

## 第2章 全球モデル

### 2.1 全球モデルの統計的検証<sup>1</sup>

#### 2.1.1 はじめに

ここ数年間の全球モデル(以下GSMと略す)および全球解析に関する主な変更は以下のとおりである(松村 2000; 竹内 2002)。

- ・1999年12月の物理過程の大幅な変更。降水・雲水過程や放射過程などが改良された。
- ・2001年3月の数値解析予報システム(NAPS)更新時の大規模な変更。鉛直層数の増加や積雲対流スキーム、放射過程、地形データの改良を行った。
- ・2001年9月以降の全球解析への3次元変分法(以下3D-Varと略す)の導入。

本節では、現NAPSの運用を開始した2001年3月以降を中心に、GSMの予報精度と系統的な誤差特性について報告する。

#### 2.1.2 予報スコアの推移

216時間予報を行っている12UTC初期値のGSMについて、主な予報要素の月別スコアの年々変化を領域別<sup>2</sup>に検証する。本項では、予報値とその予報対象時刻の予報初期値(初期値化された解析値)<sup>3</sup>との平方根平均二乗誤差(RMSE)を「予報誤差」とする。

まず、上層風の予報誤差を見る。図2.1.1に、北半球域と南半球域の250hPa面における風ベクトルの72時間予報の予報誤差の推移を示す。図中の点線は、GSMの仕様と全球解析を大きく変更した時期(前項参照)を示す。1999年12月の物理過程の変更により、北・南半球域ともに予報誤差は減少してきた。2001年9月の3D-Var導入後は予報誤差がさらに減少しており、風の場の予報が改良されたことがよく分かる。図は省略するが、熱帯域も同様に予報誤差が減少している。また、下層風(850hPa面の風ベクトル)に関しても、上層風と同様、予報誤差が減少している(図略)。なお、南半球域は北半球域と比べて解析に利用できる観測データが少ないため、予報精度が劣る。また、北半球域と南半球域で予報誤差の変化の位相が逆になっているのは、冬季の方が夏季よりも気象の変化が大きく、予報誤差も大きくなるためである。

次に500hPa面の気温の予報誤差を見る。図2.1.2に、北半球域と南半球域の500hPa面における気温の

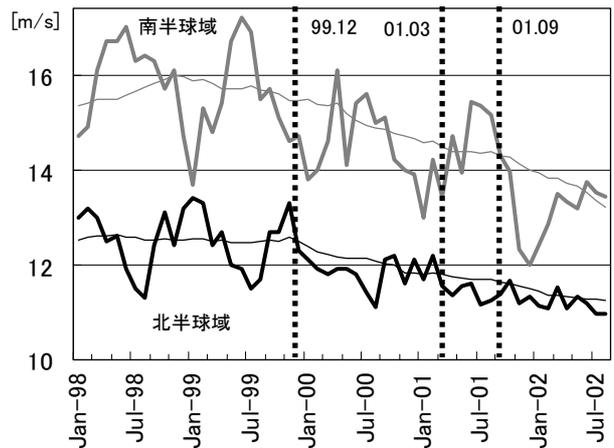


図2.1.1 北半球域(20° N ~ 90° N)・南半球域(90° S ~ 20° S)における250hPa面の風ベクトル72時間予報の予報誤差の推移。太線は月別値、細線は前12ヶ月平均値を示す。

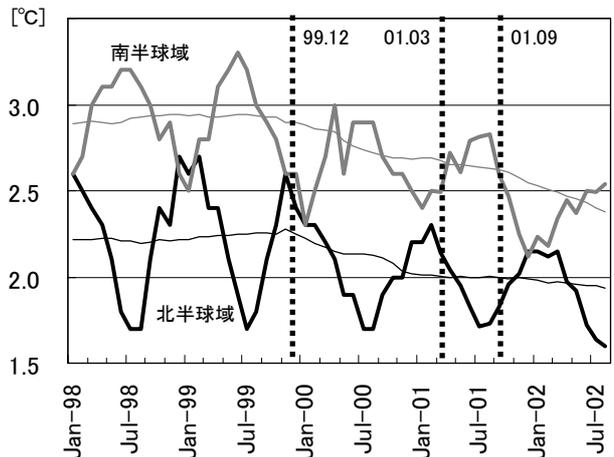


図2.1.2 北半球域(20° N ~ 90° N)・南半球域(90° S ~ 20° S)における500hPa面の気温72時間予報の予報誤差の推移。太線は月別値、細線は前12ヶ月平均値を示す。

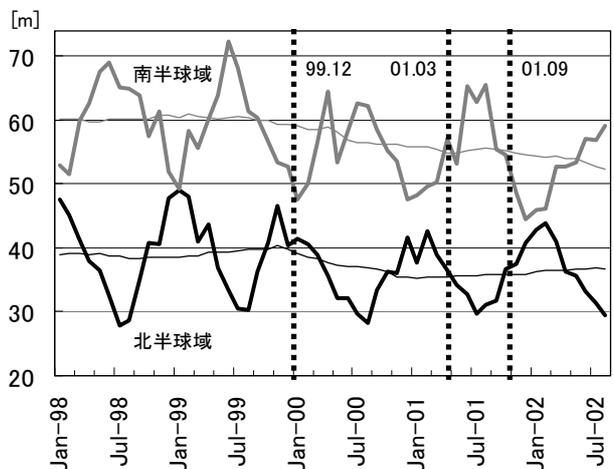


図2.1.3 北半球域(20° N ~ 90° N)・南半球域(90° S ~ 20° S)500hPa面の高度72時間予報の予報誤差の推移。太線は月別値、細線は前12ヶ月平均値を示す。

<sup>1</sup> 平井 雅之

<sup>2</sup> 検証ルーチンでは、全球を「北半球域(20° N ~ 90° N)」・「熱帯域(20° N ~ 20° S)」・「南半球域(90° S ~ 20° S)」の3領域に分割している。ここでは、「北半球域」と「南半球域」のみを図示する。

<sup>3</sup> 例えば、「11月14日12UTC初期値の24時間予報値」を「11月15日12UTCの予報初期値」と比較する。

72時間予報の予報誤差の推移を示す。予報誤差は、1999年12月のモデル変更以降減少している。2001年9月以降には、南半球域で予報誤差のさらなる減少が見られ、北半球域でも若干ではあるが予報が改善している。

一方、500hPa面の高度(図2.1.3)では、1999年12月のモデル変更により改善が認められるが、3D-Var導入前後では、南半球域では予報誤差がやや減少しているものの、北半球域では改善が認められない。現段階では、北半球で500hPa面の高度の予報が改善されない理由は見つからずにいる。今後、より詳細な緯度帯や高度別の検証を行い、予報誤差を大きくしている原因を調査する。

### 2.1.3 系統誤差の特徴

ある期間で平均した予報値とその予報対象期間の解析値(または予報初期値)との差を「系統誤差」という。系統誤差から、モデルで予想される場にどのような偏りがあるかを調べることができる。

ここでは、2001年12月～2002年1月(冬季)、2002年6月～7月(夏季)の主な予報要素(高度・海面気圧・風・気温)の系統誤差の特徴を、夏季の太平洋高気圧圏内と、偏西風帯近傍とその北側について述べる。降水量予想の特徴に関しては、第2.1.4項で述べる。

#### (1) 夏季の太平洋高気圧圏内の予想

500hPa面の東西風速・高度、850hPa面の気温、および海面気圧の72時間予想の系統誤差(予報値 - 解析値)を図2.1.4に示す。

500hPa面で太平洋高気圧の勢力の目安となる5880mの等高線を見ると(図2.1.4の2段目左)、5880mを超える領域が高気圧の北側を除いて狭くなる(すなわち太平洋高気圧の勢力を高気圧の北側を除いて弱く予想する)傾向がある。この原因として考えられるのが、中・低緯度の対流圏下層に見られる低温バイアスである。850hPa面の気温(図2.1.4の3段目左)を見ると、中・低緯度には広く負偏差が分布している。この負偏差は、図に示した範囲よりさらに南方の、南半球中緯度まで広く分布しており、特に北半球の低緯度の海上で顕著である。冬季も日本の南海上は、夏季ほどではないものの弱い負偏差となっており、図には示さないが南半球低緯度で最も顕著になる。

モデルが対流圏下層の気温を解析値より低く予想すると、対流圏下層の層厚<sup>4</sup>が薄くなるため、対流圏

中層の高度が低く予想される。低温バイアスの要因として考えられるのが、モデルの積雲対流過程における対流性降水の再蒸発の取り扱い<sup>5</sup>と、予報初期に対流が強すぎるために(第2.1.4項参照)その後は成層を過度に安定化(下層を冷やしすぎ上層を暖めすぎ)して予想することである。

海面気圧で見た場合(図2.1.4の4段目左)、太平洋高気圧から東西にのびる気圧の尾根(高気圧が日本付近へ張り出す軸)の南側は負偏差となっており、日本の南での高気圧の張り出しは弱い。

一方、300hPa高度(図2.1.5)は、日本とその南では正偏差で高気圧を弱める傾向は見られず、チベット高気圧の日本付近への張り出しは、解析値よりも強く予想する傾向がある。これは、チベット高原から西太平洋において、下層気温の負偏差の高度場への影響を打ち消すほど、300～500hPaの気温場が正偏差となっているためである。

このように、対流圏の中でも高度によって誤差特性が異なる点は、注意する必要がある。

#### (2) 偏西風帯近傍とその北側の予想

夏季の500hPa面の高度(図2.1.4の2段目左)を見ると、中国大陸から日本のはるか東海上にかけて広く正偏差となっている。この正偏差域と太平洋高気圧の北端との間では等高線の間隔が広く予想される傾向があるため、本州から日本の東海上にかけての500hPa面の東西風速(日本付近では西風)を弱く予想する傾向がある(図2.1.4の1段目左)。前項で述べたように、上層風の予報誤差(RMSE)は改善されてきたものの、風を弱く予想する系統的な誤差は依然として残っていることが分かる。500hPa面の西風を弱く予想する傾向は、今年の夏季にも見られたもので、台風の進路予想に影響を及ぼした可能性がある(第1.4.2項参照)。

冬季の500hPa面の高度(図2.1.4の2段目右)は、シベリア東部から本州付近にかけて正偏差となっている。図2.1.6に1週間後の予想(168時間予想)の系統誤差を示す。168時間予想では、500hPa面の高度の正偏差はさらに広がり、偏差も大きくなる(本州付近の最大値が約+50m)。また、冬季の海面気圧は、72時間予報で見られる本州から日本の東海上とオホーツク海北部の正偏差が、168時間予想では日本付近で最大+4hPaに強まり、分布も拡大する(図2.1.6右)。これらの正偏差は、出現場所は多少異なるが、春秋にも見られる。

<sup>4</sup> 等圧面間の高度差を「層厚」という。等圧面間の平均気温(厳密には平均仮温度)が高いほど、空気は膨張して層厚が厚くなる。例えば、地上気圧が同じ場合、地上から500hPaの平均気温が高いほど、500hPa高度は高い。

<sup>5</sup> GSMでは、大気の下層で対流性降水が蒸発する際にその領域の気温を下げる効果を考慮しているが、その効果を過大に評価していることが分かっている。詳細は中川(2001)を参照のこと。

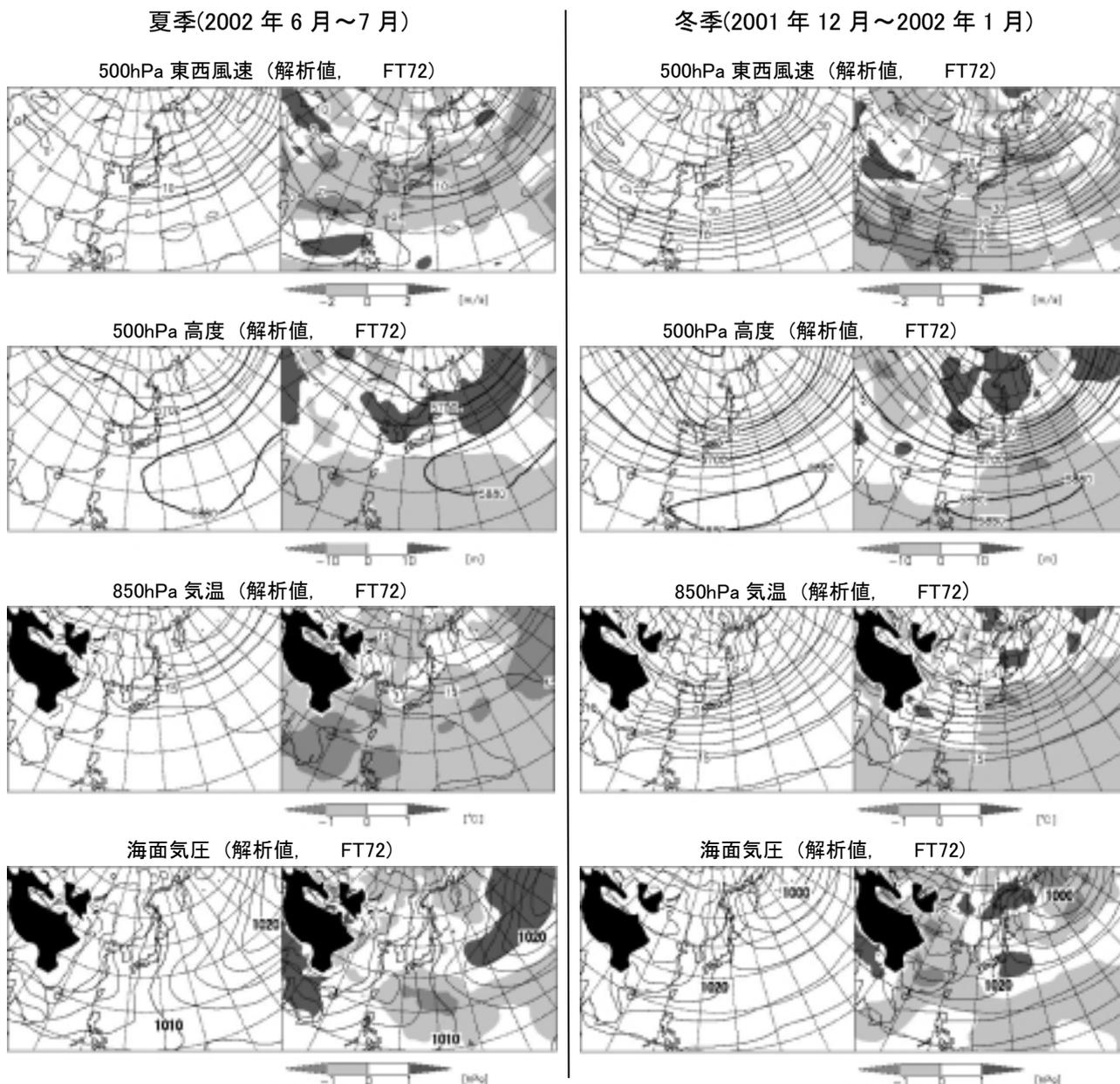


図2.1.4 2002年6~7月(左列)と2001年12月~2002年1月(右列)のGSM72時間予報の解析値に対する系統誤差。図の1段目は500hPa面の東西風速で等値線の間隔は5m/s。図の2段目は500hPa面の高度で等値線の間隔は60m。3段目は850hPa面の気温で等値線の間隔は3。4段目は海面気圧で、等値線の間隔は2002年6~7月が2hPa、2001年12月~2002年1月が4hPa。各図の左側は解析値、右側は72時間予報値。陰影部は系統誤差の分布を示し、薄い陰影部は負偏差、濃い陰影部は正偏差。また、850hPaと海面気圧に関しては、標高の高い領域を黒色で着色してある。

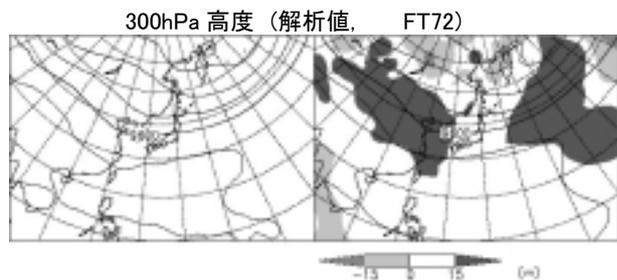


図2.1.5 2002年6~7月におけるGSMの300hPa面の高度の解析値に対する系統誤差。左が解析値、右がGSM72時間予報値。等値線の間隔は120m。陰影部は系統誤差の分布を示す。

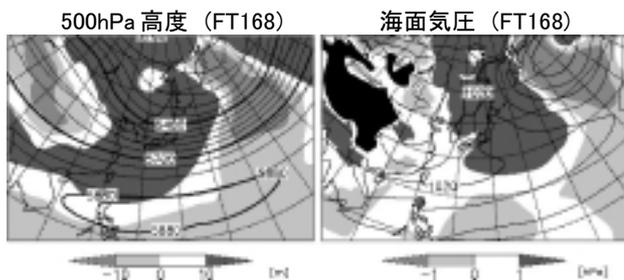


図2.1.6 2001年12~2002年1月におけるGSMの500hPa面の高度(左)と海面気圧(右)の解析値に対する系統誤差。等値線の間隔は図2.1.4右列と同じ。陰影部は系統誤差の分布を示す。

## 2.1.4 降水量予想の特徴

ここでは、GSMによる、熱帯と日本付近の降水量予想について検証する。

なお、2002年度中に、積雲対流スキームなど熱帯に影響の大きい物理過程の変更や、極軌道衛星NOAAが観測する放射データの直接同化を導入する計画があり、熱帯の予報特性は大きく変わる可能性がある。

### (1) 熱帯の降水量予想

図2.1.7に、24時間予報までの積算降水量、予報4日目～5日目の24時間降水量と、熱帯降雨観測衛星(TRMM)レベル3データの降水量サブセット<sup>6</sup>の2002年6～7月における2ヶ月平均を示す。予報開始直後の24時間降水量は、解析値に比べて過大に予想されており、特に西太平洋から東南アジアにかけて顕著である。また、1～5[mm/day]の比較的弱い降水域は、24時間予報までの積算降水量、予報4日目～5日目の24時間降水量とともに、解析値よりも広く予想されている。

こうした熱帯の雨域予想の誤差は、熱帯の大規模な循環場の予想に関連している。図2.1.8に、初期値と24時間予報の鉛直流の帯状平均(等緯度線に沿って東西方向に360°平均した値)を示す。初期値では、赤道よりやや北半球側に上昇流域の極大、中緯度の亜熱帯高圧帯で下降流域のある分布となっている。しかし、24時間予想ではこれらの領域の上昇流・下降流の強さがともに弱まっている。これは、予報初期に対流が過度に強く、降水も過大に予想されるため、24時間予報の時点では、熱帯の南北方向の鉛直循環が弱まってしまふことが考えられる。予報時間がさらに経過しても、この循環が弱い特性は変わらない(図略)。この結果、数日先の熱帯の降水は、初期の予想値・解析値のいずれと比べても少なく予想される。

熱帯の大気の流れの変化は、太平洋高気圧の消長や梅雨前線の活動、熱帯擾乱の動向など暖候期を中心に日本域へも影響を及ぼすため、衛星解析データなどを用いながら、今後も降水量予想の監視を続けていく。

### (2) 日本付近の降水量予想

GSMの検証ルーチンでは、全国(陸上)を80km格子に区切り、12時間ごとのアメダスによる降水量と

<sup>6</sup> NASAおよび宇宙開発事業団によって作成された、熱帯降雨観測衛星(TRMM)レベル3データの降水量サブセットを利用。このデータセットは、TRMMと静止気象衛星および地上雨量計のデータから作成される。  
([http://www.eorc.nasda.go.jp/TRMM/index\\_j.htm](http://www.eorc.nasda.go.jp/TRMM/index_j.htm))

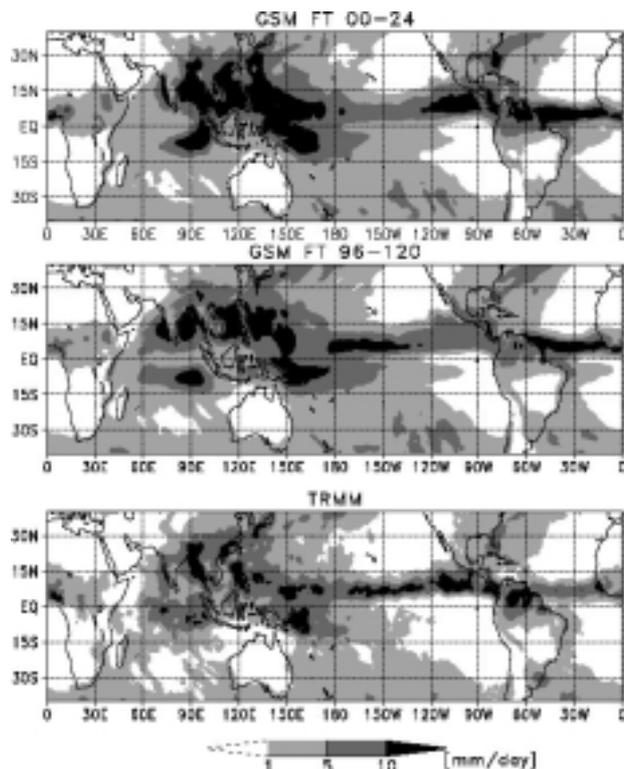


図2.1.7 2002年6～7月におけるGSMの予報開始直後の24時間降水量(上)と予報4日目～5日目(96～120時間予報)の24時間降水量(中)、TRMM解析値の降水量(下)の2ヶ月平均の分布。

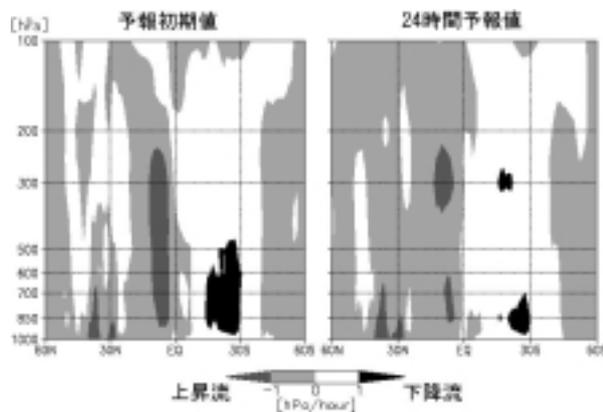


図2.1.8 2002年6～7月におけるGSMの東西方向で平均した上昇流(上向きは負)。左が解析値、右が24時間予報値を示す。

モデルの予想降水量を比較して、全国集計をしたスコアを算出している。ここでは、12UTC初期値のGSMとRSMについて、検証時間間隔をルーチンより短い6時間として、全国を6地方(北海道、東北、関東・中部、近畿・中国・四国、九州、沖縄)に分けて集計した検証結果を述べる。また、GSMの予報特性を把握しやすくするため、RSMの検証結果も参照する。2002年6～7月におけるGSMとRSMの6時間降水量のバイアスコア(閾値1,20mm)の全国集計を、図

2.1.9に示す。また、図2.1.9には、2001年12月～2002年1月のスコア(閾値1mm)も合わせて示す。GSMのスコアは、閾値1mmで常に1より大きく、閾値20mmでは0.5以下と小さく、両閾値のスコアともRSMに比べて1から離れた値になっている。

閾値によりバイアススコアが大きく異なるということは、そのモデルが弱い降水と強い降水で表現特性が異なっていることを意味する。そこで、モデルの基本的な降水特性を調べるため、予報1～2日目(FT24～48)の24時間降水量のバイアススコアを見る(図2.1.10)。RSMのスコアは、寒候期と暖候期で違うものの、閾値がある程度の大きさになるまでは1.0～1.3程度ではほぼ一定になっている。一方、GSMは、暖候期・寒候期とも、閾値が大きくなるほどスコアが小さくなってしまふ。GSMの予報特性の一つとして、「まとまった雨が予想されにくく、弱い雨が広範囲に予想される」ことが挙げられる。

また、GSMの閾値1mmのスコアは、00,12UTC初期値とも12時間ごとに高低を繰り返す、予報対象時刻が09～15,15～21JSTの時に極大になっている。これは日中の不安定性降水の見込まれる地域に、広く弱い降水を予想する傾向がある(海老原・松本2001)ためと考えられる。この傾向は冬季にもわずかに見られるが、夏季に明瞭である。

図2.1.11に、GSMとRSMのエクイタブルスレットスコア<sup>7</sup>(以下ETSと略す)の全国集計を示す。ETSは降水を予想した事例のうち気候学的確率から適中できる事例を除いて算出するスコアで、スレットスコアを用いるよりも正當に降水に関するモデルの特性を評価できる。ETSの最大値は1である一方、気候値予報と同精度であれば、たとえ予報の適中した事例があっても0になってしまう。閾値1mmのETSは、予報1日目はGSMがRSMを下回っているものの、予報2日目はGSMとRSMでほぼ同程度となっている。閾値20mmのETSは、予報時間の経過とともに低くなり、予報4日目以降は0に近づいて横ばいとなる。

また、FT24～48の24時間降水量における地方別のETS(閾値1mm)を見ると(図2.1.11上段)、GSMの成績は、北海道と九州でRSMとほぼ同じほかはRSMより悪い。特に沖縄におけるGSMの成績は極めて低い。これは、バイアススコアが2.21(図2.1.11下段)と大きく、全検証事例の44%(1151事例中510事例)が空振りとなっているためである。他の地方でもGSMのバイアススコアは1.2以上となっており、GSMが24時間で1mm程度の弱い雨を平均的な発現頻度に対してあまりに過剰に予想することが、成績を低くさせる原因になっている。図は省略するが、

<sup>7</sup> エクイタブルスレットスコア(ETS)の算出法は、気象庁予報部(2001)を参照のこと。

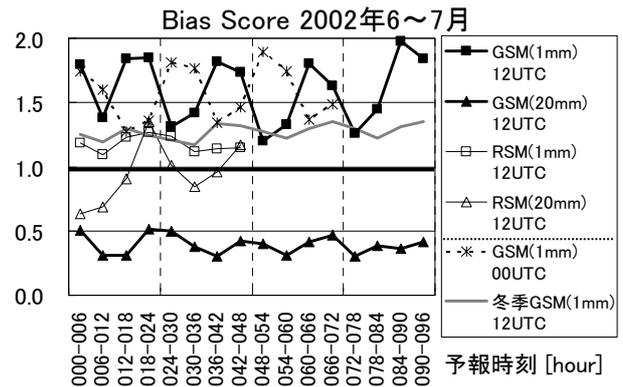


図2.1.9 2002年6～7月の、アメダス6時間降水量(80km格子の平均降水量)に対するGSM・RSM(12UTC初期値)降水量のバイアススコアの全国集計。同期間の00UTC初期値と2001年12月～2002年1月のGSM(12UTC初期値)のスコア(閾値1mm)も合わせて示す。

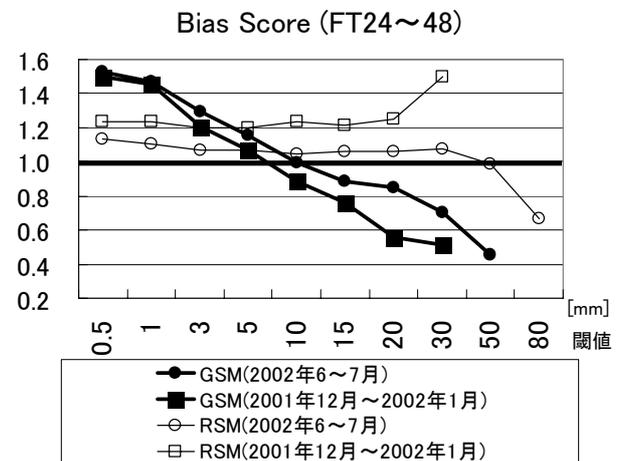


図2.1.10 2002年6～7月と2001年12月～2002年1月の、アメダス降水量(80km格子の平均降水量)に対するGSM・RSM(12UTC初期値)の予報1～2日目(FT24～48)の24時間降水量のバイアススコアの全国集計。閾値が大きく、閾値以上の降水量を観測・または予報した事例数が少ない(150未満)場合は描画しない。

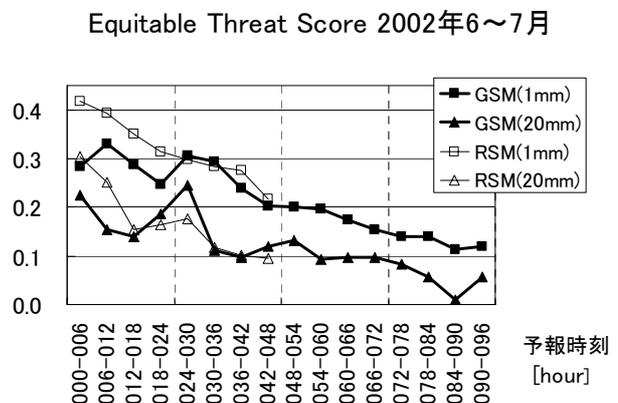


図2.1.11 2002年6～7月の、アメダス6時間降水量(80km格子の平均降水量)に対するGSM・RSM(12UTC初期値)降水量のETSの全国集計。

冬季のFT24～48について検証すると、沖縄では冬季(2001年12月～2002年1月)もバイアスコアが6地方中で最も高く(1.76)、ETSも6地方中で最低(0.23)となっている。

今後は、検証時間間隔をより短く(3時間)した検証を行うほか、海外の数値予報センターの全球モデルによる日本付近の降水量予報の検証も行い、GSMの降水予報特性の調査をさらに進める。

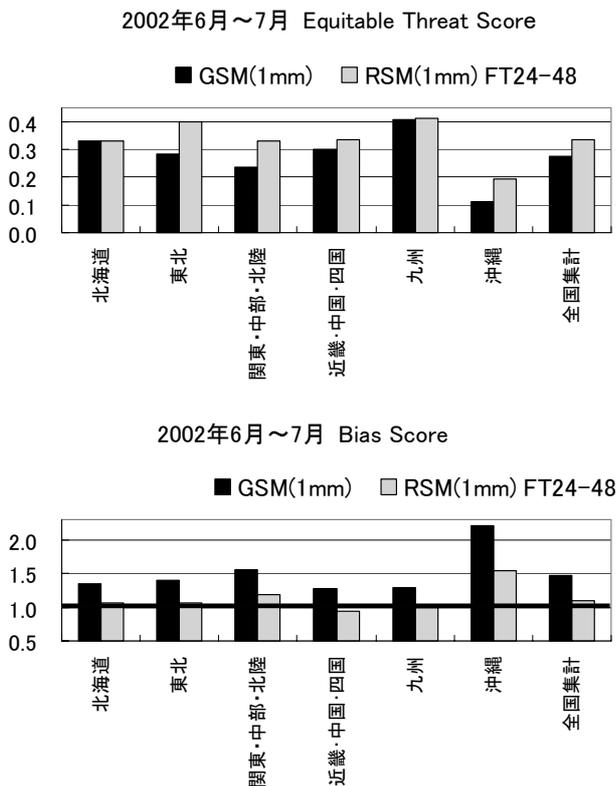


図2.1.12 2002年6～7月の、アメダス降水量(80km格子の平均降水量)に対するGSM・RSM(12UTC初期値)の予報1～2日目(FT24～48)の24時間降水量の地方別スコア。上段はETS、下段はバイアスコア。いずれも閾値は1mm。

## 2.1.5 まとめ

GSMの予報スコアと系統的な誤差特性について検証を行った。

気温や風の場の予報精度は、3次元変分法の導入(2001年9月)以後改善された。しかし、高度場の予報精度には明瞭な改善が認められなかった。

また、GSMには、中・低緯度の低温バイアスと関連して、太平洋高気圧の北端を除いて弱めに予想する系統的な誤差がある。一方、偏西風帯の北側では、予報時間の経過とともに強まる高度場の正偏差があり、日本付近の偏西風の強さが暖候期・寒候期とも弱くなる傾向があることが分かった。

降水の検証では、予報初期に西太平洋から東南アジアにかけて過剰に予想される傾向があり、その後、熱帯における大気の大規模な循環が弱まる傾向がある。国内の降水量予想について、アメダスによる検証では、強い降水は予想されにくく弱い降水が広範囲に予想される傾向が確認された。

数値予報課では、2002年度中に積雲対流の物理過程の改良(中川 2001)や衛星データ同化の改良などを行う計画で、これらの改良により低温バイアスの緩和や太平洋高気圧の表現の改良が期待される。これらは熱帯の予想に影響があるほか、日本付近に予想される降水のおよそ半分(季節により異なる)は、積雲対流過程を経て算出されることから、熱帯のみならず日本付近の降水表現へのインパクトも考えられる。引き続き、予報スコアや系統誤差特性を監視していく。

## 参考文献

- 海老原智, 松本逸平, 2001: 降水量・降水確率ガイドンス. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 50-51.
- 気象庁予報部, 2001: 統計的検証に用いる代表的なスコア. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 64-65.
- 竹内義明, 2002: 全球3次元変分法. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 17-36.
- 中川雅之, 2001: 熱帯下層の低温バイアス. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 36-37.
- 松村崇行, 2000: 高解像度全球モデル. 平成12年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 17-20.

## 2.2 全球3次元変分法の改良<sup>1</sup>

### 2.2.1 はじめに

気象庁は2001年9月末に全球客観解析の手法として3次元最適内挿法(多田 1997)に代えて、3次元変分法(竹内 2002)を導入した。両手法とも解析時刻の予報値(第一推定値)を観測データを用いて修正すること(これを同化という)により最適な解析場を作成する手法であるが、3次元最適内挿法では解析変数と線形関係にある物理量の観測データしか同化できないのに対して、3次元変分法にはそのような制限がない。従ってこの方法によれば、衛星観測による放射強度データ、可降水量(水蒸気の鉛直積算量)データ、海上風速データなど、最適内挿法では直接利用することが困難であった観測データの同化が可能になる。この意味で3次元変分法は今後比重が増大するとみられる衛星観測データを利用する上で不可欠な技術といえる。また3次元変分法では全観測データを使用して全球を一括して解析するため、最適内挿法より力学的にバランスした解析値が得られる。

このように解析手法として有用な3次元変分法であるが、今回の導入後に課題も見つかった。現在導入されている3次元変分法の定式化では背景誤差<sup>2</sup>の大きさはモデル面上で全球一様と仮定されている。この仮定は、計算効率を考慮して採用されたものであるが、実際は緯度帯など場所によって背景誤差は異なる。このことに関連して全球解析への3次元変分法導入後、いくつかの問題が発生した。この節ではこれらの問題について説明し、それに対する改良および現在も残されている課題について述べる。

### 2.2.2 熱帯の降水過多および上層発散過大の問題

3次元変分法のルーチン化以降、東太平洋、大西洋、インド洋の赤道のやや北側で予報初期に降水が過多となり、上層に強い発散場が形成されていることが明らかになった。図2.2.1に3次元変分法を導入した2001年9月25日前後の日の予報初期6時間降水量を示す。熱帯降雨観測衛星(TRMM)による熱帯の降雨分布<sup>3</sup>の同時期の一ヶ月平均及び3次元最適内挿法による降水量と比較して、3次元変分法導入後の降水量は多すぎるのがわかる。調査したところ、この領域では可降水量<sup>4</sup>の解析インクリメント<sup>5</sup>が正にな

っていた。一方同じ領域の3次元最適内挿法の解析では可降水量の解析インクリメントがほとんどなかった。つまり、この領域においては3次元変分法による解析が可降水量を大きくしており、このことが降水過多の原因となっていると考えられる。そして、この解析インクリメントは以下に示す理由により、ATOVS<sup>6</sup>の層厚データに起因していることが分かった。

現在の3次元変分法では背景誤差が全球で水平方向には一定であると仮定している。しかし空間的、特に南北に変動の大きな比湿については、その予報誤差も場所によって変動が大きく、全球で一定という仮定を満足しない。そこで場所による大きな変動を回避するため、3次元変分法内部では対数比湿を解析に用いており、対数比湿の背景誤差が全球で水平方向に一定とみなしている。3次元変分法では、解析インクリメントの代表的な大きさは背景誤差の大きさによって決まるため、対数比湿の背景誤差が全球で一定ということは、対数比湿で見た解析インクリメントの大きさがどこでも同じオーダーで入るということの意味する。今説明のため対数の底を10とする(実際は自然対数を使用している)と、対数比湿に対する解析インクリメントが同じ1だとしても、第一推定値の比湿が1の時は対数比湿0(比湿1)から対数比湿1(比湿10)となり比湿の解析インクリメントは9となるが、第一推定値の比湿が10の時は対数比湿1(比湿10)から対数比湿2(比湿100)となり比湿の解析インクリメントは90となる。つまり、対数比湿を用いると対数比湿に対する解析インクリメントの大きさが同じでも、比湿に対する解析インクリメントの大きさは第一推定値の比湿の大きさに依存する。このことが原因で、比湿に関係する観測(相対湿度、層厚等)を同化した時、熱帯の下層(第2.2.2項)のように比湿の大きい湿った場所では比湿の解析インクリメントはより大きく、逆に対流圏上層(第2.2.3項)のように比湿の小さい場所では比湿の解析インクリメントはより小さくなる傾向がある。

層厚は気温と比湿の関数(仮温度の関数)なので層厚の観測値を3次元変分法で同化すると気温と比湿の第一推定値を修正する、すなわち両者に解析インクリメントが生じる。第一推定値よりも大きな層厚の観測(正のD値<sup>7</sup>)が入ると層厚の定義式から気

<sup>1</sup> 成井 昭夫

<sup>2</sup> 背景誤差とは解析の出発点として使用する第一推定値の誤差のことであり、予報モデルの誤差の統計値である。

<sup>3</sup> NASAおよび宇宙開発事業団によって作成された、熱帯降雨観測衛星(TRMM)レベル3データの降水量サブセットを利用。このデータセットは、TRMMと静止気象衛星および地上雨量計のデータから作成される。

<sup>4</sup> 可降水量は他の解析量から診断的に求められる。

<sup>5</sup> 解析インクリメントとは「解析値 - 第一推定値」、すなわち解析による修正量のことである。

<sup>6</sup> ATOVSとは米国の極軌道衛星NOAAに搭載されたセンサーである。

<sup>7</sup> D値とは「観測値 - 第一推定値」のことである。

温、比湿の解析値はともに増加するが、どちらがどのように修正されるかはそれぞれの背景誤差の設定による。比湿の背景誤差がモデル面毎に対数比湿で

一定値を与えられている現在の定式化に従えば、熱帯の下層では比湿の値が大きいため、上記の理由により気温よりも比湿に大きな解析インクリメントが

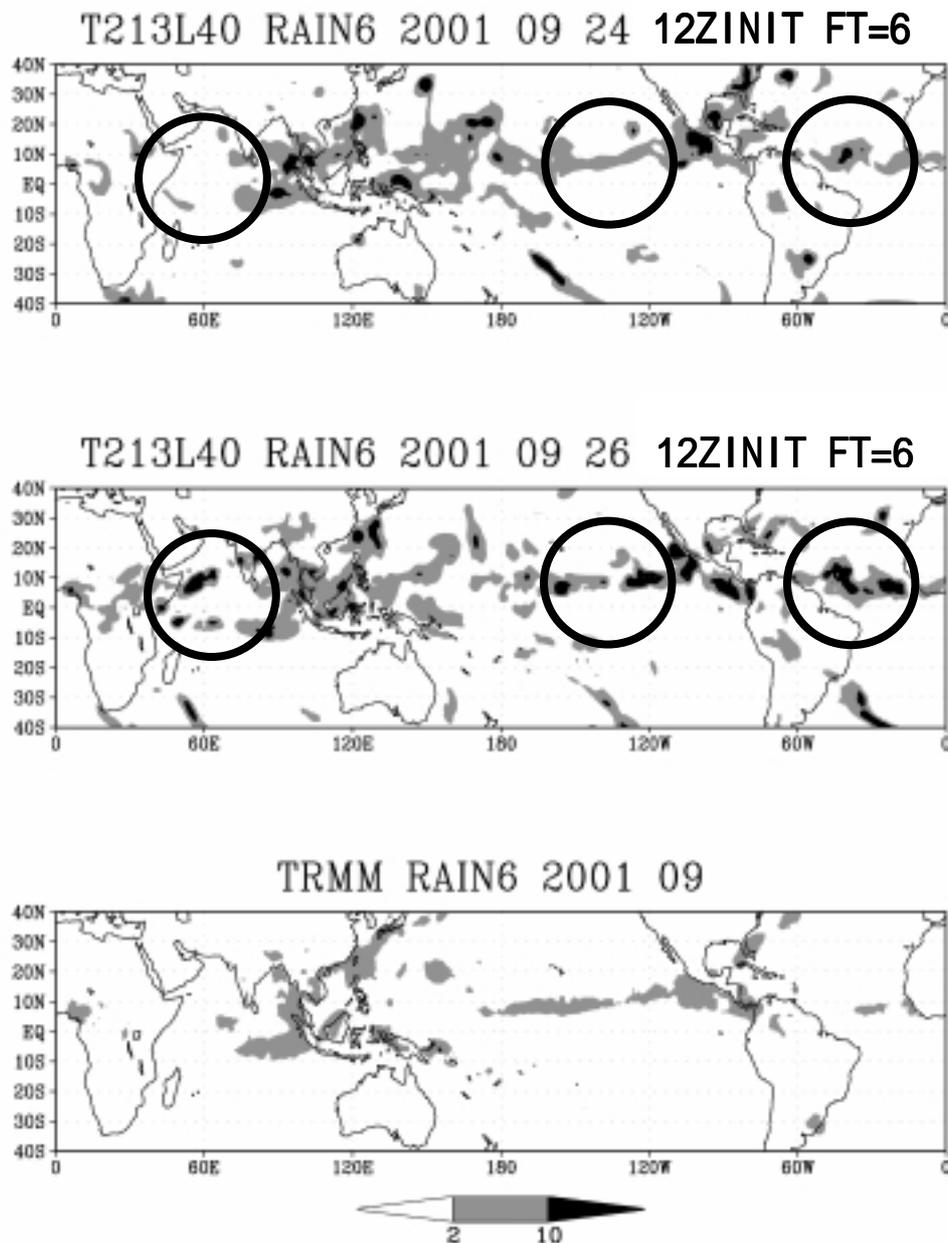


図2.2.1 3次元変分法導入（2001年9月25日）直後の降水過多

上段は3次元最適内挿法による解析に基づく前日2001年9月24日12UTC初期値からの6時間降水量。中段は3次元変分法による解析に基づく1日後2001年9月26日12UTC初期値からの6時間降水量。下段はTRMMによる2001年9月の6時間降水量の1ヶ月平均。赤道の北側の東太平洋、大西洋、インド洋で3次元変分法による解析は降水過多となっている。単位はmm/6hour。

生じやすい。結局、熱帯で、解析（層厚の正のD値 比湿の増大） 予報（降水過多 下層冷却） 解析（層厚の正のD値） という正のフィードバックが予報解析サイクルに生じて、降水過多が持続していたものと考えられる。そこで、対処として様々な検討を行った結果、層厚データの同化においては比湿は第一推定値のものをそのまま使用することが現時点では適当であることが分かった。層厚は仮温度の関数であるため、仮温度と気温、比湿の関係を次のように変更し、層厚の観測は気温の修正のみに利用され、比湿の解析インクリメントを生じなくなるようにした。

$$\begin{aligned} \text{(変更前)} \quad T_v &= (1+0.608q) T \\ \text{(変更後)} \quad T_v &= (1+0.608q_b) T \\ T_v &: \text{仮温度} \quad T : \text{温度} \\ q &: \text{比湿} \quad q_b : \text{比湿 (第一推定値)} \end{aligned}$$

この結果、予報初期における熱帯の降水過多とそれに付随する対流圏上層の強い発散場が解消された。

### 2.2.3 相対湿度の観測データによる不自然に大きな気温の解析インクリメントの問題

3次元変分法導入後、対流圏上層を中心に気温の大きな解析インクリメントが発生した。調査したところ相対湿度の観測データにその原因がある事が分かった。

WMOの測器観測法指針によると、ラジオゾンデの相対湿度の観測については気温が-40 未満の場合に精度の低下する測器のあることが報告されており、

気象庁の観測点では気温が-40 未満の場合には相対湿度の通報を行わない。しかし、国外の観測点では観測気球が破裂するまで通報を行っている地点も多い。このため、相対湿度が一変量の単独解析であった3次元最適内挿法では300hPaに相当するモデル面より上層では信頼できるデータが少ないという理由で湿度の解析自体を行っていなかった。3次元変分法では気温と湿度の同時解析が可能となることから湿度の解析対象層をモデルトップまで引き上げた。その結果、対流圏上層を中心に気温の不自然に大きな解析インクリメントを引き起こす事態となった。

相対湿度は比湿と気温の関数であり、相対湿度を観測値として同化すると比湿と気温の解析インクリメントが生じる。対流圏上層のように非常に比湿の小さい領域で相対湿度を観測値として入れると、第2.2.2項で述べた理由により比湿の解析インクリメントは小さくなる。そして比湿の解析インクリメントが小さくなる分、観測データの影響は気温の解析インクリメントに、より大きく反映されてしまう。図2.2.2に気温が-40 未満の場合の相対湿度観測を使用した場合と使用しない場合の気温の解析差を示す。300hPaではそれほど大きな解析差は生じていないが、気温が-40 未満の場合の相対湿度観測の多い100hPaでは相対湿度観測の同化によって気温の解析に最大で2 以上の大きな差が生じていることが分かる。これは上記の理由により対流圏上層では比湿が非常に小さいため、相対湿度の観測によって気温の解析インクリメントが大きく生じやすい状況のも

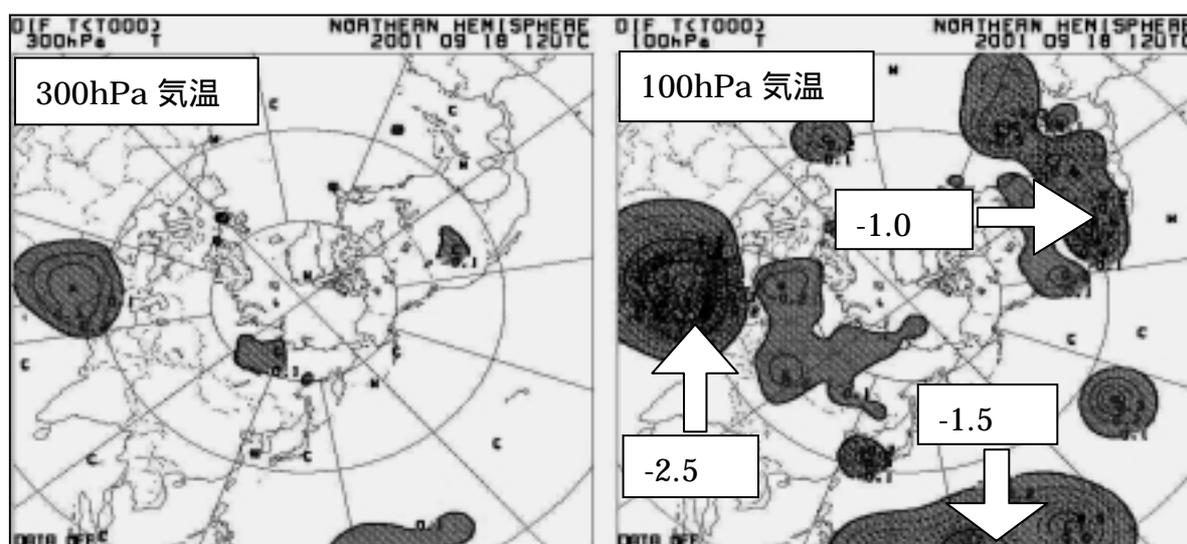


図2.2.2 気温が-40 未満の場合の相対湿度観測を使用した場合と使用しない場合の気温の解析差  
左が300hPa、右が100hPaでいずれも北半球。  
色の着いている部分は解析差が±0.1 以上生じた場所である。

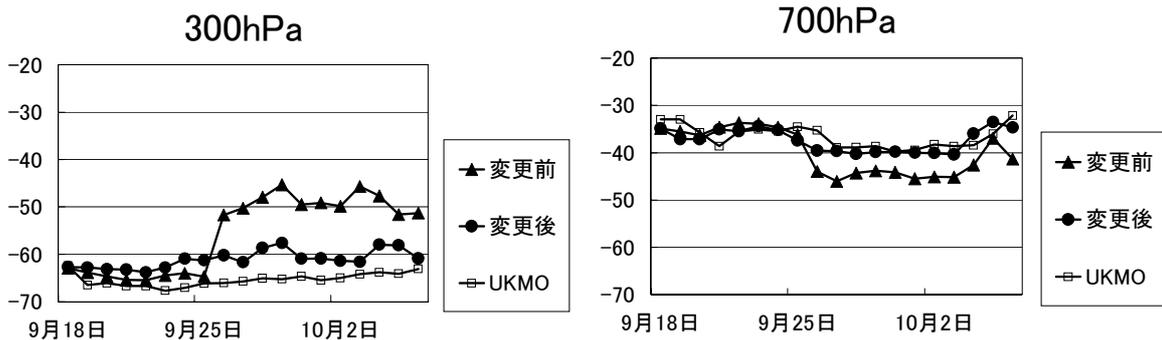


図2.2.3 全球解析場の南極上空（南緯85度の緯度平均値）の気温（ $^{\circ}\text{C}$ ）の時系列  
 回帰係数を変更後の気温、変更前の気温、及び参考のためにUKMO（イギリス気象局）の全球解析場の気温を示した。左図が300hPa、右図が700hPa（地上付近）、3次元変分法導入の9月25日に気温が極端に変動している。回帰係数を変更後は極端な変動はない。

とで、誤差の大きい相対湿度観測を用いた解析が行われたことが原因と考えられる。

そこで、気温が $-40^{\circ}\text{C}$ 未満の場合の相対湿度観測データについては解析での利用を廃止して、このような弊害を回避することとした。これにより相対湿度の観測データによる気温の不自然に大きな解析インクリメントの問題は解消された。

#### 2.2.4 南極域気温バイアスの問題

3次元変分法がルーチン化された2001年9月末から10月中旬にかけて、南極上の気温の解析値において、地上付近（南極は700hPa面が大部分）で負、300hPa付近で正のバイアスが生じた（図2.2.3）。調査の結果、南極上の気温の解析が南極大陸外の高度や地表気圧の観測による影響を大きく受けていることが判明した。そこで、遠く離れた場所の観測が南極の気温に過度に影響を及ぼさないようにする変更を試みた。

3次元変分法では地衡風などの関係を表現するために風と気温・地表気圧の変数間誤差相関は統計的に求めた回帰係数によって関係付けられている。回帰係数は波数空間で与えられるため、回帰係数の低波数成分は大きなスケールの変数間誤差相関を決めており、本来それほど大きい相関があるとは考えられない。大きなスケールの変数間誤差相関が大き過ぎることが原因で、遠く離れた場所の影響が南極の気温に影響を及ぼしている可能性があるため、回帰係数の低波数成分を小さく変更した。こうすることにより、非常に大きなスケールにおいては風と気温・地表気圧を独立に解析することになる。実際このように回帰係数を変更して解析をした結果、図2.2.3に示すように南極上の気温の解析値の大きなバイアスは解消した。

図2.2.4に第2.2.2項、第2.2.3項および本項の問題への対処を組み込んだ同化予報実験の結果を示す。500hPa高度、地上気圧ともに特に南半球で変更後（NEW）の方が予報誤差が小さくなり、大きく改善していることが分かる。なお、ここでは予報値と同予報対象時刻の予報初期値との平方根平均二乗誤差（RMSE）を予報誤差としている。このように明らかな予報の改善が確認されたので、2001年12月5日にルーチン変更を行った。

#### 2.2.5 今後の課題

3次元変分法では3次元最適内挿法と異なり全球を全体として解析するため、南極のように観測の極端に少ない場所では、他の遠くの観測の影響が相対的に強く効いてくることによって（近くの観測による拘束が効かないため）、第一推定値を不自然に大きく変更してしまうような解析インクリメントが発生する可能性がある。この場合に重要になってくるのが離れた地点間の誤差相関を決定する背景誤差であり、解析変数間の誤差相関を決定する回帰係数である。第2.2.1項でも述べたが、現在の3次元変分法の定式化では背景誤差の大きさはモデル面上で全球一様と仮定されている。この仮定は、計算効率を考慮して採用されたものであるが、実際は緯度帯など場所によって背景誤差は異なる。今回南極上空の気温バイアスを解消するために回帰係数を変更したが、回帰係数は予報誤差の統計から計算されるものであり、本来自由に修正するべきものではない。しかし、背景誤差の大きさがモデル面上で全球一様という仮定のもとで統計を取っている現在の定式化では、回帰係数によって決定される相関が実際のもものと適合せず、南極上空での気温バイアスのような不具合が生じた場合に、何らかの調整を行わなければならない

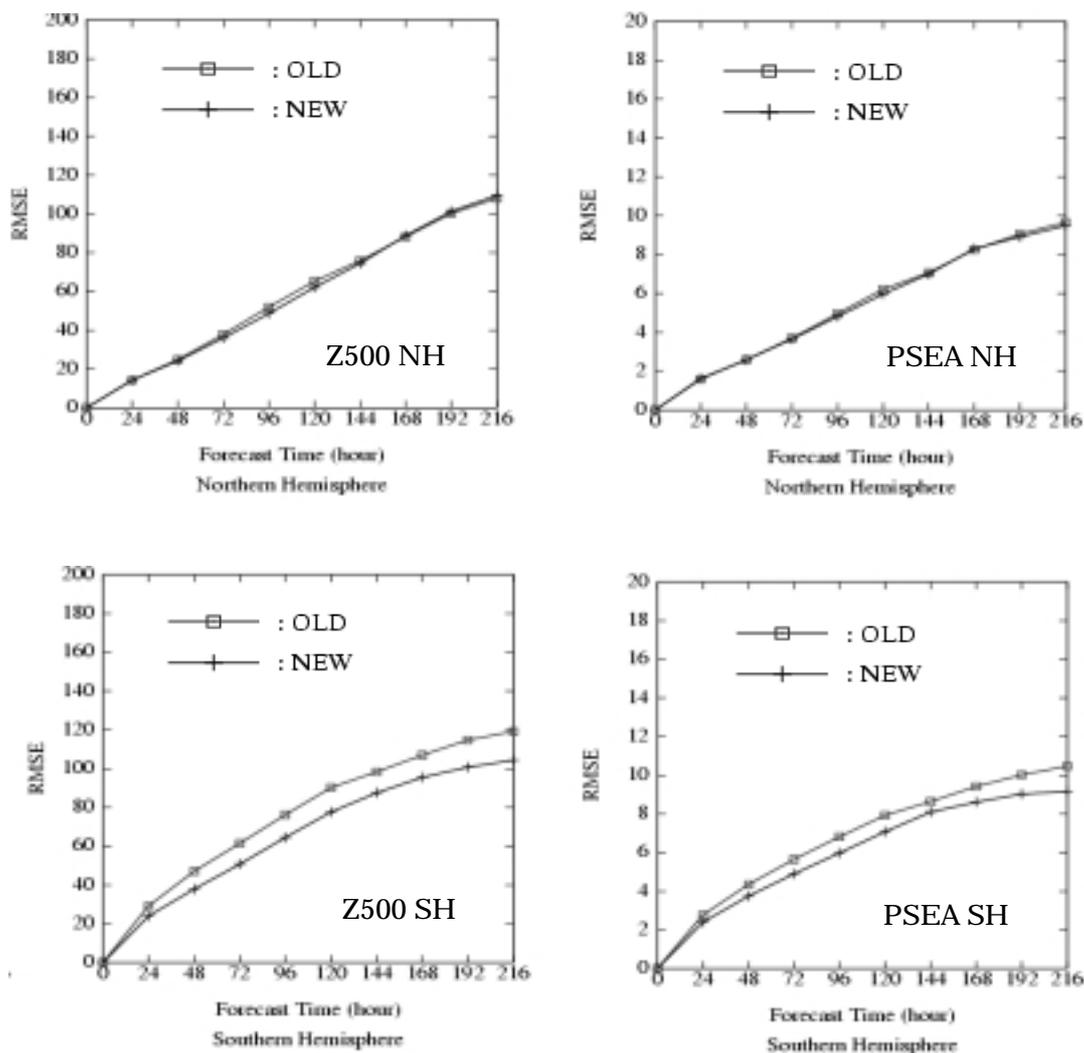


図2.2.4 全球予報の予報誤差 (RMSE) の比較

第2.2.2項～第2.2.4項の変更を施す前 (OLD) と施した後 (NEW) の216時間予報までの予報誤差の比較。横軸は予報時間を表す。左が500hPa高度 (m) のスコア、右が地上気圧 (hPa) のスコア。上段が北半球、下段が南半球。2001年10月1日～10月10日の12UTCからの予報10例の平均。

なる可能性がある。場所によって異なる背景誤差を用いて定式化することにより現実に即した相関を表現できれば、より実状にあった解析場を作成できるようになり、このような気温バイアスは発生せずに人為的な調整が不要になることが期待される。また、第2.2.2項の熱帯の降水過多の問題や第2.2.3項の相対湿度の観測データによる不自然な気温の解析インクリメントの問題も背景誤差の大きさが全球一様であるという仮定での定式化がその一因と考えられる。そこで現在緯度帯ごとに背景誤差が異なるような定式化の開発を進めているところであるが、その場合波格子変換の回数が増えるため計算時間が増大する

という難点があり、さらなる高速化が課題となる。

#### 参考文献

- 多田英夫, 1997: 大気客観解析. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 62 - 86 .
- 竹内義明, 2002: 全球3次元変分法. 数値予報課報告・別冊第48号, 気象庁予報部, 17 - 36 .

## 2.3 週間アンサンブル予報<sup>1</sup>

### 2.3.1 はじめに

週間アンサンブル予報システム（Ensemble Prediction System; EPSと略す）は、2001年3月から本運用が開始された。2001年の春季と夏季の検証結果から、スプレッド<sup>2</sup>とアンサンブル平均予報のRMSE（平方根平均二乗誤差）に正の相関があることや週間アンサンブル予報に基づく高度場の確率予報は高い精度がある一方、夏季のスプレッドの平均的な大きさが小さいことを報告した（経田 2001）。

今回は、第2.3.2項に夏季のスプレッドを大きくするために行ったEPSの変更を、また第2.3.3項に本運用開始後1年を通したEPSの評価を、更に第2.3.4

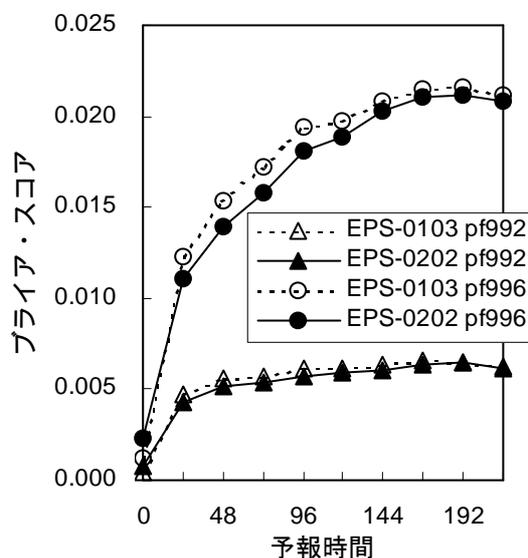


図 2.3.1 2001年7月1日～8月24日を予報実験期間とした、EPS-0103 と EPS-0202 の成績比較。アンサンブル予報に基づく確率予報（pf992, pf996 はそれぞれ北半球域で海面更正気圧が 992, 996hPa 以下となる確率）を 2.5 度格子点毎にブライアスコアで検証。

表2.3.1 アンサンブル予報システムEPS-0103とEPS-0202のシステム構成の違い

システム名	EPS-0103	EPS-0202
運用期間	2001年3月1日～2002年2月4日	2002年2月5日～
摂動の範囲	北緯20度以北	南緯20度以北
摂動サイクルにおける、摂動成分の規格化の標準値	摂動の500hPa高度成分が、気候的変動の10%の大きさとなる値。ただし、予報用摂動はそれが15%の大きさとなる値。	摂動の500hPa高度成分が、気候的変動の14.5%の大きさとなる値。ただし、湿度成分のみ、さらに40%大きく（気候的変動の21%の大きさ）した。

項にアンサンブル予報の使い方を、そして最後の第2.3.5項にタラグラント・ダイアグラムによる評価を報告する。

### 2.3.2 2002年2月に行ったEPSの変更

EPSでは、複数の異なる摂動<sup>3</sup>を求め、それぞれの摂動毎に通常の解析値を加えて予報を行う。本運用当初の摂動の範囲は、傾圧帯に重点を置き北緯20度以北（以後、北半球域と呼ぶ）とした（経田 2000）。このEPSを運用開始の年月を付けて、EPS-0103と呼ぶ。EPS-0103では予報中のスプレッドの大きさを確保するため、予報用摂動の振幅の大きさを摂動サイクル用摂動のその1.5倍とした。それでも、前述の通り夏季において特に日本付近のスプレッドの大きさが小さく、適切でないことがわかっている（経田 2001）。

ここでいうスプレッドの大きさとは、平均的な大きさのことを指し、適切であるかどうかは、アンサンブル平均予報のRMSE（予報誤差）の平均的な大きさと比較して議論する。スプレッドが予報誤差より小さい場合、実際起こった状態をメンバーで捕捉していないと考えられる。

今回の変更では、夏季にも適切なスプレッドが得られるように、次に示す3つの変更をEPS-0103に施した（EPS-0202と呼ぶ）。一つは、夏の日本の天候には熱帯の対流活動の影響が大きいことから、摂動の範囲を南緯20度まで広げたことである。残る二つは、摂動サイクル用摂動と予報用摂動の振幅の大きさを共に気候的変動の14.5%としたことと、湿度の解析誤差が大きいことから、湿度の摂動の大きさをEPS-0103より4割大きくしたことである。表2.3.1に、EPS-0103とEPS-0202のシステム構成の違いを示す。

2001年の夏季と冬季を予報対象としたEPS-0103とEPS-0202の比較予報実験の結果、EPS-0202はEPS-0103に比べてより適切なスプレッドが得られたこと、両者のアンサンブル平均予報の成績が変わらないことを確認した（図略）。アンサンブル予報に基づく確率値の精度をブライアスコアで比較検証した

<sup>1</sup> 経田 正幸

<sup>2</sup> メンバー間のばらつきを指す。アンサンブル平均からの各メンバーの差の標準偏差で表している。

<sup>3</sup> 初期値には観測誤差や解析誤差などに起因する誤差が必ず含まれている。ここでは、初期値の誤差を摂動と呼ぶ。現在のEPSはBGM法を用いて摂動を求めている。

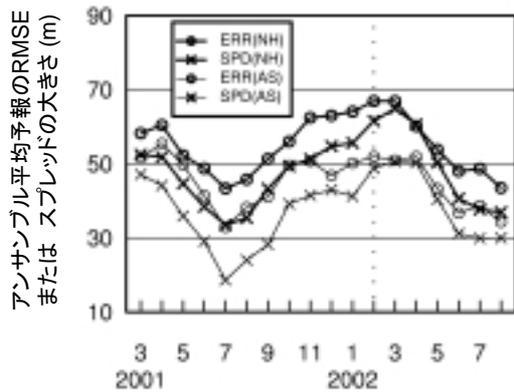


図2.3.2 アンサンブル平均予報の5日予報のRMSE(ERR)とスプレッド(SPD)の推移。ここで、NHは北半球域500hPa高度場、ASは北緯20～60度、東経100～170度の領域の500hPa高度場で評価した月平均値。点線は、EPSの変更を行った2002年2月を示す。

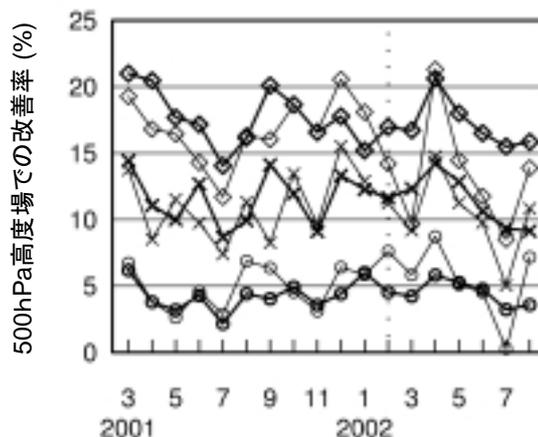
結果を図2.3.1に示す。ブライアスコアは、確率値の信頼度と分離度を共に評価するスコアで、値が小さいほどその確率予報は精度が良いといえる。夏季に海面更正気圧が996hPa以下もしくは992hPa以下となる確率を用いたこの検証では、夏季の擾乱の代表である熱帯低気圧の予報精度を主にみていることになる。この結果を見ると、24時間予報以降EPS-0202のブライアスコアはEPS-0103のそれより小さく、EPS-0202の確率予報はEPS-0103のそれより精度が高い。以上の結果を踏まえて、EPS-0202を2002年2月5日12UTC初期値から現業化した。

次に、本運用開始後の北半球域(NH)と日本周辺域(AS)のスプレッドの大きさとアンサンブル平均予報の誤差(RMSE)の推移を図2.3.2に示す。EPS-0103からEPS-0202に変更となった2002年2月あたりから5月までスプレッドが予報誤差と同程度であり、適切な大きさとなっている。2002年6～8月(夏季)のスプレッドは二領域共に予報誤差に比べてまだ10m程度小さい。しかし、前年夏季の状況と比べると、北半球域で違いが見られないものの、日本周辺域では改善の程度が大きい。このように、今回の変更により、現業の週間アンサンブル予報で期待通りスプレッドの大きさが改善した。

### 2.3.3 アンサンブル平均予報の成績からEPSの性能を診る

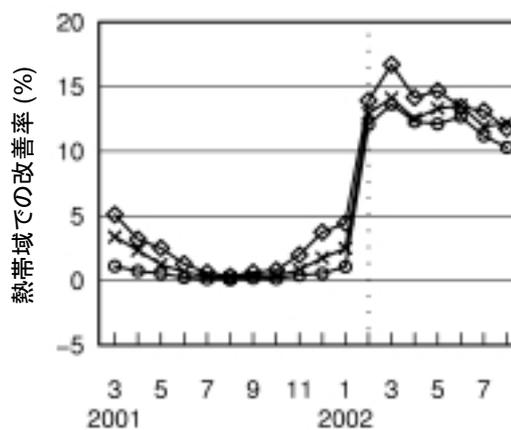
単独予報に対するアンサンブル予報の有用性を表すひとつの指標として、アンサンブル平均予報のRMSE(ERRM)とコントロールラン<sup>4</sup>のRMSE(ERRC)から算出する改善率  $(ERRC-ERRM)/ERRC$  がある。高野

<sup>4</sup> 初期値に摂動を加えない予報を、初期値に摂動を加えた予報(摂動ラン)に対してコントロールランと呼ぶ。



○:3日予報、×:5日予報、◇:7日予報  
太線:北半球域、細線:北緯20～60度、東経100～170度の領域

図2.3.3 アンサンブル平均予報のコントロールランに対する改善率の推移。ここで、太線は北半球域500hPa高度場、細線は北緯20～60度、東経100～170度の領域の500hPa高度場で評価した月平均値。点線は、EPSの変更を行った2002年2月を示す。



○:3日予報、×:5日予報、◇:7日予報

図2.3.4 図2.3.3に同じ。ただし、線種の区別なく、熱帯域(南緯20度～北緯20度)の850hPa温度場で評価した月平均値。

(2002)によると、アンサンブルメンバー数がMの場合、改善率の取り得る最大値は  $1 - \sqrt{(M+1)/2M}$  で示される。Mが25である現在のEPSの最大値は約28%と

なる。一方、スプレッドの大きさが適切でなかったりモデルに大きなバイアスがあるなどEPSに問題がある場合、その改善率は小さくなり負の値になることもある。試験運用中のEPSにおける改善率の推移(1999年4月～2000年6月)から、改善率は予報時間が長いほど大きいことに加え、冬に大きく夏に小さいという季節変動をもつこともわかっている(経田2000)。

図2.3.3に、本運用開始後の北半球域と日本周辺域の改善率の推移を示す。本運用中の北半球域の改善率は、2001年3月以前の試験運用時(経田 2000 図8.2.1)に比べいずれの予報時間でも2倍ほど高く、特に夏季の改善が高いことがわかった。また、本運用開始後、2001年9月末の全球3次元変分法の導入や2002年2月始めのEPSの変更が行われたが、それらによる改善率の変化は見られない。さらに、週間予報後半では取りうる最大の値に近く、EPSは問題なく機能しているといえる。一方、日本周辺域で改善率の月毎の変動が大きい。特に低下が目立つ2002年7月の予報は、台風を対象とする事例が多かったためと考えられる。このように、検証領域が狭いと、予報対象となる現象例が限られるため、成績の変動が大きくなってしまふ。現象別の検証は別途行っていく必要がある。

図2.3.4は、本運用開始後の熱帯域(南緯20度～北緯20度)での改善率を示す。熱帯下層の予報精度をみるため、ここでは検証要素として850hPa気温を用いる。2002年2月のEPSの変更前後で、改善率の大きさが劇的に変わっている。EPS-0103運用中の改善率がほとんど0%であることは、EPS-0103は熱帯域で

摂動を求めていなかったため、熱帯域の予報に対し実質的にアンサンブル予報をしていなかったことによるものである(第2.3.2項)。一方、EPS-0202に変更後は改善率が15%近くあり、熱帯域の予報に対してもEPSは問題なく機能しているといえる。予報時間別の改善率の大きさに違いが見られない原因については、別の検証により評価していく必要がある。

### 2.3.4 スプレッドの解釈とその使い方

第2.3.3項で取り上げたアンサンブル平均予報のRMSEとスプレッドには正の相関関係があり、相関係数は0.4～0.5程度である(経田 2001)。この関係は、2001年7月から発表を開始した週間天気予報の信頼度情報に利用されている(林 2001)。ここでは、日本付近やその南の領域での週間アンサンブル予報の具体例を示し、スプレッドの有用性をみる。

まず、図2.3.5に、2002年6月3日12UTCを初期値とする500hPa高度場の3日予報の結果を示す。アンサンブル平均予報を見ると、日本付近は等高線の間隔が広く、日本の南東海上に弱い谷がある。また、アリューシャン列島には低気圧がある。スプレッドの分布を見ると、関東地方からその東にかけてスプレッ

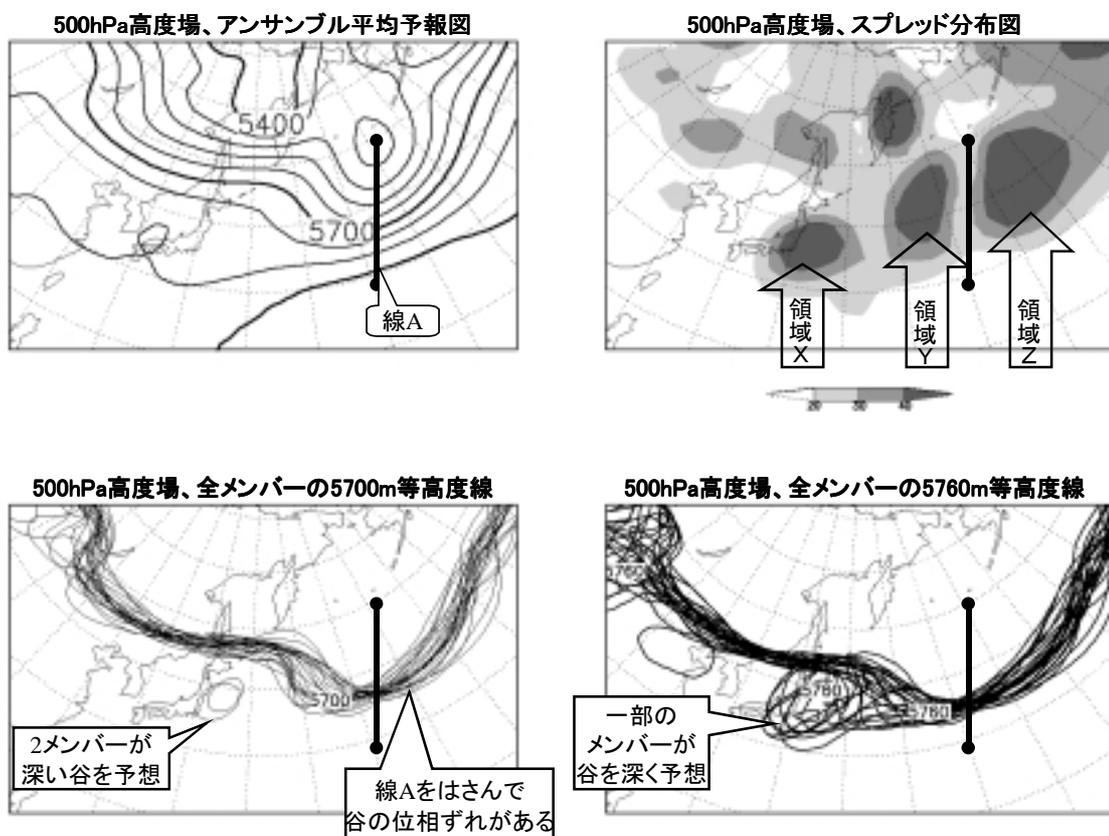


図2.3.5 スプレッドが表す予報のばらつき例。ここには、2002年6月3日12UTC初期値の6日12UTCを予報対象日時とした、500hPa高度場日本東海上周辺のアンサンブル平均図(左上)、スプレッドの分布図(右上)、全メンバーの5700m等高度線(左下)と5760m等高度線(右下)を示す。左下と右下の予報図を、スパゲッティ・ダイアグラムと呼ぶ。

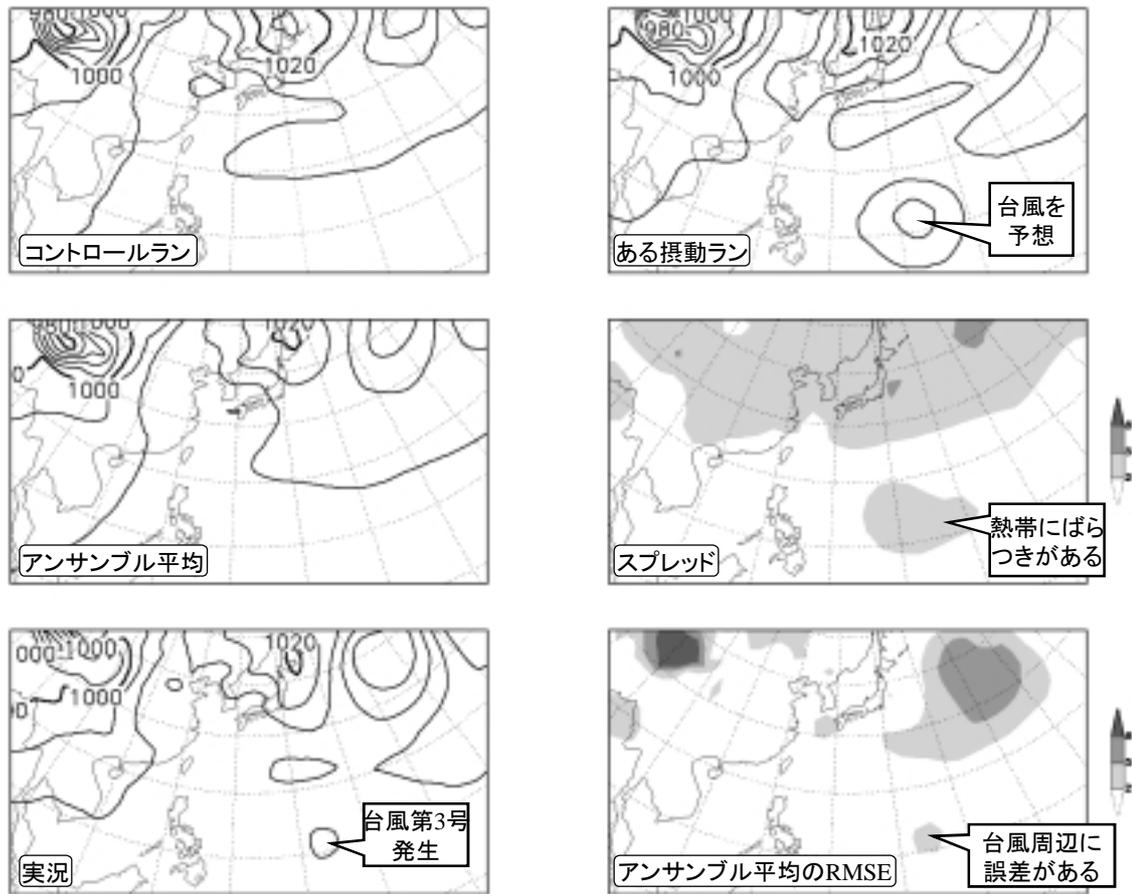


図2.3.6 週間アンサンブル予報で確認された台風のばらつきの例。対象日時は2002年5月16日12UTC、アンサンブル予報の初期時刻は12日12UTCである。図はすべて日本付近の海面更正気圧の分布を示し、アンサンブル予報のコントロールラン（左上）・ある摂動ラン（右上）・アンサンブル平均（左中）・スプレッド（右中）と、実況（左下）、アンサンブル平均のRMSE（右下）である。

ドの大きな領域Xがある。また、線Aを挟んで東西にスプレッドの大きな領域Y、領域Zがある。スパゲッティ・ダイアグラムを見ると、領域Xに谷もしくは低圧部を予想するメンバーと予想しないメンバーが存在することがわかる。また、線Aを挟んで、アリューシャン列島の低気圧周辺にある谷の位相ずれがあることがわかる。これらは、一般的にも、

- アンサンブル平均で谷を弱く予想し、その位置におけるスプレッドが大きい場合、谷の強弱もしくは有無に不確実性が大きい
- アンサンブル平均で谷を予想し、その位置に大きなスプレッドがなく、谷を挟んで大きなスプレッドがある場合、谷の位相に不確実性が大きい

という判断に応用できる。一方、アリューシャンの低気圧中心周辺はスプレッドが小さく、この低気圧の位置や強度の予想に不確実性が小さいことを意味している。

次に、低緯度での予報を例に、スプレッドと予報に関係があることをみる。図2.3.6に、2002年5月12日12UTCを初期値とする海面更正気圧の4日予報の結

果と実況を示す。実況では、予報対象日時の16日12UTCに台風第3号が発生した。予報を見ると、コントロールランやアンサンブル平均予報には台風の発生は見られないが、ある摂動ランでは実況よりも発達した熱帯低気圧を予想していたことがわかる。また、図に示した以外にも台風第3号が発生した周辺領域で熱帯低気圧(1008hPaを下回る低気圧)を予想した摂動ランが5個あり、スプレッドの空間分布には台風第3号発生周辺領域にスプレッドの大きい範囲として現れている。

今回の例からもわかるように、アンサンブル平均予報やコントロールランのみから熱帯低気圧の発生の有無を予想することは難しいが、スプレッドの空間分布とその大きさをみることで、ばらつきを生じさせる擾乱(熱帯低気圧)の発生の可能性とその程度を予想できる可能性がある。ただし、台風の予報は事例数が少なく、可能性の評価が十分できていないため、引き続き調査を進める必要がある。

### 2.3.5 タラグラント・ダイアグラムによる評価 週間アンサンブル予報では、複数の予報の範囲内

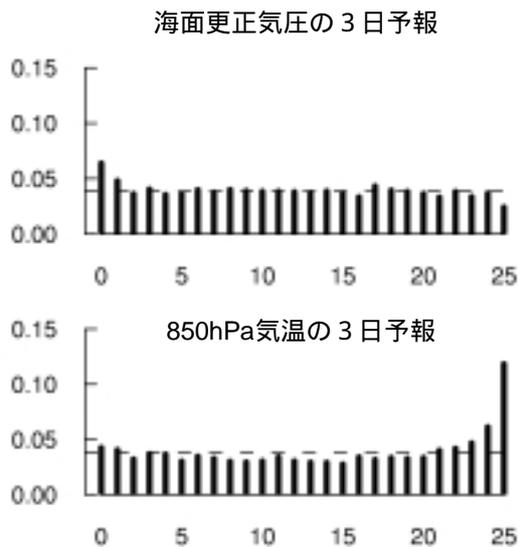


図2.3.7 2002年8月各日の12UTCを予報対象とした、3日予報のタラグラント・ダイアグラム。上は海面更正気圧、下は850hPaの気温について、北緯30～60度、東経110～150度の領域で評価したもの。破線は一定値=1/26で、アンサンブルメンバー数が25の時の理想的な値を示す。横軸、縦軸の説明は、本文参照。

に予報対象時刻の実況が含まれていることが期待される。この実況が実際に捕捉されるかどうかは、スプレッドの大きさやメンバー数、初期値の求め方以外に、モデルのバイアスの大きさにも影響される。ここでは、タラグラント・ダイアグラムを用いて、それがモデルのバイアスの影響を受けることを示す。

タラグラント・ダイアグラムは、次のように作成する。まず、ある地点において、アンサンブル予報の各メンバーの予報値を小さい順番に並べる。次に、実況がどの予報値と予報値の間（区間）に入るかを調べる<sup>5</sup>。次に、求める期間や領域内のすべての地点において、区間に入った実況の度数を調べる。最後に、横軸に区間の番号、縦軸に度数を総数に対する割合で示すグラフを作成する。

タラグラント・ダイアグラムで、横軸両端の区間の割合が大きい場合、アンサンブル予報による実況の捕捉が悪いことを示し、スプレッドが小さすぎることを示唆する。一方、横軸中央の区間の割合が大きい場合、スプレッドが大きすぎることを示唆する。また、予報にバイアスがある場合、ある区間に割合が偏る。アンサンブル予報のスプレッドが適切な大きさで、予報のバイアスが小さければ、割合が各区間に偏り無く存在し、実況の捕捉が良いと判断できる。

海面更正気圧と850hPaの気温を低い順に並べて出来るタラグラント・ダイアグラムを図2.3.7に示す。海面更正気圧はダイアグラム各区間の割合がほぼ一

定で、実況の捕捉が良いことがわかる。一方、850hPa気温はダイアグラム横軸25の区間の値がかなり多く、実況の捕捉が悪い。これは、全メンバーの日本付近の850hPa予想気温が実況より低いアンサンブル予報例が多いことを意味し、アンサンブル予報は全球モデルの日本付近の850hPa予想気温にある低温バイアスの影響を受けているといえる。

中川(2001)は全球モデルの物理過程（積雲対流スキーム）の改良をすすめており、これまでの実験では上で述べた低温バイアスの減少が確認されている。この改良を週間アンサンブル予報用のモデルに施すことで、実況の捕捉がさらに良くなることが期待できる。ただし、モデルの開発とその結果の現業化には時間がかかることから、第2.1節や平井(2001)による統計的検証等を通して全球モデルのバイアスの傾向とその程度を把握したり、ガイダンス（バイアスの補正）を用いる必要がある。

### 2.3.6 まとめ

2002年2月に行った現業EPSの変更により、週間アンサンブル予報は北半球域や日本付近でより大きなスプレッドを得ることが出来た。その結果、日本の夏の予報や熱帯域の予報に改善が見られた。一方、全球モデルのバイアスを原因とする課題はまだまだ残っている。

今後は、全球モデルの改良をできるだけ速やかに現業EPSに反映させることにより、週間アンサンブル予報の改善を目指す。また、並行して、週間アンサンブル予報用全球モデルの高解像度化や初期値作成手法の高度化、またアンサンブルメンバー数の増強などの開発と調査を進め、次期の計算機システム更新後にその成果を現業化する計画である。

### 参考文献

- 経田正幸, 2000: 週間アンサンブル予報システムの性能. 平成12年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 86-93.
- 経田正幸, 2001: 週間アンサンブル予報. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38-41.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. 気象研究ノート第201号, 日本気象学会, 73-104.
- 中川雅之, 2001: 全球モデル(GSM)の変更とその影響. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 34-37.
- 林久美, 2001: 週間天気予報におけるアンサンブル予報. 平成13年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 45-52.
- 平井雅之, 2001: 統計的検証. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30-33.

<sup>5</sup> 区間数は、アンサンブルメンバー数+1となる。