平成 24 年度数値予報 研修テキスト

「数値予報の基礎知識と

最新の数値予報システム」

(数値予報課)

平成 24 年 11 月

November 2012



はじめに1

過去1年を振り返ると、平成23年11月から平成24年にかけての日本海側を中心とした 度重なる大雪、4月3日から5日にかけて急速に発達した低気圧による西日本から北日本に いたる記録的な暴風と高波、5月6日に強い上空寒気と下層暖湿流によって引き起こされた 東日本の竜巻、7月11日から14日にかけて梅雨前線に流れ込んだ湿潤空気による九州北部 を中心とした豪雨、8月13日から14日にかけての前線による近畿中部を中心とした局地 的大雨など、大きな人的・物的被害をもたらした気象災害が頻繁に発生している。

このような激しい気象現象に係る防災気象情報や日々の天気予報をきめ細かく作成する ためには、その基礎となる数値予報の精度向上が不可欠である。これを実現するため、平 成24年6月5日にそれまでの約30倍の計算能力を有するスーパーコンピュータを導入し、 8月30日には2km格子の局地モデルの運用を新たに開始した。今後も数多くの数値予報モ デルの拡張・改良を予定しているとともに、局地モデルの予報作業への活用も検討されて いる。モデルの大きな変革期を迎えるのを機に、あらためて数値予報に関する基礎的な知 識を広くご理解いただくという観点から本研修テキストをまとめることとした。

第1部では、数値予報プロダクトの利用者が、航空・短期予報および週間天気予報を対象とする数値予報の基礎について理解を深め、かつ最新の知見を得られるよう、数値予報 を構成する要素である、観測データの入手・品質管理、データ同化、予報モデル、アプリケーションのそれぞれについて平易な解説を行う。ついで、プロダクトを利用する上で留意しておくべき点を、数値予報の仕組みに立ち戻って解説したのちに、資料の見方と使い方の基本をまとめ、平成23年台風第12号や平成24年5月6日の竜巻などを具体例として取り上げる。

第2部では、数値予報システムの最新情報を、局地モデルの本運用などのモデル改良の 話題とともに紹介する。さらに、平成24年4月の急速に発達した低気圧が最新のモデルと 最大風速ガイダンスでどの程度現象を予測できていたかについて詳細な事例検証を示す。

本書は平成6年度に数値予報課報告・別冊第41号として発刊され、初任者のための入門 書として定評のある「数値予報の実際」の改訂版となるよう、各執筆者が力を込めて作成 したものである。数値予報資料の効果的利用の参考として、また現業数値予報の入門書と して、幅広い分野の方々に本研修テキストが有効に活用されることを期待している。

数値予報の基礎知識と最新の数値予報システム

目 次

はじめに

第11	部	数值予執	るの基礎	知識

第1章 概要

1.1 1.2	はじめに数値予報とは	1 1 2
1. 3 1. 4	<u> </u>	2
1.5	決定論的予報とアンサンブル予報	3
1.6 1.7	剱値 プ報シスプム 解析予報サイクル、サイクル解析と速報解析	4 4
1.8	数値予報とコンピュータ	5
1.9	教値予報の歴史	6

第2章 観測データと品質管理

	0
2.2 観測の種類	0
2.3観測で得られる物理量1	0
2.4 観測の分布 1	0
2.5観測データ取得時間分布1	4
2.6 デュード 1	4
2.7 品質管理 1	5
2.8 まとめ 1	7

第3章 データ同化

3.1	データ同化概要	18
3.2	データ同化手法	18
3.3	気象庁のデータ同化	20
3.4	各解析で用いられる観測データ	22
3.5	データ同化の将来	22

第4章 数値予報モデル

4.1	数値予報モデル概要	23
4.2	基礎方程式	23
4.3	数値予報モデルの全体構造	24
4.4	力学過程	25
4.5	物理過程	29
4.6	アンサンブル予報	34

4. '	7 気象庁の数値予報モデル	35
4.8	3 数値予報モデルの将来	36
第5章	アプリケーション	
5.	L はじめに	42
5.2	2 ガイダンス	43
5.3	3 アプリケーションの具体例	48
5.4	4 まとめ	52
第6章	プロダクト利用上の注意点	
6.	L はじめに	54
6.2	2 数値予報プロダクトの利用	54

6.3	事例で見る数値予報の特性	61
6.4	まとめ	67

第2部 最新の数値予報システム

第1章 概要

1.1	はじめに	69
1.2	数値予報システムの変更	69
1.3	今後の改善計画	70
1.4	モデル改良手順・手続きの見直し	71
1.5	おわりに	71
第2章	最近の改善	
2.1	局地モデルの本運用	72
2.2	全球解析の高解像度化	87
2.3	層積雲スキームの改良	92
2.4	事例検証-平成24年4月3日・4日の、急激に発達した低気圧の	
	予想について	97
付録A	数値予報研修テキストで用いた表記と統計的な指標	112

第1部 数値予報の基礎知識

第1章 概要

1.1 はじめに1

第1部は、天気予報の基盤技術となっている数値 予報の基礎知識について、主に数値予報プロダクト のユーザーが理解しておくべき事項をまとめたも のである。この第1章では、数値予報の概要につい てまとめる。第2章では、数値予報のの入力となる 観測データの前処理と品質管理について、第3章で は数値予報の初期値を作成するデータ同化につい て、第4章では予測値を計算する数値予報モデルに ついて、第5章では数値予報結果を予報作業に利用 しやすく加工するアプリケーションについて、それ ぞれ述べる。また最後の第6章では、プロダクト利 用上の留意点について述べる。

数値予報により作成される予測資料は、現代の天 気予報・防災気象情報の作成作業においては必要不 可欠である(図1.1.1)。しかし、物理法則に基づき、 最新のスーパーコンピュータの能力をもって計算 したとしても数値予報は完全ではなく、そのプロダ クトには特性がある。したがって、予報作業におい て数値予報の性能を十分引き出すためには、数値予 報の原理や特性を十分理解した上で、プロダクトを 利用していただきたい。

1.2 数値予報とは

「数値予報」とは、大気現象を支配する物理法則 の方程式をコンピュータで解くことにより、その方 程式の時間発展を計算し、将来の状態を客観的に予 測することである。天気予報を目的としていること をより明確に示すため「数値天気予報」と呼ぶこと もあるが、ここでは本研修テキストの標題のとおり、 「数値予報」と記すこととする。

数値予報の原理である、方程式の時間発展を計算 するという基本的な考え方を、ボールの軌跡の予測 になぞらえて示したのが図1.2.1である。最初の位置 からボールを斜め上に投げ出す状況を考えよう。現 在の速度や位置とボールに加わる力がわかれば、1 秒後の位置を知ることができ、これを繰り返すこと によって、2秒後、3秒後と将来のボールの状態を予 測することができる。原理的には未来の値をどこま でも求めることが可能である。





1 第1章 室井 ちあし



図 1.2.1 数値予報の基本的な考え方を、ボールの状態の予測になぞらえた模式図

実際の数値予報は、前述のボールの計算と比較す ると非常に複雑であるが、基本的な考え方は全く同 じである。コンピュータで取り扱いやすいように、 大気の空間を規則正しく並んだ格子(図1.2.2)で区 切り、その格子点における気圧、気温、風などの大 気の状態をあらわす物理量を求めていく。原理的に は、この格子間隔(メッシュ)が細かければ細かい ほど、大気の状態をより正確に表現できる。

1.3 数値予報の流れ

ここで数値予報のおおまかな流れと本研修テキ ストの第1部の内容との対応を図1.3.1に示す。まず、 現在の大気の状態を知るために観測データを収集 する。観測データには様々な理由で誤差が含まれて おり、中には精度が悪く利用に適さない観測データ



図 1.2.2 地球を覆う格子の模式図

も存在するためこれを除外する必要がある。これを 「品質管理」と呼んでいる。次に、数値予報に適し た規則正しく並んだ初期値を作成する。これを「デ ータ同化」(または「客観解析」)という。特に短期 予報や週間天気予報では、初期値の精度が予測精度 に決定的な意味を持ち、この手順は非常に重要であ る。次に、データ同化で作成された初期値をもとに、 数値予報モデルを実行する。「数値予報モデル」と は、地球の大気現象を支配する物理法則をできるだ け忠実に、コンピュータで時間発展を解くことによ



図 1.3.1 数値予報の流れ。本研修テキスト(第1部)の内容との対応を参考に示す



図 1.4.1 数値予報モデルが対象とする現象の空間・時間スケール(気象庁の数値予報モデルの場合)

り、未来の大気の状態を求めるプログラムのことで ある。最後に、数値予報の予測値を様々なガイダン スや画像として、予報作業に利用しやすく加工し、 「プロダクト」として提供する。これが実際の天気 予報や防災情報作成の際の基礎資料となっている。

1.4 全球モデルと領域モデル

地球全体を対象とした数値予報モデルを「全球モ デル」と呼ぶ。一方、予報領域を興味のある地域に 限定したものを「領域モデル」と呼ぶ。領域モデル の実行には側面境界値が必要で、全球モデルやより 広い領域モデルから与えられる。

現業数値予報では全球モデルに加え、それより高 解像度化された領域モデルを運用するのが一般的 である。予報モデルで予測できる現象の空間スケー ルは、モデルの格子間隔の大きさに依存しており、 現象の空間スケールに応じて、予測可能な時間スケ ールもおおよそ決まってくる(図1.4.1)。したがっ て全球モデルなど、より広域の予報モデルの結果を もとにしつつ、細かいスケールの予測についてはよ り高分解能の領域モデルの結果を参考にすると作 業上有効である。

領域モデルをもってしても、大気中の細かい現象 をすべて表現・予測できるわけではない。例えば水 平分解能2kmのモデルでも、発達した積乱雲は何と か表現されるが、それ以下の個々の積雲やその中に 発生する小さな渦、突風、竜巻などといったものは 表現できない。

1.5 決定論的予報とアンサンブル予報

数値予報の目指す理想像は、地球の大気の状態を 正確に把握し、物理法則をコンピュータで正確に解 くことによって精度の高い予測値を作成すること である。しかし実際には、観測データが十分得られ ない、あるいは予報モデルに様々な近似や仮定をし ているなど様々な事情により、初期値やそこからの 予測値には必ず誤差が含まれる。

数値予報本来の目指すところである、ある初期時 刻に対してひとつの初期値からひとつの予測を行 うことを「決定論的予報」といい、これに対して複 数の予測を行うことを「アンサンブル予報」という (図1.5.1)。複数の予測のひとつひとつを「アンサ ンブルメンバー」あるいは単に「メンバー」という。 アンサンブル予報では、わずかに異なる複数の初期 値から予報を行うものや、境界値を異なるものに置 き換えるもの、予報モデルの不確実性を考慮するも の、あるいはこれらの組み合わせで行われるものが



図 1.5.1 決定論的予報とアンサンブル予報

ある。

アンサンブル予報では、決定論的予報では知り得 ない予測値の誤差を事前に見積もり、その信頼性に ついての情報を取り出すことができるため、予測対 象や利用目的に応じて、決定論的予報とあわせてア ンサンブル予報も運用されている。

アンサンブル予報は、ひとつの初期時刻に対して 複数の予測計算が行われる。したがって、決定論的 予報で使われる予報モデルそのままでは計算量が 大きくなることから、決定論的予報で設定されるよ り粗い解像度でアンサンブル予報を実行する場合 が多い。解像度を下げることによる精度低下の短所 と、アンサンブル予報を充実させることで信頼度情 報を得る長所は、相反する関係にある。決定論的予 報とアンサンブル予報、それぞれの特性を十分理解 してプロダクトを利用することが望ましい。

1.6 数値予報システム

数値予報ではデータ同化と数値予報モデルとが、 予測精度を大きく左右する。このデータ同化と数値 予報モデルの両者は技術的には密接な関係があり、 データ同化を行う解析と予報モデルとが整合性の とれたものであることが重要である。品質管理・解 析と予報モデルをあわせて「数値予報システム」と 呼ぶことがある。例えば、地球全体を対象とする全 球解析と全球予報モデル、両者をあわせて「全球数 値予報システム」と呼ぶ。また前述のアンサンブル 予報について、初期摂動作成や予報モデルまで全体 として「アンサンブル予報システム」と呼ぶことが ある。

気象庁における数値予報システムを一覧にして 表1.6.1および表1.6.2に示す。ここでは天気予報や防 災気象情報を支援するための主な数値予報モデル のみをとりあげたが、現在の数値予報技術は、海 洋・波浪、季節予報、気候変動予測、長期再解析、 火山灰、黄砂・大気汚染予測など、さまざまな業務 の技術基盤となっている。

1.7 解析予報サイクル、サイクル解析と速報解析

データ同化においては後述のとおり、前の初期時 刻の予測値を「第一推定値」(たたき台)として用 いている。これにより観測データがない領域の値や 物理要素を合理的に算出することができる。例えば 海上に移動し発達する低気圧や、梅雨前線上の小さ なスケールの現象は、観測データだけでは精度よく 解析することができないが、数値予報モデルによっ て表現された構造を解析で考慮することによって、 次の初期時刻の予測に引き継ぐことができる。これ

名称	全球数値予報システム	メソ数値予報システム	局地数値予報システム
データ同化	全球速報解析	メソ解析	局地解析
	全球サイクル解析		
データ同化手法	4 次元変分法	4 次元変分法	3次元変分法
予報モデル	全球モデル(GSM)	メソモデル(MSM)	局地モデル(LFM)
解析時刻	00,06,12,18UTC	00,03,06,09,12,15,18,21UTC	00,03,06,09,12,15,18,21UTC
解像度	TL959(約 20km) 60 層	5km 50 層	2km 60 層
予報時間	84 時間(00,06,18UTC)	15 時間(00,06,12,18UTC)	9時間
	216 時間(12UTC)	33 時間(03,09,15,21UTC)	

表 1.6.1 気象庁の数値予報システム(決定論的予報)(2012年10月末現在)

表 1.6.2 気象庁の数値予報システム(アンサンブル予報)(2012 年 10 月末現在)

名称	週間アンサンブル予報システム	台風アンサンブル予報システム(注)
初期値	全球速報解析	全球速報解析
初期摂動作成手法	特異ベクトル(SV)法	特異ベクトル(SV)法
SV 計算対象領域	全球	北西太平洋領域+熱帯擾乱周辺域
予報モデル	全球モデル(GSM)	全球モデル(GSM)
初期時刻	12UTC	00,06,12,18UTC
解像度	TL319(約 55km) 60 層	TL319(約 55km) 60 層
予報時間	216 時間	132 時間
メンバー数	51	11

(注) 台風アンサンブル予報システムは、RSMC Tokyo の責任領域(東経 100度-180度、0度-北緯 60度)の中に、 今後 24 時間以内に Tropical Storm 以上(最大風速 34kt 以上)の強度に発達することが見込まれる熱帯低気圧が存 在するか、解析時刻で Tropical Storm 以上の強度で解析されている熱帯低気圧が存在するか、どちらかの条件が満 たされている場合のみ実行される。その結果は、気象庁内の台風進路予報作業のために利用されており、プロダクト の部外配信はおこなっていない。



図 1.7.1 解析予報サイクルの仕組み

を「解析予報サイクル」と呼び、解析値と第一推定 値との差を「解析インクリメント」あるいは単に「イ ンクリメント」と呼ぶ。解析予報サイクルの仕組み を図1.7.1に示す。

ある時刻に対して同じシステムのデータ同化を 複数回実施することがある。これは、観測データが 入電するのに一定の時間が必要であることが理由 である。十分時間が経てば利用可能な観測データの 数は増え、初期値の精度がよくなり予測精度も向上 すると期待される。しかしプロダクト配信時刻が遅 くなることで、予報支援資料としての利用価値は下 がってしまう。そこで、予報支援のためにいったん データ同化を行なってプロダクトを提供し、より多 くの観測データが利用可能となったタイミングで あらためてデータ同化を行う、ということが、特に 国外の観測などのデータの入電に時間がかかる全 球解析で行われる。速報的なデータ同化を「速報解 析」と呼び、十分な数の観測データを利用して行う データ同化を「サイクル解析」と呼ぶ。サイクルと 呼ぶのは、そこからの第一推定値を用いて次の時刻 のデータ同化を実施するため、情報が引き継がれて いくからである。

このように数値予報では、データ同化と数値予報 モデルとは互いに影響を及ぼしあう関係にある。気 象庁の現業数値予報システムの解析予報サイクル と数値予報モデル、その側面境界値の関係を示した のが図1.7.2である。全球数値予報システムは、全球 サイクル解析では6時間間隔の、メソ数値予報シス テムでは3時間間隔の、いずれも解析予報サイクル となっている。

1.8 数値予報とコンピュータ

これまで述べたように、数値予報とは大気の状態 を支配する物理法則をコンピュータで解くことで ある。気象庁の全球モデルは水平格子間隔が約 20km、鉛直方向に60層を配置しており、格子数は 全体で約8000万、水平格子間隔約5km鉛直50層のメ ソモデルは約2000万にも及ぶ。この全ての格子点に



図 1.7.2 解析予報サイクルと数値予報システムの関係 (2012 年 10 月末現在) CA:全球サイクル解析 GA:全球速報解析 GF:全球予報 MA:メソ解析 MF:メソ予報 RA:局地解析 RF:局地予報



図 1.8.1 気象庁の数値予報で用いられる現在のスーパ ーコンピュータ (HITACHI SR16000M1)

風や気温、水蒸気量などの物理量が配置される。

これを一定の時間間隔で時間発展の計算を行う ことから、膨大な計算が必要となる。実際の予報作 業に間に合うようプロダクトを提供するためには 迅速な処理・高速な演算をする必要があり、現業の 数値予報の実行では「スーパーコンピュータ」が用 いられる。現在気象庁で用いているスーパーコンピ ュータ(図1.8.1)は第9世代目のもので、その理論 性能は847TFlops(1TFlopsは1秒間に1兆回計算で きることを示す単位)である。その性能を最大限に 発揮するために、数値予報のプログラムには様々な 工夫が行われているなど、数値予報とコンピュータ 技術とは密接な関係にある。

1.9 数値予報の歴史

本章の最後に、数値予報の歴史について簡単に述べておきたい。

計算で天気予報を行うことを最初に試みたのは、 イギリスの気象学者リチャードソンである。彼は 1922年の著書の中で客観的な天気予報のため、物理 法則に初期状態を与えて時間発展を解くというス タイルを提案し、大広間に人を集めて計算が可能と 述べ、地上気圧の6時間予報を実際に手計算でやっ て見せている。しかし計算結果は正しくなかった。 これらは「リチャードソンの夢」「リチャードソン の失敗」と言われる。

その後時代は変わって、天気予報の客観化を目指 し1955年にアメリカで数値予報が実用化された。日 本でも1953年に東京大学、気象研究所、気象庁の研 究者・技術者が結集して数値予報グループ「NPグ ループ」が結成され、1959年に気象庁でも、官公庁 としてはじめてスーパーコンピュータが導入され 数値予報が開始された。コンピュータにより計算は 自動的に行われるが、そこで動作するプログラムや 入力データは、当時のまだ主流であったパンチカー ドシステムが使用され、人の手により穿孔されたカ ードが利用されていた。気象庁に導入された初代の



図 1.9.1 気象庁の数値予報で用いられた初代スー パーコンピュータ (IBM704)



図 1.9.2 キーパンチングの様子

スーパーコンピュータと当時のキーパンチングの 様子をそれぞれ、図1.9.1と図1.9.2に示す。

当初のコンピュータは現在のパソコンよりも能 力ははるかに低く、数値予報モデルも解像度が粗く 非常に簡便なものであったため、そのプロダクトを 利用する予報作業者らの信頼を得るにはかなりの 年月を要した。これまでの気象庁スーパーコンピュ ータと数値予報モデルの歴史(アンサンブル予報を 除く)を図1.9.3に示す。天気予報を近代化すべきで あるという私達の先輩の熱い情熱と、その後のスー パーコンピュータの性能向上、気象学の進歩と大気 現象のメカニズム解明、数値予報モデルの進化によ って、徐々に精度向上が成し遂げられ、現在の天気 予報を支える姿があると言える。

気象学の最新の知見を毎日の天気予報に反映さ せる、あるいは数値予報モデル開発者とプロダクト 利用者とがコミュニケーションを十分に行うとい った姿勢は、時代が変わっても現在でも同じであり、 これが我が国において数値予報が根付いた大きな 要因のひとつと考えられる。コンピュータが得意と する高速処理・高速演算能力と、人間が得意とする 総合判断力・分析力やコミュニケーション能力、そ の両方のよいところを引き出していくことが、今後 も求められていると言えよう。



図1.9.3 気象庁のスーパーコンピュータと数値予報モデルの歴史

第2章 観測データと品質管理

2.1 はじめに¹

第1章で述べた通り、数値予報を行うには、まず 現実の大気状態を解析して、その状態を規則正しく 配置された格子点の値で表す「初期値」を作成する こと(初期値解析)が必要である。このためには、 解析対象となる時刻(解析時刻)の現実の大気状態 を正しく反映した、各種(気象)観測データが必要 である。現在の数値予報では、世界各国の気象機関 や宇宙機関(衛星運用機関)などの様々な機関から 観測データをリアルタイムで取得し、各種品質管理 によって誤データを排除した上で、初期値解析に活 用している。

本章では、気象庁における全球、メソ、局地数値 予報システムの初期値解析(全球解析、メソ解析、 局地解析)などで活用される観測データとその品質 管理について概説する。

2.2 観測の種類

図2.2.1に、初期値解析で利用される各種観測測器 や、測器を搭載する衛星などを示す。観測は大きく 分けて直接観測とリモートセンシング(遠隔観測) に分類できる。リモートセンシングには、地上に設 置された測器による地上リモートセンシングと人 工衛星搭載の測器による衛星リモートセンシング がある。衛星リモートセンシングに用いられる衛星 は、静止衛星と低軌道衛星とに大きく分けられる。 このうち低軌道衛星には、気象機関などが運用する 現業衛星のほか、試験研究機関や宇宙機関が運用す る研究開発衛星がある。疑似観測は、実際の観測で 得られたものでない情報を初期値解析で利用する ために人工的に作成される、観測を模したものであ る。

2.2.1 直接観測

ある場所の大気状態を実際にその場で測ること を直接観測と言う。直接観測には、各地の気象台な どによる地上観測や船舶・漂流ブイによる海上観測、 ラジオゾンデによる高層観測、商用航空機などによ る航空機観測が含まれる。近年は、このうち、航空 機観測のデータ数が大きく増大してきている。これ は、世界各国の気象機関と民間航空会社との間の連 携が進み、より多くの航空機の観測データが利用可 能になってきたことを背景としている。



図 2.2.1 気象庁の数値予報の初期値解析で用いられる各種観測測器や測器を搭載する衛星など(2012 年 7 月現在)

1 第2章 佐藤 芳昭

2.2.2 リモートセンシング

観測をしたい場所に対して、離れたところから電 磁波などを用いて間接的に観測を行う手法をリモ ートセンシングと言う。

地上に測器を置く地上リモートセンシングには、 気象(ドップラー)レーダーやウインドプロファイ ラ、地上GNSS²などがある。このうち地上GNSSは、 GNSS衛星から発信され大気中を通過した電波を地 上のGNSS受信機で受信し、水蒸気の影響による電 波の受信時間の遅れを基に鉛直積算水蒸気量(可降 水量)を推定するものである。

人工衛星から地球を観測する衛星リモートセン シングでは、多種多様な観測が行われている。 WMO(2012)によれば、全球数値予報の予報誤差の 軽減に現状最も寄与している測器は米国のNOAA 衛星や欧州のMetop衛星などに搭載されているサウ ンダ(鉛直探査計)で、気温や水蒸気の鉛直分布に 関する情報を得ることができる。また、静止衛星な どによる連続画像を基に、大気や雲などのパターン の移動を追跡することにより算出される大気追跡 風(AMV³)も寄与が大きい。近年はGNSS掩蔽観測 (GNSS-RO4)も数値予報に重要なデータとされるよ うになってきた。この理由は、GNSS-ROがその観 測原理から、地球上どこでも均質な精度のデータが 得られるためである。その他、大気下層の水蒸気量 に関する情報が得られるマイクロ波イメージャや、 海上の風向風速が得られるマイクロ波散乱計、大気 中層の水蒸気量に関する情報が得られる(静止衛星 の水蒸気に感度を持つチャンネルの)晴天放射輝度 温度(CSR⁵)などが数値予報で利用されている。

2.2.3 疑似観測

人間の手による主観解析の結果など、実際の観測 で得られたものでない大気に関する情報を初期値 解析で利用するために人工的に作成される観測を 模したものを、疑似観測と言う。現在、気象庁の初 期値解析で疑似観測データとして利用されている のは、台風ボーガスのデータのみである。

台風ボーガスは、気象庁予報部で解析される熱帯 低気圧(TC)の情報(中心位置(TCLOC)、中心気圧、 強風半径など)を初期値解析で利用するための手法 (もしくはそのデータ)である。ボーガスの作成は、 ①理想的な概念モデルに前述のTCに関する情報を 適用して軸対象のTC構造を推定、②これに数値予報 で得られる非軸対象構造の情報を加えてTC周辺の 気圧や風の三次元分布を算出、③この中からいくつ かの地点のデータを抽出、④抽出データを観測デー タの形式に変換するという一連の手続きで行われ る。ボーガスデータの配置場所と要素は、全球解析 の場合、第一推定値のTC中心とTCLOCに海面気圧、 TCLOCから半径200km程度の円周上4点に海面気圧 と風向風速(風向風速は鉛直プロファイルとして与 えられる)である(図2.2.2)。なお、第一推定値の TC進路予報誤差が大きい場合には、さらに外側の円 周上に海面気圧と風向風速が追加的に配置され、台 風周辺の大気場の修正に利用される。詳細は岡垣 (2010)を参照されたい。

台風ボーガスは、数値予報で利用可能な観測デー タの少ない熱帯海洋上で発生する台風周辺の大気 の解析精度を上げるために導入されているもので あるが、概念モデルに基づいて人工的に作成された データであるため、必ずしも現実の台風構造を表現 してはいない。特に、台風発生直後などの目のはっ きりしない状況では、TCLocの解析精度自体が低い ことがある。このような場合には、ボーガスデータ と現実との乖離が大きくなり、それを利用した大気 の解析精度が低くなる可能性がある。

台風ボーガスの作成条件は、気象庁の担当領域 (北緯0-60度、東経100-180度)に熱帯低気圧があ って、その熱帯低気圧に対して海上風警報⁶(ないし その上位の警報)が発表されたときである。ボーガ スデータは、これらの条件に該当したときから(そ れ以前になかったデータが)与えられ始めることに なる。このため、ボーガスデータ利用開始直後の初



図 2.2.2 台風ボーガスの配置例 (2012 年 6 月 18 日 18UTC)、★が海面気圧を、矢羽が風の鉛直プロフ ァイルを示す。背景は、MTSAT・2 による赤外画像。

² GNSS: 全球航法衛星システム(Global Navigation Sat ellite Systems)、米国の全球測位システム GPS (Global Positioning System)を含む国際的な測位衛星システムの 総称

³ AMV: Atmospheric Motion Vector

 $^{^4\,}$ RO: Radio Occultation

⁵ CSR: Clear Sky Radiance

⁶ 海上で風速が 28kt 以上 34kt 未満の状態に既になって いるか、または今後 24 時間以内にその状態になると予想 される場合に発表される警報

	種別	通報式·略号·等	気 圧	気温	風	湿度	降水量	可降水量	放射輝度	屈折率・	その他	その他の 補足
	地上観測	SYNOP	0	0	0	0	0				0	日射量など
	地上自動観測	AMeDAS		0	0		0				0	日射量など
古拉知测	海上観測	SHIP, BUOY	0	0	0						0	海面水温など
旦 按說/则	航空機観測	AMDAR, ACARS, AIREP	0	0	0	*1						
	高層観測	TEMP	0	0	0	0						
	高層風観測	PILOT	0		0							
	ウインドプロファイラ	WPR			Δ						0	ドップラー速度など
地上	気象レーダー	WR				Δ					0	反射強度など
リモート	気象ドップラーレーダー	WDR			Δ						0	ドップラー速度など
センシング	解析雨量	R/A					0					
	地上GNSS	GNSS-PWV						Δ			0	電波遅延量
疑似観測	台風ボーガス	TY-Bogus	Δ		Δ						0	台風位置・強度など
热止街見	大気追跡風	AMV			Δ							
靜止伸生	晴天放射輝度温度	CSR							0			
	極域大気追跡風	Polar-AMV			Δ							
	マイクロ波サウンダ	MW Sounder		Δ		\triangle			0			
低軌道 衛星	赤外サウンダ	IR Sounder		Δ		Δ			0		\triangle	オゾン量など
	マイクロ波イメージャ	MW Imager					Δ	Δ	0		Δ	海面水温など
	マイクロ波散乱計	SCAT			Δ						0	散乱断面積
	GNSS掩蔽観測	GNSS-RO								Δ	0	電波遅延量

表 2.3.1 各種観測で得られる物理量

○:観測物理量、△:観測物理量から算出(推定)される物理量、<mark>赤字</mark>は初期値解析に利用されているデータ *1:近年精度の良い航空機搭載湿度センサーが開発され、搭載が推奨されつつあるが、まだ数は少ない

期値解析精度が不安定になり、急に台風の発達予想 が変わることがあるので、これも注意が必要である。

2.3 観測で得られる物理量

表2.3.1に各種観測から得られる物理量、及びその 観測データを用いて推定される物理量を示す。

直接観測は、気圧や気温、風、湿度(比湿)など 数値予報モデルの予報変数を直接観測するものが 多く、従来から初期値解析に用いられてきた。

リモートセンシングでは、放射輝度やドップラー 速度、反射強度、屈折率等、予報変数ではない物理 量を観測するものが多い。従来はこれらの物理量は 初期値解析で直接利用できなかったため、予報変数 である何らかの物理量に変換され、利用されてきた。 現在は、第3章で述べるデータ同化の高度化により、 予報変数ではない物理量も直接初期値解析に利用 できるようになってきたので、必ずしも変換処理は 行われていない。例えばサウンダについて、従来は 観測輝度温度から気温や水蒸気の鉛直プロファイ ルを推定していたが、現在はそのような推定処理は 行われておらず、輝度温度が直接初期値解析に利用 されている。これにより、この推定アルゴリズムの 開発にかかる期間が必要なくなり、サウンダの運用 開始後早期から、これらの輝度温度データを利用で きるようになった。

2.4 観測の分布

2.4.1 水平分布

図2.4.1に2012年6月12日00UTCの前後3時間に 観測された観測データの水平分布を示す。A)~E)は 地上直接観測、及び地上リモートセンシングデータ、 F)~L)は衛星リモートセンシングデータで、黒以外 の色でプロットされたデータは実際に全球解析で 利用されたデータを示し、黒は利用されなかったデ ータを示す。

A)は観測所などによって行われている地上観測 で、陸上の大半に密に分布しているが、アフリカや シベリアなどでは観測密度が低い。B)は船舶(青) や漂流ブイ(橙)で得られる海上観測で、海洋上に 広く分布しており、特に北大西洋で観測密度が高い。 C)はラジオゾンデによる高層観測で、上空の気温、 風、湿度データが得られるが、ほとんどが陸上に分 布している。またアフリカでは非常に数が少ない。 なお、海洋上では気象観測船や、北海油田などの洋 上プラットフォームなどによって観測が実施され ている。D)はパイロットバルーン(測風気球、橙) やウインドプロファイラ(青)で得られる上空の風 観測である。ウインドプロファイラは現在、日本の ほか、米国や欧州、香港に展開されている。E)は航 空機による観測(青)、及び疑似観測(赤)の分布 を示している。航空機観測は全世界から広く得られ る。ただし、観測高度は限定的であり、その多くは

航空機の巡航高度である10,000m付近の観測である。 これらの航空機が下層を飛行するのは離着陸時に 限られるため、対流圏下層のデータは空港近傍でし か得られない。航空機では通常気温や風が観測され ているが、水蒸気の観測は非常に少ない。疑似観測



C) UPPER (TEMP)



NotUsed[•]: 15 ALL: 676 E) UPPER (AIRCRAFT) / BOGUS 2012/06/12 00:00(UTC)

NotUsed[@]: 33392

ALL: 39477

YHTC NotUsed[•]: 0 NotUsed[▼]: 2 ALL:6 ALL 2

4

B[0]: 477

R[•]: 491

ALL: 1577 F) SCAT (SCATTEROMETER)



2012/06/12 00:00(UTC)

ASCATIOI: 4747 NotUsed[•]: 945 ALL: 5692

G) AMV(ATMOSPHERIC MOTION VECTOR) 2012/06/12 00:00(UTC) H) CSR (CLEAR SKY RADIANCE) 2012/06/12 00:00(UTC) 625 Stat. 1. MTSAT Meteosat-IR[•]: 730 Meteosat-IR[•]: 283 IR[0]: 226 IMAGER[. 1682 IMAGER MAGERIO: 2 IR[•]: 401 WV[▲]: 452 MVIRI(01: 2678 WV[A]: 371 VSI♥ 1987 VSI♥ 1987 VSI♥ 1987 VSI♥ 1977 VSI♥ 1987 VSI♥
 NotUsed[•]: 74
 NotUsed[•]: 204
 NotUsed[•]: 87

 ALL: 1756
 ALL: 3845
 ALL: 2748
 NotUsed[•]: 218 NotUsed[•]: 361 ALL: 2896 ALL: 6181

図 2.4.1 2012 年 6 月 12 日 00UTC の前後 3 時間の観測データの水平分布

11

7 低軌道衛星のうち、北極から南極を周回するような衛星。

は、台風周辺に配置される台風ボーガスのデータで ある。

F)~L)は衛星データで、色によりその測器を搭載 する衛星を区別している。F)はマイクロ波散乱計に よる観測の分布で、欧州の極軌道衛星7Metop-2に搭



NotUsed[•]: 4208 NotUsed[•]: 6489

ALL: 4659

2012/06/12 00:00(UTC)



NatUsed[•]: 1523

NotUsed[•]: 237

ALL: 305



図 2.4.1 2012 年 6 月 12 日 00UTC の前後 3 時間の観測データの水平分布(つづき)

載された改良型散乱計ASCAT⁸により衛星軌道の左 右両側の海上で風向風速のデータが得られる。G)は AMVのデータ分布で、5機の静止衛星、及び2機の 極軌道衛星からデータが得られるが、現状では南北 60緯度帯に観測の空白帯がある。H)は静止衛星によ るCSRのデータ分布で、5機の静止衛星のデータが あるが、上空に雲がない領域のみに分布は限られる。 I)はマイクロ波気温サウンダで、2012年6月現在、6 機の極軌道衛星のデータで全球をカバーしている。 J)はマイクロ波水蒸気サウンダ、K)はマイクロ波イ メージャのデータ分布で、どちらも現在は海洋上で のみデータを利用している。L)はGNSS-ROで、ま ばらではあるが、全球に比較的均質にデータが分布 している。

図2.4.2に、2012年4月現在、メソ解析で利用され ているが、全球解析で利用されていない観測データ の水平分布を示す。Aは地上GNSSによる可降水量 データの水平分布である。地上GNSSは、日本列島 の陸上に密に分布している。海外のデータは現在ま でのところ取得できていない。Bは気象庁の気象レ ーダー(WR9)の反射強度から推定される相対湿度デ ータ(REFRH)の分布である。REFRHはWRから半 径200km以内で作成されている。なお、REFRHの 分布は降水エコーの探知状況に応じて日々変動す ることから、図では、一定期間データを積算するこ



図 2.4.2 メソ解析で利用されている観測データの 水平分布(全球解析では利用されていないもの)、 A:地上 GNSS、B:気象レーダーの反射強度より推 定される相対湿度、C:ドップラー速度。なお、B,C はレーダー毎に色分けして描画した。

⁸ ASCAT: Advanced Scatterometer

⁹ WR: Weather Radar

とで、おおよその観測可能範囲を示した。REFRH の観測可能範囲は日本を広く覆っているが、WR が整備されていない大東島地方や小笠原諸島でデ ータが得られない。Cはドップラー速度データ (DPV)の水平分布である。DPVは気象ドップラー レーダー(WDR¹⁰)のほか、空港気象ドップラーレ ーダー(ORAW¹¹)からも得ることができる。DPV はREFRHよりも観測範囲が狭く、WDRの場合、 半径150km以内、DRAWの場合は半径120km以内 となっている。図では図2.4.2Bと同様の手法で、 おおよその観測可能範囲を示した。現在は REFRHで述べた地域のほか、東北地方や奄美地 方でデータの空白域がある。これらは秋田WR¹²及 び名瀬WRのWDR化及びその利用開始により、近 年中に解消される見込みである。

2.4.2 鉛直分布

表2.4.1に、各観測の観測対象となる高度の、お およその分布を示した。地上GNSSは全層積算の 水蒸気量であるが、水蒸気の分布が対流圏下層で 密なため、対流圏下層の影響が大きい。また、放 射輝度温度は本来全層積算量であるが、ここでは 周波数の特性により感度があるとされる高度を示 した。現状中間圏で観測データが得られるのは衛 星搭載サウンダやGNSS掩蔽観測のみである。一 方、衛星観測では、特に陸上における大気下層の 情報は、計算が複雑なため、なかなか得られない。

2.4.3 観測時刻分布

以前は、毎日決まった時刻に観測を行う定時観 測が主体であったが、現在では各種リモートセン シングによる連続観測や、飛行機・船舶等の不定 期観測等の非定時観測が多くなっている。定時観 測には、通常毎日00UTCと12UTCに実施される 高層(風)観測などがある。

極軌道衛星は多くがその公転面と太陽に向かう 方向がなす角が一定(太陽同期)であるため、地 球上から見ると常に一定の地方時で上空を通過し ているように見える。これらの極軌道衛星観測デ ータを地球の自転成分を差し引いて描くと、図 2.4.3のようになる。ここで、図中の数字が地方時 に該当する。例えばMetop-2衛星は地方時で10時 と22時頃に、NOAA-18衛星は15時と03時頃にそ れぞれ上空を通過し、観測を行う。なお図2.4.3下 段に示したTRMM衛星は太陽非同期衛星で、その 公転面が太陽に向かう方向となす角は時間ととも

¹¹ DRAW: Doppler Radar for Airport Weather

¹² 秋田 WR は、2012 年 3 月に WDR 化され、同年 10 月 より数値予報で利用開始された。

表 2.4.1	各観測データの観測対象高度の分布	ī
(衛星	軍度温度の場合は感度のある高度)	

	種別	地表	対流圏下層	対流圏上層	成層圏	中間圏	全層積算
	地上(自動)観測	0					
	海上観測	Δ					
直接観測	航空機観測	∇	∇	0			
	高層観測	0	0	0	0		
	高層風観測	0	0	0	0		
	ウインドプロファイラ		0	0			
地上	気象レーダー		0				
リモート	気象ドップラーレーダー		0				
センシング	解析雨量	0					
	地上GNSS						0
疑似観測	台風ボーガス	0	0	0			
热止法早	大気追跡風		\triangle	0			
靜止 阐生	晴天放射輝度温度			0			
	極域大気追跡風		\triangle	0			
	マイクロ波サウンダ	*1	\triangle	0	0	0	
低軌道	赤外サウンダ	*1	Δ	0	0	0	
衛星	マイクロ波イメージャ	0	Δ				
	マイクロ波散乱計	Δ					
	GNSS掩蔽観測			0	0	0	

△:海上のみ, ▽:空港近傍のみ

*1: 地表に感度はあるが、地表面の細かな影響を受けること から、その計算は非常に複雑であり、利用できていない



図 2.4.3 衛星の観測範囲を、地球の自転成分を差し引いて 北極上空から眺めた様子。図中の数字が地方時に相当す る。上段がマイクロ波気温サウンダ搭載衛星、下段がマ イクロ波イメージャ搭載衛星(2012 年1月1日現在)。

¹⁰ WDR: Weather Doppler Radar

にずれていくため、地球上から見ても、上空通過時 刻(=観測時刻)は日々異なっている。

2.5 観測データ取得時間分布

当然のことながら、各種観測データを初期値解析 で利用するためには、解析処理開始までにそれらの データを取得する必要がある。このため、観測デー タの取得に要する時間は、数値予報の運用にとって 極めて重要である。図2.5.1に高層観測(TEMP, PILOT)、地上観測(SYNOP, SHIP, BUOY)、航空機 観測(ここではAMDARのみ)、衛星観測(ここでは マイクロ波気温サウンダAMSU-Aのみ)について、 解析時刻の前180分~後179分の間に観測されたデー タの取得時間分布(解析時刻を基準とした相対時間) の例を示す。なお、現在の運用ではこの時間範囲の 観測データが一回の全球解析で利用されている。

高層観測は、そのほとんどが解析時刻に行われて おり、おおむね観測後3時間(解析時刻+3時間)以 内に全てのデータが入電している。

地上観測には毎時観測されるデータと数時間毎 に観測されるデータがある。どちらも観測後すぐに 入電が始まり、おおむね観測後3時間以内に配信が 完了している。従って、解析時刻の2時間後に観測 されたデータは、そのほとんどが解析時刻の5時間 後までに入電することになる。

航空機観測は、観測時刻が連続的に分布しており、 観測後30分以内に多くのデータが入電する。データ の入電も連続的にあり、解析時刻の4時間後までに は、解析時刻前後3時間のデータのほとんどが入電 する。

衛星データについては、(ここではAMSU-Aの例 だが)観測自体は連続的に行われるものの、一定量 (例えば地球半周分) のデータを衛星運用機関など から一度に取得するため、データ取得分布は連続的 にならず、積算取得率も階段状の分布となっている。 データの取得に要する時間は、一般的には観測後1 ~3時間程度、遅いものでは5時間程度である。従っ て、配信の最も遅い解析時刻の約3時間後の観測デ ータは、解析時刻の約8時間後にようやく取得でき ることになる。なお、衛星データの中には気象衛星 センターなどの衛星受信局で直接衛星から受信さ れるデータもある。こうした観測データは、観測後 30分以内にはおおむね取得できる。ただし、このよ うにして衛星から直接得られるのは、受信局周辺の 観測データのみに限られる。このため、より迅速に 全球的なデータを取得するため、各国の受信局で得 られた直接受信データを相互に交換する枠組みが WMOの下で構築されている(村田 2007)。

2.6 デコード

観測データの処理は、通報された電文や取得した 独自形式のファイルを数値予報で扱いやすい形式 のファイルに翻訳・変換(デコード)することから 始まる。このデコード処理の際に、観測時刻の確認



図 2.5.1 高層観測(TEMP+PILOT)、地上観測(SYNOP+SHIP+BUOY)、航空機観測(ここでは AMDAR のみ)、衛 星観測(ここではマイクロ波気温サウンダ AMSU-A のみ)の、解析時刻前後3時間に観測されたデータの入電時 間分布(%)。青線が積算取得率(左軸)、赤線が毎分取得率(右軸)、横軸は解析時刻を基準とした相対時間(分)。 調査期間は、高層・地表・航空機観測が2012年4月5~6日、衛星観測が同年3月1~9日。

や、重複データの確認・排除、訂正報の処理などが 行われる。

2.7 品質管理

観測データには、人為的なミスや観測測器の故障 等、様々な原因により異常データの混入がありうる。 図2.7.1にある船舶からの気温通報値と、対応する地 点における数値予報モデルによる気温推定値を例 として示す。推定値が明瞭な日変動を示しているの に対し、通報値はときどき変動がみられるものの一 定値が連続しており、明らかに挙動が不自然である。 また、図2.7.2は衛星データの観測位置情報に誤りが ある例である。衛星データは通常連続的に分布する ので、矢印で示すような離れた位置に観測データが 現れるのは明らかにおかしい。

図2.7.3に異常データが数値予報の初期値解析に 利用されたと仮定した場合の例を示す。(A)は正常な 観測データを用いた場合の解析場、(B)は日本の東海 上に異常なデータが混入したと仮定した場合の解 析場、(C)はその差で、(B)では日本の東海上に偽の 低気圧(矢印)が解析されている様子が判る。

この例のように、異常データの混入は初期値解析 で偽の低気圧を生じさせるなどにより、その精度を 悪化させる。また、それだけでなく、場合によって は初期値解析の処理が異常終了する原因となりう る。このため、異常データはできる限り適切に排除 する必要がある。この処理などを実施するのが品質 管理(QC, Quality Control)である。

QCには、初期値解析のための前処理として自動 的に実施されるリアルタイムQCと、ある一定期間 の観測値の振る舞いを監視し、観測データの統計的 な問題点などを把握するための非リアルタイムQC の二種類がある。

2.7.1 リアルタイムQC

リアルタイムQCは、初期値解析に入力するため の観測データの妥当性を判定する前処理で実施さ れる。前処理は、観測の種類に応じて様々な手法で 行われる。

このうち直接観測やAMVなどのQCは、以下に述 べる内的QCと外的QCの処理が実施される。

(1) 内的QC

内的QCは、観測データが持つ情報のみを使って 行うQCであり、以下のような項目がある。個々の 詳細については大野木(1997)を参照願いたい。

ブラックリストチェック: ブラックリストは非リアルタイムQC(第2.7.2 項参照)の結果に基づいて、品質が悪いと事前 に判明しているデータを予め登録したもので ある。これに基づいて低品質データを除去する。 図2.7.1の例は、このチェックにより排除されて いる。

気候学的チェック:

気候学的に妥当な値が報じられているか確認



06/12 06/14 06/16 06/18 06/20 06/22 図 2.7.1 2012 年 6 月 11~23 日の、ある船舶からの 気温通報値(◆)と第一推定値(+)



図 2.7.2 ある衛星データの観測位置情報に誤りがあ る例。赤点が各観測点を示す。



図 2.7.3 A:正常な観測データが初期値解析に利用された場合の海面気圧解析値、等値線は 4hPa 毎。B:★の位置の船 船が、海面気圧として約 980hPa の観測値を誤って 20hPa ほど低く通報し、それが利用されたと仮定した場合の海 面気圧解析値。C:A と B の差。等値線は 1hPa 毎で負の値を青色で示した。なおこの船舶の観測時刻は解析時刻の 3 時間前だったため、その時間差が考慮され、差が大きい場所の中心は系の移動と共に観測場所の東側に移動した。

する。値の基準はWMO(1993)に基づいている。 航路チェック:

- 船舶や航空機などの移動体からの観測通報が 適切か確認する。移動速度や角度の確認のほか、 船舶では通報位置が海上かどうかも確認する。
- 要素間整合性チェック:
 異なる観測要素間で、整合が取れているか確認
 する。例えば、気温と露点温度の大小関係が逆転していないか、など。
- ・ 鉛直整合性チェック:
 高層観測を対象として、鉛直方向にある一連の データが気象学的に整合しているか確認する。
 例えば、観測値が一定ではないか(測器が氷結してないか)、気温減率は妥当か、など。

(2) 外的QC

外的QCでは、第一推定値や周囲の観測等と比較 して観測データの妥当性が確認される。外的QCは 以下の手続きによって行われる。なお、これらの手 続きの模式図を図2.7.4に示した。

 グロスエラーチェック(図2.7.4左側):
 観測値と第一推定値の差(D値)により、その データが妥当か判定する。ただし、第一推定値 自体が妥当かどうか必ずしも明確でない(予報 精度が悪い可能性がある)ので、本判定では、 D値の大きさに応じて、PASS(通過)
 /SUSPECT(保留)/REJECT(排除)の三種 類に判定し、SUSPECTデータは後続の空間整 合性チェックで改めて判定する。なお、第一推 定値の品質が特に悪い場合には、正しいデータ であっても、本チェックでリジェクトされてし まう可能性があるので注意が必要である。

- 空間整合性チェック(図2.7.4右側):
- D値を周囲の観測データと比較し、周囲の観測 データも似たような値だった場合、観測は正し いと判断してPASSとする。逆に周囲と異なる 場合には観測値の信頼性が低いとみなして REJECTとする。

リモートセンシング観測のためのQCは、それぞ れの特性に応じて様々な処理が施されている。例え ば、グロスエラーチェックのほか、衛星データに関 しては、図2.7.2で示したような事例に対応するため の観測位置整合性チェックなどが、ドップラーレー ダーでは、地面の影響(グランドクラッター)を除 去するために、風速が弱いデータを排除する処理な どが行われている。詳細は以下に示す参考文献など を、適宜参照願いたい。

- 衛星全般:気象庁予報部(2007; 2011)
- ・ ドップラー速度:石川(2007);小泉(2004)
- ・ レーダー反射強度:幾田(2011)
- 地上GNSS:石川(2008)

2.7.2 非リアルタイムQC

非リアルタイムQCは、一定期間の観測値の振る 舞いなどを監視し、観測データの統計的な問題など を把握するために行われており、この結果に基づき リアルタイムQCで用いるブラックリストの登録・ 解除などを行っている。アジア地域の地上観測につ いては、WMOの枠組みにより数値予報課がモニタ リングレポートをとりまとめ、観測実施当局である 外国気象機関やWMOに周知すると共に、外国数値



図 2.7.4 外的 QC の模式図、図中の平面が数値予報モデルによる推定値(第一推定値)を、棒の高さが D 値(観測 値と第一推定値の差)の大きさを示す。グロスエラーチェック(左)では、個々の観測データを、その D 値の大き さで PASS(通過(緑))/SUSPECT(保留(黄))/REJECT(排除(赤))に分類し、その後に実施される空間整 合性チェック(右)では、SUSPECT データを周囲の観測と比較して突出してないかどうかで PASS/REJECT を 決める。

予報センターとも情報交換し、観測の問題の把握に 努めている。なお、このモニタリングレポートは、 ウェブにより公開されている¹³。

数値予報課では、統計処理や図2.7.1に示した観測 値と第一推定値の比較の時系列図などで各種観測 データの監視を行っている。また、衛星データに関 しては、別々の衛星の、同様の周波数帯(チャンネ ル)の輝度温度観測データについて、数値予報モデ ル推定値に対する平方根平均二乗誤差(RMSE)の時 系列を確認するなどにより監視を行っている(例: 図2.7.5)。

2.8 まとめ

数値予報に利用されているものを中心に各種観 測データとその品質管理について概説した。数値予 報の高度化に伴い、初期値解析に用いられる観測デ ータ数は年々増大している。これらの情報を利用す ることにより、数値予報の精度が向上してきた。今 後も同化技術の高度化や新しい観測データの登場 によって、さらなるデータ利用が見込まれる。これ らのデータの適切な品質管理は、数値予報の精度維 持・向上のために極めて重要で、そのためには観測 データのモニタリングと言う地道な作業も非常に 重要である。今後のデータ増大を踏まえ、品質警告 の自動発出などのシステム構築が重要であり、開発 を進める必要がある。

参考文献

幾田泰酵,2011:メソ解析におけるレーダー反射強 度データの同化.平成23年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部,9-12.

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,2008:地上設置型GPS大気遅延量の利用. 平成20年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 53-57.
- 岡垣晶,2010:全球解析における台風ボーガスの改 良.平成22年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,48-52.
- 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.
- 気象庁予報部, 2007: 数値予報と衛星データ. 数値 予報課報告・別冊第53号, 気象庁予報部, 220pp.
- 気象庁予報部,2011: データ同化の改善に向けて. 数値予報課報告・別冊第57号,気象庁予報部, 189pp.
- 小泉耕,2004: メソ解析へのドップラー動径風の利 用. 平成16年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,71-74.
- 村田英彦,2007: アジア太平洋地域におけるATOVS 再配信サービス. 気象衛星センター技術報告第49 号, 気象衛星センター, 33-53.
- WMO, 1993: Guide on the Global Data Processing System. WMO No. 305.
- WMO, 2012: Summary of recent findings regarding observing system experiments (OSEs) and observing system simulation experiments (OSSEs). Annex II to ICT-IOS-7 final report, WMO, 33-37.

http://www.wmo.int/pages/prog/www/CBS-Repo rts/documents/OPAG-IOS-7-Final-Report.pdf



図 2.7.5 複数衛星の観測データの、第一推定値に対する平方根平均二乗誤差(RMSE)の時系列比較図(例)。この例で は、2010年1月に NOAA-19の観測データ(青色)の RMSE の拡大が見られた。この際、他の衛星の誤差は拡大 していないことから、(数値予報モデルの精度が悪化したのではなく)このデータの精度が悪化したと判断し、初期 値解析での利用を中止した。

¹³ http://qc.kishou.go.jp/

3.1 データ同化概要1

「データ同化」とは、観測値と第一推定値を用い て、整合のとれた、ある時刻の大気状態を表す物理 量の分布(これを「解析値」という)を求めること である。求まった解析値は数値予報モデル(第4章 参照)の初期値として使用される。気象観測はさま ざまな場所や時刻で行われている(第2章参照)が、 現在の数値予報モデルの格子点数と比較すれば一 般的にはまばらであり、観測データの分布も不均一 であるため、数値予報モデルに適した初期値がその まま得られるわけではない。これらのデータを用い て、数値予報モデルに利用可能な、空間的・時間的 により均一な形式の初期値が、ある一定の計算手法 を用いて作成される。図3.1.1にデータ同化の模式図 を示す。人の主観が入らないと言う意味で、「客観 解析」と呼ぶこともある。これに対して、観測値か ら人の手で天気図を書くことを「主観解析」と呼ぶ。

観測データの数や種類には限りがある。最近のス ーパーコンピュータの性能向上とともに数値予報 モデルが高分解能化し、貴重な観測データから有効 な情報を引き出すという過程はより重要さを増し ている。前述の通り観測値だけでは、十分精度の高 い解析ができない。このため、前の初期時刻の予報 結果を第一推定値として用い、これを修正するとい うことが行われる。このデータ同化の際に、予報値 だけでなく観測値にも誤差があると考えられるた め、観測値を単純に解析値と置き換えるのではなく、 観測値と第一推定値との間に解析値を求めること になる。解析値が観測値側に寄るかそれとも第一推 定値側に寄るかは、データ同化を実行する際に与え られる「観測誤差」と「背景誤差」(第一推定値の 誤差)の設定²によって決まることになる。観測誤差 が背景誤差より小さく設定されれば、解析値は観測 データ側に寄り、逆に観測誤差が大きく設定されれ ば、解析値は第一推定値側に寄ることになる。図 3.1.1の模式図をより具体的に示したのが図3.1.2で ある。

データ同化手法として、以前は簡便な手法が用い られていた。しかし近年ではデータ同化の予報精度 に与える影響が大きいことが、とりわけ短期予報・ 週間天気予報の範囲では強く認識されるようにな ったため、より精度の良い解析値が得られる高度な 手法が用いられるようになってきた。観測で得られ る物理量と数値予報モデルが必要とする風、気温、



図 3.1.1 データ同化の模式図

水蒸気量といった物理量とは、特にリモートセンシ ング技術を応用した観測では必ずしも対応してお らず、従来は数値予報モデルが必要とする物理量に いったん変換することにより同化を行ってきた。し かしながら高度な手法を採用することで観測され た物理量を直接同化することが可能となり、これに より多くの種類の観測が利用できるようになって きた。

データ同化により作成される解析値は予報モデ ルの初期値として利用されるほか、観測データのな い領域や要素についても、均一で使いやすい形式で 提供されることから、実況値の代替として、検証・ 評価・監視などにも幅広く利用されている(第1章 参照)。解析値は観測値そのものではなく、第一推 定値をもとに様々な過程を通じて観測値をなるべ く適切に反映させたものであり、必ず誤差が含まれ ている。したがってその利用にあたっては、これが 常に真の値と受け取るのではなく、観測データの持 つ誤差や第一推定値の特性などに十分留意する必 要がある。

3.2 データ同化手法

データ同化は、数少ない観測データからできるだけ多くの情報を取り出して適切に解析値に反映させようという過程である。可能な限り観測データの数は多いことが望ましいが、一方で現象の時間・空間スケールと予測可能性(第1.4節)を考慮すれば、空間分解能の高い解析・予測ほど迅速に処理する必要がある。したがって、利用目的や求められる迅速

¹ 第3章 室井 ちあし、佐藤 芳昭

² ここでいう「誤差」は、統計的に得られる誤差の大きさの期待値のことである。



図 3.1.2 データ同化の詳細な説明図。A:観測値(4点の〇)、B:第一推定値(格子)、C:第一推定値Bを、観 測値Aを踏まえて修正して得られた解析値(〇は観測値)、D:観測値と第一推定値の差(A-B)、E:第一推定 値の修正量(解析インクリメント)(C-B)。

性に応じて、いくつかのデータ同化手法が用いられ る。

ここでは、気象庁のデータ同化で採用されている 手法を中心に、データ同化手法について簡単に解説 する。

3.2.1 4次元変分法

「4次元変分法」は、数値予報モデルで用いられ ている物理法則を活用して、空間的・時間的に広範 囲かつ様々な種類の観測データを同化する手法で ある(露木 1997; 露木 2002)。

大気現象は3次元空間(東西・南北・高さ方向) に存在し、時々刻々と移り変わっている。3次元空 間の様々な地点、またいろいろな時刻において観測 されるデータを活用することにより、大気の状態を 空間3次元+時間の4次元的にとらえることによっ て、より精度の高い解析値を得ることが可能となっ ている。

4次元変分法の考え方とおおまかな処理の流れを それぞれ図3.2.1と図3.2.2に示す。4次元変分法を用 いたデータ同化では、数値予報モデルを実行して少 しずつ解析値を修正させることにより、第一推定値 と観測値との間でもっともバランスのとれた最適 な解析値を探すという求め方を行う。最適であるか どうかの指標には、「評価関数」を用いる。評価関 数は、現在の解析値が第一推定値や観測値からどの くらい離れているかを、定量的に示す数値で、小さ いほどより適しているとみなす。最初に解析値のた





図 3.2.2 4次元変分法の処理の流れ

たき台として第一推定値を用いて数値予報モデル を実行し、あらかじめ設定された時間範囲内にある 全ての観測からその予報がどの程度離れているか を評価関数で判断する。なお、この時間範囲を「同 化ウィンドウ」という。次に、数値予報モデルを逆 方向に実行して、評価関数をより小さくするにはど のような修正を解析値に与えればよいかを探索す る。そして、そのような修正を加えた解析値で、再 び数値予報モデルを実行、という繰り返し計算にな る。これ以上繰り返しても評価関数の値が小さくな らないと判断されたところ、あるいは一定以上の回 数の繰り返し計算が行われたところで終了となり、 その時に保持している値が最終的に解析値として 出力される。数値予報モデルを繰り返し実行するこ とになるためその計算量は膨大であり、計算量を減 らすために、第一推定値を求めるモデル(アウター モデル)の解像度よりも、繰り返し計算で使われる モデル(インナーモデル)の解像度を落として計算 するという手法が用いられる。

3.2.2 3次元変分法

4次元変分法では、空間の3次元に時間軸の1次元 を加えた4次元で解析を行うが「3次元変分法」では 大気状態の時間変化は考慮せずに、様々な観測が解 析時刻に得られたと仮定して、その時刻の大気の場 を解析する。評価関数を用いて繰り返し計算により 解析値を求める点は4次元変分法と同様だが、数値 予報モデルを実行しないため、その計算量が少ない。 その反面、大気の場の力学的な時間変化が考慮され ないため、必ずしも力学的にバランスのとれた解析 値が得られないと言う欠点がある。

3次元変分法は、より迅速な処理が求められる局 地解析と毎時大気解析で用いられている。

3.2.3 最適内挿法

「最適内挿法」は、変分法よりも前に主流だった 解析手法である。この手法では、観測データの第一 推定値からのずれを、観測誤差や予報誤差の統計情 報を考慮して第一推定値の格子に内挿し、第一推定 値を修正する。この処理に使用される観測は、モデ ルで扱われる気温や風、湿度などの物理量の観測で なければならない。このため、衛星リモートセンシ ングで得られる放射輝度温度などの観測は、直接は 利用できず、これらを利用するためには何らかの手 法でモデル物理量に事前に変換する必要がある。そ の際に誤差が増大する懸念があるため、大量の衛星 観測データが得られる今日では大きな制約である。

現業の大気のデータ同化ではほとんど用いられ なくなったが、力学的なバランスを重視しない地上 解析や積雪解析、海面水温解析などにおいては使用 されている。

3.3 気象庁のデータ同化

ここでは、気象庁で現業的に実施されているデー タ同化の概略について述べる。表3.3.1に気象庁のデ ータ同化についてまとめる。なお観測データ打ち切 り時間とは、解析時刻から実際にデータ同化処理を 開始するまでの時間である。一般に観測データは多 ければ多いほど解析値の精度は良いことから、なる べく打ち切り時間を長く取ることが望ましい。しか し、迅速に処理をしてプロダクトを提供する必要が ある場合は、打ち切り時間が短く設定されている。

3.3.1 全球解析

全球解析は地球大気全体の解析であり、大気の解 析手法には4次元変分法を用いている(門脇 2005; 西嶋・室井 2006)が、大気解析で解析されない地 上の気温や風などの解析には最適内挿法を利用し ている。

第1.7節でも述べたとおり、予報モデルに初期値を 提供するための「全球速報解析」と、データ打ち切 り時間を長く確保して解析予報サイクルとしての 精度を重視した「全球サイクル解析」の2種類の運 用が行われている。

	全球解析	メソ解析	局地解析
データ同化手法	4 次元変分法	4 次元変分法	3次元変分法
解像度	TL959(約 20km) 60 層	5km 50 層	5km 50 層
インナーモデル	TL319(約 55km) 60 層	15km 50 層	_
の解像度			
解析時刻	00, 06, 12, 18 UTC	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21
		UTC	UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から	各解析時刻の3時間前から	_
	3時間後まで	解析時刻まで	
第一推定値	解析時刻の6時間前を初期値	解析時刻の3時間前を初期値	解析時刻の3時間前を初期値
	とする全球モデル予報値	とするメソモデル予報値	とするメソモデル予報値
観測データ打ち	速報解析:2時間20分	50 分	30 分
切り時間	サイクル解析:		
	11 時間 50 分(00,12UTC)		
	7 時間 50 分(06,18UTC)		

表 3.3.1 気象庁の主なデータ同化(2012年10月末現在)

速報解析による解析値は全球モデル、週間アンサ ンブル予報、台風アンサンブル予報の初期値に使わ れる。地上解析値は数値予報モデルの初期値として は用いられない。

3.3.2 メソ解析

メソ解析は日本を中心とする東アジア領域の大 気解析であり、全球解析と同様、大気の解析手法に は4次元変分法を用いている(本田・澤田 2008;本 田・澤田 2009)が、大気解析で解析されない地上 の解析には最適内挿法を利用している。解析値はメ ソモデルの初期値に使われる。地上解析値は数値予 報モデルの初期値としては用いられない。

全球速報解析よりも観測データ打ち切り時間は 短く設定されているが、レーダー反射強度やGNSS 可降水量データ(第2章参照)など、全球解析では 利用されていない観測データが同化されている(石 川 2010;幾田 2011)。また最近では、衛星データ の利用も輝度温度データを直接同化するなど徐々 に充実している(計盛 2011)。

3.3.3 局地解析

局地解析は日本列島を覆う東アジア領域の大気 解析であり、解析手法としては、3次元変分法と予 報を1時間毎に繰り返す手法を用いている(本研修 テキスト第2部第2.1節参照)。その解析値は局地モデ ルの初期値に使われる。

速報性を重視していることからデータ打ち切り 時間は30分に設定している。全球解析やメソ解析で は利用されていないアメダスデータを同化するこ とにより、特に大気下層の解析精度向上を図ってい る。

3.3.4 毎時大気解析

日本を中心とする東アジア領域の大気解析であ り、その解析手法には3次元変分法が利用されてい る(藤田 2007;藤田 2008)。この解析は速やかに 実況監視資料を提供することを目的としており、予

表 3.4.1 🖇	え象庁のデータ	'同化'	で同化され	る観測要素	(2012年4	月現在)
-----------	---------	------	-------	-------	---------	------

		従来型観測 (モデル変数)			その他の観測					
	種別	<mark>気</mark> 圧	気温	風,	湿度	可降水量	降水量	ドップラー	放 射 輝 度	屈折率
	地上観測	GM	GML	GML						
	地上自動観測		LQ	LQ						
古控制测	海上観測	GM	GM	GM						
但按取规	航空機観測		GMLQ	GMLQ						
	高層観測		GM	GM	GM					
	高層風観測	GM		GM						
	ウインドプロファイラ			GMLQ						
地上	ドップラー速度							MLQ		
リモート	解析雨量						М			
センシング	zンシング3次元レーダー反射強度				М					
	地上GNSS					ML				
疑似観測	台風ボーガス	GM		GM						
熱止傷日	大気追跡風			GMQ						
靜止阐生	晴天放射輝度温度								GM	
低軌道 衛星	極域大気追跡風			G						
	マイクロ波サウンダ								GM	
	赤外サウンダ									
	マイクロ波イメージャ						М		GM	
	マイクロ波散乱計			G						
	GNSS掩蔽観測									G

G:全球解析; M:メソ解析; L:局地解析; Q:毎時大気解析; 青字:地上解析で利用

報モデルの初期値としては利用されない。

迅速性をより重視するため、観測データ打ち切り 時間は20分と、局地解析の30分よりもさらに短く設 定している。さらに実況監視資料という毎時大気解 析の利用目的を重視し、観測誤差を小さく設定する ことで、解析値が観測値に近い値となるようにして いる。

3.3.5 その他のデータ同化

海面水温解析によって海面水温の解析値が作成 される(栗原ほか 2006)。その解析値は全球モデル をはじめとする各種数値予報モデルの下部境界条 件として用いられる。

積雪解析(全球モデル用は積雪深解析、メソモデ ル用は積雪域解析)によって、積雪深あるいは積雪 域の解析値が作成される(中村 2009)。その解析値 は各数値予報モデルの地表面状態として用いられ る。利用される観測データは、地上観測(SYNOP) であるが、国内のアメダスやDMSP衛星による観測 も一部では用いられる。

このほか、海洋データ同化によって海洋の解析値 が作成されており、季節予報モデルの海洋の初期値 として使われる。

3.4 各解析で用いられる観測データ

表3.4.1に各解析で実際に同化されている観測と 観測要素を示す(2012年4月現在)。「従来型観測」 はモデル物理量の観測を、「その他の観測」はそう でないものを示している。地上リモートセンシング や衛星観測はその多くがモデルの物理量ではなく、 観測量がその観測要素で直接同化されている。なお、 各観測の詳細については第2章を参照されたい。

3.5 データ同化の将来

数値予報におけるデータ同化は、観測データの持 つ情報を数値予報モデルの初期値に適切に反映さ せる重要な処理であり、この技術が極めて重要であ る。またこれからもリモートセンシング技術を応用 した地球観測が幅広く行われることから、データ同 化技術の研究開発は今後一層盛んになると予想さ れる。

またこれまで主に、気象や海洋分野で盛んに取り 組まれてきたデータ同化は、数値シミュレーション 技術の発展により他の様々な分野でも注目されつ つある。分野を超えた技術協力・連携も今後進むで あろう。

データ同化の大きな課題は、背景誤差をどのよう に設定するかということである。現在は過去のある 期間の予報モデルの誤差を蓄積・統計処理し、それ を背景誤差として利用している。本来は一様でなく 流れに依存し、場所や時間によって異なると考える のが自然である。これを合理的に求めるために、「ア ンサンブルカルマンフィルター」(三好・本田 2007) という手法が注目されているほか、従来の4次元変 分法と新しい手法との両方の長所を組み合わせ、 日々の大気状態を反映した背景誤差を用いること で大気の力学バランスを考慮する「ハイブリッド同 化」も開発が行われており、今後もデータ同化技術 は大きく発展すると考えられる。

参考文献

- 幾田泰酵,2011:メソ解析におけるレーダー反射強 度データの同化.平成23年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部,9-12.
- 石川宜広, 2010: 地上GPSデータのメソ解析での利 用. 数値予報課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 54-60.
- 計盛正博,2011:メソ解析における衛星観測輝度温 度データの同化.平成23年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部,3-8.
- 門脇隆志, 2005: 数値予報課報告・別冊第51号, 気 象庁予報部, 100-105.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイク ロ波放射計、衛星赤外放射計及び現場観測データ を用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, 73, S1-S18.
- 露木義, 1997: 変分法によるデータ同化. 数値予報 課報告・別冊第43号, 気象庁予報部, 102-165.
- 露木義, 2002: 変分法によるデータ同化の基礎. 数 値予報課報告・別冊第48号, 1-16.
- 中村貴,2009: 全球積雪深解析. 数値予報課報告・別 冊第55号, 気象庁予報部, 11-14.
- 西嶋信, 室井ちあし, 2006: データ同化システムの 概要. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁 予報部, 11-13.
- 藤田匡,2007:毎時大気解析の高度化.平成19年度 数値予報研修テキスト,気象庁予報部,98-101.
- 藤田匡,2008:毎時大気解析の改良.平成20年度数値 予報研修テキスト,気象庁予報部,58-61.
- 本田有機,澤田謙,2008: 非静力学メソ4次元変分法. 平成20年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 48-52.
- 本田有機,澤田謙,2009: 非静力学メソ4次元変分法 の現現業化.平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部,65-71.
- 三好建正,本田有機,2007:気象学におけるデータ 同化.天気,**34**,15-19.

第4章 数値予報モデル

4.1 数値予報モデル概要1

数値予報モデルは、数値予報全体の流れの中でも、 未来の値を計算するという中心の部分である。天気 予報用の数値予報モデルでは、大気現象を支配する 物理法則をコンピュータで解く。この物理法則が複 雑な方程式であるため、ある座標系上・時間方向に おいてとびとびの値で表現することによって、コン ピュータで解くことが可能になる。コンピュータで 解くことから、これを「数値的に解く」とも言う。

数値予報モデルでは大気の状態をできるだけ忠 実に表現する能力を持つことが望ましい。数値予報 モデルで考慮される過程を図4.1.1に示す。地球大気 中には、大規模な擾乱からメソスケール擾乱、さら に小さな乱流や衝撃波などさまざまな時間・空間ス ケールの現象が存在する。この中で、天気予報が対 象とする大気中の波動は、総観規模の傾圧不安定波 やロスビー波、そしてスケールの大きな内部重力波 であり、これらを正確に予測するために、大気の流 れを基本として、積乱雲の発生発達、雲と放射の相 互作用、境界層の大気の乱れに伴う運動量・熱・水 蒸気の輸送など、数値予報モデルで取り扱う過程は 非常に複雑なものとなっている。一方、音波や衝撃 波といった波動は、天気予報が対象とする大気現象 に影響を与えることはほとんどなく、数値予報モデ ルで正確に解く必要はないので、必ずしもすべての 物理法則が考慮され正確に解かれている、というわ けではない。

本章では、専門家が必要としている詳細には踏み 込まず、各計算手法のねらいを中心に概要を解説す る。なお数値予報モデルが対象とする気象、大気科 学の基礎的知識については、小倉(1999)や日本気象 学会(1998)などを参考にしていただきたい。

4.2 基礎方程式

物理法則として数値予報モデルで用いられる基 礎方程式について解説する。

静力学平衡((1・2)参照)の仮定をする方程式系を 「プリミティブ方程式系」、その方程式系を採用し た数値予報モデルを「プリミティブモデル」あるい は「静力学モデル」という。一方、静力学平衡の仮 定をしない方程式系を「非静力学方程式系」、その 方程式系を採用したモデルを「非静力学モデル」と いう。



図 4.1.1 数値予報モデルで考慮される過程

¹ 第4章 室井 ちあし

(1) 運動方程式

図4.1.1の大気の流れ(風)を支配する方程式であ る。大気は3次元空間の中を運動するので、方程式 も水平(2方向)と鉛直(1方向)の3つにより記述 される。

(1-1) 水平方向(2方向)



- + 地球自転の効果(コリオリカ)
- + 鉛直の気圧傾度力
- + 重力 + 外力

「静力学平衡」(もしくは「静水圧近似」)を仮定 する場合(発達した積乱雲等でなければ、かなりよ い精度で成り立つ)は、上記の式に代えて以下の式 が用いられる。

0 = 鉛直の気圧傾度力 + 重力

この式は、大規模な運動で卓越するふたつの力が 釣り合っている状態を示し、鉛直速度の時間変化率 を予報する必要がないため、計算量が少なくなると いうメリットがある。

(2) 連続の式(質量保存の式)

空気が増えたり減ったりすることはなく、保存されているということを表す方程式。静力学モデルでは、(1-2)の代わりにこの式と(1-1)による水平方向の風の計算結果を用いて、上昇流が求められる。

空気密度の時間変化率 = - 密度の移流

+ 収束・発散による密度変化

(3) 熱力学方程式

大気の温度変化に関する方程式である。温度の代

わりに温位で表される場合もある。

温度の時間変化率 🛛 = 🗕 温度の移流

+ 断熱圧縮・膨張による変化

+ 非断熱加熱

(4) 水蒸気の方程式 大気の水蒸気の変化に関する方程式である。

比湿の時間変化率 = - 比湿の移流

+ 相変化に伴う加湿

(5) 気体の状態方程式

大気の状態に関する関係式である。気圧、密度、 温度の3つの変数の間には以下のような関係がある。

気圧 = 空気密度 × 気体定数 × 温度

(6) その他

第4.5節で述べる物理過程の計算に必要な物理量 として、水物質に関しては、雲をより詳細に表現す るためバルク法の雲物理(第4.5.3項)では水の形態 は水蒸気・雲水・雨・雲氷・雪・霰のカテゴリーに 分類され、そのカテゴリー毎に水蒸気の方程式と同 様の式を考える。また雲のパラメタリゼーション (第4.5.2項)では雲水に関する方程式が考慮される ことがある。さらに、大気の乱流エネルギーや地中 温度などの物理量の方程式を考える場合がある。

4.3 数値予報モデルの全体構造

基礎方程式は第4.2節で見たように、一部を除いて、 ある物理量について時間変化率を求めるという形 になっている。したがって実際の数値予報モデルの プログラムも、物理量毎に時間変化率を求め、それ にある時間(積分時間間隔)を掛けることによって、 未来の物理量を求める、という構造になる。

数値予報モデルの流れを図4.3.1に示す。基礎方程 式に基づき、時間積分されて未来の値が求められる 量を「予報変数」と呼び、予報変数から時間積分を 経ずに求められる量を「診断量」と呼ぶことがある。 数値予報モデルのうち、基礎方程式にあらわに表現 されている移流や気圧傾度力といった時間変化率 を求めるところと、実際に時間積分を行うところを あわせて、「力学過程」(または「力学フレーム」) と呼ぶ。一方、それ以外の外力、非断熱加熱、相変 化に伴う加湿の効果を計算する部分や、それらの計 算に必要な大気以外とのやりとりや内部的な変化



図 4.3.1 数値予報モデルの流れ

を考慮することなどを「物理過程」と呼ぶ(原 2012a)。前者について 第4.4節で、後者について第 4.5節でそれぞれ解説する。

なお、計算手法のことを「スキーム」と呼ぶこと がある。総称として例えば「移流スキーム」「境界 層スキーム」などと呼称されることもあり、考案者 や成果発表者の名前をとって「荒川-シューバート スキーム」などと書かれることもある。

4.4 力学過程

カ学過程は、基礎方程式をどのような座標系を用 いて、どのように離散化を行い、どのように時間積 分をするかという、数値予報モデルの基本構造をな す部分である。たとえ同じ基礎方程式を用いた数値 予報モデルであっても、その基本構造の中身は同じ とは限らず、それぞれの数値予報モデルによって特 徴がある。

4.4.1 座標系·空間離散化

(1) 座標系

一般に物理法則は、3次元空間をターゲットとし て直交座標系で記述される。このまま解くことも可 能であるが、地球はほぼ球体であることを利用して 方程式を解きやすい形式に書き換えることがよく 行われる。全球モデルでは球座標系に変換される (図4.4.1)ことにより、重力は常に鉛直方向下向き に働き、また水平方向2成分はどの緯度経度でも直 交していることから、解きやすくなる。領域モデル では投影法によって平面に投影した座標系に変換 される (図4.4.2)。これに基づき方程式を変換する ことにより、地球が球体である効果を考慮する。特 に予報領域が広いモデルでは重要である。

鉛直方向の座標系については、気圧座標系か高度

座標系かに大きく分かれる(図4.4.3)。気圧座標系 のメリットとして、観測が気圧に対する高度や気温 という値で測られる場合においては取り扱いがし やすいことがあげられ、デメリットとしては地表面 や海面の高さが気圧としては一定値ではないため、 取り扱いが複雑になることがあげられる。高度座標 系ではこのメリットとデメリットが逆になると考







図 4.4.2 ランベルト座標系。円錐に投影し、上図の オレンジ色の領域(下図)から長方形の範囲(水 色)を切り出して、予報領域とする。



図 4.4.3 鉛直座標として用いられるハイブリッド 座標。気圧座標(上)と高度座標(下)

えて良い。さらに、非静力学モデルでは気圧(もし くは密度)が予報変数になるため気圧座標系を採用 することは原理的に困難で、高度座標系が利用され ることが多い。気圧座標・高度座標いずれを採用す るとしても、地上付近では地形に沿った層配置が、 一方上層では地形の影響を受けない層配置が都合 がよいため、両者を組み合わせた「ハイブリッド座 標」もよく採用される(石田 2008)。図4.4.3は上下 どちらもハイブリッド座標である。

(2) 空間離散化

一般に大気中のさまざまな物理量は、図4.4.4の 「元の分布」のような連続的な分布をしている。し かしこのままではコンピュータで取り扱うことが





困難なため、「とびとびの値」を考えて連続的な分 布を構成していると考える(これを「離散化」とい う)。そうすることにより、基礎方程式にある微分 項などを近似的に求めることが可能になる。

この元の空間分布をとびとびの値で表現する方 法として、大きく分けて格子点法とスペクトル法の 2種類がある(図4.4.4)。前者を採用したモデルを「格 子モデル」、後者を採用したモデルを「スペクトル モデル」と呼ぶ。格子点法は、地球大気を覆う格子 の模式図(図1.2.2)で示したとおりの「メッシュ」 を考える方法で、一方スペクトル法は波の重ねあわ せにより状態を表現したものである。スペクトル法 よりも格子点法の方が直感的な理解がしやすいが、 力学過程の計算精度という点ではより高精度で計 算できるスペクトル法の方が有利である。格子点法 をより高度にしたものとして、有限体積法がある。 有限体積法は、格子間隔が一定でない場合でも、 保存性を保ちつつ精度よく計算ができるというメ



図 4.4.5 標準ガウス格子(左)と適合ガウス格子(右)(TL15の例)

表 4.4.1 スペクトルモデルの切断波数と格子間隔の関係

切断波数	本研修テ	格子間隔	格子間隔
	キストで	(北緯30度)	(赤道)
	の標記		
TL959	20km	18km	21km
TL479	40km	36km	42km
TL319,	55km	54km	63km
T213			
TL159,	110km	108km	125km
T106			
T63	180km	180km	209km
T42	270km	271km	313km

リットがあり、最近の数値予報モデルで用いられる ことも多い。

離散化の基本的な考え方から言えば、格子点法の 場合はメッシュを細かく、スペクトル法では考える 波の数(単位長に含まれる波の数を「波数」、波長 が最短の波の数を「切断波数」という)を多く計算 したほうが精度は高い。全球スペクトルモデルの場 合は、切断波数をつけて T213やTL959などと表記 する。Tは、波数の切断を東西波数・全波数の空間 で三角形(Triangular)型で行うことに由来し、TLは 後述するセミラグランジュ法を採用した場合のガ ウス格子が1次(Linear)であることを示しており、 TLから始まるモデルは、セミラグランジュ法を採用 したスペクトルモデルを意味することになる。

全球モデルでは、格子点法で緯度経度方向に格子 点を考えた場合は、両極付近で格子点が集中して取 り扱いが困難であるため、スペクトル法が使われる ことが多い。しかし最近では、両極の取り扱いを工 夫した格子点法あるいは有限体積法による全球モ デルも登場してきている。一方領域モデルでは格子 点法が一般的であるが、かつて気象庁では領域スペ クトルモデルが利用されていた。

スペクトルモデルの場合でも、物理過程は、例え ば陸面や海面の効果や雲の生成など、波の重ねあわ せと考えるよりは局所的な効果や変化と考えたほ うが都合がよい。これらを考慮するためには格子上 で効果を計算し、波数毎の効果に変換するという処 理が行われる。この際に用いられる格子を「変換格 子」と呼ぶ。変換格子にもいくつかのタイプがある が、気象庁全球モデルでは「適合ガウス格子」(宮 本 2005; 岩村 2008)が、季節予報モデルなど一部 の全球モデルでは「標準ガウス格子」が用いられて いる。適合ガウス格子では、中高緯度の格子が標準 ガウス格子よりも、精度に影響がない範囲で少なく なっているため、格子間隔が全体的に均一となり、 また格子点数が少なくなるため物理過程の計算量 も減少するというメリットがある(図4.4.5)。 スペクトルモデルの場合の「解像度」については、 切断波数を使用する場合と、変換格子の格子間隔を 使用する場合がある。厳密には前者で表記すること が正しいが、本研修テキストや様々な資料では、プ ロダクト利用者へのわかりやすさを重視して、なる べく後者を用いている。例えばTL959の全球モデル の場合、赤道上には1920個の格子点がある。赤道上 では地球一周が約40000kmであるため、東西方向の 格子間隔は約21km、北緯30度ではやや狭まって約 18kmとなる。また南北方向は赤道上の東西方向と 同じである。そこで解像度として一般的に格子間隔 20kmと表記している。様々な解像度・切断波数に 対する格子間隔を表4.4.1に示す。

また格子点法においては、予報変数をどのように 格子点に配置するかでいくつかのタイプがある(図 4.4.6)。わかりやすく言えば、将棋のように格子の 中央に置くか、囲碁のように格子の交点に置くかと いうことである。横方向は中央で縦方向は交点、と いう配置もある。詳細は省略するが、この配置によ り計算のしやすさや計算結果の精度が異なるとい う事情があり、実際には予報変数に応じてこれらを 組み合わせて用いることが多い。気象庁メソモデ ルでは、Cグリッド(図4.4.6の右)の配置が用いら れている。これは数値予報モデル内部の格子点配置 であって、数値予報GPVはすべての予報変数で同じ 点(Aグリッド)の格子に内挿して作成されている。



鉛直方向についても、水平方向と同様の原理であ るが、スペクトルモデルの場合でもスペクトル法が 用いられるのは水平方向のみで、鉛直方向には通常 は格子点法が用いられる。一般に大気の流れは上層 へ向かうほど水平方向の流れが卓越し、下層ほど鉛 直方向の流れの変化が大きくなるため、鉛直層の配 置については下層ほど細かく設定されることが多 い(気象庁モデルの設定は図4.7.3を参照)。

4.4.2 時間積分と計算安定条件

数値予報モデルの計算は図4.3.1に示した通り、さ まざまな変数の時間変化率を求め、時間積分を行う という手順になる。第4.4.1項の空間離散化により各 方程式の時間変化率を求めることができるので、次 のステップは時間積分である。空間離散化と同様、 時間積分をなんらかの形に変換・離散化する必要が あり、ここであらわれるもの、すなわち時間方向の 離散化を「時間積分法」といい、空間の格子間隔と 同様、時間積分の刻み幅を「積分時間間隔」と呼ぶ。

空間離散化で、例えば20kmメッシュより1kmメ ッシュの方が、精度が高いという事情と同様、時間 方向も1時間間隔よりも1分間隔で計算を行った方 が一般的には精度が良い。しかしそれでは計算時間 が膨大になるため、精度を著しく落とさない範囲で 可能な限り積分時間間隔を伸ばして迅速に計算す る、という方針が基本である。

一方で、安定な計算のため、取りうる積分時間間 隔には上限がある。これを「CFL条件」²という。

<u>格子間隔</u> <u>積</u>分時間間隔</u> > 実際の流れの速さ

これを満たさなければ、計算により流れに沿って 情報を伝えることができなくなり、計算が破綻して しまう(精度が悪いという状態よりさらに悪化して、 無意味な計算をして物理的にありえない値を出力 してしまう)ことになる。例えば、格子間隔10km のところを風速50m/sの風が吹いていれば、CFL条 件から決まる積分時間間隔の上限は 10000 / 50 = 200秒となる。実際の大気では場所によって風速が 異なるが、場所によって積分時間間隔を変えること はしないため、最も厳しい(風速が大きい)場所に おける制限が適用されることになる。この積分時間 間隔のとり方には、最初から厳しい気象条件を想定 して、ある固定の積分時間間隔を予め決める場合と、 その時の大気の流れに応じて積分時間間隔をその 都度決める場合とがある。

積分時間間隔を長くとり計算時間を短縮するこ とは、とりわけ現業数値予報モデルにとっては重要 なことであり、例えば、天気予報にとって正確に予 測することが重要ではない重力波の効果を計算す る際に、「陰解法(インプリシット法)」と呼ばれる 手法を用いてその振幅を抑制して計算時間を短縮 することが可能となる。それ以外の重要な効果を従 来の「陽解法(イクスプリシット法)」で解き、あ わせて「セミ・インプリシット法(半分は陰解法)」 と呼ばれている。この場合でも移流によるCFL条件 は適用される。

この移流におけるCFL条件による積分時間の上 限を回避するために開発された手法が、セミラグラ ンジュ法である。セミラグランジュ法は、大気中の



図 4.4.7 セミラグランジュ法の模式図

粒子を追いかけるというラグランジアン的な発想 で計算されるため、計算により情報が伝わる速度を 考える必要がなく、積分時間間隔の上限がない。一 方、すべてラグランジアン的な発想では、大気中の 一部のみを計算するといった偏りが生じるため、積 分する毎に粒子をとりなおして、できるだけ均一に 計算するように工夫されている(図4.4.7)。したが って、半分(「セミ」)という言葉をつけ、「セミラ グランジュ法」と呼ばれる。積分時間間隔の上限が ないといっても、あまり長くすると精度が低下する ことから、実際には予報精度に大きな影響が出ない 範囲で決められている。20kmメッシュの大気モデ ルで与えられる積分時間間隔はCFL条件では100秒 程度であるが、セミラグランジュ法を採用した全球 モデルの積分時間間隔は10分としている。

4.4.3 その他

この他、数値積分を安定に実行するために、数値 拡散やダンピングといった、元々の物理法則にはな い処理が加えられることがある。

「数値拡散」は、モデルで表現される最小スケー ルの波にエネルギーが過度に蓄積するのを防ぐた め、小さなスケールの波を人工的に減衰させる処理 であり、第4.5.6項で述べる境界層内の乱流輸送によ ってもたらされる拡散の効果とは区別される(田宮 2009)。

モデルの上層付近では、「スポンジ層」あるいは 「緩和領域」と呼ばれる緩衝帯が設けられ、波によ る乱れを減衰させるダンピングをかけることがあ る。上層のフィルターは大気中の波動のニセの反射 を防ぐことが主な目的である。領域モデルではこれ に加えて、側面境界付近に「緩和領域」も設定され る。ここでは外側モデルとの地形や解像度ギャップ を抑え、外側モデルと予測が大きくずれないように するため、徐々に外側モデルの値に近づけるダンピ ングが行われる。緩和領域内の予測値については、 こうした処理をおこなっていない予報モデルの内

² CFL とはCourant-Friedrichs-Lewyの略で、この条件 を説明した3人の名前をとったものである。



図 4.5.1 数値予報モデルの物理過程の模式図

側と比較して、精度が低下することに注意が必要で ある。

4.5 物理過程

物理過程は、方程式の各項で直接は現れない効果 や、離散化した際に物理量が格子平均で取り扱われ ることにより格子平均からのズレが実際の格子の 内部に生じる効果を考慮する部分である。数値予報 モデルで考慮されている主な物理過程の模式図を 図4.5.1に示す。



図 4.5.2 サブグリッドスケールの現象の模式図

例えば、ひとつひとつの雲は、中には発達した積 乱雲や水平方向に広がった層雲が発生することも あるが、多くの場合は現在の数値予報モデルで設定 される格子間隔よりも小さい。したがって、格子平 均の物理量により直接雲の存在をすべて表すこと はできない。しかし雲は大気において放射量に影響 を及ぼす重要な要素であり、また雲はその中で降水 粒子が生成・落下することにより地上に降水をもた らすものであるため、天気予報の精度にとっては非 常に重要である。数値予報モデルで直接その存在を 表すことができないからといって、それによる効果 を無視することはできず、その存在やそれによる効 果を何らかの形で表現する必要がある。

ひとつの格子の中の一部で生じている現象を近



図 4.5.3 パラメタリゼーションとは

似的に取り扱うことから、「サブグリッドスケール」 の現象の効果(図4.5.2)を扱っている、と言い、そ の効果を評価することを「パラメタリゼーション」 という。パラメタリゼーションは図4.5.3のように、 格子スケールの物理量とサブグリッドスケールの 現象との相互作用(コントロールとフィードバック) を表現したものである。

物理過程が予報精度に与える影響は非常に大き く、物理過程の高度化や精緻化が数値予報モデルの 重要課題である。一方で、格子点の平均値のみで現 象を表すことに限界があるほか、各物理過程のメカ ニズムは未解明の部分が依然多く、根拠のあいまい なパラメータや仮定が入っている場合もあり、その 改良に向けて、観測とモデルの予測との比較に関す る国際プロジェクトなどによる調査研究も盛んに 行われている。

ここでは現在の数値予報モデルで考慮されてい る物理過程のうち主なものについて、概要を解説す る。実際の大気にはいろいろなスケールの現象が共 存している。ここは積雲、ここは境界層などと厳密 に分類することは難しいという考え方もあるが、数 値予報モデルでは一定の手順により計算する必要 があるため、便宜上いくつかの物理過程に分けて計 算をしている。

以下では、なるべく基本的な共通の考え方につい て解説を行っているが、物理過程・パラメタリゼー ションには様々な種類があり、格子間隔による特性 の違いなど、それぞれの予報モデルに適した形で改 良や調整も数多くなされている。細かい点について はモデル毎に差異があり、実際とは異なる説明も含 まれていることはご了解いただきたい。

4.5.1 積雲

積雲は特に熱帯で顕著に発生・発達し、熱や水蒸 気の鉛直輸送に大きな役割を果たし、ひいては大気 大循環に大きな影響を与えている。また熱や水蒸気 を鉛直方向に分配した結果として、水蒸気が凝結す る。凝結した水蒸気は降水として落下するか、雲水 として放出される。



現在の現業数値予報モデルは、非常に発達した積 乱雲を局地モデルで表現可能であるケースを除け ば、積雲を直接表現するだけの十分な分解能を持た ない。直接表現できないからといって積雲を何らか の形で表現しなければ、数値予報モデルの予想は、 雲ひとつない晴れか、もしくは非現実的な降水か、 のどちらかの極端な予想になってしまう。したがっ て、数値予報モデルの中における便宜上の取り扱い を行い、熱や水蒸気の鉛直方向の再分配を行う仕組 みを導入している。これを「積雲対流パラメタリゼ ーション」という(小森 2012)。

ここでは代表的な積雲対流パラメタリゼーショ ンをいくつか紹介する。手法によりコントロールと フィードバックの考え方に違いがある部分もある が、大気中に成層不安定な状態があり、これを運動 エネルギーに変換して熱・水蒸気・運動量を鉛直輸 送して成層安定な状態にする、という基本的な役割 は共通である。

(1) 湿潤対流調節

大気の鉛直分布が条件付き不安定である場合に 対流が発生したと考え、安定となるように温度と水 蒸気の鉛直分布を調節する(図4.5.4)。不安定かど うかの判定は、モデルの隣り合う鉛直層の値を比較 して行われる。

場の安定度のみに着目しており、積雲のふるまい を考慮していないことから、現在となっては古典的 な手法と言える。

(2) マスフラックススキーム

マスフラックススキームと呼ばれる積雲対流パ ラメタリゼーションでは、積雲のふるまいやそれに よる大気への影響を表現するために、積雲対流に伴 う鉛直方向の質量輸送(マスフラックス)を追跡す ることによって、その質量とともに鉛直流で輸送さ れる運動量、熱、水蒸気の輸送量を見積もる。積雲 の中の上昇流は、積雲周辺の乾いた冷たい空気を取 り込み(これを「エントレインメント」と呼ぶ)、 積雲内部の湿った暖かい空気の一部を放出しなが ら(これを「デトレインメント」と呼ぶ)上昇して いく。浮力がゼロになった高度が雲頂となり、上昇 流の空気は全て放出される。また雨滴の蒸発による 冷却や落下する降水粒子の摩擦による対流性下降 流、積雲の外では積雲内の上昇流を補う補償下降流 ができる。

ここではケイン-フリッチ(KF)スキームと荒川-シューバート(AS)スキームを紹介する。ケイン-フ リッチスキームでは格子内の積雲の効果をひとつ の積雲で代表させているのに対して、荒川-シュー バートスキームでは複数の積雲をまとめて扱って いるという点が異なる。そのような意味で前者はよ り高解像度向き、後者は低解像度向きであると言え、 気象庁メソモデルでは前者、全球モデルでは後者が、 それぞれ採用されている。

ケイン-フリッチスキームでは、モデルの各格子 あたり、ひとつの積雲(一組の上昇流と下降流、そ して補償下降流)を考える(図4.5.5)。持ち上げ凝 結高度まで断熱的に持ち上げた気塊の仮温度が、格 子スケールの大気の仮温度よりも高ければ、その気 塊は浮力を持つと考えて積雲を発生させる。持ち上 げた気塊の仮温度を求める際には、上昇流にもとづ いて決められた摂動が考慮されている(成田・森安 2010)。発生した積雲では、雲底や雲頂だけではな く中間の高度でも、周囲の大気とエントレインメン トやデトレインメントにより熱や水蒸気が混合さ れる。



図 4.5.5 ケイン-フリッチ(KF)スキームの模式図。 赤、青の鉛直方向の矢印はそれぞれ上昇流、下降 流に伴うマスフラックス、水色、黄色の水平の矢 印はそれぞれエントレインメント、デトレインメ ント、緑の下方向の矢印は補償下降流を示す。

荒川-シューバートスキームでは、モデル各格子 あたりにいろいろな高さの積雲(複数の上昇流、ひ とつの下降流、さらに補償下降流)があると考える (図4.5.6)。積雲の高さの違いはエントレインメン トの起き方の違いに対応し、ある高さの積雲が発生 するかどうかやその活動の強さは、雲底と雲頂の間 の大気の安定度に関連する量である「雲仕事関数」



図 4.5.6 荒川-シューバート(AS)スキームの模式図。 矢印の意味は図 4.5.5 と同じ。

によって決まる。またエントレインメントは中間の 高度でも起きる一方、デトレインメントは雲頂での み起きるとする。

4.5.2 雲

雲はモデルの中で、格子スケールに近いかそれ以 上のスケールの雲を表現している部分である。大気 中の実際の雲は格子スケールに近い場合であって も、格子全体を雲が覆ってはいないことが多いため、 部分的に雲が存在している状態「部分雲」を考える こともある。部分雲の過程ではモデル格子内の雲量 と水蒸気や雲水など水物質の分布や部分的な凝結 を考慮することになる。

以前は部分雲を考慮せず、格子スケールで大気が 過飽和の状態になれば凝結が起こるとする「大規模 凝結」が用いられていた。近年では水蒸気や総水量 から診断的に雲量を求めるなど簡便な雲や、さらに 雲量を予報する形式、時間発展を考えて記述するス キームへと高度化が進みつつある(中川 2012)。

(1) スミス(Smith)スキーム

水蒸気と雲水量を合計した量(総水量)が格子内 で一様ではなく、ある確率密度関数に従って分布し ているとされている。総水量が予報されるが、雲量、 雲水量は時間変化率を求めて時間積分を行うので はなく、各時間ステップで平衡に達していると考え て、診断的に求められる。

(2) ティドケ(Tiedtke)スキーム

比湿や雲水量に加え、雲量が予報される。これに より、雲が移流する効果を直接考慮することができ る、また長い時間をかけて徐々に消滅していく雲、 といったものも表現可能となっている。

4.5.3 雲物理

大気中の水は気体・液体・固体の状態で存在する。 予報モデルは、かつては解像度も十分細かくはなく 物理過程も簡便であったことから、大気中の水の多 くを占める気体の水蒸気が物理法則としてまず考 慮された。その後前述の積雲や雲のパラメタリゼー ションが開発され、雲の精緻化のために液体の雲水 が予報変数化されるなど発展を遂げてきた。一方、 メソスケール現象の集中豪雨等のモデルによる予 測が盛んになるにつれ、こうした大気中の水の取り 扱いをより正確に行う必要性が叫ばれてきた。

このような経緯から、水の状態をいくつかのカテ ゴリーに分類し、相変化を考慮することによってカ テゴリー毎の量を予報し、雲の発達・衰弱の様子を 正確に表現しようというのが雲物理である(原 2012b)。予報用ではなく雲の振る舞いの理解に目的 を絞って計算するモデルを「雲モデル」といい、雲 を解像するだけの分解能をもち詳細な雲物理を組 み込んだ予報モデルを「雲解像モデル」と呼ぶこと がある。微細な雲物理という意味で「雲微物理」と 呼ぶこともある。一般に、現業の数値予報モデルの 雲物理は、計算時間との兼ね合いから、研究用の雲 解像モデルのそれよりも簡略化されている。

大気中の凝結した水は、様々な形態や大きさで存 在し、その形態や大きさによって相変化の特性は細 かく変わってくる。粒子ひとつひとつを予報するの は現実的ではないので、形態毎に集団的に状態を記 述する簡便な方法(これを「バルク法」と言う)が 考えられる。ほかに、形態に加えてさらに粒径をい くつかのカテゴリーに分けて、大きさのグループ毎 に状態を記述する方法があり、これを「ビン法」と いう。しかし依然計算コストが大きいという課題が あり、現在の数値予報モデルで利用されている雲物 理は「バルク法」である。

バルク法の雲物理では一般に、水の形状は水蒸 気・雲水・雨・雲氷・雪・霰と分類される(図4.5.7)。 このそれぞれについて粒径分布をあらわす変数と して、「混合比」と「数濃度」が用いられる。混合 比のみを用いているスキームを「1モーメントスキ ーム」、両者を用いているものを「2モーメントスキ ーム」と呼ぶ。前者は計算は少なくなるが、粒径分



図 4.5.7 雲物理の模式図

布の表現の幅が制限されるという欠点もある。すべ ての状態量を2モーメントスキームにするのではな く、一部のみ2モーメントにするという手法も時に は用いられる。

4.5.4 放射

大気中には可視光・赤外線を中心にいろいろな波 長の電磁波が飛んでいる。この伝播とそれによるエ ネルギーの吸収・放出を表現するのが放射である (長澤 2012)。大きく、短波放射と長波放射に分け て計算される。大気は太陽からの短波放射によって 加熱され、大気自ら長波放射を出して冷却されてい る。大気中に雲があることで太陽からの日射を反 射・吸収し地面に到達する放射量を減少させるとと もに、雲から長波放射が周囲に出ることにより周囲 の温度分布に影響を与える。地上気温の予測精度や 雲の生成・消滅にも直接影響するとともに、大気の 熱収支全体をコントロールする非常に重要なプロ セスでもあり、長期間の予測精度にも重要な過程で ある。

雲がある場合の放射の計算はかなり複雑になり、 それぞれの格子における雲をどのように決めるの か、雲が放射に与える効果をどのように考えるか、 鉛直方向に雲がどのように重なっていると考える か、などが問題となる。

雲が放射に与える効果については、雲の不透明度 に相当する「光学的な厚さ」を便宜上計算し、これ を放射で利用することが行われている。

雲の重なり方(これを「オーバーラップ」と呼ぶ) については、無相関に重なっている「ランダムオー バーラップ」、必ず最大限に重なっている「マキシ マムオーバーラップ」、および隣り合う層は重なっ ていて他はランダムという両者の組み合わせの「マ キシマムランダムオーバーラップ」がよく用いられ る。ランダムオーバーラップは計算コストが低いが 鉛直層数に依存する(層数が多くなれば全雲量が大 きくなる)という欠点がある一方、マキシマムオー バーラップは下層雲と上層雲がお互いに全く関係 なくても常に重なり合っている事になり、あまり現 実的でない。

放射は地球大気の成層状態を精度よく表現する ために重要な物理過程のひとつであるが、計算時間 がかかることが難点である。第4.3節で述べたように、 数値予報モデルではいろいろな効果の時間変化率 を各格子点、各時刻について求めることが原則であ るが、放射については空間・時間方向とも「間引き」 が行われることがある。これにより計算時間を短縮 することが可能となる。
4.5.5 地表面

地表面は、地球の表面のうち陸上についてそこに 生育する植生の状態や積雪の有無などを反映させ ることで、海面とあわせて地球大気の下部境界条件 として、運動量・熱・水蒸気を大気に与える役割を 果たす(草開 2012)。地表面と呼ばれるが、多くの 場合は表面だけではなく地中の土壌の温度や水分 量といった状態も取り扱われる。地表面過程は放射 と同様、地上気温などのプロダクトに直接影響を与 えるほか、大気の成層状態に大きな影響を与えるこ とから、長期間の予測精度にも重要な過程である。

全球モデルや気候研究用のモデルの陸上部分で は、「陸面モデル」と総称されるやや複雑なモデル がよく利用される(図4.5.8)。陸面モデルでは地表 被覆(植生の種類、積雪の有無、土壌水分量などの 状態)を考慮して地中の温度と含水量を予測する。 植生の状態は例えば、広葉樹や針葉樹、砂漠といっ た分類が用いられる。陸面モデルでは、キャノピー 層(樹木に相当)と下草(芝生や裸地面)の種類や 状態、気孔の開き度合いなどに応じて、大気との熱 交換を大きく左右する蒸発散の効率を「抵抗」とい うパラメータを変化させることによって、夏は葉が 茂り冬は枯れるといったことも考慮し、熱や水蒸気 輸送の日変化や年変動を表現している。大気から凝 結して落下した降水は地中に染み込み、一部は地中 深くまで達して地下水となって流れ出る(ランオフ) ほか、一部は地面から大気へと蒸発により戻ってい く、といった過程も表現される。土壌水の凍結や融 解、あるいは樹木が徐々に伸びていくといった植生 の経年変動は、現業の数値予報モデルでは考慮され ない。



図 4.5.8 地表面(陸面モデル)の模式図

予報時間が短いメソモデルでは、「平板モデル」 と呼ばれる簡便な地表面がモデル化されている。こ のモデルではキャノピー層は考えずに、地中を4層 に分けて、熱伝導方程式を解くことにより各層の地 中温度を予測する(図4.5.9)。地表面の種類を陸、 海、雪、海氷と4つに分類、すなわち陸面としては 陸と雪の2つに分類(これは「陸面モデル」の分類 数よりも大幅に少ない)し、初期値と最下層の温度 を気候値で与えることにより解くことができる。簡 便であり地上気温の予測にはある程度は有効であ るが、(メソモデルの平板モデルでは)土壌水分を 正確に考慮していないなど精度には限界があり、例 えば乾燥した日が続き日中の気温が上がる猛暑は、 この手法で直接予測するには限界がある。



図 4.5.9 地表面(平板モデル)の模式図

地球表面のうち海面の効果についても、数値予報 モデルの中ではこの地表面で取り扱われる。海と陸 とでは熱容量が大きく違い、地球大気の状態を表現 するには海面の効果も正しく表現することが必要 である。短期予報・週間予報のモデルでは海洋の状 態を予測することはせず、海面水温を下部境界条件 として与え、境界層によりその効果を取り入れるこ とが一般的である。さらに予報時間が長い季節予報 では、大気海洋結合モデルも利用される。大気海洋 結合モデルでは、大気モデルと海洋モデル、それぞ れ時間積分が行われ、一定の時間間隔毎に大気モデ ルの最下層の下向きフラックスと海洋モデルの海 面での上向きフラックスを交換することにより、相 互のフィードバックが考慮される。

4.5.6 境界層

大気の上層とは異なり、地表面付近では乱流が卓 越し、それによって運動量・熱・水蒸気の鉛直輸送 が行われている。この高さ2km程度までの大気の層 を「大気境界層」といい、その上の層は「自由大気」 と呼ばれる。この大気境界層で生じている現象のス ケールは、現在の数値予報モデルの分解能よりも小 さいため、乱流による輸送がもたらす効果はパラメ



図 4.5.10 境界層の模式図

タリゼーションの対象である(米原 2012)。

境界層はさらに、「エクマン層」と「接地境界層」 に分けられる。地表面付近では、運動量や熱の鉛直 輸送量は高さによらず近似的に一定とみなされる。 この高さ数十メートルの層を接地境界層と呼ぶ(図 4.5.10)。接地境界層を考えるためには、地表面状態 に関する情報も必要となる。

境界層のパラメタリゼーションは、ある物理量を 格子平均とそこからのズレに分けて考えることに より、モデルに取り入れられている。格子平均の値 は数値予報モデルの格子点値そのものである。一方、 そこからのズレは当然ながら未知であり、これを何 らかの方法で格子平均の値を用いて近似的に表す こと(クロージャー)が必要となる。この近似的な 手法で頻繁に用いられるのが「メラー(Mellor) –山 田のクロージャーモデル」である。近似の精度によ り、レベル2のメラー–山田モデル、レベル3のメラ ー–山田モデルなどがある。レベルが高いほど計算 精度は高いが計算コストがかかるという欠点があ る。

4.5.7 重力波抵抗

重力波抵抗とは、大気の流れを制御する効果のうち、周期の比較的短い重力波による効果を取り出して表現したものである。主に上空の風を減速させる効果があることから、抵抗という言葉が使われる。 大気中には様々なスケールの重力波があるが、小さなスケールの重力波による効果は、解像度が十分細かくない数値予報モデルでは直接表現できないため、パラメタリゼーションの対象である(金浜2012)。

一般に小さなスケールの重力波には地形による ものと地形以外の要因によるものがある。地形によ る重力波抵抗とは、山岳などに風があたることによ り波が発生し、それが上空に伝搬してつぶれるとき に風を減速させ、大きな循環にも影響を与えるもの であり(図4.5.11)、大気下層の運動量を上空に輸送 するという役割を持つ。

全球モデルでは地形による重力波のみが考慮さ れている。一方、メソモデルでは解像度が十分高い ため、この効果はサブグリッドではなく、力学過程



図 4.5.11 地形性重力波抵抗の模式図

で直接表現されているとみなし、重力波抵抗は導入 されていない。

4.6 アンサンブル予報

第1章の概要でも述べたように、数値予報の目指 すところは天気予報の客観化であり、精度の高い大 気の状態の把握と高精度の予測に重点をおき、技術 開発がこれまで進められてきた。一方で、観測が十 分にないことや予報モデルの分解能が十分細かく ないこと、さらにモデルの特に物理過程に不完全な 面が多々あるといった事情により、決定論的予報に 加えてその不確実性を考慮した「アンサンブル予報が現 業数値予報では拡充しつつある。アンサンブル予報 のプロダクトの利用にあたっては、予測のばらつき (「スプレッド」)や確率的情報といった決定論的予 報にはない特徴や現在のアンサンブル予報の特性 を十分理解することが必要である。

図4.6.1は、アンサンブル予報で表現する予測不確 実性を、2つの事例(2006年台風第7号と2007年台 風第5号)の台風進路予報に対して示したものであ る。青い丸印の地点に台風が接近するかどうかを予 測するとしよう。左列は決定論的予報で作成される 台風進路予報である。この上下2つの台風進路予報 によれば、青い丸印の地点には台風は接近しないと される。一方、右列はアンサンブル予報から作成し た台風進路予報である。上の事例では青い丸印の地 点に台風が接近する可能性があり、下の事例では接 近する可能性はほぼないことを、それぞれ示してい る。実際に台風は、上の事例では青い丸印の地点に 接近し、下の事例では接近はしなかった(黒線)。 このように、アンサンブル予報では、決定論的予報 では得ることができない不確実性に関する情報を 得ることができる。

一般に大気の不確実性を考慮したアンサンブル

予報のためには

- 初期値の誤差
- (2) 予報モデルの不完全性

(3) 海面水温など境界条件の誤差

を考慮する必要があると言われている。

このうち(1)の初期値の誤差については、微小な 「摂動」を初期値に意図的に加えることにより考慮 される。初期値の誤差は場所によって大きく異なり、 観測のみから特定することはできない。また摂動は、 天気予報に意味がある(時間とともに成長する)誤 差を取り出すことが望ましいが、ランダムに摂動を 加えただけでは、予測の不確実性を正しく考慮する ことは難しい。そこで、成長する誤差を合理的に取 り出すために活用されるのが「初期摂動作成手法」 である。その中のひとつの手法である「特異ベクト ル法」とは、ある「評価時間」でこれから最大に成 長する摂動を検出する手法であり、通常の予報モデ ルより簡略化し解像度も落としたモデルを用いて、 どこの摂動が予測不確実性に重要そうかが計算さ れる。

(2)の予報モデルの不完全性については、その精度

や予測へのインパクトから考えて、予報モデルの物 理過程に着目した考慮が行われることが多い。「確 率的物理過程強制法」では、予報モデルの物理過程 で計算した予報変数の時間変化率を、ある一定の幅 でランダムに変化させることにより予報モデルの 不確実性が表現される(米原 2010)。このほか、複 数の種類の予報モデルを実行させる「マルチモデル アンサンブル」の手法も研究では盛んであるが、得 られた予測結果を確率情報とみなせるかどうか、特 定のモデルが常に精度が高いのではないか、といっ た議論もある。

(3)の境界条件については、不完全性を考慮するためには必要だと考えられているが、天気予報用のアンサンブル予報では実用化はされていない。海面水温の誤差については、台風予報や季節予報、地球温暖化予測などへの影響は従来から指摘されており、今後研究や実用化に向けた取り組みが進んでいくであろう。

4.7 気象庁の数値予報モデル

ここまでは、近年の数値予報モデルで利用されて



図 4.6.1 台風進路予報における表現されるアンサンブル予報による予測不確実性。上は 2006 年台風第 7 号、下 は 2007 年台風第 5 号に対する予測、左列は決定論的予報、右列はアンサンブル予測による台風進路予報図。赤 線・黄線は数値予報モデルによる予測、青線はアンサンブル平均、黒線はベストトラックを示す。

いる技術について一般的に述べてきた。ここでは気 象庁で現業的に実行されている数値予報モデルに ついて、具体的に述べる。表4.7.1に気象庁の主な数 値予報モデルの仕様についてまとめる。またメソモ デルと局地モデルの予報領域を図4.7.1に、各モデル の日本周辺の地形分布を図4.7.2に、また各モデルの 鉛直層の配置を図4.7.3に示す。

4.7.1 全球モデル (GSM; Global Spectral Model)

全球モデルは文字通り、地球全体を予報領域とし た数値予報モデルであり、短期予報、週間天気予報、 台風予報を支援している。また全球モデルの予測値 はメソモデルの側面境界値に利用されるほか、波浪 モデルへの入力としても利用される。また、アンサ ンブル予報モデルや季節予報モデル、地球温暖化予 測モデルにも、解像度など一部の仕様は異なるもの の、基本的には同じ技術が使われている。

全球モデルは、1988年にスペクトル法を採用し静 力学平衡の仮定をした「プリミティブ方程式系」を 基礎方程式として実用化され、その後高解像度化と 物理過程改良を重ねて、2007年11月から水平約 20kmメッシュ(TL959)鉛直60層のモデルの運用を 行なっている(北川 2006; 岩村 2008)。台風予報 については従来の台風進路予報のほか、分解能が高 まったことで台風強度についても発達・衰弱傾向を ある程度示しうる程度まで精度が向上している。

4.7.2 メソモデル (MSM; Meso-Scale Model)

メソモデルは防災気象情報、飛行場予報を支援す ることを目的に、水平5kmメッシュ鉛直50層で運用 を行なっている数値予報モデルである。格子点法を 採用し、非静力学方程式系を基礎方程式とした非静 力学モデルである。

メソモデルは、2001年3月に水平10kmメッシュの モデル(当時は静力学平衡を仮定し、かつスペクト ルモデル)として本運用が開始された。2004年9月 に非静力学モデルが導入され、2006年3月に水平 5kmメッシュに高解像度化し、現在に至っている。 詳細な雲物理が組み込まれ、境界層も高度化されて いるのが大きな特徴である。積雲対流パラメタリゼ ーションも併用している。

メソスケールの現象を精度よく予測し、ある程度 の水平スケールをもつ大雨を表現できるなど、全球 モデルにはない特徴を持つ。

4.7.3 局地モデル (LFM; Local Forecast Model)

羽田空港周辺の飛行場予報を支援することを目 的に、2012年8月に水平2kmメッシュの数値予報モ デルとして運用を開始した(第2部第1章参照)。モ デルのプログラムはメソモデルと同じものである。 ただし積雲対流パラメタリゼーションは用いられ ていない。

水平分解能が細かいことにより、発達した積乱雲 を直接表現することが可能となっており、集中豪雨 や突風など激しい現象の予測精度向上が期待され ている。

4.7.4 週間アンサンブル予報モデル

週間天気予報の予測不確実性に関する資料を提供し、確率情報・信頼度情報の作成作業を支援する ため、2001年年3月から本運用が開始された。予報 モデルは全球モデルの低解像度版の水平約55kmメ ッシュ(TL319)鉛直60層のモデルで、物理過程は 20kmメッシュの全球モデルと同じものを利用して いる。2007年11月に初期摂動作成手法として北半球 域と熱帯域を対象とした特異ベクトル法を導入し、 その後改良を重ねて現在では地球全体の初期摂動 を考慮している(山口 2011)。また2010年12月に 確率的物理過程強制法を導入し、予報モデルの不確 実性も考慮している(米原 2010)。下部境界条件の 誤差は考慮していない。

4.7.5 台風アンサンブル予報モデル

台風進路予報を支援するため、2008年から運用を 開始しているアンサンブル予報モデルである。予報 モデルは週間アンサンブル予報モデルと同じ解像 度を持ち、物理過程も全く同じである。初期摂動は、 北西太平洋領域と熱帯擾乱周辺のみ考慮されてい る(太田・佐藤 2010)。

4.7.6 その他の数値予報モデル

他に気象庁で運用している数値予報モデルとし て、1か月予報、異常天候早期警戒情報を支援する ための1か月アンサンブル予報モデル、3か月予報や 暖寒候期予報を支援するための3か月・暖寒候期ア ンサンブル予報モデル、大気汚染予報を支援する化 学輸送モデル、火山噴火に伴う降灰を予測する移流 拡散モデルなどがある。

各モデルの技術開発は共通するところが多く、短 期予報・週間天気予報の数値予報モデルとこれらを 協力し、精度向上を目指す取り組みを行なっている。

4.8. 数値予報モデルの将来

日々の高低気圧の動向、台風の発達衰弱といった、 我々の日常生活に直接影響する大気現象の予測を 目指した数値予報モデルは、現在では天気予報作成 作業には欠かせない数値予報資料を提供する強力 なツールへと進化を遂げた。これには、気象学の進 歩、現象のメカニズム解明が進んだこと、さらにス ーパーコンピュータが大幅に性能向上したこと、そ れとともに数値計算技術や予報モデルに組み込ま れる物理過程が高度化したことが非常に大きい。

全球モデル、メソモデルの2つのモデルを技術基 盤として今後さらに発展・飛躍させることが必要で ある。様々な利用目的に見合った数値予報モデルの 開発・運用を効率的・効果的に進めるためには、な るべくひとつの技術で多目的を達成するという「シ ームレス」なモデル開発が必要である。そのために は、さまざまな視点からの評価・検証を行い、モデ ルの特性調査や課題などの情報共有を円滑に進め ていくことが一層求められる。

今後も数値予報モデルは高解像度化、高度化が進 むであろう。現在の解像度ではひとつひとつの雲を 解像することができず、積雲や雲のパラメタリゼー ションなど物理過程が必要であった。では、今後さ らに高解像度化が進めば、これらの物理過程は必要 なくなるのであろうか。現時点では明確な結論は出 ておらず、今後こうした視点での研究開発も進めら れていくと思われる。

参考文献

- 石田純一,2008: 気象庁非静力学モデルの支配方程 式系と地形に沿う鉛直ハイブリッド座標の導入. 数値予報課報告・別冊第54号,気象庁予報部, 27-43.
- 岩村公太,2008:高解像度全球モデルの改良.平成 18年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 1-6.
- 太田洋一郎, 佐藤芳昭, 2010: 台風アンサンブル予 報システムの改善. 平成22年度数値予報研修テキ スト, 気象庁予報部, 66-70.
- 小倉義光, 1999: 一般気象学(第2版). 東京大学出版会, 308pp.
- 金浜貴史,2012: 重力波抵抗. 数値予報課報告・別冊

第58号, 気象庁予報部, 100-110.

- 北川裕人, 2006: モデルの概要、平成18年度数値予 報研修テキスト, 気象庁予報部, 7-10.
- 草開浩,2012: 地表面過程. 数値予報課報告・別冊第 58号, 気象庁予報部,8-29.
- 小森拓也,2012: 積雲対流. 数値予報課報告・別冊第 58号, 気象庁予報部,42-69.
- 田宮久一郎,2009:水平拡散.数值予報課報告·別冊 第55号, 気象庁予報部,63-67.
- 長澤亮二,2012: 放射過程. 数値予報課報告・別冊第 58号, 気象庁予報部,90-99.
- 中川雅之, 2012: 雲過程. 数值予報課報告·別冊第58 号, 気象庁予報部, 70-73.
- 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.
- 日本気象学会, 1998: 新教養の気象学. 朝倉書店, 144pp.
- 原旅人,2012a: 数値予報モデルにおける物理過程 の役割.数値予報課報告・別冊第58号,気象庁予 報部,2-7.
- 原旅人, 2012b: 雲物理過程. 数値予報課報告・別冊 第58号, 気象庁予報部, 70-89.
- 宮本健吾,2005: 適合ガウス格子.数値予報課報 告・別冊第51号,気象庁予報部,39-42.
- 山口春季,2011: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.平成23年度数値予報研修 テキスト,気象庁予報部,20-24.
- 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.
- 米原仁,2012: 境界層過程. 数値予報課報告・別冊第 58号, 気象庁予報部,8-29.

	全球モデル	メソモデル	局地モデル			
	(GSM)	(MSM)	(LFM)			
予報領域	全球	日本周辺	東日本領域			
側面境界値	(不要)	全球モデル	メソモデル			
予報変数	風(水平2成分)、温度、	風(3成分)、温位、気圧、	メソモデルと同じ。ただし			
	比湿、地上気圧、雲水量	比湿、<雲水、雲氷、雨、	雲氷の数濃度は除く。			
		雪、あられ>の混合比、雲				
		氷の数濃度、乱流エネルギ				
		一、液水温位自己相関、総				
		水量自己相関、液水温位と				
		総水量の揺らぎの相関				
時間積分法	セミラグランジュ法	リープフロッグ法+	アセリンフィルター			
積分時間間隔	10分	20秒	8秒			
鉛直座標	σ-P ハイブリッド	z*-z /\/	イブリッド			
鉛直層数	60	50(注)	60(注)			
最上層の高さ	約65km	約22km	約20km			
展開関数系	球面調和関数	—	-			
切断波数	三角切断 959	—	—			
格子座標	適合ガウス格子	ランベルト座標系				
水平格子点数	[1920(赤道付近)-60	$721\! imes\!577$	$551\! imes\!801$			
	(極付近)]×960					
水平格子間隔	約20km	約5km	約2km			
積雲	荒川-シューバート(AS)	ケイン-フリッチ(KF)	(適用しない)			
雲	スミス	確率分布密度に基づき診断				
		(放射でのみ利用)				
雲物理	雲水から降水への変換率	バルク法	バルク法			
	のみ考慮	雲氷は2モーメント、	1モーメント			
		その他は1モーメント				
放射	短波3時間毎	短波・長波とも15分毎				
	長波3時間毎					
地表面	陸面モデル	平板モデル				
境界層	メラー-山田レベル2のク	メラー–山田レベル3のクロージャーモデル				
	ロージャーモデル					
重力波抵抗	短波・長波 (適用しない)					
海面水温	海面水温解析より					
海氷	海氷解析より					
積雪	積雪深解析より 積雪域解析より					
オゾン	3次元気候値					
エーロゾル	3次元気候値					

表4.7.1 気象庁の主な数値予報モデルの仕様(2012年10月末現在)

(注) このうち最上層と最下層の2層は、計算の便宜上設定されているものであり、物理量の予報は行われていない。





図4.7.1 メソモデル(上)と局地モデル(下)の予報領域。 赤線の外側は側面境界の緩和領域(第4.4.3項参照)。



図 4.7.2 予報モデルの地形(日本周辺のみ) 全球モデル(左上)、週間・台風アンサンブル予報モデル(右上)、 メソモデル(左下)、局地モデル(拡張予定のもの)(右下)





5.1 はじめに¹

第4章までで述べられたとおり、数値予報は観測 データの収集、デコード処理、品質管理、データ同 化、数値予報モデルの実行、配信処理というプロセ スを経て未来の気象状況の予測を行っている(図 5.1.1)。数値予報モデルの実行結果は未来の気象状 況を予測した、気温、風、湿度、気圧など数値デー タの集まりである。この数値データは予報官や一般 のユーザーがただちに理解できる形式ではないた めに、ユーザーが使いやすい形に加工している。こ のプロセスを数値予報の応用処理(アプリケーショ ン)と呼んでいる。また、応用処理による製品(ア プリケーションプロダクト)も略してアプリケーシ ョンと呼ぶ。



図 5.1.1 数値予報におけるデータ処理の流れ

5.1.1 アプリケーションの目的

アプリケーションの目的は、数値予報の結果であ る数値データをユーザーが利用しやすい形に加工 することである。また、その製品はユーザーに図形 式で提供される資料と、ユーザー側で可視化等の処 理をする事を前提に数値データ(GPV, XMLなど) で提供される資料に大別される。

図形式(FAX図やWeb等で表示が容易な画像ファ イル)資料は、ユーザーが気象状況を視覚的に捉え やすく、またユーザー側で特別な処理をすること無 く利用できるという利点があり、従来広く用いられ てきた。

一方、数値データ資料は次の3つの目的をもって 作成している。

1) 数値予報モデルの出力する膨大なデータから ユーザーの利用目的に適した領域・要素等を選択し 形式を整えてユーザーに提供する。

2) 予報要素へ変換(翻訳)。数値予報モデルが直 接予測しない晴れ、曇りなどの天気カテゴリーや降 水確率などの要素を計算する(図5.1.2)。 3) 統計的な補正。数値予報モデルは未来の気象状 況を予測するがその予測には必ず予報誤差を含ん でいる。アプリケーションにより数値予報データに 統計的な補正をすることによって、生の数値予報の 結果より精度の良い予測値をユーザーに提供する。

数値データ資料のうち、上記2)または3)の目的で 作成したアプリケーションをガイダンス²と呼び、予 報作業や注意報・警報の発表作業、飛行場予報の基 礎資料として利用している。



図 5.1.2 ガイダンスのイメージ(予報要素への翻訳)

5.1.2 アプリケーションの種類

数値予報課で作成しているアプリケーションを 大別すると3種類ある。

1) 天気予報·防災気象情報用支援資料

天気予報作業や注意報・警報作業の支援を目的と して作成しており、予報作業の基礎資料として利用 されている(天気予報ガイダンス、防災情報ガイダ ンス、一般予報用FAX図、一般予報用GPV)。

2) 飛行場予報用支援資料

飛行場予報(TAF)の発表や飛行場における解説業務の支援を目的として作成しており、飛行場予報や カテゴリー予想の基礎資料として利用されている (TAFガイダンス)。

3) 空域予報等支援資料

航空機が飛行する空域と呼ばれる領域を対象とした予測資料である。航空会社や航空局に提供され 航空機の運航支援に利用されるとともに、気象庁に おける空域予報作業の基礎資料として利用されて いる(航空用FAX図、航空悪天GPV、ATM用悪天イ ンデックスなど)。

¹ 第5章 松下 泰広

² 気象庁では一般的に3)の目的で作成したアプリケーションをガイダンスと呼ぶ場合が多いが、本章では2)の目的 で作成したものも予報官を補助する資料と言う意味で広 義のガイダンスに入れる。

5.2 ガイダンス

5.2.1 ガイダンスの作成手順

気象庁で利用しているガイダンスの典型的な作 成手順を以下に示す。まず、過去の数値予報結果と その予報期間に対応する観測データを集める。これ らの予測値と観測値を統計処理することにより、予 測値を観測値に翻訳するルール(予測式)を作成す る



(図5.2.1縦の枠)。翻訳ルールの作成には、カルマ ンフィルターやニューラルネットワークなどの統 計手法を用いるが、これらの予測技術については第 5.2.3項で述べる。

翻訳ルールができたら、このルールを最新の数値 予報結果に適用することで未来の観測値を予測す ることができる(図5.2.1横の枠)。



図 5.2.2 地形に起因する系統誤差の概念図



図 5.2.3 ガイダンスの系統誤差修正が有効な例。(a)週間アンサンブルモデル地形と実地形、(b)モデルによる 予測、(c)アメダスによる観測、(d)ガイダンスによる予測。矢羽根の色は凡例で示した大まかな風速を表す。

5.2.2 ガイダンスによる系統誤差の補正

数値予報モデルの予報誤差は、ある偏りを持った 系統誤差と、ランダム誤差に分けて考えることがで きる。系統誤差は、ある一定の偏りを持っているの で統計的な補正をする事により軽減することがで きる。一方、ランダム誤差は特定の傾向を持たない ため統計的な処理を行っても軽減することができ ない。

では、数値予報モデルの系統誤差とはどのような ものか。系統誤差の原因はさまざまであるが、ここ では数値予報モデルの地形と実地形の差に起因す る系統誤差を例に簡単に説明をする。

図5.2.2は実際の地形(緑線)と数値予報モデルの 地形(青破線)のイメージである。気象条件として風 が図の左から右に向かって吹いており降水がある 場合を考える。この場合、図上の地点Aにおいて観 測される降水は地形効果によって強化されるが、数 値予報モデルの地形は実地形よりもなだらかなの で、数値予報モデルで予測される降水量は観測より も少なくなりやすい。また、地点Bは実地形では谷 底に位置しており数値予報モデルで表現される地 表面より標高が低い。このため数値予報モデルの予 測が仮にその地形のもとで完璧であったとしても、 標高が高い分数値予報モデルの地表面の気温は実 況よりも低く予測される。また、数値予報モデルで 予測される風についても、地点Bにおいては実際に は谷筋に沿った(紙面に垂直な方向)風が吹くと思わ れるが、数値予報モデルは実地形より滑らかである ため地形による変形が少なく、実際とは異なる(図の 左から右向きの)風が予測されることになる。これら のように、数値予報モデルの地形が実際と異なるこ とによって系統誤差が発生することになる。これら の誤差はガイダンスで軽減することが可能な誤差 である。

ガイダンスの補正効果をより分かりやすく見る ためにGSMより解像度の粗い週間アンサンブルモ デルで予測された風と、ガイダンスにより修正され た風の例を示す(図5.2.3)。

(a)は週間アンサンブルモデルの地形と実地形で ある。数値予報モデルの地形では中部山岳地帯が一 つのなだらかな山岳として表現されており、標高も 最高で1100m程度と実地形よりも低い。(b)は数値予 報モデルの予測した地上風で、数値予報モデルの地 形に沿うような形で水平方向に比較的一様な流れ となっている。(c)は同じ時刻のアメダスによる観測 で、実地形の影響により地点毎に細かく変化してお り、数値予報モデルの予測とは大きく異なる。(d) はガイダンスによる予測で、地形の違いによる系統 誤差を軽減して、実況により近い風向・風速を予測 することができている。

5.2.3 ガイダンス作成に用いる予測手法

ガイダンスでは、数値予報モデルの予測値を観測 値に翻訳するルール(予測式)を作成する。予測式 は目的変数、説明変数、係数で構成される。目的変 数は、ガイダンスで予測したい要素の値である。説 明変数はガイダンスで予測したい要素と相関関係 のある量、例えば降水量ガイダンスであれば数値予 報モデルの降水量予測値や安定度の指数など数値 予報モデルの予測結果から直接計算できるものが 用いられている。係数は過去の数値予報モデルの予 測結果と観測データを統計処理することにより決 める。係数を決めることにより予測式が決まる。

予測式を作成するための統計手法について、気象 庁のガイダンス作成に用いられている手法を説明 する。

(1) 線形重回帰

線形重回帰は1996年以前は気象庁の多くのガイ ダンスでこの手法が用いられていた。予測式は係数 と説明変数の積を足し合わせる形の線形多項式 ((5.2.1)式)である。

$y = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + \dots$ (5.2.1)

ここで、a₀,a₁,a₂は係数、x₁,x₂は説明変数、yは目的 変数である。

過去の数値予報結果と観測値のセットを数年分 一括して統計処理して係数の作成を行う。図5.2.4は 説明変数が2個の場合の線形重回帰ガイダンスの予 測式を図で表現したものである。予測式を決める事 は3次元空間上で一つの平面を決めることに相当す る。ガイダンスに線形重回帰を用いるメリットは、 係数が変化しないためにガイダンスの予測特性を ユーザーが経験的に把握しやすい点および説明変 数を客観的に選択する手法が準備されていること である。デメリットとしては、係数決定の為に過去 の数値予報結果と観測を多量に準備する必要があ



図 5.2.4 線形重回帰の予測式のイメージ。説明変数が 2 つの場合、係数を決定することは3次元上の平面を決めることと同じ。

ることおよび、数値予報モデルの変更に柔軟に対応 できないことなどがあげられる。これらの理由によ り、現在では次に述べるカルマンフィルターやニュ ーラルネットワークがガイダンス作成手法の主流 になっている³。

(2) カルマンフィルター

カルマンフィルター (片山 1983; 瀬上ほか 1995) を用いたガイダンスの予測式は線形重回帰のガイ ダンスと同じ線形多項式であるが、こちらの場合は 前回の予測と実況の差を考慮して係数を初期時刻 毎に調整(最適化)することができる((5.2.2)式)。この ため、数値予報モデルの変更や季節進行による予報 特性の変化に柔軟に対応できるという特徴がある (図5.2.5)。

$$y = a_0(t) + a_1(t)x_1 + a_2(t)x_2 + \cdots$$
 (5.2.2)

ここで、a₀(t),a₁(t),a₂(t)は係数、x₁,x₂は説明変数、y は目的変数、tは:初期時刻を表す変数である。

カルマンフィルターを用いたガイダンスは、予測 式が線形多項式であるため説明変数の変動がどの 程度、予測結果に影響があるのかを把握しやすいこ とと、係数が自動的に最適化されることからガイダ ンス利用開始前の事前学習が比較的少量のデータ で可能なこと、および季節進行による数値予報モデ ルの予報誤差特性の変化や数値予報モデルの変更 にも柔軟に対応できることなどメリットが多い。一 方、係数が最適化により変動し予測特性が変化する ため、ガイダンスのユーザーが経験的に予測特性を 把握することが難しいことや、ガイダンス開発の初 期段階で説明変数や係数の最適化の特性を決める パラメータを客観的に決める手段が無いことなど が、線形重回帰を用いたガイダンスと比較したデメ



図 5.2.5 カルマンフィルターの予測式のイメージ。カル マンフィルターの場合、係数が変化することにより3次 元上の平面が移動する。

リットである。カルマンフィルターは気温、平均降 水量、降水確率、風など気象庁で作成する多くのガ イダンスに用いられている。

(3) ニューラルネットワーク

ニューラルネットワーク(Wasserman 1993)は、 神経細胞の動作を模した働きをするように作られ た情報処理の手法である(図5.2.6)。この手法は、 説明変数(数値予報モデルの予測要素)と目的変数 (予測したい天気要素)の関係が線形でない場合で も取り扱う事ができる点に特徴がある(図5.2.7)。 たとえば、ある説明変数が閾値を境に現象の振る舞 いが大きく変化する場合などは、カルマンフィルタ ーなどの線形な予測式では取り扱う事ができない。 またニューラルネットワークにおいても、カルマン フィルターのように予測値と実況の差に応じて係 数の予測の毎に調整(逐次最適化)を行うことによ り、数値予報モデルの予測誤差特性の変化や数値予 報モデルの変更にある程度追従することができる。

図5.2.8は日照率ガイダンスのニューラルネット ワークの構成を示したものである。また図5.2.9はあ る日の係数で500hPaの湿度と850hPaの湿度の値 を変化させた場合の出力(日照率)の変化を示すグ ラフである。入力と出力が非線形(平面ではない) の関係にあることが分かる。

ニューラルネットワークを用いたガイダンスの メリットは、非線形の関係を取り扱うことができる ことおよび数値予報モデルの変更に自動的に追従



図 5.2.6 ニューラルネットワークのモデル(神経細胞の 動作)。神経細胞への入力の総和がある閾値を超した時 に出力が次の神経細胞に伝達されるという動作がニ ューラルネットワークのモデルとなっている。



³季節予報用ガイダンスなどでは線形重回帰が使われている



図 5.2.8 日照率ガイダンスのニューラルネットワーク

東京 暖候期 2008年6月23日12UTC



図 5.2.9 日照率ガイダンスの入出力関係

できることであり、最大降水量(小泉 2009) 、天 気(澤田 2009; 鎌倉 2007a)、最小湿度(鎌倉 2007b)、日照率(鎌倉 2007a)などのガイダンス に用いられている。この手法は、予測式が複雑なた めユーザーが説明変数と予測結果との関係を把握 することが困難なこと、予測式が変化するためにユ ーザーが経験的に予測特性を把握することが困難 なこと、また説明変数や中間層の数を客観的に選択 する方法がないため、これらを試行錯誤により決め る必要があり開発コストが高いことなどデメリッ トも多い。

(4) ロジスティック回帰

ロジスティック回帰は、実況が現象の有無の2値 (0,1)で表現できる現象の確率を求めたい時などに 使われる。気象庁では発雷確率、雲底確率ガイダン スの作成に用いられている。予測式は確率の対数オ ッズ比を線形多項式で予測する形をとる((5.2.3)式)。

 $\ln(p/(1-p)) = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + \cdots (5.2.3)$

ここで、 a_0,a_1,a_2 は係数、 x_1,x_2 は説明変数、pは確率、 ln(p/(1-p))はpの対数オッズ比である。

発雷確率ガイダンスの予報式にロジスティック 関数を使うことの有効性を発雷確率で用いられて いる説明変数の一つであるSSI(Showalter 1953)と 電発生率の関係で説明する。季節別にSSIの値と雷 発生率をグラフにすると両者は非線形な関係にな っている(図5.2.10)のに対しSSIと電発生率の対数 オッズ比をグラフにすると両者はほぼ線形な関係 となっている(図5.2.11)。このことは、発雷確率の 予測にロジスティック回帰を使うと良い予測特性 を得ることが期待できることを示している。

ロジスティック回帰は確率値を扱うのに適した 手法である。また、SSIと発雷確率のように非線形 な関係であっても対数オッズ比を予測することに より精度の高い予測が可能となっている。この手法 のデメリットは線形重回帰のガイダンスと同じよ うに逐次学習ができないために数値予報モデルの 変更などに柔軟に対応することが難しいことであ る。





図 5.2.11 雷発生率の対数オッズ比と SSI の関係

(5) 頻度バイアス補正

カルマンフィルターなどの統計手法を用いて気 象要素を予測すると、発生頻度の高い現象を予測す るのに適した予測式となり、発生頻度の低い大雨や 強風などは実況に対して予測頻度が低くなる(図 5.2.12)。しかし気象予測ではこれらの現象を当てる ことが防災などの観点からは重要であるため平均 的な予測誤差が多少悪くなっても発生頻度の低い 現象の予測精度を上げたい時に頻度バイアス補正 を用いている。

具体的には、観測の頻度分布と予報の頻度分布が 同じになるように補正を行う。観測と予測に閾値を 設定して幾つかのカテゴリーを作り、対応するカテ ゴリーの現象の発生頻度が等しくなるように(バイ アススコアが1となるように)予測の閾値を調整(学 習)する(図5.2.13)。頻度バイアス補正は平均降水 量、風、視程ガイダンスなどに用いられている。

頻度バイアス補正を用いることのメリットは強 風や大雨などの捕捉率を向上させることができる



図 5.2.12 統計手法による予測のデメリット。目的変数と説明変数の関係(降水、風速など)。

点であるが、一方空振り率が増加してしまうデメリ ットもある。

(6) 係数の層別化

数値予報の系統誤差は、場所、対象時刻、予報時 間、季節などで変化する。また、説明変数と目的変 数の関係も変化する。このため一つの予測式で全て の場合に対応する事は困難なので条件により予測 式(係数)を複数使い分けて予測精度の向上を図るこ とが多く、これを係数の層別化と言う。しかし、予 測式を多くすれば、予測式を作成するためのサンプ ル数が少なくなり精度の高い予測式を作成できな くなるというトレードオフの問題が発生する。この ため、どの程度層別化を行うかはガイダンス開発の 重要なポイントとなる。例えば、気温、風について は予報対象時刻により数値予報モデルの誤差特性 が大きく変動する(成田・森安 2010)ため、これ らのガイダンスでは予測対象時刻別の層別化をお こなっている。また、発雷確率ガイダンスでは格子 毎に予測式を作成すると必要なサンプル数を確保 できないため、発雷特性の似た格子同士をまとめて 日本を35区域に分けて予測式を作成している(図 5.2.14; 高田 2009)。

係数の層別化は気温、降水、風、発雷確率など多 くのガイダンスで行われている。

(7) 診断的な手法

近年では数値予報モデルの予測精度が向上して きたため、厳密な系統誤差の補正をおこなわず、数 値予報モデルの出力をそのまま予測値に変換する タイプのガイダンスを作成しやすくなった。このよ うなガイダンスの予測式は論理的な関係や簡便な 調査結果などを基に作成し、格子毎に予測式を変え るなどの細かい調整は行わない。このため観測資料 が十分得られない場合でも作成することができる。



図 5.2.13 頻度バイアス補正の仕組み。観測と予報で同じ色の区間の事例数が等しくなるように予報の閾値を調 整する。o1,o2,o3,o4,o5:観測の閾値。f1,f2,f3,f4,f5:予報の閾値。





このようなガイダンスの例としてお天気マップ(図 5.2.15)、視程分布予想、航空悪天GPVの積乱雲頂高 度、乱気流指数、着氷指数などがある。これらは面 的または立体的な予測値として提供することが可 能である。

一方、厳密な系統誤差補正をおこなわないため数 値予報モデルの予測特性がそのまま反映され、数値 予報モデルの変更に伴い予測特性が変化すること が予報作業に利用する上ではデメリット4となる。

5.2.4 ガイダンスの提供形式

ガイダンスの提供形式としては、地点形式と格子 形式がある。地点形式のガイダンスは気温ガイダン スなどのように現地観測を利用して数値予報モデ ルの予測値に統計的な補正を行うことを重視した ものである。一方格子形式のガイダンスは、最大降 水量ガイダンスのように統計的な補正を重視した ものもあるが、視程分布予想や航空悪天GPVなどの ように統計的な補正よりも、面的、立体的な情報を 提供することを重視したものも多い。

5.3 アプリケーションの具体例

気象庁で作成しているアプリケーションのうち、 統計的な補正を重視したガイダンスの例として、気 温ガイダンスと最大降水量ガイダンスを、診断的な 手法を用いて平面や立体的な気象情報を作成する



図 5.2.15 お天気マップ。青:雨、灰:曇り、橙:晴れ。

ガイダンスの例として、お天気マップ、視程分布予 想、航空悪天GPV(乱気流指数、着氷指数、積乱雲) を、上記両者の手法を併用して作成しているガイダ ンスの例として、最大降雪量ガイダンスを、観測と 予測を特定の用途に適する形に加工して提供して いるアプリケーションの例として、ATM用悪天イン デックスを紹介する。

5.3.1 気温ガイダンス

気象庁では一般予報および飛行場予報を支援す る目的で地点ごとの気温ガイダンスの作成を行っ ている。予測手法はカルマンフィルターを用いて数 値予報モデルの予測値と観測値の差を目的変数と して予測を行う。予測要素は、一般予報用ガイダン スがアメダス地点の時系列気温および最高、最低気 温であり、飛行場予報用ガイダンスが航空官署の時 系列気温および最高、最低気温である(小泉 2007)。

5.3.2 最大降水量ガイダンス

気象庁では一般予報および注意報・警報発表作業の基礎資料として最大降水量ガイダンスの作成を 行っている。最大降水量ガイダンスは格子(GSMガ イダンス20km、MSMガイダンス5km)内の降水量 の最大値を予測する(安藤 2007a;小泉 2009)。

作成方法は、まずカルマンフィルターと頻度バイ アス補正により平均降水量(小泉 2010)の予測値を 作成し、続いてニューラルネットワークにより解析 雨量から算出した平均降水量と最大降水量の比を 予測して、最後に両者を掛けあわせることにより最 大降水量を作成する(図5.3.1)。

⁴ モデルの予測特性の変化が直接表れることは数値予報 モデルの予測特性を確認したい開発者にとってはメリッ トと言える。



比率

最大降水量

図 5.3.1 最大降水量ガイダンスの作成方法



図 5.3.2 最大降雪量ガイダンスの作成方法



図 5.3.3 地上気温と雪水比の分散関係。青い点は観測値、赤い線は経験式を表す。

5.3.3 最大降雪量ガイダンス

最大降雪量ガイダンスは5km格子内の最大降雪 量を予測し、一般予報および注意報・警報発表作業 の基礎資料として利用されている(古市 2010)。最 大降雪量ガイダンスは平均降水量ガイダンスに最 大降雪量ガイダンスのために作成した格子形式気

温ガイダンスと数値予報モデルの予測する相対湿 度から計算した雪水比(降雪量と降水量の比)を掛 けることにより作成する(図5.3.2)。格子形式気温 ガイダンスは前述の地点気温ガイダンスの予測値 (数値予報モデルの地上気温と観測値の差を予測) を標高などを考慮して水平方向に内挿することに

より作成する。雪水比の計算には観測された気温お よび雪水比から作成した経験式を使用する(図 5.3.3)。

このような比較的簡便な手法で作成された気温 と雪水比の予測値を用いることにより、従来は雪の 観測値データのある地点でしか作成できなかった 降雪量の分布を予測することができるようになっ た。

5.3.4 お天気マップ

お天気マップは数値予報の予測結果から晴れや 曇りという天気を分かりやすく見ることを目的に 開発された(瀬上 1992; 安藤 2007b)。簡便な調査 結果に基づいて天気へ翻訳する閾値などを決定し、 数値予報の予測値から(診断的に)直接天気の判別 を行う(図5.3.4)。お天気マップを見ることにより、 数値予報モデルがどんな天気を予測しているかを 一見して把握することができる。

一方、天気ガイダンスはニューラルネットワーク などにより統計的な補正を行い、できる限り数値予 報モデルの予測誤差を軽減するように作成され予 報作業の基礎資料として使われている。お天気マッ プは天気ガイダンスと比較することにより、天気ガ イダンスがどの程度数値予報モデルの予測を修正 しているのかを把握することができ、予測の妥当性



図 5.3.4 お天気マップの判別木。Pr1:前1時間降水量、 Cl:下層雲量、Cm:中層雲量、Ch:上層雲量、 Clmh=1-(1-Cl)(1-Cm)(1-Ch):全雲量、 Clm=1-(1-Cl)(1-Cm):中下層雲量、

R_yuki:雪ありとする降水量の閾値、R_ame:雨ありと する降水量の閾値、Clmh_k:晴れ・快晴と曇り・薄曇 りの閾値、Clm_k:曇りと薄曇りの閾値、Kaisei:晴れ と快晴の閾値。 の判断ための有効な資料となっている。

5.3.5 視程分布予想

視程分布予想(井藤 2011)は数値予報モデルの 予測値から雲、エーロゾル、雨、雪それぞれに起因 する消散係数σを診断的に計算5し、消散係数と視程 の近似式(変換式)を用いて各格子における視程を 予測する。消散係数は数値予報モデルの予測する雲 水量、相対湿度、降雨量、降雪量、風速と消散係数 の主に物理的な関係を考慮して経験的に決めてい る(図5.3.5)。このような手法を用いることにより

VIS=3/σ 消散	系数 $\sigma = \sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s + \sigma_b$
σ _p (エーロゾル) = 0.23*(1-RH) ^{-0.5} RH:相対湿度、85%以下に制限
$\sigma_c(rac{g}) = 9.0^* Qc^{0.9}$	Qc:雲水量(g/Kg)
$\sigma_r(\overline{\mathfrak{N}}) = 0.6^* \text{Rain}^{0.55}$	Rain:降雨量(mm/h)
$\sigma_s(rac{s}) = 4.8*Snow^{0.7}$	Snow:降雪量(mm/h)
σ _b (吹雪)=0.07*FF	FF:風速(m/s)
Snow>0.1かう	つ雨が予測されていない時

図 5.3.5 MSM 視程分布予想の消散係数の算出方法





図 5.3.6 MSM 視程分布予想と実況。2010 年 2 月 24 日 03UTC 初期時刻の 25 日 00UTC の現地観 測(上)と視程分布予想(下)(単位 m)。

⁵ 照度 E の距離 r に対する減衰率を消散係数とする。 dE/dr = - σ E の関係がある。





図 5.3.7 乱気流指数の例、乱気流指数(上)と乱気流 の観測(下)。☆△は乱気流の通報された位置と強 さ、色は高度を表す。





 図 5.3.8 着氷指数の例。着氷指数(上)と着氷の観 測(下)。▽は着氷の通報位置と強さ、色は高度を 表す。

視程観測データの無い地点の予測や視程の水平 分布予測を作成することができるようになった(図 5.3.6)。視程分布予想が実用的な予測精度を持つこ とができたのは、数値予報モデルの地上付近の雲水 量や水蒸気量の予測精度が向上したことによる。

5.3.6 乱気流指数、着氷指数、積乱雲

空域予報業務を支援する目的で、航空悪天GPVを 作成している。航空悪天GPVは乱気流、着氷、積乱 雲などの分布を3次元で予測している(積乱雲の予 測は発生場所と雲頂高度)。

乱気流指数(図5.3.7;工藤2010)は、ウインド シアーや山岳波など乱気流の成因別に発生しやす さを指数化し、おのおのの指数を説明変数としてロ ジスティック回帰により乱気流の発生しやすさを 求めた後、どの高度においても一定の値を乱気流発 生の目安とすることができるように値を調整して いる。

着氷指数(図5.3.8; 工藤 2008) は数値予報モデ





図 5.3.9 積乱雲の雲頂高度の予測(上)。 暖色系 ほど雲頂高度が高い。数値はピークの雲頂高度 (m)。積乱雲量の予測(下)。積乱雲量 5/8 以上 の領域を積乱雲のキャラクタで囲んで表示。

ルの予測した気温および湿数と着氷の発生頻度から求めた経験式により着氷の発生しやすさを指数 化して0~100の間の数値で表したものである。それ までの着氷の予測方法であった-8D法(Godske et al. 1957)に較べて大きく予測精度が向上している。

積乱雲量(予測格子内における積乱雲のしめる割 合)および積乱雲頂高度の予測(工藤 2007)は、 数値予報モデルの予測した成層状態から不安定度 などを診断して積乱雲量と積乱雲頂高度を算出し ている(図5.3.9)。

5.3.7 ATM⁶用悪天インデックス

航空交通気象センター(通称ATMetC)では航空 局の航空交通流管理を支援するために気象予測情 報の提供・解説を行っている。ATMetCにおける航 空交通流に影響する気象についての予測情報作成 を支援する目的で、ATM用悪天インデックスを作成 している。提供を行う予測情報の一つにATMet時系 列(図5.3.10;宮内ほか 2008)がある。これは、日 本の飛行情報区(FIR)の管制用空域毎の航空交通流 に影響を与える気象現象を時系列に表した資料で ある。

ATMet時系列を作成するための基礎資料として、 降水短時間予報やMSMで予測された強雨や積乱雲 などの悪天域を管制空域別に編集して指数化し、 ATM用悪天インデックスとして提供を行っている。



図 5.3.10 ATMet 時系列の例、縦方向に並んだ 3~4 個の 英数字は管制空域を表す。英数字の右に並ぶ 6 個の楕円 形の色が向こう 4~9時間の航空交通流に影響が発生する 可能性を表す。

5.4 まとめ

数値予報アプリケーションについて、その機能や 作成方法の説明を行い、代表的なアプリケーション について概要を紹介した。

昔の数値予報モデルは特に地上付近の予測精度 が十分では無かったために、数値予報モデルの予測 値をベースにしつつ、観測値との統計関係を利用し て数値予報モデルの予測値を大幅に修正するガイ ダンスを作成して予報作業に利用する必要があっ た。

近年数値予報モデルの予測精度が向上したおか げで、第5.2.3節(7)で述べた診断的な手法により観測 データのあまりない海上や上空の面的または立体 的な予測情報を実用的な精度で提供する新しいプ ロダクトを作成できるようになりつつある。

今後さらに数値予報モデルの高解像度化が進み、 高解像度のアドバンテージを生かした物理過程の 開発が進むことにより、数値予報モデルのさらなる 予測精度の向上とこれを生かした診断的な手法を 用いたアプリケーションの充実が期待される。

参考文献

- 安藤昭芳,2007a: 降水確率、平均降水量、最大降水 量ガイダンス.平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部,50-59.
- 安藤昭芳,2007b:お天気マップ.平成19年度数値予 報研修テキスト,気象庁予報部,94-97.
- 井藤智史, 2011: 視程分布予想の開発, 平成23年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部,25-29.
- 片山徹, 1983: 新版応用カルマンフィルタ. 朝倉書 店, 255pp.
- 鎌倉智之,2007a: 天気ガイダンス. 平成19年度数値 予報研修テキスト,気象庁予報部,73-75.
- 鎌倉智之,2007b: 最小湿度ガイダンス. 平成19年度 数値予報研修テキスト,気象庁予報部,78-80.
- 工藤淳,2007:国内航空用悪天GPVの積乱雲予測手 法の開発.航空気象ノート第66号,気象庁総務 部,11-18.
- 工藤淳, 2008: 着氷指数の開発. 平成20年度数値予 報研修テキスト, 気象庁予報部, 92-100.
- 工藤淳, 2010: 乱気流指数の開発. 平成22年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 95-108.
- 小泉友延, 2007: 気温ガイダンス. 平成19年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 60-66.
- 小泉友延, 2009: 最大降水量ガイダンス. 平成21年 度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 21-26.
- 小泉友延, 2010: 平均降水量ガイダンスの改良, 平 成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71-73.
- 澤田康子, 2009: 天気ガイダンス. 平成21年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44-45.

⁶ 航空交通流管理(Air Traffic Management)。福岡管制部 に航空交通流管理センター(ATMC)があり日本飛行情報 区(FIR)の航空交通流管理の責任を負っている。ATMetC はこのATMCを支援するための情報提供を行っている。

高田伸一, 2009: 発雷確率ガイダンス. 平成21年度

数値予報研修テキスト,気象庁予報部,39-43.

- 瀬上哲秀, 1992: お天気マップ. 平成4年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 69-81.
- 瀬上哲秀,大林正典,国次雅司,藤田司,1995:カル マンフィルター.平成7年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部,66-78.
- 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, 53-62.
- 古市豊,2010:降雪ガイダンスの改良と利用.平成 22年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 78-81.
- 松本智文,2010: 雲底確率ガイダンスの開発. 平成 22年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 88-91.
- 宮内誠二,白崎初未,前鹿川勇明,佐野浩,2008: 航 空交通気象時系列予想の活用に向けて.航空気象 ノート第67・68号,気象庁総務部,12-46.
- Godske, C. L., T. Bergeron, J. Bjerknes, and R. C. Bundgaard, 1957: *Dynamic Meteorology and Weather Forecast.* American Meteorological Society and Carnegie Institute of Washington, 769-773.
- Showalter, A. K, 1953: A Stability Index for Thunderstorm Forecasting. Bull. Amer. Meteor. Soc., 34, 250-252.
- Wasserman, P. D. 1993: 「ニューラル・コンピュー ティング」・理論と実際・. 石井直宏, 塚田稔共訳, 森北出版株式会社, 195pp.

6.1 はじめに¹

数値予報モデル及び客観解析の技術は計算機技術 の発展を背景に、数値計算の高精度化、物理過程の 精緻化を重ねてきた。そして、予測精度の向上と統 計ガイダンスや航空分野の悪天予想などの応用技術 の発展とがあいまって、今日では気象予測の基盤技 術として揺るぎない地位を占めている。一方で、数 値予報には手法に由来する制約などのために今でも 限界があることに違いはない。また、作業時間が限 られる現業予報では多くの資料を能率的に利用しな ければならないという要請もある。このため、作業 に当たって、この限界を踏まえた留意点を確かめて 効果的に数値予報資料を利用する必要がある。この ような議論として、永田・萬納寺(1994)による包括 的な解説や、永田(1994)のメソスケール現象に焦点 を当てた解説があるほか、短期予報と週間予報につ いて北川(2005)の、またメソ数値予報について藤田 (2004, 2005)や本田(2006)の解説がある。ここでは 現在の数値予報システムに即して、改めて数値予報 資料の利用上の留意点を考えてみることにする。

本章では、まず第6.2節で数値予報の特性としてその限界と予測可能性について述べ、これらを踏まえた数値予報プロダクトの利用上の留意点を述べる。次に第6.3節ではこれら留意点を念頭に数値予報の見方をいくつかの事例に即して検討してみることとする。なお、数値予報モデルや解析システムの詳細、また気象庁の現業モデルの具体的な仕様や特性などについては必ずしも明示しないので、読者には必要により本テキストの関連箇所やこれまでのテキストを確認しつつ、本章記述について考えてほしい。

6.2 数値予報プロダクトの利用

6.2.1 数値予報の限界と予測可能性

数値予報の必須要素は数値予報モデル(プログラ ム)と初期値(データ)、及び境界条件(主に下部と 側面)であり、これらを計算機に適正に投入すれば 予測計算が可能である。短期・中期予報の範囲では、 境界条件にある程度の精度が確保されていれば数値 予報の精度は数値予報モデルと初期値でほぼ決まっ ていると考えられている。そこで、数値予報の限界 を考える手がかりとして、数値予報モデルについて 力学過程と物理過程を、これに加えて初期値と境界 条件について考えることとする。また、予測可能性 としては誤差成長の観点が重要であるので、これに ついてもあわせて考えてみる。

(1) 数値予報モデルの力学過程について

力学過程に関しては、まず離散化に伴う限界を知 ることが大切である。離散化とは、空間的に区切り のない連続体(流体)である大気の状態を数値的に 計算するために、例えば、多数の格子点における値 で代表させることである²。この格子点の間隔で分解 能が決まり、どの程度のスケールの現象が格子点に おける値で直接的に表現可能であるかが決まる。一 般に表現できる現象の最小スケールは分解能の5~ 8倍程度とされる(図6.2.1を参照)。これを短期・中 期予報で用いる気象庁現業数値予報モデルで考える と、GSMは水平分解能約20km、MSMは5km、LFM は2kmであることから、それぞれ100~150km、25 ~40km、10~15km程度以上のスケールの現象を表 現可能である。

図6.2.2に、大気現象(空間スケールと典型的寿命) と数値予報モデルのカバーする範囲(表現可能な空間スケールと予報時間)を示す。GSMでは高低気圧 はもちろん、前線系も表現でき、MSMでは豪雨を もたらす現象までをある程度扱え、LFMであれば発 達した積乱雲までも表現できる。

水平分解能を向上させると、より小さなスケール の現象まで格子点値で直接表せるだけでなく、直接 的に計算精度の向上に寄与し、大気現象全体の表現 の向上にもつながると考えてよい。例として本テキ



図6.2.1 現象のスケールと分解能の違いによる表現の差(模式図)。実線(黒)のような波形の現象に対して、現象が格子間隔の6倍の場合(青破線)と3倍の場合(赤点線)の表現の違いに注意。

¹ 第6.1節、第6.2節 藤田 司

² 離散化の方法には格子点を用いる方法以外に関数展開 を用いた方法(スペクトル法)もあるが、本質的には同じ 議論となる。第4.4.1項を参照。



図6.2.2 大気現象の時間空間スケールと気象庁の現 業数値予報モデルのカバーするスケール(図1.4.1 の再掲)。図の縦軸は空間スケール、横軸は時間ス ケールである。

スト第2部第2章でも水平分解能2kmのLFMが水平 分解能5kmのMSMでは表現できないスケールの積 雲を表現していることや、降水量予測がMSMより も実際に近かったことを報告している。この結果は 高い水平分解能がより現実的な予測に必要であるこ とを示唆している。ただし、表現できるからといっ て予測できるとは限らないことに注意が必要である。

鉛直分解能は、鉛直スケールが小さい現象、ある いは鉛直の不連続が特徴的な現象を考える場合は重 要な問題である。現在の数値予報モデルの鉛直分解 能は地表付近で数10m、500hPa付近で数100m、成 層圏で1000m程度である。ラジオゾンデ観測で特異 点として通報されるような急激な不連続はしばしば 表現されないし、このような観測データは初期値に 同化しても忠実に反映されるとは限らない。図6.2.3 に観測値の同化結果の一例を示す。

力学過程の計算において、方程式系が対象とする 現象を予測するために十分な精度を備えていること は決定的に重要なことである。数値予報では静水圧 平衡を仮定したプリミティブ方程式が長く採用され て成功を収めているが、水平分解能がおよそ10km より高い場合には非静力学化する必要が生じる³。こ のために、MSMは水平分解能10kmであった2004 年9月に非静力学モデルに変更され、これをベース に分解能5kmのMSMや、2kmのLFMが開発されて いる。一方、分解能約20kmのGSMでは現在の方程 式系(プリミティブ方程式系)で十分な精度が保た れていると言える。従って、方程式系そのものにつ いては現状で十分な精度があると考えてよい。



図6.2.3 ラジオゾンデ観測と第一推定値及び解析値 のエマグラム。2012年6月15日00UTCの全球速報 解析について、潮岬の観測(実線)と第一推定値 (太点線)、及び全球速報解析(細点線)で、気 温(赤)、露点温度(青)、相対湿度(緑)を描画 している。850hPaと700hPaの直下のレベルに温 度の逆転と高湿度が観測される。いくつかのデー タ(〇印)が同化され、解析値は第一推定値より も観測に近づいているが、観測との差は大きい。 特に850hPaの気温及び湿度は観測との差が大き く、同化対象とならなかった(☆印)。

(2) 数値予報モデルの物理過程について

物理過程については近年精緻化が進んでおり、今 の天気予報で対象となる現象の予測に必要な物理過 程はほぼ含まれていると考えてよい。一方、様々な 問題が残されていることも事実で、気象庁でも継続 的に改善に取り組んでいる(気象庁予報部 2012)。 ここでは防災上の観点から最も関心の高い降水と、 下部境界と地表付近の扱いについて考えよう。

数値予報モデルにおける降水の取り扱いは、GSM では主に雲水スキームと荒川・シューバート(AS)ス キーム、MSMでは雲物理過程とケイン・フリッチ (KF)スキーム、LFMでは雲物理過程によっている (表4.7.1を参照)。ASスキームとKFスキームは対 流パラメタリゼーションの一種であり、数値予報モ デルの分解能で表せない積雲の効果を取り入れるた めに導入されている。対流パラメタリゼーションは これらの他にも様々な手法が提案されており、通常 は物理的考察を基礎にスキームを構築・修正し、予 報実験を行って最適化されている。しかし、格子ス ケールよりも小さなスケールの現象を格子点値で扱 うことの本質的な難しさや、モデルの他の部分との 関係によって特性が変わるという問題があるために、

³ 水平分解能が10km程度以上になると個々の積乱雲を直 接扱う状態に近づき、このとき、運動の鉛直スケールが水 平スケールよりも十分小さいことを求める静力学平衡の 条件(小倉 1978)が成立しない。第4.2節も参照。

すべてにバランスの取れたスキームとすることは極 めて難しい。一方、対流パラメタリゼーションを廃 するとともに、雲物理過程によって大気中の水蒸気 や雨水、雪などの変化をより現実的に扱い、鉛直運 動も非静力学方程式を解いているLFMでは精度の 高い定量的な予測ができるケースも見られるように なっており、完全なモデルに近づいたようにも見え る。しかし、現在の雲物理過程が雲内のすべての過 程を完全に実装しているわけではないし、発生初期 の雲など今の分解能では表すことができない雲もあ る。また、LFMに関する本テキスト第2部第2.1節や 平原ほか(2011)による検証でも、雨の強さや季節に よって、雨の頻度(バイアススコア)や精度(スレ ットスコア)に差が現れている。以上の点から、数 値予報モデルの降水予測の現状は完全と言えるもの ではなく、初期値精度の問題を別にしても、特に激 しい降水、局所的な降水に対して常に高精度の定量 的予測をすることは困難である。

地形表現は強制上昇や風系への影響など、数値予 報モデルの結果に直接影響を与えるが、通常、実際 の地形とは標高も起伏も異なっている(第4章図 4.7.2参照)ために誤差が生じる⁴。また、地形表現 だけでなく、海陸分布や植生・土地利用状況の扱い も水平分解能に制約されて、特に後者については分 解能だけでなく、基礎データやモデル内での表現内 容にも実際との違いが避けられない。これらにより 潜熱(水)や顕熱(温度)分布などに局所的な表現 (偏り)が生じ、地上の気温、湿度、風速、さらに は現象の予測にも影響が及ぶ。

下部境界の具体的な問題例として地表面の積雪分 布がある。積雪分布は地上気温予測などに大きな影 響があり、地上要素のために精度のよい表現が求め られる。しかし、MSMとLFMでは地表面の積雪が 解析値で固定されているために、予報期間中に積雪 が生じる場面や解消する場面での気温予測に悪影響 を及ぼす。この誤差は平均的に生じている誤差とは 異なることから、気温ガイダンスでも補正はあまり 期待できない。現在陸面モデルの改良を進めている が、当面は予報期間内に始まる、または終わる積雪 の影響は扱うことができない。なお、GSMでは詳細 な陸面モデルの採用により積雪分布の変化を予報す る(北川 2007)が、水平分解能の制約に加え、陸 面モデルの特性や精度の問題もあり、MSMやLFM より気象予測の精度が高いとは限らない。

下部境界について、海面水温が大気現象に応答しないことが台風強度予報に影響する問題として挙げ

られる。台風が存在する場合、強い海上風により海 面付近では混合が起きて海面水温を低下させ、水蒸 気(潜熱)供給が減少して台風の発達を抑制するこ とが知られているが、GSMではこの効果が台風強度 予報に取り入れられていなくて、発達しすぎること がある。この問題はGSMとMSMで共通である⁵が、 予報時間が長いGSMで影響が大きいと考えられる。 改善策として、大気現象による海面水温の変化を考 慮に入れること、具体的には海洋混合層結合モデル の導入で解消することが期待されている。

(3) 初期値と境界値について

次に初期値に含まれる誤差の問題を考えよう。前 述の通り、短期・中期予報は海水温や陸地の状態な どの境界条件よりは予報初期時刻の大気の状態(初 期条件)に左右される部分が大きい。このため、精 度の高い初期値を作成することが予報精度の向上に 重要であり、より多くより詳しい観測データの収集 とそれを初期値によりよく反映させる解析技術の高 度化が重要な課題となっている。初期値解析は、第 2章及び第3章で述べているように、近年の衛星デー タや航空機観測など各種観測データの充実と、デー タ同化手法の高度化 (変分法同化手法の採用)、観測 データの予報変数への変換過程の排除(直接同化) などを通して、観測データの数と分布、データのよ り効果的な利用の両面で大きく改善されてきている。 特に衛星データ利用の効果は大きく、このことは他 のデータの少ない南半球における近年のGSM予報 精度向上により確認することができる(加藤 2010)。 また、メソ解析では初期値の水蒸気分布がレーダー 反射強度データ、マイクロ波イメージャなどの同化 により大きく改善されたと見てよいだろう(第3.3 節参照)。しかし、極軌道衛星観測では予報上重要な 領域が毎初期値に対して観測されるとは限らないこ とや、観測があっても3次元的な情報が得られなく て初期値を十分改善しない場合があることなどのた めに、特に海上を進む擾乱の予測は依然として不確 実性が大きいと考えるべきである。

初期値に関連しては、予報時間初期における擾乱 の立ち上がり、特に降水の発生が実際よりも遅れる ことが言われてきた(スピンアップの問題)。これは、 解析場(初期値)が全体としてバランスがとれてい ない場合に、そのバランスが成立するまでは擾乱の 発達や降水の発生などが不十分な状態に留まること が原因である。予報初期の振る舞いについてはこの

⁴ 決まって生じる誤差 (系統誤差) は統計処理で補正可能 である (第5.2.2項を参照)。

⁵海面水温の扱いとして、GSMでは予報期間中、気候値 に基づいて日々の変化を考慮するが、混合に伴う変化は考 慮しない。MSMでは予報期間中は解析値に固定する。

初期値側の問題だけでなく、予報モデル側の問題(系 統誤差)が原因となって、解析が実際の大気の状態 を適切に反映しているのに予報結果が不適切になる 場合もある。現在の解析システムでは4次元変分法、 または3次元変分法の採用により、解析場のバラン スはかつての(最適内挿法などによる)解析場より も改善しており、バイアススコアで評価しても MSMでは予報初期に適正な雨があるように見える (幾田 2008)。しかし、それでも予報3時間程度ま での降水予測は外挿予報(降水短時間予報)に劣る のが通常であり(永田・辻村 2006)、現状において も、予報時間初期の予報の利用には実況との比較を 行うなどの十分な注意が必要である。

メソ現象の予報では、対象が「強制モードの擾乱」 か「自由モードの擾乱」であるかによって、初期値 の重要性に違いがある。強制モードの擾乱とは、下 部境界(陸や海)からの熱的あるいは力学的強制に よる現象であり、これら外力の原因になる条件がモ デルに取り込まれていれば、より大きなスケールの 状態がある程度の精度で再現されているという条件 の下、初期値の精度が低い場合でも予測可能となる。 このような現象には海陸風や山岳波などがあり、冬 季の寒気吹き出しに伴う日本海上の積雲や積乱雲も、 寒気のタイミングで発生することが予測できるとい う意味で強制モードの擾乱に含まれると言ってよい だろう。

次に自由モードの擾乱とは、梅雨前線上の低気圧 や大気の状態の不安定に伴う積乱雲などの、外部強 制がない状態で環境場の位置エネルギーや運動エネ ルギーを擾乱のエネルギーに変換して発生・発達す る現象、あるいはより簡単に、強制モードと違って 外力で決まっていない現象である。このような現象 については初期値にその擾乱の発生にかかる情報が なければ、たとえ予報場に現象が発現したとしても 信頼性は低いと判断するべきであろう。実際上は、 自由モードの現象の予測可能な時間は現象の典型的 な寿命程度と想定され、これを考慮して現象のシグ ナルが観測されているかどうか、さらに初期場にこ の観測が反映されているかを検討し、もしも初期値 が十分でないと判断される場合はポテンシャル予測 などに考え方を変えていくことになる。

強制モードと自由モードの擾乱の予測可能性については、強制モードであるから十分予測できるとは限らないし、自由モードであるから全く予測できないとも限らない点に注意が必要である。強制モードの場合、地形や海陸分布などが分解能の制約を受けていることや物理過程の不完全さなどにより誤差が生じたり、予測ができなかったりすることもあるだろう。また、大気の不安定に伴う降水であっても地

表付近の風の収束や日照の影響を受けて強制モード 的に予測可能性が高くなることが考えられる。この ような実際的な特性について、一般的原則で扱うこ とは容易ではない。対象とする現象毎に事例解析・ 検証を行って、強制モードであればどこまでが強制 力で決まっているか、自由モードであれば強制力が 働く面がないかに注意して、吟味するとよいだろう。

初期値作成に適用されるデータの中でやや異質と いえるのが台風ボーガスである。台風ボーガスは、 台風予報に適切な初期場を作るために、観測された 台風周辺に与えられる人工的なデータである。今の 数値予報システムでは台風の発生を必ずしも的確に 予測できず、また台風ボーガスなしでは初期値解析 でも困難があることから、その必要性は極めて高い。 しかし台風ボーガスは、地上観測や衛星観測などを 踏まえ予報官が解析した結果を理想的な単純化され たモデルに当てはめて作成されるデータであり、強 度や空間対称性などの点で実際の台風の状態と一致 するとは限らない。また、台風ボーガスはいわば強 制的に擾乱を初期値に形成させるため、特定の熱帯 低気圧に対して初めて投入される場面では前回と大 きく異なる解析や予報を生成することがある(第 6.3.3項を参照)。このような事情から、台風ボーガ スが用いられ始める台風発生初期や、MSMでは側面 境界から台風が予報領域に進入する場面を中心に6、 台風周辺の解析場、予報場について観測とどの程度 合うのかを確かめながら利用するとよい。

MSMやLFMには、予報領域の外縁部でより分解 能の低いモデル(親モデル)と接続して、領域外の 情報を取り入れるという特徴がある。このことによ る問題として、親モデルと接続する領域(緩和領域 または側面境界)ではそのモデルの性能が発揮され ないということがある。これは緩和領域では親モデ ルの状態に近づけるような計算がなされていること によるもので、結果はそのモデルの本来の予報特性 とは異なってくる。また、予報時間が進むに従って 緩和領域を通った擾乱が内側領域に進んで、より広 い領域で親モデルの予測に強く影響されることにな る。そのような領域では4次元変分法等による高精 度の初期値から期待される予報とは特性が違うと考 えられる。ただし、この場合でも分解能や降水過程 などに見合った計算がされ、親モデルが与える環境 におけるメソスケール現象の振る舞いについて情報 が得られると期待される。

 ⁶ GSMとMSMの初期値では台風ボーガスを用いるが、
 LFM(東日本領域)の初期値では用いていない(2012年10月現在)。

(4) 「誤差」について

初期値に含まれる誤差について、永田・萬納寺 (1994)は二つの点を指摘している。一つは初期場の 誤差が時間とともに次第に振幅を増していくケース であり、もう一つは、大気の支配方程式が非線形で あることにより、予報初期のごくわずかな誤差が急 激に拡大して将来の予測が大きく変わるケースであ る。特に後者は大気のカオス的性質でに由来するもの で、予測可能性に関わる極めて重要な考え方である。 これらの誤差の問題を実際の作業時に区別して議論 することは難しいし、むしろ誤差幅または不確実性 をどの程度みるべきかという議論が有益と思われる。 そのための手続きとしては、前回や前々回予報との 比較、初期値に摂動を与えるなどしたアンサンブル 予報の利用が一般的である。また、適当に条件を絞 れば、事前の統計的な調査も役に立つだろう。以下、 それぞれについて考えてみる。

まず、初期値が古い予報の利用はLAF(Lagged Average Forecast)法と呼ばれるアンサンブル手法 の一つと言える。この手法は毎回の結果に不確実性 が大きい場面や、どこで強雨が発生するかといった 不確実性が大きい現象の予測での活用が考えられる。 また総観スケールの予報では中期予報の後半で有効 性が高まると期待されている。しかし、平均的には 新しい予報の方が精度が高いので、限定的に適用す べきだろう。

アンサンブル予報は、カオス的性質に伴う不確実 性を扱う手法であり、現在では季節予報、週間予報、 台風予報において実行されている。アンサンブル予 報は複数の予報が同程度に確からしいと言える場合 に、もっとも確からしい予報をアンサンブル平均で 与え、またそれら多数の予報のばらつきにより予報 の信頼度を測り、さらに確率的予報を導く。不確実 性には、初期値の問題、モデルの問題の両方が考え られることから、気象庁の週間及び台風アンサンブ ル予報では特異ベクトル法による摂動を採用した初 期値アンサンブル(米原 2008)と物理過程の不確 実性に着目したモデルアンサンブル(米原 2010) を併用している。なお、アンサンブル予報はモデル の偏り(系統誤差)などのために複数の予報のばら つきが不確実性を適切に反映しない場合があること に注意が必要である。

平均誤差や平方根平均二乗誤差のような統計値は 全般的な予報精度の評価に用いることが多いが、適 当な場合分けをして計算すれば、様々な局面で期待 される精度の指標となる。よい指標とするには、季 節や現象、時刻、場所など、適切な場合分けをする ことが前提となる。場合分けをした統計調査の例と しては、平原ほか(2011)や古市(2007)の調査が挙げ られる。なお、場合分けの問題の他に、統計的な妥 当性を担保するためにサンプル数を十分大きくする 必要があることに注意が必要である。

6.2.2 資料の見方・使い方

LFM(日本領域)の運用が始まれば、短期予報で 利用可能な現業モデルはGSM、MSM、LFMの三つ となる。これらは分解能、予報時間、予報頻度、予 報特性のいずれも、それぞれ異なっている。使い分 けとしては、基本的に対象とする現象の時間、空間 スケールで考える(図6.2.2)。例えば、前線のおお まかな振る舞いはGSMで、前線による降水分布はま ずMSMで、目先数時間以内の詳細な予報について はLFMを活用することになるだろう。また、一般に、 数値予報は最新の予報の精度が平均的に最も高く、 より解像度の高いモデルの方がより小さなスケール の現象まで解像することから、原則として、最新の、 解像度の最も高いモデルの結果を利用することが推 奨される。ただし、一つ一つの事例で見ると新しい 予報が必ず精度が高いとは限らないし、分解能の高 さが単純に精度の改善につながっているとも限らな い。従って利用上は、原則に従いつつ、逐次観測デ ータで予報場を検証することが必要である。

数値予報資料は、図形式(画像ファイルまたはFax 図)で提供される資料と、格子点資料(GPVのファ イル形式資料)に大別される。一定の範囲の空間を 支配する気象場を把握するには前者を、特定の地点 の予測や応用処理などには後者を用いることが通常 だろう。前項の議論を踏まえつつ、これら数値予報 資料の特徴やその効果的な利用について考えよう。

(1) 格子点値の理解と利用

プロダクトとしての数値予報出力のGPVは、利便 性を考えて数値モデルの格子から等緯度等経度格子 に変換したデータとして広く提供されている。この 格子系の変換は内挿処理によるが、内挿処理は平滑 化の効果を伴うために、数値予報モデルと同程度の 分解能を有するGPVであっても空間変動の表現が 和らげられるという特徴がある。鉛直分布について も、利便性と円滑なデータ配信のために、特定の気 圧面データのみが提供されている。この気圧面デー タはモデル面®データの内挿により作成され、かつ、

⁷ ここでカオス的性質とは現象の進展が決定論的に厳密 に決まっているが、観測誤差などに伴う初期値のわずかな、 しかし避けがたい誤差と方程式系の非線形性により予報 の進展が大きく変わる特徴を指す。

⁸ 実際の予測計算のために格子点が配置される鉛直層。

数値予報モデルの鉛直層数よりはかなり少なくなっ ている。このため、鉛直方向についても、数値予報 モデル本体の表現よりもさらに和らげられていると 考えるべきである。

このGPVの利用の際に格子点と一致しない位置 の値を求めるためにさらに空間内挿を施すことが考 えられるが、ここでも平滑化の効果は避けられない。 ところで、数値予報モデルの不確実性や表現可能性 を考えると、内挿して位置を合わせるよりも、むし ろ周囲の格子の状態を参照した方がよい場合がある。 地上データについて考えると、地表面が海か陸かに よって特性が大きく変わるので、沿岸地点に対して は単純な内挿処理は適当でない場合がある(平原ほ か 2011)。このことと平滑化の問題を合わせて考え ると、特定地点の値を得る際は、目的や要素の性質、 予報特性や誤差を勘案して、対象地点に最も近い格 子点の値を用いるか、または内挿処理を施すか、さ らに周囲の格子点の値も考慮するか、場合により前 後の時間の状況を参照するかどうかを考えるべきで ある。指針として、上空の風のような空間的、時間 的に変動の小さい要素は特定格子点の特定時刻の値 を利用しても問題は少ないが、地上要素については、 周囲の格子や前後時間の予報値の利用を考慮すると よいだろう。

格子点値は、個々の格子がカバーする水平、鉛直 の3次元または水平2次元の領域の平均値であるが、 格子内のある場所の実際の値には分解能や要素の性 質に応じた変動幅があることにも注意が必要である。 GSMの場合、水平分解能が約20kmであることから、 格子内に複数の積乱雲が存在すると考えることがで きるから、上昇流と下降流、あるいは晴天域と曇天 域が格子内に共存する場合もあるだろう。一方、分 解能2kmのLFMでは積乱雲が発生している状態で 晴天域と曇天域の共存する確率は相対的に低いだろ う。このことから、どちらのモデルでも格子内の状 態として格子点値に変動幅が見込まれるが、GSMの 格子点値の方がそれは大きいと言える。この変動幅 は、気象状況、要素など、様々な要因に依存するの で見積もりは難しいが、一般的な性質として理解し ておきたい。

(2) 注意が必要ないくつかの要素

利用上の関心が特に高い要素である地上要素と雲 量の格子点値について注意が必要な点を述べる。気 温や風などの地上要素は、GSM、MSM、LFMのい

GSM, MSM, LFMのいずれでも等圧面とは一致しない。 第4章図4.7.3を参照。 ずれにおいても数値予報モデルで直接計算された値 ではなく、モデル大気下層の値から気温減率を仮定 したり、接地境界層における相似則を適用したりし て、モデル地形の地表に対して算出されている⁹。こ のために、地形が実際と異なることによる系統誤差 が生じる。雲量は上、中、下層の3つに分かれ、各 層の境界はその格子点におけるモデル地形(標高) にもよるが、おおよそ850hPaと500hPaである。各 層の雲量は数値モデルの各鉛直レベルの雲量を診断 的に決め、各層の中での重なり方を仮定して決めて いる。また、全雲量は上、中、下層の雲量から、重 なり方に適当な仮定をして決めている。

地形との関係では大気下層のデータにも注意が必 要である。格子点値は等圧面上のデータとして作成 されるが、モデル地形の標高が高い場合、その等圧 面が地形よりも低くなることがある。このような場 合は、その等圧面での値は便宜上与えた値に過ぎず、 利用してはいけない。下層データを利用する際には、 利用しようとしている気圧面の気圧をモデル地形の 地表気圧と比較して、地表気圧以下であれば使わな いことにすればよい。

(3) 不確実性の扱い

前項で述べたように、たとえ数値予報モデルが完 全であっても、大気現象の予測では不確実性が避け られない。これは初期値の精度と誤差成長の問題で あり、特に、予報が初期値に敏感な場合(初期値の わずかな誤差で予報が大きく変わる場合)は、決定 論的予想は極めて困難である。このような考え方か ら週間予報などでは既にアンサンブル予報が活用さ れている。しかし、短期予報あるいは局地予報では アンサンブル予報が実用化されていないので、代替 的に、前回予報を参照して大きく変わる場合には、 確定的な判断を避けて実況を見ながら対応していく とよいだろう。また、単独の予報を用いる場合は、 どの程度の幅をもって考えるかが問題となる。幾田 (2010)は降水予測の検証手法の一つとして Fractions Skill Scoreを用い、利用価値のあるLFM 降水予測の空間スケールを検討した。このような取 り組みが効果的な利用の手がかりになるだろう。

(4) 系統誤差の問題

誤差には、系統誤差またはバイアスと呼ばれる平 均的な誤差と、ランダム誤差と呼ばれる規則性がな い雑音(ノイズ)的な誤差がある。系統誤差は数値 予報モデルの特性(くせ)として生じる誤差であり、

⁹ 地表気圧はGSMでは予報変数であるが、MSMやLFMでは診断により求められる。

モデル化が不完全なために決まって生じる誤差があ るし、ある特定の局面で擾乱の進みが遅すぎるとか、 特定の現象に対して雨が多くなりすぎるとかという ような誤差も、やや性質は違うが系統誤差と言って よいだろう¹⁰。一方、ランダム誤差としては、例え ば初期値の不完全性によって生じる当たり外れによ る誤差が該当するだろう。

系統誤差がランダム誤差に比べて大きければ、何 らかの手続きで系統誤差を補正することにより予報 を効果的に改善することができる。気温ガイダンス を例にとると、過去の観測と予報値を使って統計処 理を施し、モデル地形と実地形のずれや数値予報モ デルの物理過程の不十分さに起因する系統誤差を適 切に補正できている。一方、降水量については誤差 の特性が気温とは異なることから¹¹、平均降水量ガ イダンスはある程度以上のまとまった雨量に対して は、系統誤差の補正をしているというより、むしろ 予報場の安定度や水蒸気量などの物理量を総合した 見積もりを与えるものと考えられる。

系統誤差は数値予報モデルによって異なることは もちろん、モデルの改良によっても変化するので注 意が必要である。この点について特に季節予報では、 再解析JRA-25と気候解析システムJCDAS、実際に 用いているモデルを用いた過去の予報の再計算(再 予報またはハインドキャスト(高谷 2012))を実施 して、予測精度や特性の把握、予報プロダクトの補 正が行われている。

参考文献

- 幾田泰醇,2008:適合ガウス格子を用いた全球モデ ルを側面境界値とするメソ数値予報モデルの統計 検証.平成20年度数値予報研修テキスト,気象 庁予報部,37-42.
- 幾田泰酵, 2010: 高分解能モデルの降水予報精度評価に適した検証方法. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 11-17.
- 小倉義光, 1978: 気象力学通論. 東京大学出版会, 249pp.
- 加藤輝之,2010:最近の全球数値予報システムの成 績の推移.平成22年度数値予報研修テキスト,気 象庁予報部,30-32.
- 気象庁予報部, 2012: 物理過程の改善に向けて(I).

平成23年度数値予報課報告・別冊第58号, 気象庁 予報部, 221pp.

- 北川裕人,2005: 短期予報,週間予報.平成17年度 数値予報研修テキスト,気象庁予報部,68-70.
- 北川裕人, 2007: 変更の概要. 平成19年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.
- 高谷祐平, 2012: 再予報・ハインドキャスト. 天気, 59, 493-495.
- 永田雅,萬納寺信崇,1994:利用上の留意点.平成6 年度数値予報研修テキスト数値予報課報告・別冊 第41号 合併号,気象庁予報部,97-111.
- 永田雅, 1994: メソスケール現象と数値予報. 平成6 年度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊 第41号 合併号, 気象庁予報部, 112-145.
- 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, 気象庁予報部, 9-24.
- 平原洋一,田村一卓,森安聡嗣,石水尊久,2011:局 地モデルの特性.平成23年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部,37-49.
- 藤田司,2004:メソ数値予報と応用プロダクト,メ ソ数値予報狭域GPV.平成16年度数値予報研修テ キスト,気象庁予報部,38-43.
- 藤田司, 2005: メソ数値予報. 平成17年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 66-67.
- 古市豊,2007:高解像度全球モデルを側面境界とす るメソ数値予報モデルの統計検証.平成19年度数 値予報研修テキスト,気象庁予報部,38-41.
- 本田有機, 2006: GPV利用上の注意点. 平成18年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 92.
- 萬納寺信崇,1994: 物理過程. 平成6年度数値予報研 修テキスト 数値予報課報告・別冊第41号 合併号, 気象庁予報部,65-89.
- 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,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.

¹⁰ 統計的手法において、現象に即した系統誤差を客観的 に抽出する方法は確立されていないため、ガイダンスでは 多くの場合、これらをランダム誤差として扱う。

¹¹ 格子点毎に見ると、気温は気候値への束縛が強いため に多くの場合ある程度の精度が確保されるのに対し、降水 はその都度の大気現象の現れ方で決まることから極端な 外れ方をすることが頻繁に起こる。

6.3 事例で見る数値予報の特性¹²

本節では、前節で述べた数値予報の問題や特性を 見ることができる最近の事例を紹介する。これらの 事例から現在の数値予報の特性を認識し、数値予報 を更に有効に利用いただきたい。

6.3.1 2011年台風第12号

図6.3.1は2011年台風第12号の経路図である。こ の台風はマリアナ諸島の西で発生した後、発達しな がら北上し、小笠原諸島付近で一旦西に進路を変え、 四国に上陸した。台風周辺の非常に湿った空気が長 時間にわたって流れ込み、西日本から北日本にかけ ての山沿い、特に紀伊半島で記録的な大雨が降り、 土砂災害など甚大な被害が発生した(気象庁 2011)。

6.3.1.1 台風の予想進路

図6.3.2は、2011年台風第12号の経路にGSMによる予想進路を赤実線で重ね描きした図である。初期 値ごとの予想と実際の経路が比較できる。

台風発生後まもなくからGSMは北上を予想して おり、8月30日頃に台風の進路が西向きに変わった 後も北上の予想が継続するなど、GSMの予想には北 上バイアスが見られた。9月1日00UTC以降、台風は 紀伊半島から四国を指向するようになり、実際、9 月3日に四国に上陸した。この台風の予想進路の変 化のシグナルについて検討する。

図6.3.3に、8月27日12UTCから24時間ごとの週間 アンサンブル予報によるこの台風の予想進路の変 遷を示す。青太実線は週間アンサンブル予報のコン トロールラン13、赤及び橙細実線は、アンサンブル 51メンバーそれぞれの予想である。8月27日12UTC 初期値では、メンバーのほとんどが転向し東進する コースを示していたが、その後、西日本に向かうメ ンバーが出現し、30日12UTC初期値では予想進路の 幅が東海から四国にかけての範囲に広がり、31日 12UTC初期値以降四国方面に進む予想が主流とな った。このことから30日12UTC初期値の予想の変化 が台風の予想進路の変化のシグナルであったと考 えることができる。前述したように、GSMでは紀伊 半島から四国への指向を示すようになったのは9月 1日頃であるので、週間アンサンブル予報資料では、 予想進路の変化のシグナルが1~2日程度早く表現 されていたことになる。

この台風の予想進路が変化した原因を調べるた めに週間アンサンブル資料を用いて環境場を考え る。



¹³ 初期値に摂動を加えないアンサンブルメンバー



図 6.3.1 2011年台風第12号の経路図経路上の○は 00UTC、●は12UTCの位置、経路の左側の数字は日 付、右側の数字は中心気圧(hPa)を示す。台風第12 号は8月24日に発生し、8月25日00UTCに大型とな り、9月3日01UTC前、高知県東部に上陸した。



図6.3.2 GSMの予想進路を追加した2011年台風第 12号の経路図。黒実線は実際の経路、赤実線は GSMによる84時間先までの予想進路を重ね描き した。マーカーは6時間ごとの中心位置。00UTC の位置には日付と時刻を記す。



図6.3.3 週間アンサンブル予報資料を用いて、2011年台風第12号の初期時刻から5日先までの予想経路を描画した もの。各図右下に初期時刻を示す。青太実線はアンサンブルのコントロールラン、赤及び橙細実線は、ア ンサンブル51メンバーそれぞれの予想進路、経路上の▲は予想期間の各日12UTCの位置を示す。





図6.3.4 アンサンブル平均による2011年8月27日12UTC 初期値500hPa面等高度線図 (上)FT=0、(下)FT=96

初めに図6.3.4に8月27日12UTC初期値のアン サンブル平均の500hPa面等高度線図(FT=0及び FT=96)を示す。FT=0の8月27日12UTCでは、 太平洋高気圧が西日本まで張り出しているが、 FT=96の予想対象時刻8月31日12UTCでは太平 洋高気圧が日本の東海上に後退する見込みであ った。この状況により、台風は後退する太平洋高 気圧の縁辺を回り、更に西から接近する上空のト ラフと位相を合わせ北上する、という予想シナリ オが想定される。

次に、図6.3.5に8月31日12UTC初期値の週間ア





ンサンブル平均の500hPa面高度線図FT=0を示す。 図6.3.4に示したFT=96の図と比較すると、太平洋高 気圧が日本の東海上に後退したのは予想通りであ ったが、その位置は予想よりかなり北であった。ま た、太平洋高気圧は西に張り出す形となっており、 台風の北上を阻みそうな状況である。日本海のトラ フは台風と位相が合わず、台風の北上を促す様子は 見られない。以上から、台風は北上せず、太平洋高 気圧の勢力に押され西寄りに進む可能性が高い状 況であった。このため、台風は当初の予想とは異な り、西進を継続したと考えられる。

この台風のように太平洋高気圧の縁辺に存在す る台風の予想進路は、太平洋高気圧の勢力に大きな 影響を受ける。しかし、太平洋高気圧については予 測の不確実性が大きく、本事例のようにアンサンブ ル予報を用いても精度よく予測することができな いことがある。このため、太平洋高気圧の予想の変 化の範囲を考慮して予想シナリオを想定するのが 現実的な対応である。また、そのシナリオには台風 の北上バイアス(檜垣 2012)等既知の特性も加味 する必要がある。

本事例は予想シナリオが大きく変化したケース であるが、予想シナリオが一定の範囲の中で変動す るにとどまる場合もある。予想が変化し始めた時点 で、今後の予想がどのように変化するかを想定する ことは難しいため、

- 前回の予想と比較し、予想の変化を確認する
- ② 予想と実況を比較する
- ③ ①②の状況から、数値予報資料が示す予想の妥当性を判断する

という作業を繰り返し、予想資料の更新に合わせて 予想シナリオの想定の範囲を徐々に縮小していく のが現実的である。

6.3.1.2 最大降水量ガイダンス

本項の冒頭で既に述べたが、2011年台風第12号に より西日本から北日本の山沿い、特に紀伊半島で記 録的な大雨が降り、土砂災害などにより甚大な被害 が生じた。最大降水量ガイダンスによるこの豪雨の 予想状況を振り返る。

まず、図6.3.6に近畿地方の2011年9月3日を予想 対象とした前24時間最大降水量ガイダンス値を示 す。上の図がGSM(2011年9月1日18UTC初期値)の値 であり、両者とも対象区域内の最大値を表示してい る。GSMでは近畿地方全域で数百mm以上の非常に 大きな値を示している。中でも紀伊半島南部の値は 突出しており、奈良県南部で2000mm超、和歌山県 南部で1500mm弱の値であった。MSMでは、GSM ほどではないが、近畿全域で数百mm、奈良県南部

2011/09/01 18UTC 初期値 GSM 降水24時間 近畿

時刻は JST →		03							
		-06	-09	-12	-15	-18	-21	-24	
滋賀県	南部	316	336	351	350	336	355	370	
	北部	313	336	351	368	427	528	612	
京都府	南部	231	260	277	282	304	371	435	
	北部	219	303	392	461	533	528	497	
大阪府	大阪府	458	509	580	627	615	513	433	
兵庫県	南部	613	721	827	915	893	777	710	
	北部	329	464	577	685	785	777	710	
奈良県	北部	276	283	272	265	250	224	199	
	南部	2031	2034	1982	1935	1855	1649	1398	
和歌山県	北部	557	644	730	768	750	737	755	
	南部	1330	1404	1441	1455	1395	1298	1176	

2011/09/01 21UTC 初期値 MSM 降水24時間 近畿

時如此+ Jet 、		03						
սվջվեծ մ	-06	-09	-12	-15				
法如旧	南部	248	302	352	361			
/22.具示	北部	171	203	245	258			
古椒应	南部	131	165	214	251			
尽相切打	北部	106	147	194	249			
大阪府	大阪府	196	214	232	248			
兵庫県	南部	331	395	454	442			
	北部	206	243	276	336			
太白個	北部	370	382	374	349			
不成乐	南部	1453	1476	1483	1465			
手口可を引い目	北部	338	382	417	419			
和歐田県	南部	954	1041	1048	1032			

図6.3.6 2011年9月3日を予想対象とした近畿地方の 前24時間最大降水量ガイダンス。(上)GSM(2011 年9月1日18UTC初期値)による値、(下) MSM(2011年9月1日21UTC初期値)による値。

解析雨量 R24 近畿

時刻は JST →		03						
		-06	-09	-12	-15	-18	-21	-24
进加目	南部	256	278	282	229	190	155	146
加風尓	北部	284	350	409	427	426	418	411
古歌店	南部	168	194	218	232	227	238	243
示相MA	北部	130	139	148	166	199	217	250
大阪府	大阪府	131	122	125	117	110	142	200
丘底间	南部	182	194	232	266	290	343	373
大庫朱	北部	334	349	396	450	445	445	460
奈良県	北部	463	472	446	410	374	344	317
	南部	880	899	863	824	838	834	861
和歌山県	北部	370	425	477	518	531	558	612
	南部	685	723	743	830	858	858	915

図6.3.7 2011年9月3日の近畿地方の解析雨量による 前24時間積算値



図6.3.8 近畿地方の2011年9月3日09JSTを予想対 象としたGSM前24時間最大降水量ガイダンスの分 布図(9月1日18UTC初期値)

で1500mm弱、和歌山県南部で1000mm前後を示し ている。これらの予想値は、2012年9月1日時点での 日本における日降水量記録851.5mm(高知県魚梁瀬、 2011年7月19日)を遙かに上回っており、現実離れ した印象が持たれる。

実際の降水量の状況は、図6.3.7の近畿地方の解析 雨量の前24時間積算値で確認すると、奈良県南部及 び和歌山県南部で900mm前後であり、最大降水量ガ イダンスの値は実際の降水量の約2倍程度の大きな 誤差があった。

次に、図6.3.8に示した近畿地方の2011年9月3日 09JSTを予想対象としたGSMの前24時間最大降水 量ガイダンスの分布図(9月1日18UTC初期値)と、 図6.3.9に示した2011年9月3日09JSTまでの前24時 間解析雨量の分布図を比較すると、滋賀県から岐阜 県にかけての地域など一部で予想が過大であった 地域はあるが、非常に大きなガイダンス値が予想さ れていた紀伊半島、四国、静岡県などの南東斜面で は、前24時間解析雨量も多く、大雨の場所の予想は ほぼ的中しており、大雨になりやすい地形の影響は 適切に反映されたと考えられる。

ガイダンスは、統計処理を応用した量的予想の技 術であり、発生頻度の高い事象の予測に適した技術 である。このため、本事例のような発生頻度が僅少 である極端現象の定量的な予想には適していない。 しかし、過去の極値を大幅に上回るガイダンス予想 値が示されていた奈良県、和歌山県の多数のアメダ ス観測所で24時間降水量の記録を更新したことか ら、顕著現象のポテンシャルは示していたと言える。

本事例のように最大降水量ガイダンス等で極端 な予想値が表示される状況では、ガイダンスの予想



図6.3.9 2011年9月3日09JSTまでの前24時間解析 雨量の分布図(気象庁 2011による)

値をそのまま利用するのではなく、顕著現象のポテ ンシャルを検討願いたい。

6.3.2 PoT¹⁴から見る大気の状態不安定のポテン シャル

2012年5月6日12時30分頃を中心に、関東北部から福島県にかけての各所で竜巻が発生し、茨城県つくば市などで大きな被害が発生した。この日は、日本海に中心を持つ低気圧に向かって南から暖湿流が入り、さらに日射の影響で地表面付近が昇温する一方、上空に寒気が入り、大気の状態が非常に不安



図6.3.10 2012年5月6日12時30分(日本時間)の全国 合成レーダー降水強度画像

¹⁴ Probability of Thunderstorm: 発雷確率ガイダンス

定になっていた。図6.3.10に2012年5月6日12時30 分(日本時間)の全国合成レーダーの降水強度画像 を示す。上空の寒気が進入する前面にあたる東北か ら四国にかけての広い範囲に、不安定降水と考えら れる強いレーダーエコー域が広がっていた。茨城県 には特に強くシャープなエコー域があり、このエコ ーの下で竜巻が発生した。このときの大気安定度の 低下のシグナルについて、リードタイムがMSMよ り長いGSM発雷確率ガイダンスの値(GSM-PoT)を 指標として検討する。

図 6.3.11 に 2012 年 5 月 6 日 06 UTC を 対象 とした GSM-PoT の 中 で 、 最 も 予 報 時 間 が 長 い 5 月 3 日 00 UTC 初 期 値 の FT = 78 と 、 直 前 の 5 月 6 日 00 UTC 初 期 値 の FT = 6 の 図 を 示 す 。 直 前 の 高 PoT 域 の 予 想 分 布 は、 FT = 78 と 比較 す る と 、 図 6.3.10 の 発達 し た レ ー ダ ー エコー 域 に よ く 合 っ て お り 、 東 日 本 か ら 西 日 本 の 広 い 範囲 に 広 が っ て い た 。 78 時 間 前 の 予 想 で も 、





図6.3.11 2012年5月6日06UTCを予想対象時刻とした GSMによる発雷確率ガイダンス(PoT)。(上)2012年5 月3日00UTC初期値 FT=78、(下)2012年5月6日 00UTC初期値 FT=6。

PoT50%以上の領域が東日本から西日本に広がり、 中でも北関東ではPoT80%以上の非常に高い値を示 していた。

数値予報には不確実性があるため、予報時間が先 の方では信頼性が下がることがある。この問題に対 応するため、先の予報時間ではPoTが高確率になら ないように予測式の係数を調整しており、早い段階 では高PoT域が現れにくくなっている(高田 2009)。 このため、早くから高PoT域が出現する時は大気の 状態が不安定となるポテンシャルが非常に高い場 合に限られるので、予報時間が先の方で現れる高 PoTは不安定のシグナルとして着目することができ る。

このように、数値予報の仕様を理解すると、既存 のプロダクト活用の幅を広げることができる。

6.3.3 台風ボーガス¹⁵の影響

図6.3.12に2012年6月18日のMSMによる台風第4 号の中心気圧の解析値及び予想値を示す。初期値は 00UTCから15UTCまで3時間ごとである。中心気圧 は00UTC及び03UTC初期値では約975hPaと予想 されていたが、06UTC初期値では約955hPaを示し ており、約20hPaも低下した。事後解析の結果は 950hPaであったこと、06UTC以降の初期値の予想 値は960hPa前後で推移していたことから、06UTC 以降の予想値の方が実況に近かった。

中心気圧が急低下した2012年6月18日06UTC初 期値の前後の台風及び周囲の場の変化状況を確認 するために、図6.3.13に2012年6月18日06UTCを予 報対象時刻としたMSMの地上気圧を2初期値分、重 ねて描いた比較図を示す。新しい初期値の等圧線は 黒、前回初期値の等圧線は緑、前回と比べ気圧が高 くなった領域は赤、低くなった領域は青で示す。



図6.3.12 2012年6月18日00-15UTC初期値のMSMによ る台風第4号の中心気圧の解析値及び予想値

15 第2.2.3項 疑似観測(台風ボーガス)参照のこと



図6.3.13 2012年6月18日06UTCを予報対象時刻とし たMSM地上気圧の前回初期値との比較図。前回初期 値より気圧が高くなった領域を赤、低くなった領域を 青で示す。(上)18日00UTC初期値 FT=6(緑)と 03UTC初期値 FT=3(黒)の比較図、(下)18日03UTC 初期値 FT=3(緑)と06UTC初期値 FT=0(黒)の比較 図。

図6.3.13の上の図は18日00UTC初期値FT=6と 03UTC初期値FT=3の比較図である。沖縄の南にあ る台風第4号の北半分が青く、南半分が赤くなって いる。これは、前初期値の予想と比較して、中心気 圧はあまり変わらないが、中心の位置が北方向に少 しずれている、即ち進行速度が速くなったことを意 味している。

図6.3.13の下の図は18日03UTC初期値FT=3と 06UTC初期値FT=0の比較図である。台風第4号は全 体的に青く着色されている。黒い等圧線が混んでい ることから、中心気圧が大きく低下したことが分か る。これは、第6.2.1項(3)で述べた台風ボーガスが6 月18日06UTC初期値から加えられたためである。 実際、図6.3.14の2012年6月18日03UTC初期値及び





図6.3.14 メソ解析(Ma)カバレッジマップの一部分。枠 下左に赤字で台風ボーガス(TYBOGUS)の凡例と観測 点数を表示する。(上) 2012年6月18日03UTC初期値、 (下) 2012年6月18日06UTC初期値。

06UTC初期値のカバレッジマップ¹⁶を見ると 03UTC初期値には見られない赤い点が、06UTC初 期値では沖縄の南海上にプロットされているのが わかる。この赤い点が、台風ボーガスである¹⁷。

台風ボーガス追加直後は、台風の構造がよりシャ ープに表現されるため、台風の中心気圧がそれまで より低く表現されることが多く、周囲の場に多少の 変化が生じる可能性がある。このような事情を考慮

¹⁶ 第 2.4 項で述べた観測値の分布状況をその種類ごとに プロットした図

¹⁷本事例時点では、台風ボーガス追加の条件は台風の中 心が MSM 領域内に入った場合であったが、2012 年 8 月 23 日 09UTC 以降、台風の中心が緩和領域より内側に入 った場合に変更した。

に入れ、予想資料を検討願いたい。

なお、台風ボーガスはGSMでも採用されているため、GSMでも同様の事象が発生する可能性がある。 ただし、GSMの方が解像度が低いため、MSMより なだらかな表現になる。

6.4 まとめ¹⁸

本章では、数値予報プロダクトの効果的な利用の ために、まず第 6.2 節で数値予報の特性としての限 界と数値予報プロダクトを利用するための一般的な 留意事項を述べた。これらは数値予報資料を効果的 に利用するための問題に直ちに答えを与えるとは限 らないが、結果の解釈などに有用であると思う。利 用者にはこの留意事項を踏まえつつ、数値予報を利 用してほしい。第 6.3 節では数値予報の特性理解の 助けになるいくつかの例を紹介した。このほかに、 GSM と MSM 間の対流性降水の表現の違い(成田 2008)のように既に報告された例もあるので、別に 参照願うとともに、各地域に特有の現象などに対し ては独自に知見の蓄積を図ってほしい。

数値予報の利用に際して注意すべきことは、数値 予報モデルや解析システムの改良や変更に伴い、予 報特性が変わる場合がある点である。改良や変更に 関する情報は研修テキストなどでお知らせしている ところであるので、その際にはそれまでの理解が有 効であるか随時確認するようにお願いしたい。

本稿は、読者が数値予報の効果的な利用を進める ための手がかりにすることを意図しているが、読者 にはあわせて過去の研修テキストも参考に予報作業 での効果的な数値予報資料の利用をお願いしたい。

参考文献

- 気象庁,2011:平成23年台風第12号による8月30日か ら9月5日にかけての大雨と暴風.平成23年度災 害時自然現象報告書.
- http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/sa igaiji_201103/saigaiji_201103.pdf
- 高田伸一,2009: 発雷確率ガイダンス. 平成21年度 数値予報研修テキスト,気象庁予報部,39-43.
- 成田正巳,2008: 降水予報特性の問題点と改善,平 成20年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 43-47.
- 檜垣 将和,2012:全球数値予報による台風の予測 結果.気象庁技術報告第134号,気象庁,(印刷 中).

¹⁸ 藤田 司、山本 佳緒里

第2部 最新の数値予報システム

第1章 概要

1.1 はじめに'

スーパーコンピュータシステムの更新が2012年6 月5日に実施され、847TFlops(1秒間に847兆回の 浮動小数点の計算が可能)の演算性能を持つスーパ ーコンピュータ(西尾 2011)を中核とするシステ ムが稼働を開始した。

今回の更新にあたっては、従来の数値予報システ ムのプログラムをほぼそのまま移植し、数値予報モ デルの構成・仕様も当面は従来のまま運用を開始し ている。このスーパーコンピュータの能力を最大限 に活かして、今後モデルの改善等を予定しており

(室井 2011a; 室井 2011b)、今年度は8月30日に、 水平分解能2kmの局地モデルの本運用を開始した。

ここでは、昨年度(平成23年度)の数値予報研修 テキスト執筆後に行われた数値予報システムの変 更と、新しいスーパーコンピュータシステム上で今 後予定している改善の中で、昨年度の研修テキスト 以降に追加・変更となった事項を中心に解説を行う。

1.2 数値予報システムの変更

昨年度の数値予報研修テキスト執筆後の2011年 11月から2012年10月末までに行われた数値予報シ ステムの変更を、表1.2.1にまとめた。2011年10月 25日に実施した全球解析の水平高解像度化につい ては、昨年度は詳細な報告ができなかったため、再 掲している。

1.2.1 局地数値予報システムの本運用と解析・予 報モデルの改善

羽田空港周辺の飛行場予報を支援するため、水平 分解能2kmの局地モデルの試験運用を2010年11月 より実施してきており、2012年8月30日に本運用を 開始した。またこれに先立って、試験運用中の2012 年8月22日に局地解析・局地モデルの改良を実施し て、地上気温や不安定性降水の予測精度向上を図っ た。

局地モデルの試験運用中におけるこれまでの精 度調査や今回の局地数値予報システムの改善、本運 用後に予定している改善については、第2.1節を参照 していただきたい。

1.2.2 全球数値予報システムの改善

全球モデルの初期値を作成する全球解析におい て高解像度化を実施し、これまでより小さいスケー ルの現象の情報を初期値に反映すべく改良を行っ た。これにあわせて、観測誤差の調整も実施してい る。これらについては第2.2節で述べる。

1.2.3 観測データ利用の拡充

数値予報システムの実行スケジュールの一部見 直しを行い、全球サイクル解析の観測データ入電打 ち切り時間を11時間35分(00,12UTC)、5時間50分 (06,18UTC)としていたのを、2012年8月30日からそ れぞれ15分、2時間遅らせ、11時間50分(00,12UTC)、 7時間50分(06,18UTC)としている。これにより、 06,18UTCでは衛星観測データの数がやや増加する など、データ同化において観測データの利用を拡充 することにより、初期値の精度向上を図った。なお、 実行スケジュールの見直しを行なっているものの、 プロダクトの配信時刻には変更はない。

また、国内に追加設置された観測についても早期 に解析に利用すべく、調査・準備を順次進めており、

変更日	概要	変更理由・参考文献
2011年10月25日	全球解析の水平高解像度化	本研修テキスト第 2.2 節
2012年4月12日	シンガポール・韓国の RARS データ利用開始	入電開始
2012年6月5日	スーパーコンピュータシステム更新	平成23年度数値予報研修テキスト第3章
2012年8月22日	局地解析、局地モデルの改良	本研修テキスト第2.1節
2012年8月30日	局地数値予報システムの本運用開始	本研修テキスト第 2.1 節
2012年8月30日	全球サイクル解析の観測データ入電打ち切り	数値予報システムの実行スケジュールの一
	時間変更	部見直し
2012年9月4日	若松のウィンドプロファイラ利用開始	
2012年9月12日	情報通信研究機構・東京(小金井)ウィンド	
	プロファイラ利用開始	
2012年9月27日	メソ解析の台風ボーガスの変更	メソ解析の安定性向上
2012年10月1日	秋田レーダーのドップラー速度データ利用開	
	始	

表 1.2.1 数値予報システムに関わる変更

1 第1章 室井 ちあし
このうち若松のウィンドプロファイラを9月4日より、秋田レーダーのドップラー速度データを10月1 日より、それぞれ利用開始した。

1.2.4 その他

メソ解析で利用している台風ボーガスデータに ついて、台風ボーガスの中心気圧と、解析で利用す る第一推定値(前の初期時刻の予報値)の海面更正 気圧との差が非常に大きい場合に、解析処理を正常 に行うことができないことが判明したため、安定に 動作するよう、この台風ボーガスと第一推定値との 差に上限(10hPa)を設ける改良を、9月27日に行った。

1.3 今後の改善計画

昨年度の研修テキストでも解説を行ったことを あらためて第1.3.1項に概要として述べ、これらに加 えてさらに追加検討を行なっていることを第1.3.2 項以降に述べる。主な改善計画について中長期計画 として線表にまとめたものを図1.3.1に示す。

1.3.1 概要

スーパーコンピュータシステム更新後(以下、更 新後などと呼ぶ)に実施を予定している改善につい て、昨年度の研修テキストで述べた概要(その後の 詳細な検討を含む)はおよそ以下のとおりである。

(1)メソモデルについては更新1年後を目処に予 報領域を拡張するとともに、1日8回36時間予報を実 施する。またその後、鉛直層数の増強と物理過程の 改良を目指す。

(2)局地モデルについては2013年5月末までに予 報領域を日本域に拡張し、実行頻度を毎時(1日24 回)とする。

(3)全球モデルについては、更新1年後を目処に、 鉛直層数の増強と物理過程の改良を目指す。

(4)週間アンサンブル予報については、更新2年 後を目処に1日2回化、水平高解像度化、メンバー数 の変更、一部メンバーの予報時間の2週目への延長 を実施し、また予報モデルの鉛直層数増強等の改善 を実施する。さらにスーパーコンピュータシステム 運用期間中に台風アンサンブル予報との統合を目 指す。

(5)新規地球観測衛星データなど観測データの新 規利用や利用法改善に取り組み、初期値の精度を高 めて予報精度の向上を図る。



図 1.3.1 数値予報モデルの主な改善計画(点線は試験運用)。TL は全球モデルの水平解像度(切断波数)、 L は鉛直層数、M はメンバー数を示す。

1.3.2 メソモデルの39時間予報への延長の検討

メソモデルについては前述のとおり、1日8回36時 間予報を実施することとしているが、39時間予報化 ができないか、調査・検討している。

1.3.3 全球モデルと週間アンサンブル予報の11日 予報への延長

民間気象事業者の予報業務支援のため数値予報 資料の拡充を検討している。これまで9日先までの 予報を実施してきた全球モデル(12UTC初期時刻) と週間アンサンブル予報について、予報時間をいず れも11日に延長することを計画している。具体的な 実施日やプロダクトについては現在調整中である。

1.3.4 メソアンサンブル予報システムの試験運用 の仕様

本スーパーコンピュータシステムでは、半日から 1日程度先までの天気予報の予測可能性を定量的に 示すために、メソアンサンブル予報システムの試験 運用を計画しており、その仕様について具体的に検 討を行なっている。

現在のところ、水平分解能10kmで非静力学モデ ルを1日4回、39時間予報を実施する計画である。初 期摂動作成手法についてこれまで複数の手法を検 討してきたが、週間アンサンブル予報・台風アンサ ンブル予報システムと同じ、SV法を採用する予定で ある。

メンバー数など詳細やその予報精度、予測可能性 については今後検討・調査を進め、別の機会に報告 をさせていただきたいと考えている。

1.4 モデル改良手順・手続きの見直し

数値予報システムの改善の際には、事前に必要な 評価検証を実施しているが、今回のスーパーコンピ ュータシステムの更新を契機に、事前の評価検証を 一層強化していることを報告しておきたい。

数値予報モデルは物理法則の方程式に従ってプ ログラムが作成され、これを組み合わせて大規模な 数値予報システムが構築されている(第1部第1章参 照)。原理的には正しい改良を施しても、例えば他 の物理過程との組み合わせなど、予測精度を左右す る様々な要因があり、必ずしも実際に予報精度が向 上するとは限らない。また観測データも基本的には 数値予報にとっては貴重なもので、その拡充は歓迎 すべきことではあるが、利用すれば確実に精度が向 上するというわけではなく、事前に品質調査や予報 へのインパクト精査が欠かせない。従って、モデル の改良や観測データの利用を開始あるいは改善を 実施する際には、事前に評価検証を十分に行ってい る。 今回スーパーコンピュータの能力が向上したこ とを契機にモデル改良手順や手続きの見直しを行 い、この事前の評価検証を拡充し、例えば全球数値 予報システムにおいては原則夏期間と冬期間、従来 はそれぞれ1か月程度の評価であったものを3か月 間に延長した。また現業化の判断にあたり、現業シ ステムよりも低解像度の数値予報システムによる 評価を併用していたものを、基本的に現業数値予報 システムと同じ仕様で評価するように改めた。また 事前のプログラム改良やこれらの評価検証、現業化 に至るまでの手順を見直して、最新のオンラインの プロジェクト管理ツールやデータベースを活用し、 モデル開発の効率化・迅速化を目指している。

今後本研修テキスト等で紹介される、数値予報モ デルなどの改良に関わる様々な解説においても、こ のような方針が反映され、評価検証の報告を充実さ せていきたいと考えている。

1.5 おわりに

ここでは最近1年間に実施した数値予報システム の改善と、今後の計画のうち昨年度報告できなかっ た事項を中心に解説を行った。この1年間はスーパ ーコンピュータシステムの更新作業に重点を置い たため、大きな数値予報システムの改善は実施でき なかったが、スーパーコンピュータの能力が大幅に 向上したことにより、局地モデルの本運用、来年度 の高頻度化と日本域への予報領域拡大への準備な ど、今後本格的に改良を実施していきたいと考えて いる。

参考文献

- 西尾利一,2011:計算機(スーパーコンピュータシ ステム).平成23年度数値予報研修テキスト,気 象庁予報部,69-70.
- 室井ちあし, 2011a: 概要. 平成23年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 56-60.
- 室井ちあし,2011b:数値解析予報システム.平成23 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 61-65.

2.1 局地モデルの本運用¹

2.1.1 はじめに

気象庁では飛行場予報と防災気象情報の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)の開発を行っている。LFMは、2010年11月から飛行場予報プロダクト開発支援装置(以降、「飛行場装置」と呼ぶ)上で、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行ってきた(永戸ほか 2010;平原ほか 2011)。表2.1.1に、LFMの運用実績と計画の概要を示す。試験運用では、2010年11月から2011年3月までは西日本を中心とした領域で、2011年5月からは東日本を中心とした領域で計算を実施し、羽田空港を中心とした関東地方の予報プロダクトを作成して試験的に提供してきた(図2.1.1)。

LFMは、2012年6月の気象庁スーパーコンピュー タシステム更新と同時に新しいシステム(以降、「新 システム」と呼ぶ)に移植された。試験運用は新シ ステム上でも継続して行われ、その後、2012年8月 からは試験運用と同じ予報領域(東日本を中心とし た領域)と予報頻度・時間(1日8回・9時間予報) での本運用が開始された。

本節では、LFMの特徴とその狙いについて、試験 運用中の予報事例などをもとに、メソモデル

(Meso-Scale Model:以下、MSM)との対比を行い ながら説明する。また、最近進めている改良や、今 後予定している仕様拡張についても触れる。

2.1.2 局地モデルの概要と本運用時の仕様

(1)局地モデルの概要

飛行場予報や防災気象情報の作成支援について は、これまでは、MSMがその主な役割を担ってき ており、その予報結果は、数時間から1日程度先の



図2.1.1 局地モデルの計算領域(赤実線で囲まれた 領域)と局地解析の計算領域(赤点線で囲まれた領 域)。黒実線で囲まれた領域は、航空ユーザー向け プロダクトの描画領域を示す。黄実線で囲まれた領 域は、今後予定されている仕様拡張時の局地モデル と局地解析の計算領域を、白実線で囲まれた領域 は、2010年11月から2011年3月までの試験運用にお ける計算領域をそれぞれ示す。

飛行場とその周辺のきめ細かい気象予報や、大雨・ 強風など災害をもたらすような顕著現象の予報に 利用されている。LFMは、このうち目先の数時間先 について、これまでより高精度な情報をより早く提 供することを目指しており、それに適したシステム として構成されている。

表2.1.2にLFMの仕様を示す。基本的には試験運用における仕様からの変更はない。LFMは、水平解像度5kmのMSMと同様に、気象庁非静力学モデル (JMA-NHM)がベースになっており、表に示されていない仕様についてはMSMとLFMでほぼ共通のものを用いている。MSMの詳細な仕様については、原(2008a)を参照されたい。

表 2.1.1 局地モデルの運用実績と計画

期間	運用形態	予報領域	予報頻度	運用環境
2010年11月~2011年3月	試験運用	西日本を中心とした	1日8回	飛行場予報プロダク
		領域		ト開発支援装置
2011年5月~2012年6月		東日本を中心とした		
2012年6月~8月		領域		気象庁スーパーコン
2012年8月~2013年5月(予定)	本運用			ピュータシステム
2013年5月(予定)~		日本全国を覆う領域	1日24回	

1 永戸 久喜、藤田 匡、原 旅人

	LFM	MSM
格子数(x×y×z)	551×801×60*	721×577×50
水平解像度	2 km	5 km
モデル上端	約 20 km	約 22 km
積分時間間隔	8秒	20 秒
初期時刻	00, 03, 06, 09,	同左
	12, 15, 18, 21UTC	
予報時間	9 時間	15 時間(00,06,12,18UTC)
		33時間(03,09,15,21UTC)
雲物理過程	3-ice のバルク法	3-ice のバルク法
	数濃度は予報しない**	雲氷の数濃度を予報**
積雲対流パラメタリゼーション	使用していない	Kain-Fritsch スキーム

表 2.1.2 局地モデル(LFM)とメソモデル(MSM)の主な仕様

* MSM に比べて主に中下層の鉛直分解能を高く設定。

**MSM と LFM での数濃度の扱い方を共通にする (雲氷に加えて雪と霰の数濃度も予報) ことを検討中。

表 2.1.3 局地解析(LA)の主な仕様			
格子数(x×y×z)	441×501×50		
水平解像度	5 km		
観測データ打ち切り時刻	初期值作成対象時刻後 30 分		
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC		
第一推定値・境界値	初期値作成対象時刻の3時間前を初期値とするMSM予報値		



図 2.1.2 LA の実行の概念図(初期値作成対象時刻 03UTC の例)。(a)飛行場装置上の仕様。(b)新システム 上の仕様。

MSMとの最も大きな違いは、2kmとより高い水 平解像度である。高解像度の効果については次項で 詳しく述べるが、この効果によって、LFMでは、 MSMで利用されている積雲対流パラメタリゼーシ ョンを利用しないという選択も可能になった。また、 高い水平解像度によってより詳細な地形が表現可 能となるため、地形の影響を受ける現象の予測精度 向上が期待されている。

続いて、LFMの初期値作成のための局地解析
 (Local Analysis: 以下、LA)の仕様を表2.1.3に示
 す。LAは、LFMよりも粗い水平解像度(5km)で、
 LFMよりも広い領域(図2.1.1参照)で実行されて
 いる。前述の通り、LFMでは予報結果をより早く提供することを想定しているため、MSMの初期値作

成のためのメソ解析 (Meso-scale Analysis: 以下、 MA)には非静力学メソ4次元変分法 (JNoVA:本 田・澤田 2010)が用いられているのに対して、LA には計算負荷の小さい3次元変分法 (JNoVA-3DVAR:藤田 2008;藤田・倉橋 2010)と解析領域 に対応するJMA-NHM²の1時間予報を初期値作成 対象時刻の3時間前から繰り返すシステム (ここで はRapid Update Cycle(RUC)と呼ぶ)が採用されて いる (図2.1.2参照)。

(2) LAにおける仕様の変更

LAについては、飛行場装置から新システムに移植

² 領域と予報時間以外は MSM と同じ設定である。

観測種別	同化要素	導入状況
アメダス	気温・風向・風速	0
航空機	気温・風向・風速	0
ウィンドプロファイラ	風向・風速	0
ドップラーレーダー	ドップラー速度	0
地上GPS	可降水量	0
SYNOP	気温・風向・風速・比湿・気圧	0
METAR	気温・風向・風速	0
高層ゾンデ	高度・気温・相対湿度・風向・風速	0
海外 SYNOP・船舶・ブイ	気温・風向・風速・気圧	0
台風ボーガス	気圧・風向・風速	0
レーダー反射強度	相対湿度	0
静止衛星:大気追跡風	風向・風速	\bigtriangleup
静止衛星:晴天域放射輝度	輝度温度	\bigtriangleup
低軌道衛星 : マイクロ波サウンダ	輝度温度	\bigtriangleup
低軌道衛星:マイクロ波イメージャ	輝度温度	\triangle
低軌道衛星:マイクロ波散乱計	風向・風速	\triangle

表 2.1.4 LA に導入または導入が検討されている観測データ。 ◎:導入済み、〇:仕様拡張までに導入予定、△:仕様拡張以降の導入を検討中

を行った際に、観測データ打ち切り時刻(解析で使 用する観測データの入電の待ち受けを打ち切って 処理を始める時刻)や第一推定値と境界値の扱いに ついての仕様が変更された。図2.1.2に、飛行場装置 での試験運用と比較する形で、新システムでの試験 運用及び本運用におけるLAの処理の流れを示す。

飛行場装置では、暫定的なジョブ構成として、観 測データとして通報された電文や取得した独自形 式のファイルを数値予報で扱いやすい形式のファ イルに翻訳・変換(デコード)する処理を毎時実行 し、RUCの1時間ごとの解析・予報を毎正時後30分 に開始していたため、利用できる観測データは毎正 時30分以内に入電したものに限られていた(図 2.1.2a)。一方、新システムでは、高速な計算機によ る処理速度の向上を考慮して、本格的な運用に向け たジョブ構成の見直しを行い、LFM初期値作成対象 時刻の前3時間にわたるRUCで同化する観測データ のデコード処理を、一括して初期値作成対象時刻後 30分に実行開始するよう変更した(図2.1.2b)。この 変更により、特にRUC前半の解析で、これまでより 観測データを待つ時間を長くすることができる。こ の結果、RUC前半の解析で、飛行場装置上では使用 できなかった観測対象時刻から30分以上遅れて入 電したデータも使用できるようになった。

また、RUCの最初の解析に用いる第一推定値は、 ジョブ実行開始時点で利用可能な最新のMSM予報 値が利用されている。前述したように、RUC最初の 解析の開始時刻を変更したことに加えて、新システ ムではMSM予報値を直接参照できる³こともあり、 飛行場装置で用いていたものより1初期値新しく、 より精度の高いMSM予報値をRUCの最初の解析の 第一推定値として利用することが可能となった(図 2.1.2b)。更に、RUC前半(1,2回目の解析と1時間 予報)で参照する側面境界値についても同様に、1 初期値新しいMSM予報値を利用可能となった(図 2.1.2b)。

今回の仕様変更によって、非定時観測である航空 機データがやや増加したものの、現在LAで利用して いるその他の観測データは定時観測によるもので あるため、使用数はほとんど変わらない。従って、 観測データの待ち受け時間延長の効果としては、現 時点では解析や予報精度に大きなインパクトはな い。しかしながら、観測データを待ち受けることが できる時間の延長によって、これまで利用できなか った、入電に時間がかかるがインパクトの大きい高 層観測データや衛星データなどが導入可能となっ た。今後は、これらのデータの導入を順次進めてい く予定であり、その効果は大きいと考えられる。

第一推定値やRUC前半で参照するMSM予報値が 新しくなった効果については、ルーチンのMAとの 比較を行って確認した。ルーチンのMAは、高度な 解析手法(4次元変分法)を用いて、現状ではLAよ

³ 飛行場装置は気象庁本庁舎内に設置されているため、 MSMが実行されていたスーパーコンピュータシステムが ある清瀬庁舎からのデータ転送が必要で、それに一定の 時間がかかっていた。

り多くの観測データを同化しているため、より高精 度な解析値を作成していると考えられる。比較の結 果、変更後のLAによって、変更前と比べてルーチン のMAにより近い解析値が得られていることを確認 した。RUC最初の第一推定値はLA解析場の特性に 大きな影響を持ち、特に総観規模の高低気圧や前線 など大きいスケールの現象については、第一推定値 に用いられたMSMの表現が概ね引き継がれると考 えられる。このため、より新しいMSM予報値を用 いたLAを初期値とするLFMの予報は、より高い精 度を持つと考えられる。

最後に、LAに利用されている観測データのリスト を表2.1.4に示す。利用データ種別に関しては試験運 用からの変更はないが、前述したように、観測デー タの待ち受け時間が長くなったことにより、利用で きる観測データ数は増加した。これから、MAで既 に利用されているデータを中心に、順次LAへの導入 を図っていく予定である。

2.1.3 LFMの特徴と狙い

(1) 高解像度の効果

前述の通り、LFMの最大の特徴は、従来の数値予 報システムと比べて高い水平解像度である。ここで は、その効果について改めて考えてみたい。

数値予報モデルが表現しようとする大気の支配 方程式は連続大気に対するものであるが、数値予報 で解いているのは、それを空間的・時間的に平均化

(離散化)した方程式である。その観点で考えると、 数値予報モデルの格子点の値は、空間的・時間的な 平均値ということになる(原 2012a)。

一般に、数値予報モデルの格子平均で表現できる 現象のスケールは格子サイズの5-8倍程度以上とい われている。したがって、それ以下のスケールの現 象については、格子平均では表現できない。しかし ながら、その現象が格子平均に影響を及ぼすことが あるため、その効果を何らかの形で見積もる必要が ある。このように、格子平均値に対するそれからの ずれによる効果を見積もるために、格子平均値を用 いてその効果を評価する手法をパラメタリゼーシ ョンという。パラメタリゼーションは、格子平均値 を用いて格子で表現できない小さい現象が及ぼす 効果を見積もるという原理上、ある一定の不確実性 (誤差)を伴うものである。このため、パラメタリ ゼーションの利用は、数値予報モデルの持つ不確実 性の主な要因の一つとなっている。

ここで、高解像度モデルの効果について考えよう。 水平格子間隔が小さくなると、平均化するスケール が小さくなり、より細かなスケールの現象に伴う空 間的・時間的変化を格子平均で表現できることにな る。従って、低解像度モデルではパラメタリゼーシ ョンによって表現されていた効果を、格子点の値を 用いて支配方程式で表現できるようになることか ら、数値予報モデルの予報結果のもつ不確実性を小 さくできるという利点がある。しかしながら、水平 格子間隔が小さくなり、より細かいスケールの現象 を格子平均で扱えるようになったとしても、さらに 細かいスケールの現象については依然として格子 平均からのずれとしてしか扱えず、現象によっては その効果を完全に無視できるわけではない。このこ とは、解像度に応じたずれの効果を見積もる手法を 開発する必要性を示唆している。

高解像度の利点としては、より細かい地形の表現 が可能となることも挙げられる。これによって、地 形性降水や山岳波など低解像度では表現すること が難しかった地形の影響を強く受ける現象を表現 しやすくなることが期待される。さらに、観測デー タの空間代表性を適切に扱うことが求められるデ ータ同化では、高解像度化により、地形をはじめと する局所的な環境を小さいスケールまで表現でき るようになるので、地上観測のような局所性の強い 観測データからより多くの情報を取り込めるよう



図 2.1.3 2011 年 5 月 17 日 16JST の前 1 時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFM の 7 時間予報値、(c)MSM の 10 時間予報値。



図 2.1.4 2011 年 7 月 29 日 21JST の前 3 時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFM の 6 時間予報値、(c)MSM の 9 時間予報値。



図 2.1.5 2011 年 9 月 1 日 09JST の前 3 時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFM の 9 時間予報値、(c)MSM の 12 時間予報値。

になることが期待される。

(2) MSMとの比較によるLFMの特徴⁴

ここでは、LFMの持つ高解像度の効果について、 LFMよりも相対的に低解像度のMSMとの比較によ る事例解析を通じて具体的に示す。

第一に、LFMはMSMよりスケールの小さい現象 を表現可能である。水平解像度2kmのLFMは水平規 模10km以上の積乱雲及びそれに伴う熱雷や局地的 大雨による強雨を格子平均で表現可能となる。一方、 MSMではこれらの現象を格子平均で表現できず、 積雲対流パラメタリゼーション(KFスキーム)によ ってその効果(熱・水蒸気の鉛直輸送と雲・降水の 生成)を取り込んでいる。

図2.1.3に、関東地方で発生した雷雲の事例を示す。 解析雨量によると、関東地方南部に細かいスケール の強雨域が連なる様子が見て取れる。この強雨域は、 上層のトラフの影響によって線状に組織化した積 乱雲によってもたらされたものであるが。LFMは、 MSMでは表現されなかった細かいスケールの強雨 域を良く再現している。この事例は、LFMの高い水 平解像度が細かいスケールの現象を表現する可能 性を示している。

次に、LFMがMSMよりも強雨の表現性に優れる 点について、図2.1.4に平成23年7月新潟・福島豪雨 の事例を示す。解析雨量によると、新潟県・福島県 を中心に関東地方にかけて広がる線状の強雨域が 見られる。この事例では、MSMでも強い雨域を表 現しているが、ピーク値は解析雨量に比べるとやや 弱くなっている。一方、LFMでは同様に強雨域を良 く表現するとともに、ピーク値についても実況に近 い値を表現している。

前述したとおり、数値予報モデルが格子点で表現

⁴ 配信時間の違いから、最新の LFM の予報結果が利用可 能となる時刻に利用できるのは、LFM の初期時刻の 3 時 間前の初期時刻の MSM の予報結果である。また、この初 期時刻の MSM は、LFM に対して第一推定値と境界値を 与えている。このことから、本項で LFM と MSM の予報 結果を比較する場合は、LFM の初期時刻に対して 3 時間 前の初期時刻の MSM を比較対象とする(図 2.1.3,図 2.1.4,図 2.1.5,図 2.1.7)。



13.0 16.5 19.5 22.5 25.5 28.5 32.0 (°C)

図 2.1.6 2010 年 7 月 24 日 21JST の地上気温と風向・風速(単位は knot)。(a)アメダス観測、(b)局地解析、(c) メソ解析をそれぞれ示す。青い楕円で囲まれた領域は、アメダス観測で見られた気温の低下域を、赤線(c で は赤点線)はアメダスで観測された風から推定した収束線をそれぞれ示す。

するのは時空間的な平均値であるが、水平格子間隔 が小さいほど、平均化するスケールが小さくなるた め、豪雨のようなシビア現象に伴う変動については 実際の振幅に近い値を表現できる。そのため、ここ で示した事例のように、降水や鉛直流などの変動の 時空間スケールが小さくて局所性が強い現象ほど、 相対的に低解像度のMSMと比較してピーク値の表 現性の向上が見られる。

さらに、高解像度のLFMではMSMより詳細な地 形表現が可能となったことで、それに伴う現象の表 現性も向上する。図2.1.5は、平成23年台風第12号が 日本の南海上を北上中に、関東地方の山沿いで大雨 となった事例を示す。実況では、台風と高気圧の間 の暖湿流が南から流入し、それが関東地方の山地の 影響を受けて山沿いに強雨をもたらしていた。LFM は観測された降水域を良く表現している一方、 MSMではLFMより粗い地形の影響で、新潟県や長 野県など山地の風下にも降水域が広がり、積雲対流 スキームの影響もあって、風上側の関東地方の比較 的標高が低い場所にも降水域が広がるなど、観測と は異なる降水分布となっている。

高解像度化とそれに伴う地形表現の向上は、LA における地上アメダスデータの利用にも結びつい ている。アメダスデータは、周囲の地形等による局 地的な環境の影響を強く受ける。このため、水平解 像度が粗く実地形とモデル地形の乖離が大きい数 値予報モデルでのアメダスデータの利用は、代表性 誤差の影響を受けやすくなるため、より注意深く扱 う必要がある。LAでは、モデルの高解像度化によっ てアメダスデータの情報をより適切に利用できる と考えられたため、他の現業モデルに先駆けてアメ ダスデータの同化が試みられた。これによって地上 要素(風・気温)の初期値及び予報の改善が期待さ れている。実際に、試験運用結果の検証によって、 LFMの地上風速の予測精度がMSMに比べてやや高 いことが示されている(平原 2010)。

図2.1.6に、関東地方北部で降水によって気温が低 下して北寄りの風となり、南からの暖気との間で強 い温度傾度を伴う風の収束線(局地前線)が形成さ れた事例を示す。このとき、MAでは関東地方北部 の低温域が表現されておらず、風の収束線も不明瞭 となっている。これは、MAの第一推定値を与える MSMが、関東地方北部で平野部まで広がっていた 降水を十分に予報できず、その予報降水域が山地を 中心に限られたものになっていたためである。同様 にMSM予報値を第一推定値としているものの、ア メダスデータを同化しているLAでは、関東地方北部 の低温域と風の収束線が良く表現されていること が見て取れる。アメダスの気温や風の観測データが 持つ、このような局地前線に関する情報を予報初期 値に適切に取り込むことは、周辺の地上気温や風の 予報のためだけではなく、それに伴って発生するこ とが多い降水システムを予報するためにも重要で ある。局地前線は、冬季に沿岸部でしばしば発生し て風と気温の急変をもたらすことも多く、さらに、 冬季の南岸低気圧に伴う降水の雨雪判別などのよ うに、地上の気温や風の予報が重要となる多くの現 象についても、地上観測データ同化の効果が期待で きる。



図 2.1.7 2011 年 8 月 25 日 15JST の前 3 時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFM の 9 時間予報値、(c)MSM の 12 時間予報値。

一方、このような現象に関する詳細な情報を持つ 地上観測データの同化による予報初期値の改善が、 予報において持続するかどうかは自明ではない。特 に、LAでは前述のように速報性を重視して3次元変 分法によるデータ同化を行っているが、この手法で は解析による修正と予報モデルの時間発展との整 合性は保証されない。第2.1.5節にも述べるように、 観測データの代表性を適切に扱ったうえで、予報へ の持続性のあるインパクトを最大限引き出すため に、データ同化システムのさらなる改良が重要な課 題である。

(3) LFMの課題

LFMには、前述したような高解像度の効果によっ て、現象の表現性の向上をはじめとして、予報に対 する良いインパクトが期待されている。一方で、解 像度を高くしただけでは改善できない課題や、高解 像度化によって顕在化した問題点もあり、今後の改 善が必要とされている。

前述の通り、LFMはMSMと同じJMA-NHMをベ ースにしており、水平解像度以外には大きな違いは ない。また、現状では物理過程は基本的には同じと なっているが、LFMでは、MSMで用いている積雲 対流パラメタリゼーションを使用していない点が 大きく違う。一方で、高解像度のLFMでも、より水 平スケールが小さい対流やそれによって生じる積 雲は格子平均として扱えないにもかかわらず、現状 ではその効果は取り込まれていない。従って、LFM では、不安定性降水事例で見られるような、本来は 小規模な対流で不安定を徐々に解消し、局所的に飽 和に達して小規模な積雲を生成することによって 徐々に潜熱を放出しながら規模の大きい積乱雲が 次第に発達していく、という過程を表現しづらい。 このため、不安定を解消するためには格子平均の鉛 直流に頼らざるを得ない一方で、格子平均(格子全 体)という比較的スケールの大きい鉛直流が発生す るためには、高い不安定度が必要となる。この影響 で、モデルの中では、鉛直流の発生のタイミングが 遅れて実際よりも過度に不安定な状態が生じる一 方、一旦鉛直流が発生したときには過度なものにな る傾向がある。また、格子平均として飽和に達する まで凝結できないため、凝結が遅れる一方で、やは り一旦凝結が起こると凝結量は過剰なものとなる。 この結果として、雲や降水の発生のタイミングの遅 れや、実況と比較して過剰な降水を表現してしまう ことがある。過剰な凝結に伴って放出される大量の 潜熱は鉛直流を強化し、さらに凝結を増やすという 効果も働き、降水が過剰となる傾向が増幅しやすい。

その例として、図2.1.7に、太平洋高気圧の縁辺を 周って暖湿気が南から日本付近に流入した際に発 生した降水事例を示す。LFMは、解析雨量やMSM と比較して過剰な降水を表現していることが見て 取れる。LFMがこのような過剰な降水を表現する問 題点については、これまでにも指摘されているとこ ろではあるが、未だその解決には至っていない(氏 家 2009; 永戸ほか 2010; 平原ほか 2011など)。前 述のように、LFMでは水平格子間隔が2kmとMSM の5kmと比較して小さくなったとはいえ、水平スケ ールが10km未満の積雲など、格子平均からのずれ に相当する現象に伴う効果を完全に無視できるわ けではない。現状のモデルの中では、格子平均(格 子全体)で飽和に達するまで凝結することはできな いが、実際には格子の中で部分的に飽和となって雲 が生じている領域が存在してもよいはずである。こ の問題の解決のため、格子平均で飽和に達しない段 階でも格子内で部分的に飽和したとみなして部分 的な雲を扱うこと(中川 2012)や、小規模な積雲 を伴う浅い対流の効果を境界層スキームで扱うこ となど、解像度に応じてその効果を見積もる手法の 開発について、現在検討を進めているところである。

(4) LFMに与える「親モデル」の影響

ところで、図2.1.7の事例では、LFMの予報結果 は降水強度の他に降水の場所についても実況とは



図 2.1.8 LA における解析インクリメントの鉛直断面 (2010 年 7 月 16 日 00UTC)。 (a)制御変数鉛直座標変換導入前、 (b)制御変数鉛直座標変換導入後。等値線とハッチ(暖色系は正値、寒色系は負値を示す)は気温(単位は K)の解析 インクリメントを、矢羽根は水平風向・風速(単位は knot)の解析インクリメントをそれぞれ示す。(a)、(b)は、(c) に示す線分 AB に沿った鉛直断面図である。

大きく異なっている。実況では、北陸地方を中心と した日本海側に降水の中心があるが、LFMは東海地 方を中心とした太平洋側に降水のピークを表現し ている。同様の傾向はMSMにも見られるが、この ように比較的大きい大気場の特徴については、 MSMとLFMの予報結果は同じような傾向を示すこ とが多い。

第2.1.2項で説明したように、LFMは、初期値作 成の際の第一推定値として、またモデル実行の際の 境界値として、MSM予報値を利用している(この 場合、初期値や解析の第一推定値及び境界値を与え るモデルのことを、「親モデル」と呼ぶことが多い)。 このため、総観規模の高低気圧や前線のような比較 的規模の大きい現象の予測は、親モデルである MSMの予報結果に依存することになる。

従って、その予測がうまくいっている場合は、例 えば低気圧や前線に伴う降水系について、MSMよ りも高解像度である特徴を生かしてその詳細な構 造やピーク値などについて実況に近い表現ができ る場合が多い。しかしながら、本事例のように、大 きい場の状況をMSM(やMSMに境界値を与える GSM)が十分に予報できていない場合には、それを LFMによって改善することは難しい。このようなこ とから、LFMの予報結果の信頼性を把握するために は、親モデルであるMSMやGSMの結果の妥当性に ついても十分に検討をしておく必要がある。

2.1.4 局地モデルの改良

LFMについては、本運用に先立ち1年半余りにわたって試験運用が行なわれ、その結果を用いて予報特性を把握するための検証が進められてきた。この中で、従来のMSMと比べて予報精度向上が期待される夏季の不安定性降水について、実況では降水のピークとなる日中の降水の予報過少と、逆に降水が

終息に向かう夕方以降の降水の予報過多が顕著であることが明らかになった(平原ほか 2011)。

この原因について調査した結果、日中の降水の予 報過少については、LFMにおいて放射に用いる雲量 過多によって太陽からの短波放射が遮られることで、 日中の地上気温の上昇が抑制されているためである ことがわかった。また、夕方以降の降水の予報過多 については、LAにおける初期値作成の際に、大気下 層に形成された過度な成層不安定が、大きい影響を 及ぼしていることがわかった。この状態は、アメダ ス地上気温データの同化によって解析された、大気 下層の高い気温場と水蒸気場により生じていた。こ れらの問題の改善のため、LFMとLAにおいて改良 を行った結果、地表面における短波放射量の負バイ アスを改善し、地上気温の予報精度が改善する効果 と、改良前には初期値作成の際に解析されていた大 気下層の気温と比湿の高い状態が、改良を施すこと によって解消されることが確認された。また、これ らの改善によって、前述したような日中の降水過少 と夕方以降の降水過多の傾向が軽減され、不安定性 降水の予報精度が改善されることが示された。この ため、上記の改良は2012年8月に現業化された。

以下に、今回の改良の具体的な内容について説明 する。

(1) LAの改良

LAでは、試験運用において、解析の際に上空で加 えられる修正量(解析インクリメント)に地形の影 響が及ぶことや、解析によって下層の気温が高くな りすぎるなどの問題点が確認されていた。これらを 解決し解析インクリメントを適切なものにするため の各種改良や、不適切な扱いの修正を行った。これ らについて以下に個別に報告する。



図 2.1.9 LA における地上気温同化の際の模式図。(a)地面温位を解析しない場合、(b)地面温位を解析する場合。



図 2.1.10 図 2.1.8 と同じ。ただし、2010 年 7 月 16 日 00UTC における (a)地面温位を解析しない結果、(b)地 面温位を解析した結果。図 2.1.8(c)の、線分 AB に沿った鉛直断面図である。

鉛直座標変換手法の変更

LAのベースとなっているJNoVAでは鉛直座標と して地形に沿った座標系(z*座標)を用いており、 解析インクリメントはz*座標によるモデル面に沿っ たパターンで観測点の周囲に広がる。この結果、陸 地では地形の影響が上空に強く及ぶ。これを緩和さ せるため、鉛直座標として地上高度に応じて地形の 影響をより早く減衰させる座標5を導入し、z*座標か らの座標変換を組み込んだ。図2.1.8に変更を適用す る前後の気温の解析インクリメントの鉛直断面を示 す。変更前(図2.1.8a)では約500hPaでも解析イン クリメントに地形の影響が残っているのに対し、座 標変換導入によりこれが緩和されている(図2.1.8b)。

地面温位解析の導入

地上1.5mにおける気温は、モデル面大気最下層と 地面の仮温位の内挿に基づいて診断される(地上物 理量診断)。内挿の際の両者の重みは大気の安定度に 応じて、モデル面大気最下層と地面のバルク係数に より決定される(原 2008c)。従来の解析では地面 の場を解析しておらず、モデル面大気最下層の場の みに修正を加えていたため、アメダス地上気温の同 化に伴いモデル面大気最下層の温位に強い解析イン クリメントが入り、さらに、第一推定値の誤差(背

⁵ 典型的な境界層の厚さのスケール程度で地形の影響が 減衰するよう、おおよそ地上高度1000mで地形の影響が 1/2に減衰するような座標を、JMA-NHMの鉛直ハイブリ ッド座標(石田 2008)を若干変更して設定した。



予報值(FT=0)一解析值(K)

図2.1.11 LAにおける予報と解析の地上気温診断値のず れの相対頻度分布。赤:地上物理量診断更新前、黒:地 上物理量診断更新後。横軸は、解析値を3時間のRUC の5km予報に引き継いだFT=0の値と解析値の差を示 す。分布の1区間の幅は0.1Kである。サンプルは、2012 年9月29日から10月2日のRUC初回解析24事例の局地 解析領域内アメダス観測点で取った。

景誤差)の鉛直相関によって大気下層に影響が広が る問題が見られた。このような状況に対処するため、 解析を行う変数(制御変数)に地面温位を追加し、 地面温位の場にも修正を加えるように変更した(図 2.1.9)⁶。変更前後の気温の解析インクリメントの 鉛直断面を図2.1.10に示す。変更前の結果(図 2.1.10a)では大気下層に強い解析インクリメントが みられるが、変更後の結果(図2.1.10b)ではこれが 緩和されている。

地上物理量診断演算子の更新・修正

JNoVAの地上物理量診断演算子はJMA-NHMの 地上物理量診断スキームから作成されているが、 JMA-NHMでの変更に対応して更新されていなか ったため、予報モデルで用いられているものとはバ ージョンが異なっていた。したがって、解析で地上 観測値と比較して最適化される地上診断量は、解析 結果を予報モデルに引き継いだ時に診断される地上 診断量と整合していなかった。このため、得られた 解析値は、地上観測値からの乖離が正しく修正され ていない恐れがあった。これを解消するため、 JMA-NHMの新しい地上物理量診断スキーム(原 2008c)を移植し、両者が一致するように更新を行 った。

図2.1.11は、地上気温診断値のずれの相対頻度分

布を変更前後で比較したものである。横軸は解析値 を3時間のRUCの5km予報に引き継いだFT=0の値 (解析値の地上気温を予報モデルで診断しなおした もの)と解析値の差を示す。更新前(図2.1.11 赤線) では、大きい差の値にまで分布が広がっているのが 見られ、JNoVAとJMA-NHMによる地上気温診断が 一致していないことを示している。一方、更新後(図 2.1.11 黒線)ではこれが改善されている7。

また、地上物理量診断演算子の更新の影響評価の 過程で、従来の地上物理量診断に問題があることが 判明した⁸。この影響で、地上気温に解析インクリメ ントが入るのに伴って、地上比湿にも解析インクリ メントが入ってしまう状況となっており、例えば夏 の日中の気温上昇に伴い、アメダス気温同化により 下層の気温に大きな解析インクリメントが入ると、 下層の比湿にも強い解析インクリメントが入り、そ の結果、成層状態を過度に不安定にしていた。今回 の地上物理量診断演算子更新の際に、適切に修正⁸ をした結果、このような比湿の解析インクリメント は入らないようになった(図略)。

(2) LFMの改良

LFMにおいては、より高解像度モデルに適した雲 量を表現することによって、地表面における太陽か らの短波放射量の負バイアスを改善し、地上気温、 さらには不安定性降水の予報の改善を図った。

従来のLFMでは、放射過程に用いる雲量の診断手 法は水平格子間隔が5kmであるMSMと同じであっ た。格子平均で表現される雲は、格子平均で飽和に 達したときにだけ生成される。しかし、格子内の揺 らぎを考えると、(平均的に飽和していないとして も)その中の一部で飽和して雲が生成されていても よいと考えられる(部分凝結)。ここでは、揺らぎが 乱流によってもたらされるとして、乱流の予報変数 をもとに雲量を見積もっている(原 2008b)。しか し、水平解像度2kmのLFMでは雲のありなしを MSMより詳細に表現できるため、格子に占める面 積の割合である雲量はよりメリハリがついて良いは ずである⁹。実際に、夏季の日中には、同じ期間と領 域で地表面における短波放射量を観測と比較すると、

⁶ この変更に伴い、地上気温観測誤差をD値(観測値と第 一推定値の差)統計やLFM検証などとより整合するよう 変更した。事例でみたところ地上気温の解析値と観測値 の乖離は地面温位解析とあわせた変更前後で同程度であ った。なお、最適な観測誤差設定の検討は今後の課題で ある。

⁷ 引き継ぎの際の要素変換の過程で予報と解析で扱いが 若干異なることなどにより、診断値は完全には一致しない。
8 気孔抵抗の扱い(原 2008d)がモデル面大気最下層の バルク係数計算と地面のバルク係数計算で異なってため、 これらを整合させるように修正した。
9 超高解像度の極限を考えれば、その格子に雲があるか

ないかだけで十分であり、中間的な雲量を考慮する必要 はない。したがって、高解像度になるほど中間的な雲量 の頻度を減らして、メリハリをつけてよいことになる。



図2.1.12 *os* による総水量(*qw*)に対する雲量(*R*)の 変化の違い。実線は、*os* が小さいとき、点線は、 *os* が大きいとき。*qsl*は、温度が液水温度に等し いときの飽和水蒸気比湿(原 2008bより)。

MSM、LFM両者とも負バイアスであったが、LFM の方の負バイアスが大きくなる傾向が見られた(次 項の「②実験の結果」及び図2.1.13を参照)。

雲量の見積もりは、熱(液水温位)および水(総 水量)の格子平均からの揺らぎが2次元正規分布の 確率密度関数に従うものとし、その0次のモーメン トを雲量、1次のモーメントを凝結量と診断してい る(原 2008b)。また、その確率密度関数の形を決 めるパラメータである正規分布の標準偏差osは、乱 流の予報変数から計算している。ここで、*o*sが小さ いほど飽和水蒸気量付近で急激に雲量が変化し、雲 量が1もしくは0の両極端の値をとりやすくなる(図 2.1.12)。一方で、osが大きい場合には、水蒸気量の 変化に対する雲量の変化がなだらかになり、0と1の 間の中間的な雲量が診断されやすい。乱流が卓越し ている境界層内ではこのσ をそのまま用いている が、乱流がない中層、上層においても雲量の格子平 均からの揺らぎはゼロではないため、何らかの方法 でその寄与を考慮する必要がある。MSMやLFMで は簡単のために、境界層と同様に乱流から見積もら

れた*a*。を用いているが、中層・上層の雲は下層の雲 と比べて薄く広がりやすい傾向があるという想定の 下で、その値に下限値を課して、中間的な雲量が算 出されやすくしている。ここでは、その下限値を現 在より小さくして中間的な雲量が算出されにくい状 態とすることで、高解像度モデルにより適するよう に雲量の表現にメリハリをつける変更を行った。

(3) 改良に対する実験とその結果

実験の期間と設定

今回の改良のインパクトを調べるために実験を行 った。設定した実験期間は、夏季としては、2011年 7~8月から平成23年7月新潟・福島豪雨発生時の3 日間(7月27日12JST~30日09JST)、東日本の広 範囲で不安定性降水が観測された3日間(8月6日 00JST~8日21JST)の合計6日間である。また、冬 季として、2011年1~2月から南岸低気圧によって降 水がもたらされた3日間(2月8日15JST~9日 12JST 、2月10日21JST~11日18JST、2月14日 06JST~15日03JST)、強い冬型の3日間(1月15日 15JST~18日12JST)の合計6日間を設定した。実 験の設定は、LA・LFMともに試験運用の設定(Cntl)、 解析インクリメントを適切にするための改良と修正 を反映したLAによって作成した初期値を用いて、 Cntlと同じ設定のLFMで予報したもの(Test1)、 Test1の初期値を用いて、改良したLFMで予報した もの(Test2)とする。

なお、Test2には、計算安定性を高めるための重 力波をスプリットして時間積分する処置を行わない 変更も加えている。この処置は、積分時間間隔が長 いMSMには必要であるが、積分時間間隔が短い LFMではこの処置をしなくても計算安定性が保た れることを確認した。その性質上、この修正による 予報精度へのインパクトはないが、計算時間が1割



図 2.1.13 短波放射量の平均誤差(Wm^{·2})。(a)夏実験(7,8月の合算)、(b)冬実験(1,2月の合算)。それぞれは 48 初期時刻(6日間)の統計。横軸は予報対象時刻(UTC)。青: LFM Test1(LA の解析インクリメントを適切に するための改良と修正を反映したもの)、赤: LFM Test2(Test1の初期値を用いて、改良した LFM で予報し たもの)、紫: MSM。



図2.1.14 地上気温の予報対象時刻ごとの平均誤差 (ME: (a)夏実験、(c) 冬実験) と平方根平均二乗誤差 (RMSE: (b) 夏実験、(d)冬実験)。赤: LFM Test2、緑: LFM Cntl (LA・LFMともに試験運用の設定)、青: LFM Test1。

程度短縮されることを確認している。

実験の結果

まず、今回の変更のインパクトが最も顕著である と考えられる、短波放射量検証の結果を示す(図 2.1.13)。検証には、全国32地点の短波放射量の地上 観測との比較を行っている。なお、ここではMSM

(紫線)の結果も示すが、前項で述べたように、 MSMの短波放射量予測には夏季日中に負バイアス があることがわかる¹⁰。LFMに変更のないTest1(青 線)を見ると、MSMと同様に夏季日中の負バイア スがあるが、これも前項で述べたように、MSMよ りややその程度が大きいことが分かる。ここで、雲 量パラメータを最適化したTest2(赤線)を見ると、 その負バイアスが大幅に改善されている。冬季につ いては、日中正バイアスと夏季とは傾向が異なり、 LFM(Test1)の方がMSMよりバイアスが小さい。こ のことは、放射に影響を与える雲の特性が夏季と冬 季で異なることを示唆しているが、詳細については 今後調査をする必要がある。今回の変更によってや や正バイアスが増す結果となっている(Test2)が、夏 季と比較するとバイアスの振幅は小さい。

次に、地上気温検証の結果を示す(図2.1.14)。 夏季は短波放射の負バイアス改善を受けて、日中の 気温の負バイアスが改善されている。一方で、夜間 は雲が少なくなることで下向き長波放射が少なく なるため、気温が下がる向きに変化し、冬季はやや 負バイアスが増す。冬季夜間に見られる気温の負バ イアスについては、既に認識されていた課題であり、 引き続き改善に向けた検討を行っていく必要があ る。

続いて、降水検証について、閾値以上の検証格子 内平均の前3時間積算降水量に関する検証結果を示 す(図2.1.15、図2.1.16)。検証格子サイズは10km で、検証対象は解析雨量である。不安定性降水が卓 越した8月事例(図2.1.15b、図2.1.16b)に着目する と、LAの改良によって従来の過剰な不安定成層が解 消されたため、不安定性降水が予報されにくくなり 予測精度を落としていた(Test1:青線)。しかし、 雲量の表現を変更することで、モデルが下層の気温 を適切に上げて成層不安定な状態を作り出すこと によって精度が向上した(Test2:赤線)。新潟・福 島豪雨が発生した7月事例(図2.1.15a)では、改良 前後で殆ど精度が変わらない。このことは、今回の 改良の内容に鑑みるとほぼ想定どおりであるとい える。ちなみに、合算した夏季の予測精度(図 2.1.15c)は観測、予報とも降水頻度の高い7月事例 が支配的になる。

ここで、夏季の不安定性降水事例での改善例を示 す(図2.1.17)。実況では、東北地方の広い範囲で 不安定性降水が発生している(図2.1.17a)が、試験 運用版(Cntl)では、その降水が十分に表現されてい ない(図2.1.17c)。また、LAの改良を反映した実 験(Test1)では、予報された降水がやや減る結果とな っている(図2.1.17d)。ここで、LFM改良版(Test2) によると、日中の地上気温の上昇が適切に予報でき るようになったため、不安定性降水がよりよく予報

¹⁰ この結果は、MSM においても LFM と同様の改良を検 討する必要があることを示唆している。

されるようになった(図2.1.17b)。

2.1.5 今後の予定と課題

気象庁では、LFMについて、予報領域を拡張して 降水短時間予報領域を覆った上での毎時運用を、 2013年から行うことを計画している(図2.1.1及び表 2.1.1)。また、その後、鉛直層増強後のMSMに合わ せた鉛直層の再配置を行う予定である。予報領域拡 張によって、日本全域を覆う本格的な運用が開始さ れることから、一般・航空予報現場において全国で の利用を行うための検討を進める必要がある。これ に資するために、試験運用も含めたこれまでの予報 結果の検証を進め、その予報特性について把握・情 報提供を行う予定である。

また、毎時実行という高頻度予報は、気象庁で運 用する数値予報システムでは初となる。最新の観測 を反映した新しい初期値に基づくより精度の高い 予報結果が、迅速且つ高頻度に利用可能となるため、



 図 2.1.15 閾値別のエクイタブルスレットスコア。(a)7月、(b)8月、(c)夏実験、(d)冬実験。(a),(b)は 24 初期時刻 (3 日間)の統計。(c),(d)は 48 初期時刻 (6 日間)の統計。ただし、(c)は(a)と(b)の合算である。赤: LFM Test2、 緑: LFM Cntl、青: LFM Test1。エラーバーは、誤差が正規分布に従うと仮定した場合の 95%信頼区間を示す。



図 2.1.16 閾値別のバイアススコア。各図の統計に用いた実験・期間などは図 2.1.15 と同じ。



図 2.1.17 2011 年 8 月 8 日 18JST の前 3 時間積算降水量。(a)解析雨量、(b)LFM Test2 の 9 時間予報値、(c)LFM Cntl の 9 時間予報値、(d)LFM Test1 の 9 時間予報値。

これまでの数値予報システムとは特徴が大きく異 なる。ここで、解析予報サイクルが採用されている 従来の数値予報システムでは、自身の予報結果を第 一推定値に用いて解析を行うため、新しい初期時刻 の予報結果と古い予報結果との差がその信頼度を 測る指標の一つとなっていた。しかし、LAでは第一 推定値としてMSM予報値が使われているため解析 予報サイクルにはなっておらず、参照するMSM予 報の更新も予報結果の差の大きさに影響する。また、 目先の予報を重視して最新の観測データを用いた 新しい初期時刻の予報で古い予報を頻繁に置き換 えるという設計となっており、観測データ入電量の 変動の影響も受けやすいと考えられる。このように、 特にLFMの高頻度予報では、初期値更新による予報 結果の差を信頼度の指標とするのは状況によって は必ずしも適切ではない。まずは、降水短時間予報 の入力としての利用が検討されているが、予報現場 においてもこの特徴を念頭に置いた利用を検討す る必要がある。これに資するために、現在運用中の 東日本領域での予報結果に加えて、拡張領域での毎 時実行の結果についても出来るだけ早い段階で試 験的に提供できるように努めていきたい。

現在、これらの仕様向上に向けた開発に加え、引 き続き、予報精度向上のためのモデルや解析システ ム本体の改善、及び新規観測データ利用のための開 発を進めている。予報モデルについては、領域拡張 と予報高頻度化のタイミングで、現在利用中の JMA-NHMに代わってLFMに導入するべく、次世代 非静力学モデルasuca(Ishida et al. 2010)を開発し ている。asucaは、計算安定性と計算効率の向上を 目指して設計された新たな力学フレームの構築に 加え、単体での開発効率の向上とモデルを問わない 適用を目指して開発された物理過程ライブラリ(原 2012b; Hara et al. 2012) を実装することによって、 フルモデルとしてJMA-NHMとの比較を行える段 階にある。現在、問題点の把握・解決のための日々 実験を行っており、観測データやルーチンLFMとの 比較を進めているが、今のところLFMと遜色のない 結果が得られている。毎時実行を安定的に実現する ためには、asucaの目指しているモデルの計算安定 性の向上と高速化は必要不可欠であるため、引き続 き、日々実験結果の検証とそれに基づく改良・調整 を進め、仕様拡張時のLFMへの導入を目指している。

物理過程については、物理過程ライブラリによる 単体での開発・検証を通じて、各過程の性能向上に 基づいたモデルの精度向上を目指したい(原 2012b; 堀田・原 2012)。仕様拡張の一環として予 定している鉛直層再配置は、下層の高解像度化を重 視しており、鉛直一次元がベースとなる物理過程に とっては、それに合わせた改良を行うことによる精 度向上が大いに期待されるところである。

また、第2.1.3項で述べたように、現状で最も大きい問題となっている過剰な降水表現を改善するために、格子平均で扱えない水平規模10kmより小さい対流や積雲について、その効果を格子平均からのずれとして扱う必要がある。そのために、格子内での部分的な雲を扱う雲スキームや、境界層スキームにおける浅い対流の扱いなどの導入について、現在検討を行っている。

解析システムの改良・高度化についても検討を進 めている。現在は水平格子間隔5km、鉛直50層の RUCによる解析を行っているが、RUCのうちの最 後の予報・解析をLFMと同じ水平格子間隔2km、鉛 直60層にする予定である。これにより、その後に実 行される予報モデルと整合の取れた初期値を作成 できると考えられる。また、3次元変分法では通常、 解析インクリメントを解析時刻に一度に与えるの に対し、これを予報の時間積分の間分散して連続的 に与える手法(Incremental Analysis Updates: IAU, Bloom et al. 1996) が考案されており、この導入を 検討している。3次元変分法では解析インクリメン トと予報モデルの時間発展との整合性は保証され ていないが、IAUによりこの不整合によるショック が緩和されると期待される。さらに、背景誤差に対 して現在は考慮していない地形効果や海陸での相 関距離の区別、境界層の高さを反映させるなど、場

所ごとの局所的な場の特性を適切に考慮するため の改良も重要な課題である。

これと並行して、解析精度の向上のためには、さ らなる観測データの導入を進めていく必要がある。 表2.1.4に記載しているように、LAではこれから 様々な観測データの利用が検討されている。高層観 測データやSYNOP・ブイの気圧、台風ボーガスな ど、現在MAで利用されているものに加え、SYNOP の湿度やMETARの風・気温などの新規利用につい ても導入に向けた準備を進めているところである。 特に、レーダー観測によるデータは、顕著現象に関 する詳細な情報を含み、高解像度モデルによる予報 でのインパクトが大きいと期待される。現在、LA ではドップラー速度のみを利用しているが、MAで はこのほか、レーダー反射強度観測に基づくデータ として、解析雨量と反射強度から推定した相対湿度 を同化している。このうち、解析雨量については、 MAでは4次元変分法による直接同化を行っている が、LAでは3次元変分法による解析を行っているた め時間積算量を扱うことができず、同化することが できない。一方、反射強度から推定した相対湿度に ついては、定時のデータとしてLAでも利用が可能な ことから、降水予報へのインパクトが大きい湿りの データとして期待が大きいところであり、現在導入 に向けた準備を進めている。

また、衛星観測データについては、時間的・空間 的に広範囲にわたる均質な情報を持ち、解析の精度 向上に有用であるが、前述したように、これまでは 飛行場装置のシステム上の都合により、利用できる 観測データは毎正時30分以内に入電したものに限 られていたため、現在のLAではまだ利用されていな い。こちらも既に述べたように、現在はシステム上 の問題は無くなっており、MAでは既に利用されて いる輝度温度や大気追跡風などについては、そのイ ンパクトが大きいと思われる領域拡張時の導入を 目指して、順次利用の検討を進める予定である。

参考文献

- 石田純一,2008: 気象庁非静力学モデルの支配方程 式系と地形に沿う鉛直ハイブリッド座標の導入. 数値予報課報告・別冊第54号,気象庁予報部, 27-43.
- 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,吉本浩一,2010: 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.
- 中川雅之, 2012: 雲過程. 数値予報課報告・別冊第58

号, 気象庁予報部, 70-75.

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

- 原旅人,2008b: 部分凝結スキーム. 数値予報課報 告・別冊第54号,気象庁予報部,133-137.
- 原旅人,2008c:地上物理量診断.数値予報課報告・ 別冊第54号,気象庁予報部,181-184.
- 原旅人, 2008d: 地表面過程のその他の改良点. 数値 予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 184-186.
- 原旅人,2012a: 数値予報モデルにおける物理過程 の役割. 数値予報課報告・別冊第58号,気象庁予 報部,2-7.
- 原旅人, 2012b: 物理過程ライブラリの開発. 数値予 報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 205-208.
- 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.
- 平原洋一,田村一卓,森安聡嗣,石水尊久 2011:局 地モデルの特性.平成23年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部,37-49.
- 藤田匡,2008:高分解能局地モデル用局地解析.数 値予報課報告・別冊第54号,気象庁予報部, 214-222.
- 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.
- 堀田大介, 原旅人, 2012: 物理過程開発のボトムア ップ・アプローチとトップダウン・アプローチ. 数 値予報課報告・別冊第58号, 気象庁予報部, 120-122.
- 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.
- Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. da Silva, and D. Ledvina, 1996: Data Assimilation Using Incremental Analysis Updates. *Mon. Wea. Rev*, 124, 1256-1271.
- Hara, T., K. Kawano, K. Aranami, Y. Kitamura, M. Sakamoto, H. Kusabiraki, C. Muroi, and J. Ishida, 2012: Development of the Physics Library and its application to ASUCA. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 42, 5.05-5.07.
- Ishida, J., C. Muroi, K. Kawano, and Y. Kitamura, 2010: Development of a New Nonhydrostatic Model ASUCA at JMA. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 40, 5.11-5.12.

2.2 全球解析の高解像度化¹

2.2.1 はじめに

全球解析の第一の目的は全球モデル(GSM)を実 行する上で必要な初期値を作成することである。そ の手法としては、2005年2月から4次元変分法が使用 されている(門脇 2005)。第1部第3.2.1項で解説さ れているように、4次元変分法の最大の特徴は、い ろいろな時刻において観測された情報を、数値予報 モデルの時間積分を通して集約することにより、力 学的にバランスのとれた解析結果を得ることにあ る。しかし、その計算量は膨大であるため、実際の 予報で使用する数値予報モデル (アウターモデル) の代わりに低解像度化・簡素化した数値予報モデル (インナーモデル)を用いることが一般的である。 このインナーモデルは、計算コストを下げるためア ウターモデルの代わりに使用するものであり、イン ナーモデルの予報特性がアウターモデルのそれに 近いか否かは、4次元変分法の性能を左右する重要 な要素の一つである。

モデル間の予報特性に違いをもたらす最も重要 な要因のひとつは、解像度の違いである。モデルの 解像度が低ければ、モデルの中で表現できる大気現 象はより大きな空間スケールのものに限定される。 インナーモデルとして解像度の低いモデルを用い るということは、4次元変分法の中で力学的バラン スを考慮する際、その対象となる大気現象を(アウ ターモデルではなく)インナーモデルが表現できる 程度の空間スケールのものに限定することを意味 する。従って、アウターモデルの主要な予測対象と される大気現象については、インナーモデルにおい てもある程度表現できることが望ましい。そのため には、インナーモデルとアウターモデルの解像度の 差を可能な限り小さくすることが必要である。

さて、気象庁の全球解析で使用しているインナー モデルの解像度は、導入当初のT63(格子間隔約 180km)からT106(約110km)を経てT159(約70 km)へと順次高解像度化されてきた(小泉 2005; 西嶋・室井 2006)。しかし、今やGSMの解像度は TL959(約20km)であり、インナーモデルの解像 度はT159でも不十分であった。

インナーモデルの高解像度化を阻む最大の要因 は計算機資源の制約であった。しかし、GSMの高速 化のために導入されてきた技術をインナーモデル に対しても適用することにより高速化を実現する ことができた。そのため、2011年10月25日にインナ ーモデルをTL319(約55km)へと高解像度化した。 本節では、インナーモデルの高速化、高速化と併 せて行われた背景誤差及び観測誤差の更新、導入前 に行われたサイクル実験の結果について述べる。最 後に、インナーモデルの高解像度化がもたらす効果 について、簡単に具体例を示す。

2.2.2 インナーモデルの高速化

新しいインナーモデルの最大の特徴は、計算時間の短縮を目的としてセミラグランジュ法、2タイムレベル時間積分法、2次元分割並列化、適合ガウス格子を導入したことである。既にGSMに採用されているこれらの技術(片山 2005; 宮本 2005a; 宮本 2005b; 吉村・松村 2005; 岩村 2008)を導入することで、インナーモデルの高速化を実現することができ、T159からTL319へと高解像度化することができた。12UTCの全球サイクル解析における4次元変分法部分の所要時間は、高解像度化前の2008年3月26日から2011年10月24日においては平均約710秒(最短約565秒、最長約1067秒)を要した。一方、

(最短約363秒、最長約1067秒)を安した。 高解像度化後の2011年10月25日から2012年4月26 日にかけては、平均約804秒(最短約779秒、最長約 848秒)であった。高解像度化前より平均で1.5分程 度所要時間は延びたものの現業スケジュールの枠 内には十分収まっている。もし、従来のインナーモ デルのままで同程度の解像度(T213)へと高解像度 化していたとすれば、解像度比の3乗である2.4倍程 度の時間を要していたはずである。なお、以上の比 較において、使用したCPUの数は高解像度化の前後 で同じである。

また、上にあげた数値の最短と最長の比較からわ かるように、高解像度化以降はそれ以前より所要時 間の変化の幅が小さくなった。実行時間の標準偏差 で比較しても高解像度化以降はそれ以前の2割程度 の大きさである(数値略)。従来のインナーモデル では移流項をオイラー法で評価しており、CFL条件 の制約を受けていた。その制約の中で可能な限り積 分時間間隔を長くとるための手段として、流れの状 況に応じて積分時間間隔を変化させていた。そのた め、季節による所要時間の変化が大きく、特に、ジ エット気流の強まる北半球の冬季において所要時 間が非常に長くなる事例が時折確認されていた。一 方、新しいインナーモデルでは移流項をセミラグラ ンジュ法で評価するため積分時間間隔の制約が緩 和され、積分時間間隔を固定することができる。所 要時間の変化の幅が小さくなったのはこのためで ある。

2.2.3 背景·観測誤差

第1部第3.1節で解説されているように、データ同 化により得られる解析値は、数値予報モデルから提 供される第一推定値と観測値との間に求められる。

¹ 門脇 隆志、吉本 浩一

そして、それぞれにどの程度近い結果となるかは、 「背景誤差」(第一推定値の誤差)と「観測誤差」 の関係によって決まる。そのため、これらの誤差の 設定は得られる解析値に大きな影響を与える。

ここでは、インナーモデルの高速化にあわせて行った、背景誤差と観測誤差の変更についてごく簡単に述べる。なお、背景誤差と観測誤差の変更に伴う 解析場への効果の詳細については、露木(2002)に記述してあるので、参照していただきたい。

① 背景誤差

背景誤差の設計や計算方法について、従前との主 な変更内容は統計期間の変更とサンプル作成に使 用する予報モデルの変更であり、基本的に竹内 (2002)と同様である。今回新しく統計処理して得ら れた背景誤差を用いた場合、従来のものを用いた場 合に比べて解析による修正量が小さくなる傾向が 確認された(同じ観測誤差及び同じ観測データを用 いた場合)。これは、新しい背景誤差が従来のもの に比べて小さく見積もられたことを意味する。従来 の背景誤差は2004年から2005年にかけての期間を 対象に見積もられ、今回の統計は2008年から2009 年にかけての期間を対象に見積もられていること から、GSMの継続的な精度向上を反映してのことと 理解すれば妥当な傾向と考えられる。

2 観測誤差

観測誤差は、測定誤差だけでなく、格子点から観 測地点に内挿する際の誤差(内挿誤差)や第一推定 値と観測の空間代表性の違いに起因する誤差(代表 性誤差)など、様々な誤差を含めたものである。こ のため、予報モデルの高解像度化により代表性誤差 や内挿誤差が小さくなれば、この影響を反映した観 測誤差を検討する必要がある。

観測誤差は、吉本(2010)に記述されている方法を 用いて算出した値をサイクル実験の結果を参考に 微調整した結果、従来の値に比べて全体的に小さい 値となった。この原因として、従来の観測誤差は4 次元変分法の導入前から利用されていたことが挙 げられる。順次高解像度化されてきた数値予報モデ ルにより内挿誤差や代表性誤差が小さくなったこ とと理解すれば、この観測誤差の変化傾向は妥当と 考えられる。なお、今回の変更では、解析値に大き な影響を及ぼす従来型観測(ラジオゾンデ、航空機、 SYNOP、SHIP、BUOY)及び衛星による輝度温度 観測のマイクロ波サウンダ(AMSU-A)のみを更新し た。

2.2.4 サイクル実験による評価

インナーモデルの高解像度化及び背景・観測誤差 の更新による解析・予報精度の評価を行うため、北 半球における夏・冬それぞれ1カ月間のサイクル実 験を行った。夏実験は、2010年8月(データ同化サ イクル実行期間:2010年7月20日~9月9日、予報実 行期間:2010年8月1日~31日の各12UTC)、冬実験 は2010年1月(データ同化サイクル実行期間:2009 年12月20日~2010年2月9日、予報実行期間2010年1 月1日~31日の各12UTC)とした。以下では、イン ナーモデルの高解像度化及び背景・観測誤差を変更 した実験をテスト、これら変更を行っていない実験 をコントロールと表記する。

① 対初期値検証結果

図2.2.1は、500hPa高度予報の平方根平均二乗誤 差(RMSE)の改善率である。北半球では、夏冬とも に概ね改善しているが、南半球の冬実験では2日予 報以降は改悪する結果となった。南半球の改悪の原 因について考察すると、海洋上の主要な観測データ である衛星観測において観測誤差を更新したデー タは気温に感度を持つAMSU-Aだけであり、これ以 外のデータ(大気追跡風やマイクロ波散乱計等)を 更新していない。これに加えて、南半球は北半球に 比べて従来型観測が少ないため、観測誤差を更新す ることによる効果が小さいことが原因と考えられ る。このような状況を鑑み、今後は今回更新しなか



図2.2.1 初期値に対する500hPa高度予報の平方根平 均二乗誤差の改善率。上図は夏実験、下図は冬実験の 結果である。また、赤線が北半球、緑線が南半球、横 軸は予報時間[時間]を示す。

ったデータも含めて観測誤差を再検討する予定で ある。

② 日本域における降水検証結果

日本域の降水に与える影響について確認するため、5mm/12hのエクイタブルスレットスコア(対 AMeDAS)を図2.2.2に示す。冬実験において、降 水スコアは中立だが、夏実験では60時間予報まで降 水スコアが改善する傾向にある。

③ 台風進路予報誤差

図2.2.3に、夏実験期間に発生した台風第4号から 第10号まで7つの台風における進路予報誤差の平均 を示す。この図から、テストにおいて明瞭な改善も 改悪もなく、全体的に中立であることが判る。72時 間予報以降で改善する傾向が見られるものの有意 性は無く、全体的には中立の結果である。

④ 事例検証

図2.2.4に2010年8月8日12UTC初期値の12時間 予報の例を示す。テストの予報で見られる紀伊半島 沖の降水(青矢印)は、解析雨量から実際に降水が 見られず、コントロールの方が実況に近い予想にな っている。しかし、秋田沖及び熊本西海上に見られ る降水(赤矢印)については、テストの方がコント ロールに比べて実況に近い予報となっている。

石垣島付近にある台風第4号について、12時間予 報の海面気圧(図中の(a)と(b))を比較すると、コン トロールではほぼ同心円状の台風が予報されてい るが、テストでは東西に広がる歪んだ形の台風とし て予報されている。予報対象時刻における解析結果 の海面気圧(図中の(d)と(e))と比較すると、テスト の予報はコントロールに比べて台風の表現が良く なっていることが分かる。これは、インナーモデル を高解像度化することにより、台風の構造をより正 しく表現できるようになった結果と考えられる。

2.2.5 インナーモデルの高解像度化がもたらす効果 について

最後にインナーモデルの高解像度化によって期 待される効果について、解像度の異なるインナーモ デルを用いた仮想実験の結果をもとに簡単に示す。

まず、仮想実験の概要を示す。第2.2.4項で述べた サイクル実験における2010年7月20日18UTCのデ ータを引き継ぎ、台風ボーガスデータのみを観測デ ータとして利用して2010年7月21日00UTCの解析 を行った。インナーモデルの解像度が(a)TL159の場 合、(b)TL319の場合の二通りについて実験を行った。

図2.2.5に850hPa面渦度の解析値、第一推定値、 解析による修正量(両者の差)を示す。修正量(青 線)について(a)と(b)を比較すると、高解像度のイン ナーモデルを用いた方が、修正量の振幅はより大き く、水平スケールはより小さい。この仮想実験では 台風という、全球モデルが予測対象とする現象の中



図2.2.2 サイクル実験における5mm/12hの降水のエ クイタブルスレットスコア(対AMeDAS)。(a)は夏実 験、(b)は冬実験の結果である。また、赤線がテスト、 青線がコントロール、横軸は予報時間[時間]を示す。 なお、図中のエラーバーは、95%信頼区間である。



図2.2.3 台風進路予報誤差。赤線はテスト、青線はコントロールの予報結果(左軸)、赤点はサンプル数(右軸)である。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における95%信頼区間を表している。また、図中の▼が緑色の場合には、両実験の差が有意であることを示すが、今回の実験では有意な差は見られなかった。



図2.2.4 2010年8月8日12UTC初期値の12時間予報の結果。(a)コントロールにおける予報結果(海面気圧、地上風、 3時間積算降水量)、(b)テストにおける予報結果、(c)予報対象時刻における解析雨量(3時間積算)、(d)コントロー ルにおける予報対象時刻の解析結果(海面気圧)、(e)テストにおける予報対象時刻の解析結果(海面気圧)。

では比較的空間スケールが小さく(第1部図1.4.1)、 誤差成長が速いと思われる現象を対象としている ので、インナーモデルの高解像度化に伴うこうした 現象に対する表現能力の向上が以上の違いをもた らしたと考えられる。このようにインナーモデルの 高解像度化によって、主に水平スケールの小さな現 象の周辺において、解析による修正量の表現能力の 向上(小さいスケールの現象に対して小さいスケー ルの修正量等)が期待できる。

なお、第2.2.1項で述べたように、インナーモデル はアウターモデルを低解像度化・簡素化した数値予 報モデルであり、両者の違いは解像度だけではない。 予報精度向上のためには、両者の解像度の差を軽減 することはもちろん必要であるが、それだけでは十 分ではない。物理過程をはじめとしたインナーモデ ルの「中身」をアウターモデルのそれに近づける努 力が必要であり、この点は今後も継続する開発課題 である。

参考文献

- 岩村公太,2008:高解像度全球モデルの改良.平成 20年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 1-6.
- 片山桂一,2005: セミラグランジュ統一モデルのサ イクル実験. 数値予報課報告・別冊第51号,気象 庁予報部,33-35.
- 門脇隆志,2005:全球4次元変分法.数値予報課報 告・別冊第51号,気象庁予報部,100-105.
- 小泉耕, 2005: データ同化システム. 平成17年度数 値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 33-37.
- 竹内義明, 2002: 全球3次元変分法. 数値予報課報 告・別冊第48号, 気象庁予報部, 17-36.
- 露木義, 2002: 変分法によるデータ同化. 数値予報 課報告・別冊48号, 気象庁予報部, 1-16.
- 西嶋信, 室井ちあし, 2006: データ同化システムの 概要. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁 予報部, 11-13.
- 宫本健吾, 2005a: 2次元分割並列化. 数值予報課報



図2.2.5 インナーモデルの解像度による解析結果の違い(実験設定は本文参照)。(a)はTL159の場合で、縦軸は850hPa面渦度の解析値(黒)(左軸で単位はm/s)、第一推定値(緑)(同左)及び解析による修正量(青)(右軸で単位はm/s)、横軸は距離で描画範囲は(c)の青線部分。(b)はTL319の場合。

告·別冊第51号, 気象庁予報部, 43-47.

- 宮本健吾,2005b: 適合ガウス格子. 数値予報課報 告・別冊第51号,気象庁予報部,39-42.
- 吉本浩一,2010: 観測データの適正な利用について. 数値予報課報告・別冊第56号,気象庁予報部, 38-43.
- 吉村裕正,松村崇行, 2005: 2タイムレベル時間積分 法. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 35-38.

2.3.1 層積雲スキームの概要と問題点

亜熱帯大陸西岸の海上は海面水温が周囲に比べ て低く、ハドレー循環の下降流域にあたることから 強い逆転層が生じ、大気下層に層積雲が発生しやす い環境となっている。そのため、亜熱帯大陸西岸の 海上では、同緯度帯と比べて雲量が多く(図2.3.1)、 雲が日射を遮る日傘効果により地表面付近が冷却 されやすい。このような亜熱帯大陸西岸の海洋性層 積雲を表現するために、全球モデル(GSM)では2004 年より層積雲スキームを導入しており、亜熱帯大陸 西岸の海上における放射収支の改善が示されてい る(川合 2004)。

現GSMでは、格子点ごとに層積雲スキームを発動 させるかどうかの条件判定を行っている。具体的に は、地上を1000hPaとしたときに927hPaより下層 で、なおかつ地表面からの高度が100m以上ある格 子点について、直上に強い逆転層があり、その地点 の地表近くの大気が強安定ではない場合に層積雲 スキームを発動させるようにしている2。しかし、こ れでは、発動条件に格子内の水蒸気量についての情 報が含まれていないため、水蒸気量が不十分であっ ても層積雲スキームが発動し、過剰に下層雲を生成 してしまう可能性がある。実際にGSMが日本海上や 北米等の大陸上において過剰な下層雲を予想する 事例があり、層積雲スキームが原因であることが判 明している(小野田 2008; Shimokobe et al. 2012; Shimokobe 2012)。図2.3.2に現GSMにおける前6時 間の層積雲スキーム発動頻度を示す。亜熱帯大陸西



図 2.3.1 ISCCP(International Satellite Cloud Climatology Project)による 1983 年 7 月から 2009 年 12 月までの雲量[0-1]の平均値。値が大きいほど 雲量が多いことを示している。青枠の場所が大陸西 岸に位置する主な亜熱帯海洋性層積雲の発生する 領域。

岸の海上では、意図したとおり層積雲スキームが頻 繁に発動している。一方で、陸上では、主に日中に 層積雲スキームが発動しており、サハラ砂漠等の雲 量が恒常的に少ないような地域でも層積雲スキー ムが発動して下層雲が生成されている。さらに日本 海上においては、衛星で雲が観測されていないにも かかわらず、GSMでは雲が表現されているといった 事例が予報現業でたびたび報告されており、当番者 がその都度、層積雲スキーム発動頻度や衛星観測、 下層の湿り具合等から下層雲の予想の誤りを判断 し、修正している。



図 2.3.2 ある日の現 GSM における前6時間の層積 雲スキーム発動頻度[0-1]。上から 00UTC、 06UTC、12UTC、18UTC での値。

¹ 下河邊 明、古河 貴裕

² 地表近くが強安定でないという条件は、夜間の陸上など で過剰な層積雲が生成されることを防ぐために導入され ている。

2.3.2 改良の概要

相対湿度が低い場所では、雲は生成されにくいと 考えられる。そこで、層積雲スキーム発動条件に、 相対湿度がある閾値以上という条件を新たに追加 して実験を行った³。ただし、閾値に使用する相対湿 度 *RH*total は、雲水を全て蒸発させたうえでの全水物 質量に対する相対湿度であり、次の式で計算される 量である。

$$RH_{\text{total}} = \frac{q_{\text{v}} + q_{\text{l}}}{q^*(T_1)} \tag{2.3.1}$$

ここで、 q_v , q_1 , q^* , T_1 はそれぞれ、水蒸気量[kg/kg]、 雲水量[kg/kg]、飽和水蒸気量[kg/kg]、液水温度 $T_1 = T - (L/C_P)q_1$ [K]であり、T, L, C_P はそれぞれ、 気温[K]、水の蒸発の潜熱[J/kg]、乾燥大気の定圧比 熱[J/kg/K]である。層積雲スキームは時間積分のス テップごとに層積雲が発生するかどうかを診断し ており、条件を判定する時点では、層積雲が存在し ないことを仮定しているため、 RH_{total} を用いること とした。

本節では、層積雲スキーム発動条件に $RH_{total} \ge$ 0.8 という条件を追加して行った実験について、現 在までに得られた結果を簡単に紹介する。以下、現 ルーチンのGSMをコントロール(CNTL)、層積雲ス キームに本改良を加えたものをテスト(TEST)とす る。

2.3.3 日本海における過剰な層積雲の事例

GSMが過剰な下層雲を予想した事例として、 2011年4月6日の日本海周辺域を挙げる。図2.3.3(a) の天気図に見られるように、この日の日本周辺は高 気圧に覆われ、全国的に晴れの天気であり、下層は 乾燥した状態にあった。図2.3.3(b)は2011年4月6日 **0531UTCのMTSAT**の可視画像であり、日本海には ほとんど雲がない。一方、図2.3.3(c)は、CNTLの可 視予想衛星画像4であり、東北地方の一部や日本海で 雲が広がっており、MTSATの画像とは大きく異な っている。TESTの可視予想衛星画像では、図 2.3.3(d)のようにこの雲がなくなり、MTSATの画像 に近づいている。また、図2.3.4は、このときのCNTL とTESTの層積雲スキーム発動頻度及び下層雲量を 示したものである。TESTでは、層積雲スキームが 発動しなくなり、下層雲がなくなっていることが確 認できる。さらに上空の雲量等から天気を推定した お天気マップ(図2.3.5)でもCNTLで日本海に広が



図 2.3.3 (a)2011 年 4 月 6 日 00UTC における日本 域の天気図、(b)2011 年 4 月 6 日 0531UTC にお ける MTSAT による日本域の可視画像、(c)2011 年 4 月 6 日 06UTC における CNTL の可視予想 衛星画像、(d)2011 年 4 月 6 日 06UTC における TEST の可視予想衛星画像。TEST 及び CNTL は 4 月 5 日 12UTC 初期値 FT=18 の値。秋田の アメダスがある場所を黄色の×印で図示した。



図 2.3.4 2011 年 4 月 6 日 06UTC における日本域 での GSM による前 6 時間の層積雲スキーム発動 頻度[0-1](上段)及び下層雲量[0-1](下段)。
(a)CNTL の層積雲スキーム発動頻度、(b)TEST の 層積雲スキーム発動頻度、(c)CNTL の下層雲量、
(d)TEST の下層雲量。これらは 4 月 5 日 12UTC 初期値 FT=18 の値。



図 2.3.5 2011 年 4 月 6 日 06UTC における日本域の GSM お天気マップ。(左) CNTL、(右) TEST。これ らは 4 月 5 日 12UTC 初期値 FT=18 の値。

³ GSM での相対湿度は格子平均量であり、格子全体で飽 和に達していなくても、格子の一部では飽和して雲が生成 する可能性があることを考慮している。

⁴ GSM 予報値について、放射伝達を考慮して衛星画像と 直接比較できるよう作成された画像(大和田 2006)。





っていた曇りの領域がTESTではなくなっている。 次に、日射及び地上気温について確認するため、 この日の秋田におけるアメダスの観測値とGSMの 予報値を比較した。この日の秋田の実際の天気は、 ほぼ快晴であるが、図2.3.3(c)を見ると、CNTLでは、 秋田上空に雲がかかる予想となっている。図2.3.6を 見るとCNTLでは日照時間の割合が正午頃を除いて 0であったものが、TESTでは日中1になり、観測値 に整合する結果となっている。この結果、TESTで はCNTLに比べ、日中の地上下向き短波放射量が増 加しており、とくに正午には、200W/m²近い差とな っている。これにより、日中の地上気温がTESTで は上昇し、観測値に近づく結果となっている。

2.3.4 サイクル実験による検証(北米大陸)

ここでは北米大陸上での過剰な下層雲について、 2011年8月を対象とした全球サイクル実験5から得 られた結果を述べる。図2.3.2を見ると18UTCから 00UTCにかけて、北米大陸で層積雲スキームが発動 していることが確認できる。ここでは、ラジオゾン デ観測との比較を行うため、00UTCについて見てい くことにする。図2.3.7は、2011年8月の00UTCにお ける北米域での層積雲スキーム発動頻度、地上下向 き短波放射量、925hPa気温及び850hPa気温につい て、TESTとCNTLの差を1か月平均したものである。 日本海の事例と同様に、TESTではCNTLに比べて 陸域での層積雲スキーム発動頻度が減少した結果 (図2.3.7(a))、下層雲が減少し(図略)、地上下向き 短波放射量が増加している(図2.3.7(b))。さらに、 地表面から大気が暖められたこと等により、対流圏 下層の気温も上昇している(図2.3.7(c)、(d))。

これらの変化が正しいものかどうか確認するために放射観測データ及びラジオゾンデによる観測 データを用いて検証を行った。図2.3.8は、2011年8 月の北米フォートペックでの地上下向き短波放射 量の観測値とGSM予報値との比較である。フォート ペックは、図2.3.7で緑色×印の場所に位置しており、 CNTLとTESTで地上下向き短波放射量の差が比較 的大きい場所である。CNTLではGSM予報値が観測 値に比べて過小であった事例が、TESTでは改善さ れており、観測値と予報値が等しいことを示す傾き 45度の緑色の線上に点がより多く密集するように なっている。また、GSM予報値が観測値に比べて過 大であった事例については、CNTLとTESTで分布 にほとんど差異がなく、本改良により悪化していな い。以上より、TESTでは、層積雲スキームが過剰 に表現していた下層雲だけがおおむね適切に減少 したことで、地上下向き短波放射の予報値が過少な 事例でのみ改善したと考えられる。

図 2.3.9に 2011 年 8 月 00UTC の 北米における 850hPa気温について、GSM予報値とラジオゾンデ 観測値との差の1か月平均値を地点ごとに示す。図 2.3.7(a)において、フォートペック周辺にある、 TESTの層積雲スキーム発動頻度がCNTLよりも減 少した地点において、TESTの気温負バイアスがや や軽減し、より観測に近づいている。

2.3.5 サイクル実験による検証(予報スコア)

図2.3.10は2011年8月(夏実験)及び2012年1月(冬 実験)を対象とした全球サイクル実験による各要素 のRMSEの改善率を表す。この図より、予報初期に おける850hPa気温や海面更正気圧等において改善 率が高いことがわかる。過剰であった下層雲が減少 したことで、下層の気温や気圧がモデル内でより精 度よく表現されるようになった結果であると考え られる。その他の要素はおおむね中立である。なお、 この変更による降水予想への影響はほとんどない。

⁵ 解析予報サイクルを実際に実行して、観測データ同化の 効果まで含めた現業により近い形で実験するもの。



図 2.3.7 2011 年 8 月の 00UTC における北米域での(a)前 6 時間の層積雲スキーム発動頻度[0-1]、(b)地上下向 き短波放射量[W/m²]、(c)925hPa 気温[K]及び(d)850hPa 気温[K]について、TEST と CNTL の差を 1 か月平 均した値(TEST-CNTL)。1 か月平均値は、12UTC 初期値予報の FT=12 の値を平均したもの。緑色の×印 の場所が図 2.3.8 のフォートペックの位置。



図 2.3.8 2011 年 8 月のフォートペックでの地上下向き短波放射の観測値[W/m²]と GSM 予報値[W/m²]との比較。 縦軸が GSM 予報値、横軸が観測値。GSM 予報値は、各日の 12UTC 初期値予報の FT=1~25 まで 1 時間ごと の値を用いた。観測値は、National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)の提供する SURFRAD (Surface Radiation) Network のデータを用いた。(左) CNTL と観測値の比較。(右) TEST と観測値の比較。 傾き 45 度の緑色の線上にプロットされている点は、予報値と観測値が等しいことを示しており、それより右下 にある点は、予報値が観測値よりも過小であることを示している。



図 2.3.9 2011 年 8 月 00UTC における北米での 850hPa 気温[K]の GSM 予報値とゾンデ観測値との差(1か月平 均)。予報値は 12UTC 初期値の FT=12 の値を用いた。(左) [CNTL 予報値]-[観測値]、(右) [TEST 予報値] -[観測値] 。緑色の×印の場所が図 2.3.8 のフォートペックの位置。TEST で気温の負バイアスが 0.4K 以上軽 減した地点を赤い丸で囲った。

2.3.6 まとめと今後の予定

本改良により、これまで層積雲スキームによって 表現されていた過剰な下層雲が減少することが確認 された。またこれにより地表での下向き短波放射量 が精度よく表現されるようになり、対流圏下層の気 温が観測に近づくことが確認された。さらに、1か 月間のサイクル実験の結果では、予報結果に良いイ ンパクトがあった。

今後は、本改良のGSMへの導入に向けて、3か月 間のサイクル実験を行い予報へのインパクトを確認 するとともに、日本域における予報に対する影響調 査等を行う予定である。

参考文献

大和田浩美,2006:予想衛星画像.衛星からわかる 気象-マルチチャンネルデータの利用-,気象研 究ノート, **212**, 105-120.

- 小野田浩克, 2008: 事例検証. 平成20年度数値予報 研修テキスト, 気象庁予報部, 19-22.
- 川合秀明,2004: 雲水過程. 数値予報課報告・別冊第 50号, 気象庁予報部,72-80.
- Shimokobe, A., T. Komori and H. Onoda., 2012: Recent development and evaluation of moist processes in the operational Global Spectral Model (GSM) of the Japan Meteorological Agency (JMA). 92nd American Meteorological Society Annual Meeting, New Orleans LA.
- Shimokobe, A., 2012: Improvement of the Stratocumulus Parameterization Scheme in JMA's Operational Global Spectral Model. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Model., 42, 4.17-18.



図 2.3.10 2011 年 8 月(夏実験)及び 2012 年 1 月(冬実験)の全球サイクル実験における CNTL に対 する TEST の RMSE 改善率[%]。上段が夏実験、下段が冬実験。縦軸が RMSE の改善率、横軸は予報 時間(FT=0~264)。また線の色は領域毎の検証結果を表し、緑色が全球、黄色が北半球、赤色が熱帯(南 緯 20 度から北緯 20 度)、青色が南半球での結果である。図中の丸点は CNTL と TEST の差異が統計 的に有意であることを示している。

2.4 事例検証-平成24年4月3日・4日の、急激に発 達した低気圧の予想について¹

2.4.1 はじめに

平成24年(2012年)4月2日から3日にかけて、日 本海で低気圧が急激に発達し、3日午後から4日にか けて日本海を通過した。この低気圧の通過に伴い、 西日本から北日本では寒冷前線が通過した。この低 気圧は、日本の広い範囲で大雨、寒冷前線付近での 局地的な大雨や暴風による災害に加え、鉄道等交通 機関の乱れを引き起こし、海上では大しけをもたら した。また、災害による被害者や交通機関の乱れに 伴う帰宅困難者の発生を事前に避けるため、低気圧 に伴う寒冷前線の通過前に従業員の早期帰宅を促 す企業も多数あり、気象情報が意思決定に大きな影 響を与えた事例でもあった。

この低気圧の発達メカニズムについては気象庁 (2012)で速報的に解説されており、低気圧と対流圏 界面付近の気圧の谷2との相互作用および南からの 水蒸気供給が寄与していることが示された。第2.4.2 項~第2.4.7項では現象の予測という観点に絞り、平 成24年4月3日・4日に日本を通過した低気圧(以下、 本事例と呼ぶ)について、数値予報資料でどのよう に表現されていたか、どの程度前から予測できてい たか、予測できるかどうかを決めていたものは何だ ったのかを検証する。また、本事例が予測しやすい 事例であったか、数値予報システムの進歩によって 予測精度が向上した事例であったかどうかを調べ るため、JCDAS (JRA-25と同等なシステムによる 気候データ同化サイクル。大野木(2007))を2004年 当時の数値予報システムに準ずるものとみなして、 JCDASを用いた予報実験を行い、現在のGSMとの 比較を行った。第2.4.8項~第2.4.13項では本事例に おいて風ガイダンスがどのような予想をしていた かについて述べる。

2.4.2 概況

図2.4.1は実況の低気圧の経路と中心気圧の時系 列を示したものである。4月2日00UTCに華北で発生 した低気圧が朝鮮半島を通過し、3日には日本海中 部に進んだ。日本海を通過する際に低気圧は急発達 し、2日12UTCから3日12UTCの24時間で中心気圧 は約40hPa低下した。発達のピークとなる3日 12UTCでは中心気圧が964hPaと解析された。低気 圧発達のピーク時に、寒冷前線が西日本から北日本 を通過し、局地的な大雨や暴風をもたらした。その



第 2.4.8 項~第 2.4.13 項 小泉 友延



図 2.4.1 本事例における実況の低気圧の経路図および 中心気圧の時系列図。数字は中心気圧(hPa)を表して いる。赤実線は発達時の低気圧、緑実線は閉塞点上に 新たに発生した低気圧を示している。時刻は UTC。

後、低気圧は閉塞し、3日18UTCに閉塞点上(北海 道の南東)で新たに低気圧が発生し、オホーツク海 へ抜けた。

2.4.3 GSMの予想

本事例におけるGSMでの低気圧の発達・経路の予 想について、最初に確認する。図2.4.2、図2.4.3は 2012年4月2日12UTCおよび3日12UTCにおける解 析雨量および全球サイクル解析による海面更正気 圧の解析値と、同時刻を対象にした各初期値におけ るGSMの予報値である。実況では24時間の間に低気 圧が急激に発達し、3日12UTCには東日本太平洋側 と日本海側で地上風速が35ノット以上の領域が広 がっている。低気圧が24時間で急激に発達する様子 について、GSMは良く表現しており、3月30日 12UTC初期値、つまり低気圧の発達がピークになる 4日前から発達を予測していた。一方、3月29日 12UTC初期値では発達は表現されていない。また、 低気圧の位置で見ると、4月3日12UTCを対象とする 24時間、48時間予報では実況にほぼ近い位置に低気 圧を予測している。しかし、初期値が古くなるほど、 低気圧の中心が実況よりも北または北東にずれ、中 心気圧が高くなる傾向が見られる。これに対応して、 地上風速35ノット以上の領域も初期値が古い予報 ほど狭くなっている。図2.4.4は2012年4月3日 12UTCを対象とした、実況・MSM・GSMの6時間 降水量である。実況では、南からの暖湿流が入り込 んだ東海地方、東北地方太平洋側、北海道の太平洋 側の沿岸で降水のピークが見られる。GSMは3日前 にあたる3月31日12UTCの初期値からこれらの降 水を概ね予想できており、対象時刻に近い初期値の MSM (図2.4.4 (b)) と比較しても、降水分布のおお まかな特徴は一致している。一方、初期値が古くな

² 具体的には正の渦位アノマリをともなう上空の気圧の 谷のこと



図 2.4.2 2012 年 4 月 2 日 12UTC(上)および 4 月 3 日 12UTC(下)を対象とした海面更正気圧(hPa、等値線)、6 時間降水量(mm、カラー)、地上風速(ノット、矢羽根)。(左)全球サイクル解析値および解析雨量、(中)2012 年 4 月 2 日 12UTC 初期値 GSM 予報値、(右)2012 年 4 月 1 日 12UTC 初期値 GSM 予報値。矢 羽根は風速 35 ノット以上の領域を描画している。図中の赤い四角は実況の低気圧の中心位置を示している。



図 2.4.3 図 2.4.2 と同じ。ただし、(左) 2012 年 3 月 31 日 12UTC 初期値、(中) 2012 年 3 月 30 日 12UTC 初 期値、(右) 2012 年 3 月 29 日 12UTC 初期値のそれぞれの GSM 予報値について。



図 2.4.4 2012 年 4 月 3 日 12UTC を対象とした 6 時間降水量の分布。(a)解析雨量、(b)2012 年 4 月 3 日 00UTC 初期値 MSM 予報値、(c)2012 年 4 月 2 日 12UTC 初期値 GSM 予報値、(d)2012 年 4 月 1 日 12UTC 初期値 GSM 予報 値、(e)2012 年 3 月 31 日 12UTC 初期値 GSM 予報値、(f)2012 年 3 月 30 日 12UTC 初期値 GSM 予報値。

るほど、ピークが小さくなり、降水域が広がる傾向 が見られる。

以上のように、4月2日から3日の低気圧の発達や それに伴う強風については、4日前から、降水につ いては3日前から概ね予測できていたと言える。低 気圧の経路や中心気圧の予測可能性は3日程度とい う研究もあり(Bengtsson et al. 2005)、本事例はそ れと同等以上に予測可能性が高い事例であったと 言える。

2.4.4 週間アンサンブル予報による確率的予想

本事例について、週間アンサンブル予報によるア ンサンブル平均値や確率予報値が、低気圧の発達や それに伴う強風の可能性を示せていたかどうかを 確認する。図2.4.5は4月3日12UTCを対象とした海 面更正気圧のアンサンブル平均と、海面更正気圧が 980hPaを下回る確率である。GSMの予報で見られ たように、初期値の古い予報ほど、低気圧の中心位 置が北東に、かつ、発達の程度を弱く表現する傾向 が見られる。980hPaを下回る確率を見ると、現象 の発生の2日前にあたる4月1日12UTC初期値の段 階で60%を超えており、低気圧が発達する確率が高 いことを示している。また、4日前にあたる31日 12UTC初期値でも、確率は10%程度であるものの、 低気圧が大きく発達することを示すメンバーが存 在している。3月29日12UTC初期値の5日予報につ いて、アンサンブル平均値とGSMの海面更正気圧を 比較すると、GSMの予測では低気圧は発達せずに日本の東に抜けているが、アンサンブル平均では低気 圧の中心は北海道にあり、より実況に近い予想になっている。個々のメンバーで見ても、低気圧の発達 を示すメンバーが複数存在しており(図略)、日本 海で中心気圧が980hPaを下回るメンバーもわずか であるが存在している。図2.4.6は、3月29日12UTC 初期値の5日予報値について、地上風速が35ノット を超える確率を示している。太平洋沿岸で地上風速 が35ノットを超える確率が60%以上の高い確率を 示している。このように、アンサンブル予報では4 月3日から4日にかけて、低気圧が日本付近へ影響を もたらす可能性をGSMよりも早い初期値の予報か ら示していた。

2.4.5 低気圧の発達をもたらす環境場の表現

第2.4.3項では、低気圧の発達とそれに伴う強風を GSMは4日前から表現できていたことを示した。こ こでは、発達のピークの4日前から予測できて、5日 前では予測できなかった要因を考察するために、気 象庁(2012)で述べられたメカニズムに沿って、上層 の渦位と下層の水蒸気の表現に注目する。

(1) 上層の渦位

摩擦のない大気において、エルテルの渦位(以下、 渦位という)は、断熱の仮定のもとで、等温位面上 でラグランジュ的に保存されることが知られてい



図 2.4.5 2012 年 4 月 3 日 12UTC を対象とした、週間ア ンサンブル予報による海面更正気圧のアンサンブル平 均 (hPa、等値線) と海面気圧が 980hPa を下回る確率 (%、カラー)。初期時刻はそれぞれ、(左上) 2012 年 4 月 1 日 12UTC、(右上) 2012 年 3 月 31 日 12UTC、(左 下) 2012 年 3 月 30 日 12UTC、(右下) 2012 年 3 月 29 日 12UTC。



図 2.4.6 2012年4月3日12UTCを対象とした、 週間アンサンブル予報による海面更正気圧の アンサンブル平均(hPa、等値線)と地上風速 が 35 ノットを超える確率(%、カラー)。初期 時刻は 2012 年 3 月 29 日 12UTC。

る(二階堂 1986a など)。大規模場では渦位は式 (2.4.1)のように静的安定度と等温位面で定義した絶 対渦度(相対渦度と惑星渦度の和)の積に比例する 量で近似的に表すことができる。

[渦位]∝[静的安定度]

×[等温位面の相対渦度+惑星渦度]

(2.4.1)

渦位を描画する際、単位として、PVU(Potential Vorticity Unit, 1PVU= 10⁻⁶ m²・s⁻¹・K・kg⁻¹)が慣 例的に用いられる。以下でも渦位の単位としてPVU を用いる。渦位の分布を見る前に、渦位を用いるい くつかのメリットについて述べておきたい。

ひとつは断熱の仮定のもとでラグランジュ保存 量とみなされることから、渦位をトレーサーとして 利用できるほか、その保存性から、相対渦度の変化 の解釈にも利用できることである。例えば、高渦位 塊が低緯度に移動すると、惑星渦度(コリオリ・パ ラメータ)が小さくなるため、渦位が保存するとす ればそのぶん相対渦度が大きくなる。また、一般に 低緯度ほど、静的安定度は小さくなるため、絶対渦 度自身も増大する。したがって、高渦位の低緯度へ の移動は強い相対渦度をもたらすことを意味する。

もうひとつは、渦位はシャープな水平構造を持っ ており(二階堂 1986b)、予報場の細かい違いを見 ることができる。

また、高渦位塊はその下層で静的安定度が小さく なるような場を励起すること、高渦位塊の水平移流 はその下層前面で上昇流を励起することが知られ ており、対流活動の活発化や擾乱の発達にも寄与す る。1-3PVU等渦位面は「力学的対流圏界面」とも 呼ばれ、対流圏と成層圏の境界の指標としても利用 される。このように、渦位を用いることで擾乱の動 きを力学的に解釈しやすくなるため、本項でも渦位 を用いて環境場の表現を考える。

図2.4.7は全球サイクル解析による2012年4月2日 12UTCおよび3日12UTCの310K,290K等温位面の 渦位の分布を示している。310K等温位面を見ると、 ユーラシア大陸から2PVUを超える、3-4PVUの高 渦位塊が南下し、2日12UTCには地上の低気圧(図 2.4.1)の後面に位置するようになる。また、2PVU の等値線は500hPa付近まで達し、高渦位が対流圏 中層まで落ち込んできており、低気圧の発達に適し た環境場が形成される。その後シャープな構造を保 ったまま南東進し、低気圧の発達のピークには高渦 位塊を反時計回りに巻きこむような構造(図2.4.7右 上)をもつ。290K等温位面では低気圧発達のピーク 時にそれまで見られなかった3PVUの高渦位が見ら れるが、その要因は非断熱加熱による下層大気の安 定化と低気圧の発達にともなう渦度強化が考えら れる。

図2.4.7で見られたような西からの渦位の南東進 やその背景にある、大規模な大気の流れがGSMで予 想できていたかを見るため、ユーラシア大陸側に範 囲を拡大して予報結果を見る。図2.4.8は2012年4月 2日12UTC、1日12UTCを対象とした、各初期値の GSMの310K等温位面での2PVU等値線を重ね合わ せたものである。3月31日12UTC初期値以降の予想



図 2.4.7 全球サイクル解析から得られた、(左) 2012 年 4 月 2 日 12UTC、(右) 2012 年 4 月 3 日 12UTC を対象 とした、等温位面渦位(PVU、カラー)と気圧(hPa、 赤色の等値線)。(上) 310K、(下) 290K 等温位面

では、解析値と概ね整合している。しかし、初期値 が古くなるにつれ、解析との位相・振幅のずれが拡 大する。特に、3月29日12UTC初期値の予想では位 相が西に大きくずれ、2PVU等値線の南下も浅くな り、図2.4.3に見られる地上の低気圧と対応しなくな っている。これらの位相・振幅の違いは低気圧の発 達の直接の原因になったトラフだけでなく、もっと 大規模なスケールの波の表現にもみられ、初期値に よる予想の違いはさらに1日前までさかのぼること ができる。2012年4月1日12UTCにおける、2PVU 線の分布をみると、ユーラシア西部でトラフ、中部 でリッジ、東部でトラフという総観規模よりも大き い波列の構造が見られる。この波列が4月2日12UTC にかけて振幅を強めている様子が見られる。低気圧 の発達をもたらしたトラフ(図2.4.8の点線で囲んだ 部分)はこの波列の上に存在している。3月30日 12UTC以降のGSMはこの波列の振幅の強化とトラ フの南下を良く表現しているが、3月29日12UTC初 期値のGSMは解析よりも位相が西にずれており、さ らに南北の蛇行も小さい。この波列の位相のずれと 振幅の表現がトラフの位置に変化をもたらし、低気 圧の発達が予測できるかどうかに寄与していたと 考えられる。

なお、大きいスケールの波列の予想については、 GSMの予報時間が長くなるほど蛇行が小さくなる 傾向があることが、本事例の他にも指摘されており、 今後も統計的な検証および原因の調査が必要であ る。

(2) 下層の水蒸気

古典的な温帯低気圧の発達理論(小倉 1978など) では非断熱加熱の効果は含まれていないが、現実の 低気圧の発達においては、非断熱加熱の効果の影響 や非断熱加熱と大気の流れの相互作用が客観解析 データの分析や数値実験などで指摘されている (Yoshida and Asuma 2004など)。気象庁(2012)で も本事例での低気圧の発達の理由のひとつとして、 下層の水蒸気供給とそれに伴う凝結熱の発生を挙 げた。図2.4.7で見たように、低気圧の発達のピーク では低気圧中心付近で対流圈下層(290K面)に高渦 位塊が見られる。この高渦位は等温位面上での渦位 の保存性だけでは説明できず、非断熱加熱項によっ てもたらされたと推測する³。ここでは、各初期値の 予報で日本海への下層の水蒸気供給がどのように 表現されたかを見る。

図2.4.9は低気圧の急発達の途中にあたる、2012 年4月2日18UTCを対象とした、各初期時刻のGSM で予想された可降水量と、SSMIS4から推定された 可降水量である。SSMISでは低気圧の発達段階にお いて、東シナ海から日本海にかけて25mm以上の可 降水量が推定されている。下層の風向は南寄りであ り、対象時刻に近い初期値でのGSMの予想でも 500m高度で250gm-2s-1以上の南からの水蒸気フラ ックスが予想されていた(図略)ことから、高い可 降水量は低緯度から水蒸気の流入によってもたら されたと考える。GSMの予想では観測ほど顕著では ないが、日本海での高い可降水量を概ね予測できて いる。しかし、予報の初期値が古くなるほど、東シ ナ海での下層の風速が弱くなっていき、3月29日 12UTC初期値の予想では(図2.4.9 (f)) 水蒸気の流 入経路が実況よりも大きく北東にずれる傾向が見 られる。このことは、図2.4.2、図2.4.3で見られるよ うに、低気圧と高気圧の間の東西の気圧傾度が、初 期値が古い予報ほど、弱くなっていることと整合し ている。また、3月29日12UTCの初期値においては、 東シナ海から日本海への下層の水蒸気供給はある 程度表現されていたが、新しい初期値の予報値や実 況ほどの高い可降水量は見られない。これは低気圧 の発生段階で日本の東の高気圧との間の気圧傾度 が小さく、水蒸気の流入も小さくなっているためと 考えられる。低気圧が発達しなかった初期値の予報 では、水蒸気の流入が少ないため、さらに低気圧が 発達しないといったフィードバックがGSMの中で 起きていたと推測する。

低気圧の発達が予測できるかどうかは、(1)で記述

 ³ 実際、GSM の非断熱加熱率の分布をみると 700hPa 付近に加熱のピークがあり、その下で渦位が増大していた。
 ⁴ DMSP 衛星搭載のマイクロ波放射計。江河(2009)などを参照されたい。



図 2.4.8 (上) 2012 年 4 月 2 日 12UTC、(下) 2012 年 4 月 1 日 12UTC を対象とした、 各初期値の GSM の 310K 等温位面での 2PVU 等値線。図中の H,L は大きなスケールのリ ッジ、トラフを表し、点線で囲んだ部分は低気圧の発達をもたらしたトラフを表している。



図 2.4.9 (a)SSMIS から推定された可降水量 (mm、カラー)。観測時刻は 2012 年 4 月 2 日 20UTC。(b)-(f)2012 年 4 月 2 日 18UTC を対象とした各初期値における GSM 予報値の可降水量 (mm、カラー)と地上風 (ノット、 矢羽根)。SSMIS から推定された可降水量は Remote Sensing Systems(http://www.ssmi.com/)で公開されてい るプロダクトを利用した。

	全球数値予報システム	JRA-25/JCDAS
予報モデル	GSM1011	GSM0103
空間解像度	TL959(約 20km)L60	T106(約 110km)L40
力学フレーム	セミラグランジュ・セミインプ	オイラー・セミインプリシット
	リシット法+適合ガウス格子	法+標準ガウス格子
解析システム	4 次元変分法	3 次元変分法

表 2.4.1 全球数値予報システムと JRA-25/JCDAS の主な違い

した、上層の渦位の南下の影響が大きいと考えられ るが、低気圧の発達の量的な予測については、低気 圧の発生・発達に伴う南からの水蒸気の流入とそれ に伴う非断熱加熱の相互作用を表現の寄与の差が 大きいと考えられる。

2.4.6 2004年当時相当の数値予報システムでの 表現

現業数値予報システムは改良を積み重ねながら 年々その精度を上げてきている。一方、予測精度は 大気現象にも依存しており、現象によって予測しや すい事例、予測しにくい事例があることは経験的に も客観的にも知られている。これまで述べてきたよ うに、GSMは本事例では現象発生の4日程度前から 低気圧の発達を予測できていた。このことが数値予 報システムの進歩によるものなのか、それとも予測 しやすい事例であったのかを評価するため、過去の 数値予報システムによる予測と現在のそれによる 予測を比較した。

JRA-25(Onogi et al. 2007)およびJCDASは、気候 診断や気象庁の気候関連業務での利用を目的に気 象庁で作成・運用されている⁵、気候データ同化サイ クルである。このシステムは2004年当時の全球数値 予報システム(T213L40)を低解像度(T106L40)にし たものをもとに構築されており(ただし、層積雲ス キームをGSMに先行して導入した等、独自の実装も 存在する)、延長予報の精度も2004年当時の全球数 値予報システムと同等で、数十年間を通してほぼ均 一であることが検証されている(Onogi et al. 2007)。 本項ではJCDASを過去の数値予報システムとみな して、本事例について延長予報を行った。現在の全 球数値予報システムとJCDASの主な違いを表2.4.1 に示す。予報モデルでは解像度と力学フレームの違 い、解析ではデータ同化手法が大きな違いである。 その他、全球数値予報システムでは、予報モデルの 改良や新規観測データの導入等が多くなされてい る (加藤 2010; 室井 2011)。

図2.4.10はJCDASの延長予報による、2012年4月 2日12UTC、4月3日12UTCを対象とした、海面更正

気圧と6時間降水量の予測を示している。4日以上前 の初期値でも、低気圧の発達やそれに伴う強風をあ る程度予測できていることがわかる。従って、本事 例での低気圧の発達自体は過去のシステムでも予 測しやすい事例であったといえる。前項で述べたよ うな、空間スケールの大きな環境場が表現されてい るため、JCDASによる延長予報でも低気圧の発達が 予測できていたと考えられる。また、初期値が古い 予報ほど、低気圧の中心が北寄りになること、中心 気圧が高くなる傾向は現在の数値予報システムと 共通している。ただし、発達前の地上の低気圧の位 相が初期値の古い予報ほど進んでいる傾向がみら れる点はGSMとは異なっている。5日予報について は、同じ初期値のGSMよりも低気圧を発達させてい るが、中心位置は実況よりも大きく北にずれている。 2.4.4項で述べた、週間アンサンブル予報のメンバー の中にも低気圧が発達し、中心位置が大きく北にず れている予報があることから、低気圧の発達の初期 値依存性を示しているとも考えられる。降水量に注 目すると、低気圧の中心近傍の降水はGSMで予想さ れたものと良く似ているが、東日本太平洋側の寒冷 前線付近の降水に関しては、全体的に降水域を広げ て予想しており、解析雨量やGSMに見られるような、 沿岸付近での降水のピークが直近の予報でも表現 されていない。これらの降水の表現の違いとしては、 両者で水平解像度が異なることはもちろん、これま でのモデル・解析の改良も反映されていると考えら れる。2004年から2012年の間に行われた、全球数値 予報システムの降水予測に大きく寄与する変更と しては放射過程の改良(藪ほか 2005)、積雲対流過 程の改良(中川 2007)、全球モデルの水平高解像度 化(北川 2007)、適合ガウス格子の導入およびモデ ル全体の見直し(岩村 2008)などが挙げられる。 どの変更が最も影響が大きいか特定することは難 しいが、これらの改良を重ねていった結果、降水の 表現の向上につながったと考えられる。

2.4.7 まとめ

2012年4月3日から4日にかけて、日本海で急激に 発達した低気圧の事例について、GSMを中心とした 数値予報資料の事例検証を行った。その結果、GSM

⁵ JRA-25 は(財)電力中央研究所と共同で実施された。

は低気圧の発達や強風については4日前から、降水 については3日前から良く予測できていたことがわ かった。また、太平洋沿岸の強風については、週間 アンサンブル予報では5日前から可能性を示してお り、アンサンブル平均値や確率予報値も有効な資料 であることがわかった。発達する低気圧の予測につ いては、12UTC初期値のGSMによる予報(9日先ま で予報)や週間アンサンブル予報の資料(アンサン ブル平均、スプレッド、確率予報等)を活用して、 3-4日前から発達を示唆する資料があれば、シナリ オを検討し始めることも有効であろうと考える。

本事例の低気圧の発達が予測できたかどうかに ついては、上層の渦位の南下が予測できたかどうか が本質的であり、上流側の波列の表現が予測に重要 な要素であったことが分かった。また、日本海に供 給された水蒸気量からは、発達の量的な予測には断 熱過程と非断熱過程の相互作用の表現が重要であ ることが示唆された。

JCDASを2004年当時相当の全球数値予報システムとみなして、延長予報を行った結果、低気圧の発

達については、過去の数値予報システムでも4日前 から予測できており、低気圧の発達自体は過去のシ ステムでも予測しやすい事例であったと言える。降 水分布や降水量については、現在の全球数値予報シ ステムの方が実況との対応が良く、解像度の変更を 含め、8年の間の改良の効果が現れていたと考える。

発達する温帯低気圧は数値予報が始まった当時 から、基本的かつ重要な予測対象である。数値予報 システムの進歩により、低気圧の発達だけでなく、 それに伴う降水、強風の定量的な検証に堪える段階 になってきた。今後もこのような事例検証を通じて、 全球数値予報システムの精度確認や、改良のための 手がかりをつかめるようにしていきたい。



図 2.4.10 図 2.4.3 と同じ。ただし、JCDAS からの延長予報について。初期時刻は(左) 2012 年 4 月 2 日 12UTC 初期値、(中) 2012 年 3 月 30 日 12UTC 初期値、(右) 2012 年 3 月 29 日 12UTC 初期値。

2.4.8 最大風速ガイダンスの予想

前項までは数値予報資料の検証をしてきた。本項 以降は本事例において風ガイダンスがどのような予 想をしていたかについて述べる。風ガイダンスには、 GSMを基にした定時風、最大風速ガイダンス、MSM を基にした定時風、最大風速、最大瞬間風速ガイダ ンスがあるが、ここでは最大風速ガイダンスについ て検証した。風ガイダンスの概要については、本節 付録にまとめたのでそちらを参照願いたい。なお、 本項以降における観測値はアメダス10分値による 最大風速を使用した。

2.4.9 羽田での予想結果に見られた本事例の特徴

図2.4.11(上)は、羽田(東京都)におけるアメ ダスによる観測とGSMガイダンス(前3時間内最大 風速)、GSMの地上風速(前3時間内最大値)の時系 列図である。GSMの地上風速は羽田に最も近い格子 点の値を採用している。GSMガイダンスとGSMは 初期時刻3月31日00UTCから4月2日12UTCまでの 11初期値の結果をプロットした。風のピークの時刻 に着目すると、GSMガイダンス、GSMともに、ど の初期時刻でも4月3日12UTC頃が風のピークとな っており、観測結果に近い予想となっていた。風速 は、GSMがどの初期時刻でも最大で約17m/sの予想 で観測(27.1m/s)より10m/s程弱い予想であったの に対して、GSMガイダンスはGSMの風速を補正し てほぼ観測に近い予想をしていた。

図2.4.11(下)はMSMに関する時系列図である。 MSMガイダンスとMSMは初期時刻4月1日15UTC から4月2日15UTCまでをプロットしている。MSM も地上風速は羽田に最も近い格子点の値を採用して いる。MSMにおいてもGSMと同様に、風のピーク の時刻についてはMSMガイダンス、MSMともに全 ての初期時刻で観測とほぼ同じ時刻を予想し、風速 はMSMガイダンスがMSMより観測に近い値を予 想していた。

このように本事例ではモデルによる違いや初期時 刻による違いがほとんどなく一貫した予想が継続し ていたことが特徴で、GSMガイダンスにおいては強 風が観測される3日前から風のピークとタイミング を精度よく予想していた事例であった。

2.4.10 全地点での検証結果

次に、全国のアメダス地点での検証結果を示す。

(1) 検証方法

4月3日5時の予報で当日6時から翌日6時までの最 大風速を予想することを想定して、4月3日6時から4 日6時(日本時間)までの最大風速について検証し た。GSMガイダンスは初期時刻4月2日12UTC、



図2.4.11 羽田の最大風速(前3時間最大)の時系列図。 上はGSM(初期時刻3月31日00UTCから4月2日 12UTC)、下はMSM(初期時刻4月1日15UTCから4月 2日15UTC)。黒は観測、ピンクと青はガイダンスでピ ンクは直近の4初期値、青はそれ以前の初期値を表す。 黄と緑はモデルで黄は直近の4初期値、緑はそれ以前の 初期値を表す。横軸は予想対象時刻、縦軸は風速であ る。

MSMガイダンスは初期時刻4月2日15UTCを検証の 対象としている。最大風速は観測される時刻が地点 によって異なるため、この検証では最大風速の値に 着目し、発現時刻については考慮しないこととした。 ガイダンスの値は4月3日6時から4日6時(日本時間) までの最大値を採用した。検証では平均誤差、 RMSE、ガイダンスの誤差が5m/sより大きかった地 点数6を求めた。また、強風が吹いた地点に着目する ためガイダンスまたは観測で最大風速が15m/s以上 であった地点(以後、「強風地点」とする)について も同様の検証をした。

(2) 検証結果

検証結果を表2.4.2にまとめた。平均誤差はGSM ガイダンス、MSMガイダンスともに負となり観測 よりもガイダンスが弱い傾向があった。「強風地点」 で見るとその傾向はより大きくなっていた。RMSE はGSMガイダンスが2.9m/s、MSMガイダンスが 2.4m/sとMSMガイダンスの方が小さく精度が良か った。「強風地点」についてもMSMガイダンスの方 がGSMガイダンスよりも精度が良かった。5m/s以

⁶ 風速の検証においては客観的に量的な確からしさを示 す指標がないため、ここでは誤差5m/sを一つの目安とし て検証した。
表2.4.2 4月3日6時から4月4日6時(日本時間)までの24時間における最大風速の検証結果。GSMガイダンスは初期 時刻4月2日12UTC、MSMガイダンスは初期時刻4月2日15UTCでそれぞれの上段は全アメダス地点を対象とした検 証結果、下段はガイダンスの予想値または観測値が15m/s以上だった地点を対象とした検証結果である。

	対象地点	地点数	観測の平均 値(m/s)	ガイダンスの 平均値(m/s)	平均誤差 (m/s)	RMSE(m/s)	誤差>5m/s の地点数
GSMガ イダン ス	全地点	924	11.9	10.9	-1.0	2.9	75
	ガイダンスまたは 観測が15m/s以上	233	18.5	16.1	-2.3	4.1	50
MSM ガイダ ンス	全地点	924	11.9	11.3	-0.6	2.4	38
	ガイダンスまたは 観測が15m/s以上	242	18.3	16.7	-1.6	3.3	31



図2.4.12 4月3日6時から4月4日6時(日本時間)までの最大風速の誤差分布。誤差はガイダンスの予想値から観測値を 引いた値でガイダンスまたは観測が15m/s以上であった地点のみをプロットしている。左はGSMガイダンス(初期時 刻4月2日12UTC)、右はMSMガイダンス(初期時刻4月2日15UTC)である。

上ガイダンスが外れていた地点はGSMガイダンス の方がMSMガイダンスより多く、「強風地点」にお いても同様であった。

2.4.11 地点別の検証

次に地点別の検証結果を示す。検証期間、検証対 象は全地点での検証と共通である。4月3日6時から4 日6時(日本時間)までの最大風速の誤差(ガイダ ンスー観測)を地点別に求めた。

(1) 検証結果

図2.4.12(左)にGSMガイダンスの誤差の分布を 示す。強風があった地点に着目するため、「強風地点」 のみプロットしている。GSMガイダンスの誤差の分 布を見ると、東北の日本海側から北陸にかけてと瀬 戸内海でガイダンスが5m/s以上弱かった地点が多 く、関東や九州の太平洋側でガイダンスがやや強か った(誤差は5m/s未満)地点が分布しているのが特 徴である。

図2.4.12(右)はMSMガイダンスの誤差の分布図 である。誤差の正負の分布はGSMガイダンスに似て いるがGSMガイダンスより誤差の小さい地点が多 くなっている。特に東北から北陸にかけてはMSM ガイダンスの方が誤差が小さい地点が多かった。こ の点は前述したRMSEなどの違いに現れている。

地点別に詳しく見ると、強風のピークの時刻がず れていたり、モデルの予想の方がガイダンスよりも 観測結果に近い予想であった地点などが見られた。 次項では、これらの特徴的な地点について詳しく見 ていくこととする。

(2) 強風のピークの時刻がずれていた地点

本事例において全国で最大の風速を観測した友ヶ 島(和歌山県)は、4月3日6時から4日6時までの最 大風速で検証するとガイダンスの誤差は-6.5m/s であったが、モデルの地上風と対比して見るとガイ ダンスが強風のピークの時刻を外していたことがわ かった。

図2.4.13は友ヶ島におけるGSMガイダンス、モデ ル(GSM)、観測の時系列図である。モデルの値は予 想対象時刻の前3時間内の最大風速である。風速の ピークの時刻に着目すると、観測とモデルの時刻は 合っているが、ガイダンスだけ3時間ずれていた。 モデルのピークは3日06UTCだったが、その時刻は ガイダンスがモデルの風速を弱めており、ガイダン スのピークは3日03UTCになっていた。06UTCにお いても03UTCと同様にモデルの風を強めていれば ガイダンスの予想値はより観測に近い予想となって いたであろう。しかしながら、風ガイダンスの予測 式は予報時刻それぞれで独立であり、03UTCと 06UTCの予測式の特性は必ずしも一致しないため、 このようなことは起こり得る。

風ガイダンスは過去のモデルの地上風と観測され た風との関係を統計処理することによってその時点 における最適な予測式を作成している。本事例では モデルが06UTCに強い南風を予想し、観測はさらに 強い南風となった。この関係がこれまでのモデルと 観測との関係から大きく外れていた場合、ガイダン スの予測式では本事例をうまく補正することはでき ない。そこで友ヶ島において06UTCにおけるモデル と観測との関係が、過去と本事例とで違いがあるか を確認してみた。風ガイダンスでは予測式の係数は カルマンフィルターによって逐次更新され、予測式 の特性が日々変化していくのが特徴である。ここで は直近の約1か月の事例を見ることで予測式の特性 を概観することにした。

図2.4.14は、3月1日から4月3日までのモデルの風 と観測との誤差の散布図である。風ガイダンスでは 風のU成分、V成分を独立に求めるため、各成分に ついての散布図を作成した。GSMガイダンスでは 06UTCの予測式の係数を初期時刻00UTCのGSMを 使って更新するため、図は初期時刻00UTCのGSM と観測の組み合わせとなっている。また、本事例は 強風時の予測式⁷を用いた予想であったため、強風時 の予測式を更新する風速5m/s以上の事例をプロッ トしている。これに本事例に該当する初期時刻4月3 日12UTCの値を追記した(図中の赤)。

V成分に着目すると過去1か月ではモデルのV成分 が負(北風成分)の事例が多く、誤差の分布から読



図2.4.13 友ヶ島におけるGSM最大風速ガイダンスの時 系列図。初期時刻は4月2日12UTC。黒は観測、ピンク はガイダンス、緑はGSMの地上風の最大値である。横 軸は予報対象時刻(日/時)、縦軸が風速でグラフ中のバ ーは風向を表す。



Vsfc(m/s)

図2.4.14 友ヶ島におけるGSM地上風と観測との誤差の 散布図。上はU成分(東西風。西風は正)下はV成分(南 北風。南風は正)で、横軸は風速(負の値は風向が逆 となる)、縦軸は誤差(予想値-観測値)である。3月1 日から4月2日の初期時刻00UTCのFT=6、モデルの地 上風速が5m/sより大きい事例を青でプロットしてい る。赤は4月3日の事例を示す(初期時刻4月2日 12UTC)。

図の見方はU成分と誤差が共に正の領域ではモデル は西風で観測よりも強く、共に負の領域ではモデルは 東風で観測よりも強い、となる。緑の直線はU成分=誤 差を表し、直線上では観測のU成分が0となる(北また は南風)事例となる。直線より左の領域は観測が東風、 右側は西風の領域となる。V成分は正が南風となる他は 同様である。

⁷ 予測式の層別化については本節付録を参照。

み取るとモデルの北風成分が観測に比べて強い事例 がやや多かった。それに対して4月3日の事例では GSMは強い南風成分を予想し、それは観測に比べて 弱かった。V成分は風向によって符号が反転するた め、北風成分が観測より強い傾向は南風成分も観測 より強い傾向と読み替えられる。よってガイダンス の予測式はGSMの南風成分を弱めるような特性に なっていたはずである。実際、ガイダンスはモデル の南風成分を弱め、風速を減じていた。本事例はモ デルと観測との関係がこれまでのものと異なってい たため、ガイダンスではうまく補正ができなかった 事例であることが分かった。

(3) モデルの風速の方がガイダンスより観測に近か った地点

富山県の砺波平野では日本海に発達した低気圧が あるときに強い南風が吹くことが知られている。本 事例においても砺波では最大風速21.6m/s(アメダ ス10分値による値)を観測した。モデルの地上風と 対比してみると、ガイダンスがモデルの風を弱めた ために予想が外れていたことがわかった。

図2.4.15は砺波におけるMSMガイダンス、モデル (MSM)、観測の時系列図である。モデルは最大で 19m/s近い風速を予想していたが、ガイダンスはこ れを13m/s程度に弱めていた。

友ヶ島の検証と同様に、砺波におけるモデルの風 と観測との関係を調べてみた。対象は予想対象時刻 06UTCの予測式である。MSMガイダンスでは 06UTCの予測式の係数を初期時刻03UTCのモデル を使って更新するため、初期時刻03UTCのモデルと 観測の関係を調査した。

図2.4.16は、3月1日から4月3日までのモデルの風 と観測との誤差の散布図である。これに本事例に該 当する初期時刻4月3日15UTCの値を追記した(図中 の赤)。期間中、本事例を除くとV成分はほぼ±5m/s の範囲で、U成分はほとんどが西風であった。双方 を併せると、1事例を除いて南西から北西の西風成 分を持つ事例のみであったことになる。それに対し て本事例は南南東の強風であった。散布図から、本 事例を予想する時点のガイダンスの予測式は北西の 風を弱める特性を持ち、北西風と対面する南東風も 弱める特性となっていたと思われる。実際、ガイダ ンスはモデルの南南東の強風を弱め、予想を大きく 外していた。本事例では友ヶ島と同様、モデルと観 測との関係がこれまでのものと異なっていたため、 ガイダンスによる補正がうまく機能していなかった ことがわかった。

ガイダンスは外れていたがMSMは強風を予想し ていた。MSMで砺波平野の強風が予想できていれ ば、今後、同様の事例において予想の手かがりとす



図2.4.15 図2.4.13と同じ。ただし、砺波におけるMSM最 大風速ガイダンスの時系列図。初期時刻は4月2日 15UTC。



Vsfc(m/s)

図2.4.16 図2.4.14と同じ。ただし、砺波におけるMSM 地上風と観測との誤差の散布図。MSMは3月1日から4 月2日の初期時刻03UTCのFT=3、MSMの地上風速が 5m/sより大きい事例を青でプロットしている。赤は4 月3日の事例を表す(初期時刻は4月2日15UTC)。

ることができる。これを確認するためMSM地上風 の平面図を見てみる。風は地形の影響を受けるため、 モデル地形図も併せて見ることにする。

図2.4.17はMSMが砺波の直近の格子で最大風速 を予想した3日04UTC(初期時刻4月2日15UTC)の 地上風の平面図、図2.4.18はMSM格子点の標高を元 に作成したモデル地形の鳥瞰図である。モデル地形 図は図2.4.17と同じ範囲で、地形を北西側から見て いる。モデル地形では、砺波平野はその南側の谷と



図2.4.17 4月3日04UTCのMSMの地上風の平面図。 MSMの初期時刻は4月2日15UTC。数字は風速(m/s)、 バーは風向を表す。中央の○印が砺波の最近接格子で ある。



図2.4.18 図2.4.17と同じ範囲のMSMのモデル地形図。 中央の赤点が砺波の最近接格子である。

一緒になり谷の最下流に砺波の直近格子が位置している。地上風の分布図と併せて見ると、谷に沿った南風が砺波平野に当たる地域で強まっている様子が見てとれる。このように本事例ではMSMは富山県で一様に強風を予想していたのではなく、地形を反映した強風の分布を予想していたことが確認できた。

2.4.12 ガイダンス改善の試み

ガイダンスが外れた例を検証してきたが、友ヶ島、 砺波どちらの事例も本事例によって更新された予測 式を使って再度予想をするとガイダンスの予想が大 きく改善することを確認している(図は省略)。従属 資料による予想になるので精度が良くなるのは当然 であるが、言い換えれば同様の事例が続けば2度目 は精度の良い予想ができるということになる。しか し、それではいつまで経っても根本的な改善には至 らない。これらの外れに対する改善策として、どの ようなことが考えられるだろうか。砺波の例では、 過去1か月間は西寄りの風の事例によってガイダン スの予測式が最適化されていた。そして突然の南か らの強風にガイダンスでは対応することができなか った。現在の風ガイダンスは風向による予測式の層 別化を行っていないため、どの風向でも同じ予測式 を用いている。よって、風向によってモデルと観測 との関係が異なる地点ではガイダンスがうまく予想 できない場合がある。

そこで、予測式を風向によって層別化することを 試みた。風向は90度単位で、北東象限、南東象限、 南西象限、北西象限の4つに分け、それぞれの風向 について予測式を持つようにした。予測式はモデル の風向が該当する風向の範囲に入っている場合に更 新する。また、風向が大きく外れた場合は気圧配置 などの予想が外れている事例であると判断し、モデ ルの風向と観測の風向の差が90度より大きい場合 は係数の更新をしないようにした。

層別化の風向はモデルのU成分、V成分の符号が 一定となる方位を採用した。ガイダンスはモデルの U成分、V成分の観測との誤差を目的変数としてい るが、誤差の特性は風向(符号)が変わっても同じ であるとは限らない。よって、符号を一定とするこ とで風向による特性を引き出せるであろうと考えた。 また、風向の範囲を90度としたのは該当する事例数 を確保するためである。層別化を細かくすれば、よ り風向に特化した予測式が得られると期待できるが、 該当事例数が少ないと十分な精度を得ることは難し くなるのである。

このような設定のテスト版のガイダンスを試作し、 現ガイダンスと比較をした。

図2.4.19は友ヶ島(上)と砺波(下)の時系列図 である。図2.4.13、図2.4.15にテスト版のガイダン スを追記したグラフとなっている。友ヶ島では、風 速のピークの時刻はテスト版のガイダンス、モデル、 観測で一致していて、風速の予想はテスト版のガイ ダンスが最も観測に近かった。全ての時刻でテスト 版のガイダンスが最善の予想をしているわけではな いが、モデルが予想したピークをガイダンスがずら すことなく予想できている点が注目すべきところで ある。砺波ではテスト版のガイダンスがMSMの南 風が強いというシグナルをうまく引き出し、現ガイ ダンスと比較して大きく改善することがわかった。

風向によってモデルと観測との関係が異なるため



図2.4.19 図2.4.13に予測式を風向で層別化したガイ ダンスを追加したもの。ただし、上は友ヶ島のGSM ガイダンス(初期時刻4月2日12UTC)、下は砺波の MSMガイダンス(初期時刻4月2日15UTC)。黄色は テスト版のガイダンスである。

に現在のガイダンスではうまく予想できなかった地 点において、予測式を風向で層別化することは有効 な改善策であることが確認できた。全ての事例、全 ての地点で同じことが言えるとは限らないが現在の 風ガイダンスを改良する上で大きなヒントを得た事 例であった。

2.4.13 最大風速ガイダンスの予想についてのまとめ

本事例ではモデルによる違いや初期時刻による違 いがほとんどなく一貫した予想が継続していたこと が特徴で、GSMガイダンスにおいては強風が観測さ れる3日前から強風のピークとタイミングを精度よ く予想していた事例であった。

地点ごとに時系列を詳しく見ていくと、モデルの 風速のピークとガイダンスの風速のピークがずれて いた地点やモデルの方がガイダンスよりも観測に近 い風速を予想していた地点があった。これらのガイ ダンスの外れは、ガイダンスの予測式が本事例に合 っていなかったことが主な原因であった。

このようなガイダンスの外れを客観的に補正する ことは困難であるが、過去数回の強風事例と異なる 原因で強風が予想される場合は、ガイダンスが外れ る可能性が高いと考えられる。そのような場合、モ デルの予想を基に量的な予想をすることも有効であ るのでモデルの予想結果も併せて活用していただき たい。

また、予測式を風向によって層別化することによ り予想が改善する地点があることが確認できた。 今回の事例検証で得られた結果を今後の改良に生か していきたい。

付録 風ガイダンスの概要

ガイダンスの検証では風ガイダンスの仕組みに関 する内容が多くあったので、ここに風ガイダンスの 概要をまとめておく。

風ガイダンスはモデルの地上風と観測との誤差を 目的変数としている。風をU成分、V成分に分け、 それぞれについて観測との誤差を予想してモデルの 風速を補正する。最終的にU成分、V成分を合成し、 風向、風速に変換している(図2.4.20)。さらに風速 は頻度バイアス補正(第1部5.2.3項(5)を参照)によ って補正されている。

予測式に用いる説明変数はモデルの地上風のU成 分とV成分である。これに定数(バイアス項)を加 えた一次式を予測式としている。予測式の係数はカ ルマンフィルター(第1部5.2.3項(2)を参照)によっ て逐次更新される。

係数更新に用いる観測はガイダンスによって異な る。定時風ガイダンスでは予想対象時刻の平均風速、 最大風速ガイダンスでは予想間隔が3時間であれば、 予想対象時刻までの前3時間の最大風速を用いる。

予測式は予想対象とする地点毎にあり、さらに予 想対象時刻とモデルの地上風速で層別化している。 地上風速による層別化は、モデルの地上風速を基準 にして、「弱風時」、「並風時」、「強風時」の3つのカ テゴリーに分かれている(表2.4.3)。予想対象時刻 の層別化はガイダンスの予想間隔に依存する。例え



図2.4.20 風ガイダンスの模式図。黒のベクトルはモデ ルの地上風、青のベクトルは観測された風、赤のベク トルはモデルと観測の誤差(差分)ベクトルである。 ガイダンスは風のベクトルをU成分とV成分に分け、 各成分の誤差(ΔU,ΔV)を予想する。ガイダンスが 予想する風向、風速は、補正したモデルのU成分、V 成分を合成したものである。

表2.4.3 風ガイダンスのモデルの地上風速による層別 化の詳細。風ガイダンスでは予測式を以下の閾値で使 い分けている。係数の更新をする時は層別化の条件を 重ね合わせている。層別化の条件は定時風ガイダン ス、最大風速ガイダンスで共通である。

層 別 の カ テゴリー	予想する時	係数を更新する時	
弱風時	4m/s以下	4m/s以下	
並風時	4m/s~6m/s以下	3m/s~7m/s以下	
強風時	$6 { m m/s} \sim$	$5 \mathrm{m/s} \sim$	

ばGSM最大風速ガイダンスは3時間間隔の予想なの で予想対象時刻00UTCから21UTCまでの8個に層 別化され、風速の層別化と併せて1地点につき24個 の予測式を持っている。

なお、風ガイダンスの詳細については、平成23年 度数値予報研修テキスト(室井ほか 2011)に掲載 しているので、そちらも参照願いたい。

参考文献

- 岩村公太,2008:高解像度全球モデルの改良.平成 20年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 1-6.
- 江河拓夢, 2009: マイクロ波放射計SSMISの利用. 平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 54-56.
- 小倉義光, 1978: 気象力学通論. 東京大学出版会, 123-129pp.
- 大野木和敏, 2007: JRA-25の概要. 平成19年度季節 予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 3-4.
- 加藤輝之,2010:最近の全球数値予報システムの成 績の推移.平成22年度数値予報研修テキスト,気 象庁予報部,30-32.
- 気象庁, 2012: 平成24年4月2~3日に急発達した低 気圧について. 平成24年度報道発表資料.
- 北川裕人,2007:高解像度全球モデル.平成19年度 数値予報研修テキスト,気象庁予報部,1-4.
- 中川雅之, 2007: 降水. 平成19年度数値予報研修テ キスト, 気象庁予報部, 21-23.
- 二階堂義信, 1986a: Q-map(等温位面上で解析され た渦位分布図)その1 Q-mapの原理. 天気, **33**, 289-299.
- 二階堂義信, 1986b: Q-map(等温位面上で解析され た渦位分布図)その2 Q-mapの実際. 天気, **33**, 300-331.
- 室井ちあし、2011:最近の数値予報システムの改善のまとめ.平成23年度数値予報研修テキスト、気

象庁予報部, 1-2.

- 室井ちあし,松下泰広,西尾利一,2011:数値予報 モデルおよびガイダンスの概要一覧表.平成23年 度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,82.
- 籔将吉,村井臣哉,北川裕人,2005:晴天放射スキ ーム.数値予報課報告・別冊第51号,気象庁予報 部,53-64.
- Bengtsson, L., K. I. Hodges, and L. S. R. Froude, 2005: Global observations and forecast skill. *Tellus.*, 57A, 515-527.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N.Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, 85, 369-423.
- Yoshida, A. and Y. Asuma, 2004: Structures and Environment of Explosively Developing Extratropical Cyclones in the Northwestern Pacific Region. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1121-1142.

付録A 数値予報研修テキストで用いた表記と統計 的な指標¹

本テキストで使用した表記と統計的な指標などにつ いて以下に説明する。

A.1 研修テキストで用いた表記について

A.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。

A.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55km格子、 TL159は約110km格子に相当する(その他の切断波 数と格子間隔の関係については本テキスト第1部表 4.4.1を参照)。

A.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(Forecast Time, 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。

A.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。

A.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

1 河野 耕平

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。

A.2 検証に用いた基本的な指標

A.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。

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

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

ここで、Nは標本数、 x_i は予報値、 a_i は実況値である(実況値は客観解析値、初期値や観測値が利用されることが多い)。MEは予報値の実況値からの偏りの平均である。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。 σ_e は誤差の標準偏差(ランダム誤差)である。

このテキストでは、数値予報に改良を加えた際の評価 指標として、RMSEの改善率(スキルスコア)を用いる場 合がある。RMSEの改善率は次式で定義される。

$$RMSE$$
の改善率 = $\frac{RMSE_{cntl} - RMSE_{test}}{RMSE_{cntl}} \times 100$

ここで、*RMSE_{cnt}*は基準となる予報の、*RMSE_{test}*は改良 を加えた予報のRMSEである。

A.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。

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

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 値、c_i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。

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

A.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

表A.3.1 分割表。FO、FX、XO、XXはそれぞれの事 例数を表す。

		実沙	≓⊥.	
		あり	なし	Π
予却	あり	FO	FX	FO+FX
1 +K	なし	XO	XX	XO+XX
計		М	Х	N

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

で定義されるアンサンブル平均である。

A.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。

A.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 リーに分類された事例数を示す表である(表A.3.1)。各 スコアは、表A.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。

A.3.2 適中率

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。

A.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。

A.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

A.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A.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。

A.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A.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A.4.5項)のプロット に用いられる。

A.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。

A.3.8 気候学的出現率

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

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

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

A.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。

A.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A.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。

A.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。

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

$$\hbar t t \le 1,$$

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

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

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A.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。

A.4 確率予報に関する指標など

A.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A.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_e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_cは P_c 依存性を持ち、同じ予報手法(ここでは気候値予報)に対しても P_c の値に応じて異なる値をとる (Stanski et al. 1989)。次項のブライアスキルスコアは この問題を緩和するため気候値予報を基準にとり、そこからのブライアスコアの変化によって予報精度を評価する。

A.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くスキルスコアであり、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。

A.4.3 Murphyの分解

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

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

BS = 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(p_i)と実況での現象出現相対 頻度(M_i/N_i)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_i/N_i)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。

$$BSS = \frac{\text{∂ integrable between the set of the set o$$

A.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A.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A.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_{fest} 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 $P_{obs} = P_{fest}$ 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_{fest} 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 $P_{obs} = (P_{fest} + P_c)/2$) 上の点では、信頼度と分離度への寄与は等しい大きさ



図A.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。

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 $P_{fest} = P_c$ との間の領域(分離度へ の寄与>信頼度への寄与、図A.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A.4.1項参照)で は1点(P_{fsst} , 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_{fest}*, *P_{obs}) = (<i>P_c*, *P_c*) (気候値予報)から離れた位置
 (確率値別出現率図の左下または右上寄り)に分布 する(分離度が大きい)。

A.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A.3.6項のFalse Alarm Rate、Hr は第A.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A.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A.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*,



図A.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。

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.