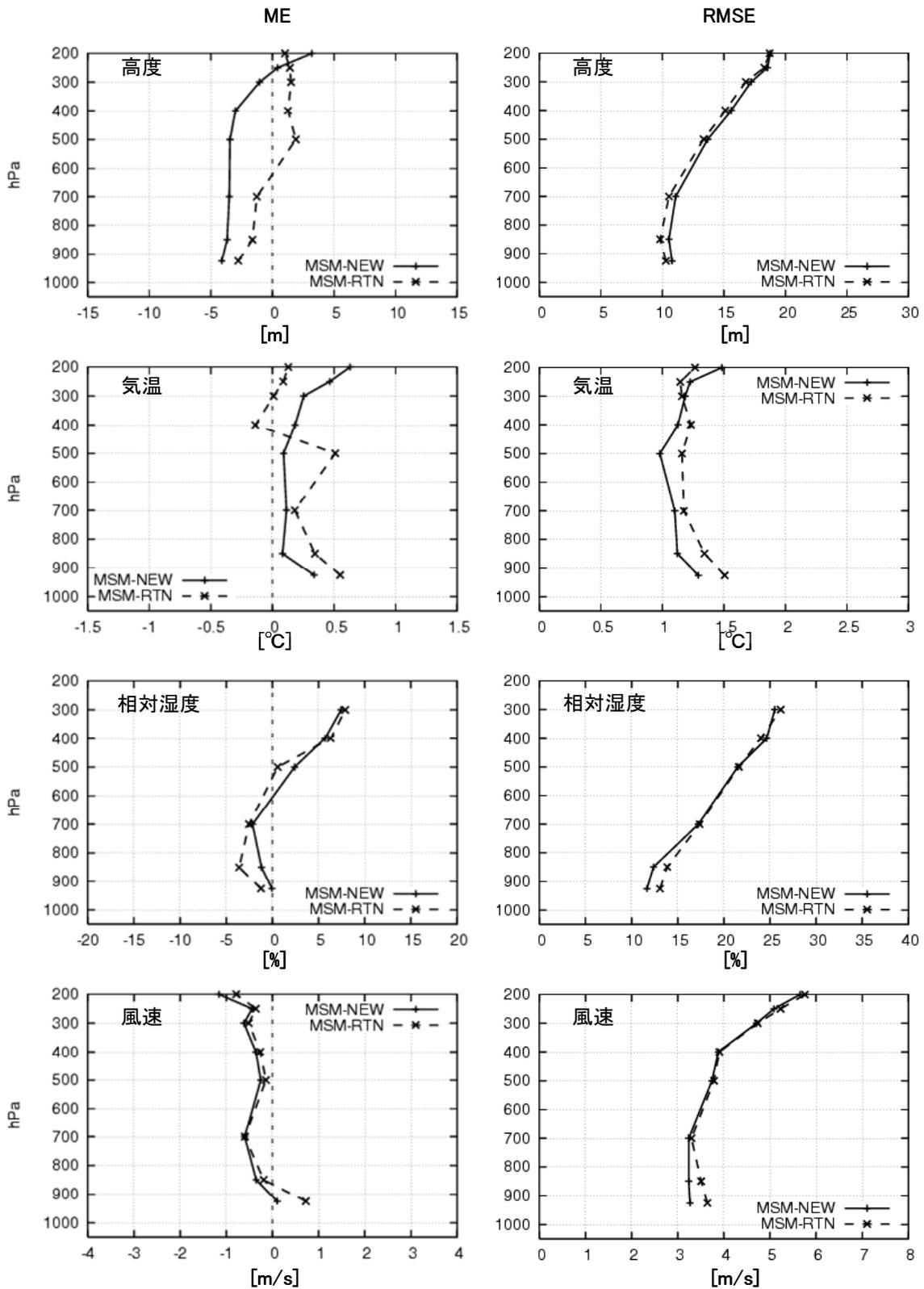


図4.2.24 暖候期における新MSMと現MSMについての高層気象要素のME(左)とRMSE(右)の鉛直分布。FT=15に限定して示す。実線は新MSM(MSM-NEW)、破線は現MSM(MSM-RTN)を示す。上段から順に高度、気温、相对湿度、風速を示す。

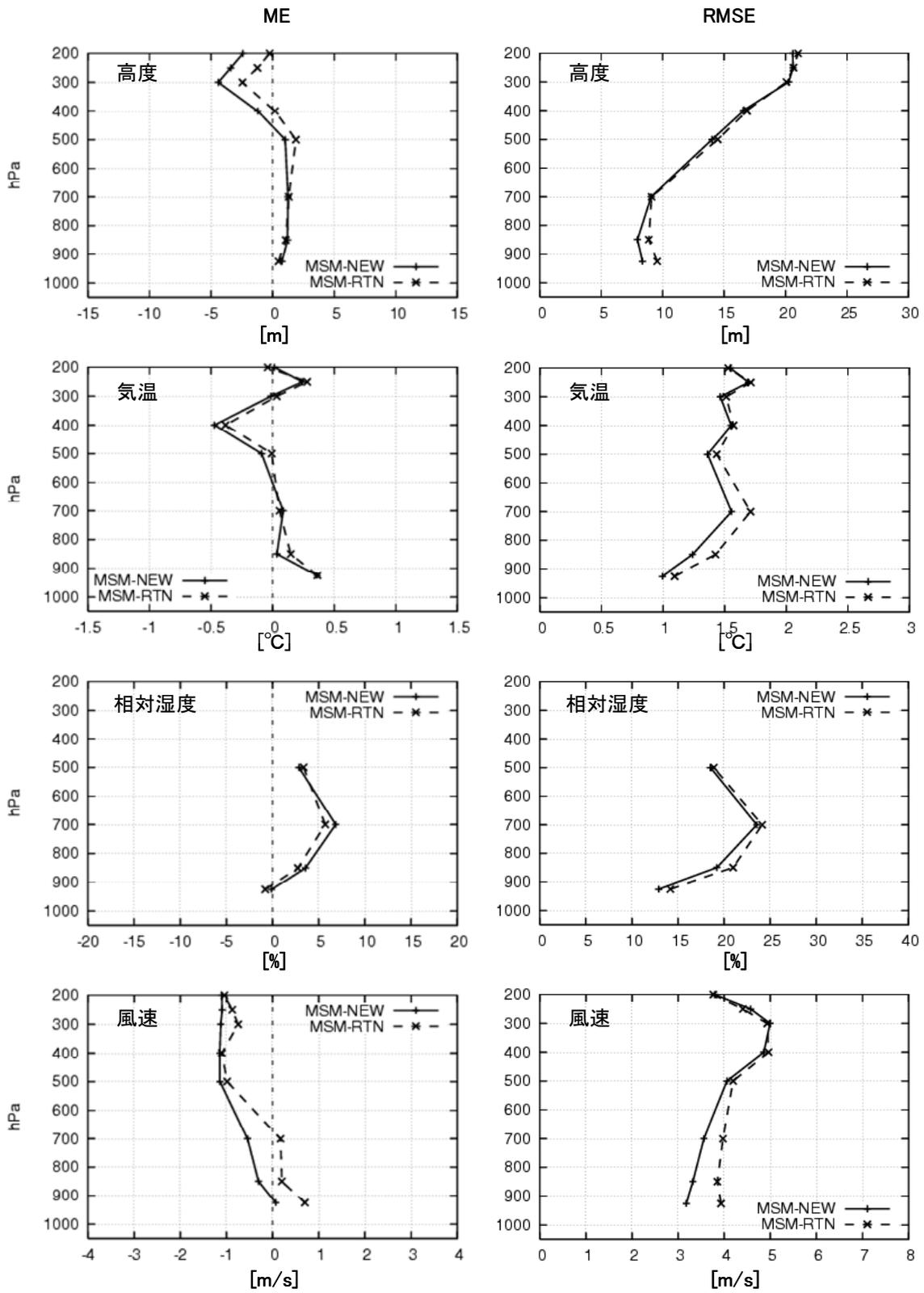


図4.2.25 寒候期における新MSMと現MSMについての高層気象要素のME(左)とRMSE(右)の鉛直分布。FT=15に限定して示す。実線は新MSM(MSM-NEW)、破線は現MSM(MSM-RTN)を示す。上段から順に高度、気温、相対湿度、風速を示す。

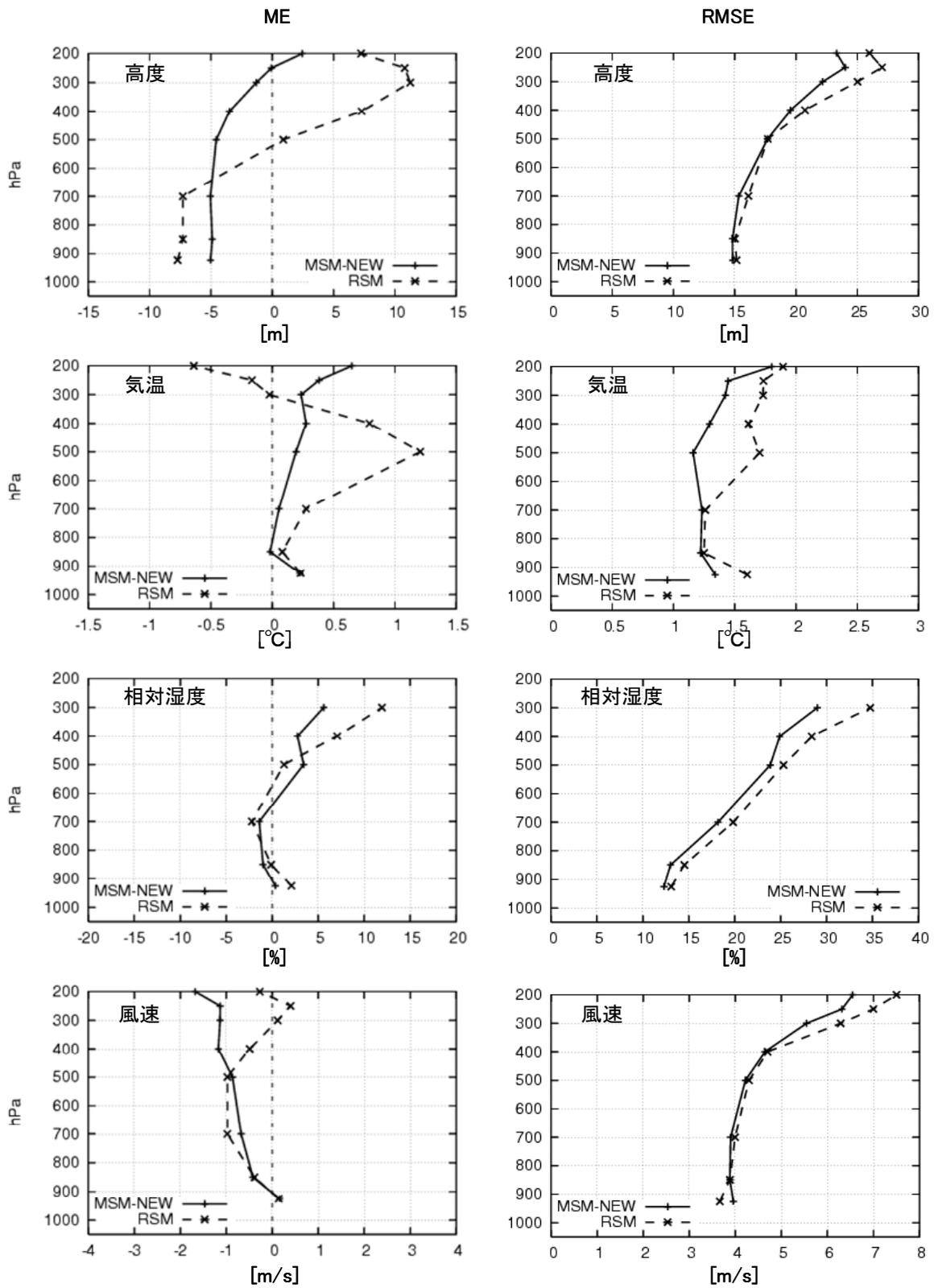


図4.2.26 暖候期における新MSMとRSMについての高層気象要素のME(左)とRMSE(右)の鉛直分布。FT=33に限定して示す。実線は新MSM(MSM-NEW)、破線はRSMを示す。上段から順に高度、気温、相对湿度、風速を示す。

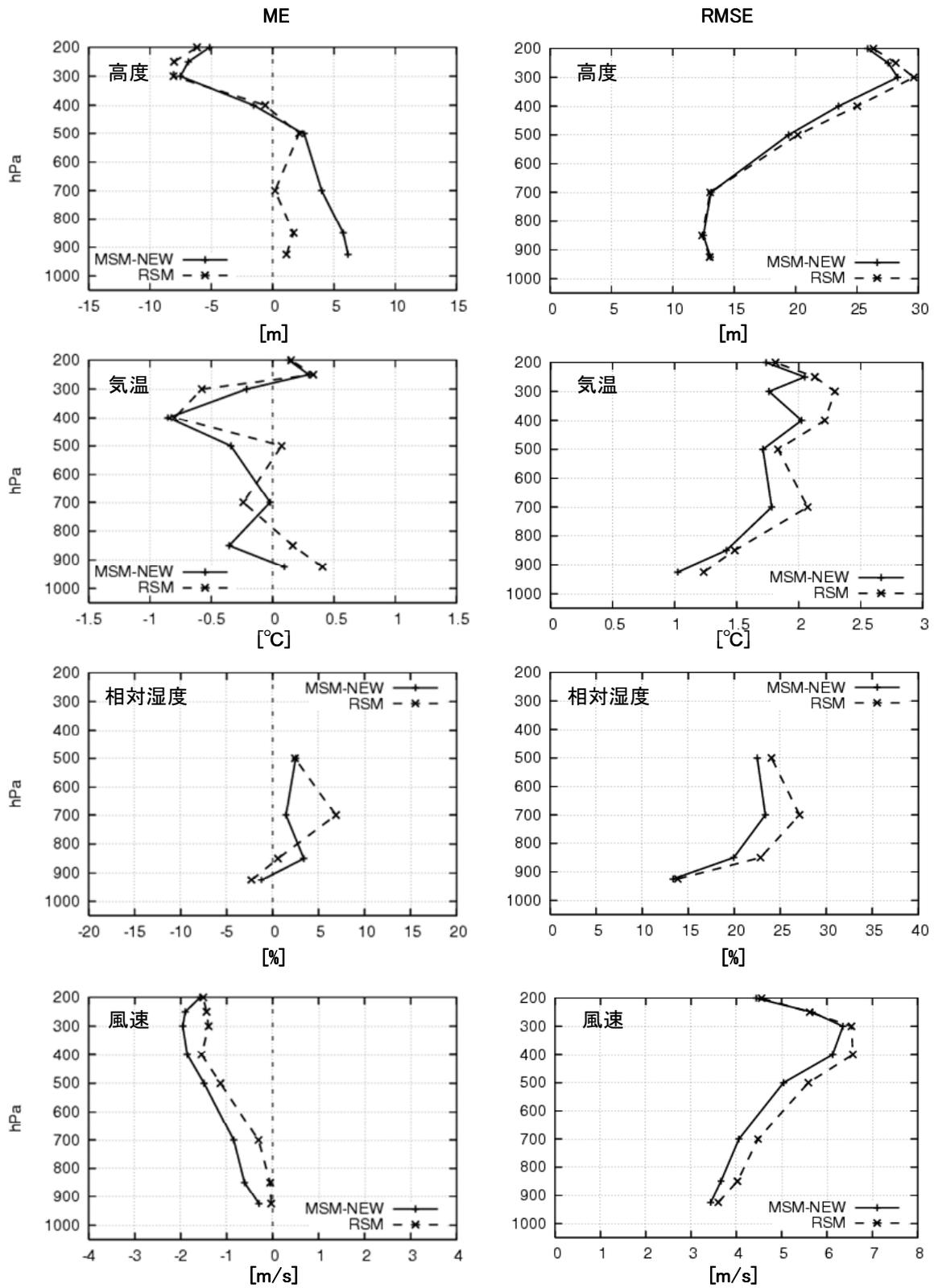


図4.2.27 寒候期における新MSMとRSMについての高層気象要素のME(左)とRMSE(右)の鉛直分布。FT=33に限定して示す。実線は新MSM(MSM-NEW)、破線はRSMを示す。上段から順に高度、気温、相对湿度、風速を示す。

4.3 物理過程の改良とその効果¹

新MSMでは、放射、乱流、雲物理などの物理過程でいくつかの改良をおこなっている（第4.1節）。この節ではその中から雲氷落下スキーム、放射過程における雲量について取り上げ、事例を中心にその効果を紹介する。

4.3.1 雲氷落下スキーム導入の効果

非静力学MSMでは雲物理過程を通じて、大気中の水蒸気、雲水、雲氷、雨、雪、霰の混合比を予報している。このうち、雨、雪、霰については落下を考慮しているが雲水と雲氷は落下速度を持たないものとして扱われていた。しかし、図4.3.1中段に示す予想衛星画像²の例のように予報時間が進むにつれて輝度の高い白い領域が広がっており（同図上段の実況ではこのような傾向は見られない）、これは雲氷の落下を考慮していないことに

よる上層での雲氷の過剰な蓄積が原因であることがわかった。新MSMでは、放射過程における雲量・雲水量・雲氷量を部分凝結スキームによって算出するが、このような上層での雲氷の蓄積は部分凝結スキームで過大な雲を評価することにつながり、予報に悪影響を与える可能性がある。

この問題を解消するため、新MSMでは雲氷の落下を考慮するようにした。図4.3.1の下段は雲氷の落下を考慮したものであり、中段の画像に見られた予報時間が進むにつれて画像が白くなる傾向がなくなり改善しているのがわかる。

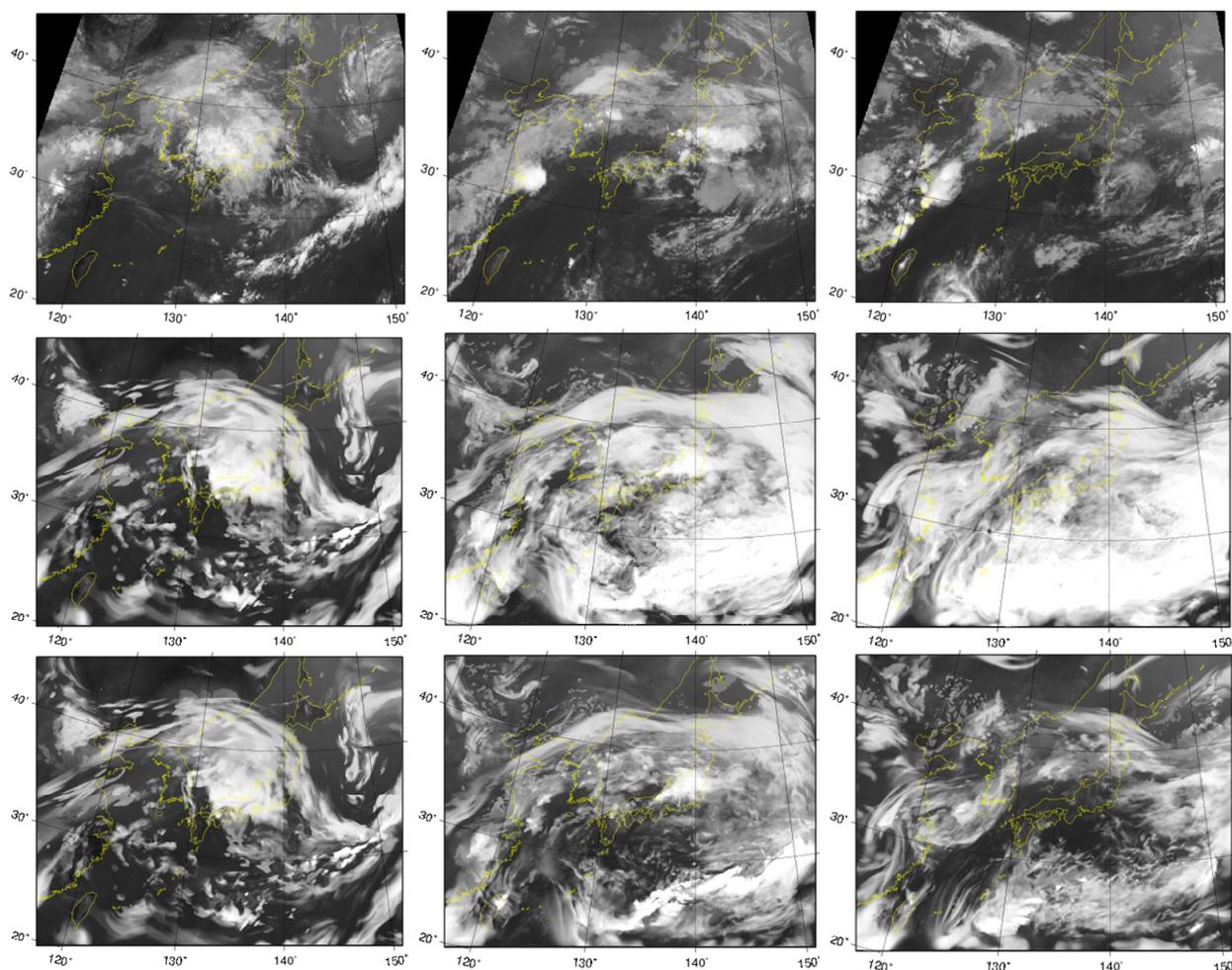


図 4.3.1 2004年7月12日03UTC初期値の（左から）FT=0, 15, 33における実況と予想衛星画像（赤外）。（上）実況、（中）雲氷の落下を考慮しない場合、（下）雲氷の落下を考慮した場合。FTは予報時間を示す。

¹ 原 旅人

² 非静力学MSMで予報した雲物理量を用いて放射伝達計算を行い、衛星画像の波長で見たときにどのように見えるかを示したものの。

4.3.2 放射過程における雲量の表現の違いとその効果

放射過程における雲は、短波の吸収・散乱・反射、長波の吸収・射出を通じて大気加熱・冷却に寄与しているとともに、地表面の熱収支にも大きく関係している。たとえば、雲が多ければ短波の吸収・散乱・反射により地表面への短波の到達量が減少して地上気温は上昇しにくくなり、夜間は地表面への長波の到達量が増加して地上気温は下降しにくくなる。

第 4.1.1 項で述べたように、新 MSM では放射過程で用いる雲量の求め方を相対湿度による診断から部分凝結スキームによる算出に変更する。この変更によって雲の分布や雲量が大きく変わり、その結果、大気加熱・冷却、地表面への短波お

よび長波の到達量の特性格も大きく変わる。その効果は第 4.2 節の高層や地上の気温の統計検証にも示されているが、ここではこれらの特性の違いを事例を通じて紹介する。

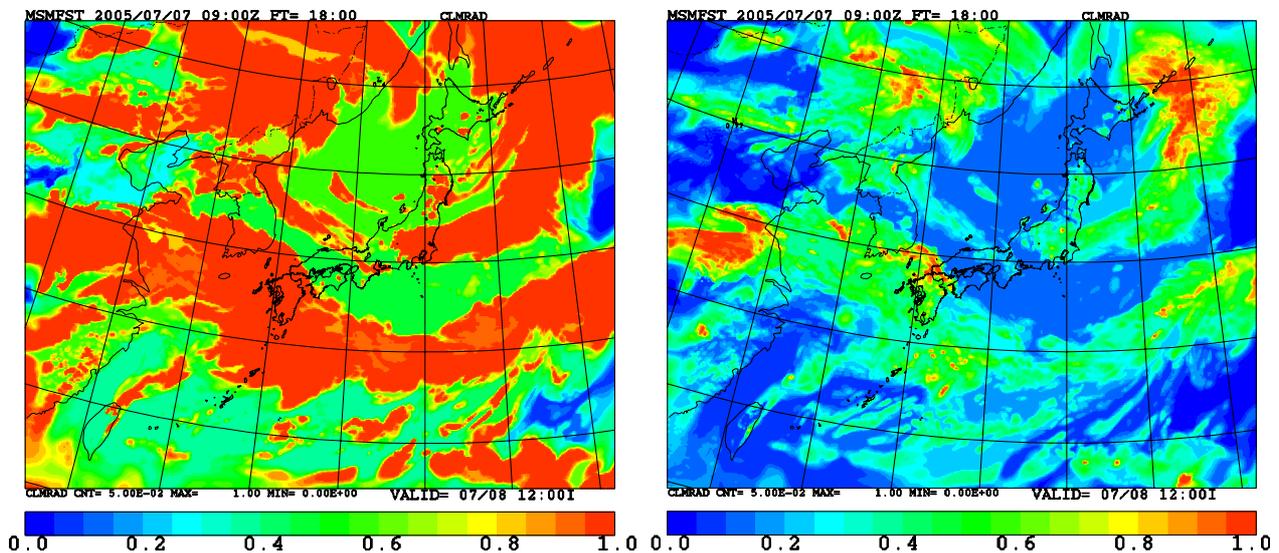


図 4.3.2 2005 年 7 月 7 日 09UTC 初期値の FT=18 (8 日 12JST) における中層雲量。
(左) 現 MSM、(右) 新 MSM。

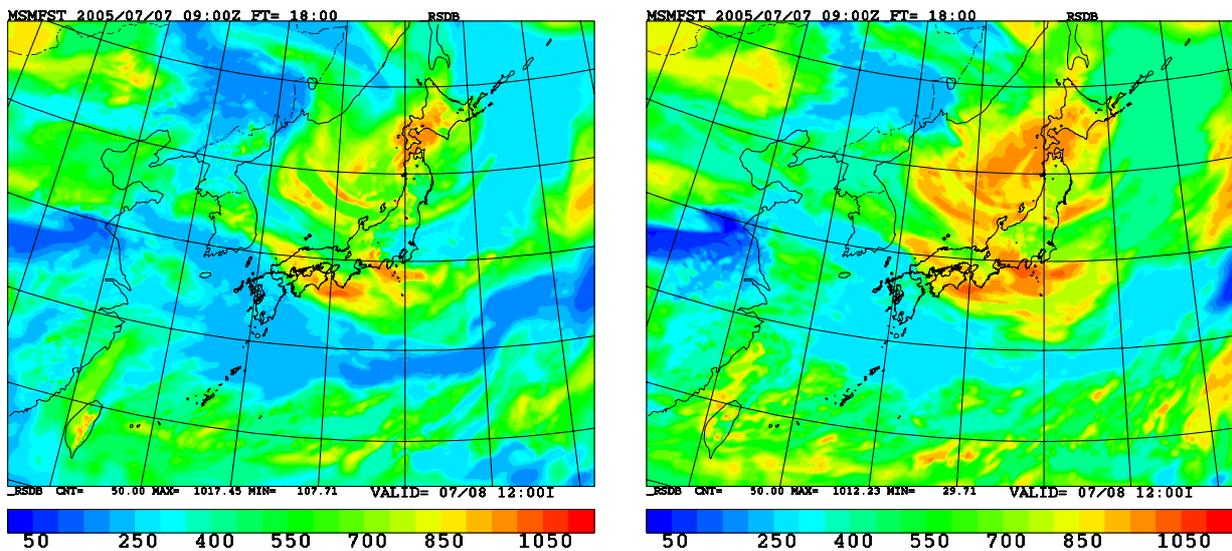


図 4.3.3 2005 年 7 月 7 日 09UTC 初期値の FT=18 (8 日 12JST) における地表面への短波放射入射量(W/m²)。
(左) 現 MSM、(右) 新 MSM。

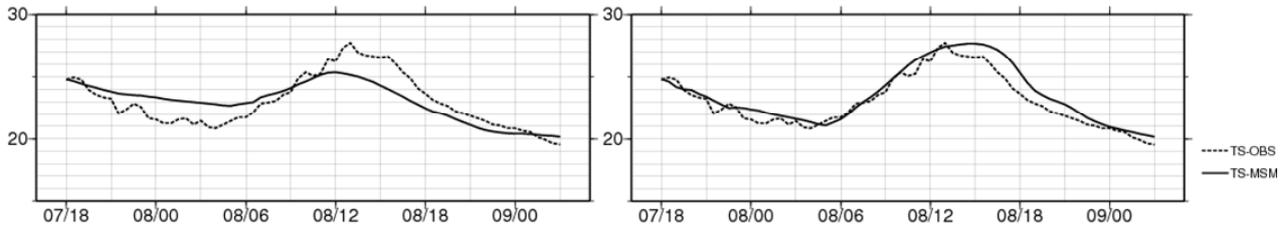


図 4.3.4 2005 年 7 月 7 日 09UTC 初期値の熊谷における地上気温のモデル予報値（実線）、観測値（破線）の時系列。横軸は予報対象時刻(JST)、縦軸は気温(°C)。(左) 現 MSM、(右) 新 MSM。

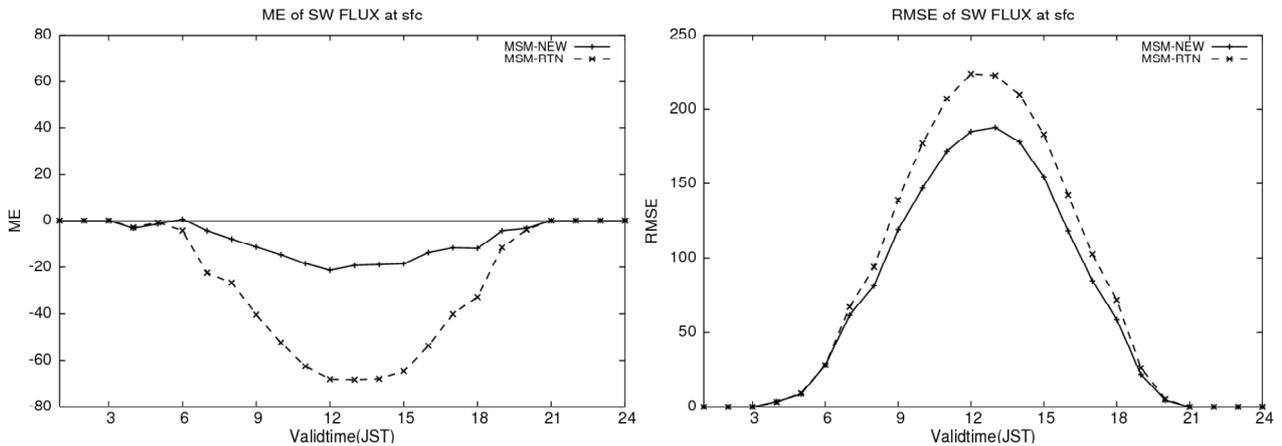


図 4.3.5 現 MSM (破線) と新 MSM (実線) の短波放射入射量の観測との比較。横軸は予報対象時刻(JST)、縦軸の単位は W/m^2 。(左) ME、(右) RMSE。

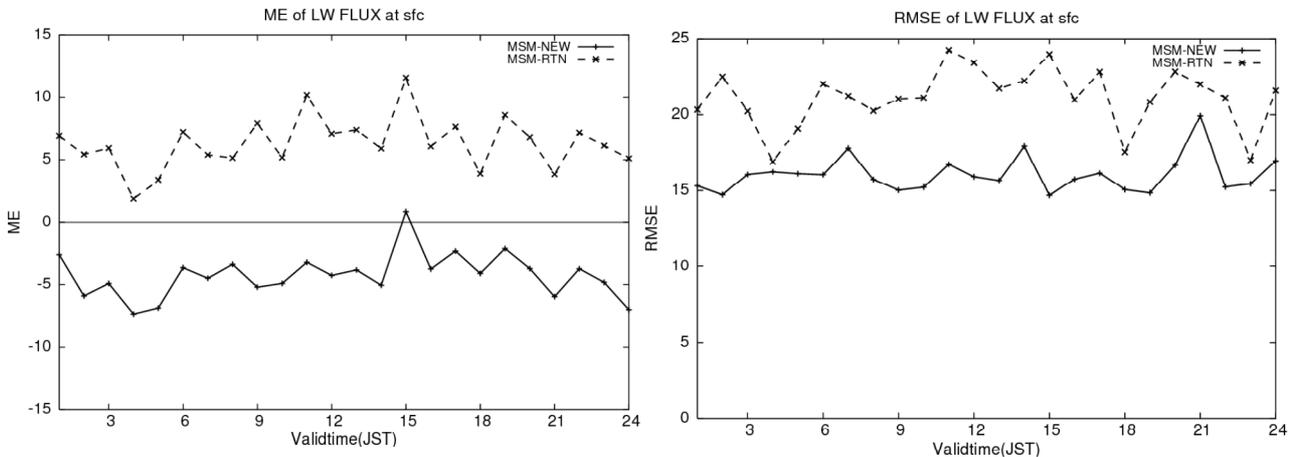


図 4.3.6 現 MSM (破線) と新 MSM(実線)の長波放射入射量の観測（館野）との比較。横軸は予報対象時刻(JST)、縦軸の単位は W/m^2 。(左) ME、(右) RMSE。

図 4.3.2 は 2005 年 7 月 7 日 09UTC 初期値の FT=18 (8 日 12JST) における現 MSM と新 MSM の放射計算に用いた中層雲量を示したものである。現 MSM は雲量 1 の濃密な雲を広い範囲に表現しており、雲量が 0 の部分はほとんどない。それに対して、新 MSM は雲が全体的に少なくなり、雲量 0 の晴天域の領域も広く、雲の有無について現 MSM よりコントラストがついている。図 4.3.3 は同じ予報時刻の地表面への短波放射入射量を示したものであるが、雲が少なくなったことに対応し

て、現 MSM より新 MSM の方が短波放射入射量が大きい領域が広がっている。例えば、図 4.3.3 で関東付近を見てみると、現 MSM では青い領域が広がり、新 MSM に比べて $200\sim 300W/m^2$ 程度、短波放射入射量が少ない。

その表現の違いを地上気温の時系列によって見てみる。図 4.3.4 は同じ初期値の熊谷における地上気温のモデル予報値と観測値（アメダス）の時系列を現 MSM、新 MSM それぞれについて示したものである。

現 MSM では 8 日午前の短波放射入射量の不足に対応して気温の上昇が十分ではないのに対し、新 MSM では観測によく合っている。また、7 日～8 日の夜間に注目すると、気温が下降する様子が新 MSM ではほぼ実況どおり表現されているのに対し、現 MSM では気温が十分に下がっていない。これらは雲が過多であるために短波放射入射量が少なくて日中に気温が上がらず、夜間は長波放射入射量が過剰になって冷却されにくかったためであると考えられる。

この事例でも見られるように、従来用いていた相対湿度から診断した雲では雲量を過大に評価する傾向が強く、それが地上気温の日変化が小さい原因のひとつになっていた。雲量の求め方を変更することで新 MSM では地上気温の日変化が大きくなって実況に近くなることは、第 4.2 節の統計検証でも示したとおりであるが、従来に比べ雲の表現が適切になったことを端的に見るため、地表面における短波放射量についてモデルと観測の比較を行った。

図 4.3.5 は観測（全国 65 官署の全天日射量の観測）に対するモデルの短波放射入射量（前 1 時間平均）の平均誤差(ME)、平方根平均二乗誤差(RMSE)を予報対象時刻(JST)ごとに示したものである（統計期間は 2005/12/24～2006/1/12, 2006/7/1～2006/7/20 の暖候期、寒候期それぞれ 20 日間）。この図からわかるように現MSMでは観測に対して大きな負バイアスがあるが、新MSMではこのバイアスを大きく縮小しており、RMSEでもその改善がわかる。長波についても観測を行っている館野のデータと比較してみると（図 4.3.6）、現MSMで生じていた正バイアスが負バイアスになる特性の変化はあるものの、そのバイアスの大きさ（絶対値）は新MSMの方が小さくなっており、RMSEも縮小している。このように観測と比較した地表面への短波放射入射量・長波放射入射量の精度は新MSMで改善しており、これは雲の表現がより適切になったことを示しているといえる³。

一方、雲の有無にコントラストがつきやすくなった結果として、モデルが雲の分布の予報を大きくはずすと、従来以上に地上気温の予報に大きく影響する。地上気温を利用する際には、地上面 GPV に配信されている雲量の分布もあわせて検討することが重要である。

³長波については晴天放射過程の改良による改善の効果もある。

4.4 降水予測の改良¹

4.4.1 メソ数値予報モデルの湿潤過程

メソ数値予報モデル(MSM)の湿潤過程は、格子スケールの予報変数によって雲と降水を陽に表現する雲物理過程と、格子スケールより小さな積雲対流をモデル化して格子スケールの予報変数への影響を評価する対流パラメタリゼーションから構成される。

雲物理過程では雲の発生や雨、雪、あられの生成、相変化などを扱うことによって、現象を詳細に表現できる。このため、降水のタイミングや位置、強度の予想に有利である。雲物理過程の利点を十分に発揮するためには、モデルの水平格子間隔を個々の雲組織が解像できる 1~2 km 以下に設定しなければならず、現在の MSM の水平格子間隔(5 km)では分解能が十分でない。このため、MSM の湿潤過程に雲物理過程だけを用いた場合は、対流が発生して熱や水蒸気が鉛直輸送されることによる成層状態の安定化の効率が低く、少数の格子において小さなスケールの非現実的な対流が発生することがある。格子スケールの対流は、過度な凝結によって少数の格子に降水を過剰に集中させ、予測精度を低下させる原因となる。

対流パラメタリゼーションを用いれば、格子スケールで飽和していなくても雲や降水が生成される。このため、格子スケールの不自然な対流が発生する前に、パラメタライズした対流によって不安定な成層状態を高い効率で解消することができる。局地的に発生する不自然な上昇流の発生を抑え、降水の過剰な集中を抑制して予測精度を向上させるため、MSM では雲物理過程とメソモデル向けに開発された対流パラメタリゼーションである Kain-Fritsch (KF) スキームを併用している。

ここではメソ数値予報の予報時間の延長と合わせて予定しているモデルの変更(第 4.1 節)によって、特に降水の予測に大きな影響がある事例を紹介する。

4.4.2 メソ数値予報モデルによる降水予測の問題点

現在の MSM は、次のような実況との対応が悪い不自然な降水を予測

することがある。

- (1) 地形や海陸の地表面粗度の差への過度な応答による降水
- (2) 少数の格子への対流の集中による過剰な降水

図 4.4.1 に(1)の例を挙げる。現在の MSM による降水予測を示す(b)では、風上側の九州と四国の南西部における海上から陸上への境界付近において、レーダー・アメダス解析雨量(a)には見られない地形に沿った降水が分布し、風下側では実況に見られる降水が計算されていない。この事例について、対流パラメタリゼーションを併用せず、雲物理過程だけで降水を計算すると、(c)のように地形に沿った降水の分布が解消され、実況に近い線状の組織が明瞭となる。この結果から、(1)の過度な応答は対流パラメタリゼーションに起因することがわかる。対流パラメタリゼーションとして KF スキームと同じ条件に基づいて対流の発生の有無を判定する Grell スキームを併用した場合にも(d)のように(1)の傾向が現れることから、過度な応答を抑制するためには対流が発生する条件の改良が必要であると考えられる。

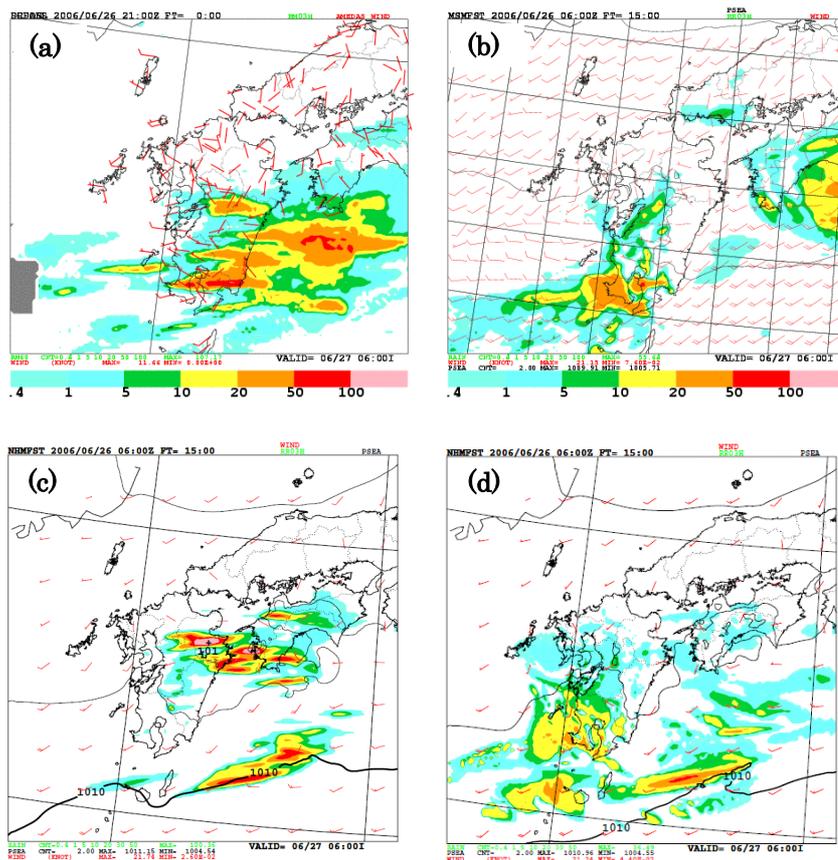


図 4.4.1 2006 年 6 月 26 日 18 UTC から 21 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) レーダー・アメダス解析雨量、(b) 現在の KF スキーム(ルーチンの MSM)による予想降水量、(c) 雲物理過程だけを用いた場合の予想降水量、(d) Grell スキームによる予想降水量。モデルの降水量は、初期時刻 2006 年 6 月 26 日 06 UTC からの 15 時間予想。

¹ 成田 正巳

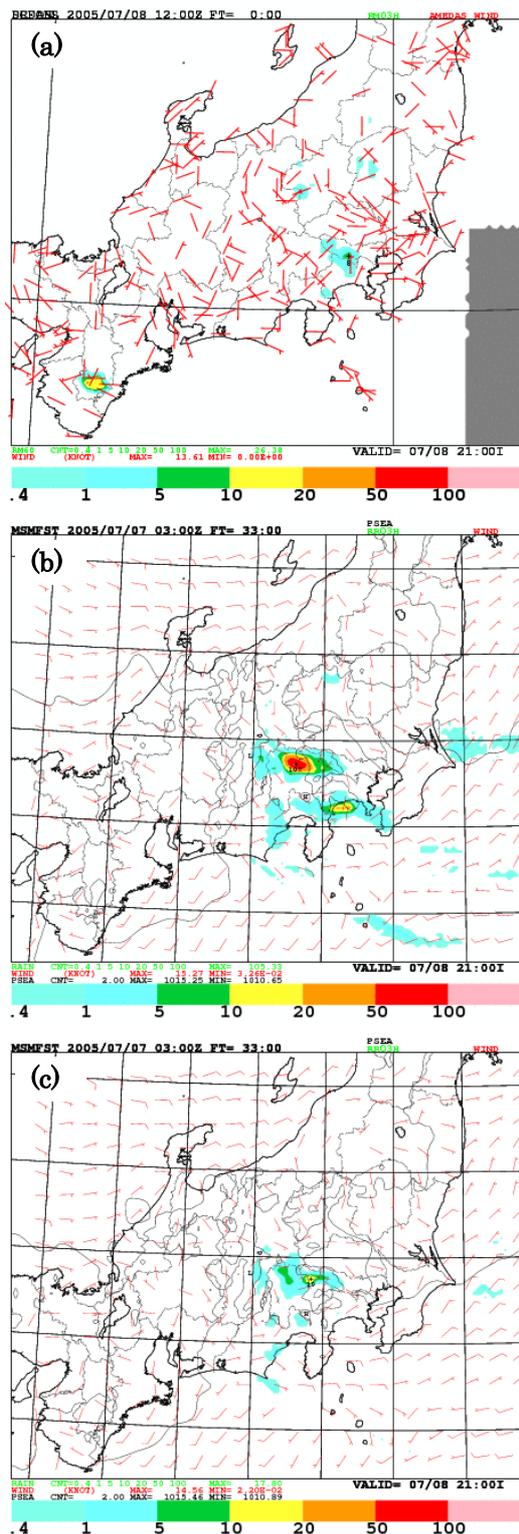


図 4.4.2 2005 年 7 月 8 日 09 UTC から 12 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) レーダー・アメダス解析雨量、(b) 現在の MSM による予想降水量、(c) 修正した KF スキームを組み込んだ MSM による予想降水量。モデルの降水量は、初期時刻 2005 年 7 月 7 日 03 UTC からの 33 時間予想。

なお、図 4.4.1(c)に示した雲物理過程だけを用いて計算した降水は、実況(a)と比べて分布が狭い。また、大分県から高知県にかけて見られる 100 mm/3h を超える降水の集中は、実況(a)と比べて過剰である。この傾向は、第 4.4.1 項で述べたように、水平格子間隔 5 km の MSM で対流パラメタリゼーションを併用しないで降水を計算した場合に頻出する問題である。

一般に(2)は、総観スケールでは弱い沈降場にあるが下層が湿っていて成層状態が不安定な格子や、格子スケールで強い対流が起こっている格子で発現することが多い。図 4.4.2 に(2)の例を挙げる。現在の KF スキームを組み込んだ MSM による降水量(b)と、対応する時刻におけるレーダー・アメダス解析雨量(a)を示す。実況(a)では東京都、神奈川県、山梨県の境界に 8 mm/3h の降水があり、神奈川県と静岡県の境界には 5 mm/3h 以下の弱い降水がある。これに対して、現在の KF スキームを組み込んだ MSM の予測(b)では、東京都と山梨県の境界に 107 mm/3h の強い降水を予測し、さらに神奈川県から静岡県にかけての沿岸部に 20 mm/3h を超える降水を予測しており、いずれも実況(a)と比べて過剰である。

現在の MSM に組み込まれた KF スキームでは、持ち上げ凝結高度 (LCL) まで断熱的に上昇させた気層の仮温度に摂動を加えた値が格子スケールにおける周囲の大気仮温度より高ければ、その気層は浮力を持つとして格子スケール以下の対流を発生させる。摂動の大きさは、LCL における格子スケールの上昇流の大きさに基づいて決定している。この方法では、下層が湿っているため LCL が低く、さらに格子スケールの強い上昇流が LCL より上層で発生する場合に摂動が小さくなり、パラメタライズした対流が発生する条件を満たさなくなることがある。このため、不安定な成層状態を対流パラメタリゼーションによって効率的に解消することができず、少数の格子に降水が集中する。

このような問題の解決を狙って、KF スキームで対流の発生を判定するトリガー関数に、従来の格子スケールの上昇流に基づく摂動に加えて相対湿度に依存する摂動を与えるスキームを実装した。

4.4.3 対流パラメタリゼーションの修正の効果

図 4.4.2(c)に、トリガー関数を修正した KF スキームを組み込んだ MSM による降水予測を示す。実況(a)及び現在の KF スキームを組み込んだ MSM による予測(b)と比べると、(c)では位置にずれがあるものの降水量の極値が 19 mm/3h に減少し、量的には実況に近い降水を計算するようになった。

次に、KF スキームの修正によってパラメタライズした格子スケール以下の対流雲の表現がどのよう

に変わるかを調べるため、図 4.4.3 に雲頂高度と雲底高度の分布を示す。対流スキームによる雲が存在しない領域では、雲底高度と雲頂高度がともにゼロになっている。雲底高度の分布を比べると、トリガー関数を修正した KF スキーム(c)ではパラメタライズした対流が発生する条件が緩くなったため、現在の KF スキーム(a)よりも雲が存在する面積が広く、様々な高度から対流が発生して不安定な成層状態を効率的に解消していることがわかる。一方、雲頂高度の分布によると、現在の KF スキーム(b)ではパラメタライズした対流雲が 8,000 m 付近の高度まで達しているのに対して、修正した KF スキーム(d)では雲頂が 6,000 m 付近までしか達していない。これは、

修正した KF スキームでは成層状態がより効率的に安定化されたため、パラメタライズした対流によって解消しようとする不安定エネルギーが小さくなり、したがって対流雲が活発に下層の熱や水蒸気を上層に輸送する必要が無くなったためである。

トリガー関数の修正が気温の鉛直プロファイルに与える影響を調べるため、図 4.4.4 に 2005 年 7 月 6 日 00 UTC から 8 日 21 UTC までの 24 回の予測について、現在の KF スキームを組み込んだ MSM とトリガー関数を修正した KF スキームを組み込んだ MSM による気温の鉛直プロファイルのゾンデ観測に対する平均誤差を示す。修正した KF スキームでは 925 hPa の気温が観測より 0.5°C 近く高く、現

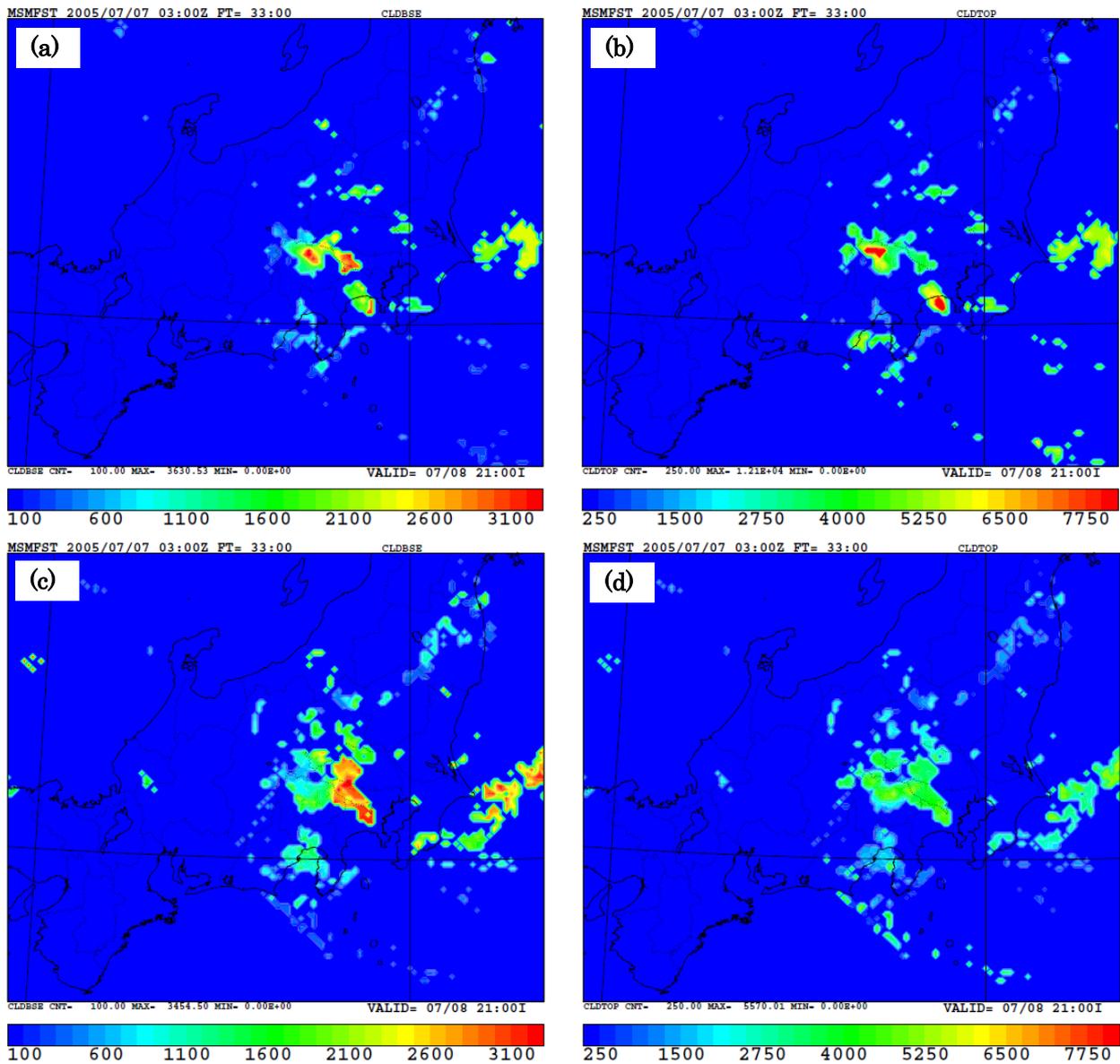


図 4.4.3 2005 年 7 月 8 日 12 UTC の雲底高度 [m] と雲頂高度 [m] の分布。(a) 現在の KF スキームによる雲底高度、(b) 現在の KF スキームによる雲頂高度、(c) 修正した KF スキームによる雲底高度、(d) 修正した KF スキームによる雲頂高度。初期時刻 2005 年 7 月 7 日 03 UTC からの 33 時間予想。

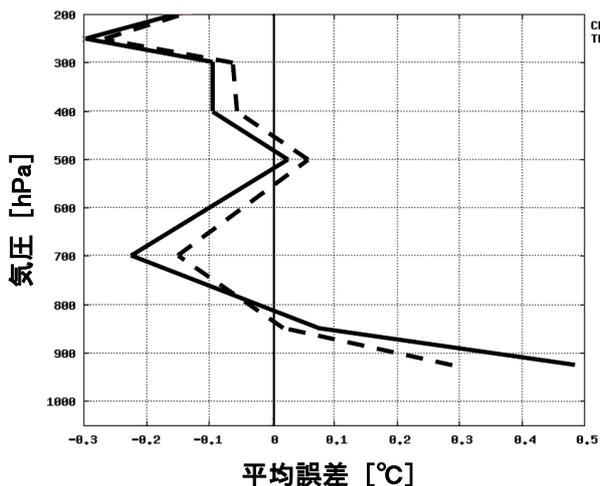


図 4.4.4 気温の鉛直プロファイルの平均誤差 [°C]。現在の KF スキームによる気温（破線：CNTL）、修正した KF スキームによる気温（実線：TEST）のゾンデ観測との比較。モデルの気温は2005年7月6日00 UTC から8日21 UTC までの24回の予測。

ならない。また、気温の鉛直プロファイルは、放射過程との組み合わせでバイアスが変わる可能性がある。個々のスキームの改良だけでなく、様々なスキームを結合したときの効果を調べることにより、MSM の予測精度の向上を目指して開発を進めなければならない。

在の KF スキームの 0.3°C 弱と比べて大きな正バイアスが見られる。逆に、700 hPa より上層では修正した KF スキームによる気温は負バイアスが大きいことがわかる。以上の結果は、修正した KF スキームでは過度な凝結を抑制したことにより潜熱の解放による格子スケールの加熱が小さくなったことと、パラメタライズした対流雲の雲頂が低くなって補償下降流による格子スケールの昇温が顕著になる高度が低くなったことを反映していると考えられる。

4.4.4 今後の検討課題

対流の発生を判定するトリガー関数に加える摂動の大きさは、物理的な考察から値を決定することができないパラメータに依存する。このパラメータを大きくして摂動を大きくすると、対流パラメタリゼーションによって格子スケールの不自然な対流を抑制する効果は大きくなるが、同時に下層の気温の正バイアスが大きくなってしまう。また、地形や海陸の地表面粗度の差に対する降水の過度な応答を抑制するためには、上昇流に基づく摂動を小さくして、相対湿度に依存する摂動を大きくすることが効果的であるが、この方法では下層の気温の正バイアスをさらに大きくしてしまう。摂動の大きさを適切に設定し、対流パラメタリゼーションの効果を最適化するため、統計的な検証に基づくチューニングを進めている。

降水の過剰な集中の問題を解決するためには、対流パラメタリゼーションの改良のほかに、雲物理過程における雨の落下の計算方法や拡散による水物質の過剰な集中の抑制を見直すことも検討しなければ

4.5 GPV利用上の注意点¹

4.5.1 配信プロダクトの仕様

2006年3月のシステム更新時にMSMは水平解像度が10kmから5kmに、鉛直層数が40層から50層に²、予報頻度も1日4回18時間予報から1日8回15時間予報へと変更になった。この更新後のメソ数値予報GPVについては、藤田(2005)に解説されている。

2007年に予定されている更新では、防災気象情報支援の更なる強化を目的として、03,09,15,21UTC初期値の予報について、予報時間を15時間から33時間に延長する。MSMガイダンスに関しては、新規に24時間最大降水量ガイダンス等の作成を開始し、また長距離飛行用飛行場予報(TAF-L)ガイダンスをRSMからMSMを利用した作成手法に変更する(第1.2.2項)。

配信されるメソ数値予報地上GPV・上層GPVデータの仕様の変更は、03,09,15,21UTC初期値の予報時間が15時間から33時間に延長されるのみである。航空用GPVには、鉛直速度と積乱雲雲頂高度が新規に追加される。変更後の仕様については、第1.2節の表1.2.1を参照頂きたい。但し、これは東日本アデスへの配信プロダクトの仕様であり、西日本アデスへの配信プロダクトについては2007年度末の西日本アデス更新時まで変更はない(藤田(2004)の表3.1.1³)。

4.5.2 利用上の留意点

数値予報GPVデータを利用する上での全般的な留意点については永田・萬納寺(1994)に、メソ数値予報については永田(1994)や藤田(2005)にもまとめられているので、適宜参照頂きたい。

今回の更新では予報時間が延長されるが、モデル解像度や計算領域などに変更はないので、空間分解能や地形の表現に起因する限界については従来の解釈と違いはない。一方で、第4.1節に述べられているように、MSMの物理過程等の改良に伴う予報特性への影響をきちんと把握しておくことが利用上重要となる。

モデルの改善に伴う予報特性の変化についての詳細は第4.1～4.4節を参照頂きたい。ここでは、モデルの改善が数値予報GPVに与える影響について簡単に述べる。積雪面での熱容量の扱いの改良により地上GPVの気温の下がりすぎが改善されている(第4.1.2項(3))。また、放射過程に関する改良は気温と雲の特性に影響を与える(第4.1.2項(6))。放射過程での雲量の診断方法の変更により、雲量はコントラストのより強い分布となる(第4.3.2項)。地上GPVの全雲量・上層雲量・中層雲量・下層雲量及び上層GPVの各層雲量として、

この新しい雲量が配信されるので注意が必要である。また、この変更で下向き短波放射量が大幅に改善し、地上GPVの気温の日変化も明瞭になり、より適切に表現される。この変更と晴天放射過程の改善により、500hPa以下で上層GPVの気温の正バイアスが軽減される。第4.1.2項(7)に述べられている雲物理過程に新規に導入される雲氷落下スキームは上層の雲氷の蓄積を軽減する(第4.3.1項)。上層GPVの雲水量は、予報されている雲水と雲氷の総和であるため、従来は予報時間が進むにつれて上層で値が大きくなっていく傾向が大幅に改善される。また、Kain-Fritschスキームのトリガー関数の改良により、従来の地上GPVの降水量にみられた格子スケールの対流による過剰な降水や地形や地表面粗度に過度に応答した降水が軽減される(第4.4節)。

次に初期値・境界値の改善が数値予報GPVに与える影響について述べる。第4.1.2項(2)に詳述されているように初期値の作成手法が変更される。これに伴い、瀬川(2005)に報告されている地上気象要素(風速・気温・露点温度)の予報初期の異常なバイアスがなくなる。地上GPVの風速、気温、相対湿度の予報初期のバイアスも改善される。境界値については、これまでは03,15UTC初期値で更新され、初期値が進む毎に境界値の精度は悪化していた。このことによるMSMの降水予報精度の悪化についても検証されている(第4.2.4項)。境界値がRSMからGSMへと変更され、更新頻度が1日2回から4回となることが計画されているため、初期値による降水予報精度の違いは小さくなるだろう。これは、地上GPVの降水量の精度に反映される。

以上のことは、MSMをもとに作成している航空用の国内悪天GPVや毎時大気解析⁴のプロダクトにも当てはまるので、注意が必要である。但し、国内悪天GPVの雲水量は、上層GPVと異なり雲氷は含まれていないので、従来と大きく異なることはない。

参考文献

- 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.
- 永田雅, 1994: メソスケール現象と数値予報. 平成6年度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊第41号 合併号, 気象庁予報部, 112-145.
- 永田雅, 萬納寺信崇, 1994: 利用上の留意点. 平成6年度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊第41号 合併号, 気象庁予報部, 97-111.
- 藤田司, 2004: メソ数値予報と応用プロダクト. 平成16年度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊第41号 合併号, 気象庁予報部, 112-145.
- 藤田司, 2005: メソ数値予報. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66-67.

¹ 本田 有機

² 鉛直解像度は、40層(層の厚さ40～1180m)から50層(層の厚さ40～904m)に変更されている。

³ 2006年3月より予報時間は15時間に変更されている。

⁴ 毎時大気解析の第一推定値にはMSMの予報値が用いられている。

付録A 統計的検証で利用される代表的な指標¹

A.1 平均誤差、平方根平均二乗誤差

予報誤差を表す基本的な指標として平均誤差 (Mean Error、一般に ME、バイアスまたは系統誤差と記される) と平方根平均二乗誤差 (Root Mean Square Error、一般に RMSE と記される) がある。これらは次式で定義される。

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

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

ここで、 N は標本数、 x_i は予報値、 a_i は実況値 (真値) である (実況値は客観解析値や観測値で近似されることが多い)。ME は予報値の実況値からの偏りの平均である。また、RMSE は最小値 0 に近いほど予報が実況に近いことを示す。なお、RMSE は ME からの寄与を分離して、

$$RMSE^2 = ME^2 + \sigma_e^2$$

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

と表すことができる。ここで σ_e はランダム誤差の標準偏差と解釈される。

A.2 アノマリー相関係数

アノマリー相関係数 (Anomaly Correlation Coefficient、ACC、一般にアノマリー相関、アノマリー相関スコア、アノマリー相関値とも記される) とは予報値の基準値からの偏差 (アノマリー) と実況値の基準値からの偏差との相関係数であり、次式で定義される。

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

ただし、

$$X_i = x_i - c_i, \quad \bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i$$

$$A_i = a_i - c_i, \quad \bar{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i$$

である。ここで、 N は標本数、 x_i は予報値、 a_i は実況値、 c_i は基準値である。なお、基準値としては平年値 (気候値) が用いられることが多い。アノマリー相関は予報と実況の基準値からの偏差の相似の度合いを示し、両者の空間パターンが一致している場合には最大値 1 をとり、逆に全くパターンが反転している場合には最小値 -1 をとる。

A.3 スプレッド

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。

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

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

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

で定義されるアンサンブル平均である。アンサンブル予報のスプレッドは、アンサンブル平均の RMSE と同程度であることが好ましいとされている (高野 2002)。

A.4 カテゴリー検証

カテゴリー検証では、まず、対象となる現象の「あり」、「なし」を判定する基準に基づいて予報と実況それぞれにおける現象の有無を判定し、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頻度数をもとに予報の特性を検証する。

A.4.1 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頻度数を示す表である (表 A.4.1)。各スコアは、表 A.4.1 に示される各区分の頻度数を用いて定義される。

また、以下では全事例数を $N = FO + FX + XO + XX$ 、実況「現象あり」の頻度数を $M = FO + XO$ で表す。

A.4.2 適中率

$$\text{適中率} \equiv \frac{FO + XX}{N} \quad (0 \leq \text{適中率} \leq 1)$$

表 A.4.1 分割表。FO、FX、XO、XX はそれぞれの頻度数を表す。

		実況	
		あり	なし
予報	あり	FO	FX
	なし	XO	XX

¹ 藤田 匡

適中率 (Percent Correct、Proportion Correct) は予報が適中した割合である。最大値 1 に近いほど予報の精度が高いことを示す。

A.4.3 空振り率

$$\text{空振り率} \equiv \frac{FX}{FO+FX} \quad (0 \leq \text{空振り率} \leq 1)$$

空振り率 (False Alarm Ratio) は、予報「現象あり」の頻度数に対する空振り(予報「現象あり」、実況「現象なし」)の割合である。最小値 0 に近いほど空振りが少ないことを示す。

A.4.4 見逃し率

$$\text{見逃し率} \equiv \frac{XO}{FO+XO} \quad (0 \leq \text{見逃し率} \leq 1)$$

見逃し率 (Miss Rate、Frequency of Misses) は、実況「現象あり」の頻度数 ($M = FO + XO$) に対する見逃し(実況「現象あり」、予報「現象なし」)の割合である。最小値 0 に近いほど見逃しが少ないことを示す。

A.4.5 捕捉率

$$\text{捕捉率} \equiv \frac{FO}{FO+XO} \quad (0 \leq \text{捕捉率} \leq 1)$$

捕捉率 (Probability of Detection、Prefigurance、適中率と訳されることもある) は、実況「現象あり」であったときに予報が適中した割合である。最大値 1 に近いほど見逃しが少なく予報の精度が高いことを示す。ただし、この指標から空振りの頻度 (FX) を推定することは出来ない。ROC 曲線(第 A.5.5 項)のプロットに用いられ、この場合一般に Hit Rate と記される。

A.4.6 False Alarm Rate

False Alarm Rate (Probability of False Detection) と呼ばれる、空振り率と訳されることもある) は実況「現象なし」であったときに予報が外れた割合である。

$$Fr \equiv \frac{FX}{FX+XX} \quad (0 \leq Fr \leq 1)$$

最小値 0 に近いほど空振りの予報が少なく予報の精度が高いことを示す。ROC 曲線(第 A.5.5 項)のプロットに用いられる。第 A.4.3 項の空振り率とは分母が異なる。

A.4.7 バイアスコア

バイアスコア(Bias、Frequency Bias) は実況「現象あり」の頻度数に対する予報「現象あり」の頻度数の比である。バイアスコア B は次式で定義される。

$$B \equiv \frac{FO+FX}{FO+XO} \quad (B \geq 0)$$

予報と実況で「現象あり」の頻度数が一致する場合 1 となる。1 より大きいほど予報の「現象あり」の頻度過多、1 より小さいほど予報の「現象あり」の頻度過少である。

A.4.8 気候学的出現率

現象の気候学的出現率 P_c (一般に、(単に)現象の出現率、現象の出現相対頻度、Sample Climatology、Sample Climate、Climatological Probability、Sample Relative Frequency、Event Frequency、Base Rate などと呼ばれる)は、標本から見積もられる現象の平均的な出現確率であり、次式で定義される。

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

この量は実況のみから決まり、予報の精度にはよらない。予報の精度を評価する基準を設定する際にしばしば用いられる。

A.4.9 スレットスコア

スレットスコア (Threat Score、TS、Critical Success Index と呼ばれる)は「現象あり」の場合の予報適中頻度数(FO)に着目して予報精度を評価する指標であり、次式で定義される。

$$TS \equiv \frac{FO}{FO+FX+XO} \quad (0 \leq TS \leq 1)$$

出現頻度の小さい現象 ($XX \gg FO, FX, XO$) について XX の影響を除いて検証するのに有効である。最大値 1 に近いほど予報の精度が高いことを示す。なお、スレットスコアは現象の気候学的出現率の影響を受けやすく、例えば異なる環境下で行われた予報の比較には適さない。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。

A.4.10 エクイタブルスレットスコア

エクイタブルスレットスコア (Equitable Threat Score、ETS、Gilbert Skill Score と呼ばれる)は気候学的な確率で「現象あり」が適中した頻度を除いて予報精度を評価する指標であり、次式で定義される(Schaefer 1990)。

$$ETS \equiv \frac{FO - S_f}{FO + FX + XO - S_f} \quad \left(-\frac{1}{3} \leq ETS \leq 1\right)$$

ただし、

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

である。ここで、 P_c は現象の気候学的出現率(第 A.4.8 項)、 S_f は現象の「あり」、「なし」をランダムに $FO + FX$ 回予報した場合(ランダム予報)の「現象あり」の適中頻度数である。最大値 1 に近いほど予報の精度が高いこ

とを示す。ランダム予報で 0 となる。また、 $FO = XX = 0$ 、 $FX = XO = N/2$ の場合に最小値 $-1/3$ をとる。

A.5 確率予報に関する指標

A.5.1 ブライアスコア

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

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

ここで、 p_i は確率予報値(0 から 1)、 a_i は実況値(現象ありで 1、なしで 0)、 N は標本数である。BS は完全に適中する決定論的な($p_i=0$ または 1 の)予報(一般に完全予報と呼ばれる)で最小値 0 をとり、0 に近いほど予報の精度が高いことを示す。また、現象の気候学的出現率 $P_c = M/N$ (M は実況「現象あり」の頻度数、第 A.4.8 項参照)を常に確率予報値とする予報(一般に気候値予報と呼ばれる)のブライアスコア BS_c は

$$BS_c = P_c(1 - P_c)$$

となる。ブライアスコアは現象の気候学的出現率の影響を受けるため、異なる標本や出現率の異なる現象に対する予報の精度を比較するのには適さない。例えば上記 BS_c は P_c 依存性を持ち、同じ予報手法(ここでは気候値予報)に対しても P_c の値に応じて異なる値をとる(Stanski et al. (1989) など)。次項のブライアスキルスコアはこの問題を緩和するため気候値予報を基準にとり、そこからのブライアスコアの変化によって予報精度を評価する。

A.5.2 ブライアスキルスコア

ブライアスキルスコア (Brier Skill Score、BSS) はブライアスコアに基づいた指標であり、気候値予報を基準とした予報の改善の度合いを示す。ブライアスコア BS、気候値予報によるブライアスコア BS_c を用いて

$$BSS \equiv \frac{BS_c - BS}{BS_c} \quad (BSS \leq 1)$$

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

A.5.3 Murphy の分解

Murphy (1973) は、ブライアスコアと予報の特性との関連を理解しやすくするため、ブライアスコアを信頼度(reliability)、分離度(resolution)、不確実性

(uncertainty) の 3 つの項に分解した。これを Murphy の分解と呼ぶ(高野 (2002) などに詳しい)。

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

$$BS = \text{信頼度} - \text{分離度} + \text{不確実性}$$

$$\text{信頼度} = \sum_{l=1}^L \left(p_l - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N}$$

$$\text{分離度} = \sum_{l=1}^L \left(\frac{M_l}{N} - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N}$$

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

信頼度は確率予報値(p_l)と実況での現象出現相対頻度(M_l/N_l)が一致すれば最小値 0 となる。分離度は確率予報値に対応する実況での現象の出現相対頻度(M_l/N_l)が気候学的出現率($P_c = M/N$)から離れているほど大きい値をとる。不確実性は現象の気候学出現率が $P_c = 0.5$ の場合に最大値 0.25 をとる。この項は実況のみによって決まり、予報の手法にはよらない。また、不確実性 = BS_c が成り立つ。これらを用いてブライアスキルスコアを次のように書くことができる。

$$BSS = \frac{\text{分離度} - \text{信頼度}}{\text{不確実性}}$$

A.5.4 確率値別出現率図

確率値別出現率図 (Reliability Diagram、Attributes Diagram と呼ばれる)は、予報された現象出現確率 P_{fcst} を横軸に、実況で現象が出現した相対頻度 P_{obs} を縦軸にとり、確率予報の特性を示した図である(図 A.5.1 参照、Wilks (1995) などに詳しい)。一般に、確率予報の特性は確率値別出現率図上で曲線として表される。この曲線を信頼度曲線 (Reliability curve) と呼ぶ。

信頼度曲線の特性は、Murphy の分解(第 A.5.3 項)の信頼度、分離度と関連付けることができる。横軸 P_{fcst} の各値について、信頼度(あるいは分離度)への寄与は、信頼度曲線上の点から対角線 $P_{obs} = P_{fcst}$ 上の点(あるいは直線 $P_{obs} = P_c$ 上の点)までの距離の二乗として表現される。 P_{fcst} の各値でのこれらの寄与を、標本数

に比例する重みで平均して信頼度(あるいは分離度)が得られる。例えば、no-skill line (直線 $P_{obs} = (P_{fcst} + P_c)/2$) 上の点では、信頼度と分離度への寄与は等しい大きさを持ち、ブライアスキルスコアへの寄与が 0 となる。また no-skill line と直線 $P_{fcst} = P_c$ との間の領域(分離度への寄与 > 信頼度への寄与、図 A.5.1 灰色の領域)内に位置する点は、ブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

特別な場合として、気候値予報(第 A.5.1 項参照)では 1 点 $(P_{fcst}, P_{obs}) = (P_c, P_c)$ が信頼度曲線に対応する。また、次の 2 つの特性を示す確率予報は精度が高い。

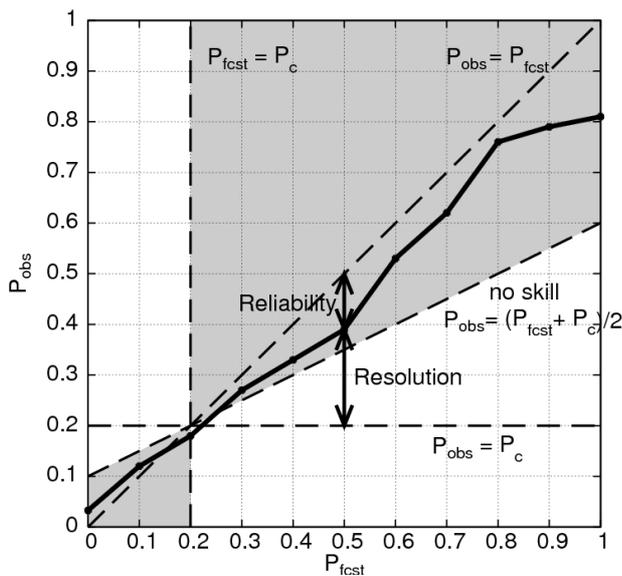


図 A.5.1 確率値別出現率図の模式図。横軸は予報現象出現確率、縦軸は実況現象出現相対頻度、実線が信頼度曲線である。対角線、直線 $P_{obs} = P_c$ からの距離の二乗がそれぞれ信頼度 (Reliability)、分離度 (Resolution) への寄与に対応している。灰色の領域内の点はブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

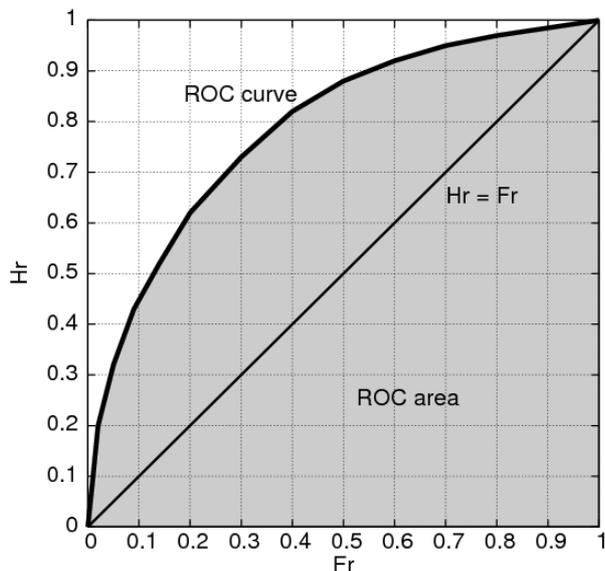


図 A.5.2 ROC 曲線の模式図。横軸は Fr、縦軸は Hr である。灰色の領域の面積が ROC 面積である。

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

A.5.5 ROC 面積スキルスコア

確率予報では、現象の予報出現確率にある閾値を設定し、これを予報の「現象あり」「現象なし」を判定する基準とすることが可能である。さまざまな閾値それぞれについて作成した分割表をもとに、閾値が変化したときの $Fr - Hr$ 平面(ここで Fr は False Alarm Rate(第 A.4.6 項)、 Hr は Hit Rate(第 A.4.5 項))上の軌跡をプロットしたものが ROC 曲線(相対作用特性曲線、Relative Operating Characteristic curve、ROC curve)である(図 A.5.2 参照、高野(2002)などに詳しい)。平面内の左上方の領域では $Hr > Fr$ であり、平面の左上側に膨らんだ ROC 曲線特性を持つ確率予報ほど精度が高いと言える。従って、ROC 曲線から下の領域(図 A.5.2 灰色の領域)の面積(ROC 面積、ROC area、ROCA)は情報価値の高い確率予報ほど大きくなる。ROC 面積スキルスコア(ROC Area Skill Score、ROCASS)は情報価値のない予報($Hr = Fr$)を基準として ROC 面積を評価するものであり、次式で定義される。

$$ROCASS \equiv 2(ROCA - 0.5) \quad (-1 \leq ROCASS \leq 1)$$

完全予報で最大値 1 をとる。また、情報価値のない予報(例えば、区間 [0,1] から一様ランダムに抽出した値を確率予報値とする予報など)で 0 となる。

参考文献

- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. アンサンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 73-103.
- Murphy, A. H., 1973: A new vector partition of the probability score. *J. Appl. Met.*, **12**, 595-600.
- Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570-575.
- Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows, 1989: Survey of common verification methods in meteorology. *Research Report No. (MSRB) 89-5*, Forecast Research Division, Atmospheric Environment Service, Environment Canada.
- Wilks, D. S., 1995: *Statistical Methods in the Atmospheric Science; an introduction, International Geophysical Series vol. 59*. Academic Press, 464pp.