

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

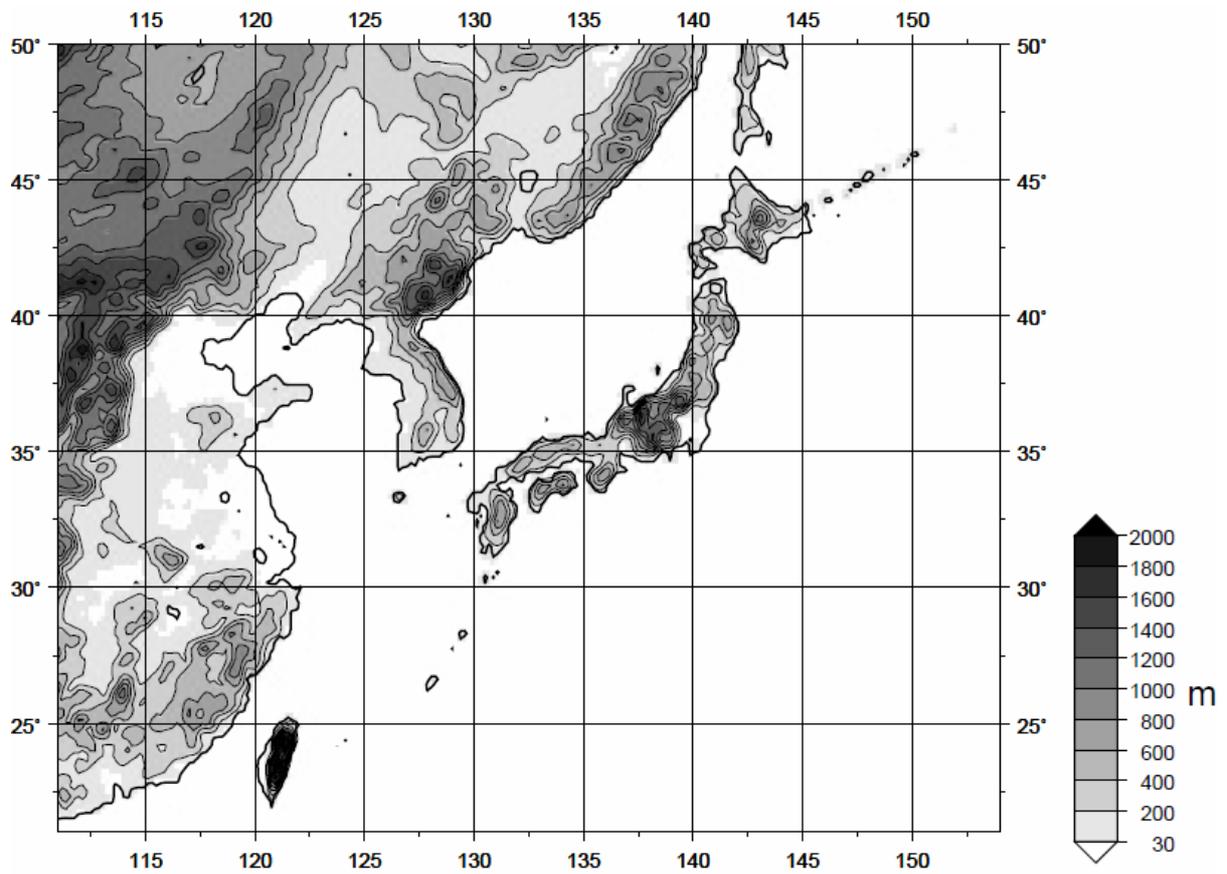
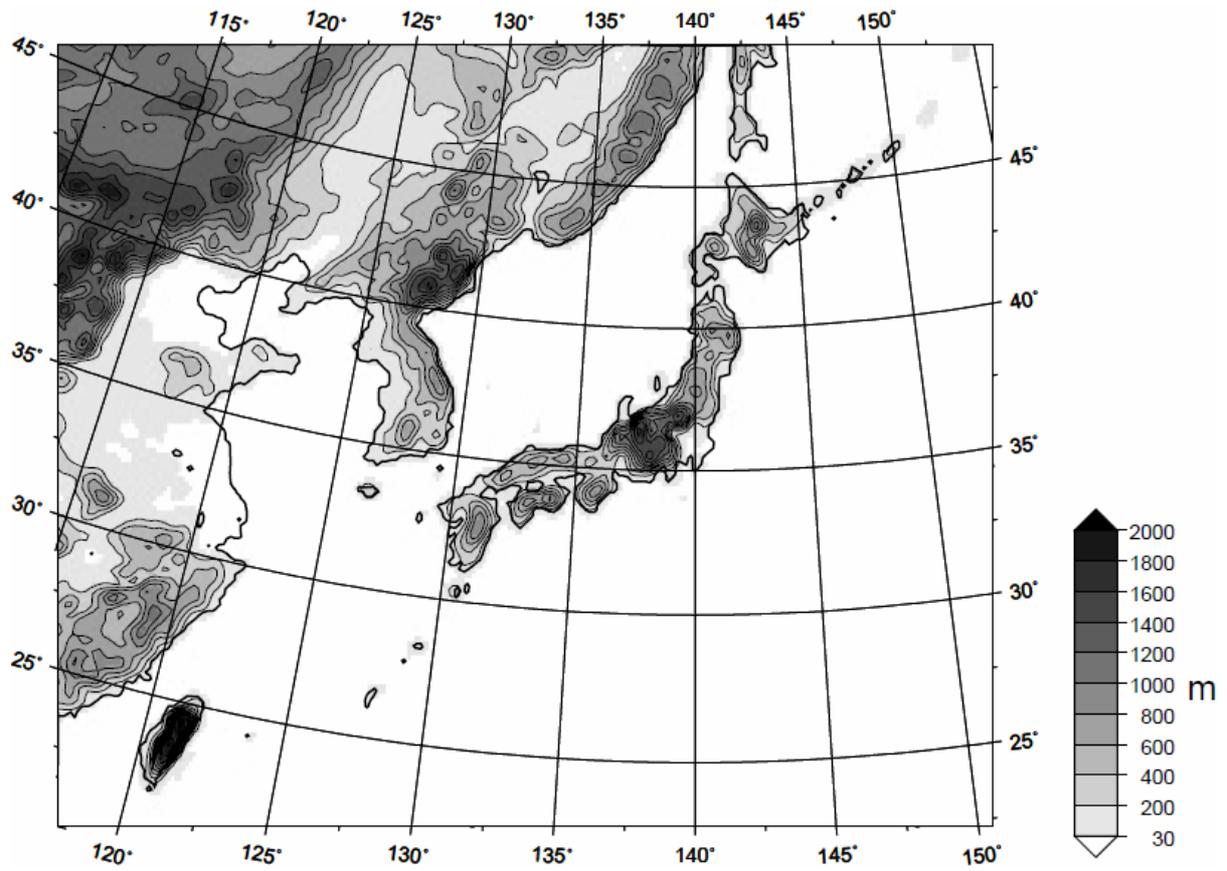


図2.1.1 RSM(上段)と20kmGSM(下段)で使われる日本付近のモデル地形標高(単位m)。

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

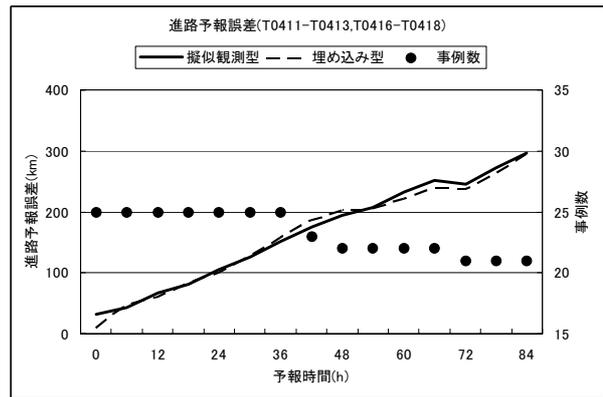


図 2.2.1 サイクル解析での台風ボーガス投入方法の違いによる進路予報誤差の比較。横軸は予報時間、左縦軸はベストトラックに対する平均予報位置誤差(km)、右縦軸は事例数を示す。

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
AMSR-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
DMSF	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

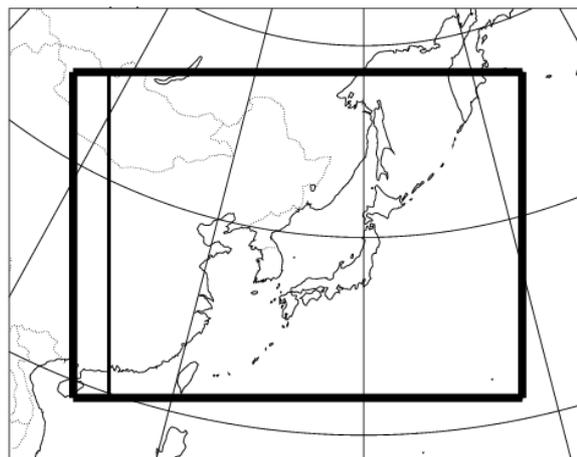


図 2.3.1 対初期値検証を行った領域。全領域が RSM の計算領域、そのすぐ内側の太線の四角が統計検証の計算領域。その四角のうち、左側の細い縦線より西側の領域では、海面気圧および 850hPa の要素の統計計算の対象外とする。

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。

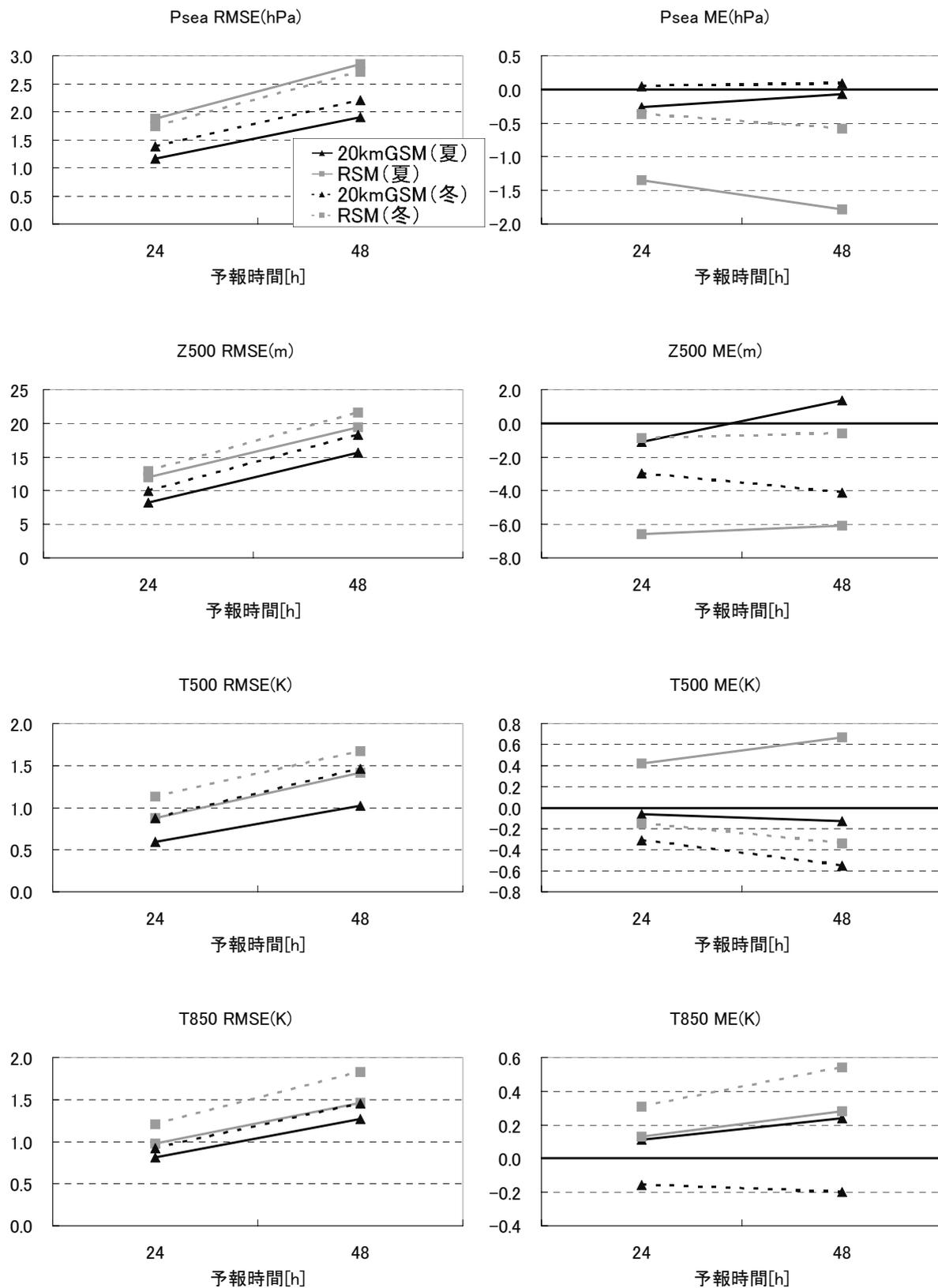
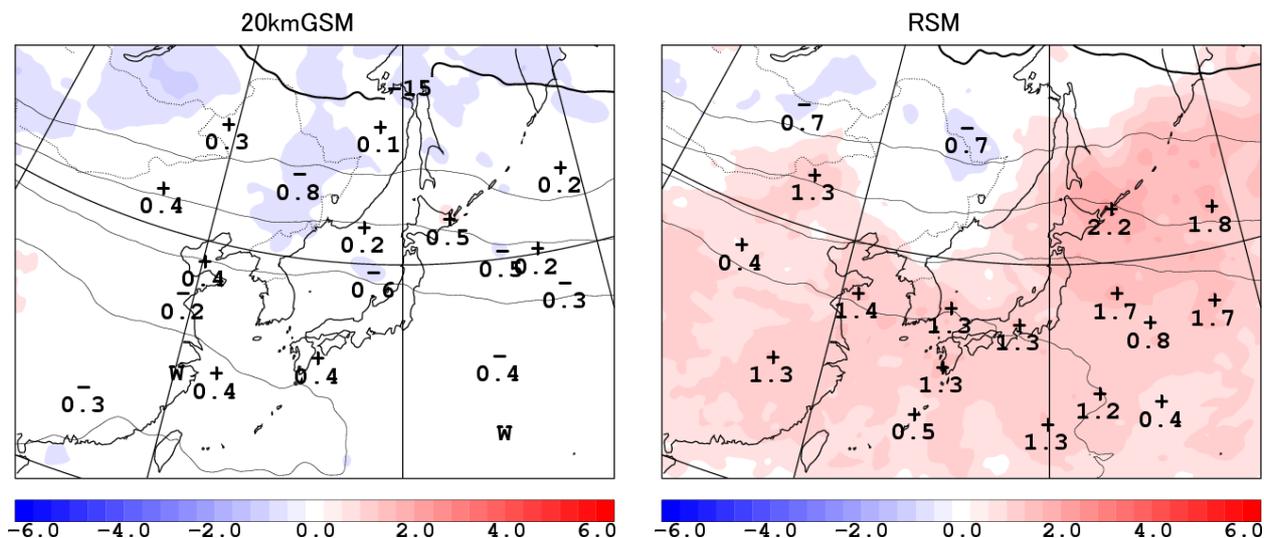


図 2.3.2 20kmGSM と RSM の FT=24 と FT=48 における対初期値検証結果。上段から下に向かって海面気圧 (hPa)、500hPa 高度(m)、500hPa 気温(K)、850hPa 気温(K)。左列は RMSE、右列は ME。実線は夏実験、点線は冬実験。黒線は 20kmGSM のスコア、灰色線は RSM のスコア。横軸は予報時間、縦軸はスコア。予報の初期時刻は 12UTC。

夏実験、500hPa 気温



冬実験、850hPa 気温

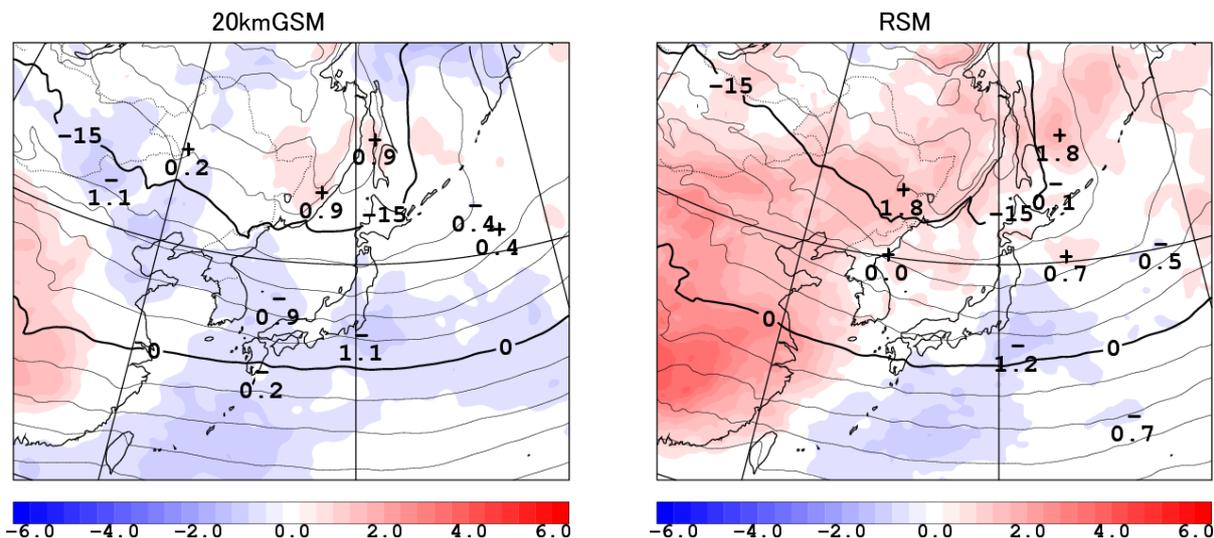


図 2.3.3 20kmGSM (左) と RSM (右) の対初期値の系統誤差分布図。上段は夏実験の 500hPa 気温(K)、下段は冬実験の 850hPa 気温(K)。実線は FT=48 の平均場で、等値線の間隔は 3K。塗りつぶしは FT=48 における対初期値系統誤差。図中の+や-は系統誤差の極値。予報の初期時刻は 12UTC。

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、

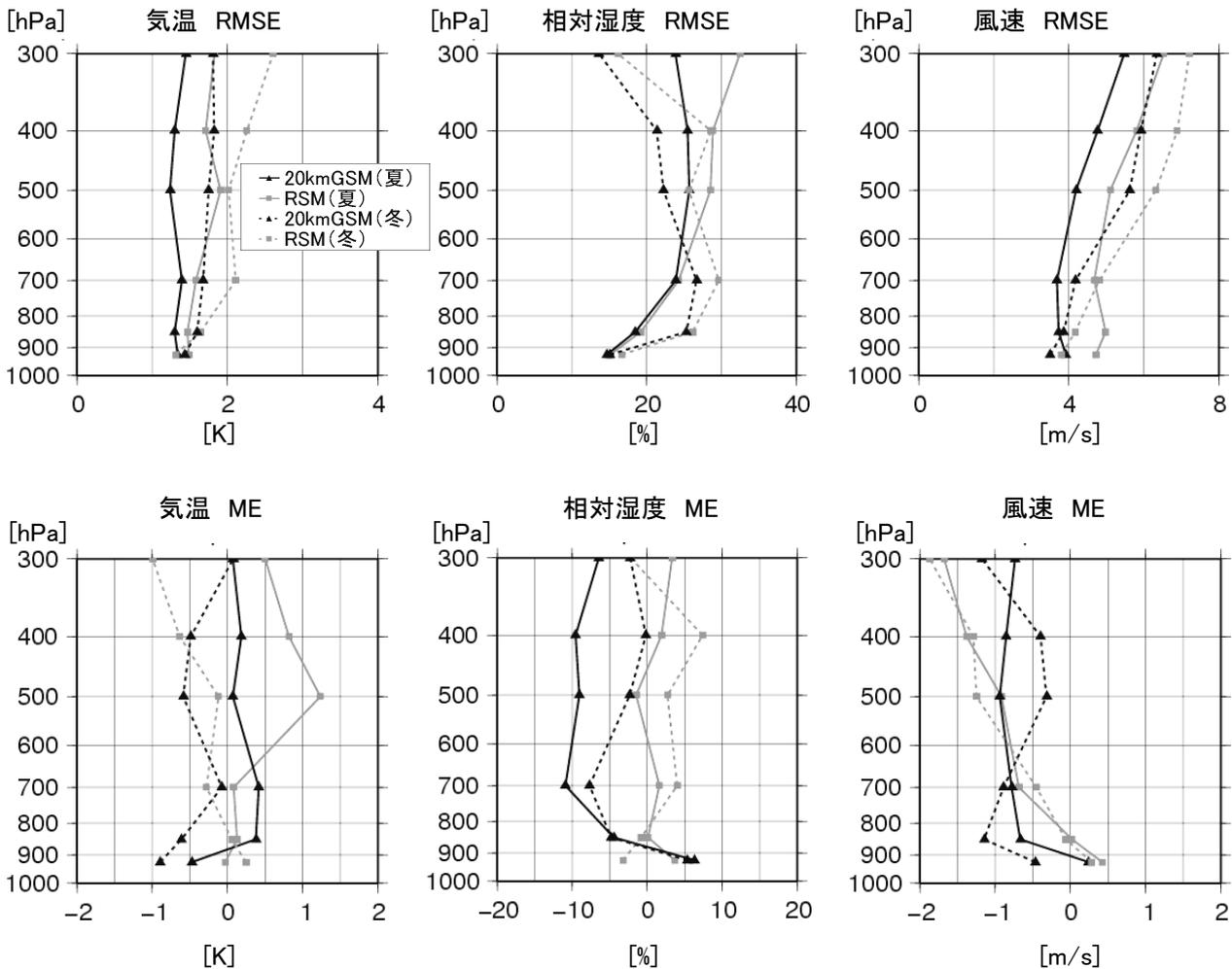


図 2.3.4 20kmGSM と RSM の FT=48 における対ゾンデ観測検証結果。比較対象としたのは日本のゾンデ。左から気温(K)、相対湿度(%)、風速(m/s)。上段が RMSE で下段が ME。実線は夏実験、点線は冬実験。黒線は 20kmGSM のスコアで、灰色線は RSM のスコア。縦軸は気圧(hPa)。予報の初期時刻は 12UTC。

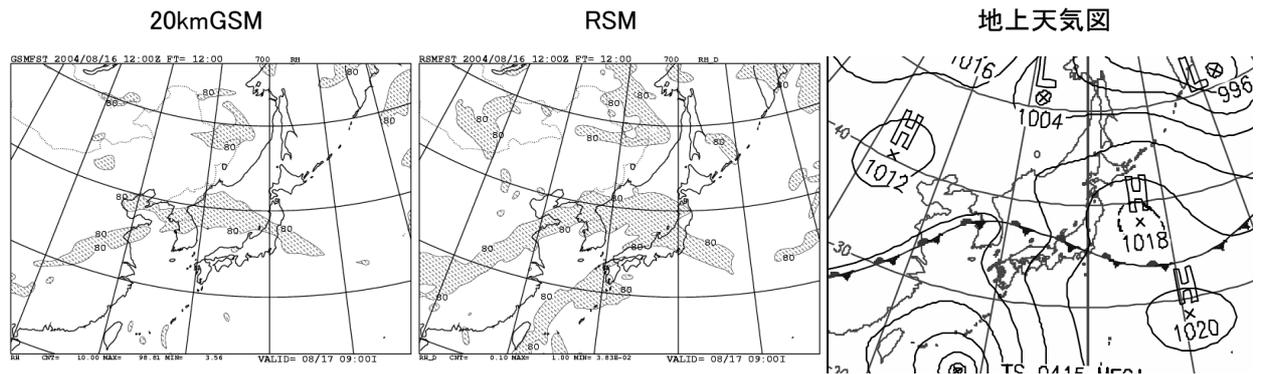


図 2.3.5 20kmGSM と RSM の 700hPa 相対湿度予報の比較。2004 年 8 月 16 日 12UTC の 12 時間予報値。相対湿度 80%以上の領域に影をつけた。左から順に 20kmGSM、RSM、予報対象時刻における地上の実況天気図。

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

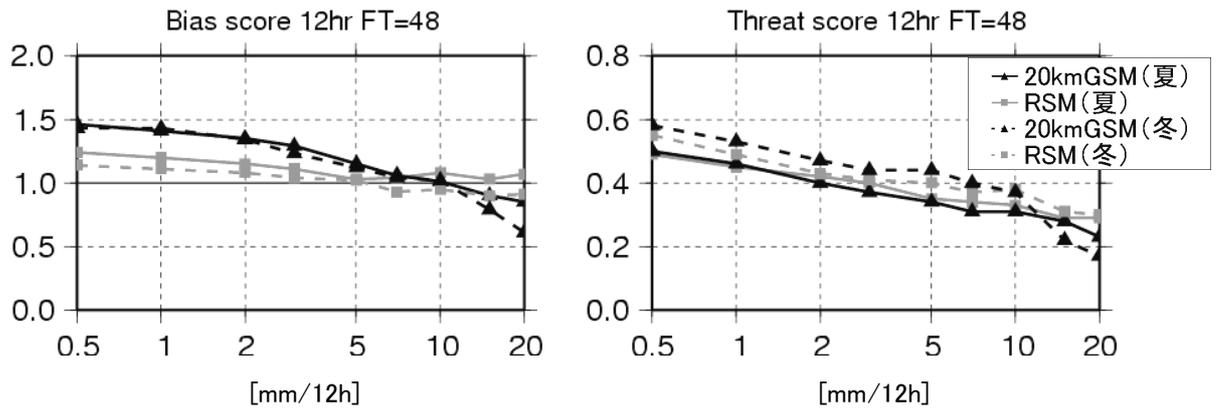


図 2.3.6 20kmGSM と RSM の対アメダス降水観測、FT=36~48 における 12 時間降水量の閾値別スコア。横軸は閾値(mm/12h)。実線は夏実験、点線は冬実験。縦軸は左列がバイアスコア、右列がスレットスコア。黒線は 20kmGSM のスコア、灰色線は RSM のスコア。予報の初期時刻は 12UTC。

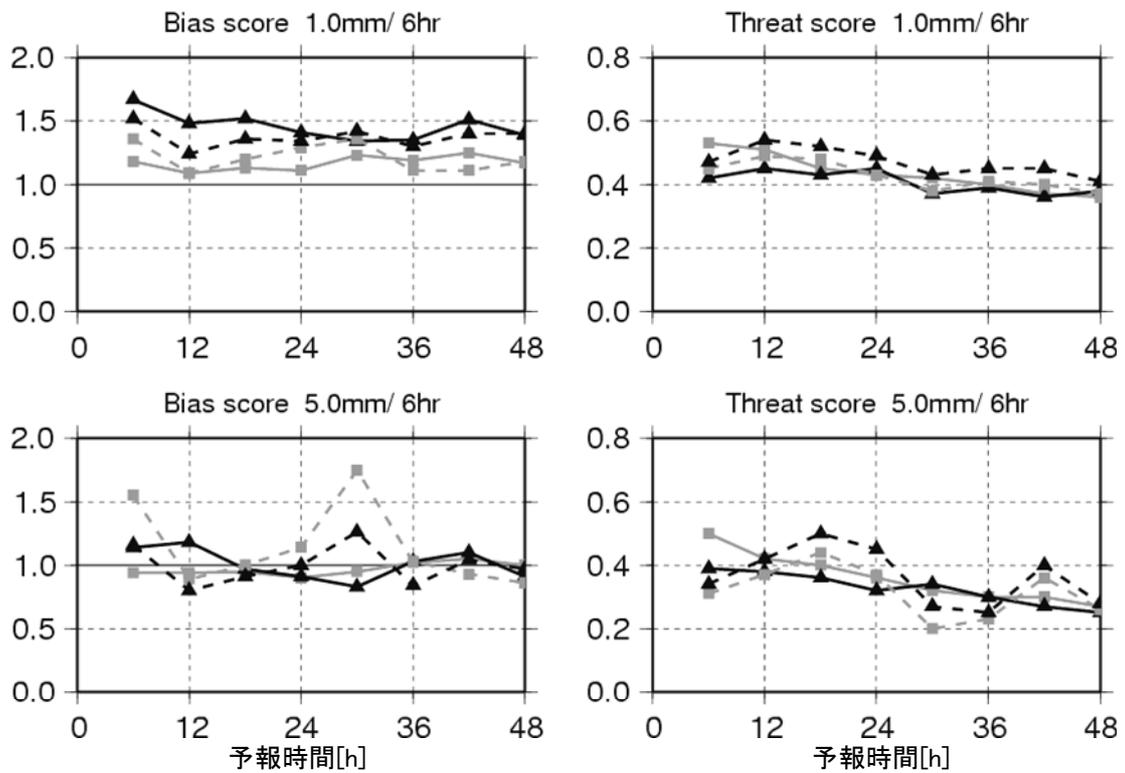


図 2.3.7 20kmGSM と RSM の対アメダス降水観測、前 6 時間積算降水量の予報時間別スコア。上段は閾値 1mm/6h、下段は閾値 5mm/6h。縦軸と各線の意味は図 2.3.6 に同じ。横軸は予報時間(h)。予報の初期時刻は 12UTC。

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

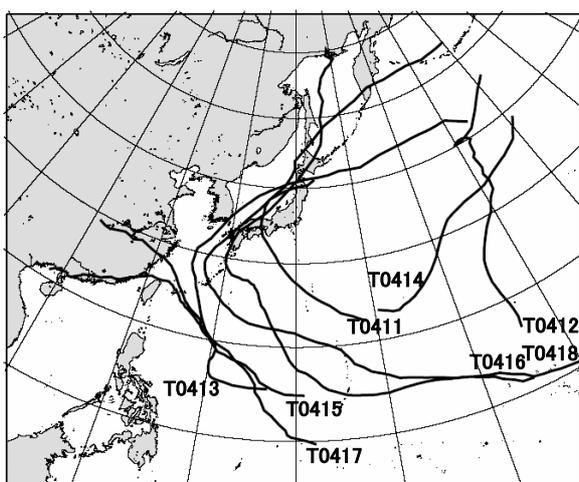


図2.3.8 検証対象とした台風の経路図

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

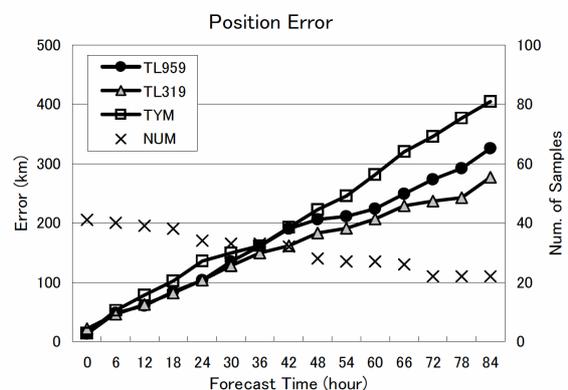


図2.3.9 台風進路予報の検証結果

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

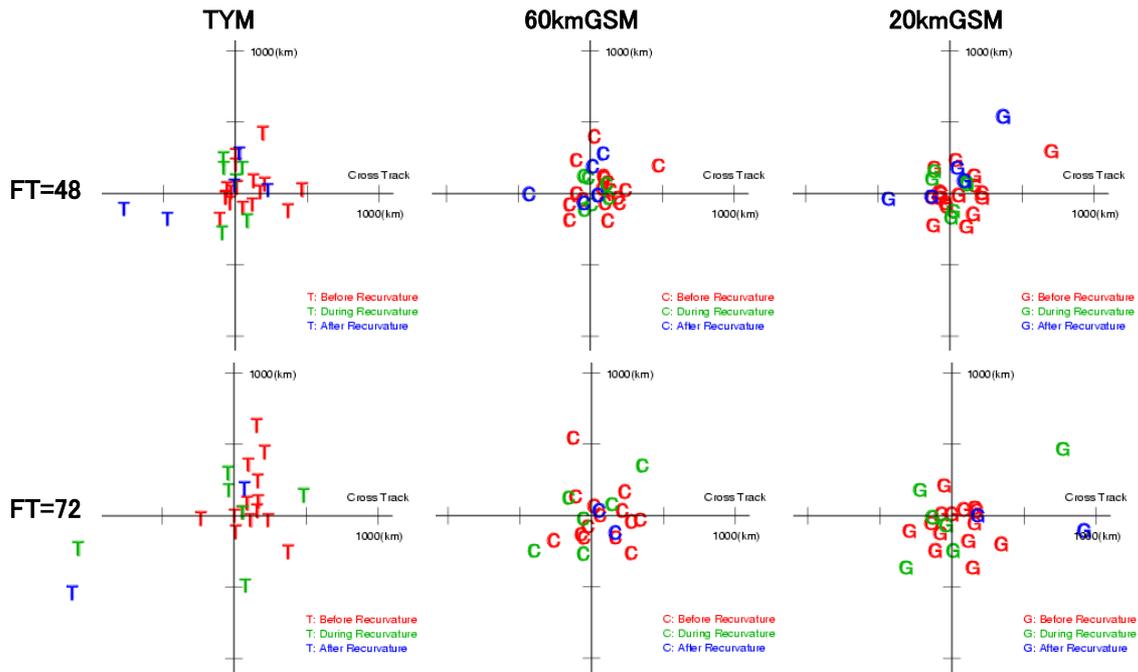


図2.3.10 実況の台風中心に対する相対予報位置誤差の散布図（48,72時間予報）

台風予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。

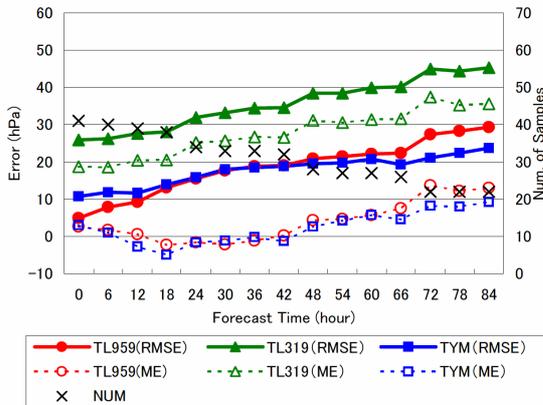


図2.3.11 台風強度予報の検証結果

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。

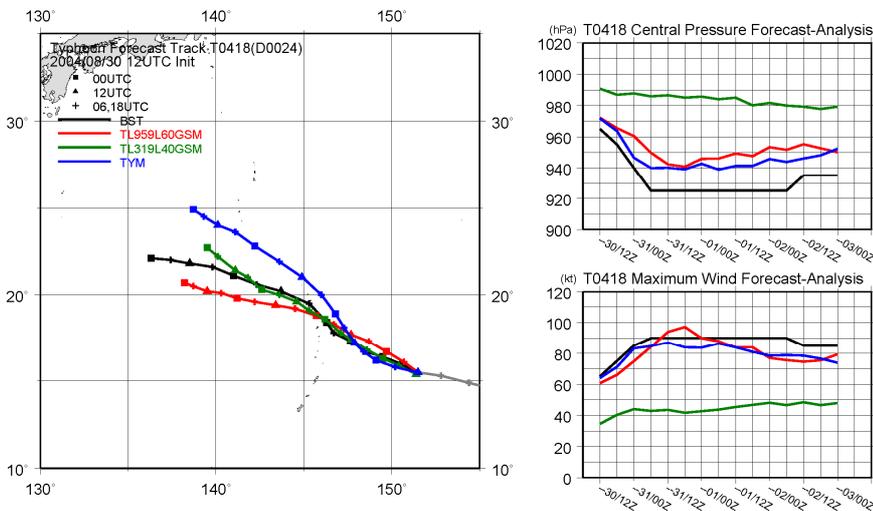


図2.3.12 台風予報の例 (2004年台風第18号)

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。

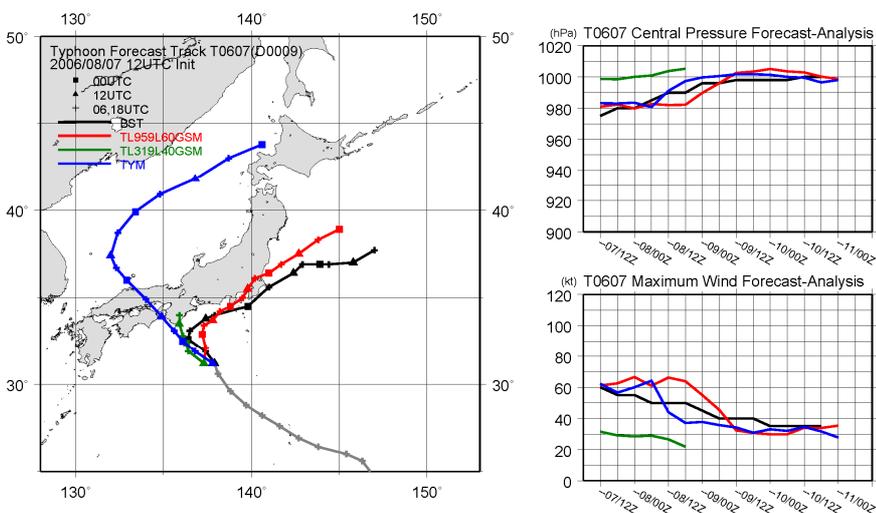


図2.3.13 台風予報の例 (2006年台風第7号)

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

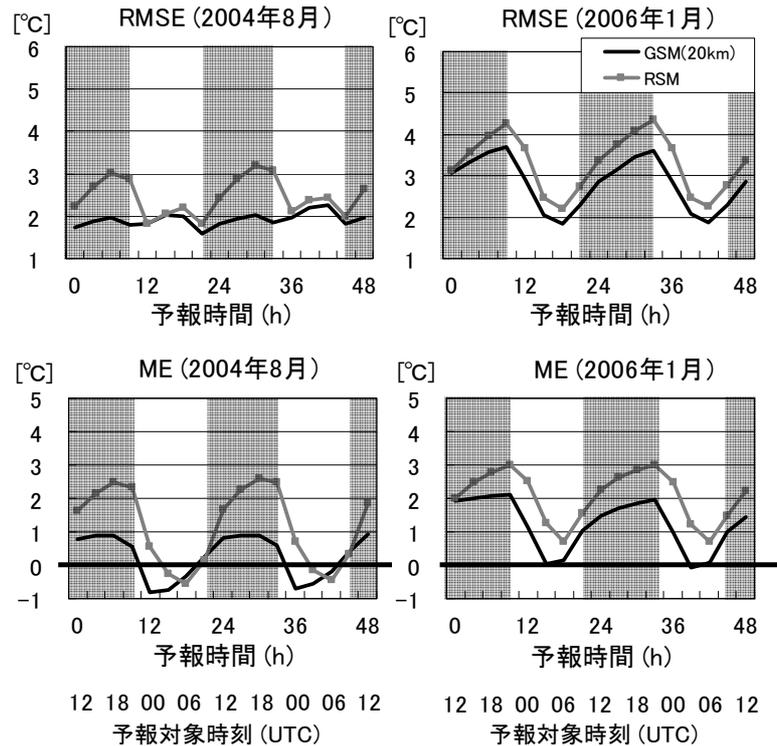


図2.3.14 夏・冬実験におけるRSM(灰)と20kmGSM(黒)の気温予報の予報時間別の平方根平均二乗誤差(RMSE)(上段)と平均誤差(ME)(下段)。予報対象時刻が夜間(09~21UTC)の時間帯を陰影で示す。

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

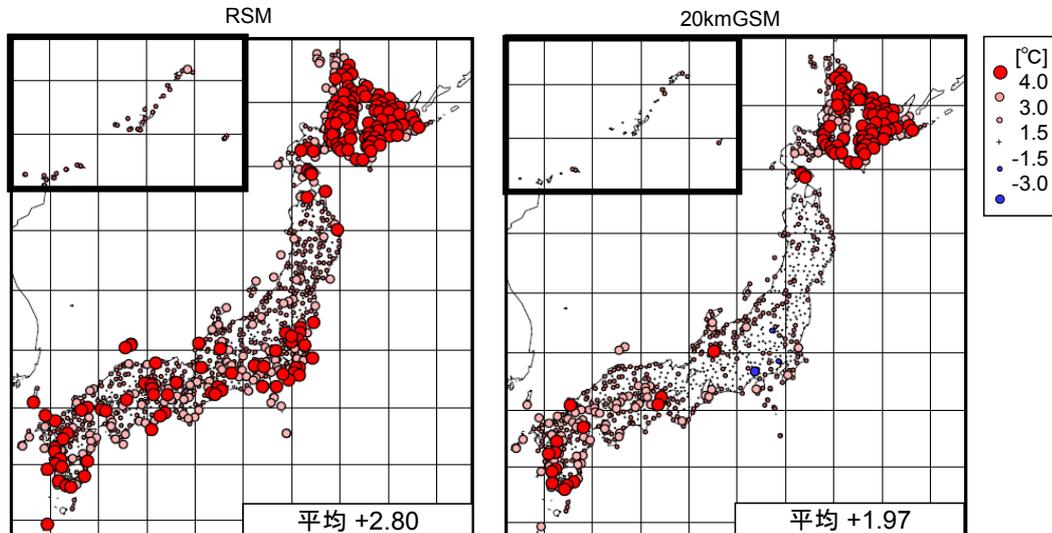


図2.3.15 冬実験における18UTCを予報対象にした観測点別の地上気温の平均誤差。左がRSM、右が20kmGSMのスコア。両モデルの予報初期時刻は12UTCであるため、予報時間06と30時間目を合わせて検証した結果を示す。

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

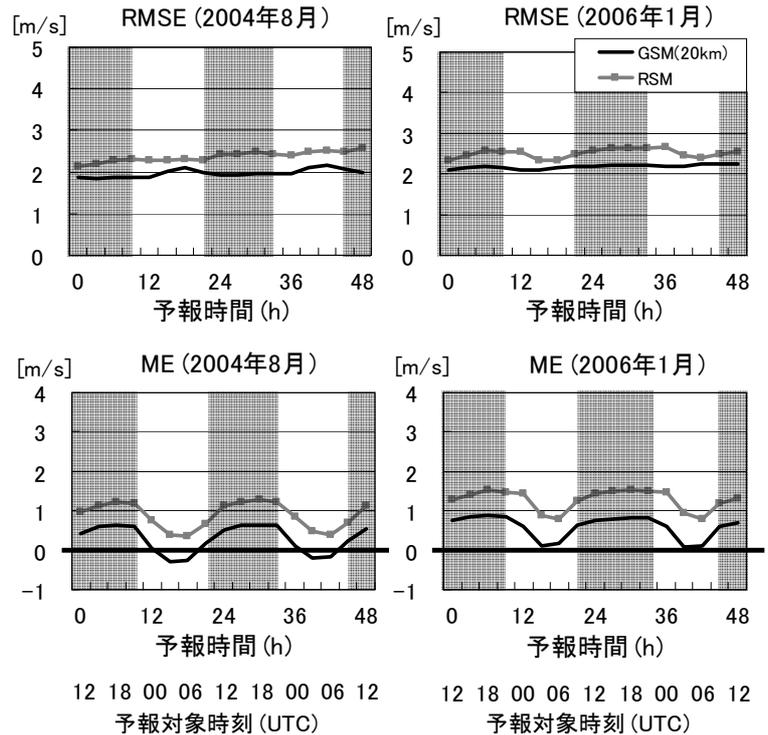


図2.3.16 図2.3.14に同じ。ただし、風速予報。

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)

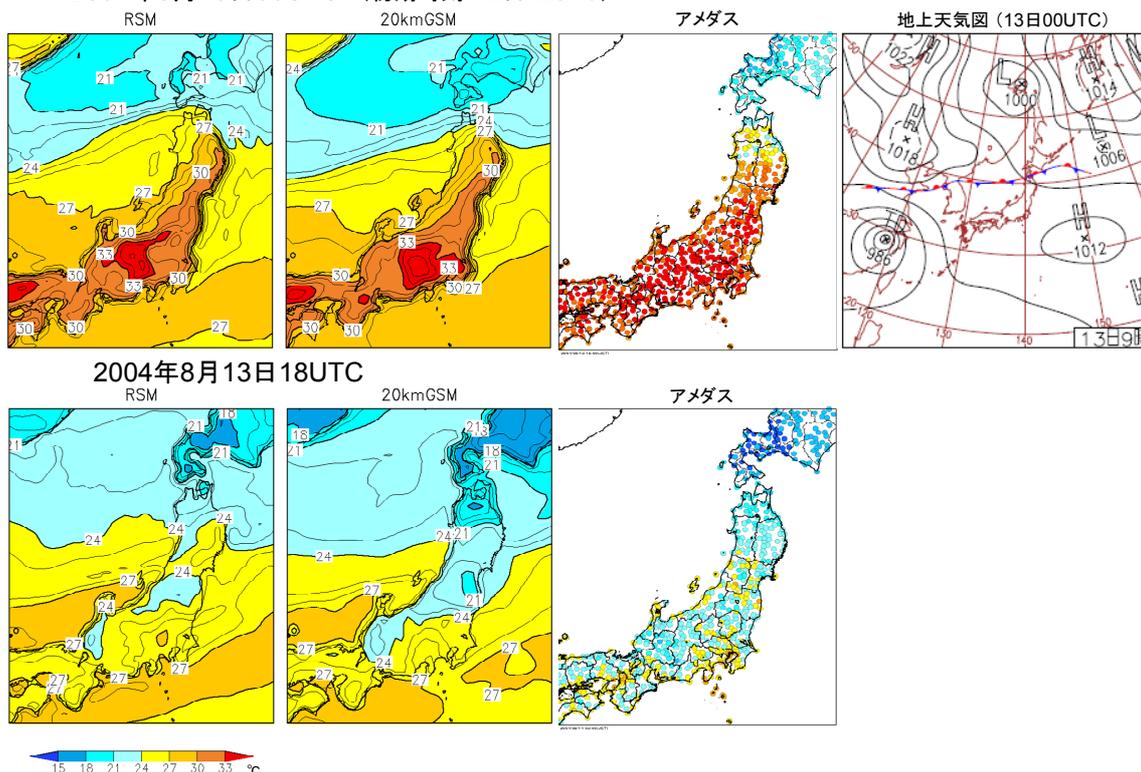


図2.3.17 2004年8月13日06UTC(上段)と18UTC(下段)のRSMと20kmGSMの気温(左から1,2列目)、気温観測値(同3列目)と13日00UTCの地上天気図(同4列目)。モデルの初期時刻は12日12UTC。気温は、 $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ の割合で、海拔0mにおける値に換算。

2004年8月23日06UTC (初期時刻:22日12UTC)

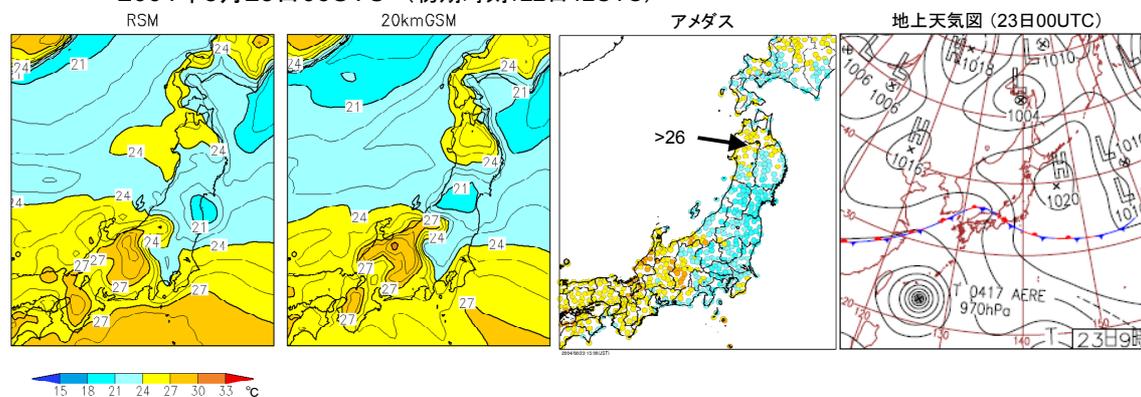


図2.3.18 図2.3.17に同じ。ただし、2004年8月22日12UTC初期値の23日06UTCの予報と23日00UTCの地上天気図を示す。

2006年1月22日18UTC (初期時刻:22日12UTC)

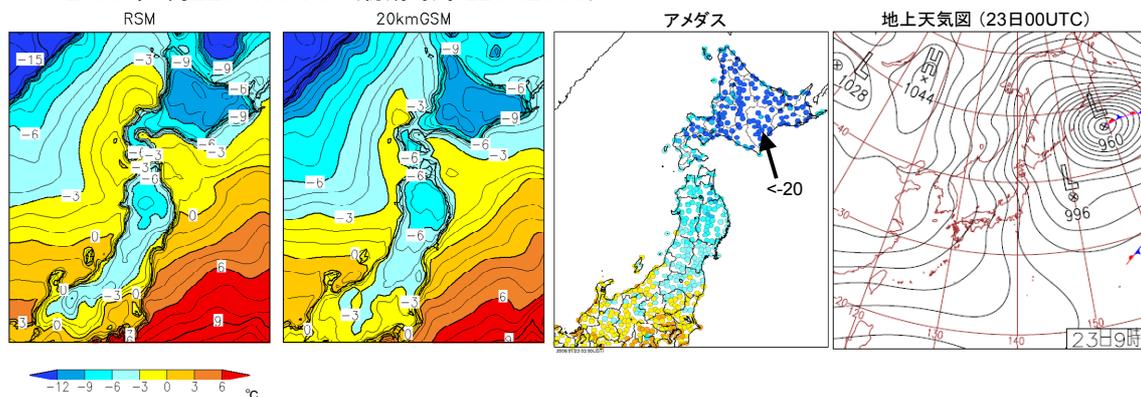


図2.3.19 図2.3.17に同じ。ただし、2006年1月22日12UTC初期値の22日18UTCの予報と23日00UTCの地上天気図を示す。

(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。

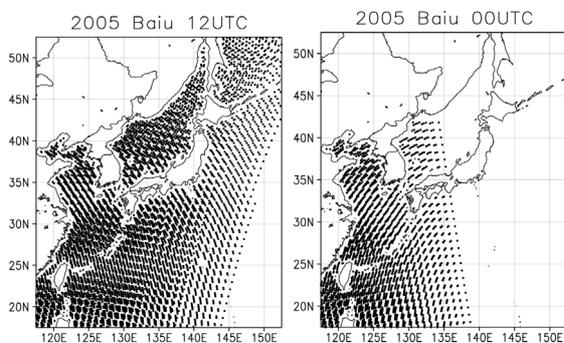


図2.3.20 2005年梅雨期の日本付近の検証に用いたQuikSCAT海上風データ全観測地点をプロットしたものの。左が12UTC、右が00UTC。

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

¹ 山田 和孝

～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。

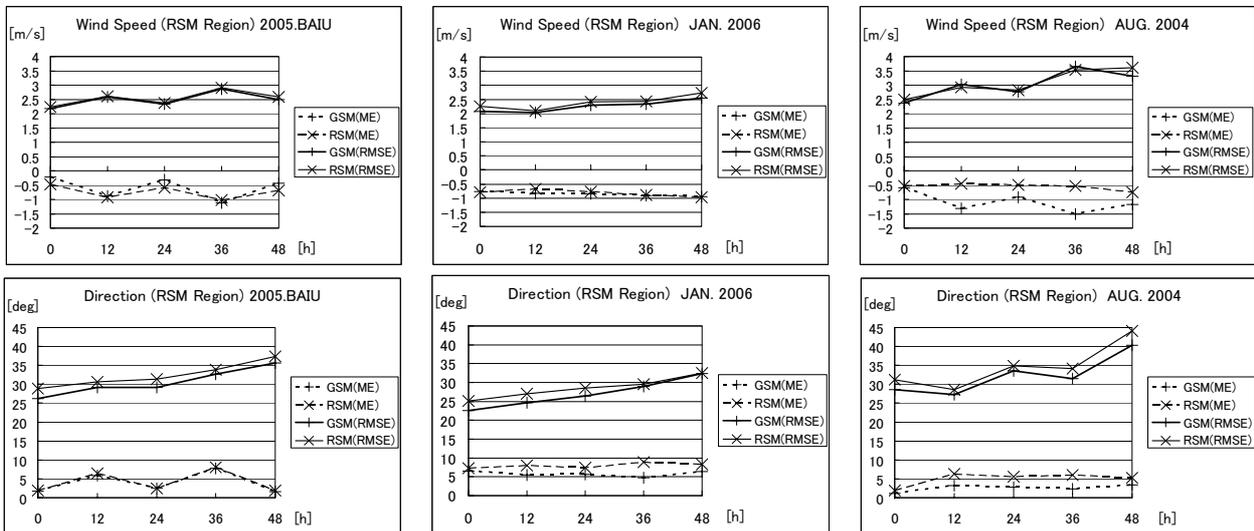


図2.3.21 風速(上)と風向(下)の検証結果。左から2005年梅雨期、2006年1月、2004年8月。破線が平均誤差(ME)、実線が平方根平均二乗誤差(RMSE)を示す。検証領域はRSM予報全領域。横軸は予報時間。

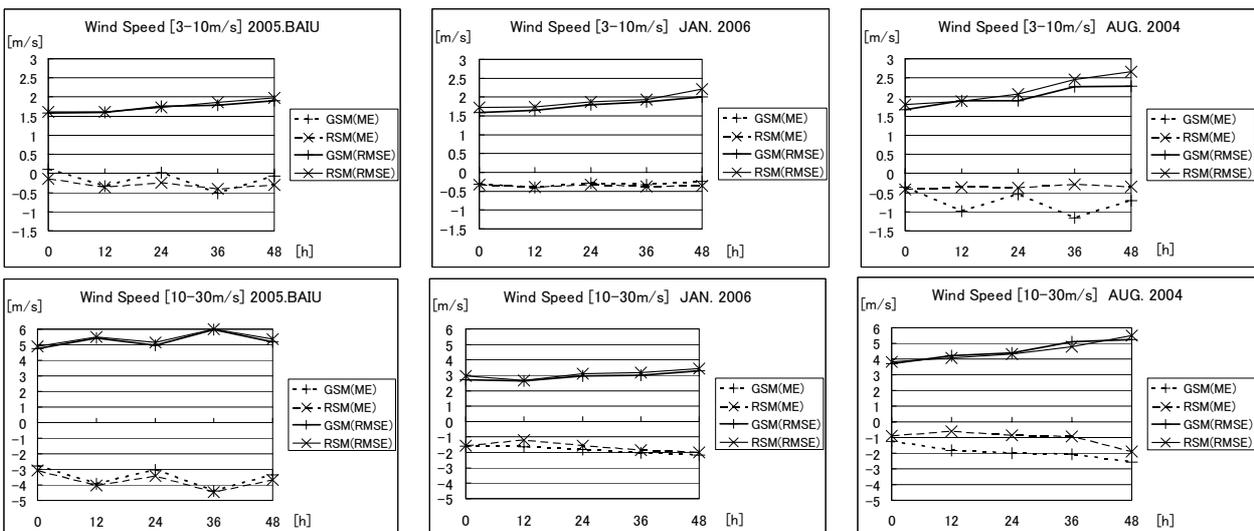


図2.3.22 10m/sを閾値とした弱風事例(上)および強風事例(下)の風速の平均誤差(破線)平方根平均二乗誤差(実線)。期間は左から2005年梅雨期、2006年1月、2004年8月。検証領域はRSM予報全領域。横軸は予報時間。

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）。

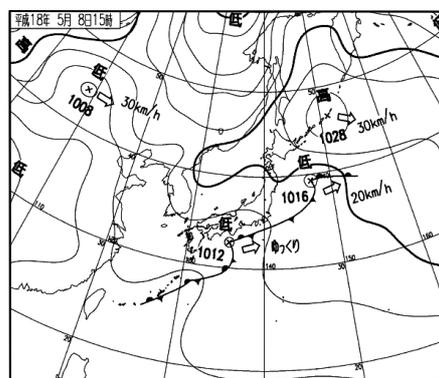
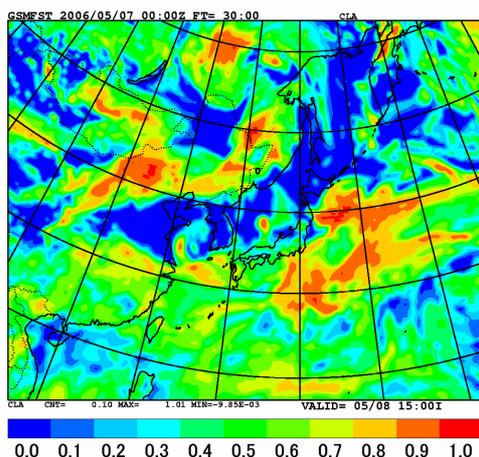
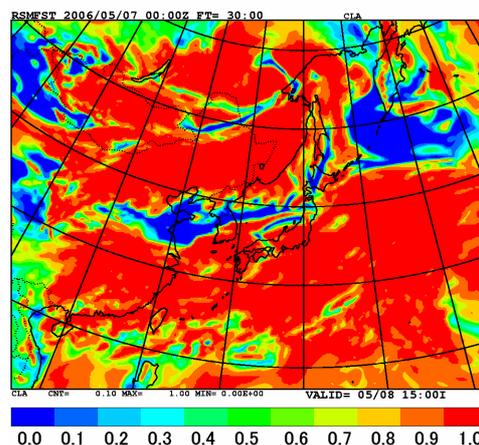


図2.3.23 RSM（上）と20kmGSM（中）による全雲量の違い（2006年5月7日00UTCを初期値とする30時間予報）。（下）予報対象時刻における地上天気図。

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。

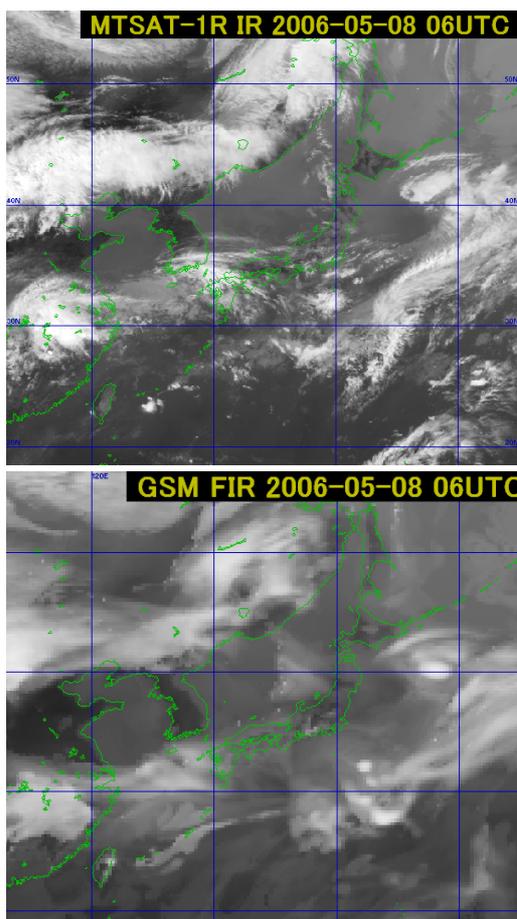


図2.3.24 (上) MTSAT-1Rの観測による赤外面像(2006年5月8日06UTC)。(下) 同じ予報対象時刻に対する20kmGSMの30時間予報から作成した予想衛星画像(赤外)。

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。

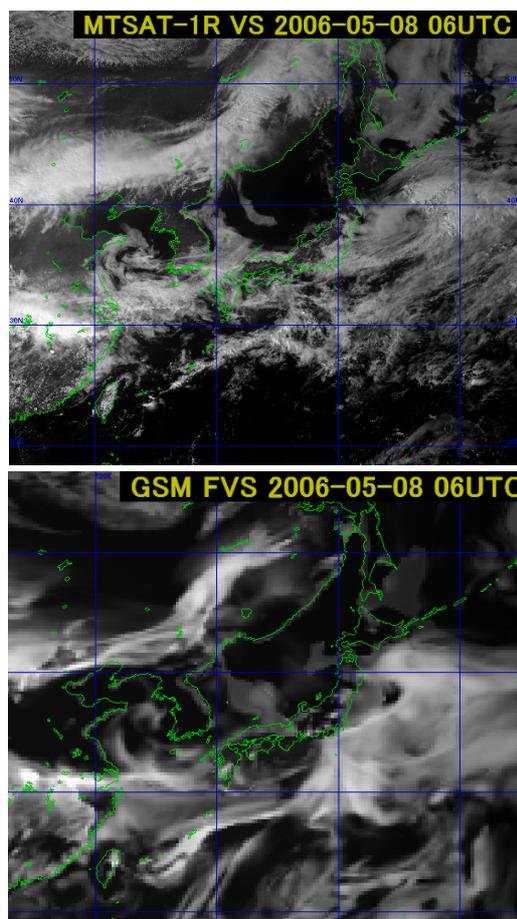


図2.3.25 図2.3.24と同じ。ただし、可視画像に対する結果。

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発達は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発達に該当する例が見られている。20kmGSMにおいて、低気圧の過発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発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発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発達が抑えられ、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の表現は過発達に該当すると考えられる。

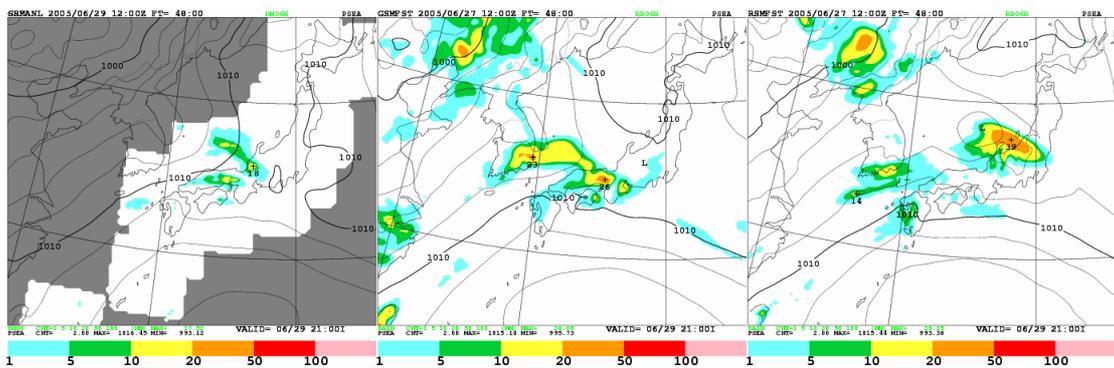


図2.4.1 2005年6月27日12UTCを初期値とした48時間予報の海面気圧と前6時間降水量予報値。左から2005年6月29日12UTCの20kmGSMの海面気圧の解析値とレーダー・アメダス解析雨量、20kmGSMの予報値、RSMの予報値

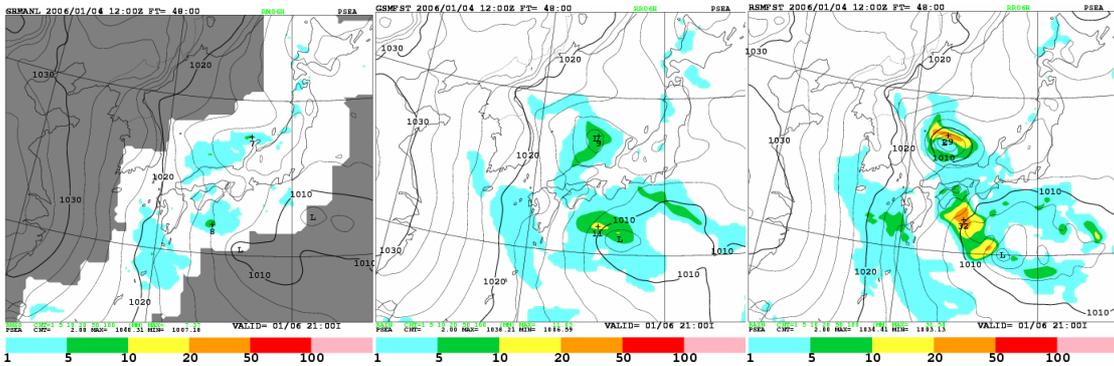


図2.4.2 2006年1月4日12UTCを初期値とした48時間予報の海面気圧と前6時間降水量予報値。左から2006年1月6日12UTCの20kmGSMの海面気圧の解析値とレーダー・アメダス解析雨量、20kmGSMの予報値、RSMの予報値。

¹ 山田 和孝

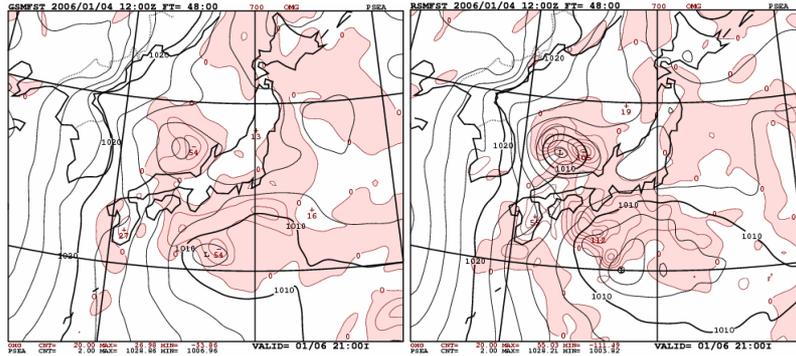


図2.4.3 2006年1月4日12UTC初期値の700hPa面の鉛直P速度（赤線：hPa/day）と海面気圧（黒線）の48時間予報値。左が20kmGSMで右がRSMの予報値。鉛直P速度は負の値（上昇流域に対応）にハッチがしてある。

(c) 考察

RSMでは低気圧の過発達の原因として、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

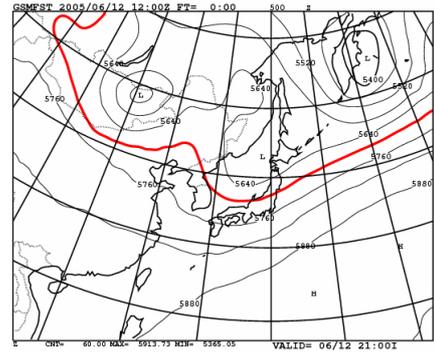
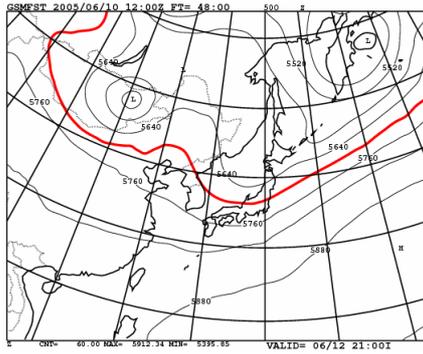
- 中村誠臣, 1997: 低気圧の発達しすぎの問題. 平成9年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 37-42.
- 細見卓也, 2002: メソスケール低気圧の過発達の改善に向けて. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8-12.

Z500

2005年6月10日12UTC FT=48

2005年6月12日12UTC FT=00

20kmGSM



RSM

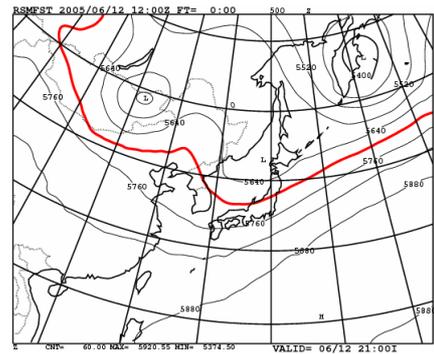
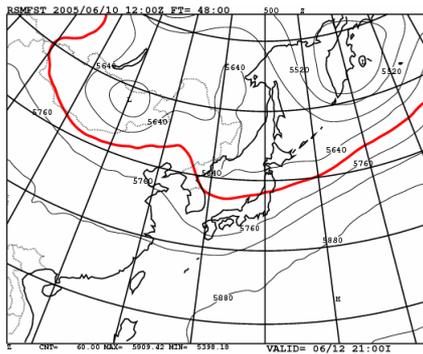


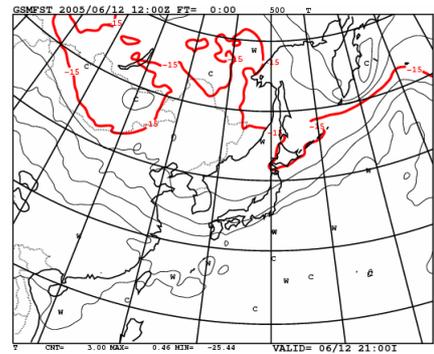
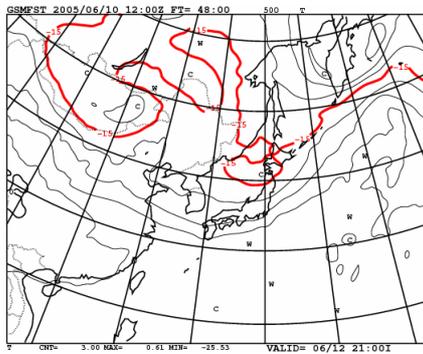
図2.4.4 2005年6月10日12UTC初期値の500hPa高度場の48時間予報値(左)および2005年6月12日12UTCの初期値(右)。上が20kmGSM、下がRSM。赤線は5700mの等高線を示す。

T500

2005年6月10日12UTC FT=48

2005年6月12日12UTC FT=00

20kmGSM



RSM

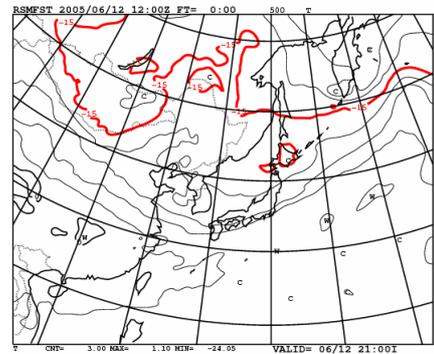
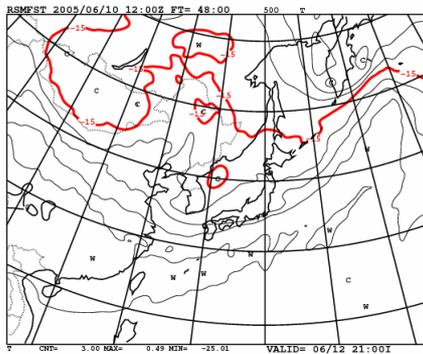


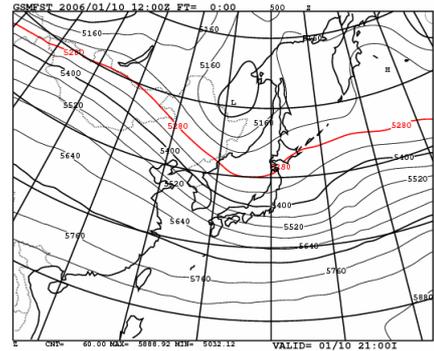
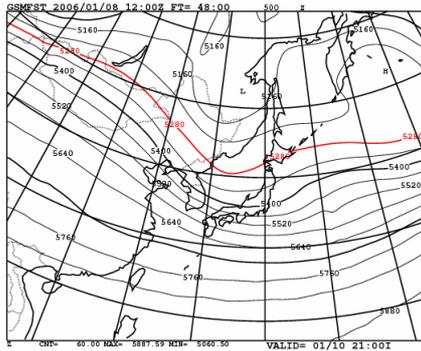
図2.4.5 2005年6月10日12UTC初期値の500hPa温度場の48時間予報値(左)および2005年6月12日12UTCの初期値(右)。上が20kmGSM、下がRSM。赤線は-15°Cの等温線を示す。

Z500

2006年1月8日 12UTC FT=48

2006年1月10日 12UTC FT=00

20kmGSM



RSM

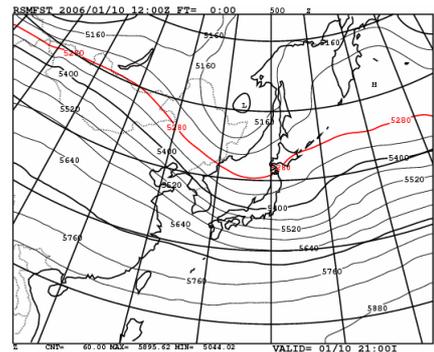
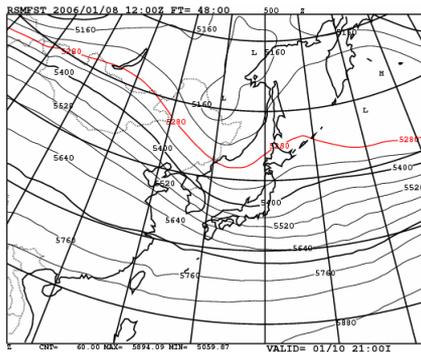


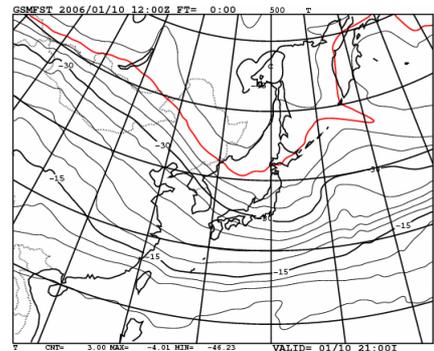
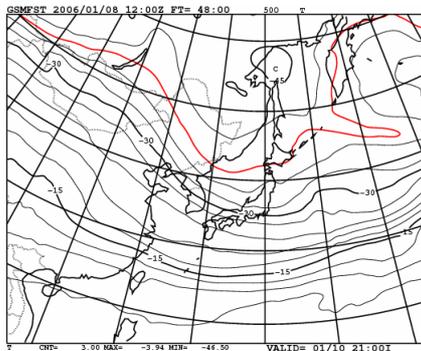
図2.4.6 2006年1月8日12UTC初期値の500hPa高度場の48時間予報値(左)および2006年1月10日12UTCの初期値(右)。上が20kmGSM、下がRSM。赤線は5280mの等高線を示す。

T500

2006年1月8日 12UTC FT=48

2006年1月10日 12UTC FT=00

20kmGSM



RSM

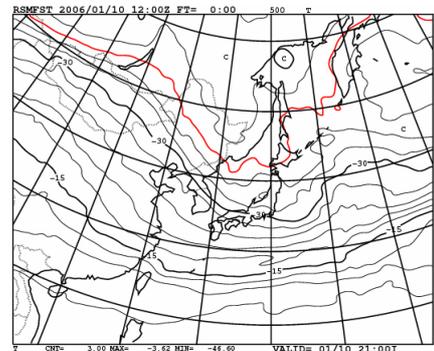
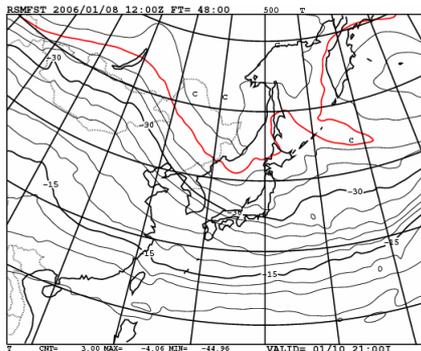


図2.4.7 2006年1月8日12UTC初期値の500hPa高度場の48時間予報値(左)および2006年1月10日12UTCの初期値(右)。上が20kmGSM、下がRSM。赤線は-39°Cの等温線を示す。

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(SS1、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

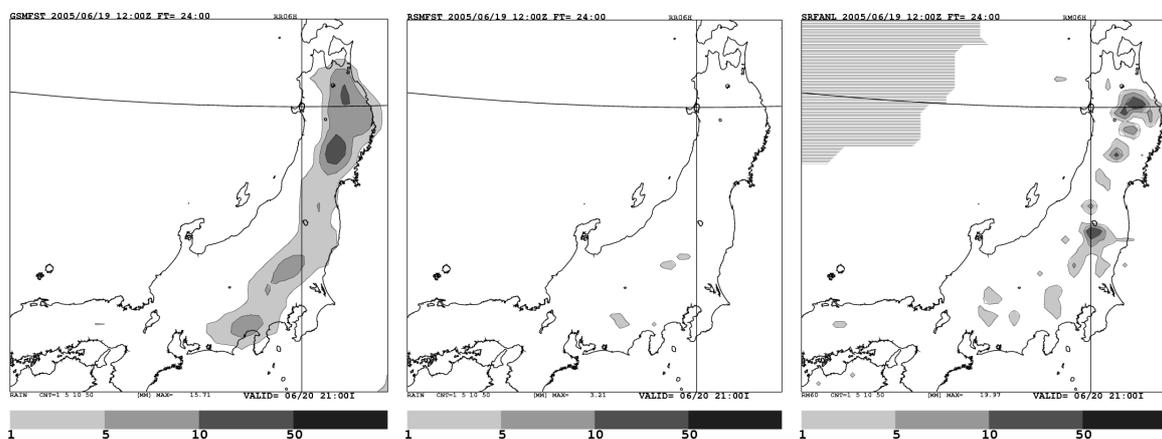


図2.4.8 2005年6月19日12UTCを初期時刻とする20kmGSM(左)とRSM(中)のFT=24における前6時間降水量と、対応する時刻のR/A(右)。右図で左上の横線は解析値がない領域を表す。

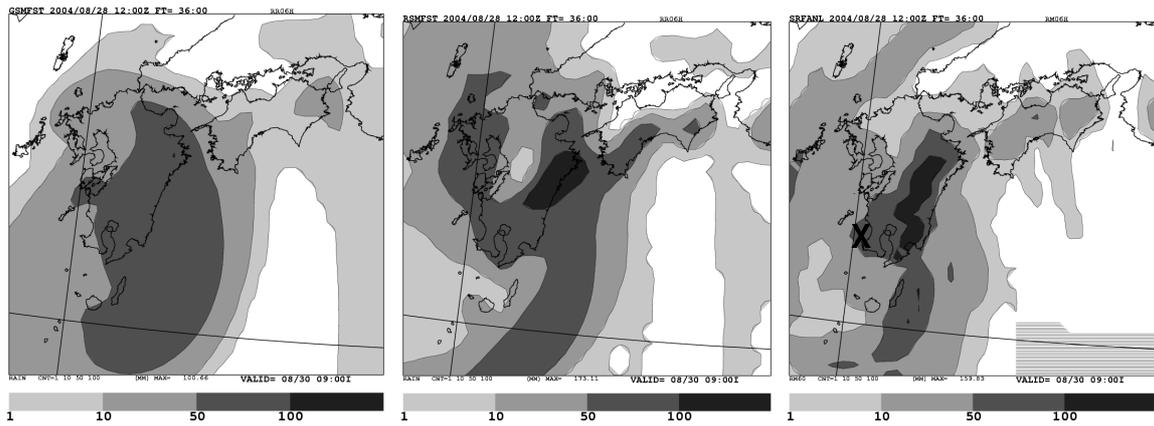


図 2.4.9 2004年8月28日12UTCを初期時刻とする20kmGSM(左)とRSM(中)のFT=36における前6時間降水量と、対応する時刻のR/A(右)。右図で右下の横線は解析値がない領域、xは8月30日00UTCにおける台風第16号の中心位置を表す。

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、奄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

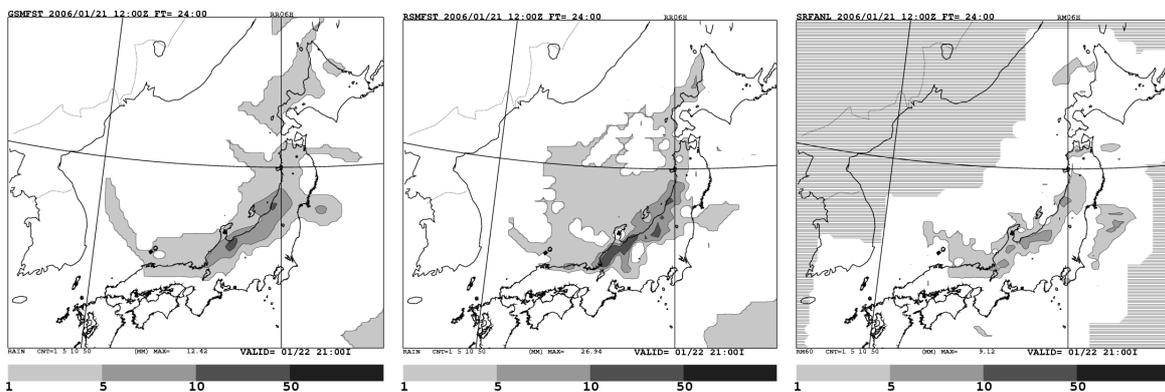


図 2.4.10 2006年1月21日12UTCを初期時刻とする20kmGSM(左)とRSM(中)のFT=24における前6時間降水量と、対応する時刻のR/A(右)。右図で横線は解析値がない領域を表す。

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では大気の大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。