

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	—

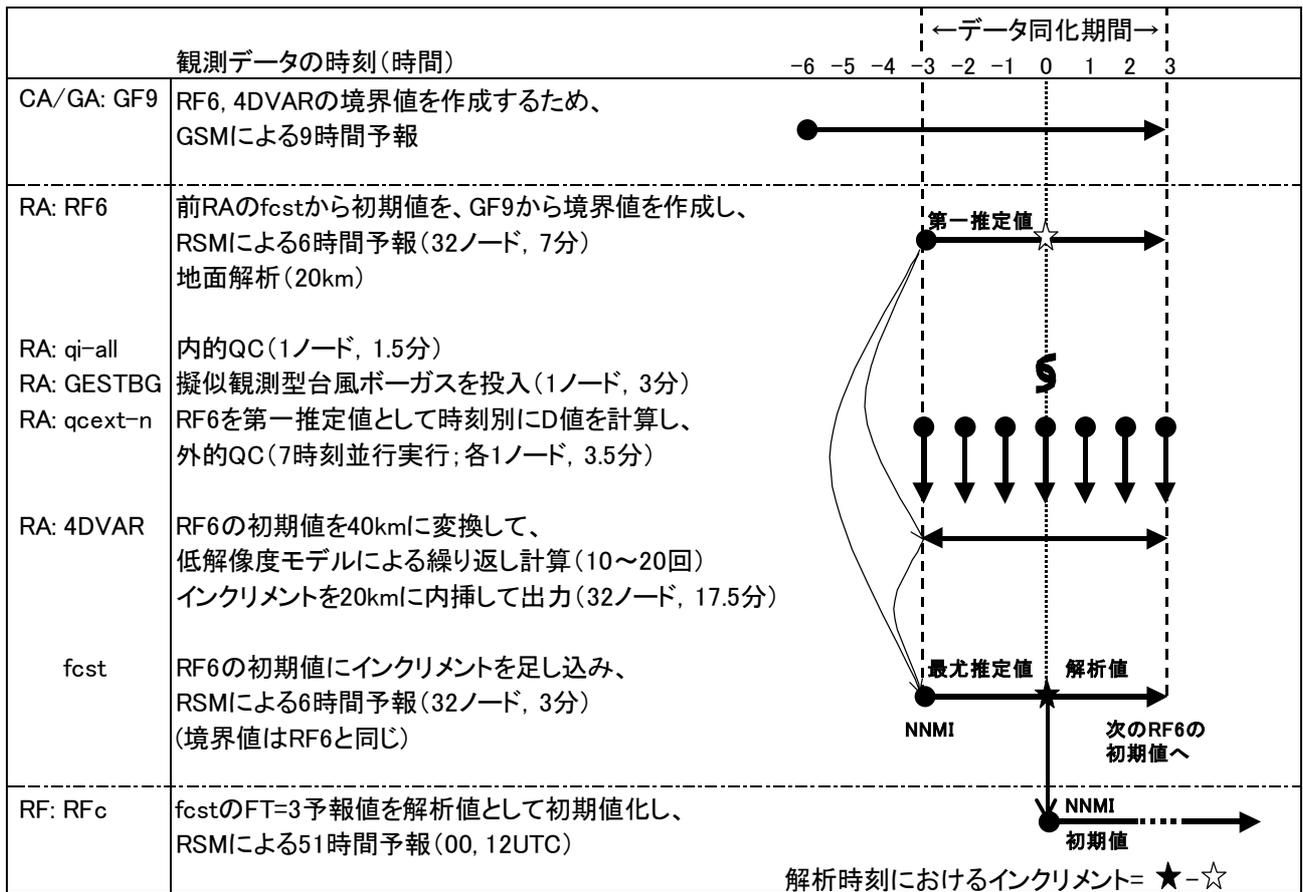


図1.1.1 領域4次元変分法の処理の内容。「観測データの時刻」は解析時刻に対する時間差を表す。

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

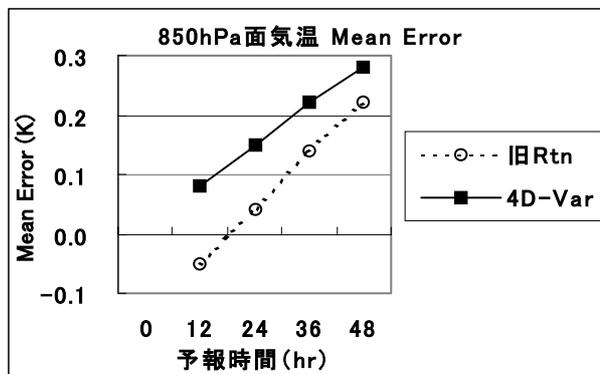
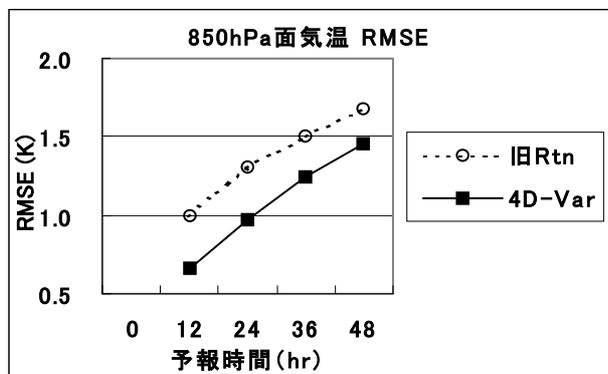
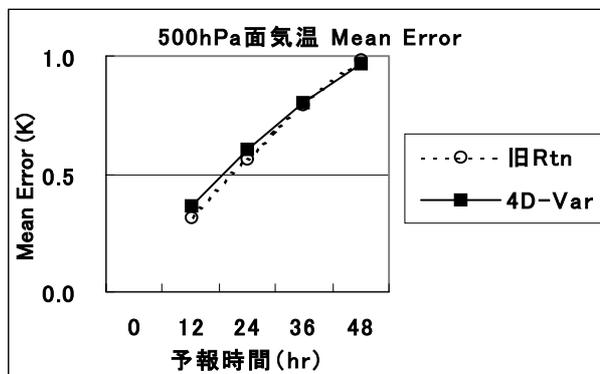
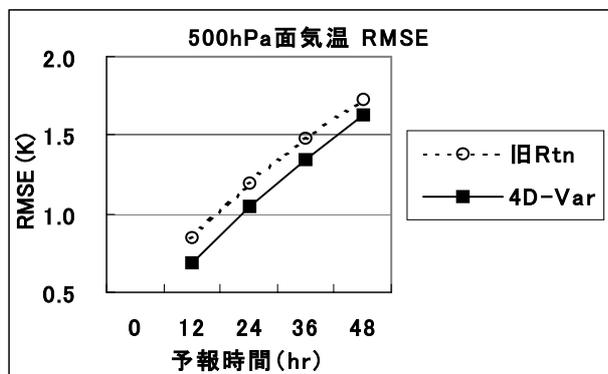
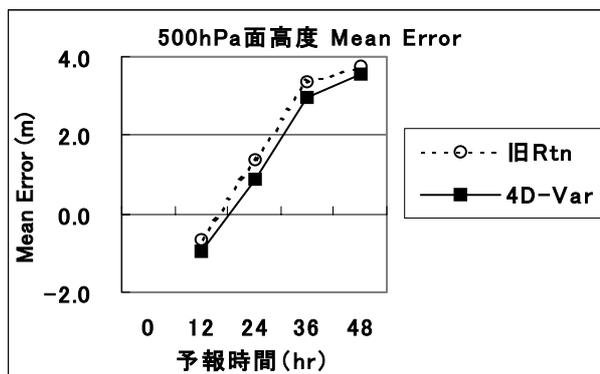
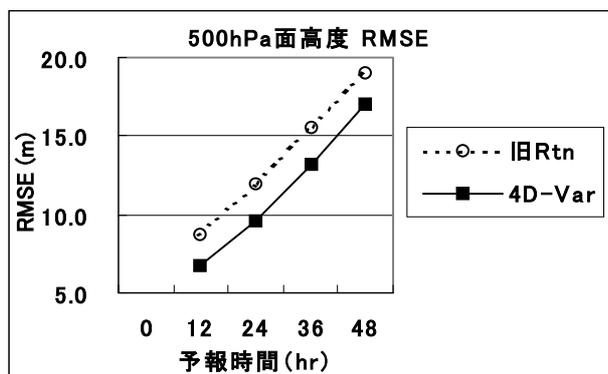
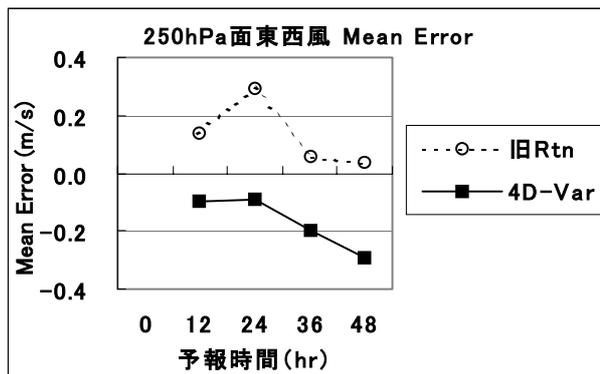
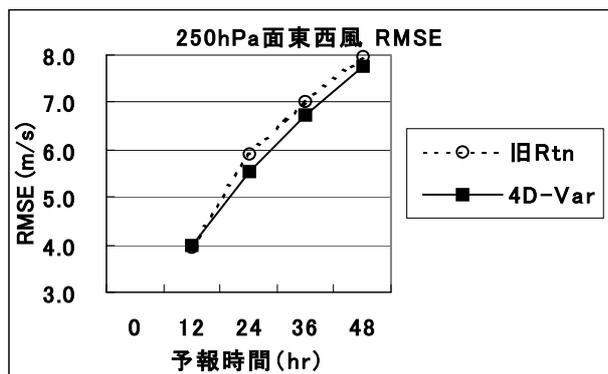


図1.1.2 初期値に対する250hPa面東西風、500hPa面高度・気温、850hPa面気温の平方根平均二乗誤差と平均誤差(統計期間：2002年6月1日～2002年6月30日)。

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

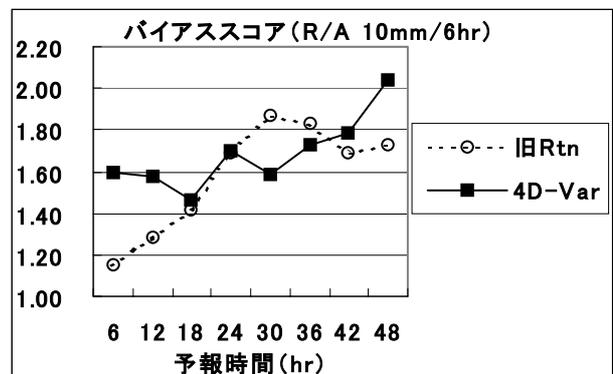
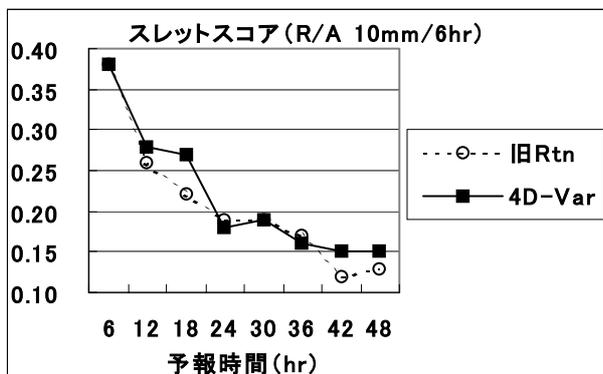
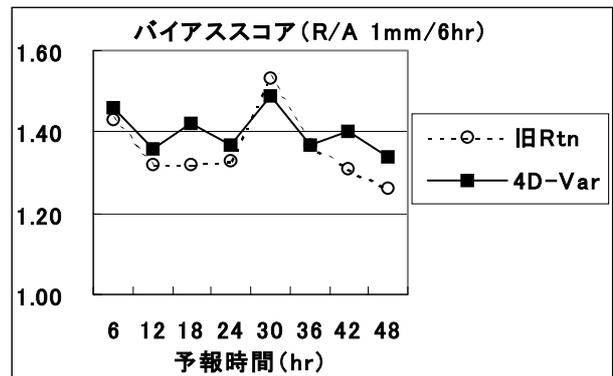
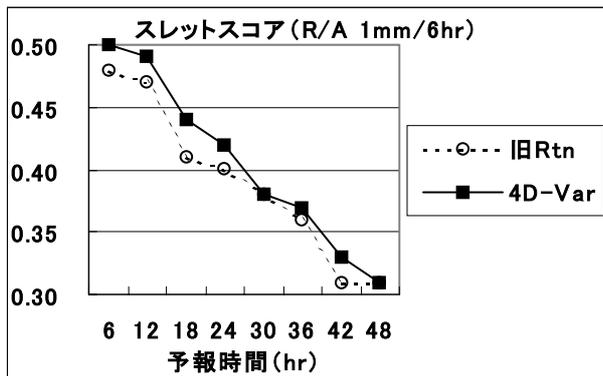


図1.1.3 レーダー・アメダス解析雨量の40km格子平均値に対する6時間積算雨量1mm, 10mm以上の雨のスレットスコアとバイアスコア (統計期間: 2002年6月1日~2002年6月30日)。

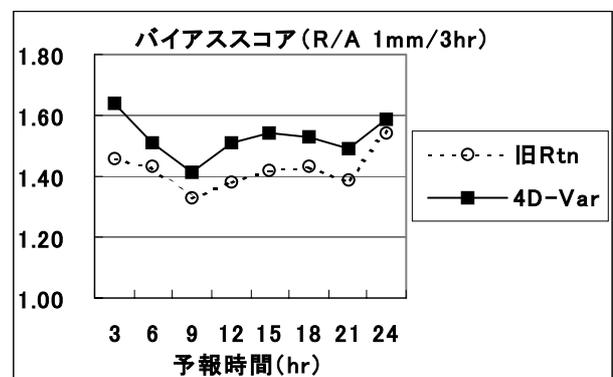
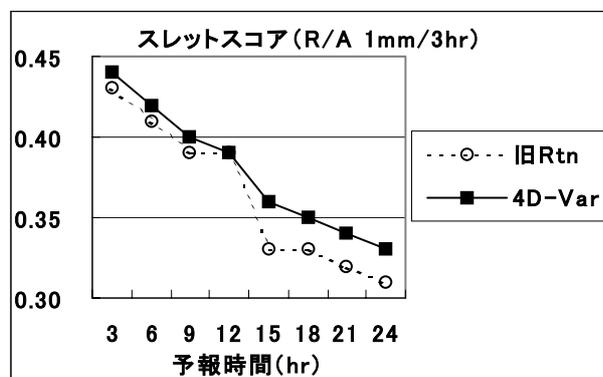


図1.1.4 レーダー・アメダス解析雨量の40km格子平均値に対する3時間積算雨量1mm以上の雨のスレットスコアとバイアスコア (統計期間: 2002年6月1日~2002年6月30日)。

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

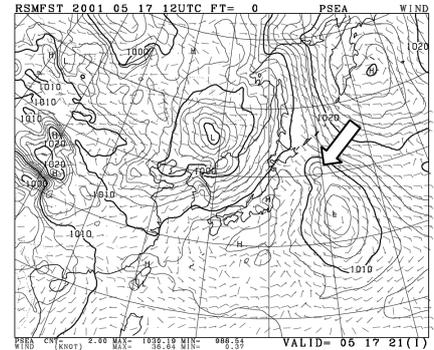
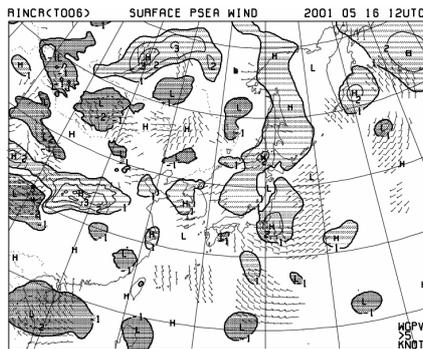
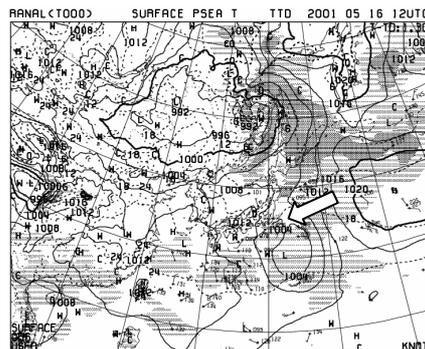


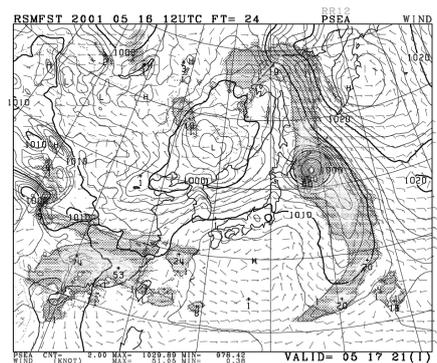
図1.1.5 領域4D-Varによる地上解析（気圧と風）（解析時刻：2001年5月17日12UTC）。等圧線は2hPaごと。



(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。

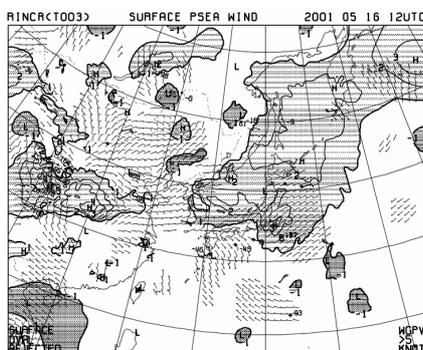


(b) 旧ルーチンの地上解析（気圧、気温と湿った地域）。等圧線は4hPaごと。

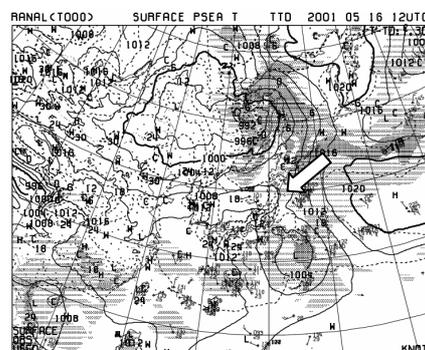


(c) 旧ルーチンの地上24時間予報（気圧、風と雨域）。等圧線は2hPaごと。

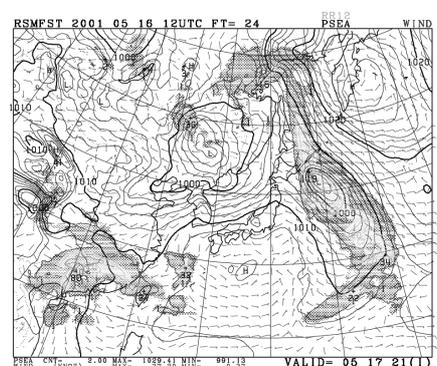
図1.1.6 旧ルーチンの地上のインクリメント、解析および24時間予報（解析時刻：2001年5月16日12UTC）。



(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

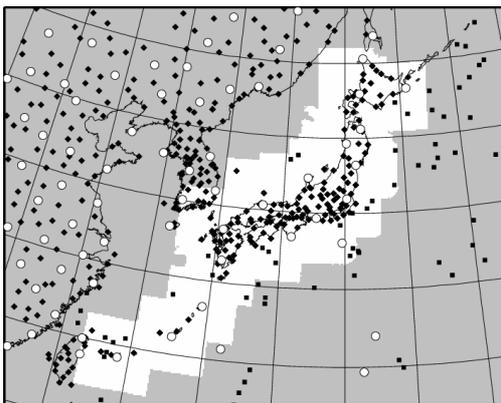


図 1.2.1 メソ解析で利用された水分に関する観測データ分布例。○が高層、◆が陸上、■が海上（船舶・ブイ）の相対湿度観測地点を示し、白抜きがレーダーアメダス解析雨量の観測範囲を示す。

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

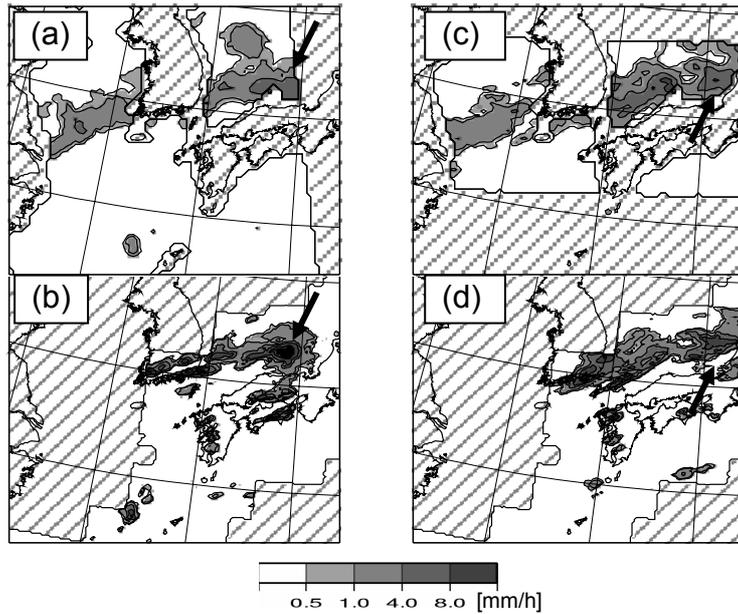


図 1.2.2 MSC 法による降水強度推定例。

(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。

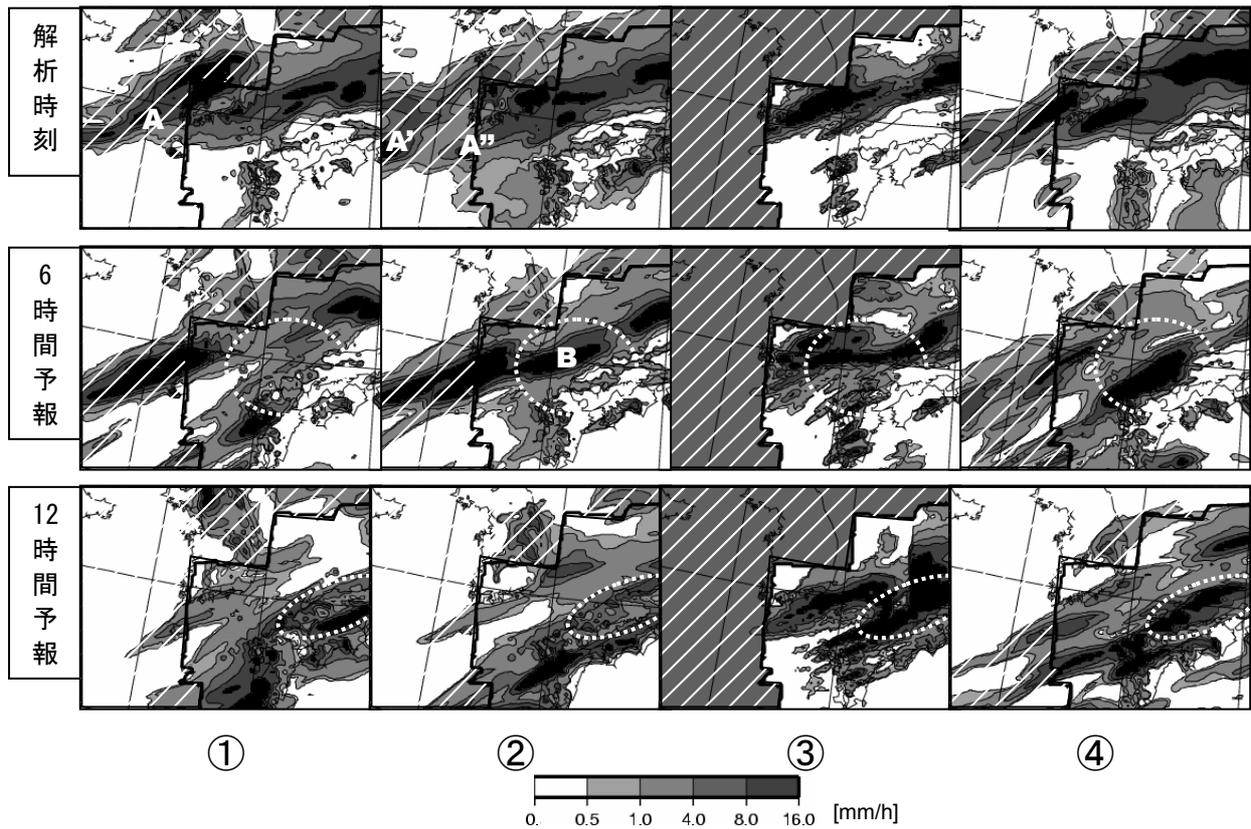


図 1.2.3 衛星降水強度、及び積算水蒸気量推定値の同化予報実験 (2002 年 6 月 18 日 18UTC を初期値とした事例) での解析時刻 (上段)、6 時間予報 (中段)、12 時間予報 (下段) の前 3 時間雨量分布

- 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

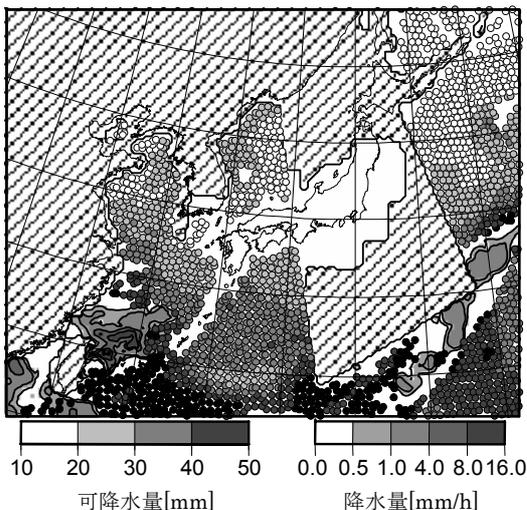


図1.2.4 マイクロ波放射計による積算水蒸気量推定データの分布例を○で示した。背景のマップは同時刻の解析雨量と衛星推定降水強度を合成した平均値を示す。データの無いところは斜線を引いた。

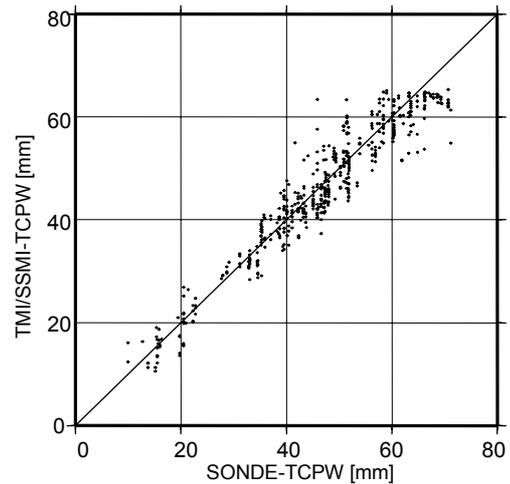


図1.2.5 2002年7月及び12月の各2週間、計4週間におけるマイクロ波放射計による鉛直積算水蒸気量推定値(縦軸)と高層観測から計算された鉛直積算水蒸気量(横軸)の対応。

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

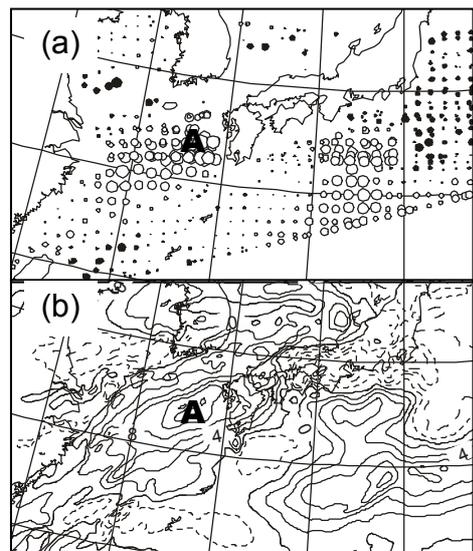


図1.2.6 (a) TMI 鉛直積算水蒸気量と第一推定値の差(D値)の分布. ○は正, ●は負で、大きさがD値の絶対値を示す. (b) メソ解析により得られた鉛直積算水蒸気量と第一推定値の差の分布、実線が正、破線が負を示す。

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同化により水蒸気の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

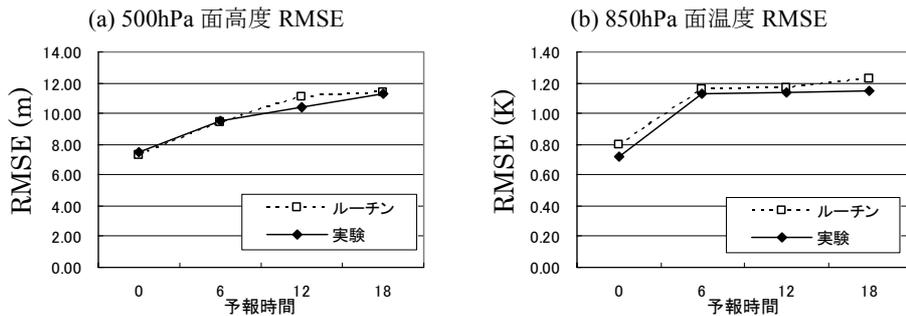


図 1.2.7 国内ゾンデ観測に対する a) 500hPa 面高度、b) 850hPa 面温度の RMSE (統計期間：2003年6月3～16日)

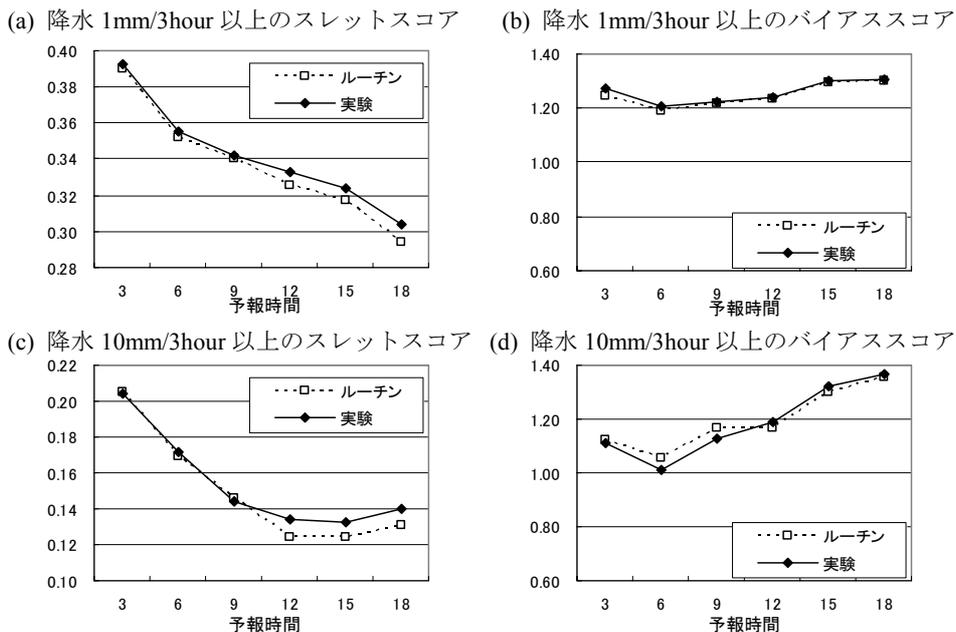


図 1.2.8 2003年6月3～16日のサイクル予報実験における3時間雨量1mm,10mm以上の雨のスレットスコア, バイアスコア (解析雨量全域、10km格子で検証)

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)

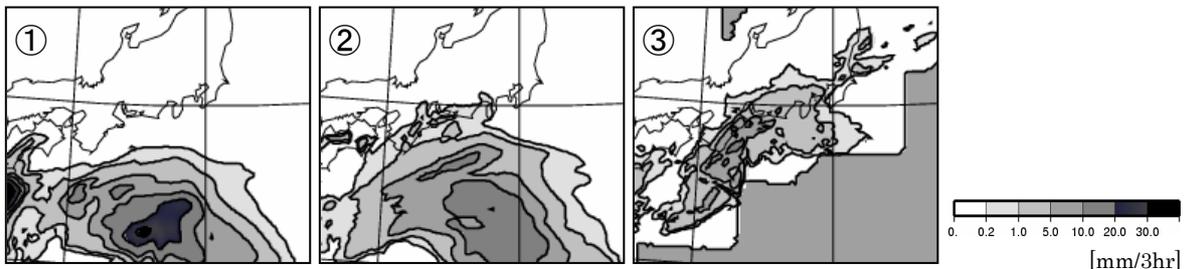


図 1.2.9 2003年6月3日18UTCを初期値とした①ルーチン、②マイクロ波放射計降水強度/積算水蒸気量同化実験での予報時間9~12時間の3時間降水量分布、③が対応する時間の解析雨量。

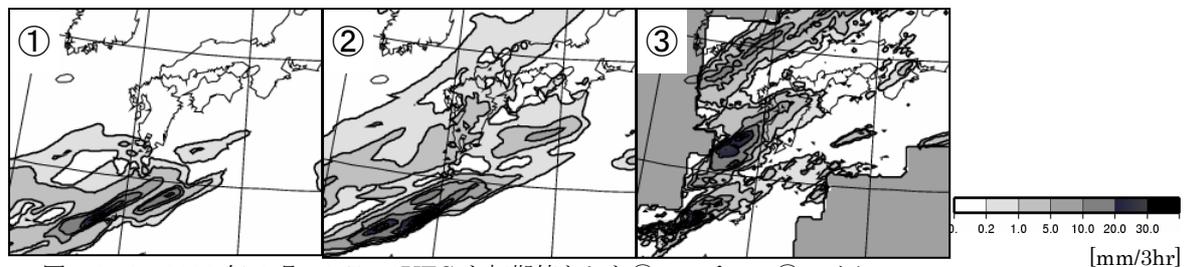


図 1.2.10 2003年6月13日18UTCを初期値とした①ルーチン、②マイクロ波放射計降水強度/積算水蒸気量同化実験での予報時間0~3時間の3時間降水量分布、③が対応する時間の解析雨量。

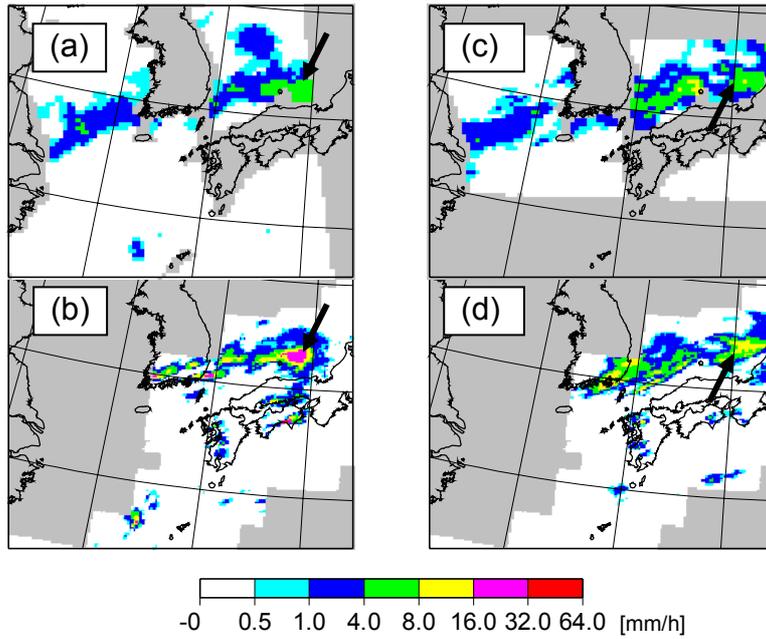


図 1.2.2 MSC 法による降水強度推定例。

(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。

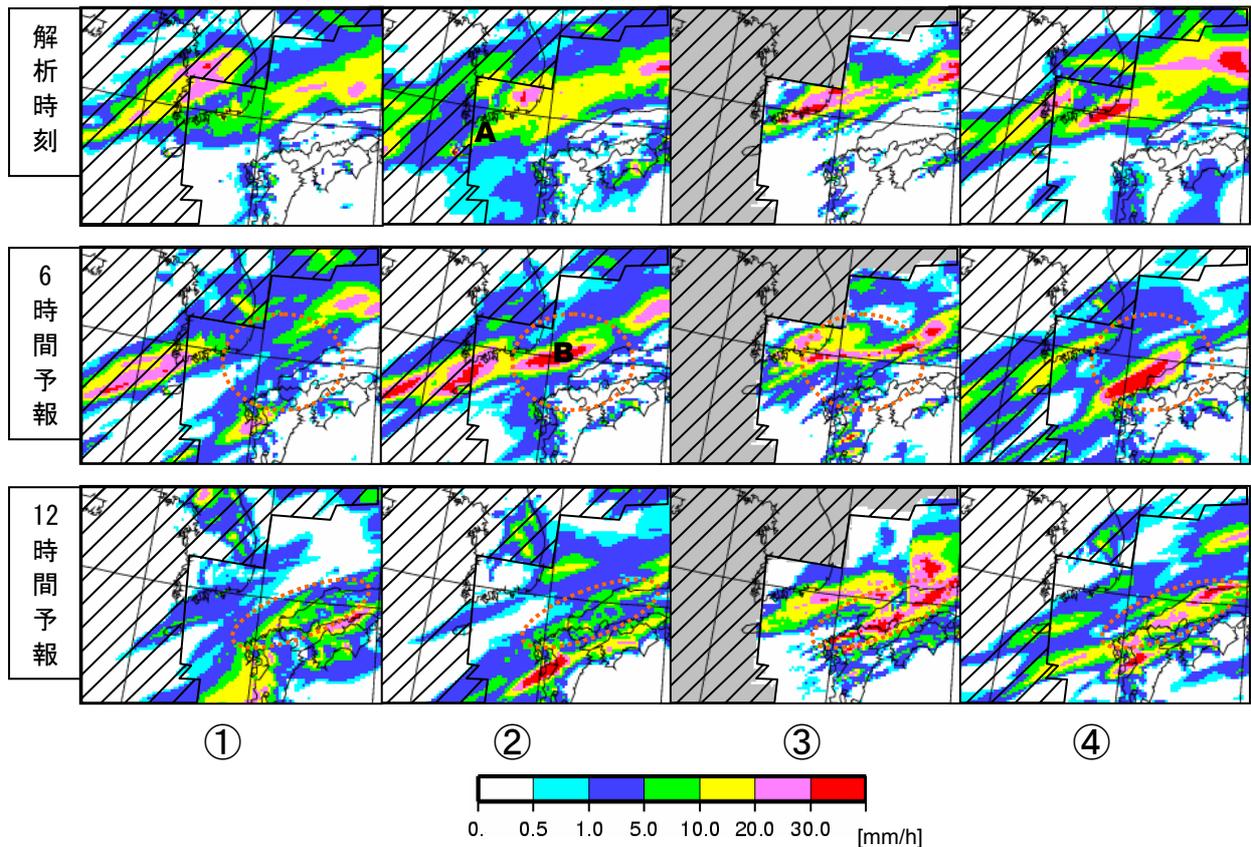


図 1.2.3 衛星降水強度、及び積算水蒸気量推定値の同化予報実験 (2002 年 6 月 18 日 18UTC を初期値とした事例) での解析時刻 (上段)、6 時間予報 (中段)、12 時間予報 (下段) の前 3 時間雨量分布

- 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。

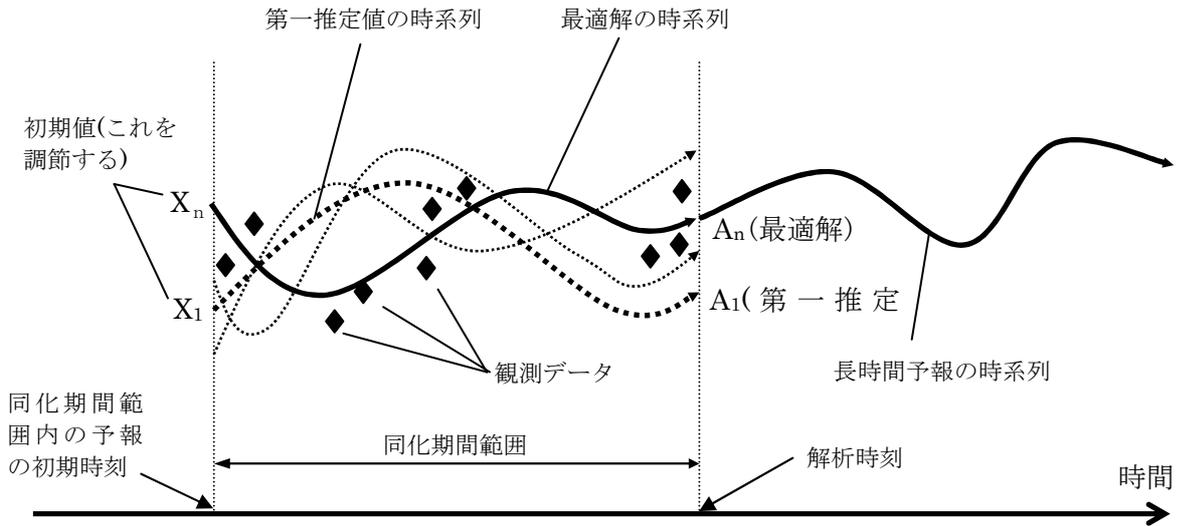


図 1.3.1 メソ 4 次元変分法の模式図。同化期間範囲内の観測データとモデルの時系列のズレを小さくするように X を変化させながら、繰り返し計算によって最適解を求める。

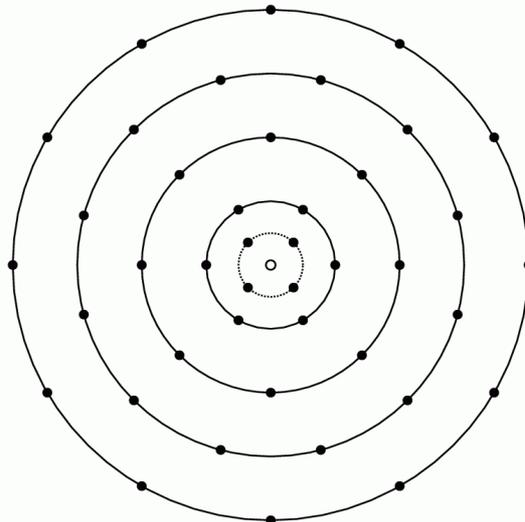


図1.3.2 擬観測ボーガスデータの配置図。上を北とする。白丸の点には海面気圧が、黒丸の点には海面気圧と1000～300hPaの指定面の風が置かれる。最内周の円の半径は100km、それ以外は半径200kmごとの同心円になっている。最内周の4点はメソ解析の場合にのみ配置される。この図では半径800kmの円までを描いているが、ボーガスデータを配置する範囲は台風の強風半径によって変動する。

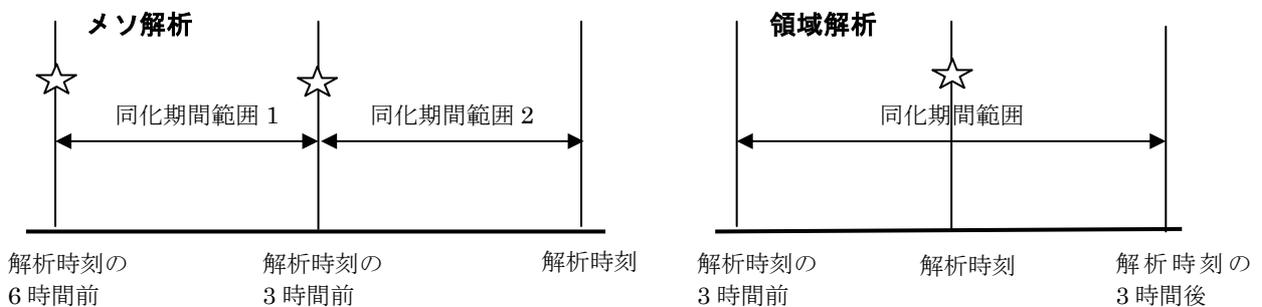


図1.3.3 メソ解析(左)と領域解析(右)の同化期間範囲。星印は台風ボーガスデータを入れる時刻を表す。

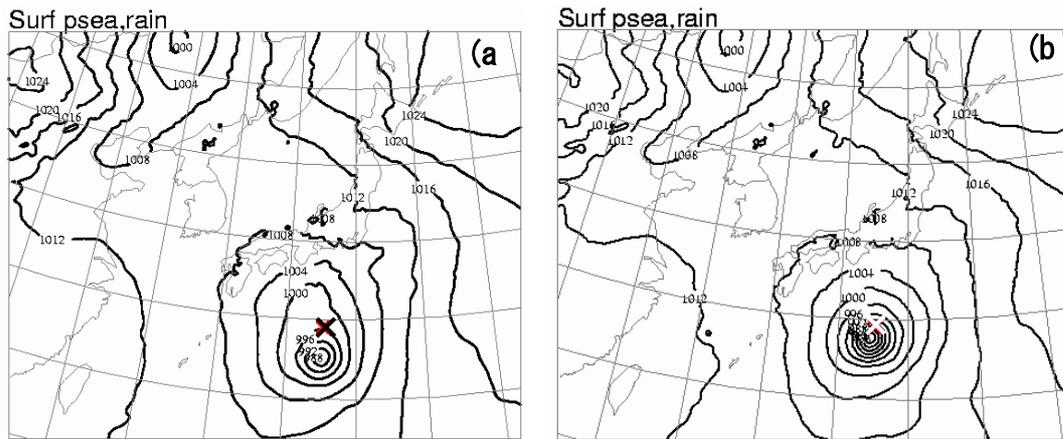


図1. 3. 4 2002年10月1日00UTCのメソ解析による海面気圧の解析値。(a)は擬似観測型台風ボーガスを使用しない場合の解析、(b)は使用した場合の解析。×印は台風0221号の実際の中心位置。

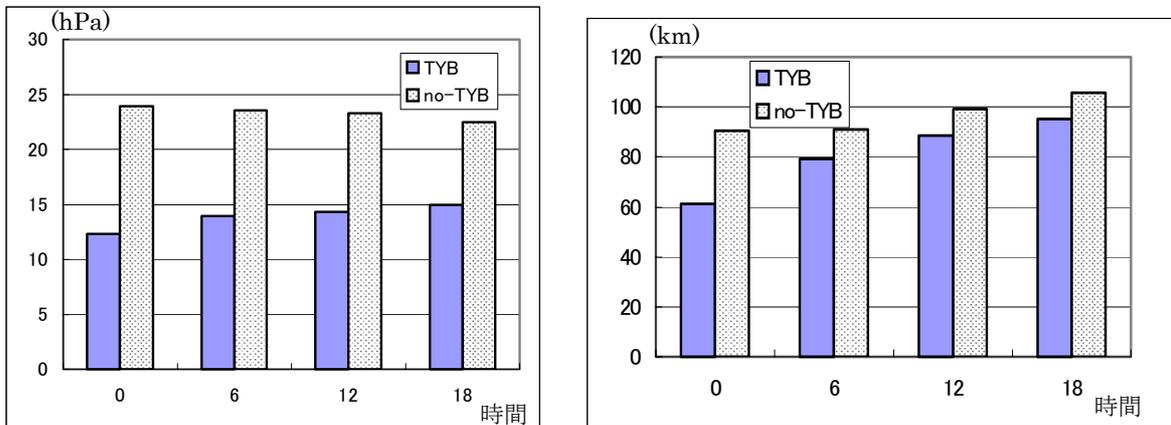


図1. 3. 5 2001年の台風17号についての中心気圧の予報誤差(左)と中心位置の予報誤差(右)。横軸は予報時間。TYBは擬似観測型台風ボーガスを使用した場合、no-TYBは使用しない場合を表す。15予報の平均によって求めた。

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は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）。

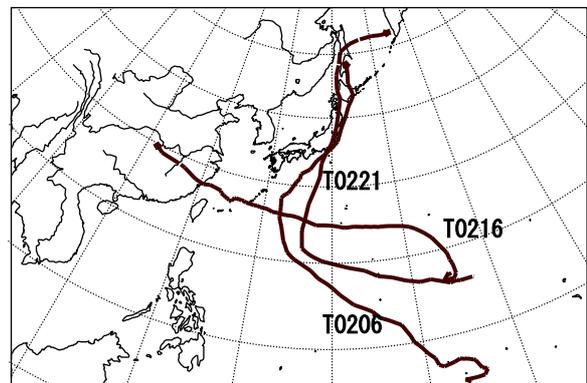


図 1.4.1 実験対象とした台風の経路図 (T0206,T0216,T0221)

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

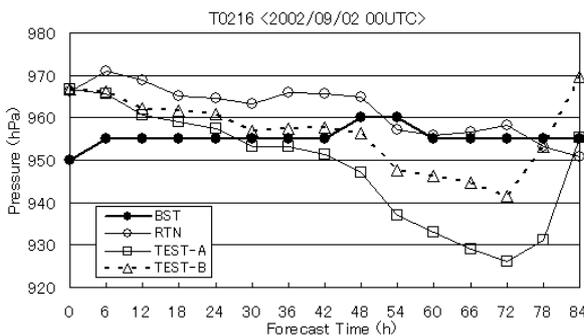
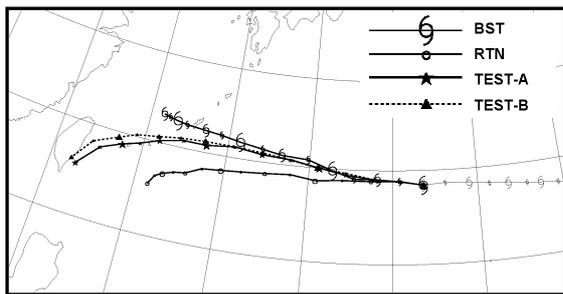


図1.4.2 台風進路・強度予報の比較 (T0216の2002年9月6日00UTC初期値予報)

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。

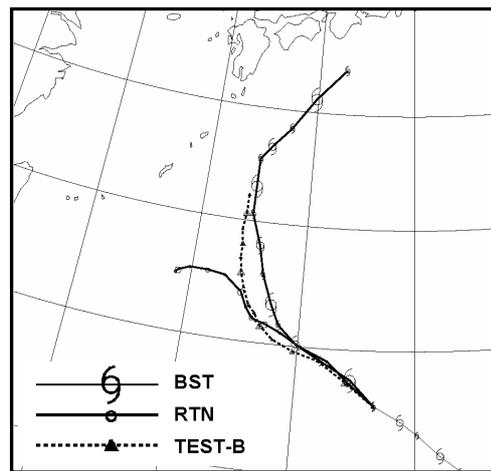


図1.4.3 従来版TYMと実験Bの進路予報の比較 (T0206の2002年7月6日00UTC初期値予報) ベストトラック (BST)、従来版TYM (RTN)、実験B (TEST-B)のそれぞれの進路予報。プロットは6時間毎。

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

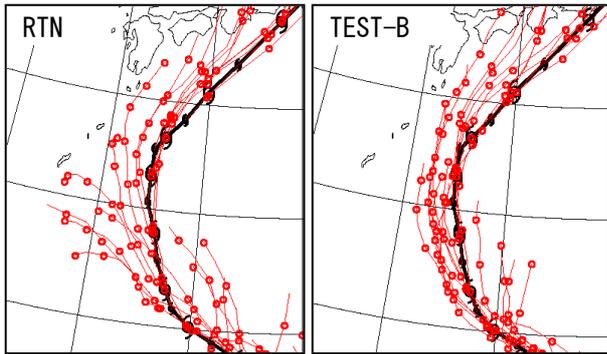


図 1.4.4 T0206 の転向前後における進路予報
左 (RTN) : 従来版 TYM、右 (TEST-B) : 実験 B
太線が実況、細線がそれぞれの初期時刻におけるモデルの予報進路。プロットは 6 時間毎。

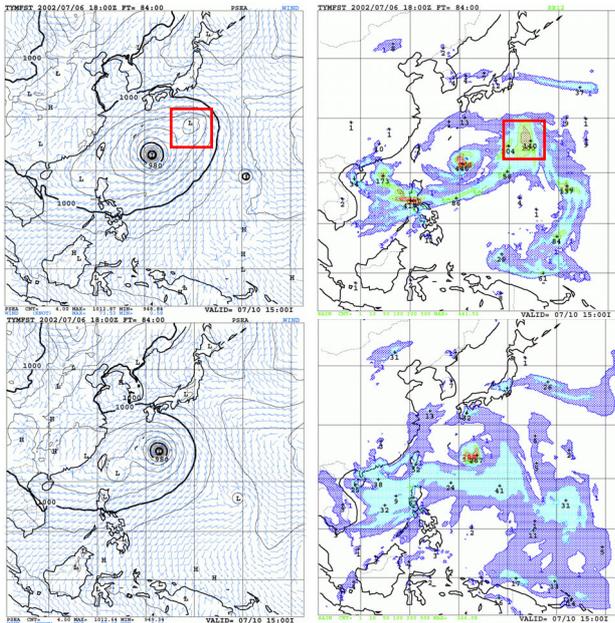


図 1.4.5 従来版 TYM (上段) と実験 B (下段) の比較
(T0206 の 2002 年 7 月 6 日 18UTC 初期値の 84 時間予報)

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。

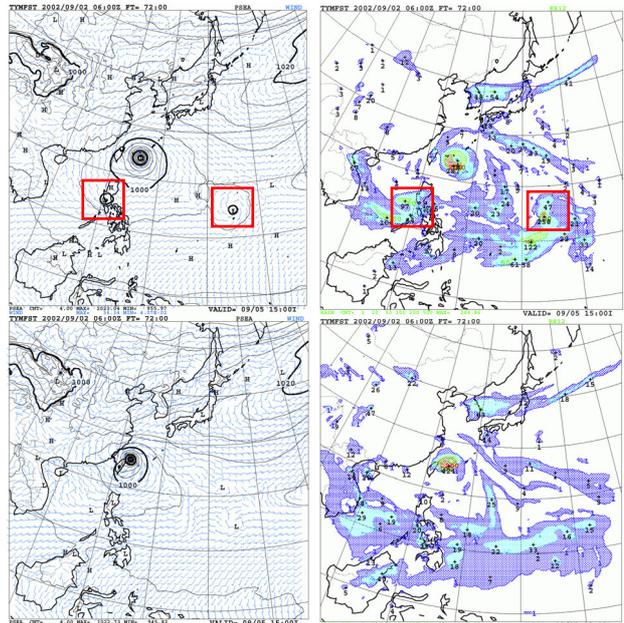


図 1.4.6 従来版 TYM (上段) と実験 B (下段) の比較
(T0216 の 2002 年 9 月 2 日 06UTC 初期値の 72 時間予報)

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。

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

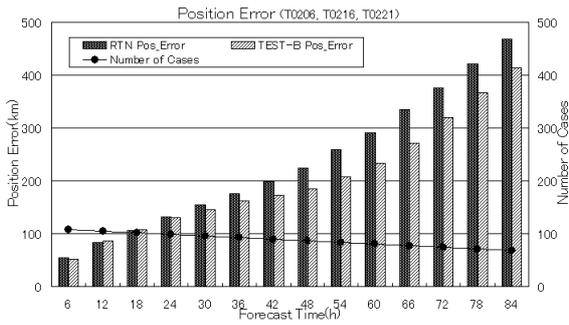


図 1.4.7 従来版 TYM と実験 B の進路予報誤差の比較

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。

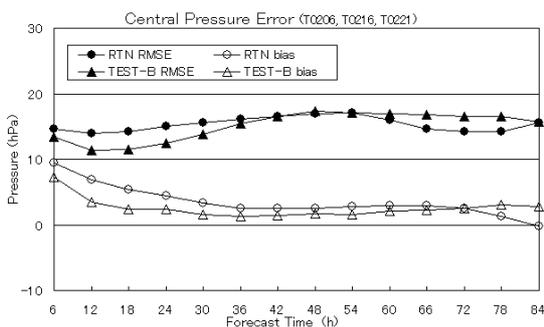


図 1.4.9 これまでの TYM と実験 B の中心気圧予報誤差の比較

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。

$$\tau_x / \rho = -C_m |V_a| u_a \quad (1.4.1)$$

$$\tau_y / \rho = -C_m |V_a| v_a \quad (1.4.2)$$

$$H = -\rho c_p C_h |V_a| (\theta_a - \theta_s) \quad (1.4.3)$$

$$LE = -L \rho C_h |V_a| (q_a - q_s) \quad (1.4.4)$$

ここで

$$|V_a| = \sqrt{u_a^2 + v_a^2}$$

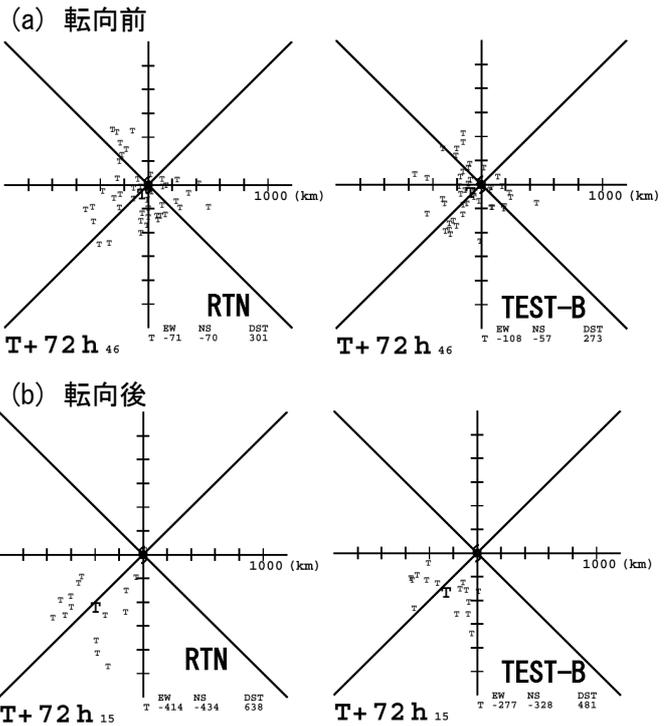


図 1.4.8 72 時間予報の予報位置の散布図

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。

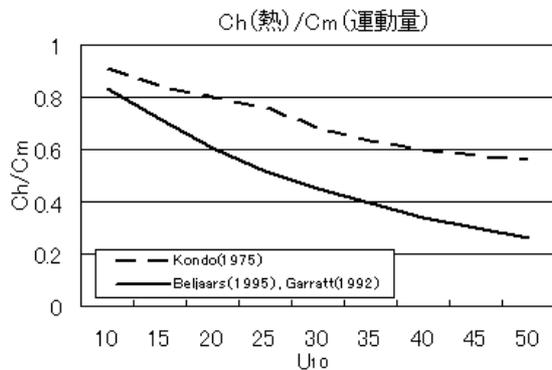


図 1.4.A 粗度長の式の違いによる風速別の C_h/C_m の比較

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.