

第4章 ガイドンスの解説

4.1 ガイドンス一覧¹

本章では2018年現在運用されているガイドンスの仕様や手法、予測特性について解説する。現在運用中のガイドンスは、警報・注意報や天気予報等の発表を支援することを目的にGSM, MSMから作成される天気予報ガイドンス、飛行場予報・警報等の発表を支援する目的でMSMから作成される航空気象予報ガイドンス、空域予報の発表を支援する目的でGSM, MSM, LFMから作成される航空悪天GPVの3つに大別される。以下にこれらのガイドンスの一覧を示す。MLR(線形重回帰)、KF(カルマンフィルタ)、NN(ニューラルネットワーク)、LR(ロジスティック回帰)、DM(診断手法)、FBC(頻度バイアス補正)、FC(フローチャート)²を略語とする。

表 4.1.1 天気予報ガイドンスの一覧

	ガイドンス名	手法	対象
第 4.2 節 降水ガイドンス	平均降水量	KF, FBC	20 km 格子 (GSM) 5 km 格子 (MSM)
	降水確率	KF	
	最大降水量	NN, MLR	
第 4.3 節 降雪ガイドンス	雪水比・降水種別・最大降雪量	DM	5 km 格子
	降雪量地点	NN, FBC	アメダス (323 地点)
第 4.4 節 気温ガイドンス	時系列・最高・最低気温	KF	アメダス (927 地点)
	格子形式気温		5 km 格子
第 4.5 節 風ガイドンス	定時・最大・最大瞬間風速	KF, FBC	アメダス (927 地点)
第 4.6 節 天気ガイドンス	日照率	NN	20 km 格子 (GSM)
	天気	FC	5 km 格子 (MSM)
第 4.7 節 発雷確率ガイドンス	発雷確率	LR	20 km 格子
第 4.8 節 湿度ガイドンス	時系列湿度	KF	気象官署 (153 地点、 特別地域気象観測所含む)
	日最小湿度	NN	
第 4.9 節 視程ガイドンス	視程分布予想	DM	20 km 格子 (GSM) 5 km 格子 (MSM)

表 4.1.2 航空気象予報ガイドンスの一覧

	ガイドンス名	手法	対象
第 4.4 節 気温ガイドンス	時系列・最高・最低気温	KF	国内空港 (93 地点)
第 4.5 節 風ガイドンス	定時・最大・ガスト風速	KF, FBC	
	ガスト発生確率	LR	
第 4.9 節 視程ガイドンス	天気	FC	
	視程、視程確率	KF, FBC	
第 4.10 節 雲ガイドンス	雲量、雲底高度	NN, FBC	
	雲底確率	LR	
第 4.7 節 発雷確率ガイドンス	発雷確率	天気予報ガイドンス から作成 ³	
第 4.3 節 降雪ガイドンス	最大降雪量		

表 4.1.3 航空悪天 GPV の要素一覧

	手法	対象
第 4.11 節 乱気流指数	LR	0.5 度格子 (GSM) ⁵ 1.25 度格子 (GSM) ⁵ 40 km 格子 (MSM) 10 km 格子 (LFM)
第 4.12 節 着氷指数	DM	
第 4.13 節 積乱雲量 ⁴ ・雲頂高度	DM	
第 4.9 節 視程分布予想 (LFM のみ)	DM	
風、気温、湿度などの一般要素	入力とするモデルから内挿	

¹ 後藤 尚親

² 閾値を設定し事象を複数のカテゴリに分類する手法。決定木(第 2.10 節)と異なり、閾値は調査や経験則に基づく。

³ 天気予報ガイドンスで作成される格子形式のガイドンスを入力とし、空港の周囲 4 格子の内挿値を予測値とする。最大降雪量では周囲 16 格子の最大値とその座標も提供する。

⁴ 積乱雲量は MSM, LFM で作成している。

⁵ 北太平洋を予測対象とする際は 0.5 度格子、全球を予測対象とする際は 1.25 度格子で作成する。

4.2 降水ガイダンス¹

4.2.1 はじめに

降水ガイダンスは、日々の天気予報から警報・注意報といった防災気象情報の発表のための予測資料として、また最大降雪量ガイダンス（第 4.3 節）や天気ガイダンス（第 4.6 節）の入力値としても用いられるなど、予報作業において幅広く使われている。降水に関するガイダンスは、気象庁のガイダンスの中で最も早くから開発が始められており、1977 年に降水確率が、1978 年には平均降水量が作成され² 全国の気象官署への配信が開始されて以降（気象庁予報部 1991）、予測手法の改良や予測要素の変更・追加、数値予報モデルの更新への対応を繰り返してきた。近年も、2010 年 5 月に行われた予報作業支援システムの更新（予報部予報課 2011）に合わせた変更（小泉 2009; 小泉・蟻坂 2010）や、24 時間最大降水量ガイダンスの予測手法の変更（蟻坂 2013）、平均降水量、降水確率ガイダンスの改良（白山 2017）などが行われている。

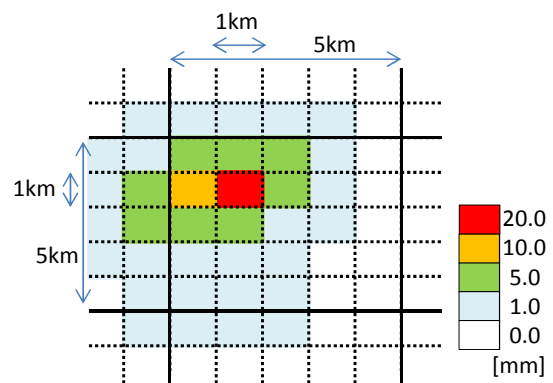
本節では、降水ガイダンスを構成する、平均降水量ガイダンス (MRR)、降水確率ガイダンス (PoP)、最大降水量ガイダンス (RMAX) の 3 つのガイダンスについて解説する。まず、第 4.2.2 項で各ガイダンスの仕様と作成手法を説明し、続いて第 4.2.3 項と第 4.2.4 項で統計検証と事例検証を示す。最後に第 4.2.5 項で利用上の留意点や今後の展望について述べる。

4.2.2 仕様

降水ガイダンスは、GSM 及び MSM から作成する格子形式のガイダンスである。GSM ガイダンスでは 20 km 格子（南北 12 分×東西 15 分の等緯度経度座標）、MSM ガイダンスでは 5 km 格子（南北 3 分×東西 3.75 分の等緯度経度座標）を予測対象として、MRR は一定時間内の格子内平均の降水量を、PoP は格子内で一定時間内の降水量が 1 mm 以上となる確率を、RMAX は一定時間内の格子内最大の降水量を予測する。この平均及び最大は、各格子に含まれる解析雨量（1 km 格子）の平均及び最大値という意味である。図 4.2.1 は、5 km 格子で作成する MSM ガイダンスの MRR, PoP, RMAX の目的変数の例を示しており、実線で仕切られた格子は 5 km の MSM ガイダンスの格子、破線で仕切られた格子は 1 km の解析雨量格子を表している。図に示すような降水量の場合には、図中央の 5 km 格子の MRR, PoP, RMAX の目的変数はそれぞれ、2.8 mm, 72.0%, 20.0 mm となる。なお、PoP の目的変数は降水のあり・なし（つまり 1 または 0）の格子内平均であるため、実況降水面積率に一致する。

¹ 白山 洋平

² 一定時間の降水量が 1 mm 以上となる確率や格子内平均の降水量という定義は現在と同じであるが、格子内に含まれるアメダス地点を対象に予測した降水確率や降水量を平均して作成する点が現在とは異なっている。



$$MRR = \frac{5\text{km格子中の解析雨量の総和}}{5\text{km格子中の解析雨量格子数}} = \frac{70}{25} = 2.8$$

$$PoP = \frac{1\text{mm以上の格子数}}{5\text{km格子中の解析雨量格子数}} = \frac{18}{25} = 0.72$$

$$RMAX = (5\text{km格子中の解析雨量の最大値}) = 20$$

図 4.2.1 MSM ガイダンスの MRR, RMAX, PoP の目的変数の例。実線で仕切った 5 km の MSM ガイダンスの格子には、破線で仕切った 1 km の解析雨量が 25 格子含まれる。また、図中に示した計算式によって MRR, PoP, RMAX の目的変数を算出する。

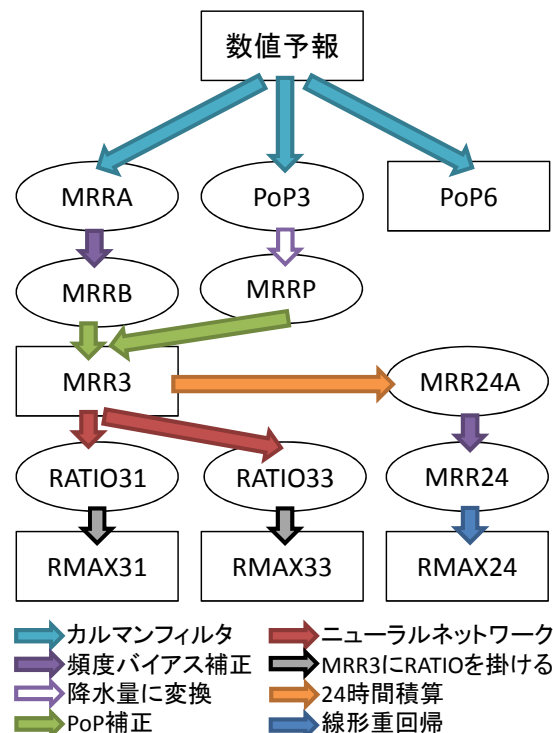


図 4.2.2 降水ガイダンスの予測要素間の関係図。矢印は凡例に示した統計手法を、数値予報以外の四角で表した要素は降水ガイダンスの主要な 5 つの要素を、楕円で表した要素はガイダンス計算過程の中間製品であることを表す。なお、PoP3 から MRRP への変換は、頻度バイアス補正と同様の手法を用いて行う。また、格子内最大の降水量と格子内平均の降水量の比率である RATIO31 及び RATIO33 の計算には数値予報も用いるが、図では矢印を省略した。

表 4.2.1 平均降水量ガイダンスの仕様一覧

作成対象	GSM : 20 km 格子、MSM : 5 km 格子
作成方法	カルマンフィルタ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。
予報対象時間単位	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=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	表 4.2.4 を参照
目的変数	解析雨量 (1 km 格子) とアメダスの降水量から算出した 20 km (MSM は 5 km) 格子内の平均降水量。
層別化処理の対象	格子毎、初期時刻、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, 80, 120 mm/3h を使用 (GSM の 11 月 ~ 翌 4 月は 1, 3, 50, 80 mm/3h を使用。)

表 4.2.2 降水確率ガイダンスの仕様一覧

作成対象	GSM : 20 km 格子、MSM : 5 km 格子
作成方法	カルマンフィルタ
予報対象時間単位	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 : 00, 06, 12, 18UTC 初期値 : FT=9 から FT=39 まで 6 時間間隔 03, 09, 15, 21UTC 初期値 : FT=6 から FT=36 まで 6 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	表 4.2.4 を参照
目的変数	解析雨量 (1 km 格子) とアメダスの降水量から算出した 20 km (MSM は 5 km) 格子内の降水の有無の平均 (実況降水面積率に同じ)。
層別化処理の対象	格子毎、初期時刻、予報時間 (6 時間区切り)

表 4.2.3 最大降水量ガイダンスの仕様一覧

作成対象	GSM : 20 km 格子、MSM : 5 km 格子
作成方法	1, 3 時間最大降水量 : ニューラルネットワーク (3 層 : 中間層はロジスティック関数、出力層は線形関数を使用) で比率 (最大降水量 / 平均降水量) を予測し、平均降水量ガイダンス (MRR3) に比率を掛けて予測する。 24 時間最大降水量 : 線形重回帰
予報対象時間単位	1, 3 時間最大降水量 : 3 時間、24 時間最大降水量 : 24 時間
予報期間と間隔	GSM : 1, 3 時間最大降水量 : FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量 : FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : 1, 3 時間最大降水量 : FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 24 時間最大降水量 : FT=24 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	1, 3 時間最大降水量 : 表 4.2.4 の RMAX31, RMAX33 列を参照 24 時間最大降水量 : 表 4.2.4 の RMAX24 列 (MRR24 を除く) の主成分上位 7 位と MRR24
目的変数	解析雨量 (1 km 格子) から算出した 20 km (MSM は 5 km) 格子内の降水量の最大値。 ただし、MSM の 1, 3 時間最大降水量は、5 km 格子を中心とする 20 km 格子内の最大値。
層別化処理の対象	格子毎、平均降水量 (詳細は表 4.2.5 を参照)

各ガイダンスの仕様を表 4.2.1、表 4.2.2 及び表 4.2.3 に、各ガイダンス間の関係を図 4.2.2 に示す。降水ガイダンスでは、予測要素に応じて異なる統計手法を採用しており、MRR ではカルマンフィルタと頻度バイアス補正を、PoP ではカルマンフィルタを用い、RMAX では予測要素に応じてニューラルネットワークと線形重回帰を使い分けている。予測要素については、天気予報や防災気象情報などの用途に応じて対象期間を変えた 5 つの要素、3 時間平均降水量 (MRR3)、6 時間降水確率 (PoP6)、1 時間最大降水量 (RMAX31)、3 時間最大降水量 (RMAX33)、24 時間最大降水量 (RMAX24)

を作成している³。これら 5 つの他にもカルマンフィルタによる 3 時間平均降水量 (MRR3) や MRR3 を頻度バイアス補正した 3 時間平均降水量 (MRR3B)、3 時間降水確率 (PoP3)、24 時間平均降水量 (MRR24) などが存在し、これらは計算過程の中間製品であったり、先の 5 つの予測要素の補正や説明変数として用いる。このように、降水ガイダンスは複数のガイダンスで構成

³ 各要素の略称には、ガイダンス名に対象とする時間を表す数値を付したものをを用いるが、1 時間最大降水量と 3 時間最大降水量の場合は予報対象時刻の前 3 時間内の 1 時間最大降水量または 3 時間最大降水量を対象としていることから、RMAX31 または RMAX33 といった表記を用いる。

された階層的な構造になっている。そのため、計算の上流に位置するガイダンスは下流のガイダンスの予測精度や特性に影響を与えることに留意が必要となる。

本項では、MRR3, PoP6, RMAX31, RMAX33 及び RMAX24 の 5 つについて、順にその仕様と作成手法を説明する。なお、予測に用いる説明変数については概要を述べるのみとし、これら説明変数の作成方法は付録 4.2.A に記す。また、ガイダンスを作成する数値予報モデル名を区別する場合には、GSM-MRR3 のようにモデル名とガイダンスの要素名をつなげて表記する。

(1) 3 時間平均降水量ガイダンス (MRR3)

MRR3 は、統計手法にカルマンフィルタと頻度バイアス補正を用いて、格子内平均の 3 時間降水量 [mm/3h] を予測するガイダンスである。格子内平均の降水量である点は数値予報モデルが予測する降水量と同じであるが、MRR3 は数値予報モデルの地形と現実の地形の違いに起因する系統的な誤差を取り除いたり、モデルが予測した降水量以外の情報を基に降水量を補正したりして、その予測精度を高めている。

作成方法

MRR3 は以下の手順で作成している。なお、予測の補正に用いる PoP3 の作成方法は後述する PoP6 の作成方法に同じである。

数値予報の GPV から説明変数を計算する。

カルマンフィルタで逐次更新した予測式で 3 時間降水量 (MRRA) 及び PoP3 を計算する。

頻度バイアス補正で MRRA を補正する (MRRB)。

MRRB を PoP3 で補正して MRR3 とする。

まず、数値予報の GPV から表 4.2.4 の MRR3 列に示した 9 つの説明変数を計算する ()。

次に、 で計算した説明変数を用いて 3 時間降水量 (MRRA) を計算し ()、この MRRA を頻度バイアス補正する (MRRB、)。これは、カルマンフィルタをはじめとした統計的な手法を用いて作成した予測式は相対的に発生頻度の高い弱雨に最適化されやすく、大雨ほど予測頻度は観測頻度に比べて低くなるため、このままでは防災気象情報を支援するのには適さないからである。そこで、頻度バイアス補正を用いて MRRA を補正し、大雨の捕捉率を向上させる。頻度バイアス補正の閾値には、GSM-MRR3, MSM-MRR3 でともに 9 個の閾値「0.5, 1.0, 5.0, 10, 20, 30, 50, 80, 120 mm/3h」を設定している。この頻度バイアス補正の閾値も MRRA の予測式と同様に逐次更新を行っており、降水頻度の変化や数値予報モデルの改良による予測特性の変化にも対応している。

最後に、1 mm/3h 程度の弱い雨の予測精度を改善するために、MRRB を PoP3 で補正して最終的な MRR3 を作成する ()。この補正は、1 mm 程度の弱い降水に特化した予測である PoP3 が、弱い降水について MRRB より良い対応関係があることを利用した手法で、

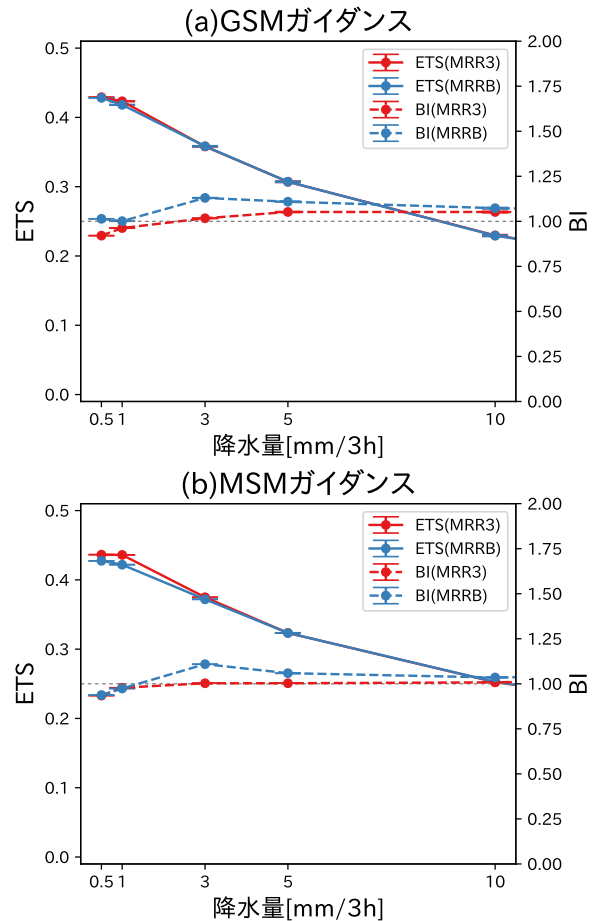


図 4.2.3 PoP 補正前後の MRRB と MRR3 の予測精度比較。(a) は GSM ガイダンス、(b) は MSM ガイダンスで、検証期間は通年 (2016 年 1 年間)。エラーバーはブートストラップ法で求めた 95%信頼区間を、赤色は MRR3、青色は MRRB、実線はエクワイブルスレットスコア、破線はバイアスコアを表す。

降水ガイダンスではこの手法を PoP 補正と呼ぶ。具体的には、PoP3 と観測の降水量「0.5, 1.0, 3.0 mm/3h」の対応関係を頻度バイアス補正と同じ手法を用いてあらかじめ決めておき、この対応関係を使って PoP3 を降水量 (MRRP) に変換、PoP3 が 3.0 mm/3h に対応する閾値以下の場合に、MRRP と MRRB を重み付き平均することで MRR3 を作成する。図 4.2.3 は、PoP 補正の効果を示す GSM 及び MSM ガイダンスの MRRB と MRR3 の 2016 年 1 年間の対象とした比較図である。図には、10 mm/3h までのエクワイブルスレットスコア (ETS) とバイアスコア (BI) を示している。これらの図より、PoP 補正後の MRR3 の方が GSM, MSM ガイダンスとともに BI が 1 に近づくとともに、1.0 mm/3h 前後の予測精度が改善していることが分かる。なお、MRRB が 10 mm や 20 mm など、やや大きい場合にも PoP3 が 3.0 mm/3h に対応する閾値以下であれば PoP 補正は行われるため、図 4.2.3 で省略している 10 mm/3h 以上の場合にも予測値は変化するが、その数は少なく、PoP 補正前後の予測精度、頻度の差は小さくなっている。

表 4.2.4 MRR, PoP 及び RMAX の予測に用いる説明変数。なお、詳細な解説は付録 4.2.A を参照されたい。

	説明変数の内容	MRR3	PoP3 PoP6	RMAX31 RMAX33	RMAX24
NW85	850 hPa の北西成分の風速				
NE85	850 hPa の北東成分の風速				
NW50	500 hPa の北西成分の風速				
NE50	500 hPa の北東成分の風速				
SSI	ショワルター安定指数 (850–500hPa)				
PCWV	可降水量 × 850 hPa 風速 × 850 hPa 上昇流				
QWX	(上昇流 × 比湿 × 湿度 × 層の厚さ)				
EHQ	(基準湿度からの超過分 × 比湿 × 湿潤層の厚さ)				
OGES	地形性上昇流 × 比湿 × 湿潤層の厚さ				
DXQV	風向別降水率 × 850 hPa の風速 × 海面と下層温位の飽和比湿差				
FRR3	数値予報モデルの 3 時間降水量予測				
RH85	850 hPa 相対湿度				
ESHS	(比湿 × 湿潤層の厚さ) / 飽和比湿				
HOGP	地形性上昇流 × 相対湿度				
CFRR	数値予報モデル降水量の変換値				
D850	850 hPa 風向				
W850	850 hPa 風速				
OGR	地形性上昇流 × 比湿				
10Q4	1000 hPa 比湿と 400 hPa 飽和比湿の差				
DWL	湿潤層の厚さ				
MRR3	3 時間平均降水量ガイダンス				
Z500	500 hPa 高度				
VOR500	500 hPa 渦度				
PT500	500 hPa 温位				
OMG850	850 hPa 鉛直 P 速度				
EPT850	850 hPa 相当温位				
7SSI92	ショワルター安定指数 (925–700 hPa)				
QFLXZ5	500 m 高度水蒸気フラックス				
EPTZ5	500 m 高度相当温位				
7VSHZ5	500 m 高度と 700 hPa の風速鉛直シア				
TPW	可降水量				
IPV θ	等温位面渦位 ($\theta = 305, 345, 355[K]$)				
MRR24	24 時間平均降水量ガイダンス				

説明変数

MRR3 の説明変数は、数値予報モデルの 3 時間降水量 (FRR3) をはじめ、下層の総観規模の風 (NW85, NE85) といったモデルの予測値を簡単に変換した変数、QWX や EHQ といったモデルが予測した湿りや上昇流などを掛け合わせて鉛直方向に積算した変数、DXQV のように実際に観測された格子毎の降水率をその計算に取り込んだ変数まで多岐にわたる。これらの変数は、降水ガイダンスにカルマンフィルタが導入された 1996 年 3 月に、それ以前のガイダンスで用いられていた約 70 種類の変数の中から多くの地点で採用されていた変数が選ばれ (瀬上ほか 1995)、さらに PCWV の定義変更や DXQV の追加が行われた (海老原 1999) ものである。

層別化

MRR3 の予測式や頻度バイアス補正の閾値は、予測対象格子、初期時刻、予報時間で層別化している。予測対象格子による層別化は、格子毎に予測式を作成することによって数値予報と現実の地形の違いに起因する系統誤差を考慮することができる。図 4.2.4 は、20 km 格子の GSM ガイダンス及び 5 km 格子の MSM ガイダンスの格子定義である。MRR3 と後述する PoP6 では、図 4.2.4 の青、緑、黄色の 3 色で塗られた格子について予測式を作成しており、青はアメダスを含む陸格子、緑はアメダスを含まない陸格子、黄色は周辺の海格子を表している⁴。黄色の格子は、解析雨量がアメ

⁴ 図 4.2.4 の残りの赤及び灰色の格子については、MRR3 及び PoP6 では予測式を持たない。これら青、緑、黄、赤及び灰色の格子は、後述する RMAX の予測対象格子となっており、赤及び灰色の格子については、RMAX31 及び RMAX33

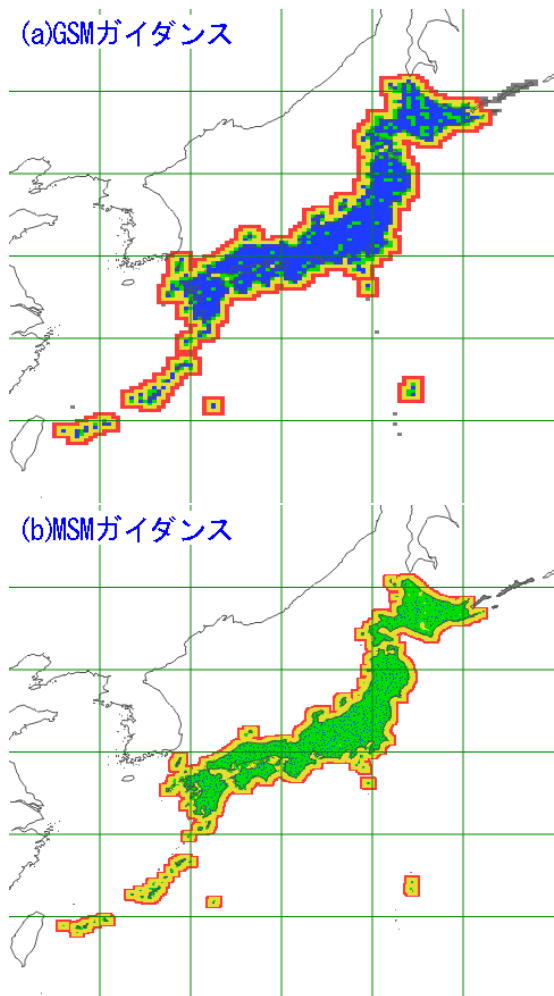


図 4.2.4 降水ガイダンスの格子定義。(a) は GSM ガイダンス、(b) は MSM ガイダンス。青はアメダスを含む陸格子、緑はアメダスを含まない陸格子、黄色は周辺の海格子を表す。MRR 及び PoP は図に示した領域全てが予測対象だが、RMAX は上記の 3 色の格子に赤及び灰色の格子を含めた範囲を予測対象としている。

ダスで校正されない海上では精度が下がることを考慮してアメダス観測点から離れすぎでないことを条件に決定している⁵。また、MRR3 と後述する PoP6 の場合は、図 4.2.4 に示した領域全体の予測値をガイダンスと称しているが、この通り全ての格子で予測式を持っているわけではない。予測式を持たない海上や日本から遠い格子については、前述の 3 色の格子の予測式を領域の外側に向かって平滑化して作成した予測式による降水量予測（補外予測）と数値予報モデルの降水量予測を平均した値をガイダンスとしている。具体的には、MRR3 の場合は数値予報モデルの 3 時間降水量と補外予測を、PoP6 の場合は説明変数の 1 つである CFRR と補外予測を、領域の外側ほど数値予報モデ

と RMAX24 でその取扱いが異なるために区別している。
⁵ アメダス観測所は移設されたり追加されることがあるが、移設や追加の度にこの降水ガイダンスの格子定義を更新していくのは大変な手間を要するため、格子定義は固定としている。現在の格子定義は、2008 年 7 月 25 日現在のアメダス観測所情報を元に作成したものを利用している。

ルの 3 時間降水量や CFRR の寄与が大きくなるような重みを付けた平均処理によってガイダンスを作成する。なお、これら 3 色の格子の範囲であっても、作成した予測式の精度が低いと考えられる場合は補外予測を利用する。例えば、小笠原諸島は気象レーダーの観測範囲外であるため島の格子にしか観測値が存在せず、周囲の海上の格子は予測式を作成できないため補外予測を利用する。南大東島周辺の海上も、レーダーの観測範囲内であるが解析雨量がアメダスを含む島の格子でしか作成されていないため、こちらも補外予測を用いる。また、レーダーのビームカット領域に位置する格子についても、解析雨量がその影響を受けている場合があるため補外予測を用いてガイダンスを作成する。

初期時刻による層別化は、予報時間による層別化と組み合わせることで降水特性の日変化を予測式に反映することができる。また、予報時間による層別化は数値予報モデルの予報時間に応じた系統誤差を予測に反映することができる。MRR3 と後述する PoP6 では、予報時間による層別化は 6 時間区切りとしており、例えば GSM-MRR3 では、FT=6 と FT=9、FT=12 と FT=15、...（以下略）のように 6 時間毎に予測式や頻度バイアス補正の閾値を共有する。

このほか、GSM-MRR3 の頻度バイアス補正のみ、季節によっても層別化しており、夏から秋（5 月～10 月）と冬から春（11 月～翌 4 月）で異なる頻度バイアス補正の閾値を用いる（白山 2017）。この季節による層別化は、GSM-MRRA が夏季の大雨を十分に予測できないため、代わりに頻度バイアス補正が予測を上方修正する特性を持ち、その特性が逐次更新では調整しきれずに冬から春においても上方修正を続けてしまい予測頻度が観測頻度に比べて高くなることが確認されたために導入した。夏から秋には前述の 9 個の閾値を、冬から春には、「1.0, 3.0, 50.0, 80.0 mm/3h」の 4 個の閾値を設定している。また、切り替えは 1 か月かけて行い、2 通りの閾値で求めた予測のマージ比率を徐々に変化させることによって、層別化の切り替え時にガイダンスが急変しないようにしている。なお、MSM-MRR3 では、GSM-MRR3 のように予測頻度が過大になる傾向が見られないため、この季節による層別化は導入していない。

目的変数

予測式や頻度バイアス補正の閾値の逐次更新に用いる観測値には、予測対象格子に含まれる解析雨量と格子周辺のアメダスによる観測のそれぞれから計算した降水量のうち格子毎に多い方を用いる。解析雨量にはその作成過程において、すでにアメダスによる降水量観測は取り込まれているものの、気象レーダーの障害などにより解析雨量が作成されない領域が生じる場合があることやレーダーには映りにくい領域があることを考慮して、アメダスも併用した降水量を観測値に用

いている。解析雨量については、対象とする 20 km または 5 km 格子に含まれる 1 km 格子の解析雨量を平均して、20 km 平均または 5 km 平均の降水量を作成する。アメダスについては、各格子点に対して半径 20 km 以内にあるアメダス地点を対応させ、これらアメダス地点の降水量を格子点から離れるほど寄与が小さくなるような重みを付けて平均し、20 km または 5 km の格子データへと変換する。

(2) 6 時間降水確率ガイダンス (PoP6)

PoP6 は、統計手法にカルマンフィルタを用いて、対象とする格子内で 1 mm/6h 以上の降水がある確率 [%] を予測するガイダンスである。PoP6 は現在、気象庁が発表する天気予報の基礎資料として使われており、日本時間で 06, 12, 18, 24JST を予報対象時刻とする 6 時間毎の予測を作成している。

作成方法

PoP6 は以下の手順で作成している。なお、前述の MRR3 の PoP 補正に用いる PoP3 の作成方法は、予測対象時間が 3 時間であるだけで PoP6 と同様である。

数値予報の GPV から説明変数を計算する。

カルマンフィルタで逐次更新した予測式で PoP6 を計算する。

まず、数値予報モデルの GPV から表 4.2.4 の PoP 列に示す 10 個の説明変数を計算する ()。

次に、 で計算した説明変数を用いて PoP6 を計算する ()。予測式は、MRR3 と同様にカルマンフィルタで逐次更新する。

説明変数

PoP6 の説明変数には、NE85 や NW85, SSI などの MRR3 と同じ説明変数を用いる一方で、MRR3 の EHQ に対応する ESHS や OGES に対応する HOGH のように、PoP6 の予測により適応しやすいように計算方法を変更した変数も用いる。これらの変数は、MRR3 の場合と同じく降水ガイダンスにカルマンフィルタが導入された 1996 年 3 月に、それ以前のガイダンスで使われていた説明変数の中から多くの地点で採用されていた変数が基本になっており (瀬上ほか 1995)、さらに海老原 (1999) において変数の定義変更や新規追加が行われたものである。

層別化

予測式は、MRR3 と同じく予測対象格子、初期時刻、予報時間によって層別化している。格子毎の地形特性に起因する降水特性の違いや降水の日変化、モデルの系統的な予報誤差に応じて層別化することによってガイダンスの予測精度を高めている。

目的変数

予測式の逐次更新に用いる観測値には、予測対象格子に含まれる解析雨量と格子周辺のアメダスによる観

測のそれぞれから計算した 1 mm/6h 以上の降水面積率のうち格子毎に高い方を用いる。解析雨量とアメダスの両方を用いる理由は、MRR3 の場合と同じである。解析雨量については、格子に含まれる解析雨量格子数に対する、1 mm/6h を超える解析雨量格子数の割合を計算する。アメダスについては、MRR3 の場合と同じく各格子点に周囲 20 km 以内のアメダスを対応させ、1 mm/6h を超えるアメダス地点数の割合を計算する。また、アメダス地点との距離に応じた重みを設定し、アメダスが格子点から離れるほど寄与を小さくする点も MRR3 の場合と同様である。

降水確率ガイダンスの逐次更新に用いる解析雨量については、MRR3 では行わない少し特別な処理を施している。解析雨量は、0.0, 0.2, 0.5, 1.0, 2.0, … mm/h といった離散的な値で算出されており、また 0.2 mm/h より弱い降水を 0.2 mm/h に切り上げている。このため、解析雨量を単純に 6 時間積算すると、実際には 0.2 mm/h にも満たないようなごく弱い降水が続いた場合でも、積算値が 1 mm/6h を超える場合がある。このような観測値をそのまま降水確率ガイダンスの逐次更新に用いると、予測頻度が実際よりも高くなってしまい、特に冬季の低確率予測への影響が大きくなる。そこで、白山 (2017) は、解析雨量が 0.2 mm/h の場合には 0 mm/h として扱って積算した降水量を逐次更新に用いるようにした。

(3) 1 時間及び 3 時間最大降水量ガイダンス (RMAX31, RMAX33)

RMAX31 及び RMAX33 は、統計手法にニューラルネットワークを用いて、格子内最大の 1 時間降水量 [mm/h] または 3 時間降水量 [mm/3h] を予測するガイダンスである。RMAX31 や RMAX33 は、現在、警報・注意報の発表や気象情報など防災気象情報の発表を検討する際の予測資料として利用されている。

はじめに、RMAX31 と RMAX33 の予測手法の考え方を説明する。RMAX31 と RMAX33 では、MRR3 や後述する RMAX24 のように直接的に降水量を計算せず、最大降水量と平均降水量の比率 (RATIO、最大降水量/平均降水量) を計算し、平均降水量にこの RATIO を掛け合わせて間接的に最大降水量を予測する手法を採用している。

$$\text{最大降水量} = \text{平均降水量} \times \text{RATIO} \quad (4.2.1)$$

RMAX31 では 3 時間平均降水量とこの 3 時間内の 1 時間最大降水量の比率 (RATIO31) を、RMAX33 では 3 時間平均降水量と 3 時間最大降水量の比率 (RATIO33) をニューラルネットワークで計算する。このように RATIO を用いて間接的に最大降水量を計算する理由は次の通りである。最大降水量ガイダンスの目的は、防災気象情報の対象となる強雨を予測することであり、強雨の可能性のある時は仮に予測精度が十分でなくても観測に即した頻度で強雨を予測することが望ましい。

しかし、この比率を用いた手法に変更する以前のニューラルネットワークで直接的に降水量を予測していた最大降水量ガイダンス (大澤 1996) には、RMAX33 で 30 mm 以上の予測頻度が観測頻度よりかなり少ないなど、防災気象情報としての利用が難しい問題があった (海老原 2002)。この問題は、発現頻度の少ない強雨を統計的な手法で直接予測しようとするために発生していると考えられた。また、RMAX31 や RMAX33 を MRR3 とは独立して予測していたため、MRR3 で降水予測が無いときにも RMAX31 や RMAX33 が弱い降水を予測してしまうなど、両者の予測の整合性にも問題があった。そこで海老原 (2002) は、最大降水量を (4.2.1) 式のように、平均降水量と RATIO に分解して、この RATIO を介して最大降水量を予測する手法を採用した。ここで平均降水量に用いる MRR3 は、頻度バイアス補正によって強い雨も予測するように補正しているため、この RATIO が適切に予測されれば、最大降水量も大きな値が予測できることが期待される。また、MRR3 が 0 mm であれば、もちろん RMAX31 や RMAX33 も 0 mm になり、常に弱い降水を予測することも、MRR3 との不整合が生じることもない。この手法は、2003 年に改良された最大降水量ガイダンス (海老原 2002) から採用されており、2010 年 5 月に予測対象領域が二次細分区域から格子に変更となった際も同じ手法を継続し、予測対象の変更に合わせてニューラルネットワークを作り直して運用している (小泉 2009)。

作成方法

RMAX31 及び RMAX33 は以下の手順で作成している。なお、最終的な予測値を 5 km 格子で計算する MSM-RMAX31 及び RMAX33 についても、RATIO の計算は GSM ガイダンスと同じ 20 km 格子のニューラルネットワークで行っている。そのため、別途計算する MRR3 の分布を元にして 20 km 格子毎の最大降水量を 5 km 格子毎の最大降水量へ変換する。つまり、以下の手順において までは、GSM, MSM ガイダンスともに 20 km 格子で計算する。

数値予報の GPV から説明変数を計算する。なお、MRR3 は前述の方法で計算したものをを用いる。

ニューラルネットワークで RATIO を計算する。MRR3 と RATIO を乗じて RMAX31, RMAX33 を計算する。

MSM ガイダンスでは 20 km 格子で計算した RMAX31 及び RMAX33 を 5 km 格子に変換する。

まず、数値予報モデルの GPV から表 4.2.4 の RMAX31, RMAX33 列に示す、MRR3 以外の 6 個の説明変数を計算する ()。MRR3 は前述の方法で別途計算した予測値を用いる。

次に、 で計算した説明変数を用いて、ニューラルネットワークで RATIO を計算する ()。このニューラルネットワークは、入力層 (7 ユニット)、中間層 1



図 4.2.5 20 km 格子の RMAX から 5 km 格子の RMAX への変換方法の模式図。

層 (6 ユニット)、出力層 (1 ユニット) のシンプルなネットワークで、用いる活性化関数は入力及び中間層ではロジスティック関数を、出力層では線形関数を用いる。

で計算した RATIO と別途計算する MRR3 を乗じて、RMAX31 や RMAX33 を計算する ()。MSM ガイダンスの場合も、GSM ガイダンスと同じ 20 km 格子の RATIO を予測するニューラルネットワークを用いるため、入力値には 5 km 格子で別途計算した MRR3 を 20 km 格子の平均値に変換した値を用いる。この 20 km 格子の MRR3 と予測した RATIO から RMAX を計算し、元の 5 km 格子の MRR3 の分布に合わせて RMAX を配分して、5 km 格子の RMAX31, RMAX33 を計算する ()。MSM-RMAX31 及び RMAX33 での、20 km 格子から 5 km 格子への変換手順は次の通りである (図 4.2.5)。

1. 20 km 格子中に含まれる 16 個の 5 km 格子の MRR3 の最大値と 20 km 格子の RMAX との比率を求める。MRR3 の最大値が 20 km 格子の RMAX を上回った場合には比率は 1.0 とする。
2. 20 km 格子中に含まれる 16 個の 5 km 格子の MRR3 に 1. で求めた比率を乗じて、5 km 格子の RMAX を計算する。

なお、RMAX31 と RMAX33 では RATIO の計算に別々のネットワークを用いるため、それぞれの計算時点では予測結果の大小の整合性は保証されていない。そのため、計算の最後に RMAX31 が RMAX33 を超えないようにする整合処理を行う。

説明変数

RMAX31 及び RMAX33 では、RATIO の予測に表 4.2.4 の RMAX31, RMAX33 列に示した MRR3 とその他 6 つの説明変数を用いる。これらの説明変数には、モデル改良によって予測特性が大きく変化しにくいと考えられる変数を採用している。これは、発生頻度の低い大雨の予測を目的とする RMAX において、その統計関係を逐次更新することは難しいため、RATIO の計算に用いるニューラルネットワークは重み係数を固定としているが、同時に数値予報モデル改良時の予測精度への影響も小さくする必要があるのである。MRR3 については、ニューラルネットワーク作成時には観測の 3 時間平均降水量に置き換えている。この置き換えにより、ガイダンス計算時に精度の高い、適切な予測頻度の MRR3 を用意することができれば、対応して RMAX31 や RMAX33 の精度が高くなることが期待できる。

続いて個々の説明変数について、その期待する効果を説明する。MRR3 は、RATIO が平均降水量に大きく依存するため予測に有効な説明変数となる。例えば、解析雨量の 1 km 格子が 400 個含まれる 20 km 格子において、10 格子だけで 50 mm/3h の降水、その他の格子は 1 mm/3h の降水の場合を考えると、平均降水量は約 2.2 mm/3h、最大降水量は 50 mm/3h、RATIO は約 22 となる。つまり、平均降水量が少ない時にはかなり大きい RATIO もあり得ることになる。一方で、平均降水量が 30 mm/3h の場合に、RATIO が 22、つまり最大降水量が 660 mm/3h という大雨は現実には起こり得ないだろう。このように、平均降水量を RATIO の予測に用いることは非常に重要である。D850, W850 は下層の総観規模の風の場合を、SSI や 10Q4 は大気の安定度を考慮した変数である。総観規模の風の場合に対する RATIO の反応は地域や地形により様々であると考えられるが、格子毎に重み係数を層別化することで、この風の場合の効果を RATIO の予測に反映することができる。また、大気安定度が悪い場合には不安定性の降水が生じやすく、格子内の降水が偏在して RATIO が大きくなりやすいため、大気安定度も有効な説明変数になると考えられる。さらに、DWL は湿潤層の厚さを、OGR は地形の影響を考慮した変数であり、前者は規模の大きな低気圧による降水では RATIO が小さくなりやすいこと、後者は地形性上昇流が卓越する場合は強雨域が限定されて RATIO が大きくなりやすいことを反映できる。

層別化

RMAX31 と RMAX33 では、ニューラルネットワークに入力する平均降水量と予測対象格子について層別化を行う。まず、平均降水量による層別化について、図 4.2.6(a)~(c) に示す、2016 年 1 年間の宮崎県、高知県、和歌山県の格子の GSM-RATIO33 の散布図を用いて

説明する。図 (a)~(c) には、解析雨量から作成した観測の RATIO33 と、説明変数の MRR3 の代わりに観測の 3 時間平均降水量を用いた予測の RATIO33 を示している。観測の RATIO33 は薄灰色で、予測の RATIO33 は色付きの丸でプロットしてあり、これらの各色は平均降水量による層別化を表している(表 4.2.5)。まず、観測の RATIO33 に注目する。観測の RATIO33 は、平均降水量が少ない場合には 10 倍近い値を取る一方で、平均降水量が多くなると急激に小さくなっていき、いずれの格子も 20 mm/3h を超えるとほぼ一定の値になっている。このように、平均降水量の大小で RATIO の取り得る値の範囲が大きく変化をするため、これらを単一の統計関係で表現することは難しい。そこで、RMAX31 と RMAX33 では平均降水量に対して層別化を行い、RATIO33 の非線形な表現の予測精度を高めている。同じ図に色付きの丸でプロットした予測の RATIO33 に注目すると、観測の RATIO33 の分布に比べて分散がやや小さいものの、平均降水量が少ない時には 10 倍近い RATIO33 を取りつつ、平均降水量が多くなると急激に取りうる範囲を狭めていくといった全体の特徴を良く表現していることが分かる。

予測対象格子による層別化は、格子毎に固定した要因である地形の影響を考慮することを目的にしている。RATIO の大小は、不安定性降水や地形性降水の起こりやすさ、つまり格子内の平地と山地の割合といった地形の影響を大きく受けるため、予測対象格子での層別化が RATIO の予測においては非常に重要となる。

ニューラルネットワークの作成方法

RMAX31 及び RMAX33 の RATIO を計算するニューラルネットワークは、前述の MRR3 や PoP6 と同様に図 4.2.4 に示した青、緑、黄色の 3 色の格子を対象に作成する。赤色や灰色の格子については、青色の格子の観測値や予測値の平均値から作成したニューラルネットワークを割り当てている。また、このニューラルネットワークは、「数値予報の予測が正しいとした場合の比率」を求めると考えて、なるべく PPM (第 2.1 節) 的に作成する。ここで PPM 「的」と述べたのは、ニューラルネットワーク作成時に MRR3 には観測の 3 時間平均降水量を用いるが、その他の説明変数については予報時間の短い予測値を用いること、また、予測時の MRR3 には数値予報モデルの降水量でなく予測頻度を補正したガイダンスを用いるためである。作成時の MRR3 以外の説明変数については、モデルのスピンアップも考慮しつつ、なるべく誤差の少ない予測値を用いるために、予報時間の短い予測値を利用する。同時に 00, 06, 12, 18UTC 初期値の各 6 時間分の予測値を用いることで、すべての時間帯に対応するニューラルネットワークを作成する。予測時の MRR3 については、数値予報モデルの降水量予測でなくガイダンスを用いる。モデルの降水量予測よりバイアスの軽減され

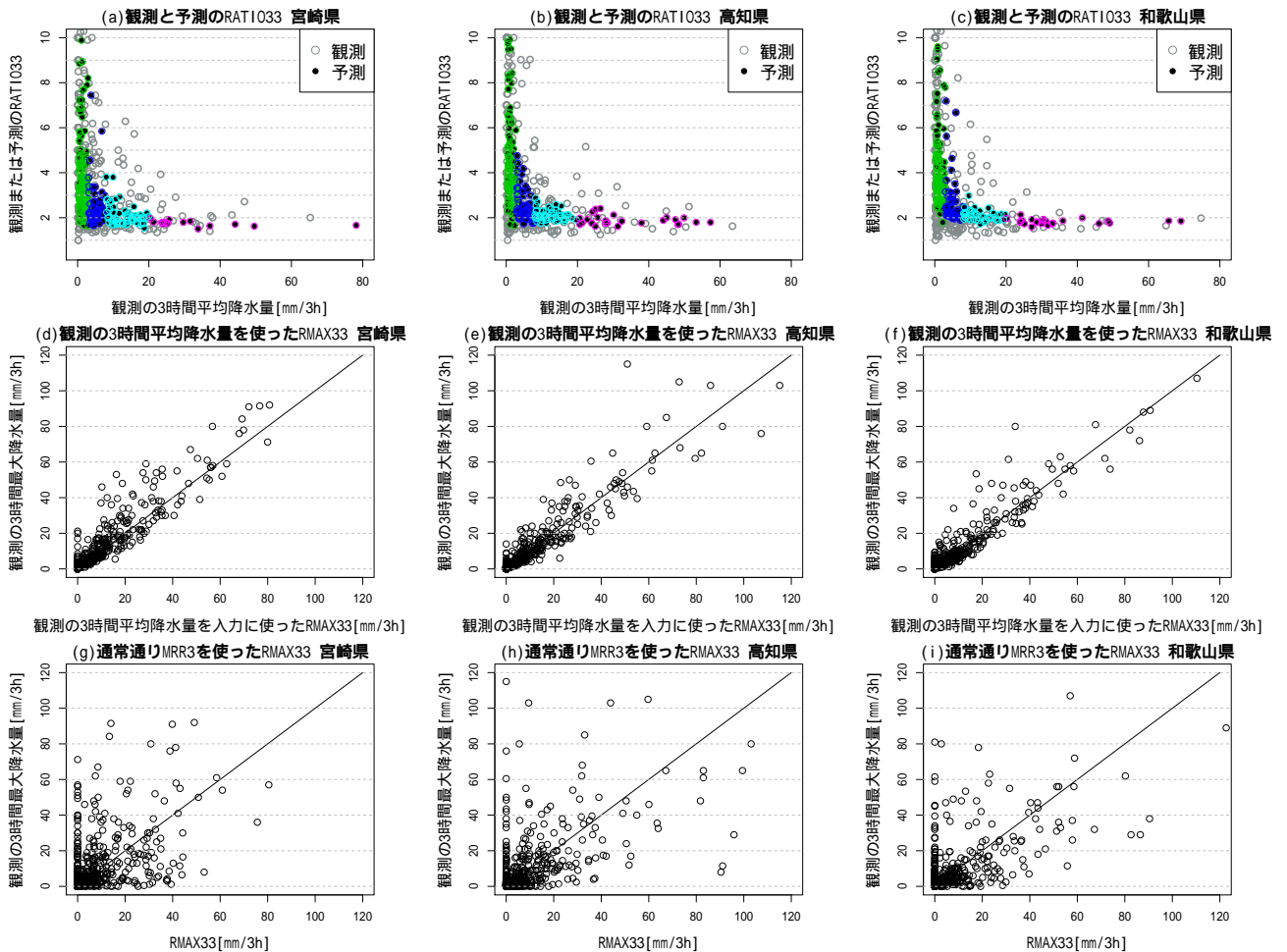


図 4.2.6 2016 年 1 年間を対象とした、(a)~(c) 解析雨量から作成した観測の RATIO33 と予測の RATIO33 の比較図、(d)~(f) 観測の 3 時間平均降水量を入力にして計算した RMAX33 の散布図、(g)~(i) 通常通り MRR3 を使って計算した RMAX33 の散布図。それぞれ、(a), (d), (g) は宮崎県、(b), (e), (h) は高知県、(c), (f), (i) は和歌山県の格子を対象としており、(a)~(c) の予測の RATIO33 の色は平均降水量による層別化を表している（表 4.2.5 を参照）。

表 4.2.5 RMAX の平均降水量による層別化範囲。降水量の単位は、RMAX31 が mm/h、RMAX33 が mm/3h、RMAX24 が mm/24h。

RMAX31	作成時	0.5-4	2-10	3.5-30	10-					
RMAX33	予測時	0.0-	3-	8.0-	20-					
RMAX24	作成時	1-5	3-8	5-12	10-22	20-35	30-50	40-100	80-200	120-
	予測時	0.0-	3-	5-	10-	20-	30-	40-	80-	120-

たガイダンスを用いることで、RATIO の予測精度を高め、RMAX の予測精度を高めている。さらに、このニューラルネットワークの学習は過去データで一括して行うが、前述の通り説明変数にはモデル改良の影響が小さいものを選んでいため、学習に用いるデータには通常よりも長い期間のデータ⁶を用いることができる。なお、現在運用している RMAX31 及び RMAX33 のニューラルネットワークの重み係数は、小泉・蟻坂 (2010) で最適化されたものである。この時は、学習に用いる十分な期間のデータを用意できなかったため、通常は乱数などを与える重み係数の初期値に最適化前の重み係数を与え、ランダムに順番を入れ替えたデー

タを繰り返し学習することで重み係数の最適化を行っている。このほかに、ニューラルネットワーク作成時とガイダンス計算時には、平均降水量による層別化の範囲を変えている（表 4.2.5）。学習時に用いるデータを平均降水量毎に分割する際に閾値付近のデータを重複して利用することで、平均降水量の層別化毎の事例数を確保して作成するニューラルネットワークの信頼性を高めるとともに、ガイダンス計算時に層が変わるタイミングで予測の不連続が生じにくいニューラルネットワークを作成する。

実際に、RMAX33 のニューラルネットワークに観測の 3 時間平均降水量を与えて RATIO33 を予測し、その RATIO33 と観測の 3 時間平均降水量から最大降水量

⁶ 海老原 (2002) では 4 年分のデータを用いた。

を計算した場合（その他の説明変数は数値予報モデルから与える）を図 4.2.6(d)~(f) に、通常通りに数値予報モデルから計算した MRR3 をニューラルネットワークに与えて計算した場合の予測結果を図 4.2.6(g)~(i) に示す。観測の 3 時間平均降水量を用いた図 (d)~(f) では、強雨の予測頻度が少ないといった偏りは見られず、精度良く RMAX33 が計算されていることが分かる。このような散布図を確認することで、RATIO を推定するニューラルネットワークが適切に作成できることが確認できる。また、この方法で計算した RMAX33 が、この RATIO を介した手法による予測精度の上限と見ることもできる。図 (g)~(i) の通常通りに MRR3 を用いた場合では、数値予報モデルの降水予測の位置ずれや時間ずれに起因するランダムな誤差の影響を受けているため、予測が過大な場合や過小な場合が多く存在するが、対角線を中心として大きな偏りのない分布をしていることが確認できる。

(4) 24 時間最大降水量ガイダンス (RMAX24)

RMAX24 は、統計手法に線形重回帰を用いて、格子内最大の 24 時間降水量 [mm/24h] を予測するガイダンスである。現在、RMAX24 も防災気象情報に記載する降水量を検討する際の予測資料として利用されている。

RMAX24 についても RMAX31, RMAX33 と同様に、はじめに予測手法の考え方を説明する。RMAX24 は、RMAX31 や RMAX33 と異なり直接的に格子内の最大降水量を予測する。以前は RMAX31 や RMAX33 と同じ最大降水量と平均降水量の比率を用いた間接的な予測手法を用いていたが、2013 年 3 月に予測手法を線形重回帰へ変更した⁷(蟻坂 2013)。これは、RMAX24 が予測対象とするような降水量では、平均降水量と最大降水量の間には強い線形性があることを利用したものである。図 4.2.7(a) は、2016 年 1 年間の熊本県内のある格子の解析雨量から作成した観測の 24 時間平均降水量と 24 時間最大降水量の散布図である。図より、24 時間平均降水量が概ね 50 mm/24h 以下については、24 時間平均降水量に対する 24 時間最大降水量のばらつきが大きいものの、概ね 50 mm/24h 以上では 24 時間最大降水量との間に強い線形関係があることが見て取れる。RMAX24 の用途は、防災気象情報に記載するような大雨の予測に限られているため、弱い雨の重要度は相対的に低く、この線形関係を予測に用いても大きな問題にはならないと考えられる。このように降水量がある程度大きくなれば 24 時間平均降水量と 24 時間最大降水量に強い相関があるという特徴を活かして、実際に線形重回帰で観測の 24 時間平均降水量と数値予報から計算した残りの説明変数を用いて RMAX24 を

⁷ RMAX31 や RMAX33 についても、同様の線形重回帰による手法を導入する検討が行われたが、夏季の不安定降水等の「平均降水量が小さいが最大降水量が大きい」という状況に対して予測精度を確保できなかったため、本手法の導入は見送られている。

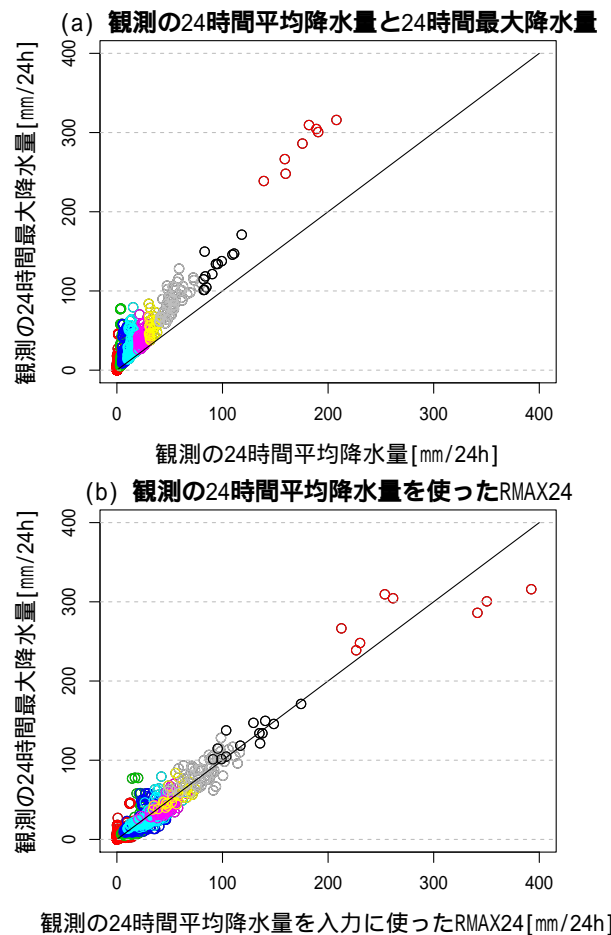


図 4.2.7 (a) は観測の 24 時間平均降水量と 24 時間最大降水量の散布図、(b) は観測の 24 時間平均降水量を使った線形重回帰式による 24 時間最大降水量予測と観測の 24 時間最大降水量の散布図。プロットの各色は平均降水量による層別化を表している（表 4.2.5 を参照）。

予測した結果が図 4.2.7(b) である。ある程度大雨については、ほぼ $y = x$ の理想直線上に分布しており、線形重回帰による予測に大きな性能上の問題は見られず、24 時間降水量に関しては直接的に RMAX24 を計算できると考えられる。

作成方法

RMAX24 は以下の手順で作成している。なお、RMAX24 の予測に説明変数として用いる MRR24 の計算手順も合わせて説明する。

MRR24 を計算する。

数値予報の GPV から説明変数を計算する。

MRR24 と の説明変数の主成分上位 7 位を用いて線形重回帰式で RMAX24 を計算する。

まず、MRR24 を計算する（ ）。MRR24 は、先に計算した MRR3 を 24 時間分積算し (MRR24A)、さらに頻度バイアス補正して作成する。MRR3 は既に一度、頻度バイアス補正を行った予測値であるが、第 4.2.3 項に示すように完全にバイアスコアを 1 に出来ていないわけではない。そのため、単に 24 時間積算しただけでは MRR24A の予測頻度が適切にならないため、再度、

頻度バイアス補正を行っている。

次に、数値予報モデルの GPV から表 4.2.4 の RMAX24 列に示す MRR24 以外の 17 個の説明変数を計算する()。

最後に、MRR24 と の説明変数の主成分、定数項による線形重回帰式によって RMAX24 を計算する()。17 個の説明変数は、そのまま全て利用すると変数同士の相互作用によって予測性能が劣化する可能性があるため(多重共線性)、これら 17 個の説明変数の主成分の上位 7 位を予測に用いる。変数選択でなく主成分分析を用いるのは、どの説明変数を用いるのが良いかは予測式の開発に用いる期間中の事例に依存することが多く、単一の変数の選択が必ず優れているとは言えないと考えたためである。つまり、予測式は、MRR24 と 17 個の説明変数の上位 7 位の主成分、そして定数項を用いる(4.2.2) 式のような形となる。

$$\begin{aligned} \text{RMAX24} = & w_0 \times \text{MRR24} + w_1 \times \text{主成分 1} + \dots \\ & + w_7 \times \text{主成分 7} + \text{定数項} \end{aligned} \quad (4.2.2)$$

ここで、 $w_i (i = 0 \sim 7)$ は線形重回帰で求めた係数である。図 4.2.7(b) で示した通り、観測の 24 時間平均降水量を用いた予測は非常に高精度であることから、仮に適切な MRR24 を与えることが出来れば RMAX24 の予測精度が高くなることは想像に難くない。ただし MRR24 は、MRR3 の計算から始まり、MRR3 を 24 時間分積算し、さらにもう一度頻度バイアス補正して計算するため、予報モデルが持つ誤差に加えて、各所の統計手法によって生じる誤差が蓄積、場合によっては増幅されて予期しない大雨が予想されてしまう場合もあり得る。そのため、RMAX24 では解析雨量から計算した気候値を用いて、極端に大きな予測値を防ぐ品質管理を行っている。

説明変数

で計算した MRR24 のほかに、SSI や EHQ, ESHS といった MRR3 や PoP6 と同じ説明変数や、近年、予報作業で広く参照されるようになった 500 m 高度面の物理量(加藤 2011) や等温位面渦位などを説明変数として利用する。なお、MRR24 については、予測式作成時には観測の 24 時間平均降水量を用いる。

層別化

RMAX24 の予測式は、予測対象格子と予測式に与える平均降水量によって層別化する(表 4.2.5)。予測対象格子による層別化は、他の予測要素と同じく格子毎に固定した要因である地形の影響などを考慮するために行う。GSM-RMAX24 は、他の GSM ガイダンスと同じく 20 km 格子毎に予測式を持つ。一方で、MSM-RMAX24 は MSM-RMAX31 や RMAX33 と異なり、GSM ガイダンスとは独立な 5 km 格子毎の予測式を持つ。つまり、GSM, MSM の両ガイダンスで共通のニューラルネットワークを用いて 20 km 格子の RMAX を計算した後

に 5 km 格子に変換する MSM-RMAX31 や RMAX33 と違い、MSM-RMAX24 では初めから 5 km 格子で計算する。これは、RMAX24 を現在の手法に変更した際に、直接 5 km 毎に予測した方が大雨の予測精度が高かったためである。予測式は、図 4.2.4 に示した青、緑、黄、赤色の 4 色の格子で作成し、灰色の格子は作成に用いる観測値が存在しないため、単純に水平距離が近い格子の予測式で代用する。また、予測式の作成は RMAX31 や RMAX33 と同じく過去データを用いた一括学習によって行い、逐次更新は行わない。なお、現手法の RMAX24 は 2013 年 3 月に運用を開始しており、2014 年に雨量観測点が新規に設置された島嶼部(東京都青ヶ島や鹿児島県鹿児島郡十島村の平島や宝島など)の観測データは、予測式の作成時に利用されていないことに留意が必要である。このため、予測式の作成に用いる期間を更新して最新の観測データを取り込むことが課題の 1 つとなっている。

平均降水量による層別化は、図 4.2.7(a) で示したような平均降水量に対する最大降水量のばらつき具合の違いを考慮するために行う。その閾値も RMAX31 や RMAX33 と同様に、予測式作成時とガイダンス計算時で変えており、作成時には閾値付近のデータを重複して利用することで、作成する予測式の信頼性を高めている。一方、RMAX31 や RMAX33 には無い仕様として、予測式の作成時に各層に一定数以上のデータ数を要求し、不足する場合にはその層の予測式は作成しない点が挙げられる。これは、データ数が不足した状態で作成された予測式は一般にその予測精度が低いと考えられるためである。ガイダンス計算時には、作成できている予測式を平均降水量の層別化について降順に探索し、最初に見つかった予測式を利用する。なお、初期時刻や予報時間による層別化は行っていない。これは、RMAX24 がそもそも 24 時間を対象としているために降水の日変化を考慮する必要がないことや、予報時間によるモデルの予測特性の変化は MRR3 の計算時点で考慮されているものとして扱うからである。

4.2.3 統計検証

GSM 及び MSM 降水ガイダンスの統計的な検証結果を示す。

GSM 及び MSM は、その数値予報モデル本体がそれぞれ、2017 年 5 月 25 日と 2 月 28 日に改良されているため、本項ではこれら最新の数値予報モデルの予測結果を使ったガイダンスの検証結果を示す。なお、GSM と MSM のモデル間の比較の場合は同じ格子サイズで比較するために、MSM-MRR3 と MSM-POP6 は 20 km 格子中に含まれる 5 km 格子の平均値に、MSM-RMAX は 20 km 格子中に含まれる 5 km 格子の最大値に変換してから検証する。

MRR3

初めに、GSM 及び MSM-MRR3 が入力とするモデルの降水量予測を改善しているかを確認する。

図 4.2.8 は、GSM 及び MSM-MRR3 の各々のモデル 3 時間降水量との予測精度比較で、ここでは降水量閾値別 ETS 及び BI と予報時間別 ETS の比較を示している。検証期間はいずれも 2016 年の 1 年間で、検証に用いた初期値と予報時間は、GSM-MRR3 及び GSM3 時間降水量が全初期値 (00, 06, 12, 18UTC 初期値) の FT=6 から FT=27 (予報時間別 ETS は FT=84)、MSM-MRR3 及び MSM3 時間降水量は 03, 09, 15, 21UTC 初期値の FT=3 から FT=24 (同 FT=39) である。検証対象格子は、図 4.2.4 で青、緑及び黄色で示した全国の陸上及び周辺の海上格子である。

図 4.2.8(a) より、GSM-MRR3 は 80 mm/3h 以下、つまりほぼすべての閾値について GSM の降水量予測を改善していることが分かる。GSM には予測降水量が多いほど予測頻度が低くなる特性があり、GSM-MRR3 はこれを適切な頻度に修正していることから、予測精度の改善には予測頻度を観測頻度に近づける頻度バイアス補正が大きく寄与していると考えられる (図 4.2.8(b))。図 4.2.8(c) は、横軸に予報時間をとった、1.0, 10.0, 30.0 mm/3h の予報時間別 ETS の比較である。降水量閾値によって GSM からの改善幅に違いはあるものの、いずれの降水量でも予報時間全体にわたって GSM-MRR3 は GSM の降水量予測を改善していることが分かる。

一方で、MSM-MRR3 と MSM の降水量予測の間には、1 mm/3h 程度の弱い降水を除いて GSM で見られたほどの大きな予測精度の改善は見られない (図 4.2.8(d), (f))。ただし、BI を確認すると MSM の降水量予測には、GSM とは逆に予測降水量が多いほど予測頻度が過剰になる傾向があるが、MSM-MRR3 は概ね 80 mm/3h まで適切な予測頻度に補正していることが分かる (図 4.2.8(e))。MSM-MRR3 は、MSM の予測頻度が観測頻度に比べて過大という予測特性を抑制しつつ予測精度は維持しており、予測の空振りを減らしているという点で MSM の降水量予測を改善している。

次に、夏季と冬季に分けて GSM-MRR3 と MSM-MRR3 を比較する。図 4.2.9 は、2016 年夏季 (6 月～8 月) と 2016 年冬季 (12 月～翌 2 月) の GSM-MRR3 及び MSM-MRR3 の予測精度比較である。検証期間が夏季と冬季である点、冬季の予報時間別 ETS 図の降水量閾値が 1.0, 5.0, 10.0 mm/3h である点以外は、検証に用いた初期値、予報時間、検証領域、夏季の降水量閾値は図 4.2.8 に同じである。なお、予報時間別 ETS の横軸には GSM-MRR3 の予報時間をとっており、MSM-MRR3 については予報対象時刻が揃うように 3 時間ずらしてプロットしている。図 4.2.9(a) より、夏季は概ね MSM-MRR3 の方が GSM-MRR3 より ETS が高く、予測精度が高いこ

とが分かる。また、図 4.2.9(c) からは、1 mm/3h の弱い雨を除いて MSM-MRR3 の方が GSM-MRR3 よりも予測精度が高いこと、予報時間半日程度までが特に高いことが分かる。前者は、MSM の方が数値予測モデルの水平格子間隔が細かく地形の表現が精緻であり強雨の表現が良いこと、後者はメソ解析においてレーダー反射強度データを同化 (幾田 2011) するなどして、初期時刻に近い予報時間の降水表現が良いことが反映されていると考えられる。これらの特徴から、実況経過と MSM の予測が大きく外れている場合を除いては、夏季の予報時間の初めころは特に MSM ガイダンスを利用するべきであろう。

一方で、冬季は夏季に比べてガイダンスの精度差が小さく (図 4.2.9(d))、また予報時間が長くなってくると GSM-MRR3 と MSM-MRR3 の予測精度が逆転する場合が見られる (図 4.2.9(f))。特に 1 mm や 5 mm/3h では、1 日程度で予測精度が逆転する傾向が明瞭である。1 mm/3h については、GSM と MSM の 3 時間降水量を比較しても同様に 1 日程度で予測精度が逆転する傾向が見られた (図略) ため、数値予測モデルの予測精度が反映されたものと考えられる。5 mm/3h については、GSM と MSM の 3 時間降水量の間では予測精度が逆転する傾向は見られなかった (図略) が、図 4.2.8(a) 及び (d) の 5 mm/3h のモデルと MRR3 の精度差からも分かるように、MSM-MRR3 と MSM はほぼ精度差が無い一方で、GSM-MRR3 は GSM の降水量予測を改善しており、この影響で予報時間後半での予測精度の逆転が発生したと考えられる。このように冬季については、夏季ほどは MSM-MRR3 の方が優位とは言えず、気象場に応じて適切なモデルのガイダンスを選択する必要がある。

RMAX

続いて、GSM 及び MSM-RMAX31, RMAX33 及び RMAX24 の予測精度を示す。

図 4.2.10 は、2016 年 6 月～8 月の RMAX31 及び RMAX33 の予測精度比較である。予報時間別 ETS 図の降水量閾値が、5.0, 10.0, 30.0 mm/h または mm/3h である点以外の検証条件は図 4.2.9 に同じである。図 4.2.10(a) 及び (d) より、RMAX31 及び RMAX33 についても、ほぼ全ての閾値で MSM ガイダンスの方が GSM ガイダンスよりも予測精度が高くなっており、MSM ガイダンスの方が短時間の強雨の予測に優れていると言える。しかし、予測頻度については GSM, MSM 両ガイダンスともに過小傾向が見られ、防災気象情報に用いるガイダンスとしては最適な状態とは言い難い (図 4.2.10(b) 及び (e))。この原因として、MRR3 以外の説明変数の予測特性が RMAX31, RMAX33 のニューラルネットワーク作成時点から変わってきていることが考えられる。RMAX31 及び RMAX33 のニューラルネットワークは、2010 年の予報作業支援システムの運

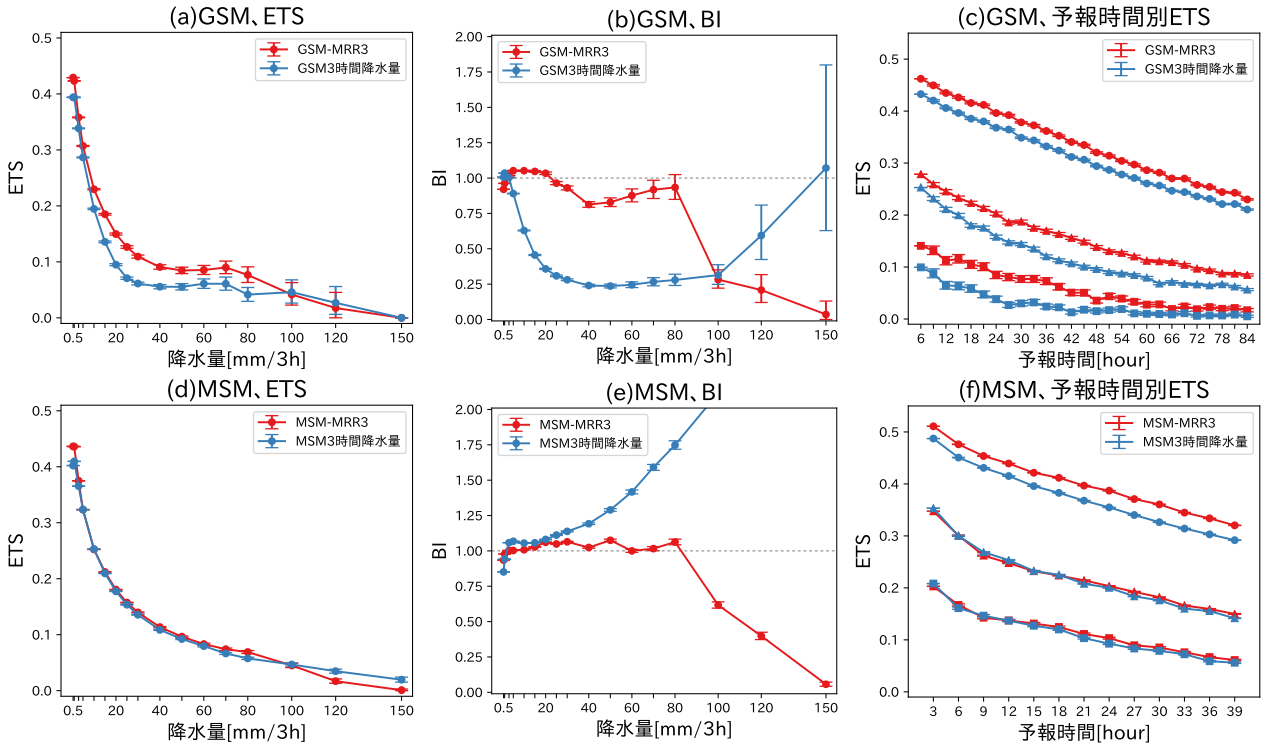


図 4.2.8 GSM-MRR3 及び MSM-MRR3 の各々のモデルの 3 時間降水量との予測精度比較。(a)~(c) は通年 (2016 年 1 年間) の GSM-MRR3 と GSM3 時間降水量の比較、(d)~(f) は通年の MSM-MRR3 と MSM3 時間降水量の比較。(a), (d) は ETS、(b), (e) は BI、(c), (f) は予報時間別 ETS で、降水量閾値は 1.0 mm/3h (丸)、10.0 mm/3h (三角)、30.0 mm/3h (四角) である。各図ともエラーバーはブートストラップ法で求めた 95%信頼区間を、赤線は MRR3、青線はモデルの 3 時間降水量を表す。

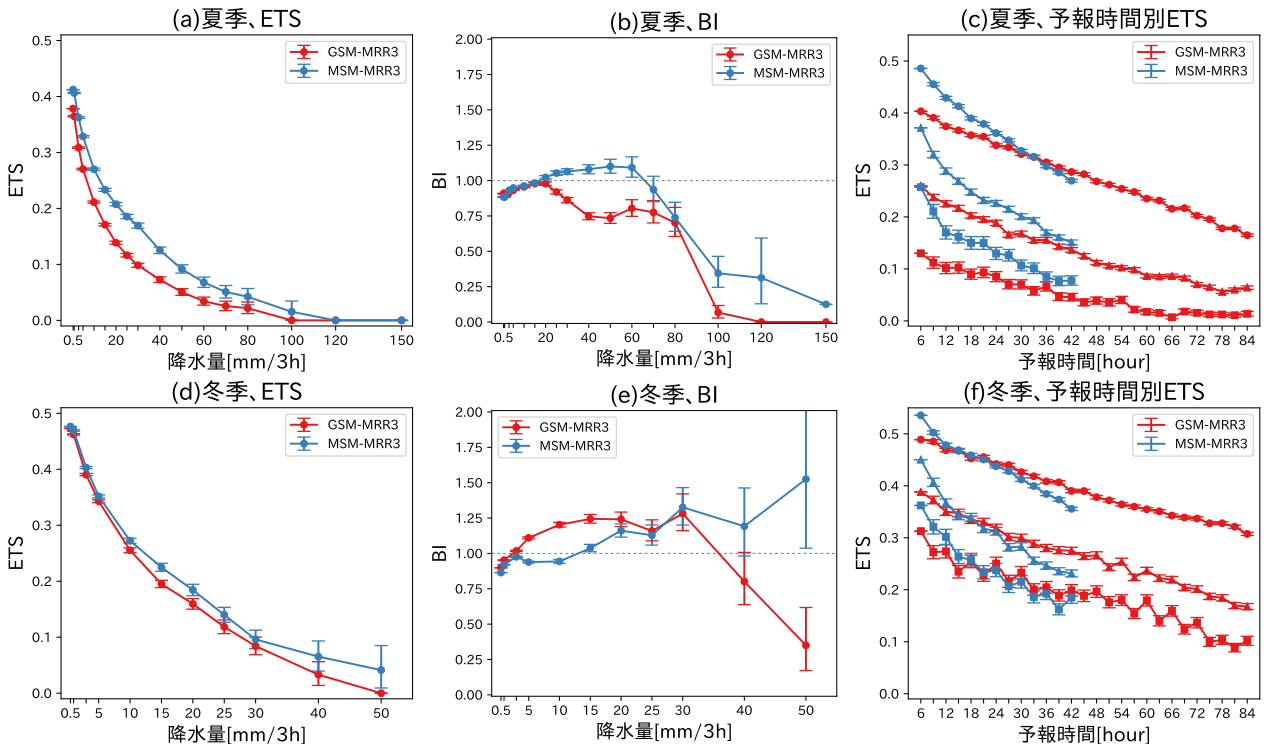


図 4.2.9 GSM-MRR3 と MSM-MRR3 の季節別の予測精度比較。(a)~(c) は夏季 (2016 年 6 月 ~ 8 月) の GSM-MRR3 と MSM-MRR3 の比較、(d)~(f) は冬季 (2016 年 12 月 ~ 2017 年 2 月) の比較。(c) 及び (f) 図の横軸には GSM-MRR3 の予報時間を取り、MSM-MRR3 は予報対象時刻が揃うように 3 時間ずらしてプロットしている。また、(c) の降水量閾値は 1.0 mm/3h (丸)、10.0 mm/3h (三角)、30.0 mm/3h (四角)、(f) は降水量閾値 1.0 mm/3h (丸)、5.0 mm/3h (三角)、10.0 mm/3h (四角) である。各図ともエラーバーはブートストラップ法で求めた 95%信頼区間を、赤線は GSM-MRR3、青線は MSM-MRR3 を表す。

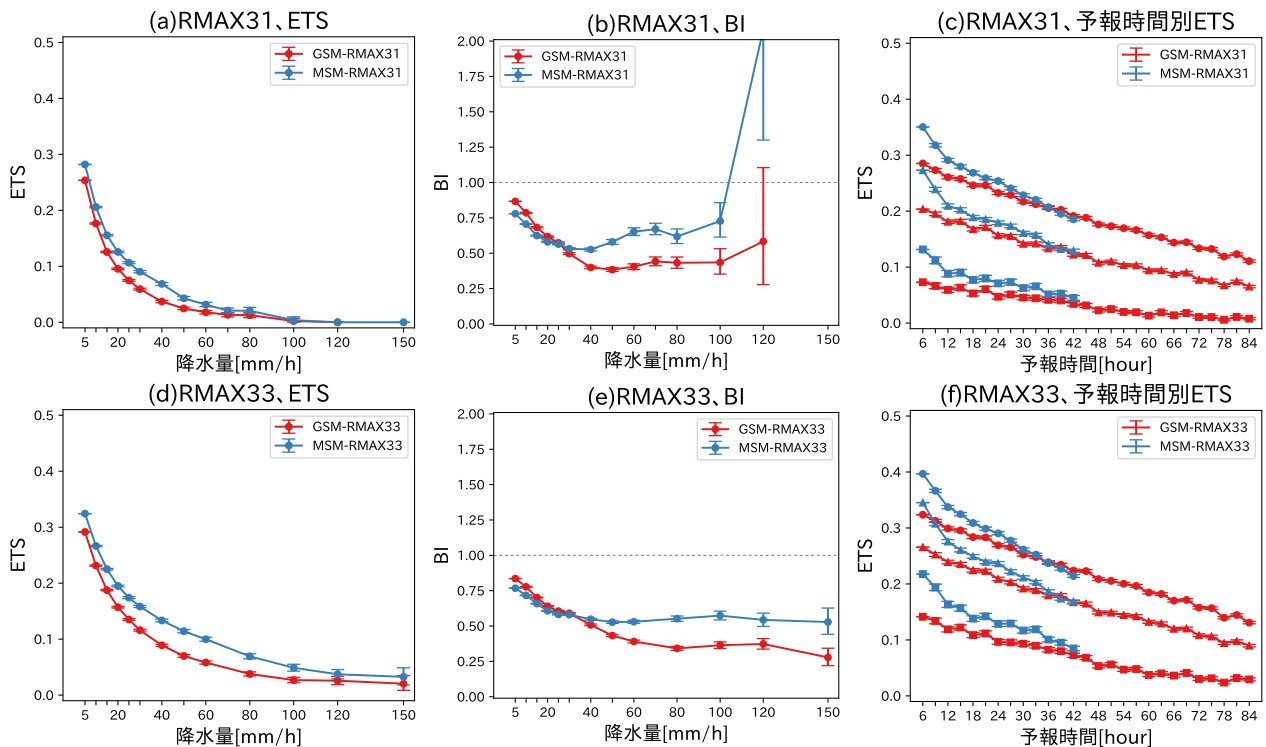


図 4.2.10 GSM 及び MSM の RMAX31, RMAX33 の予測精度比較。検証対象期間は 2016 年 6 月～8 月で、(a)～(c) は RMAX31 の ETS, BI 及び予報時間別 ETS、(d)～(f) は RMAX33 の ETS, BI 及び予報時間別 ETS。(c) 及び (f) の降水量閾値は、5.0 mm/h または mm/3h (丸)、10.0 mm/h または mm/3h (三角)、30.0 mm/h または mm/3h (四角) で、赤線は GSM-RMAX31 または RMAX33、青線は MSM-RMAX31 または RMAX33 を表す。その他の図の見方は、図 4.2.9 に同じ。

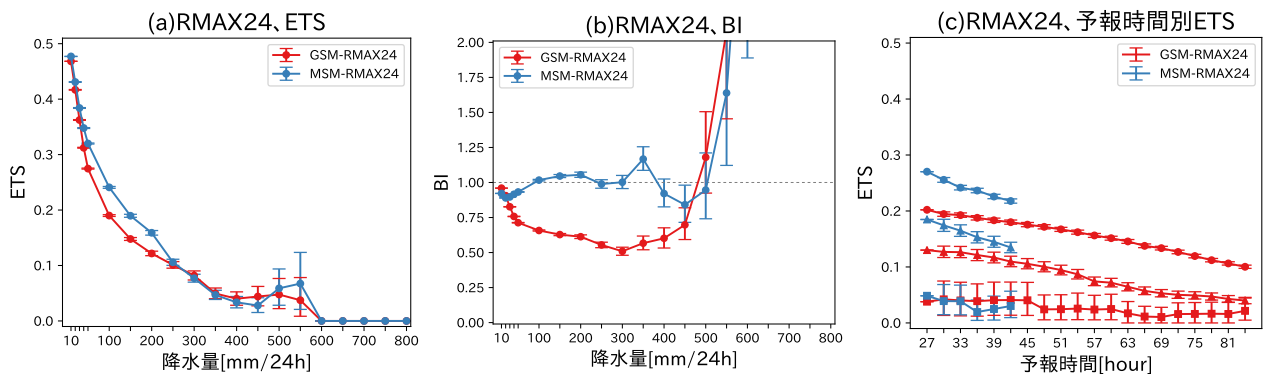


図 4.2.11 GSM-RMAX24 と MSM-RMAX24 の予測精度比較。検証対象期間は 2016 年の 1 年間で、(a) は ETS、(b) は BI、(c) は予報時間別 ETS。(c) の降水量閾値は、100 mm/24h (丸)、200 mm/24h (三角)、400 mm/24h (四角) で、赤線は GSM-RMAX24、青線は MSM-RMAX24 を表す。その他の図の見方は、図 4.2.9 に同じ。

用開始と同時に最適化されたのが最後であり、その後行われた数値予報モデルの改良には対応していない。そのため、図 4.2.8 で示したように MRR3 の予測頻度が適切であっても、RMAX31 や RMAX33 の予測頻度が適切にならないと考えられる。これら予報モデル改良による変化を取り込んだニューラルネットワークの最適化は、優先度の高い課題の 1 つと考えている。

MRR3 と同様に、RMAX31 や RMAX33 を予報時間別に比較した図が図 4.2.10(c) 及び (f) である。MSM の予報時間内は概ね MSM-RMAX31 や RMAX33 の方が GSM-RMAX31 や RMAX33 より予測精度が高い傾向

がある点は、MRR3 の場合と同じである。一方で、図 4.2.9(c) と 10 mm/3h や 30 mm/3h の閾値で比較すると、MSM-RMAX31 や RMAX33 の GSM-RMAX31 や RMAX33 からの改善幅は MRR3 の場合より小さく、MSM ガイドスの優位性は相対的に低い。これは、RMAX31 と RMAX33 では GSM, MSM ガイドスで同じ 20 km 格子のニューラルネットワークを RATIO の計算に用いていることが理由の 1 つに考えられる。十分な期間の開発データを準備できれば、MSM-RMAX24 のように直接 5 km 格子で作成することで予測精度の改善が期待できるため、MSM-RMAX31 や RMAX33

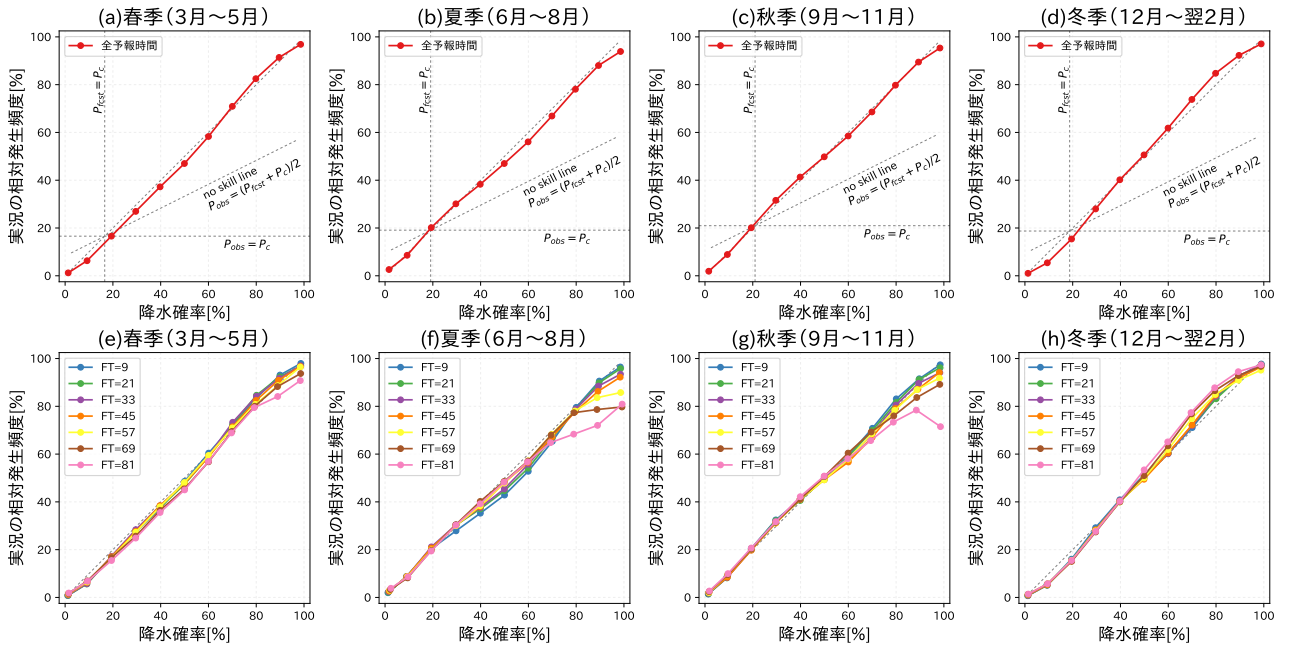


図 4.2.12 GSM-PoP6の季節別信頼度曲線。上段の(a)~(d)は全予報時間をまとめて検証した場合、下段の(e)~(h)は予報時間別に検証した場合で、色は予報時間を表す。季節は、(a)及び(e)は2016年春季(3月~5月)、(b)及び(f)は夏季(6月~8月)、(c)及び(g)は秋季(9月~11月)、(d)及び(h)は冬季(12月~翌2月)として検証した。

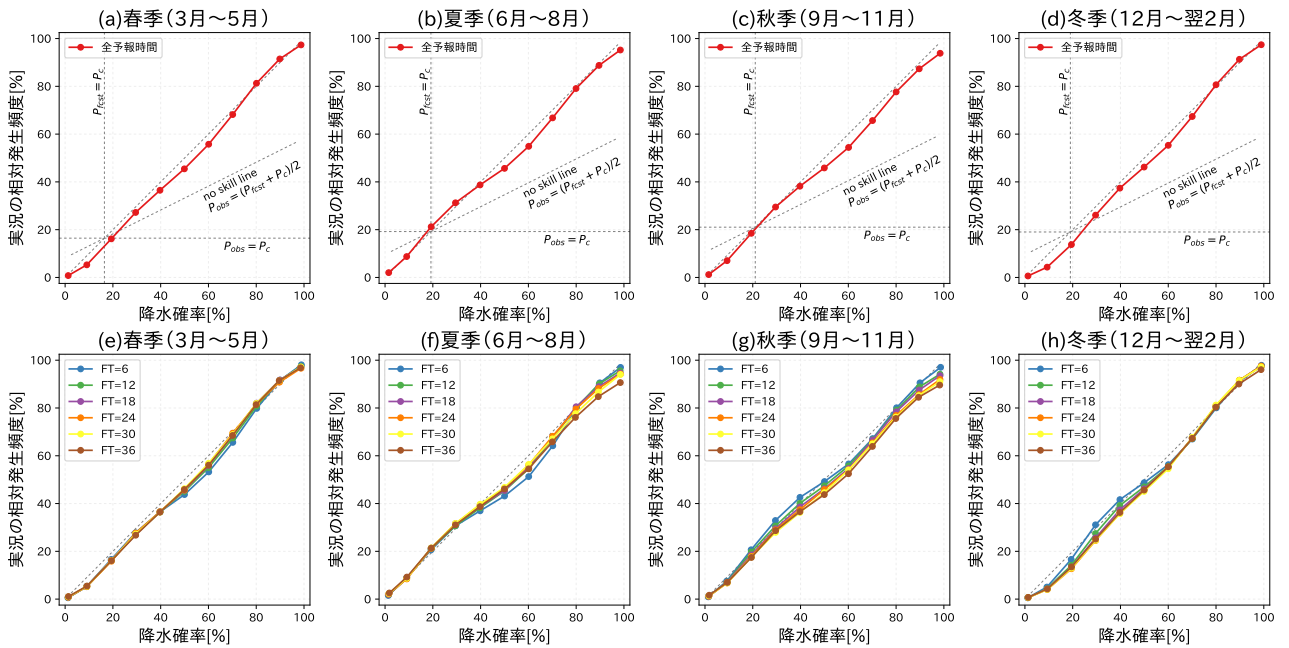


図 4.2.13 MSM-PoP6の季節別信頼度曲線。図の見方は図 4.2.12 に同じ。

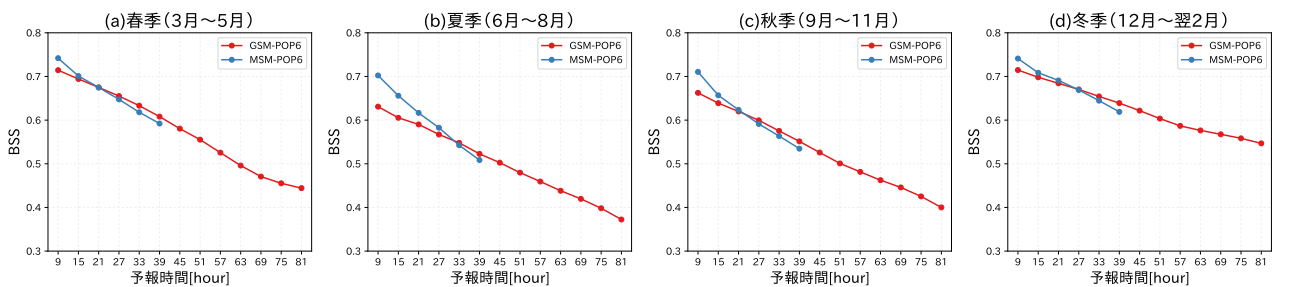


図 4.2.14 GSM-PoP6とMSM-PoP6の予測精度比較。(a)~(d)は季節別のGSM-PoP6とMSM-PoP6のBSS。季節の分け方は図 4.2.12 に同じで、赤線はGSM-PoP6、青線はMSM-PoP6を表す。また、図の横軸にはGSM-PoP6の予報時間を用いており、MSM-PoP6は予報対象時刻が揃うように描いている。

の作成手法の見直しも今後の課題と言えるだろう。

図 4.2.11 は、GSM 及び MSM-RMAX24 の予測精度比較である。検証期間が 2016 年の 1 年間で予報時間に GSM-RMAX24 では FT=27 から FT=42 (予報時間別 ETS は FT=84) を、MSM-RMAX24 では FT=24 から FT=39 を用いた点、予報時間別 ETS の降水量閾値が 100, 200, 400 mm/24h である点以外は、検証条件は図 4.2.9 に同じである。RMAX24 については、200 mm/24h 程度までは MSM-RMAX24 が GSM-RMAX24 よりも概ね ETS が高く、また BI も 400 mm/24h 程度まではほぼ 1 前後になっている (図 4.2.11(a) 及び (b))。また、予報時間別 ETS の図から、この傾向は MSM の予報時間内は一貫していることも分かる (図 4.2.11(c))。一方で、500 から 600 mm/24h では ETS が上がっていたり、BI が極端に高いなど、個々の事例でのランダム誤差の影響を受けている可能性や、ここまでの大雨について適切な予測式が作成できていない可能性が考えられるなど、評価することは難しい。ここまでの大雨の予測となると、一般に統計的手法で精度良く予測することは非常に困難であると考えられるため、こういった大雨の予測が出た場合には RMAX24 の予測値をそのままは使用せずに、(山本 2012) でも述べられているように大雨のポテンシャルを示す定性的な情報として扱う必要があるだろう。

PoP6

最後に、GSM-PoP6 及び MSM-PoP6 の検証結果を示す。図 4.2.12 及び図 4.2.13 は、季節別の PoP6 の信頼度曲線である。ここでは、検証期間を 2016 年 3 月から 2017 年 2 月とし、期間を 2016 年春季 (3 月~5 月)、夏季 (6 月~8 月)、秋季 (9 月~11 月)、冬季 (12 月~翌 2 月) の 4 つに分割して検証した。検証に用いた初期値と予報時間は、GSM-PoP6 は全初期値 (00, 06, 12, 18UTC 初期値) の FT=9 から FT=81 を 6 時間毎、MSM-PoP6 は 03, 09, 15, 21UTC 初期値の FT=6 から FT=36 を 6 時間毎である。まず、全予報時間の図より、GSM-PoP6、MSM-PoP6 の両ガイダンスともに、季節・予報時間によらず信頼度曲線は概ね $y = x$ の理想直線に近いが、夏季や秋季の高確率や冬季の低確率で理想直線からやや離れる傾向が見取れる。前者の夏季と秋季の高確率については、予報時間別の図で詳しく見ると、特に予報時間後半で GSM-PoP6 が理想直線からのズレが大きいことが分かる。これは、夏季や秋季の予報時間の長い予報の場合は、降水を精度良く予測することが難しい影響が現れていると考えられる。後者の冬季の低確率での過大傾向は、GSM-PoP6、MSM-PoP6 で同程度に現れており、適切な降水確率予報に資するための改良を今後も継続する必要があると考えている。

図 4.2.14 は、GSM-PoP6 及び MSM-PoP6 の予報時間別のブライアスキルスコア (BSS) で、横軸にとつ

た GSM-PoP6 の予報時間と予報対象時刻が揃うように MSM-PoP6 を描いてある。なお、検証期間や、検証に用いた初期値は図 4.2.12 及び図 4.2.13 に同じである。この図より、いずれの季節でも予報時間が長くなると MSM-PoP6 と GSM-PoP6 の予測精度が逆転することが分かる。この特徴は、図 4.2.9(c) 及び (f) の 1.0 mm/h 閾値の検証結果に見られた特徴と合致している。特に弱い雨に関して、MSM ガイダンスの方が GSM ガイダンスより予測精度が高いのは、夏季では FT=24 程度までで、他の季節ではこれより短い (冬季ほど短い) 予報時間までといった特徴には留意する必要がある。

4.2.4 事例検証

GSM 及び MSM 降水ガイダンスの予測特性や利用上の留意点を表す事例をいくつか紹介する。

モデルの降水量以外の情報がガイダンスに反映された例

図 4.2.15 は、平成 29 年台風第 5 号 (T1705) が日本の南海上を奄美地方に向かって西進していた 8 月 4 日 9 時の日本域地上天気図、観測の 3 時間平均降水量、GSM3 時間降水量予測、GSM-MRR3 及び MRRA、説明変数の 1 つである OGES の MRRA への寄与量である。太平洋側の紀伊半島や四国、九州の東側斜面では、台風との距離は離れているものの、台風の北側を回り込んでくる暖湿気が地形の影響で強制上昇し雨雲が発生、多い所では 10~20 mm/3h の降水が観測されている。この地形性の降水に対して、GSM は降水を予測しているものの数 mm/3h しか予測しておらず過小な予測になっている。一方で、GSM ガイダンスはモデルが持つ降水量以外の情報を予測式に取り込むことで、これら東側斜面の降水予測を観測値に近づけている。図 4.2.15(f) は、この時に GSM-MRRA を増やす働きをしていた、地形性上昇流と大気中の水蒸気量による降水量への効果を見積もる OGES の寄与量である。これら東側斜面では OGES が GSM-MRRA に対して正の寄与量を持っており、湿った東風が地形によって強制上昇されるといった情報が予測式に取り込まれ降水量予測を増やしていることが分かる。このように、適切な説明変数を設定することができれば、数値予報モデルの降水量予測が不十分な場合にガイダンスはその予測を大きく改善できる。

数値予報モデルの系統誤差が修正される例

図 4.2.16 は、2017 年 8 月 25 日 9 時の日本域地上天気図、観測の 3 時間平均降水量及び GSM-MRR3 と GSM3 時間降水量である。この日は、オホーツク海に位置する低気圧からのびる寒冷前線が本州を南下しており、前線上を発達しながら東進した積乱雲列によって北陸から東北地方では未明から大雨となった。図 4.2.16 の GSM-MRR3 と GSM の 3 時間降水量に注目すると、GSM-MRR3 はその初期時刻に因らず一貫

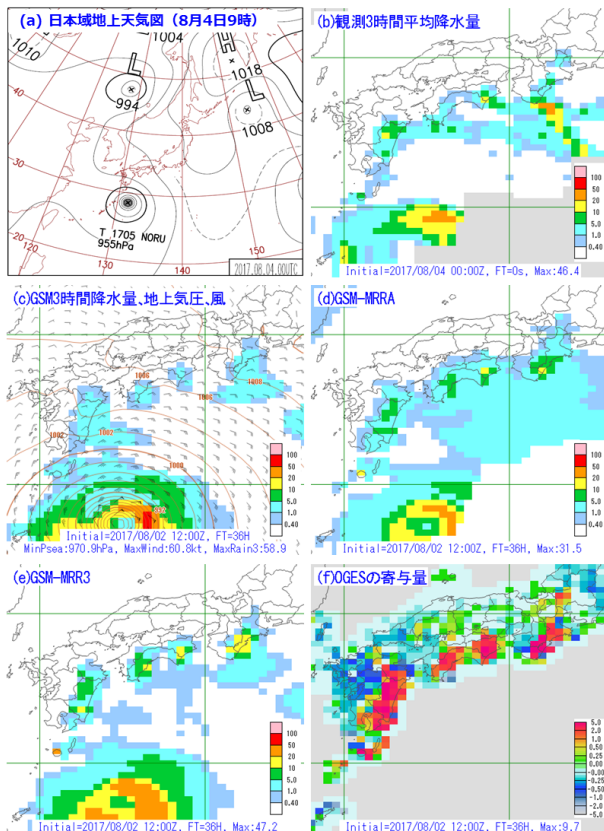


図 4.2.15 T1705 事例での 2017 年 8 月 4 日 9 時を対象とする、(a) 日本域地上天気図、(b) 観測の 3 時間平均降水量、(c) GSM の 3 時間降水量と地上気圧、風の予測、(d) GSM-MRRA、(e) GSM-MRR3、(f) OGES の寄与量。(c)~(f) は、2017 年 8 月 2 日 12UTC 初期値の FT=36。降水量の単位はいずれも mm/3h。

して GSM の予測を上方修正して観測値に近づけている。これは、GSM の水平分解能ではこの事例で観測されたほどの降水の集中は多くの場合予想できないものの、GSM-MRR3 では主に頻度バイアス補正によって大雨の予測頻度を高めることで予測しうることを示しており、ガイダンスが数値予報モデルの系統的な誤差を修正している例と言える。

夏季の短時間強雨

夏季の短時間強雨の予測は難しく、図 4.2.10 に示した通り、RMAX31 や RMAX33 の予測精度は決して高いものではない。図 4.2.17 は、2016 年 8 月 18 日の 18 時を予報対象時刻とした GSM 及び MSM-RMAX33 の予測例である。この日は北日本から東日本にかけて前線が停滞する中、上空には寒気が流入し東日本を中心に猛烈な雨となった。図 4.2.17(c) 及び (d) は、この時の GSM 及び MSM-RMAX33 であるが、両ガイダンスともに観測値に比べて強雨の範囲が狭い。また、ピークの降水量も、MSM-RMAX33 の方が観測値に近い予測ではあるものの、観測された 150 mm/3h といった大雨には遠い予測となっている。図 4.2.10 で示した通り、RMAX33 や RMAX31 の予測頻度は観測頻度比

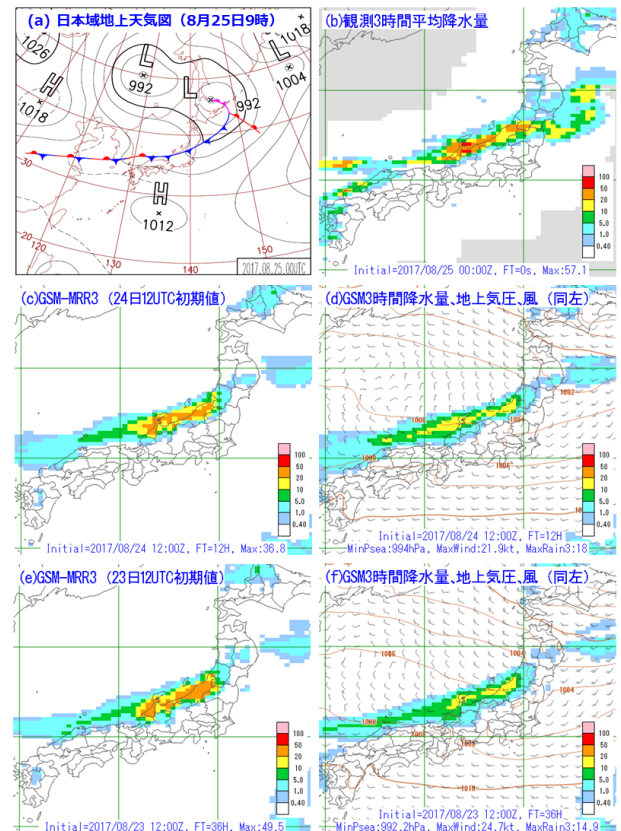


図 4.2.16 2017 年 8 月 25 日 9 時を対象とする、(a) 日本域地上天気図、(b) 観測の 3 時間平均降水量、(c) 及び (e) GSM-MRR3、(d) 及び (f) GSM の 3 時間降水量と地上気圧、風の予測。初期時刻及び予報時間は、(c) 及び (d) が 8 月 24 日 12UTC 初期値の FT=12、(e) 及び (f) は同 23 日 12UTC 初期値の FT=36。降水量の単位はいずれも mm/3h。

べて低くなっており、特に不安定性の降水ではこの事例のように GSM、MSM ガイダンスとともに予測が過少傾向となることが多い。

統計検証から見える別の特徴として、予報時間のはじめ頃は予報時間後半に比べて MSM-RMAX の精度が GSM-RMAX に比べて高いことが上げられる (図 4.2.10(c) 及び (f))。これは、図 4.2.18 に示したような、梅雨前線の南側で強雨域が近づいてくるような場合の精度差を反映していると考えられ、このような場合は GSM ガイダンスより MSM ガイダンスの方がよい予測をする例が多い。図 4.2.18 は、梅雨前線が西日本から東海地方に停滞する中、九州を中心に大雨となった事例である。この日の MSM は、初期時刻によって前線の位置は南北に異なるものの、その南側に東西に広がる強雨を安定して予測していた。また、前日から前線付近では、繰り返し発生、発達する積乱雲によって九州では大雨が続いており、メソ解析を通してこうした観測データが取り込まれて、予報時間はじめ頃の降水予測精度に寄与していたと考えられる。このように、統計検証から夏季は MSM ガイダンスの方が GSM ガイダンスよりも精度が高いが、対象とする気象場に

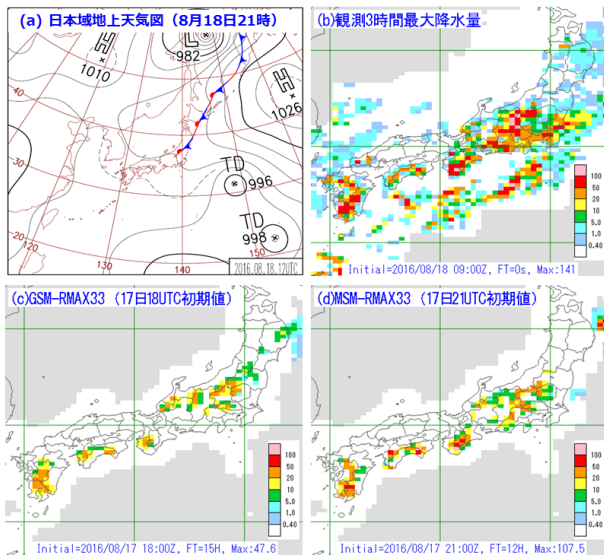


図 4.2.17 (a) 日本域地上天気図 (8月18日21時)、2016年8月18日18時を対象とする、(b) 観測の3時間最大降水量、(c) GSM-RMAX33 (8月17日18UTC初期値のFT=15)、(d) MSM-RMAX33 (8月17日21UTC初期値のFT=12)。 (d) のMSM-RMAX33は、GSM-RMAX33との比較のために20 km格子に変換したものを示している。降水量の単位はいずれも mm/3h。

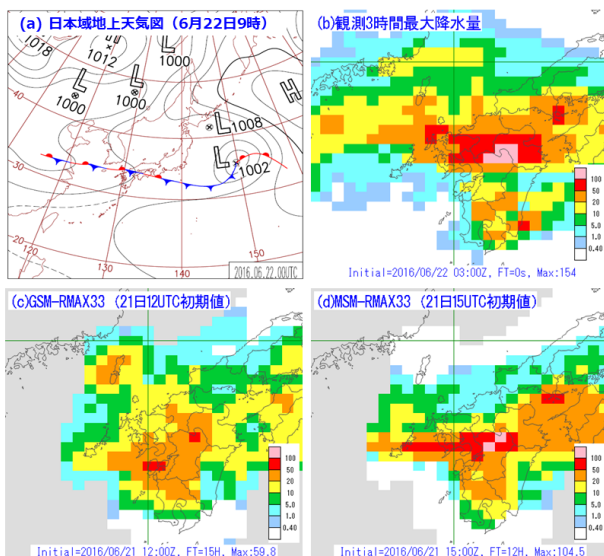


図 4.2.18 (a) 日本域地上天気図 (6月22日9時) 2016年6月22日12時を対象とする、(b) 観測の3時間最大降水量、(c) GSM-RMAX33 (6月21日12UTC初期値のFT=15)、(d) MSM-RMAX33 (6月21日15UTC初期値のFT=12)。その他の図の見方は、図 4.2.17 に同じ。

よって、そのアドバンテージには違いがあることには留意が必要である。

台風による顕著な大雨事例 (T1610)

平成28年台風第10号 (T1610) は、日本の南海上で複雑な動きをした後に統計開始以来初めて東北地方の太平洋側に上陸した台風である。岩手県では300 mm/24h、北海道の十勝地方では500 mm/24hを超える降水を観

測するなど北日本の太平洋側を中心に記録的な大雨となった。このT1610を例に、顕著な大雨時の降水量ガイダンスの予測例とその留意点を示す。

図 4.2.19 は、T1610 が東北地方に上陸した後に日本海へと抜けた2016年8月31日3時のGSM-RMAX24及びモデルの地上予測などである。GSM-RMAX24では図 4.2.19(c) に示すように、岩手県で900 mm/24h近い大雨を予測するなど地域の日降水量記録⁸をはるかに上回る、やや現実離れたガイダンスが予測されていた。図 4.2.19(e) は、(c) と同じ初期時刻の31日3時を対象とするGSMの3時間降水量とGSMが予測したT1610の経路図(四角印)で、T1610のベストトラックも合わせて赤丸印で示している。GSMが予測したT1610の進路は、ベストトラックに比べて30日日中の北北西進が遅く、31日未明ようやく岩手県に上陸する予想だが、実際には30日21時の時点で台風は既に日本海側に達していた。このことから、28日12UTC初期値の予測は、東北地方の東海上での台風の進行速度が実況に比べて遅かったため、太平洋側の地域は降水が実況よりも長く続き、ガイダンスも観測値の3倍近い予測になってしまったと考えられる。比較のためにGSMの予測進路がベストトラックに大きく近づいた30日00UTC初期値の予測も確認する(図 4.2.19(b), (d) 及び(f))。31日12時までの岩手県のRMAX24は、200 mm/24h前後と概ね実況並の予測となっている。このように台風による大雨では台風の進路はもちろんのこと、進行速度の違いが大雨の継続時間に差をつけ、ガイダンスの予測を大きく左右する。また、28日12UTC初期値のような過去の観測記録から大きく外れたガイダンスは、統計手法で適切に補正されていない可能性が高いため、信頼性に欠ける。このようなガイダンスが計算された場合には、ガイダンスの量的な予測をそのままは使用せずに、まずは大雨のポテンシャルを示す定性的な情報として取り扱う必要がある。

4.2.5 利用上の留意点と今後の展望

本節の最後に、第 4.2.3 項及び第 4.2.4 項で示した統計検証及び事例検証を踏まえた利用上の留意点と降水ガイダンスの今後の展望をまとめる。まず、統計検証からMRR3は概ねGSMガイダンスよりもMSMガイダンスの方が精度が高く、その傾向は大雨ほど強いことを示した。一方で、1 mm/3h程度の弱い降水に関しては、予報時間後半ではGSMガイダンスの方が精度が高いこと、また、この傾向は夏季よりも冬季で強く見られることを示した。季節毎のGSM及びMSM-MRR3の特徴を踏まえて、気象場と実況の対比から適切なモデルを選択する必要があると言えるだろう。RMAX31やRMAX33についても同様に、夏季は統計的にはMSM

⁸ 岩手県の沿岸部の気象官署及びアメダスにおける24時間降水量の年間極値はおよそ350 mm/24h前後。

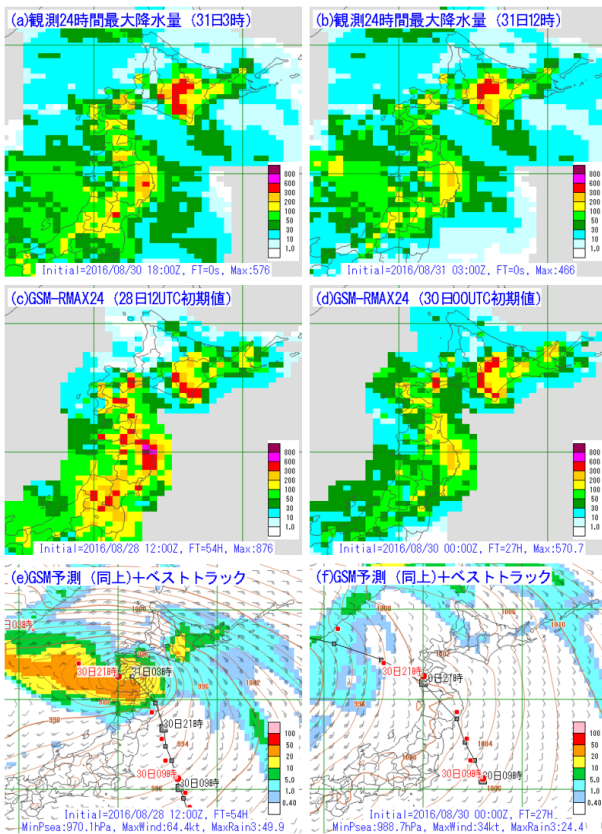


図 4.2.19 T1610 事例での、(a) 及び (b) は観測の 24 時間最大降水量 [mm/24h]、(c) 及び (d) は GSM-RMAX24 [mm/24h]、(e) 及び (f) は GSM の 3 時間降水量 [mm/3h]、地上気圧、風、T1610 の予測進路及びベストトラック。(a) は 8 月 31 日 3 時、(b) は 8 月 31 日 12 時、(c) 及び (e) は 8 月 28 日 12UTC 初期値の FT=54、(d) 及び (f) は 8 月 30 日 00UTC 初期値の FT=27。GSM による予測進路は黒四角で、ベストトラックは赤丸で 3 時間毎の中心位置を結んで示している。

ガイダンスの方が精度高いことを示した。ただし、夏季の短時間強雨で一律に MSM ガイダンスの方が良い傾向があるわけではなく、気象場によってその傾向が異なる点に留意が必要である。RMAX24 は、台風をはじめとした顕著な大雨が予測される場合に、やや現実離れた降水量を予測する場合を確認している。このような場合には、ガイダンスの量的な予測をそのままは使用せずに、大雨のポテンシャルを示す定性的な情報として取り扱う必要がある。PoP6 については、GSM、MSM 両ガイダンスともに、主に冬季の低確率の予測頻度に過大傾向が見られた。また、PoP6 の予測対象が 1 mm/6h といった弱い降水であるため、第 4.2.3 項で述べたように MRR や RMAX よりも MSM ガイダンスの GSM ガイダンスに対する優位性が低い傾向がある点に留意が必要である。

続いて、降水ガイダンスの今後の展望を述べる。まず、MRR については、説明変数の見直しやカルマンフィルタの各種パラメータなどの統計関係の再作成が必要と考えている。現在の MRR の予測に用いる説明

変数は、海老原 (1999) で改良されたのを最後に 20 年近く同じ変数が使われている。しかし、この間、数値予報モデルは改良や高解像度化が行われており、その予測特性や精度は大きく変化しているため、MRR でも予測に利用する説明変数の大幅な見直しが必要と考えられる。見直しに際しては、RMAX24 で既に導入されている 500 m 高度面の物理量など、現在の予報現場で利用が進んでいる各種物理量の導入を進めることで、予測精度だけでなくガイダンスの使いやすさも含めて改善を図っていく必要がある。RMAX については、第 4.2.3 項でも触れたが、RMAX31 及び RMAX33 に用いるニューラルネットワークの再作成を検討している。これは、最後にニューラルネットワークの重み係数を最適化したのが 2010 年であるため、その後の数値予報モデルの改良による予測特性の変化に RMAX を対応させる必要があるためである。また、MSM-RMAX31 や RMAX33 については、20 km 格子での予測を介することなく直接 5 km 格子の RMAX を予測するように改良することも検討したい。これらの改良と同時に、ディープニューラルネットワーク (第 5.2 節) で用いられる最新の技術も取り込んでいくことで、予測精度のさらなる改善が期待できる。RMAX24 についても、2013 年 3 月の現手法の運用開始以降、予測式の再作成を行っていない。第 4.2.2 項で述べたように、予測式の再作成によって運用開始以降に設置された島嶼部の観測データを利用した予測式に更新することが必要である。PoP については、MRR と同様に説明変数の見直しが必要な他に、現在のカルマンフィルタを使った線形予測から、確率値の予測に適したロジスティック回帰へと変更する必要がある。ただし、現在数値予報課で運用しているロジスティック回帰によるガイダンスはすべて係数固定型である。ロジスティック回帰の導入の際には、数値予報モデルの改良時に新しいモデルへの適応が容易になるように、逐次学習型のガイダンスとする必要もあるだろう。

そのほかにも、メソアンサンブル予報システム (MEPS) を入力とした MEPS 降水ガイダンス (第 5.1.1 項 (1)) や LFM を入力とした LFM 降水ガイダンス (第 5.1.1 項 (2)) の開発、これらと既存の GSM 及び MSM のガイダンスを統合して単一の予測資料にした統合型ガイダンス (第 5.1.2 項) の開発、さらに 48、72 時間最大降水量ガイダンスなどの新しいガイダンスの開発を計画している。MEPS 降水ガイダンスについては、既存の MSM ガイダンスと同様の統計補正をアンサンブルメンバー毎に行うことで、モデル降水量から抽出する場合よりも高精度な予測の信頼度情報やより実況の推移に近いアンサンブルメンバーの降水量予測の提供が可能になると考えている。LFM は、MSM よりも時空間規模の小さい現象の表現力の向上や最新の実況を反映した初期値による予測結果を MSM 以上に高頻度かつ迅速に提供すること (永戸ほか 2013) を狙って運

用しており、この LFM の降水量予測を統計補正によって、より高精度にした LFM ガイダンスの提供を目指し開発を進めている。また、これら新しいガイダンスの開発によって、予測資料は現在よりも大幅に増えるものの、その予測資料の多さ故に適切な利用が難しくなることも懸念されている。そこで、予報モデルや解像度、更新頻度、予報シナリオの異なった複数のガイダンスを 1 つの高精度な予測資料に統合することを目指した統合型ガイダンスの開発も計画している。最後の 48, 72 時間最大降水量ガイダンスの開発は、予報現場からの要望に基づいた計画であり、特別警報の基準の 1 つとなっている 48 時間降水量の予測支援や、より長い期間での総雨量の予測を支援することを目的に開発を計画している。

付録 4.2.A 降水ガイダンスの説明変数の算出方法

ここでは表 4.2.4 に示した降水ガイダンスで用いる説明変数の計算方法を解説する。本項では、計算方法が類似している場合や関連する説明変数をまとめて記述する。これらの説明変数の計算には、数値予報モデルの地上面予報値及び 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300 hPa の計 8 層の気圧面予報値を利用しており、以下では、 T は気温 [K]、 P は気圧 [hPa]、RH は相対湿度 [%]、 U は風の東西成分 [m/s]、 V は風の南北成分 [m/s]、OMG は鉛直 P 速度 [hPa/h]、 Q は比湿 [g/kg]、QS は飽和比湿 [g/kg] を表し、下付きの数値は使用する気圧面を表す。

NW85, NE85, NW50, NE50

NW85 及び NE85 は、次の式で計算する。

$$NW85 = U_{850} \times \cos \frac{315}{180} \pi + V_{850} \times \sin \frac{315}{180} \pi \quad (4.2.3)$$

$$NE85 = U_{850} \times \cos \frac{225}{180} \pi + V_{850} \times \sin \frac{225}{180} \pi \quad (4.2.4)$$

風の東西成分 U_{850} 及び南北成分 V_{850} に NW – SE 方向及び NE – SW 方向の単位ベクトルを乗じることで、北西–南東方向及び北東–南西方向の風速 [m/s] を計算する。NW50 及び NE50 も、使用する気圧面が異なるだけで計算方法は同じである。

SSI, 7SSI92

SSI⁹(Showalter 1953) は、大気成層安定度を表す指数の 1 つであるショワルター安定指数である。

$$SSI = T_{500} - T_{pc} \quad (4.2.5)$$

T_{pc} は 850 hPa にある空気の気温と露点温度から出発し、空気塊を 500 hPa まで強制的に持ち上げた場合の気温 [K] である。その際、空気塊が飽和に達するまでは乾燥断熱減率に沿って、それ以降は湿潤断熱減率に沿って持ち上げる。また、7SSI92 は、大気下層の成層安定度に注目して 925–700 hPa 間で計算した SSI である。

TPW, PCWV

可降水量 (TPW) 及び PCWV は、次の式で計算する。ただし、 OMG_{850} [hPa/h] が正、つまり下降流の場合には $PCWV = 0$ とする。

$$TPW = \frac{1}{g} \sum_{n=1}^8 (Q_n \times \delta P_n) \quad (4.2.6)$$

$$\delta P_n = (P_{n-1} - P_{n+1})/2 \quad (4.2.7)$$

$$PCWV = -TPW \times WS_{850} \times OMG_{850} \quad (4.2.8)$$

g は重力加速度 [ms^{-2}]、 n は気圧面の層番号、 δP_n [hPa] は積算する気圧面を挟む上下の気圧面から定義する層の厚さ、 WS_{850} は 850 hPa の風速 [m/s] である。 δP_n の計算には前述の 1000 hPa から 300 hPa までの 8 層

⁹ Showalter Stability Index

を利用し、 $n = 1$ 及び $n = 8$ の場合には $P_0 = 1000$, $P_9 = 250$ として計算する。降水量を予測する際に量予測の1つの目安となる TPW に、大気下層の上昇流と風速を加味した変数と考えられるが、PCWV 考案時の詳細な記録は残っていない。なお、PCWV は降水ガイダンスにカルマンフィルタが導入された1996年3月以前に運用されていたガイダンスの候補変数であり、約70種類の候補変数の中でも多くの地点で採用されていた変数の1つであった。

PCWV は、その定義から3変数を乗じているため、台風や熱帯低気圧などの中心付近で極端に大きな値が計算される場合がある。そのため、PCWV を用いる GSM-MRR3 や GSM-MRR3 を入力とする GSM-RMAX31, RMAX31 に過大な降水量が予測される場合が確認されたため、GSM-MRR3 では(4.2.9)式に示す変換を行い大きな値を取りにくくした PCWVc (図 4.2.20) を予測に用いることで過大な降水量予測を抑制している¹⁰(白山 2017)。

$$PCWVc = 50 \times (\log(PCWV + 25) - \log 25) \quad (4.2.9)$$

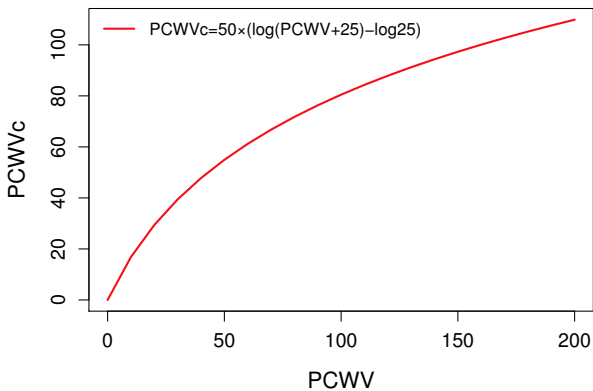


図 4.2.20 PCWV と PCWVc の関係図。

QWX

QWX は、次の式で計算する。

$$QWX = - \sum_{n=1}^8 (OMG_n \times Q_n \times RH_n \times \delta P_n) \quad (4.2.10)$$

n 及び δP_n [hPa] の定義は、前述の PCWV に同じである。また、 OMG_n [m/s] が正、つまり下降流の層では積算しない。上昇流のある高度に水蒸気が多いほど凝結が進むことを狙った変数と考えられるが、QWX 考案時の詳細な記録は残っていない。なお、QWX は降水ガイダンスにカルマンフィルタが導入された1996年3月以前に運用されていたガイダンスの候補変数であ

¹⁰ MSM-MRR3 では、GSM-MRR3 で過大な予測が確認された事例においても、問題が生じないことを確認しているため、この処理は行わない。

り、約70種類の候補変数の中でも多くの地点で採用されていた変数の1つであった。

EHQ, ESHS, DWL

はじめに、1000 hPa から 300 hPa の間で、一定基準の相対湿度を越えている層の厚さの総和を、湿潤層の厚さ (DWL) として定義する。ここで、湿潤とは雲として水蒸気が凝結できる相対湿度を意味し、その基準値は次に示す経験式で定義する。

$$f(T) = 0.01 \times (78.16 + 0.7612T - 0.01228T^2) \quad (4.2.11)$$

基準湿度 $f(T)$ [%] は気温 T の関数で、気温が低いほど低い相対湿度で湿潤と判断される。この基準湿度を用いて、図 4.2.21 に示す橙色の着色域の総和 DWL を計算する。DWL は、雲の厚みを推定した指数で、降水の有無に関係するが基準以上に湿潤な場合には違いが現れにくいいため、各層における水蒸気量を量的に加味した ESH 及び EHQ を次のように定義する。

$$ESH = \sum_{n=1}^8 (DWL_n \times Q_{m_n}) \quad (4.2.12)$$

$$EHQ = \sum_{n=1}^8 (DWL_n \times \delta RH_n \times Q_{m_n}) \quad (4.2.13)$$

n 及び δP_n [hPa] の定義は、前述の PCWV に同じである。また、 DWL_n は各気圧面での湿潤層の厚さ [hPa]、 Q_{m_n} [g/kg] と δRH_n [%] は、それぞれ各湿潤層での比湿の平均値と相対湿度の基準湿度からの超過分の平均値である。EHQ は、DWL が正である層、つまり基準湿度以上に湿っている層の水蒸気量が多いほど大きな値を取る。上層が湿っている場合よりも、気温が高く水蒸気量の多い下層が湿っている場合に値が大きくなりやすく、降水量予測に適している。

また、EHQ の特性を保ったまま、季節変化をなくした ESHS を次のように定義する。

$$ESHS = \frac{ESH}{\sum_{n=1}^8 QS_n} \quad (4.2.14)$$

ESHS は、PoP の説明変数として EHQ を用いた場合に、予測値に季節毎のバイアスが生じることが判明したため改良が加えられた変数である(海老原 1999)。(4.2.14)式の分母は、飽和比湿 QS_n [g/kg] の鉛直積算であり、これで ESH を除すことで季節変化を取り除く。

OGES, HOGGR, OGR

OGES, HOGGR 及び OGR は、地形性の上昇流に関連した説明変数である。まず、地形データから作成した各方位への地形勾配 (GRAD) と下層の平均風を掛けて地形性上昇流 (OGW) を計算する。地形勾配は、図 4.2.22 に示す方法で、あらかじめ GSM ガイダンスであれば 20 km 格子毎に、MSM ガイダンスであれば 5 km

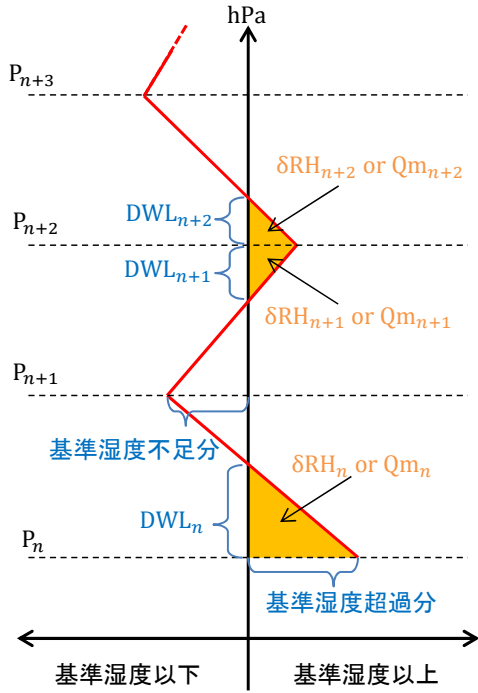


図 4.2.21 湿潤層の厚さに関する説明変数の模式図。図中の変数の意味は本文に同じ。

格子毎に東西南北の4方位の勾配を計算し、定数として保持する。下層風は、1000, 850, 700 hPa面の東西及び南北風に適当な重みを掛けた東西及び南北成分の平均風 (U_l [m/s] 及び V_l [m/s]) を求め、これらから平均風速 (WS_l [m/s]) と平均風向 (WD_l) を計算する。

$$U_l = (2U_{1000} + 2U_{850} + U_{700})/5 \quad (4.2.15)$$

$$V_l = (2V_{1000} + 2V_{850} + V_{700})/5 \quad (4.2.16)$$

$$WS_l = \sqrt{U_l^2 + V_l^2} \quad (4.2.17)$$

$$WD_l = \arctan \frac{V_l}{U_l} \quad (4.2.18)$$

この地形性上昇流 (OGW[m/s]) に下層平均比湿 (Q_l [g/kg]) を掛けた値を地形性降水指数 (OGR) と定義する。なお、 W は層間の距離を考慮した経験的な定数である。

$$Q_l = (Q_{1000} + 2Q_{850} + Q_{700})/W \quad (4.2.19)$$

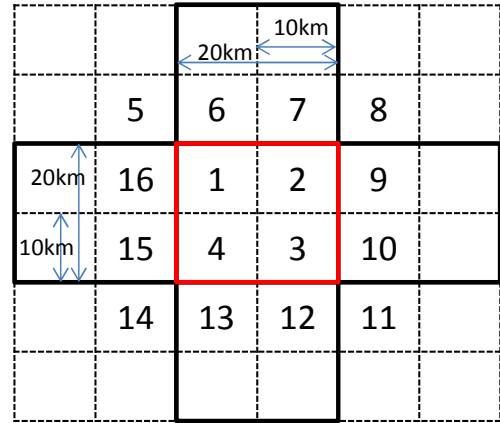
$$W = 1.0/(12.53 + 2.0 \times 9.63 + 6.91) \quad (4.2.20)$$

$$OGW = WS_l \times GRAD \quad (4.2.21)$$

$$OGR = OGW \times Q_l \quad (4.2.22)$$

ただし、 $WS_l \leq 1.0^{-10}$ の場合には $OGW = 0$ とする。また、OGW の計算では GRAD は WD_l のものを用いる。

PoP には、OGR のように水蒸気量を用いるより相対湿度を用いる方が対応が良いと考えられる。そこで、OGW に下層平均相対湿度 (RH_l [%]) を掛けて HOGR



格子 n の標高を H_n 、2点 ij 間の距離を D_{i-j} として、格子1での西風に対する勾配を次のように定義する。

$$W_GRAD_1 = \frac{(H_1 - H_{16}) + (H_2 - H_1)}{D_{16-2}}$$

ただし、標高差が負の場合には0とする。

同様に、 W_GRAD_2 , W_GRAD_3 , W_GRAD_4 を求め、総和を赤格子での西風に対する勾配 W_GRAD とする。東風、南風、北風についても同様に計算する。

図 4.2.22 各方位への地形勾配 GRAD の計算方法。図は 20 km 格子の GSM ガイダンスの場合。

を次のよう計算する。

$$RH_l = (RH_{1000} + 2RH_{850} + RH_{700})/W \quad (4.2.23)$$

$$HOGR = OGW \times RH_l \quad (4.2.24)$$

MRR には、OGR 単独よりもこれに全層的な水蒸気量を掛けた方が、OGR をトリガーとして凝結可能な水蒸気を降水量予測に反映できると考え、前述の ESH を掛けた OGES を次のように計算する。

$$OGES = OGR \times ESH \quad (4.2.25)$$

DXQV

DXQV は、冬型降水の指数で次の式で計算する。

$$DXQV = WS_{850} \times (Q_s - Q_a) \times R(WD_{500}) \quad (4.2.26)$$

ただし、 $SST - T_{850} < 17^\circ C$ の場合は、 $DXQV = 0$ とする。ここで、 WS_{850} は 850 hPa の風速 [m/s]、 Q_s は海面水温 (SST [K]) での飽和混合比 [g/kg]、 Q_a は 850-500 hPa の層厚温度を一般的な気温減率で海面まで下ろした時の飽和混合比 [g/kg] である。また、海面水温については、各格子から見て直近の北西象限の格子点データを用いる。 $R(WD_{500})$ は 500 hPa の風向別降水比で、冬型の気圧配置時の風向別平均降水量の統計値を作成し、その最大値と各風向別平均値の比から格子毎に定義する。計算式のうち $R(WD_{500})$ を除く部分は、海面からの蒸発量に 500 hPa より下層の不安定層の厚さを加味したものである。海面からの蒸発量に関係する風速には、地形の影響を受けにくくするため 850 hPa の風速を用い、 Q_a に用いる気温には中層以下の不安定

層の厚さを加味するために、海面上の気温でなく 850–500 hPa の層厚温度を用いる。これは下層寒気の程度が同じでも上空にかけて寒気層が厚いほど 850–500 hPa の層厚温度は低くなり、 Q_a は小さく DXQV は大きくなることを考慮したためである。また、同程度の寒気の場合でも、西谷や東谷などの 500 hPa の高度場の違いで異なる降水特性を示す地域もあるため、 $R(WD_{500})$ を用いてこのような高度場の違いを取り込む。なお、海面水温 Q_s だけは、予測作成格子から最も近い西側海上の水温を用いる。

10Q4

10Q4 は、1000 hPa の比湿 $Q_{1000}[\text{g/kg}]$ と 400 hPa の飽和比湿 $Q_{S400}[\text{g/kg}]$ の差で、大気の成層安定度を表す。

$$10Q4 = Q_{1000} - Q_{S400} \quad (4.2.27)$$

QFLXZ5, EPTZ5, 7VSHZ5

QFLXZ5, EPTZ5 及び 7VSHZ5 は、加藤 (2011) で提唱されている 500 m 高度面に関する物理量で、500 m 高度の水蒸気フラックス、相当温位及び 500 m 高度と 700 hPa の風速鉛直シアである。

$$QFLXZ5 = Q_{500m} \times WS_{500m} \quad (4.2.28)$$

$$EPTZ5 = T_{500m} \times \left(\frac{1000}{P_{500m}} \right)^{\frac{R_d}{C_p}} \times \exp \left(\frac{LW_s}{C_p TD_{500m}} \right) \quad (4.2.29)$$

$$7VSHZ5 = \frac{WS_{700} - WS_{500m}}{Z_{700} - Z_{500m}} \quad (4.2.30)$$

ここで、 $T_{500m}[\text{K}]$ や $Q_{500m}[\text{g/kg}]$ 、 $P_{500m}[\text{hPa}]$ のように、下付きで 500 m と書いた物理量は気圧面予報値から 500 m 高度に鉛直内挿して計算した物理量、 WS_{500m} は同じく 500 m 高度に鉛直内挿した U と V から計算した 500 m 高度の風速 $[\text{m/s}]$ である。なお、500 m 高度 Z_{500m} は、数値予報モデルの標高が 300 m 以上の場合には、数値予報モデルの標高+200 m としている。また、 R_d は乾燥空気の気体定数 $[\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}]$ 、 C_p は定圧比熱 $[\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}]$ 、 L は蒸発の潜熱 $[\text{J/kg}]$ 、 W_s は持ち上げ凝結高度における飽和混合比 $[\text{kg/kg}]$ 、 TD_{500m} は 500 m 高度での露点温度 $[\text{K}]$ である。

IPV305, IPV345, IPV355

IPV305, IPV345 及び IPV355 は、それぞれ 305, 345 及び 355 K 等温面上の渦度で次の式で表される。

$$IPV_\theta = (\zeta_\theta + f) \left(-g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (4.2.31)$$

θ は温位 $[\text{K}]$ 、 ζ_θ は等温位面での相対渦度 $[\text{10}^{-6}\text{s}^{-1}]$ 、 f はコリオリパラメーター、 g は重力加速度 $[\text{m s}^{-2}]$ 、 p は気圧 $[\text{hPa}]$ を表す。

FRR3

FRR3 は、数値予報モデルの 3 時間降水量 $[\text{mm}]$ である。数値予報モデルからガイダンス予測対象格子への変換方法が GSM ガイダンスと MSM ガイダンスでは異なっており、GSM ガイダンスでは 20 km 間隔の格子点を囲む 4 格子の降水量の線形内挿値を、MSM ガイダンスでは 5 km 間隔の格子点を囲む 4 格子の最大値を用いる (木村 2004)。

CFRR

CFRR (海老原 1999) は、PoP の予測において数値予報モデルの降水量 $FRR[\text{mm}]$ の代わりに用いる。PoP の値は 0% から 100% に限定されるが、FRR はこれに線形な対応をしていない。例えば、FRR が 8 mm 程度で PoP が 100% に近づくとすると、それ以上は 10 mm でも 100 mm でも PoP は同じである。そのため、FRR が PoP と線形な対応になるように、以下のような経験的な式で CFRR に変換する (図 4.2.23)。

$$CFRR = FRR^2 / (FRR^2 + 2) \quad (4.2.32)$$

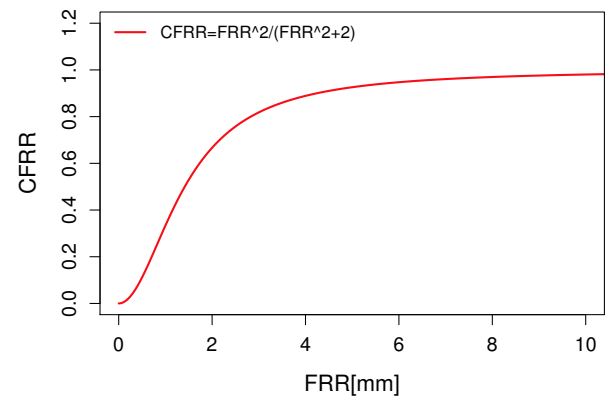


図 4.2.23 FRR と CFRR の関係図。

D850, W850

D850 及び W850 は、850 hPa の風向及び風速 $[\text{m/s}]$ で、850 hPa の風の東西成分 $U_{850}[\text{m/s}]$ 及び南北成分 $V_{850}[\text{m/s}]$ から次の式で計算する。なお、風向は計算後に北が 0° になるように回転する。

$$D850 = \arctan \frac{V_{850}}{U_{850}} \quad (4.2.33)$$

$$W850 = \sqrt{V_{850}^2 + U_{850}^2} \quad (4.2.34)$$

PT500, EPT850

PT500 及び EPT850 は、500 hPa の温位 $[\text{K}]$ 及び 850 hPa の相当温位 $[\text{K}]$ であり、次の式で表される。なお、850 hPa の相当温位は、Bolton (1980) の (38) 式に基づいて計算する。

$$PT500 = T_{500} \times \left(\frac{1000}{P_{500}} \right)^{\frac{R_d}{C_p}} \quad (4.2.35)$$

$$\text{EPT850} = T_{850} \times \left(\frac{1000}{P_{850}} \right)^{\frac{R_d}{C_p}} \times \exp \left(\frac{LW_s}{C_p \text{TD}_{850}} \right) \quad (4.2.36)$$

なお、 R_d は乾燥空気の気体定数 [$\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$]、 C_p は定圧比熱 [$\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$]、 L は蒸発の潜熱 [J/kg]、 W_s は持ち上げ凝結高度における飽和混合比 [kg/kg]、 TD_{850} は 850 hPa の露点温度 [K] である。

Z500, VOR500, RH85, OMG850

Z500, VOR500, RH85 及び OMG850 は、500 hPa の高度 [m] と渦度 [10^{-6}s^{-1}]、850 hPa の相対湿度 [%] 及び鉛直 P 速度 [hPa/h] である。これらの変数には、数値予報モデルの気圧面予報値をガイダンスの予測対象格子を囲む 4 格子で線形内挿した値を用いる。

参考文献

- 蟻坂隼史, 2013: 24 時間最大降水量ガイダンスの改良. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42–48.
- Bolton, D., 1980: The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046–1053.
- 海老原智, 1999: 降水ガイダンスの改良と検証. 平成 11 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23–33.
- 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.
- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度化された局地モデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 18–41.
- 幾田泰醇, 2011: メソ解析におけるレーダー反射強度データの同化. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9–12.
- 加藤輝之, 2011: 大雨発生で着目すべき下層水蒸気場の高度. 平成 22 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 71–88.
- 木村陽一, 2004: 最大降水量ガイダンス. 平成 16 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48–50.
- 気象庁予報部, 1991: 天気予報ガイダンスの解説. 予報技術資料第 41 号.
- 小泉友延, 2009: 最大降水量ガイダンス. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 21–26.
- 小泉友延, 蟻坂隼史, 2010: 降水ガイダンスの改良. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71–77.
- 大澤和裕, 1996: 大雨ガイダンスの解説. 平成 8 年度量の予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30–36.
- 瀬上哲秀, 大林正典, 国次雅司, 藤田司, 1995: カルマンフィルター. 平成 7 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66–78.
- 白山洋平, 2017: 降水ガイダンスの改良. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 86–93.

Showalter, A. K., 1953: A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 250–252.

山本佳緒里, 2012: 事例で見る数値予報の特性. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 61–67.

予報部予報課, 2011: 市町村を対象とした警報・注意報発表のための新しい予報作業支援システムの整備について. 測候時報, **78**, 1–18.

4.3 降雪ガイダンス¹

4.3.1 はじめに

降雪ガイダンスは、降雪に関する予報を支援するガイダンスであり、降雪量を予測する最大降雪量ガイダンスと降雪量地点ガイダンス及び降水の種別（「雨」、「雨か雪」、「雪か雨」、「雪」の4カテゴリ）を予測する降水種別ガイダンスがある。以降、単に降雪ガイダンスという場合はこれら3つのガイダンスの総称である。降水種別ガイダンスと最大降雪量ガイダンスは、2010年5月の予報作業支援システム（YSS）の更新（予報部予報課2011）にあわせて運用を開始したガイダンス（古市・松澤2009）で、降水の種別と面的な降雪量の予報を支援することを目的としている。また、降水種別ガイダンスの予測値は、天気ガイダンス（第4.6節）の作成にも用いている。これは、天気ガイダンスでも「雨」や「雪」といった降水の種別に関連する予測を行っているため、ユーザーが利用しやすいように予測の整合を図るためである。降雪量地点ガイダンスは、積雪深計が設置されているアメダス地点²を対象に降雪量を予測するガイダンスである。1997年11月にRSMを入力として試験運用を開始し（第1.3節）、航空予報等での利用のため2008年11月にGSMを入力としたガイダンスに変更され正式運用を開始した（古市2008）。また、予測精度の向上と予報のさらなる支援を目的として、ガイダンスの改良と予測対象地点の拡充及びMSM降雪量地点ガイダンスの開発（白山2016）が行われている。降雪量地点ガイダンスは統計手法で直接降雪量を求めるため、雪水比と降水量から降雪量を求める最大降雪量ガイダンスと比べて予測精度が高い（第4.3.3項）。一方で、YSSでは面的な予測資料である最大降雪量ガイダンスが必要であることから、2種類の降雪量ガイダンスを並行運用している。

本節ではまず、第4.3.2項で降雪ガイダンスの仕様と作成方法を述べ、次に第4.3.3項と第4.3.4項で統計検証と事例検証から予測特性について説明し、最後に第4.3.5項で利用上の留意点と今後の展望について述べる。

4.3.2 仕様

本項では降雪ガイダンスについて、降水種別ガイダンス（PTYP）、最大降雪量ガイダンス（MAXS）、降雪量地点ガイダンス（SNOW）の順に、その仕様と作成方法を述べる。また、最大降雪量ガイダンス作成で用いる雪水比（降水量から降雪量への変換比率（降雪量[cm]/降水量[mm]））の作成方法についても解説する。

¹ 土田 尚侑

² 試験運用開始時は北海道・東北・北陸地方の地点が予測対象であった（中務ほか1997）。その後、段階的に対象地点を増やしていき、白山（2016）からは積雪深計を設置している全地点を予測対象としている。

(1) 降水種別ガイダンス

PTYPの仕様を表4.3.1に示す。PTYPは、診断法（第2.8節）を用いて全国の5km格子毎に前3時間降水種別（PTYP3）を予測する格子形式のガイダンスであり、入力値にGSM及びGSMガイダンスを用いるGSM-PTYPとMSM及びMSMガイダンスを用いるMSM-PTYPを作成している。PTYPはMAXSや天気ガイダンスの入力とするために面的な予測値を作成する必要があるが、降水種別のうち特に雪の観測には地方による不均一性があり、統計手法では観測の少ない地域についてある程度の精度を持ったガイダンスを作ることが難しい。そのためPTYPでは、全国一様な予測精度を確保するために診断法を採用している。また、予測式の作成は説明変数に実況（地上気温及び地上相対湿度）を使うPPM方式（第2.2.2項）とし、全国で単一の予測式を用いている。予測時には格子形式気温ガイダンス（第4.4節）とモデルの地上相対湿度を用いる。地上相対湿度についても、モデルのバイアスが取り除かれたガイダンスを用いるのが好ましいが、2018年現在では格子形式のガイダンスが作成されていないため、モデルの予測値を用いている。なお、降水種別ガイダンスは降水の有無に関係なく全格子で降水種別を予測する。つまり、降水があった場合の降水種別を予測するガイダンスである。

作成方法

PTYPの作成は次の順に行う。

格子形式気温ガイダンスおよびモデルの地上相対湿度の予測値を用いて1時間降水種別を判別する。モデルの850, 800, 700 hPaの気温予測値および標高を用いて1時間降水種別を補正する。
を用いてPTYP3を作成する。

では気温と相対湿度の値から、図4.3.1の通り降水種別を判別する。図中の赤線で示す境界線はそれぞれ以下の式で表される。

「雨」と「雨か雪」を分ける境界線

$$RH = -\frac{100}{9} \times (T - 10.5)$$

「雨か雪」と「雪か雨」を分ける境界線

$$RH = -\frac{100}{9} \times (T - 9.75)$$

「雪か雨」と「雪」を分ける境界線

$$RH = -\frac{100}{9} \times (T - 8.75)$$

ここでRHは地上相対湿度[%]、Tは地上気温[°C]である。

この境界線は次のように決定している。まず、地上気象官署の降水種別、地上気温、地上相対湿度の観測³

³ 2004年から2008年の5年間の冬季（12月～翌3月）の観測を用いた。ただし、特別地域気象観測所は除く。

表 4.3.1 降水種別ガイダンスの仕様一覧

作成対象	5 km 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
予報対象時間単位	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=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	格子形式気温ガイダンス、地上相対湿度、850, 800, 700 hPa 気温
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。 ・ 850, 800, 700 hPa 気温、標高、補正前の種別に応じて補正 (図 4.3.2 参照)。

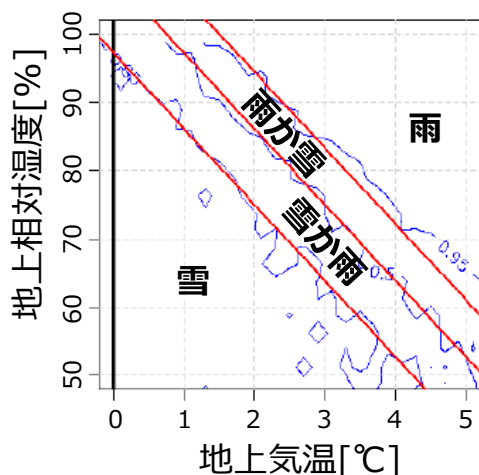


図 4.3.1 観測値から作成した雨の等出現確率線 (青線) および降水種別の境界線 (赤線)。青線は左から雨の出現確率が 0.05、0.5、0.95 となる境界線を示し、赤線は左から「雪」と「雪か雨」、「雪か雨」と「雨か雪」、「雨か雪」と「雨」の境界線を示す。

表 4.3.2 降水種別ガイダンスにおける降水種別の定義

降水種別	雨の出現確率
雨	0.95 以上
雨か雪	0.5 以上 0.95 未満
雪か雨	0.05 以上 0.5 未満
雪	0.05 未満

から、雨の出現確率と地上気温・相対湿度との関係を調べた (図 4.3.1 の青線)。ここで雨の出現確率とは、地上気温を 0.2 °C 毎、地上相対湿度を 2.5% 毎に区切った領域内に含まれる降水事例数に対する雨の割合である。そして 4 つの降水種別を雨の出現確率に対して表 4.3.2 のように定義し、柳野 (1995) を参考に図 4.3.1 の赤線で示す境界線を決定した。

では、で判別した降水種別を図 4.3.2 のフローチャートを通して補正する。これは、の方法では、地上付近に逆転層が形成されて地上付近だけが低温になっ

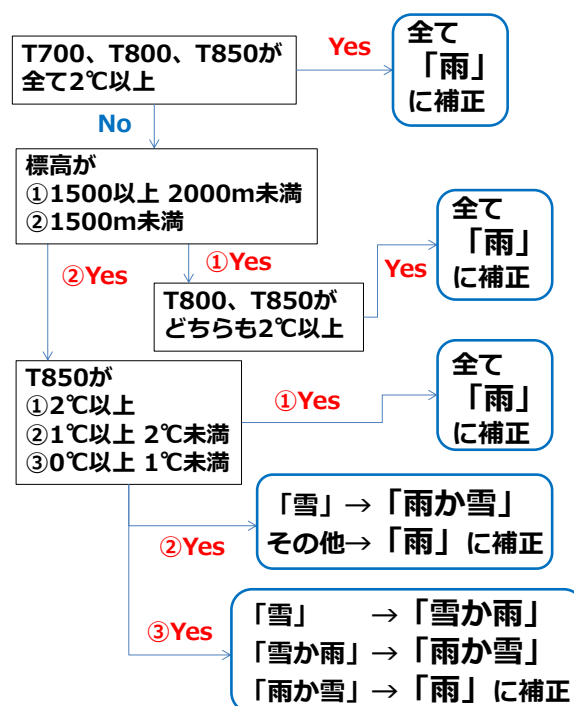


図 4.3.2 1 時間降水種別を補正するフローチャート。T700, T800, T850 はそれぞれ 700, 800, 850 hPa 面の気温、標高はガイダンス用地形データの標高。

ている場合に、「雨」を「雪」などと誤って判別する可能性があるためである。フローチャートでは、700, 800, 850 hPa の気温を用いて補正を行う。標高が 1500 m 未満の場所では、850 hPa の気温を用いて降水種別が段階的に変化するように設定している。また、標高 1500 m 以上で不自然に「雪」の格子が孤立して存在するような場合があるため、700 hPa や 800 hPa の気温も用いて補正する。ここで用いる閾値は、各高度の気温と降水種別の出現分布や PTYP の面的な分布等から主観的に決定している。

では、で求めた 1 時間毎の降水種別に対して雨の出現確率に相当する以下の値を割り当てる。

「雨」: 1

表 4.3.3 最大降雪量ガイダンスの仕様一覧

作成対象	5 km 格子
作成方法	平均降水量ガイダンスに雪水比をかけて算出する。雪水比は、ロジスティック関数による非線形回帰で決定した回帰式に、格子形式気温ガイダンスを入力して予測する。 1 時間毎の降雪量（1 時間に線形内挿した 3 時間平均降水量ガイダンス × 1 時間雪水比）を計算し、それを積算して 3, 6, 12, 24 時間降雪量を算出。
予報対象時間単位	3, 6, 12, 24 時間
予報期間と間隔	GSM : 3 時間 : FT=6 から FT=84 まで 3 時間間隔 6 時間 : FT=9 から FT=84 まで 3 時間間隔 12 時間 : FT=15 から FT=84 まで 3 時間間隔 24 時間 : FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM : 3 時間 : FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 6 時間 : FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔 12 時間 : FT=12 から FT=39 まで 3 時間間隔 24 時間 : FT=24 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし（入力としている平均降水量ガイダンスはあり）
説明変数	平均降水量ガイダンス、雪水比（格子形式気温ガイダンス）
層別化処理の対象	雪水比（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°C 以上の場合には降雪量を 0 cm とする。

「雨か雪」: 0.75

「雪か雨」: 0.25

「雪」: 0

これを 3 時間で平均し、平均値が 0.95 ~ 1 なら「雨」、0.5 ~ 0.95 なら「雨か雪」、0.05 ~ 0.5 なら「雪か雨」、0 ~ 0.05 なら「雪」とする。

(2) 最大降雪量ガイダンス

MAXS の仕様を表 4.3.3 に示す。MAXS は、全国の 5 km 格子毎を対象に降雪量を予測する格子形式のガイダンスであり、入力値に GSM 及び GSM ガイダンスを用いる GSM-MAXS と MSM 及び MSM ガイダンスを用いる MSM-MAXS を作成している。予報要素は前 3 時間最大降雪量 (MAXS3)、前 6 時間最大降雪量 (MAXS6)、前 12 時間最大降雪量 (MAXS12)、前 24 時間最大降雪量 (MAXS24) である。また、空港地点向けに前 3 時間降雪量（空港周辺 4 格子の MAXS3 の内挿値）と最大前 3 時間降雪量（空港周辺 16 格子の MAXS3 の最大値とその格子位置）を作成している。降雪量の予測には、予想される降水量に気温に応じた経験的な雪水比を掛けて降雪量を見積もる雪水変換法を使用する。この降水量には平均降水量ガイダンス（第 4.2 節）を、雪水比の作成には格子形式気温ガイダンスを用いている。格子形式気温ガイダンスは 5 km 格子で予測を行うことから、格子間隔約 20km の GSM に対しても地形等による詳細な気温分布を考慮した予測を可能にしている。また、雪水比の計算では降水量による層別化を行う。

雪水比の作成方法

MAXS の作成方法の説明に入る前に、降雪量の計算に用いる雪水比について説明する。観測値から雪水比を正確に算出するためには、正確な降水量及び降雪量

が必要となる。しかし、降雪量及び降水種別が雪の場合の降水量の観測は、雪の吹き払いの問題、圧密・沈降の問題、雨量計の捕捉率の問題等により正確に行うことが難しく、算出した雪水比は誤差が大きくなりやすい。MAXS 運用開始前に降雪量予測のために作成していた雪水比ガイダンスは、こうした誤差が含まれやすい雪水比を目的変数にした MOS 方式（第 2.2.2 項）のガイダンスであったため、降雪量の予測精度にも影響していた。そこで MAXS では、雪水比と関係が深い気温の観測値から予め回帰式を作成しておき、その回帰式を用いて予測を行う PPM 方式により雪水比を作成することにした。予測時の入力値はモデルバイアスを取り除くために、気温には格子形式気温ガイダンスを、降水量には平均降水量ガイダンスを利用する。回帰式は Byun et al. (2008) の方法を採用してロジスティック関数とし、地上気象官署の観測データ⁴を用いて 3 時間降水量及び降雪量の観測から求めた雪水比を目的変数、地上気温の観測の前 3 時間平均値を説明変数とする非線形回帰により決定した。回帰式は以下のとおりで、SWR は雪水比 [cm/mm]、 a 、 b 、 c は回帰係数、 T は気温 [°C] である。

$$SWR = \frac{a}{1 + \exp\{(T - b)/c\}} \quad (4.3.1)$$

図 4.3.3 に地上気温と雪水比の散布図および当てはめた回帰式を、表 4.3.4 に回帰係数の一覧を示す。雪水比と降水量、地上気温との関係を確認したところ、雪水比は降水量に強く依存していることがわかったため、回帰式は 3 時間降水量による層別化を行っている。3 つの回帰係数は、回帰係数 a は気温がおおよそ -2 °C 以下の

⁴ 2004 年から 2008 年の特別地域気象観測所を含む地上気象官署 147 地点の観測データから、天気が雪かつ気温が 2.5 °C 以下の事例を抽出した。

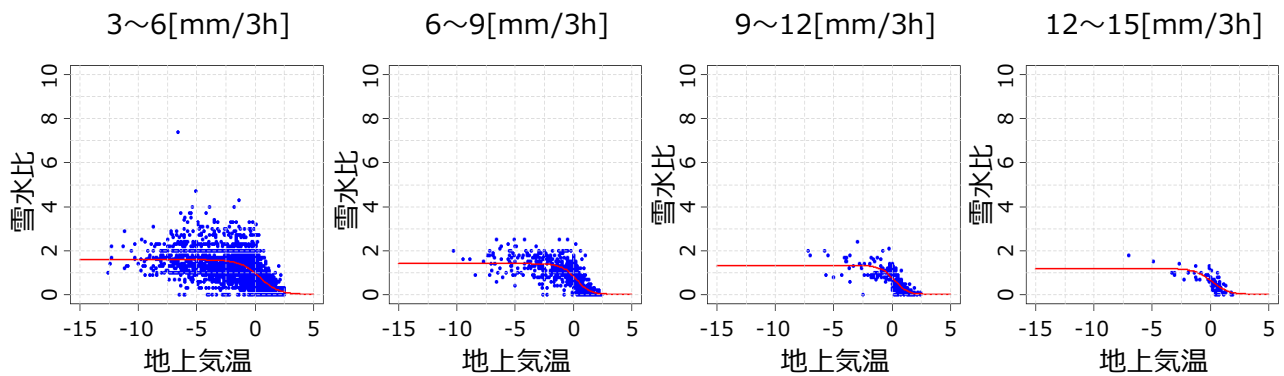


図 4.3.3 地上気温 [°C] と雪水比 [cm/mm] の散布図。左から 3 時間降水量が 3 ~ 6 mm/3h、6 ~ 9 mm/3h、9 ~ 12 mm/3h、12 ~ 15 mm/3h における関係を示す。赤線は当てはめた回帰式を示す。

雪水比、回帰係数 b は雪水比が $a/2$ になるときの気温、回帰係数 c は回帰式の $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 前後の傾きを表す。散布図を見ると、降水量が少ない場合には雪水比のパラつきが大きく、予測時も雪水比の推定誤差が大きくなることが予想される。また、地上気温が $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 前後では回帰関数の傾きが大きく、地上気温の変化に対する雪水比の変化が大きい。そのため、 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 前後での降雪量予測には地上気温の予測精度が特に重要となる。3 時間降水量が $3\text{ mm}/3\text{h}$ 以下の回帰係数 b 、 c は $3\text{ ~ }6\text{ mm}/3\text{h}$ の係数を用いている。これは降水量の測定間隔が 0.5 mm 毎なのに対し、降雪量の測定間隔が 1 cm 毎になっているため、例えば、降水量が $0.5\text{ mm}/3\text{h}$ の場合は雪水比は (0 を除けば) 必ず 2 以上の値となり、雪水比を過大に評価する可能性があることや、回帰係数 b 及び c の値が重要となる地上気温が $0\text{ ~ }2\text{ }^{\circ}\text{C}$ の範囲では雪水比が 0 に近く、より雪水比を過大に評価する可能性があることを考慮したためである。

表 4.3.4 回帰式に用いる回帰係数

3 時間降水量 (mm)	a	b	c
0 ~ 1	2.250	0.413	0.814
1 ~ 3	2.042	0.413	0.814
3 ~ 6	1.571	0.413	0.814
6 ~ 9	1.396	0.242	0.603
9 ~ 12	1.319	0.191	0.571
12 ~ 15	1.178	0.157	0.730
15 ~	1.126	0.127	0.495

最大降雪量ガイダンスの作成方法

MAXS の作成は次の順に行う。

平均降水量ガイダンスから 1 時間平均降水量を作成する。

の 1 時間平均降水量および格子形式気温ガイダンスの予測値から 1 時間雪水比を作成する。

で求めた 1 時間雪水比と の 1 時間平均降水量

から 1 時間最大降雪量を作成する。

1 時間最大降雪量を積算することで、MAXS3、MAXS6、MAXS12、MAXS24 を作成する。

では、3 時間平均降水量ガイダンス (MRR3) から 5 km 格子の 1 時間平均降水量を作成する。GSM 最大降雪量ガイダンスでは、 20 km 格子の MRR3 を時間方向に 3 等分した後に、 5 km 格子に線形内挿を行う。MSM 最大降雪量ガイダンスでは、 5 km 格子の MRR3 を時間方向に 3 等分した後に、格子ごとの予測のばらつきを抑えるために周囲 9 格子の平均値とする。

では、で求めた 1 時間平均降水量と 5 km 格子の格子形式気温ガイダンスの 1 時間値を入力として、雪水比の作成方法で述べた (4.3.1) 式を用いて 5 km 格子の 1 時間雪水比を作成する。回帰式は 3 時間降水量により層別化されているため、1 時間平均降水量を 3 倍した値に対応する回帰式を選択して用いる。なお、降水種別ガイダンスとの整合をとるため、降水種別が「雨」の格子では雪水比を 0 とする。また、気温が $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上の場合も雪水比を 0 とする。

では、で求めた 1 時間雪水比に で求めた 1 時間平均降水量を乗じて、 5 km 格子の 1 時間最大降雪量を作成する。なお、降雪量が $0.1\text{ cm}/\text{h}$ 以下のような弱い降雪域の広がりを防ぐために、1 時間平均降水量が $0.02\text{ mm}/\text{h}$ 未満の場合には 1 時間最大降雪量を 0 cm とする。

最後に で、で作成した 1 時間最大降雪量を積算して、MAXS3、MAXS6、MAXS12、MAXS24 を作成する。

(3) 降雪量地点ガイダンス

SNOW の仕様を表 4.3.5 に示す。SNOW は、統計手法にニューラルネットワークと頻度バイアス補正を用いて、積雪深計が設置されたアメダス地点を対象に降雪量を予測する地点形式のガイダンスである。モデル入力値に GSM を用いる GSM-SNOW と MSM を用い

表 4.3.5 降雪量地点ガイダンスの仕様一覧

作成対象	積雪深計が設置されているアメダス地点
作成方法	ニューラルネットワーク（3層：中間、出力とも活性化関数にロジスティック関数を使用）による予測に頻度バイアス補正を行う。
予報対象時間単位	6, 12, 24 時間
予報期間と間隔	GSM：6 時間：FT=9 から FT=84 まで 3 時間間隔 12 時間：FT=15 から FT=84 まで 3 時間間隔 24 時間：FT=27 から FT=84 まで 3 時間間隔 MSM：6 時間：FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔 12 時間：FT=12 から FT=39 まで 3 時間間隔 24 時間：FT=24 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	あり（ニューラルネットワーク、頻度バイアス補正）
説明変数	地上気温、925, 850, 700, 500 hPa の気温、地上相対湿度、925, 850, 700 hPa の相対湿度、700, 500 hPa の高度、925, 850, 700, 500 hPa の風向、925, 850, 700, 500 hPa の風速、「海面水温 - 925 hPa の気温」、925, 850, 700 hPa の上昇流、「地上 ~ 850 hPa・925 ~ 700 hPa の SSI」、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」
目的変数	アメダスの積雪深計で観測された 6, 12 時間降雪量
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報時間（3 時間毎 1 日分）
備考	頻度バイアス補正の閾値は 6 時間降雪量が 1, 5, 15, 30 cm/6h、12 時間降雪量が 3, 10, 20, 40 cm/12h を使用。24 時間降雪量は 12 時間降雪量を積算して算出。

る MSM-SNOW を作成している。予報要素は前 6 時間降雪量 (SNOW6)、前 12 時間降雪量 (SNOW12)、前 24 時間降雪量 (SNOW24) である。ニューラルネットワークと頻度バイアス補正はともに逐次学習を行う。また、予測対象地点、初期時刻、予報時間により層別化を行っている。以下に作成方法、ニューラルネットワークの説明変数と層別化について説明する。

作成方法

SNOW の作成は次の順に行う。

表 4.3.5 に示した説明変数を入力としたニューラルネットワークにより、6 時間降雪量および 12 時間降雪量を予測する。

で求めた予測値に頻度バイアス補正を行う。

で補正を行った予測値に対し、降水量と気温の予測を用いた整合処理を行って SNOW6, SNOW12 とする。

で求めた SNOW12 を積算することで、SNOW24 を作成する。

では、数値予報モデルの予測値を入力としてニューラルネットワークによる予測を行う。ネットワークの構成は、入力層 29 ユニット、中間層 16 ユニット、出力層 1 ユニットの 3 層順伝播型ニューラルネットワークである。表 4.3.5 に示した説明変数を入力とし、中間層および出力層の活性化関数にはロジスティック関数を用いている。出力層の要素である目的変数はアメダスの積雪深計で観測された 6 時間降雪量および 12 時間降雪量である。

では、で得られた予測値に対して頻度バイアス補正を行う。ニューラルネットワークは統計手法のた

め、発生頻度の高い現象に最適化されやすい。そのため、発生頻度の低い大雪の予測頻度は低くなり、精度も十分でない。頻度バイアス補正はこれを解消することを目的としている（第 2.9 節）。頻度バイアス補正の閾値は、6 時間降雪量では 1, 5, 15, 30 cm/6h、12 時間降雪量では 3, 10, 20, 40 cm/12h を設定している。

では、モデルの降水量と気温ガイダンスの予測値を用いて降水量が非常に少ない場合（0.05 mm 以下）や気温が高い場合（5.5 °C 以上）の降雪量を 0 cm とする整合処理を行う。少ない降水量に対しては北海道東部及び冬型時の関東地方に対する空振りを、高い気温に対しては春先の予測降水量の多い事例での空振りを減らす効果がある。気温による処理では、5.5 °C 前後で突然予測が変化することを防ぐため、4.5 °C ~ 5.5 °C の間で 4.5 °C で の予測値、5.5 °C で 0 cm となるような線形内挿を行っている。

説明変数

説明変数は、予測地点の周囲 4 格子のモデル予測値を内挿した値を用いる。ただし、「海面水温 - 925 hPa の気温」は、予測地点から西、北方向にそれぞれ 2 度ずつずらした格子点を使用し、日本海側における冬型の気圧配置時の海面からの顕熱輸送を考慮する⁵。説明変数のうち、SSI（ショワルターの安定指数）は大気の成層安定度を、地形性降水指数は、925 hPa の風向を 8 方位で表したときにその風向に対応する地形の傾き（風下に向かって標高が高くなっているのか、低くなっているのか）を表す。また、降雪量は雪水比とモデルの降水量から計算する。この雪水比はモデルの地

⁵ 利用する格子点が陸地の場合には、海面水温を内挿した値を用いる。

上気温で層別化した定数で、MAXS に用いる雪水比とは異なる。

層別化

ニューラルネットワークの重み係数は、予測対象地点、初期時刻及び予報時間で層別化している。予報時間による層別化は、6時間降雪量はGSM-SNOW(MSM-SNOW)ではFT=9～30(6～27)を3時間毎に1日分、12時間降雪量はGSM-SNOW(MSM-SNOW)ではFT=15～36(12～33)を3時間毎に1日分を対象に行い、それ以降のFTは対象時刻毎にこれらの係数を繰り返し使用する。これは第2.2.2項で述べられたpseudo-PPと呼ばれる手法で、先の予測時刻に対しても目先24時間と同程度のメリハリを持った降雪量予測を利用することができる。ただし第2.2.2項でも述べられている通り、予報時間によってモデルの系統誤差が異なる場合、先の予測ではニューラルネットワークによる系統誤差の修正が十分でない可能性がある。目先24時間以降の予測値は各地域におけるモデルの系統誤差を把握した上で利用することが望ましい。

4.3.3 統計検証

本項では、GSM, MSM ガイドンスの統計的な検証結果を示す。検証期間は2016年12月～2017年2月である。数値予報モデルには、2018年3月現在で最新のGSM(米原2017)及びMSM(原2017)を用いた。

(1) 降水種別ガイドンス

ここでは、全国の地上気象官署(特別地域気象観測所を含む)における天気観測を降水種別としたPTYP3の検証結果を示す。地上気温の観測値が $-3 \sim 5^{\circ}\text{C}$ かつ降水(みぞれ・あられ等は除く)が観測されている場合(天気が霧雨、地雨、しゅう雨、地雪、しゅう雪の場合)のみを検証対象とし、降水種別を「雨」と「雪」の2カテゴリに分類して実施した。実況の降水種別は、天気が霧雨、地雨、しゅう雨を「雨」、地雪、しゅう雪を「雪」とし、予報の降水種別は、「雨か雪」を「雨」、「雪か雨」を「雪」として扱う。検証地点の予報値には最近接格子の値を用いた。また、検証に用いた初期値および予報時間は、GSM-PTYP(MSM-PTYP)が00, 06, 12, 18UTC(03, 09, 15, 21UTC)初期値のFT=15～36(12～33)である。図4.3.4および図4.3.5にPTYP3の地域別の雪予報のエクイタブルスレットスコア(ETS)およびバイアススコア(BI)を示す。ETSを比較すると、概ねMSM-PTYPがGSM-PTYPを上回っており、MSM-PTYPの方が予測精度が高いことがわかる。また、BIについても、MSM-PTYPはGSM-PTYPと比較して全国的にBI=1に近く、適切な頻度で雪を予測していることがわかる。一方でGSM-PTYPは西日本を中心にBIが1より低く、雪の見逃しが多い。この原因の一つには、西日本を中心にGSMのモデル湿度に正バイアスがあることが考えられる(後藤2017a)。

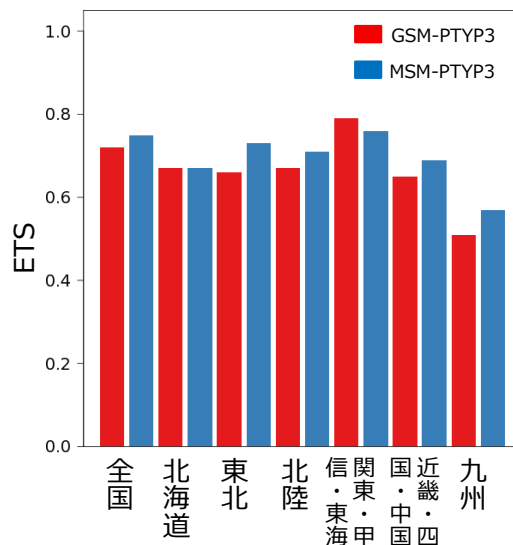


図 4.3.4 PTYP3 の各モデルの地域別 ETS の比較。検証期間は2016年12月～2017年2月。赤はGSM-PTYP、青はMSM-PTYPで、それぞれ左から全国、北海道、東北、北陸、関東・甲信・東海、近畿・中国・四国、九州の順に地域ごとの検証結果を示す。

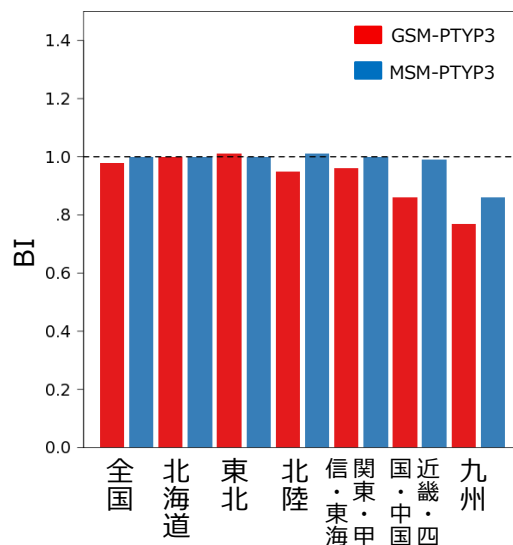


図 4.3.5 PTYP3 の各モデルの地域別 BI の比較。検証期間や図の設定は図 4.3.4 と同じ。

(2) 最大降雪量ガイドンス

ここでは、全国のアメダス地点で観測された積雪深を観測値としたMAXS6, MAXS12, MAXS24の検証結果を示す。検証地点の予測値は、周囲の4格子点を線形内挿することにより求めた。検証対象の初期値はGSM-MAXS(MSM-MAXS)が00, 06, 12, 18UTC(03, 09, 15, 21UTC)である。予報時間は、MAXS6はGSM-MAXS(MSM-MAXS)がFT=9～30(6～

27)、MAXS12はGSM-MAXS(MSM-MAXS)がFT=15~36(12~33)、MAXS24はGSM-MAXS(MSM-MAXS)がFT=27~36(24~33)を対象とした。図4.3.6にMAXS6、MAXS12、MAXS24のETSおよびBIを示す。まずGSM及びMSM-MAXSを全体的に比較すると、ETSの値は両ガイダンスの間に大きな差はないが、全予報要素でわずかにMSM-MAXSの方が大きな値となっており、予測精度が高いことがわかる。BIはMSM-MAXSの方が高い値となっており、どの閾値に対してもGSM-MAXSよりも予測頻度は多い。次に閾値毎に確認する。両ガイダンスともMAXS6で10 cm/6h、MAXS12で20 cm/12h程度以下の降雪ではBIは1に近く、適切な頻度で予測できている。しかし、MAXS6で20 cm/6h、MAXS12で40 cm/12hを超えるような大雪はBIが1を下回っており、予測頻度は過小である。また、ETSの値は小さく、予測精度も低くなっている。一方でMAXS24は20 cm/24h以上の閾値でBIが1より大きくなっており、大雪の予測頻度が多くなっている。ただし、MAXS24は予測対象とする期間が長いため、圧密等による新積雪の沈降による影響も大きい(第4.3.4項(4))。

(3) 降雪量地点ガイダンス

ここでは、全国のアメダス地点で観測された積雪深によるSNOW6、SNOW12、SNOW24の検証結果を示す。検証対象の初期値、予報時間はGSM(MSM)-SNOWはGSM(MSM)-MAXSとそれぞれ同様である。図4.3.7にSNOW6、SNOW12、SNOW24のETSおよびBIを示す。また、MAXSとの比較を行うため、図4.3.8にGSM-MAXSとGSM-SNOWの検証結果の比較図を、図4.3.9にMSM-MAXSとMSM-SNOWの検証結果の比較図を示した。ETSの比較結果から、GSM及びMSM-SNOWの予測精度に大きな差はないが、15 cm/12hから25 cm/12h程度の閾値で見た場合はわずかにGSM-SNOWの方が予測精度が高いことがわかる。次にBIを確認する。頻度バイアス補正を行っている6時間降雪量と12時間降雪量は10 cm/12h以下の降雪から40 cm/12hを超える大雪まで、BIが1に近い値に保たれており、適切な頻度で予測できている。MAXSとの比較図で確認すると、MAXSでは予測過小の傾向がある大雪についてもSNOWでは適切な頻度の予測が可能であることがわかる。また、ETSは全閾値でMAXSを上回っており、積雪深計が設置されたアメダス地点での予測にはSNOWを採用したほうが精度が良いことがわかる。一方でSNOW24のBIはMAXS24と同様に大きな降雪量閾値ほど1よりも大きな値となっており、大雪の予測頻度が過大な傾向が見られる。ただし、MAXS24と比較するとETSの値は大きく、予測精度は高い。SNOW24はSNOW12の積算値であるため、頻度バイアス補正の効果は限定的である。MAXS24と同様に新積雪の沈降の影響があると

考えられる。また、開発時の検証ではSNOW24の予測頻度が過大な傾向は見られず、SNOW6やSNOW12で予測過小な傾向があった(白山2016)。モデル改良あるいは経年変動により予測頻度が変化している可能性も考えられる。

各降雪量ガイダンスの予測特性の違い

ここで、SNOWとMAXSの検証結果を地点毎に比較することで、両ガイダンスの地域ごとの予測特性について述べる。図4.3.10にGSM-SNOW及びMAXSの20 cm/24hに対するETSとBIのスコアマップ、図4.3.11にMSM-SNOW及びMAXSの20 cm/24hに対するETSとBIのスコアマップを示す。まずETSを確認すると、GSMガイダンスではSNOW、MAXSともに北海道東部と東北南部から山陰にかけての日本海側の山間部での予測精度が高く、さらにSNOWでは日本海側の沿岸部でも予測精度が高くなっている。差分図からは全国的にSNOWの方が予測精度が高いことがわかる。MSMガイダンスについてもGSMガイダンスと同様の傾向である。次にBIを確認すると、SNOWはGSM、MSMともに北海道、東北北部や北陸の沿岸部で予測頻度が高い。一方、MAXSはGSM、MSMともに北海道から北陸にかけての日本海側で予測頻度が高いが、そのほかの地域では予測頻度が低い地点が目立つ。このように、SNOW、MAXSともに、全地点の検証結果では24時間降雪量は大雪の予測頻度が高い結果であったが、その分布は両者の間で異なり、また、MAXSは予測頻度が過小な地域もあることに注意が必要である。第4.3.4項(2)では、山陰地方の沿岸部での予測過小事例を示している。

4.3.4 事例検証

本項では、いくつかの事例を通して降雪ガイダンスの予測特性や利用上の留意点を示す。

(1) 冬型の予測事例

2017年12月12日から13日にかけて、日本の東に向かって発達しながら進んだ低気圧の影響で日本付近は強い冬型の気圧配置となり、北陸から東北地方を中心に大雪となった。図4.3.12は、2017年12月12日12UTCを対象とした24時間降雪量の予測である。まず、SNOWの予測を見ると、GSM、MSMの両ガイダンスとも量的に予測がやや過大となっている地点もあるものの、30~40 cm/24hを超える大雪の分布をよく予測できている。ただし、実況で50~80 cm/24hを観測した新潟県から福島県にかけては、MSM-SNOWは比較的よく予測できているが、GSM-SNOWは新潟県側で予測過大な地点が多く、福島県側では予測過小な地点が多い。これは、新潟県から福島県にかけてのシアライン上の降水をMSMがよく予測していた一方で、GSMの降水予測は新潟県側に偏っていたためと考えられる。次にMAXSであるが、GSM、MSMの両ガイダ

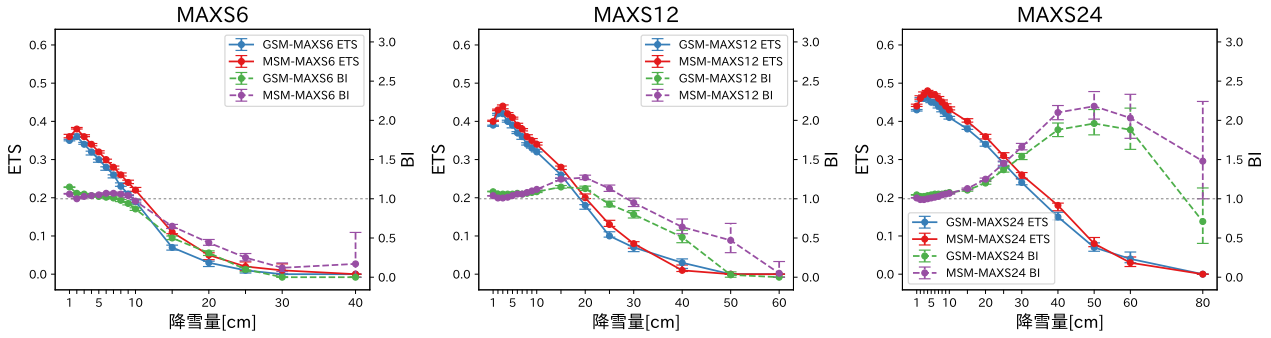


図 4.3.6 MAXS の降雪量閾値別の ETS および BI。検証期間は 2016 年 12 月～2017 年 2 月。左が 6 時間降雪量、中が 12 時間降雪量、右が 24 時間降雪量を対象とした検証で、青線が GSM-MAXS の ETS、赤線が MSM-MAXS の ETS で、緑線が GSM-MAXS の BI、紫線が MSM-MAXS の BI である。エラーバーは 95%信頼区間を表す。

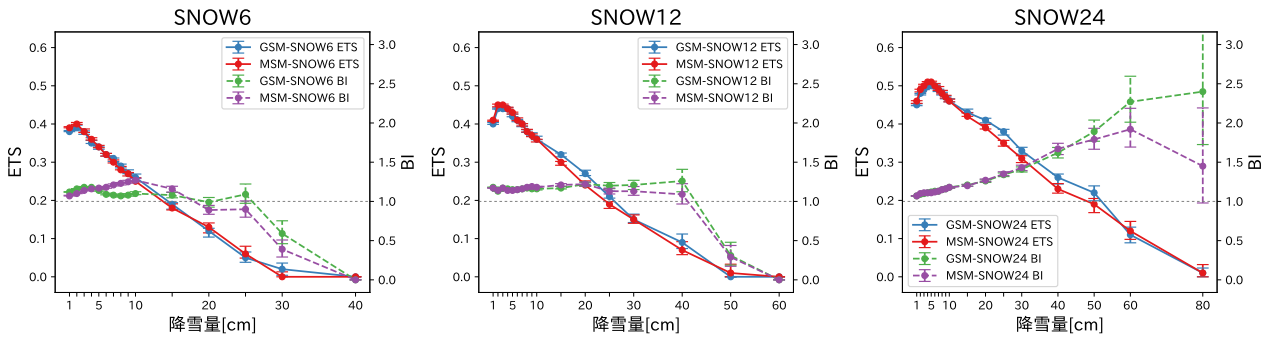


図 4.3.7 SNOW の降雪量閾値別の ETS および BI。検証期間や図の設定は図 4.3.6 と同じであるが、それぞれ SNOW を対象としている。

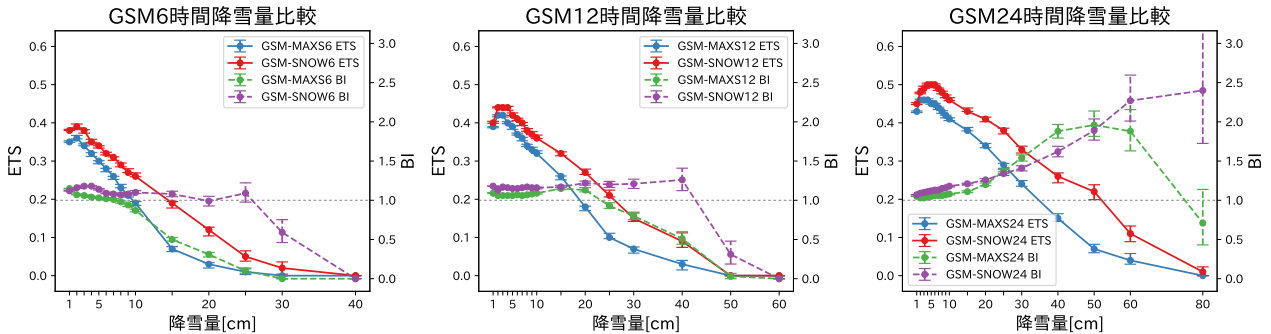


図 4.3.8 GSM-MAXS 及び GSM-SNOW の降雪量閾値別の ETS および BI の比較。検証期間や図の設定は図 4.3.6 と同じだが、青線が GSM-MAXS の ETS、赤線が GSM-SNOW の ETS で、緑線が GSM-MAXS の BI、紫線が GSM-SNOW の BI である。

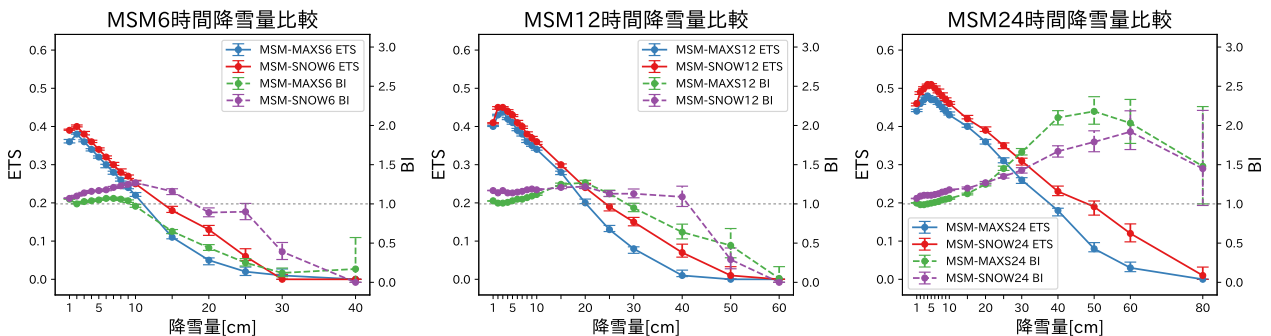


図 4.3.9 MSM-MAXS 及び MSM-SNOW の降雪量閾値別の ETS および BI の比較。検証期間や図の設定は図 4.3.8 と同じであるが、それぞれ MSM ガイダンスを対象としている。

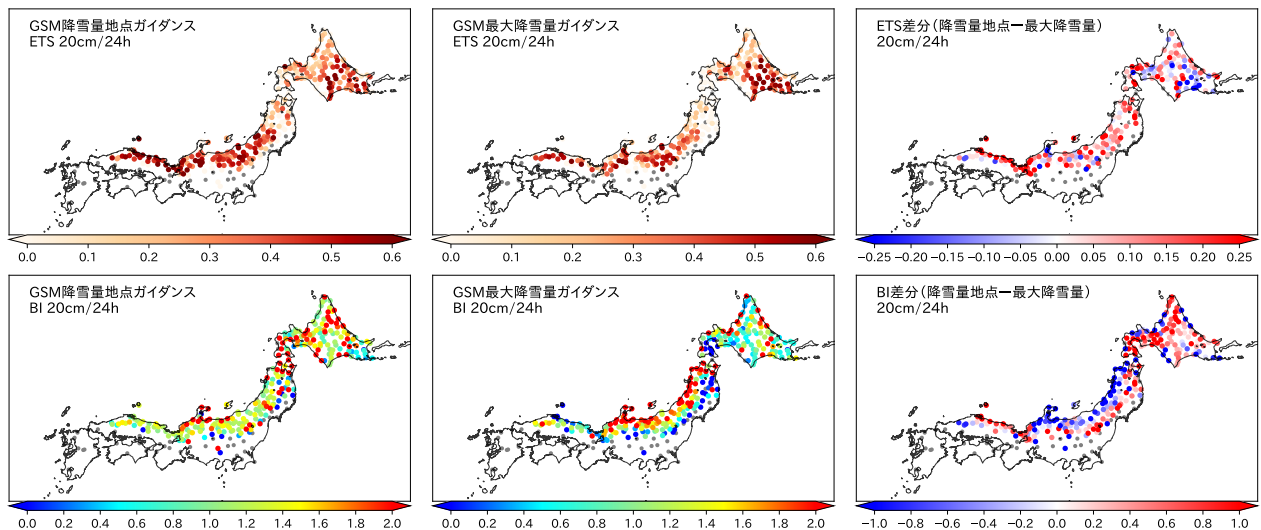


図 4.3.10 GSM-SNOW 及び GSM-MAXS の ETS および BI のスコアマップ。24 時間降雪量の閾値 20 cm に対する検証結果を、左から SNOW24、MAXS24、両者の差分図の順に示す。上段が ETS、下段が BI である。灰色の地点は、検証期間中に予報、観測ともに閾値を超える事例がない地点を表す。

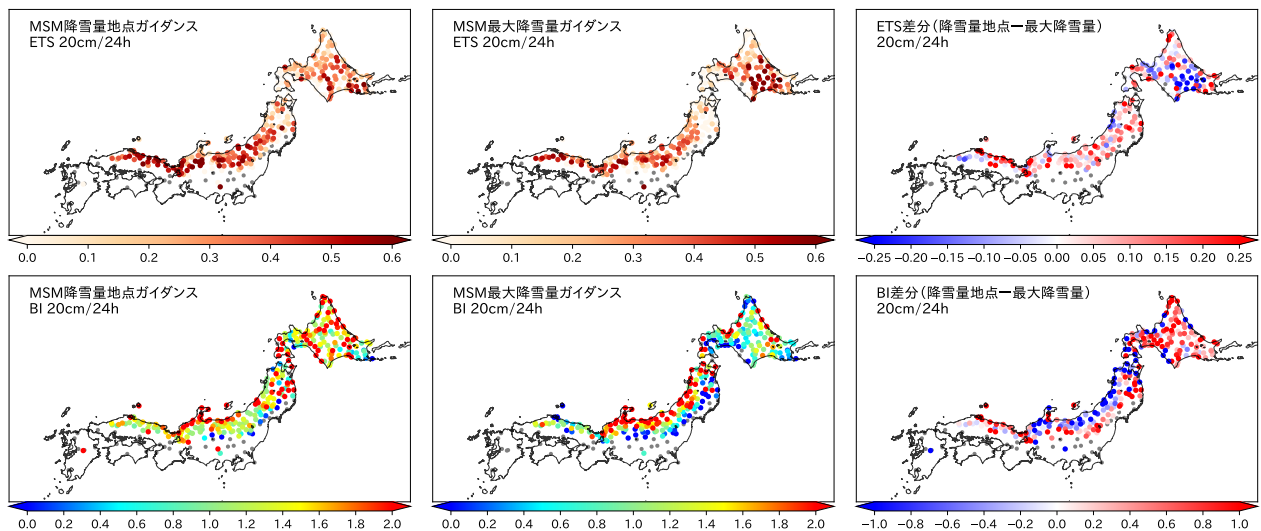


図 4.3.11 MSM-SNOW 及び MSM-MAXS の ETS および BI のスコアマップ。図の見方は図 4.3.10 と同じ。

ンスとも実況よりも大雪の予測範囲が広く、また、量的にも SNOW よりも予測過大となっている。その一方で、福島県の若松など日本海側以外の地域では SNOW と比較して予測過小となっている。統計検証で示した通り、SNOW と MAXS はともに日本海側で予測過大な傾向があるものの、量的な予測精度は SNOW の方が高い。また、MAXS は日本海側以外では大雪に対して予測過小となっているなど、予測傾向が一貫していない。量的な予測では、より精度の高い SNOW を用いて MAXS の降雪量を修正することが有効である。

(2) 山陰地方の大雪事例

2017 年 2 月 10 日から 11 日にかけて、西日本の日本海側で大雪となった事例を紹介する。この事例では、

山陰地方に向かって JPCZ⁶ が形成され、鳥取では 10 日の日降雪量が 65 cm に達するなど、西日本の日本海側で大雪となった。図 4.3.13 に、2017 年 2 月 10 日 12UTC を対象とした 24 時間降雪量の予測を示す。山陰地方について、SNOW はアメダスによる観測と同程度の大雪を予測できていることがわかる。ただし、実際よりも大雪の中心を西寄りに予測しており、松江や米子では予測過大となっている。これは、モデルの降水予測が実際よりも西寄りに予測されていたためと考えられる。一方、MAXS は山間部を中心とした予測となっており、沿岸部の地点の降雪量予測は実際よりも少ない。山陰地方の沿岸部は北陸や東北と比べて海面

⁶ 日本海寒帯気団収束帯 (Japan sea Polar air mass Convergence Zone)。

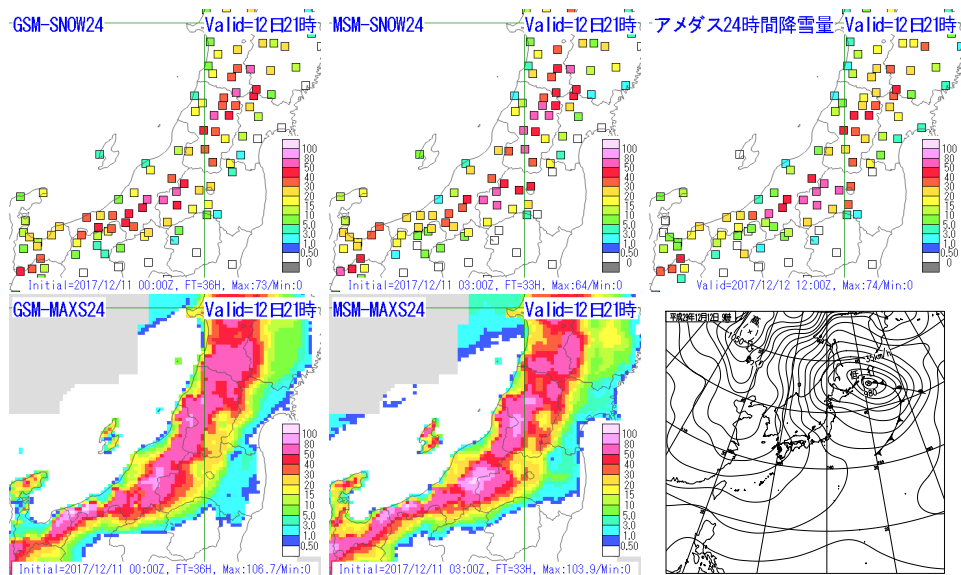


図 4.3.12 2017年12月12日12UTCを対象とした24時間降雪量の予測事例。上段左からGSM-SNOW、MSM-SNOW、アメダスによる前1時間積雪深差の24時間積算値、下段左からGSM-MAXS、MSM-MAXS、12日00UTCの速報天気図。降雪量の単位は[cm/24h]。

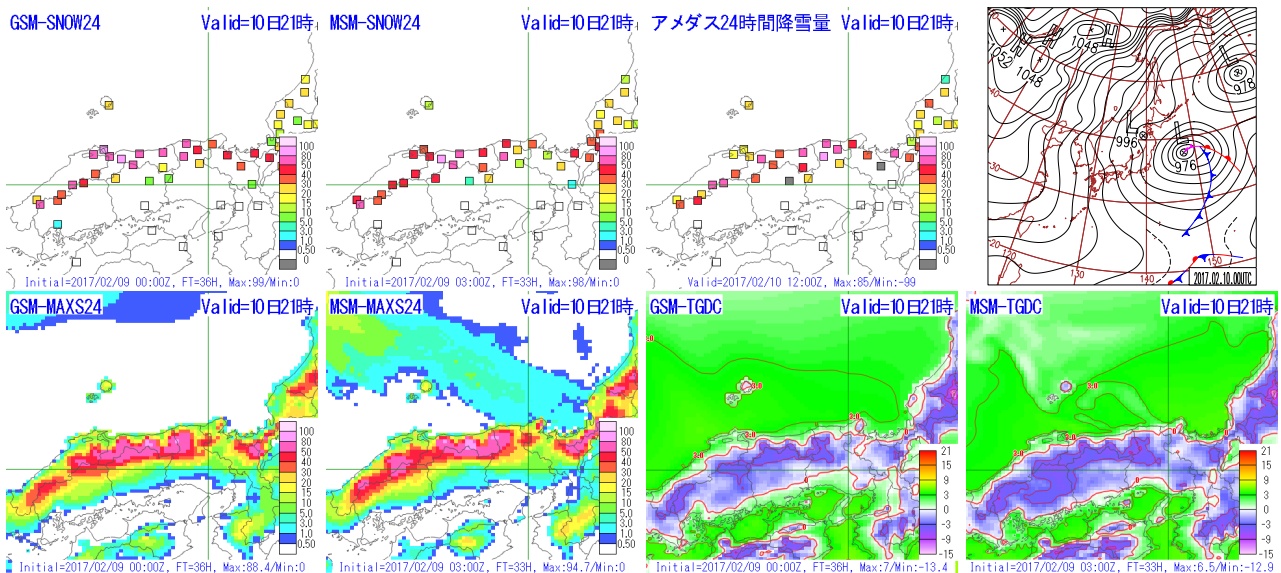


図 4.3.13 2017年2月10日12UTCを対象とした24時間降雪量の予測事例。上段左からGSM-SNOW、MSM-SNOW、アメダスによる前1時間積雪深差の24時間積算値(灰色の地点は期間中に積雪深に欠測を含むことを表す。)、10日00UTCの日本域地上天気図、下段左からGSM-MAXS、MSM-MAXS、GSM格子形式気温ガイダンス、MSM格子形式気温ガイダンス。降雪量の単位は[cm/24h]、気温の単位は[°C]。

水温が高く、モデルは沿岸の気温を十分に解像できていないことから地上気温予測も高めの値となる。地上気温が0°C付近では雪水比は急激に減少するため、山陰地方の沿岸部では降雪量が少なく予測されたと考えられる。

(3) 南岸低気圧による大雪事例

図 4.3.14 に 2016 年 1 月 18 日 00UTC を対象とした 12 時間降雪量の予測事例を示す。この事例では、本州の南岸を低気圧が通過し、東京でも 18 日 06JST に日

最深積雪となる積雪深 6 cm を観測するなど関東甲信で大雪となった。このような事例で降雪を精度よく予測するには、気温の予測精度が重要となる。特に、雪水比の計算に診断的手法を用いている MAXS の予測は、気温の予測に大きく左右される。実況では東京で 6 cm、横浜で 5 cm が観測されたが、MAXS は降雪を予測していない。茨城から神奈川の沿岸部では、予測対象期間の PTYP は「雨」が予測されており、また、気温ガイダンスの予測も 2°C 以上が予測されていたため、雪水比が 0 となり、MAXS は沿岸部の降雪を予

測できなかった。一方で、SNOWは沿岸部の地点にも降雪を予測している。SNOWは、NNで地上気温以外にも多くの説明変数を用いて予測を行うため、地上気温以外の説明変数を用いて降雪の可能性を示すことができたと考えられる。

(4) 大雪が続いた事例

図4.3.15は、2017年1月11日から16日頃にかけて、北陸地方を中心に大雪が続いた事例である。図の上段には降雪期間の前半である2017年1月13日18UTCを対象とした24時間降雪量の予測、下段には降雪期間の後半である2017年1月16日12UTCを対象とした前24時間降雪量の予測事例を示す。どちらの対象時刻に対しても、降雪量地点ガイダンス、最大降雪量ガイダンスはともに50 cm/24hを超える降雪を予測している。一方、アメダス24時間降雪量は13日18UTCでは新潟県を中心に50 cm以上が観測されているものの、16日12UTCでは多くの地点で20 cm程度で、16日12UTCに対する予測はかなり過大であるように見える。ここで、図4.3.16に本事例の期間中のアメダス十日町における降水量と積雪深観測値を示すが、期間中は継続して日降水量40 mm/24h程度以上が観測されており、実際には比較的多くの降雪が継続していたと考えられる。ところが、日最深積雪は14日以降増加していない。多量の降雪が継続したときに積雪深が増加しなくなる理由として、積雪が自身の重さで圧縮される圧密の効果があげられる。降り積もった新雪は圧密により圧縮され、積雪後数日間は急速に積雪深を減少させる。アメダス十日町の場合、14日以降は圧密の効果により積雪深の増加が抑えられていたと考えられる。したがって、図4.3.15の16日12UTCの積雪深計による24時間降雪量は実際に降った雪の量と比べるとかなり過少であると考えられる。

大雪が数日間継続するような事例では、事象の後半になると降雪初期に降り積もった雪が圧密効果により圧縮されていくため、新雪が降り積もっても積雪深はあまり増えなくなる。このため、1時間毎の積雪深差として見積もっている実況の降雪量は実際に降った雪よりも少なくなり、ガイダンスの降雪量との差が大きくなることに留意が必要である。

4.3.5 利用上の留意点と今後の展望

本項では、降雪ガイダンスの利用上の留意点と今後の展望を紹介する。まず、利用上の注意点を述べる。

PTYTPは統計検証でGSM-PTYTPよりもMSM-PTYTPの方が予測精度が高いことを示した。特に西日本ではGSM-PTYTPは雪の予測頻度が低く、見逃しが多い。第4.3.4項(2)で示した通り西日本の沿岸部は予測気温が高いため、気温の僅かな予測誤差で降水種別が「雨か雪」や「雨」と判別されてしまい、予測が難しい。西日本の沿岸部ではこのような特性に注意していただきたい。

SNOW及びMAXSは統計検証でGSMガイダンスとMSMガイダンスの間で予測精度には大きな差がないことを示した。ただし、事例検証で示したように、モデルの降水や気温の予測精度が降雪量予測に影響するため、実況を踏まえてより適切な降水・気温の予測を行っているモデルを選択して利用いただきたい。

SNOWとMAXS相互に比較した統計検証では、SNOWの方が予測精度が高いことを示した。面的な予測をMAXSで把握して、量的な予測はSNOWで修正するといった利用方法が有効であると考えられる。ただし、MAXSは降水量ガイダンスと格子形式気温ガイダンスとの整合が取れた予測となっているのに対し、SNOWは多くの要素を説明変数とした統計手法を用いているためモデル予測との対応が分かり難いこともある。また、予測対象地点ではSNOWの方が予測精度が高いが、その近傍でアメダス地点との降雪量に違いがあるような地域ではMAXSの予測が適切な場合もあると考えられるため、両ガイダンスの予測特性や予測対象地点の地域特性を把握した上で利用していただきたい。

24時間降雪量のBIはSNOW、MAXS共に1より大きいことを統計検証で示した。これは第4.3.4項(4)で述べた通り実況の降雪量が実際に降った雪よりも少なくなること、そして第4.3.3項で述べたようにガイダンスが新積雪の沈降を考慮していないことが原因である。防災の観点からは降った雪の総量が重要であると考えており、現時点では降雪ガイダンスで新積雪の沈降について考慮する予定はない。このため、今後の統計検証でも24時間降雪量のBIは1より大きい状況が続くことに留意していただきたい。

最後に今後の展望を述べる。第4.3.2項でも述べたように、降水種別ガイダンスは地上気温と地上相対湿度から作成するが、地上気温の入力には格子形式の気温ガイダンスを用いているものの、地上相対湿度はモデルの予測値を入力としている。統計的な手法でモデルのバイアスを低減した格子形式の湿度ガイダンスを開発すれば、降水種別ガイダンスの精度向上が見込める。また、ここまで述べた通り北陸地方や山陰地方、太平洋側でそれぞれ降雪の特性は異なると考えられる。雪水比の計算に地域層別を導入できれば地域特性に応じた降雪量予測が可能となり、精度向上が見込める。さらに、本運用に向けた準備が進んでいるメソアンサンブルシステム(MEPS)を入力としたガイダンスの開発についても検討する必要がある。

参考文献

- Byun, K.-Y., J. Yang, and T.-Y. Lee, 2008: A Snow-Ratio Equation and Its Application to Numerical Snowfall Prediction. *Wea. Forecasting*, **23**, 644–658.
- 後藤尚親, 2017: GSM改良のガイダンスへの影響. 平成

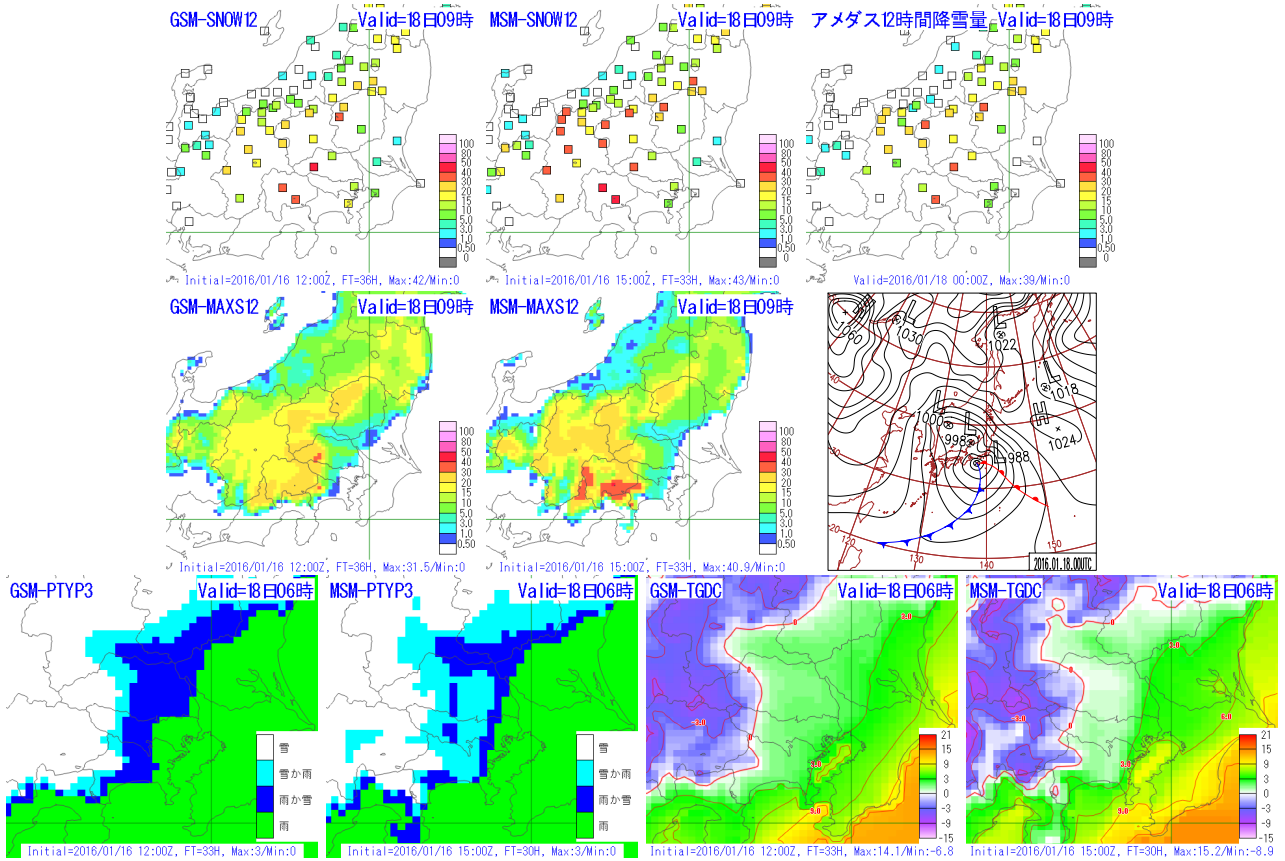


図 4.3.14 2016 年 1 月 18 日 00UTC を対象とした 12 時間降雪量の予測事例。上段左から GSM-SNOW、MSM-SNOW、アメダスによる前 1 時間積雪深差の 12 時間積算値、中段左から GSM-MAXS、MSM-MAXS、18 日 00UTC の日本域地上天気図、下段左から GSM-PTYP、MSM-PTYP、GSM 格子形式気温ガイダンス、MSM 格子形式気温ガイダンス（それぞれ前 3 時間値）。降雪量の単位は [cm/12h]、気温の単位は [°C]。

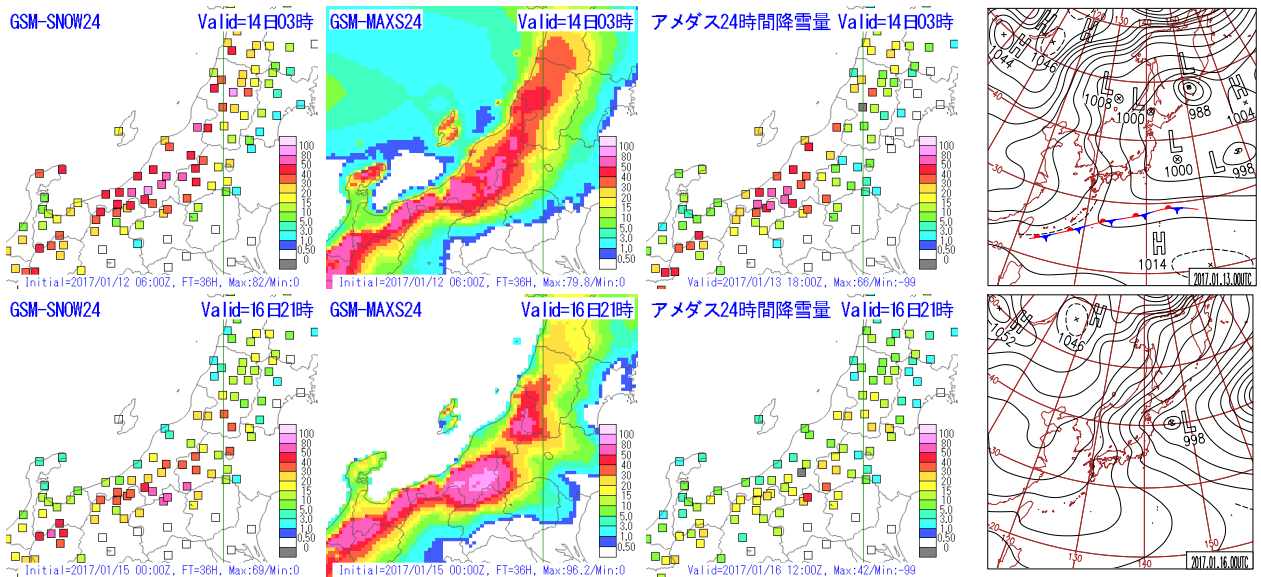


図 4.3.15 上段は 2017 年 1 月 13 日 18UTC、下段は 2017 年 1 月 16 日 12UTC を対象とした 24 時間降雪量の予測事例。左から GSM-SNOW、GSM-MAXS、アメダスによる前 1 時間積雪深差の 24 時間積算値（灰色の地点は期間中に積雪深に欠測を含むことを表す。）日本域地上天気図。日本域地上天気図は上段が 13 日 00UTC、下段が 16 日 00UTC。降雪量の単位は [cm/24h]。

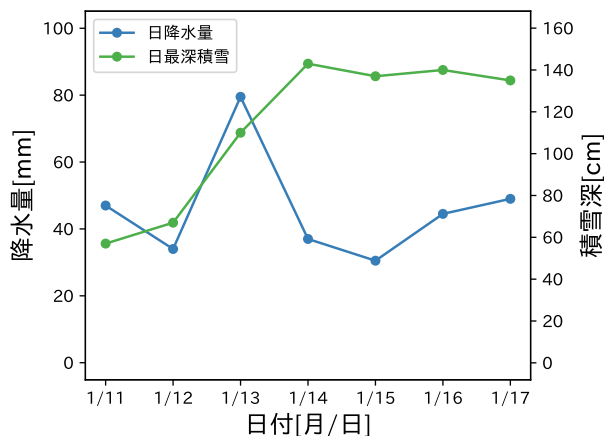


図 4.3.16 アメダス十日町における 2017 年 1 月 11 日から 17 日までの日降水量および日最深積雪。青線は日降水量 [mm]、緑線は日最深積雪 [cm]。

29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 31–34.
 原旅人, 2017: メソ数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42–47.
 古市豊, 2008: 降雪量ガイダンス. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 73–76.
 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.
 中務信一, 成井昭夫, 原昌弘, 1997: 降雪量予報に向けての検討. 平成 9 年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 28–38.
 白山洋平, 2016: 降雪量地点ガイダンスの改良と開発. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 77–84.
 柳野健, 1995: ニューラルネットによるガイダンス. 平成 7 年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 54–69.
 予報部予報課, 2011: 市町村を対象とした警報・注意報発表のための新しい予報作業支援システムの整備について. 測候時報, 78, 1–18.
 米原仁, 2017: 全球数値予報システムの改良の概要. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–7.

4.4 気温ガイダンス¹

4.4.1 はじめに

気温ガイダンスは地点形式と格子形式で地上気温を予測するガイダンスである。地点形式の気温ガイダンスにはアメダス地点と空港地点を対象とした最高・最低気温ガイダンスと時系列気温ガイダンスがあり、天気予報と飛行場予報の作成に利用されている。格子形式の気温ガイダンスは5 km 格子を予測対象とし、最大降雪量ガイダンスと降水種別ガイダンスの入力データとして利用されている。

天気予報用の気温ガイダンスは1984年に運用を開始した(気象庁予報部1986)。運用開始当初は全国60地点の最高・最低気温を予測対象とし、作成には線形重回帰を用いていた。説明変数は下層から中層の気温や高度、風などであった。その後、使用する説明変数の見直し、予測対象地点の増加などの改良や、時系列気温予測の開発・運用を実施してきた。1996年3月にはモデル更新への柔軟な対応を目指して、カルマンフィルタの利用を開始した(瀬上ほか1995)。カルマンフィルタ導入当初の説明変数は、地上気温と平年値の差、中下層雲量、東西風、南北風であったが、2003、2014年に説明変数の見直しを行った(松本・海老原2003; 後藤2014)。入力となる数値予報モデルとしては、1996年以降、領域モデル(RSM)を利用していたが、2001年からはGSMに基づく気温ガイダンスの運用も開始した(海老原ほか2000)。2007年11月にはRSMの廃止とGSMの格子間隔20 kmへの高解像度化に伴い、RSMガイダンスが廃止となり、GSMガイダンスに一本化された。また、2007年5月のMSMの予報時間延長に伴い、MSM気温ガイダンスが運用開始となった(阿部2007)。

空港の気温を予測する航空気温ガイダンスは、1993年に最高・最低気温を予測対象として運用開始し(田崎・此田1994)、1996年に天気予報用ガイダンスと同様に作成方法を線形重回帰からカルマンフィルタに変更した。2006年には、時系列気温を予測対象に追加するとともに説明変数の見直しや係数の変化速度を決定するパラメータの調整などを行った(新美2005)。

格子形式気温ガイダンスは、降雪予測においてモデルバイアスを除去した面的な気温予測が必要であったことから、2009年に導入され(古市・松澤2009)、2010、2016年に計算方法を見直した(古市2010; 黒木2017)。

本節ではまず第4.4.2項で気温ガイダンスの仕様と作成方法を述べ、続いて第4.4.3項と第4.4.4項で統計および事例検証を通じて得られた精度や特性を述べる。最後に第4.4.5項で利用上の留意点と今後の展望を述べる。なお本節において各気温ガイダンスの名称は、GSM (MSM) 時系列気温ガイダンスなどと各気温ガイ

ダンスの名称の前に数値予報モデル名を付加して表記する。航空気温ガイダンスは、利用する数値予報モデルや作成方法がMSMによる天気予報用ガイダンスとほぼ同様であり、両者の仕様の違いは目的変数における観測種別(アメダスかMETAR等か)以外にない。予測精度や予測特性についても大きな違いはないため、航空気温ガイダンスの解説は割愛し、MSM気温ガイダンスで代用する。

4.4.2 仕様

表4.4.1に最高・最低気温ガイダンス、表4.4.2に時系列気温ガイダンス、表4.4.3に格子形式気温ガイダンスの仕様を示す。なお、本項における仕様の説明ではGSM, MSMをまとめて「モデル」と記載する。

(1) 最高、最低および時系列気温ガイダンス

最高気温ガイダンスは00~09UTCにおける最高気温、最低気温ガイダンスは15~00UTCにおける最低気温、時系列気温ガイダンスは毎正時の気温を予測するガイダンスで、GSM, MSMを入力としている。最高、最低および時系列気温ガイダンスにおいて、目的変数は観測値とモデル地上気温予測値の差である。用いる観測値は、天気予報用の気温ガイダンスの場合はアメダス地点の観測値(1分値)、航空気温ガイダンスの場合はMETAR, METAR AUTOおよびSPECI²である。

説明変数

最高、最低および時系列気温ガイダンスの説明変数は数値予報モデルの、地上気温、風速、東西南北の風向4成分、気温減率、前3時間降水量、前日との気温差、中・下層雲量である。

地上気温は、モデルの系統誤差が地上気温の高低で異なることに対応するために用いている。利用の際にはモデル出力値に40°Cを加算している。これは、0°Cを境に説明変数である地上気温の符号が反転することを防ぐことを目的としている。説明変数の正負の反転は寄与量(係数と説明変数の積)が正負に反転することを意味し、精度悪化の一因となる。モデル地上気温は40°Cを加算すればほぼ正となるため、この処理を行うことで寄与量の正負反転は起こらなくなる。

東西南北の風向4成分は、地形等の影響により各風向によってモデルの系統誤差が変わることに対応するために用いている。各風向成分および風速には地点ごとに上限値を設けており、さらに上限値で除算し0~1に規格化して利用している。風向は4方位に分けて利用しており、予測された風向と逆となる成分は0としている。風向が逆の場合の、モデルの系統誤差の正負は必ずしも逆ではない。逆方向の成分を0とすることで、寄与量の正負反転を防止することができ、風向ごとの系統誤差を適切に軽減できる。

¹ 三戸 洋介

² それぞれ、航空気象定時・自動・特別観測気象報。

表 4.4.1 最高・最低気温ガイダンスの仕様

作成対象	アメダス、空港				
作成方法	カルマンフィルタ				
作成対象とするモデル	アメダス：GSM, MSM 空港：MSM				
予報期間（対象要素）	GSM：アメダス				
	初期値	当日	翌日	翌々日	3日後
	00UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低
	06UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低
	12UTC		最高・最低	最高・最低	最高・最低
	18UTC	最高	最高・最低	最高・最低	最低
	MSM：アメダス、空港				
	初期値	当日	翌日	翌々日	
	00UTC	(最高)	最高・最低		
	03UTC		最高・最低		
	06UTC		最高・最低		
	09UTC		最高・最低	(最低)	
	12UTC		最高・最低	(最低)	
	15UTC	最高(・最低)	(最高・)最低		
18UTC	最高	(最高・)最低			
21UTC	最高	(最高・)最低			
「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す、()内はアメダスのみ					
逐次学習の有無	あり				
説明変数	モデル予測値（地上の東・西・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、気温減率、降水量、前日との気温差）				
目的変数	アメダス：アメダスの気温観測（1分値）から算出した最高・最低気温 空港：METAR, METAR AUTO, SPECI から算出した最高・最低気温 当日・翌日の、最高気温は00~09UTCの最高気温、最低気温は15~00UTCの最低気温。				
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、季節（暖候期（4~9月）、寒候期（10~3月））、予報対象要素（最高気温、最低気温）、予報時間（日単位） 暖・寒候期の係数切替前に1か月間の事前学習を行う。				

表 4.4.2 時系列気温ガイダンスの仕様

作成対象	アメダス、空港
作成方法	カルマンフィルタ
作成対象とするモデル	アメダス：GSM, MSM 空港：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=39 まで1時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル予測値（地上の東・西・南・北風成分、地上風速、地上気温、中・下層雲量、気温減率、降水量、前日との気温差）
目的変数	アメダス：アメダスで観測された毎正時の気温 空港：METAR, METAR AUTO の毎正時の気温
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報時間、季節（暖候期（4~9月）、寒候期（10~3月）） 暖・寒候期の係数切替前に1か月間の事前学習を行う。

表 4.4.3 格子形式気温ガイダンスの仕様

作成対象	5 km 格子
作成方法	各格子のモデル地上気温を時系列気温ガイダンスとモデル海陸比で補正
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=39 まで1時間間隔

気温減率は、モデル格子点の標高と現実地形の標高の差による系統誤差を適切に補正するために利用している。標高差による系統誤差は主に定数項で補正されるが、気温減率の違いによる補正量を適切に評価するために導入している。

降水量は、降水時にモデル地上気温が低下するような場合に、この低下が実況と比べて不十分でガイダンスも正バイアスとなる傾向があったため、3 mm/3h を上限として導入している。

前日との気温差は、雨天などによる天気の一時的な変化によるモデルの誤差特性の変化を考慮するために導入している。晴天時と雨天時ではモデルの誤差特性は異なると考えられるが、梅雨期や冬季の日本海側の地方を除けば雨天が続くことは少ない。そのため雨天時の誤差特性の変化は一時的なものとなる。この一時的な変化にカルマンフィルタの学習が過敏に反応し、その後の予測に悪影響を与えることがあった。前日との気温差を利用することで、このような一時的な変化を評価して過敏な学習を防ぐことが期待できるため、説明変数に用いている。

説明変数の計算は、時系列気温では対象時刻の前3時間平均としている。最高・最低気温はモデルの最高・最低気温発現時³の前3時間平均としている。利用する格子点については、気温、風、降水量に関しては、予測対象地点の近接4格子から線形内挿した値を使用している。雲量については、2014年の改良までは最近接格子の値を用いていたが、雲が広がるような状況で雲量予測が過少となる傾向が見られたため、近接4格子の最大値を用いている。

層別化

予測式は、地点、初期時刻、予報時間（最高・最低気温ガイダンスは予測対象日）および季節を対象に層別化している。気温はモデル標高と実標高の違い、海陸分布の違い、風の影響度合いの違いなど、地点ごとにモデルの誤差特性が異なることから、予測対象地点で層別化している。初期時刻と予報時間で層別化することによって、予報対象時刻で異なるモデルの誤差特性の変化に対応できる。第4.4.3項で後述するように、モデルの平均誤差は予報時間に対して概ね0~-1°Cの間で一日周期の増減をしており、予報対象時刻ごとに異なった誤差特性がある。特にモデルの海格子にある地点では、モデル気温はほとんど日変化しないが、時刻で層別化することによって、ガイダンスは日変化を表現できる（第1.2節）。季節で層別化している理由は、学習の程度を調整する観測ノイズの分散などを暖候期と寒候期で層別化し、季節別の誤差特性に適合した学習を行うためである（後藤 2014）。

³ 入力データの関係で、GSMは1時間ごと、MSMは30分ごとで期間内の発現時刻を判定している。

カルマンフィルタのパラメータ設定

気温ガイダンスではシステムノイズの分散、観測ノイズの分散を層別化の対象ごとに設定している。それぞれの値は、過去の一定期間のデータを用いて予測を繰り返し行い、その予測の二乗誤差から観測ノイズの分散を、予測式の係数の変動からシステムノイズの分散を決定している（第2.7.8項）。システムノイズの分散は設定後は固定としている。観測ノイズの分散も通常固定としているが、ガイダンスの予測が大きく外れた時に一時的に大きな値を用いている。観測ノイズの分散が大きいと係数の修正量が小さくなるため（第2.7.6項（4））、気温の予測を大外した場合には係数の大きな変動を抑えることができる。ランダムな要因によるモデルの予測の大外しをそのまま学習して係数を更新した場合、逆に精度が悪化する可能性がある。そこで上記のように係数の変動を抑える仕組みを導入して、その後の精度低下を防止している。具体的には、ガイダンスの予測が4°C以上外れた場合を、モデルが気象場の予測を外したとみなして、一時的に観測ノイズの分散を通常の3倍にして係数の変化を小さくしている。

(2) 格子形式気温ガイダンス

格子形式気温ガイダンス（以下、格子気温ガイダンス）は、格子形式で毎正時の気温を予測するガイダンスである。GSM、MSMを入力として作成し、いずれも5 km格子を予測対象としている。格子気温ガイダンスは最大降雪量ガイダンスの雪水比計算と降水種別ガイダンスの雨雪判別に利用される。

格子気温ガイダンスは、各アメダス地点における時系列気温ガイダンスのモデル気温修正量から、各格子におけるモデル気温修正量を推定し、それを各格子のモデル地上気温に加えることで作成される。時系列気温ガイダンスのモデル気温修正量は、大きく以下の2種類に分類することができる。

1. 各説明変数から計算される修正量。
2. モデルと現実の標高差や、海陸分布の違いなどに起因する修正量。アメダス地点や格子毎にある程度値が決まっており、主に定数項に含まれる。

格子気温ガイダンスでは、これら2種類の修正量を別々に扱う。修正量1については、空間内挿可能な修正量として扱い、各アメダス地点の値の重み付け平均により各格子のモデル気温修正量を求める。修正量2については、基本的に空間内挿に適さない修正量であるので、格子ごとに値を見積もる。格子ごとに算出した修正量1、修正量2をモデル地上気温に加えることで、格子気温ガイダンスを作成する（図4.4.1）。具体的な作成手順は以下の通りである。なお、数式に用いられる添字は、 i はアメダス地点、 $grid$ は予測対象格子点の値であることを表す。

各格子点において、大気下層の気温とジオポテンシャル高度から気温減率を計算する。

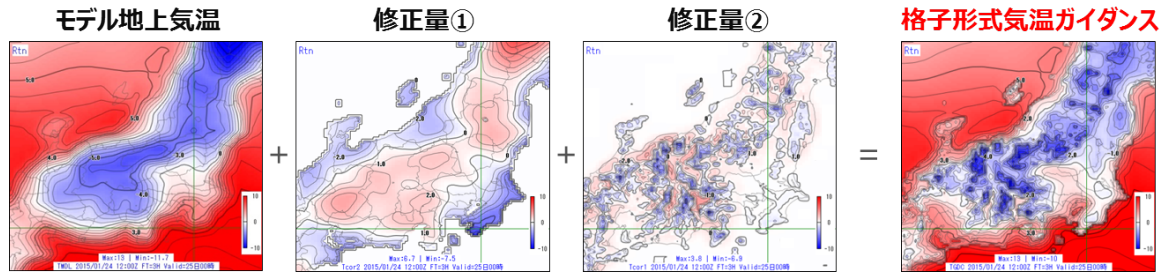


図 4.4.1 格子形式気温ガイダンスの作成の流れの概念図。モデル地上気温に、修正量 1（格子毎に周囲のアメダス地点の重み付け平均で推定）と修正量 2（格子毎にモデル標高から 5 km 平均標高への標高補正で推定）を加えることで、格子形式気温ガイダンスは作成される。図中の赤系統の色は正、青系統の色は負値を示す。

で求めた気温減率を用いて、モデル地上気温をモデル標高から 5 km 平均標高⁴へ高度補正する (T_2)。

各アメダス地点で T_2 と時系列気温ガイダンスとの差をとる (T_1)。差を取る際の T_2 はアメダス地点周辺の近接 4 格子点を用いて線形内挿した値を用いる。

予測対象格子点を中心とした半径 R [km] 以内に含まれるアメダス地点の T_1 を重み付け平均して T_2 に加算する (T_{bcd})。

Contour-Following Smoother (CFS) (Glahn et al. 2009) を用いて T_{bcd} を平滑化し、格子気温ガイダンスとする。

前述した 2 種類の修正量で考えると、 T_2 で各格子点の修正量 2 の見積もり、 T_1 で各アメダス地点の修正量 1 の見積もり、 T_{bcd} で修正量 1 の各格子点への分配を行っていることになる。

の処理で用いる各アメダス地点の重み (w_i) には、予測対象格子点とアメダス地点間の距離 (d_i) について (Cressman 1959) を参考に、またモデルの海陸比も考慮した、以下の式で定義されるものを利用している。

$$w_i = \{1 - |SL_i - SL_{grid}|\} \frac{R^2 - d_i^2}{R^2 + d_i^2} \quad (4.4.1)$$

SL_{grid} は予測対象格子点の、 SL_i はアメダス地点のモデル海陸比⁵で、 SL_i については各アメダス地点の周囲 4 格子のモデル海陸比を内挿した値である。右辺の $\{ \}$ 内が予測対象格子点と各アメダス地点との海陸の性質の違いによる重みで、 R と d_i による分数が距離による重みである。予測対象格子点と修正に用いられるアメダス地点とのモデル海陸比や距離が近いほど w_i は大きくなる。なお、距離による重みは 2016 年の改良までは距離の -2 乗を重みとしていたが、予測対象格子点があメダス地点付近に位置すると、予測値があメダス気温に寄りすぎてしまい精度が悪化した事例があっ

⁴ 国土数値情報を元に作成された 5 km 格子の格子平均標高データ。モデル標高はモデルの計算安定性のために平滑化を行っているため、同じ解像度のモデル標高と 5 km 平均標高を比較した場合は、一般に後者の方が現実に近く急峻である。
⁵ モデル格子の海陸の割合。0~1 の値を取り、完全に海なら 0、完全に陸なら 1 となる。

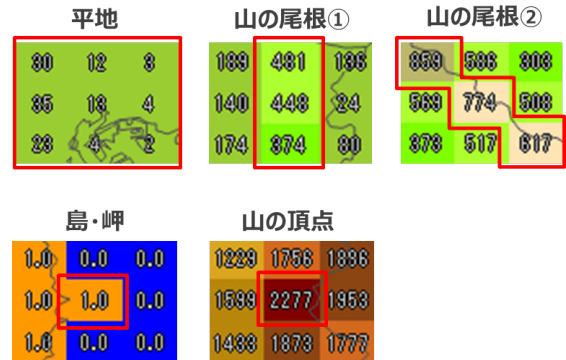


図 4.4.2 Contour-Following Smoother での場合分けの一例。上段および下段右図の数字は格子の標高 [m] を表しており、下段左図の数字は海陸 (0: 海格子, 1: 陸格子) を表している。中央の格子の平滑化を行う場合、地形情報 (標高、海陸) を元に周囲の格子から地形的な性質の近い格子 (図の赤枠内) を選出し、選出された格子のみ用いて平滑化を行う。周囲の格子の選出パターンは 13 種類あるが、ここでは例として 5 種類だけを示している。

たため、距離に対する重みが緩やかに変化するようにしている。これらの値から予測対象格子点の T_{bcd} は以下のように求められる。

$$T_{bcd} = T_2 + \frac{\sum_{i=1}^N T_{1,i} w_i}{\sum_{i=1}^N w_i} \quad (4.4.2)$$

と の処理は R を変えて二度行う。一度目は R を 75 km として T_{bcd} を計算する。二度目は、 T_{bcd} を T_2 と置き直し、 R を 35 km として、の処理を行う。一度目の処理では広範囲のアメダス地点の情報を利用する。これによって予測対象格子点の近くにアメダス地点が少ない場合でも、複数のアメダス地点の情報を利用して気温の修正を行うことができる。ただし、観測地点が密に存在する地域ではむやみに遠い地点の情報が入り、修正量の推定精度が悪化する可能性がある。このため、二度目の処理では範囲を限定することで、観測が密な地域に対しても適切に修正が行われるようにしている。

までの処理では、地形や気象場と整合しないノイズのような不自然な値が残ることがある。これを除去するため、で CFS により平滑化を行う。CFS では、まず対象格子点と周辺格子の地形を海陸・標高のデータを元に山の尾根や谷筋、島嶼部など 13 の場合に分

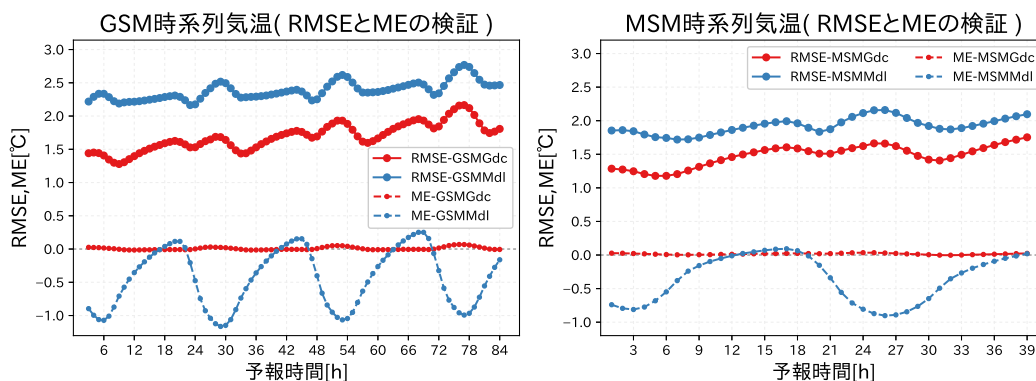


図 4.4.3 時系列気温ガイダンスとモデルの予報時間ごとの RMSE, ME。左が GSM、右が MSM。期間は 2016 年 3 月～2017 年 2 月。検証に用いた初期値は GSM が 00UTC、MSM が 03UTC。縦軸は RMSE, ME[°C] で、横軸は予報時間 [h]。青線がモデル、赤線がガイダンスで、実線が RMSE、破線が ME を示す。

類する（図 4.4.2）。分類後、13 の場合それぞれに応じた設定（平滑化に用いる周辺格子や平滑化の強さなど）で平滑処理を行う。この CFS によって、一様な平滑化を行った場合に比べ、地形に由来する特性を保持したまま平滑化できる。

4.4.3 統計検証

ここでは気温ガイダンスの統計検証結果を示す。まず、通年で見た時系列気温ガイダンスの予報時間ごとの検証結果から、モデルの予報時間別の誤差とガイダンスの改善の程度を示す。次に、夏季の最高気温ガイダンスと冬季の最低気温ガイダンスの地点別検証から、地域ごとの誤差特性を示す。その後、夏季の最高気温ガイダンスと冬季の最低気温ガイダンスの、実況気温の高低に関する誤差特性を示す。GSM ガイダンスは 2017 年 5 月に変更された GSM の試験データから作成し、MSM ガイダンスは 2017 年 2 月に変更された MSM の試験データから作成した。使用した初期値は、17 時発表の天気予報で利用される、GSM の 00UTC 初期値と MSM の 03UTC 初期値である。

(1) モデルと時系列気温ガイダンスの予報時間別検証

図 4.4.3 に GSM と MSM、およびそれらの時系列気温ガイダンスの検証結果を二乗平均平方根誤差 (RMSE) と平均誤差 (ME) で示す。検証対象は全アメダス地点、検証期間は 2016 年 3 月 1 日から 2017 年 2 月 28 日までの一年間で、検証に用いた予報時間は GSM が FT=3~84、MSM が FT=1~39 である。モデル気温は、説明変数や目的変数に利用する時と同様に、各アメダス地点の周辺 4 格子による線形内挿のみを行っており、高度補正は行っていない。

GSM の ME は概ね $0 \sim -1^{\circ}\text{C}$ の間で一日周期の増減をしている。この周期は、GSM の予測誤差が予報対象時刻にも依存しているためである。これに対して GSM 時系列気温ガイダンスでは、予報時間によらず ME はほぼ 0°C になっている。これは初期値ごとに予報時間で層別化しているためである。RMSE については、GSM

時系列気温ガイダンスは全予報時間で GSM を約 0.7°C 改善している。MSM の場合も GSM と同様で、MSM 時系列気温ガイダンスの ME は 0°C 付近まで改善しており、RMSE も全予報時間で約 0.4°C 改善している。

(2) 夏の最高気温、冬の最低気温ガイダンスの地点別検証

図 4.4.4 に夏季（2016 年 6 月～8 月）の GSM・MSM 最高気温ガイダンスによる翌日予測の ME と RMSE を示す。GSM 最高気温ガイダンスは、夏は東北地方以南の主に内陸部で負バイアスの傾向、北海道、東北地方北部の太平洋側では正バイアスの傾向がある。ME の大きさとしては、概ね $\pm 0.6^{\circ}\text{C}$ 以内となっている。RMSE を見ると、北日本と東日本の内陸部で誤差が大きい傾向がある。

MSM 最高気温ガイダンスでもバイアスの正負の地域分布に GSM 最高気温ガイダンスと同様の傾向が見られる。ただし、GSM 最高気温ガイダンスに比べると東北地方で正バイアスになっている地点がやや多い。

ME の差分図からは、GSM 最高気温ガイダンスは MSM 最高気温ガイダンスより低く予測する傾向がある地点が多いことがわかる。RMSE の差分図からは、MSM 最高気温ガイダンスの方が GSM 最高気温ガイダンスより精度の良い地点が多いが、北海道南東部、東北地方南部、中国地方西部では MSM 最高気温ガイダンスの方が精度がやや悪い地点があることがわかる。

次に図 4.4.5 に冬季（2016 年 12 月～2017 年 2 月）の GSM・MSM 最低気温ガイダンスによる翌日予測の ME と RMSE を示す。GSM 最低気温ガイダンスは全国的に負バイアスの地点が多く、特に北海道の内陸部に顕著な負バイアスが見られる。これは 2016 年 3 月に変更された GSM から見られる特徴で、放射冷却による低温を予測したが、実況ではそれほど気温が低下しない事例が多かったことが影響している。これにより、北日本、東日本の内陸部で RMSE が大きい。

MSM 最低気温ガイダンスは、北海道内陸部に正バイアスの大きい地点が見られる。これは、放射冷却による

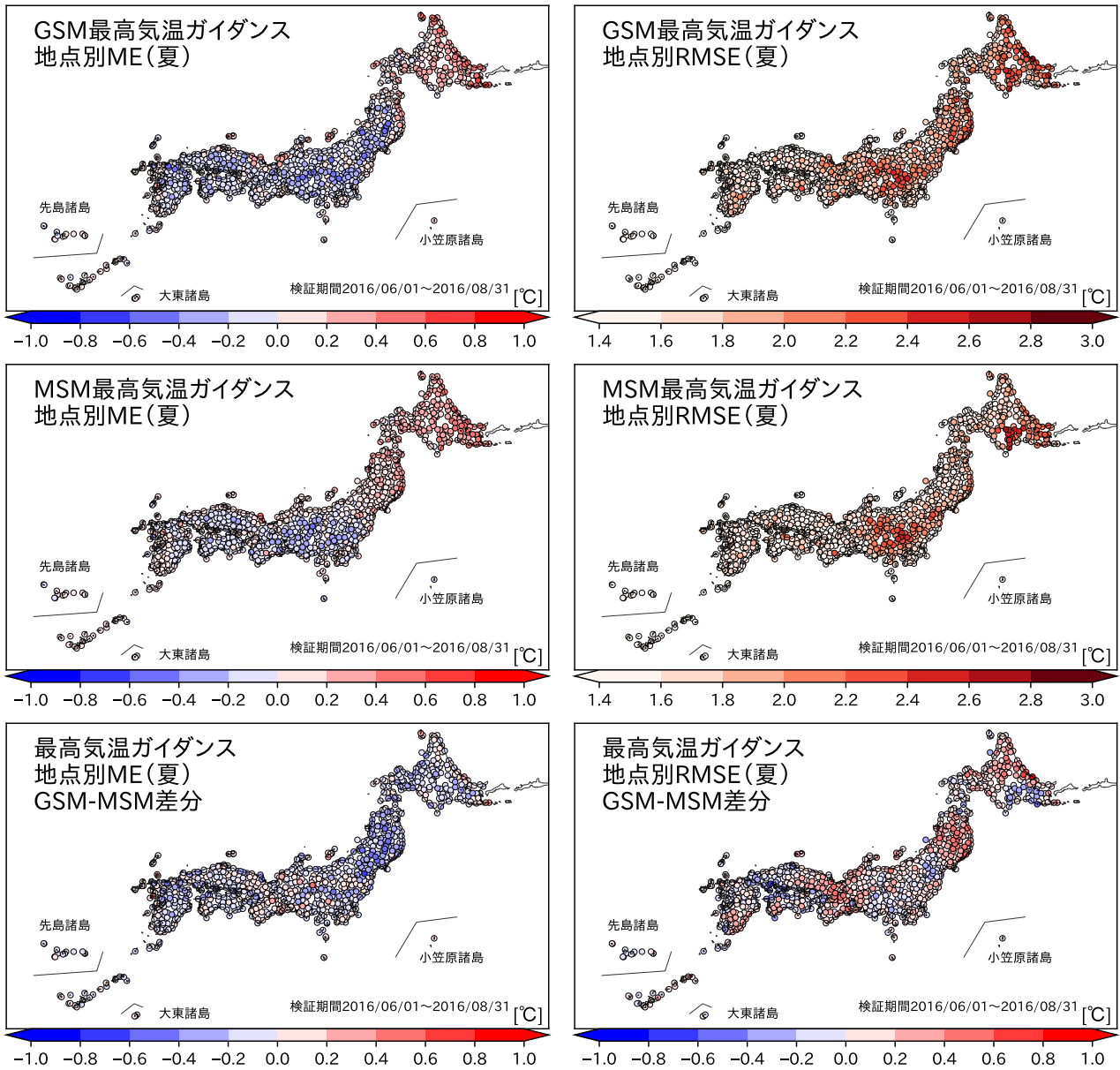


図 4.4.4 夏季の GSM・MSM 最高気温ガイダンスによる翌日予測の ME (左) RMSE (右)、上段が GSM 最高気温ガイダンス、中段が MSM 最高気温ガイダンス、下段が GSM・MSM 最高気温ガイダンスの差分 (GSM-MSM)、単位は全て [°C]。検証期間は 2016 年 6 月～8 月。使用初期値は GSM が 00UTC、MSM が 03UTC。

低温を十分に予測できなかった影響と思われる。MSM 最低気温ガイダンスの RMSE が大きい地点は GSM 最低気温ガイダンスと同様の分布となっている。

GSM および MSM 最低気温ガイダンスの RMSE の差分を見ると、MSM 最低気温ガイダンスの方が GSM 最低気温ガイダンスより精度の良い地点が多いが、北海道北西部、東北地方太平洋側、近畿地方、四国地方には MSM 最低気温ガイダンスの方が精度の悪い地点がある。

(3) 夏の最高気温、冬の最低気温ガイダンスの実況気温別検証

モデル気温の予測特性は、例えば夏季の顕著な高温時に負バイアス、冬季の顕著な低温時に正バイアスが

あるといった、気温帯ごとに異なる系統誤差を持っていることが知られている。この点から、気温ガイダンスを適切に利用するためには、気温帯ごとの誤差特性を把握することが重要となる。図 4.4.6 に実況気温を 3°C ごとに区分けた、GSM および MSM とその最高・最低気温ガイダンスの ME および RMSE、実況気温の事例数を示す。なお、検証対象は全アメダス地点である。

図 4.4.6 (a) の GSM の夏季の最高気温の検証からは、実況が 36°C を超える猛暑日において、GSM 最高気温ガイダンスは GSM を大きく改善しているものの、やや負バイアスがあり実況より低めに予測していることがわかる。一方、実況の最高気温が 21°C を下回る低い

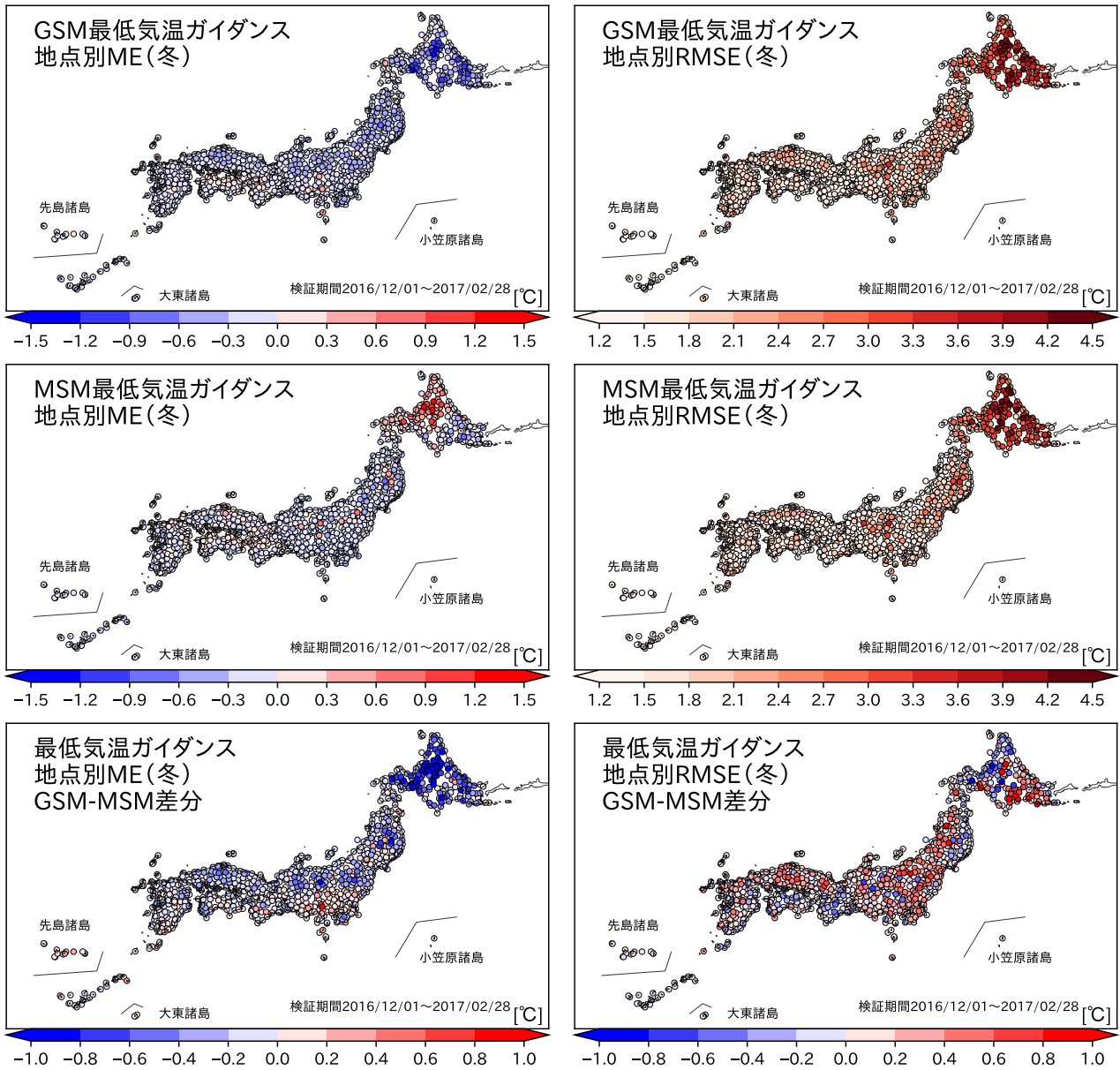


図 4.4.5 冬季の GSM・MSM 最低気温ガイダンスによる翌日予測の ME, RMSE。検証期間は 2016 年 12 月～2017 年 2 月。図の並びや単位は図 4.4.4 に同じ。

最高気温の予測については、正バイアスがあり、実況より高めに予測していることがわかる。このような事例の少ない猛暑日や低い最高気温の場合には、極端な予測を出しにくい傾向があり、誤差も大きくなる傾向があることに留意が必要である。図 4.4.6 (b) の GSM の冬季の最低気温の検証からは、実況が -15°C を下回る最低気温において、最低気温ガイダンスはモデルを大きく改善しているが、正バイアスがある。地点別検証では冬季の GSM 最低気温ガイダンスが北海道内陸部などに負バイアスの地点が多いことを述べたが、このような極端な低温を予測できているかどうかの検証からは、ガイダンスはその低温を予測できているわけではないことに留意が必要である。

図 4.4.6 (c) の MSM の夏季の最高気温の検証からは、

実況が 36°C を超える猛暑日において、MSM 最高気温ガイダンスの ME はゼロに近く、GSM 最高気温ガイダンスと傾向が異なっている。また、RMSE も GSM 最高気温ガイダンスより小さく、猛暑日の予測に対しては MSM 最高気温ガイダンスの方が精度が良いことがわかる。一方、実況の最高気温が 21°C を下回る低い最高気温の予測については、GSM 最高気温ガイダンスと同様に正バイアスがあり、高めに予測していることがわかる。GSM 最高気温ガイダンスよりは RMSE、正バイアスとも小さいため、やはり MSM 最高気温ガイダンスの方が精度が良いが、このような低い最高気温の場合には MSM 最高気温ガイダンスにも正バイアスがあることに留意が必要である。図 4.4.6 (d) の MSM 最低気温ガイダンスの冬季の検証からは、実況が -15°C

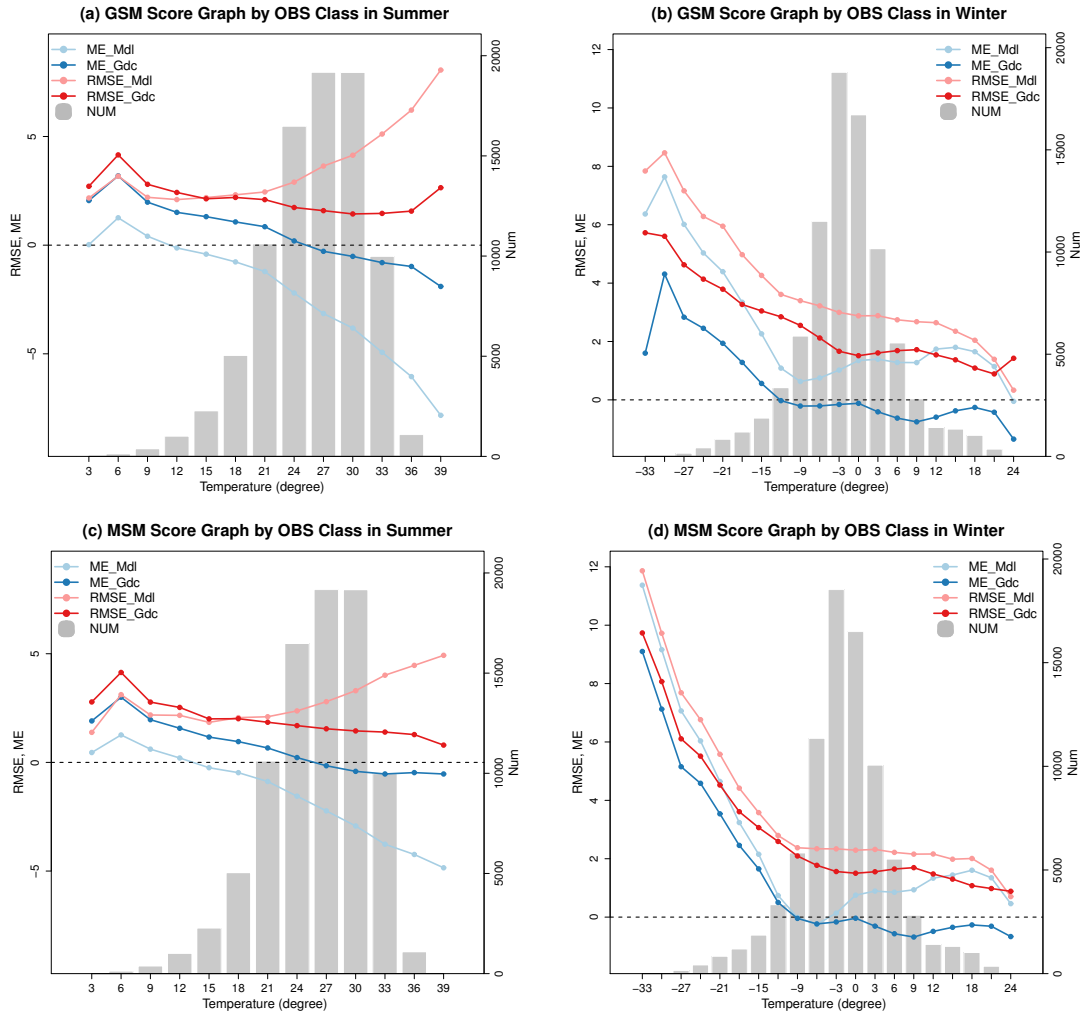


図 4.4.6 夏季の最高気温ガイダンス（左列）と冬季の最低気温ガイダンス（右列）の実況気温別の RMSE, ME。上段が GSM 気温ガイダンス、下段が MSM 気温ガイダンス。どの図も濃赤線がガイダンスの RMSE、濃青線がガイダンスの ME、淡赤線がモデルの RMSE、淡青線がモデルの ME、灰色のヒストグラムは実況の事例数を示す。横軸は実況気温 [°C]。左縦軸は RMSE, ME [°C]。右縦軸は事例数。対象は全アメダス地点。検証期間は、夏季が 2016 年 6 月～8 月、冬季が 2016 年 12 月～2017 年 2 月。使用初期値は GSM が 00UTC、MSM が 03UTC。スコアは 3°C ごとに計算しており、例えば 18°C のスコアは 18°C 以上 21°C 未満のスコアを示す。

を下回る最低気温において、強い正バイアスがあり、RMSE も大きく、GSM 最低気温ガイダンスより精度が低いことがわかる。GSM 最低気温ガイダンスも極端な最低気温を予測しにくい傾向はあるが、MSM 最低気温ガイダンスはさらにその傾向が強く、誤差が大きくなることに留意が必要である。

4.4.4 事例検証

前項で確認したように、気温ガイダンスは数値予報モデルが持つ系統誤差を大きく改善し、より精度の高い予測値を得ることができる。一方で、個々の事例で見ると、気温ガイダンスで適切な補正を行うことができず、気温予測が大きく外れた事例は少なからず存在する。例えば、数値予報モデルが予測する気象場（雲の表現や寒気・暖気移流など）が大きく外れた場合に

は、その予測誤差を補正できず、気温ガイダンスの予測値も大きく外れることが多い。また、数値予報モデル内である程度系統的なバイアスとして現れているが、現在の気温ガイダンスの仕様では十分に補正しきれないような事例（降水時の気温低下など）もある。気温ガイダンスを適切に利用する上では、これらのような気温ガイダンスの予測が外れやすい現象について十分に理解・留意し、適宜、GSM・MSM 気温ガイダンスの使い分けや修正を行うことが重要となる。以下本項では、気温ガイダンスの予測が大きく外れた 3 つの事例を紹介し、気温ガイダンスが苦手とするパターンと、それぞれにおける留意点について説明する。

冬季北海道内部の放射冷却の事例

地点別検証で、冬季の北海道内陸部では GSM 最低気温ガイダンスに顕著な負バイアスがあることを述べ

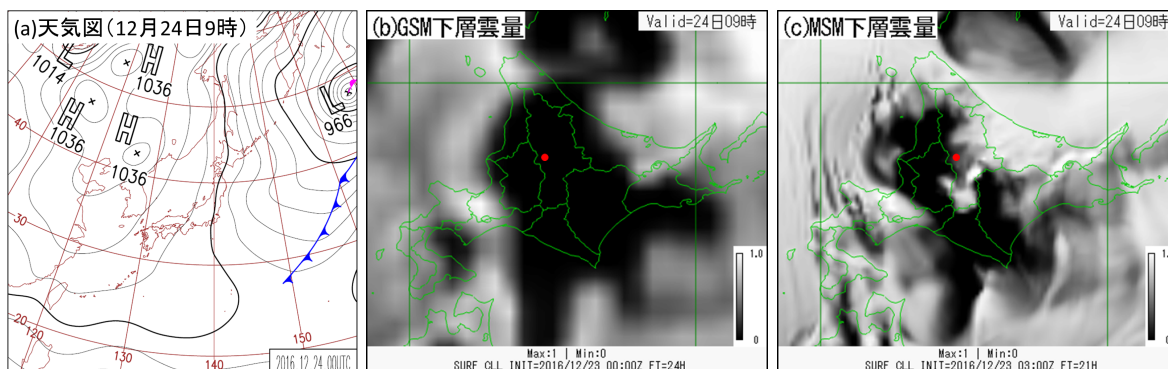


図 4.4.7 2016 年 12 月 24 日 9 時の、(a) 日本域地上天気図、(b) 23 日 00UTC 初期値の GSM の下層雲量予測、(c) 23 日 03UTC 初期値の MSM の下層雲量予測。(b) と (c) の中央の赤丸は旭川の位置を示す。

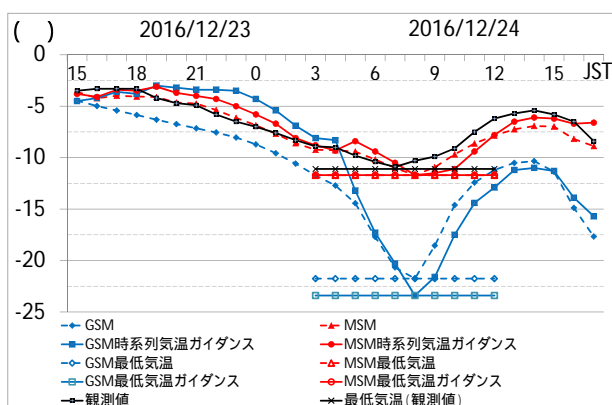


図 4.4.8 2016 年 12 月 23 日 15 時から 24 日 17 時までの旭川の、毎正時の気温と最低気温の観測値（黒線）、23 日 00UTC 初期値の GSM のモデル（破線）とガイダンス（実線）の時系列気温と最低気温の予測値（青線）、23 日 03UTC 初期値の MSM のモデル（破線）とガイダンス（実線）の時系列気温と最低気温の予測値（赤線）。

た。ここでは、モデルで放射冷却が予測された場合の最低気温予測について特徴的な事例を示す。

図 4.4.7 に 2016 年 12 月 24 日 9 時を対象とした日本域地上天気図と GSM の下層雲量予測（23 日 00UTC 初期値）、MSM の下層雲量予測（23 日 03UTC 初期値）を示す。当時の気圧配置は、北海道の東海上に低気圧、中国東北部に高気圧があり、西高東低の気圧配置となっていた（図 4.4.7 (a)）。旭川の地上気象観測によると、23 日夜から 24 日未明にかけて断続的に降雪が観測されたものの、24 日 2 時前に降雪はやみ、3 時の天気は晴れ、6 時は快晴であった。しかしその後雲が広がり、9 時の観測では下層雲量は 7 割（10 分量）であった。風の実況は、24 日 0 時は 8.3 m/s で、時間の経過とともに次第に弱まったが、24 日 6 時では 4.8 m/s と弱風とは言えない状況となっており、放射冷却がやや効きづらい気象場となっていた。これに対し GSM の雲量予測は、24 日朝にかけて雲が次第に消散し、9 時には旭川付近の下層雲はほとんど予測されていなかった（図 4.4.7 (b)）。MSM も 24 日朝にかけて旭川付近の雲量が減少する予測であったが、どの時間帯も GSM よりは雲を多く予測していた（図 4.4.7 (c)）。風速は

GSM・MSM とともに、24 日 3 時から 24 日 9 時にかけては 3 m/s 以下の予測であった。

図 4.4.8 に 2016 年 12 月 24 日の、旭川における地上気温の観測値、GSM・MSM とそれらのガイダンスによる時系列気温と最低気温の予測を示す。GSM は 2016 年 12 月 23 日 00UTC、MSM は同日 03UTC 初期値の予測結果である。12 月 24 日朝の旭川の最低気温は -11.1°C であったが、これに対し、GSM 最低気温ガイダンスは -23.4°C と予測し、大外れとなった。一方、MSM 最低気温ガイダンスは -11.7°C と概ね正確に予測していた。時系列気温を見ると、各モデル、ガイダンスとも日の出後の 24 日 8 時まで気温が下がり続ける予測となっているが、特に GSM と GSM 時系列気温ガイダンスは MSM に比べて 24 日 5 時以降大きく気温が下がる予測になっている。GSM の予測は放射冷却によるものだが、実際は、6 時過ぎまでは 4~6 m/s 程度の風が吹いており、また 9 時にかけては下層雲が広がったため、観測値は GSM の予測のような大幅な下がり方とはならなかった。MSM は、9 時の予想で図 4.4.7 (c) にあるように下層雲が予測されていたことで、放射冷却が効かず、実況と同程度の予測となったと思われる。

GSM は 2016 年 3 月の改良以降、冬季夜間の放射冷却の予測が外れた場合、実況とは異なる顕著な気温の低下を予測することがある。これはガイダンスにとってランダム誤差となり、このような場合には補正ができずに大外しとなってしまふ。これに対し MSM は、放射冷却による低温を予測して外した場合にも GSM ほどの大外しが起こることは少ない。ただし、冬季の MSM 最低気温ガイダンスの ME で見られるように、北海道内陸部では正バイアスがあることに留意が必要である。放射冷却時の気温の下がり方は、雲や風などの気象場により大きく異なる。現状のモデルではこれらを正確に予測することは難しい。モデルによる気象場の予測の妥当性を考慮して、GSM と MSM ガイダンスの両方を参照しながら利用していただきたい。

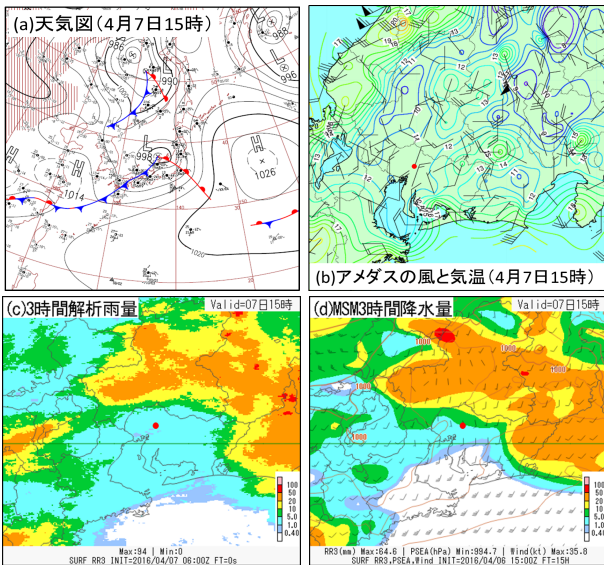


図 4.4.9 2016 年 4 月 7 日 15 時を対象とした、(a) アジア太平洋地上天気図の日本周辺の拡大図、(b) アメダスの風向風速と気温の等値線（アメダス観測値を基に作成）、(c) 3 時間積算解析雨量、(d) 6 日 15UTC 初期値の MSM の 3 時間降水量と地上風の予測。(b) から (d) の赤丸は名古屋の位置を示す。

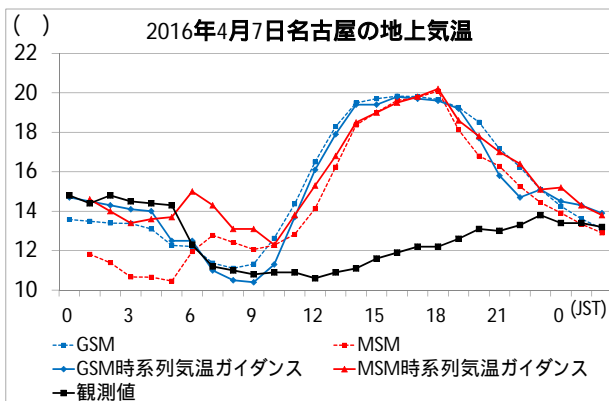


図 4.4.10 2016 年 4 月 7 日 0 時から 8 日 2 時までの名古屋の毎正時の気温の、観測値（黒線）、6 日 12UTC 初期値の GSM のモデル（青破線）と時系列気温ガイダンス（青実線）、6 日 15UTC 初期値の MSM のモデル（赤破線）と時系列気温ガイダンス（赤実線）。

冷氣層により昇温しなかった事例

放射冷却以外の要因でも、モデルの気温予測が大きく外れた場合は、気温ガイダンスの予測も大きく外れることが多い。ここでは、放射冷却以外の要因で気温予測値が大きく外れた例として、モデルが下層の冷氣層を適切に予測できなかった事例を示す。図 4.4.9 に 2016 年 4 月 7 日 15 時のアジア太平洋地上天気図の日本周辺の拡大図、アメダスによる風と気温の実況（気温はアメダス観測値を基に作成した等値線）、3 時間積算解析雨量、MSM3 時間降水量予測（6 日 15UTC 初期値）を示す。2016 年 4 月 7 日 15 時には能登半島付近に低気圧があり、東海地方は低気圧の暖域側に位置していた。これにより、東海地方では広い範囲で降水

が観測されていた。一方、名古屋周辺の風は地上気圧配置から想定される南風ではなく、概ね北よりの風が観測されていた。これに対し、15 時の MSM の予測は、降水量は同時刻の解析雨量と比較して概ね良い予測となっていたが、風については南風で暖気が流入すると予測しており、実況とは異なっていた。また、GSM の予測についても概ね MSM と同様に暖気の流入を予測していた（図略）。

図 4.4.10 に 2016 年 4 月 7 日の名古屋の毎時の地上気温の観測値、GSM (6 日 12UTC 初期値)・MSM (6 日 15UTC 初期値) およびそれらの時系列気温ガイダンスの予測値を示す。実況では北寄りの風で、南からの暖気が流入せず、日中の昇温は小さい。これに対し、GSM・MSM は暖気による気温の上昇を予測し、GSM・MSM 時系列気温ガイダンスもほぼ同様に昇温を予測して大外れとなった。7 日 15 時のアメダスの気温（図 4.4.9 (b)）や 7 日 06UTC のメソ解析（図略）によれば、濃尾平野では降水に伴って下層に薄い冷氣層が形成されていた。GSM・MSM ではこの冷氣層を予測できず、結果としてガイダンスでも大外れとなった。この例に限らず、現状ではモデルの降水予測が適切であっても、下層の薄い冷氣層をモデルで正確に予測することは難しい。ガイダンスもこれを補正できないため、大外れとなる場合があることに留意する必要がある。同様に、モデルによる正確な予測が難しい現象では、位置や発生のタイミングなどの予測にずれが生じやすく、ガイダンスが大外れとなる場合があることに留意していただきたい。

降水時の気温低下の事例

第 4.4.2 項で説明変数にモデル降水量を導入して、降水時にモデル地上気温の低下が不足する系統誤差を補正していることを述べた。ここでは降水時における気温ガイダンスの予測事例を示し、降水時における気温ガイダンスの特性について述べる。

図 4.4.11 に 2016 年 11 月 19 日 9 時の日本域地上天気図と、同日 12 時の岐阜周辺の 3 時間積算解析雨量、GSM (18 日 00UTC 初期値)、MSM (18 日 03UTC 初期値) の 3 時間降水量予測を示す。2016 年 11 月 19 日 9 時には山陰沖に前線を伴った低気圧があり、東北地方から九州まで広い範囲で降水が観測された。岐阜でも 19 日 2 時から 19 時頃まで断続的に降水が観測されていた。モデルは、強雨域の位置ずれがあるものの、解析雨量に見られる岐阜県から長野県にかかる降水域を概ね予測していた。また、降水の時間帯も概ね良く予測できていた（図略）。

図 4.4.12 に岐阜における地上気温の観測値、18 日 00UTC 初期値の GSM 時系列気温ガイダンス、18 日 03UTC 初期値の MSM 時系列気温ガイダンスの予測値を示す。実況は、降水による影響で、日中にかけて 3°C 程度しか昇温していない。一方 GSM・MSM ガイダン

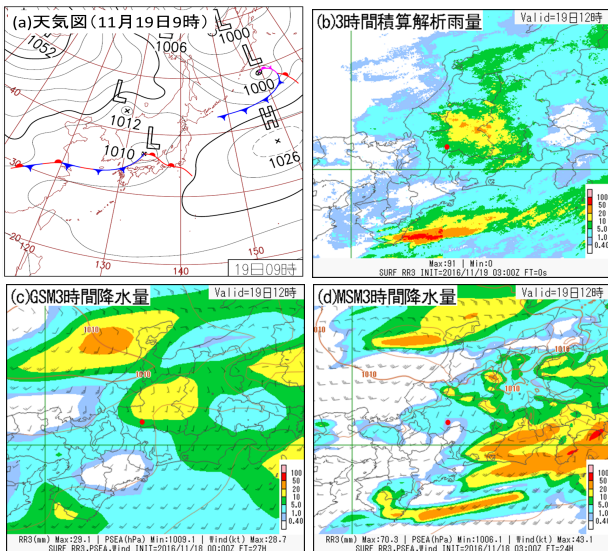


図 4.4.11 (a) 2016 年 11 月 19 日 9 時の日本域地上天気図、2016 年 11 月 19 日 12 時を対象とする、(b) 3 時間積算解析雨量、(c) 18 日 00UTC 初期値の GSM3 時間降水量予測、(d) 18 日 03UTC 初期値の MSM3 時間降水量予測。(b) から (d) の赤丸は岐阜の位置を示す。

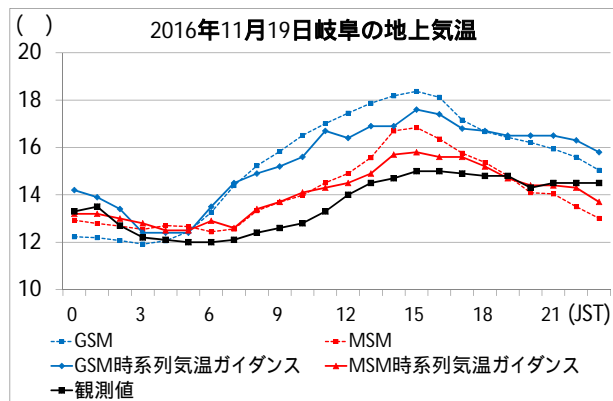


図 4.4.12 2016 年 11 月 19 日 0 時から 23 時までの岐阜の毎正時の気温の、観測値（黒線）、18 日 00UTC 初期値の GSM のモデル（青破線）と時系列気温ガイダンス（青実線）、18 日 03UTC 初期値の MSM のモデル（赤破線）と時系列気温ガイダンス（赤実線）。

はモデルの予測値を下方修正しているが、修正量は不十分で、5 時以降は実況より高く予測している。この事例では、降水量による寄与は GSM ガイダンスで約 -1°C 、MSM で約 -0.5°C となっており、それぞれのモデルの正バイアスを軽減していたが、その大きさは十分ではなかった。気温ガイダンスでは、ランダム誤差を含むモデルの予測値を説明変数とするため、予測のランダム誤差の大きい要素（降水の有無など）に対しては説明変数による修正が十分ではないことが多い。

このように、モデルの降水予測が適切であっても、気温ガイダンスによる下方修正は不十分な場合がある。そのためモデルの降水量予測が適中すると考えた場合には、気温ガイダンスを下方修正することが有効な場合もあるが、その際には予測が適中すると考えた根拠

を再確認するなど、モデルの降水予測が外れる可能性に常に留意願いたい。ここでは降水量による説明変数について取り上げたが、他の説明変数についても同様である。例えば風についても、南風の際にモデル地上気温より昇温する地点があっても、モデルの南風予測のランダム誤差を考慮した修正となるため、ガイダンスの上方修正は大きくなく、実況とは違いが生じやすいことに留意が必要である。

4.4.5 利用上の留意点と今後の展望

本節のまとめとして、前項までの検証を踏まえた利用上の留意点と今後の展望を述べる。

地点別の最高・最低気温ガイダンスの検証では、MSM ガイダンスの方が GSM ガイダンスより精度の良い地点が多いが、冬季北海道内陸部では GSM ガイダンスの方が精度の良い地点もあることを示した。基本的には MSM ガイダンスの利用を推奨するが、モデルの予測する気象場の妥当性を判断して、適切なガイダンスを選択していただきたい。

実況気温ごとの最高・最低気温ガイダンスの検証からは、GSM・MSM 気温ガイダンスは、夏季に極端な高温や低温を、冬季に極端な低温を予測しづらい傾向があることに留意が必要である。GSM と MSM で比較した場合に、夏季は MSM 最高気温ガイダンスの方が GSM 最高気温ガイダンスより精度が良いが、冬季の極端な低温については GSM 最低気温ガイダンスの方が MSM 最低気温ガイダンスより精度が良いことにも留意していただきたい。

事例検証では、まず、気温ガイダンスの予測が大きく外れた事例の顕著なものとして、冬季の北日本内陸部で GSM が放射冷却の予測を外した時に、GSM 最低気温ガイダンスが低すぎる値を予測した事例を示した。GSM が冬季に放射冷却による顕著な低温を予測した場合には、放射冷却の予測が妥当かを判断して利用していただきたい。これは放射冷却に限った話ではなく、GSM と MSM の予測する気温が大きく異なる場合には、それぞれのモデルが予測する気象場を確認してガイダンスを利用することが重要である。

また、モデルのランダム誤差を補正できずに気温ガイダンスの予測が大きく外れた事例として、下層の冷気層により暖気が流入せず、GSM・MSM ガイダンス共に大外れる事例を示した。下層の冷気層は両モデルとも苦手とする現象であり、予測の位置ずれなどが発生しやすく、ガイダンスも予測を大きく外すことがある。このような両モデル・ガイダンスとも予測が難しい現象として、他に海風の入るタイミング、局所的なフェーン現象などがある。

更に、説明変数で十分な補正ができなかった事例として降水時の気温低下の例をあげ、降水量の説明変数の効果は限定的なものであり、モデルの地上気温を大きく下方修正できるわけではないことを示した。その

他の説明変数についても同様で、モデルの予測（説明変数の値）が外れる場合もあるため、ガイダンスは大きくモデルの気温予測を修正せず、実況とは違いが生じやすいことに留意が必要である。

最後に気温ガイダンスの今後の展望について述べる。夏季の最高気温ガイダンス、冬季の最低気温ガイダンスの実況気温に関連したバイアス傾向に対して、2018年3月現在は説明変数にモデル地上気温を入れてこの傾向を軽減しているが、モデル地上気温による予測式の層別化を行うとさらに軽減できる可能性がある。層別化や説明変数の見直しも含めて検討したい。また、事例検証で示した GSM が冬季北日本内陸部で放射冷却の予測を外した時のガイダンスの大外しを緩和するために、どのような手法が有効であるかも調査を行いたい。ほかにも、メソアンサンブル予報 (MEPS) を入力とした気温ガイダンスの開発や、複数の気温ガイダンスを統合した統合型ガイダンス（第 5.1 節）の開発を行う予定である。

参考文献

- 阿部世史之, 2007: ガイダンス類の概説. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48-49.
- Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367-374.
- 海老原智, 酒井喜敏, 山田芳則, 2000: 天気予報ガイダンス. 平成 12 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 28-35.
- 古市豊, 2010: 降雪ガイダンスの改良と利用. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 78-81.
- 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.
- Glahn, B., K. Gilbert, R. Cosgrove, D. P. Ruth, and K. Sheets, 2009: The gridding of MOS. *Wea. Forecasting*, **24**, 520-529.
- 後藤尚親, 2014: 気温ガイダンスの改良. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 72-79.
- 気象庁予報部, 1986: 短期間予報用ガイダンスの解説. 予報技術資料第 35 号.
- 黒木志洸, 2017: 格子形式気温ガイダンスの改良、及び最大降雪量・天気ガイダンスの特性変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 94-101.
- 松本逸平, 海老原智, 2003: 気温ガイダンスの改善. 平成 15 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 47-52.
- 新美和造, 2005: 航空気温ガイダンス. 平成 17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 60-61.
- 瀬上哲秀, 大林正典, 國次雅司, 藤田司, 1995: カルマンフィルター. 平成 7 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66-78.
- 田崎允一, 此田進, 1994: 航空気象予報ガイダンスの利用例について. 航空気象ノート第 48 号, 気象庁航空

4.5 風ガイダンス¹

4.5.1 はじめに

風ガイダンスは国内のアメダス観測地点および空港地点の地上風を予測するガイダンスである。2018年現在運用中の風ガイダンスには、正時の風向・風速を予測する定時風ガイダンス、前3時間または前1時間内の最大風速・風向を予測する最大風速ガイダンス、前3時間内にガストが発生する確率を予測するガスト発生確率ガイダンス、前1時間内のガスト風速を予測するガスト風速ガイダンスと、前1時間内の最大瞬間風速を予測する最大瞬間風速ガイダンスがある。本節ではこれらのガイダンスを総称して「風ガイダンス」と記述する。風ガイダンスは天気予報、防災気象情報、航空気象情報の作成のための基礎資料として利用されている。

風ガイダンスは、1978年に地上風の日最大風速を予測するガイダンスとして運用を開始し(気象庁予報部予報課1980)、1993年までに予測対象を6時間最大風速にする変更、最大風速が基準値を超える確率を予測する風確率ガイダンスの追加、航空用の最大風速および風確率ガイダンスの追加などが行われた。これらのガイダンスにはいずれも線形重回帰が用いられている。1996年から1997年までには、それまでの最大風速・風確率ガイダンスを廃止し、カルマンフィルタによる定時風ガイダンスの運用を開始した(國次1997)。その後、1999年に頻度バイアス補正を導入し(木村1998)、2002年にカルマンフィルタによる最大風速ガイダンスの運用を開始した(松本2003)。また、2011年にロジスティック回帰を用いたガスト発生確率と、カルマンフィルタによるガスト風速ガイダンス、最大瞬間風速ガイダンスの開発を行い(小泉2011)、2012年に運用を開始した。

本節では、まず第4.5.2項で風ガイダンスの仕様と作成方法を述べる。続いて第4.5.3項と第4.5.4項で統計検証の結果と特徴的な事例を示した後、最後に第4.5.5項で利用上の留意点と今後の展望を述べる。

4.5.2 仕様

以下に、定時風、最大風速、ガスト発生確率、ガスト風速、最大瞬間風速の各ガイダンスの仕様と作成手法を順に示す。

(1) 定時風ガイダンス

定時風ガイダンスは、アメダスおよび空港地点の正時の前10分間平均風速とその風向を予測するガイダンスである。定時風ガイダンスの仕様を表4.5.1に示す。予測手法にはカルマンフィルタと頻度バイアス補正を用いており、予測式と頻度バイアス補正の閾値は、地点、初期時刻、予報対象時刻と風向で層別化している。

実況はアメダスまたはMETAR, METAR AUTOの風を利用し、GSMでは3時間毎の、MSMでは毎時の予測を行う。目的変数は実況と数値予報モデルの地上風の東西・南北成分の差で、説明変数には数値予報モデルの最近接格子における地上風の東西・南北成分を用いている。

作成方法

定時風ガイダンスの作成手順は以下の通りである。

カルマンフィルタで係数の更新と予測を行う。

で求めた予測値に数値予報モデルの地上風速の東西・南北成分を加算する。

で求めた風速成分から風向・風速を算出する。

で求めた風速に対して頻度バイアス補正を行う。

の風向と の風速をガイダンス値として出力する。

カルマンフィルタのパラメータのうち、観測ノイズとシステムノイズの分散は全地点で同一の値を用いており、逐次更新はしない。また、以下の条件に該当する場合にはカルマンフィルタの係数と頻度バイアス補正の閾値は更新しない。

- (i) アメダスの風速が 0 m/s の場合 (METAR, METAR AUTO では 0 ノット² (静穏) の場合)
- (ii) METAR, METAR AUTO で風向が VRB と報じられた場合
- (iii) アメダスの風速が 100 m/s より大きい場合
- (iv) METAR, METAR AUTO の風速が 100 ノットより大きい場合
- (v) モデルの地上風向と観測の風向の差が GSM では 157.5° より大きい場合、MSM では 90° より大きい場合

定時風ガイダンスは風向で層別化しているため、風向が定まらない (i) と (ii) については学習を行わない。(iii) は強すぎる風を学習しないこととしたため、(iv) は METAR や METAR AUTO では 100 ノット以上は値が報じられない (“P99” と報じられる) ためである。(v) は台風中心付近などで風向が大きく外れた場合に不自然な学習をしないようにするために導入している(小泉2013)。MSM と比べて更新しない条件を GSM で緩く設定しているのは、MSM より粗い地形表現に起因して内陸部で風向がより大きく外れる場合があり、厳しく設定した場合に更新機会が少なくなり、予測精度が低下するのを防ぐためである。

層別化

風は地形の影響を強く受けるため、地点ごとに数値予報モデルの誤差特性が異なると考えられることから、予測対象地点で層別化する。また、数値予報モデルの地上風は、日中は実況よりも弱く夜間は強いといった

¹ 松本 智文

² 1 ノット ≈ 0.514 m/s

表 4.5.1 定時風ガイダンスの仕様一覧

作成対象	アメダス、空港
作成方法	カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。
予報対象とするモデル	アメダス：GSM, MSM 空港：MSM
予報対象時間	3 時間毎の正時（GSM）、毎正時（MSM）
予報期間と間隔	アメダス（GSM）：FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 アメダス（MSM）：FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔 空港（MSM）：FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル地上風の東西・南北成分
目的変数	実況とモデルの地上風の東西・南北成分との差 実況：アメダスは 1,3 時間毎の正時の風の東西・南北成分、空港は METAR, METAR AUTO（毎正時）の風の東西・南北成分
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻（1 時間毎 1 日分） 風向（4 方位：北東、南東、南西、北西）
頻度バイアス補正の閾値	アメダスには 2.5, 5.5, 9.5, 13.0 m/s、空港には 5.0, 11.0, 18.0, 24.0 ノット。

表 4.5.2 最大風速ガイダンスの仕様一覧

作成対象	アメダス、空港
作成方法	カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。
予報対象とするモデル	アメダス：GSM, MSM 空港：MSM
予報対象時間単位	3 時間（アメダス）、1 時間（空港）
予報時間と間隔	アメダス（GSM）：FT=3 から FT=84 まで 3 時間間隔 アメダス（MSM）：FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔 空港（MSM）：FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル地上風の東西・南北成分
目的変数	実況とモデルの地上風の東西・南北成分との差 実況：アメダスは前 3 時間の最大風速時（10 分毎の観測から算出）の風の東西・南北成分、空港は前 1 時間の最大風速時（METAR, SPECI, METAR AUTO から算出）の風の東西・南北成分
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻（1 時間毎 1 日分） 風向（4 方位：北東、南東、南西、北西）
頻度バイアス補正の閾値	アメダスには 3.0, 7.0, 11.0, 15.0 m/s、空港には 6.0, 13.0, 20.0, 25.0 ノット。

ように時刻毎に異なる誤差特性を持つため、初期時刻と予報対象時刻で層別化する。予報対象時刻の層別化は FT=24 まで行い、FT=24 以降は同じ対象時刻の係数を繰り返して利用している。このようにすることで、例えば FT=36 の係数は FT=12 の係数と等しくなり、36 時間後の実況を待たなくても係数が更新されるという利点がある。

風向での層別化は小泉 (2013) で導入した。風向で層別化することにより、風向毎の数値予報モデルの系統誤差を補正できるというメリットがある。その一方で、前線の位置ずれ・台風の進路・速度のずれなどによって数値予報モデルの風向が外れた場合、他の風向の予測式を使用するため、ガイダンスの予測が大きく外れる可能性もある。定時風ガイダンスでは 4 つの風向（北東、南東、南西、北西）で層別化するが、風向が各方位の境界をまたいで時間変化する場合に時系列のみで予測値が急変しないように、各方位の境界から 22.5° まで隣接する方位の風がモデルで予測された場合には、

両方の風向に属する係数と頻度バイアス補正の閾値を更新する³。

(2) 最大風速ガイダンス

最大風速ガイダンスは、アメダスおよび空港地点の最大風速とその風向を予測するガイダンスである。アメダスを対象としたガイダンスは前 3 時間内の 10 分間平均風速の最大値を、空港地点を対象としたガイダンスは前 1 時間内の 10 分間平均風速の最大値を予測対象とする。最大風速ガイダンスの仕様を表 4.5.2 に示す。予測手法、層別化、説明変数は定時風ガイダンスと同様であるが、頻度バイアス補正の観測側の閾値は定時風よりも大きい値を用いており、これにより注意報基準である 12~15 m/s での予測精度向上を図っている。

³ 例えばモデルの地上風向が 190° であった場合には南西と南東の係数と閾値を同時に更新する。

表 4.5.3 ガスト発生確率ガイダンスの仕様一覧

作成対象	空港
作成方法	ロジスティック回帰
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	3 時間
予報時間と間隔	FT=3 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	表 4.5.4 にまとめる。
目的変数	空港における前 3 時間のガスト通報の有無 (METAR, SPECI, SCAN, METAR AUTO から算出)
層別化処理の対象	作成対象地点、風向 (8 方位: 北、北東、東、南東、南、南西、西、北西)

表 4.5.4 ガスト発生確率ガイダンスの説明変数

説明変数	内容
地上風速最大値 (地上風速の前 1 時間最大値)	<p>モデルが予測した地上 10 m の風速 (地上風速) と乱流による風速の変動の前 1 時間最大値の和。乱流による地上 10 m 風速の変動とは、次の式で定義される平均風速の揺らぎ $C_{ugn}\sigma_u$ のことである。</p> $\sigma_u = 2.29u_* \cdot \max \left[\left(1 - \frac{1}{24} \frac{z_i}{L} \right)^{\frac{1}{3}}, 1.0 \right]$ <p>ここで、$C_{ugn} = 7.71$、$z_i = 1000$ m、L は Monin-Obukov 長、u_* は摩擦速度 $u_* = \left(\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2} \right)^{\frac{1}{4}}$ である (Bechtold and Bidlot 2009)。</p>
境界層最大風速	境界層に含まれる気圧面風速の最大値。境界層を「地上から上層までの大気が混合し得る領域」と定義し、地上から等温位または不安定である層を判定して境界層の高さと算出する。気圧の上限は 500 hPa とする。
水平風の鉛直シアー	地上風と境界層最大風との差分ベクトルの風速を 1000 ft 当たりに換算した値。地上と最大風の気圧面との高度差が 1000 ft 未満の場合は、差分ベクトルの値とする。
SSI	シヨワルターの安定指数 (850 hPa-500 hPa)
ω_{925}	925 hPa 面の鉛直 p 速度。

(3) ガスト発生確率ガイダンス

ガスト発生確率ガイダンスは、空港地点でガストが発生する確率を予測するガイダンスである。ガスト発生確率ガイダンスの仕様を表 4.5.3 に示す。予測手法にはロジスティック回帰を用いており、予測式は地点と風向 (8 方位) で層別化している。実況は航空観測気象報 (METAR, SPECI, SCAN, METAR AUTO) で前 3 時間にガストが報じられた場合に実況あり、報じられなかった場合に実況なしとする。

ガストは境界層内での風の乱れによって生じる。境界層内での乱れは、風が強いこと (地形や建物により乱流が強くなる) や成層が不安定であることによって生じる。また、水平風の鉛直シアーが強い場合にはガストも強くなりやすいことから、ガスト発生確率ではこれらの特徴を考慮した説明変数を用いている。ガスト発生確率に用いる説明変数を表 4.5.4 に示す。この表に示した 5 つの説明変数のうち、地上風速最大値、境界層最大風速、 ω_{925} の 3 つは必ず利用する。水平風速の鉛直シアーと SSI については、係数の符号が正 (鉛直シアー) と負 (SSI) の場合のみ説明変数に用いることとしている。このようにした理由は、鉛直シアーの係数が負または SSI の係数が正となる場合、鉛直シアー

が大きいほど、大気の成層が不安定なほどガスト発生確率が低くなってしまいうからである。これらの説明変数は数値予報モデルの最近接格子から算出している。

(4) ガスト風速ガイダンス

ガスト風速ガイダンスは、空港地点の前 1 時間内のガストの最大値を予測するガイダンスである。ガスト風速ガイダンスの仕様を表 4.5.5 に示す。ガスト風速ガイダンスは、以下の 2 つのガイダンスから成る。

- モデルの地上風速に乱流の変動を加えた地上風速最大値を補正する「ガスト風速ガイダンス A」で、説明変数は地上風速、地上風速最大値、境界層最大風速 (表 4.5.4 を参照) を用いる。
- モデルの地上風速を補正する「ガスト風速ガイダンス B」で、説明変数は地上風速を用いる。

モデルの地上風速が 10 m/s 未満の場合はガスト風速ガイダンス A が、10 m/s 以上の場合はガスト風速ガイダンス B が用いられる。ただし、ガスト風速ガイダンス A と B の差が 20 m/s 以上の場合には常にガスト風速ガイダンス B を利用する。このように 2 つのガイダンスを使い分けている理由は、概ねガスト風速ガイダンス A の方が予測精度は良いが、モデルの地上風

表 4.5.5 ガスト風速、最大瞬間風速ガイダンスの仕様一覧

作成対象	ガスト風速：空港 最大瞬間風速：アメダス
作成方法	ガスト風速 A：カルマンフィルタ ガスト風速 B：カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。 モデルの地上風速が 10 m/s 未満の場合はガスト風速 A を、10 m/s 以上の場合はガスト風速 B をガスト風速ガイダンスの予測値とする。 最大瞬間風速 A、最大瞬間風速 B：カルマンフィルタによる予測に風速の頻度バイアス補正を行う。 モデルの地上風速が 10 m/s 未満の場合は最大瞬間風速 A を、10 m/s 以上の場合は最大瞬間風速 B を最大瞬間風速ガイダンスの予測値とする。
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	1 時間
予報時間と間隔	ガスト風速 A、ガスト風速 B：FT=2 から FT=39 まで 1 時間間隔 最大瞬間風速 A、最大瞬間風速 B：FT=1 から FT=39 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	ガスト風速 A、最大瞬間風速 A：モデル予測値（地上風速最大値、地上風速、境界層最大風速）(表 4.5.4 を参照) ガスト風速 B、最大瞬間風速 B：モデル予測値（地上風速の東西・南北成分）
目的変数	ガスト風速 A、最大瞬間風速 A：実況と地上風速最大値との差 ガスト風速 B、最大瞬間風速 B：実況とモデルの地上風速の東西・南北成分との差 実況：ガスト風速は空港における前 3 時間のガストの最大値（METAR, SPECI, SCAN, METAR AUTO でガストの通報があった場合に限る）、最大瞬間風速はアメダスで観測された 1 時間毎の最大瞬間風速の東西・南北成分
層別化処理の対象	ガスト風速 A：作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻（3 時間毎 1 日分） ガスト風速 B：作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻（3 時間毎 1 日分）、風向（4 方位：北東、南東、南西、北西） 最大瞬間風速 A、最大瞬間風速 B：作成対象地点、初期時刻、予報対象時刻（1 時間毎 1 日分）
頻度バイアス補正の閾値	ガスト風速 B には、1.0, 25.0, 35.0 ノット。 最大瞬間風速 A と最大瞬間風速 B には、13.0, 18.0, 23.0 m/s。

速が 15 m/s 以上ではガスト風速ガイダンス B の方が精度が良いからである。ガスト風速ガイダンス A はカルマンフィルタを、ガスト風速ガイダンス B はカルマンフィルタと頻度バイアス補正を用いて作成している。予測式は、地点、初期時刻、予報対象時刻で層別化し、ガスト風速ガイダンス B はこれらに加えて風向でも層別化している。予報対象時刻の層別化は 3 時間毎であり、3 時間毎に同じ係数を用いて予測を行っている⁴。

目的変数には、ガスト風速ガイダンス A が実況と地上風速最大値との差で、ガスト風速ガイダンス B が実況とモデルの地上風の東西・南北成分との差を用いる。実況は、航空観測気象報 (METAR, SPECI, SCAN, METAR AUTO) でガストの通報があった場合のガストの最大値を用いる。航空観測気象報ではガストの風向は報じられないため、平均風速の風向で代用する。ガイダンスの係数はガストが観測された場合のみ逐次学習するが、予測は全ての初期値と FT で行う。このため、ガスト風速ガイダンスは実際のガストの有無に関わらず、ガストがあったとした場合にどれくらいの風速になるか、という値を予測するガイダンスである

⁴ 例えば 01, 02, 03UTC を対象とした予測は同じ係数を用いて行い、係数の学習は 3 つの時刻の中で最大のガストが観測された時刻の実況と説明変数を用いて行う。

ことに注意が必要である。ガストの有無はガスト発生確率などを用いて予測し、ガストが予測される場合にその風速をガスト風速ガイダンスで予測するといった方法での利用を想定している。

(5) 最大瞬間風速ガイダンス

最大瞬間風速ガイダンスは、アメダスの前 1 時間内の最大瞬間風速を予測するガイダンスで、ガスト風速ガイダンスと同様の手法で作成している。最大瞬間風速ガイダンスの仕様を表 4.5.5 に示す。最大瞬間風速ガイダンスとガスト風速ガイダンスの主な相違点は以下の 4 点である。

- 目的変数がアメダスで前 1 時間内に観測された最大瞬間風速であること
- 頻度バイアス補正の観測側の閾値が 13.0, 18.0, 23.0 m/s であること
- 最大瞬間風速ガイダンス A に頻度バイアス補正が用いられていること
- 予報時間方向には 1 時間毎に層別化していること

ガスト風速ガイダンスではガストが通報された場合のみ学習することから、サンプル数を確保するために 3 時間毎の予報時間で層別化している。これに対して最大瞬間風速の実況は毎時通報されるため、最大瞬間風速

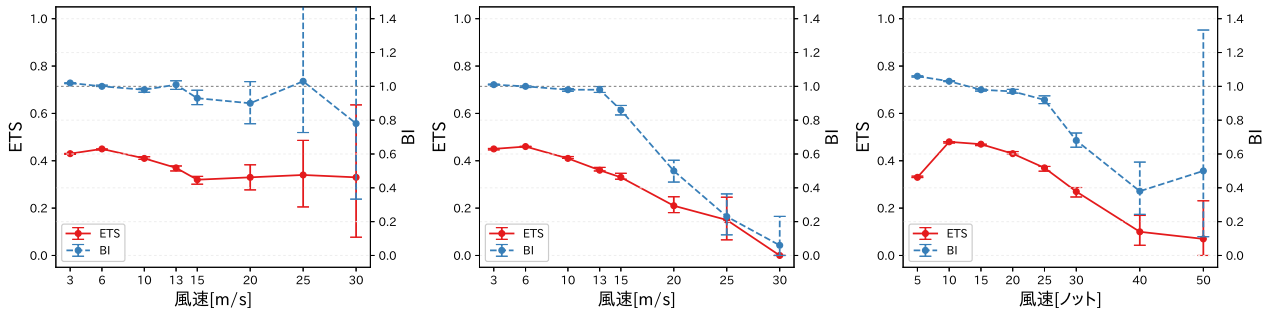


図 4.5.1 定時風ガイダンスの風速の閾値別スコア。(左) GSM ガイダンス、(中) MSM ガイダンス、(右) 航空ガイダンス。赤実線：ETS、青破線：BI。エラーバーは95%信頼区間を表す。横軸は風速の閾値で、単位は GSM, MSM ガイダンスが [m/s]、航空ガイダンスが [ノット] である。

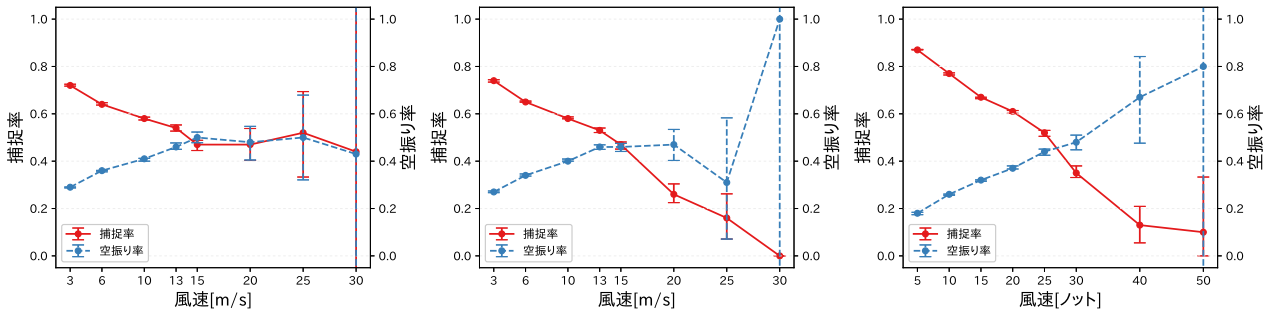


図 4.5.2 定時風ガイダンスの風速の閾値別スコア。(左) GSM ガイダンス、(中) MSM ガイダンス、(右) 航空ガイダンス。赤実線：捕捉率、青破線：空振り率。エラーバーは95%信頼区間を表す。横軸は風速の閾値で、単位は GSM, MSM ガイダンスが [m/s]、航空ガイダンスが [ノット] である。

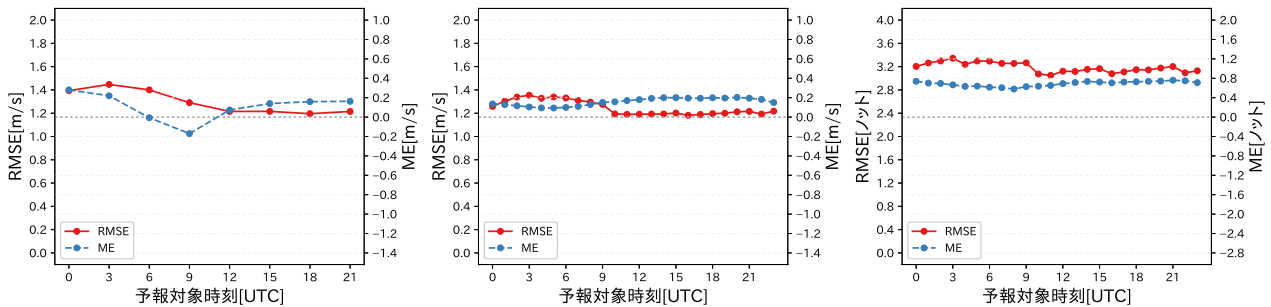


図 4.5.3 定時風ガイダンスの予報対象時刻別スコア。(左) GSM ガイダンス、(中) MSM ガイダンス、(右) 航空ガイダンス。赤実線：RMSE、青破線：ME。

ガイダンスでは1時間毎の予報時間で層別化している。

4.5.3 統計検証

ここでは、GSM, MSM 及び航空の風ガイダンス(以下、本項ではそれぞれ GSM/MSM/航空ガイダンスと書く)について、統計検証と各風ガイダンスが持つ統計的特性を示す。検証期間は2016年1月から12月までの1年間である。GSM ガイダンスは2017年5月に変更された GSM の試験データから作成し、MSM ガイダンスと航空ガイダンスは2017年2月に変更された MSM の試験データから作成した。GSM ガイダンスは00, 06, 12, 18UTC 初期値の FT=12 と 15、MSM と航空ガイダンスは03, 09, 15, 21UTC 初期値の FT=7~12 の予測値を用いる。警報・注意報の発表を十分なりードタイムを持ってガイダンスが支援していることを検証するため、GSM ガイダンスでは半日程度先の FT を選択している。また MSM と航空ガイダンスの FT は、

例えば00UTC 初期値の GSM ガイダンスと03UTC 初期値の MSM ガイダンスの対象時刻が一致するように選択している。ここでは全対象地点(GSM, MSM ガイダンスは全アメダス、航空ガイダンスは全空港)で検証した結果を示す。よって、GSM, MSM ガイダンスと航空ガイダンスでは対象地点が異なる。風速の閾値別スコアは、ガイダンスの風速が閾値以上の場合に「予測あり」観測の風速が閾値以上の場合に「実況あり」とした分割表から算出する。

(1) 定時風ガイダンス

図 4.5.1~ 図 4.5.3 に GSM, MSM および航空の定時風ガイダンスの検証結果を示す。図 4.5.1 の BI と ETS を見ると、GSM ガイダンスでは風速 13 m/s 程度までは BI が 1 に近く、25 m/s 以上でも概ね 1 に近い結果となった(図 4.5.1 左)。一方、MSM (航空) ガイダンスでは、風速 13 m/s (25 ノット) までは BI が 1 に

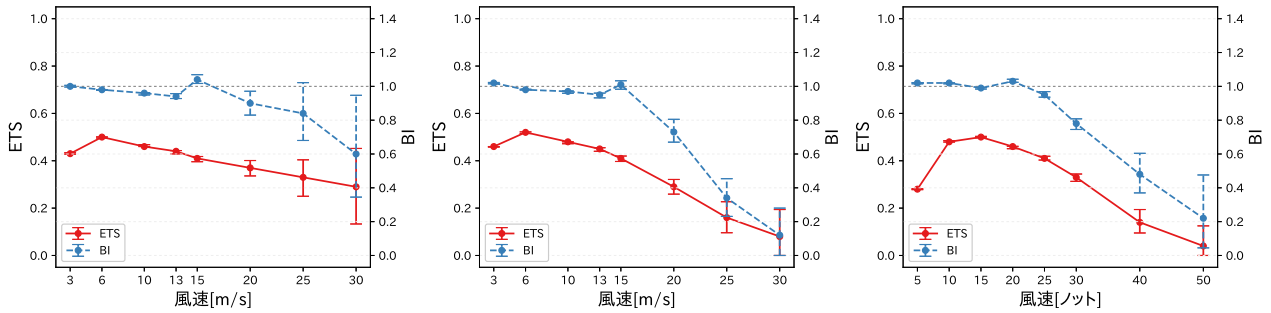


図 4.5.4 最大風速ガイダンスの風速の閾値別スコア。(左) GSM ガイダンス、(中) MSM ガイダンス、(右) 航空ガイダンス。赤実線：ETS、青破線：BI。エラーバーは 95% 信頼区間を表す。横軸は風速の閾値で、単位は GSM, MSM ガイダンスが [m/s]、航空ガイダンスが [ノット] である。

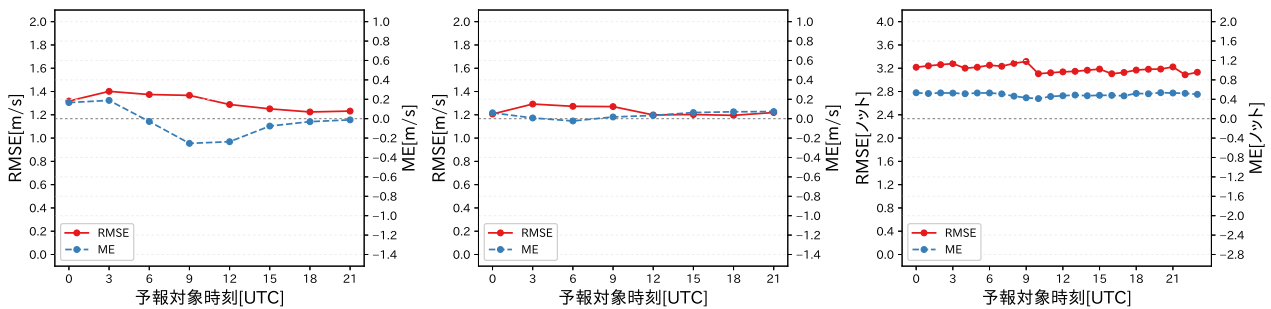


図 4.5.5 最大風速ガイダンスの予報対象時刻別スコア。(左) GSM ガイダンス、(中) MSM ガイダンス、(右) 航空ガイダンス。赤実線：RMSE、青破線：ME。

近いものの、15 m/s (30 ノット) 以上では予測頻度が過少になっている (図 4.5.1 中、右)。ETS では、各ガイダンスとも風速 13 m/s までは 0.4 と比較的高い値となっており、精度が高いことがわかる。しかし、GSM ガイダンスは 13 m/s から 30 m/s にかけての ETS の低下は小さいが、MSM (航空) ガイダンスでは 13 m/s (25 ノット) から 30 m/s (50 ノット) にかけて低下している。この BI と ETS の違いを詳しく見るため、空振り率と捕捉率を図 4.5.2 に示す。GSM ガイダンスでは風速 15 m/s 以上でも空振り率と捕捉率がほぼ一定なのに対し、MSM (航空) ガイダンスでは風速 15 m/s 以上で捕捉率の低下が顕著である。この MSM (航空) ガイダンスの捕捉率の低下が BI と ETS の違いをもたらしている原因である。このような特性は 2013 年の風ガイダンスの改良 (小泉 2013) から見られる。今後、MSM (航空) ガイダンスの頻度バイアス補正について閾値の見直し等を含めた調査を行っていく必要がある。

図 4.5.3 の RMSE と ME を見ると、いずれのガイダンスでも風速が強い日中ほど RMSE が大きくなっている。また ME では、予報対象時刻によらず各ガイダンスとも概ね正バイアスであるものの、僅かではあるが日中後の ME が低下するという日変化を示す。特に GSM ガイダンスでは、09 UTC で負バイアスとなっている (図 4.5.3 左)。予報対象時刻毎に層別化を行っているにもかかわらず、RMSE と ME にこのような特性が見られる原因についての調査を今後行っていく必要がある。

(2) 最大風速ガイダンス

図 4.5.4 と図 4.5.5 に GSM, MSM および航空の最大風速ガイダンスの検証結果を示す。図 4.5.4 の BI と ETS を見ると、各ガイダンスとも 20 m/s (40 ノット) 以上では予測頻度が過少になっているが、GSM より MSM (航空) ガイダンスの BI が低いのは定時風ガイダンスと同様である。ETS では、風速 15 m/s まで GSM と MSM (航空) ガイダンスに大きな差は見られないが、20 m/s 以上では GSM ガイダンスの方が ETS が大きく、精度が高いという定時風ガイダンスと同様の傾向を示している。最大風速と定時風ガイダンスは同様の作成方法を用いていることから、抱えている問題点も定時風ガイダンスと同様であると考えられる。最大風速ガイダンスについても、MSM (航空) ガイダンスの頻度バイアス補正について閾値の見直し等を含めた調査を今後行っていく必要がある。

図 4.5.5 の RMSE と ME を見ると、定時風ガイダンスと同様に、いずれのガイダンスでも風速が強い日中で RMSE が大きくなっている。また ME では、予報対象時刻によらず GSM, MSM ガイダンスで概ね 0.0 m/s に近いものの、日中後の ME が低下するという日変化を示す傾向があることも定時風ガイダンスと同様である (図 4.5.5 左、中)。

(3) ガスト発生確率ガイダンス

図 4.5.6 にガスト発生確率の閾値別 BI と ETS、および、信頼度曲線を示す。BI と ETS を見ると、確率を 55% としたときに BI が最も 1 に近く、ETS は最大となっている。このことは、平均的には 55% を閾値とす

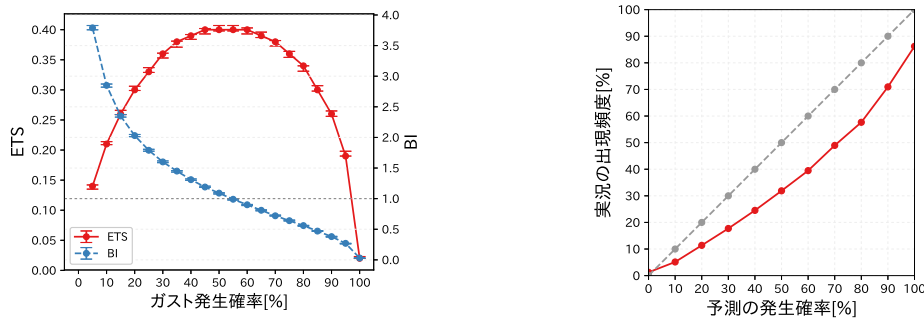


図 4.5.6 ガスト発生確率ガイダンスの確率値別スコアと信頼度曲線。(左) 確率値別 BI 及び ETS。赤実線：ETS、青破線：BI。(右) 信頼度曲線。赤実線：信頼度、灰色破線：理想直線。エラーバーは 95%信頼区間を示す。

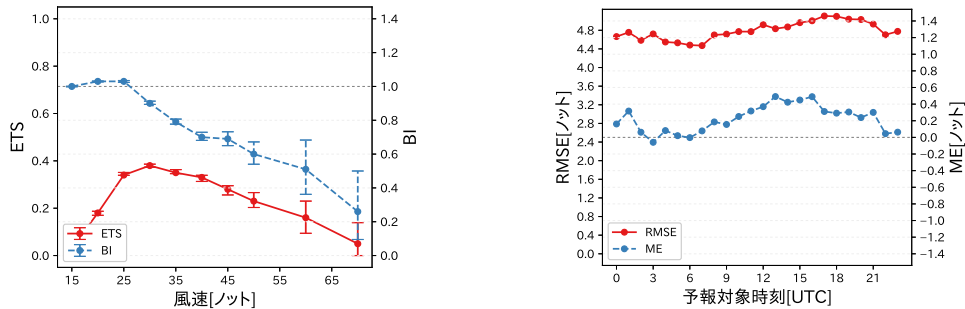


図 4.5.7 ガスト風速ガイダンスの検証図。(左) 風速の閾値別 BI 及び ETS。赤実線：ETS、青破線：BI。(右) 予報対象時刻毎の RMSE 及び ME。赤実線：RMSE、青破線：ME。

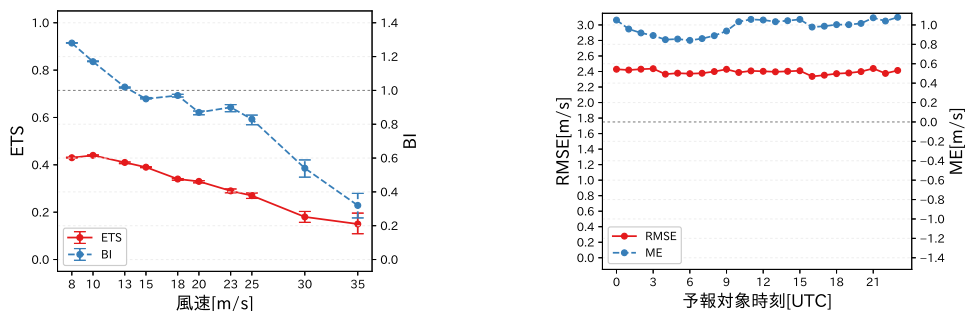


図 4.5.8 最大瞬間風速ガイダンスの検証図。(左) 風速の閾値別 BI 及び ETS。赤実線：ETS、青破線：BI。(右) 予報対象時刻毎の RMSE 及び ME。赤実線：RMSE、青破線：ME。

ることで「ガストあり」を最も精度良く予測できることを意味している。ただし、空港や風向によってこの閾値は異なるため、空港毎および風向毎に最適な閾値を調査する必要がある。信頼度曲線を見ると、10%以上の閾値で 45 度の理想直線よりも右側にあり、実況の出現率と比べてガストの予測確率が高いことがわかる。この傾向は運用開始当初から見られたが、2017 年 2 月の MSM の変更の際に予測式の再作成を行ったものの過大傾向はさらに拡大しており、今後改めて予測式の作成が必要となっている。

(4) ガスト風速ガイダンス

図 4.5.7 にガスト風速ガイダンスの風速の閾値別の BI と ETS、および、予報対象時刻別の ME と RMSE を示す。BI と ETS を見ると、30 ノット以上の閾値で BI が 1 より小さく、予測頻度が過少となっている。ETS は 30 ノット付近で最大で、それ以上の風速では徐々に低下し、精度が次第に低下することがわかる。ME と RMSE を見ると、ME は夜間に正バイアスを示し、

RMSE も夜間から早朝にかけて誤差が拡大する傾向があることがわかる。

(5) 最大瞬間風速ガイダンス

図 4.5.8 に最大瞬間風速ガイダンスの風速の閾値別の BI と ETS、および、予報対象時刻別の ME と RMSE を示す。ガスト風速と同様に、風速が強まるにつれて BI が下がり ETS も下がる傾向にあることは同じであるが、ETS は 10 m/s 付近で最大となっている。ME は全ての予報対象時刻で正バイアスを示すが、日中の ME がその他の時刻に比べて低い傾向があることがわかる。RMSE は全ての予報対象時刻で 2.5 m/s 前後で、日変化などの傾向は見られない。

4.5.4 事例検証

ここでは風ガイダンスの予測特性や利用上留意すべき特性が現れている特徴的な事例を 3 つ示す。

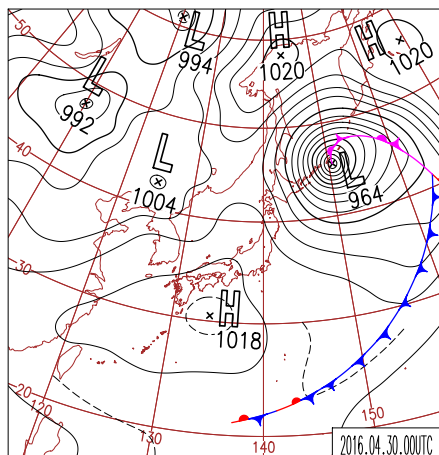


図 4.5.9 2016 年 4 月 30 日 00UTC を対象とする日本域地上天気図。

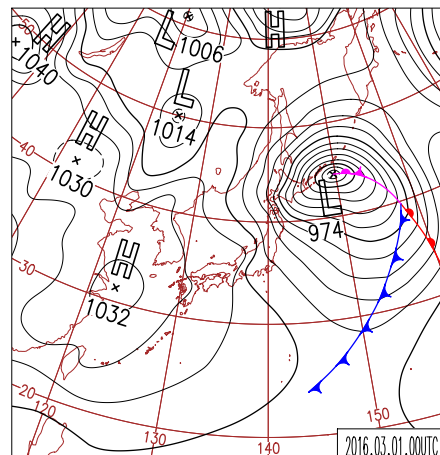


図 4.5.12 2016 年 3 月 1 日 00UTC を対象とする日本域地上天気図。

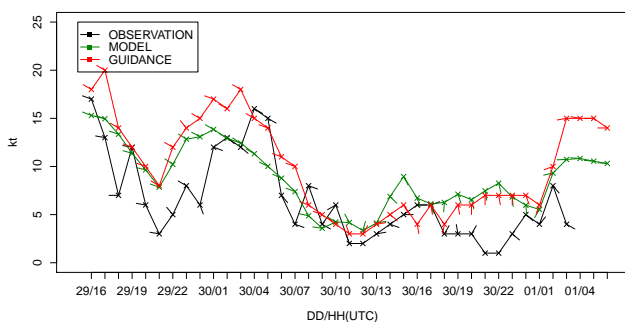


図 4.5.10 仙台空港における 2016 年 4 月 29 日 15UTC 初期値の MSM 航空定時風ガイダンスの予測結果。赤：ガイダンス、緑：MSM 地上風、黒：観測の時系列図。縦軸は風速 [ノット]、図中のバーは風向を、横軸は予測対象日時 [UTC] を表す。

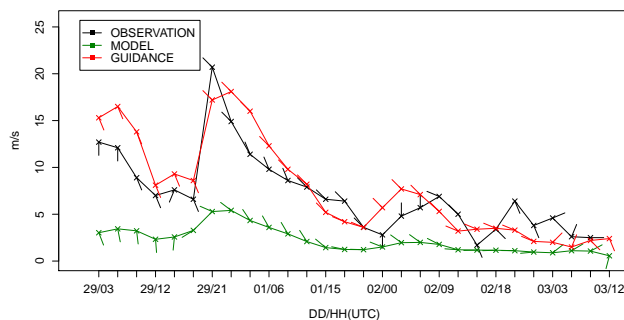


図 4.5.13 札幌における 2016 年 2 月 29 日 00UTC 初期値の GSM 最大風速ガイダンスの予測結果。赤：ガイダンス、緑：GSM 地上風、黒：前 3 時間内に観測された最大風の時系列図。縦軸は風速 [m/s]、図中のバーは風向、横軸は予測対象日時 [UTC] を表す。

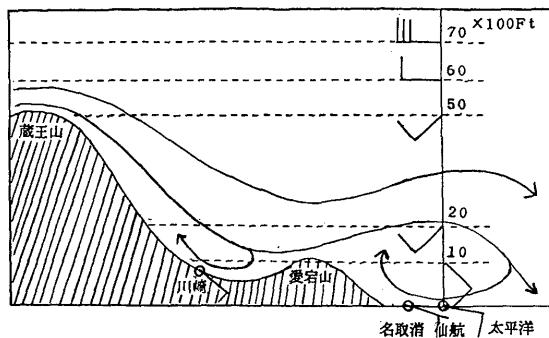


図 4.5.11 西風卓越時の仙台空港周辺の風の流れの模式図 (葛巻 (1991) から引用)。

一般風に対して稀な風が吹く場合の予測事例

図 4.5.9 に 2016 年 4 月 30 日 00UTC の日本域地上天気図を、図 4.5.10 に仙台空港で観測された正時の風の時系列と、2016 年 4 月 29 日 15UTC 初期値の MSM および航空定時風ガイダンスの予測を示す。30 日 00UTC には千島近海に発達した低気圧があり、北日本では冬型の気圧配置となっていた。30 日 00UTC から 08UTC の仙台空港の風を見ると、MSM では北西の風を予測しているが、観測では南東の風となっている。このときの航空定時風ガイダンスの予測は、MSM と同様に北西風を予測し、MSM の風速を強めて改悪している。

仙台空港周辺では、冬型の気圧配置や寒冷前線の通過後に等圧線が南北に走行する際、風上側の山の影響を受けて、山越えの西風が風下側で東風に逆転する可能性があることが知られている (葛巻 (1991)、図 4.5.11)。本事例もこれと同様の理由でモデルやガイダンスと逆向きの風が観測されたと考えられる。定時風ガイダンスではモデルの風向で層別化しているため、一般風に対して稀な風が吹く場合には、ガイダンスの予測が大きく外れる可能性があることに注意が必要である。

頻度バイアス補正の最大閾値を超える風の予測

図 4.5.12 に 2016 年 3 月 1 日 00UTC の日本域地上天気図を、図 4.5.13 に札幌における前 3 時間内に観測された最大風の時系列と、2016 年 2 月 29 日 00UTC 初期値の GSM および GSM 最大風速ガイダンスの予測を示す。1 日 00UTC には千島近海に発達した低気圧があり、日本付近は冬型の気圧配置となっている。1 日明け方には石狩湾小低気圧が札幌を通過し (図略)、風が北西風に変ったタイミングの 0451JST に、札幌で 3 月の歴代 5 位となる 21.2 m/s の日最大風速を観測した。29 日 00UTC 初期値の GSM では石狩湾小低気圧の通過を予測できていたものの、小低気圧中心付近の局所的な強風は予測できていなかった (図略)。一方ガイダ

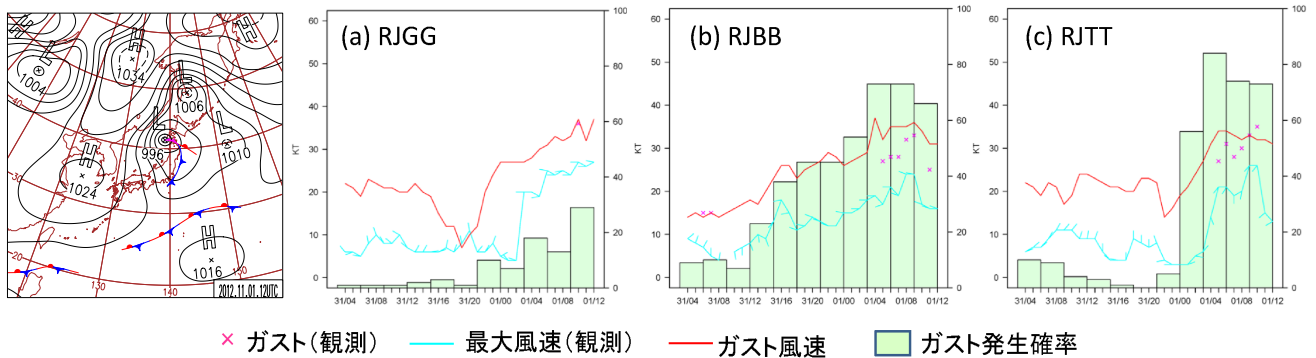


図 4.5.14 2012年11月1日12UTCを対象とする日本域地上天気図と(a)中部国際空港(RJGG)、(b)関西国際空港(RJBB)、(c)東京国際空港(RJTT)における2012年10月31日03UTC初期値のガスト発生確率ガイダンス(右軸)、ガスト風速ガイダンス及び観測された最大風速とガスト(左軸)の時系列図。ガストの観測は風速のみ。最大風速の観測のバーは風向を表す。

ンスでは、0600JSTで17.2 m/sの最大風速を予測しており、モデルの予測を大きく改善していた。ただし実況と比べるとやや弱い予測となっている。この理由として、モデルが局所的な強風を予測できなかったことに加えて、最大風速ガイダンスの頻度バイアス補正において、観測側の閾値の最大を15.0 m/sに設定していることも挙げられる。頻度バイアス補正は実況の頻度に合うように予測値を補正する手法(第2.9節)であるが、観測側の閾値の最大を上回るような実況に対しては予測を適切に補正できない場合がある。実際、統計検証(図4.5.4左)でも示したように、風速15 m/sを超える最大風速の予測についてはBIは1よりもやや小さくなっている。特に、閾値の最大を超える実況が稀な地点では、カルマンフィルタの係数や頻度バイアス補正の閾値が適切に学習できないことに注意が必要である。

ガスト発生確率ガイダンスの予測事例

図4.5.14に2012年11月1日12UTCの日本域地上天気図と、中部国際空港(RJGG)、関西国際空港(RJBB)、東京国際空港(RJTT)における、最大風速とガストの実況及び、2012年10月31日03UTC初期値のガスト発生確率とガスト風速ガイダンスの予測の時系列図を示す。1日00UTCの日本域地上天気図(図略)では日本海北部に低気圧があり、寒冷前線が中国地方沿岸にのびていた。この前線は本州を通過し、12UTCには三陸沖から関東の沿岸に達した。この寒冷前線の位相が通過した影響で、RJGGでは0911UTCに、RJBBでは0430~1030UTCに、RJTTでは0423~0902UTCにガストを観測した。

ガスト発生確率ガイダンスの予測を見ると、RJGG、RJBB、RJTTとも、確率のピーク時にガストが観測されたことは共通している。一方、確率の最大値を比較すると、RJGGでは29%であるのに対し、RJBBでは73%、RJTTでは84%と高い値になっていた。これはRJGGはガストが発生する頻度が相対的に少ないこと

が影響している。ガスト発生確率は地点と風向で層別化しているため、ガストが発生しやすい空港や風向では高い確率が予測されやすく、ガストが発生しにくい空港や風向では低くなりやすい傾向がある。ガスト発生確率を利用する場合には、空港と風向の特性を考慮して、目安となる確率を設定しておく必要がある。

4.5.5 利用上の留意点と今後の展望

本節の最後に、統計検証及び事例検証を踏まえた利用上の留意点を3点と風ガイダンスの今後の展望を述べる。

1つ目の留意点として、層別化の影響を挙げる。定時風、最大風、ガスト発生確率ガイダンスでは、予測対象地点に加えてモデルの地上風向でも層別化を行っているため、台風や前線の位置ずれなどにより、モデルの一般風の風向が外れた場合や、一般風に対して通常と異なる風が吹く場合にはガイダンスの誤差が大きくなる。

2つ目の留意点として、頻度バイアス補正の閾値の影響を挙げる。頻度バイアス補正を用いている定時風、最大風速、ガスト風速、最大瞬間風速ガイダンスでは、頻度バイアス補正の閾値の最大を超えるような強風は、予測頻度が実況頻度と比べて過少になる傾向がある。統計検証の結果、この傾向はMSM・航空の定時風・最大風速ガイダンスで顕著であった。

3つ目の留意点として、ガスト風速ガイダンスの利用方法を挙げる。ガスト風速ガイダンスは、ガストがあったとした場合の風速を予測するガイダンスであり、ガストが発生するか否かの情報を含んでいない。そのため、まずガスト発生確率ガイダンスなどでガストの有無を判断し、ガストの発生が見込まれる場合にガスト風速ガイダンスでガスト風速を予測する、という利用を想定している。その際、4.5.3で述べたように、ガストの有無を判断するガスト発生確率の閾値は空港によって異なるので、適切な閾値を調査して利用願いたい。また、ガスト風速ガイダンスの説明変数には安定度や上昇流を用いているものの、不安定降水に伴う突

風のような、数値予報モデルで予測が困難なスケールの現象に伴うガストは予測することはできない。雷雨等が予測される場合は過去の知見などからガストの予測をしていただきたい。統計検証の結果、ガスト発生確率は実況と比べて高い確率を予測する傾向が見られた。現状では確率値そのものを利用するというよりは、確率の時間変化や空港毎の特性を考慮して利用していただきたい。

最後に、風ガイダンスの今後の展望を述べる。定時風・最大風速ガイダンスについては、頻度バイアス補正の閾値は全地点で一律の値を用いているため、強風が吹きやすい地点では頻度バイアス補正が十分に機能していない可能性がある。上述した MSM (航空) の定時風・最大風速ガイダンスで強風時に予測頻度が過少となる点も含め、頻度バイアス補正の閾値を地点の特性に合わせて設定するなどの調査を行いたい。

ガスト発生確率ガイダンスは、2017 年 2 月の MSM の変更時に係数の再作成を行ったにも関わらず、MSM 変更以降に予測精度が低下している状態であることは既に述べた。また、統計検証の結果、信頼度曲線が理想直線と比べて高確率側に大きくずれていることも分かっている。このため、説明変数の追加や層別化の見直し等を含めた根本的な仕様の検討を行っていく必要があると考えている。新しい数値予報モデルを利用した風ガイダンスの開発も進めていく。LFM では地形が詳細に表現されるため、これまで予測が困難だった局地的な風も予測できる可能性があることから、LFM を入力としたガイダンスの開発を進めている。また、2019 年度からはメソアンサンブル予報システム (MEPS) の本運用が予定されており、予測の信頼度や最大・最小などの情報が提供が可能になることから、MEPS を利用した風ガイダンスの開発も進めていく予定である。

参考文献

- Bechtold, P. and J. Bidlot, 2009: Parametrization of convective gusts. *ECMWF Newsletter, ECMWF*, **119**, 15-18.
- 木村陽一, 1998: 風ガイダンスの統計的特徴と風速補正. 平成 10 年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 79-84.
- 気象庁予報部予報課, 1980: 数値予報資料の利用と問題点の検討. 気象庁研究時報, **32**, 251-290.
- 小泉友延, 2011: ガストガイダンスの開発. 平成 23 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 30-36.
- 小泉友延, 2013: 風ガイダンスの改良. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 49-57.
- 國次雅司, 1997: 風ガイダンスの開発. 平成 9 年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 39-44.
- 葛巻祐二, 1991: 北西風場における仙台空港の局地的な東風について. 気象庁研究時報, **43**, 51-60.
- 松本逸平, 2003: RSM 及び MSM 最大風速ガイダンス.

4.6 天気ガイダンス¹

4.6.1 はじめに

天気の予測を支援する資料として、天気ガイダンスとお天気マップがある。

天気ガイダンスには、GSMとMSMを入力とした2種類のガイダンスがあり、それぞれ20 km, 5 km 格子毎に前3時間の卓越天気を「晴れ」・「曇り」・「雨」・「雨または雪」・「雪」の5つのカテゴリに判別している。天気ガイダンスは後述する日照率ガイダンスに加え、平均降水量ガイダンス(第4.2節)、降水種別ガイダンス(第4.3節)の結果を利用し、設定した閾値によって分岐するフローチャートで天気を判別する。天気ガイダンスは天気分布予報の作成を支援するため1996年3月に運用を開始した(柳野1995)。天気ガイダンスの雨雪判別は運用開始当初は気温ガイダンスと地上相対湿度を用いていた(鎌倉2007)が、2010年の予報作業支援システム更新以降は上空の気温も考慮した降水種別ガイダンスを利用している(澤田2009)。

日照率ガイダンスには、天気ガイダンスと同様にGSM・MSMガイダンスがあり、それぞれ20 km, 5 km 格子毎に前3時間日照率²を予測する。日照率ガイダンスは、1982年6月から気象官署での日照の確率を線形重回帰で予測する日照確率ガイダンスとして運用を開始し、1985年6月からは曇天率(1-日照率)を予測する曇天率ガイダンスに変更された(気象庁予報部1986)。1996年3月からは天気ガイダンスの晴れ曇り判別のために日照率をニューラルネットワーク(第2.6節)で予測するようになり(柳野1995)、その後、2001年3月から目的変数にアメダスの観測値を追加した(佐藤2000)。この日照率の予測は天気ガイダンスの内部で計算し配信していなかったが、2009年より天気ガイダンスの参考資料として配信を開始した(國次2009)。その際に、過去の経緯と夜間の予測値も配信するため、ガイダンスとしては曇天率を配信している。

お天気マップは、GSM, MSM, LFMの予測値を直接的に利用して、フローチャートで天気を「快晴」・「晴れ」・「薄曇り」・「曇り」・「雨」・「みぞれ」・「雪」の7つのカテゴリに判別するアルゴリズムである。格子間隔は対応する数値予報モデルと同じである。お天気マップは、数値予報の予測結果から晴れや曇りといった天気を見るために1992年に開発され(瀬上1992)、その後、雨雪判別の手法の変更(萬納寺1994)や、モデル変更に伴う閾値の見直し(安藤2007; 高桑2015)を行ってきた。2018年現在では、アデス(気象情報伝送処理システム)の統合ビューワでお天気マップが利用されている。

本節では、天気ガイダンス、日照率ガイダンスとお天気マップについて、まず第4.6.2項で仕様と作成方法

を、続いて第4.6.3項と第4.6.4項で統計検証と事例検証を、最後に第4.6.5項で利用上の留意点と今後の展望を述べる。

4.6.2 仕様

本項では、日照率ガイダンス、天気ガイダンス、お天気マップの仕様を順に説明する。

日照率ガイダンス

日照率ガイダンスの仕様を表4.6.1に示す。日照率ガイダンスは、前3時間日照率(格子形式)を予測する。まず、日照計があるアメダス地点でニューラルネットワークを作成し、その重み係数を用いて格子毎の日照率を計算する。学習は日中のみ行うが、夜間の晴れ曇り判別を行うために、日中と同じ重み係数を利用して夜間の予測も行う。日照率ガイダンスの作成方法を以下で述べる。

(1) 地点毎に日照率の重み係数を学習

格子形式の前3時間日照率を予測するために、まず観測地点毎にニューラルネットワークの重み係数を求める。使用しているネットワークは、入力層に11ユニット、1層の中間層に5ユニット、出力層に1ユニットを配置した3層順伝播型である。中間層と出力層の活性化関数はそれぞれロジスティック関数と線形関数を用いている。説明変数にはGSM, MSMガイダンスで共通の11個の変数(表4.6.1)を用いる。これらの変数は、対象地点の周囲4格子のモデル予測値から内挿することで算出している。なお、各説明変数は上限・下限値(相対湿度は0~100%、850 hPaと500 hPaの気温差は10~45 K、対数変換後の降水量は0~1.6)を用いて0~1に規格化する。

ニューラルネットワークの重み係数は地点と季節(暖候期(4月~9月)、寒候期(10月~3月))で層別化している。ただし、季節の変わり目での予測の急変を防ぐため、それぞれの季節が始まる30日前から重み係数の学習を開始する。他のガイダンスと異なり、初期時刻、予報時間の層別化は行っておらず、すべての時刻で同じ係数を用いる。GSMは12UTC、MSMは15UTC初期値で、12, 15JSTに対応する予報時間の重み係数を学習している。

(2) 格子毎の日照率予測

次に、(1)で求めたニューラルネットワークの重み係数を用いて格子毎に前3時間日照率を予測する。格子形式の日照率の計算に用いる重み係数は、次のように決める。

1. 格子内に気象官署があれば、気象官署(1地点)のニューラルネットワークの重み係数を用いる。
2. 格子内にアメダス地点があれば、格子の中心から近い順に最大3地点の重み係数を選ぶ。
3. 200 km以内に気象官署・アメダス地点があれば、格子の中心から近い順に最大3地点の重み係数を

¹ 小林 大輝

² 前3時間の日照時間の割合

表 4.6.1 日照率（曇天率）ガイダンスの仕様一覧

作成対象	20 km 格子 (GSM)、5 km 格子 (MSM)
作成方法	ニューラルネットワーク（第 2.6 節）
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間単位	前 3 時間
予報期間と間隔	GSM: FT=6~84 の 3 時間間隔、MSM: FT=3~39 の 3 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	各層 (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300 hPa) の前 3 時間平均相対湿度 [%]、 前 3 時間平均気温差 (850 hPa-500 hPa) [K]、 前 3 時間降水量 (FT-3 h, FT±0 h, FT+3 h) [mm] ただし、降水量は $\log_{10}(1 + \text{降水量})$ で変換する。
目的変数	12, 15JST の前 3 時間日照率（観測された前 3 時間の日照時間を 3 時間で割った値）
層別化処理の対象	対象地点、暖候期（4~9 月）と寒候期（10~3 月） 暖・寒候期の係数切替の 30 日前から事前学習を行う。
備考	アメダス地点でニューラルネットワークを作成し、それを元に格子形式の日照率を計算する。 予測結果は曇天率（1-日照率）として配信する。

表 4.6.2 天気ガイダンスの仕様一覧

作成対象	20 km 格子 (GSM)、5 km 格子 (MSM)
作成方法	日照率、降水量（第 4.2 節）、降水種別（第 4.3 節）から天気を判別。 天気を晴れ、曇り、雨、雨または雪、雪に判別。
作成対象とするモデル	GSM, MSM
予報対象時間単位	前 3 時間
予報期間と間隔	GSM: FT=6~84 の 3 時間間隔、MSM: FT=3~39 の 3 時間間隔

選ぶ。

4. 上記のいずれにも該当しない場合、地方予報中枢官署がある 11 地点³の重み係数を用いる。
こうして選ばれた各重み係数と格子毎に計算した説明変数から、次の式を用いて前 3 時間日照率を計算する。

$$\text{前 3 時間日照率} = \frac{\sum_{n=1}^N g_n}{\sum_{n=1}^N d_n^2} \quad (4.6.1)$$

ここで、 g_n は選ばれた地点 n の重み係数と格子毎に計算した説明変数から求めた前 3 時間日照率を、 d_n は格子の中心から地点 n までの距離を表し、 N は格子毎に用いる地点数（重み係数の数）を表す。ただし、地方予報中枢官署 11 地点の場合は $d_n = 1$ としている。

天気ガイダンス

天気ガイダンスの仕様を表 4.6.2 に示す。天気ガイダンスは格子毎の天気判別に、降水種別ガイダンスの前 3 時間降水種別 (PTYP3) と、降水ガイダンスの 3 時間平均降水量 (MRR3)、日照率ガイダンスの前 3 時間曇天率を用いる。天気判別の方法は GSM ガイダンスと MSM ガイダンスで異なる。これは、GSM ガイダンスに利用するデータの格子間隔に違いがあるためである。MSM ガイダンスの場合は降水種別・平均降水量・日照率ガイダンスはすべて 5 km 格子である。これに対して、GSM ガイダンスの場合は降水種別ガイダ

ス は 5 km 格子で、平均降水量・日照率ガイダンスは 20 km 格子である。

以下では、MSM ガイダンスと GSM ガイダンスに分けて天気判別の方法を説明する。図 4.6.1 に MSM ガイダンスのフローチャート図を示す。

MSM 天気ガイダンス

- 降水のカテゴリを以下のように分類する。
 - PTYP3 が「雨」で MRR3 が 1.0 mm/3h 以上の場合、天気は「雨」。
 - PTYP3 が「雨か雪」で MRR3 が 1.0 mm/3h 以上、または、PTYP3 が「雪か雨」で MRR3 が 0.5 mm/3h 以上であれば、天気は「雨または雪」。
 - PTYP3 が「雪」で MRR3 が 0.5 mm/3h 以上の場合、天気は「雪」。
- 「雨」「雨または雪」「雪」のいずれでもない場合、降水なし（図 4.6.1 の ）に進む
- 前 3 時間曇天率が 0.5 より大きければ天気は「曇り」、0.5 以下なら「晴れ」。

GSM 天気ガイダンス

- まず、PTYP3 (5 km 格子) と MRR3 (20 km 格子) を用いて降水に関する判別を行う。20 km 格子内の 5 km 格子で、PTYP3 が「雨」で MRR3 が 1.0 mm/3h 以上、PTYP3 が「雨か雪」で MRR3 が 1.0 mm/3h 以上、PTYP3 が「雪か雨」で MRR3 が 0.5 mm/3h 以上、PTYP3 が「雪」で

³ 札幌、仙台、東京、新潟、名古屋、大阪、広島、高松、福岡、鹿児島、那覇

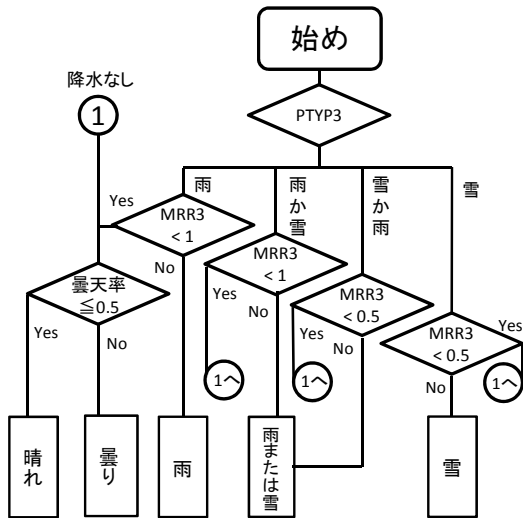


図 4.6.1 MSM 天気ガイダンスのフローチャート図。PTY3 は降水種別ガイダンスの前 3 時間降水種別、MRR3 は降水ガイダンスの 3 時間平均降水量、曇天率は日照率ガイダンスの前 3 時間曇天率を示す。

MRR3 が 0.5 mm/3h 以上の場合の 4 通りに分類し、それぞれに相当する格子数を w_1 , w_{21} , w_{22} , w_3 とする。

- 1 で分類された 20 km 格子内の 5 km 格子数が半分 (8 格子) に満たない場合と、半分以上ある場合に分類する。

- 半分に満たない場合は降水なしとし、前 3 時間曇天率が 0.5 より大きければ天気は「曇り」、0.5 以下であれば天気は「晴れ」。
- 半分以上ある場合は降水ありとし、次の式の結果 w から分類する。

$$S = (w_1 \times 1) + (w_{21} \times 2/3) + (w_{22} \times 1/3) + (w_3 \times 0)$$

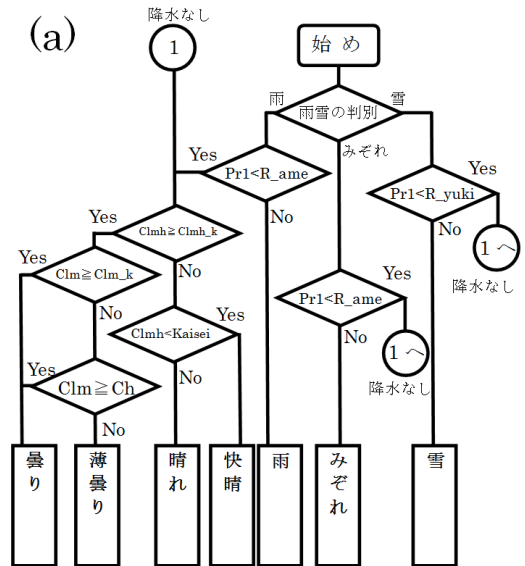
$$w = S / (w_1 + w_{21} + w_{22} + w_3)$$

- w が 0.85 より大きい場合、天気は「雨」。
- w が 0.85 以下で 0.15 より大きい場合、天気は「雨または雪」。
- w が 0.15 以下の場合、天気は「雪」。

お天気マップ

お天気マップの天気判別方法を図 4.6.2 に、閾値の一覧を表 4.6.3 に示す。なお、表 4.6.3 で示した各閾値は気象官署及び特別地域気象観測所の地上実況気象通報の天気を考慮し、調整している。天気判別は次のように行う。

- 図 4.6.2 (b) により、「雨」「みぞれ」「雪」の判別を行う。
- 1 の判別結果に応じて、以下のように天気を分類する
 - 「雪」に判別された場合、モデルが予測する



(b) 雨雪の判別

RH (%) 850hPaのT(°C)の基準: -8.0

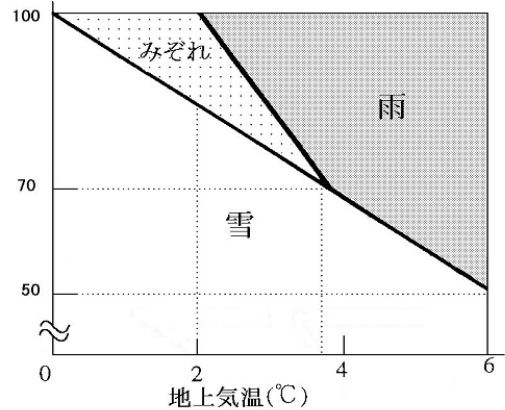


図 4.6.2 (a) お天気マップ天気判別のフローチャート図。Pr1: 前 1 時間降水量、Cl: 下層雲量、Cm: 中層雲量、Ch: 上層雲量、Clmh: 全雲量、Clm: 中下層雲量。R_yuki, R_ame, Clmh_k, Clm_k, Kaisei は表 4.6.3 に示す。(b) 雨雪判別図。850 hPa の気温が -8°C 未満または地上気温が 0°C 未満であれば「雪」。地上気温が 6°C 以上であれば「雨」。それ以外は図 (b) に従い、「雨」「みぞれ」「雪」を判別 (Matsuo et al. (1981) に基づく)。地上気温を $T[^{\circ}\text{C}]$ 、地上相対湿度を $\text{RH}[\%]$ とすると、「雨」と「雪」、「みぞれ」と「雪」の境界線は $\text{RH} = -(25/3) \times T + 100$ 、「みぞれ」と「雨」の境界線は $\text{RH} = -(75/4) \times T + 137.5$ である。

表 4.6.3 天気判別に用いる閾値と対応するモデル予測値の一覧。各閾値は気象官署及び特別地域気象観測所の地上実況気象通報の天気を考慮している。

閾値	GSM	MSM	LFM	予測値
R_yuki	0.05	0.05	0.03	Pr1
R_ame	0.4	0.1	0.1	Pr1
Clmh_k	0.5	0.4	0.4	Clmh
Clm_k	0.5	0.4	0.4	Clm
Kaisei	0.1	0.1	0.1	Clmh

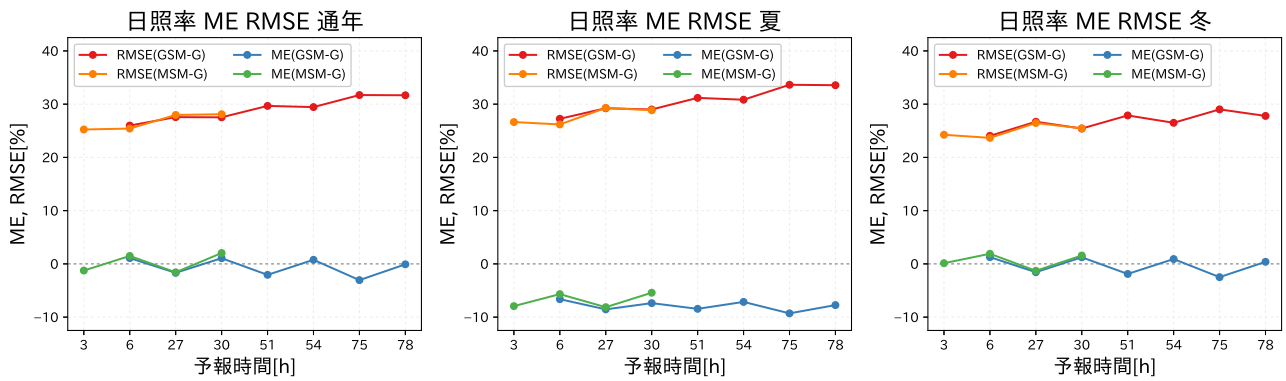


図 4.6.3 00UTC 初期値における日照率ガイダンスの期間、予報時間別の RMSE と ME。左から順に通年、夏期間、冬期間の検証結果で、GSM-G (MSM-G) は GSM (MSM) ガイダンスを表す。ただし、対象とする予測値は日照率。

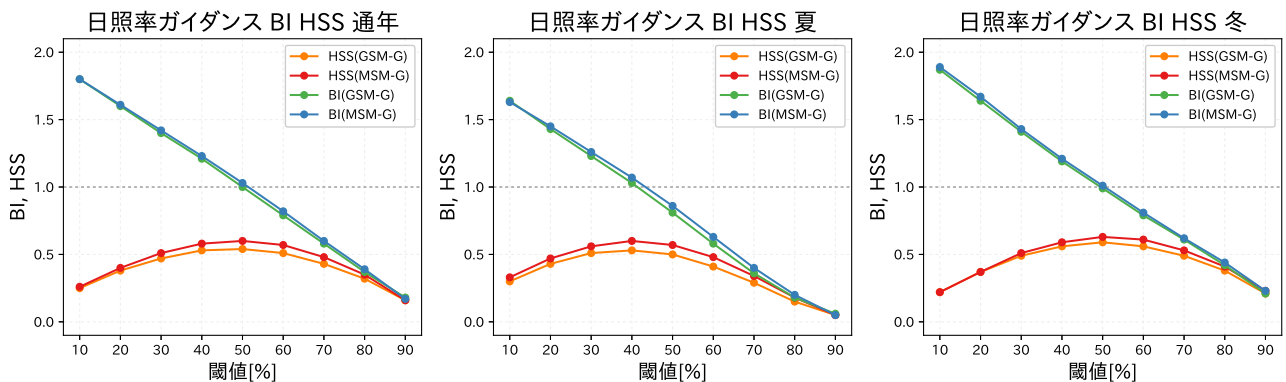


図 4.6.4 00UTC 初期値における日照率ガイダンスの期間、閾値別の BI と HSS。左から順に通年、夏期間、冬期間の検証結果で、GSM-G (MSM-G) は GSM (MSM) ガイダンスを表す。各スコアは晴れに対するスコアで、観測された日照率が 50%以上のときに晴れが、50%未満のときに曇りが観測されたとし、ガイダンスの日照率については横軸の閾値以上の時に晴れが、閾値未満の時に曇りが予測されたとして計算したスコアである。BI は 1 より大きいときに晴れの予測が多いことを示す。

- 前 1 時間降水量 (Pr1) が R_yuki 以上であれば天気は雪。
- (b) 「みぞれ」に判別された場合、Pr1 が R_ame 以上であればみぞれ。
- (c) 「雨」に判別された場合、Pr1 が R_ame 以上であれば雨。
3. 「雪」「みぞれ」「雨」のいずれでもない場合、降水なし (図 4.6.2 (a) の) に進む。
4. 「快晴」「晴れ」「薄曇り」「曇り」は、ランダムオーバーラップ (Morcrette and C.Jakob 2000) を仮定して、以下の式で定義する全雲量 (Clmh) 及び中下層雲量 (Clm) から判別する。

$$\text{Clmh} = 1 - (1 - \text{Cl}) (1 - \text{Cm}) (1 - \text{Ch})$$

$$\text{Clm} = 1 - (1 - \text{Cl}) (1 - \text{Cm})$$

ここで、Cl, Cm, Ch はそれぞれ、モデルが予測する下層雲、中層雲、上層雲の雲量を表す。

5. Clmh が Clmh_k 以上の場合、
- (a) Clm が Clm_k 以上であれば「曇り」。
- (b) Clm が Clm_k より小さい場合、
- i. Clm が Ch 以上なら「曇り」。
- ii. Clm より Ch の方が大きければ「薄曇り」。

6. Clmh が Clmh_k より小さい場合、
- (a) Clmh が Kaisei 以上であれば「晴れ」。
- (b) Clmh が Kaisei より小さければ「快晴」。

4.6.3 統計検証

ここでは、通年 (2016 年 1 月 ~ 12 月)、夏期間 (2016 年 6 月 ~ 8 月)、冬期間 (2016 年 12 月 ~ 2017 年 2 月) についてアメダス地点における日照率ガイダンスの検証結果と、気象官署及び特別地域気象観測所における天気ガイダンス・お天気マップと地上実況気象通報の天気を比較した検証結果を示す。天気の検証では、天気ガイダンスが前 3 時間の卓越天気を予測していること、1 mm/3h 以上の雨 (0.5 mm/3h 以上の雪) を対象としている点で地上実況気象通報の天気と異なることに留意する必要がある。なお、数値予報モデルについては 2018 年 3 月現在運用しているものと同じ仕様の予測値を用いた。

日照率ガイダンス

まず、期間別に GSM・MSM 日照率ガイダンスのアメダス地点における RMSE と ME (巻末付録 A.2.1) を図 4.6.3 に示す。GSM・MSM ガイダンスとも、季節によらず、RMSE は 25~35% 程度となっており、同じ予報時間での GSM と MSM の差は小さい。GSM・

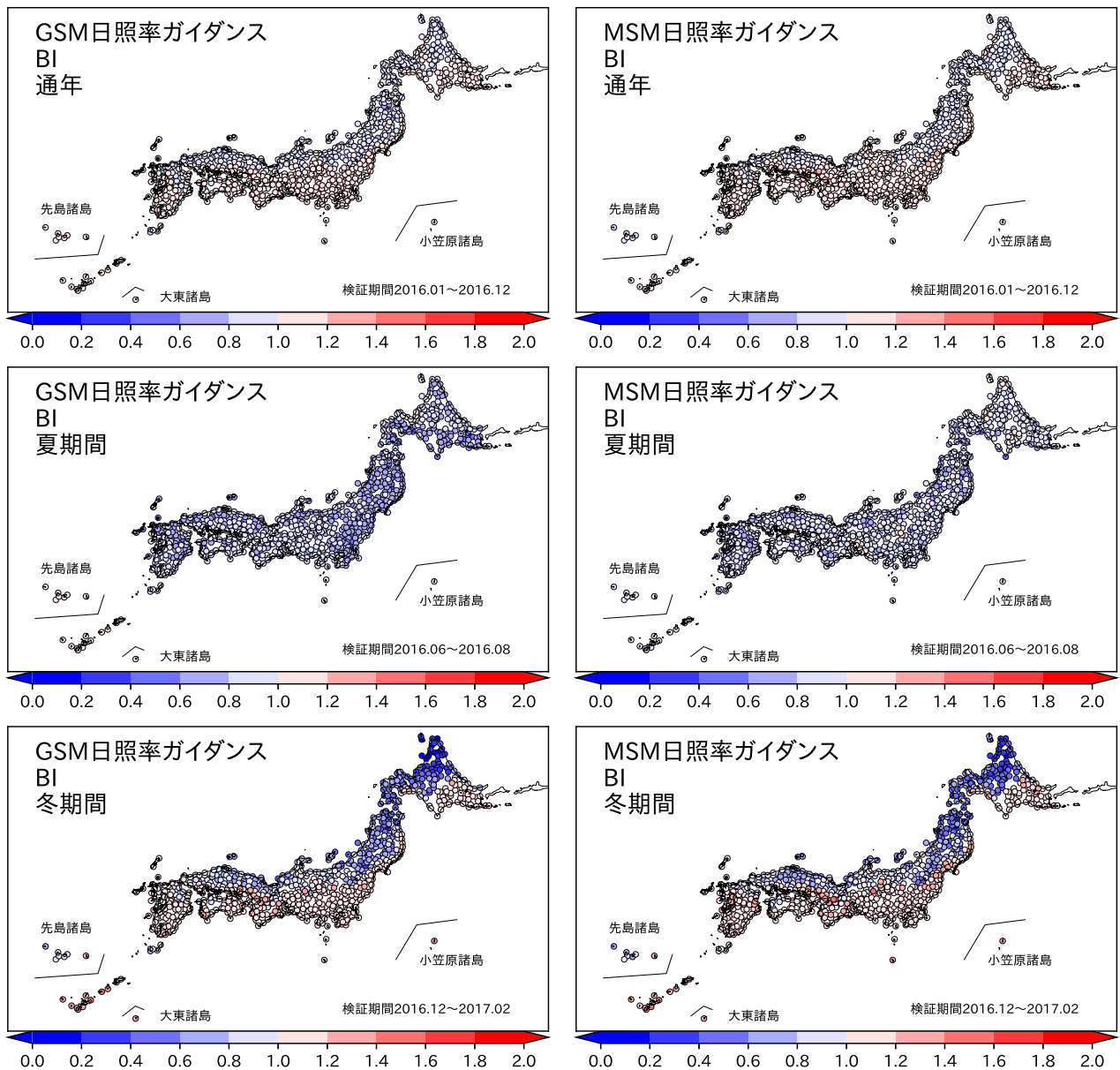


図 4.6.5 00UTC 初期値における日照率ガイダンスの地点、期間別の BI。左列が GSM ガイダンス、右列が MSM ガイダンスで、上から順に通年、夏期間、冬期間の検証結果。なお、BI は晴れに対するスコアで、観測・予測について日照率の晴れ・曇りの閾値を 50%としたスコアである。

MSM ガイダンスとも夏は負バイアスとなっており冬や通年の結果と比べて RMSE が大きい。

次に、天気ガイダンスへの入力として日照率ガイダンスがどのような予測特性を持っているか説明する。図 4.6.4 に、観測された日照率が 50%以上のときに晴れが、50%未満のときに曇りが観測されたとし、日照率ガイダンスの各閾値別に晴れを予測した場合のバイアススコア (BI) と Heidke Skill Score (HSS) を示す (BI: 巻末付録 A.3.8、HSS: 巻末付録 A.3.12)。ここで示す BI は晴れを対象としており、1 より大きいと晴れの予測が実況に比べて多いことを示す。GSM・MSM 日照率ガイダンスは、通年と冬では閾値を 50%としたときに最も精度が良い結果となった。一方、夏は 50%の

閾値では BI が 1 より低く、日照率を過小に予測してしまうため、閾値を 40%としたときに最も精度が良い結果となった。ただ、閾値を 50%とした場合でも HSS に大きな違いはなく、年間を通して 50%を閾値としても概ね精度良く晴れ・曇りを判別できることが分かる。

日照率ガイダンスで 50%を閾値として晴れを予測した場合の BI および HSS の全国分布をそれぞれ図 4.6.5 と図 4.6.6 に示す。通年で見ると、BI は太平洋側で 1 より大きく日本海側で 1 より小さい。夏では全国的に BI が 1 より小さい。冬の BI は通年と同様、太平洋側で 1 より大きく日本海側 (特に北海道と東北地方) で 1 より小さい。これは太平洋側では晴れが多く、日本海側では曇りが多いことにより、それぞれ頻度が多い

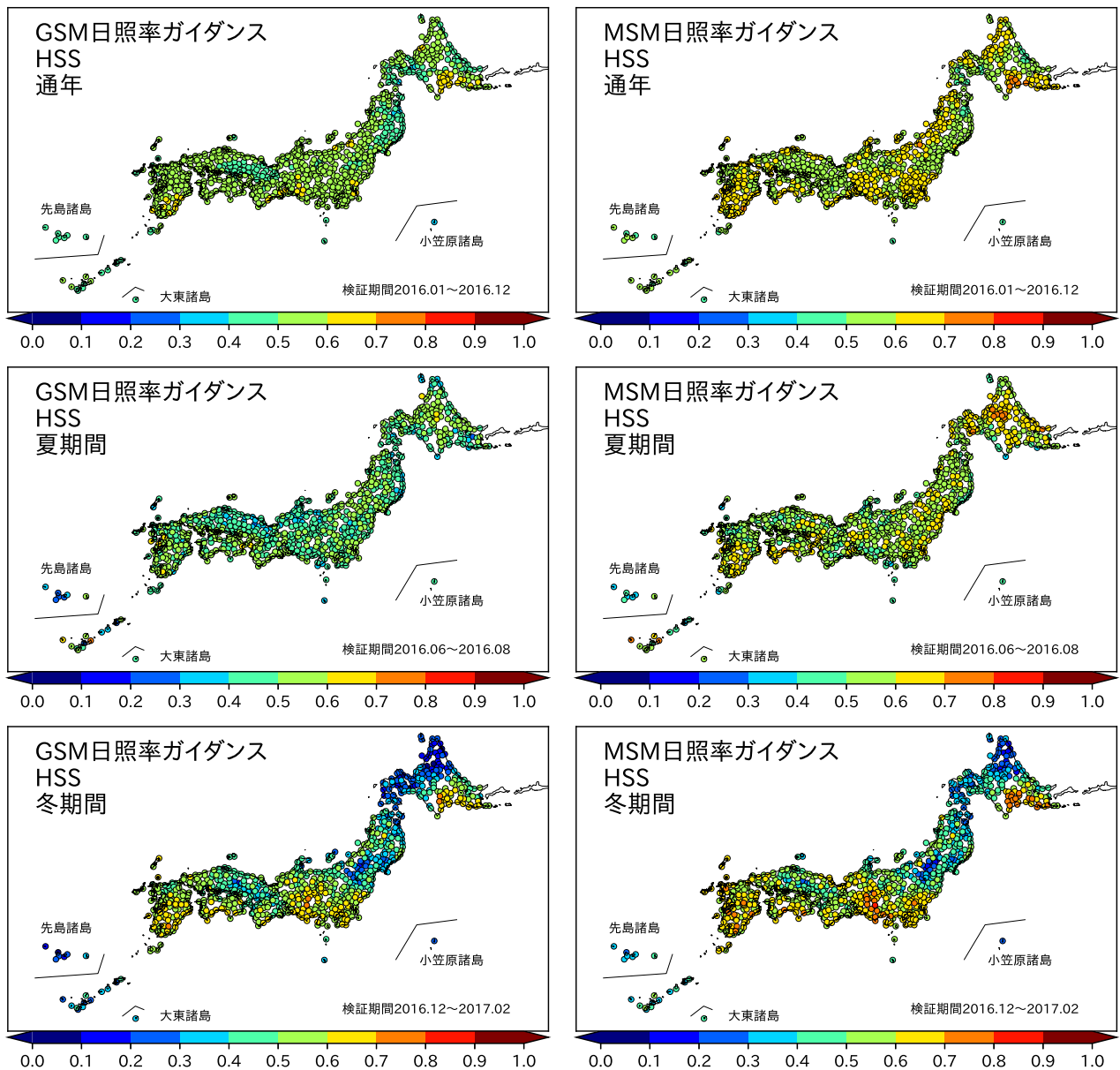


図 4.6.6 00UTC 初期値における日照率ガイダンスの地点、期間別のHSS。左列が GSM ガイダンス、右列が MSM ガイダンスで、上から順に通年、夏期間、冬期間の検証結果。なお、HSS は、観測・予測について日照率の晴れ・曇りの閾値を 50%としたスコアである。

天気予測に偏ったためと考えられる。太平洋側では下層雲が広がる際に曇りの予測が不十分な例も見られる(後述)。また、HSS は日本海側で小さく太平洋側で大きい。日本海側で HSS が小さい理由は冬の日本海側で晴れの頻度が少なくかつ天気の変動が大きく、晴れの予測が難しいためと考えられ、太平洋側で HSS が大きい理由は日本海側に比べ晴れの日が多くかつ天気の変動が小さく、天気が予測しやすいためと考えられる。全国的にどの期間も GSM ガイダンスより MSM ガイダンスの方が HSS が大きく精度が良い。晴れ曇り判別に日照率ガイダンスを利用する場合は、より精度の良い MSM 日照率ガイダンスを利用いただきたい。

天気ガイダンスとお天気マップ

天気ガイダンスとお天気マップの精度を比較するために、まず図 4.6.7 に各天気カテゴリに対する BI と ETS (巻末付録 A.3.11) を示す。通年を見ると、「晴れ」の予測についてはお天気マップは BI が 1 より小さい一方で、天気ガイダンスの BI は 1 に近く ETS も大きい。「曇り」の予測についてはお天気マップは BI が 1 より大きい一方で、天気ガイダンスの BI は 1 に近い。ETS はお天気マップと天気ガイダンスで大きな差はない。「雨」の予測については、お天気マップと天気ガイダンスで BI に大きな差はなく共に 1 より小さいが、天気ガイダンスの方が ETS は大きい。「みぞれ」については、お天気マップと天気ガイダンスとも

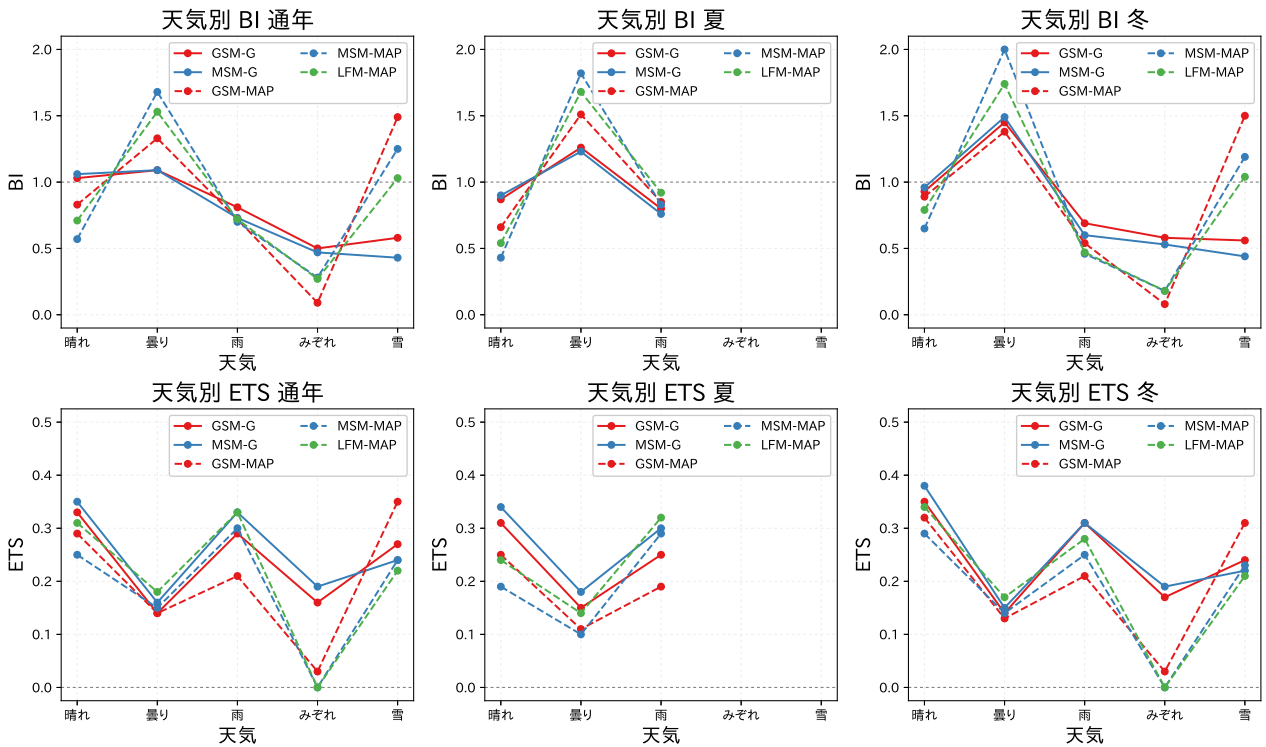


図 4.6.7 00UTC 初期値の天気ガイダンスとお天気マップの、天気と期間別の BI と ETS。上段が BI、下段が ETS で左から順に通年、夏期間、冬期間の検証結果。「モデル名-G」は天気ガイダンスの検証結果、「モデル名-MAP」はお天気マップの検証結果を示す。お天気マップの「快晴」「晴れ」「薄曇り」を「晴れ」、天気ガイダンスの「雨または雪」を「みぞれ」として計算している。

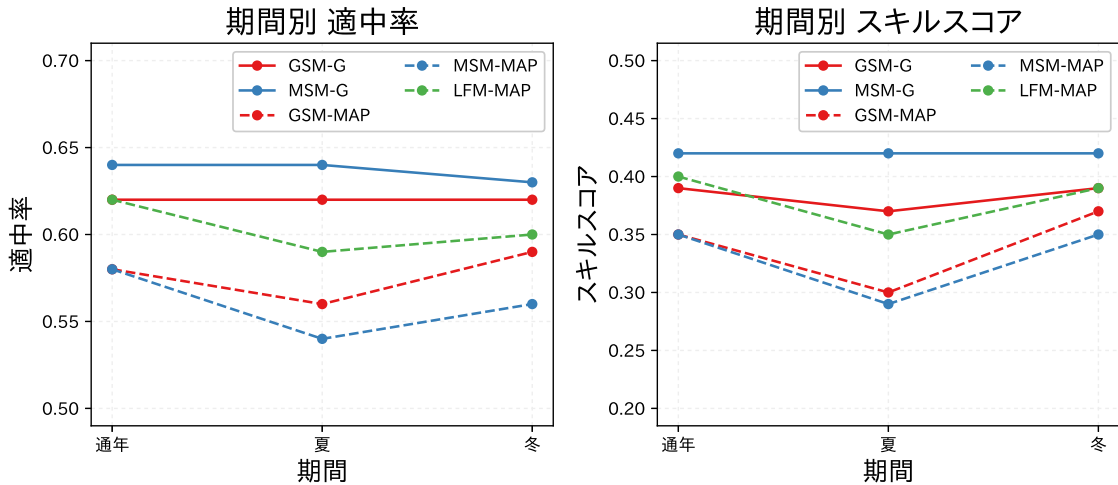


図 4.6.8 00UTC 初期値の天気ガイダンスとお天気マップの期間別適中率とスキルスコア（付録 4.6.A）。図の見方は図 4.6.7 と同じ。

に BI は 1 より小さいが天気ガイダンスの方が 1 に近く、ETS も大きい。「雪」については、天気ガイダンスは BI が 1 より小さく、お天気マップは 1 より大きい。ETS は、GSM お天気マップが最も大きくなっている。夏期間と冬期間についても、同様の傾向があり、「晴れ」「曇り」「雨」「みぞれ」についてはどの期間も概ねお天気マップより天気ガイダンスの方が精度が高く、GSM ガイダンスよりも MSM ガイダンスの方が精度が高い。特に、「晴れ」「みぞれ」についてはどの期間でもお天気マップより天気ガイダンスの方が精度が

良い。しかし、「雪」については天気ガイダンスは BI が低い傾向がある。これは天気ガイダンスは降水量が 0.5 mm/3h 以上の雪をターゲットとしているためである。天気ガイダンスは冬期間について他の期間と比べ「曇り」の BI が 1 より大きく予測頻度が多くなっており、ETS が小さくなっている。これは冬の日本海側で日照率ガイダンスが十分に「晴れ」を捕捉できず、天気ガイダンスが「曇り」を多く予測するようになっているためと考えられる。

次に、期間別の天気ガイダンスとお天気マップの適

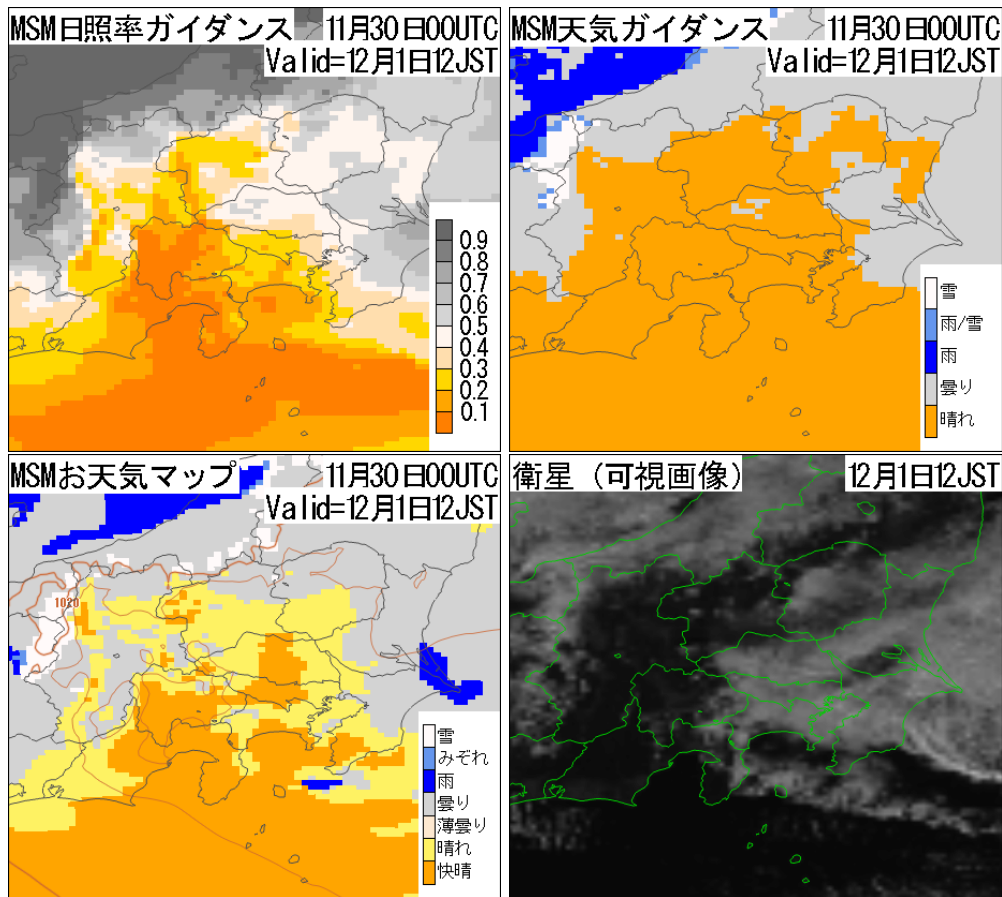


図 4.6.9 上段は左から 2017 年 11 月 30 日 00UTC 初期値の MSM 日照率ガイダンス (前 3 時間曇天率) MSM 天気ガイダンス、下段は左から MSM お天気マップの予測 (対象は 12 月 1 日 12JST) と 2017 年 12 月 1 日 12JST における衛星可視画像。天気ガイダンスの「雨/雪」は「雨または雪」を示す。

中率とスキルスコア (付録 4.6.A) を図 4.6.8 に示す。どの期間も共通して、天気ガイダンス、特に MSM 天気ガイダンスの精度が良い結果となった。以上より、「晴れ」「曇り」「雨」「みぞれ」については全体的に精度が良い MSM 天気ガイダンスの利用を推奨するが、0.5 mm/3h 未満の弱い「雪」については天気ガイダンスの予測頻度が少ないので、お天気マップもあわせて利用していただきたい。

4.6.4 事例検証

ここでは、天気ガイダンス (日照率ガイダンス) とお天気マップについて、晴れ・曇り判別や降雪に関する予測例を紹介する。

(1) 天気ガイダンスの晴れが多い事例

初めに、天気ガイダンスで晴れを多く予測した事例を示す。2017 年 12 月 1 日は、冬型の気圧配置の中で関東の南東海上に収束線が形成され、関東南部を中心に下層雲が広がった⁴。図 4.6.9 に、2017 年 11 月 30 日 00UTC 初期値の FT=27 の MSM 日照率ガイダンス (前 3 時間曇天率)、MSM 天気ガイダンスと MSM お

天気マップ、12 月 1 日 12JST の衛星可視画像を示す。衛星可視画像で関東南部周辺に見られる雲は、衛星赤外画像 (図略) などから下層雲であったと考えられる。衛星可視画像によると晴れの領域が長野県から群馬県にかけて広がっているが、お天気マップは曇りの領域が多い。これに対して日照率ガイダンスと天気ガイダンスは晴れの領域を広げ、実況に近い予測となっていた。一方、埼玉・東京・神奈川付近の下層雲については、天気ガイダンスとお天気マップで予測できておらず、ともに晴れ (または快晴) を予測している。ここで日照率ガイダンスの予測結果を見ると、埼玉県では前 3 時間曇天率 (日照率ガイダンス) が 0.4 以上で比較的大きく予測している。これは実況で下層雲が広がっている領域と対応しており、お天気マップの予測より実況に近い。日照率ガイダンスは上空の相対湿度を説明変数に用いているが、参照している気圧面の高度方向の間隔が広いと、薄い下層雲による曇天域を十分予測できない場合がある。この事例のような場合には日照率ガイダンスは曇天域を過小評価してしまい、天気ガイダンスが「晴れ」を広く予測してしまうことがある。

この事例では、日照率ガイダンスは曇天率を比較的

⁴ 本事例は、鈴木・安藤 (1992) で紹介されている関東地方で起こる特徴的なパターンに同じである。

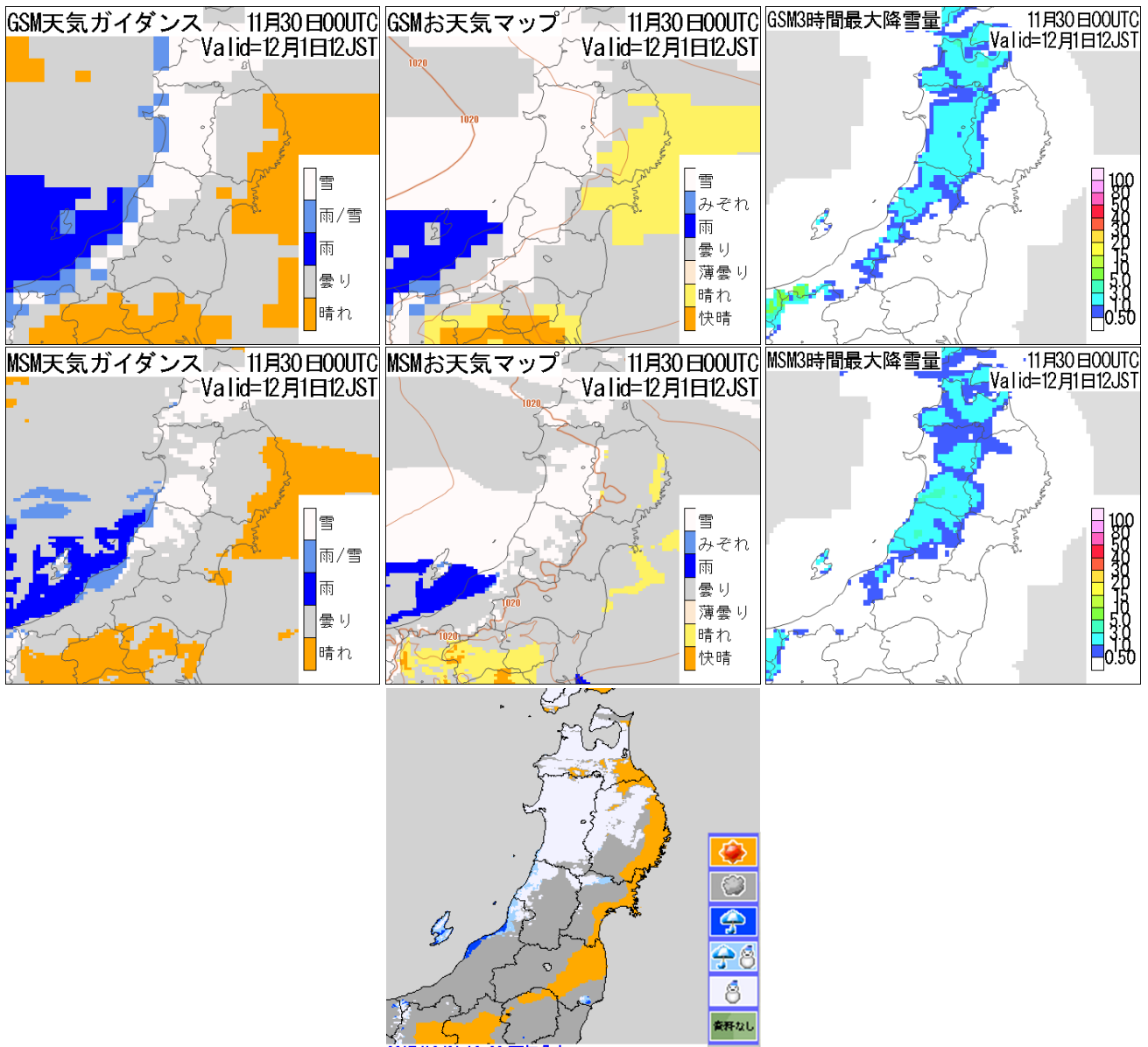


図 4.6.10 2017年11月30日00UTC初期値の12月1日12JSTの予測。上段は左から順にGSM天気ガイダンス、GSMお天気マップ、GSM3時間最大降雪量ガイダンス。中段は左から順にMSM天気ガイダンス、MSMお天気マップ、MSM3時間最大降雪量ガイダンス。一番下の図は2017年12月1日12JSTの推計気象分布(天気)である。天気ガイダンスの「雨/雪」は「雨または雪」を表し、推計気象分布(天気)は、橙が「晴れ」、灰色が「曇り」、青が「雨」、水色が「雨または雪」、白が「雪」を表す。

大きく予測していた。この事例のように晴れ曇りを判別する際には、天気ガイダンスに加えて日照率ガイダンスも利用することで、ガイダンスの予測を修正できる場合がある。

(2) 雪の予測事例

次に、天気ガイダンスとお天気マップの雪の予測事例を示す。2017年12月1日12JSTの東北地方の雪について11月30日00UTC初期値の予測と実況(推計気象分布)を図4.6.10に示す。MSM天気ガイダンスでは、秋田県と岩手県の雪域を実況より狭く予測している。これは前述したように天気ガイダンスは0.5 mm/3h以

上の雪をターゲットとしているためである。MSMお天気マップは弱い雪もターゲットとしているため、天気ガイダンスよりも雪域を広く予測しており弱い雪を含んだ実況に近い。また、MSM3時間最大降雪量ガイダンスは、弱い降雪も含めて量的に予測し、かつ統計手法を使っているため、秋田県と岩手県の雪域についてMSMお天気マップとMSM天気ガイダンスより実況に近い。GSM天気ガイダンスについても同様で岩手県の雪域を狭く予測しているが、GSMお天気マップは広く予測しており実況に近い。ただし、GSMお天気マップは雪域を福島県まで広げやや過大評価している。GSM3時間最大降雪量ガイダンスを見ると、秋田県と

岩手県の雪域は GSM お天気マップと同様に予測できており、また、山形県から新潟県にかけての雪域の予測も適切に近い。このように、弱い雪を予測する際は、最大降雪量ガイダンスやお天気マップも参考にしていきたい。

4.6.5 利用上の留意点と今後の課題

最後に、天気ガイダンスとお天気マップについて利用上の留意点と今後の課題を述べる。

利用上の留意点

天気ガイダンスとお天気マップを利用する場合、以下の点に留意していただきたい。

- お天気マップでは数値予報モデルの出力値を直接的に利用するのに対し、天気ガイダンスでは数値予報モデルのバイアスが補正された日照率、降水量および降水種別ガイダンスを利用して天気を判別している、という違いがある。統計検証の結果では天気ガイダンスはお天気マップと比べて予測精度が高いことから、基本的には天気ガイダンスの利用を推奨する。
- 第 4.6.4 項 (1) のとおり、下層の薄い雲に対しては日照率ガイダンスの予測が晴れ曇りの閾値となる 50% に満たない場合があり、天気ガイダンスで晴れが予測される場合がある。このような状況が予測される場合は、日照率ガイダンスで 50% に近い領域の予測を参考にすることで天気ガイダンスの予測を修正できることがある。
- お天気マップは降水の有無の閾値を観測にあわせて決めているが、天気ガイダンスは天気予報の降水の付加基準（雨は 1 mm/3h、雪は 0.5 mm/3h）を閾値にしており、第 4.6.4 項 (2) のように弱い雪を含む雪域を狭く予測する場合がある。弱い雪を予測する際にはお天気マップ、3 時間最大降雪量ガイダンスを参考にしていきたい。

今後の課題

日照率ガイダンスのニューラルネットワークの基本的な作りは 1996 年から変わっておらず、また、第 4.6.4 項で述べたように説明変数に利用している相対湿度は高さ方向に粗く取得しているなどの問題点があることから、これらについて改良を行う必要がある。また、第 4.6.3 項で述べたように、天気ガイダンスの入力としている日照率ガイダンスは夏では閾値を 50% とするよりも 40% とした方が精度が良いため、閾値について検討する必要がある。天気ガイダンスについては「雪」の判別精度が低いという問題もあるので、閾値調整についてランダムフォレスト（第 2.10 節）の導入により精度が向上する可能性がある。天気ガイダンスは天気カテゴリを予測するガイダンスであるから、推計気象分布（天気）などを目的変数としてニューラルネットワークや多項ロジスティック回帰も利用できる可能性

がある。また、メソアンサンブル予報システムの予測結果を入力とする日照率ガイダンスの開発を行い、アンサンブル平均を利用することで日照率ガイダンスの精度を向上させることも今後の課題となっている。

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.
- 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.
- 気象庁予報部, 1986: 短期間予報用ガイダンスの解説. 予報技術資料第 35 号, 気象庁予報部.
- 國次雅司, 2009: 概説. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, p. 20.
- 萬納寺信崇, 1994: お天気マップ. 平成 6 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 90–91.
- Matsuo, T., Y. Sasyo, and Y. Sato, 1981: Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 462–476.
- Morcrette, J.J. and C. Jakob, 2000: The Response of the ECMWF Model to Changes in the Cloud Overlap Assumption. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1707–1732.
- 佐藤豊, 2000: RSM 天気ガイダンスの改善と GSM 天気ガイダンスの開発. 平成 12 年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 63–70.
- 澤田康子, 2009: その他のガイダンス (4) 天気ガイダンス、(5) 日照率ガイダンス. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44–45.
- 瀬上哲秀, 1992: お天気マップ. 平成 4 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 69–82.
- 鈴木和史, 安藤義彦, 1992: 関東地方に局地的悪天をもたらすメソ スケール雲システムのメソ天気系モデル. 気象庁研究時報, **44**, 63–79.
- 高桑健一, 2015: お天気マップの改良. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 79–81.
- 柳野健, 1995: ニューラルネットによるガイダンス. 平成 7 年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 54–69.

付録 4.6.A 天気ガイダンス及びお天気マップの適中率とスキルスコア

第 4.6.3 項で天気ガイダンスとお天気マップの検証に用いた適中率とスキルスコアについて説明する。以下では、各天気カテゴリ「晴れ」「曇り」「雨」「みぞれ」「雪」に対して、順に 1～5 の数字を割り振り、 i 番目の天気カテゴリについて、ある期間内の事例数 N に対し観測された回数を M_i 、予測された回数を F_i 、そのうち予測が適中した数を FO_i とする。

適中率

基本的な考え方は巻末付録 A.3.2 の適中率と同じである。天気判別の適中率は次の式で定義される。

$$\text{適中率} \equiv \frac{\sum_{i=1}^5 FO_i}{N} \quad (4.6.2)$$

適中率は最大値の 1 に近いほど予測の精度が高いことを示す。

スキルスコア

基本的な考え方は巻末付録 A.3.12 の HSS と同じである⁵。天気判別のスキルスコアは次のように定義する。

$$\text{スキルスコア} \equiv \frac{\sum_{i=1}^5 (FO_i - S_i)}{N - \sum_{i=1}^5 S_i} \quad (4.6.3)$$

ただし、

$$S_i = P_i \cdot F_i, \quad P_i = \frac{M_i}{N} \quad (4.6.4)$$

ここで、 P_i は天気カテゴリ i の気候学的出現率で、 S_i は天気 i を F_i 回ランダムに予測した場合、予測と実況の天気が一致する事例数である。SS は最大値の 1 に近いほど精度が高いことを示し、0 のときは気候値予測と精度が同程度、負のときは気候値予測より精度が低いことを示す。

⁵ このスキルスコアを HSS と呼ぶこともある

4.7 発雷確率ガイダンス¹

4.7.1 はじめに

発雷確率ガイダンスは、全国の20 km格子毎の前3時間に発雷する確率(PoT)を予測する格子形式のガイダンスであり、雷注意報の発表判断や飛行場予報などに用いられている。2018年現在、モデル予報値にGSMを利用したGSM発雷確率ガイダンス(GSM-PoT)、MSMを利用したMSM発雷確率ガイダンス(MSM-PoT)が運用されている。また、空港地点向けにMSM-PoTの空港周囲の4格子を空間内挿した値を航空ガイダンスとして作成している。雷に関するガイダンスの歴史は長く²、1981年には統計手法に線形重回帰(第2.4節)を用いた雷雨確率ガイダンスが運用開始されている(気象庁予報部1986)。その後、1996年3月からは統計手法はニューラルネットワーク(第2.6節)に、名称も発雷確率ガイダンスに変更された(田沢1996)。2007年からはGSM-PoTとMSM-PoTの2つのガイダンスが運用開始となり、MSM-PoTには統計手法としてロジスティック回帰(第2.5節)が導入された(高田2007)。2009年にはGSM-PoTにもMSM-PoTと同様の手法が導入され(高田2009)、両ガイダンスの予測手法は統一された。近年は、2015年に予測手法の改良(白山2015)が実施されているほか、モデル更新と同時に予測式の再作成を行うことにより、精度の維持・向上を図っている。このように、発雷確率ガイダンスの統計手法はこれまでに何度か変更されてきたが、どの手法に対しても一括学習を用いているという特徴がある。雷は発生頻度の低い現象であるため、第2.2.3項で述べられている通り、一括学習を行うことで予測精度を維持している。

本節ではまず、第4.7.2項でガイダンスの仕様と作成方法を述べ、次に第4.7.3項と第4.7.4項で統計検証と事例検証から予測特性について説明し、最後に第4.7.5項で利用上の留意点と今後の展望について述べる。

4.7.2 仕様

発雷確率ガイダンスの仕様を表4.7.1に示す。GSM-PoTは20 km格子毎、MSM-PoTは5 km格子毎³に、PoTをロジスティック回帰を用いて予測する係数固定型のガイダンスである。目的変数を各格子の周囲60 km四方における発雷の有無とし、6つの説明変数を用いた回帰式(予測式と呼ぶ)により予測を行う。発雷確率は20 km格子毎に計算を行うが、よりメリハリのついた予測値とするため、また、雷雲から離れた場所への落雷事例に対応するために、60 km四方の地域確率(地域のどこかで現象が起きる確率)を目的変数

に設定している⁴。予報時間はGSM-PoTがFT=6から84まで、MSM-PoTがFT=3から39まで、予報時間間隔はいずれも3時間である。予測式は、地域、-10°C高度、予報時間により層別化を行い、-10°C高度が5 km以上の場合のみ予報対象時刻でも層別化を行う。また、予測値はLAF法(第2.10節)を用いた過去初期値との重み付け平均を行う⁵。GSM-PoTとMSM-PoTの主な仕様は統一されており、両ガイダンスに対する作成方法の違い等は意識することなく利用できる。

(1) 作成方法

発雷確率ガイダンスの作成は以下の通り、予測式の作成、PoT計算の順に行う。

予測式の作成

過去数年間の発雷実況から作成した目的変数と数値予報予測値から計算した説明変数を用いてロジスティック回帰を行い、予測式を作成する。発雷確率ガイダンスは係数固定型ガイダンスであるため、この手順は説明変数の作成に用いる数値予報モデルが更新されて予測特性が変わる場合や、ガイダンス改良などの際に実施する。最近では2015年のGSM、MSMガイダンスの改良(白山2015)、2016年のGSM物理過程改良(後藤2016)、2017年のMSMモデル更新(後藤2017b)およびGSM物理過程改良(後藤2017a)でそれぞれ予測式の再作成を行っている。

PoT計算

数値予報予測値から説明変数を計算し、格子毎にPoTを計算する⁶。ただし、各格子のPoTは周囲9格子の係数を用いた平均値とする。これは、複数の格子をまとめた地域毎に予測式を層別化しているために、地域の境界でPoTの分布が不連続にならないようにするためである。ここで計算したPoTに対し、LAF法により過去初期値を用いた重み付け平均を行ったものを最終的なPoTとする。

(2) 目的変数

目的変数である発雷の有無には、全国の空港に設置されたLIDEN⁷による雷観測(対地放電及び雲放電)を用いる。ただし、以下に示す品質管理処理を行う。

- LIDENの標定位置から20 km以内、標定時刻の±10分以内のレーダーエコー強度(10分毎、1 km格子の全国合成レーダーデータ)に対して季節や

¹ 土田 尚侑

² 来歴の詳細は第1.3節を参照。

³ 予測値は20 km格子で作成し、20 km格子内の5 km格子に同じ値を割り振る。

⁴ 地域確率は、対象とする地域の面積に依存する。開発時に面積を変えて実験した結果、60 km四方程度が最も利用しやすいと判断した(高田2007)。

⁵ LAF法を適用する前の予測値も配信している。

⁶ 海岸線から離れた一部の海上格子では予測式を作成していないため、予測対象格子から近い地域の予測式を選択して利用している。このとき利用する予測式は、地域層別化を導入する際に、発雷の頻度分布を参考に主観的に決定した。

⁷ 雷監視システム：Lightning DEtection Network system

表 4.7.1 発雷確率ガイダンスの仕様一覧

作成対象	GSM : 20 km 格子、MSM : 5 km 格子 ³
作成方法	ロジスティック回帰
予報対象時間単位	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=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	表 4.7.2 を参照
目的変数	対象とする 20 km 格子を含む周囲 9 格子 (60 km 四方) における前 3 時間の発雷の有無。LIDEN、飛行場観測、地上気象観測から作成する。詳細は第 4.7.2 項を参照。
層別化処理の対象	地域、-10 °C 高度、予報時間、予報対象時刻。詳細は第 4.7.2 項を参照。
備考	予測は LAF (過去初期値との重み付き平均) ありと LAF なしを作成する。詳細は第 4.7.2 項を参照。

地域に応じた閾値を設定し、閾値を下回っていた場合には LIDEN の標定を誤りとする。

- LIDEN の標定の有無にかかわらず、METAR⁸、SPECT⁹ の飛行場観測で雷を観測していれば空港を含む格子を発雷あり、観測がなければ発雷なしとする。
- 地上気象観測で雷を観測していれば発雷ありとする。対象格子は記事の発雷の方向、距離を用いて決定する。

発雷確率は 20 km 毎に作成するが、その際周囲の雷観測も含めることで、周囲も含めた 9 格子 (60 km 四方) 内の発雷の有無を目的変数としている。

(3) 説明変数

説明変数は表 4.7.2 で示す 12 個の中から 6 個を選択して使用する。このうち、FRR3、CAPE、SSI の 3 つは発雷との関係が深いことがわかっていることから、地域ごとのバラつきを抑えて利用しやすいガイダンスとするために必ず使用する必須変数とし、残りの 3 変数を候補変数の中から選択する。候補変数からは、必須変数と候補変数の全組み合わせの回帰式を総当りで試し、AIC¹⁰ が最小となる組み合わせの 3 個を選択する。目的変数の対象範囲の予測値を考慮するため、説明変数は各格子の周囲 60 km の平均値とする。ただし、VOR5 は各格子の周囲約 400 km の平均値とする。また、FRR3 は各格子の周囲 60 km の最大値とする。

SSI は、一般には 850 hPa と 500 hPa の間で計算した値が用いられるが、発雷確率ガイダンスでは冬季 (-10 °C 高度が 3 km 未満の場合) に限り 925 hPa と 700 hPa の間で計算した値 (SSI9) を用いる。これは SSI よりも SSI9 の方が夏季に比べて背の低い冬季の対流雲との対応がよいと考えられ、白山 (2015) による調査の結果、冬季の利用に有効と判断されたためである。また、DXQV は冬季の利用を想定した変数のため、

-10 °C 高度が 5 km 以上の予測式では使用しない。

(4) 予測式の層別化

予測式は次に示す通り、地域、-10 °C 高度、予報時間、予報対象時刻 (-10 °C 高度が 5 km 以上のときのみ) による層別化を行っており、発雷やモデルの特性に対応した予測を可能にしている。

地域層別化

格子毎に予測式を作成すると、精度の高い予測式を作成するために必要なサンプル数を確保できないため、予測対象格子を発雷特性の似た格子同士をまとめた 35 地域に分割し、地域毎に予測式を作成している。地域分けを図 4.7.1 に示す。これにより、サンプル数を増やして予測精度の高い回帰式を得やすくすると共に、地域ごとの発雷特性にも対応することができる。この地域分けは、2009 年に地域層別化を導入した際に、1 年分の PoT 予測値をワード法¹¹ (Ward 1963) を用いてクラスター分けしたものである。

-10 °C 高度による層別化 (季節層別化)

-10 °C 高度が 3 km 未満、3-5 km、5 km 以上の 3 段階に対応する予測式をそれぞれ作成している。これにより、季節ごとの特性の異なる雷に対応することができる。-10 °C 高度が 3 km 未満では主に冬季雷を、5 km 以上では主に夏の雷を、3-5 km では主に春と秋の界雷をターゲットにしている。なお、予測対象格子の -10 °C 高度が 1 km 未満の場合は発雷確率を 0% とする。この設定は、-10 °C 高度が低い場合には発雷しないという観測事実に基づいている¹²。また、予測式が切り替わる境界での予測値の不連続を軽減するため、-10 °C 高度が

¹¹ 階層型クラスター分析の 1 手法。あるクラスター同士を結合したときに、結合後の重心までの距離の総和と結合前の各クラスター内の重心までの距離の総和との差が最小となるクラスター同士を結合する。

¹² 一例として Michimoto (1993) では、-10 °C 高度が 1.4 km 以下の場合に発雷しないとしている。発雷確率ガイダンスでは、一発雷の見逃しを減らすために余裕をもたせた基準を設定している。

⁸ 航空気象定時観測気象報

⁹ 航空気象特別観測気象報

¹⁰ AIC(Akaike's Information Criterion):赤池情報量基準。詳細は第 2.3.8 項を参照。

表 4.7.2 発雷確率ガイダンスに用いる説明変数。

	変数名	説明変数の内容
必須変数	FRR3	数値予報モデルの3時間降水量予測 [mm/3h]。log ₁₀ (1 + FRR3) と変換する。
	CAPE	対流有効位置エネルギー [J kg ⁻¹]。モデル地上面及び 925 hPa 面から持ち上げた CAPE のうち大きい方を選択。CAPE × 1/1000 と変換する。
	SSI	ショワルター安定指数。-10 °C 高度が 3 km 未満の場合には 925 hPa と 700 hPa の間で計算した SSI9 を用いる。
候補変数	ZM10	-10 °C 高度 [km](大気の温度が -10 °C となる高度)。
	LLU	地上から 700 hPa の間の平均風の東西成分 [m/s]。-10 °C 高度が 3 km 以上のときは最大 15 m/s に制限する。
	LLV	地上から 700 hPa の間の平均風の南北成分 [m/s]。-10 °C 高度が 3 km 以上のときは最大 15 m/s に制限する。
	TPWR	気柱相対湿度。鉛直方向に飽和していると仮定した飽和可降水量に対する可降水量の比率。
	VOR5	500 hPa 渦度 [10 ⁻⁶ s ⁻¹]。最大 99×10 ⁻⁶ s ⁻¹ に制限する。
	LAPS	地上から 850 hPa の間の気温減率 [°C km ⁻¹]。
	DXQV	冬型の降水指数。風向別降水率 × 850 hPa の風速 [m/s] × 海面と下層温位の飽和比湿差 [g kg ⁻¹]。詳細は降水ガイダンス (付録 4.2.A) を参照。
	VSHR	850 hPa と 500 hPa の間の風ベクトル差の大きさ [m/s]

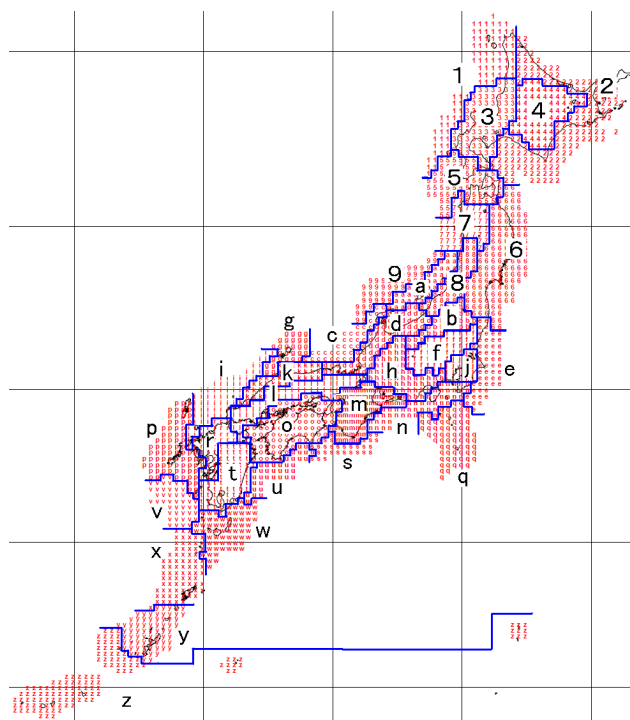


図 4.7.1 予測式作成の区域分け図。図に示す 1-9, a-z の 35 地域毎に予測式の作成を行う。

3 km 未満、3-5 km、5 km 以上を対象とする予測式の作成にはそれぞれ 3.5 km 未満、2.5-5.5 km、4.5 km 以上の発雷事例を用いている。また、予測値を作成する際には、-10 °C 高度が 4-5 km の場合に 3-5 km と 5 km 以上の予測式を用いた結果をそれぞれ計算して線形内挿している。

予報時間による層別化

GSM-PoT では FT=6-12, 15-24, 27-36, 39-48, 51-60, 63-72, 75-84 の 7 通り、MSM-PoT では

FT=3-9, 12-15, 18-21, 24-27, 30-33, 36-39 の 6 通りで予測式を分けている。これは、予報時間とともに予測精度が下がるという数値予報の特性に応じて、先の予測ほど高確率が出にくい予測式を作成するためである。これにより、先の予測に対しても PoT の信頼度を維持することができる。

予報対象時刻による層別化

-10 °C 高度が 5 km 以上の場合は予報対象時刻が午後 3 時から午後 9 時まで (06-12UTC) と午後 9 時から翌日午後 0 時 (12-翌日 03UTC) の 2 つの予測式を作成している。これは、前者について午後の熱雷を区別するためである。午後 9 時 (12UTC) を対象とする予測値は、2 つの予測式を用いて計算した結果の平均値とする。

(5) LAF 法による重み付け平均

GSM-PoT では過去 2 初期値、MSM-PoT では過去 8 初期値を使って重み付け平均を行っている。表 4.7.3 および表 4.7.4 に各初期値に対する予報時間ごとの重みを示した。GSM-PoT では各初期値の FT=84 までを利用した重み付け、MSM-PoT では 1, 3, 5, 7 初期値前は FT=15 まで、2, 4, 6, 8 初期値前は FT=33 までを利用した重み付けを行う。最新初期値に対する重みを最も大きくしているが、GSM-PoT の 06(18)UTC 初期値では 1 初期値前の 00(12)UTC 初期値も同じ重みで利用する。また、MSM-PoT では、過去初期値の予報後半を利用すると精度が悪くなったことから、LAF に利用しない予報時間が多くなっている。この設定は MSM の予報時間延長 (越智・石井 2013) 前から変更されていないため、より効果的な設定に見直すことは今後の課題である。第 2.2.6 項で述べられている通り、LAF 法は一般的に予測精度の向上が期待できるが、最新初期値でモデルの予測が大きく変化した場合には、

表 4.7.3 GSM-PoT の LAF 法で用いる重み (括弧内は 06 及び 18UTC 初期値で用いる重み)。FT は最新初期値を基準とする。

初期値 \ FT	6	9	12	...	72	75	78	81	84
最新初期値	2	2	2	...	2	2	2	2	2
1 初期値前	1(2)	1(2)	1(2)	...	1(2)	1(2)	1(2)		
2 初期値前	1	1	1	...	1				

表 4.7.4 MSM-PoT の LAF 法で用いる重み。FT は最新初期値を基準とする。

初期値 \ FT	3	6	9	12	15	18	21	24	27	30	33	36	39
最新初期値	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25
1 初期値前	22	22	22	22									
2 初期値前	19	19	19	19	19	19	19	19					
3 初期値前	16	16											
4 初期値前	13	13	13	13	13	13							
5 初期値前													
6 初期値前	7	7	7	7	7								
7 初期値前													
8 初期値前	1	1	1										

LAF 法を適用しない予測値の方が適切な場合もある。

4.7.3 統計検証

(1) GSM-PoT と MSM-PoT の比較検証

GSM-PoT および MSM-PoT の統計的な検証結果を示す。検証は 2016 年 2 月～2016 年 11 月と 2016 年 12 月～2017 年 1 月の 2 つの期間に分けて実施した。これは、期間全体の発雷のうち日本海側で発生する冬季雷が占める割合が多くなる 12 月～1 月については検証結果の傾向が大きく異なるためである。検証対象とする格子は、予測式作成に使用する格子とした¹³。数値予報モデルには 2018 年 3 月現在で最新の GSM および MSM を用いた。検証に用いる予測値の作成にあたり、GSM の全期間、MSM の 2016 年 2 月～11 月がそれぞれ GSM-PoT, MSM-PoT の係数作成期間であることから、当該期間は 1 か月抜きクロスバリデーション (第 2.3.11 項 (2) 参照) による検証結果を示す。

検証指標にはエクイタブルスレットスコア (ETS) とブライアスキルスコア (BSS) を用いた。検証対象の初期値は、GSM-PoT が 00, 06, 12, 18UTC, MSM-PoT が 03, 09, 15, 21UTC であり、ETS 及び月別の BSS では、GSM-PoT は FT=15～36 を、MSM-PoT は FT=12～33 を対象とし、予報時間別の BSS は、それぞれ FT=6～84, FT=3～39 の 3 時間毎を対象とした。また、予報時間別の信頼度を、予報時間の層別化単位を対象として、GSM-PoT は FT=12～84 を 12 時間毎、MSM-PoT は FT=9～39 を 6 時間毎に示した。

春～秋季 (2 月～11 月)

はじめに、検証期間 2016 年 2 月～11 月について結果を示す。図 4.7.2 に GSM-PoT と MSM-PoT の月別

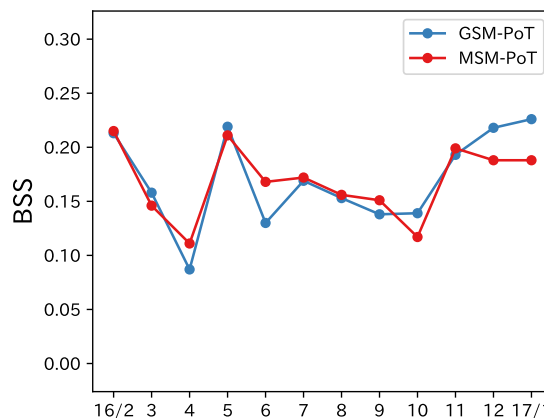


図 4.7.2 2016 年 2 月から 2017 年 1 月までの月別の BSS。横軸は (年/) 月。青線が GSM-PoT、赤線が MSM-PoT を示す。

の BSS の比較図を示す。2 月～11 月は月ごとのバラつきはあるものの、概ね MSM-PoT の予測精度が高いことがわかる。

図 4.7.3(a) に閾値別の ETS を示す。この図から、GSM-PoT, MSM-PoT ともに ETS がピーク値をとる確率値は 15% であり、また、この付近では MSM-PoT の方が ETS の値が大きいことがわかる。これは、GSM-PoT, MSM-PoT ともに 15% を閾値として発雷の有無を判断する場合に最も精度がよく、また、MSM-PoT の方がその予測精度が高いことを意味する。この判断に利用する閾値は 白山 (2015) で示されている 20% より低い値となっているが、モデル変更により予測特性が変化したためと考えられる。一方で、高確率を閾値とした場合は MSM-PoT の値が GSM-PoT の値よりも低くなっている。また、本検証は全国を対象としているが、地方別にはピークをとる確率値が 15% でない地域もあり、例えば関東甲信から中部の GSM-PoT、九

¹³ 海岸線から離れた格子は予測式作成に用いていないため検証対象外とした。

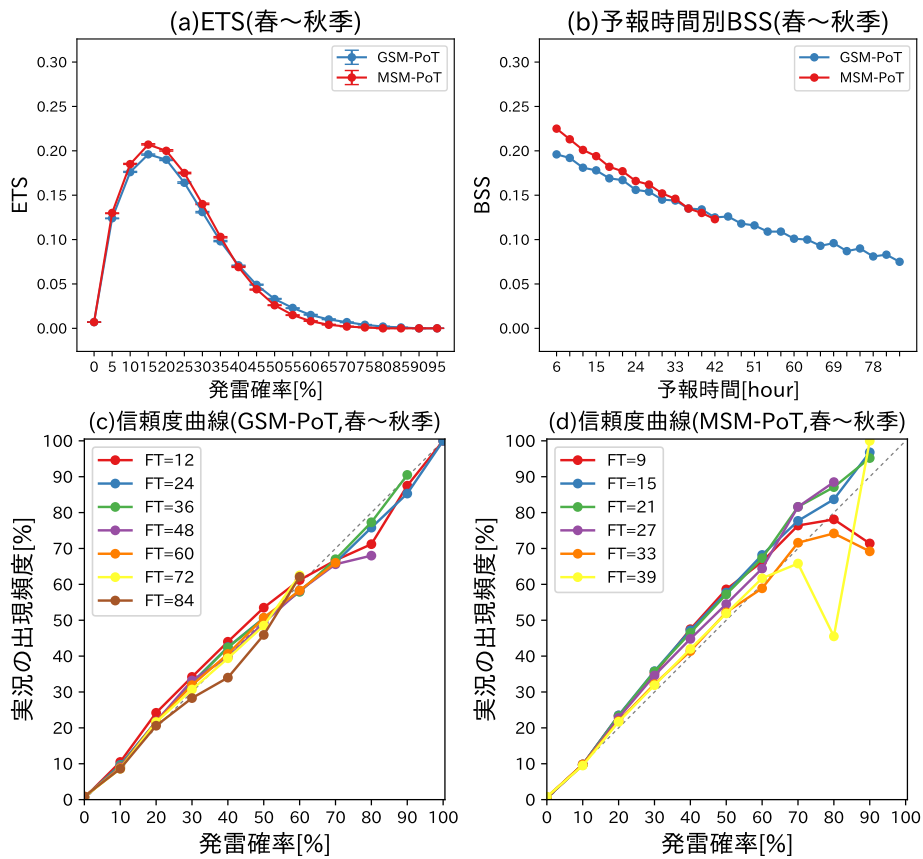


図 4.7.3 検証期間 2016 年 2 月～11 月を対象とした GSM-PoT および MSM-PoT の予測精度比較。(a) は閾値別の ETS、(b) は予報時間別の BSS で、青線で GSM-PoT、赤線で MSM-PoT を示す。(c) 及び (d) は予報時間別の信頼度曲線で、(c) は GSM-PoT を FT=12 から FT=84 まで 12 時間毎、(d) は MSM-PoT を FT=9 から FT=39 まで 6 時間毎に示す。予報時間別の BSS では、対象時刻を合わせるために GSM-PoT の予報時間を基準に表示している。

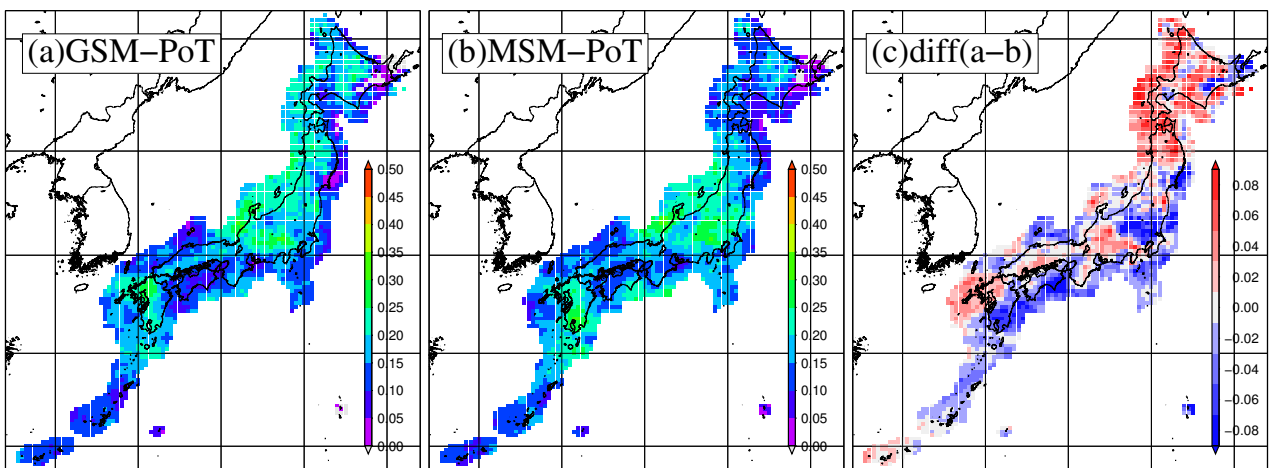


図 4.7.4 検証期間 2016 年 2 月～11 月を対象とした GSM-PoT および MSM-PoT の BSS 分布図とその差分図。(a) は GSM-PoT、(b) は MSM-PoT の BSS 分布図、(c) はその差分図を示し、(c) では赤色ほど GSM-PoT の方が予測精度が高く、青色ほど MSM-PoT の方が予測精度が高いことを示す。

州の GSM-PoT, MSM-PoT で 20%となっている。

図 4.7.3(b) に予報時間別の BSS を、(c), (d) にそれぞれ GSM-PoT 及び MSM-PoT の予報時間別の信頼度曲線を示す。予報時間別の BSS の図から、MSM-PoT の FT=30 程度までは MSM-PoT の方が GSM-PoT よりも予測精度が高く、それ以降は両者に大きな差はないことが確認できる。また、予報時間別の信頼度曲線の図から、GSM-PoT の信頼度曲線は傾き 45° の理想直線上に乗っており、予報時間によらず信頼度が高いことがわかる。一方で MSM-PoT は、直線より上になる傾向があり、実況の出現確率よりも PoT を低めに予測する傾向が見られる。この傾向は特に高確率側で顕著に見られ、高確率の信頼度が低いことを示しており、このために MSM-PoT の ETS が高確率側の閾値で低くなっていると考えられる。なお、FT=9 および FT=33 の確率値 90%や FT=39 の確率値 80%以上では直線から大きく離れているが、これは検証対象の発雷事例数が非常に少ないためである。

図 4.7.4(a), (b) 及び (c) にそれぞれ、20 km 格子毎に検証した GSM-PoT 及び MSM-PoT の BSS の分布図、その差分図を示す。それぞれの検証図を見ると、GSM-PoT は北海道や東北北部、中部、九州北部などで、MSM-PoT は関東や九州南部などで予測精度が高くなっている。MSM-PoT は北海道～東北北部で高確率の予測頻度が少ない傾向が特に強くあり、GSM-PoT と比較して BSS が低いことの一因となっている。

以上示した通り、春～秋は統計的には MSM-PoT の方が GSM-PoT よりも予測精度は高いが、高確率の信頼度が低いことに注意する必要がある。予測分布が GSM-PoT と近いが確率値が大きく異なるような場合には、信頼度の高い GSM-PoT も参考にして、発雷の有無を判断していただきたい。

冬季（12月～1月）

次に、検証期間 2016 年 12 月～2017 年 1 月について結果を示す。この期間は両ガイダンスともに年によらず安定して統計的な予測精度が高い特徴があり、図 4.7.2 の月別の BSS の比較図からわかる通り GSM-PoT の方が予測精度が高い。また、図 4.7.5 に示す通り、この期間は日本海側で発生する冬季雷が全体の 7 割を占めることが特徴である。

図 4.7.6(a) に閾値別の ETS を示す。ETS のピーク値は GSM-PoT が MSM-PoT を上回っており、GSM-PoT の方が予測精度が高いことがわかる。目安となる確率値は GSM-PoT, MSM-PoT ともに 15%であり、他の季節と同様に利用できる。また、ピーク値をとる確率値より高確率側でも MSM-PoT よりも GSM-PoT の ETS が高くなっている。

図 4.7.6(b) に予報時間別の BSS, (c) 及び (d) にそれぞれ GSM-PoT 及び MSM-PoT の予報時間別の信頼度曲線を示す。予報時間別の BSS の図からは、全予報

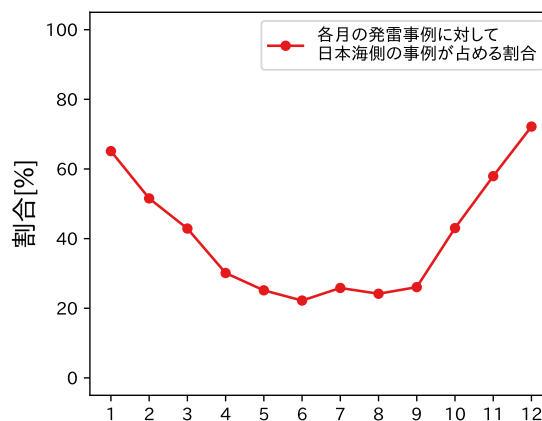


図 4.7.5 日本海側の発雷事例の全国の発雷事例に占める割合 [%]。横軸は月。2014 年から 2017 年までの 4 年間の平均値。

時間を通して GSM-PoT の予測精度が MSM-PoT を上回っていることが確認できる。また、予報時間別の信頼度曲線の図からは、両ガイダンスとも傾き 45° の理想直線からは離れており、また、予報時間によらず実況の出現確率よりも PoT が低い傾向であることがわかる。MSM-PoT では GSM-PoT に比べて高確率側ほどこの傾向が顕著であり、信頼度が低くなっている。これは ETS の図で GSM-PoT よりも高確率の予測精度が低いことと整合する。

図 4.7.7(a), (b) 及び (c) にそれぞれ、20 km 格子毎に検証した GSM-PoT 及び MSM-PoT の BSS の分布図、その差分図を示す。両ガイダンスとも同様の分布で、この期間に雷が多く発生する日本海側で予測精度が高いことがわかる。一方で、日本海側以外の地域では、BSS は低く、負値となっている地域も目立つ。事例検証でも取り上げるが、発雷確率ガイダンスは予測手法に統計手法を用いているため、冬季に発雷事例数の多い日本海側は予測精度が高いが、事例数の少ない内陸や太平洋側の発雷に対しては実況に即した PoT を予測しにくく、予測精度は低い。また、差分図からは全国的に MSM-PoT よりも GSM-PoT の予測精度が高いことがわかる。

以上示した通り、冬季の発雷はそのほとんどが日本海側で発生する。その予測精度は両ガイダンスともに高いが、MSM-PoT は他の季節と同様に高い確率の予測頻度が少ない傾向が強く、GSM-PoT の方が MSM-PoT よりも予測精度が高い。ただし、発雷確率ガイダンスは統計手法を用いたガイダンスのため、事例数の少ない内陸部や太平洋側など日本海側以外の発雷に対しては高い確率を出しにくく、予測精度は低い。

(2) LAF 法の検証結果

図 4.7.8 に LAF を適用した場合（すなわち PoT 予測値）としない場合について精度検証を行った結果を示す。検証期間や予報時間などの検証条件は (1) に同じ

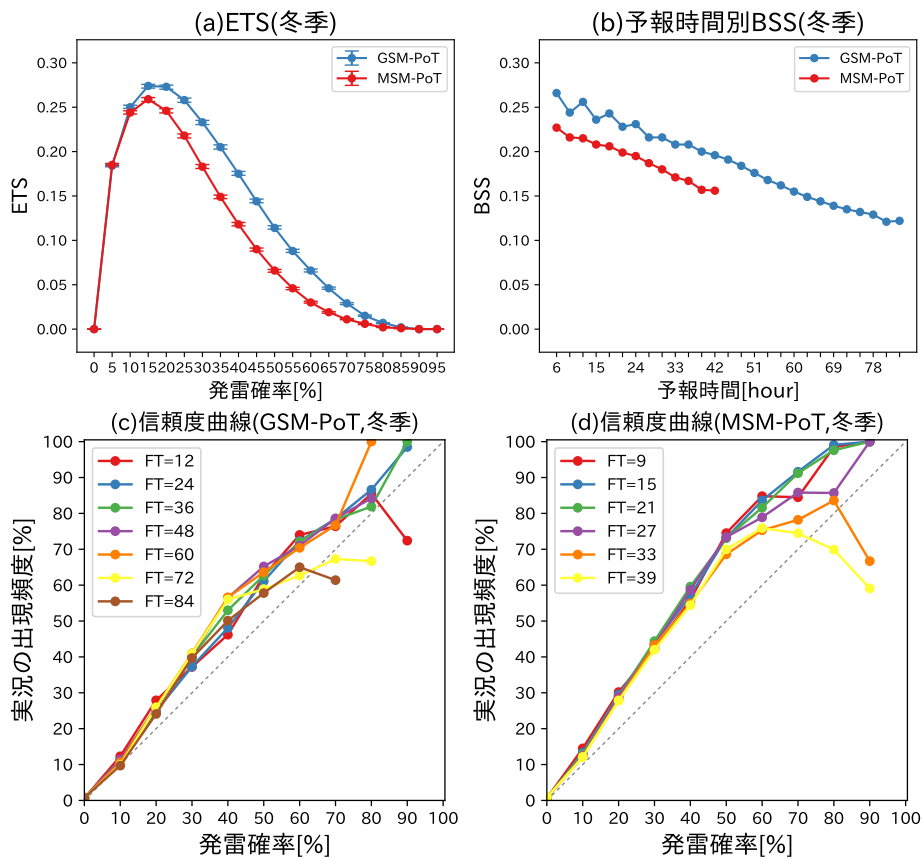


図 4.7.6 検証期間 2016 年 12 月～2017 年 1 月を対象とした GSM-PoT および MSM-PoT の予測精度比較。図の説明は図 4.7.3 と同じ。

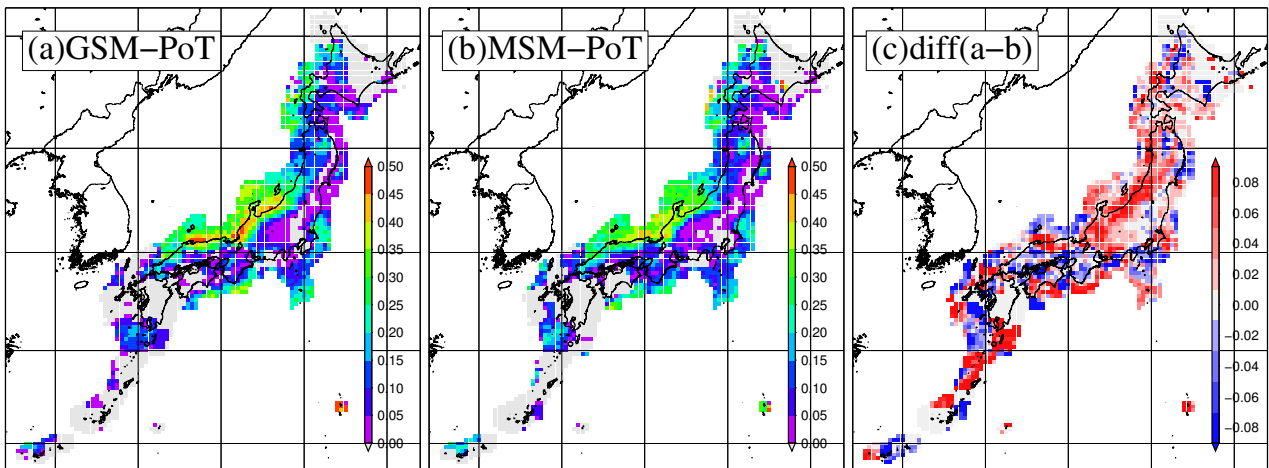


図 4.7.7 検証期間 2016 年 12 月～2017 年 1 月を対象とした GSM-PoT および MSM-PoT の BSS 分布図とその差分図。図の説明は図 4.7.4 と同じ。

である。GSM-PoT では LAF の適用前後で予測精度に大きな違いはないが、主に高確率側の信頼度を改善していることがわかる。一方で MSM-PoT は LAF を適用することで、特に予報期間の前半で予測精度が低下していることがわかる。また、信頼度については、

LAF を適用することにより高確率側ほど予測頻度が少なくなっている。MSM-PoT の予測精度、信頼度の低下については、第 4.7.5 項で詳しく述べるが、係数の再作成を行うことで改善されると考えている。ただ、本来の LAF 法の目的である予測精度の向上は両ガイド

スについても得られていない。PoTのLAF法は2008年の高田(2008)による導入以降大きな変更はなされていないため、最新のモデル特性に応じてより効果的な設定に見直す必要があり、今後の課題である。

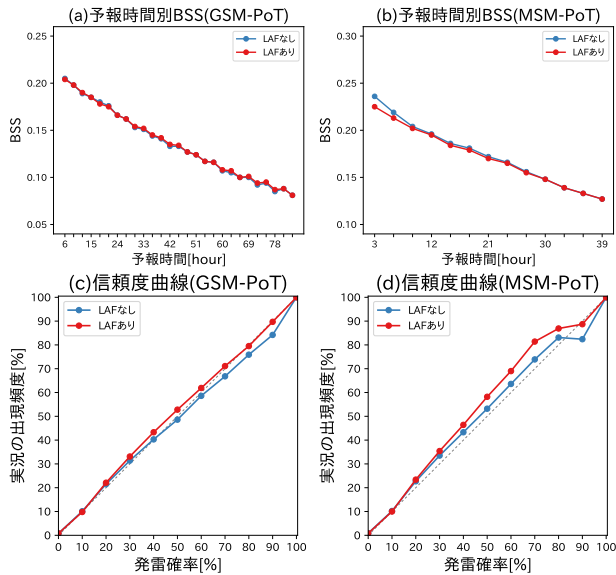


図 4.7.8 LAFを適用した場合としない場合の予測精度と信頼度の比較。検証期間は2016年2月～2017年1月。(a)および(b)は予報時間別のBSSで(a)にGSM-PoT、(b)にMSM-PoTの検証結果を示す。(c)および(d)は信頼度曲線で(c)にGSM-PoT、(d)にMSM-PoTの検証結果を示す。それぞれ青線にLAF適用なし、赤線にLAF適用ありの結果を示す。

4.7.4 事例検証

ここではいくつかの事例を通して、PoTの予測特性や利用上の留意点を示す。なお、事例(1)から(3)までの天気図はまとめて図4.7.13に示す。

(1) PoTの一般的な予測特性

まず、PoTの一般的な予測特性を比較的良好に示している事例を2例紹介する。PoTはモデルで降水が予測されており¹⁴、大気安定度が低い場合に高確率となる。ガイダンスが高確率を予測している場合やGSM-PoTとMSM-PoTの予測値の差が大きい場合など、その予測の妥当性を判断する必要がある場合には、モデルの降水及び大気安定度の妥当性を考慮することが有効となる。

図4.7.9は2016年6月21日06UTCを対象とした事例である。日本の南の前線上で発雷が観測されており、その一部が九州南部にかかっている。九州南部の発雷は両ガイダンスとも予測しているが、GSM-PoTは東海地方や紀伊半島にも高めの予測をしている。PoTの予測値は主に説明変数のFRR3、CAPE、SSIの値、すなわちモデルの降水量及び大気安定度に大きく左右

¹⁴ モデル降水量は説明変数として利用する際に対数変換されるため、値の大小よりも降水の有無による影響が大きい。

されるが、この事例ではモデル間でこれらの予測が異なっていたことが、GSM-PoTとMSM-PoTとの差につながっている。九州南部では両モデルとも降水を予測しており、かつ、大気安定度も低いため、両ガイダンスともに高めのPoTが予測されている。一方、東海地方では両モデルとも降水を予測しているが、MSMでは大気安定度が高いため、MSM-PoTの予測値は低い。また、紀伊半島ではMSMは大気安定度が比較的低い地域もあるが、降水が予測されていないためPoTは低い。

図4.7.10は2016年6月30日00UTCを対象とした事例で、九州北部に前線があり、その暖域側の九州南部で発雷している。両ガイダンスとも九州に発雷を予測しているが、GSM-PoTは九州北部、MSM-PoTは九州南部にそれぞれ高い確率を予測している。予測に差が生じた理由は降水予測の差にある。GSMは九州北部を中心に、MSMは九州南部を中心にそれぞれ強い降水を予測している。大気安定度の定性的な分布はモデル間で大きな差はなく、降水の予測位置のズレがそのままPoTの予測の差となっている。

(2) 稀少事例に対する予測特性

次に、発雷確率ガイダンスが統計的な確率予測手法を用いているゆえの予測特性を紹介する。図4.7.11は2017年1月14日21UTCを対象としたGSM-PoTの予測事例で、発雷事例数が少ない稀少事例に対する予測特性を示している。日本付近は強い冬型の気圧配置となり、山陰から近畿にかけての日本海側や東北地方で発雷した。GSMは山陰から近畿にかけてと東北のどちらにも降水を予測しており、また、同程度の大気安定度を予測している。しかし、GSM-PoTは山陰から近畿にかけてのみ高い確率を予測し、東北地方はほとんど予測していない。PoTの予測は統計手法を用いているため、観測数が少ない発雷事例に対しては高確率を出しにくい。冬季の東北地方(特に太平洋側)は発雷が少ないことから、高いPoTは予測されなかったと考えられる。そのほかにも稀少事例として春の熱雷などがあげられる。

(3) 春先の寒気南下時の予測事例

2月～4月に発生する日本海側の雷は、日本海の海面水温が低下するため、大規模な発雷に至らないことも多い。しかし、 -10°C 高度が3km以下の予測式は12月～1月の大規模な冬季雷に最適化されているため、PoTが広範囲に高い確率で予測されて空振りとなることがある。図4.7.12は2017年4月12日21UTCを対象としたGSM-PoTの予測事例である。図から、北陸地方は -10°C 高度が3km以下であることがわかる。このとき北陸から東北地方にかけて大気安定度が低くなることが予測され、広い範囲に高いPoTを予測した。しかし、実際にはこの予測時刻の後に新潟県で数回程度の発雷があったのみで多くの地域では空振

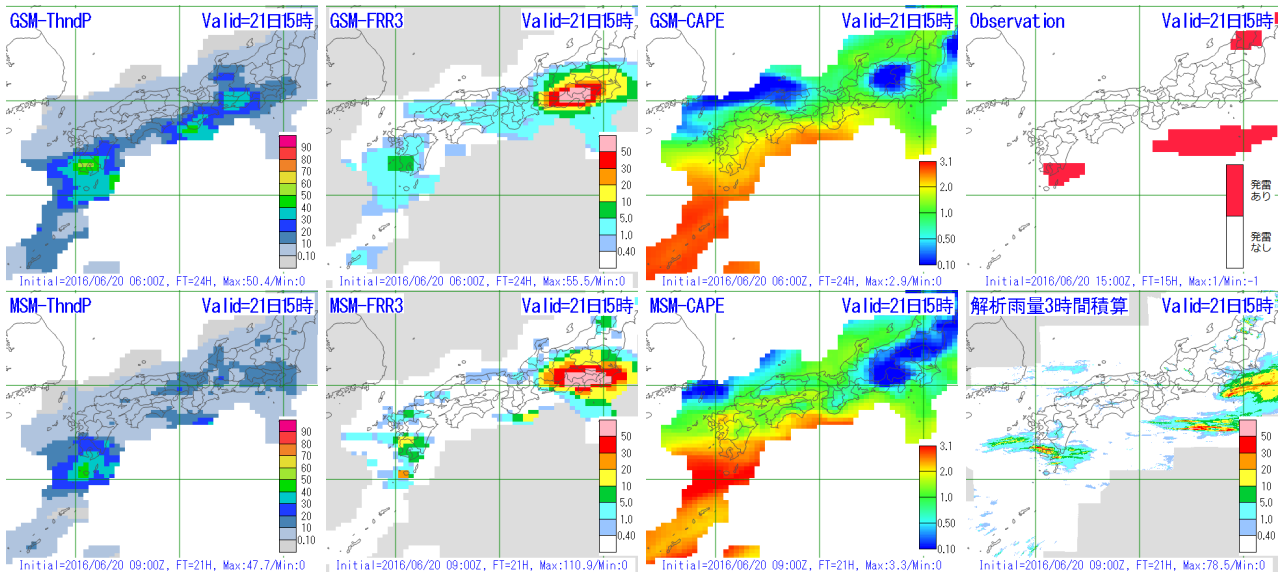


図 4.7.9 2016 年 6 月 21 日 06UTC を対象とした予測事例。上段左から GSM-PoT[%]、説明変数の GSM の FRR3[mm/3h]、CAPE[10^3 J/kg]、発雷実況、下段左から MSM-PoT[%]、説明変数の MSM の FRR3[mm/3h]、CAPE[10^3 J/kg]、前 3 時間解析雨量 [mm/3h]。発雷実況は赤い格子が発雷ありを示す (以降の図でも同様)。

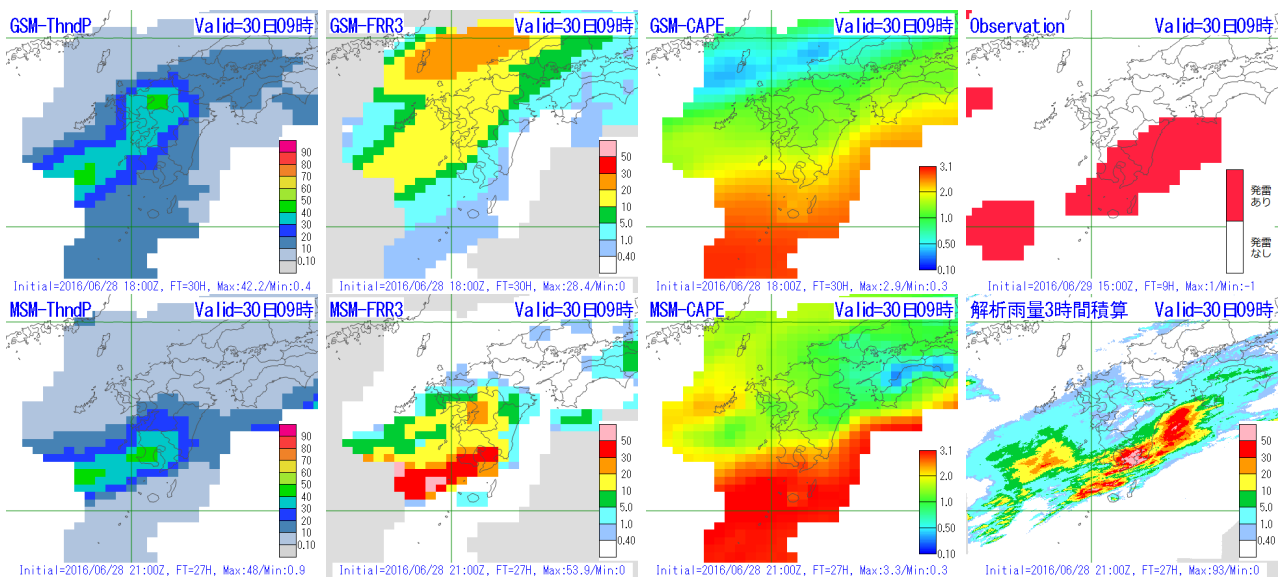


図 4.7.10 2016 年 6 月 30 日 00UTC を対象とした予測事例。図の配置は図 4.7.9 と同じ。

りとなった。海面水温を考慮した説明変数に DXQV があるが、北陸から東北地方の日本海側の予測式には採用されていない。今後利用方法の再検討や他に有効な説明変数を模索する必要がある。

(4) 予報時間により予測確率が変化する例

PoT の予測式は予報時間によって層別化している。そのため、予報時間後半ほど数値予報モデルが持つ予測の不確実性が考慮され、高確率が予測されにくくなっている。図 4.7.14 は 2016 年 8 月 1 日 09UTC を対象とした GSM-PoT の予測事例で、左から FT=69, 45, 21 の予測値で、右側ほど予報対象時刻に近く、新しい初期時刻の予測値を示している。初期値の変化に対し

モデルの予測値の変化は小さいが、実況で雷が観測された地域の PoT は次第に高い確率値に変化していることがわかる。このように、予報時間が短くなり数値予報の精度が上がるにつれて、同じ大気安定度でも次第に高い PoT が予測されるようになり、実況との対応が良くなる。

(5) MSM-PoT の予測過小事例

最後に、2018 年現在の PoT が抱える問題点として、MSM-PoT の予測過小事例を紹介する。図 4.7.15 は、2016 年 5 月 31 日 09UTC を対象とした予測事例で、上空に寒気を伴った低気圧が通過し北日本の広い範囲で発雷した事例である。GSM-PoT と MSM-PoT の予測

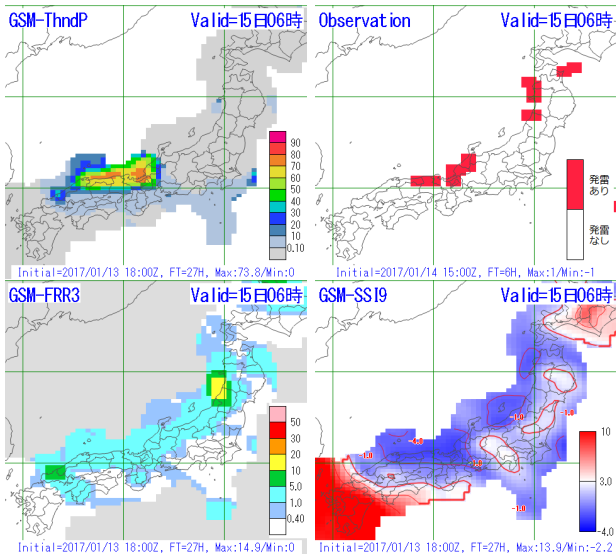


図 4.7.11 2017 年 1 月 14 日 21UTC を対象とした予測事例。上段左から GSM-PoT[%]、発雷実況、下段左から説明変数の GSM の FRR3[mm/3h] と SSI9。

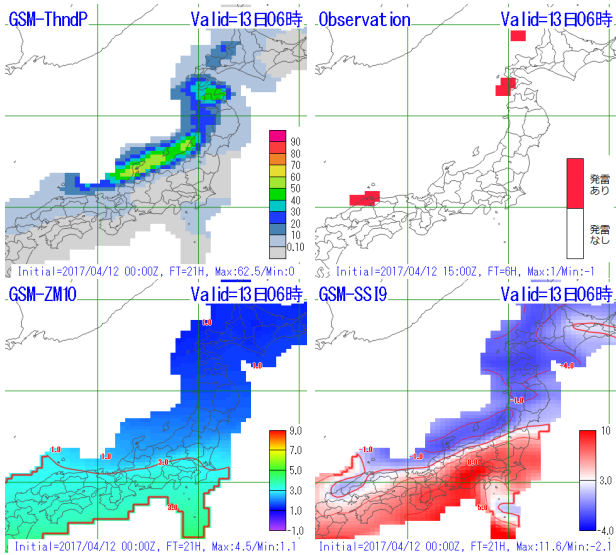


図 4.7.12 2017 年 4 月 12 日 21UTC を対象とした予測事例。上段左から GSM-PoT[%]、発雷実況、下段左から説明変数の GSM の -10 °C 高度 [km] と SSI9。

値を比較すると、どちらも北海道から東北にかけて発雷を予測しているが、MSM-PoT はその範囲が狭く、値も小さい。これは主に CAPE と SSI の差によるものである。それぞれの図を見ると、GSM と比べて MSM では CAPE が小さく、SSI は大きいことから、大気安定度が高くなっている。MSM は 2017 年 2 月のモデル更新 (原 2017) により大気安定度をより適切に表現するようになった。今回の事例では更新前と比べてより大気安定度を高める方向に変化しているが、本来は PoT の予測式を更新することでこの特性変化に対応できるはずである。2018 年現在の MSM-PoT は、予測式を更新する際に最新モデルの予測値のみでは開発データが

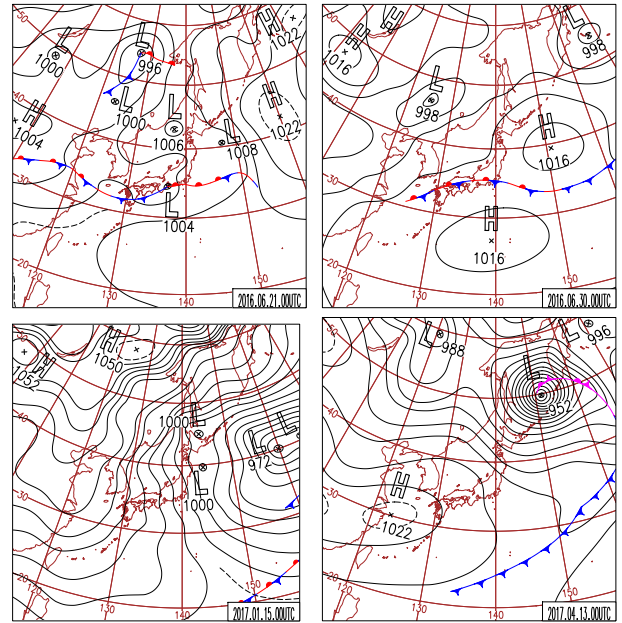


図 4.7.13 事例 (1) から (3) の日本域地上天気図。上段左から 2016 年 6 月 21 日 00UTC、2016 年 6 月 30 日 00UTC、下段左から 2017 年 1 月 15 日 00UTC、2017 年 4 月 13 日 00UTC。

足りなかったため、モデル更新前の MSM の予測値を含めて作成された予測係数を用いている。今後最新モデルの予測値が十分に蓄積された段階で係数の再作成を実施する予定であるが、それまでは MSM-PoT が低い確率となる傾向に留意いただきたい。また、第 4.7.3 項 (1) でも述べた通り、春から秋の北海道～東北北部では MSM-PoT が予測過小となる傾向が特に強いいため、注意が必要である。

4.7.5 利用上の留意点と今後の展望

本項では、これまでに示した利用上の留意点をまとめて紹介し、最後に今後の展望を述べる。利用上の留意点として以下の通り紹介した。

- 第 4.7.3 項では GSM-PoT 及び MSM-PoT の予測精度について、春季～秋季は MSM-PoT の方が高く、冬季は GSM-PoT の方が高いことを示した。ただし、MSM-PoT は予測頻度が過小の傾向があるため、低めの確率値となることに注意して利用する必要がある。特に、春から秋の北海道～東北北部ではこの傾向が強いことから注意する必要がある。
- 第 4.7.4 項 (1) では、PoT の予測値が説明変数の FRR3, CAPE, SSI の値に大きく左右されることを示した。GSM-PoT と MSM-PoT の予測値が大きく異なり両ガイダンスの妥当性を判断する必要があるようなときには、各モデルの降水予測の有無及び大気安定度の予測を確認することが有効である。

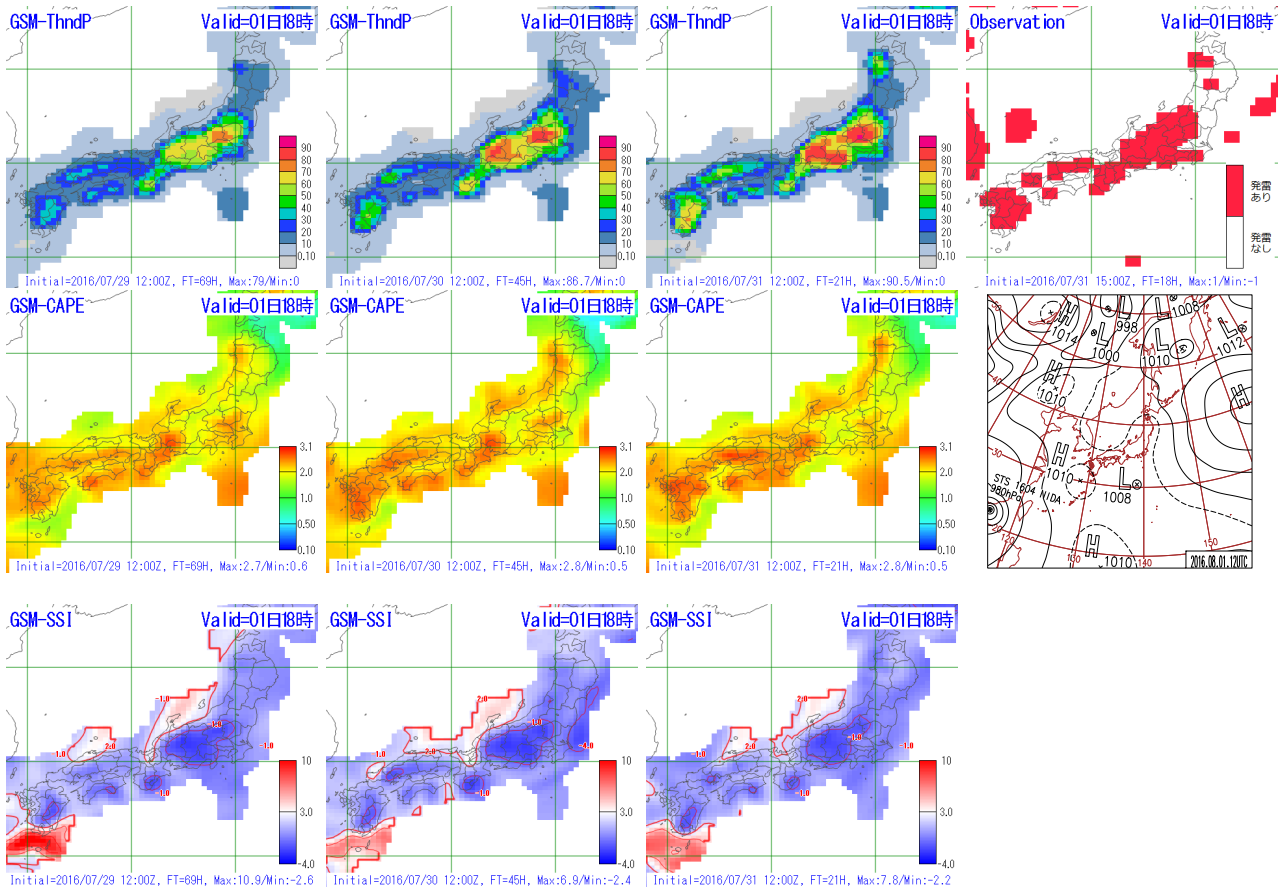


図 4.7.14 2016年8月1日09UTCを対象とした予測事例。上段にGSM-PoT[%]および発雷実況、中段に説明変数のGSMのCAPE[10^3 J/kg]および2016年8月1日12UTCの日本域地上天気図、下段に説明変数のGSMのSSIを示す。左から順にFT=69、FT=45、FT=21の予測値で、右側ほど新しい初期値の予測となっている。

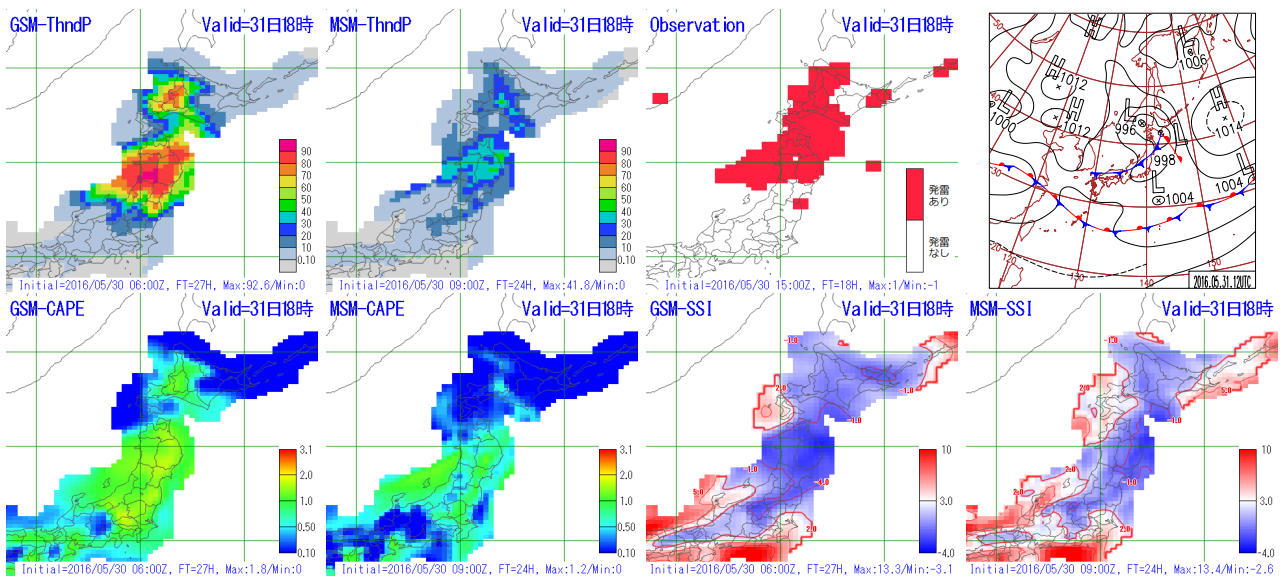


図 4.7.15 2016年5月31日09UTCを対象とした予測事例。上段左からGSM-PoT[%]、MSM-PoT[%]、発雷実況、2016年5月31日12UTCの日本域地上天気図、下段左から説明変数のGSMおよびMSMのCAPE[10^3 J/kg]とSSI。

- PoT は予測手法に統計手法を用いているため、第 4.7.4 項 (2) で示したような稀少事例、第 4.7.4 項 (3) で示したような季節外れの事例については予測が難しい。
- 第 4.7.4 項 (4) に示した通り、PoT は予報時間が先の予測では、高確率を予測しにくくすることで信頼度を維持している。モデルの予測傾向が変わらない場合でも、予報時間が短くなるにつれ高確率に変わっていく場合があるので留意が必要である。

続いて今後の展望を述べる。まずは MSM-PoT の予測過小傾向を改善する必要がある。これについては、MSM 更新に伴う予測式の再作成時に開発データを増やすために更新前のモデルの予測事例を利用したことが原因であり、予測式の作成を更新後のモデルのみを用いて行うことで改善が見込まれる。当時は更新後のモデルのみでは開発データが足りず、精度が出ないという事情があったが、2018 年現在で更新後のモデルの予測値も蓄積されてきていることから、なるべく早い時期の対応を検討している。このように、係数固定型である発雷確率ガイダンスは、モデル更新に伴って予測特性に大きな影響を受けることがある。第 4.7.1 項でも述べた通り、逐次学習型の手法を利用することは難しいが、モデル更新の影響の軽減について検討していく必要がある。また、第 4.7.3 項 (2) で述べた通り、LAF の重み付けのより適切な設定についても検討する必要がある。そして、これまでの精度向上の取り組みにより信頼度は大きく向上し、利用しやすくなってきているが、予測精度についてはまだ改善の余地があると考えている。例えば、説明変数の CAPE は地上または 925 hPa を基準とした大気不安定指標として利用しているが、これよりも上層の大気不安定状態と発雷が関係していることがある。より上層からの持ち上げについても考慮することで、上層不安定による発雷の見逃しを減らせる可能性がある。このほか、DXQV など既存の説明変数の計算手法の見直しや精緻化、新たな説明変数の利用調査についても継続して取り組む必要がある。

参考文献

後藤尚親, 2016: ガイダンスの特性の変化. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 36–41.

後藤尚親, 2017a: GSM 改良のガイダンスへの影響. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 31–34.

後藤尚親, 2017b: MSM ガイダンスの特性の変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 56–60.

原旅人, 倉橋永, 2017: メソ数値予報システムの特性の変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 48–55.

気象庁予報部, 1986: 短期間予報用ガイダンスの解説. 予報技術資料第 35 号, 気象庁予報部.

Michimoto, K., 1993: A Study of Radar Echoes and their Relation to Lightning Discharges of Thunderclouds in the Hokuriku District. Part II: Observation and Analysis of “Single-Flash” Thunderclouds in Midwinter. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 195–204.

越智健太, 石井憲介, 2013: 領域拡張・予報時間 39 時間化されたメソモデルの特性. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1–17.

白山洋平, 2015: 発雷確率ガイダンスの改良. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 64–72.

高田伸一, 2007: 航空気象予報ガイダンス. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87–93.

高田伸一, 2008: 発雷確率ガイダンス. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 88–89.

高田伸一, 2009: 発雷確率ガイダンス. 平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 39–43.

田沢秀隆, 1996: 予報支援資料. 平成 7 年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 43.

Ward, J. H., Jr., 1963: Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function. *Journal of the American Statistical Association*, **58**, 236–244.

4.8 湿度ガイダンス¹

4.8.1 はじめに

2018年現在、湿度ガイダンスとして、最小湿度と時系列湿度ガイダンスがある。最小湿度ガイダンスでは日最小湿度を、時系列湿度ガイダンスでは毎正時の湿度に加えて日平均湿度・実効湿度²を予測している。これらの湿度ガイダンスは乾燥注意報の発表を支援するプロダクトとして利用されている。

最小湿度ガイダンスは1990年に運用を開始し(第1.3節)、1996年に線形重回帰からニューラルネットワークへ統計手法を変更した(柳野1995)。また、2001年3月には作成対象地点数を大幅に増やし、それまではニューラルネットワークの重み係数を固定としていたが、逐次学習により日々更新するように変更した(佐藤2000)。2009年にはそれまでのGSM最小湿度ガイダンスに加えてMSM最小湿度ガイダンスの運用も開始した(國次2009)。時系列湿度ガイダンスは、乾燥注意報の発表支援などを目的に2016年8月から運用を開始した(高桑2015)。

本節では、湿度ガイダンスの仕様、統計検証、事例検証や利用上の留意点と今後の展望について述べる。以降、GSM (MSM) 湿度ガイダンスをGSM (MSM) ガイダンスと記述する。

4.8.2 仕様

湿度ガイダンスは、全国の気象官署(特別地域気象観測所を含む)について、日最小湿度、時系列湿度、日平均湿度および実効湿度の予測を行っている。GSM (MSM) ガイダンスは00~18UTC (00~21UTC) の6時間毎(3時間毎)に作成される。本項では、最小湿度ガイダンス、時系列湿度ガイダンスの順に仕様・作成方法を述べる。

最小湿度ガイダンス

最小湿度ガイダンスの仕様を表4.8.1に示す。最小湿度ガイダンスは統計手法にニューラルネットワーク(第2.6節)を用いた逐次学習型のガイダンスで、日最小湿度の観測データを用いて学習を行う。使用しているニューラルネットワークは、3層の順伝播型で入力層(23ユニット)、中間層(8ユニット)、出力層(1ユニット)で構成され、中間層の活性化関数はロジスティック関数、出力層の活性化関数は線形関数を利用する。表4.8.1に示したように、モデルの地上の最小湿度・比湿・気温・最高気温の他に上空の湿度や風速なども用いており、GSM・MSMガイダンスで同じ説明変数としている。これらの説明変数は対象地点の周囲4格子から線形内挿することで計算する。

¹ 小林 大輝

² 実効湿度は木材の乾燥の程度を示す指標で、数日前からの湿度が考慮されており、日最小湿度とともに乾燥注意報の発表基準となっている。

予報対象日について、GSM (MSM) ガイダンスは最長で3日後(翌日)まで予測する。予報対象日やその日数が初期時刻によって異なるのは、数値予報モデルの予報時間の制約によるものである。なお、18UTC初期値のMSMガイダンスでは日最小湿度は予測しない。これは、1日を通した説明変数が得られないからである。

ニューラルネットワークの重み係数は、地点と季節で層別化している。季節は、夏期(4月~9月)と冬期(10月~3月)としている。ただし、季節の変わり目で予測結果が大きく変わることを防ぐために、重み係数の利用を開始する30日前から学習を行う。重み係数の学習は、GSM (MSM) ガイダンスは12UTC (09UTC) に行い、学習には前日に観測された日最小湿度を用いる。また、すべての予報対象日で同じ重み係数を用いる。

時系列湿度ガイダンス

時系列湿度ガイダンスの仕様を表4.8.2に示す。時系列湿度ガイダンスは毎正時の湿度(時系列湿度)と日平均湿度・実効湿度を予測する。なお、18, 21UTC初期値のMSMガイダンスでは、日平均湿度と実効湿度の予測を行っていない。これは、数値予報モデルの予報時間の制約によるものである。

(1) 時系列湿度

時系列湿度ガイダンスは、時系列湿度の予測にカルマンフィルタ(第2.7節)を用いている。目的変数は湿度の観測値と数値予報モデルの予測値との差とし、その差の予測値に数値予報モデルの予測値を足すことで湿度の予測結果とする。説明変数は、地上相対湿度、地上の東・西・南・北風成分、地上風速、中・下層雲量、前1時間降水量、海面更正気圧を用いている。地上の各風向の風速、地上風速は、複数の格子点を用いることで風向の違いにより各風速が過小に評価されることを防ぐため、作成対象地点に最も近い格子のデータを使用する。これら以外の説明変数はモデルにより計算方法が異なり、GSMガイダンスの場合は作成対象地点の周囲4格子を用いて数値予報モデルの予測値を線形内挿し、MSMガイダンスの場合は作成対象地点周辺の海陸分布³を考慮して線形内挿している。

時系列湿度ガイダンスは前述の最小湿度ガイダンスと独立して計算しており、両者の整合性をとる必要があるため、時系列湿度ガイダンスの結果が予報対象日における最小湿度ガイダンスの予測結果を下回った場合には時系列湿度の値を最小湿度の値で置き換える。

予測式は、地点、初期時刻、予報時間で層別化し、係数の学習は毎初期値行う。初期時刻と予報時間で層別化することによって、対象時刻と予報時間で変わるモデルの誤差特性に対応することができる。

³ MSMで利用されている地形データの、モデル格子における陸の割合(0~1)から、陸の割合が0.5以上の場合には1(陸格子)、小さい場合は0(海格子)としたもの。

表 4.8.1 最小湿度ガイダンスの仕様一覧。

作成対象	気象官署（特別地域気象観測所含む）					
作成方法	ニューラルネットワーク（第 2.6 節）					
作成対象とするモデル	GSM, MSM					
予報対象時間単位	24 時間（15~15UTC）					
初期時刻と予報対象日	使用する数値予報モデルと予報対象日は以下のとおり。 「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す。					
	モデル	初期時刻	当日	翌日	2 日後	3 日後
	GSM	00UTC		○	○	
		06UTC		○	○	○
		12UTC		○	○	○
		18UTC		○	○	
	MSM	00UTC		○		
		03UTC		○		
		06UTC		○		
		09UTC		○		
		12UTC		○		
		15UTC	○			
18UTC						
21UTC			○			
逐次学習の有無	あり					
説明変数	予報対象日における、 03, 12, 21JST の地上気温、03, 12, 21JST の 850 hPa 風速、 03, 12, 21JST の 3 層（1000, 925, 800 hPa）平均相対湿度、 03, 12, 21JST の 1000-700 hPa 間気温減率、地上最高気温、 地上と 925 hPa の日最高気温出現時の比湿、地上最小比湿、地上最小湿度、 各層（地上、1000, 925, 850, 700, 500 hPa）の日平均相対湿度					
目的変数	観測された日最小湿度（1 分値から算出）					
層別化処理の対象	作成対象地点、夏期（4 月～9 月）、冬期（10 月～3 月）。					

(2) 日平均湿度・実効湿度

(1) で得られた時系列湿度の予測結果と最新の観測値を用いて日平均湿度・実効湿度の予測を行っている。湿度ガイダンスでは実効湿度を以下の式で定義する。

$$\begin{aligned} \text{対象日の実効湿度} &= \text{対象日前日の実効湿度} \times 0.7 \\ &+ \text{対象日の日平均湿度} \times 0.3 \end{aligned} \quad (4.8.1)$$

まず、初期時刻日の日平均湿度を、観測値および時系列湿度の予測値から求める。初期時刻日の実効湿度を、観測値から得られた初期時刻日前日の実効湿度と の日平均湿度から求める。次に 翌日以降の実効湿度を時系列湿度の予測値から計算した日平均湿度と で求めた実効湿度から求める。ただし、GSM ガイダンスには FT=1, 2 の予測値がないため、当日の日平均湿度には観測値と FT=3 以降の時系列湿度の予測値をあわせて 22 時間分の平均値を使用する。また、MSM ガイダンス 15UTC 初期時刻（00JST）では日本時間で当日の予測をするため、前日の湿度の観測データを利用する。

4.8.3 統計検証

本項では、夏期間（2016 年 6 月～8 月）、冬期間（2016 年 12 月～2017 年 2 月）及び通年（2016 年 1 月～12 月）における湿度ガイダンスについてモデルとの精度比較、期間毎の GSM ガイダンスと MSM ガイダンスの比較を示し、最後に地点毎の検証結果を示す。なお、数値予報モデルには 2018 年 3 月現在運用しているものと同仕様の予測値を用いた。

最小湿度ガイダンス

まず、12UTC 初期値における全作成対象地点で平均した GSM 及び MSM ガイダンスの二乗平均平方根誤差 (RMSE) と平均誤差 (ME) を期間毎に図 4.8.1 に示す。ME は正バイアスの傾向があり、MSM ガイダンスはその傾向が強い。RMSE は、GSM 及び MSM ガイダンスともに通年の方が夏期間や冬期間と比べて大きくなっている。これは、季節の変わり目で梅雨前線や秋雨前線の影響により、最小湿度の変動が大きくなることと、数値予報モデルにおいて梅雨前線や秋雨前線の位置の予測が難しいことが原因と考えられる。また、MSM ガイダンスは夏の方が冬より精度が高いが、GSM ガイダンスは夏の方が精度が低くなっている。不安定性降水などの予測精度の違いが原因の一つとして

表 4.8.2 時系列湿度ガイダンスの仕様一覧

作成対象	気象官署（特別地域気象観測所含む）																																																																				
統計手法	カルマンフィルタ（第 2.7 節）																																																																				
予報対象とするモデル	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=39 まで 1 時間間隔																																																																				
逐次学習の有無	あり																																																																				
説明変数	モデル予測値（地上相対湿度、地上の東・西・南・北風成分、地上風速、中・下層雲量、前 1 時間降水量、海面更正気圧） ただし、各風成分と地上風速は作成対象地点に最も近い格子点のモデル予測値を使用し、それ以外は GSM では周囲の 4 格子から線形内挿、MSM ではモデルの海陸分布を考慮した内挿値を用いる。																																																																				
目的変数	湿度観測値 - モデルの湿度予測値																																																																				
層別化処理の対象	作成対象地点、初期時刻、予報時間																																																																				
備考	<p>予測した毎正時の湿度から、日平均湿度と実効湿度を予測している。 日平均湿度と実効湿度の初期時刻に対する予報対象日は以下のとおり。 「翌日」等は、日本時間で初期時刻から見た日付を示す。</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>モデル</th> <th>初期時刻</th> <th>当日</th> <th>翌日</th> <th>2日後</th> <th>3日後</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td rowspan="4">GSM</td> <td>00UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td></td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td>○</td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td>○</td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td>○</td> <td></td> </tr> <tr> <td rowspan="8">MSM</td> <td>00UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>03UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>06UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>09UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>12UTC</td> <td></td> <td>○</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>15UTC</td> <td>○</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>18UTC</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>21UTC</td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>	モデル	初期時刻	当日	翌日	2日後	3日後	GSM	00UTC		○	○		06UTC		○	○	○	12UTC		○	○	○	18UTC		○	○		MSM	00UTC		○			03UTC		○			06UTC		○			09UTC		○			12UTC		○			15UTC	○				18UTC					21UTC				
	モデル	初期時刻	当日	翌日	2日後	3日後																																																															
GSM	00UTC		○	○																																																																	
	06UTC		○	○	○																																																																
	12UTC		○	○	○																																																																
	18UTC		○	○																																																																	
MSM	00UTC		○																																																																		
	03UTC		○																																																																		
	06UTC		○																																																																		
	09UTC		○																																																																		
	12UTC		○																																																																		
	15UTC	○																																																																			
	18UTC																																																																				
	21UTC																																																																				

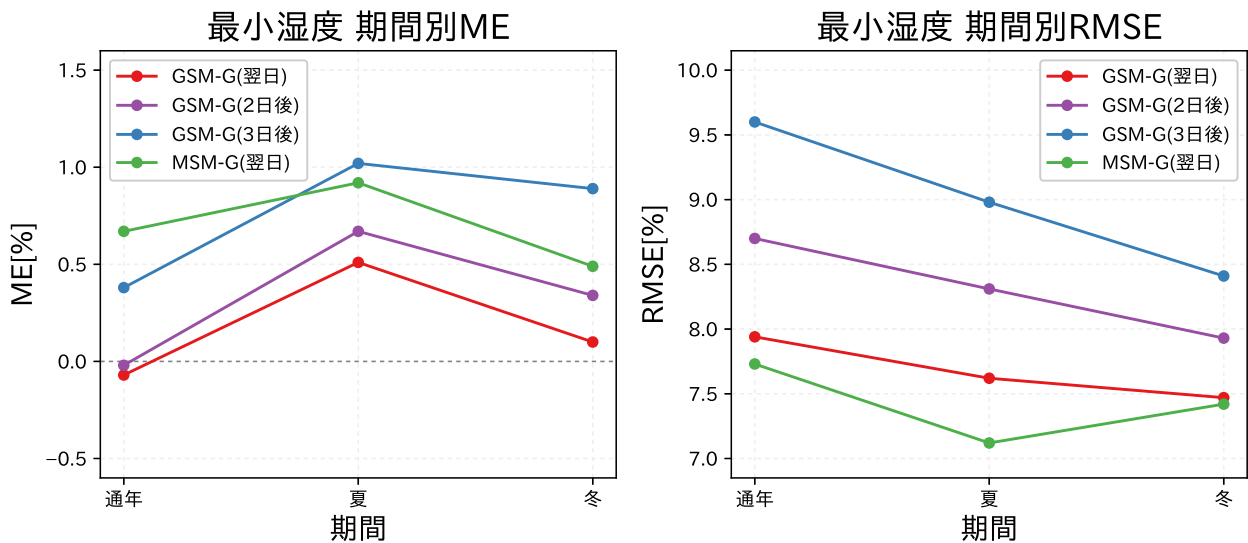


図 4.8.1 12UTC 初期値における GSM 及び MSM 最小湿度ガイダンスの期間別 ME (左)・RMSE (右)。GSM-G (MSM-G) は GSM (MSM) ガイダンスを示す。

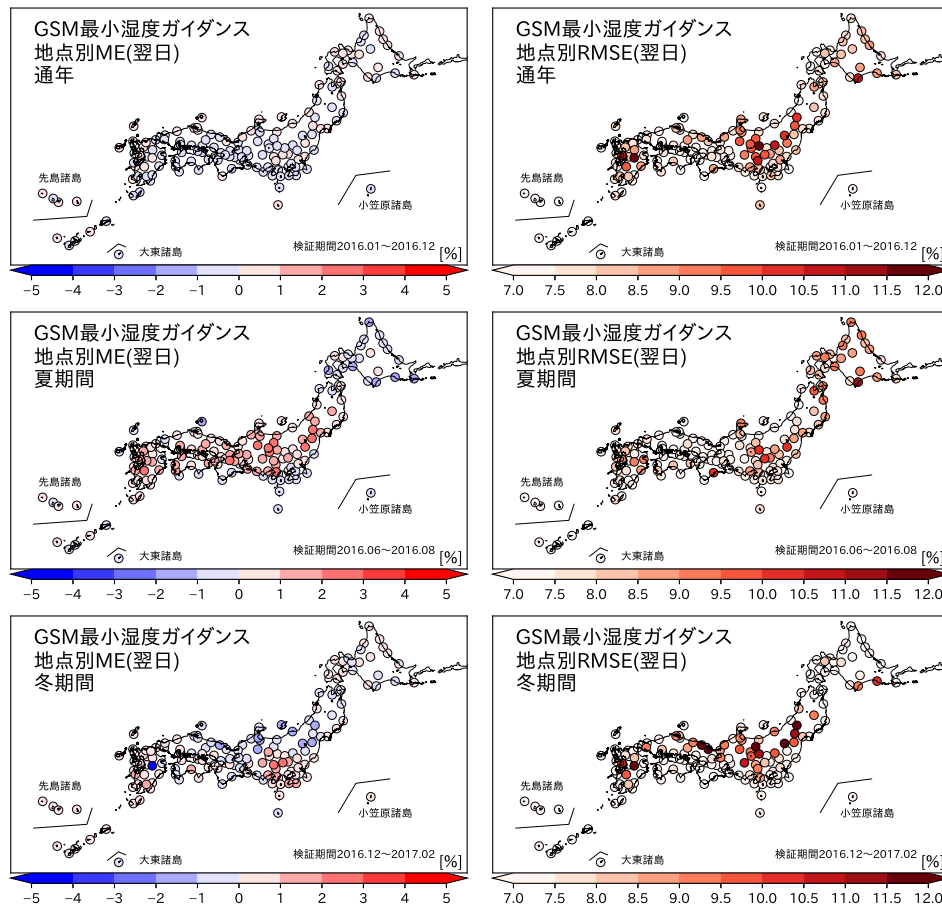


図 4.8.2 翌日を予報対象とする 12UTC 初期値の GSM 最小湿度ガイダンスの期間別 ME (左列)・RMSE (右列) のスコアマップ。上から通年、夏期間、冬期間の結果。

考えられる。

続いて、12UTC 初期値の GSM 及び MSM ガイダンスにおける翌日の最小湿度の予測について地点毎の RMSE と ME を図 4.8.2 と図 4.8.3 に示す。通年で見ると、ME について GSM ガイダンスは正バイアスと負バイアスの地点があるが、概ね 1% 以内となっている。MSM ガイダンスは正バイアスの地点が多くなっている。RMSE については GSM, MSM ガイダンスともに東日本内陸、北海道沿岸および九州で値が大きく、精度が低い傾向がある。夏で見ると、ME について GSM と MSM ガイダンスの傾向は同じで内陸で正バイアスの傾向があり、最小湿度を高め（乾燥の程度を弱く）予測する傾向がある。北海道沿岸では逆に最小湿度を下げすぎる傾向がある。RMSE については GSM ガイダンスより MSM ガイダンスの方が小さく、精度が高い。冬で見ると ME について GSM, MSM ガイダンスともに関東で正バイアスがあり、冬の乾燥の程度を弱く予測する傾向がある。RMSE については夏と同様に GSM より MSM ガイダンスの方が値が小さく、精度が高い。

時系列湿度ガイダンス

時系列湿度ガイダンスについて、GSM 及び MSM ガイダンスの 00UTC 初期値における全作成対象地点で平均した予報時間毎の RMSE と ME を図 4.8.4 に示す。GSM (MSM) ガイダンスの RMSE はどの期間もモデルより小さく、モデルを改善していることが分かる。また、どの期間も共通して、ガイダンスの ME は 0% 付近となっており、モデルが持つ時刻ごとのバイアスの変動をほぼ除去できている。これは第 4.8.2 項 (1) で述べたように、初期時刻と予報時間で層別化しているためである。期間で比較すると夏期間の方が冬期間よりも RMSE が小さく精度が高い。RMSE について GSM ガイダンスと MSM ガイダンスを比較すると、夏期間では予報期間の前半 (FT=15 まで) で MSM ガイダンスの方が RMSE が小さく精度がやや高く、通年・冬期間では精度は同程度である。

次に、地点毎の予測特性を述べるため、00UTC 初期値における FT=24 の GSM 及び MSM ガイダンスについて作成対象地点毎の ME と RMSE を図 4.8.5 と図 4.8.6 に示す (共に朝 9 時のガイダンスの特性を示している)。通年の ME をみると、どの地点も概ね ME が 0 に近づいている。夏期間の ME と RMSE をみると、

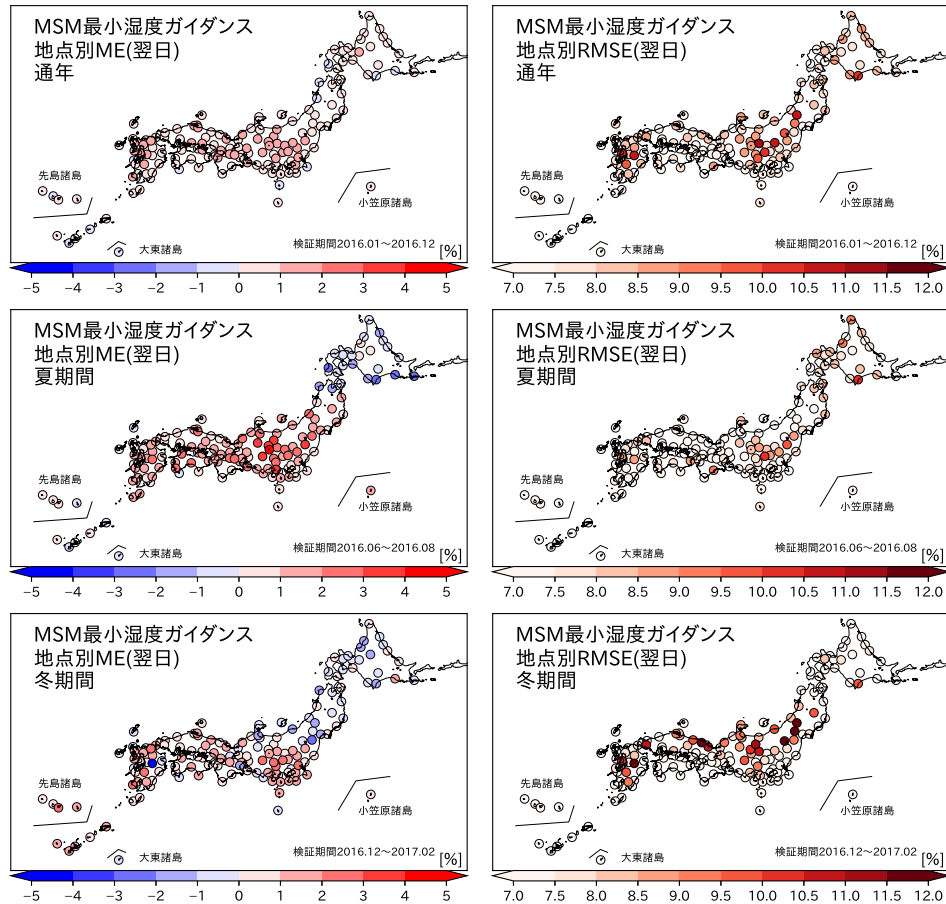


図 4.8.3 図 4.8.2 と同じ。ただし、MSM 最小湿度ガイダンスの結果。

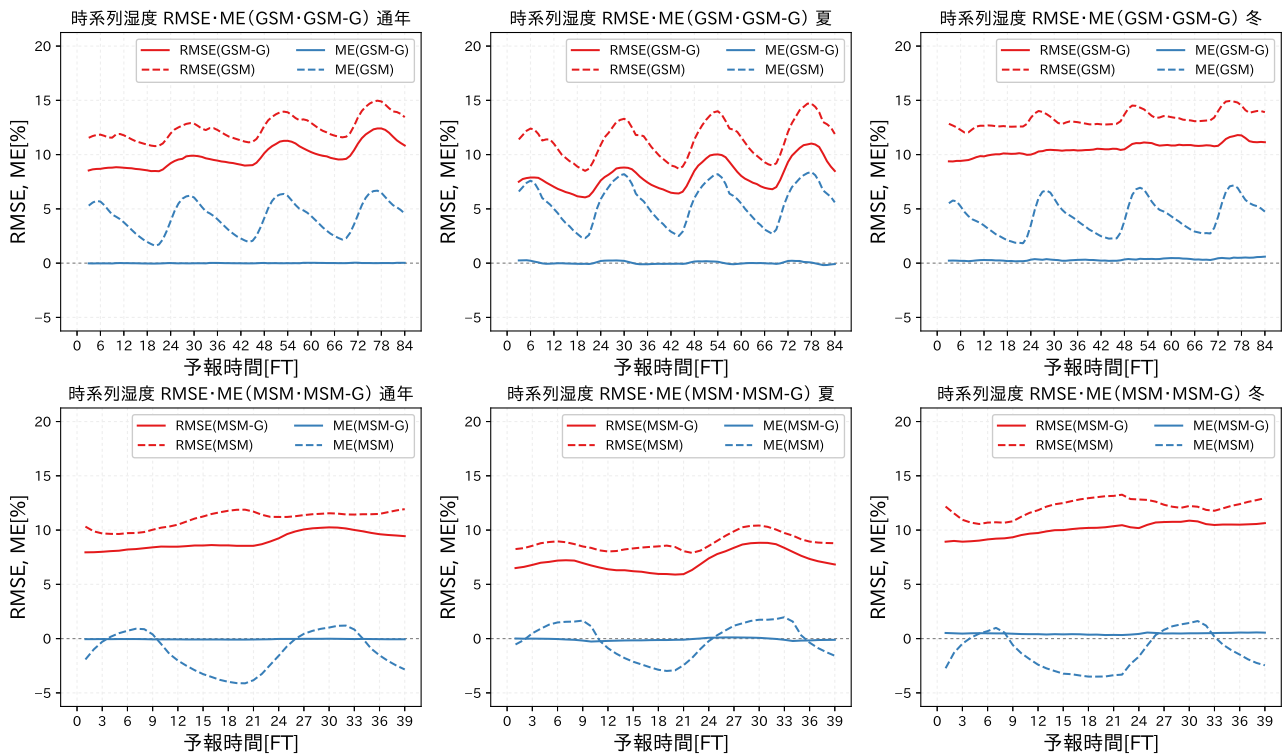


図 4.8.4 00UTC 初期値におけるモデルとガイダンスの時系列湿度の予報時間毎の期間別 ME (青線)・RMSE (赤線)。上段が GSM、下段が MSM で、GSM-G (MSM-G) は GSM (MSM) ガイダンスを示す。左から通年、夏期間、冬期間の結果。

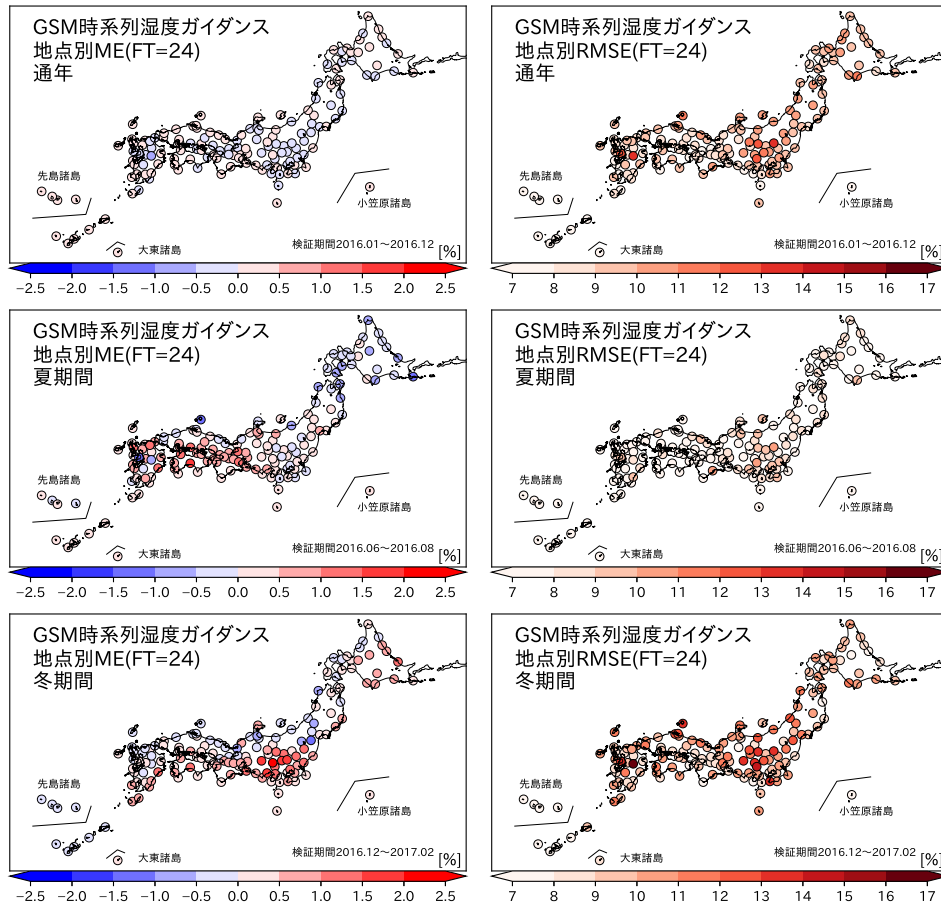


図 4.8.5 00UTC 初期値 FT=24 における GSM 時系列湿度ガイダンスの期間別 ME (左列)・RMSE (右列) のスコアマップ。上から通年、夏期間、冬期間の結果。

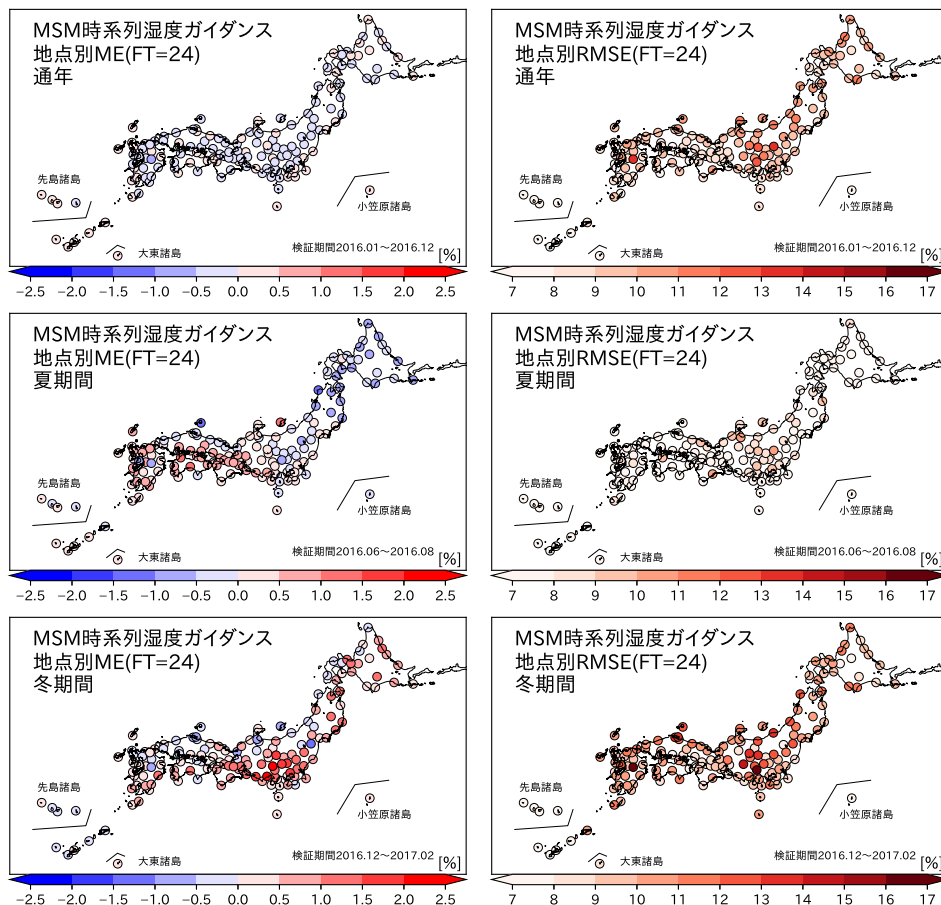


図 4.8.6 図 4.8.5 と同じ。ただし、MSM 時系列湿度ガイダンスの結果。

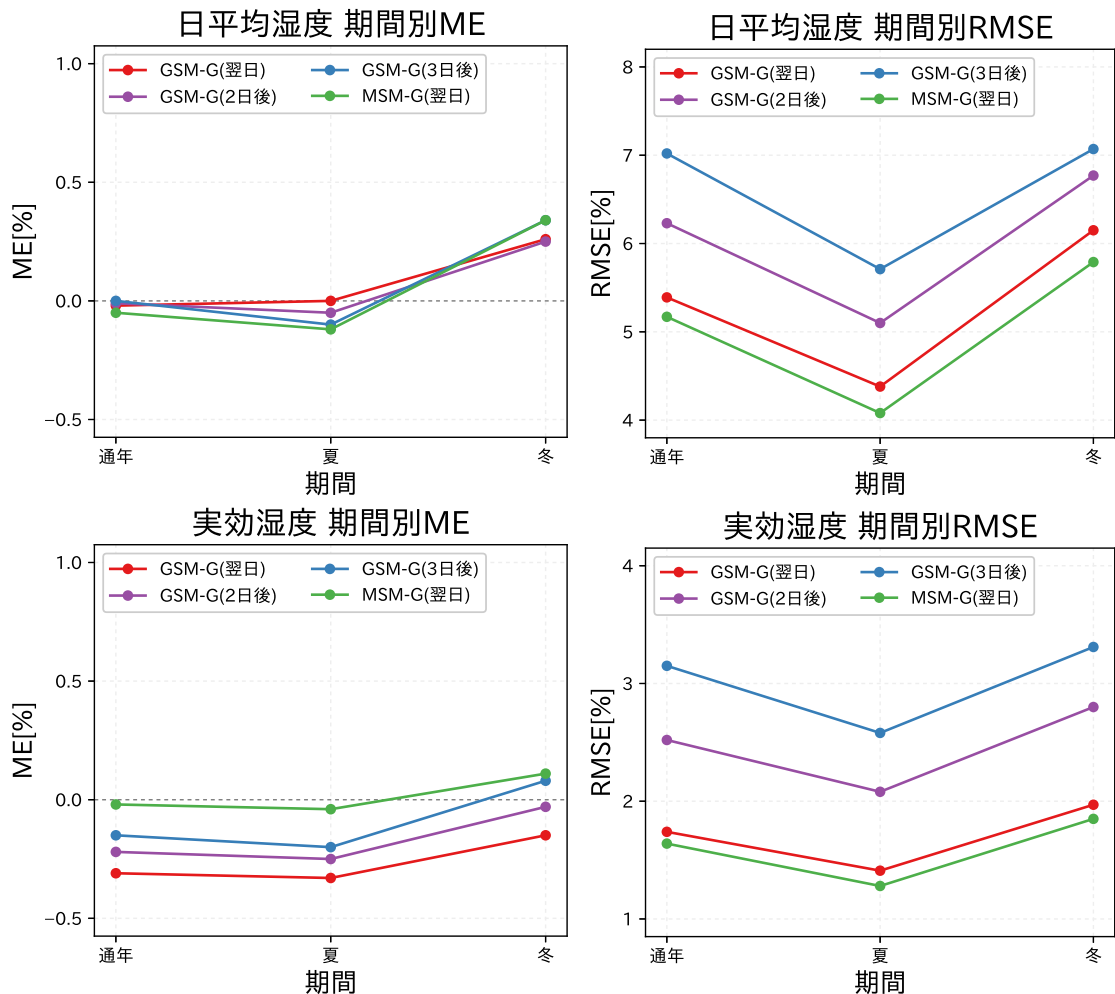


図 4.8.7 12UTC 初期値における日平均 (上段)・実効湿度 (下段) の期間別 ME (左)・RMSE (右)。GSM-G (MSM-G) は GSM (MSM) ガイドンスを示す。

ME は GSM・MSM ガイドンス共に西日本でバイアスが正となっている地点があること、RMSE は 10%以下と精度は通年に比べて高いことが分かる。GSM ガイドンスと MSM ガイドンスの比較からは、MSM ガイドンスの方が RMSE が小さく精度が高いことが分かる。冬の ME と RMSE を見ると、最小湿度と同様に関東平野で正バイアスがあり、湿度を高めめに予測する傾向がある。また、通年・夏期間と比べて全国的に RMSE が大きく精度が低い傾向がある。これは、関東の正バイアスに加え、時雨等の断続的な降水が多いことや放射冷却の予測が難しいことが影響していると考えられる。

最後に、全地点で平均した予報対象日毎の日平均湿度と実効湿度の検証結果を図 4.8.7 に示す。日平均・実効湿度は、時系列湿度のガイドンス予測結果を用いているため、夏に比べて冬の精度が低いことについては共通している。時系列湿度より日平均湿度の方が RMSE が小さいが、これは日平均を計算する際に各時刻のランダム誤差が互いに打ち消しあうためと考えられる。時系列湿度と同様、日平均・実効湿度については MSM ガイドンスの方が GSM ガイドンスより概ね精度が高

い。ここで、GSM ガイドンスの実効湿度に平均湿度よりも負バイアスの傾向がある理由は、12UTC 初期値の FT=1, 2 の予測値がなく、日中に比べて湿度が高くなりやすい 22, 23JST の湿度が使われないことで日平均湿度が低くなってしまったためと考えられる。今後 GSM も FT=1, 2 の予測を行うよう改良する必要がある。

4.8.4 事例検証

湿度ガイドンスの予測特性が現れている事例について考察する。

乾燥注意報事例

東京で乾燥注意報が発表された事例を示す。2017 年 11 月 21 日は、日本周辺は冬型の気圧配置であった (図略)。このため、東京では日中晴れが続き空気が乾燥することが予測されていた (図 4.8.8)。MSM の地上相対湿度は実況より低めに予測する一方で、MSM 時系列湿度ガイドンスは実況に近く、特に空気が最も乾燥した 14 時頃の予測はほぼ正確に予測していた。また、MSM 時系列湿度ガイドンスによる実効湿度では、20

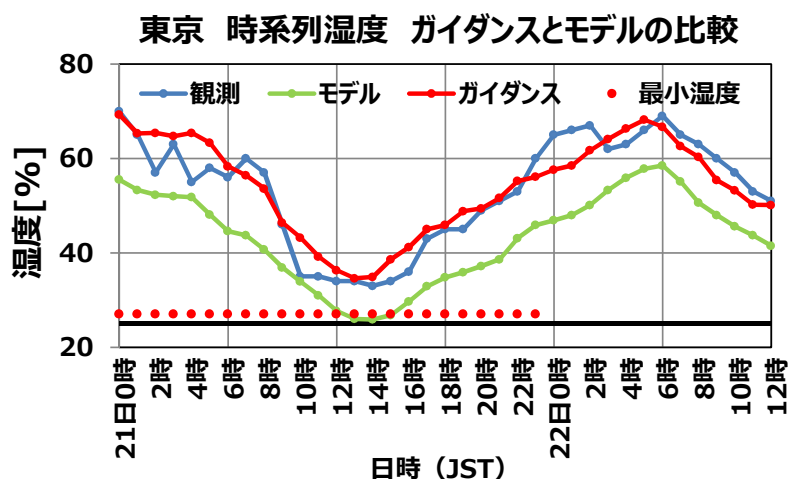


図 4.8.8 11月20日12UTC初期値におけるMSM時系列湿度ガイダンス(赤線)とMSMの毎正時における湿度予測(緑線)の結果(東京)。赤点線は同初期時刻におけるMSM最小湿度ガイダンスの21日の予測結果。青線は毎正時における湿度の観測値で、黒線は東京の日最小湿度の乾燥注意報基準(25%)を示す。

日12UTC初期値で58.8%で、同初期値におけるMSM最小湿度ガイダンスの予測結果は27%であった。21日の実況では、実効湿度が58.3%で最小湿度が31%となり、最小湿度ガイダンスはやや低めの予測ではあったが、湿度が注意報発表基準(最小湿度25%以下かつ実効湿度50%以下)を下回るほどの乾燥ではないことを予測できていた。本事例はMSMの負バイアスをMSMガイダンスが修正した事例となった。

4.8.5 利用上の留意点と今後の課題

最後に、第4.8.3項及び第4.8.4項を踏まえて、最小湿度ガイダンスと時系列湿度ガイダンスの利用上の留意点をまとめるとともに、湿度ガイダンスの今後の展望を述べる。

最小湿度ガイダンスについては、統計的にMSMガイダンスの方がGSMガイダンスよりも精度が高いため、MSMガイダンスの利用を推奨する。ただし、GSMとMSM予測の妥当性を判断しながら両者をあわせて利用していただきたい。また、GSM・MSMガイダンス共に内陸で精度が低い傾向があること、夏の東日本以南と冬の関東で最小湿度を高く予測し、乾燥が弱めとなる傾向があるので留意願いたい。

時系列湿度ガイダンスは、夏期間で概ねGSMガイダンスよりMSMガイダンスの方が精度が高い。GSM・MSMガイダンス共に、夏に比べて冬に精度が低い傾向があり、これは放射冷却、時雨等の断続的な降水および関東の乾燥の予測が難しいことに起因していると思われる。日平均湿度・実効湿度の予測についても、一年を通してGSMガイダンスよりMSMガイダンスの方が精度が高い。

続いて、湿度ガイダンスの今後の展望を述べる。2018年現在、時系列湿度ガイダンスと最小湿度ガイダンスは統計手法と説明変数が異なるため、予測特性も異なっている。両ガイダンスの整合性や利便性を考慮すれば、

統一的方法でガイダンスを作成する必要があると考えており検討中である。特に、最小湿度ガイダンスは1996年から説明変数や基本的な手法は変わっておらず、見直しが必要である。また、降水種別ガイダンス(第4.3節)にはモデルの地上相対湿度を用いているために、モデルのバイアスが雨雪判別に影響している。そこで、地点形式の気温ガイダンスを格子形式気温ガイダンスに変換している(第4.4節)ように、湿度ガイダンスについてもモデルのバイアスを取り除いた格子形式湿度ガイダンスの開発を検討している。降雪量ガイダンスでは防災気象情報の発表に用いるためにメソアンサンブル予報システムを入力としたガイダンス(MEPSガイダンス)を開発する予定だが、降雪量ガイダンスは降水種別ガイダンスを入力とする(第4.3節)ため、格子形式湿度ガイダンスについてもMEPSガイダンスを開発する必要がある。

参考文献

- 國次雅司, 2009: 概説. 平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, p. 20.
- 佐藤豊, 2000: RSM最小湿度ガイダンスの改善とGSM最小湿度ガイダンスの開発. 平成12年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 71-78.
- 高桑健一, 2015: 時系列湿度ガイダンスの開発. 平成27年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 73-78.
- 柳野健, 1995: ニューラルネットによるガイダンス. 平成7年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 54-69.

4.9 視程ガイダンス¹

4.9.1 はじめに

空港の視程は航空機の離着陸に大きく影響を与える。パイロットが目視により自分の判断で飛行できる気象の状態を有視界飛行状態 (VMC) と言う。離着陸の際の VMC の基準の一つとして視程 5000 m 以上が定められており、視程 5000 m 未満では VMC での離着陸はできない。また、計器着陸装置 (ILS) を利用した着陸では、ILS の運用精度に応じてカテゴリー毎に基準が決まっており、例えばカテゴリー a では滑走路視距離 (RVR) が 200 m 以上なければ着陸することはできない。このように視程の基準が細かく設定されているため、運航用飛行場予報 (TAF) において、視程 5000 m 未満では 100 m 毎に細かく予測しており、視程の予報変化基準として、200, 400, 600, 800, 1600, 3200, 5000 m が国際民間航空条約第 3 附属書 (ICAO Annex3) で定められている。また、視程は代替飛行場の選定基準にも用いられている。

気象庁では空港の視程の予測を支援するため、1993 年から視程ガイダンスを運用しており、当時は線形重回帰を用いて前 3 時間に視程が 10 km 未満となる確率と前 3 時間に 10 km 未満となる場合の最小視程を予測対象としていた。1996 年には利用するモデルが領域モデル (RSM) に変わったが、仕様に変化はなく、2001 年には予測対象を前 3 時間の最小視程と最小視程が 5000 m 未満となる確率に、統計手法をカルマンフィルタに変更し、頻度バイアス補正を導入した (大林 2001)。更に 2002 年にはメソモデル (MSM) の運用開始に合わせて、線形重回帰を用いた前 1 時間の最小視程を新たに予測対象に追加した (岩倉ほか 2002)。この前 1 時間の最小視程は、一括学習型で MSM の非静力学化に対応できないことや悪視程の捕捉率が低いという課題から、2004 年に予測手法を RSM 視程ガイダンスと同手法のカルマンフィルタに変更した (高田 2004)。MSM の予報時間が 33 時間に延長された 2007 年には、MSM ガイダンスの予報時間も延長し、それに伴い RSM ガイダンスを廃止して MSM ガイダンスに統合した (高田 2007)。その際に、予測対象を前 1 時間の最小視程と平均視程、前 3 時間の最小視程が 5000 m 及び 1600 m 未満となる確率の 4 つとし、天気層別化 (無降水、雨、雪) と天気が無降水の場合に限り予報対象時刻別の層別化を導入した。2010 年には説明変数に雲水量を追加するなどの改良を行った (松本・高田 2010)。

視程ガイダンスは空港での視程を予測するガイダンスであるが、空港以外の視程を予測するために、診断手法を用いて視程を面的に予測する MSM 視程分布予想の運用を 2011 年から開始した (井藤 2011)。視程分布予想は濃霧注意報や海上濃霧警報などを発表する

際の参考資料として利用されている。2012 年には海上予警報業務の高度化へ資するために全般海上予報区 (0°N~60°N, 100°E~180°E) の範囲内の海域の全てを予測対象領域とする GSM 視程分布予想も運用を開始した (井藤 2013)。LFM 航空悪天 GPV でも視程分布予想は作成され、下層悪天予想図などに利用されている (金井ほか 2015)。

本節では視程を予測するガイダンスとして、空港の最小視程と平均視程を予測する視程ガイダンス、最小視程が 5000 m 未満となる確率 (PoV50) 及び 1600 m 未満となる確率 (PoV16) を予測する視程確率ガイダンス、面的な視程を予測する視程分布予想の 3 つについて述べる。第 4.9.2 項で各ガイダンスの仕様を、第 4.9.3 項と第 4.9.4 項で統計検証と事例検証を通じてガイダンスの予測特性を示し、最後に第 4.9.5 項で利用上の留意点と今後の展望について述べる。なお、飛行場予報などで扱う視程は全方向の平均的な視程である卓越視程であるため、本節では特に断らない限り卓越視程を視程と記述する。

4.9.2 仕様

視程ガイダンスと視程確率ガイダンスは空港における地点形式の予測を、視程分布予想は格子形式の予測を提供する。予測式の作成や更新には、目視観測である METAR², SPECI³, SCAN⁴ を利用し、自動観測である METAR AUTO⁵ による視程の観測値は利用しない⁶。これは METAR AUTO の視程が RVR 観測装置または視程計の設置された場所における局所的な視程であり、目視観測や TAF で対象としている卓越視程と異なるためである。以下で各ガイダンスの仕様と作成手法について述べる。

(1) 視程ガイダンス

視程ガイダンスは空港における前 1 時間の最小視程及び平均視程を予測対象とする。表 4.9.1 に視程ガイダンスの仕様を示す。視程障害の発生は天気現象、特に降水現象に大きく依存するため、天気 (無降水、雨、雪) 毎に異なる予測式を作成しており、予測時は航空天気ガイダンス (付録 4.9.A 参照) で予測された天気によって予測式を使い分けている。

作成方法

視程ガイダンスの作成方法を説明する。

METAR などから前 1 時間における最小視程と最大視程を作成する。

² 航空気象定時観測気象報

³ 航空気象特別観測気象報

⁴ 航空気象観測所気象報

⁵ 航空気象自動観測気象報

⁶ ただし、観測が完全自動化となった空港や観測時間においては他に観測がないため、自動 METAR/SPECI 報を使っている。

¹ 後藤 尚親

表 4.9.1 視程ガイダンスと視程確率ガイダンスの仕様一覧

作成対象	空港
作成方法	カルマンフィルタの予測に頻度バイアス補正を行う。
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	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=39 まで 1 時間間隔 視程確率：FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	地上相対湿度、雲水量、地上気温、地上風速、降水量
予測対象	視程：前 1 時間の最小視程と平均視程 視程確率：前 3 時間最小視程が 5000 m, 1600 m 未満 (1) か否 (0) か 観測は METAR, SPECI, SCAN を利用し、METAR AUTO は利用しない。
層別化処理の対象	作成対象地点（空港） 天気（無降水、雨、雪） 予報対象時刻（3 時間毎 1 日分、無降水のみ）
備考	頻度バイアス補正の閾値には以下を使用する。 視程：0.8, 1.6, 3.2, 5.0, 10.0 km 視程確率：0.0, 0.2, 0.35, 0.5, 0.65, 1.00

表 4.9.2 視程ガイダンスと視程確率ガイダンスの説明変数一覧。無降水、雨、雪の欄に各天気の予測式で利用する説明変数を示し、式に示した変換を施す。

変数名	無降水	雨	雪	式	備考
地上相対湿度				$\sqrt{1 - RH}$	RH は相対湿度
雲水量				$\sqrt{\sum_{i=2}^9 QC_i}$	QC は雲水量 [g kg ⁻¹]、i はモデル面の層番号
降水量				\sqrt{RAIN}	RAIN は前 1 時間降水量 [mm]
気温 × 風速				T × FF	T は気温 [°C]、FF は風速 [m/s] ただし T は上限を 0、下限を -10、FF は上限を 15 とする。

観測と予測の天気が一貫している場合に、該当天気の予測式を更新する。

MSMの地上面、モデル面から説明変数を作成する。各天気の予測式から視程を算出する。

で算出した視程を頻度バイアス補正で補正し、各天気での視程とする。

航空天気ガイダンスで予測された天気と該当する視程を各天気での視程から選択し、予測値とする。

視程ガイダンスでは、前 1 時間における最小視程と最大視程のそれぞれを目的変数とし、これらの予測値を平均することで平均視程とする（ ）。これは予測対象である平均視程を METAR などから求めるのは時間分解能の制約で難しい⁷ ためである。

航空天気ガイダンスで予測した天気と実況の天気が一貫している場合にカルマンフィルタによる係数更新、頻度バイアス補正の閾値更新を行う（ ）。

表 4.9.2 に示す説明変数を作成する（ ）。もやと霧の予測精度向上を目的として相対湿度と雲水量を、降水による視程悪化への効果として降水量を、吹雪による視程悪化への効果として気温 × 風速を用いる。気温 × 風速は気温が負の場合のみ値を持ち、前 1 時間における最小値を利用する。

で更新した予測式と で作成した説明変数を用いて、各天気における最小視程と最大視程を算出する（ ）。算出した視程に頻度バイアス補正を行い、バイアス補正後の視程を各天気での視程とする（ ）。各天気での視程は 100 m 単位となるように四捨五入を行い、最大値を 9999 m、最小値を 100 m とする。航空天気ガイダンスで予測された天気の視程を最終的な予測値とする（ ）。ただし、みぞれの場合は雨と雪の予測式から求められた視程の平均値とする。また、最小視程と最大視程の平均値を予測対象である平均視程とする。層別化は、地点毎、天気毎、予報対象時刻毎（無降水のみ）で行っている。空港では夜間に観測が行われていない空港もあるので、その時間帯は最も近い時刻の予測式で代用する。また観測がほとんど入電しない空港では、近隣空港の予測式で代用する⁸。

(2) 視程確率ガイダンス

視程確率ガイダンスは空港における前 3 時間の最小視程が 5000 m 及び 1600 m 未満となる確率を予測対象とする。表 4.9.1 に示す仕様の通り、視程確率ガイダンスの基本的なアルゴリズムは層別化を含め視程ガイダンスと共通だが、以下の点で視程ガイダンスと異なる。

⁷ 定時の目視観測は最大でも 30 分毎であるため。

⁸ 2018 年現在、小値賀空港と上五島空港の予測式を福江空港で、佐渡空港の予測式を新潟空港で代用している。

目的変数は前3時間最小視程が5000 mもしくは1600 m未満(1)か否(0)か。

予測と観測の天気が一致しない場合も予測式を更新する。

頻度バイアス補正の閾値が異なる。

天気や擾乱などの予測と実況の時間的なずれを軽減するために、前後の確率値と平均を行い、該当時刻の予測値とする。

視程確率ガイダンスでは天気が外れる確率も考慮した尤もらしい確率となるように、天気が一致していない場合においても予測式を更新する。また予報時間毎に天気が変わる、もしくは予測対象である3時間内で天気が変わると、天気層別の影響で予測される確率値が大きく変動する。これを緩和するために前後の予報時間と平均を行う。この平均処理によって、予測値の変動を抑制するとともに、擾乱予測の位置ずれ等も緩和され、予測精度が向上することを確認している。

(3) 視程分布予想

視程分布予想は地上及び海上の視程を格子形式で予測するガイダンスである。表4.9.3に視程分布予想の様態を示す。GSM視程分布予想は予測対象である前3時間の最小視程を直接予測するが、MSM視程分布予想では、1時間毎に視程を予測し、前3時間内の3つの予測値の最小を前3時間の最小視程としている。気象要素(浮遊塵、霧、雨、雪)の視程への影響を考慮するため、後述する光消散係数を気象要素ごとに作成し、視程の予測値へ反映している。視程分布予想はGSM、MSM、LFMで作成されているが、LFM視程分布予想はMSM視程分布予想と作成方法が共通するところが多いため、ここではGSM視程分布予想とMSM視程分布予想についての解説し、LFM視程分布予想はMSM視程分布予想との差について解説する。

MSM視程分布予想

MSM視程分布予想では、MSMのモデル面予測値の雲水量、相対湿度、降水量、降雪量、風速から光消散係数 σ を求め、それを気象光学距離(MOR: Meteorological Optical Range)の定義に従って視程に変換している。世界気象機関により、MORは色温度2700Kの白熱灯の並行ビームが大気や大気中に浮遊する粒子によって散乱吸収され、その照度Eが元の照度の5%となるまでの距離と定義されている。

Lambertの法則によると、照度Eの距離 r に対する変化率は σ を用いて以下のように書ける。

$$\frac{dE}{dr} = -\sigma E \quad (4.9.1)$$

ここで σ を距離が0から r の間でほぼ変わらないと考えて一定とすると、

$$\frac{E(r)}{E(0)} = \exp(-\sigma r) \quad (4.9.2)$$

MORの定義より、視程 V [km]は照度Eが5%になるまでの距離なので、

$$V = \frac{-\ln(0.05)}{\sigma} \approx \frac{3}{\sigma} \quad (4.9.3)$$

MSM視程分布予想では、この視程と光消散係数の関係式を利用する。

σ は大気中に浮遊している浮遊塵 σ_p 、雲粒 σ_c 、雨粒 σ_r 、雪 σ_s による光消散係数の和で与えられる。

$$\sigma = \sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s \quad (4.9.4)$$

浮遊塵による光消散係数 σ_p は、岩倉・岡田(1999)の視程と相対湿度の関係式を参考に、METARなどから求めた視程とMSMによる湿度の予測との比較から作成した以下の近似式を用いる。

$$\sigma_p = 0.12 \times (1 - RH)^{-0.5} \quad (4.9.5)$$

湿度RHはMSM地上面の予測値を用い、前1時間のRHと平均して説明変数とする。ただし(4.9.5)式は高湿度では成り立たなくなるため、RHは上限を0.85としている。また、前1時間の降水量が0.1 mm以上もしくは前1時間の雪の降水量が0.03 mm以上の場合、降水による浮遊塵の洗浄効果を考慮して $\sigma_p = 0$ とする。

雲粒による光消散係数 σ_c は、Gultepe et al. (2006)などを参考にMSMモデル面の第2層から第9層の雲水量の和 QC [g kg⁻¹]を利用した以下の近似式を用いる。

$$\sigma_c = 12.0 \times QC^{0.9} \quad (4.9.6)$$

係数である12.0はMSMのQCとMETAR等の視程を比較し、悪視程の予測頻度が適切になるように決定している。

雨粒による光消散係数 σ_r は、鈴木(1963)など古くから多くの調査が行われており、前1時間降水量 R [mm]を使った以下の近似式を用いる。

$$\sigma_r = 0.45 \times R^{0.55} \quad (4.9.7)$$

係数である0.45はMSMの降水量とMETAR等の視程との関係から決定した。

雪による光消散係数 σ_s は、藤吉ほか(1983)などを参考に、雪の前1時間降水量 $SNOW$ [mm]とモデル面第2層の風速 FF [m/s]を使った以下の近似式を用いる。

$$\sigma_s = 7.5 \times SNOW^{0.7} + 0.07 \times FF \quad (4.9.8)$$

係数については前述の他の要素と同様に観測値とモデルの予測値から決定した。風速の項は吹雪による視程低下の効果を取り込むためであり、 $SNOW$ が0.1 mm以上予測され、かつ降水(雨)が予測されていない場合に付加される。

ここまで示したとおり、光消散係数を算出する近似式の決定にはMSMの予測値が利用されている。そのため、視程の予測頻度、精度はMSMの降水予測およ

表 4.9.3 視程分布予想の仕様一覧

作成対象	GSM : 20 km 格子 (等緯度経度座標) MSM : 5 km 格子 (等緯度経度座標) LFM : 10 km 格子 ⁹ (ポーラステレオ座標)
作成方法	消散係数による診断手法 (第 4.9.2 項 (3) 参照)
作成対象とするモデル	GSM, MSM, LFM
予報対象時間単位	GSM, MSM : 3 時間、LFM : 1 時間
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=39 まで 3 時間間隔 LFM : FT=1 から FT=9 まで 1 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	湿度、雲水量、降水量、雪の降水量、風速
予測対象	GSM, MSM : 各格子の前 3 時間の最小視程、LFM : 各格子の正時の視程
層別化処理の対象	なし
備考	GSM : 降水の雨雪判別は天気ガイダンス (降水種別) に準じている。 MSM : モデル (ランベルト) とガイダンス (等緯度経度) の座標系の違いにより、南北端で一部欠損値が入る。 共通 : 視程の他に雲の消散係数 σ_c 、雨の消散係数 σ_r 、雪の消散係数 σ_s から計算した視程も作成している。

び地上付近の雲水量の精度に大きく依存する。降水量や雲水量が予測されていない場合は浮遊塵のみが光消散係数に反映されるが、RH の上限が 85% であるため、(4.9.5) 式より浮遊塵の効果のみでは 9000 m を下回ることはない。なお、浮遊塵による視程悪化は、その濃度が考慮されておらず、相対湿度に対応した平均的な濃度における視程が示される。

最後に MSM 視程分布予想に導入している雲水量を増加させる処理について説明する。降水量が 0.2 mm 以下、雲水量が予測されているなどの簡易的な条件で霧雨と推定される際は、推定された領域に対して雲水量を増やす処理を行う。これは、2017 年 2 月に実施された MSM の改良 (原 2017) によって、モデル内でそれまで予測されていた雲水に代わって微小な粒径の降水が予測されるようになり、主に海上で雲水量の予測が減少し悪視程の予測頻度が下がることが判明したため導入した処理である。この処理によって、説明変数の雲水量のオーダーをモデルの変更前のオーダーに近づけ、悪視程の予測精度の悪化を防いでいる。この処理についての詳細は後藤 (2017) を参照していただきたい。

GSM 視程分布予想

GSM 視程分布予想の基本的なアルゴリズムは MSM 視程分布予想と同じだが、予測対象領域が異なる、モデル面の代わりに指定気圧面 (P 面) を利用する、雨と雪による視程低下を考慮しないことなどが異なる。雨と雪による視程悪化を考慮しないのは、GSM 視程分布予想の開発目的である海上予警報の対象が、霧ともやによる悪視程を対象とするためである。そのため、GSM 視程分布予想での光消散係数は以下の式で表さ

⁹ LFM 視程分布予想は、LFM 航空悪天 GPV の一要素として配信しているため、LFM 航空悪天 GPV の格子間隔である 10 km となっている。

れる。

$$\sigma = \sigma_p + \sigma_c \quad (4.9.9)$$

なお、海上の霧予想が主なターゲットではあるが、予測式の作成にあたっては SHIP¹⁰ は用いず、MSM 視程分布予想と同様に METAR を用いた。GSM 視程分布予想では海上の視程を予測対象とするため、本来は SHIP を用いて予測式で作成すべきであるが、SHIP を用いて作成した予測式では悪視程の予測頻度が低く、予測精度が悪かったため METAR を用いた。これは SHIP が主に 6 時間毎の通報であるため METAR に比べて学習に利用できるデータが少なくなることや、海上では視程目標物がないため視程観測の刻みが粗く¹¹、観測の精度も METAR に比べて悪いためである。

GSM 視程分布予想で用いる各気象要素における光消散係数の近似式を示す。まず浮遊塵による光消散係数 σ_p は、以下の近似式を用いる。

$$\sigma_p = 0.162 \times (1 - RH)^{-0.5} \quad (4.9.10)$$

RH の上限は MSM 視程分布予想と同様に 85% であり、降水時に σ_p を 0 とする浮遊塵の洗浄効果も導入されている。

雲水による光消散係数 σ_c は、以下の近似式を用いる。

$$\text{オホーツク海} : \sigma_c = 22.7 \times CWC_3^{0.96} \quad (4.9.11)$$

$$\text{その他の領域} : \sigma_c = 29.3 \times CWC_2^{0.96} \quad (4.9.12)$$

CWC_2 は地表気圧より上層の P 面 2 層の雲水量の和、 CWC_3 は地表気圧より上層の P 面 3 層¹² の雲水量の

¹⁰ 海上実況気象通報式

¹¹ 5000 m 以下の観測を例とすると、METAR は 100 m 刻みであるのに対し、SHIP は 50, 200, 500, 1000, 2000, 4000 m である。

¹² 例えば地表気圧が 1013 hPa の場合、1000, 975, 950 hPa の 3 層となる。

和を表す。ただし、850 hPa以上の層は利用しない。また、雲量が0.5以上の場合はCWCを雲量で除算して格子平均の雲水量から格子内最大値への変換を行っている。GSM 視程分布予想では(4.9.11)式に示すように、オホーツク海(45°N~60°N、140°E~155°Eの領域)とその他の領域で σ_c の近似式を切り替えている。近似式を切り替える理由は、CWC₂を用いて予測値を算出し、SHIPを用いて検証を行ったところ、オホーツク海における霧の捕捉率が低くなることが確認されたためである。なお、オホーツク海とその他の領域の境界付近で予測値が急変するのを防ぐため、境界の±1°では消散係数 σ_c を周囲5×5格子で平均化した値を利用する。

なお、光消散係数 σ には反映されないが、雨粒による光消散係数 σ_r と雪による光消散係数 σ_s も以下の近似式を用いて算出し、要素別の視程に変換している。これらはMSM 視程分布予想と同様に陸上における視程の予測を検討する際の参考資料として利用出来る。

$$\sigma_r = 0.403 \times R^{0.5} \quad (4.9.13)$$

$$\sigma_s = 2.14 \times \text{SNOW}^{0.7} + 0.167 \times \text{FF} \quad (4.9.14)$$

Rは前3時間内の1時間降水量の最大値を用いる。雪の降水量SNOWは、MSMと異なりGSMでは直接予測されないため、降水種別ガイダンス(第4.3節)を簡略化した手法¹³を用いて雨雪判別を行い、雪と判定された格子の降水量Rを雪の降水量SNOWとして置き換えて計算している。

LFM 視程分布予想

LFM 視程分布予想は、基本的にはMSM 視程分布予想と同様のアルゴリズムで算出している。MSM 視程分布予想との主な違いは以下の3点である。

前3時間の最小視程ではなく、1時間毎の正時の視程を対象としている。

雲水量QCはモデル面第1層から第4層の和としている。

霧雨と推定される領域でも雲水量を増加させる処理を行わない¹⁴。

以下にLFM 視程分布予想で用いられる光消散係数の近似式を示す。変数名の記述はMSM 視程分布予想の説明と同様である。

$$\sigma = \sigma_p + \sigma_c + \sigma_r + \sigma_s \quad (4.9.15)$$

$$\sigma_p = 0.23 \times (1 - \text{RH})^{-0.5} \quad (4.9.16)$$

$$\sigma_c = 6.0 \times \text{QC}^{0.9} \quad (4.9.17)$$

$$\sigma_r = 0.45 \times R^{0.55} \quad (4.9.18)$$

$$\sigma_s = 3.6 \times \text{SNOW}^{\frac{2}{3}} + 0.07 \times \text{FF} \quad (4.9.19)$$

¹³ 地上の相対湿度、気温と850 hPaの気温から判定する。

¹⁴ MSMとLFMはモデルの対流パラメタリゼーションの扱いに差があり、LFMでは雲水量を増加させる必要がないため。

4.9.3 統計検証

視程ガイダンス、視程確率ガイダンス、GSM、MSM 視程分布予想の統計検証の結果を示す。検証には2016年1月から12月の03, 09, 15, 21UTCを初期時刻とするFT=6からFT=27の予測値を用いた。GSM 視程分布予想については同期間の00, 06, 12, 18UTCを初期時刻とする同FTの予測値を用いた。視程においては値が小さい、つまり悪視程の精度が重要になるため、閾値未満の視程が予測または観測されたときに「予測あり」または「観測あり」としたカテゴリー検証を示す。空港を対象として検証を行う場合は、地域航空気象解説報でカテゴリー予想¹⁵が発表される空港を検証対象としている。また全事例と記述した場合は全ての事例を、各天気(無降水、雨、雪)の検証とした場合は観測と予測の天気が一致した事例の検証である。便宜上、以下では視程ガイダンスをVIS、視程確率ガイダンスをPoV、視程分布予想をPVISと記載することがある。なお、数値予報モデルには2018年3月現在運用しているGSM、MSMと同仕様の予測値を用いた。

(1) 視程ガイダンス

図4.9.1は全事例について視程ガイダンスを閾値別に検証したエクイタブルスレツスコア(ETS)とバイアススコア(BI)である。閾値5000mではBIは1に近くETSは0.3程度だが、悪視程になるほどBI及びETSは低くなる傾向にある。これは悪視程ほど事例数が少ないことが影響していると考えられる。

図4.9.2は観測と予測の天気一致した事例を対象とした天気別検証である。閾値5000m及び3200mでは無降水が最もETSが高く、1600m及び800mでは雨、雪のETSが無降水を上回る。天気別に見ると無降水は閾値5000mでBIが1.2、ETSが0.2程度だが悪視程になるほどBIは大幅に低くなり、ETSも低下する。悪視程におけるETS、BIが低いのは浮遊塵の効果を相対湿度のみで計算しているため予測精度が十分ではないことや、雲水量の予測に関しても精度が十分ではない(特に放射霧の際に顕著)ことが影響している。一方で、雨・雪のETS、BIは悪視程でも低下していない。これは雨・雪の悪視程の事例は無降水に比べて頻度が高いことや、雲水量に比べて降水の予測精度が高いことが影響している。なお、本検証は天気一致した場合を対象であり、雨や雪の予測が的中したほとんどの事例において視程が5000mを下回るため、気候値予報からの改善であるETSは3200m以下より5000mの方が低くなっている。

図4.9.3は無降水事例における予報対象時刻別の検証を示す。閾値別検証と同様に、より悪視程である1600mの方がETS、BIともに低い。閾値5000mでは概ねBI

¹⁵ 航空機の運航条件に対応した各種カテゴリー(VMC・IMC及び周回進入条件及び雷の有無)を空港運用時間内の3時間毎で予測して表形式で提供するもの(予報部予報課航空予報室2006)。

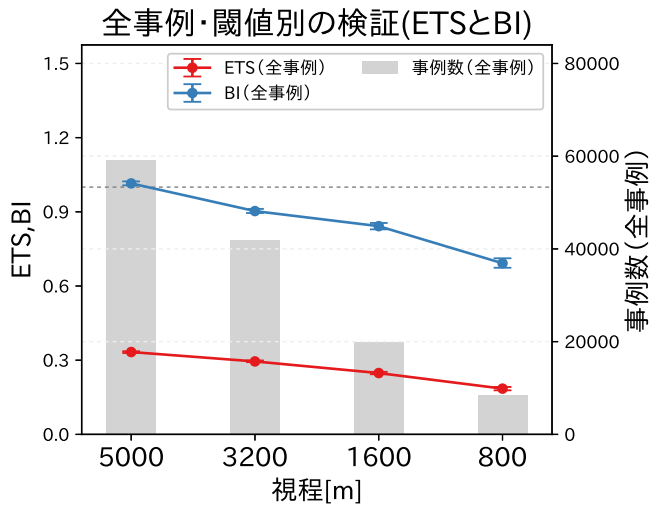


図 4.9.1 視程ガイダンスの全事例における閾値別の検証図。左軸折れ線グラフで ETS と BI を、右軸棒グラフで事例数を示す。ETS と BI のエラーバーは 95%信頼区間である。

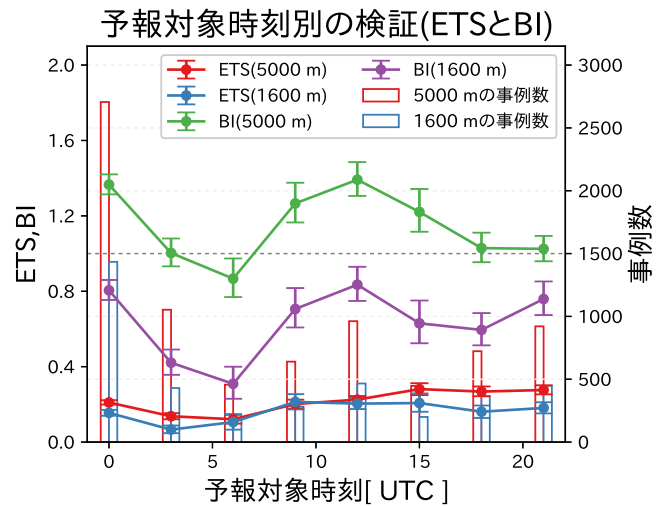


図 4.9.3 5000 m と 1600 m を閾値とした視程ガイダンスの無降水事例における予報対象時刻別の検証図。左軸折れ線グラフで ETS と BI を、右軸棒グラフで事例数を示す。ETS と BI のエラーバーは 95%信頼区間である。

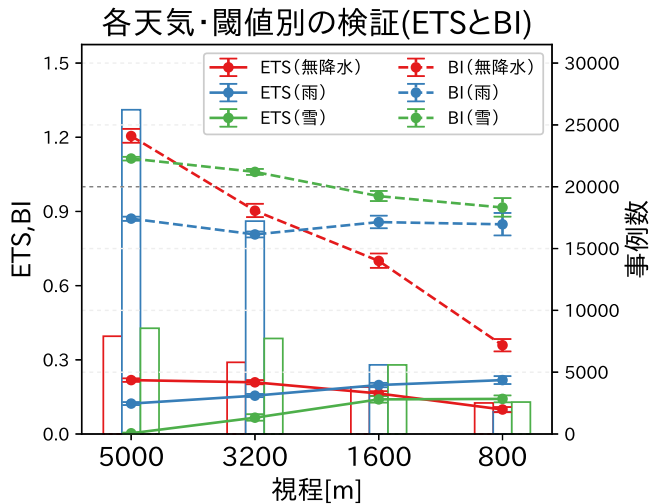


図 4.9.2 観測と予測の天気一致した事例を対象とした視程ガイダンスの天気別の閾値別検証図。左軸折れ線グラフで ETS (実線) と BI (破線) を、右軸棒グラフで事例数を示す。ETS と BI のエラーバーは 95%信頼区間であり、色分けは検証に用いた天気 (赤: 無降水、青: 雨、緑: 雪) である。

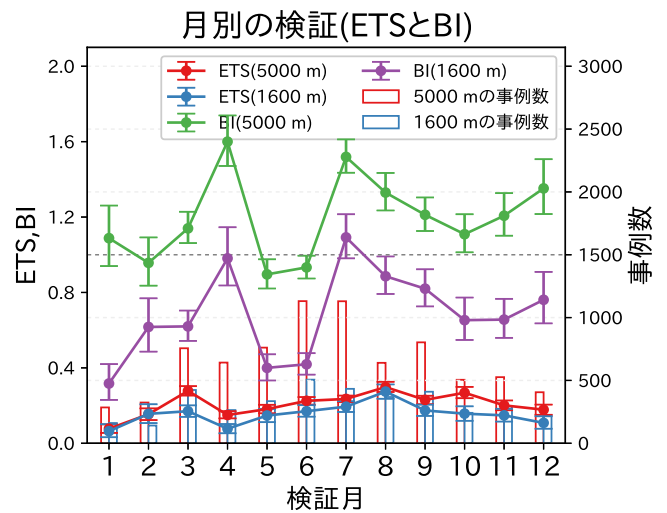


図 4.9.4 図 4.9.3 と同じ。ただし月別の検証結果を示す。

は 1 に近いが、1600 m では全ての時刻で BI が 1 を下回る。また閾値 1600 m では 00UTC の事例数が多いものの、ETS は他の時刻より低い。これは放射霧の予測精度が不十分であることを示し、無降水事例における悪視程の出現頻度の低さやモデルによる下層の雲水量の予測が不十分であることが要因として考えられる。

図 4.9.4 に無降水事例における月別の検証を示す。これまでの検証と同様に、より悪視程である 1600 m の方が ETS, BI とともに低い。事例数の多い暖候期に ETS が高く、事例数の少ない寒候期に ETS が低くなる傾向がある。これは放射霧の予測精度が低いことが影響し

ていると考えられる。

図 4.9.5 に全事例における 1600 m を閾値とした作成対象地点別の検証スコアを示す。北日本や日本海側で BI が 1 に近く ETS も高い地点が多いが、その他の地域では BI が 1 から大きく離れ、ETS も低い地点が多い。北日本などで予測精度が高いのは雪の予測精度が高いことが影響していると考えられる。南西諸島では、無降水時には悪視程が発生する頻度が低く、降水事例ではモデルで位置ずれの影響が大きい対流性の降水が多いことが、予測精度が低い要因であると考えられる。視程確率ガイダンスのスコア (ETS-PoV, BI-PoV) については後述する。

視程ガイダンスと視程確率ガイダンスの地点別検証(閾値1600 m)

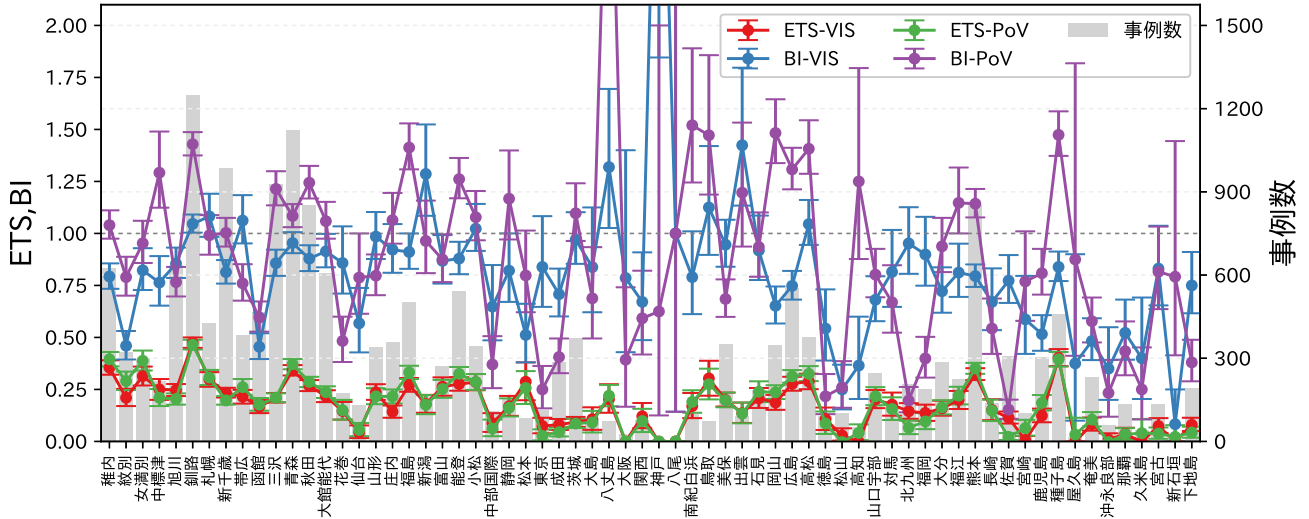


図 4.9.5 1600 m を閾値とした視程ガイダンスと視程確率ガイダンス (PoV16、実況ありとする閾値は 25%) の地点別検証図。左軸折れ線グラフで ETS と BI を、右軸棒グラフで事例数を示す。ETS と BI のエラーバーは 95%信頼区間である。

視程確率の予報時間別の検証(BSS)

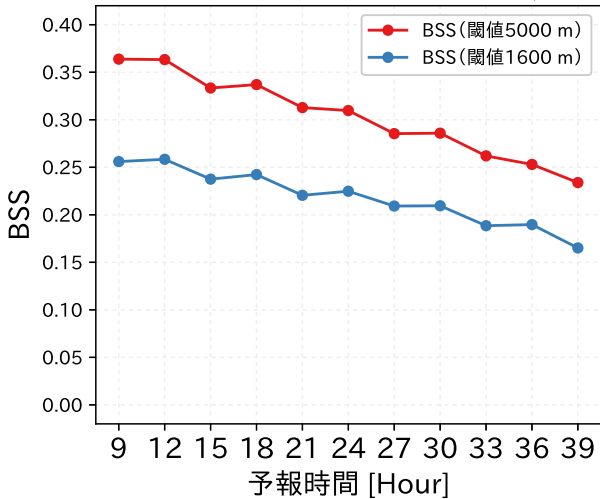


図 4.9.6 視程確率ガイダンスの予報時間別の検証図。PoV50 と PoV16 の BSS を示す。

(2) 視程確率ガイダンス

図 4.9.6 に視程確率ガイダンスの予報時間別のブライアスキルスコア (BSS) を示す。PoV50 と PoV16 とともに予報時間内の BSS は正で確率予測としてスキルがあることが確認できるが、予報時間が進むにつれ BSS は徐々に下がる傾向があることがわかる。

図 4.9.7 と図 4.9.8 は視程確率ガイダンスの信頼度曲線である。図中点線で描画されている $y = x$ の理想直線に概ね近いが、PoV50 は 50%以上の閾値で、PoV16 では 40%以上の閾値で理想直線からやや離れる。どちらも予測の発生確率が実況の相対出現頻度に比べて高いことから、視程確率ガイダンスは高い確率値において、実況に比べてやや高い予測値となる傾向があるこ

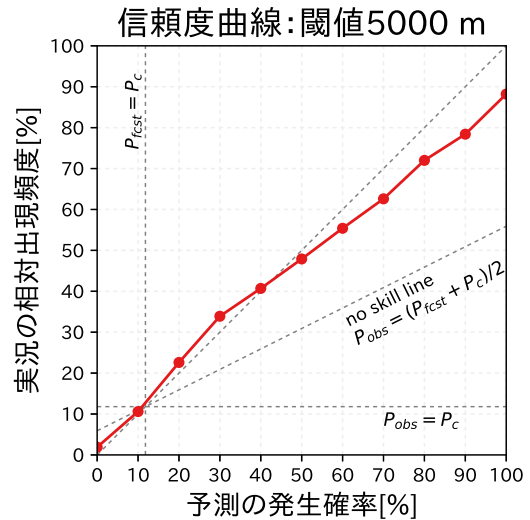


図 4.9.7 視程確率ガイダンスの信頼度曲線。検証対象は PoV50。

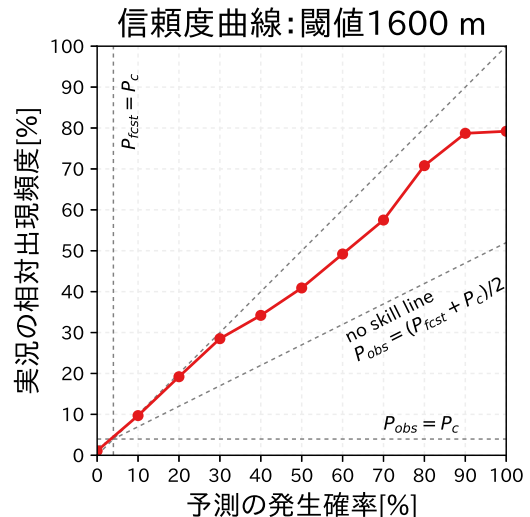


図 4.9.8 図 4.9.7 に同じ。ただし検証対象は PoV16。

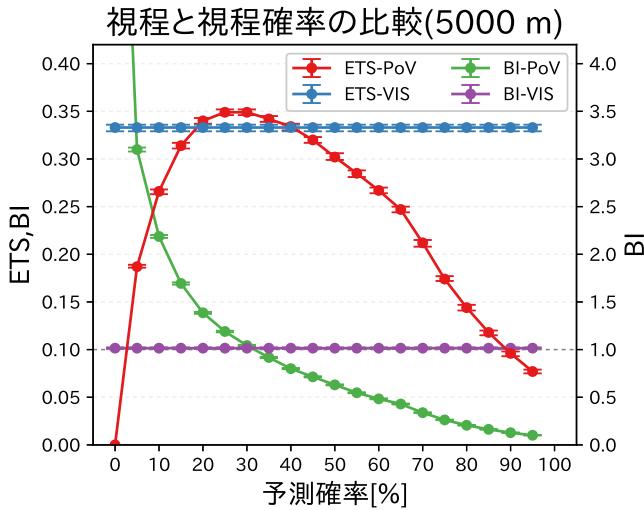


図 4.9.9 5000 m を閾値とした視程ガイダンスと視程確率ガイダンス (PoV50) の比較図。左軸で ETS を、右軸で BI を示す。エラーバーは 95%信頼区間である。

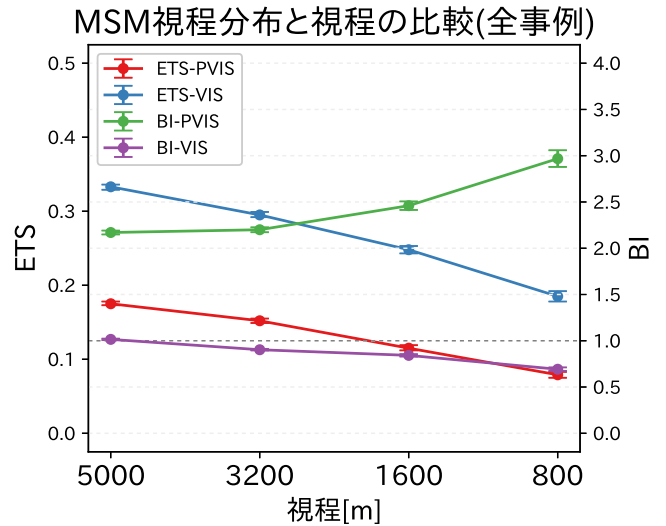


図 4.9.11 MSM 視程分布予想と視程ガイダンスの空港における閾値別検証。左軸で ETS を、右軸で BI を示す。エラーバーは 95%信頼区間である。

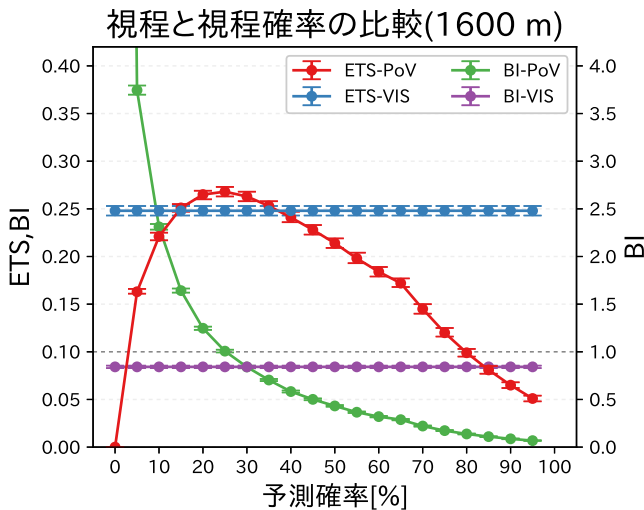


図 4.9.10 図 4.9.9 と同じ。ただし 1600 m を閾値としている。

とを示している。

次に視程ガイダンスとの比較として、図 4.9.9 と図 4.9.10 に 5000 m 及び 1600 m を検証対象とした視程ガイダンスと視程確率ガイダンスの ETS と BI を示す。検証閾値 5000 m 及び 1600 m とともに視程確率ガイダンスの ETS (ETS-PoV) は 25% 前後で最大となり、ETS が最大となる確率値付近では BI (BI-PoV) は 1 に近く、視程ガイダンスの ETS (ETS-VIS) を上回る精度となっている。予報作業において、視程が 5000 m もしくは 1600 m 未滿となるか否かを判断する際に、視程確率ガイダンスの ETS が最大となる確率値を目安とすることで、予報の精度が最も高くなることが期待される。視程ガイダンスだけでなく、視程確率ガイダンスの予測も参考にしていきたい。なお、図 4.9.5 に検証閾値を 25% とした PoV16 と VIS の地点別検証の比較

GSMとMSMの視程分布比較(海域別)

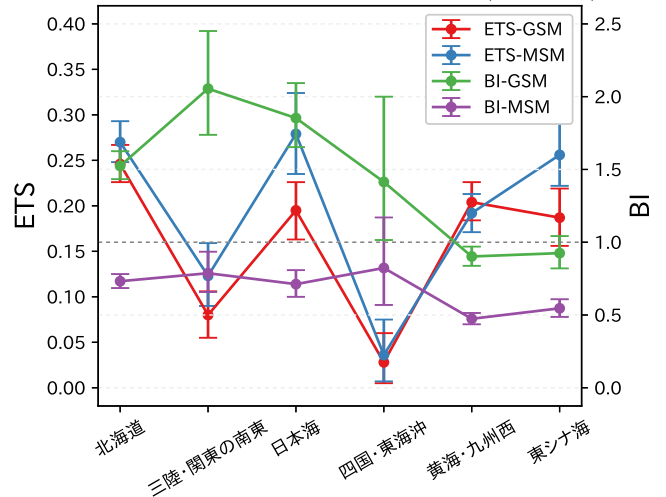


図 4.9.12 1000 m を閾値とした GSM 視程分布予想と MSM 視程分布予想の海域別検証。左軸で ETS を、右軸で BI を示す。エラーバーは 95%信頼区間である。

を示すが、差は小さいものの、多くの地点で PoV-ETS が VIS-ETS を上回っていることが分かる。

(3) 視程分布予想

図 4.9.11 に MSM 視程分布予想と視程ガイダンスの空港における全事例の閾値別検証を示す。MSM 視程分布予想はどの閾値でも BI は 1 より大きく、ETS は悪視程になるほど低くなる。視程ガイダンスと比較すると、MSM 視程分布予想は全ての閾値において視程ガイダンスの ETS を下回っている。更に BI で比較しても、視程ガイダンスは 1 に近く、カルマンフィルタによって係数を最適化しているほか、頻度バイアス補

2016年3月8日の東京国際空港の悪視程事例

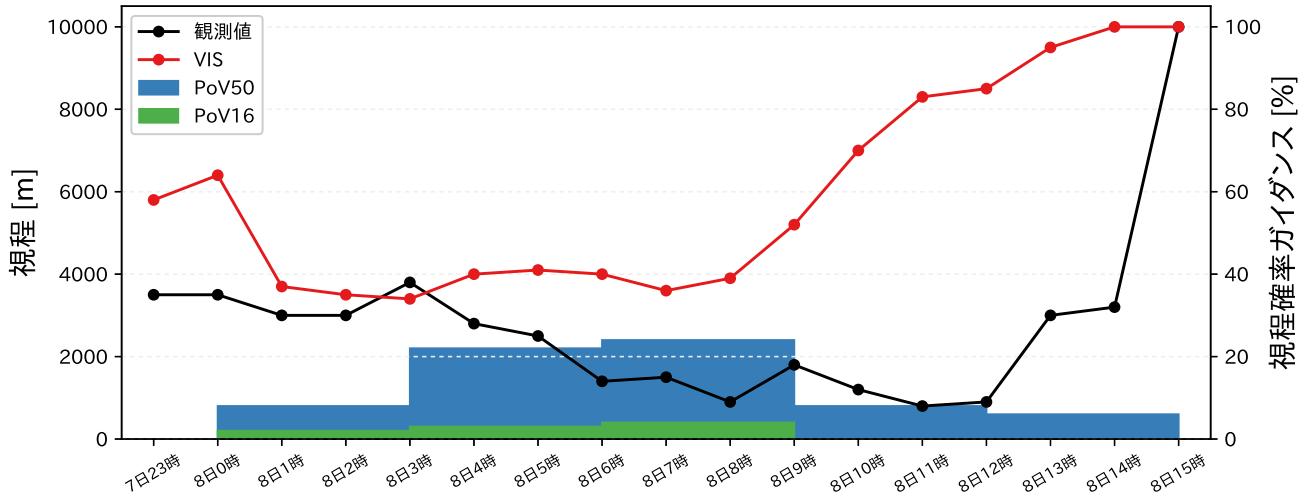


図 4.9.13 日本時間 2016 年 3 月 7 日夜遅くから 8 日にかけての東京国際空港の視程の観測値とガイダンス。ガイダンスは 2016 年 3 月 7 日の 12UTC 初期値で、左軸折れ線グラフで前 1 時間最小視程 (VIS) の観測値と視程ガイダンスを、右軸棒グラフで視程確率ガイダンス (PoV50 と PoV16) を示す。

正で予測頻度を補正している効果が確認出来る。このため、空港での視程の予測には視程ガイダンスを用いる方が通常は精度が高くなるが、視程ガイダンスは空港近傍のモデル予測値しか利用していないため、現象の予測の位置ずれが大きい場合には対応できない。これに対し、MSM 視程分布予想ではより広範囲における悪視程発生の可能性を確認出来るため、現象の予測に不確実性がある場合などは MSM 視程分布予想も参考にしていきたい。

図 4.9.12 に GSM 視程分布予想と MSM 視程分布予想について、SHIP を用いた検証閾値 1000 m における無降水事例の海域別検証の比較を示す。図より、ほぼ全ての海域で MSM 視程分布予想の方が ETS が高いことがわかる。BI は MSM 視程分布予想は過少傾向、GSM 視程分布予想は過大の傾向が見られる。海域別に見ると、GSM、MSM 視程分布予想ともに黄海・九州西と東シナ海は予測頻度が他の領域に比べて低い。これは予測式を METAR で調整しているためと考えられる。予測式を調整する際は、観測点の緯度や経度、事例数の偏りなどを区別せずに利用するため、海霧の影響で霧の観測数が多い北日本の太平洋側の空港に最適化される傾向が大きい。そのため北の海域では精度が高く、南の海域で精度が低い結果になったと考えられる。

4.9.4 事例検証

ここでは霧の影響で 50 便以上が欠航となった東京国際空港での予測を紹介する。2016 年 3 月 8 日は 0 時過ぎから関東地方の広範囲で濃霧となった。前日 7 日の日中には日本の東に中心をもつ高気圧の影響で、南からの暖湿気が流入し、17 時ごろまで降水が継続していた。その後天気は回復したが高湿な気塊が関東平野に

残留し、夜間の放射冷却によって関東地方の各地で霧が観測された。東京国際空港においても、内陸部で冷やされた高湿な気塊が弱い北風によって流入し、視程が悪化、午前 7 時には視程 900 m の霧を観測した。その後気温上昇に伴い一旦視程は回復したが、午前 9 時頃から風向が東南東に変わり、今度は海上からの霧の流入により、午前 11 時には再度視程が 800 m まで悪化した。

本事例について、図 4.9.13 に東京国際空港における視程の観測値とガイダンスの時系列を、図 4.9.14 と図 4.9.15 に視程分布予想の予測と観測値、衛星画像を示す。の放射霧について、視程ガイダンスは視程悪化を予測しているものの、最も視程が悪化する時刻で 3500 m 以上であり、実況ほどの悪視程は予測できていなかった。PoV16 についても予測確率は数%と低く、高確率を予測出来なかった。これに対し、MSM 視程分布予想では東京国際空港周辺で 100 m と実況よりも悪目だが、悪視程を予測出来ていた。GSM 視程分布予想では都心や空港付近では悪視程を予測できなかった。

の視程悪化は、図 4.9.15 の可視画像で赤線で囲んだ領域のように、東京湾に残留した海霧が東南東の風で侵入してきたことによって引き起こされたものである。視程ガイダンス、視程確率ガイダンスでは既に回復傾向で見逃しとなっている。MSM 視程分布予想では東京湾に悪視程の領域が残ることは予測出来ているが、それでも 1800 m 程度であり、実況ほどの悪視程とはなっていない。GSM 視程分布予想も悪視程を予測できていなかった。

今回の事例の で示したとおり、MSM 視程分布予想では予測がやや実況より悪目ながら悪視程が予測できているのに対し、視程ガイダンスでは悪視程を十分

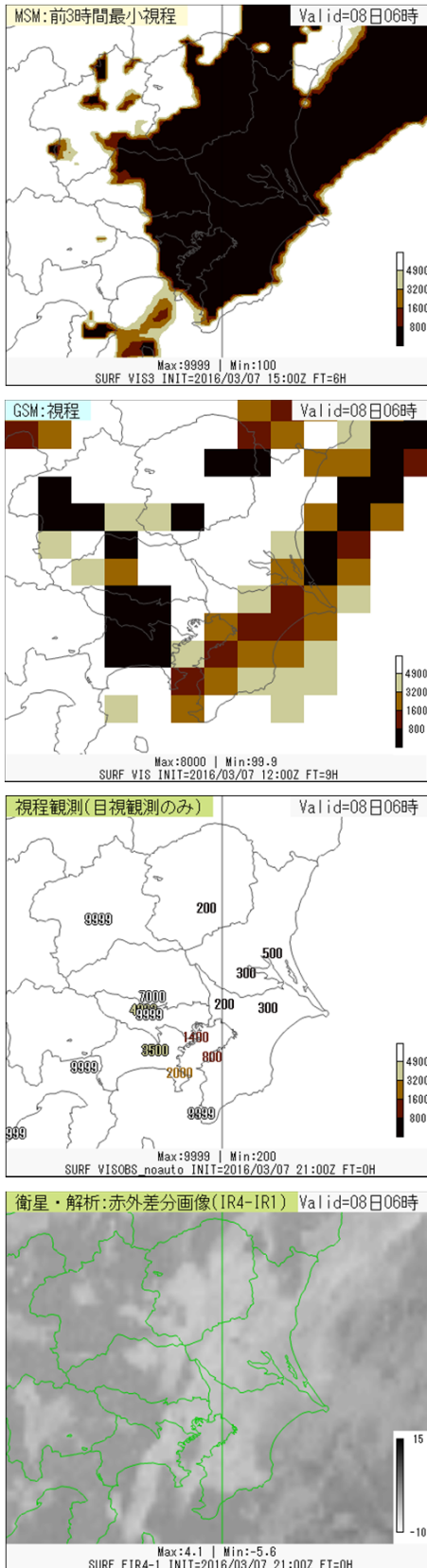


図 4.9.14 日本時間 2016 年 3 月 8 日 6 時の視程の予測値 [m] と観測値 [m] および衛星画像。上から MSM 視程分布予想 (2016 年 3 月 7 日 15UTC 初期値の FT=6)、GSM 視程分布予想 (2016 年 3 月 7 日 12UTC 初期値の FT=9)、視程の観測値 [m]、赤外差分画像 [K]。視程の観測値の上限は 9999 m としている。

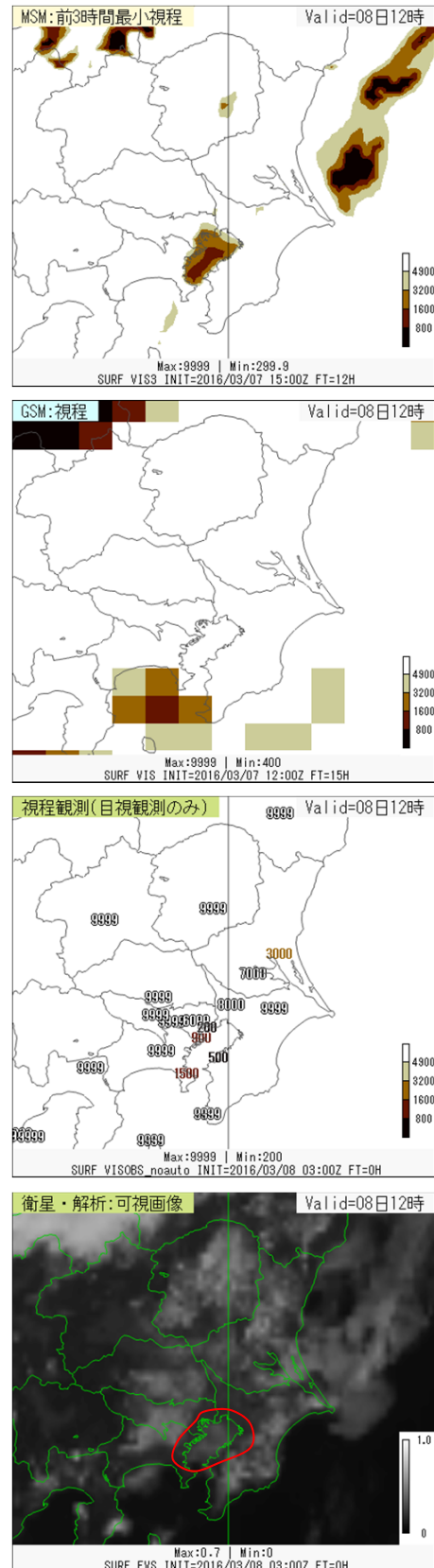


図 4.9.15 図 4.9.14 と同じ。ただし予報対象時刻は日本時間 2016 年 3 月 8 日 12 時で、赤外差分画像の代わりに可視画像を示す。可視画像図中の赤枠は同時刻に東京湾に発生していた海霧を示す。

に予測できていない。視程分布予想は統計処理を行わずモデルの雲水量を基に視程を予測しているが、視程ガイダンスはモデルの雲水量の外れも学習するため、図 4.9.11 で示したように、視程分布予想に比べ悪視程の予測は少なくなる。統計検証では視程ガイダンスの方が視程分布予想より精度は高いが、本事例のように視程ガイダンスの予測が不十分となる場合があるので、視程分布予想も参考にして予報作業を行っていただきたい。

4.9.5 利用上の留意点と今後の展望

本節では視程ガイダンスと視程確率ガイダンス、視程分布予想について開発や改良、仕様、検証結果を示した。空港で時系列の視程を予測する場合、視程ガイダンスの精度が最も高い。視程が 5000 m もしくは 1600 m 未満となるか否かを予測する場合には、視程確率ガイダンスも有効である。また事例検証で示したとおり、視程分布予想はメリハリの効いた面的予測を行うため、空振りは多いが、空港周辺の視程の予測も確認することができるため、予測の位置ずれなどが見込まれる際には有効となる。また、事例検証で示したとおり、統計処理を行っている視程ガイダンスでは予測が不十分になる場合でも、視程分布予想では悪視程を予測できる場合がある。

海上予警報に利用する場合は精度が高い MSM 視程分布予想を主に利用し、MSM 視程分布予想の予報領域外については GSM 視程分布予想を利用するのが良い。ただし、GSM 視程分布予想は実況に比べて広めに予測する傾向があることに注意が必要である。

最後に視程ガイダンスの今後の展望を述べる。視程ガイダンスは、予測式を天気で層別化しているため、この天気を決める航空天気ガイダンスの精度の影響を大きく受ける。航空天気ガイダンスのフローチャートの閾値について、最近のモデル改良の影響を反映した調整や、場合によっては手法の再検討が必要である。

視程確率ガイダンスは現在はカルマンフィルタで確率予測をしているが、精度向上を図るために、確率予測に適したロジスティック回帰に統計手法を変更することを検討する必要があるだろう。

視程分布予想は運用を開始して以降、モデル改良(米原 2017; 原 2017)に対応した予測式の調整が行っているが、説明変数の見直しや参照とする予測式を変更するなど、抜本的な調整は行っていない。例えば、視程の悪化にはエアロゾルの影響もあるが、現在の予測式では考慮されていない。エアロゾルの移流モデルなどの予測結果を用いて調査を行い、予測式にエアロゾルの影響を反映することを目指したい。また、MSM 視程分布予想で導入されている霧雨領域で雲水量を増やす処理は、主に海上での悪視程の予測頻度を増やすために導入したが、この処理の影響で陸上の悪視程は予測頻度が過大となることがわかっている(図略)。その

ため、今後より詳細な調査を行い、この処理を見直すことを検討している。

付録 4.9.A 航空天気ガイダンス

航空天気ガイダンスは、空港における卓越天気を予測するガイダンスである。1993年に運用を開始し、当時は前3時間の卓越天気が予測対象であり、天気ガイダンスから空港周辺の天気を抜き出すことで予測値を作成していた。その後2002年にMSMの運用開始に合わせ、お天気マップと同様のフローチャートを用いて、1時間単位の天気を予測するガイダンスに変更し、2007年に雨雪判別に航空気温ガイダンス¹⁶を利用するように変更した。なお2007年より、予報現場からの要望で海面更正気圧[hPa]も要素の一つとして配信している。

航空天気ガイダンスのフローチャートを図4.9.16に示す。航空気象予報に合わせるため、以下の点がお天気マップと異なる。

予測するカテゴリが晴れ、曇り、雨、みぞれ、雪である。

雨、みぞれ、雪については表4.9.4に示す閾値で強度の予測を行う。

雨雪判別の気温には航空気温ガイダンスを利用する。

弱雪で850 hPaと700 hPaの相対湿度が共に70%未満の場合は降水なしとする¹⁷。

参考文献

藤吉康志, 若浜五郎, 遠藤辰雄, 入川真理, 小西啓之, 竹内政夫, 1983: 札幌における一冬間の降雪強度と視程の同時観測. 低温科学物理編, 42, 147-156.

後藤尚親, 2017: MSMガイダンスの特性の変化. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 56-60.

Gultepe, I, M.D.Müller, and Z.Boybeyi, 2006: A New Visibility Parameterization for Warm-Fog Applications in Numerical Weather Prediction Models. *J. Appl. Meteor. Climat.*, 45, 1469-1480.

原旅人, 2017: メソ数値予報システムの改良の概要. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-47.

井藤智史, 2011: 視程分布予想の開発. 平成23年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 25-29.

井藤智史, 2013: GSM視程分布予想の開発. 平成25年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 58-62.

岩倉晋, 岡田菊夫, 1999: 東京国際空港における卓越視程の相対湿度依存性. 気象研究所研究報告, 50, 81-90.

岩倉晋, 松本逸平, 大林正典, 2002: 航空ガイダンス. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 46-51.

金井義文, 満満男, 工藤淳, 2015: 下層悪天予想図及び

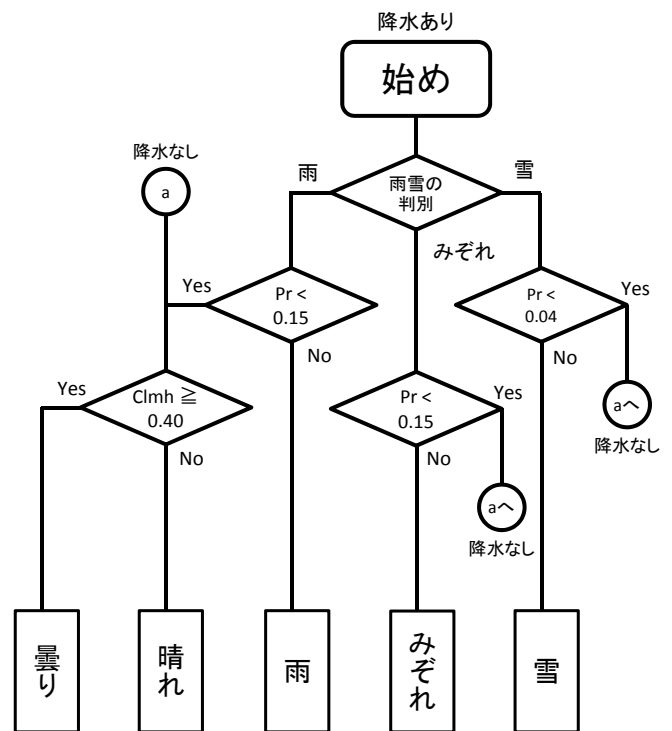


図 4.9.16 航空天気ガイダンスのフローチャート。各種文字の意味は以下のとおりである。Pr:前1時間降水量[mm/h]、Cl:下層雲量、Cm:中層雲量、Ch:上層雲量、Clmh=1-(1-Cl)(1-Cm)(1-Ch):全雲量。雨雪判別のアルゴリズムについては第4.6節を参照されたい。

表 4.9.4 航空天気ガイダンスにおける降水強度を判定する前1時間降水量[mm]の閾値。

降水種別	弱	並	強
雨	0.15	1.5	8.0
雪	0.04	0.40	3.0
みぞれ	0.15	1.5	-

新しい狭域悪天予想図. 航空気象ノート第77号, 気象庁航空気象管理官.

松本智文, 高田伸一, 2010: 雲底確率ガイダンスの開発、視程ガイダンスの改良. 平成22年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 88-94.

大林正典, 2001: 航空気象予報支援資料. 平成13年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 47-49.

鈴木弥幸, 1963: 視程と降雨(雪)強度の関係. 気象庁研究時報, 15, 483-487.

高田伸一, 2004: TAF-S視程ガイダンス. 平成16年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 53-55.

高田伸一, 2007: 航空気象予報ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87-89.

予報部予報課航空予報室, 2006: 新しい航空気象予報業務について. 測候時報, 73, 23-49.

米原仁, 2017: 全球数値予報システムの改良の概要. 平成29年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-7.

¹⁶ 第4.4節を参照。MSMを入力としてMETAR, SPECI, METAR AUTOを観測値として空港向けの気温ガイダンスを作成する。

¹⁷ 松本空港など高所にある空港で山を越えて流れてくる弱い雪の予測は上空が乾いている時は空振りとなるため。

4.10 雲ガイダンス¹

4.10.1 はじめに

空港上空に低い雲があると、着陸時にパイロットが滑走路を視認出来る高度が低くなり、着陸が困難になるなど、雲が航空機の運航に与える影響は大きい。特に雲量が5/8以上となる最低雲層の雲底の高さ（シーリング、CIG）は航空機の運航に影響を与える指標の一つであり、例えば運航用飛行場予報（TAF）の予報変化基準²として100, 200, 600, 1000 ft³が用いられている。また、CIGは代替飛行場の選定基準にも用いられている。

雲ガイダンスは空港上空の雲を予測するために1993年に運用を開始した。当時は線形重回帰を用いて前3時間にCIGが15000 ft未満となる確率とその場合のCIGを予測対象としていた。1996年には利用するモデルが領域モデル（RSM）に変わり、CIGの予測対象高度を15000 ftから7000 ftに変更、1998年には診断手法による上中下層雲の雲量と高さを追加した。2001年には診断手法とカルマンフィルタを用いて空港上空38層⁴の雲量を求め、そこからMETAR⁵など空港での観測を模して3層の雲を抽出する手法に変更した（大林2001）。この際に予測対象を前3時間の最低CIG時における下から3層の雲量とその雲底高度に変更し、CIGが閾値未満となる確率の予測を廃止した。2002年にはメソモデル（MSM）を入力として予測対象時間を前1時間としたガイダンスを追加し、頻度バイアス補正を導入した（岩倉ほか2002）。MSMの水平格子間隔が5 kmとなった2006年には前1時間を予測対象とするガイダンスの予測手法をニューラルネットワークに変更し、説明変数に地上と850 hPaの間の気温差を追加した（高田ほか2005）。2007年にMSMの予報時間が33時間となる際にMSMガイダンスの予報時間も延長し、それに伴いカルマンフィルタを用いたRSMガイダンスを廃止してMSMガイダンスに統合した（高田2007）。2008年には説明変数に降水量を追加、予報対象時刻や季節による層別化、頻度バイアス補正の調整を行った（松澤ほか2008）。さらに目視観測のない時間帯に自動観測であるMETAR AUTO⁶を利用するようになった。2010年には前3時間にCIGが1000 ft未満となる確率（PoC10）及び600 ft未満となる確率（PoC06）をロジスティック回帰を用いて予測する雲底確率ガイ

ダンスの運用を開始した（松本・高田2010）。

本節では第4.10.2項でガイダンスの仕様を、第4.10.3項と第4.10.4項で統計検証と事例検証を通じてガイダンスの予測特性を示し、最後に第4.10.5項で利用上の留意点と今後の展望について述べる。

4.10.2 仕様

(1) 雲ガイダンス

雲ガイダンスは空港上空の下から3層の雲量及びその雲底高度を予測するガイダンスである。雲ガイダンスの仕様を表4.10.1に示す。雲ガイダンスでは38層の雲量を目的変数としており、目的変数の作成には目視観測であるMETAR, SPECI⁷, SCAN⁸が優先して利用されるが、目視観測のない時間帯にはMETAR AUTOも利用する。雲量は相対湿度が高くなると非線形に増加することが知られている（大野・伊佐1984）ため、統計手法にニューラルネットワークを利用している。ネットワークは入力層のユニット数5個、中間層のユニット数が6個、出力層のユニット数が1個の3層順伝播型である。中間層・出力層共に活性化関数はロジスティック関数としている。他のニューラルネットワークのガイダンスの出力層は線形関数が多いが、雲量が0~1の範囲である事から雲ガイダンスでは出力層もロジスティック関数を用いている。

作成方法

雲ガイダンスは以下の手順で作成する。

観測値から38層の雲量を作成する。

38層各層において、ニューラルネットワークの重みと頻度バイアス補正の閾値を更新する。

MSMモデル面と気圧面から説明変数を作成する。ニューラルネットワークで38層各層の雲量を予測し、頻度バイアス補正で予測値を補正する。

38層から予測対象である3層を抽出し、雲ガイダンスの予測値とする。

雲ガイダンスでは予測対象である3層の値を直接予測する代わりに、まず空港上空の38層の雲量を求め、それから3層を抽出して予測値としている。そのために、まず目的変数として38層の雲量を作成する（ ）。雲の通報には雲の厚さの情報はないため、雲の厚さは一律に2000 ft（霧の場合は500 ft）としている。また通報には通常3層しか含まれないため、通報された最も高い雲層より上の層は欠測として扱う。観測時間は前1時間の最低CIGの通報を利用するが、5/8以上の雲がない場合は、第1層が最も低い通報を利用する。また鉛直視程が通報された場合にはその高度を第1層として扱い、それ以下の高度の雲量を0とする。

で求めた雲量を目的変数とし、38層それぞれの予測式を更新する（ ）。予測式は暖候期用と寒候期用で

¹ 後藤 尚親

² 予報時間内に気象要素の重要な変化が予測される場合に、変化前後の状態、変化指示符、変化の開始時刻と終了時刻をTAFの変化群に示すための基準。

³ フィート。1 ft \approx 0.3048 m。

⁴ 0~1500 ft は100 ft 間隔、1500~5000 ft は500 ft 間隔、5000~10000 ft は1000 ft 間隔、10000~20000 ft は2000 ft 間隔とした38の層のこと。

⁵ 航空気象定時観測気象報

⁶ 航空気象自動観測気象報

⁷ 航空気象特別観測気象報

⁸ 航空気象観測所気象報

表 4.10.1 雲ガイダンスの仕様一覧

作成対象	空港
作成方法	ニューラルネットワーク（3層：活性化関数は中間層・出力層ともにロジスティック関数を使用）による予測に頻度バイアス補正を行う。
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	1時間
予報期間と間隔	FT=2 から FT=39 まで 1時間間隔
逐次学習の有無	あり
説明変数	モデル面湿度、降水量、地上と 925 hPa との間の平均気温減率
目的変数	METAR, SPECI から算出した前 1 時間の最低 CIG 時の上空 38 層の雲量。目視観測がない時間帯は METAR AUTO を利用。
層別化処理の対象	作成対象地点（空港）、予報対象時刻（1 時間毎 1 日分）、季節（暖候期（4~10 月）、寒候期（11~3 月））、 寒候期・暖候期の係数切替前に 1 か月の事前学習を行う。
備考	・ニューラルネットワークで空港上空の 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 層の雲層を抽出する。 ・頻度バイアス補正の閾値は 0/8, 1/8, 3/8, 5/8, 8/8 を使用。

表 4.10.2 雲底確率ガイダンスの仕様一覧

作成対象	空港
作成方法	ロジスティック回帰
作成対象とするモデル	MSM
予報対象時間単位	3 時間
予報期間と間隔	FT=6 から FT=39 まで 3 時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	表 4.10.3 に示す説明変数から 6 つを選択する。
目的変数	METAR, SPECI から算出した前 3 時間の最低シーリングが 1000 ft もしくは 600 ft 未満 (1) か否 (0) か。目視観測がない時間帯は METAR AUTO を利用。
層別化処理の対象	作成対象地点（空港）、季節（暖候期（4~10 月）、寒候期（11~3 月））、予報時間（6 時間区切り）、予報対象時刻（3 時間毎 1 日分）

表 4.10.3 雲底確率ガイダンスの説明変数一覧

必須選択	前 3 時間における相対湿度の最大値 前 3 時間における雲量 (CVR) の最大値
二者択一	降水量の前 3 時間積算を周囲 20 km で平均した値 雪の降水量の前 3 時間積算を周囲 20 km で平均した値
3 つ選択	前 3 時間における地上と 925 hPa との間で算出した平均気温減率の平均値 前 3 時間における東西風の平均値 前 3 時間における南北風の平均値 前 3 時間における雲水量と雲氷量の和 (CWC) の最大値

層別化しているが、予測式の切り替えの際に予測値が急変するのを軽減するために、予測に用いる 1 か月前から予測式の更新を行う。

次に MSM のモデル面と気圧面から説明変数を作成する（）。説明変数は相対湿度、降水量、地上と 925 hPa との間の平均気温減率を利用する。相対湿度は予測対象である 38 層それぞれに最も近い高度のモデル面の ± 1 層の相対湿度、降水量は前 3 時間降水量の正の平方根、平均気温減率は地上と 925 hPa の間で計算したものとす。なお、地上と 925 hPa の高度差が 100 m 以下である場合、平均気温減率の算出には 925 hPa の代わりに 850 hPa を用い、地上と 850 hPa の高度差が 100 m 以下である場合は 5.0 K km^{-1} とする。降水量と平均気温減率は空港を中心とした 20 km 領域の平均値を用いる。

と で得られた予測式と説明変数を用いてニューラルネットワークで 38 層の雲量を予測し、頻度バイアス補正で予測値を補正する。この 38 層の雲量を下の層から探索することによって、予測対象である 3 層の雲量を抽出する。3 層の抽出は空港の観測における雲の観測を模した次の手順で行う。

1. 38 層の雲量に対して、下から 1/8, 3/8, 5/8, 7/8 以上となる層を最大で 4 層抽出する。
2. 抽出した層の高度差が高度の 20% 以下である場合、それら 2 つの層を一体として扱い、近接しないようにする。例えば 900 ft で雲量 1/8、1000 ft で雲量 4/8 と抽出された場合、この 2 層を一体とみなし、900 ft で雲量 4/8 とする。
3. 下から 3 層の雲量とその雲底高度を予測値とする。

(2) 雲底確率ガイダンス

雲底確率ガイダンスは前 3 時間内の最低 CIG が 1000 ft もしくは 600 ft 未満となる確率を予測対象とする。雲底確率ガイダンスの仕様を表 4.10.2 に示す。目的変数の作成においては雲ガイダンスと同様に目視観測を優先して使い、目視観測のない時間帯には METAR AUTO を用いる。目的変数は前 3 時間内の最低 CIG が閾値未満となった場合に 1、それ以外を 0 とする。

作成方法

雲底確率ガイダンスは以下の手順で作成する。

MSM 気圧面から説明変数を作成する。

ロジスティック回帰式で PoC10, PoC06 を求める。

PoC06 が PoC10 を上回る場合は、PoC06 を PoC10 で置き換える⁹。

説明変数は表 4.10.3 に示した説明変数から 6 つを選択して利用する。候補となる変数は雲ガイダンスと同様の要素に加え、冬季日本海側の降雪時における低シーリングの予測精度向上を目的として前 3 時間の雪の降水量を、海上等から移流してくる雲を考慮するために東西風及び南北風を、数値予報モデルで予測される雲に関する量として雲量 (CVR) 及び雲水量と雲氷量の和 (CWC) を用いる。相対湿度、東西風、南北風、CVR、CWC は各地点のモデル標高から 1000 ft もしくは 600 ft の高度における値を利用する。回帰式に利用する説明変数の選択方法は次の通りで、選択される変数は地点や時刻などの層別ごとに異なる。なお、信頼性の高い予測式の作成には一定数以上のデータが必要となるため、不足する場合は前後の時刻のデータを重ねて利用して予測式を作成している。

1. 相対湿度と雲量は必須選択とする。
2. 前 3 時間降水量と前 3 時間の雪の降水量はどちらかを必ず選択する。
3. 必須選択と降水量の変数に加え、残り 4 つの変数から 3 つを総当りで選んだ全組み合わせの回帰式を作成する。
4. 全組み合わせのうち AIC¹⁰ が最小となる組み合わせを採用し、その時の説明変数と予測式をガイダンスで利用する。

4.10.3 統計検証

雲ガイダンスと雲底確率ガイダンスの統計検証の結果を示す。検証には 2016 年 1 月から 12 月の 03, 09, 15, 21UTC を初期時刻とする FT=6 から FT=27 の予測値を用いる。ただし予報時間別の検証である図 4.10.2 と図 4.10.6 には全初期値の FT=6 から FT=39 の予測値を用いる。また CIG においては値が小さい、つまり低

⁹ ただし雲ガイダンスとの整合はとっていないため、例えば雲ガイダンスで CIG が 400 ft と予測されているのに PoC06 が低いといったことも起こりうる。

¹⁰ 赤池情報量基準。詳しくは第 2.3.11 項 (1) を参照。

シーリングの予測精度が重要となるため、閾値未満の CIG が予測または観測されたときに「予測あり」または「観測あり」として検証する。検証は地域航空気象解説報でカテゴリー予想¹¹が発表される空港を対象とした。便宜上、以下では雲ガイダンスを Cld、雲底確率ガイダンスを PoC と記載することがある。なお、数値予報モデルには 2018 年 3 月現在運用している MSM の予測値を用いた。検証期間が現在運用している雲底確率ガイダンスの予測式作成期間 (後藤 2017) と重なっているため、雲底確率ガイダンスの検証は 1 か月抜きクロスバリデーション (第 2.3.11 項 (2) を参照) とした。

(1) 雲ガイダンス

図 4.10.1 は雲ガイダンスの閾値別のエクイタブルスレットスコア (ETS) とバイアスコア (BI) である。低シーリングであるほど BI が小さく、ETS も低い傾向であることがわかる。これは低シーリングであるほど事例数が少ないことが影響していると考えられる。

図 4.10.2 と図 4.10.3 に閾値を 1000 ft とした予報時間別と予報対象時刻別の検証結果を示す。予報時間によらず ETS と BI は大きく変動しない。予報対象時刻別でみると、未明から朝にかけて事例数が増えるものの、この時間の予測頻度及び精度は低い。これは放射霧の予測精度が十分でないことが影響している。

図 4.10.4 に月別の検証結果を示す。暖候期は BI は 1 に近く ETS も高いことがわかる。寒候期では暖候期に比べて事例数が少ないことや放射霧の予測精度が十分でない影響で、ETS が低い。特に 3 月と 11 月は ETS が他の月に比べて低いが、これは季節の変わり目であ

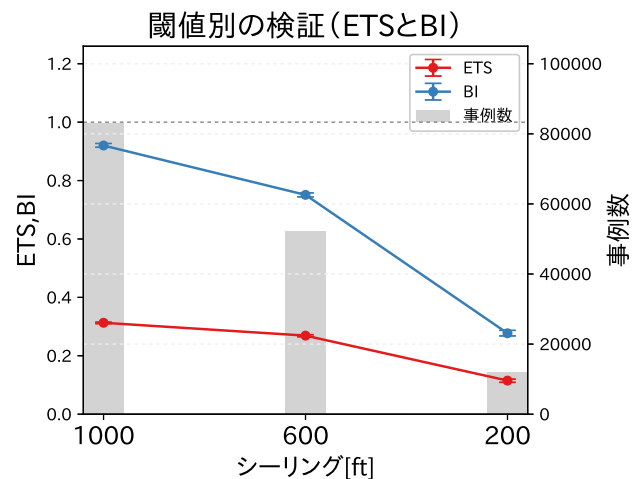


図 4.10.1 雲ガイダンスの閾値別の検証図。左軸折れ線グラフで ETS と BI を、右軸棒グラフで事例数を示す。ETS と BI のエラーバーは 95%信頼区間である。

¹¹ 航空機の運航条件に対応した各種カテゴリー (VMC・IMC 及び周回進入条件及び雷の有無) を空港運用時間内の 3 時間毎で予測して表形式で提供するもの (予報部予報課航空予報室 2006)。

予報時間別の検証(ETSとBI)

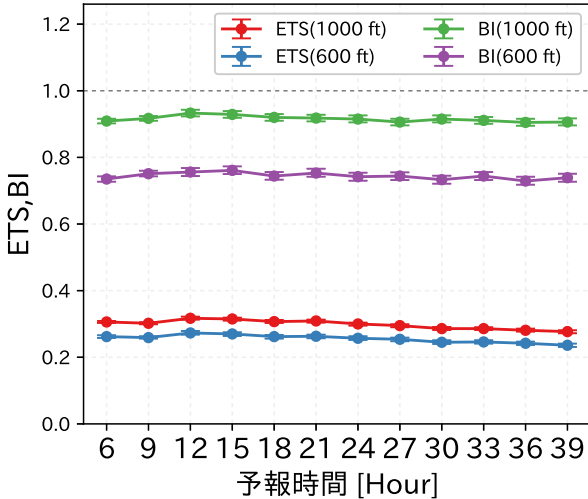


図 4.10.2 1000 ft と 600 ft を閾値とした雲ガイダンスの予報時間別の検証図。ETS と BI のエラーバーは 95%信頼区間である。

ることや、暖候期と寒候期の予測式の切り替え月であるため、季節ごとの誤差特性を十分に修正出来ないことが理由として考えられる。

図 4.10.5 は雲ガイダンスと雲底確率ガイダンスで閾値を 1000 ft とした場合の地点別検証である。事例の多い北日本において ETS-Cld が高い地点が多く、BI-Cld も 1 に近い。これに対し東日本や西日本、南西諸島の事例数の少ない地点では、予測頻度及び予測精度が低い。ETS-PoC と BI-PoC については後述する。

(2) 雲底確率ガイダンス

図 4.10.6 に雲底確率ガイダンスの予報時間別ブライアスキルスコア (BSS) を示す。PoC10 と PoC06 とともに予報時間が進むにつれ、徐々に BSS が低下する傾向がある。

図 4.10.7 と図 4.10.8 は雲底確率ガイダンスの信頼度曲線である。暖候期における信頼度曲線は PoC10, PoC06 とともに、図中点線で描画されている $y = x$ の理想直線に近いが、50%以上の閾値で徐々に理想曲線から離れる。どちらも予測の発生確率が実況の相対出現頻度に比べて高いことから、雲底確率ガイダンスは高い確率値において、実況に比べてやや高い予測値となる傾向があることを示す。寒候期における PoC10, PoC06 とともに 30%程度から理想曲線から離れており、暖候期に比べて更に予測の確率が高く出やすい傾向がある。

次に雲ガイダンスとの比較として、図 4.10.9 と図 4.10.10 に 1000 ft 及び 600 ft を検証対象とした雲ガイダンスと雲底確率ガイダンスの ETS と BI を示す。検証閾値 1000 ft 及び 600 ft とともに雲底確率ガイダンスの ETS(ETS-PoC) は約 30%で最大となり、同閾値の BI

予報対象時刻別の検証(ETSとBI)

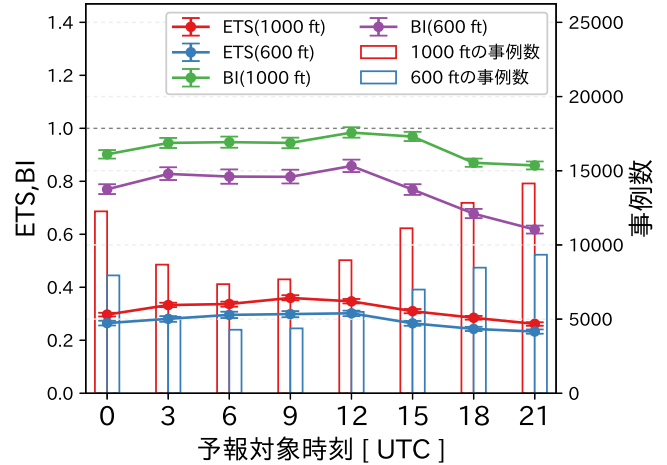


図 4.10.3 1000 ft と 600 ft を閾値とした雲ガイダンスの予報対象時刻別の検証図。左軸棒グラフで ETS と BI を、右軸棒グラフで各事例数を示す。ETS と BI のエラーバーは 95%信頼区間である。

月別の検証(ETSとBI)

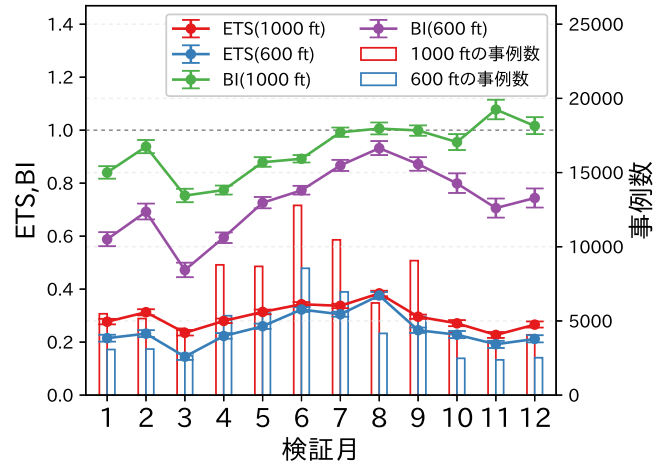


図 4.10.4 図 4.10.3 と同じ。ただし月別の検証結果を示す。

もほぼ 1 であることが分かる。ETS-PoC が最大となる確率値付近では、雲ガイダンスの ETS(ETS-Cld) を上回る精度となっている。このことは図 4.10.5 の Cld と PoC の比較でも確認出来る。多くの地点で ETS-PoC が ETS-Cld を上回っており、BI-PoC が BI-Cld より 1 に近い地点が多い。予報作業において、シーリングが 1000 ft もしくは 600 ft 未満となるか否かを判断する際に、雲底確率ガイダンスの ETS が最大となる確率値を目安とすることで、予報の精度が最も高くなることが期待される。時系列の CIG を予測する際には雲ガイダンスを元に、雲底確率ガイダンスの確率値も参考に予報を組み立てることが有効である。例えば雲ガイダンスの CIG の予測が 1000 ft 以上であっても、雲底確率ガイダンスの予測確率が高い場合は雲ガイダンスを下方修正するなど、雲底確率ガイダンスの予測も参考にしながら雲ガイダンスの予測を利用していきたい。

雲ガイダンスと雲底確率ガイダンスの地点別検証(閾値1000 ft)

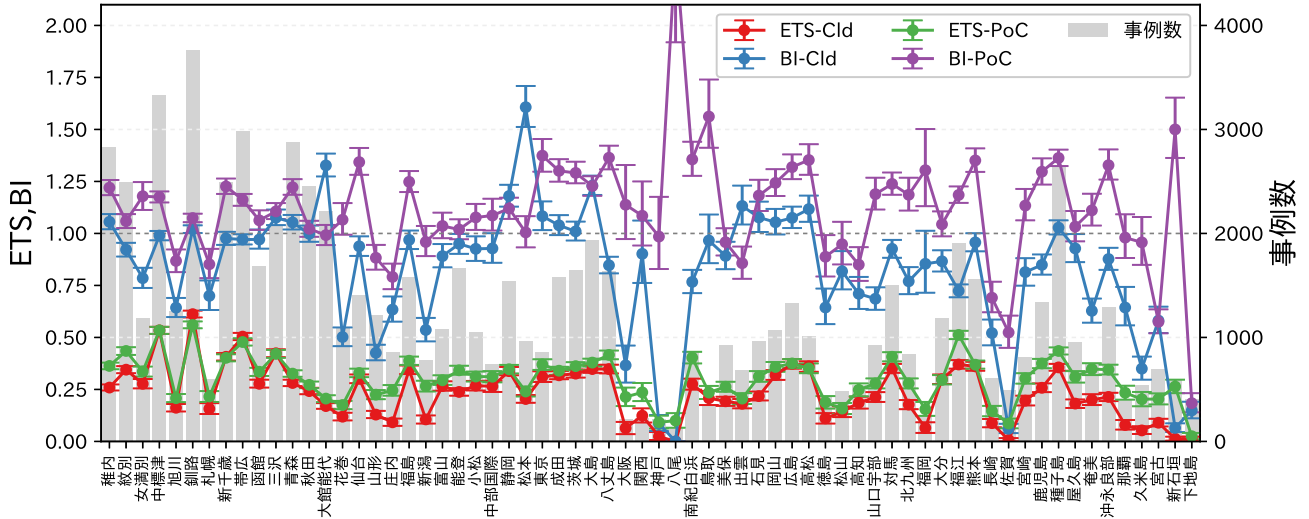


図 4.10.5 1000 ft を閾値とした雲ガイダンスと雲底確率ガイダンス (PoC10、実況ありとする閾値は 30%) の地点別検証図。左軸折れ線グラフで ETS と BI を、右軸棒グラフで事例数を示す。ETS と BI のエラーバーは 95%信頼区間である。

雲底確率の予報時間別の検証(BSS)

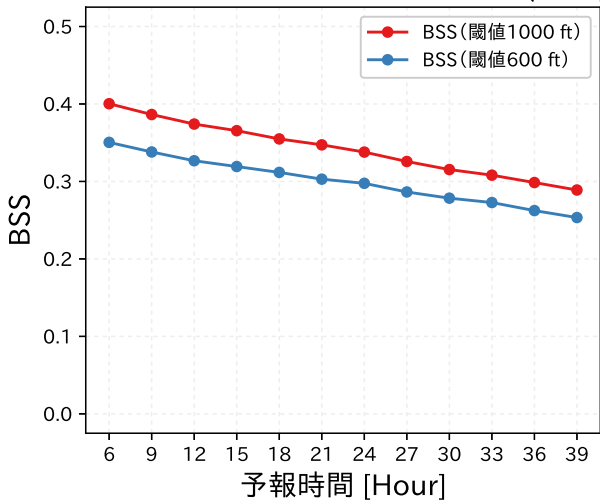


図 4.10.6 雲底確率ガイダンスの予報時間別の検証図。PoC10 と PoC06 の BSS を示す。

4.10.4 事例検証

雲ガイダンスと雲底確率ガイダンスの予測例として釧路空港で低シーリングとなった事例を示す。図 4.10.11 は 2016 年 1 月 13 日 21 時の日本域地上天気図、図 4.10.12 は翌日 14 日 3 時の 1 時間解析雨量である。日本海から東進する低気圧の影響で、釧路空港周辺では 1 時ごろから降水域がかかり、断続的に降雪があった。

図 4.10.13 に釧路空港における CIG の観測値と 2016 年 1 月 12 日 18UTC を初期値とする雲ガイダンス、雲底確率ガイダンスの予測値を示す。釧路空港の観測では降雪の始まった 1 時ごろから CIG が急速に下がり、3 時には 1000 ft、7 時には最も低い 500 ft まで低下した。その後、9 時に降雪がやみ、CIG は 2000 ft となっ

信頼度曲線(閾値1000 ft)

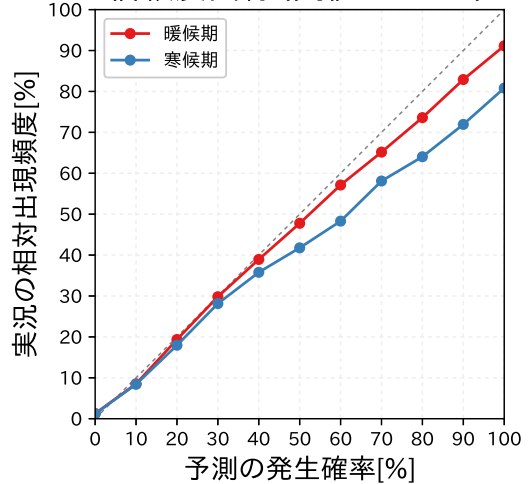


図 4.10.7 雲底確率ガイダンスの季節別信頼度曲線。検証対象は PoC10。暖候期は 4 月から 10 月、寒候期は 11 月から 3 月としている。

信頼度曲線(閾値600 ft)

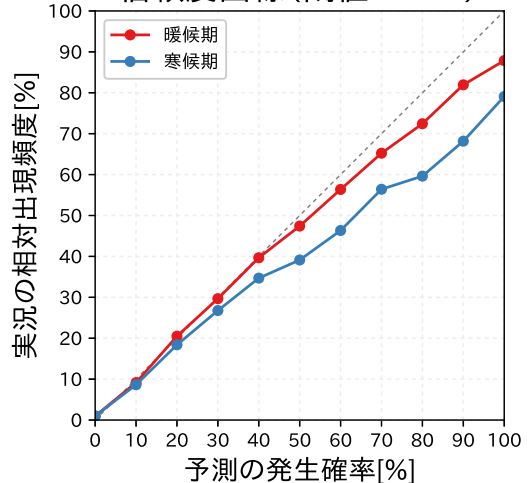


図 4.10.8 図 4.10.7 と同じ。ただし検証対象は PoC06。

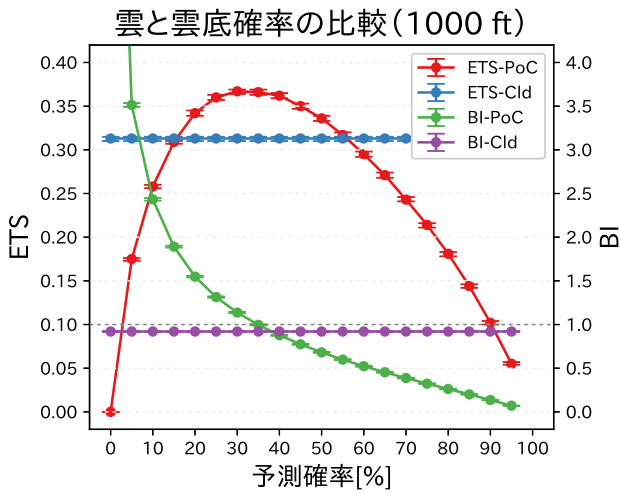


図 4.10.9 1000 ft を閾値とした雲ガイダンスと雲底確率ガイダンス (PoC10) の比較図。左軸で ETS を、右軸で BI を示す。エラーバーは 95%信頼区間である。

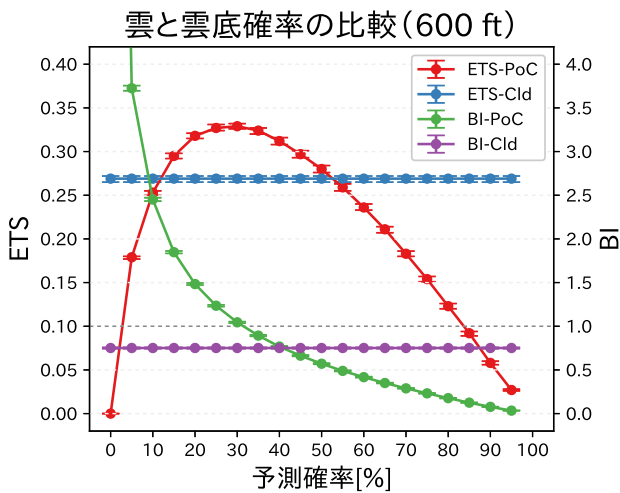


図 4.10.10 図 4.10.9 と同じ。ただし 600 ft を閾値としている。

た。雲ガイダンスによる CIG の予測は実況からやや遅れてはいるが、6 時に 500 ft、8 時に 200 ft を予測し、実況と対応が良い。CIG の予測が実況に比べて全体的に 3 時間ほど遅れているのは、MSM の降水予測が実況に比べて 3 時間ほど遅れていたことが理由と考えられる (図略)。雲ガイダンスは 1 時間単位で予測が行われるため、数値予報モデルの予測の位置ずれの影響を大きく受ける。このため、降水分布などの数値予報モデルの予測と実況の位置ずれに留意して、雲ガイダンスの予測を修正していただきたい。

雲底確率ガイダンスでは実況で低シーリングとなる時間帯に PoC10 及び PoC06 を高く予測しており、実況を良く捕捉している。また雲ガイダンスでは 10 時頃まで実況にない低シーリングを予測しているが、雲底確率ガイダンスでは 12 時の確率値は低い。統計検証で示したとおり、利用している説明変数の違い (雪の降

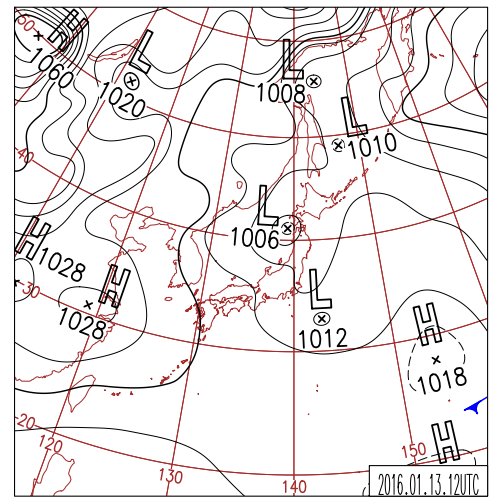


図 4.10.11 日本時間 2016 年 1 月 13 日 21 時の日本域地上天気図。

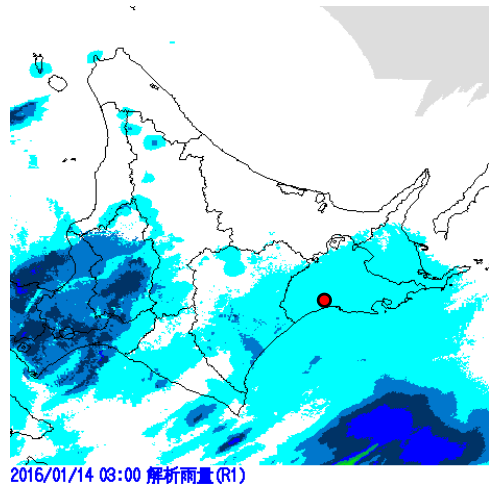


図 4.10.12 日本時間 2016 年 1 月 14 日 3 時の解析雨量。図の赤丸は釧路空港の位置を示す。

水量や雲量) などの影響で、雲ガイダンスより雲底確率ガイダンスの方が統計的には精度が高い。1000 ft もしくは 600 ft 未滿となるか否かを判断する際には雲底確率ガイダンスの確率値が有効である。

4.10.5 利用上の留意点と今後の展望

本節では雲ガイダンスと雲底確率ガイダンスの開発や改良、仕様、検証結果を示した。統計検証や事例検証で示したとおり、低シーリングの発生を予測するには雲底確率ガイダンスが有効である。雲底確率ガイダンスの ETS が最大となる約 30% を目安として低シーリングが発生するか否かを判断することで、精度の高い予測となることが期待される。また雲ガイダンスは 1 時間単位で予測されるため、数値予報モデルの予測と実況の差に着目することで、予測の修正に役に立つ場合がある。

最後に雲ガイダンスと雲底確率ガイダンスの今後の

2016年1月14日の釧路の低シーリング事例

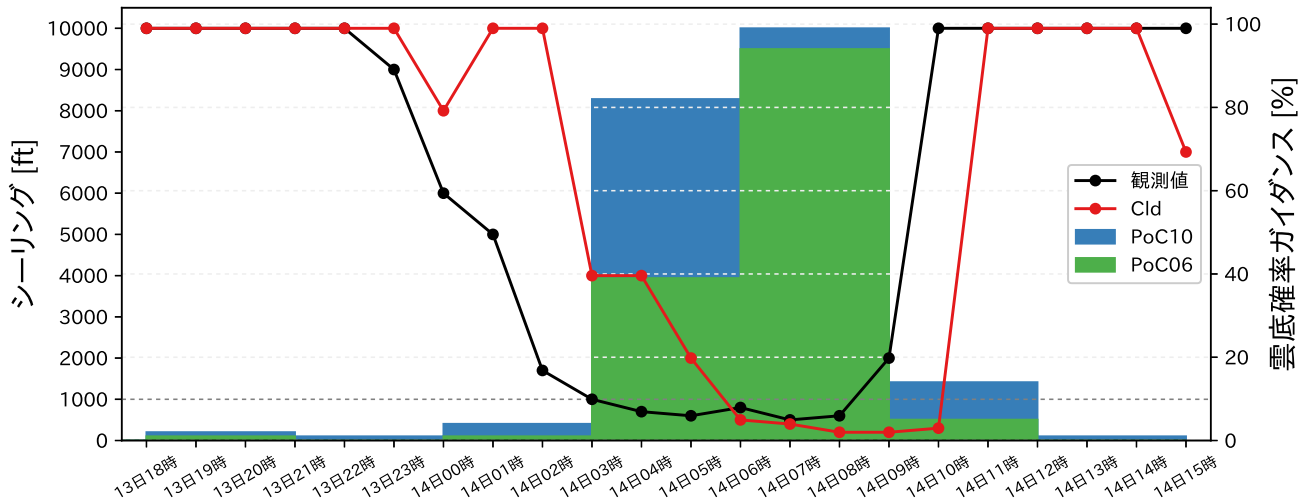


図 4.10.13 日本時間 2016 年 1 月 14 日の釧路空港のシーリングの観測値とガイダンス。ガイダンスは 2016 年 1 月 12 日の 18UTC 初期値で、左軸折れ線グラフで CIG の観測値と雲ガイダンスを、右軸棒グラフで雲底確率ガイダンス (PoC10 と PoC06) を示す。

展望を述べる。雲ガイダンスにおいてはニューラルネットワークの再構築を試みたい。特に説明変数の標準化など、第 2.6 節で紹介されているニューラルネットワークの学習を効率的に行うテクニックを利用し、精度向上を目指したい。説明変数についても雲底確率ガイダンスで利用されている雲量や雪の降水量などの追加を検討していきたい。また統計検証で示したとおり、季節の変わり目において精度が低い課題があるため、層別化の再検討も行いたい。

雲底確率ガイダンスについても層別化の見直しを行いたい。現在の層別化は雲ガイダンスを参考に行っているが、より低シーリングの発生状況に適した層別化を検討する必要があるだろう。また説明変数は各空港のモデル標高から 1000 ft もしくは 600 ft 上空の高度の予測を利用しているが、予測対象としている閾値「未満」の高度の予測を含めていない。この「未満」をガイダンスに反映するために、地上から予測対象高度間におけるモデルで予測される物理量と観測値の関係性を調査し、有効な説明変数を検討したい。

参考文献

後藤尚親, 2017: MSM ガイダンスの特性の変化. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 56-60.
 岩倉晋, 松本逸平, 大林正典, 2002: 航空ガイダンス. 平成 14 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 46-51.
 松本智文, 高田伸一, 2010: 雲底確率ガイダンスの開発、視程ガイダンスの改良. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 88-94.
 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.

大林正典, 2001: 航空気象予報支援資料. 平成 13 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 47-49.
 大野久雄, 伊佐真好, 1984: GMS 観測に基づく総観スケール雲量と相対湿度の統計的關係. 天気, 31, 493-495.
 高田伸一, 工藤淳, 新美和造, 2005: 航空気象予報. 平成 17 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 49-62.
 高田伸一, 2007: 航空気象予報ガイダンス. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87-93.
 予報部予報課航空予報室, 2006: 新しい航空気象予報業務について. 測候時報, 73, 23-49.

4.11 乱気流指数¹

4.11.1 はじめに

航空機の運航にとって、乱気流を回避することは安全性や快適性にとって重要である。特に晴天乱気流はレーダーや目視での回避が困難であるため、予測に基づいて事前に回避することが重要である。気象庁はシグメット情報や国内悪天予想図 (FBJP) などにより乱気流の予測情報を提供しており、これらの情報作成を支援するために、数値予報課では乱気流指数 (以下では TBindex と書く) を開発し運用している。

乱気流とは航空機に影響を及ぼす乱流である。旅客機に影響を与える乱流の水平スケールは数 10~2,000 m 程度といわれている (中山 2010; Lane et al. 2012; Sharman and Lane 2016)。現在の現業数値予報モデルではこれを直接的に解像することはできないため、乱気流の予測においてはその発生のポテンシャルを周囲の気象状態から判断することになる。乱気流を発生させる気象要因は様々あり、代表的なものとしては、晴天乱気流の主な要因であるケルビン・ヘルムホルツ (KH) 波 (Browning et al. 1973; Shapiro 1980; Lilly 1986) や活発な対流雲 (MacCready 1964; MacPherson and Isaac 1977) およびその周辺での乱気流 (Trier et al. 2010; Lane et al. 2012)、風下や鉛直上方に伝播した山岳波に伴う乱気流 (Gerbier and Berenger 1961; Lester and Fingerhut 1974; Scorer 1978; Shen and Lin 1999)、中層雲の雲底下での固体降水の昇華冷却に伴うベナール対流 (Kudo 2013; Kudo et al. 2015)、衛星画像で特徴的なパターンとして見られるトランスバースバンド (気象衛星センター 2002; Knox et al. 2010; Trier and Sharman 2016) などが挙げられる。

従来の乱気流予測では、晴天乱気流については鉛直シアーなどの数値予報から求めた指数を用いて予測し、対流雲や山岳波などによる乱気流は安定度や降水量、下層風の予測などから診断的に予測するという手法が用いられていた。しかしながら鉛直シアーでは晴天乱気流の予測が不十分な場合があることや、診断的な予測手法では乱気流のポテンシャルを定量的に判断することが難しいという問題があった。そこで、様々な要因で発生する乱気流を総合的に予測する指数として TBindex を開発した。TBindex は乱気流の要因別に算出した複数の指数をロジスティック回帰で組み合わせた指数である。これにより、様々な要因による乱気流を一つの指標で予測することが可能になるとともに、単独の指数での予測と比べて予測精度が大幅に向上した。また、ロジスティック回帰で求めた確率値を調整することで、高度に依らず一つの閾値で最適な予測を行うことが可能となっている。

MSM の予測値から算出する国内航空悪天 GPV の

TBindex は、2010 年 2 月に数値予報ルーチンでの運用を開始し、2010 年 6 月には係数の変更による改良を行い (工藤 2010)、2011 年 3 月からは空域予報現業での利用が開始されている。また、2014 年 8 月にはパラメータの調整や説明変数の改良を行った (工藤 2014)。LFM の予測値に基づく LFM 航空悪天 GPV の TBindex は、国内航空悪天 GPV の TBindex と同じ手法、同じ係数で 2012 年 6 月から作成を開始しており、2014 年 3 月からは下層悪天予想図と狭域悪天予想図での乱気流域の予測に用いられている (金井ほか 2015)。また、2013 年には福岡 FIR 全域を対象とするために GSM 版の TBindex を開発し (三輪 2013)、パラメータの調整や説明変数の改良を行った後に、2016 年 6 月から数値予報ルーチンでの運用と現業利用が開始されている (井藤 2016)。

本節では乱気流指数の解説を行う。まず第 4.11.2 項で TBindex の仕様と作成方法を述べ、第 4.11.3 項で各航空悪天 GPV の TBindex の検証結果を示す。続いて第 4.11.4 項で特徴的な予測事例を示した後、第 4.11.5 項で利用上の留意点等を述べる。なお、本節で使用する空域予報に関連する用語の解説を付録 4.11.A にまとめたので適宜参照していただきたい。

4.11.2 仕様

モデル毎の TBindex の仕様を表 4.11.1 に示す。FBJP では並 (MOD) 以上の乱気流を予測対象としていることから、目的変数は C-PIREP で報じられた並 (MOD) 以上の乱気流の有無としている。統計手法は 2 クラス分類に適したロジスティック回帰を用いている²。また、C-PIREP で MOD 以上の乱気流が予測される割合は 1%以下 (工藤 2012) と低いため、頻度の少ない現象に適した一括学習を用いている。乱気流は主に高度によって発生要因が異なるため、フライトレベル (FL) 面の各高度で回帰式を層別化している。ロジスティック回帰で得られる予測値は乱気流発生確率に相当するが、C-PIREP はウィンドプロファイラや LIDEN などと異なり非定常的な観測であることから、算出された予測値を確率と見なすことはできない。また、高度によって予測に適切な閾値が変わってしまうと利用する上で不便である。そこでロジスティック回帰で得られた予測値を調整し、高度によらず最適な閾値が 3.0 になるようにした値を TBindex として出力している。これについては以下の (3) で述べる。

(1) 説明変数の候補

TBindex に使用している説明変数を表 4.11.2 に示す。乱気流は様々な要因で発生するが、従来から提案されている乱気流予測のための指標は主に晴天乱気流

¹ 工藤 淳

² C-PIREP で報じられる乱気流強度の階級を目的変数とした順序ロジスティック回帰も試したが、通常のロジスティック回帰と比べて MOD 以上の乱気流に対する予測精度に差は見られなかった。

表 4.11.1 モデル毎の TBindex の仕様

	全球航空悪天 GPV	北太平洋航空悪天 GPV	国内航空悪天 GPV	LFM 航空悪天 GPV
作成対象モデル	GSM		MSM	LFM
作成方法	ロジスティック回帰			
格子間隔	1.25 度	0.5 度	40 km	10 km
格子系	等緯度経度座標		ポーラステレオ座標	
対象領域	全球	10°S-65°N, 80°E-110°W	日本及びその周辺	日本周辺
鉛直層	700 hPa ~ 100 hPa の 9 層の等圧面	FL010 ~ FL550 の 2,000 ft 毎の FL 面		FL010 ~ FL450 の 1,000 ft 毎の FL 面
予報対象時間	6 時間毎の正時	3 時間毎の正時	毎正時	毎正時
予報時間	FT = 6 ~ 36	FT = 3 ~ 36	FT = 1 ~ 39	FT = 1 ~ 9
予報時間間隔	6 時間	3 時間	1 時間	
目的変数	C-PIREP で通報された並 (MOD) 以上の乱気流の有無			
層別化	各 FL 面 (全球航空悪天 GPV では FL 面で作成した値を等圧面に内挿している)			
調整手法	スキルスコアが最大となる閾値が 3.0 になるようにロジスティック回帰による予測値を変換する			
逐次学習	なし			

表 4.11.2 TBindex に用いている説明変数とその略号および意味。G/P の番号は全球航空悪天 GPV および北太平洋航空悪天 GPV で用いている説明変数、M/L の番号は国内航空悪天 GPV および LFM 航空悪天 GPV に用いている説明変数を表し、数字は寄与最大説明変数 (第 4.11.2 項 (4) を参照) として割り振られる番号を、空欄は各航空悪天 GPV には用いていない説明変数であることを示す。

G/P	M/L	名称	略号	意味
7	1	斜方シアー	SWS	斜め方向に算出した風のシアー
1		鉛直シアー	VWS	鉛直方向の風のシアー
2	2	対流雲中乱気流指数	CONV	対流雲の雲中および雲頂での強い上昇流や VWS の強化により発生する乱気流を予測する指数
3	3	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
4	4	鉛直伝播山岳波指数	MTW2	鉛直上方に伝播した山岳波の碎波による乱気流を予測する指数
5	5	中層雲底乱気流指数	BASETB	中層雲底下でのベナール対流による乱気流を予測する指数
6	6	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
	7	水平シアー	HWS	水平方向の風のシアー
8	8	VHS	VHS	$VWS \times (\text{流れに沿った方向の風の水平シアー}) \times (\text{風速})$
9	9	リチャードソン数	RI	KH 不安定の発生を予測する指数
10	10	気温の水平傾度	GRADT	等フライトレベル面で算出した気温の水平傾度の大きさ

を対象とした指数であった。そこで晴天乱気流以外の乱気流を予測するための指数として、風下山岳波指数 (MTW1)、鉛直伝播山岳波指数 (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) を開発した。また、鉛直シアーだけでは晴天乱気流の予測に不十分な場合があることから、斜方シアー (SWS) と VHS を開発した。これらの指数に従来から用いられている鉛直シアー (VWS) やリチャードソン数 (RI) などを説明変数の候補に加え、ロジスティック回帰で係数を求める。説明変数の候補として使用される各種指数の算出方法は付録 4.11.B にまとめた。

説明変数の候補の中には変数間の相関が強いものも含まれている。これらも全て使用して回帰式を作成すれば予測精度としては多少良くなる可能性はあるが、

係数が不安定になったり予測結果の解釈が難しくなったりする。そこで初めに説明変数間の相関を調べ、相関の強い変数は予め用いないようにしている。

表 4.11.3 に 2016 年の国内航空悪天 GPV から算出した各種指数間の標本相関係数を示す。表では、相関が強いもの (絶対値が 0.6 以上) を赤、中程度のもの (絶対値が 0.4~0.6) を黄色、弱いもの (絶対値が 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 は他のどの指数と比べても相関が弱く、独立に近い指数であるといえる。また CONV と GRADT も概ねほかの指数との相関は弱い。鉛直シアーに関連した指数である SWS, VWS, VHS, 水平シアー (HWS), Ellrod の指数 (TI1, TI2) は変数間の相関が強いため、予測精度を考慮した上で、全球および北太平洋航空悪天 GPV ではこれらの中から SWS,

表 4.11.3 国内航空悪天 GPV から算出した各種指数間の標本相関係数の例。2016 年の 1 年間の国内航空悪天 GPV のデータを元に、2,000 ft 毎の高度別に求めた相関係数を全高度で平均した値。相関係数の絶対値が 0.6 以上を赤、0.4 以上 0.6 未満を黄、0.4 未満を青で示している。

	SWS	VWS	CONV	MTW1	MTW2	BASETb	TRAV	HWS	VHS	RI	GRADT	TI1	TI2
SWS	1.00	0.84	0.44	-0.04	0.13	0.06	0.20	0.64	0.64	-0.48	0.47	0.76	0.63
VWS	0.84	1.00	0.28	-0.05	0.08	0.07	0.21	0.27	0.61	-0.63	0.47	0.71	0.59
CONV	0.44	0.28	1.00	-0.05	0.05	0.05	0.15	0.42	0.40	-0.23	0.22	0.36	0.20
MTW1	-0.04	-0.05	-0.05	1.00	-0.08	-0.00	0.02	-0.03	-0.02	-0.00	-0.01	-0.05	-0.03
MTW2	0.13	0.08	0.05	-0.08	1.00	-0.03	-0.09	0.13	-0.04	-0.07	0.10	0.10	0.08
BASETb	0.06	0.07	0.05	-0.00	-0.03	1.00	-0.03	0.02	0.01	-0.01	0.14	0.06	0.07
TRAV	0.20	0.21	0.15	0.02	-0.09	-0.03	1.00	0.05	0.24	-0.11	0.07	0.15	0.09
HWS	0.64	0.27	0.42	-0.03	0.13	0.02	0.05	1.00	0.49	-0.14	0.29	0.69	0.60
VHS	0.64	0.61	0.40	-0.02	-0.04	0.01	0.24	0.49	1.00	-0.31	0.40	0.68	0.58
RI	-0.48	-0.63	-0.23	-0.00	-0.07	-0.01	-0.11	-0.14	-0.31	1.00	-0.19	-0.37	-0.29
GRADT	0.47	0.47	0.22	-0.01	0.10	0.14	0.07	0.29	0.40	-0.19	1.00	0.42	0.37
TI1	0.76	0.71	0.36	-0.05	0.10	0.06	0.15	0.69	0.68	-0.37	0.42	1.00	0.87
TI2	0.63	0.59	0.20	-0.03	0.08	0.07	0.09	0.60	0.58	-0.29	0.37	0.87	1.00

表 4.11.4 国内航空悪天 GPV での各高度の説明変数の寄与量の例。ロジスティック回帰で求めた回帰係数に各高度における説明変数の代表値を掛けた値を示す。切片に対して 10%以上の値を青で表示している。空欄は係数が 0 であることを示す。2011 年から 2012 年の 2 年間のデータを使用。

高度	切片	SWS	CONV	MTW1	MTW2	BASETb	TRAV	HWS	VHS	RI	GRADT
FL410	-7.58	0.70	0.33				0.14	1.18	0.29	-0.02	
FL390	-7.11	0.86	0.42		0.95		0.24	0.81	0.37	-0.02	
FL370	-6.80	0.77	0.45		1.86		0.33	0.66	0.46	-0.02	
FL350	-6.74	1.27	0.39		1.82		0.41	0.51	0.44	-0.01	
FL330	-6.67	2.06	0.61		1.06		0.30	0.29	0.44		
FL310	-6.47	2.46	0.87		0.80		0.33		0.52		
FL290	-6.51	2.74	0.88		0.97		0.56		0.46	0.00	
FL270	-6.39	2.93	0.92		0.86		0.70		0.27	-0.01	
FL250	-6.17	2.72	1.07		0.79	0.79	0.69	0.25	0.19	-0.01	-0.18
FL230	-6.27	2.55	1.06		0.58	1.01	0.29	0.21	0.23		
FL210	-6.22	2.47	1.28		0.68	1.70	0.19	0.24	0.25	0.00	0.16
FL190	-5.84	2.23	1.20	1.15	0.62	1.96		0.32	0.23		
FL170	-5.68	2.35	1.20	0.51	0.98	1.99		0.34			
FL150	-5.26	2.37	1.09	1.65	0.76	1.68		0.37	-0.11		0.27
FL130	-4.54	1.85	0.83	1.60	0.32	1.01		0.48			0.22
FL110	-4.40	1.55	0.70	1.19	0.36	0.71		0.53	0.08	-0.01	0.25
FL090	-4.40	1.40	0.63	0.62				0.46	0.19	-0.01	0.26
FL070	-4.35	1.22	1.00	0.97				0.36	0.22	-0.01	0.13
FL050	-4.33	1.23	1.30	1.24				0.38	0.17	-0.01	
FL030	-4.23	1.54	1.05	1.02				0.21	-0.02		

VWS, VHS を、国内および LFM 航空悪天 GPV では SWS, HWS, VHS を使用している。各航空悪天 GPV で使用している説明変数の候補は、表 4.11.2 の左の 2 列に数字が書かれている指数となる。

(2) 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、表 4.11.2 で挙げた説明変数の候補の中から、赤池情報量基準 (AIC) に基づいて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 1、MOD 未満を 0 とする。C-PIREP では晴天や雲中など、飛行中の雲の状態が報じられることもあるが、TBindex では全ての乱気流を予測対象とするため、C-PIREP でも雲の状態に関わらず全ての通報を利用して

回帰式を作成する。

乱気流の発生要因は高度によって異なる。例えば風下山岳波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、回帰式は 2,000 ft 毎の FL 面で層別化する。

表 4.11.4 に国内航空悪天 GPV での各高度における説明変数の代表的な寄与量³を示す。表では切片に対して 10%以上の寄与量を持つ説明変数の背景を青で塗りつぶしている。空欄は、AIC に基づく判定でその高

³ 寄与量は説明変数の値に回帰係数を掛けて求められる値である。ここでは説明変数の有効性を比較するため、各高度・説明変数での代表的な寄与量として、スキルスコアが最大または極大となる説明変数の値を用いて寄与量を算出した。

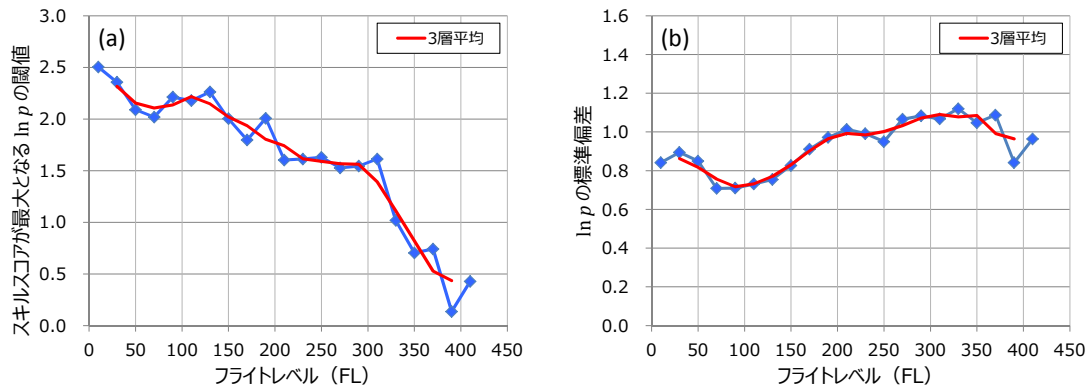


図 4.11.1 2011 年から 2012 年の国内航空悪天 GPV のデータを用いて作成した (a) スキルスコアが最大となる $\ln p$ の閾値、(b) $\ln p$ の標準標準偏差、および上下 3 層で平均した値。

度では説明変数として採用されなかったことを示している。SWS と CONV は全ての高度で採用され、上層の一部を除いては寄与量が大きくなっている。MTW1, MTW2, BASETB はそれぞれ、下層、中・上層、中層を中心に説明変数として採用されており、採用されている高度では寄与量が多い。TRAV は FL210 以上の全ての高度で説明変数として採用されているが、寄与量が多いのは一部の高度のみである。HWS と VHS は多くの高度で採用されているが、一部の高度を除いて寄与量は小さい。RI と GRADT は全般に寄与量が小さい。

(3) 確率値の調整

TBindex では、ロジスティック回帰で求めた確率値を調整することで、MOD 以上の強度の乱気流に対して全ての高度で同じ閾値 (TBindex = 3.0) を用いて最適な予測が行えるようにしている。各格子点における TBindex は、次の式で求められる。

$$\text{TBindex} = \frac{\ln p(i, j, k) - \mu(k)}{\sigma(k)} + 3.0 \quad (4.11.1)$$

ここで i, j, k は格子点の水平 (i, j) および鉛直 (k) 座標、 p はロジスティック回帰で求めた 0~1 の確率値に 100 を掛けて % で表した確率である。また $\mu(k)$ と $\sigma(k)$ は、 $\ln p$ の値を変えながら高度別にスキルスコアを求めた際に、スキルスコアが最大になるときの $\ln p$ の値と、 $\ln p$ の標準標準偏差である。右辺第一項は $\ln p$ に対するスキルスコアの分布を正規分布とみなした場合に、平均 0、標準偏差 1 の正規分布になるように標準化する操作である。これに 3.0 を加えることで、多くの格子点で TBindex が正の値を持つようになる。また 3.0 を閾値として TBindex を利用することで、高度に依らずスキルスコアが最大となる予測を行うことが可能になると期待される。

μ と σ は学習期間のデータから得られる値であるが、そのまま用いると学習データに過度に適合してしまい、予測には適さない可能性がある。そこで、学習データから得られた層別化した各高度での μ と σ を上下 3 層

で平均した値を用いている。図 4.11.1 は、2011 年から 2012 年の国内航空悪天 GPV のデータを用いて高度別に求めた μ, σ と上下 3 層での平均値である。平均値を用いることで層毎の変化が滑らかになっている。

(4) 寄与最大説明変数の算出

乱気流の予測や実況監視において、着目すべきポイントは発生要因により異なる。このため空域予報作業では、単に乱気流が発生するか否か (TBindex が大きい小さいか) だけではなく、その発生要因 (どの説明変数の寄与が大きい) を知ることが重要となる。そこで TBindex への寄与が最も大きい説明変数を示す要素として寄与最大説明変数を算出している。具体的には、各説明変数に表 4.11.2 の左の 2 列に示した番号を割り振っておき、各格子点で寄与量 (係数 × 説明変数値) が最大となった説明変数の番号を寄与最大説明変数として出力している。寄与最大説明変数を利用することで TBindex が大きくなった理由を直接的に知ることができる。

4.11.3 統計検証

ここでは北太平洋航空悪天 GPV、国内航空悪天 GPV、および LFM 航空悪天 GPV の TBindex の検証結果を示す。また、比較のために従来の乱気流予測で主に用いられていた VWS の検証結果も示す。以下では表記を簡単にするため、北太平洋航空悪天 GPV の TBindex と VWS をそれぞれ P_TBindex と P_VWS、国内航空悪天 GPV の TBindex と VWS をそれぞれ M_TBindex と M_VWS、LFM 航空悪天 GPV の TBindex と VWS をそれぞれ L_TBindex と L_VWS と書く。実況データとしては、学習データと同様に C-PIREP を使用し、天候状態 (晴天、雲中等) による区別はしない。実況があった地点の最近接格子での TBindex および VWS の値を予測値として検証する。時刻については、北太平洋航空悪天 GPV では予報時間の前後 90 分以内、国内航空悪天 GPV と LFM 航空悪天 GPV では予報時間の前後 30 分以内を観測時刻とした実況と

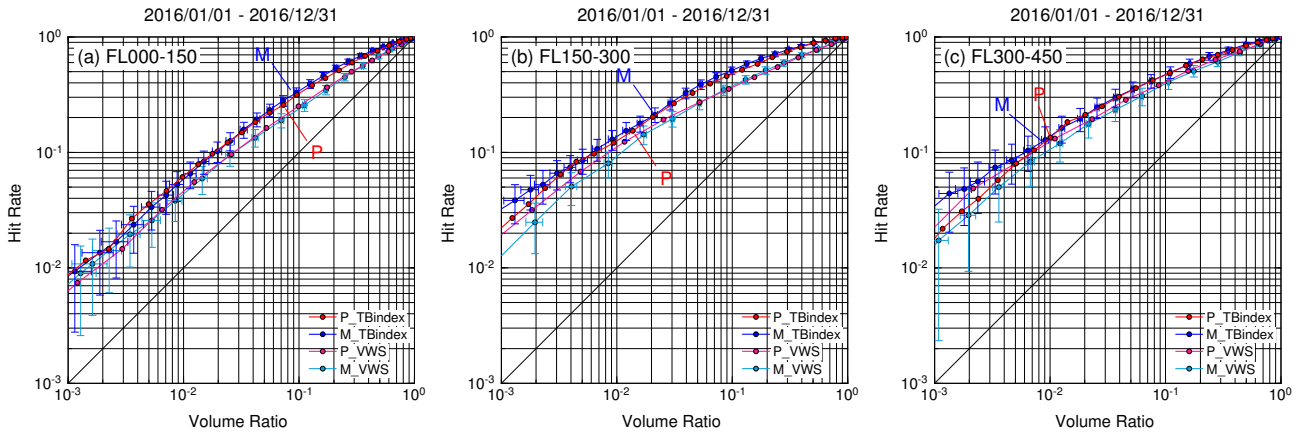


図 4.11.2 2016 年 1 月から 12 月の MOD 以上の乱気流に対する TBindex と VWS の高度別・閾値別の捕捉率 (Hit Rate) と体積率 (Volume Ratio)。北太平洋航空悪天 GPV (00, 06, 12, 18 UTC 初期値) の FT=12, 15 と国内航空悪天 GPV (03, 09, 15, 21 UTC 初期値) の FT=8~13 を比較。(a) FL000-FL150, (b) FL150-FL300, (c) FL300-FL450。P_TBindex と P_VWS はそれぞれ北太平洋航空悪天 GPV の TBindex と VWS の検証結果を、M_TBindex と M_VWS はそれぞれ国内航空悪天 GPV の TBindex と VWS の検証結果を示す。TBindex は 0 から 0.2 毎に、VWS は 0 から 1 kt/1000ft 毎に検証した結果を示している。図中の P と M は、P_TBindex と M_TBindex が 3.0 の場合の検証結果。MSM の TBindex と VWS のみにブートストラップ法で求めた 95%信頼区間を示すエラーバーを付加している。

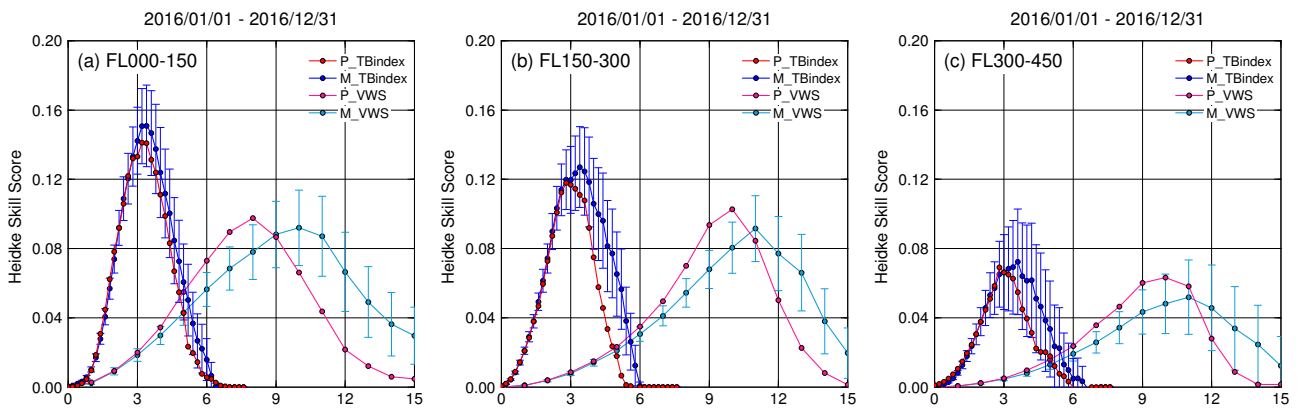


図 4.11.3 2016 年 1 月から 12 月の MOD 以上の乱気流に対する TBindex と VWS の高度別・閾値別のスキルスコア。北太平洋航空悪天 GPV (00, 06, 12, 18 UTC 初期値) の FT=12, 15 と国内航空悪天 GPV (03, 09, 15, 21 UTC 初期値) の FT=8~13 を比較。(a) FL000-FL150, (b) FL150-FL300, (c) FL300-FL450。P_TBindex と P_VWS はそれぞれ北太平洋航空悪天 GPV の TBindex と VWS の検証結果を、M_TBindex と M_VWS はそれぞれ国内航空悪天 GPV の TBindex と VWS の検証結果を示す。MSM の TBindex と VWS のみにブートストラップ法で求めた 95%信頼区間を示すエラーバーを付加している。

比較を行う。なお、乱気流の遭遇地点については、「地点 A で揺れた」と通報される場合と、「地点 A から地点 B まで揺れた」と通報される場合の 2 つのパターンがある。後者の場合は 2 地点間の中点を実況があった場所とするが、2 地点間の距離が水平 240 km 以上または鉛直 6,000 ft 以上離れてい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。検証対象領域は日本周辺の北緯 20 度から 45 度、東経 110 度から 150 度の範囲とする。検証期間は 2016 年 1 月から 12 月の 1 年間で、北太平洋航空悪天 GPV は 2017 年 5 月 25 日に変更された GSM の試験データから作成し、国内航空悪天 GPV は 2017 年 2 月 28 日に変更された MSM

の試験データから作成している。本期間に LFM の予測精度に大きく影響を与えるような変更は行われなかったため、LFM 航空悪天 GPV はルーチンのデータを用いて検証を行った。

図 4.11.2 と図 4.11.3 に P_TBindex と M_TBindex および、P_VWS と M_VWS の検証結果を示す。対象時刻を揃えるため、北太平洋航空悪天 GPV は 00, 06, 12, 18 UTC 初期値の FT=12, 15、国内航空悪天 GPV は 03, 09, 15, 21 UTC 初期値の FT=8~13 の予測値を用いた。

図 4.11.2 は TBindex の閾値別に MOD 以上の乱気流を予測した場合の捕捉率 (Hit Rate) と体積率 (Volume

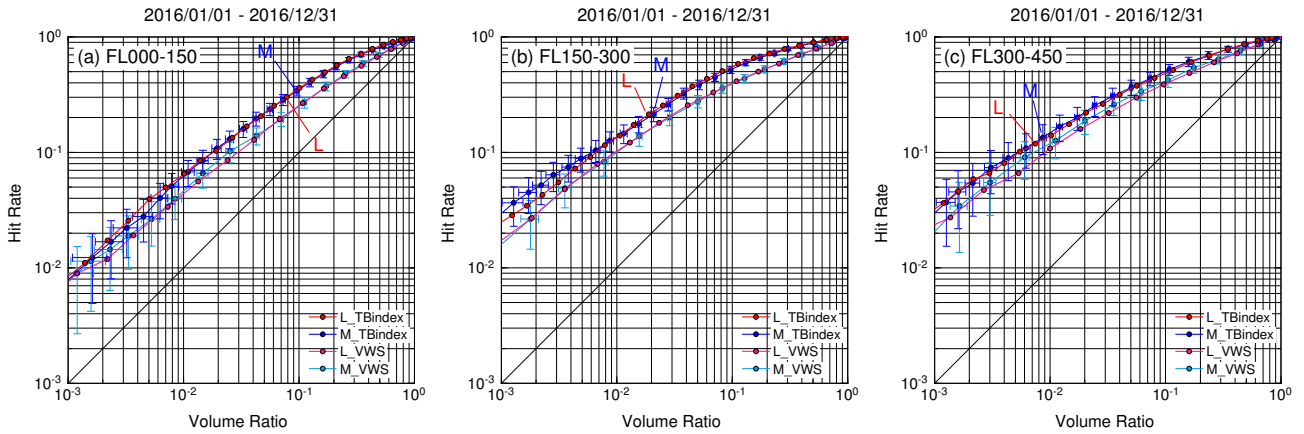


図 4.11.4 図 4.11.2 と同じ。ただし、FT=4~9 について、国内航空悪天 GPV (03, 09, 15, 21 UTC 初期値) と LFM 航空悪天 GPV (03, 09, 15, 21 UTC 初期値) を比較した結果。M_TBindex と M_VWS はそれぞれ国内航空悪天 GPV の TBindex と VWS の検証結果を、L_TBindex と L_VWS はそれぞれ LFM 航空悪天 GPV の TBindex と VWS の検証結果を示す。図中の M と L は、M_TBindex と L_TBindex が 3.0 の場合の検証結果。

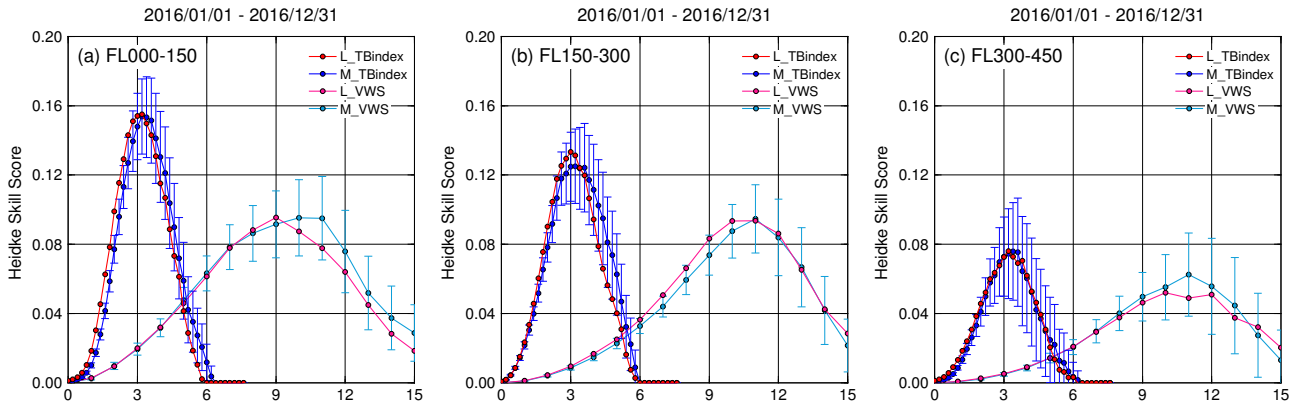


図 4.11.5 図 4.11.3 と同じ。ただし、FT=4~9 について、国内航空悪天 GPV (03, 09, 15, 21 UTC 初期値) と LFM 航空悪天 GPV (03, 09, 15, 21 UTC 初期値) を比較した結果。M_TBindex と M_VWS はそれぞれ国内航空悪天 GPV の TBindex と VWS の検証結果を、L_TBindex と L_VWS はそれぞれ LFM 航空悪天 GPV の TBindex と VWS の検証結果を示す。

Raito) の関係である。体積率が等しい予測を比べた場合には捕捉率が大きいほど乱気流を多く捕らえた良い予測であり、捕捉率が等しい予測を比べた場合には体積率が小さいほど予測領域を限定した良い予測といえるため、図では線が左上にあるほど予測精度が高いといえる。図を見ると、どの高度でも P_TBindex と M_TBindex の予測精度は同等であり、VWS の予測精度を上回っている。TBindex が 3.0 の場合の検証結果を比べると、FL000-FL150 と FL150-FL300 では M_TBindex の方が体積率が大きく、それに伴って捕捉率も高くなっている。

図 4.11.3 は TBindex の閾値別に MOD 以上の乱気流を予測した場合の高度別のスキルスコアである。スキルスコアが最大となる TBindex の閾値を比べると、P_TBindex ではどの高度でも概ね 3.0 付近で最大となっており、指数の調整が適切に機能しているのに対し、

M_TBindex では分布がやや高閾値側にシフトしている。これは本検証期間では M_TBindex の予測がやや過大であったことを表している。スキルスコアの最大値を比較すると、FL000-FL150 と FL150-FL300 では M_TBindex の方が P_TBindex よりも最大値がやや大きく、予測精度はやや高い。FL300-FL450 では同等である。各 TBindex のスキルスコアの最大値は VWS よりも概ね大きくなっており、VWS と比べて予測精度が高いことがわかる。

図 4.11.4 と図 4.11.5 に M_TBindex と L_TBindex および、M_VWS と L_VWS の検証結果を示す。国内航空悪天 GPV、LFM 航空悪天 GPV とともに、03, 09, 15, 21 UTC 初期値の FT=4~9 の予測値を用いた。捕捉率-体積率の関係(図 4.11.4)を見ると、どの高度でも M_TBindex と L_TBindex の予測精度は同等であり、VWS の予測精度を上回っていることがわかる。また、

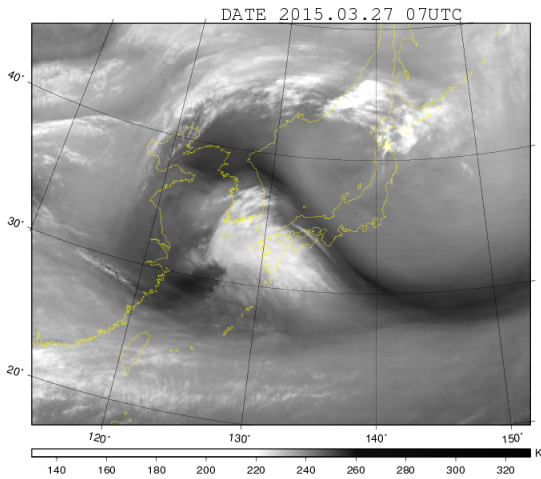


図 4.11.6 2015 年 3 月 27 日 07 UTC の衛星水蒸気画像

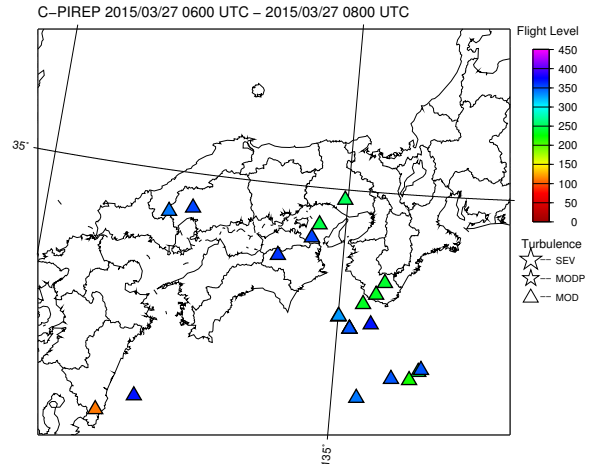


図 4.11.7 2015 年 3 月 27 日 07 UTC の前後 1 時間以内に C-PIREP で通報された MOD 以上の乱気流の実況。△ は MOD の乱気流を、色は高度 (FL) を示す。

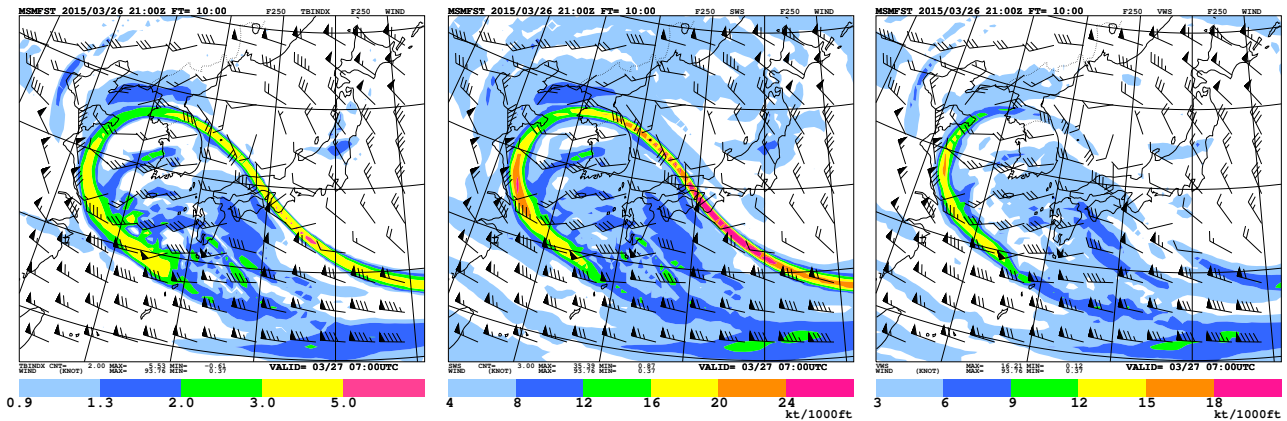


図 4.11.8 2015 年 3 月 26 日 21 UTC 初期値の国内航空悪天 GPV の FT=10, FL250 の予想。(左) TBindex、(中) SWS、(右) VWS。矢羽は風向・風速 [ノット] を表す。

TBindex が 3.0 の場合の検証結果を比べると、全般に M.TBindex の方がやや体積率が大きく、それに伴って捕捉率も高くなっている。スキルスコア (図 4.11.5) を見ると、L.TBindex ではどの高度でも概ね 3.0 付近で最大となっており、指数の調整が適切に機能しているのに対し、M.TBindex では分布がやや高閾値側にシフトしており、本検証期間では M.TBindex の予測がやや過大であったことを表している。スキルスコアの最大値を比較すると、各 TBindex は VWS よりも大きくなっており、VWS と比べて予測精度が高いことがわかる。

4.11.4 事例検証

ここでは国内航空悪天 GPV の TBindex による乱気流の予測事例を示す。初めに VWS では予測が不十分な乱気流について、TBindex では予測できている典型的な事例として、(1) 斜方シアーが強く予想された領域での乱気流事例 (2015 年 3 月 27 日) と (2) 中層雲底乱気流の事例 (2015 年 6 月 9 日) を、続いて TBindex での予測が不十分だった事例として、(3) 上層雲先端

付近での乱気流事例 (2017 年 4 月 16 日) を示す。これらの事例は前節で述べた統計検証の期間とは異なるが、いずれも統計検証に用いたものと同じバージョンの MSM と国内航空悪天 GPV による予測事例である。

(1) 斜方シアーが強く予測された領域での乱気流事例
2015 年 3 月 27 日には SWS が強く予測された領域で乱気流が多数発生した。図 4.11.6 は 27 日 07 UTC の衛星水蒸気画像である。東シナ海には低気圧があり、前面の雲域が九州に掛かっている。広域雲解析情報図 (TSAS1) によれば、この雲域の雲頂は FL320–FL330 付近であった (図略)。衛星画像ではこの雲域の先の中国地方から近畿地方で暗域が明瞭である。図 4.11.7 は、27 日 07 UTC の前後 1 時間以内に C-PIREP で報じられた MOD 以上の乱気流実況である。暗域にあたる中国・四国・近畿地方の上空 FL350–FL370 付近および、FL210–FL270 付近では MOD の乱気流が多数通報されており、報じられた天候状態は主に晴天 (CLR) であった。図 4.11.8 は、26 日 21 UTC 初期値の FT=10, FL250 の国内航空悪天 GPV の予測図である。乱気流

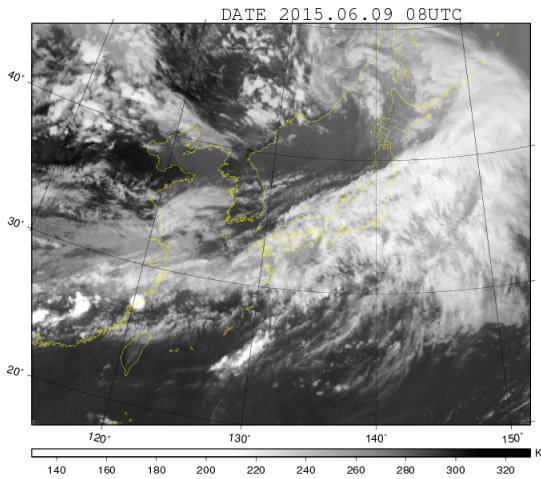


図 4.11.9 2015 年 6 月 9 日 08 UTC の衛星赤外画像

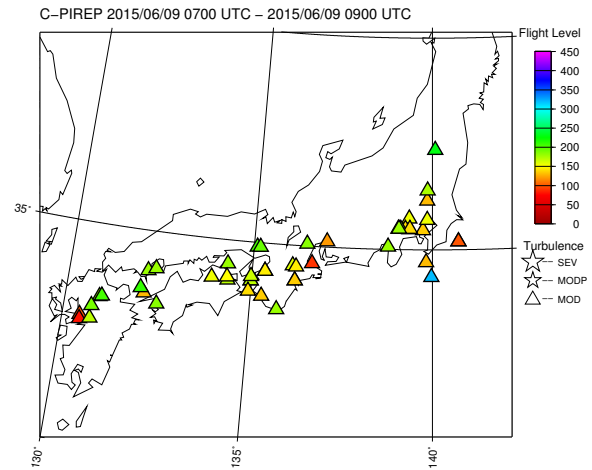


図 4.11.10 2015 年 6 月 9 日 08 UTC の前後 1 時間以内に C-PIREP で通報された MOD 以上の乱気流の実況。△ は MOD の乱気流を、色は高度 (FL) を示す。

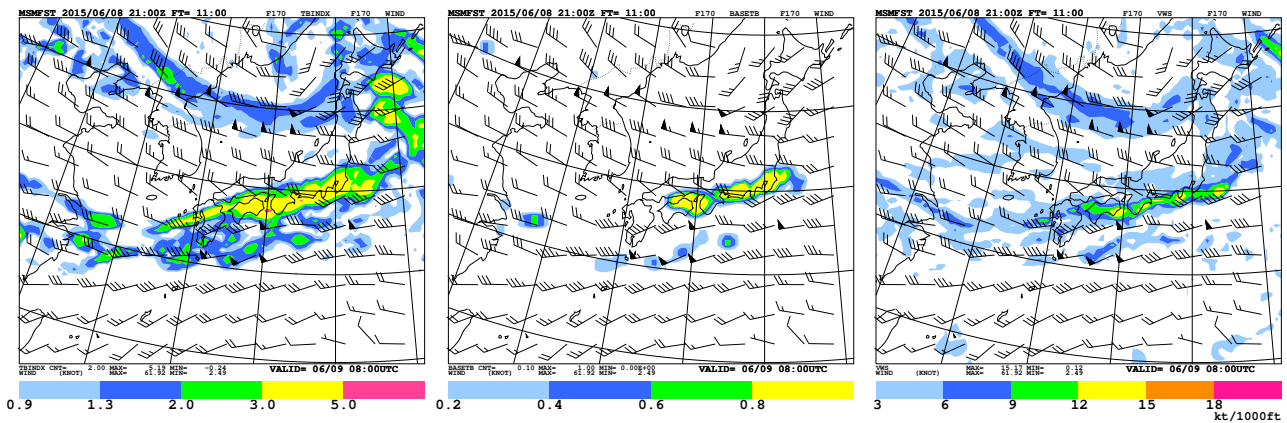


図 4.11.11 2015 年 6 月 8 日 21 UTC 初期値の国内航空悪天 GPV の FT=11, FL170 の予想。(左) TBindex、(中) BASETb、(右) VWS。矢羽は風向・風速 [ノット] を表す。

発生領域の VWS の予測値は 3~6 kt/1000ft であり、国内航空悪天 GPV で晴天乱気流を予測する目安 (気象庁予報部 2017) である 12 kt/1000ft と比べるとかなり小さい。一方 SWS では大きな値が予測されており、これによって TBindex では MOD の乱気流を予測する目安である 3.0 を越える値が予測できていた。

(2) 中層雲底乱気流の事例

2015 年 6 月 9 日には西日本から東日本の広い範囲で中層雲底乱気流が多数発生した。図 4.11.9 は 9 日 08 UTC の衛星赤外画像である。9 日 06 UTC の地上天気図 (図略) によれば、この時三陸沖に低気圧があり、寒冷前線が関東から九州の南岸にのびていた。衛星画像より、西日本から東日本は前線に伴う雲に広く覆われていることがわかる。図 4.11.10 は、9 日 08 UTC の前後 1 時間以内に C-PIREP で報じられた MOD 以上の乱気流実況である。前線の北側に当たる西日本から東日本の陸上の FL100-FL220 付近で MOD の乱気流が多数通報されており、報じられた天候状態は雲底 (BSE) が多かった。図 4.11.11 は、8 日 21 UTC 初期値の FT=11,

FL170 の国内航空悪天 GPV の予測図である。VWS の予測を見ると、前線近傍に当たる関東から東海、四国の沿岸部で最大で 12 kt/1000ft 程度の予測がされているが、乱気流が発生した陸上では 3~6 kt/1000ft 程度しか予測されていない。一方、前線の北側の領域では BASETb の値が大きく予測されており、これによって TBindex では MOD の乱気流を予測する目安である 3.0 を越える値が予測できていた。

(3) 上層雲先端付近での乱気流事例

2017 年 4 月 16 日には西日本周辺で乱気流が多数発生した。図 4.11.12 は 16 日 05 UTC の衛星赤外画像である。九州の西の海上には CB クラスタがあり、海上を中心に多数の雷が検知されていた (図略)。この CB クラスタから北東方向には上層雲が吹き出しており九州南部に掛かっている。一方、この時の毎時大気解析 (図略) によれば、中国東北区から日本海中部、東海地方にはジェット気流が流れており、関東の南にあるトラフに向かってジェットの減速場となっている。衛星画像ではこのジェットに伴う雲域が中国東北区から日本海

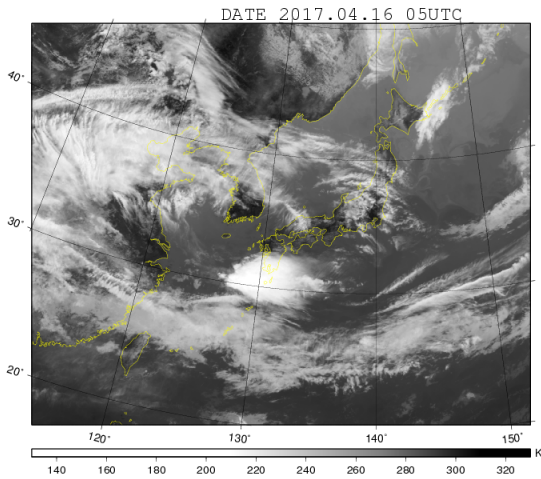


図 4.11.12 2017 年 4 月 16 日 05 UTC の衛星赤外画像

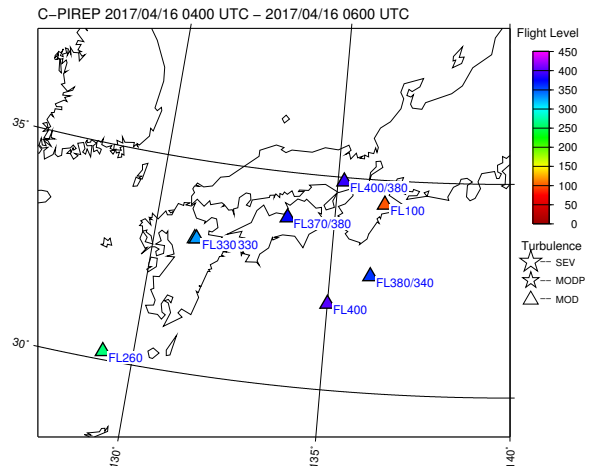


図 4.11.13 2017 年 4 月 16 日 05 UTC の前後 1 時間以内に C-PIREP で通報された MOD 以上の乱気流の実況。△ は MOD の乱気流を、色は高度 (FL) を示す。

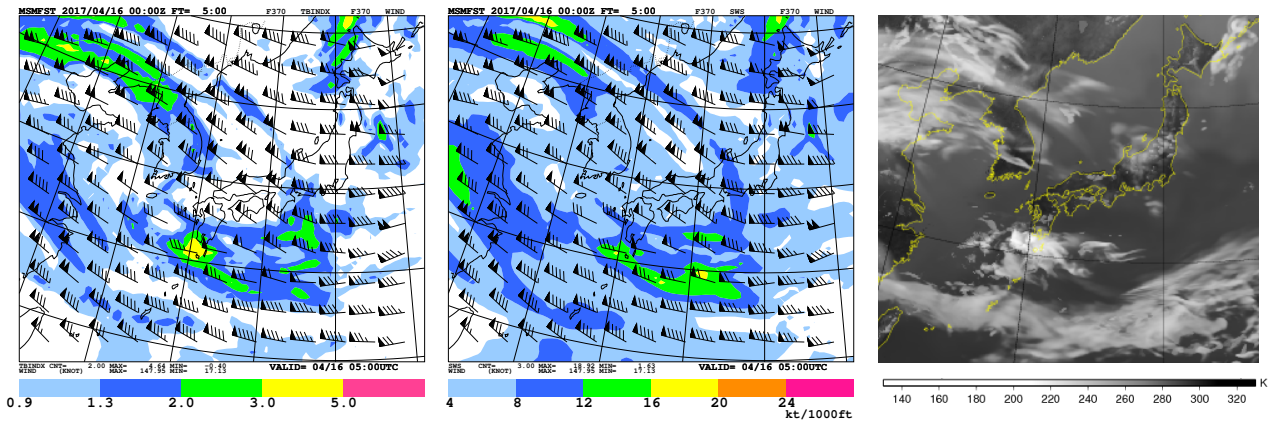


図 4.11.14 2017 年 4 月 16 日 00 UTC 初期値の国内航空悪天 GPV の FT=5, FL370 の予想。(左) TBindex、(中) SWS、(右) 同初期値と FT での MSM からの予想衛星赤外画像。矢羽は風向・風速 [ノット] を表す。

中部に見られるほか、朝鮮半島から山陰にもトランスバースバンド状の雲域が見られる。このトランスバースバンド状の雲域はジェット気流から分流した流れの存在を示唆している。図 4.11.13 は、16 日 05 UTC の前後 1 時間以内に C-PIREP で報じられた MOD 以上の乱気流実況である。CB クラスタからの吹き出しと、朝鮮半島から山陰に向かうジェットから分流した流れの中間に当たる四国とその周辺の FL330–FL400 で MOD の乱気流が多数通報された。図 4.11.14 は、16 日 00 UTC 初期値の FT=5, FL370 の国内航空悪天 GPV の予測図と MSM による予想衛星赤外画像である。CB クラスタの中心付近では、CONV が強いこと(図略)により TBindex が 3.0 以上の領域が予想されているが、MOD の乱気流が発生した四国とその周辺では小さな値しか予想されていない。これは晴天乱気流を予測する主な指数である SWS の予測が不十分であったことが一つの要因である。

国内航空悪天 GPV で SWS の予測が不十分であったのは、MSM の予測が不十分であったためと考えられる。MSM からの予想衛星画像(大和田 2006, 2013)を

見ると、CB クラスタの予想はできているものの、そこからの吹き出しの予測は実況と比べて不十分である。また、朝鮮半島から山陰に向かう雲域も不明瞭である。実況の衛星画像より、本事例の乱気流は、CB クラスタからの吹き出しの南西風と、山陰に向かう流れの北西風によって生じた強い鉛直シアーによって発生したものと考えられる。実際、0500 UTC の鹿児島島のウィンドプロファイラでは FL380 で 80 ノットの南西風が観測されていた(図略)が、FL370 の予測ではこの南西風を予測できていなかった。また、0500 UTC 頃の航空機自動観測では、中国地方の上空 FL380 付近で 115 ノットの北西風が観測されていた(図略)が、予測では 100 ノット程度であり実況よりも弱かった。このように、実況と比べて MSM の予測が不十分であったため、TBindex も不十分になったと考えられる。

本事例のように、数値予報モデルでは CB クラスタからの吹き出しや、ジェット気流から分流した流れなど、上層雲先端付近の表現は不十分である場合が多い。このような場合、VWS や SWS の予測が不十分になり、TBindex の予測も不十分になる。

4.11.5 利用上の留意点と今後の展望

TBindex は様々な要因で発生する乱気流を総合的に予測する指数であるが、全ての乱気流を予測対象としているわけではない。対象としている乱気流は、発生要因に関する調査・研究が進み、予測手法がある程度確立された要因による乱気流のみである。また、後方乱気流や衝撃波失速など、気象以外の要因による揺れも予測対象としていない。

TRAV はトランスパスバンドに伴う乱気流を対象とした指数であるが、トランスパスバンドの発生メカニズムに関する研究は世界的に見てもまだ十分に行われていない(Knox et al. 2010)ことや、数値予報モデルの上層雲の表現が不十分であることなどから、TBindexへの寄与は大きくない(表 4.11.4)。現状ではトランスパスバンドに伴う乱気流の予測精度は不十分であるといえる。また、当然ではあるが、第 4.11.4 項(3)で述べたような、数値予報モデルの表現が不十分な場合にも TBindex の予測は不十分になる。他のガイダンスと同様に、TBindex を利用する場合にも数値予報モデルの特性を把握し、実況と予測を比較しながら利用することが重要である。

TBindex は係数固定型のガイダンスであり、数値予報モデルの更新時には予測精度が低下する可能性がある。数値予報モデルの更新時には予測精度への影響を評価するとともに、精度の低下が見込まれる場合には係数を再作成するなどの対処が必要になる。また精度低下がない場合であっても、係数を適切な状態に保つために、適宜係数を更新する必要がある。

今後の展望としては、乱気流の発生要因に関する調査を進め、現在の TBindex では予測が不十分な乱気流の予測精度を向上させたいと考えている。また、新たな予測手法を導入するなど、手法自体の改善にも努めていきたい。

付録 4.11.A 空域予報に関連する用語の解説

ここでは第 4.11 節～第 4.13 節で共通で利用される空域予報に関する用語を解説する。

ARS

特別機上観測 (Special Air-Report)。航空気象官署がパイロット等から収集した航空機気象観測報告を気象庁予報部宛てに行う通報。並 (MOD) 以上の強度の乱気流や着氷のほか、雷電、火山灰、天候状態などが報じられる。

C-PIREP

Common-PIREP。従来は各航空会社内でのみ利用されていた PIREP (カンパニー PIREP) を、国土交通省航空局のシステムで集約して形式を統一した PIREP。乱気流、着氷、天候状態などが報じられる。乱気流の強さは、静穏 (SMTH)、弱⁻ (LGTM)、弱 (LGT)、弱⁺ (LGTP)、並 (MOD)、強 (SEV) の

6 段階、着氷の強さは、弱 (LGT)、並 (MOD)、強 (SEV) の 3 段階で報じられる。天候状態は、晴天 (CLR)、雲中 (INC)、雲頂 (TOP)、雲底 (BSE) などが報じられる。MOD や SEV の乱気流だけではなく、SMTH ~ LGTP の乱気流も数多く通報されることが特徴。

FIR

飛行情報区 (Flight Information Region)。国際民間航空機関 (ICAO) により制定された航空機の運航に必要な各種情報の提供または搜索救難活動が行われる空域。日本の担当空域は福岡 FIR。

フライトレベル

標準大気気圧高度 [ft] を 100 で割った高度。「FL100」など“FL”に続けて 100 ft 単位の数値で表される。FL100 = 10,000 ft、1 ft \approx 0.3048 m。

国内悪天予想図 (FBJP)

乱気流、着氷、雷電など航空機の運航に影響を及ぼす悪天域のほか、ジェット気流、熱帯低気圧、地上の高・低気圧、前線、FL050 と FL100 の 0 °C の等温線などの予想を図示したプロダクト。概ね 5 時間 30 分先の予想図を一日 4 回 6 時間ごとに本庁空域予報班が作成している。

国内悪天 12 時間予想図 (FBJP112-412)

国内航空悪天 GPV の予測値を元に抽出したジェット気流、晴天乱気流、積乱雲域、地上気圧、前線、着氷域、雲などに関する予想図を 4 面図に表示したプロダクト。初期値時刻から 12 時間後の予想図を 3 時間ごとに 1 日 8 回自動作成している。

航空悪天 GPV

空域予報作業を支援するための格子点資料。風、気温、湿度などの一般的な気象要素のほか、乱気流、着氷、積乱雲量・雲頂高度、圏界面等の空域予報作業に必要な予測値を等フライトレベル面で算出している。

狭域悪天予想図 (FBTT, FBGG, FBBS)

国内有数の航空交通量を持つ東京、中部、関西の各進入管制区における航空機の運航支援を目的とし、進入管制区及びその周辺領域における悪天の予想を、LFM 航空悪天 GPV を元に自動算出し、図にまとめて表示するプロダクト。3 時間ごとに一日 8 回自動で作成している。

PIREP

操縦士報告 (Pilot Report)。パイロットが飛行中に乱気流や着氷などの現象に遭遇した場合に管制機関や航空会社、気象官署等に行う通報。または、管制機関等がパイロットから入手した乱気流や着氷などの情報に基づいて行う通報。

シグメット (SIGMET) 情報

FIR を対象に発表される空域気象情報。航空機の運航の安全に影響する航空路上の現象（乱気流、着氷、雷電、台風、火山の噴煙、放射性物質の状況など）が発現または予想された場合に発表される。日本では気象庁本庁が福岡 FIR を対象に発表している。

付録 4.11.B TBindex の説明変数として利用する各種指数の算出方法

ここでは TBindex の算出に用いられている説明変数と、乱気流予測に用いられている代表的な指数の算出方法を述べる。本項で用いる主な変数は以下の通りである。水平座標 x, y 、鉛直座標 z 、風の水平成分 u, v 、風の鉛直成分 w 、風速 V 、気温 T 、相対湿度 RH。このほかの変数は各変数の説明の中で述べる。

(1) 鉛直シア- (VWS)

鉛直シア- (VWS) は水平風の鉛直微分の大きさで、以下の式で定義される。

$$VWS = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \quad (4.11.2)$$

晴天乱気流の主な要因である KH 波は VWS が大きい静安定度が弱い場合に発生する。KH 波による鉛直突風の強さは VWS の大きさに比例して強くなるため、VWS が大きいほど強い乱気流が発生しやすくなる。また VWS は、晴天乱気流だけではなく、雲頂、雲中、雲底 (Lane and Sharman 2008; Trier and Sharman 2009; Kudo 2013) で発生する乱気流の一つの要因でもある。このようなことから VWS は乱気流を予測するための指標として優れており、単独の指標としての予測精度は高い (工藤 2008, 2010)。

VWS の計算は鉛直差分によって行うため、差分間隔の取り方によって値が変化することに注意しなければならない。国内航空悪天 GPV では以下のように VWS を算出することで、高度によってモデル面の鉛直間隔が異なる影響を緩和している (工藤 2007)。

1. MSM モデル面から、水平 5 km、鉛直 1,000 ft 間隔のフライトレベル面に、風と高度を内挿する
2. 2,000 ft 間隔の各フライトレベル面の上下 1,000 ft の風と高度から VWS を算出する
3. 国内航空悪天 GPV (水平 40 km 間隔) の各格子点の近傍 5×5 格子の VWS の平均をその格子の VWS とする
4. VWS の単位を kt/1000ft に変換する

国内航空悪天 GPV 以外の航空悪天 GPV でも同様の方法で VWS を算出しているが、全球航空悪天 GPV と北太平洋航空悪天 GPV では手順 3 の平均操作は行っていない。算出している VWS の単位は kt/1000ft であるが、これは標準大気の気圧高度 [ft] で高度差が 1,000 ft の場合のシア-に相当する値ではなく、モデルの高度

差 [m] から算出した VWS を単位変換した値である。

(2) 水平シア- (HWS)

水平シア- (HWS) は水平風の水平微分の大きさで、以下の式により算出している。

$$HWS = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2} \quad (4.11.3)$$

水平方向には 2 次元の自由度があるため微分を取る方向は様々考えられるが、航空悪天 GPV では上式により求めている。VWS と同様に水平差分の取り方によって値が変わることに注意が必要である。航空悪天 GPV では水平方向に概ね 80 km 間隔 (格子点を中心に ± 40 km 間隔) で HWS (単位は s^{-1}) を算出している。

(3) 斜方シア- (SWS)

VWS が鉛直方向のシア-、HWS が水平方向のシア-であるのに対して、斜方シア- (SWS) は斜め方向のシア- (単位は kt/1000ft) である。SWS は以下の式で算出している。

$$SWS = \sqrt{SWS_x^2 + SWS_y^2} \quad (4.11.4)$$

ここで SWS_x と SWS_y は SWS の x, y 方向成分で、例えば SWS_x は図 4.11.15 で示すように $x-z$ 平面上の 2 つの斜め方向の水平風速のシア-の大きさ SWS_{x1} と SWS_{x2} の平均として算出している。 SWS_{x1} を図の変数を用いて書くと、

$$SWS_{x1} = \frac{\sqrt{(u_2 - u_1)^2 + (v_2 - v_1)^2}}{z_2 - z_1} \quad (4.11.5)$$

となる。 SWS_{x1} , SWS_{x2} の分子は斜め方向の風速差であるのに対し、分母は斜め方向の距離の差ではなく、鉛直方向の差として定義している。このような方法でシア-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られる。

KH 波に伴う乱気流は風のシア-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

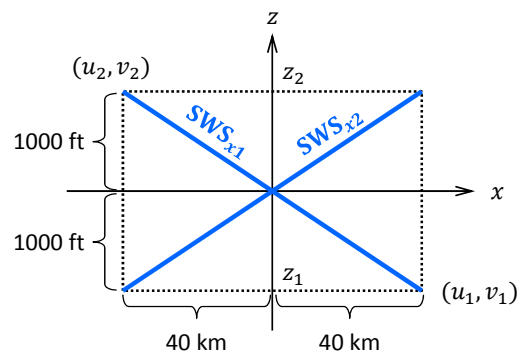


図 4.11.15 斜方シア-の算出

べて非常に小さいため、純粋な HWS だけで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持った 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（例えば工藤（2010）の図 3.5.2）。しかしながら、数値予報モデル上で HWS が相対的に大きくて VWS は小さい（といっても大きさとしては VWS の方が大きい）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考えるよりは、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 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。つまり、HWS が大きい状態は HWS が小さい状態と比べて 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。SWS は VWS と比べて乱気流の予測精度はやや高い（例えば工藤（2010）の図 3.5.2）。

(4) 風下山岳波指数 (MTW1)

風下に伝播した山岳波に伴う乱気流には、山頂高度付近に安定層がある場合に風下波に伴って発生する下層乱流域 (Lower Turbulent Zone, LTZ) での乱気流 (Lester and Fingerhut 1974) と、山岳波の波によって山頂高度付近の安定層内で 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できるものと考え、ここでは LTZ での乱気流を予測する指数を MTW1 とする。

LTZ を予測する上では以下の 3 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
- 地表面と山頂高度付近の安定層までの間の成層状態は中立に近い
- 上記の中立に近い成層中で、ある程度風速が強い

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の鉛直傾度が 3 K/km 以下で、風速が 20 ノット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、等フライトレベル面内で最大で 4 時間分の後方流跡線解析を行い、上記 1 の条件を満たす領域の外に出ることなしに山頂（ここではモデル標高が 200 m 以上の格子点とする）に達した場合、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ベクトル v_s [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。

$$MTW1 = \frac{-\nabla z_s \cdot v_s}{|\nabla z_s|} \cdot \frac{1}{10} \quad (4.11.6)$$

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。

このようにして全格子で MTW1 を算出した後に周囲の格子で平滑化する。

(5) 鉛直伝播山岳波指数 (MTW2)

鉛直方向に伝播した山岳波は、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、または強い逆シアア等により波が碎波することで乱気流を発生させる (Gerber and Berenger 1961; Shen and Lin 1999; Lane and Sharman 2008)。この内、強い逆シアア等により波が碎波することで発生する乱気流は KH 不安定を対象とした指数である程度表現されるものと考え、ここでは臨界高度付近での山岳波の碎波による乱気流を予測することを考える。

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確率や強度も大きくなりやすいと考えられる。また山頂付近の風速が一定であれば山岳波の位相速度は 0 であるため、山岳波の臨界高度は周囲の風速が 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。

モデル上の標高が 200 m 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_s [ノット]、その上方のある高度 z での風速の大きさを V_z [ノット] とする。このとき、 $V_s > V_z$ かつ $V_s > 30$ ノットの場合、

$$MTW2 = \frac{V_s - V_z}{10} \quad (4.11.7)$$

を高度 z における MTW2 とする。上記の条件が満たされない場合は $MTW2 = 0$ とする。MTW1 と同様に、全格子で MTW2 の値を求めた後に平滑化する。MTW2 は山頂付近の風速が強いが、その上方で風速が 0 に近いほど値が大きくなる指数である。鉛直方向に伝播した山岳波は、理論的には山頂付近の風向に平行な風の成分が 0 になったときに碎波するが、指数としては山頂付近の風向に平行な成分が 0 に近いとするよりも、単に風速が 0 に近いとする方が乱気流の予測精度が良かったため、(4.11.7) 式を用いることとした。

(6) 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、ペナル対流が発生することで乱気流（中層雲底乱気流）が生じる (Kudo 2013; Kudo et al. 2015)。中層雲底下での乱気流を予測する上では以下の 3 点がポイントとなる。

- 中層雲から地上に達しない固体降水が十分にあること（雲底気温が0℃以下であることが必要条件）
- 中層雲の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

この中で、特に絶対不安定が形成され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が発生しうる。これらを踏まえて、以下の手順で BASETB を算出する。

1. 予報対象時刻の前1時間の降水量が0.5 mm/h 未満のカラム（鉛直方向の格子）に対して、最上層の格子から下に向かって相対湿度 RH [%] が設定した閾値 c_{md1} [%] 以上である格子（以下では飽和格子と書く）を探し、 c_{md1} はモデルに応じて決めるパラメータで100に近い値を設定する。
2. c_{md1} を上回った分の相対湿度に相当する混合比 [kg/kg] を求める。
3. さらに下に向かって同様に飽和格子を探し、 $RH < c_{md1}$ となる格子（以下では未飽和格子と書く）が出現するか、気温が0℃以上になるまで閾値を上回った分の混合比を積算する。このようにして積算された混合比 R_{ma} [kg/kg] が地上に達しない固体降水の総量であると考えられる。
4. 飽和格子の下方に未飽和格子がある場合、未飽和格子の混合比を R_{m1} [kg/kg]、相対湿度が $RH + c_{md2}(c_{md1} - RH)$ [%] となるときの混合比を R_{m2} [kg/kg] とする。ここで c_{md2} は乾燥域で降水を蒸発させる割合で、モデルに応じて決める0~1のパラメータ（0.5程度を使用）である。
5. R_{m2} と R_{m1} の差を蒸発分の混合比 R_m [kg/kg] とする。ただし R_{ma} を上限とする。

$$R_m = \min(R_{m2} - R_{m1}, R_{ma}) \quad (4.11.8)$$

R_m は R_{ma} からの蒸発分であるから、 R_{ma} から R_m を差し引く。

6. 固体降水の昇華による雲底下での気温の低下量 ΔT [K] を $\Delta T = L R_m / C_p$ により求める。ここで L は氷の昇華潜熱 [J kg⁻¹]、 C_p は乾燥空気の定圧比熱 [J K⁻¹ kg⁻¹] である。
7. 昇華冷却による気温低下を考慮した場合の気温と1層下の層の気温（次の手順で示す気温低下を考慮する前の気温）との間で気温減率 Γ [K/km] を求める。
8. この Γ が乾燥断熱減率 Γ_d [K/km] よりも大きい場合、すなわち絶対不安定である場合、

$$\text{BASETB} = \Gamma - \Gamma_d \quad (4.11.9)$$

とする。ただし BASETB の最小値は0、最大値は1とする。

9. さらに下に向かって手順4~8を繰り返し、各高度での BASETB の値を求める。最下層に到達する前に再び0℃以下で飽和格子が現れた場合には手順2へ戻る。

BASETB では上限を1、すなわち、 $\Gamma - \Gamma_d$ の上限を1.0 K/km とした。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になることはないと考えたためである。

(7) トランスパースバンド指数 (TRAV)

ジェット気流に伴う雲バンドの中で発生するトランスパースバンドは、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 2002）。大野・三浦（1982）は、トランスパースバンドは圏界面下で励起された KH 波であり、発生条件は「圏界面直下の低安定度層厚が1 km を超え、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50 m/s をこえる」と述べている。ただしこれは1次元方程式の数値解であり、3次元の現象であるトランスパースバンドの発生条件と一致しているとは限らない。現実の大気中では、トランスパースバンドは、ジェット気流南側の弱安定層の上部に位置する圏界面付近で、風速がおよそ100 ノット（約50 m/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。これを表現する指標をトランスパースバンド指数とし、以下の手順で算出する。

1. あるカラムで、相当温位の鉛直変化率が2.0 K/km 以下の層が4,000 ft 以上続いている場合、その領域の上端高度の鉛直層の番号を k_1 とする。
2. k_1 番目の層から上に相当温位の鉛直変化率が2.0 K/km よりも大きい層が続いている場合、その中のあるフライトレベル面（層番号 k_2 ）におけるトランスパースバンド指数 TRAV を次式で定義する。

$$\text{TRAV}(k_2) = \text{VWS}(k_2) \cdot F(k_1, k_2) \cdot S(k_2) \quad (4.11.10)$$

$$F(k_1, k_2) = 2^{[1.5 - \{FL(k_2) - FL(k_1)\} / 20]} \quad (4.11.11)$$

$$S(k_2) = \frac{1}{1 + \exp[-20 \{V(k_2) - 90\} / 90]} \quad (4.11.12)$$

ここで $\text{VWS}(k_2)$ は第 k_2 層の VWS [kt/1000ft]、 $FL(k)$ は第 k 層のフライトレベル、 $V(k_2)$ は第 k_2 層の風速 [ノット] である。 $F(k_1, k_2)$ は、 k_2 が弱安定層の上端高度である k_1 に近いほど大きくなる関数で、 k_1 から1,000 ft 離れる毎に、2、 $\sqrt{2}$ 、1 というように、 $1/\sqrt{2}$ 倍になっていく。これは弱安定層の上端高度がトランスパースバンドの雲頂に相当し、その雲頂に近いほど乱気流が発生しやすいと考えられることを表している。 $S(k_2)$ は風速に応じて0~1に変化するロジスティック関数で、風速が90 ノットのときに0.5となる（図4.11.16）。こ

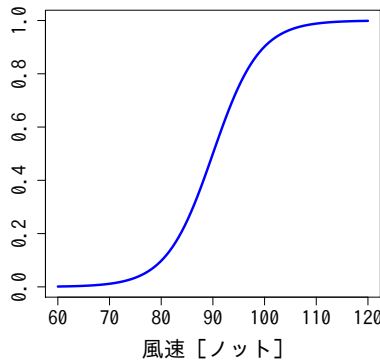


図 4.11.16 トランスバースバンド指数の算出に用いられるロジスティック関数

これは風速が弱いと 0 で 100 ノットを越えると連続的に 1 に近づく様子を表している。TRAV は風速がおおよそ 100 ノット以上の弱安定層の上端付近で VWS が強いほど値が大きくなる指数である。

(8) 対流雲中乱気流指数 (CONV)

対流雲の雲中では強い上昇・下降流によって鉛直方向の突風が発生することにより乱気流が発生する。また対流雲中や雲頂に VWS の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)。対流雲中乱気流指数 (CONV) はこのような乱気流を予測することを目的とし、以下の式で求める。

$$\text{CONV}(k_1) = W_{\text{mean}}(k_1) \cdot \text{VWS}(k_2) \quad (4.11.13)$$

ここで W_{mean} は水平 80 km 格子で平均した鉛直風速 [m/s]、 $\text{VWS}(k_2)$ は第 k_2 層の鉛直シアール [kt/1000ft]、 k_1 は $W_{\text{mean}} > 0$ の格子点の鉛直層の番号、 k_2 は k_1 から上方に 4,000 ft 以内で $W_{\text{mean}} > 0$ 領域が継続している層の中で、VWS が最大となる鉛直層の番号を示す。 $W_{\text{mean}}(k_2) \leq 0$ の場合は $\text{CONV}(k_1) = 0$ とする。山岳波などの対流雲以外での強い上昇流の影響を除去するために、対象とする地点での前 1 時間降水量が 0.1 mm/h 未満である場合はその上空の全ての層で $\text{CONV} = 0$ とする。

(9) VHS

ジェット気流の加速場や減速場では乱気流が発生しやすいことを考慮した指標として VHS (Vws-Hws-Speed) を以下の式で定義する。

$$\text{VHS} = \text{VWS} \times \text{HWS}_{\parallel} \times V \times 10^5 \quad (4.11.14)$$

ここで VWS は鉛直シアール (単位は s^{-1})、 HWS_{\parallel} は流れに沿った方向の水平シアール [s^{-1}]、 V は風速 [m/s]、 10^5 は VHS のオーダーを 1 程度にするための係数である。VHS は鉛直シアールが強いが、流れに沿って風速が変化する場合や流れが曲率を持つか、風速が強い場合に大きな値を持つ指数である。

(10) リチャードソン数 (RI)

リチャードソン数 (RI) は次式で定義される。

$$\text{RI} = \frac{N^2}{\text{VWS}^2} \quad (4.11.15)$$

ここで N はプラント・パイサラ振動数 [s^{-1}]、VWS の単位は s^{-1} である。リチャードソン数が 1/4 以下になると KH 波が発生する。

(11) 気温の水平傾度 (GRADT)

気温の水平傾度 (GRADT) は次式で定義される。

$$\text{GRADT} = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad (4.11.16)$$

温度風の関係から、等圧面 (等フライトレベル面) での気温の水平傾度は地衡風の鉛直シアールの大きさに比例することから、気温の水平傾度は晴天乱気流を予測する指標として利用される。

(12) Ellrod の指数 (TI1, TI2)

Ellrod and Knapp (1992) による指数 TI1, TI2 は次式で定義される。

$$\text{TI1} = \text{VWS} \times \text{DEF} \quad (4.11.17)$$

$$\text{TI2} = \text{VWS} \times (\text{DEF} + \text{CVG}) \quad (4.11.18)$$

ここで VWS の単位は s^{-1} 、DEF は変形場 [s^{-1}]、CVG は水平収束 [s^{-1}] を表す。TI1 と TI2 は単独の指標としては乱気流の予測精度が高いといわれていることから世界的には広く利用されている。ただし C-PIREP を用いた日本周辺空域での検証では、VWS と比べて予測精度に大きな違いはない (例えば工藤 (2010) の図 3.5.2)。

(13) Dutton の指数 (DI)

Dutton (1980) による指数 DI は次式で定義される。

$$\text{DI} = 1.25 \times 10^5 \text{HWS}_{\perp} + 2.5 \times 10^5 \text{VWS}^2 + 10.5 \quad (4.11.19)$$

ここで HWS_{\perp} は流れに直交する方向の水平シアールで単位は s^{-1} 、VWS の単位は s^{-1} である。Dutton (1980) は 1976 年の春に北大西洋域で収集した乱気流の実況と当時の数値予報モデルの出力値を利用して、乱気流の発生確率を表す式として (4.11.19) 式を線形重回帰で求めた。このことから分かるように、上式をそのまま乱気流発生確率として他の数値予報モデルに適用することはできないが、DI を HWS と VWS を組み合わせた指数と見た場合には VWS と同程度の予測精度を持つ (例えば工藤 (2010) の図 3.5.2)。

参考文献

Browning, K. A., G. W. Bryant, J. R. Starr, and D. N. Axford, 1973: Air motion within Kelvin-Helmholtz billows determined from simultaneous

- Doppler radar and aircraft measurements. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **99**, 608–618.
- 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. *Wea. 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.
- 井藤智史, 2016: GSM 乱気流指数の改良. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 69–76.
- 金井義文, 満満男, 工藤淳, 2015: 下層悪天予想図及び新しい狭域悪天予想図. 航空気象ノート第 77 号, 気象庁航空気象管理官.
- 気象庁予報部, 2017: 航空気象予報作業指針 (2017 年 8 月版).
- 気象衛星センター, 2002: 気象衛星画像の解析と利用 - 航空気象編 -. 223 pp.
- Knox, J. A., A. S. Bachmeier, W. M. Carter, J. E. Tarantino, L. C. Paulik, E. N. Wilson, G. S. Bechdol, and M. J. Mays, 2010: Transverse cirrus bands in weather systems: a grand tour of an enduring enigma. *Weather*, **65(2)**, 35–41.
- 工藤淳, 2007: 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, 82–86.
- 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, 2010: 乱気流指数の開発. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 95–108.
- 工藤淳, 2012: C-PIREP 10 年の統計. 航空気象ノート第 73 号, 気象庁航空気象管理官, 12–19.
- 工藤淳, 2014: 乱気流指数の改良. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 87–99.
- Kudo, A., 2013: The generation of turbulence below midlevel cloud bases: The effect of cooling due to sublimation of snow. *J. Appl. Meteor. Climat.*, **52(4)**, 819–833.
- Kudo, A., H. Luce, H. Hashiguchi, and R. Wilson, 2015: Convective instability underneath midlevel clouds: Comparisons between numerical simulations and VHF radar observations. *J. Appl. Meteor. Climat.*, **54(11)**, 2217–2227.
- 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. Climat.*, **47(11)**, 2777–2796.
- Lane, T. P., R. D. Sharman, S. B. Trier, R. G. Fovell, and J. K. Williams, 2012: Recent advances in the understanding of near-cloud turbulence. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 499–515.
- Lester, P. F. and W. A. Fingerhut, 1974: Lower turbulent zones associated with mountain lee waves. *J. Appl. Meteor.*, **13(1)**, 54–61.
- Lilly, D. K., 1986: *Instabilities. Mesoscale Meteorology and Forecasting*. P. S. Ray Ed., Amer. Meteor. Soc., 259–271.
- MacCready, P. B., 1964: Standardization of gustiness values from aircraft. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 439–449.
- MacPherson, J. I. and G. A. Isaac, 1977: Turbulent characteristics of some Canadian cumulus clouds. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 81–90.
- 三輪剛, 2013: GSM 乱気流指数の開発. 平成 25 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 63–70.
- 中山章, 2010: 飛行機と気象. 成山堂書店, 153 pp.
- 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.
- 大和田浩美, 2006: 予想衛星画像. 気象研究ノート, **212**, 105–119.
- 大和田浩美, 2013: 予想衛星画像. 数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 76–80.
- Scorer, R. S., 1978: *Environmental aerodynamics*. Ellis Horwood, 488 pp.
- Shapiro, M. A., 1980: Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 994–1004.
- Sharman, R. D. and T. P. Lane, 2016: *Aviation Turbulence*. Springer, 523 pp.
- 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(18)**, 3286–3302.
- Trier, S. B. and R. D. Sharman, 2009: Convection-permitting simulations of the environment supporting widespread turbulence within the upper-level outflow of a mesoscale convective system. *Mon. Wea. Rev.*, **137(6)**, 1972–1990.
- Trier, S. B. and R. D. Sharman, 2016: Mechanisms influencing cirrus banding and aviation turbulence near a convectively enhanced upper-level jet stream. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 3003–3027.
- Trier, S. B., R. D. Sharman, R. G. Fovell, and R. G. Frehlich, 2010: Numerical simulation of radial cloud bands within the upper-level outflow of an observed mesoscale convective system. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 2990–2999.

4.12 着氷指数¹

4.12.1 はじめに

着氷とは、空気中の水蒸気や過冷却水滴が物体の表面に凍りつく現象である。着氷が航空機に与える影響は大きく、翼に着氷した場合は、揚力の低下、抵抗の増加、失速速度の増加に繋がり、ピトー管²への着氷は速度や高度の誤認を招く。エンジンの吸気系統へ着氷した場合は、混合ガスや空気が流れにくくなるためエンジンの性能が低下し、最悪の場合エンジンが停止することもある。近年は、機体各部に氷が付着しないようにするための防氷装置や、付着した氷を取り除くための除氷装置の発達により、ある程度の着氷は防ぐことができるようになったが、気象条件によってはこれらの装置を使用しても着氷を防ぐことができない場合がある。そのため、航空機の安全な運航のためには、事前に着氷域を予測し、その空域を回避することが重要となる。参考として、FAA (2017) で定義されている着氷の強さを以下に記す。

- 弱: 長時間の飛行ならば氷の蓄積は問題となるが、防氷装置、除氷装置を時々作動させれば、氷の蓄積を防げる状態。
- 並: そのまま氷が蓄積すると短時間でも危険になる可能性があり、防氷装置、除氷装置を使用するかその空域を回避する必要がある状態。
- 強: 防氷装置、除氷装置を使用しても着氷を防ぐことができず、直ちにその空域を回避する必要がある状態。

着氷は主に、氷点下の機体表面に水蒸気が昇華してできる着氷、過冷却水滴が機体に衝突して凍結する着氷、過冷却状態にある雨(着氷性の雨)が機体に衝突して凍結する着氷に大別される³。日本付近で発生する着氷は過冷却水滴が主な原因である(中山 1996)。このため、気象庁の空域予報現業では過冷却水滴による着氷を予測する手法として、-8D法(Godske et al. 1957)や過去の文献や調査により決定した-20~0°Cを目安に着氷が発生すると判別する方法が用いられてきた。-8D法は、雲の中に過冷却水滴が存在するとき、周囲の湿潤空気が氷に対して過飽和、水に対して飽和の状態になると着氷が起こるとの考えに基づいている。気

¹ 井藤 智史

² 航空機の速度を計測する装置。航空機の進行方向正面からくる空気の圧力(全圧)と、その横を通り過ぎる周囲の空気の圧力(静圧)の差を測定することで速度を求める。静圧からは飛行高度も知ることができる。

³ 他にも、氷晶がエンジンの熱により部分的に溶融し、エンジン内部に付着して表面温度を下げ再凍結する氷晶着氷(ICI:Ice Crystal Icing)と呼ばれる着氷がある。過冷却水滴による着氷は-20~0°Cで多く発生し、-30°C以下の低温ではほとんど発生しないが、ICIは-30°C以下でも発生する場合がある(Mason 2007)。

温を T [°C]、露点温度を T_d [°C] とすると、霜点温度 T_f [°C] が近似的に $T_f \approx -8(T - T_d)$ と表せることから、 $T < -8(T - T_d)$ のときは氷面に対して過飽和であるとし、着氷が発生すると判定する。しかし、Godske et al. (1957) でも述べられている通り、近似の精度は気温-13°C程度までは良いものの、それ以下では悪くなるという問題がある。また、-20~0°Cを目安にする方法に関しても、工藤(2006)による調査で、-20°C以下であっても無視できない頻度で着氷が発生していることが分かった。このため、工藤(2008)は、着氷域を予測するために着氷指数を開発し、MSMの予測値から算出する国内航空悪天GPVで2008年8月から着氷指数の作成を開始した。その後、LFMの予測値から算出するLFM航空悪天GPVでは2012年8月から、GSMの予測値から算出される北太平洋航空悪天GPVでは2017年5月から着氷指数の作成が開始された(井藤 2017)。空域予報現業では、国内悪天予想図(FBJP)の作成時に着氷指数を利用しているほか、自動作成される狭域悪天予想図(FBTT, FBGG, FBBB)にも着氷指数が利用されている。

本節では、着氷指数について解説する。まず、第4.12.2項で着氷指数の作成方法について、第4.12.3項で着氷指数の仕様について述べ、第4.12.4項で統計検証、第4.12.5項で事例検証を示す。最後に、第4.12.6項でまとめと利用上の留意点、第4.12.7項で課題と今後の展望を述べる。以下、北太平洋航空悪天GPVの着氷指数をGSM着氷指数、国内航空悪天GPVの着氷指数をMSM着氷指数、LFM航空悪天GPVの着氷指数をLFM着氷指数と呼ぶ。また、空域予報に関連する用語については付録4.11.Aにまとめているので、そちらを参照して頂きたい。

4.12.2 作成方法

過冷却水滴による着氷の正確な予測には、気温、相対湿度、水滴のサイズの予測が重要となる。一般に過冷却水滴は-20~0°Cで多く存在し、相対湿度が高いと水滴の量が多くなり、氷がより早く機体表面に蓄積するので危険である。また、大きな水滴は小さな水滴よりも航空機周辺の気流の影響を受けにくいので、水滴のサイズが大きいほど機体表面に衝突しやすくなる。しかし、水滴のサイズを正確に予測することは現状では難しいため、着氷指数では気温と湿数の予測と並以上の着氷の観測頻度に基づいた指数を作成することで、並以上の着氷に対する予測を行う。

各航空機観測(PIREP, ARS, C-PIREP)で報じられた着氷の実況と、直近の初期値の数値予報モデルの気温および湿数の予測値を用いてデータにフィッティングする関数(当てはめ関数)を求め、この当てはめ関数から着氷指数を計算する。なお、着氷は基本的に雲の中で発生するので、晴天(Clear)と報じられた通報は誤りであることが多いため除外する。

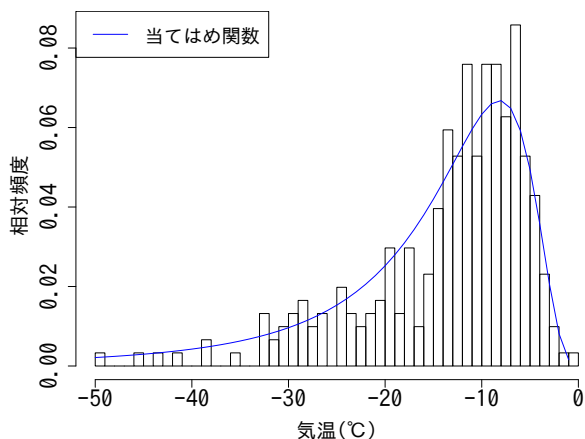


図 4.12.1 2013 年 12 月から 2015 年 11 月の並以上の着氷頻度と直近の GSM で予測された気温の関係。棒グラフが着氷の相対頻度、青線が当てはめ関数。

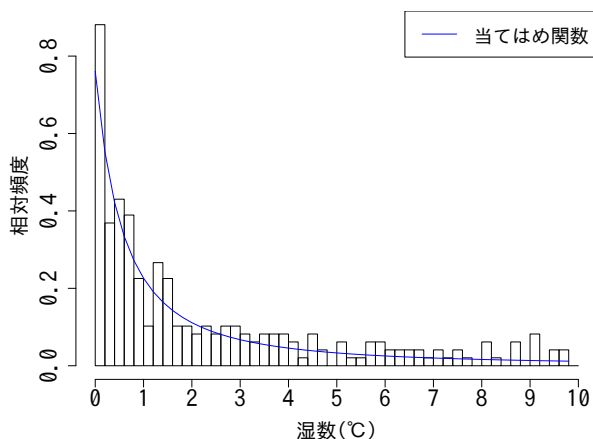


図 4.12.2 図 4.12.1 と同じ。ただし、横軸は GSM で予測された湿数。

まず着氷の実況と、直近の初期値のモデルの気温および湿数の予測値を用いて当てはめ関数を求める。図 4.12.1 は気温と並以上の着氷頻度の関係、図 4.12.2 は湿数と並以上の着氷頻度の関係である。モデルは GSM で、期間は 2013 年 12 月から 2015 年 11 月である。気温が -8°C 付近と、湿数が 0°C に近いほど着氷の発生頻度が多くなっていることが分かる。これらの頻度分布から、気温 (T [$^{\circ}\text{C}$]) に対する頻度を

$$\text{頻度} = \frac{-1.6 \times 10^6 \times (T - 3)^{-5}}{\exp\{-55.3/(T - 3)\} - 1}$$

という関数で、湿数 (気温 - 露点温度: $T - T_d$ [$^{\circ}\text{C}$]) に対する頻度を

$$\text{頻度} = \frac{0.75}{(T - T_d + 1)^{1.7}}$$

という関数で当てはめる。気温についてはプランク分布を参考に、湿数については湿数の逆数のべき乗で当てはめた。着氷指数はこれら 2 つの式を掛け合わせ、最大値が 100 になるような規格化定数 C を掛けたもの

とする。すなわち、

GSM 着氷指数 =

$$C \times \frac{-1.6 \times 10^6 \times (T - 3)^{-5}}{\exp\{-55.3/(T - 3)\} - 1} \times \frac{0.75}{(T - T_d + 1)^{1.7}}$$

とする。ただし、気温が 2°C より高い場合は着氷が起こることはほとんどないので、気温の予測値が 2°C より高い場合は着氷指数は 0 とする。気温が 2°C より高い場合としたのは、気温が 0°C より少し高い場合でも、機体表面からの蒸発や機体による気流の乱れで気圧が低下し、温度が下がり着氷する場合があるためである。

国内航空悪天 GPV については 2002 年から 2005 年でデータを作成し、以下の計算式を用いて作成している。

MSM 着氷指数 =

$$C \times \frac{-7 \times 10^8 \times (T - 3)^{-5}}{\exp\{-60/(T - 3)\} - 1} \times \frac{100}{(T - T_d + 1)^{2.5}}$$

なお、LFM 着氷指数も MSM 着氷指数と同じ計算式を用いて作成している。着氷指数を用いて並以上の着氷を予測する場合の閾値は、GSM 着氷指数の場合は 10 以上、MSM・LFM 着氷指数の場合は 15 以上とする。これらの値は並以上の着氷が観測された事例を見て、適切な予測となるように決定した。

着氷指数は気温と湿数の当てはめ関数を単純に掛け合わせただけの指数であるが、 -8D 法や MSM の雲物理過程で算出された雲水量を用いた方法 (気温が 0°C 未満で雲水量が大きいほど過冷却水滴が多く、着氷が発生すると考える方法) よりも精度が高いことが確認されている (工藤 2008)。

着氷指数の注意点としては、着氷指数は過冷却水滴による着氷を予測対象としており、ICI など頻度の低い着氷は予測対象とはしていないことである。また、着氷指数は 0 から 100 の値を取るが、確率を表すものではないことにも注意が必要である。これは、MOD 以上の着氷の相対頻度のみから着氷指数を作成しており、MOD 未満の実況は含まれていないためである。仮に MOD 未満の実況も含めれば、ロジスティック回帰などで確率予測を行うことができる。しかし、実況データに用いている PIREP 等は、航空路周辺にしか観測データがなく、自動観測でもないため時間的にも不均一なデータとなることや、防水装置によりある程度の着氷は防ぐことができるため、正確な着氷の確率とはならない。実際に、ロジスティック回帰による手法も調査はしたが、着氷指数の予測精度を上回ることではできなかった。

4.12.3 仕様

モデル毎の着氷指数の仕様を表 4.12.1 に示す。着氷指数は格子形式で作成されており、北太平洋航空悪天 GPV では格子間隔 0.5 度の等緯度経度座標で、国内航空

表 4.12.1 モデル毎の着氷指数の仕様

	北太平洋航空悪天 GPV	国内航空悪天 GPV	LFM 航空悪天 GPV
作成対象モデル	GSM	MSM	LFM
格子間隔	0.5 度	40 km	10 km
格子系	等緯度経度座標	ポーラステレオ座標	
対象領域	10°S-65°N, 80°E-110°W	日本及びその周辺	日本周辺
鉛直層	FL010 から FL550 まで 2,000 ft 間隔		FL010 から FL450 まで 1,000 ft 間隔
予報対象時間	3 時間毎の毎正時	毎正時	
予報期間	FT=0~36	FT=0~39	FT=0~9
層別化	なし		
逐次学習の有無	なし		

悪天 GPV では 40 km 格子のポーラステレオ座標で、LFM 航空悪天 GPV では 10 km 格子のポーラステレオ座標で計算している。鉛直方向には、北太平洋航空悪天 GPV と国内航空悪天 GPV で FL010 から FL550 まで 2,000 ft 間隔、LFM 航空悪天 GPV で FL010 から FL450 まで 1,000 ft 間隔となっている。予報時間は、北太平洋航空悪天 GPV で FT=0 から FT=36 までの 3 時間間隔、国内航空悪天 GPV で FT=0 から FT=39 までの 1 時間間隔、LFM 航空悪天 GPV で FT=0 から FT=9 までの 1 時間間隔である。過冷却水滴による着氷は、地域や季節等による特性の変化はないため、層別化はしていない。また、逐次学習も行っていない。これは着氷の通報される割合が非常に少なく、全ての着氷通報を合わせても全通報に対して 0.096% 程度しかないため(工藤 2012)、第 2.2.3 項で述べたように一括学習の方が適しているためである。なお、MSM 着氷指数の開発以降、何度か MSM の改良が行われているが、MSM 着氷指数の精度は事例検証では悪化しておらず、2017 年 2 月 28 日の MSM の改良の際には統計検証で改善した⁴ ため、作成当初からの計算式を継続して使っている。

4.12.4 統計検証

着氷指数の統計検証の結果を示す。検証に用いる実況データは、PIREP, ARS, C-PIREP による着氷の通報を用いる。計算式作成時と同じように、Clear と報じられた通報は除外する。検証期間は 2016 年の 1 年間である。GSM 着氷指数は 2017 年 5 月 25 日に変更された GSM の試験データから作成し、MSM 着氷指数は 2017 年 2 月 28 日に変更された MSM の試験データから作成している。LFM 着氷指数は本期間に予測精度に大きく影響を与えるような LFM の変更は行われなかったため、ルーチンのデータを用いて検証を行った。検証領域は日本周辺 (20°-45°N, 120°-150°E) で、高度

⁴ 通常 MSM の改良の際には 1 か月程度の試験データしか作成されないため、着氷の観測数が少なく統計検証ができないが、2017 年 2 月 28 日の改良の際には長期間の試験データが作成されたため、統計検証が可能であった。

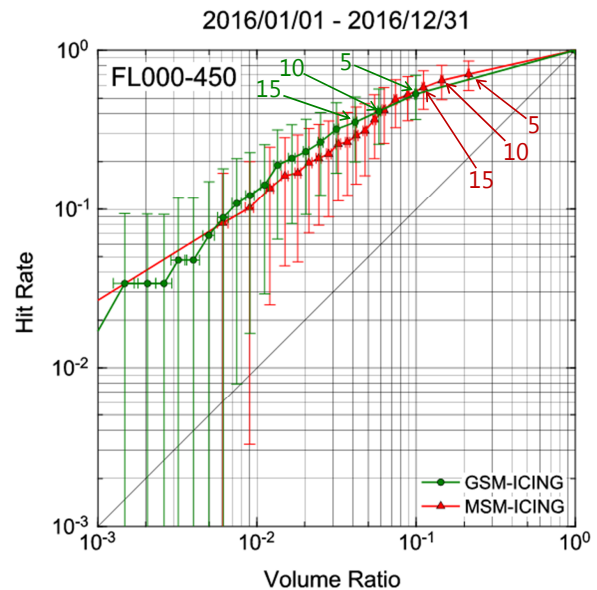


図 4.12.3 2016 年の並以上の着氷に対する着氷指数の閾値別の予測精度。検証領域は日本周辺で、高度は FL000~450 である。横軸は体積率、縦軸は捕捉率を示す。GSM 着氷指数 (GSM-ICING) は緑色、MSM 着氷指数 (MSM-ICING) は赤色で、それぞれの指数の閾値に対応する数字をいくつか図中に示す。それぞれのエラーバーはブートストラップ法による 95%信頼区間を示す。

は FL000~450 とした。着氷指数の値は、観測場所から最も近い高度・格子で、観測時刻から最も近い予報時間の予測値を用いた。

図 4.12.3 に、GSM と MSM の着氷指数の閾値を変化させて、それぞれの閾値で並以上の着氷を予測した場合の捕捉率 (Hit Rate) と体積率 (Volume Ratio) を示す (巻末付録 A.3.5, A.3.6)。GSM は 00, 12UTC 初期値の FT=9~18 を用い、MSM は 03, 15UTC 初期値の FT=6~15 を用いた。体積率が等しい予測を比べた場合には捕捉率が大きいほど着氷の実況を多く捕らえた良い予測であり、捕捉率が等しい予測を比べた場合には体積率が小さいほど予測領域を限定した良い予測と言えるため、図では線が左上にあるほど予測精度が高い。並以上の着氷の目安となる閾値 (GSM 着氷指数で 10、MSM 着氷指数で 15) 付近で比較すると、精度はほぼ同等となっている。ただし、MSM 着氷指数の

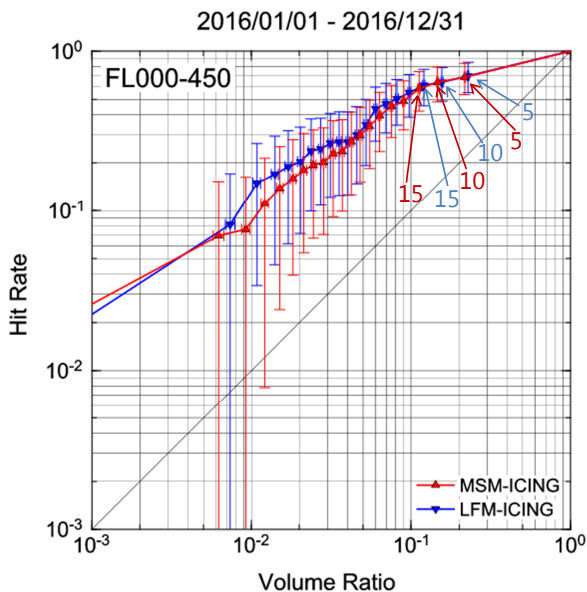


図 4.12.4 図 4.12.3 と同じ。ただし、MSM 着氷指数 (MSM-ICING, 赤色) と LFM 着氷指数 (LFM-ICING, 青色) の結果。

方が体積率が大きく、そのため捕捉率も大きくなっている。

図 4.12.4 は、MSM 着氷指数と、LFM 着氷指数の検証結果である。ともに 03, 09, 15, 21UTC 初期値で、FT=6~9 で検証した。並以上の着氷の目安となる閾値 (MSM・LFM 着氷指数ともに 15) 付近で比較すると、精度はほぼ同等となっている。また、体積率や捕捉率もほぼ同じである。

4.12.5 事例検証

(1) 台風と停滞前線による着氷

2017 年 10 月 21 日から 22 日にかけて、台風第 21 号が日本の南を北上し、22 日 18UTC 頃、超大型・強い勢力で静岡県に上陸した。図 4.12.5 と図 4.12.6 に 22 日 00UTC の日本域地上天気図と衛星赤外画像を示す。この時間は、日本の南を台風第 21 号が北上しており、日本付近には停滞前線が解析されている。台風本体の雲域は海上にあるが、停滞前線近傍の雲域により日本付近は広く雲に覆われている。台風からの湿った空気が停滞前線に向かって流れ込んだ影響で、22 日は広い範囲で着氷が観測され、この一日で 26 本の並の着氷が報告された。これは航空機の観測データの保存を開始した 2001 年 6 月以降で、1 日の観測数としては最多であった。

図 4.12.7 に 22 日 00UTC を対象時刻とする着氷指数の予測を示す。左から GSM 着氷指数、MSM 着氷指数、LFM 着氷指数で、上段から FL330, FL250, FL170 の予測である。図中の四角は対象時刻の前後 90 分以内で高度差 1,000 ft 以内に観測された着氷の実況で、黄色が並の着氷、青色が弱の着氷である。この時刻は、FL170 から FL330 にかけて多くの並の着氷が観測された。FL330 の予測に関しては、九州の南海上の並の

着氷は LFM 着氷指数のみ予測でき、GSM 着氷指数と MSM 着氷指数では予測できなかった。これは LFM の湿数の予測が、GSM や MSM と比べて 0°C に近かったためである (図略)。この時の気温の予測は概ね -30°C 程度となっているが、図 4.12.1 で示したように、気温が -30°C 以下になると着氷の頻度は大きく下がる。このため、着氷の頻度でフィッティングした気温と湿数を掛け合わせる現在の着氷指数の予測手法では、 -30°C 以下で予測値が小さくなる。このような時は、並の閾値を超えるかどうかは湿数の予測に依り、今回の事例のようにモデル間で予測の差が出やすくなる。

FL330 より低い高度に関しては、どのモデルも並の着氷を捕捉できており、領域、高度ともに精度良く予測できていた。着氷が観測された周辺の気温はおおよそ $-30\sim-4^{\circ}\text{C}$ 程度となっており、これらの気温では着氷の発生頻度が高いため、着氷指数で精度良く予測することができる。

(2) 冬型の気圧配置での着氷

2017 年 1 月 14 日 12UTC の日本域地上天気図と衛星赤外画像を図 4.12.8 と図 4.12.9 に示す。日本付近は冬型の気圧配置となっており、日本海側を中心に筋状雲が流れ込んでいるのがわかる。この筋状雲により、この日は強の着氷が 2 件、並の着氷が 1 件観測された。

図 4.12.10 に 14 日 12UTC を対象時刻とする着氷指数の予測 (上段) を示す。左から GSM 着氷指数、MSM 着氷指数、LFM 着氷指数で、FL070 の予測である。図中の四角は対象時刻の前後 90 分以内で高度差 1,000 ft 以内に観測された着氷の実況で、赤色が強の着氷、黄色が並の着氷である。愛知県上空では強の着氷が観測されており、これについては全てのモデルでこの着氷を予測することができていたが、福岡県上空で観測された並の着氷に関しては、全てのモデルで予測できていなかった。この時の湿数の予測 (下段) を見ると、愛知県上空では概ね湿数が 1.5°C 以下となっていたのに対し、福岡県上空では湿数が 15°C 以上となっていた。同時刻の福岡のラジオゾンデによる高層気象観測では FL070 付近は湿数が 3°C 程度となっていたことから、モデルの予測は乾燥させすぎており、着氷指数の予測が外れる要因となった。

冬型の気圧配置での筋状雲の発生や位置を正確に予測することは難しいため、見逃しとなる場合があることに注意が必要である。

(3) 氷晶による着氷

2016 年 7 月 10 日 00UTC の日本域地上天気図と衛星赤外画像を図 4.12.11 と図 4.12.12 に示す。日本付近は停滞前線が解析されており、前線の暖域側で活発な対流雲が見られる。この時間に種子島上空の FL400 という高高度で、並の着氷が 2 件観測された。この航空機が観測した気温は -53°C であった。

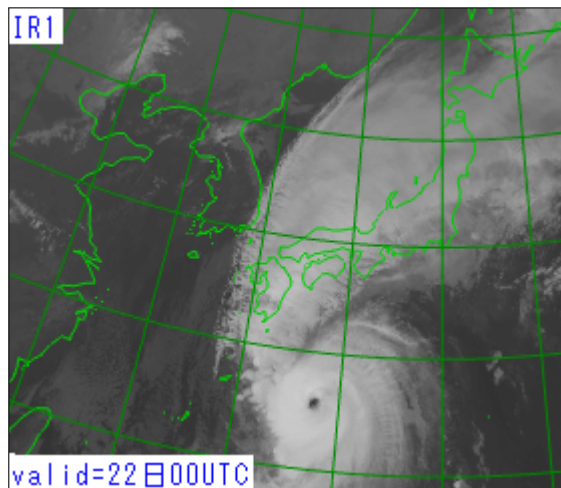
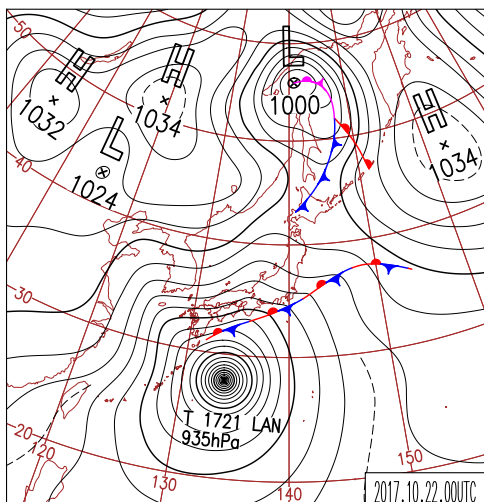


図 4.12.5 2017 年 10 月 22 日 00UTC の日本域地上天気図。

図 4.12.6 2017 年 10 月 22 日 00UTC の衛星赤外画像。

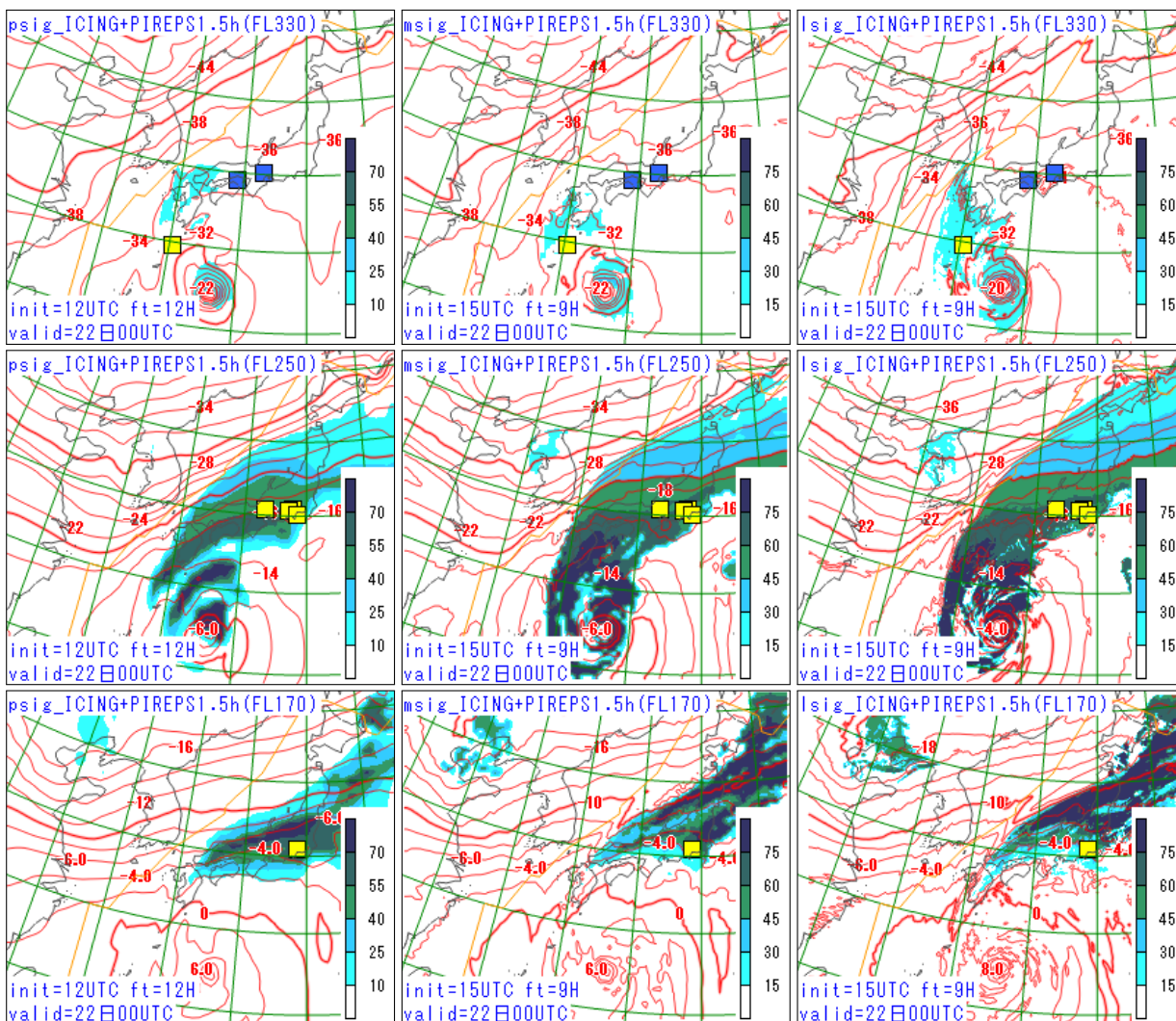


図 4.12.7 2017 年 10 月 22 日 00UTC を対象時刻とする着氷指数の予測。左から 21 日 12UTC 初期値の GSM、21 日 15UTC 初期値の MSM、21 日 15UTC 初期値の LFM の予測で、上段から FL330、FL250、FL170 の予測である。GSM 着氷指数は 10 以上、MSM・LFM 着氷指数は 15 以上から着色している。赤線はそれぞれの気温の予測を示す。図中の四角は対象時刻の前後 90 分以内で高度差 1,000 ft 以内に観測された着氷の実況で、黄色が並の着氷、青色が弱の着氷である。

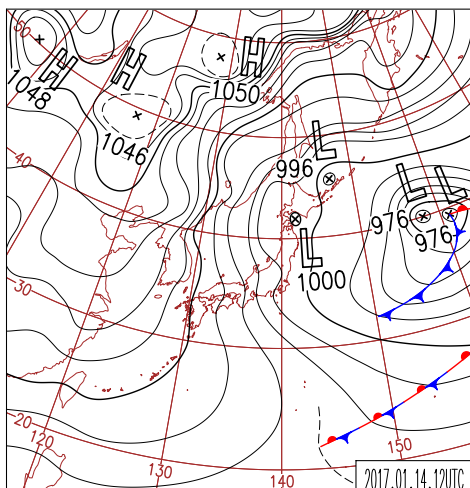


図 4.12.8 2017 年 1 月 14 日 12UTC の日本域地上天気図。

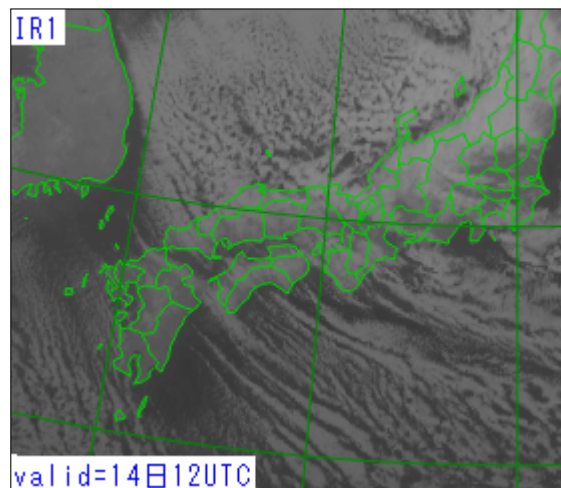


図 4.12.9 2017 年 1 月 14 日 12UTC の衛星赤外画像。

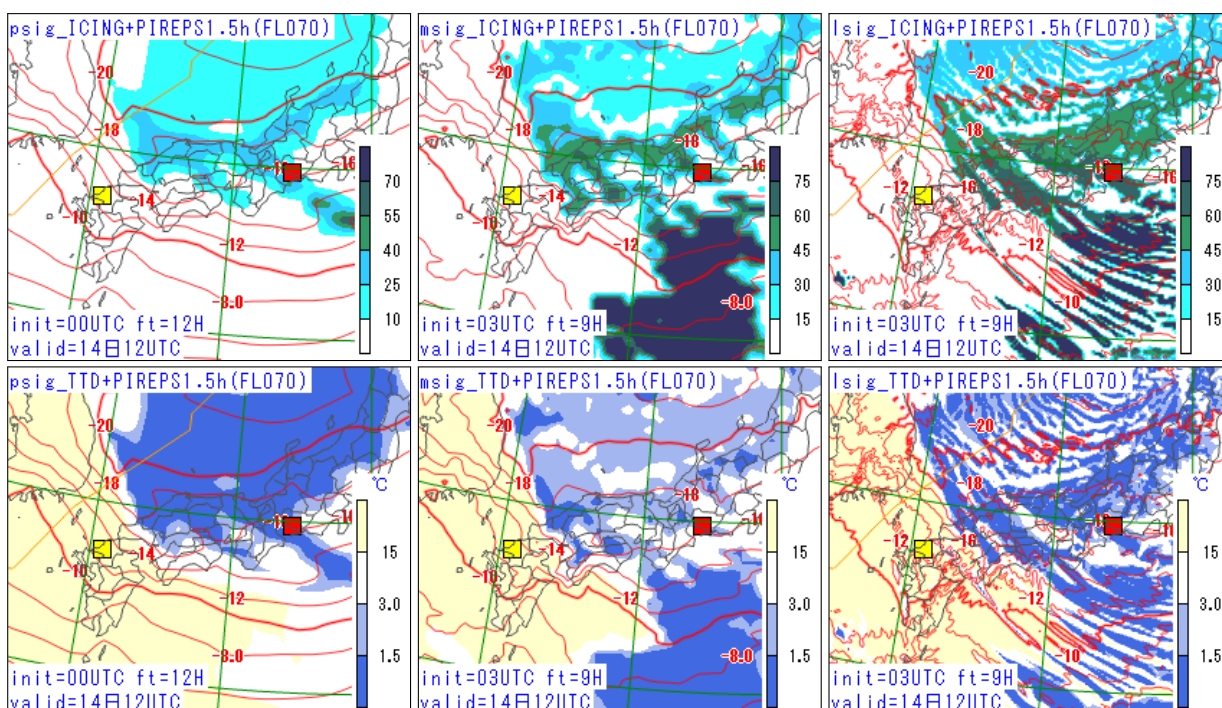


図 4.12.10 2017 年 1 月 14 日 12UTC を対象時刻とする着氷指数（上段）と湿数（下段）の予測。左から 14 日 00UTC 初期値の GSM、14 日 03UTC 初期値の MSM、14 日 03UTC 初期値の LFM の予測で、全て FL070 の予測である。GSM 着氷指数は 10 以上、MSM・LFM 着氷指数は 15 以上から着色している。赤線はそれぞれの気温の予測を示す。図中の四角は対象時刻の前後 90 分以内で高度差 1,000 ft 以内に観測された着氷の実況で、赤色が強い着氷、黄色が並の着氷である。

図 4.12.13 に 10 日 00UTC を対象時刻とする着氷指数の予測を示す。左から GSM 着氷指数、MSM 着氷指数、LFM 着氷指数で、FL390 の予測である。赤線はそれぞれの気温の予測を示す。着氷が観測された種子島周辺の気温は -50°C 程度の予測となっており、航空機が観測した気温と概ね一致している。この気温では過冷却水滴は存在しないことや、周辺に活発な対流雲が観測されていることから、高濃度の氷晶による着氷と推定される。着氷指数は過冷却水滴による着氷を予測対象としているので、当然この着氷は全てのモデルの着氷指数で予測できていなかった。

4.12.6 まとめと利用上の留意点

着氷指数は GSM, MSM, LFM から計算されており、MSM 着氷指数と LFM 着氷指数は同じ計算式で、GSM 着氷指数は別の計算式から作成している。着氷指数は 0 から 100 の値を取るが、確率を表すものではない。それぞれの着氷指数の予測精度に大きな差はないが、GSM 着氷指数は、MSM 着氷指数と比べると体積率が低くなっており、捕捉率も下がるため、見逃しを減らしたい場合は日本周辺では MSM 着氷指数を主に利用するのが良いと思われる。事例検証 (2) で見たように、冬型の気圧配置での筋状の雲域を正確に予測することは難しく、低気圧や前線近傍での着氷に比べて見逃し

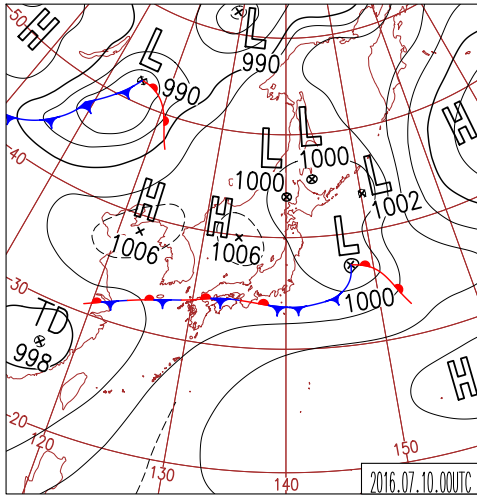


図 4.12.11 2016 年 7 月 10 日 00UTC の日本域地上天気図。

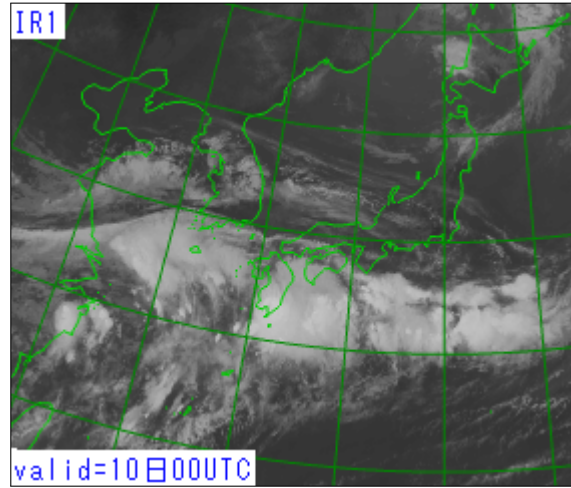


図 4.12.12 2016 年 7 月 10 日 00UTC の衛星赤外画像。

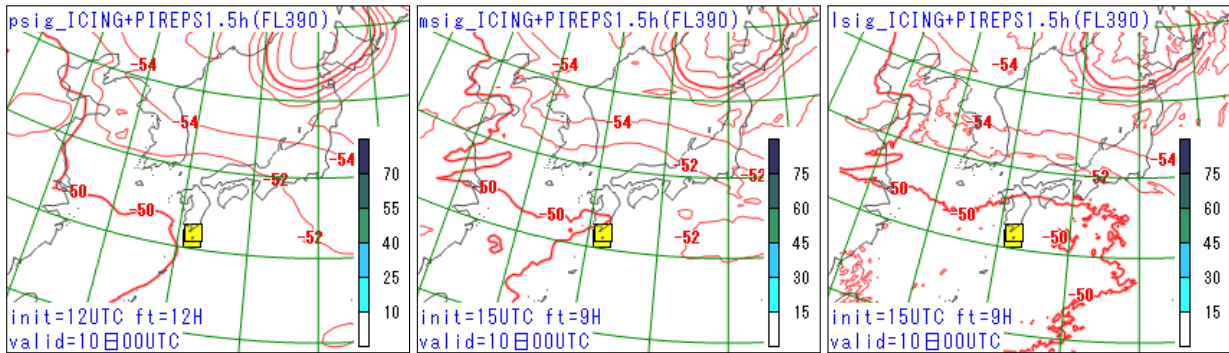


図 4.12.13 2016 年 7 月 10 日 00UTC を対象時刻とする着氷指数の予測。左から 9 日 12UTC 初期値の GSM、9 日 15UTC 初期値の MSM、9 日 15UTC 初期値の LFM の予測で、全て FL390 の予測である。GSM 着氷指数は 10 以上、MSM・LFM 着氷指数は 15 以上から着色している。赤線はそれぞれの気温の予測を示す。図中の四角は対象時刻の前後 90 分以内で高度差 1,000 ft 以内に観測された着氷の実況で、黄色が並の着氷である。

が多くなることに注意が必要である。

4.12.7 課題と今後の展望

外国の着氷の予測では、近年の数値予報モデルの精度向上により、雲物理過程で計算された雲物理量から直接着氷を予測する手法が用いられるようになって来ている。第 4.12.2 項で、単純に雲水量を用いて着氷を判別する方法より着氷指数の方が精度が高いことを述べたが、Thompson et al. (2017) では、雲水量などから着氷率を求めて、着氷率の大きさに応じて着氷の強度を予測するというより精緻な手法が使われている。今後、着氷指数の改良の参考にしたい。また、第 4.12.1 項の脚注や事例検証 (3) で述べた、 -30°C 以下でも発生する ICI については、過冷却水滴による着氷を予測対象にした現在の着氷指数では予測ができないので、今後 ICI について調査を行い予測手法の確立に努めたい。

参考文献

- FAA, 2017: PIREPs Relating to Airframe Icing. *Aeronautical Information Manual, Federal Aviation Administration*, 7–1–42.
- Godske, C.L., T. Bergeron, J. Bjercknes, and R.C.

Bundgaard, 1957: Dynamic Meteorology and Weather Forecasting. *American Meteorological Society*, 769–773.

井藤智史, 2017: GSM 着氷指数の開発と GSM 積乱雲頂高度予測の改良. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 102–112.

工藤淳, 2006: 着氷について. 航空気象ノート第 65 号, 気象庁航空気象管理官, 17–22.

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, 2012: C-PIREP 10 年の統計. 航空気象ノート第 73 号, 気象庁航空気象管理官, 12–19.

Mason, J., 2007: Engine Power Loss in Ice Crystal Conditions. *Boeing Aero fourth quarter*, 12–17.

中山章, 1996: 最新航空気象. 東京堂出版, 73–87.

Thompson, G., M.K. Politovich, and R.M. Rasmussen, 2017: A Numerical Weather Model's Ability to Predict Characteristics of Aircraft Icing Environments. *Wea. Forecasting*, **32**, 207–221.

4.13 積乱雲量・雲頂高度¹

4.13.1 はじめに

積乱雲は強い乱気流、強い着氷、ひょう、雷などを伴い、その全てが航空機にとって非常に危険な現象である。そのため、できる限り積乱雲を回避することが、航空機の安全や快適な運航には必要となる。

数値予報課では、積乱雲を予測する指標として、積乱雲量と積乱雲頂高度を計算している。積乱雲量は積乱雲の雲量を1/8単位で予測した値であり、積乱雲量が2/8以上である領域を積乱雲域としている。また、航空機が積乱雲を回避するには、水平方向に避けるか積乱雲の雲頂より高い高度を飛行する方法があり、積乱雲の雲頂高度は重要な情報となる。

積乱雲頂高度の予測の歴史は古く、1973年10月に自動作成されるようになった航空用悪天予想図での積乱雲頂高度の予測に遡る。当時は対流圏下層の安定度、相対湿度、パーセル法により積乱雲頂高度を求めていた(菊池 1978)。その後、1988年3月からは、850, 700, 500, 300 hPaの相対湿度の値および400 hPaの上昇流の強さに応じて、積乱雲頂高度を予測するようになった(予報部数値予報課 1988)。

積乱雲量の予測は、MSMが正式運用となった2001年3月から国内航空悪天GPVで開始し、降水量とSSIの予想に基づく診断的手法(高田 1997; 工藤 2004)で求めていた。2006年3月からは、MSMで積雲対流パラメタリゼーションとして使用されているKFスキーム(山田 2003)から出力される雲頂高度(CLDTOP)の予想に基づく手法に変更した。しかし、CLDTOPはパラメタリゼーションから出力される値であるため、スキームの変更等によりCLDTOPの予測特性が大きく変わってしまう可能性がある。そこで将来的にも安定して積乱雲の予測を行うために、CLDTOPに相当する雲頂高度の予想値を、パラメタリゼーションに依らずに算出する手法を開発した。新しい手法の積乱雲の予測は、KFスキームを参考にしたパーセル法に基づく診断法で求めており、対流雲の雲頂高度の予測に基づいて積乱雲量の予測を行うため、積乱雲量と積乱雲頂高度それぞれについて矛盾のない予測が可能となった。この手法が現在の積乱雲の予測の基礎となっており、2007年5月から国内航空悪天GPVでこの手法による積乱雲量と積乱雲頂高度の予測を開始した(工藤 2007)。GSMの予測値から算出する全球航空悪天GPV・北太平洋航空悪天GPV(以下、2つをまとめて呼ぶ場合はGSM航空悪天GPVとする。)にも2007年11月からこの手法による積乱雲頂高度の予測を取り入れた(松下 2007)。その後も予測手法の改良を行っている(工藤 2009; 井藤 2017)が、基本的な手法は変わっていない。LFMの予測値から算出するLFM航空悪天GPVでは2012年8月から積乱雲の予測を開始している。

空域予報現業では、国内航空悪天予想図(FBJP)の作成時に積乱雲量・雲頂高度の予測を利用しているほか、自動作成される国内悪天12時間予想図(FBJP112-412)にも積乱雲量の予測が利用されている。

なお、空域予報に関連する用語については付録4.11.Aにまとめているので、そちらを参照して頂きたい。

4.13.2 仕様

モデル毎の積乱雲量・雲頂高度の予測の仕様を表4.13.1に示す。全球(北太平洋)航空悪天GPVでは格子間隔1.25(0.5)度の等緯度経度座標で積乱雲頂高度を作成している。北太平洋航空悪天GPVは、福岡FIRの空域予報支援のため高解像度で作成している。国内(LFM)航空悪天GPVでは40(10)km格子のポーラステレオ座標で積乱雲量と積乱雲頂高度を作成している。層別化については、GSM航空悪天GPVでのみ -10°C 面高度で層別化している。国内航空悪天GPVでも持ち上げ凝結高度(LCL:Lifted Condensation Level)での気温によって層別化をしていたが、層別化による精度への影響はほとんどなかったため、2009年3月の改良の以降は層別化をせずに積乱雲の判定を行っている(工藤 2009)。逐次学習は全ての航空悪天GPVで行っていない。

4.13.3 計算手法

積乱雲量・雲頂高度の計算手法を以下に示す。

予測手順

1. モデルの降水量予測から、対流雲が発生する可能性のある格子点を求める。GSM航空悪天GPVでは、ショワルター安定指数(SSI, 925-700 hPa)による対流雲の判定も行う。
2. その格子点で、モデル面の最下層から約50 hPa分の平均的な気塊を、LCLまで乾燥断熱的に持ち上げる。
3. LCLでの気塊の仮温度に摂動項を加えた値がLCLでの大気の仮温度よりも高い場合、その格子点で対流雲が発生すると判定する。
4. 対流雲が発生すると判定された場合、LCLから気塊を湿潤断熱的に持ち上げ、ある高さでの大気の上昇流が負になるか、摂動項を加えた気塊の仮温度が大気の仮温度よりも低くなる高度を、対流雲の雲頂高度とする。
5. 対流雲の雲頂気温とLCLでの気温の差から、その対流雲が積乱雲であるかどうかを判別する。
6. 国内(LFM)航空悪天GPVの格子(水平40(10)km)内に含まれるMSM(LFM)の格子(水平5(2)km)点のうち、積乱雲と判別された格子点の割合を、積乱雲量とする。
7. 積乱雲量が2/8以上である場合、手順6で積乱雲と判別された格子の雲頂高度の平均値を、積乱雲頂高度とする。

¹ 井藤 智史

表 4.13.1 モデル毎の積乱雲量・雲頂高度の仕様

	全球航空悪天 GPV	北太平洋航空悪天 GPV	国内航空悪天 GPV	LFM 航空悪天 GPV
作成対象モデル	GSM		MSM	LFM
格子間隔	1.25 度	0.5 度	40 km	10 km
格子系	等緯度経度座標		ポラーステレオ座標	
対象領域	全球	10°S-65°N, 80°E-110°W	日本及びその周辺	日本周辺
予報対象時間	6 時間毎の正時	3 時間毎の正時	毎正時	
予報期間	FT=6~36	FT=3~36	FT=1~39	FT=1~9
予報要素	積乱雲頂高度		積乱雲量・積乱雲頂高度	
層別化	-10 °C 面高度 (4 km 以下、4~6 km、6 km 以上)		なし	
逐次学習	なし			

表 4.13.2 モデル毎の対流雲・積乱雲判定条件

	GSM 航空悪天 GPV			国内航空悪天 GPV	LFM 航空悪天 GPV
-10 °C 面高度	4 km 以下	4~6 km	6 km 以上	層別化なし	
降水量	≥0.8 mm/3h	≥1.2 mm/3h	≥1.4 mm/3h	≥0.1 mm/h	≥0.1 mm/h
SSI	≤1.2			使用せず	
ΔT	≥26 K	≥28 K	≥30 K	≥28 K	≥25 K

GSM 航空悪天 GPV では予測手順 5 までを行い、積乱雲量は求めていない。GSM のモデル値を水平方向には 0.5 度の緯度経度座標 (全球領域) に、鉛直方向には 1,000 ft 毎に内挿した値を用いて計算を行う。その後、全球航空悪天 GPV へは 1.25 度の緯度経度座標に内挿した値を出力し、北太平洋航空悪天 GPV へは対象領域の値を切り出して出力する。また、GSM 航空悪天 GPV では -10 °C 面高度で層別化しており、4 km 以下、4~6 km、6 km 以上の 3 つに層別化し、積乱雲頂高度を計算している。これは温帯域や熱帯域などの地域差 (熱帯域の方が雲頂高度が高くなりやすい。) を考慮するためと、季節による差 (夏季の方が雲頂高度が高くなりやすい。) を考慮するためである。国内・LFM 航空悪天 GPV では層別化はしていない。以下、予測手順 1, 3, 5 について補足説明する。

予測手順 1

モデル毎の対流雲発生判定条件を表 4.13.2 に示す。GSM 航空悪天 GPV では、-10 °C 面高度が 4 km 以下では前 3 時間降水量が 0.8 mm 以上、4~6 km では 1.2 mm 以上、6 km 以上では 1.4 mm 以上で対流雲が発生すると判定する。また、SSI が 1.2 以下の時に対流雲が発生すると判定する。SSI (850-500 hPa) も試したが精度は変わらなかったことや、SSI (925-700 hPa) の場合 -10 °C 面高度に依らず同じ閾値で判定しても精度が変わらなかったことから、層別化をせずに SSI (925-700 hPa) を用いている。国内航空悪天 GPV では予報対象時刻の前後 30 分間の 1 時間降水量が 0.1 mm 以上の場合に、LFM 航空悪天 GPV では予報対象時刻の前 1 時間降水量が 0.1 mm 以上の場合に、対流雲が発生すると判定する。

予測手順 3

LCL での気塊の仮温度に加える摂動項は、KF スキーム (成田 2008) を参考に、上昇流の強さに応じた摂動項 (ΔT_{LCL}) と、水蒸気に応じた摂動項 (ΔT_{RH}) を与えている。

$$\Delta T_{LCL} = \max \left[c_1 (100W_{LCL} \frac{\Delta x}{25000} - 100W_{LCL})^{\frac{1}{3}}, 0 \right]$$

$$W_{LCL} = \begin{cases} 0.02 \times \frac{Z_{LCL}}{2000} & (Z_{LCL} \leq 2000 \text{ m}) \\ 0.02 & (Z_{LCL} > 2000 \text{ m}) \end{cases}$$

$$\Delta T_{RH} = \begin{cases} 0 & (RH_{LCL} < 75\%) \\ c_2 \frac{0.25(RH_{LCL} - 0.75)q_{mix}}{\partial q_{LCL}/\partial T} & (75\% \leq RH_{LCL} \leq 95\%) \\ c_2 \frac{(1/RH_{LCL} - 1)q_{mix}}{\partial q_{LCL}/\partial T} & (RH_{LCL} > 95\%) \end{cases}$$

ここで、 Δx はモデルの水平格子間隔 [m]、 Z_{LCL} は持ち上げ凝結高度 [m]、 q_{mix} は持ち上げた気塊の混合比 [kg/kg]、 T は気温 [K]、 W_{LCL} 、 RH_{LCL} 、 q_{LCL} はそれぞれ、LCL における大気鉛直風 [m/s]、相対湿度、混合比 [kg/kg] である。 c_1 と c_2 は最適化係数で、 c_1 と c_2 が大きいほど摂動項が大きくなるため、 c_1 と c_2 を大きくすると対流雲として判定されやすくなり、雲頂高度も高く予測されやすくなる。モデル毎の最適化係数の値を表 4.13.3 に示す。GSM 航空悪天 GPV では、-10 °C 面高度が 4 km 以下では $c_1=0.7$ 、4~6 km では $c_1=0.8$ 、6 km 以上では $c_1=1.1$ としており、国内航空悪天 GPV では $c_1=0.7$ 、LFM 航空悪天 GPV では $c_1=1.0$ としている。 c_2 は全ての航空悪天 GPV で c_1 の 1.25 倍としており、参考にした KF スキームで用いられている c_1 と c_2 の比率と同じにした。KF スキームで

表 4.13.3 モデル毎の最適化係数

	GSM 航空悪天 GPV			国内航空悪天 GPV	LFM 航空悪天 GPV
-10 °C 面高度	4 km 以下	4~6 km	6 km 以上	層別化なし	
最適化係数 c_1	0.700	0.80	1.100	0.700	1.00
最適化係数 c_2	0.875	1.0	1.375	0.875	1.25

は $c_1=0.2$, $c_2=0.25$ である。航空悪天 GPV の最適化係数の方が値が大きいのは、モデルでは積雲対流が発生する前の状態の不安定な大気に対して KF が用いられているのに対して、航空悪天 GPV では KF によって不安定が解消された後の大気の状態に対して KF 的な手法を用いているので、モデルと比べて不安定度が小さい分だけ、より大きなパラメータを用いる必要があるからである。

予測手順 5

モデル毎の積乱雲判定条件を表 4.13.2 に示す。GSM 航空悪天 GPV では、-10 °C 面高度が 4 km 以下では対流雲の雲頂気温と LCL での気温の差 (ΔT) が 26 K 以上、4~6 km では 28 K 以上、6 km 以上では 30 K 以上の場合に積乱雲と判定する。国内航空悪天 GPV では ΔT が 28 K 以上の場合に、LFM 航空悪天 GPV では ΔT が 25 K 以上の場合に積乱雲と判定する。

4.13.4 統計検証

(1) 国内航空悪天 GPV と LFM 航空悪天 GPV の検証積乱雲量

積乱雲量の統計検証の結果を示す。検証に用いる実況データは、本来であれば積乱雲量の実況を用いるべきであるが、実況資料から積乱雲量を定義することは難しい。そこで積乱雲量の検証は、雷監視システム (LIDEN) の発雷実況を用いて行う。国内航空悪天 GPV の格子内 (水平 40 km) で予報対象時刻の前後 30 分以内に对地雷が 1 つ以上観測された場合に「実況あり」として、積乱雲量の予想値と比較する。検証スコアは分割表 (巻末付録 A.3.1) を作成し、以下で定義する遭遇率比と巻末付録 A.3.6 で示す体積率を用いる。体積率は、全事例のうち予報ありの事例の割合であり、予報値だけで決まる値である。

$$\text{遭遇率比} = \frac{FO/(FO + FX)}{(FO + XO)/(FO + FX + XO + XX)}$$

遭遇率比は、全領域での積乱雲の発生率に対する予報領域での積乱雲の発生率であり、遭遇率比が大きいほど予報領域で積乱雲が発生する可能性が高いことを示す。工藤 (2007) で述べたとおり、積乱雲域の中である割合で発雷していると仮定した場合、発雷を実況とした場合と積乱雲を実況とした場合とで遭遇率比は等しくなる。遭遇率比と体積率を用いることで、予測対象と異なる発雷の観測を実況とした場合でも、積乱雲の観測を実況とした場合に近い検証結果が得られる。

検証期間は 2015 年 12 月 ~ 2016 年 11 月の 1 年間で、

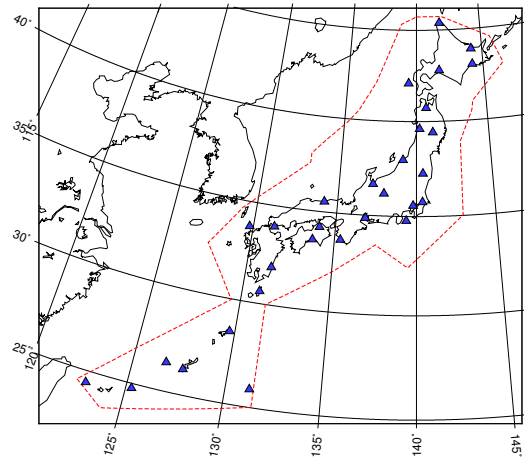


図 4.13.1 積乱雲頂高度と積乱雲量の検証領域。赤点線で囲まれた領域を検証対象とする。△は LIDEN の検知局の位置を示す。

国内航空悪天 GPV は 2017 年 2 月 28 日に変更された MSM の試験データから作成し、LFM 航空悪天 GPV は本期間に予測精度に大きく影響を与えるような LFM の変更は行われなかったため、ルーチンの LFM のデータから作成した。LFM 航空悪天 GPV の積乱雲量の検証は、国内航空悪天 GPV の格子内に挿入して行う。ともに 03, 09, 15, 21UTC 初期値で、FT=6~9 で検証した。検証領域は図 4.13.1 の赤点線で囲まれた国内の主要航空路を概ね含む領域である。

図 4.13.2 に、積乱雲量を 1/8 から 8/8 まで 1/8 ずつ変化させて積乱雲の予測を行った場合の検証結果を示す。同じ体積率で予報を比較した場合に、遭遇率比が大きいほど積乱雲を予測する指数としての精度が高いと言える。概ねどの季節も国内航空悪天 GPV の方が精度が高くなっている。特に冬季にその差が大きい。原因は分かっていない。

積乱雲頂高度

積乱雲頂高度の検証はレーダーエコー頂高度を用いて行う。ただし、レーダーエコー頂高度は雲頂高度よりも低くなると考えられるため、ここでは水平 40 (10) km の国内 (LFM) 航空悪天 GPV の格子内に含まれる、水平 1 km のレーダーエコー頂高度の最大値を実況とする。レーダーエコー頂高度は 2 km 単位のレベル値として GPV に格納されているため、積乱雲頂高度の予測値もこれと同じレベル値に変換してから比較する。また、ここでは積乱雲頂高度の予測精度を見るために、積乱雲量 2/8 以上で積乱雲を予想した格子内で、LIDEN で 1 つ以上对地雷が観測された場合のみ対象とする。

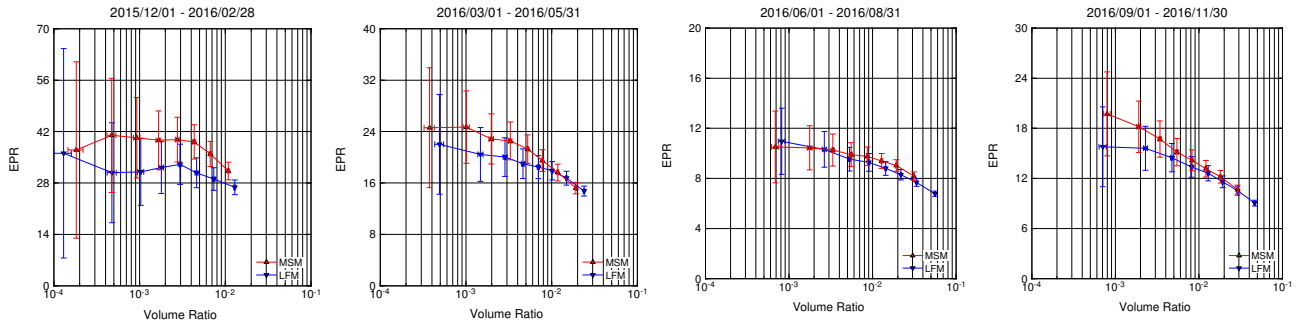


図 4.13.2 閾値別の積乱雲量の検証結果。左から冬季（12月～2月）、春季（3月～5月）、夏季（6月～8月）、秋季（9月～11月）の結果。横軸は体積率（Volume Ratio）、縦軸は遭過率比（EPR）を示す。赤線が国内航空悪天 GPV、青線が LFM 航空悪天 GPV の検証結果で、右から雲量が 1/8、2/8、3/8、4/8、5/8、6/8、7/8、8/8 のスコアをプロットしている。エラーバーはブートストラップ法による 95%信頼区間を示す。

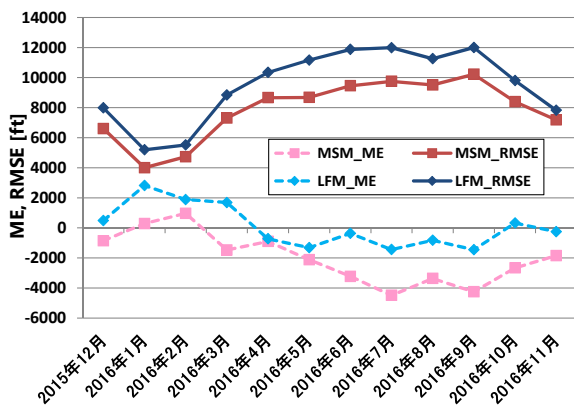


図 4.13.3 月別の積乱雲頂高度の ME（破線）と RMSE（実線）。赤系統の線が国内航空悪天 GPV、青系統の線が LFM 航空悪天 GPV の検証結果。

図 4.13.3 は、月別の平均誤差 (ME) および二乗平均平方根誤差 (RMSE) である。ME を見ると、国内航空悪天 GPV は雲頂高度の低くなりやすい冬季にバイアスが適正となっているが、その他の季節は負バイアスとなっており、特に雲頂高度の高くなりやすい夏季に負バイアスが大きくなっている。LFM 航空悪天 GPV は冬季にやや正バイアスとなっており、その他の季節では概ね適正なバイアスとなっている。RMSE は、どちらのモデルも冬季に誤差が小さく夏季を中心に誤差が大きくなっている。また、どの季節も国内航空悪天 GPV の方が誤差が小さくなっている。このため、概ね国内航空悪天 GPV の予測を利用する方が良いが、夏季を中心に負バイアスが大きくなるので、国内航空悪天 GPV の予測値よりも高めに雲頂高度を見積もる必要がある。

(2) 北太平洋航空悪天 GPV の検証 積乱雲判別と積乱雲頂高度

北太平洋航空悪天 GPV の積乱雲予測の検証結果を示す。北太平洋航空悪天 GPV は主に MSM の領域外（気象レーダーの観測範囲外）で利用されるため、検証には衛星観測から作成される従来型雲量格子点情報（気

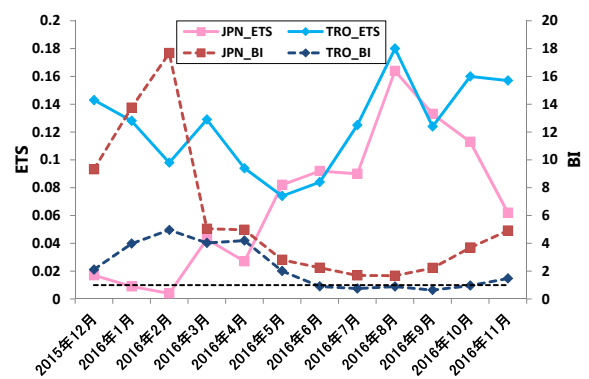


図 4.13.4 北太平洋航空悪天 GPV の月別の積乱雲判別の ETS（左軸、実線）と BI（右軸、破線）。赤系統の線が日本付近、青系統の線が熱帯付近の検証結果。黒破線は BI=1 を示す。

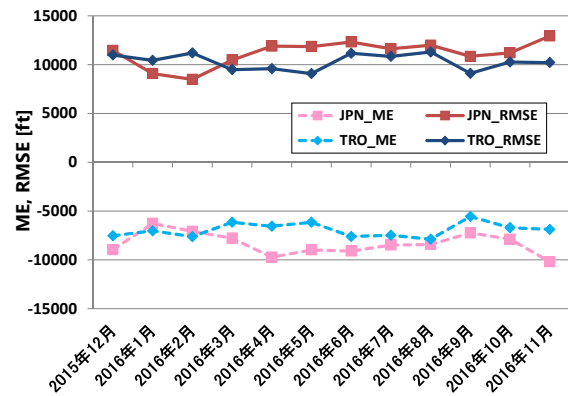


図 4.13.5 北太平洋航空悪天 GPV の月別の積乱雲頂高度の ME（破線）と RMSE（実線）。赤系統の線が日本付近（20°～45°N, 114°～180°E）、青系統の線が熱帯付近（0°～20°N, 114°～180°E）の検証結果。

象庁観測部 2017) の雲型判別と積乱雲頂高度のデータを用いた。北太平洋航空悪天 GPV は 2017 年 5 月 25 日に変更された GSM の試験データから作成した。検証期間は 2015 年 12 月～2016 年 11 月である。領域は日本付近（20°～45°N, 114°～180°E）と、熱帯付近（0°～20°N,

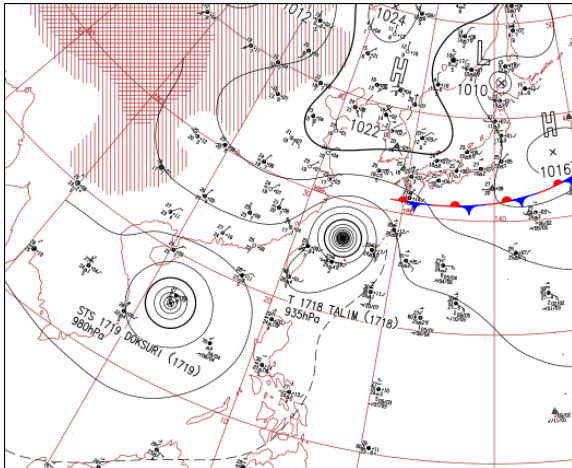


図 4.13.6 2017 年 9 月 14 日 00UTC のアジア太平洋地上天気図。台風周辺を拡大して表示。

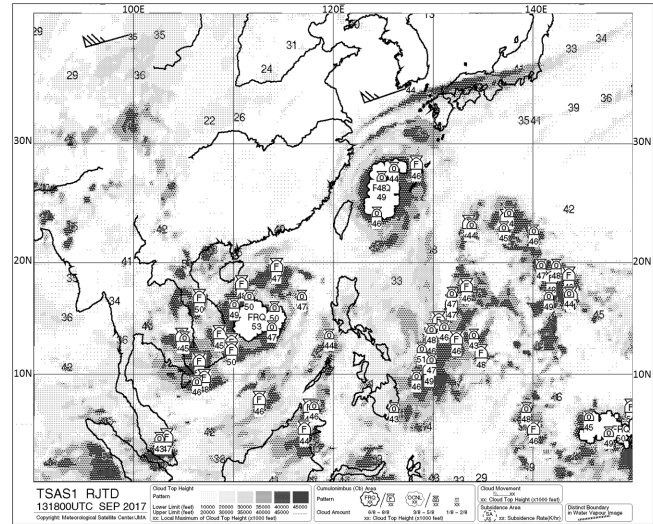


図 4.13.7 2017 年 9 月 13 日 18UTC の TSAS1。台風周辺を拡大して表示。衛星観測により積乱雲として判定された領域が波線または積乱雲を模した記号で示され、その雲量と雲頂高度(×1,000 ft) が示されている。

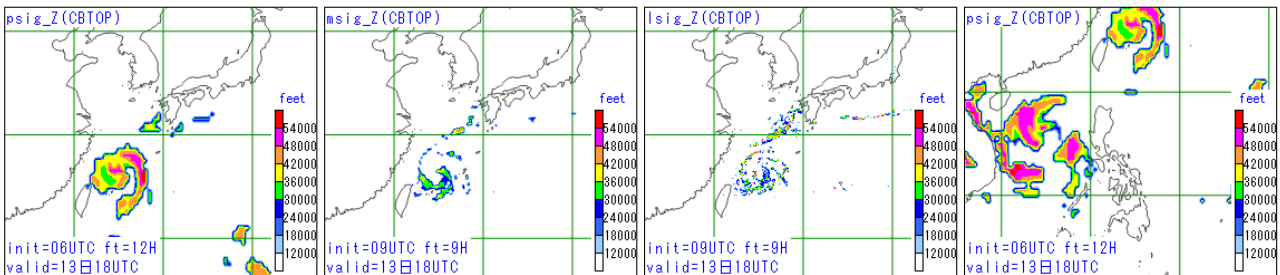


図 4.13.8 2017 年 9 月 13 日 18UTC を対象時刻とする積乱雲頂高度の予測。左から 13 日 06UTC 初期値の北太平洋航空悪天 GPV、13 日 09UTC 初期値の国内航空悪天 GPV、13 日 09UTC 初期値の LFM 航空悪天 GPV の日本付近の予測、13 日 06UTC 初期値の北太平洋航空悪天 GPV のフィリピン付近の予測。

114°-180°E) で検証した。月別の積乱雲判別の検証結果を図 4.13.4 に示す。実際は衛星観測の雲型が積乱雲と判定された場合に「積乱雲あり」、それ以外の雲型の場合に「積乱雲なし」とし、予測は積乱雲頂高度が予測されている格子を「積乱雲あり」、それ以外の格子を「積乱雲なし」として、エクイタブルスレットスコア (ETS) とバイアススコア (BI) を求めた。BI は日本付近で 1 より大きく、予測頻度が過大となっており、特に冬季に顕著であることが分かる。熱帯付近は、6~11 月は概ね 1 に近く予測頻度は適切となっているが、12~5 月まではやや過大となっている。また、ETS については日本付近で夏季の方が精度が良く、冬季に悪くなっていることが分かる。

月別の積乱雲頂高度予測の検証結果を図 4.13.5 に示す。平均誤差 (ME) は日本付近で 6,000~10,000 ft の負バイアスがあり、熱帯付近で 6,000~8,000 ft の負バイアスとなっている。二乗平均平方根誤差 (RMSE) は日本、熱帯付近ともに 9,000~12,000 ft 程度となっている。

4.13.5 事例検証

(1) 台風による積乱雲と熱帯域での積乱雲

台風による積乱雲と熱帯域での積乱雲の予測事例を示す。図 4.13.6 は 2017 年 9 月 14 日 00UTC のアジア太平洋地上天気図で、図 4.13.7 は 2017 年 9 月 13 日 18UTC の広域雲解析情報図 (TSAS1) である。台風第 18 号が東シナ海に、台風第 19 号が南シナ海にあり、それぞれ雲頂高度は最大で 49,000 ft と 53,000 ft と解析されている。また、フィリピンの東海上にも積乱雲群があり、雲頂高度は最大で 51,000 ft と解析されている。図 4.13.8 は、積乱雲頂高度の予測で、左から 13 日 06UTC 初期値の FT=12 における北太平洋航空悪天 GPV、13 日 09UTC 初期値の FT=9 における国内航空悪天 GPV、13 日 09UTC 初期値の FT=9 における LFM 航空悪天 GPV の日本付近の予測、13 日 06UTC 初期値の FT=12 における北太平洋航空悪天 GPV のフィリピン付近の予測である。台風第 18 号の予測については、北太平洋航空悪天 GPV の予測領域はやや過大で、国内航空悪天 GPV と LFM 航空悪天 GPV の予測領域は過小となっている。この傾向は台風事例だけ

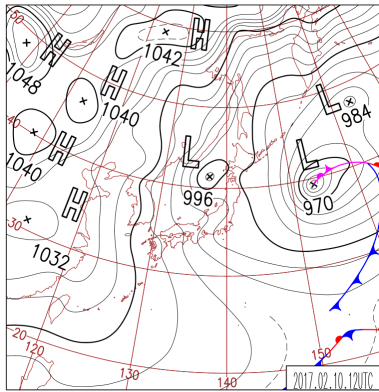


図 4.13.9 2017年2月10日12UTCの日本域地上天気図。

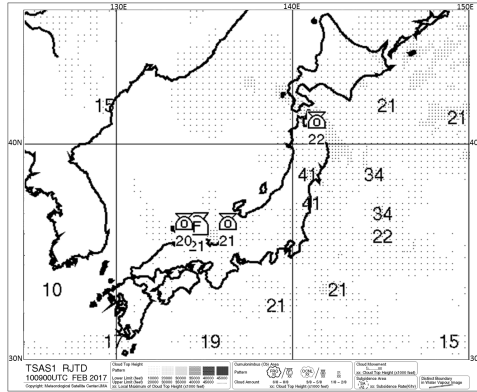


図 4.13.10 2017年2月10日09UTCのTSAS1。日本周辺を拡大して表示。

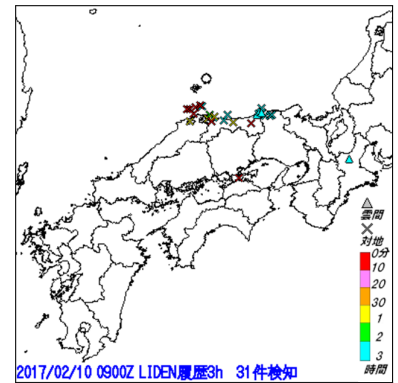


図 4.13.11 2017年2月10日09UTCの前3時間発雷履歴。×マークが対地放電、○マークが雲間放電を示し、色は発雷の時間を示す。

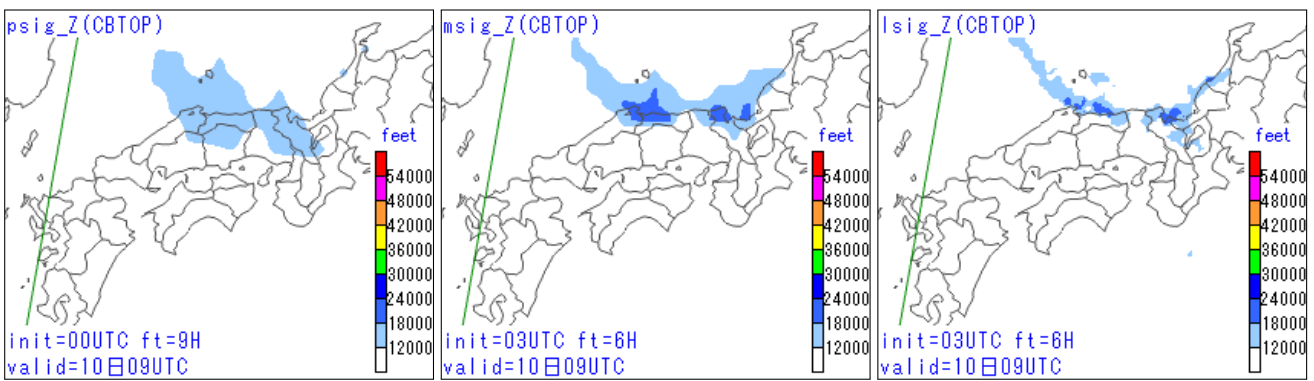


図 4.13.12 2017年2月10日09UTCを対象時刻とする積乱雲頂高度の予測。左から10日00UTC初期値の北太平洋航空悪天GPV、10日03UTC初期値の国内航空悪天GPV、10日03UTC初期値のLFM航空悪天GPVの予測。

ではなく、温帯低気圧の事例でも見られる傾向である。雲頂高度の予測については、北太平洋航空悪天GPVとLFM航空悪天GPVの最大値は54,000 ftと高め、国内航空悪天GPVの最大値は45,000 ftと低めとなっている。図4.13.3で示したように、国内航空悪天GPVは低めの予測となる場合が多いので、注意が必要である。台風第19号の予測については、位置ずれはあるものの、雲頂高度の予測は54,000 ftと解析値に近い予測ができています。

一方で、フィリピンの東海上の積乱雲群についてはほとんど予測ができていない。熱帯域での予測は、台風のようにまとまった擾乱に対してはある程度精度良く予測できるが、まとまりのない積乱雲については予測精度は低い場合が多い。

(2) 冬型降水時の積乱雲

冬型降水時の積乱雲の予測事例を示す。図4.13.9は2017年2月10日12UTCの日本域地上天気図で、図4.13.10は2017年2月10日09UTCのTSAS1である。日本の東海上と日本海に低気圧、中国大陸には高気圧があり、日本付近は冬型の気圧配置となっている。近畿から中国地方の日本海側では、日本海寒帯気団収束

帯(JPCZ)により積乱雲が発達しており、雲頂高度は21,000 ftと解析されている。また、09UTCの前3時間発雷履歴(図4.13.11)でもJPCZ近傍で活発に発雷しているのが分かる。図4.13.12は、積乱雲頂高度の予測で、左から10日00UTC初期値のFT=9における北太平洋航空悪天GPV、10日03UTC初期値のFT=6における国内航空悪天GPV、10日03UTC初期値のFT=6におけるLFM航空悪天GPVの予測である。どのモデルも日本海側の積乱雲を予測しており、北太平洋航空悪天GPVの予測領域がやや広いものの、概ね実況に近い予測をしている。雲頂高度の予測については、北太平洋航空悪天GPVが17,000 ft、国内航空悪天GPVが18,000 ft、LFM航空悪天GPVが19,000 ftとやや低めとなっているが、解析値に近い予測となっている。この事例のように冬季は比較の実況に近い予測となる場合が多く、信頼性が高いと言える。

4.13.6 まとめと今後の展望

積乱雲頂高度は全球・北太平洋・国内・LFM航空悪天GPVで、積乱雲量は国内・LFM航空悪天GPVで計算しており、本節ではそれぞれの計算手法について示した。統計検証から、北太平洋航空悪天GPVは日

本付近で積乱雲の予測頻度が過大で、積乱雲頂高度の予測は日本付近、熱帯付近ともに負バイアスとなっている。国内航空悪天 GPV と LFM 航空悪天 GPV は、冬季に予測誤差が小さく夏季に予測誤差が大きくなる。国内航空悪天 GPV の積乱雲頂高度予測は夏季に負バイアスが大きいので、予測値よりも高めに雲頂高度を見積もる必要がある。

今後の展望を以下に述べる。北太平洋航空悪天 GPV の積乱雲の予測頻度は過大となっているが、これは積乱雲量を予測していないことが原因の一つである。国内・LFM 航空悪天 GPV では積乱雲量が 2/8 以上で積乱雲ありとしており、積乱雲の予測頻度を抑えている。今後 GSM 航空悪天 GPV でも積乱雲量の予測を導入して、予測頻度の適正化を図りたい。国内航空悪天 GPV については、夏季に積乱雲頂高度予測の負バイアスが大きくなるので、季節変化を抑えるための手法を検討する必要がある。LFM 航空悪天 GPV については、積乱雲頂高度・積乱雲量ともに国内航空悪天 GPV より予測精度が低くなっている。原因を究明し、予測精度の向上に努めたい。

参考文献

- 井藤智史, 2017: GSM 着氷指数の開発と GSM 積乱雲頂高度予測の改良. 平成 29 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 102-112.
- 菊池正武, 1978: 航空予報への利用(悪天予想図). 気象研究ノート, 134, 385-397.
- 気象庁観測部, 2017: 「ひまわり 9 号」の待機運用開始と「ひまわり 8 号・9 号」による衛星関連プロダクトについて. 配信資料に関する技術情報第 456 号, 21-26.
- 工藤淳, 2004: 国内航空悪天 GPV. 平成 16 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 58-62.
- 工藤淳, 2007: 国内航空用悪天 GPV の積乱雲予測手法の開発. 航空気象ノート第 66 号, 気象庁航空気象管理官, 11-18.
- 工藤淳, 2009: 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, 気象庁航空気象管理官, 1-8.
- 松下泰広, 2007: 全球航空悪天 GPV および北太平洋航空悪天 GPV. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 84-86.
- 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 54 号, 気象庁予報部, 103-111.
- 高田伸一, 1997: 国内悪天予想資料の CB 予測について. 平成 8 年度航空気象予報技術検討会及び航空気象予報研修, 気象庁予報部, 123-126.
- 山田芳則, 2003: 積雲対流スキーム. 数値予報課報告・別冊 49 号, 気象庁予報部, 77-89.

予報部数値予報課, 1988: 国際航空用悪天予想図について. 測候時報, 55, 1-16.