# 平成 23 年度数値予報 研修テキスト

「数値予報システムの改良及び

今後の改善計画」

(数値予報課)

平成 23 年 11 月

November 2011



# はじめに1

平成23年は、3月に発生した東日本大震災の未曾有の被害の前に印象が霞みがちではあ るが、気象分野でも顕著な災害が相次いだ。1月には、福井県で記録的な大雪により、幹線 である国道8号線が18時間半にわたって通行不能になったほか、JR北陸線等で2日間に わたり運転が休止した。また、平成23年7月新潟・福島豪雨では降り始めからの総雨量が 多いところでは1000mmに達する豪雨が発生した。さらに、平成23年9月上旬には大型 の台風第12号が西日本をゆっくりと北上し、紀伊半島では広範囲で1000mmを超える記 録的な大雨となり、土砂災害、浸水、河川のはん濫等により、多数の死者、行方不明者が 発生した。

このように極端現象が頻発する状況下、気象予報精度向上に対する要望はますます高く なっている。今回の研修テキストでは、この1年間に実用化された、メソモデルへの衛星 輝度温度データの同化とレーダー3次元反射強度データの同化について解説する。これらの データは大気(気温や水蒸気)の3次元的な構造に関する情報を持っていることから、降 水の予報精度向上への寄与が大きい。特にレーダーデータについては、これまで降水域で 得られる風と降水強度の情報を利用してきたが、水蒸気の鉛直分布の情報も使うことによ り、降水域の位置をより正確に数値予報モデルに反映させることができるようになった。 また、メソモデルを用いた、視程分布予想とガストガイダンスの開発についても紹介する。

摂動を与えた複数予報から得られる確率情報の形で提供される週間アンサンブル予報シ ステムについては、初期摂動をより適正に扱うように改良が行われ、複数予報のばらつき が予報の不確実性をより適切に表現するようになった。

さて、平成22年度の研修テキストでも紹介した、飛行場予報と防災情報作成支援の高度 化を目的とする局地モデルであるが、平成22年11月からの試験運用を通じて詳細な特性 調査を進めている。その結果、夏の午後の対流性降水の予報精度がメソモデルよりも大幅 に向上するなどの有効性が確認されたが、改善すべき点もまだ残っている。引き続き開発・ 改良作業を行っているので、最終的なものでないことに留意しながら、ご一読願いたい。

気象庁では、東日本大震災の影響により当初予定よりは遅れるものの、平成24年にスー パーコンピュータシステムを更新する計画である。局地モデルの運用開始を含む数値予報 モデルの刷新と観測データの利用強化を順次図ることにより、利用者の要望に応える計画 を進めている。本研修テキストでは次期計算機システムとその上で運用を予定している数 値予報システムや応用プロダクトについて紹介する。その他、最近注目されている省電力 GPU コンピューティングの数値予報への利用など、興味深い話題も掲載している。

数値予報資料の効果的利用の参考として、また、数値予報の様々な側面を識る糧として、 幅広い分野の方々に本研修テキストが活用されることを期待する。

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> 竹内 義明

# 数値予報システムの改良及び

# 今後の改善計画

# 目 次

# はじめに

第1章	第8世代数値解析予報システムにおける最近の改善	
1.1	最近の数値予報システムの改善のまとめ	1
1.2	メソ解析における衛星観測輝度温度データの同化	3
1.3	メソ解析におけるレーダー反射強度データの同化	9
1.4	全球解析におけるMODIS極域大気追跡風の利用法の改良	13
1.5	週間アンサンブル予報における初期摂動作成手法の改良	20
1.6	視程分布予想の開発	25
1.7	ガストガイダンスの開発	30
第2章	トピックス	
2.1	局地モデルの特性	37
2.2	観測データ未入電時におけるガイダンスの精度	50
2.3	省電力GPUコンピューティング	53
第3章	第9世代数値解析予報システム	
3.1	概要	56
3.2	数値解析予報システム	61
3.3	アプリケーション	66
3.4	計算機 (スーパーコンピュータシステム)	68
付録A	数値予報モデルおよびガイダンスの概要一覧表	71
付録B	数値予報研修テキストで用いた表記と統計的な指標	89

#### 1.1 最近の数値予報システムの改善のまとめ1

第8世代数値解析予報システムは2006年3月に導入されて今年で6年目を迎えた。第3章で述べるよう に、今後のさらなる数値予報資料の充実に向け、計 算機更新を伴う後継の第9世代のシステム構築に向 けた準備を進めている。一方で、現在のシステムに ついての問題点や課題を抱えており、それらを解決 するための改善も、計算機移行作業の妨げにならな い範囲で、並行して取り組んでいる。

本章では、昨年度の数値予報研修テキスト第2章 でまとめた改善以降、すなわち2010年11月から2011 年10月末まで(以下、この期間と呼ぶ)に行われた 数値解析予報システムの主な変更(予定を含む)に ついて、数値予報プロダクトの利用者を対象にした 解説を行う。本節では、全球数値予報システム、メ ソ・局地数値予報システム、および週間・台風アン サンブル予報システムに関わる変更について、それ ぞれの最近の変更の一覧表を示し、その主な内容に ついて簡単に解説する。なお、付録AおよびBに記述 した数値予報モデルおよびガイダンスの一覧表も あわせて参照いただきたい。

#### 1.1.1 全球数値予報システムに関わる変更

全球数値予報システム(全球モデル・全球解析) に関わる最近の変更を表1.1.1に示す。この期間、全 球モデルに関わる変更は行わなかったが、全球解析 と、全球モデルの下部境界条件として利用される積 雪深解析について、観測データの利用に関する様々 な変更を行った。

この期間、COSMIC衛星網GPS掩蔽観測データの 利用を開始した。GPS掩蔽観測では、高度約2万km を飛行する約30機のGPS衛星から発せられる電波 を高度1000km以下の低軌道(LEO)衛星で受信し、 大気の影響による電波の遅延量を計測して大気の 状態を観測する。今回、6機のLEO衛星で構成され るCOSMIC衛星網データの利用を開始した。

また、中国のSYNOP観測による積雪深データに ついてその精度が確認できたため、利用を開始した。 外国の積雪深分布においてはこれまでも精度を確 認した上でSYNOPを利用してきたが、今回新たに 中国のデータも利用することにより、積雪深分布を 正しい状態に近づけることができる。ただし中国の 一部の地点のデータについては、その利用方法に課 題があることからメソモデルの結果に悪影響を及 ぼすことがわかったため、除外することにした。 全球解析のインナーモデル(解析値と第一推定値 の差を計算するために用いる低解像度モデル)の 80kmから60kmへの高解像度化およびそれに伴う 観測誤差の調整については、2011年10月に変更を実 施した。その効果等については別の機会に報告した い。

本研修テキストでは、2011年2月に行ったMODIS 極域大気追跡風データの利用法改良について第1.4 節で解説を行う。

#### 1.1.2 メソ・局地数値予報システムに関わる変更

メソモデル・メソ解析、および局地モデル・局地 解析に関わる最近の変更を表1.1.2に示す。この期間 は、メソ解析において衛星観測輝度温度データ、レ ーダー反射強度データの利用を開始したほか、メソ モデルの対流スキームの変更を行った。前項の全球 積雪深解析への中国SYNOPデータの利用について は、その結果がメソの積雪域解析(メソモデルの下 部境界条件として利用される)にも反映されている。 局地モデルについては、2010年11月に試験運用を開 始したが、東日本大震災の影響による電力供給事情 を考慮しつつ、運用を行っている。

本研修テキストでは、衛星輝度温度データとレー ダー反射強度データの利用開始について、それぞれ 第1.2節と第1.3節で解説を行う。また局地モデルに ついては昨年度の研修テキストで概要や検証、今後 の計画について報告を行ったが、その後の最新の検 証結果について速報的に第2.1節で紹介する。

# 1.1.3 週間・台風アンサンブル予報システムに関わる変更

週間・台風アンサンブル予報システムに関わる最 近の変更について、表1.1.3に示す。

この期間は、まずモデルアンサンブル手法の導入 を行った。従来は初期値に摂動を加える初期値アン サンブルの手法のみでアンサンブルを構築してい たが、予報モデルの不確実性を考慮するモデルアン サンブル手法についても開発を行ってきており、今 般この手法が追加的に導入されたものである。また 週間アンサンブルの初期摂動について、振幅の大き さの調整を行うとともに、従来は考慮していなかっ た南半球における摂動を追加する変更を行った。こ れについては第1.5節で述べる。

<sup>1</sup> 室井 ちあし

変更日	概要	理由・参考文献
2010年11月1日	COSMIC衛星網GPS掩蔽観測データの	平成 22 年度数値予報研修テキスト第
	利用開始	2.4 節、数値予報課報告・別冊第 57 号
		第2.3節、配信資料に関する技術情報
		(気象編)第 324 号
2010年11月25日	積雪深解析に中国の SYNOP データ利	
	用開始	
2011年2月2日	MODIS極域大気追跡風データの利用法	本研修テキスト第 1.4 節
	改良	
2011年6月22日	アルゼンチン RARS データ利用開始	入電開始
2011年10月25日	全球解析の水平解像度の高解像度	
	化	

表 1.1.1 全球数値予報システムに関わる変更

表 1.1.2 メソ・局地数値予報システムに関わる変更

変更日	概要	理由・参考文献
2010年11月24日	局地モデル試験運用開始	平成 22 年度数値予報研修テキスト第
		1章
2010年11月30日	対流スキームの変更 (メソモデル)	平成 22 年度数値予報研修テキスト第
		2.7 節, 配信資料に関する技術情報(気
		象編)第 329 号
2010年12月13日	衛星観測輝度温度の同化開始(メソ解	本研修テキスト第1.2節
	析)	
2011年6月9日	地上レーダー反射強度データ利用開始	本研修テキスト第1.3節
	(メソ解析)	

表 1.1.3 週間・台風アンサンブル予報システムに関わる変更

変更日	概要	理由・参考文献	
2010年12月7日(台風)	モデルアンサンブル手法の導入	平成 22 年度数値予報研修テキスト第	
2010年12月16日(週間)		2.8 節	
2011年3月29日	初期摂動の振幅調整と南半球摂動追加 (週間)	本研修テキスト第1.5節	

1.2 メソ解析における衛星観測輝度温度データの同化<sup>1</sup>

宇宙からのリモートセンシングでは、衛星搭載センサにより、地球の大気や地表面からの放射が観測される。輝度温度とは、観測された放射輝度を温度の単位に変換したものである。メソ解析(本田2010)では、衛星観測データとして、赤外サウンダ(HIRS)、マイクロ波サウンダ(AMSU-A)から得られる気温プロファイルデータ(多田 1999)やマイクロ波イメージャ(AMSR-E, TMI)の可降水量データ(佐藤 2007a)が同化されてきた。これらの気温・可降水量といった物理量は、センサによって観測された輝度温度から、あるアルゴリズムを用いて算出(リトリーブ)された量である。

メソ解析において、輝度温度から算出された気 温・可降水量を同化する代わりに、輝度温度を直接 同化するように処理を変更し、これまでのリトリー ブ量同化との比較実験を行った。その結果、予報精 度の改善が確認できたことから、2010年12月13日よ リメソ数値予報システムに輝度温度データの直接 同化を導入した。この輝度温度データを解析で直接 同化する手法は、全球解析に2003年5月に導入され ている(計盛・岡本 2004)。

なお、今回の輝度温度データの同化は、雲や降水 の影響を受けていない輝度温度データが対象であ り、雲・降水域では、マイクロ波イメージャの輝度 温度から算出される降水強度データを、これまで通 り利用している。

以下、第1.2.1項では、衛星観測の輝度温度データ を解析で直接利用する利点について述べ、第1.2.2項 では、メソ解析へ輝度温度同化を導入する際に行っ た変更点を示す。第1.2.3項では、新旧の比較実験で 見られた特徴的な事例を紹介し、第1.2.4項では、ま とめと今後の課題を示す。

1.2.1 衛星観測輝度温度データの直接同化

メソ解析で、これまで同化されてきた気温プロフ ァイルデータは、米国環境衛星資料情報局のアルゴ リズム(Reale 2001)と気象衛星センター(MSC) のアルゴリズム(竹内 1991)で作成されたもので ある。また、マイクロ波イメージャ可降水量データ については、MSCのアルゴリズム(竹内・操野 1998)を使って解析前処理の段階で算出されたもの である。これらのリトリーブ量の同化には、以下の 問題点がある。

1. 輝度温度から気温(あるいは、可降水量)といった物理量に変換する際、回帰式等を用いて統計的

- 別の衛星データ処理センターが作成したリトリ ーブ量の場合、詳細な誤差特性が分からず、デー タ提供側の都合でアルゴリズムが改変され誤差特 性が突然変わることがあり、現業システムで安定 的に利用するには望ましくない。
- 物理量算出アルゴリズムの開発には時間がかか り、衛星打ち上げ後も実データに基づいたチュー ニングなどによりプロダクトリリースまで時間が かかることが多く、早期利用が困難である。

一方、輝度温度データの直接同化には、以下の利 点がある。

- 1. 輝度温度データには、リトリーブ処理に起因する 誤差の混入がない。
- 衛星データ処理センター作成のリトリーブ量は、 晴天域データなどの品質の良いものしか配信され ないことが多いが、輝度温度データは、全観測デ ータが配信され、使用不使用の選択を利用者側で 細かく設定可能である。これにより利用可能なデ ータの分布が拡大する。
- 3. 気温・可降水量といった物理量算出のためのアル ゴリズムを開発する必要がなくデータの早期利用 が可能である。

また、輝度温度データを同化するためには、衛星 が観測した輝度温度(観測輝度温度)とともに、モ デルの大気や地表面からの放射を計算し、モデル上 端での輝度温度(計算輝度温度)を求める放射伝達 モデルが必要である。メソ解析での輝度温度データ 同化では、全球解析と同じ高速放射伝達モデル RTTOV (Sounders et al. 2008)を用いる。

#### 1.2.2 変更点

今回の変更では、サウンダの気温プロファイルデ ータ及び、マイクロ波イメージャ(SSMI, TMI, AMSR-E)の可降水量データの利用を中止し、代わ りにそれらの元データである輝度温度を同化する ことにした。また輝度温度を直接同化することによ り、これまでメソ解析で利用していなかった米国軍 事気象衛星のDMSP衛星F-16, F-17のマイクロ波放 射計(SSMIS)、米国の気象衛星NOAAや欧州の気 象衛星Metopの水蒸気サウンダ(MHS)及び、静止 気象衛星MTSATの晴天放射輝度温度(CSR)デー タも新規に利用することにした。

図1.2.1に、メソ解析に同化されるサウンダデータ の分布の違いを示す。上段の2つの図は、輝度温度 データの分布(上段左がAMSU-A、上段右がMHS) で、下段がリトリーブ気温データの分布である。

な関係式を使うため、得られる値に変換誤差が混 入する。

<sup>1</sup> 計盛 正博



リーブ同化で利用可能なデ ータの分布の比較図。上段 が輝度温度データの分布 (左AMSU-A、右MHS)。 下段が、リトリーブ気温デ ータの分布。図中の色は衛 星の違いを表す。黒は品質 管理の結果、使用されなか ったデータ。

利用可能なリトリーブ気温データは、作成元で予め 選択配信された晴天域のデータのみであり、データ 分布が疎らである。一方、輝度温度データの直接同 化では、雲・降水域でも、雲や降水粒子の影響を受 けない上層の輝度温度データが利用できるため、利 用可能なデータ分布が拡大する。また気温リトリー ブデータが配信されていなかったAqua衛星の AMSU-AやNOAA-18,-19衛星のMHSの輝度温度デ ータが利用可能となる。

NOUSE(IN) 16 NOUSE(IN) 113

メソ解析の輝度温度同化では、基本的には全球解 析と共通の解析前処理プログラム、放射伝達モデル を使用するが、メソ解析の仕様に合わせて変更を行 った。第一は、輝度温度データの間引き間隔である。 全球解析では、輝度温度データは水平方向に180~ 250km間隔で間引かれて同化されているが、メソ解 析では、同化に用いる予報モデル(インナーモデル) の水平解像度が15kmと全球解析の場合(水平解像 度は約80km)よりも高解像度であることから、 45km間隔のデータ間引きとした。第二は、同化す るデータの設定である。メソモデルでは最上層の高 さが約40hPaと全球モデルの0.1hPaに比べ低く、輝 度温度計算に必要な上部成層圏のプロファイルが 無いため、外挿して近似的に求めた値を用いて放射 計算を行う。そのため、メソモデルの予報場から計 算される輝度温度の精度が低い。特に成層圏中上層 に感度のある輝度温度で計算精度の悪化が顕著で あるため、それらは同化に用いないことにした。第 三として、輝度温度のバイアス補正である。全球解 析では、バイアス補正を2段階に分けて行っている。 まずセンサのスキャン位置に依存するバイアスを 補正し、次に大気の場に依存するバイアスを補正し

ている。後者のバイアス補正式の説明変数の係数は、 全球解析の変分法バイアス補正(佐藤 2007b)によ り求め、毎回更新する。この補正量は、全球の観測 輝度温度データを使って各センサのチャンネル毎 に見積もられたバイアス量である。メソ解析では、 スキャン位置に依存するバイアス補正は全球解析 と共通である。しかし、メソ解析では変分法バイア ス補正で係数を見積もらず、直近の全球解析での変 分法バイアス補正で見積もられた係数を使うこと にした。用いる説明変数は全球と同じである。メソ 解析に入電する輝度温度データは、領域や時刻が限 定されていることから、メソ解析本体でバイアスを 見積もった場合、データの偏りのために補正係数が 適切に見積もられない可能性がある。全球データを 使って見積もった補正係数の方がより安定してい ると考えられる。実際に全球で見積もられた係数を 使ったバイアス補正後の観測輝度温度と計算輝度 温度の分布から、適切に補正が行われていることを 確認した(図略)。

#### 1.2.3 比較実験の結果

メソ解析に衛星の輝度温度データを直接同化す る手法を導入し、これまで利用していなかった輝度 温度データを追加した場合の影響調査のため比較 実験を行った。コントロール実験は、それまでのル ーチンと同じ仕様でリトリーブ量(気温・可降水量) を同化する。テスト実験では、リトリーブ量同化に 代えて、それらの元データの輝度温度データを同化 し、新たにDMSP F-16,-17のSSMIS, NOAA-18, -19 のMHSの輝度温度データ、MTSATのCSRデータを 追加した。降水域でSSMISの輝度温度から算出され る降水強度データも、これまでのAMSR-E, TMIの 降水強度データと同様に利用する。その他の観測デ ータの利用法については、テストとコントロールで 同じである。

輝度温度データの直接同化により期待されるの は、解析場、あるいは短期予報の場において、高度 や気温の鉛直プロファイルの精度が向上すること である。例として図1.2.2に、ラジオゾンデ観測に対 する高度場予報のRMSEのプロファイルを示す。左 図がコントロール、右図がテストの結果である。色 は予報時刻の違いを表す。コントロールでは、FT=3 のRMSE(赤線)が対流圏下層でFT=9のRMSE(緑 線)よりも大きいが、テストでは、FT=3のRMSE がFT=9と同程度にまで改善し、予報初期での高度 場の改善が顕著である。このラジオゾンデに対する 検証結果を考察するにあたり、まず、コントロール でFT=3のRMSEがFT=9より大きいという不自然 な状況の理由を考える。この実験で用いた予報は03 シリーズ(03,09,15,21UTC初期値からの33時間予 報)である。ラジオゾンデ観測があるのは、00, 12UTCであることから、FT=3として検証されるの は、09、21UTC初期値の予報であり、FT=9として 検証されるのは、03,15UTC初期値の予報である。

- 中国のラジオゾンデがメソ解析で利用されるの は、03,15UTCであり、他の時刻では、中国のラ ジオゾンデデータはない。このため03,15UTCの解 析値には、中国のラジオゾンデの情報が反映され ている。
- 2. 03,15UTCのメソ解析は、それぞれ00,12UTC初 期値からの全球モデルの予報値を境界値として利 用しており、09,21UTCのメソ解析は、それぞれ 06,18UTC初期値の全球モデルの予報値を境界値 として利用している。00,12UTC初期値の全球解 析の方が、他の時刻のものより観測データ、特に 地上観測データの利用数が多い。

上記の1と2より、このラジオゾンデ検証では、03, 15UTCのメソ解析の解析精度が他の時刻よりも良 いと言える。このことが、FT=9(03,15UTC初期 値の予報)のほうがFT=3(09,21UTC初期値の予報) よりRMSEが小さかった理由である。

これがテストでは、ラジオゾンデ観測(特に中国 のラジオゾンデ)のない時刻でも、衛星輝度温度デ ータが同化され、陸域の対流圏中上層及び、海上の 対流圏下層で、これまで以上に観測の情報が反映さ れるようになった。その結果、解析場の精度が向上 し、09,21UTC初期値からの予報FT=3が改善し、 予報初期ほど誤差が小さいという自然な結果が得 られるようになった。

次に水蒸気場への影響をみる。これまでマイクロ 波イメージャTMI, AMSR-Eのデータは可降水量で 同化されていたが、輝度温度で同化されるようにな り、加えてDMSP F-16,F-17のSSMISの輝度温度デ ータが追加される。SSMISの降水強度データも他の

マイクロ波イメージャと同様に追加される。主に下 層水蒸気に感度のあるこれらのデータの利用方法 の変更・追加の影響は、解析における水蒸気場の違 いとなって現れると期待される。図1.2.3に示すのは、 2010年7月2日21UTCの解析の可降水量の比較であ る。左上図はコントロール(リトリーブ量同化) 右上図はテスト(輝度温度同化)での可降水量の分 布で、左下図はテストとコントロールの可降水量の 差である。この事例では、梅雨前線が中国大陸から 東シナ海を通って山陰にのびている(右下図)。テ ストの可降水量は、前線の南側の東シナ海で5~ 10mm程度多く、特に南西諸島から九州南部にかけ て70mmを超える領域(図中 印)がある。南西か らの暖湿気塊の流入がテストの方が顕著であるこ とがわかる。次に図1.2.4に、この事例での降水予想 について、テスト(上段)とコントロール(中段) の比較を示す。左列の2010年7月2日21UTCを初期 値とする降水予想(FT=6)について、コントロー ル(中段左図)では、九州南部から種子島にかけて、 ごく弱い降水が予想されているが、テスト(上段左 図)では、3時間で50mm程度の降水が予想され(図 中 印) 解析雨量(下段の図)により近いものと なっている。図1.2.3で見られたテストの初期場にお ける奄美大島の北海上から九州にかけての可降水 量の違いが、降水予想の違いになって現れたと考え られる。別の初期時刻からの同時刻の予想結果(中 列、FT=12)をみると、九州南部から種子島にかけ ての降水域は、テストの方がやや多いがFT=6ほど の違いはなく、FT=18の結果(右図)は、この領域 での降水予想のテストとコントロールの差は小さ い。別の初期時刻でも輝度温度データは同化されて いることから、この結果は、輝度温度同化によるイ ンパクトは、予報初期ほど顕著であることを示して いる。これは図1.2.2でみたラジオゾンデ検証での高 度場の予報のRMSEの改善と同様の傾向である。







図 1.2.3 2010 年 7 月 2 日 21UTC の解析の可降水量の比較。左上図はコントロール(リトリーブ量同化) 右 上図はテスト(輝度温度同化)。左下図はテストとコントロールの可降水量の差。それぞれ単位は[mm]。 右下図は、2010 年 7 月 3 日 00UTC の地上天気図。

1.2.4 まとめと今後の課題

これまで利用してきたリトリーブ気温プロファ イル、可降水量に代えて、元の輝度温度を直接同化 するようにメソ解析を変更し、未使用であった他の 衛星の輝度温度データを追加した。ルーチンメソ解 析への導入に先立って行った比較実験では、輝度温 度データの同化で、多くの輝度温度データが利用可 能となり、解析、予報の気温場、高度場、水蒸気場 にインパクトがあった。それらは、ラジオゾンデ検 証、降水予想分布の解析雨量との比較により改善で あることが確認された。統計的にも降水予想のスコ アが有意に改善することが確認されている(図略)

今後の課題として、静止気象衛星MTSATから得 られる高解像度CSRデータの利用高度化がある。現 在利用中のMTSATのCSRデータは、全球解析用に 作成されたもので、水平方向に約60km格子で平均 化されたデータである。より細かい観測情報を初期 値に取り込むためには、メソ解析の水平分解能に合 わせた高解像度CSRデータの利用が望まれる。また 静止気象衛星であるMTSATの高頻度データは、ど の時刻の解析でも利用可能であるため、同化による 解析・予報への影響が大きいと期待される。

また、先に述べたように輝度温度データ同化では、 新規衛星データの早期利用が可能である。新規衛星 の輝度温度データをいち早く入手し、利用すること が重要である。

更に、現在のメソ解析の輝度温度同化は、雲・降水の影響を受けていない晴天域に限定され、降水域ではマイクロ波イメージャの輝度温度からリトリーブされた降水強度が同化されている。しかし、外国数値予報センターでは、雲・降水域においても輝度温度で直接同化する方が気温や水蒸気の情報をより正確に引き出すことができると考えられており、欧州中期予報センター(ECMWF)は、全球解析でマイクロ波イメージャ(AMSR-E,TMI,SSMIS)





図 1.2.4 2010 年 7 月 3 日 03UTC を対象とした 3 時間積算降水量予想 [mm]。上段がテスト(輝度温度同化)、中段がコントロール(リトリー プ量同化)。ともに左から FT=6, FT=12,FT=18 での予報結果。初期時刻 は、それぞれ 7 月 2 日 21UTC, 15UTC, 09UTC。下段は解析雨量による 3 時間積算値。図中の矢羽は、10m 高度の風[knot]、黒線コンターは海 面更正気圧[hPa]。

の輝度温度を全天候下で直接同化している(Bauer et al. 2010, Geer et al. 2010)。これを実現するため には、予報モデルの湿潤過程の改良や雲・降水粒子 による散乱の影響を考慮した高速放射伝達モデル RTTOV-SCATT(Bauer et al. 2006)を導入する必 要がある。気象庁の数値予報課においても全天候下 での輝度温度データ同化による解析・予報の精度向 上を目指し、開発を進めている。 参考文献

- 計盛正博, 岡本幸三, 2004: ATOVS輝度温度の直接 同化. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報 部, 93-104.
- 佐藤芳昭,2007a: メソ解析における利用(可降水量、 降水量同化).数値予報課報告・別冊第53号,気象 庁予報部,93-96.

佐藤芳昭,2007b: 変分法バイアス補正. 数値予報課 報告・別冊第53号,気象庁予報部,171-175.

竹内義明, 1991: 物理法によるTOVS処理システム

開発.気象衛星センター技術報告第23号,気象衛星 センター, 37-60.

- 竹内義明,操野年之,1998: AMSRを用いた積算水 蒸気量,積算雲水量,降水強度推定アルゴリズム の開発.平成9年度宇宙開発事業団成果報告書,気 象衛星センター,84pp.
- 多田英夫, 1999: 現在行われている衛星データ同化. 数値予報課報告・別冊第45号, 気象庁予報部, 18-26.
- 本田有機, 2010: 概要. 数値予報課報告・別冊第56 号, 気象庁予報部, 1-6.
- Bauer, P., A. Geer, P. Lopez, and D. Salmond, 2010.Direct 4D-Var assimilation of all-sky radiances.Part I: Implementation. Q. J. R. Meteorol. Soc. 136: 1868-1885.
- Bauer, P., E. Moreau, F. Chevallier, and U. O'Keeffe, 2006. Multiple-scattering microwave radiative transfer for data assimilation applications. Q. J. R. Meteorol. Soc. 132: 1259-1281.
- Geer, A., P. Bauer and P. Lopez, 2010. Direct 4D-Var assimilation of all-sky radiances. Part II: Assessment. Q. J. R. Meteorol. Soc. 136: 1886-1905.
- Reale, A.L., 2001: NOAA operational sounding products from advanced-TOVS polar orbiting environmental satellites. NOAA Technical Report NESDIS 102, U.S. Dept. of Commerce, Washington D.C., 61 pp.
- Saunders, R., M, Matricardi, A. Geer, P. Rayer, O. Embry, and C. Merchant, 2008: RTTOV-9 science and validation report, NWP SAF website.

http://research.metoffice.gov.uk/research/interp roj/nwpsaf/rtm/rtm\_rttov9.html

### 1.3 メソ解析におけるレーダー反射強度データの同 化<sup>1</sup>

#### 1.3.1 はじめに

気象庁のレーダーは、日本国内20か所に配置され ており、それぞれのサイトにおける複数仰角観測に よって、日本の国土のほぼ全域を覆うような、ドッ プラー速度と反射強度の3次元データが得られてい る。メソ解析(MA)では、ドップラー速度が利用さ れており(石川 2007)、反射強度についてもその3 次元データの一部は解析雨量を通じて利用されて いる(石川・小泉 2002,本田 2010)。しかしながら、 反射強度の3次元データの多くは、MAにおいて利用 されていなかった。そのため、数値予報課では、レ ーダー観測の3次元データを活用するための手法の 開発に取り組んできた。このレーダー反射強度の3 次元データを活用するための手法をMAに導入し、 解析予報サイクル実験を行った結果、メソ予報の精 度向上が認められた。この結果を踏まえ、気象庁は、 MAにおける地上レーダー反射強度データの利用を 2011年6月9日00UTCから開始した。ここでは、レ ーダー反射強度データ同化手法の概要と予報に与 える効果を紹介する。

#### 1.3.2 地上気象レーダーデータの扱い

MAにおける反射強度データを利用したデータ同 化の処理手順は、3段階に分けられる。まず、第一 推定値からレーダー反射強度をシミュレートする。 次に、シミュレートされた反射強度と観測された反 射強度を利用して相対湿度を推定し疑似観測デー タを作成する。相対湿度の疑似観測の作成には、ベ イズ推定に基づくリトリーブ手法(Olson et al. 1996, Caumont et al. 2010)を用いる。そして、推 定された相対湿度の疑似観測データは品質管理を 経て従来観測と同様に非静力学4次元変分法

(JNoVA)(本田・澤田 2010)によりデータ同化される。図1.3.1は、反射強度データを利用したメソ解 析システムの流れ図である。以下では、反射強度デ ータを利用したデータ同化手法に関して概要を述 べる。

#### (1)レーダーシミュレータ

数値予報課では、反射強度データ同化の開発に際 し、観測演算子の役割を果たすレーダーシミュレー タを開発した。レーダー反射強度のシミュレーショ ンは、解析時刻の3時間前を初期時刻とするMSMの 予報値を用いて行われる。ただし、MSMは、雨・ 雪・霰・雲水・雲氷の混合比と雲氷の数濃度を予報 しているが、このレーダーシミュレータでは雲に関 する水物質を利用していない。なぜならば、気象庁 レーダーは5.3GHz帯レーダーであり雲水・雲氷の 粒径はその波長より十分に小さいことからレーダ ーシミュレータでは後方散乱に対する雲の寄与を 無視できるとしているためである。また、雨・雪・ 霰粒子の後方散乱断面積はレイリー近似のもとで 計算している。反射強度の算出法の詳細は山田 (2003)、深尾・浜津(2009)を参照されたい。なお、 シミュレート対象サイトは気象庁レーダー全20サ イトである。

#### (2)品質管理

まず、MAにおける反射強度データから推定され た相対湿度と解析雨量の関係について述べる。解析 雨量は、高度2000m付近のレーダー反射強度と地上 雨量計による観測データを基に作成されたデータ (永田・辻村 2006)であり1時間積算降水量観測とし て同化される。つまり、解析雨量は、落下した水物 質の1時間積算値であり同化時刻における大気の 水物質分布の情報が反映された相対湿度の疑似観 測とは基本的に異なるものである。しかし、両者を 同時に同化する場合には、解析雨量と相対湿度の疑 似観測に含まれる反射強度データの観測誤差情報 が重複することで解析に悪影響を及ぼすことが懸 念される。そのため、疑似観測データの推定には解 析雨量の作成で利用された高度2000m付近の反射 強度データを利用していない。

次に、反射強度データの利用法について述べる。 観測される反射強度は、レーダーサイトからの距離 が大きくなるに従って観測誤差も大きくなる。その ため、サイトを中心とした半径200km圏内のデータ のみを疑似観測の推定に利用している。また、推定 に利用される反射強度データの解像度は、動径方向 に500m、偏角方向に360/512°である。このような 空間的に非常に密なデータを扱うためには、代表性

第一推定値 (MSM予報値) ーダーシミュレータで 計算された反射強度 地上レーダーで 観測された反射強度 リトリーバル手法による相対湿度推定 相対湿度 相対湿度 疑似観測デ-相対湿度 疑似観測 疑似観測 JNoVA FT=-2 FT=-1 FT=0 -120min —60 m i r Omin インナ モデル (水平解像度 15km) 予報 ーモデル(水平解像度 5km) (水平解像度5km - データ同化窓 (3 時間) 初期時刻

図 1.3.1 メソ解析における反射強度データと JNoVA の関係を示した処理の流れ図。

<sup>1</sup> 幾田 泰酵



図 1.3.2 2009 年 7 月 24 日 12UTC の福岡地点 におけるゾンデ観測と疑似観測。実線はゾンデ 観測の相対湿度プロファイル、点線は 0℃高度 を表す。●と×は、推定された相対湿度。ただ し、×は推定時の品質管理によって除外された データを示す。

誤差を考慮する必要が生じる。代表性誤差による影響を軽減し観測データの情報を抽出するために、デ ータをMAのインナー解像度15kmと同じ解像度で 平均化する処理を行う。さらに、それらの平均化さ れたデータは、データ間の水平誤差相関が十分に小 さくなる程度に間引く必要がある。この間引き間隔 は、統計処理の結果を基に水平方向に60km、鉛直 方向に500mとした。

なお、MSMの固体降水による反射強度にはバイ アスがあることが知られている(Eito and Aonashi 2009)。そのため、雪・霰から推定された疑似観測 データは品質管理により排除し、データ同化には利 用しない。作成された疑似観測データは、MAのデ ータ同化窓の3時間において、解析時刻(FT=0)、解 析時刻の1時間前(FT=-1)、解析時刻の2時間前 (FT=-2)の1時間毎のタイムスロットでデータ同化 される(図1.3.1)。

#### (3)相対湿度の疑似観測データ

相対湿度の推定例としてゾンデ観測との比較を 図1.3.2に示す。相対湿度の疑似観測の水平位置は、 インナーモデルの格子に合わせてあるため、ゾンデ 観測地点と一致しない。そこでゾンデ観測地点を中 心とする1辺0.5度の正方領域内で推定された疑似観 測を比較対象として選んだ。融解層より上層にあた る高度約6000m以上における疑似観測データは、前 述のとおり品質管理により除外される。また、相対 湿度推定に用いられる第一推定値の反射強度のサ ンプル数が少ないなどの理由から、疑似観測データ



**TEMP[0]** 15 PILOT[0]: 0 WPROF[0]: 97 DPR[0]: 8558 REFRH[0]: 1539 図 1.3.3 ゾンデ観測(TEMP)、航空機観測(PILOT)、ウィンド プロファイラ(WPROF)、ドップラー速度(DPR)とレーダー 反射強度から推定された相対湿度(REFRH)のデータ分布。数 字は利用されたデータ数。2011 年 5 月 12 日 00UTC のメソ 解析の例。

推定の信頼度が低くなる場合がある。そのようなデ ータについても品質管理によって非利用データに 分類される。

品質管理を通過しMAで利用された疑似観測デー タの分布を図1.3.3に示す。このデータ分布から名瀬 や静岡レーダーなどのドップラー化されていない レーダーサイト周辺でも疑似観測データが作成さ れ同化されていることが分かる。また、間引かれる データは観測される反射強度の密度や、サイトから の水平距離と高度によって設定された観測誤差に 依存するため、同化される疑似観測データの位置は 解析ごとに異なる。

#### (4)疑似観測データ同化の効果

疑似観測の利用が解析に与える効果を図1.3.4に 示す。図1.3.4(a)は、第一推定値からシミュレート されたMSMの初期時刻における反射強度である。 同時刻の観測(図1.3.4(c))と比較すると反射強度の 極大値の位置が異なる。図1.3.4(b)は、疑似観測を 利用したMAによって作成した解析値からシミュレ ートした反射強度である。データ同化によって、第 一推定値(図1.3.4(a))の観測(図1.3.4(c))に対する 位置ずれ誤差が改善されていることが確認できる。

#### 1.3.3 解析予報サイクル実験

反射強度データから推定された相対湿度の疑似 観測データ同化がメソ数値予報システムに与える 効果を確認するため解析予報サイクル実験を行っ た。ただし、冬季に関しては、融解層より上層の疑



図1.3.4 2009年7月24日09UTCの福岡レーダー-0.7度の仰角における反射強度データ同化の有無による反射強度 比較。(a)第一推定値から計算した反射強度、(b)データ同化後のMSM初期値から計算した反射強度と(c)観測され た反射強度。



図 1.3.5 2009 年 7 月 19 日~26 日の期間における MSM の対解析雨量の(a) エクイタブルスレットスコアと(b) バイアススコア。横軸は閾値(前 3 時間積算降水量)。緑線が従来予報(Control)で、赤線が反射強度データを利用した予報(Test)。ここで、検証は 20km 格子の領域で行い、検証格子の中の平均値を対象とした。また、解析雨量の領域のうち陸域と海岸から 40km 以内を検証に用いた。



図 1.3.6 2009 年 7 月 19 日~26 日の期間における MSM の 3 時間相対湿度予報のラジオゾンデによる検証。縦 軸が高度 (hPa)、横軸が (a) 平均誤差 (%) と (b) 平方根平均二乗誤差 (%)、緑線が従来予報 (Control)、赤線が反 射強度データを利用した予報 (Test)。

似観測データを利用していないため解析に与える 影響は非常に小さいことから、ここでは夏季の実験 期間2009年7月19日から2009年7月26日までの結果 について示す。実験環境は、2011年2月時点のルー チンのMAとMSMを基に構築されたものである。反 射強度を利用しない設定の実験をControlとし、反 射強度を利用する設定の実験をTestとする。 降水量予報に対するエクイタブルスレットスコ



図 1.3.7 降水予報の改善例。2009 年 7 月 25 日 15UTC 初期値からの 12 時間予報における前 3 時間降水量予想。 (a) 従来予報(Control)、(b) 反射強度データを利用した予報(Test)、(c) 該当する時間の解析雨量(観測値)。

ア(図1.3.5(a))では、ControlとTestの間の差は小さ く、バイアススコア(図1.3.5(b))では、低閾値にお いてTestの改善がみられる。予報開始3時間後の相 対湿度の鉛直プロファイルの平均誤差(図1.3.6(a)) と平方根平均二乗誤差(図1.3.6(b))では、700hPa 付近にControlに対してTestの改善が認められる。夏 季において疑似観測データの多くは700hPa付近で 同化されるため、その効果が予報における相対湿度 のプロファイルの改善に寄与したと考えられる。

降水分布の改善例を図1.3.7に示す。Controlの降 水量分布と観測された降水量分布には大きな差が みられる。しかし、Testの降水量分布は、Control と比較して観測の降水量分布に近く、反射強度デー タの利用によって位置ずれが修正され降水量予報 が改善されている。

#### 1.3.4 まとめ

本節では2011年6月9日00UTCに現業化された MAにおける反射強度データ利用の概要と効果を述 べ、解析予報サイクル実験の結果を基に、反射強度 から推定された相対湿度をデータ同化することに よって、水蒸気プロファイルや降水予報が改善する ことを示した。

なお、数値予報課では、局地モデルの初期値作成 のための局地解析においてもレーダー反射強度デ ータ利用を計画している。この局地解析は、データ 同化手法として3次元変分法を利用し解析の分解能 も5kmと、MAとは大きく異なる解析システムとな る予定である。そのため、局地解析に適したレーダ ー反射強度データ同化手法の確立を目指し開発を 進めている。

#### 参考文献

石川宜広, 2007: ドップラーレーダーデータの利用. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 102-103.

- 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.
- 永田和彦, 辻村豊, 2006: 解析雨量及び降水短時間 予報の特性と利用上の注意点. 平成18年度量的予 報研修テキスト, 9-24.
- 深尾昌一郎, 浜津享助, 2009: 気象と大気のレーダ ーリモートセンシング. 京都大学学術出版会, 502 pp.
- 本田有機,2010: 非静力学メソ4次元変分法. 数値予 報課報告・別冊第56号,気象庁予報部,19-20.
- 本田有機, 澤田謙, 2010: 非静力学メソ4 次元変分 法. 数値予報課報告・別冊第56 号, 7-37.
- 山田芳則 2003: 雲の物理過程. 数値予報課報告・別 冊第49号, 気象庁予報部, 52-76.
- Caumont, O., V. Ducrocq, É. Wattrelot, G. Jaubert,
  S. Pradier-Vabre, 2010: 1D+3DVar assimilation
  of radar reflectivity data: A proof of concept. *Tellus A*, 62, 173–187.
- Eito, H. and K. Aonashi, 2009: Verification of Hydrometeor Properties Simulated by a Cloud-Resolving Model Using a Passive Microwave Satellite and Ground-Based Radar Observations for a Rainfall System Associated with the Baiu Front. J. Meteor. Soc. Japan, 87A, 425-446.
- Olson, W. S., C. D. Kummerow, G. M. Heymsfield, and L. Giglio, 1996: A method for combined passive-active microwave retrievals of cloud and precipitation profiles. J. Appl. Meteor., 35, 1763–1789.

### 1.4 全球解析におけるMODIS極域大気追跡風の利 用法の改良<sup>1</sup>

#### 1.4.1 はじめに

大気追跡風(AMV:Atmospheric Motion Vector) は連続する複数枚の静止気象衛星(15~60分間隔) もしくは極軌道衛星(約100分間隔)で撮影された画 像を基に、雲塊や水蒸気のパターンの移動を追跡して 算出された風ベクトルデータである。これらのAMV の特徴・算出方法・解析前処理などの詳細は、計盛・ 中村(2005)、山下・今井(2007)および山下・下 地(2011)を参照されたい。

本節では、2011年2月2日に全球数値予報システムへ 導入されたMODIS極域AMVの利用方法の改良につ いて述べる。全球数値予報システムでは、図1.4.1の ように5つの静止気象衛星および2つの極軌道衛星か ら得られたAMVを利用している<sup>2</sup>。今回対象となる AMVは、北(南)緯60度以北(南)に分布する極域AMV である。これらは、米国の地球観測衛星Terraおよび AquaのMODIS<sup>3</sup>センサを基に算出された風ベクトル データである。

以下、第1.4.2項でその改良目的を説明する。第1.4.3 項ではその改良の際に利用する新規極域AMV(第 1.4.2項で説明)と本改良以前のルーチンで利用され た極域AMV(以下CIMSS\_PAMVと呼ぶ)とを比較 した調査結果を示し、第1.4.4項ではその調査を踏ま えた改良の内容を説明する。第1.4.5項では改良後の 観測システム実験(OSE)を報告し、第1.4.6項では 本改良によるデータ同化の効果を確認する。最後に第 1.4.7項でまとめと今後の課題を述べる。

#### 1.4.2 改良の目的

全球数値予報システムでは、2004年からCIMSS4に よって作成されたCIMSS\_PAMVをインターネット 回線で取得し利用している。しかし、このAMV配信 が遅いため、全球速報解析時に間に合わないことが多 く、データを利用できないといった問題があった。

その後、2004年にCIMSSで開発された極域AMV作 成アルゴリズムがNOAA<sup>5</sup>/NESDIS<sup>6</sup>へ移植<sup>7</sup>され、

- <sup>3</sup> Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (中 解像度画像分光放射計)
- <sup>4</sup> Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies (米国ウィスコンシン大学の気象衛星研究共同研 究所)
- <sup>5</sup> National Oceanic and Atmospheric Administration (米国海洋大気庁)

<sup>6</sup> National Environmental Satellite Data、 and

Information Service (環境衛星・資料情報局)



- 図 1.4.1 2011 年 7 月 11 日 00UTC 全球サイクル解 析時に利用された AMV の分布。極域に記した下 線つき斜体字の衛星名は極軌道衛星、それ以外は 静止気象衛星。MTSAT-2 は、ひまわり 7 号。
- 表 1.4.1 Ea および Da の北極域における 3 つの極 域 AMV の入電状況。各数値は 2010 年 4 月 9 日~
  8 月 11 日の 1 解析あたりの平均入電数を示す。Ea の入電率は Da の入電数に対する Ea の入電数の割 合(%) で示したものである。

	Ea	Da	Ea <b>の入電率(%</b> )
CIMSS_PAMV	3971	16250	24
NESDIS_PAMV	870	12402	7
CIMSS_DPAMV	5274	12310	43

GTS<sup>8</sup>回線への極域AMV(①)の配信が開始された。 また、CIMSSではデータ作成から配信までの時間が 短いという速報性を重視して、北・南極域の受信局か ら直接衛星データを受信し、AMV(②)を作成配信 するシステムの運用を2006年に開始した。

このような背景から、前述の①と②のAMVを利用す ることにより、極域AMV配信が全球速報解析時に間 に合わないという問題の解消と全球速報・サイクル解 析時の極域AMVデータ分布の拡大が期待される。さ らに、CIMSSとNESDISが相互にデータを補完する ことで極域AMVを安定的に利用できることから、極 域の解析精度のさらなる改善が見込まれる。以下、前 述①のAMVをNESDIS\_PAMV又はNESDIS 版極域 AMV、同②のAMVをCIMSS\_DPAMV又はCIMSS 版直接受信極域AMVと呼び、これら2つのAMVを新 規極域AMVと呼ぶ。

## 1.4.3 新規極域AMVとルーチン利用中の極域 AMV (CIMSS\_PAMV)との比較

(1) 入電数とデータ分布比較

表1.4.1に、3つの極域AMVの2010年4月9日~8月11

<sup>1</sup>山下浩史

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> メソ数値予報システムでは、MTSAT の AMV のみを利 用している。

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> CIMSS の極域 AMV 作成アルゴリズムは移植後にアッ プデートされており、NESDIS で算出されるものとは異 なる。

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup> Global Telecommunication System (全球気象通信シス テム)



図 1.4.2 3 つの極域 AMV の北極域におけるデータ分布の例(2011 年 7 月 23 日 00UTC の Da)。左から、 CIMSS\_PAMV, NESDIS\_PAMV, CIMSS\_DPAMV である。プロットされている AMV は、赤:赤外、青:水蒸 気、緑:晴天域水蒸気センサから算出されたもの。CIMSS\_PAMV の水蒸気 AMV には、晴天域水蒸気 AMV も 含まれる。



- 図 1.4.3 3 つの極域 AMV の風速 D 値ヒストグラム。
   2010 年 7 月の北極域赤外上層 (400hPa を含む上層)
   の結果を示す。横軸は風速 D 値 (m/s)、縦軸はサン
   プル数を各 AMV のカッコ内の最大数で規格化した
   値である。
- 表 1.4.2 3 つの極域 AMV の精度。図 1.4.3 の D 値統 計結果を ME (m/s) および STD (m/s) で示す。

	ME (m/s)	STD (m/s)
CIMSS_PAMV	-0.37	3.59
NESDIS_PAMV	-0.30	3.71
CIMSS_DPAMV	-0.24	3.52

日の1解析あたりの期間平均の入電状況を全球速報解 析(Ea)および全球サイクル解析(Da)について、 示したものである。日々の予報で直接関わる予報プロ ダクトは、Eaをベースとした全球予報(Ef)であり、 Eaで高品質データを多く利用するほど、予報精度向 上につながりやすい。表1.4.1から、Eaでは NESDIS\_PAMVの入電数が少ない一方、 CIMSS\_DPAMVは入電数が多い。Daでは、新規極域 AMVは各々ほぼ均等な割合で入電しているが、 CIMSS\_PAMVに比べやや少ない。また、3つの極域 AMVのデータ分布比較(図1.4.2)では、 CIMSS\_PAMVおよびNESDIS\_PAMVはほぼ同様な 分布であるのに対し、CIMSS\_DPAMVでは他の2つの 極域AMVでは算出されない領域で算出されている。 CIMSS\_DPAMVは改良目的の速報性・データ分布の 拡大に適したデータとなっている。

#### (2) 新規極域AMVの精度

新規極域AMVを対象に風速D値(観測値-第一推定 値)の平均誤差(ME)、標準偏差(STD)による精 度調査を行い、CIMSS\_PAMVとの比較を行った。結 果の一部を図1.4.3や表1.4.2に示す。使用した第一推 定値はルーチンのGSM6時間予報値、比較期間は2010 年7月の一ヶ月間で、QI値60<sup>9</sup>以上のデータを対象と した。なお、使用した第一推定値には、CIMSS\_PAMV の効果が反映されているため、CIMSS\_PAMVについ ては他の極域AMVに比べ良い結果が得られやすいこ とに留意願いたい。

極域AMVのヒストグラム比較では、3つの極域AMV は共に総じてガウス分布に近い形状である<sup>10</sup>。STDで 見ると新規極域AMVは共に中・上層風3~4m/sの範囲 内で山下・今井 (2007)の調査とほぼ同等の特性が みられるが、CIMSS\_PAMVと比べると CIMSS\_DPAMVのSTDは小さく、NESDIS\_PAMV のSTDは大きい傾向である。また、MEは全体的にや や負バイアス傾向が見られたが、CIMSS\_PAMVと比 べると改善が見られる(図略)。

#### (3) QI値に対する風速D値のMEおよびSTD

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup> EUMETSAT (European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites: 欧州衛星開発 機構)が提唱する 0~100 までの Quality Indicator (品質 管理指標)で値が大きいほどよい (Holmlund 1998)。
QI 値 60 はルーチンの品質管理で使用する閾値である。
<sup>10</sup> 気象庁が全球・メソ解析で採用している 4 次元変分法 では、使用するデータの誤差がガウス分布に従うことを仮 定しており、D 値がガウス分布をなす観測は同化利用に適 したデータであることを示している。



図 1.4.4 NESDIS\_PAMV の QI 値に対する風速及び風速 D 値の ME と STD およびデータ数。左図は、2008 年 2 月の Terra 衛星から算出された北極域中層水蒸気 AMV の統計値。右図は、2008 年 1 月の Terra 衛星から算出 された北極域赤外中層 AMV の統計値。中層は 400hPa から 700hPa の層を表す。赤線は平均風速(m/s)、緑線 は風速 D 値 STD (m/s)、青線は風速 D 値 ME (m/s)、黄線はデータ数である。



図 1.4.5 風速 D 値相関による観測誤差相関の調査結果。Terra 衛星から算出された CIMSS\_PAMV の赤外中層 AMV のルーチン GSM に対する D 値平均相関を示している。調査期間は 2010 年 4 月 10 日~5月9日。色分けは、相関係数である。

図1.4.4は、NESDIS\_PAMV におけるQI値と平均風 速、風速D値のMEおよびSTDの関係を示したもので ある。3つの極域AMVは、以下のような傾向が見られ る(図1.4.4左図)。

- ・平均風速が大きいほどQI値が高い。
- ・データ数はQI値が低いほど多い。
- ・風速D値のMEやSTDの大きな変動はどのQI値で も見られない。

また、NESDIS\_PAMVの北極域赤外中~下層および 南極域の赤外上層AMVでは、以下のような異なった 特徴が見られる(図1.4.4右図)。

- ・QI値76-84および96以上で平均風速の減少と風速 D値の負バイアスおよびSTDが大きい。
- ・この特徴は北・南極域共に冬に見られる。

#### 1.4.4 改良の内容

 第1.4.3 項の特徴を踏まえ、新規極域AMVを CIMSS\_PAMVに追加する形で利用する。利用するに あたり、以下の5つの項目の改良もしくは品質管理 (QC)の強化を行った。

#### (1) データの利用優先度選択

第1.4.3項からNESDIS\_PAMVはEaに間に合うデー タ数が他の極域AMVと比べて少ないこと、その精度 は風速D値のMEやSTDから他の極域AMVと比べて 表 1.4.3 風速 D 値相関の大きい AMV リスト。上層は 400hPa を含む上層を表す。中層は図 1.4.4 に同じ。

作成元のAMVの種類	AMVの地域・高さ・種類
CIMSS_PAMV (ルーチン利用中の極域AMV)	北極域赤外中層AMV
CIMSS_DPAMV (CIMSS 版直接受信極域AMV)	北極域晴天域水蒸気中層AMV
NESDIS_PAMV (NESDIS 版極域AMV)	北極域赤外・水蒸気上層AMV 北極域水蒸気中層AMV 南極域水蒸気上層AMV

やや劣ること、赤外AMVのQI値が他の極域AMVには 見られない不自然な特性を持つことなど他の極域 AMVに比べてネガティブな特徴が見られた。そのた め、他の極域AMVより優先度を下げて利用すること とした。なお、CIMSS\_PAMVとCIMSS\_DPAMVは、 同じ優先度で利用する。

#### (2) 風速D値相関の大きいAMVの除去

AMVなどの衛星による観測は、単一センサで広い領 域を密に観測するため、隣接する観測には誤差の相関 があると考えられている。現在の全球数値予報システ ムでは観測誤差相関を考慮していないため、観測誤差 相関のあるデータをそのまま全て使用した場合、解 析・予報値が劣化するおそれがある(山下・下地 2011)。 そのため、3つの極域AMVについて、観測誤差相関に 関する調査(風速D値相関で代用)を行った。風速D 値相関の大きい例としてCIMSS\_PAMVの北極域赤 外中層AMVについて図1.4.5に示す。その結果、表 1.4.3に示したデータについては風速D値相関が大き いとして、解析には利用しないようにした<sup>11</sup>。

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup> D 値には観測誤差と第一推定値の誤差の情報が含まれ るので、厳密な意味で観測誤差と第一推定値の誤差相関の 分離は困難である。そこで同一高度におけるセンサ毎(赤 外・水蒸気など)の AMV の風速 D 値相関の特徴を比較 する。例えば、あるセンサでは D 値相関が 0.2 となる距



図 1.4.6 極域 AMV の気候学的チェックでリジェクトされる領域(灰色の塗りつぶし)。(旧)は 2011 年 2 月 2 日 より前の設定を示す。これは、ECMWF の実験結果を参考に作成されたもの。(新)は 2011 年 2 月 2 日以降の設 定で、2008 年の 3 つの極域 AMV の風速 D 値統計結果を参考に作成したもの。それぞれ各センサの AMV 別に 示している。

#### (3) 等距離間引き

極域AMVの解析前処理では、データ間引き箱<sup>12</sup>を概 ね150km毎に用意し、その各々の箱の中に1つのAMV が残るような間引き処理(等距離間引きと呼ぶ)を行 っている。しかし、箱の中央に1つのAMVが残れば 問題はないが、必ずしも箱の中央に残るとは限らない。 そのため、間引き後の隣接箱のAMV距離が150km未 満になることがあり、本改良前ではそのまま同化され ていた。本改良時には、観測誤差相関を考慮して、隣 接箱のAMV距離が150km未満を対象に片方の間引き 箱データを削除する処理を追加することとした<sup>13</sup>。

#### (4) 気候学的チェック

気候学的チェックは、解析前処理のQCの一つで、 気候学的に妥当な値が報じられているかをチェック し、明らかに異常と判断できるような誤差の大きいデ ータを除去することを目的としている(大野木 1997; 山下・今井 2007)。従来の極域AMVの気候学的チェ ックは、ECMWFの実験結果(Bormann et al. 2002) を参考に構築・運用を行ってきた。今回の改良では、 2008年を対象として実施した3つの極域AMVのD値 統計結果を参考にして、静止衛星AMVに適用してい るMEおよびSTD許容基準(上層STD: 5m/s、中層 STD: 4m/s、下層STD: 2m/s、MEはそれぞれ2m/s を許容)(山下・今井 2007)を適用し、気候学的チ ェックの改良を行った(図1.4.6)。今回の改良を行っ たことによって、主に中・下層風の利用拡大がなされ たことが分かる。

その他、前述のデータ利用優先度選択で、他の極域 AMV に は な い QI 値 特 性 が 確 認 さ れ た NESDIS\_PAMVを使用する場合は、風速D値の負バ イアスの顕著な部分(QI値76-84および96以上)は利 用しないこととした。

#### (5) 観測誤差の設定

極域AMVを利用する際には、QI値が低くなるほど 観測誤差が大きくなるよう、適当な係数を観測誤差に 乗じることで観測誤差調整<sup>14</sup>を行ってきた。しかし、 極域AMVのQI値が小さい場合(NESDIS\_PAMVを除 く)でも目立った風速D値のMEやSTDの悪化は見ら れないため、静止衛星AMVと同様に観測誤差調整を 廃止した。

#### 1.4.5 観測システム実験(OSE)

第1.4.4項の改良による解析・予報精度の評価を行う ために、北半球の夏冬それぞれの一ヶ月間強のOSE を行った。実験の概要を表1.4.4に示す。

#### (1)OSEの評価方法

第1.4.4項の改良による極域AMVのデータ同化を行ったものをTEST、同改良なしをCNTLとして、評価を行った。なお、台風の評価は気象庁太平洋台風センターで作成された台風解析値からの平均台風進路予報誤差を用いた。

離が 150km で、別センサでは図 1.4.5 のように 500km を 超えるような場合は、別センサ側に観測誤差相関、観測バ イアスおよび第一推定値の誤差のいずれかの影響が大き いと判断し、解析には利用しないこととした。

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup> 極域 AMV では 150km(経度方向) ×150km(緯度方 向) ×100hPa(高さ方向)、静止衛星 AMV では 200km ×200km×100hPaの箱のことである。

<sup>&</sup>lt;sup>13</sup>静止衛星AMVにはすでに導入済みである。

<sup>&</sup>lt;sup>14</sup> QI 値 60、100 の場合、観測誤差はテーブル設定値のそれぞれ 2 倍、0.88 倍。



表 1.4.4 実験の概要



図 1.4.7 南半球のゾンデに対する冬(上段)夏(下段) 実験の解析・第一推定値の東西成分風速の ME(m/s: 左側)・RMSE(m/s:右側)の鉛直プロファイル。各 線は TEST 解析(赤)、CNTL 解析(橙)、TEST 第一 推定値(青)、CNTL 第一推定値(緑)である。

#### (2)OSEの結果

# ①ゾンデに対する解析・第一推定値の平均誤差 (ME)・平方根平均二乗誤差(RMSE)

南半球のゾンデに対する冬・夏実験の解析・第一推 定値の東西成分風速のME、RMSEを図1.4.7に示す。 冬実験では、200~500hPa付近で第一推定値の負バイ アスの解消傾向と300hPaから下層でRMSEの改善傾 向が見られる。一方、300hPaより上層のRMSEでは やや改悪傾向が見られる。300hPaより上層のデータ を利用しない影響が出ているかもしれない。今後の更 新時にこれらの確認を行い、必要に応じて解析前処理 の修正を行う予定である。その他の領域、風以外の要 素、および夏実験では、大きな変化は見られなかった (図略)。

### ②初期値に対する予報RMSE改善率

予報初期値に対する冬・夏の予報RMSE改善率を図 1.4.8に示す。冬実験では、概ねどの要素についても3 日目以降の予報の改善(CNTLに比べTESTの予報誤 差が減少したことをさす)が見られる。特に3~4日予 報の南半球では250hPa風速を除くどの要素でも有意 な改善となっている。一方、夏実験では、どの要素に ついてもほぼCNTLと同じ結果が得られている。5日 目以降の850hPa風速以外の要素の予報は、熱帯や南 半球では改善する傾向だが、北半球では逆に改悪する 傾向がみられる。しかし、ゾンデに対する東西成分風 速や気温・高度場の鉛直プロファイル(図略)では CNTLとほぼ同じないし改善する傾向が見られた。北 半球の改悪傾向の結果は有意とはいえず、ゾンデ検証 結果からも大きな問題はないものと判断した。



図 1.4.8 予報初期値に対する 1~9 日予報の冬・夏実験の予報 RMSE 改善率((CNTL-TEST)/CNTL)。上段が冬実験(2010 年 1 月)、下段が夏実験(2010 年 8 月)。各要素は次に示すとおり。Psea:海面気圧、T850:850hPa 気温、Z500:500hPa 高度場、Wspd850:850hPa 風速、Wspd250:250hPa 風速。横軸は予報時間。縦軸は改善率で正の値(黄色領域)が大きいほど良く、負の値(灰色領域)が大きいほど悪いことを表す。TEST と CNTL の違いに対し、有意水準 0.025 で片側検定を行い、有意といえる場合に丸印を付けている。



図 1.4.9 台風平均進路予報誤差(km:縦軸)。夏実験期間中(台風第4号~第10号まで)の00,06,12,18UTC 各初期値を対象。横軸は予報時間を示している。TEST が赤、CNTL が青、サンプル数が赤点で示されている。 エラーバーは誤差の発生が正規分布に従うと仮定した場合の95%信頼区間を表す。図中の緑の▼は両実験の差が 有意であることを示す(上段はデータ系列の相関を考慮、下段は考慮なし)。



図 1.4.10 極域 AMV の北半球予報への影響。2010 年 12 月 1 日 12UTC 初期値予報の極域 AMV 利用の有無による 300hPa 高度予報差(m)を色の塗りつぶしで示している。上段は、300hPa 高度場予報の差、下段は、上段の北 緯 40 度線上の鉛直断面図を示している。青矢印は極域 AMV 利用による影響が伝搬するとみられる方向を示して いる。上段の等高線は極域 AMV 利用ありの 300hPa 高度で間隔は 120mである。本文中のジェット気流は、等高 線の混んだ部分に相当する。

#### ③台風進路予報誤差

図1.4.9に夏実験時に発生した台風第4号~第10号ま での7つの台風における平均台風進路予報誤差の結果 を示す。48時間予報以降ではTESTはCNTLに比べ、 やや改善する傾向が見られる。

#### 1.4.6 データ同化で期待される効果

極域AMVの利用法の改良による効果は、極域AMV 利用の有無による解析・予報差(図1.4.10)を見るこ とで概ね確認できる。解析・予報へのインパクトは、 次のA~Bによって生じると考えられる。

- A: 北(南)緯60度以北(南)の北(南)極域に極域AMV を同化することにより、その情報が解析場に反映 される(図1.4.10の初期値差より)。
- B: Aの効果が予報にも反映される。主に極域や中緯 度帯のジェット気流に沿って、その効果が伝搬す る(図1.4.10の初期値及び2日予報の青矢印より)。 また、対流等を通じて下層へも伝搬する。(特に

図1.4.10の4日予報および6日予報の北緯40度線 上の鉛直断面図の予報差より)。

日本などの中緯度帯では、極域AMVは4日目あたり からの予報に影響をもたらすものと思われる。具体的 には、中緯度帯トラフ・リッジの移動速度の差となっ て現れる。それが、高・低気圧の発生・移動・発達に 影響を与え、天気変化(特に降水の強さ、タイミング) や偏西風帯の台風の移動にも影響すると考えられる。

#### 1.4.7 まとめと今後の課題

極域の解析精度改善を目的として、数値予報ルーチ ンで利用中のMODIS極域AMVにNESDIS 版極域 AMV とCIMSS 版直接受信極域AMVの追加利用と 利用方法の改良を行った。夏冬それぞれ一ヶ月強の OSEを行った結果、ゾンデに対する解析・第一推定値 の風の場が改善された。また、予報RMSE改善率では、 冬実験では南半球を中心に概ねどの要素でも3~4日 予報の改善が見られ、夏実験では、ほぼCNTLと同じ 結果が得られた。台風進路予報誤差は48時間予報以降 改善傾向が見られた。それらの改良の効果は、中緯度 帯トラフ・リッジの移動速度の差となって現れること を確認した。これらの結果から、本節で述べた改良が、 2011年2月2日に全球数値予報システムに導入された。

極域AMVの今後の課題は以下の2つである。まず、 米国の極軌道衛星NOAAや欧州の極軌道衛星Metop に搭載されているAVHRR<sup>15</sup>センサから算出された極 域AMV(AVHRR\_AMV)の利用である。MODIS極 域AMVの算出元の衛星TerraおよびAquaが、それぞ れ1999年、2002年に打ち上げられてから10年前後経 過し、衛星の設計寿命を超えいつ故障してもおかしく ない状態にある。このため、数値予報精度維持の観点 から、これらの代替ともなるAVHRR AMVの利用が 重要である。AVHRR\_AMVは、CIMSSやNESDISで 算出されている。全観測数は、MODIS極域AMVのお よそ1/5程度である。実際に、MODIS極域AMVを使 用しない条件下でAVHRR\_AMVのOSEを行ったとこ ろ、AVHRR\_AMVを用いた方が用いない場合に比べ、 数値予報精度改善に寄与することが確認された(図 略)。

もう1つは、極軌道衛星と静止衛星の合成画像から 算出されるAMV(LEO/GEO\_AMV)の利用である。 これらは、CIMSSが現在開発中のAMVで、AMVの空 白域である南北両半球の緯度60度付近(図1.4.1を参 照)をカバーするように算出される。緯度60度付近は、 対流圏ジェット、ストームトラックの位置に相当する ことから、初期場の誤差が予報で大きく発展すること が知られている(Hodyss and Majumdar 2007)。そ のため、初期場の誤差を小さくし、数値予報精度を向 上させるにはLEO/GEO\_AMVは重要なデータである。 このデータはすでにインターネット上で公開されて おり、NRL<sup>16</sup>では2010年11月から数値予報に利用さ れている。全球数値予報システムを用いた2週間程度 のOSEでは、対流圏の中高緯度での3~5日予報の風 の場の改善が確認されている(図略)。

これらのAVHRR\_AMVおよびLEO/GEO\_AMVは、 共に数値予報精度維持向上が確認され、スーパーコン ピュータシステムの更新が終了次第、全球数値予報シ ステムに反映させる予定である。

#### 参考文献

- 大野木和敏, 1997: データ品質管理と解析前処理. 数 値予報課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 17-61.
- 計盛正博,中村佳之,2005: MODIS極域風の同化.数 値予報課報告・別冊第51号,気象庁予報部,76-81.
- 山下浩史, 今井崇人, 2007: 大気追跡風. 数値予報課 報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 36-56.
- 山下浩史,下地和希,2011:高頻度大気追跡風.数値 予報課報告·別冊第57号,気象庁予報部,36-56.
- Bormann, N., J.-N. Thépaut, J. R. Key, D. Santek, and C. S. Velden, 2002: Impact of polar cloud track winds from MODIS on ECMWF analyses and forecasts. Preprints, 15th Conf. on Numerical Weather Prediction, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 15–18.
- Hodyss, D. and S. J. Majumdar, 2007: The contamination of 'data impact' in global models by rapidly growing mesoscale instabilities. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 1865–1875.
- Holmlund, K., 1998: The utilization of statistical properties of satellite-derived atmospheric motion vectors to derive quality indicators. *Wea. Forecasting*, 13, 1093–1104.

<sup>16</sup> Naval Research Laboratory (米海軍研究所)

<sup>&</sup>lt;sup>15</sup> Advanced Very High Resolution Radiometer (改良型 高分解能放射計)

1.5 週間アンサンブル予報における初期摂動作成 手法の改良<sup>1</sup>

#### 1.5.1 週間アンサンブル予報システム

週間アンサンブル予報システム(以下、WEPS) は週間天気予報の支援を目的に運用されており、51 メンバー(50の摂動ランと1つのコントロールラン) からなるアンサンブル予報を行い、各メンバーの予 報、予報のアンサンブル平均やスプレッド、気温や 降水等の各種確率情報等の資料が利用されている (林・川上 2006)。本節では、2011年3月に現業化 したWEPSの初期摂動作成手法の改良について述 べる。なお、メンバーやアンサンブル平均といった アンサンブル予報特有の用語やその定義式につい ては、付録B.1.4,B.2.3に説明がある。アンサンブル 予報の基礎については、山根(2002)や高野(2002) などを参照されたい。また、最新のWEPSの仕様を 付録A.1.3に記載したが、仕様全体の解説は、これま での改良を報告した文献(経田・山口 2006; 酒井 2008; 米原 2008; 米原 2009; 米原 2010等) を参 照されたい。

#### 1.5.2 初期摂動作成手法の改良

WEPSでは、予報の不確実性の原因の一つである 初期値誤差を考慮するため、初期値に摂動(初期摂 動)を加えたものを摂動ランの初期値として用いて いる。今回の初期摂動作成手法の改良では、初期摂 動の振幅の調整と、南半球中高緯度への初期摂動の 導入が施された。これらの変更により、スプレッド の大きさが適正化され、週間アンサンブル予報の精 度の向上が期待される。なお、変更点は初期摂動の みであることから、摂動を加えていないコントロー ルランの予報結果は変わらない。アンサンブル平均、 スプレッド、確率予報への影響は、第1.5.3項で述べ る。

改良後のWEPSについて、初期摂動作成手法の概略を図1.5.1に示す。WEPSの初期摂動は、全球を複数の緯度帯(北半球・熱帯・南半球ターゲット領域) に区分し、ターゲット領域毎に初期摂動を計算した後、それらを重ね合わせて作成される。各ターゲット領域の初期摂動は、特異ベクトル法(Buizza and Palmer 1995)に基づき算出<sup>2</sup>された摂動の振幅を規格化したものである。規格化の条件はターゲット領域毎に設定している。図1.5.1のように北・南半球/熱帯ターゲット領域においては、摂動の500/ 850hPa面(相当のモデル面)気温(T500/T850)の平方根平均二乗(RMS)を規格値0.3Kへスケーリ



図 1.5.1 WEPS の初期摂動作成手法の概略。今回の改 良で変更のあった箇所を赤色斜体文字で強調した。



図 1.5.2 初期摂動の振幅調整に用いられる規格値の年 間時系列。赤線は北半球ターゲット領域、緑線は熱 帯ターゲット領域の旧規格値、また青線は新規格値 である。

ングしている。以下、今回の改良で変更した点を説 明する。

#### (1)初期摂動の振幅の調整

アンサンブル予報では、スプレッドとアンサンブ ル平均のRMSEは統計的にほぼ同じであることが 望ましく(高野 2002)、両者に大きな乖離がある状 態は、アンサンブル平均や確率予報の精度を損なう 要因となりうる。今回の改良前のWEPSでは冬季の 予報前半で北半球中高緯度のスプレッドが過剰な 傾向が顕著であったことから、この状態を改善する ため、初期摂動の振幅の決定方法を見直して、初期 摂動の振幅を調整した。

改良前においては、初期摂動の振幅に気候学的な 季節変化を与えていたが、最近の研究成果 (Miyoshi et al. 2007) に基づき解析誤差の季節変化は小さい と仮定して、一定値で代表するよう変更した。これ らの振幅の調節は、振幅の規格化に用いる規格値に よって行っている。北半球/熱帯ターゲット領域に おける改良前後の規格値を図1.5.2に示す。旧規格値

<sup>1</sup> 山口 春季

<sup>2</sup> 詳細は酒井(2008)等を参照されたい。



図 1.5.3 1 月実験と 9 月実験の、北半球中高緯度 500hPa 面高度場 [m]のアンサンブル平均の RMSE とスプレッド。それぞれ実験期間で平均してある。横軸は予報時間[時]。(左) 1 月実験、 (右) 9 月実験である。緑線と赤線の●は、それぞれ CNTL と TEST のアンサンブル平均の RMSE、黄線と青線の○は、それぞれ CNTL と TEST のスプレッドである。

は、北半球/熱帯ターゲット領域においてT500/ T850の気候学的変動量の12%/24%<sup>3</sup>であり、冬季 に大きく夏季に小さいという季節変化があった。一 定値である新規格値は、改良後の予報においてスプ レッドとアンサンブル平均のRMSEの関係がより 適正となるように調整し、いずれのターゲット領域 でも0.3Kとした。これにより、冬季の初期摂動の振 幅が縮小され、また最近の予報・解析の精度向上を 反映して、通年で初期摂動の振幅が小さくなった。

#### (2) 南半球中高緯度の初期摂動導入

今回の改良前のWEPSでは、20°S以北でのみ初期 摂動を考慮し、南半球中高緯度の初期摂動の算出を 省略することで、北半球中高緯度の予報精度を確保 しつつ割当計算資源の圧縮を図ってきた。今回の改 良では、WEPSの予報結果の日本域に限らない全球 的な利活用性の向上を図るため、割当計算資源を増 加させ、南半球中高緯度でも初期摂動を算出するこ ととし、初期摂動を考慮する領域を全球へ拡大した。 これにより南半球中高緯度において、スプレッドが 過小であるという利活用上の難点が改善され、アン サンブル予報の精度向上も期待される。

改良前においては、北半球ターゲット領域(30°N -90°N)と熱帯ターゲット領域(20°S-30°N)で算 出した初期摂動を重ね合わせて初期摂動を作成し ており、南半球中高緯度の初期摂動を考慮していな かった。改良後は、南半球中高緯度の初期摂動を、 新たに設けた南半球ターゲット領域(90°S-30°S) で算出する。南半球ターゲット領域の緯度帯と特異 ベクトルの計算条件(付録A.1.3参照)は北半球ター ゲット領域のものと同様とした。これに伴い熱帯タ ーゲット領域の南限を20°Sから30°Sに変更した。

#### 1.5.3 改良による予報への影響

今回の改良による予報精度の変化を、改良前後の WEPSによる予報実験結果の比較で示す。実験対象 期間は、2009年1月1日~31日(1月実験)および2009 年9月1日~30日(9月実験)である。以降、改良前 のWEPSによる実験結果をCNTL、改良後のWEPS による実験結果をTESTと呼ぶ。北半球中高緯度 (20°N以北)、熱帯(20°N-20°S)、南半球中高緯 度(20°S以南)のそれぞれにおける検証結果を示す。

#### (1)北半球中高緯度

図1.5.3に、北半球中高緯度における500hPa面高 度場のアンサンブル平均のRMSEとスプレッドの 実験期間平均を示す。

1月実験では、予報中盤でCNTLよりTESTの RMSEが小さく、アンサンブル平均の予報精度が改 善したことが示されている。また、予報期間全体で TESTはCNTLよりスプレッドが小さい。これは TESTの初期摂動の振幅をCNTLのそれより小さく したためで期待通りの結果である。スプレッドと RMSEの大小関係をみると、CNTLではスプレッド が全体的にRMSEに比べて過大だが、TESTではス プレッドはRMSEと同程度かやや小さく、冬季のス プレッドの過剰を改善したことが示されている。

9月実験では、TESTとCNTLのRMSEの差は予報 中盤でもわずかであり、予報精度はおおむね同等で ある。また1月実験同様、予報期間全体でTESTは CNTLよりスプレッドが小さい。スプレッドと RMSEの大小関係をみると、CNTLでは予報前半に スプレッドがRMSEに比べ過大であるが、TESTで は改善されている。一方で、予報後半ではスプレッ

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> 2007年11月のWEPS更新において、熱帯ターゲット領 域における規格値にT850の気候学的変動量の28%を採 用し、2010年12月のWEPS更新において24%に変更し た。



図 1.5.41 月実験の、北半球中高緯度 850hPa 面気温の平年偏差が気候学的分布の標準偏差の 1.5 倍以上の 正偏差/以下の負偏差となる確率予報の BSS と ROC 面積スキルスコア。それぞれ実験期間で平均して ある。横軸は予報時間[時]。(上段) 負偏差となる確率予報の BSS(左)と ROC 面積スキルスコア(右)、 (下段) 上段に同じ、但し正偏差となる確率予報。緑線と赤線はそれぞれ CNTL と TEST である。

ドはRMSEに比べ過小であり、TESTでより顕著と なっているが、予報精度の悪化には至っていない。 このように、北半球中高緯度では今回の改良によ り、スプレッドが減少する。また冬季を中心に、ア ンサンブル平均のRMSEに対するスプレッドの過 剰が改善し、アンサンブル平均の予報精度が向上す る。

北半球中高緯度の確率予報の検証として、 850hPa面気温の平年偏差が、気候学的分布の標準 偏差σに対して-1.5σ以下および1.5σ以上となる 確率4予報のブライアスキルスコア(BSS)とROC 面積スキルスコアを、図1.5.4に1月実験の結果につ いて示す。BSSとROC面積スキルスコアは、値が大 きいほど良い確率予報であることを意味し、定義を 付録B.4に記載した。予報時間後半を中心に両スコ アともTESTはCNTLより大きく、TESTはCNTLよ りも確率予報としての精度が良い。一方、9月実験 では同様の検証による結果から、TESTとCNTLの 確率予報としての精度はおおむね同等であった(図 略)。このように、北半球中高緯度の確率予報につ いても冬季に改善傾向がみられる。

#### (2)熱帯

図1.5.5に、熱帯における850hPa面気温のアンサ

ンブル平均のRMSEとスプレッドの実験期間平均 を示す。

1月実験では、CNTLとTESTのRMSEの差は小さ く、アンサンブル平均の予報精度はおおむね同等で ある。スプレッドは、TESTの初期摂動の振幅が CNTLのそれより小さいため、予報初期からCNTL よりTESTのスプレッドが小さい。スプレッドと RMSEの大小関係を見ると、予報初期を除きスプレ ッドはRMSEに比べ過小であり、TESTでより顕著 となっているが、予報精度の悪化には至っていない。

9月実験では、予報後半でCNTLよりTESTの RMSEが小さく、アンサンブル平均の予報精度は改 善したことが示されている。スプレッドは、予報初 期ではCNTLとTESTは同程度だが、TESTの方がス プレッドの増大率が大きく、予報時間が進むにつれ CNTLよりTESTのスプレッドが大きくなる。スプ レッドの増大率が大きくなったのは、南半球中高緯 度におけるスプレッドが増大し、その影響が熱帯に 波及したためである。スプレッドとRMSEの大小関 係を見ると、1月実験と同様にスプレッドはRMSE より過小であるが、TESTではその傾向が緩和され ている。

このように、熱帯では今回の改良により、初期摂 動の振幅の変更幅が小さい期間において、スプレッ ドの増大率が大きくなり、アンサンブル平均の予報 精度は改善傾向を示している。また、それ以外の期

<sup>4</sup> 平年偏差が正規分布すると仮定した場合、その気候学的 出現確率は約6.7%である。



図 1.5.5 図 1.5.3 に同じ、ただし熱帯の 850hPa 面気温[K]。



図 1.5.6 図 1.5.3 に同じ、ただし南半球中高緯度。

間においては、改良前後の予報精度はおおむね同等 である。

確率予報については、北半球中高緯度と同様の検 証による結果から、1月・9月実験ともCNTLとTEST の予報精度はおおむね同等であった(図略)。

#### (3) 南半球中高緯度

図1.5.6に、南半球中高緯度における500hPa面高 度場のアンサンブル平均のRMSEとスプレッドの 実験期間平均を示す。

1月実験・9月実験とも予報後半でCNTLより TESTのRMSEが小さく、アンサンブル平均の予報 精度が改善したことが示されている。CNTLのスプ レッドは、南半球中高緯度の初期摂動が考慮されて いないために、予報初期からかなり小さい。一方 TESTでは、初期摂動が考慮されているため、スプ レッドがCNTLよりも著しく増大しRMSEにより近 づいている。

確率予報についても、北半球中高緯度と同様の検 証による結果から、1月実験・9月実験ともTESTは CNTLより確率予報としての精度が改善した(図略)。

このように、今回の改良により南半球中高緯度で は、アンサンブル平均と確率予報の精度が向上した。



#### 1.5.3 まとめ

WEPSでは、2011年3月に初期摂動作成手法の改 良が現業化された。今回の改良による予報精度の変 化を、予報実験の結果により示した。北半球中高緯 度の予報では、スプレッドが減少し、冬季を中心に アンサンブル平均および確率予報がおおむね改善 した。熱帯の予報では、初期摂動の振幅の変更幅が 小さい期間において、スプレッドの増大率が大きく なり、アンサンブル平均の予報精度は改善傾向を示 した。南半球中高緯度の予報では、これまで不足し ていたスプレッドが著しく増大し、アンサンブル平 均および確率予報が改善した。

週間アンサンブル予報では、中緯度の総観規模擾 乱の予報の不確実性を把握する上で初期摂動の果 たす役割は大きい。そのため、これまでのWEPSの 開発では初期摂動作成手法の改良を重ねてきた。今 後も、次期計算機上におけるWEPSの高度化(第3.2 節参照)の一環として、初期摂動作成手法の高度化 に取り組み、週間アンサンブル予報の精度向上を図 る計画である。

#### 参考文献

- 経田正幸,山口宗彦,2006:週間アンサンブル予報 平成18年度数値予報課研修テキスト,気象庁予 報部,41-48.
- 酒井亮太, 2008: 気象庁の新しい週間アンサンブル 予報システム. 天気, 55, 515-520.
- 高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. ア ンサンブル予報, 気象研究ノート, 201, 73-103.
- 林久美,川上正志,2006: 現業におけるプロダクト. 数値予報課報告・別冊第52号,気象庁予報部, 34-37.
- 山根省三,2002: 摂動の線形発展の理論. アンサン ブル予報,気象研究ノート,201,21-71.
- 米原仁,2008:週間アンサンブル予報システムの改 良.平成20年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,23-26.
- 米原仁, 2009: モデルアンサンブル. 数値予報課報 告・別冊第55号, 気象庁予報部, 126-137.
- 米原仁,2010:週間アンサンブル予報へのモデルア ンサンブル手法の導入.平成22年度数値予報研修 テキスト,気象庁予報部,62-65.
- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singularvector structure of the atmospheric global circulation. J. Atmos. Sci., 52, 1434-1456.
- Miyoshi, T., S. Yamane, T. Enomoto, 2007: The AFES-LETKF experimental ensemble reanalysis: ALERA. *SOLA*, **3**, 45–48.

#### 1.6.1 はじめに

数値予報課では、MSMを利用した視程分布予想 (以下、視程D)を開発した。視程Dは平面的に視 程を予想するため、一般予報においては陸上や海上 の霧の予想に、航空予報においては地点予想である 飛行場予報向けの視程ガイダンス(高田(2010)。 以下、視程G)を補完する資料および空港以外の地 点における視程の解説資料としての利用が期待さ れる。視程DではMSMのモデル面予報値を使って診 断的に視程を求めており、MSMと同じ予報領域、 予報時間、水平解像度で得られる。但し、座標はラ ンベルト座標から緯度経度座標に変換している。こ こでは、作成手法について解説した後、検証結果と 利用上の留意点について述べる。

#### 1.6.2 作成手法

視程Dでは、MSMのモデル面予報値の降水量、降 雪量、雲水量、相対湿度、風速から光の消散率(光 消散係数o)を求め、それを視程に変換している。 視程計で観測している視程は、色温度2700Kの白熱 灯の平行ビームが大気や大気中に浮遊する粒子に よって散乱吸収されて、照度Eが減少して元の値の 5%になるまでの距離である。照度Eの距離rに対す る減衰率はoを用いて以下の式で表すことができる。

 $dE/dr = -\sigma E$ 

σを平均値とすると、

 $E(r)/E(0) = \exp(-\sigma r)$ 

となり、視程V(km)はEが5%になるまでの距離なので、

$$V = -\ln(0.05)/\sigma \approx 3/\sigma$$

となる。

 $\sigma$ は、空気中に浮遊している浮遊塵、雲粒(霧)、 雨粒、雪による光消散係数( $\sigma_p$ 、 $\sigma_c$ 、 $\sigma_r$ 、 $\sigma_s$ )の和で 与えられる。

 $\sigma = \sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s$ 

浮遊塵による光消散係数σpは、岩倉・岡田(1999) などを参考にするとともに、約10年間の定時および 特別飛行場実況観測(METAR/SPECI)の視程<sup>2</sup>

(10km未満のみ)と相対湿度の関係から作成した、 以下の近似式を用いる。

 $\sigma_{p} = 0.23(1-RH)^{-0.5}$ 

視程Dで予想する際は、RHはモデル面大気最下層

(高度約20m)の相対湿度とし、0~1(相対湿度 100%のとき1)の値をとる。なお、この関係式は高 湿度で成り立たなくなるため、RHは0.85を上限と する。また、降水が予想された場合<sup>3</sup>は、雨による浮 遊塵の洗浄の効果を考えて $\sigma_p = 0$ とする。

雲粒による光消散係数σ<sub>c</sub>は、Gultepe et al. (2006) などを参考にMSMの地表付近の雲水量の比湿QC (g/kg)を使い、以下のように近似する。

## $\sigma_c = 9.0 \times QC^{-0.9}$

ここで、QCはモデル面大気最下層から4層分(高 度約20~200m)の雲水量の和としている。大気最 下層のみでなく4層分を使っているのは、大気最下 層のみでは雲水量が少なく、霧の捕捉率が低かった ためである。なお、係数9.0はMETAR/SPECIの視 程とQCとを比較し、霧の予報頻度が適切になるよ うに決定している。

雨粒による光消散係数σrは、鈴木(1963)など古 くから多くの調査がされており、1時間降水量R (mm)を使って以下のように近似する。

## $\sigma_r = 0.6 \times R^{0.55}$

ここで、係数0.6は2年間のMETAR/SPECIの視程 とモデルの1時間降水量の関係により決定した。

雪による光消散係数 $\sigma_s$ は、藤吉ほか(1983)など を参考に、1時間降雪量SNOW(mm)、風速FF(m/s) を使って以下のように近似する。

#### $\sigma_{s} = 4.8 \times SNOW^{0.7} + 0.07 \times FF$

ここで、係数4.8, 0.07は雨と同様の方法で決定した。風速の項を付加したのは吹雪の効果を取り入れるためであり、SNOWが0.1mm以上予想され、かつ雨が予想されていない場合に限って付加する。なお、FFはモデル面大気最下層の風速とする。

上記の作成手法からわかるように、雨、雪による 光消散係数はモデルの予報値を用いて決めており、 視程の予報精度はMSMの降水量の予報精度に大き く依存する。また霧の予想は、MSMが地上付近に 雲水量を予想するか否かによる。霧、雨、雪の現象 がない場合は、浮遊塵のみによる視程悪化となるが、 相対湿度を85%以下に制限しているために、それだ けで5km未満を予想することはない。浮遊塵による 視程悪化は、その濃度を考慮していないことから、 相対湿度に対応した平均的な視程を示している。

#### 1.6.3 統計検証

ここでは、まず飛行場の観測によって検証し、視 程Gと比較することによって、視程Dの精度と特性 を示す。次に海上の霧の精度をみるために、船舶の

<sup>1</sup> 井藤 智史

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> 実況の視程は1時間内の最低値としている。これは霧、 雨、雪においても同様である。

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> お天気マップと同じく、雨が 0.1mm/h、雪が 0.03mm/h 以上の場合とする。







図 1.6.2 各天気別の視程 G と視程 D の前 3 時間最小視程の TS(上)と BI(下)。検証地点などは図 1.6.1 と同じ。

観測によって検証した結果を示す。

#### (1) 飛行場の観測による検証

図1.6.1は前3時間最小視程が5000,3200,1600, 800m未満となる場合のスレットスコア(TS)、バイ アススコア(BI)である。飛行場のカテゴリ予想を 行っている66空港を対象とし、予報時間FT=6-33、 2010年7月-2011年6月の1年間で検証した。図から 視程DのTSおよびBIは視程Gよりやや劣るものの、 視程Gに近いスコアであることがわかる。つまり、 地点予想である視程Gに近い精度で、平面的な視程 予想が行えることを示している。

次に、各天気(無降水、雨、雪)における検証結 果を図1.6.2に示す。天気の外れによる精度低下を排 除し各天気における視程予想の精度のみを抽出す るために、天気の予想が適中した事例のみで検証し ている。無降水の結果をみると視程DのTSは視程G よりやや劣るが、悪視程の予報精度は同程度である。 BIは1600,800mの予想では視程Dの方が実況の観 測頻度に近い。これは視程Dと視程Gでは同じ説明 変数を使っているが、雲水量の係数が視程Dの方が 大きく、悪視程の予想頻度が増えるためである。雨 の場合は、視程DのTSが視程Gより悪い。これは、 BIをみてわかるように、視程Dの悪視程の予報頻度 が少ないので、悪視程の適中も少なくなるためであ る。検証期間でMSMの1時間降水量と航空アメダス の観測値を比較すると、MSMは強い雨の予報頻度 が実況より少なかった(図略)。このためMSM降水

量を直接使った視程Dの悪視程の頻度も少なくなっ た。視程Gは頻度バイアス補正4を行って、悪視程の 頻度を上げているために、悪視程をある程度予想で き、TSを向上させている。雪の場合も視程Dの方が 精度が悪く、特に悪視程の予想で顕著である。800m で視程DのBIが低いのは、雨と同様にMSMの強い雪 の予報頻度が少ないためである。

月別の霧の予報精度をみるために、無降水時に前 3時間最小視程が1600m未満となる場合の月別のTS とBIを図1.6.3に示す。検証対象空港、期間は図1.6.1 と同じである。図から暖候期のBIが1以上で霧の予 報頻度がやや過剰となっている。これは後述するよ うに、東日本沿岸域での霧の予報頻度が過大である ことが主な原因と考えられる。寒候期においては、 逆にBIが0に近く予報頻度が過少となっている。こ れは、寒候期に多い放射霧の予報頻度が過少である



図 1.6.3 視程 D の無降水時に前 3 時間最小視程が 1600m 未満となる場合の月別 TS と BI。検証地点等 は図 1.6.1 と同じ。



図 1.6.4 飛行場予報(TAF)発表空港における、無降水時に前3時間最小視程が1600m未満となる場合のTS(左) とBI(右)。検証期間等は図 1.6.1 と同じ。



図 1.6.5 視程 D の 3 時間ごと(00,03,…,21UTC)の予想を船舶の観測で検証した結果。無降水時に視程が 1000m,500m 未満となる場合の TS(左)と BI(中)で、検証期間は 2011 年 6 月までの1年間である。それぞれ の海域の色分けは右図に対応しており、右図内の数字は、検証期間で視程が1000m未満(無降水)となった観測数で ある。全域は 25-45N 120-150E、北海道は 40-45N 140-150E、三陸・関東の南東は 30-40N 140-150E、日本海は 35-45N 130-140E (一部太平洋側が入るが除いた)、四国・東海沖は 30-35N 130-140E (一部日本海側が入るが除 いた)、黄海・九州西は 30-40N 120-130E、東シナ海は 25-30N 120-130E とした。

<sup>4</sup> 例えば、1600m 未満の悪視程の予報頻度と観測頻度を 同じにする補正のこと。

#### ことが主な原因と考えられる。

図1.6.4は飛行場予報(TAF)を発表している各空 港での検証結果で、無降水時に前3時間最小視程が 1600m未満となる場合のTS(左)とBI(右)であ る。TSでみると新千歳、仙台、成田、茨城などで視 程Dの精度が視程Gを上回っている。これらの空港 のBIをみると、視程Gでは1より低いのに対し、視程 Dは1以上で予報頻度が多いことがわかる。また事例 調査からも東日本の太平洋沿岸において、霧の予想 が過剰の傾向があった。なおTSが0の空港は検証期 間に予想適中が無かった空港で、BIの値がない空港 は霧の観測が無かった空港である。

#### (2) 船舶の観測による検証

次に、船舶の観測を使い、海上の霧の精度検証を行った。図1.6.5は25-45N,120-150Eの領域の船舶の 観測を使って、霧(無降水時に視程が1000,500m未 満)の精度検証を行った結果である。全域のTSは約 0.3であり、図1.6.2の飛行場の検証結果より高い精 度となっている。領域別でみると、北海道、黄海・ 九州西が高い精度となっており、南ほど精度が低い 傾向がある。BIをみると、全域では1程度で適切な 予報頻度となっているものの、北海道などは予報頻 度が過剰で、東シナ海などは予報頻度がやや少ない。 なお、四国・東海沖(1000m)のBIが大きいが、こ れは事例数が少ないためと思われる。

#### 1.6.4 事例検証

#### (1) 2010年2月25日 羽田空港の濃霧

2010年2月25日朝に羽田空港で濃霧が観測され、 昼前まで継続した事例を紹介する。当日は日本の東 海上に中心をもつ高気圧に覆われており、南から流 れ込んだ暖湿空気が海上で冷やされ、東京湾から茨 城県沖にかけて濃霧が発生した。2010年2月24日 09UTC初期値の視程Dの予想を図1.6.6に示す。上段 が視程Dの予想、中段が対応する視程の観測値、下 段が衛星画像である。視程Dは25日00JSTに千葉県 の北部および東海上で霧が発生し、それが09JSTに かけて周辺に広がり、広範囲の霧となることを予想 している。実況と比べると、西側に広がり過ぎの傾 向があるが、拡大傾向など概ね予想できている。霧 の解消については、11時の予想と実況を比べると、



図 1.6.6 2010 年 2 月 24 日 09UTC 初期値の視程 D(上)と対応する視程実況(中)および衛星画像(下)。視程実 況は目視観測に加え、散乱計による自動観測(METAR AUTO、自動 SYNOP)も取り入れている。衛星画像は 00,03JST は 3.7 µ m 差分画像、09,11JST は可視画像で、下層雲・霧域などを白色で示す。



図 1.6.7 2009 年 12 月 5 日 03UTC 初期値 FT=12(対象時刻 12 月 6 日 00JST)の視程 D の予想と実況。霧は雲水 と浮遊塵による光消散係数から求めた視程、雨は雨粒の光消散係数から求めた視程、雪は雪の光消散係数から求め た視程を示す。

羽田空港など東京湾で1時間ほど早く解消させてい るが、衛星画像とは概ね一致している。以上は南関 東の状況であるが、その他の地域の状況をみると、 宮城県付近では霧が内陸まで入り過ぎている。また、 三重県付近の霧の予想に関しては、衛星画像では下 層雲か霧域が広がっているものの、観測では明野飛 行場の最小視程が2000mに留まっており、やや過剰 となっているようである。

#### (2) 2009年12月6日 日本海北部を低気圧北東進

2009年12月6日は日本海北部を発達した低気圧が 北東進した事例である。図1.6.7は視程Dの2009年12 月5日03UTC初期値FT=12の予想で、霧(浮遊塵含 む)、雨、雪による視程悪化に分けて表示している。 視程Dは北海道中部~日高山脈に悪視程を予想して いるが、これは主に雪による視程悪化であることが わかる。また、北海道南西部から東北太平洋側沿岸 の視程悪化は雨によるもの、茨城県南部の悪視程は 霧によるものであることがわかる。それぞれ実況と 比べて概ね適正に予想できている。

#### 1.6.5 まとめと利用上の留意点

MSMのモデル面予報値を用いて、視程を分布で 予想する「視程分布予想」を開発した。この予想を 検証することにより、以下の特性が確認された。

- 精度は視程Gよりやや劣る。特に悪視程の精度 の差が大きい。これは、MSMで強い雨や雪の 予報頻度が少ないためである。
- ・ 暖候期は霧の予報頻度が過多となる傾向がある。これは主に東日本太平洋側の霧の予報頻度が多いことによる。逆に寒候期は予報頻度が過少となる傾向がある。これは寒候期に多い放射霧の予報頻度が少ないためと考えられる。
- 海上の霧の精度は陸上(空港)に比べて高く、
   特に北ほど高い。また、南ほど霧の予報頻度が

少なく、精度も落ちる傾向がある。

また、作成手法等から考えられる利用上の留意点 は以下のとおりである。

- 視程 D は 5km 未満の視程をターゲットとしている。特に無降水の浮遊塵による予測式の係数は飛行場実況観測の10km未満を用いて決めており、実況値に統計的な上限値があるため、
   5-10kmの予報頻度が過剰になっている。5km以上の予想は利用しないで頂きたい。
- 視程 D では、地形性上昇による霧や低い雲が山 岳部で頻繁に予想される。これらは、利用目的 によっては対象としない場合もあるので、必要 に応じて除いて利用願いたい。MSM の地形と 暖湿気流をみれば、予想された霧が地形性上昇 によるか否かは判断できると思われるので、 MSM の地形を見て判断をして欲しい。

#### 参考文献

- 岩倉晋,岡田菊夫,1999:東京国際空港における卓 越視程の相対湿度依存性.気象研究所報告,50, 81-90.
- 鈴木弥幸, 1963: 視程と降雨(雪)強度の関係. 研究 時報, 15, 483-487.
- 高田伸一,2010: 視程ガイダンスの改良. 平成22年 度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,91-94.
- 藤吉康志,若浜五郎,遠藤辰雄,入川真理,小西啓 之,竹内政夫,1983: 札幌における一冬間の降雪 強度と視程の同時観測.低温科学物理編,42, 147-156.
- Gultepe, I, M.D. Muller, and Z. Boybeyi, 2006: A New Visibility Parameterization for Warm-Fog Applications in Numerical Weather Prediction Models. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 1469-1480.

#### 1.7.1 はじめに

数値予報課では、飛行場予報におけるガスト<sup>2</sup>の予 測に資するため、ガストガイダンスの開発を行って いる。本節では、ガイダンスの仕様と検証結果、利 用上の留意点について解説する。今後、スーパーコ ンピュータシステムの更新スケジュールを考慮しつ つ、早期の現業化を目指す。

#### 1.7.2 ガイダンスの仕様

現在開発中のガストガイダンスには、ガストが発 生する可能性を予測する「ガスト発生確率」とガス トの風速を予測する「ガスト風速ガイダンス」の2 種類がある。また、ガスト風速ガイダンスには予測 手法の異なる「ガスト風速ガイダンスA」と「ガス ト風速ガイダンスB」があり、これらをモデルの地 上風速によって使い分けている。

いずれのガイダンスもMSMを元に作成している。

#### (1) ガスト発生確率の仕様

ガスト発生確率は、国内88空港を対象として地点 ごとに予報対象時刻の前3時間内にガストが発生す る可能性を予測する。

予報対象時刻は、MSMの予報時間に応じて 00,06,12,18UTC初期値ではFT=1~15まで、 03,09,15,21UTC初期値ではFT=1~33までの毎時 である。

予測式は目的変数がガストの「あり・なし」といった2値データであるため、ロジスティック回帰式 を採用した。

ガスト発生確率=
$$\frac{1}{1+e^{-(c_0+c_1x_1+c_2x_2+...+c_nx_n)}}$$
×100 (1.7.1)

coはバイアス項、xnは説明変数、cnはxnの回帰係数 である。ガスト発生確率の値は0~100%の範囲とな る。値が大きい程、ガストが発生する可能性が高い ことを示す。

予測式の係数は、2007年12月~2010年1月までの MSMの予報値と観測値を用いて地点ごとに作成し た。係数の逐次更新は行わない。また、風向による ガストの発生頻度の偏りに対応するため、予測式の 係数を8方位(北、北東、東、南東、南、南西、西、 北西)で層別化した。

表1.7.1 ガスト発生確率の説明変数

説明変数	内容
地上風速の前1時	モデルが予想した地上10mの風速(地
間最大值(地上風	上風速)と乱流による風速の変動 <sup>3</sup> の前
速最大值)	1時間最大値の和。
境界層最大風速	境界層に含まれる気圧面風速の最大
	値。境界層を「地上から上層までの大
	気が混合しうる領域」と定義し、地上
	から等温位または不安定である層を
	判定して境界層の高さを求める。気圧
	面の上限は500hPaとする。
水平風の鉛直シ	地上風と境界層最大風との差分ベク
アー	トルの風速を1000ft当たりに換算し
	た値。地上と最大風の気圧面との高度
	差が1000ft未満の場合は、差分ベクト
	ルの値とする。
SSI	ショワルターの安定指数。
925hPa鉛直p速	925hPa面の鉛直p速度。
度 (925hPaω)	

説明変数は、地上風速の前1時間最大値(以下、 地上風速最大値とする)、境界層最大風速、水平風の 鉛直シアー、SSI、925hPa鉛直p速度(以下、925hPa ωとする) である(詳細は表1.7.1を参照)。各地点 の予測式は、これらの中から3つ以上の説明変数を 選択して作成している。地上風速最大値、境界層最 大風速、925hPaωは全ての地点で選択される。水平 風の鉛直シアーとSSIについては、係数の符号によ り「鉛直シアーが大きくなるほどガストが発生しに くい」あるいは「大気の状態が不安定になるほどガ ストが発生しにくい」という特性となった地点では 説明変数には用いない。これは、ガスト発生確率で は境界層での乱流混合によって発生するガストをタ ーゲットとしており、乱流混合は水平風の鉛直シア ーが大きいほど、また、境界層の大気の状態が不安 定なほど活発だからである。

#### (2) ガスト風速ガイダンスの仕様

ガスト風速ガイダンスは、国内88空港を対象とし て地点ごとに予報対象時刻の前1時間内のガストの 最大値を予測する。

予報対象時刻は、MSMの予報時間に応じて 00,06,12,18UTC初期値ではFT=1~15まで、 03,09,15,21UTC初期値ではFT=1~33までの毎時

る平均風速の揺らぎ $C_{ugn}\sigma_u$ のことである。

 $\sigma_u = 2.29u_* \cdot \max[(1 - \frac{1}{24}\frac{z_i}{L})^{\frac{1}{3}}, 1.0], \quad C_{ugn} = 7.71$ 

ここで、 $z_i = 1000m$ 、LはMonin-Obukov長、 $u_*$ は摩

擦速度 $u_* = (\overline{u'w'}^2 + \overline{v'w'}^2)^{\frac{1}{4}}$ である(Bechtold and Bidlot 2009)。

<sup>1</sup> 小泉 友延

 <sup>&</sup>lt;sup>2</sup> ここでのガストとは、航空観測気象報(METAR,SPECI, SCAN,METAR AUTO)で通報されるガストを指す。
 <sup>3</sup> 乱流による地上 10m 風速の変動とは次の式で定義され

である。

ガスト風速ガイダンスには、地上風速最大値を補 正する「ガスト風速ガイダンスA」とモデルの地上 風を補正する「ガスト風速ガイダンスB」があり、 地上風速で2つを使い分けている。「ガスト風速ガイ ダンスA」は全体的な精度は良いが30KT以上の事例 では精度が悪くなるのに対し、「ガスト風速ガイダン スB」は、風の弱い事例では精度が悪いが30KT以上 の事例ではガスト風速ガイダンスAより精度が良い という特性がある。このことから、予報対象時刻の モデルの地上風速が10m/s(19.4KT)未満の場合は 「ガスト風速ガイダンスA」、10m/s(19.4KT)以上 の場合は「ガスト風速ガイダンスB」を採用し、ガ イダンスの精度を向上させている。

#### (a) ガスト風速ガイダンスAの仕様

ガスト風速ガイダンスAは、地上風速最大値と観 測されたガストとの差を目的変数とし、その結果か らガストの風速を予測する。

予測式は線形重回帰式で、予測式の係数はカルマ ンフィルターによって逐次更新される。係数はガス トが観測された場合のみ更新される。

予測式の係数は、地点、初期時刻、予報対象時刻 (3時間単位、1日分)で層別化している。

説明変数は、地上風速最大値、地上風速、境界層 最大風速である(各説明変数の内容はガスト発生確 率と同じ。表1.7.1を参照)。

#### (b) ガスト風速ガイダンスBの仕様

ガスト風速ガイダンスBは、モデルの地上風と観 測されたガストとの差を目的変数とし、その結果か らガストの風速を予測する。モデルの地上風と観測 されたガストをU成分(西風)、V成分(南風)に分 け、それぞれの差からガストのU成分、V成分を求 める。両成分を合成したものがガイダンスである。

予測式は線形重回帰式で、予測式の係数はカルマ ンフィルターによって逐次更新される。また、予測 式で求めた結果を頻度バイアス補正により補正して いる。係数と頻度バイアス補正のパラメータはガス トが観測された場合に更新される。

予測式の係数は、地点、初期時刻、予報対象時刻 (3時間単位、1日分)、地上風向(4方位、北東、 南東、南西、北西)で層別化している。

説明変数は、地上風U成分と地上風V成分である。

#### 1.7.3 統計検証

#### (1) ガスト発生確率の検証

ガスト発生確率は、「ガストあり」と判定する閾値 を設定して検証を行った。ある予報対象時刻のガス ト発生確率が閾値以上であったときに前3時間以内



図1.7.1 全地点を対象としたガスト発生確率の閾値別 のスレットスコア (TS)、空振り率、見逃し率。横軸 は「ガストあり」と判定するガスト発生確率の閾値。



図1.7.2 羽田空港 (RJTT) のガスト発生確率の閾値別 のスレットスコア (TS)、空振り率、見逃し率。



図1.7.3 図1.7.2と同じ。ただし、中部空港 (RJGG) の もの。

にガストが観測された場合を「適中」として分割表 を作成し、閾値別にスレットスコア、空振り率、見 逃し率を算出した。検証期間は2010年6月から2011 年5月までで、初期時刻03UTCのFT=7~30について 検証した。

全地点を対象とした検証結果を図1.7.1に示す。閾 値を10%から上げていくと空振りが減ってスレット スコアが上昇し、閾値40%でスレットスコアが最大 (0.49)となった。閾値をさらに上げると見逃しが多 くなりスレットスコアは減少した。スレットスコア は、閾値20%から70%までの範囲で0.4を上回ってお り、閾値を変えても精度の良い結果が得られている と言える。



図1.7.4 季節別のガスト発生確率の閾値別スコア。全地 点を対象。上からTS、空振り率、見逃し率。

図1.7.2に羽田空港(RJTT)、図1.7.3に中部空港 (RJGG)の検証結果を示す。羽田空港ではスレッ トスコアは閾値40%で最大となり、その値は0.45で あったが、中部空港では全体的に見逃しが多く、ス レットスコアは閾値20%で最大となり、その値は 0.26であった。ガスト発生確率はガストの観測頻度 が少ない地点では見逃しが多くなって精度が悪くな る傾向がある(検証期間においてガストが観測され た事例数は羽田空港が775例、中部空港は278例であ った)。このため、地点によって精度の差が大きくな った(図略)。

図1.7.4は全地点を対象としたガスト発生確率の 季節別の閾値別スコアである。各季節は2010年6~8 月を夏、9~11月を秋、12~2011年2月を冬、2011 年3~5月を春としている。冬は全ての閾値でどの季 節よりもTSが良く、空振り率、見逃し率も最もよか った。対照的に夏は全てスコアが他の季節より悪か った。春と秋はその中間のスコアであったが、空振 り率は閾値の小さい領域で春よりも秋の方が大きく、 見逃し率は閾値の大きい領域で秋よりも春の方が大 きかった。TSが最も大きくなる閾値は全ての季節で 40%であった。

図1.7.5に全地点を対象としたガスト発生確率の 信頼度曲線を示す。図のPfestはガスト発生確率、Pobs はガストの出現率である。信頼度曲線は、Pobs=Pfcst となる理想直線から離れており、全般にガスト発生 確率はガストの出現率よりもやや大きな値となる傾 向があることがわかる。図1.7.6に季節別の信頼度曲 線を示す。季節の定義は図1.7.4と同じである。春と 冬はほぼ同じ信頼度曲線となっていたが、秋、夏の 順に信頼度曲線は理想直線からより離れていた。こ の季節による信頼度の違いはガストの観測頻度の違 いに関係があると思われる。ガストの観測頻度は多 い方から冬(事例数は28244例)、春(20387例)、 秋(15233例)、夏(7757例)の順で、ガストの観 測頻度が少ないほど信頼度曲線がPfest>Pobsとなる方 に離れていた。このことから、ガスト発生確率が同 じ値の場合、ガストの観測頻度が少ない季節はガス



 図1.7.5 ガスト発生確率の信頼度曲線。Pfostはガスト発 生確率(%)、Pobsはガストの出現頻度(%)である。
 Pcは気候値予報で、検証期間においてはPc=14.5%で あった。



図1.7.6 ガスト発生確率の季節別の信頼度曲線。



図1.7.7 観測されたガストとガスト風速ガイダンスの 差の閾値別のヒストグラム。左上から観測されたガス トが25KT,30KT,35KT,40KT以上の事例を対象とし たものである。横軸は誤差(KT)でガイダンスが小 さい場合が負となる。赤線は誤差0KTを示す。縦軸 は事例数である。



図1.7.8 ガスト風速ガイダンスの地点別の平均誤差(上) とRMSE(下)

トの観測頻度が多い季節に比べ、ガストが発生しに くい傾向があると言える。この傾向は夏に最も強く なっているが、これは閾値別の空振り率が夏に最も 大きくなったことと矛盾しない結果である。

#### (2) ガスト風速ガイダンスの検証

ガスト風速ガイダンスは、ガストが観測された事 例を対象に検証を行った。検証期間は2010年6月か ら2011年5月までで、初期時刻03UTCのFT=7~30 について検証した。

全地点を対象としたガイダンスの平均誤差、平方 根平均二乗誤差(RMSE)、誤差が5KT以下および 10KT以上の事例数と割合を表1.7.2に示す。表の左 列はガストが観測された全ての事例、右列はガイダ ンスまたは観測されたガストの風速が25KT以上の 事例についての結果である。全ての事例についての 平均誤差は+0.15KT、RMSEは4.89KTであった。ガ ストの観測された事例のうち75%は誤差が5KT以下 であり、4%は誤差が10KT以上の事例であった。ガ ストの風速が25KT以上の事例については、全ての 事例についての結果と比べると平均誤差が-0.10KT とやや小さくなり、RMSEはやや大きくなった。図 1.7.7に観測されたガストとガスト風速ガイダンス の差の閾値別のヒストグラムを示す。観測されたガ ストが25KT以上の場合、誤差が-2.5KTから0KT以 下の事例数が最も多く、全事例のうち約70%が± 5KTに入っていた。閾値が大きくなるにつれて誤差 がOKT以下となる事例が多くなっており、観測され たガストが強くなるほど、ガイダンスの風速が観測 されたガストの風速より小さくなる事例が多くなる 傾向が見られた。

図1.7.8は、地点別の平均誤差とRMSEをプロット した図である。平均誤差はほとんどの地点で-1KT から+1KTの間となっていた。RMSEは3~7KT程度 であった。下地島空港(RORS)のみRMSEが10KT を超え突出して精度が悪くなっていたが、これは5

表1.7.2 ガスト風速ガイダンスの検証結果

	ガストが観測さ れた全ての事例	ガイダンスまた は観測されたガ ストが25KT以上 の事例
事例数	71621	56448
平均誤差(KT)	+0.15	-0.10
RMSE(KT)	4.89	5.28
誤差5KT以下の 事例数(割合)	53454(75%)	39803(71%)
誤差10KT以上の 事例数(割合)	3143(4%)	3122(6%)
月28日の台風第2号の事例でガイダンスが大きく外 していたためであった(96KTのガストが観測され たときのガイダンスが33KTであった)。台風第2号 の事例が含まれる2011年5月を除くとRMSEは6KT 未満となり他の地点と大きな差はない(図略)。

#### 1.7.4 予測事例

### (1) 2010年10月30日 成田空港 (RJAA)

関東地方の南を台風第14号が通過し、成田空港で は29日22UTCから30日13UTCにかけてガストを観 測した。図1.7.9に10月30日06UTCの地上天気図及 び10月29日15UTC初期値の成田空港におけるガイ ダンスと観測の時系列図を示す。時系列図の横軸は 予報時間(FT)である。ガスト発生確率はガストが 観測され始めた29日22UTC(FT=7)頃から値が大 きくなり、30日17UTC(FT=26)まで高い値を維持 し、その後急速に減少していた。この変動は、ガス トが観測された時刻とほぼ一致している。ガスト風 速ガイダンスも誤差が小さくほぼ適中していた事例



図1.7.9 2010年10月30日06UTCの地上天気図(上)と 成田空港の10月29日15UTC初期値のガストガイダン スと観測されたガストの時系列図(下)。参考として 最大風速ガイダンス(風向・風速)と観測された最大 風速(風向・風速)も重ねてプロットしている。左縦 軸は風速(KT)、右縦軸はガスト発生確率(%)を示 す。時系列図の横軸は予報時間(FT)である。



図1.7.10 図1.7.9と同じ。ただし、2010年9月18日12UTC の地上天気図(上)と石垣空港の9月18日03UTC初期 値のガストガイダンスと観測されたガストの時系列 図(下)。

である。

# (2) 2010年9月18日 石垣空港 (ROIG)

台風第11号が先島諸島の南海上を西に進み、石垣 空港では17日19UTCから19日12UTCまで継続して ガストが観測された。図1.7.10に9月18日12UTCの 地上天気図、及び9月18日03UTC初期値の石垣空港 におけるガイダンスと観測の時系列図を示す。図に 示した期間はガストのピークを含み、ガスト発生確 率はガストの風速が弱まるにつれて値が低くなって いったが、期間中は全ての時刻でガストが観測され ていた。観測されたガストの最大値は89KT(18日 14UTC (FT=11))、ガイダンスの最大値は77KT (18 日15UTC (FT=12)) であった。ガイダンスの最大 値は観測をやや下回り、予報時間の前半はガイダン スが観測を下回る傾向が見られたが、ガストの強さ の変化傾向はよく捉えていた。また、18日13UTC (FT=10) でガスト風速ガイダンスが大きく下がっ ているが、これはMSMでは実況と異なり、台風の 中心が石垣島のすぐ近くを通り、モデルの地上風が やや弱まったためであった。

### (3) 2010年11月1日 新潟空港 (RJSN)

前線を伴った低気圧が日本の東海上に進み、日本 付近は冬型の気圧配置となった。新潟空港では1日 07UTCから3日06UTCまで断続的にガストが観測 された。図1.7.11に11月1日06UTCの地上天気図、 及び10月31日21UTC初期値の新潟空港におけるガ イダンスと観測の時系列図を示す。ガスト発生確率 は、ガストが観測され始めた1日07UTC(FT=10) から2時間遅れた09UTC(FT=12)から値が大きく なっていた。タイミングは若干遅れたが、ガスト発 生確率はガストの吹き始めの時刻をほぼ捉えていた。 ガスト風速ガイダンスも誤差が小さく推移していた。

## (4) 2010年8月26日 富山空港 (RJNT)

西日本から東北地方南部は太平洋高気圧に覆われ て晴れていたが、午後は大気の状態が不安定となり 山沿いを中心に局地的な大雨となった。図1.7.12に8 月26日06UTCの地上天気図、及び8月25日15UTC 初期値の富山空港におけるガイダンスと観測の時系 列図を示す。富山空港では26日05UTC(FT=14)ま での1時間以内に35KT、26日06UTC(FT=15)ま での1時間以内に49KTのガストを観測した。図



図1.7.11 図1.7.9と同じ。ただし、2010年11月1日 06UTCの地上天気図(上)と新潟空港の10月31日 21UTC初期値のガストガイダンスと観測されたガス トの時系列図(下)。



図1.7.12 図1.7.9と同じ。ただし、2010年8月26日06UTC の地上天気図(上)と富山空港の8月25日15UTC初期 値のガストガイダンスと観測されたガストの時系列図 (下)。

1.7.13に富山空港の観測データ(風向・風速、気温、 露点)の時系列図、図1.7.14に26日05UTCの富山空 港周辺のレーダー強度とアメダスの風の分布を示す。 ガスト発生時には強い雷雨を伴い、気温が8度下降 していることから、このガストは積乱雲からの冷気 外出流に伴うものと思われる。

ガスト発生確率は26日06UTC (FT=15) に小さい ピークを示しているが、値は10%未満でありガスト の発生を捉える事ができていなかった。図1.7.15は ガイダンスと同じ初期時刻のMSMの26日06UTC (FT=15)の予想図と同じ時刻の解析雨量の図であ る。MSMの降水分布は解析雨量の結果と似通って おり、MSMは不安定降水のポテンシャルをよく表 現できていた。ガスト発生確率は、第1.7.2(1)項 で述べた通り乱流混合によるガストをターゲットと しており、積乱雲の下降流に伴うガストは対象とし ていない。そのため、この事例ではMSMが不安定 降水を予測していたにもかかわらず、ガスト発生確 率はガストを捕捉することができなかったと考えら れる。

ガスト風速ガイダンスもガスト発生時の予測は 21KTであり観測を大きく下回った。図1.7.16に観測



図1.7.13 富山空港の風、気温、露点の時系列図(25日 16UTCから26日15UTCまでの毎時)。



図1.7.14 富山空港周辺の
26日05UTCのレーダー
強度とアメダス(風・気
温)の分布図。風速の単
位はm/s。図は東京管区
気象台「かさねーる3D」
を利用した。



図1.7.15 左は8月25日15UTC初期値FT=15(予想対象 時刻26日06UTC)のMSMの前3時間降水量、右は8 月26日06UTCの解析雨量の前3時間降水量。



図1.7.16 富山空港の25日15UTC初期値のMSMの地上 風と観測された風(定時風)の時系列図。

された風向・風速、モデルの地上風の時系列図を示 す。26日05UTCに観測された風速は14KTであった が、同じ時刻のモデルの地上風は4KT程度であった。 この事例における風の強まりは積乱雲の下降流によ るものと考えられるが、個々の積乱雲による強風は MSMでは再現できないスケールの現象である。そ のため、モデルの地上風はほとんど強まらず、ガス ト風速ガイダンスも観測を大きく下回ったと考えら れる。

### 1.7.5 まとめと利用上の留意点

ガスト発生確率はガスト発生のポテンシャルをよ く捉えていた。ただし、ガストの観測頻度が少なく なるほど信頼度が低くなる傾向があり、地点や季節 によって精度に差があった。

ガスト風速ガイダンスはガストが観測された事例 において、平均誤差はほぼ0KT、RMSEは5KT未満 であった。ガイダンスの誤差が5KT以下の事例はガ ストが観測された事例の75%であり、誤差が10KT 以上の事例は4%であった。また、観測されたガスト が強くなるほどガイダンスの風速が観測されたガスト トの風速より小さくなる事例が多くなる傾向が見ら れた。

ガイダンスの利用法として「ガスト発生確率でガ ストの有無を判断し、ガストありとなった場合にガ ストの風速をガスト風速ガイダンスで予測する」と いった方法を想定している。ガスト発生確率につい ては、「ガストあり」とする閾値を設定して利用する 方法が適切である。また、ガスト風速ガイダンスは ガストがあった場合のみ予測式の係数の更新をして いるため、ガストの有無の情報は入っていない。ガ スト風速ガイダンスの大きさはガストの有無を表し ているわけではないので、ガストの有無については ガスト発生確率を利用するようにしていただきたい。 ただし、ガスト発生確率には地点や季節によって精 度に差があるため、「ガストあり」とする閾値を地点 や季節ごとに変えて利用するなどの工夫が必要であ る。また、不安定降水の下降流に伴うガスト等、ガ イダンスの対象としていない現象は捕捉することが できない。雷雨等が予測される場合は過去の知見な どからガストの予測をする方が適切である。

### 参考文献

Bechtold, P. and J.Bidlot, 2009: Parametrization of convective gusts. *ECMWF Newsletter*, **119**, 15-18.

# 2.1 局地モデルの特性1

## 2.1.1 はじめに

数値予報課では飛行場予報と防災情報作成支援 の高度化を目的に、水平解像度2kmの局地モデル (Local Forecast Model; 以下、LFM)とその初期 値作成のための局地解析 (Local Analysis; 以下、 LA)で構成される局地数値予報システムの開発を行 っている。2010年11月からは図2.1.1の計算領域を 対象に、航空ユーザー向けプロダクトの試験提供を 含む試験運用を開始した。局地数値予報システムの 基本的な仕様については、永戸ほか (2010a)を参 照願いたい。

試験運用当初は、航空ユーザー向けプロダクトの 作成に必要な羽田空港周辺の領域を含み、かつ LFM の本運用に向けた開発・改良を進めるため、東北地 方南部から九州地方を覆う領域(以下、西日本領域。

図 2.1.1 参照) を設定していた。その後、2011 年3 月 11 日に発生した東日本大震災による被災地向け の詳細な気象情報への需要の高まりを考慮し、東日 本を中心とした領域(以下、東日本領域。図 2.1.1 参照)に変更した。西日本領域に対しては 2011 年5 月末までの期間について実験を行い、これにより 2010 年 6 月に開始した1日8回3時間毎の実験運 用の期間とあわせ、西日本領域における1年間の実 行結果が蓄積された。

LFMの予報特性に関しては、試験運用に先立って 実施された予備実験に対する統計検証が行われて おり、LFMは強い降水の予報頻度がMSMと比較し て実況に近いものの、空振りが多いという特性があ ること、LFMは予報初期(FT=2頃まで)において 降水の予報頻度が少ない傾向にあることが報告さ れている (氏家 2009; 平原 2010)。地上気象要素 では、MSMと比較して気温(主に夜間)、風速につ いて平方根平均二乗誤差(RMSE)が小さくなる傾 向がみられ、特に風速のRMSEはほぼすべての時間 帯でMSMと比較して小さいこと、高層気象要素で も大気下層において風速のRMSEが小さくなる傾 向が確認されている(平原 2010)。これらの予報特 性は、夏季または冬季を対象とした統計検証結果に より示されたものであったが、実験運用の期間を含 めて1日8回3時間毎の予報頻度となった2010年6月 以降の、各季節(夏季:2010年6-8月、秋季:2010 年9-11月、冬季:2010年12月-2011年2月、春季: 2011年3月-5月)について統計検証を実施したとこ ろ、程度に相違はあるものの傾向としては同様の結



図2.1.1 試験運用における局地モデルの計算領域。西 日本領域(黄色い線で囲まれた領域)と東日本領域(赤 い線で囲まれた領域)をそれぞれ示す。航空ユーザー 向けプロダクトの描画領域(関東地方を覆う白線で囲 まれた領域)も示す。

果が得られ、通年的な特性であることが確認された (図略)。実施した検証方法は、検証対象を1日8回 のすべての予報結果を用いた以外は平原(2010)と 同様である。

本節では、ここで示したLFMの全般的な予報特性 に加え、防災情報作成支援、飛行場予報の高度化の 観点から、特に降水、風に関する予報特性について 着目したLFMの検証結果について報告する。なお、 本文中で用いた統計的な指標の詳細については巻 末付録を参照していただきたい。

## 2.1.2 気圧配置別降水検証

上述のように、LFMは防災気象情報作成支援の高 度化にも寄与することが期待されており、このため にLFMの詳しい降水予報特性を把握することは重 要である。第2.1.1項で述べた通年的な傾向も、季節 ごとに見ていくとその程度には差異があり、特に夏 季においては降水の過少予報傾向が強いなどの特 徴が見られる(平原 2010)。さらに、例えば夏季の 降水にも日々の気圧配置などによって様々なパタ ーンがあり、これらの大きな場の違いによってLFM の降水の予報特性も異なっていることが考えられ る。そこで本項では、季節別検証を発展させ、より 降水形態の違いを反映した予報特性を示す目的で、 気圧配置別による分類を用いた降水検証を行った。

#### (1) 気圧配置型の分類手法と分類結果

検証領域は前項の降水検証と同等で、図2.1.1の西 日本領域のうち陸域とその海岸線から40km以内の

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> 2.1.1 平原 洋一、2.1.2 田村 一卓、

<sup>2.1.3, 2.1.5</sup> 森安 聡嗣、2.1.4 石水 尊久

領域である。検証対象は、LFMの1日8回3時間毎の 実験を行った2010年6月から2011年5月までの1年 間の全初期値で、期間内のLFMデータ欠損(5初期 値)を除いた2915事例となる。気圧配置と降水域の 判断資料には速報天気図(SPAS)と解析雨量を利 用した。また、簡便のため気圧配置の判断はLFMの 予報初期時刻において行い、分類の区分にはできる だけ任意性を排除できるよう次の6つの型(吉野 2002)を基準に設けた。

- Ⅰ. 西高東低冬型 Ⅱ. 気圧の谷型
- Ⅲ.移動性高気圧型 Ⅳ. 前線型
- V. 南高北低夏型 VI. 台風型

以後、1は冬型、Ⅱは低気圧型、Ⅲは高気圧型、V は夏型と略記する。検証領域内で、各型を判断する 基準は以下の通りとする。なお、複数の型に該当す るような場合には、上に来る型を優先する。

- Ⅵ. 台風型…検証領域内に台風または熱帯低気圧 から伸びる降水域がかかっている場合。
- Ⅳ. 前線型…太平洋高気圧北縁に伸びる停滞性の 前線による降水域がかかっている場合。
- Ⅱ. 低気圧型…停滞性でない前線、つまり数日内 に通過する温帯低気圧に伴う前線や、温帯低



図2.1.2 分類に用いた6つの気圧配置型の典型例

気圧単体による降水域がかかっている場合。 なお、天気図上に解析されていない小規模な 低気圧は考慮しない。

- I.冬型…冬季に典型的な「西高東低」の気圧配 置が卓越する場合。要因となる低気圧が通過 した後の状態で判断する。
- V.夏型…夏季に典型的な「南高北低」の気圧配 置が卓越する場合。領域内が太平洋高気圧に 広く覆われている状態かどうかで判断する。
- Ⅲ. 高気圧型…太平洋高気圧ではない移動性の高 気圧が支配的な場合。日本域が高気圧間の鞍 部に位置するような場合もこの分類に含める。 以上6つの型の典型例を図2.1.2に示す。

この基準をもとに2915事例を分類すると、各分類 の事例数は表2.1.1の内訳となった。この分類結果を 用いて、LFMの降水を対解析雨量で検証した結果を 以下に示す。

## (2) 気圧配置別に見た検証結果

以後の検証では格子内最大1時間降水量を対象と する。図2.1.3は、検証格子20kmにおける検証結果 で、左列が20mm/h以上の降水に対する予報時間 (FT)別、右列がFT=3における降水量閾値別に見 た統計検証結果で、上段がバイアススコア(BI)、 下段がエクイタブルスレットスコア(ETS)を表す。

20mm/h以上の強雨に対するFT別のBI(図2.1.3 左上)を見ると、気圧配置の分類によってBIの推移 が異なってくる様子が見て取れる。低気圧型・前線 型・夏型・台風型ではFT=3までの間にBIが増加し、 特に台風型でその傾きが大きい。また、全体的には、 どの分類型においても予報初期でBIが低い。これは、 氏家(2009)や平原(2010)で見られた傾向がどの 分類型にも当てはまることを示している。

FT=3における閾値別のBI(図2.1.3右上)を見る と、FT=3までにBIの増加傾向が見られた4つの型は、 閾値が上がることでもBIが増加し、20mm/h以上の 閾値ですべて予報過多となっている。特に台風型で は、10~20mm/h程度の閾値でも予報過多の傾向が 強い。これらの積乱雲の発達しやすいような気圧配 置では、LFMは強雨の予報が過多となりやすい傾向 が見て取れる。他方、高気圧型や冬型では予報過多 の傾向は見られない。高気圧型は閾値による変化が 最も少なく、強雨ほど極端にBIが大きくなる傾向は 抑えられている。しかし、ETSのFT別(図2.1.3左 下)や閾値別(図2.1.3右下)の結果を見ると概ね低 い水準にあり、空振りや見逃しも多いことがわかる。

表2.1.1 2010年6月1日~2011年5月31日における気圧配置別の分類結果

	I.冬型	Ⅱ.低気圧型	Ⅲ.高気圧型	Ⅳ.前線型	V.夏型	VI.台風型	合計
事例数	461	683	751	559	361	100	2915

冬型は5mm/h前後の閾値をピークにBIが1を超える ことがなく、全体的に予報過少でETSも低い。実況 で弱雨が中心となる冬型では、弱雨の表現が過少傾 向というモデルの特徴が現れやすくなっていると 考えられる。

閾値別ETSについて注目すると、夏型が他と異な った振る舞いをしており、1mm/h程度の弱い雨に対 しては他の型に比ベスコアが低いものの、15mm/h 以上の閾値になるとスコアが上位のグループと同 等になっている。また、同じ検証条件でLFMとMSM のETSを比較すると、2mm/h以上の降水では全ての 型でLFMがMSMを上回り、特に夏型で差が顕著で あった(図略)。そこで、夏型の強雨の予報特性に ついてさらに詳しく解析を行った。図2.1.4は、LFM とMSMの20mm/h以上の降水に対するBIとETSを、 予報対象時刻ごとに示したものである。なお、検証 格子は20kmである。18JST前後の時間帯で、LFM の夏型ではBIが1より低く、ETSは相対的に高くな っている。これは、観測に対して予報頻度が少ない にも関わらず、予報の当たる確率が相対的には上が っていることを示している。一方で深夜から午前中 にかけてはBIとETSの関係が逆になっており、一転 して予報精度の悪い時間帯であることがわかる。こ

れに対しMSMでは、全体的にBIが小さく、ETSも 小さい。MSMでは20mm/h以上の降水予報が過少と なっており、これが予報精度の低下に影響している と考えられる。これらの結果から、夏型の午後に見 られるような局地的な対流性降水に対しては、LFM とMSMで予報特性に差が見られ、LFMで強雨の表 現性が向上していることがわかる。

夏型のLFMとMSMの違いをさらに見るために、 検証格子を5kmと40kmに変えて閾値ごとに計算し た捕捉率と空振り率を図2.1.5に示す。一般的に検証 格子を広げれば最大降水量の捕捉率は上がるが、こ の図の10mm/h以上の閾値を見ると、MSMでは検証 格子を広げても捕捉率が0.05未満に留まっている。 つまり、MSMは観測に近い強雨そのものをほとん ど予報できていない。これに対し、LFMでは検証格 子を広げることで捕捉率が大きく上昇している。こ のことは、LFMは観測に近い強雨を予報するポテン シャルを持つこと、また、その予報は位置ずれを考 慮して広めの領域で判断するほうが効果的である ことを示している。一方、空振り率では、10mm/h 程度までの降水に対してはMSMのほうが低いもの の、それ以上の強雨に対してはLFMのほうが低いか、 MSMとの有意な差が見られない結果となっている。



図2.1.3 検証格子20kmでの最大1時間降水量の気圧配置別バイアススコア(上段)とエクイタブルスレットスコア (下段)。左列は20mm/h以上の降水に対するFT別、右列はFT=3における閾値別での結果を表す。 水色:冬型、黄色:高気圧型、緑:前線型、青:低気圧型、橙:夏型、紫:台風型。エラーバーは95%信頼区間。

つまり、LFMは空振り率を上げることなく、夏型の 強雨の予報精度を向上させていると言える。

なお、2010年11月にMSMのKFスキームの変更が 実施され、以後のMSMはやや強雨予報の頻度が大



図2.1.4 20mm/h以上の降水を対象とした、予報対象時刻別バイアススコア(上)とエクイタブルスレットスコア(下)。赤:LFM、緑:MSM。エラーバーは95%信頼区間を示す。

きくなるなど降水予報の性質が変化した(成田・森 安 2010)。しかし、この影響は図2.1.4に示したMSM のBIがやや大きくなり、それに伴って各スコアがわ ずかにLFM寄りになる程度で(図略)、ここで示し たLFMとの顕著な違いは同様に見られた。

#### (3) まとめ

LFMの強雨に対する予報特性を気圧配置別に把握する目的で、2010年6月1日から2011年5月31日の 1年間を冬型・低気圧型・高気圧型・前線型・夏型・ 台風型の6つの型に分類し、LFMの最大1時間降水量 について対解析雨量で統計検証を行った。この結果、 気圧配置の違いによってLFMの強雨の予報特性が 異なることがわかった。また、夏型においては午後 の時間帯の対流性降水に対する予報精度がMSMよ り大きく向上していた。位置ずれや予報過多の傾向 に留意すれば、LFMの目的である防災気象情報作成 支援の上でも活用できると考えられる。ただし、こ の強雨の予報特性はMSMとの比較では向上が見ら れるものの、ETSの絶対値そのものは決して高くは なく、空振りや見逃しの事例も多く含んでいること を念頭に置く必要がある。

#### 2.1.3 対流性降水の予報傾向

前項での気圧配置別検証では、夏型の午後の時間 帯に発生する強雨のポテンシャルを捉えるという 点で、LFMがMSMよりも優れていることを示した。 総観場と発生時間から判断すると、この降水は主に 大気の熱的不安定によって発生する対流性降水に よるものであると考えられる。本項では、夏型の中 でもこのような対流性降水に着目してLFMの予報 傾向を詳しく述べる。

対流性降水の例として、日本の東海上に中心をも つ高気圧に覆われ、各地で猛暑日となった2010年8



図2.1.5 FT=3における閾値別に見た捕捉率(左)と空振り率(右)。赤:LFM、緑:MSM、細線:検証格子5km、 太線:検証格子40km。エラーバーは95%信頼区間を示す。

月24日の17JSTの解析雨量とLFM,MSMの予報(24 日03UTC初期値のFT=5)を図2.1.6に示す。LFMの 予報では、降水の位置ずれや降水量の過大評価が見 られるが、中国、四国、近畿の山地に沿った対流性 降水をよく予報している。これに対してMSMの予 報では、降水のある地域は捉えているが、弱い降水 が広がっているのみである。MSMの水平格子間隔 は5kmであり、積雲対流をモデルの格子点で顕わに 表現するには粗い。そのため格子で捉えられない積 雲対流の寄与を対流パラメタリゼーション

(Kain-Fritschスキーム (Kain and Fritsch 1990; Kain 2004))で表現する必要がある(成田 2008)。 図に示されている弱い降水はこの対流パラメタリ ゼーションによって予報されたものである。ここで 述べたこれらの傾向は、LFMとMSMそれぞれの対 流性降水に対する一般的な予報の特徴といえる。

本項では、前項で夏型に分類された事例のうち、 高気圧縁辺流による地形性降水が目立つ事例など を除いた、午後の内陸部での熱的不安定性の降水が 主となる事例のみを対象にして、LFMの対流性降水 に対する予報特性とMSMとの振る舞いの違いを記 す。対象事例日数は、図2.1.6で示した例を含む26 日である。これは、気圧配置別検証で夏型として扱 った事例のうち約半数に当たる。

#### (1) 対流活動の時間変化の表現

ここでは降水域の面積の時間変化に着目し、対流 性降水の時間発展に対する予報傾向を把握する。ま ず、ある閾値以上の降水を予報した格子数に1格子 あたりの面積を掛けたものを、その閾値の降水面積 と定義する。事例日毎に、降水面積の時系列を解析 雨量・予報値ともに解析雨量の午後のピーク値で規 格化したものを作成し、事例総数で平均する。事例 日によって現象の激しさの程度が違うところを、規 格化することで同列に扱うことにした。解析雨量デ ータは元の緯度経度座標から、MSM,LFMで用いら れている座標系<sup>2</sup>に変換したものを用いた。その際、 格子間隔は1kmとした。また、対象領域は前項の検 証の領域のうち、モデル内で陸地として扱われてい る領域のみとした。

図2.1.7にLFM,MSMそれぞれの、0.4mm/h以上ならびに20mm/h以上の降水面積の時系列を示す。モデルが対流性降水の時間変化を予報できているかを確認するため、初期時刻が朝の予報(21,00UTC初期値)を対象とした。MSMの0.4mm/h以上の降水面積はその時間変化、割合とも、解析雨量にある程度追随しているが、20mm/h以上の降水面積は0

に近い。つまり、MSMは対流性降水を短時間強雨 としては予報する事が出来ず、現象が起こるエリア を弱い雨として表現していると考えられる。これに 対してLFMは、0.4mm/h以上の降水面積の時系列か らわかるように降水域全体としては過少となって いるが、20mm/h以上の降水面積については実況で 見られる対流性降水の時間変化をうまく捉えてい る。ただし、これは位置を含んだ検証ではないこと に注意を要する。さらに後で触れるが、降水強度が 過剰であるという問題もある。それらを踏まえたう えで、MSMで対流性降水の起こりうる領域を把握 し、その領域の中でLFMが予報するような強雨の発 生を見込む、といった両モデルの併用が有効であろ う。



図2.1.6 対流性降水事例 (2010年8月24日17JST)の実 況、並びに予報。上:解析雨量、中:LFMの24日03UTC 初期値のFT=5、下:MSMの24日03UTC初期値の FT=5。雨量は前1時間積算降水量。

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> ランベルト正角円錐図法で投影した地図上に直交座標 系をとる。



図2.1.7 対流性降水事例の降水面積の時系列。上段、 下段はそれぞれ0.4mm/h以上、20mm/h以上の降水 を対象としている。LFMを赤、MSMを緑で表し、 21UTC初期値を実線と●、00UTC初期値を点線と▲ で示した。青は解析雨量(実況)。各事例日毎に解析 雨量のピーク値で規格化したのち、全事例の平均を とった。縦軸は解析雨量のピークに対する割合(0-1) を示す。横軸は予報対象時刻(JST)。



図2.1.8 対流性降水事例の初期時刻別のバイアススコ ア(BI)。10km検証格子内最大降水量が20mm/h以 上を対象とする。折れ線が各初期時刻(赤:00UTC、 緑:03UTC、橙:06UTC、青:09UTC)のFT=1~ 9のBI(左軸)を表し、95%信頼区間を示すエラーバ ーも付している。降水の立ち上がりの悪いFT=3まで は点線で表している。棒グラフは観測の頻度を表す (右軸)。

## (2) 初期時刻別の降水予報特性

LFMは毎時運用を計画している(本テキスト第3 章参照)。9時間という短い予報時間が一日のどの時 間帯を対象とするかで、予報の特性が異なる可能性 がある。夏季の対流性降水の例で言えば、予報の始 まりが地面を温めている段階であるか、または対流 雲の生成期にあたるのか、あるいは最盛期であるか、 というように初期時刻によって対流活動の異なる ステージが予報対象となる。どの初期状態で始めて も同様の予報を行うのか、つまり予報に一貫性があ るのかを調査しておくことは予報作業上の助けに なるだけでなく、もし異なる傾向があればLFMの開 発、改善を進める上でも重要な手掛かりとなる。こ こでは、初期時刻が日中にあたるものも含めて、初 期時刻別の降水予報特性を調査する。調査対象は(1) と同じ対流性降水事例、全26日間である。

検証条件としては、第2.1.1項、第2.1.2項と同一の 検証領域に対して検証格子を10kmにとり、検証格 子内最大降水量20mm/h以上を対象とする。個々の 対流雲を対象とした検証を意図してこの条件とし た3。図2.1.8にFT毎のBIを初期時刻別に示す。同時 に示した観測の頻度から、対流性降水の最盛期が 17JST頃とわかる。LFMの予報は、初期時刻が夕方 になるにつれ予報過多になる様子がわかる。対流現 象の始まる前の初期時刻をみると、00UTC初期値は 予報過少のまま(FT=2までを除くと)ほぼ横ばい に推移し、03UTC初期値の予報は15JSTでBIが1に なるものの最盛期に過少となる。これに対し、 06,09UTC初期値は予報過多傾向を持ち、対流活動 の盛期を過ぎた時間帯に依然として強い降水を予 報している。図2.1.9は初期時刻03,06,09UTCの 21JSTに対する、閾値20mm/h以上および50mm/h 以上の予報頻度を比較したものである。後の初期時 刻ほど強い降水の頻度が多いことがわかる。このよ うに夏季の対流性降水に対してLFMは、実況が現象 の最盛期を過ぎたあとでも強い降水を予報する傾 向があることがわかった。特に夜間に強い対流性降 水が予報される場合、過剰である場合があるので利 用には注意していただきたい。

## (3) 地上気温の特徴

夏季の大気の熱的不安定をきっかけにした対流 性降水を予報するためには、熱源となる地表面が十

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> 10km検証格子内最大20mm/h以上の降水に対する予報 あり、ならびに観測ありの数を、LFMの降水予報分布と LFM格子に変換した解析雨量から抽出した20mm/h以上 の降水セルの数(対流雲の水平スケールを10kmと仮定し、 降水量のピークを中心とした直径10kmの領域が互いに 重ならないようにして、降水量の多い順に特定した降水セ ルの数)とそれぞれ比較するとほぼ同数であった。



図2.1.9 21JSTを対象とした予報と観測の頻度。
10km検証格子内最大降水量が20mm/h以上の頻度
を左側に、50mm/h以上の頻度を右側に示す。各初期時刻の予報の頻度は、03UTCはFT=9(緑)、06UTCはFT=6(橙)、09UTCはFT=3(青)にあたる。解析雨量を灰色で示す。

分に温められることが重要である。地表面それ自体 の検証は観測が不十分なために行えないので、ここ では地表面温度を反映した量として地上気温を評 価する。LFMの夏季における地上気温の特性として、 日中に負バイアスが顕著で、夜間は正バイアスをも っことがこれまでの調査で明らかになっている(平 原 2010)。今回の事例についても同様の傾向が予想 されるが、対流性降水事例に限定して地上気温の平 均誤差を調査する。

これまでの地上気温調査と同様に、LFM領域内の アメダス地点のうち、観測点を囲むLFM格子が4格 子とも陸地として扱われている地点を対象とした。 予報対象時刻ごとの平均誤差を初期時刻別に算出 し、図2.1.10に示す。ここでは地上気温の時間変化 を明瞭にするため、予報値、観測それぞれの平均気 温も図示している (その差が平均誤差になる)。同 図からはやはり、LFMの予報が日中の昇温に追随で きていないこと、夜間に気温が下がっていかないこ と、つまり日変化が現実よりも小さいことがわかる。 FT=0は正バイアスだが、日中の予報については、 FT=1には負バイアスへ転じている。00.03UTC初期 値の地上気温予報は、実況での最高気温の時間帯に 平均で1度近く下回っており、これらの初期時刻の 予報が対流性降水の最盛期を捉えられていなかっ たこととの関連が示唆される。しかし06,09UTC初 期値に関しては、特段に気温が高いわけではなく、 夕方以降の強い降水の予報過多の説明を与えるの は難しい。もとより対流性降水は地上気温のみで決 まるわけではなく、大気の鉛直構造も見ていかなく てはならない。例えばデータ同化によってどのよう な成層状態をもつ初期値が作られているのかなど も調査する必要がある。また、ここで求めた平均誤



図2.1.10 対流性降水事例に対する地上気温予報の対 アメダスでの平均誤差。上部に観測の平均気温(黒 点線)と各初期時刻(赤:00UTC、緑:03UTC、橙: 06UTC、青:09UTC)のFT=0~9の平均気温(●; 左軸)を示し、下部に観測との差、すなわち平均誤 差(▲;右軸)を示す。

差は、上で述べた観測点全ての統計であるので、直 ちに局所性のある対流性降水と結び付けることは できないことも注意するところである。

#### (4) まとめ

対流性降水事例に対して、いくつかの観点で検証 を行った。LFMは、MSMでは予報が難しい対流性 降水の時間変化をよく予報していることがわかっ た。しかし00,03UTC初期値の予報は対流活動の最 盛期で予報過少であり、06,09UTC初期値の予報は、 実況が対流活動の盛期を過ぎたあとでも、強い降水 を過剰に予報する傾向があった。対流活動を駆動す る地表面の状態を評価するため地上気温の検証を 行ったが、日中の地上気温の負バイアスが 00,03UTC初期値の対流性降水の予報過少のひとつ の証左を表す一方で、06,09UTC初期値においては 対流活動との関連は示されなかった。これらの結果 をふまえ、今後さらなる調査を行い、改善に繋げて いきたい。

最後に、地上気温と対流性降水の予報の関連を示 すものとして、2011年8月7日の事例を紹介する。こ の日、本州は高気圧に覆われ日中昇温し、午後山沿 いを中心に対流雲が発達した。さらに夕方には首都 圏でも短時間強雨があった。図2.1.11に当日の 15JSTを対象とした降水と気温のLFMの予報(8月6 日21UTC初期値のFT=9と8月7日03UTC初期値の FT=3)と実況を関東周辺について示す。6日21UTC 初期値は実況にある対流性降水のほとんどを予報 できておらず、地上気温は実況より低くなっている。 一方、7日03UTC初期値の結果をみると栃木や山梨 で50mm/h以上の降水が予報されており、地上気温 はより観測に近づいた分布をしている。このときも



図2.1.11 2011年8月7日15JSTに対する観測と予報。上段は前1時間降水量で、左から解析雨量、6日21UTC初期値の FT=9、7日03UTC初期値のFT=3。丸で囲んだA~D点の13JSTでのCAPEを表2.1.2にまとめた。下段は地上気温で、 左からアメダス、6日21UTC初期値のFT=9、7日03UTC初期値のFT=3。

初期時刻が進むにつれ激しい降水を予報していく 傾向があったことがわかる。上段右図の丸印で示し た点の13JST (7日03UTC初期値で対流性降水が起 こる前)におけるCAPEは、7日03UTC初期値にお いて地表面の温度が十分高いことを反映した結果 かなり大きくなっている(表2.1.2)。7日03UTC初 期値の予報は、解析で風系の改善がなされたために 海風が内陸に侵入した結果、山地で対流性降水が予 報された面もある。しかし日中に内陸へ海風を呼び 込むことや、潜在不安定な大気をつくりだすことに は、やはり内陸の地表面の加熱が重要である。なお、 この事例では親モデルのMSMもほとんど降水予報 ができていなかった。

表2.1.2 図2.1.11上段右で示したA~D点での、13JST におけるCAPE(J/kg)。900hPaの気塊を持ち上げた ときの値を示す。

	6日21UTC初期值	7日03UTC初期值
Α	853	1789
В	212	1652
С	94	562
D	0	64

## 2.1.4 航空気象業務向け地上風向・風速検証

LFM運用の主要な目的の一つは、航空官署におけ る飛行場予報支援である。LFMの特徴の一つとして、 高解像度化により地形の表現が向上することが挙 げられる。これによって、地形の影響を受け易い地 表付近の風の場の予報精度向上が期待されている。 一方、飛行場周辺の風の予報は、航空機の運行計画 の基になる情報であり、さらに、風向・風速の急変 は、航空機の離発着等の安全な運航に重大な影響を 及ぼす気象要因の一つである。これらのことから、 LFMを飛行場周辺の風の予報支援に適用するため には、予報特性を把握することが重要である。

平原(2010)は、2010年の実験運用期間を対象に、 夏季(2010年6月-8月)・冬季(2009年12月-2010年 2月)に分けてLFMのアメダス観測値に対する地上 風検証を行った。その結果、夏季・冬季とも 12-21UTCの夜間を中心に、地上風速の正バイアス がMSMより改善していること、LAにおいてアメダ ス風向・風速がデータ同化に用いられていることか ら、予報初期時刻においてLFMの地上風速バイアス が特に小さいことを示した。なお、平原(2010)は 海陸のそれぞれに分類されるモデル格子毎の予報 特性の違いに配慮 (瀬川 2005) して、観測点を 囲むモデル格子が全て陸地となっているアメダス 観測地点を対象とした。このため、東京国際空港(以 下では羽田と表記)など、沿岸部に位置して海の影 響を受ける地点での地上風予報特性については、明 らかにされているとは言えない。

本項では、LFMの飛行場周辺の風の予報特性を調 査するため、試験運用時のプロダクト作成対象とな っている羽田を主な対象とし、地上付近の風向・風 速の予報特性について調査した結果を報告する。調 査は、2010年1-12月の期間について行い、LFM、 MSMの羽田地点を囲むモデル格子4点の値を線形 内挿した値を羽田地点の値とみなし、羽田の定時飛 行場実況気象通報(METAR報)による観測値と比 較した。

#### (1) 地上風速についての検証

図2.1.12は、予報時刻毎の地上風速の平均誤差を 示す。LFMの対観測風速バイアスはMSMと比べ小 さいこと、またLFMとMSMのバイアスの差は、予 報開始から1時間後にかけて急速に減少し、その後 は予報時間の経過に伴い緩やかに減少することが 分かる。これらは何れも、平原(2010)で見られた 傾向と同じである。一方、LFM、MSMともに風速 に負バイアスが見られている。平原(2010)では、 夏季の日中を除くと両モデルともに正バイアスで あり、この結果は平原(2010)とは逆の傾向を示し ていることがわかる。さらに、季節別に同様の調査 を行ったところ、寒候期と比較して暖候期の方がバ イアスの差が拡大する傾向があることもわかった (図略)。これも逆の傾向を示している。このこと は、地上風速を決める要素である地上気温などの分 布に季節依存性があることを示唆している。

次にバイアスの日変化をみる。図2.1.13は予報対 象時刻毎の地上風速の平均誤差である。日中は、夜 間と比べLFM、MSMともに負バイアスが大きいこ と、LFMの方がMSMと比べ日中の負バイアスが小 さくなっていることが見てとれる。また、季節毎に 見たところ、寒候期より暖候期の方がこの傾向が顕 著になることが分かった(図略)。

今回、地上風速の検証に用いたデータは、平原 (2010)と同様に、地点を囲むモデル格子4点の値 を線形内挿した値であるが、平原(2010)は4点す べてが陸格子となる地点のみを用いたのに対し、今 回、羽田地点の内挿に用いたのは、LFMでは2格子、 MSMでは3格子が海上の格子であった。海上の格子 の数の違いは、モデル解像度の違いによる地形の違 いを反映したものである。図2.1.14に羽田付近の LFMとMSMの海と陸それぞれの格子の分布を示す。 海陸の違いは、粗度や熱容量などの違いを通じて、 地上要素の予報に大きな影響を与えるため、平原 (2010)との傾向の違いは、海陸の違いによるもの である可能性は高い。



図2.1.12 羽田における2010年の予報時間毎の地上風 速の平均誤差。縦軸の単位はkt。赤はLFM、緑は MSMの地上観測値に対するバイアスを表す。



図2.1.13 図2.1.12と同じ。ただし羽田における2010 年の予報対象時刻(UTC)毎の地上風速の平均誤 差。



図2.1.14 羽田周辺の海陸分布。上図はLFM、下図 はMSM。図の赤枠で囲まれた領域が羽田の観測地 点を囲む4格子点を示す。黄色の下矢印は観測地点 を含む格子を示す。藍色で示す格子は海陸比が0.5 未満を示す。陸地に相当する格子は、標高(m)別に 色分けして示す。 そこで、海陸の違いが及ぼす影響を確認するため、 図2.1.12と同じ期間について、羽田の観測地点を囲 む4格子のうち、羽田に最も近い陸の格子(図2.1.15) と、その東側に隣接する海の格子(図2.1.16)にそ れぞれ着目し、2010年の予報時間毎の平均誤差を求 めた。図からLAの予報初期のバイアスの減少は、陸 格子で顕著であること、海格子は、LFM,MSMとも にバイアスが小さいことが分かる。

このことから、まず羽田の観測データが、モデル の海格子の値に近いことが分かる。そのため、風速 の弱い陸格子の観測データでは負バイアスが大き くなっており、このことが、平原(2010)とはバイ アス傾向が異なる要因であると思われる。LAでは、 この傾向を受けて、特に陸上で風速を強める傾向の 修正が加えられるため、予報初期のバイアスは小さ くなるが、LFMによる予報が始まるとモデルの場に 急速に適応し、粗度の大きい陸格子では予報初期の 短時間にバイアスは急速に大きくなる(平原 2010)。 その結果、図2.1.15に見られるように、予報開始か ら1時間後以降ではLFMとMSMのバイアスにはほ とんど違いが見られなくなる。一方、海格子では LFMとMSMにバイアスの違いはほとんどみられな いが、観測点に近いMSMの海格子のうち陸の影響 をより多く受ける格子では、負バイアスとなる傾向 が見られた(図略)。図2.1.12で全体的にMSMのバ イアスが大きくなっているのは、この海格子の影響 によるものであった。



図2.1.15 図2.1.12と同じ。ただし羽田を囲むモデル 格子4点のうち観測点を含む格子(陸)が対象。縦 軸の単位はkt。赤はLFM、緑はMSMの地上観測値 に対するバイアスを表す。



図2.1.16 図2.1.15と同じ。ただし羽田を囲むモデル 格子4点のうち、図2.1.15の東側に隣接する格子 (海)が対象。

このように、羽田のように沿岸部に位置する空港 の地点予報用の数値予報プロダクト作成に利用す る場合は、モデルの海陸の違いによる地上要素の予 報特性を十分に把握しておく必要がある。

#### (2) 地上風向変化に着目した検証

飛行場付近の風向は、航空機の離着陸に使用する 滑走路の決定に大きな影響を与える。このため、風 向変化を事前に予測することは、運行計画上有用で ある。また、風速と同様に風向の急変は、離着陸時 の安全運航に影響を及ぼすため、風向急変の事前予 測に資する数値予報に基づく情報も求められてい る。ここでは、羽田地点で見たLFMの地上風向の予 報特性について調査した結果を記述する。

## (a) 検証方法

本項でも、航空気象観測通報による地上実況およ びMSMとの比較によって、羽田におけるLFMの風 向変化の予測特性を調査する。以下では、LFMと MSMにおける「風向変化」を、航空気象観測にお ける通報上の定義を参考に、30分間隔の格子点値に おいて、前30分値との風向差が60度以上であると定 義する。弱風時の風向変化を除外するため風速は 3kt以上を条件とする。これより短い時間間隔の風 向変化を伴う事象も、航空機の安全運航上重要であ るが、ここでは取り上げず、今後の課題としたい。 羽田地点において、LFMで風向変化が見られた事

例を、2010年1月-12月の1年間について調査した。 LFMの風向変化が予報時間(予報初期時刻から9時 間)内に存在した初期時刻を「事例」として数えた 場合、65事例が該当した。同様の条件で見たときに、 MSMで風向変化が見られたのは22事例であった。 ちなみに、同じ条件で航空気象観測通報における 「風向変化」を確認したところ、248時刻が該当し、 これをLFMの予報があった「事例」に反映させると、 421事例となる。なお、ここでは特別飛行場実況気 象通報(SPECI報)や風向不定は除外している。

ここで、風向変化が観測された事例のうち、LFM で風向変化がみられたのは38事例、MSMでは17事 例であった。以下では、LFMとMSMの両方で風向 変化が見られた予報事例の特徴について述べる。

#### (b) 全般的な特徴

風向変化が低気圧や前線などの大規模な場の影響によってもたらされる場合は、概ねLFMはMSM と似た風向変化の予報特性を示していた。特に、寒 冷前線などに伴う地上収束線の通過事例について は、LFM、MSMとも観測された風向変化との対応 は良かった。このうち、降水を伴う場合、LFMの方 が、MSMよりも観測に近い風向変化を示し、降水 系の表現が良い事例が見られた。

一方、夏季の高気圧圏内での熱雷や、寒冷前線前 面の暖湿流場などによる不安定降水事例では、降水 の位置ずれによって、また、台風に伴う降水系の強 度や形状などでは良い予報をしている場合も、それ が羽田付近を通過するタイミングのずれなどによ って、観測とは異なる風向を示す事例も見られた。 この特徴は、氏家(2009)で報告されている。

このように、LFMの風向変化の予測特性は、降水 系を伴う気象場の予測結果に大きく依存する傾向 がみられた。以下に、それらの特徴を示す事例を紹 介する。

# (c) MSMと比較してLFMの表現が良い事例

総観場で前線が解析されていない場合であって も、降水や温度傾度を伴うなど、地上収束線が明瞭 な事例においては、LFMがMSMと比べて観測との 対応が向上した例が見られた。地上収束線の通過に よる風向・風速の変化が、航空機の運航に影響を及 ぼした例は、竹之内・中山(2008)でも示されてい る。ここでは、2010年7月24日06UTC初期値の結果 を取り上げる。これは、図2.1.17で示すように、北 日本を気圧の谷が通過する際に、降水を伴った地上 収束線が関東地方を通過した事例で、羽田では風速 27ktのガスト、及び落雷が観測通報された。

図2.1.18は、羽田における地上風の時系列の比較 を示す。LFMでは観測と同様に、12UTC頃に南か ら北よりに風向が変化しているが、MSMでは風向 変化は予想されていない。この事例については、 MSMは降水系やそれに伴う明瞭な地上収束線の表 現が十分ではなく(図2.1.19a、図2.1.19c)、地上収 束線の通過に伴う風向変化を予想することができ なかった。LFM(図2.1.19b)は対照的に、観測に 近い降水系やそれに伴う地上収束線と、その推移を 予想した。

この事例では、予報初期時刻において、地上気温 の分布等がLFMの方が観測に近いことから(図略)、 LAにおいて、アメダス観測データを同化している効 果があったと考えられる。



図 2.1.17 地上天気図 (2010 年 7 月 24 日 9 時)







図2.1.19 2010年7月24日12UTCにおける(a)解析雨量1時間値mm/h、アメダス気温℃、地上風向・風速。図中の×印 は、羽田地点を示す。 (b) LFM( 2010年7月24日06UTC初期値,FT=6)、地上風向・風速、等値線(赤)は標高補正さ れた地上気温、前1時間降水量。(c) MSM( 2010年7月24日06UTC初期値,FT=6)、地上風向・風速、等値線(赤)は標 高補正された地上気温、前1時間降水量。なお風向・風速の長矢羽根は10kt、短矢羽根は5ktを表す。

## (d) MSMと比較してLFMの表現が良くない例

羽田地点において、LFMの方が風向変化のタイミ ングが良くなかった例として、図2.1.20に2010年9 月8日03UTC初期値の事例を示す。これは、本州に 上陸した台風第9号の影響による強雨事例である。 図2.1.21に示すように、LFMは07-08UTCにかけて 観測でみられた風向変化を予報できておらず、観測 から遅れて09-10UTC頃に予報している。

羽田で風向変化が観測された2010年9月8日 08UTCの観測を図2.1.22aに示す。台風に伴う複数 の降水系が関東南部から静岡にかけて見られ、神奈 川西部と、東京湾付近に特に強い降水が観測されて いる。羽田の風向変化はこの降水系の通過によりも たらされたと考えられる。

LFMの予報結果(図2.1.22b)では、降水系の予報は、MSM(図2.1.22c)と比べて、降水強度・形状ともに観測に近いが、降水系の位置がやや北にずれており、これが羽田地点での風向変化のタイミングのずれの原因となっている。一方、MSMでは降水系の強度・形状は観測とかけ離れているものの、降水系の位置が観測に近いために、観測で見られた風向変化のタイミングを良く予報出来たと思われる。このように、降水系が存在する場合、地点における風向の変化は、降水系の位置や時間に大きく依存することが多い。しかしながら、その発生・発達する場所やタイミングには不確実性があるため、その位置ずれやタイミングのずれに留意する必要がある。

#### (3) まとめ

LFMの飛行場予報支援資料としての予報特性を 把握するために、まず、羽田地点の地上付近の風 向・風速に着目した調査を行った。陸上格子のみを 対象としたこれまでの検証結果と異なり、観測と比 較した際のバイアスの傾向や、バイアスの日変化が



図 2.1.20 地上天気図 (2010 年 9 月 8 日 9 時)



図2.1.21 2010年9月8日03-12UTCの羽田の地上風 向・風速時系列。長羽根10kt、短羽根5ktの風速を 表す。上:METAR報/SPECI報、図中の赤のGは SPECI報中でガストが、黄色のVは風向変化の通報 があった時刻を示す。中:LFM時系列。下:MSM時 系列。

従来の検証結果とは逆の結果となった。これは、観 測データが、粗度が小さく風が強い傾向となるモデ ルの海格子の値に近く、相対的に風の弱い陸格子で 負バイアスの傾向となるためであった。また、同じ 海格子でも陸格子に囲まれてその影響を受けやす



図2.1.22 図2.1.19 と同じ、ただし2010年9月8日08UTCにおける、(a)解析雨量1時間値mm/h、アメダス気温℃、地 上風向・風速、(b) LFM(2010年9月8日03UTC初期値,FT=5)、(c) MSM(2010年9月8日03UTC初期値,FT=5)。

いところでは風が弱くなる傾向も見られた。このように、羽田のように海に近い地点では、モデルの海陸の違いによる地上要素の予報特性を把握する必要性が示唆された。風向変化の予報特性については、その結果が降水系の予測結果に大きく依存する特徴があらためて確認できた。

### 2.1.5 まとめと今後の課題

試験運用期間を含んだ通年のLFMの予報を行い、 結果を統計的に解析したところ、これまで研修テキ ストなどで報告してきた強い降水の過多などの予 報特性が、季節で相違があるものの傾向としては年 間を通じたものであることがわかった。

また、気圧配置別に分類した統計検証を行った結 果、LFMの降水予報特性に気象場による違いが見ら れ、強い降水の過多が特に起きやすい場があること などがわかった。今回行った分類の中で、太平洋高 気圧下にある夏型では、日中の強雨の予報精度に関 してMSMより優れていることや、検証格子を広く とればその優位性が顕著になることが示された。す なわち、ある程度の位置ずれを見込むと、LFMは夏 型における強雨のポテンシャルを捉えるのに有効 であると言える。

MSMに対するさらなる優位性を示すため、対流 性降水の事例に絞って分析を行った。その結果、 LFMは日中の対流性降水による強雨の時間変化を よく予報していることがわかった。しかし初期時刻 別に分析してみると初期時刻が夕方に近づくほど、 現実の対流活動の盛期は過ぎているにもかかわら ず、より強い降水を予報する傾向があることがわか った。また、地上気温に関しては日中の負バイアス が顕著であり、熱的不安定による対流活動を駆動す るのに十分地表面が温まっていない場合があると 考えられる。そのため実況で激しい対流活動がある 場合でもLFMがほとんど予報しない事例が存在す る。

モデルの中で地上気温が十分上昇していないの に夕方以降の対流活動が活発になるのは矛盾して いるように見える。モデルが潜在不安定な成層を長 く保持し続けているのかもしれないし、あるいは初 期値において観測程度の地上気温を持っているこ とが関係あるのかもしれない。いずれにしても、LA で作られる初期値も含めて対流活動に伴う成層状 態の変化を含めた詳細な分析や、地上気温の昇温を 妨げている原因の調査など進めていく必要がある。

また、防災情報に資するための短時間強雨に関す る検証だけでなく、航空機の安全運航にとってより 重要な、風向急変の予測可能性についての詳細な検 証を進めていくことも重要な課題である。

今回、1日8回の試験運用を年間通じて実施したこ

とで、多様な気象場の予報が蓄積された。また初期 値別の観点での検証も可能になり、様々な方向から 検証、さらにはそれを踏まえての改善を行っていき たいと考えている。

そしてLFMの予報精度向上には、LAの改善も重 要である。これについては永戸ほか(2010b)や藤 田・倉橋(2010)に現在取り組んでいる課題につい て挙げられているので参照願いたい。数値予報課で は、次期計算機での本運用に向けて、引き続きLA, LFMとも精度向上のために開発を進めていく予定 である。

### 参考文献

- 氏家将志,2009:高分解能局地モデルの開発と実験 運用.平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁 予報部,90-96.
- 永戸久喜,石田純一,藤田匡,石水尊久,平原洋一, 幾田泰酵,福田純也,石川宜広,吉本浩一,2010a: 局地数値予報システムの概要.平成22年度数値予 報研修テキスト,気象庁予報部,1-3.
- 永戸久喜,石田純一,藤田匡,佐藤芳昭,2010b:今 後の計画.平成22年度数値予報研修テキスト,気 象庁予報部,25-27.
- 瀬川知則, 2005: 地上気象要素の検証. 平成17年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 21-23.
- 竹之内健介,中山寛,2008:地上収束線の通過に伴 う風向急変の事例.数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部,199-202.
- 成田正巳,2008: 現業メソ数値予報モデルの湿潤過 程の改良. 数値予報課報告・別冊第54号,気象庁 予報部,75-80.
- 成田正巳, 森安聡嗣, 2010: メソモデルの対流スキ ームの変更. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 53-61.
- 平原洋一, 2010: 全般検証. 平成22年度数値予報研 修テキスト, 気象庁予報部, 4-10.
- 藤田匡, 倉橋永, 2010: 局地解析. 数值予報課報 告·別冊第56号, 気象庁予報部, 68-72.
- 吉野正敏, 気候影響・利用研究会, 2002:日本の気候 I —最新データでメカニズムを考える—, 二宮 書店, 275pp.
- Kain, J.S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An Update. J. Appl. Meteor., 43, 170–181.
- Kain, J.S. and J.M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. J. Atmos. Sci., 47, 2784–2802.

### 2.2 観測データ未入電時におけるガイダンスの精度1

### 2.2.1 はじめに

平成23年(2011年)東日本大震災の際に東北地方 の太平洋沿岸のアメダス地点の多くが被災し、長期 にわたって観測値が欠測となった。ガイダンスには 観測値を元に予測式を日々最適化しているものが多 くある(付録Aを参照)。観測データが途絶えるとこ れらのガイダンスの予測式は最適化されず、観測デ ータが途絶える前の予測式を用いた予測を継続する こととなる。このことがガイダンスの精度にどの程 度影響するかが懸念される。

観測データが未入電となることによるガイダンス の精度への影響を調べるため、東日本大震災と同じ 季節にあたる平成22年(2010年)の3月から翌年7 月までの16か月間、全国のアメダス地点の観測デー タが未入電となったと仮定した実験を行った。本節 ではその結果を報告する。

### 2.2.2 調査方法

実験では、平成22年(2010年)3月11日以降、全国のアメダス地点のデータが未入電となったと仮定して平成23年(2011年)7月までの16か月間のガイダンスを作成した。風ガイダンス(MSM最大風速ガイダンス)、気温ガイダンス(MSM最高・最低気温ガイダンス)を対象に、同期間のルーチンのガイダンスの結果との精度を比較した。以降、実験の結果をtest、ルーチンの結果をentlとする。検証結果は03UTC初期値の結果を紹介する。



図 2.2.1 定時風ガイダンスの風速の初期時刻別の RMSE の時系列図。赤は test、青は cntl、緑は mdl (MSM の予測 値)を表示している。太線は 30 日移動平均。縦軸の単位は m/s。a は 2010 年 5 月 1 日、b は 2010 年 10 月 1 日、 c は 2011 年 5 月 1 日を示す。



図 2.2.2 定時風ガイダンスの風向の初期時刻別の RMSE の時系列図。赤は test、青は cntl、緑は mdl (MSM の予測 値)を表示している。太線は 30 日移動平均。縦軸の単位は度。a は 2010 年 5 月 1 日、b は 2010 年 10 月 1 日、c は 2011 年 5 月 1 日を示す。

1 小泉 友延、後藤 尚親



図 2.2.3 最高気温の RMSE 時系列グラフ。赤は test、青は cntl、、緑は mdl(MSM の予測値)を表示している。太線 は 30 日移動平均。縦軸の単位は℃。a は 2010 年 6 月 1 日、b は 2010 年 10 月 1 日、c は 2011 年 6 月 1 日を示す。



図 2.2.4 最低気温の RMSE 時系列グラフ。赤は test、青は cntl、、緑は mdl(MSM の予測値)を表示している。太線 は 30 日移動平均。縦軸の単位は℃。a は 2010 年 6 月 1 日、b は 2010 年 10 月 1 日、c は 2011 年 6 月 1 日を示す。

## 2.2.3 調査結果

## (1) 風ガイダンス

風ガイダンスでは、初期時刻ごとに全アメダス地 点のFT=1~24までの予測と観測結果から風向と風 速のRMSEを求めて精度を検証した。

図2.2.1は、定時風ガイダンスとMSM地上風の風 速のRMSEの時系列グラフである。同様に図2.2.2は 風向のRMSEの時系列グラフである。なお、MSM 地上風はアメダス地点に最も近い格子の値で検証し た。風速、風向ともに、観測データが未入電となっ てからしばらくはcntlとtestとの差はほとんど見ら れないが、季節の変わり目となる5月頃(図2.2.1、 図2.2.2のa)からtestとcntlとの精度の差が大きくな った。季節が夏から秋に変わり10月(図2.2.1、図 2.2.20b)になると再びtestとcntlとの精度の差は小 さくなり、翌年の5月頃(図2.2.1、図2.2.20c)にな るとまたtestとcntlとの精度の差が大きくなった。こ のようにtestとcntlとの精度の差に季節変化が見ら れたが実験期間を通じてtestはMSMの予測値より も精度はよかった。最大風速ガイダンスについても 同様の結果であった(図は省略)。

testとcntlとの精度の差に季節変化が見られたの は、観測データが途絶えて予測式の最適化が停止し たことにより、予測式がモデルのバイアスの季節変 化に対応できなくなったためと考えられる。一方、 予測式の最適化が正常に行われていたcntlは、モデ ルのバイアスの季節変化に対応し、1年を通じて良 い精度を維持することができた。

# (2)気温ガイダンス

気温ガイダンスでは、初期値ごとに全アメダス地 点の翌日の予測と観測結果から最高気温と最低気温 のRMSEを求めて精度を検証した。

図2.2.3は、最高気温のRMSEの時系列グラフである。同様に図2.2.4は最低気温のRMSEの時系列グラ

フである。なお、MSM地上気温はアメダス地点に 最も近い周囲4格子を内挿した値で検証した。最高 気温、最低気温ともに、観測データが未入電となっ てから季節の変わり目となる5月頃まではtestは mdlに比べて精度が高いことを確認出来たが、6月頃

(図2.2.3、図2.2.4のa) になるとtestの精度がmdl の精度より悪くなった。季節が夏から秋に変わり10 月(図2.2.3、図2.2.4のb) になると再びtestの精度 がmdlの精度を上回るようになり、翌年の6月頃(図 2.2.3、図2.2.4のc) になると再びtestはmdlに比べて 精度が悪くなった。

この実験のようにtestの精度に季節変化が見られ たのは、予測式の係数が固定されているため、モデ ルの気温や風系のバイアス傾向が変化することに対 応できず、精度が悪くなったことが考えられる。一 方、係数更新が正常に行われているcntlについては 季節変化に伴い係数を適切に更新するため1年を通 じて良い精度を維持していることも確認できた。

### 2.2.4 まとめ

調査の結果から、観測データが未入電となった場 合のガイダンスの精度は、データが未入電となった 期間よりも季節に依存することがわかった。観測デ ータが未入電となっても、季節に変化がない期間で あればガイダンスはある程度の精度を維持するが、 季節が変わると精度が悪くなり、気温ガイダンスで はMSMの予測値よりも精度が悪くなる時期があっ た。これは観測データが未入電となることによりガ イダンスの予測式の日々の最適化ができなくなり、 ガイダンスの予測式が数値予報モデルのバイアスの 季節変化に対応できなくなったためと考えられる。

実験のように1年以上にわたって観測データが未 入電となることは想定し難いことであるが、短期間 であっても季節の変わり目を含む場合はガイダンス の精度が維持されない場合がある。観測データが継 続して未入電となっている地点がある場合は、周辺 の地点の予測値と比較することにより該当地点のガ イダンスの予測値が妥当であるかを確認しながら利 用することが望ましい。

### 2.3.1 はじめに

数値予報とは、地球の大気を支配する物理法則を 数値的に解くことであり、コンピュータを使うこと を前提に、その業務や開発が成り立っている。コン ピュータの歴史を振り返ると、古くは歯車を使った 機械式のコンピュータも作られた。筆算に比べると 速いものの、毎秒1演算(単精度実数演算のことを フロップス(FLOPS)という。したがって、1 FLOPS)程度の速度にとどまった。もっと高速に動 作させるために電子回路が用いられるようになり、 プロセッサ、メモリ、入出力装置という現在のコン ピュータの構成が広く用いられるようになった。数 値予報で用いるスーパーコンピュータも当然なが ら、こうした構成からなる、いわば「電子部品の巨 大な塊」である。

コンピュータの歴史はその高速化の歴史でもあ る。単体のプロセッサの高速化、複数プロセッサコ アを1つのパッケージに封入するマルチコア化に よる性能向上、複数の処理を同時に処理できるよう に工夫された超並列コンピュータの台頭など、演算 性能はわずか 60 年余りでおよそ 200万倍と、大き く向上した。一方、真空管からトランジスタ、LSI というテクノロジーの進歩により集積化が進めら れ、省電力化や省スペース化にも取り組まれてきた。

このような歴史を経て、コンピュータの演算性能 は飛躍的に向上した。さらに、数値予報で用いるよ うなスーパーコンピュータは年々大規模になり、プ ロセッサの数も飛躍的に増え、消費電力は上昇し続 けている。このランニングコスト上昇の問題は非常 に頭の痛い課題で、かつその解決にはコンピュータ の設計者、製造者、そして利用者が一丸となって取 り組む必要がある。世界のスーパーコンピュータの 性能ランキングとして、年2回開催される国際コン ピューティング会議で毎回発表される TOP500 が 有名であるが、消費電力あたりの性能のランク付け を行う Green500 も実施されている。こうした取 り組みは、高速化ばかりではなく、消費電力が少な く環境負荷の小さいコンピュータを全体で考えて いこう、重視していこうという流れに他ならない。

コンピュータの消費電力については、数値予報モ デルの開発に取り組む数値予報課としても無関心 ではいられない。本節ではこの省電力コンピュータ に向けた取り組みとして、最近注目されている 「GPUコンピューティング」とその数値予報への利 用の現状と課題について、東京工業大学(以下、東

工大)との共同研究の成果を中心に述べる。

なおテラやペタといった情報量の接頭語が登場 する。説明の便宜のため、これらの一覧を表2.3.1に 示す。

<u>表 2.3.1</u> 情報 量(!) 接明語	吾	
----------------------------	---	--

名前	記号	漢字	十進数表記
なし	なし	なし	1
キロ	K	一千	1,000
メガ	Μ	百万	1,000,000
ギガ	G	十億	1,000,000,000
テラ	Т	一兆	1,000,000,000,000
ペタ	Р	千兆	1,000,000,000,000,000
エクサ	Е	百京	1,000,000,000,000,000,000

### 2.3.2 GPUとは

GPU とは Graphics Processing Unit の略で、 グラフィック表示の処理を行うプロセッサのこと である。ゲームなどの3次元コンピュータグラフィ クスの処理では、視点の変更、物体の平行移動や回 転の処理など膨大な量の計算が必要になり、その処 理を行う専用のユニット(アクセラレータ)として GPU が広く利用されている。この GPU をグラフ ィック処理以外の科学技術計算に活用しようとい う動きが広がっており、汎用的な処理ができる GPGPU (General-Purpose computing on GPUs) へと進化している。以下、ここでは GPU と GPGPU とを区別せず、単にGPUコンピューティン グと呼ぶことにする。

GPUの魅力は、演算性能が非常に高く、かつ安価 で省電力であることである。特に、気象計算でも頻 出する繰り返し計算において、その能力を最大に発 揮できる。図2.3.1にここ数年のCPUとGPUとの性 能の比較を示す。GPUでは1TFLOPSを超える性能 を持つものがあり、パソコンショップで数万円程度 の価格で購入することができる。パソコンで利用す



図 2.3.1 GPU (緑系) と CPU (青系)の理論性能 比較のトレンド。(NVIDIA, 2011)

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> 室井 ちあし

ることからもわかるように、スーパーコンピュータ としては少ない消費電力である。数値予報の計算に とって非常に重要な、メモリアクセスが高速である 点も大きな魅力である。

ゲーム機で計算をするという発想は新鮮に思わ れるかもしれないが、パソコンの PCI Express な どの拡張バスに挿入するグラフィックスボードば かりでなく家庭用ゲーム専用機が高速の処理能力 を持ち、かつ安価であることは知られていた。すな わち、これを科学技術計算に使おうという考えは新 しいものではないが、充実した開発環境が整えられ、 ユーザーフレンドリーになったのは最近のことで ある。

このように、GPU は多くの魅力に満ちあふれて いるが、その利用にあたっては様々な努力が必要で あり、今まさに技術開発が進められている分野であ る。

### 2.3.3 数値予報での GPU 利用の取り組み

気象庁では東工大と共同で、実際のGPUを用いた 数値予報に向けた研究開発を実施しているので、そ の取り組みについて紹介する。

高速で安価、省電力という様々なメリットのある GPUを気象計算、数値予報の分野でも利用すべく、 気象庁が現在開発を進めている次世代メソモデル asuca (河野ほか 2011)のプログラムを GPU に 対応できるように書き換え、東工大のスーパーコン ピュータ TSUBAME 2.0 (東京工業大学 2011,図 2.3.2)上で動作するように移植を行った。 TSUBAME 2.0 は2010年11月のTOP500で世界第 4位、2011年6月に世界第5位にランキング、さらに Green500でも世界第4位に入っている、日本を代 表するスーパーコンピュータである。安価なPCサ ーバに GPU を搭載しクラスタ化、かつ省電力性が 高いことが、従来のスーパーコンピュータにはない 大きな特徴である。

後述するように、移植には大きな手間がかかるこ とが最大の障害であり、これを前提にして研究方針 の検討が進められた。

移植するモデルとしてこの次世代メソモデルを



図 2.3.2 東京工業大学のスーパーコンピューター TSUBAME2.0 (東工大のご厚意による)。

選択した理由は、気象庁にとっては将来のメソモデ ル・局地モデルにふさわしいコンピュータの仕様に ついて知見を得ることができること、一方東工大側 としては、既存の全球モデルGSM や非静力学メソ モデル JMA-NHM の気象モデルはプログラムが 煩雑かつ膨大であるため、GPU化の作業が相当困難 であること、などが主な理由である。

GPUを利用するにあたって、方針が大きく2つあ る。ひとつは部分的にGPUを利用する方法、もうひ とつは全部GPUを利用する方法である。前者は、例 えば大きな計算コストを必要としGPU利用が比較 的容易である物理過程のみを GPU に対応させる という方法で、後者は文字通りモデル全体をGPUに 対応させる方法である。前者は開発コストが低いと いうメリットがあるものの、得られる高速化のメリ ットが少ない。後者は開発コストが非常に大きいも のの、計算時間短縮という点で得られる成果は大き いと期待できる。米国ではメソモデル WRF に対し て、一部のみをGPU を活用して高速化する前者の 方法が先駆的に行われている(Michalakes, J. and M. Vachharajani 2008)。これに勝る性能を得るた め、東工大は後者の、すなわち次世代メソモデル全 部をGPU利用する方針を採用した。

なお GPU 上でモデルをコーディングするにあ たって、CUDA (Compute Unified Device Architecture) と呼ばれるC言語の統合開発環境が 用いられており、C言語と似た言語が採用されてい る。一方ここで取り上げた次世代気象モデル asuca や気象庁の全球モデル、非静力学メソモデルをはじ め伝統的な数値予報モデルはみな、科学技術計算用 に設計された Fortran 言語で記述されている。し たがって、Fortran から CUDA への書き換えが必 要となり、実際にFortran から C 言語へ、さらに C 言語からCUDA へとコードの書き換えが行われ ている。また計算効率を高めるために、単なる言語 の翻訳ではなく、プログラム構造の修正も必要にな る。Fortran のままGPU対応する技術も最近登場し ているが、得られる性能が未知であったため、ここ では採用されなかった。なおこの書き換えにあたっ ては学際的な研究開発が必要であり、関与する研究 者・開発者全体で方針を正しく決めることが肝要で ある。ここがGPUコンピューティングの実利用の鍵 を握るといっても過言ではない。

この取り組みの結果、asuca のGPU対応版は TSUBAME 2.0 の 3990 個のGPUを使って 145TFLOPSという非常に高い実効性能を達成した。 (参考であるが、気象庁のメソモデル(MSM)の実効 性能は0.7TFLOPS程度である。)またMSM の予報 値データを初期条件・境界条件として水平解像度 500m、格子数 4792×4696×48という日本全体を



図 2.3.3 水平解像度 500m 格子で日本全体を覆って、次 世代メソスケール気象モデル asuca で計算した雲分 布 (下川辺, 2011 より)。

覆う広い領域をとった場合でも、TSUBAME2.0 の 437GPUを用いて実行することができた(下川辺ほ か 2011; Shimokawabe et al. 2011) 。その計算結 果の一例を図2.3.3 に示す。

詳細な事情は割愛するが、気象計算、数値予報分 野でのGPU利用は一般に困難だと考えられていた。 大雑把にいえば、数値予報モデルの物理過程は比較 的GPU対応は容易であるのに対して、力学過程を高 速に動作させることは困難である。前述の、部分的 にGPUを使用する方法が米国で先駆的に行われた のは、このような事情がある。今回の気象庁と東工 大との取り組みは、気象モデルを全部GPU利用する ように対応させたという意味で画期的であり、気象 分野での GPU 利用可能性を示したと言える。

#### 2.3.4 今後の課題

省電力の取り組みとしてGPUの活用について述 べてきた。これまでの取り組みにより、計算時間に 大きな制約がある現業の数値予報においても、ある 程度の利用可能性があることがわかったが、実際の 業務での利用までには、解決すべきいくつかの課題 がある。

これまで、気象庁の局地モデル、メソモデルでの 利用を念頭におき、GPU上で次世代メソモデルの移 植・開発が行なわれてきた。しかし気象庁の数値解 析予報システムにはそれ以外にも、全球モデル、全 球・メソのデータ同化、アンサンブル予報システム など、多数のモデルが運用されている。スーパーコ ンピュータ上のモデルすべてを GPU 利用におき かえるには、これらもGPU対応にする必要がある。

これには今後さらなる研究開発が必要であり、実 用化までには中長期的な視野で検討する必要があ る。あくまでもひとつの可能性であるが、それまで の間、段階的な GPU への移行も検討する必要があ る。すなわち、スーパーコンピュータを GPUと従 来型からなる、ハイブリッドタイプのシステムにす ることも、当面は数値予報システムの一部の移植の みで済むことから有効と思われる。 開発環境の整備についても課題である。これまで の取り組みは上述のとおり、CUDAというC言語の 開発環境が用いられているが、従来のFortran プ ログラムからの書き換えに大きな手間がかかる。自 動変換プログラムやFortranのままGPU化を行 う技術には今後大きな期待がかかる。一方ハードウ ェアにおいても、GPUそのものを発展的に解消して、 従来のCPUと統合しようという動きも存在する。 その場合、コンピュータの仕様はどうなっていくの か、プログラミング言語・開発環境は何を使うこと になるのか、大いに注目される。

GPU はパソコンで広く用いられていることから 市場に数多く流通しており、製造側の事情として単 価を下げやすいという特徴があるため、高性能で安 価な「GPUコンピューティング」というビジネスモ デルが成立している。将来 CPU と統合した場合、 市場規模の小さいスーパーコンピュータの利用者 と今後どのような関係でコンピュータが発展して いくのかにも、注目すべきである。

# 参考文献

- 河野耕平、荒波恒平、原旅人、北村祐二、室井ちあ し,2011: 気象庁における非静力学モデル asuca の開発状況, 第13回非静力学モデルに関するワ ークショップ.
- 下川辺隆史,青木尊之,石田純一,河野耕平,室井 ちあし,2011:メソスケール気象モデルASUCA のTSUBAME 2.0での実行,ながれ,日本流体力 学会,第30巻第2号,75-78.
- 東京工業大学, 2011: TSUBAME 2.0 の仕様
- NVIDIA, 2011: CUDA Programming Guide Version 4.0
- Shimokawabe, T., T. Aoki, T., J. Ishida, J., K. Kawano, K., and C. Muroi, C, 2011: 145 TFlops performance on 3990 GPUs of TSUBAME 2.0supercomputer for an operational weather prediction., First International Workshop on Advances in High-Performance Computational Earth Sciences: Applications and Frameworks (IHPCES), Singapore.
- Michalakes, J. and M. Vachharajani, 2008: GPU Acceleration of Numerical Weather Prediction. Parallel Processing Letters 18, No. 4., 531--548.

## 3.1 概要1

本章では2012年(平成24年)中に予定されている スーパーコンピュータシステム更新(以下、計算機更 新)に伴い稼働を開始する第9世代数値解析予報シス テム(NAPS9)の概要について述べる。なお計算機 更新については現在のところ2012年(平成24年)の 稼働開始を予定している。

本節ではNAPS9の概要について述べる。より詳細 について、第3.2節では数値解析予報システムの開発 計画、第3.3節ではアプリケーションの開発計画を、 それぞれ紹介する。第3.4節では導入するスーパーコ ンピュータシステムについて、述べる。

#### 3.1.1 はじめに

2005年(平成17年)3月に更新された気象衛星セン ター計算機システム、および2006年(平成18年)3月 に更新された第8世代数値解析予報システム (NAPS8)(竹内 2005)のスーパーコンピュータは、 予測精度の向上と防災気象情報の高度化を目的と して、NAPS9へ2012年中の更新を予定している。 中核のスーパーコンピュータの理論ピーク性能は 約850TFlops(テラフロップス)、すなわち1秒間に 850兆回の浮動小数演算を実行できる性能をもつ。 これは現NAPSの性能と比較して約30倍である。新 旧スーパーコンピュータの比較を表3.1.1に示す。

#### 3.1.2 数値解析予報システム更新の概要

数値解析予報システム更新にあたっては、現在運 用しているモデルや解析などのシステムをそのま ま移行する。加えて、水平分解能 2km の局地モデ ル・局地解析の本運用を計算機更新後速やかに開始 する。局地モデルの本運用では当初、現在の試験運 用の仕様(永戸ほか 2010,本研修テキスト第2.1節) のまま、すなわち東日本領域を対象として9時間予 報を、3時間毎に1日8回実行する。

アプリケーションについても現在運用している ものをそのまま移行する予定である。

### 3.1.3 将来の開発課題

数値解析予報システム更新後、改善に向けた開発 に取り組んでいく。更新1年後を目処に運用する計 画の予報モデル、解析システムの仕様をそれぞれ表 3.1.2,表3.1.3 に示す。

メソモデル(MSM)については主に北海道・南西諸 島の精度改善と、メソモデル予報値を側面境界値と して利用する局地モデルの精度向上を目的に、予報 領域を拡大する。さらに飛行場予報の支援を強化す るために、予報時間をこれまでの15時間・33時間を 1日3回ずつ交互に実行する仕様から、すべての初期 時刻について36時間に変更する。また物理過程の改 善やデータ同化の高度化による精度向上を目的に、 鉛直層数を50層から75層に増強する。

また更新を機に本運用を開始する局地モデル (LFM)については、東京国際空港を離着陸する航空 機の運航支援をはじめとする予報作業を支援でき るように予報領域を日本全体に拡大し、実行頻度を 3時間毎(1日8回)から毎時(1日24回)に高める。

全球モデル(GSM)について、水平解像度は20km 相当のまま変更しないものの、メソモデルと同様、 物理過程の改善やデータ同化の高度化による精度 向上を目的に、鉛直層数を60層から100層に増強す る。

週間アンサンブル予報システム(WEPS)について は水平分解能は現在の60km相当から40km相当へ、 鉛直層数についても現在の60層から100層へと増強 する。また、実行頻度を1日1回(12UTC初期値)から 1日2回(00UTC,12UTC初期値)に変更するととも に、メンバー数を見直し、高頻度の資料を提供する ことによって予報作業の支援を強化する。さらに予 報時間について、一部メンバーについて2週間に延 長し、週間天気予報と1か月予報の2週間目、および 異常天候早期警戒情報を一体的に支援することも 計画している。

台風アンサンブル予報システム(TEPS)について は、メンバー数を25に増強し予測不確実性情報の精 度向上を図るとともに、週間アンサンブル予報モデ ルと同様、水平分解能は現在の60km相当から40km 相当へ、鉛直層数についても現在の60層から100層 へと増強する。

メソアンサンブル予報システムについては、 NAPS9導入後開発を本格化させ、NAPS9中に試験 運用を開始する予定である。システムの仕様など詳 細は未定であり、別の機会に報告することとしたい。

アプリケーションについては、予報モデルの変更 にあわせてガイダンスの仕様を変更する。

# 3.1.4 まとめ

2005年3月に更新された気象衛星センター計算機 システム、および2006年3月に更新された第8世代数 値解析予報システム(NAPS8)について、予測精度の 向上と防災気象情報の高度化を目的として、2012年

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> 室井 ちあし

に第9世代数値解析予報システム(NAPS9)への更新 を予定している。

更新と同時に局地モデルの本運用を開始し、東日 本領域を対象とした予測資料の充実を図る。

さらに計算機更新1年後を目処に、メソモデルの 予報領域拡張と予報時間の変更、全球モデルの鉛直 層数増強などさまざまな改良を行うほか、全球関係 のアンサンブル予報の統合やメソアンサンブル予 報システムの試験運用を目指して開発を行ってい く。

# 参考文献

 永戸久喜,石田純一,藤田匡,石水尊久,平原洋一, 幾田泰酵,福田純也,石川宜広,吉本浩一,2010: 局地モデルの試験運用・局地数値予報システムの 概要.平成22年度数値予報研修テキスト,気象庁 予報部,1-3.

竹内義明,2005: 概要. 平成17年度数値予報研修テ キスト「第8世代数値解析予報システム」,気象庁 予報部,1-9

# 6	1 1	立ちロマ		 °-1	H	のに転	
衣こ	5.1.1	新旧ろ	/	 ヒユ	-7	の比戦	

項目	現スーパーコンピュータ	新スーパーコンピュータ
機種	Hitachi SR11000/K1 (80 ノード)×2 (数値予報業務用) Hitachi SR11000/J1 (50 ノード)×1 (衛星データ処理業務用)	Hitachi SR16000/M1 (432 ノード)×2
最大浮動小数点演算 速度	$\frac{(\text{m} \pm)^{-1} \times 2222}{27.5 \text{TFlops}(10.75 \text{TFlops} \times 2 + 6.08 \text{TFlops} \times 1)}$	847TFlops (423.5TFlops×2)
主記憶容量	13.1Tbyte(5.0Tbyte $\times$ 2 + 3.1Tbyte $\times$ 1)	108.0TByte ( 54.0Tbyte $\times$ 2)
磁気ディスク容量	36.2TByte	348TByte
大容量記憶装置	2.0PByte (磁気テープ)	2.9PByte

	利用目的		短期予報、量的予報、台風予報、週間天	気予報、空域予報	メソモデルの側面境界値					週間天気予報、異常天候早期警戒情報									台風進路予報							
の比較( <b>太字</b> は変更点)	新子報モデル (=====+=====)	(史新1年後を目処)	$\rightarrow$	Ļ	Ļ	100層(地上~0.01hPa)	Ļ	Ļ		$\rightarrow$	40km	960 (赤道付近) 48 (極付近) ×480	100層(地上~0.01hPa)	00,12UTC	432 時間(13 メンバー)	216 時間(14 メンバー)	Ļ	27 メンバー	Ļ	40km	960 (赤道付近) 48 (極付近) ×480	100層(地上~0.01hPa)	Ļ	Ļ	Ļ	25 メンバー
表 3.1.5 NAPS 更新前後の予報モデルの	現予報モデル		プリミティブ方程式系	20km	1920 (赤道付近) - 60 (極付近) ×960	60層(地上~0.1hPa)	00,06,12,18UTC	84 時間(00,06,18UTC)	216 時間(12UTC)	プリミティブ方程式系	60km	640 (赤道付近) -48 (極付近) ×320	60 層 (地上~0.1hPa)	12UTC	216時間		SV 法	51 メンバー	プリミティブ方程式系	60km	640 (赤道付近) -48 (極付近) ×320	60 層 (地上~0.1hPa)	00,06,12,18UTC	132 時間	SV 法	11 メンバー
			支配方程式系	水平解像度	水平格子点数	鉛直層数	初期時刻	予報時間		支配方程式系	水平解像度	水平格子点数	鉛直層数	初期時刻	予報時間		初期摂動作成手法	メンバー数	支配方程式系	水平解像度	水平格子点数	鉛直層数	初期時刻	予報時間	初期摂動作成手法	メンバー数
			全球モデル	(GSM)						<b>勝 モ ル エ ス ル テ 報</b>	システム	(WEPS)							台風アンサンブル予報	システム	(TEPS)					

利用目的		短期予報、防災気象情報、航空予報、台	風子報(降水、風)	高潮予測、大気汚染予測への入力	1) 局地モデルの側面境界値				航空予報、防災気象情報(降水短時間、	雷、 突風を含む)	降灰予測への入力			
新予報モデル	<ul><li>(更新1年後を目処)</li></ul>	$\rightarrow$	$\downarrow$	817×661	75 層(地上~約 0.1hP8	$\downarrow$	36 時間		完全压縮方程式系	2km	$1581 \times 1301$	60 層(地上~約 30hPa	毎正時	9 時間
現予報モデル		完全圧縮方程式系	5km	$721 \times 577$	50 層 (地上〜約 40hPa)	$00,03,06,09,12,15,18,21 \mathrm{UTC}$	15 時間(00,06,12,18UTC)	33 時間(03,09,15,21UTC)	(試験運用。計算機更新後速やかに本	運用開始。)				
		支配方程式系	水平解像度	水平格子点数	鉛直層数	初期時刻	予報時間		支配方程式系	水平解像度	水平格子点数	鉛直層数	初期時刻	予報時間
		メンモデル	(MSM)						局地モデル	(LFM)				

※このほかに、メソアンサンブル予報システムの試験運用を予定している、仕様は未定。

表 3.1.3 NAPS	更新前後の解析モデルの比較	(大字は変更点。括弧内の数字は、解析)	<b>f値と第一推定値の差を計算するために</b> )	用いる低解像度モデルの仕様)
		現解析モデル	新解析モデル	利用目的
			(更新1年後を目処)	
全球解析	解析手法	4 次元変分法	$\leftarrow$	全球モデル、週間・台風アンサンブル子
(GA)	第一推定値	解析時刻の6時間前を初期値とする	Ļ	報モデルの初期値
		全球モデル予報値		
	水平解像度(低解像度モデ	20km (60km)	20km (未定)	
	ルの水平解像度)			
	水平格子点数(低解像度モ	1920 (赤道付近) - 60 (極付近) ×960	(未定)	
	デルの水平格子点数)	$(640 \times 320)$		
	鉛直層数	60 層 (地上~0.1hPa)	100層(地上~0.01hPa)	
	解析時刻	00,06,12,18UTC	Ļ	
		速報解析とサイクル解析を実施		
メン解析	解析手法	4 次元変分法	$\leftarrow$	メソモデルの初期値
(MA)	第一推定値	解析時刻の3時間前を初期値とする	Ļ	
		メソモデル予報値		
	水平解像度(低解像度モデ	5km (15km)	5km <b>(10km)</b>	
	ルの水平解像度)			
	水平格子点数(低解像度モ	$721 \times 577$ (241×193)	$817 \times 661$ (409 × 331)	
	デルの水平格子点数)			
	鉛直層数	50層(地上~約40hPa)	75 層(地上~約 0.1hPa)	
	解析時刻	$00,03,06,09,12,1518,21 \mathrm{UTC}$	$\leftarrow$	
局地解析	解析手法	(試験運用。計算機更新後速やかれた	3 次元変分法	局地モデルの初期値
(FA)	第一推定値	本運用開始。)	解析時刻で利用可能な最新のメソモ	
			デル予報値	
	水平解像度		5km	
	水平格子点数		$633 \times 521$	
	鉛直層数		60 層(地上~約 30Pa)	
	解析時刻		毎正時	
全球積雪深解析	解析手法	最適内挿法	$\rightarrow$	全球モデル、週間・台風アンサンブル予
	第一推定値	気候値と前日の解析値平年差	Ļ	報モデルの初期値
	水平解像度	$1^{\circ}$	Ļ	
	水平格子点数	$360\! imes\!181$	$\rightarrow$	
	鉛直層数	1層	Ļ	
	解析時刻	18UTC	$\leftarrow$	

## 3.2 数値解析予報システム<sup>1</sup>

#### 3.2.1 数値解析予報システムの改善計画

本節では、計算機更新後に予定している数値解 析予報システムの改善計画を紹介する。

数値解析予報システム(NAPS)では、最新の開 発成果を取り入れ、また入手できる観測データを 速やかに反映させるため、計算機更新後も計画 的・継続的に開発を実施していく。第8世代数値 解析予報システム(NAPS8)から第9世代数値解析 予報システム(NAPS9)への更新後に予定してい る、あるいは着手が計画されている開発課題のう ち主要なものについて、予報モデル・解析システ ムにわけて紹介する。図3.2.1に計算機更新前後の 予報モデルの主な改善計画を示す。

なおここで紹介している開発計画は平成23年 11月現在のものであり、NAPSのスーパーコンピ ュータ導入スケジュールや開発計画の進捗によ り、内容やスケジュールが変更になる可能性があ る。詳細な内容や予報精度への影響については、 来年度以降の研修テキストで報告したい。

### 3.2.2 予報モデルの改善計画

#### (1) 全球モデル(GSM)

全球モデルについては、計算機更新1年後を目 処に、鉛直層数を60層から100層に増強し、鉛直 層のトップは現在の0.1hPa から 0.01hPa に上 げることを計画している。水平解像度や予報時間 など他の仕様は変更せず、引き続き明日、明後日 の天気予報、台風進路・強度予報、週間天気予報 を高解像度全球モデルで統一的に支援すること により、一貫した天気予報・量的予報の基盤構築 を行っていく。

鉛直層数増強・モデルトップ引き上げの目的は、 対流圏および成層圏の表現を精緻化することで あり、後述する全球解析での衛星データのより効 率的な利用とあわせて、全球モデル全体の予報精 度向上を狙っている。このためには全球モデルの 改良として、鉛直格子間隔が細かくなることから、 安定に時間積分ができるように力学過程を改良 する必要がある。さらに境界層、雲、積雲対流、 放射スキーム、陸面など物理過程の改良も実施す る必要があり、重力波抵抗スキームの見直しを含 めて、検討を進めていく(北川 2009)。図3.2.2 に鉛直レベルの配置案を示す。

海洋混合層結合モデルの導入については、大気 と海洋混合層との相互作用を考慮することによ り、台風周辺の海面水温低下やそれに伴う海面か らのフラックスを抑制する効果で台風強度を弱 め、モデルの台風強度予報を改善する効果がある ことがわかっている。しかし同時に、大気に対す る影響が相当大きいこともわかっており、上述の 大気の鉛直層数増強・物理過程の改良とあわせて、 慎重に導入を検討していきたいと考えている。

このほかにも、エーロゾル気候値の更新、浅い 対流の導入による降水分布の改善(小森 2009)、 陸面過程の改良などを予定している。また、大気 中下層の上昇流に不自然な波状パターンが見ら



図 3.2.1 計算機更新に伴う予報モデルの主な改善計画(点線は試験運用)

れる問題や、雲量の過少あるいは下層で不連続な 層状雲があらわれる問題(小野田 2009)などの 解消に取り組んでいく。

後述のとおり、メソモデルでも鉛直層数の増強 を予定しており、統一的な手法で効率的に開発を 行うべく、全球モデルとメソモデルについては物 理過程の開発を連携して実施していく。またモデ ルの予報精度向上にあたっては、近年のモデルの 高度化・複雑化により、モデルのひとつの過程を 改良することで精度向上を達成することが困難 になりつつある。モデルの改良とあわせて、デー タ同化の特性の把握や観測データとの評価検証 を総合的に実施することが今後の改良を着実に 進める大きなポイントと考えており、そのような 観点でのモデルの評価を行っていきたい。

#### (2) メソモデル(MSM)

メソモデルについては、計算機更新1年後を目 処に予報領域を拡張し、予報時間を現在の15時間 (00,06,12,18UTC 初 期 値 )、33 時 間 (03,09,15,21UTC初期値)から、36時間(すべての 初期時刻)へと変更する。さらに鉛直層数を50層か ら75層に増強する計画である。これにともない、 境界層を含む大気下層を高解像度化するととも に、鉛直層のトップを現在の約20km(約40hPa) から 60~70km(約0.1hPa)に引き上げることを 計画している。水平解像度については変更しない。 図3.2.3にメソモデル(後述の局地モデルも含む) の予報領域案を、図3.2.4に鉛直レベルの配置案を、 それぞれ示す。

予報領域拡張と予報時間の延長により、主に北



図 3.2.2 全球モデルの鉛直レベルの配置(左:新全球モデ ルの案、右:現在の全球モデル)

海道や南西諸島での予報精度向上を図るととも に、飛行場予報の支援強化、短期予報支援を充実 させる計画である。メソモデルの予報領域を拡張 することは、さらに内側の局地モデルへより適切 な側面境界値を提供できるメリットもある。

鉛直層数増強・モデルトップを引き上げる目的 は、全球モデルと同様、対流圏および成層圏の表 現を精緻化することで、後述するメソ解析での衛 星データのより効率的な利用とあわせて、メソモ デル全体の予報精度を向上させることである。

物理過程については、全球モデルと同様に、デ ータ同化の特性把握や観測データとの評価検証 を総合的に実施し、鉛直層数増強とあわせて進め ていく。このうち、メソモデルの主要な役割の一 つである降水量の予測精度を向上させるため、降 水過程の開発・改良は重要な課題である。積雲対 流パラメタリゼーションの改良に引き続き努め るとともに、雲微物理過程の開発・高度化にも取 り組む。

さらに、地表要素の予測精度に影響が大きい陸 面過程についても、全球モデルと同様の高度な陸 面モデルをメソモデルにも導入すべく開発を行 うとともに、土壌雨量指数や流域雨量指数へ融雪 の効果をより精度良く反映させるべく、鉛直1次 元でのオフライン型陸面モデルの開発にも、予報 課と協力しながら取り組んでいく。

### (3)局地モデル(LFM)

局地モデル(永戸ほか 2010a)については更新 後速やかに本運用を開始する。ただし開始当初は 現在の試験運用のまま、すなわち3時間毎に9時間 予報を、東日本領域を対象に実行する。そして計



図 3.2.3 メソ関連モデルの計算領域。現行 MSM (緑)、 MSM 拡張案(青)、LFM 試験運用:西日本領域(水 色)、LFM 試験運用:東日本領域(赤紫)、LFM 試 験運用:プロダクト提供領域(黄)、LFM 日本領域 案(赤)をそれぞれ示す。



図 3.2.4 メソモデルの鉛直レベルの配置(左:新メソ モデルの案、右:現在のメソモデル)

算機更新1年後を目処に、毎正時に日本全体を対象に実行するように仕様を変更する。これにより、 航空機の運航支援ならびに降水短時間予報の支援を本格的に行うことをめざす。予報領域については図3.2.3を参照いただきたい。

局地モデルの物理過程はメソモデルと多くは 共通であるが、モデルが表現可能なスケールによ って異なるものがある。例えば、局地モデルにお いては積雲対流パラメタリゼーションを用いて いない。格子スケールの過剰な降水が表現される ことから改善が必要と考えており、その改良にも 取り組んでいく。

また、毎時の運用をより安定かつ高速に行うた めに、計算安定性が高い新しい力学過程を採用し たモデル asuca の開発も進めており(河野ほか 2011)、上述の仕様変更時に局地モデルへの導入 を目指している。

### (4) 週間アンサンブル予報システム(WEPS)

週間アンサンブル予報システムについては、更 新1年後を目処に、予報時間の変更、1日2回化、 メンバー数の変更を行う。さらに水平解像度を 60kmメッシュから40kmメッシュへと高解像化 を行い、鉛直層数についても全球モデルと同様、 60層から100層へと増強を実施する。

初期時刻について、従来は週間天気予報作成作 業スケジュールを考慮して1日1回 12UTC のみ 実行していたが、TIGGE(THORPEX 双方向グラ ンド全球アンサンブル)の取り組みにおける諸外 国の動向や、高頻度での不確実性情報の提供との 観点から、1日2回に変更する。これに合わせて、 これまでの1回あたり51メンバー(1日あたり最 大51メンバー)から、27メンバー(1日あたり最 大54メンバー)へ変更する。1回あたりのメンバ 一数は減少するが、1日あたりのメンバー数では わずかに増加する。

予報時間について、27メンバー中の13メンバー については216時間から432時間へと延長し、週間



図 3.2.5 週間・台風・1か月アンサンブル予報の統合計画案

天気予報から季節予報(1か月予報の2週目までと 異常天候早期警戒情報)の支援を統一的に行う。

さらにNAPS9運用中に、台風アンサンブル予 報・1か月アンサンブル予報システムとの統合に ついて計画している。統合に向けた開発計画案を 図3.2.5 に示す。これまでは、同じ大気解析値を 用いてそれぞれ初期摂動を計算し、必要なメンバ 一数だけの初期値を作成、予報を実行していた。 まず、週間アンサンブル予報と2週先までの季節 予報を支援するアンサンブル予報の統合を実現 する。次の段階として、台風アンサンブル予報や 1か月アンサンブル予報との統合を実現する。こ れにより、週間天気予報から台風、2週先、1か月 予報までについて一貫性のあるプロダクトを提 供することができる。

統合化後のモデル開発においては、予報結果を 多角的に検証することになり、総合的な評価検証 を初期摂動作成法や予報モデルの改良につなげ るという点からも、統合化は望ましいと考えられ る。しかし一方で、週間天気予報、台風情報、季 節予報(1か月予報)という幅広い業務の支援や 改善をひとつの予報システムで目指すこととな るため、各業務への影響を踏まえながら慎重に取 り組む必要もある。これらの開発は気候情報課と 共同で実施していく。

週間アンサンブル予報関係では、再予報(ハイ ンドキャスト)を活用した顕著現象発生のポテン シャル予測可能性調査も検討している。再予報と は、最新の数値予報技術で多数の過去事例を対象 とした予報実験を行うことで、統計的な評価を可 能とするものである。すでに季節予報ではこのシ ステムを導入して、予測精度の確認や系統誤差補 正の統計量、確率形式のガイダンス作成の基礎デ ータとして現業で活用されている。これを週間天 気予報にも導入することで、例えば急激に発達す る擾乱に伴う暴風などの顕著現象の発生可能性 調査などを行う計画である。

## (5) 台風アンサンブル予報システム(TEPS)

台風アンサンブル予報システムについては、メ ンバー数を現在の11メンバーから25メンバーに 増強するとともに、水平解像度を60kmメッシュ から40kmメッシュへと高解像度化を行い、鉛直 層数についても全球モデル・週間アンサンブル予 報システムと同様、60層から100層へと増強を実 施する。これにより台風進路予報とその不確実性 に関する情報の精度向上を図る。

さらにNAPS9運用中に、週間アンサンブル予 報・1か月アンサンブル予報システムとの統合に ついて計画しているのは、前述のとおりである。 台風アンサンブル予報システムでは、現在は熱帯 擾乱周辺の摂動を考慮したアンサンブル予報の 初期値を作成している(付録A.1.2参照)が、予報後 半については熱帯・中緯度域といったより広範な 初期摂動を考慮したシステムの方が望ましいと 考えられる。

# 3.2.3 解析システムの改善計画

#### (1) 全球解析(GA)

全球解析については、前述の全球モデルの変更 とあわせて計算機更新1年後を目処に、鉛直層数 増強・トップの引き上げを実施する。その目的の ひとつは、衛星データのより効率的な利用である。 衛星データによって対流圏や成層圏の様々な情 報が得られているが、全球解析の鉛直層を十分高 く、また細かく設定していないため、その情報が 解析値すなわち予報モデルの初期値に十分反映 されていない場合がある。鉛直層数増強・トップ の引き上げにより、上層に感度のある衛星のチャ ンネル利用数を増加させることで、輝度温度の計 算精度を向上させ、観測データのさらなる有効利 用を目指す。

観測データの利用についてはこの他にも、ハイ パースペクトル赤外サウンダの同化(岡本 2011b)、雲域衛星同化(計盛 2011;岡本 2011a) の開発を優先的に実施する。また地上GPS可降水 量について、日本の国土地理院が整備したGPSデ ータはメソ解析での利用をすでに開始している が、地上GPSデータの国際交換が積極的に検討さ れており、全球解析についても欧米のデータも含 めて、地上GPSデータの同化を検討し、その開発 を行っていく(吉本 2011)。また従来型観測デー タの利用法の見直しや台風ボーガスデータの改 良等も進めていく。

#### (2) メソ解析(MA)

メソ解析については、前述のメソモデルの変更 とあわせて計算機更新1年後を目処に、予報領域 の拡張、鉛直層数増強・トップの引き上げを実施 する。また、インナーモデルの高解像度化も計画 している。トップが40hPaから0.1hPaへと大きく 上昇することにより、これまで利用できていなか った衛星輝度温度データを活用し、初期値の精度 向上を図る。

### (3) 局地解析(LA)

局地解析については、局地モデルと同様、計算 機更新後速やかに本運用を開始する。その後前述 の通り、更新1年後を目処に、予報モデルの毎正 時実行、予報領域の拡張を行うことから、局地解

#### 析もそれに対応させる。

観測データの利用については、メソ解析で既に 導入した衛星輝度温度データの直接利用(第1.2 節)やレーダー反射強度データの利用(第1.3節) などについて、局地解析でも取り組んでいく。ま たその他の衛星データの利用可能性についても 調査を進めていく(永戸ほか 2010b)。

### (4) 毎時大気解析(QA)

毎時大気解析については、大きな変更を予定し ていないが、観測データの入電状況を調査してプ ロダクト提供時間を早めることが可能かどうか 検討を行う。また新たに利用可能なデータがない か情報収集を行い、できるだけ利用するように努 めていきたい。

### 3.2.4 長期的な開発計画

これまで、計算機更新後に予定している改善計 画について述べてきた。ここではそれ以降、第10 世代数値解析予報システムも視野に入れた開発 計画について簡単に述べておきたい。

全球モデルの改良については継続して実施し ていく。中でも、上述の改善計画では見送った水 平解像度の高解像度化については、全球モデルが 世界各国間の競争にさらされる中、必須の課題で あり、数年後に10~15kmメッシュ、その後さら に5~10kmメッシュの高解像度化を目指して開 発に着手する。全球非静力学モデルも必要になっ てくると考えられるため、それにふさわしい計算 手法・力学過程の検討が必要である。

アンサンブルカルマンフィルターによるアン サンブル予報システムの構築については、週間ア ンサンブル予報システムと台風アンサンブル予 報システムの統合の中で検討を進めていく。この 手法はアンサンブルの初期摂動作成手法として 利用できるばかりでなく、データ同化手法として も有効と考えられている(藤田・太田,2011)。ま た4次元変分法と組み合わせたハイブリッドデー タ同化、アンサンブルデータ同化手法も提案され ており、背景誤差を動的に設定できるなどメリッ トがあることから、開発に着手したい。

メソアンサンブル予報システムについては、短 期予報に対して顕著現象の確率情報等を提供す ることを想定して開発を行っており、NAPS9中に 試験運用を予定している。1日4回、39時間予報を 実行することを検討しており、水平解像度につい ては現在、5km メッシュまたは 10km メッシュ を想定、メンバー数についても計算コストを勘案 して検討をしているところである。初期摂動作成 手法についても、全球と同じ SV 法のほか、アン サンブルカルマンフィルターによる方法も並行 して開発を行っている。今後精度評価を実施し、 予報作業支援を効率的に行えるアンサンブル予 報システムの開発を目指していく。

#### 参考文献

- 永戸久喜,石田純一,藤田匡,石水尊久,平原洋 一,幾田泰酵,福田純也,石川宜広,吉本浩一, 2010a:局地モデルの試験運用・局地数値予報シ ステムの概要.平成22年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部,1-3.
- 永戸久喜,石田純一,藤田匡,佐藤芳昭,2010b: 局地モデルの試験運用・今後の計画.平成22年 度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 25-27.
- 岡本幸三,2011a: 赤外雲域同化. 数値予報課報 告・別冊第57号,気象庁予報部,84-92.
- 岡本幸三,2011b: ハイパースペクトル赤外サウン ダ. 数値予報課報告・別冊第57号,気象庁予報 部,25-36.
- 小野田浩克,2009: 雲. 数値予報課報告・別冊第55 号,気象庁予報部,83-86.
- 計盛正博,2011: 雲,雨の影響を受けたマイクロ 波輝度温度データの同化.数値予報課報告・別 冊第57号,気象庁予報部,77-83.
- 河野耕平, 荒波恒平, 原旅人, 北村祐二, 室井ち あし, 2011: 気象庁における非静力学モデル asuca の開発状況. 第13回非静力学モデルに 関するワークショップ.
- 北川裕人,2009: 鉛直高解像度化·上部境界.数值 予報課報告·別冊第55号, 気象庁予報部,54-58.
- 小森拓也,2009: 浅い対流スキームの開発.数値 予報課報告・別冊第55号,気象庁予報部,77-81.
- 藤田匡・太田洋一郎, 2011: LETKFの開発.数値予 報課報告・別冊第57号, 気象庁予報部, 130-143.
- 吉本浩一,2011: GPS可降水量の全球解析での利用. 数値予報課報告・別冊第57号,気象庁予報部, 63-69.

## 3.3 アプリケーション1

スーパーコンピュータシステムの更新に際して 各プロダクトの移行を確実に実施することを重視 して、システム更新時点でのプロダクトの変更は行 わない予定である。変更予定のプロダクトはシステ ムの更新が完了したあと、順次ルーチン化する予定 である。

ここではシステム更新後ルーチン化を予定して いるプロダクトおよび開発中のプロダクトについ て簡単に紹介する。

#### (1)MSMの36時間化対応

システム更新が完了して1年後をめどにMSMの 予報時間が現在の33時間(00,06,12,18UTC初期時 刻は15時間)から36時間(全初期時刻)に延長され る予定である。この延長に対応して、航空予報用ガ イダンスを始めとして、MSMを利用したアプリケ ーションについて、予報時間の延長を行う予定であ る。

(2)ガストガイダンス、最大瞬間風速ガイダンス

ガストガイダンス(第1.7節参照)は飛行場予報の ガストの予測を支援することを目的に開発してお り、現在現業利用に向けた精度の確認を行っている。 最大瞬間風速ガイダンスも開発を終えている。今年 度府県情報へ最大瞬間風速を付加することの試行 が行われており、情報発表作業への最大瞬間風速ガ イダンスの利用方法が検討されている。数値予報課 では来年度当初から現業作業で利用できるよう準 備を行っている。

これらのガイダンスは近年の数値予報モデルの 予報精度向上およびアメダスによる最大瞬間風速 の通報が始まったことなどにより開発が可能とな った。

(3)週間アンサンブル最大風速ガイダンス

週間予報で3~4日先の気象情報発表を支援する 目的で、週間アンサンブル最大風速ガイダンスの開 発を行っている。これは現行のGSM最大風速ガイダ ンスの予測手法を週間アンサンブル予報の各メン バーに適用したものである。現在、過去2年程度の 予報結果を準備して、情報発表に利用可能なのか調 査が行われている。調査結果は本年度の週間予報技 術検討会で検討される予定である(図3.3.1)。

# (4)下層悪天予想図

システム更新後1年をめどに、LFMが日本領域で運



図 3.3.1 週間アンサンブル最大風速ガイダンスモニター 上図:ある地点の最大風速が閾値を超えるメンバーの割 合をリードタイム別にグラフ表示、赤線が実況

下図:ある地点のターゲット日に予測された最大風速分 布を箱ヒゲ図で表示、また最大風速 20m/s (オレン ジ)および 15m/s (青) 以上を予測したメンバーの 割合を点で表示、赤線が実況

3~4 日先の気象情報発表支援への利用可能性を検討 するために最大風速ガイダンスの確率的な表現力をモ ニターする。この例では、リードタイムが短くなるに 従い強風を予測するメンバーが多くなっている。

用を開始する予定である。LFMの予測情報を有効に 利用するプロダクトとして下層悪天予想図の開発 を進めている。これは、航空機の運航に影響をおよ ぼす下層の悪天要素(雲底高度、シアライン、雷雨 など)をLFMの出力から計算し1枚の図で一覧でき る形で表示するプロダクトである。事前の検証結果 ではLFMの予報精度向上を反映して、雲底高度の予 測はTAFガイダンスと遜色ない精度を持つことが 確認されている。ルーチン化の予定についてはまだ 明確に決まっていないが、定期便の運航支援のみな らず小型機などの一般航空<sup>2</sup>を支援する情報として の利用も期待される。(図3.3.3)

2 定期便以外の航空機の運航

<sup>1</sup> 松下 泰広



#### 図 3.3.3 下層悪天予想図

航空機の運航に影響する雲底高度や積乱雲の情報を一覧できる形で表示している。

(5)WAFSの新しい格子点予報への対応

国際航空便の運航支援を行う目的で、世界空域予 報組織(WAFS)から提供される悪天情報を気象庁 で受信してFAX図などを作成し、民間航空会社など のユーザーに提供している。システム更新とは直接 関係しないが、このWAFS予報が、2013年からデー タフォーマットが新しくGRIB2形式となり予報要 素も一新される予定である。また、現在WAFSから 提供される悪天情報は通信衛星からの放送を受信 する形で取得しているが、2012年6月からこの衛星 放送が中止され、インターネット経由の情報提供と なる。これらの変更に対応して受信システムや対応 するアプリケーションの変更を行ってゆく。

(6)数値予報モデルの予測精度向上を生かしたプロ ダクトの開発

近年の数値予報モデルの高解像度化および解析 予報システムの高度化による予報精度向上の結果、 数値予報プロダクトの開発にも変化が現れている。 旧来の数値予報モデルは、現在のものに比較して予 報精度が低かったため、多くの予報値について統計 的な補正を強くかけてその予報誤差を減らして利 用する必要があった。近年モデルの予報精度が向上 したことにより、統計的な補正をあまり加えずに、 モデルの予報値をほぼそのまま目的変数に翻訳(診 断的な手法)しても実用的な予報精度を確保できる プロダクトが増加しつつある。航空用悪天GPVの積 乱雲の雲頂高度(CBTOP)はモデルで表現されてい る不安定度などを診断して直接積乱雲の雲頂高度 に翻訳するプロダクトである。また、昨年度ルーチ ン運用を開始した、MSM視程分布予想(第1.6節参 照)は、モデルの予測する要素を直接、消散係数に 変換して、統計的な補正をあまり加えず診断的に視 程を計算している。MSM視程分布予想が実用化で きたのはモデルの雲水量の予測精度が向上したこ とにより、観測値を利用して予測値に大きな補正を 加えなくても実用的な精度の視程予測ができるよ うになったことによる。

これらの診断的な手法を用いたプロダクトの特 徴は、観測データの取得ができない場合でも、予測 資料を作成することができることである。また、こ れらのプロダクトの予測精度は数値予報モデルの 予測精度向上に強く依存することになるので、これ らアプリケーションの利用範囲を広げてゆくため にも、数値予報モデルのさらなる予報精度向上が期 待される。

## 3.4 計算機(スーパーコンピュータシステム)1

# 3.4.1 更新の経緯

現在運用中のスーパーコンピュータシステム(以下、現システム)は、数値予報を実行する計算機としては8世代目にあたる。現システムを導入するにあたっては、同時期に気象衛星センターの計算機の 更新計画があったことから、両者を一体のシステムとして整備を行い、衛星データ処理業務分は 2005(平成17)年3月から、数値予報業務分は2006(平成18)年3月から運用を開始した。

運用開始時点では現システムは2011(平成23)年2 月までの5年間(衛星データ処理業務分は6年間)の 運用を想定しており、2006(平成18)年度末には早く も次期スーパーコンピュータシステム(以下、次期 システム)の更新の検討が始まった。検討の中で、 次期システムの消費電力が大幅に増加する見通し であること、清瀬庁舎の計算機室に十分なスペース が確保できないことが懸念されたが、システムの更 新を1年遅らせ気象衛星センターの敷地内に建設さ れる新庁舎に設置することで懸案を解決した。

入札の結果、2010(平成22)年6月に次期システム の供給業者が日立製作所に決定し、2012(平成24)年 3月の運用開始に向けたシステム構築作業が始まっ た。なお2011(平成23)年3月に発生した東日本大震 災の影響により、次期システムの運用開始時期につ いて計画の見直しを行っているところである。

#### 3.4.2 次期スーパーコンピュータシステムの特徴<sup>2</sup>

(1) 全体構成

9世代目となる次期スーパーコンピュータシステムの構成は、現システムと同様、スーパーコンピュ ータとその高速ストレージ、衛星データ処理関係機器、各課業務処理関係機器、ストレージ等がネット ワークによって結合されたシステムである(図 3.4.1)。

主要な装置は新設される清瀬第3庁舎(仮称)に 設置される。本庁とはWANで接続されるが、本庁に は端末とプリンタだけを設置し、利用者は清瀬の計 算機をリモートで利用する。なお本庁各課室が独自 に調達したサーバ類を本庁及び清瀬においてスー パーコンピュータシステムに直接または支線LAN として接続することができる。

(2) スーパーコンピュータと高速ストレージ スーパーコンピュータは、同一仕様の2台(主系 と副系)で一式を構成する。数値予報業務は通常時 は主系で実施し、主系のメンテナンスや障害の際に は副系で実施することで、安定的なプロダクト提供 を可能とする。副系は通常時は数値予報モデル等の 開発や改良に利用される。

スーパーコンピュータの機種名は、スーパーテク ニカルサーバSR16000モデルM1<sup>3</sup>である。このスー パーコンピュータは、次のような階層的構造をして いる。

- IBM POWER7(3.83GHz、8コア)を4ソケット、 DDR3メモリ128GBを搭載した「論理ノード」
- 論理ノード8つから構成される「物理ノード」
- 物理ノード最大4つから構成される「スーパーノ ード」
- スーパーノード最大16個から構成される「スー パーコンピュータ」
- 任意の論理ノード間で高速な通信を行うための 「内部高速ネットワーク」

気象庁が導入するスーパーコンピュータは1台あ たり、物理ノード54個<sup>4</sup>(論理ノード432個)から構 成される。OSは論理ノード毎に起動されるので、ス ーパーコンピュータは432台の計算機の集合体と見 ることができる(OSはAIX)。論理ノード432個は用 途ごとに、計算専用の「計算ノード」が412個、ス トレージ等との入出力を司る「I/Oノード」が10個、 システム管理用の「サービスノード」が4個、計算 ノード障害に備えた「スペアノード」が6個、とし て使われる。

理 論 演 算 性 能 は 、 1 論 理 ノー ド あ た り 0.98TFLOPS<sup>5</sup>、スーパーコンピュータ1台あたり 423.5TFLOPS (計算ノードだけで403.9TFLOPS) である。システム全体で比較すると、現システムの 約30倍の性能である。

スーパーコンピュータの外部記憶装置として、主 系に135TB、副系に210TBの専用の高速ストレージ (磁気ディスク、RAID5)が接続される。スーパー コンピュータのI/Oノードと高速ストレージは複数 の光ファイバケーブルで接続され、HSFSと呼ばれ るファイルシステムによる高速な入出力が可能で ある。また主系と副系間で高速にデータ転送ができ るよう、スーパーコンピュータの主系と副系はデー タ転送専用のネットワークでつながっている。

<sup>1</sup> 西尾 利一

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> この項で記述する各機器の仕様は執筆時点の情報に基づいているが、納入までに変更になる場合がある。

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> http://www.hitachi.co.jp/Prod/comp/hpc/SR\_series/ sr16000/index.html

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> スーパーノードの数は14だが、物理ノードを2つしか持たないスーパーノードが1つある。

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> 演算性能の指標。1TFLOPSは1秒あたり1兆回の浮動小 数点演算ができることを意味する。



図 3.4.1 次期スーパーコンピュータシステム概念図

最近のコンピュータには省エネルギーが強く求 められるようになっているが、機器の消費電力だけ でなく冷却にかかるエネルギーの削減も課題にな っている。今回導入するスーパーコンピュータは、 部品が高密度で実装され発熱も大きいため、プロセ ッサの発熱を冷却水により直接冷却するとともに、 ラックのリアドアに冷却水を流すことで排気も冷 却し、計算機室内への熱の放出を最小限に抑え計算 機室の空調負荷を軽減している。

ちなみに、次期システムの定格消費電力<sup>6</sup>は 2215kVAで、このうちスーパーコンピュータ本体 (ストレージは含まず)が1883kVAである。(現シ ステムはそれぞれ1145kVA、970kVA)

(3) 衛星データ処理関係機器

気象衛星センターの業務である衛星データ処理 のための機器として、衛星一次処理サーバ、衛星二 次処理サーバ、外国衛星処理サーバ、衛星データ処 理ストレージがある。

# (4) 各課業務処理関係機器

スーパーコンピュータの強力な計算性能を必要 としない業務や開発のために、以下のサーバがある。 業務処理サーバAは、リトルエンディアンのプロ セッサ(Intel Xeon E5640 2.66GHz クアッドコア) を2個搭載したサーバ16台からなるブレード型のサ ーバである。OSはLinux、主記憶は48GB/台。

業務処理サーバBは、ビッグエンディアンのプロ セッサ(POWER6+4.7GHz、デュアルコア)を搭 載したサーバ2台からなる。OSはAIX、主記憶は 32GB/台。リトルエンディアン機への移植が難し いプログラムを移行させるためのサーバである。

デコードサーバは、ビッグエンディアンのプロセ ッサ(POWER7 3.0GHz、8コア)を2個搭載したサ ーバ2台からなる。OSはAIX、主記憶は64GB/台。 数値予報ルーチンのデコード処理のためのサーバ である。

(5) ストレージ

スーパーコンピュータ、衛星データ処理関係機器、 各課業務処理関係機器でデータを共有するための ストレージとして、以下の3種類のストレージがあ る。

共用ストレージは、スーパーコンピュータ、衛星 データ処理関係機器、各課業務処理関係機器上で実 行されるプログラムが直接入出力する利用を想定 したネットワーク接続ストレージ(NAS)である。 RAID6構成の磁気ディスクで構成され、容量は

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup>提案書に記載された各装置の定格値による。なお実際の 消費電力は定格値よりも小さくなる。
754TBである。

データバンクストレージは、データの長期保存を 目的としたNASである。RAID6構成の磁気ディスク で構成され、容量は2932TBである。なお現スーパ ーコンピュータシステムが蓄積したデータを移行 させるため、データバンクストレージの一部を清瀬 第1庁舎に設置し2010(平成22)年10月より運用を 開始した。

バックアップストレージは、データバンクストレ ージに格納したデータのうち特に亡失が許されな いものを自動でバックアップするための装置で、テ ープライブラリとその管理サーバからなる。市販ソ フトウェアにより、データバンクストレージの特定 のディレクトリ下にあるデータを自動で複写する。 テープライブラリが媒体を最大搭載した時の容量 は1520TB(非圧縮時)である。

(6) その他の機器

数値予報ルーチン、衛星データ処理ルーチン、各 課ルーチンを制御するためのサーバ(2台1組で一 式)が1式ずつ(計3式)ある。これらのサーバで、 後述するジョブフロー制御ソフトを実行する。

運用監視を行うためのサーバ(2台1組(一式)が 3式)や、運用監視端末等がある。

(7) ネットワーク

清瀬基幹ネットワークは、スーパーコンピュータ システム内のスーパーコンピュータやサーバを接 続するとともに、スーパーコンピュータシステムと アデスを始めとする庁内の他システムを接続する ネットワークである。

ストレージネットワークは、スーパーコンピュー タ、衛星データ処理関係機器、各課業務処理関係機 器と、共用ストレージ、データバンクストレージ、 バックアップストレージを接続する、スーパーコン ピュータシステム内部のネットワークである。

清瀬~本庁間は2系統のWAN(各系統100Mbpsを 予定)で接続される。本庁の利用者はこのWANを介 して清瀬の計算機をリモートで利用できる。WAN は、通常時は1系統が定常業務用、もう1系統が一般 業務(開発等)として用いる計画である。

ネットワーク機器はそれぞれ二重化構成となっ ており、1台の機器に障害が生じても機能に影響が ないよう設計されている。

(8) ソフトウェア(ジョブフロー制御ソフト) 数値予報ルーチン、衛星データ処理ルーチン、各 課ルーチンでは、多数のジョブを定時に、また順序 に従って自動実行する必要がある。その制御を行う ために2種類のソフトウェアが提供される。 数値予報ルーチン(およびスーパーコンピュータ で実行される各課ルーチン)のジョブの実行を制御 するために、数値予報ルーチン業務運用支援ソフト ウェア(JNOS)が提供される。

JNOSの機能には、スーパーコンピュータで数値 予報ルーチンや各課ルーチンのジョブが実行され るときに確実にノードが確保できるよう、開発ジョ ブを実行できるノードを状況に応じて制御する機 能(ノードスケジューラ)があり、これにより数値 予報ルーチン、各課ルーチン、開発ジョブが混在し た環境での確実な業務実行と開発ジョブによる計 算機資源の有効利用が両立できる。JNOSはこのよ うな気象庁独自の要件を実現するため、業者におい て市販ソフトをベースに製作される。JNOSの主要 機能は数値予報ルーチン制御サーバで実行される。

衛星データ処理ルーチンおよび業務処理サーバ で実行される各課ルーチンは、市販のジョブフロー 制御ソフトをそのまま使用する。当該ソフトの主要 機能はそれぞれ、衛星データ処理ルーチン制御サー バ、各課ルーチン制御サーバで実行される。

#### 3.4.3 開発環境の改善

スーパーコンピュータでは従来より、数値予報ル ーチンジョブが実行されないノードや時間帯を利 用して、気象庁職員による数値予報モデル等の開 発・改良が行われている。開発環境について、次期 システムでは次の2点の改善を計画している。

- 従来より開発で使われてきた数値解析予報実験 システム(NAPEX)を大幅に改良し、数値予報 ルーチンと親和性の高い実験環境とすることで、 ルーチン化にかかる負担を軽減し、開発者の作業 効率向上を目指す。
- 個々の開発で予報成績の改善が確認された変更 であっても、複数の変更を同時にルーチンに組み 込むと予想外の改悪となることがある。このよう なことを避けるため、次期システムでは、主要な 数値予報モデルについて次に本運用とする候補 のプログラムを準ルーチンとして常時実行する 計画である。

#### 3.4.4 おわりに

次期スーパーコンピュータシステムは、2012(平 成24)年に運用を開始する予定である。

本節では次期システムのハードウェアを中心に 説明を行った。世界の数値予報センターと比較して 遜色のない性能の計算機が導入されるが、その性能 を十分に引き出し数値予報の精度をさらに向上さ せるのが我々に課せられた責務であろう。

# 付録 A 数値予報モデルおよびガイダンスの概要一覧表1

平成23年11月現在、数値予報課が所掌する数値予報モデルとガイダンスの概要、及び、プロダクトの送信時刻に関する情報を以下のA.1からA.3の表に示す。

## A.1 数値予報モデル

#### A.1.1 全球モデル(GSM)・全球解析(GA)

予報モデル			
水平解像度	TL959(格子間隔約 20km:0.1875 度) <sup>2</sup>		
鉛直層数	60 層(最上層 0.1hPa)		
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC		
予報時間(初期時刻)	84 時間 (00, 06, 18UTC) 216 時間 (12UTC)		
境界値			
土壤温度	予報する(初期値は前回予報値)		
土壤水分	予報する(初期値は気候値)		
積雪被覆	雪水当量を予報する(初期値は全球積雪深解析を日本域の観測で修正したもの)		
海面水温	全球海面水温解析値(海洋気象情報室作成:0.25 度格子)の平年偏差+季節変動 する気候値		
海氷分布	全球海氷密接度解析値(海洋気象情報室作成:0.25 度格子)から作成した海氷分 布の平年偏差+季節変動する気候値		
解析(データ同化)システム			
データ同化手法	4 次元変分法		
水平解像度	アウターモデル <sup>3</sup> の水平解像度:TL959(格子間隔約20km:0.1875度) <sup>2</sup> インナーモデル <sup>3</sup> の水平解像度:TL319(格子間隔約60km:0.5625度) <sup>2</sup>		
鉛直層数	60 層(最上層 0.1hPa)+地上4		
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC		
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から3時間後		
観測の待ち受け時間	速報解析 <sup>5</sup> :2 時間 20 分 サイクル解析 <sup>5</sup> :11 時間 35 分(00, 12 UTC) 5 時間 35 分(06, 18UTC)		
台風ボーガス	速報解析、サイクル解析ともに擬似観測型		
使用する主な観測データ	ラジオゾンデ、ウィンドプロファイラ、航空機観測(風、気温)、地上観測(気圧4、積雪 深6)、船舶・ブイ観測(気圧4)、アメダス(積雪深6)、衛星観測大気追跡風、衛星鉛 直サウンディング観測(輝度温度)、衛星マイクロ波イメージャ(輝度温度)、衛星マイ クロ波散乱計(海上風)、静止気象衛星の晴天輝度温度、GPS 掩蔽観測(屈折率)、 台風ボーガス(海面気圧、風)		

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> A.1 室井 ちあし、A.2 松下 泰広、A.3 西尾 利一

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> T は三角形波数切断の意味で数字は切断波数を表す。TL は線形格子を、T のみの場合は二次格子を使用することを示す。

<sup>3</sup> アウターモデルは第1推定値の計算に用いるモデル。インナーモデルは解析修正量を求める計算に用いるモデル。

<sup>4</sup> 地上観測および船舶・ブイ観測の気温・風・湿度のデータは、2次元最適内挿法による地上解析値作成に使用される。 ただし、この地上解析値はモデルの初期値としては使われない。

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

<sup>6</sup> 積雪深のデータは積雪被覆の初期状態を計算するために使用される。

# <u>A.1.2 台風アンサンブル予報システム(TEPS)</u>7

予報モデル			
水平解像度	TL319(格子間隔約 60km:0.5625 度) <sup>2</sup>		
鉛直層数	60 層(最上層 0.1hPa)		
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC		
予報時間(初期時刻)	132 時間(00, 06, 12, 18UTC)		
メンバー数	11(10 摂動ラン+コントロールラン)		
初期値および摂動作成手法			
初期値	全球モデルの解析値をTL319へ解像度図	変換したものを利用。	
初期摂動作成手法	特異ベクトル(SV)法		
	北西太平洋領域	熱帯擾乱周辺域	
SV 計算の対象領域	20°N-60°N, 100°E-180°E	初期時刻から24時間後の熱帯擾乱の推 定位置を中心とする半径 750km の等距 離領域(最大3領域)	
接線形・随伴モデルの解像度	T63 (格子間隔約 190km:1.875 度) <sup>2</sup> 鉛直層数 40		
接線形・随伴モデルの物理過程	初期値化、水平拡散、 (左に加えて)積雲対流過程、 鉛直拡散、地表面フラックス 重力波抵抗、長波放射、雲水過程		
評価時間	24 時間		
摂動の大きさの評価(ノルム)	湿潤トータルエネルギー		
初期摂動の振幅	湿潤トータルエネルギーを用いて決定		
SV から初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法		
利用する SV の数	計 10 個		
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法 (摂動ランのみ)		

表中の用語については、数値予報課報告・別冊第55号の第3,4章を参照のこと。

<sup>7</sup> 台風アンサンブル予報システムの結果は部内の台風進路予報作成作業のために利用されており、プロダクトの配信を行っていない。

# A.1.3 週間アンサンブル予報システム(WEPS)

予報モデル				
水平解像度	TL319 (格子間隔約 60km: 0.5625 度) <sup>2</sup>			
鉛直層数	60 層(最上層 0.1hPa)			
初期時刻	12 UTC			
予報時間(初期時刻)	216 時間(12UTC)			
メンバー数	51 メンバー(50 摂動ラン+=	コントロールラン)		
初期値および摂動作成手法				
初期値	全球モデルの解析値を TL	319 へ解像度変換したものを	利用。	
初期摂動作成手法	特異ベクトル(SV)法	特異ベクトル(SV)法		
のいき体の出在医疗	北半球領域	熱帯領域	南半球領域	
SV 計算の対象項項	30°N-90°N	30°S-30°N	30°S-90°S	
接線形・随伴モデルの解像度	T63 (格子間隔約 190km:1.875 度) <sup>2</sup> 鉛直層数 40			
接線形・随伴モデルの物理過程	初期値化、水平拡散、     (左に加えて)積雲対流       鉛直拡散、地表面フラッ     過程、重力波抵抗、長波     (北半球領域と同       クス     放射、雲水過程			
評価時間	48 時間     24 時間     (北半球領域と同じ)			
摂動の大きさの評価(ノルム)	湿潤トータルエネルギー			
初期摂動の振幅	モデル第 15 層(約       モデル第 6 層(約         500hPa)の気温の RMS       850hPa)の気温の RMS         が 0.3K       が 0.3K		(北半球領域と同じ)	
SVから初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法			
利用する SV の数	それぞれの領域で 25 個			
モデルアンサンブル手法	確率的物理過程強制法(摂動ランのみ)			

表中の用語については、数値予報課報告・別冊第55号の第3,4章を参照のこと。

# A.1.4 メソモデル(MSM)・メソ解析(MA)

予報モデル	
水平解像度と計算領域	格子間隔:5km 計算領域:3600km×2880km
鉛直層数	50 層(最上層約 22km)
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
予報時間(初期時刻)	33 時間 (03, 09, 15, 21UTC) 15 時間 (00, 06, 12, 18UTC)
境界値	
地中温度	予報する(初期値の第1,2層は解析システムの前回予報値、第3,4層は気候値)
土壌の体積含水率	予報する(初期値は気候値)
積雪被覆	全球積雪深解析を日本域の観測で修正したものの被覆分布を時間変化無しで使用
海面水温	全球海面水温解析値(海洋気象情報室作成:0.25度格子)に固定
海氷分布	北半球海氷解析値(海洋気象情報室作成:0.1 度格子)に固定
側面境界	全球モデル予報値 初期時刻 00UTC の全球モデル予報値 → 初期時刻 03,06UTC のメソモデル 初期時刻 06UTC の全球モデル予報値 → 初期時刻 09,12UTC のメソモデル 初期時刻 12UTC の全球モデル予報値 → 初期時刻 15,18UTC のメソモデル 初期時刻 18UTC の全球モデル予報値 → 初期時刻 21,00UTC のメソモデル
解析(データ同化)システム	
データ同化手法	4 次元変分法
水平解像度	アウターモデル <sup>33</sup> の格子間隔:5km インナーモデル <sup>3</sup> の格子間隔:15km
鉛直層数	50 層(最上層約 22km)+地上 4
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から解析時刻
観測の待ち受け時間	50 分
台風ボーガス	擬似観測型
使用する主な観測データ	ラジオゾンデ、ウィンドプロファイラ、航空機観測(風、気温)、地上観測(気圧 4、積雪 深 6)、解析雨量、ドップラーレーダー(ドップラー速度)、気象レーダー3次元反射強 度(相対湿度)、船舶・ブイ観測(気圧 4)、アメダス(積雪深 6)、衛星観測大気追跡 風、衛星鉛直サウンディング観測(輝度温度)、衛星マイクロ波イメージャ(降水強度と 輝度温度)、地上設置 GPS 可降水量、台風ボーガス(海面気圧、風)

# A.1.5 毎時大気解析

解析(データ同化)システム	
計算領域	3600km×2880km(メソモデル・メソ解析と同じ)
水平解像度	5km
鉛直層数	50 層(最上層約 22km)+地上 <sup>8</sup>
解析時刻	毎正時
解析要素	風・気温
第一推定值	メソモデル予報値 (通常 FT=2, 3, 4 を使用する。例えば、00UTC 初期値のメソモデル予報値は 02, 03, 04UTC の毎時大気解析の第一推定値になる。)
データ同化手法	3次元変分法
観測の待ち受け時間	20 分
使用する主な観測データ	ウィンドプロファイラ、航空機観測、ドップラーレーダー(ドップラー速度)、アメダス、衛 星観測大気追跡風
備考	特にアメダス観測については、解析値を観測値に強く寄せる設定を用いている。また、海岸付近のアメダス観測の強い影響が海上に及ばないよう、解析を実行した後に フィルターを適用している。

<sup>8</sup> 地上と上空を独立に解析した後、境界層内については地上と上空の修正量の線形結合をとり、これを修正量とする。

# A.2.1 降水ガイダンス

平均降水量ガイダンス(MRR)	
作成対象	GSM:20km 格子、MSM:5km 格子
作成方法	カルマンフィルターによる予測降水量を頻度バイアス補正後、降水確率(PoP)で補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	3時間
予報期間と間隔	GSM は FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM は 03,09,15,21UTC 初期値:FT=3 から FT=33 まで 3 時間間隔 00,06,12,18UTC 初期値:FT=3 から FT=15 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数 <sup>1</sup>	モデル予報値 <sup>2</sup> (NW85、NE85、SSI、PCWV、QWX、EHQ、OGES、DXQV、FRR)
層別化処理の対象	格子毎、予報時間(6時間区切り)
備考	頻度バイアス補正の閾値は 0.5, 1, 5, 10, 20, 30, 50, 80mm/3h を使用。

<sup>1</sup> PoP 補正を行っているため、PoP 作成時に使用する説明変数の影響を受ける。PoP の説明変数を参照。

2 降水ガイダンスに使用する説明変数は以下のもの。

NW85: 850hPaの北西成分の風速

- NE85: 850hPaの北東成分の風速
- SSI: ショワルターの安定指数
- PCWV: 可降水量×850hPa 風速×850hPa 鉛直速度

QWX:  $\Sigma$ (鉛直速度×比湿×湿度×層厚)、 $\Sigma$ は各層の和を示す(以下同じ)

OGES: 地形性上昇流×比湿×湿潤層の厚さ

- DXQV: 冬型降水の指数「風向別降水率×850hPaの風速×(海面と下層温位の飽和比湿差)」
- FRR: モデル降水量予報値
- RH85: 850hPa 相対湿度
- NW50: 500hPaの北西成分の風速
- NE50: 500hPaの北東成分の風速
- ESHS:  $\Sigma($ 比湿×湿潤層の厚さ) $/\Sigma$ 飽和比湿
- HOGR: 地形性上昇流×相対湿度
- CFRR: モデル降水量予報値の変換値「FRR<sup>2</sup>/(FRR<sup>2</sup>+2)」
- D850: 850hPa 風向
- W850: 850hPa 風速
- OGR: 地形性上昇流×比湿
- 10Q4: 1000hPaの比湿と400hPaの飽和比湿の差
- DWL: 湿潤層の厚さ

EHQ: Σ(基準湿度からの超過分×比湿×湿潤層の厚さ)、湿潤層は基準湿度(気温で変化)を超える層(以下同じ)

降水確率ガイダンス(PoP)	
作成対象	GSM:20km 格子、MSM:5km 格子
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	6 時間
予報期間と間隔	GSM:FT=9 から FT=81 まで 6 時間間隔 MSM: 03,09,15,21UTC 初期値:FT=6 から FT=30 まで 6 時間間隔 00,06,12,18UTC 初期値:FT=9 から FT=15 まで 6 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値 <sup>2</sup> (NW85、NE85、RH85、NW50、NE50、ESHS、HOGR、DXQV、 CFRR)
層別化処理の対象	格子毎、予報時間(6時間区切り)

最大降水量ガイダンス(MAXP)			
作成対象	GSM:20km 格子、MSM:5km 格子		
作成方法	ニューラルネット(3層:中間層はシグモイド関数3、出力層は一次関数を使用)		
作成対象とするモデル	GSM, MSM		
予報対象時間	3時間(1,3時間最大)、24時間(24時間最大)		
予報期間と間隔	GSM:FT=6からFT=84まで3時間間隔 MSM: 03,09,15,21UTC初期値:FT=3からFT=33まで3時間間隔 00,06,12,18UTC初期値:FT=3からFT=15まで3時間間隔		
逐次学習の有無	なし		
説明変数	モデル予報値 <sup>2</sup> (D850、W850、SSI、OGR、10Q4、DWL)とMRR		
層別化処理の対象	格子毎、平均降水量		
備考	比率(最大降水量/平均降水量)を予測する。 最終的には MRR に比率を掛けて MAXP を予測する。		

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> 1/(1+exp(-ax))と表される関数

最大降雪量ガイダンス(MAXS)			
作成対象			
作成方法	雪水変換法		
作成対象とするモデル	GSM, MSM		
予報対象時間	3,6,12,24 時間		
予報期間と間隔	GSM ガイダンス MAXS3 はFT=06からFT=84まで3時間間隔 MAXS6 はFT=09からFT=84まで3時間間隔 MAXS12はFT=15からFT=84まで3時間間隔 MAXS24はFT=27からFT=84まで3時間間隔 MSM ガイダンス MAXS3 はFT=03からFT=33まで3時間間隔 MAXS6 はFT=06からFT=33まで3時間間隔 MAXS12はFT=12からFT=33まで3時間間隔 MAXS12はFT=12からFT=33まで3時間間隔 MAXS24はFT=24からFT=33まで3時間間隔 (00,06,12,18UTC初期値はFT=15まで、MAXS24は作成しない)		
逐次学習の有無	なし		
説明変数	1時間平均降水量(3時間平均降水量ガイダンスを3等分したもの)、1時間雪水比		
層別化処理の対象	なし		
備考	MAXS3,6,12,24 は MAXS1 を積算して算出。		

1時間雪水比(ガイダンスとしては利用に供していない)		
作成対象	5km 格子	
作成方法	ロジスティック回帰5	
作成対象とするモデル	GSM, MSM	
予報対象時間	1 時間	
予測期間と間隔	GSM は FT=04 から FT=84 まで1時間間隔 MSM は FT=01 から FT=33 まで1時間間隔 (00,06,12,18UTC 初期値は FT=15 まで)	
逐次学習の有無	なし	
説明変数	地上気温(学習には地上気温の観測値を使用し、予測には格子形式気温ガイダンスを 使用する。)	
層別化処理の対象	降水量	
備考	降水種別が「雨」の場合または、格子形式気温ガイダンスの地上気温が+2℃以上の場合には雪水比を0に補正する。	

<sup>4</sup> 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1 節 (p27~37)を参照のこと。

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> 目的変数が0,1の二値データの場合に適している。 確率 pとして $\ln(p/(1-p))$ を目的変数とした線形重回帰を行う。

降水種別ガイダンス							
作成対象	5km格子						
作成方法	モデルや格子形式	気温ガイダンス	マの予測値	を用いた診	诊断的方法		
作成対象とするモデル	GSM, MSM						
予報対象時間	3時間						
予報期間と間隔	GSM:FT=6 から I MSM:FT=3 からご	FT=84 まで 3   FT=33 まで 3	時間間隔 時間間隔(	00,06,12,	18UTC 初期	月値は FT=15	まで)
逐次学習の有無	無し						
説明変数	格子形式気温ガイダンス、850hPa気温、地上相対湿度						
層別化処理の対象	なし						
備考	<ul> <li>・降水の有無に関料</li> <li>・下850、T800、T7</li> <li>標高</li> <li>標高によらず</li> <li>1500m 以上~</li> <li>2000m 未満</li> <li>1500m 未満</li> <li>1500m 未満</li> </ul>	からず降水種別 00、標高、補正 <u>T850</u> 2℃以上 2℃以上 2℃以上 1℃以上~ 2℃未満 0℃以上~ 1℃未満	lを予測すが E前の種別 T800	る。 に応じて補 T700	i正(下表参照)       補正前       雪雪以外       雪か雨       雨か雪	<ul> <li>瓶)。</li> <li>補正後</li> <li>雨</li> <li>雨</li> <li>雨</li> <li>雨</li> <li>雨</li> <li>雪か雨</li> <li>雨</li> <li>雪か雨</li> <li>雨</li> </ul>	
	*T850,T800,T70	0:それぞれ 8	50hPa,80	0hPa,700	hPa の気温。	0	

格子形式気温ガイダンス(雪水比、及び降水種別ガイダンスに利用するのみで、直接的には予報作業に供していない)		
作成対象	5km 格子	
作成方法	アメダス地点毎に作成した係数を各格子に分配(高度補正あり)	
作成対象とするモデル	GSM, MSM	
予報対象時間	毎正時	
予報期間と間隔	GSM:FT=3 から FT=84 まで1時間間隔 MSM:FT=1 から FT=33 まで 1 時間間隔(00,06,12,18UTC 初期値は FT=15 まで)	
逐次学習の有無	有り	
説明変数	モデル予報値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量)	
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時間	

降雪量地点ガイダンス	
作成対象	主に積雪深計設置のアメダス 236 地点
作成方法	ニューラルネット(3層:中間、出力ともシグモイド関数3を使用)
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間	12 時間
予報期間と間隔	FT=24 から FT=72 まで 12 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上・925・850・700・500hPaの気温、地上・925・850・700hPaの相対 湿度、700・500hPaの高度、925・850・700・500hPaの風向、925・850・700・500hPa の風速、「海面水温-925hPaの気温」、925・850・700hPaの上昇流、「地上-850hPa」・ 「925-700hPa」のSSI <sup>2</sup> 、地形性降水指数、降水量、地上気圧、気温で層別化した雪水 比にモデル降水量を乗じた降雪量)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報時間(FT=48 までと FT=72 まで)
備考	前12時間降雪量を目的変数とする。

# A.2.2 気温ガイダンス

時系列気温ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 88 空港(MSM のみ)
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	毎正時
予報期間と間隔	GSM:FT=3 から FT=84 まで1時間間隔 MSM:FT=1 から FT=33 まで 1 時間間隔(00,06,12,18UTC 初期値は FT=15 まで)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時間

最高・最低気温ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 88 空港(MSM のみ)
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	9時間(最低気温 15-00UTC、最高気温 00-09UTC) 24時間(週間予報用の明後日の最高・最低気温)
予報期間(対象要素)	GSM: 00UTC:当日最高、翌日・翌々日の最高・最低、3日後最低 06UTC:翌日・翌々日・3日後の最高・最低 12UTC:翌日・翌々日・3日後の最高・最低 18UTC:当日最高、翌日・翌々日の最高・最低、3日後最低 MSM: 03UTC:翌日最高・最低 09UTC:翌日最高・最低 15UTC:当日最高、翌日最低 21UTC:当日最高、翌日最低 (「翌日」等は、日本時で初期時刻からみた日にちを示す)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象要素(最高気温·最低気温)

# A.2.3 風ガイダンス

定時風ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 88 空港(MSM のみ)
作成方法	カルマンフィルター+風速の頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	毎正時、00UTC 基準に3時間毎正時
予報期間と間隔	アメダス地点(GSM):FT=3からFT=84まで3時間間隔 アメダス地点(MSM):FT=1からFT=33まで1時間間隔(00,06,12,18UTC初期値は FT=15まで) 航空官署(MSM):FT=2からFT=33まで1時間間隔(00,06,12,18UTC初期値は FT=15まで)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上東西風速・南北風速)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時刻(1、3時間ごと1日分)、風速(弱・中・強の3層)

最大風速ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 88 空港(MSM のみ)
作成方法	カルマンフィルター+風速の頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	1時間(航空)、3時間(一般)
予報期間と間隔	アメダス地点:GSMはFT=3からFT=84まで3時間間隔、MSMはFT=3からFT=33 まで3時間間隔(1日4回はFT=15まで) 航空官署(MSM):FT=2からFT=33まで1時間間隔(00,06,12,18UTC初期値は FT=15まで)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上東西風速・南北風速)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時刻(1、3時間ごと1日分)、風速(弱・中・強の3層)

# A.2.4 天気ガイダンス

作成対象	20km 格子(GSM)、5km 格子(MSM)、国内 88 空港(MSM)
作成方法	GSM、MSM:降水種別ガイダンス、降水量ガイダンス、ニューラルネットによる日照率 MSM(航空官署):フローチャート(お天気マップ方式)6
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	GSM、MSM:3 時間 MSM(航空官署):1 時間
予報期間と間隔	GSM:FT=6からFT=84まで3時間間隔 MSM:FT=3からFT=33まで3時間間隔(00,06,12,18UTC初期値はFT=15まで) MSM(航空官署):FT=2からFT=33まで1時間間隔(00,06,12,18UTC初期値は FT=15まで)
逐次学習の有無	有り(日照率推定。3月31日と9月30日の係数切替前にも、30日間の事前学習を行う。)
説明変数	GSM、MSM: 日照率推定:モデル予報値(1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300hPaの相対湿度、6 時間降水量、850hPaと500hPaの気温差) 雨雪判別:降水量ガイダンス、降水種別ガイダンス フローチャート:降水量ガイダンス、降水種別ガイダンス、日照率推定 MSM(航空官署):モデル予報値(降水量・上中下層雲量・地上気温・地上湿度・ 850hPa気温)
層別化処理の対象	日照率推定:作成対象格子及び作成対象地点、夏期、冬期(4~9月、10~3月)
備考	日照率の推定用に地点(気象官署・アメダス)毎の予想を用いる。地点のない範囲は 11 中枢官署の係数の平均を日照率の推定に使う。 MSM(航空官署)は、お天気マップ方式だがモデル降水量から弱・並・強の降水強度も 予測。雨雪判別には気温ガイダンスを利用。アデスへは曇天率(1 から日照率を引いた 値)を配信。

# A.2.5 お天気マップ

作成対象	20km 格子(GSM)、5km 格子(MSM)
作成方法	フローチャート7
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	GSM:3時間毎正時 MSM:毎正時
予報期間と間隔	GSM:FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM:FT=3 から FT=33 まで 1 時間間隔 (1 日 4 回は FT=15 まで)
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予報値(地上気温、地上湿度、850hPa気温、降水量、下層・中層・上層雲量)
層別化処理の対象	なし
備考	降水の有無の閾値については MSM と GSM で値が異なる。 MSM 天気ガイダンス(航空官署)は、お天気マップ方式であるが判別閾値が異なる。

<sup>6</sup> 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.8 節(p91)、3.9 節(p94~97)を参照のこと。

<sup>7</sup> 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.9 節 (p94~97)を参照のこと。

# A.2.6 発雷確率ガイダンス

作成対象	20km 格子 <sup>8</sup>
作成方法	ロジスティック回帰
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	3時間
予報期間と間隔	GSM:FT=6からFT=84まで3時間間隔 MSM:FT=6からFT=33まで3時間間隔(00,06,12,18UTC初期値はFT=15まで)
逐次学習の有無	なし(2009年3月までの約2年間で係数作成)
説明変数	モデル予報値(SSIなど12個の仮予測因子の中から格子毎に異なる6個の説明変数を 選択。そのうち3個は固定。) <sup>9</sup>
層別化処理の対象	35 区域、予報時間(GSM は FT=0-12,12-24,…,72-84 の 7 段階、MSM は FT=3-9, 9-15,15-21,21-27,27-33 の 5 段階)、-10℃高度(3km 未満、3-5km、5km 以上)、対象 時刻(-10℃高度が 5km以上の場合に午前(12-03UTC)と午後(03-12UTC)に分ける)
備考	<ul> <li>目的変数は、LIDEN をレーダー観測を使って品質管理し、かつ飛行場実況通報と 一般気象官署の記事を含めて作成している。</li> <li>目的変数は 20km 格子ごとに作成するが、対象とする 20km 格子を含む周辺 9 格 子(60km 四方)における発雷の有無としている。</li> <li>予測は LAF(Lagged Average Forecast)および LAF なしの 2 つを作成している。</li> <li>LAF は GSM では過去 2 初期値、MSM では過去 8 初期値を使って、重み付平均と しており、古い初期値ほど重みを減らすようにしている。</li> </ul>

SSI: ショワルターの安定指数
CAPE: 対流有効位置エネルギー(地上および 925hPa から持ち上げの高い方を選択) 前3時間降水量(20km 格子内の最大値)
鉛直シアー(850-500hPa)
500hPa の渦度(200km 平均)
気温が-10℃となる高度
下層風(700 hPa 以下)のX軸成分
同 Y 軸成分
850 hPa 以下の気温減率
冬型降水の指数:風向別降水率×850hPa風速×(海面と下層温位の飽和比湿差)
可降水量
CAPEの前3時間変化量

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup> 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1 節 (P39~43)を参照のこと。

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup> 発雷確率ガイダンスの説明変数候補(仮予測因子)は以下 12 個のものから6 個を選択するが、下線を引いたものは必ず 選択する。

# A.2.7 雲ガイダンス

雲ガイダンス	
作成対象	国内 88 空港
作成方法	ニューラルネット(3層:シグモイド関数3)+頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	1時間
予報期間と間隔	FT=2 から FT=33 まで1時間間隔(1日4回は FT=15まで)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(モデル面湿度、降水量、925hPa(松本空港は 850hPa)と地上の平均 気温減率)
層別化処理の対象	作成対象地点(国内 88 空港)、予報対象時刻(1 時間ごと1日分)、季節(暖候期(4~ 10月)、寒候期(11月~3月))
備考	ニューラルネットで空港上空の38層の雲量を求め、それを下から検索することによって3 層の雲層を抽出し、配信している。

雲底確率ガイダンス10	
作成対象	国内 88 空港
作成方法	ロジスティック回帰
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	3時間
予報期間と間隔	FT=6からFT=33まで3時間間隔(1日4回はFT=15まで)
逐次学習の有無	なし
説明変数	<ul> <li>・前3時間降水量(雨+雪+霰)</li> <li>・前3時間降水量(雪)</li> <li>・925hPa(松本空港は850hPa)と地上の平均気温減率</li> <li>・各空港の標高(モデル)から1000ft、600ftの高度における</li> <li>相対湿度、東西風、南北風、雲量(CVR)、(雲水量+雲氷量)(CWC)</li> </ul>
層別化処理の対象	作成対象地点(国内88空港)、季節(暖候期(4~10月)、寒候期(11月~3月))、予報時間(6時間)、予報対象時刻(3時間間隔、1日分)
備考	前3時間のシーリングが1000ft 未満、及び600ft 未満となる確率を予想する。

<sup>&</sup>lt;sup>10</sup> 詳細は平成 22 年度数値予報研修テキスト第 3.4 節(p88~94)

# A.2.8 最小湿度ガイダンス

作成対象	気象官署
作成方法	ニューラルネット(3層:中間層はシグモイド関数3、出力層は一次関数を使用)
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	24 時間 (15-15UTC)
予報期間と間隔	GSM00UTC:翌日、翌々日 GSM06UTC:翌日、翌々日、3日後 GSM12UTC:翌日、翌々日、3日後 GSM18UTC:翌日、翌々日 MSM09UTC:翌日 MSM03UTC:当日 MSM03UTC:翌日 (「翌日」等は、日本時で初期時刻からみた日にちを示す)
逐次学習の有無	有り(3月31日と9月30日の係数切替前にも、30日間の事前学習を行う。)
説明変数	モデル予報値(地上気温、850hPa 風速、1000,925,850hPa 平均相対湿度、 1000-700hPa 気温減率、地上最高気温、地上最高気温出現時の比湿、925hPa 最高 気温出現時の比湿、地上最小比湿、地上,1000,925,850,700,500hPaの日平均相対湿 度、地上最小湿度)
層別化処理の対象	作成対象地点(気象官署)、夏期、冬期(4~9月、10~3月)

# A.2.9 視程ガイダンス

視程ガイダンス	
作成対象	国内 88 空港
作成方法	カルマンフィルター+頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	1時間(視程)、3時間(視程確率)
予報期間と間隔	視程:FT=2 から FT=33 まで1時間間隔(1日4回はFT=15まで) 視程確率:FT=6 からFT=33まで3時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上相対湿度、雲水量、地上気温、地上風速、降水量)
層別化処理の対象	作成対象地点(国内 88 空港)、天気(無降水、雨、雪)、予報対象時刻(3 時間ごと1日 分、無降水のみ)
備考	視程は前1時間の最小視程および平均視程を予想する。 視程確率は前3時間に視程が5kmおよび1.6km未満となる確率を予想する。

視程分布予想			
作成対象	5km格子		
作成方法	消散係数による診断法 視程 VIS = $3/(\sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s)$ $\sigma_p = 0.23(1 \cdot RH)^{\cdot 0.5}$ : 浮遊塵の消散係数 $\sigma_c = 9.0 \cdot QC^{0.9}$ : 雲の消散係数 $\sigma_r = 0.6 \cdot RAIN^{0.55}$ : 雨の消散係数 $\sigma_s = 4.8 \cdot SNOW^{0.7} + 0.07 \cdot FF$ :雪の消散係数		
作成対象とするモデル	MSM		
予報対象時間	3時間		
予報期間と間隔	MSM: FT=3 から FT=33 まで 3 時間間隔(00,06,12,18UTC 初期値は FT=15 まで)		
逐次学習の有無	無し		
説明変数	モデル予報値 QC : 第 2-5 層の雲水量の和(g/Kg) RAIN : モデル内の降雨量の予測(mm/h) SNOW : モデル内の降雪量の予測(mm/h) RH : 第 2 層の湿度(%) FF : 第 2 層の風速(m/s)		
層別化処理の対象	なし		
備考	MSM(ランベルト)とガイダンス(緯度経度)の座標系の違いにより、南北端で一部欠損 値が入る。		

### A.3 プロダクトの送信時刻

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

また、気象庁予報部発の文書「配信資料に関する技術情報(気象編)第269号」(平成19年9月27日)、「お知らせ(配信資料に関する技術情報(気象編)第205号関連)」(平成18年2月6日)及び「配信資料に 関する技術情報(気象編)第196号」(平成17年4月28日)により、気象事業者等へ数値予報プロダクトの送信時刻を周知している。その概要を表A.3.2に示す。

### A.3.1 数値予報ルーチンの送信終了時刻の例 (平成 23 年 7 月 18 日)

プロダクトの種類		送信終了時刻	
全球モデル	00UTC 06UTC 12UTC 延長プロダクト 12UTC <sup>1</sup> 18UTC	0346 UTC 0945 UTC 1545 UTC 1829 UTC 2146 UTC	
台風アンサンブルモデル	00/06/12/18 UTC	配信なし(本庁内利用のみ)	
週間アンサンブルモデル	12UTC	1957 UTC	
メソモデル	00/03/06/09 UTC 12/15/18/21 UTC	0210/ 0529/ 0810/ 1124 UTC 1410/ 1725/ 2010/ 2327 UTC	
毎時大気解析	毎時	毎時 26分~28分	

# A.3.2 部外に周知した送信時刻 (平成 23年7月現在)

プロダクトの種類		送信時刻2	
全球モデル (GPV、ガイダンス、FAX)	00/06/12/18 UTC 延長プロダクト 12 UTC <sup>1</sup>	初期時刻 +4 時間以內 初期時刻 +7 時間以內	
週間アンサンブルモデル (GPV、ガイダンス、FAX)	12 UTC	<b>20 UTC</b> までに配信	
メソモデル (GPV、ガイダン ス、FAX <sup>3</sup> )	00/06/12/18 UTC 03/09/15/21 UTC	初期時刻 +2 時間 10 分以内 初期時刻 +2 時間 30 分以内	
毎時大気解析 (GPV)	毎時	毎時後 30 分以内	

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

<sup>1</sup> 延長プロダクトは 90~192 時間予報である。

<sup>2</sup> 気象業務支援センターへの配信が終了する時刻である。

<sup>3</sup> 国内航空路 6/12 時間予想断面図、国内悪天 12 時間予想図を作成している。

# 付録B 数値予報研修テキストで用いた表記と統計 的な指標<sup>1</sup>

本テキストで使用した表記と統計的な指標などにつ いて以下に説明する。

## B.1 研修テキストで用いた表記について

#### B.1.1 時刻の表記について

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

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

#### B.1.2 解像度の表記について

全球モデルの解像度について、xxを水平方向の切 断波数、yyを鉛直層数として、"TxxLyy"と表記すること がある。また、セミラグランジアンモデルでリニア格子(北 川 2005)を用いる場合は"TLxxLyy"と表記する。 TL959は約20km格子、TL319は約60km格子、 TL159は約120km格子に相当する。

### B.1.3 予報時間について

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

このテキストでは、予報時間を

「予報時間」=「予報対象時刻」-「初期時刻」 で定義し、例えば、6時間予報の場合、FT=6と表記して おり、時間の単位(h)を省略している。

#### B.1.4 アンサンブル予報の表記について

アンサンブル予報では、複数の数値予報の集合(アン サンブル)を統計的に処理し、確率予報等の資料を作 成する。このテキストでは数値予報の集合の平均を「ア ンサンブル平均」、個々の予報を「メンバー」と呼ぶ。ま た、摂動を加えているメンバーを「摂動ラン」、摂動を加 えていないメンバーを「コントロールラン」と呼ぶ。

#### B.1.5 緯度、経度の表記について

緯度、経度については、アルファベットを用いて例え ば「北緯40度、東経130度」を「40°N、130°E」、「南緯 40度、西経130度」を「40°S、130°W」などと略記した。

# B.2 検証に用いた基本的な指標

# B.2.1 平均誤差、平方根平均二乗誤差、誤差の標 準偏差

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

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

ここで、Nは標本数、x<sub>i</sub>は予報値、a<sub>i</sub>は実況値である(実況値は客観解析値、初期値や観測値が利用されることが多い)。MEは予報値の実況値からの偏りの平均である。RMSEは最小値0に近いほど予報が実況に近いことを示す。また、北半球平均等、広い領域で平均をとる場合は、緯度の違いに伴う面積重みをかけて算出する場合がある。

RMSEはMEの寄与とそれ以外を分離して、

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

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

と表すことができる。 $\sigma_e$ はランダム誤差である。

#### B.2.2 アノマリー相関係数

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

 $(-1 \leq ACC \leq 1)$ 

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

ただし、

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

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

である。ここで、Nは標本数、 $x_i$ は予報値、 $a_i$ は実況

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> 吉本 浩一

値、c<sub>i</sub>は基準値である。アノマリー相関係数は予報と実況の基準値からの偏差の相関を示し、基準値からの偏差の増減のパターンが完全に一致している場合には最大値の1をとり、逆に全くパターンが反転している場合には最小値の-1をとる。

#### B.2.3 スプレッド

アンサンブル予報のメンバーの広がりを示す指標で あり、次式で定義する。

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

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

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

で定義されるアンサンブル平均である。

#### B.3 カテゴリー検証で用いた指標など

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

#### B.3.1 分割表

分割表はカテゴリー検証においてそれぞれのカテゴ

表B.3.1 分割表。FO、FX、XO、XXはそれぞれの事 例数を表す。

		実況		⇒⊥.
		あり	なし	Π
予報	あり	FO	FX	FO+FX
	なし	XO	XX	XO+XX
丰		М	Х	N

リーに分類された事例数を示す表である(表B.3.1)。各 スコアは、表B.3.1に示される各区分の事例数を用いて 定義される。

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

#### B.3.2 適中率

適中率 ≡  $\frac{FO + XX}{N}$  (0≤的中率≤1)

適中率は予報が適中した割合である。最大値1に近 いほど予報の精度が高いことを示す。 B.3.3 空振り率

空振り率 = 
$$\frac{FX}{FO+FX}$$
 (0 ≤ 空振り率 ≤ 1)

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

#### B.3.4 見逃し率

見逃し率 =  $\frac{XO}{M}$  (0 ≤ 見逃し率 ≤ 1)

見逃し率は、実況「現象あり」の事例数 (*M* = FO+XO)に対する見逃し(実況「現象あり」、予報「現象なし」)の割合である。最小値0に近いほど見逃 しが少ないことを示す。このテキストでは分母を*M*として いるが、代わりに*N*として定義する場合もある

#### B.3.5 捕捉率

捕捉率 ≡ 
$$\frac{FO}{M}$$
 (0≤捕捉率≤1)

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

#### B.3.6 誤検出率

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

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

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

#### B.3.7 バイアススコア

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

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

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

#### B.3.8 気候学的出現率

現象の気候学的出現率 Pcは標本から見積もられる

現象の平均的な出現確率であり、次式で定義される。

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

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

#### B.3.9 スレットスコア

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

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

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

#### B.3.10 エクイタブルスレットスコア

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

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

ただし、

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

である。ここで、 $P_c$ は現象の気候学的出現率(第B.3.8 項)、 $S_f$ は「現象あり」をランダムに FO + FX回予報した場合(ランダム予報)の「現象あり」の適中事例数である。最大値1に近いほど予報の精度が高いことを示す。 ランダム予報で0となる。また、FO = XX = 0、FX = XO = N/2の場合に最小値-1/3をとる。

### B.3.11 スキルスコア

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

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

ただし、

 $S = Pm_c(FO + FX) + Px_c(XO + XX),$ 

$$Pm_c = \frac{M}{N}, \quad Px_c = \frac{X}{N}$$

である。ここで、 $Pm_c$ は「現象あり」、 $Px_c$ は「現象なし」 の気候学的出現率(第B.3.8項)、Sは現象の「あり」を FO + FX回(すなわち、「なし」を残りの XO + XX回)ラ ンダムに予報した場合(ランダム予報)の適中事例数で ある。最大値1に近いほど予報の精度が高いことを示す。 ランダム予報で0となる。また、FO = XX = 0、 FX = XO = N/2の場合に最小値・1をとる。

#### B.4 確率予報に関する指標など

#### B.4.1 ブライアスコア

ブライアスコア(Brier Score, BS)は確率予報の統 計検証の基本的指標である。ある現象の出現確率を対 象とする予報について、次式で定義される。

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (p_i - a_i)^2 \qquad (0 \le BS \le 1)$$

ここで、 $p_i$  は確率予報値(0から1)、 $a_i$  は実況値(現象ありで1、なしで0)、N は標本数である。BS は完全に適中する決定論的な( $p_i$ =0または1の)予報(完全予報 と呼ばれる)で最小値0をとり、0に近いほど予報の精度 が高いことを示す。また、現象の気候学的出現率  $P_c = M / N$ (第B.3.8項)を常に確率予報値とする予報 (気候値予報と呼ばれる)のブライアスコア  $BS_c$  は

 $BS_c \equiv P_c (1 - P_c)$ 

となる。ブライアスコアは現象の気候学的出現率の影響 を受けるため、異なる標本や出現率の異なる現象に対 する予報の精度を比較するのには適さない。例えば上 の BS<sub>c</sub> は P<sub>c</sub> 依存性を持ち、同じ予報手法(ここでは気 候値予報)に対しても P<sub>c</sub> の値に応じて異なる値をとる (Stanski et al. 1989)。次項のブライアスキルスコアは この問題を緩和するため気候値予報を基準にとり、そこ からのブライアスコアの変化によって予報精度を評価す る。

#### B.4.2 ブライアスキルスコア

ブライアスキルスコア(Brier Skill Score, BSS)はブ ライアスコアに基づいた指標であり、通常気候値予報を 基準とした予報の改善の度合いを示す。ブライアスコア BS、気候値予報によるブライアスコア BS。を用いて

$$BSS = \frac{BS_c - BS}{BS_c} \qquad (BSS \le 1)$$

で定義される。完全予報で1、気候値予報で0、気候値 予報より誤差が大きいと負となる。

#### B.4.3 Murphyの分解

Murphy(1973)は、ブライアスコアと予報の特性との 関連を理解しやすくするため、ブライアスコアを信頼度 (reliability)、分離度(resolution)、不確実性 (uncertainty)の3つの項に分解した。これをMurphy の分解と呼ぶ(高野(2002)などに詳しい)。

確率予報において、確率予報値をL個の区間に分 け、標本を確率予報値の属する区間に応じて分類する ことを考える。確率予報値がI番目の区間に属する標本 数を $N_l$  ( $N = \sum_{l=1}^{L} N_l$ )、このうち実況が「現象あり」であ った事例数を $M_l$  ( $M = \sum_{l=1}^{L} M_l$ )とすると、Murphy の 分解によりブライアスコアは以下のように表される(確率 予報値のI番目の区間の区間代表値を $p_l$ とする)。

BS = 信頼度 - 分離度 + 不確実性

信頼度 = 
$$\sum_{l=1}^{L} \left( p_l - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N}$$
  
分離度 =  $\sum_{l=1}^{L} \left( \frac{M}{N} - \frac{M_l}{N_l} \right)^2 \frac{N_l}{N}$   
不確実性 =  $\frac{M}{N} \left( 1 - \frac{M}{N} \right)$ 

信頼度は確率予報値(p1)と実況での現象出現相対



図B.4.1 確率値別出現率図の模式図。横軸は予報現 象出現確率、縦軸は実況現象出現相対頻度、実線 が信頼度曲線である。対角線、直線 Pobs = Pc との差 の二乗がそれぞれ信頼度(Reliability)、分離度 (Resolution)への寄与に対応している。灰色の領域 内の点はブライアスキルスコアに正の寄与を持つ。

頻度 $(M_l/N_l)$ が一致すれば最小値0となる。分離度は 確率予報値に対応する実況での現象の出現相対頻度  $(M_l/N_l)$ が気候学的出現率 $(P_c = M/N)$ から離れて いるほど大きい値をとる。不確実性は現象の気候学的 出現率が $P_c = 0.5$ の場合に最大値0.25をとる。この項は 実況のみによって決まり、予報の手法にはよらない。ま た、不確実性=  $BS_c$ が成り立つ。これらを用いてブライア スキルスコアを次のように書くことができる。

#### B.4.4 確率値別出現率図

確率値別出現率図(Reliability Diagram, Attributes Diagram とも呼ばれる)は、予報された現 象出現確率 $P_{fest}$ を横軸に、実況で現象が出現した相対 頻度 $P_{obs}$ を縦軸にとり、確率予報の特性を示した図であ る(図B.4.1参照、Wilks(2006)などに詳しい)。一般 に、確率予報の特性は確率値別出現率図上で曲線とし て表される。この曲線を信頼度曲線(Reliability curve)と呼ぶ。

信頼度曲線の特性は、Murphyの分解(第B.4.3項) の信頼度、分離度と関連付けることができる。横軸 $P_{fcst}$ の各値について、信頼度(あるいは分離度)への寄与は、 信頼度曲線上の点から対角線 $P_{obs} = P_{fcst}$ 上の点(ある いは直線 $P_{obs} = P_c$ 上の点)までの距離の二乗として表 現される。 $P_{fcst}$ の各値でのこれらの寄与を、標本数に比 例する重みで平均して信頼度(あるいは分離度)が得ら れる。例えば、no-skill line(直線 $P_{obs} = (P_{fcst} + P_c)/2$ ) 上の点では、信頼度と分離度への寄与は等しい大きさ を持ち、ブライアスキルスコアへの寄与が0となる。また no-skill lineと直線 $P_{fcst} = P_c$ との間の領域(分離度へ の寄与>信頼度への寄与、図B.4.1 灰色の領域)内に 位置する点は、ブライアスキルスコアに正の寄与を持 つ。

特別な場合として、気候値予報(第B.4.1項参照)で は1点( $P_{fest}$ ,  $P_{obs}$ ) = ( $P_c$ ,  $P_c$ )が信頼度曲線に対応する。 また、次の2つの特性を示す確率予報は精度が高い。 ・信頼度曲線が対角線に(信頼度が最小値0に)近い。

・信頼度曲線上の大きい標本数に対応する点が点
 (P<sub>fsst</sub>, P<sub>obs</sub>) = (P<sub>c</sub>, P<sub>c</sub>) (気候値予報)から離れた位置
 (確率値別出現率図の左下または右上寄り)に分布
 する(分離度が大きい)。

# B.4.5 ROC面積スキルスコア

確率予報では、現象の予報出現確率にある閾値を 設定し、これを予報の「現象あり」「現象なし」を判定する

基準とすることが可能である。さまざまな閾値それぞれ について作成した分割表をもとに、閾値が変化したとき のFr - Hr平面(ここでFrは第B.3.6項のFalse Alarm Rate、Hr は第B.3.5項のHit Rate)上の軌跡 をプロットしたものがROC曲線(相対作用特性曲線、 Relative Operating Characteristic curve, ROC curve) である(図B.4.2参照、高野(2002) などに詳し い)。 平面内の 左上方の 領域では Hr > Fr であり、 平面 の左上側に膨らんだROC曲線特性を持つ確率予報ほ ど精度が高いと言える。従って、ROC曲線から下の領 域(図B.4.2灰色の領域)の面積(ROC面積、ROC area、ROCA)は情報価値の高い確率予報ほど大きく なる。ROC面積スキルスコア(ROC Area Skill Score, ROCASS) は情報価値のない予報(Hr = Fr)を基準 としてROC面積を評価するものであり、次式で定義され る。

 $ROCASS \equiv 2(ROCA - 0.5)$   $(-1 \le ROCASS \le 1)$ 

完全予報で最大値1をとる。また、情報価値のない予報(例えば、区間[0,1]から一様ランダムに抽出した値を 確率予報値とする予報など)で0となる。

### 参考文献

- 北川裕人, 2005: 全球・領域・台風モデル. 平成17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38-43.
- 高野清治,2002: アンサンブル予報の利用技術.アン

サンブル予報, 気象研究ノート, **201**, 73-103.

- Murphy, A. H., 1973: A new vector partition of the probability score. *J. Appl. Met.*, **12**, 595-600.
- Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, 5, 570-575.
- Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows, 1989: Survey of common verification methods in meteorology. *Research Report* No. (MSRB) 89-5, Forecast Research Division, Atmospheric Environment Service, Environment Canada.
- Wilks, D. S., 2006: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences Second Edition. *International Geophysical Series* vol.91. Academic Press, 287pp.



図B.4.2 ROC 曲線の模式図。横軸はFr、縦軸はHrであ る。灰色の領域の面積がROC面積である。