平成 22 年度数値予報 研修テキスト

「局地モデルの試験運用開始と

数値予報システムの改善」

(数値予報課)

平成 22 年 11 月

November 2010



はじめに1

今年は、数値予報開始 51 年目となる新たな半世紀のスタートの年である。この節目の年 にふさわしく新しい数値予報のフロンティアとして、局地モデル(LFM)の試験運用を開 始する。計算機の能力の制約から試験運用では領域は限定されるが、次期スーパーコンピ ュータの運用開始後には、全国を予報領域としかつ毎時更新を行う運用を計画している。

数値予報新時代を切り開く LFM の威力は、2km メッシュという水平分解能により発揮 される。これにより、積雲対流のパラメタリゼーションに頼らず、一定の規模以上の積乱 雲を直接表現することができる。シビア現象をもたらすメソ対流システムの特徴は、個々 の積乱雲の寿命よりも長く持続することであり、階層構造やスーパーセル等の特別な構造 がそれを支えている。この特別な構造をきちんと表現するためには、積乱雲をモデルで直 接表現することが必要条件である。

2km メッシュでは、日本のきめ細かい地形とそれに伴う気象を表現できるようになることも重要である。地形は特に風の変動に大きな影響を及ぼし、地形に影響されたシアーラインに伴って、メソ対流システムが発生することも少なくない。アメダス等の地上観測データは細かな地形の影響が強く、従来の数値予報には利用しにくかったが、LFM では有効に活用することができる。

地形表現の精度向上に伴う風や気温等の予測精度の向上に、積乱雲の直接表現の効果が 加わり、ある程度のスケールの循環場のもとで発生するメソ対流システムの予測精度の向 上が期待できる。一方、2km メッシュの限界として、規模の小さい積乱雲を表現できない ことに起因する課題等があり、その解決に取り組んでいくことも重要と認識している。

まるでレーダー実況図のように見える予測図は、利用者側としてもこれから発生する現 象のイメージを把握しやすいという利点を持つ。一方、今までのポテンシャル予測的な数 値予報結果と異なる具体的なプロダクトをどう使っていくか等、利用面の課題も少なくな い。試験運用を通じて、LFMの利用法についても見識を深めていくことが必要である。前 線や海陸風等に伴う風向変化のタイミングではLFMの優位性が期待されるので、特に航空 気象分野での利用推進をお願いしたい。

市町村を対象とする注警報業務が開始され、情報の精度、リードタイムを改善すべく、 数値予報の精度向上に加え現場の技術力を高めていくことが重要である。この研修テキス トでは、数値予報改善の様々な成果を報告するとともに、市町村注警報業務のため提供を 開始した新しいガイダンス等のアプリケーション技術開発の成果、今年度から開始してい る新たな豪雨監視・予測技術の取り組みも取り上げている。数値予報資料の効果的利用の 参考として研修テキストが活用されることを期待している。

1 隈 健一

局地モデルの試験運用開始と

数値予報システムの改善

目 次

はじめに

第1章	局地モデルの試験運用	
1.1	局地数値予報システムの概要	1
1.2	統計的検証	4
1.3	事例検証	18
1.4	航空ユーザー向けのプロダクト	22
1.5	今後の計画	25
第2章	数値予報システムの最近の改善	
2.1	最近の数値予報システムの改善のまとめ	28
2.2	最近の全球数値予報システムの成績の推移	30
2.3	航空機気温データの全球解析での利用	33
2.4	GPS掩蔽観測データの全球解析での利用	38
2.5	マイクロ波散乱計ASCATデータの全球解析での利用	43
2.6	全球解析における台風ボーガスの改良	48
2.7	メソモデルの対流スキームの変更	53
2.8	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	62
2.9	台風アンサンブル予報システムの改善	66
第3章	アプリケーション	
3.1	降水ガイダンスの改良	71
3.2	降雪ガイダンスの改良と利用	78
3.3	天気・日照率ガイダンス	
	および最小湿度ガイダンスの検証	82
3.4	雲底確率ガイダンスの開発	
	視程ガイダンスの改良	88
3.5	乱気流指数の開発	95
第4章	トピックス	
4.1	豪雨監視・予測技術の開発	109
4.2	オフライン陸面モデル	116
付録A	数値予報モデルおよびガイダンスの概要一覧表	124
付録B	数値予報研修テキストで用いた表記と統計的な指標	139

1.1 局地数値予報システムの概要1

1.1.1 はじめに

気象庁では、水平解像度2kmの局地モデル2(Local Forecast Model;以下、LFM)とその初期値作成の ための客観解析システムである局地解析(Local Analysis;以下、LA)で構成される局地数値予報シ ステムの開発を行っている。その業務利用目的とし ては、解像度が高く特定地域のきめ細かい気象情報 の提供が可能となることから、空港周辺を対象とし た飛行場予報の高度化が挙げられる。さらに、降水 短時間予報や竜巻注意情報などの防災気象情報作 成支援の高度化に寄与することも期待される。

LFMは、2010年11月から試験運用を開始する予 定である(原稿執筆時点)。予報領域は、東北地方 南部から九州地方を覆う1600 km×1100 km(図 1.1.1)、予報頻度は1日8回3時間毎、予報時間は9時 間である。その後、2012年から試験運用と同じ領域 で本運用を開始し、2013年からは予報領域を拡大し て日本付近を覆った上で、毎時の運用を行うことを 計画している。表1.1.1に、LFMの開発・運用計画 を示す。

試験運用に先立ち、LFMの予測精度を調査し、問題点を明らかにするために、2007年6月から2009年3月まで、関東周辺の約300 km×300 kmの領域で予備実験を行った(氏家 2009)。その後、運用システムの整備を進め、計算領域を試験運用と同じ領域に拡張して、2009年8月から実験運用を行ってきた。

試験運用では、羽田・成田空港を含む関東周辺の 約300km×300 kmの領域の風・気温・湿数の水平・ 鉛直断面図や羽田空港における各気象要素の時系 列図を作成し、これらの予報図を航空ユーザー向け に試験的に提供する(第1.4節)。また、試験運用期



図 1.1.1 試験運用時の局地モデルの計算領域(東北地方 南部~九州地方を覆う白線で囲まれた領域)と航空ユ ーザー向けプロダクトの描画領域(関東地方を覆う白 線で囲まれた領域)。

間中も、本運用に向けた開発・改良を平行して進め ていく予定であり、仕様や予報特性が随時変更とな ることもありうる。

本章では、LFMの試験運用に関連して、システム の概要や予報特性などについて紹介する。本節では この後、LFMとLAの概要と試験運用時の仕様につ いて示し、第1.2節と第1.3節では、これまで行って きた実験運用の結果を基に、統計検証と事例検証を 行った結果について述べる。続いて、第1.4節で航空 ユーザー向けに試験提供しているプロダクトにつ いて紹介し、最後に、今後の本運用に向けた課題と 開発計画について述べる(第1.5節)。

	領域	期間
予備実験	関東領域	2007年6月~2009年3月
実験運用	東北地方南部~九州地方	2009年8月~2010年10月
試験運用	同上	2010年11月~2012年4月頃
十年日	同上	2012年5月頃~2013年3月頃
~)) /) /) /) /) /) /) /) /) /	降水短時間予報領域を網羅する領域	2013年4月頃~

表 1.1.1 局地モデルの開発と運用計画

¹ 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 ² これまでは、「高分解能局地モデル」という名称で開発 が進められてきたが、予報作業上の利便性や将来の数値予 報モデルのさらなる高解像度化の可能性等を考慮して 2010 年 6 月から名称を変更した。

1.1.2 LFMの概要

LFMは、気象庁で現業運用している水平解像度5 kmのメソモデル(以下、MSM)と同様に、気象庁 非静力学モデルをベースに開発が進められている

(本田 2008; 竹之内・荒波 2008; 氏家 2009)。表 1.1.2にMSMと試験運用におけるLFMの主な仕様 を示す。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(2008)を参照されたい。

水平解像度以外でMSMとの最も大きな違いは積 雲対流パラメタリゼーションを用いていない点で ある。LFMでは水平解像度の向上によって、雲物理 過程と力学過程で水平スケール10km程度の積乱雲 を陽に扱うことが可能になった。これにより、積雲 対流パラメタリゼーションの不確実性を避けるこ とができるので、短いタイムスケールの局地的な豪 雨の再現性の向上が期待される。一方、それより小 さいスケールの雄大積雲等を陽に扱えるまでの解 像度ではないために、格子スケールで飽和に達する まで不安定を解消できず、格子スケールの過剰な降 水を生成する傾向がある(竹之内 2008;氏家 2009)。これを軽減することが、今後取り組むべき 重要な課題の一つである。

1.1.3 LAの概要

表1.1.3に、試験運用におけるLAの主な仕様を示 す。水平解像度はLFMより粗い5kmとして、解析領 域は、モデル境界の影響を避けるため、予報領域を 含んだより広い領域に設定している。

LFMは本運用時には毎時の運用を計画している ため、限られた時間内で最新の観測データを有効に 使うことが求められている。そのため、MSMの初 期値作成のためのメソ解析には非静力学メソ4次元 変分法(気象庁予報部 2010)が用いられているの に対して、LAには計算に要する時間の短い非静力 学メソ3次元変分法(以下、JNoVA-3DVAR)を採 用している (藤田 2008b;藤田・倉橋 2010)。解析 時刻に対して6時間前を初期値とするルーチン MSMの3時間予報値を第一推定値としたJNoVA-3DVARによる解析と、狭領域のMSM(水平解像度 5km)による1時間予報を繰り返すことによって解 析値を作成している(図1.1.2)。

実験運用(表1.1.1参照)開始当初から同化に使用 されていた観測データは、ウインドプロファイラに よる水平風、ドップラーレーダーによるドップラー 速度、航空機自動観測による水平風と気温、及びア メダスの気温と風である(藤田 2008b)。特にアメ ダスの気温と風の同化は現在気象庁で運用されて

	MSM	LFM(試験運用)
格子数(x×y×z)	721×577×50	800×550×60*
水平解像度	5 km	2 km
モデル上端	約 22 km	約 21 km
積分時間間隔	24 秒	8秒
初期時刻	00, 03, 06, 09,	同左
	12, 15, 18, 21UTC	
予報時間	15 時間(00,06,12,18UTC)	9 時間
	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
	2008年12月18日00UTC	数濃度は予報しない
	より、雲氷の数濃度を予報	
積雲対流パラメタリゼーション	Kain-Fritsch スキーム	使用していない
* ナド由下屋の松古八ि御他な MCM	「アドマケクタン」の中	

表 1.1.2 MSM と試験運用における LFM の主な仕様

表 1.1.3 試験運用における LA の主な仕様

格子数(x×y×z)	400×300×50
水平解像度	5km
観測打ち切り時間	30 分
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
第一推定值	解析時刻の6時間前を初期値とするMSM3時間予報値



図1.1.2 試験運用におけるLFMとLAの実行の概念図(00UTC初期値の例)。図中の「3DVAR」はJNoVA-3DVAR による解析を示す。

いる予報モデルの初期値作成では行われておらず、 LAでの特筆事項3ともいえる。これにより、下層の 局地的な循環が表現され、局地的な降水の予測可能 性の向上が期待される。ただし、アメダスデータは 地形をはじめとする設置場所近傍の環境の影響を 強く受けるため、試験運用では、アメダス地点毎に 統計に基づく空間代表性誤差の調査を行い、この結 果を基に利用するアメダスデータの選別を行って いる。

これに加えて、試験運用では、実験運用当初は同 化されていなかった水蒸気のデータとして、既にメ ソ解析で用いられている地上GPS可降水量の同化 (石川 2010)も行われている。これによって、氏 家(2009)が指摘し、実験運用当初でも見られた予 報初期での降水の立ち上がりの遅れが緩和される 傾向が見られた。さらに、レーダー反射強度からリ トリーブした相対湿度の三次元分布の同化も検討 されており、降水予測精度の更なる向上が期待され る。

参考文献

- 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.
- 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.
- 気象庁予報部, 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, 106 pp.
- 竹之内健介,2008:高分解能局地モデルの課題.数 値予報課報告・別冊第54号,気象庁予報部,

207 - 213.

- 原旅人,2008: 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.
- 藤田匡,2008a: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.
- 藤田匡,2008b: 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. 数値予報課報告・ 別冊第56号, 気象庁予報部, 68-72.
- 本田有機,2008:メソ数値予報の将来計画.数値予 報課報告・別冊第54号,気象庁予報部,12-17.
- 室井ちあし,藤田匡,石川宜広,2008:気象庁毎時 大気解析. 天気,55,401-408.

³ 予報モデルの初期値には使われないが、毎時大気解析 (室井ほか 2008;藤田 2008a)では、アメダスの気温と 風が同化されている。

1.2.1 全般検証¹

数値予報課では、LFMの精度評価や問題点の抽出 を目的に、図1.2.1の領域を対象に2009年8月から実 験運用を行ってきた。当初は00UTCを初期値とした 1日1回の予報実験を行い、2009年11月からは 00,06,12,18UTCを初期値とした1日4回、2010年6 月からは00,03,06,09,12,15,18,21UTCを初期値と した1日8回の実験を行った。本項では、この実験結 果をもとにLFMの降水量、地上気象要素、高層気象 要素の予報精度と特性をMSMと比較した結果につ いて述べる。本項とは別に、高分解能モデルの降水 予報精度評価に適した検証手法について、第1.2.2項 に記述があるので適宜参照していただきたい。

本項での検証期間は、冬季を2009年12月1日~ 2010年2月28日、夏期を2010年6月1日~2010年8月 31日までとし、両期間ともに00,06,12,18UTCを初 期値とする9時間予報までを対象とした。比較対象 とするMSMについては図1.3.1の領域における検証 結果を示す。

なお、本文中で用いた統計的な指標の詳細につい ては巻末付録を参照していただきたい。

(1) 降水の検証

これまで関東周辺領域を対象としたLFMの予備 実験では、LFMは夏季の降水において、MSMと比 較して強い降水予測の頻度が高い反面、予報初期の 降水が過小であることが示されている(竹之内 2008;氏家 2009)。ここでは、領域を試験運用領域 に拡大した場合の冬季、夏季におけるLFMの降水予 報の特性をみるために、対解析雨量で検証した結果



図 1.2.1 試験運用時の LFM 計算領域(全体)。図中の 点線は 2007 年 3 月から 2009 年 3 月まで実施されてい た関東周辺の実験領域を示す。

を示す。瀬川・三浦(2006)と同様に陸域と海域(海 岸から40km以内)における20km間隔の格子を対象 とする。降水量は前1時間積算降水量の検証格子内 平均値と検証格子内最大値を用いた。検証格子内平 均値は検証格子内の降水をすべて考慮するため、モ デルの一般的な降水特性を把握するのに適する。一 方、検証格子内最大値は検証格子内で表現される最 大値を対象とするため、特に強雨に対する予報特性 を把握するのに適する。LFMは飛行場予報の高度化 とともに防災気象情報作成支援の高度化に寄与す ることも想定されており、強雨に対する予報特性を 把握することも重要である。

(a) 降水量の閾値ごとの検証

図1.2.2、図1.2.3は、全ての予報時刻を対象とした 閾値ごとのバイアススコア(BI)、エクイタブルス レットスコア(ETS)、および空振り率をそれぞれ 冬季、夏季に分けて示したものである。

BIでみると、LFMは冬季、夏季ともに格子内平均 値の閾値1mm/hの予報頻度がMSMより僅かに低い 一方で、閾値が大きくなるにしたがって予報過多と なっている。格子内最大値でみると、すべての閾値 でLFMはMSMよりもBIが1に近く、観測値に近い ことが分かる。ETSは、格子内平均値で閾値5mm/h 以下でMSMより悪く、10mm/h以上においてMSM とほぼ同等である一方で、格子内最大値では夏季の 閾値2mm/h以下の場合を除き、MSMを上回った。 空振り率は格子内平均値、最大値ともにすべての閾 値でLFMはMSMより高い結果となった。

以上のことから、試験運用領域においてもLFMは 最大降水強度のポテンシャルを予測する上でMSM より優れている一方で、一般的な降水特性として空 振りも多く、1mm/h程度の雨については予報頻度が 僅かに低い傾向があることが確かめられた。この傾 向は夏季、冬季で同様であった。LFMにおいて降水 が強まりがちな予報特性がある理由の一つとして、 積雲対流パラメタリゼーションを用いていないた めに、熱や水蒸気が対流で鉛直輸送されることによ る成層状態の安定化効率が低くなり、不安定が持続 する中で過度な凝結によって少数の格子に降水が 集中することが挙げられる。水平格子間隔2kmでは 積雲対流の効果を十分に表現できていないことが 考えられ、LFMにおける過剰な降水の軽減について は積雲対流パラメタリゼーション導入の是非を含 め、今後対策を検討する。

(b) 予報時間ごとの検証

図1.2.4、図1.2.5は、予報時間ごとのBI、ETSを 降水量閾値1mm/h、10mm/hの場合についてそれぞ れ冬季、夏季別に示したものである。

¹ 平原 洋一



図 1.2.2 解析雨量に対する検証格子 20km、前1時間降水量の閾値ごとの検証結果。期間は 2009 年 12 月~ 2010 年 2 月。上段:格子内平均、下段:格子内最大。左列:バイアススコア、中列:エクイタブルスレット スコア、右列:空振り率。赤線は LFM、青線は MSM の結果を表す。



図 1.2.3 図 1.2.2 と同じ。ただし、期間は 2010 年 6~8 月。

BIでみると、LFMは降水量の閾値によらずに FT=2までの値がその後の予報時間と比較して小さ く、予報初期で降水の立ち上がりが遅い傾向がある ことが分かる。ETSでみるとMSMは予報時間が進 むにつれて緩やかに減少する傾向を示す一方で、 LFMは予報初期のスコアが他の予報時間と比較し て低めであり、特に夏季においてその傾向が強い。 LFMにこのような予報特性がある理由として、こ れまで解析予報サイクルにおける過飽和の取り扱 いの問題が指摘されていた(竹之内 2008)。この対 策として、本項の検証期間においては予報モデルの 飽和調節の方法とモデル初期値作成時の過飽和の 除去の方法を合わせ、初期値作成時に過飽和の除去 が過剰に生じない設定としたが、予報初期の降水の 立ち上がりは依然として遅い傾向があることが分 かった。その他考えられる原因として、(3)の高層 気象要素の検証の項で後述するように、LFMの初期 場はMSMと比較して大気下層がやや乾燥しており、



図 1.2.4 解析雨量に対する検証格子 20km、前1時間 降水量の予報時間ごとの検証結果。期間は 2009 年 12 月~2010 年 2 月。上段:格子内平均、下段:格 子内最大。左列:バイアススコア、右列:エクイタ ブルスレットスコア。赤線は LFM、青線は MSM の結 果を表す。点線は閾値 1mm/h、実線は閾値 10mm/h を表す。



図 1.2.5 図 1.2.4 と同じ。ただし、期間は 2010 年 6~8 月。

このことが降水の立ち上がりに影響を及ぼしてい る可能性がある。実験期間当初、LAでは水蒸気に関 するデータを同化していなかったが、2010年8月か らは地上GPS可降水量の同化が開始された。今後、 レーダー反射強度から求めた相対湿度の同化も検 討されており、降水予測の改善が期待される。

(2) 地上気象要素の検証

ここでは、LFMの地上付近の予報特性をみるため に、地上気象要素(気温、相対湿度、風速)につい て検証した結果を述べる。検証対象とする観測点は、 瀬川・三浦(2006)と同様に、観測点を囲むモデル 格子の海陸設定が4格子とも陸地となっているアメ ダス観測点とし、相対湿度はSYNOPを報じる国内 の観測点を用いた。検証では、FT=0~9の予報値を 用いて、予報対象時刻ごとにスコアを求めた。

図1.2.6に冬季の検証結果を示す。LFMの気温は、 09~12UTCの期間を除き、バイアス、平方根平均二 乗誤差(RMSE)ともにMSMより小さい。相対湿 度はMSMとほぼ同等の精度で、風速についてはほ ぼすべての時間帯でバイアスがMSMより小さい。 図1.2.7は夏季の検証結果を示しており、LFMは気 温について12~21UTCの期間でRMSEがMSMより 小さい。相対湿度はMSMとほぼ同等の精度であり、 風速については12~21UTCの期間でMSMよりバイ アスが小さいことが分かる。

LAではアメダスの気温と風が同化に使用されて おり、これらはMSMの初期値作成には用いられて いない。このため、気温や風速についてLFMはMSM と比較して誤差が小さくなっていると考えられる。 また、特に風速のバイアスはほぼすべての時間帯で MSMと比較して小さいことから、初期場の改善に 加え、LFMは水平格子間隔が2kmになったことで地 形が詳細に表現された効果が考えられる。

なお、LFMの検証結果では00.06,12,18UTCの時 刻のスコアが他の時刻のMEやRMSEと比較して値 が不連続に0に寄っており、特に風速で顕著である。 これは、検証対象が00.06.12.18UTCを初期値とす る予報であり、これらの時刻ではFT=0の値がスコ アに反映されているためである。現在のLAではアメ ダス風について観測値をそのまま同化に用いてい るため(藤田・倉橋 2010)、解析時刻では観測値 との誤差は一旦小さくなる。一方で、予報が開始さ れると環境場はモデル地形に合わせたものとなり、 観測値との誤差が大きくなることが考えられ、その 傾向がスコアに表れているものと思われる。このよ うにアメダスデータは地形をはじめとする局地的 な環境の影響を強く受けるため、試験運用において は空間代表性誤差をより適切に扱った品質管理手 法を用いたアメダスデータの選別を行っている。

(3) 高層気象要素の検証

ここでは、LFMの大気の鉛直方向の予報特性をみ るため、高層気象要素(気温、相対湿度、風速)に ついて検証した結果を述べる。

(a) ゾンデに対する検証

対ゾンデ検証には瀬川・三浦(2006)と同様に、 国内の高層気象観測における指定気圧面の観測値 を用いた。観測時刻は00及び12UTCであるので、 FT=0に対しては00または12UTC初期値、FT=6に対 しては06または18UTC初期値での検証となる。





図 1.2.7 図 1.2.6 と同じ。ただし、期間は 2010 年 6~8 月。

図1.2.8、図1.2.9はそれぞれ冬季、夏季の検証結果 である。全体的な傾向として、MSMのFT=0のME とRMSEは他と比較して非常に小さい。LFMの FT=0のMEとRMSEはMSMのFT=6よりやや小さ く、誤差分布の傾向は似ている。LFMのFT=6では FT=0でみられたMEやRMSEが拡大し、MSMの FT=6と比較してやや大きめとなっていることが分かった。

FT=0においてLFMの誤差がMSMと比較して大きい理由は、LAにおいてゾンデデータを同化に用いていない影響であると考えられる。また、LFMの初期値は、初期時刻に対して6時間前のMSMの3時間



図 1.2.8 高層気象要素検証結果。期間は 2009 年 12 月~2010 年 2 月。上段:平均誤差、下段:平方根平均二乗誤差。 左列:気温、中列:相対湿度、右列:風速。赤線は LFM、青線は MSM の結果を表す。点線は FT=0、実線は FT=6 を表 す。上層の相対湿度は信頼できる観測が少ないため、500hPa より下層のみ表示している。



図 1.2.9 図 1.2.8 と同じ。ただし、期間は 2010 年 6~8 月。

予報値を第一推定値とし、3次元変分法 (JNoVA-3DVAR)による解析と狭域MSMによる1 時間予報を繰り返して作成される(図1.1.2)。この ため、LFMはMSMのFT=6に相当する予報特性が初 期値に反映され、前述のLFMの予報特性として影響 を受けている。

相対湿度については、MSMは特に冬季と春季で、

予報が進むにつれて大気中層の相対湿度の正バイ アスが負バイアスに転じ、乾燥していく傾向があり (長澤 2008)、LFMでも冬季の検証結果では同様 の傾向があることが分かる。なお、2010年8月以前 ではLAでは水蒸気に関するデータは同化されてい なかったが、2010年8月から地上GPS可降水量の同 化が開始された。夏季の925hPaの相対湿度では、



図 1.2.10 ウインドプロファイラに対する風速(m/s)の検証結果。期間は 2009 年 12 月~2010 年 2 月。 上段:平均誤差、下段:平方根平均二乗誤差。左列:LFM、右列:MSM。等値線間隔はすべて 0.25m/s。



図 1.2.11 図 1.2.10 と同じ。ただし、期間は 2010 年 6~8 月。

LFMのFT=0の値はMSMのFT=6の値と比較して MEが小さく、同化の効果によるものと考えられる。 しかし、MSMのFT=0の値と比較した場合、LFMは 大気下層で依然負バイアス側に寄っている。今後、 レーダー反射強度から求めた相対湿度の同化等に よる初期場の改善が期待される。

一方で、下層の925hPaでは、FT=6の結果をみる とLFMの風速はMSMと同等かそれ以上の精度であ ることが分かる。これはアメダスデータを同化した 効果や地形の精緻化が、大気下層の改善として表れ たものと考えられる。

(b) ウインドプロファイラに対する検証

高層風の予報特性を時系列でみるために、ウイン ドプロファイラの風速値を用いて検証した結果を 示す。 図1.2.10、図1.2.11はそれぞれ冬季、夏季の検証 結果であり、予報時間(1時間間隔)ごとに各高度 の風速のMEとRMSEを示したものである。MEをみ ると、LFM、MSMともに季節によらず、大気下層 では正バイアス、大気中層では負バイアスの傾向を 示す。RMSEをみると、LFMはFT=0の値がMSMと 比較して小さい一方で、予報時間が進むと大気中層 ではRMSEの値が大きくなる。しかし、大気下層 1000m付近ではMSMと比較してRMSEが小さく予 報期間を通じて改善傾向であることが分かる。

(4) まとめ

2009年12月~2010年2月および2010年6月~8月 の期間について、LFMの試験運用時の領域を対象に、 LFMの各種気象要素の予報特性についてMSMと比 較した。降水予測に関しては、LFMは最大降水強度 のポテンシャルを予測する上でMSMより優れてい る一方で、一般的な降水特性として空振りも多く、 降水が過剰に集中する傾向があることに注意する 必要がある。また、予報初期においてLFMは降水予 測頻度が少ない傾向にある。地上気象要素では、気 温、風速についてLFMはMSMと比較して改善傾向 にある。これはLAにおけるアメダスデータの同化や 地形表現の精緻化による効果であると考えられ、高 層気象要素についても、大気下層での風速の改善が 確認できた。

参考文献

- 氏家将志,2009:高分解能局地モデルの開発と実験 運用.平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁 予報部,90-96.
- 瀬川知則,三浦大輔,2006:統計検証.平成18年度数値予報研修テキスト、気象庁予報部、59-83.
- 竹之内健介,2008:高分解能局地モデルの課題.数 値予報課報告・別冊第54号,気象庁予報部, 207-213.
- 長澤亮二,2008:2007年11月に更新された全球モデ 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,31-36.
- 藤田匡, 倉橋永, 2010: 局地解析. 数値予報課報 告・別冊第56号, 気象庁予報部, 68-72.

1.2.2 高分解能モデルの降水予報精度評価に適した検証手法²

高分解能モデルは、スケールの小さい降水系を現 実に近い形状や強さで再現することができる。とこ ろが、我々がモデルの性能を検証するために利用し てきた従来の検証手法は、その高分解能モデルの性 能を十分に評価することができない。なぜならば、 従来の検証手法による検証結果は、「予報は有るが 観測は無い(空振り)」かつ「観測は有るが予報は無 い(見逃し)」というダブルペナルティ(double penalty)を受けることになるためである。

特に、このダブルペナルティは、異なる解像度の モデルの比較において問題となる。このことについ て簡単な例を示す。まず、高分解能モデルと低分解 能モデルがあるとしよう。この高分解能モデルは実 況とよく似た小さなスケールの降水系を予測する ことができるとする。また、低分解能モデルでは、 小さいスケールの降水を解像できず高分解能モデ ルと比べて降水を広く弱く予報する性質があると する。これら2つのモデルの予報結果を示した例が 図1.2.12である。図1.2.12(A)は、高分解能モデルが 降水量を非常に良い精度で予想したが、位置ずれ誤 差のある予報をした例を表したものである。また、 図1.2.12(B)は、低分解能モデルが降水量を弱く予 想し、降水分布を広く予報した例を表したものであ る。これらの例の場合、従来の検証では、図 1.2.12(B)のスコアは図1.2.12(A)のスコアを上回 る。この結果は、「良い予報の降水分布は、観測さ れた降水分布とよく似ている」という我々の直観に 反するものである。

従来の検証手法は、予報と観測の空間的に厳密な 適合を検査するため、前述のように高解像度モデル にとって不利な評価を与えることがある。この問題 を回避するには、現象に対して空間的な広がりを考 慮し、検証における空間的な厳密さを緩和すれば良 い。空間の広がりを考慮した検証手法は、数多く提 案されている。それらは、「フィルタリング (filtering) 手法」と「置き換え(displacement) 手法」 に大別される。フィルタリング手法は、隣接する格 子情報をもとに空間的な曖昧さを導入する手法や、 バンドパスフィルターなどを用いて一つの現象を 異なる空間スケールに分割する手法などがある。置 き換え手法は、降水分布をオブジェクト化して比較 する手法や、場全体を変形させ観測と予報を比較し その適合度と変形の程度をもとに評価する手法な どがある。

検証対象を空間的に曖昧にし、そのうえで適合度 を求める手法には、ファジー検証(fuzzy

図 1.2.12 降水予報の位置ずれ。A は高解像度モデル の降水予報、B は低解像度モデルの降水予報の模式 図。実線は観測、破線は予報を表す。

verification)と呼ばれるものがある。ファジー検証 は、フィルタリング手法の一つであり、検証対象の 空間的な特徴を表す指標として空間スケールを検 証に導入する。そのため、ファジー検証のような検 証手法は、空間的検証(spatial verification)手法 とも呼ばれる。ファジー検証手法は、Ebert(2008) に詳しい。

本項では、ファジー検証の一つであるFractions Skill Score (FSS) (Roberts and Lean 2008)を用い てLFMとMSMを検証した。以下では、FSSの導出 及び統計手法に関して述べる。そして、FSSによる 検証結果を基にLFMの予報誤差の予報時間依存性 や空間スケール依存性を議論する。

(1) Fractions Skill Score (FSS)

FSSは、フィルタリング手法の一つであり、現象 の表現に空間的な曖昧さを与えて検証を行う。FSS は、本項で示すとおり計算手法としても従来の検証 手法からの拡張として捉えることができる。検証結 果も、概念的に理解しやすく、モデルを比較すると いう観点でも利用しやすい。これら幾つかの理由か らFSSの認知度は向上してきている。例えばFSSは 複数の解像度のモデルの降水検証に用いられてい る(Lean et al. 2008)。高分解能モデルの検証以外に も、雲画像の検証(Söhne et al. 2008)やアンサンブ ル予報の検証(Schwartz 2010)にも用いられている。

導出

ある変量の観測の分布を*O*,、予報の分布を*F*,と する。*O*,と*F*,は、変量の平面分布を表す2次元関数 とする。本項において、変量とは降水を指す。降水 検証における観測データとして、アメダス降水量 (水平解像度約17km)や解析雨量(水平解像度1km) を用いることができる。ここでは、高分解能モデル の予報精度を検証対象としている。そのため、観測 は高密度であることが望ましいことから観測デー

A
 観測

 5
 5

 10
 5

 10
 10

² 幾田 泰酵

タとして解析雨量を用いることにした。

変量は、任意の閾値で2値化される。2値化された 観測は I_o 、予報は I_F と定義される。任意の閾値をqとすると2値化された変量は

$$I_{O} = \begin{cases} 1 & O_{r} \ge q \\ 0 & O_{r} < q \end{cases}$$
$$I_{F} = \begin{cases} 1 & F_{r} \ge q \\ 0 & F_{r} < q \end{cases}$$

となる。この2値化された変量を用いた検証は、空間的な位置ずれを許容しない。これは検証格子のスケールでの適合を厳密に検証することを意味する。次に、この $I_o \ge I_F$ に空間スケールを考慮し、降水分布の適合の判定に曖昧さを追加する。検証対象格子を中心とする1辺n格子の正方形領域を考える。この正方形領域に含まれる2値化された格子情報を次式に従って領域平均する。

$$O(n)_{i,j} = \frac{1}{n^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n I_O\left[i+k-1-\frac{n-1}{2}, j+l-1-\frac{n-1}{2}\right] \cdot K(n)_{i,j,k,l}$$

$$F(n)_{i,j} = \frac{1}{n^2} \sum_{k=1}^n \sum_{l=1}^n I_F\left[i+k-1-\frac{n-1}{2}, j+l-1-\frac{n-1}{2}\right] \cdot K(n)_{i,j,k,l}$$

ここでO(n)とF(n)は分数化された観測と予報であ る。添え字のi,jは格子番号である。なお、この処理 におけるカーネル関数K(n)としては、一般的にガウ シアンカーネルなどが考えられる。しかし、ここで は格子内平均という理解の平易さを選びカーネル 関数は一様であるとした。

なお、この情報の断片化は、画像処理における平 滑化フィルターに相当し、降水分布の境界を不鮮明 化する。そして厳密な適合による不当な評価を緩和 する役割を果たす。この分布境界を曖昧にした降水 分布の適合を評価し予報スキルを求める。

分数化された変量O(n)とF(n)によって計算される平均二乗誤差(MSE)は、

$$MSE_{(n)} = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \left[O(n)_{i,j} - F(n)_{i,j} \right]^2$$

となる。ここで N_x と N_y は検証領域のx方向の格子数とy方向の格子数である。ここでは簡単のため検証領域は矩形領域であると仮定している。

FSSは、分数化された観測 O(n) と予報 F(n)によっ て記述されるMSEのスキルスコアである。スキルス コアの算出には、予報スキルを評価するために予報 に対して相対的な基準となる参照値を用意する必 要がある。その参照値はしばしば気候値やランダム 予報が選ばれる³。しかし、FSSの参照値は、O(n)と



図 1.2.13 FSS の閾値と空間スケール依存性 (Roberts and Lean 2008)



図 1.2.14 観測(実線)と予報(破線)の位置ずれの大き さDと空間スケール n。

F(n)を用いて次式のように定義される。

$$MSE_{(n)ref} = \frac{1}{N_x N_y} \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \left[O^2(n)_{i,j} + F^2(n)_{i,j} \right]$$

この参照値 $MSE_{(n)ref}$ は、任意のMSEの取りうる最大の値である。つまり、予報と観測の総数が検証領域の格子数を超えない場合において、 $MSE_{(n)ref}$ は予報と観測の適合が無いMSEに相当する。

FSSは、分数化された観測と予報によって記述されるMSE_(n)、その参照値であるMSE_(n)でたして完全予報のMSE_{(n)perfect} (=0)を用いて

$$FSS_{(n)} = \frac{MSE_{(n)} - MSE_{(n)ref}}{MSE_{(n)perfect} - MSE_{(n)ref}} = 1 - \frac{MSE_{(n)}}{MSE_{(n)ref}}$$

で定義される。この式から明らかなようにFSSは、 0から1の値をとる。

FSSは、空間スケールnを拡大するに従って、ある一定の値に漸近する。そして、検証対象領域全てを覆う空間スケール ($n = 2 \cdot \max(N_x, N_y) - 1$)のFSS は特別にAFSS (asymptote FSS) と呼び次のように書ける。

$$AFSS = 1 - \frac{(f_o - f_F)^2}{f_o^2 + f_F^2} = \frac{2f_o f_F}{f_o^2 + f_F^2} = \frac{2f_F f_o^{-1}}{1 + (f_F f_o^{-1})^2}$$

ここで $f_o \geq f_F$ は観測と予報の降水頻度を表す。 従来のバイアススコアは $f_F f_o^{-1}$ に等しい。期間平均 を $\langle \cdot \rangle$ で表すと $\langle AFSS \rangle$ とバイアススコアは、それぞ れ $\langle 2f_o f_F (f_o^2 + f_F^2)^{-1} \rangle$ と $\langle f_F \rangle \langle f_o \rangle^{-1}$ と書ける。 $\langle AFSS \rangle$ は、対応する予報と観測の組合せ毎に求めた予報頻 度精度の期間平均を表す。バイアススコアは、統計

³ このランダム予報の TS を参照値とした TS のスキルス コアが ETS であり Gilbert skill score とも呼ばれる。

期間における、全ての予報と観測の組み合わせを基 に求められた予報頻度精度を表す。つまり (AFSS) は 同一の予報対象時刻の予報頻度精度を評価したも のであり、バイアスのない予報の (AFSS) は1となる。

ターゲットスキルによる空間スケールの選択

FSSは、分数化する際に選択した空間スケールに 依存する(図1.2.13)。FSSは、小さな空間スケール を選択すれば、ダブルペナルティの影響を受け高分 解能モデルにとって不利なスコアとなる。またFSS は、大きすぎる空間スケールを選択するとモデルの バイアス情報しか持たないものとなる。つまり、高 分解能モデルにとって利用価値のあるFSSを得るた めには、適当な大きさの空間スケールを決める必要 がある。以下では、空間スケールを選択するための 指標をFSStargetとしてターゲットスキルと呼び

 $FSS_{t \operatorname{arg} et} = (FSS_{perfect} + FSS_{random})/2$

と定義する。ここでFSS_{random}はランダム予報を仮定 したFSSである。FSS_{target}は、完全予報とランダム 予報の中間値を表す⁴。LFMとMSMにおいて、この 中間値を超えるスコアの割合を求める。そして、FSS がFSS > FSS_{target}となる割合がLFMとMSMとで等 しくなる空間スケールをLFMとMSMを比較検証す る際の有益な最小スケールとして利用する。

まず、予報スキルの相対的な確からしさの尺度と して利用されるランダム予報のFSSrandomを求める。 ランダム予報は、FSS(n=1)の予報あり観測ありの 確率(P(予報あり)×P(観測あり))で表現される。 ここでランダム予報の予報頻度は、観測頻度 f_o と等 しい。また、分数化された変量から得られる FSS(n>1)は必ずFSS(n=1)よりも大きくなる。 FSSrandomは、ランダム予報を仮定した空間スケール n=1のFSSで

$$FSS_{random} = FSS_{(1)} = 1 - \frac{MSE_{(1)}}{MSE_{(1)ref}}$$
$$= 1 - \frac{f_o - \frac{2}{N_x N_y} \sum_{i}^{N_x} \sum_{j}^{N_y} I_o I_F + f_I}{f_o + f_F}$$
$$= \frac{2f_o \cdot f_F}{f_o + f_F}$$
$$\xrightarrow{f_F = f_o} f_o$$

と書ける。ここでは、同一格子でP(予報あり $) \times P($ 観 測あり $) = f_{F} \cdot f_{o}$ であること、及び $f_{F} \ge f_{o}$ が等しい ことを利用している。

次に、FSS_{target}の第1項であるFSS_{perfect}/2の幾何学 的特徴を示す。バイアスの無い場合、FSS_{perfect}は、 F(n)で表される領域とO(n)で表される領域が完全 一致することで得られる。FSS_{perfect}/2は、F(n)で表 される領域の1/2の領域とO(n)で表される領域の 1/2の領域が一致することで得られる。また、この FSS_{perfect}/2は、空間スケールnと、 $I_o \ge I_F$ の位置ず れの大きさDとの間に以下のような関係を与える。 空間1次元で観測と予報にバイアスが無い場合(図 1.2.14)では「FSS(n)=FSS_{perfect}/2となる空間スケー ルnの1/2は、 $I_o \ge I_F$ の間の位置ずれの格子数と一 致する」が成り立つ。

D格子だけ位置がずれている観測 I_o と予報 I_F が あるとする。空間スケールをnとするとFSSは (n-D)/nとなり、位置ずれの大きさDが空間スケール nの半分の長さD=n/2となる。ここでD=n/2は2値化 された観測 I_o と予報 I_F の距離である。つまり、位 置ずれの大きさDは、分数化された予報F(n)(観測 O(n))が空間的に広がり、その端がn=1の観測 I_o (予 報 I_F)の位置に到達する長さと等しい。

(2) パーセンタイル閾値

降水量そのものを閾値とする検証以外にパーセ ンタイルを閾値とした検証も行った。例えば、pth パーセンタイルを閾値とした検証では、降水量を大 きさの順に並び換え、上位pパーセントとなる降水 量の大きさを閾値として2値化する。つまり、pthパ ーセンタイルを閾値とする検証では、pを大きく設 定することで降水分布のピークに注目し、その位置 ずれによる誤差を評価することができる。また、パ ーセンタイル閾値で降水を2値化し異なるモデルを 比較することは、原理的には両者のバイアスを無視 して評価することになる。ただし実際に数値計算を 行う際には同じレベル値の格子が多数存在する場 合がある。そのような場合には、検証に与えるバイ アスの影響は完全に無くならない。パーセンタイル の閾値が大きければ降水量が相対的に大きく局所 的な降水を対象とすることになり、閾値が低ければ 降水量が少ない広がった降水を対象とすることに なる。このように、バイアスを無視して検証を行う ということは、予測された降水量が不足していても 降水域の位置ずれが少ないモデルが有利となる。

(3) 検定手法

信頼区間の決定には非パラメトリック(non parametric)検定手法を用いた。リサンプリングの 方法はblock bootstrap法(Wilks 1997)を採用した。

⁴ 降水予報頻度や位置ずれの精度が非常に悪い(良い) 場合、FSS > FSS_{target}を満たす予報が非常に少なく(多く) なるため、FSS_{target}を引き下げる(上げる)必要がある。 ただし、その場合は空間スケールと位置ずれの関係が本項 と異なるものになる。



図 1.2.15 2010 年夏(6月、7月と8月)の FSS と予報時間の関係。(a) 閾値 1mm/h、(b) 閾値 10mm/h。FSS で 比較するモデルは、LFM(実線)と MSM(破線)。空間スケールは、0km(黒色)、80km(赤色)と 320km(青色)。 エラーバーは、95%信頼区間を表す。



図 1.2.16 FSS の改善・改悪と予報時間の関係。実線は FSS(LFM)-FSS(MSM)。それ以外は図 1.2.15 と同様。



図 1.2.17 AFSS(黒色)・バイアススコア(赤色)と予報時間の関係。それ以外は図 1.2.15 と同様。

block bootstrap法は、時系列データから、ある大き さのデータ列をブロックとして任意抽出し再標本 化する手法である。小さすぎるブロックサイズは、 相関の強いデータを用いることになり誤差を小さ く見積もる原因となる。そのためブロックサイズは、 時系列データの自己相関長さ(autocorrelation length)を基に設定した。また、リサンプリング回数 は5000回とした。信頼区間の推定は、簡便な手法で あるパーセンタイル法を用いた。

LFMとMSMの比較の検定は、以下の方法を用いた。まず、LFMのデータ系列とMSMのデータ系列 を標本とする。それらを用いてblock bootstrap法で 再標本化を行い、新たにbootstrap標本を作成する。 そのbootstrap標本を用いてFSSを算出する。リサン プリングからスコアの算出までを繰り返す。こうし て得られた分布関数を基に仮説検定を行う。ここで は、FSSによる検証結果を対象に帰無仮説Ho「検証 結果によるとLFMとMSMの降水予報精度に差は無 い」を立てる。リサンプリングの結果として得られ たFSS(LFM)-FSS(MSM)の95%信頼区間の全て が正である場合に5%の危険水準で仮説Hoは棄却さ れLFMは有意に改善したことが支持される。また、 信頼区間が全て負である場合に仮説Hoは棄却され LFMは有意に改悪したことが支持される。以下では、



図 1.2.18 99thパーセンタイル閾値の FSS と予報時間 との関係。(a)は図 1.2.15 と同様。(b)は図 1.2.16 と同様。

有意に改善/改悪という記述は全て危険水準を5%と した検定結果である。

(4) 日々実験の検証

検証領域は、LFMの予報領域内の日本の陸上及び、 日本の陸上からの距離が40km以内の海上とした。 ただし、側面境界値の緩和領域は、検証領域から除 外した。基準となる検証格子は、MSMの格子配置 と等しく、その大きさは1辺5kmである。MSMの予 想降水は、予報の出力をそのまま用いた。LFMと解 析雨量は、検証格子内で平均化されたものを用いた。

図1.2.15は、FSSの2010年夏(6月、7月と8月)の3 r月平均である。空間スケールは、0km、80kmと 320kmである。これらのkm単位の空間スケールは、 現象に対する空間的な曖昧さの広がりを表したも のである。空間スケール0kmは、空間的な曖昧さを 考えない場合であり基準格子そのもの (n=1) であ る。FSSは、空間スケールの拡大に比例して高くな る。この特徴は閾値によらない。図1.2.16は、図 1.2.15 と 同 じ 統 計 期 間 に お け る FSS(LFM)-FSS(MSM)の期間平均である。閾値 1mm/hの場合、予報初期では、いずれの空間スケー ルにおいてもFSS(LFM)-FSS(MSM)の信頼区間 は負である。これは、予報初期のLFMの予報精度は、



図 1.2.19 ターゲットスキルを超える割合と空間スケールの関係。MSM における割合と LFM における割合の差。閾値は、1mm(黒)、2mm(赤)、3mm(青)、5mm(緑)、10mm(黄)と20mm(紫)。予報時間は、上から順に3時間、6時間と9時間。

空間スケールによらずMSMよりも劣ることを意味 する。特に空間スケール0kmでは、全ての予報時間 でLFMは改悪である。空間スケール80kmでは、予 報初期においてLFMは改悪である。空間スケールを さらに拡大し320kmの場合は、予報初期において LFMは改悪であるが予報後半ではLFMとMSMに 有意な差は無い。閾値10mm/hの場合は、空間スケ ール320km以下において、LFMの改善は予報初期を 除き有意である。図1.2.17は、図1.2.15と同じ統計 期間におけるバイアススコアと期間平均された AFSSである。閾値1mm/hのLFMのAFSSは、予報 初期を除きMSMのAFSSと同等である。閾値 10mm/hのLFMのAFSSは、FT=1を除きMSMの AFSSよりも大きい。つまり、予報後半のLFMの降 水予報頻度の精度は、MSMよりも良い。

図1.2.18は、99thパーセンタイル閾値を用いたFSS と予報時間の関係である。図1.2.18(b)によると空間 スケール0kmの場合、予報初期においてLFMは MSMよりも劣る。空間スケール80kmにおいてLFM は、FT=2まではMSMよりも劣り、FT=3以降は MSMと同等である。空間スケール320kmでは、LFM とMSMが同等である。

図 1.2.19は、MSMの FSS > FSS_{rarget}の割合から LFMの FSS > FSS_{rarget}の割合を引いたものである。



図 1.2.20 FSS の経年変化。期間は、2009 年 8 月から 2010 年 8 月まで。閾値は(a)(b)(c)1mm/h と (d)(e)(f)10mm/h。予報時間は、(a)(d)3時間、(b)(e)6時間と(c)(f)9時間。グラフ上部のoと×は、それぞれ 改善と改悪が統計的に有意であることを表す。また、エラーバーは95%信頼区間を表し、LFM の FSS にのみ付 加してある。それ以外は図 1.2.15 と同様。

統計期間は、2009年8月から2010年8月までである。 FT=3とFT=6において、空間スケール80kmを選択 すれば、閾値によらずLFMのFSS_{target}はMSMの FSS_{target}を上回る。FT=9において、空間スケール 40kmを選択すれば閾値によらずLFMのFSS_{target}は MSMのFSS_{target}を上回る。つまり、FT=3からFT=9 を対象としたLFMとMSMの比較において、LFMに とって利用価値のあるスコアを得るための最小ス ケールとしては、80km程度をとればよいことが分 かる。 図1.2.20は、2009年8月から2010年5月までのFSS の経年変化である。閾値1mm/hの場合において、 FT=3(図1.2.20(a))、FT=6(図1.2.20(b))とFT=9 (図1.2.20(c))の空間スケール0kmのLFMのFSSは、 MSMに比べて全ての月で有意な差が無いもしくは 有意に改悪である。空間スケールを大きくすること でMSMとの差は小さくなる。閾値10mm/hの場合は、 FT=3(図1.2.20(d))の空間スケール0kmでは、2010 年7月と2010年8月ではLFMはMSMよりも優れて おり、それ以外の月では両者の精度に有意な差は無 い。空間スケール80kmでは、多くの月でLFMの精 度はMSMを有意に上回る。FT=6(図1.2.20(e))、 FT=9(図1.2.20(f))では、空間スケール0kmでも LFMの改善は、多くの月で有意である。

(5) まとめ

本項では、ダブルペナルティの影響を軽減するた めにファジー検証手法の指標の一つであるFSSを用 いてLFMとMSMの降水予報精度の検証を行った。 FSSは、空間スケールに依存するため利用価値のあ る空間スケールを求める必要がある。その利用価値 のある空間スケールは、ターゲットスキルによって 見積もられ、その大きさは80kmであった。これは、 関東周辺の限定領域における予備実験の検証結果 と同等であった。LFMの降水予報精度は、空間スケ ール0kmの場合にMSMに劣る、もしくは有意な差 が無かった。しかし、空間スケール80kmでは、予 報初期や閾値1mm/hなどの弱い降水の場合を除き、 LFMの降水予報精度はMSMと同等もしくは有意に 改善となった。

また、LFMの降水予報頻度は、MSMよりも適切 であることがAFSSによって示された。閾値1mm/h では予報後半でLFMとMSMの降水頻度が同等であ った。このことは、閾値10mm/hでは予報後半で LFMの降水頻度の精度はMSMよりも良かったこと を示している。

また、降水域の位置ずれ誤差の予報時間依存性を 99thパーセンタイル閾値により検証した。予報初期 におけるLFMの位置ずれ誤差はMSMよりも大きく、 MSMと同等となるために要する予報時間は空間ス ケールによって異なっていた。2010年夏は空間スケ ール0kmでは、FT=6やFT=9で同等であるとも言え るが、全般的に改悪である。空間スケール80kmで はFT=3以降に同等であった。この予報時間依存性 は、季節にも依存する。例えば、2010年冬のLFMの 位置ずれ誤差は、空間スケールによらず全予報期間 でMSMよりも大きく、2010年春のLFMの位置ずれ 誤差は、空間スケール0kmではFT=6以降、空間ス ケール80kmではFT=3以降に同等であった(図略)。 春や夏におけるパーセンタイル閾値は、局所的な降 水の位置ずれ誤差を検出する傾向がある。局所的な 降水は盛衰も激しく、初期時刻におけるMSMの優 位性は継続しにくい。そのため、予報後半の位置ず れ誤差は、LFMとMSMで同程度となったと考えら れる。換言すれば、MSMは降水のピークの位置を LFMと同程度もしくはそれ以上に捕捉できており、 その予報精度の持続時間も長いということである。

今回の検証手法の導入により空間スケールを考 慮することで、試験運用におけるLFMは、MSMを 上回る降水予報精度を有することが示された。そし て、MSMの降水予報精度は、降水量としては過小 であるが、降水のピークの位置や弱い降水の頻度な どを対象とした場合は、LFMの降水予報精度と同等 かそれ以上であることが分かった。また、利用価値 のある空間スケール、位置ずれ誤差、予報初期の予 報頻度過小など、LFMの降水予報を従来とは異なる 視点で定量的に評価することが可能となった。数値 予報課では、これらの新たな検証結果を用いて、 LFMの本運用に向けて予報精度を向上すべく鋭意 開発を進めている。

参考文献

- Ebert, E.E., 2008: Fuzzy verification of high resolution gridded forecasts: A review and proposed framework. *Meteorol. Appls.*, **15**, 51–64.
- Lean, H. W., P. A. Clark, M. Dixon, N. M. Roberts, A. Fitch, R. Forbes and C. Halliwell, 2008: Characteristics of High-Resolution Versions of the Met Office Unified Model for Forecasting Convection over the United Kingdom. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3408–3424.
- Roberts, N. M. and H. W. Lean, 2008: Scale-Selective Verification of Rainfall Accumulations from High-Resolution Forecasts of Convective Events. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 78–97.
- Söhne, N., J-P. Chaboureau, and F. Guichard, 2008: Verification of Cloud Cover Forecast with Satellite Observation over West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4421–4434.
- Schwartz, C. S., Coauthors 2010: Toward Improved Convection-Allowing Ensembles: Model Physics Sensitivities and Optimizing Probabilistic Guidance with Small Ensemble Membership. *Wea. Forecasting*, **25**, 263–280.
- Wilks, D.S., 1997. Resampling hypothesis tests for autocorrelated fields. J. Climate, **10**, 65–82.

1.3 事例検証¹

この節では、2009年8月より実験運用を開始した 局地モデル(LFM)の予報結果のうち、2事例につい て実況との対応を示し、留意すべきと思われるLFM の予報特性について記述する。

1.3.1 2010年7月5日東京の局地的大雨事例

2010年7月5日は、東京都板橋区板橋で20時30分 までの前1時間に107mmの降水を観測し、記録的短 時間大雨情報が発表され、中小河川の溢水や、床上 浸水などの被害が出た。

この日の総観場は、中国東北区に寒冷渦がほぼ停 滞しており、日本付近は広く南西流場となっていた。 関東平野西部では、前日から水蒸気が滞留していた ことに加え日射による気温上昇で下層の相当温位 が高く(~355K)、昼過ぎから積乱雲が発生していた。 ただ上空には暖気(500hPa~0度)が流入していたた めに積乱雲の発達は抑制され、対流不安定な場とな っていた。暖気が関東地方を通過した16時JST頃の タイミングで積乱雲が発達し、メソ対流系を組織化 すると共にゆっくり東進することで東京都板橋区 に大雨をもたらしたと考えられる。

2010年7月5日18時(JST)の関東地方の実況(図 1.3.1)、MSM (図1.3.2)、LFM(図1.3.3)をそれぞれ 示す。実況(図1.3.1)を見ると、東京都板橋区で大 雨を観測した2時間前にもその西側の領域で50mm 以上の降水が観測されていた。その降水域は前述の メソ対流系によってもたらされたもので、その後も ゆっくりと東に移動して、20時頃に板橋区に大雨を もたらした。また、強雨域から東京湾に向けて南東 方向に1時間降水量10mm程度の弱い降水域が伸び ている。これは、神奈川県北東部で鹿島灘からの東 風と相模湾からの南よりの風の収束により発生し たと考えられるメソ対流系が北東進したためであ る。この地上風系の分布は、東京近郊における夏季 の短時間強雨の発生時によく見られる特徴(藤部ほ か 2002)を備えている。

次に、18時に観測されたこれらの局地的な降水に 着目して、MSMとLFMの予報結果を比較検証する。 MSM(図1.3.2)は、神奈川県北部に北西から南東に伸 びる弱い降水域を表現しているが、東京の猛烈な雨 のシグナルとなるものは全く見られない。前者につ いては鹿島灘と相模湾からの風の収束場が予想で きているためと考えられる。

LFM(図1.3.3)では、実況(図1.3.1)と比べて強雨域 が東南東側の東京湾付近に予想されているものの、 1時間降水量50mm近い降水域が見られ、東京都区部 付近で大雨が発生するポテンシャルが予想できて いる。ただし、この降水域は神奈川県北部で発生し たメソ対流系の北東進に伴うもので、関東平野西部 から移動してきたものではない。しかし、実況の降 水系の推移とは異なるが、東京都区部付近にメソ対 流系が存在すれば大雨の発生ポテンシャルが大き いことを示すものである。



図1.3.1 2010年7月5日18時(JST)における 解析雨量前1時間値[mm/h]、標高補正された アメダス気温[℃]、地上風向・風速、長羽根 は10[knot]、短羽根は5[knot]を表す。



¹石水 尊久



図1.3.3 図1.3.2と同じ、ただしLFM地表面 予報値(2010年7月5日06UTC初期 値,FT=3)。

MSMに比べて、LFMが強い降水を予想できたの は、局地解析(LA)においてアメダス観測の気温や、 風向・風速を同化することにより地上付近の実況が 初期値場に反映されていること、降水過程として雲 物理過程を単独に用いて湿潤対流を陽に表現して いる効果が大きい。

次に、東京都板橋区で大雨があった20時でのLFM の予報結果を図1.3.4に示す。東京都区部には弱い降 水域が予想されているだけで、大雨のシグナルとな るものは見られない。しかし、18時のLFM(図1.3.3) が東京都の西端に予想していた1時間降水量20mm 以上の降水域がゆっくりと東に移動し、東京都多摩 地方に50mm以上の降水を予想している。この降水 をもたらしたメソ対流系は実際には観測されてい ないが、この予想は東京都付近での大雨の発生ポテ ンシャルが18時から引き続き高いことを示唆して いる。

最後に2010年7月5日18時(JST)初期値のLFMを 見てみる。図1.3.5の予報初期(FT=1)の地上風系では、 強い地上風の収束場が東京都区内において表現さ れている。図1.3.1で示されたアメダスの風向・風速 の実況がLAに取り込まれた効果が大きいが、この時 刻には降水が予想されておらず、その後も弱い降水 の表現に留まった。

これは、LFMは、予報初期の水物質量の不足や、 降水の立ち上がりが遅れること(竹之内 2008,氏家 2009) などにより、予報初期による強い降水を表現 できなかったことが原因と考えられる。



図1.3.4 図1.3.3と同じ。ただしLFM地表面 予報値(2010年7月5日06UTC初期 値,FT=5)。



図1.3.5 図1.3.3と同じ。ただし2010年7月 5日19時(JST)を対象としたLFM地表面 予報値(2010年7月5日09UTC初期 値,FT=1)。

1.3.2 2010年8月12日近畿地方の線状降水事例

2010年8月12日は、台風第4号が日本海を北東進し、 近畿地方は不安定な場となっていた。大阪湾からの 下層の強い南西風による暖湿気塊の流入により、下 層での収束が強まり対流が活発化し、京都府南部か ら大阪府北部にかけて1時間に100mmを越す降水 を観測し、記録的短時間大雨情報が発表された。そ の大雨の約2時間前にあたる2010年8月12日3時 (JST)の近畿地方の実況を図1.3.6に示す。明石海峡 付近から北東方向に長さ100kmを超える線状の降 水域が見られる。

この時刻を対象としたMSM (図1.3.7)、LFM(図 1.3.8)の予報結果をそれぞれ示す。MSMでは実況で 見られるような線状降水帯が予報されていないの に対して、LFMでは、降水域がかなり広がっている ものの、明石海峡付近から北東方向に伸びる降水域 を予報できている。これはLAにより初期場の地表付 近の表現が向上していることに加え、LFMでは格子 間隔2kmの水平解像度による地形表現の効果が表 れているためと考えられる。

図1.3.9は、六甲山付近から大阪湾へ南北方向にとった線分に沿う鉛直速度の断面図である。LFMでは MSMと比べて地形の表現がより急峻となっており、 この事例では地形による強制上昇の効果がより強 く予報結果に反映されている。



図1.3.6 2010年8月12日3時(JST)における 解析雨量前1時間値[mm/h]、地上風向・風速、 長羽根は10[knot]、短羽根は5[knot]を表す。



図1.3.7 図1.3.6と同じ、ただしMSM(2010 年8月11日15UTC初期値,FT=3)、概ね高 度20mの風向・風速。



図1.3.8 図1.3.7と同じ、ただしLFM(2010 年8月11日15UTC初期値,FT=3)。



図1.3.9 2010年8月12日1時(JST)を対象とした高度約2500mまでの鉛直速度断面図。暖色は上昇 流、寒色系は下降流を表す。(左) MSM、(中)LFM、(右) LFMの地形図。鉛直速度断面図は線分A-B に沿い、A-Bは左側・右側に対応する。

しかし、LFMは、紀伊半島の南東側の1時間降水 量20mm前後の降水域を予想できていない。第1.2 節の統計検証で示されているように、LFMは、MSM と比較して強雨時における量的な表現に強みがあ る反面、弱い雨の範囲は過少という傾向がみられる ことが多い。なおMSMでは、積雲対流パラメタリ ゼーションを併用することで弱い降水域を表現し ている。

1.3.3 まとめと今後の課題

LFMの実験運用開始後の2つの事例を通して、原 稿執筆時点でのLFMの予報特性について述べた。

第1.3.1項で示したように、積乱雲の発生・発達す る位置や降水のタイミングを正確に予測すること は現時点では難しい。しかし、位置やタイミングの ずれを考慮することで、降水量のポテンシャル予報 として活用することができる。一方、LFMでは対流 パラメタリゼーションを用いていないため、格子ス ケールで飽和に達するまで不安定を解消できず、格 子スケールの降水の過度の集中が見られる問題(竹 之内 2008,氏家 2009)がある。また第1.3.2項では、 LFMは、MSMより水平分解能が高いため降水の表 現が改善すること、地形の効果をより反映すること などを示した。

さらに予報初期において降水の立ち上がりに時 間がかかること(第1.3.1項)にも注意が必要である。 LAでは、予報初期の水物質量の分布の改善のため、 2010年8月2日の実験運用から地上GPS可降水量の 同化を開始したほか、レーダー反射強度からリトリ ーブした相対湿度の同化を予定している(第1.5節参 照)。LFMにおいては、降水の過度の集中の対策を 検討すると共に、降水過程や境界層過程など物理過 程の改良などにより、特に下層の鉛直構造の表現の 向上に取り組むことが必要と思われる。 積乱雲の発生・発達する位置やタイミング、局地 的な風系の変化の予測は、航空機の安全運航にとっ て重要であり、本運用に向け一層の改善を図る必要 がある。LFMの試験運用においては、降水の過度の 集中や、降水の立ち上がりの改善など、予備実験や 実験運用でこれまでに明らかとなった問題点の改 善に努めていく予定である。

参考文献

- 氏家将志 2009:高分解能局地モデルの開発と実験運用.平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,90-96.
- 竹之内健介 2008:高分解能局地モデルの課題.平成 20年度数値予報課報告・別冊第54号,気象庁予報 部,207-213.
- 藤部文昭,坂上公平,中鉢幸悦,山下浩史 2002:東京23 区における夏季高温日午後の短時間強雨に先立つ 地上風系の特徴.天気,49,395-405.

1.4 航空ユーザー向けのプロダクト1

LFMの試験運用の目的は、LFMを利用した航空

機の安全かつ効率的な運航及び空港周辺を対象と した飛行場予報の高度化を支援するために有効な プロダクトの開発に向けた調査を行うことである。



図 1.4.1 試験運用における航空ユーザー向けプロダクトの例。2010 年 9 月 15 日 21UTC 初期値の 3 時間予報値 を示す。(a) 地上の高度補正気温(等値線)、水平風(矢羽)、前 1 時間降水量(カラー)。(b) 羽田空港を中心 とした 340°-160°方向(右下地図上のAB線)の鉛直断面図。気温(1 度毎の等値線)、鉛直シアー(高度 FL020 以上で、9 kt / 1000 ft 以上の領域を太い等値線で囲む)。(a)中の三角形は空港(RJTT:羽田空港、RJAA:成 田空港)及び重要地点の名称コード識別名を示す。(b)中の三角形は羽田空港の場所を示す。

¹ 永戸 久喜、石田 純一、石水 尊久、平原 洋一

図情報の例を、図1.4.1~1.4.3に示す。まず、水平 断面図として、羽田空港を中心とした成田空港も含 む関東地方の300 km四方(図1.4.1a)と、羽田空港 を中心とした約50 km四方(図1.4.2a)の2領域につ いて、それぞれ地上から2,000 ft毎に20,000 ftまで の高度に対応する11フライトレベル(FL)²を描画す る。描画要素は、地上では高度補正気温・水平風・ 前1時間降水量、上空では、各高度での気温・水平 風・湿数である。



図 1.4.2 図 1.4.1 と同じ日時の予報値。ただし、羽田空港を中心とした約 50 km 四方の領域について示す。(a) FL140 の気温(1 度毎の等値線)、水平風(矢羽)、湿数(3℃以下の領域をハッチ)。(b) 羽田空港を中心とした 340°-160°方向(右下地図上のAB線)の鉛直断面図。気温(1 度毎の等値線)、鉛直シアー(FL020 以上で、9 kt / 1000 ft 以上の領域を太い等値線で囲む)。

² ICAO 国際標準大気モデル(基準海面気圧を 1013.25 hPaの固定値としている)において、当該高度(単位は ft: 1 ft=0.3048 m)に対応する等圧面。例えば、当該高度

が 14000 ft(=4267 m)のときは、「FL140」と表記する。

鉛直断面図として、それぞれの領域内で、羽田空港 を中心として滑走路に平行な2方向(340°-160° 方向と220°-40°方向)の図を描画する(図1.4.1b, 1.4.2b)。描画要素は、水平断面図と同じ気温・水平 風・湿数に加え、航空機運航の支障となる晴天乱気 流発生の主要因の一つである鉛直シアーの大きい 領域も表示する。これらの図情報は、3時間予報値 から9時間予報値まで一時間毎の図が作成される。 また、羽田空港については、地上からFL140までの 6フライトレベルにおける水平風・気温・露点温度 の地点時系列図を作成する(図1.4.3)。

これらのプロダクトは、試験提供を通じて航空ユ ーザーに利用して頂くとともに、ユーザーからの要 望を集めて、本運用時には追加・改修などの検討が 行われる予定である。



図 1.4.3 羽田空港における地点時系列図の例。2010 年 9 月 15 日 21UTC 初期値の LFM の予報値を示す。気温(赤 線)、露点(青点線)、水平風(矢羽)を示す。地上(SFC)、FL017、FL032、FL050、FL100、FL140 の各高 度レベルの各要素をそれぞれ示す。

1.5 今後の計画¹

1.5.1 LFMの開発

第1.1節でも述べたように、LFMは2012年から本 運用を行い、2013年からは予報領域を拡大して日本 付近を覆った上で、毎時運用を行うことを計画して いる。今後はこれらの実現に向けた仕様の検討やモ デルの開発・改良を進めていく必要がある。

まずは、本運用時に予報領域をどのように拡大す るのかについて検討する必要がある。これまでは、 次期スーパーコンピュータシステムの性能の当初 の見積もりなどから、試験運用の計算領域(図1.1.1) に2領域を加えた3領域で日本付近を覆う案が検討 されてきた(竹之内・荒波 2008)。しかし、予報領 域の重なる領域で異なる二つの計算結果が存在す ることから、これらを利用する際には、その領域で のマージ手法などについて別途検討する必要があ る。そこで、日本付近を1領域で覆う案についても 検討を始めており、計算機資源や計算効率などを勘 案しつつ最適な領域設定を検討していく予定であ る。

これと並行して、本運用までに予報精度の更なる 向上を目指した開発を進める必要がある。力学過程 については、現在行われている新しい力学コア

(asuca; Ishida et al. 2010)の開発を引き続き進め る予定である。asucaでは、数値流体力学の最近の 成果を取り入れた高い精度と計算安定性を備えた 時間積分・移流スキームを実装し、実行時の計算安 定性の向上を目指している。また、計算効率を高め ることによる大幅な高速化の実現も目指している。 本運用では毎時の解析・予報を行うため、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。

本運用時には、予報結果の降水短時間予報への入 力としての利用も検討をされていることから、物理 過程の中でも、特に湿潤過程の改善を最優先で取り 組む必要がある。1.2節で述べたように、試験運用に おいては、積雲対流スキームは用いず、雲物理過程 だけで湿潤過程を担っている。MSMよりも高解像 度となり、格子スケールでより細かいスケールの現 象を解像できるようになったものの、水平スケール 10 km以下の雄大積雲等は解像できないため、夏期 の不安定降水時などで格子スケールの降水を過剰 に表現する傾向がある。これを軽減するために、格 子スケールで解像できない背の低い積雲等を雲物 理過程の調整や境界層過程の改良によって扱う手 法や、浅い積雲対流スキームの導入などの検討も行 う必要がある。

また、航空予報支援に利用するためには、降水以

外に、空港周辺の風や気温についても精度良く表現 することが求められる。このため、湿潤過程に加え、 境界層過程や陸面過程など物理過程全般について の開発・改善も重要な課題である。今後MSMにお いて予定されている各物理過程の開発・改善の成果 を取り込むことも含め、各スキームの適切な評価・ 検証を行いながら、LFMの物理過程の開発・改善を 進めていく必要がある。

1.5.2 LAの開発

LAについても、本運用時の仕様について検討を行 う必要がある。試験運用では水平格子間隔5km、鉛 直50層で解析を行っているが、これをLFMの水平格 子間隔2km、鉛直60層に近づけることで、より整合 の取れた初期値を作成できると考えられる。また現 在LAでは、3次元変分法による解析を行う時間間 隔を1時間としているが(図1.1.2参照)、この時間 間隔も検討課題である。より短い時間間隔で解析を 行うことで、高解像度化・高頻度化する観測データ の持つ情報を、より有効に引き出すことができる可 能性がある。本運用では毎時限られた時間内に解析 を行うという厳しい制約があり、計算機資源や計算 時間を考慮しながら最適な仕様を検討するととも に、それを踏まえたシステム設計・構築なども進め る必要がある。

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1.5.1に、LAの試験運用における観測データの利用状況及びこれから本運用に向けて利用が検討されている観測データについて示す。衛星観測データは時間的・空間的に広範囲にわたり均質な情報を持ち、解析の精度向上に有用であるが、現状のLAにおいてはまだ利用されていない。今後は、表1.5.1に示されている各データについて、順次利用の検討を進める。

今後必要とされる開発課題としては、データ同化 手法の高度化が挙げられる。LAでは現在、3次元変 分法による解析を行っている。3次元変分法では、 解析インクリメント(解析値-第一推定値)に予報 モデルの時間発展との整合性に関する直接の拘束 条件を課さないため、力学的なバランスを組み込む ための設計が重要である。現在、LAでは、解析イン クリメントの静力学平衡は考慮しているものの、質 量場と運動量場のバランス関係は組み込まない単 純な設計となっている。制御変数の設計、あるいは ペナルティ項の導入などにより、より力学的バラン スに優れた解析インクリメントを得るための検討 が必要である。また、大気境界層は、LAの特徴であ る密なアメダス地上観測同化の影響を強く受ける 領域である。大気境界層での解析インクリメントと、

¹ 永戸 久喜・石田 純一・藤田 匡・佐藤 芳昭

◎ . 等八頃み、○ . 等八丁足、△ . 等八を便酌、 ^ . 不対応、をてれてれいり。		
観測データ種別	試験運用	本運用
地上観測・アメダス観測	0	0
航空機観測	0	0
ウィンドプロファイラ	0	O
ドップラーレーダードップラー速度	0	\odot
地上 GPS 可降水量	0	Ø
レーダー反射強度	0	O
衛星風	\bigtriangleup	0
ATOVS 気温プロファイル	\bigtriangleup	0
METAR	\bigtriangleup	0
AMSR-E	×	\bigtriangleup
ASCAT 海上風	×	\bigtriangleup
CSR (静止衛星)	×	\bigtriangleup
ATOVS 輝度温度データ	×	\bigtriangleup
高層ゾンデ観測	×	\bigtriangleup

表 1.5.1 試験運用と本運用時において 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 ○・導入予定 △・導入を検討 ×・未対応 をそれぞれ示す

モデルの乱流過程による運動量、熱輸送などとの整 合性を考慮に入れた設計の検討は課題である。

変分法で用いられる背景誤差は、観測データの同 化による解析インクリメントの大きさや広がりに 影響を及ぼす。現在、LAの3次元変分法で用いてい る背景誤差は、場所、時間について一定値であるが、 実際の背景誤差は場所ごとの日々の大気の状況に 応じて空間、時間的に変動すると考えられる。これ に関連して、アンサンブル予報で表現される、流れ に依存する誤差特性を変分法の背景誤差に組み込 む手法が提案されている(Hamill and Snyder 2000; Lorec 2003; Buehner 2004)。近年、これを応用し、 アンサンブルカルマンフィルタ(Evensen 1994)な どによるアンサンブル摂動の生成と、生成したアン サンブル摂動を用いた変分法による解析を組み合 わせたハイブリッド法の研究が進みつつある(Liu 2008, 2009; Buehner et al. 2009a, 2009b)。ハイブ リッド法を利用することで、現在のLAの拡張により 流れに依存する背景誤差を導入することが可能で ある。計算機資源の制約を勘案しつつ、高解像度の 現象におけるこのような先進的な手法の有用性を 調査することは重要な課題である。

参考文献

- 藤田匡, 2010: 流れに依存する背景誤差. 数値予報 課報告・別冊第56号, 気象庁予報部, 73-83.
- 竹之内健介・荒波恒平,2008:高分解能局地モデル について.数値予報課報告・別冊第54号,気象庁 予報部,195-197.
- Buehner, M., 2004: Ensemble-derived stationary

and flow-dependent background error covariances: evaluation in a quasi-operational NWP setting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1013-1044.

- Buehner, M., P. L. Houtekamer, C. Charette, H. L.
 Mitchell, and B. He, 2009a: Intercomparison of variational data assimilation and the ensemble Kalman filter for global deterministic NWP.
 Part I: Description and single-observation experiments. *Mon. Wea. Rev.*, accepted.
- Buehner, M., P. L. Houtekamer, C. Charette, H. L.
 Mitchell, and B. He, 2009b: Intercomparison of variational data assimilation and the ensemble Kalman filter for global deterministic NWP.
 Part II: One-month experiments with real observations. *Mon. Wea. Rev.*, accepted.
- Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, **99**, 10143-10162.
- Hamill, T. M., and C. Snyder, 2000: A hybrid ensemble Kalman filter - 3D-variational analysis scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2905-2919.
- Ishida, J., C. Muroi, K. Kawano, 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
- Liu C., Q. Xiao, and B. Wang, 2008: An ensemble-based four-dimensional variational

data assimilation scheme. Part I: Technical formulation and preliminary test. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3363–3373.

- Liu C., Q. Xiao, and B. Wang, 2009: An ensemble-based four-dimensional variational data assimilation scheme. Part II: Observing system simulation experiments with advanced research WRF (ARW). *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1687-1704.
- Lorenc, A., 2003: The potential of the ensemble Kalman filter for NWP-a comparison with 4D-Var. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 129, 3183-3203.

第2章 数値予報システムの最近の改善

2.1 最近の数値予報システムの改善のまとめ1

数値予報課では、数値予報モデルの改善や、観測 データの新規利用開始など、数値予報に関わるさま ざまな改善に取り組んでいる。取り組みの成果につ いては、改善が確認できたものから順次数値予報ル ーチンに反映させるとともに、利用者向けに必要な お知らせを行っている。また数値予報研修テキスト や数値予報課報告・別冊でも、その成果報告を行っ ている。この数値予報研修テキストでは、特に数値 予報プロダクトの利用者に有益と考えられる情報 について、重点的に解説を行ってきた。

従来は項目毎の報告であったために、どの成果が どこに報告されているか、わかりづらい点が見られ た。そこで今年度は新しい取り組みとして、昨年度 4月から今年度10月末まで(以下、この期間と呼ぶ) に行われた数値予報の主な変更について、一覧を掲 載することとした。付録の数値予報モデルおよびガ イダンスの概要一覧表と併用することにより、数値 予報の変更についての概要や最新情報を利用者が 把握しやすくなることを期待している。

本節では、全球モデル・全球解析、メソモデル・ メソ解析、アンサンブル予報システムに関わる変更 について、それぞれの最近の変更の一覧表を示し、 その主な内容について解説する。

2.1.1 全球モデル・全球解析に関わる改善

この期間、全球モデルに関わる変更はなかったが、 全球解析については観測データの利用に関する 様々な変更が行われた。これらを表2.1.1に示す。

主要な項目として、航空機気温観測データとGPS 掩蔽観測データの利用が開始されるとともに、新規 衛星データとしてDMSP-F16/SSMIS やNOAA-19 の利用が開始されたことがあげられる。

変更日	概要	理由・参考文献
2009年4月9日	MODIS 極域 AMV の南極域利用再	2007年10月の精度悪化に伴い利用中止して
	開	いたもの
2009年5月1日	NOAA-16/AMSU-B 使用中止	観測精度悪化のため
2009年7月28日	Metop-A/ASCAT 海上風利用開始、	本研修テキスト第2.5節,
	DMSP-F16/SSMIS サウンディング	平成 21 年度数値予報研修テキスト第 3.2 節
	チャンネル利用開始	
2009年9月2日	オーストラリア航空機の不正通報除	観測データ不正のため
	去対応	
2009年10月1日	インドのラジオゾンデ観測利用再開	観測精度向上が確認されたため
2009年10月2日	台風ボーガス配置変更	本研修テキスト第2.6節
2009年11月19日	DMSP-F13/SSM/I 利用終了	運用終了
2009年11月23日	QuikSCAT/SeaWinds 利用終了	運用終了
2009年11月30日	航空機気温データ利用開始、	本研修テキスト第 2.3 節, 第 2.4 節, 配信資
	GPS 掩蔽観測データ利用開始	料に関する技術情報(気象編)第 307 号
2009年12月9日	NOAA-19のAMSU-A及びMHSデ	運用開始
	ータ利用開始	
2010年1月15日	ニュージーランド RARS データ利	入電開始
	用開始	
2010年4月5日	台風ボーガス配置変更	本研修テキスト第2.6 節
2010年4月14日	GOES-12/CSR,AMV 利用終了	運用終了
2010年5月11日	GOES-13/CSR 利用開始	運用開始
2010年5月13日	韓国 AMDAR 利用中止	誤データ混入のため
2010年5月17日	GOES-13/AMV 利用開始	運用開始
2010年5月18日	ブラジル RARS データ利用開始	入電開始

表 2.1.1 全球モデル・全球解析に関わる変更

¹ 室井 ちあし, 経田 正幸, 永戸 久喜, 佐藤 芳昭

2.1.2 メソモデル・メソ解析に関わる改善

メソモデル・メソ解析に関わる最近の改善を表 2.1.2に示す。

この期間は、非静力学メソ4次元変分法データ同 化の導入以降に見つかった不具合の解決をすると ともに、地上GPS可降水量データの利用を開始する などの改善を行った。。

今後、メソモデルの積雲対流スキームの変更を予

定している。本テキスト執筆時点では実施時期が未 定であるが、現状について本テキスト第2.7節で報 告を行っているので、参考にしていただきたい。

さらに、水平分解能2kmの局地モデル(第1章を 参照)についても、11月から試験運用を開始を予定 している。

<u> </u>			
変更日	概要	理由・参考文献	
2009年4月7日	解析に非静力学4次元変分法の導入	平成 21 年度数値予報研修テキスト第 3.5 節,	
		数値予報課報告・別冊第56号第2章,配信	
		資料に関する技術情報(気象編)第 297 号	
2009年6月1日	台風ボーガスの修正	数値予報課報告・別冊第 56 号第 2.9 節	
2009年8月20日	従来型データの間引き間隔の修正	数値予報課報告・別冊第 56 号第 2.9 節	
2009年10月7日	解析手法改善	数値予報課報告・別冊第 56 号第 2.9 節	
2009年10月28日	地上 GPS 可降水量データの利用開	数値予報課報告・別冊第 56 号第 3.3 節, 配信	
	始	資料に関する技術情報(気象編)第 304 号	
2009年11月23日	QuikSCAT/SeaWinds 利用終了	運用終了	
2009年12月8日	札幌・鹿児島空港のドップラーレー		
	ダー利用開始		
2010年3月1日	外国ゾンデ特異点データの利用開始		
	と閾値の特別扱いの中止		
2010年9月14日	台風ボーガス配置変更、変分法 QC		
	の導入		
2010年10月12日	石垣島・広島・大阪・福井のドップ		
	ラーレーダー利用開始		
(未定)	対流スキームの変更	本研修テキスト第2.7節	
(未定)	オフライン陸面解析の開始	本研修テキスト第 4.2 節	

表 2.1.2 メソモデル・メソ解析に関わる変更

2.1.3 アンサンブル予報システムの改善

週間・台風アンサンブル予報システムに関する最 近の改善について、表2.1.3に示す。

この期間は、高解像度全球モデルと週間アンサン ブル予報システムに導入済みの適合ガウス版モデ ル(岩村 2008,米原 2009)を台風アンサンブル予 報システムにも導入したほか、台風アンサンブル予 報システムの初期摂動作成手法の変更を行った。

また、週間アンサンブル予報システムについて、 従来は初期値アンサンブルの考え方で構築していた が、予報モデルの不確実性を考慮したモデルアンサ ンブル手法の開発を行っており、実現の目処がほぼ ついている。

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.
- 米原仁,2009: 週間アンサンブルの予報モデルの更 新. 平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,61-64.

衣 2.1.3 週间・ 百風ノ シリンノル 丁報シスノムに関わる変更			
変更日	概要	理由・参考文献	
2009年6月18日	台風アンサンブル予報システムの予	本研修テキスト第2.9 節	
	報モデルの適合ガウス格子化		
2010年5月13日	台風アンサンブル予報システムの初	本研修テキスト第2.9節	
	期摂動の変更		
(未定)	週間アンサンブル予報システムへの	本研修テキスト第2.8 節	
	モデルアンサンブル手法の導入		
(未定)	台風アンサンブル予報システムへの		
	モデルアンサンブル手法の導入		

表 2.1.3 週間・台風アンサンブル予報システムに関わる変更

2.2 最近の全球数値予報システムの成績の推移1

2.2.1 はじめに

気象庁(JMA)の全球数値予報システムの予報成 績にみられる最近の改善について、世界の主要数値 予報センターの同システムと比較した結果を報告す る。各数値予報センターは、世界気象機関(WMO) が定めた標準検証方法に従って全球数値予報システ ムの予報を検証し、その結果を月毎に交換している。 全球モデルの精度評価は目的に応じて適切な指標を 選んで行う必要があるが、ここでは国際的な比較に よく用いられる500hPa高度予報誤差を取り上げる。 500hPa高度予報誤差は中・高緯度の総観場の大気 の流れの予報精度を示す指標である。

2.2.2 他の数値予報センターとの比較

現在、12の国家気象機関(日本、中国、韓国、英国、 フランス、ドイツ、ロシア、米国、カナダ、ブラジル、オ ーストラリア、インド)と欧州中期予報センターが全 球数値予報システムを現業運用している。ここでは 継続的に比較を行っている4つの主要な数値予報セ ンター(JMA、欧州中期予報センター(ECMWF)、 英国気象局(UKMO)、米国環境予測センター (NCEP))を取り上げて、北半球(20°N-90°N)、 南半球(20°S-90°S)それぞれの2日予報、5日予報 の500hPa高度予報誤差(平方根平均二乗誤差 (RMSE))の推移を比較する。

まず、1995年以降の北半球の5日予報の500hPa 高度予報誤差(図2.2.1)から、JMAの全球数値予報 システムの予報精度向上について述べる。なお、季 節変動を除去するために前12ヶ月で平均した。1999 年の積雲スキームの改良後に著しい向上が見られた が、2003年に極軌道衛星のATOVSセンサーによる 輝度温度直接同化されるまで精度向上が見られない 期間が続いていた。その後、2004年の極軌道衛星の MODISセンサーによる極域衛星風や2008年の晴天 放射輝度温度を代表とする新たな衛星観測データの 同化および2005年の4次元変分法データ同化手法の 導入により継続的な精度向上が見られる。その精度 向上により、2003年には他のセンターから大きく引 き離されていた予報精度が、2005年にはNCEPと UKMOに肩を並べるようになり、2009年以降は UKMOに次ぐ位置を確保している。ECMWFとの差 はまだかなりあるが、2008年以降ECMWFの予報誤 差の減少はあまり見られない。また、NCEPも2008 年以降精度向上が見られない。その中で、2009年後 半からのUKMOの精度向上が顕著である。これは 2009年に行われた50層から70層への鉛直層数およ びそれに関連する変更が寄与していると考えられる。

北半球の2日予報および南半球の2日と5日予報の 500hPa高度予報誤差(図2.2.2)にも、上で述べた JMAの全球数値予報システムの精度向上や他のセ



1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010

図2.2.1 北半球の5日予報の500hPa高度のRMSE(平方根平均二乗誤差)の経年変化(1995年1月 -2010年6月、前12ヶ月移動平均)。気象庁の全球数値予報システムの主な変更点(紫色:物理過 程、青色:新たに同化されたデータ、黒字:その他)とその時期を矢印で示す。

¹ 加藤 輝之







図2.2.2 図2.2.1と同じ、ただし、(a) 北半球の2日予報、 (b) 南半球の2日予報、(c) 南半球の5日予報。

ンターとの比較結果とほぼ同様の傾向が見られる。 南半球での各センター間の予報精度を比較してみる と、2007年以降ECMWFに次いで、UKMOがJMA とNCEPを明らかに引き離している。ただし、北半 球の5日予報に見られたUKMOの2009年後半の顕 著な精度向上は見られない。また、南半球ではJMA は継続的な精度向上が見られるが、他の3センター の予報精度は2009年以降あまり変化がない。これは、 JMAが他センターに遅れて最近同化を始めた新た な衛星データ(表2.1.1)の効果であると考えられる。

つぎに、4つの主要な数値予報センターにおける 予報誤差の季節変化も含めた全球数値予報システム (a) 北半球500hPa高度予報誤差(2日予報)











図2.2.3 500hPa高度のRMSE (平方根平均二乗誤差)の最 近の変化 (2008年6月-2010年6月、3ヶ月移動平均). (a) 北半球の2日予報、(b).北半球の5日予報、(c) 南半球の 2日予報、(d) 南半球の5日予報。

の最近の予測精度を、2008年6月以降の3ヶ月平均の 500hPa高度予報誤差(図2.2.3)から述べる。一般 に、RMSEは偏西風波動の振幅が大きい冬期に大き くなり、その変動が大きい年ほど概して大きくなる。 そのため、短期間(例えば、図2.2.3のような2年間) では、予報精度向上を1つのセンターの結果のみで 評価するのは早計である。

北半球2日予報では2008年10月~2009年10月に かけてJMAはUKMOと同程度まで誤差を減少させ たが、その後引き離されている状態が続いている。 ただ、NCEPに対しては2008年8月以降、JMAの誤 差の方が常に小さい。北半球5日予報では、2009年 10月までECMWFを除く3センターの誤差が同程度 であったが、その後JMAとNCEPに比べてUKMO の誤差の減少が顕著であり、2010年以降ECMWFに かなり近づいてきている。その要因については前述 のように鉛直層数の増加だと考えられているが、モ デル開発を推進する上では今後更なる分析が必要 であろう。

南半球2日予報では、冬期におけるECMWFの誤 差が他のセンターと比べて際だって小さくなって いる(5日予報も同様)。JMAの誤差は、2009年8月 までNCEPとほぼ同程度で推移していたが、その後 NCEPを引き離し、UKMOとの差を縮めている。南 半球5日予報のJMAの誤差は、2009年6月までは NCEPとほぼ同程度で推移していたが、その後やや NCEPより小さくなっている。

2.2.3 各数値予報センターの全球数値予報システムの現状と計画

最後に、2009年の第25回WGNE (Working Group on Numerical Experimentation) 会合報告をもとに 最近の情報も加えて、各数値予報センターの全球数 値予報システム(全球モデル、全球解析)のスペッ クの現状と更新計画を簡単に紹介する。

全球モデル(表2.2.1)はスペクトルモデルが主流 であるが、UKMOでは領域モデルとの一体的な開発 を行うために格子モデルを採用している。2009年11 月までは、JMAの全球モデルが最も高い水平解像度

(約20km)であったが、その後ECMWFが約16km のモデルを導入した。また、2011年にはNCEPは約 22km、UKMOは約20kmのモデルに更新する計画で あり、主要数値予報センターは水平分解能20km前 後の全球モデルで予報精度を競い合うことになる。 鉛直層数は、現在ECMWFが91層と最も多く、2011 年には更に136層に増やす計画であり、他センター と比べて約2倍の層数を保持することになる。JMA では、次期「スーパーコンピューターシステム」導 入後の2013年に100層にすることを計画している。 全球解析(表2.2.2)で4次元変分法を導入しているセンターでは、JMAを除いて全球モデルの3分の1の水平解像度を持つインナーモデルを運用している。JMAでも同様の運用にするために2011年にインナーモデルの水平分解能を約60kmにする計画である。

2.2.4 まとめと課題

最近の主要数値予報センターの全球数値予報シス テムの予報精度改善の概要を報告した。JMAは2008 年8月以降の改良によりNCEPより予報精度が良く なっているが、UKMO、ECMWFにはまだかなり離 されている状態が続いている。500hPa高度の5日予 報のRMSEでは、JMAはUKMOに対して5%以上、 ECMWFに対しては10%以上大きい(2010年6月現 在)。特に、その差は北半球に比べて南半球で顕著で ある。これはJMAの衛星データ同化が他センターに 遅れを取っていることが一因と推測される。衛星デ ータの同化が遅れているのは、新規データ取得・利 用の環境が不十分といったこともあるが、中層の乾 燥といった全球モデルにあるバイアスの影響を受け て新規データ同化による予報精度改善に多くの工夫 や試験を要しているという面もある。データ同化の 更なる進展を図るためにも、全球解析でのインナー モデルも含めた全球モデルの物理過程(積雲、境界 層など)の改良が必須である。

	現モデル	次回の更新計画
	(2010年7月)	(実施予定年)
JMA	約20km、60層	約20km、100層(2013年)
ECMWF	約16km、91層	約16km、136層(2011年)
NCEP	約27km、64層	約22km、64層(2011年)
UKMO	25km、70層	20km、70層 (2011年)

表2.2.1 全球モデルの水平解像度、鉛直層数

(注1) UKMOは格子モデル、他はスペクトルモデル。

(注2) UKMOの解像度はヨーロッパ付近での値。

(注3) NCEPの解像度は2010年7月に約35kmから変更 された。

表2.2.2	全球解析の水平解像度、	鉛直層数
--------	-------------	------

	現システム	次回の更新計画
	(2010年7月)	(実施予定年)
JMA	約80km、60層	約60km、60層(2011年)
ECMWF	約80km、91層	約50km、136層(2011年)
NCEP	約27km、64層	約22km、64層(2011年)
UKMO	75km、70層	60km、70層 (2011年)

(注1) NCEPは3次元変分法の水平解像度、他は4次元変 分法のインナーモデルの水平解像度。

2.3 航空機気温データの全球解析での利用¹

2.3.1 はじめに

航空機データは広域にわたって取得することがで きる高層の直接観測データであり、気象庁では既に その風データを全球解析で利用している。気温デー タの利用についても検討されていたが、データが多 く存在する航路層(約200~300hPa付近)でモデル の気温にバイアスがあり、そのまま同化すると予報 精度が悪化してしまうことがわかった。これにより 気温データの利用は見送られていた(小泉 2005)。 近年、衛星データの高度利用やモデルの改良により モデルの精度が向上していることを受け、航空機気 温データの利用可能性の再調査を行った。その結果、 データの利用す能性の再調査を行った。その結果、 データの利用さを改善し同化することによって予報 精度が向上することを確認した。本項ではその調査 結果について報告する。

2.3.2 航空機気温データ

(1) データの品質

航空機データには主にAIREP (AIrcraft REPort) データ、AMDAR (Aircraft Meteorological DAta Report) データ、ACARS (Aircraft Communication Addressing and Reporting System) データがある。 ただし、ACARSデータはAMDARデータの一種とし て捉えることもできるため、以下ではまとめて AMDARデータとして分類することにする。

図2.3.1に示すように、航空機データは特に欧州や 北米、東アジアや豪州周辺に集中している²。このデ ータを高度別に示したものが図2.3.2である。特に航 路層である200~300hPa付近でデータ量が多いこ と、空港周辺での離着陸時における対流圏中層から 下層の観測データも多いことが特徴と言える。また、 楠・弟子丸(1994)やBenjamin et al.(1999)な ど過去の文献によれば、航空機データの品質はラジ オゾンデ観測の品質とほぼ同等であると報告されて いる。

図2.3.3に2008年9月を対象とする全球のサイクル 実験³から作成した航空機データ種類別の気温のD 値(観測値-第一推定値)ヒストグラムを示す。こ こでは、300hPaより上層をHIGH、300hPaから 700hPaまでをMID、700hPaより下層をLOWと定 義する。D値の標準偏差はいずれのデータでも1.0K 前後で比較的小さい値を示しており、ラジオゾンデ

1 酒匂 啓司

のそれと比較しても精度は悪くない。しかし、対流 圏下層ではD値の平均が0.4~0.6K程度となってい て、その観測値が第一推定値よりも高温となってい る。またAMDARデータについては、航路層となる 対流圏上層においても平均で0.4K程度の高温バイ アスが確認できる。前述した対流圏下層で見られる ような気温観測値の第一推定値に対する高温バイア スは、現在の全球モデルの大気下層における低温バ イアス(中川 2004)による影響も含まれていると



図 2.3.1 2008 年 9 月 15 日 00 UTC の全球解析に使用 可能な航空機気温データの分布。上: AIREP、下: AMDAR。



図 2.3.2 2008 年 9 月における航空機気温データの高 度別データ数。縦軸:気圧高度[hPa]、横軸:デー タ数。

² 北米ではデータ量が非常に多いことから、解析前処理で 実際の入電データを間引いている。このため図上では実際 の入電データより少なくプロットされている。

³ このサイクル実験では航空機気温データは解析で使用 していない。


図 2.3.3 2008 年 9 月における航空機データ種類別の気温の D 値ヒストグラム。上段: AIREP、下段: AMDAR。左列: HIGH、中列: MID、右列: LOW。縦軸: 頻度[%]、横軸: D 値[K]。BIAS: D 値の平均[K]、STDV: D 値の標準偏差[K]。



図 2.3.4 2008 年 9 月における個別 (A~E) の航空機 データの気温の観測高度別での D 値月平均値。縦 軸:D 値の平均[K]。左:HIGH、中:MID、右: LOW。

考えられるが、AMDARデータに見られるような対 流圏上層でのバイアスは、AIREPデータには見られ ない。これらのことから、何らかの原因によって AMDARデータには高温バイアスがあると考えられ る。ただし、これは全ての航空機で同程度の高温バ イアスがあるということではない。図2.3.4は航空機 ごとの気温データのD値の月平均値を比較したもの である。上層で1.2K程度の高温バイアスが確認でき る航空機がある一方でほとんどバイアスが見られな いものもあるなど、機体ごとにその有無や大きさが 相当異なっていることがわかる。なお、2009年1月 に対しても同様の調査を行ったが、ほぼ同様の結果 を得ており、特に上層を中心とする高温バイアスの 存在を確認している(図略)。

(2) バイアス補正の導入

航空機気温データにおけるバイアスの存在は、 Ballish and Kumar (2006)を始めとする他の主要 な数値予報センターの調査でも指摘されている。そ の原因として、航空機の測器の取付け位置や測器の 感部の汚れ、測器システム特有の誤差などが挙げら れている。このようなバイアスの原因を全ての航空 機に対して個別に特定することは極めて難しい。

そこで、航空機気温データのバイアスを補正する 方法として、航空機別にD値月平均を計算して補正 テーブルを作成し、これを元に補正量を算出して翌 月の観測値の補正を行うという手法を導入すること にした。これはD値月平均を観測値の系統誤差とみ なして補正する方法で、現在ラジオゾンデ観測の気 温データに対して行われているバイアス補正法とほ ぼ同様の方法である。なお、ゾンデバイアス補正法 の詳細については大野木(2000)や髙坂(2009)を 参照していただきたい。

導入した補正法は主に次のような処理である。

- (a) バイアス補正の実行対象はAMDARデータ のみとし、AIREPデータは対象としない
- (b) 航空機の機体を識別するID番号であるコー

ルサインごとに、マージ層と呼ばれる指定 気圧面を中心とする鉛直層別に気温のD値 月平均を計算し、鉛直方向の平滑化処理等 を行い、補正テーブル値を決定する

- (c) 補正テーブルに2.5K以上あるいは-2.5K以 下の値がある航空機の気温データは使用し ない
- (d) 補正テーブル値を調整し、実際の補正量を 算出して観測データを補正する

(a) でAIREPデータを補正対象から除いた理由 は、(b) で述べているように航空機のコールサイン ごとに統計計算を行っているので、必ずしもコール サインで同一機体であると区別できないAIREPデ ータについてはこのバイアス補正法は適さないため である。

また、統計結果からバイアスが過大である場合に ついてはそのコールサインで通報される気温データ の品質に何らかの問題がある可能性が高いとして、

(c)の設定を追加した。これはノンリアルタイム品 質管理(平 1995)に重複する面もあるが、品質に 問題があると見られるデータを必要以上に使用しな いようにするために組み入れている。

この補正法はバイアスの原因にかかわらず包括的 に誤差を補正できることなどの利点がある一方で、 モデルバイアスを取り込んでしまう可能性があると いう欠点もある。そのため(d)における補正量の 算出でモデルバイアスの影響も考慮し、過剰な補正 が行われないようにしている。

(3) 一部データの不使用

地表の影響等を考慮して、一定の気圧高度4以下で 通報された航空機気温データは一律使用しないこと にした。また、調査過程でデータの品質に問題があ るとされたコールサインの気温データも使用しない ことにしている。例えば、カナダのAMDARデータ の中には気温バイアスが顕著に大きく、その標準偏 差も他と比べて大きいデータが数多く混在していた ことから、これらのコールサインで通報される気温 データは不使用とした。

2.3.3 同化実験

第2.3.2項で述べたバイアス補正および一部デー タの不使用の設定を用いて航空機気温データを同化 するサイクル実験を行った⁵。実験対象期間は2008 年9月(データ同化サイクル実行期間:2008年8月20 日~10月9日、予報実行初期値:2008年9月1日~30 日の各12UTC、夏実験)と2009年1月(データ同化 サイクル実行期間:2008年12月20日~2009年2月9 日、予報実行初期値:2009年1月1日~31日の各 12UTC、冬実験)とした。コントロールが航空機気 温データを同化していないもの、テストが航空機気 温データを同化したものである。なお、この実験は 現業システムの低解像度版実験システム⁶で実行し た。

以下、主に冬実験を例にして結果を述べる。図 2.3.5にバイアス補正を含む品質管理処理前後にお けるAMDARデータのD値ヒストグラムを示す。正



図 2.3.5 冬実験における AMDAR データの品質管理 処理(QC)前後の気温 D 値ヒストグラム。上: HIGH、 下: MID。縦軸: 頻度[%]、横軸: D 値[K]。青: QC 前、赤: QC 後。



図 2.3.6 冬実験における気温解析場の東西帯状平均 の月平均値差分。縦軸:高度[hPa]、横軸:緯度。 暖色はテストがコントロールよりも昇温している ことを表し、寒色はその逆を表す。

^{4 1000}hPaマージ層の下端である約 1006hPa に設定している。

⁵ 航空機気温データの観測誤差は現業システムでの全球 解析におけるゾンデ気温データのそれと同値としている。

⁶ 現業システムの全球モデルは TL959L60 (水平解像度約 20km、鉛直 60 層) で、この低解像度版は TL319L60 (水 平解像度約 60km、鉛直 60 層) である。

バイアスとなっている気温データがバイアス補正の 導入により気温を下げる方向に補正されていること が確認できる。しかし、図2.3.6に示した気温解析場 の東西帯状平均の月平均値差分(テストーコントロ ール)を見ると、200hPa付近で0.1~0.2K程度昇温 していることがわかる。今回導入したバイアス補正 法は完全にバイアス成分を除去できるものではない ため、特に航空機データの多い対流圏上層で昇温し たと考えられる。一方で、図2.3.7に示したゾンデを 真値とした場合の気温の解析値および第一推定値の 平方根平均二乗誤差を見ると、およそ300hPaより下 層ではその値がコントロールよりも1%程度小さく なり、改善している。

次に、図2.3.8に予報における主要要素の改善率を

示す。改善率は、コントロールとテストについて、 初期値を真値とした場合に予報値の平方根平均二乗 誤差をそれぞれ*RMSE*_{CNT}、*RMSE*_{TST}として、

改善率[%] =
$$\frac{RMSE_{CNT} - RMSE_{TST}}{RMSE_{CNT}} \times 100$$

で定義する。すなわち改善率が正であれば、予報誤 差が小さくなり改善していることを表す。

冬実験では、500hPa高度について北半球や熱帯は FT=216まで、また南半球でもFT=168まで改善し、 図2.3.8に示した以外の風などの予報スコアについ てもほぼ改善する結果となった。さらに夏実験でも、 冬実験ほどではないものの、500hPa高度について北 半球はFT=120まで平均1%程度改善しており、他の 領域でもコントロールとほぼ同等か改善する結果と



図 2.3.7 冬実験におけるゾンデを真値とした場合の気温の解析値および第一推定値の平方根平均二乗誤差。左:北半 球(20°N–90°N)、右:南半球(20°S–90°S)。縦軸:気圧高度[hPa]、横軸:平方根平均二乗誤差[K]。AN:解析値、 GS:第一推定値。



図 2.3.8 216 時間予報までの予報スコアの改善率。上段:夏実験、下段:冬実験。それぞれ左から順に海面気圧、850hPa 気温、500hPa 高度、850hPa 風速、250hPa 風速。縦軸:改善率[%]、横軸:予報時間[hours]。全球(90°N–90°S、 緑線)、北半球(20°N–90°N、茶線)、熱帯(20°N–20°S、赤線)、南半球(20°S–90°S、青線)の各領域で計算。 図中の丸印は有意水準0.025 で片側検定を行った結果、統計的に有意であったことを示している。

なった。しかし、850hPa気温は夏冬とも予報初期を 中心にやや悪化している。一方、ゾンデ観測値に対 する比較では、ほぼ同等か改善する結果であった(図 略)。これはモデルの下層低温バイアスが航空機気温 データの同化による下層の気温解析値の昇温と矛盾 して、初期値に対する予報誤差が大きくなったよう に見えているためではないかと考えられる。

2.3.4 まとめと今後の課題

航空機気温データの全球解析への利用を検討し、 その品質調査を行ったところ、バイアスがある航空 機データが存在することがわかった。そこで、品質 管理処理に気温のD値月平均を用いたバイアス補正 等を追加してサイクル実験を実行したところ、予報 精度について概ね同等かやや改善となる結果を得た。 これにより品質管理処理にバイアス補正等を追加し た航空機気温データの全球解析への利用を2009年 11月30日に開始した。

今回の変更では、航空機気温データの観測誤差の 調整は行わなかった。これについては、今後従来型 観測データの全球解析での利用法や品質管理処理を 総合的に見直す中で検討していく必要がある。

参考文献

- Ballish, B., and K. Kumar, 2006: Comparison of aircraft and radiosonde temperature biases at NCEP. Preprints, 10th Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for the Atmosphere, Oceans, and Land Surface, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc., 3.5.
- Benjamin, S. G., B. E. Schwartz, and R. E. Cole, 1999: Accuracy of ACARS wind and temperature observations determined by collocation. *Wea. Forecasting*, 14, 1032–1038.
- 大野木和敏, 2000: 観測データと品質管理. 数値予 報課報告・別冊第47号, 気象庁予報部, 8-12.
- 楠昌司・弟子丸卓也, 1994: 航空機データの新たな 発展:ACARSデータ. 天気, **41**, 303–312.
- 小泉耕,2005: データ同化の開発の概要.数値予報 課報告・別冊第51号,気象庁予報部,12-13.
- 高坂裕貴, 2009: ゾンデバイアス補正の改良. 数値 予報課報告・別冊第55号, 気象庁予報部, 15–18.
- 平隆介, 1995: 非リアルタイム品質管理. 平成7年度 数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23-26.
- 中川雅之,2004: 積雲対流パラメタリゼーション. 数値予報課報告・別冊第50 号,気象庁予報部, 43-50.

2.4 GPS掩蔽観測データの全球解析での利用¹

2.4.1 はじめに

GPS (Global Positioning System) は、衛星を利 用した米国の全球測位システムであり、地球をとり まく高度約2万kmの軌道に2010年9月現在、32 機の衛星が運用されている。GPS衛星からの電波信 号の位相と、受信機内部にもっている信号の位相を 比較することにより、GPS衛星から受信機までの距 離を測定できる(辻 1998)。さらに、複数のGPS からの距離を測定することにより、受信機の空間上 の位置を決定できる。

GPS 衛星からの電波は、大気中の水蒸気などによ り遅延する性質があるため、この性質を利用して、 遅延量から水蒸気や気温の情報に還元し、観測値と して利用することもできる。受信機を地上に置く代 わりに、高度 1000km 以下の低軌道(LEO:Low Earth Orbit)衛星で大気を通過する際のGPS電波 を受信し、その伝播特性を解析することにより、大 気の状態を測定する GPS 掩蔽法が実用化されてい る(津田 1998)。

欧州中期予報センター(ECMWF)やイギリス気 象局(UKMO)をはじめとする数値予報センターで は、GPS 掩蔽観測を広く現業で利用しており、気象 庁でも萬納寺(1999)や Matsumura et al. (1999) などが利用に向けた開発を進めてきた。GPS 掩蔽観 測データを気象庁全球解析で最初に利用したのは 2007 年 3 月 22 日で、ドイツ地球研究センター (GFZ)から配信された CHAMP/BlackJack² によ る観測データ(Wickert et al. 2000)である(小澤・ 佐藤 2007)。しかし、高解像度版 20km GSM



図2.4.1 実験開始一回目の解析時におけるデータ分布 青:GRACE-A、赤:Metop-A、2008年08月20日 00UTCの観測、実験仕様については 2.4.6参照

(TL959L60) 導入に向けた同化実験が不十分であったため、高解像度版 20kmGSM 導入時から、利用を一時中断していた。CHAMP 観測データは、その後配信を停止したが、GRACE-A/BlackJack³ および Metop-A/GRAS⁴ 掩蔽観測データを利用して同化実験を行ったところ、改善が認められたため、2009 年 11 月 30 日から両データの利用を開始した。ここでは、その同化手法と実験結果を説明する。

2.4.2 データ分布

図 2.4.1 に、2008 年 8 月 20 日 00UTC における GRACE-A (青) および Metop-A (赤) の GPS 掩 蔽観測のデータ分布例を示した。各点からは、屈折 率⁵ (Bean and Dutton 1966) の鉛直プロファイル の情報が得られる。掩蔽観測は、ラジオゾンデのよ うに陸域への偏りがなく、全球に分布している利点 がある。2009 年 11 月 30 日に GRACE-A および Metop-A の利用を開始した時点では、GRACE-A で 1 日約 200、Metop-A で約 650 プロファイルの 観測データがあった。2010 年 7 月現在、Metop-A は 観測を継続しているが、GRACE-A は 2009 年 12 月以降、GFZ の配信サーバが変更になったため、利 用を一時中断している。

2.4.3 同化手法

GPS 掩蔽観測には、データ処理の段階に応じてさ まざまな種類のデータがある。最初に算出される量 は電波の遅延量(m)であり、そこから屈折角、屈 折率、気温および比湿が順次計算できる。元データ に近いほど、データ算出に伴う誤差の軽減が期待で きるため、改善の度合いも大きくなる可能性がある。



図2.4.2 実験開始一回目の300hPa解析への気温[K] のインパクト、赤:気温上昇、青:気温下降

¹小澤 英司

² CHAMP: Challenging Mini-satellite Payload ドイツ、米国の GPS 掩蔽観測衛星で、BlackJack は CHAMP に搭載された GPS 受信機

³ GRACE-A:米国・ドイツの重力気候実験衛星 BlackJack は GRACE に搭載された GPS 受信機 ⁴ Metop-A:EUMETSAT の極軌道気象現業衛星、GRAS は Metop に搭載された GPS 受信機

⁵ 大気の屈折率は、気温・気圧・蒸気圧の関数で、気温が低いほど、気圧および蒸気圧が大きいほど大きな値となる



高度-緯度分布図、Oは観測値、Bは第一推定値 2009年9月15日、縦軸高度(m)、横軸緯度(度)



図2.4.3 (b) バイアス補正後およびQC後の屈折指数 D (O-B) 値の高度 - 緯度分布図、Oは観測値、Bは 第一推定値、2009年9月15日、縦軸高度(m)、横軸 緯度(度)

気象庁では、計算コストが比較的小さく、改善の度 合いも大きいと期待できる屈折率を全球解析に利用 している。屈折率・屈折角の説明は、小澤・佐藤 (2007)を参照願いたい。2010年8月現在、ECMWF、 UKMO、フランス気象局(Meteo France)では屈 折角を、米国環境予測センター(NCEP)、カナダ気 象局(CMC)では気象庁と同じ屈折率を同化に利用 している。図 2.4.2 には、図 2.4.1 と同じ時刻にお ける屈折率同化にともなう 300hPa 気温解析場の 変化を示す。データの存在する周辺の気温を変化 させていることが分かる。



 図2.4.5
 第一推定値とラジオゾンデとの気温の比較

 冬実験
 赤:TEST (GPS同化あり)

 青:CNTL (GPS同化なし)

2.4.4 バイアス補正

GPS 掩蔽観測の中でも特に遅延量や屈折角は、真 値に対するバイアスが少ないと期待できるデータで、 日本以外の予報センターでは、観測値に対するバイ アス補正は行わずに同化に利用している。第一推定 値に対するバイアスが大きい高度が存在する場合、 その高度を利用しないか、観測誤差を大きく設定し て利用するのが一般的である。

掩蔽観測データをバイアス補正せず、高度も限定 せずに同化したところ、特に熱帯域の対流活動が活 発化し、対初期値予報スコアが悪化する傾向がみら れた。そこで、第一推定値の情報から線形回帰式で 屈折率のバイアス補正を行ない、線形回帰式でバイ アスが取りきれない高度(後述)は利用しないこと にした。回帰式に用いた説明変数は、緯度、高度お よび屈折率である。

図 2.4.3 (a)、(b) は、それぞれバイアス補正前 およびバイアス補正後の 2009 年 9 月 15 日(同化実 験期間中盤、実験仕様は 2.4.6 を参照)における





図2.4.6 (a) 500hPa高度場の夏実験における改善率[%] 低解像度 Metop + GRACE 実験、横軸が予報時[h]、 縦軸が改善率 [%]、丸印は、有意水準2.5%片側 検定で有意、 0線より上にあれば改善



図2.4.6 (b) 500hPa高度場の冬実験における改善率[%] 図の見方は、図2.4.6 (a) と同じ



図2.4.7 (b) 冬実験における50hPaにおける改善率 [%] 図の見方は、図2.4.7 (a) と同じ

1日の解析で観測された屈折指数⁶の D 値(観測値 -第推定値)分布である。横軸が緯度(度)、縦軸が 高度(m)で、バイアス補正前は熱帯において正に 偏る傾向がある。これは、モデル自身の乾燥バイア スによるものと、屈折率の第一推定値を計算するた めに必要な高度算出の際、仮温度ではなく気温を用 いたことが原因であることが分かっている。バイア ス補正係数は、北半球高緯度(90-60°N)、北半球中 緯度(60-20°N)、熱帯(20°N-20°S)、南半球中緯 度 (20-60°S)、南半球高緯度 (60-90°S) の領域で 独立に設定し、バイアス補正係数はカルマンフィル タで逐次更新することにした。観測データを利用し た高度は、図 2.4.3(b) の実線で囲んだ部分で、北半 球中緯度と北極域は7km以上、熱帯は17km以上、 南半球中緯度は 7km 以上、南極域は 15km 以上上 空、かつ 30km 以下である。将来、モデルの真値に 対するバイアスがなくなり、高度算出に仮温度を利 用すれば、GPS 掩蔽観測データのバイアス補正は必 要なくなると考えられる。

2.4.5 観測誤差の設定

図 2.4.4 には、夏(細線)および冬(太線)にお ける緯度毎の Metop-A の D 値統計高度分布を示し た。左から、北半球高緯度、北半球中緯度、熱帯、 南半球中緯度、南半球高緯度の領域での平均誤差 (ME [K]:青線)および規格化誤差7(NRMS[%]: 赤線)を示している。ME は、特に熱帯では上層で 小さく下層で大きい傾向がみられる。NRMS は湿潤 な熱帯で大きく、また冬半球よりも夏半球で大きい 傾向がある。



⁶ 屈折指数:屈折率をn、屈折指数をNとしたとき、 N= (n-1) ×10⁶ の関係がある。
⁷ 規格化誤差: (RMSE(O)-RMSE(B)) /RMSE(O) [%]

とする。RMSE は平方根平均二乗誤差、ここでは、NRMS と略すことにする。



図2.4.9 (a) 500hPa高度場の夏実験における改善率[%] 高解像度 航空機気温+GRACE+Metop 実験、横軸 が予報時間 [h]、縦軸が改善率 [%]、丸印は有意水準 2.5%片側検定で有意、0線より上にあれば改善



図2.4.9 (b) 500hPa高度場の冬実験における改善率[%] 図の見方は、図2.4.9 (a) と同じ



図2.4.10(a)夏実験24時間予報改善率帯状平均図[%] 縦軸が気圧[hPa]、横軸が緯度[度]、 赤が改善、青が改悪



図の見方は 図2.4.10(a) と同じ

観測誤差は、上記の様に夏(8月)と冬(1月) で別々に D(O-B)値統計をとり、冬期から夏期の移 行期は、三角関数を用いて季節に応じて RMSE を 内挿後、1.9倍した値とした。1.9倍は、幾つかの実 験の結果最も予報スコアが良かった値である。

2.4.6 低解像度データ同化実験

GPS 掩蔽観測の低解像度(TL319)データ同化実験 を以下の期間行った。

夏実験: 2008 年 08 月 20 日~2008 年 10 月 9 日 冬実験: 2008 年 12 月 20 日~2009 年 02 月 9 日 図 2.4.5 には、冬実験の熱帯における CNTL (GPS 同化なし:青線) と TEST (GPS 同化あり:赤線) の比較図を示した。比較対象は、同化期間における ラジオゾンデと第一推定値の気温で、左側の線が ME [K]、右側の線が RMSE[K]である。RMSE は 中立であるが、ME は 400hPa から上空でやや改善 している。その他の領域においては概ね中立であっ た。夏実験についても、同様な傾向がみられた(図 省略)。

図 2.4.6 (a)、(b)には、500hPa 高度場における 予報時間毎の改善率⁸[%]を示した。上が夏実験、下 が冬実験である。0線よりも上にあれば改善、下に あれば改悪を意味する。丸印は、有意水準 2.5% の 片側検定で有意であることを示す。GPS 掩蔽観測デ ータを同化することにより、夏実験では南半球の 4 ~5日予報で有意に改善し、熱帯も改善傾向にある。 北半球は 3 日予報以降やや改悪傾向にあるものの、 全球では 5 日予報で有意に改善している。一方冬実 験では、北半球は 7 日予報で有意に改善、熱帯でも やや改善している。

図 2.4.7 (a)、(b) には、それぞれ夏実験(2008 年9月) と冬実験(2009年1月)における 50hPa における3日予報改善率の全球分布を示した。赤が 改善、青が改悪の領域である。夏実験では改善して おり、冬実験はほぼ中立である。

図 2.4.8 には、低解像度実験における台風進路予 報誤差を示した。赤が TEST、青が CNTL の RMSE である。FT=48 以降やや台風進路が悪化している が、統計的に有意ではない。

2.4.7 高解像度版データ同化実験結果

第2.3節で述べたように、低解像度版(TL319L60) 航空機気温の同化実験でも、GPS 掩蔽観測同化実験 とほぼ同じ時期に改善の効果が確認できた。そこで、 航空機気温および GPS 掩蔽観測同化を組み合わせ

```
8 改善率 [%]:
```

(RMSE(CNTL) - RMSE(TEST)) / RMSE(CNTL)

2.5 マイクロ波散乱計ASCATデータの全球解析での利用¹

2.5.1 はじめに

マイクロ波散乱計は、地表面に照射したマイクロ 波ビームの反射波の強さ(散乱断面積)を測定する 能動型測器であり、主に極軌道衛星に搭載される。 ブイなどの直接観測や数値予報モデルから統計的に 作られるモデル関数を用いることで、散乱断面積か ら海面上を吹く風ベクトル(主に、中立成層を仮定 した高度10mの風。以下散乱計海上風と呼ぶ)や土 壌水分量などの物理量を推定することができる。特 に海上風は、データ同化をはじめとして、波浪、台 風、天気図解析といった分野で幅広く利用されてい る。気象庁の全球解析では、2009年7月28日に Metop-A衛星搭載のマイクロ波散乱計ASCATから 算出される海上風(以下ASCAT海上風)の現業利用 が開始された。ここでは、第2.5.2項で散乱計海上風 の品質を述べ、第2.5.3項でその同化利用について紹 介する。海上風リモートセンシングの観測原理やそ の利用法については、川村 (1993) やLiu and Xie (2006)を参照願いたい。

2.5.2 マイクロ波散乱計ASCATとSeaWinds

Metop-A衛星²は2006年10月に欧州気象衛星開発 機構(EUMETSAT)が打ち上げた、欧州初の現業 極軌道気象衛星である。本衛星には数値予報に有用 な測器が多く搭載されている。気象庁ではASCAT 海上風以外にも、気温や水蒸気の情報を観測するマ イクロ波サウンダAMSU-A及びMHS(大和田 2008)やGPS掩蔽観測データ(第2.4節)などを利 用している。ASCAT海上風の算出はオランダ気象局 を中心に行われており、データはインターネットや 全球通信システム(GTS)を通じて配信されている。

これまで気象庁の解析で同化利用されてきたマイ クロ波散乱計データとしては、QuikSCAT衛星搭載 のSeaWindsとERS・2衛星搭載のAMIがある。 QuikSCATは米国航空宇宙局(NASA)が1999年6 月に打ち上げた極軌道衛星である。衛星の設計寿命 は3年であったが、2009年11月23日にアンテナの回 転が止まるまでの10年以上に渡って運用され、大気 海洋の研究・現業分野の発展に大きく貢献した (Bourassa et al. 2010)。SeaWindsから得られる海

上風(以下SeaWinds海上風)は、気象庁全球・メ ソ解析システムにて2003年5月、2004年7月にそれ ぞれ利用が開始され、解析予報精度の向上に重要な 役割を果たした(大橋・今泉 2004)。AMIデータの 利用については太原(1999)を参照のこと。

表2.5.1にASCAT及びSeaWindsの仕様を示す。両 散乱計海上風の仕様精度は、平方根平均二乗誤差 (RMSE)で風速2m/s、風向20度とされている。両 者の大きな違いとして以下の二点が挙げられる。

- ASCATは衛星の左右に固定されたセンサから スティック状のビームを照射する観測方式を採 用しているため、衛星直下の観測が行えない。
- ASCATはSeaWindsよりも雨の影響を受けにく いビーム周波数を用いている。

図2.5.1に、2008年9月16日12UTCの全球サイクル 解析で利用可能であった両散乱計海上風を示す。図 2.5.1(a)は全球分布であり、水色がSeaWinds、橙色 がASCATを表す。図2.5.1(b), (c)には、東シナ海の 平成20年台風第13号周辺における、ASCAT及び SeaWinds海上風ベクトルを示してある。赤矢羽は 雨などの影響を受けた低品質データを表す。ASCAT 海上風は衛星直下で観測の空白域が広いこと(図 2.5.1(a))や、降水域での品質低下がSeaWinds海上 風よりも少ないこと(図2.5.1(b), (c))がわかる。

図2.5.2に、2009年8月1日から同年10月31日の散 乱計海上風とブイの風観測の比較結果を示す。本検 証では、水平間隔25kmのASCAT及びSeaWinds海 上風を使用した。散乱計海上風は観測原理上、解が 一意に定まらない(多くの場合、2~4個程度の解候 補が算出される)。今回はGSMの海上風第一推定値 を用いて尤もらしい風ベクトルを選択し、品質管理 によって低品質データを除外した(手順は太原・村 田(2007)に従う)。さらに、風向の検証には風速 3m/s以上のデータのみを使用した。この理由は、風 が弱く海面に立つ風浪が小さい場合、散乱断面積の 風向に対する感度が低下することで算出精度が低下 するためである。

ブイに関しては、散乱計海上風との観測時刻差が 60分以内かつ距離が100km以内の観測データの中 で、全球解析の品質管理に合格したものを使用した。 用いたブイの観測精度は、風向・風速でそれぞれ10 度以下、0.3m/s(または3%)とされている(Freitag et al. 2001)。ブイの風観測高度は10m以下であるこ とが多いため、風速はEbuchi et al. (2002)と同様 に、Liu and Tang (1996)の手法を用いて中立成層・ 高度10mの値に変換した(風向は未変換)。

ASCAT, SeaWinds海上風とブイの風観測とを比較したところ、ブイとの差の標準偏差は風速でそれぞれ1.06m/sと0.96m/s、風向でそれぞれ19.33度と16.72度であった。相関係数も全てにおいて0.9前後と高く、散乱計海上風はブイなどの直接観測に匹敵する高精度の観測データであることがわかる。

¹ 髙橋 昌也

² Metop 衛星は A, B, C の 3 機連続体制で運用され、 Metop-B, Cにも Metop-A と同様の測器が搭載される計画 である。2010 年 6 月時点での Metop-B, C の打ち上げ予 定時期は、それぞれ 2012 年、2016 年となっている。

X 2.0.1 MOOTH, Sea Winds *> E X							
センサ名	ASCAT	SeaWinds					
観測幅	約 550km×2(間に約 700km の空白域)	約 1800km					
ビーム周波数	5.255GHz (C-band)	13.4GHz (Ku-band)					
風ベクトルの水平間隔	50, 25, 12.5km など	100, 50, 25, 12.5km など					
風ベクトルの仕様精度(括弧内:	風速:2m/s(4-24m/s)	風速:2m/s (3-20m/s),10% (20-30m/s)					
算出される海上風速の範囲)	風向:20°	風向:20°					

表 2.5.1 ASCAT, SeaWinds の仕様



図 2.5.1 2008 年 9 月 16 日 12UTC の全球サイクル解析で利用可能であった散乱計海上風。(a): 全球分布図。橙色: ASCAT、水色: SeaWinds。(b): 平成 20 年台風第 13 号周辺((a)の赤枠内)の ASCAT 海上風。(c): (b)と同じ領 域の SeaWinds 海上風。赤矢羽: 雨などの影響を受けた低品質データ。背景: 散乱計の観測に近い時刻の MTSAT-1R 赤外画像。橙色及び水色の矢羽はそれぞれ ASCAT 及び SeaWinds 海上風を表す。



図 2.5.2 散乱計海上風とブイの風観測との比較((a), (b):風速、(c), (d):風向)。(a), (c):ASCAT。(b), (d):SeaWinds。 縦軸:散乱計海上風、横軸:ブイ。両者の選択条件:観測時刻・距離の差がそれぞれ 60 分、100km 以内。色:デー タ数。風向の検証には、散乱計海上風の風速が 3m/s 以上のデータのみを用いた。ブイのデータは Global Tropical Moored Buoy Array (McPhaden et al. 2009)の枠組で熱帯域に設置されたものを使用し、風速は Liu and Tang (1996)に従い中立成層・高度 10m の値に変換した。検証期間は 2009 年 8 月 1 日から同年 10 月 31 日。図の下に 示した数字は検証データ数(Num)、散乱計ーブイの平均及び標準偏差(Bias, Stdv)、相関係数(Corr)を表す。

2.5.3 散乱計海上風が全球数値予報システムへ与 えるインパクト

(1) 散乱計海上風と第一推定値との比較

図2.5.3と図2.5.4に、ASCAT, SeaWinds海上風と GSM海上風の第一推定値³との比較結果を示す。検 証期間は2008年9月1日から同年9月30日とした。図 2.5.3 (a), (b)では、風速O-B(観測値-第一推定値) の標準偏差はASCAT, SeaWinds海上風でそれぞれ 1.20m/s, 1.35m/sであり、平均値も0m/sに近い。た だし、風速15m/s以上の領域でO-Bの正負の傾向に 着目すると、前者は負、後者は正となっている。こ の傾向は両者の直接比較でも見られた(図省略)。風 向 (図2.5.3 (c), (d)) に関しては、ASCAT, SeaWinds 海上風のO-B標準偏差はそれぞれ16.91度と14.70 度であり、顕著な系統誤差は見られない。

図2.5.4 (e),(f)でASCAT, SeaWinds海上風のバイ アスを比較すると、南氷洋などの強風帯では前者の 負バイアス領域が後者よりも広いことがわかる。ま た、熱帯域には、両者の間でバイアスの正負が異な る領域が存在する。これらは、図2.5.3 (a), (b)で見た 風速の傾向が反映された結果であると考えられる。 ただし検証で使われるデータは一致しないことから、 GSMの系統誤差も結果に影響している4。両者のO -B特性を比較する際には注意が必要である。

³ 観測時刻に近い予報値(FT3~9)の、観測地点への二 次元線形内挿値。用いた GSM の水平解像度は約 20km。

⁴ 例えば、ASCAT 海上風の検証には SeaWinds 海上風と 比べて多くの降水域データが使われ、低気圧周辺における 風速場の情報が後者よりも多く含まれる。



図 2.5.3 ASCAT, SeaWinds 海上風と GSM 海上風第一推定値との比較。検証期間は 2008 年 9 月 1 日から同年 9 月 30 日。色の見方などは図 2.5.2 に準じるが、風向の検証に風速 3m/s 未満のデータも使用した点が図 2.5.2 と 異なる。図下部の「Bias」は「観測値-第一推定値」を表す。



図 2.5.4 東西-南北 2 度格子間隔で期間平均した海上風速の分布。上段は ASCAT 海上風、下段は SeaWinds 海上風 の検証結果。(a), (b):観測値。(c), (d): GSM 海上風速の第一推定値。(e), (f): O-B(観測値-第一推定値)。図 2.5.3 と同じデータを使用した。図の中の数字は北半球(NH)、熱帯域(TR)、南半球(SH)における領域平均値を表す。

(2) 全球数値予報システムへのインパクト

散乱計海上風の全球数値予報システムへの影響を 調べるため、水平解像度約60kmの低解像度GSMを 用いた一か月間の解析予報実験を実施した。実験設 定及び散乱計海上風の同化処理の設定(太原

・村田(2007)からの変更点)を、それぞれ表2.5.2 と表2.5.3に示す。観測誤差は、太原・村田(2007) で議論された「観測密度に応じた大きさの調整」を 廃止し、風の東西成分U及び南北成分Vを一律4m/s で与えた。図2.5.3 (a), (b)の標準偏差を見ると、本来 の観測誤差は2m/s程度であることが推定される⁵。 ただし、その適用には散乱計海上風や第一推定値の 系統誤差を除去する必要がある。バイアスの除去は データ同化にとって非常に重要であるが、今回は開 発コストを抑えるために、観測誤差を大きくするこ とでこの問題に対処することとした⁶。

図2.5.5に、ASCAT海上風を同化した実験と散乱

計海上風を同化しない実験における、海面気圧の平 均解析場の差を示す。散乱計海上風同化の影響は、 地表付近の観測データが相対的に少ない南氷洋上で 大きい。この傾向は、SeaWinds海上風単独や、両 散乱計海上風を同化した実験でも見られた(図省略)。

図2.5.6に、散乱計海上風同化の予報へのインパク トを示す。図は海面気圧の対初期値RMSE改善率で あり、正の値は散乱計海上風の同化によって予報精 度が改善したことを表す。各実験で南半球の予報初 期を中心に改善が見られるが、両散乱計海上風を同 化した場合とASCAT, SeaWinds海上風をそれぞれ 単独で同化した場合とで、結果は大きく変わらなか った。この原因としては以下の2点が考えられる。

- 観測誤差を大きくすることで、観測データが解 析へ与えるインパクトが小さくなった。
- 同一地点同一時刻にASCAT, SeaWinds海上風の観測が得られたとしても、風が強い場合の風速の特性が両者で異なるため、安定した解析場が得られなかった。各衛星の通過時刻が近くなる高緯度域(例えば南氷洋)ほど、この影響は大きくなると思われる。

⁵ 簡単な推定には O-Bの標準偏差が用いられる。

⁶風速 15m/s 以上の ASCAT 海上風は、O-B 負バイアスの解析への影響が無視できなかったため同化していない。

複数センサのデータ同化で大きな改善を得るために は、これらの問題を解決することが重要である。

低解像度GSMでは前述のとおり中立の結果を得 たことから、現業GSMと同じ設定を用いた試験を行 った。なお、この実験はDMSP-F16に搭載された SSMISサウンディングチャンネルの新規利用と同 時に実施した(江河・計盛 2009)。結果は、解析場 の変化傾向は低解像度GSMと同様であったものの、 予報スコアの一部(主に南半球中高緯度の高度場) に改悪傾向が見られた。これは、散乱計海上風間の 系統誤差が解析場へ与える悪影響の度合いが、高解 像度モデルでは顕著になったことに起因するのでは ないかと考えられる。

本開発を行っていた2007年半ばから2009年初頭 にかけては、QuikSCAT衛星の運用終了による予報 精度低下を避けることが大きな開発課題となってい た。このため今回は、簡単な措置で高解像度GSMの 予報スコア改悪を抑えて、ASCAT海上風の早期現業 化を優先することにした。具体的には、予報スコア の改悪が見られた南緯30度以南の観測誤差をU,V とも一律6m/sに調整して、散乱計海上風の同化のインパクトを弱めた。この設定の実験で中立の結果を 得たことから、2009年7月28日にASCAT海上風と SSMISサウンディングチャンネルの全球解析にお ける現業利用を開始した。

Psea w/ ASCAT - w/o scatterometer



図 2.5.5 ASCAT 海上風を同化した実験と散乱計海 上風を同化しない実験における、海面気圧の平均 解析場の差。期間は 2008 年 9 月 1 日 00UTC から 同年 9 月 30 日 18UTC。

表 2.5.2 散乱計海上風同化実験の設定

使用したモデル	全球数値予報システム(水平解像度約 60km)
解析期間	2008年8月20日-10月9日(00,06,12,18UTC)
予報・検証期間	2008 年 9 月 1 日-9 月 30 日(12UTC 初期値のみ)
コントロール実験の設定	散乱計海上風を同化しない
テスト実験の設定	(1) SeaWinds 海上風のみ同化、(2) ASCAT 海上風のみ同化、
	(3) ASCAT と SeaWinds 海上風を同化

表 2.5.3 散乱計海上風同化処理の設定に関する太原・村田(2007)からの変更点

	新手法	旧手法
観測誤差 (U,V)	一律 4m/s (SeaWinds のみ風速 15m/s 以上を 6m/s)	観測密度に応じた調整(2-10m/s)
観測データの	赤道上で1度間隔の格子を全球に配置し、	4 観測毎(100km 間隔)の
水平間引き手法	その中から良品質のデータを選択する BOX 間引き	機械的な間引き
海氷域の	海洋気象情報室作成の海面水温 1℃以下	海面水温·1.65℃以下
判定方法	または海氷密接度 0.01 以上	または海氷密接度 0.55 以上



図 2.5.6 散乱計海上風同化による海面気圧の対初期値 RMSE 改善率。左から北半球、熱帯域、南半球の結果。縦軸、 横軸はそれぞれ改善率、予報時間を表す。改善率は、散乱計海上風を同化しない実験と、同化した実験の対初期値 RMSE とをそれぞれ CNTL, TEST とした場合、(CNTL-TEST) / CNTL で定義される。正の値は、散乱計海上 風の同化によって予報精度が改善されたことを表す。青、赤、緑の各線はそれぞれ SeaWinds 海上風のみ同化、 ASCAT 海上風のみ同化、SeaWinds と ASCAT 海上風を同化した実験を表し、グラフ上の丸印は TEST と CNTL の差が統計的に有意であることを示す(信頼区間 95%)。

2.5.4 まとめと今後の課題

全球解析において、Metop-A衛星搭載のマイクロ 波散乱計ASCATから得られる海上風ベクトルの利 用を2009年7月28日に開始した。QuikSCAT衛星が 2009年11月23日に運用停止となったことから、 ASCATの早期利用開始に一定の意味はあった。ただ し、現在の同化処理の設定には風速のバイアス補正、 品質管理(海氷域の判定や風速の閾値)、観測誤差の 大きさなどの見直すべき点が数多く存在する。 ASCATがMetop-B, C衛星にも搭載されることを考 えると、風が強い場合の風速O-Bの負バイアス問題 を解決することが、ASCAT海上風をより有効に利用 する上で最も重要な課題である。解決策としては、 風速バイアス補正の導入や海上風の独自算出などが 考えられる。現在、オランダ気象局以外では、米国 海洋大気庁 (NOAA) でASCAT海上風算出の開発が 進められている。彼らは、オランダ気象局がASCAT 海上風の算出に使っているモデル関数を改良するこ とで、風速の負バイアスを緩和することに成功して いる (Soisuvarn et al. 2010)。当データが利用可能 になり次第、品質調査や観測システム実験を行って 現業利用の可能性を検討する予定である。

また、本節では触れなかったが、メソ解析におけ るASCATデータの利用も重要な開発課題の一つで ある。特に、雨の影響を受けにくいASCATの性質は、 顕著現象に発展する前の有効な情報をとらえること ができると期待される。現在、早期の現業利用を目 指して開発を進めているところである。

参考文献

- 江河拓夢,計盛正博,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.
- 大橋康昭, 今泉孝男, 2004: メソ解析へのマイクロ 波散乱計海上風の利用. 平成16年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 66-70.
- 大和田浩美, 2008: Metop-A衛星搭載のサウンダ利 用. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予 報部, 101-103.
- 川村宏, 1993: 衛星による波浪・海上風の計測と海 面フラックスの推定. 海の波と海面境界過程, 気 象研究ノート, 180, 113-156.
- 太原芳彦, 1999: マイクロ波散乱計. 数値予報課報 告・別冊第45号, 気象庁予報部, 27-43.
- 太原芳彦,村田一則,2007:マイクロ波散乱計.数 値予報課報告・別冊第53号,気象庁予報部, 121-132.
- Bourassa, M. A., E. Rodriguez, and R. Gaston, 2010: NASA's Ocean Vector Winds Science Team Workshops, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91,

925-928.

- Ebuchi, N., H.C. Graber, and M.J. Caruso, 2002: Evaluation of Wind Vectors Observed by QuikSCAT/SeaWinds Using Ocean Buoy Data, J. Atmos. Oceanic Tech, 19, 2049-2062.
- Freitag, H.P., M. O'Haleck, G.C. Thomas, and M.J. McPhaden, 2001: Calibration procedures and instrumental accuracies for ATLAS wind measurements. NOAA Tech. Memo. OAR PMEL-199, 20 pp.
- Liu, W.T. and W.Q. Tang, 1996: Equivalent neutral wind. *Jet Propulsion Laboratory Publ.* 96-19, Pasadena, CA, 8 pp.
- Liu, W.T. and X. Xie, 2006: Measuring ocean surface wind from space. Remote Sensing of the Marine Environment, *Manual of Remote Sensing, Third Edition*, Vol. 6, J. Gower (ed.), Amer. Soc. for Photogrammetry and Remote Sensing, Chapter 5, 149-178.
- McPhaden, M.J., K. Ando, B. Bourles, H.P. Freitag, R. Lumpkin, Y. Masumoto, V. S. N. Murty, P. Nobre, M. Ravichandran, J. Vialard, D. Vousden, and W. Yu, 2009: "The Global Tropical Moored Buoy Array", *Proc. of the "OceanObs'09*, ESA Publication, 306pp.
- Soisuvarn, S., P.S. Chang, Z. Jelenak, K. Ahmad, Q. Zhu, and J. Sienkiewicz, 2010:

NOAA/NESDIS High Wind C-band Model Function and its Impact on Detection of Hurricane Force Winds in Extratropical Storms, *Presentation of the 2010 International Ocean Vector Winds Science Team meetings.*

2.6 全球解析における台風ボーガスの改良¹

2.6.1 はじめに

気象庁では、台風周辺における初期値の精度向上 を目的として、台風ボーガスを作成・利用している

(大野木 1997)。4次元変分法の導入に伴い、メソ 解析では2003年から、全球速報解析では2005年から、 全球サイクル解析では2007年から、擬似観測型台風 ボーガスという手法を採用している(小泉 2003; 新堀 2005;西嶋・室井 2006;美濃 2007)。2009 年3月には、初期値における台風中心位置の精度向 上と進路予報精度の向上を目的とし、ボーガスデー タの水平配置を変更した(高坂 2009)。

本節では、2009年3月の変更後に明らかになった 問題点への対処と、さらなる進路予報精度の向上を 目指して行った改良について報告する。

2.6.2 2009年3月の変更の問題点

2009年の台風シーズンに、GSMの台風進路予報 が初期時刻によって大きく異なる例が見られた。調 査の結果、2009年3月の変更時に台風中心から50km の地点に追加したボーガスデータが原因と判明し た。

中心から50kmの位置にボーガスデータを追加し た目的は、初期値における台風中心位置の誤差を 50km程度よりも小さくすることであった。しかし、 現在の全球解析が想定する解析インクリメント²の 水平構造³に対し、多くの場合、台風の中心付近での D値⁴の空間変動スケールは小さい。これは、台風の 中心付近では気象場がシャープな構造を持つこと に加え、一般に第一推定値の台風中心が観測された 中心位置と一致しないためである。このような空間 変動スケールの小さな(すなわち空間的に急激に変 化する)D値に対して低分解能での解析を行うと、 解像度が不足することによる誤差が大きくなる(こ れは、一次元の簡単な計算でも確認できる。図2.6.1 を参照)。

図2.6.2は2009年台風第14号の例で、9月15日 00UTCの解析における第一推定値と初期値の海面 気圧である。初期値での台風中心位置は第一推定値 からほとんど修正されていない一方で、中心に対す る強い非対称成分が生じていることが分かる。台風 の中心に近い50kmの地点のボーガスデータが空間 変化率の大きなD値を持ち、図2.6.1と類似した現象 が起きたものと考えられる⁵。上層の風についても同 様の解析インクリメントが生じ、過度に強い非対称 成分を持つ初期値となっている(図略)。

過度に非対称な初期値から予報を開始すると、台 風は最初にそれを解消するための移動をする。この 例では、予報初期においてGSMの進路予報はベスト トラックと反対方向になった(図2.6.3)。さらに悪 い時には、予報が進むにつれて誤差がさらに拡大し、 前初期時刻と全く異なる進路を示す場合もあった。 このような現象が繰り返し起こり、いわゆる初期値 変わりの原因になったと考えられる。

以上のような調査を経て、2009年10月に、中心から50kmの地点のボーガスデータを除く変更を行った。この変更以降、同様の問題は発生していない。

2.6.3 台風ボーガスの役割

今後の議論のために、台風ボーガスの役割を整理 しておく。

GSMによる台風予報が最も重視するのは進路予報の精度である。そのために台風ボーガスが果たすべき役割は、次の3つにまとめられる。

- 1. 初期値における台風の中心位置の修正
- 2. 初期値における強度(中心気圧や風速)の修正
- 3. 初期値(及び第一推定値)の台風がシャープな 構造になることを防ぐ

一般に、誤差は予報が進むにつれて拡大する。第 一推定値における台風が観測された位置から大き くずれているとき、それを修正するだけの観測デー タがなければ、それはほとんどそのまま初期値とな る。台風の位置がずれている初期値からの予報には、 あまり良い精度は期待できない。また、実際に台風 が存在しているにもかかわらず、モデルの初期値に ある程度の強さの擾乱が表現されていないのは問 題である。このような問題を解決することが台風ボ ーガスに求められる。これらは上記の1と2に当た る。

3のシャープな構造とは、気象場の空間変化率が 大きいということである。前項で述べたとおり、D 値が全球解析で解像できないほど細かな構造を持 っと、初期値に大きな誤差が生じるおそれがある。 これを避けるためには、ボーガスデータと第一推定 値のどちらもシャープすぎる構造を持たないよう にしなければならない。どの程度なだらかにすべき かは自明でないが、現在は、台風ボーガスが表現す

¹ 岡垣 晶

² 観測データによる第一推定値の修正量。

³ GSMの水平解像度はTL959(格子間隔約20km)である が、全球解析で用いているインナーモデルはT159(同約 80km)である(門脇(2009)など)。さらに、インクリメン ト構造は、データ同化システムに設定されている背景誤差 の空間相関にも強く影響を受ける。

⁴ 観測値(ここではボーガスデータ)と第一推定値との差。

⁵ 同様の現象は実際の観測データでも起こりうる。ただし、 台風ボーガスは観測データと異なり品質管理(Quality Control)を免除して同化しているため、このような現象を 引き起こしやすい。

る気圧分布の変動スケール(高坂 2009、式(3.3.1) のR0)がインナーモデルの格子間隔よりも小さくな らないよう調整し、そのボーガスデータを同化する ことで、初期値(と次の解析時刻の第一推定値)も なだらかになることを期待している。なお3の役割 から、台風ボーガスは観測データの単なる代替では ないことに注意が必要である。

2.6.4 問題点

前項で述べた役割を踏まえた上で、台風ボーガス の仕様の問題点と改良の方向性を考察する。

(1)ボーガスデータの過度な投入による進路予報精 度への悪影響

近年、衛星による観測データ数の増加、データ同 化手法の高度化などにより、第一推定値の精度は著 しく向上している。一方ボーガスデータは、衛星画 像等から解析された中心位置・中心気圧等から経験 式に基づいて海面気圧及び風の3次元分布を導出し たものであり、この導出に伴う不確定性は小さくな い。このような状況にあっては、いかに台風近傍で 観測データが少ないとは言え、ボーガスデータの誤 差の方が第一推定値の誤差より大きいケースも充 分起こりうる。

実際、高坂(2009)は、ボーガスデータは台風中心 から遠いほど精度が低いという考えのもと、中心か ら離れたボーガスデータ数を減らした実験を行い、 進路予報誤差が減少することを示した。これは、ボ ーガスデータの間引きによって初期値に含まれる 誤差が減った効果と考えられる。

(2) シャープな構造を防げない時がある

図2.6.4は、2009年台風第20号の際の、観測され た中心気圧、ボーガスデータの中心気圧、全球解析 の中心気圧の時系列である。紫の両矢印の期間、ボ ーガスデータの中心気圧は980hPa前後で推移して いるにも関わらず、GSM初期値は975~960hPa程度 で推移している。観測された中心位置へ投入される ボーガスデータは、インナーモデルの解像度を考慮 して観測よりも高い中心気圧で作成されているが、 初期値に十分反映されていない。

観測された中心位置に投入されるボーガスデー タには、第一推定値の中心気圧を修正しシャープな 構造を防ぐ役割が期待される。しかし、ボーガスデ ータのD値は第一推定値の中心位置と観測された中 心位置との距離に強く依存するため、常に意図する ようなインクリメントを得ることは難しい。

(3) 観測データとのフィッティングによるボーガスデー タの不自然な変動

台風ボーガスの海面気圧分布作成においては、地 表の観測データがあればそれへ近づけるような調 節を行っている。このような観測データとのフィッ ティングは、台風ボーガスを用いて作成した初期値 の気圧分布が観測値と大きく異なる例が見られた ため、その対策として導入された(大野木・上野 1992)。

2008年以降、ボーガスデータの中心気圧が不自然 に変動する事例が何度か見られた。図2.6.4の黄の両 矢印の期間は、2009年台風第20号の際の例である。 調査の結果、上記フィッティングによってボーガス データに過度の補正がなされ、中心気圧が変動して いたことが分かった。具体的には、上記フィッティ ングの中の「観測値との予備的整合」(大野木・上 野 1992)という処理において、インナーモデルが 高解像度であるほど、ボーガスデータの中心気圧が 観測データに敏感になることが判明した。時代を経 て全球解析の格子間隔が狭くなり、特に2007年11 月の全球モデルの高解像度化以降、この問題が顕在 化したと考えられる。

(4) 台風周辺にゾンデ観測が多数存在する時はボー ガスデータを投入しない設定

台風周辺に14点以上のゾンデ観測がある場合は、 ボーガスデータを投入しない設定としている(新堀 2005)。しかし前項で述べたとおり、台風ボーガス は観測データの単なる代替ではない。例えば第一推 定値が現実の台風と近い構造を持っていても、イン ナーモデルの解像度を考慮して、あえてなだらかな 構造に修正するというケースもあり得る。すなわち、 実観測データの多寡のみでボーガス投入の要否を 決めることはできない。

2.6.5 台風ボーガスの改良と実験結果

前項で述べた問題点を踏まえ、以下の点について 台風ボーガスを変更し、実験を行った。

(1)ボーガスデータ数の水平間引き

前項(1)で述べた問題点への対策として、ボーガス データが初期値に与える誤差を減らすため、ボーガ スデータ数を必要最小限にするような仕様を考え る。

台風の強度とシャープさは、台風の中心付近での 値で特徴づけられる。また、第一推定値の台風中心 から遠く離れた地点へ投入したボーガスデータが、 中心位置の修正に寄与する程度は小さいと考えら れる。これらのことから、台風ボーガスの配置を中 心付近のみに限定し(図2.6.5)、第一推定値の位置 ずれが大きい場合のみ、位置を修正するために、第 一推定値の台風中心の外側まで投入することとす る。

(2) 第一推定値の台風中心位置へボーガスデータを 追加

第一推定値の台風中心は、第一推定値の台風強度 をよく代表していると考えられる。この地点へボー ガスデータを追加することで、常に第一推定値の台 風構造がボーガスデータによる修正を受けること が保証され、初期値の台風構造をなだらかにする機 能が働くと期待できる。

(3) 観測データとのフィッティングを廃止

観測データとのフィッティングは、前項(3)で述べ たような不自然な変動の原因となる。また、現在の 解析手法では、ボーガスデータと同時に他の観測デ ータも同化されるため、ボーガスの気圧分布を観測 データにフィッティングさせる必要性は少ない。図 2.6.5のようにボーガスデータ数を大幅に間引けば なおさらである。以上から、観測データとのフィッ ティングは全て廃止する。

(4) 台風周辺にゾンデ観測が多数存在する時はボー ガスデータを投入しない設定を廃止

前項(4)で述べたことから、この設定は廃止する。

以上の変更を加えた台風ボーガスを用いて、2009 年台風第16~20号を対象とした実験を行った。実験 期間は2009年9月25日~10月25日とし、解析・予報 ともにルーチンと同じ00,06,12,18UTCで実行した。 以下では、変更前の台風ボーガスを使った実験をコ ントロール、変更後の台風ボーガスを使った実験を テストと呼ぶ。

図2.6.6に、実験期間を通した進路予報誤差の比較 を示す。テストの誤差は全ての予報時間でコントロ ールを下回っている。これは主に(1)のボーガスデー タを減らした効果と考えられる。予報初期において も誤差が減少しているのは、(2)に述べた第一推定値 の中心に追加したボーガスデータによって、第一推 定値と初期値の台風が、全球解析が想定する程度の 構造に保たれていることも寄与していると考えら れる。

図2.6.7は、図2.6.4と同様の時系列をテストについ て描いたものである。全球解析の中心気圧、台風ボ ーガス中心気圧とも、意図しない変動は無くなって いる。

図2.6.8に、予報時間別に描いた中心気圧の変化傾向の散布図を示す。コントロール・テスト共に、左上のプロットが多く、右下のプロットは少ない。このことから、実際には減衰傾向の場合、予報では見逃しが多く空振りが少ないことが分かる。この傾向を含め、全般にコントロールとテストとの間に大きな違いは見られない。

2.6.6 まとめと今後の課題

全球解析の特性を考慮した上で台風ボーガスの 役割を再整理し、台風ボーガスを変更した実験を行った。実験の結果、進路予報の明確な改善とともに、 初期値やボーガス中心気圧の不自然な変動が無く なることも確認された。この変更は2010年4月に現 業化された。

気象庁における台風ボーガスの開発は、第一推定 値への埋め込みから擬似観測型に移行した後、デー タ数を減らす方向で変更が行われ、進路予報が改善 してきている。今後も、気象庁における台風ボーガ スの開発の方向性は「必要最小限」にすることだろ う。例えば第一推定値の状況によっては、ボーガス データを全く投入しない方が良い場合もありえる。 また、観測データの増加やGSMの変更等によって第 一推定値の特性が変われば、必要最小限の程度も変 わる。常に適切な台風ボーガスのあり方を検討し続 ける必要がある。

一方で、少ないながらもボーガスデータを使う以 上は、今回のような設定の変更のみならず、台風ボ ーガスが表現する台風構造自体の改善も重要な課 題である。

参考文献

- 大野木和敏,上野充, 1992: 台風ボーガスデータの 改良. 研究時報第44巻第5号, 247-269.
- 大野木和敏, 1997: 台風ボーガス. 数値予報課報 告・別冊第43号, 気象庁予報部, 52-61.
- 門脇隆志,2009:4次元変分法の改良.数値予報課報 告・別冊第55号,気象庁予報部,6-10.
- 小泉耕,2003: メソ・領域解析の台風ボーガス. 平成 15年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 13-16.
- 高坂裕貴,2009: 擬似観測型台風ボーガスの配置変 更. 平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,57-60.
- 新堀敏基,2005:全球4次元変分法の台風ボーガス. 数値予報課報告・別冊第51号,気象庁予報部, 106-110.
- 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.
- 美濃寛士, 2007: 台風. 平成19年度数値予報研修テ キスト, 気象庁予報部, 11-14.



図2.6.1 低分解能の解析インクリメントによって初期値に生じる誤差の概念図。左図の赤線は第一推定値に表現されている台風、黒線は真の台風に相当し、横軸は水平座標、縦軸は気圧の値を表す。ここでの台風の半径は約600km である。中図は、黒線が第一推定値の台風を真の位置に修正するために必要なインクリメント、赤線は波長200km までで表現できるインクリメント。赤線は黒線を波数切断して描いている。右図は、黒線が真の台風、赤線が波長200kmまでで表現できるインクリメントを第一推定値に足したもので、初期値に相当する。初期値における台風中心は第一推定値からほとんど修正されていない一方で、中心付近に強い非対称性が生じることが分かる。



図2.6.2 2009年9月15日00UTCの、台風第14号周辺における第一推定値(左図)、初期値(右図)の海面気圧の等値線 (hPa)。丸点はこのときの台風ボーガスの配置で、色と数字はボーガスデータ(海面気圧)のD値を表す。



図2.6.3 図2.6.2を初期値とするGSMの進路予報(ピン ク線)とベストトラック(黒線)。予報初期でGSMは 東に、ベストトラックは西に進んでいる。



図2.6.4 2009年台風第20号の観測された中心気圧 (青)、ルーチンの台風ボーガス中心気圧(赤)、 ルーチンの全球解析中心気圧の時系列(緑)。



図2.6.5 変更前後の台風ボーガスデータの分布。左が変更前、右が変更後。赤の矢羽根が風データ、ピンクの星印が海面気圧データ。水平方向の軸は緯度・経度で1目盛が2°、高さ方向の軸は気圧座標を表す。 2009年10月4日06UTCの台風第18号に適用した例。右図で中心付近に星印が2つあるのは、観測された中心位置と第一推定値の台風中心とに海面気圧データが投入されることによる。





図2.6.7 図2.6.4と同様。ただしテストの結果。

-60 -40 -20 0 20 40

T+72 Analysis(hPa)

図2.6.6 予報時間別に平均した台風進路予報の誤差。緑線がコントロール、赤線がテスト。2009年台風第16~20号が対象。

-60 -40 -20 0 20 40

T+24 Analysis(hPa)

-60 -40 -20 0 20 40 60

T+0

Analysis(hPa)



図2.6.8 予報時間別の中心気圧予報の変化傾向(初期値-各予報時刻の値)の散布図。上段がコントロール、下 段がテスト。左からFT=0,24,48,72。各グラフの横軸はベストトラックの気圧変化、縦軸はGSMの気圧変化で、 いずれも正の値が発達(中心気圧が下降)、負の値が減衰(同上昇)。中心気圧の変化が完璧に予報されていれば、 斜線上にプロットされる。

-60 -40 -20 0 20 40

T+48 Analysis(hPa)

2.7 メソモデルの対流スキームの変更1

2.7.1 はじめに

現行のメソモデル(MSM)には、特に梅雨期の 九州や四国の南西岸において、多くの場合観測には ない、地形に沿った不自然な降水を予測してしまう 問題がある。これは高温・多湿の気塊の流入する状 況で、海陸の粗度の違いによる収束や地形による強 制上昇をきっかけにして、Kain-Fritsch対流スキー ム (Kain and Fritsch 1990; Kain 2004) (以下、 KFスキーム) が過度に働くためである。この問題に 対処するため、KFスキームで扱うサブグリッドスケ ールの対流雲が周囲の大気と混合する割合(混合 率)を大きくする変更を加え、開発を進めてきた(成 田 2008; 成田 2009)。この変更はKFスキームによ る対流が過剰に発達するのを抑える効果を狙った ものである。今回、より適切なパラメータ調整を経 て、性能評価のための解析予報サイクル実験を行い、 地形に沿う不自然な降水の大幅な軽減が見込めた。 この結果を受けて、KFスキームにおける混合率の変 更を2010年の秋からMSMに導入する予定である (原稿執筆時点)。ここでは今回のKFスキームの変 更の概要と、解析予報サイクル実験の結果に基づく 統計検証に関して、降水特性の変化を中心に説明す る。

水平格子間隔5kmのMSMでは、対流雲に対する

2.7.2 KFスキームの変更の概要

解像度が不十分なことに起因する格子スケールで の降水の過度の集中を抑制するために、雲物理過程 に加えて積雲対流パラメタリゼーションを併用し ている。そのうえでなお、格子スケールで適切に表 現できる規模の対流雲については、力学過程と雲物 理過程によって生成されるように、積雲対流パラメ タリゼーションが抑制して働くことが望ましい。こ のような観点から格子間隔が5kmのMSMに適した KFスキームの修正を進めてきた(成田 2008)。

梅雨期など下層の高相当温位気塊が海上から流 入するとき、陸に達したところでKFスキームが働き、 その大きなCAPEを消費するために発達した背の高 い(サブグリッドスケールの)対流雲を生成する。 この結果として過剰な降水をもたらし、これが梅雨 期に顕著にみられる、地形に沿った不自然な降水と して問題になっている。KFスキームは、サブグリッ ドスケールの対流雲の発達過程で、周囲の大気との 混合を考慮していることに特徴を持つ。周囲の相対 的に乾いた気塊の対流雲中への取り込みは、対流雲 の発達を抑制する効果をもたらす。今回、この効果 をより機能させるためにKFスキームにおいて、サブ グリッドスケールの対流雲が周囲の大気と混合す る割合(混合率)を大きくする変更を行った(詳細 は成田(2008)を参照)。

今回の変更は、上述のような雲底高度が低く、水 平スケールが小さな対流を主な対象としている。こ れは、スケールの小さな対流雲では混合率がより大 きいという観測からの知見を反映したものである。



図 2.7.1 梅雨期に南西海上から暖湿気が流入し、地形に沿った不自然な降水が生じる 事例での加熱率(K/s)の前1時間平均の鉛直断面(2009年6月28日15UTC初期値 の FT=6 の結果)。断面は東シナ海から九州にかけて下層の風向に沿った向きにとっ ている(右地図上の線分)。左端から順にルーチンの KF スキームを用いた MSM、 混合率の変更を施した KF スキームを用いた MSM、積雲対流パラメタリゼーション を使わない水平格子間隔 1km の非静力学モデル(数値拡散の設定は LFM と同じ) の結果。破線は高度 5km の高さを示す。楕円で示した対流が地形に沿った不自然な 降水に相当(値はカラーバーの範囲外だが、ここでは構造そのものに注目する)。 なお MSM の加熱率は KF スキームと雲物理過程双方の寄与の合計である。

(積雲対流パラメタリゼーション無し)

°0

¹ 成田 正巳(数値予報課/英国気象局メソ気象共同セン ター)、森安 聡嗣

図2.7.1に今回の変更を施した実験における、湿潤 過程による加熱率の鉛直分布の典型例を挙げ、変更 前との違いを示す。図中楕円で示した対流に伴う加 熱が、ルーチンMSMでは深い対流を作り出して過 剰な降水となり、地形に沿った降水を生み出してい る。その一方、混合率の変更を施したものは対流が 低く抑えられて、加熱の卓越高度という点では、水 平格子間隔1kmで積雲対流パラメタリゼーション を使用していない非静力学モデルの結果により近 い分布となっている。

また、KFスキームによる水蒸気の鉛直混合(加 熱・加湿)がより低い高度に抑えられることは、大 気下層によく鉛直混合された湿った層を形成し、大 気上層までの成層の安定化が行われにくくなるこ とにつながる。このことが力学過程と雲物理過程に よる格子スケールで表現できる対流雲の発生・発達 に適した場を作りだし、結果として対流雲で構成さ れる線状降水帯などの降水システムの表現の向上 が期待される。

2.7.3 解析予報サイクル実験による試験

試験は表2.7.1に示す期間について行った。夏冬そ れぞれ約1ヶ月ずつであり、夏季は特徴的な事例別 に3期間に分けて実験を行った。

比較対象となるコントロール実験は2009年10月 現在のルーチンMSMによる実験である。そのため 上記実験期間当時のルーチンMSMとは設定、予報 結果が異なる。主な違いとして、コントロール実験 には地上GPS可降水量の同化が追加されている。実 験は03,09,15,21UTCを初期値とする33時間予報の み行った。以下では、本試験の結果をTEST、コン トロール実験の結果をCNTLと表記し、夏冬それぞ れの実験を夏実験、冬実験と呼称する。また夏実験 のさらに分割された期間については、不安定降水事 例・梅雨事例・台風事例と表す。

図2.7.2にKFスキームによる地形に沿った不自然 な降水の改善の典型例を示す。このとき梅雨前線は

表 2.7.1 解析予報サイクル実験による試験の期間

夏実験	2008年8月28日~2008年9月6日
	(10日間:不安定降水事例)
	2009年7月7日~2009年7月26日
	(20日間:梅雨事例)
	2009年10月5日~2009年10月8日
	(4日間:台風事例(第18号))
冬実験	2008年12月28日~2009年1月26日
	(30日間)

朝鮮半島南岸から中国地方にかかり、九州付近には 西南西から暖湿気が流入し続けていた。CNTLでは 九州西岸や山地に沿った20~50mm/3h(橙)の、観 測には見られない不自然な降水域が目立つ。これに 対してKFスキームの変更を施したTESTでは、これ らの降水を完全に除去するまでには至らないが、 CNTLと比較してかなり抑制している。さらに中国 地方の線状降水帯の形状をよく再現し、九州から四 国にのびる降水システムの一部も再現しており、 CNTLでは不十分だった降水システムの形成につい て改善が見られる。

一方、TESTではKFスキームによる成層の安定化 作用がCNTLに比べて相対的に弱くなったことで、 雲物理過程による強い降水の予報頻度が多くなった。 これは特に不安定降水事例や梅雨事例の予報後半に 顕著であった(図2.7.3に一例を示す)。またKFスキ ームの効果を相対的に弱めたことは、主にKFスキー ムが担っていた5mm/3h以下の弱い降水の減少傾向 にも結びついている(図2.7.4)。台風事例に関して は、降水強度がやや強くなる他は、進路や降水分布 など、全体の予報としてはほとんど変化がなかった。 冬実験についても、冬季は降水に対してKFスキーム の寄与が小さいために、大きな違いはなかった。た だし冬季は降水強度の大きい事例が少ないため、僅 かな違いがスコアに影響した(第2.7.4項)。



図 2.7.2 地形に沿った降水の改善の典型例。2009 年 7 月 19 日 15UTC 初期値の FT=12 (20 日 03UTC)の予報結果。 左から解析雨量、CNTL、TEST の前 3 時間積算降水量 (mm/3h)。



図 2.7.3 降水帯が過度に強化された事例。2009 年 7 月 16 日 09UTC 初期値の FT=27 (17 日 12UTC)の予報結果。 左から解析雨量、CNTL、TEST の前 3 時間積算降水量(mm/3h)。

2.7.4 統計検証

ここでは各種の統計検証の結果を示す。用いた指 標については巻末付録を参照のこと。

(1) 降水検証

対解析雨量のエクイタブルスレットスコア (ETS)とバイアススコア(BI)を図2.7.5に示す。 検証格子は20km、前3時間積算降水量の検証格子内 平均を対象とし、解析雨量領域のうち陸域と海岸か ら40km内を検証範囲とする。夏実験については事 例別の結果も示す(図2.7.6)。図中のエラーバーは 95%信頼区間である。

夏実験のETSは、閾値10~15mm/3hでやや改善、 閾値30mm/3h以上でTESTがCNTLをやや下回るが、 CNTLと大きく変わらず、ほとんど有意な差ではな い。BIは、TESTはCNTLに比べて、閾値5mm/3h 以下で小さく、閾値10mm/3h以上では大きくなった。 閾値30mm/3h以上では、BIが1を超え、ETSは僅か な悪化を示しているが、これは空振りの増加の結果 である。期間別にみると、梅雨事例のETSからは、 特に閾値10~25mm/3hでの改善が認められる。この 雨量範囲では地形に沿った不自然な降水を抑制し たうえで、予報頻度が増加した(BIが増加して1に 近づいた)ことから、KFスキームの混合率の変更に よる改善が効果的に現れたと言える。しかし同時に 誤検出率が微増しており、空振りもやや増えた(図 略)。夏実験のどの期間でもBIは弱い雨で減少、よ り強い雨ほど顕著な増加を示した。また夏実験の全 期間のBI(図2.7.5)が強い雨量域で1を超えていた のは、CNTLでもBIが大きい台風事例の影響である ことがわかる。

図2.7.7に夏実験の全期間におけるBIの予報時間 依存性を示す。1mm/3h以上の降水では、TESTは CNTLよりさらに予報頻度が過少であり、予報時間 に沿ってCNTLと同様の変化を示す。20mm/3h以上 の降水では、TESTはFT=6からFT=12にかけて予報 頻度の急増がみられ、結果として観測の頻度に近づ いている。FT=12以降は増加傾向は見られない。

冬実験に関しても夏実験と同様に、強い雨のBIが 大きくなり、ETSも強い降水においてやや下がった (図2.7.5)。これは強い降水の予報の空振りが増し たことを示す。冬実験は期間中いくつか南岸低気圧 が通過したが、これらはCNTLに比べてやや強い降 水の領域を広げる傾向があった。冬季は強い降水の



図 2.7.4 2009 年 7 月 19 日 09UTC 初期値の FT=30 (20 日 15UTC)の予報結果。CNTL (左)、TEST (右)の前 3 時間積算降水量 (mm/3h)。太平洋上や近畿地方で弱い降水の減少が認められる。



図 2.7.5 夏実験(左列)と冬実験(右列)の対解析雨量の ETS(上段: 点線は ETS=0)と BI(下段: 点線は BI=1)。 スコアは横軸の閾値(前3時間積算降水量)以上の降水に対するもの。赤: TEST、緑: CNTL。エラーバーは 95% 信頼区間を表す。



図 2.7.6 夏実験の各期間ごとの対解析雨量の降水スコア。不安定降水事例(左列)、梅雨事例(中列)、台風事例(右 列)の ETS(上段)と BI(下段: 点線は BI=1)。横軸は閾値(前3時間積算降水量)。赤:TEST、緑: CNTL。 エラーバーは 95%信頼区間を表す。



図 2.7.7 夏実験の全期間を対象にした予報時間毎の BI (点線は BI=1)。左は 1mm/3h 以上、右は 20mm/3h 以上の 降水に対するスコア。赤:TEST、緑:CNTL。横軸は予報時間(FT)。エラーバーは 95%信頼区間を表す。

ある事例が少ないので、このような違いがここでみ ているような1ヶ月程度の期間のスコアには端的に 表れる。冬実験の全期間において、検証領域に影響 を与える南岸低気圧は主なもので3回あり、それぞ れの南岸低気圧の事例に絞ってスコアを調べた。そ れらのうち1月18日頃に日本列島を通過した低気圧 の事例が、スコアを下げる寄与が大きく、特定の事 例がスコアの低下に影響していた(図略)。

次に、降水の頻度分布を調査した結果を図2.7.8に 示す。頻度統計を行った領域は対解析雨量スコアを 算出した範囲と同一である。比較対象となる観測と して、解析雨量をモデルに合わせて5km格子ごとに 平均した値を用いた。実験結果、観測ともに5km格 子単位で、階級は1mm/3h刻みにとって、降水の出 現数を積算した。このため20km検証格子内平均値 を用いた上述のスコアの雨量閾値とは対応しない ことに注意する必要がある。図2.7.8からは、TEST はCNTLに比べて強い雨ほど頻度が増していること がわかる。その結果、不安定降水事例、梅雨事例で は観測の頻度分布に近づいており、50mm/3h以上の 降水については観測とよく合っている。ただし不安 定降水事例では100mm/3h以上で、全体に対する割 合は小さいながら、予報頻度過多の傾向が顕著にで る(図略)。

冬実験の頻度分布をみると、TESTは10mm/3h以上で観測より頻度が多く、結果として10~30mm/3hの雨量強度域ではCNTLの方が観測の分布に沿っている。50mm/3h以上についてはCNTLと変わらない。

次に実験期間中の総降水量、及び総格子数(すな わち降水域の面積に相当)を算出し、比較を行った。



図 2.7.8 降水の頻度分布 (100mm/3h まで)。階級の幅を 1mm/3h にとって格子数を積算している (例えば 10mm/3h 以上~11mm/3h 未満の格子を 10mm/3h として数え上げる)。左上:不安定降水事例、右上:梅雨事例、左下:台 風事例、右下:冬実験。赤:TEST、緑:CNTL、青:観測 (解析雨量)。

表 2.7.2 総降水量・総格子数の、TEST と CNTL それぞれの観測に対する比と TEST の CNTL に対する比。

	不安定降水事例		梅雨事例		台風事例		冬実験	
	降水量	格子数	降水量	格子数	降水量	格子数	降水量	格子数
TEST/観測	0.82	0.82	0.88	0.73	1.33	0.89	1.02	0.85
CNTL/観測	0.79	0.91	0.86	0.76	1.33	0.93	1.00	0.85
TEST/CNTL	1.03	0.90	1.03	0.96	1.00	0.96	1.01	1.00

表 2.7.3 海陸別の総降水量・総格子数統計の TEST の CNTL に対する比。夏実験のみ。

	不安定降水事例			梅雨事例				
	総降	水量	総格子数		総降水量		総格子数	
	陸域	海域	陸域	海域	陸域	海域	陸域	海域
TEST/CNTL	1.06	0.96	0.96	0.76	1.00	1.00	0.96	0.84

	台風事例			夏実験全期間				
	総降	水量	総格子数		総降水量		総格子数	
	陸域	海域	陸域	海域	陸域	海域	陸域	海域
TEST/CNTL	1.00	1.00	0.98	0.86	1.01	0.99	0.96	0.82

ここでは、0.4mm/3h以上を降水有りとしている。 検証領域は対解析雨量検証と同様である。表2.7.2に TEST、CNTLの観測に対する比、TESTのCNTLに 対する比を示す。夏実験の不安定降水事例と梅雨事 例では、TESTは弱い雨の予報頻度減少に伴って総 格子数(降水面積)が減少し、観測との差がCNTL に比較して広がった。一方で、図2.7.8で見たように 20mm/3h以上の降水がCNTLに比べて増加したこ とが寄与し、TESTの総降水量はCNTLより増して 観測に近づいた。冬実験でも強い降水の頻度が増し た結果として総降水量が僅かに増加している。

上と同様の調査を、MSMの予報領域全体を対象 にして海陸別に行った。表2.7.3にTESTのCNTLに 対する比を海陸別に示す。夏実験の全期間で、海域 での総格子数の減少が目立ち、TESTはCNTLの約 20%減になっている。予報頻度が減少しているのは 主に弱い雨であるから、海域での総降水量の減少は 僅かである。一方陸域での変化は少なく、総格子数 がやや減少し、総降水量は不安定降水事例を中心に やや増加している。なお、この調査は夏実験に対し てのみ行った。冬季においてKFスキームが降水に寄 与するのは、低気圧などに伴い、暖湿気が流入する 場合に限られ、表2.7.2においても冬実験の総格子数 はTESTとCNTLで違いがないことが示されている。

(2) 地上気象要素検証

対アメダスの検証結果を図2.7.9(夏実験)と図 2.7.10(冬実験)に示す。気温・相対湿度・風速を 対象に、平均誤差(ME)・平方根平均二乗誤差 (RMSE)を予報対象時刻毎に算出した。

夏実験の気温のMEではどの時刻でもCNTLに対して約0.05℃の正バイアスの拡大が見られた。しかしRMSEは日中減少し、夜間の増加は僅かで、ラン

ダム誤差の減少が示唆される。また夏冬ともに風速 のMEには0.05~0.1m/s程度の増加が認められる。夏 実験では風速のMEのCNTLとの差は日中にやや拡 大(~0.1m/s)している。不安定降水事例のみで算 出したMEも同様の日変化を示すことから、この時 間依存性は不安定降水事例の寄与と考えられる(図 略:不安定降水事例における日中のMEのTESTと CNTLの差も0.1m/s程度)。風速のRMSEは夜間を中 心に微増している。その他はCNTLと大きな違いは ない。地上風速がCNTLに比べてやや強くなること が示されたが、雲物理過程の卓越により降水システ ムが強化されたことが原因のひとつと考えられる。

(3) 高層気象要素検証

図2.7.11、図2.7.12にそれぞれ夏実験、冬実験の 高層気象要素検証の結果を示す。日本国内の高層気 象観測のみを対象とし、気温・相対湿度・風速につ いて、FT=33でのME、RMSEを算出した。

KFスキームの変更は熱と水蒸気の鉛直輸送を変 化させる。夏実験では700hPaと500hPaの相対湿度 の負バイアスがCNTLよりも拡大し、中層がより乾 く結果となった。925hPaの気温では正バイアスが やや拡大している。地上気象要素検証の気温の正バ イアス微増にも表れていたが、夏季の大気下層の平 均気温の微増は、900hPaより下層において、主に 暖湿な本州南海上全体に見られ(図略)、その影響が 国内の観測点での検証にも表れていると考えられる。

850hPaの気温では正バイアスが解消され、整合的に相対湿度の負バイアスも0へ近づいている。 850hPaの加湿方向への変化は、KFスキームによる水蒸気の鉛直混合がより低い高度に留まるようになったことの反映と考えられる。気温では中層以上で



図 2.7.9 夏実験の対アメダス地上気象要素検証。要素は左列:気温(℃)、中列:相対湿度(%)、右列:風速(m/s)。 上段が ME(実線は ME=0)、下段が RMSE。赤:TEST、緑:CNTL。横軸は予報対象時刻。



図 2.7.10 冬実験の対アメダス地上気象要素検証。凡例等は図 2.7.9 に同じ。



図 2.7.11 夏実験の高層気象要素検証。日本のゾンデを対象として、FT=33 での統計検証結果を示す。要素は左列: 気温(℃)、中列:相対湿度(%)、右列:風速(m/s)。上段が ME(点線は ME=0)、下段が RMSE。赤:TEST、緑: CNTL。相対湿度の検証は、上層では信頼できる観測が不十分なため、500hPa までの結果を示す。



図 2.7.12 冬実験の高層気象要素検証。凡例等は図 2.7.11 に同じ。

も概ねバイアスの軽減がみられる。冬季は夏季に比べてKFスキームが頻繁に働かないため、冬実験の高 層気象要素検証では夏実験ほどCNTLとの違いは見 られないが、それでも700hPaと500hPaの乾燥傾向 が見られた。降水検証で示したように、TESTでは 全降水量が増えていることから、雲物理過程による 凝結、降水を通じて大気中の水蒸気をCNTLより減 少させている可能性がある。

MSMの中層の乾燥バイアスについては、側面境 界がRSMから20kmGSMに替わったときに顕著に 現れるようになったが(古市 2007)、今回の変更は その乾燥バイアスを拡大することになった。予報時 間内の相対湿度のMEの推移を比較すると、中層の MEの減少量は、TESTとCNTLは同程度だが、予報 前半(FT=3)の時点で既にTESTはCNTLより乾い ていた(図2.7.13)。

2.7.5 まとめ

KFスキームの混合率を大きくする変更を加える ことで、とくに梅雨期によく見られる地形に沿った 不自然な降水を軽減した。その結果、湿潤過程にお けるグリッドスケールの雲物理過程とサブグリッド スケールのKFスキームのバランスが変化し、雲物理 過程の寄与が強まった。このことにより、降水系の 組織化がより顕著に表現されるようになった。

統計検証からは主に以下のような結果が得られた。

- ・夏季に弱い降水の減少、夏冬とも強い降水の増加
- ・降水の頻度分布はやや強い~強い降水で観測に近づく(ただし、この降水強度帯で観測に近づいてもトータルの降水は観測に足りていないことや、さらに強い降水の頻度が増していることには注意する必要がある)
- ・夏季において気温のバイアスが微増
- ・夏冬ともに風速のバイアスが微増
- ・夏季に中層がより乾く傾向

また今回の試験の結果を用いたガイダンスの検証 からは、積乱雲量や発雷確率などの改善がみられ、 組織化した対流雲の表現が向上したことがうかがえ る。さらに気温ガイダンスも夏季の最高気温がやや 改善し、その他は中立の結果が得られており、モデ ルの地上気温のバイアスの微増は予報現業の実用上、 大きな影響は与えないと言える(ガイダンス検証の 結果の図等は略す)。

これまで述べてきた降水特性の変化傾向は、今回 適用したKFスキームの混合率の変更からある程度 想定できていた(成田 2008)。変更に際しては、統 計的な降水特性の変化を小さくするようにKFスキ ームのパラメータを設定したが、本節で示したよう な一定の違いが生じる結果となった。このような結 果を踏まえた上で、地形に沿った不自然な降水の軽 減を最優先することにして、ルーチンMSMへの適 用を行うことになった。予報現場においては、特に 暖候期の強い雨の空振り増加などの降水特性の変化 に注意して予報作業を行っていただきたい。

水平解像度5kmのMSMにおいては対流パラメタ リゼーションの併用は今後も避けられないので、引 き続きKFスキームの改善をはじめとした、より適切 な対流スキームの開発を進めていく必要がある。

参考文献

- 成田正巳,2008: Kain-Fritschスキームの改良とパ ラメータの調整. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部,103-111.
- 成田正巳,2009: メソ数値予報モデルの湿潤過程の 改良. 平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁 予報部,72-76.
- 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,38-45.
- Kain, J.S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An Update. J. Appl. Meteor., 43, 170–181.
- Kain, J.S. and J.M. Fritsch 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. J. Atmos. Sci., 47, 2784–2802.



図 2.7.13 夏実験の各事例における、相対湿度の平均誤差 (ME)の予報時間経過による変化。赤:TEST、緑:CNTL。 点線は FT=3、実線は FT=33 (図 2.7.11 に同じ) での ME を表す。

2.8 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¹

2.8.1 週間アンサンブル予報システム

週間アンサンブル予報システム(以下WEPS)は週 間天気予報の支援を目的に運用されており、各メン バーの予報、予報のアンサンブル平均やスプレッド、 気温や降水等の各種確率情報等の資料が、週間天 気予報で利用されている(林・川上 2006)。WEPS の本運用は、2001年3月の計算機システム更新と同 時に開始された。それ以降GSMの改良の成果を WEPSの予報モデルに取り込むとともに、初期摂動 作成手法の改良およびメンバー数増強が施され、週 間天気予報の支援資料の精度向上が図られてきた (経田・山口 2006; 酒井 2008; 米原 2008; 米原 2009)。運用開始以来の主な改良を、表2.8.1にまと める。以下モデル名称のGSMに続く4桁の数字は現 業化時期(西暦下2桁・月)を表す。なお、アンサンブ ル予報の基礎については、山根(2002)や高野 (2002)を参照されたい。

時期	予報モデル	摂動作成手法	メンバー数
(年/月)	(解像度)	(摂動対象領	/モデル摂動
		域)	
2001/3	GSM0103	BGM 法	25
	(T106L40)	(NH)	1なし
2002/2	GSM0103	BGM 法	25
	(T106L40)	(NH,TR)	1なし
2003/6	GSM0305	BGM 法	25
	(T106L40)	(NH,TR)	1なし
2005/3	GSM0407	BGM 法	25
	(T106L40)	(NH,TR)	1なし
2006/3	GSM0603	BGM 法	51
	(TL159L40)	(NH,TR)	1なし
2007/11	GSM0711	SV 法	51
	(TL319L60)	$(NH^{\dagger},TR^{\dagger})$	1なし
2009/3	GSM0808	SV 法	51
	(TL319L60)	$(NH^{\dagger},TR^{\dagger})$	1なし
2010/11	GSM1011	SV 法	51
	(TL319L60)	$(NH^{\dagger},TR^{\dagger})$	/あり

表 2.8.1 WEPS の主な改良の時期と仕様

摂動対象領域の各記号は緯度帯を意味し、NH:20°N-90°N, TR:20°S-20°N, NH[†]:30°N-90°N, TR[†]:20°S-30°Nである。メンバー数は摂動を加えていないコント ロールランを含む。BGM法はBreeding of Growing Mode法 (Toth and Kalnay 1993)の略でSV法は Singular Vector法 (Buizza and Palmer 1995)の略 である。予報モデルについては、GSM0103は松村 (2000)、GSM0305は中川 (2004)、GSM0407は川合 (2004)、GSM0603は北川 (2005)、GSM0711は北川 (2006)、GSM0808は岩村 (2008)等を参照されたい。 アンサンブル予報の精度向上には、初期摂動作 成手法の改善やメンバー数の増加、予報モデルや 解析値の精度向上が重要である。図2.8.1にWEPS 運用開始以来の、500hPa高度場(Z500)について のFT=144および、FT=216でのアノマリー相関係数 月平均の時系列を示す。検証領域は北半球領域 (20°N-90°N、以下NH領域)で、細い線は各月の もの、太い線は前12ヶ月移動平均である。赤線は摂 動が入っていないメンバーの予報(以下コントロール ラン)、青線が各メンバーの予報のアンサンブル平均 の検証結果である。

図2.8.1を見ると、予報モデルおよび解析システム の精度向上に伴い、運用開始以来着実に、コントロ ールラン、アンサンブル平均ともに予報精度が向上し てきたことが分かる。FT=144およびFT=216におい て、アンサンブル平均の精度はコントロールランを大 きく上回っている。また、予報精度が季節変化の中で 相対的に下がる夏季において、アンサンブル平均は コントロールランをよく改善している。特にFT=216で の精度をみると、アンサンブル平均のコントロールラ ンに対する改善幅は大きく、その改善幅を運用開始 以来維持し続けている。



図2.8.1 月平均のZ500のアノマリー相関係数の時系列 (細線)。上図がFT=144、下図がFT=216でのもので ある。期間は2001年3月から2010年6月。検証領域は NH領域で、太線は前12ヶ月移動平均。赤線がコント ロールラン、青線がアンサンブル平均の結果である。

¹ 米原 仁

また、中期予報では、予報が情報として利用上の 価値を持つ一つの目安としてアノマリー相関係数が 0.6以上であることを用いるが(高野 2002)、2010年 以降のWEPSはFT=216においても0.6を超えた。運 用開始以来の精度向上の結果、天気予報作業を支 援するWEPSの予報時間延長も視野に入ってきてい る。

2.8.2 WEPSへの確率的物理過程強制法の導入

数値予報課では、2010年11月に、モデルアンサン ブル手法の一つである確率的物理過程強制法 (Buizza et al. 1999, Palmer et al. 2009)をWEPS へ導入した。モデルアンサンブル手法とは、アンサン ブル予報において、モデルによる予報の不確実性を 考慮する手法である。本来、予報結果の誤差は、初 期値が真値と異なることに加え、予報モデルが持つ 不完全性も原因となる。このため、本来は、モデルア ンサンブル手法による摂動を初期値摂動と同様に考 慮する必要がある。しかし、これまでのWEPSでは、 それが考慮されておらず、初期摂動のみを取り扱っ ていたが、今回からモデル誤差に関する摂動も加え ることとした。確率的物理過程強制法とは、モデルの 物理過程のもつ不確実性を取り扱う手法の一つであ り、予報の時間ステップ毎において、物理過程で計 算される気温、比湿、風の時間変化量に対して時間・ 空間相関が考慮された乱数を掛けたものを摂動とし て足しこむ手法である。本手法の具体的な内容や、こ れまでの開発途中の報告については、Palmer et al (2009)、米原(2009)を参考にされたい。

また同時に、予報モデルを低解像度版GSM1011 (TL319L60)へ更新した。低解像度版の予報特性 は高解像度(TL959L60)とほぼ同じである。 GSM1011では入出力を始めとする基本的部分が大 幅に強化されたが、予報精度への影響は小さく予報 特性はGSM0808と同じであるため、その基本的な予 報特性等については大河原(2008)、小野田(2008)、 岩村(2008)、宮本(2009)を参照されたい。

また上記以外にも、初期値作成時の内挿手法の 変更、初期値での雲水量や雲量での予報値の利用 (これまでは0から始めていた)等の変更も同時に行っ た。今回の変更全体では、それらの精度への影響は、 確率的物理過程強制法の導入に比べて小さい。

2.8.3 今回の改良の効果

今回の改良の精度評価試験の検証結果を基に、 予報精度への影響について述べる。以下では WEPS0903での実験をCNTL、WEPS1011での実 験をTESTと呼ぶ。業務化試験では、両実験とも解析 値には同じ高解像度GSM0808での解析予報サイク ルの結果を用いた。両実験とも初期摂動作成部分は 同じである。試験の対象期間は2007年8月1日~31 日(以下夏季)及び2008年1月1日~31日(以下冬季)とした。

(1)総観場の予報

アンサンブル平均の総観場の予報精度としては、 業務化試験の結果は夏季・冬季ともに、Z500、 850hPa気圧面の気温(T850)ともに中立であった (図略)。モデル誤差に関する摂動の影響の大きさは、 初期摂動によるそれと比較して小さいため、アンサン ブル平均への影響は見られなかったと思われる。

次にNH領域での、確率予報の検証結果について 述べる。図2.8.2に、T850についてのROC面積を示 す。ROC面積の閾値は、NH領域でのT850の気候 学的な年々変動値の標準偏差 σ に対して、T850の 平年偏差が -1.5σ 以下および、 1.5σ 以上を用いて いる。この閾値は、ある程度顕著な現象を対象とした ものである。検証結果は、全体的に中立もしくは改善 であり、この改善傾向は、Z500や地上気圧等の他の 要素についても同様である(図略)。特にT850では、 予報の前半の改善幅が大きい。また、ブライアスキル スコアでの検証結果も、ROC面積での結果と同様に や改善となっており、確率予報の精度は全体的に 改善している(図略)。

(2)降水確率予報の対アメダス検証

図2.8.3に、夏季での降水確率予報の検証結果を示 す。図に示した結果は、予報時間毎の前24時間積算 降水量についての、0.5625°の格子の予報値に対し て、近傍のアメダス降水量平均値を真値として行ったも のである。ブライアスコアは、その数値が小さいほど確 率予報の精度が良いと評価できる。図2.8.3を見ると、 1mm/24h、10mm/24hの両閾値について、ブライアス コアおよびROC面積の両方で中立もしくは改善となっ ている。本手法の導入によって、モデルの不完全性が 原因で捕捉できていなかった降水も確率的に捕捉でき るようになり、降水確率予報の精度が向上したと考えら れる。実際に事例を見てみると、CNTLではある時刻に おいて降水を表現できていなかったメンバーが、本手 法を導入したTESTでは、同じ初期値から実行した予 報にもかかわらず、降水が表現され予報を改善したケ ースが見られた(図略)。また、本手法の導入により降水 頻度が増えることが報告されており(Buizza et al. 1999)、今回の実験結果においても、全体的に頻度が 若干増加している(図略)。現在GSMの特性としては、 弱い雨を観測より過剰な頻度で降らせる傾向があり、単 純にはスコアに悪い影響があると考えられるが、その中 においても、ブライアスコアでの精度の向上が確認でき る。



図 2.8.2 NH 領域での、各予報時間毎の T850 につ いての ROC 面積。上から、夏季・閾値がアノマ リー1.5 σ以上、夏季・閾値がアノマリー--1.5 σ以 下、冬季・閾値がアノマリー-1.5 σ以上、冬季・閾 値がアノマリー--1.5 σ以下の結果である。青線が TEST で赤線が CNTL の結果。



図 2.8.3 夏季での、前 24 時間降水量確率予報の検証 結果。上から、閾値 1mm/24h 以上のブライアスコ ア、閾値 10mm/24h 以上のブライアスコア、閾値 1mm/24h 以上の ROC 面積、閾値 10mm/24h 以上 の ROC 面積である。緑線が TEST で赤線が CNTL の結果。

2.8.4 WEPSの開発計画

最後にWEPSの精度向上に向けた今後の取り組 みを紹介する。今年度数値予報課では、WEPSの初 期摂動の振幅調整を行う計画である。アンサンブル 予報では、スプレッドとアンサンブル平均のRMSEは ほぼ同じであることが望ましく、両者に大きな乖離が ある状態では、アンサンブル平均や確率予報の精度 に改善の余地がある。現在のWEPSでは、冬季の予 報前半でスプレッドが過剰であることが知られており、 その原因は摂動の大きさを季節変動させている処理 にある。この、摂動の大きさを季節変動させる処理は、 初期摂動作成手法がBGM法の場合は初期摂動の 成長率が小さい問題をおぎなう効果を持っていたが、 作成手法がSV法に変更され成長率が改善され必要 がなくなったため、季節変動処理を見直すことにした。 また同時に、ここ数年の予報のアンサンブル平均の 精度向上に合わせて、初期摂動の大きさを調整する 予定である。この改良により、アンサンブル平均や確 率予報の精度向上が見込まれる。

また、数値予報課では、次期計算機システムへ向 けて開発を進めている。次期システムでは、WEPSの 水平・鉛直解像度の高解像度化(水平格子間隔を約 60kmから約40kmへ、鉛直層数を60層から100層 へ)を計画している。モデルの解像度が上がることに より、擾乱をより良く解像できるようになるため、降水 等の表現や予報精度の向上が期待されている。また、 初期摂動の作成手法であるSV法についても高解像 度化や特異ベクトル作成に利用している接線形モデ ルの高度化等を行い、アンサンブル予報の精度改善 を図る開発を進めている。

今回の更新により、物理過程の不完全性を表現す るモデルアンサンブル手法が導入された。しかし、モ デルの不完全性は物理過程にのみあるものではなく、 力学過程にも含まれる。それを取り扱うモデルアンサ ンブル手法もいくつか提案されているため、導入に向 けて検討を進めている。

アンサンブル予報の精度向上には予報モデル自体の精度向上も重要である。今後も、最新のGSMの開発成果をWEPSに取り入れていく計画である。

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.
- 大河原斉揚, 2008: 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, 7-18.
- 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.

- 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.
- 北川裕人,2006:高解像度全球モデル.平成18年度 数値予報研修テキスト,気象庁予報部,7-10.
- 経田正幸,山口宗彦,2006:週間アンサンブル予 報 平成18年度数値予報課研修テキスト,気象庁 予報部,41-54.
- 酒井亮太, 2008: 気象庁の新しい週間アンサンブ ル予報システム. 天気, 55, 67-76.
- 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.
- 中川雅之,2004: 積雲対流パラメタリゼーション. 数値予報課報告・別冊第50号,気象庁予報部, 70-75.
- 林久美,川上正志,2006:現業におけるプロダクト. 数値予報課報告・別冊第52号,気象庁予報部, 34-37.
- 松村崇行,2000:高解像度全球モデル. 平成12年 度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 17-20.
- 宮本健吾,2009:適合ガウス格子版全球モデル,数
 値予報課報告・別冊第55号,気象庁予報部, 27-49.
- 山根省三,2002: 摂動の線形発展の理論.アンサンブル予報,気象研究ノート,201,21-71.
- 米原仁,2008:週間アンサンブル予報システムの改良.平成20年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,23-26.
- 米原仁, 2009: モデルアンサンブル. 数値予報課報 告・別冊第55号, 気象庁予報部, 126-137.
- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singularvector structure of the atmospheric global circulation. J. Atmos. Sci., 52, 1434-1456.
- Buizza, R., M. Miller, and T. N. Palmer, 1999:
 Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125, 2887-2908.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74, 2317-2330.
- Palmer, T.N. et al, 2009: Stochastic parametrization and model uncertainty: ECMWF Research Department Technical Memorandum. Number 598.

2.9 台風アンサンブル予報システムの改善1

2.9.1 はじめに

台風アンサンブル予報システム(以下、台風EPS) は、5日先までの台風進路予報の支援を目的に運用 されている数値予報システムである。台風EPSにお ける各メンバーの台風中心位置予報およびその平 均位置(アンサンブル平均)や進路予報のばらつき (スプレッド)を基に、予報の信頼度情報、台風接

近確率などの資料が作成され、気象庁で現業利用されている²。台風EPSの仕様の詳細については、小森・山口(2008)を参照されたい。

一般に、アンサンブル予報の精度向上3に必要な課題として、①使用する予報モデルの精度向上、②初期摂動・解析場の改善、③予報モデルの誤差の適切な取り扱い(モデルアンサンブルなど、詳細は米原(2009a)参照)、④アンサンブルメンバー数の増強などがある。本節では、台風EPSについて、課題①の数値予報モデルの更新と、課題②のうち、初期摂動の作成方法に関する調査・改良を述べる。なお本節で述べる数値予報モデルの更新・初期摂動作成手法の改良は、それぞれ2009年6月と2010年5月に現業化された。

2.9.2 台風EPSの予報モデルの更新

全球決定論予報のモデルと週間EPSの予報モデ ルがそれぞれ2008年8月と2009年3月に適合ガウス 格子モデル (GSM0808) に更新されたことに続き、 台風EPSの予報モデルも2009年6月にGSM0808に 更新した。なお、GSM0808への更新に伴う予報特 性の変化については、全球決定論予報は岩村(2008) を、週間EPSは米原(2009b)を参照のこと。ここ では、台風EPSへGSM0808を導入したことによる 台風進路予報へのインパクトを述べる4。

予報モデル更新の影響を調査するため、2008年8 月20日~10月3日の1日4回(00,06,12,18UTC初期 値)について、予報モデルの変更あり(テスト実 験)・変更なし(コントロール実験)の予報実験を 行った。実験対象は期間のうち、気象庁予報部予報 課作成の熱帯低気圧情報ファイル(YHTCファイル) に対象となる熱帯低気圧が記述されている時刻で ある(全119初期値、140事例)。

1 太田 洋一郎、佐藤 芳昭

まず、確率予報としての特性は、変更の有無で大きな差は見られなかった(図略)。この2009年6月の変更は、主に予報モデルの更新で、初期摂動についてはほぼ同一のものが用いられている。このため、確率予報への影響は限定的であったと考えられる。

次に、図2.9.1にコントロールランとアンサンブル 平均予報それぞれの台風進路予報誤差の比較を示 す。両者ともに、新しい予報モデルの方が予報後半 で台風進路予報がやや改善する結果となった。

この結果を受けて、GSM0808の導入を含む台風 EPSの変更は2009年6月に現業化された。

2.9.3 台風EPSの初期摂動作成手法の概要と問題 点

台風EPSは、全球解析予報システムの解析値を解 像度変換した値を初期値としたコントロールラン と、この初期値に初期摂動を加えた値を新たな初期 値とした摂動ランにより構成される。

この初期摂動の作成には特異ベクトル(Singular Vector:以下、SV)法(Buizza and Palmer 1995) を用いている。SV法では、特定のターゲット領域内 において、一定の評価時間内で誤差成長が大きい初 期摂動を求めることができる。台風EPSでは、この SV法の性質を利用し、二種類のターゲット領域を設 定してSVを計算し、これを初期摂動の作成に用いて いる。

一つは、

20°N以北のRSMC責任領域5(

20°N ~60°N、100°E~180°) であり、もう一つは最大3 つまで設定可能な熱帯低気圧周辺領域(GSMの24 時間予報における各熱帯低気圧の推定位置を中心 とした東西20度、南北10度の領域、以下台風ターゲ ット領域)である。前者については、中緯度の傾圧 不安定擾乱の予測の不確実性を捉えることを主な 目的とし、後者については熱帯低気圧周辺での誤差 成長を捉えることを目的としている。

台風EPSの初期摂動は、こうしてそれぞれのター ゲット領域で求まったSVを、バリアンスミニマム法 (山口 2006)により線形結合して作成される。こ の際、初期摂動の振幅調整方法として、初期摂動の 東西風6m/sまたは南北風6m/sを上限値として規格 化する方法を用いていた。

さて、台風EPSで精度の悪い事例を調査したところ、以下の2点に問題があることが明らかとなった。 それらは①台風ターゲット領域の形状、②初期摂動の振幅調整方法である。以下に詳述する。

²地方官署や部外へのプロダクト配信は行っていない。
³ここで述べる精度向上には、アンサンブル平均予報の決定論的な予報精度の向上に加えて、アンサンブル予報による確率予報の精度向上も含まれる。

⁴ このモデル更新時には、初期値作成時の内挿手法の変更、 初期値化の停止等の予報結果にほとんど影響しない変更 も同時に行った。

⁵ RSMC は Regional Specialized Meteorological Center /地域特別気象センターの略。ここでは、気象庁太平洋台 風センターが台風予報発表の対象とする領域(0°~60°N、 100°E~180°)を表わす。



図 2.9.1 予報モデルの変更あり(テスト実験・上図赤線)、変更なし(コントロール実験・上図青線)の台風進路予報誤 差の平均の比較(実験期間 2008 年 8 月 20 日~10 月 3 日)。左図はコントロールラン、右図はアンサンブル平均予報。 下図はテスト実験とコントロール実験の進路予報誤差の差を示す(負の値はテスト実験で改善)。図中の緑の▼は有意 水準 95%で両実験の差が有意であることを示す(上段はデータ系列の相関考慮、下段は相関考慮なし)。

① 台風ターゲット領域の形状

台風ターゲット領域は、等緯度経度座標上での矩 形領域であった。この領域を用いると、緯度帯によ って東西方向のターゲット領域の幅(実距離)が異 なり、低緯度ほど東西に広くなる。このため、主に 低緯度で台風から離れた場所で成長する摂動が求 まる可能性が高くなる。また、矩形領域では中心か らの方角によってターゲット領域の広がり方が異 なる問題もある。

図2.9.2に、2009年10月2日18UTC初期値の台風第 18号の台風ターゲット領域で求めたFinal SV(初期 のSVから接線形モデルによって評価時間24時間で 線形成長させた結果)の湿潤トータルエネルギー

(Ehrendorfer et al. 1999; Barkmeijer et al. 2001)分布を示す。図中の矩形はターゲット領域を示す。この事例では、台風から離れたターゲット領域の北西端と北東端に大きなエネルギーを持つSVが多く求まった。一方、同じ初期時刻・事例に対し、ターゲット領域を予想中心位置から等距離(半径750kmで固定)に設定して求めたSVを図2.9.3に示す。ターゲット領域の中心の北西側に大きなエネルギーを持つSVが多く求まっており、北東側に求まっ

ているものは少ない。また、求まったSVのトータル エネルギー分布の平均は、ターゲット領域を矩形に 設定した場合と比べて東西の広がりが小さく、より ターゲット領域の中心に近いSVが求まっているこ とがわかる。台風ターゲット領域のSVは台風周辺で 成長する誤差を捉えることを目的としているので、 後者の方がこの目的に適していると考えられる。

初期摂動の振幅調整方法

前述のように台風EPSの初期摂動は東西風また は南北風のいずれかの風速で規格化されていた。こ の場合、初期摂動の最大風速は6m/s(東西風及び南 北風のいずれかが最大値を取り、いずれかが0m/sの 場合)から $6\sqrt{2}$ m/s(東西風と南北風が同値で最大 値を取る場合)の値をとり、事例によって変化する ので、規格化として適切ではない。また、SVの誤差 成長率を見積もる際に用いている誤差の大きさの 指標(ノルム)は湿潤トータルエネルギーを用いて いるため、誤差成長の評価方法と最大風速を用いた 振幅調整方法との間で一貫性がなかった。初期摂動 の規格化にも湿潤トータルエネルギーを用いるこ とで、この不整合は解消することができる。



図 2.9.2 2009 年 10 月 2 日 18UTC 初期値の台風第 18 号の台風ターゲット領域で求めた SV (Final SV) の湿潤ト ータルエネルギー分布。右側の図は SV の各モード (01p~08p) のトータルエネルギー分布を表わし、全モード の最大値を 1 に規格化している。左側の図は、各モードのトータルエネルギー分布を平均したものを表わす。図 中の矩形はターゲット領域を表わす。



図 2.9.3 図 2.9.2 と同様。ただし、ターゲット領域を予想中心位置(左図の星印)からの等距離(半径 750km)とした。

2.9.4 初期摂動作成手法変更実験の設定

前項の問題点を踏まえて、以下の変更を加えた実験(テスト実験)を行い、変更を加えない場合の実験(コントロール実験)との比較を行った⁶。

・台風ターゲット領域を東西20度、南北10度の矩 形領域から、半径750kmの等距離固定領域に変更 (旧来の中緯度でのターゲット領域とほぼ同等の 大きさとなるように決定した)

・初期摂動の振幅を東西風6m/sまたは南北風6m/s を上限値とする方法から、湿潤トータルエネルギー の最大値を530 kg・m・s⁻⁴に規格化する方法へ変更 (旧来の中緯度での初期摂動の振幅とほぼ同等の 大きさ)

実験期間は2009年9月25日~10月25日の1日4回 (00,06,12,18UTC初期値)のうち、YHTCファイル に対象となる熱帯低気圧が記述されている時刻で ある(全118初期値、187事例)。

2.9.5 初期摂動作成手法変更の結果

まず、アンサンブル平均進路予報誤差に関しては、

コントロール実験とテスト実験で有意な差は見ら れなかった(図略)。この変更は、初期摂動作成部 分の変更であり、コントロールランについては変更 前と同一である。このため、アンサンブル平均予報 に与える影響は限定的であったものと考えられる。

次に、図2.9.4に、図2.9.2、図2.9.3と同じ事例(2009 年10月2日18UTC初期値)における台風第18号の進 路予報結果を示す。コントロール実験・テスト実験 ともに、コントロールランとアンサンブル平均の進 路予報は実況よりも遅く、転向のタイミングも異な る。コントロール実験では各メンバーのばらつきが 少なく、この進路予報の不確実性を捉えきれていな い。一方でテスト実験では、各メンバーのばらつき が比較的大きく、進行速度や転向のタイミングが各 メンバーで異なっている。この場合、テスト実験の 方が進路予報の不確実性をよく捉えられていると 考えられる。

図2.9.5に、コントロール実験・テスト実験のそれ ぞれについて、FT=120における台風進路予報の6時 間積算スプレッド7とアンサンブル平均進路予報誤 差の関係を示す。スプレッドはアンサンブルのばら つきの程度を表わす指標であり(付録B参照)、正し

⁶ ここでのコントロール実験の設定は 2.9.2 の GSM0808 を導入したシステムに相当する。

⁷ 予報時間6時間毎のスプレッドを加算した値。



図 2.9.4 2009 年 10 月 2 日 18UTC 初期値のコントロール実験(左図)とテスト実験(右図)の台風進路予報図。赤 および橙の実線は各摂動ランの、青線はコントロールランの、緑線はアンサンブル平均の進路予報を表わし、黒線 はベストトラックの進路を表わす。

い確率予報を行った場合には、スプレッドが大きい ほど予報誤差の期待値が大きくなることが知られ ている。今回の台風EPSの実験の場合、この関係は 必ずしも明瞭には現れていない。特にコントロール 実験では、スプレッドが小さいにも関わらず進路予 報誤差の大きい事例が見られる。一方で、テスト実 験ではこうした事例は減少している。

図2.9.6に、進路予報の信頼度別に平均したアンサ ンブル平均進路予報の誤差を示す。ここで信頼度は 進路予報の積算スプレッドの小さい方から4:4:2に わけ、それぞれを信頼度A,B,Cとした(すなわち、 信頼度Aが予報の信頼度が高いと期待される)。コン トロール実験では、予報時間の後半で信頼度AとB の平均進路予報誤差が逆転しているが、テスト実験 では逆転は起こらない。

このように、今回の改良によってスプレッドが適 切となり、確率予報としての精度が向上した。

2.9.6 まとめと今後の課題

台風EPSへ適合ガウス格子の導入に伴い改良さ れた全球予報モデル(GSM0808)を用いた実験を 行い、台風進路予報精度の評価を行った。コントロ ールラン、アンサンブル平均ともに予報後半で進路 予報がやや改善する結果が得られた。このことから、 GSM0808導入を含む変更は2009年6月に現業化さ れた。

また、台風EPSの初期摂動作成方法について仕様 を変更した実験を行い、台風進路予報精度の評価を 行った。その結果、確率論的な予報に関して変更に よる精度向上が見込まれることがわかった。この変 更は、2010年5月に現業化された。

一方で、EPSとしてのより一層の精度向上のため には、初期摂動作成手法の高度化のみならず、使用 する解析値の精度向上やさらなる予報モデルの性 能向上、モデルアンサンブルによるモデル誤差の適 切な取り扱い、アンサンブルメンバー数の増強など が重要課題となる。今後はこうした課題を念頭に置 き、同じく数値予報課で開発・運用している週間 EPSとの一体的な開発を進める予定である。

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.
- 小森拓也,山口宗彦,2008: 台風アンサンブル予報 システムの導入.平成20年度数値予報研修テキス ト,気象庁予報部,27-30.
- 山口宗彦, 2006: 特異ベクトル法の開発. 数値予報 課報告・別冊第52号, 気象庁予報部, 50-58.
- 米原仁, 2009a: モデルアンサンブル. 数値予報課報 告・別冊第55号, 気象庁予報部, 126-137.
- 米原仁,2009b: 週間アンサンブルの予報モデルの更 新. 平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁予 報部,61-64.
- Barkmeijer, J., R. Buizza, T. N. Palmer, K. Puri, and J.-F. Mahfouf, 2001: Tropical singular vectors computed with linearized diabatic physics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 685-708.

- Buizza, R. and T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. J. Atmos. Sci., 52, 1434-1456.
- Ehrendorfer, M., R. Errico, and K. Raeder, 1999: Singular vector perturbation growth in a primitive equation model with moist physics. J. Atmos. Sci., 56, 1627-1648.



図 2.9.5 FT=120 における台風進路予報の積算スプレッド(横軸:単位 km)とアンサンブル平均台風進路予報誤差 (縦軸:単位 km)の関係。実験期間は 2009 年 9 月 25 日~10 月 25 日。コントロール実験を青点、テスト実験を 赤点で表わし、コントロール実験で相対的に積算スプレッドが小さく予報誤差が大きい事例を緑丸で囲った。



図 2.9.6 信頼度別にわけた時のアンサンブル平均進路予報誤差の平均(実線)。それぞれ、赤・緑・青が信頼度 A・B・ C を表わしている。各予報時間のマークは、それぞれ検証に用いたサンプル数を表わす(右軸)。実験期間は 2009 年 9 月 25 日~10 月 25 日。左図はコントロール実験、右図はテスト実験の結果を表わす。
3.1 降水ガイダンスの改良¹

降水ガイダンスでは、GSM、MSMから求めた 説明変数を用いて、3時間平均降水量(MRR3)、 6時間降水確率(PoP)、1時間最大降水量 (MAXP1)、3時間最大降水量(MAXP3)、24時 間最大降水量(MAXP24)を予想している。

平成22年5月27日に市町村を対象とした気象警 報等の発表が開始された。これに対応するため、 数値予報課では降水ガイダンスの仕様を変更す るとともに平均降水量ガイダンスの係数の層別 化の方法を変更するなどの改良を実施した。変更 の概要については、平成21年度数値予報研修テキ ストに掲載されているので参照願いたい。

本節では第3.1.1項において平均降水量ガイダ ンスの改良について詳細を述べ、第3.1.2項におい て最大降水量ガイダンスの改良点、特性および検 証結果について述べる。

3.1.1 平均降水量ガイダンスの改良

(1) 概要

MRR3では、平成22年5月27日に係数の層別化 の方法等を変更している。その結果、降水の日変 化の再現性及び1mm/3h前後の弱い降水の精度が 向上したほか、これまでほとんど予想されなかっ た40mm/3h以上の強い降水が予想されるように なり、予想特性が大きく変化している。

本項では平成22年5月27日以降のガイダンスを 新ガイダンス、それまでのガイダンスを旧ガイダ ンスとする。また、新ガイダンスでは基本的な予 測手法は変更していない。降水ガイダンスの予測 手法については安藤(2007)を参照願いたい。

(2) 係数の層別化の方法の変更

旧ガイダンスでは、MRR3の予測式の係数は予 報時間で層別化され(GSMは12時間毎、MSMは 6時間毎)、全ての初期時刻で共有していた。その 結果、同じ予測式の係数が初期時刻によって異な る予報対象時刻に用いられ、降水特性の日変化を 反映しにくくなっていた (小泉 2009)。新ガイダ ンスでは、降水特性の日変化を反映しやすくする ため、予測式の係数を初期時刻でも層別化するよ うにした。また、GSMでは予報時間の層別化を6 時間毎に細分し、降水特性の日変化をより細かく 反映できるようにした。POPの予測式の係数や頻 度バイアス補正パラメータについても同様に層 別化の方法の変更を実施した。



図 3.1.1 新ガイダンス(左 上)と旧ガイダンス(右上) の GSM の MRRA の平面 図。2009年8月31日 00UTC 初期値 FT=24 を 比較している。解析雨量に よる実況 (20km 格子の平

均値)を下図に示す。

(3) 係数の更新条件の変更

解析雨量

MRR3では、カルマンフィルターを用いて予測 式の係数を日々更新しているが、予想、実況とも に降水なしの場合は係数の更新を行わない等の 更新条件を設定している。旧ガイダンスではこの 条件が厳しく設定されており、「予想、実況とも に降水あり(0mm/3hより大きい)」の場合のみ係 数を更新するようになっていた。この条件では空 振りや見逃しは係数に反映されないため、カルマ ンフィルターで係数を更新している予測式によ る降水量(MRRA)は、弱い降水が予想過多とな り(図3.1.1右上)、季節によるバイアススコア(BI) の差も大きくなっていた(GSMのMRRA≧ 1.0mm/3hのBIは2009年6~8月で約3.7、2009年 12月~2010年2月で約1.7)。新ガイダンスでは、 係数の更新条件を「予想、実況のどちらかが降水 あり」に変更した。このことにより、空振りや見 逃しが係数に反映されるようになった。その結果、 MRRAの予報過多の傾向はやや改善し(図3.1.1 左上)、季節によるバイアススコアの差も小さく なった (GSMのMRRA \geq 1.0mm/3hのBIは2009 年6~8月で約1.9、2009年12月~2010年2月で約 $1.2)_{\circ}$

(4) 頻度バイアス補正の閾値の変更

MRRAには強い降水の予想頻度が小さいバイ アスがあり、1996年に降水ガイダンスが逐次学習

1 3.1.1 小泉 友延 3.1.2 蟻坂 隼史

型の予測式を採用した当初から、降水ガイダンス にはこのバイアスを補正する手法(頻度バイアス 補正)が取り入れられている(藤田 1996)。以下 に、頻度バイアス補正の仕組みと今回行った閾値 変更について説明する。

(a) 頻度バイアス補正の仕組み

頻度バイアス補正は、MRRAに補正係数を乗じ て降水量を補正する手法である。降水量を適当な 閾値でいくつかの階級に区分けし、それぞれの階 級の閾値で観測数と予想数が等しくなる(バイア ススコアが1になる)補正係数を求めている。具 体例を図3.1.2に示す。この例では200回の予想に 対して1mm以下の観測(階級I)が100回、1~ 10mm(階級II)が60回、10mm以上(階級III) が40回となっている。これに対して各階級の予想 頻度が100回、60回、40回となるように予想値の 閾値を求める。この閾値がそれぞれ2mm、5mm であれば階級IIにおける補正係数は0.5と2の間の 内挿値を与える。

実際には予想値の閾値は固定せず日々調整す るようになっている。具体的には前回の補正結果 が大きすぎた場合は補正係数が小さくなるよう に閾値を大きくし、逆の場合は閾値を小さくして いる(図3.1.3)。

(b) 閾値の変更

MRR3の観測値の閾値は新旧のガイダンスとも、 0.5,1,5,10,20,30,50,80mm/3hとなっている。旧ガ イダンスでは、50,80mm/3hの観測値の閾値に対 して予報値の閾値も50,80mm/3hと設定されてい た。頻度バイアス補正では閾値を挟む観測値、予 想値が存在しないと閾値が調整されない(図 3.1.3)。MRRAが強雨をほとんど予想しないため 旧ガイダンスの設定では50mm/3h以上の閾値は ほとんどのガイダンス格子で初期設定のままで あった。その結果、MRR3は40mm/3h以上の強雨 の頻度が低く抑えられていた。

新ガイダンスでは50,80mm/3hに対する予報値 の閾値を変更している。具体的には、ある時点の 30mm/3hの閾値を元に、50mm/3hはこれを約 1.67倍(50÷30)し、80mm/3hの閾値は、新た に求めた50mm/3hの閾値を1.6倍(80÷50)して 求めたものを初期設定値とし、その後日々の調整 を経て現在に至っている。この結果、新ガイダン スでは強雨の予想頻度が旧ガイダンスより多く なっている。この変更は、MRR3に比率をかけて 求められるMAXPの強雨のバイアススコアを1に 近づけることを目的としたものである。



降水量(予想)

図 3.1.2 頻度バイアス補正の例。上段は観測値の閾値、 下段は予想値の閾値である。観測値をⅠ、Ⅱ、Ⅲの3 つに区分けし、予想値の閾値は観測値の頻度に合わ せて決定される。



図 3.1.3 頻度バイアス補正の閾値更新の例。観測と予 想が同じ階級になる場合は予想の閾値は適切なので 更新されないが、観測と予想が異なる階級になった 場合は閾値が更新される。上段の例では予想の閾値 が小さすぎたために予想が階級Ⅲとなっているの で、閾値は大きくなるように調整される。下段は逆 の例で予想の閾値は小さくなるように調整される。

(5) GSM平均降水量ガイダンスの特性の変化

(2)から(4)の変更を行った結果、MRR3の 特性が大きく変わった。変化を見るため、新旧の GSMガイダンスについて、20km格子単位で検証 し比較する。

(a) 検証方法

日本付近の陸を含む格子を対象とし、MRR3と 解析雨量から求めた平均降水量を比較する。閾値 以上の降水の有無で分割表を作成し、エクイタブ ルスレットスコア(ETS)、バイアススコア(BI) を求める。検証期間は2009年3月から2010年2月 までの1年間である。

(b) 降水の日変化の再現性の向上

図3.1.4は、初期時刻00UTCのMRR3≧5mm/3h のFT別の出現頻度の時系列図である。新ガイダン



図 3.1.4 新ガイダンス(左)と旧ガイダンス(右)の MRR3≧5mm/3hのFT別の出現頻度の時系列図。赤 がMRR3、青が解析雨量、ピンクはMRR3と解析雨 量がともに5mm/3h以上となった事例数。

スは旧ガイダンスに比べてMRR3の頻度グラフの 山と谷の位置(時刻)が解析雨量のそれに近くな り、降水の日変化特性の再現性が向上している。

(c)弱い降水の精度が向上

図3.1.5は初期時刻00,06,12,18UTCのMRR3の ETSとBIを閾値別に示したグラフである(FT=12 ~48を対象としている)。MRR3 \geq 0.5mm/3h、 1mm/3hを見ると新ガイダンスは旧ガイダンスに 比べBIは同程度であるが、ETSは若干ながら向上 し、精度が良くなっている。

(d) MRR3≧20mm/3hの予想頻度が過多

旧ガイダンスではMRR3 \geq 40mm/3h以上でBI が0.5を下回り、予想頻度が過少となるのに対して、 新ガイダンスではMRR3 \geq 20mm/3h以上でBIが 1.5以上となり、予想頻度過多の傾向となっている。 MRR3 \geq 5~20mm/3hではBIが旧ガイダンスより 大きいがETSはやや下回っており、精度がやや悪 くなっている(図3.1.5)。これは空振り事例が増 えたためと考えられる。

(6)利用上の注意点

(a) 大規模な現象による降水の予想

頻度バイアス補正の閾値を変更した結果、大規 模な現象による降水において、ガイダンスは強い 降水を広く予想する傾向となった。ガイダンスの 分解能はモデルの分解能に依存するため、モデル の分解能を超えて格子単位でピンポイントに適 中することは極めて稀である。強雨が予想された 範囲の中のどこかで強雨が発生する見込みであ る、という見方で利用していただきたい。

(b) 不安定降水などの予想

強い降水が観測されているときにMRRAの予 想が大きければ頻度バイアス補正は有効に働く が、そうなっていない場合は有効な補正とはなら



図 3.1.5 MRR3 の閾値別の ETS、BI のグラフ。赤系 統は新ガイダンス、青系統は旧ガイダンスのグラ フ。10mm/3h 未満の閾値は、0.5,1,2,3,4,5mm/3h で検証している。

ない。熱雷等の不安定降水による短時間強雨の場 合、観測される降水量に比べて予想が極めて小さ いことが多いため、頻度バイアス補正は有効な補 正とならず、現象を捕捉することはほとんどでき ないのが現状である。強雨の予想が過多となる傾 向があるが不安定降水を捉えることができるよ うになったわけではなく、この点を理解した上で 利用していただきたい。

参考文献

- 安藤昭芳,2007: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.
- 小泉友延,2009:平均降水量、降水確率ガイダンス. 平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁予報 部,44.
- 藤田司,1996:降水ガイダンスの統計的検証. 平成 8年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 34-40.

3.1.2 最大降水量ガイダンス

(1) はじめに

最大降水量ガイダンス(以下、MAXP)は市町村 を対象とした気象警報などの予報作業支援システ ム(以下、YSS2)運用開始より、従来の二次細分 区域単位から格子単位の予測となった。小泉(2009) は、YSS2慣熟運用時におけるMAXPの予測特性と 精度について、全般にバイアススコア(BI)が過大 という特性があると述べている。これを改良したも のがYSS2運用開始より使われている。ここではそ の改良事項、予測特性・精度について述べる。

(2) 改良事項

改良はニューラルネットワークの係数最適化に より行い、MAXPの作成手法は変更していない。仕 様の概要は付録Aを参照されたい。また、作成方針 は海老原(2002)に詳しい。後の議論のため、作成 手法を簡単に説明する。

MAXPはニューラルネットワークを用い、20km 格子内に含まれる1kmメッシュ解析雨量の最大降 水量と平均降水量をその格子の実況とみなし、最大 降水量と平均降水量の比を目的変数としている。ま た、逐次学習はしない。ニューラルネットワークの 係数最適化では、説明変数の平均降水量ガイダンス

(以下、MRR)を実況の平均降水量に置き換える。 これはMAXPが防災気象情報として重要な強雨を 最終的な予測対象としており、その発生頻度が稀で あることによる。このような対象を安定して予測す るためには長期間のサンプルデータが必要となる が、特性の変化しうる数値予報モデルやそれに依存 したMRRでは均質な統計関係を得ることが難しい。 説明変数の中でも特に寄与の大きいMRRを実況の 平均降水量に置き換えることで、数値予報モデルへ の依存性を軽減した統計関係を得ることが期待で きる。この結果、MRRの予測精度の向上がMAXP の予測精度の向上に反映される。

YSS2慣熟運用時の係数は1996年から2006年まで を統計期間として作成した。しかし、この期間は解 析雨量のメッシュが現在の1kmではなく5km・ 2.5kmであり、利用する数値予報モデルも運用終了 している領域モデル(RSM)を使用している、とい う問題があった(小泉 2009)。またその後の調査で、 この係数の予測精度・特性は季節的・空間的なばら つきが大きいことが明らかとなった。

上記問題を解決するために、2007年11月 (20kmGSM運用開始)から2009年9月までを統計 期間、GSMの初期時刻00,06,12,18UTCの各々につ いて直近の1~24JSTとなる予報時間で平均降水量 以外の説明変数を作成し、係数の最適化を行った。 具体的な処理を以下に示す。

- 初期係数をYSS2慣熟運用時の係数とし、層別化 された各層ごとに以下の処理を行う。ただし、 層に該当するサンプルデータが少ない場合は初 期係数のままとする。
- 統計期間中のサンプルデータのうち3分の2を学 習データとし、提示順序は時間的にランダムと する。残りの3分の1を評価データとする。
- 2.で作成した学習データで20回重複学習を行う。
 各回終了時の係数で評価データの誤差二乗和 (ニューラルネットワークの誤差評価関数、
 MSE)を求める。学習回数0から20のうち、最小のMSEをとる回の係数を新たな係数として 採用する。
- 4. 2.、3.の処理を繰り返す。

1.の理由は、統計期間が短くサンプルデータが少な い場合には、疑似乱数を初期係数とすると安定した 予測が期待できないため、である。2.のデータを分 割する理由は、学習データに対するオーバーフィッ ティングを防ぐため、ランダムに提示する理由は時 系列学習による影響を回避するため、である。3.の 20回重複学習の理由は、学習初期において必ずしも 評価データのMSEを減少させるような学習がなさ れないため、0回を含める理由は、オーバーフィッ ティングを回避するためである。4.の理由は、短い 統計期間中でサンプルデータを最大限有効に使う ため、である。

上記手法により、予測特性や精度の季節的・空間 的なばらつきを改善できた(図3.1.6に一例)。ここ で、改善を確認したのは統計期間中のデータによる ため、独立データによる検証とはみなせないことに 注意が必要である。これは運用開始時には独立デー タで十分なデータ数が確保できなかったためであ る。なお、執筆時で利用できるデータによる検証結 果は後述する。



図 3.1.6 改良前後の MAXP3、BI の空間分布の一例 左:改良前、右:改良後。暖色:BI大、寒色:BI小。 閾値:30mm/3h。検証期間:2009/06~2009/08。 改良前は全体的に過大であり、特に海岸部でBIが大き い。改良後はほとんどの格子で1前後となっている。

最適化した係数をYSS2運用開始時のGSM・MSM 最大降水量ガイダンスに適用した。GSM・MSMで 共通の係数とする理由は、それぞれの説明変数によ って最適化した予測特性・精度がほとんど変わらな かったためである(図略)。これは数値予報モデル の特性に依存しにくい説明変数を用いていること、 寄与の多くが平均降水量であること、などによると 考えられ、係数は作成方針に合致したものといえる。

(3) 予測特性•精度

MAXPはニューラルネットワークの係数最適化 の際、MRRではなく、解析雨量の平均降水量を用い ている。よって、この解析雨量を用いた予測が MAXPの精度の上限とみなせる。ここでは、この上 限とMAXP、二者の予測特性・精度について、BI、 エクイタブルスレットスコア(ETS)を媒介として 述べる。BIを予測特性の指標、ETSを精度の指標と して扱う。両スコアの説明は付録Bを参照されたい。 以下、対象要素ごとに、1時間最大降水量をMAXP1、 3時間最大降水量をMAXP3、24時間最大降水量を MAXP24と記述する。また作成モデルごとに、GSM 最大降水量ガイダンスをGSM-MAXP、MSM最大降 水量ガイダンスをMSM-MAXPと記述する。

図3.1.7は、統計期間を2009年8月~2010年7月、 検証格子20km、初期時刻00,06,12,18UTC、FT=6 ~48、閾値別、解析雨量を用いた予測・GSM-MAXP のBI・ETSを示したものである。ただし、MAXP24 はFT=27~48である。

解析雨量を用いた予測からみていく(図3.1.7左)。 MAXP1について、BIは1よりやや大きいが、閾値 60mm/hまで1.2程度であり許容範囲と考える。ETS は30mm/hで0.35、60mm/hで0.23と、注警報の基準 となる短時間強雨に対する精度はやや低いが、予測 の難しさを考えればまずまずの精度だと考える。 MAXP3について、BIは閾値100mm/3hまでほぼ1と、 予測特性はかなり良い。ETSは100mm/3hでも0.4 程度であり、精度も高い。MAXP24について、BI は閾値300mm/24hまで1.2程度であり、ETSは閾値 100mm/24hで0.4を超えている。いずれの対象要素 についても、スコアは予報時間にほとんど依存せず、 空間的なばらつきも小さい(図略)。これらの予測 特性・精度は係数の改良時に検証した結果と遜色な く、最適化した係数は期待通りの性能を示している。

続いてGSM-MAXPについてみていく(図3.1.7右)。 MAXP1について、BIは1よりやや大きく、ETSは閾 値20mm/hで0.1を下回る。MAXP3について、BIは 閾値100mm/3hまでおよそ1、ETSは閾値40mm/3h で0.1を下回る。MAXP24について、BIは閾値 100mm/24hまで1をやや下回り、以降、閾値に比例 して上昇する。ETSは100mm/24hでも0.2を超えて いる。BIは閾値300mm/24hで1.5と予測頻度過多が 目立つが、ETSは0.1を超えている。MAXP24は MAXP1、MAXP3に比べて精度が高いといえる。い ずれの対象要素も、予測頻度は実況と同程度である が、その精度は不十分であることが分かる。



図 3.1.7 GSM-MAXP の閾値別 BI (赤線)・ETS (青線)
 上段: MAXP1、中段: MAXP3、下段: MAXP24
 左: 解析雨量を用いた予測、右: MRR を用いた予測

次に、GSM-MAXPとMSM-MAXPの比較を図 3.1.8に示す。前述の検証条件との相違は、FT=6~ 27、GSM-MAXP24はFT=27、MSM-MAXP24は FT=24~27、MSMの初期時刻は03,09,15,21UTCで ある。MSM-MAXPの格子間隔は5kmであるが、こ こでは20km格子内最大を利用する。

ETSについて、基本的にMSMがGSMを上回り、 MSMの利用価値が高いことが分かる。BIについて、 MAXP1とMAXP3ではMSMの強い降水の予測頻度 がやや少ない。MAXP24では、GSMの予測頻度が やや少ないのに対し、MSMは適当な予測頻度とな っている。MSM-MAXPは格子間隔5kmで配信して いるが、一般に格子を狭めるほどETSは減少するの で、領域を広くみて利用することも検討してほしい。



図 3.1.8 GSM・MSM-MAXPの比較、閾値別 BI・ETS 左上: MAXP1、右上: MAXP3、左下: MAXP24 赤: BI (GSM)、青: ETS (GSM) 橙: BI (MSM)、緑: ETS (MSM)

最後に、BI・ETSの季節変動を把握するため、3 カ月毎の時系列をみていく。GSM-MAXPを図3.1.9 に、MSM-MAXPを図3.1.10に示す。

これより、MAXP1は春にBIが高いという傾向が あることが分かる。MAXP3では、冬にBIが小さい という傾向がみられる。MAXP24では季節変動は顕 著でないが、強い降水で若干みられる。ただし、解 析雨量を用いた予測では、MAXP1、MAXP3、 MAXP24ともに季節変動が小さい(図略)。また、 MAXPの季節変動はMRRに対応していることが分 かる。一方、ETSの季節変動はBIほど目立たない。

(4)利用上の注意点

従来のMAXPでは強い降水に対して極端に低い 予測頻度となっていた。一方新しいMAXPでは、従 来と異なり強い降水に対しても予測頻度が減少し ない。これにはMRRの特性変化が強く影響している。 しかしその精度は十分でなく、従来の尺度でみると 強い降水の予測が頻発するように感じられる。また 予測頻度特性は季節変動し、特に春で強い降水の予 測頻度が高く、注意が必要である。

また、従来のMAXPでは二次細分区域内の最大降 水量を予測対象としており、その説明変数となる平 均降水量も領域内で平均したものを用いていた。こ の処理には、領域内でMRRの空間的なばらつきを相 殺し、強い降水量を予測しにくい一方で飛びぬけた 値も予測しにくい、という効果があったと考えられ る。格子形式となった現在、この空間的な平均化を していないため、平均化される前の情報を得ること ができるようになった。ただし、MRRの予測特性が 変化しているため、二次細分区域内の格子値から二 次細分区域内の最大降水量を算出し、従来通り利用 することは適当でないと思われる。格子形式となっ た利点を生かし、空間的なばらつきも考慮して利用 してほしい。

(5) 今後の課題

MAXPの係数はある程度最適化できたと考える。 今後も利用可能なデータが増えるに従って統計期 間を延ばし、適宜最適化していきたい。ただし、 MAXPと解析雨量を用いた予測との差がかなり大 きいこと、MRRの季節変動の影響などから、MAXP の係数よりもMRRの改善がより重要な問題である。 よって、説明変数の寄与などの基礎調査を踏まえ、 MRRの改良に重点を置きながら今後の開発を進め ていく。

参考文献

- 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
- 海老原智,2002:最大降水量ガイダンス.平成14年 度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,35-39.



図 3.1.9 GSM-MAXP・MRR の BI・ETS 時系列 1段: MAXP1、2段: MAXP3、3段: MAXP24、 4段: MRR3、5段: MRR24、左: BI、右: ETS 凡例は閾値、前 3 カ月 (all は期間全体)の BI、ETS

図 3.1.10 図 3.1.9 に同じ。ただし、MSM。

3.2 降雪ガイダンスの改良と利用1

3.2.1 はじめに

2010年5月27日から格子形式気温、降水種別、最 大降雪量ガイダンスの本運用を開始した。格子形式 気温ガイダンスは降水種別、最大降雪量ガイダンス を作成する際に利用している。本項では降雪ガイダ ンスの改良とその利用方法について解説する。第 3.2.2項で格子形式気温ガイダンス、第3.2.3項で降水 種別、最大降雪量ガイダンスについて、第3.2.4項で 降雪量地点ガイダンスについて、第3.2.5項で降雪ガ イダンスの利用方法について解説する。なお、本項 で解説する改良事項については、2010年11月までに ルーチンに適用する予定である。

3.2.2 格子形式気温ガイダンス

(1)モデル地上気温の補正量を各格子に配置す る方法に変更

日々の事例を調べると不自然な気温分布を予想 する場合があることがわかった。図3.2.1 (a) に2010 年1月12日00UTCを初期値とした18時間後のGSM 格子形式気温ガイダンスの予測値を示す。図の赤破 線で囲まれた領域では周囲と比較して相対的に高 温な領域が予想されており、毎時大気解析(気温) (図3.2.1 (c))と比較しても明らかに不自然な気温 分布をしていることがわかる。格子毎の気温はカル マンフィルターに用いている線形多項式を各格子 に適用することによって算出している。このため、 係数及び説明変数を適切に割り当てる必要がある。 しかし、すべての格子に観測値が存在するわけでは



図 3.2.1 2010 年 1 月 13 日 3 時 JST における GSM 格子形式気温ガイダンスの予測値及び解析値。単位(℃)。(a) 2010 年 1 月 12 日 00UTC 初期値における 18 時間予報値。係数を配置する方法(ルーチン)。(b) モデル地上気温の補正量を配置する方法(テスト)。(c) 毎時大気解析(気温)。

ないことから、当該格子に最適化した係数を作成す ることが困難である。従来の方法では周辺4箇所の アメダスにおいて、最適化された係数を平均したも のを当該格子の係数として利用していた。しかし、 係数が最適化された地点とは異なった格子の説明 変数を用いて気温を予測することや、4地点の係数 に大きな差があると、不自然な予測となる場合があ る。そこで、係数を割り当てるのではなく、目的変 数を各格子に配置することにする。気温ガイダンス では観測値とモデル地上気温の差を目的変数とし ている。これはモデル地上気温をどれだけ補正する 必要があるかを計算したものであることから、ここ では「モデル地上気温の補正量」と呼ぶことにする。 以下に作成方法を説明する。

まず、地点毎にカルマンフィルターを用いてモデ

ル地上気温の補正量を計算する。次に、格子毎に半 径約35km以内に含まれるアメダス地点を検索する。 モデル地上気温の補正量はアメダス地点と各格子 の距離に応じて重みをつけて内挿して求める。図 3.2.1 (b) にモデル地上気温の補正量を配置する方 法によって算出した気温の予測値を示す。福岡県の 沿岸部に見られていた不自然な気温分布が解消さ れていることがわかる(図3.2.1 (b) 赤破線で囲ま れた領域)。

(2)気温減率を固定値(5.0K/km)からモデル予報値に変更

気温減率はアメダス地点の標高から格子の標高 に気温を補正するときに利用している。まず、モデ ル地上気温の補正量をアメダス地点毎に求める。こ



図 3.2.2 2010 年 3 月 9 日 9 時 JST における GSM 格子形式気温ガイダンスの予測値及び解析値。単位(℃)。 (a) 2010 年 3 月 8 日 00UTC を初期値とした 24 時間予報値。気温減率を 5.0℃/km に固定(ルーチン)。 (b) モデルの気温減率を利用(テスト)。(c) 毎時大気解析(気温)(d) モデルの気圧面予報値から計算し た大気下層の気温減率。

の補正量には、アメダス地点と格子の標高差に起因 する系統的な誤差が含まれているため、気温減率を 利用して誤差を取り除く。この時、従来は一定の気 温減率(5.0K/km)を利用していたが、南岸低気圧 時などに山岳部の気温を過度に低温に予想する傾 向があることなどから、モデルの気温減率を利用す るように変更する。ここでのモデルの気温減率はモ デル地形よりも上の気圧面データを用いて、下層か ら最大4層2の平均的な気温減率である。

図3.2.2に2010年3月8日00UTCを初期値とした 24時間後のGSM格子形式気温ガイダンスの予測値 及び毎時大気解析(気温)を示す。図3.2.2 (a)は 気温減率を5.0K/kmに固定したもの(ルーチン)で、 図3.2.2 (b)はモデルの気温減率を利用したもの(テ スト)である。図3.2.2 (d)はモデルの気温減率で ある。この事例では大気下層の気温減率は5.0K/km よりも小さく、ルーチンでは山岳部などの標高の高 い地域では実際の気温よりも低く予想されている 可能性が高い。ただし、山岳部では観測点が少ない ために現実の気温を把握することは困難であるこ とから、図3.2.2 (c)の毎時大気解析(気温)と比 較する。テストでは甲府盆地と富士山の気温差が小 さくなり、山岳部での過度の低温が解消されている。 (図3.2.2の赤破線領域)。

3.2.3 降水種別、最大降雪量ガイダンス

(1)降水種別の補正方法を変更

降水種別ガイダンスでは地上付近に逆転層が形 成される場合等を想定し、モデルの地上面予報値以 外にモデルの気圧面予報値を用いて降水種別を補 正している。ルーチンでは地上気温と相対湿度を用 いた雨雪判別において「雪」に判別されたときでも 850hPaの気温が+1℃以上になった場合、強制的に 降水種別を「雨」に置き換えているため3、不自然な 分布になるときがある。図3.2.3に2009年12月25日 00UTCを初期値とした42時間後のGSM降水種別ガ イダンスの予測値及び850hPaの気温を示す。図の 赤破線で囲まれた領域では、降水種別の分布が「雨」 から「雪」へと不連続に変化している。この問題点 を改善するために、850hPaの気温に応じて段階的 に降水種別を変化させるように変更する。また、標 高の高い地域において「雪」の格子が孤立して存在 することがあるため、800hPa、700hPaの気温も考 慮するように変更する。図3.2.3 (b) は上記の変更 を加えたテスト結果である。ルーチンにみられるよ うな不自然な分布が解消されている。

(2)その他の変更点

最大降雪量ガイダンスは平均降水量 (MRR) に雪 水比を乗じることによって降雪量を予測している。 MSM最大降雪量ガイダンスでは5km格子毎のMRR をそのまま利用しているが、各格子間でのばらつき が大きい場合があることから、MRRを平滑化して用 いることにする。GSM最大降雪量ガイダンスでは従 来通り20km格子のMRRを5km格子に内挿して利 用する。

(3)予報特性について

今回の変更は主に面的な分布を改善するために



-2010-5-4-3-2-1 0 1 2 3 4 5 10152025303540

図3.2.3 GSM降水種別ガイダンスの予測値(a)(b)及び850hPaの気温(c)。2009年12月25日00UTCを初期値とした42時間予報値(2009年12月27日3時JST)。(a) 850hPaの気温を用いて強制的に「雨」にする場合(ルーチン)。緑:雨、青:雨か雪、水色:雪か雨、白:雪(b) 850hPa,800hPa,700hPaの気温を考慮し、かつ「雨」以外の要素も考慮した場合(テスト)。(c) GSMの850hPaの気温を5kmガイダンス格子に内挿したもの。

² 平地ではおおよそ 850hPa 面より下層の平均的な気温減 率に相当する。

³ 5km 格子のガイダンス標高が 1500m 以下の格子に限定 している。

行ったことから、統計的な予報特性に大きな変化は みられない。予報特性については、古市・松澤(2009) を参照願いたい。

3.2.4 降雪量地点ガイダンス4

降雪量地点ガイダンスの予報特性について紹介 する。図3.2.4に2009年12月1日から2010年3月31日 までの検証結果を示す。検証には00,06,12,18UTC 初期値のFT=24,36,48をすべてまとめたものを使用 し、検証地点は降雪量地点ガイダンスの予報対象地 点を用いた。図3.2.4をみると、約30cm/12h、約 50cm/24hまでの予測精度及び頻度は実用的なもの になっている。一方、それ以上の降雪に対しては予 測精度が悪く、かつ40cm/12h(80cm/24h)以上の 降雪を予測することはほとんどないといってよい。 これは観測頻度が少ない現象に対しては係数が最 適化されにくいことが影響しているためと考えら れることから、統計的手法を用いている以上改善す ることは難しい。

3.2.5 降雪ガイダンスの利用方法

YSS2では降雪量予測に最大降雪量ガイダンスが 利用されている。一方、降雪量地点ガイダンスは統 合ビューワによる表示のみとなっている。最大降雪 量ガイダンス及び降雪量地点ガイダンスはそれぞ れ予報特性が異なっているため、地域によって使い わける必要が出てくる。例えば、降雪量の出現頻度 が高い、東北の日本海側や北陸では降雪量地点ガイ ダンスの予測精度が比較的高く、最大降雪量ガイダ ンスを降雪量地点ガイダンスで補正するなどの方 法が有効と考えられる。ただし、その際第3.2.4項で 示した通り40cm/12h以上の降雪に対しては予報頻 度が非常に少ないことを考慮する必要がある。一方、 降雪の出現頻度が低く、降雪量地点ガイダンスの対 象地点が少ない九州、中国、近畿、関東、東北太平 洋側については最大降雪量ガイダンスをベースに しながら、地域特性や地方ガイダンス等を利用して 降雪量を予測する必要がある。

降水種別や最大降雪量ガイダンスは気温ガイダ ンスが適切に気温を予測していることを前提にし ているため、気温ガイダンス5の妥当性を検討し、気 温ガイダンスを修正する場合は降水種別、最大降雪 量ガイダンスも併せて修正する必要がある。

参考文献

古市豊,松澤直也 2009: 最大降雪量ガイダンス.平 成21年数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 27-38.



図 3.2.4 降雪量地点ガイダンスの統計スコア。(上) がエ クイタブルスレットスコア、(下) がバイアススコア。 検証期間は 2009 年 12 月 1 日から 2010 年 3 月 31 日ま で。初期値は 00,06,12,18UTC 初期値の FT=24,36,48 をまとめたものを利用。青実線は 12 時間降雪量予測値。 赤実線は 24 時間降雪量予測値 (12 時間降雪量を積算し たもの)。横軸は降雪量 (cm)、縦軸は統計スコアを示 す。

⁴ 降雪量地点ガイダンスは GSM ガイダンスのみ作成し ている。

⁵ 格子形式気温ガイダンスは降水種別、最大降雪量ガイダンスを作成する際の中間製品であり、アデスに配信されないため、地点形式の気温ガイダンスを参考にする。

3.3 天気・日照率ガイダンスおよび最小湿度ガイダンスの検証¹

3.3.1 天気ガイダンス

天気ガイダンスは、格子毎に天気カテゴリ(晴れ、 曇り、雨、雨または雪、雪)を予報する。YSS2 の 運用開始に伴い、天気ガイダンスの作成手法を YSS2 における天気の決定方法と整合をとるように 変更した。また、同手法を用いて、新たに MSM に おける天気ガイダンスの作成を始めた(以下、モデ ルに応じて、新 GSM 天気ガイダンス、MSM 天気 ガイダンスと記す。なお、YSS2 と整合をとる前の GSM 天気ガイダンスを旧 GSM 天気ガイダンスと 記す)。YSS2 の運用開始に伴う天気ガイダンスの変 更点や作成手法など詳細は、鎌倉(2007)および小 泉ほか(2009)を参照願いたい。

(1) 検証方法

YSS2 の慣熟運用にあわせて作成を始めたデータ を用い、2009 年 8 月から 9 月までを夏期間、2009 年 10 月から 2010 年 3 月までを冬期間として検証を 行う。夏期間について、GSM は全初期値を用い、



図 3.3.1 夏期間の天気カテゴリの出現頻度



MSM は 03,09,15,21UTC 初期値のみを用いる。冬 期間については、GSM および MSM ともに全初期 値を対象とする。GSM 天気ガイダンスおよび MSM 天気ガイダンスそれぞれについて、天気カテゴリの 出現頻度を求めて考察する。

地上気象観測の現在天気(目視観測)を検証の中 で実況値として用いる。検証では、天気ガイダンス の「雨または雪」と実況値の「みぞれ」を同じ現象 として扱い比較する。しかし、天気ガイダンスの「雨 または雪」は雨または雪が降るといった確率的な意 味合いを持っているのに対し、実況値の「みぞれ」 は雨と雪とが混在して降る状況を表す。このように、 天気ガイダンスの「雨または雪」と実況の「みぞれ」 は異なっていることに注意が必要である。

(2) 検証結果

まず、天気カテゴリの頻度分布から新旧 GSM 天 気ガイダンスおよび MSM 天気ガイダンスの特徴を 示す。夏期間の各天気ガイダンスにおける天気カテ ゴリの出現頻度を図 3.3.1 に示す。図 3.3.1 より、実 況と各天気ガイダンスの間で天気カテゴリの出現頻 度に顕著な差はみられなかったものの、新旧 GSM 天気ガイダンスを比較すると、新 GSM 天気ガイダ ンスでは「曇り」の頻度が僅かに減り、「晴れ」や「雨」 の頻度が僅かに増えた。

この要因としては、旧 GSM 天気ガイダンスでは 「曇り」と判定されていた格子の一部が新 GSM 天 気ガイダンスでは「晴れ」と判定される格子がある ことが挙げられる。旧 GSM 天気ガイダンスでは、 日照率ガイダンスが 0.5 以下かつモデル降水量 (FRR)が 0.7mm/3h より大きい格子は「曇り」に 判定される。新 GSM 天気ガイダンスではこの FRR を用いた判定が無いために、この条件を満たす格子 は「曇り」ではなく「晴れ」と判定する。



¹ 澤田 康子

別の要因として、旧 GSM 天気ガイダンスでは「曇り」と判定されていた格子の一部が新 GSM 天気ガ イダンスでは「雨」の格子に変わることが挙げられ る。これは天気カテゴリを求める際に利用する降水 量ガイダンスの特性の変化が影響していると考えら れる。降水量ガイダンスの特性は第 3.1 節を参照願 いたい。

冬期間の天気ガイダンスにおける天気カテゴリの 出現頻度を図 3.3.2 に示す。図 3.3.2 より、旧 GSM 天気ガイダンスと比較して、新 GSM 天気ガイダン スでは「雨または雪」の出現頻度に僅かな増加がみ られた。

この要因としては、旧 GSM 天気ガイダンスで 「雪」と判定されていた格子の一部が新 GSM 天気 ガイダンスでは「雨または雪」の格子に変わったこ とが挙げられる。新 GSM 天気ガイダンスでは、「雨」、 「雨または雪」、「雪」の現象に分類するために降水 種別を用いて雨雪判定を行う。図 3.3.3に示す通り、 降水種別ガイダンスでの雨雪判別線が旧天気ガイダ ンスの雨雪判別線よりも雪側へずれるために、これ まで「雪」だった格子が「雨または雪」の格子に変 わる(図 3.3.3 中の緑線と赤線に挟まれた領域)。降 水種別ガイダンスの詳細は古市・松澤(2009)を参 照願いたい。

別の要因としては、旧 GSM 天気ガイダンスで 「雨」と判定されていた格子の一部が新 GSM 天気 ガイダンスでは「雨または雪」の格子に変わったこ とが挙げられる。旧 GSM 天気ガイダンスでは、降 水量ガイダンスが 0.5mm 以上かつモデルの 850hPa 気温が 0.0℃未満の場合に雨雪判定を使用 するが、これ以外は晴れ曇り判定に従う。一方、降 水種別ガイダンスでは降水種別判別図を用いて降水 種別を決定するが、モデル 850hPa 面の気温が 1.0℃ 以上の場合に「雨」と補正する。この閾値の違いに より、850hPa 面の気温が 0.0℃以上 1.0℃未満にお いて、旧 GSM 天気ガイダンスでは「雨」が新 GSM

表 3.3.1 天気ガイダンスの夏期間の適中率 晴れ、曇り、降水有り(雨、雨または雪、雪)の天 気カテゴリの適中率と天気カテゴリの一致率を表

9。指加1900数间は现象の田苑頻度[70]を衣9。										
	晴れ	曇り	降水有り	天気カテゴ						
				リー致率						
旧 GSM (YSS1)	$0.750 \\ (52.3)$	0.673 (37.7)	0.868 (10.0)	0.645						
新 GSM (YSS2)	0.747 (53.2)	0.672 (36.0)	0.862 (10.8)	0.641						
MSM	$0.766 \\ (51.9)$	0.690 (37.6)	0.884 (10.4)	0.670						

天気ガイダンスでは「雨か雪」となる格子がある。

夏期間と同様に、晴れ曇り判定に FRR を利用し なくなったために、旧 GSM 天気ガイダンスで「曇 り」の格子が新 GSM 天気ガイダンスでは「晴れ」 の格子へ変わる事例も見られた。しかし、FRR が天 気カテゴリの決定に大きな影響を及ぼしていなかっ たために、新旧 GSM 天気ガイダンスの間で「晴れ」 と「曇り」の出現頻度に顕著な差を生じなかった。

新旧 GSM 天気ガイダンスおよび MSM 天気ガイ ダンスにおいて、実況と比較して降水有り(雨、雨 または雪、雪)の出現頻度が低い。これは、実況は 1.0mm 未満の僅かな降水でも降水有りと判定する のに対し、天気ガイダンスでは、1.0(「雨または雪」 や「雪」の場合は 0.5) mm 以上の降水現象を降水 有りと判断するためである。

次に、新旧 GSM 天気ガイダンスおよび MSM 天 気ガイダンスにおいて、夏期間の適中率を表 3.3.1 に、冬期間の適中率を表 3.3.2 に示す。適中率は、「晴 れ」、「曇り」および「降水有り(雨、雨または雪、 雪)」の天気カテゴリの場合と5分類の各天気カテ ゴリのカテゴリー致率について求める。なお、実況 値との対比は、地上気象観測のある格子を用いて行 う。表より、新旧 GSM 天気ガイダンスではいずれ の天気カテゴリにおいても適中率にあまり差がない ことがわかる。一方で、新旧 GSM 天気ガイダンス よりも MSM 天気ガイダンスの方が各天気カテゴリ およびカテゴリー致率共に、適中率は高い。また、 季節毎の適中率を比較すると、新旧 GSM 天気ガイ ダンスおよび MSM 天気ガイダンス共に、夏期間の 方が冬期間よりもカテゴリー致率が高いことが確認 できる。これは、冬期間が5つの天気カテゴリの出 現に対して、夏期間は3つの天気カテゴリのみの出 現と、夏期間は冬期間に比べ出現カテゴリ数の少な さが影響していると考えられる。ただし、全体とし ては、夏期間と冬期間の差は数パーセント程度であ る。

表 3.3.2 天気ガイダンスの冬期間の適中率 表の意味は表 3.3.1 に同じ。

		-		
	晴れ	曇り	降水有り	天気カテゴ
				リー政卒
旧 GSM (YSS1)	$0.764 \\ (47.2)$	0.658 (38.1)	0.837 (14.7)	0.619
新 GSM (YSS2)	$0.760 \\ (47.2)$	0.654 (38.0)	0.834 (14.8)	0.610
MSM	$0.786 \\ (51.3)$	$0.691 \\ (34.1)$	0.854 (14.6)	0.653

(3) お天気マップとの比較

(1) と同じ検証期間において、新 GSM 天気ガイ ダンス、MSM 天気ガイダンス、お天気マップ(安藤(2007))および実況値それぞれについて、天気 カテゴリの出現頻度を求めて傾向を考察する。なお、 実況の「晴れ」とは、実況の「快晴、晴れ、薄曇り」 をまとめたものである。お天気マップは、7 分類の 各天気カテゴリの出現頻度を求めるが、天気ガイダ ンスと比較する際は「快晴、晴れ、薄曇り」を「晴 れ」として扱う。

実況カテゴリ別の出現頻度について夏期間の GSM、MSMによるガイダンスとお天気マップをそ れぞれ図 3.3.4 と図 3.3.5 に示す。各図中の一つ一つ の帯グラフは、実況値のカテゴリからみた天気ガイ ダンスやお天気マップのカテゴリの頻度分布を示す。 同じ実況値の場合について、天気ガイダンスとお天 気マップの頻度分布状況を比較する。GSM 夏期間 (図 3.3.4)では、実況が晴れ、曇り、雨のいずれの カテゴリにおいても、GSM 天気ガイダンスの方が お天気マップよりも実況に合致するカテゴリを予想



図 3.3.4 夏期間の GSM による天気ガイダンスとお天 気マップの頻度分布。

「gdc」は天気ガイダンスを「map」はお天気マップ を「obs」は実況を表す。アンダースコアの後に書かれ ている実況値に対する天気ガイダンスやお天気マップ の頻度分布を表す。



図 3.3.5 夏期間の MSM による天気ガイダンスとお天 気マップの頻度分布。

記号の意味は図 3.3.4 と同じ。

しやすい傾向がみられる。一方、MSM(図 3.3.5) では、実況が晴れの場合は、MSM 天気ガイダンス の方が晴れを予想しやすいが、他のカテゴリについ ては、両者で同程度の頻度で予想する傾向がみられ る。

同様に、冬期間の GSM と MSM によるガイダン スとお天気マップとの比較をそれぞれ図 3.3.6 と図 3.3.7 に示す。GSM の冬期間(図 3.3.6)では、実 況値が晴れ、曇り、雨、みぞれの場合は、天気ガイ ダンスの方が実況に合致する天気カテゴリを予想す る頻度が僅かに多い傾向が見られる。実況が雪の場 合は、天気ガイダンスよりもお天気マップの方が雪 を予想する頻度が多くみられる。MSM の冬期間 (図 3.3.7)では、実況値が晴れの場合は、天気ガイダン スの晴れと相当するお天気マップの晴れ(快晴と晴 れと薄曇りの和)はほぼ同程度の頻度で予想し、曇 り、みぞれの場合は天気ガイダンスの方が頻度が高 い。雨は同程度であり、雪については、お天気マッ プの方が予想する頻度が高い。お天気マップは地上 気象観測との比較により調整を行った閾値を用いて 判定を行っている。一方、天気ガイダンスは1.0(「雨



図 3.3.6 冬期間の GSM による天気ガイダンスとお天 気マップの頻度分布。

記号の意味は図 3.3.4 と同じ。



図 3.3.7 冬期間の MSM による天気ガイダンスとお天 気マップの頻度分布。

記号の意味は図 3.3.4 と同じ。

または雪」や「雪」の場合は 0.5) mm 以上の降水 の有無で判定を行っている。このように、お天気マ ップでは僅かな降水も捕捉するために雪の現象をよ く捉えることができる。

3.3.2 日照率ガイダンス

日照率ガイダンスでは、格子毎に天気ガイダンス の晴れ曇り判別に用いる曇天率を求める。YSS2 慣 熟運用にあわせ 2009 年から MSM における日照率 ガイダンスの作成を始めた(以下、モデルに応じて、 GSM 日照率ガイダンス、MSM 日照率ガイダンスと 記す)。作成手法など詳細は、鎌倉(2007)および 小泉ほか(2009)を参照願いたい。

(1) 検証方法

検証期間は、2009年4月から9月までの夏期間 および 2009 年 10 月から 2010 年 3 月までの冬期間 とする。GSM については00,12UTC 初期値を用い、 MSM については 03,15UTC 初期値を用いる。検証 では、日中のアメダス日照時間を実況値として用い る。アメダス地点を対象に実況値とガイダンスの予 測値を用い、平均誤差(ME)および平方根平均二 乗誤差(RMSE)を求める。このとき、予測値にお いても日中の日照時間 (9-15JST) を用いる。また、 天気ガイダンスの晴れ曇り判別にあわせ、日照率の 閾値を 50%とした場合に、日照率が 50%以上を「晴 れ」、50%未満を「曇り」と分類した適中率(以下、 50%適中率)を求める。GSM 日照率ガイダンスと MSM 日照率ガイダンスを比較し、精度について考 察する。なお、YSS2 用の変更点は、GSM 日照率ガ イダンスにおいては、予報時間を84時間に延長し ただけで特性に変更がないために、ここでは GSM と MSM の比較にとどめる。



図 3.3.8 日照率ガイダンスの夏期間の ME および RMSE

横軸のカッコ内は初期時刻を表す。この初期時刻から起算した予報時間を横軸とする。各予報時間に対する ME 及び RMSE を表す。

(2) 検証結果

GSM および MSM 日照率ガイダンスにおいて、 夏期間の ME と RMSE の結果を図 3.3.8 に示す。 MSM は正バイアス(日照過多)の傾向、GSM は FT と共に負のバイアスから正バイアスに変わって いる。RMSE においては、MSM の 15UTC 初期値 の FT=09-15 と GSM の 12UTC 初期値の FT=12-18 は共に、日本時間の 9 時から 15 時を指すように、 同じ日本時間を表す予報時間で比較した場合、モデ ルによる顕著な違いは見られない。

冬期間のMEおよびRMSEの結果を図3.3.9に示 す。MEは、GSMおよびMSM日照率ガイダンス 共に正バイアスであるがMSMの方が強い。夏期間 と冬期間で比較すると冬期間の方が強いバイアスを 示している。RMSEにおいては、同じ日本時間を表 す予報時間の間でモデルによる顕著な違いは見られ ない。

次に、GSM および MSM 日照率ガイダンスの夏 期間の 50%適中率の結果を図 3.3.10 に示す。同じ 日本時間を表す予報時間の間で、GSM および MSM の日照率ガイダンスの値は殆ど同じである。

GSM および MSM 日照率ガイダンスの冬期間の 50%適中率の結果を図 3.3.11 に示す。GSM および MSM 共に各予報時間における 50%適中率は、夏期 間の 50%適中率とほぼ同じような値を示している。



図 3.3.9 日照率ガイダンスの冬期間の ME および RMSE

横軸の括弧内は初期時刻を表す。この初期時刻から 起算した予報時間を横軸とする。各予報時間に対する ME 及び RMSE を表す。



図 3.3.10 日照率ガイダンスの夏期間の 50%適中率 横軸の括弧内は初期時刻を表す。この初期時刻から 起算した予報時間を横軸とする。各予報時間に対する 50%適中率を表す。



図 3.3.11 日照率ガイダンスの冬期間の 50%適中率 横軸の括弧内は初期時刻を表す。この初期時刻から 起算した予報時間を横軸とする。各予報時間に対する 50%適中率を表す。

3.3.3 最小湿度ガイダンス

最小湿度ガイダンスは、地上気象官署における日 最小湿度を予報する地点形式のガイダンスである。 YSS2の慣熟運用にあわせ、2009年からMSMにおけ る最小湿度ガイダンスの作成を始めた(以下、モデ ルに応じて、GSM最小湿度ガイダンス、MSM最小 湿度ガイダンスと記す)。作成手法など詳細は、安 藤ほか(2007)および小泉ほか(2009)を参照願い たい。

(1) 検証方法

検証期間は2009年4月から9月までの夏期間およ び2009年10月から2010年3月までの冬期間を対象 とする。初期時刻は、GSMでは00,06,12,18UTC初 期値を用い、MSMでは03,09,15UTC初期値を用い る。検証では、地上気象官署の日最小湿度の観測デ ータを実況値として用いる。地上気象官署毎に、平 均誤差(ME)および平方根平均二乗誤差(RMSE) を求める。また、RMSEについて、GSM最小湿度ガ イダンスの12UTC初期値の予報(FT=03-27)と MSM最小湿度ガイダンスの15UTC初期値の予報

(FT=0-24)を比較し、それぞれの精度について考察する。



図 3.3.12 GSM 最小湿度ガイダンスの ME および RMSE

横軸の括弧内は初期時刻を表す。この初期時刻から 起算した予報時間を横軸とする。夏期間(夏)および 冬期間(冬)を対象に、各予報時間に対する GSM の ME および RMSE を表す。



図 3.3.13 MSM 最小湿度ガイダンスの ME および RMSE

横軸の括弧内は初期時刻を表す。この初期時刻から 起算した予報時間を横軸とする。夏期間(夏)および 冬期間(冬)を対象に、各予報時間に対する MSM の ME および RMSE を表す。

(2) 検証結果

GSM最小湿度ガイダンスのMEおよびRMSEを 図3.3.12に示す。また、MSM最小湿度ガイダンスの MEおよびRMSEを図3.3.13に示す。図3.3.12および 図3.3.13のうち、RMSEの値はGSM及びMSM共に 全てのFTにおいて冬期間よりも夏期間で大きな値 を示している。5月は年間の中でも湿度の変動幅が 大きいためか、対象とした検証データでは各月の RMSEと比較して5月のRMSEはどの予報時間にお いても大きな値を示した(図略)。この影響を受け て5月を含む夏期間のRMSEは大きな値を示したと 考えられる。また、予報時間の経過と共に、RMSE の変動の仕方は夏期間および冬期間で同じ傾向が 見られる。GSM最小湿度ガイダンスとMSM最小湿 度ガイダンスのRMSEを比較すると、MSM最小湿 度ガイダンスの方が小さな値を示している。 図3.3.12および図3.3.13のMEの値から、リードタ イムの短い予報は夏期間で正バイアス、冬期間で負 バイアスを示している。この検証データでは、GSM においては、4月や8月に正バイアスを示し、6月に 負のバイアスを示していた。これらの正負のバイア スが打ち消しあい、夏期間としては、正のバイアス を示したと考えられる。また、GSMにおいて、11 月では負バイアスを示し、3月では正のバイアスを 示した。これらの正負のバイアスが打ち消しあい、 冬期間では負のバイアスとなったと考えられる(図 略)。係数の層別化を季節毎に行っているために夏 期間と冬期間にわけて比較を行ったが、上記のよう に月毎に特性が異なることから、季節という長いス パンではなく、月毎の特徴を考慮した上での利用も 必要と考えられる。

GSM最小湿度ガイダンスとMSM最小湿度ガイダ ンスのRMSEを比較した結果を図3.3.14に示す。図 中の縦軸は頻度を、横軸はMSM最小湿度ガイダン スのRMSEをGSM最小湿度ガイダンスのRMSEで 割った値を表す。比率が0.8より大きく1.0以下の範 囲に該当する頻度が一番多いことから、全体的には MSM最小湿度ガイダンスの方がGSM最小湿度ガイ ダンスと比較すると僅かに精度がよいと考えられ る。また、この時の夏期間と冬期間の頻度数を比較 すると夏期間の方が多いことから、夏期間では特に GSM最小湿度ガイダンスよりもMSM最小湿度ガイ ダンスの方が利用価値は高いと考えられる。冬期間 においても比率が0.8から1.0の範囲の頻度が多いが、 夏期間に比べると優位性は落ちると考えられる。こ のように季節や利用モデルの特徴を考慮した上で、 利用目的にあわせて使い分けて頂きたい。



 図 3.3.14 GSM最小湿度ガイダンスとMSM最小湿度 ガイダンスの比較 横軸にMSM最小湿度ガイダンスのRMSEの値を GSM最小湿度ガイダンスのRMSEで割った値を示

参考文献

- 安藤昭芳, 2007: 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.
- 安藤昭芳,鎌倉智之,北畠淳,2007:その他の天気予報、防災気象情報支援ガイダンス.平成19年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部,76-81.
- 鎌倉智之, 2007: 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.
- 小泉友延,松澤直也,藤枝鋼,澤田康子,蟻坂隼史, 2009: その他のガイダンス.平成21年度数値予報 研修テキスト,気象庁予報部,44-45.
- 古市豊, 松澤直也, 2009: 最大降雪量ガイダンス. 平 成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27-38.

し、縦軸に各比率に該当する頻度を表す。

3.4 雲底確率ガイダンスの開発、視程ガイダンスの 改良¹

3.4.1 雲底確率ガイダンスの開発

(1)はじめに

数値予報課では、国際民間航空機関(ICAO) 等の国際機関における勧告(ICAO 2007)に基づ き、将来的にTAFの時系列予報で確率型予報を行 うこととなった場合を想定して、その基礎的資料 となるガイダンスの開発を進めている。本項では、 各空港のシーリングが、ある閾値未満の高度とな る確率を予測するガイダンス(以下、雲底確率ガ イダンスと呼ぶ。)を開発したので、その仕様や 精度検証などの結果を報告する。

(2)仕様·作成方法

雲底確率ガイダンスの仕様を表3.4.1に示す。予 測対象の国内89空港に対して、前3時間のシーリ ングが1000ft未満、及び600ft未満となる確率を、 MSMの予測値を用いて算出する。これらの閾値 は、飛行場カテゴリー予想でシーリングの閾値と して用いられている値と同一である。シーリング と視程に対する飛行場カテゴリー予想とは、3時 間内のシーリングと視程の最小値を、悪天の程度 によって予め設定された基準値を下回るか否か により、それぞれ3段階のカテゴリーに分類し、 分かりやすく表形式で示したものである。

作成手法には、ロジスティック回帰を採用した。 ロジスティック回帰とは、目的変数が「あり・な し」のような現象の有無を表わす2値データを扱 う場合に利用でき、下記のような線形回帰式で表 わされる。

 $\log(p/(1-p)) = C_0 + C_1 X_1 + C_2 X_2 \cdot \cdot \cdot + C_n X_n$

ここで、pとはあるイベントの発生する確率を表わす。 C_0 はバイアス項、 X_n は説明変数、 C_n は X_n の回帰係数である。

説明変数の中で、前3時間降水量(雨+雪+霰+ 雹)、相対湿度、925hPaと地上の平均気温減率に ついては、効率的に開発を行うため雲ガイダンス で用いられている説明変数(松澤ほか 2008)と 類似のものを導入した。今回、冬季日本海側の降 雪時に伴う低シーリングの予測精度向上を目的 として前3時間降水量(雪)を導入し、海上等か ら移流してくる雲を予測することを目的として 東西風・南北風を導入した。また、MSMで予測 されているCVR(雲量)、CWC(雲水量+雲氷量) といった雲に関係する量も説明変数として導入 した。

表 3.4.1 雲底確率ガイダンスの仕様

作成対象	国内89空港				
予測対象要素	前3時間のシーリングが1000ft未 満、 及び600ft未満となる確率				
作成方法	ロジスティック回帰				
作成対象モデル	MSM				
予報期間と間隔	FT=6からFT=33まで3時間間隔				
逐次学習の有無	なし				
説明変数	 前3時間降水量(雨+雪+霰+雹) (RAINから算出) 前3時間降水量(雪)(SMQS から算出) 925hPa(松本空港は850hPa) と地上の平均気温減率 各空港の標高(モデル)から 1000ft、600ftの高度における 相対湿度、東西風、南北風、 CVR(雲量)、CWC(雲水量+ 雲氷量) 				
目的変数	定時・特別飛行場実況通報から算 出した前3時間の最低シーリン グが、閾値未満か否かで変換した 2値データ。ただし、夜間など上 記の観測がない場合、自動飛行場 実況通報を代わりに使用。				
層別化の処理	 ・季節 暖候期(4~10月) 寒候期(11月~3月) ・予報時間(6時間) 				

説明変数には、前3時間降水量(雨+雪+霰+雹) または前3時間降水量(雪)のどちらか一方を採 用し、相対湿度、及びCVR(雲量)は必ず選択さ れるようにした。前3時間降水量のどちらか一方 と、上記以外の説明変数の選択方法については総 当たり法を用い、回帰式の赤池情報量規準(豊田 1996)が最小となる6つの変数の組み合わせを抽 出した。

雲底確率ガイダンスでは逐次学習は行わず、一 括学習方式を採用した。学習期間は、2007年4月 18日から2009年3月31日までの期間(本運用では 2010年8月31日までのデータを使用する。)とし、 予報時間による学習機会を均等にするため、33時 間予報を行う03,09,15,21UTCの初期値のみを学 習に使用した。

目的変数には、定時・特別飛行場実況通報から 算出した前3時間の最低シーリングが、閾値未満 か否かで変換した2値データを使用した。ただし、 上記の観測が通報されない夜間などでは、自動飛 行場実況通報を代わりに使用した。

係数の層別化については、暖候期・寒候期の季 節毎、予報時間毎(6時間毎)に行った。このよ うに層別化を施した場合、低シーリングの出現頻 度が低い四国や九州、南西諸島の一部の空港など

^{1 3.4.1} 松本 智文、 3.4.2 高田 伸一

で、回帰係数が適切に算出されない場合があった。 この対処策として、層別化を減らし出来るだけ多 くの学習機会を確保することで係数が算出でき ないか試みた。まず予報時間による層別化をやめ、 季節毎の層別化のみで算出した係数で代替する ことを試みた。それでも算出されない場合、全く 層別化を行わずに算出した係数で代替するとい った手続きを行った。

(3)統計検証

2009年度の独立期間1年間のデータを使って検 証を行った。検証対象は、飛行場カテゴリー予想 を行っている国内空港のうち静岡空港を除く65 空港とした。以下では、雲底確率ガイダンスの閾 値別、季節別、月別、予報時間別、予報対象時刻 別の特性を、スレットスコア(TS)、信頼度、ブ ライアスキルスコア(BSS)を使って説明する。 各スコアの詳細は、付録Bを参照して頂きたい。

図3.4.1は、1000ft未満、及び600ft未満の雲底 確率の各確率を閾値として、各閾値以上の確率値 が出力された場合に予測ありとして分割表を作 成し、TSを算出したものである。比較対象として、 雲ガイダンスでも各閾値未満の予測がなされた 場合に予測ありとして算出したTSも示してある。 1000ft、600ft未満の各閾値とも、20~25%以上 の確率で予測ありとすると、雲ガイダンスと同等 程度のTSが雲底確率ガイダンスでも得られるこ とが分かった。



図 3.4.1 1000ft 未満、及び 600ft 未満の雲底確率(%) の各確率を閾値として、各閾値以上の確率値が出 力された場合に予測ありとして分割表を作成し、 スレットスコアを算出した(曲線)。横軸が閾値と なる雲底確率ガイダンスの確率値(%)、縦軸がスレ ットスコア。比較のために雲ガイダンスで予測し た場合のスレットスコア(一定値)も示す。

図3.4.2は、1000ft未満、600ft未満の各閾値に おける季節別の信頼度曲線である。暖候期(4~ 10月)では、概ね信頼度理想直線上にあり、信頼 度は高いことが分かる。一方、寒候期(11~3月) では、40~50%程度の確率値から信頼度の理想直 線から乖離し始めている。暖候期に比べて信頼度 は低く、予報現象出現確率は実況の出現相対頻度 に対して過大である。暖候期では1000ft未満と 600ft未満の各閾値に信頼度上の大きな差異は見 られなかったが、寒候期では600ft未満の閾値の方 が1000ft未満に比べて信頼度は低い。



図 3.4.2 1000ft 未満、及び 600ft 未満の各閾値に おける季節別の信頼度曲線。暖色系の曲線は暖候 期(4~10月)、寒色系は寒候期(11~3月)を表 わす。横軸は雲底確率ガイダンスの予報現象出現 確率(%)、縦軸は実況の現象出現相対頻度(%)。

図3.4.3は、1000ft未満、600ft未満の各閾値に おける月別のBSSである。両閾値とも暖候期のス コアが相対的に高く、寒候期のスコアが相対的に 低いことが分かる。このことは、上記の信頼度で 得た結果と良く符合する。ただ、4月や10,11月に 注目すると、前後の月と比較してスコアが低い。 特に、この傾向は600ft未満の閾値で顕著である。 各閾値の低シーリングの出現率を確認したとこ ろ、2009年度に関しては、10月が最も出現率が低 く、4月がその次に低い値であった(図略)。すな わち、これは一括学習する際に、より低シーリン グの多い時期(例えば暖候期なら6,7月)に係数が 最適化されてしまった結果だと推察される。

図3.4.4は、1000ft未満、600ft未満の各閾値に おける予報時間毎のBSSである。予報時間による 層別化の効果により、両閾値とも予報時間が先に 進んでも精度の低下は顕著ではなく、一定の精度 を保てている。

図3.4.5は、1000ft未満、600ft未満の各閾値に おける予報対象時刻別のBSSである。両閾値とも、 00,03,06UTCといった朝から昼過ぎにかけての スコアが相対的に低く、12,15,18UTCといった夜 のはじめ頃から未明にかけてのスコアが相対的 に高いことが分かる。特に、00UTCで顕著に低い。 朝から昼過ぎにかけてのスコアが低いという傾向は雲ガイダンスでも見られる(図略)。この時間帯の低シーリングの出現頻度が相対的に低いことが、一つの原因として推察されるが、詳細は不明なので今後の検討課題としたい。



図 3.4.3 1000ft 未満、及び 600ft 未満の各閾値に おける月別のブライアスキルスコア (BSS)。検 証期間は、2009 年度1 年間。検証地域は、飛行 場カテゴリー予想を行っている空港のうち国内 65 空港(静岡空港を除く)。



図 3.4.4 1000ft 未満、及び 600ft 未満の各閾値に おける予報時間毎のブライアスキルスコア (BSS)。検証期間、検証地域は図 3.4.3 と同じ。





図3.4.6は、1000ft未満となる雲底確率の信頼度 曲線である。6つの地域航空気象官署に属する空 港の事例を地域毎にまとめて行ったものである。 北海道の信頼度が最も良く、ほぼ信頼度理想直線 上にある。関東中部、東北、近畿中国四国、九州 で信頼度に顕著な差は見られず、60%以上の予報 現象出現確率では実況の出現相対頻度よりも過 大である。沖縄では高確率の事例が少ないために 信頼度曲線が波打っているが、50%までの信頼度 は良好である。

図3.4.7は、1000ft未満となる確率を予測する雲 底確率の各確率を閾値として、各閾値以上の確率 値を予測ありとして分割表を作成して計算した TSである。図3.4.6と同じく、6つの地域航空官署 に属する各空港の事例を地域毎にまとめた。TS のピークは、北海道が最も高く、関東中部、東北、 九州、近畿中国四国、沖縄の順である。



図 3.4.6 雲底確率(1000ft 未満)の信頼度曲線。 検証期間は、2009 年度1年間。6つの各地域航空 気象官署に属する空港の事例を地域毎にまとめて 計算している。



図 3.4.7 雲底確率(1000ft 未満)の各確率を閾値と して、各閾値以上の確率値を予測ありとして分割表 を作成して計算したスレットスコア。検証期間や検 証地域は、図 3.4.6 と同じ。

(4)最後に

飛行場カテゴリー予想を行っている空港での TSを比較することにより、雲底確率ガイダンスに おいて20~25%以上の確率値が出力された場合 に予報ありとすると、雲ガイダンスと同等程度の 精度を得ることが確認できた。雲底確率ガイダン スは、2010年11月頃までにはルーチン化される予 定なので、各官署におけるガイダンスの結果は統 合ビューワなどでご覧頂きたい。

最後に、① 確率型ガイダンスを使用する有意 点、② 雲ガイダンスに対して雲底確率ガイダン スに期待される役割、そして③ 利用上の留意点 について簡単に述べる。

- 確率型ガイダンスでは、ある閾値以上の確率 が予測される場合に予測あり等とすることに よって、自らの官署の利用目的に合うように、 予め空振り率や捕捉率などの統計的スコアを 設定した上での利用が可能である。
- ② ニューラルネットワークによる逐次学習を 行っている雲ガイダンスでは、梅雨期の初めな どで後追い的な予測をする傾向があることが 知られている(松澤ほか 2008)。一方で、逐次 学習を行っていない雲底確率ガイダンスでは、 直近の実況に影響されない予測が可能である。 その意味で、雲ガイダンスと相補う関係が期待 できる。
- ③ 一括学習ガイダンスでは、モデルが改良されて、説明変数で用いている予測要素の特性に大きな変化が生じた場合、データが蓄積され、再び学習を行うまでの一定期間、統計的に整合性のない係数を用いて予測せざるを得ない。

3.4.2 視程ガイダンスの改良

(1) 改良の概要

平成22年6月24日00UTC初期値から視程ガイ ダンスの改良を行った。ここでは改良の概要につい て説明し、その後検証結果と利用上の留意点を示す。 視程ガイダンスの仕様については、付録A.2.9を参 照願いたいが、このガイダンスの特徴は天気層別化 を採用している点である。つまり、無降水・雨・雪 の3つの予測式を持ち、天気ガイダンス(付録A.2.4) によって、どの予測式を採用するかを決めている。 また、各天気の予測式の係数はカルマンフィルター で日々最適化している。

今回の改良において、最も精度を向上させた変更 は、無降水と雨の予測式の説明変数に MSM の雲水 量を追加したことである。その説明変数としては、 MSM モデル面第 2-6 層(地上高約 20-288m)の雲 水量の総和(以下 QC)の平方根を用いている。こ れにより、各天気の予測式の説明変数は以下となる。

- 無降水: (1-RH)^{0.5}、QC^{0.5}
- 雨:RR^{0.5}、(1-RH)^{0.5}、QC^{0.5}
- 雪: RR^{0.5}、(1-RH)^{0.5}、T*VV(T>0 はゼロと する)

RH:地上相対湿度、RR:降水量、T:地上気 温、VV:地上風速 今までは無降水 (霧・もや)の予測は湿度のみで 行っていたが、これは高湿度時に霧・もやの発生の 可能性が高くなると考えていたためである。しかし、 下に示す調査の結果、MSM の湿度が高くても雲水 量が予測されている場合とされていない場合では、 霧・もやの発生頻度が大きく異なることがわかった。 図 3.4.8 に、MSM の地上湿度が 90%以上と予測さ れた場合における視程観測の頻度分布を、雲水量が 予測されなかった場合と 0.01g/Kg 以上予測された 場合に分けて示した。視程ガイダンスを作成してい る全 89 空港で、無降水時に限った場合の調査結果 である。両者の頻度には大きな違いがあり、雲水量 の利用が霧・もやの予測に有効なことが確認できる。

この他、今回の改良では以下の変更も行っており、 精度向上への寄与が大きかったものから順に示す。

- 雨と雪の予測式の係数最適化において、旧ガイダンスでは視程を落とさない弱い降水時の観測も利用していたが、これが悪視程の頻度を少なくする原因となっていた。今回の変更により、弱い降水で視程が10km以上の観測は係数最適化に利用しないようにした。
- 旧ガイダンスはカルマンフィルターの係数最適 化パラメタ(システム誤差分散)を全空港で同じ 値を用いていたが、新ガイダンスでは各空港で最 適になるように調整した。
- ・ 天気ガイダンスがみぞれの場合は、旧ガイダンス は雨の予測式を使っていたが、新ガイダンスでは 雨と雪の予測式を使い、両者の平均とした。
- ・ 冬型の季節風時、MSM は山越えして流れてくる 弱い降雪を内陸の空港に予測する場合があり、悪 視程を予測して空振りする例が多く見られた。こ れに対処するために、MSMの700hPaと850hPa の湿度が共に70%未満の時には、天気ガイダン スの弱い雪(MSMの予測降水量が0.04~



図 3.4.8 MSM の地上相対湿度(RH)が 90%以上の場 合における視程観測(VIS)の頻度分布。左が雲水量 (QC)が予測されていない場合、右が 0.01g/Kg 以上 予測された場合。国内 89 空港で、2009 年の1年間に おいて計算した。 0.4mm/h) を無降水とした²。

黄砂と塵による悪視程は、現在関連した説明変数 がなく、この観測を係数の最適化に利用すると乾 燥時にも悪視程を予測する悪影響が出るため、利 用しないようにした。

(2) 統計検証

図 3.4.9 に、新旧ガイダンスのスレットスコア (TS)、バイアススコア (BI)、捕捉率(適中数/悪 視程実況数)、空振り率(空振り数/悪視程予測数) を示す。前3時間最小視程が各閾値未満となるか否 かの予測を、全89空港、2008-2009年の2年間で 統計検証している。図からどの閾値においてもTS が上昇し、精度の向上がみられる。BIをみると、旧 ガイダンスでは1未満で、悪視程の予測頻度が実況 に比べて少ないが、新ガイダンスは1に近づき、悪 視程の予測頻度が実況と同程度になる。これにより、 捕捉率と空振り率が上昇するが、空振り率の上昇は わずかである。

図 3.4.10 は各天気における検証結果である。天気 ガイダンスの外れによる影響を除くために、天気ガ イダンスが適中した場合にのみ検証している。図か ら無降水の精度向上が大きく、特に 800m 閾値の TS が約 2 倍になっていることがわかる。これは主に MSM の雲水量を説明変数に加えたことによる効果 である。雨および雪の TS も向上しているが、無降 水に比べると小さい。BI をみると、新ガイダンスで



図 3.4.9 前 3 時間最小視程が各閾値(5000,3200,1600,800 m)未満となるか否かのスレットスコア(TS)、バイアススコ ア(BI)、捕捉率(POD)、空振り率(FAR)。ガイダンスを作成 している全 89 空港、2008-2009 年の 2 年間で検証した。

はどの天気においても1に近づくが、無降水では依 然1未満であり、霧・もやの予測頻度は実況より少 ないことがわかる。



図 3.4.10 天気ごとの TS と BI。その他は図 3.4.9 に同じ。



図 3.4.11 新ガイダンスと旧ガイダンスのスレットス コアの差。プラス(赤)が改善を示す。上が前3時 間最小視程が5000m未満、下が1600m未満の差。

² これは視程ガイダンスではなく、航空用天気ガイダンス の変更であるが、視程ガイダンスに係る事項であり、ここ に記述した。

図 3.4.11 は各空港における、新旧ガイダンスの TS の差である。精度が向上している空港ほど赤色 が濃い。5000m 閾値では大半の空港で向上している ことがわかる。1600m 閾値では、1600m 未満の実 況が多い北・東日本と日本海側で向上率が大きく、 西日本太平洋側と沖縄では小さい。

月別・対象時刻別・FT 別検証の結果をみても全 て精度が上昇し、悪視程の予測頻度が多くなってい る。また、霧の予測精度の向上に伴って、霧の発生 しやすい暖候期の夜間において1600m 閾値のTSの 上昇率が高い(図略)。

(3) 事例検証

雲水量を説明変数に追加することによって、大き な精度向上をもたらした例を示す。図 3.4.12 は 2010 年5月20日03UTC初期値の新千歳空港の例で、 FT ごとの新旧ガイダンスの予測と実況を示してい る。実況では雨が弱まった後しだいに霧が発生し朝 方には 1000m 未満の視程となったが、旧ガイダン スでは視程 4400m 以下を予測していない。一方、 新ガイダンスでは、実況と同じ FT=12 から視程 2000m 未満を予測している。ただし、解消は実況に 比べて2時間ほど早い。図3.4.13に新旧ガイダンス 予測に対する各説明変数の寄与量(各説明変数の値 ×係数)を示した。旧ガイダンスでは、FT=13-19 において MSM の地上湿度が高く(図では青色で示 した FRH=(1-RH)^{0.5} が低く)、5000m 程度の予測(緑 色)となっている。新ガイダンスでは、加えて雲水 量QCの予測(水色)により、さらに視程を下げ、 2000m 未満の予測となっている。

新千歳空港で QC が予測されて視程を下げる予測 となったのは、QC の係数が比較的大きいことによ る。係数は日々更新されるが、図 3.4.14 に 2010 年 5 月 20 日時点での各空港の QC の係数を示した。 QC が予測されると視程が下がるので、係数は負に





なっている。新千歳空港では青色が濃く、QCの係 数が大きいことがわかる。しかし、内陸や沖縄など では係数が小さい空港があり、このような空港では、 仮にQCが予測されても大きく視程が下がる予測に はなりにくい。係数が小さくなる原因としては、霧



 図 3.4.13 第 3.4.12 図の新旧ガイダンス予測に対する各 説明変数の寄与量(無降水の予測式のもの)。Const が 切片、FRH が(1-RH)^{0.5}の寄与量、QC が QC^{0.5}の寄与量、 VisK がこれら寄与量を足し合わせたガイダンス予測で ある。視程ガイダンス(VisB)は VisK を頻度バイアス 補正したもの。



図 3.4.14 各空港の雲水量 QC の係数。2010 年 5 月 20 日 00UTC 時点での、無降水・対象時刻 00UTC の予 測式の値。

の出現率が低く統計的な予測が難しいこと、MSM のQCの予測精度が低いことの二つが考えられる。 沖縄の空港では、前者の理由により係数が小さくな っていると考えられる。内陸の空港では、別の調査 よりQCの予測精度が低いことがわかっており³、こ れが原因と考えている。なお、係数は日々変化して おり、気象庁内ではその変化をガイダンスホームペ ージで公開しているので、適宜参照願いたい。

(4) 利用上の留意点

MSM の雲水量を説明変数に利用することによっ て、霧の頻度が多い空港では、悪視程の予測が増え 霧の予測精度が大きく向上した。ただし、霧の出現 率の低い空港では依然予測精度が低いこと、霧の予 測頻度は実況に比べて少ないことに留意願いたい。

新ガイダンスにおいても、夜間に観測が行われて いない空港では、昼の予測式を利用して夜間の予測 を行う。この場合、夜の実況で予測式が最適化され ていないため、誤差が大きくなっている可能性があ る。雲ガイダンス(付録 A.2.9)は飛行場自動実況 通報 METAR AUTO を利用して夜間の実況で係数 を最適化しているので、雲ガイダンスの予測も参考 にして頂きたい。

参考文献

- 豊田秀樹, 1996: 情報量規準. 非線形多変量解析. 朝倉書店, 174pp.
- 松澤直也,藤枝鋼,高田伸一,古市豊,2008: 航空気象 予報ガイダンスの検証. 平成20年度数値予報研 修テキスト,気象庁予報部,82-90.
- International Civil Aviation Organization, 2007: Meteorolocical Service for International Air Navigation, Annex3 to the Convention on International Civil Aviation, APP5-1-APP5-8.

³ これは、内陸の空港で出現しやすい放射霧の予測が難し

いことに起因していると考えている。

3.5.1 はじめに

国内航空悪天GPVでは、国内空域に対する悪天情 報の作成を支援するため、メソモデル(MSM)を 元に乱気流や着氷、積乱雲等の予測資料を作成して いる。これまでに、着氷を予測するための指標とし て着氷指数の開発(工藤 2008)を、積乱雲を予測 するための指標として積乱雲量と積乱雲頂高度の予 測手法の開発·改良(工藤 2007a、工藤 2009a)を 行った。また、乱気流予測のための指標として鉛直 ウィンドシアー (VWS) の算出 (大林・榊原 2000) と算出方法の改良(工藤 2007b)を行ってきた。VWS は従来から利用されてきたシンプルな指数ではある が、日本でのこれまでの検証では、Ellrodの指数 (Ellrod and Knapp 1992) やDuttonの指数 (Dutton 1980)、水平ウィンドシアー (HWS) や リチャードソン数、気温の水平傾度等、他国でもよ く利用されている指数と比較しても、同等以上の予 報精度があることが示されている(大林・榊原 2000、 工藤 2008、山田 2008)。しかしながら、VWSでも 乱気流の予報精度は十分とは言えず、予報精度向上 のために新しい乱気流指数の開発が求められていた。

VWSによる予測が十分ではない理由は二つある。 一つは、VWSが晴天乱気流(CAT)を引き起こす要 因であるKelvin-Helmholtz (KH) 不安定を予測す る指数であるため、KH不安定以外の要因で発生す る乱気流をVWSで予測することは適切ではないと いう理由である。もう一つは、KH不安定による乱 気流であっても、数値予報モデルの分解能が不十分 であるために、予測が不十分な場合があるという理 由である。KH不安定は乱気流を発生させる主要な 要因ではあるが、このほかにも様々な要因によって 乱気流は発生する。例えば対流雲による乱気流や、 山岳波等の内部重力波に起因する乱気流(Scorer 1949; Lane and Sharman 2008)、中層雲底での乱 気流(工藤 2009b)等はKH不安定以外の要因でも 発生し、VWSだけで予測することは適切ではない。 また、航空機に影響を与える乱流は数10mから1km 程度のスケールを持つと言われており、現在の MSMの分解能ではこれを直接的に予測することは できない。このため、MSMの分解能よりも小さな スケールでのVWSの強まりによるKH不安定の発生 は、モデルでの予測が不十分になる。VWSによる予 測が不十分な乱気流を予測するために、Ellrodの指 数や宮腰(2003)による指数等、様々な指数が提案 されているが、予報精度としてはいずれもVWSを大 きく上回るものではない。VWSを上回るためには、

数値予報モデルで算出された乱流エネルギー (TKE)を直接的に利用することは、従来から期待 されてきた乱気流予測手法である(尾崎 1996)。 TKEを用いることで、原理的にはKH不安定に限ら ず様々な要因による乱気流が予測可能となる。また モデルの計算結果を直接的に利用できるという点で も利点がある。事実、Knox et al. (2008)のように TKEを用いて精度の高い予報ができているという 研究もある。しかしながら、現在のMSMに導入さ れている改良Mellor-Yamadaレベル3スキーム(原 2008)で算出されたTKEであっても、一部の事例を 除いては乱気流との対応は悪く、VWSと比較した予 報精度も悪い(図略)。このため、現時点でTKEを 乱気流予測に利用することは適切ではない。

米国では、GTG (Graphical Turbulence Guidance, Sharman et al. 2006) と呼ばれる、複数の乱気流指 数を重み付き平均で組み合わせた指数が開発され、 2003年3月から運用されている2。日本では、山田 (2008)がCAT、風下山岳波、積乱雲に関する指数 を決定木³で組み合わせることにより乱気流確率の 予測値を算出し、個々の指数と比べて同程度の予測 精度を持つことを示している。複数の指数を統計処 理で組み合わせて利用することは、乱気流が様々な 要因で発生することや、様々な予測指数が提案され ていることから自然なアイディアであると言える。 米国での検証では、GTGの予報精度はGTGに使用さ れている個々の指数と比べて高くなっており、指数 を組み合わせることの有効性が示されている。GTG はおそらく現時点で最も優れた予測手法であると思 われるが、現行のGTGでは上・中層のCATのみを対 象としていることや、組み合わせている指数間の相 関が強いことなど、まだ不十分な点も多い。GTGで は今後、山岳波に伴う乱気流や、積乱雲により発生 した内部重力波に伴う乱気流、下層の乱気流を予測 する指数が導入される計画となっている。

以上のことを踏まえて、新しい乱気流指数(以下 ではこれをTBindexと書く)の開発を行った。 TBindexは、GTGや山田(2008)と同様に複数の指

KH不安定による乱気流をVWSと同様に予測しなが ら、VWSでは予測が十分ではない乱気流も予測でき るような指数である必要がある。

² 複数の指数を組み合わせるというアイディア自体は GTG 以前にも Dutton (1980) や Clark et al. (1975) 等 で既に行われており、GTG が初めてというわけではない が、GTG では、近年利用できるようになった豊富な実況 データをリアルタイムで利用している点が異なる。

³決定木とは、予報現業で利用されているワークシートの ように、説明変数の値による複数の条件分岐により、現象 のあり/なし等を分類する条件を木構造で表現したもの である。学習データから決定木を自動作成するための多く の手法が提案されている。

¹工藤 淳

数を組み合わせた指数である。指数を組み合わせる ことにより、精度の高い予測が可能になるとともに、 様々な要因で発生する乱気流を総合的に予測できる 指数となることが期待できる。指数を組み合わせる 方法として、GTGでは重み付き平均が、山田(2008) では決定木が用いられているが、TBindexではロジ スティック回帰を用いることにした。これは、乱気 流の実況があり/なしの2値データでありロジステ ィック回帰に適しているためと、Sharman et al. (2006)では重み付き平均のほかにロジスティック回 帰、ニューラルネット、決定木が試されており、学 習データが十分に多い場合にはロジスティック回帰 による予報精度が最も高いとされているためである。 GTGでは乱気流の実況データをリアルタイムで取 り込んで重み係数を更新しているが、TBindexでは 係数を固定する。これにより、どの指数がどれくら いTBindexに寄与しているのか分かりやすくなり、 現業で利用しやすいと考える。

TBindexは、CATに限らず全ての乱気流を予測の 対象とすることを目指す。そのためにはKH不安定 以外による乱気流を予測する指数も説明変数に加え る必要がある。しかし、現在提案されている乱気流 指数の多くがKH不安定を対象とした指数であり、 例えば山岳波や対流雲中の乱気流の予測に適した指 数はない。このため、既存の指数を組み合わせるだ けでは不十分である。そこで、主にKH不安定以外 の要因による乱気流を予測する指数を新規に開発し た。これらの新規指数とVWSやリチャードソン数等 の既存の指数を加えた説明変数の候補の中から、最 適な説明変数を選択し、ロジスティック回帰により 予測式を作成した。

TBindexでは上層から下層まで全ての高度を予測 の対象とする。現行のGTGではCATを予測の対象と しているため、上・中層での乱気流を対象としてい るが、TBindexではCAT以外の乱気流も予測の対象 とするため、全高度にわたって予測を行うことが可 能となる。乱気流の発生要因は高度によって変わる ため、予測式は国内航空悪天GPVと同じ鉛直2000ft 間隔で層別化する。

統計検証の結果、TBindexはVWSを有意に上回る 予測精度を持つことが確かめられた。TBindexは 2010年2月に数値予報ルーチンでの作成を開始し、 2010年6月には係数の変更による改良を行った。

ここでは変更後のTBindexについて、作成方法や 検証結果等を述べる。まず第3.5.2項では、新規に開 発した指数を中心にTBindexで利用する説明変数に ついて述べ、第3.5.3項から第3.5.5項では具体的な算 出方法を述べる。第3.5.6項で統計検証の結果を示し、 第3.5.7項では予測事例を示す。

3.5.2 TBindexで使用する説明変数の候補

前項でも述べたとおり、乱気流はKH不安定以外 でも様々な要因によって発生する。しかし、これま でに提案されている乱気流指数の多くがKH不安定 によるCATを対象とした指数であるため、既存の指 数の組み合わせだけでは全ての乱気流を対象とした 指数は作成できない。そこで、主にKH不安定以外 による乱気流を対象とした予測指数を新規に開発し た。新規に作成した指数は、斜方ウィンドシアー

(SWS)、風下山岳波指数(MTW1)、鉛直伝搬山岳 波指数(MTW2)、中層雲底乱気流指数(BASETB)、 トランスバースバンド指数(TRAV)、対流雲中乱気 流指数(CONV)の6つである。このうちSWSはKH 不安定による乱気流を予測するための指数で、その 他の5つの指数はKH不安定以外の乱気流を対象と した指数である。以下では新規に開発した指数を中 心に、TBindexで使用する説明変数について述べる。 なお、新規に開発した指数はいずれも簡便に作成し たものであり、将来的に見直していく必要がある。 各指数の有効性は、回帰係数の大きさ(検定統計量 の大きさ)と、これらの指数からなるTBindexの予 報精度によって判断される。

(1) 斜方ウィンドシアー (SWS)

VWSが鉛直方向のウィンドシアー、HWSが水平 方向のウィンドシアーであるのに対して、SWSは斜 め方向に計算したウィンドシアーである。SWSの定 義を図3.5.1で示した風ベクトルと高度を用いて書 くと次のようになる。

$$SWS = \frac{|\vec{v}_3 - \vec{v}_2|}{z_2 - z_1}$$

ただし、ある格子点に対して斜め方向のシアーの取 り方は複数存在するため、ここでは頂点を中心とし た東西・南北方向での4つの値の平均値とする。SWS の値は、水平方向と鉛直方向の間隔の取り方によっ て変化する。ここでは水平間隔は80kmとし、鉛直 間隔は国内航空悪天GPVでのVWSの算出方法と同



図 3.5.1 SWS を計算する場合の模式図。v はそれぞれ の格子点での風ベクトル、z は高度、x は水平座標を 表す。



図 3.5.2 MOD 以上の乱気流に対する、SWS および既 存の主要な指数の、閾値別の捕捉率(Hit Rate)と 体積率(Volume Rate)。予報時間については FT=4 から FT=15 まで、高度については全高度での分割表 値を全て足し合わせてスコアを算出してある。

じ上下1000ftとする。

SWSの定義式のポイントは、分子は斜め方向の風 ベクトル差であるのに対して、分母は鉛直方向の高 度差としていることである。このような方法でシア ーを計算することに物理的な意味はないが、以下の 理由から数値予報モデルを利用するという観点では 意味があると考える。

KH不安定に伴う乱気流は、風のシアーをエネル ギー源として生成される。通常の大気では、HWS はVWSと比べて極めて小さいため、純粋なHWSに よって航空機に影響を与えるような、ある程度大き なエネルギーをもったKH波を発生させるとは考え にくい。実際、HWSによる乱気流予報の精度は、 VWSと比べると非常に悪い。しかしながら、数値予 報モデル上でHWSが大きくてVWSが小さい(と言 ってもVWSのスケールと比べるとHWSは極めて小 さい)領域で乱気流が発生することがある。このこ とは、純粋なHWSによって乱気流が発生したと解釈 するよりは、HWSが大きい領域で局所的にVWSが 大きくなって乱気流が発生したと解釈する方が自然 であると考えている。なぜならば、HWSが大きくて VWSが小さい場合に、何らかのきっかけで上下の流 れに水平方向のずれが生じると、大きなHWSは大き なVWSに変換されるからである。すなわち、HWS が大きくVWSが小さいという大気の状態は、HWS が小さくVWSも小さい場合と比べてVWSが局所的 に大きくなる可能性が高く、乱気流が発生する可能 性も高いと考えられる。SWSはVWSが大きくなる 可能性を表現した指数であり、上下の流れにずれが 生じた場合のVWSの大きさを表している。

図3.5.2にSWSの予測精度を示す。検証期間は 2008年1月から2009年12月までの2年間で、 C-PIREP (Common-PIREP、大林2001)で通報さ れた並(MOD)以上の乱気流を実況ありとして検証 した。比較のために同じ条件でのVWS、Ellrodの指 数(TI1, TI2)、Duttonの指数(DI)、HWSの検証 結果も示している。図では各指数の閾値を様々に変 えて予報した場合の検証結果を示してある。横軸は 体積率(Volume Rate)で、全ての通報に対する、 閾値以上の領域から報じられた通報の割合を示す。 縦軸は捕捉率(Hit Rate)で、全ての実況ありの通 報に対する、閾値以上の領域から報じられた実況あ りの通報の割合を示す。体積率と捕捉率を付録B3.1 の分割表を用いて書くと次のようになる。

Volume Rate =
$$\frac{FO + FX}{FO + FX + XO + XX}$$

Hit Rate = $\frac{FO}{FO + XO}$

体積率が等しい予報を比べた場合には捕捉率が大き いほど良い予報であり、捕捉率が等しい予報を比べ た場合には体積率が小さいほど良い予報であるため、 図では左上にあるほど予報精度が高いと言える。 SWSは斜め方向にウィンドシアーを計算しただけ のシンプルな指数であるにも関わらず、VWSやその 他の指数を概ね上回る予報精度がある。

(2) 風下山岳波指数(MTW1)

風下に伝搬した山岳波に伴う乱気流には、山頂付 近の安定層下で成層状態が中立に近い場合に、ロー ターやガストに伴って安定層下で発生する乱気流 (Lower Turbulent Zone (LTZ))(Lester and Fingerhut 1974)と、山岳波の波によって山頂付近 の安定層内でKH不安定が強まって発生する乱気流 (Scorer 1978)の2つのタイプがある。このうち後 者については、KH不安定を対象とした指数によっ てある程度表現されるものとして、ここではLTZを 予測する指数をMTW1とする。LTZを予測する上で は以下の点がポイントとなる。

- ・山岳波が発生するために、山脈に直交する山頂付近の風がある程度強いこと
- ・地表面から山頂付近の安定層の間が中立に近い成 層状態であること
- ・中立に近い成層中で風速がある程度強いこと
- これらを踏まえて、以下の手順でMTW1を算出する。
- ①まず、地表面から最初の安定層までの間で相当温 位傾度が3K/km以下で、風速が20kt以上である格

子点を探す。

②次に、その格子点をスタート地点として最大で4 時間分の後方流跡線解析を行い、①の条件を満た す領域外に出ることなしに山岳に到達した場合、 到達点での地表面高度 z_s の傾き $-\nabla z_s / |\nabla z_s|$ と到 達点での地表面付近の風速 \vec{v}_1 (m/s)の内積を10 で割った値を、スタート地点におけるMTW1とす る。式で書くと次のようになる。

$$\text{MTW1} = \frac{-\nabla z_{\text{s}}}{|\nabla z_{\text{s}}|} \cdot \frac{\vec{v}_{1}}{10}$$

ただしMTW1が1.5以下の場合、すなわち山脈に 直交する風が弱い場合には山岳波は発生しないも のとし、MTW1=0とする。また、全格子点でMTW1 を算出した後に周囲の格子点で平滑化する。

(3) 鉛直伝搬山岳波指数(MTW2)

鉛直方向に伝搬した山岳波は、臨界高度(内部重 力波の位相速度と周囲の風速が等しくなる高度)や その付近での温位の逆転、または強い逆シアー等に より砕波することで乱気流を発生させる(Gerbier and Berenger 1961; Shen and Lin 1999; Lane and Sharman 2008)。このうち強い逆シアーによるもの はKH不安定を対象とした指数によってある程度表 現されるものとして、MTW2は臨界高度付近での山 岳波の砕波による乱気流を対象とする指数とする。

まず山岳波の発生条件として、山頂付近での風速 がある程度強いことは必要である。そしてその風速 が強いほど、乱気流の発生率や強度も大きくなりや すいと考えられる。また山岳波の位相速度は0であ るため、山岳波の臨界高度は山岳波に対する周囲の 風速が0になる高度である。これらの状況を表現す る指数として、次のような指数をMTW2とする。

モデル上での標高が200m以上である格子において、地表面付近の風速の大きさを v_1 (kt)、その上方の高度zでの風速の大きさを v_2 (kt)とする。この時、 $v_1 > v_2$ かつ $v_1 > 30$ の場合、

MTW2 =
$$\frac{(v_1 - v_2)}{10}$$

を高度zにおけるMTW2とする。その他の場合は MTW2=0 とする。全格子点でMTW2を算出した後 に周囲の格子点で平滑化する。MTW2は、山頂付近 の風速が強いか、その上方での風速が0に近いほど 値が大きくなる指数である。

(4) 中層雲底乱気流指数(BASETB)

前線面上に広がる中層雲の雲底付近では、中層雲 からの固体降水の昇華冷却によって雲底下に絶対不 安定な成層が形成され、乾燥対流が発生することで 乱気流が生じる(工藤 2009b)。中層雲底での乱気 流を予測する上では以下の点がポイントとなる。

- ・地上に達しない固体降水が十分にあること
- ・雲底下が十分に乾燥していること
- ・固体降水が昇華することで雲底下に絶対不安定層 が形成されること

特に雲底下が絶対不安定になるか否かが重要であり、 絶対不安定な成層が形成された場合に中層雲底乱気 流は発生しうる。これを踏まえて、以下の手順で BASETBを算出する。

- ①まず、地上に達しない固体降水の量を見積もる。前1時間降水量が0.5mm未満のカラムに対して、最上層の格子から下方に向かって、過飽和な格子4を探す。過飽和な格子があった場合、過飽和分の混合比を求め、下方に向かって未飽和な格子が出現するか、気温が0℃以上になるまで混合比を積算していく。
- ②次に、固体降水の昇華による雲底下での気温の低下量を求める。過飽和な格子の下方に相対湿度Rh(%)で未飽和な格子があった場合、(100 + Rh)/2を上限として①で積算された混合比をその格子点に分配し、残った混合比が0になるか、過飽和な格子に到達するまで下方の格子に混合比を分配する。分配された混合比から、 $\Delta T = L \times R_m/C_p$ によりその格子での気温の低下量 ΔT を求める。ここで、L は氷の昇華潜熱、 R_m は分配された混合比、Cnは定圧比熱である。
- ③続いて、冷却後の気温と、一層下の高度での冷却 前の気温から気温減率 Γ (K/m)を求める。この Γ が乾燥断熱減率 Γ_d (K/m)よりも大きい場合、 BASETB = Min(($\Gamma - \Gamma_d$) × 1000, 1.0)とする。

BASETBの最大値は1.0、すなわち、 $\Gamma - \Gamma_d$ には最大 1.0(K/km)の制限を設けた。これは現実の大気中 では固体降水は徐々に昇華しながら絶対不安定な成 層を形成し、その後は比較的速やかに不安定が解消 されると考えられるため、極端に大きな気温減率が 存在することはないと考えたためである。

(5) トランスバースバンド指数(TRAV)ジェット気流に伴う雲バンドの中で発生するトラ

⁴ここでの水蒸気量に関する物理量の計算は、数値予報課 標準ライブラリを用いている。現在の MSM では気温が -36℃以上では水飽和のみ、-36℃未満では氷飽和のみ考 慮しているのに対し、数値予報課ライブラリでは0℃以上 では水飽和のみ、-15℃以下では氷飽和のみ、0℃から -15℃では氷飽和と水飽和を線形に案分して扱っている。 このため0℃から-36℃では、数値予報課ライブラリを利 用して計算した相対湿度は MSM の相対湿度よりも常に 高くなり、過飽和となる場合もある。

ンスバースバンドは、乱気流発生の重要な指標の一 つである(気象衛星センター 2003)。大野・三浦 (1982)は、ジェット気流南側の典型的な風と気温 のプロファイルを与えた鉛直1次元構造方程式の解 を数値計算で調べた。その結果、トランスバースバ ンドは圏界面下の低安定度層で励起されたKH波で あり、発生条件は、「圏界面直下の低安定度層厚が 1kmをこえ、その中で最小リチャードソン数がおよ そ0.25より小さく、最大風速が50m/sをこえる」こ とであると結論付けている。ただし現実の大気中で は、トランスバースバンドは、ジェット気流南側の 低安定度層の上部に位置する圏界面付近で、風速が およそ100kt (≒50m/s)以上でVWSがやや大きい 領域で発生していると考えられる。これを表現する ために以下の手順でTRAVを算出する。

①まず、風速100kt以上で相当温位の鉛直変化率が 2.0K/km以下の層を、下層から上に向かって探す。

 ②次に、その層から上に4000ft以内の中に、風速が 100kt以上で相当温位の鉛直変化率が2.0K/km 以 上の層があった場合、その層におけるVWSの値を TRAVとする。

TRAVは、風速が100kt以上の低安定層の上で、VWS が大きいほど値が大きくなる指数である。

(6) 対流雲中乱気流指数(CONV)

対流雲中では強い上昇流・下降流によって鉛直突 風が発生し、乱気流が発生する。また、対流雲の雲 頂や雲中にVWSが大きな層がある場合には、上昇流 によってVWSが強化されてKH波が発生し、乱気流 が発生する(Lane and Sharman 2008)。強い上昇 流・下降流による鉛直突風の大きさは、鉛直流が大 きいほど強いと考えられること、また、VWSは上昇 流が強いほど強化されることから、対流雲中乱気流 指数(CONV)を以下のように定義する。

$CONV = W_{mean} \times VWS$

ここでW_{mean}は水平40kmで平均した上昇流の大き さで、平均が負の場合(下降流の場合)はCONV=0 とする。また、例えば山岳波など、対流雲以外で強 い上昇流がある場合を除去するために、対象とする 格子点での前1時間地上降水量が1.0mm未満である 場合もCONV=0とする。

なお、国内航空悪天GPVでは積乱雲量と積乱雲頂 高度の予測を行っているが、CONVはこれらの積乱 雲予測とは異なる手法で算出しており、積乱雲の予 測領域とCONVの予測領域は一致しない場合も多 い。

(7) その他の指数

新規に開発した6つの指数のほかに、従来から乱 気流予測に使用されている以下の9つの指数も説明 変数の候補とする。微分量で定義されている指数は、 水平間隔や鉛直間隔の取り方によって値が変わる。 ここでは水平間隔は格子点を中心とした80km間隔、 鉛直間隔は各フライトレベル(FL)の上下1000ft 間隔で算出するものとする。

・鉛直ウィンドシアー(VWS)
 国内航空悪天GPVで算出しているVWSを用いる。

$$HWS = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2}$$

uとv はそれぞれ、x方向とy方向の風速成分である。HWSは流れに直交する方向でのシアーとして 定義される場合もあるが、ここでは上式を用いる。

$$RI = \frac{N^2}{VWS^2}$$

Nはブラント・バイサラ振動数。リチャードソン 数が1/4以下になるとKH波が発生する。

・気温の水平傾度の大きさ(GRADT)

$$GRADT = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2}$$

温度風の関係から、気温の水平傾度の大きさは地 衡風の鉛直ウィンドシアーの大きさに比例する。

・宮腰 (2003) による指数 (TPI、TSI)

TPIは流れの曲率に着目した指数で、右辺のVWS を除く部分は、2点間の距離を無限小にするとき に、風速の2乗と流線の曲率に比例する。

$$TSI = \frac{(\vec{v}_1 \times \vec{v}_2)_z}{dz_2} - \frac{(\vec{v}_0 \times \vec{v}_1)_z}{dz_1}$$

 $\vec{v}_0, \vec{v}_1, \vec{v}_2$ はそれぞれ、連続した3層の風速ベクトルを、 dz_1, dz_2 はそれぞれ第0層と第1層間および第1層と第2層間の距離、添え字のzはz方向成分を表

	SWS	MTW1	MTW2	BASETB	TRAV	CONV	VWS	HWS	RI	GRADT	TI1	TI2	DI	TPI	TSI
SWS	1.00	0.02	0.04	0.08	-0.02	0.15	0.89	0.64	-0.54	0.58	0.83	0.81	0.90	0.60	0.14
MTW1	0.02	1.00	0.02	-0.01	0.00	-0.01	-0.02	0.06	0.00	0.02	0.09	0.08	-0.01	0.03	0.02
MTW2	0.04	0.02	1.00	0.00	0.00	0.03	-0.01	0.11	-0.01	0.01	0.17	0.17	0.00	0.00	-0.02
BASETB	0.08	-0.01	0.00	1.00	0.00	-0.03	0.05	0.14	-0.05	0.01	0.32	0.31	0.06	0.03	-0.01
TRAV	-0.02	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.02	-0.02	-0.01	0.00	0.00
CONV	0.15	-0.01	0.03	-0.03	0.00	1.00	0.07	0.24	-0.06	0.04	0.28	0.27	0.09	0.18	-0.16
VWS	0.89	-0.02	-0.01	0.05	-0.01	0.07	1.00	0.35	-0.64	0.58	0.73	0.71	0.93	0.56	0.14
HWS	0.64	0.06	0.11	0.14	-0.01	0.24	0.35	1.00	-0.19	0.34	0.60	0.58	0.52	0.48	0.07
RI	-0.54	0.00	-0.01	-0.05	-0.01	-0.06	-0.64	-0.19	1.00	-0.31	-0.45	-0.43	-0.43	-0.28	-0.07
GRADT	0.58	0.02	0.01	0.01	-0.01	0.04	0.58	0.34	-0.31	1.00	0.52	0.51	0.60	0.50	0.19
TI1	0.83	0.09	0.17	0.32	-0.02	0.28	0.73	0.60	-0.45	0.52	1.00	0.99	0.74	0.54	-0.01
TI2	0.81	0.08	0.17	0.31	-0.02	0.27	0.71	0.58	-0.43	0.51	0.99	1.00	0.72	0.52	-0.01
DI	0.90	-0.01	0.00	0.06	-0.01	0.09	0.93	0.52	-0.43	0.60	0.74	0.72	1.00	0.63	0.15
TPI	0.60	0.03	0.00	0.03	0.00	0.18	0.56	0.48	-0.28	0.50	0.54	0.52	0.63	1.00	0.12
TSI	0.14	0.02	-0.02	-0.01	0.00	-0.16	0.14	0.07	-0.07	0.19	-0.01	-0.01	0.15	0.12	1.00

表 3.5.1 FL130 での各指数の相関係数。相関係数が 0.6 以上を赤、0.4~0.6 を黄、0.4 未満を青で表示している。

表 3.5.2 TBindex の説明変数に使用している指数の略号と意味。

名称	略号	意味
斜方ウィンドシアー	SWS	斜め方向に算出したウィンドシアー。
風下山岳波指数	MTW1	風下山岳波に伴い山頂付近の安定層下で発生する乱気流を予測する指数。
鉛直伝搬山岳波指数	MTW2	鉛直方向に伝搬した山岳波の砕波による乱気流を予測する指数。
中層雲底乱気流指数	BASETB	中層雲底下での乾燥対流による乱気流を予測する指数。
トランスバースバンド指数	TRAV	トランスバースバンドに伴う乱気流を予測する指数。
対流雲中乱気流指数	CONV	(鉛直風の 40km 平均値)×(鉛直ウィンドシアー)。
リチャードソン数	RI	KH 不安定の発生を予測する指数。
気温の水平傾度	GRADT	等圧面上で算出した気温の水平傾度の大きさ。
Turbulence Potential	TUDI	流れの曲率に着目した指数。流線の曲率が大きいか、風速が強いか、鉛直
Index	IPI	ウィンドシアーが大きい場合に大きな値となる。
Turbulence Stability	TGI	温度移流に着目した指数。上層に寒気移流があるか、下層に暖気移流があ
Index	151	る場合に正の値となる。

す。TSIは温度移流に着目した指数で、上の層に 寒気移流があるか下の層に暖気移流がある場合、 すなわち成層が不安定化する場合に正の値となる。

・Ellrod and Knapp (1992) による指数 (TI1、TI2)

 $TI1 = VWS \times DEF$ $TI2 = VWS \times (DEF + CVG)$

DEFは変形場、CVGは水平収束を表す。

・Dutton (1980) による指数 (DI)

 $DI = 1.25 \text{ HWS} + 0.25 \text{ VWS}^2 + 10.5$

11個の指数から説明変数を選択し、重回帰式で組 み合わせた乱気流確率。

3.5.3 説明変数の選択

TBindexの作成には、前項で挙げた15個の指数を 全て使用するのではなく、独立な指数だけを選択し て使用する。これにより、どの指数がTBindexに寄 与しているのか、利用者が理解しやすくなる。

指数の独立性を調べるため、各指数間の相関係数 を高度別に求める。例として、FL130での相関係数 を表3.5.1に示す。表では相関が強いもの(0.6以上)

を赤、中程度のもの(0.4~0.6)を黄、弱いもの(0.4 未満)を青で色分けしている。表に示したように、 MTW1, MTW2, BASETB, TRAV, CONV, TSI は他のどの指数と比べても相関が弱く、独立な指数 であると言える。これに対して、KH不安定を対象 とした指数であるVWS、HWS、TI1、TI2、DI、TPI はSWSとの相関が強く、RIとGRADTもSWSと中程 度の相関がある。このようにして相関係数を各高度 について調べると、VWS、HWS、TI1、TI2、DI は概ねどの高度でもSWSとの相関が強かったため、 この中で最も予報精度が高いSWSだけを説明変数 とする。残りの指数については、相関が中程度のも のも含めて説明変数とする。最終的には、SWS、 MTW1, MTW2, BASETB, TRAV, CONV, RI, GRADT、TPI、TSIの10個の指数が説明変数となっ た。TBindexで使用する指数の略号と意味を表3.5.2 にまとめておく。

3.5.4 回帰式の作成

ロジスティック回帰で予測式を作成する際、前項 で挙げた説明変数の中から、統計モデルの良さを評 価する基準の一つである赤池情報量基準(AIC)に 基づいて適切な説明変数を選択する。目的変数は、 C-PIREPでMOD以上の乱気流が通報された場合を

表 3.5.3 ロジスティック回帰で求められた高度別の回帰係数。数値を比較しやすくするために、係数にはそれぞれ の指数の代表的な値を掛けてある。係数に代表的な値を掛けた値が 0.5 以上であるものを青で表示している。

	切片	SWS	CONV	TSI	TPI	GRADT	RI	MTW1	BASETB	MTW2	TRAV
FL410	-7.26	3.08	0.78	0.22							0.65
FL390	-7.13	2.93	0.73	0.15	0.10						0.53
FL370	-6.87	2.71	1.06	0.09	0.10						0.35
FL350	-6.81	2.88	1.04	0.10	0.14						
FL330	-6.67	3.06	1.26	0.17	0.13		0.04				0.14
FL310	-6.59	3.02	1.33	0.08	0.16		0.04			0.66	
FL290	-6.71	3.07	1.50		0.18						0.22
FL270	-6.48	2.91	1.59	0.06	0.20		-0.08			0.40	0.39
FL250	-6.32	2.82	1.37	0.12	0.21		-0.05		2.04	0.88	0.32
FL230	-6.39	3.06	1.21	0.09	0.23				1.93	1.12	0.42
FL210	-6.28	3.48	1.15		0.21	-0.16			1.59	1.10	0.78
FL190	-6.14	3.54	0.94	-0.14	0.15	-0.13	0.07		1.44	1.17	0.79
FL170	-5.90	3.19	0.95	-0.40	0.10	0.10	0.06	0.51	1.68	0.94	
FL150	-5.49	2.94	1.04	-0.42	0.13	0.28	0.06	0.78	1.74	0.83	
FL130	-4.81	2.59	0.89	-0.45	0.29	0.24		0.63	1.45	1.45	
FL110	-4.68	2.53	0.71	-0.39	0.32	0.26		0.60	1.16	1.41	
FL090	-4.66	2.48	0.43		0.50	0.29	0.06	0.59	0.73	1.07	
FL070	-4.73	2.51	0.36	-0.33	0.54	0.28		0.72			
FL050	-4.62	2.23	0.30	-0.84	0.23	0.26	-0.06	0.78			
FI 030	-4 50	2 10		-1.11				0.62			

1、MOD未満が通報された場合を0とする。C-PIREP 以外の航空機気象観測通報(ARS、PIREP等)は目 的変数に使用しない。これは、ARSやPIREP等で通 報される乱気流の多くがMOD以上の強度であるた め、現実の乱気流の発生状況との差が大きく、乱気 流指数の作成には適さないからである。学習期間は 2008年1月から2009年12月の2年間とする。 TBindexでは、晴天と雲中を区別せず全ての乱気流 を予測対象とすることを目標としているため、 C-PIREPの通報も天候状態で区別せずに全て利用 する。

乱気流の発生原因は高度によって異なる。例えば 風下山岳波による乱気流は、主に下層で発生し上層 では発生しない。またトランスバースバンドに伴う 乱気流は、主に上層で発生し下層では発生しない。 高度による違いを適切に表現するため、係数は高度 別に層別化する。具体的には、国内航空悪天GPVと 同じ2000ft間隔で、FL030からFL410まで層別化す る。FL010とFL430以上は実況が少ないため、 FL010についてはFL030と同じ係数を、FL430以上 についてはFL410と同じ係数をそれぞれ使用する。

表3.5.3に高度別の回帰係数を示す。ただし値を比較しやすいように、係数には各指数の代表的な値を掛け合わせてある。代表的な値は高度によって変わるため厳密な比較はできないが、係数の絶対値が大きいほど、TBindexへの寄与が大きいと考えてもらいたい。空欄は説明変数として採用されなかったことを表しており、係数は0である。表では係数の大きさが0.5以上であるものを青で示している。表3.5.3によると、切片を除けばどの高度でもSWSの寄与が最も大きくなっている。CONVもほぼ全層で採用されており、TBindexへの寄与も比較的大きい。 MTW1は下層を中心に、BASETBとMTW2は中層を中心に採用され、値としても比較的大きくなってい る。TRAVについては上層を中心に採用されている ことは良いが、TBindexへの寄与としてはそれほど 大きくはない。TSI、TPIはほぼ全層で値を持ってい るが、TBindexへの寄与は全般に小さい。GRADT とRIもTBindexへの寄与は小さい。

3.5.5 指数の調整

ロジスティック回帰では、あるイベントの発生確 率の対数オッズ比を目的変数としているため、予測 式により算出された値をxとすると、次式で表され るpは乱気流確率(%)を表すことになる。

$p = 100 \times e^{x}/(1 + e^{x})$

乱気流を確率的に予測できるならば、利用者にとっ て非常に有効な情報となる。しかし、ここで求めら れた確率値pは本来の意味での乱気流確率ではない。 なぜならば、目的変数に使用しているC-PIREPの乱 気流実況が、PIREPやARS等と比べれば現実に近い とは言え、現実の乱気流の分布とは異なるため、予 測式から求められた確率値pも現実の確率とは異な るからである。このため、このpを乱気流確率とし て利用することは適切ではない。一方、予報作業上



図 3.5.3 指数調整に用いる値の模式図。ln p の閾値を 様々に変えてスキルスコアを算出した場合の、スキル スコアが最大となる閾値μと標準偏差σ。



図 3.5.4 スキルスコアが最大となるlnpの閾値と近似式。



図 3.5.6 MOD 以上の乱気流に対する、閾値別の捕捉 率(Hit Rate) と体積率(Volume Rate)。予報時間 については FT=4 から FT=15 まで、高度については 全高度での分割表値を全て足し合わせスコアを算出 してある。図中の数値は TBindex または VWS の閾 値を示す。VWS の単位は kt/1000ft。エラーバーは 95%信頼区間を表す。

もこのpを直接利用することはあまり好ましくはない。なぜならば、乱気流を予報する上での最適な閾値は一般に高度によって変化するため、pを用いて最適な予報を行おうとしたならば、予報担当者は高度に応じて閾値を変更する必要があるからである。また、例は示さないが、pの変化がVWS等と比べて非常に急であることも予報作業上はあまり好ましくない。そこで、確率値としてのpを直接利用するのではなく、高度に依らず一つの閾値で最適な予測が行えるようにpを調整し、その値をTBindexとすることにする。指数の調整に使用するデータは、予測式の作成に使用したのと同じ2008年1月から2009



図 3.5.5 スキルスコアの標準偏差と近似式。



図 3.5.7 MOD 以上の乱気流に対する、閾値別のスキ ルスコア。予報時間については FT=4 から FT=15 ま で、高度については全高度での分割表値を全て足し合 わせてスコアを算出してある。VWS の単位は kt/1000ft。エラーバーは 95%信頼区間を表す。

年12月の2年間のデータである。

まず予測式により算出されたpの自然対数を取り、 pの変化を滑らかにする。続いて、lnpの閾値を変化 させながら乱気流の予測を行った場合の、スキルス コアの分布を高度毎に求め、各高度でのスコアが最 大になる閾値 μ と標準偏差 σ を求める(模式図を図 3.5.3に示す)。図3.5.4は各高度での μ と近似式を、 図3.5.5は各高度での σ と近似式をそれぞれ示して いる。TBindexは、 μ と σ の近似式を用いて、各高 度でスキルスコアが最大となるlnpの閾値が0.0、標 準偏差が1.0となるように規格化した後で、3.0を加 えた値とする。式で書くと、



図 3.5.8 MOD 以上の乱気流に対する高度別・閾値別 のスキルスコア。スコアの算出方法は図 3.5.6 と同じ。



図 3.5.10 各強度の乱気流に対する高度別・閾値別の スキルスコア。スコアの算出方法は図 3.5.6 と同じ。

TBindex =
$$\frac{\ln p - \mu}{\sigma} + 3.0$$

となる。3.0を加えるのは、TBindexの値を概ね0以 上の値にするためであり、3.0を加える前と比べて予 報精度としては全く変わらない。このように指数を 調整することで、高度に依らず、閾値を3.0とした場 合にスキルスコアが最大となる予報を行うことがで きると考えられる。

3.5.6 検証

検証期間は学習期間と独立な2010年1月から



図 3.5.9 MOD 以上の乱気流に対する予報時刻別・閾 値別のスキルスコア。スコアの算出方法は図 3.5.6 と 同じ。

2010年6月の6か月間で、検証データは学習データと 同様にC-PIREPだけを使用する。また、天候状態(晴 天、雲中等)による区別もしない。乱気流の実況が 2地点間で通報された場合にはその中点で実況があ ったものとするが、2地点間の距離が水平240km以 上または鉛直6000ft以上であった場合は、中点に代 表性がないと判断し、検証には使用しない。

図3.5.6 に、TBindexの閾値別にMOD以上の乱気 流を予測した場合の捕捉率と体積率の関係を示す。 図の見方は図3.5.2と同じで左上にあるほど精度が 高いと言える。図には、予報時間についてはFT=4 からFT=15まで、高度については全高度での分割表 値を全て足し合わせて算出したスコアを示している。 比較のためにVWSによる検証結果も示している。図 から、TBindexはVWSを大きく上回る予報精度があ ると言える。

図3.5.7 に、図3.5.6 と同じ条件で検証した場合の、 閾値別のスキルスコアを示す。TBindexで予報を行った場合、スキルスコアが最大となる閾値はほぼ3.0 となっており、指数の調整がうまく機能していると 言える。閾値3.0におけるTBindexのスキルスコアは VWSのスキルスコアよりも大きく、このことからも VWSと比べて予報精度が高いと言える。

図3.5.8に、MOD以上の乱気流を予測した場合の、 高度別・閾値別のスキルスコアを示す。スキルスコ アが最大となるTBindexの閾値は、高度に依らずほ ぼ3.0となっており、これについても指数の調整がう まく機能していると言える。

図3.5.9に、MOD以上の乱気流を予測した場合の、 予報時間別・閾値別のスキルスコアを示す。スキル



図 3.5.11 2009 年 5 月 29 日 00UTC の 300hPa 解析図。



図 3.5.12 2009 年 5 月 29 日 06UTC の前後 1 時間内に 通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは乱 気流の強さを、色と数字は高度(FL)を示す。



図 3.5.13 2009 年 5 月 28 日 21UTC 初期値の 9 時間予報の FL350 の予想結果。(左) TBindex と風、(中) SWS と 風、(右) VWS と風。SWS と VWS の単位は kt/1000ft。

スコアが最大となるTBindexの閾値は予報時間に依 らずほぼ3.0となっており、どの予報時間に対しても 3.0という閾値で最適な予報が行えるようになって いる。

最後に、図3.5.10に乱気流の強度別に検証を行っ た場合の閾値別のスキルスコアを示す。ここでは予 報の精度を比較するのではなく、統合ビューワ等で TBindexを表示させる際の閾値を決める参考とする ため、検証期間は学習期間と同じ2008年1月から 2009年12月としている。TBindexはMOD以上の乱 気流を対象とした指数ではあるが、LGTM(弱-) については0.9程度、LGT(弱)については1.3程度、 LGTP(弱+)については2.0程度、SEV(強)につ いては5.0程度を閾値とすると、それぞれの強度の乱 気流に対して最適な予報が行えると考えられる。

3.5.7 予測事例

ここではVWSの予想が小さい領域で乱気流が発生した事例を4例示す。VWSの予想が大きい場合の 事例は示さないが、基本的にはVWSが大きいと SWSも大きくなるため、VWSが大きい領域では TBindexの値も同じように大きくなると考えてよい。

(1) SWSによる乱気流の予測事例

2009年5月27日から29日にかけて、日本の南を寒 冷渦がゆっくりと進み、その周辺では乱気流が多数 発生した。図3.5.11は29日00UTCの300hPa解析図 である。三陸沖では四国の南にある寒冷渦を回る流 れと千島付近にあるトラフを回る流れが合流してお り、東北付近に変形場を形成している。図3.5.12に、 29日06UTCの前後1時間内に報じられたMOD以上 の乱気流の実況を示す。変形場に当たる東北から三 陸沖のFL290からFL380ではSEVを含む乱気流が 多数発生している。図3.5.13は28日21UTC初期値の 9時間予報のFL350(約238hPa)のTBindexとSWS およびVWSの予想図である。乱気流の発生領域での VWSの予想値は3kt/1000ft以下であり、現在の MSMでCATを予測する目安(航空気象予報作業指 針)である12kt/1000ftと比べるとかなり小さい。一 方、SWSでは大きな値を予想しており、TBindexで



図 3.5.14 2010 年 2 月 6 日 00UTC の地上天気図。



図 3.5.15 2010 年 2 月 6 日 03UTC の前後 1 時間内に 通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは乱 気流の強さを、色は高度(FL)を示す。



図 3.5.16 2010 年 2 月 5 日 21UTC 初期値の 6 時間予報の FL070 の予想結果。(左) TBindex と風、(中) MTW1 と 風、(右) VWS と風。VWS の単位は kt/1000ft。

もSEVの目安である5.0を超える値も予想している。 この領域ではHWSが非常に大きかったため(図略)、 VWSでは予測が不十分だったにもかかわらず、 SWSは大きくなり、乱気流を予測できていた。

一方、朝鮮半島から日本海西部および東シナ海に かけての領域では、大きさは異なるものの、パター ンとしてはVWSとSWSで同様な予想をしている。 これはHWSが小さいためであり(図略)、そのよう な領域ではSWSはVWSと同じような予想になる。 SWSはVWSとHWSの特徴を併せ持った指数であ ると言える。

(2) 風下山岳波に伴う乱気流の予測事例

2010年2月6日には、関東地方で風下山岳波による と思われる乱気流が多数発生した。図3.5.14は6日 00UTCの地上天気図である。日本付近は冬型の気圧 配置となっており、下層では北西風が強く、風下山 岳波による乱気流が発生しやすい状況であった。図 3.5.15に6日03UTCの前後1時間内に報じられた MOD以上の乱気流の実況を示す。関東上空では地上 からFL150以下でMODP(並+)を含む乱気流が多 数発生した。図3.5.16は5日21UTC初期値の6時間予 報のFL070(約782hPa)のTBindexとMTW1およ びVWSの予想図である。乱気流の発生領域での VWSの予想値は3~6kt/1000ft程度であり、VWSの 値としては小さい。これに対してMTW1は関東周辺 で大きな値を予想しており、風下山岳波による乱気 流の発生を予想している。TBindexの値もこれに伴 って大きく予想しており、関東で発生した乱気流を 予測できていた。

(3) 中層雲底下での乱気流の予測事例

2009年5月4日には、近畿や四国の上空で中層雲底 下の乱気流が発生した。図3.5.17は4日01UTCの衛 星赤外画像である。西日本から東日本にはバンド状 の雲域がかかっているが、これは上・中層雲主体の 雲域であり、4日01UTCのレーダーエコー強度(図 略)では近畿や四国付近には弱い降水エコーが散在 するのみであった。図3.5.18に4日01UTCの前後1時 間内に報じられたMOD以上の乱気流の実況を示す。



図 3.5.17 2009 年 5 月 4 日 01UTC の衛星赤外画像。



図 3.5.18 2009 年 5 月 4 日 01UTC の前後 1 時間内に 通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは乱 気流の強さを、色は高度(FL)を示す。



図 3.5.19 2009 年 5 月 3 日 21 UTC 初期値の 4 時間予報の FL130 の予想結果。(左) TBindex と風、(中) BASETB と風、(右) VWS と風。VWS の単位は kt/1000ft。

近畿や四国ではFL090からFL160でMODの乱気流 が多数発生した。図3.5.19は3日21UTC初期値の4時 間予報のFL130(約619hPa)のTBindexとBASETB およびVWSの予想図である。乱気流の発生領域での VWSの予想値は3~6kt/1000ft程度であり、VWSの 値としては小さい。これに対してBASETBは近畿か ら四国の南海上で大きな値を予想しており、中層雲 底下での乱気流の発生を予想しており、近畿や四国 の上空で発生した乱気流を予測できていた。

(4) 対流雲中の乱気流の予測事例

2009年10月26日には、房総半島周辺で対流雲に伴 う乱気流が多数発生した。06:40UTC頃には、成田 空港の南東約75kmの上空5000ftでアメリカン航空 機が乱気流に巻き込まれ、5人がけがをする事故も 発生している。図3.5.20は26日06UTCの地上天気図 である。日本の南には台風第20号があって北東進し ている。また、日本の東海上には停滞前線があり、 関東の南海上には前線上に低気圧が解析されている。 図3.5.21に26日07UTCの前後1時間内に報じられた MOD以上の乱気流の実況を示す。低気圧の北側に当 たる房総半島の周辺では、FL040からFL140付近で SEVを含む乱気流が多数発生した。この時、房総半 島の周辺にはやや強い降水エコーは観測されていた ものの、雷監視システム(LIDEN)では発雷は検知 されていなかった(図略)。図3.5.22は25日21UTC 初期値の10時間予報のFL050(約843hPa)の TBindexとCONVおよびVWSの予想図である。乱気 流の発生領域でのVWSの予想値は6~9kt/1000ft程 度であり、VWSの値としては小さい。これに対して CONVは房総半島周辺を含め、前線や台風の近傍で 大きな値を予想している。TBindexの値もこれに伴 って大きく予想しており、特に房総半島の東では、 SEVの目安である5.0を超える値も予想していた。

3.5.8 利用上の注意点

TBindexは、VWSでの予測が不十分な乱気流も予 測することが可能であり、統計的に見ればVWSと比 較して予報精度は大幅に改善している。しかし絶対


図 3.5.20 2009 年 10 月 26 日 06UTC の地上天気図。



図 3.5.21 2009 年 10 月 26 日 07UTC の前後 1 時間内 に通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは 乱気流の強さを、色は高度(FL)を示す。



図 3.5.22 2009 年 10 月 25 日 21 UTC 初期値の 10 時間予報の FL050 の予想結果。(左) TBindex と風、(中) CONV と風、(右) VWS と風。VWS の単位は kt/1000ft。

的な予報精度としてはまだ十分とは言えず、予測が 不十分であったり過大であったりする場合も多くあ る。TBindexの利用に当たっては、TBindexや個々 の指数の表現の妥当性を検討した上で利用してもら いたい。

TBindexでは様々な要因による乱気流を考慮して いるが、全ての乱気流を予測できるものではない。 例えば、上層雲の雲底で発生していると思われる乱 流(Luce et al. 2009)や、対流雲の雲頂で発生した 内部重力波がその上方で砕波することで発生する乱 気流(Lane and Sharman 2008)は、発生メカニズ ムや予測手法がまだ確立されていないため、 TBindexには考慮していない。また、人工的な乱気 流である後方乱気流や衝撃波失速もTBindexでは考 慮していない。これらの乱気流はTBindexでは予測 ができないと考えてよい⁵。またTBindexで考慮して いる乱気流であっても、個々の指数の算出方法が不 +分であるために、TBindexでの予測が正しく行わ れない場合もある。例えば、トランスバースバンド に伴う乱気流を予測するための指数として導入した TRAVは、上層を中心に回帰式に採用されたことは 良いが、係数の値としてはそれほど大きくならなか った。これはTRAVが乱気流発生の特徴を十分には 捉えられていないためであり、今後の改良に向けた 課題の一つと言えるだろう。このほかに導入した新 規指数も、いずれも簡便な手法による指数であり、 予測が正しくできない場合もある。

TBindexを算出するための回帰式は高度別に層別 化しているため、高度によっては採用されなかった り寄与が小さい指数もある。例えば、表3.5.3で示し たように、FL190ではMTW1の係数は0であり、 FL190でMTW1が大きく予想されたとしても、 TBindexへの寄与は0となる。TBindexの利用に当た っては、どの高度でどの指数が効いているのかを考 慮して利用してもらいたい。

3.5.9 まとめ

⁵ただし、これらの乱気流は現象の頻度としてはそれほど 多くないと思われるため、TBindexの予報精度に大きく は影響しないと考えている。

乱気流の発生要因別に開発した新規乱気流指数と、 既存の乱気流指数をロジスティック回帰で組み合わ せることにより、CATに限らず様々な乱気流を、上 層から下層まで全ての高度にわたって予測する乱気 流指数(TBindex)を開発することができた。組み 合わせる指数には、他の指数との相関が比較的弱い ものだけを使用しており、どの指数がTBindexに寄 与しているのかを分かりやすくしている。また、高 度別に調整を行ったことにより、高度によらず同じ 閾値でMODの乱気流を予測することができるよう になっている。

独立資料による統計検証では、TBindexは現在の 乱気流指数であるVWSを大きく上回る予報精度が あることが確かめられた。TBindexを利用すること で、従来は予測ができなかった乱気流や、予測のた めの指標が十分ではなかった乱気流についても、あ る程度の予測が可能となる。第3.5.8項で述べた利用 上の注意点に留意の上、空域予報に役立ててもらい たい。

参考文献

- 大野久雄, 三浦信男, 1982: 圏界面直下におけるケル ビンヘルムホルツ波の励起. 天気 29, 1235-1241.
- 大林正典・榊原茂記, 2000: 航空気象予報. 平成 12 年度数値予報研修テキスト,気象庁予報部, 42-45.
- 大林正典, 2001: カンパニーパイレップについて. 航 空気象ノート第 61 号, 気象庁総務部, 1-3.
- 尾崎友亮, 1996: 晴天乱気流 (CAT)の検出と予測 WMO 第 10 回航空気象委員会科学講演より –. 航 空気象ノート第 50 号, 気象庁総務部, 103-118.
- 気象衛星センター, 2003: 気象衛星画像の解析と利 用-航空気象編-, 223pp.
- 工藤淳,2007a: 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,2007b: 航空悪天 GPV. 平成 19 年度数値予報 研修テキスト,気象庁予報部,82-83.
- 工藤淳, 2008: 国内航空悪天 GPV. 平成 20 年度数値 予報研修テキスト, 気象庁予報部, 92-98.
- 工藤淳, 2009a: 国内航空悪天 GPV の積乱雲予測手 法の改良. 航空気象ノート第 69・70 号, 気象庁総 務部, 1-8.
- 工藤淳, 2009b: 中層雲底で発生する乱気流. 航空気 象ノート第 69・70 号, 気象庁総務部, 9-23.
- 航空気象予報作業指針(2010年6月版), 2010: 気 象庁予報部.
- 原旅人, 2008: 乱流過程. 数値予報課報告・別冊 54 号, 気象庁予報部, 117-148.
- 宮腰紀之, 2003:風ベクトルの外積を用いた乱気流 予測の指数.天気 50, 327-334.

- 山田雄二, 2008: 乱気流確率予測に向けた技術開発. 航空気象ノート第 67 号, 気象庁総務部, 1-11.
- Clark, T. L., J. R. Scoggins, and R. E. Cox, 1975: Distinguishing between CAT and non-CAT areas by use of discriminant functional analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 514-520.
- Dutton, M. J. O., 1980: Probability forecasts of clear-air turbulence based on numerical model output, *Meteorological Magazine*, **109**, 293-310.
- Ellrod, G. P. and D. I. Knapp, 1992: An Objective Clear-Air Turbulence Forecasting Technique: Verification and Operational Use, *Weather and Forecasting*, 7, 150-165.
- Gerbier, N. and M. Berenger, 1961: Experimental studies of lee waves in the French Alps. *Quart.* J. Roy. Meteor. Soc. 87, 13-23.
- Knox, J. A., D. W. McCann, and P. D. Williams, 2008: Application of the Lighthill-Ford Theory of Spontaneous Imbalance to Clear-Air Turbulence Forecasting, J. Atmos. Sci., 65, 3292-3304.
- Lane, T. P. and R. D. Sharman, 2008: Some Influences of Background Flow Conditions on the Generation of Turbulence due to Gravity Wave Breaking above Deep Convection. J. Appl. Meteor. Clim., 47, 2777-2796.
- Lester, P. F. and W. A. Fingerhut, 1974: Lower Turbulent Zones Associated with Mountain Lee Waves. J. Appl. Meteor. 13, 54-61.
- Luce, H., T. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao, 2009: MU radar and lidar observations of clear-air turbulence underneath cirrus, *Mon. Wea. Rev.*, 138, 438-452.
- Scorer, R. S., 1949: Theory of waves in the lee of mountains. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 75, 41-56.
- Scorer, R. S., 1978: Environmental Aerodynamics, Ellis Horwood, 488pp.
- Sharman, R., C. Tebaldi, G. Wiener, and J. Wolff, 2006: An Integrated Approach to Mid- and Upper-Level Turbulence Forecasting, *Weather* and Forecasting, **21**, 268-287.
- Shen, B. and Y. Lin, 1999: Effects of Critical Levels on Two-Dimensional Back-Sheared Flow over an Isolated Mountain Ridge on an f Plane, J. Atmos. Sci., 56, 3286-3302.

4.1 豪雨監視·予測技術の開発¹

今まで、豪雨・豪雪・突風等の顕著現象の数値予 報精度が不十分なために、豪雨監視・予測技術の開 発を目的に全国予報技術検討会等が行われ、顕著現 象発生の判断材料としての概念モデルが提案されて きた。しかし、発生要因として取り上げられた気象 要素は、概念モデル毎に異なっていた。これは、発 生要因に対する予報官の着目点が曖昧だったためで ある。近年、豪雨に関する研究が進み、その発生要 因として着目すべき気象要素は固まりつつある(例 えば、Kato 1998; Yoshizaki et al. 2000; Kato and Goda 2001; Kato et al. 2003; Kato 2005; Kato 2006; Kato et al. 2007; Yamasaki 2009)。今後は、 それらの着目要素を豪雨発生の判断材料として考え るべきである。また、現業システムでは、数値予報 資料や観測データは提供されているものの、双方を 利用した総合的なシステムになっておらず、着目要 素を活かせるものになっていない。

豪雨監視・予測技術も含めて、気象庁では昨年度 まで技術開発を分野横断的に検討し効率的に進める ため、次の3つの技術開発項目:

- 数値モデルの技術開発
- 豪雨の監視・予測の技術開発
- 次期静止衛星利活用の技術開発

に対応して、気象庁モデル技術開発推進本部、豪雨 監視・予測技術開発推進委員会、静止衛星データ利 活用技術検討会(図 4.1.1 旧体制)が設置されてい た。しかし、それぞれが単独に組織化されていたた めに、一体的な技術開発推進体制になっていなかっ た。

2010年3月に、上記の3つの技術開発項目間に おける情報共有と相互連携により一体的な推進を図 るとともに、これらの技術開発に共通する外部機関 との連携・協働の促進等(戦略的な方針とその計画 の作成も含む)による総合的な技術開発体制を構築 することを目的に、新たに、気象庁技術開発推進本 部(本部長:気象庁長官)が設置された。推進本部 の傘下には、上記の技術開発項目①~③に対応して、 モデル技術開発部会、豪雨監視・予測技術開発部会、 静止衛星データ利活用部会(図4.1.1新体制)が置 かれ、その中の豪雨監視・予測技術開発部会には「運 動学的予測グループ」と「診断的予測グループ」の 2つの作業グループが設置された。

運動学的予測グループは、2006 年 4 月に気象庁 予報部・観測部・気象研究所が協力してレーダーに

図 4.1.1 気象庁における技術開発推進体制の統合・ 強化

関連する技術開発を目的に設置された「レーダープ ロダクト開発プロジェクトチーム」が発展したもの で、解析雨量・降水短時間予報・降水ナウキャスト に関わる技術開発を行うことになっている。なお、 運動学的予測とは、降水短時間予報・降水ナウキャ ストに基づいて客観的に予警報に関わる豪雨を予報 することである。竜巻注意情報や雷ナウキャストに ついては、上記プロジェクトチームが中心となって 現業化を行った。

診断的予測グループは、最初に述べた豪雨発生の 着目要素を抽出するとともに現業システムの問題点 を解決することを目的に、今回新たに設置されたも のである。診断的予測グループでは、2009年度から 5か年計画として実施されている気象研究所融合型 研究「顕著現象の機構解明に関する解析的・統計的 研究」(図 4.1.2)のサブ課題2「顕著現象の要因に 関する解説資料の作成」を発展的に気象庁の課題と して実施することで、予報官の診断的予測技術の向 上を目指す(具体的な計画は次項を参照)。参考まで に、サブ課題1では気象庁非静力学モデルを用いた 力学的ダウンスケール手法を用いて、顕著現象の実 態把握・機構解明を行っており、その研究成果も豪 雨発生の着目要素の抽出に資するものである。

ここで、診断の意味するところについて説明する。 診断とは集中豪雨などの顕著現象について、過去の 典型的事例からえられた発生要因に関する知見に基 づき、大気状態(特にメソスケールの風や水蒸気の 分布など)および現象(レーダーや衛星で把握した 豪雨の分布など)の現在に至るまでの推移を把握し、

新体制 旧 体 制 気象庁技術開発推進本部 豪 気象 静止衛星データ利活用 斎 本部会議 監視 庁 幹事会議 モデ 臨時の作業 豪雨 予測技術開発推 ル技術開 グループ デ 止衛星データ利活用 各部会に共通 監視 ル 技 する大学等と 衚 発 の連携、人材 予 抗技術検 推進 育成、外部資 逈 源の活用等の (技術開 部 本部 !進委員 技術開発推進 討会 に係る課題と 発部 方針について 숲 部 슾 榆計 숲 個々単独に組織化 各部会に専門的事項の審議・検討 のための作業グループを設置

¹ 加藤 輝之



図 4.1.2 顕著現象の機構解明に関する解析的・統計的研究

- 現在の現象のステージ(発生期、成熟期または 衰退期)
- ② 現象の原因となる可能性のあるすべてのメカ ニズム(例:「海陸風の収束に伴う降水である 可能性が高いが、もっとシビアな現象につなが るものである可能性もある。地形性の不安定降 水の可能性は低い。」)

などを主観的に判断することである。また、現在の 診断をもとに、数値予報、運動学的予測やこれまで の知見を加えて、現象の今後の推移をある程度定量 的に予測する(例:「1時間降水量が30mmで終わ る可能性が高いが、100mmになる可能性もある」) ことを、「診断に基づく予測(診断的予測)」と定義 している。

本節では、豪雨監視・予測技術開発部会での診断 的予測グループの開発計画(第 4.1.1 項)および雲 解像モデル²(CRM)の診断的予測への利用の意義

(第4.1.2項)を述べ、CRM の結果から統計的にわ かった梅雨期・暖候期での豪雨発生の判断材料(第 4.1.3項以降)について示す。

4.1.1 診断的予測グループの開発計画

2010 年度からの診断的予測グループの開発計画 (案)を表 4.1.1 に示す。担当部局は運動学的予測 グループ同様に気象庁予報部・観測部・気象研究所 であり、プロダクト(数値資料と観測データ)の作 成者・提供者と利用者が連携して開発を進める。ま ず、予報官の診断的予測の能力向上を目的に、降水 系の監視に関わるデータベースの作成を行う。具体 的には 1995 年以降の解析雨量を用いて豪雨事例の 客観的抽出を行い、客観解析データや雲解像モデル (CRM)の結果を用いて豪雨事例の環境場の統計的 な把握を行う。その上で、豪雨に関する統一的な着 目点を抽出する。これらの調査結果を踏まえ、豪雨 事例を解析するためのマニュアル(事例解析の具体 例を含む)を作成する。豪雨解析マニュアル第1版 は 2011 年度前半までに提供する予定である。

予報官支援を目的としたシステムを開発項目とし て、統合ビューワへの反映を目指し、統一的な描画 ツールの整備および降水セルの追跡等の新たな資料 の作成・提供を行う。そのために、新たなデータサ ーバーを気象庁内に整備し、5~10年分の数値予 報・観測データを蓄積することで地方官署への調査 用過去データの提供や地方官署からの統一的な描画 ツールの利用を可能とする。豪雨解析マニュアルお よび上記データサーバーを利用することで、2010 年度からの3年計画で行われる全国予報技術検討会

(検討項目:市町村を対象とした警報改善を踏まえ て、大雨等の警報の精度向上に向けた予報技術の検 討)と連携を図る予定である。また、予報作業が効 率的に行われるように提供されるプロダクトの取捨 選択やデータ可視化技術の開発も行う。それらの結 果も踏まえ、新たに指導原理となる大雨予報指針を 作成する計画である。

予報作業の訓練システムとして、豪雨事例再経験 OJT システムを新たに構築する。このシステムは文

²本章で用いる雲解像モデル(Cloud Resolving Model) が意味するものは積乱雲が解像できる水平分解能を持つ 数値モデルであり、具体的には 1~2km 以下の水平解像 度を持つ気象庁非静力学モデルを指す。

				年次計画							
				短 期	中期				長 期		
	開発項目		開発課題	H 22 年 度	H 23 年 度	H 24 年 度	H 25 年 度	H 26 年 度	H 27 ~ 30 年 度	担当部局	
	診断的予測	降水系の監 視・データベ ースの作成	豪雨事例の統計的調査	0	0	0	0	0			
			豪雨に関する統一的な着眼点の調査	0	0	0	0	0			
診		指針 (指導原理)	事例解析マニュアルの作成	0	0	0	0	0		観測課 気象研究所	
影 断:			大雨予報指針の新規作成		0	0	0	0			
旳 予	資料	数値予報の 活用	降水予報ガイダンスの改良	0	0	0	0	0	0	数值予報課	
測 グ			局地モデルの利用法		0	0	0	0		予報課	
ル		料		メソアンサンブル予報の利用法		0	0	0	0	0	致恒宁報課 観測課
ープ		衛星データ の活用	ラピッドスキャンデータの利用法		0	0	0	0		気象衛星課 気象研究所	
	システム	シ ス テ み 私	統合ビューワへの反映	0	0	0				予報課 粉 体 予報課	
			豪雨事例再経験 0JT システムの構築		0	0	0	0		致但」 ¹ 報研 情報通信課 観測課	

表 4.1.1 診断的予測グループの 2010 (H22) 年度からの年次計画(案)

字通り、過去の豪雨事例を現業システム風に実時間 で再経験できるもので、予警報発表のタイミングを OJT として習得できることを考えている。同様のシ ステムは、大阪管区気象台で防災情報作成訓練シス テムとして作成されて過去に利用されたことがある。 また、米国大気海洋庁(NOAA)にも同様のシステ ム(http://www.wdtb.noaa.gov/tools/wes/、最終ア クセス日付:2010年9月1日)があり、予報官の 訓練に利用されている。

その他には、2013年から本運用される計画の局地 モデル(LFM)、次期スーパーコンピュータシステ ム運用中に試験運用されるメソアンサンブル予報や 次期静止気象衛星のラピッドスキャンデータ(2.5 分毎に日本列島周辺を観測)の利用法の検討なども 診断的予測グループの開発項目になっている。

4.1.2 雲解像モデルの診断的予測への利用

気象研究所融合型研究「顕著現象の機構解明に関 する解析的・統計的研究」では、水平解像度 1km の 気象庁非静力学モデル(本章では今後、1km-CRM と略す)を用いて、2007 年から梅雨期・暖候期の九 州・四国地方を対象に数値実験を行っている。その 結果を用いて豪雨発生時の大気状態を統計的に調査 することで、診断的予測で用いる統一的な着目点を 抽出することができる。また、その着目点の妥当性 については、客観解析データ(メソ解析や全球解析 など)から、豪雨発生時及びそうでない場合での大 気状態の違いを統計的に調査することで判断する。

診断的予測で用いるべき豪雨発生の着目点として は、積乱雲の発生・発達から豪雨をもたらすメソ対 流系への組織化を考慮し、下層の相当温位³・中層の 相対湿度および温度・鉛直方向の風速差などが考え られる。統一的な着目点を提示するためには、それ らの判断すべき高度と値を決定する必要がある。次 項以降に、1km-CRMの結果から統計的に分かった、 豪雨発生を診断的に予測するときに下層水蒸気場と して着目すべき高度(第4.1.3項)と目安となる相 当温位の値(第4.1.4項)について述べる。

ここでは、1km-CRM の降水の再現性について、 2008 年 6 月~8 月の 3 か月積算降水量(図 4.1.3)

³ 積乱雲の発生・発達しやすさは、温度・水蒸気量を考慮 した湿潤大気の保存量である相当温位の下層での値に大 きく依存する(詳しくは、吉崎・加藤 2007 を参照)。

から示す。1km-CRM の実行には、メソ解析を初 期値・境界値として実行した水平分解能 5km の気 象庁非静力学モデル(5km-NHM)の予想値を用い



 図 4.1.3 2008 年 6 月~8 月の 3 カ月積算降水量。
 (a) 解析雨量, (b) 5km-NHM, (c) 1km-CRM の 予想結果。なお、解析雨量の海上にみられる不連 続線は複数のレーダーの重ね合わせに起因する。

た。また 1km-CRM の初期値は、5km-NHM による、 00,06,12,18UTC を初期値とする 12 時間予想の 3 時間予想値から作成した(1km-CRM の予想時間は 9 時間)。積算降水量は各モデルの後半 6 時間値から 計算した。両モデルともメソモデル(MSM)とほ ぼ同じ設定で実行したが、1km-CRM では対流のパ ラメタリゼーションを利用していない。ただし、雪 とあられの数密度は予報している(MSM では診断 的に判断している)。5km-NHM は日本列島をほぼ 覆う 2500×2000km の領域(図略)、1km-CRM は 図 4.1.3c で示す領域で実行した。

解析雨量(図 4.1.3a)には、九州の山岳部を中心 に 3 か月で 1500mm を超える降水がみられ、四国 では太平洋沿岸付近を中心に降水が多い。 5km-NHM (図 4.1.3b) では、四国での降水分布の 再現性はかなり良いが、九州では沿岸部に不自然な 降水が予想され、その分山岳部の降水が少なくなっ ている。なお、この原因は、Kain-Fritsch 対流パラ メタリゼーションが沿岸部で過剰に働くためである ことが分かっており、その改善が 2010 年度中に行 なわれル予定で、MSM では不自然な降水がかなり 抑えられるようになる(第2.7節参照)。その一方、 1km-CRM が予想した降水分布(図 4.1.3.c)をみる と、5km-NHM にあった不自然な降水域はなく、降 水量は解析雨量に比べてやや少ないものの、良い再 現性を示している。なお、九州の西海上で降水が少 ないのは、モデルの境界付近で5km-NHMの結果に 近づけるように設定したためである。

4.1.3 下層水蒸気場として着目すべき高度

豪雨に関する診断的予測では、どの高度の水蒸気 場に着目すべきかが一番重要なポイントとなる。豪 雨は複数の積乱雲によってもたらされる。その積乱 雲を作り出すのは下層から持ち上げられた水蒸気で あり、その水蒸気の起源となる高度は積乱雲の雲底 高度よりも必ず下層に当たる。すなわち、豪雨をも たらす積乱雲の雲底高度を調べることで、水蒸気場 として着目すべき高度を抽出できるわけである。し かし、雲底高度は非降水時にはライダーなどを用い て観測することはできるが、残念ながら降雨時に面 的に観測できる手段がない。そこで、前項で説明し た 1km-CRM の結果から、2008 年 4 月~8 月に九 州・四国付近で予想された積乱雲の雲底高度を上昇 流の強さ別に統計的に調査した(図 4.1.4)。ここで、 積乱雲は個々の水平格子に対応する鉛直コア4での 上昇流の最大値が 1.0 m s⁻¹以上の領域に存在する とし、その雲底高度は積乱雲が鉛直方向に33% 傾

⁴ 鉛直コアは、二次元の各水平格子に対する鉛直一次元の 気柱(カラム)である。ここでは、そのカラムに含まれる 格子での上昇流の最大値を探索した。



図 4.1.4 海上(上図)と陸上(下図)での1km-CRM の鉛直コア内の最大上昇流(Wmax)に対する雲底高 度(Cloud-bottom Height)の出現頻度分布(地表向 きに積算)。高度は海抜高度である。統計期間は2008 年4月~8月で、統計領域は九州・四国付近。ピンク の等値線はWmaxに対する雲底高度の出現率を示す。

いている場合⁵も考慮して、雲水量 1.0×10⁻⁴ kg kg⁻¹ を閾値に用いて決定した。一般的に、積乱雲中の上 昇流が強いほど強い雨となる。

図 4.1.4 で示した雲底高度(海抜高度)の出現頻 度は上空から地表面に向けての積算値で、例えば 0.2 の等値線はそれより上空に雲底高度が 20%現れ、 80%はその高度よりも下層に存在することを示して いる。また、横軸の数値は最大上昇流(Wmax)以 上のケースを示す(例えば、1 は Wmax \ge 1 m s⁻¹ の場合)。海上、陸上とも、Wmax が強くなるほど



図 4.1.5 海上(上図)と陸上(下図)での 1km-CRM の鉛直コア内の最大上昇流(Wmax)に対する 80% の雲底高度が含まれる層の上端高度の月 変化。図 4.1.4 の 0.2 の等値線に対応する。

雲底高度は下層に現れるようになり、Wmax が 10 m s⁻¹ 以上の場合、その 80% (0.2 の等値線) は海上 では高度 500m、陸上では高度 750m 以下にみられ る。陸上で高くなるのは、山岳が存在するために地 表面が高いのが主な理由である。また、雲底高度が もっとも高頻度に現れる高度(図 4.1.4 の等値線が もっとも混んでいる高度に対応)は、海上で高度 250m 付近、陸上で高度 400m 付近に存在する。以 上の結果は、積乱雲を作り出す水蒸気が雲底高度以 下から流入し、かつ上昇流が強いほど強雨になるこ とを考えると、特に豪雨をもたらす水蒸気の多くは 高度 500m 以下からもたらされることを示唆してい る。

⁵ 鉛直コアだけでなく、最大上昇流が存在する高度を起点 に積乱雲が最大 33% 傾いていることを想定して、周囲の 格子についても雲底高度を探索した。

Wmax に対する雲底高度の出現率を図 4.1.4 のピ ンクの等値線で示す。この数値は積乱雲の存在割合 を示すが、Wmax が小さい場合(<2 m s⁻¹)は雄大 積雲、乱層雲や衰退期の積乱雲等も含まれていると 考えられ、その影響で 1km 以上に雲底高度が現れ る割合が多くなっている。Wmax が小さい場合、陸 上の方が海上よりも出現率が高く、Wmax が大きく なると逆に海上の方が陸上よりも出現率が高くなっ ている。また、Wmax > 1 m s⁻¹では出現率が 1~4% であるが、Wmax > 10 m s⁻¹になると出現率はその 100分の1程度になり、強い上昇流を持つ発達した 積乱雲はあまり出現しないことを意味している。

雲底高度の季節変化を、1km-CRM が予想した 80% の雲底高度が含まれる層の上端高度の月変化 (図 4.1.5) から見てみる。80% の雲底高度が含ま れる層の季節変化は、Wmax が小さい場合には 500m 程度の変動はあるが、Wmax が大きい場合 (> 5 m s⁻¹) にはその変動は非常に小さい。また、2007 年~2010年についても同様に調査したところ、雲底 高度の出現特性については 2008 年とほぼ同じ結果 (図略)がえられ、雲底高度の年変化も非常に小さ いことがわかった。これらのことは、梅雨期・暖候 期に豪雨発生を診断的に予測するためには下層水蒸 気場として常に高度 500m 付近を着目すべきことを 示唆している。なお、着目すべき場所は予報官の受 け持つ予報区分領域ではなく、その下層風上側の領 域であり、内陸部であれば谷沿いに暖湿流が流入し てくる風上の海上領域の高度 500m 付近の水蒸気場 をみればよいことになる。

今までは豪雨発生を判断する下層水蒸気場として、

ショワルターの安定指数 (SSI) を代表例に 850hPa 面が研究分野だけでなく、予報の現業でも重視され てきた。ここでは下層水蒸気場としては高度 500m 付近(~950hPa)を見るべきであることを統計的 に示したが、850hPa 面については言及していない。 高度 500m と 850hPa 面の相当温位との関係につい ては加藤(2009)が客観解析データや高層観測デー タを用いて調査しており、850hPa 面の相当温位は 高度 500m の相当温位が高くても必ずしも高くなく、 850hPa 面は全く下層水蒸気場を表現していないこ とが統計的に示されている。逆に、850hPa 面の水 蒸気場は主として対流活動の結果であり、豪雨の要 因を示すものではないことも示されている(詳細に ついては、加藤(2011)を参照)。また、950hPa 面ではなくて高度 500m を使う理由は、地表面に近 い情報を利用するときに高度が変動することが好ま しくないためである。すなわち、発達した低気圧や 台風の周辺では950hPa 面は地表面付近になるだけ でなく、950hPa 以下に発達した台風においては、 950hPa 面の存在しない領域が出てくるためである。

4.1.4 豪雨発生の目安となる相当温位の値

豪雨発生を診断的に予測するための下層水蒸気場 としては、相当温位が高いほど積乱雲が発生・発達 しやすいので、相当温位で判断するのが一番容易で ある。そこで、その目安を見出すために、前項同様 に 1km-CRM の結果から雲底高度での相当温位に ついて統計的に調査した。相当温位は保存量である ため、下層から積乱雲の雲底高度まで持ち上げられ た気塊の相当温位の値が下層水蒸気場として着目す





べき目安となる。

2008 年 6 月と 7 月の九州・四国付近の陸上を例 に、1km-CRM が予想した雲底高度での相当温位の 値(図 4.1.6)を見てみると、Wmax が大きくなる にしたがって相当温位の値も大きくなっている。こ れは、強い上昇流を持つ発達した積乱雲ほど、それ を作り出した下層気塊が持つ相当温位の値が高いこ とを意味する。言い換えれば、流入する気塊の相当 温位が高いほど積乱雲が発達できることを示してい る。具体的にWmax が 10.0 m s⁻¹以上の発達した 積乱雲の場合、6 月では流入する気塊の相当温位が 345K以上、7 月では 355K以上のときに多く現れて いることがわかる。それらの値は、豪雨を診断的に 予測するときに下層水蒸気場としての相当温位の目 安として利用できる。なお、7 月に相当温位の値が 大きくなる主な要因は海面水温の上昇である。

ここで示したのは 2008 年 6 月と 7 月の九州・四 国付近での目安となる値であるが、2007 年~2010 年の統計結果でもほぼ同じ値を示したので、西日本 の梅雨期である 6 月では 「高度 500 m での 345 K 以上の相当温位」、7 月では「高度 500 m での 355 K 以上の相当温位」を診断的予測での豪雨発生のため の必要条件とみることができそうである。しかし、 これらの値は必要条件であって、十分条件ではない ため、そのような値が観測されたり予想されたりし た場合でも豪雨が発生するとは限らないので、注意 して欲しい。

4.1.5 今後の豪雨発生の必要条件抽出の試み

今後、診断的予測グループでは、前節で述べた下 層(高度 500m)の相当温位だけでなく、中層の相 対湿度および温度・鉛直方向の風速差などから考え られる診断的予測で用いるべき豪雨発生の必要条件 の抽出を試みる。このような試みを行い、多くの必 要条件を抽出することで、少しでも豪雨発生の必要 十分条件に近づけることを目指している。また、九 州・四国付近だけでなく、日本列島の地域による違 いについても調査し、メソ解析や全球解析などを用 いて必要条件が与えられたときにどの程度豪雨が発 生しているかについても調べる予定である。それら の調査結果にもとづき、豪雨事例のデータベースを 作成することになっている。

なお、高度 500m の情報(相当温位、水蒸気フラ ックスなど)については、2010年度中に統合ビュー ワで表示可能となるので、利用して頂きたい。

参考文献

加藤輝之,2009: 下層水蒸気場を表現する高度について~気圧面から絶対高度の気象学へ~,日本気象学会2009年度春季大会予稿集,B303.

- 加藤輝之, 2011: 平成 22 年度予報技術研修テキスト, (発行予定).
- 吉崎正憲・加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学. 応 用気象学シリーズ 4. 朝倉書店, 187pp.
- Kato, T., 1998: Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. J. Meteor. Soc. Japan, 76, 97-128.
- Kato, T. and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998. J. Meteor. Soc. Japan, 79, 899-924.
- Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato and X-BAIU-01 observation group, 2003: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01- Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations – J. Meteor. Soc. Japan, 81, 993-1013.
- Kato, T., 2005: Statistical study of band-shaped rainfall systems, the Koshikijima and Nagasaki lines, observed around Kyushu Island, Japan, J. Meteor. Soc. Japan, 83, 943-957.
- Kato, T., 2006: Structure of the band-shaped precipitation system inducing the heavy rainfall observed over northern Kyushu, Japan on 29 June 1999, J. Meteor. Soc. Japan, 84, 129-153.
- Kato, T., S. Hayashi, and M. Yoshizaki, 2007: Statistical study on cloud top heights of cumulonimbi thermodynamically estimated from objective analysis data during the Baiu season, J. Meteor. Soc. Japan, 85, 529–557.
- Yamasaki, M., 2009: A Study of the Mesoscale Convective System under Vertical Shear Flow in the Latently Unstable Atmosphere with North-South Asymmetry. J. Meteor. Soc. Japan, 87, 245-262.
- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arao, K. Manabe and X-BAIU-98 Observation Group, 2000: Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 78, 835-856.

4.2.1 はじめに

地球に入射する太陽放射の約半分は地表面に到 達する (会田 1982)。 地表面はそれらのエネルギー を吸収する他に、顕熱・潜熱フラックス、赤外放射 として大気にエネルギーを放出し、エネルギーの再 配分を行う。特に地表面と大気の間でやりとりされ る顕熱・潜熱フラックスは大気境界層の駆動源とな り、大気下層の構造に大きく影響する。地表面の中 でも陸面は海面に比べて熱容量が小さいため、温度 の日変化、季節変化が大きい。メソスケールの気象 においては、地表面過程は地上付近の気温や湿度の 予測(原ほか 2008)、海陸風等の局地循環の形成(近 藤ほか 1994) に影響することが知られている。特 に、積雪面では、粗度や、熱・水収支が他の地表面 種別と大きく異なるため、積雪は日単位の短い時間 スケールだけでなく季節単位の長い時間スケール でも大気に大きな影響を及ぼす。

数値予報は、時間と空間についての偏微分方程式 に従う系の時間発展を、ある初期条件、境界条件の 下で数値的に解くというものである。当然、大気モ デルにとっての下部境界条件である積雪や土壌水 分・温度等の地表面状態の推定が大気の予報にとっ て重要になる。土壌温度や土壌水分の解析に関して は、近年、衛星データや地上観測を用いた陸面デー タ同化の研究が欧州をはじめとして盛んに行われ ているが(Drusch et al. 2009; Bruce 2009など)、 気象庁内や日本国内での研究は少なく、実用にはま だ技術的な課題が多い。積雪深、または積雪域の解 析は従来から行われており、最適内挿法(中村 2009)や修正法(Drusch et al. 2004)、観測密度に 応じて第一推定値や解析手法を切替える方法

(Schraff and Hess 2003) などが利用されている。 このときに利用する第一推定値の品質も積雪状態 を解析する上で重要である。

メソ数値予報システムにおける積雪域解析(積雪 深は解析していない)では、第4.2.4項で述べるよう に修正法と呼ばれる手法を用いているが、第一推定 値としては積雪なしとしていることに相当する。そ のため、観測密度が疎な地域で積雪が観測されると、 積雪域が周囲に広がりすぎ、気温の予測が大きく外 れてしまう例がたびたび見られる。図4.2.1は2009 年1月9日15UTCにおける、メソモデル(MSM)地 表面種別を示している。河口湖で積雪が観測された 影響を受けて、積雪域解析では伊豆半島の北部まで 積雪域が広がっている。図4.2.2はMSMによる御殿 場の気温予測の時系列である。地表面が積雪である 地表面状態を推定する手法として、観測データや 大気の解析値を強制力として与えて陸面モデルを 駆動するオフライン陸面解析と呼ばれる手法があ る(大気と相互作用しないという意味において「オ フライン」と呼ばれる)。この手法は数値予報モデ ルで用いられる既存の陸面モデルを用いるため、陸 面データ同化に比べ簡便であることが利点である。 オフラインモデルの利用例としては土壌水分の推 定手法や旱魃(かんばつ)監視に利用されている北 アメリカのNLDAS(North American Land Data Assimilation System, Mitchell et al. 2003)がある。 気象庁では季節予報の陸面初期値(徳広 2002)や 長期再解析および気候データ同化サイクルにおい てオフライン陸面モデルを用いた陸面・積雪解析が 行われている。

現在、数値予報課ではオフライン陸面モデルの情報を積雪域解析の第一推定値として、メソ数値予報システムの初期値に反映できるよう、開発を進めている。本節では、まずオフライン陸面モデルの概要について述べる。次に、メソ数値予報システムの下部境界条件として大きな影響を及ぼす積雪域に注目して、オフライン陸面モデルによる積雪予測の精度を示し、メソ数値予報システムにおける積雪域解析への利用、予報への影響について述べる。

4.2.2 オフライン陸面モデルの概要

(1)陸面モデル

開発に用いる陸面モデルは、気象庁非静力学モデ ルならびに全球モデルにオプションとして実装さ れている陸面モデルSiB0109 (大泉・三浦 2008; 平 井・堀田 2009)のオフライン版(以下、オフライ ンSiB)である。MSMで使われている地表面過程(原 ほか 2008)の比較を表4.2.1 に示す。SiB0109は Sellers et al. (1986)の簡易植生モデルをもとに、 積雪モデルの導入、部分雪の考慮、土壌水分の相変 化の考慮、土壌温度の予報の多層モデル化などの変 更がなされたものである(Hirai et al. 2007)。

と、陸面よりもさらに熱容量が小さいため、ルーチ ンMSMでは日没以降、急激に気温が低下し、観測 との差が大きくなっている。一方、地表面種別の積 雪域をすべて陸にした感度実験(図4.2.2の青線)で は急激な気温の低下が見られず、観測された気温の 変化に追随している。このことから、急激な気温低 下は積雪域を実際より広げすぎて解析したためと 考えられる。また、MSMでは、積雪域は予報期間 中変化しないため、積雪域解析の影響は予報後半へ も持続する。したがって、適切な積雪域解析を行う には観測だけでなく、良い第一推定値の情報も必要 である。

¹ 氏家 将志・草開 浩



400 410 420 430 440 450 450 470 480 490 500 510 520

図 4.2.1 2009 年 1 月 9 日 15UTC における地表面種別。 色はそれぞれ緑:海、水色:陸、黄色:雪を示す。青 と黒の四角はそれぞれ積雪深 5cm 以上、1cm 未満が 観測された地点を示す。積雪深が 1cm 以上 4cm 以下 の地点は空間代表性が低いとみなし、除外している。





図 4.2.2 2009 年1月9日15UTC 初期値の御殿場(静岡県)における、狭領域 MSM (102×102 格子)による気温の時系列。緑:観測、赤:ルーチン MSM と同じ設定、水色:積雪域を陸に置き換えた実験

衣 4.2.1 MSM の地衣面迥住と S1B0109 の比較				
	MSM	SiB0109		
植生の扱い	気孔抵抗のみ考慮	植生モデルを解く		
土壤温度	熱拡散モデル	熱拡散モデル		
土壤水分	強制復元法	3層拡散モデル、相変化を考慮		
積雪	地表面種別として与える	積雪モデルを解く		

表 4.2.1 MSM の地表面過程と SiB0109 の比較

SiB0109 は主に植生モデル、積雪モデル、土壌モデ ルで構成されている。植生モデルはSellers et al. (1986)にほぼ準拠しており、植物の蒸散や葉面に たまった水の蒸発、大気-土壌-植生間の熱と水の交 換などを考慮している。土壌モデルでは、熱につい て4層、水について3層の拡散モデルを解いており、 土壌水分の液体-固体間の相変化を考慮する。積雪 モデルでは、雪温度を熱拡散方程式で解く。水に関 しては降水による新雪層の形成や、積雪層間から土 壌への浸透までの水の移動を計算する。また積雪層 の層数は積雪の質量に応じて、最大4層まで変化す る。

(2)大気強制

陸面モデルを駆動するには、大気の境界条件を与 える必要がある。この境界条件として与える大気の 情報は、「大気強制」と呼ばれる。陸面モデルと大気 強制の概念図を図4.2.3に示す。大気強制は一方的に 陸面モデルに与えられ、陸面モデルの変化にともな って、強制が変化することはない。本節で扱う大気 強制として、風と気温は毎時大気解析から与える。 下向き短波放射フラックスは、日本域ではアメダス の日照時間を回帰式によって日射量に変換したもの を与え、それ以外ではMSMの予報値を与える。下



図 4.2.3 SiB0109 と大気強制力の概念図。図中の矢印は外 部強制を与えていることを表す。

向き長波放射フラックスは、観測をしている地点が 館野の1地点のみで面的に不十分なため、MSMの予 報値を与える。降水量としては、日本域は解析雨量 を与え、それ以外ではMSMの予報値を与える。降 水の雨雪判別は、MSMの予想降水量が解析雨量の 1/2以上となる場所では、MSMで予想された降水種 別が妥当であると判断して、MSMの予報値の雪水 比から判別した。MSMの予想降水量が少ない場所 では、毎時大気解析の地上気温が0℃以下で雪、そ れ以上では雨と判別した。

4.2.3 検証

オフラインモデルの結果を積雪域解析の第一推定 値として使うためには、オフラインモデルがどのく らいの精度を持っているか検証する必要がある。解 析は格子点データとして行われるため、地点の検証 だけでなく、広域的な検証も必要である。特に積雪 に関しては、積雪の有無の情報が重要であるため、 積雪深はもちろん、積雪域(積雪の広がり)の検証 が必要となる。一般に、陸面モデルの評価において 困難な点は、検証に必要な観測データが少ないこと である。土壌温度や土壌水分などは、研究用に観測 している地点のデータを利用する (Hirai et al. 2007) など、検証場所が限定されるため、陸面モデ ルの総合的な評価を行うことは難しい。しかし、積 雪深については、地上気象観測やアメダスで観測さ れており、また、積雪域については衛星観測のプロ ダクトが利用できる場合があり、広範囲での検証が 行える。衛星データは広い範囲で観測できる反面、 プロダクトの特性や精度には注意して検証に利用す る必要がある。例えば、気象庁で作成しているマイ クロ波イメージャSSM/Iを用いた積雪域プロダクト (操野 2001)の日本域での適中率は季節にもよる が60%~70%、見逃し率が20~30%、空振り率が10% 程度と、空振りよりも見逃しが多い傾向にある。

日本の積雪データに関しては、地上気象観測、ア メダスが利用可能であるため、他の要素に対して比 較的検証が容易である。しかし、アメダス観測の局 所性の強さや、積雪を観測している地点の分布が多 雪地帯に集中しているなど、観測密度に地域差があ るため、ある程度広い領域で平均的な検証を行う場 合はサンプル数や観測データの持つ空間代表性にも 注意する必要がある。

本節では積雪深・積雪域の検証には地上気象観測 とアメダスの積雪深を利用した。SSM/Iの積雪域デ ータに関しては、前述の傾向を考慮し、検証には用 いなかった。

(1) 地点検証

まず、積雪深の検証をアメダスの積雪観測地点ご とに行った。図4.2.4は稚内、秋田、那須における積 雪深のアメダス観測値(赤線)とオフラインSiBの 計算結果(緑線)を時系列で示したものである。積 雪深の増減の傾向については、どの地点においても 観測と類似していた。量的にみると、秋田では観測 値とほぼ重なっており、よい予想ができている。し かし、稚内と那須については、積もり始めは一致し ているが、積雪深が減少傾向にあるときに観測値と



図 4.2.4 アメダス積雪深(赤)とオフライン SiB 積雪深 (緑)の時系列(地点は上から稚内、秋田、那須)。期間 は 2009 年 11 月 1 日~2010 年 4 月 30 日。縦軸は積雪深 (cm)を表す。

の差が大きくなっている。稚内は2009年12月19日前 後の積雪深の1度目のピーク時までは観測値とほぼ 一致しているが、これ以降はオフラインSiBの計算 結果が過小となっている。那須も稚内と同様、積雪 深の増加については観測値とよく合っているが、減 少傾向時は稚内とは逆で、オフラインSiB計算結果 が過大となっている。

ここで、オフラインSiBの積雪深がどのような変 化傾向を持つか調べるために、北海道、東北、関東 地方それぞれの全アメダス積雪観測点におけるオフ ラインSiB計算結果を観測値と比較した。図4.2.5は、 アメダスで積雪を観測し始めた時間を始点として、 アメダスとオフラインSiBの積雪深を2次元的にプ ロットし、その軌跡を示したものである。図の対角 線上(黒太線)に軌跡がのれば、観測値と一致して いることを表す。東北や関東については、軌跡の大 半は対角線よりも上を通っており、多くの地点にお いてオフラインSiBの積雪深が過大であることを表 している(図は省略するが、北陸や山陰などでも同 様な傾向がみられた)。北海道については、オフライ ンSiBが過大となるものと過少となるものが同等に 存在し、明瞭な傾向は確認できなかった。



図 4.2.5 アメダス積雪深とオフライン SiB 積雪深の時間変化の軌跡(領域は左から北海道、東北、関東)。期間は 2009 年 11 月 1 日~2010 年 4 月 30 日。軌跡は、アメダス積雪深が 0 以上となった時を始点とし、再びアメダス 積雪深が 0 になるまでを線で結んだものであり、当該エリアの全アメダス地点について示した。横軸はアメダス 積雪深(cm)、縦軸はオフライン SiB 積雪深(cm)を表す。

(2) 地域検証

ここでは地域ごとの積雪域の特性を調べるために、 領域を図4.2.6のように分割して積雪域の検証を行 った。検証格子については40kmに設定し、積雪深 が5cm以上²の地点または格子を積雪ありとみなし て積雪被覆率を以下のように定義した。

(積雪被覆率) = (積雪ありの地点または格子数) (領域内すべての地点または格子数)

オフラインSiBの格子と、積雪観測の分布には密度 に差があることには注意が必要であるが、本節では、 モデルの格子から検証格子に直接変換した場合と、 モデルの格子を観測点に内挿したあと、検証格子に 変換した場合(つまり、サンプル数をオフラインSiB と観測とで合わせる)場合の2種類の手法を用いた。 図4.2.7はそれぞれの地域での積雪被覆率の時系列 である。積雪形成からピークの間は、北日本や東日 本の日本海側では変動を良く表現している。東日本 の太平洋側や西日本の日本海側では、検証格子への 変換方法によって被覆率にばらつきがみられるが、 おおむね変動を表現している。しかし、3月中旬以 降の融雪期にさしかかると、観測に比べ、オフライ ンSiBは被覆率の減少が緩やかである。(1)の地点検 証で見られた傾向が地域的に見ても現れている。こ の特徴は融雪期になり積雪観測地点数が減少する前 から見られ、また検証格子への変換手法によらず現 れている。そのため、これらの精度の悪化はモデル と観測でサンプル数が異なることによる影響ではな



図 4.2.6 検証格子(40km)と地域名。地域は天候のま とめや、全般予報で使われる区分をもとに作成。ただ し、西日本太平洋側と沖縄・奄美は積雪観測数が非常 に少ないため、検証対象から外した。

く、実際にオフラインSiBの融雪が遅く、積雪域が 過多であることを示している。

(3) 積雪過程に着目した感度実験

(1)、(2)で得られたような積雪深を直接メソ数 値予報システムの積雪域解析の入力として導入した 場合、実際に比べて広範囲の積雪域となることが予 想され、地上気温の予報精度を悪化させる可能性が ある。後述するように、積雪域解析では観測データ も考慮されるが、良い積雪域解析を行うためにも、 第一推定値の質を良くすることは重要である。そこ で、オフラインSiBの積雪深が減少傾向時に観測に 比べて過大予想となる点を改善するために、積雪モ デルの改良を試みた。オフラインSiBに組み込まれ ている積雪モデルにおいて、積雪が減少するメカニ ズムは"圧密"と"融解"である。圧密は、積雪が

² 現行の積雪域解析では、全球積雪深解析を読み込んだ際 に、積雪域の有無の閾値を 5cm としているため、それに あわせた。

自身の重さで圧縮されることで体積が減少する効果 である。融解は、日射や土壌からの熱により雪が溶 けることで積雪を減少させる。積雪密度 ρ sn(k)の予 報方程式は、

$$\frac{\partial \rho_{sn}(k)}{\partial t} = \frac{W(k)}{\eta} \rho_{sn}(k) \tag{1}$$

で表される。すなわち、第k層の密度の時間変化は 積雪表面から第k層の中点までの雪の重量W(k)に比 例し、積雪のつぶれにくさである圧縮粘性係数ηに 反比例する。積雪温度の予報は、まず熱拡散方程式 を解き、その後で積雪内の水の相変化によって生じ た潜熱を加えるという流れで行っている。オフライ ンSiBで使われている熱拡散方程式の熱伝導率は密度の単調増加関数で表されている。つまり、密度が大きくなると熱伝導率も高くなり、結果として融解が早まると言える。平井・堀田(2009)では、新雪の初期密度についてカナダ気象局の陸面モデル CLASSの方法と梶川(1989)の方法を組み合わせた方法へ変更し、圧縮粘性係数の決め方についても 新雪の部分については梶川ほか(2006)を参考にした係数へ変更した。さらに、熱伝導率の計算式については、大泉・保坂(2000)の方法からDouville et al.(1995)の方法に変更した。これらの変更により、雪密度が増加し、融雪も促進され、冬季における大気下層気温の低温バイアスが軽減されたとしている。

上記の変更を参考にして、新雪における圧縮粘性 係数の決め方について、梶川ほか(2006)に基づい



図 4.2.7 地域別の 5 日平均の積雪被覆率の時系列(折れ線グラフ、左縦軸)と観測数(棒グラフ、右縦軸)。黒 実線:アメダスによる積雪深観測。赤実線:オフライン SiB(モデル格子から検証格子に変換)、青実線:オフ ライン SiB(観測地点に内挿後、検証格子に変換)。

た係数へ変更した実験(TEST1)、TEST1に加えて 新雪の初期密度計算を平井・堀田(2009)のものに 変更した実験(TEST2)、さらにTEST2に加えて、 熱伝導率計算をDouville et al.(1995)とした実験

(TEST3)を行った。図4.2.8は、2009年6月1日を 初期時刻としたオフラインSiBの計算結果(CNTL) と、上記式変更を行った実験(TEST1、TEST2、 TEST3)について対アメダス検証を行った結果であ る。TEST1では平均誤差に多少の変化(12月19日~ 12月21日ごろ)がみられるものの、CNTLとほぼ同 じであった。これに比べて、TEST2では実験期間全 体を通してCNTLよりも小さくなっており、改善傾 向がみられた。TEST3はTEST2と比べてほとんど変 化しなかった。

これらの実験から、現行のオフラインSiBで予測 される積雪深は、積雪の入力である新雪の初期密度 に大きく影響されることがわかった。しかし、積雪 の減少期間である12月20日以降ではバイアスが大 きいままであり、オフラインSiBで積雪の減少が遅 れる根本的な原因はほかに存在すると考えられる。

4.2.4 積雪域解析への利用

この節では、前節で検証したオフラインSiBの積 雪深計算結果を、積雪域解析へ利用する具体的な方 法について述べる。

(1) 現行のメソ数値予報システムにおける積雪域解 析

はじめに、メソ数値予報システムにおける、積雪



図 4.2.8 積雪深の対アメダス検証結果。期間は 2009 年 12月1日~12月31日(実験の初期時刻は 2009 年 6 月1日)。赤線が CNTL、青線が TEST1、緑線が TEST2、 ピンク線が TEST3を表す。上図は平均誤差(cm)、下 図は平方根平均二乗誤差(cm)を表す。

域解析について詳細を説明する。

格子点をj, 観測点をiとすると、ある格子jの積雪 域kind (j) は以下のように判別される。まず、観測 点i における積雪の有無を判別する。

isnow(i) =
$$\begin{cases} 0 \quad 積雪なし\\ 1 \quad 積雪あり \end{cases}$$
(2)

次に、格子点jからの距離rij(km)に応じて観測値 の重みWijを決める。また距離がR以上離れた点の重 みはゼロとする。このときのRを探索半径と呼ぶ。a は重みを調整するパラメータで、現在は1としてい る

$$c_{ij} = \begin{cases} \frac{1}{1 + \alpha r_{ij}^{2}} & r_{ij} < R \\ 0 & r_{ij} \ge R \end{cases}$$
(3)
$$w_{ij} = \frac{c_{ij}}{\sum_{i} c_{ij}}$$
(4)

最後に観測値を重み付け平均し、閾値によって格 子点での積雪の有無を判別する。

$$rsnow(j) = \sum_{i} w_{ij} isnow(i)$$

$$kind(j) = \begin{cases} \boxed{\text{B}} & rsnow(j) < 0.5 \\ \hline{\text{T}} & rsnow(j) \ge 0.5 \end{cases}$$
(5)

周囲(距離R以内)に積雪観測のない格子につい ては全球積雪深解析(水平解像度1°×1°)から積雪 域を決める。探索半径Rは60kmとしているが、これ は、観測による修正が日本域全体をカバーできるよ うにするためである。実際、探索半径を半分にする と観測による修正が全く入らない格子点が現れる (図略)。上記の解析手法の場合、式(5)からわか るように、従来の積雪域解析には第一推定値の情報 が全く入っていない。そのため、観測の情報がその まま解析に反映される。また、探索半径内に1点だ け観測地点がある場合、1km離れていても、59km 離れていても、観測地点の積雪の有無がそのまま格 子での積雪の有無に反映される。そのため、観測密 度が疎な地域では、遠くの観測地点の影響を受けや すい。したがって、図4.2.1のような積雪域の広がり 過ぎが現れやすくなる。

(2)オフラインSiBの利用

式(5)に第一推定値(ここではオフラインSiBか

ら求めた積雪域を用いる。閾値は5cmとした。)の情報を入れ、周囲の誤差(観測と第一推定値の差)の 情報によって第一推定値isnowgが修正されるよう にすると式(5)は以下のように修正される。

$$rsnow (j) = isnowg (j) + \sum_{i} w_{ij} (isnow (i) - H(isnowg))$$
⁽⁶⁾

ここで、Hは格子点から観測点に内挿する演算子で ある。この場合、観測点iで観測、第一推定値とも に「積雪あり」または「積雪なし」であれば、周囲 へ観測の影響が及ぶことはない。式(5)は式(6) でisnowg(j)=0、つまり、第一推定値は全て「積 雪なし」であると言いかえることもできる。そのた め、現行の積雪域解析では、積雪観測の少ない地域 で積雪が観測されると、第一推定値に誤差があると みなされて積雪域の修正が周囲に大きく広がること になる。修正法を用いた積雪域解析では、第一推定 値を観測値で修正するため、より適切な積雪域とな ることが期待できる。

(3) 積雪域解析および予報への影響

図4.2.9は式(6)を用いて解析した地表面種別で ある。多雪地帯では積雪域の分布は式(5)を用い た場合と大きく変わらないが伊豆半島では積雪域 の広がりは抑えられている。また、中部山岳や紀伊 山地で積雪域が現れている。これは第一推定値であ るオフラインSiBの影響が表れたものだが、観測が ない領域のため妥当性の判断は難しい。

図4.2.10は変更した積雪域解析を用いて予報を行った場合の御殿場での気温の時系列である。積雪域の広がりが抑えられている影響で、図4.2.2の地表面種別の積雪域を陸にした場合の感度実験に近い変化を示しており、気温の変化が観測に近づいている。このように積雪域解析の改良によって、気温予測の精度向上が期待できるが、積雪形成期・融雪期でのインパクト、大気上層への影響などの詳細な調査も必要である。

4.2.5 まとめと今後の課題

地表面状態の初期値の推定方法として、観測され る降水・放射や大気の解析値を強制力にした、オフ ラインSiBによる陸面解析の概要について述べた。 積雪域の検証に関しては、地点時系列でみると、積 雪の形成・融解の特徴を概ねとらえていることがわ かった。しかしながら、積雪深が減少しにくく、特 に融雪期で積雪域が過多となることがわかった。感 度実験の結果から、融雪には積雪の密度が大きく影 響していることがわかり、積雪モデル自身の改良が 今後必要であることを示した。また、オフラインSiB から出力される積雪情報を第一推定値に用いた積 雪域解析を試みた。解析手法の変更により、多雪域 では解析結果に大きな違いは見られないが、積雪観 測が少ない地域で、積雪域の広がりすぎを抑えられ ることがわかった。さらに、修正した積雪域解析の 結果を用いて予報を行った結果、積雪域の広がりす ぎを抑えたことにより、気温の予測が改善されるこ とを示した。

現在、オフラインSiBの積雪の情報をメソ数値予 報システムの積雪域解析に導入できるよう開発を 進めている。今後は陸面モデル自身の改良はもちろ ん、積雪深の解析-予報サイクル化を通じた第一推 定値の精度向上による積雪域解析の改良も必要で ある。また、本節では、積雪の要素のみについて注 目したが、気温の変動には土壌水分の変化も大きく 影響している。よって、積雪以外の要素についての 検証を通じて、オフライン陸面解析の持つ情報を可



400 410 420 430 440 450 460 470 480 490 500 510 520

図 4.2.9 図 4.2.1 と同じ。ただし、積雪域解析を変更したもの。

Time series of temperature(°C) 2009.JAN.09.15UTC - 2009.JAN.10.18UTC Station=50136



図 4.2.10 図 4.2.2 と同じ。ただし、水色の線は積雪域 解析を修正したものを示す。

能な限りMSMの初期値に反映させていくための開 発も重要である。

陸面解析で得られる初期値は予報モデルで予測さ れる物理量と整合していることが望ましい。最終的 には、予報モデル自身にも陸面解析と同じ陸面モデ ルを導入することで陸面解析の情報を最大限に活か せることを目指している。

参考文献

- 会田勝, 1982: 大気と放射過程.東京堂出版, 22pp.
 大泉三津夫,保坂征弘, 2000: 陸面過程. 数値予報
 課報告・別冊第46号,気象庁予報部, 48-66.
- 大泉三津夫, 三浦大輔, 2008: JMA-NHMに組み込 んだ新陸面モデル. 数値予報課報告・別冊第54号, 気象庁予報部, 187-194.
- 梶川正弘, 1989: 新積雪の密度と降雪粒子の結晶形 との関係. 雪氷, **51**, 178-183.
- 梶川正弘, 佐藤昇, 遊馬芳雄, 菊池勝弘, 2006:北極 域における新積雪の密度と圧縮粘性率.雪氷, **68**, 278-285.
- 操野年之,2001:衛星による観測データを用いた監 視資料の作成(マイクロ波による積雪情報抽出ア ルゴリズムの開発及び季節予報業務への利用). 平成13年度季節予報研修テキスト,気象庁気候・ 海洋気象部,27-34.
- 近藤裕昭,有沢雄三,鵜野伊津志,尾形和彦,木村 富士男,斉藤朝夫,鈴木基雄,高橋俊二,中西幹 郎,中埜幸宏,水野建樹,安楽岡顕,吉門洋,劉発 華,若松伸司,1994: 局地循環モデルの相互比較 --昼間の海風の場合.天気,41,23-32.
- 徳広貴之,2002:陸面解析の現業化.平成14年度季節 予報研修テキスト,気象庁気候・海洋気象部, 76-77.
- 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.
- 原旅人,大泉三津夫,三浦大輔,2008:地表面過程. 数値予報課報告・別冊第54号,気象庁予報部, 166-194.
- 平井雅之, 堀田大介, 2009: 陸面過程. 数值予報課 報告·別冊第55号, 気象庁予報部, 99-108.
- Bruce, M., 2009: Recent progress in land surface modelling and assimilation at the Met Office, *Presentation of 31st EWGLAM and 16th SRNWP meetings.*
- Douville, H., J.-F. Royer, and J.-F. Mahfouf, 1995: A new snow parameterization for the Meteo-France climate model. part I: Validation in stand-alone experiments. *Climate Dyn.*, 12, 21-35.

- Drusch M., K. Scipal, P. de Rosnay, G. Balsamo, E. Andersson, P. Bougeault, and P. Viterbo, 2009 : Towards a Kalman Filter based soil moisture analysis system for the operational ECMWF Integrated Forecast System, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L10401, doi:10.1029/2009GL037716, 2009.
- Drusch, M., Vasiljevic, D., and Viterbo, P. 2004 : ECMWF's global snow analysis: Assessment and revision based on satellite observations. J. Appl. Meteorol., 43 (9), 1282-1294.
- Hirai, M., T. Sakashita, H. Kitagawa, T. Tsuyuki,
 M. Hosaka, and M. Oh'izumi, 2007:
 Development and Validation of a New Land
 Surface Model for JMA's Operational Global
 Model Using the CEOP Observation Dataset. J.
 Meteor. Soc. Japan, 85A, 1-24.
- Mitchell, K.E. and Co-authors, 2003: The multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDAS) : Utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distributed hydrological modeling system. J. Geophys. Res., 109, D07S90, doi:10.1029/2003JD003823.
- Schraff, C. and H. Hess, 2003: Snow Analysis. A Description of the Regional Nonhydrostatic model LM Part III, Data Assimilation. 73-75p.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud, and A. Dalcher,1986: A Simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. J. Atmos. Sci., 43, 48–66.

付録A 数値予報モデルおよびガイダンスの概要一覧表 1

平成22年11月現在、数値予報課が所掌する数値予報モデルとガイダンスの概要、及び、プロダクトの送信時刻に関する情報を以下のA.1からA.3の表に示す。

A.1 数値予報モデル

A.1.1 全球モデル(GSM)・全球解析(GA)

予報モデル	
水平解像度	TL959(格子間隔約 20km:0.1875 度) ²
鉛直層数	60 層(最上層 0.1hPa)
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC
予報時間(初期時刻)	84 時間 (00, 06, 18UTC) 216 時間(12UTC)
境界値	
土壤温度	予報する(初期値は前回予報値)
土壤水分	予報する(初期値は気候値)
積雪被覆	雪水当量を予報する(初期値は全球積雪深解析を日本域の観測で修正したもの)
海面水温	全球海面水温解析値(海洋気象情報室作成:0.25 度格子)の平年偏差+季節変動 する気候値
海氷分布	全球海氷密接度解析値(海洋気象情報室作成:0.25 度格子)から作成した海氷分布 の平年偏差+季節変動する気候値
解析(データ同化)システム	
データ同化手法	4 次元変分法
水平解像度	アウターモデル ³ の水平解像度:TL959(格子間隔約20km:0.1875度) ² インナーモデル ³ の水平解像度:T159(格子間隔約80km:0.750度) ²
鉛直層数	60 層(最上層 0.1hPa)+地上 4
解析時刻	00, 06, 12, 18UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から3時間後
観測の待ち受け時間	速報解析 ⁵ :2時間 20分 サイクル解析 ⁵ :11時間 35分(00,12 UTC) 5時間 35分(06,18UTC)
台風ボーガス	速報解析、サイクル解析ともに擬似観測型
使用する主な観測データ	ラジオゾンデ、ウィンドプロファイラ、航空機観測(風、気温)、地上観測(気圧4、積雪 深 6)、船舶・ブイ観測(気圧4)、アメダス(積雪深6)、衛星観測大気追跡風、衛星鉛直 サウンディング観測(輝度温度)、衛星マイクロ波イメージャ(輝度温度)、衛星マイクロ 波散乱計(海上風)、静止気象衛星の晴天輝度温度、GPS掩蔽観測(屈折率)、台風 ボーガス(海面気圧、風)

¹ A.1 室井 ちあし、A.2 松本 逸平、A.3 西尾 利一

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

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

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

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

⁶ 積雪深のデータは積雪被覆の初期状態を計算するために使用される。

<u>A.1.2 台風アンサンブル予報システム(TEP</u>S)⁷

予報モデル			
水平解像度	TL319(格子間隔約 60km:0.5625 度) ²		
鉛直層数	60 層(最上層 0.1hPa)		
初期時刻	00, 06, 12, 18UTC		
予報時間(初期時刻)	132 時間 (00, 06, 12, 18UTC)		
メンバー数	11(10 摂動ラン+コントロールラン)		
初期値および摂動作成手法			
初期値	全球モデルの解析値をTL319 へ解像度変換したものを利用。		
初期摂動作成手法	特異ベクトル(SV)法		
	北西太平洋領域	熱帯擾乱周辺域	
SV 計算の対象領域	N20°-N60°, E100°-E180°	初期時刻から24時間後の熱帯擾乱の推 定位置を中心とする半径 750km の等距 離領域(最大3領域)	
接線形・随伴モデルの解像度	T63 (格子間隔約 190km: 1.875 度) ² 鉛直層数 40		
接線形・随伴モデルの物理過程	初期値化、水平拡散、 鉛直拡散、乱流過程	(左に加えて)積雲対流過程、 重力波抵抗、長波放射、雲水過程	
評価時間	24 時間		
摂動の大きさの評価(ノルム)	湿潤トータルエネルギー		
初期摂動の振幅	湿潤トータルエネルギーを用いて決定		
SV から初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法		
利用する SV の数	計 10 個		

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

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

A.1.3 週間アンサンブル予報システム(WEPS)

予報モデル				
水平解像度	TL319 (格子間隔約 60km: 0.5625 度) ²			
鉛直層数	60 層(最上層 0.1hPa)			
初期時刻	12 UTC			
予報時間(初期時刻)	216 時間(12UTC)			
メンバー数	51 メンバー(50 摂動ラン+コントロールラン)			
初期値および摂動作成手法				
初期値	全球モデルの解析値をTL319 へ解像度変換したものを利用。			
初期摂動作成手法	特異ベクトル(SV)法			
のいき体の生体を生	北半球領域	熱帯領域	南半球領域	
SV 計昇の対象項項	N30°-N90°	S20°-N30°	(なし)	
接線形・随伴モデルの解像度	T63 (格子間隔約 190km:1.875 度) ² 鉛直層数 40			
接線形・随伴モデルの物理過程	初期値化、水平拡散、 鉛直拡散、乱流過程	(左に加えて)積雲対流過程、重力波抵抗、長波放射、雲水過程	(なし)	
評価時間	48 時間	24 時間	(なし)	
摂動の大きさの評価(ノルム)	湿潤トータルエネルギー			
初期摂動の振幅	500hPa の気温場の RMSが気候学的変動量 の12%	850hPa の気温場の RMS が気候学的変動量 の 26%	(なし)	
SVから初期摂動を合成する手法	バリアンスミニマム法			
利用する SV の数	それぞれの領域で 25 個			

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

A.1.4 メソモデル(MSM)・メソ解析(MA)

予報モデル	
水平解像度と計算領域	格子間隔:5km 計算領域:3600km×2880km
鉛直層数	50 層(最上層約 22km)
初期時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
予報時間(初期時刻)	33 時間(03, 09, 15, 21UTC) 15 時間(00, 06, 12, 18UTC)
境界値	
地中温度	予報する(初期値の第1,2層は解析システムの前回予報値、第3,4層は気候値)
土壌の体積含水率	予報する(初期値は気候値)
積雪被覆	全球積雪深解析を日本域の観測で修正したものの被覆分布を時間変化無しで使用
海面水温	全球海面水温解析値(海洋気象情報室作成:0.25度格子)に固定
海氷分布	北半球海氷解析値(海洋気象情報室作成:0.1 度格子)に固定
側面境界	全球モデル予報値 初期時刻 00UTC の全球モデル予報値 → 初期時刻 03,06UTC のメソモデル 初期時刻 06UTC の全球モデル予報値 → 初期時刻 09,12UTC のメソモデル 初期時刻 12UTC の全球モデル予報値 → 初期時刻 15,18UTC のメソモデル 初期時刻 18UTC の全球モデル予報値 → 初期時刻 21,00UTC のメソモデル
解析(データ同化)システム	
データ同化手法	4 次元変分法
水平解像度	アウターモデル ³³ の格子間隔:5km インナーモデル ³ の格子間隔:15km
鉛直層数	50 層(最上層約 22km)+地上4
解析時刻	00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC
同化ウィンドウ	各解析時刻の3時間前から解析時刻
観測の待ち受け時間	50 分
台風ボーガス	擬似観測型
使用する主な観測データ	ラジオゾンデ、ウィンドプロファイラ、航空機観測(風、気温)、地上観測(気圧4、積雪 深 ⁷)、解析雨量、ドップラーレーダー(ドップラー速度)、船舶・ブイ観測(気圧4)、アメ ダス(積雪深 ⁶)、衛星観測大気追跡風、衛星鉛直サウンディング観測(気温)、衛星マ イクロ波イメージャ(降水強度と可降水量)、衛星マイクロ波散乱計(海上風)、地上設 置 GPS 可降水量、台風ボーガス(海面気圧、風)

A.1.5 毎時大気解析

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

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

A.2.1 降水ガイダンス

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

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

- 2 降水ガイダンスに使用する説明変数は以下のもの。
 - NW85: 850hPaの北西成分の風速
 - NE85: 850hPa の北東成分の風速
 - SSI: ショワルターの安定指数
 - PCWV: 可降水量×850hPa 風速×850hPa 上昇流
 - QWX: Σ (上昇流×比湿×湿度×層厚) Σ は各層の和を示す(以下同じ)
 - EHQ: Σ(基準湿度からの超過分×比湿×湿潤層の厚さ)湿潤層は基準湿度(気温で変化)を超える層(以下同じ)
 - OGES: 地形性上昇流×比湿×湿潤層の厚さ
 - DXQV: 冬型降水の指数「風向別降水率×850hPaの風速×(海面と下層温位の飽和比湿差)」
 - FRR: モデル降水量予報値
 - RH85: 850hPa 相対湿度
 - NW50: 500hPaの北西成分の風速
 - NE50: 500hPaの北東成分の風速
 - ESHS: $\Sigma($ 比湿×湿潤層の厚さ) $/\Sigma$ 飽和比湿
 - HOGR: 地形性上昇流×相対湿度
 - CFRR: モデル降水量予報値の変換値「FRR²/(FRR²+2)」
 - D850: 850hPa 風向
 - W850: 850hPa 風速
 - OGR: 地形性上昇流×比湿
 - 10Q4: 1000hPaの比湿と400hPaの飽和比湿の差
 - DWL: 湿潤層の厚さ

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

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

³ 1/(1+exp(-ax))と表される関数

最大降雪量ガイダンス(MAXS)		
作成対象	5km格子 4	
作成方法	雪水変換法	
作成対象とするモデル	GSM,MSM	
予報対象時間	前 3,6,12,24 時間最大降雪量	
予報期間と間隔	GSM ガイダンス MAXS3 は FT=06 から FT=84 まで 3 時間間隔 MAXS6 は FT=09 から FT=84 まで 3 時間間隔 MAXS12 は FT=15 から FT=84 まで 3 時間間隔 MAXS24 は FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM ガイダンス MAX3 は FT=03 から FT=33 まで 3 時間間隔 MAX6 は FT=06 から FT=33 まで 3 時間間隔 MAX12 は FT=12 から FT=33 まで 3 時間間隔 MAX12 は FT=12 から FT=33 まで 3 時間間隔 MAX24 は FT=24 から FT=33 まで 3 時間間隔 (00,06,12,18UTC 初期値は FT=15 まで、MAX24 は作成しない)	
逐次学習の有無	なし	
説明変数	1時間平均降水量(3時間平均降水量ガイダンスを3等分したもの)、1時間雪水比	
層別化処理の対象	なし	
備考	MAXS3,6,12,24 は MAXS1 を積算して算出。	

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

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

降水種別ガイダンス	
作成対象	5km格子
作成方法	モデルや格子形式気温ガイダンスの予測値を用いた診断的方法
作成対象とするモデル	GSM,MSM
予報対象時間	3時間
予報期間と間隔	GSM:FT=6からFT=84まで3時間間隔 MSM:FT=3からFT=33まで3時間間隔(00,06,12,18UTC初期値はFT=15まで)
逐次学習の有無	無し
説明変数	格子形式気温ガイダンス・850hPa気温・地上相対湿度
層別化処理の対象	なし
備考	・降水の有無に関わらず降水種別を予測する。 ・850hPa気温が+1℃以上かつ、ガイダンス地形(5km格子)が 1500m 以下の場合に は、降水種別を「雨」に補正する。

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

降雪量地点ガイダンス	
作成対象	主に積雪深計設置のアメダス 236 地点
作成方法	ニューラルネット(3層:中間、出力ともシグモイド関数3を使用)
作成対象とするモデル	GSM
予報対象時間	12 時間
予報期間と間隔	FT=24 から FT=72 まで 12 時間間隔
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上・900・850・700・500hPaの気温、地上・900・850・700hPaの相対 湿度、700・500hPaの高度、900・850・700・500hPaの風向、900・850・700・500hPa の風速、「海面水温・900hPaの気温」、900・850・700hPaの上昇流、「地上-850hPa」・ 「900-700hPa」の SSI ² 、地形性降水指数、降水量、地上気圧、気温で層別化した雪水 比にモデル降水量を乗じた降雪量)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報時間(FT=48 までと FT=72 まで)
備考	前12時間降雪量を目的変数とする。

A.2.2 気温ガイダンス

時系列気温ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 89 空港(MSM のみ)
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	毎正時
予報期間と間隔	GSM:FT=3 から FT=84 まで1時間間隔 MSM:FT=1 から FT=33 まで 1 時間間隔(00,06,12,18UTC 初期値は FT=15 まで)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時間

最高・最低気温ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 89 空港(MSM のみ)
作成方法	カルマンフィルター
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	9時間(最低気温 15-00UTC、最高気温 00-09UTC) 24時間(週間予報用の明後日の最高・最低気温)
予報期間(対象要素)	GSM: 00UTC:当日最高、翌日・翌々日の最高・最低、3日後最低 06UTC:翌日・翌々日・3日後の最高・最低 12UTC:翌日・翌々日・3日後の最高・最低 18UTC:当日最高、翌日・翌々日の最高・最低、3日後最低 MSM: 03UTC:翌日最高・最低 09UTC:翌日最高・最低 15UTC:当日最高、翌日最低 21UTC:当日最高、翌日最低 (「翌日」等は、日本時で初期時刻からみた日にちを示す)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上の西・東・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象要素(最高気温·最低気温)

A.2.3 風ガイダンス

定時風ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 89 空港
作成方法	カルマンフィルター+風速の頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	毎正時、00UTC 基準に3時間毎正時
予報期間と間隔	 アメダス地点(GSM):FT=3からFT=84まで3時間間隔 アメダス地点(MSM):FT=1からFT=33まで1時間間隔(00,06,12,18UTC初期値はFT=15まで) 航空官署(MSM):FT=2からFT=33まで1時間間隔(00,06,12,18UTC初期値はFT=15まで)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上東西風速・南北風速)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時刻(1、3時間ごと1日分)、風速(弱・中・強の3層)

最大風速ガイダンス	
作成対象	アメダス地点、国内 89 空港
作成方法	カルマンフィルター+風速の頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	1時間(航空)、3時間(一般)
予報期間と間隔	アメダス地点:GSMはFT=3からFT=84まで3時間間隔、MSMはFT=3からFT=33 まで3時間間隔(1日4回はFT=15まで) 航空官署(MSM):FT=2からFT=33まで1時間間隔(00,06,12,18UTC初期値は FT=15まで)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(地上東西風速・南北風速)
層別化処理の対象	作成対象地点、予報対象時刻(1、3時間ごと1日分)、風速(弱・中・強の3層)

A.2.4 天気ガイダンス

作成対象	20km 格子(GSM)、5km 格子(MSM)、国内 89 空港(MSM)
作成方法	GSM、MSM:降水種別ガイダンス、降水量ガイダンス、ニューラルネットによる日照率 MSM(航空官署):フローチャート(お天気マップ方式) ⁵
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	1時間(MSM 航空官署)、3時間(GSM、MSM)
予報期間と間隔	GSM:FT=6からFT=84まで3時間間隔 MSM:FT=3からFT=33まで3時間間隔(00,06,12,18UTC初期値はFT=15まで) MSM(航空官署):FT=2 からFT=33まで1時間間隔(00,06,12,18UTC初期値は FT=15まで)
逐次学習の有無	有り(日照率推定。3月31日と9月30日の係数切替前にも、30日間の事前学習を行う。)
説明変数	GSM、MSM: 日照率推定:モデル予報値(1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300hPaの相対湿度、6時間降水量、850hPaと500hPaの気温差) 雨雪判別:降水量ガイダンス、降水種別ガイダンス フローチャート:降水量ガイダンス、降水種別ガイダンス、日照率推定 MSM(航空官署):モデル予報値(降水量・上中下層雲量・地上気温・地上湿度・ 850hPa気温)
層別化処理の対象	日照率推定:作成対象格子及び作成対象地点、夏期、冬期(4~9月、10~3月)
備考	日照率の推定用に地点(気象官署・アメダス)毎の予想を用いる。地点のない範囲は 11 中枢官署の係数の平均を日照率の推定に使う。 MSM(航空官署)は、お天気マップ方式だがモデル降水量から弱・並・強の降水強度も 予測。雨雪判別に気温ガイダンスを利用。アデスへは曇天率(1 から日照率を引いた値) を配信。

A.2.5 お天気マップ

作成対象	20km 格子(GSM)、5km 格子(MSM)
作成方法	フローチャート 6
作成対象とするモデル	GSM、MSM
予報対象時間	3時間毎正時(GSM)、毎正時(MSM)
予報期間と間隔	GSM:FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM:FT=3 から FT=33 まで 1 時間間隔 (1 日 4 回は FT=15 まで)
逐次学習の有無	なし
説明変数	モデル予報値(地上気温、地上湿度、850hPa気温、降水量、下層・中層・上層雲量)
層別化処理の対象	なし
備考	降水の有無の閾値については MSM とGSM で値が異なる。 MSM 天気ガイダンス(航空官署)は、お天気マップ方式であるが判別閾値が異なる。

⁵ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.8 節 (p91)、3.9 節 (P94~97)を参照のこと。

⁶ 詳細は平成 19 年度数値予報研修テキスト第 3.9 節 (P94~97)を参照のこと。

A.2.6 発雷確率ガイダンス

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

A.2.7 雲ガイダンス

作成対象	国内 89 空港
作成方法	ニューラルネット(3層:シグモイド関数3)+頻度バイアス補正
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間	1時間
予報期間と間隔	FT=2 から FT=33 まで1時間間隔(1日4回は FT=15まで)
逐次学習の有無	有り
説明変数	モデル予報値(モデル面湿度、降水量、925hPaと地上の平均気温減率)
層別化処理の対象	作成対象地点(国内 89 空港)、予報対象時刻(1時間ごと1日分)
備考	ニューラルネットで空港上空の38層の雲量を求め、それを下から検索することによって3 層の雲層を抽出し、配信している。

7 詳細は平成 21 年度数値予報研修テキスト第 2.1 節 (P39~43)を参照のこと。

⁸ 目的変数が 0,1 の二値データの場合に適している。確率 p として ln(p/(1-p))を目的変数とした線形重回帰を行う。

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

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

A.2.8 最小湿度ガイダンス

作成対象	気象官署
作成方法	ニューラルネット(3層:中間層はシグモイド関数3、出力層は一次関数を使用)
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間	24 時間 (15-15UTC)
予報期間と間隔	GSM00UTC:翌日、翌々日 GSM06UTC:翌日、翌々日、3日後 GSM12UTC:翌日、翌々日、3日後 GSM18UTC:翌日、翌々日 MSM09UTC:翌日 MSM15UTC:当日 MSM03UTC:翌日 (「翌日」等は、日本時で初期時刻からみた日にちを示す)
逐次学習の有無	有り(3月31日と9月30日の係数切替前にも、30日間の事前学習を行う。)
説明変数	モデル予報値(地上気温、850hPa 風速、1000,925,850hPa 平均相対湿度、 1000-700hPa 気温減率、地上最高気温、地上最高気温出現時の比湿、925hPa 最高 気温出現時の比湿、地上最小比湿、地上,1000,925,850,700,500hPaの日平均相対湿 度、地上最小湿度)
層別化処理の対象	作成対象地点(気象官署)、夏期、冬期(4~9月、10~3月)

A.2.9 視程ガイダンス

作成対象	国内 89 空港		
作成方法	カルマンフィルター+頻度バイアス補正		
作成対象とするモデル	MSM		
予報対象時間	1時間(視程)、3時間(視程確率)		
予報期間と間隔	視程:FT=2からFT=33まで1時間間隔(1日4回はFT=15まで) 視程確率:FT=6からFT33まで3時間間隔		
逐次学習の有無	有り		
説明変数	モデル予報値(地上相対湿度、雲水量、地上気温、地上風速、降水量)		
層別化処理の対象	作成対象地点(国内 89 空港)、天気(無降水、雨、雪)、予報対象時刻(3 時間ごと1日 分、無降水のみ)		
備考	視程は前1時間の最小視程および平均視程を予想する。 視程確率は前3時間に視程が5kmおよび1.6km未満となる確率を予想する。		

A.3 プロダクトの送信時刻

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

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

A.3.1 数値予報ルーチンの送信終了時刻の例 (平成 22 年 8 月 15 日)

プロダクトの種類		送信終了時刻	
全球数値予報モデル	00UTC 06UTC 12UTC 延長プロダクト 12UTC 18UTC	0344 UTC 0944 UTC 1545 UTC 1827 UTC 2144 UTC	
台風アンサンブルモデル	00/06/12/18 UTC配信なし(本庁内利用のみ)		
週間アンサンブルモデル	12UTC	1959 UTC	
メソ数値予報モデル	00/03/06/09 UTC 12/15/18/21 UTC	0208/ 0521/ 0808/ 1121 UTC 1408/ 1722/ 2009/ 2322 UTC	
毎時大気解析	毎時	毎時 25 分~67 分	
降水短時間予報 1	30 分毎	毎時 19~20分、49~50分	

A.3.2 部外に周知した送信時刻 (平成 22 年 8 月現在)

プロダクトの種類	送信時刻 2		
全球数値予報モデル (GPV、ガイダンス、FAX)	00/06/12/18 UTC 0~84時間予報 初期時刻 +4時間以内 延長プロダクト 12 UTC 90~192時間予報 初期時刻 +7時間以内		
週間アンサンブルモデル (GPV、ガイダンス、FAX)	12 UTC 20 UTC までに配信		
メソ数値予報モデル (GPV、ガイダンス、FAX ³)	00/06/12/18 UTC初期時刻 +2 時間 10 分以内03/09/15/21 UTC初期時刻 +2 時間 30 分以内		

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

^{1 2010}年12月に「突風等短時間予測システム」への移行を予定している。

² 気象業務支援センターへの配信が完了する時刻である。

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

付録B 数値予報研修テキストで用いた表記と統計 的な指標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。

B.1 研修テキストで用いた表記について

B.1.1 時刻の表記について

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

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

B.1.2 解像度の表記について

全球モデルの解像度について、xxを水平方向の切 断波数、yyを鉛直層数として、"TxxLyy"と表記すること がある。また、リニア格子(北川 2005)を用いる場合 は"TLxxLyy"と表記する。TL959は約20km格子、 TL319は約60km格子,TL159は約120km格子に相当 する。

B.1.3 予報時間について

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

このテキストでは、予報時間を

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

B.1.4 アンサンブル予報の表記について

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

B.1.5 緯度、経度の表記について

緯度、経度については、アルファベットを用いて例え ば「北緯40度、東経130度」を「N40°、E130°」、「南緯 40度、西経130度」を「S40°、W130°」などと略記した。

B.2 検証に用いた基本的な指標

B.2.1 平均誤差、平方根平均二乗誤差、誤差の標 準偏差

予報誤差を表す基本的な指標として平均誤差 (Mean Error, ME、バイアスと表記した節もある)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。
の。はランダム誤差である。

B.2.2 アノマリー相関係数

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

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

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

ただし、

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

¹氏家 将志

である。ここで、Nは標本数、x,は予報値、a,は実況 値、c,は基準値である。第2.9節では基準値として気候 値(複数年のデータを使った平均値)を用いている。ア ノマリー相関係数は予報と実況の基準値からの偏差の 相関を示し、基準値からの偏差の増減のパターンが完 全に一致している場合には最大値の1をとり、逆に全く パターンが反転している場合には最小値の-1をとる。

B.2.3 スプレッド

アンサンブル予報のメンバーの広がりを示す指標で あり、次式で定義する。

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

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

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

で定義されるアンサンブル平均である。

B.3 カテゴリー検証で用いた指標など

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

B.3.1 分割表

表B.3.1 分割表。FO、FX、XO、XXはそれぞれの事 例数を表す。

		実況		₹1.
		あり	なし	Π
予報	あり	FO	FX	FO+FX
	なし	XO	XX	XO+XX
計		М	Х	N

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B.3.1)。各 スコアは、表B.3.1に示される各区分の事例数を用いて 定義される。

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

B.3.2 適中率

適中率 = $\frac{FO + XX}{N}$

適中率は予報が適中した割合である。最大値1に近

いほど予報の精度が高いことを示す。

B.3.3 空振り率

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

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

B.3.4 見逃し率

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

見逃し率は、実況「現象あり」の事例数 (*M = FO + XO*)に対する見逃し(実況「現象あり」、予 報「現象なし」)の割合2である。最小値0に近いほど見 逃しが少ないことを示す。

B.3.5 捕捉率

捕捉率 ≡
$$\frac{FO}{M}$$
 (0≤捕捉率≤1)

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

B.3.6 誤検出率

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

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

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

B.3.7 バイアススコア

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

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

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

² 分母を M とする代わりに、N として定義する場合もある。

B.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。

B.3.9 スレットスコア

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

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

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

B.3.10 エクイタブルスレットスコア

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

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

ただし、

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

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

B.3.11 スキルスコア

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

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

$$table Table Skill \le 1$$

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

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

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

B.4 確率予報に関する指標など

B.4.1 ブライアスコア

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

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

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

B.4.2 ブライアスキルスコア

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

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

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

B.4.3 Murphyの分解

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

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

BS=信頼度一分離度+不確実性



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

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。

$$BSS = \frac{ \widehat{\mathcal{O}} \widehat{\mathfrak{m}} \underline{\mathfrak{g}} - \widehat{\mathfrak{l}} \widehat{\mathfrak{m}} \underline{\mathfrak{g}}}{ \overline{ \ } \widehat{\mathfrak{m}} \underline{\mathfrak{g}} \underline{\mathfrak{g}}}$$

B.4.4 確率値別出現率図

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

信頼度曲線の特性は、Murphyの分解(第B.4.3項) の信頼度、分離度と関連付けることができる。横軸 P_{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 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B.4.1 灰色の領域)内に 位置する点は、ブライアスキルスコアに正の寄与を持 つ。

特別な場合として、気候値予報(第B.4.1項参照)で は1点(P_{fcst} , 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}) = (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)。
B.4.5 ROC面積スキルスコア

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

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

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

参考文献

- 北川裕人, 2005: 全球・領域・台風モデル. 平成17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38-43.
- 高野清治,2002: アンサンブル予報の利用技術. アン サンブル予報,気象研究ノート,201,73-103.
- Murphy, A. H., 1973: A new vector partition of the probability score. J. Appl. Met., 12, 595-600.
- Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, 5, 570-575.
- Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows, 1989: Survey of common verification methods in meteorology. *Research Report* No. (MSRB) 89-5, Forecast Research Division, Atmospheric Environment Service, Environment Canada.
- Wilks, D. S., 2006: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences Second Edition. *International Geophysical Series* vol.91. Academic Press, 287pp.



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