数値予報解説資料(41)

平成 20 年度数値予報
研修テキスト

「数値解析予報システムの検証と改良」

(数値予報課)

平成 20 年 11 月

November 2008

気 象 庁 予 報 部

数値解析予報システムの検証と改良

目　　次

はじめに

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
1.2　統計検証..... 7
1.3　事例検証..... 19
1.4　週間アンサンブル予報システムの改良..... 23
1.5　台風アンサンブル予報システムの導入..... 27

第２章　メソ数値予報モデル
2.1　2007年11月に更新された全球モデルを側面境界とする
　　メソ数値予報モデルの統計検証..... 31
2.2　適合ガウス格子を用いた全球モデルを側面境界値とする
　　メソ数値予報モデルの統計検証..... 37
2.3　降水予報特性の問題点と改善..... 43
2.4　非静力学メソ4次元変分法..... 48
2.5　地上設置型GPS大気遅延量の利用..... 53
2.6　毎時大気解析の改良..... 58

第３章　アプリケーション
3.1　一般予報ガイダンスの検証..... 62
3.2　航空気象予報ガイダンスの検証..... 82
3.3　空域支援資料..... 91

第４章　トピックス
4.1　Metop-A衛星搭載のサウンダ利用..... 101
4.2　全球数値予報モデルの国際比較..... 104

付録Ａ　数値予報モデルおよびガイダンスの概要一覧表..... 107

付録Ｂ　数値予報研修テキストで用いた表記と統計的な指標..... 122

はじめに[1]

今年度中に実施を予定している主な数値予報の改善は以下の７項目である。

・全球数値予報モデル（GSM）での適合ガウス格子の採用
・メソ数値予報モデル（MSM）への非静力学４次元変分法の導入
・昨年度整備したドップラーレーダーデータのメソ解析での利用
・地上設置型 GPS データのメソ解析での利用
・全球解析での各種衛星データの利用
・全球数値予報モデル（GSM）での物理過程の改良
・メソ数値予報モデル（MSM）での物理過程の改良

全球数値予報モデル（GSM）での適合ガウス格子の採用は ８月 ５日に実現し、高緯度域を中心にこれまで冗長だった格子点を間引くことにより精度を保ったまま計算時間を短縮することができた。また、同時に実施した各部分の見直し・改良により予測精度も向上した。一方、昨年度整備したドップラーレーダーデータのメソ解析での本格的利用も同じく ８月 ５日に開始し、予測精度の向上をもたらした。そして長年の懸案であった地上設置型 GPS データのメソ解析での利用は、メソ数値予報モデル（MSM）において降水予測精度の向上が確認されたことから、2008 年中に実施の予定である。もう一つの懸案であるメソ数値予報モデル（MSM）への非静力学 ４ 次元変分法の導入を含むその他の改善項目についても、年度後半にできる限り実現すべく精力的に開発を進めている。

今年度の研修テキストでは、最新の数値予報モデルとガイダンスの予測特性について調査した結果をまとめて報告する。一般にモデルやその結果を使って作成されるガイダンスの予測特性は地域や季節によって変化するため、今年度は、特に、地域や季節による予測特性の違いに重点を置いて解説を行うよう心がけた。

本テキストによって、モデルやガイダンスの予測特性についての理解が深まり、きめ細かい知識の活用によって、適切な防災気象情報等の作成に役立つことを願っている。

---

[1] 永田　雅

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おり（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。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。

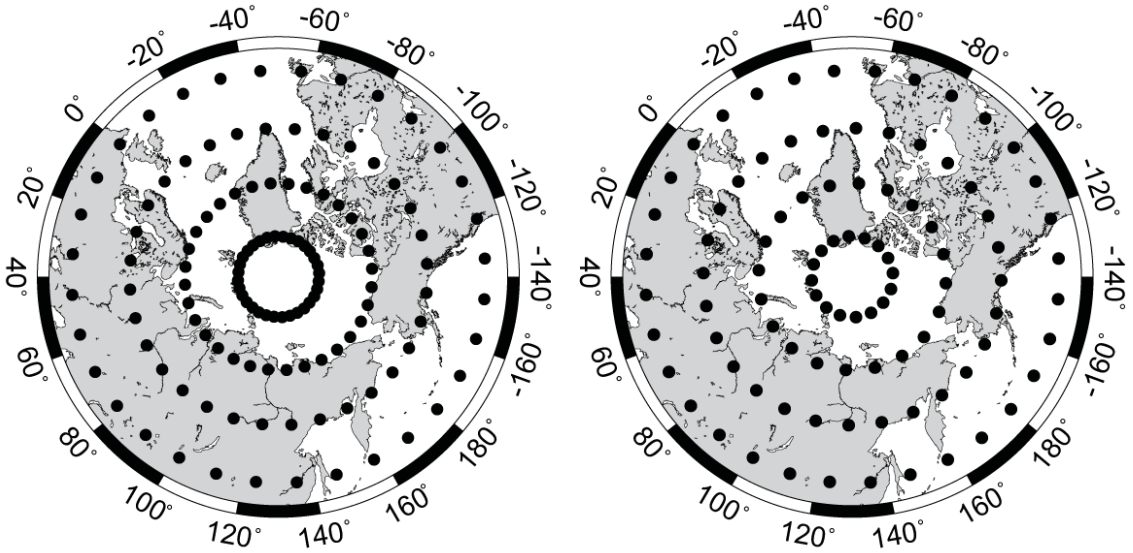


図 1.1.1 モデル格子配置の例（東西 32 格子の例）。宮本（2005）の図 3.1.10 を再掲。標準ガウス格子の場合、高緯度で東西格子間隔が密になる（左）が、適合ガウス格子ではこれを適切に間引く（右）。

[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。

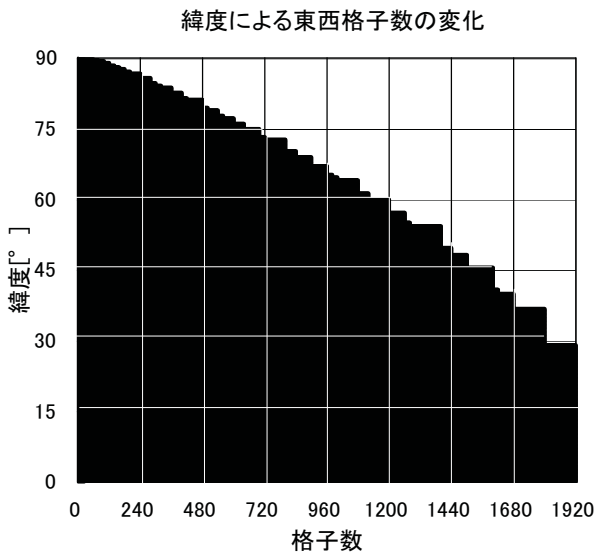


図 1.1.2 適合ガウス格子における東西格子数の変化。赤道における格子数は 1920 格子。30°付近からこれが減少していく。

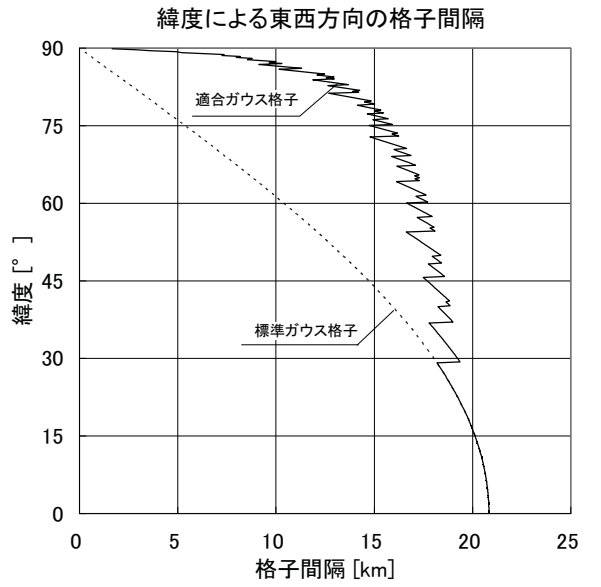


図 1.1.3 格子系による東西方向の格子間隔の違い。図 1.1.2 で示した格子数から算出。適合ガウス格子は、70°付近まで、低緯度と同程度の格子間隔が維持されている。

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]、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潤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。

[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。

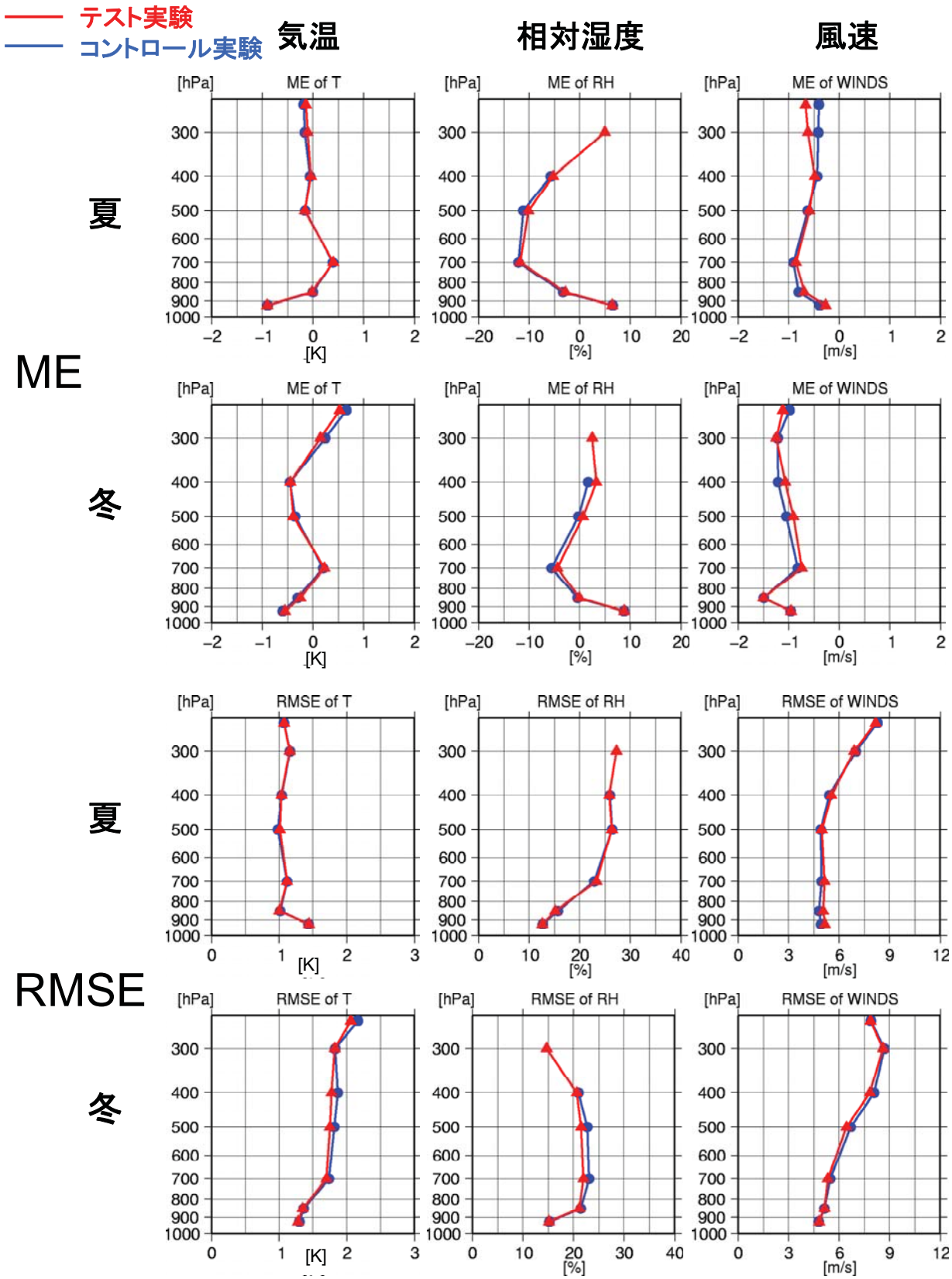


図 1.1.4 現業化試験の対ゾンデ検証。日本域について FT=48 での値。上から順に、ME（夏、冬）、RMSE（夏、冬）。左から順に、気温[K]、相対湿度[%]、風速[m/s]。縦軸はすべて気圧面[hPa]。赤線がテスト実験、青線がコントロール実験。

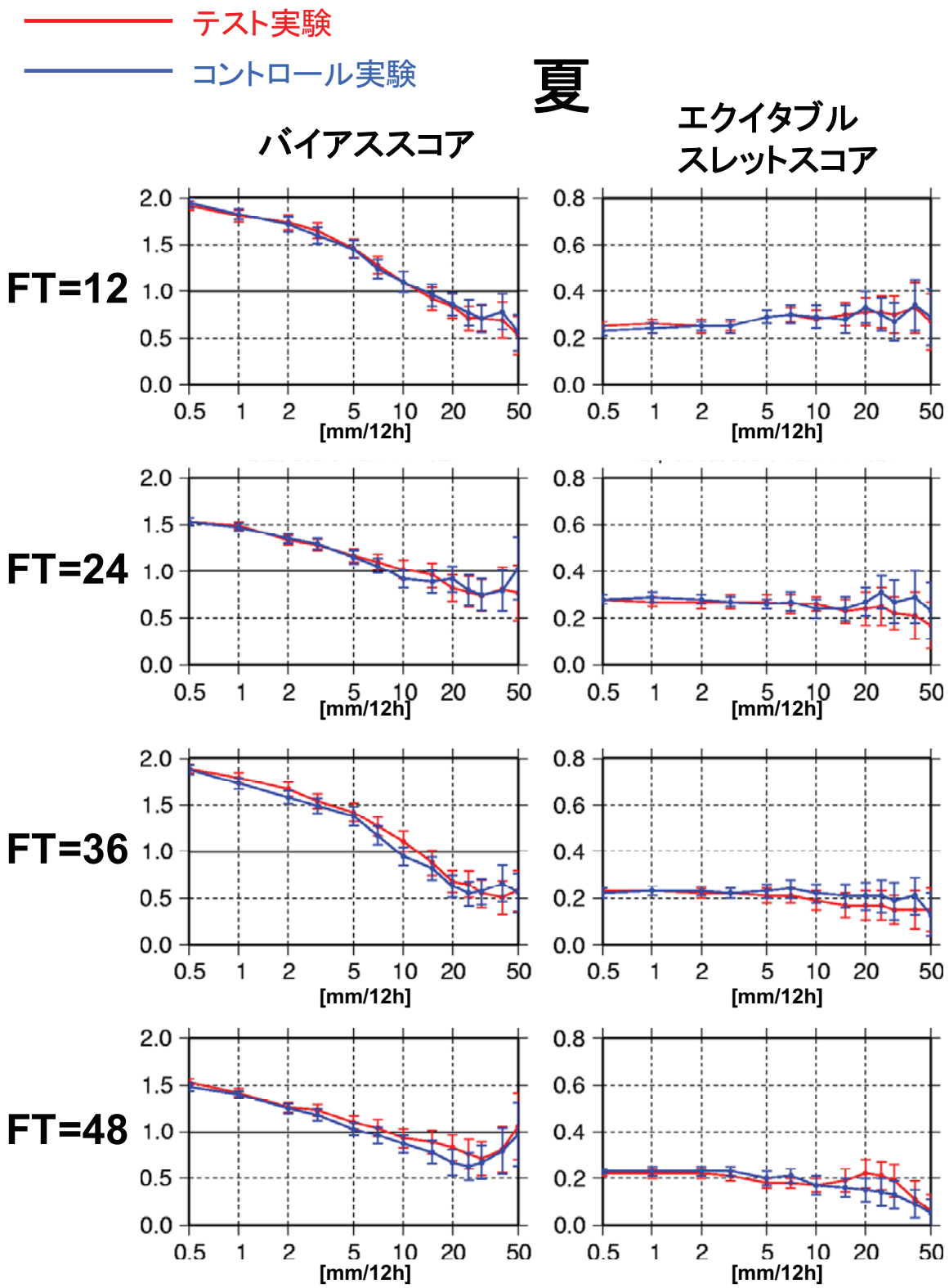


図 1.1.5 現業化試験の対アメダス降水検証（夏）。12 時間降水量について、左から順にバイアススコア、エクイタブルスレットスコア。横軸は降水量の閾値[mm/12h]を表す。FT は上から 12,24,36,48。赤線がテスト実験、青線がコントロール実験。エラーバーは 95%の信頼区間を示す。他の図も含め、テスト実験の値がコントロール実験のエラーバーから外れている場合に、有意に異なる目安とする。各スコアの 95%信頼区間は実況あり・予報ありの期待値と分散をそれぞれ FO/M、FO・XO/M³（記号の意味は表 B.3.1 参照）とし、実況なし・予報ありも同様に定義して、ランダムに 10000 個の分割表を生成して求めた。

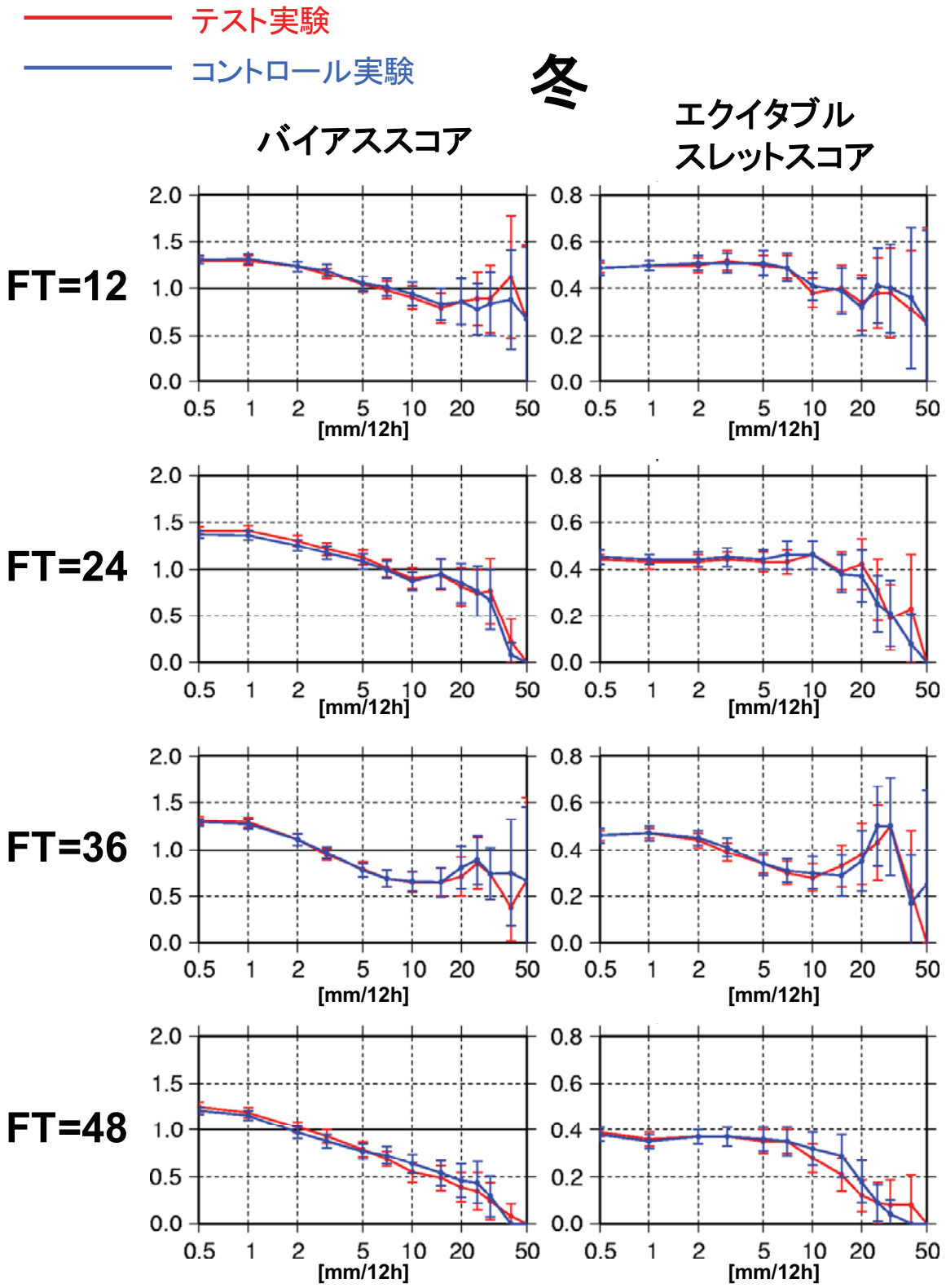


図 1.1.6 現業化試験の対アメダス降水検証（冬）。図の見方とエラーバーの求め方は、図 1.1.5 と同じ。

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

大河原斉揚，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.

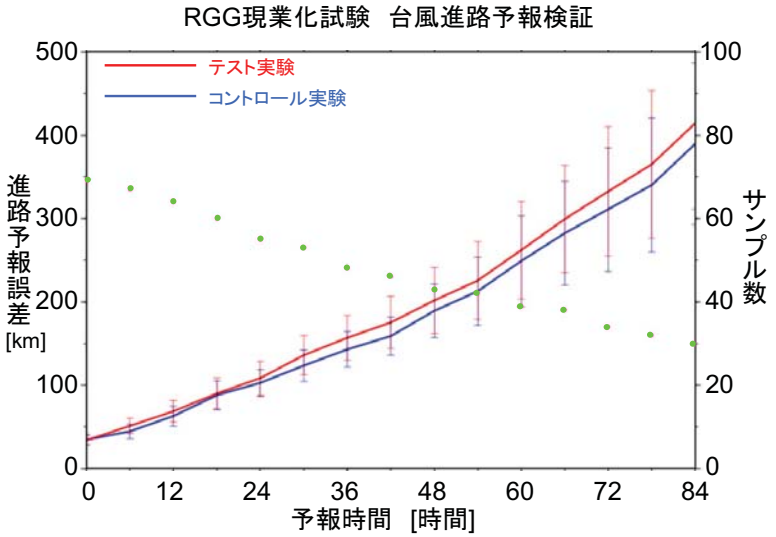


図 1.1.7 現業化試験の台風進路予報検証。2006 年 8 月に発生した 7 つの台風を予報対象とした、00 及び 12UTC 初期値における進路予報誤差[km]（実線、左軸）とサンプル数（緑点、右軸）。赤線がテスト実験、青線がコントロール実験。エラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の 95%信頼区間を表す。

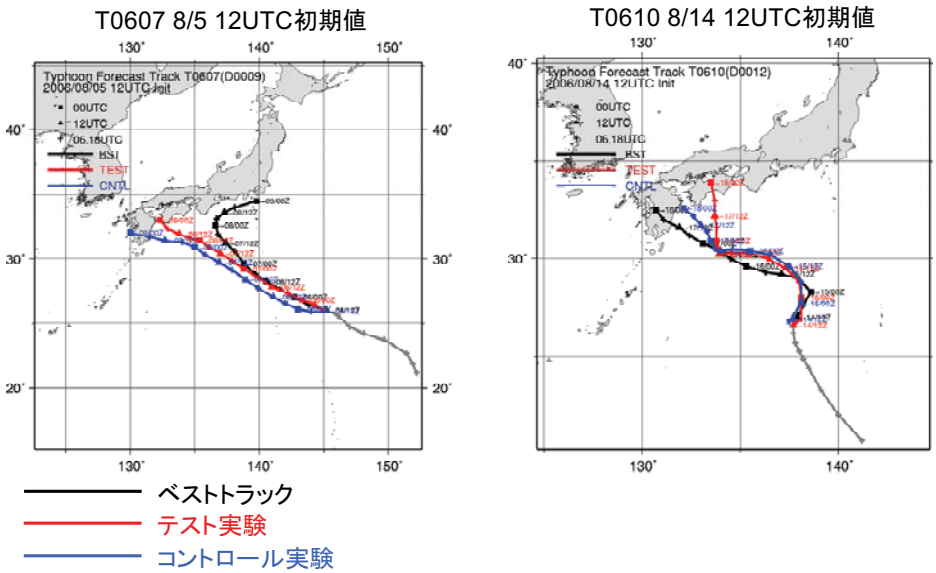


図 1.1.8 現業化試験での台風トラックの例。改善した事例（左）、改悪となった事例（右）をそれぞれ示す。赤線がテスト実験、青線がコントロール実験、黒線がベストトラック。T0607（左）は台風となってから 12 時間後、T0610（右）は 24 時間後の初期値からの 84 時間予報である。

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 斉揚

[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。

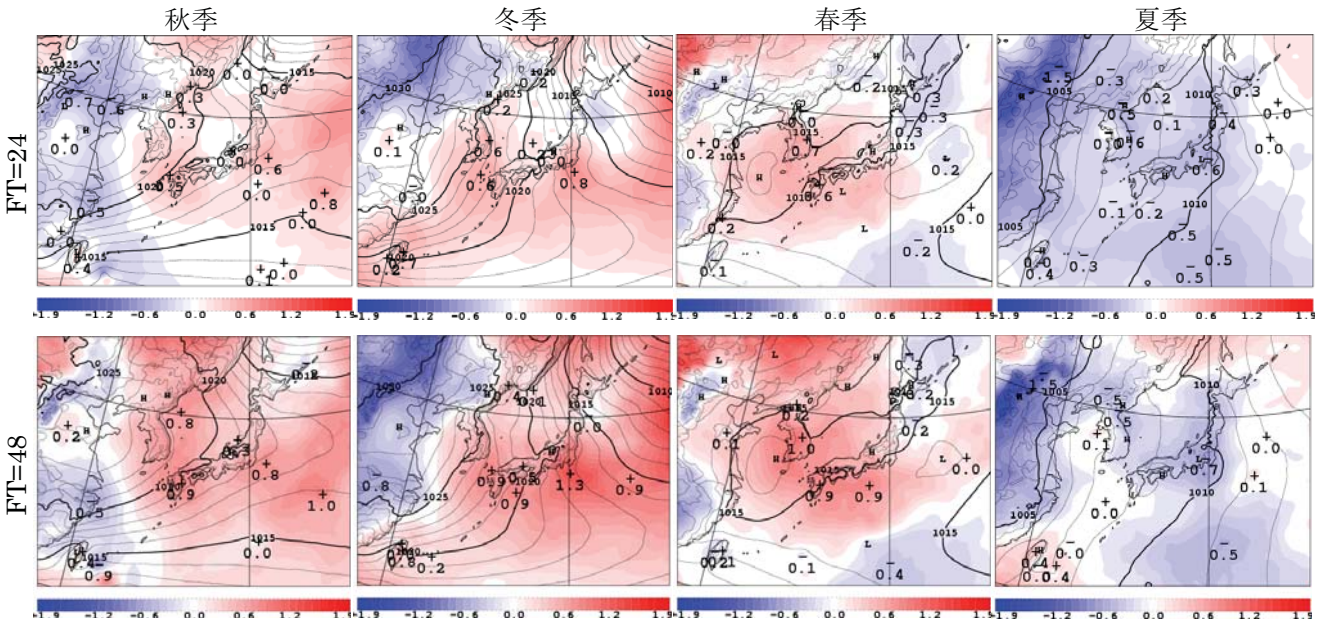


図 1.2.1　20kmGSM の海面気圧の対初期値バイアス分布図。単位 hPa。左から順に秋季（2007 年 10 月～11 月）、冬季（2007 年 12 月～2008 年 2 月）、春季（2008 年 3 月～5 月）、夏季（2008 年 6 月～8 月）の予報で、上段が FT=24、下段が FT=48。暖色系が正バイアス、寒色系が負バイアス。予報は全て 12UTC 初期値。等値線はそれぞれの FT の予報の期間平均。

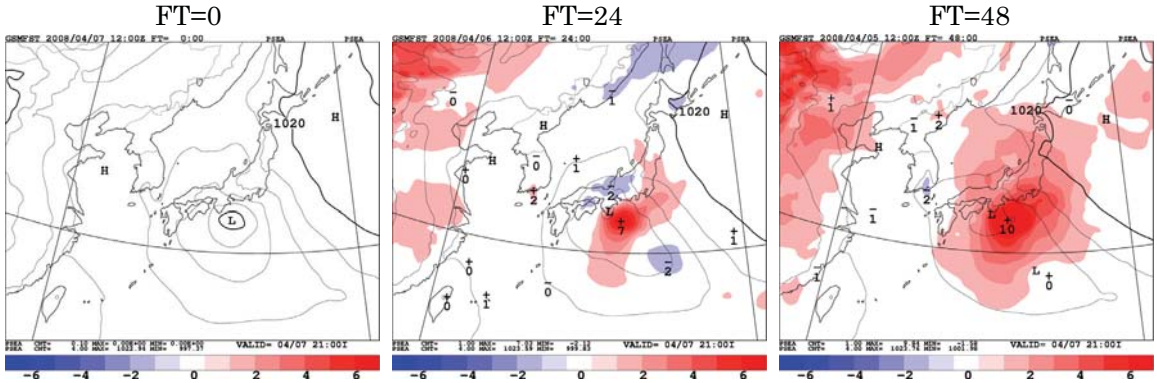


図 1.2.2　2008 年 4 月 7 日 12UTC を予報対象時刻とする 20kmGSM の海面気圧の予報。左から FT=0,24,48。着色は対初期値誤差で、暖色系が正誤差、寒色系が負誤差を表す。

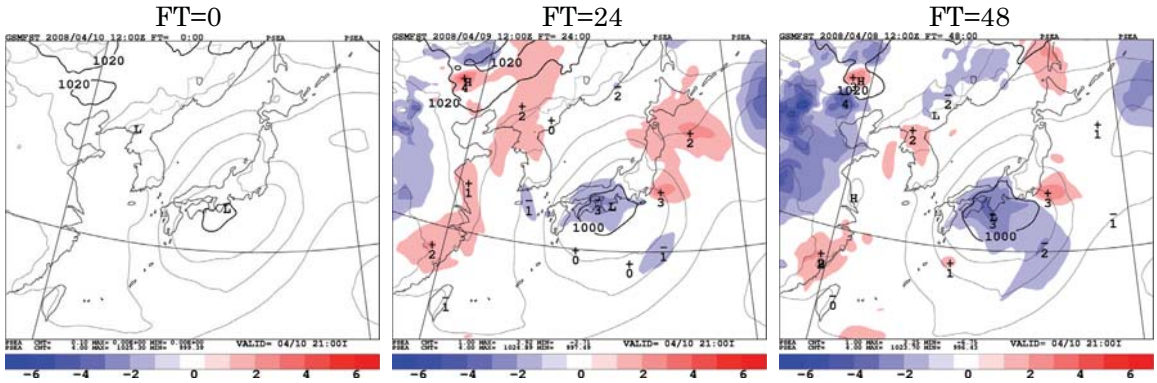


図 1.2.3　図 1.2.2 に同じ。ただし予報対象時刻は 2008 年 4 月 10 日 12UTC。

(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の予想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。

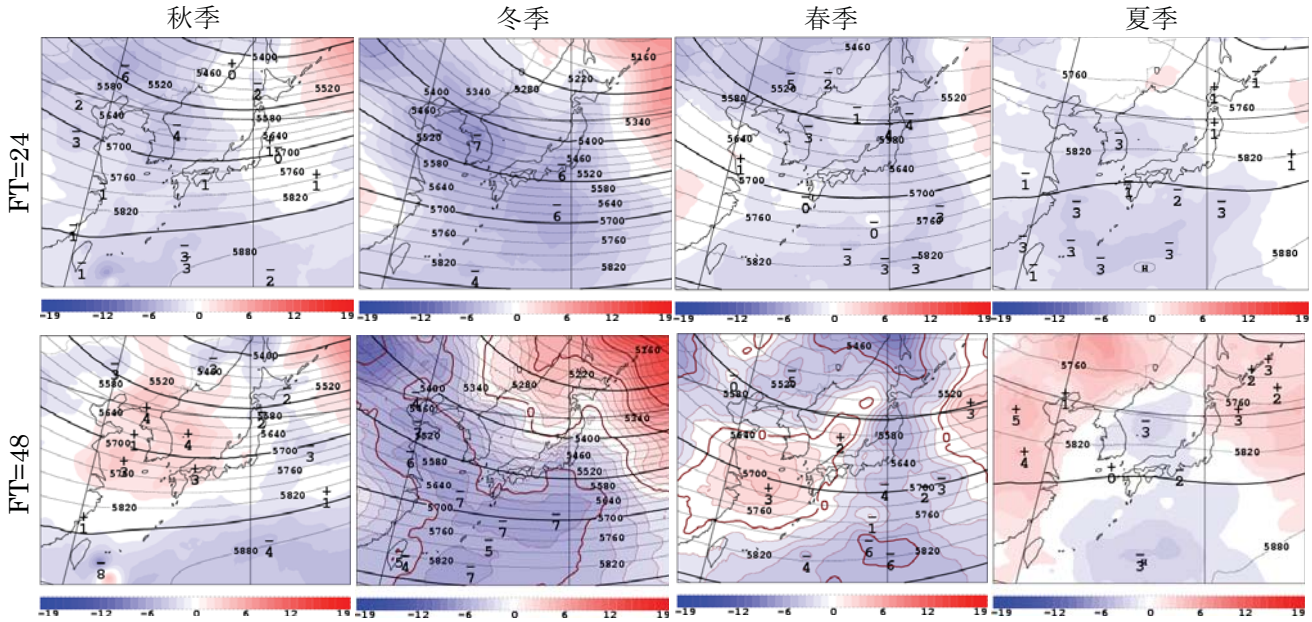


図 1.2.4　20kmGSM の 500hPa 高度の対初期値バイアス分布図。単位 m。冬季と春季の FT=48 の図には茶線でバイアスの等値線を引いている（第 1.2.4 項(3)）。その他の詳細は図 1.2.1 と同様。

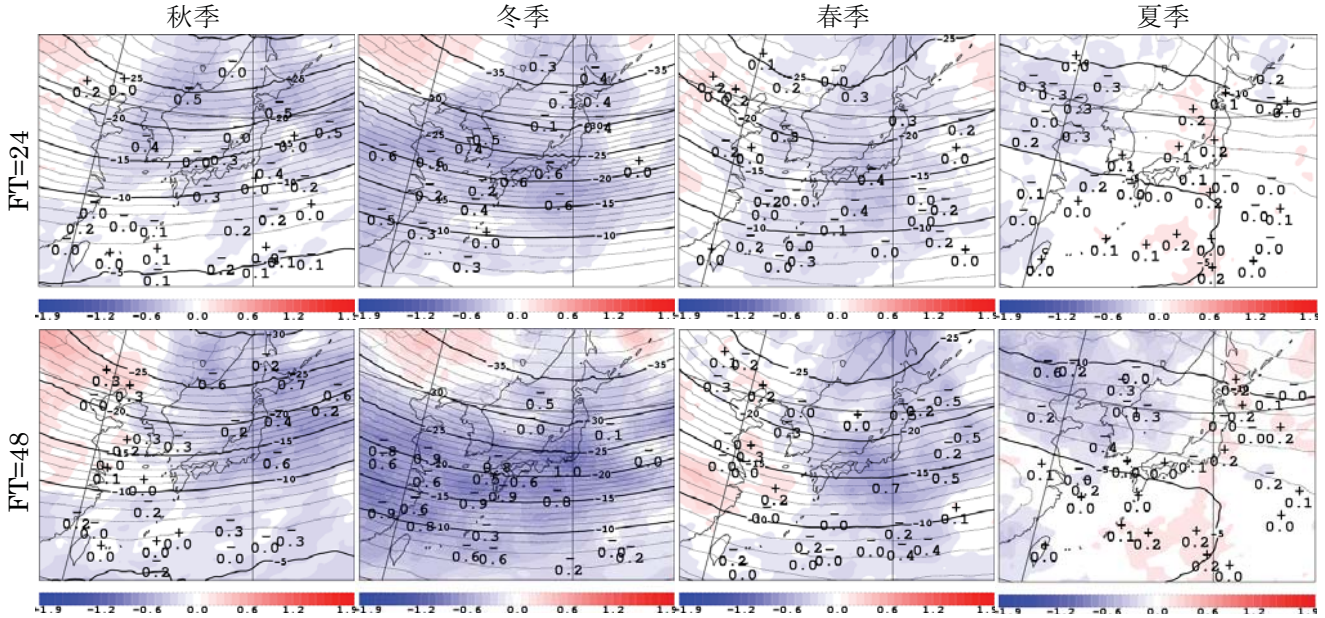


図 1.2.5　20kmGSM の 500hPa 気温の対初期値バイアス分布図。単位℃。その他の詳細は図 1.2.1 と同様。

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

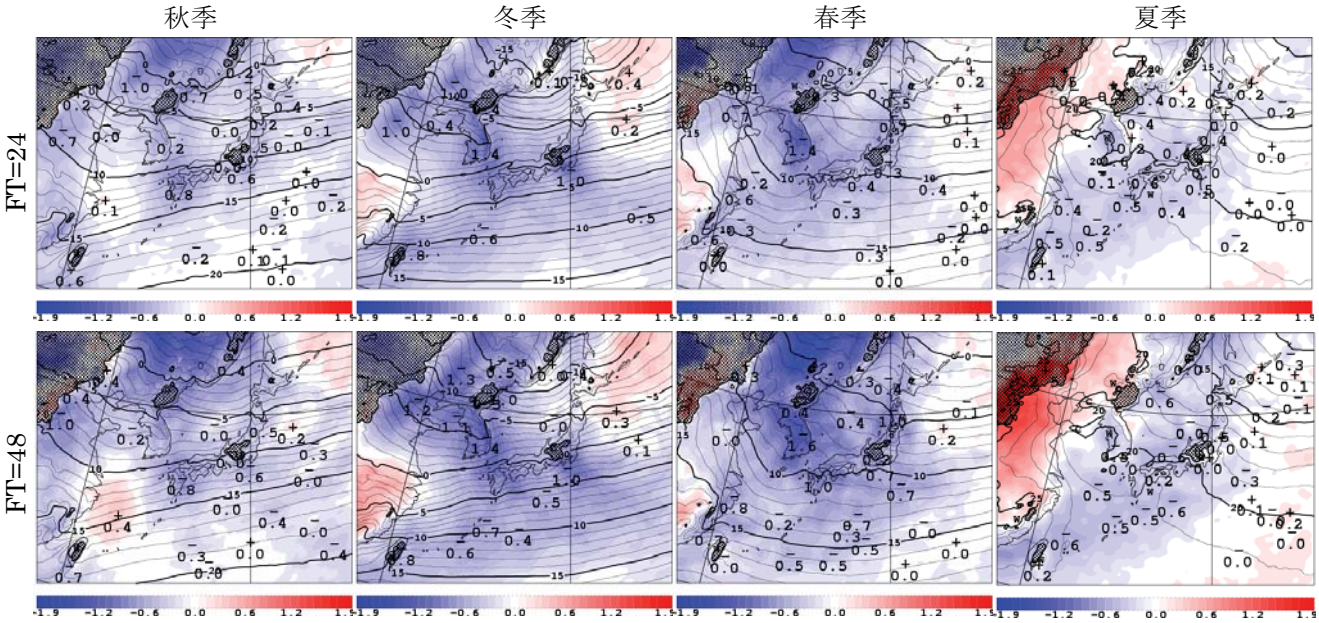


図 1.2.6　20kmGSM の 925hPa 気温の対初期値バイアス分布図。単位℃。網掛けの領域は地上気圧が 925hPa よりも低いため、相当する気温を外挿により求めている。その他の詳細は図 1.2.1 と同様。

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℃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近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っ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の、実況では相当数の地点で降水が観測されなかっ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

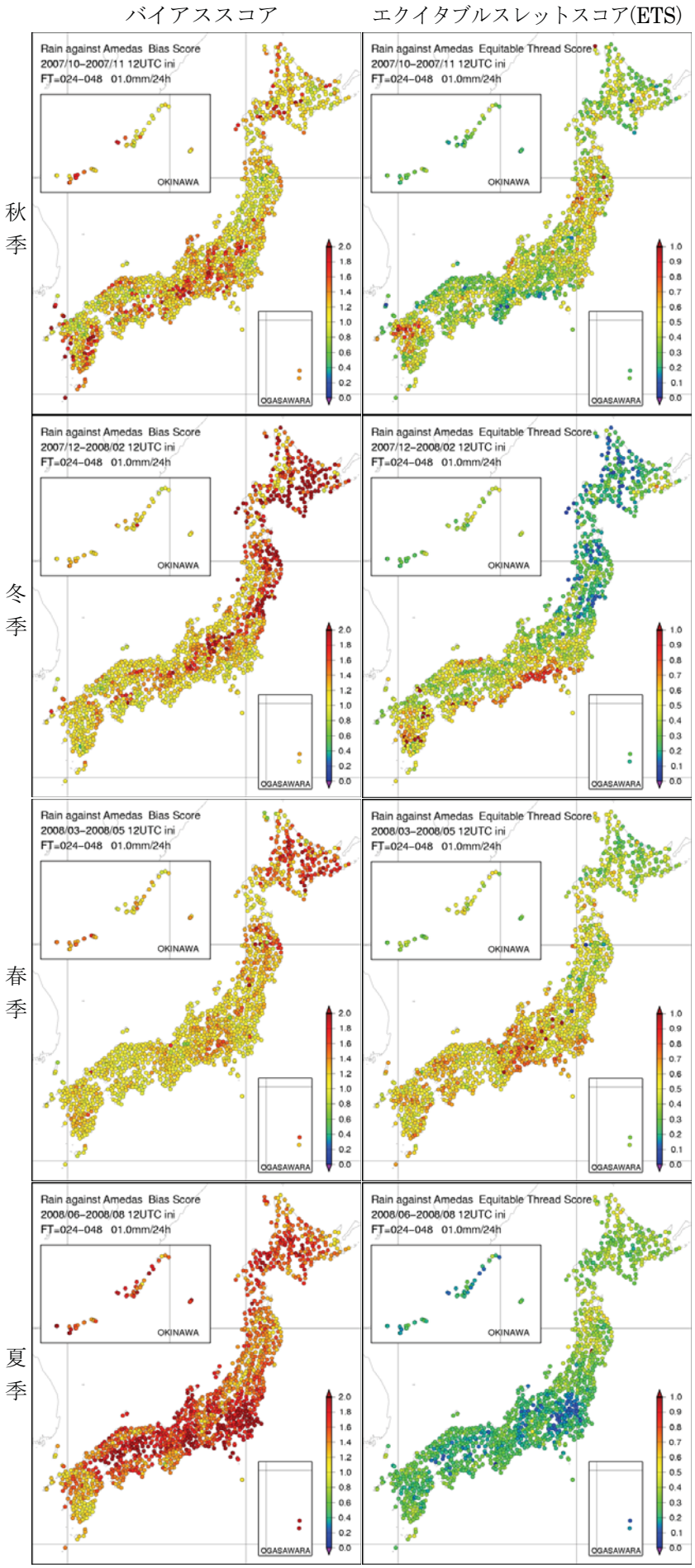


図 1.2.7　20kmGSM の 24 時間予想降水量の検証結果。FT=24～48 の降水予想について、アメダス観測値を真値とする閾値 1mm/24h のバイアススコア（左）・ETS（右）を描画。上から秋季（2007 年 10 月～11 月）、冬季（2007 年 12 月～2008 年 2 月）、春季（2008 年 3 月～5 月）、夏季（2008 年 6 月～8 月）。予報は全て 12UTC 初期値。

[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。

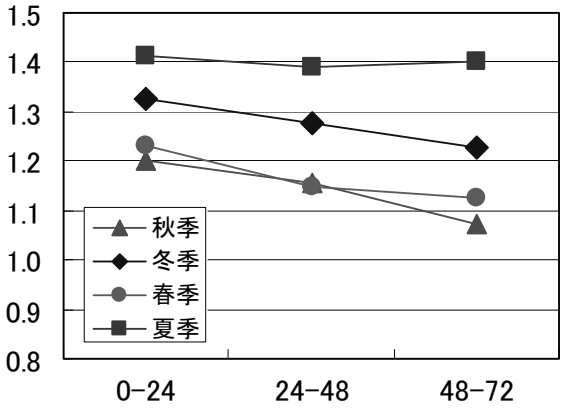


図 1.2.8　20kmGSM の 24 時間予想降水量の 1mm/24h を閾値とするバイアススコアを FT ごとに描画したもの。▲が秋季（2007 年 10 月～11 月）、◆が冬季（2007 年 12 月～2008 年 2 月）●が春季（2008 年 3 月～5 月）、■が夏季（2008 年 6 月～8 月）。横軸が FT、縦軸がバイアススコア。予報は全て 12UTC 初期値。

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るためと考えられる。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おり（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。

⑵ 強い降水の予報の地域特性

⑴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おり、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帯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月の帯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帯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度以南を中心に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上気圧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していることになる。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のバイアスの等値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のバイアスの等値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(≒51m/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。降水範囲を実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かった。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

[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）。

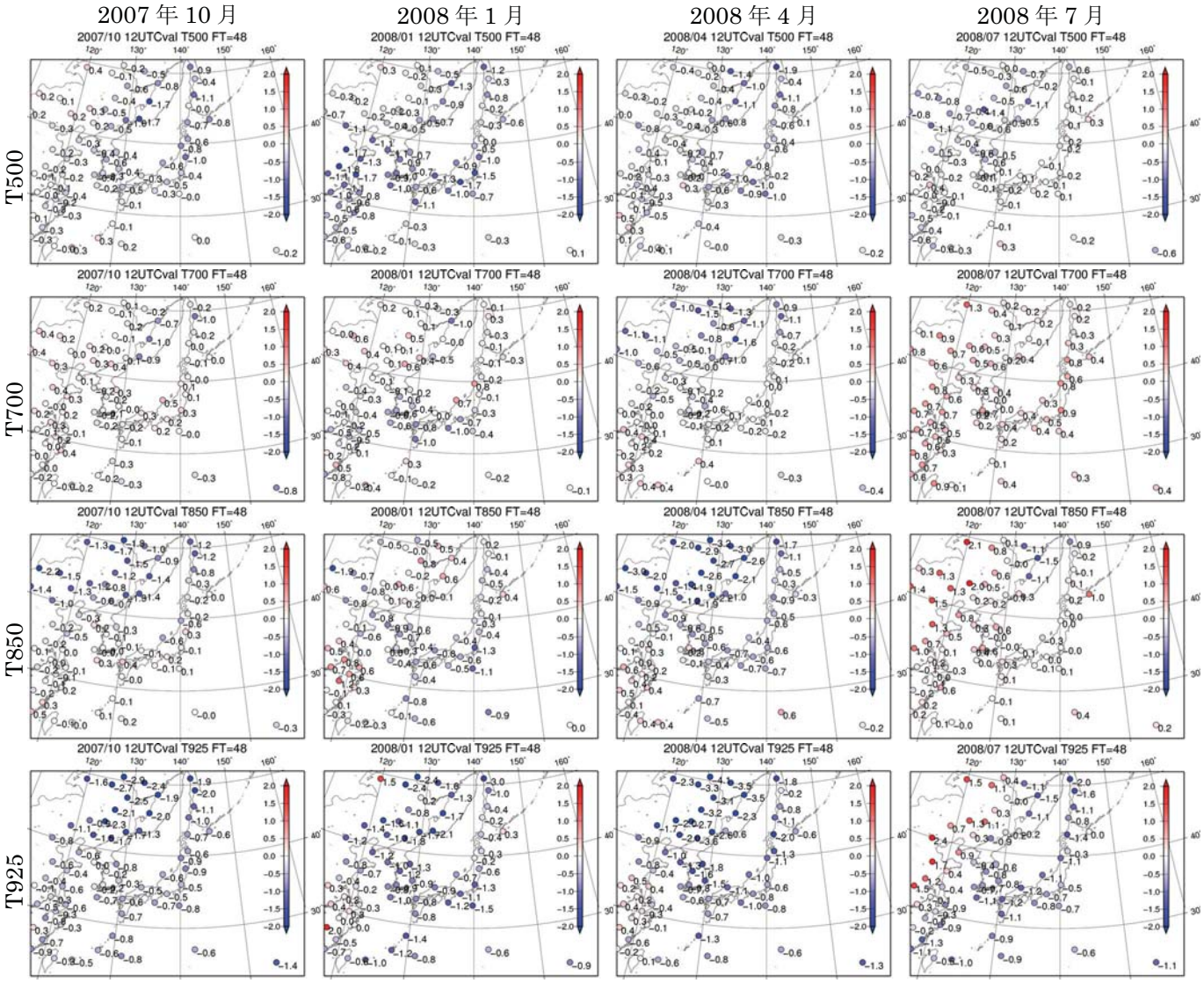


図 1.2.9　20kmGSM の気温の対ゾンデバイアス分布図。12UTC 初期値の FT=48 の予報について対ゾンデバイアスを描画。左から順に 2007 年 10 月、2008 年 1 月、2008 年 4 月、2008 年 7 月の予報で、上から順に T500, T700, T850, T925。単位は℃。暖色系が正バイアス、寒色系が負バイアス。

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帯状に分布していた。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る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場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

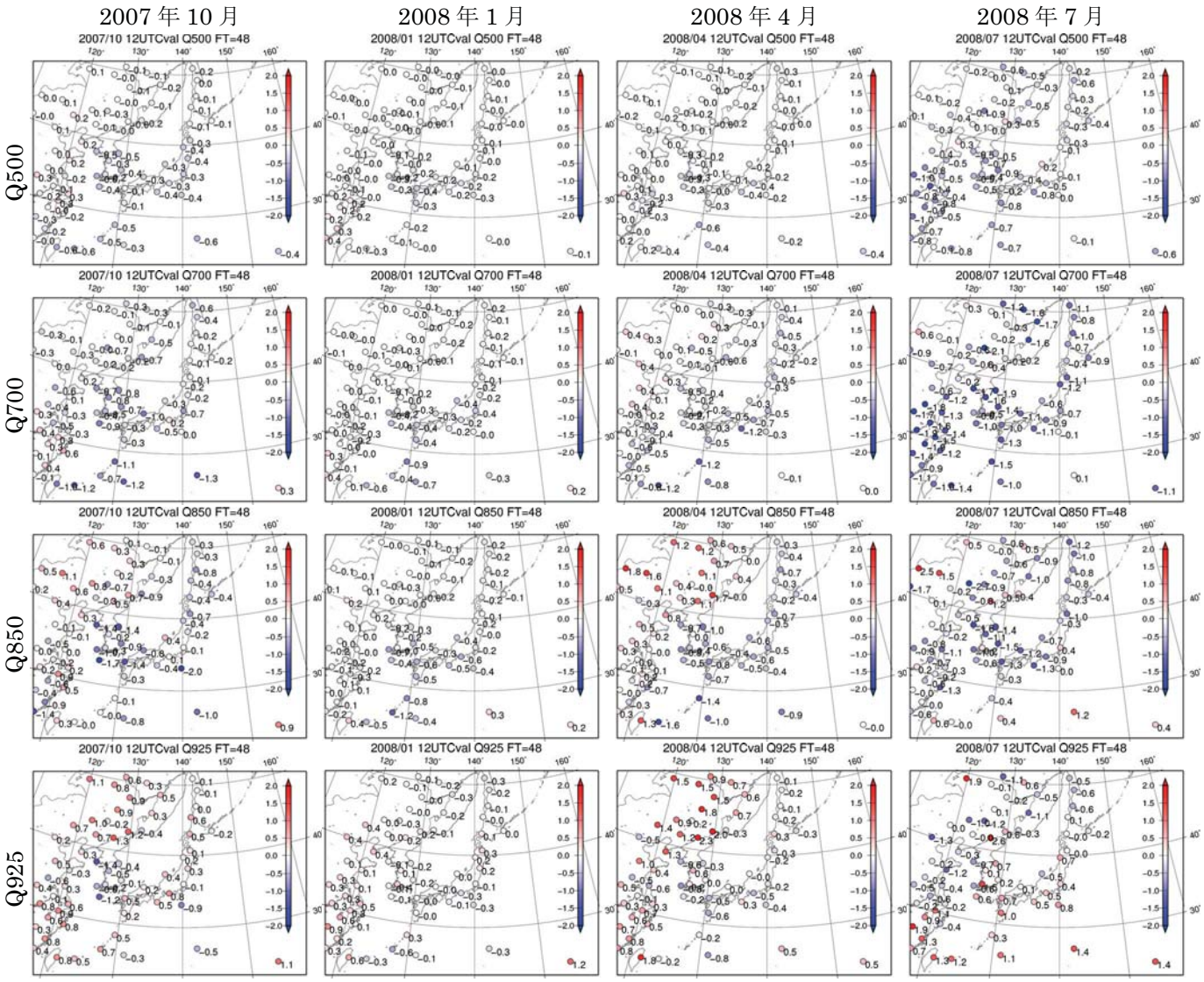


図 1.2.10　20kmGSM の比湿の対ゾンデバイアス分布図。要素は上から順に Q500, Q700, Q850, Q925 で、単位は g/kg。その他の詳細は図 1.2.9 と同様。

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

大河原斉揚, 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.

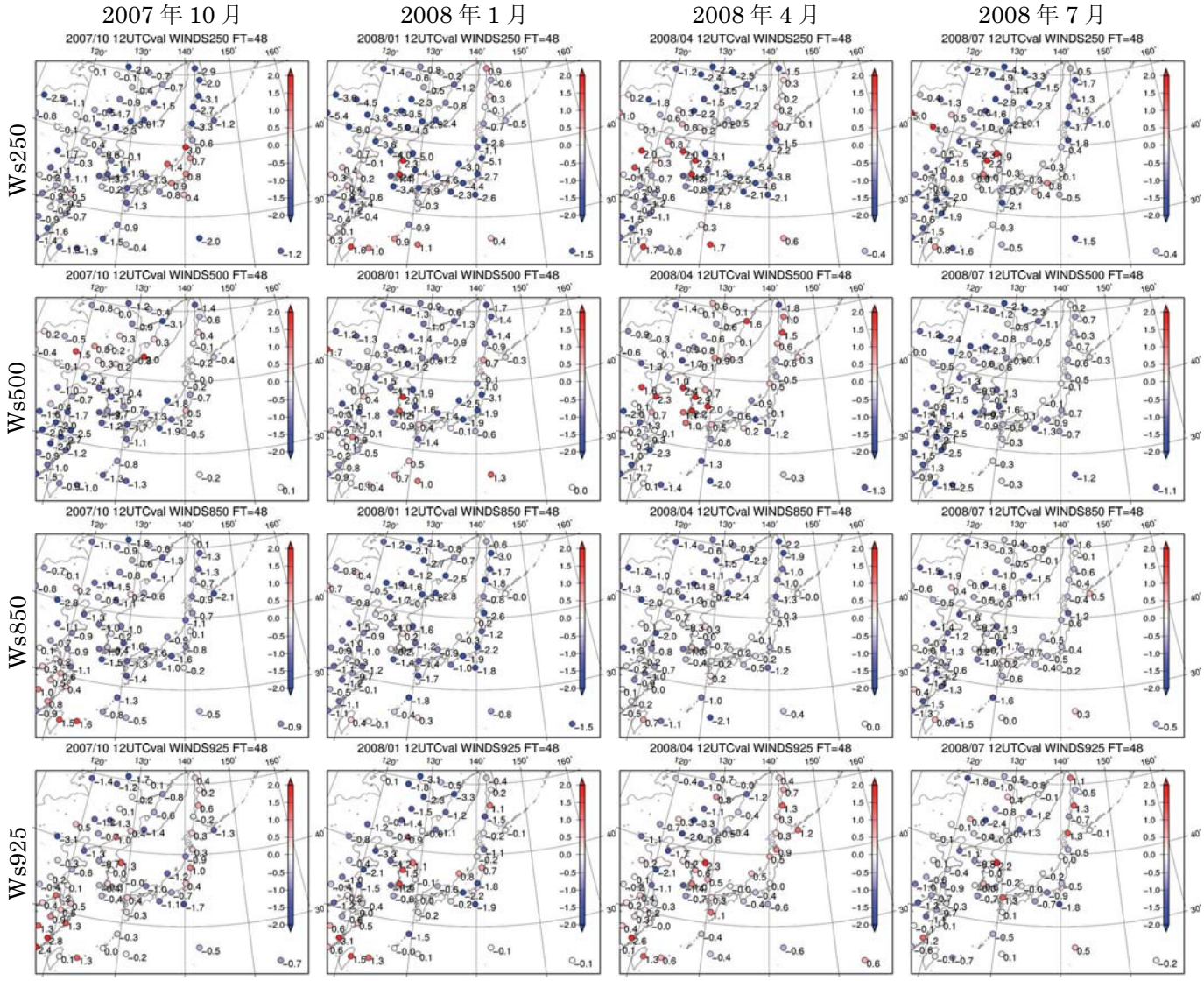


図 1.2.11　20kmGSM の水平風速の対ゾンデバイアス分布図。要素は上から順に Ws250, Ws500, Ws850, Ws925 で、単位は m/s。その他の詳細は図 1.2.9 と同様。

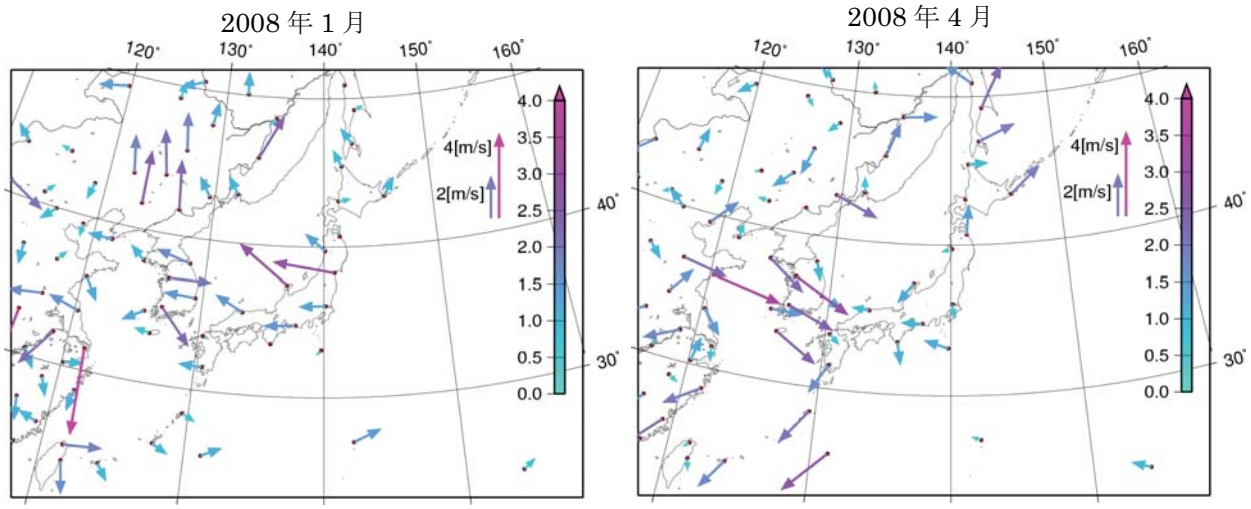


図 1.2.12　20kmGSM の 500hPa 気圧面水平風ベクトルの対ゾンデバイアス分布図。12UTC 初期値の FT=48 の予報について描画。左が 2008 年 1 月、右が 4 月。矢印の長さと色はともに風バイアスの大きさに対応している。

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。

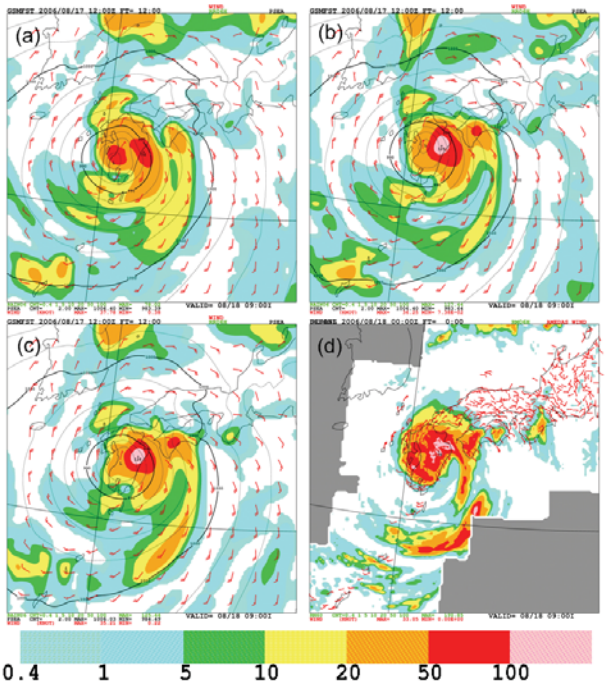


図 1.3.1　2006 年 8 月 17 日 12UTC 初期値における FT=12 の (a) GSM0711 (b) GSM0801 (c) GSM0808 の前 6 時間積算降水量と、(d) 対応する時刻の前 6 時間積算解析雨量。

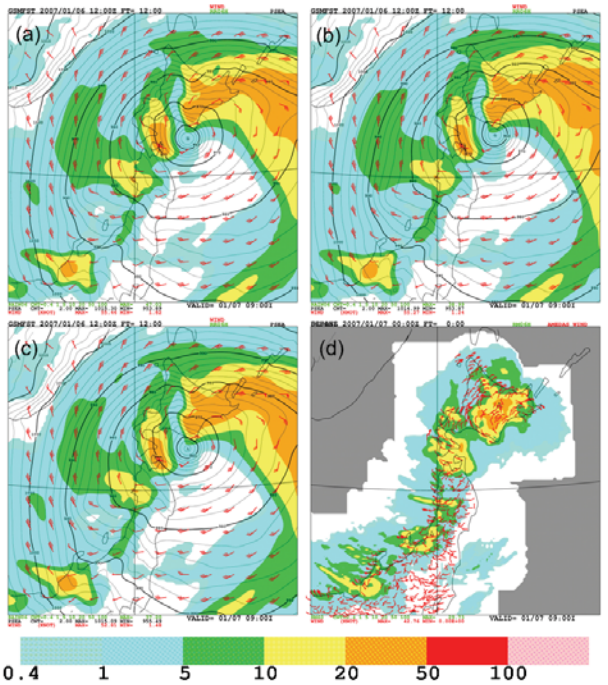


図 1.3.2　2007 年 1 月 6 日 12UTC 初期値における FT=12 の (a) GSM0711 (b) GSM0801 (c) GSM0808 の前 6 時間積算降水量と、(d) 対応する時刻の前 6 時間積算解析雨量。

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ず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、弱かっ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

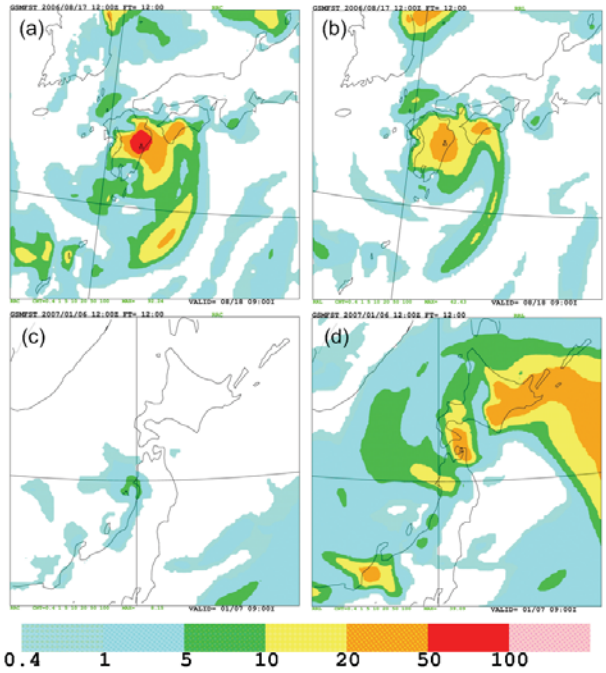


図 1.3.3 GSM0808 の前 6 時間積算の降水量。上段は図 1.3.1 と同じ夏季、下段は図 1.3.2 と同じ冬季の事例で、（a）（c）A-S による降水、（b）（d）大規模凝結による降水。

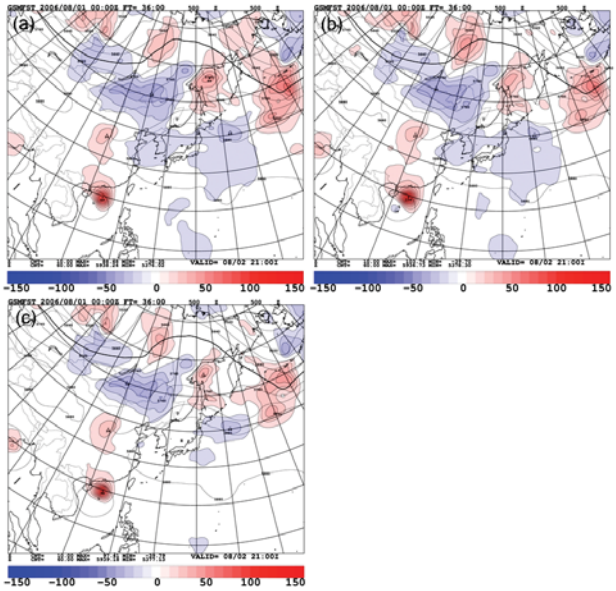


図 1.3.4　2006 年 8 月 1 日 00UTC 初期値の FT=36 における（a）GSM0711（b）GSM0801（c）GSM0808 の 500hPa 高度の対解析値誤差。解析値に対し赤は正、青は負の誤差を表す。単位は m。

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っている。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

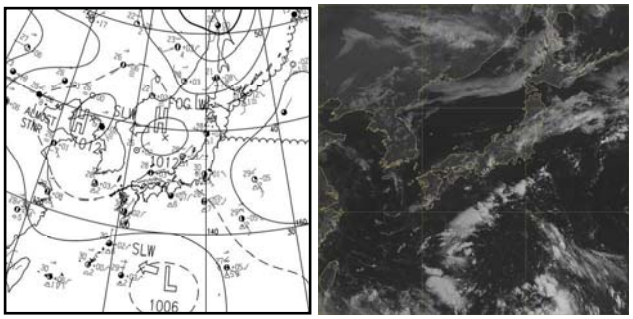


図 1.3.5　2008 年 8 月 6 日 00UTC の地上天気図（左）と MTSAT 可視画像（右）。

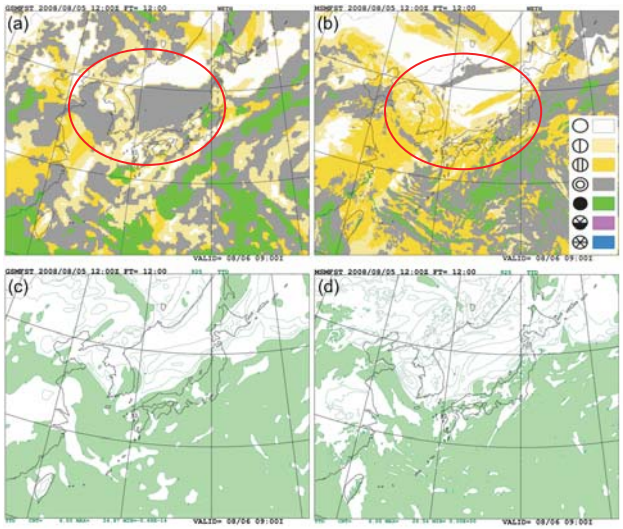


図 1.3.6　2008 年 8 月 5 日 12UTC 初期値の FT=12 における　(a)（b）お天気マップと　(c)（d）925hPa における湿数分布（緑色のハッチは 3 度以下）。左から GSM0808、MSM。

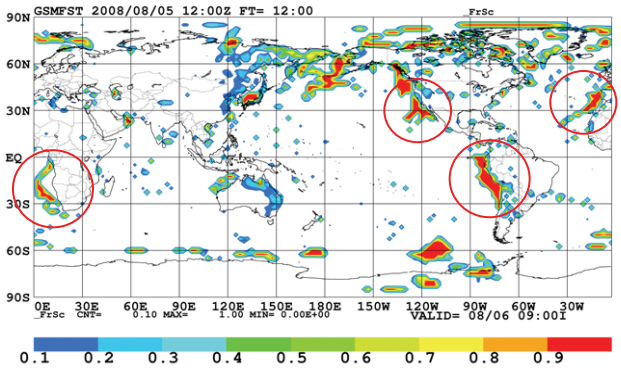


図 1.3.7　2008 年 8 月 5 日 12UTC 初期値の FT=12 における前 6 時間平均の層積雲スキームによる雲の生成頻度の分布。

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おり（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。

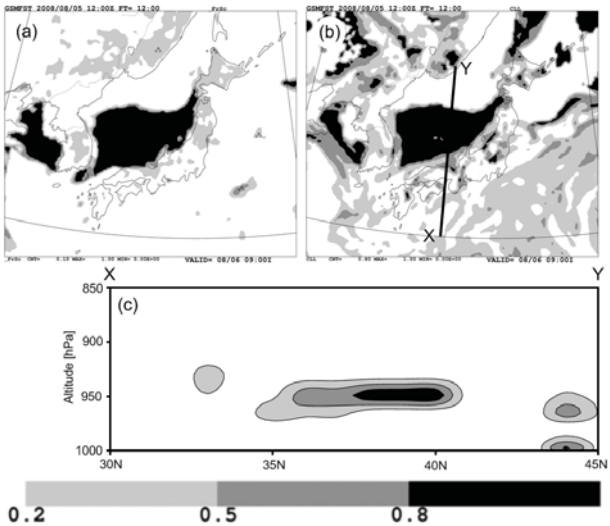


図 1.3.8　2008 年 8 月 5 日 12UTC 初期値における FT=12 の（a）前 6 時間の層積雲スキームによる雲の生成頻度、（b）下層雲量、（c）図（b）中 X-Y における雲量の鉛直断面図。

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に改良を進めている。

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る。

2007年11月、全球モデルの高解像度化と同時に、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

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。

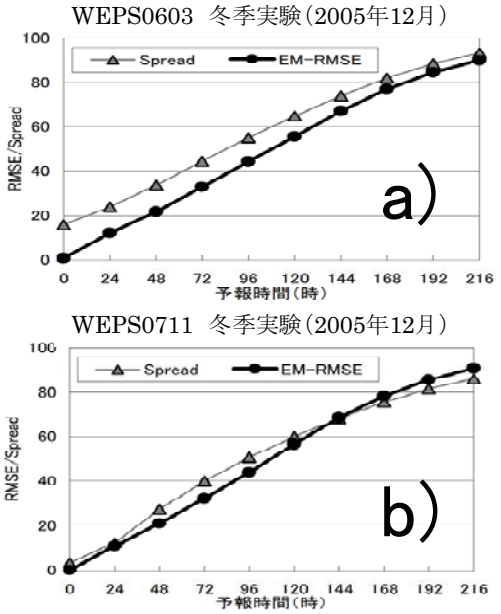


図1.4.1 北半球領域 (20N－90N) での予報時間毎の500hPa高度場[m]についてのスプレッドとアンサンブル平均のRMSE。2005年12月を対象とした冬季実験の結果。a)がWEPS0603、b)がWEPS0711の結果。

[1] 米原 仁

[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。

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)。

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

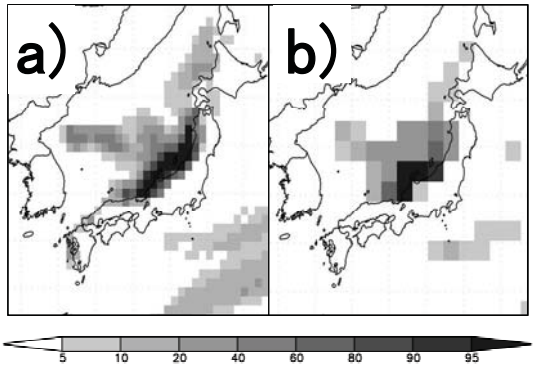


図1.4.2　2005年12月13日12UTC初期値の4日予報における前24時間予報降水量が12mm以上となる確率分布。a)がWEPS0711、b)がWEPS0603。

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	

ーが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＞1.5σの閾値で、冬季ではアノマリー＜-1.5σ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に変えてもほぼ同じである。これついては、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に改悪となっており、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
海氷分布（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.

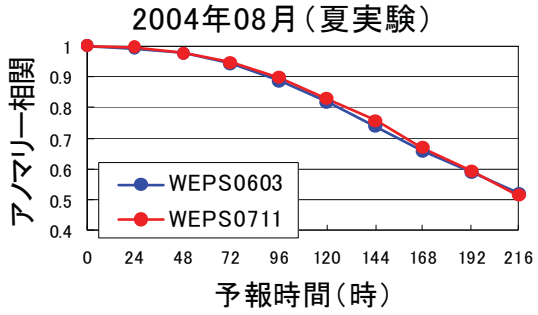


図1.4.3　夏季の北半球(20N－90N)領域での予報時間毎の500hPa面の高度場のアノマリー相関の比較図。青色の線がWEPS0603、赤色の線がWEPS0711。

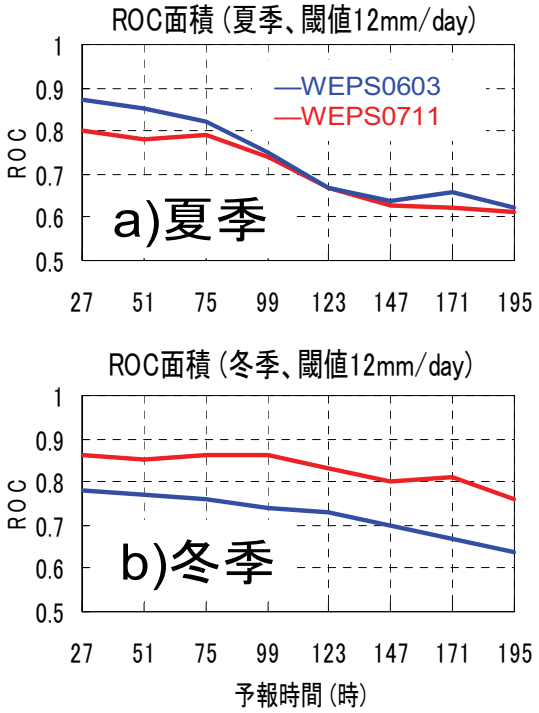


図1.4.5　降水の確率予報についての検証結果（ROC面積）。縦軸は12mm/dayを閾値としたROC面積、横軸は予報時間、目盛りの位置が日界。a)が夏実験の結果、b)が冬実験の結果。青色がWEPS0603、赤色がWEPS0711。

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**,

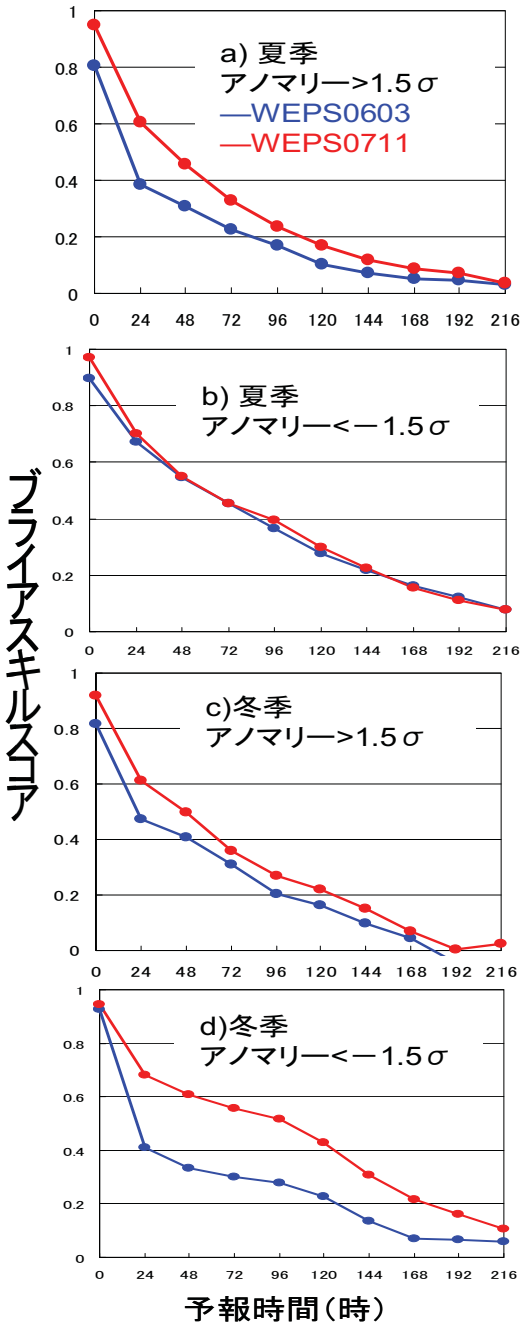


図1.4.4　東アジア領域(20N－60N, 100E－170E)での予報時間毎の850hPa面の気温についてのブライアスキルスコアの比較。青線がWEPS0603、赤線がWEPS0711のスコア。a)夏季，アノマリー＞1.5σ、b) 夏季，アノマリー＜-1.5σ、c) 冬季、アノマリー＞1.5σ、d)冬季、アノマリー＜-1.5σ。

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庁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った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

[1] 小森 拓也, 山口 宗彦

[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帯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 法で求めた初期摂動を利用してアンサンブル初期摂

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、その中間のときは信頼度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] 検証期間は 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）。

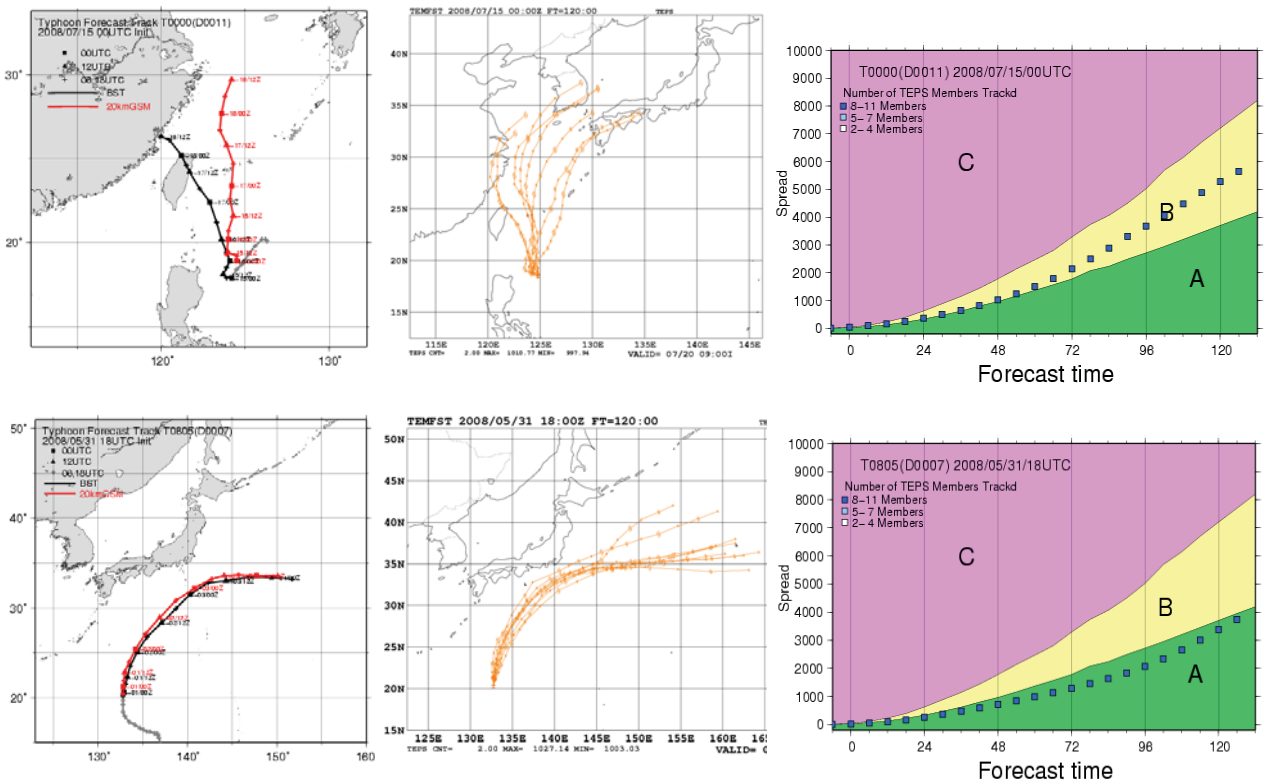


図1.5.1　本運用開始後の台風アンサンブル予報の予報例。2008年7月15日00UTC初期時刻の予報（上段）と2008年5月31日18UTC初期時刻の予報（下段）。左図は、各初期値におけるGSMの84時間予報結果（赤線）とベストトラック（黒線）。中図は、台風EPSによる120時間予報結果、右図は信頼度判定図である。信頼度判定図の横軸は予報時間、縦軸は積算スプレッド(km)であり、四角で表された点がその予報時刻に対する結果である。

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

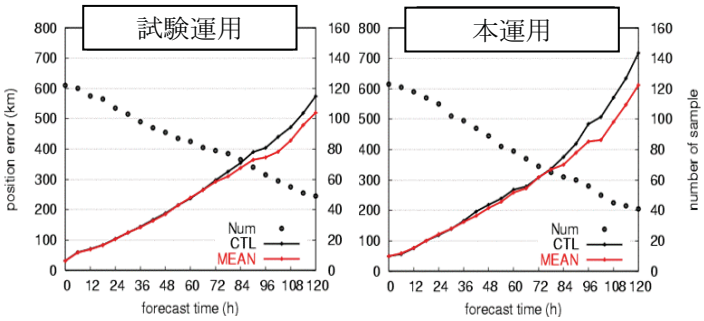


図 1.5.2　試験運用と本運用における台風進路予報誤差。横軸は予報時間(時間)、第 1 縦軸は進路予報誤差(km)，第 2 縦軸は検証の事例数を表す。黒線はコントロールランの進路予報誤差、赤線はアンサンブル平均の進路予報誤差、黒丸は事例数を表す。検証は共に 2006 年 8 月における 00, 06, 12, 18UTC の予報に対して行った。

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必要となる。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.

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.

[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。

第2章　メソ数値予報モデル

2.1　2007年11月に更新された全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの統計検証[1]

2.1.1 はじめに

本節では、はじめに2006年3月から2008年7月までの現業メソ数値予報モデル（MSM）の降水予報精度の推移について、2006年2月以前との比較も含めて述べる。次に2007年12月から2008年2月（冬季）、2008年3月から5月（春季）、2008年6月から7月（夏季）の全球モデル（GSM0711）の予報値を側面境界値に用いたMSMの降水予報精度の地域特性、地上気象観測、高層気象観測などに対する検証結果について述べる。統計検証で用いる各種スコアについては、巻末付録を参照していただきたい。

2.1.2 降水予報精度の推移

以下では、MSMの降水予報精度について、2006年3月から2008年7月までの推移を2006年2月以前との比較も含めて述べる。2006年2月以前の推移の詳細については、瀬川・三浦（2006）、本田（2008）を参照していただきたい。

図2.1.1に2001年3月から2008年7月までのMSMの降水予報について、対解析雨量で検証した前3時間積算降水量のスレットスコア、バイアススコア、見逃し率、空振り率の推移を示す。ここでは閾値10mm/3h、FT=3～15、日本の陸上の格子のみを検証対象とした。検証格子の大きさは20kmであり格子内平均降水量についてスコアを求めている。なお、2006年3月以降、MSMには、水平解像度10kmから5kmへの変更（2006年3月）、予報時間の15時間から33時間への延長とそれに伴う物理過程の改良（2007年5月）、側面境界値を与えるモデルの変更（RSMからGSM0711）（2007年11月）等がなされている。

まず、月毎に求めたスコアの推移（太実線）から、2006年3月以降の季節毎の各スコアの特徴を調べた。その結果、2006年3月以降も、瀬川・三浦（2006）の指摘と同様に、夏は降水予報頻度過少で見逃し率が高い、冬は降水予報頻度過剰で空振り率が高いという傾向が確認された。2008年の夏は特に上記の傾向が強く、バイアススコアと見逃し率だけでなくスレットスコアと空振り率も例年と比べて大きく悪化していた。この理由は、MSMが不安定降水を予報しにくいためである（第2.3節）。

次に、2006年3月以降にMSMに加えられた変更の効果を調べるため、2006年3月から2008年7月までの期間の4分割表を合算して求めたスコアを、2004年9月から2006年2月までの期間で同様にして求めたものと比較した（細直線）。その結果、2006年3月から2008年7月までの期間は2004年9月から2006年2月までの期間と比較して、スレットスコア、バイアススコア、空振り率が改善していることが確認された。また、MSM運用開始（2001年3月）から2008年7月までの期間についても、4次元変分法導入（2002年3月）や非静力学モデル導入（2004年9月）など、大きな変更が加わるたびに、スレットスコア、バイアススコア、空振り率が、着実に改善してきていることが確認できた。

2.1.3 降水予報精度の地域特性

以下では、側面境界変更後のMSMの冬季、春季、夏季の降水スコアマップから読みとることができる降水予報精度の地域特性について述べる。

図2.1.2は、二次細分区域内で平均したモデル降水量を対解析雨量で検証したバイアススコアとエクイタブルスレットスコア（ETS）のスコアマップである（検証方法については、瀬川・三浦 2006を参照）。ここでは冬季の閾値1mm/3h、春季、夏季の閾値5mm/3h、03, 09, 15, 21UTC初期値のFT=3～15の前3時間積算降水量を検証対象とした。なお、検証格子の大きさは5kmである。このスコアマップでは、バイアススコアの場合、黄色が最も降水予報頻度が適正であることを意味し、また、ETSの場合、暖色系の色ほどスコアが良いことを意味する。

冬季は、本州の日本海側平野部などでバイアススコアが小さい。また、ETSは本州の日本海側平野部、北海道、東北南部から関東地方北部の山岳部で悪い。本州の日本海側平野部でETSが悪いのは、バイアススコアが小さく降水予報頻度過少で見逃しが多いことが原因の一つである。MSMの雲物理過程で雲氷の数濃度を予報するようにすれば、この問題はある程度改善できる見通しである（第2.3節）。一方、北海道や、東北南部から中部地方にかけての山岳部などでバイアススコアが大きい。これは、解析雨量では風が強いときの降雪が過少評価されるためと思われる。

春季は、北海道太平洋側東部、青森県、山形県南部など一部の地域でバイアススコアが大きいことを除けば、MSMの降水予報頻度は概ね適正である。ETSは北海道太平洋側東部及び北海道日本海側北部、東北北部、福島県西部、沖縄地方で悪い。

夏季は、北海道の一部と沖縄地方を除き、全国的にバイアススコアが低い傾向がある。また、ETSも

[1] 長澤 亮二

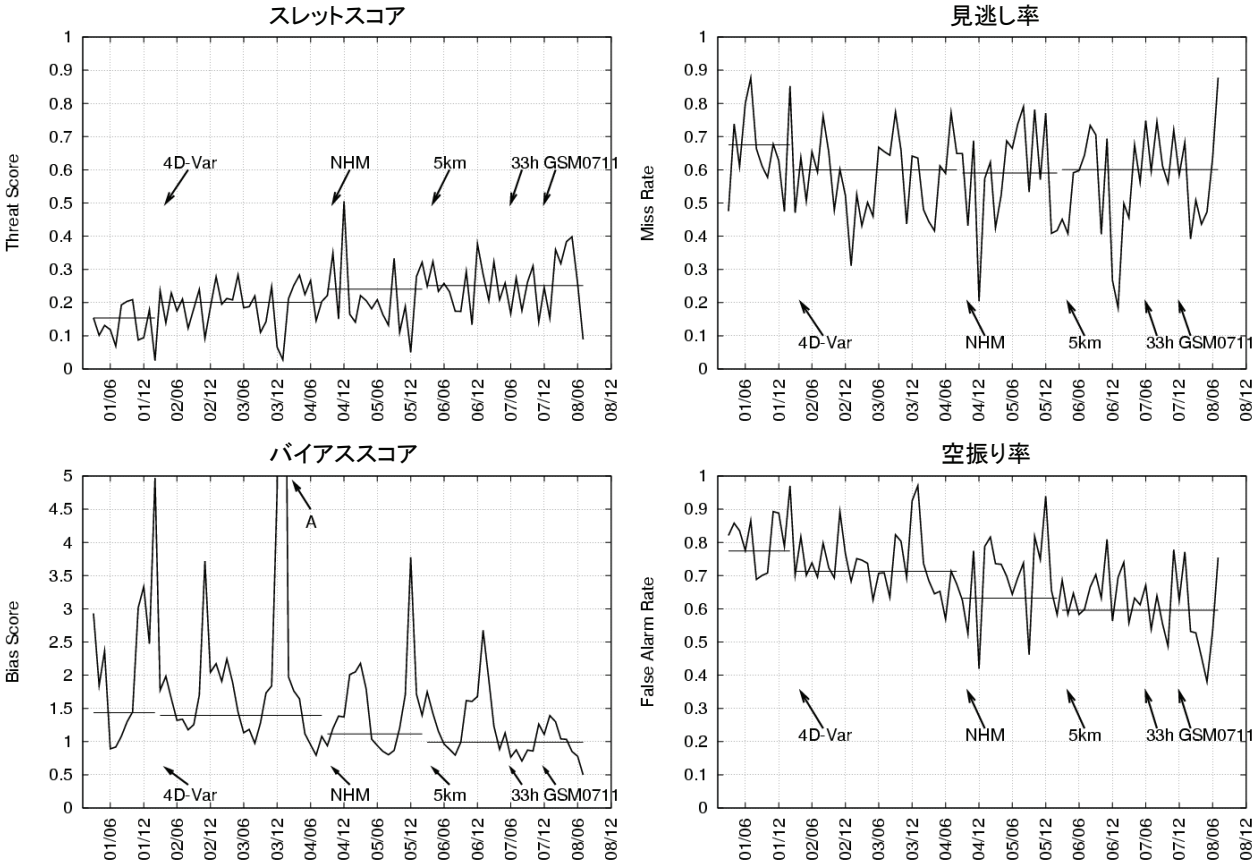


図 2.1.1　MSM の降水予報精度の推移。対解析雨量で検証した前 3 時間積算降水量のスレットスコア(左上)、バイアススコア(左下)、見逃し率(右上)、空振り率(右下)を示す。対象期間は 2001 年 3 月～2008 年 7 月。日本の陸上の格子のみを検証対象とし、検証格子の大きさは 20km、降水量は格子内平均降水量、閾値は 10mm/3h、2006 年 2 月以前は 1 日 4 回予報の 4 初期値、2006 年 3 月以降は 1 日 8 回予報の 8 初期値の FT=3～15 を用いた。図中の矢印は MSM に変更が加わった月を示し、それぞれ、4D-Var: 4 次元変分法導入(2002 年 3 月)、NHM: 非静力学モデル導入(2004 年 9 月)、5km: 水平解像度 10km から 5km への変更(2006 年 3 月)、33h: 予報時間の 15 時間から 33 時間への延長とそれに伴う物理過程の改良(2007 年 5 月)、GSM0711: 側面境界値を与えるモデルの変更(RSM から GSM0711, 2007 年 11 月)、に対応する。太実線は月毎の 4 分割表から求めたスコア、細直線は各期間について 4 分割表を合算して求めたスコア(月毎のスコアの平均値ではないため降水頻度の多い暖候期の成績の影響が大きい)。バイアススコアの範囲外となった値: A は 12.4(2003 年 12 月)である。

春季に比べると全国的に悪い傾向があり、特に北海道、京都府から中国地方にかけての地域、沖縄地方などで悪い。第2.3節で指摘されているように、MSMは総観スケールの擾乱に伴う降水と比較して不安定降水の予報精度が低い。2008年の夏季は例年の夏季と比べて西日本を中心に不安定降水の事例が非常に多かったため、こうした地方を中心に降水予報頻度が少なくかつETSが悪かったと考えられる。

なお、FT=18～33のスコアマップの地域特性についても調査したが、ETSの値が全体的にやや低いことを除けばFT=3～15と同様の傾向であった。

2.1.4 地上気象要素の統計検証

側面境界変更後のMSMの地上気象要素の特性を調べるため、冬季、春季、夏季を対象に対アメダス検証を行った。検証に際しては、瀬川・三浦(2006)と同様に、観測点を囲むモデル格子の海陸設定が4格子とも陸地となっているアメダスの値とモデルの値を比較した[2]。

平均誤差(ME)や平方根平均二乗誤差(RMSE)の予報対象時刻に対する検証結果を以下に簡単にまとめる(図略)。

- 夏季、風速は11UTC～23UTCの間は正バイアスであり、19UTC頃に正バイアスが最大となる。気温は11UTC～01UTCの間は正バイアスであり、22UTC頃に正バイアスが最大となる。露点温度は09UTC～12UTCの間は正バイアスであり、10UTC頃に正バイアスが最大となる。
- 冬季、風速は07, 08UTC頃を除いた全対象時刻で正バイアスであり、01UTC頃に正バイアスが最大となる。気温は全対象時刻を通して正バイアスであり、00UTC頃に正バイアスが最大となる。露点

[2] 露点温度と相対湿度はSYNOPを報じる観測点を用いて検証を行った。

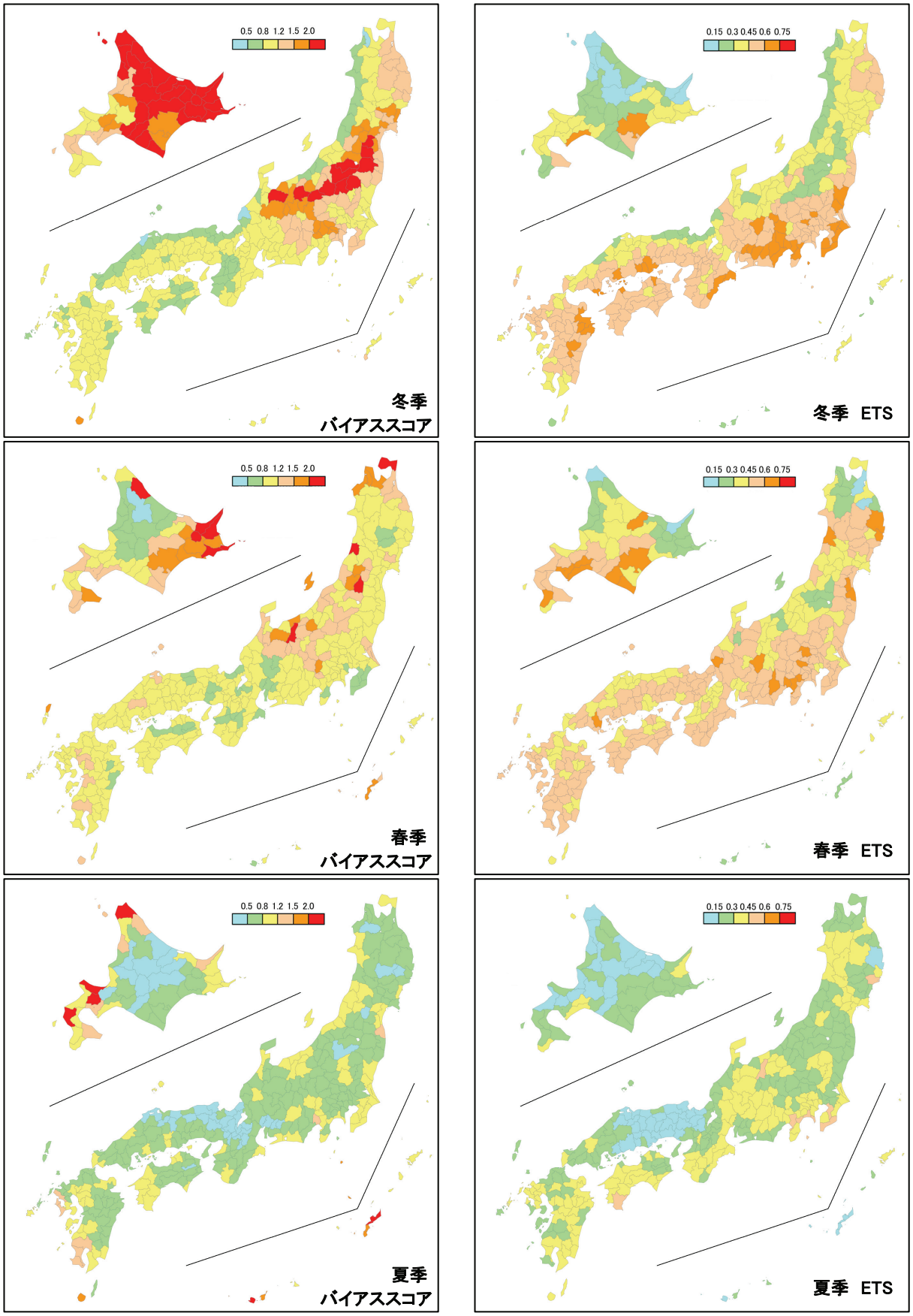


図 2.1.2　二次細分区域内で平均したモデル降水量を対解析雨量で検証したバイアススコア(左)とエクイタブルスレットスコア(ETS)(右)のスコアマップ。冬季(上段)は閾値 1mm/3h、春季(中段)と夏季(下段)は閾値 5mm/3h について求めたスコア。FT=3～15 の前 3 時間積算降水量を検証対象とした。検証格子の大きさは 5km。

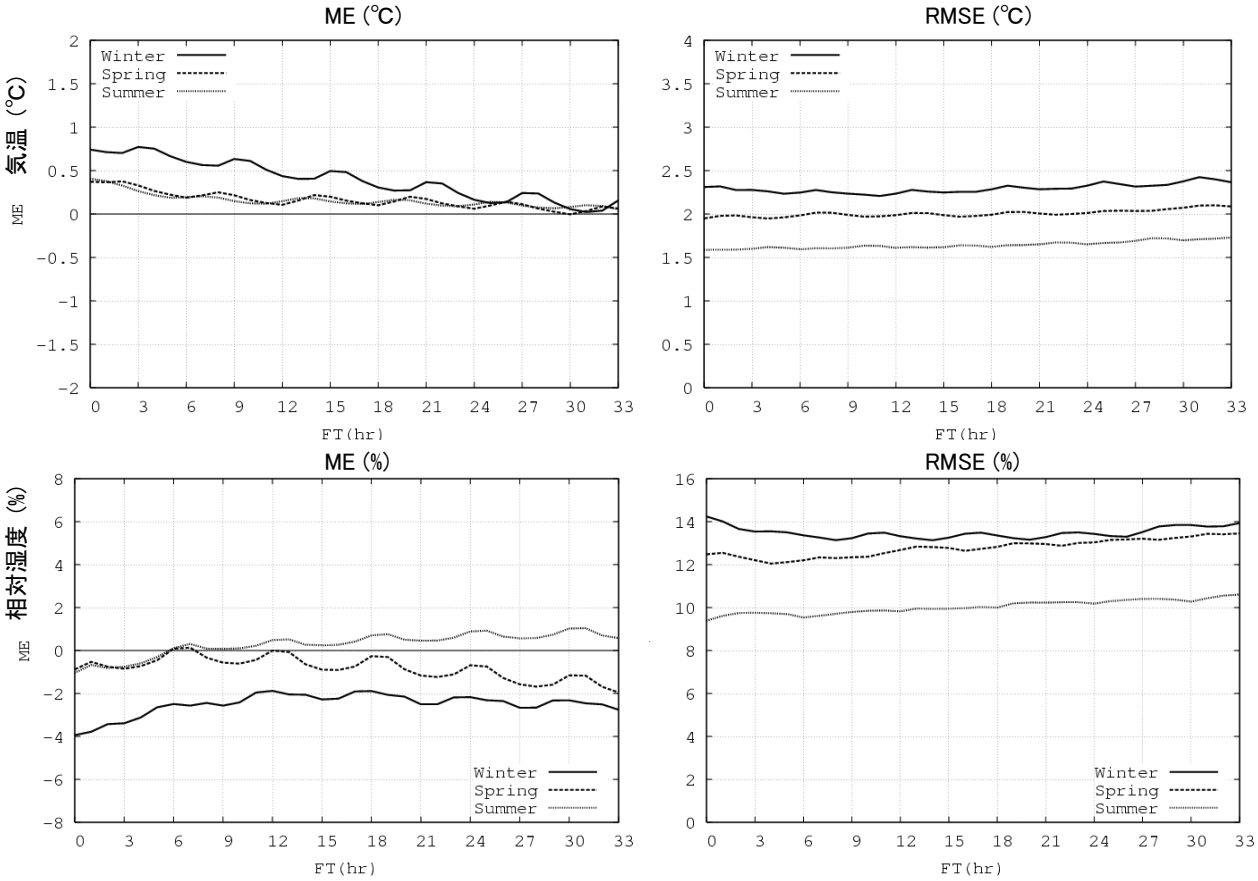


図 2.1.3　03, 09, 15, 21UTC 初期値の FT=0～33 を対象とした予報時間に対する、気温(上段，対アメダス観測)と相対湿度（下段，対 SYNOP 観測)の ME(左)と RMSE(右)。Winter: 冬季、Spring: 春季、Summer: 夏季 に対応する。

温度は07UTC～09UTCの間は正バイアスであり、08UTC頃に正バイアスが最大となる。

上記の検証結果は、古市(2007)の夏実験と冬実験の検証結果と同様であった。

次に03, 09, 15, 21UTC初期値のFT=0～33を対象とした予報時間に対する地上気象要素の検証結果のうち、特徴的な結果について記述する。図2.1.3に、気温と相対湿度のMEとRMSEの予報時間に対する変化を示す[3]。気温は、予報が進むとともに正バイアスが解消されていく傾向がある。この特性は冬季、春季、夏季に共通してみられた。その理由として、初期値の地上気温が正バイアスを持つ(瀬川 2005)こと、MSMの予報が進むことで地上気温が正バイアスの状態から平衡状態に近づいていくこと、が考えられる。また、相対湿度は、冬季、春季、夏季ともに予報初期は負バイアスであるが、春季はFT=6以降予報が進むとともに負バイアスが拡大していく。夏季は FT=6以降予報が進むとともに正バイアスが拡大していく。冬季は予報時間に関わらず常に負バイアスであった。気温、相対湿度ともに予報が進みに対するRMSEの拡大は小さい。冬季の予報初期にRMSEの値が大きいのは、予報初期のバイアスが大きいためであると思われる。

2.1.5 高層気象要素の統計検証

側面境界変更後のMSMの大気の鉛直プロファイルの特性を調べるため、冬季、春季、夏季を対象に対ゾンデ検証を行った。検証に際しては、瀬川・三浦(2006)と同様に、国内の高層気象観測点におけるラジオゾンデ観測データのうち指定気圧面の観測値を用いた。検証対象時刻は00及び12UTCである。本項では、FT=3, 9, 15, 21, 27, 33[4]を対象とした検証結果を示し、予報時間に対するMEとRMSEの変化について述べる。

図2.1.4に高層気象要素の各予報時間に対するMEを示す。気温は、冬季、中層及び下層で予報初期の正バイアスが負バイアスに転じ拡大していく。また、300hPaより上層で正バイアスが拡大していく。一方、春季、夏季はほぼ全層で予報初期の正バイアス

[3] 気温、相対湿度ともに全ての季節でMEとRMSEに6時間周期の変動が存在する。これは03, 09, 15, 21UTCの6時間毎の初期値の予報を検証に用いたためと、MEとRMSEに日変化が存在するためである。

[4] FT=3, 15, 27の検証は09または21UTC初期値の予報による検証、FT=9, 21, 33の検証は03または15UTC初期値の予報による検証に対応する。

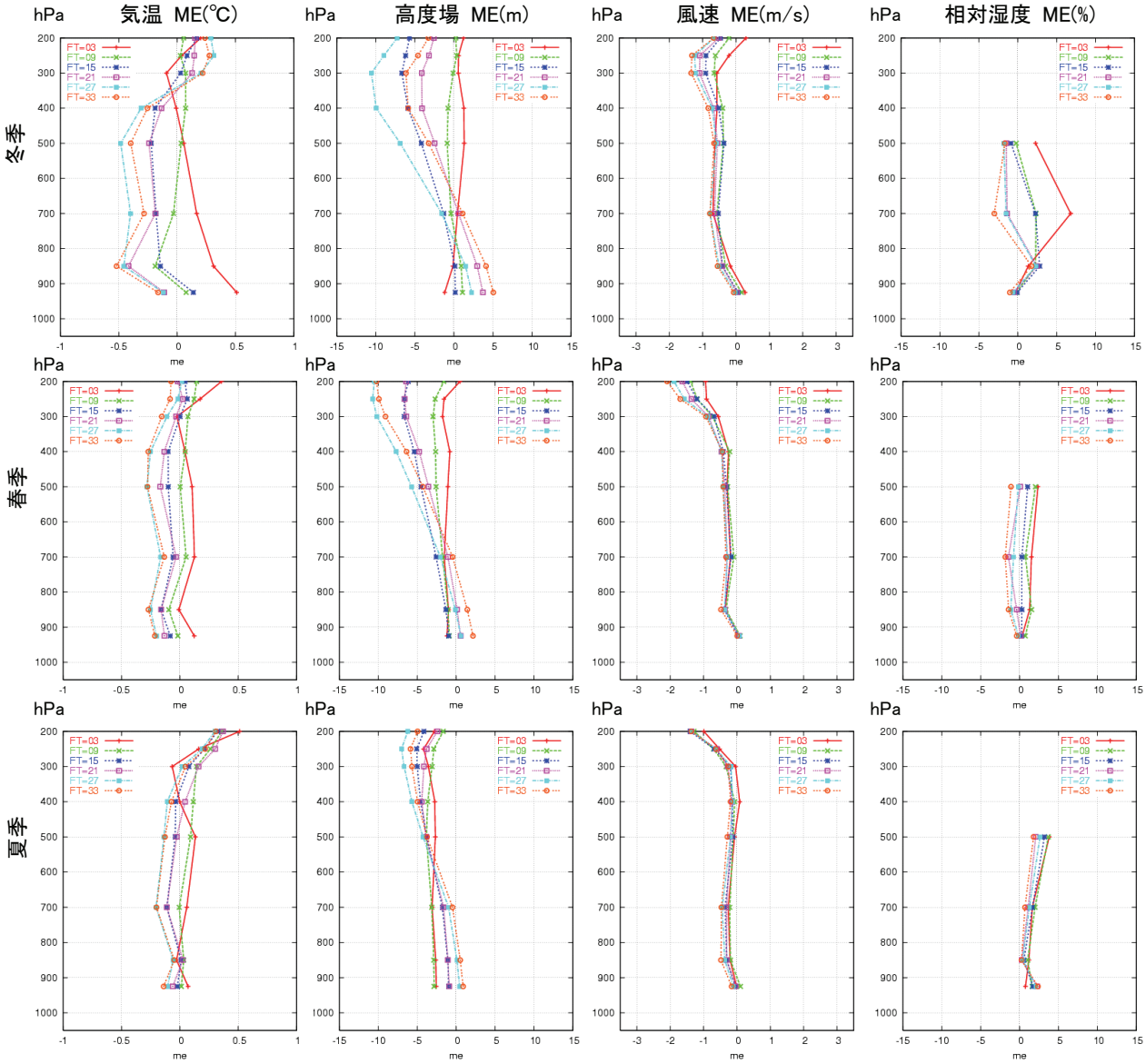


図 2.1.4　03, 09, 15, 21UTC 初期値の FT=3, 9, 15, 21, 27, 33 を対象とした予報時間に対する、冬季(上段)、春季(中段)、夏季(下段)の、気温(左)、高度場(中央左)、風速(中央右)、相対湿度(右)の ME(対日本域ゾンデ)。検証対象時刻は 00, 12UTC。上層の相対湿度は信頼できる観測が少ないため 500hPa より下層のみ表示している。

が負バイアスに転じ拡大していく。高度場は、いずれの季節でも上層で負バイアスが拡大し下層では予報初期の負バイアスが正バイアスに転じ拡大していく。風速は、冬季と春季の300hPaより上層を除き、バイアスはあまり拡大しない。相対湿度は、特に冬季と春季で中層の予報初期の正バイアスが負バイアスに転じ拡大していく。

図2.1.5に高層気象要素の各予報時間に対するRMSEを示す。ほぼ全ての要素で予報時間とともにRMSEが拡大していくが、上層ほど各予報時間のRMSEの値が大きく拡大率も大きい傾向がある。また、FT=3と9, 15と21, 27と33のRMSEの値がほぼ同程度である。これは側面境界値の精度を反映してMSMの03, 15UTC初期値の予報(側面境界は00, 12UTC初期値のGSM0711)が09, 21UTC初期値の予報(側面境界は06, 18UTC初期値のGSM0711)よりも精度が高いことを意味する。

2.1.6 まとめ

MSMの側面境界値を与えるモデルがRSMからGSM0711に変更された後の、2007年12月から2008年7月までのMSMの降水、地上気象要素、高層気象要素の予報精度と特性を調べた。また、2006年3月から2008年7月までのMSMの降水予報精度の推移を2006年2月以前との比較も含めて調べた。

降水予報精度の推移に関して、2006年3月以降も、夏は降水予報頻度過少で見逃し率が高く、冬は降水予報頻度過剰で空振り率が高い傾向が確認された。また、2006年3月以降にMSMに加えられた変更により、スレットスコア、バイアススコア、空振り率が

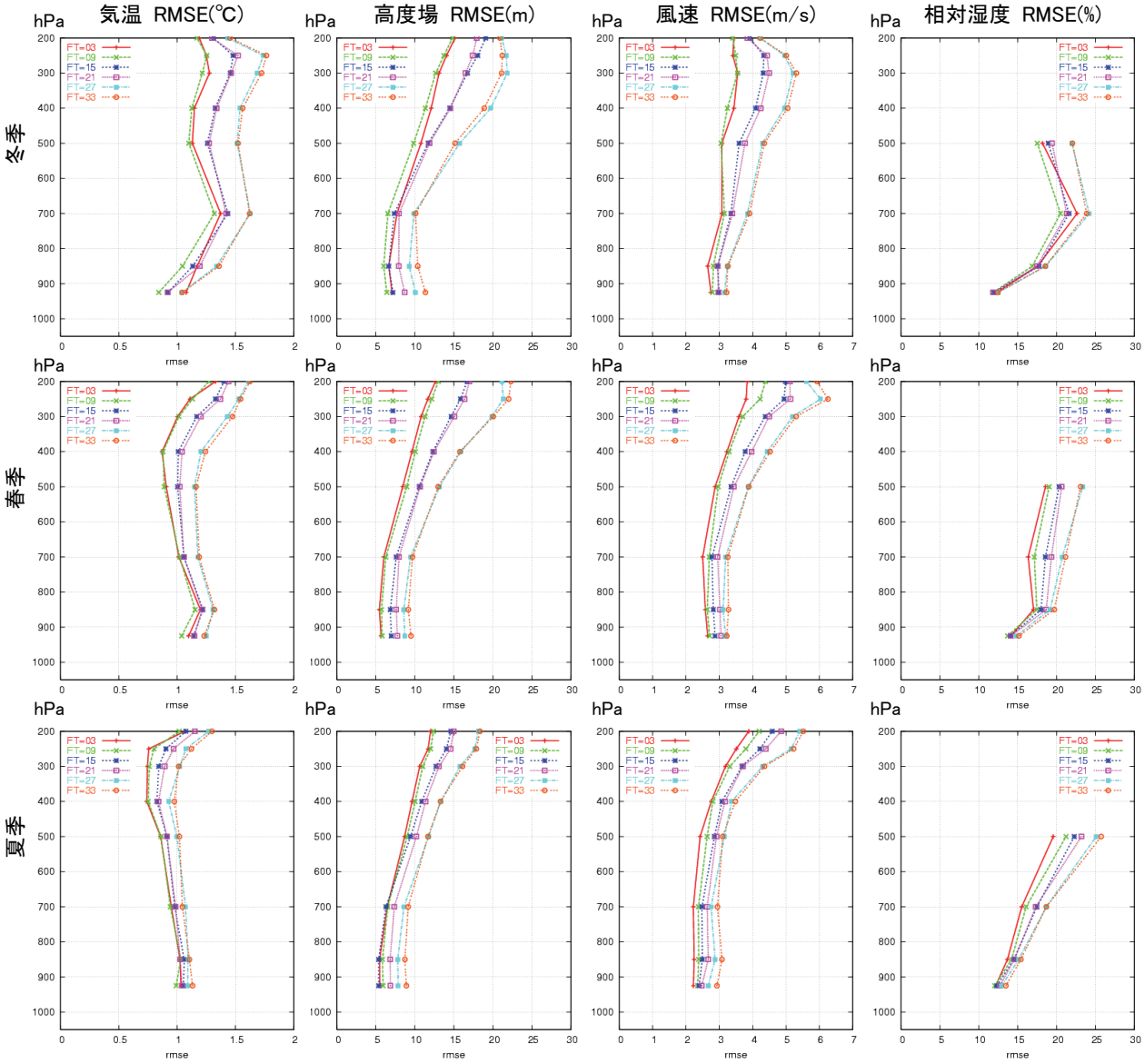


図 2.1.5　図 2.1.4 と同じ。ただし、RMSE。

2006年2月以前よりも改善しており、MSMの降水予報精度が運用開始から着実に改善してきていることが確認された。

降水予報精度の地域特性に関して、冬季は、本州日本海側の平野部で降水予報頻度過少で見逃しが多いこと、夏季は、MSMが予報することが不得手な不安定降水の事例が非常に多く、全国的に降水予報頻度が少なかったこと、特に、北海道、京都府から中国地方にかけての地域、沖縄地方などで降水予報精度が悪かったことが確認された。

地上気象要素に関して、予報対象時刻に対する検証結果は、夏季に風速と気温の夜間の正バイアスが大きいなど古市(2007)が示した検証結果と同様であった。予報時間に対する検証では、地上気温は予報が進むとともに正バイアスが解消されていく傾向があること、相対湿度はいずれの季節でも予報初期は負バイアスがあり、特に春季(夏季)は予報が進むとともに負(正)バイアスが拡大する傾向があることがわかった。

高層気象要素に関して、いずれの季節でも予報が進むとともに中層及び下層が冷えていくこと、冬季と春季は予報が進むとともに中層が乾いていくこと、上層ほど各要素のRMSEの値が大きいこと、03, 15UTC初期値の予報が09, 21UTC初期値の予報よりも精度が高いことがわかった。

参考文献

瀬川知則, 2005: 統計検証. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18-26.

瀬川知則, 三浦大輔, 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, 59-83.

古市豊, 2007: 高解像度全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの統計検証. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38-45.

本田有機, 2008: 概論. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 1-17.

2.2 適合ガウス格子を用いた全球モデルを側面境界値とするメソ数値予報モデルの統計検証[1]

2.2.1 はじめに

本節では、適合ガウス格子を用いた全球モデル(RGGGSM)を側面境界値としたメソ数値予報モデル(MSM)の予報特性について報告する。2007年11月における領域モデル(RSM)の現業運用の終了に伴って、MSMの側面境界値はRSMから高解像度全球モデル(20kmGSM)へと変更になった。この側面境界値の変更によって、MSMでは大気中層で乾燥バイアスとなり、降水予報精度は改善するが強い降水の予報頻度が過多となることが古市(2007)によって報告されている。また成田(2007)は、20kmGSMの下層湿潤バイアスが側面境界値としてメソ解析とメソ予報の両方に影響を与えることによって、MSMの対流パラメタリゼーションの効果が大きくなり、MSMで強い降水が過剰に計算される可能性があることを指摘している。このように側面境界値の変更は、降水の予報特性の変化などの原因となるため、防災気象情報の提供支援をその主な役割とするMSMにとって非常に重要な意味をもつ。

2008年8月におけるRGGGSMの現業運用の開始に伴って、MSMの側面境界値は、20kmGSMからRGGGSMへと変更になった。そこで、側面境界値に20kmGSM及びRGGGSMを用いた予備実験を行い、MSMの予報特性の変化について調査を行った。第2.2.2項では予備実験の内容と検証方法を説明し、第2.2.3項では実験に用いた側面境界値について述べる。第2.2.4項と第2.2.5項では降水と高層気象観測に対する予備実験の検証結果を報告する。

なお、本文中で用いた統計的な指標の詳細については付録Bを参照していただきたい。

2.2.2 予備実験と検証の内容

予備実験は、側面境界値にRGGGSM及び20kmGSMの予報値を用いて実施した。以下では20kmGSMを用いた実験をCNTL、RGGGSMを用いた実験をTESTとする。また2006年8月1日から2006年8月31日を夏実験、2007年12月23日から2008年1月22日を冬実験とする。検証対象とした予報は、夏実験が03, 15UTC、冬実験が03, 09, 15, 21UTCを初期時刻とする33時間予報である。

なお、実験に用いたRGGGSMと20kmGSMの予報値は、同様の条件下において予報された値ではない。今回の実験では、現業数値解析予報システムにおいて運用されている速報解析からの予報(Ef)と、サイクル解析から実験用に計算した予報(Df)を用いている。夏実験はCNTLとTESTの両者ともにDfを用いている。ただし、夏実験のCNTLは原(2007)と同様にDCAPEの修正(中川 2007)が行われる前の20kmGSMを用いている。また冬実験ではCNTLがEfであるのに対してTESTではDfを用いている。Dfは、Efに比べ解析に用いる観測データの締め切り時間が長く、より多くの観測データを同化している。

今回の予備実験の予報で側面境界値を与えるRGGGSM及び20kmGSMの初期時刻とMSMの初期時刻の関係は、表2.2.1で示したとおりである。この関係は、現業数値解析予報システムと同様である。

2.2.3 側面境界値

MSMの側面境界では外部参照値ϕ_{EXT}によって予報対象領域外の情報を受け取っている(斉藤ほか 2001；原 2008)。以下では、MSMの大気中層の乾燥バイアスや925hPa付近の湿潤バイアスが、側面境界値の変更によって解消されると期待できるかどうかを調べるため、TESTとCNTLの側面境界におけるϕ_{EXT}の統計をとり比較する。RGGGSMと20kmGSMの予報値から得られる外部参照値をそれぞれϕ_{EXT}^{TEST}, ϕ_{EXT}^{CNTL}とし、統計期間内で平均化した側面境界の各格子点における外部参照値$\overline{\phi_{EXT}^{TEST}}$, $\overline{\phi_{EXT}^{CNTL}}$の差を$\phi_{EXT}^{Diff} = \overline{\phi_{EXT}^{TEST}} - \overline{\phi_{EXT}^{CNTL}}$とする。この$\phi_{EXT}^{Diff}$は、各格子点における平均誤差(ME)の差に相当する。

図2.2.1(a)に夏実験の側面境界における比湿の外部参照値の差Q_{EXT}^{Diff}を示す。図2.2.1 (b)は側面境界において水平方向に平均化したQ_{EXT}^{Diff}の鉛直分布である。西側側面境界では中層で負となっている。これは西側側面境界付近ではCNTLよりTESTのほうが中層で乾燥していることを意味する。側面境界全体のQ_{EXT}^{Diff}は上層で$Q_{EXT}^{Diff} \approx 0$であるが高度7000m以下では正の値が支配的となっている。また、側面境界全体のQ_{EXT}^{Diff}は3000mから4000mにかけて比較的小さな値となっているが、2000m以下で再び大きくなっている。これは700hPa付近の比湿のMEにTESTとCNTLの間で大きな差が無いことを意味する。

以上から、第2.2.1項で述べた20kmGSMを側面境界としたときの特徴であるMSMの中層の乾燥バイアスや、過剰な降水の原因と考えられる925hPa付近の湿潤バイアスの大幅な改善は期待できない。

表 2.2.1 予備実験の予報において利用している側面境界値(RGGGSM, 20kmGSM)と予備実験の予報(MSM)の初期時刻との関係。

RGGGSM, 20kmGSM 初期時刻(UTC)	MSM 初期時刻(UTC)
00	03, 06
06	09, 12
12	15, 18
18	21, 00

[1] 幾田 泰酵

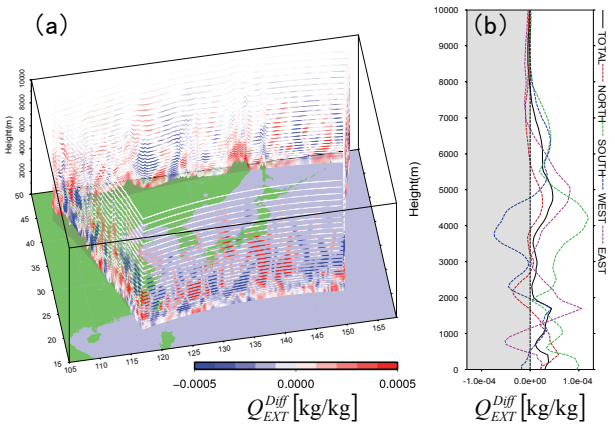


図 2.2.1　夏実験の側面境界における TEST と CNTL の比湿の外部参照値の差 Q_{EXT}^{Diff}。(a)MSM モデル面(フルレベル)での Q_{EXT}^{Diff}。(b)それぞれの側面境界上で水平方向に平均した Q_{EXT}^{Diff}。EAST：東、WEST：西、SOUTH：南、NORTH：北はそれぞれの方位に対応する側面境界、TOTAL はそれらの側面境界全てを対象としている。

2.2.4 降水予報の検証

本項における降水予報の検証は、古市(2007)と同様に解析雨量の3時間積算降水量を検証格子内で平均したものを用いている。検証格子間隔は20km、検証領域は陸上および海岸から40km以内の海上を含むこととしている。

以下では夏実験と冬実験においてCNTLとTESTを比較し、降水量の閾値ごとの特徴と予報時間ごとの特徴を報告する。利用する統計的な指標は、エクイタブルスレットスコア(ETS)とバイアススコアおよびROC面積スキルスコアである。

(1) 閾値ごとの特徴

CNTL及びTESTのETSを図2.2.2に示す。エラーバー及び陰影は、bootstrap法(汪ほか 2003)によってリサンプリングして求めたスコアの95%信頼区間である。TESTのスコアが、CTNLのスコアの信頼区間に含まれている場合は、TESTとCNTLに有意な差があるという主張は危険率5%で退けられる。図2.2.3に示したバイアススコアについても同様である。

図2.2.2(a)は全ての予報時刻を対象とした閾値ごとのETSを示したものである。閾値20mm/3h以下では冬実験のほうが夏実験よりも予報精度が良い。図2.2.2(b)は、CNTLを基準としたTESTのETSの改善・改悪幅を表したものである。夏実験の閾値15mm/3h以下では、CNTLに対してTESTのほうが有意に上回っている。閾値25mm/3h以上では有意では無いがCNTLのほうが上回っている。冬実験では、

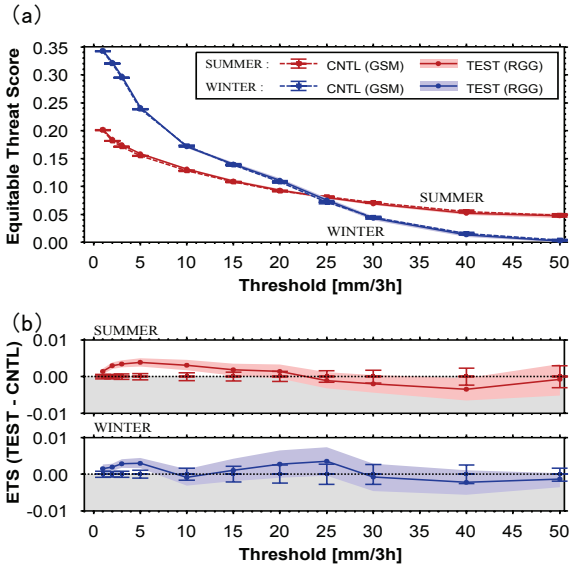


図 2.2.2　解析雨量に対する MSM 降水予報の ETS。(a)各閾値における TEST と CNTL の ETS、(b)各閾値における TEST と CNTL の ETS の差。実線は TEST(RGG)。破線は CNTL (GSM)。赤色は夏実験、青色は冬実験。薄赤色(夏実験)と薄青色(冬実験)の塗り潰しは TEST の 95%信頼区間、エラーバーは CNTL の 95%信頼区間。

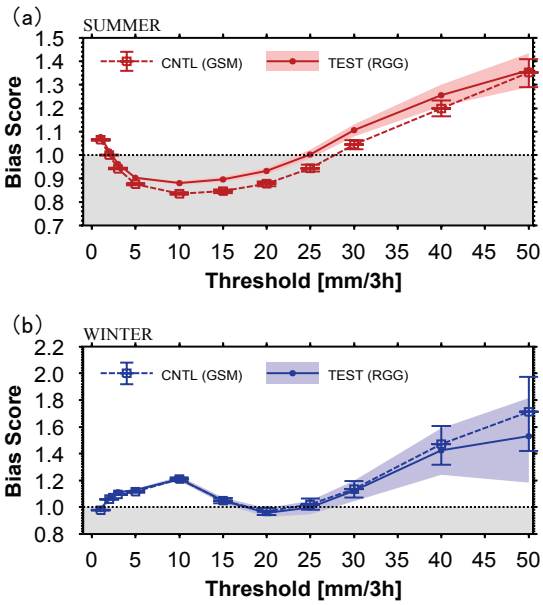


図 2.2.3　解析雨量に対する閾値ごとのバイアススコア。(a)夏実験、(b)冬実験。凡例その他は図 2.2.2 に同じ。

閾値5mm/3h以下ではTESTのほうが有意に上回る結果となっている。夏実験と冬実験の両者とも閾値が大きくなると信頼区間が拡大し、TESTとCNTLの間に統計的に有意な差が無くなっている。

図2.2.3 (a)の夏実験のバイアススコアは、検証した閾値のほとんどで有意にTESTのほうが大きくな

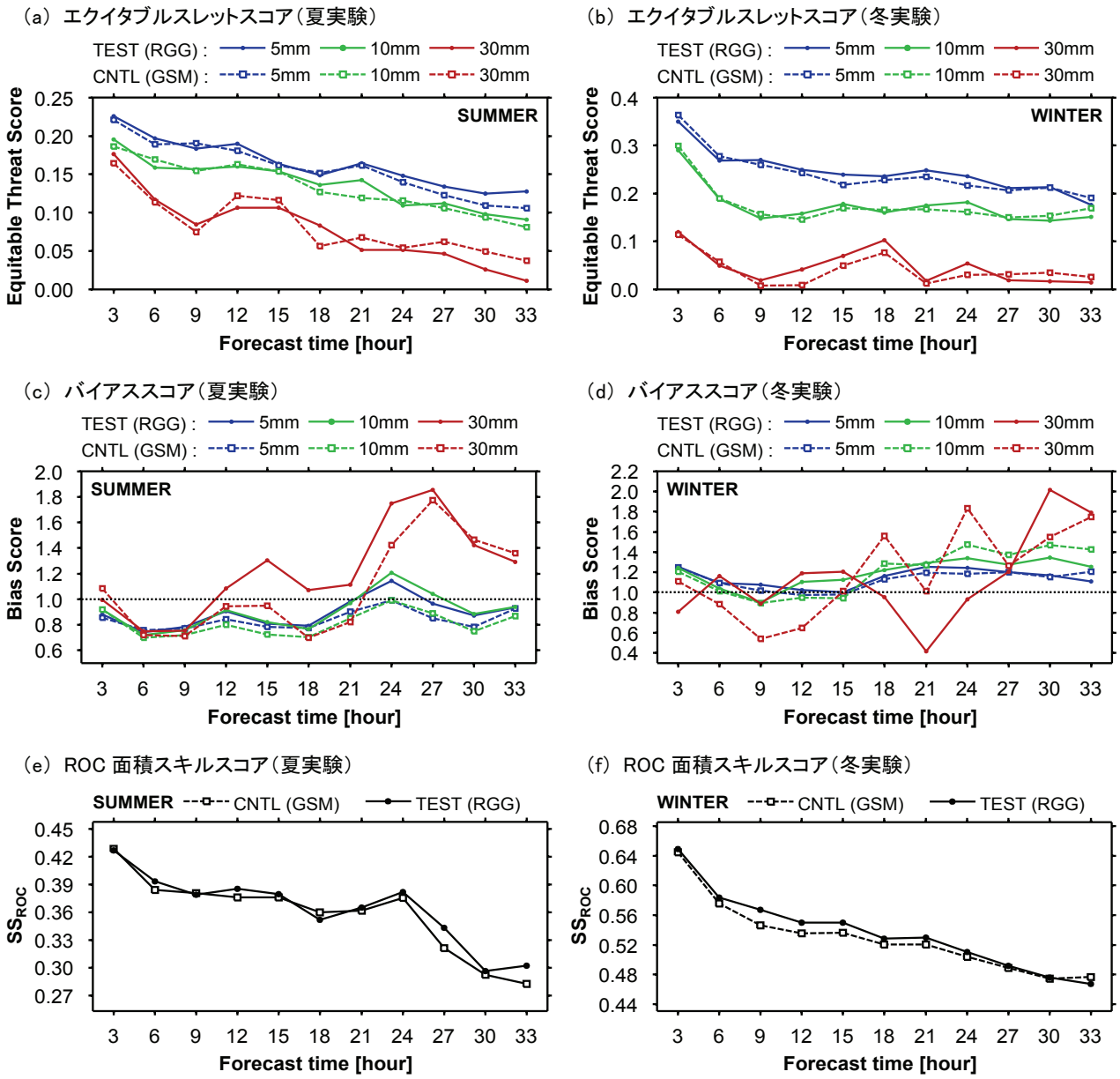


図 2.2.4　解析雨量に対する予報時間ごとの検証結果。(a) (c) (e)は夏実験、(b) (d) (f)は冬実験。(a) (b)は ETS、(c) (d)はバイアススコア、(e) (f)は SS_{ROC}、実線は TEST(RGG)、破線が CNTL(GSM)をあらわす。(a) (b) (c) (d)では閾値 5mm/3h のスコアを青色、閾値 10mm/3h のスコアを緑色、閾値 30mm/3h のスコアを赤色で表している。

っている。これは、TESTにおいて閾値を上回る降水の予報頻度がCNTLよりも増加したことを意味している。また、閾値25mm/3h以下では降水の予報頻度が改善したが閾値30mm/3h以上の降水については予報頻度過多となったといえる。

冬実験のバイアススコアは閾値25mm/3h以上でCNTLとTESTの両者で予報頻度過多となっている。TESTのバイアススコアはCNTLよりも1に近い。しかし、閾値が大きくなるに従って信頼区間の幅も広がっている。さらに、冬実験の閾値25mm/3h以上の降水現象は非常にまれで、一つの事例の降水が標本数のほとんどを占めている。そのためTESTのバイアススコアには、CNTLと比べて有意な改善を認めることができない。

(2) 予報時間ごとの特徴

図2.2.4は閾値5mm/3h、閾値10mm/3hと閾値30mm/3hの降水に対する予報時間ごとのETS及びバイアススコアとROC面積スキルスコア(SS_{ROC})を示したものである。ここでSS_{ROC}の算出には、第2.2.4項(1)で検証を行った閾値[2]の全てを利用している。

[2] 閾値 1, 2, 3, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50mm/3h

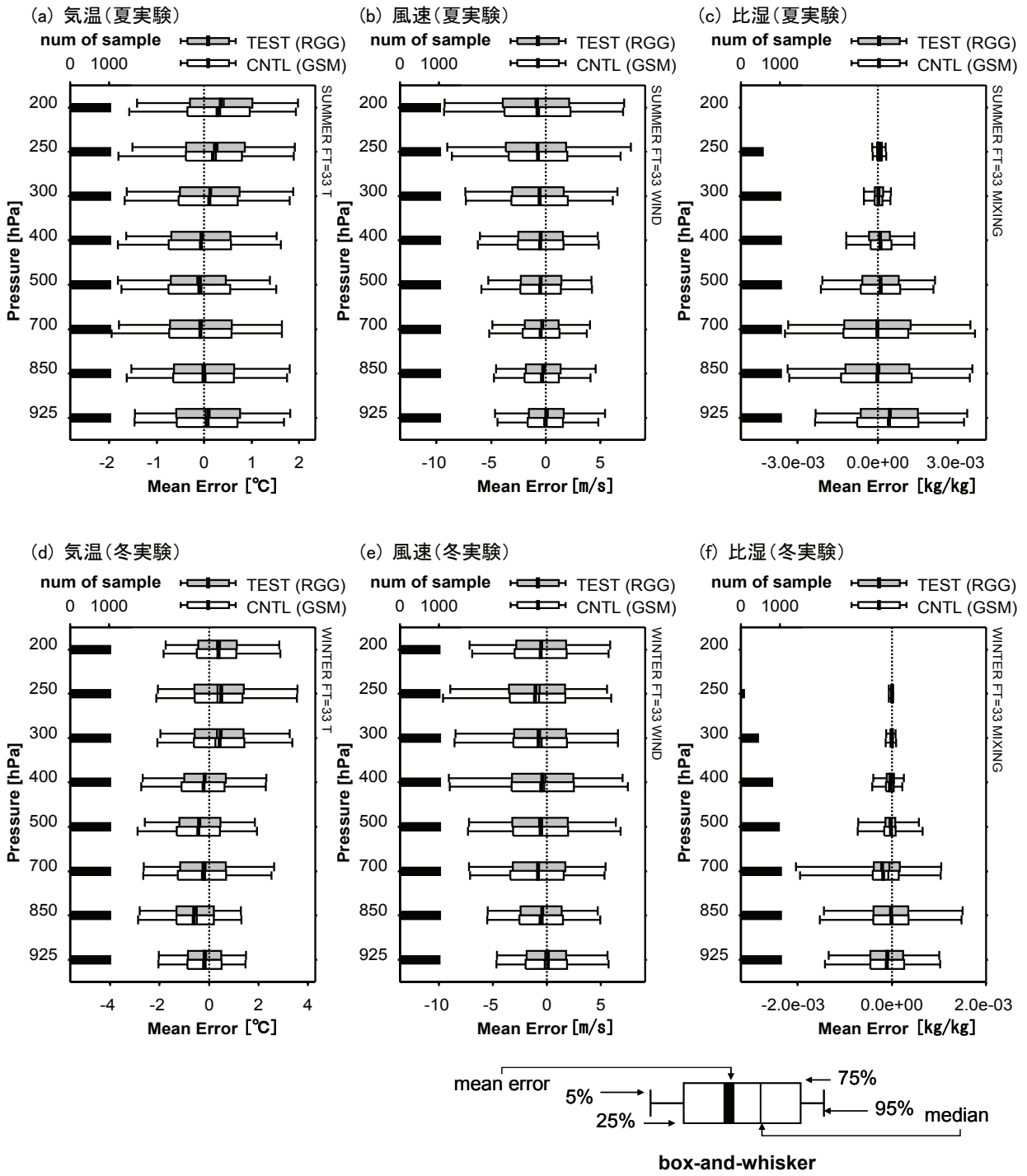


図 2.2.5　高層気象観測に対する TEST(RGG)と CNTL(GSM)の予報誤差。(a)(b)(c)は夏実験、(d)(e)(f)は冬実験で、(a)(d)は気温(℃)、(b)(e)は風速(m/s)、(c)(f)は比湿(kg/kg)。灰色の箱ひげ(box-and-whisker)が TEST で白抜きが CNTL。"箱"の範囲は標本の 25%～75%、"ひげ"の範囲は 5%から 95%。太実線は ME、細実線は予報誤差の中央値(median)。黒塗り棒グラフは各指定気圧面における標本数。比湿については、300hPa より上層において標本数も少なく信頼できる観測も少ないことに注意が必要である。

夏実験と冬実験では予報時間に対するETSの変化傾向が異なっている。夏実験では予報時間が長くなるに従って予報精度は比較的単調に低下している。しかし冬実験ではFT=3からFT=6で急激に低下している。そして以降の予報時間では緩やかに下降している。この傾向はTESTとCNTLの両者に見られる。また、閾値5mm/3hと閾値10mm/3hのETSは、ほとんどの予報時間でCNTLよりもTESTが上回っている。夏実験の閾値30mm/3hのETSは、FT=21以降になるとTESTに対してCNTLのほうが上回っ

ている。

バイアススコアは夏実験と冬実験の両者共に予報時間が長くなるに従って増加している。閾値5mm/3hと閾値10mm/3hのバイアススコアは、夏実験では概ね予報頻度過少であるが冬実験では概ね予報頻度過多となっていることを示している。また、夏実験では閾値や予報時間に依らずTESTの予報頻度の方がCNTLよりも多くなっている。冬実験では、閾値5mm/3hで概ねTESTが予報頻度過多となっている。

ただし冬実験の閾値10mm/3hや閾値30mm/3hのスコアは、第2.2.4項(1)で述べたとおり非常に少ない標本数から算出したものである。そのため本項における閾値10mm/3hや閾値30mm/3hのスコアは、予報頻度について適切に評価しているとはいえない。

次にSS_{ROC}を用いてCNTLとTESTを比較すると、TESTのほうが高い値を示しており予報精度が改善していることがわかる。夏実験ではTESTとCNTLの両者ともにFT=18からFT=24でスコアの低下が抑えられている。これはFT=18からFT=24の期間で捕捉率が増加したことによりROC面積が拡大したためである。

(3) 地域ごとの特徴

地域別に算出したスコアについて述べる。バイアススコアは、CNTLよりもTESTのほうが地域に依らず予報頻度が増加することを示していた(図略)。ETSは、九州地方や中国地方などでTESTの予報精度の悪化を示していた。スコアの低下は2006年8月中旬に顕著であった。これは、この期間の降水が、2006年8月17日から8月18日かけて九州北部地方を中心に大雨をもたらした台風第10号によるものであり、その降水量がTESTでCNTLよりも過大に予報されていたことによる。台風第10号が九州に上陸した前後５日間を除いて検証を実施すると、TESTはCNTLと同等かそれを上回る予報精度となった。

2.2.5 高層気象観測に対する検証

高層気象観測データに対する検証結果を報告する。検証対象とする観測は、気象庁の高層気象観測のみである。検証対象の予報時間は、予報期間後半のFT=33とした。図2.2.5は、気温、風速及び比湿の指定気圧面における予報誤差を箱ひげ図(box-and-whisker plot)で表したものである。

(1) 夏実験と冬実験の予報誤差

夏実験と冬実験についてTESTとCNTLの両者に共通する予報誤差の特徴を述べる。

気温の鉛直プロファイルは、夏実験では中層で低温バイアスとなっている(図2.2.5(a))。冬実験では中層と下層で低温バイアスとなっている(図2.2.5(d))。両実験ともに上層では高温バイアスとなっている。

風速は、夏実験と冬実験でバイアスの大きさに差があるものの両者ともに850hPaより上層で負バイアスとなっている(図2.2.5(b)(e))。

比湿の鉛直分布は、夏実験では、850hPaより上層のバイアスが小さく、925hPaの湿潤バイアスが顕著である(図2.2.5(c))。冬実験では700hPaに乾燥バイアスがある(図2.2.5(f))。

(2) TESTとCNTLの予報誤差

TESTとCNTLの検証結果を比較する。図2.2.5(c)によると、夏実験の925hPaのMEは、僅かにTESTがCNTLより925hPa付近で湿潤バイアスとなっていることを示している。図2.2.5(f)によると、冬実験の700hPaのMEはTESTのほうが僅かに乾燥バイアスとなっている。標本の分散もTESTとCNTLで大きな差は無い。総じて高層気象観測の検証結果からはTESTとCNTLに顕著な違いは見られない。また検証を行った指定気圧面における気象要素の平方根平均二乗誤差は、夏実験のTESTの高度がCNTLより若干増加していた以外は、全体的に僅かな減少を示しており予報精度がやや改善していた(図略)。これはTESTの側面境界値であるRGGGSMが20kmGSMよりも予報精度が良い(第1.1節)ことが要因の一つとして考えられる。

(3) 700hPa乾燥バイアス

今回の予備実験の予報特性は、20kmGSMの予報特性(田宮 2007)に概ね近いものになっている。20kmGSMの予報特性のひとつに700hPaの乾燥バイアスがある。これは20kmGSMを側面境界値としたMSMについても同様である(古市 2007)。しかし今回の夏実験ではTESTとCNTLの両者ともに700hPaの乾燥バイアスは比較的小さい。また700hPaでは冬実験の標本の分布に乾燥バイアス側への偏りが見られるが、夏実験ではその様な分布の

表 2.2.2 比湿の700hPaにおけるME。MSM予報領域内の高層気象観測を対象とした検証(MSMVRF)と気象庁の高層気象観測のみを対象とした検証(JPNVRF)。

	MSMVRF (10^{-4} kg/kg)	JPNVRF (10^{-4} kg/kg)
CNTL 夏実験	-1.38	-0.07
TEST 夏実験	-1.27	-0.06
CNTL 冬実験	-0.69	-1.82
TEST 冬実験	-0.90	-2.01

偏りは見られない。このMSMの700hPaの乾燥バイアスと検証対象領域との関係について、夏実験と冬実験を比較した結果を以下に示す。

まず気象庁の高層気象観測のみを対象とした検証(JPNVRF)とMSMの予報領域内全ての高層気象観測を対象とした検証(MSMVRF)を比較する。それぞれの700hPaにおける比湿のMEは表2.2.2のとおりである。夏実験のMSMVRFでは、20kmGSMと同様にTESTとCNTLの両者で700hPaに大きな乾燥バイアスがあることがわかる。それに対しJPNVRFでは乾燥バイアスは小さい。

20kmGSMを側面境界値とした場合についても、気象庁の高層気象観測に対する検証結果では、700hPaの乾燥バイアスが冬実験よりも夏実験のほうが小さくなっている(古市 2007)。このように日本周辺の乾燥バイアスの縮小は、夏実験にのみ見られる特徴である。

2.2.6 まとめ

側面境界値をRGGGSMへと変更し予備実験を実施した。予備実験の結果では、高層気象観測に対する予報精度の大幅な改善・改悪は見られなかった。また降水の予報精度に関しては、夏実験では閾値15mm/3h以下、冬実験では閾値5mm/3h以下でETSが有意に改善されていた。また夏実験では概ねTESTの予報頻度が増加しており、閾値30mm/3h以上では予報頻度過多となっていた。この強い降水の予報頻度過多は20kmGSMを側面境界値とした場合と同様に925hPaの湿潤バイアスが関係していると考えられる。

以上、今回実施した予備実験の統計検証の結果から、側面境界値をRGGGSMへと変更することによって降水予報精度が弱い降水で改善、強い降水の予報頻度の増加、その他の気象要素に対する予報精度については概ね改善もしくは同等となることが確認できた。

参考文献

斉藤和雄，加藤輝之，永戸久喜，室井ちあし，2001: Boundary Conditions. 気象研究所技術報告第42号，気象研究所, 40-46.

田宮久一郎，2007: 留意すべき予報特性．平成19年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部, 27-28.

中川雅之，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.

成田正巳，2007: 高解像度全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの降水予報の例．平成19年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部, 46-47.

原旅人，2007: モデルの変更点の概要．平成19年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部, 29-31.

原旅人，2008: 現業メソ数値予報モデルの概要．数値予報課報告・別冊第54号，気象庁予報部, 18-26.

古市豊，2007: 高解像度全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの統計検証．平成19年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部, 38-45.

汪金芳,田栗正章,手塚集,樺島祥介，2003: 計算統計．1：確率計算の新しい手法．岩波書店, 196pp.

2.3 降水予報特性の問題点と改善[1]

2.3.1 はじめに

本節では、2007年11月に現業運用を始めた高解像度全球モデル（GSM）を側面境界とするメソ数値予報モデル（MSM）の降水予報について、GSM との予報特性の違いや MSM の問題点を反映して GSM の予報結果と大きな違いが見られた事例を紹介する。また、MSM の降水予報の精度の改善に向けた取り組みと、予報結果を利用するときの注意点をまとめる。

2.3.2 冬季の日本海沿岸付近における降雪

2007年から2008年の冬季には、冬型の気圧配置となったときの日本海や東北地方から中国地方にかけての日本海沿岸付近において、MSM が予報した降雪量が解析雨量に比べて過少だった事例がいくつか見られた（第2.1.3項）。図2.3.1 に 2008年2月13日18 UTC を対象とする MSM（初期時刻 13日03 UTC、予報時間 15 h）と GSM（初期時刻 13日00 UTC、予報時間 18 h）の降水予報の結果と、対応する時刻の解析雨量を示す。比較には MSM に側面境界を提供した初期時刻の GSM を用いており、両モデルの初期時刻が異なっている（以下同様）。この図に示した領域における MSM の降水はすべて降雪として計算されており、気温と相対湿度の分布から GSM の降水も降雪であると考えられる。大きなスケールでは GSM による降雪は実況とよく対応しているが、佐渡島の風下における降雪の弱まりや太平洋側への広がりなどの細かい分布を表現できていないことがわかる。一方、MSM による降雪の分布は実況と対応する細かい分布をある程度は表現できているものの、日本海や沿岸付近における降雪が過少であることが目立つ。

現在の MSM では、冬季の日本海側の降雪のほとんどが雲物理過程によって計算されており、対流パラメタリゼーションによる寄与は小さい。一方、MSM に組み込んだ雲物理過程では、計算時間を短縮するために雲氷の混合比だけを予報して数濃度を予報せず、雲氷から雪やあられへの変換の素過程の一部を簡略化している。このため、雲氷から雪やあられへの変換の効率が低く、雪やあられの生成と成長に現実よりも時間がかかることがわかっている（成田 2008a）。今回の MSM による降雪予報の事例では、雪やあられの成長の遅れが風上側の日本海や沿岸付近において降雪が少なくなった原因となっている可能性がある。

そこで、MSM の雲物理過程において雲氷の数濃度を予報変数に追加した実験の結果を紹介する。図2.3.2 に雲氷の数濃度を予報したときと予報しなかったときの山形県付近の降水の水平分布と雪の混合比の鉛直分布を示す。この結果から、雲氷の数濃度を予報することによって雲氷から雪への変換の効率が高くなり、雪の生成と成長がより北西の風上側から始まるため降雪が日本海や沿岸付近に広がり、線状の細かい分布は予報できていないものの実況との対応が良くなることがわかる。

現業 MSM の雲物理過程では、2008 年冬までに雲氷の数濃度を予報変数に追加することを目指して開発を進めている。

2.3.3 梅雨期の九州と四国における降水

対流パラメタリゼーションとして Kain-Fritsch (KF) スキームを採用した MSM には、とくに梅雨期の九州や四国において地形に沿った不自然な降水を予報してしまう弱点がある（成田 2008b）。側

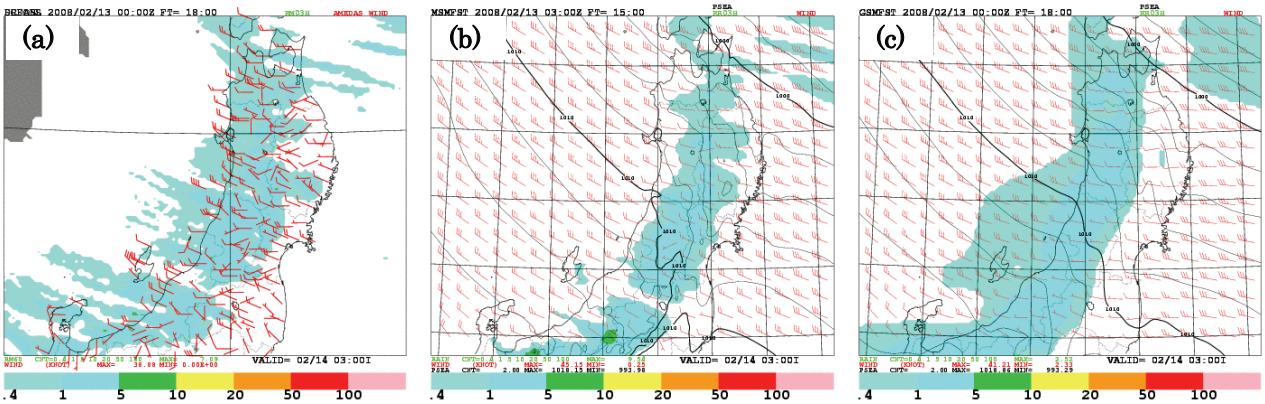


図 2.3.1　2008 年 2 月 13 日 15 UTC から 18 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) 解析雨量、(b) MSM の降水量（初期時刻 13 日 03 UTC、予報時間 15 h）、(c) GSM の降水量（初期時刻 13 日 00 UTC、予報時間 18 h）。

[1] 成田 正巳

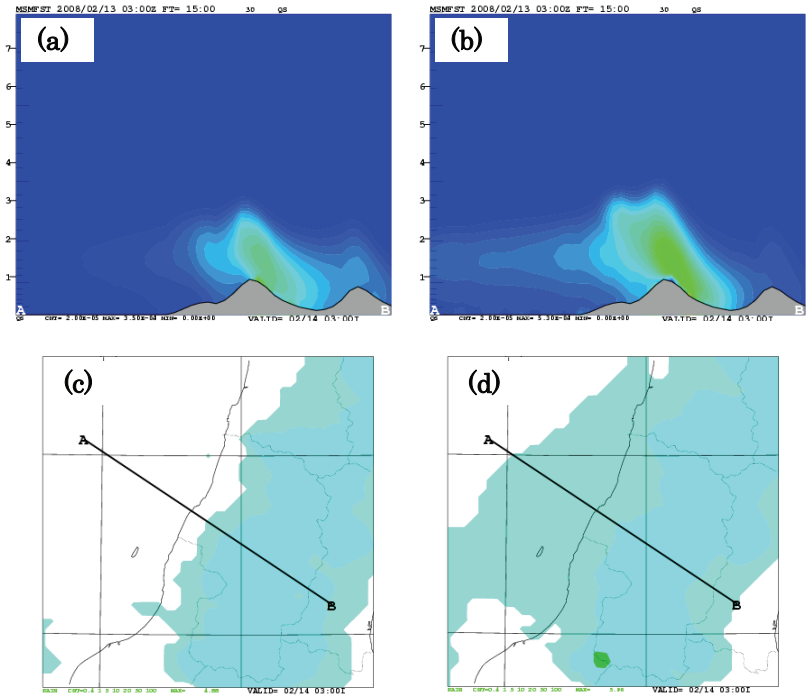


図 2.3.2　雲氷の数濃度を予報しない場合と予報した場合の雪の混合比の鉛直分布と降水量。(a), (c) 雲氷の数濃度を予報しない場合の雪の混合比の鉛直分布と降水量、(b), (d) 雲氷の数濃度を予報する場合の雪の混合比の鉛直分布と降水量。初期時刻と対象時刻は図 2.3.1 (b) と同じ。

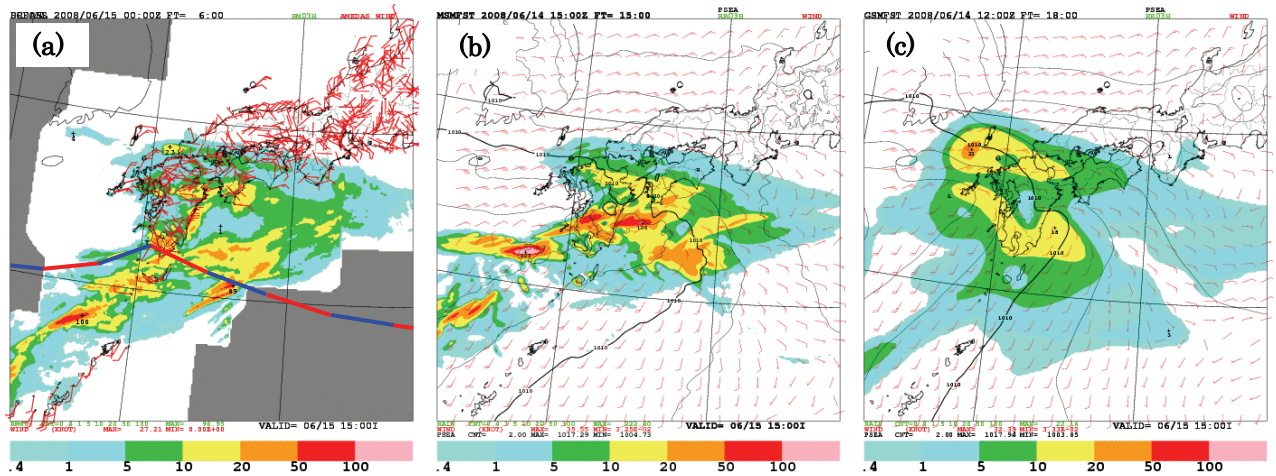


図 2.3.3　2008 年 6 月 15 日 03 UTC から 06 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) 解析雨量、(b) MSM の降水量（初期時刻 14 日 15 UTC、予報時間 15 h）、(c) GSM の降水量（初期時刻 14 日 12 UTC、予報時間 18 h）。(a) に前線の位置の概略を示した。

面境界を GSM に変更してから現在までの MSM の予報ではこのような降水が顕著な事例は少ないが、不自然な降水は側面境界ではなく KF スキームの問題である。引き続き、この問題の解決を目指して開発を進めている。

ここでは、MSM と GSM の湿潤過程の違いにより梅雨期の九州と四国における降水予報に大きな違いが見られた事例を紹介し、MSM の降水予報の問題点をまとめる。

図2.3.3 に示した 2008年6月15日06 UTC を対象とする MSM（初期時刻 14日15 UTC、予報時間 15 h）と GSM（初期時刻 14日12 UTC、予報時間 18 h）の降水予報によると、MSM の 5 mm/3h 以下の弱い降水の分布は解析雨量との対応が良いが、とくに九州の南西海上から四国の南海上に広がる強い降水域を全体的に北に予報している。このように、MSM の予報では図2.3.3 (a) に示した前線の暖域における降水が過少となり、風の収束が明瞭な前線の近傍に強い降水を集中させてしまうことがある。

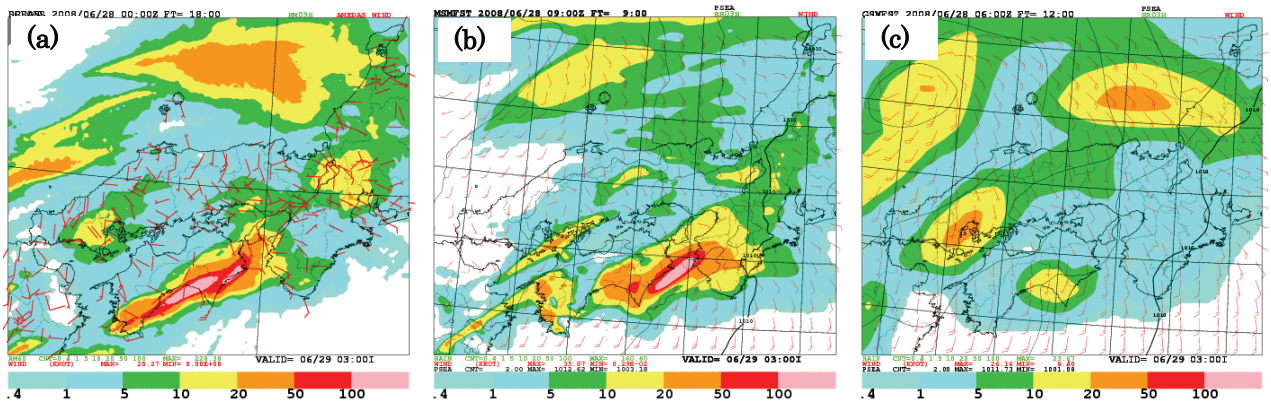


図 2.3.4　2008 年 6 月 28 日 15 UTC から 18 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) 解析雨量、(b) MSM の降水量（初期時刻 28 日 09 UTC、予報時間 9 h）、(c) GSM の降水量（初期時刻 28 日 06 UTC、予報時間 12 h）。

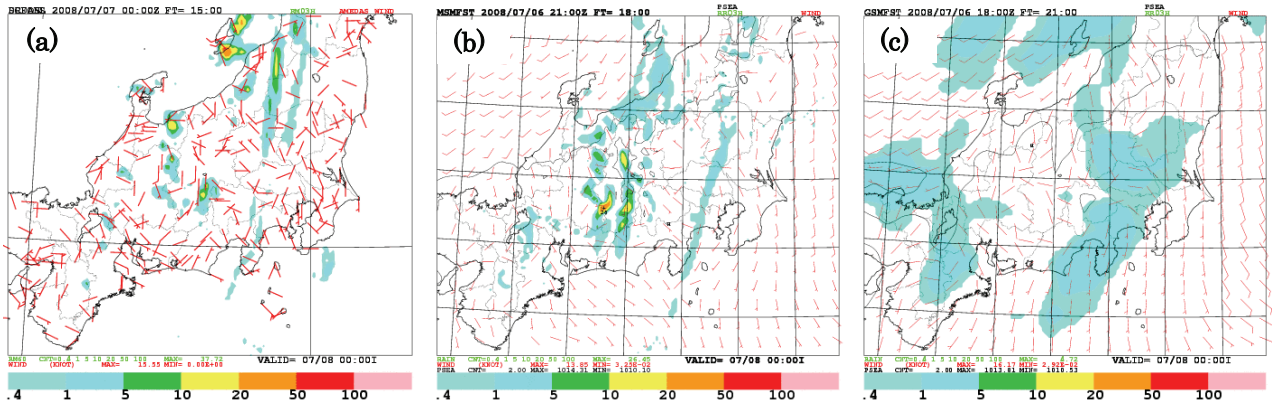


図 2.3.5　2008 年 7 月 7 日 12 UTC から 15 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) 解析雨量、(b) MSM の降水量（初期時刻 6 日 21 UTC、予報時間 18 h）、(c) GSM の降水量（初期時刻 6 日 18 UTC、予報時間 21 h）。

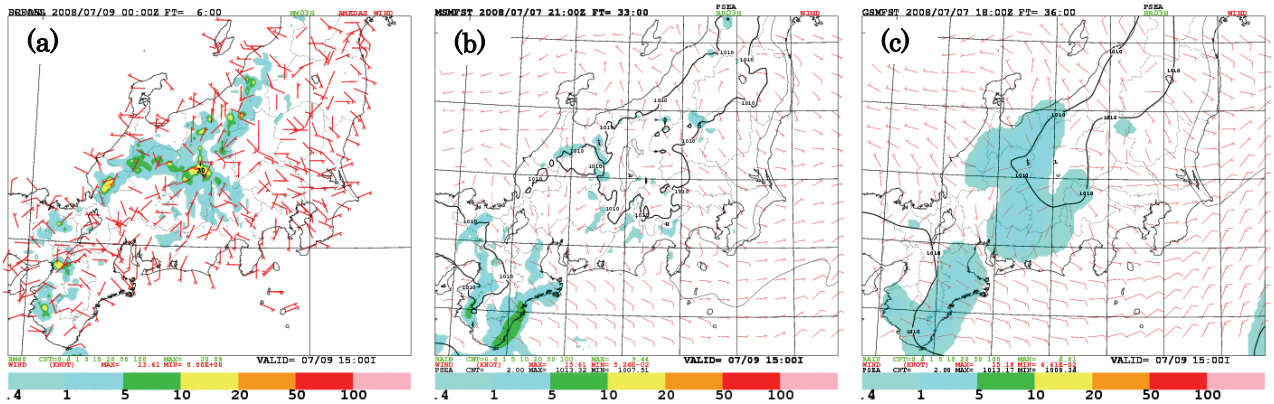


図 2.3.6　2008 年 7 月 9 日 03 UTC から 06 UTC までの 3 時間降水量 [mm/3h]。(a) 解析雨量、(b) MSM の降水量（初期時刻 7 日 21 UTC、予報時間 33 h）、(c) GSM の降水量（初期時刻 7 日 18 UTC、予報時間 36 h）。

図2.3.4 に 2008年6月28日18 UTC を対象とする MSM（初期時刻 28日09 UTC、予報時間 9 h）と GSM（初期時刻 28日06 UTC、予報時間 12 h）の降水予報の結果と、対応する時刻の解析雨量を示す。解析雨量では四国の太平洋側の沿岸部から紀伊半島にかけて線状の降水域が分布しており、降水量の極大値は 200 mm/3h を超えている。これに対して、GSM の予報は大きなスケールでは降水の分布が実況と対応しているが、四国の太平洋側の沿岸部における降水量は 20 mm/3h 以下と過少である。

一方、MSM は 160 mm/3h の降水を線状に予報しているが、位置は実況よりも 50 km ほど東にずれている。このような降水の位置ずれには系統的な偏りは見られないため、客観的な補正は難しい。予報結果を利用するときには、位置ずれの可能性を考慮して降水を見積もるなど、対処が必要である。

2.3.4 夏季の不安定降水

夏季（2004年8月）を対象にした高解像度 GSM を側面境界とする MSM の予報実験では、GSM の下層における湿潤バイアスの影響を受けて MSM の KF スキームが海岸線や地形に沿って過剰な降水を予報したと考えられる事例がいくつか見られた（成田 2007）が、現業運用を始めてから現在までの MSM の予報ではこれほど顕著な事例は見つかっていない。引き続き、事例を蓄積している段階である。

ここでは、MSM と GSM による夏季の不安定降水の予報に大きな違いが見られた事例を紹介し、MSM の降水予報の問題点をまとめる。

図2.3.5に示した 2008年7月7日15 UTC を対象とする MSM（初期時刻 6日21 UTC、予報時間 18 h）と GSM（初期時刻 6日18 UTC、予報時間 21 h）の降水予報によると、解析雨量では南北にのびた線状の降水域や 10 mm/3h から 30 mm/3h に達する不安定降水が見られるのに対して、GSM では中川（2006）が述べているように実況の強い降水を 5 mm/3h 以下と弱めに、弱い降水域を広い範囲に渡って計算している。一方、MSM では線状の降水域や 30 mm/3h に近い降水を計算できているものの、実況とは位置がずれている。

また、図2.3.6に示した 2008年7月9日06 UTC を対象とする MSM（初期時刻 7日21 UTC、予報時間 33 h）と GSM（初期時刻 7日18 UTC、予報時間 36 h）の降水予報の結果によると、解析雨量では所々で不安定降水が見られ、降水量の極大値は 20 mm/3h に達しているのに対して、GSM では図2.3.5の事例と同様に 5 mm/3h 以下の弱い降水を広い範囲に渡って計算している。一方、MSM では図2.3.5の事例とは異なり強い降水を計算できていない。また、MSM では紀伊半島の南東部の海岸線に沿って実況には見られない降水を計算してしまっており、降水量は少ないものの GSM の予報でも同様の降水分布が広く見られる。

いずれの事例も、総観スケールの擾乱が付近に存在せず、外部強制力が弱い。このような事例では、強い降水は多くの場合に熱的低気圧などによる風が地形の影響で収束して発生した対流雲によって生成されると考えられる。現在の MSM の水平格子間隔は 5 km であり、このような個々の対流雲の発生を格子スケールで表現することはできない。このため、MSM の雲物理過程では局所的な不安定降水を計算できなかったり、降水が計算されても位置は実況との対応が悪かったりすることがある。一方、格子スケール以下の対流の効果を見積もる KF スキームには弱い降水を広く表現したり、実況には見られない降水を計算したりする弱点がある。このように、MSM は総観場による外部強制力が弱いときの不安定降水の予報精度が低いため、予報作業における利用ではモデルの格子点値（GPV）から計算した対流有効位置エネルギー（CAPE）などの不安定指数や発雷確率ガイダンスを参考にするなど、対処が必要になる。

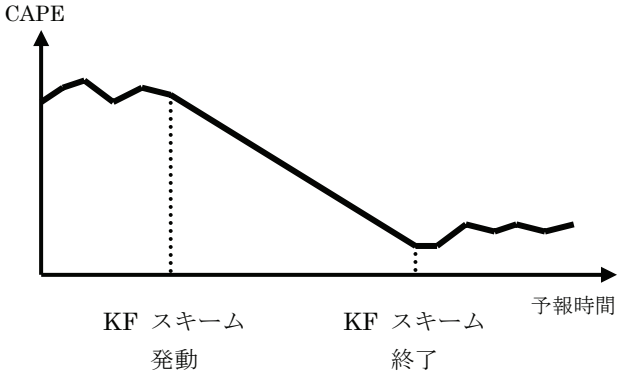


図 2.3.7 KF スキームの発動による CAPE の時間変化の模式図。

なお、永田・萬納寺（1994）が述べているように、降水が計算されている格子ではモデルの内部で大気の成層状態の不安定がある程度は解消された状態になっているため、GPV から計算した不安定度は小さいことが多い。図2.3.7 に示したように、KF スキームの計算は CAPE の値を小さくするように作用するため[2]、GPV を出力したときのタイミング、つまり KF スキームが発動する前であるか、成層状態が不安定になって発動している最中であるか、KF スキームの作用が終了して成層状態を安定化した後であるかによって、GPV から計算した CAPE の大きさが変わってしまう。利用しようとする CAPE が KF スキームのいずれのタイミングにおいて計算された値であるのかを、モデルの時間積分の 1 ステップより長い間隔で出力している GPV から判断することはできない。大気の成層状態の不安定度を MSM の GPV から計算した CAPE から見積もるときには、この点に注意が必要である。

[2] 現在の MSM では、KF スキームが成層状態を安定化した後の CAPE の大きさが発動前の値の 15 % 以下になるように調整してある（成田 2008b）。

2.3.5 おわりに

第2.1.2項で述べられているように、MSM の降水の予報精度は徐々に改善されてきたが、とくに総観場による外部強制力が弱いときの夏季の局所的な不安定降水の予報精度が低い。この問題に対して、当面は MSM の水平格子間隔の高解像度化を予定していないため、格子スケールの雲物理過程による不安定降水の予報の大幅な改善は難しい。一方、サブグリッドスケールの対流を扱う KF スキームには、積雲モデルの構成やパラメータの検討によって改良すべき点が残っている（成田 2008b）。このため、梅雨期における九州や四国における地形に沿った不自然な降水と夏季における過少な不安定降水の問題を、KF スキームの改良によって解決することを喫緊の課題と位置づけている。また、側面境界の GSM への変更に伴う MSM の物理過程のパラメータの調整は十分ではないため、現業運用と実験の事例を重ねることによって最適な設定を見出す必要がある。

さらに、2008年には MSM の初期値を作成するメソ解析の非静力学 4 次元変分法（JNoVA）への変更を計画している（第2.4節）。予報時間が短い MSM では初期値の特性の変化が予報結果に大きな影響を与える。とくに、JNoVA への変更により夏季の降水の予報精度が低くなる可能性がある（第2.4.4項）。予報精度を向上させるためには、JNoVA の現業運用を始めてから MSM の予報結果に基づいて物理過程の各スキームを見直し、パラメータの調整を進めなければならない。

参考文献

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, 36-39.

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

成田正巳, 2007: 高解像度全球モデルを側面境界とするメソ数値予報モデルの降水予報の例. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 46-47.

成田正巳, 2008a: 現業メソ数値予報モデルの湿潤過程の改良. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 75-80.

成田正巳, 2008b: Kain-Fritsch スキームの改良とパラメータの調整. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 103-111.

2.4 非静力学メソ4次元変分法[1]

2.4.1 開発の経緯

2002年3月に現業メソ解析に静力学メソ4次元変分法[2]が導入された（石川・小泉 2002）。当時は、予報モデルは静力学スペクトルモデルであったが、2004年9月に気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)に更新された（気象庁予報部 2004）。4次元変分法では時間推進演算子として予報モデルを必要とする（2.4.1式のMに相当）。JMA-NHMがメソ数値予報モデル(MSM)に導入されて以来、解析システムで採用されている予報モデルと、予報のための予報モデルが異なる状況が続いている。このため、JMA-NHMを時間推進演算子として採用した4次元変分法解析システム（非静力学メソ4次元変分法[3]）の開発が開始された（本田 2003）。現在、2008年中の現業メソ解析への導入を目指して、最終的な開発を進めている。本稿では、現業化予定の非静力学メソ4次元変分法の全体像と性能について簡潔に紹介する。非静力学メソ4次元変分法に関しては、Honda et al.(2005)や本田(2008)にも報告があるので、参照頂きたい。

2.4.2 新解析システムの概要

変分法では、評価関数を最小とする解を最適解とする。4次元変分法についての一般的な解説は、露木(1997)などを、静力学メソ4次元変分法については石川・小泉(2002)を適宜参照願いたい。

(1) 評価関数

非静力学メソ4次元変分法で採用している評価関数は、背景項と観測項と拘束項からなる。

$$J(x_0)=\frac{1}{2}\left(x_0-x_0^B\right)^T B^{-1}\left(x_0-x_0^B\right)+\frac{1}{2}\left(y-HM(x_0)\right)^T R^{-1}\left(y-HM(x_0)\right)+J_C \qquad (2.4.1)$$

但し、x_0はデータ同化窓の最初の時刻におけるモデル予報値（初期値）、x_0^Bはx_0の第一推定値、yは観測値、Hは観測演算子、Mは時間推進演算子、BとRはそれぞれ背景誤差共分散行列と観測誤差共分散行列、J_Cは拘束項である。

計算負荷を軽減するため、実際にはインクリメント法(Courtier et al. 1994)を採用している。この方法では、観測データの品質管理や最終的な解析のためには高解像度モデルを用い、解析インクリメントを4次元変分法で計算するときには低解像度モデルを用いる。本稿では、便宜的に前者をアウターモデル、後者をインナーモデルと呼ぶ。

静力学メソ4次元変分法の評価関数（石川・小泉(2002)の3.2.3式）と比較して、境界値に関する項がない。JMA-NHMでは初期時刻における境界値は初期値が兼ねているため、同化窓の最初の時刻の境界値は右辺第1項に暗に含まれているが、他の時刻の境界値は制御変数に含めていない[4]。

(2) 最小値探索

静力学メソ4次元変分法と同じく、準ニュートン法の一種である限定メモリー版BFGS法(Liu and Nocedal 1989)を採用している。収束性を高めるために、第一推定値の背景誤差共分散行列を利用したプレコンディショニングを行っている(露木 1997)点も、静力学メソ4次元変分法と同じである。

(3) 制御変数

静力学メソ4次元変分法では、予報変数から制御変数の変数変換で静水圧平衡と地衡風平衡を仮定していた。JMA-NHMを採用したMSMでは、解像度5kmでも静水圧平衡はかなり良い近似で成立しているが、気圧場に音波などに起因する細かいノイズが存在するため、地衡風平衡を適用しても質の悪いバランス風しか得られない(Honda et al. 2005)。このため、非静力学メソ4次元変分法では地衡風平衡を考慮せず、東西風、南北風、温位とモデル面第1層気圧の組み合わせ及び偽相対湿度（背景場の相対湿度で規格化した相対湿度）を制御変数としている。3次元の気圧と鉛直速度は、それぞれ静水圧平衡と連続の式から求める。

(4) 時間推進演算子

前述の通り、時間推進演算子にはJMA-NHMを採用している。4次元変分法では、接線形モデルや随伴モデルを作成する必要があるため、JMA-NHMの最新版に常に追随できるわけでない。このため、現在のスペックは、表2.4.1に示すとおりである。アウターモデルはMSMの予報モデルと同じ仕様のJMA-NHMが用いられている一方、インナーモデルは主に物理過程を簡略化したJMA-NHMが用いられている。特に湿潤過程に関しては、Kain-Fritsch積雲対流スキーム（KFスキーム）と雲物理過程の組み合わせが予報モデルでは採用されているが、Honda and Yamada(2007)で示唆したように雲物理過程の随伴コードを現業メソ解析に用いることは、その非線形性などの観点から必ずしも最適ではな

---

[1] 本田 有機，澤田 謙

[2] 石川・小泉(2002)では「メソ 4 次元変分法」と呼んでいるが、本稿で紹介する新しい 4 次元変分法解析システムと区別するため、「静力学メソ 4 次元変分法」と呼ぶこととする。

[3] JNoVA（"JMA Nonhydrostatic Model"-based Variational Data Assimilation Systemの略）という名称で開発を進めている。

[4] 静力学メソ 4 次元変分法では、他の時刻の境界値も制御変数として考慮されている。

表2.4.1 非静力学メソ4次元変分法に用いられている気象庁非静力学モデルの仕様
（各スキーム等の詳細については数値予報課報告・別冊第54号を参照のこと）

	アウターモデル（高解像度モデル）	インナーモデル（低解像度モデル）	
		非線形モデル	随伴モデル
水平移流	4次フラックス形式 ＋移流補正	同左	4次フラックス形式
重力波・音波	HE-VI	同左	同左
湿潤過程 （格子スケール）	6カテゴリーバルク法雲物理	大規模凝結	同左
湿潤過程（積雲対流）	改良Kain-Fritschスキーム	同左	なし（開発中）
乱流（境界層）過程	改良Mellor-Yamada Level3	診断型渦拡散モデル	同左
対流混合層	乱流過程で考慮	Sun and Chang	同左
地表面過程	Beljaars and Holtslag	（海）Kondo （陸）Louis	同左
地中温度	4層熱拡散モデル	同左	同左
放射過程	あり	あり	なし

い。このため、非静力学メソ4次元変分法のJMA-NHMでは、新たにKFスキームと大規模凝結の組み合わせが可能となるように改良して利用している。

(5) 観測演算子

非静力学メソ4次元変分法で同化する観測は、現業メソ解析で同化されているものと同じであり、観測演算子の仕様もほぼ同じである。但し、QuikSCAT衛星搭載マイクロ波散乱計SeaWindsから算出される海上風データだけは、静力学メソ4次元変分法では大気最下層のモデル面の風として同化するのに対して、非静力学メソ4次元変分法ではモデル面大気最下層からJMA-NHMの地上診断式を利用して計算される高度10mの風として同化している点で、高度化されている。同化する観測データは表2.4.2を参照願いたい。

(6) 拘束条件

偽の内部重力波を抑えるために、非静力学モデルの初期値化として一般的に用いられるデジタルフィルターを利用する（澤田・本田 2008）。インクリメント成分のみにデジタルフィルターを作用させるように拘束項を定式化することで、第一推定値のもつ情報を落とさないようにしている(Honda et al. 2005)。

2.4.3 データ同化サイクルシステムの概要

非静力学メソ4次元変分法を用いたデータ同化サイクルシステムによる処理の流れは、基本的に静力学メソ4次元変分法を用いた現業メソ解析を模している。簡潔に紹介する。

(1) 処理の流れ

① 初期値・境界値作成

アウター、インナーモデルそれぞれの高解像度及び低解像度の初期値と境界値を、前回メソ解析の解析値及び最新のGSM予報値から作成する。

② アウターモデル：第一推定値作成

高解像度JMA-NHMをメソ予報と同等の条件で実行し、第一推定値を作成する。この時、デジタルフィルター等による初期値化は行わない。

③ 観測データの品質管理

第一推定値の情報を用いて、観測データの品質管理を行う。高密度データについては、間引き処理を行う。最終的には、品質に問題のない観測データのD値（観測－第一推定値）を作成する。

④ インナーモデル：非静力学メソ4次元変分法

前項で解説した非静力学メソ4次元変分法を用いて解析を行い、解析インクリメントを求める。

⑤ アウターモデル：解析値作成

低解像度の解析インクリメントと高解像度の第

表2.4.2 非静力学メソ4次元変分法で同化する観測

	観測の種類	解析に使用する観測要素
直接観測	固定観測点の地上観測	気圧
	船舶・ブイ	気圧
	ラジオゾンデ・レーウィン	気温，風，相対湿度
	航空機	風，気温
	アメダス	降水量（解析雨量として同化）
レーダー	ウィンドプロファイラ	風
	一般気象レーダー	反射強度（解析雨量として同化），ドップラー速度（ドップラー化されたレーダーのみ）
	空港気象レーダー	ドップラー速度
衛星観測	可視・赤外イメージャ	大気追跡風
	マイクロ波サウンダ	輝度温度から算出した気温
	マイクロ波放射計	輝度温度から算出した可降水量と降水強度
	マイクロ波散乱計	散乱断面積から算出した海上風

表2.4.3 現・新メソ解析の仕様

	現メソ解析	新メソ解析
解析本体	静力学メソ 4次元変分法	非静力学メソ 4次元変分法
アウターモデル 解像度 水平・鉛直 (モデルトップ)	10km・40層 (10hPa)	5km・50層 (約22km)
インナーモデル 解像度	20km・40層 (10hPa)	15km・40層 (約22km)
データ同化窓	6時間	3時間
最小値探索回数	約40回[5]	30回
解析領域	3600km × 2880km	3600km × 2880km

一推定値から、高解像度の解析値を求め、これを初期値として高解像度のJMA-NHMを実行する。この時、初期値化は行わない。データ同化窓の最後の時間の予報結果を当該解析時刻の「解析値」とする。

(2) 現・新メソ解析の仕様の違い

表2.4.3に簡潔にまとめている。4次元変分法で採用している予報モデルの違い以外で、主な違いをまとめると以下の通りである。

① 水平・鉛直解像度

現メソ解析は、アウター・インナーモデルの解像度が、それぞれ10km,20kmとなっている。これに対して、新メソ解析は5km,15kmと高解像度化される。

一方、鉛直方向に関しては、現メソ解析が鉛直層数40層でモデルトップが10hPaに対して、新メソ解析は50層（但し、インナーモデルは40層）でモデルトップが40hPa程度（実際には約22km）と、水平同様高解像度化されている。

② データ同化窓

現メソ解析のデータ同化窓は6時間であり、前半3時間は、前回解析のデータ同化窓の後半3時間と重なっている。これにより、前回解析の観測打ち切り時刻後に通報された観測値を同化することが出来る。これに対して、新メソ解析では、計算時間の制約からデータ同化窓が3時間となるため、前回解析の観測打ち切り時刻後に通報された観測値を利用することは出来ない。

データ同化窓の長さは、側面境界値として使えるGSMの初期値にも関係してくる。例えば03UTCの解析を行う場合、現メソ解析では前日21UTC～03UTCがデータ同化窓となり、側面境界値のGSMは18UTC初期値のものを利用する必要がある。これに対して、新メソ解析では00UTC～03UTCがデータ同化窓であり、00UTC初期値のGSMから側面境界値を作成することが出来る。

一般的に4次元変分法ではデータ同化窓が長い方が有利であるため、新メソ解析ではこの点において不利であるが、より新しい側面境界値を利用できる点において有利である。

2.4.4 解析予報実験による性能評価

現業メソ解析としての性能を評価するために、現業メソ解析と同等の条件のもと、非静力学メソ4次元変分法による解析予報実験を行い、静力学メソ4次元変分法と比較した。

(1) 解析予報実験の概要

解析システムを現業静力学メソ4次元変分法とする実験をCTRL、非静力学メソ4次元変分法とする実験をTESTとする。側面境界値には適合ガウス格子(RGG)版全球モデル(GSM)の予報値を用いた。実験期間を暖候期と寒候期の6日間として、それぞれ、2006年7月17日から2006年7月22日を夏実験、2007年12月23日から2007年12月28日を冬実験とし、検証対象とする予報は、03,15UTCを初期時刻とする33時間予報とした。夏実験の期間は、西日本に活発な梅雨前線が停滞し各地で大雨を降らせる気象状況にあり、冬実験の期間は、一度緩んだ冬型気圧配置が低気圧の日本海通過を契機に強い寒気をもって強まる気象状況にあった。

(2) 検証結果

高層検証（東西風速、南北風速、気温、相対湿度）では、平均誤差、平方根平均二乗誤差とも概ねCTRLと同等もしくはそれ以上の成績が得られている（図略）。しかしながら、CTRLに対する優位性は多くが予報初期に留まり、側面境界値がGSMになってから問題視されている中層の乾燥バイアスや、下層ほど大きな高温バイアスは、予報が進むにつれTESTでも顕在化してくる。また、解析システムのアウターモデルの高層検証（図2.4.1）からは、TESTの優位性とともに、統計的性質の変化（気温場、相対湿度場で顕著）もみられる。

地上要素検証（気温、風速、露点温度）では、夏・冬実験とも、概ね良好な結果が得られており、特に、夏実験での地上気温、冬実験での地上風速の改善は著しい（図2.4.2）。また、各検証要素の誤差ヒストグラムもCTRLに比べより急峻なガウス分布に近づいている（図略）。但し、予報が進むにつれ徐々にCTRLに対する優位性が失われてしまう。

検証格子を20kmとした3時間積算降水量の降水検証結果を図2.4.3に示す。夏実験では、CTRLと比較して、全ての閾値においてバイアススコアが大きく、エクイタブルスレットスコア(ETS)は小さい。閾値1mm以下では予報初期から、閾値20mm以上では予報数時間後から予報頻度が過剰になる。また、ETSは予報後半でCTRLと比較して悪化する（図略）。

[5] 最小値探査は制限時間を超えると終了する。

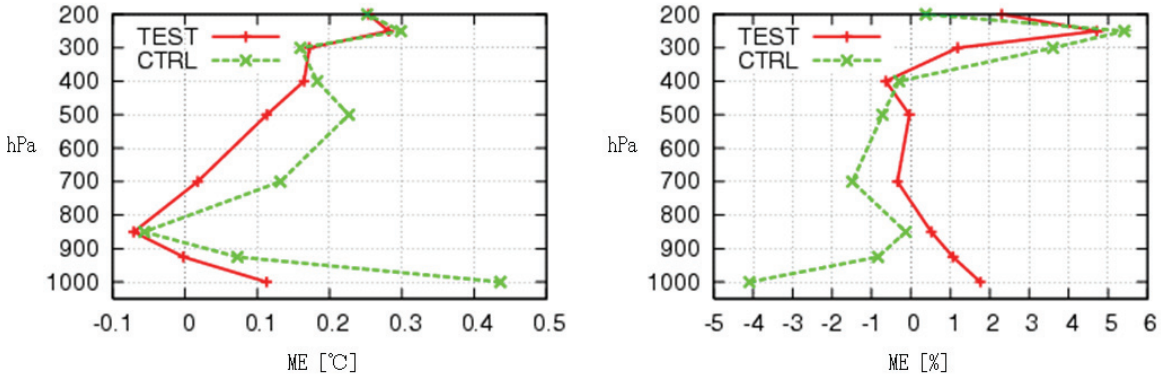


図2.4.1 夏実験のアウターモデルの高層検証。検証時刻は、データ同化窓の最初の時。左:気温の平均誤差、右:相対湿度の平均誤差。横軸は誤差の値、縦軸は気圧。

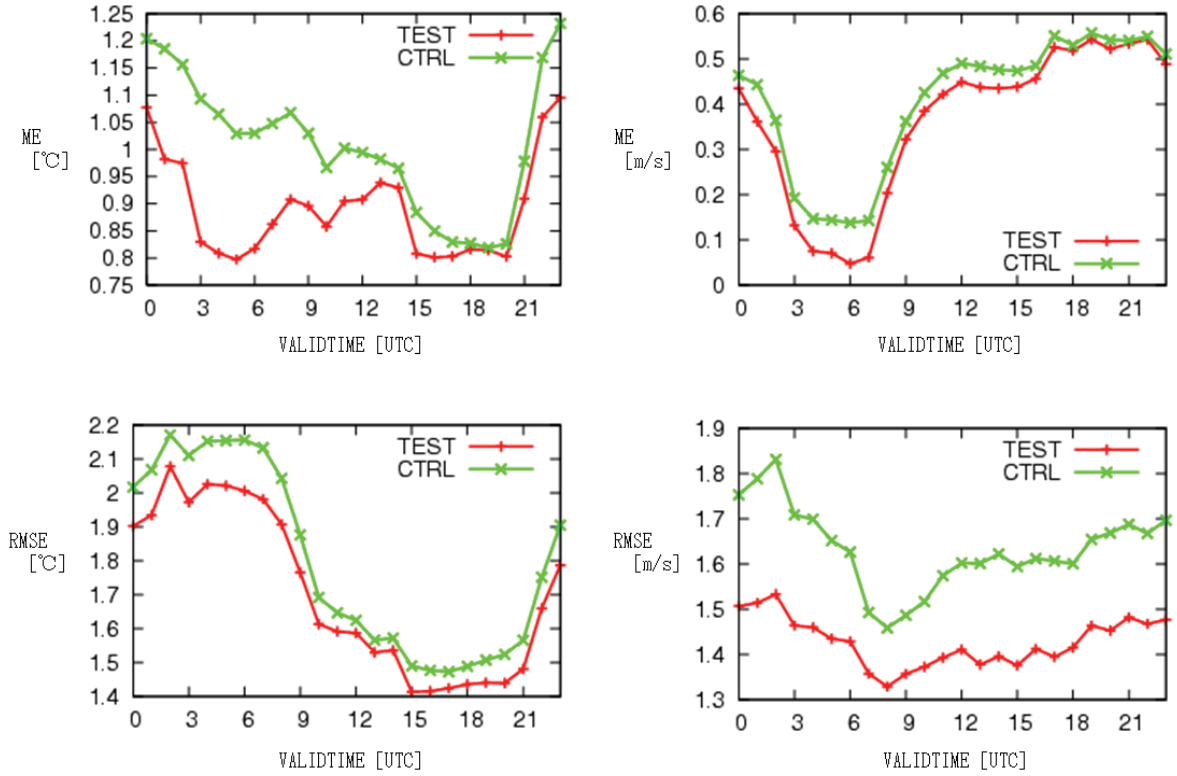


図2.4.2 地上要素検証。左:夏実験の地上気温、右:冬実験の地上風速。上段は平均誤差、下段は平方根平均二乗誤差、縦軸は誤差の値、横軸は予報対象時刻。

TESTで降水予報精度が悪化する特徴的な事例として、九州地方に停滞する前線に伴う降水が過度に集中した上に位置ずれを起こす場合が挙げられる。一方、冬実験では、CTRLのETSが高い閾値20mm以上については事例数がとても少なくその結果の信頼度が低いが、事例数の多い閾値15mm以下ではバイアススコアが小さく、ETSが概ね同等以上であることから、良好な結果と考えられる。

以上の検証結果において、TESTの降水予報精度が悪化する原因として、インナーモデルとアウターモデル（つまり、予報モデル）の湿潤過程が一致していないことが考えられる。また、実験で使用した予報モデルが現業メソ解析に最適化されているため、図2.4.1に見られるような解析値の統計的性質の変化などが悪影響を及ぼしている可能性もあり、解析予報システム全体の整合性を考慮した予報モデルのチューニングも必要と考えられる。

2.4.5 まとめと今後の課題

非静力学メソ4次元変分法を用いて、現業メソ解析と同等の機能を持つシステムを構築した。

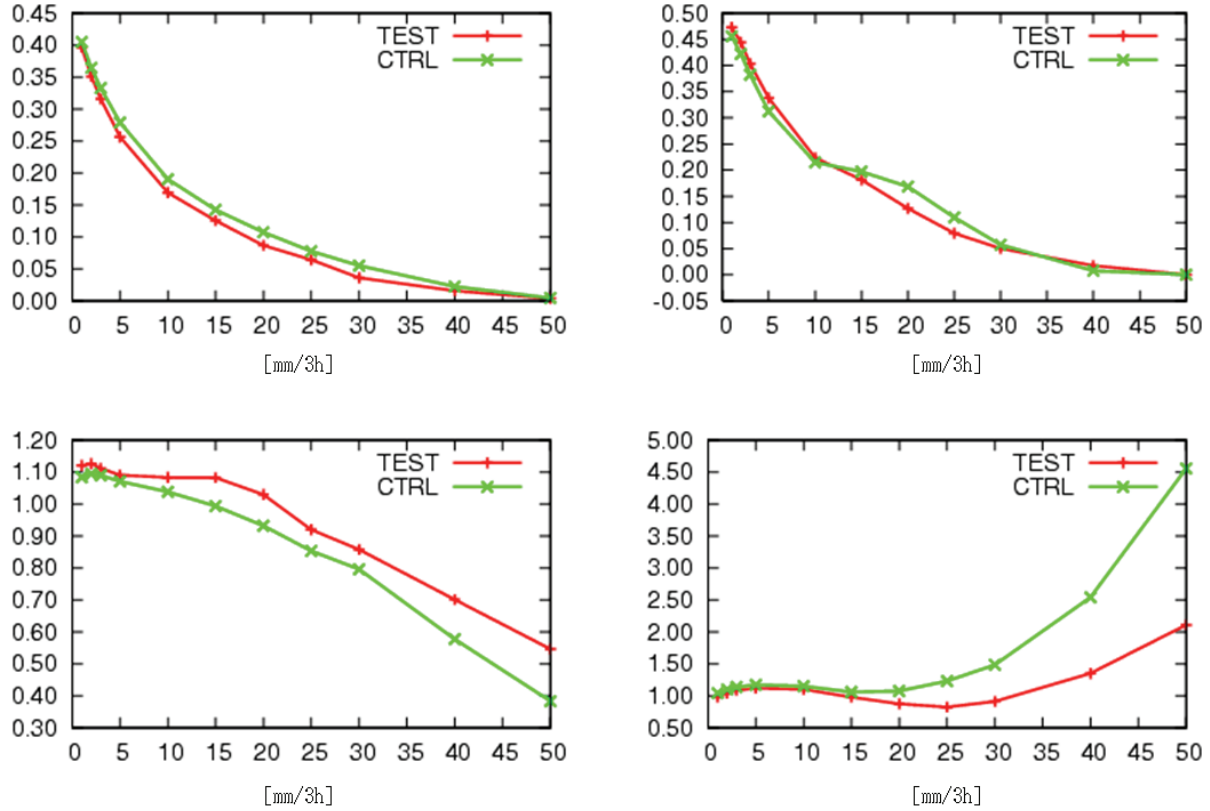


図 2.4.3 閾値ごとの降水検証スコア。20km 検証格子内の平均降水量を使用。左:夏実験、右:冬実験、上段:エクイタブルスレットスコア、下段:バイアススコア、横軸:閾値。

解析予報実験による統計的な性能評価を行い、冬期の降水検証、高層検証、地上要素検証において、現業メソ解析の静力学メソ4次元変分法と比較して、概ね同等以上の性能を持つことが分かった。一方、夏期の降水予報精度が悪化してしまい、現業化に向けて解決する必要がある。この問題に対して、随伴モデルの改良や予報モデルの最適化に取り組んでいる。

参考文献

石川宜広, 小泉耕, 2002: メソ4次元変分法. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 37-59.

気象庁予報部, 2004: 非静力学メソ数値予報モデルの現業化. 平成16年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 74pp.

気象庁予報部, 2008: 気象庁非静力学モデルⅡ. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 265pp.

澤田謙, 本田有機, 2008: 初期値化. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 68-74.

露木義, 1997: 変分法によるデータ同化. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 102-165.

本田有機, 2003: 4次元変分法データ同化システム：開発報告. 数値予報課報告・別冊第49号, 気象庁予報部, 144-147.

本田有機, 2008: 次期メソ解析の開発. 気象研究ノート「気象学におけるデータ同化」, **217**, 157-161.

Courtier, P., J. -N. Thepaut, and A. Hollingsworth, 1994: A strategy for operational implementation of 4D-Var, using incremental approach. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **120**. 1367-1387.

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

Honda, Y. and Y. Yamada, 2007: Assimilation of the Surface Precipitation Data with JNoVA using 2-ice Bulk Microphysics Scheme. *Sci. Online Letts. Atmos.*, **3**, 73-76.

Liu, D.C. and J. Nocedal, 1989: On the Limited Memory Method for Large Scale Optimization, *Mathematical Programming*, **45**, 503-528.

2.5 地上設置型GPS大気遅延量の利用[1]

2.5.1 はじめに

地上設置型GPSデータ（以降、地上GPSと略す）の数値予報での利用に関して、過去10年以上、多くの研究・開発がなされてきた（萬納寺ほか 1997; 萬納寺 1998, 2000; Koizumi and Sato 2004; Nakamura et al. 2004; Seko et al. 2004; Shoji et al. 2004）。地上GPSの数値予報への利用により、局地的な集中豪雨の予測精度の向上が期待できるため、気象庁としてできるだけ早い現業利用を目指し、開発が進められてきた。ここ数年、観測データの品質向上を目的に衛星時計誤差の解析（小司 2007）や、4次元変分法での利用法の確立といった実用性の高い技術が開発された。

こうした中、2007年10月には観測部によりGPS可降水量解析装置が整備され、2008年5月からはメソ解析での利用を目的に数値解析予報システム（NAPS）へのリアルタイム配信が開始された。本装置では、30分毎に国土地理院のGEONET（GPS Earth Observation NETwork system）から取得した約1200地点の地上GPS（図2.5.1）と、気象庁の地上気圧・気温データを用いて解析を行い、前8時間分、5分毎の天頂大気遅延量及び、可降水量の算出を行っている。GPS衛星からの電波は伝搬する際、電離層や大気（乾燥大気と水蒸気）の屈折・減速の影響を受け、真空大気に比べて電波の到達時間の遅れが生じる。その遅れを距離に換算したものが大気遅延量である。さらに、複数のGPS衛星の電波からGPS受信機直上（天頂方向）の大気遅延量を求めたものが天頂大気遅延量である。

本稿は、2008年6月の出水期を対象にこのGPS天頂大気遅延量を用いて、現業システムと同じ条件でメソ解析によるデータ同化及び、メソ数値予報モデルによる予報の実験結果について述べる。本実験では降水予測精度の向上が確認されたことから、2008年中に地上GPSの現業利用を予定している。なお、本稿では地上GPSの概要や、データ作成法などについては説明を省略するので、必要に応じて、萬納寺（1998, 2000）、小司（2007）や、小司・国井（2008）による詳細な解説を参照してほしい。

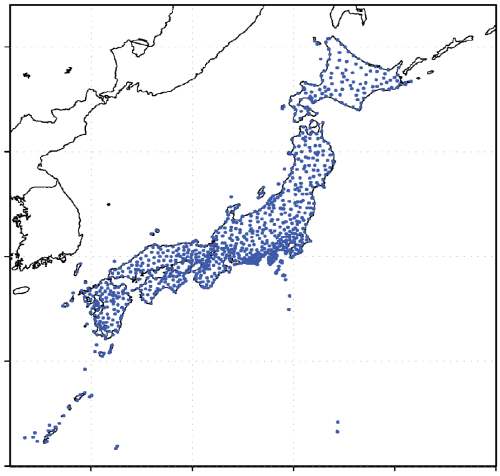


図 2.5.1 国土地理院の GEONET 観測の分布。ドットは GPS 観測点。

2.5.2 同化手法

地上GPSをメソ解析で利用する場合、2つの方法が考えられる。一つは提供されたGPS可降水量を利用する方法、もう一つは可降水量の算出元となるGPS天頂大気遅延量を利用する方法である。前者は後者に比べて簡便な利用法であるが、可降水量の算出に必要な気温を近くの地上観測点の気温から推定するため、後者と比べて余分に観測の誤差が含まれる可能性が高い。このため、本稿の実験ではGPS天頂大気遅延量をそのまま利用している。

地上GPSのデータ同化に使用するメソ解析では、4次元変分法を採用していることから、GPS天頂大気遅延量を直接利用することで水蒸気だけでなく、気温や気圧も同時に修正することができる。4次元変分法では、

$$J(\mathbf{x}_0)=\frac{1}{2}\left(\mathbf{x}_0-\mathbf{x}_0^b\right)^{\mathrm{T}}\mathbf{B}^{-1}\left(\mathbf{x}_0-\mathbf{x}_0^b\right)+\frac{1}{2}\left[H(M(\mathbf{x}_0))-\mathbf{y}^o\right]^{\mathrm{T}}\mathbf{R}^{-1}\left[H(M(\mathbf{x}_0))-\mathbf{y}^o\right] \quad (2.5.1)$$

という評価関数を最小にすることで初期値時刻の解析値 $\mathbf{x}_0$ を求める。ここで、$\mathbf{x}_0^b$ は初期値時刻の第一推定値、$\mathbf{y}^o$ は観測値、H は解析変数を観測値と同じ物理量に変換する観測演算子、M は数値モデルの時間推進演算子である。$\mathbf{B}$、$\mathbf{R}$ はそれぞれ第一推定値の誤差共分散行列と観測データの誤差共分散行列を表す。GPS天頂大気遅延量のように直接、解析変数に変換することのできない物理量であっても、解析変数から観測物理量への変換ができさえすれば、変分法による同化は可能である。

天頂大気遅延量 ZTD の観測演算子 H を次式に示すと、

$$\mathrm{ZTD} = \mathrm{ZHD} + \mathrm{ZWD} \quad (2.5.2)$$

となる。ZHD は天頂静水圧遅延量、ZWD は天頂湿潤遅延量を表し、それぞれが乾燥大気及び、水蒸気に起因する大気遅延量である。ZHD の観測演算子は次式のように表せる。

$$\mathrm{ZHD}=2.2768\times10^{-5}\times p_a/z_f \quad (2.5.3)$$

$$z_f=1-2.66\times10^{-3}\cos(2\theta)-2.8\times10^{-7}\times h_a \quad (2.5.4)$$

p_a はGPSのアンテナ高度 h_a [m]での気圧[Pa]と θ は緯度[rad]を意味する。また、ZWD の観測演算

[1] 石川 宜広

子は次式のようになる(Saastamoinen 1972)。

$$\mathrm{ZWD} = R/g_a(\theta)\sum_{i=1}^{N} e_i\left[k' + \frac{k_3}{T_i}\right]\left(p_{i+1/2} - p_{i-1/2}\right) \qquad (2.5.5)$$

i は数値モデルの鉛直レベルを表し、モデル格子点から水平方向に線形補間された観測位置での水蒸気圧と気温を e_i [Pa]と T_i [K]で表す。$i+1/2$ 、$i-1/2$ は数値モデルの鉛直レベル層の上端と下端を表し、その気圧を $p_{i+1/2}$ 、$p_{i-1/2}$ で表す。g_a は重力加速度でGPSアンテナの緯度による関数として扱う。R は乾燥空気の気体定数を表し、k' 、k_3 はそれぞれ定数 $k' = 2.21\times10^{-7}$ 、$k_3 = 3.7\times10^{-3}$ である。

2.5.3 データの利用方法の詳細

GPS天頂大気遅延量を数値モデルに同化する際、GPS可降水を用いる場合と同様にGPSの観測点の標高と、数値モデルの標高が異なることが問題となる。このため、第一推定値の地上気圧、気温及び、比湿を用いて、モデル地表面とGPS観測点の間の天頂静水圧遅延量と天頂湿潤遅延量を求め、GPS天頂大気遅延量を補正する。このとき、GPSの観測点がモデル地形より低い場合は、比湿一定、気温減率5[K/km]と仮定して計算する。

本稿で示す実験に使用したデータ品質管理法は、基本的にはNakamura et al. (2004)、Koizumi and Sato (2004)、小司 (2007)を参考にし、以下の①～⑤の補正を行う。更に天頂大気遅延量の利用のための処理(⑥,⑦,⑧)を追加した。

① 標高500m以上のGPS観測点は使用しない。
② モデル地形の標高と観測点の標高差が200m以上のものは使用しない。
③ GPS大気遅延量と、モデルの第一推定値の気圧、気温から算出した可降水量(以降、算出可降水量と略す)が1mm以下及び、90mmより大きい場合は使用しない。
④ 算出可降水量のD値(算出可降水量とモデルの第一推定値の可降水量との差)の絶対値が8mm以上のデータは使用しない。
⑤ 算出可降水量のD値の絶対値が5mm以上で、かつ周囲20km以内のD値平均との差の絶対値が5mm以上のデータは使用しない。
⑥ GPS天頂大気遅延量のD値(GPS天頂大気遅延量と、モデルの第一推定値の天頂大気遅延量との差)の絶対値が40mm以上のデータは使用しない。
⑦ GPS天頂大気遅延量について水平距離で約40km間隔以上になるように間引きを行う。
⑧ GPS観測点を取り囲む20km格子に降水(20km格子化した解析雨量で1.5mm/h以上)が観測された場合、そのデータは使用しない。

⑥は統計に基づく閾値により観測データのグロスエラーを除去する。⑦は観測相互の誤差相関による過剰な解析値の修正を防ぐ。また、⑧は観測された降水と、GPS大気遅延量から取り出される水蒸気場が時間・空間的に表現が異なる場合に起こりうる降水予報への悪影響(例えば、観測の強い降水域でモデルの水蒸気を減らし、降水を弱める作用など)を緩和させる。

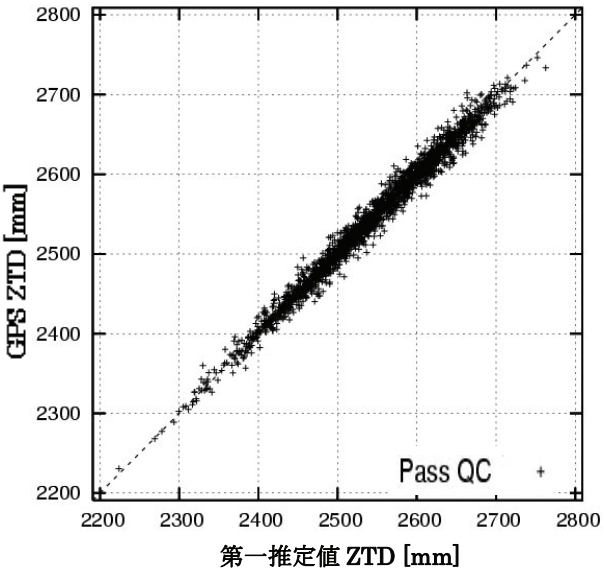


図 2.5.2 GPS 天頂大気遅延量(データ品質管理後)とモデルの第一推定値の天頂大気遅延量の比較(2006 年 7 月 1～31 日)

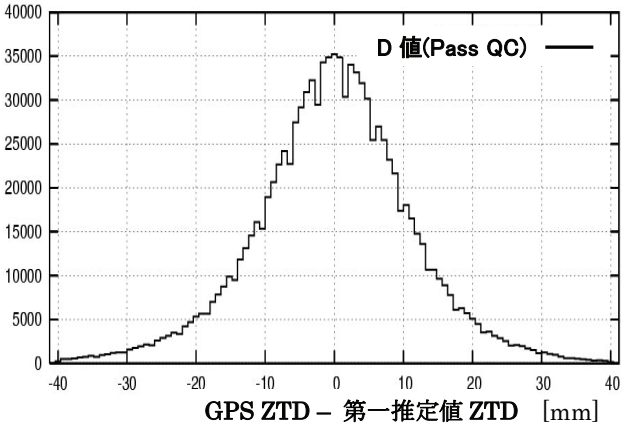


図2.5.3 天頂大気遅延量のD値(データ品質管理後のGPS天頂大気遅延量－モデルの第一推定値の天頂大気遅延量)のヒストグラム(2006年7月1～31日)

図2.5.2に2006年7月1～31日の期間でGPSとモデル第一推定値の天頂大気遅延量について比較を行った結果を示す。図中のGPS天頂大気遅延量は、前述した高度補正及び、その他のデータ品質管理による補正を行っている。

図2.5.2から明らかなようにGPSとモデル第一推定値の天頂大気遅延量は、相関係数1を意味するグラフの対角線上にプロットが集中しており、統計の結果でも相関係数が0.99と非常に高い相関を示した。モデル第一推定値の天頂大気遅延量を基準とするGPS天頂大気遅延量の平方根平均二乗誤差は、11.3

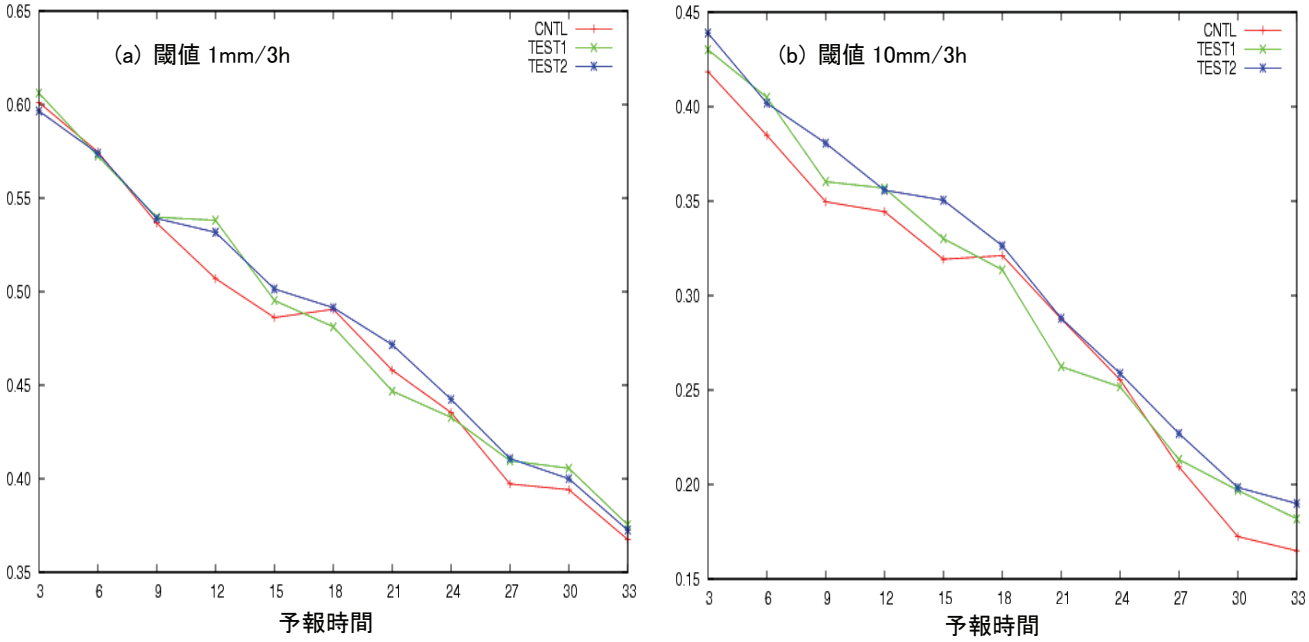


図 2.5.4　2008 年 6 月 11 日 00UTC から 6 月 21 日 12UTC までの 03,09,15,21UTC を初期値時刻とする 33 時間予報の 42 事例について、解析雨量と比較した 3 時間降水量のスレットスコア。(a)閾値 1mm/3h、(b)閾値 10mm/3h。赤線:CNTL(地上 GPS 同化なし)、緑線:TEST1(地上 GPS 同化あり 1)、青線:TEST2(地上 GPS 同化あり 2)。

mmでこの値を参考にメソ解析の観測誤差を13mmに設定した。

図2.5.3に同期間での天頂大気遅延量のD値のヒストグラムを示す。図2.5.3では、D値=0で頻度が最大、両端付近で頻度0に近づくガウス分布に似た形状となり、データ同化の利用に適した観測データといえる。

2.5.4 同化・予報実験の結果

2008年6月の出水期を対象にGPS可降水量解析装置で算出したGPS天頂大気遅延量を現業のメソ解析システムを用いて、同化実験を行った。

実験期間は2008年6月11日00UTC～21日12UTCまでの約10日間で、1日8回のメソ解析による85初期値を作成し、さらにメソ数値予報モデルでの予報(00,06,12,18UTCは15時間予報、03,09,15,21UTCは33時間予報)を行った。

同化実験に使用した観測データは、GPS天頂大気遅延量以外に現業のメソ解析と同様のものを用いた。具体的には、高層ゾンデなどのいわゆる従来型観測データのほかに、解析雨量、ウインドプロファイラ(WINDAS)、衛星風、衛星搭載マイクロ波放射計から求めた可降水量と降水量、衛星搭載マイクロ波サウンダによる気温、ドップラーレーダーのドップラー速度なども同化に使用した。

先ずは統計的な検証結果について述べる。降水の統計スコアは、実験期間と同じ2008年6月11日00UTCから21日12UTCまでの03,09,15,21UTCを初期値とする33時間予報の42事例について計算した。これ以降の表記として、GPS天頂大気遅延量を同化しない実験をCNTL、前述した品質管理①～⑦を行い、GPS天頂大気遅延量を同化した実験をTEST1、さらにこのTEST1の品質管理に降水域を考慮する品質管理⑧を加え、GPS天頂大気遅延量を同化した実験をTEST2と記述する。

図2.5.4には、上記期間での解析雨量との比較による降水のスレットスコアを示す。スレットスコアでは、解析雨量による3時間積算降水量の10km格子内平均値を用い、全観測領域を対象に検証を行った。スレットスコアの閾値1mm/3h及び、閾値10mm/3hにおいて、TEST1では3～15時間予報と27～33時間予報で、TEST2では全予報時間でCNTLに比べて降水のスレットスコアが向上しており、GPS天頂大気遅延量の同化による降水予報の改善が確認できる。TEST1とTEST2を比較すると、観測の降水域を考慮する品質管理を行った予報(TEST2)の方がスコアの改善が大きく、特に閾値10mm/3hにおける0～15時間の予報初期でのスコアの改善幅が大きい。バイアススコアについては、TEST1、TEST2共にCNTLに比べてやや小さくなる傾向(図省略)である。ただし、スレットスコアが高いことから、偽の降水の頻度が少なくなっていると考えられる。また、実験期間の全85初期値による15時間予報についても同じ降水検証を行ったが、やはり同様の結果でTEST2においてCNTLを上回る降水予報精度の向上がみられた(図省略)。

次にGPS天頂大気遅延量の同化によって、強雨の予報が改善した事例について2つ紹介する。

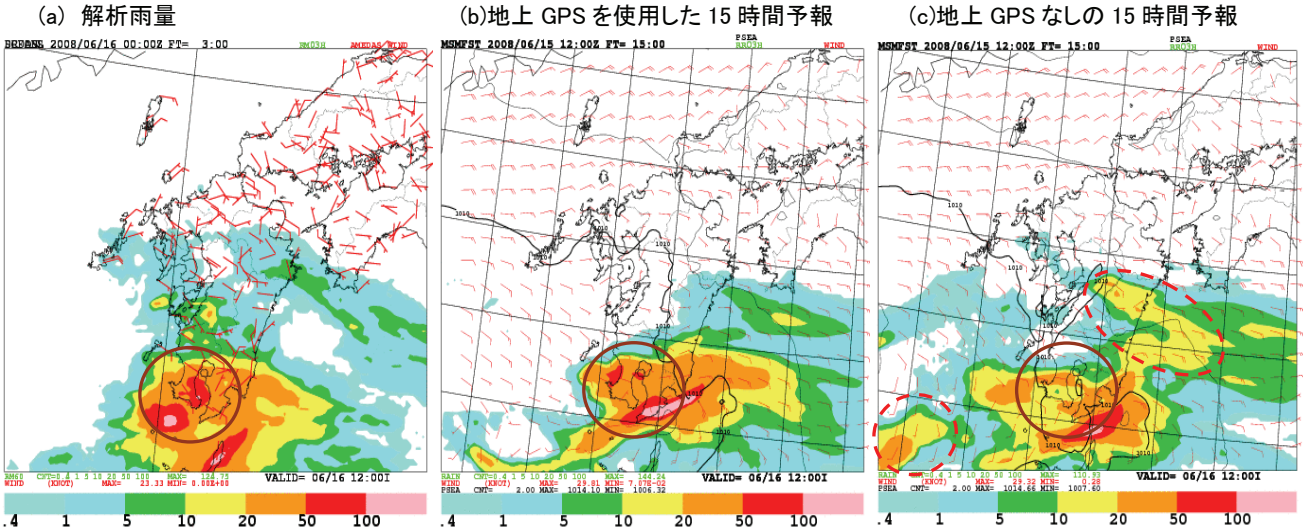


図 2.5.5 2008 年 6 月 15 日 12UTC を初期値とする 12～15 時間の 3 時間積算降水量予報。(a)解析雨量、(b)GPS 天頂大気遅延量を同化した初期値からの予報 TEST2、(c)GPS 天頂大気遅延量を同化していない初期値からの予報 CNTL。

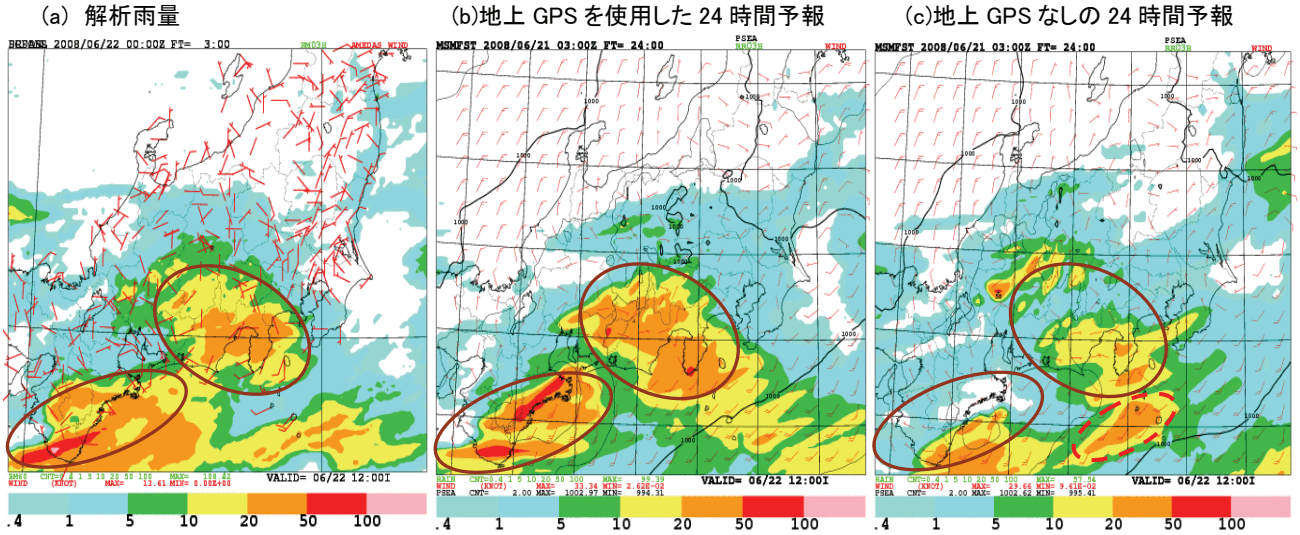


図 2.5.6 2008 年 6 月 21 日 03UTC を初期値とする 21～24 時間の 3 時間積算降水量予報。(a)解析雨量、(b)GPS 天頂大気遅延量を同化した初期値からの予報 TEST2、(c)GPS 天頂大気遅延量を同化していない初期値からの予報 CNTL。

a. 九州の事例(6月16日)

梅雨前線が北緯30度付近に停滞し、下層暖湿流により前線近傍で対流雲の活発な状態が続き、鹿児島県で断続的な激しい雨となった事例である。図2.5.5に、6月15日12UTCを初期値とする15時間予報の結果と、対応する時刻の解析雨量を示す。

6月15日12～15UTCに鹿児島県にかかる強雨域(a)について、GPS天頂大気遅延量を同化した予報(b)は、降水位置が実況の強雨域とよく対応しており、強度についても実況と同様な3時間雨量20mm以上の強雨域が広がっている(茶色の円内)。また、3時間雨量50mm以上の強雨域についても実況の近くに存在する。一方、GPS天頂大気遅延量を同化しない予報(c)は、鹿児島県内に降水が存在するものの、強度は実況に比べて弱い。また、宮崎県の東海上や鹿児島県の西海上では、偽の降水域(赤色破線の円内)が予想されており、実況と異なっている。

b. 近畿・東海の事例(6月22日)

6月21日から22日にかけて、梅雨前線が本州南岸まで南下し、22日午前中、前線上に発生した低気圧の進行により、紀伊半島南部から静岡県で激しい雨が観測された事例である。図2.5.6に、6月21日03UTC初期値とする24時間予報の結果と、対応する時刻の解析雨量を示す。

6月22日00～03UTCに東海地方にかかる強雨域について、GPS天頂大気遅延量を同化した予報(b)は、降水位置と強度ともに、ほぼ実況に対応している(茶色の円内)。また、紀伊半島南端の3時間雨量50mm以上の強雨域についても正確に予想されてい

る。一方、GPS天頂大気遅延量を同化しない予報(c)では、特に内陸部での降水強度が過小である。また、伊豆の南海上では、実況にない降水域(赤色破線の円内)が予想されている。

これらの2つの事例では、GPS天頂大気遅延量の同化によって、モデル初期値の水蒸気場が正確になり、強雨の予報が改善するとともに、偽の雨が抑制されたと考えられる。

図2.5.7には、2008年6月11日00UTCから21日12UTCまでの全初期値とする15時間予報の85事例について、SYNOPの地上観測の相対湿度[%]で検証した予報対象時刻での平方根平均二乗誤差を示す。

GPS天頂大気遅延量を同化した予報(TEST2)では、どの時刻でも地上の湿度場に改善があり、特に0～10UTCの日中から夜間にかけての改善幅が大きくなっている。この結果から、GPS天頂大気遅延量の同化により水蒸気場の精度が向上していることがわかる。

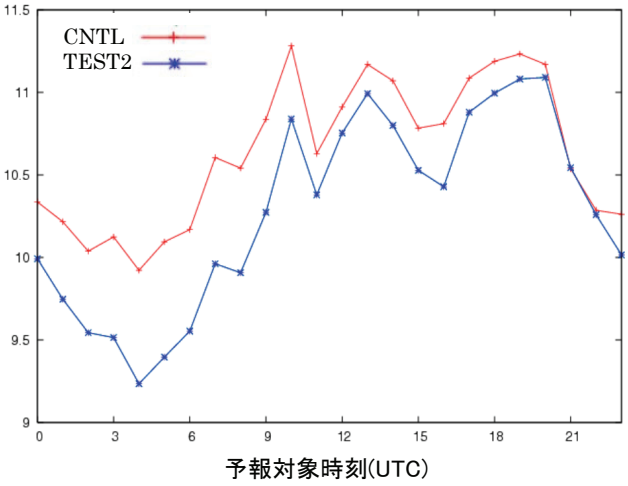


図 2.5.7 2008 年 6 月 11 日 00UTC から 21 日 12UTC までの全初期値による 15 時間予報の 85 事例について、地上観測の相対湿度[%]に対する予報対象時刻(UTC)での平方根平均二乗誤差。赤線:CNTL(地上 GPS 同化なし), 青線:TEST2(地上 GPS 同化あり 2)。

2.5.5 今後の課題

本稿では主に降水予報の改善について述べたが、GPS大気遅延量から得られるのは主に水蒸気の情報なので、今後は事例数をさらに増やして、水蒸気場の予報の改善についても調査する必要がある。

今回の実験では、国土地理院のGEONETから取得した地上GPSのみを利用してメソ解析及び、メソ数値予報を行った。しかし、国際全地球衛星航法システム事業(International Global navigation satellite system Service:IGS)によって世界中300点以上の観測データがリアルタイムで入手できるため、海外の地上GPSについても現業利用を検討すべきであろう。今後、広い分布の地上GPSの同化利用によって、陸域の水蒸気場がより改善され、さらに衛星搭載マイクロ波放射計による海上の水蒸気推定と併せて利用することで、相補的に初期値精度の向上が期待できるだろう。

参考文献

小司禎教, 2007: 地上GPS:準リアルタイム解析データの同化実験, 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 147-152.

小司禎教, 国井勝, 2008: 地上GPS観測網による可降水量の同化, 気象研究ノート, 228-238.

萬納寺信崇, 多田英夫, 大谷竜, 1997: 国土地理院GPS観測網による可降水量を用いた数値予報実験.日本気象学会1997年秋季大会講演予稿集, **72**, A309.

萬納寺信崇, 1998: GPS大気遅延量を利用した数値予報. 数値予報課報告・別冊第44号, 気象庁予報部, 14-24.

萬納寺信崇, 2000: GPSデータ同化実験, 数値予報課報告・別冊第47号, 気象庁予報部, 102-110.

Koizumi,K. and Y. Sato, 2004: Impact of GPS and TMI precipitable water data assimilation of GPS precipitable water vapor on mesoscale numerical weather prediction model forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82(1B)**, 453-457.

Nakamura,H., K. Koizumi and N. Mannoji, 2004: Data assimilation of GPS precipitable water vapor into the JMA mesoscale numerical weather prediction model and its impact on rainfall forecast. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82(1B)**, 441-452.

Saastamoinen,J., 1972: Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites. *The Use of Artificial Satellites for Geodesy, Geophys. Monogr.*, Ser. 15. Amer. Geophys. Union, 247-251.

Seko,H., T. Kawabata, T. Tsuyuki, H. Nakamura, K. Koizumi and T. Iwabuchi, 2004: Impacts of GPS-derived Water vapor and Radial Wind measured by Doppler radar on Numerical Prediction of Precipitation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82(1B)**, 473-489.

Shoji,Y., H. Nakamura, T. Iwabuchi, K. Aonashi, H. Seko, K. Mishima, A. Itagaki, R. Ichikawa and R. Ohtani, 2004: Tsukuba GPS dense net campaign observation: Improvement of GPS analysis of slant path delay by stacking one-way post fit phase residuals. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82(1B)**, 301-314.

2.6 毎時大気解析の改良[1]

2.6.1 はじめに

毎時大気解析は、大気の風、気温の3次元的な分布の解析値を提供する実況監視資料である（西嶋 2004, 2005; 藤田 2007; 室井ほか 2008）。メソ数値予報モデル（MSM）による予報値[2]を第一推定値とする3次元変分法[3]による客観解析を毎時に行って、解析値を作成している。解析では観測値として、アメダス観測（気温、風）、航空機自動観測（気温、風）、ウィンドプロファイラ（風）、毎時衛星風（風）、ドップラーレーダー（ドップラー速度）を用いている。

ここでは、最近現業化した、地上、大気下層の解析の変更と、一般気象レーダーのドップラーレーダー化によって新たに利用可能となったドップラー速度データの導入について述べる。

2.6.2 地上、大気下層の解析の変更

本項では、2008年6月30日00UTCに現業化した、地上、大気下層の解析に関わる変更について述べる。

(1) 変更前の地上、大気下層における解析処理

各変更点[4]について述べる前に、変更を行う前の時点での解析値作成処理について、地上、大気下層の扱いに着目して概説する。

毎時大気解析では、鉛直z*座標系[5]のモデル面で3次元変分法による解析を行っている。解析を行う際、モデル面第2層（モデル面大気最下層）の修正と、モデル面第3層以上の修正との間の相関をゼロとおいており、両者はほぼ独立に修正される[6]（図2.6.1参照）。

このうち、モデル面第2層については、モデル面第2層の場に地上物理量診断[7]を適用して求められる地上場（高度1.5mの気温、高度10mの風）が、アメダス観測点においてアメダス観測値（気温、風）に近づくように第一推定値の修正を行う。一方、モデル面第3層以上については、上空の観測データの同化により、第一推定値を修正する。

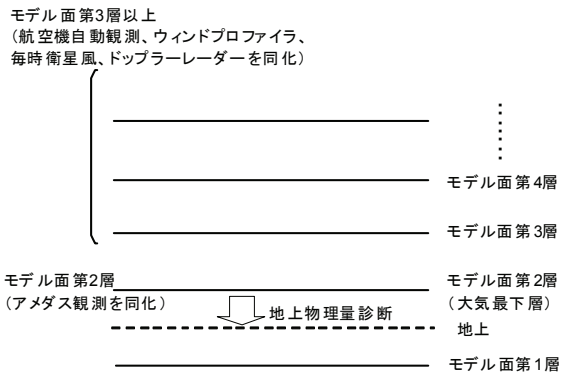


図 2.6.1　3 次元変分法による解析の模式図。

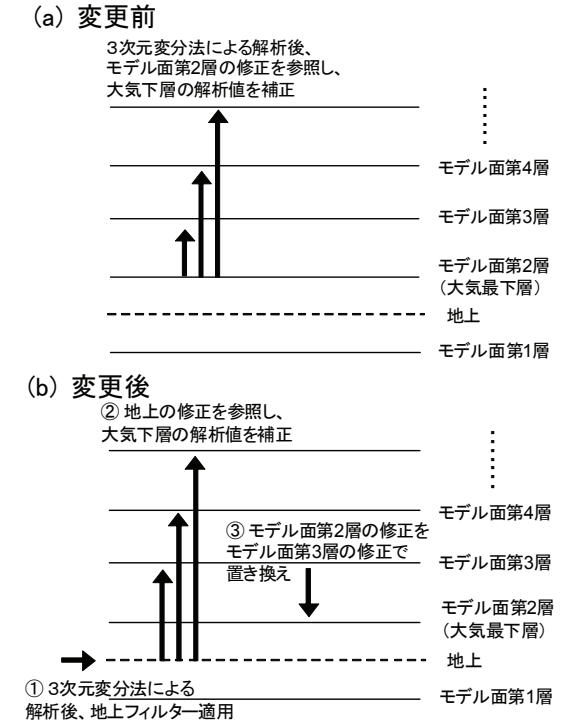


図 2.6.2　3 次元変分法による解析後の処理の模式図。(a) 変更前、(b) 変更後。(b) で各処理は①、②、③の順に実行する。

モデル面第2層とモデル面第3層以上とは互いに独立に修正されるため、3次元変分法による解析のみを行った時点では、モデル面第3層以上には地上観測による修正は入らない。地上解析値[8]とモデル面第3層以上の解析値との整合をとるため、3次元変分法による解析を行った後、第一推定値の大気境界層の高さ[9]の範囲で、大気下層の解析値を補正し、最終的な解析値を作成する（藤田 2007）。具体的には、モデル面第3層以上の修正を、3次元変分法による各モデル面の修正とモデル面第2層の修正との線形結合で置き換える（図2.6.2(a)参照）。線形結合におけるモデル面第2層の修正が寄与する比重は、上層ほど小さくなり、おおよそ大気境界層の上端付近でゼロに近づく。

---

[1] 藤田 匡

[2] MSMの 2-4 時間予報値を用いる。

[3] 非静力学メソ 4 次元変分法システム（第 2.4 節、本田（2008）、 Honda et al.（2005）参照）を 3 次元変分法による解析システムとして用いている。毎時大気解析では、時間、計算資源上の制限から 4 次元変分法の実行が難しいため、3 次元変分法による解析を行っている。変分法については露木(1997, 2002, 2008)などに詳しい。

[4] 本項で述べる変更は主に（本項（4）2 番目のもの以外）3 次元変分法による解析後の処理に関するものである。

[5] この鉛直座標系は 2007 年 5 月のルーチン変更より前の MSMで使っていたものである。現在のMSMでは一般鉛直ハイブリッド座標系を使っている（荒波・原 2006）。

[6] モデル面第 1 層は、MSMの下部境界条件を与えるための層であり（原 2008）、毎時大気解析では使用しない。

[7] MSMの地上物理量診断（石田 2005）に基づく。

[8] 地上解析値はモデル面第 2 層の解析値に地上物理量診断を適用して得られる。

[9] MSM内で温位の鉛直プロファイルにより診断される。

(2) 地上フィルターの導入

3次元変分法により得られる地上解析値（脚注8参照）に以下のように地上フィルターを適用する変更を行った。

これまでの毎時大気解析では、海岸線付近の海上で局所的に不自然な修正が入ってしまう事例が見られた。毎時大気解析の3次元変分法では、アメダス観測点における地上解析値が、アメダス観測値（気温、風）に非常に近くなるように設定している。このため、アメダス観測点付近での修正はしばしば大きな値となる。観測値による修正は、3次元変分法で設定されている相関特性[10]に従って観測点の周囲に及ぶため、特に、海岸線付近の観測データの同化に伴い、大きい修正が海上にまでもたらされることがある。観測点の周囲における修正を決める処理の中には、陸と海の物理的な違いを考慮せずに、観測データによる修正を一様に広げている部分がある。このため、観測データによる直接の情報のない海岸付近の海上では、修正の信頼性は必ずしも高くなく、解析値にひずみが生じやすい。

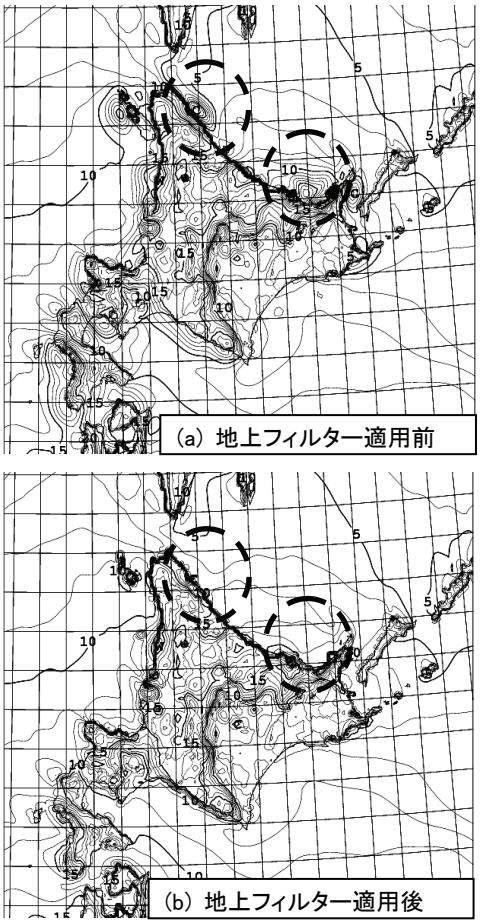


図 2.6.3 2008 年 5 月 19 日 00UTC の毎時大気解析による地上気温(℃)の解析結果。(a)：地上フィルター適用前、(b)：地上フィルター適用後。等値線の間隔は 1℃である。図中の黒破線円については本文参照。

この問題に対処するため、3次元変分法による解析の後で、海上での気温、風の修正を海岸線から離れるにつれて減衰させる地上フィルターを導入した（図2.6.2（b）①）[11]。図2.6.3に、2008年5月19日00UTCの毎時大気解析による地上気温の解析値を示す。地上フィルターを適用する前の地上気温解析値（図2.6.3（a））では、浜頓別沖、網走沖などに局所的に大きな気温の変動が見られる(黒破線円領域)。一方、地上フィルター適用後の結果（図2.6.3（b））では、これらの近海における不自然な修正が緩和されている。また風に関しても、海岸付近の海上での不自然な強まりが緩和される事例が見られた(図略)。

なお、この地上フィルターは、解析によって第一推定値に加えられる修正を減衰させるので、地上フィルターを適用することにより、海岸付近の海上での解析値は第一推定値に近づく。

(3) 大気下層解析値の補正の変更

本項（1）に述べたように、毎時大気解析では、3次元変分法による解析を行った後で、アメダス観測値による地上場の修正の影響が第一推定値の境界層の上端付近まで及ぶように、大気下層の解析値を補正している[12]。この大気下層の解析値の補正について、以下のように変更を行った（図2.6.2参照）。

これまで、大気下層の解析値の補正の際には、大気下層各モデル面の修正と、モデル面第2層の修正との線形結合を用いていた（図2.6.2（a））。しかし、3次元変分法によって得られるモデル面第2層の修正はしばしば過度に大きく[13]、補正を適用することにより、大気下層にまで過大な修正が及んでしまう、という問題があった。

この問題への対処として、大気下層の解析値の補正には、モデル面第2層の修正ではなく、地上の修正を用いるように変更した（図2.6.2（b）②）。さらに、大気下層の補正を行った後で、モデル面第2層の修正をモデル面第3層の修正で置き換えるようにした（図2.6.2（b）③）[14]。これらの変更により、

[10] モデル面第 2 層における相関特性は、相関が $1/e$ となる距離が 25kmのガウス型である。

[11] 海岸付近の陸上格子点にも変更を加える。地上フィルターの処理については付録 2.6.A参照。

[12] このため、本項（2）の地上フィルターを適用することにより、大気下層の解析値も変更を受ける。特に海上では、地上フィルターで地上の修正を減衰させたことに伴い、大気下層の解析値も（大気下層の補正における地上の修正の比重に応じて）第一推定値に近づく傾向を持つ。

[13] 原因は未調査である。なお、モデル面第 2 層の場に地上物理量診断を適用して得られる地上場は、3 次元変分法による解析でアメダス観測値に近づいている。

[14] この変更により、モデル面第 2 層の解析値に地上物理量診断を適用しても地上解析値は得られなくなる（脚注 8 に述べた関係は成り立たなくなる）。

大気下層の過度な修正が緩和された。

(4) その他の変更

本項（2)、(3）の変更に加えて、次の不具合の解消も行った。

- 本項（3）の大気下層の解析値の補正の際に参照する第一推定値境界層の高さの分布の南北を逆に扱っていた。このため、大気下層の修正範囲が境界層の高さに従っていなかった。
- 第一推定値と3次元変分法繰り返し計算の地上物理量診断においては海氷を海として扱い、解析値の地上物理量診断においては海氷を海氷として扱う不整合があった。このため、海氷の分布する海上で、観測データが存在しないにもかかわらず、修正が入ってしまう事例があった。どちらも海氷を海氷として扱うように変更した。

2.6.3 新たにドップラー化されたレーダーサイトによるドップラー速度データの利用

気象庁は、一般気象レーダーのドップラー化を進めている。毎時大気解析ではこれまで東京、仙台、新潟、名古屋レーダーのドップラー速度[15]データを利用してきた（藤田 2007）[16]。これらに加えて、2008年8月5日00UTCより、2007年度に新たにドップラー化された7官署（釧路、函館、室戸岬、松江、福岡、種子島、沖縄）のレーダーによるドップラー速度データの利用も開始した。これにより、レーダー観測による風の情報の得られる領域が広がり、解析の精度向上につながる。

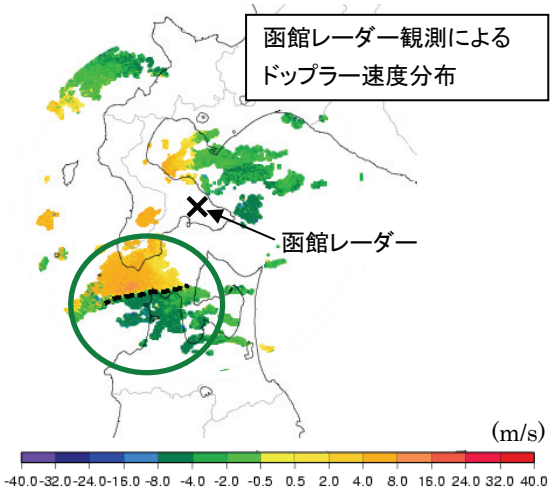


図 2.6.4 2008 年 7 月 14 日 03UTC、函館レーダー仰角 0.4 度の観測によるドップラー速度分布。函館ドップラーレーダーのおおよその位置を×印で示す。寒色はドップラーレーダーに向かう風、暖色はドップラーレーダーから離れる風を示す（凡例の単位は m/s）。黒破線は、緑楕円で囲まれた領域内にある風のシアーラインのおおよその位置を示す。

新たにドップラー化されたドップラーレーダーのドップラー速度データを同化した効果の例として、2008年7月14日03UTCの毎時大気解析による850hPa風の解析結果を示す（図2.6.4、2.6.5参照）[17]。図2.6.4に示すこの事例に対応する函館レーダーの観測によるドップラー速度分布（仰角0.4度）では、津軽半島の北に、東西にのびる風のシアーラインが位置している。ところが、函館レーダーのドップラー速度データを使用しない毎時大気解析の解析値（図2.6.5（a））では、風のシアーラインの位置は渡島半島の南端付近となっており、実況からのずれが見られる。それに対して、函館レーダーによるドップラー速度データを同化した解析値（図2.6.5（b））では、この観測データを同化したことにより、風のシアーラインの位置が津軽半島の北に修正され、実

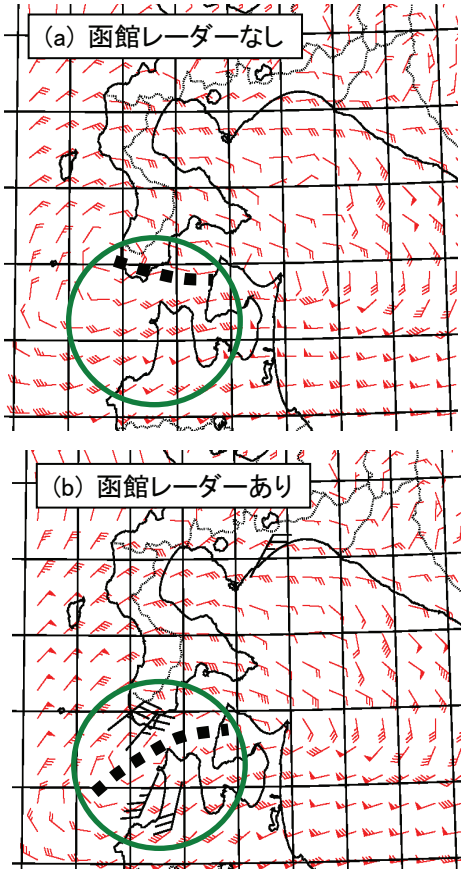


図 2.6.5 毎時大気解析による 2008 年 7 月 14 日 03UTC の 850hPa 風の解析の例。函館レーダーのドップラー速度データを(a)：使用しない解析値、(b)：使用した解析値。矢羽根の単位はペナント 10m/s、長い羽根 2m/s、短い羽根 1m/s である。(b)の黒い矢羽根は、解析に使用されたドップラー速度観測データを示す。黒破線は、緑楕円で囲まれた領域内にある風のシアーラインのおおよその位置を示す。

15 ドップラーレーダーで観測する動径方向（レーダーのビーム線方向）に沿う風の成分。

16 ドップラー速度を直接同化している（藤田 2007）。

17 第 2.6.2 項の変更を適用したシステムで解析を行った。

況に近くなっている[18]。

2.6.4 まとめ

本節では、最近現業化された毎時大気解析の変更点について述べた。

地上、大気下層の解析値を改善するために、地上の修正を減衰させる地上フィルターの適用、大気下層解析値の補正法の改良を行った。同時に大気下層解析値の補正範囲を決めるための大気境界層の高さの扱いに関する不具合、海氷分布の扱いに関する不具合の解消も行った。これらの変更により、地上、大気下層の解析値に見られた不自然な振る舞いが緩和された。

また、新たにドップラー化された一般気象レーダー7サイトによるドップラー速度データの利用を開始することで、風の情報が得られる領域が広がり、解析が改善する事例が見られた。

付録2.6.A 地上フィルター

ここでは、第2.6.2項(2)の地上フィルターの主な処理について述べる。地上フィルターは、海岸線付近の陸上の格子点を処理する部分(1)と、海上の格子点を処理する部分(2)に分けられる。いずれも第一推定値からの修正に上限を課す処理である。なお、(1)、(2)の処理ともに、アメダス観測点への内挿の際に参照される格子点[19]には適用しない[20]。

(1) 陸上格子点の処理

海岸線から25km以内にある各アメダス観測点について、25km以内の距離にある各陸上格子点における修正の大きさ[21]を以下のように処理する。

陸上格子点Pにおける修正の大きさの上限値 $\delta_{\mathrm{P}}^{\max}$ を次式で定める。

$$\delta_{\mathrm{P}}^{\max} = \sum_{i=1}^{n_{\mathrm{obs}}} w_i \delta_i \Big/ \sum_{i=1}^{n_{\mathrm{obs}}} w_i, \quad w_i = e^{-(d_i/\Delta_{\mathrm{obs}})^2}$$

和は格子点Pから25km以内の距離にあるアメダス観測点(n_{obs} 個あるとする)についてとる。d_i は i 番目の観測点と格子点Pの距離、δ_i は観測点における修正の大きさである。また、$\Delta_{\mathrm{obs}} = 25\mathrm{km}$とする。格子点Pにおける修正の大きさ δ_{P} が $\delta_{\mathrm{P}}^{\max}$ より大きい場合、δ_{P} を $\delta_{\mathrm{P}}^{\max}$ で置き換える[22]。

(2) 海上格子点の処理

(1)の処理を行った後、海上の各格子点における修正の大きさを以下のように処理する。

海上格子点Oでの修正の大きさの上限値 $\delta_{\mathrm{O}}^{\max}$ を

$$\delta_{\mathrm{O}}^{\max} = \delta_{\mathrm{coast}} e^{-(d/\Delta_{\mathrm{sea}})^2}$$

で定める。ここで、δ_{coast} は格子点Oから最も近い陸上格子点における修正の大きさ、d は格子点Oから δ_{coast} を与える陸上格子点までの距離である。また、$\Delta_{\mathrm{sea}} = 12.5\mathrm{km}$とする。格子点Oにおける修正の大きさ δ_{O} が $\delta_{\mathrm{O}}^{\max}$ より大きい場合、δ_{O} を $\delta_{\mathrm{O}}^{\max}$ で置き換える。

参考文献

荒波恒平, 原旅人, 2006: モデルの変更点. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 55-58.

石田純一, 2005: 新モデルの特徴. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14-17.

露木義, 1997: 変分法によるデータ同化. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 102-165.

露木義, 2002: 変分法によるデータ同化の基礎. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 1-16.

露木義, 2008: 変分法. 気象研究ノート, **217**, 33-68.

西嶋信, 2004: 毎時風解析. 平成16年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 63-65.

西嶋信, 2005: 毎時大気解析. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 63-65.

原旅人, 2008: 現業メソ数値予報モデルの概要. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 18-26.

藤田匡, 2007: 毎時大気解析の高度化. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 98-101.

本田有機, 2008: 次期メソ解析の開発. 気象研究ノート, **217**, 157-161.

室井ちあし, 藤田匡, 石川宜広, 2008: 気象庁毎時大気解析. 天気, **55**, 401-408.

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

---

[18] 解析値の統計的な品質(期間2008年7月7-16日中の約130事例の、同化した観測データに対する平方根平均二乗誤差)には変更前後で大きな差は見られなかった(図略)。

[19] アメダス観測点を囲む4格子点である。

[20] ただし、地上フィルターを適用する前に、海岸付近のアメダス観測点について、観測点を囲む4格子点の修正を、同一の値(修正の観測点への内挿値)で置き換える。この処理は、4格子点間で修正に顕著な偏りがあり、修正が不自然に大きい格子点がある場合に、これを緩和するためのものである。

[21] 修正の大きさとして、気温に関しては修正の絶対値、風に関しては風の修正ベクトルの大きさをとる。なお、気温の修正の符号、風の修正ベクトルの向きは、地上フィルター適用前後で変えない。

[22] 格子点Pの海岸線からの距離などに応じて $\delta_{\mathrm{P}}^{\max}$ を若干調整している。

第3章　アプリケーション

3.1 一般予報ガイダンスの検証[1]

3.1.1 降水確率、平均降水量、最大降水量ガイダンス

(1) はじめに

本項では、降水確率（PoP）、平均降水量（MRR）、最大降水量（MAXP）ガイダンスの検証結果を示す。各ガイダンスの詳細については安藤（2007a）を参照していただきたい。

なお、本文中では全球モデルを「GSM」、メソ数値予報モデルを「MSM」と記述する。各モデルを利用したガイダンスは、モデル名と要素名を組み合わせ、要素名を略した形式で「GSM-PoP6」のように記述する。要素名に付記した数字は予報対象とする時間幅を表し、「PoP6」は「前6時間降水確率」を意味する。また、初期時刻から起算した予報時間をFT（単位は時間）と表記する。

(2) 検証方法

検証期間はGSMの高解像度化以後の2007年12月から2008年8月までの9か月間とし、全国と各地方を対象として検証した。なお、GSMは2008年8月から適合ガウス格子化されている（第1.1節）が、GSMの変更によるガイダンスの精度に大きな変化はないことを確認している。

PoP、MRRでは、格子間隔20kmのガイダンス格子毎に分割表を作成し、全国・各地方、それぞれに含まれる格子の分割表を積算して各スコアを算出している。MAXPでは、二次細分区域毎に分割表を作成し、全国・各地方に含まれる二次細分区域の分割表を積算して各スコアを算出している。実況値には、解析雨量を利用している。

(3) PoP6 の精度

・信頼度

図3.1.1はGSM-PoP6のFT=51までとMSM-PoP6のFT=33までの信頼度曲線である。どの予報も実況の出現頻度と確率予報が等しくなる理想直線に近く、信頼度の高い予報となっている。地方別に見ると、GSMでは、東日本（北海道・東北・関東甲信・東海・北陸）、西日本（近畿・中国・四国・九州北部・九州南部・沖縄）ともに、予報が70%から80%の範囲で予報が実況よりやや過小になる地方が多くなっている。MSMでは、西日本で予報が30%から80%の範囲で予報がやや過小になる地方が多くなっている。沖縄地方は、GSM、MSMともに高い確率の予報の信頼度が低下している。

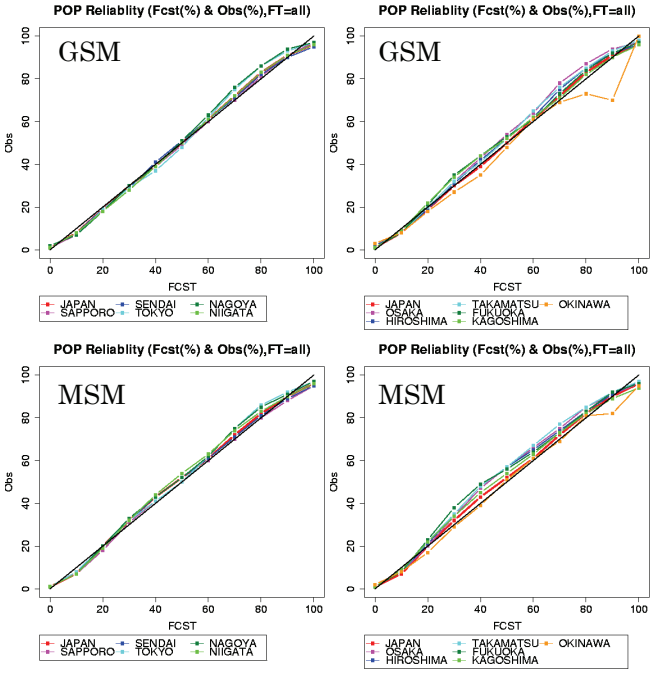


図 3.1.1 PoP6 の信頼度曲線（地方別）。上段は GSM ガイダンスの初期時刻 00,06,12,18UTC の FT=51 までの信頼度、下段は MSM ガイダンスの初期時刻 03,09,15,21UTC の FT=33 までの信頼度である。凡例は、JAPAN、SAPPORO、SENDAI、TOKYO、NAGOYA、NIIGATA、OSAKA、HIROSHIMA、TAKAMATSU、FUKUOKA、KAGOSHIMA、OKINAWA が、それぞれ全国、北海道、東北、関東甲信、東海、北陸、近畿、中国、四国、九州北部、九州南部、沖縄の各地方を表す（以下同様）。

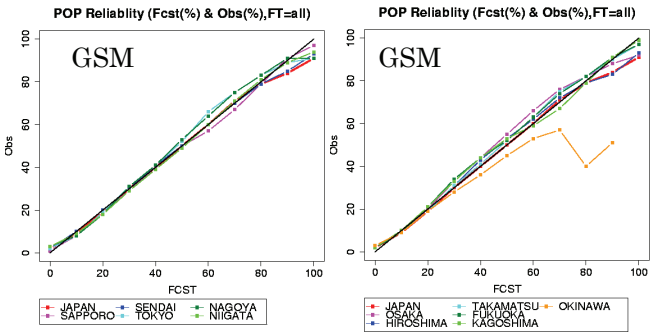


図 3.1.2 GSM-PoP6 の FT=57-75 の信頼度曲線（地方別）。初期時刻 00,06,12,18UTC までの信頼度である。

図3.1.2はGSM-PoP6のFT=57-75の信頼度曲線である。この予報時間は明後日予報に利用される。沖縄地方を除いて、全ての地方で理想直線に近く、信頼度の高い予報となっている。沖縄地方はPoP6≧70%になると予報の信頼度が低下している。

[1] 3.1.1 小泉 友延、3.1.2 松澤 直也、3.1.3 藤枝 鋼、3.1.4, 3.1.6, 3.1.9 鎌倉 智之、3.1.5 古市 豊、3.1.7 松本 智文、3.1.8 高田 伸一

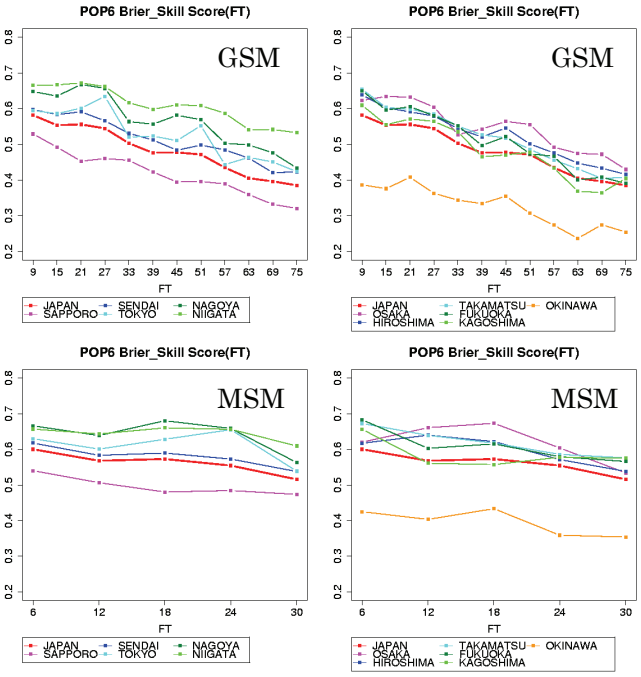


図 3.1.3 PoP6 のブライアスキルスコア（地方別）。上段は GSM ガイダンスの初期時刻 00UTC の FT=75 までを、下段は MSM ガイダンスの初期時刻 03UTC の FT=30 までを時系列で示している。

・ブライアスキルスコア

図3.1.3はFT別のブライアスキルスコアである。どの予報も予報時間が先に進むに従ってスコアが小さくなり、精度が悪くなっていく傾向がある。地方別に見るとGSM、MSM共に、北海道地方と沖縄地方の精度が他の地方に比べて悪く、地方によって予報の精度にばらつきが見られる。

（4）MRR3 の精度

・モデルとの比較

図3.1.4にGSM-MRR3、MSM-MRR3とGSM、MSMの降水量予報との比較を示す。予報対象時刻を揃えるため、GSMの00,06,12,18UTC初期値のFT=18から27とMSMの03,09,15,21UTC初期値のFT=15から24との検証結果を比較している。ガイダンスとの比較に利用したモデルの降水量予報はFRRと略し、前3時間降水量予報はFRR3としている。

GSM、MSMともにエクイタブルスレットスコアは閾値30mm/3h以下ではMRR3の方がFRR3より大きく、MRR3の方が精度がよいことを示している。閾値40mm/3h以上では、GSMはMRR3とFRR3の精度は同等となるが、MSMはFRR3の方がMRR3より精度が良くなる。GSM-MRR3とMSM-MRR3を比べると、閾値20mm/3h以下ではMSM-MRR3の方が精度が良く、閾値30mm/3h以上は両者の精度は同等である。バイアススコアを見ると、GSM-FRR3は閾値が5mm/3h以上になるとスコアが1を大きく下回るようになり予報が過少となるが、GSM-MRR3は閾

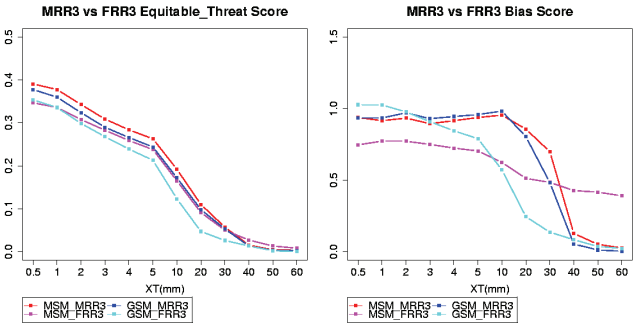


図 3.1.4 GSM-MRR3、MSM-MRR3、GSM-FRR3、MSM-FRR3 の閾値別の精度比較（全国）。左はエクイタブルスレットスコア、右はバイアススコアを示す。GSM は初期時刻 00,06,12,18UTC の FT=18 から 27 まで、MSM は初期時刻 03,09,15,21UTC の FT=15 から 24 まで。

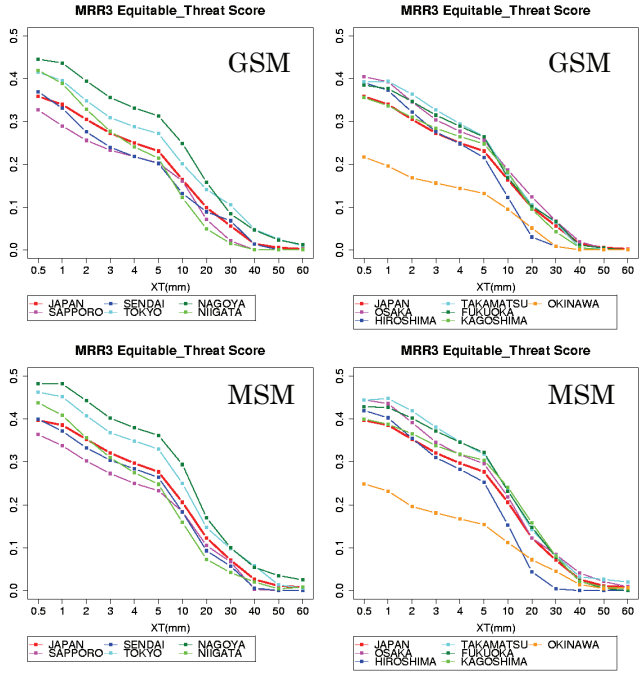


図 3.1.5 MRR3 の閾値別のエクイタブルスレットスコア（地方別）。上段は GSM ガイダンスの初期時刻 00,06,12,18UTC の FT=51 まで、下段は MSM ガイダンスの初期時刻 03,09,15,21UTC の FT=33 までのスコアである。

値10mm/3hまではスコアが1に近く、GSM-FRR3が閾値5mm/3h以上の降水の予報が過少となる傾向を補正している。MSM-FRR3は全ての閾値でスコアが0.5から0.7となっており、予報がやや過少となっているが、MSM-MRR3は閾値10mm/3h以下ではスコアが1に近く、MSM-FRR3の予報が過少である傾向を補正している。閾値40mm/3h以上ではMSM-MRR3のスコアは0に近くなり、MSM-FRR3よりも予報が過少となっている。

・エクイタブルスレットスコア

図3.1.5はGSM-MRR3とMSM-MRR3の閾値別のエクイタブルスレットスコアである。GSM、MSM

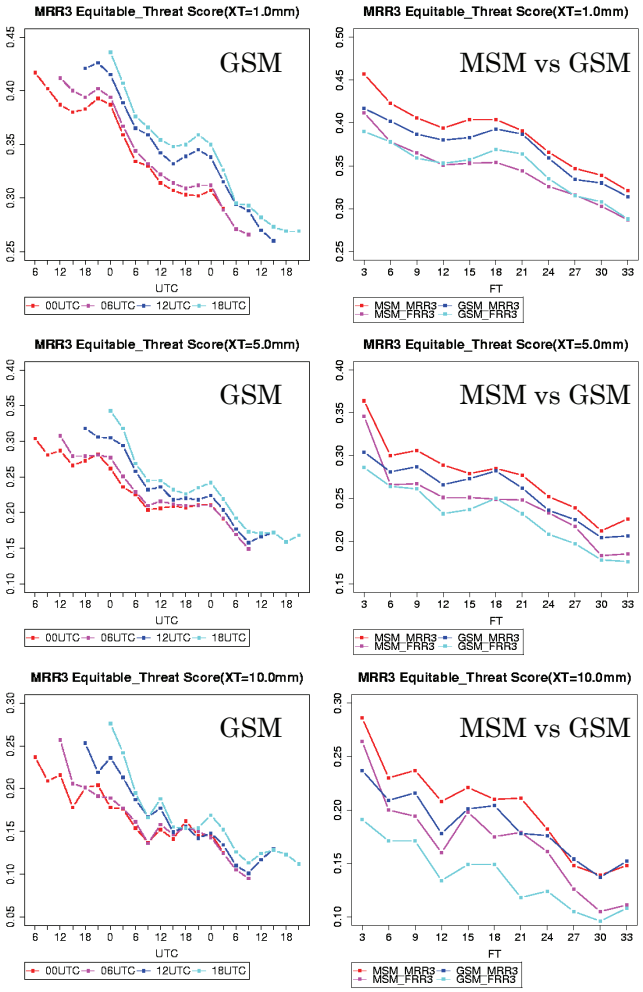


図 3.1.6 MRR3 のエクイタブルスレットスコアの時系列（全国）。左列は GSM-MRR3 の初期時刻 00,06,12,18UTC の FT=51 までのスコア。横軸は予報対象時刻（UTC）。右列は初期時刻 03UTC の MSM-MRR3、MSM-FRR3 と初期時刻 00UTC の GSM-MRR3、GSM-FRR3 のスコア。横軸は FT で予報対象時刻を合わせるため GSM は FT=6 から 36 となっている。閾値は上段から 1mm/3h、5mm/3h、10mm/3h。

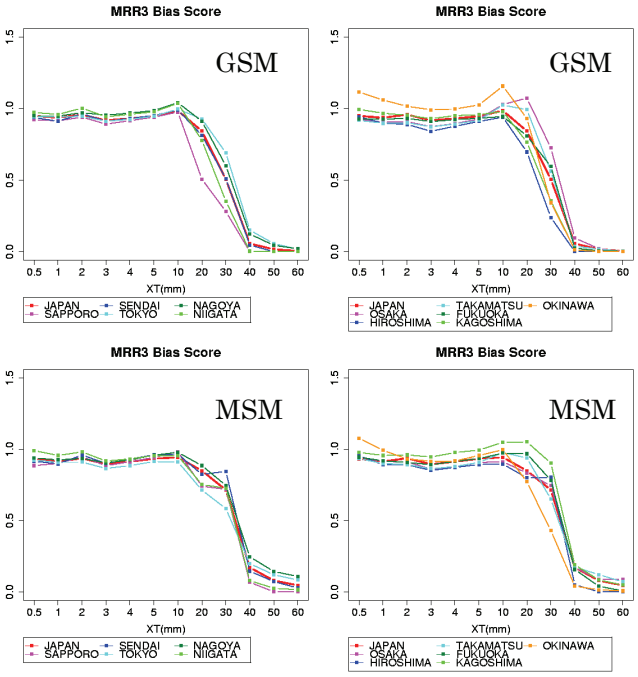


図 3.1.7 MRR3 の閾値別のバイアススコア（地方別）。上段は GSM ガイダンスの初期時刻 00,06,12,18UTC の FT=51 までのスコア、下段は MSM ガイダンスの初期時刻 03,09,15,21UTC の FT=33 までのスコアである。

ともに閾値が10mm/3h以上になるとスコアが急落し、精度が悪くなっている。地方別に見ると、東日本では関東甲信地方と東海地方の精度が他の地方よりも良くなっていることが目立つ。西日本では全国の精度を上回る地方が多くなっているが、沖縄地方の精度が他の地方よりも悪く、中国地方は10mm/3h以上のスコアの低下が他の地方よりも大きくなっている。

図3.1.6は閾値1mm/3h、5mm/3h、10mm/3hの初期時刻毎のエクイタブルスレットスコアの時系列で、左列はGSMの各初期時刻のFTを予報対象時刻に合わせたグラフである。スコアには24時間程度の周期性の変動が見られ、変動の位相は予報対象時刻に依存しているように見える。GSMでは、1mm/3hの降水ではどの予報対象時刻でも最新のガイダンスの精度が良いが、5mm/3h、10mm/3h以上の降水では、FTが進むにつれて初期時刻による精度の差が小さくなっている。右列は、MSMとGSMの精度の比較をしたものである。FTが進むに連れてMSMとGSMの精度の差は小さくなる傾向があるが、どの閾値でもMSMの方がGSMより精度がよい。

・バイアススコア

図3.1.7はGSM-MRR3とMSM-MRR3の閾値別のバイアススコアである。GSMは閾値0.5～10mm/3h、MSMは閾値0.5～20mm/3hの範囲でスコアがほぼ1となっており、閾値40mm/3h以上になるとGSM、MSMともにほぼ0になっている。

(5) 前 3 時間 1 時間最大降水量(MAXP1)の精度

・エクイタブルスレットスコア

図3.1.8はGSM-MAXP1とMSM-MAXP1の閾値別のエクイタブルスレットスコアである。全国・各地方ともに閾値が大きくなるに連れて精度が悪くなっている。地方別に見ると、GSM、MSMともに東海・九州南部地方は全国に比べて精度が良く、北海道・近畿・中国・沖縄地方は全国より精度が悪い。四国地方は、GSMは全国とほぼ同じ精度であるがMSMでは全国の精度を上回っている。北陸地方はMSMでは全国とほぼ同じ精度であるがGSMでは全国を上回っている。

図3.1.9は閾値20mm/h、40mm/hの初期時刻毎の

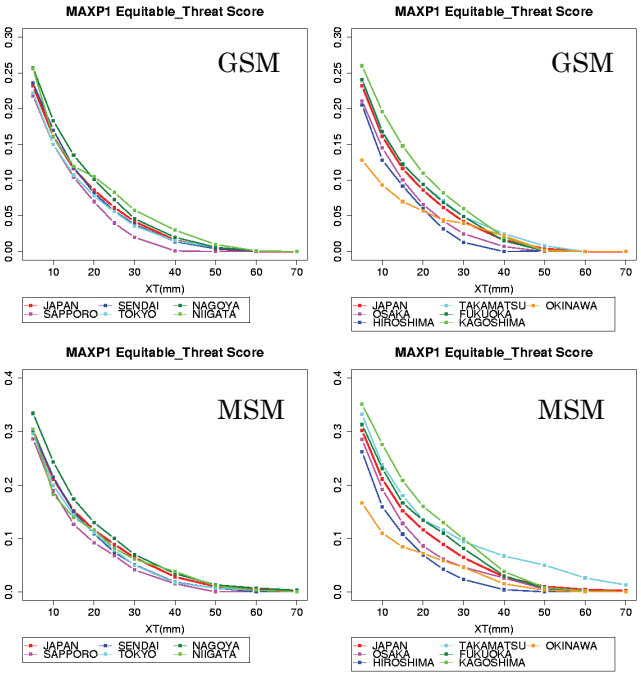


図 3.1.8 MAXP1 の閾値別のエクイタブルスレットスコア（地方別）。上段は GSM ガイダンスの初期時刻 00,06,12,18UTC の FT=84 までのスコア、下段は MSM ガイダンスの初期時刻 03,09,15,21UTC の FT=33 までのスコアである。

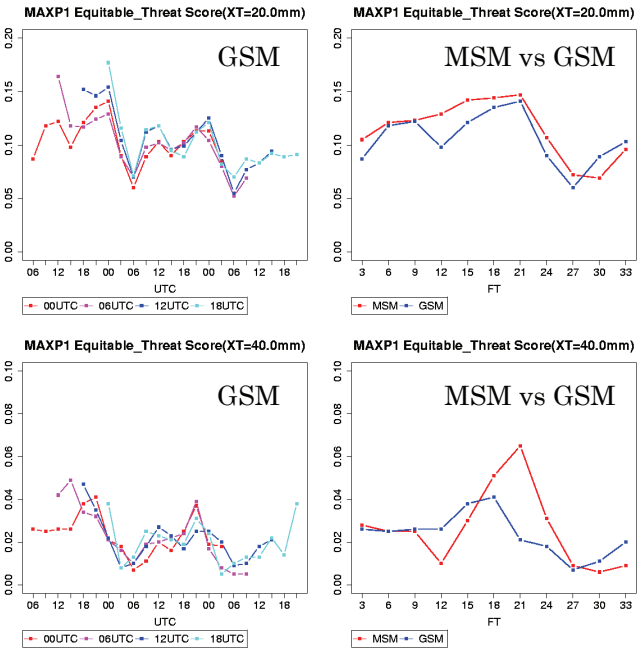


図 3.1.9 MAXP1 のエクイタブルスレットスコアの時系列（全国）。左列は GSM-MAXP1 の初期時刻 00,06,12,18UTC の FT=51 までのスコア。横軸は予報対象時刻（UTC）。右列は初期時刻 03UTC の MSM-MAXP1 と初期時刻 00UTC の GSM-MAXP1 のスコア。横軸は FT で予報対象時刻を合わせるため GSM は FT=6 から 36 となっている。閾値は上段から 20mm/h、40mm/h。

エクイタブルスレットスコアの時系列である。どの予報もFTが進むにつれて精度が悪くなる傾向があるが予報対象時刻による精度の変化が大きい。閾値

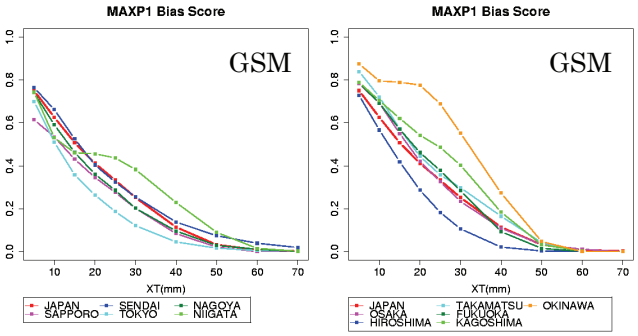


図 3.1.10 GSM-MAXP1 の閾値別のバイアススコア（地方別）。初期時刻 00,06,12,18UTC の FT=84 までのスコアである。

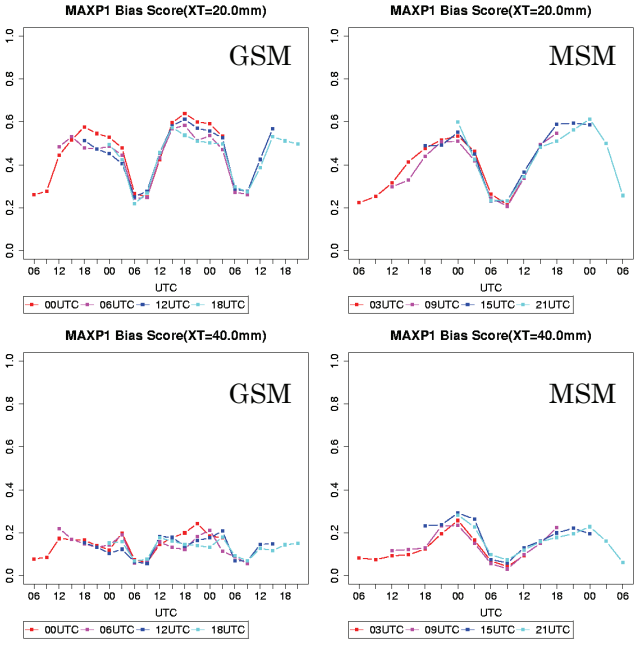


図 3.1.11 MAXP1 のバイアススコアの時系列（全国）。左列は GSM ガイダンスの初期時刻 00,06,12,18UTC の FT=51 までのスコア、右列は MSM ガイダンスの初期時刻 03,09,15,21UTC の FT=33 までのスコアである。横軸は予報対象時刻（UTC）。閾値は上段から 20mm/h,40mm/h。

20mm/hのスコアには24時間程度の周期性が見られ、06UTC前後の精度が悪くなっている。この特徴はMSMにも現れている（図略）。GSMとMSMをFTに沿って比較すると、閾値20mm/hではMSMの方がやや精度がよいと言えそうだが、閾値40mm/hではどちらの精度がよいとは言いがたい。

・バイアススコア

図3.1.10はGSM-MAXP1の閾値別のバイアススコアである。全国・各地方ともにどの閾値でも1を下回っており、予報頻度が過少となっている。また、閾値が大きくなるほどバイアススコアは小さくなり、強い降水ほど予報の頻度が少なくなる傾向がある。MSM-MAXP1も同様の傾向がある（図略）。

図3.1.11は閾値20mm/h、40mm/hの初期時刻毎の

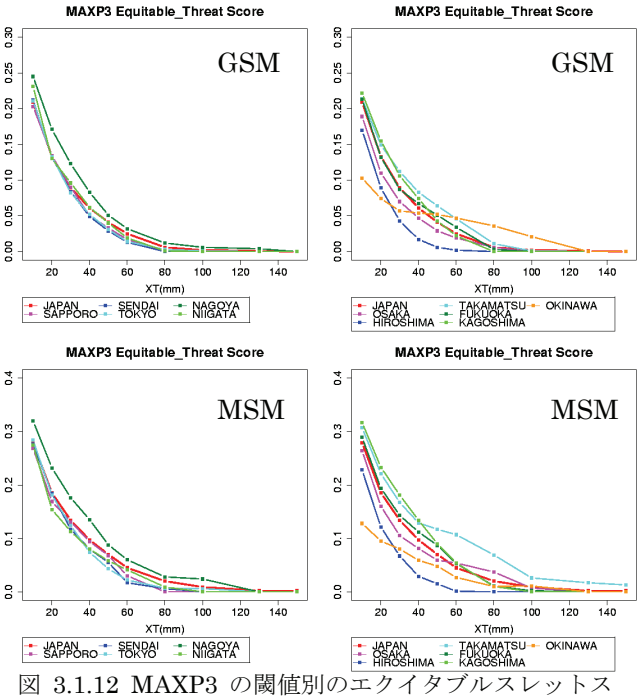


図 3.1.12 MAXP3 の閾値別のエクイタブルスレットスコア（地方別）。上段は GSM ガイダンスの初期時刻 00,06,12,18UTC の FT=84 までのスコア、下段は MSM ガイダンスの初期時刻 03,09,15,21UTC の FT=33 までのスコアである。

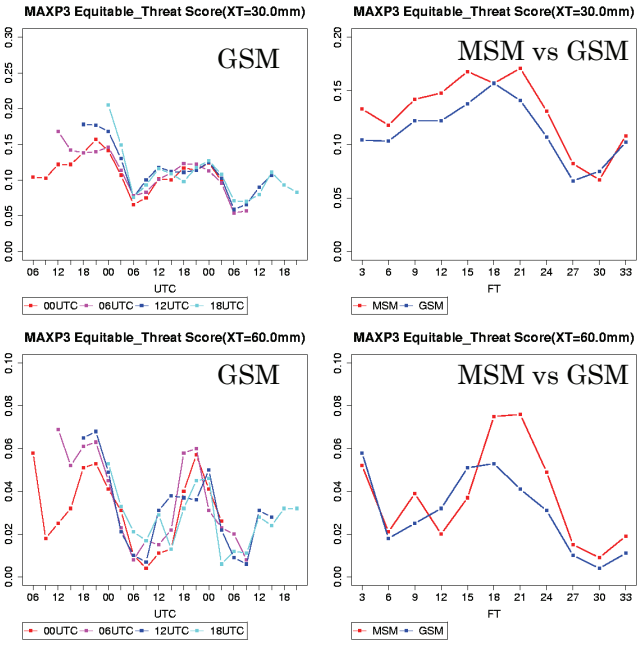


図 3.1.13 MAXP3 のエクイタブルスレットスコアの時系列（全国）。左列は GSM-MAXP3 の初期時刻 00,06,12,18UTC の FT=51 までのスコア。横軸は予報対象時刻（UTC）。右列は初期時刻 03UTC の MSM-MAXP1 と初期時刻 00UTC の GSM-MAXP1 のスコア。横軸は FT で予報対象時刻を合わせるため GSM は FT=6 から 36 となっている。閾値は上段から 30mm/3h、60mm/3h。

バイアススコアの時系列である。GSM、MSMともに、06から09UTCのバイアススコアが小さくなっており、日中の午後の強い降水の予報が過少となっている。また、予報対象時刻による変動はあるが、FTが進むに連れて予報頻度が多くなる傾向がある。

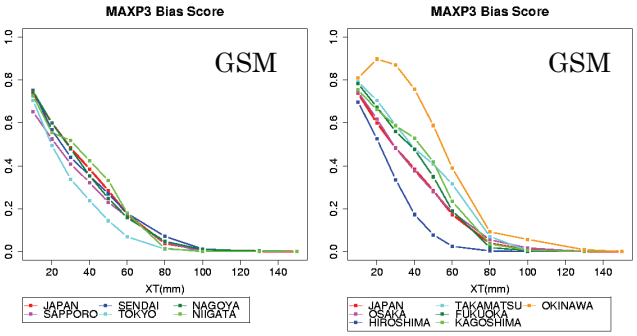


図 3.1.14 GSM-MAXP3 の閾値別のバイアススコア（地方別）。初期時刻 00,06,12,18UTC の FT=84 までのスコアである。

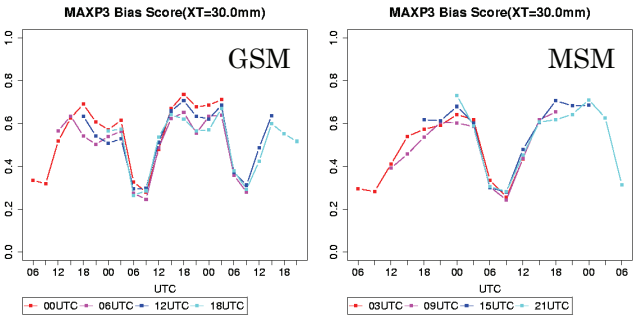


図 3.1.15 MAXP3 のバイアススコアの時系列（全国）。左は GSM ガイダンスの初期時刻 00,06,12,18UTC の FT=51 までのスコア、右は MSM ガイダンスの初期時刻 03,09,15,21UTC の FT=33 までのスコアである。横軸は予報対象時刻（UTC）。閾値は 30mm/3h。

（6）3 時間最大降水量（MAXP3）の精度

・エクイタブルスレットスコア

図3.1.12はGSM-MAXP3とMSM-MAXP3の閾値別のエクイタブルスレットスコアである。全国・各地方ともに、閾値が大きくなるに連れて精度が悪くなっている。地方別に見ると、GSM、MSMともに東海・四国地方は全国より精度が良く、近畿・中国地方は全国より精度が悪い。

図3.1.13は閾値30mm/3h、60mm/3hの初期時刻毎のエクイタブルスレットスコアの時系列である。どの予報も予報対象時刻によって変動はあるが、FTが進むにつれて精度が悪くなる傾向がある。精度の変化には24時間程度の周期性が見られ、06から09UTCの精度が悪くなっている。この傾向はMSMにも見られる（図略）。MSMとGSMをFTに沿って比較すると、閾値30mm/3hでは全般にMSMの方が精度がよい。閾値60mm/3hでは、MSMはGSMと同等かやや良い精度となっている。

・バイアススコア

図3.1.14はGSM-MAXP3の閾値別のバイアススコアである。全国・各地方ともにバイアススコアはどの閾値も1を下回っており、予報の頻度が少ないことを示している。また閾値が大きくなるに連れてスコアが小さくなっており、強い降水ほど予報頻度が少ない傾向となっている。

図3.1.15は閾値30mm/3hの初期時刻毎のバイアススコアの時系列である。GSM、MSMともに06から09UTCのスコアが小さくなっており、日中の午後の強い降水の予報頻度が過少となっている。

(7) まとめと利用上の留意点

各ガイダンスの特徴を以下にまとめる。

・PoP6は沖縄地方を除いてGSM、MSMともに信頼度曲線が理想直線に近く信頼度が高い。ブライアスキルスコアは北海道・沖縄地方が他の地方に比べて低く、地方によって精度にばらつきがある。沖縄地方は他の地方に比べて予報対象となる格子数が少ないため、高い確率の予報頻度が少なくなり、信頼度・精度ともに悪くなっている。

・MRR3はGSM、MSMともにガイダンスの精度はモデルのFRRの精度を上回っている。また、GSM-MRRよりMSM-MRRの方が精度はよい。閾値別に見ると閾値5mm/3h以下の精度が良く、閾値10mm/3h以上になると精度が急速に悪くなる。このことから、1mm/3h以上の降水ありなしの精度は良いが、強雨の予報は精度が悪いと言える。バイアススコアは閾値20mm/3h程度までは1に近いスコアとなっているが、閾値30mm/3h以上の降水は予報頻度が少なくなる。2007年11月に頻度バイアス補正の閾値に50mm/3hと80mm/3hを追加しているが（安藤2007a）、追加した閾値を超える予報や実況が少ないため、頻度バイアス補正の最適化がほとんど進んでいない。このため閾値30mm/3h以上の降水の予報頻度が適切になっておらず、結果として予報頻度が少なくなっている可能性がある。頻度バイアス補正は強雨の事例を学習することで徐々に最適化されていくが、現時点では閾値40mm/3h以上の降水はほとんど予報されないことに留意していただきたい。時系列で精度を見ると、GSMのエクイタブルスレットスコアにはどの閾値にも24時間程度の周期変化が見られた。GSM-FRR3にも同様の傾向があり（図略）、この周期変化はFRR3の傾向を反映したものであると言える。MRR3の係数は、GSMでは12時間単位に層別化されており、例えばFT=6,9,12,15は共通の係数を持っている。このためMRR3はFRR3の精度の周期変化を修正できていない可能性がある。

・MAXP1はGSM、MSMともに強雨の予報頻度が少なく精度が悪い。FTが進むに連れて強雨の予報は多くなる傾向があるが、精度はFTとともに低下しており、位置ずれや時刻ずれの精度への影響が大きいことがわかる。このことから利用する際はFTが先の予報ほど、周辺の二次細分区域の予報も参考にするなど、予報対象領域を広げて強雨のポテンシャルを把握するようにしていただきたい。また、GSM、MSMともに06から09UTC前後の精度が悪いという特徴が見られる。バイアススコアも同時刻で小さくなっており、午後の不安定降水をうまく予報できていないことを反映していると思われる。不安定降水については、降水ガイダンスだけではなく、発雷確率ガイダンスなども併せて利用していただきたい。

・MAXP3もMAXP1とほぼ同様の特徴がある。GSM、MSMともに強雨の予報頻度が少なく精度が悪い。また、06から09UTC前後の精度が悪いという精度の日変化が見られる。

ガイダンスを利用する際には、モデルと実況との比較を行って、モデルとガイダンスの妥当性を判断しながら利用することが重要である。併せて、ガイダンスには以上のような特徴があることに留意して利用していただきたい。

3.1.2 気温ガイダンス

(1) GSM 気温ガイダンス

(1.1) はじめに

2007年11月の全球モデル（GSM）の高解像度化に伴い、小泉（2007）は実験運用期間においてガイダンス精度の向上を報告した。本項では、高解像度化後の寒候期（2007年12月～2008年3月）、暖候期（2008年4月～8月）における、GSMを元にした最高・最低・時系列気温の各ガイダンス（GSM気温ガイダンス）の精度検証結果を解説する。GSM気温ガイダンスの初期時刻と予測要素は表3.1.1のとおりである。ガイダンスの仕様及び作成手法については小泉（2007）を参照していただきたい。

表 3.1.1　GSM 気温ガイダンスの初期時刻と予測要素

初期時刻	今日		明日		明後日		明々後日
	最低	最高	最低	最高	最低	最高	最低
06 UTC (翌日5時予報用)	MIN1	MAX1	MIN2	MAX2	MIN3	MAX3	
12 UTC (翌日5時予報用)	MIN1	MAX1	MIN2	MAX2	MIN3	MAX3	
18 UTC (11,17時予報用)		MAX1	MIN1	MAX2	MIN2	MAX3	MIN3
00 UTC (17時予報用)		MAX1	MIN1	MAX2	MIN2	MAX3	MIN3

(1.2) 検証結果

最高・最低気温ガイダンスの平均誤差（ME）、平方根平均二乗誤差（RMSE）の全国平均値は、ME

は暖・寒候期ともに全ての初期時刻、予測要素（MAX1～3、MIN1～3）でほぼ0℃（図略）、RMSEは図3.1.16の通りとなった。これらは小泉（2007）の結果と同程度である。また時系列気温ガイダンスのME、RMSEの全国平均値は、MEは暖・寒候期ともに全初期時刻、予測要素でほぼ0℃（図略）、RMSEは図3.1.17の通りとなった。これらも小泉（2007）の結果とほぼ同じである。

次に最高・最低気温ガイダンスのME、RMSEを地域別に見ていく。MEは暖・寒候期ともに全初期時刻、予測要素で全国的にほぼ0℃であった（図略）。RMSEは、寒候期の最高気温ガイダンスは全国で同程度（1.2～1.5℃）であったが（図略）、寒候期の最低、暖候期の最高・最低気温ガイダンスに地域差が見られた。寒候期の最低気温ガイダンス（00UTC初期値）のRMSE地点分布を図3.1.18に示す。北海道地方のほぼ全域や本州内陸部でRMSEが全国平均値（約2℃）を上回り、北海道地方内陸部では3℃を超えている。暖候期の最高・最低気温は北海道地方の沿岸部でRMSE値が大きかった（図略）。上記の地域差は、全初期時刻や予測要素においてもほぼ同様であった（図略）。

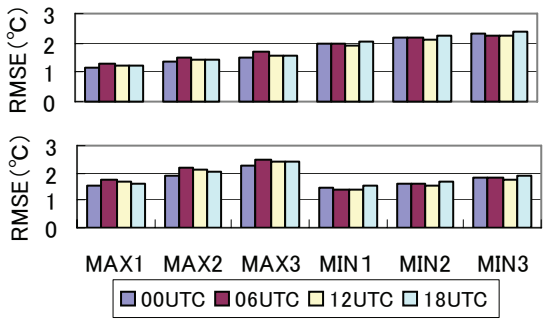


図 3.1.16　最高・最低気温ガイダンスの RMSE 全国平均値。上段は寒候期、下段は暖候期。

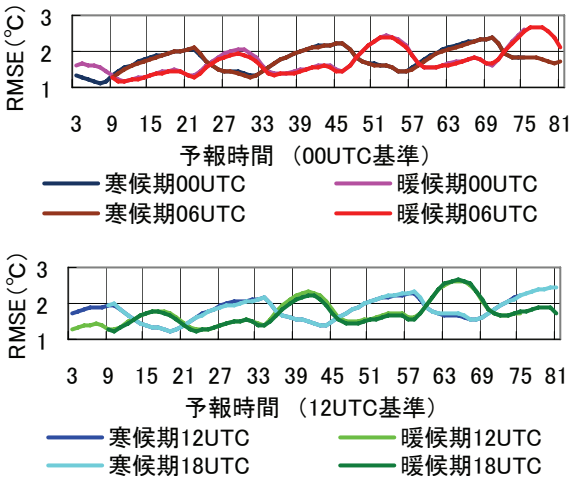


図3.1.17　時系列気温ガイダンスのRMSE全国平均値。横軸の予報時間は上段が00UTC、下段が12UTCを基準としている。

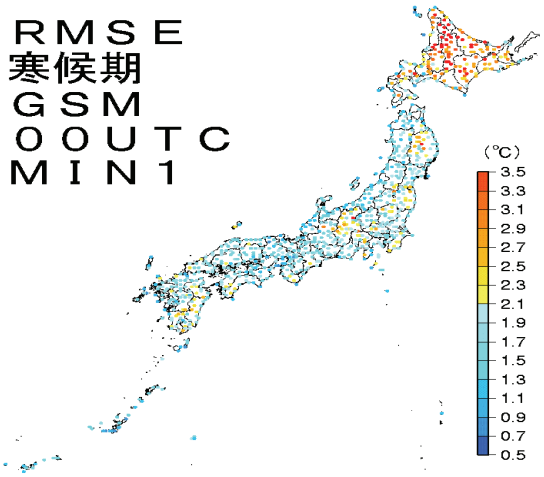


図 3.1.18　RMSE の地点分布（寒候期 00UTC　MIN1）

(1.3) まとめ

GSM気温ガイダンスは、全国平均では小泉（2007）と同等な結果であった。地域別では寒候期の最低気温で北海道地方の内陸部を中心に他の地域に比べ精度の低下が見られ、上記地域では夜間の強い冷え込みを予想できないことがある。

(2) MSM 気温ガイダンス

(2.1) はじめに

2007年11月に、メソ数値予報モデル（MSM）の側面境界値が領域モデルから全球モデル（GSM）の予報値に変更された。小泉（2007）によると、MSMを基にした最高・最低・時系列気温の各ガイダンス（MSM気温ガイダンス）の精度は、実験運用期間については、この変更によらずほぼ同じであった。本項では、GSMによる側面境界利用開始後のMSM気温ガイダンスの精度を、2007年12月から2008年8月について検証する。MSM気温ガイダンスの初期時刻と予測要素は表3.1.2のとおりである。その仕様及び作成手法は、小泉（2007）を参照願いたい。

表 3.1.2　MSM 気温ガイダンスの初期時刻と予測要素

初期時刻	今日	明日	
	最高	最低	最高
15 UTC（当日5時予報用）	MAX1	MIN2	
21 UTC（11時予報用）	MAX1	MIN2	
03 UTC（17時予報用）		MIN1	MAX2
09 UTC（翌日5時予報用）		MIN1	MAX2

(2.2) 検証結果

最高・最低気温ガイダンスの平方根平均二乗誤差（RMSE）の全国平均を図3.1.19に示す。この図では、03,09UTC初期値MSM気温ガイダンスと00UTC初期値GSM気温ガイダンスを比較しているが、これは両者の利用時間が重なるためである。同様に、15,21UTC初期値MSM気温ガイダンスと

12UTC初期値GSM気温ガイダンスを比較している。全初期値でMSM気温ガイダンスは同GSMよりも精度が良く、RMSEの値は小泉（2007）と同程度である。平均誤差はほぼ0℃であり（図略）、時系列気温ガイダンスについても、小泉（2007）と同程度の結果を得ている（図略）。

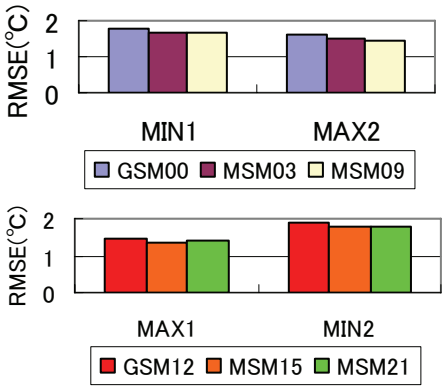


図 3.1.19　最高・最低気温ガイダンスの RMSE 全国平均値。凡例の GSM00 は 00UTC 初期値の GSM ガイダンスを表し、他も同様。

次に地域別の精度を検証する。図3.1.20は、00UTC初期値GSMと03UTC初期値MSM各気温ガイダンスとのRMSE差の地点分布を示す。赤い地点はMSM気温ガイダンスの方が同GSMに比べて精度が良いことを意味する。

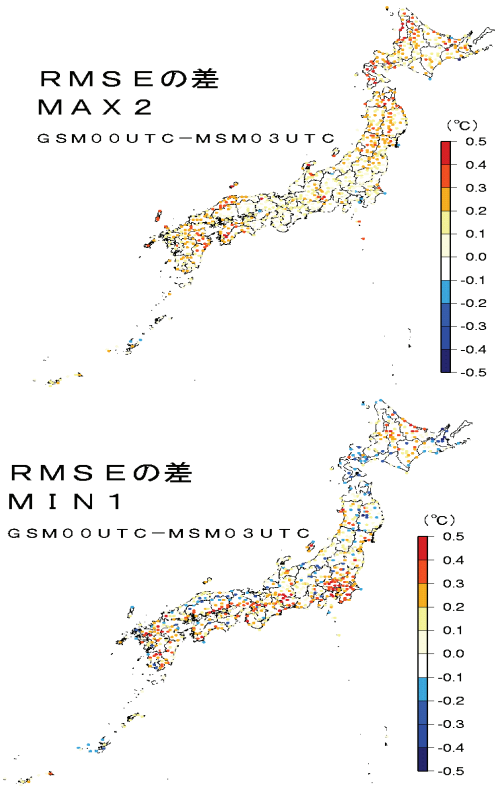


図 3.1.20　00UTC 初期値 GSM と 03UTC 初期値 MSM 各ガイダンスの RMSE 差の地点分布。

最高気温は全国的にMSM気温ガイダンスの精度が良い。最低気温は北海道地方の内陸部や関東地方を中心にMSM気温ガイダンスの精度が良いが、海岸に近い地域を中心にMSM気温ガイダンスの精度が悪い地点がある。この地域差は、他の初期時刻や予測要素でもほぼ同様であった（図略）。

(2.3) まとめ

MSM気温ガイダンスの精度は、全国平均ではGSM気温ガイダンスよりも精度が良い。地域別では海岸に近い地域や山地を中心に最低気温ガイダンスの精度がGSMよりも悪い地点がある。これは、MSMの海上の格子点値を含んで内挿した値を説明変数としていることが原因の一つと考えられる（小泉 2007）。現在、格子点の内挿方法の改良を検討している。

3.1.3 風ガイダンス

(1) はじめに

数値予報課では、高解像度全球モデル（20kmGSM、以下GSM）とメソ数値予報モデル（MSM）の予報値を利用して、定時の10分間平均の風速と風向を予測する「定時風」ガイダンス、及び定時の数時間前から定時までの最大風速と風向を予測する「最大風速」ガイダンスを作成している（井手 2007）。巻末付録A.2.3に、現在作成している風ガイダンスの一覧を示す。

本項では、これらのうち、アメダスの観測地点を対象とする一般予報用風ガイダンスの精度検証結果の概要を報告する（航空予報用の風ガイダンスは第3.2.2項参照）。なお、風ガイダンスの作成手法については、國次（1997）や木村（1998）を参照されたい。

(2) 検証方法

アメダスの観測地点について、バイアススコア（BI）、スレットスコア（TS）、平方根平均二乗誤差（RMSE）、平均誤差（ME）、及び風向の適中率を指標として検証を行った。検証に用いた実況値は、アメダスの風向・風速の観測値である。BIとTSは、風速の予報値や観測値が各閾値を超えた場合に、それぞれ予報または観測の現象ありとして分割表を作成して求めた。風向の適中率は、有効データ数に対する16方位の風向が適中した数の比として定義した。GSMを用いたガイダンスの検証期間は、2007年10月から2008年5月までの8か月間である。MSMのガイダンスの検証期間は、2007年6月から2008年5月までの1年間（3～5月：春期、6～8月：夏期、9～11月：秋期、12～2月：冬期）である。MSMを用

いたガイダンスについては、00UTCシリーズ（00、06、12、18UTC）と03UTCシリーズ（03、09、15、21UTC）に分けて行った検証結果に顕著な差はなかったことから、本報告では、予報時間（FT）が長く、33時間先まである03UTCシリーズの結果のみを示した。

（3）検証結果

（3.1）一般予報用 GSM 定時風ガイダンス

図 3.1.21 に、全期間平均の各管区気象台等の担当地域ごと及び全国平均の一般予報用 GSM 定時風ガイダンス（pwg3i）と GSM の風速の予報値の BI を示す。風速の閾値が 5m/s を超えると、全国平均の GSM の BI は 1 よりも大きく、観測に比べて予測が過大であるに対して、ガイダンスは過小となっている。地域別の GSM の BI は、札幌、仙台が 1 に近いのに対して、東京、大阪、福岡、沖縄では 2.5 程度まで大きくなっている。ガイダンスでは、顕著な地域差は見られない。

図 3.1.22 に、全期間平均の GSM 定時風ガイダンスと GSM の TS を示す。地域別では、GSM の TS が全国平均に比べて高い沖縄でガイダンスも良くなっている。一方、GSM の TS が低い大阪と福岡においても、ガイダンスでは改善されている。

図 3.1.23 に、予報対象時刻に対する全期間平均のガイダンス、GSM 及びアメダス観測値の平均風速を示す。平均風速には、日中に GSM とガイダンスの差が小さく、夜間に大きいという日変化が現れている。観測と比較して、いずれの予報対象時刻においても、夜間の GSM が、最大で 1.5m/s 程度大きくなる傾向があるが、ガイダンスでは改善され、観測にほぼ近い値となっている。ガイダンス、GSM とも初期時刻の違いによる差はほとんどない。冬期（12～2 月）には、1 日を通じて GSM の風速が観測に対して大きかった（図略）。

図 3.1.24 に、全期間平均の GSM 定時風ガイダンス及び GSM の風速の RMSE と ME を示す。ガイダンスの RMSE は、GSM に対して、0.5m/s 以上の改善が見られる。GSM、ガイダンスともに、初期時刻の違いによる差異はない。予報時間が進むにつれ、ガイダンスの RMSE は増加している。夜間には GSM の ME が最大で 0.8m/s となっているが、ガイダンスでは、予報対象時刻別に 8 つに分けた層別化により、最大で 0.2m/s 程度までに改善されている。

図 3.1.25 に、全期間平均の地域ごと及び全国平均

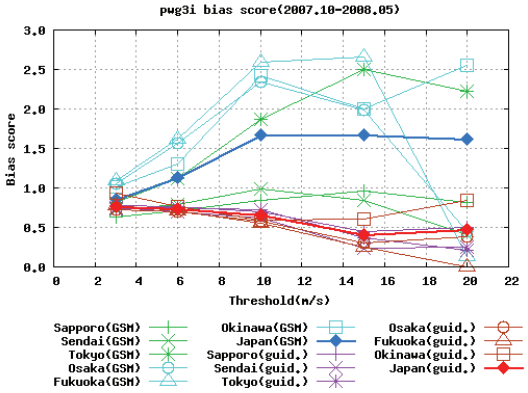


図3.1.21 地域別（細線）及び全国平均（太線）のGSMとGSM定時風ガイダンスの風速のバイアススコア（BI）。横軸は風速の閾値。

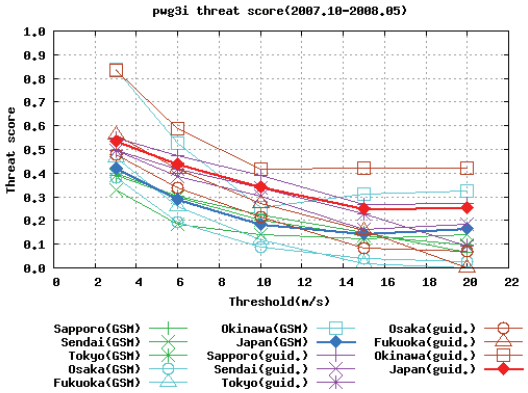


図3.1.22 地域別（細線）及び全国平均（太線）のGSMとGSM定時風ガイダンスの風速のスレットスコア（TS）。横軸は風速の閾値。

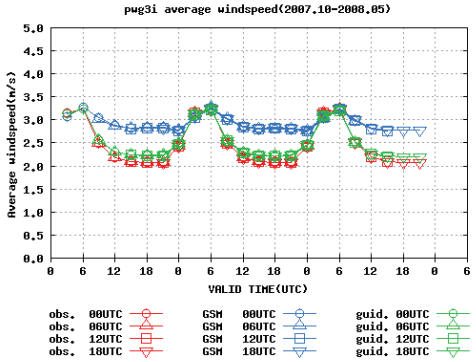


図3.1.23 GSM、GSM定時風ガイダンス、アメダス観測値の平均風速（FT=51まで）。横軸は予報対象時刻。

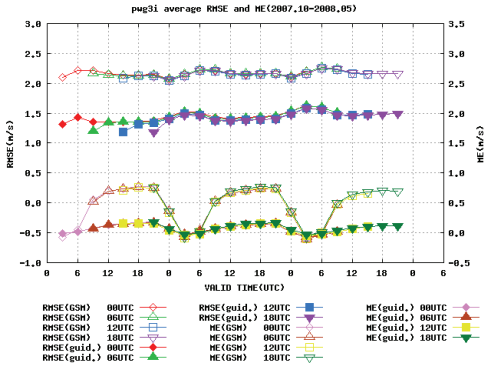


図3.1.24 GSMとGSM定時風ガイダンスの風速の平方根平均二乗誤差（RMSE）と平均誤差（ME）。横軸は予報対象時刻。

のガイダンスと GSM の風向の適中率を示す。閾値が 10m/s 以下では、ほぼ全地域でガイダンスの結果は GSM よりも改善されている。

(3.2) 一般予報用 GSM 最大風速ガイダンス

図3.1.26に、全期間平均のGSM最大風速ガイダンス（pwg3x）とGSMのBIを示す。GSMは地域によりBIの変動が大きい。ガイダンスに顕著な地域差はない。ガイダンスは、風速の閾値が10m/s以上で、予測が過小である。

図3.1.27に、全期間平均のGSM最大風速ガイダンスとGSMのTSを示す。地域によらず、ガイダンスはGSMに対して改善されている。GSM定時風と同様に、地域別では、GSMのTSが高い沖縄でガイダンスも良くなっている。また、GSMのTSが低い仙台、大阪、福岡においても、ガイダンスでは改善されている。

図 3.1.28 に、全期間平均の RMSE と ME を示す。ガイダンスの RMSE は、GSM に対して、0.5～1m/s の改善が見られる。GSM、ガイダンスともに、初期時刻の違いによる差はほとんど見られない。予報時間が進むにつれて、ガイダンスでは、RMSE の増加が見られる。GSM の ME は、日中に最大で-1.0m/s 程度の負バイアスがあるが、ガイダンスでは、ほぼ 0 になっている。

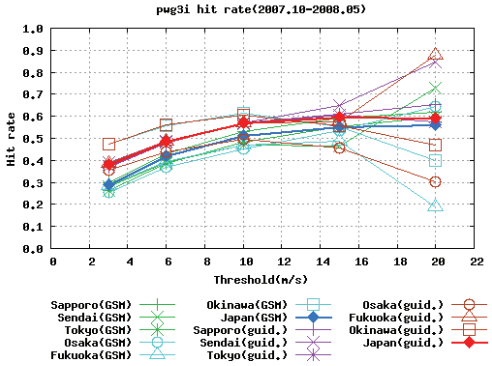


図3.1.25 GSMとGSM定時風ガイダンスの風向の適中率。横軸は風速の閾値。

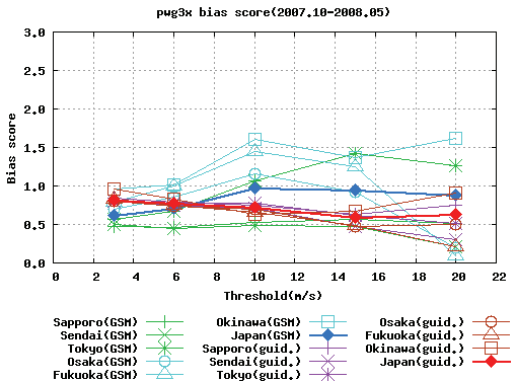


図3.1.26 GSMとGSM最大風速ガイダンスのバイアススコア（BI）。横軸は風速の閾値。

(3.3) 一般予報用 MSM 最大風速ガイダンス

図 3.1.29 に、全期間平均の 03UTC シリーズの MSM 最大風速ガイダンス（pwm3x）と MSM の BI を示す。MSM の BI は平均すると 1 に近いが、ガイダンスの BI は 1 よりも小さく、観測に対して予測が過小である。地域別では、MSM の沖縄が大きいのに対して、ガイダンスの地域差は顕著でない。全国平均の MSM 最大風速ガイダンスの BI は、GSM 最大風速ガイダンスの BI とほぼ同じである。

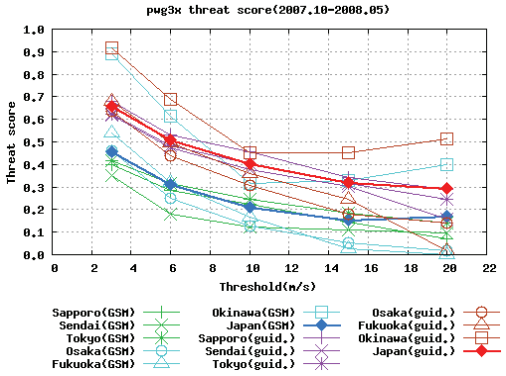


図3.1.27 GSMとGSM最大風速ガイダンスのスレットスコア（TS）。横軸は風速の閾値。

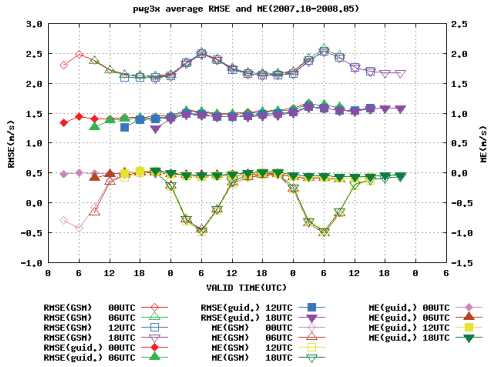


図3.1.28 GSMとGSM最大風速ガイダンスの風速の平方根平均二乗誤差（RMSE）と平均誤差（ME）。横軸は予報対象時刻。

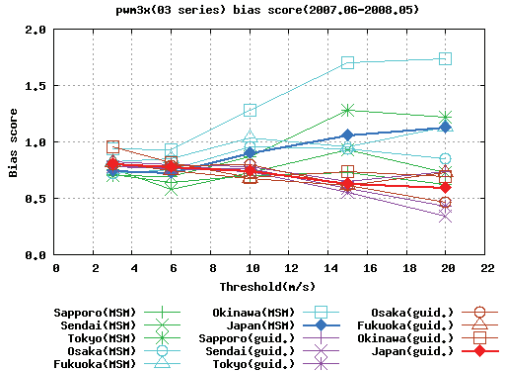


図3.1.29 MSM最大風速ガイダンスとMSMの風速のバイアススコア（BI）（03UTCシリーズ）。横軸は風速の閾値。

図3.1.30に、全期間平均の03UTCシリーズのMSM最大風速ガイダンスとMSMのTSを示す。地域によらず、ガイダンスでは改善されている。全国平均のMSM最大風速ガイダンスのTSは、GSM最大風速ガイダンスのTSとほぼ同じである。

図3.1.31に、全期間平均の03UTCシリーズのMSM最大風速ガイダンスとMSMのRMSEとMEを示す。ガイダンスのRMSEは、MSMに対して、0.5m/s程度改善されている。予報時間が進むにつれて、MSM、ガイダンスとも、RMSEがやや増加している。初期時刻の違いによる差異はほとんどない。

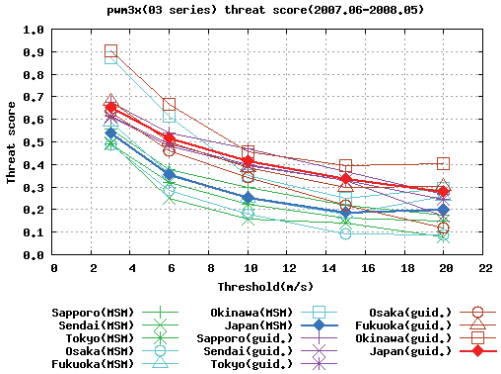


図3.1.30 MSMとMSM最大風速ガイダンスの風速のスレットスコア（TS）（03UTCシリーズ）。横軸は風速の閾値。

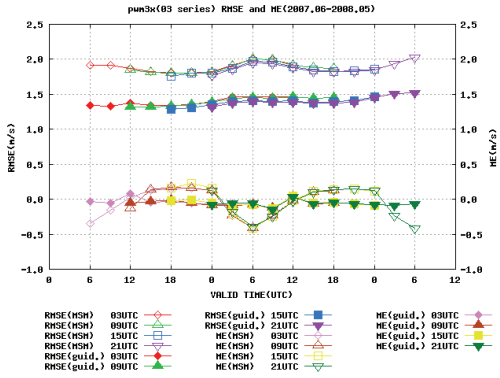


図3.1.31 MSMとMSM最大風速ガイダンスの風速の平方根平均二乗誤差（RMSE）と平均誤差（ME）（03UTCシリーズ）。横軸は予報対象時刻。

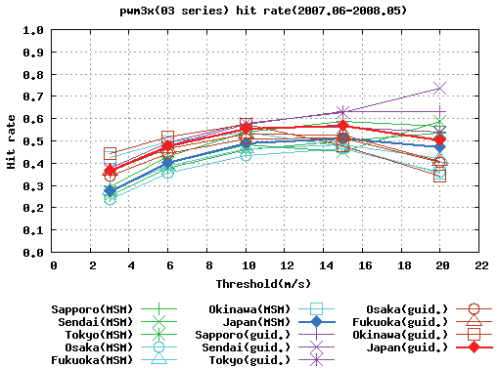


図3.1.32 MSMとMSM最大風速ガイダンスの風向の適中率（03UTCシリーズ）。横軸は風速の閾値。

MSMのMEは、正負のバイアスが昼夜で交互に現れているが、ガイダンスでは、ほぼ0になっている。

図3.1.32に、全期間平均のガイダンスとMSMの風向の適中率を示す。風向の適中率は、地域により差があるが、全国平均のガイダンスは、MSMよりも最大で0.1程度高くなっている。

3.1.4 天気ガイダンス

(1) はじめに

2007年11月の全球モデル（GSM）の高解像度化に伴い、天気ガイダンスで使用するモデルを領域モデル（RSM）から高解像度GSMに更新した。本項では、それ以降のガイダンスの精度について検証した結果を報告する。ガイダンスの仕様及び作成手法については、鎌倉（2007）を参照されたい。

(2) 検証結果

2007年12月～2008年8月の00・12UTC初期値について、FT=6～51を検証対象とした。実況は国内気象官署の地上気象観測（目視観測）の現在天気を利用した。

天気ガイダンスは5つの天気カテゴリー（晴れ・曇り・雨・雨または雪・雪）を予想している。これを晴れと曇り（降水有りを含める）に分類した時の曇り予報のスレットスコア（TS）とバイアススコア（BI）、および降水の有無で分類したときの降水あり予報のTSとBIを図3.1.33に示す。BIによると、天気ガイダンスでは曇り（降水有りを含める）の頻度はほぼ適切であるが、降水ありの予報が少ないことがわかる。

次に、精度の地域特性をみるため適中率（5分類）の季節別の地点分布を図3.1.34に示す。季節は2007年12月～2008年2月を冬、2008年3月～5月を春、2008年6月～8月を夏とした。

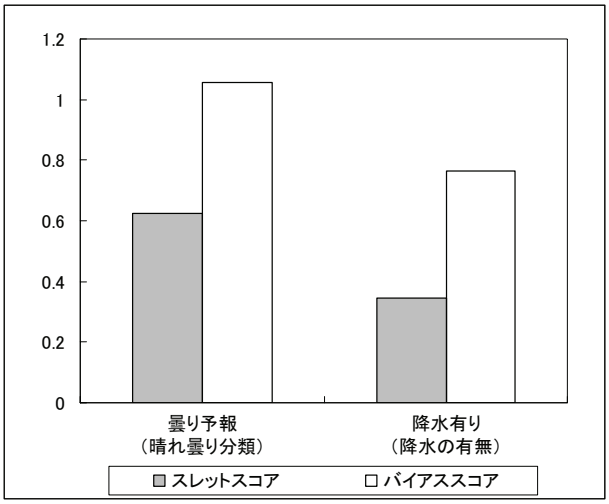


図 3.1.33 曇り予報および降水有り予報のスレットスコアとバイアススコア

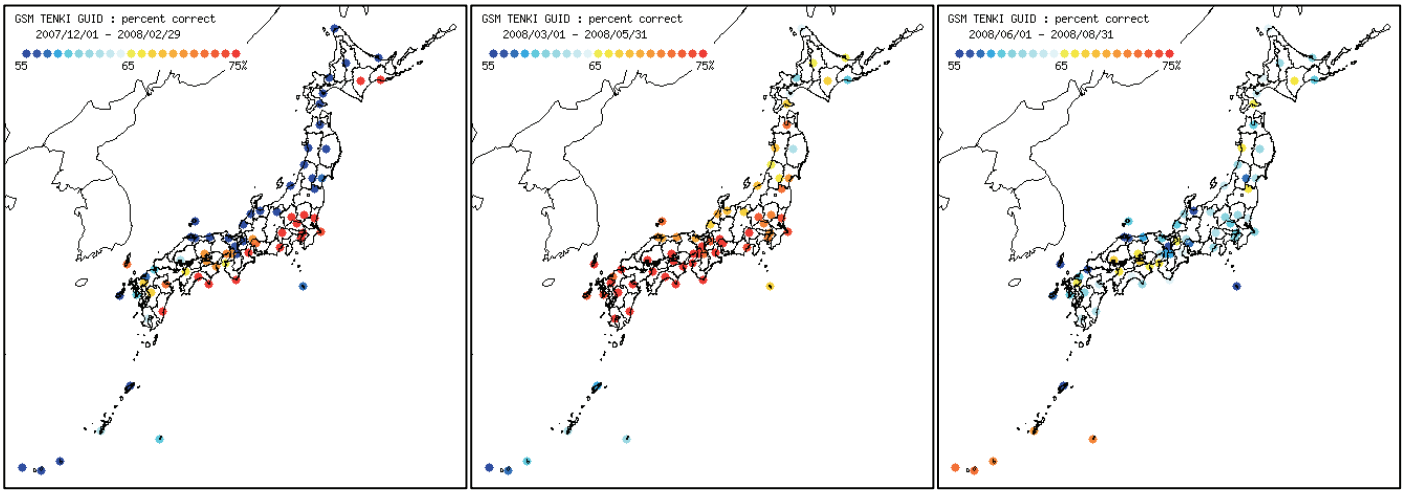


図 3.1.34 天気ガイダンス適中率（5 分類）地点分布　左から 2007 年 12 月～2008 年 2 月（冬）、2008 年 3 月～2008 年 5 月（春）、2008 年 6 月～2008 年 8 月（夏）

冬において、関東から九州までの太平洋側で適中率が高く、日本海側と東北・北海道および南西諸島で適中率が低い傾向が顕著にみられた。この冬の地域特性は、気候学的出現率の影響を除いた、曇り（降水有りを含める）のETS分布や降水有りのETS分布においても、ほぼ同様の傾向が見られた（図略）。

(3) お天気マップ（第 3.1.9 項）との比較

第3.1.9項においてお天気マップの検証結果について述べるが、天気ガイダンスの適中率はGSMお天気マップの適中率より高かった（晴れ・曇り・降水ありの3分類で比較・結果省略）。各種ガイダンスの値を利用する天気ガイダンスは、モデル値のみを直接利用するお天気マップより系統誤差修正の面で有利である。

一方、メソ数値予報モデル（MSM）お天気マップとの比較では、同程度の適中率であった（FT=15までの3分類で比較・結果省略）。

3.1.5 降雪量ガイダンス

(1) はじめに

降雪量ガイダンスとは、雪水比ガイダンスと降雪量地点ガイダンスを総称した呼び方である。降雪量地点ガイダンスは試験的に1997年11月から運用が開始されていたが、航空予報等では降雪量の予報が航空機の運航にとって重要であることなどから、2008年11月から正式運用となった。試験運用開始当時の作成方法等は中務ほか（1997）に記載されているが、その後いくつかの改良が行われているため、（2）に現在運用中の降雪量地点ガイダンスの仕様を示し、(5) にその予報特性について示した。また、雪水比ガイダンスから得られた雪水比を用いて算出した降雪量の予報特性を（4）で示し、両ガイダンスから算出した降雪量の予報特性の比較を（6）で示した。降雪量は地点や地域ごとに観測頻度等が大きく異なるため、本項では地域ごとの降雪量の予報特性についても示した。なお、雪水比ガイダンスの作成方法については、安藤ほか（2007）を参照していただきたい。

(2) 降雪量地点ガイダンスの概要

降雪量地点ガイダンスの予報手法は、逐次学習型のニューラルネットワーク方式である。ネットワークの構成は、入力層のユニット数29個、中間層のユニット数9個、出力層のユニット数1個の3層階層型を採用している。出力層の要素（目的変数）は前12時間降雪量であり、入力層の要素（説明変数）は表3.1.3に示した。各予報地点の説明変数は、予報地点を取り囲む4格子点を用いて線形内挿を行い作成している。ただし、『海面水温－気温（900hPa）』については、予報地点から西、北方向にそれぞれ2度ずつずらした格子点を使用している[2]。また、『地形性降水指数』とは風向を8方位で表し、その風向に対応する地形の傾きのことである。『雪水比から求めた降雪量』とは雪水比[3]を気温で層別化し、その雪水比にモデルの降水量予報値を乗じたものある。説明変数にはGSMの予報値を用いているため、1日4回00,06,12,18UTC初期時刻ごと、FT=24,36,48,60,72の前12時間降雪量を計算している。予報地点は積雪深計設置地点を主な対象としており、北海道102地点、東北72地点、北陸32地点、関東・甲信・東海22地点、近畿・中国8地点の計236地点としている。 このうち、北海道の航空官署8地点及び、近畿・中国の8地点は、2008年3月11日の00UTC初期時刻から新たに追加された地点である。

---

[2] 移動先の格子点が陸地の場合には、海面水温を内挿した値を用いている。
[3] 雪水比ガイダンスから得られた雪水比とは異なる。

表3.1.3 降雪量地点ガイダンスに用いている説明変数。GSMの予報値から作成。

要素名	鉛直層
気温	地上,900,850,700,500hPa
相対湿度	地上,900,850,700hPa
風向	900,850,700,500hPa
風速	900,850,700,500hPa
高度	700,500hPa
上昇流	900,850,700hPa
SSI（ショワルター安定指数）	地上-850hPa, 900-700hPa
気圧	地上
海面水温 - 気温（900hPa）	
モデルの降水量予報値	
地形性降水指数	
雪水比から求めた降雪量	

(3) 検証方法

雪水比ガイダンスと降雪量地点ガイダンスで作成した降雪量の予報精度を比較するために、検証対象は降雪量地点ガイダンスの予報要素である前12時間降雪量とし、検証地点は降雪量地点ガイダンスの計算地点とする。また、地域ごとの特性を把握するために、北海道、東北、北陸をそれぞれ1検証地域とし、降雪量の観測頻度が少ない関東、甲信、東海をまとめて『関東・甲信・東海』、近畿、中国地方を『近畿・中国』として検証を行った。検証期間は2007年12月1日00UTCから2008年3月31日12UTC初期時刻とし、閾値ごとの特性を把握するためにFT=24,36,48をすべてまとめて検証を行った。予報値について、降雪量地点ガイダンスは地点ごとに予報した前12時間降雪量を用いる。雪水比ガイダンスは直接降雪量を求めていないため、検証地点ごとの降雪量を計算する必要がある。計算方法は雪水比ガイダンスから得られた雪水比に、平均降水量ガイダンスから得られた3時間平均降水量（MRR3）を乗じ、前3時間降雪量を計算する。前12時間降雪量は前3時間降雪量を積算することによって求める。そして、前12時間降雪量を検証地点の周囲4格子点を用いて線形内挿することによって検証地点の前12時間降雪量を求めた。観測値は1時間ごとの積雪深差の正の値のみを積算して、前12時間降雪量を求めた。検証スコアを比較するにあたっては、地点ごとに観測頻度が大きく異なるため、地点ごと閾値ごとに信頼度が異なる点に注意する必要がある。また、スレットスコア（TS）は事象の発生頻度の影響を強く受けるため地域ごとの検証には用いず、その影響が小さいエクイタブルスレットスコア（ETS）を使用する。

(4) 雪水比ガイダンスから得られた雪水比を用いて算出した降雪量の予報特性

図3.1.35、図3.1.36に地域ごとの観測数と検証スコアを示す。上がETS、下がバイアススコア（BI）を示している。ETSは閾値2～8cm/12hまでは北陸が最も大きく、閾値9cm/12h以上では関東・甲信・東海が最も大きくなっている。観測頻度が他の地域に比べて極端に少ない近畿・中国を除くと、閾値15cm/12h以下では北海道が最も小さく、閾値20cm/12hでは東北が小さい。BIについては、近畿・中国を除く地域では閾値が高くなるにつれて大きくなる傾向がある。閾値4cm/12h以上では、北海道、近畿・中国を除く地域でBIが1よりも大きく、予報頻度が観測頻度に比べて多い。北海道ではどの閾値でもBIが1よりも小さく予報頻度が過少である。図3.1.37に閾値5cm/12hのBIの分布図を示す。北海道の多くの地点では、BIが1よりも小さい。一方、北海道の日本海側ではBIが1よりも大きくなっている地点もみられる。また、本州の日本海側でもBIが1よりも大きい地点が多くみられる。これらの原因としては、雪水比ガイダンスで得られた雪水比が過大もしくは過小、平均降水量ガイダンスで得られたMRR3が過多もしくは過少、観測値に誤差が含まれている可能性があること等が考えられる。観測値の誤差とは、(3) で示した通り降雪量の観測値は1時間の積雪深差の正の値を積算する方法をとっている。この方法の場合、積雪計の値が僅かに変動することによって、偽の降雪量を計算してしまう。実際、降雪量の時系列図（図略）をみると、1～2cm/12hの降雪量が多く観測されている。今後、観測値の取り扱いについても検討する必要がある。北海道の予報頻度過少傾向については、MRR3の予報頻度がやや過少（第3.1.1項）であることが理由の一つと考えられる。本州の日本海側の予報頻度過多傾向については、MRR3のBIが1に近いため雪水比ガイダンスで得られた雪水比が過大である可能性が高い。今後、雪水比ガイダンスから得られる雪水比の地域特性を調査する必要がある。

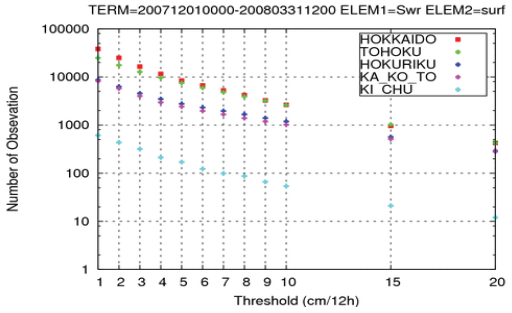


図 3.1.35　前 12 時間降雪量の地域別閾値ごとの観測数

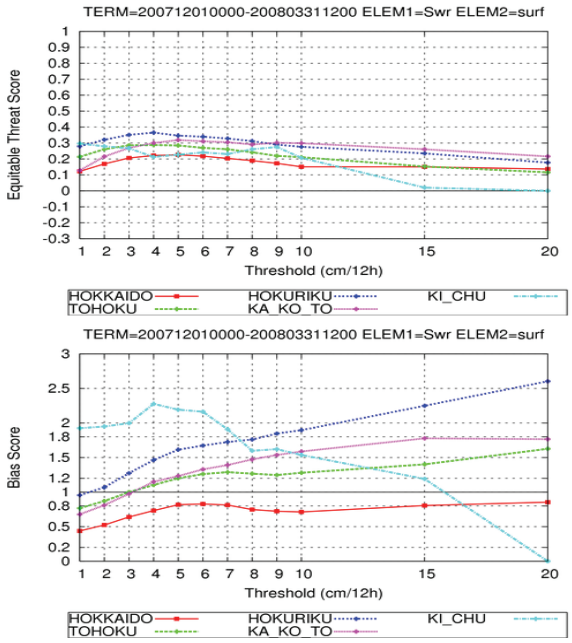


図3.1.36 雪水比ガイダンスから得られた雪水比を用いて計算した前12時間降雪量の検証スコア。検証期間は2007年 12月1日00UTCから2008年3月31日12UTC。初期時刻は00UTCと12UTC。予報時間はFT=24,36,48をすべてまとめた。上：ETS、下：BI。赤線：北海道、緑線：東北、青線：北陸、ピンク線：関東・甲信・東海、水色線：近畿・中国。

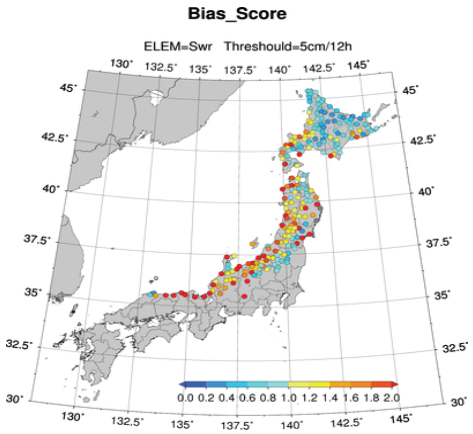


図3.1.37雪水比ガイダンスから得られた雪水比を用いて計算した前12時間降雪量（閾値5cm/12h）のBIの地点分布図。

(5) 降雪量地点ガイダンスから得られた降雪量の予報特性

図3.1.38に地域ごとの検証スコアを示す。ETSは閾値8cm/12h以下では北陸が最も大きく、それ以上では関東・甲信・東海が最も大きくなっている。近畿・中国を除けば、すべての閾値で北海道のETSが最も小さくなっている。これらの傾向は雪水比ガイダンスから得られた雪水比を用いて計算した前12時間降雪量にもみられる。BIについて、北海道では閾値2～5cm/12hの予報頻度が過剰になっているが、それ以上の閾値では過少となっている。東北も閾値6cm/12h以上で予報頻度が過少になっており、強い降雪を予報しにくい。北陸は他の地域に比べてBIが1に近く、予報頻度が観測頻度に近い。関東・甲信・東海では、閾値8cm/12h以下で予報頻度が過少になっている。

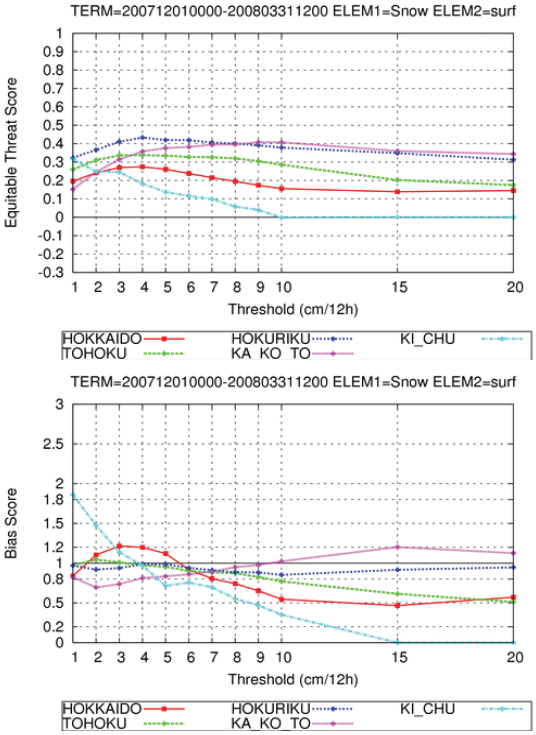


図3.1.38 降雪量地点ガイダンスを用いて計算した前12時間降雪量の検証スコア。上：ETS、下：BI。その他は、図3.1.36と同様

(6) 雪水比ガイダンス及び降雪量地点ガイダンスから得られた降雪量の予報特性の比較

図3.1.39に全検証地点をすべてまとめた降雪量地点ガイダンス及び雪水比ガイダンスから得られた雪水比を用いて算出した降雪量の検証スコアを示す。ETSはすべての閾値で降雪量地点ガイダンスが雪水比ガイダンスを上回っており、全般的に予報精度が高い。降雪量地点ガイダンスは閾値が高いほど、予報頻度が観測頻度に比べて少なくなる。しかし、雪水比ガイダンスは閾値が高いほど予報頻度が多くなり、結果として空振りが多くなる傾向にある。この理由として、降雪量の算出方法の違いが影響していると考えられる。降雪量地点ガイダンスは逐次学習型のニューラルネットワークを用いて直接降雪量を計算しているため、観測頻度が多い現象については学習が十分に行えるが、観測頻度が少ない現象については学習が不十分である。このため、閾値が高い降雪については十分に表現できていないと考えられる。

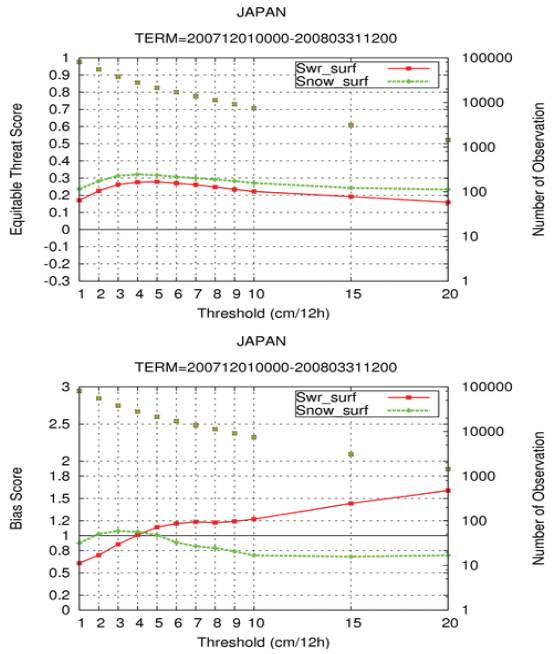


図3.1.39　雪水比ガイダンスと降雪量地点ガイダンスの全検証地点をそれぞれまとめた検証スコア。上：ETS、下：BI。赤線：雪水比ガイダンス、緑線：降雪量地点ガイダンス、点：観測数。

(7) 利用上の留意点

予報作業支援システムでは雪水比ガイダンスから得られた雪水比を使って降雪量を計算している。現在のところ、面的な降雪量分布を表現するには雪水比ガイダンスを使用するほかない。しかし、検証結果からわかるように降雪量地点ガイダンスから得られた降雪量の方が雪水比ガイダンスから求めた降雪量よりも予報精度が高い。このため、雪水比ガイダンスから得られた降雪量を適宜、降雪量地点ガイダンスで修正することがよいと考えられる。また、予報精度や頻度は地域によっても異なるため、その地域の予報特性を十分理解して使用する必要がある。

(8) 今後の降雪量ガイダンスの改良及び開発

現在の予報作業支援システムにおいて直接使用されている雪水比を用いた降雪量予報作業は複雑であるため、雪水比ガイダンスに代わり面的な降雪量を予報するガイダンスを次期予報作業支援システム用に開発中である。併せて降水の型（雨、雨か雪、雪か雨、雪）を予報するガイダンスも開発している。降雪量地点ガイダンスは、積雪深計が整備されており予報対象になっていない地点についても、今後地域特性及び予報精度を考慮しながら追加していく予定である。

3.1.6 最小湿度ガイダンス

(1) はじめに

2007年11月の全球モデル（GSM）の高解像度化に伴い、最小湿度ガイダンスで使用するモデルを領域モデル（RSM）から高解像度GSMに更新した。本項では、それ以降のガイダンスの精度について検証した結果を報告する。ガイダンスの仕様及び作成手法については、安藤ほか(2007)を参照されたい。

(2) 検証結果

2007年12月～2008年8月の最小湿度ガイダンスの平均誤差(ME)及び平方根平均二乗誤差(RMSE)を、予報時間（FT）別に全153地点（地上気象官署）で計算した。検証対象初期時刻を00・12UTC初期値とし、前年同期間（2006年12月～2007年8月）と比較した（図3.1.40）。全FTのRMSEをはじめ、ほぼ全てのMEについて、前年同期間比で精度向上が見られた。

次に、精度の地域特性を見るため、MEとRMSEの地点分布を季節別に作成した(図3.1.41)。対象FTを12UTC初期値の明日予報（FT=3-27）とし、期間は2007年12月～2008年2月を冬、2008年3月～5月を春、2008年6月～8月を夏とした。

MEを見ると、冬は関東地方で正バイアス、それ以外の地域で負バイアスが見られた。また夏は全国的に正バイアスが見られた。

RMSEを見ると、おおむね東海から九州にかけての太平洋側と南西諸島で成績が良く、それ以外の地域で成績が良くなかった。季節別では春のRMSEが、特に東日本で大きかった。この季節は、最小湿度の日々の実況値が大きく変動する地点がいくつか見られ、実況の分散が夏や冬よりやや大きかった（図略）。このような気象状況ではガイダンスが実況の変動に追随できない可能性があるので、利用の際には注意願いたい。

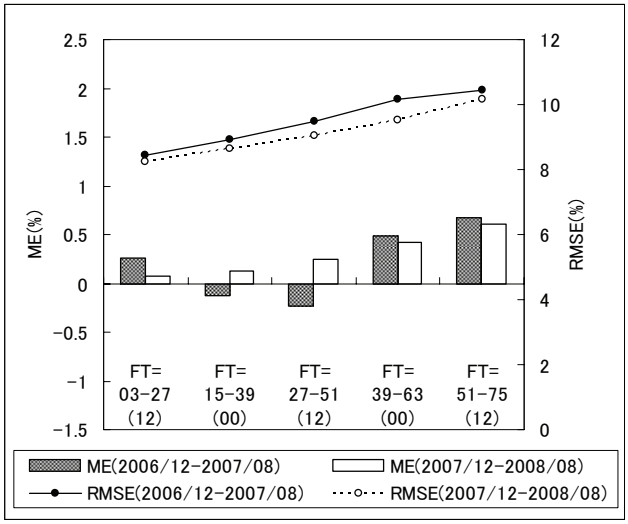


図 3.1.40 最小湿度ガイダンス ME、RMSE（カッコ内は予報初期時刻 UTC）

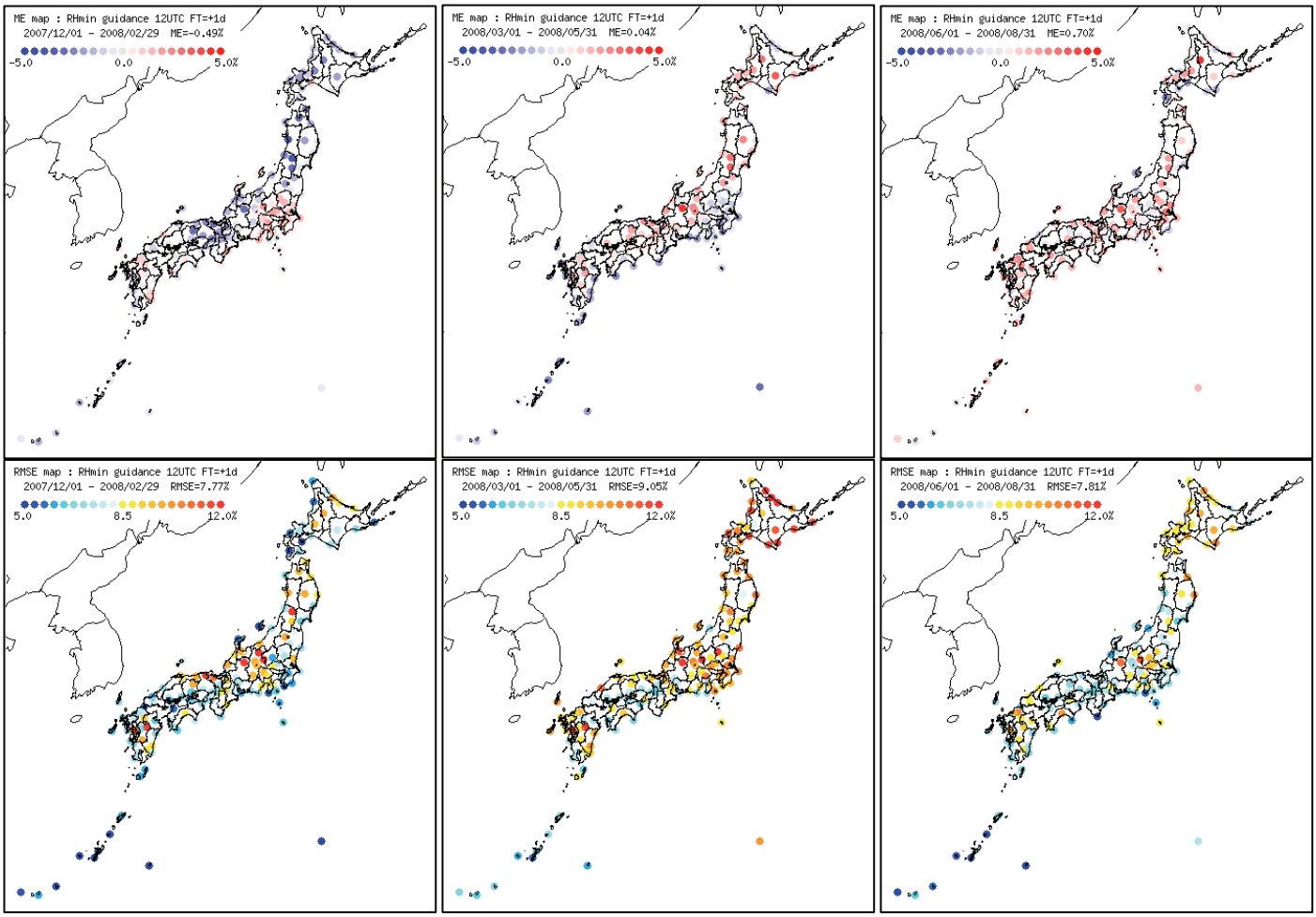


図 3.1.41 最小湿度ガイダンス ME（上段）と RMSE（下段）の地点分布（12UTC 初期値 FT=3-27） 左から 2007 年 12 月～2008 年 2 月（冬）、2008 年 3 月～5 月（春）、2008 年 6 月～8 月（夏）

3.1.7 大雨確率ガイダンス

(1) はじめに

大雨確率ガイダンスでは、40km 格子毎に算出した大雨基準（4 月～9 月の暖候期は 30mm/3h、10 月～3 月の寒候期は 20mm/3h）を超える確率値のうち、各二次細分予報区に含まれる最大の確率値を提供している。解析雨量を目的変数とし、GSM から下層の湿り具合を表す指数、中・下層の風系、その風系に対する地形効果、水蒸気の水平輸送量、下層の上昇流の最大値を説明変数として選んで、ニューラルネットワーク（以下、NRN）を用いて大雨確率を予測している。

2007 年 11 月 21 日に 20kmGSM の運用が開始されたことに合わせて、大雨確率ガイダンスでも仕様や作成手法（NRN の出力関数や説明変数の一部）に変更を行った。本項では、手法変更以降の精度について検証した結果を示す。なお、変更内容の詳細については安藤ほか（2007）を参照して頂きたい。

(2) 検証結果

寒候期と暖候期に対応した 2007 年 12 月～2008 年 3 月、2008 年 4 月～8 月の全初期値（00，06，12，18UTC）について、予報時間 FT=6～51 を検証対象とした。

図 3.1.42 は、ガイダンスの予測確率別出現率（信頼度）と出現頻度である。暖候期、寒候期ともに予測確率 40%を超える辺りから信頼度の理想直線から乖離している状況が分かる。暖候期、寒候期ともに、予測確率に対して出現率が低くなる傾向がある。

図 3.1.43 は、各予測確率以上で現象ありとした場合の空振り率、及び捕捉率である。暖候期、寒候期ともに、予測確率 40%から空振り率の減少が緩やかになり、図 3.1.42 の予測確率に対して出現率が低くなる結果と一致する。暖候期、寒候期ともに予測確率が 15%以上になると、捕捉率が 10%以下に低下するのは、現象の大半が低い予測確率で起こっていることを意味している。

図 3.1.44 は、各予測確率以上で現象ありとした場合のスレットスコアである。暖候期は 5%以上で現象ありとした場合に、寒候期は 10%以上で現象ありとした場合にスレットスコアのピークが現れるが、両期間ともスコアの値は 0.1 以下と低いことがわかる。

(3) まとめと今後の課題

20kmGSM の運用開始以降の大雨確率ガイダンスの精度検証を行った。捕捉率、スレットスコアの成績を見る限り、現状では決して十分な精度があるとは言い難い。モデルが更新されてからの学習期間が短く、今後の学習を通じた精度向上の可能性もあるが、さらなる精度向上を目指すために統計的手法や説明変数の見直し、MSM の利用など根本的に改良を行っていく予定である。

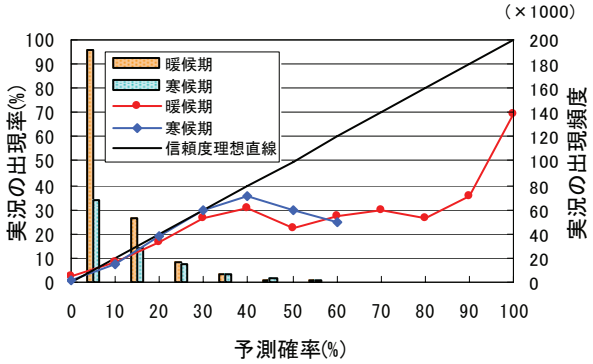


図 3.1.42 大雨確率ガイダンスの予測確率別出現率と出現頻度。検証期間は、寒候期：2007 年 12 月～2008 年 3 月、暖候期：2008 年 4 月～8 月。

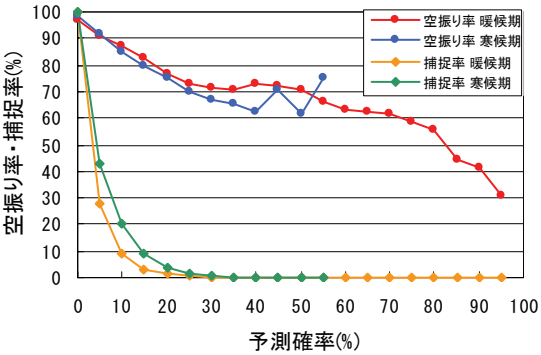


図 3.1.43 大雨確率ガイダンスの各予測確率以上で現象ありとした場合の空振り率、及び捕捉率。検証期間は、図 3.1.42 に同じ。

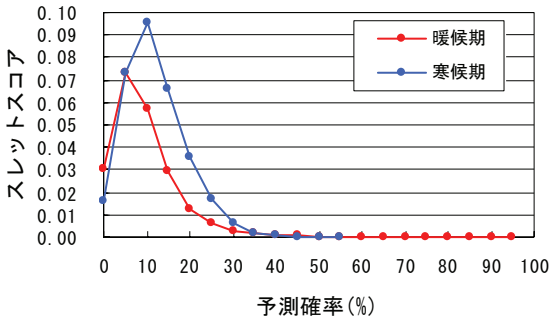


図 3.1.44 大雨確率ガイダンスの各予測確率以上で現象ありとした場合のスレットスコア。検証期間は、図 3.1.42 に同じ。

3.1.8 発雷確率ガイダンス

GSM発雷確率ガイダンスは、2007年11月20日まで運用されていたRSM発雷確率ガイダンスを、入力となる数値予報モデルをRSMから20kmGSMに変えて継続運用したガイダンスである。これは、RSM発雷確率ガイダンスには非逐次学習型のニューラルネットが使われており、20kmGSMの予報値が蓄積されていない段階では新たなモデルに対応したニューラルネットを作成できなかったためである。それにも拘らず、実験期間の検証では、GSM発雷確率ガイダンスは、RSM発雷確率ガイダンスの精度を概ね上回る結果となった（安藤ほか 2007）。これはRSMより20kmGSMの方が大気環境場の予報精度が高いためと考えられる。

ここではGSM発雷確率ガイダンスの運用が開始された2007年11月21日から2008年8月までの精度検証の結果を示し、利用上の留意点について述べる。なお、GSM発雷確率ガイダンスの仕様は安藤ほか（2007）を参照して頂きたい。

(1) 検証結果

検証は、寒候期（2007年11月21日～2008年3月）、暖候期（2008年4月～8月）の2期間で、北海道、東北、関東中部、近畿中国四国、九州、沖縄の6地域に分けて行った。検証対象は00,06,12,18UTCの全初期値、予報時間06,09,...,51時間の20km格子点予測値である。検証に利用した実況は、20km格子、前3時間の発雷の有無であり、雷監視システム（LIDEN）の発雷データをレーダーデータで品質管理したものに、地上気象観測、飛行場実況気象通報の雷観測データを加えて作成している。

図3.1.45は、暖候期（上）と寒候期（下）において、0-80%の各確率値を閾値として発雷の有無を予測した場合のスレットスコアを示している。全般的には暖候期は20-30%程度、寒候期は20%前後を閾値として発雷ありとした場合に最もスレットスコアが高くなるが、沖縄では5%、寒候期の北海道は50%で最も高くなっている。スレットスコアの最大値からは、沖縄及び北海道の精度が低く、関東中部で最も精度が高い。これはエクイタブルスレットスコアによる検証でも同様であった。この理由として、GSM発雷確率ガイダンスは関東中部領域の発雷データで作成された予測式を全国に適用していることが考えられる。特に寒候期の北海道では全ての確率値において空振り率が90%を超えており、不適切な予測が多い（図略）。

(2) 利用上の留意点

前述のように、GSM発雷確率ガイダンスは関東中部以外の地域で不適切な予測となる例がある。2007

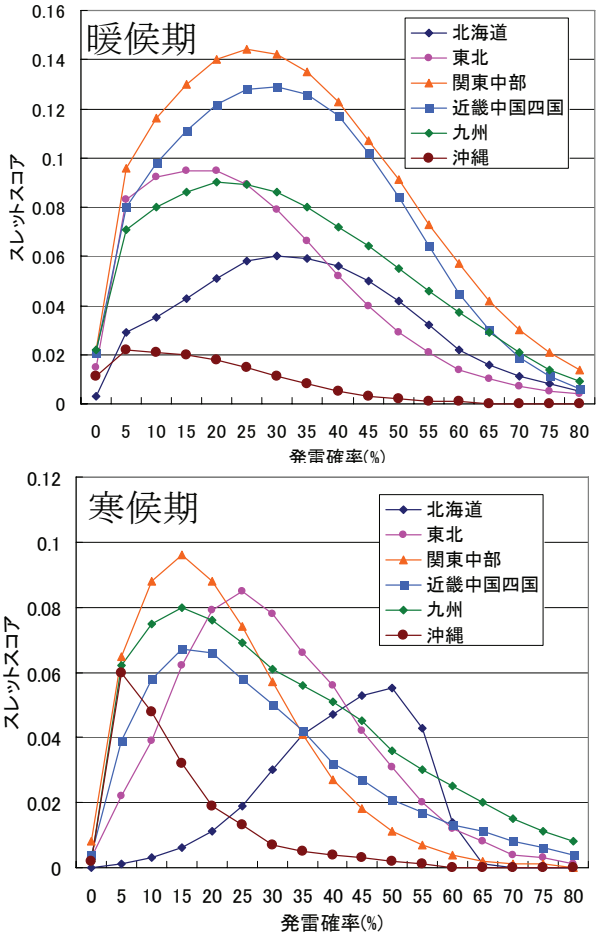


図3.1.45　GSM発雷確率ガイダンスの各確率（0-80%）を閾値として発雷の有無を予測した場合のスレットスコア。検証期間は上が暖候期、下が寒候期。各6地域に属する20km格子、予報時間6～51時間の予測をまとめて検証している。

年5月に運用開始されたMSM発雷確率ガイダンス（第3.2.6項参照）はLIDENを用いて格子ごとの予測式としているため、この問題点はなく、また検証結果からもMSM発雷確率ガイダンスの精度はGSM発雷確率ガイダンスを上回っていることがわかっている。よって、MSMの予報時間内では、MSM発雷確率ガイダンスを基本とする方が良い。なお、GSM発雷確率ガイダンスは次期予報作業支援システムの試験運用開始までに、MSM発雷確率ガイダンスと同様な手法に変更する予定である。

3.1.9　お天気マップ

（1）　はじめに

お天気マップ（瀬上 1992; 萬納寺 1994）は数値予報モデルの出力を直接用い、閾値判別方式で7分類（快晴・晴れ・薄曇り・曇り・雨・みぞれ・雪）の天気カテゴリーを診断するものである。お天気マップには、全球モデル（GSM）を利用するGSMお天気マップとメソ数値予報モデル（MSM）を利用するMSMお天気マップがある。

GSM・MSMとも2006年から2007年にかけて、予報特性の変化を伴うモデルの更新を行い、お天気マップの表現にも変化があった。特に「曇り」の予報がほとんどなくなる特性の変化がみられたため、それを改善すべく2007年11月に閾値の見直しを行った。なお、判別アルゴリズム自体は変更を行わなかった（安藤 2007）。

本項では、閾値変更を行った以降のお天気マップの精度検証の結果を示すとともに、事例検証としてGSMお天気マップの過剰な曇り予想について取り上げ、留意すべき点などについて述べる。

（2）　検証結果

検証期間を2007年12月～2008年8月とし、GSMは00・12UTC初期値の予報時間（FT）03～51時間まで、MSMは03・09・15・21UTCのFT=03～15を検証対象とした。実況は国内気象官署の地上気象観測（目視観測）の現在天気を利用した。

お天気マップの７分類を、晴れ（快晴・薄曇りを含める）と曇り（降水有りを含める）に分類した時の曇り予報のスレットスコア（TS）とバイアススコア（BI）、および降水の有無で分類したときの降水有り予報のTSとBIを図3.1.46に示す。曇り予報はGSMお天気マップ、MSMお天気マップともほぼ適切な出現頻度となっている。一方、降水有り予報はGSMお天気マップで頻度過少となっている。

次に、快晴・薄曇りを晴れに含めた5分類適中率の地点分布を図3.1.47（GSMお天気マップ）と図3.1.48（MSMお天気マップ）に示す。5分類適中率の分布においてはGSM、MSMとも、関東から九州の太平洋側で適中率が高く、日本海側と東北・北海道および南西諸島で適中率が低い地域特性が見てとれる。7分類適中率では、快晴・晴れ・薄曇り予報によって晴れの多い地域で成績を下げ、地域特性

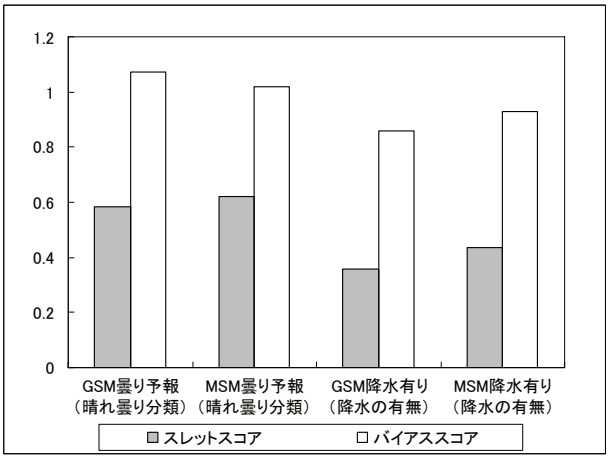


図 3.1.46 曇り予報および降水有り予報のスレットスコアとバイアススコア

が見えにくくなる（図略）。冬の5分類適中率においては、上記の地域特性がより顕著となり、第3.1.4項で示した天気ガイダンスと同様の傾向があることがうかがえる（図略）。

（3） 事例検証

2008年3月10日から11日にかけてGSMお天気マップが東シナ海から対馬海峡の領域に実況にない過剰な曇り域を予想した。そのときの各種資料を図3.1.49の（1）～（6）にまとめる。

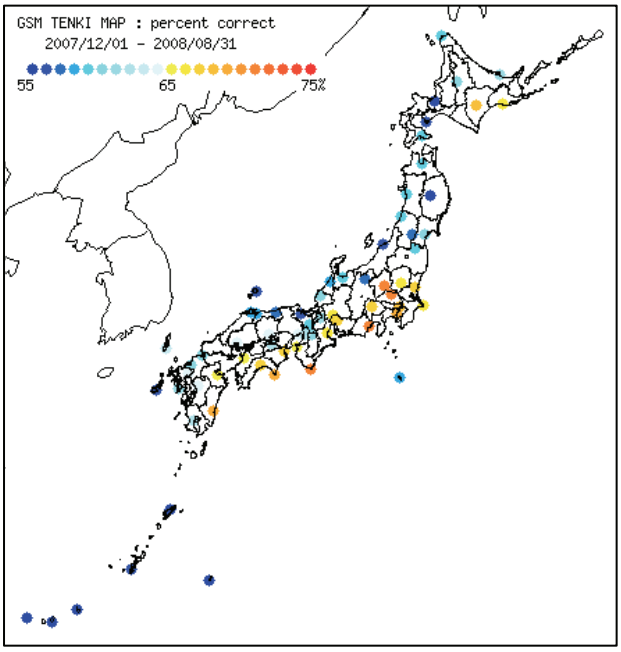


図 3.1.47 GSM お天気マップ適中率（5 分類）地点分布

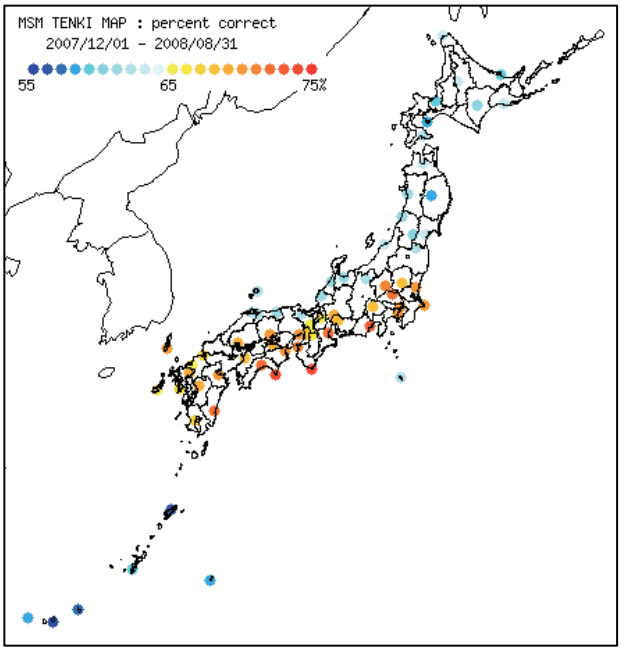
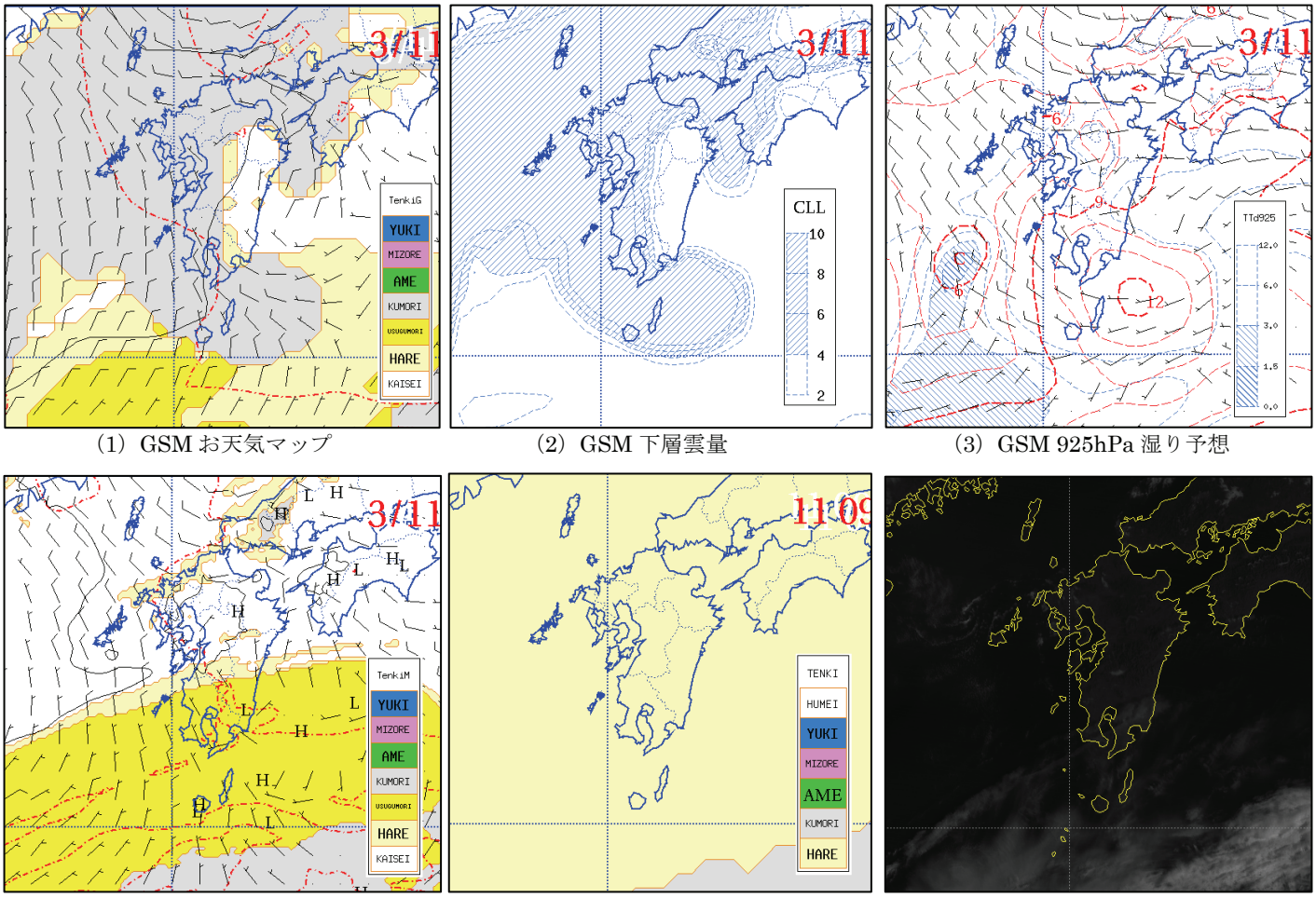


図 3.1.48 MSM お天気マップ適中率（5 分類）地点分



（1） GSM お天気マップ　（2） GSM 下層雲量　（3） GSM 925hPa 湿り予想

（4） MSM お天気マップ　（5） 天気ガイダンス　（6） 衛星可視画像

図 3.1.49 2008 年 3 月 10 日 18UTC 初期値 FT=6（対象時刻 11 日 00UTC）における各種資料

この曇り域はお天気マップが入力としているGSMの下層雲量に起因するものであり、GSMの雲量を入力としない天気ガイダンスやMSMお天気マップでは、このような曇り域は表現されていない。この下層雲はGSMにのみ用いられている「海洋層積雲パラメタリゼーション（層積雲スキーム）」により作られていることが調査の結果明らかになっている。このスキームの詳細については、第1.3.3項を参照されたい。

この事例のようにGSMお天気マップの曇り域が過剰と疑われる場合、以下の点を確認されたい。

・GSMの上・中層雲がほとんどなく、下層雲による曇り表現である。
・GSM925hPa（層積雲スキームが生成する雲の直上の高度に相当）が乾燥している。
・疑わしい雲域は主に海洋上に分布しており、陸上では顕著ではない。（ただし、陸上に分布する事例も存在する。）
・天気ガイダンスやMSMお天気マップでは晴れが予想されている。

このような場合には、層積雲スキームによる過剰な下層雲予想の可能性が高いため、天気ガイダンスやMSMお天気マップを利用するなどしていただきたい。

参考文献

安藤昭芳, 2007a: 降水確率、平均降水量、最大降水量ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 50-59.

安藤昭芳, 2007b: 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.

安藤昭芳, 鎌倉智之, 北畠淳, 2007: その他の天気予報、防災気象情報支援ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 76-81.

井手和彦, 2007: 風ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 67-72.

鎌倉智之, 2007: 天気ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 73-75.

木村陽一, 1998: 風ガイダンスの統計的特徴と風速補正. 平成10年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 79-84.

國次雅司, 1997: 風ガイダンスの開発. 平成9年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 39-44.

小泉友延, 2007: 気温ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 60-66.

瀬上哲秀, 1992: お天気マップ. 平成4年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 69-81.

中務信一, 成井昭夫, 原昌弘, 1997: 降雪量予報に向けての検討. 平成9年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 28-38.

萬納寺信崇, 1994: 数値予報の出口：応用. 平成6年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90-91.

3.2 航空気象予報ガイダンスの検証[1]

3.2.1 気温ガイダンス

(1) はじめに

航空気象予報を対象とした気温ガイダンス（航空気温ガイダンス）は、メソ数値予報モデル（MSM）を元にして作成され、離陸用飛行場予報及び飛行場における天気の雨雪判別などに利用されている。本項では、航空気温ガイダンスの精度検証結果を解説する。2007年11月にMSMの境界値が領域モデルから全球モデルの予報値に変更となったが、これに伴う航空気温ガイダンスの精度に大きな差がないことがわかっており（小泉 2007）、検証期間を2007年6月～2008年6月とした。航空気温ガイダンスの初期時刻と予測要素は表3.2.1の通りで、仕様及び作成手法については、小泉（2007）を参照していただきたい。

(2) 精度検証結果

最高・最低気温ガイダンスの平均誤差（ME）、平方根平均二乗誤差（RMSE）の全国平均については、MEは全初期時刻、予測要素（MAX1～2、MIN1～2）でほぼ0℃であり（図略）、RMSEは図3.2.1に示す通りとなった。これらは、小泉（2007）の結果と同程度である。また、時系列気温ガイダンスのMEとRMSEの全国平均を求めると、MEは全初期時刻、予測要素でほぼ0℃、RMSEは図3.2.2に示した通りとなった。これらについても小泉（2007）の結果と同程度である。

次に、最高・最低気温ガイダンスのME、RMSEを地域別に見ていく。MEは全初期時刻、予測要素で全国的にほぼ0℃、RMSEは最高気温ガイダンスで全国的に同程度（1.3～1.5℃）だが（図略）、最低気温ガイダンスに地域差が見られた。最低気温ガイダンス（03UTC初期値）のRMSE地点分布を図3.2.3に示す。大部分の空港でRMSEが1.3～1.7℃であるが、北海道地方の7空港と本州内陸部の2空港ではRMSEが2℃を上回っている。この傾向は、他の初期時刻でもほぼ同じであった（図略）。

(3) まとめ

航空気温ガイダンスは、最低気温ガイダンスで北海道地方や本州内陸部の一部の空港でそれ以外の空港と比べてRMSEが大きく、地域によるガイダンスの精度の差が確認された。北海道、本州内陸部の空港では、夜間における強い冷え込みを予想できないことがある。今後、精度改善に向けて調査を進めていきたい。

表 3.2.1 航空気温ガイダンスの初期時刻と予測要素

	今日	明日	
初期時刻	最高	最低	最高
15 UTC	MAX1	MIN2	
21 UTC	MAX1	MIN2	
03 UTC		MIN1	MAX2
09 UTC		MIN1	MAX2

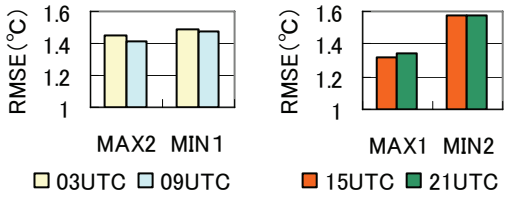


図 3.2.1 最高・最低気温ガイダンスの RMSE 全国平均値

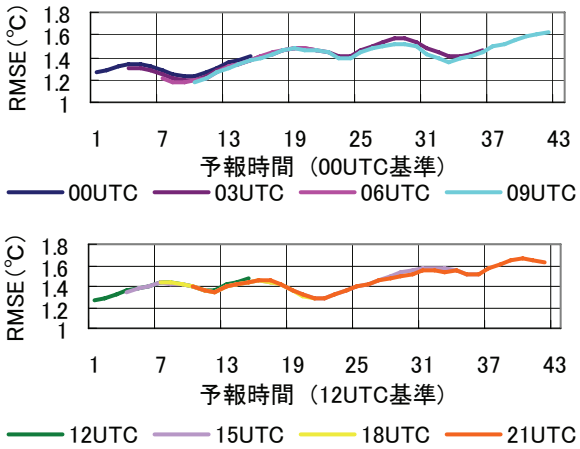


図 3.2.2 時系列気温ガイダンスの RMSE 全国平均値。横軸の予報時間は上段が 00UTC、下段が 12UTC を基準としている。

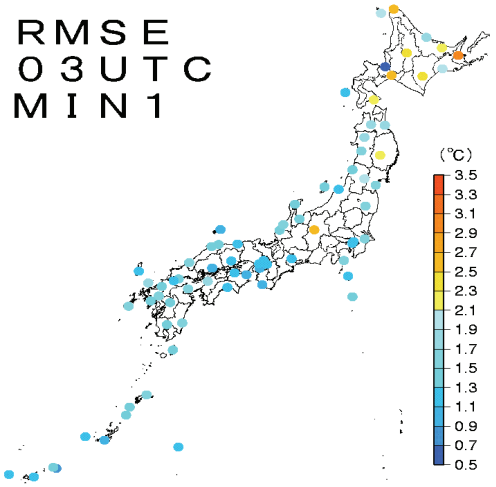


図 3.2.3 RMSE の地点分布（03UTC、MIN1）

[1] 3.2.1 松澤 直也、3.2.2 藤枝 鋼、3.2.3, 3.2.4, 3.2.5, 3.2.6 高田 伸一、3.2.7 古市 豊

3.2.2 風ガイダンス

(1) はじめに

数値予報課では、飛行場を対象として、メソ数値予報モデル（MSM）の予報値を利用した航空予報用のMSM定時風ガイダンス及びMSM最大風速ガイダンスを作成している（井手 2007、巻末付録A.2.3参照）。

本項では、これらの航空予報用風ガイダンスの精度検証結果の概要を報告する。

(2) 検証方法

現在、航空予報用風ガイダンスが対象としている全76空港について、バイアススコア（BI）、スレットスコア（TS）、平方根平均二乗誤差（RMSE）、平均誤差（ME）、及び風向の適中率を指標として検証を行った。検証に用いた実況値は、定時飛行場実況気象通報（METAR）及び自動飛行場実況気象通報（METAR AUTO）の風向・風速の観測値である。風向の適中率は、有効データ数に対する36方位の風向が適中した数の比として定義した。検証期間は、2007年6月から2008年5月までの1年間（3～5月：春期、6～8月：夏期、9～11月：秋期、12～2月：冬期）である。00UTCシリーズ（00、06、12、18UTC）と03UTCシリーズ（03、09、15、21UTC）に分けて行った検証結果に顕著な差はなかったことから、本報告では、予報時間（FT）が長く、33時間先までである03UTCシリーズの結果のみを示した。

(3) 検証結果

(3.1) 航空予報用 MSM 定時風ガイダンス

図3.2.4に、全期間平均の各管区気象台等の担当地域ごと及び全国平均の航空予報用MSM定時風ガイダンス（awm1i）とMSM（03UTCシリーズ、以下同じ）のBIを示す。風速の閾値が30kt以上の強風域や50kt以上の暴風域では、MSMのBIは1よりも大きく、観測に比べて予測が過大であるに対して、ガイダンスでは過小となっている。ただし、春期には、全国平均のBIは、MSM、ガイダンスともに1よりも小さく、ガイダンスの方がより1に近かった（図略）。MSMのBIは、地域差が大きいが、ガイダンスには地域差がほとんど見られない。

図3.2.5に、全期間平均の航空予報用MSM定時風ガイダンスとMSMのTSを示す。風速38kt以上では、ほぼ福岡と沖縄のみのデータとなるが、この領域を除き、MSMのTSに対してガイダンスのTSは改善されている。夏期・秋期は、冬期・春期に比べて、風速の大きい頻度が高いため、風速の閾値に対するTSのばらつきは少なく風速による精度の低下は小さかった（図略）。

図3.2.6に、航空予報用MSM定時風ガイダンス、MSM及び観測値（METAR/METAR AUTO）の平均風速を示す。平均風速には、日中にMSMとガイダンスの差が大きく、夜間に小さいという日変化が現れている。MSMの平均風速が、観測に比べて日中に最大で1kt以上低い値を示しているのに対して、ガイダンスでは改善され、観測にほぼ一致している。

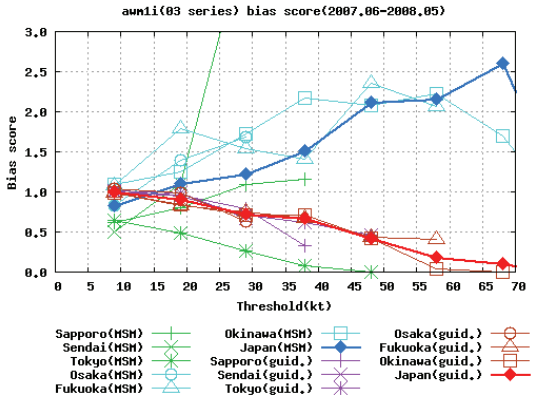


図3.2.4 地域別（細線）及び全国平均（太線）のMSMと航空予報用MSM定時風ガイダンスの風速のバイアススコア（BI）（03UTCシリーズ）。横軸は風速の閾値。

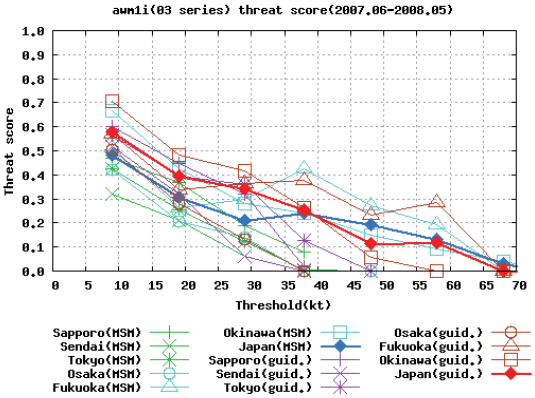


図3.2.5 MSMと航空予報用MSM定時風ガイダンスの風速のスレットスコア（TS）（03UTCシリーズ）。横軸は風速の閾値。

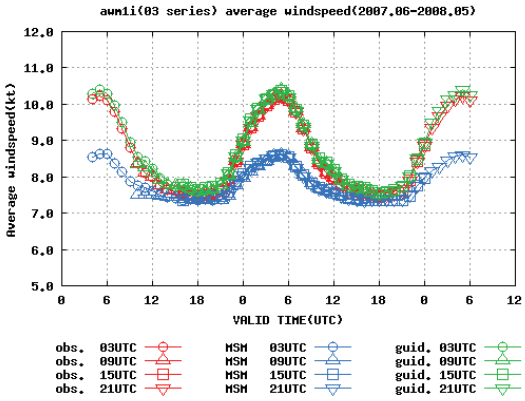


図3.2.6 MSM、航空予報用MSM定時風ガイダンス、観測の平均風速（03UTCシリーズ）。横軸は予報対象時刻。

MSM、ガイダンスとも、初期時刻の違いによる差はほとんどない。

図3.2.7に、全期間平均の航空予報用MSM定時風ガイダンス、MSMのRMSEとMEを示す。ガイダンスのRMSEは、MSMに対して、1kt程度改善されている。初期時刻の違いによる差異は見られない。予報時間が進むにつれて、MSM、ガイダンスともに、RMSEが増加している。MSMのMEに見られる負バイアスは、ガイダンスでは0に近くなっている。

図3.2.8に、全期間平均の航空予報用MSM定時風ガイダンス及びMSMの風向の適中率を示す。全国平均の風向の適中率はMSMとガイダンスでほぼ同じとなり、一般予報用MSM最大風速ガイダンスのような改善は見られなかった。これは、風向の適中を航空予報用は36方位（一般用は16方位）で評価し、方位のずれを全く許容していないことも一因である。

（3.2） 航空予報用 MSM 最大風速ガイダンス

図3.2.9に、全期間平均の各地域航空気象官署の担当地域ごと及び全国平均の航空予報用MSM最大風速ガイダンス（awm1x）とMSMのBIを示す。風速の閾値が高い20～30kt以上の領域で、全国平均のBIは、MSMの予測が過大であるのに対して、ガイダンスによる予測は過小の傾向がある。

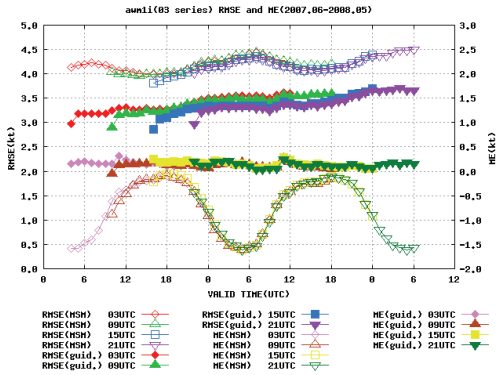


図3.2.7 MSMと航空予報用MSM定時風ガイダンスの平方根平均二乗誤差（RMSE）と平均誤差（ME）（03UTCシリーズ）。横軸は予報対象時刻。

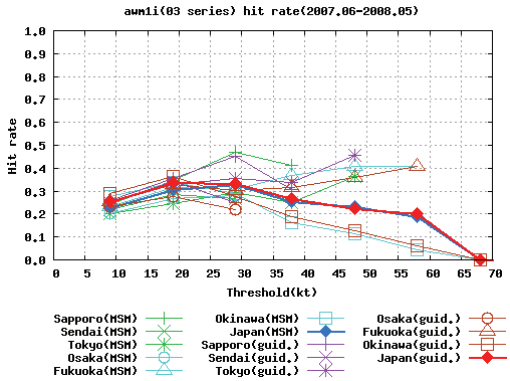


図3.2.8 MSMと航空予報用MSM定時風ガイダンスの風向の適中率（03UTC系）。横軸は風速の閾値。

図3.2.10に、全期間平均のMSM最大風速ガイダンスのTSを示す。MSM定時風ガイダンスと同様に、風速38kt以上の一部の地域を除き、MSMに対してガイダンスは改善されている。

図3.2.11に、全期間平均の航空予報用MSM最大風速ガイダンス及びMSMの風向の適中率を示す。定時風と同様に、風向の適中率に改善は見られないが、定時風ガイダンスと同様に評価条件が厳しいことによると考えられる。

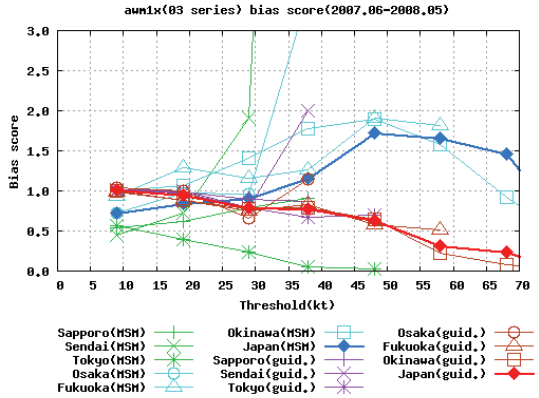


図3.2.9 MSMと航空予報用MSM最大風速ガイダンスのバイアススコア（BI）（03UTCシリーズ）。横軸は風速の閾値。

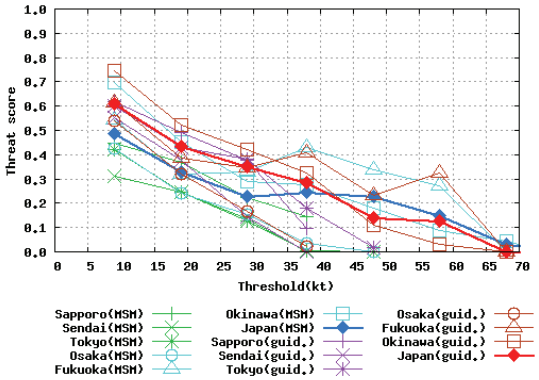


図3.2.10 MSMと航空予報用MSM最大風速ガイダンスのスレットスコア（TS）（03UTC系）。横軸は風速の閾値。

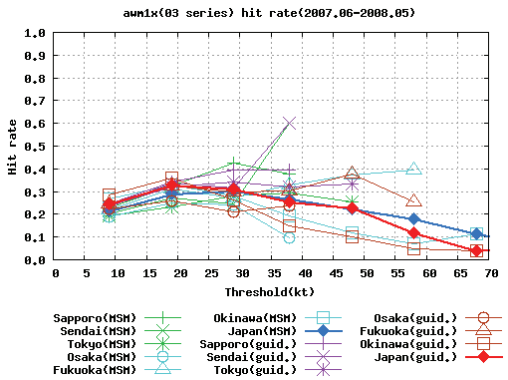


図3.2.11 MSMと航空予報用MSM最大風速ガイダンスの風向の適中率（03UTC系）。横軸は風速の閾値。

3.2.3 視程ガイダンス

視程ガイダンスは、MSMの湿度、降水量等を説明変数とし、カルマンフィルターを用いることによって作成されている。予測要素は最小・平均視程、前3時間に視程が5km未満および1.6km未満となる確率である。詳しい仕様及び作成方法は、高田（2007）を参照願いたい。ここでは、2007年9月～2008年8月の1年間の精度評価結果を示し、利用上の留意点を述べる。MSMの側面境界は2007年11月21日にRSMから20kmGSMに変わったが、これによってガイダンスの予測特性に大きな変化はなかったことを確認している。

(1) 検証結果

検証は、寒候期（2007年10月～2008年3月）、暖候期（2007年9月、2008年4～8月）の2期間で、予測対象空港である76空港を北海道12空港、東北9空港、関東中部15空港、近畿中国四国16空港、九州17空港（山口宇部含む）、沖縄7空港に分けて行った。予測対象要素は前3時間の最小視程（VSmin3）及び5km未満の視程確率（PoVS5）の2種類とし、どちらとも全初期時刻（00～21UTCの3時間毎）、全予報時間（06～33時間の3時間毎）の予測を分割表に合算して検証している。実況には定時および特別飛行場実況観測（METAR/SPECI）の視程を用いている。

図3.2.12に、VSmin3の5km閾値のスレットスコア（TS）とバイアススコア（BI）を示す。TSからは、暖寒候期とも東北と北海道の精度が高く、沖縄の精度が最も低い。これはエクイタブルスレットスコア（ETS）を使った検証でも同じであった。東北と北海道の精度が高いのは、霧または雪による悪視程の頻度が多く、予測しやすいためと考えられる。沖縄の精度が低いのは悪視程の頻度が低いことと、強雨による悪視程の予測が難しいためと考えられる。BIは地域、暖・寒候期を問わず1未満となって、悪視程の観測頻度に比べて予測頻度が少ない。寒候期では南ほどBIが低くなっている。

図3.2.13は、PoVS5の各確率（0-80%）を閾値として視程が5km未満となるか否かを予測した場合のTSを示している。暖候期では、沖縄を除き25-30%を閾値とした場合に最もTSが高い。沖縄では精度が低く、20%の閾値とした場合に最もTSが高い。寒候期の結果からは、北ほど高い確率を閾値とした方が高い精度となる。また、図3.2.12との比較から、視程5km未満を予測する場合、暖・寒候期ともVSmin3よりもPoVS5の最適な確率値を閾値とした方の精度が高い。

(2) 利用上の留意点

視程ガイダンスは天気ガイダンス（無降水、雨、雪）によって予測式を変えている。これは、天気によって卓越する光の散乱粒子の種類が異なり、視程

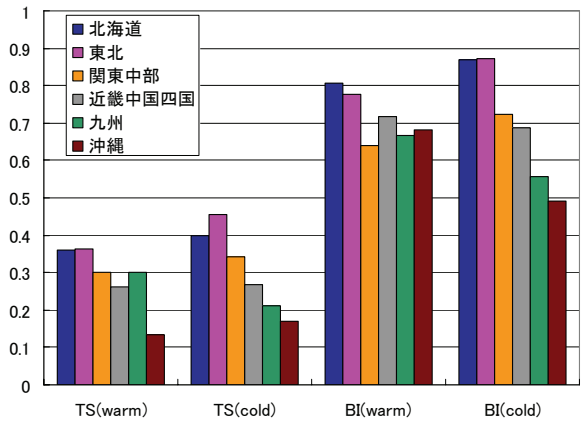


図3.2.12　前3時間の最小視程予測（Vismin3）の5km閾値のスレットスコア（TS）とバイアススコア（BI）。検証は暖候期（warm）と寒候期（cold）の2期間に分け、各6地域に属する空港の事例を分割表に合算して行っている。

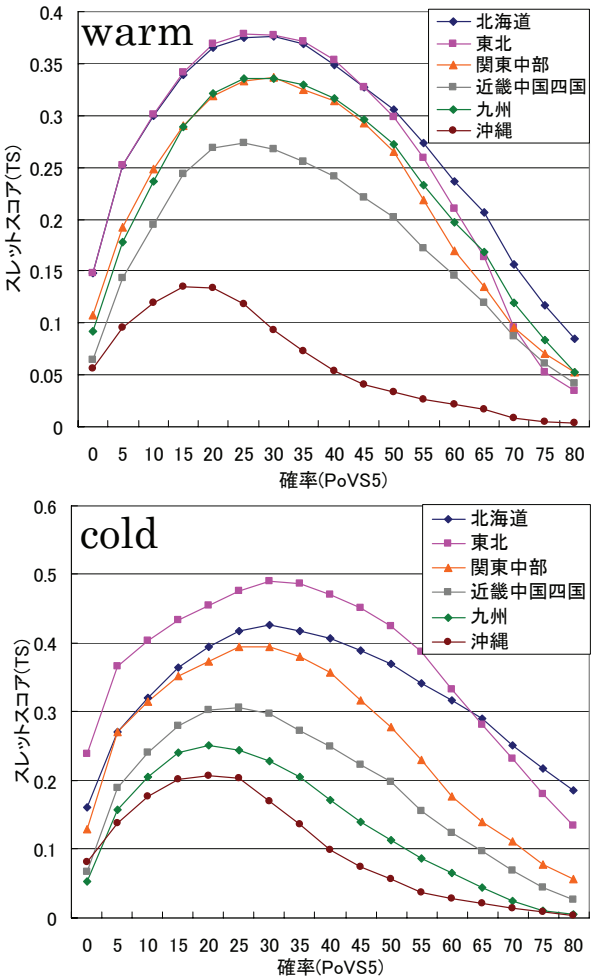


図3.2.13　5km未満視程確率（PoVS5）の各確率を閾値として前3時間視程が5km未満となるか否かを予測した場合のスレットスコア。上は暖候期、下は寒候期。図の略号、地域は図3.2.12に同じ。

変化への影響が違うためである。これにより、天気ガイダンスとの整合が図られ、悪視程がどの現象によって予測されているかが理解しやすい。反面、天気ガイダンスを補正した場合には、合わせて視程ガイダンスの補正を行う必要がある。

視程ガイダンスは最新の実況を用いて予測式を逐次更新しているため、悪視程の多い時期に悪視程の予測が出やすく、悪視程の少ない時期には悪視程の予測が出にくくなっている。また、実況の後を追いかけるような予測になる場合もある。

現在のところ、視程ガイダンスにはエーロゾル濃度の効果が取り入れられていない。このため、黄砂や煙霧による視程悪化を予測することができない。

3.2.4 雲ガイダンス

雲ガイダンスは、ニューラルネットワークで空港上空の38層の雲量を予測しているが、配信されるのは、38層の雲量を飛行場気象観測と同様に下層から探索・抽出した3層のみである。雲ガイダンスは2008年5月27日、説明変数への降水量の追加、時刻別・季節別層別化の追加、頻度バイアス補正の調整といった改良を行った。以下では、まず改良後の雲ガイダンスの仕様を記し、その後、検証結果及び利用上の留意点を述べる。

(1) 仕様

表3.2.2に雲ガイダンスの仕様を示す。予測対象は、国内76空港である。

表3.2.2　雲ガイダンスの仕様

目的変数	38層（0,100,...,1500,2000,2500,...,5000,6000,...,10000,12000,...,30000ft）の前1時間最低シーリング（CIG）[2]時の雲量。飛行場実況気象通報から作成する[3]。雲の厚さは2000ftに固定。
説明変数	各38層を挟むモデル面の2層の湿度、前3時間降水量、925hPaと地上の平均気温減率。全てMSMから作成。
ニューラルネットワークの諸元	・入力層4、中間層5、出力層1ユニット ・遷移関数：(1+tanh（x/2)）/2　（シグモイド関数。中間、出力層とも同じ） ・学習速度0.1、慣性項0
層別化（数）	対象時刻（24）、季節（4-10月と11-3月の2つ）
その他	・頻度バイアス補正を行う（3倍を限度）。 ・3つの前1時間最低CIGのうち、最も低いCIGの予測を前3時間最低CIGとして配信している。

[2] 雲量 5/8 以上の最低雲底高度

[3] 2008 年 8 月 26 日より、定時・特別飛行場実況通報が通報されない夜間及び上空に自動飛行場実況通報（METAR AUTO）を利用するように変更した。

(2) 検証結果

図3.2.14は、雲ガイダンスから前1時間最低シーリング（CIG）が1000ft未満となるか否かを予測した場合のスレットスコア（TS）とバイアススコア（BI）である。2008年5月27日の変更前後のガイダンスには予測特性の差があるため（後述）、検証対象は変更後のガイダンスのみとした。よって、検証期間は現ガイダンスの試験運用期間を含めた寒候期（2008年1月～3月）及び暖候期（2008年4月～8月）としている。地域分け、検証方法は視程ガイダンス（第3.2.3項）と同じである。実況はMETAR/SPECIの雲の通報から求めたCIGとしている。

図のTSからは、暖候期では北海道と東北の精度が高い。これはこの地方では低CIGの出現頻度が高く、予測しやすいためと考えられる。寒候期では北海道のTSが最も高く、沖縄が最も低い。それ以外の地域には大きな差はない。これはETSを使った検証でもほぼ同じであった。BIからは、暖候期では全地域とも１に近く予測と観測の頻度はほぼ同じであるが、北ほど予報過剰の傾向がある。寒候期では北海道を除き１未満となっており、全体的に観測に比べて低CIGの予測頻度が少ないことがわかる。

図3.2.15は、2008年5月27日の変更の効果をみるために、現ガイダンスと旧ガイダンス（2008年5月26日まで運用）の予報時間ごとのTSを示している。検証期間は、現・旧ガイダンス共に予測結果がある2008年1月2日～2008年5月26日としている。図のTSからは、旧ガイダンスは予報時間が進むにつれて精度の劣化が大きかったが、現ガイダンスの精度の劣化は小さいことがわかる。BIからは、旧ガイダンスは1より小さく低CIGの予報頻度が少なかったが、現ガイダンスは1に近づいていることがわかる。

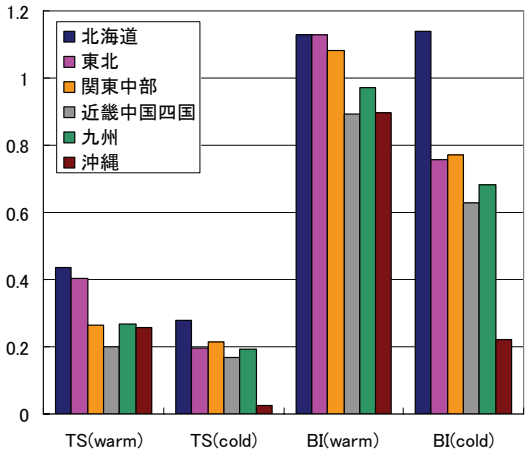


図3.2.14　雲ガイダンスから前1時間の最低CIGが1000ft未満となるか否かを予測した場合のスレットスコア（TS）とバイアススコア（BI）。検証は暖候期（warm）と寒候期（cold）の2期間で、各6地域に属する空港の事例をまとめて行っている。

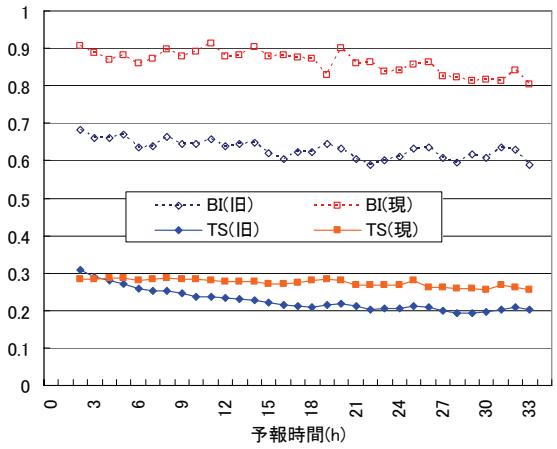


図3.2.15　各予報時間における、前1時間最低CIGが1000ft未満となる予測のスレットスコア（TS）とバイアススコア（BI）。旧は2008年5月26日まで運用されていた雲ガイダンス、現はそれ以降のガイダンス。検証は2008年1月2日～5月26日の期間で、全76空港の事例をまとめて行っている。

(3) 利用上の留意点

雲ガイダンスは、2008年5月27日の改良により、それまで過少だった低CIGの予測頻度が増えた。これにより、低CIGの捕捉率が上昇したが、空振り率もやや増加するといった予測傾向の変化があった。

雲ガイダンスは、最新の実況で逐次学習を行い、ニューラルネットの重みを変化させている。しかし、この逐次学習によって、低CIGの少ない時期には低CIGの予測が出にくく、低CIGの多い時期には低CIGの予測が出やすくなる。また、実況の後を追うような予測になる例もある。

3.2.5 天気ガイダンス

航空用の天気ガイダンスは、お天気マップ方式（安藤 2007）で空港の前1時間の卓越天気を予測することによって作成されている。ただし、お天気マップと異なり、降水強度（弱／並／強）も予想し、雨雪判別に航空用の気温ガイダンスを利用している。詳しくは高田（2007）を参照願いたい。なお、2008年5月27日に、曇りと晴れを判別する雲量の閾値を安藤（2007）に合わせる変更を行っている。

以下では、2007年9月～2008年8月の1年を通した精度検証の結果を示し、利用上の留意点を述べる。

(1) 検証結果

検証は、視程ガイダンス（第3.2.3項）と同じ期間・地域・方法で行っている。実況にはMETAR/SPECIの天気を用いている。

図3.2.16に、並以上の降水のスレットスコア（TS）とバイアススコア（BI）を示す。TSからは、暖・寒候期ともに地域差があるものの、0.1-0.2程度と精度は低い。BIからは、暖・寒候期ともに1未満となっており、観測頻度に比べて予測頻度が少ない。地域では北海道のBIが低く、季節では寒候期が低い。予測頻度が少ないのは、並以上の降水とする、MSMの降水量予測の閾値の設定に問題があると思われ、今後適切な閾値を再検討する必要がある。若しくは、飛行場向けの降水量ガイダンスの開発を検討する必要がある。

図3.2.17は、各地方の雨雪判別の適中率と雨雪バイアス[4]である。みぞれは雪として検証している。降水の有無の影響を除くために、降水が適中した場合に限って検証している。また、雨雪判別が問題にならない場合を除くために、実況の気温が6～－3℃に限り検証している。図から適中率の地域差は小さいが、雨と雪が時間的に混在しやすい関東以西でやや低くなっている。雨雪バイアスは、北ほど低い値となっている。これは、北ほど降水時に雪と予測し過ぎる傾向があることを意味する。

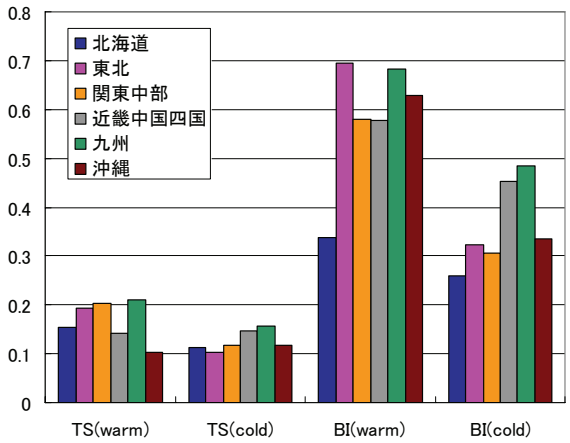


図3.2.16　並以上の降水のスレットスコア（TS）とバイアススコア（BI）。検証は、暖候期（warm）と寒候期（cold）の2期間に分け、地方ごとに行っている。

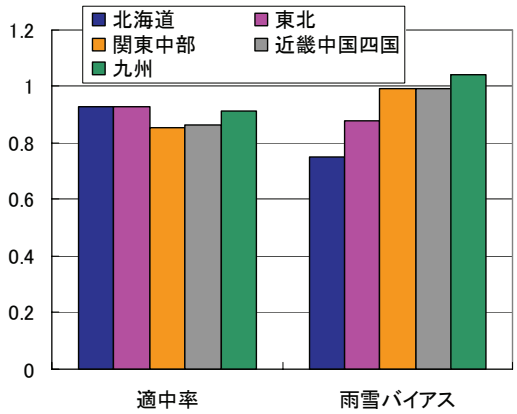


図3.2.17　雨雪判別の適中率と雨雪バイアス。雨雪バイアスの1未満は雨の予測頻度が実況より少ない（雪の予測頻度が実況より多い）ことを示す。

[4] 降水における雨の割合を予測と観測で比較した値。1以上が雨の予測数が観測より多いことを示す。

（2）利用上の留意点

天気ガイダンスの降水強度は、MSMの降水量予測値を直接利用しているので、MSMの降水の検証結果を参考にして頂きたい。天気ガイダンスとして特に留意すべき点は、以下のとおりである。

- 不安定性降水の頻度、量とも過少である。
- 予測降水域の集中性が強いため、位置ずれを考えて、その空間的分布をチェックしておく。

雨雪判別に関しては、利用している気温ガイダンス（第3.2.1項）の検証結果を参考にして頂きたい。天気ガイダンスとして留意すべき点は、気温ガイダンスは、降水・無降水の両方に共通する予測値となっている。ただし、雨雪判別では降水時のみの利用であり、これによる誤差が生じる可能性がある。例えば、寒候期に晴れが多く、放射冷却によって明け方に予想以上に気温が下がりやすい空港では、明け方の降水時にも低めに予想され、雪と予想されやすい。降水時の気温ガイダンスの妥当性を判断して利用願いたい。

3.2.6 発雷確率ガイダンス

発雷確率ガイダンス（PoT）は、飛行場予報のみならず、空域予報、一般の防災情報に利用できるように20kmの格子点予測値としている。統計手法としてロジスティック回帰を利用し、説明変数と回帰係数は格子で変えているが、係数値は固定で日々変化しない（高田 2007）。PoTの定義は、3時間内に20km格子を中心とする周辺9格子（60km格子）内で発雷する確率としている。以下では、2008年5月27日に一部改良を行ったため、まず、その変更点を記し、その後検証結果と利用上の留意点を述べる。

（1）2008 年 5 月 27 日における改良

2008年5月27日に行った変更点は以下のとおりである。それ以前の作成手法については高田（2007）を参照願いたい。

- LAF（Lagged Average Forecast）アンサンブルを導入した。3時間ごとに実行されるMSMに合わせてPoTも3時間ごとに作成されるため、同じ予測対象時刻に対して、過去の初期時刻を含めると最大7つの予測値がある。そこで最新及び過去の初期値の予測値で重み付平均を行う[5]。
- 2004年4月～2008年3月の4年間の非静力学MSMと発雷実況データから回帰係数を再作成した。

このほか、一部の説明変数に上限値を設定し、発雷頻度の少ない格子での層別化の緩和といった変更も行っている。以上の変更によって、精度が向上し、変更前にみられた「周辺から突出した確率値」がほぼなくなった。また、精度には影響しないが、抑止条件「-10℃高度が1km未満で0%」を撤廃した。

（2）検証結果

検証は、視程ガイダンス（第3.2.3項）と同じ期間・地域・方法で行っている。地域ごとの検証では、予測対象である2566格子を6地域に振り分けている。2008年5月27日の改良により精度の向上はあったが、大きな予測特性の変化はなかったため、ここでは変更を考慮せず、実際に配信された予測を検証する。利用した実況は、雷監視システム（LIDEN）の発雷データをレーダーデータで品質管理したものに、地上気象観測、飛行場実況気象通報の雷観測を加えており、回帰係数の作成に利用したものと同じである。

図3.2.18に各地方のPoTの信頼度曲線を示す。沖縄の信頼度が最も低く、北海道もやや低い。その他の地域には大きな差はない。全般に50%以上では理想信頼度曲線より下に乖離し、PoTの確率より低い確率でしか発雷しないことがわかる。なお、季節ごとの検証からは、特に春の信頼度が低いことがわかっている（図略）。

図3.2.19には、PoTの各確率を閾値として発雷の有無を決めた場合のスレットスコア（TS）を示している。沖縄を除き、20-25%を閾値として発雷ありとした場合に最もTSが高くなる。沖縄では精度が低く、高確率が出にくいため、より低い確率値にも注目する必要がある。なお、ここで利用した実況は60km格子内での発雷である。飛行場気象実況通報の雷観測で検証した場合には、約35%を閾値とした場合に最もTSが高くなる（図略）。

前述したように、2008年5月27日からLAFを導入し、LAF及び最新初期値の2つのPoTを配信している。

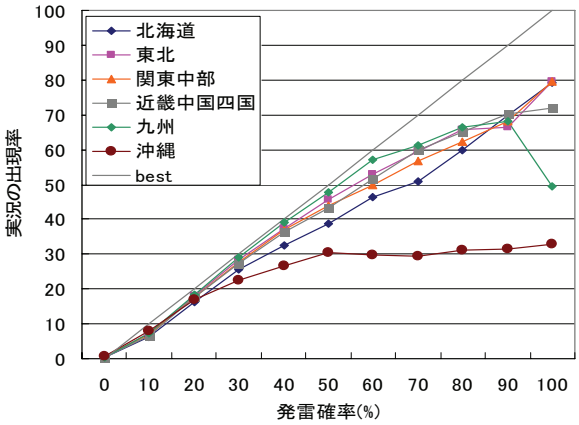


図3.2.18　発雷確率の信頼度曲線。検証は2007年9月～2008年8月で、各地方に属する格子で行った。bestは理想信頼度曲線。

[5] 最新初期値に25,1初期値前に22,...,8初期値前に1と初期値が一つさかのぼるにつれて重みを3減らして平均する。ただし、15時間予報しかない初期値もあるため、途中抜ける。

図3.2.20は、両PoTのブライアスキルスコアを各予報時間で比較した図である。検証はLAF導入後の2008年6-8月で、全2566格子の事例をまとめて行っている。30,33時間後ではLAFが適用できないために同じスコアであるが、その他の時間はLAFの方が高い精度となっている。

(3) 利用上の留意点

PoTは2008年5月27日に改良され信頼度は向上したものの、依然実況出現率より高めの確率となっており、PoTより低い確率でしか発雷しない。特に70%以上（沖縄では40%以上）で顕著である。

PoTは60km格子内に発雷する確率としている。これは予測対象格子を60km格子と広めにして観測事例を増やすことによって、回帰分析の精度を上げ、かつ確率値にめりはりを付けるためである。しかし、広めに取ったために、夏の山岳域で確率が高いときに平野部でもやや高めの確率となる傾向がある。

一般的に発雷の少ない地域、時期には高い確率値が出にくい。このような場合には20%以下の低い確率値にも注目して頂きたい。

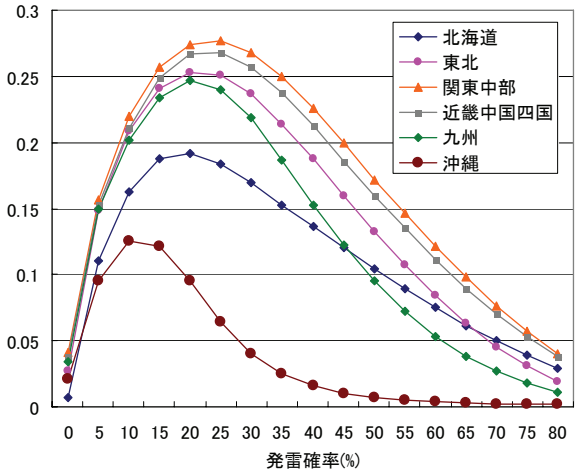


図3.2.19　各発雷確率を閾値として発雷の有無を予測した場合のスレットスコア。その他は図3.2.18に同じ。

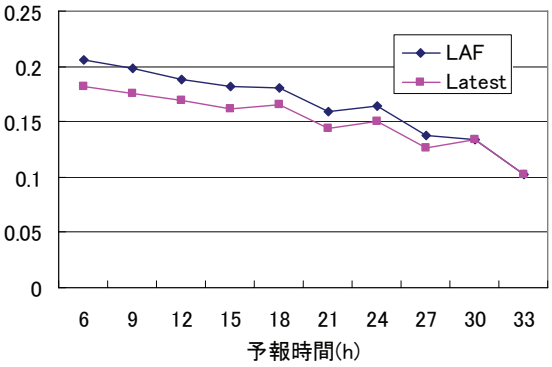


図3.2.20　予報時間ごとの発雷確率のブライアスキルスコア。LAFアンサンブル（LAF）、最新初期値（Latest）の予測値を2008年6-8月の期間、全2566格子で検証した。

3.2.7 降雪量ガイダンス

(1) はじめに

本項では降雪量ガイダンスのうち、航空官署における降雪量地点ガイダンスの予報特性について説明する。第3.1.5項では全般的な検証結果を示したが、本項では航空官署に特化した検証結果を示す。降雪量地点ガイダンスの仕様等は第3.1.5項を参照していただきたい。全国の航空官署の中で積雪計が整備され、かつ航空アメダスとしてオンラインで観測値が入手できるのは北海道の航空官署のうち8地点（稚内空港、旭川空港、女満別空港、中標津空港、釧路空港、帯広空港、新千歳空港、函館空港）のみである。航空機の運航上、飛行場の降雪量予報は重要であるため、2008年3月11日00UTC初期時刻から降雪量地点ガイダンスの予報地点にこれらの航空官署8地点を追加した。

本項では新たに追加した航空官署8地点について、降雪量地点ガイダンスの予報特性を示す。なお、検証方法等は第3.1.5項と同じである。

(2) 北海道の航空官署における予報特性

図3.2.21に北海道の航空官署8地点（以下、航空）及び北海道の降雪量地点ガイダンスの予報地点（以下、一般）をそれぞれまとめた検証スコアを示す。ETSは閾値3～8cm/12hにかけて、航空は一般よりやや小さいが、それ以上の閾値では航空の方が大きい。航空は閾値1～4cm/12hにかけてBIが2近くになっている。これは予報頻度が観測頻度の2倍程度あることを意味しており、弱い降雪の頻度が多くなっている。図3.2.22に閾値3cm/12hのBIの分布図を示す。帯広空港（RJCB）、中標津空港（RJCN）を除き、BIが1よりも大きいことがわかる。この理由として、ニューラルネットワーク（以下、NRN）による学習が不十分な可能性がある。新しく追加した地点のNRN係数は、隣接地点のNRN係数をコピーしたものであるため、一定期間学習を行わないとその地点の特性になじまない。地点ごとの前12時間降雪量の時系列（図略）を確認してみると、NRN係数をコピーした地点とコピー元の地点の降雪量の予報値が非常に似ていることからもわかる。今後、学習を行うことによって予報地点の特性にあったNRN係数に変化し、適切な降雪量が予報できると考えている。

(3) 利用上の留意点

航空は一般よりも予報精度がやや低くなっている。また、弱い降雪の予報頻度が多くなっているため、隣接地点との地域特性を考慮しながら降雪量予報値を適宜修正する必要がある。今後、学習が進むことによって、予報地点の降雪量特性に応じた予報値が出力されると考えられる。

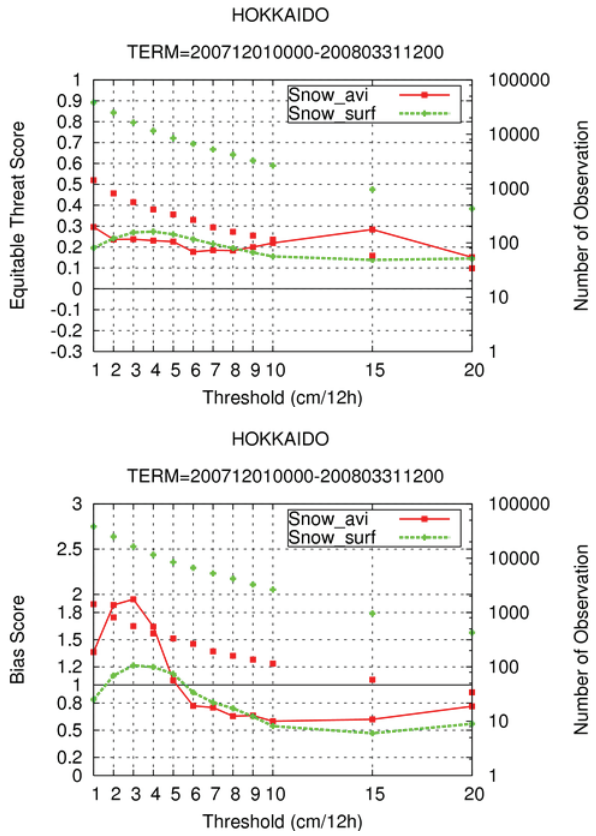


図3.2.21　北海道の航空官署（8地点）及び、北海道の降雪量地点ガイダンス計算地点（102地点）をそれぞれまとめた検証スコア。上：ETS、下：BI。緑線：北海道の降雪量地点ガイダンス計算地点。赤線：北海道の航空官署（8地点）。点：観測数。左縦軸：検証スコア、右縦軸：観測数、横軸：閾値（cm/12h）。

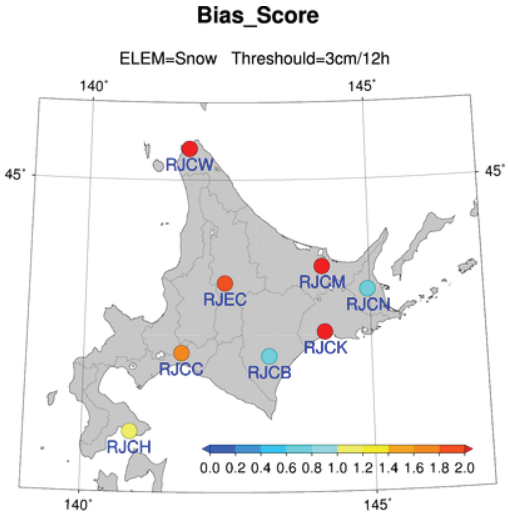


図3.2.22 北海道の航空官署におけるBI（閾値3cm/12h）の地点分布図。暖色系：予報頻度が観測頻度より多い。寒色系：予報頻度が観測頻度より少ない。

参考文献

安藤昭芳, 2007: お天気マップ. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 94-97.

井手和彦, 2007: 風ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 67-72.

小泉友延, 2007: 気温ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 60-66.

高田伸一, 2007: 航空気象予報ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87-93.

3.3 空域支援資料[1]

3.3.1 全球航空悪天GPVおよび北太平洋航空悪天GPV

2007年11月の高解像度全球モデル（GSM0711と表記）の運用開始時に、北太平洋航空悪天GPVの配信を開始した。また、全球航空悪天GPVで全球モデルの予報値から診断的に求めた積乱雲頂高度の配信を行っていたが、モデル変更のタイミングでその診断方法を見直し、熱帯域を中心とした積乱雲（Cb）の表現の改善を行うとともに北太平洋航空悪天GPVの配信要素としても配信を開始した。全球航空悪天GPVおよび北太平洋航空悪天GPVの仕様については松下（2007）を参照されたい。

本稿執筆時点でGSM0711運用開始から約9か月が経過し、数値化されたCbの観測データを利用可能な期間の予報事例が蓄積されたので、Cbの定量的な検証を行った。その結果の概要を述べる。

(1) 検証方法

検証格子はプロダクトの格子と同じ、全球航空悪天GPVが1.25度×1.25度の等緯度経度格子、北太平洋航空悪天GPVが0.5度×0.5度の等緯度経度格子とした。

Cb域の予測精度検証のための観測値は、雲量格子点情報（0.25度（緯度方向）×0.2度（経度方向）の等緯度経度格子）（徳野 2001、徳野 2002）の「対流雲量」を用いた。検証対象時刻の前後1時間以内（12UTCを検証時刻とする場合は、11UTC, 12UTC, 13UTC）の最大対流雲量を検証格子内で面積平均した値が5%以上の格子（検証格子）をCbあり、5%未満の格子をCbなしとした。あり、なしの閾値は検証格子でCbありの領域をプロットした時に、雲量格子点情報の対流雲量をそのままプロットしたものとの視覚的な差が大きくならないように決定した。

予測データは、航空悪天GPVで積乱雲頂高度が予測されている格子をCbあり、それ以外の格子をCbなしとした。

検証期間は試験運用期間を含めた2007年9月26日00UTC～2008年7月24日18UTCまでの全初期時刻、予報時間は24時間を対象とした。検証対象領域は、雲量格子点情報の作成されている領域内（赤道～北緯52度、東経114度～東経180度）で、熱帯域（赤道～北緯25度）、中緯度域（北緯25度～北緯52度）および全域の3領域とした。

(2) 検証結果

図3.3.1に全球航空悪天GPVの季節別、領域別の

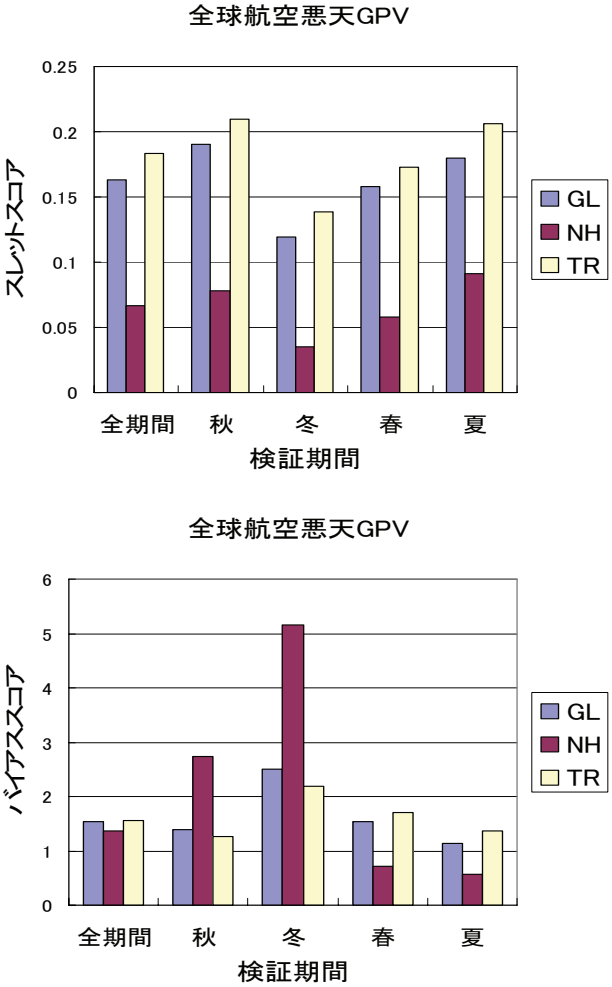


図3.3.1 全球航空悪天GPVにおけるCb域の予報スコア
上:スレットスコア　　下:バイアススコア
GL:全域　NH:中緯度域　TR：熱帯域
秋：2007年9月26日～2007年11月30日
冬：2007年12月1日～2008年2月29日
春：2008年3月1日～2008年5月31日
夏：2008年6月1日～2008年7月24日

Cb域の予報スコア（スレットスコアおよびバイアススコア）を示す。Cb域の診断検出方式に現在の手法を導入した時に予報精度改善の主なターゲットとした熱帯域では、バイアススコアが1.25～2.19とやや大きすぎるものの、スレットスコアは0.13～0.21と全期間を通して比較的良好な成績を示している。

一方中緯度域においては全体的にスレットスコアが低くまた観測されたCb域の出現頻度が季節により大きく変動（最大10倍程度）しているにもかかわらず、予測されたCb域の出現頻度の季節変動は相対的に小さいため（最大3倍程度）、バイアススコアの季節変動が非常に大きくなっている（0.56～5.15）。

北太平洋航空悪天GPVの予報精度（図略）も全球航空悪天GPVと同じ傾向を示すが、スレットスコアは低くなる。これは、北太平洋航空悪天GPVの検証格子のサイズが相対的に小さく、発生頻度の小さい現象をスレットスコアで評価した場合は不利となる

[1] 3.3.1 松下 泰広　3.3.2, 3.3.3 工藤 淳

ためである（この傾向はETSを用いて評価を行った場合でも同様である）。このことは、Cb域のGPVを利用する際は、個々の格子の値に注目するのではなく、一定の広がりを持った分布として利用する方が良い事を示唆している。

中緯度域については、今後予報精度の改善が必要である。また、熱帯域の予測についてはバイアススコアが大きすぎる傾向があるためこの点についても改善方法を検討する必要がある。

(3) まとめ

2007 年 11 月から運用を開始した、全球および北太平洋航空悪天 GPV の Cb 域の定量的な評価を行った。熱帯域については、ある程度の予報精度があるが、中緯度域の予報精度は改善が必要である。2008 年 8 月から全球モデルは適合格子（RGG）版の運用が開始されているため、RGG 版 GSM の業務化試験の結果などを利用してパラメータのチューニング等により予報精度の向上を試みる予定である。また観測値として用いた雲量格子点情報について、今回検証を行った期間における Cb の出現頻度は季節変動が非常に大きく、このことが予報成績に大きく影響したと思われる。このような大きな季節変化が今検証期間特有の現象なのか通常の変動の範囲なのか、過去のデータを用いて確認したい。

3.3.2 国内航空悪天 GPV

(1) はじめに

国内航空悪天 GPV は、国内の空域予報作成を支援するための格子点資料である。格子系は水平 40km 間隔のポーラーステレオ座標、鉛直 2000ft 間隔のフライトレベル（以下 FL と記す）面で、風や気温等の一般的な気象要素のほかに、乱気流指数、積乱雲量、積乱雲頂高度、圏界面気圧を MSM のモデル面 GPV から算出している。GPV は統合ビューワでの表示や FAX 図（FBJP112-412、FXJP106, 112）の作成に利用されているほか、防衛省や民間航空会社へも提供されている。2001 年 3 月の運用開始以来、積乱雲量の改良、積乱雲頂高度の追加、乱気流指数の改良等を行っており、2008 年 8 月 13 日には航空機への着氷を予測するための指数（以下、着氷指数（ICING））と高度（Z）を、部内向けに新規に追加した。

本項ではまず、新規に開発した着氷指数の算出方法について述べ、続いて着氷指数の統計検証結果と事例を示す。次に乱気流指数として算出している鉛直ウィンドシアーの乱気流予測精度と、乱気流予測のための閾値について述べる。なお、航空機への着氷および日本周辺での着氷の統計調査については、工藤（2006）を参照されたい。

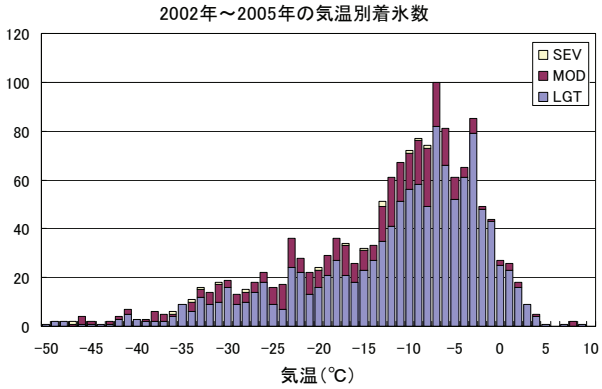


図 3.3.2　着氷の頻度と直近の国内悪天 GPV で予想された気温の関係。強（SEV）、並（MOD）、軽（LGT）はそれぞれ着氷の強度を示す。

(2) 着氷指数の開発

(2.1) 従来の着氷予測手法

飛行中に発生する着氷の原因となるのは、過冷却水滴、着氷性の雨、水蒸気、氷晶である。これらのうち、日本周辺に限った場合には、着氷の主な原因は過冷却水滴であると考えられる（例えば中山（1996）など）。このため、航空機への着氷を予測する場合には、過冷却水滴の有無や量を見積もることが重要となる。着氷を予測する手法として、これまでは−8D 法（Godske et al. 1957）や 0℃～−20℃を目安にする方法（航空気象予報作業指針第 4 章）が用いられてきた。

−8D 法は、気温 T（℃）と露点温度 Td（℃）から、霜点温度 Tf（℃）を Tf≒−8（T−Td）と近似し、氷面に対して過飽和であるとき、すなわち T＜−8（T−Td）ならば着氷が発生するという判別方法である。−8D 法は簡便な計算式で過冷却水滴の有無を判別できるため、計算機が現在ほど発達していない時代においては実用的な手法であったと言える。ただし Godske et al.（1957）でも述べられている通り、近似の精度は気温−13℃程度までは良いものの、それ以下では悪くなることに注意しなければならない。例えば気温−48℃では、T−Td が 6℃以下であれば着氷が発生することになってしまうが、実際には気温−40℃以下では過冷却水滴の量が少ないため、着氷はほとんど発生しない。Godske et al.（1957）によれば、着氷の多くは 0℃～−13℃で発生しているとのことであり、この温度帯に着目していた当時は近似の誤差による影響は小さかった。このような−8D 法の特性を考慮したためと考えられるが、FAX 図（FBJP312）では、−8D 法の判別条件に加えて気温が−20℃以上である領域を着氷域として表示している（菊池 1983）。

一方空域予報の現業では、雲中の悪天域で 0℃線と−20℃線で囲まれる領域を着氷域としている。こ

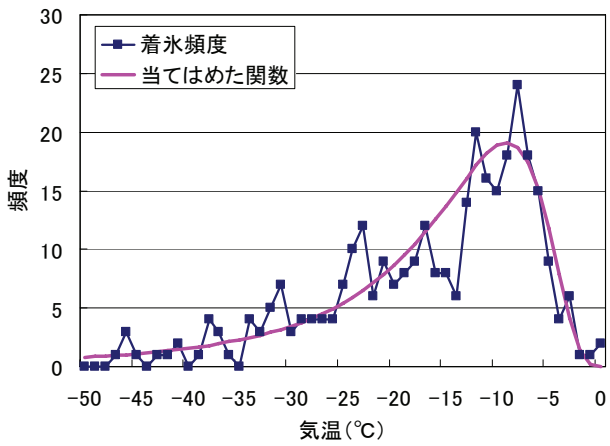


図 3.3.3 2002 年から 2005 年の並以上の着氷頻度と直近の国内悪天 GPV で予想された気温の関係。

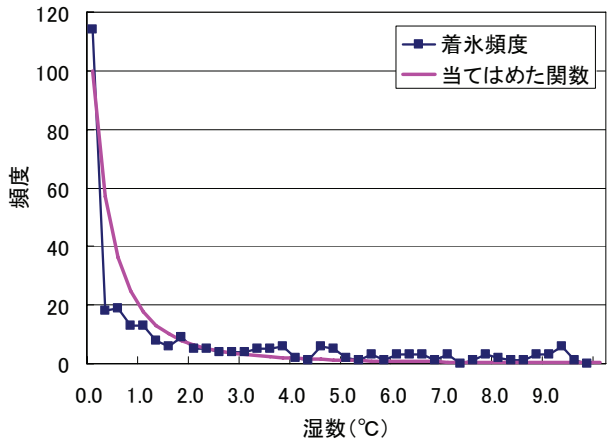


図 3.3.4 2002 年から 2005 年の並以上の着氷頻度と直近の国内悪天 GPV で予想された湿数の関係。

れは過去の文献や統計調査で、着氷の多くは 0℃～-20℃で発生し、-20℃以下では強い着氷は発生しにくいとされているためである。しかしこの調査は行われた時期が古く、現在の着氷の実態と合っていない可能性がある。そこで近年の各航空機観測（C-PIREP, PIREP, ARS）で報じられた着氷の実況と、直近の初期値の国内航空悪天 GPV の気温および湿数の関係を改めて調査したところ（工藤 2006）、-20℃以下であっても無視できない頻度で着氷が発生していることが分かった（図 3.3.2）。従来の調査と結果が異なるのは、航空機の飛行性能の向上により、高速または高高度での飛行が可能になったためと考えられる。

(2.2) 着氷指数の作成

過冷却水滴による着氷を予測しようとした場合、過冷却水滴の量を見積もることが第一であるが、この他にも過冷却水滴の粒の大きさや、飛行中の機体が空気の圧縮や摩擦によって加熱される効果なども影響するため、これらを含めて正確に予測することは難しい。そこで、過冷却水滴が存在する条件や過冷却水滴の量などを見積もるのではなく、並以上の着氷の発生頻度に基づいた指数を作成することにした。

図 3.3.3 と図 3.3.4 に、工藤（2006）の統計調査による、気温と並以上の着氷頻度の関係および、湿数と並以上の着氷頻度の関係を示す。統計期間は 2002 年から 2005 年の 4 年間である。気温-8℃付近で多くの着氷が発生している点は従来の調査結果と概ね一致しているが、-20℃以下でも全体の 3 分の 1 程度の着氷が発生している点は大きく異なる。湿数については 0 に近いほど発生頻度が多くなっている。これらの頻度分布から着氷の予測指数を作成するために、気温に対する頻度を

$$頻度 = \frac{-7\times10^{8}\times(T-3)^{-5}}{\exp\{-60/(T-3)\}-1}$$

という関数で、湿数に対する頻度を

$$頻度 = \frac{100}{(T-Td+1)^{2.5}}$$

という関数で当てはめる。これらの関数は図中に赤線で示している。着氷指数（ICING）はこれら 2 つを掛け合わせ、最大値が 100（最小値は 0）になるような規格化定数 C を掛けたものとする。すなわち、

$$ICING = C\times\frac{-7\times10^{8}\times(T-3)^{-5}}{\exp\{-60/(T-3)\}-1}\times\frac{100}{(T-Td+1)^{2.5}}$$

とする。ただし Td については、Td＞T の場合は Td＝T とする。

(2.3) 着氷指数の検証

着氷の実況には、C-PIREP, PIREP, ARS による着氷の通報を用いる。着氷は湿度が高ければ雲の外でも発生しうるが、雲の外から報じられた着氷の通報は誤りであることが多いため、検証では晴天（Clear）と報じられた通報は除外する。各通報で位置または高度が 2 地点間で報じられた場合にはその中点を対象に検証を行うが、水平 240km 以上または鉛直 6000ft 以上にわたって報じられた通報は検証には使用しない。検証期間は、MSM が 20kmGSM を境界として算出されるようになった 2007 年 11 月 21 日から 2008 年 8 月 12 日までとする。予報は 09UTC と 21UTC 初期値のみ使用する。予報時間は 4～15 時間で検証し、図には全予報時間の検証結果を足し合わせたものを示す。比較のために、以下の 5 つの指数についても検証する。

・-8D 法による指数 （M8D）

-8D 法の判別条件 T＜-8（T-Td） より、

$$M8D = -T - 8(T - Td)$$

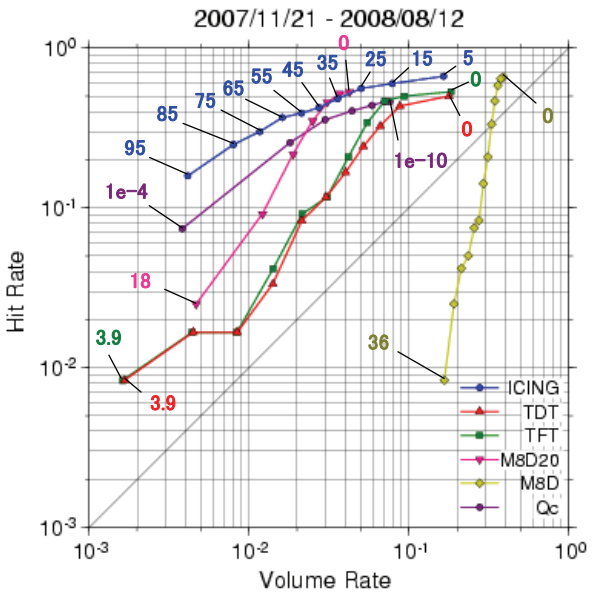


図 3.3.5　並以上の着氷に対する各種着氷指数の閾値別の予測精度。横軸は体積率、縦軸は捕捉率を示す。図中の数値は各指数の閾値で、ICING 以外は最大と最小の閾値のみ表示している。TDT、TFT、M8D、M8D20 の単位は℃、Qc の単位は kg/kg である。

とした指数。M8D＞0 であれば着氷の可能性があると考える。

・-8D 法かつ気温-20℃以上　(M8D20)
FBJP312 で用いられている判別条件。T≧-20℃で M8D＞0 であれば着氷の可能性があると考える。

・水面に対して過飽和である条件　(TDT)
Tetens の式により露点温度 Td を求め、

$$TDT = Td - T$$

とした指数。TDT＞0 であれば着氷の可能性があると考える。

・氷面に対して過飽和である条件　(TFT)
Tetens の式により霜点温度 Tf を求め、

$$TFT = Tf - T$$

とした指数。TFT＞0 であれば着氷の可能性があると考える。TFT は M8D の近似による誤差を小さくした指数である。

・雲水の比湿　(Qc)
MSM の雲物理過程で算出された雲水の比湿(Qc)。T＜0℃で Qc が大きいほど過冷却水滴が多く、着氷が発生しやすいと考える。

図 3.3.5 に、各指数の閾値を変化させて並以上の着氷を予測した場合の捕捉率（Hit Rate）と体積率（Volume Rate）を示す。捕捉率と体積率の定義は巻末の付録 B を参照されたい。捕捉率は全ての実況あり通報数に対する、現象ありとした領域から報じられた実況あり通報数の割合である。体積率は、全ての通報数に対する、現象ありとした領域から報じられた通報数の割合であり、航空機が悪天を避けずに飛行した場合には、全領域に対する悪天予報領域の割合に近づく。体積率が等しい予報を比べた場合には捕捉率が大きいほど良い予報であり、捕捉率が等しい予報を比べた場合には体積率が小さいほど良い予報であるため、図 3.3.5 では左上にあるほど予報精度が高いと言える。図から、ICING は他の指数と比べて最も予報精度が高いことが分かる。-8D 法は、指数を単独で用いた場合の精度は非常に悪いが、気温-20℃以上という条件を付加することで予測精度は大幅に向上する。ただし気温-20℃以下でも無視できない頻度で着氷が発生していること（図 3.3.3）を考慮すると、-20℃以上という条件は実態に合った付加条件ではない。Qc は着氷の主な原因となる過冷却水滴の量を直接的に表した指数であるが、現状では ICING と比べると精度は悪い。

(2.4)　着氷の事例

検証期間中に並以上の着氷が多く通報された事例を 3 例示す。

① 台風と停滞前線に伴う着氷 (2007 年 11 月 27 日)

台風や熱帯低気圧から湿潤な空気が前線に向かって流れ込むとき、その雲中では着氷が発生しやすくなる。図 3.3.6 に 2007 年 11 月 27 日 06UTC の赤外画像と速報天気図および、27 日 03UTC から 09UTC にかけて報じられた並以上の着氷の実況を示す。沖縄の南には台風第 23 号があって、その北東には停滞前線がのびている。赤外画像では台風から繋がる雲域が日本の広い範囲に掛かっている。この雲の中の FL180～FL300 で、並の着氷が 6 通、強の着氷が 1 通報告された。なお、この日は並以上の着氷が 13 通報じられ、国内で通報された 1 日の着氷数としては 2001 年以降で最も多い日であった。

図 3.3.7 に 26 日 21UTC 初期値の 9 時間予報の ICING と M8D を気温と共に示す。それぞれ上段が東経 135 度に沿った断面図、下段が FL230 の平面図、左図が ICING、右図が M8D である。断面図には北緯 35 度の地点を示す縦線と着氷が報じられた上端と下端の高度を示す横線を、平面図には断面線を示してある。ICING は 15 以上を、M8D は 0 以上を塗りつぶして表示している。着氷報告の上端高度である FL300 の気温はおよそ-30℃であり、従来の予測手法である 0℃～-20℃を目安にする方法や、-8D 法に気温-20℃以上という条件を付加する方法では予測の範囲外であったことが分かる。気温-20℃以上という条件を付加しない場合には、-8D 法でも FL180～FL300 で報告された着氷の実況を

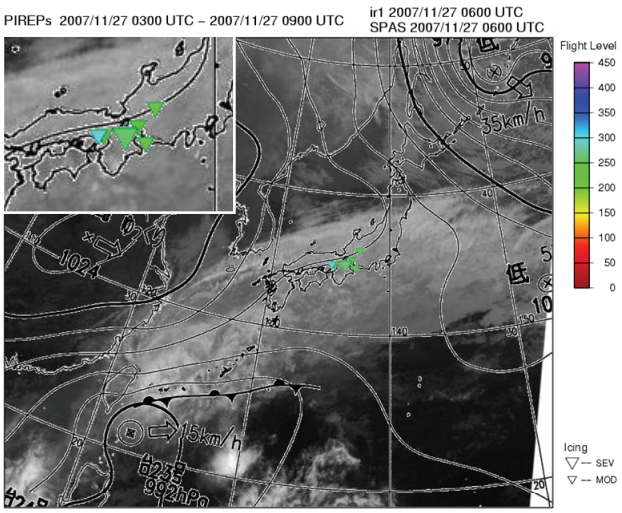


図 3.3.6　2007 年 11 月 27 日 06UTC の赤外画像と速報天気図およびその前後 3 時間の並（MOD）と強（SEV）の着氷実況。シンボルの色は高度（フライトレベル）を、大きさは強度を示す。

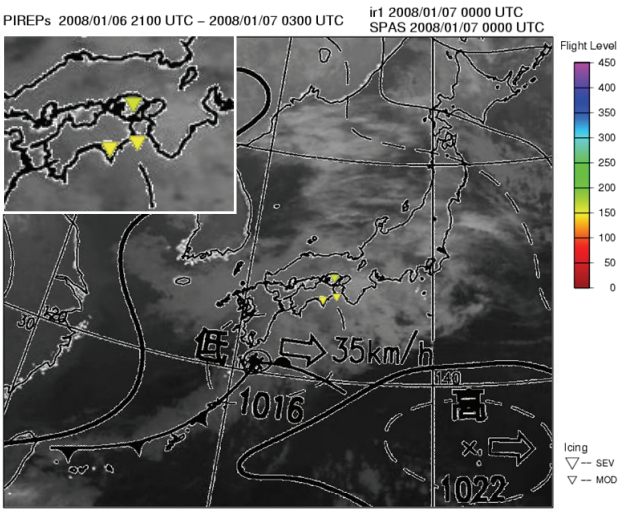


図 3.3.8　2008 年 1 月 7 日 00UTC の赤外画像と速報天気図およびその前後 3 時間の並（MOD）と強（SEV）の着氷実況。シンボルの色は高度（フライトレベル）を、大きさは強度を示す。

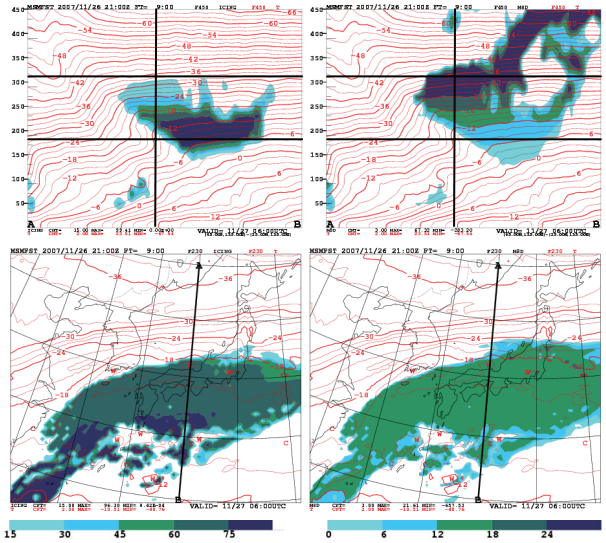


図 3.3.7　2007 年 11 月 26 日 21UTC 初期値の MSM から算出した 9 時間予報の着氷指数（ICING）と気温（左）、および-8D 法による判別指数（M8D）と気温（右）。ICING と M8D を塗りつぶしで、気温を赤の等値線で示す。上段は東経 135 度に沿った断面で縦軸の単位はフライトレベル（FL）、下段は FL230（23000ft）の平面図。上段の断面図の縦線は北緯 35 度を、横線は着氷が報じられた高度の上端（FL300）と下端（FL180）を示す。

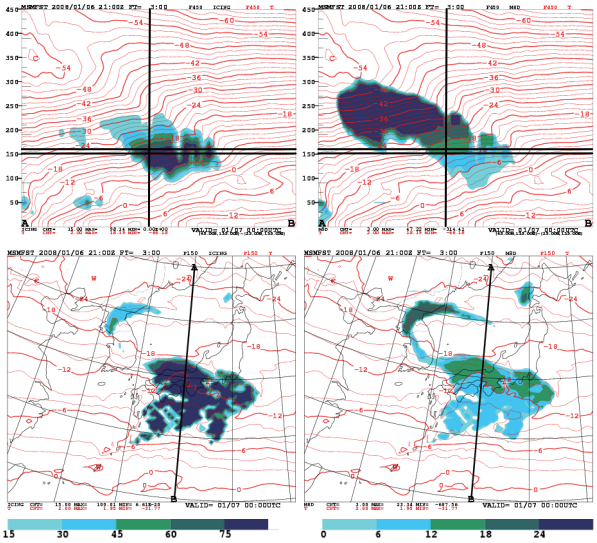


図 3.3.9　2008 年 1 月 6 日 21UTC 初期値の MSM から算出した 3 時間予報の着氷指数（ICING）と気温（左）、および-8D 法による判別指数（M8D）と気温（右）。ICING と M8D を塗りつぶしで、気温を赤の等値線で示す。上段は東経 135 度に沿った断面で縦軸の単位はフライトレベル（FL）、下段は FL150（15000ft）の平面図。上段の断面図の縦線は北緯 35 度を、横線は着氷が報じられた高度の上端（FL160）と下端（FL150）を示す。

捕捉することはできている。しかし図 3.3.7 右上図の通り、M8D は FL300 以上でも指数の値が大きくなっており、空振りが多くなっている。図 3.3.5 で、M8D は閾値を大きくしていく（体積率を小さくしていく）と急激に捕捉率が小さくなるのは、本来は着氷がほとんど発生しないような低温であっても指数の値が大きくなってしまうためである。これに対して ICING は、閾値を 15 以上とした場合に、着氷が報告された高度とほぼ一致する予想ができている。

② 温暖前線前面での着氷（2008 年 1 月 7 日）

温暖前線前面の雲域では着氷が報告されることが多い。図 3.3.8 に 2008 年 1 月 7 日 00UTC の赤外画像と速報天気図および、6 日 21UTC から 7 日 03UTC にかけて報じられた並以上の着氷の実況を示す。前線を伴った低気圧が種子島付近にあり、温暖前線前面の雲域が西日本から東日本に掛かっている。この雲の中の FL150～FL160 で並の着氷が 3 通報じられた。

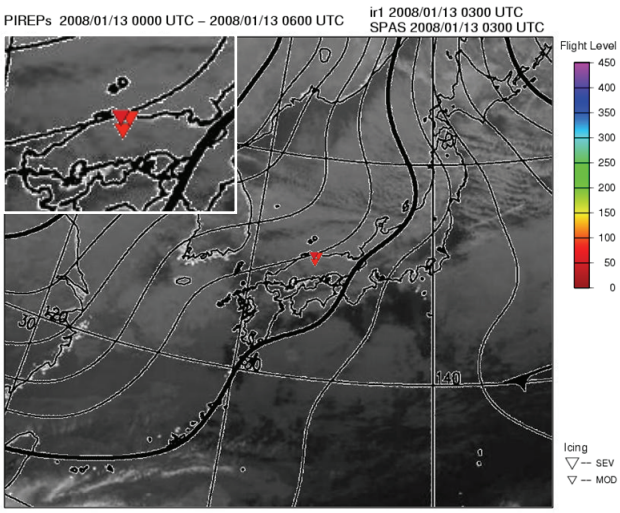


図 3.3.10　2008 年 1 月 13 日 03UTC の赤外画像と速報天気図およびその前後 3 時間の並（MOD）と強（SEV）の着氷実況。シンボルの色は高度（フライトレベル）を大きさは強度を示す。

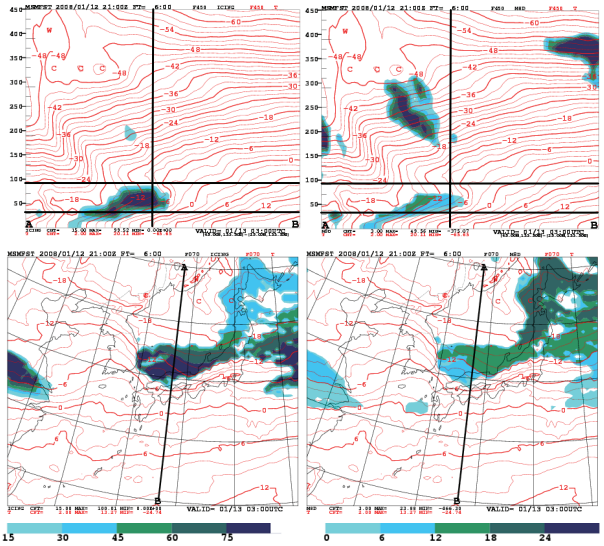


図 3.3.11　2008 年 1 月 12 日 21UTC 初期値の MSM から算出した 6 時間予報の着氷指数（ICING）と気温（左）、および-8D 法による判別指数（M8D）と気温（右）。ICING と M8D を塗りつぶしで、気温を赤の等値線で示す。上段は東経 133.5 度に沿った断面で縦軸の単位はフライトレベル（FL）、下段は FL070（7000ft）の平面図。上段の断面図の縦線は北緯 35 度を、横線は着氷が報じられた高度の上端（FL090）と下端（FL030）を示す。

図 3.3.9 に 2008 年 1 月 6 日 21UTC 初期値の 3 時間予報の ICING と M8D を示す。図 3.3.9 の下段が FL150 の平面図である以外は、表示している要素は図 3.3.7 と同じである。着氷が発生した付近の気温は-10℃～-12℃であり、着氷が発生しやすい状況であったと言える。ICING は FL130 付近で極大となっているのに対し、M8D では FL270（気温-46℃）付近で極大となっており不自然な表現となっている。

③ 冬型降水時の着氷（2008 年 1 月 13 日）

図 3.3.10 に 2008 年 1 月 13 日 03UTC の赤外画像と速報天気図および、13 日 00UTC から 06UTC にかけて報じられた並以上の着氷の実況を示す。日本付近は冬型の気圧配置となっており、米子ではあられを伴う雨やみぞれが観測されていた。米子の上空 FL030～FL090 では並の着氷が 3 通報じられた。

図 3.3.11 に 2008 年 1 月 12 日 21UTC 初期値の 6 時間予報の ICING と M8D を示す。上段が東経 133.5 度に沿った断面図で、下段が FL070 の平面図である以外は、表示している要素は図 3.3.7 と同じである。右上図を見ると、M8D で着氷が予想されている高度は FL050～FL070 であり、実況よりも高度の幅が狭い。これに対して ICING は、閾値を 15 以上とした場合に、着氷が報告された高度とほぼ一致する予報ができている。

（2.5） 着氷指数の利用上の留意点

着氷指数は C-PIREP, PIREP, ARS で報じられた着氷の実況を元に作成した指数である。これらの航空機観測は主に大型機から報じられるため、ICING は大型機を対象とした予測指数となっている。着氷の影響は防氷・除氷装置が十分ではない小型機ほど受けやすいが、現状では小型機への着氷に関する実況資料がなく、また国内悪天予想図（FBJP）でも大型機を基準に予測を行っていることから、当面の間、ICING は大型機への着氷を予測するための指数とする。指数の値は 0 から 100 の値を取るように規格化しているが、これは便宜的なものであり、確率を表すものではない。

着氷指数を用いて並以上の着氷を予測する場合の閾値は、（2.4）で示した事例や検証期間中のその他の事例から、当面は ICING≧15 を目安とするのが良いと考える。ICING の閾値を 15 として予想した場合の体積率は約 7.8%であり（図 3.3.5）、これは-8D 法による予想（M8D＞0）の体積率（約 39%）よりも小さく、-8D 法に気温-20℃以上という条件を付加した予想（M8D20＞0）の体積率（約 4.3%）よりも大きい。（2.4）の事例で示したように、M8D による予測は過大で、M8D20 による予測はやや過小であると思われることからも、着氷予測の目安を ICING≧15 程度とするのは妥当であると考える。

熱的不安定による対流雲など、スケールの小さな対流雲に対しては格子スケールでの湿数は 0 に近くならないため、着氷指数による着氷予測は不十分になってしまう。このような場合、対流雲中では湿数は 0 に近いと考え、T-Td=0 で ICING≧15 となる気温がおよそ-3℃～-32℃であることから、対流雲を予測する領域の-3℃線と-32℃線で囲まれる領域を着氷域として予測し、着氷指数による予測を補う

ことが有効であると考える。

(3) 乱気流指数の検証

国内航空悪天 GPV では、乱気流指数として鉛直ウィンドシアー（VWS）を算出している。2007 年 5 月からは、鉛直ウィンドシアーを 2000ft 毎の各フライトレベル面の上下 1000ft の風から算出するよう変更した（工藤 2007）。ここでは 2007 年 11 月に行われた GSM 高解像度化以降の乱気流指数の検証結果を示す。

検証期間は 2007 年 11 月 21 日から 2008 年 8 月 12 日とする。GPV は 09UTC と 21UTC 初期値のみ使用する。予報時間は 4～15 時間で検証し、図には全予報時間の検証結果を足し合わせたものを示す。乱気流の実況には、C-PIREP, PIREP, ARS による乱気流の通報を用いる。鉛直ウィンドシアーは晴天乱気流を予測するための指標であるため、雲の外から報じられたと推定される通報（工藤 2005）のみ検証の対象とする。各通報で位置または高度が 2 地点間で報じられた場合にはその中点を対象に検証を行うが、水平 240km 以上または鉛直 6000ft 以上にわたって報じられた通報は検証には使用しない。比較のために、乱気流予測のために有効と考えられている以下の 5 つの指数についても検証を行う。

・リチャードソン数 （Ri）

$$Ri = \frac{g/\theta \times d\theta/dz}{VWS^2}$$

・気温の水平傾度の大きさ （GRADT）

$$GRADT = \sqrt{(\partial T/\partial x)^2 + (\partial T/\partial y)^2}$$

・Dutton 指数 （DI）

$$DI = 1.25\times10^5 \times HWS + 0.25\times10^6 \times VWS^2 + 10.5$$

・Ellrod 指数 1 （TI1）

$$TI1 = VWS \times DEF$$

・Ellrod 指数 2 （TI2）

$$TI2 = VWS \times (DEF + CVG)$$

ここで、g は重力加速度、θ は温位、T は気温、HWS は水平ウィンドシアー、DEF は変形、CVG は水平収束である。

図 3.3.12 に各指数の閾値を変化させて並以上の乱気流[2]を予測した場合の捕捉率（Hit Rate）と体積率（Volume Rate）を示す。捕捉率と体積率の定義および図の見方は図 3.3.5 と同じである。検証期間中の並以上の乱気流の気候学的出現率は約 1.3%

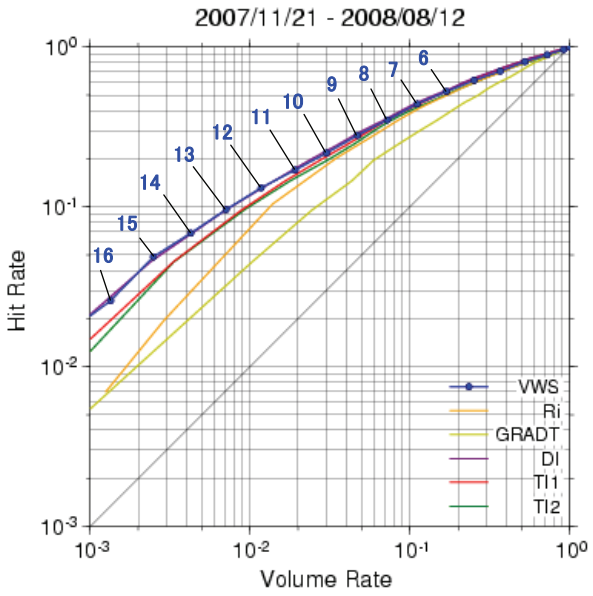


図 3.3.12 各種乱気流指数の閾値別の並以上の乱気流に対する予測精度。横軸は体積率、縦軸は捕捉率を示す。図中の数値は VWS の閾値で単位は kt/1000ft。

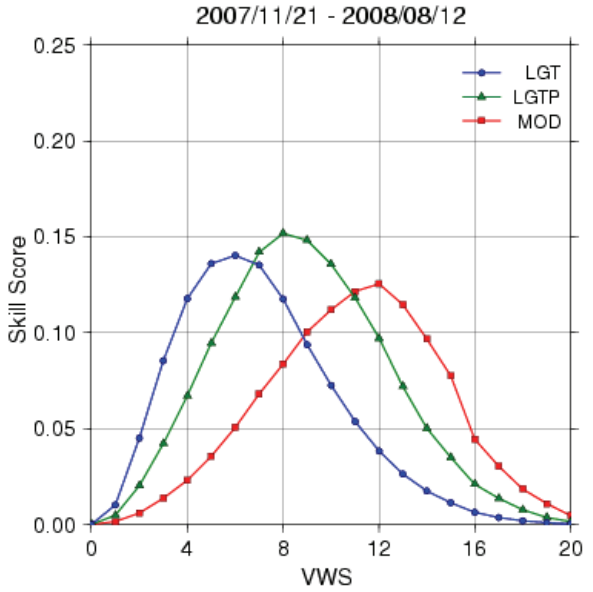


図 3.3.13 軽（LGT）以上、軽+（LGTP）以上、並（MOD）以上の乱気流に対する、鉛直ウィンドシアー（VWS, 単位は kt/1000ft）の閾値別のスキルスコア。

であった。体積率が 1.3%である付近（1×10^{-2}～2×10^{-2}）で比較すると、VWS と DI の捕捉率が最も高く、TI1 と TI2 もほぼ同等である。Ri はこれらに次ぐ結果となっている。GRADT は単独の指数としての精度は悪い。体積率が大きいところ（例えば VWS の閾値が 6kt/1000ft 以下）で比べると、DI や TI1 は VWS よりも捕捉率が大きくなっているが、予報作業上はあまり意味のない差である。図には示さないが、MSM の乱流パラメタリゼーションで算出された乱流エネルギーおよび水平ウィンドシアー

[2] 乱気流の強度については大林（2001）等を参照。

についても同様に検証してみると、いずれも Ri と GRADT の中間の精度であった。

図 3.3.13 に、軽（LGT）以上、軽+（LGTP）以上、および並（MOD）以上の乱気流に対する、鉛直ウィンドシアーの閾値別のスキルスコアを示す。強（SEV）の乱気流に関しては、検証期間中の実況が 62（気候学的出現率 0.023%）と少なかったためここでは評価しない。スキルスコアが最大となるのはそれぞれ、LGT 以上が 6kt/1000ft、LGTP 以上が 8kt/1000ft、MOD 以上が 12kt/1000ft である。図は省略するが、エクイタブルスレットスコアについても同様の結果であった。乱気流予測の体積率が MOD 以上の乱気流の気候学的出現率（1.3%）と等しくなる閾値は約 12kt/1000ft である（図 3.3.12）が、これは MOD 以上の乱気流に対するスキルスコアが最大となる閾値と一致していることが分かる。図等は省略するが、同様のことは LGT 以上や LGTP 以上の乱気流についても当てはまった。これらのことから、国内航空悪天 GPV の乱気流指数（鉛直ウィンドシアー）を単独で用いて乱気流予測を行う場合には、スキルスコアやエクイタブルスレットスコアが最大となる値を閾値とすると、気候学的出現率と体積率がほぼ等しく、かつ最もスキルの高い予報ができると言える。また、検証の対象とする高度を FL240 以下とした場合や FL240 以上とした場合でも、スキルスコアやエクイタブルスレットスコアが最大となる閾値は全高度を対象とした場合とほぼ同じであった（図は省略）。

(4) まとめ

着氷指数の開発を行い、2008 年 8 月 13 日から国内航空悪天 GPV での運用を開始した。これにより、乱気流や積乱雲と同様に、モデルから算出された指数に基づく着氷予測が可能となる。(2.5) で述べた点に留意の上、空域の予報作業に役立ててもらいたい。

乱気流指数の検証を行い、国内悪天 GPV で算出している鉛直ウィンドシアーが、Dutton 指数や Ellrod 指数、リチャードソン数等と比較して同等以上の精度を持つことを示した。また、乱気流指数を単独で用いた場合に最も予報スキルが高くなる閾値を示した。この値を基準とすることで、最適な乱気流予報が可能となると考える。

3.3.3 航空毎時大気解析

(1) はじめに

航空毎時大気解析は、毎時大気解析のモデル面解析値から、風、気温、鉛直ウィンドシアーを水平 40km 間隔のポーラーステレオ座標、鉛直 2000ft 間隔のフライトレベル（以下 FL と記す）面で算出した GPV である。航空毎時大気解析の GPV から作成された毎時の平面図および鉛直断面図は、航空気象情報提供システムを通して航空ユーザに提供されている。また、GPV は防衛省および民間航空会社へも提供されている。

2007 年 3 月 22 日からは毎時大気解析の解析手法が 3 次元変分法に変更され（藤田 2007）、2007 年 10 月 17 日からは鉛直ウィンドシアーを、国内航空悪天 GPV の手法（工藤 2007）と同様に、各 FL 面の上下 1000ft の風から算出するよう変更した。本項では、MSM が 20kmGSM を境界として算出されるようになった 2007 年 11 月 21 日以降の航空毎時大気解析の検証結果について述べる。

(2) 検証

航空毎時大気解析の鉛直ウィンドシアーと乱気流の対応を検証する。乱気流の実況には各航空機観測（C-PIREP, PIREP, ARS）による乱気流通報を用いる。鉛直ウィンドシアーは晴天乱気流を予測するための指標であるため、雲の外から報じられたと推定される通報（工藤 2005）のみ検証の対象とする。各通報で位置または高度が 2 地点間で報じられた場合にはその中点を対象に検証を行うが、水平 240km 以上または鉛直 6000ft 以上にわたって報じられた通報は検証には使用しない。検証期間は 2007 年 11 月 21 日から 2008 年 8 月 12 日とする。

図 3.3.14 に、毎時大気解析（analysis）の鉛直ウィンドシアー（VWS）の閾値別の、並以上の乱気流[3]に対する捕捉率（Hit Rate）と体積率（Volume Rate）を示す。捕捉率と体積率の定義は巻末の付録Bを参照されたい。捕捉率は全ての実況あり通報数に対する、現象ありとした領域から報じられた実況あり通報数の割合である。体積率は、全ての通報数に対する、現象ありとした領域から報じられた通報数の割合であり、航空機が悪天を避けずに飛行した場合には、全領域に対する現象ありとした領域の割合に近づく。体積率が等しい場合には捕捉率が大きいほど精度が良く、捕捉率が等しい場合には体積率が小さいほど精度が良いので、図の左上にあるほど精度が高いと言える。比較のために、毎時大気解析の第一推定値（guess）に使用されているMSMの 2～4 時間予報値を元に算出された、鉛直ウィンドシアーの閾値別の検証結果も示している。図を見ると、全ての閾値においてanalysisはguessを上回っており、航空毎時大気解析は第一推定値よりも乱気流との対応が良いということが分かる。

検証期間中の並以上の乱気流の気候学的出現率は約 1.3%であった。航空毎時大気解析で体積率が

[3] 乱気流の強度については大林（2001）等を参照。

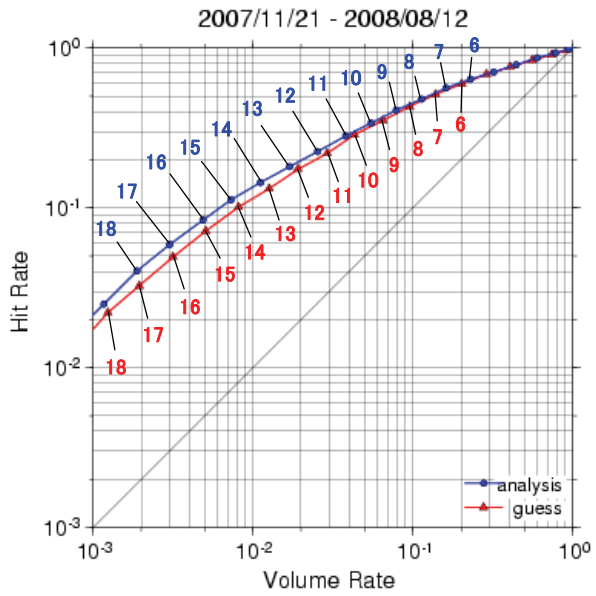


図 3.3.14　並以上の乱気流に対する、航空毎時大気解析（analysis）と第一推定値（guess）の鉛直ウィンドシアーの閾値別の捕捉率（Hit Rate）と体積率（Volume Rate）。図中の数値の単位は kt/1000ft。

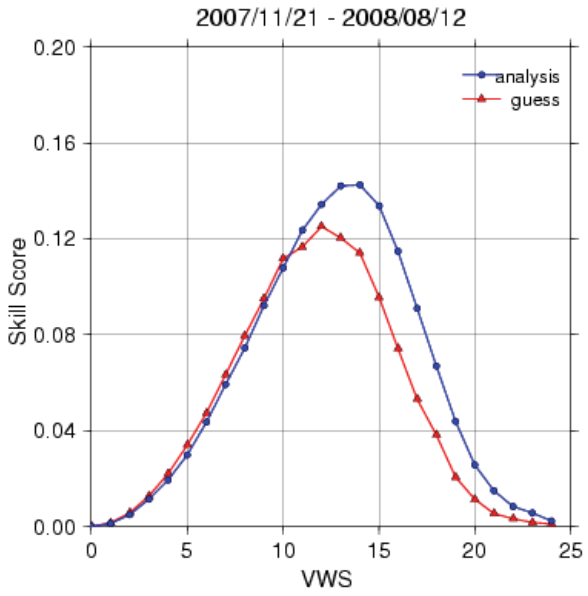


図 3.3.15　並以上の乱気流に対する、航空毎時大気解析（analysis）と第一推定値（guess）の鉛直ウィンドシアー（VWS, 単位は kt/1000ft）の閾値別のスキルスコア。

1.3％になるのは、鉛直ウィンドシアーが 13～14kt/1000ft のときである。図 3.3.15 は並以上の乱気流に対する鉛直ウィンドシアーの閾値別のスキルスコアを、analysis と guess について示したものである。analysis でスキルスコアが最大になるのは、鉛直ウィンドシアーが 13～14kt/1000ft のときであり、これは体積率と気候学的出現率が等しくなる値と等しい。スキルスコアの最大値を比較すると analysis は guess よりも大きくなっており、このことからも航空毎時大気解析が第一推定値と比べて乱気流との対応が良くなっていることが分かる。図には示さないが、エクイタブルスレットスコアで検証した場合でも同様の結果であった。また、検証の対象とする高度を FL240 以下とした場合や FL240 以上とした場合でも、スキルスコアやエクイタブルスレットスコアが最大となるのは全高度を対象とした場合とほぼ同じ結果であった（図は省略）。

(3) まとめと利用上の留意点

毎時大気解析は通常、MSM の 2～4 時間予報を第一推定値として使用しているため、02, 05, 08, 11, 14, 17, 20, 23UTC では初期値の違いによって前時刻の解析と不連続になる。また、解析は 3 次元変分法で行われるため時間方向の連続性はなく、観測の有無によっても解析結果は不連続になる。これらの点には留意してもらいたい。現在の航空毎時大気解析のウィンドシアーと並以上の乱気流とを比較する場合、スキルスコアやエクイタブルスレットスコアが最大となり、また並以上の乱気流の気候学的出現率と体積率がほぼ等しくなる値である、13～14kt/1000ft を閾値として用いるのが最適であると考える。

統計検証により、航空毎時大気解析は第一推定値である MSM よりも、乱気流と鉛直ウィンドシアーの対応が良いことを示した。これは毎時大気解析によって大気の状態が適切に解析された結果であると考えられる。引き続き空域の実況監視のための資料として役立ててもらいたい。

参考文献

大林正典, 2001: カンパニーパイレップについて. 航空気象ノート第 61 号, 気象庁総務部航空気象管理官, 1-3.

菊池正武, 1983: 国内悪天 12（18）時間予想資料の解説. 航空気象ノート第 27 号, 気象庁総務部航空気象管理官, 42-46.

工藤淳, 2005: SK 通報のない C-PIREP に対する晴れ・曇り判別法. 航空気象ノート第 64 号, 気象庁総務部航空気象管理官, 6-9.

工藤淳, 2006: 着氷について. 航空気象ノート第 65 号, 気象庁総務部航空気象管理官, 17-22.

工藤淳, 2007: 国内航空悪天 GPV. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82-83.

徳野正巳, 2001: 作成要素と算出手法. 「雲量格子点情報」の利用, 気象衛星センター, 4-13.

徳野正巳, 2002: 改良型雲量格子点情報. 気象衛星センター技術報告第40号, 気象衛星センター, 1-24.

中山章, 1996: 最新航空気象. 東京堂出版, 73-87.

藤田匡, 2007: 毎時大気解析の高度化. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 98-101.
松下泰広, 2007: 全球航空悪天GPVおよび北太平洋航空悪天GPV. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 84-86.
Godske, C.L., T. Bergeron, J. Bjerknes, and R.C. Bundgaard, 1957: Dynamic Meteorology and Weather Forecast, 769-773.

第4章　トピックス

4.1 Metop-A衛星搭載のサウンダ利用[1]

4.1.1 Metop-A について

Metop-Aは欧州初の現業極軌道気象衛星である。欧州気象衛星開発機構（EUMETSAT）によって2006年10月19日に打ち上げられ、2007年5月15日に正式運用が開始された。Metop-Aには、従来数値予報に貢献してきた極軌道衛星NOAAと同様に、ATOVSが搭載されている。ATOVSとは、鉛直方向の気温や水蒸気の情報を取得する測器の総称であり、マイクロ波域で気温の情報を観測するAMSU-A、水蒸気の情報を観測するAMSU-B（NOAA-15からNOAA-17に搭載）またはMHS（NOAA-18とMetop-Aに搭載）、赤外域で気温や水蒸気の情報を観測するHIRSで構成されている。AMSU-BとMHSは観測周波数など一部異なるものの、ほぼ同種の測器と考えてよい。Metop-Aにはこの他、赤外の超高波数分解能のチャンネルで気温や水蒸気の情報を観測するIASI、海上風を観測するASCAT、GPS掩蔽観測のGRASなど、新型の測器も搭載されている。

現在運用中の全てのNOAA衛星に搭載されているAMSU-Aは、数値予報で非常に重要とされている測器であるが、NOAA-17については2003年10月に発生した測器の故障により、データを得ることができなくなっている。このため、数値予報で使用するAMSU-Aのデータ分布には、長い間隙間が生じていた。しかしNOAA-17とほぼ同じ軌道を持つMetop-Aの運用に伴い、この隙間が埋められ、全球的なAMSU-Aの情報を数値予報で利用することができるようになった。Bormann et al.（2007）は、欧州中期予報センター（ECMWF）では、Metop-Aの利用によりAMSU-Aの隙間が埋められ、南半球の予報精度が大きく改善したと報告している。図4.1.1は、全球速報解析で利用可能なAMSU-Aのデータ分布の例であるが、Metop-Aが他衛星の観測しない領域をカバーしていることがわかる。また、NOAA衛星と比較してMetop-Aデータの入電は早く、安定している。

本節では、2007年度に開始した全球解析とメソ解析におけるMetop-Aの利用について、簡単に紹介する。

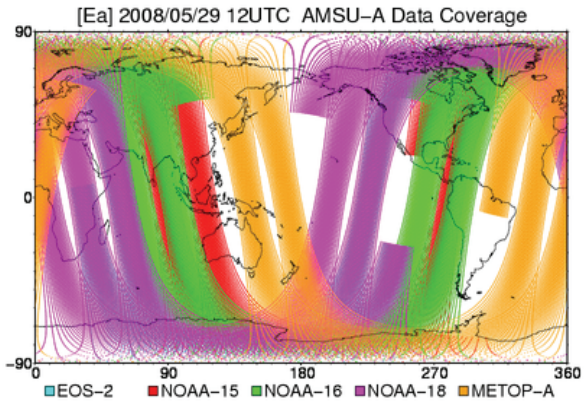


図 4.1.1 全球速報解析で利用可能なAMSU-Aデータの分布。2008 年 5 月 29 日 12UTC の例。衛星毎に軌道の色を分けて描画。オレンジ色が Metop-A の軌道を表す。

4.1.2 全球解析におけるMetop-Aの利用

全球解析では、2007年11月21日にMetop-AのAMSU-AとMHSの輝度温度データの利用を開始した。NOAA衛星搭載のAMSU-AとMHSについては、Metop-Aの利用以前から全球解析で利用している（岡本 2007a）。

Metop-AのAMSU-AとMHSのデータは、2007年2月7日から気象庁へ入電している。入電開始直後からデータの品質調査を実施し、これらのデータの品質はNOAA衛星搭載の同測器と比較して、同程度かそれ以上に良いことがわかった。

ルーチンに近い仕様の低解像度のシステムを使い、Metop-AのAMSU-A、MHSの利用に関するインパクト実験（1ヶ月強のサイクル実験）を2つの期間について実施したので紹介する。1つは2007年7月20日から9月9日まで（検証する予報は2007年8月1日から31日の12UTCの31事例）、もう1つは2007年12月20日から2008年2月9日まで（同様に2008年1月1日から31日の31事例）である。それぞれを夏実験、冬実験と呼び、Metop-AのAMSU-AとMHSを利用しない実験をCNTL、利用した実験をTESTとする。データ処理手法については、岡本（2007b）を参照されたい。

図4.1.2は、500hPa高度の48時間予報についてCNTL、TESTともに初期値を真値としたときの平方根平均二乗誤差（RMSE）をとり、各格子点のRMSEの差（CNTL-TEST）を描画したものである。左図が夏実験、右図が冬実験であり、TESTのRMSEがCNTLのそれより小さい（図では赤色）ならばTESTのほうがCNTLより予報成績が良い。両実験とも南半球を中心に正領域のほうが負領域より広く、Metop-Aを利用することによって予報精度が改善することが確認できた。なお、500hPa高度場以外の主要要素についても、予報初期を中心に概ねTESTのほうがCNTLより予報成績が良く（図略）、Metop-Aの利用の効果が示された。

[1] 大和田 浩美

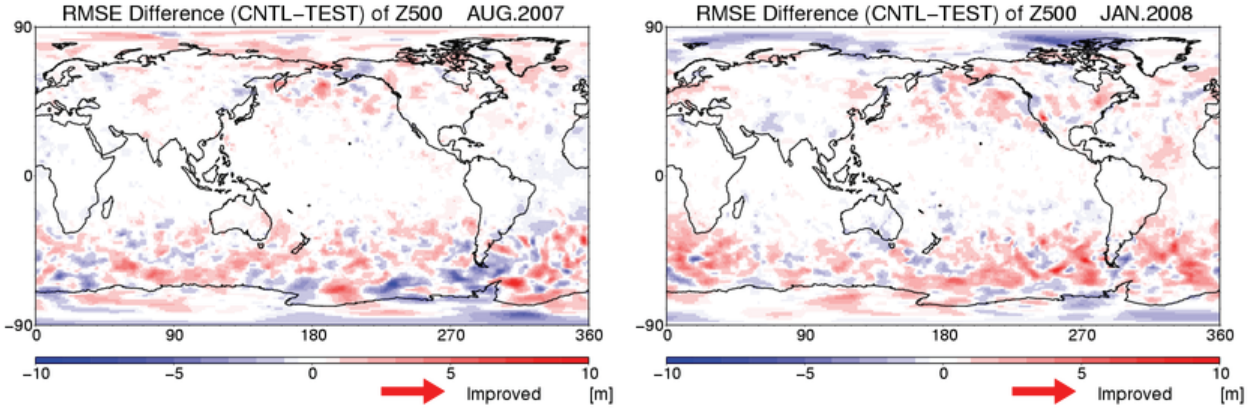


図 4.1.2 500hPa 高度の 48 時間予報における対初期値 RMSE の差(CNTL-TEST)。Metop-A の AMSU-A と MHS データを利用しない実験を CNTL、利用した実験を TEST とする。左図は夏実験(2007 年 8 月 1 日から 31 日までの 12UTC の予報、31 事例)、右図は冬実験 (2008 年 1 月 1 日から 31 日までの 12UTC の予報、31 事例)。赤色の領域は、TEST が CNTL より改善していることを表す。

4.1.2 メソ解析におけるMetop-Aの利用

メソ解析では、2008年1月15日にMetop-AのATOVSリトリーブデータの利用を開始した。リトリーブデータとは、観測された輝度温度から推定（リトリーブ）された、気温や水蒸気の鉛直分布といった物理量データのことである。今までメソ解析では、米国環境衛星資料情報局(NESDIS)や気象衛星センター(MSC)が作成、配信しているNOAA衛星のATOVSリトリーブデータのうち、気温データを利用してきた。NESDISとMSCではリトリーブデータの算出処理で使用するATOVSの測器が異なり、NESDISではAMSU-AとHIRSを使用しているが、MSCではHIRSのみである。このため、AMSU-Aが故障しているNOAA-17についてはNESDISからの配信はなく、MSCからのデータのみである（大和田 2007）。

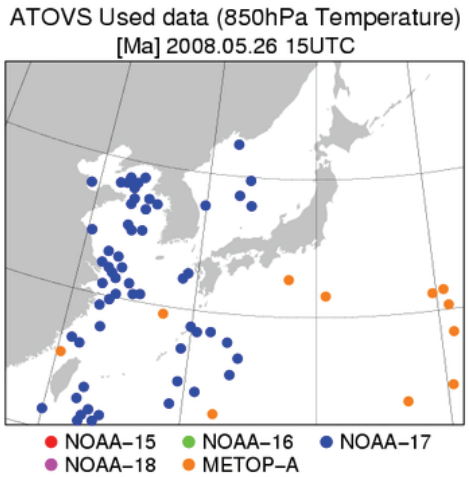


図 4.1.3 メソ解析で使用された ATOVS リトリーブデータ(850hPa の気温)の分布。2008 年 5 月 26 日 15UTC の例。衛星毎に色を分けて描画。15UTC の解析時刻に入電するのは、主に NOAA-17（青色）と Metop-A（オレンジ色）。

Metop-AのATOVSリトリーブデータはNESDISで作成、配信されているものであり、2007年6月22日から気象庁へ入電している。NESDISによるNOAA衛星のATOVSリトリーブデータは、観測点で推定される雲量（通報値は8分雲量）が0%のもののみ報じられているが、Metop-Aについてはこれに加え、雲量が13%のものも併せて報じられている。データの品質を調査したところ、雲量13%のデータの品質は雲量0%のデータのそれにやや劣ることを確認したので、雲量0%のデータのみ利用している。図4.1.3はメソ解析におけるATOVSリトリーブデータの分布例である。Metop-AはMSCから配信されているNOAA-17と同じ解析時刻に入電することが多い。もともとNOAA-17のデータ数が多いため、重複した領域においてはMetop-Aのインパクトは大きくないかもしれないが、データ分布の拡充に寄与していると言える。

4.1.3 まとめと今後の課題

全球解析とメソ解析において、Metop-AのATOVSデータの利用を2007年度に開始した。

第4.1.1項でも記したとおり、Metop-AにはATOVS以外にも新型の測器が搭載されている。現在、数値予報課ではルーチン利用に向けこれらのデータを取得し、品質調査やデータのインパクト実験を行っている最中である。例えばECMWFでは、IASIの利用により500hPa高度の予報精度の改善が得られている(Collard 2008)が、これらの新規データの利用は今後の数値予報の精度向上の鍵となることは間違いなく、早期の利用開始に向けて開発を継続していきたい。

参考文献

大和田浩美, 2007: ATOVSリトリーブデータの同化. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 71-74.

岡本幸三, 2007a: 衛星データ同化の最近の開発. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 104-106.

岡本幸三, 2007b: ATOVS直接同化. 数値予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 58-70.

Bormann, N., B. Krzeminski, F. Karbou, and J.-N. Thepaut, 2007: Recent Developments in the Use of ATOVS Data at ECMWF. *Proceedings of Joint 2007 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference and the 15th Satellite Meteorology & Oceanography Conference of the American Meteorological Society*, Amsterdam, The Netherlands, 24-28 September 2007, 7pp. [Available from http://www.eumetsat.int/Home/Main/Publications/Conference_and_Workshop_Proceedings/groups/cps/documents/document/pdf_conf_p50_s2_04_bormann_v.pdf]

Collard, A., 2008: Assimilation of AIRS and IASI at ECMWF. *Proceedings of ECMWF Seminar on Recent Developments in the Use of Satellite Observations in Numerical Weather Prediction*, Reading, United Kingdom, 3-7 September 2007, 127-150.

4.2 全球数値予報モデルの国際比較[1]

4.2.1 はじめに

気象庁の全球モデル（GSM）の成績について、世界の主要数値予報センターと比較しつつ過去 10 数年の改善状況を振り返ってみる。全球モデルの性能の評価は目的に応じて適切な指標を選んで行う必要があるが、ここでは国際的な比較によく用いられる500hPa 高度と台風進路の予報誤差を取り上げる。

500hPa高度予報誤差は中・高緯度の大規模な大気の流れの予報精度を示す指標である。世界の数値予報センターは、世界気象機関（WMO）が定めた標準検証方法に従って自センターの全球モデルによる予報を検証し、その結果を月毎に交換している。また、台風は大きな災害をもたらす重要な現象であることから、気象庁数値予報課では世界の主要な全球モデルの台風進路予報誤差の国際検証・比較を担当し、その結果を世界気候研究計画（WCRP）とWMO/大気科学委員会（CAS）により設立された数値実験作業部会（WGNE）に毎年報告している。

4.2.2 500hPa 高度予報

予報成績の良い3つの数値予報センター（欧州中期予報センターECMWF、英国気象局UKMO、米国環境予測センターNCEP）と気象庁JMAの全球モデルの1995年以降の成績を示す。北半球（20°N－90°N）と南半球（20°S－90°S）それぞれの2日予報と5日予報について、前12ヶ月平均した500hPa高度予報誤差（平方根平均二乗誤差（RMSE））を図4.2.1に示す。

(1) 2日予報

気象庁の2日予報の成績は、北半球、南半球ともに1995年、1998－1999年及び2001年に改善が見られない時期があったが、2002年後半から着実に改善が図られている（図4.2.1.a,b）。2001年9月に同化手法を最適内挿法から3次元変分法に更新した直後は成績が一時的に悪化したが、翌年4月にかけてなされた改良に伴い成績が改善した。変分法への移行を受けて、2003年から衛星観測輝度温度の直接同化の開始や新たな衛星データの利用が進み着実な予報誤差減少が図られた。2003年以降の主な衛星データの利用状況を表4.2.1に示す。その後、2005年2月には4次元変分法に移行した。

他センターとの比較では、北半球では2005年に、南半球では2007年にNCEPの成績に追いついた。世界のトップをいくECMWFとは開きはあるものの

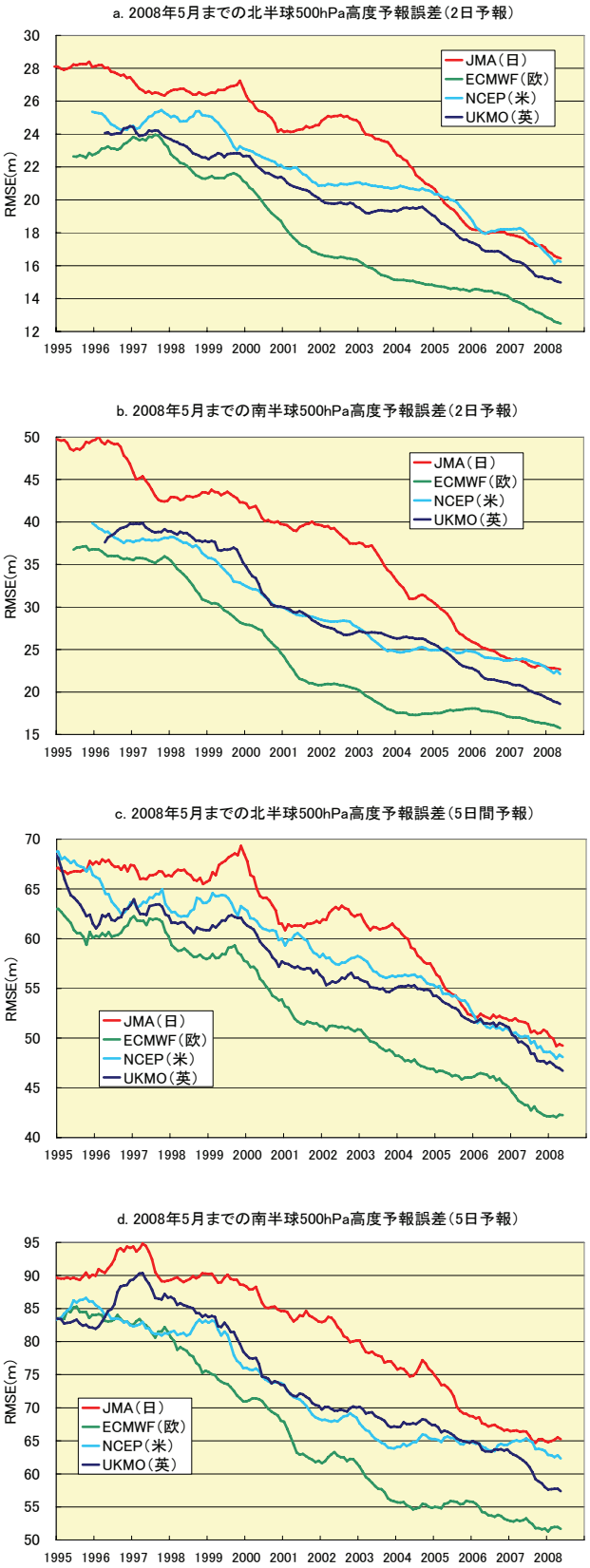


図 4.2.1 500hPa 高度の平方根平均二乗誤差（m）の経年変化（前 12 ヶ月移動平均）。上から順に、a.北半球の 2 日予報、b.南半球の 2 日予報、c.北半球の 5 日予報、d.南半球の 5 日予報の結果。

[1] 佐藤 清富

2002年頃に拡大していた差を縮めている。

(2) 5日予報

北半球、南半球ともに1995年－1999年の5年間、改善の停滞や一時的に改悪することがあったが、2000年以降は着実に予報誤差を減少させている（図4.2.1.c,d）。1999年以降の全球予報モデルの主な改良を表4.2.2に示す。1999年の改良は北半球の成績向上に大きく寄与した。2004－2005年の成績向上には、予報モデルの改良に加えて衛星データ同化処理の改良の効果も大きい。2007年11月のモデル更新は北半球の成績改善に寄与しているが、南半球ではこれまでのところ明瞭な成績改善が見られない。

他センターとの比較では、北半球では2005年にNCEPとUKMOに追いついたが、その後両センターほどの改善が見られない。南半球も2007年にNCEPの成績に追いついたがその後の改善が停滞している。

表 4.2.1 主な衛星データの利用状況（2003 年以降）

2003年 5月	QuikSCAT/SeaWinds散乱計データ（新規）
2003年 5月	NOAA/ATOVS輝度温度（新規）
2004年 5月	北極域でのMODIS衛星風（新規）
2004年 9月	南極域でのMODIS衛星風（新規）
2004年12月	NOAA/ATOVS輝度温度（改良）
2005年 3月	Aqua/AMSU-A輝度温度（新規）
2006年 5月	SSM/I、TMI、AMSR-E輝度温度（新規）
2006年 8月	NOAA/ATOVS輝度温度同化（改良）
2006年10月	静止気象衛星の大気追跡風同化（改良）
2007年 3月	GPS掩蔽データ（新規）
2007年 6月	MTSAT晴天輝度温度（新規）
2007年11月	Metop/ATOVS輝度温度（新規）

（注）南極域での MODIS 衛星風は精度悪化により 2007 年 10 月に利用を中断。GPS 掩蔽データと MTSAT 晴天輝度温度は 2007 年 11 月の全球モデル更新時に利用を一時中断、晴天輝度温度は 2008 年 8 月に利用再開。

表 4.2.2 全球予報モデルの主な改良（1999 年以降）

1999年12月	雲水量の予報変数化、積雲対流スキーム改良他
2001年 3月	鉛直層解像度、積雲対流スキーム、放射スキームの改良他
2003年 5月	積雲対流スキーム改良
2004年 7月	海洋性層積雲パラメタリゼーション導入他
2004年12月	新長波放射スキーム導入他
2005年 2月	セミラグランジュ移流スキーム導入他
2005年 7月	雲放射スキームの改良
2007年11月	水平/鉛直解像度増、積雲対流トリガー関数導入他

4.2.3 台風進路予報

本項では、前述の4つの数値予報センターの全球モデルの台風進路予報誤差を示す。誤差は、解析と予報間の台風中心位置の差（距離）である。海域ごとに比較がなされており、ここでは日本に関係する北西太平洋（100-180°E、0-60°N）の成績を示す。図4.2.2は、2日予報と5日予報の年平均進路予報誤差の3年移動平均である。検証に使用した台風は各センター共通である。

2日予報では、1996年頃から気象庁の台風予報精度が世界のトップレベルに並び、その座を現在も維持している。1996年には計算機の更新に合わせて水平/鉛直解像度を増やすとともに、台風予報に重要な積雲対流スキームをはじめ、放射スキーム、同化処理などで改善が図られた。1998－1999年に予報誤差が一時的に大きい時期があったものの、着実な減少傾向が明瞭である。5日予報も予報誤差を年々縮小し、2002年にはトップのECMWFに並んだ。2005年以降はECMWFに少し離されているものの引き続き誤差を減少させている。

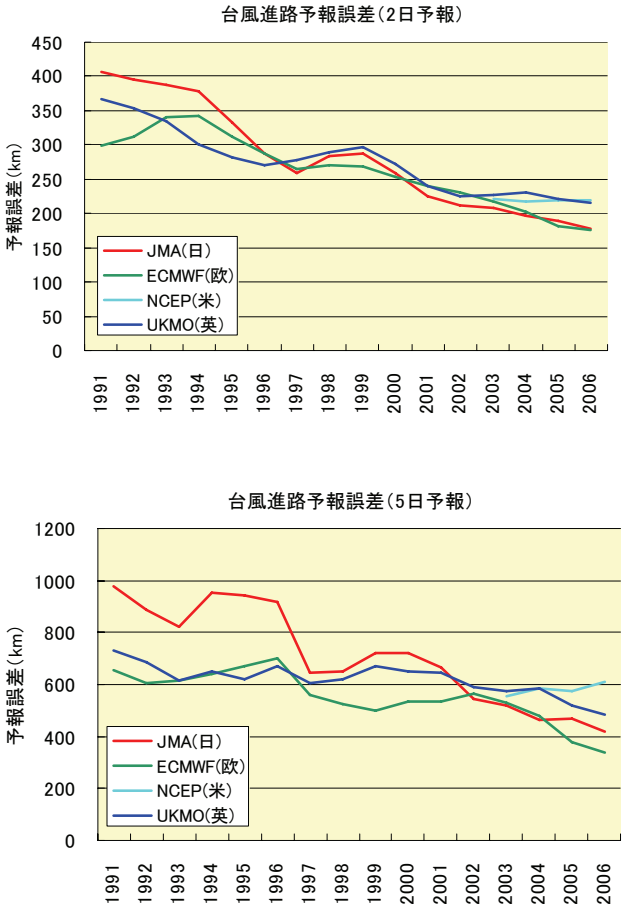


図4.2.2 北西太平洋の台風進路予報誤差（km）の経年変化（3年移動平均）。上段は2日予報、下段は5日予報。

4.2.4　まとめ

気象庁の過去10数年の全球モデルの成績改善について、500hPa高度予報誤差と台風進路予報誤差の2つの指標をもとに外国の主要センターと比較しつつ概観した。

気象庁の全球モデルの500hPa高度予報については、1995年から2000年にかけて顕著な改善が見られない時期があったが、その後は概ね着実に改善している。この間、データ同化手法の改良、衛星観測データを主とする観測データ利用の拡充、予報モデルの改良を着実に積み重ねてきた成果が現れている。ECMWFを初めとする外国の主要数値予報センターも着実に改良を進めているため、それらを上回ることは容易でないが、2002－2003年に拡大していた差は最近ではかなり縮まっている。

台風進路予報誤差（北西太平洋）については、着実に誤差を縮小し、世界トップのECMWFとも肩を並べる成績を確保している。この予報精度向上を背景として、来年度から台風5日予報の実施が予定されている。

昨年11月の全球モデルの更新に伴い、北半球では成績の改善が見られるが、南半球（5日予報）の改善は停滞気味である。更新後の全球モデルは計算機資源の使用量が非常に大きいため、新規開発項目の導入前の試験の機会が限られるなどの制約があるが、今後高分解能化に対応した観測データ利用の見直しや新規観測データの利用、またモデルの物理過程の改良等によりその性能を十分に発揮していきたいと考えている。

付録A　数値予報モデルおよびガイダンスの概要一覧表[1]

平成20年11月現在、数値予報課が所掌する数値予報モデルとガイダンスの概要、及び、プロダクトの送信時刻に関する情報を以下のA.1からA.3の表に示す。

A.1　数値予報モデル

A.1.1　全球モデル（GSM）

解像度・予報初期時刻・予報時間	
水平解像度	TL959[2]（格子間隔約20km：0.1875度）
鉛直層数	60層（地上から0.1hPa）
予報初期時刻	00, 06, 12, 18UTC
予報時間	84時間（00, 06, 18UTC） 216時間（12UTC）[3]
境界値	
土壌温度	予報する（初期値は前回予報値）
土壌水分	予報する（初期値は気候値）
積雪被覆	雪水当量を予報する（初期値は全球積雪深解析を日本域の観測で修正したもの）
海面水温	全球海面水温解析値（海洋気象情報室作成：0.25 度格子）の平年偏差＋季節変動する気候値
海氷分布	全球海氷密接度解析値（海洋気象情報室作成：0.25度格子）から作成した海氷分布の平年偏差＋季節変動する気候値
解析（データ同化）システム	
データ同化手法	4次元変分法
水平解像度	アウターモデル[4]の水平解像度：TL959[2]（格子間隔約20km：0.1875度） インナーモデル[4]の水平解像度：T159[2]（格子間隔約80km：0.750度）
鉛直層数	60層（地上から0.1hPa）
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から3時間後
観測の待ち受け時間	速報解析[5]：2時間20分 サイクル解析[5]：11時間35分（00, 12 UTC） 5時間35分（06, 18UTC）
台風ボーガス	速報解析、サイクル解析ともに擬似観測型
使用する主な観測データ	ラジオゾンデ、ウィンドプロファイラ、航空機観測（風）、地上観測（気圧[6]、積雪深）、船舶・ブイ観測（気圧[6]）、アメダス（積雪深）、衛星観測大気追跡風、衛星鉛直サウンディング観測（輝度温度）、衛星マイクロ波放射計の観測（輝度温度）、衛星観測マイクロ波散乱計（海上風）、静止気象衛星の晴天輝度温度、オーストラリア気象局のボーガス、台風ボーガス

[1] A.1 小泉 耕、A.2 國次 雅司、A.3 川真田 正宏

[2] Tは三角形波数切断の意味で数字は切断波数を表す。Lは線形格子を使用することを示す。Lが無い場合は二次格子を示す。

[3] ただし、12UTC初期値の予報の配信データは192時間予報までの範囲。

[4] アウターモデルは第1推定値の計算に用いるモデル。インナーモデルは解析修正量を求める計算に用いるモデル。

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

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

A.1.2　台風アンサンブルモデル[7]

解像度・予報初期時刻・予報時間		
水平解像度	TL319[2]（格子間隔約 60km：0.5625 度）	
鉛直層数	60 層（地上から 0.1hPa）	
予報初期時刻	00, 06, 12, 18UTC	
予報時間	132 時間 （00, 06, 12, 18UTC）	
メンバー数	11（10 摂動ラン+コントロールラン）	
初期値および摂動作成手法		
初期値	高解像度全球モデルの解析値を TL319L60 へ解像度変換したものを利用。	
初期摂動作成手法	特異ベクトル（SV）法	
SV 計算の対象領域	中緯度域	熱帯擾乱周辺域
	20N－60N, 100－180E	初期時刻から24時間後の熱帯擾乱の推定位置を中心とする東西 20 度、南北 10 度の矩形領域（最大 3 領域）
接線形・随伴モデルの解像度	T63L40[2]（格子間隔約 190km：1.875 度）	
接線形・随伴モデルの物理過程	初期値化、水平拡散、 鉛直拡散、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	24 時間	
摂動の大きさの評価（ノルム）	湿潤トータルエネルギー	
初期摂動の振幅	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	
SV から初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法	
利用する SV の数	計 10 個	

表中の専門用語については第 1.5 節を参照。また、数値予報課報告・別冊第 55 号（平成 21 年 3 月刊行予定）に詳細な解説を掲載する。

[7] 台風アンサンブルモデルは部内の台風進路予報のために利用しており、プロダクトの配信を行っていない。

A.1.3　週間アンサンブルモデル（第 1.4 節より抜粋）

予報モデル		
水平解像度	TL319[2]（格子間隔約 60km：0.5625 度）	
鉛直層数	60 層(地上から 0.1hPa)	
アンサンブルサイズ	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）	
初期値および摂動作成手法		
初期値	高解像度全球モデルの解析値を TL319L60 へ解像度変換したものを利用。	
初期摂動作成手法	特異ベクトル（SV）法	
SV 計算の対象領域	北半球領域	熱帯領域
	30N－90N	20S－30N
接線形・随伴モデルの解像度	T63L40[2]（格子間隔約 190km：1.875 度）	
接線形・随伴モデルの物理過程	初期値化、水平拡散 鉛直拡散、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	
初期摂動の振幅	500hPa の高度場の RMS が気候学的変動量の 12%	850hPa の気温場の RMS が気候学的変動量の 26%
SV から初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法	
利用する SV の数	それぞれの領域で 25 個	

表中の専門用語については第 1.4 節を参照。また、数値予報課報告・別冊第 55 号（平成 21 年 3 月刊行予定）に詳細な解説を掲載する。

A.1.4　メソ数値予報モデル（MSM）

解像度・予報初期時刻・予報時間	
水平解像度と計算領域	格子間隔：5km　計算領域：3600km×2880km
鉛直層数	50 層（地上から約 22km）
予報時間と予報初期時刻	33 時間（03, 09, 15, 21UTC） 15 時間（00, 06, 12, 18UTC）
境界値	
地中温度	予報する（初期値の第 1,2 層は解析システムの前回予報値、第 3,4 層は気候値）
土壌の体積含水率	予報する（初期値は気候値）
積雪被覆	全球積雪深解析を日本域の観測で修正したものの被覆分布を時間変化無しで使用
海面水温	全球海面水温解析値（海洋気象情報室作成：0.25 度格子）に固定
海氷分布	北半球海氷解析値（海洋気象情報室作成：0.1 度格子）に固定
側面境界	GSM 予報値 （00UTC の GSM を 03, 06UTC、06UTC の GSM を 09, 12UTC、12UTC の GSM を 15, 18UTC、18UTC の GSM を 21, 00UTC の MSM の側面境界として使用。）
解析（データ同化）システム[8]	
データ同化手法	4 次元変分法（2004 年 9 月以前に現業運用していた静力学メソモデルに準拠）
水平解像度	アウターモデル[4]の格子間隔：10km インナーモデル[4]の格子間隔：20km
鉛直層数	40 層（地上から 10hPa）
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC（1 日 8 回）
同化ウィンドウ	各解析時刻の 6 時間前から解析時刻
観測の待ち受け時間	50 分
使用する主な観測データ	ラジオゾンデ、ウィンドプロファイラ、航空機観測、地上観測(気圧[6]、積雪深)、解析雨量、ドップラーレーダー（ドップラー速度）、船舶・ブイ観測（気圧[6]）、アメダス（積雪深）、衛星観測大気追跡風、衛星鉛直サウンディング観測（気温）、衛星マイクロ波放射計（降水強度と可降水量）、衛星マイクロ波散乱計（海上風）

[8] 平成 20 年 9 月時点の仕様。非静力学メソ 4 次元変分法（第 2.3 節）が導入されると一部変更になる。

A.1.5　毎時大気解析

解像度・予報初期時刻・予報時間	
計算領域	3600km×2880km（MSM と同じ）
水平解像度	5km
鉛直層数	50 層（地上から約 22km）
解析時刻	毎正時（1 日 24 回）
解析要素	風・気温
第一推定値	MSM の予報値 （通常 FT=02, 03, 04 を使用する。例えば、00UTC 初期値の MSM 予報値は 02, 03, 04UTC の毎時大気解析の第一推定値になる。）
データ同化手法	3 次元変分法
観測の待受け時間	20 分
使用する主な観測データ	ウィンドプロファイラ、航空機観測、ドップラーレーダー（ドップラー速度）、アメダス、衛星観測大気追跡風
備考	地上と上空の解析を、修正の相関が 0 として同時に行うが、境界層内については地上と上空の修正量の線形結合を適用する。また、海岸付近の観測の影響が海上に及ばないよう、フィルターを適用している。（第 2.6 節参照）

A.2 ガイダンス

A.2.1 降水ガイダンス

降水量ガイダンス(MRR)	
作成対象	20km 格子
作成方法	カルマンフィルターによる予測降水量を頻度バイアス補正後、降水確率(PoP)で補正
作成対象とするモデル	20kmGSM, MSM(00,06,12,18UTC は 3 時間前の初期値も併用)
予報対象時間	3、6(FT=57 から 75)時間
予報期間と間隔	MRR3:GSM は FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM は 03,09,15,21UTC 初期値:FT=3 から FT=33 まで 3 時間間隔 00,06,12,18UTC 初期値:FT=3 から FT=15 まで 3 時間間隔 MRR6:GSM のみ FT=57 から FT=75 まで 6 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数[9]	モデル予報値[10](NW85、NE85、SSI、PCWV、QWX、EHQ、OGES、DXQV、FRR)
層別化処理の対象	作成対象[11]、予報時間(GSMは 12 時間、MSMは 3 時間区切り)
備考	頻度バイアス補正の閾値は 0.5, 1, 5, 10, 20, 30, 50, 80mm/3h を使用。 MRR6 は、MRR3 の 2 時刻分積算により作成。 MSM/降水短時間予報ガイダンスは記載を省略している。

[9] PoP補正を行っているため、PoP作成時に使用する説明変数の影響も被る。PoPの説明変数を参照。

[10] 降水ガイダンスに使用する説明変数は以下のもの

NW85: 850hPa の北西成分の風速
NE85: 850hPa の北東成分の風速
SSI: ショワルターの安定指数
PCWV: 可降水量×850hPa 風速×850hPa 上昇流
QWX: Σ(上昇流×比湿×湿度×層厚) Σは各層の和を示す(以下同じ)
EHQ: Σ(基準湿度からの超過分×比湿×湿潤層の厚さ) 湿潤層は基準湿度(気温で変化)を超える層(以下同じ)
OGES: 地形性上昇流×比湿×湿潤層の厚さ
DXQV: 冬型降水の指数 「風向別降水率×850hPa の風速×(海面と下層温位の飽和比湿差)」
FRR: モデル降水量予報値
RH85: 850hPa 相対湿度
NW50: 500hPa の北西成分の風速
NE50: 500hPa の北東成分の風速
ESHS: Σ(比湿×湿潤層の厚さ)／Σ飽和比湿
HOGR: 地形性上昇流×相対湿度
CFRR: モデル降水量予報値の変換値 「FRR^2／(FRR^2+2)」
D850: 850hPa 風向
W850: 850hPa 風速
OGR: 地形性上昇流×比湿
10Q4: 1000hPa の比湿と 400hPa の飽和比湿の差
DWL: 湿潤層の厚さ

[11] 表中第一欄に表記した語を意味する。

降水確率ガイダンス(PoP)	
作成対象	20km 格子
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	20kmGSM, MSM
予報対象時間	6 時間
予報期間と間隔	GSM:FT=9 から FT=81 まで 6 時間間隔 MSM: 03,09,15,21UTC 初期値:FT=6 から FT=30 まで 6 時間間隔 00,06,12,18UTC 初期値:FT=9 から FT=15 まで 6 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値 (NW85、NE85、RH85、NW50、NE50、ESHS、HOGR、DXQV、CFRR)
層別化処理の対象	作成対象、予報時間(GSM は 12 時間、MSM は 3 時間区切り)

最大降水量ガイダンス(MAXP)	
作成対象	二次細分区域
作成方法	ニューラルネット(3 層:中間層はシグモイド関数[12]、出力層は一次関数を使用。)
作成対象とするモデル	20kmGSM, MSM(00,06,12,18UTC は 3 時間前の初期値も併用)
予報対象時間	3 時間(1,3 時間最大)、24 時間
予報期間と間隔	GSM:FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 (1,3,24 時間最大とも、24 時間最大の FT=24 までは、計算開始時刻以前の解析雨量も利用する。) MSM: 03,09,15,21UTC 初期値:FT=3 から FT=33 まで 3 時間間隔 00,06,12,18UTC 初期値:FT=3 から FT=15 まで 3 時間間隔 (1,3,24 時間最大とも、24 時間最大の FT=21 までは、計算開始時刻以前の解析雨量も利用する。)
逐次学習の有無	なし(係数は年 1 回、細分区域の変更時に更新)
説明変数	モデル予報値 (D850、W850、SSI、OGR、10Q4、DWL)とMRR
層別化処理の対象	作成対象、平均降水量
備考	比率(最大降水量/平均降水量)を予想する。 MSM/降水短時間予報ガイダンスは省略している。

[12] $1/(1+e^{-ax})$と表される関数

大雨確率ガイダンス	
作成対象	二次細分区域
作成方法	ニューラルネット（3 層：中間層は双曲線関数[13]、出力層は一次関数を使用。）
作成対象とするモデル	20kmGSM
予報対象時間	3 時間
予報期間と間隔	FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値（850,500hPa風速の東西・南北成分、925,850,700hPaの上昇流（ω）の最大値、10Q4、湿潤層の厚さ×比湿、OGR、ブラックボックス指数[14]）
層別化処理の対象	作成対象、対象とする確率：30mm/3h（4～9 月）、20mm/3h（10～3 月）

雪水比ガイダンス	
作成対象	20km 格子
作成方法	ニューラルネット（3 層：中間層はシグモイド関数、出力層は一次関数を使用。）
作成対象とするモデル	20kmGSM
予報対象時間	3 時間
予報期間と間隔	FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予報値（地上・925・850・700・500hPaの気温、地上・925・850・700hPaの相対湿度、850・700・500hPaの高度、925・850・700・500hPaの風向・風速、925・850・700hPaの上昇流、「地上-850hPa」・「925-700hPa」のSSI、地形性上昇流に関する因子、前 3 時間降水量、地上気圧）
層別化処理の対象	なし（2001 年 12 月から 2002 年 3 月のデータを用いて一括学習）
備考	全格子で同じニューラルネット係数を使用。

降雪量地点ガイダンス	
作成対象	主に積雪深計設置のアメダス 236 地点
作成方法	ニューラルネット（3 層：中間、出力ともシグモイド関数を使用。）
作成対象とするモデル	20kmGSM
予報対象時間	12 時間
予報期間と間隔	FT=24 から FT=72 まで 12 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値（地上・900・850・700・500hPaの気温、地上・900・850・700hPaの相対湿度、700・500hPaの高度、900・850・700・500hPaの風向、900・850・700・500hPaの風速、「海面水温-900hPaの気温」、900・850・700hPaの上昇流、「地上-850hPa」・「900-700hPa」のSSI[10]、地形性降水指数、降水量、地上気圧、気温で層別化した雪水比にモデル降水量を乗じた降雪量）
層別化処理の対象	作成対象、予報時間（FT=48 までとFT=72 まで）
備考	前 12 時間降雪量を目的変数とする。

[13] $(e^{x}-e^{-x})/(e^{x}+e^{-x})$と表される関数

[14] $\int_{p_l}^{p_h} p\sqrt{u^2(q-q_s)^2+v^2(q-q_s)^2}\,dp$ で表される量。pは気圧、p_lは下層の気圧、p_hは上層の気圧、uは風速の東西成分、vは風速の南北成分、qは比湿、q_sはp_hにおける飽和比湿。

A.2.2　気温ガイダンス

時系列気温ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 76 空港（MSM のみ）
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	20kmGSM, MSM
予報対象時間	毎正時
予報期間と間隔	GSM：FT=3 から FT=75 まで1時間間隔 MSM：FT=1 から FT=33 まで 1 時間間隔（1 日 4 回は FT=15 まで）
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値（地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量）
層別化処理の対象	作成対象、予報対象時間[11]

最高・最低気温ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 76 空港（MSM のみ）
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	20kmGSM, MSM
予報対象時間	9時間（最低気温 15-00UTC、最高気温 00-09UTC）
予報期間（対象要素）	GSM ガイダンス 00UTC：当日最高、翌日・翌々日の最高・最低、3 日後最低 06UTC：翌日・翌々日・3 日後の最高・最低 12UTC：翌日・翌々日・3 日後の最高・最低 18UTC：当日最高、翌日・翌々日の最高・最低、3 日後最低 MSM ガイダンス 03UTC：翌日最高・最低 09UTC：翌日最高・最低 15UTC：当日最高、翌日最低 21UTC：当日最高、翌日最低
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値（地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量）
層別化処理の対象	作成対象、予報対象要素（最高気温・最低気温）

A.2.3　風ガイダンス

定時風ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 76 空港
作成方法	カルマンフィルター＋風速の頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	20kmGSM, MSM
予報対象時間	毎正時、00UTC から 3 時間毎正時
予報期間と間隔	アメダス地点（GSM pwg3i）：FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 航空官署（MSM awm1i）：FT=2 から FT=33 まで1時間間隔（1 日 4 回は FT=15 まで）
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値（地上東西風速・南北風速）
層別化処理の対象	作成対象、予報対象時刻（1、3 時間ごと1日分）、風速（弱・中・強の 3 層）

最大風速ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 76 空港
作成方法	カルマンフィルター＋風速の頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	20kmGSM, MSM
予報対象時間	1 時間（航空）、3 時間（一般）
予報期間と間隔	アメダス地点：GSM（pwg3x）は FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔、MSM （pwm3x）は FT=3 から FT=33 まで 3 時間間隔（1 日 4 回は FT=15 まで） 航空官署（MSM awm1x）：FT=2 から FT=33 まで1時間間隔（1 日 4 回は FT=15 まで）
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値（地上東西風速・南北風速）
層別化処理の対象	作成対象、予報対象時刻（1、3 時間ごと1日分）、風速（弱・中・強の 3 層）

A.2.4　天気ガイダンス

作成対象	20km 格子（20kmGSM）、国内 76 空港（MSM）
作成方法	GSM：ニューラルネットによる日照率＋雨雪判別＋フローチャート MSM（航空官署）：お天気マップ方式
作成対象とするモデル	20kmGSM, MSM
予報対象時間	1 時間（MSM）、3 時間（GSM）、6 時間（GSM：FT=57 から 75）
予報期間と間隔	GSM：FT=6 から FT=75 まで 3 時間間隔、FT=57 から FT=75 まで 6 時間間隔 MSM：FT=2 から FT=33 まで 1 時間間隔（1 日 4 回は FT=15 まで）
逐次学習の有無	有り（日照率推定。3 月 31 日と 9 月 30 日の係数切替前にも、30 日間の事前学習を行う。）
説明変数	GSM は、モデル予報値 日照率推定：モデル出力（1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300hPa の相対湿度、6 時間降水量、850hPa と 500hPa の気温差） 雨雪判別：降水量ガイダンス、気温ガイダンス、モデル出力（850hPa 気温、地上気温、地上相対湿度） フローチャート：降水量ガイダンス、モデル出力（降水量）、日照率推定 MSM は、 モデル出力（降水量・上中下層雲量・地上気温・地上湿度・850hPa 気温）
層別化処理の対象	日照率推定：作成対象、夏期、冬期（4～9 月、10～3 月）
備考	日照率の推定用に地点（気象官署・アメダス）毎の予想を用いる。地点のない範囲は 11 中枢官署の係数の平均を日照率の推定に使う。 MSM は、お天気マップ方式だがモデル降水量から弱・並・強の降水強度も予測。雨雪判別に気温ガイダンスを利用。

A.2.5　発雷確率ガイダンス

GSM 発雷確率ガイダンス	
作成対象	二次細分区域
作成方法	ニューラルネット（3 層：中間層はシグモイド関数、出力層は一次関数を使用。）
作成対象とするモデル	20kmGSM
予報対象時間	3 時間
予報期間と予報間隔	FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予報値（SSI925-700、SSI900-300、SSI700-300、EPT700、700hPa-500hPa の鉛直シアー、持ち上げ高度 925hPaのCAPE、K-index、Total Totals、バルクリチャードソン数、地上～900hPaの可降水量、950～500hPaの上昇流（ω）の平均値）、2km メッシュ地形データから求めた標高
層別化処理の対象	-10℃高度（3km 未満、 3-4km、 4km 以上）
備考	東京電力 LPATS（関東中部領域）から RSM を使って全国一律の係数を作成。

MSM 発雷確率ガイダンス	
作成対象	20km 格子
作成方法	ロジスティック回帰[15]
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	3 時間
予報期間と間隔	FT=6 から FT=33 まで 3 時間間隔（1 日 4 回は FT=15 まで）
逐次学習の有無	なし（2004 年 4 月～2008 年 3 月で係数作成）
説明変数	モデル予報値（SSIなど 16 個の仮予測因子の中から格子毎に異なる最大 5 個の説明変数を選択）[16]
層別化処理の対象	作成対象、予報時間（FT=6-9,12-15,18-33 の 3 段階）、-10℃高度（3km未満、3-5km、5km以上の場合 06-12UTCとそれ以外）
備考	LIDEN を目視観測やレーダー観測等を使って品質管理した発雷データベースを使って格子毎の係数を作成。最大 8 初期値前までのガイダンスで LAF アンサンブルを行う。

[15] 目的変数が 0,1 の二値データの場合に適している。確率pとしてln（p/（1-p））を目的変数とした線形重回帰を行う。

[16] MSM発雷確率ガイダンスの説明変数候補(仮予測因子)は以下16個のもの。上から最も有効と判断された順。
SSI： ショワルターの安定指数
SSI（925-700）： 925-700hPa で計算した SSI
CAPE： 対流有効位置エネルギー（925hPa から持ち上げ）
LNB： 浮力がなくなる高度（925hPa から持ち上げ）
Total Totals： T850+TD850-2･T500　T は気温、TD は露点温度（以下同じ）
925 と 700hPa の相当温位の差（対流不安定）
K-index： T850+TD850-T700+TD700-T500
925,850,700,600,500hPa の平均上昇流
CIN： 対流抑止エネルギー（925hPa から持ち上げ）
500hPa の渦度（200km 平均）
925hPa の相当温位傾度と風の内積
925hPa の比湿
850 と 500hPa の鉛直シアー
925hPa の比湿×風の収束
925hPa の風の収束
-10℃高度

A.2.6　最小湿度ガイダンス

作成対象	気象官署
作成方法	ニューラルネット(3 層:中間層はシグモイド関数、出力層は一次関数を使用。)
作成対象とするモデル	20kmGSM
予報対象時間	24 時間(15-15UTC)
予報期間と間隔	00UTC:翌日、翌々日 06UTC:翌日、翌々日、3 日後 12UTC:翌日、翌々日、3 日後 18UTC:翌日、翌々日
逐次学習の有無	有り(3 月 31 日と 9 月 30 日の係数切替前にも、30 日間の事前学習を行う。)
説明変数	モデル予報値(地上気温、850hPa 風速、1000,925,850hPa 平均相対湿度、1000-700hPa 気温減率、地上最高気温、地上最高気温出現時の比湿、925hPa 最高気温出現時の比湿、地上最小比湿、地上,1000,925,850,700,500hPa の日平均相対湿度、地上最小湿度)
層別化処理の対象	作成対象、夏期、冬期(4～9 月、10～3 月)

A.2.7　お天気マップ

作成対象	20km 格子(20kmGSM)、5km 格子(MSM)
作成方法	フローチャート[17]
作成対象とするモデル	20kmGSM、MSM
予報対象時間	3 時間毎正時(GSM)、毎正時(MSM)
予報期間と間隔	GSM:FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM:FT=3 から FT=33 まで 1 時間間隔(1 日 4 回は FT=15 まで)
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予報値(地上気温、地上湿度、850hPa 気温、降水量、下層・中層・上層雲量)
層別化処理の対象	なし
備考	降水の有無の閾値については MSM と GSM で値が異なる。 MSM 天気ガイダンス(航空官署)は、お天気マップ方式であるが判別閾値が異なる。

[17] 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.9 節を参照のこと。

A.2.8　視程ガイダンス

作成対象	国内 76 空港
作成方法	カルマンフィルター＋頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	1 時間（視程）、3 時間（視程確率）
予報期間と間隔	視程：FT=2 から FT=33 まで 1 時間間隔（1 日 4 回は FT=15 まで） 視程確率：FT=6 から FT33 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値（地上相対湿度、地上気温、地上風速、降水量）
層別化処理の対象	作成対象、天気（無降水、雨、雪）、予報対象時刻（3 時間ごと1日分、無降水のみ）
備考	視程は前 1 時間の最小視程および平均視程を予想する。 視程確率は前 3 時間に視程が 5km および 1.6km 未満となる確率を予想する。

A.2.9　雲ガイダンス

作成対象	国内 76 空港
作成方法	ニューラルネット（3 層：シグモイド関数）＋頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	1 時間
予報期間と間隔	FT=2 から FT=33 まで 1 時間間隔（1 日 4 回は FT=15 まで）
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値（モデル面湿度、降水量、925hPa と地上の平均気温減率）
層別化処理の対象	作成対象、予報対象時刻（1 時間ごと1日分）
備考	ニューラルネットで空港上空の 38 層の雲量を求め、それを下から検索することによって 3 層の雲層を抽出し、配信している。

A.3 プロダクトの送信時刻

数値予報ルーチンでは、作成したプロダクトを先ず庁内に向け送信し、その後直ちに気象事業者など部外に向けて送信する。多くの場合、NAPS から両者への送信時刻の差は数分以内である。送信終了時刻の例を表 A.3.1 に示す。なお、解析や予報の計算時間が日々変化するため、送信時刻も日々変動することに留意されたい。

また、気象庁予報部発の文書「配信に関する技術資料（気象編）第 269 号」（平成 19 年 9 月 27 日）及び「お知らせ（配信に関する技術資料（気象編）第 205 号関連）」（平成 18 年 2 月 6 日）により、気象事業者等へ数値予報プロダクトの送信時刻を周知している。その概要を表 A.3.2 に示す。

A.3.1 数値予報ルーチンの送信終了時刻の例 （平成 20 年 8 月 15 日）

プロダクトの種類		送信終了時刻
全球数値予報モデル	00UTC 06UTC 12UTC 延長プロダクト12UTC 18UTC	0346 UTC 0946 UTC 1545 UTC 1829 UTC 2145 UTC
台風アンサンブルモデル	00/06/12/18 UTC	配信なし（本庁内利用のみ）
週間アンサンブルモデル	12UTC	1956 UTC
メソ数値予報モデル	00/03/06/09 UTC 12/15/18/21 UTC	0208/ 0528/ 0808/ 1128 UTC 1408/ 1728/ 2008/ 2328 UTC
毎時大気解析	毎時	毎時 26 分～27 分
降水短時間予報	30 分毎	毎時 20～22 分、50～51 分

A.3.2 部外に周知した送信時刻 （平成 20 年 8 月現在）

プロダクトの種類	送信時刻[18]
全球数値予報モデル （GPV、ガイダンス、FAX）	00/06/12/18 UTC 0～ 84 時間予報 初期時刻 ＋4 時間以内 12 UTC 90～192 時間予報 初期時刻 ＋7 時間以内
週間アンサンブルモデル （GPV、ガイダンス、FAX）	12 UTC 2000 UTC までに配信
メソ数値予報モデル （GPV、ガイダンス、FAX[19]）	00/06/12/18 UTC 初期時刻 ＋2 時間 10 分以内 03/09/15/21 UTC 初期時刻 ＋2 時間 30 分以内[20]

（補足）前日の送信時刻から 30 分以上の遅延又は遅延が見込まれる場合に連絡報を発信する。

[18] 気象業務支援センターへの配信が終了する時刻である。

[19] 国内航空路 6/12 時間予想断面図、国内悪天 12 時間予想図を作成している。

[20] 現状、西日本アデスへの転送が時刻までに完了していない。

付録B　数値予報研修テキストで用いた表記と統計的な指標[1]

本テキストで使用した表記と統計的な指標などについて以下に説明する。

B.1　研修テキストで用いた表記について

B.1.1　時刻の表記について

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

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

B.1.2　予報時間について

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

このテキストでは、予報時間を

「予報時間」 ＝ 「予報対象時刻」－「初期時刻」

で定義し、例えば、6 時間予報の場合、FT=6 と表記しており、時間の単位（h）を省略している。

B.2　検証に用いた基本的な指標

B.2.1　平均誤差、平方根平均二乗誤差、誤差の標準偏差　（テキスト内で利用多数）

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

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

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

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

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

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

と表すことができる。σ_e はランダム誤差である。

B.2.2　アノマリー相関係数　（第 1.4 節で利用）

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

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

$$(-1 \le ACC \le 1)$$

ただし、

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

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

である。ここで、N は標本数、x_i は予報値、a_i は実況値、c_i は基準値である。第 1.4 節では基準値として気候値（複数年のデータを使った平均値）を用いている。アノマリー相関は予報と実況の基準値からの偏差の相関を示し、基準値からの偏差の増減のパターンが一致している場合には最大値の 1 をとり、逆に全くパターンが反転している場合には最小値の-1 をとる。

B.2.3　スプレッド　（第 1.4 節、第 1.5 節で利用）

アンサンブル予報のメンバーの広がりを示す指標であり、次式で定義する。

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

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

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

で定義されるアンサンブル平均である。

[1] 坂本 雅巳（平成 20 年度数値予報研修テキスト編集担当）

B.3 カテゴリー検証で用いた指標など

カテゴリー検証では、まず、対象となる現象の「あり」、「なし」を判定する基準に基づいて予報と実況それぞれにおける現象の有無を判定し、その結果により標本を分類する。そして、それぞれのカテゴリーに分類された事例数をもとに予報の特性を検証する。

B.3.1 分割表（第 1.1 節で利用）

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

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

表 B.3.1 分割表。FO、FX、XO、XX はそれぞれの頻度数を表す。

		実況		計
		あり	なし	
予報	あり	FO	FX	FO+FX
	なし	XO	XX	XO+XX
計		M	X	N

B.3.2 適中率 （第 3.1 節、第 3.2 節で利用）

$$適中率 \equiv \frac{FO + XX}{N} \qquad (0 \le 適中率 \le 1)$$

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

B.3.3 空振り率 （第 2.1 節、第 3.1 節で利用）

$$空振り率 \equiv \frac{FX}{FO + FX} \qquad (0 \le 空振り率 \le 1)$$

空振り率は、予報「現象あり」の事例数に対する空振り（予報「現象あり」、実況「現象なし」）の割合である。最小値 0 に近いほど空振りが少ないことを示す。このテキストでは分母を $FO + FX$ としているが、代わりに N として定義する場合もある。

B.3.4 見逃し率 （第 2.1 節で利用）

$$見逃し率 \equiv \frac{XO}{M} \qquad (0 \le 見逃し率 \le 1)$$

見逃し率は、実況「現象あり」の事例数（$M = FO + XO$）に対する見逃し（実況「現象あり」、予報「現象なし」）の割合[2]である。最小値 0 に近いほど見逃しが少ないことを示す。

B.3.5 捕捉率 （第 3.1 節、第 3.3 節で利用）

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

捕捉率は、実況「現象あり」であったときに予報が適中した割合である。最大値 1 に近いほど見逃しが少ないことを示す。ROC 曲線（第 B.4.5 項）のプロットに用いられ、この場合一般に Hit Rate と記される。

B.3.6 誤検出率 （第 3.7 節で利用）

誤検出率（False Alarm Rate）は実況「現象なし」であったときに予報が外れた割合であり、第 B.3.3 項の空振り率とは分母が異なる。

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

最小値 0 に近いほど空振りの予報が少なく予報の精度が高いことを示す。ROC 曲線（第 B.4.5 項）のプロットに用いられる。

B.3.7 バイアススコア （利用多数）

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

$$BI \equiv \frac{FO + FX}{M} \qquad (0 \le BI)$$

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

B.3.8 体積率 （第 3.3 節で利用）

体積率は全事例数に対する予報の「現象あり」の割合である。

$$体積率 \equiv \frac{FO + FX}{N}$$

体積率が等しければ捕捉率（第 B.3.5 項）が大きいほど良い予報（見逃しが少ない）であり、捕捉率が等しければ体積率が小さいほど良い予報（空振りが少ない）である。

B.3.9 気候学的出現率 （第 3.3 節で利用）

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

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

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

[2] 分母を M とする代わりに、N として定義する場合もある。

B.3.10 スレットスコア （利用多数）

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

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

出現頻度の低い現象（$N >> M$、従って、$XX >> FO, FX, XO$となって、予報「現象なし」による寄与だけで適中率が1になる現象）についてXXの影響を除いて検証するのに有効である。最大値 1 に近いほど予報の精度が高いことを示す。なお、スレットスコアは現象の気候学的出現率の影響を受けやすく、例えば異なる環境下で行われた予報の精度比較には適さない。この問題を緩和するため次項のエクイタブルスレットスコアなどが考案されている。

B.3.11 エクイタブルスレットスコア （利用多数）

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

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

ただし、

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

である。ここで、P_cは現象の気候学的出現率（第 B.3.9 項）、S_fは「現象あり」をランダムに$FO+FX$回予報した場合（ランダム予報）の「現象あり」の適中事例数である。最大値 1 に近いほど予報の精度が高いことを示す。ランダム予報で 0 となる。また、$FO = XX = 0$、$FX = XO = N/2$の場合に最小値-1/3 をとる。

B.3.12 スキルスコア （第 3.3 節で利用）

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

$$Skill \equiv \frac{FO+XX-S}{N-S} \qquad (-1 \le Skill \le 1)$$

ただし、

$$S = Pm_c(FO+FX) + Px_c(XO+XX),$$

$$Pm_c = \frac{M}{N}, \quad Px_c = \frac{X}{N}$$

である。ここで、Pm_cは「現象あり」、Px_cは「現象なし」の気候学的出現率（第 B.3.9 項）、Sは現象の「あり」を$FO+FX$回（すなわち、「なし」を残りの$XO+XX$回）ランダムに予報した場合（ランダム予報）の適中事例数である。最大値 1 に近いほど予報の精度が高いことを示す。ランダム予報で 0 となる。また、$FO = XX = 0$、$FX = XO = N/2$の場合に最小値-1 をとる。

B.3.13 n×n 分割表とスコア （第 3.1 節で利用）

表 B.3.1 の分割表では、事象を 3 個以上のカテゴリーに分類する場合に対応できない。このとき、カテゴリーの個数が n であれば、表 B.3.1 を n×n の分割表に拡張したものを使用する（表 B.3.2）。例えば、天気予報を「晴れ」、「曇り」、「降水あり」の 3 つのカテゴリーに分類して評価する場合は、3×3 分割表（n=3）を用いる。全事例数を

$$N_n = \sum_{j=1}^{n}\sum_{i=1}^{n} F_i O_j$$

とすると、第 3.1.4 項で利用されている適中率（第 B.3.2 項）は、n×n 分割表の場合以下のようになる。

$$\text{適中率}(n \times n) \equiv \frac{\sum_{i=1}^{n} F_i O_i}{N_n}$$

表B.3.2 n×n分割表。F_iO_jはそれぞれの事例数を表す。

		実況			
		O_1	O_2	…	O_n
予報	F_1	F_1O_1	F_1O_2	…	F_1O_n
	F_2	F_2O_1	F_2O_2	…	F_2O_n
	…	…	…	…	…
	F_n	F_nO_1	F_nO_2	…	F_nO_n

B.4 確率予報に関する指標など

B.4.1 ブライアスコア （第 3.1 節で利用）

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

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

ここで、p_iは確率予報値（0 から 1）、a_iは実況値（現象ありで 1、なしで 0）、Nは標本数である。BSは完全に適中する決定論的な（p_i=0 または 1 の）予報（完全予報と呼ばれる）で最小値 0 をとり、0 に近いほど予報の精度が高いことを示す。また、現象の気候学的出現率

$P_c = M / N$（第 B.3.9 項）を常に確率予報値とする予報（気候値予報と呼ばれる）のブライアスコア BS_c は

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

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

B.4.2 ブライアスキルスコア （第 1.4 節、第 3.1 節、第 3.2 節で利用）

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

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

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

B.4.3 Murphy の分解

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

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

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

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

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

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

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

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

B.4.4 確率値別出現率図 （第 3.1 節、第 3.2 節で利用）

確率値別出現率図（Reliability Diagram、Attributes Diagram とも呼ばれる）は、予報された現象出現確率 P_{fcst} を横軸に、実況で現象が出現した相対頻度 P_{obs} を縦軸にとり、確率予報の特性を示した図である（図 B.4.1 参照、Wilks（2006） などに詳しい）。一般に、確率予報の特性は確率値別出現率図上で曲線として表される。この曲線を信頼度曲線（Reliability curve）と呼ぶ。

信頼度曲線の特性は、Murphy の分解（第 B.4.3 項）の信頼度、分離度と関連付けることができる。横軸 P_{fcst} の各値について、信頼度（あるいは分離度）への寄

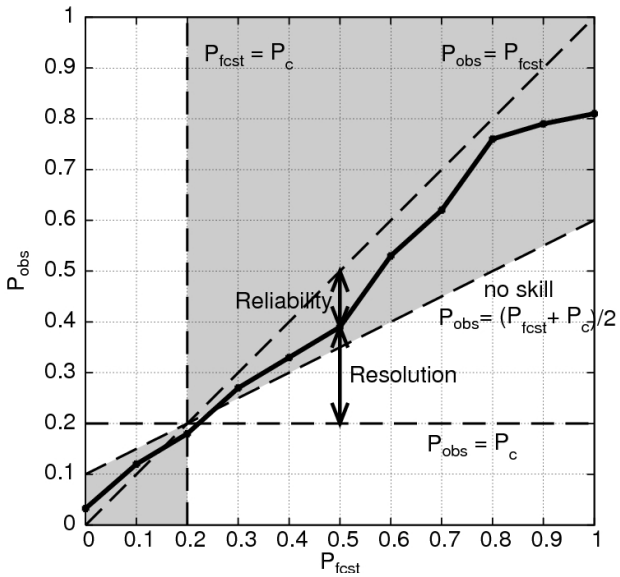


図 B.4.1 確率値別出現率図の模式図。横軸は予報現象出現確率、縦軸は実況現象出現相対頻度、実線が信頼度曲線である。対角線、直線 $P_{obs} = P_c$ との差の二乗がそれぞれ信頼度(Reliability)、分離度(Resolution)への寄与に対応している。灰色の領域内の点はブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

与は、信頼度曲線上の点から対角線 $P_{obs} = P_{fcst}$ 上の点（あるいは直線 $P_{obs} = P_c$ 上の点）までの距離の二乗として表現される。P_{fcst} の各値でのこれらの寄与を、標本数に比例する重みで平均して信頼度（あるいは分離度）が得られる。例えば、no-skill line（直線 $P_{obs} = (P_{fcst} + P_c)/2$）上の点では、信頼度と分離度への寄与は等しい大きさを持ち、ブライアスキルスコアへの寄与が 0 となる。また no-skill line と直線 $P_{fcst} = P_c$ との間の領域（分離度への寄与>信頼度への寄与、図 B.4.1 灰色の領域）内に位置する点は、ブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

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

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

B.4.5 ROC 面積スキルスコア （第 1.4 節、第 2.2 節で利用）

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

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

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

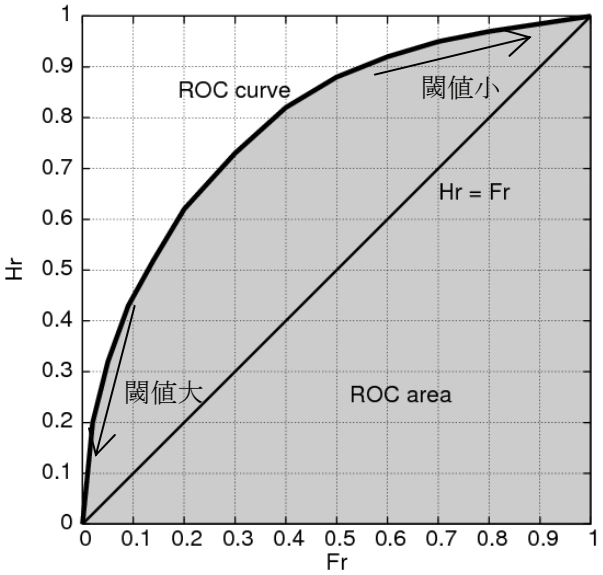


図 B.4.2 ROC 曲線の模式図。横軸は Fr、縦軸は Hr である。灰色の領域の面積が ROC 面積である。

参考文献

高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. アンサンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 73-103.

Murphy, A. H., 1973: A new vector partition of the probability score. *J. Appl. Met.*, **12**, 595-600.

Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570-575.

Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows, 1989: Survey of common verification methods in meteorology. *Research Report* **No. (MSRB) 89-5,** Forecast Research Division, Atmospheric Environment Service, Environment Canada.

Wilks, D. S., 2006: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences Second Edition. *International Geophysical Series* **vol.91.** Academic Press, 648pp.