

数値予報解説資料(36)

平成 15 年度数値予報 研修テキスト

「防災情報・短期予報用プロダクトの精度向上」

(数値予報課)

平成 15 年 10 月

October 2003

気 象 庁 予 報 部

防災情報・短期予報用プロダクトの精度向上

目 次

はじめに

第 1 章 領域・メソ解析と台風モデルの改良	1
1.1 領域 4 次元変分法	1
1.2 メソ解析へのマイクロ波放射計データ同化	7
1.3 メソ・領域解析の台風ボーガス	13
1.4 台風モデルの物理過程の改良	17
第 2 章 領域・メソ数値予報・台風モデルの検証	22
2.1 領域モデルの統計的検証	22
2.2 メソ数値予報モデルの検証	28
2.3 台風予報の検証	33
2.4 RSM と GSM の海上風の検証	38
第 3 章 数値予報応用技術の開発と検証	43
3.1 RSM 及び MSM 最大風速ガイダンス	43
3.2 気温ガイダンスの改善	47
3.3 降水短時間予報オブジェクト指向モデルの開発	53

はじめに¹

平成13年3月の更新以来、現NAPSでは、予報モデル・データ解析システム・応用技術という数値予報システムの全ての分野で様々な改良が実施され、また今後も計画されている。その中には、次期・次次期NAPSという今後5年から10数年先までの気象庁の数値予報システムを支えることになるであろう重要な技術革新も含まれている。

予報モデルでは、静力学近似のプリミティブ方程式に代わって、力学的な近似のない非静力学モデルを現業モデルとして初めて運用するべく、平成15年度末のメソモデルへの導入を目指して開発を鋭意行っている。全球モデルもセミラグランジュ法の導入や物理過程の改良等、モデルの抜本的なリニューアルに向け開発が進んでいる。また、平成8年の1ヵ月アンサンブル予報の導入に続いて、平成13年3月NAPS更新時に週間アンサンブル予報の運用が開始され、数値予報モデルに基づく確率予報の利用が進んでいる。データ解析システムでは、平成13年9月に全球3次元変分法、平成14年3月にメソ4次元変分法、更に本年6月に領域4次元変分法がルーチン化され、気象庁の数値予報モデルのための解析システムはすべて、従来の最適内挿法から変分法データ同化法に更新された。平成16年には全球4次元変分法の導入も計画されている。応用技術関連では、降水短時間予報に関して、従来のパターンマッチングを主とした外挿法を補充するものとしてオブジェクト指向モデルによる移動予測が実用化目前となっている。

これらの技術は、それ自体が数値予報プロダクトの精度向上・改善に貢献するだけでなく、新しい技術基盤を構築して数値予報技術の更なる飛躍を可能にすることに大きな意義がある。例えば、非静力学モデルでは、縦横比が1以下であるような小規模の大気現象の再現が可能で、また雲の中の水物質のあらわな取り扱いが可能であるため、水平格子間隔を1 kmから数kmと高分解能化することによって精度の高い降水予測の実現が期待できる。変分法データ同化法は、衛星やレーダー等のリモートセンシング観測によって提供される多種・大量の観測データの同化を可能にし、モデル初期値や実況監視のための解析の精度・品質の大幅な向上が実現できる。

個々のルーチンについても改良が進められている。台風モデルは、昨年度ボーガスの改良を、本年7月に物理過程の改良を行い、進路予報・強度予報の精度向上を図っている。領域モデルも、対流スキームの改良が今年度中には実現する見通しである。変分法データ同化では、全球3次元変分法において、NOAAの極軌道衛星搭載ATOVSマイクロ波輝度温度の直接データ同化が積雲対流スキームの改良とともに本年5月にルーチン化され、熱帯域・亜熱帯高気圧の予報が改善した。QuikSCAT散乱風の同化も同月実施された。メソ4次元変分法では、国内ACARSデータの同化が昨年8月に始まり、マイクロ波放射計データの同化も本年9月にルーチン化の予定である。短期予報ガイダンスでは、MSM最大風速ガイダンスのような防災気象情報用ガイダンスの開発によって新しい予報作業システムに向けたラインアップが完成しつつある。

気象庁は、防災気象情報に重点を置いた新しい予報業務の実施を目指して予報作業の改善を進めている。災害に結びつく大気現象のポテンシャル予測や、現象そのものの予測の基礎となる資料が数値予報であることは言うまでもない。上記の数値予報システム全般の改良は防災気象情報の改善に貢献することが大きな目的の一つであり、平成17年度に計画している次期NAPSにおいて本格的な防災気象情報のための数値予報支援資料の提供を実現する予定である。

本研修テキストでは、防災情報・短期予報プロダクトに関連した技術開発・改良と数値予報モデルの精度の検証を、特に取りあげて報告する。技術開発・改良の報告からは、その目的と実際の予報に対する効果について、また、検証の報告からは、モデルの予報精度の限界と予報特性について理解を深め、数値予報資料を一層活用して頂きたい。

¹ 中村 一

第1章 領域・メソ解析と台風モデルの改良

1.1 領域4次元変分法¹

1.1.1 はじめに

2003年6月19日、領域モデル (RSM) のためのデータ同化システムである領域解析に4次元変分法を導入した「領域4次元変分法 (領域4D-Var)」がルーチン化された²。4D-Varのルーチン解析への導入は、防災気象情報の精度向上を目的として2002年3月19日にメソ数値予報モデル (MSM) に対してルーチン化されたメソ4D-Var (石川・小泉 2002) に続くものである。

4D-Varではデータ同化期間を設けて、この期間の任意の時刻に測定された地上、高層、ウィンドプロファイラ、船舶やブイ、航空機、気象衛星、レーダー・アメダス解析雨量などの観測データと、解析予報サイクルで引き継がれる第一推定値を基に、同化期間の初めの時刻で予め観測誤差と予報誤差を設定して構成した評価関数の最小値を与える最尤推定値を求め、この値を同化期間内に設けた解析時刻まで時間積分して解析値を得る (露木 1997, 2002; Bouttier and Courtier 1999)。最尤推定値を求めるためには、数値予報モデル (前方モデル) とアジョイントモデル (随伴モデル) を用いて繰り返し計算する。この繰り返し計算は計算機資源を節約するため、低解像度モデルを用いたインクリメント法で行う。領域4D-Varの低解像度モデルの仕様を表1.1.1に示す。メソ4D-Varと比較して大きな相違点は次の二つである：

- (i) データ同化期間が2倍長い。
- (ii) 格子間隔が2倍粗い。

これらの相違点は、RSMとMSMの予報時間と空間分解能の違いに由来する。(i)に関して、領域4D-Varのルーチンシステムの構成を第1.1.2項で解

表1.1.1 領域4次元変分法の低解像度モデルの仕様。

使用計算機	SR8000(分散メモリ・並列計算機)
データ同化期間	6時間/回
前方モデル	力学過程とすべての物理過程
随伴モデル	力学過程、水平拡散、鉛直拡散、湿潤過程、長波放射
格子数と間隔	163×129, 40km
鉛直レベル	40層(最上層 10hPa)
制御変数	風ベクトルのアンバランス成分、仮温度、比湿、地上気圧

¹ 新堀 敏基

² これに先立ち2003年6月12日18UTCに、解析時刻の前後3時間の観測データと同解析時刻の領域3次元最適内挿法からの第一推定値を用いて準ルーチン並行試験を開始し、2003年6月18日18UTCに本運用に切り替えた。

説する。(ii)に関して、数値モデルが替われば観測誤差と予報誤差の関係も変わるが、これらの誤差の設定については新堀・小泉 (2003) にまとめた。上の二つの相違点を除くと領域4D-Varの設計については、解析変数はRSMの予報変数と同じく風ベクトル、仮温度、比湿および地上気圧とすること、データ同化する観測要素は風ベクトル、気温、相対湿度、地上気圧および解析雨量とし、毎正時±30分以内の観測データを正時に測定されたと見なして同化することなど、メソ4D-Varと本質的に同様である (石川・小泉 2002)。なお、従来の解析方法である領域3次元最適内挿法 (領域3D-OI (多田 1997)) と領域4D-Varの違いについては新堀 (2003) を参照された。

第1.1.3項では、2002年6月を対象とした領域4D-Varの解析予報サイクル実験の検証結果を中心に報告する。第1.1.4項では、RSMでしばしば問題となる低気圧の過発達について、第18回合同マップディスカッション (2001年7月13日、予報課と数値予報課で開催) および平成13年度数値予報研修テキスト (今泉 2001) で取り上げられた2001年5月17日の事例を、領域4D-Varで再解析した結果を示す。第1.1.5項はまとめと今後の課題である。

1.1.2 ルーチンシステムの構成

領域解析に関連するルーチン運用のタイムテーブルを表1.1.2に示す。領域解析は1日4回行われ、第一推定値には前回の解析結果を初期条件とするRSMの6時間予報値を用いる解析予報サイクルを組んでいる。このうち00, 12UTCの解析値が、1日2回行われるRSMによる51時間予報のための初期値となる。そのため領域予報の直前に18, 00UTCと06, 12UTCの領域解析を各々連続して実行している。したがっ

表1.1.2 ルーチン運用のタイムテーブル (一部)。

CAは全球サイクル解析、GAは全球速報解析、RAは領域解析、RFは領域予報を表し、下2桁の数字は解析時刻 (UTC) を表す。開始時刻およびカットオフ時間はおおよその目安。

ジョブグループ	開始時刻(UTC)	カットオフ時間
CA18	01:20	7時間20分
RA18	02:20	8時間20分
GA00	02:30	2時間30分
RA00	03:00	3時間
RF00	03:40	—
CA06	13:20	7時間20分
RA06	14:20	8時間20分
GA12	14:30	2時間30分
RA12	15:00	3時間
RF12	15:40	—

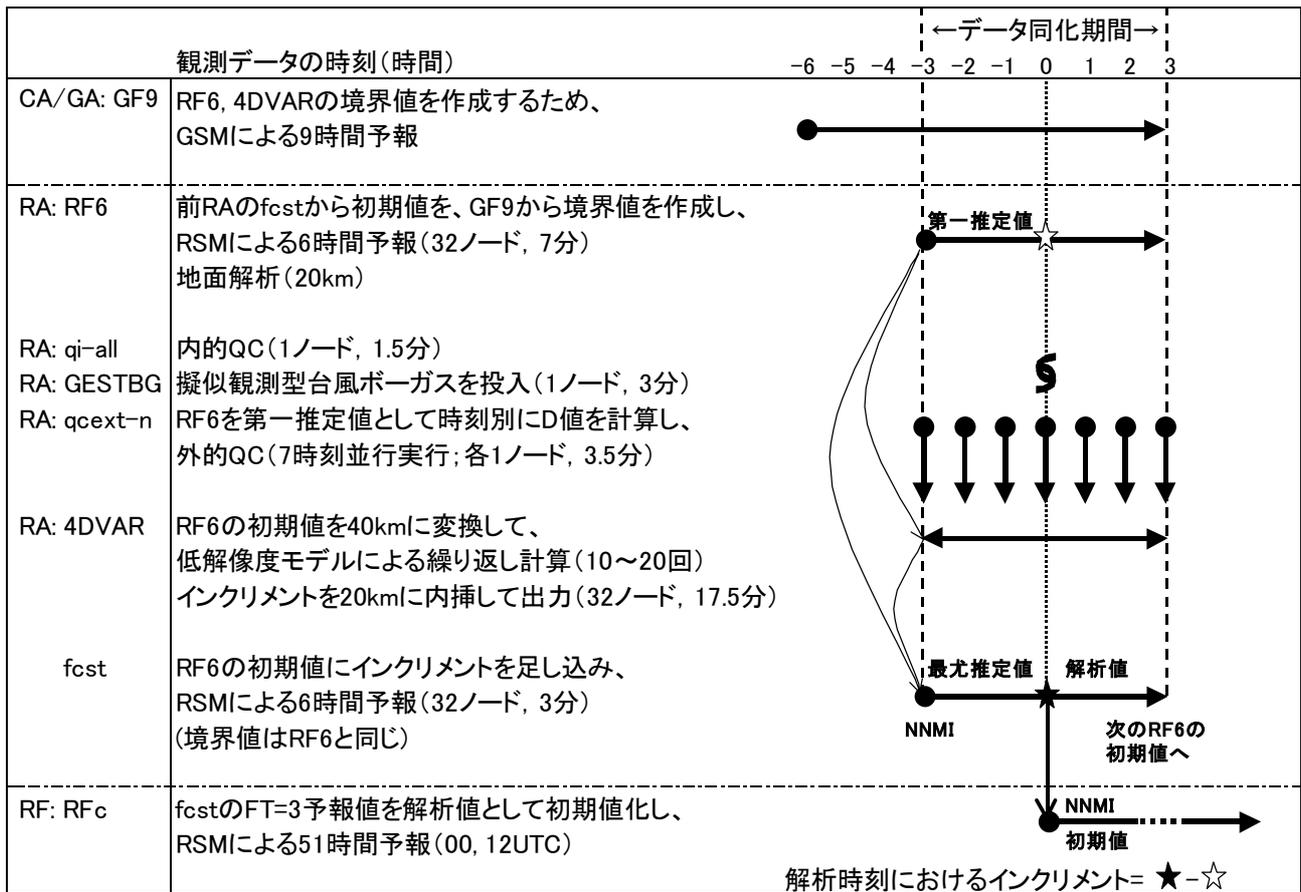


図1.1.1 領域4次元変分法の処理の内容。「観測データの時刻」は解析時刻に対する時間差を表す。

て、00, 12UTCの観測データの入電打ち切り時間(カットオフ時間)は3時間、18, 06UTCでは8時間20分取ることができる。

領域4D-Varの処理の内容を図1.1.1に示す。メソ4D-Varでは解析時刻の前3時間を同化期間としているのに対し、領域4D-Varでは解析時刻の前後3時間の計6時間としている。これは、領域3D-OIのときに解析時刻の前後3時間以内に測定された観測データを同化していたことを領域4D-Varでもそのまま踏襲して、できる限り新しい観測データを同化するようにしたためである。

また、台風を解析値に表現するための台風ボーガス(大野木 1997)は、領域3D-OIで使用してきた埋め込み型に替わり、メソ4D-Varと同じく擬似観測型を使用する(小泉 2002)。領域4D-Varでは、予報課で解析された解析時刻の台風情報を基に作成する擬似観測型台風ボーガスを、解析時刻に投入してデータ同化する。投入する擬似観測データについては第1.3節を参照されたい。

1.1.3 解析予報サイクル実験

前項で説明したルーチンシステムと同じ構成で、領域4D-Varによる1日4回の同化実験とRSMIによる1日2回の予報実験を、2002年6月と2003年1月の

各々1ヶ月間行った。ここでは2002年6月の検証結果を中心に報告する。比較の対象は、旧ルーチンの領域3D-OIからのRSMの予報である。

(1) 予報結果の初期値に対する平方根平均二乗誤差と平均誤差

解析時刻00, 12UTCの旧ルーチンまたは領域4D-Varで求めた初期値に対する、250hPa面東西風、500hPa面高度と気温、850hPa面気温の予報時間FT=12, 24, 36, 48における平方根平均二乗誤差(RMSE)と平均誤差を図1.1.2に示す。なお初期値は、各々の解析値に非線形ノーマルモード初期値化(NNMI)を施したものである。

誤差の大きさを表すRMSEについて領域4D-Varからの予報では、250hPa面東西風はFT=24~36について約0.3m/s、500hPa面高度はすべての予報時間について約2.2m、500hPa面および850hPa面気温はすべての予報時間について約0.1~0.3K、いずれも小さくなり予報精度が上がっている。この検証結果は第1.1.5項(1)で指摘するように、RSMの予報誤差の設定が関係していると考えられる。一方、RSMのバイアスを表す平均誤差の傾向は、250hPa面東西風を除いて大きく変化しておらず、解析方法の違いが数値モデルのバイアス特性に影響を与えていないこ

と分かる。

他方、2003年1月のサイクル実験については、

500hPa面高度のRMSEの改善が小さいことを除くと、2002年6月の検証結果と大きく変わらない(図

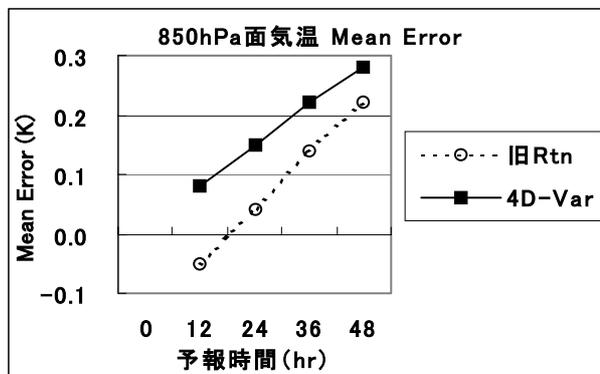
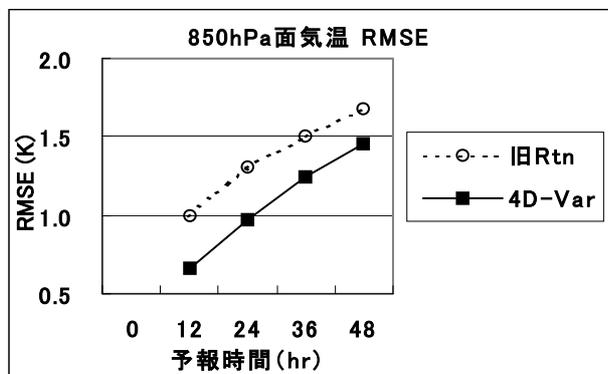
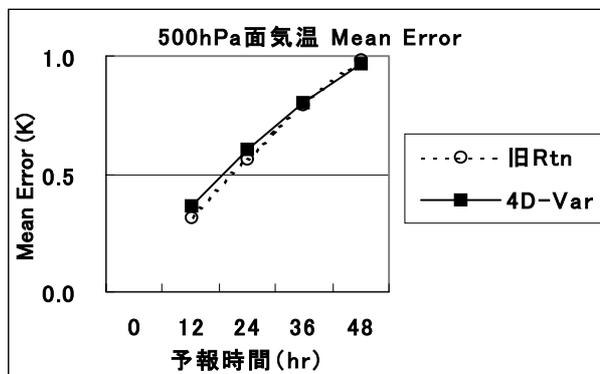
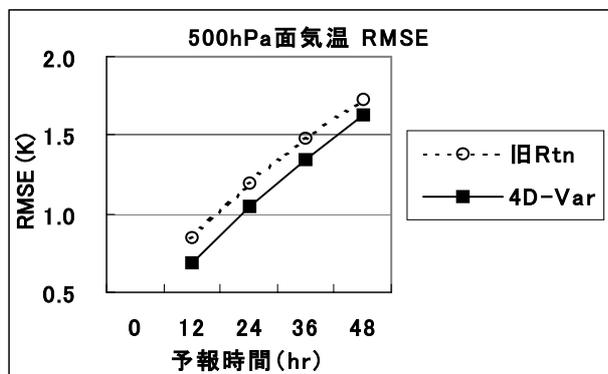
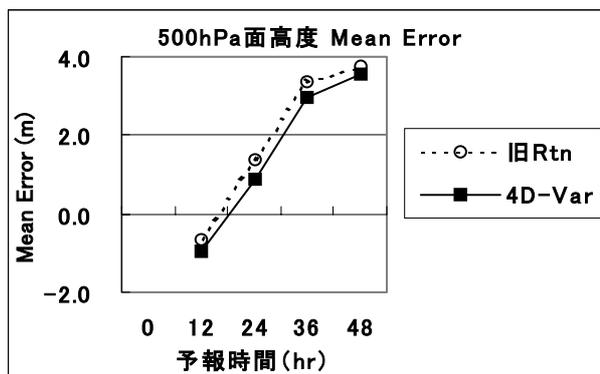
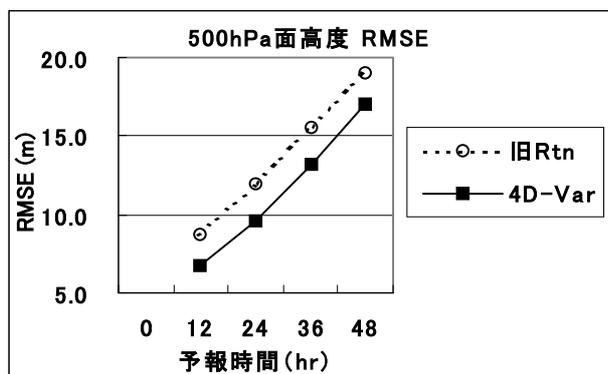
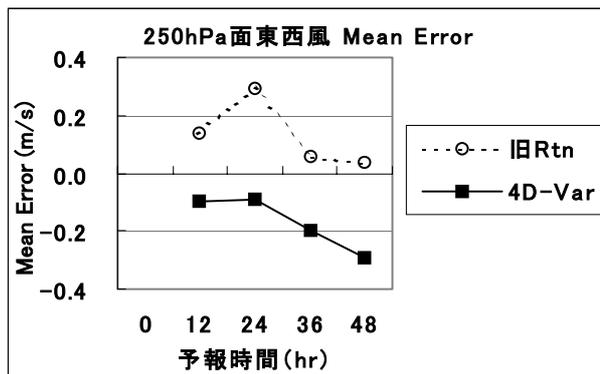
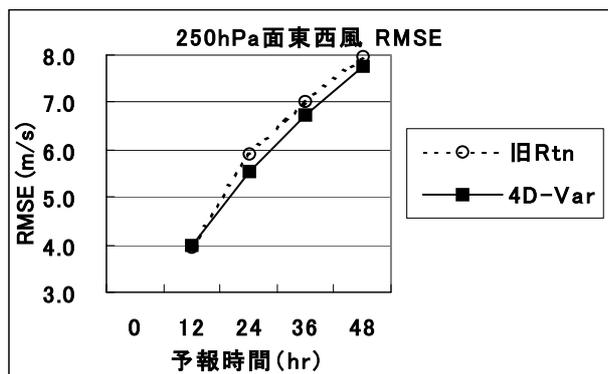


図1.1.2 初期値に対する250hPa面東西風、500hPa面高度・気温、850hPa面気温の平方根平均二乗誤差と平均誤差(統計期間:2002年6月1日~2002年6月30日)。

略)。

(2) レーダー・アメダス解析雨量の40km格子平均値で検証した雨のスレットスコアとバイアスコア

解析雨量の40km格子平均値で検証した6時間積算雨量1mm, 10mm以上の雨のスレットスコアとバイアスコアを図1.1.3に示す。

閾値1mm/6hrの弱い雨については、すべての予報時間にわたって、領域4D-Varのスレットスコアは旧ルーチンを上回り予報が観測に近づいている。一方、バイアスコアはやや大きくなり予報過多の傾向がある。また事例数の少ない閾値10mm/6hrのやや強

い雨についても、予報の前半 (FT=6~18) および後半 (FT=42~48) で、同様の傾向が見られる。

さらに、3時間単位で作成されるRSMガイダンスを念頭に置いて、閾値1mm/3hrのFT=24までの雨について見てみると、この傾向は顕著である (図1.1.4)。これは主に、3D-OIでは物理的初期値化 (PI) で取り込んでいた解析雨量を4D-Varでは直接同化すること、本項(1)で示したように各物理量の予報精度が上がったことが影響していると考えられる。

他方、2003年1月のサイクル実験については、どの閾値で見ても領域4D-Varのスレットスコアは旧ルーチンを概ね上回っており、かつバイアスコア

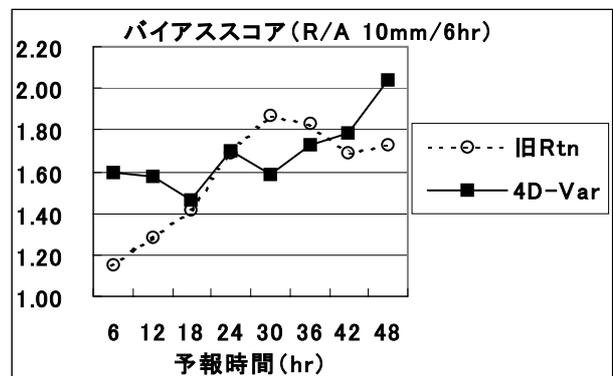
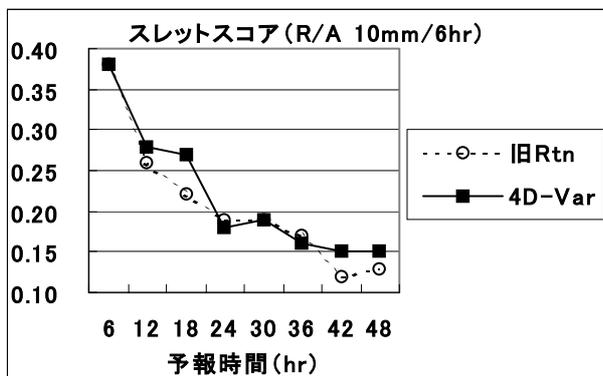
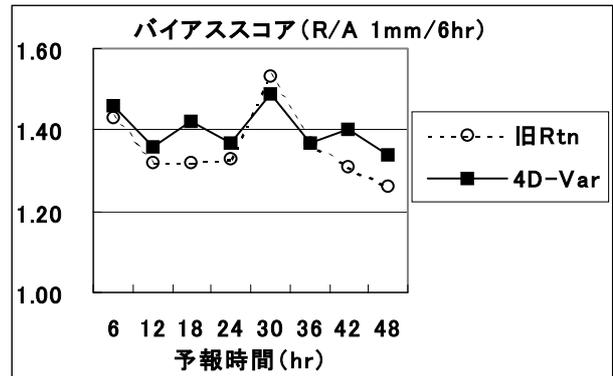
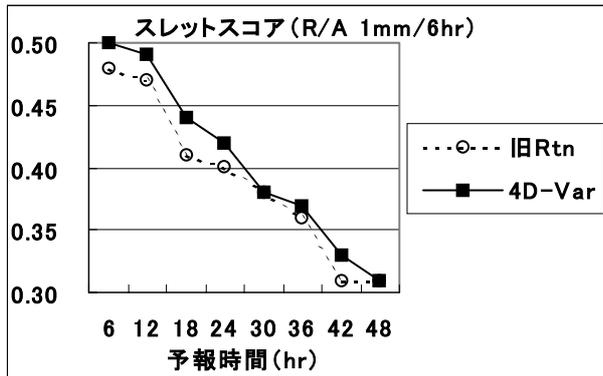


図1.1.3 レーダー・アメダス解析雨量の40km格子平均値に対する6時間積算雨量1mm, 10mm以上の雨のスレットスコアとバイアスコア (統計期間: 2002年6月1日~2002年6月30日)。

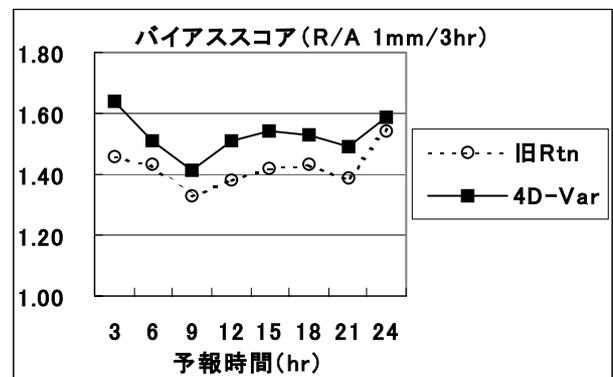
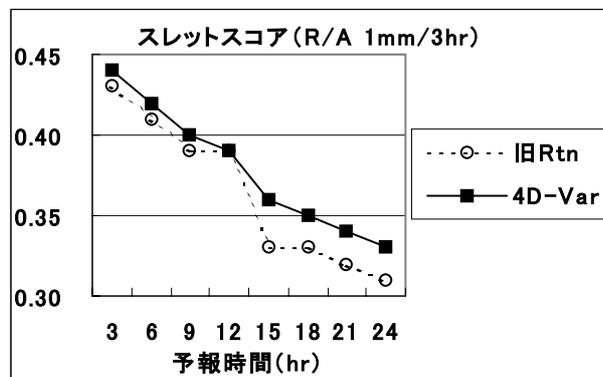


図1.1.4 レーダー・アメダス解析雨量の40km格子平均値に対する3時間積算雨量1mm以上の雨のスレットスコアとバイアスコア (統計期間: 2002年6月1日~2002年6月30日)。

は系統的に小さくなり1へ近づいている（図略）。

1.1.4 低気圧の過発達事例

RSMで問題となっている低気圧の過発達について、2001年5月17日12UTCの事例を領域4D-Varで再解析した。着目するのは、北海道の南東沖にある中心気圧1006hPaの小低気圧である（図1.1.5矢印）。旧ルーチンの解析結果（図略）と比較して中心気圧は2hPa浅いが、中心位置は変わらない。本題はこの低気圧に関する、2001年5月16日12UTCを初期時刻とする24時間予報である。

旧ルーチン（図1.1.6）では、初期時刻に房総半島東岸にあった中心気圧1004hPaの小低気圧（図1.1.6b矢印）が、24時間後に中心気圧979hPa、最大風速50ノットの爆弾低気圧になると予報した（図1.1.6c）。この一因として、領域3D-OIの解析変数である相対湿度をRSMの予報変数である比湿に変数変換する際に、過大な水蒸気を生じたことが報告されている（今泉 2001）。

そこで、旧ルーチンの第一推定値と観測値を用いて、領域4D-Varによる解析とRSMによる予報を行った（図1.1.7）。初期時刻において等圧線は局所的

に閉じていないが、旧ルーチンと同じく房総半島東岸に中心気圧1004hPaの低気圧が解析されている（図1.1.7b矢印）。そして24時間後には、三陸沖に中心気圧991hPa、最大風速37ノットの低気圧を予報したが（図1.1.7c）、旧ルーチンほど過発達はしてい

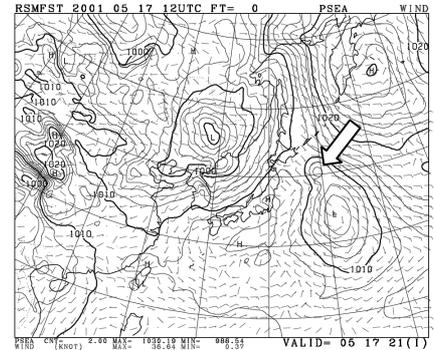
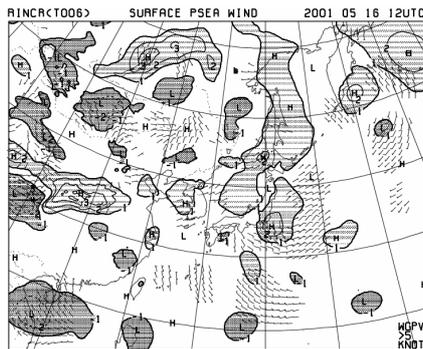
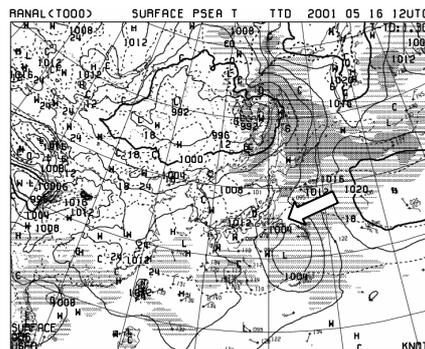


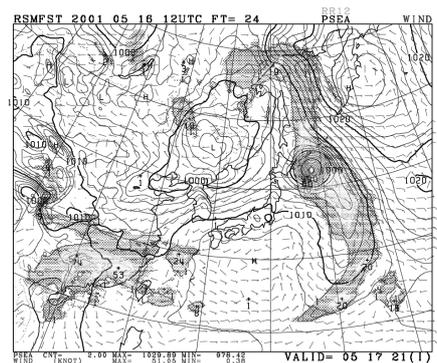
図1.1.5 領域4D-Varによる地上解析（気圧と風）（解析時刻：2001年5月17日12UTC）。等圧線は2hPaごと。



(a) 旧ルーチンの地上インクリメント（気圧と風）。濃い陰影部は負（L）、淡い陰影部は正（H）のインクリメントを表す。

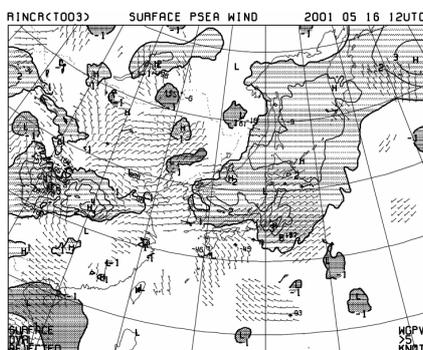


(b) 旧ルーチンの地上解析（気圧、気温と湿った地域）。等圧線は4hPaごと。

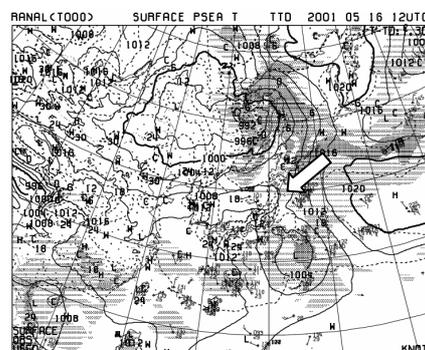


(c) 旧ルーチンの地上24時間予報（気圧、風と雨域）。等圧線は2hPaごと。

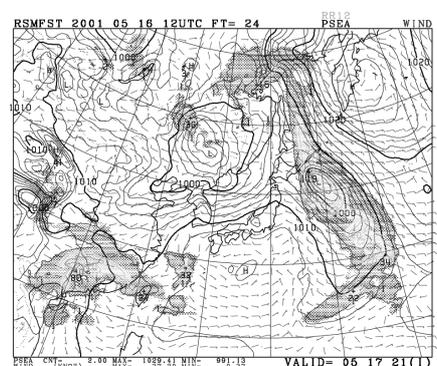
図1.1.6 旧ルーチンの地上のインクリメント、解析および24時間予報（解析時刻：2001年5月16日12UTC）。



(a) 領域4D-Varによる地上インクリメント（気圧と風）。濃い陰影部は負（L）、淡い陰影部は正（H）のインクリメントを表す。



(b) 領域4D-Varによる地上解析（気圧、気温と湿った地域）。等圧線は4hPaごと。



(c) 領域4D-Varからの地上24時間予報（気圧、風と雨域）。等圧線は2hPaごと。

図1.1.7 領域4D-Varによる地上のインクリメント、解析および24時間予報（解析時刻：2001年5月16日12UTC）。

ない。この低気圧の表現は、ルーチンの全球モデル (GSM)による地上24時間予報(図略)と似ている。

解析方法の違いにより第一推定値がどのように修正されたかを見るために、旧ルーチンと領域4D-Varによる地上インクリメントを図1.1.6aと図1.1.7aに示した。4D-Varは3D-OIと比べて大域的にインクリメントが入る特徴があり、いま着目している低気圧の進む経路では、領域4D-Varは地上気圧を1hPa程度浅めに解析しているが、大きな違いは見られない。

領域4D-Varでは、RSMの予報変数と同じく比湿で解析する。このため解析値から初期値への水蒸気の量に関する変数変換がなくなり、旧ルーチンで起きた低気圧の過発達抑制が抑制されたと考えられる。

1.1.5 まとめと今後の課題

領域解析に4D-Varを導入したことにより、領域予報は次のように変わる：

- (i) 総観場の予報精度 (RMSE) が向上する。
- (ii) 降水予報 (スレットスコア) が改善する。
- (iii) 低気圧の過発達が軽減する。

この節を終えるにあたり、領域4D-Varの今後の課題を三つ挙げておく。

(1) 観測誤差と予報誤差の再設定

各観測要素の対ラジオゾンデのRMSEは、第1.1.3項(1)で検証した対初期値と比べて改善が小さい(図略)。これは領域解析で用いるゾンデの観測誤差とRSMの予報誤差の設定が関係していると考えられる(新堀・小泉 2003)。これらの誤差の設定には旧ルーチンの予報値を使用しており、領域4D-Varからの予報値が統計的に十分な量に達した後で改めて設定することにより、さらなる改善が見込まれる。

(2) 擬似観測型台風ボーガスの改良

擬似観測型台風ボーガスを使用した2002年台風第4～6号について、事後解析結果(ベストトラック)に対する台風の平均予報位置誤差と、最大風速および中心気圧のRMSEと平均誤差を調べた(図略)。その結果は旧ルーチンと比較して、事例数の多い24時間予報まででは、平均予報位置誤差は6km減、最大風速のRMSEは1.6m/s減、平均誤差は4.8m/s減、中心気圧のRMSEは1hPa減、平均誤差は5hPa減であり、進路・強度予報とも改善した。しかしルーチンでは安定した計算が可能ないように、数値モデルの解像度に応じた強度の台風ボーガスを与えることが必要である。この観点に立つと擬似観測型台風ボーガスは、埋め込み型と比べて最大風速が強く中心気圧が深くなる傾向がある。したがって、進路予報を改善しつつ数値モデルにとって適切な強度になるように擬似観測型台風ボーガスを改良する必要がある。

(3) 数値予報モデルの違いによる4次元変分法データ同化システムの応答

RSMで問題となる低気圧の過発達は、領域4D-Varの導入により改善する事例があることを前項で示した。一方、数値モデルの物理過程の改良によりこの問題を改善するという方向でも開発が続けられている。その一つである雲水版RSM(細見 2002)について、解析方法を4D-Varとする2002年6月のサイクル実験を行った。ただし現4D-Varの低解像度モデルでは、雲水量を解析していない(表1.1.1)。そこで図1.1.1において、高解像度モデルを使用するRA: RF6, 4DVARのfcstステップとRF: RFcのみに雲水版RSMを用いた。実験結果は第1.1.3項と比較して、対初期値の500hPa面気温のRMSEがさらに約0.1～0.3K改善するのに対し、雨のスレットスコアは旧ルーチンより悪化、バイアスコアは1に近づく。これは細見(2003, 私信)による従来の3D-OIデータ同化システムと組み合わせた場合の雲水版RSMの予報特性と同様であり、解析方法が異なっても数値モデルの変更による特性の変化は同じ傾向である。したがって今後の数値モデルの変更に対しても、4D-Varデータ同化システムの高解像度モデルのみの変更でも一定の性能は保たれると考える。

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.
- 今泉孝男, 2001: 偽低気圧の発達問題. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20-25.
- 大野木和敏, 1997: 台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 52-61.
- 小泉耕, 2002: メソ4次元変分法の改良. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 4-7.
- 新堀敏基, 2003: 領域解析への4次元変分法の導入について. 天気, 50, 721-727.
- 新堀敏基, 小泉耕, 2003: D値統計に基づく領域解析のための観測誤差と予報誤差の設定. 数値予報課テクニカルメモランダム, 86, 21pp.
- 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.
- 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.
- 細見卓也, 2002: メソスケール低気圧の過発達の改善に向けて. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8-12.
- Bouttier, F. and P. Courtier, 1999: Data assimilation concepts and methods. Meteorological Training Course Lecture Series, ECMWF, 75pp.

1.2 メソ解析へのマイクロ波放射計データ同化¹

1.2.1 はじめに

メソスケールモデルの初期値を作成するメソ解析では現在、地上／高層観測の他、レーダーアメダス解析雨量（以下、解析雨量）が同化され、モデルの雨量が実況の解析雨量に近づくように解析が行われている（石川・小泉 2002）。しかし解析雨量の観測範囲は日本近傍に限られているため、日本列島から離れた海上では、その効果を得ることができない（図 1.2.1）。また降水の生成過程に直接影響する水蒸気の観測についても、現在のメソ解析では地上／高層観測の相対湿度のみしか利用されていない。従って、日本列島を取り囲む海上の、降水分布や水蒸気場の解析には観測データが不十分な状況であるといえる。この状況は特に、台風接近時などの、日本列島から離れた海上の湿潤大気が日本列島の上空に多く流入する条件の下での予報精度に大きく影響すると考えられる。

海上での降水強度や水蒸気観測として利用可能なデータに、衛星搭載マイクロ波放射計の観測データから推定される降水強度、及び鉛直積算水蒸気量（可降水量）がある。本節では、これらの推定値の同化開発の現状について述べる。以下、第1.2.2項で、利用する衛星搭載マイクロ波放射計について、第1.2.3項では、現在のメソ解析に、マイクロ波放射計推定降水強度データを追加して実施した同化実験について、第1.2.4項ではさらに、マイクロ波放射計推定鉛直積算水蒸気量を追加して実施した同化実験について述べる。第1.2.5項ではこれらの実験の結果を元に実施したサイクル同化予報実験の結果について述べ、第1.2.6項で今後の計画について述べる。なお本節中

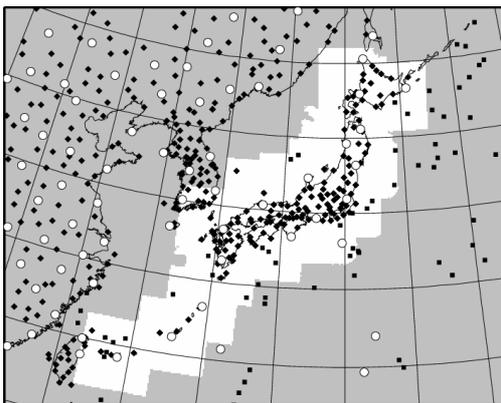


図 1.2.1 メソ解析で利用された水分に関する観測データ分布例。○が高層、◆が陸上、■が海上（船舶・ブイ）の相対湿度観測地点を示し、白抜きがレーダーアメダス解析雨量の観測範囲を示す。

の衛星名、及びマイクロ波放射計の略号については本節末の略号表を参照いただきたい。

1.2.2 利用する衛星搭載マイクロ波放射計

マイクロ波放射計は、地表面や大気はその温度と物質特性に応じて射出する熱放射の強度をマイクロ波領域の様々な周波数により観測するものである。これらの観測された熱放射強度を、等価黒体温度に換算し、この値から降水強度や、鉛直積算水蒸気量などの物理量を推定する。この物理量推定手法については様々な研究が行われており、気象庁においても気象衛星センター（Meteorological Satellite Center, MSC）が宇宙開発事業団（National Space Development Agency of Japan, NASDA）の地球観測利用研究センター（Earth Observation Research Center, EORC）と共同で、降水強度及び鉛直積算水蒸気量の推定手法（MSC法）の開発を行った（竹内 1999）。MSC法は放射伝達方程式と回帰式を併用して降水強度及び鉛直積算水蒸気量の推定を行う半統計法の一つで、リアルタイム処理に適した簡便な手法であり、海上の観測に適用できる。MSC法はもともと、2002年12月に打ち上げられたNASDAの地球観測衛星「みどりII（ADEOS-II）」搭載のマイクロ波放射計「AMSR」用に開発された手法で、同様の周波数帯を観測するDMSP衛星のSSM/I、TRMM衛星のTMI、及びAqua衛星のAMSR-E等のマイクロ波放射計にも適用が可能である。

気象庁では、2003年4月現在、これらの衛星の観測データのうち、DMSP衛星3機（13, 14, 15号）のSSM/I、及びTRMM衛星のTMIのデータを準リアルタイム（観測後約2-6時間）で取得している。このことから、ここではSSM/I及びTMIデータからMSC法により降水強度、及び鉛直積算水蒸気量を推定、これら推定値の同化開発を行った。

なお、Aqua衛星のAMSR-Eのデータについては、2003年6月に準リアルタイム取得が開始されたばかりであるため本開発では利用しなかった。また、ADEOS-II衛星のAMSRのデータについては、2003年12月に予定されているデータ公開に応じて、準リアルタイムで取得が開始される計画である。これら新規データについては、品質評価をし、精度やインパクトを確認した上で、順次利用する予定である。

1.2.3 推定降水強度データ同化

はじめに、MSC法により推定した降水強度（以下RR）のみを現在のメソ解析システムに追加して同化した実験例について述べる。

図1.2.2はRRの例で、(a)がSSM/IによるRR、(c)がTMIによるRR、(b)と(d)がそれぞれに対応する時刻の解析雨量分布である。どちらも、矢印で示す強い雨

¹佐藤 芳昭

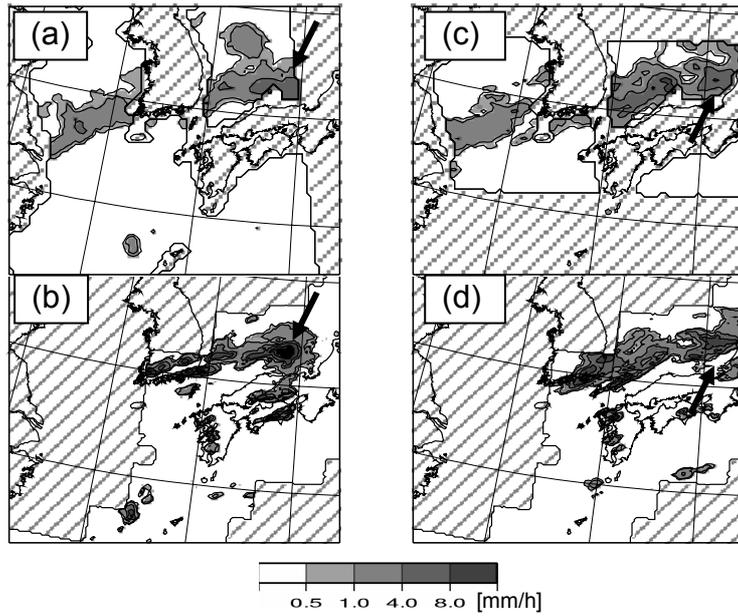


図 1.2.2 MSC 法による降水強度推定例。

(a) : SSM/I による降水強度推定例 (2001 年 6 月 18 日 1145UTC 頃)、(b) : (a)と対応する時刻 (同日 1200UTC) の解析雨量、(c) : TMI による降水強度推定例 (2001 年 6 月 18 日 1720UTC 頃)、(d) : (c)と対応する時刻 (同日 1700UTC) の解析雨量。観測範囲外は斜線を引いた。

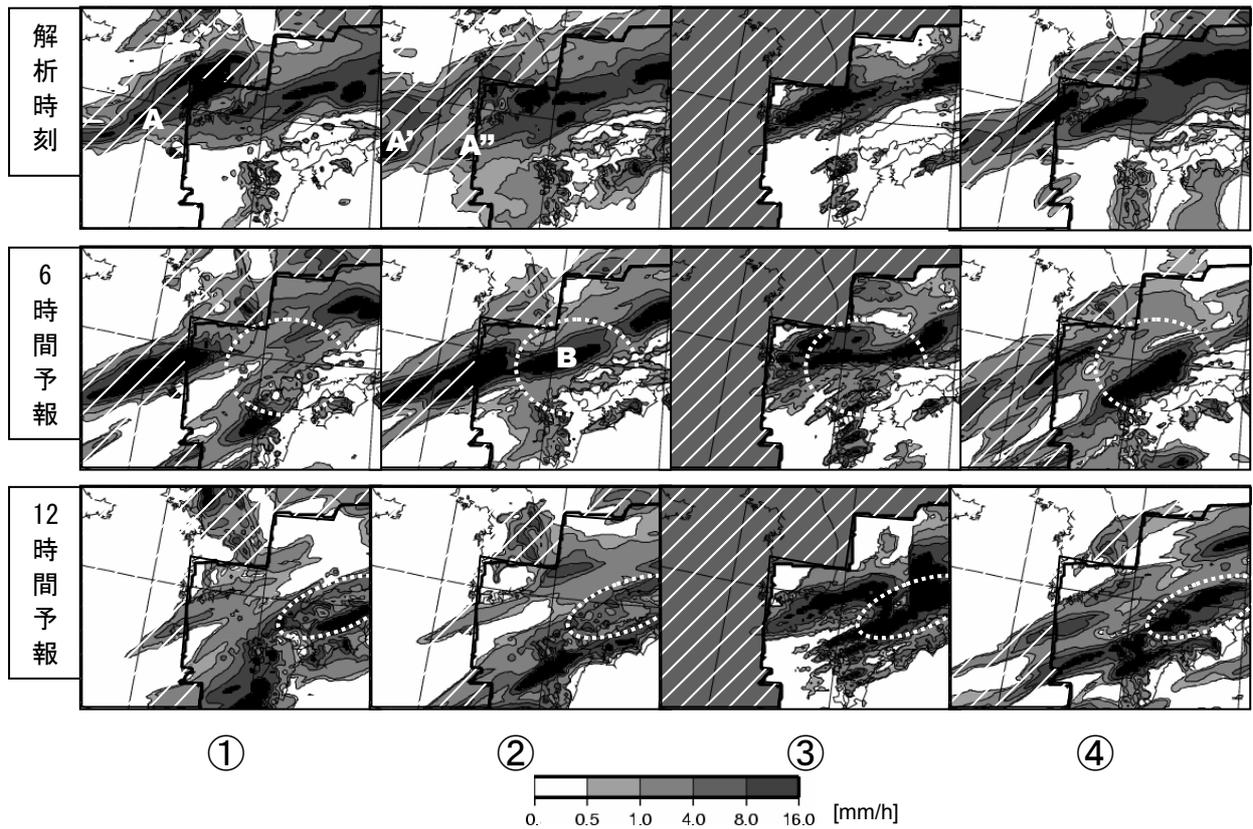


図 1.2.3 衛星降水強度、及び積算水蒸気量推定値の同化予報実験 (2002 年 6 月 18 日 18UTC を初期値とした事例) での解析時刻 (上段)、6 時間予報 (中段)、12 時間予報 (下段) の前 3 時間雨量分布

- ① 衛星推定値同化なし
 - ② 衛星降水強度推定値を同化
 - ③ 対応する時刻の解析雨量
 - ④ 衛星降水強度及び鉛直積算水蒸気量推定値を同化
- レーダーアメダス解析雨量の探知範囲外は白斜線を引いた。

域やその西に連なる雨域のパターンなどはよく一致しているが、強度は弱い。これはRRの空間解像度が低いためと考えられる。MSC法で降水推定に最も寄与の大きい周波数帯での、各マイクロ波放射計観測の地上空間解像度は、SSM/Iで63x43km、TMIで30x18kmである。一方、解析雨量の空間解像度は2.5kmであるので、RRは解析雨量を空間的に平均したような分布となる。ただしメソ解析では、降水量は20km格子に平均して同化されるので問題は小さく、解析雨量の観測範囲外の降水データが得られるメリットの方が大きい。

またRRは、実際には衛星が観測を行ったその瞬間の降水強度推定値である。これを同化するため使用する現在の降水量同化手法では、水蒸気の飽和した格子でその凝結する量を調節することはできるが、未飽和の格子の水蒸気量に対して、気温を調節して飽和に近付けることはできない（小泉 2002）。このため、観測値を瞬間で与えた場合、降水の観測される格子と飽和が予想される格子が、その瞬間に一致していなければ同化の効果が得られない。一方、RRを1時間積算降水量として扱えば、その1時間の時間幅の中で、降水の観測される格子と飽和が予想される格子とが一致すれば、その効果が得られることになる。このことから、本実験では、RRを1時間積算雨量として扱い、解析雨量と同様の手法で同化を行った。これにより、観測がモデルに影響を与える時間幅が広がり、同化の効果は高まる。

なお、RRを1時間積算雨量として扱うことで生じる誤差も観測精度を落とす要因の一つである。本実験期間中でのRRと対応する時刻の解析雨量との相関は、20km格子平均で比較しても0.59と、必ずしも高くはない。これについては今後、精度向上を図る必要があるが、ここではRRの観測誤差を解析雨量の誤差の倍に設定、RRを解析雨量に比べて精度の落ちる観測データとして利用することにした。これにより、RR同化は解析雨量同化に比べると、その効果が小さいものとなる。

TMIによるRRの同化例を図1.2.3に示す。①はRRを同化しない時、②がRRを同化した時の2001年6月18日18UTCを初期値とした解析時刻（上段）、6時間予報（中段）、及び、12時間予報（下段）の前3時間雨量分布であり、③はこれらに対応する時刻の解析雨量の分布である。この例でRR同化は、解析時刻6時間前の6月18日12UTCから行った。④は鉛直積算水蒸気量も追加して同化をした例で、これについては次項で述べる。なお、解析時刻の3時間雨量は、メソ解析の中で得ることができる。

RR同化を行った②では、解析時刻において、解析雨量観測範囲外の朝鮮半島の西海上の降水バンドの南北の幅がより広く解析されており、この時間のTMI

によるRR（図1.2.2c）とよく一致している。②ではその後Aの領域から強雨域が発達し、6時間予報で強雨域Bを九州の北海上に予報した。一方①ではそのような強雨域を予想しなかった。これは解析時刻にAに対応する領域に強雨域が解析されなかったためと考えられる。Aは解析雨量観測範囲の西端であり、その外側の解析場の影響を強く受ける。②では、RR同化でその表現が改善されたため、Aの表現が改善され、その結果6時間予報が改善されたと考えられる。

次に、RRを同化して解析・予報を行い、次の時間、その予報結果を第一推定値としてさらにRRを同化、解析・予報を繰り返すサイクル同化予報実験を1週間の期間で実施した。しかしながらこの実験では、RR同化のインパクトがあまり見られなかった。この理由の一つには、有効なRRのデータが少なかったことが考えられる。マイクロ波放射計を搭載する衛星は、低い高度を90～100分の周期で周回する低軌道衛星で、一度に観測できる範囲は狭い。このため、その衛星が日本の上空を通過するタイミングでしかそのデータを利用できない。DMSP衛星は、決まった時間に1日約2回、TRMM衛星は1日3回前後、日本の上空を通過する。現在、DMSP衛星3機、TRMM衛星1機が運用されているので、データが得られる機会は1日約9回となり、多くはない。また現在の降水量同化の手法では、0.5mm/h以上の雨しか同化に利用しないので、有効なRRはさらに少なくなる。そのうえ現在の降水量同化だけでは雨を観測した場所に対応するモデル格子の中下層が乾燥していた場合、それを修正できない（小泉 2002）こともあり、その効果が得られる機会は非常に限定されるのである。

降水同化の効果を高めるには、降水を形成する前段階の水蒸気場の解析精度改善が必要である。衛星観測データでは、降水域の外で、鉛直積算水蒸気量を推定することができる。このことから、鉛直積算水蒸気量を併せて同化し、解析精度の向上を目指すこととした。

1.2.4 推定鉛直積算水蒸気量データ同化

マイクロ波放射計による鉛直積算水蒸気量(Total Column Precipitable Water, 以下TCPW)は、降水がない海上で、MSC法により推定が可能である。図1.2.4にTCPWの例を示す。この例では、台湾の北東海上や日本の南東海上の雨域を除いた広い領域で、TCPWが推定されている。この利用により、衛星観測域全体でRRもしくはTCPWのいずれかの推定値が与えられることとなる。

TCPW推定値を、近傍（50km、1時間以内）の高層観測で検証した結果を図1.2.5に示す。調査期間は2002年7月及び12月の各2週間の計4週間で、縦軸がマイクロ波放射計によるTCPW推定値、横軸が近傍の

高層観測から計算したTCPWである。両者の相関係数は0.98と高く、TCPW推定値が、品質のよいデータであるといえる。

RRにTCPWを併せて同化した例が図1.2.3④である。RRの同化だけでは、6時間後まで発達していた対馬海峡の強雨域Bが9時間後以降、その強度を維持しなかったのに対し、TCPWを追加した同化では、強雨域が強度を維持したまま、12時間後に中国地方にかかる予報となり、より実況に近づいた。このときの解析時刻におけるTCPWと第一推定値の差(D値)を図1.2.6(a)に、TCPWを同化した結果得られた解析場と第一推定値の差を図1.2.6(b)に示す。このとき九州西海上(図中A)では、TCPWと比較して第一推定値の鉛直積算水蒸気量が小さかったため、TCPW同化でAの領域に鉛直積算水蒸気量がより多く解析された。このため、TCPWを同化した解析結果を初期値とした予報④では、降水帯の南側の水蒸気量が増えたことで、強雨域をより長時間維持できたと考えられる。

次に、RR同化と同じ一週間の期間でサイクル同化実験を行った。この実験の結果、降水スコアで正のインパクトが見られたので、現業システムに準じた同化実験を実施することとした。

1.2.5 サイクル同化予報実験

これらの結果に基づき、2003年の6月3～16日の2週間を対象とし、マイクロ波放射計による降水強度及び鉛直積算水蒸気量推定値(以下、RR/TCPW)同化実験を行った。なお本実験では、実際の現業運用に即した実験とするため、実際のデータ入電打ち切り時間に間に合うマイクロ波放射計データのみを利用した。比較対照は、当時ルーチンで現業運用されていたMSM(以下、ルーチン)である。

本実験期間中の国内ゾンデ観測に対する500hPa面

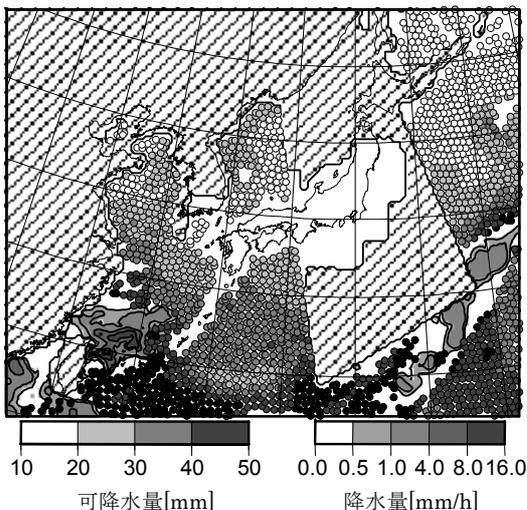


図1.2.4 マイクロ波放射計による積算水蒸気量推定データの分布例を○で示した。背景のマップは同時刻の解析雨量と衛星推定降水強度を合成した平均値を示す。データの無いところは斜線を引いた。

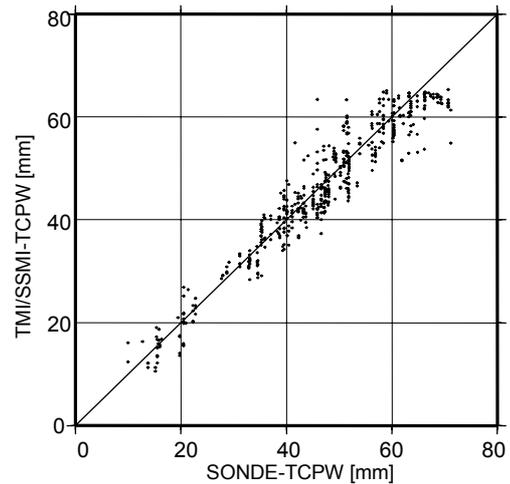


図1.2.5 2002年7月及び12月の各2週間、計4週間におけるマイクロ波放射計による鉛直積算水蒸気量推定値(縦軸)と高層観測から計算された鉛直積算水蒸気量(横軸)の対応。

高度、及び850hPa面温度予報の平方根平均二乗誤差(RMSE)を図1.2.7に示す。500hPa面高度は、12時間予報で若干の改善が見られた。850hPa面温度に関してはその差は小さいものの、予報時間すべてでRMSEが小さくなり、予報の改善が見られた。

次に本実験の降水予報の結果について、10km格子に平均化した解析雨量の3時間積算値を真値として計算した降水スコアを図1.2.8に示す。(a) 1mm/3hr, (c) 10mm/3hr共に予報後半でスコアが向上している。これは解析時刻の海上の水蒸気場や降水を形成する風、気温などの場がマイクロ波放射計観測の同化により改善され、それが予報後半に日本の上空に流入するためと考えられる。例として、6月3日18UTC

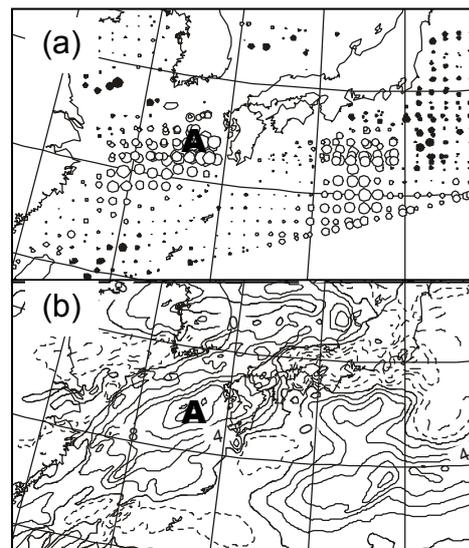


図1.2.6 (a) TMI 鉛直積算水蒸気量と第一推定値の差(D値)の分布. ○は正, ●は負で、大きさがD値の絶対値を示す. (b) メソ解析により得られた鉛直積算水蒸気量と第一推定値の差の分布、実線が正、破線が負を示す。

初期値の予報実験結果を図1.2.9に示す。これは日本列島南方海上から降水帯が北上してくる事例であった。ルーチンでは、降水帯が12時間予報で日本まで達しなかったが、RR/TCPW同化により日本の南岸まで降水帯を広げる予報となり、若干ではあるが降水の予報が改善された。これは、この降水帯が南海上にあるときの降水帯周辺の初期場がRR/TCPWの同化により改善されたためと考えられる。

また、その他の事例として6月13日18UTC初期値の予報実験結果を図1.2.10に示す。この事例について、ルーチンでは、場が乾燥していたため、解析雨量の同化だけでは降水が解析されず、3時間予報で雨域を表現しなかった。これがRR/TCPW同化により、弱いながらも九州に降水を予報するとともに日本海にも降水帯を解析し、より実況に近い形となった。これは6時間前のメソ解析（同日12UTC）のときに、九州西海上から日本海にかけて、TCPW同化により水蒸気量がより多く解析されたため、本メソ解析の解析雨量の同化で降水が表現されたと考えられる。

一方、冬季の2002年12月についても、同様の同化実験を実施したが、こちらの降水スコアでは目立った改善改悪は見られなかった。これは、冬季においては、日本から離れた海上の観測のデータが効果を発揮するような事例が少なかったためと推測される。

1.2.6 今後の計画

本同化実験において、夏の事例で正のインパクトが見られ、冬の事例でも目だった改善改悪がなかったことから、マイクロ波放射計による降水強度、及び鉛直積算水蒸気量推定値同化の早期現業運用開始を目指し、現在準備を進めている。

また第1.2.1項で述べたように、2003年6月から気象庁でAqua衛星のAMSR-Eのデータ取得が開始された。Aqua衛星のAMSR-EはDMSP衛星のSSM/Iと異なる時間帯に日本付近を観測する極めて重要なデータである。このことから早急に本データを同化システムに取り込む必要があり、現在データ品質等の調査を進めている。さらに今後、ADEOS-II衛星のAMSRや将来計画

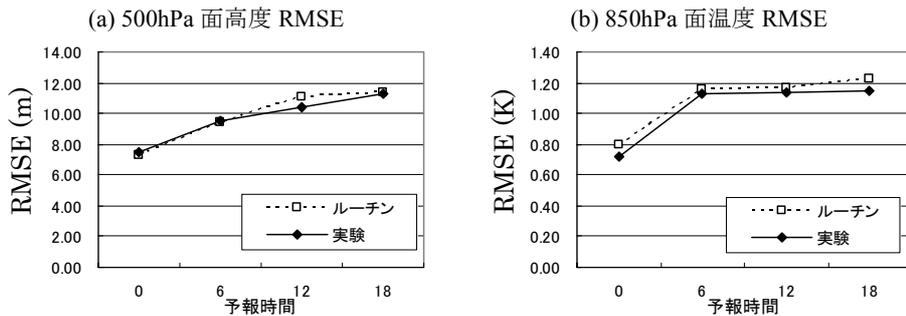


図 1.2.7 国内ゾンデ観測に対する a) 500hPa 面高度、b) 850hPa 面温度の RMSE (統計期間：2003年6月3～16日)

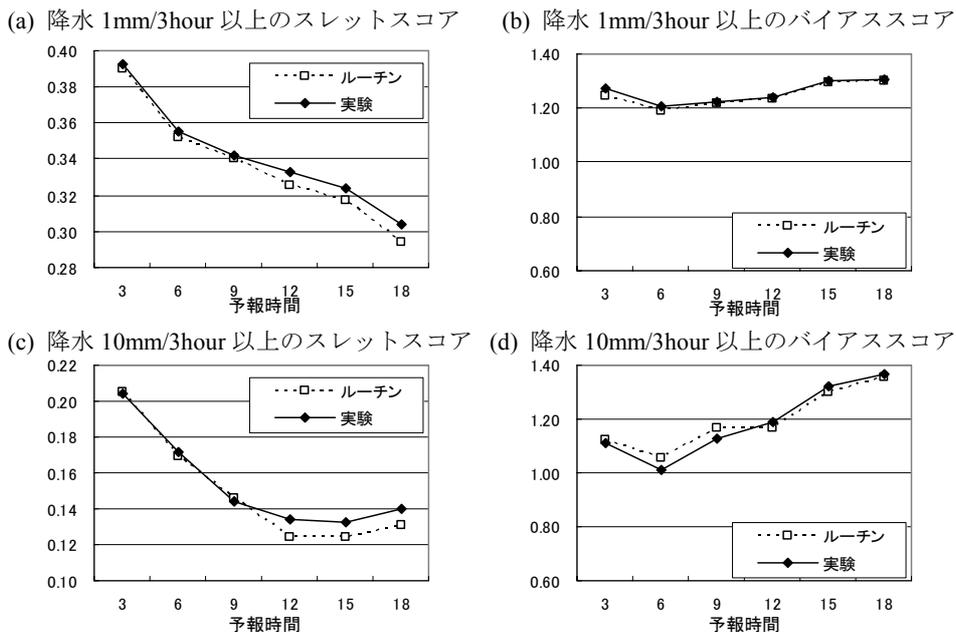


図 1.2.8 2003年6月3～16日のサイクル予報実験における3時間雨量1mm,10mm以上の雨のスレットスコア, バイアスコア (解析雨量全域、10km格子で検証)

されているマイクロ波放射計の情報を収集し、これらに即時対応し、利用していくことが、より精度のよい初期値解析には必要不可欠である。

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.
 小泉耕 (2002) : メソ4次元変分法の改良. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 4-7.
 竹内義明 (1999) : マイクロ波放射計. 数値予報課報告・別冊第45号, 気象庁予報部, 75-96.

衛星及びマイクロ波放射計略号表(初出順)

- ADEOS-II: Advanced Earth Observing Satellite-II (みどり II、NASDAの地球観測衛星、2002年12月に打ち上げ)
 AMSR: Advanced Microwave Scanning Radiometer (ADEOS-II衛星搭載の高性能マイクロ波放射計)
 DMSF: Defense Meteorological Satellite Program (米国の軍事気象衛星、1987年以降継続的に打ち上げ運用されており、2003年8月現在13, 14, 15号が運用されている)
 SSM/I: Special Sensor Microwave / Imager (DMSF衛星搭載のマイクロ波放射計)
 TRMM: Tropical Rainfall Measurement Mission (熱帯降雨観測衛星、NASDAとNASAの共同計画で1997年11月打ち上げ)
 TMI: TRMM Microwave Imager (TRMM衛星搭載のマイクロ波放射計)
 Aqua: EOS-PM1 (NASAの地球観測衛星システム(Earth Observing System, EOS))の午後軌道衛星の別称、2002年5月打ち上げ)
 AMSR-E: Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (Aqua衛星搭載の高性能マイクロ波放射計)

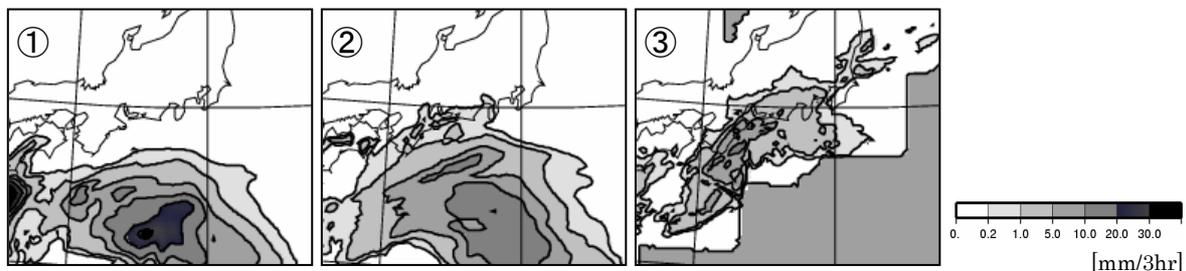


図 1.2.9 2003年6月3日18UTCを初期値とした①ルーチン、②マイクロ波放射計降水強度/積算水蒸気量同化実験での予報時間9~12時間の3時間降水量分布、③が対応する時間の解析雨量。

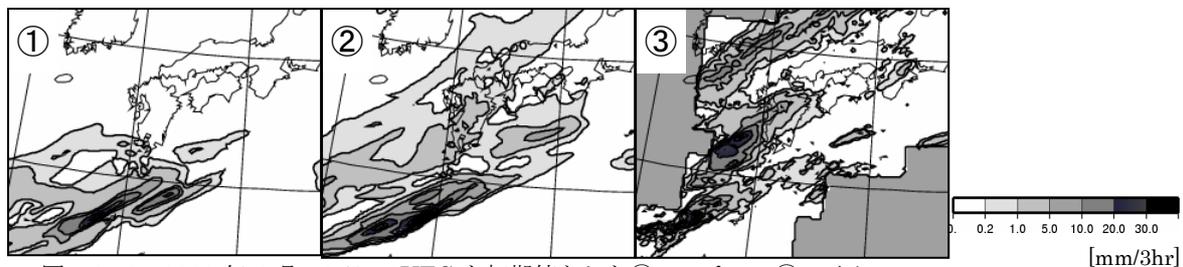


図 1.2.10 2003年6月13日18UTCを初期値とした①ルーチン、②マイクロ波放射計降水強度/積算水蒸気量同化実験での予報時間0~3時間の3時間降水量分布、③が対応する時間の解析雨量。

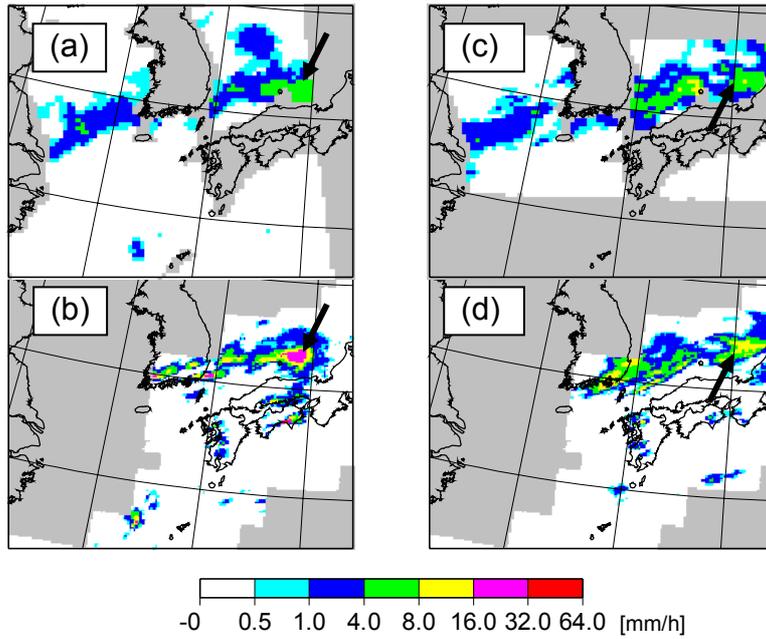


図 1.2.2 MSC 法による降水強度推定例。

(a) : SSM/I による降水強度推定例 (2001 年 6 月 18 日 1145UTC 頃)、(b) : (a)と対応する時刻 (同日 1200UTC) の解析雨量、(c) : TMI による降水強度推定例 (2001 年 6 月 18 日 1720UTC 頃)、(d) : (c)と対応する時刻 (同日 1700UTC) の解析雨量。

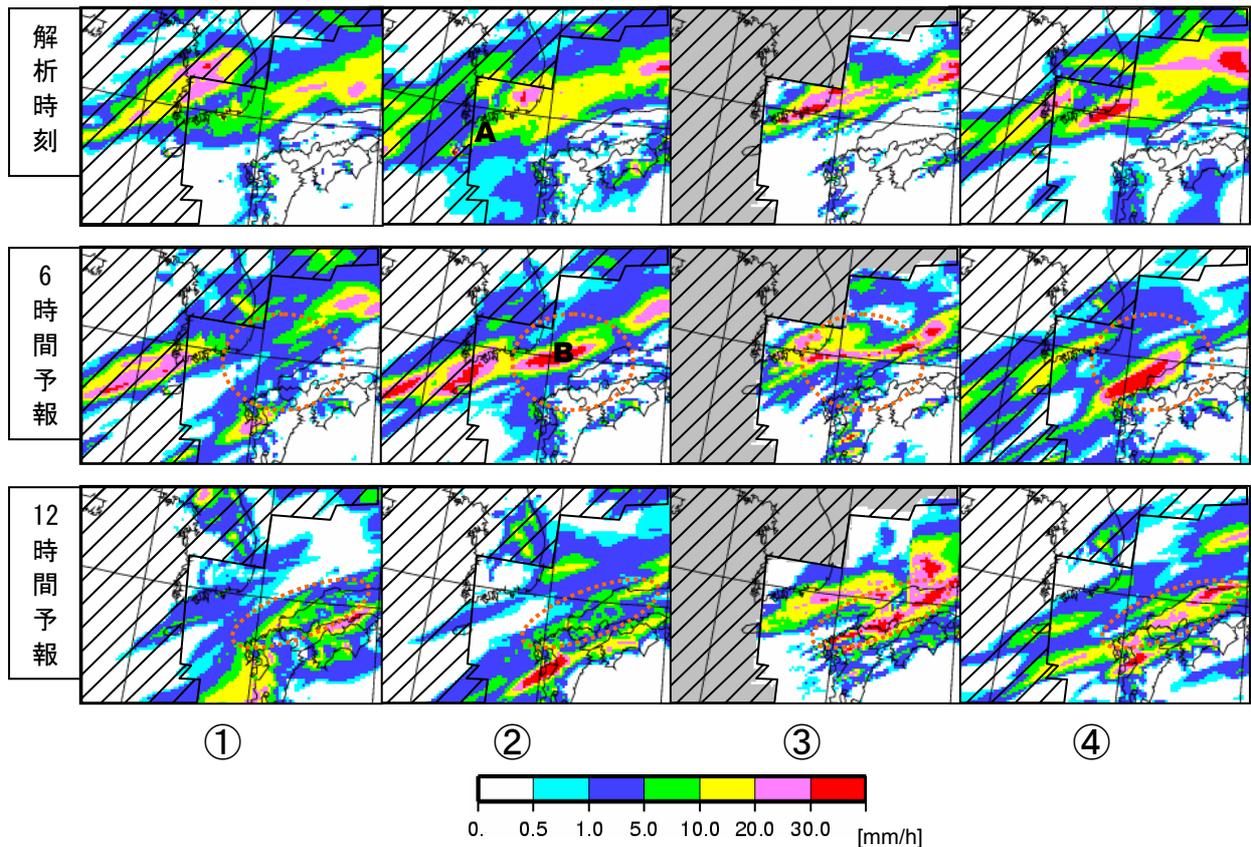


図 1.2.3 衛星降水強度、及び積算水蒸気量推定値の同化予報実験 (2002 年 6 月 18 日 18UTC を初期値とした事例) での解析時刻 (上段)、6 時間予報 (中段)、12 時間予報 (下段) の前 3 時間雨量分布

- ① 衛星推定値同化なし
 - ② 衛星降水強度推定値を同化
 - ③ 対応する時刻の解析雨量
 - ④ 衛星降水強度及び鉛直積算水蒸気量推定値を同化
- レーダーアメダス解析雨量の探知範囲外は斜線を引いた。

1.3 メソ・領域解析の台風ボーガス¹

1.3.1 はじめに

台風が低緯度の海洋上にあるときには台風周辺の観測データは極めて少ない。このため、第一推定値における台風の位置や強度が真の状態からずれていても、それはほとんど修正されることなくそのまま解析場に引き継がれる。台風の位置がずれたままの解析値を初期値とした予報では、その後の台風の予報にも誤差が生じることは避けられない。そこで、気象庁では、予報課が解析した台風中心位置・中心気圧・強風半径をもとに、経験式に基づいた典型的な台風構造(これを「台風ボーガス」と呼ぶ)を作って第一推定値に埋め込むことで、台風に関する情報を解析場に反映させてきた²(大野木 1997)。

この方法は、GSM, TYMのための解析(および4次元変分法導入前のRSMのための解析)に採用されているが、MSMの初期値を作成するメソ解析にはこれまで使われてこなかった。その理由の一つは、メソ解析では4次元変分法という手法で解析が行われていることにある。図1.3.1にあるように4次元変分法では、同化期間内のモデルの時系列が観測データに近づくよう、その初期値を調節して最適な時系列を得る。最適な初期値(X_n)から求めた予報値(図の A_n)が解析値となる。このため、他の解析で行われているように第一推定値(A_1)へ台風構造を埋め込むためには、その状態を予報するための初期値 X_1 を得る必要があるが、それは事実上不可能である。一方で、最適解が求まった後で A_n に台風ボーガスを埋め込むことは、観測データをもとにして得られた最適解を歪めることになり、埋め込んだボーガスの周辺については観測データが存在してもそれは無視されてしまうことになるので好ましくない。

そこで、従来の台風ボーガスにおいて仮定される典型的な台風構造から、あたかもそれを観測したかのように擬似的な観測データを作り出し、この擬似観測データを他の通常の観測データと共に4次元変分法で同化するという手法を考案し、実験を行った。

本節で述べる擬似観測型台風ボーガスは2003年6月2日からルーチンのメソ解析に導入されている。また、領域解析に4次元変分法を導入した際(2003年6月19日)にも同じ手法を採用している。

次項では台風ボーガスの作り方と擬似観測データの配置について概観し、第1.3.3項ではこの手法の効果について述べる。第1.3.4項は今後の課題である。

1.3.2 台風ボーガス作成方法

大野木(1997)にあるとおり、気象庁の台風ボーガスは以下の手順で作成される。

- 1) 強風半径と台風中心位置でのコリオリパラメタから、ボーガスを埋め込む領域の大きさを決める。
- 2) 中心気圧と1)で決めたボーガス領域の境界における第一推定値の気圧、および強風半径から、Fujita(1952)の実験式をもとに海面気圧の分布を決める。
- 3) モデルで表現できないような大きな気圧傾度にならないように中心気圧の調節を行う。
- 4) ボーガス領域内に気圧の観測データがある場合、それに合わせて中心付近の気圧傾度の調整を行う。
- 5) 柏木(1990)の経験式をもとに、上層300hPaまでの各指定面の高度の分布を決める。
- 6) 海面気圧や高度をもとに、傾度風の関係で各層の風を求める。下層(1000~925hPa)については摩擦を考慮した修正(風速を弱め、風向を台風中心方向にずらす)を行う。
- 7) 第一推定値に表現されている台風の周りの高度と風から非対称成分(台風中心を軸とする軸対称成分からのずれ)を取り出し、6)までで作成したボーガスに加える。
- 8) 高度と整合するように気温を求める。

擬似観測データを作成する場合でも、ここまでの手順は全く同じである。作成されたボーガス構造から以下の要素を取り出し、擬似観測データとする(図1.3.2参照)。

- a) 台風中心の海面気圧。
- b) 台風中心から半径200km間隔の同心円周上に等間隔に配置した6~12点(半径200kmの円周に6点、400kmの円周に8点、半径が600km以上の場合は12点)の海面気圧および1000hPaから300hPaまでの指定面の風。ただし、ボーガス領域内のみ。
- c) 台風中心から半径100kmの円周上に等間隔に配置した4点の海面気圧および1000hPaから300hPaまでの指定面の風(メソ解析のみ)。

なお、上記(c)に相当するデータは、解析の空間分解能を考慮してメソ解析でのみ使用している。

領域解析ではこの擬似観測型台風ボーガスを解析時刻の台風位置情報から作成し、解析時刻における観測データとして同化している。一方、今のところメソ解析では解析時刻の6時間前と3時間前の台風位置情報から作成したものをそれぞれの時刻の観測データとして使用している(図1.3.3参照)。解析時刻

¹ 小泉 耕

² なお、台風モデルは全球解析から初期値を得ており、全球解析に埋め込まれる台風ボーガスの他に、独自の台風ボーガスを作成して初期値に埋め込んでいる。

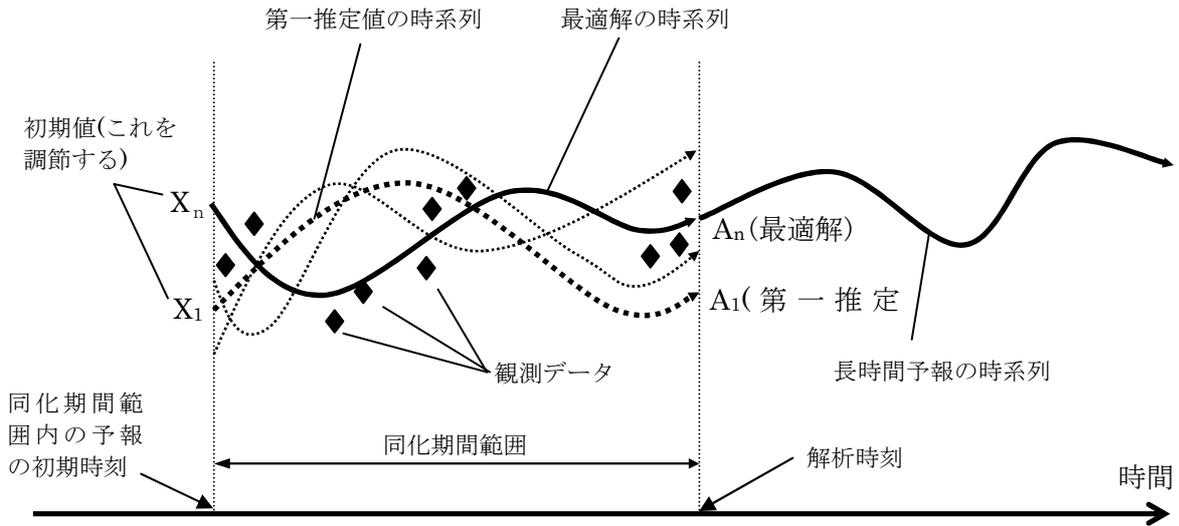


図 1.3.1 メソ 4 次元変分法の模式図。同化期間範囲内の観測データとモデルの時系列のズレを小さくするように X を変化させながら、繰り返し計算によって最適解を求める。

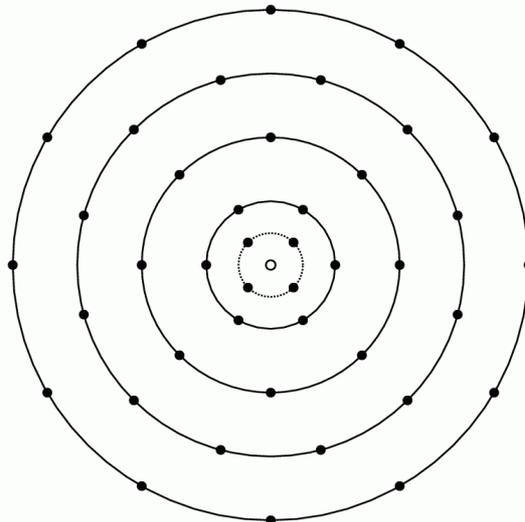


図1.3.2 擬観測ボーガスデータの配置図。上を北とする。白丸の点には海面気圧が、黒丸の点には海面気圧と1000～300hPaの指定面の風が置かれる。最内周の円の半径は100km、それ以外は半径200kmごとの同心円になっている。最内周の4点はメソ解析の場合にのみ配置される。この図では半径800kmの円までを描いているが、ボーガスデータを配置する範囲は台風の強風半径によって変動する。

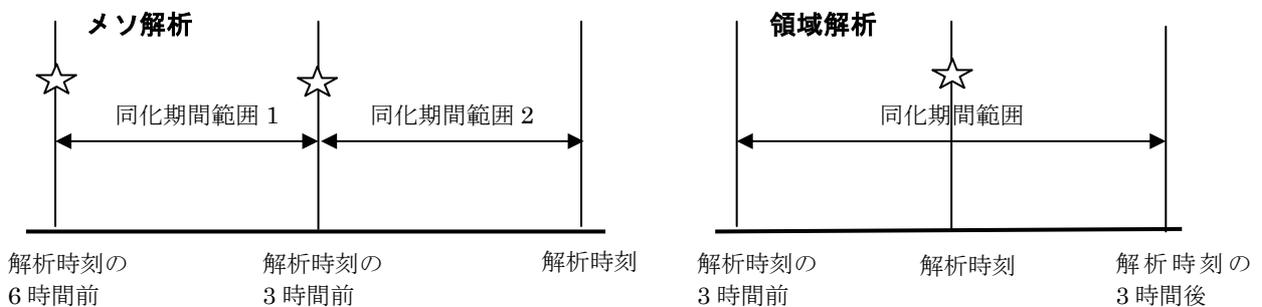


図1.3.3 メソ解析(左)と領域解析(右)の同化期間範囲。星印は台風ボーガスデータを入れる時刻を表す。

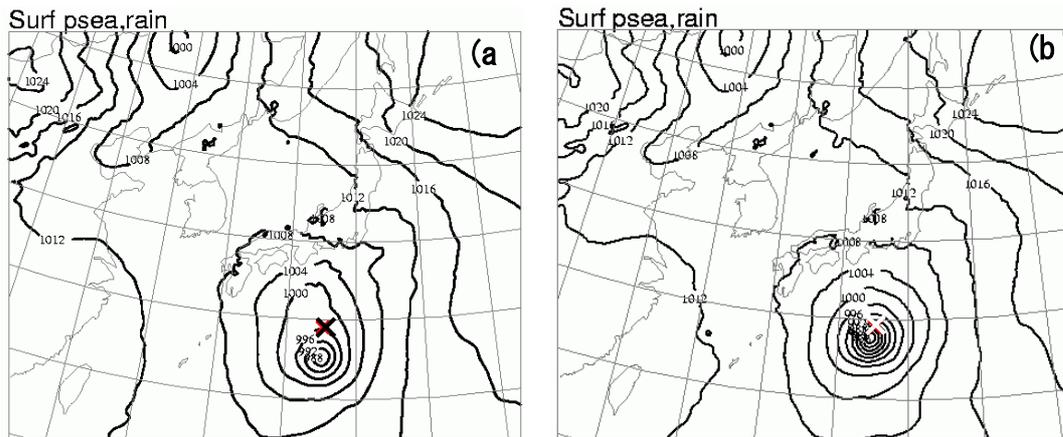


図1. 3. 4 2002年10月1日00UTCのメソ解析による海面気圧の解析値。(a)は擬似観測型台風ボーガスを使用しない場合の解析、(b)は使用した場合の解析。×印は台風0221号の実際の中心位置。

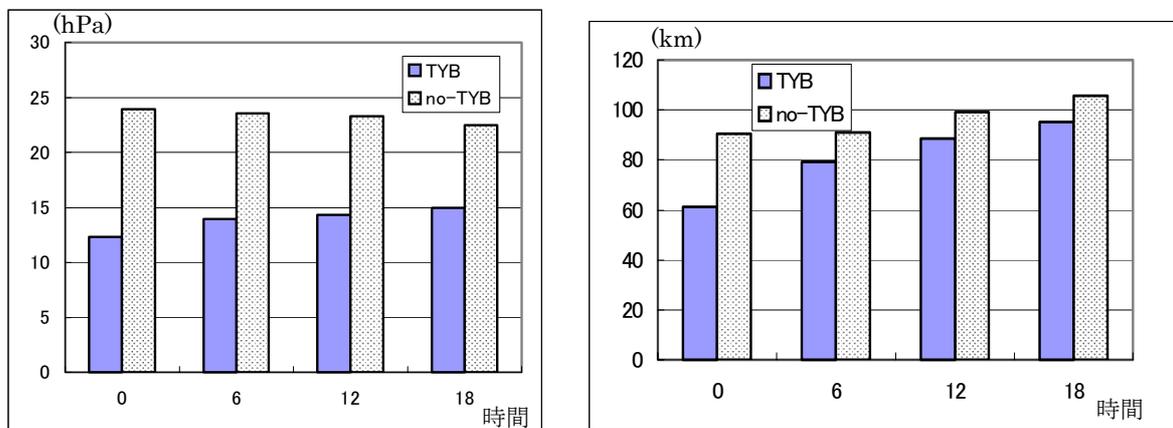


図1. 3. 5 2001年の台風17号についての中心気圧の予報誤差(左)と中心位置の予報誤差(右)。横軸は予報時間。TYBは擬似観測型台風ボーガスを使用した場合、no-TYBは使用しない場合を表す。15予報の平均によって求めた。

の台風位置情報を使用していないのは、メソ解析の観測打ち切り時刻が50分と短いため、解析時刻の台風位置情報が打ち切り時刻までに安定して取得できるかどうか不明であったことによる。今後、台風位置情報の取得状況を確認しつつ、これを使用する方向で調査を進める予定である。

1.3.3 擬似観測型台風ボーガスの効果

まず、解析でのボーガス導入の必要性を示す事例として2002年の台風21号の例を示す。この台風は観測データの少ない領域を高速で北上したため、図1.3.4(a)のように台風ボーガスを使わないメソ解析では台風の中心位置が大きすぎていた。また、観測の豊富な本州沿岸では観測に基づいた解析が行われたため、結果として南北に伸びた不自然な低圧部が作られている。これに対して台風ボーガスを使用した場合は(図1.3.4(b))、中心位置の誤差が小さくなり等圧線の形も台風特有の同心円になっている。ただし、台風の進行速度が大きかったため、解析時

刻の6時間前と3時間前の情報だけでは解析時刻での誤差を完全に小さくすることはできていない。

次に予報の改善例として、2001年の台風17号についての結果を示す。この台風はMSMの予報領域の内部で発生したため、側面境界から進入してくる台風よりもボーガスの効果が高いと予想される³が、事実、図1.3.5にあるとおり中心気圧の予報誤差・中心位置の予報誤差とも台風ボーガスを使用しない場合にくらべて小さくなっている。

なお、2001年9月にMSM領域内を通過した台風15, 16, 17号についての解析・予報サイクル実験では、中心気圧の予報誤差については明らかな改善が見られたものの、中心位置については台風17号を除いて中立であった。メソ解析の場合は台風ボーガスが無くても問題が無い事例も少なくないが、2002年の台

³ 境界値を与えるモデル(この場合はRSM)には台風ボーガスが入っているため、境界から進入してくる場合はズレが比較的小さい。

風21号のように解析の台風位置が大きくずれることを防ぐためにはボーガスの利用は欠かせない。

1.3.4 今後の課題

台風ボーガスの課題として、次のようなことがある。ボーガス構造というのはあくまでも多数事例から抽出された平均的なものであるから、個々の台風の状態を正しく表現しているとは限らない。たとえば、台風が北上して典型的な構造から崩れてきたような状況では、ボーガスによって表現される大気の状態が現実とずれている可能性がある。また、台風が観測データの豊富な領域にある時にボーガスデータを配置すると、かえって実観測の持つ情報が解析場に適切に反映しないのではないか、という指摘もある。これらの問題については、事例の蓄積を待つてボーガスデータの観測誤差や優先度等を調整するという方法で対応していきたい。

もちろん、観測情報だけで解析場に台風が的確に表現されればそれに越したことはない。現在、本庁予報課で行われている台風解析が主として静止気象衛星のデータをもとにしていることを考えると、静止気象衛星の雲画像を直接データ同化するための技術開発が重要な役割を果たすことになるだろう。

参考文献

- 大野木和敏, 1997: 台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 52-61.
- 柏木啓一, 1990: 台風ボーガスデータについて. 数値予報課報告・別冊第36号, 気象庁予報部, 66-68.
- Fujita, T., 1952: Pressure Distribution within Typhoon. *Geophys. Mag.*, **23**, 437-451.

1.4 台風モデルの物理過程の改良¹

1.4.1 はじめに

近年の台風モデル（以下TYMと略す）の精度向上は、主に台風ボーガス手法の改良によっており（例えば、永田（1997）、酒井・美濃（2002）など）、物理過程については1996年以降大幅な改良は行われてこなかった。一方、全球モデル（以下GSMと略す）については、1999年12月に物理過程の改良がなされ（以下、このときにGSMに導入された物理過程をGSM9912と呼ぶ）、台風進路予報についても一部改善が見られた。また、このGSM9912の物理過程は、領域モデル（以下RSMと略す）における低気圧の過発達問題への対策としてRSMへの導入開発が行われている（細見 2002）。このGSMで実績のある物理過程を、TYMにも導入することにより、TYMの物理過程をより高度化し、台風ボーガス手法だけでなくモデルそのものの改良により、台風予報の精度向上を図ることとした。

この改良により良好な結果が得られたことから、改良版のTYMは2003年7月の台風第7号から現業化している。ここでは、今回のTYMの改良点を示すと共に、予報実験の検証結果を示す。

1.4.2 物理過程の変更点

今回のTYMの物理過程の変更部分は、以下の2点である。

(1) GSM9912の物理過程の導入

今回TYMに導入したGSM9912の物理過程は、以下の2つである。

①降水過程

- ・雲水量の予報変数化に伴う大規模凝結スキームの改良
- ・荒川-シューパートスキームの改良
- ・中層対流パラメタリゼーションを湿潤対流調節からGSMで使われているマスマックス型スキームに変更

②放射過程

- ・雲水量予報変数化に伴う雲放射スキームの改良
- ・晴天放射スキームの改良

これらの物理過程の詳細な解説は、①降水過程については隈（2000）、②放射スキームについては北川（2000）にあるので、それらを参照していただきたい。細見（2002）は、これらの物理過程をRSMに

導入し、上層の風の場の改善や降水の集中による小低気圧の発達予報の改善を報告している。RSMと同じ力学フレームを持つTYMについても、上層風の精度向上や、降水の集中による小低気圧の発生を抑えることによる台風の進路予報の精度向上が期待される。

(2) 海面における熱・運動量フラックスの変更

(1)の変更による実験で、台風の中心気圧が深まり過ぎる問題が発生した。台風の強度予報は、積雲対流パラメタリゼーションの他、海面からの熱・運動量フラックスによって大きな影響を受ける。このことから、(1)の変更に加えて、海面からの熱・運動量フラックスについて、台風の中心気圧の深まり過ぎを抑えるように変更を行った。Bao et al. (2002) は熱・運動量のバルク輸送係数の計算に使われる海上の粗度長の式について、これまで提唱されている複数の式を用いて台風の強度予報の比較実験を行っている。そこでBao et al. (2002) を参考にして、これまで使われていたKondo (1975) の粗度長の式から、熱フラックス用の粗度長の式としてGarratt (1992) を、運動量フラックス用の粗度長の式としてBeljaars (1995) をそれぞれ利用するように変更した（付録を参照）。これらの変更による台風予報へのインパクトについては、第1.4.4項で述べる。

1.4.3 予報実験の概要

今回の改良による台風予報の評価のため、できるだけさまざまなタイプの台風についての評価が少ない事例数で効果的に得られるよう、発生の時期や転向の有無などの実況の進路特性を考慮し、以下の3つを予報実験の対象台風とした（図1.4.1）。

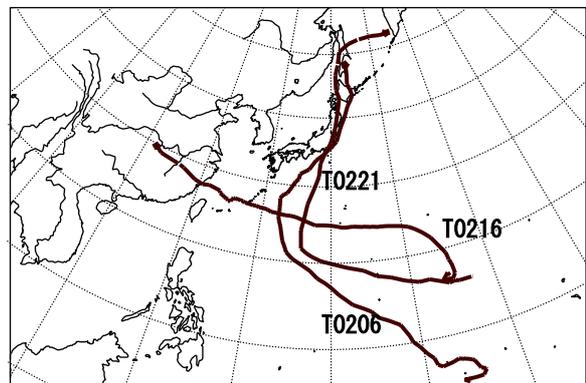


図 1.4.1 実験対象とした台風の経路図 (T0206,T0216,T0221)

¹ 酒井亮太、細見卓也

² 通常の検証で用いる転向の各ステージの定義は、台風の進行方向のみで決定している。北向きを0度として右回りに台風の進行方向が、180-320度：転向前、320-10度：転向中、10-180度：転向後である。

①2002年台風第6号 (T0206)

2002/06/29～2002/07/11、転向あり

②2002年台風第16号 (T0216)

2002/08/29～2002/09/07、転向なし

③2002年台風第21号 (T0221)

2002/09/27～2002/10/02、転向あり

第1.4.2項 (1) の変更のみの実験 (実験A) については、これらの対象台風のうち数事例に対して行い、(2) の変更も含んだ実験 (実験B) ³⁾については、①から③の台風のすべての事例に対して行った。

1.4.4 実験結果

ここでは、はじめに第1.4.2項 (2) の変更の導入の必要性とその効果について、従来版TYMと実験A,Bを比較した結果を示す。次に実験Bの予報実験を従来版TYMと比較した結果を示し、今回現業化したTYMの予報実験における精度を示す。

(1) 従来版TYMと実験A, Bの結果の比較

図1.4.2はT0216に対する2002年9月2日00UTC初期値の予報について、従来版TYMの予報結果と実験A、実験Bの結果について、進路・強度予報を比較し

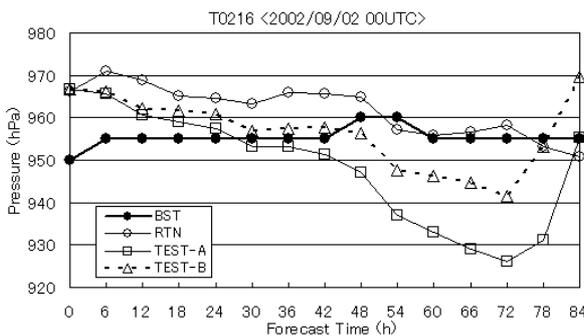
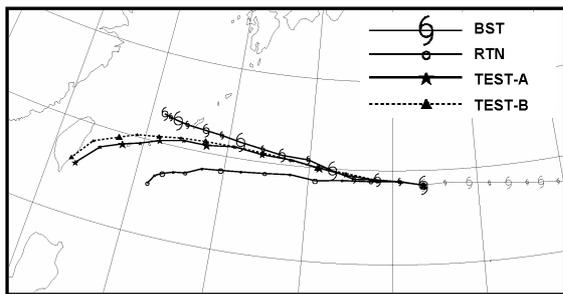


図1.4.2 台風進路・強度予報の比較 (T0216の2002年9月6日00UTC初期値予報)

上図が進路予報、下図が中心気圧予報。84時間予報で、6時間毎に位置と強度をプロットしている。ベストトラック (BST)、従来版TYM (RTN)、実験A (TEST-A)、実験B (TEST-B) の結果。初期時刻で、中心気圧が実況と一致しないのは、台風ポーガスでモデルの解像度を考慮して、台風の中心気圧を浅くしているためである。

た図である。進路予報について、従来版TYMでは実況よりも南を西進する予報となっているが、実験A、実験Bともに実況と同様に西北西進し沖縄周辺を通過する予報となり、GSM9912の物理過程を導入することにより進路予報を改善している。一方、中心気圧の予報を見ると、実験Aでは48時間予報以降で急激に発達し、実況よりも30hPa近く発達する予報を示している。実験Bでは48時間以降で発達する傾向は見られるものの、実験Aの問題が緩和されている。これ以外の事例についても、同様の結果が得られた。したがって、第1.4.2項 (2) の変更を加えることにより、進路予報は第1.4.2項 (1) とあまり変わらず、強度予報についてはGSM9912の物理過程導入による台風の中心気圧の深まり過ぎを抑え、より実況に近い強度予報が得られると考えられる。

(2) 従来版TYMの結果と実験Bの結果の比較

図1.4.3は、T0206に対する2002年7月6日00UTC初期値における進路予報の比較である。実況では、台風は転向し九州地方に向かって北上していた。従来版TYMでは、台風は北上せずそのままゆっくり西進し、沖縄方面に向かっていく。一方、実験Bでは台風が転向することを予報していて、実況と同じように日本列島に向かって北上する予報となっている。図1.4.4は、T0206の転向段階前後の進路予報結果である。従来版TYMは、図1.4.3の事例と同様に転向を予報できていないことが多い。一方、実験Bではほとんどの事例で転向を的確に予報できている。図1.4.5は、図1.4.3と同じ初期値における84時間予報の海面更正気圧と前12時間積算降水量の比較である。

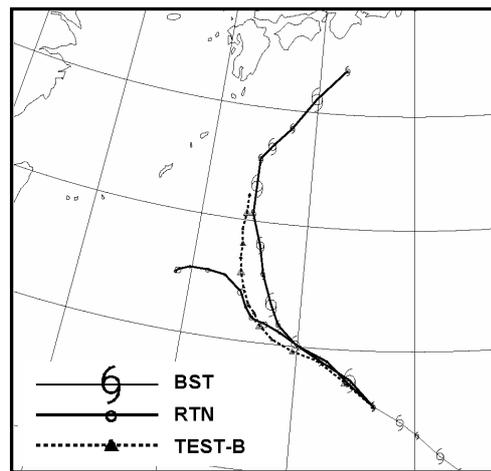


図1.4.3 従来版TYMと実験Bの進路予報の比較 (T0206の2002年7月6日00UTC初期値予報) ベストトラック (BST)、従来版TYM (RTN)、実験B (TEST-B) のそれぞれの進路予報。プロットは6時間毎。

³⁾ 実験Bは今回現業化したモデルである。

従来版TYMの結果では、T0206と太平洋高気圧の間に過度の降水の集中域と、実際には存在しない小低気圧を予報している（図中の四角の中）。この低気圧は太平洋高気圧の縁辺に沿って北上し、台風本体は北上していない。一方、実験Bは、このような降水の集中域と小低気圧は予報されず、台風本体は北上している。このように、従来版TYMは予報時間の後半に過剰な降水の集中域を予報する傾向が強く、これが台風周辺の熱帯の予報に悪影響を与えていた可能性がある。

図1.4.6はT0216の2002年9月2日06UTC初期値の

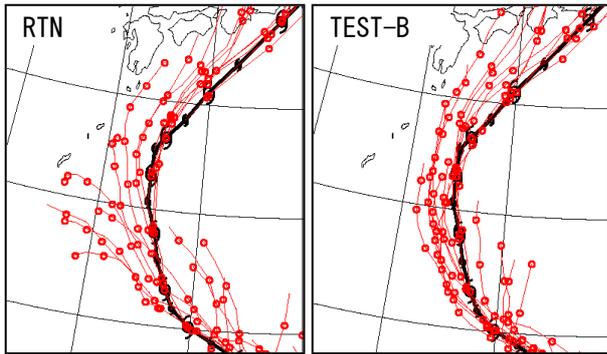


図 1.4.4 T0206 の転向前後における進路予報
左 (RTN) : 従来版 TYM、右 (TEST-B) : 実験 B
太線が実況、細線がそれぞれの初期時刻におけるモデルの予報進路。プロットは 6 時間毎。

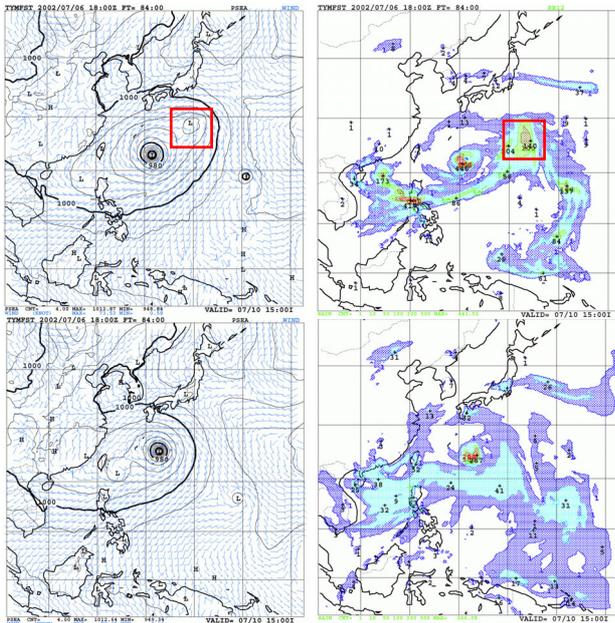


図 1.4.5 従来版 TYM (上段) と実験 B (下段) の比較
(T0206 の 2002 年 7 月 6 日 18UTC 初期値の 84 時間予報)

それぞれ左が海面更正気圧と地上風、右が前 12 時間積算降水量。四角で囲まれた部分が、不自然な小低気圧。

72時間予報である。フィリピン付近とサイパン島付近に過度な降水と小低気圧が発生している。実験Bの結果では、このような不自然な降水と低気圧の発生は抑えられている。

図1.4.7は、予報実験の対象とした①から③の台風に対しての、従来版TYMと実験Bの進路予報誤差の比較を示したものである。特に予報時間後半の進路予報誤差の改善が顕著であり、72時間（事例数74）の進路予報誤差は約56km（改善率は15%）の改善が得られた。図1.4.8は、転向前と転向後の段階における72時間予報の予報位置の散布図である。進路予報誤差特性は、従来版TYMと実験Bで特に大きく変わっていない。しかし、転向後に実況より南西方向に予報する傾向が、実験Bではやや改善されている。また、予報位置のばらつきも、実験Bの方が小さくなっていることから、進路予報が改善されているといえる。

図1.4.9は、台風の中心気圧でみた強度予報について、従来版TYMと実験Bの予報誤差を比較したものである。平方根平均二乗誤差 (RMSE) でみると、予報時間によって2~3hPa程度の改善と改悪が見られるが、平均すると従来版TYMとほぼ同程度となっている。また、平均誤差 (ME) は予報前半を中心に改善し、予報期間中ほぼ同程度の値 (2~3hPa) となっている。

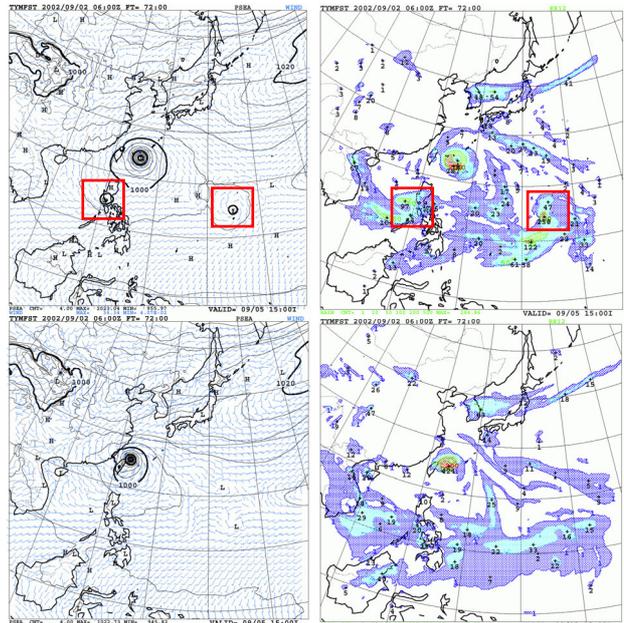


図 1.4.6 従来版 TYM (上段) と実験 B (下段) の比較
(T0216 の 2002 年 9 月 2 日 06UTC 初期値の 72 時間予報)

それぞれ左が海面更正気圧と地上風、右が前 12 時間積算降水量。四角で囲まれた部分が、不自然な小低気圧。

$$4 \quad (\text{改善率}) = (\text{従来版 TYM の進路予報誤差} - \text{実験 B の進路予報誤差}) / (\text{従来版 TYM の進路予報誤差})$$

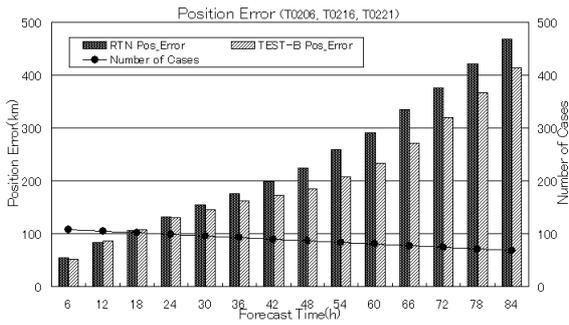


図 1.4.7 従来版 TYM と実験 B の進路予報誤差の比較

濃い棒線 (RTN) が従来版 TYM、薄い棒線 (TEST-B) が実験 B の進路予報誤差、黒丸の折れ線が事例数。

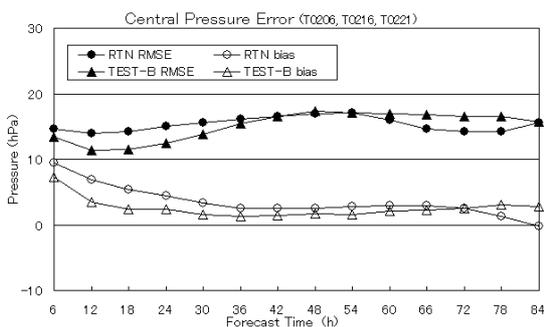


図 1.4.9 これまでの TYM と実験 B の中心気圧予報誤差の比較

丸印がこれまでの TYM (RTN)、三角印が実験 B (TEST-B) で、黒塗りが RMSE、白抜きが ME を表わす。

1.4.5 まとめ

今回の台風モデルの改良点は、GSM9912の降水・放射過程の導入と海面からの熱・運動量フラックス計算に使われる粗度長の式の変更である。これにより、従来版TYMに見られていた、熱帯域における過度の降水の集中と小スケールの低気圧の発生が抑えられ、台風の進路予報が改善された。強度予報については、従来版TYMとほぼ同程度の精度が得られた。

[付録] 海面からの熱・運動量フラックスに使われる式の変更について

TYMでは、地表面フラックスは以下の式で計算される。

$$\tau_x / \rho = -C_m |\mathbf{V}_a| u_a \quad (1.4.1)$$

$$\tau_y / \rho = -C_m |\mathbf{V}_a| v_a \quad (1.4.2)$$

$$H = -\rho c_p C_h |\mathbf{V}_a| (\theta_a - \theta_s) \quad (1.4.3)$$

$$LE = -L \rho C_h |\mathbf{V}_a| (q_a - q_s) \quad (1.4.4)$$

ここで

$$|\mathbf{V}_a| = \sqrt{u_a^2 + v_a^2}$$

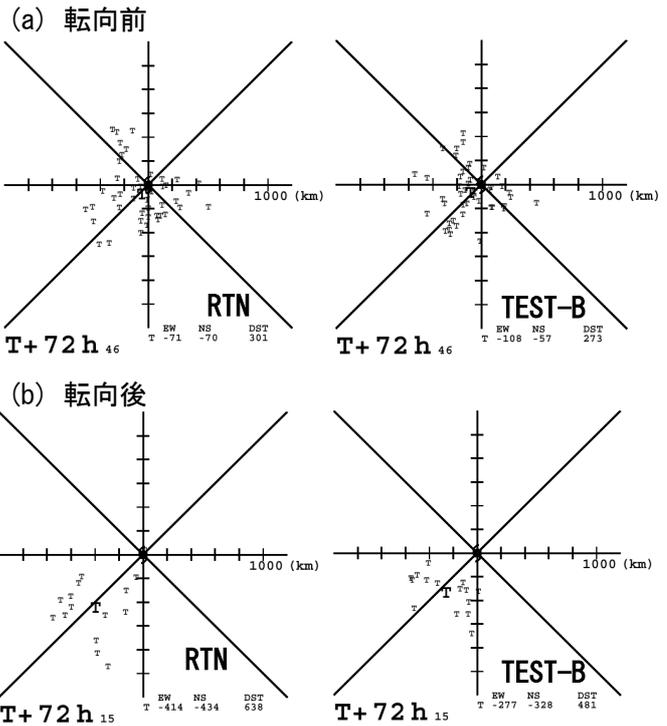


図 1.4.8 72 時間予報の予報位置の散布図

上段が転向前、下段が転向後、左側が従来版 TYM (RTN)、右側が実験 B (TEST-B)。実況の台風の中心位置に相対的な、予報の台風位置をプロットしている。縦軸の正は北、横軸の正は東へのずれに対応している。太字の「T」は、予報の平均のずれを表わしている。

(1.4.1)、(1.4.2) 式は運動量フラックス、(1.4.3) 式は顕熱フラックス、(1.4.4) 式は潜熱フラックスの式に対応する。 θ は温位、 q は比湿、 ρ は空気の密度、 L は潜熱、 c_p は定圧比熱、添字の a はモデル面第一層の高度の物理量、添字の s は地表面物理量である。ここで、 C_m は運動量のバルク輸送係数、 C_h は熱のバルク輸送係数であり、Louis et. al (1981) より以下の式で表わされる。

$$C_m = \left\{ \frac{k}{\ln(z_a/z_{0m})} \right\}^2 \text{fm}(Ri, z_a/z_{0m}) \quad (1.4.5)$$

$$C_h = \frac{k}{\ln(z_a/z_{0m})} \frac{k}{\ln(z_a/z_{0h})} \text{fh}(Ri, z_a/z_{0m}, z_a/z_{0h}) \quad (1.4.6)$$

k はカルマン定数 (0.4)、 z_a はモデル面第1層の高度、 z_{0h} は熱についての粗度長、 z_{0m} は運動量についての粗度長、 Ri はバルクリチャードソン数を表わす。また fm, fh は安定度で決定される関数である (詳細は JMA (2002) 参照)。

粗度長は陸面と海面では定義が異なる。今回の変更は海面における粗度長である。従来版TYMでは、以下で示す Kondo (1975) で導出される粗度長の式

$$\begin{aligned} u_{10} &\leq 25 \text{ m/s} \\ z_0 &= -34.7 \times 10^{-6} + 8.28 \times 10^{-4} u^* \end{aligned} \quad (1.4.7)$$

$$\begin{aligned} u_{10} &> 25 \text{ m/s} \\ z_0 &= -0.227 \times 10^{-2} + 3.39 \times 10^{-3} u^* \end{aligned}$$

を z_{oh} と z_{om} の両方に対して利用していた。ここで、 u_{10} は 10m 高度の風速、 u^* は摩擦速度である。今回の変更で粗度長の式は、 z_{om} については (1.4.8) 式の Beljaars (1995) を、 z_{oh} については (1.4.9) 式の Garratt (1992) を用いるように変更した。

$$z_{om} = \frac{0.1lv}{u^*} + \frac{\alpha}{g} u^{*2} \quad (1.4.8)$$

$$z_{oh} = \exp \left\{ -2.48 \times \left(\frac{u^* \times z_{om}}{\nu} \right)^{0.25} + 2.0 \right\} \quad (1.4.9)$$

ここで、 u^* は摩擦速度、 ν は空気の粘性係数 ($1.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$)、 g は重力加速度、 $\alpha = 0.018$ である。

Emanuel (1995) によると、数値予報モデルによる台風の強度予報は、熱のバルク輸送係数 C_h と運動量のバルク輸送係数 C_m の比の設定により大きな影響を受ける。 C_h/C_m が大きい場合に台風は発達し、逆に小さい場合に台風は発達しない。今回の変更により、 C_h/C_m が従来版 TYM よりも小さくなり (図 1.4.A)、台風の過発達を抑制することができた。

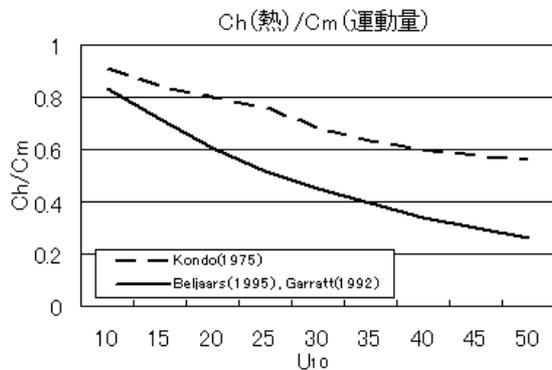


図 1.4.A 粗度長の式の違いによる風速別の C_h/C_m の比較

破線が Kondo (1975) で導出される粗度長の式を用いた場合。実線が z_{om} に Beljaars (1995)、 z_{oh} に Garratt (1992) の粗度長の式を用いた場合。縦軸が C_h/C_m 、横軸が 10m 高度の風。接地層の安定度が中立であるとして計算した。

参考文献

- 北川裕人, 2000: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第 46号, 気象庁予報部, 16-31.
- 隈健一, 2000: 降水及び雲水過程について. 数値予報課報告・別冊第 46号, 気象庁予報部, 32-47.
- 酒井亮太, 美濃寛士, 2002: 台風モデルの検証と改良. 平成 14 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 13-18.
- 永田雅, 1997: 気象庁台風モデル (TYM) の初期場の改良の試み. 日本気象学会秋季大会予稿集, P144.
- 細見卓也, 2002: メソスケール低気圧の過発達の改善に向けて. 平成 14 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8-12.
- Bao, J. W., S. A. Michelson, J. M. Wilczak, 2002: Sensitivity of Numerical Simulations to Parameterizations of Roughness for Surface Heat Fluxes at High Winds over the Sea. *Mon. Wea. Rev.* **130**, 1926-1932.
- Beljaars, A. C. M., 1995: The parameterization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 255-270.
- Emanuel, K. A., 1995: Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3969-3976.
- Garratt, J. R., 1992: The Atmospheric Boundary Layer. Cambridge University Press, 316pp.
- JMA, 2002: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. Appendix to WMO Numerical Weather Prediction Progress Report, 157pp.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Bound. Layer Met.*, **9**, 91-112.
- Louis, J. F., M. Tiedtke, J. F. Geleyn, 1981: A short history of the operational PBL-parameterization at ECMWF. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization 25-27 Nov. 1981, 59-79.

第2章 領域・メソ数値予報・台風モデルの検証

2.1 領域モデルの統計的検証¹

2.1.1 はじめに

領域モデル（以下RSM）は2001年3月の計算機更新に伴い予報領域を広げ、鉛直層数を増やす変更をして以来、2003年6月に解析手法として4D-Varが導入されるまで大きな変更はない。この期間のRSMの検証としては2001年3月から2001年7月までの統計的検証（今泉・新美 2001）、メソ数値予報モデルの比較対象としての検証（田中 2002）が行われている。

本節ではRSMの誤差特性を中心に年間を通した統計的検証結果と季節別の検証結果、そして全球モデル（以下GSM）と比較した検証結果を示す。誤差特性を見ることによってモデルの結果を利用する際の補正に役立てたり、モデルの問題点を見出し、今後の開発につなげることができる。

2.1.2 初期値に対する平均誤差の特徴

予報誤差の傾向を表す指標として対初期値の平均誤差（Mean Error、以下ME）がある。ここでは予報誤差を予報値とその予報時刻での初期値との差、MEを予報誤差の領域平均値と定義する。図2.1.1にRSMの予報領域全体でのMEの1ヶ月平均値の時系列を示す。

図2.1.1に示した結果によると、MEは予報時間が進むほど大きくなる傾向があるが、大まかな特徴はどの予報時間でも同様であり、以下のようにいえる。

- ・季節に依らず、海面気圧（図2.1.1の1段目）を低く、500hPa面の西風成分（図2.1.1の2段目）を弱く予想している。
 - ・850hPa面の気温（図2.1.1の3段目）、500hPa面の気温（図2.1.1の4段目）をともに高く予想している。どちらのMEにも季節変動があるが、850hPa面では冬に、500hPa面では夏に特に気温を高く予想する。
 - ・500hPa面高度（図2.1.1の5段目）は全体的に高い。
- 850hPa面の気温と500hPa面の気温のMEの傾向が逆位相になっていることは大変興味深い原因はわかっておらず、今後調査が必要である。

2.1.3 系統誤差の分布特性

ある期間の予報誤差の期間平均値を系統誤差という。第2.1.2項では予報誤差の領域平均値であるMEについて述べたが、予報誤差の地域的特性を把握することは大切である。そこで、冬と夏の系統誤差の

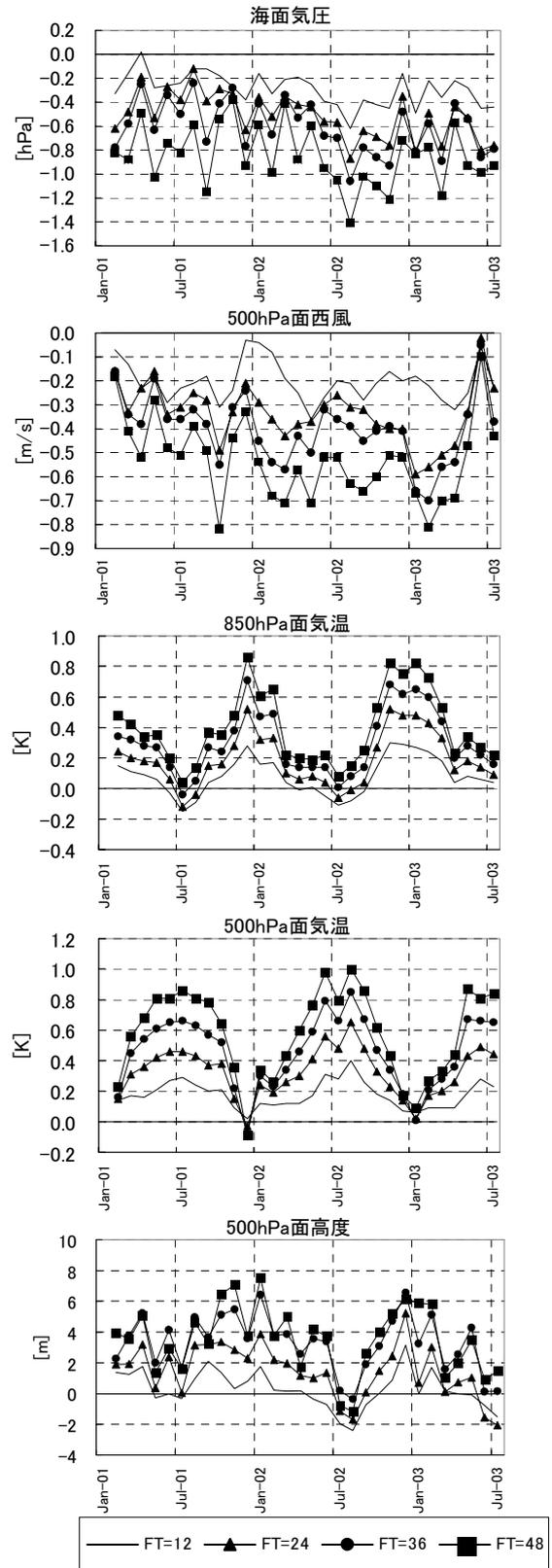


図2.1.1 月別要素毎のRSM領域平均の平均誤差
横軸：月、縦軸：平均誤差
FTは予報時間(h)

¹ 坂下 卓也

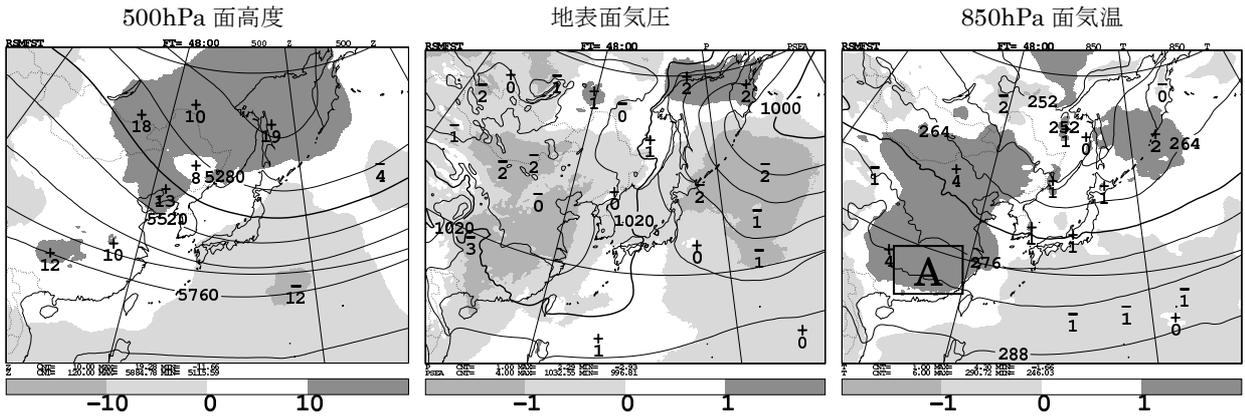


図 2.1.2 2001年12月～2002年2月,2002年12月～2003年2月の冬季合計6ヶ月間における、12UTC初期値のRSM48時間予報の平均値(等値線)と系統誤差(塗りつぶし)

左は500hPa面高度で等値線間隔は120m。中は地表面気圧、ただし平均値は海面気圧で等値線間隔は4hPa。右は850hPa面気温で等値線間隔は6K。図中の+と-は系統誤差の極値。

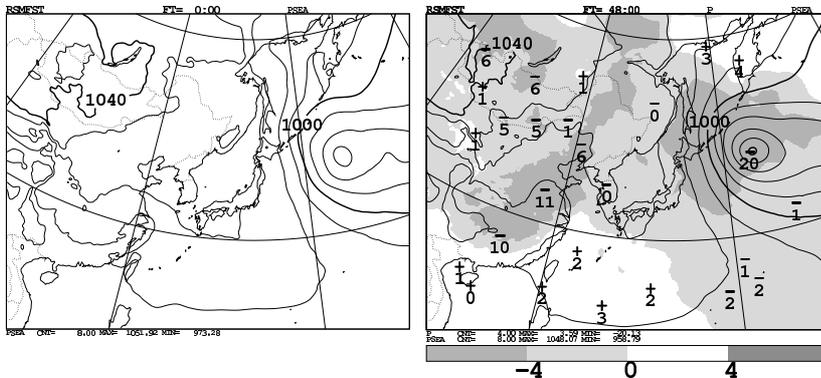


図 2.1.3 冬のRSMで低気圧を発達させずる事例

左は2003年1月25日12UTCの海面気圧のRSM初期値、右は2003年1月23日12UTC初期値のRSM48時間予報の海面気圧(実線)と地表面気圧の予報誤差(塗りつぶし)。海面気圧の等値線間隔は8hPa。

地域分布を見ることによってモデルで予想される場にどのような偏りがあるかを明らかにする。

初期値が00UTCと12UTCのそれぞれについて系統誤差の分布は、値に若干の違いはあるものの、大まかなパターンや極値の位置はほとんど同じであった(図省略)。そこで、以下ではすべて12UTC初期値について述べる。

まず冬として2001年12月と2002年1月・2月、および2002年12月と2003年1月・2月の合計6ヶ月の12UTC初期値のRSM48時間予報値の平均場と系統誤差の分布を図2.1.2に示す。

500hPa面高度の系統誤差の分布(図2.1.2左)を見ると、バイカル湖付近とオホーツク海付近の領域で最大19m高く、太平洋から日本列島付近では最大12m低く予想することが系統誤差に表れている。これは大まかに見ると、日本の南で高度を低く、北で高く予想しているので、高度の南北傾度を弱める予報誤差が系統的に表れていることを意味する。また、この系統誤差の配置は図2.1.2左の平均場に表れる日本付近の谷の西側で高く、東側で低いので、この

谷の位相を東よりに予想する気候的な系統誤差があることを示している。ただしこの様子は、日々の時間・空間的変動が400m程度であることと比べると大変小さいので、日々の天気図を見る限りでは確認することは難しい。

地表面気圧²(図2.1.2中)は北日本から千島の東にわたる領域と中国大陸で低く予想することが系統誤差に表れている。前者の地域では48時間予報で最大2hPa低く予想している。冬には日本付近を通過した低気圧が日本の東海上で発達する事例が多いが、RSMでは予報が新しくなるとこの低気圧の中心気圧を浅めることが多く、実際以上に発達させる傾向がある。このような事例は日々の天気図でも見ることができる。顕著な例として図2.1.3を示す。この事例では48時間予報で同じ時刻の初期値よりも低気

² 海面気圧は予報を行う上で非常に大切だが、海面気圧には海面更正のときに生まれる誤差が含まれる。ここではモデルの予想の系統誤差を調べるので、海面更正による誤差のない地表面気圧の系統誤差を議論する。

圧の中心気圧を15hPa³深く予想していた。日本の東海上で地表面気圧の低い系統誤差はこのような事例の積み重ねによって説明される。

後者の中国大陸の地域でも、海面気圧を低く予想する傾向を日々の天気図で見ることができ、地表面気圧も最大3hPa低く予想している。この原因を調べるために850hPa面の気温の系統誤差（図2.1.2右）を見ると、中国大陸の地表面気圧の低い地域と850hPa面の気温を高く予想している地域がよく一致し、そこでは最大4K高く予想している。この地域（図2.1.2のA領域付近）の気温のMEの鉛直方向の変化を図2.1.4に示す。MEの鉛直分布が地表に近いほど大きくなっていること、気温を1K以上高く予想する領域の外縁が海岸線にほぼ沿っていることから、この地域では大陸の地面付近の物理過程に問題がある可能性がある。また、第2.1.2項で述べた冬の850hPa面の気温のMEが高いのは、主にこの地域での気温の系統誤差が高いことが反映されていると考えられる。

500hPa面の風の系統誤差（図2.1.5）は高度の系統誤差と地衡風バランスした分布になっており、日本付近では2m/sほどの東風成分の系統誤差になっている。これは先に述べた高度の南北傾度が弱い系統誤差に対応している。また、この地域は500hPa面での偏西風の強い位置に相当する（図省略）。これは冬の偏西風が弱い系統誤差があることを示している。

次に夏（2001年6月・7月・8月と2002年6月・7月・8月の6ヶ月平均）の12UTC初期値RSMの48時間予報値の平均場と系統誤差の分布を図2.1.6に示す。

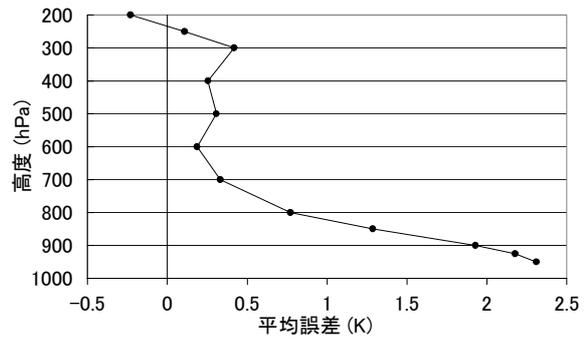


図2.1.4 東経100度から東経120度、北緯20度から30度に限定了領域（図2.1.2のA領域付近）での冬季の気温の48時間予報MEの鉛直分布

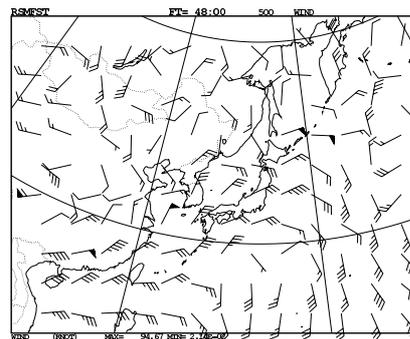


図2.1.5 RSM冬季の500hPa面における風の48時間予報の系統誤差
旗矢羽は5ノット（約2.5m/s）、大矢羽は1ノット（約0.5m/s）、小矢羽は0.5ノット（約0.25m/s）。

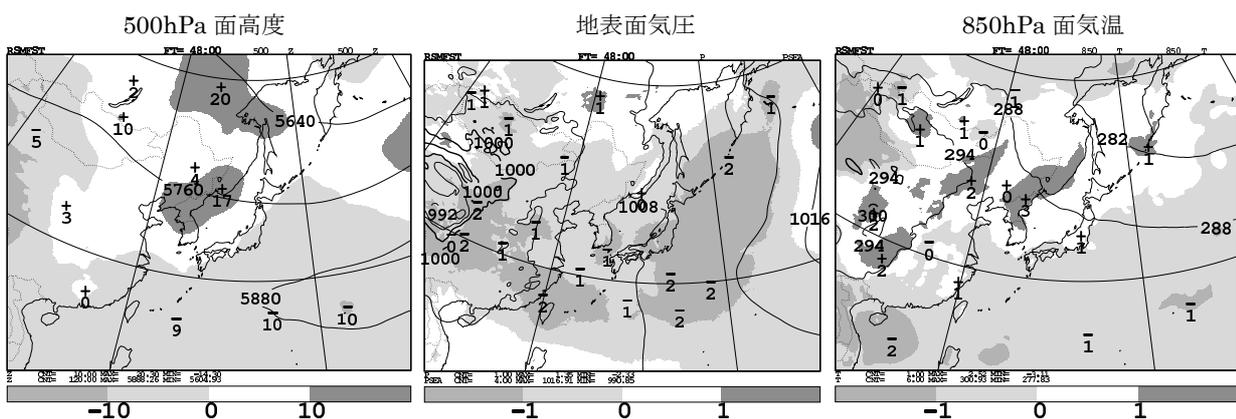


図 2.1.6 2001年6月～8月,2002年6月～8月の夏季合計6ヶ月間における、12UTC初期値のRSM48時間予報の平均値（等値線）と系統誤差（塗りつぶし）

左は500hPa面高度で等値線間隔は120m。中は地表面気圧、ただし平均値は海面気圧で等値線間隔は4hPa。右は850hPa面気温で等値線間隔は6K。図中の＋と－は系統誤差の極値。

³ 予報誤差の極値は20hPaであるが、これには位相ずれによるものが含まれている。低気圧の中心気圧の予報誤差は15hPaである。

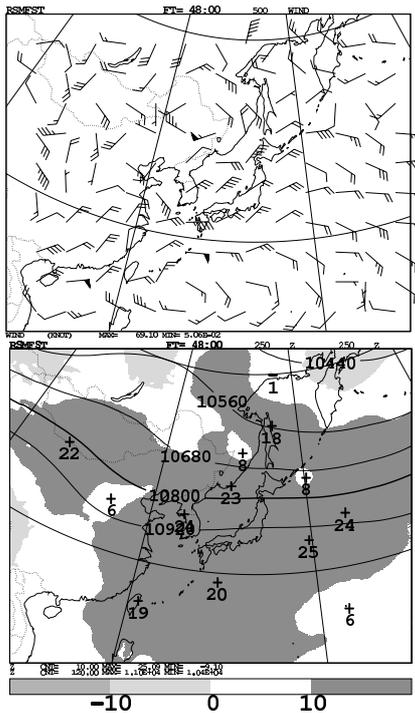


図2.1.7 上はRSM夏季の500hPa面における風の48時間予報の系統誤差
 旗矢羽は5ノット(約2.5m/s)、大矢羽は1ノット(約0.5m/s)、小矢羽は0.5ノット(約0.25m/s)。
 下はRSM夏季の250hPa面高度の48時間予報平均場(実線で等値線間隔は120m)と系統誤差(塗りつぶし)。

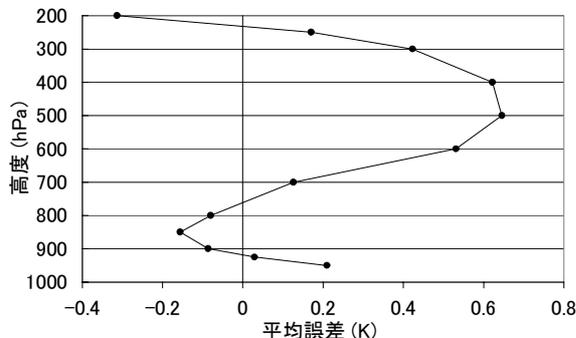


図2.1.8 夏季のRSM領域全体での気温の48時間予報MEの鉛直分布

500hPa面高度(図2.1.6左)では、太平洋高気圧の目安となる5880mの等高度線の西の地域を中心に最大で10m低く予想し、太平洋高気圧の西への張り出しを弱く予想することが系統誤差に表れている。一方、沿海州を中心に日本海・朝鮮半島・中国東北区・オホーツク海にかけて最大20m高く予想し、冬の場合と同じく、高度の南北傾度を小さくする傾向が系統誤差に表れている。

地表面気圧(図2.1.6中)は中国大陸から日本の東海上にかけて広い領域で低く予想しており、大きいところでは1ヶ月平均して2hPa低く予想している。

500hPa面の風の系統誤差(図2.1.7上)は冬と同

じく高度の系統誤差と地衡風バランスした系統誤差分布になっており、500hPa面で南北の高度の傾度が弱い系統誤差があることに対応して、日本付近では2m/s程度の東風成分の系統誤差になっている。夏の日本付近の500hPa面での平均的な西風の強さが10m/s程度(図省略)であることを考えると、この系統誤差の大きさは無視できるものではない。GSMや台風モデルに台風の転向後に進行速度が遅くなる系統誤差があり、その原因は日本付近での西風が弱い系統誤差があるため(酒井 2002)なので、RSMにも台風の転向後に進行速度が遅くなる系統誤差がある可能性が考えられる。

また、夏の系統誤差の注目すべき特徴として、250hPa面の高度(図2.1.7下)を領域全体で高く予想しているということがある。この特徴は冬には見られない(図省略)。これは、夏の気温のRSM領域におけるME鉛直分布(図2.1.8)を見るとわかるように、700hPa面から250hPa面の間では領域平均で気温を高く予想し、この部分の層厚が厚くなっているためである。このように、高度によって誤差特性が異なっているので、利用するときには注意する必要がある。

2.1.4 GSMとの比較

RSMは側面境界値としてGSMの予報値を用いるので、特に予報後半において、GSMからの影響を無視することはできない。そこでRSMの系統誤差をGSMの系統誤差と比較して検証する。図は示さないが、GSMも00UTC初期値と12UTC初期値では系統誤差パターンに大きな違いはなかったため、12UTC初期値についてのみ示す。夏・冬それぞれで、RSMと同じ6ヶ月間平均した12UTC初期値のGSM48時間予報の平均場と系統誤差を図2.1.9に示す。RSMとGSMの系統誤差を比べた特徴は、以下のようにまとめることができる。

- 500hPa面高度の系統誤差(図2.1.9左列)は、RSMとGSMで正負の分布と極値の位置が大変似ていて、夏の太平洋高気圧を弱く予想する(平井 2002)などの特徴も共通している。
- 地表面気圧(図2.1.9中列)は、冬にRSMで日本の東海上で低く予想する傾向がGSMでは弱いこと、夏にRSMはGSMに比べて全体的に低く予想することなど異なる点が多く、全体的にはGSMのほうが系統誤差が小さい。
- 850hPa面の気温(図2.1.9右列)では、冬の系統誤差の正負の分布はRSMとGSMで似ているが、RSMの方が中国大陸でより気温を高く予想する領域があるなど、全体的にはRSMのほうが系統誤差が大きい。また、冬の系統誤差の極値の大きさや位置、夏の系統誤差の正負の分布など、異なる

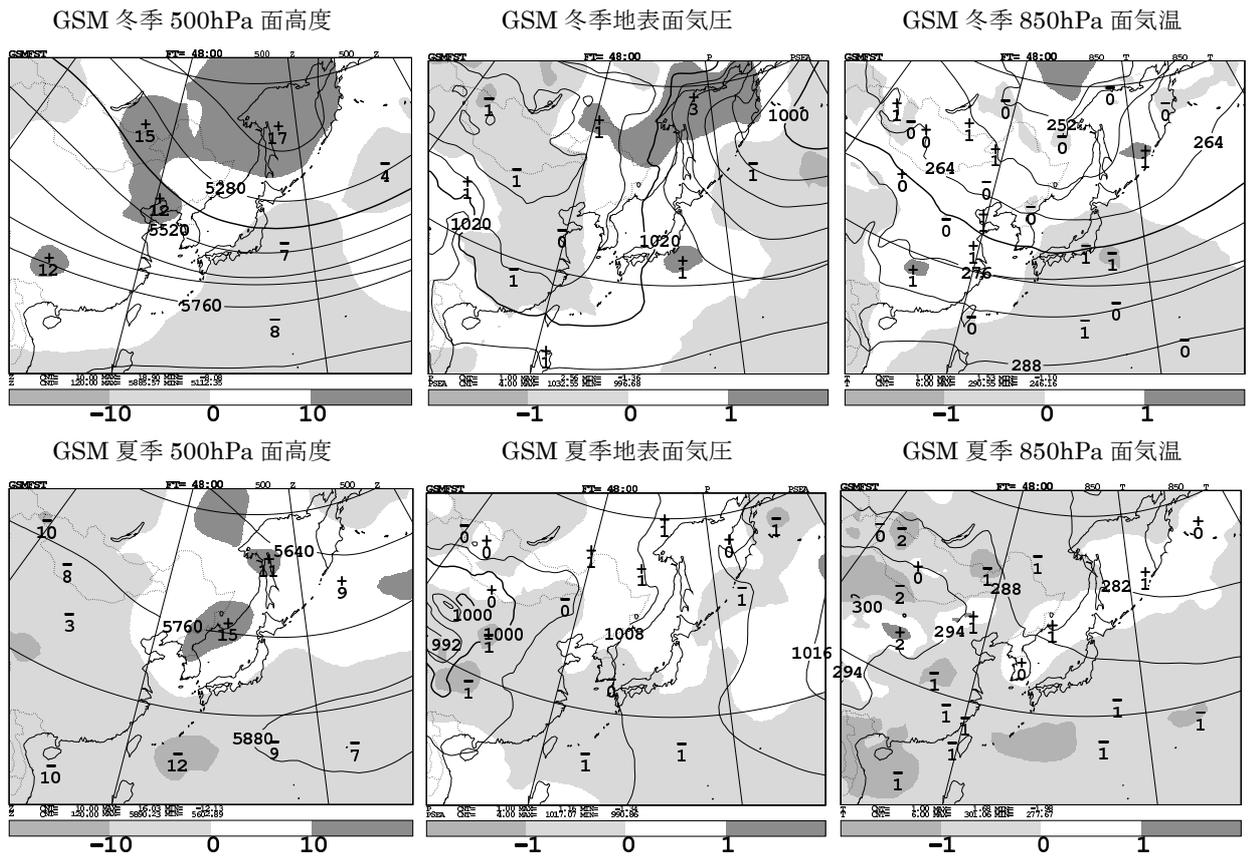


図 2.1.9 RSMと同じ冬、夏それぞれ合計6ヶ月間における、12UTC初期値のGSM48時間予報の平均値(等値線)と系統誤差(塗りつぶし)

左は500hPa面高度で等値線間隔は120m。中は地表面気圧、ただし平均値は海面気圧で等値線間隔は4hPa。右は850hPa面気温で等値線間隔は6K。上段が冬で下段が夏。図中の+と-は系統誤差の極値。

点も多い。

- 夏GSMの250hPa面高度の系統誤差の分布(図2.1.10)は、全体的に高く予想する点ではRSMと似ているが、極値の位置はかなり違うなど、異なる点がある。

RSMとGSMとで500hPa面高度の系統誤差の特性が似ているのは、RSMが側面境界値として用いて

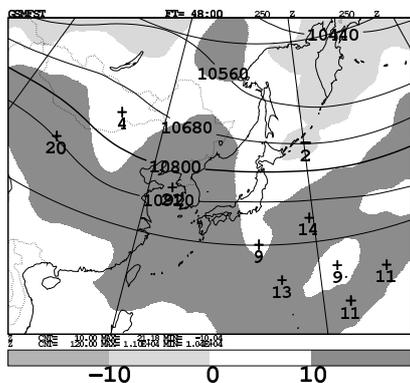


図2.1.10 GSM夏季250hPa面高度の12UTC初期値の48時間予報平均場(実線で等値線間隔は120m)と系統誤差(塗りつぶし)

いるGSMの予報からの影響を受けていると考えられる。RSMの予報精度の向上のためには、境界値として用いるGSMの予報精度の向上も欠かせない(今泉・新美 2001)といえる。

一方、地表付近や250hPa面高度では、GSMとRSMの系統誤差特性が違っている。これはRSMとGSMで、解析手法や物理過程が異なることによるものである。RSMは、GSMよりも水平・鉛直分解能が高いことによって細かいスケールの現象を表現できる(北川 1996; 美濃 1997)が、モデルの物理過程の取り扱いが十分でない可能性がある。

2.1.5 まとめ

冬と夏それぞれのRSMの系統誤差特性を調べた。要点は以下のようにまとめられる。

- RSMには、夏・冬ともに500hPa面の西風を弱く予想する系統誤差がある。
- 気温の予報誤差特性は高度によって異なる。
- RSMには、冬に大陸で地表面気圧を低く予想する系統誤差がある。これは地表付近の物理過程に問題があるためであると考えられる。

また、RSMの系統誤差特性をGSMのそれと比較

した。要点は以下のようにまとめられる。

- ・ RSMは、GSMの予報値を境界値として使うので、GSMの誤差特性による影響を受ける。
- ・ 500hPa面の高度では、GSMとRSMで系統誤差特性の共通点が多いが、地表付近や250hPa面高度ではRSMとGSMの系統誤差の傾向は異なる。

RSMの系統誤差の分布から、冬に中国大陸で気温を低く予想する傾向があることなど、いくつかの問題点を明らかにしたが、原因を究明するには至っておらず、今後の調査が必要である。

なお、2003年5月に境界値を与えるGSMの積雲対流スキームの変更およびATOVS輝度温度直接同化を行ったこと、2003年6月に領域解析に4次元変分法を導入したことによって、今ここで述べた誤差の特性が変わる可能性がある。今後の誤差特性の変化を注意深く監視することが必要である。

参考文献

- 今泉孝男, 新美和造, 2001: 領域モデル(RSM)の統計的検証. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 13-15.
- 北川裕人, 1996: RSMの統計的検証. 平成8年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 12-16.
- 酒井亮太, 2002: 台風モデルの検証と改良. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 13-18.
- 田中小緒里, 2002: メソ数値予報モデルの統計的検証. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- 平井雅之, 2002: 全球モデルの統計的検証. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 19-25.
- 美濃寛士, 1997: 総観場の統計的検証. 平成9年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-8.

2.2 メソ数値予報モデルの検証¹

2.2.1 はじめに

2002年に行われたメソ数値予報モデル (MSM) に関係ある変更は以下の通りである。

- ・3月 メソ4次元変分法 (4D-Var) の導入
- ・8月 航空機自動観測 (ACARS) データの利用開始

4D-Varの概要と実験結果は石川・小泉 (2002)、導入後の特性変化については田中 (2002)、ACARSデータ利用の影響については大林・田中 (2002) を参照願いたい。ここでは、2002年度のMSMの精度について、降水予報に絞って報告する。また、新たな観点として、河川の流域雨量に対する検証結果も示す。

2.2.2 降水予報の統計的検証

田中 (2002) で示した4D-Var導入後のMSMの検証結果は、統計期間が4ヶ月と短く、季節も限られていた。ここでは、1年間を通してのMSMの精度について報告する。結果は2002年度の方が2001年度よりも精度が高く、田中 (2002) と一致していた。詳細は、以下の通りである。

図2.2.1にレーダーアメダス解析雨量 (RA) に対するMSMのスレットスコア (TS)、バイアススコア (BS)、TSの年変化のモデル差を示す。TSは1に近いほど予報精度が高いことを意味するが、予報精度だけではなく、気候特性にも依存することが知られている (Mason 1989)。この影響を取り除くために、

RSMのスコアの変化と比較した (2001,2002年度でRSMに関係する変更は無かったので、RSMのスコアの変化を気候特性の変化とみなす)。BSは1より大きいと予報頻度が観測頻度より過剰、小さいと過少であることを意味する。RSMとの比較のために、検証格子は40km、検証領域は日本の陸上とした。弱い雨の検証として3時間積算1mm、並雨の検証として、3時間積算10mmを閾値とした。値はそれぞれの年度の平均値である。

2001年度と2002年度のTS (図2.2.1の左) を比べると、1mm,10mmのどちらの閾値でも全ての予報期間においてTSの平均値が大きくなっていることが分かる。特に、閾値10mmの雨の予報初期におけるTSの改善が大きい。一方、閾値1mmの雨のTSは、2002年度は2001年度と比べて、予報3~6時間目のTSの落ち込みが緩やかになっている。次に、BS (図2.2.1の中央) は閾値1mm,10mmのどちらでも、1を超えており、予報過剰となっている。2001年度と2002年度の大きな違いは、閾値10mmの雨では、2002年度の予報初期でBSが2001年度より1に近くなったことである。予報初期で、弱い雨に対するTSにあまり変化が無く、並雨に対するBSが小さくなったのは、4D-Var導入以前の同化手法である物理的初期値化 (PI) との関わりが深い。PIを利用した場合、弱い雨に対しては、予報初期では精度が高いがその後持続しない、並雨に対しては予報初期に降水予報が過剰であるという予報特性があった (郷田 1998)。4D-Var導入によって、この特徴は変わったといえる。

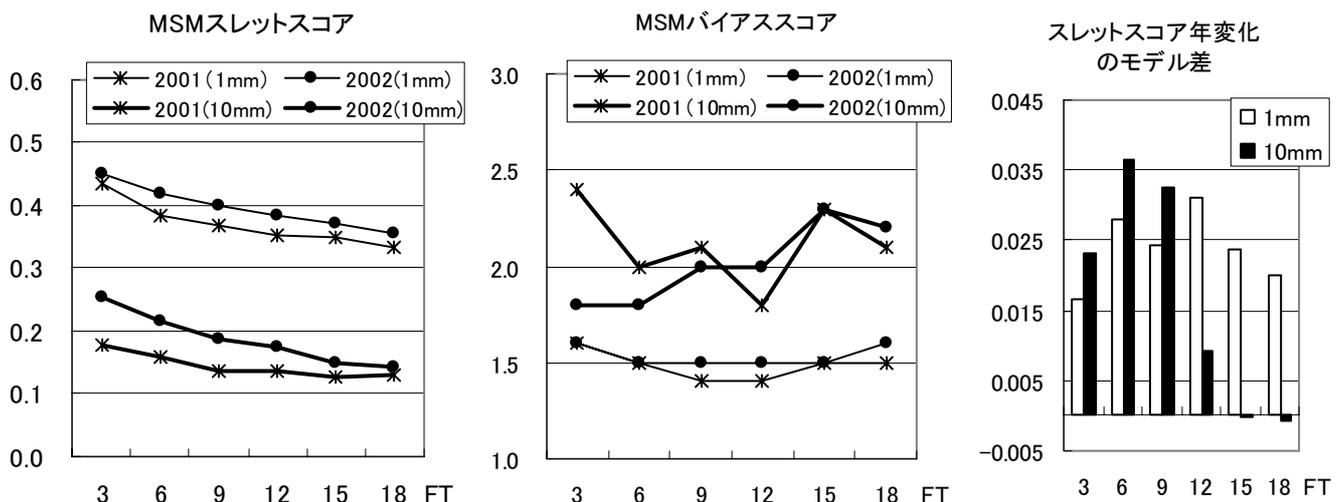


図 2.2.1 MSM の 2001 年, 2002 年度の 3 時間積算雨量の閾値が 1mm, 10mm に対するスコアの平均値。

横軸は、予報時間。左はスレットスコア、中央はバイアススコア、右は、スレットスコアの年変化を RSM と比較したもの。

¹ 田中小緒里



図 2.2.2 流域図。左から十勝川流域、阿武隈川流域、利根川流域。影の部分が流域（予報課提供のソフトで作成）。

最後に、TSの変化が単に気候特性の違いによるものか、MSMに関係する変更による改善なのかを区別するために、図2.2.1の右にRSMの年変化とMSMの年変化を比べたスコアを示す。値の求め方は以下のとおりである。

TS年変化のモデル差＝

$$[TS (MSM \cdot 2002年度) - TS (MSM \cdot 2001年度)] - [TS (RSM \cdot 2002年度) - TS (RSM \cdot 2001年度)]$$

この値が正であれば、気候特性の変化ではなくMSMに関係する変更によりスコアが改善したと考えられる。図から閾値1mm,10mmのどちらもほとんどの予報時間で0以上になっており、MSMは改善したといえる。

上述のような変化をもたらした原因として、以下の2点をあげる。

- ①4D-Varの導入によって、観測データが以前よりも力学的にバランスした状態で解析値に反映されるようになった。
- ②ACARSデータの利用開始によって、特に上層大気の観測データが密になった。

①と②の相互作用が、図2.2.1の右のような改善に繋がったと考えられる。

2.2.3 流域雨量に対する検証

従来から気象庁は、あらかじめ指定された河川の洪水予報を国土交通省と共同で行ってきたが、平成13年7月には、水防法と気象業務法が一部改正され、都道府県が管理する河川についても都道府県と共同で洪水予報を行うことができるようになった（気象庁 2003）。流域雨量は基準地点の水位予測に利用されているが、これまで数値予報課では流域雨量という観点からのモデルの検証は行われていなかった。そこで今回、モデルによる洪水予報の基礎調査として流域雨量に対する検証を行ったので報告する。

流域とは、ある河川、または水系の四囲にある分水界（二つ以上の河川の流れを分ける境界）によって囲まれた区域のことであり、流域雨量とは、流域面積平均の雨量を指す。

(1) 事例検証

2002年度に激甚災害に指定された台風第21号に伴う大雨について事例検証した結果を示す。2002年の台風第21号は、9月26日18UTCに南鳥島の南海上で発生し、日本の南海上を北北東に進んだ。その後、強い勢力のまま10月1日11UTC頃神奈川県東部に上陸した。関東北部から北日本にかけては、1時間に30mm以上の激しい雨が降り、日降水量は300mmを超えたところがあった（気象庁 2002）。この台風の北上をMSMは実況よりも遅く表現していた。そして、初期値が新しくなる度に台風の北上を早めるようにMSMの予報は修正された。

この台風に伴う降水で、警戒水位を超えた河川²の中から、流域面積が広く、強い降水エコーがかかっていた十勝川流域、阿武隈川域、利根川流域の3つの流域（図2.2.2）について検証結果を示す。検証は、洪水予報で用いられている予報区域の緯経度情報³を、数値予報課で利用している格子間隔10kmの検証用格子に変換して行った。この検証格子を用いてMSM予報値の流域雨量を算出し、同様に加工したRAと比較した。

図2.2.3に、MSM予報値とRAの時系列を流域ごとに示す。十勝川流域では、10月1日03～18UTCの弱い雨はよく表現できていたが、10月1日19～21UTCのピーク降水量に対する予報降水量はRAよりも少なく、ピークになる時刻が1日06UTC初期値の予報では、3時間ほど遅かった。1日12UTCではピークになる時刻を、18UTC初期値では降水量をRAに近づくように修正していた。

次に、阿武隈川流域では、10月1日06UTCまでの弱い雨に対する予報降水量はRAよりやや多かったが、1日の06UTC以降はやや少なかった。1日の

² 内閣府防災部門のホームページ「最近発生した災害への対応について」

(<http://www.bousai.go.jp/kinkyu/h14/taifu21-7.html>)

³ 予報課提供

00UTC初期値の予報降水量を見ると、最大降水量は良く表現しているが、3時間ほど遅れた出現となった。それを1日06UTC初期値ではピークになる時刻を00UTC初期値よりも早めているが、降水量はRAより少なかった。

利根川流域の特徴は阿武隈川流域のものと良く似ており、弱い雨に対してはやや量を多く予報し、ピークになる時刻も1日00UTC初期値で遅れていたものを06UTC初期値ではRAとおおよそ合うように早めている。しかし、最大降水量は阿武隈川流域と違って多かった。

3つの河川に共通して言えることは、ピークになる時刻に向かって降水量は徐々に増加し、その後急速に減少するという降水量の時間変化傾向はRAと良く合っている、ということである。つまり、台風の進路予報精度が高ければ、それに伴う降水の時間変化傾向の予報精度も高くなるといえる。一方、降水量のピークになる時刻が遅れたのは、先述のように、台風の進行速度の予報精度があまり高くなかったからと考えられる。これを降水の水平分布図（図2.2.4。ただし、特徴が分かりやすいように、ピークとなる時刻を含んだ3時間積算雨量を表示。）で見ると、十勝川流域でははっきりしないが、阿武隈川流域、利根川流域では、初期値が新しくなって降水域が北へ修正され、RAに近づいている様子が分かる。

(2) 統計的検証

2002年9月と10月の2ヶ月を通した流域雨量の検証結果を図2.2.5に示す。検証は、洪水予報対象流域の中から、2500km²以上の広い流域を持つ33流域、1250～2500 km²の狭い流域を持つ48流域を選んで行った。流域雨量の求め方は(1)と同じである。

図2.2.5の左のTSを見ると、閾値1mm,5mmのどちらでも流域の広い方のTSがやや大きい。RAの降水の場所と、MSMが予報した降水の場所がずれている場合、広い流域よりも狭い流域の方が、面積に対するずれの割合は大きい。つまり広い流域では、狭い流域よりも位置ずれの影響を受けにくいためにTSが良いといえる。また、閾値1mmでは顕著ではないが、閾値5mmのTSは予報6時間目を境に大きく異なることから、予報時間が6時間よりも短くなると予報精度が急激に上がるといえる。次に図2.2.5の右のBSを見ると、流域の広さによるスコアの違いは小さく、狭い流域、広い流域のどちらに対しても予報時間が進むにつれてBSが大きくなっている。また、閾値1mmより5mmの降水に対するBSの方が大きく、時間経過に伴う増加の割合も大きい。このことから、MSMの降水の予報頻度は、強い雨ほど、予報時間が進むほど、多いことが分かる。なお、5mmの降水に対するスコアの折れ線が、滑らかでないのは、事例

が少ないためである。

2.2.4 まとめと今後の課題

- ・4D-Var導入とACARSデータの利用開始により、2001年と比べて2002年のMSMの降水予報精度は向上した。
- ・流域雨量の事例検証では、量と出現時刻はやや誤差が大きいものの、時間変化傾向はよく表現できていた。
- ・流域雨量の統計的検証では、1時間で5mm以上のまとまった降水に対しては、予報時間が6時間よりも短くなると急激に精度があがるといえる。
- ・第2.2.2項、第2.2.3項の統計的検証において、BSはどの予報時間でもほぼ1を超えており、MSMの降水予報頻度はやや過剰といえる。

流域雨量に対して、今回は時間変化傾向に関する統計的検証や、降水システムごと、流域ごとに分けた統計検証は行わなかった。洪水予報では、時間雨量の推移も重要な要素の一つであり、降水システムや流域により予報精度も異なると思われる。これらを含めて、今後詳細な検証を行っていく予定である。

謝辞

河川流域データ利用にあたって、予報課田中信行氏にご協力いただいた。

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.
- 大林正典・田中小緒里, 2002: MSMの予報の改善. NWPにゅーす第21巻2号, 3-5.
- 気象庁, 2002: 2002年の気象災害(台風や大雨、風雪等による災害). 全国異常気象概況, 1-24.
- 気象庁, 2003: 気象庁が都道府県と共同で行う洪水予報. 気象庁パンフレット.
- 郷田治稔, 1998: 局地数値予報モデルの試験運用. 数値予報課報告・別冊第44号, 気象庁予報部, 53-72.
- 田中小緒里, 2002: メソ数値予報モデルの統計的検証. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- Mason, I., 1989: Dependence of the critical success index on sample climate and threshold probability. Aust.Meteor.Mag., 37, 75-81.

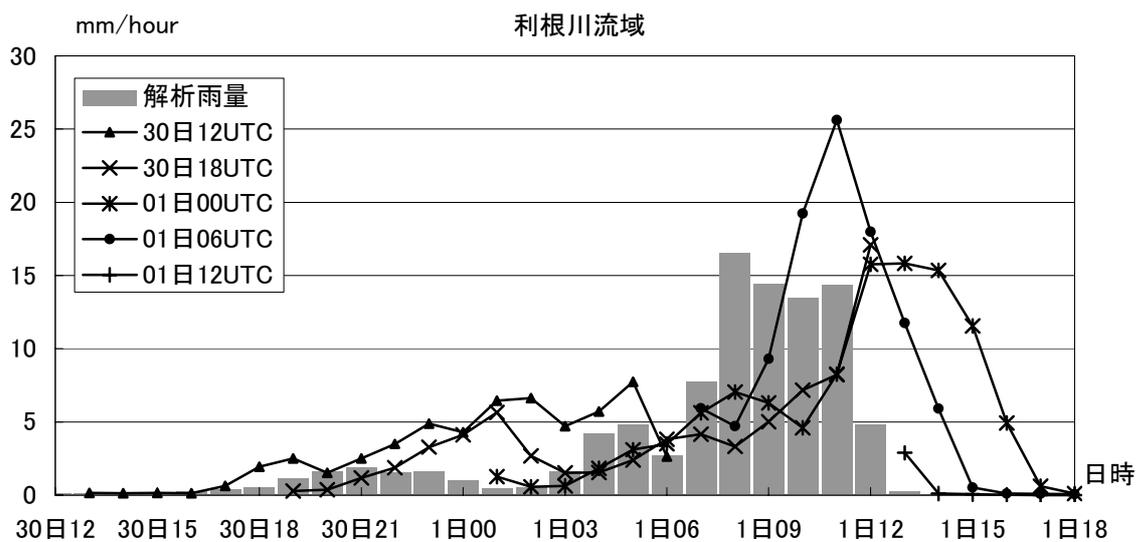
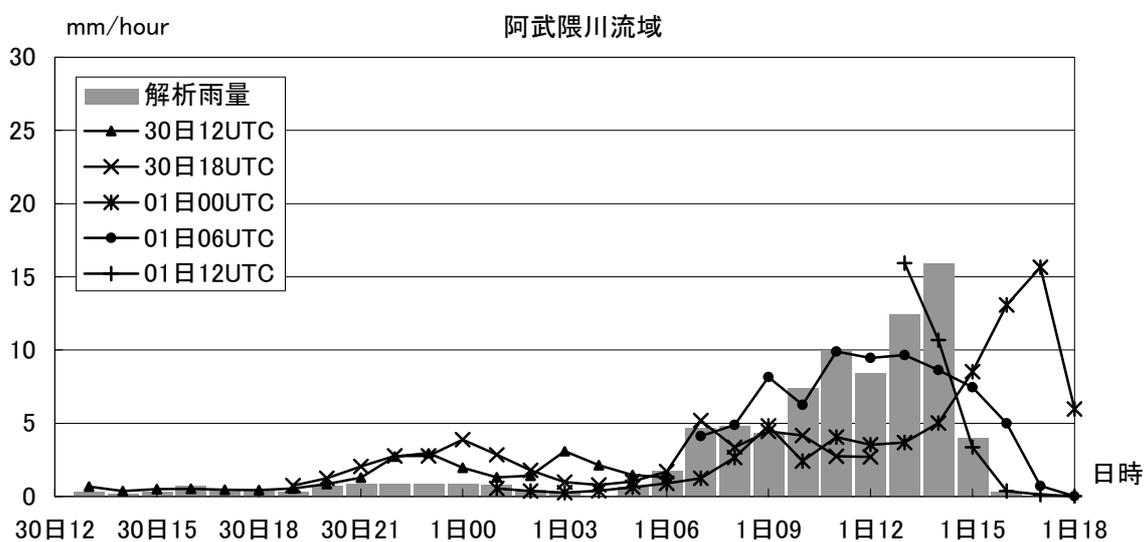
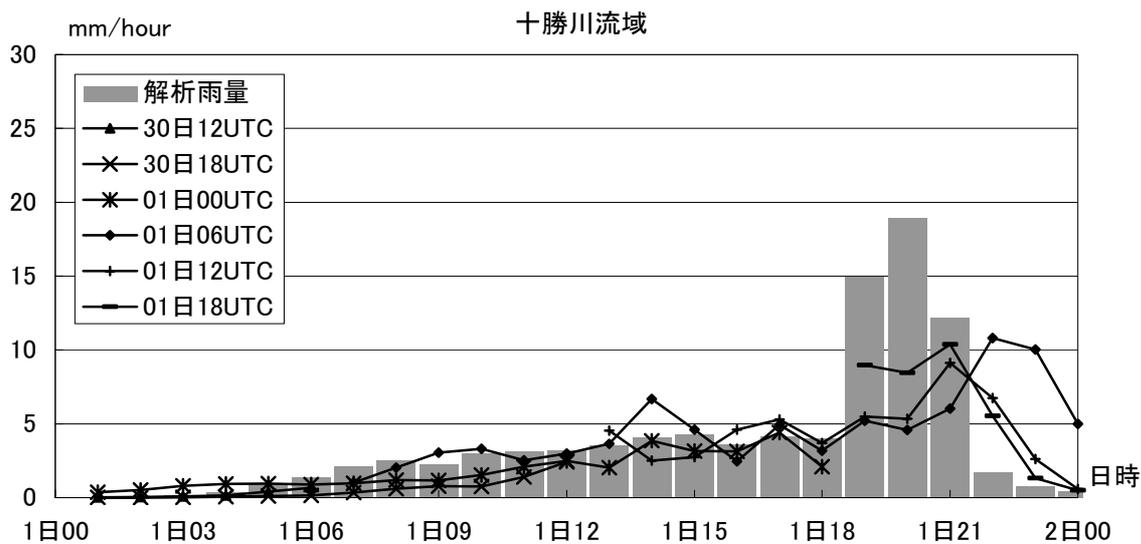


図 2.2.3 十勝川流域(上)、阿武隈川流域(中)、利根川流域(下)の流域雨量。横軸は、日時 (UTC)、縦軸は時間雨量。折れ線は、初期値毎の MSM の予報値、棒グラフは解析雨量。

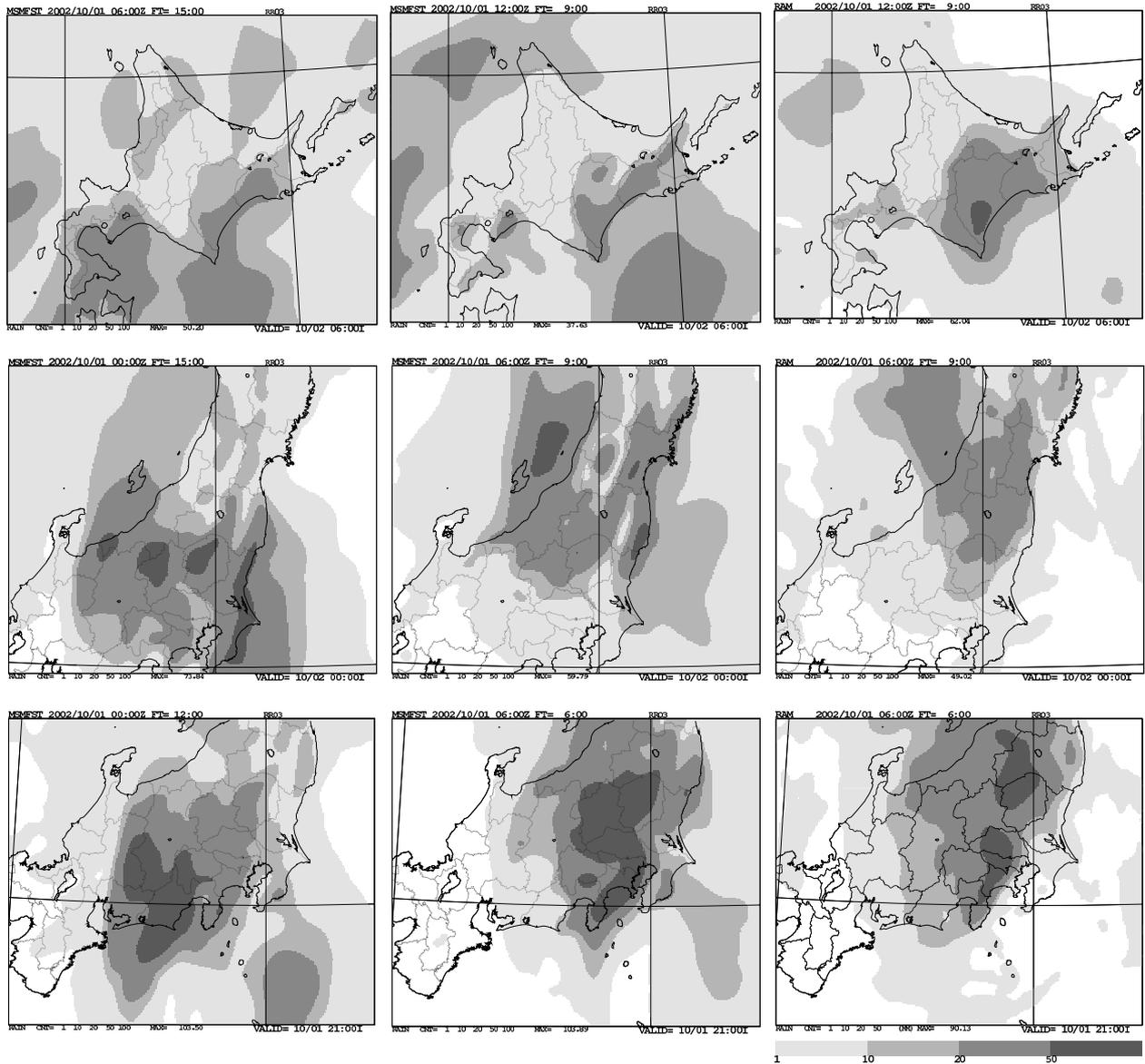
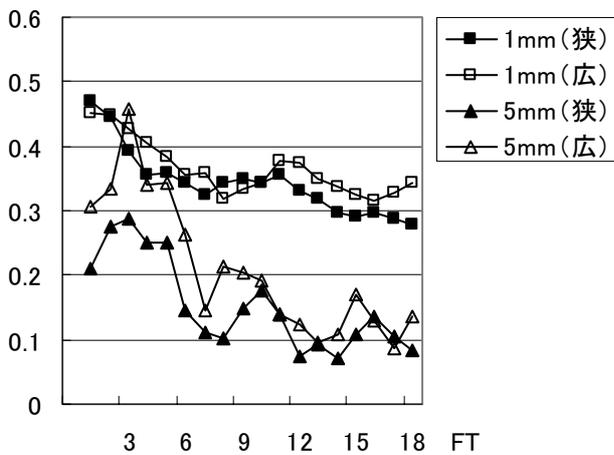


図 2.2.4 MSM と解析雨量の 3 時間積算降水分布図。十勝川流域（上）、阿武隈川流域（中）、利根川流域（下）付近。右は解析雨量、中央と左は MSM 予報降水量で左よりも中央の方が新しい初期値の予報である。

スレツトスコア



バイアスコア

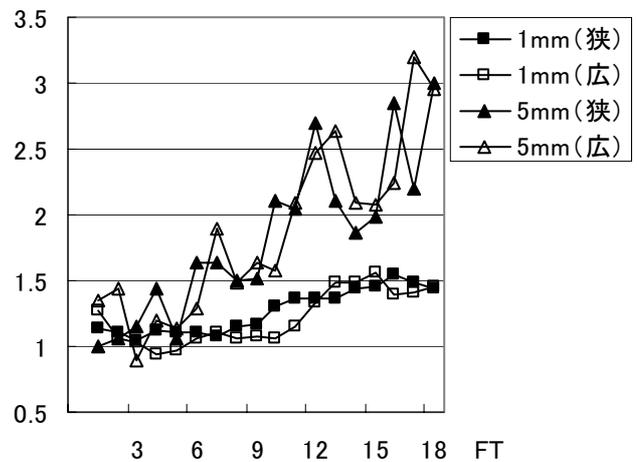


図 2.2.5 流域雨量のスレツトスコア（左）とバイアスコア（右）。閾値は、1 時間積算 1mm と 5mm。「狭」は、1250-2500km²の流域を持つ河川、「広」は、2500km²以上の流域を持つ河川に対する結果である。横軸は、予報時間を示す。

2.3 台風予報の検証¹

2.3.1 はじめに

2002年から2003年の前半にかけて、全球解析への3次元変分法の導入(竹内 2002)とその後の改良(成井 2002)、台風モデル(以下TYMと略す)の台風ボーガスの改良(酒井・美濃 2002)などが行われた。これらの改良後の台風予報の精度と予報特性を評価するため、ここでは2002年のTYMと全球モデル(以下GSMと略す)の台風予報の検証結果を報告する²。なお、検証で用いる台風の解析値としては、気象庁予報部予報課太平洋台風センター作成の事後解析結果(ベストトラック)を用いた。

2.3.2 進路予報

(1) 予報位置誤差の経年変化

図2.3.1は、台風予報位置誤差の1996年から2002年までの経年変化を示したものである。TYMを見ると、2002年の24,48時間予報ともに2001年よりも予報誤差が小さく、1996年以降で最も予報誤差が小さくなった。また、72時間予報についても、最近3

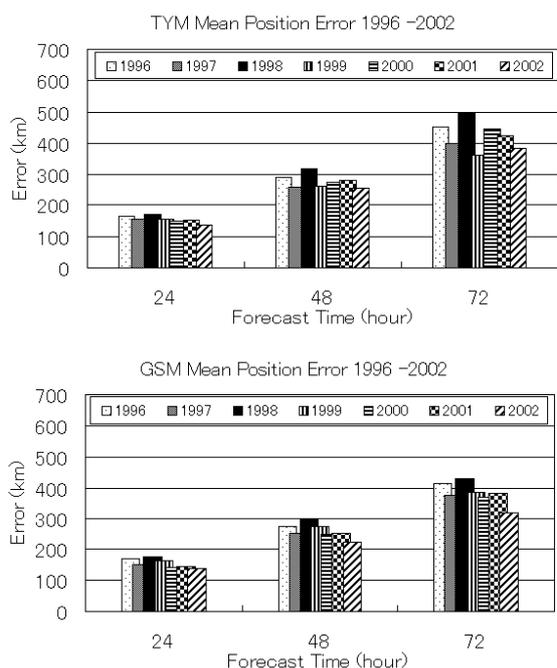


図2.3.1 1996年から2002年までの台風進路予報誤差 TYM(上)とGSM(下)の24,48,72時間予報の進路予報誤差の経年変化を示している。

年間で最も予報位置誤差が小さく誤差の改善が見られる。GSMでも同様の傾向が見られ、特に2001年に対する2002年の改善は顕著で、24,48,72時間予報すべてにおいて、1996年以降で最も予報位置誤差が小さくなった。これらの改善には年々変動の影響も含まれると考えられるが³、前述の3次元変分法の改良やTYMの台風ボーガスの改良によるもの大きいと考えられる。

(2) 進行方向に相対的な予報誤差

2002年の台風進路予報の系統誤差を見るため、図2.3.2のように予報位置誤差を台風の進行方向に沿った成分(AT)と直交する成分(CT)に分類し検証を行った。図2.3.3はTYMとGSMの72時間予報について、それぞれ進行方向で転向前・転向中・転向後に層別化⁴して検証した結果である。この図から、転向別に誤差の分布が違っていることがわかる。このときのAT方向とCT方向のそれぞれのバイアスとAT方向とCT方向の誤差の標準偏差の比(AT方向の標準偏差/CT方向の標準偏差)を表2.3.1にまとめた。転向別のAT方向とCT方向の誤差の標準偏差の比は、転向前と転向後についてはTYMとGSMともに同じ傾向を示していて、転向前はCT方向に広がる傾向があり、転向後はAT方向に大きく広がる傾向が見られる。転向中については、GSMはややCT方向に広がる傾向があり、TYMはAT方向とCT方向ともに同じ程度(円形に近い分布)である。バイアスは、TYMとGSMともに転向後にAT方向における負バイアスが顕著である。このほか、GSMで転向前にCT方向における正バイアスがTYMよりも強く見られる。TYMでこの傾向が見ら

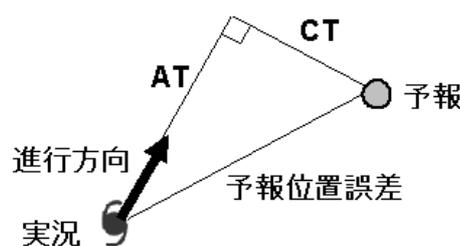


図2.3.2 台風の進行方向に相対的な誤差の取り方 進行方向に沿った方向の誤差(AT)と進行方向に直交する方向の誤差(CT)は図のようにして得られる。進行方向とは気象庁予報課が解析した台風の進行方向のことである。

¹ 酒井 亮太

² TYMは1日4回、GSMは1日2回の台風予報が得られる。ここでは、それぞれのモデルの予報結果を単独で検証していて、TYMとGSMの検証対象は同じではない。

³ 台風はその年によって発生する場所や数、特性が大きく異なることがある。そのため、前年との比較がそのままモデルの性能の変化に対応するとは限らない場合がある。

⁴ 転向の定義は、第1.4.3項参照のこと。

れないのは、図 2.3.3 を見ると GSM は CT 正方向にのみ広がった分布となっているが、TYM は正方向と負方向の両方へ広がった分布が見られ、それら両方でバイアスを打ち消しているためである。次に、転向後について AT 方向と CT 方向の標準偏差の比やバイアスを、実況の台風の進行速度別に表 2.3.2 にまとめた。これを見ると、実況の台風の進行速度が速いほど、AT 方向に伸びた誤差分布となり、負方向

のバイアスが強くなることがわかる。

以上のことをまとめると、TYM と GSM の 72 時間予報について、転向前は台風の進行の向きに関する予報誤差のばらつきが大きく、転向後は進行速度に関する予報誤差のばらつきが大きい。特に転向後においては、台風の実況の進行速度が速いほど、進行速度に関する予報誤差のばらつきが大きくなり、全体的に実況よりも遅く予報することが多いとい

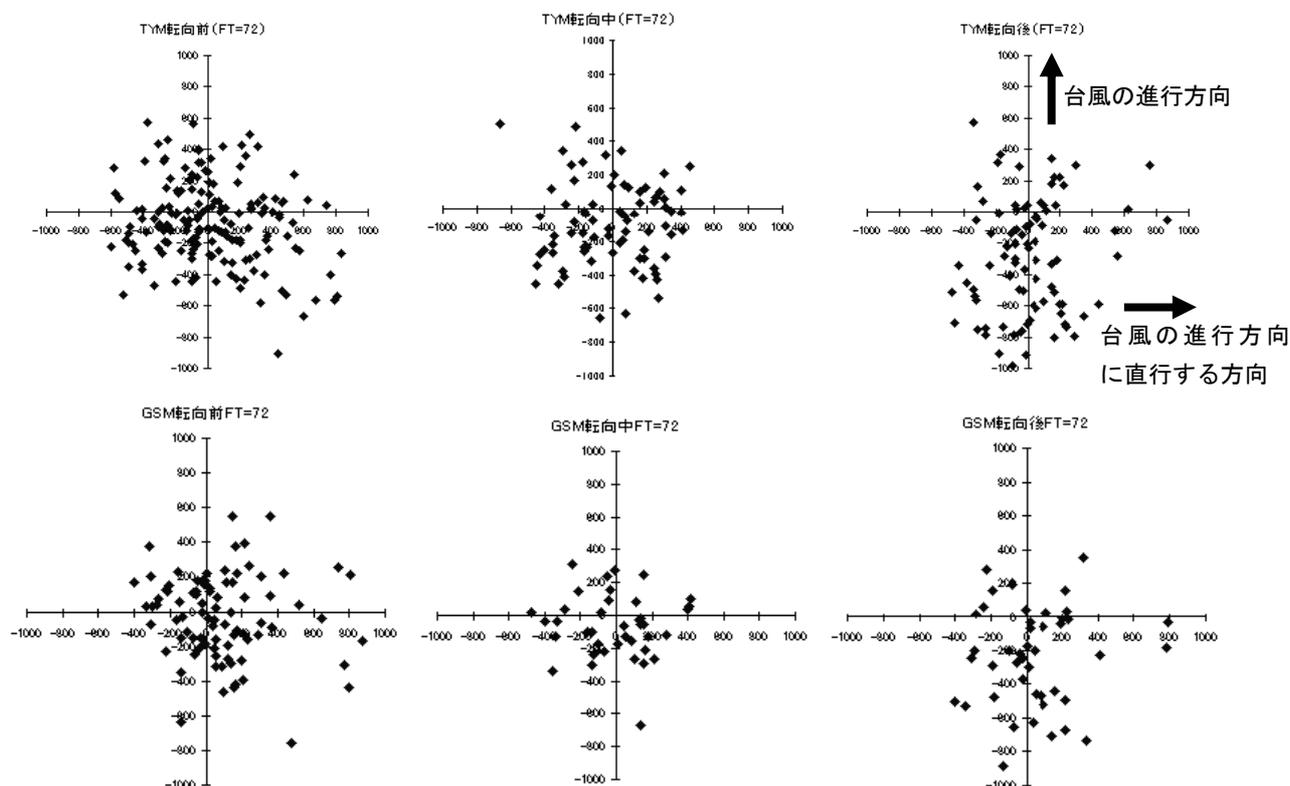


図 2.3.3 台風の進行方向に相対的な予報位置誤差の散布図

実況の台風の位置を原点とした台風の進行方向に相対的な座標上で、それぞれの台風の 72 時間予報位置をプロットした。軸の向きは、台風の進行方向 (AT) を Y 軸正方向、台風の進行方向に直交する方向 (CT) を X 軸 (進行方向右側が正) とした。また、台風の進行方向により、転向前 (左図)・転向中 (中図)・転向後 (右図) の分類を行っている。上図が TYM、下図が GSM に対応する。単位は km。

表 2.3.1 台風の進行方向に相対的な予報位置誤差。

TYM と GSM による 72 時間予報の転向別に AT 方向と CT 方向のバイアスと、AT 方向と CT 方向の誤差の標準偏差 1 の範囲の比 (標準偏差の縦横比) を示している。縦横比が 1 より大きいほど進行方向に伸びた予報誤差分布を表わす。

FT=72	転向段階	バイアス(km)		標準偏差の縦横比(AT/CT)
		AT	CT	
TYM	転向前	-67.4	24.7	0.80
	転向中	-96.6	-10.8	0.96
	転向後	-295.3	7.2	1.46
GSM	転向前	-23.1	84.8	0.91
	転向中	-68.1	-6.6	0.87
	転向後	-234.0	40.3	1.48

表 2.3.2 台風の進行速度別の進行方向に相対的な予報位置誤差 (転向後)。TYM と GSM の 72 時間予報における、転向後の AT 方向と CT 方向のバイアスと、AT 方向と CT 方向の誤差の標準偏差 1 の範囲の比 (標準偏差の縦横比) を、実況の台風の進行速度 (ノット) で層別化した結果。

台風の進行速度	0-10	10-20	20-30	30-	
TYM	AT	-186.3	-232.8	-439.6	-394.2
	CT	206.6	-3.1	-58.1	-133.3
	縦横比	1.04	1.66	1.97	2.25
	事例数	21	32	16	20
GSM	AT	-145.6	-196.2	-323.9	-380.6
	CT	122.3	57.5	-48.1	-58.0
	縦横比	0.89	1.20	1.17	2.15
	事例数	14	15	7	8

た特徴を持っていることがわかった。

(3) 予報位置の系統誤差分布

図 2.3.4 は、2002 年の台風予報位置の系統誤差分布図である。北緯 10 度、東経 140 度付近の海域で、TYM と GSM とともに実況よりも北東方向に予報する傾向が顕著に現れている。これは、台風が日本の南海上を西進している時に、数値予報モデルの予報が予報開始とともに北上を示すことがあるためである。このような誤差は 2001 年にも見られていたもので、2002 年については特に台風第 7 号の予報でその誤差傾向が明瞭に現れた (図 2.3.5)。このよう系統誤差の原因としては熱帯地域の観測データが少ないため適切な初期値を得られないことや、GSM で太平洋高気圧を弱く予報する予報誤差 (平井 2002) があることなどが考えられる。前者については、衛星観測による海上風データであ

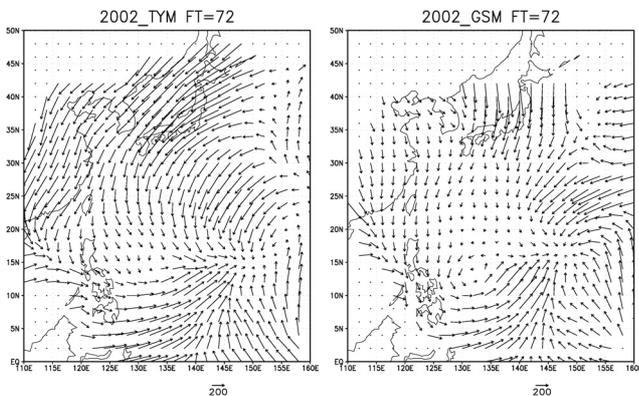


図 2.3.4 72 時間台風進路予報の系統誤差分布図 (左: TYM、右:GSM)

2002 年の台風予報について、実況の台風中心から見た、予報の台風中心位置をベクトルで示したもののベクトルのスケール (km) は図の右下に示している。

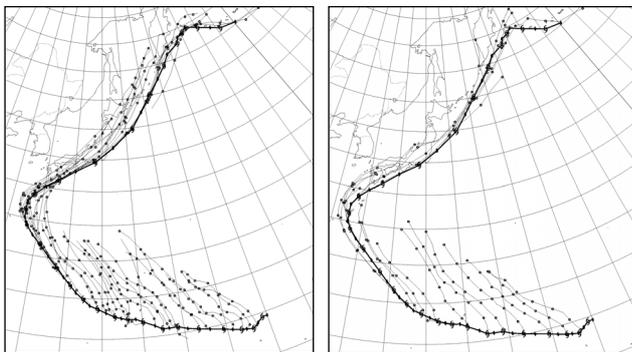


図 2.3.5 2002 年台風第 7 号の進路予報

実況の台風進路 (太線) と TYM (左) と GSM (右) の 2002 年台風第 7 号の進路予報すべて (細線) を描画したものである。台風が西進している段階で、常に予報開始から実況よりも台風を北側に予報する傾向が現れている。

る QuikSCAT/ SeaWinds データの同化実験によってこの台風の進路予報が改善する事例が報告されていて、2003 年 5 月より QuikSCAT/SeaWinds データの全球・台風解析への利用が開始されている (大橋 2003)。後者についても、2003 年 5 月に導入された ATOVS の直接同化の開始と GSM の積雲対流スキームの改良により改善が期待されている (計盛・中川 2003)。

そのほかの特徴としては、日本付近でモデルの予報が実況よりも南西側に予報する (進行速度が遅い) 傾向が大きく表れている。この傾向は、酒井・美濃 (2002) でも述べられているように 2001 年から見られていた現象で、原因は GSM で日本付近の 500hPa の西風が弱いという系統誤差 (平井 2002) の影響と考えられる。

2.3.3 強度予報

(1) 中心気圧予報の誤差

2002 年の TYM の中心気圧の予報誤差図を図 2.3.6 に示す。中心気圧のバイアスは、2001 年と比較すると、全予報時間について 2002 年は正のバイアス (台風中心気圧を浅く予報するバイアス) が大きくなっている。これは、2002 年には 2001 年と比較して強い台風が多かったことが原因と考えられる。酒井・美濃 (2002) によると、TYM は中心気圧が 940hPa 未満の台風では解析よりも浅く予報する傾向がある⁵ことから、そのような台風の割合について 2001 年と 2002 年で比較する。48 時間予報について、中心気圧が 940hPa 未満の台風の割合は、2001 年では 6.6% であるのに対して、2002 年は 10.0% に達している。また 72 時間予報についても同様で、7.6% に対して 11.0% となっている。このことから、2002 年は強い台風が多いため、正のバイアスが大きな

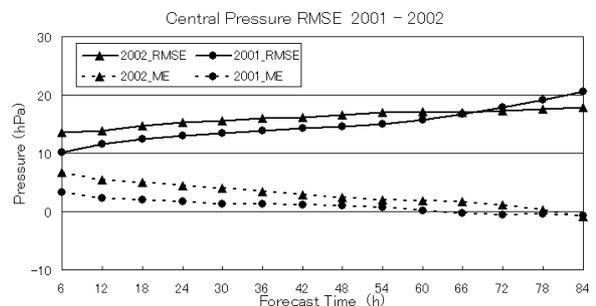


図 2.3.6 2001 年と 2002 年の TYM の台風中心気圧予報誤差 (バイアス、RMSE)

●が 2001 年、▲が 2002 年に対応し、点線がバイアス、実線が RMSE を表わしている。

⁵ この傾向は 2002 年の予報についても同様に見られる (図は省略)。

ったと考えられる。平方根平均二乗誤差（以下 RMSE と略す）も 72 時間予報までは、正バイアスの影響で大きな値になったと考えられる。72 時間予報以降については、2002 年の RMSE は 2001 年よりも良くなっている。

(2) 強度予報の誤差分布

図 2.3.7 は 2002 年の TYM の台風中心気圧の 72 時間予報の系統誤差分布図である。この図から、南シナ海を除く領域について、北緯 25 度より北側では北に行くほど実況よりも台風を強く予報し、南側では南に行くほど実況よりも弱く予報する傾向があることがわかる（フィリピン付近の強い正バイアスは、特定の事例の影響で現れているものであり、常に現れるものではないと考えられる）。これと同じ傾向は 2001 年の図でも同様に見られる（図は省略）。

これらの原因は、図 2.3.4 の進路予報誤差分布を考慮すると、負バイアスのある領域では実況よりも南西側に予報する誤差があることから、北上が遅い分だけ台風が弱まらず台風を強く予報するバイアスが出ている可能性が考えられる。しかし、72 時間予報の台風中心気圧の年平均分布図と実況の年平均分布図の差（図 2.3.8）でも、バイアスの大きさは小さいが同じような傾向が見られることから、他の原因も影響していると考えられる。この点については今後更に調査していく必要がある。

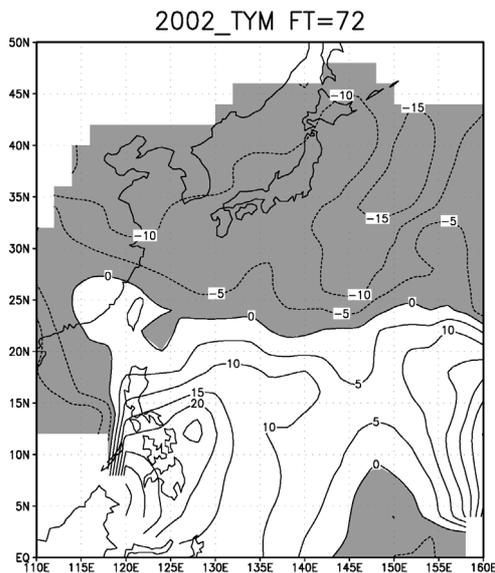


図 2.3.7 TYM における 72 時間後の台風中心気圧予報の誤差分布図

2002 年のすべての台風について、実況の台風的位置における予報と実況の中心気圧の差（予報の中心気圧－実況の中心気圧）。ハッチ域は負域（予報が実況よりも中心気圧を低く予報する傾向がある領域）を表わす。単位は hPa。

(3) 台風の発達傾向の予報

台風の強度予報については、モデルの解像度や初期値に利用される台風ボーガスのため、台風中心気圧の絶対値は予報できないことがあるが、台風の発達傾向（中心気圧の変化傾向）を表現できる可能性がある。Ueno (1994) は、実況と予報の気圧の変化傾向の相関係数（Tendency Correlation）を計算し、数値予報モデルによる台風強度の変化傾向予報の評価を行っている。ここでは、同様の手法を用いて TYM の台風中心気圧の初期時刻から 72 時間予報までの Tendency Correlation を計算し検証する。検証するにあたって、台風の発達段階で層別化を行った。初期値時刻と比べて 72 時間後の実況の気圧が 10hPa より低くなったものを発達期、10hPa より高くなったものを衰弱期、変化量が ±10hPa 以下のものを維持期と分類した。図 2.3.9 は 2002 年の TYM の 72 時間予報までの、発達期と衰弱期の台風の中心気圧の発達傾向の分布図である。各図の右下の「Tcor」は初期時刻から 72 時間予報までの Tendency Correlation、「TcorN」は各段階における事例数をあらわす。Tcor が 1 に近いほど発達の傾向が良く表わされていることを示す。TYM では台風の中心気圧の変化傾向の予報が良く表現されていて、Tendency Correlation も 0.87 前後を示して、中心気圧の傾向予報について高い相関で予報できている。

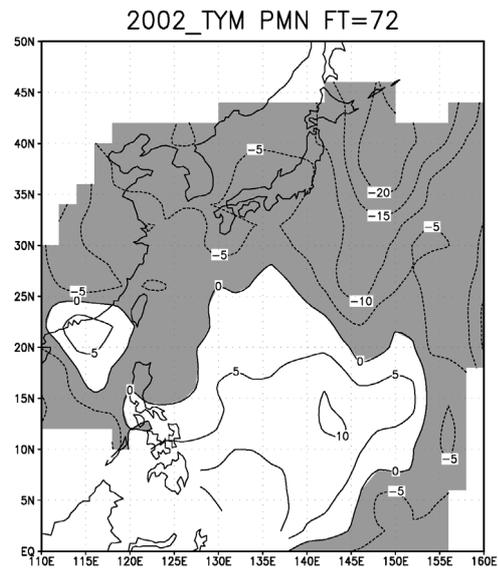


図 2.3.8 TYM における 72 時間後の台風中心気圧予報の年平均と、実況の年平均の差の分布図

2002 年のすべての台風について、台風中心気圧の予報の年平均分布と実況の年平均分布の差（予報－実況）。ハッチ域は負域（予報が実況よりも中心気圧を低く予報する傾向がある領域）を表わす。単位は hPa。

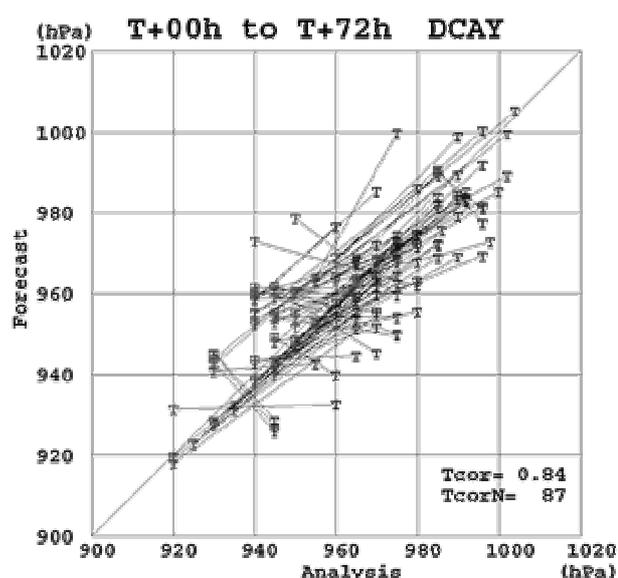
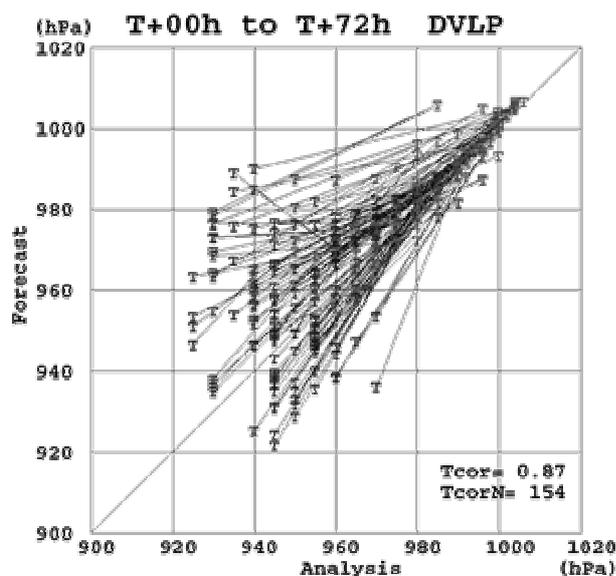


図 2.3.9 TYM による台風中心気圧の発達・衰弱傾向予報の検証図

縦軸に予報の中心気圧、横軸に実況の中心気圧をとり、初期時刻 (FT=0) と 72 時間予報 (FT=72) の中心気圧をプロットし直線で結んでいる。左図は発達期、右図は衰弱期を表わす。発達期の図では直線の右側が FT=0 で左側が FT=72、衰弱期では左側が FT=0 で右側が FT=72 に対応する。直線が、右上から左下へ 45 度の傾きを持っている場合が、予報の台風の発達の傾向が実況と最も合っていることを表わす。各図の右下の「Tcor」は発達の相関係数、「TcorN」は各発達段階の事例数を表わす。

2.3.4 まとめ

これまでの検証結果をまとめると以下ようになる。

- 2002年のTYMとGSMの台風予報位置誤差は、2001年から大きく改善されている。
- 進路方向に相対的な誤差で評価すると、TYMとGSMともに転向段階や進行速度によって誤差分布が異なる。特に転向後については、実況の進行速度が速いほどAT方向の負のバイアスが大きく、また誤差のばらつきがCT方向に比べてAT方向に伸びる傾向がある。
- 強度予報 (台風中心気圧予報) について、2002年は2001年と比較して正のバイアスが大きくなっているが、これは2002年に強い台風が多かったことによるものと考えられる。またRMSEについても同様の影響が現れている。
- 中心気圧予報の誤差分布図で見ると、TYMは実況と比較して中心気圧予報を北緯25度付近より南側で弱く、北側で強く予報する系統誤差がある。
- TYMの台風の強度予報を発達傾向の予報で評価すると、発達衰弱の傾向をよく表現できている。

TYMによる台風予報特性は、2003年7月に行われた台風モデルの物理過程の改良 (第1.4節参照) により大きく変わる。また、GSMによる台風の予報特性についても積雲対流スキームの改良とATOVSの直接同化の開始により変わる可能性がある。数値予報モデルの台風予報の結果は、気象庁か

ら発表される台風予報の重要な資料となっている。そのため、これまで述べてきた予報誤差特性について改善されているか、また新たな誤差特性が現れていないか、今後も監視を続けていく必要がある。

参考文献

- 大橋康昭, 2003: QuikSCAT 衛星観測による海上風のグローバル解析への利用を開始. NWP にゅーす第 22 巻第 1 号.
- 計盛正博・中川雅之, 2003: ATOVS データの利用手法の高度化と積雲対流スキームの改良について. NWP にゅーす第 22 巻第 2 号.
- 酒井亮太・美濃寛士, 2002: 台風モデルの検証と改良. 平成 14 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 13-18.
- 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.
- 成井昭夫, 2002: 全球 3 次元変分法の改良. 平成 14 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 25-29.
- 平井雅之, 2002: 全球モデルの統計的検証. 平成 14 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 13-18.
- Ueno, M., 1994: A Verification Summary of Operational TC track forecasts by the NWP models of JMA, UKMO, ECMWF, and BMRC for the TCs in the North West Pacific Ocean during 1988-93. *JMA/NPD Tec Rep.* No.32, JMA, 40-66.

2.4 RSMとGSMの海上風の検証¹

2.4.1 はじめに

領域モデル (RSM) および全球モデル (GSM) について海上風速の予報値の検証を行った。RSMやGSMの海上風速の予報値は数値波浪モデルの入力値として利用されており (片山 2001)、海上風速の予報誤差を調査することは重要である。過去、海上風の検証はRSMについては中村 (1997) で行われているが、当時と比べてRSMでは以下の変更がなされている。

- ・非局所 (NON-LOCAL) 境界層スキーム (本田 1999) が導入された (1999年11月)。
- ・予報のモデル面の鉛直層数が36から40に増加した (2001年3月)。
- ・予報対象領域が257×217格子から325×257格子に拡大された (同上)。
- ・境界条件となるGSMについて、鉛直層数が30から40に増加し、物理過程が改良された (同上)。

また、GSMの海上風に関しては木本 (1991) 以来検証が行われていない。そこで、今回日本の南を漂流していたブイの海上風速データとRSM、GSMの海上風速予報値を比較し検証を行った。

なお、本検証に先立って2003年7月8日実施のマップディスカッションにおいて、2003年5月25日に九州東岸で波浪モデルが実況より高い波を予報した事例についての検討が行われた。その際に、波浪モデルの入力値であるモデルの風速予報値が適切であるかどうかを確かめるために、漂流ブイの風速データ

との比較検証を行った。本検証は検証期間を延長したものである。なお、風向については今回検証を行わなかった。

2.4.2 検証の方法

検証するRSMおよびGSMの海上風の予報値は、モデル最下層の風の予報値からモニン・オブコフの相似則によって求められる海面上10mの高さの風である。中村 (1997) では、当時気象庁で設置していた四国沖 (東経135° 00′、北緯29° 00′)、東シナ海 (東経126° 20′、北緯28° 10′) および日本海 (東経134° 32′、北緯37° 55′) の定置ブイで観測された風速と、その近接のRSMの格子の海上風速を比較している。しかし、現在は気象庁による定置ブイが運用されていないため同様の検証を行うことができない。そこで、漂流ブイの風速との比較検証を行った。

漂流ブイは種類により風速計の高度がまちまちであるが、相似則により標準高度 (10m) の風になるよう補正が行われた後通報されている。そのため、通報されたデータはRSMおよびGSMの海上風速予報値と直接比較することが可能である。そこで本検証では入電した漂流ブイの海上風速データと、その近接のモデル格子の海上風速データを直接比較して検証を行った。検証対象ブイは前述のマップディスカッションの事例の期間に四国沖 (東経135° 00′、北緯30° 00′付近) を漂流していたもので、米軍保有のものである。第2.4.1図は今回検証に使用した漂流ブイの軌跡である。なお、本ブイのデータは2002年9月中旬以降しか存在しないため、季節を通してデー

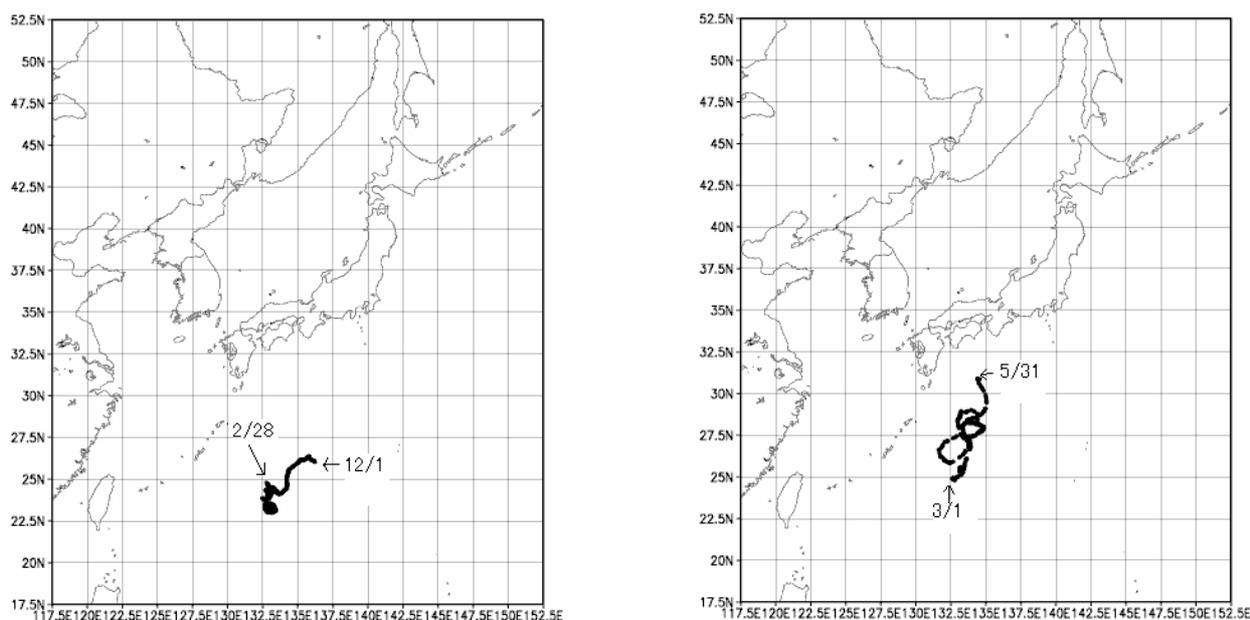


図2.4.1 今回の検証の対象にした漂流ブイ (WMO識別番号 21635) の軌跡。左が冬季 (2002年12月1日から2003年2月28日まで)、右が春季 (2003年3月1日から5月31日まで) のもの。

¹ 山田 和孝

タが利用できた冬季（2002年12月～2003年2月）と春季（2003年3月から5月）について検証を行った。

漂流ブイで観測された風速の誤差は±1m/sあるいは10%程度²といわれている。漂流ブイの通報値のバイアスに関してはいくつかの現業数値予報センターのモデルによる第一推定値との比較がなされている³。各センターの第一推定値との差を十分な時間スケールで平均したものをバイアスとみなすと、このブイのバイアスは+0.1m/s未満であった（2003年8月7日現在）。このことから、漂流ブイの風速データは十分に信用できると考えられる。

2.4.3 結果

まず漂流ブイによる風速の実況値を横軸に、モデルの風速の予報値を縦軸に取り、検証期間の風速データをプロットした散布図を示す。第2.4.2図は冬季、第2.4.3図は春季についての予報時間毎の散布図である。合わせて平均誤差（Mean Error, 以下ME）と平方根平均二乗誤差（Root Mean Square Error, 以下RMSE）および相関係数（Correlation, 以下COR）の数値も掲載した。ここでは季節毎、モデル毎の予報特性について調査する。なお、通報時の品質管理による棄却あるいは欠測などにより、検証が行えない時期もあり、そのため予報例数に比べて検証例数が少なくなっている。

まず第2.4.2図の2002年12月から2003年2月の冬の例について見ると、MEや散布図ではRSMはいずれの予報時間についても実況より風速が強い傾向が見られる。一方でGSMは、いずれの予報時間についても実況より風速が弱い傾向が見られる。とくにGSMは風速10m/s以上の風の予測頻度が低く、予想される風の強さに頭打ち傾向が見られる。

続いて、第2.4.3図の2003年3月から5月の春の事例について見ると、冬に比べてRSM,GSMともにRMSEが大きく、相関係数の値も減少し、精度が悪いと考えられる。MEについてはRSMは冬季と違い、風速が強い傾向は見られず誤差が小さくなっている。GSMでは相変わらず予報の風速が弱い傾向が見られるが、冬季に見られたような風速の頭打ち傾向は春季に関しては特に見られない。この原因については、GSMが強い風を予報した事例が5月28日以降に集中していたことから、この期間影響があった台風第4号の予報がよかったことが考えられる。これには、5月28日00UTCにGSMの積雲対流パラメタリゼーションの変更が行われたことが効いている可能性がある。

続いて、10m/s以上の強風の予報精度について調

査を行った。第2.4.1表は期間内の10m/s以上の強風について、適中事例数、見逃し事例数、空振り事例数を示したものである。

冬の事例については、予報頻度の特性から考えられるように、RSMはGSMと比較して空振り率が高く、見逃し率が低い傾向がある。

春の事例については、中村（1997）が春の四国沖について、24時間から33時間予報のRSMの強風予報頻度が高く、空振りが見逃しよりも2倍頻度が高いという問題点を指摘している。今回の検証では当時と検証領域が違ふこととサンプル数が少ないという問題はあるが、確かにRSMは見逃しより空振りの頻度が高い傾向がある。しかし、GSMと比較すると予報時間24時間目を除いて見逃し率も空振り率も低くなっている。

2.4.4 まとめ

漂流ブイの海上風速実況値を用いて、モデルの海上風速予報値の検証を行った。2つの季節、1つのブイのみ、とサンプル数が少ないという問題はあるが、以下のことがわかった。

- ・冬については、MEからRSMはブイによる実況風速よりも風速が強く、逆にGSMは風速が弱い傾向が見られる。
- ・春については、MEからRSMは冬とは異なり風速が強い誤差が小さくなったが、GSMは冬と同様風速が弱い傾向が見られる。
- ・RMSEは両モデルとも約2m/sで、RSMについての中村（1997）の結果とほぼ同様であった。季節は冬より春の方がRMSEが大きく、精度が低い。
- ・冬、春ともGSMではRSMと比較して10m/s以上の風の予報の見逃しが多い傾向がある。
- ・冬についてはGSMには予想風速に頭打ちの傾向が見られる。

なお、RSM,GSMともMEおよびRMSEも小さいものの、特に冬においてGSMで予報される風速に頭打ちの傾向が見られることは大きな問題である。現在、波浪モデルではRSMの低気圧の過発達（細見2002）による影響を避けるために、RSMの風速が強すぎる場合にGSMの風速+3m/sを上限とする制限を設けている（三河ほか 2003）。このことから、低気圧の過発達が見られない領域であってもGSMとRSMとの間で風速差が見られることがあるので波浪モデルの利用の際には注意が必要である。

なお、5月28日00UTCのGSMの積雲対流パラメタリゼーション変更の影響については、海洋気象情報室が並行運用期間中の5月21日～27日に行った新旧

² <http://ndbc.noaa.gov/rsa.shtml> (NOAA/NDBC) を参照

³ <http://www.meteo.shom.fr/qctools/rechstat.htm> にて本ブイ(WMO識別番号 21635)を検証

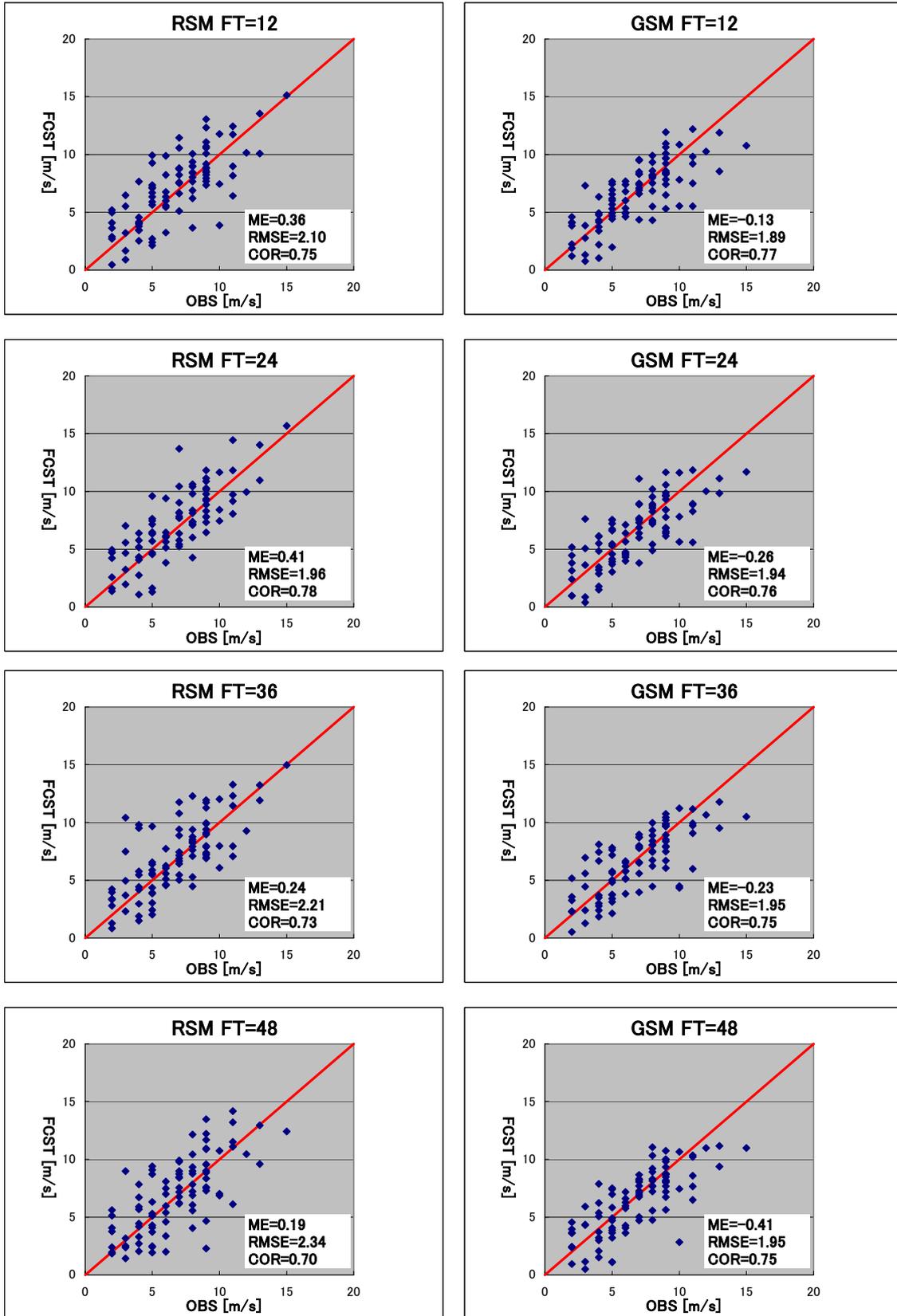


図 2.4.2 冬季の漂流ブイによる風速実況値[m/s] (横軸) 対風速予報値[m/s] (縦軸) の散布図
 左: RSM、右: GSM。FT は予報時間[h]を示している。

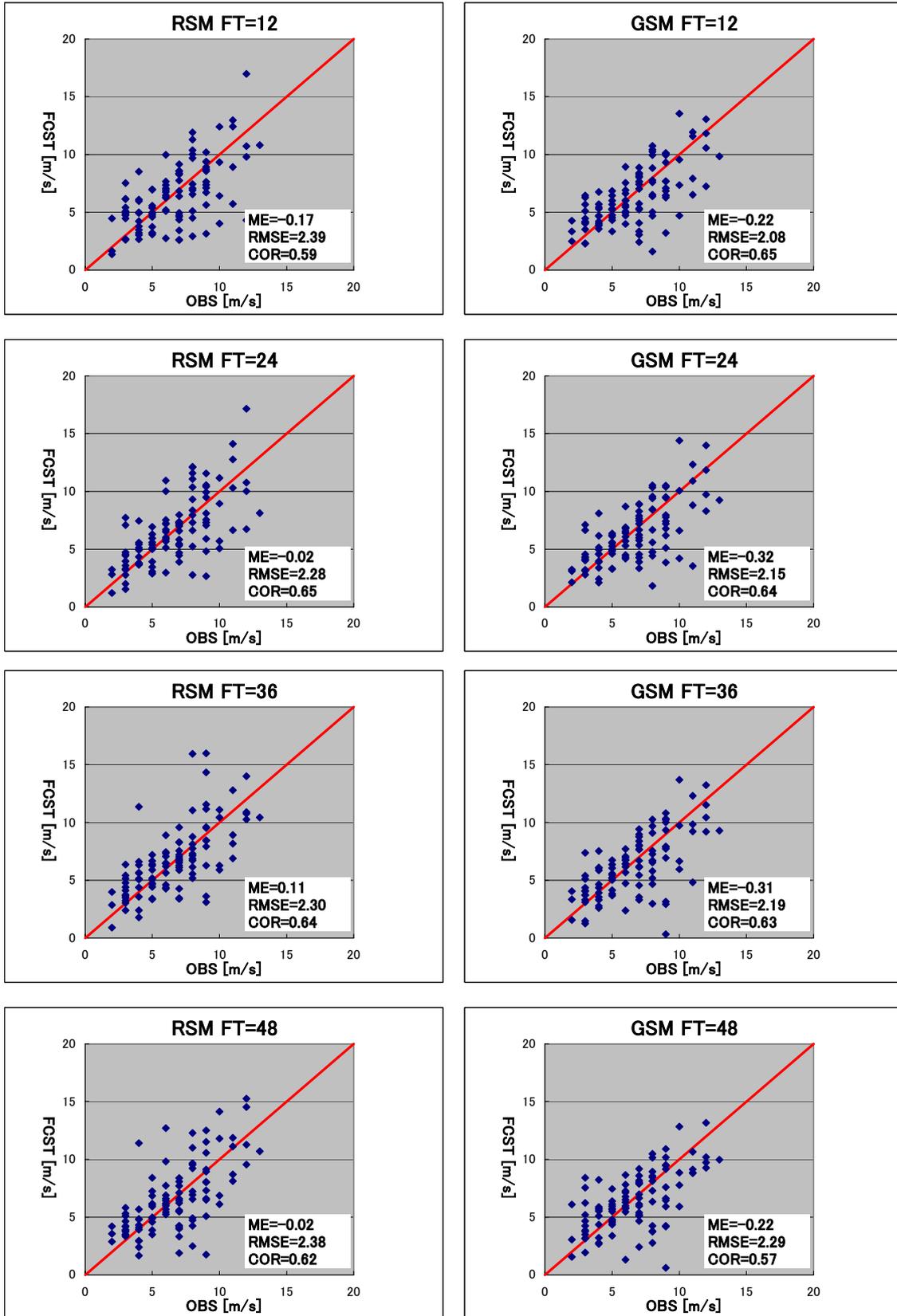


図 2.4.3 春季の漂流ブイによる風速実況値[m/s] (横軸) 対風速予報値[m/s] (縦軸) の散布図
 左: RSM、右: GSM。FT は予報時間[h]を示している。

表2.4.1 10m/s以上の強風の各モデルの適中、見逃し、空振りの回数。括弧内は、適中率、空振り率、見逃し率を表す。適中率=A/(A+C)、空振り率=1-適中率、見逃し率=B/(A+B)で定義している。左が冬季、右が春季。FTは予報時間を示している。

適中 : A (実況 \geq 10m/s、予報 \geq 10m/s)	見逃し : B (実況 \geq 10m/s、予報 $<$ 10m/s)
空振り : C (実況 $<$ 10m/s、予報 \geq 10m/s)	: D (実況 $<$ 10m/s、予報 $<$ 10m/s)

冬(2002/12-2003/2)					春(2003/3-2003/5)				
FT	RSM		GSM		FT	RSM		GSM	
12	7(44%)	5(42%)	5(56%)	7(58%)	12	6(55%)	7(54%)	6(55%)	7(54%)
	9(56%)	69	4(44%)	74		5(45%)	85	5(45%)	85
24	6(40%)	6(50%)	5(56%)	7(58%)	24	7(44%)	6(46%)	6(60%)	7(54%)
	9(60%)	69	4(44%)	74		9(56%)	81	4(40%)	86
36	7(50%)	5(42%)	5(62%)	7(58%)	36	8(53%)	5(38%)	5(50%)	8(62%)
	7(50%)	71	3(38%)	75		7(47%)	83	5(50%)	85
48	8(57%)	4(33%)	6(60%)	6(50%)	48	8(53%)	5(38%)	4(50%)	9(69%)
	6(43%)	72	4(40%)	74		7(47%)	83	4(50%)	86

GSM予測と衛星搭載マイクロ波散乱計データによる海上風観測(QuikSCAT)の比較によると、新GSMの予報風速の方が全球、北半球、南半球領域のいずれの領域においてもRMSEは小さく、MEについても負バイアスは存在するものの、その絶対値が小さくなったとのことである(私信)。

海上風速を決定付けるのは気圧傾度と境界層における摩擦である。今回の検証の結果から、GSMにおいて風速が弱い原因として、総観場の気圧傾度が弱い可能性と境界層の摩擦が強い可能性が考えられる。そのため、総観場の地上気圧の系統誤差を調査すると同時に、海上風速の系統誤差も調査することにより、モデルの境界層過程を検証し精度を向上させることも重要である。そのためにも今後は検証期間を広げることやより広い領域での系統誤差を調査する必要がある。そのため、より多くのブイを使った検証や、全球的なデータ分布を持つQuikSCATなどによる海上風速測定データを用いた検証を行う必要があると考えている。

参考文献

- 片山恭男, 2001: 数値波浪モデル. 測候時報, **68**, 75-76.
- 木本昌秀, 1991: 海上風の検証. 平成3年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 16-28.
- 中村誠臣, 1997: 海上風の検証. 平成9年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 14-19.
- 細見卓也, 2002: メソスケール低気圧の過発達の改善に向けて. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 8-12.
- 本田有機, 1999: NON-LOCAL境界層スキームの導入. 平成11年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43-51.
- 三河哲也, 館輝仁, 田口晴夫, 林原寛典, 松本聡, 2003: 波浪ガイダンス. 平成14年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 39-59.

第3章 数値予報応用技術の開発と検証

3.1 RSM及びMSM最大風速ガイダンス¹

3.1.1 はじめに

予報作業支援システムにおいては防災気象情報作成支援ガイダンス（以降「防災ガイダンス」と略す）を基本資料として注警報が作成される。数値予報課ではRSMに基づく最大降水量ガイダンスと最大風速ガイダンスを作成し、前者を2002年6月より後者を2002年10月より、試験配信している。今回はMSMを利用した最大風速ガイダンスを作成したのでこれらの最大風速ガイダンスの作成方法と精度を紹介する。

3.1.2 作成手法

天気予報ガイダンスとしては従来から3時間毎の正時の風を対象とした風ガイダンスが作成され、配信されている。しかし、防災に必要なのはある期間内の最大風速である。この最大風速と風ガイダンスの予測対象である3時間毎の正時の風との比較を図3.1.1に示す。比較を行った期間は2003年1月～6月、要素は全予測地点を平均した3時間毎の正時の風速（観測値）とその前3時間内の最大風速（観測値）である。その結果、最大風速は正時の風速に比べて最大で1.5m/s、最小で0.8m/s、平均で1.1m/s強かった。倍率は1.3から1.6倍で、時間帯によって異なる。

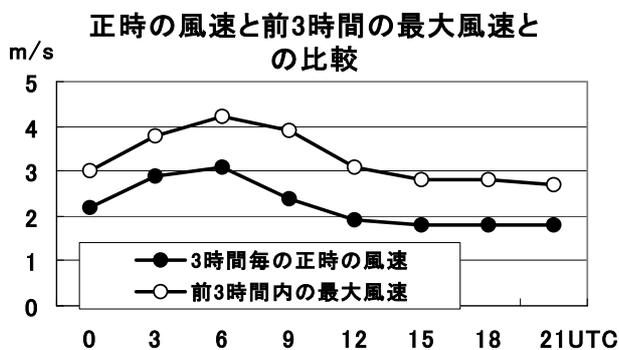


図3.1.1 3時間毎の最大風速と正時の風速の期間平均

したがって、風ガイダンスを利用して最大風速を予測することは困難である。そこで、3時間内の10分毎のアメダス観測値から求めた最大風速を目的変数とする最大風速ガイダンスを開発した。

最大風速ガイダンスは、従来からの風ガイダンスと同様に対象時間毎に予測式を持ち、目的変数並びに説明変数に地上風の東西成分・南北成分のみを使用し、各説明変数の係数はカルマンフィルターによって逐次更新される。この手法は風ガイダンスと同

じである（国次 1997）。また、この手法のみでは予測風速に負のバイアスを生じることから、風ガイダンスと同様に、風速の補正を行っている（木村 1998）。風ガイダンスとの差異は対象時間、目的変数、及び説明変数（MSM最大風速ガイダンスは予測時刻が18時間先まで）で、これらを表3.1.1に示す。

表3.1.1 風ガイダンスと最大風速ガイダンスとの比較（但し、MSM用は予測時間が18時間先まで）

	風ガイダンス	最大風速ガイダンス
対象時間	3時間毎の正時	3時間毎の正時の前3時間
目的変数	対象時刻に通報された風	対象時間帯内に通報された中の最大風
説明変数	対象時刻のRSM地上風	対象時間帯をはさむ4時刻のRSM(MSM)地上風のうち風速最大の風

なお、このガイダンスは係数更新用の3時間内の最大風速を得る際にアメダスの10分値を使用している。アメダス10分値が通報されない地点²の3時間内の最大風速は、毎正時の観測値の中から選ばれるために、アメダス10分値が通報される地点と比べて任意の10分間の最大風速に対して負バイアスが大きい。

3.1.3 RSM最大風速ガイダンスの予測特性と精度

RSM最大風速ガイダンスの平均的な予測特性と精度を、全予測対象地点を平均した検証スコアを用いて調査した。

以下の検証で使用した資料の期間は2003年1月～6月、対象としたのは全予測対象地点のFT(予報時間)=6, 9, 12, 15の総計である。

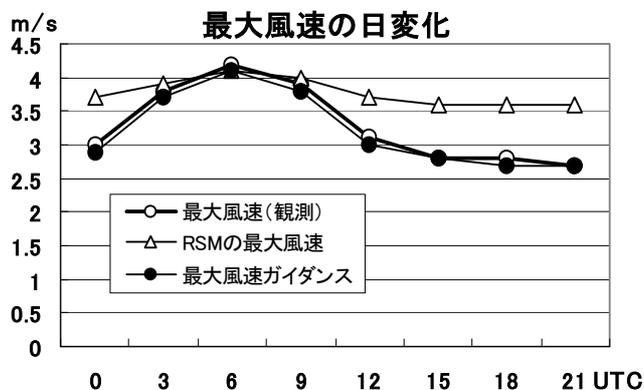


図3.1.2 3時間毎の正時の最大風速の期間平均

¹ 松本逸平

² 特別地域観測所（2003年8月時点）

(1) 予測風の強さと日変化

図3.1.2に「3時間毎の最大風速」における観測値、RSMの最大風速、及びガイダンス値の日変化を示す。

RSMの最大風速は日中の00~09UTCには観測値と同程度の風を予測しているが、夜間を中心とした09~00UTCには0.6~0.9m/s強く予想している。RSMの地上風はアメダスに比べて日変化が小さいことが分っており（美濃 1997）、最大風速においても同様に小さい。これに対してガイダンスの予測値は、観測値とのバイアスがほとんど無く、日変化をよく表している。これは各予測時間ごとに係数を持つと共に風速の補正を行っている効果と考えられる。

(2) 予測風速と風向の平方根平均二乗誤差 (RMSE)

図3.1.3（上）にはRSMモデル値及びガイダンス値における「3時間毎の最大風速」に対するRMSEを（下）にはその風向に対するRMSEを示す。

風速のRMSEについても最大風速ガイダンスはモデルに対して大きく改善している。夜間を中心とする時間帯の改善がやや大きいのは、日中の00~09UTCにおいてRSMの最大風速が観測値に対してほとんどバイアスが無いにもかかわらず、当該時間帯には0.6~0.9m/sの正バイアスを持つことに起因すると考えられる。

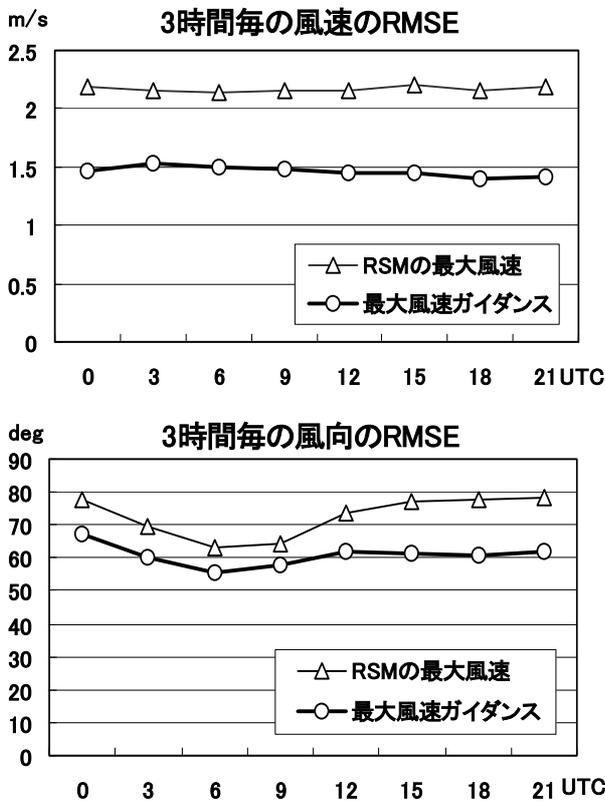


図3.1.3 最大風速ガイダンスの3時間毎の風速（上）と風向（下）の平方根平均二乗誤差 (RMSE)

風向のRMSEについても全ての時間帯について改善しており、風速の強い時間帯の誤差が小さい。

(3) スレットスコアとバイアスコアによる検証

この最大風速ガイダンスを現業的に利用するに当たっては、ある程度以上強い風を予測した場合の精度と予測傾向が重要である。このため、閾値を1m/s刻みにして閾値より強い風が吹いた場合を適中としたスレットスコア（図3.1.4上）とバイアスコア（図3.1.4下）で検証した。アメダスは1m/s単位で報じられる。このため、予測値はアメダスの観測アルゴリズムを考慮し、四捨五入して整数にした値を使用した。

スレットスコア（図3.1.4上）では最大風速ガイダンスはモデルからの改善が顕著である。バイアスコア（図3.1.4下）では最大風速ガイダンスは風速10m/sを超えると、予測頻度がやや低下するが、風速15m/sまで現実に近い1の近傍の値を保っている。

これらから、最大風速ガイダンスはRSMの最大風速を明瞭に改善していることがわかる。また、注意報発表の目安となる12m/sを閾値とするスレットスコアは0.4近くある。図には示さないが、FT=30, 33, 36, 39を対象とした場合、スレットスコアはこれより0.04~0.05落ちるが、風速12m/sを閾値とした場合でも0.33を確保しており、概ね実用的精度を確保していると考えられる。

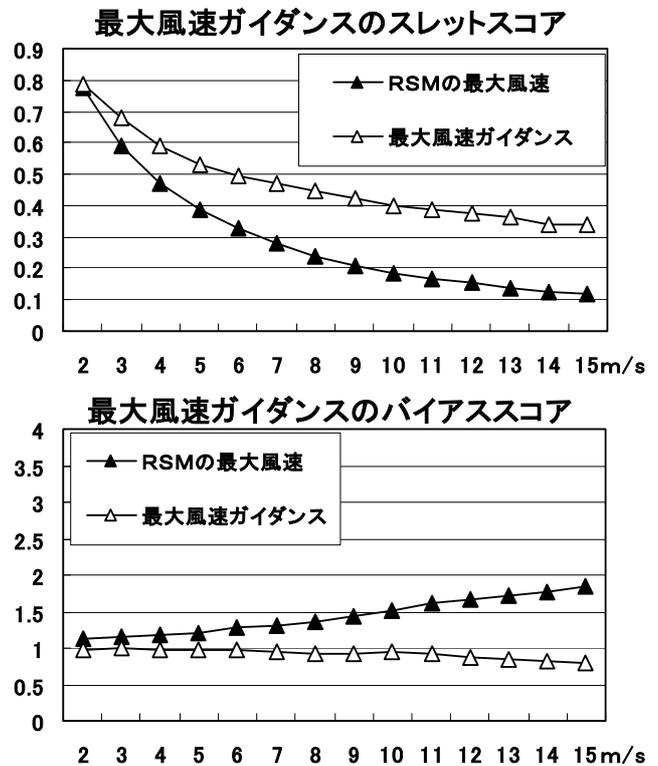


図3.1.4 最大風速ガイダンスの風速のスレットスコア(上)とバイアスコア(下)

3.1.4 MSM 最大風速ガイダンスの予測特性と精度

MSM最大風速ガイダンスはFT=18までの期間、RSM最大風速ガイダンスに代えて使用することを目的に作成した。そこで、その妥当性について、RSM最大風速ガイダンス同様に全予測地点を平均した検証スコアを利用して調査した。

以下の検証で使用した資料の期間は2003年1月～6月、対象としたのはRSM最大風速ガイダンスにおいては全予測対象地点のFT=6, 9, 12, 15の総計、MSM最大風速ガイダンスにおいてはFT=9, 12の総計である。

(1) 風向風速のRMSEの検証

MSMの最大風速の特性を見るために観測値とモデルの最大風速とを比較したところ(図3.1.5上)、モデルの最大風速はMSMもRSMと同様に日変化が小さい。また、その値はRSM最大風速よりやや小さい。これに対してMSM最大風速ガイダンスはRSM最大風速ガイダンスもそうであったように(図3.1.2参照)ほぼ観測値と一致している。また、MSM最大風速ガイダンスの予測風速のRMSEはRSM最大風速ガイダンスと同等程度かやや小さいと見られる(図3.1.5下)。

図は掲載しないが、風向のRMSEは03～06、06～09UTCの時間帯で差が無い他は、MSMのほうがRSMと比べて僅かに良い。

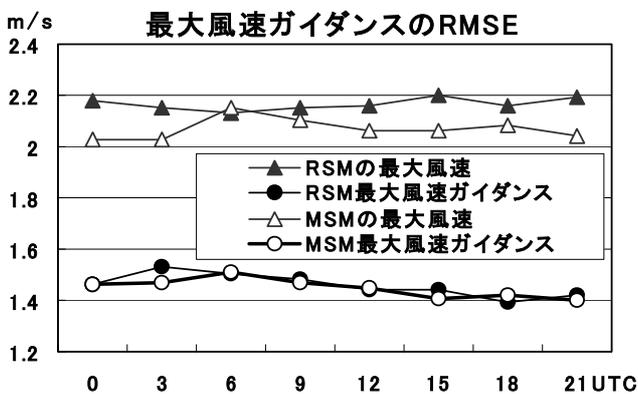
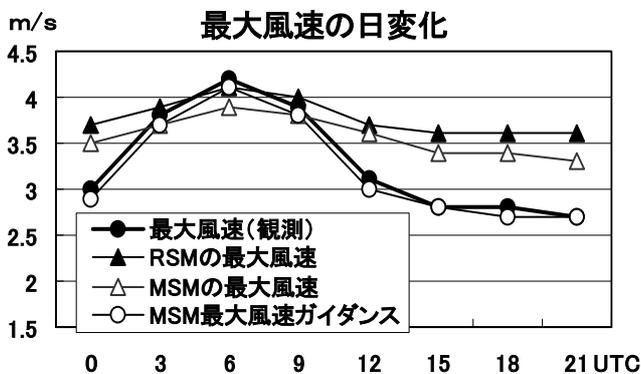


図3.1.5 最大風速の日変化の期間平均(上)
最大風速ガイダンスのRMSE(下)

(2) スレツスコアとバイアススコアによる検証

MSM最大風速ガイダンスはRSM最大風速ガイダンスに置き換えて使うことから、スレツスコアにおいても閾値に風速の大きな値を用いた際、RSM最大風速ガイダンスより精度が良いことが要求される。検証した結果、スレツスコア(図3.1.6上)では微差ながら、MSM最大風速ガイダンスのほうが精度が良かった。バイアススコア(図3.1.6下)でもMSM最大風速ガイダンスのほうが、風速の強い部分において、現実に近いと考えられる1に近い。

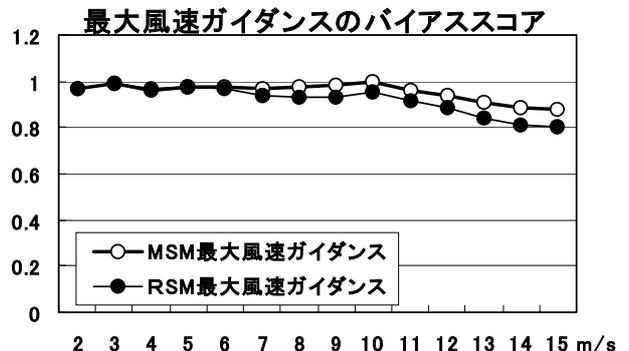
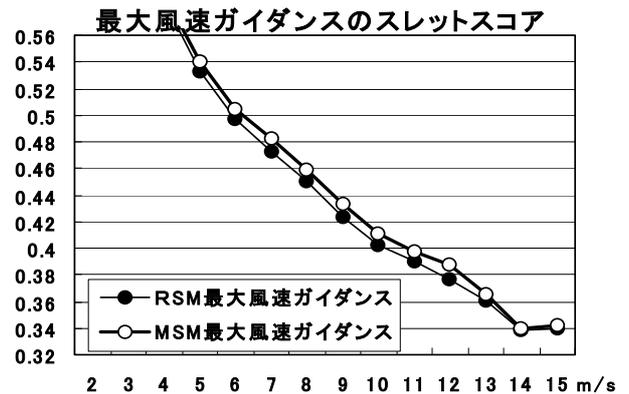


図3.1.6 最大風速ガイダンスのスレツスコアとバイアススコア

表3.1.2 最大風速ガイダンスの強風時における
ヒット率と捕捉率

RSM最大風速ガイダンス	予測回数(回)	ヒット率(%)	捕捉率(%)
10m/s以上	23435	59	54
12m/s以上	8596	58	52
15m/s以上	2072	57	46

MSM最大風速ガイダンス	予測回数(回)	ヒット率(%)	捕捉率(%)
10m/s以上	24503	58	58
12m/s以上	9074	58	54
15m/s以上	2253	55	48

今回作成した最大風速ガイダンスにおいて、閾値を10m/s、12m/s、15m/s以上の風を対象とした予測回数、ヒット率³、捕捉率⁴は表3.1.2の通りである。注意報発表に関してひとつの目安となる12m/s以上の風に対して、両最大風速ガイダンスはヒット率、捕捉率共に50%を超える精度を確保できた。

3.1.5 実際の運用を想定した場合の精度検証

これまでの検証の結果、MSM最大風速ガイダンスはRSM最大風速ガイダンスと比べて同等またはそれ以上の精度が期待できることがわかった。しかも、MSM最大風速ガイダンスは初期時刻から3時間以内に配信されることから、RSM最大風速ガイダンスでは使用できない、FT=06（対象時間帯はFT=03-06）から使用可能である。さらに、この時間帯は初期時刻に近いことから他の時間帯に比べて精度が良いことが期待できる。しかし、MSMは観測データの取り込みにおける打ち切り時刻が他のモデルより早いことと、00UTC及び12UTCにおいては境界値に12時間前のRSMの予測値を使用していることから、初期時刻によって精度に差があることが考えられる。このため、実際に運用した場合に各初期時刻毎のMSM最大風速ガイダンスの精度がどのように推移するかを、RSM最大風速ガイダンスの精度の推移と併せて時系列的に比較した（図3.1.7）。

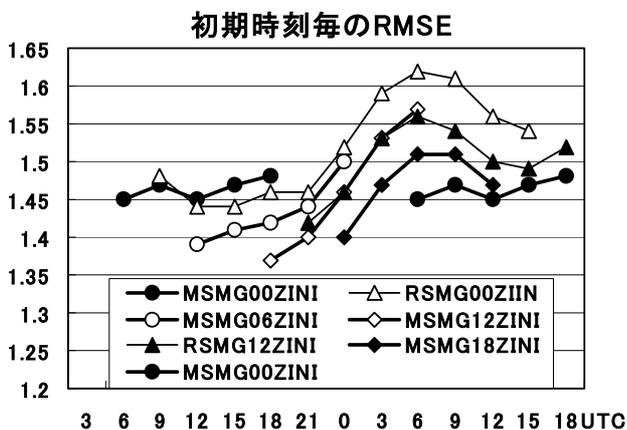


図3.1.7 初期時刻毎のRMSE

配信時刻の関係からMSMガイダンスはFT=3-6の時間帯から使用可能なので、FT=6からの値を、RSMガイダンスはFT=6-9の時間帯から使用可能なので、FT=9から掲載した。

³ ヒット率：閾値以上を予測した回数のうち閾値以上の風を観測した回数の比率

⁴ 捕捉率：閾値以上の風の観測数に対する的中した回数の比率

図中の太線は6時間ごとに出力されるMSM最大風速ガイダンスのRMSEの時系列である。MSMガイダンスは、次の最大風速ガイダンス（RSM又はMSM）が出力されるまでは、それまでのどの最大風速ガイダンスよりも精度が良い（RMSEが小さい）。

一方、RSM最大風速ガイダンスは00Z初期値（△）、12Z初期値（▲）ともFT=12以降にはその直前のMSM最大風速ガイダンスと同程度又はそれ以上の精度があることが分る。しかし、次に出力される6時間後をイニシャルとするMSM最大風速ガイダンスよりRMSEが大きい。

3.1.6 まとめ

これらの結果からは、RSM最大風速ガイダンス、MSM最大風速ガイダンスともに、概ね実用的な精度を持っていると考えられる。また、それらの使用法は、「最新のMSM最大風速ガイダンスを用い、MSM最大風速ガイダンスより先の予想はRSM最大風速ガイダンスを用いることを基本とする。但し、RSM最大風速ガイダンスの配信直後から次のMSM最大風速ガイダンス配信まではRSM最大風速ガイダンスをFT=12以降に使用する」こととすると、最大風速ガイダンス全体の精度としては最も良くなると考えられる。

但し、風は局地性が強いために、実際の運用に当たってはそれぞれの地点における特性を把握する必要がある。日ごろから、モデルの傾向とガイダンス値の観測値に対する傾向に注意を払いつつ使用していただきたい。

参考文献

- 美濃寛士, 1997: 陸上風の検証. 平成9年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 20-24.
- 国次雅司, 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.
- 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.

3.2. 気温ガイダンスの改善¹

3.2.1 はじめに

気温ガイダンスは、1996年3月のNAPS更新時に、それまでの重回帰分析により作成した予測式を更新せずに使用する方式からカルマンフィルターによる逐次係数更新方式（以下このガイダンスを旧ガイダンスと記す）に変更され、以来7年間大きな変更は行われなかった。

そして、この間に次のような問題点が見出された。

- ①説明変数として使っていた「風」の正負が原因で異常値が計算されることがある。
 - ・たとえば係数が西風で気温を上げる状態であれば東風では気温を下げることになるが、これは必ずしも適切ではない。
- ②説明変数として使っていた「RSM気温と気候値との差」が原因で異常値が計算されることがある。
 - ・この説明変数の係数の変化速度の調整が不十分であると考えられる。
- ③係数変化の小さい地点があり、気温のベースの変化に追従できない場合がある。
 - ・盛夏期の高温ベースへの変化に対して対応が悪い地点がある。
- ④時系列気温において、特定の予報時刻にバイアスがある。
 - ・作成手法に問題がある。

これらの問題点については、当面の対策として利用上の注意を周知してきた。一方、その原因の究明が進んできたところで、2002年1月北海道川湯において①を原因として最低気温を40℃も外すという事例が発生した。また、ほぼ同じ頃北海道音威子府（オトイネップ）において②を原因として20℃以上も外すという事例が発生した。利用にあたって修正を前提とするにしてもこのような極端な事例はガイダンスに対する信頼性を損なうものであるので、これを契機にこれまで見出されていた問題点を改善する大幅な改良を施した（以下改良版と呼ぶ）。

改良版の初期係数作成やパラメータ調整は、2001年4月から2002年3月の1年間の資料で行った。また、第3.2.4項の統計的検証には、この初期係数とパラメータを利用して2002年4月から2002年12月まで実行した結果を使用した。検証結果が良好だったので、改良版の実行をそのまま継続し、2003年1月28日の運用開始につなげた。

気温ガイダンスは、最高・最低気温ガイダンスと3時間毎の時系列気温ガイダンスの2種類で構成されている。本節では先に最高・最低気温ガイダンス

の改良と検証について述べ、次に時系列気温ガイダンスの改良とその検証について解説する。

なお、この改良は海老原（現鹿児島地方気象台）が数値予報課に在籍当時行ったものである。

3.2.2 最高・最低気温ガイダンスの改良

(1) 説明変数の改良

気温ガイダンスの予測式は以下の通りで、この形式は変更していない。

$$T_{obs} - T_{rsm} = C_0 + C_1 \times X_1 + \dots + C_n \times X_n$$

C_i : 係数（カルマンフィルターで逐次更新する）

X_i : 説明変数（数値予報GPVを利用）

T_{obs} : 地上気温観測値

T_{rsm} : RSM気温

①地上風に関する説明変数の変更

初めに、地上風に関する説明変数が原因で異常値が計算された例を示す。

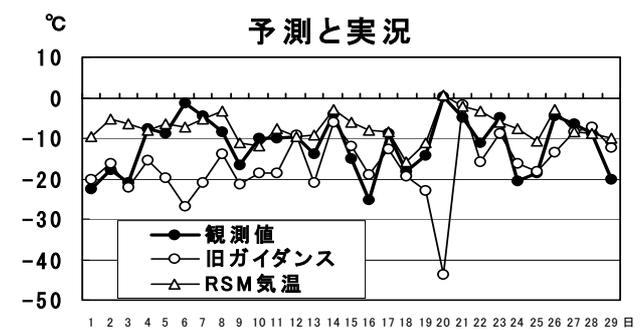


図 3.2.1 北海道川湯の最低気温の予測と実況
(2002年1月)

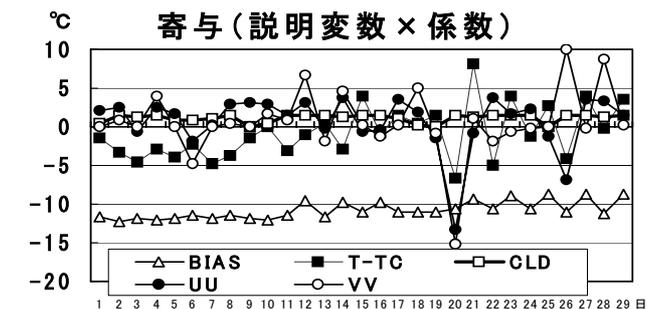


図 3.2.2 説明変数毎のRSM地上気温の補正量に対する寄与(説明変数×係数)
図の略号は表 3.2.1 を参照

図 3.2.1 は北海道川湯における12UTCを初期時刻とする翌日の最低気温予測とその実況で、1か月分の経過である。20日における予測で旧ガイダンスは40℃以上外し、6日の予測でも20℃以上外した。

図 3.2.2 は同じ期間における説明変数毎のRSM気温の補正量に対する寄与(説明変数×係数)である。

¹ 松本逸平、海老原智（現鹿児島地方気象台）

20日は風の東西成分(UU)と南北成分(VV)からの寄与がそれぞれ約-15°Cで、これだけで約-30°Cの補正になる。このとき川湯における風の両成分の係数は北又は西風で気温を上げる補正をする状態になっていたが、この日は南東の強風が予想されており、この風向とその大きな風速をそのまま使ったことが異常値の原因となった。このような事例の改善のため、地上風に関する説明変数に次の変更を加えた。

- ・ これまで東西・南北の風成分に正負の符号をつけ取り扱っていたものを東・西・南・北風成分とし、正の値のみを独立して扱う(例えば西風成分が正の値を持つとき、東風成分は0になる)。
- ・ 放射冷却を弱める効果として風速を追加する。
- ・ 各成分、風速それぞれについて地点毎に上限値を設ける。

②温度に関する説明変数の変更

次に説明変数として使っていた「RSM 気温と気候値との差(以下 T-TC と記す)」が原因で異常値が計算された例を示す。

図 3.2.3 は北海道音威子府の 00UTC を初期時刻とする翌日の最低気温の予測と実況で、1 か月分の経過を示した。8日、21~23日、27日の予測において、RSM は実況値に近いのに対し、旧ガイダンスは 10~20°C外していた。



図 3.2.3 北海道音威子府の最低気温の予測と実況 (2002年1月)

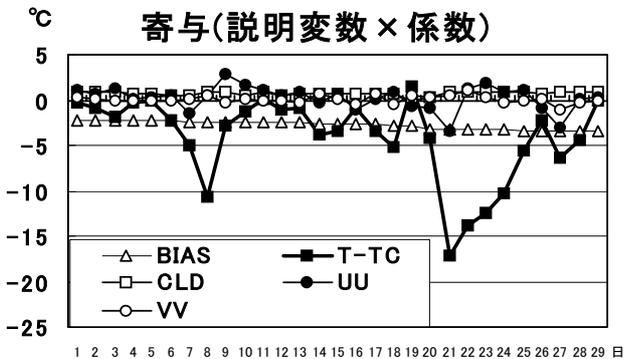


図 3.2.4 説明変数毎のRSM地上気温の補正量に対する寄与 (2002年1月)

図の略号は表 3.2.1 を参照

同じ期間の RSM 地上気温の補正量に対する寄与(係数×説明変数)を図 3.2.4 に示す。最低気温ガイダンスが予測を大きく外した 8日、21~23日、27日には「T-TC」による補正量が特に大きくこの補正量がそのまま誤差につながった。

このため、これが原因で今回の事例のように補正が不適切になる場合があると考え、RSM 気温そのものを「T-TC」に代えて単独で説明変数とした。

この結果、新たに選んだ説明変数は表 3.2.1 の通りである。比較のために旧ガイダンスの説明変数も併記した。

表 3.2.1 ガイダンスに使用している説明変数

旧ガイダンス	改良版
バイアス項 : BIAS	バイアス項 : BIAS
RSM 気温と気候値との差	RSM 気温 : TRSM
地上東西風成分 : UU	地上西風成分 : WST
	地上東風成分 : EST
地上南北風成分 : VV	地上南風成分 : STH
	地上北風成分 : NTH
	地上風速 : FF
中下層雲量 : CLD	中下層雲量 : CLD

(2) 追従性の改良

旧ガイダンスには係数変化の小さい地点があり、盛夏期の高温ベースに RSM 気温が対応できていないときに、最高気温ガイダンスが迅速に追従できない場合があった。これに対処するため、次の処置を行った。

① 更新のタイミングを早める。

最高・最低気温ガイダンスでは次の時間帯の気温を予測している。

00UTC 初期値 :

MAX01(当日の最高気温)、MIN01(翌日の最低気温)、MAX02(翌日の最高気温)、MIN02(翌々日の最低気温)

12UTC 初期値 :

MAX11(翌日の最高気温)、MIN11(翌日の最低気温)、MAX12(翌々日の最高気温)、MIN12(翌々日の最低気温)

MAX02, MIN02, MAX12, MIN12 は予測に対する実況を得られるのが 2 日後になる。このため、旧ガイダンスでは、これらは 2 通りの係数を持ち、1 日おきに交互に係数更新を行っていた。

この方法では実況がガイダンスに反映されるのが翌々日からになるうえに 2 日に一回となる。そこで、係数を 1 セットにし、係数更新を毎日行えるように更新手順を変更した。これによって実況のガイダンスへの反映のタイミングが翌日からと 1 日早まると共に係数を更新する回数も倍増し、場の変化をガイ

ダンスに反映させ易くなった。

② 係数変化速度のパラメータ調整

旧ガイドンスでは地点により係数の変化速度にばらつきがあった。このため、係数の変化速度を決めるパラメータを再調整して、全地点で一定の変化速度を確保できるようにした。

3.2.3 最高・最低気温ガイドンスの特定地点における検証

この検証で利用する改良版予測値は初期係数を使い、2001年4月からあらためて実行して得られたものである。

図3.2.5は地上風に関する説明変数が原因で40℃以上外した2002年1月の北海道川湯における12UTCを初期時刻とする翌日の最低気温予測を対象とした改良版と旧ガイドンスとの比較である。太線(◇)が改良版で、20日の誤差はほとんど無くなった。また、その他の日にも改善が見られた。

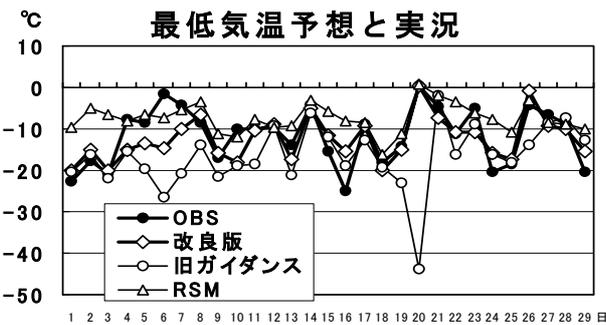


図 3.2.5 北海道川湯の最低気温予測を対象とした改良版と旧ガイドンスとの比較 (2002年1月)

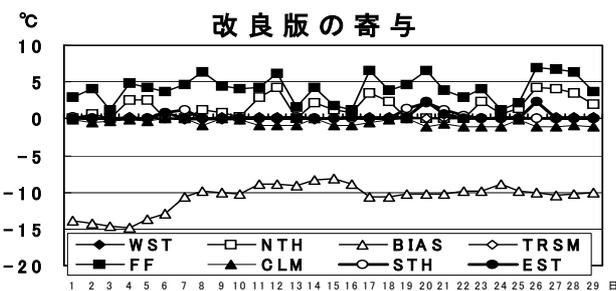


図 3.2.6 改良版における説明変数毎のRSM地上気温の補正量に対する寄与 (北海道川湯の最低気温:2002年1月)

同じ期間の説明変数毎の寄与(係数×説明変数)を示したのが図3.2.6である。問題の20日は風速で+6℃、南風と東風とでそれぞれ+2℃ほど補正しており、風で気温を下げるように補正していた旧ガイドンス(図3.2.2)とは大きく異なる。同様に、6日と26日も風に関する項が有効に働いており、風の説明

変数を変えた効果が現れた。

図3.2.7は、説明変数の「T-TC」が原因で10~20℃外した例としてあげた、2002年1月の北海道音威子府の最低気温の改良版と旧ガイドンスとの比較である。問題の8日、21~23日及び27日には、旧ガイドンスを大きく改善した。

また、図3.2.8は同じ期間の説明変数毎の寄与(係数×説明変数)である。問題のあった8日、21~23日及び27日に旧ガイドンスのT-TCで現われたような問題点は特に見出されない。これまで寄与の大きかった「T-TC」に代わるRSM気温の寄与は全期間を通じてほぼゼロである。この地点では他の説明変数の係数が有効に変動し、異常な予測値が発現しなかったと考えられる。

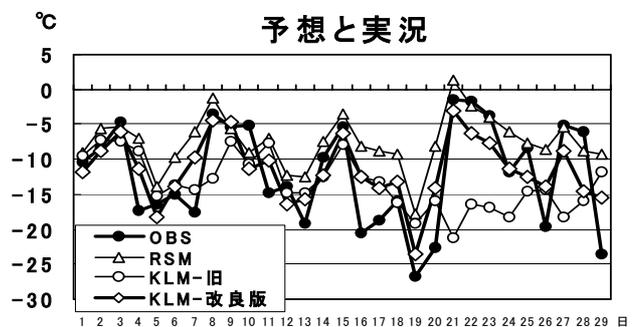


図 3.2.7 北海道音威子府の最低気温予測を対象とした改良版と旧ガイドンスとの比較改良版の検証 (2002年1月)

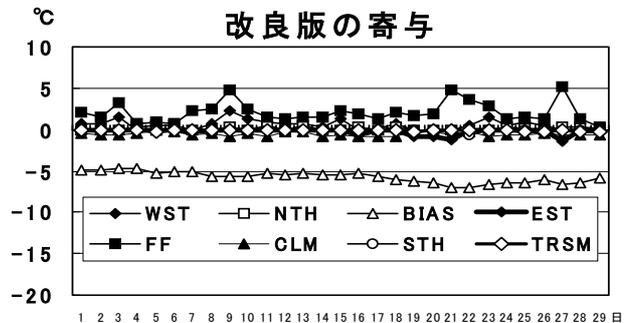


図 3.2.8 改良版における説明変数毎のRSM地上気温の補正量に対する寄与 (北海道音威子府の最低気温:2002年1月)

一方で「T-TC」に代えて説明変数として採用したRSM気温は次の通り別の地点において有効性が確認できる。図3.2.9は2002年1月における、東京の最低気温の予測と実況、図3.2.10は同時期の各説明変数の寄与である。3日、9日、14日、20日、26日は9日を除いて実況気温も高極だが、RSM気温には高極のときに実際より高く予測する傾向があるように見える。これに対応して改良版ガイドンスはこれらの日に大きなマイナス補正をして実況に近づけている。

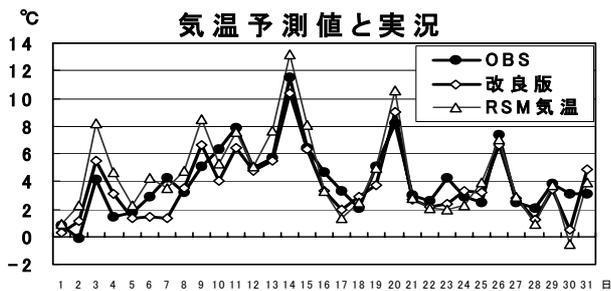


図 3.2.9 東京の最低気温予測 (2002 年 1 月)

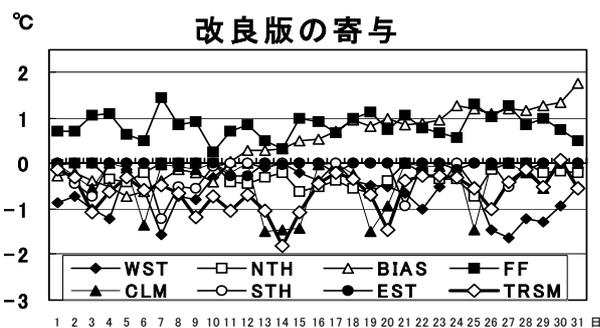


図 3.2.10 東京の最低気温予測における説明変数毎の寄与 (2002 年 1 月)

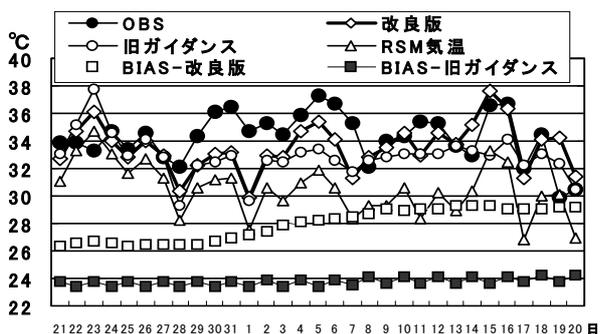


図 3.2.11 名古屋の翌日の最高気温の実況と予測 (2002 年 7~8 月) 縦軸、左側は最高気温(°C) 右側はバイアス項の係数(=寄与(°C)) 横軸は日を表す

このとき、「説明変数としての RSM 気温」の寄与は低極を示しており、RSM 気温 (TRSM) が説明変数として有効に働いたことを示している。

最後に追従性の検証例を示す。図 3.2.11 に名古屋における 00UTC を初期時刻とする翌日の最高気温予測を対象とした 2002 年 7 月下旬から 8 月中旬の経過を示す。

7 月末から実況が高温ベースになったのに対し、RSM 気温は逆に下がり、両者の差が大きくなった。旧ガイダンスはこの状態の変化に対する追従が悪く、予報が実況より低い状態が続いたが、改良版では 8 月 4 日頃からは実況に近い予測になった。同図に併せて掲載したバイアス項の係数変化を見ると、旧ガイダンス (BIAS-旧ガイダンス) では応答が悪いが、改

良版 (BIAS-改良版) では状態の変化によく応答しており、改良の効果が現れている。

3.2.4 統計的検証

全体としての精度を評価するために改良版、旧ガイダンス及び、RSM の統計的検証を行った。統計期間は 2002 年 4 月から 2002 年 12 月までである。

まず、全体の傾向を見るために全国平均の最高・最低気温ガイダンスのバイアス及び「平方根平均二乗誤差 (RMSE)」により比較した。図 3.2.12 のバイアスの全国平均においては、RSM は最低気温が高すぎ、最高気温が低すぎる傾向が見られるが、ガイダンスは改良版、旧ガイダンス共にバイアスをほぼ 0 に補正しており、新旧で大きな差は見られない。図 3.2.13 の RMSE の全国平均においては、最低気温における改良版の旧ガイダンスからの明瞭な改善が見られ、最高気温においても改善が見られる。

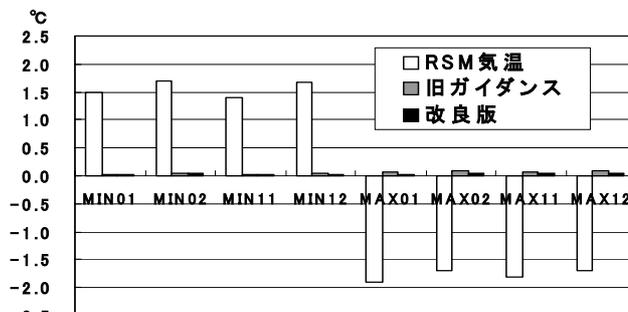


図 3.2.12 最高・最低気温ガイダンスのバイアスの全国平均

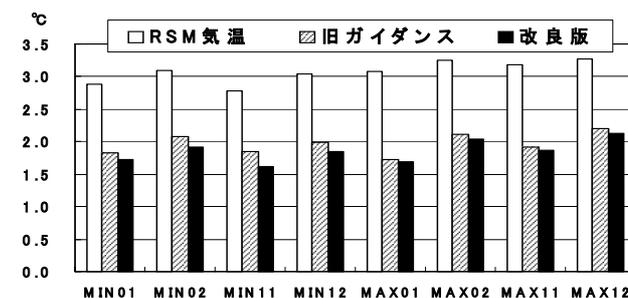


図 3.2.13 最高・最低気温ガイダンスの RMSE の全国平均

次に、改良改善の効果が及んでいる範囲を確かめるために図 3.2.14 に予報中枢別の最低気温の RMSE を示す。これによると、改善が全国の地域に及んでいることがわかる。裏を返せば、「地上風」や「T-TC」の説明変数の問題等で生じた、不適切な予測をしていたという事例が全国に及んでいたことになる。また、図 3.2.15 に示す最高気温においても改良版は旧ガイダンスを改善しており、その効果は広範囲に及んでいる。

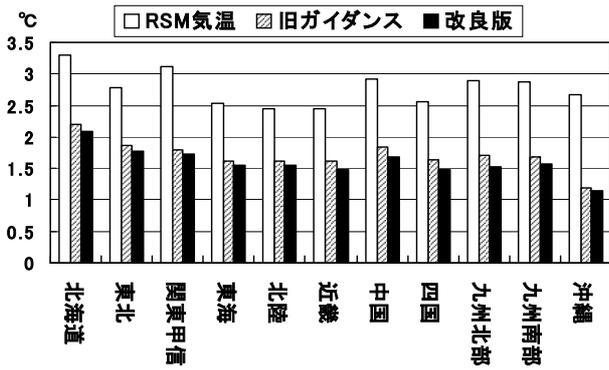


図 3.2.14 地域別に見た最低気温(MIN01)の RMSE

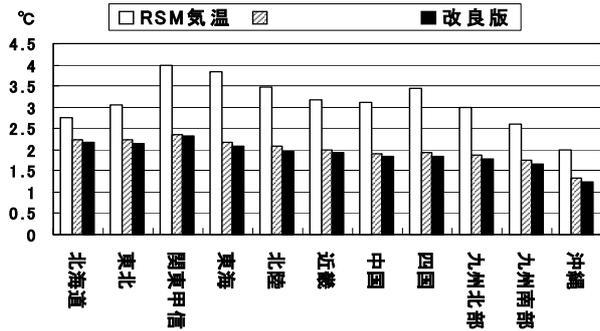


図 3.2.15 地域別に見た最高気温(MAX02)の RMSE

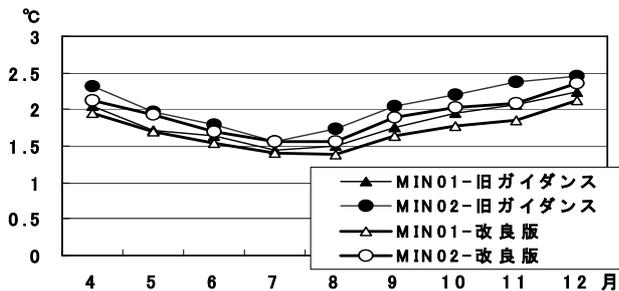


図 3.2.16 月別最低気温の RMSE : 00Z 初期値

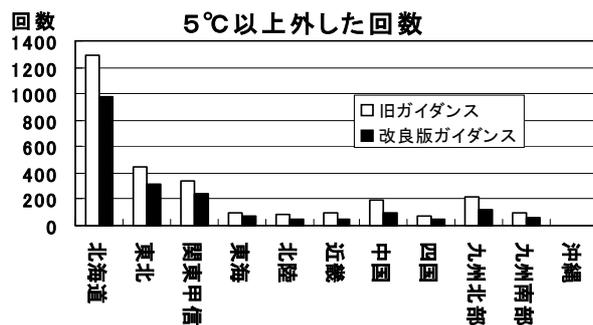


図 3.2.17 地域別大外し回数
00Z 初期値における翌日の最低気温

さらに、図 3.2.16 の全国平均した月別の最低気温の RMSE で見ても (MIN01 は翌日の、MIN02 は翌々日の最低気温を表す)、各月とも改良版は旧ガイダンスを改善しており、特に 8 月以降の改善が目立つ。

図 3.2.17 は 00Z 初期値における翌日の最低気温予想において 5℃以上外した回数である。改良版は旧

ガイダンスで出現した回数を 7 割以下にしており、大幅な改善が見られる。また、10℃以上外した回数も、北海道で 45 回を 30 回に、関東甲信で 3 回を 2 回に減らした他、中国で 2 回、九州北部で 1 回あったものがなくなるなど改良版における改善が目立つ。

図 3.2.18 は全国平均した月別の最高気温の RMSE である (MAX01 は当日の、MAX02 は翌日の最高気温を表す)。当日の最高気温については改良版は旧ガイダンスと同程度か、やや改善であるが、翌日の最高気温では改善の幅がやや大きい。これは第 3.2.2 項(2)で述べた追従性の改良の効果と考えられる。

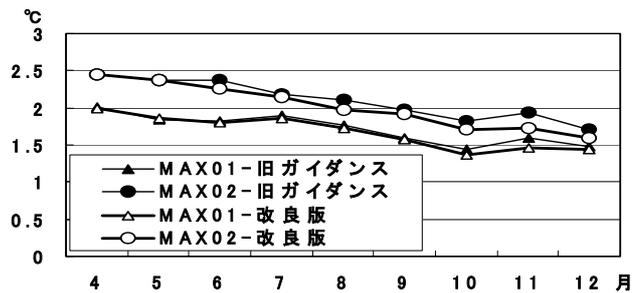


図 3.2.18 月別最高気温の RMSE : 12Z 初期値

これまでの検証に見られた改良版の効果は次の通りである。

- ① 異常な予測に関して改善が見られた。
- ② RMSE でも全国的に精度向上が見られた(これまで全国的に異常値が計算されていた可能性がある)。
- ③ 状態の変化への追従性にも改善が見られた。

3.2.5 時系列気温ガイダンス作成方法の変更

旧ガイダンスでは、図 3.2.19 のように RSM 気温時系列を、初期時刻の実況、最高・最低気温と 51 時間予報 (以下 FT=51) のガイダンスで補正したものを時系列気温ガイダンスとしていた。

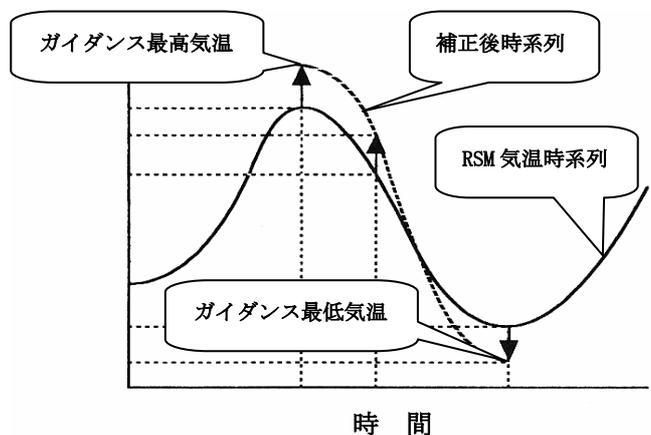


図 3.2.19 時系列気温ガイダンスの作成手法

この手法ではガイダンスが存在する時刻の誤差を、その中間の時間帯に内挿してRSM 気温時系列を補正するため、図 3.2.20 のように最高、最低気温出現時と FT=51 ではバイアスが十分に除去されているが、それ以外にバイアスが目立つ時刻が生じるという問題があった。

これを解消するために時系列気温ガイダンス作成手法の変更を行った。新しい手法では3時間毎の各時刻に独立の予測式を作成することとし、00Z 初期値 12Z 初期値用共に FT=06~51 の16個の式を持つようにし、バイアスを0に近づけると共に精度(RMSE)の向上を図った。

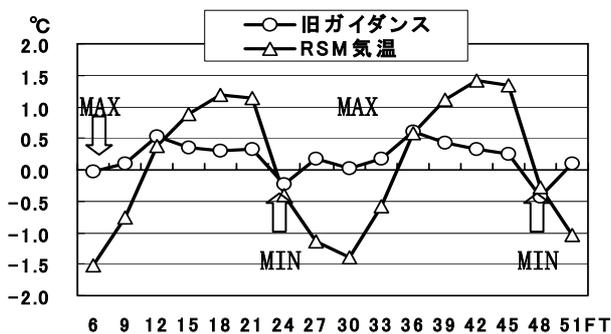


図 3.2.20 旧ガイダンスにおける時系列気温ガイダンスのバイアス (2002年4~12月)

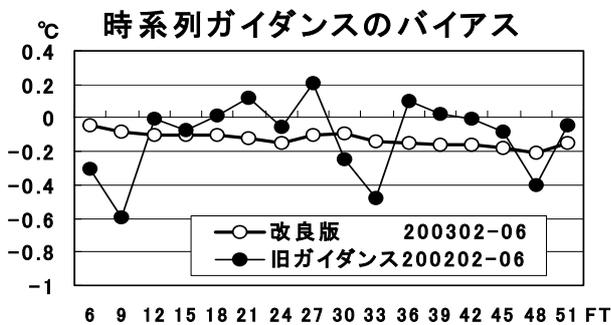


図 3.2.21 時系列気温ガイダンスのバイアスの比較
旧ガイダンス検証期間:2002年2~6月
改良版検証期間:2003年2~6月

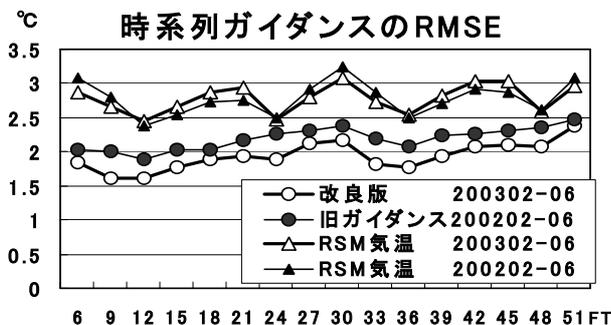


図 3.2.22 時系列気温ガイダンスの RMSE の比較
旧ガイダンス検証期間:2002年2~6月
改良版検証期間:2003年2~6月

3.2.6 時系列ガイダンスの検証

時系列ガイダンスに対し、改良版の運用開始後の2003年2月~6月を対象として、統計的検証を行った。比較対象は昨年の同時期である2002年2月~6月における旧ガイダンスに対する同じ検証である。

図 3.2.21 は改良版と旧ガイダンスのバイアスの比較である。改良版(太線○)に若干の負バイアスがあるが、特定の時刻における大きなバイアスの出現は無い。図 3.2.22 は RMSE の比較である。両期間の RSM (▲及び△) の RMSE に大きな差は見られないが、RMSE は改良版(○)のほうが旧ガイダンス(●)に比べて明瞭に小さくなった。特に図 3.2.21 で旧ガイダンスのバイアスが大きかった FT=9, 33, 48 において、大きく精度が向上していることがわかる。

3.2.7 まとめ

気温ガイダンスはカルマンフィルターによる逐次係数更新方式に変更されてからの7年間に各方面から様々な問題点が発見・指摘されてきた。その原因の解明が進んだことにより、今回様々な改良を加えることができた。特に、説明変数の変更と係数の変化速度の調整は、最低気温予測における改善としてその効果が明瞭に現れた。パラメータ調整による係数の追従性の改良についてもその効果が見られる。また、時系列気温ガイダンス作成方法の変更により、時系列気温予測においては全体の精度が向上すると共に特に一部の時刻においては大幅な精度改善が見られた。

このように気温ガイダンスは、今回の改良版導入と共に、より精度の高いガイダンスに生まれ変わった。しかし、旧ガイダンスと同様カルマンフィルターを使用していることから、利用に当たっての留意事項(国次 1996)には大きな変更点はない。日ごろから RSM の傾向とガイダンスの補正值に注意を払いつつ使用し、問題があった際は情報を共有すると共に原因調査及び対策の検討を行うことが重要である。

なお、2003年6月2日から、最高・最低気温ガイダンスにおいては目的変数にアメダス10分値を利用するようにした。これまでの気象官署の予測では最高・最低気温ガイダンスが1時間単位の観測値を利用することによるバイアスがあったが、これはほぼ解消されたと見て良い。

参考文献

国次雅司, 1996: 気温ガイダンスの事例検証。

平成8年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 52-54.

3.3 降水短時間予報オブジェクト指向モデルの開発状況¹

3.3.1 はじめに

現在の降水短時間予報は100kmメッシュ毎のパターンマッチングおよび地形性降水の補正計算を基盤とした実況補外の手法を主に用いている（予報部予報課 1991）。実況補外では、パターンマッチングで1～3時間程度異なる2つの時刻の100km四方領域の降水量分布について、位置ずれ（移動ベクトル）を求めて降水域を外挿（補外）している。従って、実況補外では200km程度よりも大きな空間スケールと数時間以上の持続性を持つような降水系の降水量予測には向いているが、20km程度の空間スケールと数時間未満の持続性しかない対流性降水系（熱雷・熱界雷）の降水量予測には向いていない。

今、気象庁は防災気象情報の高度化に取り組んでおり、降水短時間予報を注意報・警報の発表・解除の判断材料として利用しようとして計画している。しかし、そのためには、前述の現在の実況補外が不得意とする、20km程度の空間スケールで急発達する、対流性の強雨の予測精度を向上させる必要がある。

その対処の一つとして、2003年6月に降水短時間予報ルーチンの発表時間間隔を従来の1時間から30分に短縮した。これによって、30分間で急発達した対流性強雨域を予想初期値に取り込むことができる。

一方、本質的な予測技術の高度化として、気象庁は空間スケールが数十km程度の積乱雲の集団と考えられる対流性降水域を降水強度場から抽出し、個々の対流性降水域ごとにその移動や降水強度の時間変化を予測する技術を開発してきた。これがオブジェクト指向モデル（Object Oriented Model、以降、OOMと略す）²であり、現在、対流性降水域の抽出とその移動予測についてはほぼ完成し、現業化に向けた試験を行っている。

また、対流性強雨の急激な時間変化に対応するための降水強度の時間変化計算を基盤とする盛衰予測については来年度以降に毎時下層風解析やメソ数値予報モデル（以降、MSMと略す）を用いた技術開発を行うことを検討している。

本節では主にOOMにおける対流性降水域の抽出とその移動予測の手法、予測事例について解説する。

¹ 西垣 語人

² 本節で解説するOOMの「オブジェクト指向」とは関連のある降水域をひとまとまり（Object）の独立性を持ったものとして扱うという意味でC++やJAVAなどのプログラム言語において使われる「オブジェクト指向」と共通性を持っている。

3.3.2 降水短時間予報の概要

図3.3.1はOOM導入に伴う降水短時間予報の新しい処理の流れを示したものである。

OOMの導入によって降水短時間予報は次の4つの処理から構成されるようになる。

- (a) 実況補外（Extrapolation for 6 hours、以降、EX6と略す）
- (b) OOM
- (c) MSMとの結合（Merging with model、以降、MRGと略す）
- (d) 平滑化（Smoothing of merged precipitation forecast、以降、SMTと略す）

現在の降水短時間予報の流れは(a)、(c)、(d)の順で、EX6の予想降水量とMSMの予想降水量を結合してMRGを作成し、平滑化して降水短時間予報（SMT）としている（荒木 2000）。

今年度の導入を目指しているのは(b)のOOMの処理であり、OOMで計算された移動ベクトルの補正値を(a)のEX6の移動ベクトルに反映させる部分である。

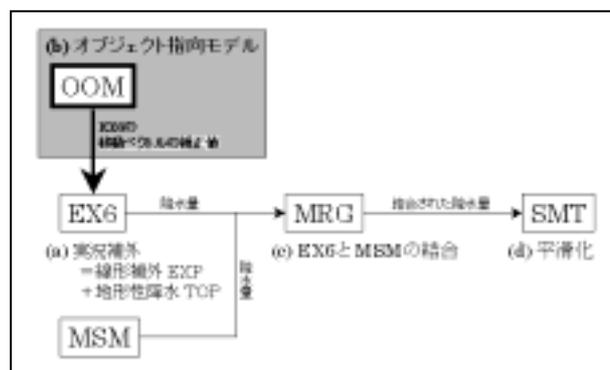


図3.3.1 OOM導入に伴う降水短時間予報の新しい処理の流れ

3.3.2 OOMとは

OOMとは、基本的にはレーダーデータをもとに広範囲な予測領域にある降水場の中から比較的独立した対流性降水域を一つのまとまりとして抽出し、その移動や盛衰を個別に予測するものである。この抽出した個々の対流性降水域をセルと定義する（具体的なセルの抽出方法は第3.3.3項で詳述）。それぞれのセルは独立した個体として取り扱われ、観測時刻毎に、セルの中心の位置・中心の移動速度・降水域の広がり・最大降水強度・降水強度の出現頻度分布に関する統計値（平均、分散、歪度、尖度）・持続時間・活動段階（発生期、発達期、最盛期、衰弱期）といった個別の性質（以降、属性と呼ぶ）を求める。そして、このセルの属性の時間変化を外挿などの手法で予測することにより、将来の降水量分布の予測を行う。従って、従来の時間的・空間的な均質性を

仮定したパターンマッチングとは大きく異なる。

OOMの予測はセルの移動予測とセルの盛衰予測の2段階で構成される。

移動予測については、観測時刻毎に行うレーダーエコー強度データからのセルの抽出と、観測時刻間のセルの関連付け（追跡）ができれば、外挿手法によって実現可能である。盛衰予測については、複数の上層（4, 6, 8, 10km面）のエコー強度データ、雷標定データ、ウィンドプロファイラやドップラーレーダーの観測値を用いて解析された風の場合（毎時下層風解析）なども利用し、セルの活動段階や環境場の状態を判定して降水強度の変化傾向や最大発達可能性を決めればよい。

3.3.3 セルの移動予測アルゴリズム

現在のEX6は、100kmメッシュ毎にパターンマッチングを行って1個の移動ベクトルを計算し、それを各降水格子点に内挿して降水予測に用いる。もしも、エコー発生初期などのように降水域が小さくてパターンマッチングが不可能な場合は、MSMの20kmメッシュ700hPa風で代替して同様に内挿して用いる。従って、降水域は100kmスケールの代表的な移動ベクトルで移動し、100kmより小さなスケールの降水域の個別の移動方向と速度はほとんど考慮されない。

これに対してOOMは、各時刻におけるセルの中心位置から個々のセルが10分間でどのように移動したのかを調べ、その追跡結果からセルの中心移動ベクトルを計算して降水予測に用いる。このため、個々のセルの移動を考慮することができる。しかしながら、OOMではセルと同定されなかった、セルの周囲に広がる弱い降水域の移動ベクトルが求まらないため、セルの中心移動ベクトルをEX6の移動ベクトル場に埋め込むという処理が必要になる。

これから述べるセルの抽出・追跡アルゴリズムは、アメリカの国立大気研究センター（National Center for Atmospheric Research, NCAR）で開発されたThunderstorm Identification Tracking Analysis and Nowcasting（以降、TITANと略す、Dixon and Wiener 1993; Wilson et al. 1998）で用いられているものをベースとしたものである。予報部予報課で作成された航空用雷ナウキャストもほとんど同じアルゴリズムを採用している。

具体的なセルの抽出・追跡、およびセルの中心移動ベクトルの計算は次の手順で行う。

(1) セルの抽出処理

10分間隔の各時刻における最低高度面³の

³ 平成11年度までは最低高度面データは2km（富士山は

2.5kmメッシュレーダーエコー強度合成データから、日本全域にわたって降水強度8mm/h以上の格子が10個以上互いに接して集まった部分をセルとして抽出する⁴。但し、降水強度の閾値は全国の大雨注意報・警報基準を考慮してやや低めの8mm/hとした。また、降水面積の閾値は10km以上のスケールを対象とするため、10個以上のグリッドを含むセルのみを対象とした。

こうして抽出されたセルに対して、いくつかのセル属性を計算する。特に移動予測に用いられる中心の位置は次のように求められる。まず、抽出したセルを構成するエコー強度格子の集合に対して主成分分析を行う。その結果を用いて、セルの外形を楕円で近似し、セルの属性として近似楕円の中心の位置、長径と短径の長さ、長径の向きを算出する。長径と短径の長さ、長径の向きは(8)の処理で利用する。楕円で近似する計算については、付録の(1)を参照されたい。

(2) 孤立したセルの判別・除外処理

次に、各時刻で抽出されたセルが孤立したものであるかどうかを判別する。各時刻のセルの近似楕円の中心から半径7.5kmの円を考える。7.5kmは速度12.5m/sで10分間移動した距離に相当する。もし、10分前にこの円内に中心を持つセルがなければ新たに発生した孤立セル（以降、孤立発生セルと呼ぶ）として判別される。同様に10分前のセルの中心から半径7.5kmの円内に中心を持つセルが現在なければ、前10分以内に消滅した孤立セル（以降、孤立消滅セルと呼ぶ）として判別される。なお、速度12.5m/s未満という判断基準は、通常の擾乱の移動速度が10.0m/s程度、台風の強風半径内が平均風速15.0m/s以上であることから、10.0～15.0m/s程度の値を想定したことによる。

このような孤立発生セルと孤立消滅セルを図3.3.2に示す。この図は細実線楕円a～dが10分前の4個のセル、太実線楕円A・B₁・B₂・C・E・Fが現在の6個のセルを表す。また、点線の円弧はそれぞれセルd・E・Fの中心から半径7.5kmの円の一部

4km)定高度データであったが、レーダーサイト毎に観測可能な最低仰角データを合成したものに变更された。従って、観測可能な最低高度は観測方位角とサイトからの距離に依存する。

⁴ 当然、この抽出条件のみでは鉛直方向に伸びた対流性の降水域以外の強降水域も抽出されるが、持続時間が短い場合や不自然な中心の移動経路を示す場合にはある程度除外可能である。このような降水域としては温帯低気圧などに伴う層状性降水があり、本来オブジェクトとして取り扱うべきではない。将来は、上層のエコー強度も考慮することにより、対流性の強雨セルのみを抽出するようにアルゴリズムを高度化することができると考えている。

を表す。この円（円弧）の内側には、10分前のdに対しては現在のセル、現在のE・Fに対しては10分前のセルが存在しない。従って、これらは孤立セルであり、dは孤立消滅セル、E・Fは孤立発生セルである。各時刻における孤立発生・消滅セルは(3)～(5)の処理から除外され、孤立発生セルの移動ベクトルのみ、(6)の処理で決定する。

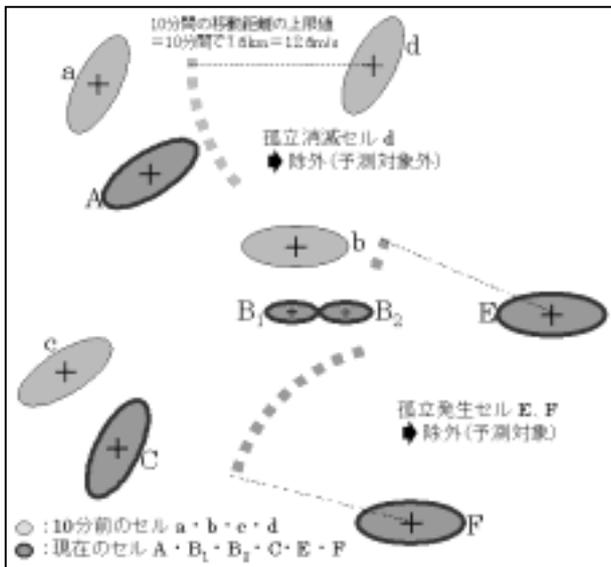


図3.3.2 孤立発生・消滅セルの判別・除外処理

(3) セルの個数合わせによるセルの分裂・併合判別処理

各時刻のデータから孤立発生・消滅セルを除外した後、10分前のデータと比較してセルの個数が10分間で変わらない場合は次の(4)同一セルの組合せとセルの中心移動ベクトルの第一推定処理を行う。変化している場合はセルの分裂・併合が起きたとみなす。

図3.3.3に10分前から現在にかけて、孤立発生・消滅セル以外のセルの個数が増加した場合の処理（以降、分裂処理と呼ぶ）を示す。図3.3.3では10分前の3個のセルa・b・cから現在の4個のセルA・B₁・B₂・Cに増加している。この場合、10分前のある1個のセルが、現在の時刻の中では中心間の距離が最も近い2個のセルB₁・B₂に分裂し、3個から4個に増加したと判別する。

次にセルB₁とB₂を合成したセルBを作成する。セルBの中心の位置・長径と短径の長さ・長径の向きなどの値は、合成するセルB₁・B₂のそれぞれの面積を重みとした平均値を用いる。

一方、10分前から現在にかけてセルの個数が減少した場合（図略）10分前の時刻の中で中心間の距離が最も近かったセルが併合していると判別する。この10分前の2個のセルを1個に合成してその属性も分裂の場合と同様に計算する。こ

れを併合処理と呼ぶ。

このように、分裂・併合処理のどちらの場合でも、セルの合成により孤立発生・消滅セル以外のセルの個数が10分前と現在とで同じ3個になるように個数を調節する。ここで、注意しておきたいのは、この(3)の処理で分裂したとしたセルB₁・B₂が10分前のどのセルと関連付けられるかは、次の(4)の処理で決まる点である。必ずしも、セルbと関連付けられるとは限らない。また、最も近い2つのセルが分裂したと判別することにしたが、たまたま発生したセルが孤立しておらず、既存のセルの近くにいれば、誤って分裂したセルとみなされることがある。併合の場合も、たまたま消滅したセルを併合したとする場合があり得る。

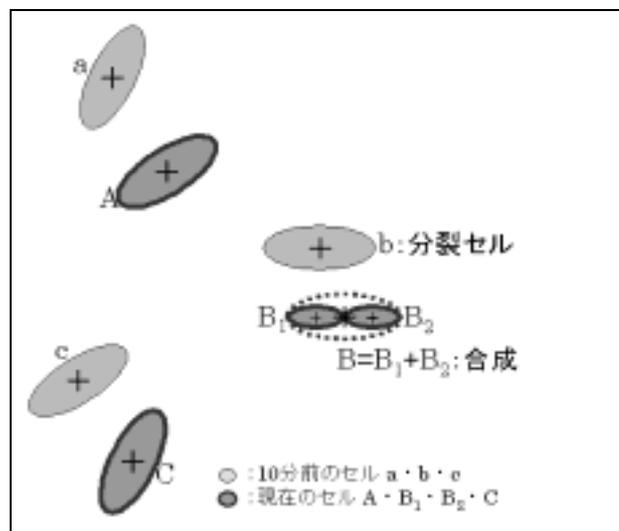


図3.3.3 10分前から現在にかけてセルの個数が増加した場合の処理（3個から4個に増加、分裂とみなす場合）

(4) 同一セルの組合せとセルの中心移動ベクトルの第一推定処理

分裂・併合処理により各時刻におけるセルの個数は10分前と同じとなるので、現在のセルを10分前と1対1に関連付けてセルの10分間の移動を決定できる。このとき、10分前と現在とで中心間の距離が最も近いセルの組合せ⁵を同一のセル

⁵ 正確には、10分前と現在における[(セルの中心距離)² + (セルの面積変化)²]^{0.5}という量（以降、L_Gと呼ぶ）が最小になる組合せで決定している。これは面積変化、すなわち形の変化も小さいということを条件に追加している。L_Gが最小となる組合せでも1対1に決まらずに複数セルと多対1の組合せができる一方、組合せのないセルができる場合がある。個々のセルではなく系全体のL_Gの和が最小となるような1対1の組合せに修正する。ほとんどの場合、10分間の移動距離に対し同時刻のセルは互いに十分離れている上に面積変化の影響は小さいので、多対1の組合せはできず、最も近いセル同士を同一のセルと判断して組み合わせることになる。

の移動と判断し、その10分間の中心移動ベクトルの第一推定値を求める。

図3.3.4は10分前と現在とで同一のセルの組合せを表し、3本の太実線矢印がそれぞれセルa・b・cの中心移動ベクトルの第一推定値を表す。

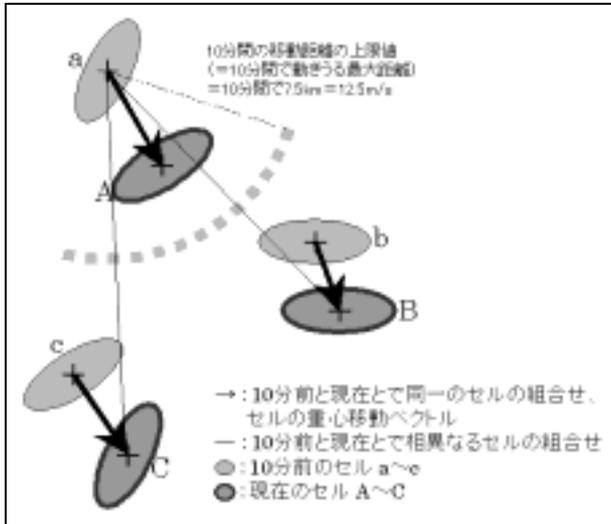


図3.3.4 10分前と現在とで同一のセルの組合せ

(5) 孤立発生セルを除くセルの中心移動ベクトルの調整処理

(4)の処理で中心移動ベクトルの第一推定値を求めた。しかし、セルの移動履歴において移動ベクトルの向きと大きさの時間変動が激しい場合、第一推定値による移動予測は本来のセルの移動経路から大きくずれた予想になってしまう。そのため、第一推定値を時間平均値で代替する必要がある。

また、(3)の分裂・併合判別処理では、(2)で孤立セルと判別されず、7.5km以内に存在したセルの中で、発生または消滅したセルを誤って分裂または併合処理してしまう可能性がある。分裂セルと発生セルの判別は難しいところであるが、合成したセルが分裂セルならば分裂前の移動ベクトルを維持すると考えられる。逆に発生セルならば移動ベクトルが変化するのである。

このようなことを考慮して移動ベクトルに関して次の調整を行う。

(4)の処理で求めた中心移動ベクトルの第一推定値と下記の、のベクトルとの差について、その大きさが10分間で2.0km (= 約3.3m/s)以上ずれた場合には、(4)で求めた中心移動ベクトルの第一推定値は不適切であると判断して、

問題のセルの中心移動履歴をもとに各時刻の中心移動ベクトルを追跡期間にわたって平均した値(時間平均値)

問題のセルの周囲200km圏内に同時刻存在し

た他のセルの中心移動ベクトルを距離の重みで平均した値(領域平均値)

現在のEX6の移動ベクトル(OOM対象外)

という優先順位で、中心移動ベクトルを代替する。

(6) 孤立発生セルに対する移動ベクトル計算処理

孤立発生セルの移動ベクトルは前項の(5)の処理に準じて決定する。(2)で孤立発生セルと判断されたセルは移動履歴がないので、の時間平均値をとばしての領域平均値から順に中心移動ベクトルとして代替していく。セルE・Fの移動ベクトルは、図3.3.4のa・b・cの中心移動ベクトルの領域平均値から代替していく。

(7) セルの追跡処理

現在の降水短時間予報ルーチンは30分ごとに起動しているので、(1)~(6)までの各時刻の10分間の追跡処理をルーチン1回あたり3回繰り返し、予測計算開始時刻の30分前から計算開始時刻までの30分間を通してセルを追跡する。もしも、30分前のルーチンで、1時間前から30分前まで追跡できたセルがあれば、そのセルを引き続き最新のルーチンでも追跡する。このため、セルの抽出条件を満たさないレベルにまでセルが衰弱して消滅したとみなされるか、または追跡開始から24時間経過するまで、セルの追跡は継続される。

(8) セルの中心移動ベクトルのEX6の移動ベクトル場への埋め込み処理

EX6の移動ベクトルに(4)~(7)で求めたセルの中心移動ベクトルを埋め込んで、100kmより小さなスケールの移動を考慮した2.5kmメッシュ移動ベクトル場を作成する。ここで補足しておく、TITANではセルの近似楕円およびその軌跡のみを予測対象としている。航空用雷ナウキャストでもセルを発雷域とみなして補外予測しているのみであり、いずれもセルの周囲にある弱降水域の移動予測は行っていない。これに対して、降水短時間予報OOMでは、セルについてはOOMで決めた中心移動ベクトル、弱降水域についてはEX6の移動ベクトルで移動予測を行う。ところが、一般にOOMで求めたセルの中心移動ベクトルと弱降水域のEX6で求めた移動ベクトルとは異なっているので、単純に中心移動ベクトルをEX6の移動ベクトルに埋め込んだのではセルと弱降水域との境界で移動ベクトルに大きな不連続が生じる。これにより、セルとして抽出された強降水域が不自然に引き伸ばされたり、無降水域(すき間)が発生したりすることがある。そこで、セルの中心移動ベクトルとEX6の移動ベクトルが境界付近で滑らかに接続されるように補正している。詳細は付録の(3)で説明する。

以上が、セルの抽出・追跡、およびセルの中心移動ベクトルの計算手順である。

3.3.4 事例検証

ここでは、現在のEX6で計算した移動ベクトルによる単純な線形補外予測（以降、EXPと呼ぶ）とOOMで補正した線形補外予測の予想降水強度分布の差を比較したい。本来、地形性降水まで考慮した実況補外予測（現在のEX6）と比較し、OOMによる移動ベクトルの補正効果を確認すべきであるが、これについては別の機会に報告したい。

この検証の留意点として、EX6の移動ベクトルはパターンマッチングで求まる場合とパターンマッチングが不可能でMSMの700hPa風を使う場合があることである。両者には相当の差があるので、それぞれの例についてOOMの補正効果を示す。

1つ目に、予想初期時刻がエコー発生初期でパターンマッチングが不可能だったため、移動ベクトルをMSMの700hPa風で代替した事例について述べる。この事例は関東甲信地方における2002年8月4日05UTCを予報初期時刻とする1時間後06UTCの2.5kmメッシュの降水量分布予測である。

図3.3.5(a)に05UTC、図3.3.5(c)に06UTCの実況降水強度分布を示す。図3.3.5(d)にEXP、図3.3.5(e)にOOMによる1時間後の06UTCの予想降水強度分布を表す。これらの図において、赤色は8.0mm/h以上の強降水域、青色は1.0mm/h以上8.0mm/h未満の弱降水域を表す。図3.3.5(b)に図3.3.5(a)の05UTCの実況降水強度分布から抽出したセルの近似楕円を赤色楕円で示す。図3.3.5(a)～(e)の5つの図に共通して、アルファベット付きの輪郭のみの楕円は今回の事例検証で注目すべきセルであり、細実線楕円a～cが05UTCのセルの実況位置、太実線楕円A～CがOOM、点線楕円A'～C'がEXPによるセルa～cそれぞれの1時間後の補外予想位置を表す。また、図3.3.5(b)の正方形中の棒線は点線がEXPに用いた現在のEX6の移動ベクトル、実線がOOMのセルの中心移動ベクトルの向きと大きさを表し、ベクトルの始点は楕円の中心としている。地理的にはセルa、b、cはそれぞれ栃木県日光地方南東斜面、埼玉県秩父地方山岳部、東京都多摩地方山岳部に位置している。

06UTCの実況降水強度分布とEXPおよびOOMによる1時間後の06UTCの補外予想を比較するため、図3.3.5(c)を見ると、OOM予想のセルA、Bの方がEXP予想のセルA'、B'よりも実況のセルの位置に合っていることが分かる。図3.3.5(b)を見ると、セルaの場合、A'のEX6の移動ベクトルが東を向いているのに対してAの中心移動ベクトルは南を向いており、図3.3.5(c)の実況でもaが南東斜面を山越えせずにほぼ横滑りして南進している。このaの動きは地形効

果によるものであり、OOMでは地形性降水を考慮しなくても移動予測可能であることが分かる。また、セルbの場合、B'の移動ベクトルが東を向いているのに対してBの移動ベクトルはほとんどゼロで、図3.3.5(c)の実況でもbが山岳部に固定されている。やはり、OOMでは地形で停滞しているセルが地形性降水を考慮しなくても予測できたことになる。これに対してセルcの場合、図3.3.5(b)を見るとC、C'共に移動ベクトルがほぼ一致して東向きであるが、図3.3.5(c)の実況では山岳部にセルが固定されたかもしくは山越え後に衰弱して消滅したと見られ、両者の予想は共に空振りしている。

このようにパターンマッチング不可能な場合であっても、セルcのような場合を除いて、OOMではセルの移動ベクトルを精度良く求めることができ、EXPよりも降水強度分布を良く予測できるという利点がある。

2つ目に、パターンマッチングが可能だった事例について述べる。この事例は関東甲信地方における2003年7月21日05UTCを予報初期時刻とする1時間後06UTCの2.5kmメッシュの降水量分布予測である。

図3.3.6(a)～(e)は図3.3.5の場合と同様な表示内容であり、この事例については2つのセルa、bに注目した。地理的にはセルa、bはそれぞれ、栃木県南西部、東京都多摩地方の東側に開けた山すそに位置している。

図3.3.6(c)を見ると、図3.3.6(e)のOOM予想のセルA、Bと周辺の弱降水域の方が図3.3.6(d)のEXP予想のセルA'、B'のものよりも実況に合っている。図3.3.6(b)を見ると、セルa、bの両方の場合とも、A'、B'のEX6の移動ベクトルが東南東を向いているのに対してA、Bの中心移動ベクトルは南南東を向いている。図3.3.6(c)の実況でもa、bが平野部を南～南東進し、かつ周辺の弱降水域が南南東進しており、OOMで予想された移動ベクトルの向きの方が実況に近い。この事例についてもOOMがEXPよりも降水強度分布を良く表現できているのが分かる。

OOMはこうした弱降水域も含めた移動予測にも成功し、中心移動ベクトルのEX6の移動ベクトル場への埋め込み処理が効を奏している。

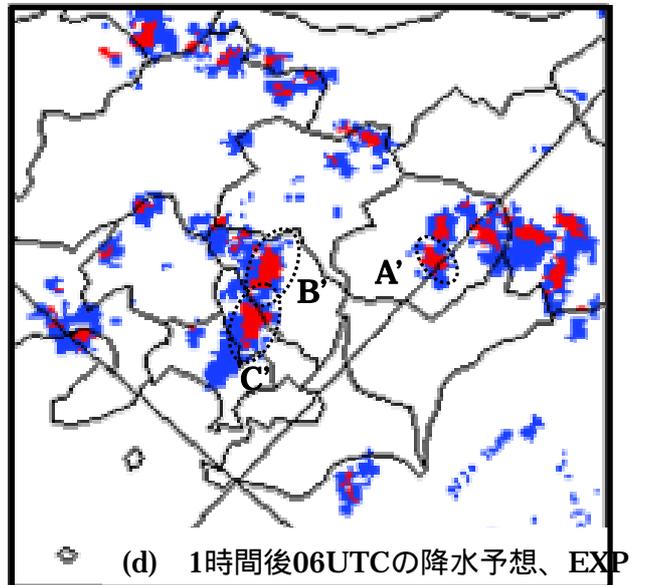
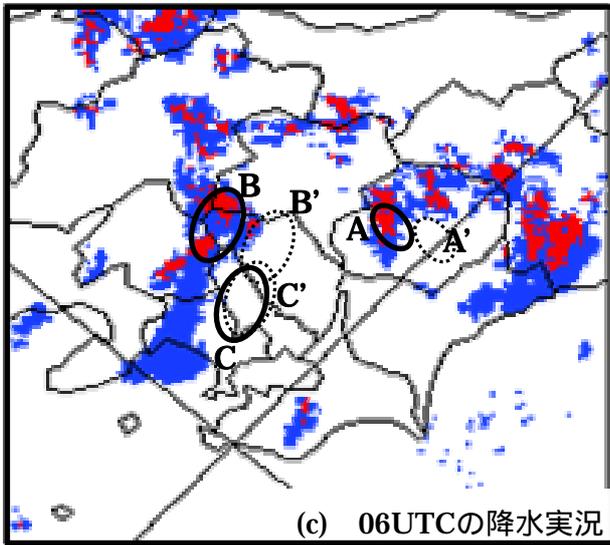
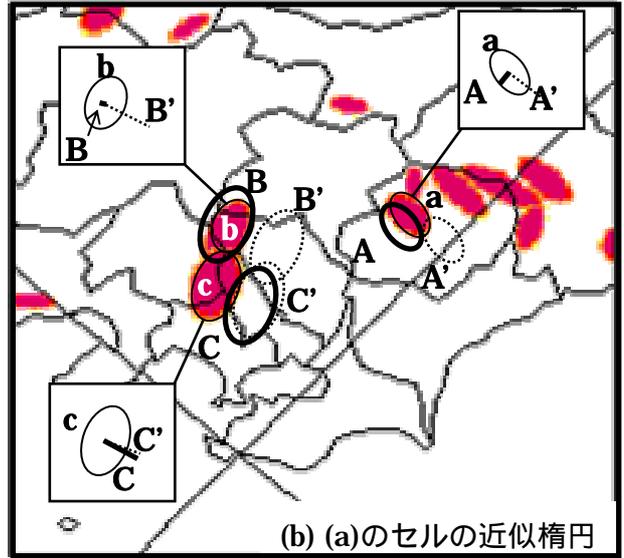
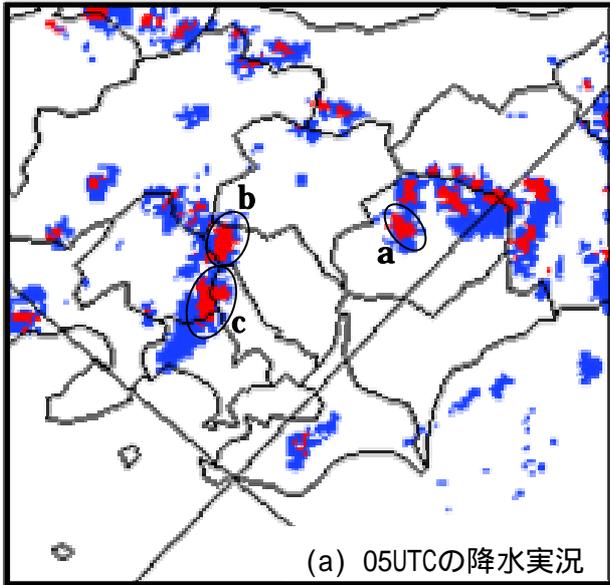
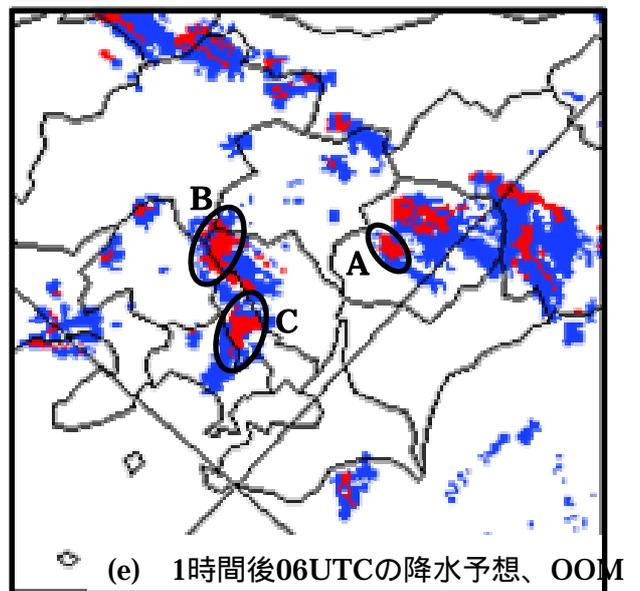


図3.3.5 関東甲信地方での2002年8月4日05, 06UTCの実況降水強度分布（左列）およびEXPとOOMによる05UTCを初期時刻とする1時間後の予想降水強度分布（右列）



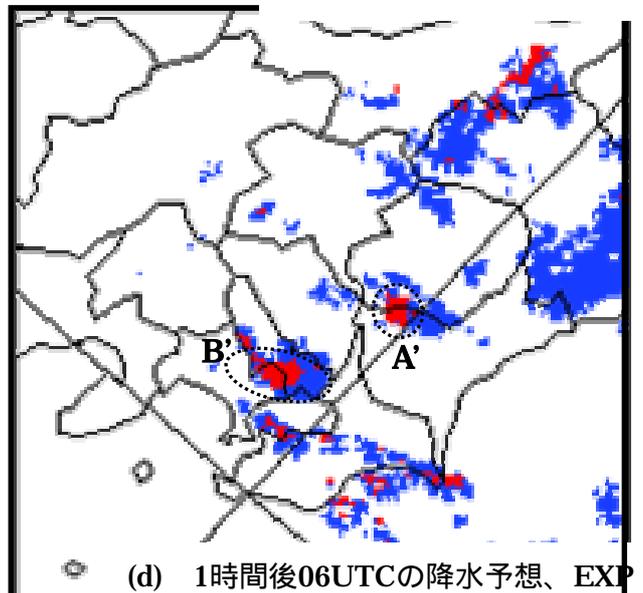
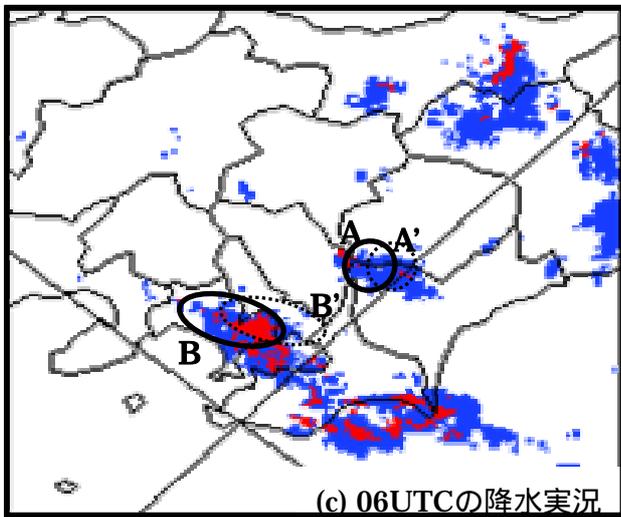
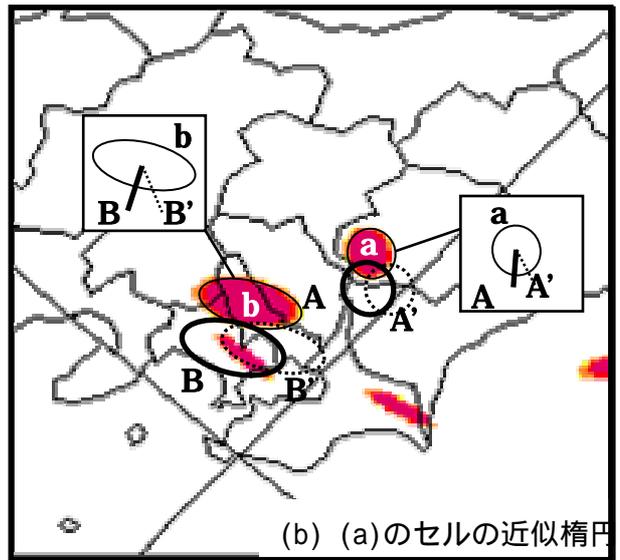
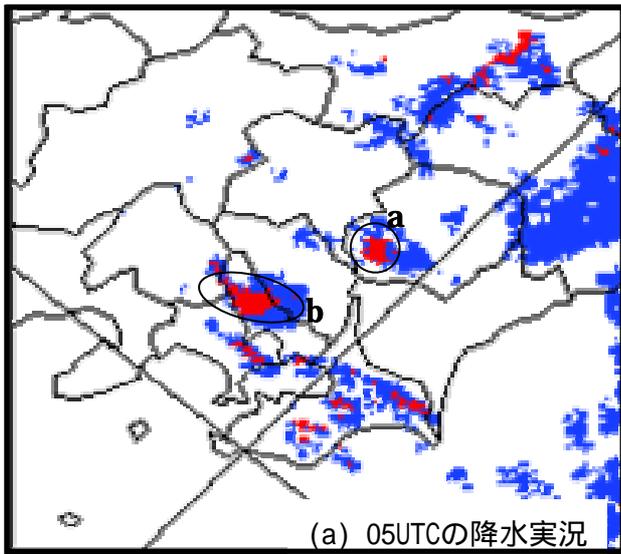
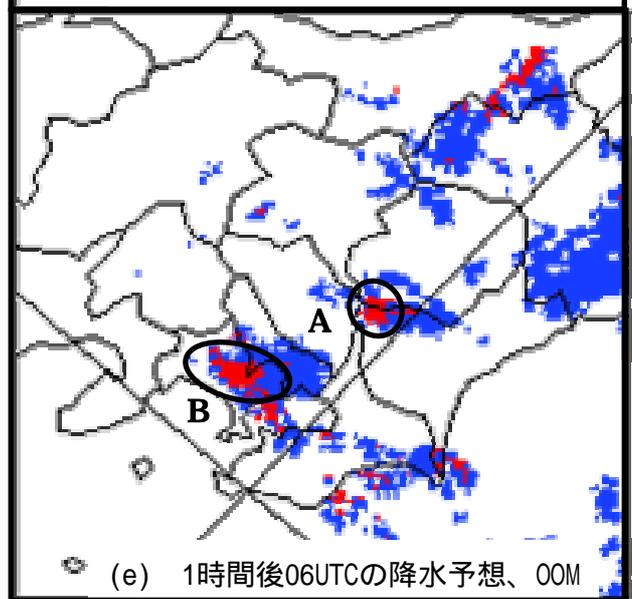


図3.3.6 関東甲信地方での2003年7月21日05, 06UTCの実況降水強度分布（左列）およびEXPとOOMによる05UTCを初期時刻とする1時間後の予想降水強度分布（右列）



3.3.5 現在の問題点と今後の課題

本節の検証は地形性降水を考慮しない予測EXPの事例検証にとどまった。今後、現業化のために地形性降水を考慮したEX6と、OOMを導入したEX6についてスコアを使った検証を行う予定である。

第3.3.3項で述べたセルの移動予測アルゴリズムにおける問題点について述べる。

1つ目は、(2)の処理では10分間で移動可能な距離7.5kmの範囲内にある孤立していない発生・消滅セルは除外できない点である。除外できなかった発生・消滅セルが存在したために個数が変化する場合もあり得る。(3)の処理では、誤って分裂セルではなく発生セルと合成したり、併合セルではなく消滅セルと合成したりすることもあり得る。

この点に関しては、現在、(5)の移動ベクトルの時間平均値で判別しているだけなので、発生・消滅セルの判別処理の高度化が必要である。

2つ目は、(5)の移動ベクトルの調整についてである。この処理方法だと、発生直後の孤立セルについては周囲200km圏内に他のセルが存在しなければ現在のEX6の移動ベクトルで補外する。しかし、このような場合は基本的にエコー発生初期でパターンマッチングが不可能であると考えられ、移動ベクトルがMSMの700hPa予想風となり精度は悪い。このような場合のために、現在のEX6の移動ベクトルを毎時下層風解析値やアメダス実況風をもとに修正できるように、アルゴリズムを改良する必要がある。

この改良の方向性を示唆するものとして上口・西垣(2001)の報告がある。彼らは、東京管区気象台・宇都宮地方気象台(1991)の「栃木県内の熱雷・熱界雷は館野の高層風に従い、鉛直シアが大きい場合に700hPa風に対して約70%の速さで右にずれながら進行するものが多い」という調査報告に注目し、Bunkers et al.(2000)のスーパーセルの内部力学による移動予測法(Internal Dynamics Method、以降、IDMと略す)を応用して、茨城県内を通過する熱雷・熱界雷に対して「右ずれ」の効果を取り入れた移動予測の検証を行った。IDMの移動ベクトルは館野における06UTCのレーウィン観測風から計算し⁶、従来の700hPa風の線形補外よりもIDM移動ベクトルの方が移動方向角の平方根平均二乗誤差(RMSE)を約70%小さくする結果を得た。

また、セルの盛衰が顕著であると考えられる下記の、のような擾乱の場合、レーダーデータから計算された中心移動ベクトルを用いても、正確には移動予測することはできない。なぜなら、強降水域

として抽出するセルの形が大きく時間変化し、セルの中心がセル全体の動きとは異なる動きを示すからである。極端な場合、中心がセル全体の動きに対して直角方向(横滑り)・正反対方向(逆走)に動く。

台風・前線(帯)・スコールラインといったメソスケール以上の組織化された降水系の一部である場合(台風のスパイラルバンド、前線帯の地形性降水など)

熱雷・熱界雷などのメソスケールの組織化されたセルにおいて、セルと環境との間の相互作用(雲物理(凝結、蒸発、降水過程、entrainment、detrainment)+力学(down-draft、cold air out-break))によって雲水量・降水量の激しい変動がある場合

については、近似楕円の長径が100km以上、長径に対する短径比が0.2未満、長径の2倍を半径とする同心円内での降水面積率が80%以上、同じ同心円内で降水強度0.0mm/hの格子がない、といったいずれかの条件を満たすときが の場合であると判断して、OOMの予測対象から除外している。しかし、 については特に除外していない。

これらの予測困難な場合を考えると、現在のOOMの移動予測はセルの盛衰による降水域の形の変化がそれ程激しくない場合に有効であることが分かる。一方、メソスケールの対流性降水は数十分~数時間の時間スケールで発達・衰弱のライフサイクルをたどるため、目先2~3時間後の予測精度を上げるためにはセルの盛衰予測の開発が不可欠である。

今後は上層レーダーデータ、雷標定データ、毎時下層風解析値およびモデル予想値などを用いて、セルの活動段階、セルの持つ対流不安定エネルギー、セルの移動先の環境場(収束・発散・安定度)、地形、などを考慮したセルの盛衰予測技術を開発していく。

最後に、注意報・警報の発表のリードタイムを十分とるためにはセルの発生予測が重要であるが、将来、理想的には高解像度の数値予報モデルを用いるべきであろう。一方、モデル予想値と実況値との差を考慮すれば、実況値に基づいて予想するノウキャストも必要であり、可降水量が多くて対流不安定エネルギーが大きい収束域の検出など、対流性降水の発生概念に立脚した方法で求めることが想定される。

謝辞

気象庁予報部予報課の藤本英生氏には航空用ノウキャストのプログラムを提供していただきました。気象庁気象研究所の平沢正信氏にはTITANに関するコメントやセル抽出のアルゴリズムに関する助言をしていただきました。そのほか、降水短時間予報ワーキンググループの皆様から様々な助言をいただきました。この場を借りて皆様に謝意を表します。

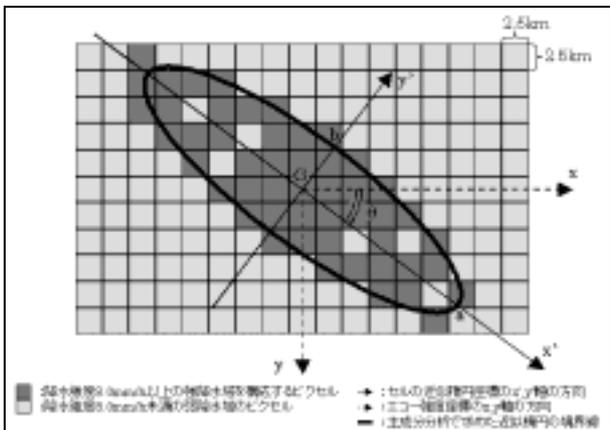
⁶ IDM移動ベクトルは500~1000hPa間の鉛直シアベクトルに対して右向きに直交する補正ベクトルを計算し、500~1000hPa間の平均風と和をとって求める。

付録

セルの中心移動ベクトルの埋め込み処理による移動ベクトルの補正方法について順を追って具体的に述べる。補正方法は順に、(1)主成分分析によるセルの近似楕円計算処理、(2)セルの近似楕円内外判定処理、(3)セルの中心移動ベクトルの埋め込み処理、の3つで構成される。なお、補正されるEX6の移動ベクトルは2.5km格子に内挿した値である。

(1) 主成分分析によるセルの近似楕円計算処理

図A-1は主成分分析によって求められた近似楕円の模式図を表す。点線矢印はエコー強度座標(x, y)の座標軸を表し、実線矢印は近似楕円の中心Gから見た座標(x', y')の座標軸を表す。また、太実線楕円はセルの近似楕円で、aは長径、bは短径、θは長径の向き(=x軸とx'軸のなす角)を表す。



図A-1 主成分分析から求まる近似楕円の模式図

まず最初に、最低高度面の2.5kmメッシュエコー強度合成データにおいて、降水強度8.0mm/h以上の2.5kmエコー強度格子(以降、ピクセルと呼ぶ)が縦・横・斜めに隣接して10格子以上集合している場合(図では濃灰色の格子の集合にあたる)この集合をOOM予測対象のセルとして抽出する。

2番目に、この集合のピクセルの位置(x, y)について、エコー強度などの重みを考慮せずに平均・分散・共分散をそれぞれ計算する。この位置の平均がピクセルの集合の中心で、近似楕円の中心Gとする。

3番目に、近似楕円の長径・短径の長さおよび長径の向きを求める。一般に、ピクセルの集合はGを中心とした円状には分布せず、ある方向に長く伸びて分布している。従って、この集合の外形を最も精度良く近似できる楕円は、エコー強度座標のx軸に対していろいろな向きに傾いている。この傾きを主成分分析で求め、中心Gから見てピクセルの位置の分散が最も大きいx'軸の方向と、逆に分散が最も小

さく、かつx'軸に直交するy'軸の方向を求める。

x'軸方向およびy'軸方向の分散からそれぞれ近似楕円の長径aと短径bの長さを求める。x軸とx'軸のなす角度がそのまま長径の向きθとなる。

ここまでの近似楕円計算については予報課の航空用雷ナウキャストと同様である。

(2) セルの近似楕円内外判定処理

次に、移動ベクトルの補正値を求めようとしている格子点が、近似楕円の内部・境界・外部のどこにあるのかを定量的に判定するため、近似楕円の長径a・短径b・長径の向きθで規格化された、近似楕円の中心からの格子点の距離を計算する。

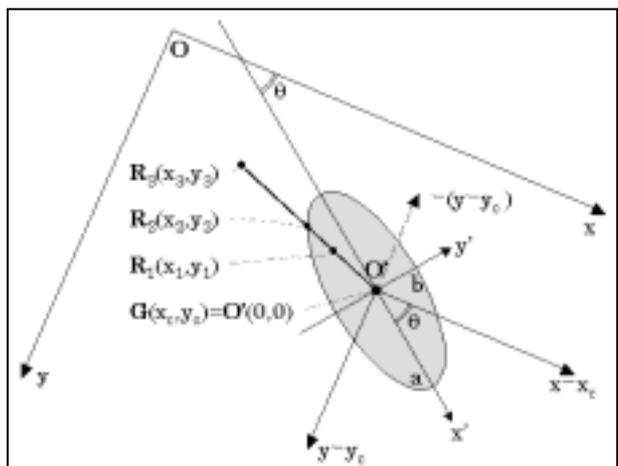
今、主成分分析によって求められたセルの近似楕円の方程式は

$$\frac{x'^2}{a^2} + \frac{y'^2}{b^2} = 1 \quad (A-1)$$

である。但し、(x', y')は近似楕円上の境界点、aは長径、bは短径を表す。(A-1)式で表現される近似楕円をr(>0)倍に拡大した楕円上の点(x', y')が満たす方程式は次式となる。

$$\frac{x'^2}{(ra)^2} + \frac{y'^2}{(rb)^2} = 1 \quad \text{または} \quad r^2 = \frac{x'^2}{a^2} + \frac{y'^2}{b^2} \quad (A-2)$$

この方程式から、rは近似楕円の長径・短径によって規格化された距離であることが分かる。図A-2にセルの中心を原点とする近似楕円座標とエコー強度座標(斜軸ランベルト座標)との位置関係および近似楕円内外判定の解説図を示す。



図A-2 近似楕円座標とエコー強度座標(斜軸ランベルト座標)との位置関係および近似楕円内外判定の模式図

近似楕円座標はz軸上方から見下ろしてx軸とy軸の配置が順に反時計回りであるのに対して、エコー強度座標は時計回りであるため、両座標は次式に示すような並進・鏡映・回転移動によって結ばれてい

る。エコー強度座標から見た問題の格子点の座標と近似楕円の中心をそれぞれ、 (x, y) と (x_c, y_c) とすると、

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & -1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x - x_c \\ y - y_c \end{pmatrix} \quad (\text{A-3})$$

但し、右辺の第1行列は反時計回りに θ 回転する回転移動を表す行列、第2行列はx軸に対する鏡映移動を表す行列である。この式の行列計算から次式を得る。

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} (x - x_c) \cos \theta + (y - y_c) \sin \theta \\ (x - x_c) \sin \theta - (y - y_c) \cos \theta \end{pmatrix} \quad (\text{A-4})$$

(A-4)式を(A-2)式に代入して近似楕円座標の値 (x', y') を消去すると次の式が導出される。

$$\begin{aligned} r^2 = & \left(\frac{\cos^2 \theta}{a^2} + \frac{\sin^2 \theta}{b^2} \right) (x - x_c)^2 \\ & + 2(x - x_c)(y - y_c) \left(\frac{1}{a^2} - \frac{1}{b^2} \right) \sin \theta \cos \theta \quad (\text{A-5}) \\ & + \left(\frac{\sin^2 \theta}{a^2} + \frac{\cos^2 \theta}{b^2} \right) (y - y_c)^2 \end{aligned}$$

この(A-5)式から近似楕円における格子点の内外判定は、 $0 \leq r < 1$: 内部、 $r = 1$: 境界、 $r > 1$: 外部、となる。図A-2でセルの中心を $G(x_c, y_c)$ とすると、点 $R_1(x_1, y_1)$ 、 $R_2(x_2, y_2)$ 、 $R_3(x_3, y_3)$ は順に近似楕円の内部・境界・外部の点であり、それぞれ、 $0 \leq r = GR_1 < 1$ 、 $r = GR_2 = 1$ 、 $r = GR_3 > 1$ 、となっている。

(3) セルの中心移動ベクトルの埋め込み処理

最後に、この規格化距離 r を使って2.5km格子に内挿した現在のEX6の移動ベクトル場にセルの中心移動ベクトルを埋め込む。具体的には、次の(A-6)式をセルの中心移動ベクトルに対する重み関数 $w(r)$ として採用し、(A-7)式に従って問題の格子点における移動ベクトルの補正值 V_M を計算する。

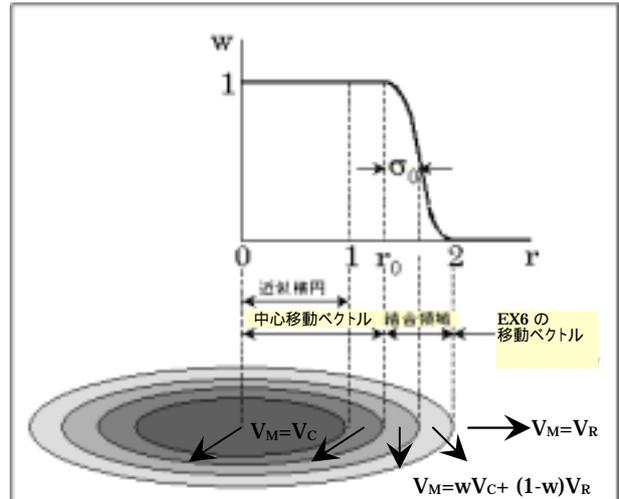
$$w(r) = \begin{cases} 1 & (0 \leq r \leq r_0) \\ \exp \left[- \left(\frac{r - r_0}{\sigma_0} \right)^2 \right] & (r_0 < r \leq 2) \\ 0 & (2 < r) \end{cases} \quad (\text{A-6})$$

$$V_M = wV_C + (1-w)V_R \quad (\text{A-7})$$

但し、 $r_0 = 1.25 (> 1.00)$ 、 $\sigma_0 = 0.375$ 、 V_C はセルの中心移動ベクトル、 V_R はEX6の移動ベクトルである。

図A-3に近似楕円・重み関数 w ・移動ベクトルの補正值 V_M の解説図を示す。図のように、 w は中心移動ベクトル V_C 領域 ($0 \leq r \leq r_0$)、結合領域 ($r_0 < r \leq 2.0$)、EX6の移動ベクトル V_R 領域 ($2.0 < r$) とに分割して適用する。 w によって、 V_C を V_R に滑らかに接続して埋め込み、移動ベクトル場を V_R から V_M に補正する。図の中で、近似楕円の中心から外部に向かって V_M

が左回転しながら変化しているのが分かる。このとき、結合領域では V_R と V_C との速度シアが発生するため、予想時刻が長くなるにつれて降水域の形が変わる。 $r_0 = 1.00$ としない理由はここにあつて、 $r_0 = 1.00$ では近似楕円の外部に突出した8.0mm/h以上のピクセルが引き伸ばされる。すなわち、防災上注意すべきセルとして抽出された強降水域の引き伸ばしが起きやすくなるためである。回避策として $r_0 = 1.25$ と設定し、降水域の変形はできるだけセル外部とみなされた弱降水域ですますことにしている。



図A-3 近似楕円・重み関数 w ・移動ベクトルの補正值 V_M の模式図

参考文献

- 荒木公仁, 2000: 降水6時間予報. 平成12年度数値予報研修テキスト, 数値予報課報告・別冊47号, 気象庁予報部, 36-41.
- 上口弘晃, 西垣語人, 2001: 館野・ホドグラフによる雷雲の移動予測法. 気象庁研究時報・52巻別冊, 平成12年度管区気象研究会誌選集, 78-79.
- 気象庁東京管区气象台, 1991: 熱雷に関する地域特性の調査. 解説資料, 18, 70-73.
- 予報部予報課, 1991: 降水短時間予報プロダクト作成におけるデータ処理について. 測候時報, 58, 198-207.
- Bunkers, M. J., et al. 2000: Predicting Supercell Motion Using a New Hodograph Technique. Wea. Forecasting, 15, 61-79.
- Dixon M. and G. Wiener 1993: TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis and nowcasting - a radar-based methodology. J. Atmos. Oceanic Tech., 10, 785-797.
- Wilson et al., 1998: Nowcasting Thunderstorms: A Status Report. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79, 10, 2079-2100.