

第1章 全球数値予報モデル

1.1 高解像度全球モデルの改良¹

全球モデル（GSM）は、2007年11月に水平解像度の20km化を行った後も改良を繰り返しており、2008年8月には高速化を主な目的とした改良を行なった。本節では、この改良で導入された適合ガウス格子（Reduced Gaussian Grid: RGG）の現業化試験の結果を中心に、2008年1月に対流有効位置エネルギーの計算方法について改良されたモデル（GSM0801; 気象庁 2007）からの変更点について記述する。

1.1.1 モデルの改良

(1) 格子系のRGG化

これまでのGSMで用いられてきた一般的なガウス格子（以下、標準ガウス格子）の場合、どの緯度でも東西方向の格子数が等しいため、格子間隔は高緯度になるに従い狭くなっている（図1.1.1）、解像度という点からは冗長な計算をしている（宮本 2005）。この冗長な格子数を適切に減らすことによって、予報精度に影響を与えるずに²数値計算の高速化を図ることが、RGG導入の目的である。

実際に数値予報ルーチンで使用されているRGGの格子系がどのようなものかを見てみる。図1.1.2にRGGの緯度に対する東西格子数の変化を表した。格子数は南北対称であり、赤道からしばらく間引きのない状態が続くが、緯度約30°から格子数の減少が始まると、日本の本州付近では赤道と比べ概して85%

に格子数が減少している。緯度70°付近で格子数は半分となり、最も極に近い緯度（89.86°）では60格子と赤道の32分の1になっている。全球における全格子数は標準ガウス格子の71.2%である。図1.1.3は東西方向の格子間隔である。RGGは、70°付近まで、低緯度と同程度の格子間隔が維持されている³。

(2) 波格子変換の改良

これまでのGSMから、波格子変換における最高次波数の扱いを改良した。また、数値精度を高めるために、一部で4倍精度実数を使用するように変更した。これらの改良により、力学過程の改善が図られた。

(3) 拡散係数の見直し

今までのGSMでは、風の発散成分に対する拡散係数が、風の回転成分や仮温度のそれと比べ2倍になっていた。これを風の発散成分についても、他のものと一致させるよう改良した。

(4) 水蒸気と雲水の移流の高度化

吉村（2005）を基に、水蒸気と雲水の鉛直移流時にアンダーシュート（周囲の格子点値より値が小さい、局所的な極小値）が発生しないように移流スキームを精緻化した。

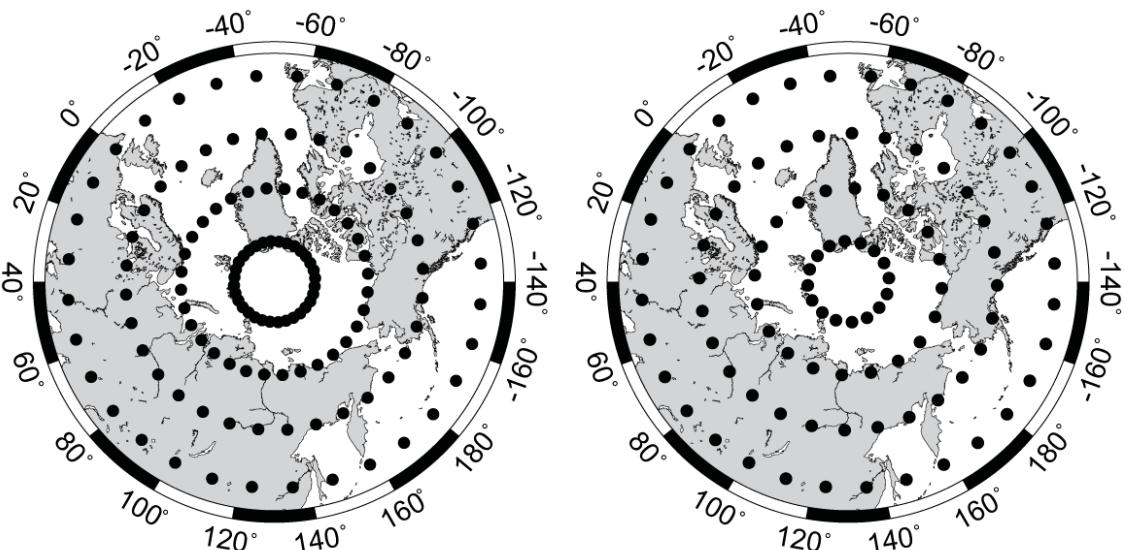


図 1.1.1 モデル格子配置の例（東西 32 格子の例）。宮本（2005）の図 3.1.10 を再掲。標準ガウス格子の場合、高緯度で東西格子間隔が密になる（左）が、適合ガウス格子ではこれを適切に間引く（右）。

¹ 岩村 公太

² 力学過程のみの場合、計算機で表現可能な範囲で予報結果が変わらないことが宮本（2005）に示されている。

³ それ以降、極に近づくと急速に格子間隔が狭くなる理由は宮本（2005）を参照のこと。

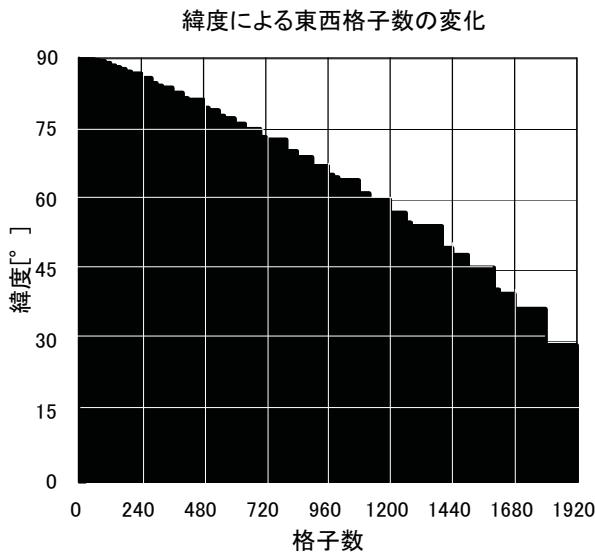


図 1.1.2 適合ガウス格子における東西格子数の変化。赤道における格子数は 1920 格子。30°付近からこれが減少していく。

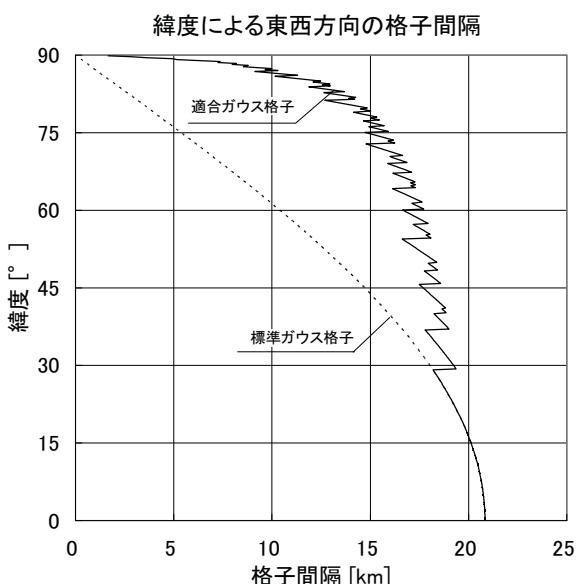


図 1.1.3 格子系による東西方向の格子間隔の違い。図 1.1.2 で示した格子数から算出。適合ガウス格子は、70°付近まで、低緯度と同程度の格子間隔が維持されている。

1.1.2 現業化試験の結果

現業化試験は2006年8月（夏実験）と2007年1月（冬実験）のそれぞれ31日間を対象として行なった。GSM0801での実験をコントロール実験とし⁴、

⁴ 正確には、コントロール実験はルーチン版の GSM0801 と異なり、2007 年 12 月に現業化された第一推定値作成時の初期値化の停止を行なっていない。

GSM0801に第1.1.1項で述べた改良を加えたモデルでの実験をテスト実験とする。検証は特に断りがないものについては、夏・冬それぞれ31日間の12UTC 初期値の予報を基に行なった。GSM0801の特性は第1.2節及び大河原（2007）を参照していただきたい。

(1) 計算時間

RGG化の本来の目的であった高速化については、これまで約40分かかっていた84時間予報が、約31分へと短縮された。

(2) 対ゾンデ検証

図1.1.4に日本域における対ゾンデ検証によるFT=48での気温、相対湿度、風速のMEとRMSEの鉛直分布を示す。相対湿度のMEは夏・冬ともに湿らせる方向に変化しており、中層での乾燥バイアスは改善している。風速のMEは400hPaより下層で概ね改善、それより上で改悪となっている。一方、下層（925hPa）の低温バイアスと湿润バイアスに改善は見られない。RMSEは、夏については下層の風速で改悪となっている以外は中立、冬については気温、相対湿度、風速とともに改善傾向にある。

(3) 対アメダス降水検証

FT=48までの12UTC初期値の降水量について、対アメダスで検証を行なった。弱い降水の予報頻度が多く、強い降水の予報頻度が少ないという今までの傾向に大きな変化はないが、夏実験（図1.1.5）では、バイアススコア、エクイタブルスレットスコア（ETS）とともにFT=48の20mm/12h前後でこれまで強い降水をあまり予報していないかった傾向に改善が見られる。一方、夏実験ではFT=24,36の強い降水でETSが改悪となっており、冬実験（図1.1.6）ではFT=48の10~20mm/12hでバイアススコア、ETSとともに改悪しているが、統計的には有意ではない。

(4) 台風進路予報の検証

本実験期間中に発生した台風はT0606からT0612まで7つあった。進路予測は全事例を総合すると改悪となるが、統計的に有意ではなかった（図1.1.7）。また、台風ごとに進路予報をコントロール実験と比較すると、発生直後に消滅してしまったT0611を除き、T0606、T0609、T0612が改善、T0607、T0608、T0610が改悪となり、特に、T0608とT0610は発生直後の予報精度がコントロールと比較して悪かった。テスト実験の進路予報がコントロール実験と比較して、良かった事例、悪かった事例をそれぞれ図1.1.8に示す。

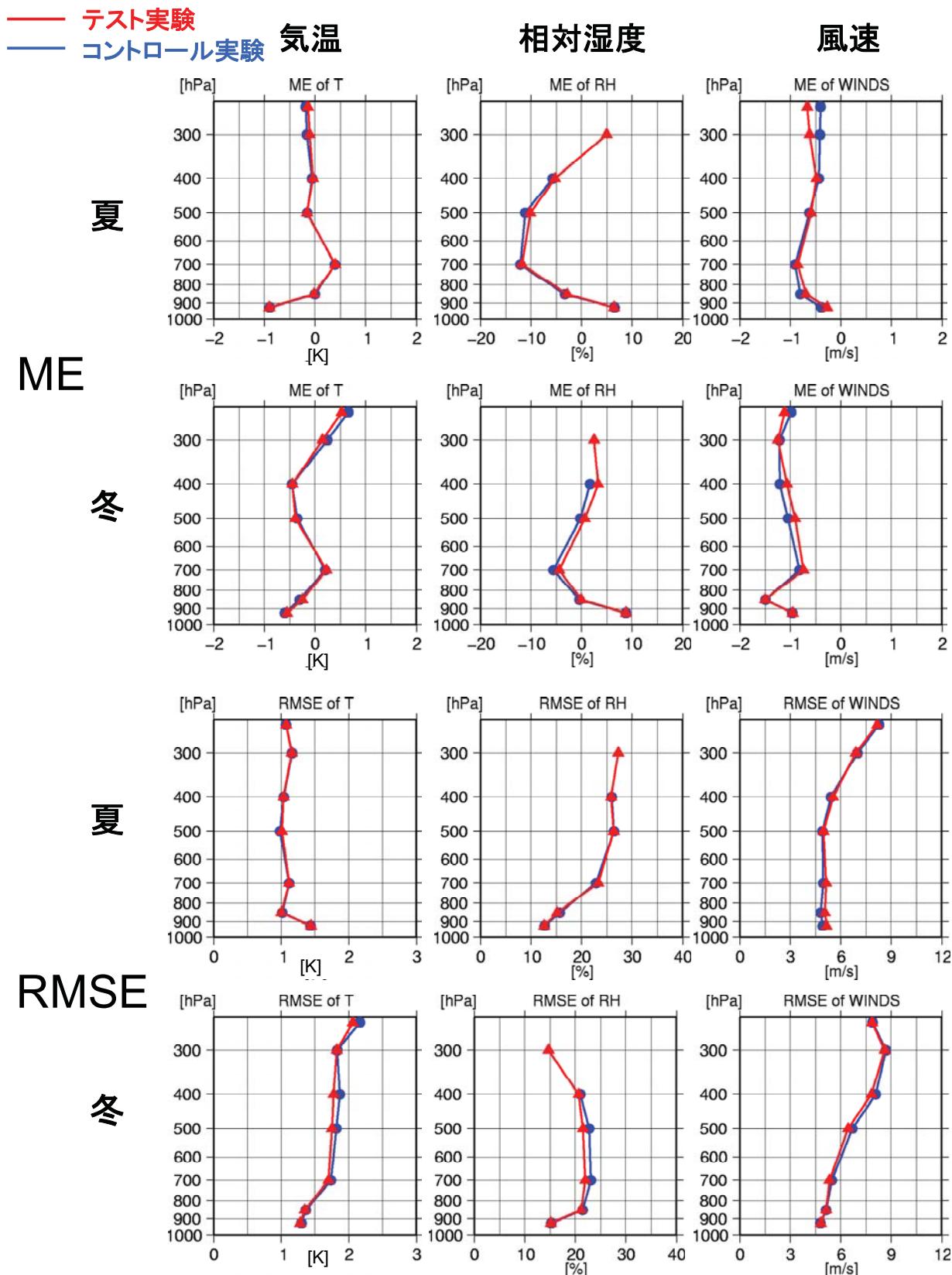


図 1.1.4 現業化試験の対ゾンデ検証。日本域について FT=48 での値。上から順に、ME（夏、冬）、RMSE（夏、冬）。左から順に、気温[K]、相対湿度[%]、風速[m/s]。縦軸はすべて気圧面[hPa]。赤線がテスト実験、青線がコントロール実験。

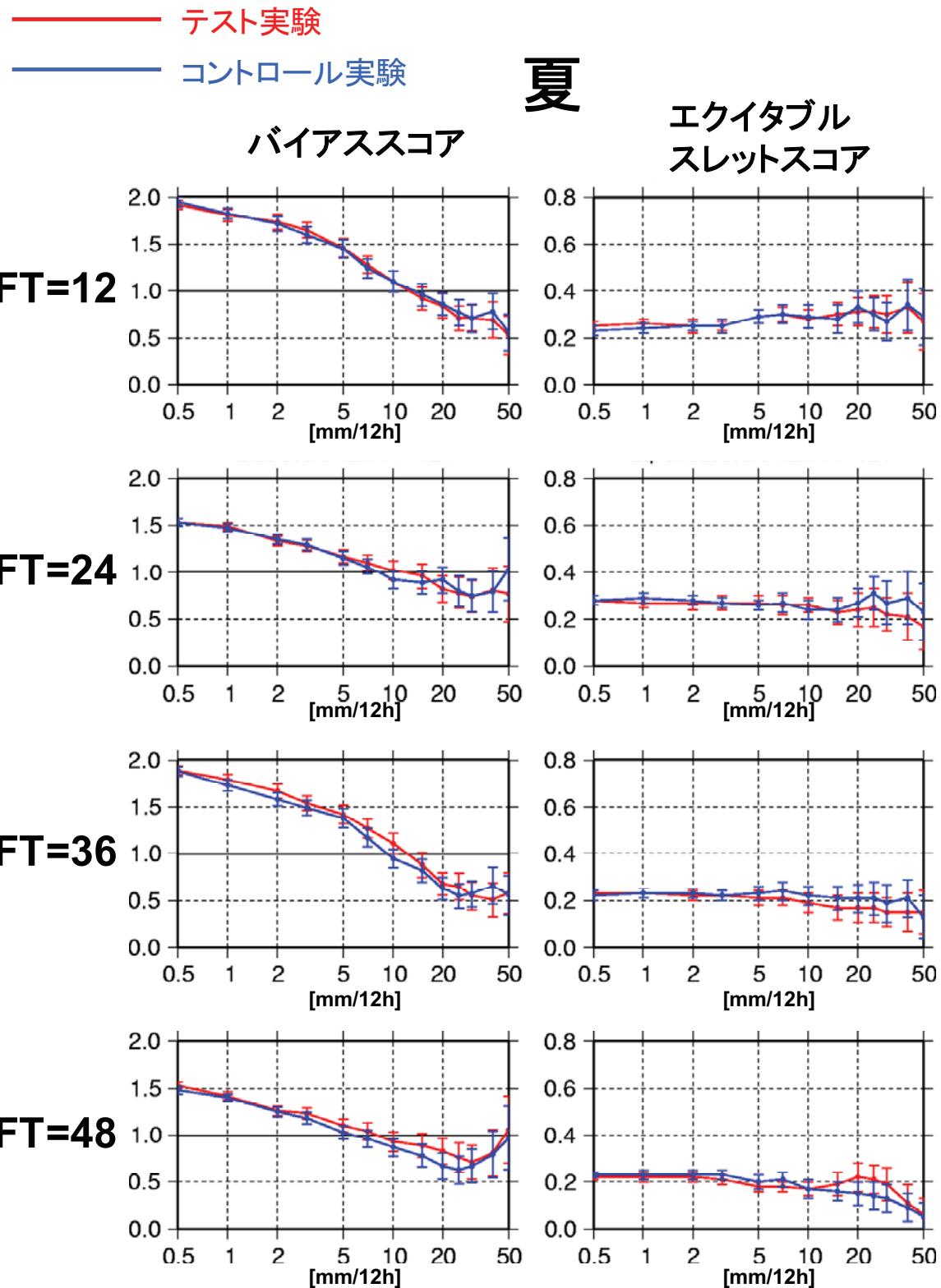


図 1.1.5 現業化試験の対アメダス降水検証（夏）。12 時間降水量について、左から順にバイアススコア、エクイタブルスレットスコア。横軸は降水量の閾値 [mm/12h] を表す。FT は上から 12, 24, 36, 48。赤線がテスト実験、青線がコントロール実験。エラーバーは 95% の信頼区間を示す。他の図も含め、テスト実験の値がコントロール実験のエラーバーから外れている場合に、有意に異なる目安とする。各スコアの 95% 信頼区間は実況あり・予報ありの期待値と分散をそれぞれ FO/M 、 $FO \cdot XO/M^3$ （記号の意味は表 B.3.1 参照）とし、実況なし・予報ありも同様に定義して、ランダムに 10000 個の分割表を生成して求めた。

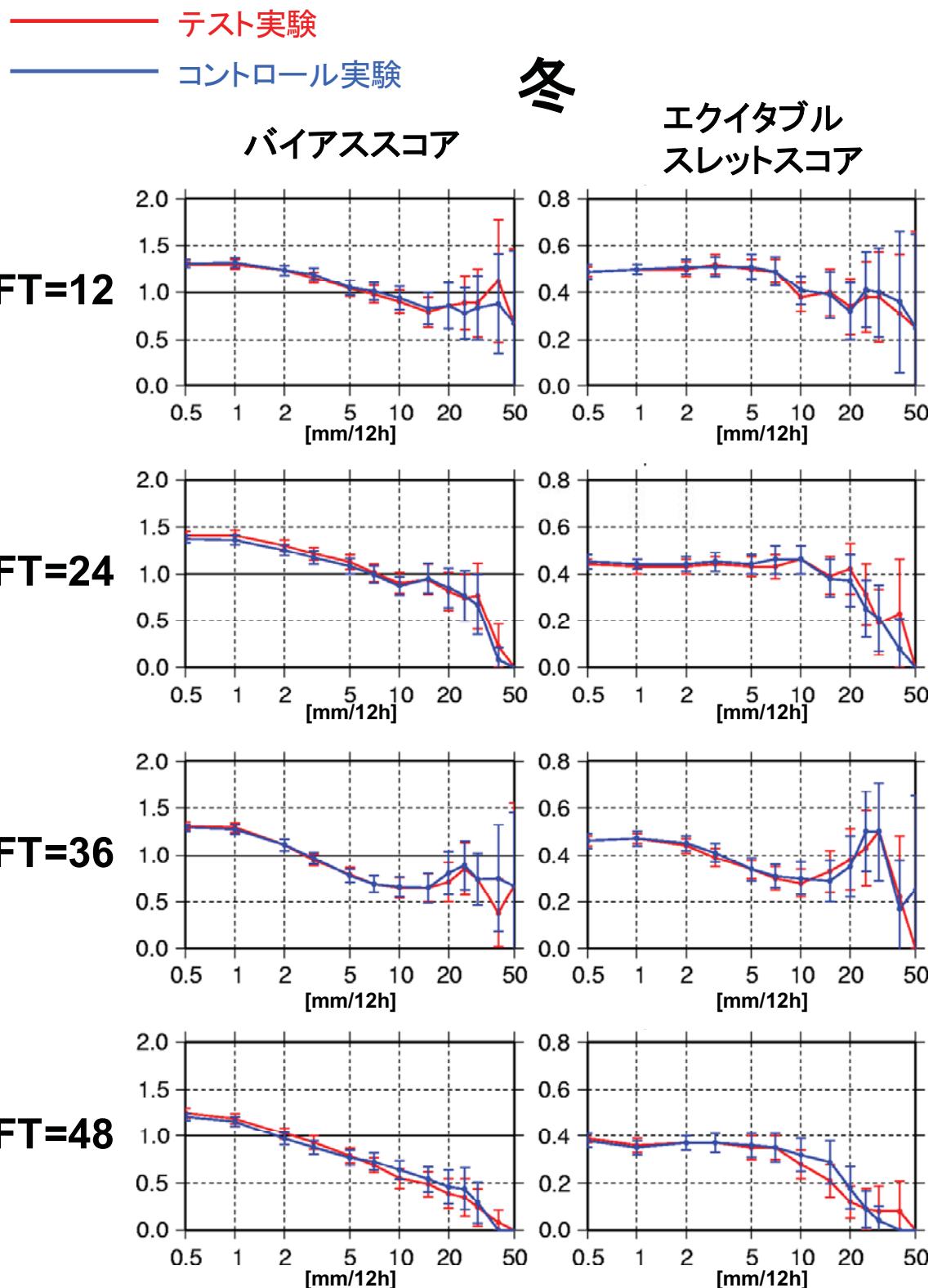


図 1.1.6 現業化試験の対アメダス降水検証（冬）。図の見方とエラーバーの求め方は、図 1.1.5 と同じ。

1.1.3まとめ

数値予報課では2008年8月に適合ガウス格子を用いた全球モデルを現業化した。今回の変更では、格子系の変更に加え、いくつかの改良を行なった。現業化試験では対ゾンデ検証で、相対湿度の乾燥バイアスなどに改善が見られた。対アメダス降水検証については、夏季で改善している閾値も見られた。台風の進路予報精度については改悪であったが、統計的に有意なものではなかった。

計算時間はRGGの導入により、約2割削減された。今後はこの時間をより高度で複雑な過程の計算に利用し、予報精度の向上を図る予定である。

参考文献

- 大河原齊揚, 2007: 全般検証. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 5-10.
- 気象庁, 2007: 全球数値予報モデル (GSM) の積雲対流スキームの改良. 配信資料に関する技術情報第275号.
- 宮本健吾, 2005: 適合ガウス格子. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 39-42.
- 吉村裕正, 2005: 単調なセミラグランジュ移流スキームの導入による成層圏の水蒸気量の改善. 2005年度秋季大会講演予稿集, 日本気象学会, 245.

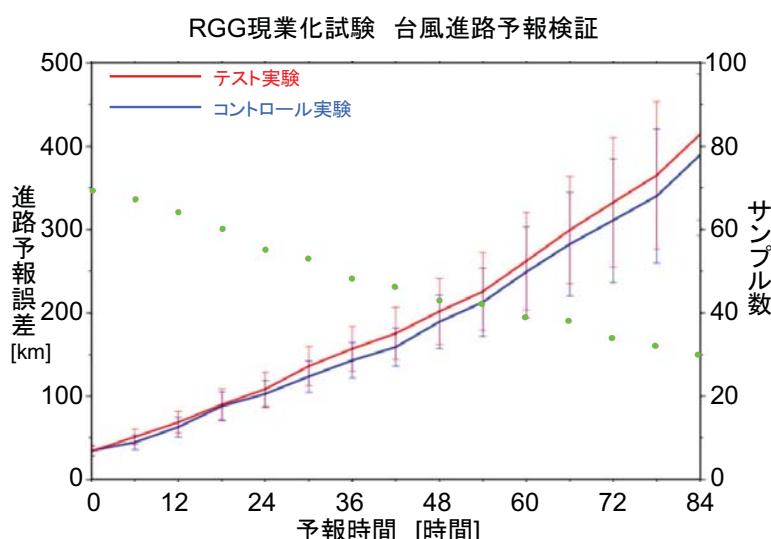


図 1.1.7 現業化試験の台風進路予報検証。2006 年 8 月に発生した 7 つの台風を予報対象とした、00 及び 12UTC 初期値における進路予報誤差[km]（実線、左軸）とサンプル数（緑点、右軸）。赤線がテスト実験、青線がコントロール実験。エラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95% 信頼区間を表す。

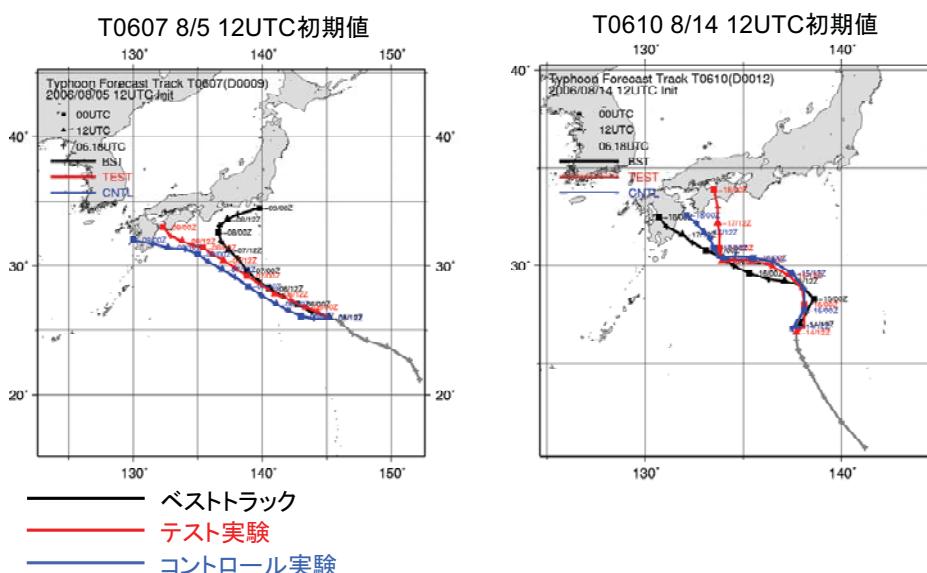


図 1.1.8 現業化試験での台風トラックの例。改善した事例（左）、改悪となった事例（右）をそれぞれ示す。赤線がテスト実験、青線がコントロール実験、黒線がベストトラック。T0607（左）は台風となってから 12 時間後、T0610（右）は 24 時間後の初期値からの 84 時間予報である。

1.2 統計検証¹

気象庁の全球モデル(GSM)は、2007年11月に水平解像度20kmの高解像度全球モデル(GSM0711)に移行した²。さらに2008年8月には、計算格子を標準ガウス格子から適合ガウス格子に変更している(GSM0808)。本節では、GSM0711が旧全球モデル(以下、60kmGSM)や領域モデル(以下、RSM)と並行運用されていた期間も含む、2007年10月から2008年8月にかけてのGSM0711及びGSM0808の予報結果について、各種統計検証を行った結果を報告する。

第1.1節でも述べられているとおり、GSM0808はGSM0711と比較して相対湿度等の予想に改善が見られる。ただし、両者はほぼ共通の物理過程を用いていることなどから、予報特性等で共通する部分も多い。このため本節の検証対象には2008年8月のGSM0808の予報も含めることとした。また本節ではGSM0711とGSM0808を併せて20kmGSMと記述する。

20kmGSMの総合的な予報精度や予報特性については、大河原(2007)に詳しく記載していることから本稿では第1.2.1項で短く記述するにとどめる。第1.2.2項以降では、20kmGSMの予報の地域特性の理解に重点を置いた検証を行う。その際、モデルの予報特性には季節差があることから、季節ごとに区切って検証を実施する。

1.2.1 旧モデルとの総合的な精度比較

20kmGSMの現業運用に先立つ2007年10月～11月の約2ヶ月間の並行運用期間には、60kmGSMとRSMを含めて3つのモデルが同時に運用されていたことから、この期間の各モデルの予報はモデル間の予報精度を比較するための恰好の材料となる。そこで当該期間中の3つのモデルの予報について対初期値検証、対アメダス降水検証、対ゾンデ検証を実施し、各モデルの予報精度や予報特性を比較した。検証の具体的な方法は、大河原(2007)で実施した夏期間及び冬期間の予報実験の検証方法と同様である。

検証の結果、本期間ににおいて20kmGSMの予報精度が60kmGSMやRSMを上回っていることや、大気下層(925hPa)に低温湿潤バイアス、850hPa～400hPa付近に乾燥バイアスが見られること、全層的に弱風バイアスが見られること、さらには弱い雨の予報頻度が実況よりも多く、降水強度が強くなるに従って実況やRSMよりも予報頻度が過少となる

性質が確認された(図略)。これらは大河原(2007)において、夏期間および冬期間の予報実験の検証で得られた結果と共通であり、こうした20kmGSMの予報特性は特定の季節のみ当てはまるものではなく、より一般的な傾向である可能性が高いといえる。

1.2.2 日本付近における総観場の系統誤差

数値予報モデルを予報の現場で活用するにあたっては、日本付近におけるモデルの予報の地域特性を理解していることが望ましい。ここでは日本付近における20kmGSMの総観場の予報について対初期値検証を行い、誤差分布の特徴を論じる。検証対象は12UTC初期値のFT=24,48の予報とし、2007年10月1日～11月30日(以下、秋季)、2007年12月1日～2008年2月29日(冬季)、2008年3月1日～5月31日(春季)、2008年6月1日～8月31日(夏季)の4つの期間に分けて検証を行う。検証する要素は海面気圧(Psea)、500hPa面高度(Z500)、500hPa面気温(T500)、925hPa面気温(T925)とする。

(1) 海面気圧(Psea)

12UTC初期値の予報におけるPseaの対初期値バイアス分布図を図1.2.1に示す。秋季及び冬季は日本列島付近で幅広く正バイアスとなっている。春季には北日本の周辺でやや負バイアスの領域が見られるものの、黄海、日本海から東日本にかけての領域で引き続き正バイアスとなっている。夏季は日本列島付近で負バイアスに転じている。

なお、00UTC初期値の予報は12UTC初期値の予報よりも対初期値バイアスが全体的にやや負方向にずれ、秋季や冬季には日本列島北部周辺で負バイアスとなる領域が見られた。ただし大まかな傾向は12UTC初期値の場合とほぼ共通であった(図略)。

ここで注意してほしいのは、図1.2.1のバイアス分布は2ヶ月間ないし3ヶ月間の平均であり、個別の予報の誤差が必ずしも図1.2.1のバイアス分布に近いわけではないということである。

図1.2.2及び図1.2.3に、2008年4月7日及び4月10日を予報対象時刻とする20kmGSMのFT=0(初期値)、FT=24,48の海面気圧の予想を示す。どちらも日本の南岸を低気圧が通過し本州太平洋側に強い雨をもたらした事例である。図1.2.1によれば、春季の日本の南岸ではPseaの予想に正バイアスがある。図1.2.2の例では20kmGSMの低気圧の中心気圧の予想が初期値よりも浅くなっているが(正誤差)、図1.2.3の例では20kmGSMが低気圧の中心気圧を初期値よりも深く予想している(負誤差)。図1.2.3のように20kmGSMが低気圧の中心気圧を深めに予想する事例は各季節においてたびたび見られる。

¹ 大河原 齊揚

² 2008年1月に積雲対流過程の改良を行っており、本テキスト内では必要に応じて改良後のモデルをGSM0711と区別してGSM0801と呼んでいる。ただし本節では両者を区別しない。

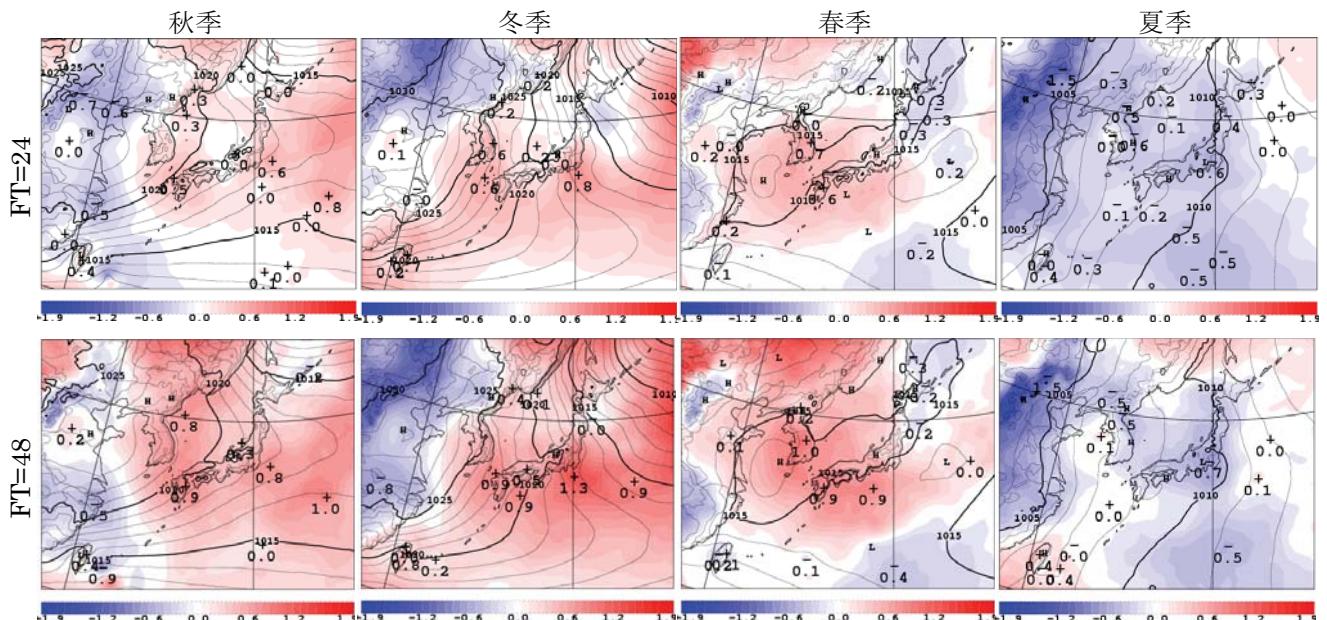


図 1.2.1 20kmGSM の海面気圧の対初期値バイアス分布図。単位 hPa。左から順に秋季（2007 年 10 月～11 月）、冬季（2007 年 12 月～2008 年 2 月）、春季（2008 年 3 月～5 月）、夏季（2008 年 6 月～8 月）の予報で、上段が FT=24、下段が FT=48。暖色系が正バイアス、寒色系が負バイアス。予報は全て 12UTC 初期値。等高線はそれぞれの FT の予報の期間平均。

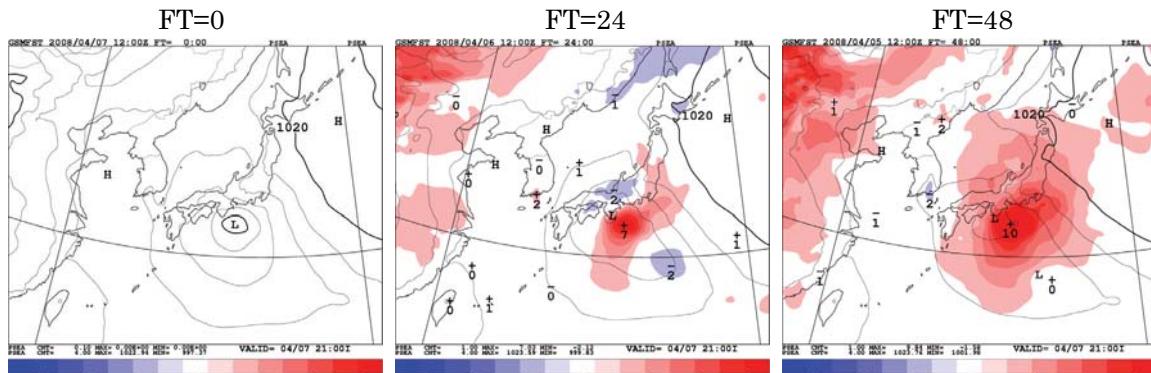


図 1.2.2 2008 年 4 月 7 日 12UTC を予報対象時刻とする 20kmGSM の海面気圧の予報。左から FT=0, 24, 48。着色は対初期値誤差で、暖色系が正誤差、寒色系が負誤差を表す。

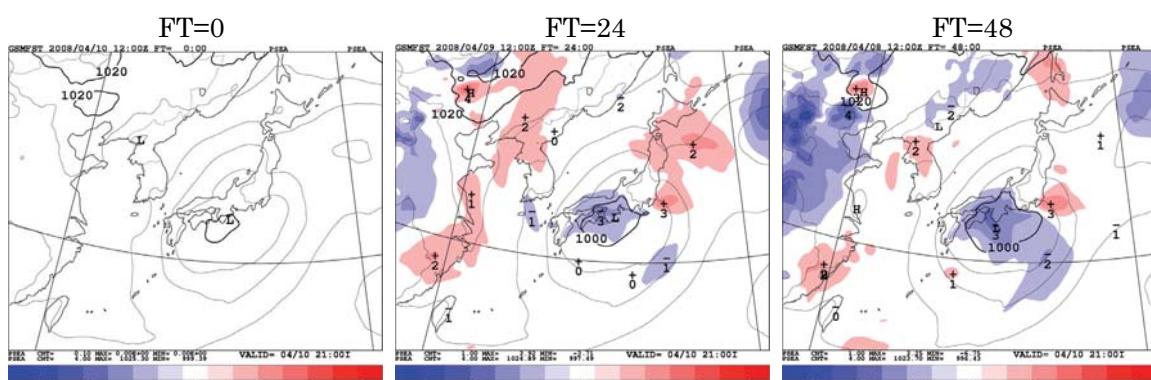


図 1.2.3 図 1.2.2 に同じ。ただし予報対象時刻は 2008 年 4 月 10 日 12UTC。

(2) 500hPa高度(Z500)

図 1.2.4 に 500hPa 高度の予報の対初期値バイアスを示す。FT=24 の予報は日本付近で広く負バイアスとなっている。FT=48になると秋季や春季は東シナ

海周辺で正バイアスとなり、冬季は北海道や千島近海など日本列島の北東側の領域で正バイアスが顕著である。また夏季は中国大陸や日本の東で正バイアスとなっている。

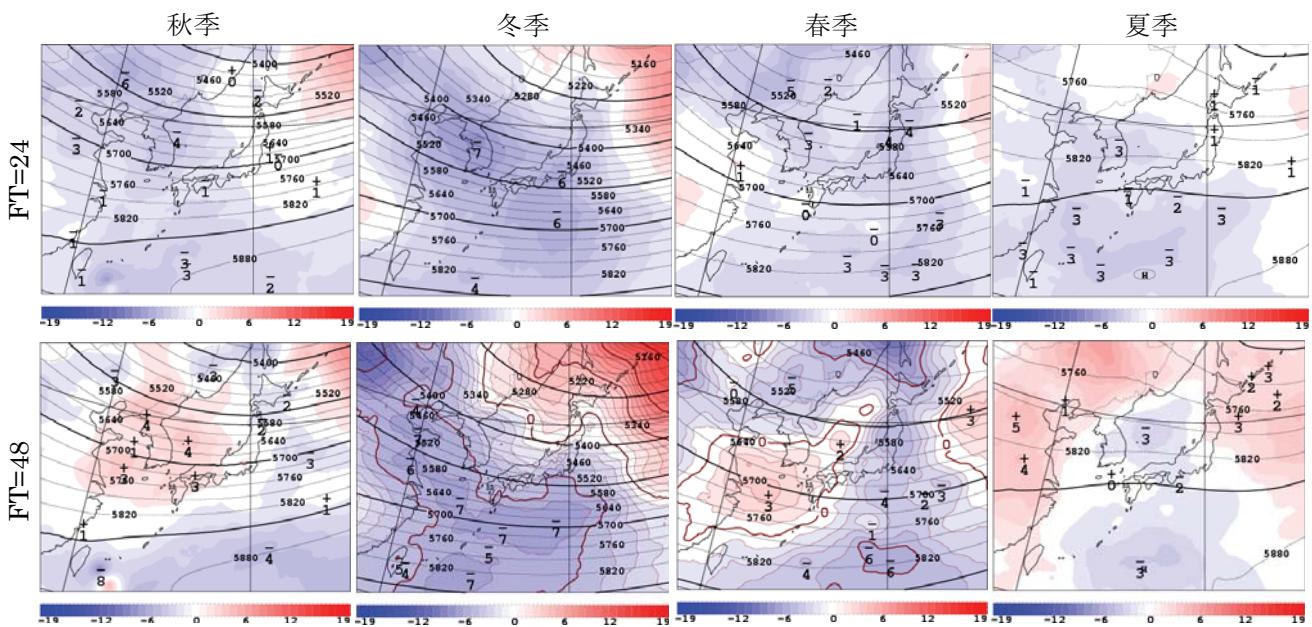


図 1.2.4 20kmGSM の 500hPa 高度の対初期値バイアス分布図。単位 m。冬季と春季の FT=48 の図には茶線でバイアスの等価線を引いている（第 1.2.4 項(3))。その他の詳細は図 1.2.1 と同様。

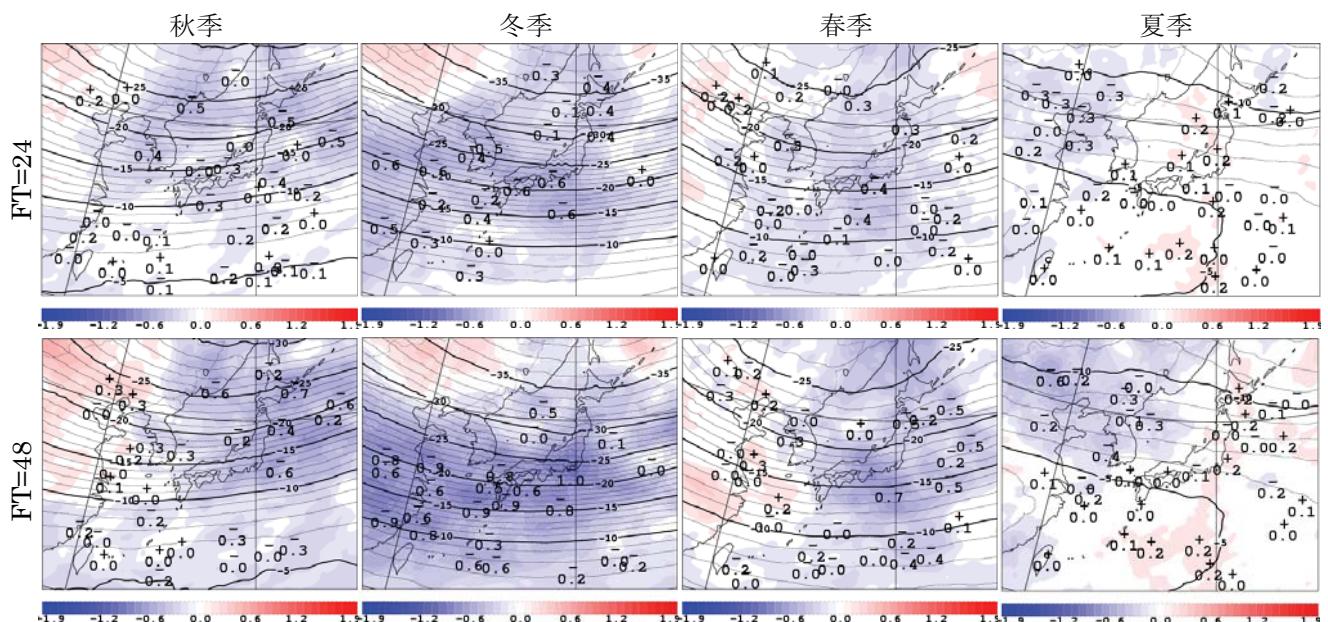


図 1.2.5 20kmGSM の 500hPa 気温の対初期値バイアス分布図。単位 °C。その他の詳細は図 1.2.1 と同様。

なお、00UTC初期値のバイアス分布は特に秋季、春季、夏季において12UTC初期値よりも負バイアスの領域がやや広く、夏季の日本列島上空はFT=24,48とも負バイアスとなっていた（図略）。

図1.2.4で冬季のFT=48の分布図に着目すると、朝鮮半島から日本付近にかけてはおよそ北緯40度以北で正バイアス、それより南で負バイアスとなっている。これは日本列島付近の上空でZ500の南北方向の傾度が平均して緩やかに予想されているということであり、上空の風速が中国東北部から本州にかけての領域で負バイアスであることとの関連を示

唆している（第1.2.4項）。

夏季は日本の南で数m程度の負バイアスとなっている。これはあくまで3ヶ月間の平均であり、日々の事例の誤差が必ずしも図1.2.4のバイアス分布と一致するわけではないが、上空における夏季の太平洋高気圧の張り出しの予想が、平均すると僅かながら初期値よりも弱いといえる。

(3) 500hPa気温(T500)

500hPa気温の予報の対初期値バイアスの分布を図1.2.5に示す。秋季から春季にかけて日本列島上空

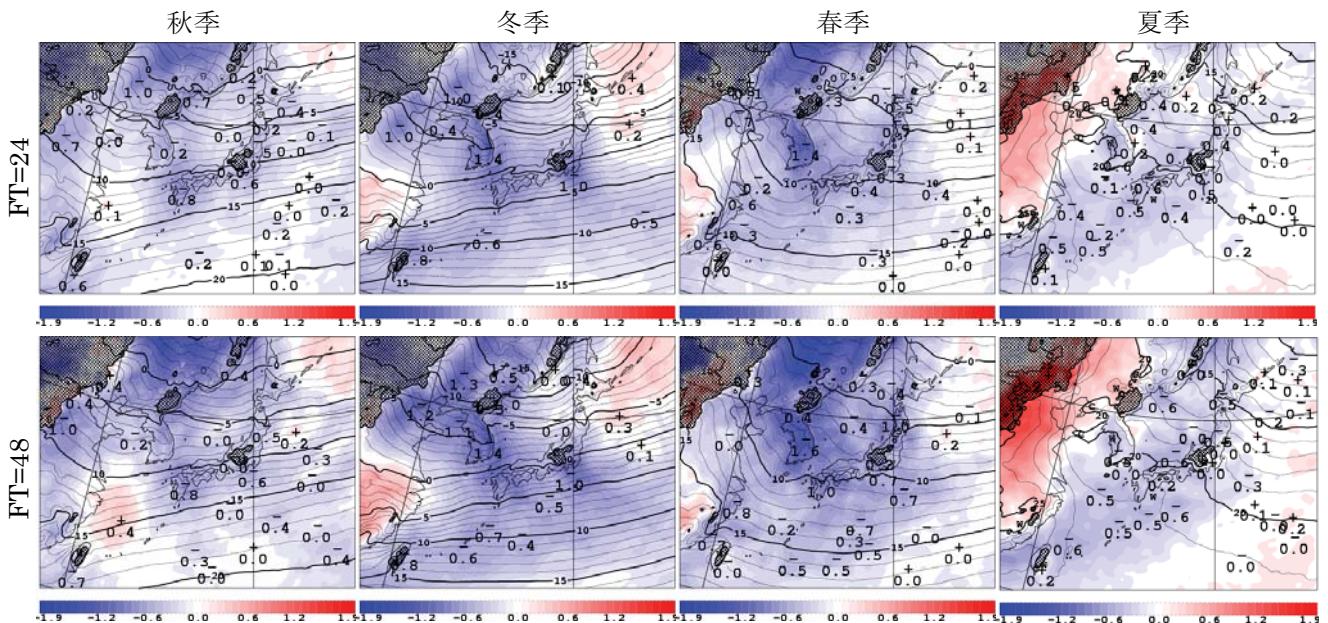


図 1.2.6 20kmGSM の 925hPa 気温の対初期値バイアス分布図。単位°C。網掛けの領域は地上気圧が 925hPa よりも低いため、相当する気温を外挿により求めている。その他の詳細は図 1.2.1 と同様。

で広く負バイアスとなっている。特に冬季は北緯35度付近を中心に負バイアス領域が東西に長く伸びており、この領域では平均して初期値よりもFT=48で1°C弱ほど低く予想されている。夏季は日本付近におけるバイアスは小さい。以上のような傾向は00UTC初期値の予報でも同様であった（図略）。

(4) 925hPa気温(T925)

図1.2.6に925hPa気温の対初期値バイアスの分布を示す。日本付近では冬季の北海道付近を除いて広範囲に負バイアスとなっている。こうした傾向は00UTC初期値の予報でも同様に見られた（図略）。大河原(2007)では20kmGSMの下層（925hPa付近）に低温バイアスが存在することを報告しており、図1.2.6もこの傾向に一致するものである。T925で低温バイアスが卓越している原因としては、大気下層における降水粒子の再蒸発が過剰であるために下層の気温の予想が低くなっている可能性がある（第1.2.4項(2)）。

また、T925のバイアスには陸域固有の原因も存在しているようである。図1.2.6によれば、T925のバイアスは正方向・負方向とも特に陸域で大きな値となっている。また、春季の朝鮮半島から中国東北部にかけての負バイアスや、夏季の中国大陸東部の正バイアスなど、陸域におけるバイアスと接する海域におけるバイアスに大きな差がある地域が少なくない。これらのこととは、下層気温にバイアスを生じさせるような陸域特有の原因が存在する可能性を示唆している。具体的には、20kmGSMの陸面過

程が下層気温に直接影響を与えていている可能性が考えられる。また図1.2.6において春季の中国東北部でT925が負バイアスとなっていることについては、20kmGSMがこの地域で積雪の領域を現実よりも広く解析していた可能性があり³、これがT925の負バイアスに寄与したというシナリオも考えられるが、現在のところ原因ははっきりと特定されていない。

なお、海面気圧と上空の気温は気体の状態方程式と静力学平衡⁴を通して密接に関わっており、一般に上空の気温が低いほど海面気圧は高くなる。実際、図1.2.5や図1.2.6で上空の気温が対初期値で負バイアスとなっている領域と、図1.2.1で海面気圧が正バイアスとなっている領域との対応は良い。

³ 2008年春季はシベリアから中国東北部にかけて異常高温となった。このためこれらの地域では現実の積雪が例年よりも少なかった可能性がある。20kmGSMの積雪深解析は気候値（平年値）の影響を受けやすい仕組みになっているため、そうした場合には気候値に引きずられる形で現実よりも積雪面積を広く解析することになる。

なお、20kmGSMの陸面過程は融雪を現実よりも早く進行させるという特徴がある（平井・坂下 2005）。

⁴ 20kmGSMは、静力学平衡を仮定したプリミティブ方程式を予報方程式として使用している。

1.2.3 対アメダス降水検証

20kmGSMは2007年11月までRSMが担っていた日本付近の短期予報を支援する役割を引き継いでおり、20kmGSMの降水予想は日本国内の天気予報にとって重要である。

大河原(2007)では、20kmGSMには全国的に見て弱い降水の予報頻度が実況よりも多く、降水が強くなるほど予報頻度が顕著に少なくなるという特徴があることを報告している。本項ではさらに降水予想の地域特性を明らかにするため、個々のアメダス観測地点における20kmGSMの予想降水量（観測点へ4点線形内挿）と観測値を比較して検証を行う。

検証対象は12UTC初期値の予想降水量とする。2007年10月1日～11月30日（秋季）、2007年12月1日～2008年2月29日（冬季）、2008年3月1日～5月31日（春季）、2008年6月1日～8月31日（夏季）の4期間それぞれについて、降水量の閾値を設定してバイアススコアとエクイタブルスレットスコア(ETS)を算出する。

なおアメダス降水検証では、閾値が大きくなるほど事例数が少なくなり、また近接地点における観測・非観測のばらつきが大きくなるため、結果的に予報の地域間の比較が難しくなる。また降水量を積算する時間を短く取ると、総観場の予報の誤差に伴う降水予想の位置ずれや時刻ずれにも敏感に反応するようになるため、やはりこちらも地域間の比較が難しくなる。

こうした事情を踏まえ本項では、24時間積算降水量で1mmを閾値とする弱い降水の予報特性の紹介に重点を置いて(1)に記述する。この中では適宜、1mm/6hを閾値とした場合のスコアにも触れ、スコアの日変化についても紹介する。(2)ではより大きな閾値の降水予想に見られる地域特性について触れるが、そのような場合については第1.3節や中川(2007)のような事例検証も参考にして頂きたい。

(1) 弱い降水の予報の地域特性

図1.2.7に、FT=24～48の24時間予想降水量について、降水量の閾値を1mm/24hとして期間ごとに算出したバイアススコアとETSの分布図を示す。バイアススコアは各期間とも日本の広い範囲で1以上であり、第1.2.1項で触れたように弱い降水の予報頻度が実況よりも概して高いことが確認できる。

なお、夏季以外の季節ではFT=0～24、FT=24～48、FT=48～72と予報期間が進むにつれてバイアススコアが小さくなり降水の予報頻度が減少する傾向が全国的に見られ、FTの進行によりバイアススコアが1以下に転じる地域もあった（図略）。全国のアメダス観測地点を対象として算出した季節ごとのバイアススコアを図1.2.8に示す。この図からも秋季

から春季にかけて、FTの進行に伴うスコアの減少傾向が読み取れる。

以下、図1.2.7に沿って弱い降水の予報のスコアの特徴を季節ごとに述べる。

秋季は、関東より西を中心にバイアススコアが1を超える地点が多い。1mm/6hを閾値とするスコア分布によれば、特にバイアススコアが大きいのは00～12UTCを積算の対象時刻とする予報の場合であった（図略）。24時間降水量について2007年11月の1ヶ月間に注目すると、九州から関東にかけての内陸部（九州西部～近畿中部～長野県付近～茨城県付近）にバイアススコアの大きい領域がベルト状に分布していた（図略）。この11月には、日本の南の停滞前線による太平洋側の降水を実況より北に広げて予想している事例や、冬型の気圧配置の際に日本海側の降水を実況よりも太平洋側まで広げて予想している事例が何度か現れている。後に述べるように冬季にも似たような事例が確認されており、こうした傾向は日本列島の山岳地帯のモデル地形が実際の最大標高より低いことも一因であると考えられる⁵。なお、ETSの図でもスコアの大小が見られるが、対象月（10月又は11月）や予報時間による分布の変化が大きく、スコアの地域分布に一貫した傾向は確認されなかった。

冬季は、北海道や東北の太平洋側、長野県から近畿中部にかけてバイアススコアが1よりもかなり大きくなっている。日々の事例を見てみると、冬型の気圧配置の際に降水予報が実際よりも太平洋側まで広がる事例が多く、北海道南部や岩手県沿岸付近のバイアススコアの過大は主にこのような事例に起因している。また北関東から近畿中部にかけては、上述の理由に加えて、日本の南岸を低気圧が通過する際に降水を予報する範囲が実況よりも北に広がる傾向があることもバイアススコアの増大に寄与しているとみられる。

冬季のETSは、東海地方より西の太平洋沿岸部で相対的に大きく、特に東海地方の沿岸部では1に近い値となっている。一方北海道や東北地方では日本海側も含めて相対的に値が小さい。新潟県など日本海側の地点では、冬季は「予報あり、観測あり」と

⁵ 20kmGSMでは、各格子内の実際の標高の平均をモデル地形として与えている。このため、3,000m級の山々が連なる中部山岳付近においてもモデル地形の標高は最高で2,000m程度である。一方でモデル地形は降水過程以外にも様々な形で予報結果に影響を与えるため、単純にモデル地形を各格子内の実際の標高の最大値に設定すれば解決するという問題ではない。

RSMではモデル地形の標高をある程度嵩上げしたエンベロープ山（萬納寺 1994）を採用していたが、その効果や副作用が明確でないことから20kmGSMでは採用していない（北川 2006）。

なる日が非常に多いため、結果的にバイアススコアは1に近い値となる。ただし実際には「予報あり、観測なし」の回数が一定数存在しており、これがETSを引き下げる要因となっている⁶。

なお、冬季の1mm/6hを閾値とするスコアから日変化をはつきりと把握するのは難しかったが、予報初期(FT=0~6)の6時間降水量のバイアススコアが他の予報時刻よりも大きくなっている地点が全国的に分布しているのが確認された(図略)。これは20kmGSMの予報初期における降水頻度が過剰である性質が現れているものと考えられる(坂下 2006)。

春季は、北海道でバイアススコアが1を大きく上回っている。北海道付近を通過する低気圧に伴って北海道のほぼ全域で降水を予想したもの、実況では相当数の地点で降水が観測されなかつたという事例がしばしばあり、こうした事例が北海道のバイアススコアを押し上げている。その他の地域のバイアススコアの過大傾向も、実況よりも広範囲に弱い降水を予想する事例が多いいためと考えられる。ETSは北海道や東北地方で冬季に引き続き相対的に低い値となっている。

1mm/6hを閾値とした場合は、春季は予報時間の経過に従ってスコア分布が西から東に移動してい

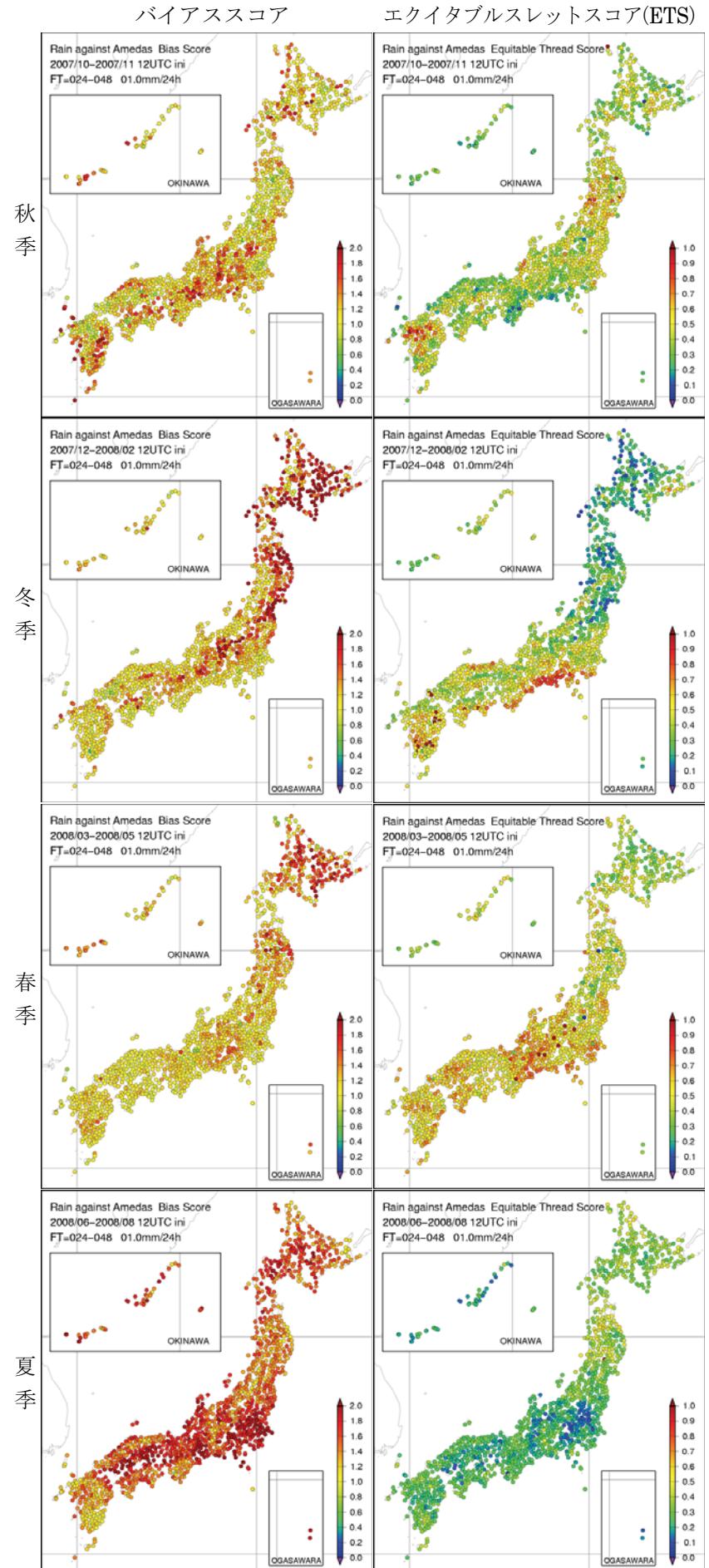


図 1.2.7 20kmGSM の 24 時間予想降水量の検証結果。FT=24~48 の降水予想について、アメダス観測値を真値とする閾値 1mm/24h のバイアススコア(左)・ETS(右)を描画。上から秋季(2007年10月～11月)、冬季(2007年12月～2008年2月)、春季(2008年3月～5月)、夏季(2008年6月～8月)。予報は全て 12UTC 初期値。

⁶ 例えば、豪雪地帯として知られる新潟県津南では FO=63, FX=11, XO=2, XX=15 であり(記号は巻末付録 B.3 を参照のこと)、バイアススコアは 1.14、ETS は 0.44 であった。

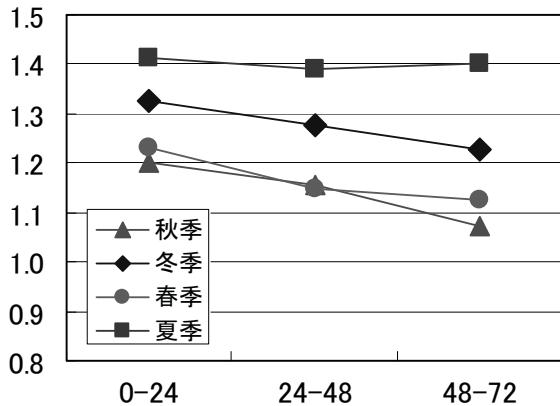


図 1.2.8 20kmGSM の 24 時間予想降水量の 1mm/24h を閾値とするバイアススコアを FT ごとに描画したもの。▲が秋季（2007 年 10 月～11 月）、◆が冬季（2007 年 12 月～2008 年 2 月）●が春季（2008 年 3 月～5 月）、■が夏季（2008 年 6 月～8 月）。横軸が FT、縦軸がバイアススコア。予報は全て 12UTC 初期値。

るようであった（図略）。春季によく見られる移動性の擾乱が、時間帯とは無関係にスコアに影響を与えていたためと考えられる。3月及び4月のバイアススコアには予報対象時刻に依存する広域的な予報特性は見られなかった。ただし5月になると、特に00～12UTCを予報対象とする降水予報において全国的にバイアススコアが1.5を上回る地点が多くなった。また、春季も冬季と同様に予報初期(FT=0～6)の6時間降水量のバイアススコアが他の予報時刻よりも大きめであった。

夏季は、他の季節と比較してバイアススコアが大きく、1.5を超える地点も全国的に分布している。特に2008年6月は東日本で、同7月、8月は関東地方以西を中心にバイアススコアが1を大きく上回っていた（図略）。バイアススコアの増大は主に、20kmGSMが不安定性降水を予想する際に、降水が及ぶ範囲を実況よりも広く予想する傾向があることに起因している（中川 2006; 中川 2007）。ETSは特に関東より西で他の季節より低くなっている。

1mm/6hを閾値とした場合、6月には東北地方や関東地方のバイアススコアが、特に00～12UTCを予報対象とする降水予報において大きかった（図略）。また7月と8月は、特に06～18UTCを予報対象とする降水予報で関東地方以西のバイアススコアがかなり大きくなってしまい（図略）、関東などでは1ヶ月間に降水を10回以上予想しながら観測は0～2回程度というような事例も多くの地点で見られた。この理由としては、弱い降水を実際より広く予想する傾向のほか、降水が観測される時間帯が系統的にずれて予想されている可能性が考えられる。

(2) 強い降水の予報の地域特性

(1)では1mm/24h及び1mm/6hを閾値とする弱い降水の予報特性を見てきたが、これより大きな閾値の場合について以下に記述する（図略）。ただし、いずれも1mm/24hの場合よりも事例数が少ないので信頼性は低くなる。

10mm/24hを閾値とした場合、秋季は事例数が少なく地域によるスコアのばらつきが大きい。冬季は、東北から山陰にかけての山沿いの豪雪地帯において、降水を予想または観測した事例数が3ヶ月間で数十例程度確保されている。これらの地域のバイアススコアに着目すると、東北地方および山陰地方の内陸部で1より小さい地点が目立つ一方、中部山岳付近において1よりも大きい地点が目立っていた。ただしこのような傾向が普遍的なものかどうかは断定できない。豪雪地帯以外の地域は事例数が少なかった。春季は東北地方より北で事例数が少なくスコアのばらつきが大きいが、西日本ではバイアススコアが0.8～1程度の地点が多かった。

多くの地域で一定の事例数が確保された夏季においては、特に7月に関東地方及び宮城県のバイアススコアが1よりもかなり大きいのが目立っていた。これらの地域では夕方から夜にかけての7mm/3h程度の降水のバイアススコアも高くなってしまい、夏季の不安定降水の予報頻度が過剰であったことを示している。西日本では、6月にバイアススコアが1よりもかなり大きかった中国地方南部を除いて1程度か1以下の地点が多く、特に九州南部、四国、近畿及び中部山岳周辺ではバイアススコアが1よりも小さい地点が多かった。

50mm/24hを閾値とした場合は、各季節ともほとんどの地点で事例数が一桁と少ないためスコアの信頼性が低いが、その中でも十例程度以上と相対的に事例数が多い夏季の九州地方ではバイアススコアが1よりも小さい地点が多かった。

降水量の積算時間を短くして閾値を10mm/6hとした場合、事例数は夏季の九州地方などで十例程度確保されているのを除き、各季節ともほとんどの地域で一桁と少ない。その中でも事例数が比較的多い冬季の新潟県内陸では「予報なし、観測あり」の事例が多く、バイアススコアが1を大きく下回っていた。また春季の関東地方以西では、予報時間の経過に従ってスコアが西から東に移動しているように見受けられたが、基本的にはバイアススコアが1を下回っている地域が多かった。夏季は東海地方から西の太平洋側でバイアススコアが1を下回る地域が多くなっていた。

1.2.4 対ゾンデ検証

2007年10月、2008年1月、4月、7月の12UTC初期値の予報について、ゾンデ観測値を真値としたバイアス傾向を調べる。対象とする予報要素は気温(T)、比湿(Q)、水平風速(Ws)で、20kmGSMの格子点からゾンデ観測点への内挿方法は4点線形内挿である。図1.2.9から図1.2.11に、各要素についてのFT=48の予報の対ゾンデバイアス分布図を掲載した⁷。

なお、2004年8月～9月の夏実験と2005年12月～2006年1月の冬実験における、日本国内20地点のゾンデ観測値を真値としたバイアスの鉛直分布のグラフを大河原(2007)に掲載しているので、日本付近における誤差の平均的な傾向や大きさ等についてはそちらも参照してほしい。本項では予報の地域特性に重点を置いた検証を行う。

(1) 気温(T)

図1.2.9は、12UTC初期値の予報(FT=48)について、日本周辺における気温Tの対ゾンデバイアス分布を示したものである。

T925のバイアス分布に関しては、既に第1.2.2項(4)及び図1.2.6で対初期値バイアスについて示しているが、図1.2.9の対ゾンデバイアス分布図からも似たような傾向が読み取れる。すなわち、日本周辺では負バイアスとなっている領域が多く、4月には朝鮮半島や中国東北部で負バイアスが大きくなり、7月には中国大陸東部で正バイアスに転じている。こうした傾向はT925より700mほど上空のT850でも確認できる。ただしT925と比較するとバイアスはやや正方向にシフトしていて、日本周辺の負バイアス傾向はT925よりも小さい。

なお、全球的に見てもT925は低温バイアスが卓越しており(図略)、この原因として地域に依らない何らかの普遍的な機構が働いている可能性がある

((2)参照)。また4月に特に大きな負バイアスが現れる傾向は中緯度帯のユーラシア大陸上で幅広く見られた。ただし7月の大きな正バイアスは中国大陸東部に特有のものであり、この付近での季節風などによる影響が現れているのかもしれない。

T700は、10月及び4月の日本国内におけるバイアスは小さい。7月はT925とは逆に正バイアスの地点が多くなっている。また1月は、輪島及び秋田で正バイアスとなる一方で、華中から九州を経て関東まで帶状に負バイアス領域が伸びている。

さらに高度を上げたT500では、各季節とも負バイアスが卓越している。特に、T700でも見られた1月

の帶状の負バイアス領域がT500ではさらに顕著に現れている。このような分布は図1.2.5の冬季の対初期値バイアス分布図にも見られていたものであり、より広範囲に見ると西はカシミール地方まで、ヒマラヤ山脈の北側の領域一帯で大きな負バイアスとなっていた(図略)。このような負バイアスの帶が現れる原因ははっきりとしていないが、2008年1月下旬には中国中部・南部から中央アジアにかけての広い範囲で寒波となっており、このような特殊要因が関わっている可能性も否定できない。

(2) 比湿(Q)

図1.2.10に、12UTC初期値の予報(FT=48)における比湿Qの対ゾンデバイアス分布図を示す⁸。

Q925は、日本国内では10月は正バイアス、4月はやや負バイアスとなっている。中国大陸上では10月、4月とも正バイアスの地点が多い。1月のバイアスが小さいのはそもそもQの値が他の季節より小さいためである。

7月には、日本付近では北緯40度以南、中国大陸では北緯30度以南でQ925が正バイアスとなっている地点が多い。図1.2.9ではこれらの地点でT925に軒並み負バイアスが見られている。考えられるシナリオとして、モデルでは下層における降水粒子の再蒸発が過剰であるために比湿が大きく、その分だけ蒸発熱の吸収が多くなり下層の気温が実況よりも低くなっているという可能性がある。他方で、陸面過程や境界層スキームなど別の過程が気温や比湿のバイアスに影響を与えている可能性もある。

Q850はQ925よりも全体的にバイアスが負方向にシフトしている。日本国内は各季節とも負バイアスの地点が多くなっており、実況よりも乾燥している傾向が見られる。日本国内では850hPaの相対湿度(RH)も負バイアスの地点が多かった(図略)。

Q700でも日本国内で負バイアス傾向が見られる。なおRH700も日本国内で負バイアス傾向であった(図略)。4月にQ925やQ850で見られる中国東北部の正バイアスがQ700ではほとんど見られない。さらに、7月には中国大陸及び朝鮮半島の北緯40度以南を中心で大きな負バイアスが現れている。Q500はそれより下の高度に比べてQの絶対量が小さいためバイアスの値も小さいが、ここでも日本付近では負バイアスを持つ地点が多い。なお、世界的には中国中部・西部など一部の地域を除いて、Q700、Q500は広く負バイアスとなっていた(図略)。

⁷ モデルの予報対象時刻とゾンデ打ち上げ時刻はいずれも12UTC。ただし中国のゾンデ観測は11UTCに行われるが、対ゾンデ検証では観測結果をそのまま12UTCの真値とみなして検証した。

⁸ 大河原(2007)では相対湿度RHについて対ゾンデ検証を実施しているが、相対湿度は気温のバイアスによる飽和水蒸気量の変化の影響を受けることから、ここでは大気中の水蒸気量を表す比湿Qを検証要素とした。

(3) 水平風速(Ws)

図1.2.11に、12UTC初期値の予報(FT=48)における水平風速Wsの対ゾンデバイアス分布図を示す。上空の気流のバイアスを見るため、図1.2.9及び図1.2.10とは異なり700hPa面の値の代わりに250hPa面の値を描画している。

Ws925は中国大陸で1月から7月にかけて負バイアスとなっている地点が多いように見受けられる。ただし日本国内のバイアス分布に顕著な地域特性は確認できない。

一方Ws850は、各季節とも日本付近の広い範囲で負バイアスが現れており、特に10月と1月は日本国内でも多くの地点で1.0m/sあるいはそれ以上の負バイアスとなっている。

Ws500は日本周辺領域で負バイアスとなっている地点が多いが、大陸上などの所々で正バイアスの領域が確認される。このようなWs500のバイアス分布は、地衡風の関係を通してZ500のバイアス分布と関連している⁹。

例えば、図1.2.4によれば冬季の日本付近のZ500(FT=48)は北緯40度以南で負バイアス、それより北では正バイアスとなっており、北緯40度を挟む領域では500hPa付近の南北方向の気圧傾度を実際よりも平均して緩やかに予想することになる。このことは、地衡風の関係を通して500hPa面における西風成分を弱める方向に作用する。実際、図1.2.11の1月のWs500は北緯40度を挟む領域で負バイアスとなっている地点が多い。図1.2.11と同じ予報について、500hPa面水平風ベクトルの対ゾンデバイアス分布を図1.2.12に示す。2008年1月には本州で東風バイアス、中国東北部では南風バイアスとなっており、図1.2.4に示した冬季のZ500のバイアスの等值線にほぼ沿っているのが確認できる。

逆に、図1.2.4の春季のFT=48のバイアス分布図によれば黄海付近で500hPa付近の南北方向の気圧傾度が平均して実際よりも急な予想となっており、これに対応して図1.2.11ではこの地域のWs500に顕著な正バイアスが見られている。また、この地域を含む東シナ海周辺領域において、図1.2.12に示した2008年4月における水平風ベクトルのバイアスの方向が、図1.2.4の春季のZ500のバイアスの等值線にほぼ沿っているのが確認できる。

もちろん、Wsのバイアスが気圧傾度のみで全て説

⁹ 500hPa面のような十分高度が高いところでは、系の水平スケールが十分に大きく、また地表面の摩擦の影響が無視できることから、気圧傾度力(=気圧勾配に比例)とコリオリ力(=水平風ベクトルに垂直で、大きさは水平風速に比例)が釣り合う地衡風の関係がほぼ成り立ち、気圧勾配が大きいところでは水平風速も大きくなる。この関係はそれぞれのバイアス成分についても成り立つ(正確には水平風ベクトルのバイアスを考える必要がある)。

明できるわけではない。例えば図1.2.11の1月のWs500バイアス分布図では三沢や札幌に正バイアスが見られるが、これらは特定の事例で大きな正バイアスが生じたことによるものである。1月には日本上空でしばしば、Ws500が100kt($\approx 51\text{m/s}$)を超えるような領域が東西に帯状に現れる。こうした領域はZ500の南北方向の傾度が大きい場所に対応していることが多いが、この予報にずれがあると強風軸の近くでWs500に大きな誤差が生じやすい。

より上層の風に着目すると、Ws250では特に1月に、華北から日本列島にかけて大きな負バイアスの領域が見られる。この領域はジェット気流の進路に相当しており、このジェット気流の予想がGSMでは平均して弱いことを示している。また4月も日本列島上空で大きな負バイアスが現れている。逆に10月には東日本を中心に正バイアスの領域も見られる。ただし上層の風の状況は年ごとの変動が大きく、図1.2.11に見られるようなバイアス分布が毎年現れるものかどうかはわからない。

1.2.5 まとめ

2007年10月以降の20kmGSMの予報について、特に地域特性に着目しながら、旧モデルとの比較検証、総観場の対初期値検証、降水の対アメダス検証、各種予報要素の対ゾンデ検証を行った。

まず、20kmGSMと60kmGSM、RSMが並行して運用されていた2007年10月～11月を対象に、3つのモデルの比較検証を行った。その結果、20kmGSMの総合的な予報精度が60kmGSMやRSMを上回っていることが確認されたほか、大河原(2007)で報告した予報特性が今期間においても確認された。

対初期値検証の結果は以下の通りである。Pseaは秋季から春季にかけて日本付近で正バイアスとなっており、夏季は負バイアスに転じていた。Z500は冬季に日本列島の北東側の領域で正バイアス、南側で負バイアスとなり、気圧傾度が平均して緩やかに予想されていた。また夏季は日本の南海上で負バイアスが見られた。T500は秋季から春季にかけて、またT925は各期間において、日本付近で広範囲に負バイアスとなっていた。

対アメダス降水検証では以下のような結果が得られた。1mm/24hを閾値とする弱い降水のバイアススコアは全国的に1より大きかった。降水範囲を實際よりも広めに予想しがちなことがバイアススコアを押し上げている。特に夏季は対流性降水が及ぶ範囲を広く予想する傾向にあるため、バイアススコアが1.5を超える地点が日本国内に幅広く分布しており、ETSが他の季節より低くなっている地点が多くあった。一方、10mm/24hを閾値とした場合には季節や地域によりバイアススコアの大小に差が見ら

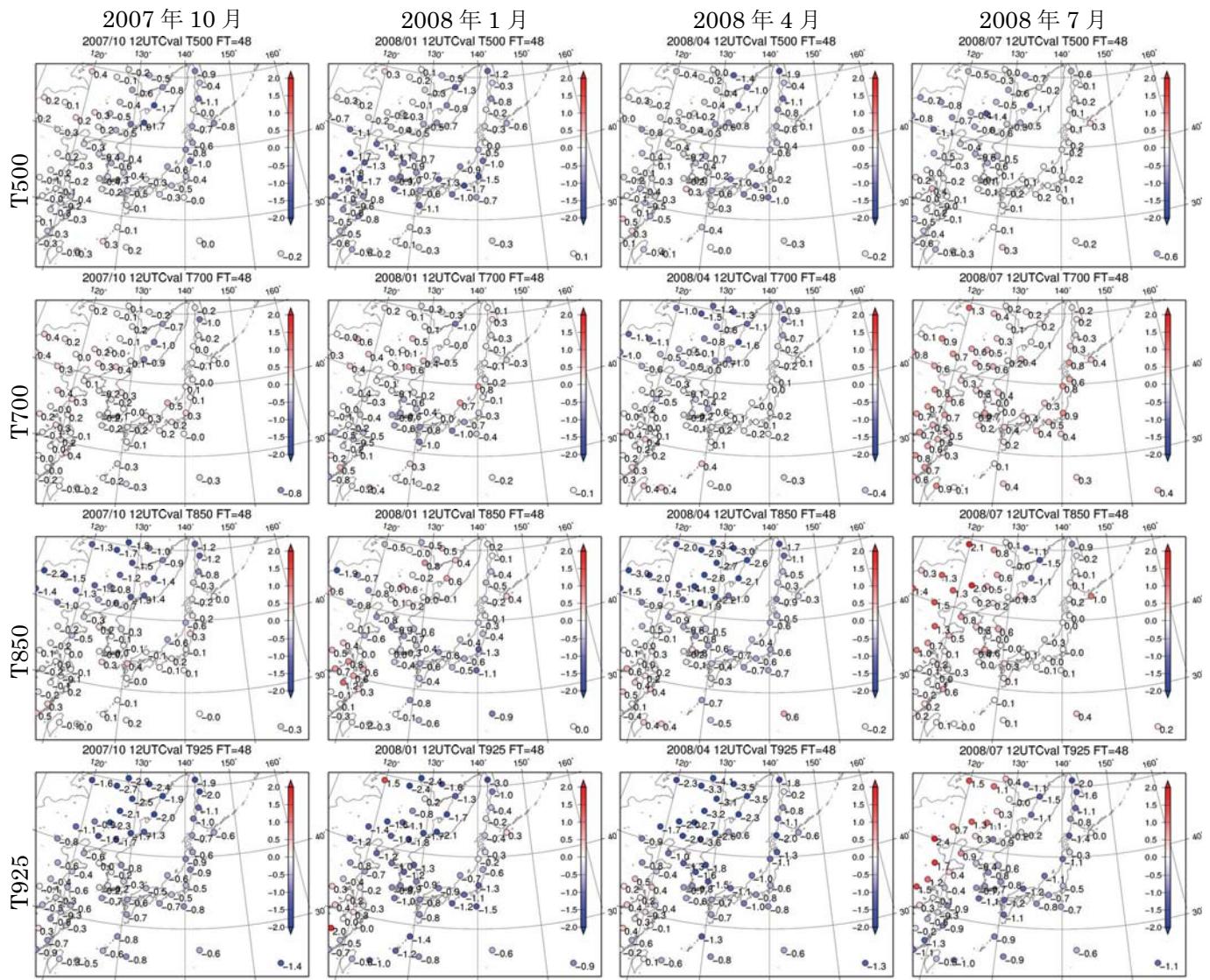


図 1.2.9 20kmGSM の気温の対ゾンデバイアス分布図。12UTC 初期値の FT=48 の予報について対ゾンデバイアスを描画。左から順に 2007 年 10 月、2008 年 1 月、2008 年 4 月、2008 年 7 月の予報で、上から順に T500, T700, T850, T925。単位は°C。暖色系が正バイアス、寒色系が負バイアス。

れ、また 50mm/24h や 10mm/6h を閾値とした場合には、一定の事例数が確保されている領域ではバイアススコアが 1 を下回っていることが多かった。ただし、これらはいずれも 1mm/24h を閾値とする場合と比較して事例数が少ない。

対ゾンデ検証の結果は以下の通りである。気温は、T925 は全国的に負バイアスであった。T700 は特に 7 月に日本列島付近で幅広く正バイアスが見られた。T500 は負バイアスの地点が多く、1 月には負バイアスが特に大きい領域が華中から九州を経て関東に至る帶状に分布していた。ただし、2008 年 1 月下旬には中国から中央アジアにかけて寒波となっており、このような特殊要因がスコアに影響を与えていた可能性も否定できない。比湿は、Q925 は日本国内では 10 月や 7 月に正バイアス（湿潤バイアス）とな

っている地点が多く、Q850 よりも上層では負バイアス（乾燥バイアス）となっている地点が多かった。風速は、Ws850 より上層で負バイアスとなっている地点が多かった。500hPa 風のバイアスは Z500 の対初期値バイアスと地衡風の関係を通して関連していることが確認された。Ws250 では、1 月のジェット気流が華北から日本列島にかけてモデルでは平均して弱めに予想されていた。

本節で紹介した 20kmGSM のバイアスの中には、降水や気温など、ガイダンス（第 3 章）を通して適宜修正されるものもある。一方で、予報の現場では総観測や降水分布の把握等のためにモデルのプロダクトを直接利用する場面も多い。その際、20kmGSM が本節のような予報特性を含んでいることを踏まえつつ、メソ数値予報モデル (MSM) 等の他

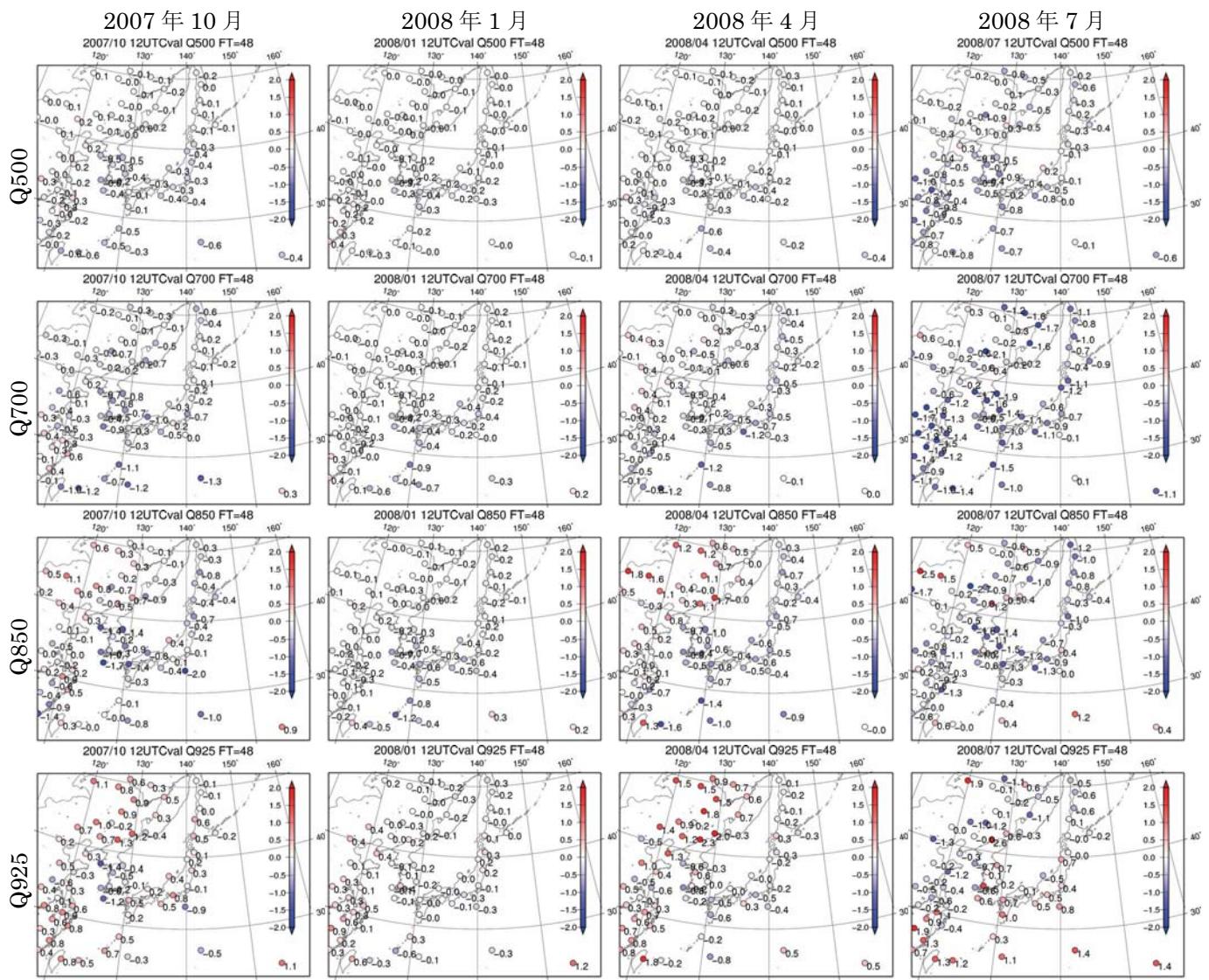


図 1.2.10 20kmGSM の比湿の対ゾンデバイアス分布図。要素は上から順に Q500, Q700, Q850, Q925 で、単位は g/kg。その他の詳細は図 1.2.9 と同様。

プロダクトとも比較しながら、より良い予報の作成のために活かしていただきたい。

今後、本稿で紹介したようなバイアスの一層の軽減を目指して、数値予報モデルの改良を引き続き進めていく。

参考文献

- 大河原齊揚, 2007: 全般検証. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 5-10.
- 北川裕人, 2006: モデルの概要. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 7-10.
- 坂下卓也, 2006: 統計検証. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14-19.
- 中川雅之, 2006: 降水事例検証. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 36-40.
- 中川雅之, 2007: 降水. 平成19年度数値予報研修テ

キスト, 気象庁予報部, 21-23.

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.

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.

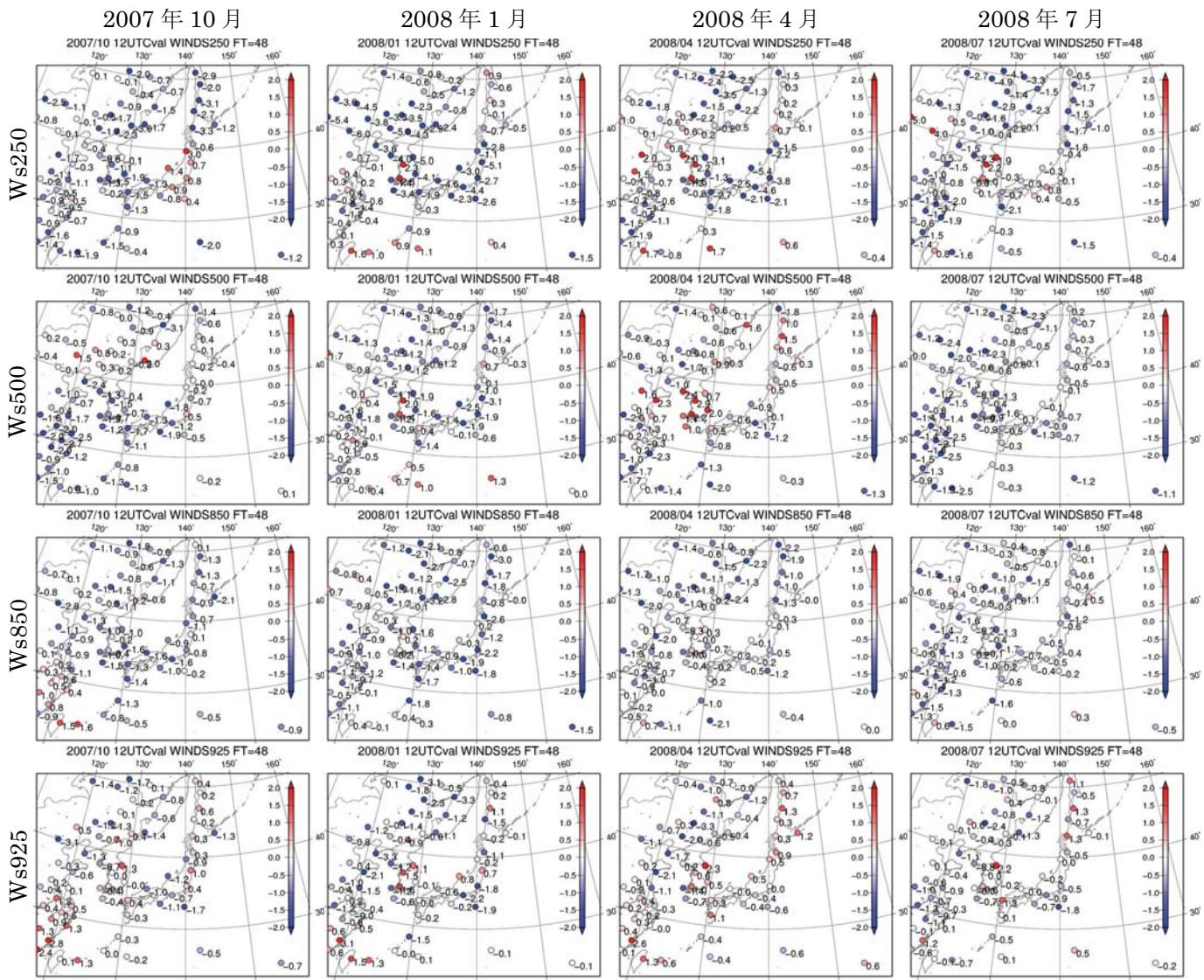


図 1.2.11 20kmGSM の水平風速の対ゾンデバイアス分布図。要素は上から順に Ws250, Ws500, Ws850, Ws925 で、単位は m/s。その他の詳細は図 1.2.9 と同様。

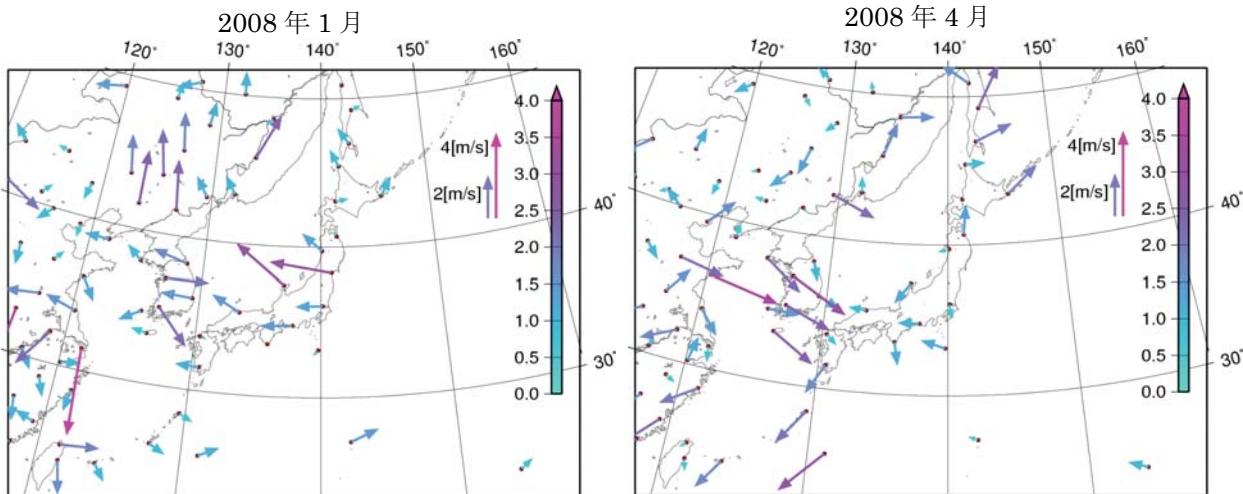


図 1.2.12 20kmGSM の 500hPa 気圧面水平風ベクトルの対ゾンデバイアス分布図。12UTC 初期値の FT=48 の予報について描画。左が 2008 年 1 月、右が 4 月。矢印の長さと色はとともに風バイアスの大きさに対応している。

1.3 事例検証¹

1.3.1 はじめに

本節では全球モデル（GSM）について、2007年11月に従来の水平解像度60kmから20kmへと高解像度化されたモデル（GSM0711; 北川 2007）と、2008年1月に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（DCAPE）の計算手法が改良されたモデル（GSM0801; 気象庁 2007）、及び2008年8月に適合ガウス格子導入等の変更が行われたモデル（GSM0808; 第1.1節参照）について、事例を挙げてモデル間の差異及び改良の効果を紹介する。また、上記すべてのモデルに導入されている海洋層積雲パラメタリゼーション（層積雲スキーム; 川合 2004）により生じる過剰な下層雲について、メソ数値予報モデル（MSM）との比較から問題点を示す。

1.3.2 総観場の GSM の予報特性

(1) DCAPE 計算手法改良の効果

夏季の降水予報の事例として2006年台風第10号に伴う予想について解説する。この台風は8月17日16UTCに宮崎県に上陸したが、その後の北上が遅く上陸後28時間経ってようやく日本海へ抜けた。そのため、九州を中心に長時間の降水をもたらした。図1.3.1に2006年8月17日12UTC初期値におけるFT=12のGSM0711、GSM0801、GSM0808各モデルの前6時間積算降水量と、それに対応する時刻の解析雨量を示す。解析雨量では、台風中心付近や南海上で50mm/6hを超える強雨を広範囲に示しているが、全てのモデルは共通して強雨を予想する領域が狭い。降水表現はモデルの水平解像度に大きく依存し、特に強雨の表現は実況と比べ過少になってしまう。GSM0711に比べてDCAPE改良後のGSM0801、GSM0808は、台風中心付近の降水パターンが変化し、暖湿気が流入する宮崎県や四国西部では地形性の強雨表現が改善されて、より適確な位置に強い対流性降水を表現できるようになった。一方で、各モデルとも太平洋側で5mm/6h以下の弱い雨の領域を東海地方まで広げ、解析雨量に比べてやや過剰な予想をする傾向が見られた。

次に、冬季の発達する低気圧の事例について解説する。2007年1月6日から8日にかけて、南海上の低気圧が東日本の太平洋側沿岸を急速に発達しながら北上し、日本海側から東進した低気圧と一体化して北東進した。この影響で北日本を中心に大荒れの天気となり、その後典型的な冬型の気圧配置となった。図1.3.2に2007年1月6日12UTC初期値におけるFT=12の各モデルの前6時間積算降水量と、対応する時刻の解析雨量を示す。この事例ではモデル間で降水の表現に差異はほとんど

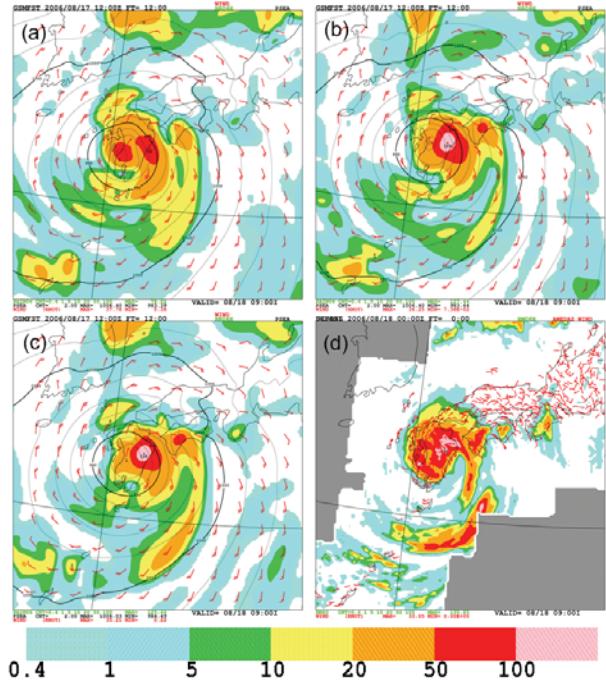


図 1.3.1 2006 年 8 月 17 日 12UTC 初期値における
FT=12 の (a) GSM0711 (b) GSM0801 (c) GSM0808
の前 6 時間積算降水量と、(d) 対応する時刻の前 6 時
間積算解析雨量。

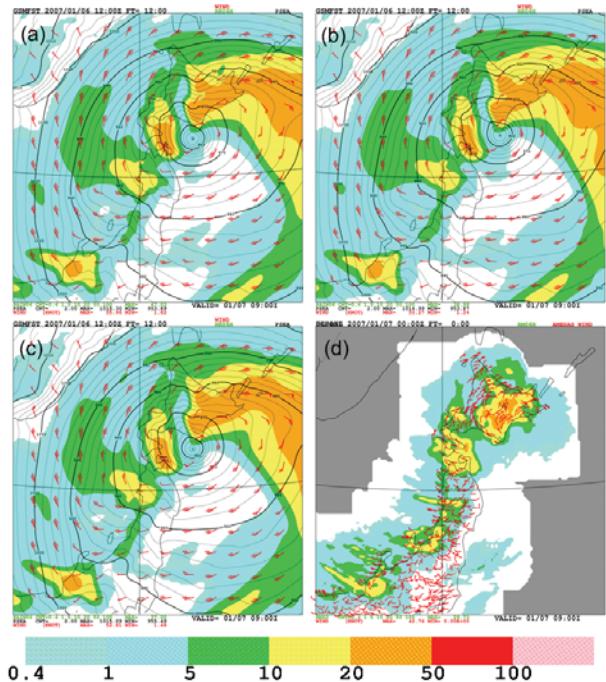


図 1.3.2 2007 年 1 月 6 日 12UTC 初期値における
FT=12 の (a) GSM0711 (b) GSM0801 (c) GSM0808
の前 6 時間積算降水量と、(d) 対応する時刻の前 6 時
間積算解析雨量。

見られず、解析雨量と比べ東北地方の日本海側で多少の違いはあるものの、概ね対応が良かった。

冬季の事例でDCAPEの改良の効果が明瞭でない理由として、中川（2007）で述べられているように、荒

¹ 小野田 浩克

川・シューバート積雲対流パラメタリゼーション (A-S)による降水予想が少ないことが考えられる。GSM0808について、モデル内での降水計算の割合を比較する。図1.3.3に図1.3.1 (c)、図1.3.2 (c) で示した降水量をA-Sによる降水と大規模凝結による降水とに分けて示す。夏季の事例（図1.3.3上段）では、図1.3.1 (c) で予想した降水域のほぼ全域でA-Sによる降水を予想しており、特に台風中心付近の地形の影響を大きく受ける領域でGSM0711と比較してDCAPE改良による降水表現の差が明瞭となった（図略）。一方で冬季の事例（図1.3.3下段）では、モデル内で大規模凝結による降水が卓越しており、A-Sによる降水は東北地方の一部に限られていた。このため、DCAPEの改良による差異がモデル間で非常に小さかったと考えられる。この事例では、GSM0711、GSM0801においてもA-Sによる降水と大規模凝結による降水の割合は、GSM0808とはほぼ同じであった（図略）。

(2) 適合ガウス格子への変更等の効果

標準ガウス格子から適合ガウス格子への変更の主な目的は、高緯度の格子数を適切に減することによる計算量の削減であるが、GSM0808ではその他にも拡散係数の統一や水蒸気移流の改善など力学過程を中心に改良が加えられている（第1.1節参照）。ただし、物理過程には大きな変更が加えられていないため、日々の降水など物理過程に大きく左右される現象に与える影響は小さい。格子系変更による予報への影響は小さく、GSM0801とGSM0808との差異は力学過程によるものが大きい。モデルの精度を測る指標として、中・高緯度の大気の流れの予報精度を示す500hPa高度の予報精度について、サイクル実験における予報値と対応する時刻での解析値との差を比較する。図1.3.4に2006年8月1日00UTCを初期値とするFT=36における500hPa高度場の予報値と、対応する解析値との差を示す。対象時刻となる2006年8月2日12UTCにおいて、日本付近は太平洋高気圧に覆われ全国的に安定しており、顕著現象はなかった。GSM0808はGSM0711、GSM0801に比べて解析値からの負の偏差が日本付近で減少し、弱かつた太平洋高気圧の表現が改善された。ただしGSM0808の業務化試験期間（夏季2006年8月1日～8月31日、冬季2007年1月1日～1月31日）において、この事例のように目立った改善が確認された事例は少なく、他の多くの事例はGSM0711やGSM0801と比べほぼ中立もしくは若干の改善であった。

1.3.3 GSMとMSMの下層雲表現の違いについて

2007年11月よりGSM0711が運用開始されてから、GSMとMSMの下層雲の表現に大きな違いのある事例が報告されている。GSMは下層雲量が多くお天気マップでは曇りの予想、それに対しMSMのお天気マップでは晴りの予想、それに対しMSMのお天気マップで

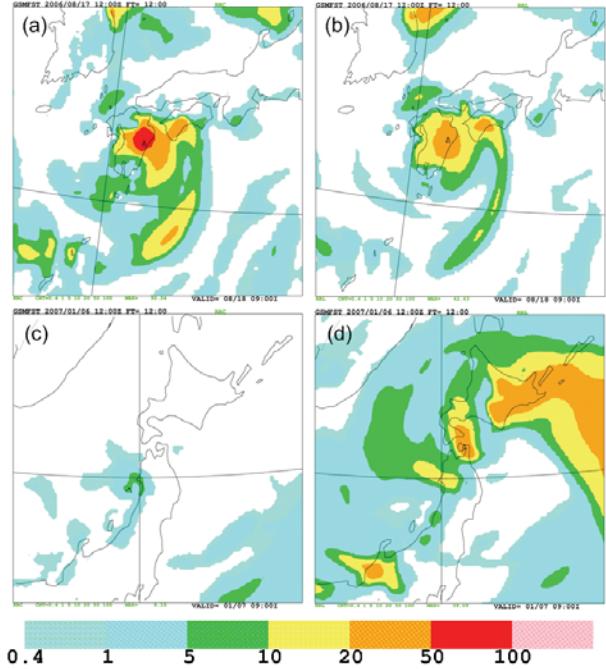


図 1.3.3 GSM0808 の前 6 時間積算の降水量。上段は図 1.3.1 と同じ夏季、下段は図 1.3.2 と同じ冬季の事例で、(a) (c) A-S による降水、(b) (d) 大規模凝結による降水。

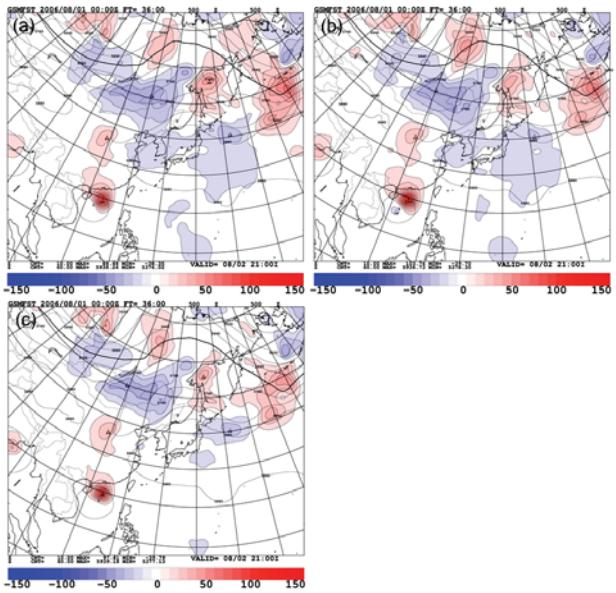


図 1.3.4 2006 年 8 月 1 日 00UTC 初期値の FT=36 における (a) GSM0711 (b) GSM0801 (c) GSM0808 の 500hPa 高度の対解析値誤差。解析値に対し赤は正、青は負の誤差を表す。単位は m。

は快晴もしくは晴れを予想しているような事例である。2008年8月の適合ガウス格子導入後のGSM0808でも同様の事例がみられた。ここではGSM0808における典型的な事例と、原因であると考えられる層積雲スキームの問題点を述べる。なお、標準ガウス格子のGSM（GSM0711、GSM0801）による同様の事例、及びモデルの雲量を直接利用しているお天気マップの利用上

の注意点については、第3.1.9項で述べられているため、併せて参照されたい。

(1) 2008年8月6日の事例

GSM0808運用開始直後の2008年8月5日12UTC初期値における予想で、GSM0808とMSMの間でお天気マップの曇りの表現に大きな違いが見られた。図1.3.5に2008年8月6日00UTCにおける地上天気図と運輸多目的衛星MTSATの可視画像を示す。沿海州付近には気圧の谷があるが、黄海から日本海にかけては広く高気圧に覆われていて、MTSAT可視画像では目立った雲域は確認できない。図1.3.6に2008年8月5日12UTC初期値のFT=12におけるGSM0808及びMSMのお天気マップと925hPaにおける湿数の分布を示す。GSM0808のお天気マップは日本海や黄海の海上を中心に広い領域で曇りを予想していたが、MSMの予想にはこのような曇りの領域は見られない（図1.3.6上段赤円）。925hPaでの湿数分布はGSM0808とMSMでモデル間の違いは小さく、同領域では共に乾燥し（図1.3.6下段）、それより上層の700hPaや500hPaにかけても両モデルとも乾燥していた（図略）。調査の結果、この領域の曇りは下層雲によるものであることがわかった。このことはGSM0808が、925hPaより下層でお天気マップの閾値を超える雲を生成していることを示唆する（お天気マップの判断基準は安藤（2007）を参照）。

今回取り上げた2008年8月6日の事例に限らず、曇りの表現がGSMとMSMの間で大きく異なる事例がいくつか確認された。これらの事例は、特定の気圧配置や領域に限定されず、季節にもよらないことがわかつている。GSMが実況やMSMと比較して下層で不自然に過剰な雲を生成してしまう原因は、GSMのみに導入されている層積雲スキームにあると考えられる。

(2) 層積雲スキーム

亜熱帯の大陸西岸付近の海洋を中心とする領域の大気境界層は、上端に非常に強い逆転層を形成し海洋性層積雲で覆われている。層積雲は海面からの乱流による水蒸気の輸送や、雲頂エントレインメント²などの様々な物理過程の相互作用により生成・消滅するため、鉛直分解能の粗いモデルでの取り扱いが非常に困難である。層積雲スキームは、これらの複雑なプロセスを顕に表現できない鉛直分解能の粗いモデルで、層積雲が現れやすい環境場の条件を織り込んで診断的に雲を生成するパラメタリゼーションである。GSMでは、次の3つの条件の下に雲量を求めている。

- ①直上の層に強い逆転層がある
- ②地表近くが強安定でない

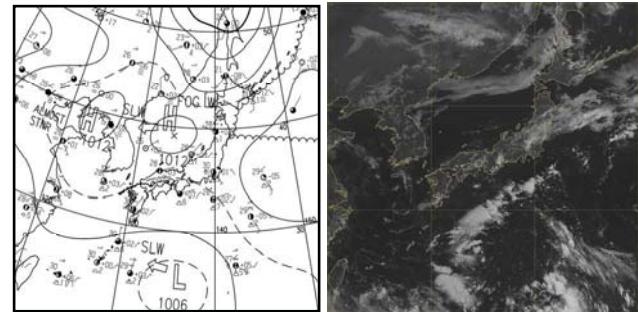


図 1.3.5 2008 年 8 月 6 日 00UTC の地上天気図（左）と MTSAT 可視画像（右）。

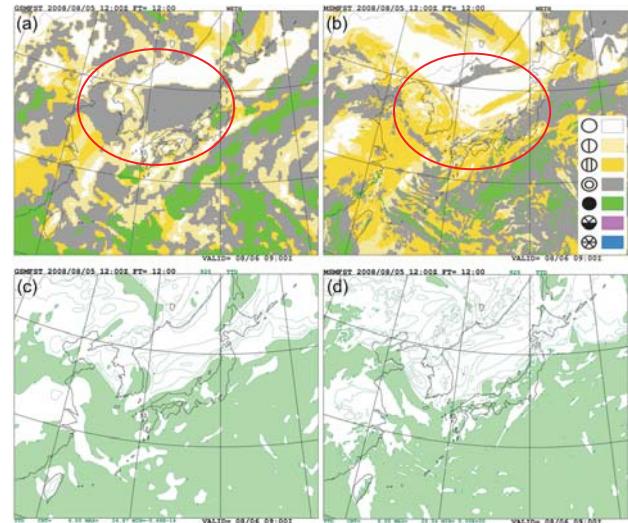


図 1.3.6 2008 年 8 月 5 日 12UTC 初期値の FT=12 における (a) (b) お天気マップと (c) (d) 925hPa における湿数分布（緑色のハッチは 3 度以下）。左から GSM0808、MSM。

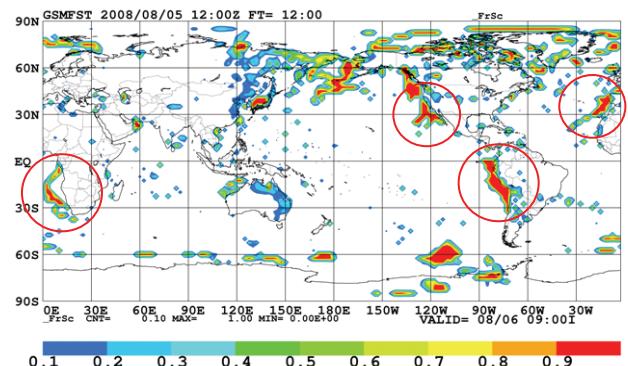


図 1.3.7 2008 年 8 月 5 日 12UTC 初期値の FT=12 における前 6 時間平均の層積雲スキームによる雲の生成頻度の分布。

③雲層を927hPaより下層のみに限る³
層積雲スキームは2004年に当時のGSM（水平解像度60km、鉛直40層）に導入され、それまではモデルで充分に表現できていなかった下層雲を増加させ、全球

² 雲頂エントレインメント：雲頂より上の乾燥した高温の空気が雲層内に取り込まれる現象。

³ 導入当初は鉛直40層のGSM 向けに940hPaの制限値であったが鉛直60層への変更に併せて調整された。

規模で大気の放射収支のバイアスを大きく改善した（川合 2004）。図1.3.7に（1）と同事例の2008年8月5日12UTCを初期値とするFT=12における全球の前6時間平均の、層積雲スキームによる雲の生成頻度分布を示す。ここで、層積雲スキームによる雲の生成頻度とは、鉛直方向に1層でも層積雲スキームにより雲が生成された格子を1、それ以外を0として時間平均したものである。大陸西岸付近の海洋を中心に頻度が高くなっている（図1.3.7赤円）、表現の難しい海洋性層積雲を補っている。ただし、高緯度や大陸東岸の陸上でも適用され、日本海周辺においても頻度が高くなっている。

一般に層積雲の観測されている領域では明瞭な逆転層を伴っており、GSMではこの特性に基づき逆転の強さに応じて層積雲スキームで雲を生成している。このため層積雲スキームで診断する雲量は逆転が強いほど多く、水蒸気量が不十分であっても雲を生成してしまうことがある。この事例を含め、日本付近でMSMと大きく異なる予想をした事例では、GSMはごく下層で強い逆転を予想し層積雲スキームによって過剰に下層雲を生成していた（図略）。過剰に雲を生成する結果、層積雲スキームで生成された雲の周囲では、水平方向に雲量の過少や不連続な分布など、雲表現が不自然になることがある。図1.3.8に、図1.3.7で示した層積雲スキームによる雲の生成頻度の日本周辺での拡大図と同予報時刻の下層雲量（850hPa以下の雲量、0-1で表される）、及び雲量の東経135度、北緯30度～45度（図1.3.8（b）中、XY）における鉛直断面図を示す。図1.3.8（b）では日本海の北緯41度付近を境に南北に、下層雲の厚い領域とほとんど雲の無い領域に分かれている。これは、図1.3.8（a）の層積雲スキームによる雲生成の頻度の分布とよく対応している。図1.3.8（c）の雲量の鉛直断面図でも北緯41度付近で不連続になっている。お天気マップではモデルの雲量を入力として天気の判別をしており、層積雲スキームにより過剰に生成された雲の領域では閾値を超え、曇りの表現となった。

1.3.4 まとめと今後の課題

DCAPEの計算手法の改良により、厳密なDCAPEが求められたことで、特に地形の影響を大きく受ける領域においてA-Sによる降水を適確な位置に予想できるようになり、降水表現が改善した。ただし、モデル内で大規模凝結による降水の卓越する事例では、全体の降水表現に差異はほとんど現れない。これはDCAPEが積雲対流の発生を判定するトリガー関数として利用されているためである。なお、弱い降水をやや過剰に広げてしまう問題点は残されており、引き続き物理過程を中心で改良を進めている。

標準ガウス格子から適合ガウス格子への格子系の変更の予報精度への効果は小さい。力学過程の改良により500hPa高度場の予報について対解析値の誤差が減

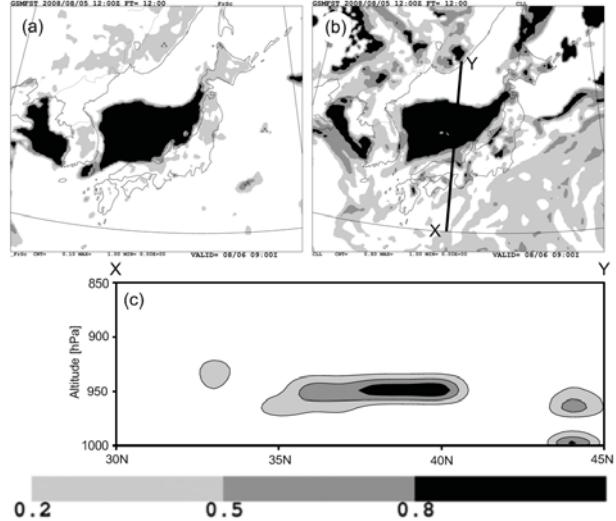


図 1.3.8 2008 年 8 月 5 日 12UTC 初期値における
FT=12 の (a) 前 6 時間の層積雲スキームによる雲の
生成頻度、(b) 下層雲量、(c) 図 (b) 中 X-Y におけ
る雲量の鉛直断面図。

少し、精度の向上が確認できた事例もあったが向上の幅は小さく、多くの事例では中立であった。短期予報の特定の事例で現れる変化は小さいが、解析予報サイクルを繰返すことでの改良の効果が期待できる。

層積雲スキームはGSMで表現が困難であった下層雲を補い放射収支のバイアスを軽減しているが、条件を満たすことで過剰に下層雲を生成してしまうことがある。層積雲スキームを使用しなければこのような事例はなくなるが、全球での下層雲量の減少につながり、放射収支や地上気温予想などに大きく影響を与える予報精度を低下させてしまう。現在、地表面フラックスの改良や雲頂エントレインメントの考慮など大気下層の表現の向上を図ると共に、雲の生成量を決定する確率密度関数の精緻化や降水による雲の消失過程の調整など、適切な雲量を表現するためのパラメタリゼーションを包括的に開発し、予報精度の向上を目指している。

参考文献

- 安藤昭芳, 2007: お天気マップ. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 94-97.
- 川合秀明, 2004: 雲水過程. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 72-80.
- 気象庁, 2007: 全球数値予報モデル (GSM) の積雲対流スキームの改良. 配信資料に関する技術情報第275号.
- 北川裕人, 2007: 変更の概要. 平成19年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.
- 中川雅之, 2007: 降水. 平成19年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 21-23.

1.4 週間アンサンブル予報システムの改良¹

1.4.1 週間アンサンブル予報システム

週間アンサンブル予報システム(以下、週間EPS)は週間天気予報の支援を目的に運用されており、各メンバーの予報を始め、アンサンブル平均やスプレッド等、各種の資料が現業利用されている(林・川上 2006)。

週間EPS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。以降、初期摂動作成手法と数値予報モデル、およびメンバー数に改良が施され、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)。表1.4.1に運用開始以来の主な仕様の変化をまとめた。

2007年11月、全球モデルの高解像度化とともに、週間EPSに初期摂動作成手法の変更や予報モデルの高解像度化等の大幅な変更が加えられた。本節では今回の変更内容と週間EPSの仕様、及び今回の変更の効果について述べる。以下では新しい週間EPSを「WEPS0711」、2006年3月から今回の変更まで運用されていたものを「WEPS0603」と呼ぶ。

1.4.2 2007年11月の週間EPS高度化

(1) 初期摂動作成手法の変更

表1.4.2にWEPS0711で用いられている初期摂動作成手法の仕様を示す。2007年11月の変更では、この手法が成長モード育成法(BGM法、Breeding of Growing Mode法)(Toth and Kalnay 1993)から特異ベクトル法(SV法、Singular Vector法)(Buizza and Palmer 1995)へ変更された。SVの計算には、全球解析の4次元変分法(門脇 2005)で用いられている接線形モデルとその随伴モデルを利用している。SV法の理論については山根(2002)、数値予報モデルへの利用の詳細については経田(2006)、山口(2006)、酒井(2008)等による解説がある。

WEPS0603で用いられていたBGM法では、育成サイクルを用いて摂動を作成しており、過去の育成サイクル期間において成長してきたモードから、アンサンブルの各メンバーの初期摂動を作成する(経田 2006)。一方、WEPS0711で採用されたSV法は、接線形モデルにおいて、初期時刻からある未来の評価時間の間での成長率が大きな誤差ベクトルを求め、アンサンブル予報の初期摂動を作成する手法である。摂動の成長の評価は低解像度の接線形モデルで行うが、実際の予報を行うモデルにおいて、実用上十分成長する摂動を求めることが可能である(山口 2006)。

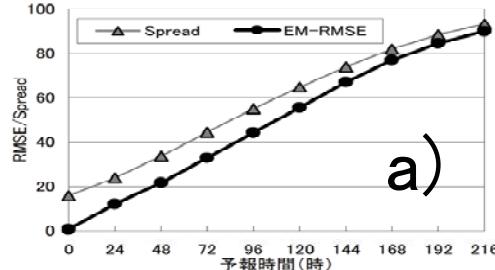
アンサンブル予報において、スプレッドは予報の確

表 1.4.1 週間 EPS の主な改良の時期と仕様

時期 (年/月)	モデル 解像度	摂動作成 手法	摂動対象 領域	メンバ ー数
2001/3	T106L40	BGM 法	NH	25
2002/2	T106L40	BGM 法	NH, TR	25
2006/3	TL159L40	BGM 法	NH, TR	51
2007/11	TL319L60	SV 法	NH [†] , TR [†]	51

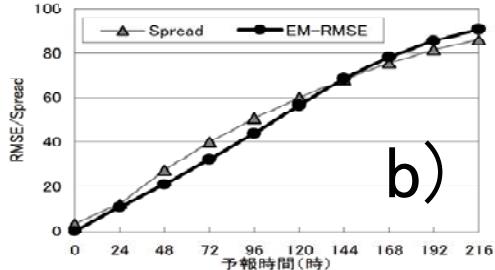
NH:20N–90N, TR:20S–20N, NH[†]:30N–90N, TR[†]:20S–30N。メンバー数は摂動を加えていないコントロールメンバーを含む。

WEPS0603 冬季実験(2005年12月)



a)

WEPS0711 冬季実験(2005年12月)



b)

図1.4.1 北半球領域(20N–90N)での予報時間毎の500hPa高度場[m]についてのスプレッドとアンサンブル平均のRMSE。2005年12月を対象とした冬季実験の結果。a)がWEPS0603、b)がWEPS0711の結果。

率密度関数の広がりを表す分散の推定値に対応する量である。スプレッドはアンサンブル平均予報のRMSEと比較して同程度となっていることが望ましく²(高野 2002)、そうなっていなければアンサンブルがうまく構成できていないことになる。BGM法においては、育成サイクル期間に成長してきたモードがその後も引き続き成長することを期待しているが、実際には作成された初期摂動は必ずしも十分に成長するとは限らなかった。そのため、WEPS0603では予報期間の後半で十分なスプレッドを得るために、初期摂動の大きさを初期値解析の誤差と比べて大きめに調整する必要があった。

図1.4.1は2005年の12月を対象に行った冬実験に

² モデルの不完全さを考慮しない初期値のアンサンブルだけで、この関係を満たすのが必ずしも適切ではない。予報モデルの不完全さに起因する誤差は、コントロール予報のRMSEには含まれるが、スプレッドには含まれないものがあり、その分スプレッドは小さくなる。

¹ 米原 仁

おける、新・旧の週間EPSそれぞれの、500hPa面の高度場についてのアンサンブル予報のスプレッドとアンサンブル平均予報のRMSEの比較図である。a)のWEPS0603では予報期間の初期から、週間予報として利用されるFT=72以降でもスプレッドが過剰となっており、確率密度関数の広がりが過剰である。一方、b)のWEPS0711ではスプレッドはより適切な大きさとなっており、WEPS0603で見られた過剰なスプレッドが解消されている。

また今回、摂動を評価する領域として、熱帯領域の北端を北緯20度から30度に変更した。これは夏季の日本周辺の気候特性を考え、日本の南で成長する摂動をより適切に評価するためである。

(2) 予報モデルの変更

WEPS0711の予報モデルは、同時期に現業化された高解像度全球モデルGSM0711の低解像度版(TL319L60)である。予報モデルの仕様を変更の前後で比較したものを表1.4.3に示す。

今回の変更で週間EPSの解像度は大幅に強化されており、鉛直層数は40層から60層へ、水平解像度はこれまでの1.125度(TL159、約120km)から0.5625度(TL319、約60km)となった。これにより、週間予報の支援資料において気象現象のより細かい表現が可能となった。

図1.4.2に、2005年12月13日12UTC初期値の4日予報の、前24時間降水が12mm以上になる確率の分布を示す。a)のWEPS0711では、予報モデルの高解像度化により地形性降水の表現が向上し、b)のWEPS0603に比べより地形に応答した現実的な確率分布の表現が可能となっている。

また、高解像度全球モデルと同様に、時間積分の2タイムレベル化、積雲対流スキームへのDCAPEの導入などの改良も行われ、予報モデルの高速化・精度向上がはかられている(北川 2006)。

表 1.4.2 WEPS0711 の摂動作成手法の仕様 (用語等詳細については山口(2006)を参照。)

	北半球領域	熱帯領域
SV 計算の対象領域	30N–90N	20S–30N
接線形・随伴モデルの解像度	T63L40 (1.875 度)	
接線形・随伴モデルの初期値化	あり	
接線形・随伴モデルの拡散	水平拡散、鉛直拡散	
接線形・随伴モデルの物理過程	乱流過程	(左に加えて) 積雲対流過程、重力波抵抗、長波放射、雲水過程
評価時間	48 時間	24 時間
摂動の大きさの評価(ノルム)	湿潤トータルエネルギー	
摂動として利用する成長後 SV の積分時間	48 時間	24 時間
初期摂動の振幅の大きさ	500hPa の高度場の RMS 値が気候学的変動量の 12%	850hPa の気温場の RMS 値が気候学的変動量の 26%
SV から初期摂動を作成する手法	バリアンスミニマム法	
利用する SV の数	それぞれの領域で 25 個	

1.4.3 週間EPS高度化の効果

WEPS0711の業務化試験のため、2004年の8月(以下、夏季)と2005年の12月(以下、冬季)の期間において実験を行った。ここではその結果を示す。

(1) アンサンブル平均予報の精度比較

図1.4.3に夏季実験での北半球(20N–90N)領域における、アンサンブル平均予報の予報時間毎の500hPa面高度場についてのアノマリー相関を示す。青線がWEPS0603の結果で、赤線がWEPS0711の結果である。ほぼ全ての予報時間において、WEPS0711の結果は中立もしくは若干の改善となっている。この傾向は850hPa面での気温のアノマリー相関等で比較した場合や、RMSEで比較してもほぼ同じである(図略)。

(2) 気温の確率予報の精度比較

確率予報の検証として、図1.4.4に予報時間毎の850hPa面気温についての、気候学的標準偏差 σ に対して定めた閾値でのブライアススキルスコアを示す。検証領域としては東アジア領域(20N–60N, 100E–170E)を用いている。4つの図はa)夏季のアノマリ

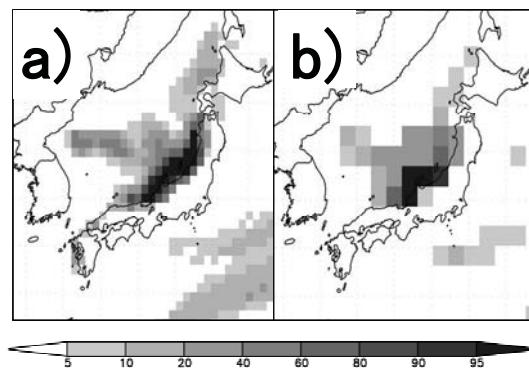


図1.4.2 2005年12月13日12UTC初期値の4日予報における前24時間予報降水量が12mm以上となる確率分布。a)がWEPS0711、b)がWEPS0603。

一が 1.5σ 以上、b) 夏季のアノマリーが -1.5σ 以下、c)冬季のアノマリーが 1.5σ 以上、d)冬季のアノマリーが -1.5σ 以下の場合のスコアである。また、青線がWEPS0603の結果で、赤線がWEPS0711の結果である。夏季においてはほとんどの予報時間で中立または改善、冬季ではほとんどの予報時間で改善となっている。全体的に、予報期間の前半での改善幅が大きく、初期摂動作成手法の変更によりスプレッドの大きさを適切なものに改善できた効果が現れている。また、夏季ではアノマリー $>1.5\sigma$ の閾値で、冬季ではアノマリー $<-1.5\sigma$ の閾値でのスコアが、大きく改善されている。

(3) 降水確率の検証

降水確率の検証として、図1.4.5に、降水の閾値を前24時間降水量12mmとしたROC面積を示す。検証に用いた実況はアメダスの降水で、予報値としてはアメダス地点に最も近いGPVを使用している。a)が夏季実験、b)が冬季実験の結果であり、横軸の目盛りは日界に対応するように選んでいる。また、青線がWEPS0603の結果で、赤線がWEPS0711の結果である。冬季では全予報期間において大幅な改善となっており、この結果は閾値を前24時間降水量1mm、6mmに変えてほぼ同じである。これについては、スプレッドの適正化や、予報モデルの高解像度化により地形性降水の表現が改善した効果が大きいと考えられる。一方、夏季においては予報の前半を中心で悪化しており、ここで図は示さないがこの改悪幅は閾値を前24時間降水量1mm、6mm、12mmと大きくするにつれ大きくなる傾向にある。この問題については、予報モデルの特性の影響が大きいと思われる。今後のEPSの予報モデルの改良や、摂動の改良を通じて改善を試みる計画である。

1.4.4 週間EPSの開発計画

最後に週間EPSの精度向上と利用改善に向けた今後の取り組みを紹介する。

アンサンブルで表現すべき予報の不確実性とは、初期値の持つ誤差による予報の不確実性だけでなく、

予報モデル自体が完全ではないことによる不確実性も含むものであるが、現在の週間EPSでは初期値による不確実性のみしか考慮されていない。この予報モデルの不確実性を考慮することによってアンサンブル予報の精度向上が見込まれるため、それを考慮する手法の1つである確率的物理過程強制法(Buizza et al., 1999)の導入を目指して開発を進めている。同時に、初期摂動作成手法についても、より適切な初期摂動を作成するため、改良を進めていく計画である。また、アンサンブル予報の精度向上には予報モデル自体の精度向上も重要であり、GSMの開発成果を週間EPSにも取り入れていく計画である。

今回の週間EPSの変更で予報モデルが水平格子間隔約60kmへ高解像度化されたため、強風や大雨といった顕著現象の表現が向上した。このため、アンサンブル予報を用いて、数日先を対象とした顕著現象発生の可能性や気象災害リスクを評価できる可能性がある。今後は、顕著現象に着目した検証等を行い、それらのプロダクト開発を支援していきたい。

参考文献

- 門脇隆志, 2005: 全球4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 100-105.
 北川裕人, 2006: 高解像度全球モデル. 平成18年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 7-10.
 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.
 経田正幸, 山口宗彦, 2006: 週間アンサンブル予報 平成18年度数値予報課研修テキスト, 気象庁予報部, 41-54.
 酒井亮太, 2008: 気象庁の新しい週間アンサンブル予報システム. 天気, 55, 67-76.
 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.
 林久美, 川上正志, 2006: 現業におけるプロダク

表 1.4.3 新・旧週間 EPS の予報モデルの仕様

	WEPS0603	WEPS0711
水平解像度	TL159(1.125 度, 約 120km)	TL319(0.5625 度, 約 60km)
鉛直解像度	40 層(モデル最上層気圧 0.4hPa)	60 層(モデル最上層気圧 0.1hPa)
メンバー数	51 メンバー (50 摂動ラン+コントロールラン)	
予報時間 (初期時刻)		216 時間(12UTC)
時間積分 [†]	3 タイムレベル (間隔: 1200 秒)	2 タイムレベル(間隔: 1200 秒)
初期値	TL319L40 の解析値を TL159L40 へ解像度変換したものを利用。	TL959L60 の解析値を TL319L60 へ解像度変換したものを利用。
海面水温 (境界値)	1.0 度格子の解析値	0.25 度格子の解析値
海水分布 (境界値)	1.0 度格子の気候値	0.25 度格子の解析値

† (吉村・松村 2005) に解説がある。

- ト. 数値予報課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 34-37.
- 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.
- 山根省三, 2002: 摂動の線形発展の理論. アンサンブル予報, 気象研究ノート, 201, 21-71.
- 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.
- Buizza, R., T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. J. Atmos. Sci., 52, 1434-1456.

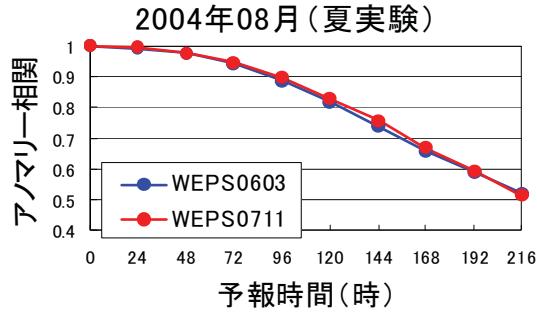


図1.4.3 夏季の北半球(20N–90N)領域での予報時間毎の500hPa面の高度場のアノマリー相関の比較図。青色の線がWEPS0603、赤色の線がWEPS0711。

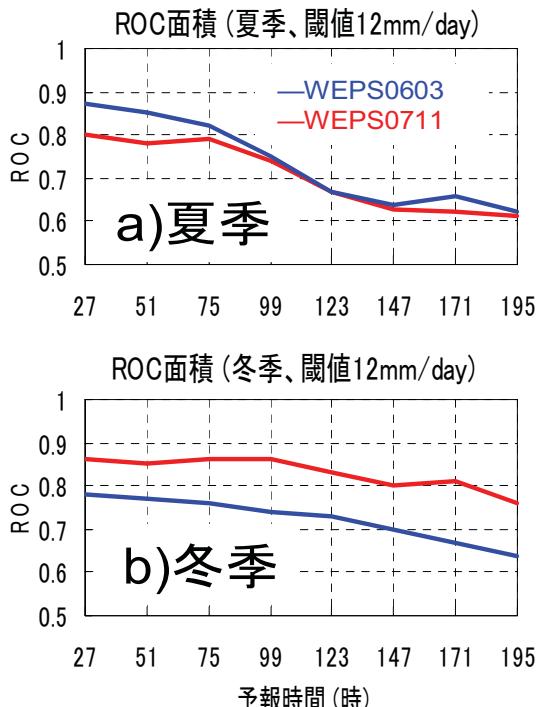


図1.4.5 降水の確率予報についての検証結果(ROC面積)。縦軸は12mm/dayを閾値としたROC面積、横軸は予報時間、目盛りの位置が日界。a) が夏実験の結果、b) が冬実験の結果。青色がWEPS0603、赤色がWEPS0711。

- Buizza, R., M. Miller, and T. N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 125, 2887-2908.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. Bull. Amer. Meteor. Soc., 74,

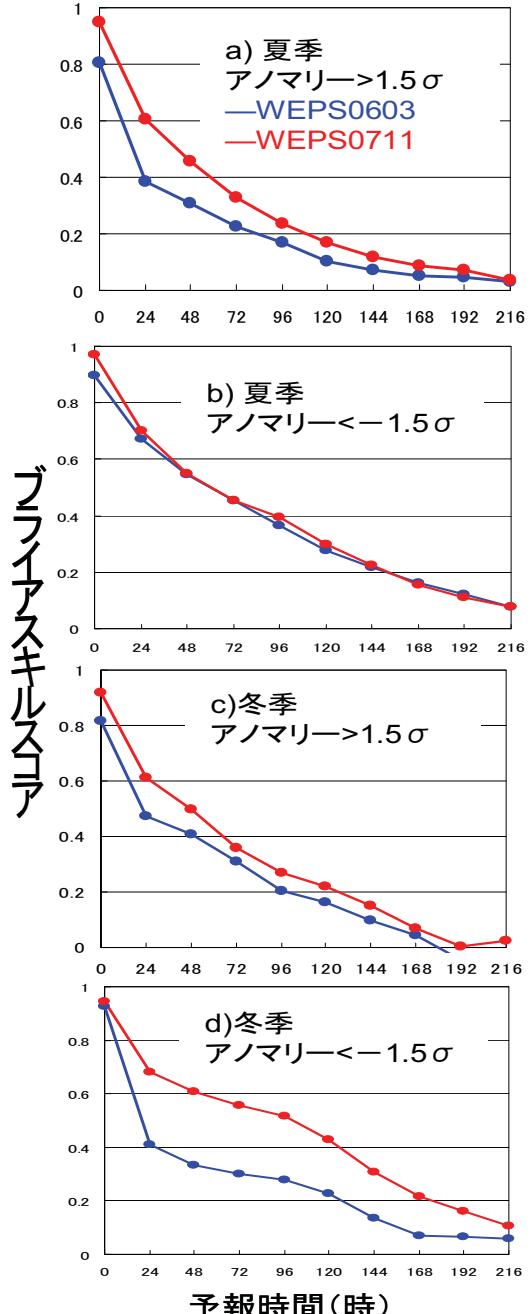


図1.4.4 東アジア領域(20N–60N, 100E–170E)での予報時間毎の850hPa面の気温についてのプライアススキルスコアの比較。青線がWEPS0603、赤線がWEPS0711のスコア。a) 夏季、アノマリー $>1.5\sigma$ 、b) 夏季、アノマリー $<-1.5\sigma$ 、c) 冬季、アノマリー $>1.5\sigma$ 、d) 冬季、アノマリー $<-1.5\sigma$ 。

1.5 台風アンサンブル予報システムの導入¹

1.5.1 はじめに

台風への適切な防災対応判断の支援に向けて台風進路情報を充実させるためには、数値予報モデルやデータ同化システムの改善が必要不可欠であるが、アンサンブル予報を用いることも有用な手段となり得る。アンサンブル予報によって、決定論的予報に付随する不確実性の情報が付加できるほか、アンサンブル平均を利用することで台風進路予報の精度向上が期待される。また、複数の予報シナリオと信頼度を考慮することで、より適切なリスク評価に基づく防災対応判断が可能となる。

気象庁では2008年台風第1号より、台風アンサンブル予報システム（以下、台風EPS）の本運用を開始した。2007年11月に運用を終了した台風モデルに代わり、現在は水平解像度約20km、鉛直60層の全球モデル（以下、GSM）と台風EPSが気象庁の台風進路予報を支援する数値予報システムである。なお、台風EPSは全国予報中枢として気象庁本庁で行う台風進路予報のために運用しており、気象庁の地方官署や府外へのプロダクトの配信は行っていない。

台風EPSの本運用に先駆けて、2007年5月から12月にかけて試験運用を行った。試験運用中のシステムとその検証結果の詳細については、山口（2006a, 2008）を参照していただきたい。本節では、試験運用と本運用の違い、及び本運用での台風進路予報の不確実性の評価方法などについて述べる。

1.5.2 台風EPSの予報モデルの仕様

台風EPSは1日4回、00, 06, 12, 18UTCを初期時刻として、気象庁予報部予報課の予報担当者による熱帯低気圧の解析に基づき、以下のいずれかの場合に実行される：

- (a) 全般海上予報区（0~60N, 100E~180Eの領域）内に台風または同区内で24時間以内に台風になると予想される熱帯低気圧が存在する場合。
- (b) 同区外に熱帯低気圧（最大風速34kt以上）が存在し、24時間以内に予報円または暴風警戒域が同区内に入ると予想される場合。

本運用と試験運用の台風EPSの予報モデルの仕様は表1.5.1の通りである。予報時間（132時間）とアンサンブルサイズ（11メンバー）に変更はないが、2007年11月のGSMの運用開始に伴い、初期値となる全球モデル解析値は試験運用と本運用で異なる。本運用では、GSMの解析値を解像度変換することにより台風EPS用の全球モデル（TL319L60：水平解

像度約60km、鉛直60層）の初期値を作成している。擬似観測型台風ボーガスはGSMの解析値を作成する際に適用されている（美濃 2007）。

表 1.5.1 試験運用と本運用における台風 EPS の予報モデルの仕様

	試験運用	本運用
予報モデル	全球モデル TL319L60 (水平解像度約 60km、鉛直 60 層)	
アンサンブルサイズ	11 メンバー (10 摂動ラン+コントロールラン)	
予報時間（初期時刻）	132 時間 (00, 06, 12, 18UTC)	
初期値	TL319L40 (水 平 解 像 度 約 60km、鉛直 40 層) の解析値	TL959L60 (水 平 解 像 度 約 20km、 鉛直 60 層) の解析 値を TL319L60 へ 解像度変換したも の

1.5.3 初期摂動作成手法の仕様

表1.5.2に本運用と試験運用の台風EPSの初期摂動作成手法の仕様を示す。台風EPSにおける初期摂動作成手法は、特異ベクトル（Singular Vector：以下、SVと表記する）法（Buizza and Palmer 1995）である²。欧州中期予報センター（ECMWF）で採用されたSV法は、2007年11月から気象庁の週間アンサンブル予報システムにも導入されている（酒井 2008）。

台風EPSでは、北緯20度以北のRSMC責任領域（20N~60N、100E~180Eの固定領域：以下、RSMC領域と表記する）と最大3つの熱帯低気圧周辺域（GSMの24時間予報における各熱帯低気圧の推定位置を中心とした、東西に20度、南北に10度の矩形領域）の、合わせて最大4つのSV計算のターゲット領域を指定できる。熱帯低気圧周辺をターゲット領域としてSV法を用いることで、防災上重要な熱帯低気圧の周辺域において誤差成長の大きい初期摂動を求めることが可能となる³。この考え方はECMWFでも既に採用されている（Puri et al. 2001）。なお、SV計算における成長率の評価は、湿潤トータルエネルギーノルム（Ehrendorfer et al. 1999; Barkmeijer et al. 2001）に基づいている。

また本運用では、台風周辺域を含めた全ターゲット領域で求まつたSVの中から類似構造を持つSVを排除した後、アンサンブル初期摂動作成手法⁴にバリ

² SV 法についての日本語の解説は、経田（2006）、山根（2002）、山口（2006b）等を適宜参照していただきたい。

³ 週間 EPS では、北半球領域と熱帯領域として帶状に広いターゲット領域を設定している（第 1.4 節参照）。

⁴ SV 法を求めた初期摂動を利用してアンサンブル初期摂

¹ 小森 拓也, 山口 宗彦

アンスミニマム法⁵を用いてSVを線形結合している。これは各アンサンブルメンバーが同程度の台風進路予報誤差特性を持つようにするためである。この変更に伴い、アンサンブル初期摂動の振幅調整方法も修正している。

1.5.4 台風EPSの予報事例(不確実性の評価)

図1.5.1に本運用開始後の台風EPSの予報例を示す。上段の図は2008年7月15日00UTC初期時刻の予報で、2008年台風第7号の事例である。下段の図は2008年5月31日18UTC初期時刻の予報で、2008年台風第5号の事例である。左列は、各初期値におけるGSMの進路予報結果（赤線）とベストトラック（黒線）である。中列は、台風EPSによる進路予報結果を示している。右列は信頼度判定図と呼ばれ、横軸は予報時間、縦軸は積算スプレッド⁶（km）であり、四角で表された点がその時の予報結果である。

上段中図から、この事例では台風EPSは予報メンバー間のばらつきが大きく、予報に不確実性があることを示している。実際、上段左図と比較すると、GSMによって得られた台風が北上する可能性に加えて、ベストトラックが示すような台湾に接近する可能性も台風EPSは示していたことがわかる。

一方、下段中図を見ると、この事例では台風EPSのばらつきが非常に小さいことがわかる。これは、

予報の不確実性が小さい（信頼度が高い）ことを意味しており、下段左図が示すとおり、GSMの進路予報精度が良かった。このように、台風EPSを利用することにより、台風ごと、また初期値ごとに異なる予報の不確実性を進路予報のスプレッドから推定することで、予報の信頼度情報が得られる。

さらに信頼度判定図（図1.5.1右）を用いると、その時の台風EPSによる予報のスプレッドが表現している不確実性の大きさについて、各予報時間に対するA・B・Cの3段階の信頼度で評価できる。この3段階の信頼度は、アンサンブルスプレッドが小さいときは信頼度A、大きいときは信頼度C、その中间のときは信頼度Bとしている。分類するための閾値は、試験運用期間中の検証結果⁷に基づいて3段階の各事例数がA:B:C=4:4:2となるように分割したときのスプレッドの値から算出している。

上段右図では、台風EPSの比較的大きいスプレッドに対応して、予報時間48時間以降では進路予報の信頼度をBと評価している。一方、下段右図では進路予報の不確実性が小さいため、全予報時間において信頼度がAであると評価している。このような台風EPSによる複数の予報シナリオと信頼度情報をうまく利用することで、より適切なリスク評価に基づく防災対応判断が可能となる。

表 1.5.2 試験運用と本運用における台風 EPS の初期摂動作成手法の仕様

	試験運用	本運用
初期摂動作成手法	特異ベクトル法（SV法）	
SV 計算のターゲット領域 (SV の種類)	最大 3 つの熱帯低気圧周辺域(湿潤 SV) + RSMC 領域(乾燥 SV)	
接線形・随伴モデルの解像度	T63L40 (水平約 180km、鉛直 40 層)	
評価時間	24 時間	
摂動の大きさの評価（ノルム）	湿潤トータルエネルギー	
アンサンブル初期摂動作成手法	・RSMC 領域はバリアンスミニマム法 ・台風周辺域は成長率順の SV	全領域の中から選択された SV に対してバリアンスミニマム法
アンサンブル初期摂動の 振幅調整方法	・RSMC 領域は、850hPa の気温の気候学的変動の値を基に規格化する ・台風周辺域は、東西風 4.5m/s、南北風 4.5m/s、比湿 3g/kg、気温 1K を上限値として定数倍する	東西風 6m/s または南北風 6m/s を上限値として定数倍する
アンサンブル初期摂動作成 に用いる SV の選択方法	各領域で計算された SV は全て利用	・非線形モデルで成長しない可能性のある SV を排除 ・全領域で算出された SV のうち、類似構造を持つ SV を排除

動を作成するという意味で、「初期摂動」と「アンサンブル初期摂動」を区別して使用する。

⁵ 簡単な解説は山口(2006b)を参照のこと。

⁶ スプレッドは、アンサンブル予報のばらつきの程度を示している。定義については、付録 B を参照のこと。

⁷ 檢証期間は 2007 年 5 月～12 月、検証対象とした熱帯低気圧には事後解析値を参考に温帯低気圧化後も含めている。試験運用期間中にはスプレッドと予報精度に強い相関（スプレッドスキルの関係）がある良好な結果が得られた（山口 2008）。

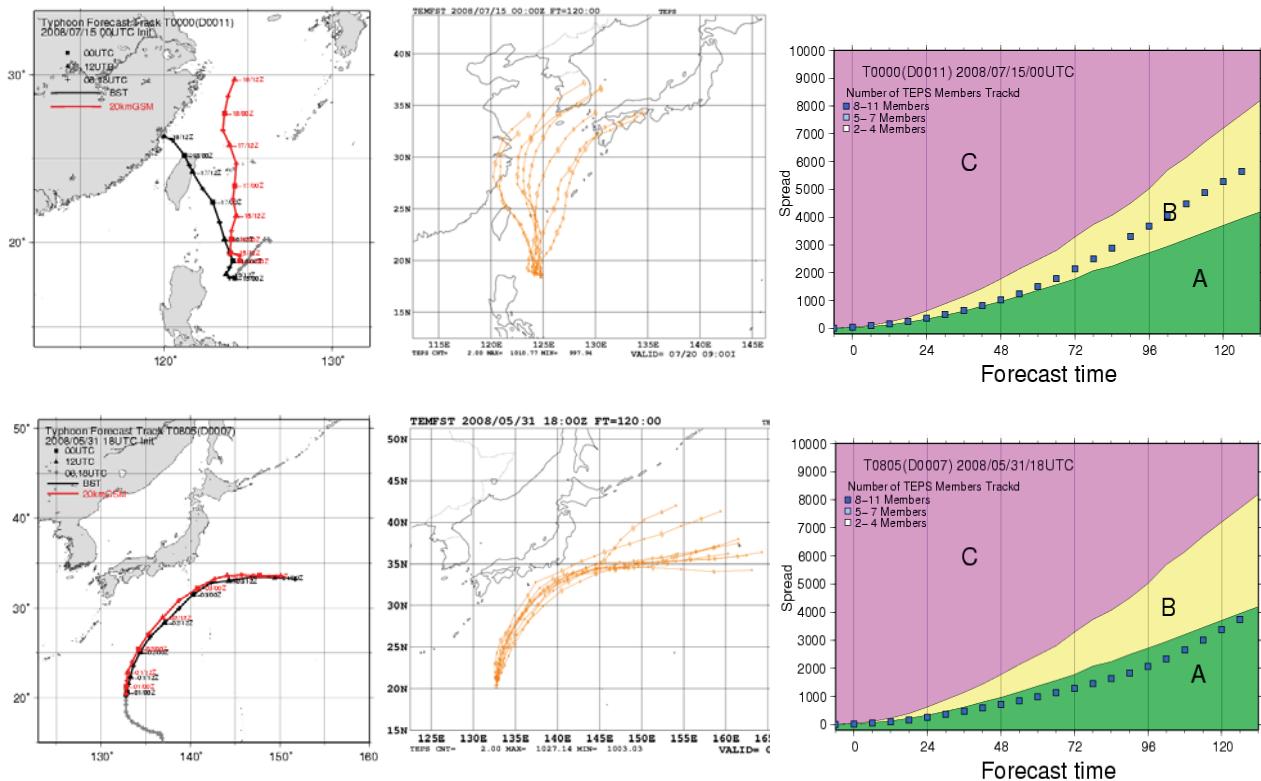


図1.5.1 本運用開始後の台風アンサンブル予報の予報例。2008年7月15日00UTC初期時刻の予報（上段）と2008年5月31日18UTC初期時刻の予報（下段）。左図は、各初期値におけるGSMの84時間予報結果（赤線）とベストトラック（黒線）。中図は、台風EPSによる120時間予報結果、右図は信頼度判定図である。信頼度判定図の横軸は予報時間、縦軸は積算スプレッド(km)であり、四角で表された点がその予報時刻に対する結果である。

1.5.5 アンサンブル平均の進路予報誤差

ここでは、本運用に向けて行った最終試験の結果を述べる。検証は2006年8月における00, 06, 12, 18UTCを初期時刻とした132時間の予報に対して行った。検証対象とした熱帯低気圧には、事後解析値を参考に温帯低気圧化後も含めている。

図1.5.2に試験運用（左図）と本運用（右図）の仕様での台風進路予報誤差の検証結果を示す。第1縦軸は進路予報誤差（km），第2縦軸は検証の事例数を表す。両図において、摂動を加えていないコントロールランの進路予報誤差（黒実線）とアンサンブル平均の進路予報誤差（赤実線）を比較している。この結果から、試験運用でも本運用の設定でもアンサンブル平均をとることで予報3日目以降において進路予報誤差が改善しており、台風EPSを運用する効果が現れていることがわかる。

一方、本運用仕様でのコントロールランの進路予報精度は、試験運用仕様の結果と比較して悪化している。この原因は、第1.5.2項で述べたとおり台風EPSで用いる初期値作成手法が異なることが一因であると考えられ、台風EPSの精度が数値予報モデルやデータ同化システムの精度に依存する可能性を

示唆している。台風EPSの初期値作成手法については改善の余地が大きいと考えられ、今後の課題である。

1.5.6 今後の改善に向けて

この節では台風EPSの試験運用と本運用の仕様の違い及び検証結果について述べた。アンサンブル予報は日々の決定論的数値予報に更なる情報を付加できる可能性があり、特に台風EPSにおいては、台風5日予報へ向けた防災情報の基盤技術としても期待されている。

アンサンブル手法によって既存の数値予報モデルを用いた台風進路予報としてはより良い予報を出せる可能性があるものの、アンサンブル予報の精度をさらに改善していくためには数値予報モデルやデータ同化システムの改善が重要となることを忘れてはならない。その上で、今後は台風アンサンブル予報の改善に向けた初期摂動作成手法の改善を図るとともに、数値予報モデルによる予報の不確実性を考慮するため、物理過程を中心にモデルアンサンブル手法の導入を目指す。この手法は、数値予報モデルにおいて統計的には良い精度で現象を表現し得る「決

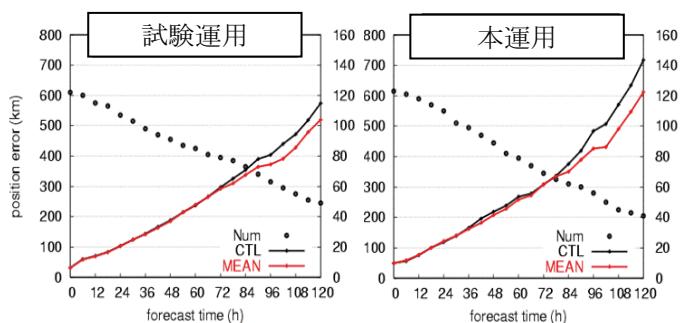


図 1.5.2 試験運用と本運用における台風進路予報誤差。横軸は予報時間(時間)、第 1 縦軸は進路予報誤差(km)、第 2 縦軸は検証の事例数を表す。黒線はコントロールランの進路予報誤差、赤線はアンサンブル平均の進路予報誤差、黒丸は事例数を表す。検証は共に 2006 年 8 月における 00, 06, 12, 18UTC の予報に対して行った。

定論的な」パラメタリゼーションだけでは表現しきれないような格子スケール以下の「確率的な」物理プロセスや自然が持つランダムプロセスなどを何らかの形で考慮することを目的としており、現在も様々なアプローチが試みられている⁸。

一方、アンサンブル予報によって作成された不確実性情報の利用方法についても検討する必要がある。現在、週間EPS(1日1回51メンバー)と台風EPS(1日4回11メンバー)という2つのアンサンブル予報システムから多くの予報値(アンサンブルメンバー)が提供されるが、全てのメンバーを個別に解析していると多くの時間がかかる。今後は、熱帯低気圧周辺場に関して明確に異なる予報シナリオを自動的に抽出するために、アンサンブル台風進路予報に対するクラスター解析手法の開発(小森ほか 2007)などを進める予定である。

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.
- 小森拓也, 酒井亮太, 山口宗彦, 2007: アンサンブル台風進路予報に対するクラスター解析手法の開発～週間アンサンブル予報の利用例～. 日本気象学会秋季大会講演予稿集, **93**, B212.
- 酒井亮太, 2008: 気象庁の新しい週間アンサンブル予報システム. 天気, **55**, 515-520.
- 美濃寛士, 2007: 台風. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 11-14.
- 山口宗彦, 2006a: 台風アンサンブル予報. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 49-54.

⁸ 例えば、積雲対流プロセスに対するアプローチについては、Bowler et al. (2008), Palmer and Williams (2008), Plant and Craig (2008) や Neelin et al. (2008)などを参照のこと。

山口宗彦, 2006b: 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.

山口宗彦, 2008: 気象庁台風アンサンブル予報システム. 天気, **55**, 521-524.

山根省三, 2002: 摂動の線形発展の理論. アンサンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 21-71.

Barkmeijer, J., R. Buizza, T. N. Palmer, K. Puri and J.-F. Mahfouf, 2001: Tropical singular vectors computed with linearized diabatic physics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 685-708.

Bowler, N. E., A. Arribas, K. R. Mylne, K. B. Robertson and S. E. Beare, 2008: The MOGREPS short-range ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 703-722.

Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434-1456.

Ehrendorfer, M., R. Errico, and K. Raeder, 1999: Singular vector perturbation growth in a primitive equation model with moist physics. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1627-1648.

Neelin, J. D., O. Peters, J. W.-B. Lin, K. Hales and C. E. Holloway, 2008: Rethinking convective quasi-equilibrium: observational constraints for stochastic convective schemes in climate models. *Phil. Trans. R. Soc. A*, **366**, 2581-2604.

Palmer, T. N., and P. D. Williams, 2008: Introduction. Stochastic physics and climate modelling. *Phil. Trans. R. Soc. A*, **366**, 2421-2427.

Plant, R. S., and G. C. Craig, 2008: A Stochastic Parameterization for Deep Convection Based on Equilibrium Statistics. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 87-105.

Puri, K., J. Barkmeijer, and T. N. Palmer, 2001: Ensemble prediction of tropical cyclones using targeted diabatic singular vectors. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 709-731.