

第4章 ガイドンスの改良

4.1 降水ガイドンスの改良¹

4.1.1 はじめに

降水ガイドンス(平均降水量、降水確率、最大降水量)は、天気予報から防災気象情報まで幅広く使われるガイドンスであり、予報業務の基礎資料として非常に重要な役割を担っている。現在の降水ガイドンスは、2010年5月に行われた予報作業支援システムの更新に合わせて変更されたもの(小泉 2009; 小泉・蟻坂 2010)をベースとしており、24時間最大降水量ガイドンスの予測手法変更(蟻坂 2013)や、数値予報モデルの改良を受けた予測式の最適化(後藤 2016)を除いては、大きな変更は行われずに運用されている。

このような状況の下、降水ガイドンスの抱えるいくつかの課題が明らかになっている。例えば、平均降水量ガイドンスは予測が大きく外れた際にカルマンフィルタ(以下、KF)による過剰な学習が行われる場合があり、その後の降水予測に悪影響を与えることが分かってきた。また統計検証からは、平均降水量ガイドンスの予測頻度が適切な頻度よりもやや高いことも分かっている。降水確率ガイドンスについては、学習に用いる観測データの取扱いを変更することで、低確率の予測頻度が適切な頻度よりもやや高いという傾向を改善できることが調査により分かかってきた。今般、これらの課題に対応するため、平均降水量及び降水確率ガイドンスの改良を行い、2017年6月8日00UTC初期値から数値予報ルーチンに導入した。

本節では、まず第4.1.2項で、平均降水量ガイドンスと降水確率ガイドンスの作成手法の概要を説明する。次に第4.1.3項と第4.1.4項で、両ガイドンスが抱えていた課題とその解決のために行った変更を説明する。さらに第4.1.5項と第4.1.6項で、統計的な検証結果と大雨事例を示すことで新ガイドンスの予測精度と特性について解説し、最後に第4.1.7項で本改良のまとめと利用上の留意点について示す。なお、本節では改良した降水ガイドンスを新ガイドンスまたは新(要素名)、改良前のガイドンスを旧ガイドンスまたは旧(要素名)と呼び、さらにモデルを区別する場合にはGSM-新(要素名)やMSM-新(要素名)のように表記する。

4.1.2 降水ガイドンスの作成手法

改良点の説明に入る前に、まず現在の平均降水量ガイドンス(以下、MRR)と降水確率ガイドンス(以下、PoP)の作成手法の概略を説明する。なお、作成手法の詳細は安藤(2007)や小泉・蟻坂(2010)を参照していただきたい。

MRRとPoPの作成では、まずKFで逐次更新した予測式を用いて降水量や降水確率を予測する。予測に

は、数値予報モデルが予測した降水量や上空の風、およびモデルの気温や水蒸気量予測から求めた大気安定度などを説明変数に用いる(付録A.2.1)。また、予測式の逐次更新は、24時間や48時間前の初期時刻のMRRやPoPをこれらに対応する観測値と比較し、その誤差が小さくなるように行う。

MRRでは、さらに頻度バイアス補正(以下、FBC)を用いてKFで逐次更新した予測式による降水量予測(以下では、FBCによる補正を行う前のMRRをMRR(FBC前)と記述する)を補正する。これは、KF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現象に最適化されやすく、大雨ほど予測頻度は実況の発生頻度に比べると低くなるため、このままでは防災気象情報の発表を支援するには適さないからである。そこで、MRRでは観測と予測の頻度分布が同じになるように予測の補正を行うFBCも併用し、発生頻度の少ない大雨の捕捉率を向上させている。FBCでは、観測と予測の各々に閾値を設定していくつかのカテゴリーに分け、対応するカテゴリー同士の発生頻度が等しくなるように(バイアスコアが1になるように)両者の閾値を対応させ(観測側は固定)、その対応に沿って予測値を補正する(松下 2012)。予測側の閾値はKFと同様に逐次更新を行う。予測と対応する観測が異なるカテゴリーに入った場合に更新し、予測が観測より下のカテゴリーに入った場合には閾値を下げて補正量を多くし、逆に上のカテゴリーに入った場合には閾値を上げて補正量を少なくする(小泉・蟻坂 2010)。これら逐次更新には、観測値として解析雨量とアメダスから作成した降水量を、予測値にはMRR(FBC前)を用いる。

4.1.3 平均降水量ガイドンスの改良点

本改良では、平均降水量ガイドンスが抱えていた課題に対して、大きく分けて以下の4つの改良を実施した。

(1) KFの係数更新方法の変更

旧MRRでは、ガイドンスが大雨を予測できなかった場合に係数更新によって予測式の係数が大きく変動し、その後、過剰な降水予測が継続する場合があった。今回、KFの係数更新の仕組みを見直すことで大外し時の係数の大きな変動を抑制し、過剰な降水予測を生じにくくした。

図4.1.1は、2013年10月に伊豆大島に記録的な大雨をもたらした台風第26号(T1326)事例と、そのおよそ10日後の台風第27号(T1327)事例における、GSM-旧MRR(FBC前)の予測図と対応する実況図である。T1326事例では、旧MRRは大島から房総半島にかけて十分な降水を予測できず大外しであったが、このときの予測誤差があまりに大きかったために、この実況

¹ 白山 洋平

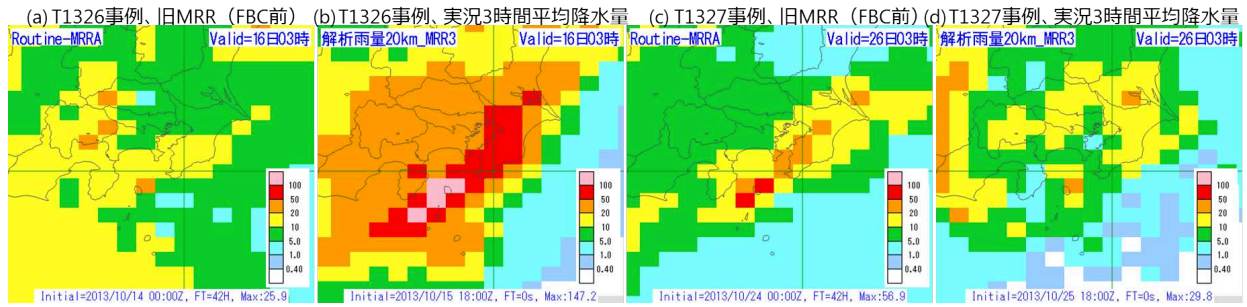


図 4.1.1 (a) 及び (c) は、T1326 事例と T1327 事例における GSM-旧 MRR (FBC 前)、(b) 及び (d) は対応する実況の前 3 時間平均降水量。

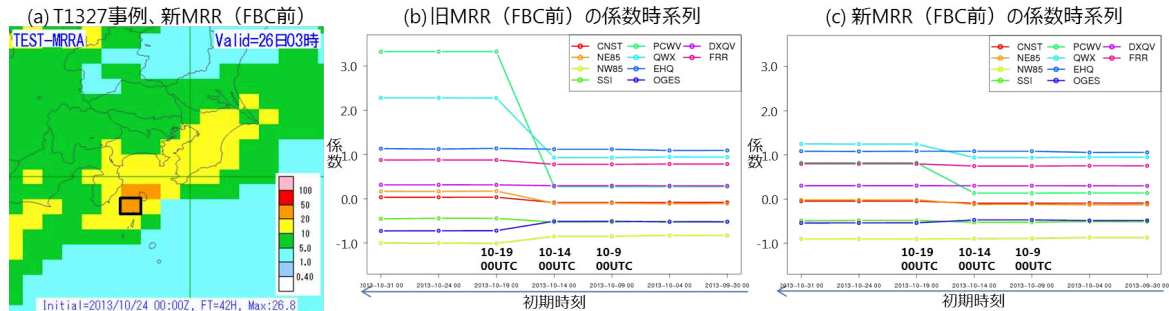


図 4.1.2 (a) は T1327 事例における GSM-新 MRR (FBC 前) の予測、(b) 及び (c) は伊豆大島の南西側格子 ((a) の黒枠格子) での旧及び新 MRR (FBC 前) の係数時系列図で、線の色は予測式の各係数を表す (CNST は定数項、その他は説明変数の略称で、詳細は付録 A.2.1 を参照)。また、図は右から左に向かって初期時刻が新しくなっている。

の降水を再現するような過剰な学習 (以下、過学習) が行われてしまった。この結果、数値予報モデルが大島付近に降水を予測する度に、旧 MRR はモデルの降水量を過剰に補正し、T1326 事例の降水域を再現するような予測を続けるようになってしまった²。

第 4.1.2 項で述べたように、MRR では KF で予測係数を更新するが、この係数の変更具合を決めるパラメータとして、予測の誤差に相当する誤差分散も同時に更新している。予測の誤差が大きい場合には誤差分散を大きくしておくことで係数の変動を小さくし、反対に誤差が小さい場合には誤差分散を小さくしていくことで係数の変動を大きくする。このように、KF では日々の係数の変更具合を調整している。旧 MRR では、この誤差分散の更新を係数の更新後に行っており、予測が大きく外れた、つまり今回は予測誤差が大きかった、という係数更新時には既知である情報を誤差分散に取り込んでいなかった。そこで今回、この誤差分散の更新を GSM, MSM ガイダンスとともに係数の更新前に行うよう変更した。この変更により、予測の大外れ時に前もって誤差分散を大きくすることで過学習を抑制できるようになり、図 4.1.2(b) 及び (c) に示すように、過剰な予測が生じるようになった原因である大きな係数の変動が抑制され、旧 MRR の T1327 事例に見られたような不自然な降水予測は新 MRR では

見られなくなった (図 4.1.2(a))。このように新ガイダンスでは、予測係数と誤差分散の更新順序を入れ替えることで、これまでよりも不自然な予測が生じにくくなり、日々の係数更新がより安定したものになった。

(2) GSM-MRR の FBC に冬から春用の層別化を導入

GSM-旧 MRR では、これまでの統計検証によって冬から春にかけて予測頻度が過剰になる傾向があることが分かっていた。これは、実況の降水頻度が季節変化することや、旧 MRR (FBC 前) が夏季の大雨を十分に予測できないために降水予測を上方修正する FBC の特性が、逐次更新では調整しきれずに冬から翌春まで残ってしまうことが原因と考えられた。そこで、GSM-新 MRR では冬から春用の層別化 (松下 2012) を新たに導入し、季節毎の実況の降水頻度に応じた補正ができるようにすることで、予測頻度が過剰になる傾向を軽減した³。

図 4.1.3 は、GSM の旧及び新 MRR の全国を検証対象としたバイアススコア (以下、BI) の季節変化を表している。旧 MRR では、毎年冬から春にかけて 10 mm/3h 以上の閾値で BI が高く、予測頻度が過剰となる傾向が見られたが、FBC の層別化を追加した新 MRR は、この過剰傾向が大きく軽減された。

図 4.1.4 は、2015 年 3 月 3 日 18JST を対象とした寒

² 伊豆大島付近で不自然な降水予測が続いたため、この予測の原因となった T1326 事例の学習を除いて作成した係数に置き換える数値予報ルーチン変更が 2015 年 9 月 24 日に行われた。

³ 冬から春用の閾値には、「 1.0, 3.0, 50.0, 80.0 mm/3h 」の 4 個を設定し、11 月から翌年の 4 月にかけて使用する。層別化の切り替え時期には、2 通りの閾値で求めた予測をマージして、ガイダンスが急変しないようにしている。

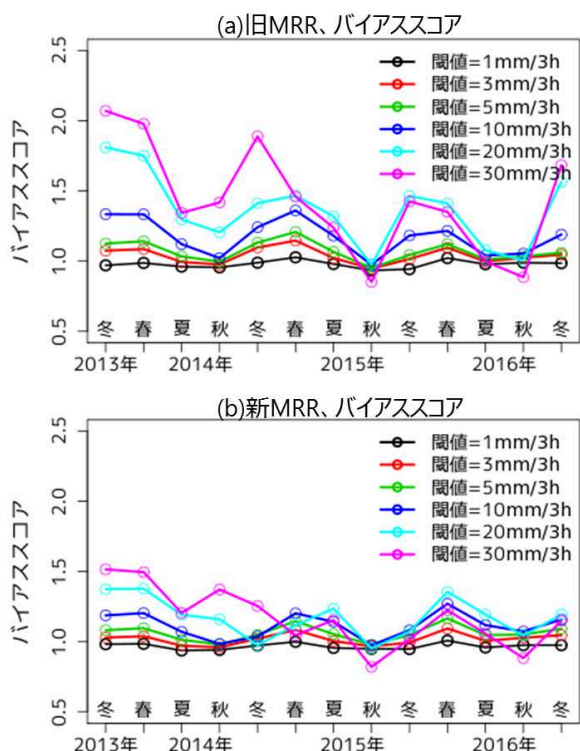


図 4.1.3 (a), (b) は GSM の旧及び新 MRR のバイアスコアの季節変化。春(3~5 月)、夏(6~8 月)、秋(9~11 月)、冬(12 月~翌年 2 月) の 3 か月毎に検証しており、線の色は 3 時間降水量の閾値を表す。

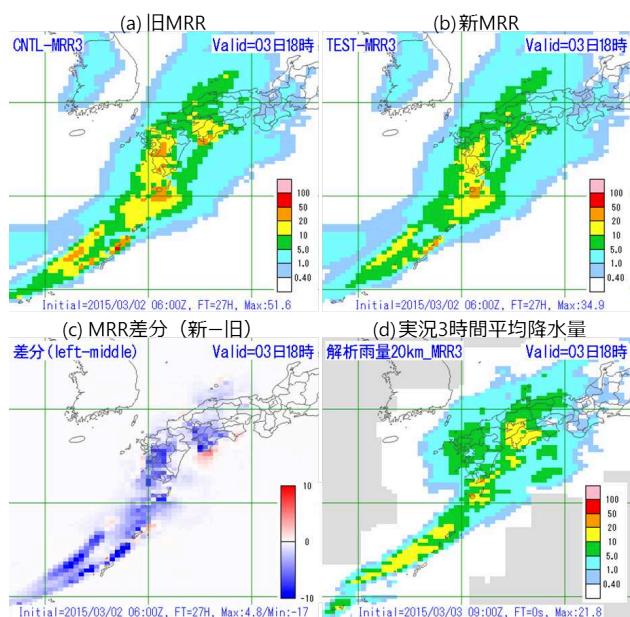


図 4.1.4 2015 年 3 月 3 日 18JST の GSM の旧及び新 MRR の予測(3 月 2 日 06UTC 初期値の FT=27)。 (a) は旧 MRR、(b) は新 MRR、(c) は MRR の差分(新-旧)、(d) は実況平均降水量。

冷前線を伴う低気圧通過時の降水予測の例である。旧 MRR では前線の降水域に実況より多く 20 mm/3h 以上の降水が予測されているが、新 MRR は予測を減らし実況により近くなっている。図は省略したが、MRR (FBC 前) では旧及び新ガイダンス間に目立った予測

の差はなく、この降水予測の改善は冬から春用の層別化導入による効果と言える。

なお、本改良は MSM-新 MRR には導入しない。その理由は、MSM-旧 MRR の BI には GSM-旧 MRR に見られたような大きな季節変化がないためである。その理由は、MSM は夏季の大雨を比較的実況に近い頻度で予測できるため、GSM ほどモデルの降水予測を上方修正する必要はなく、MSM-MRR の FBC が降水頻度の季節変化の影響を受けにくいと考えている。

(3) FBC のその他の変更

図 4.1.5 に MSM-MRR の全国を検証対象とした BI を示す。検証期間は、2016 年の 1 年間である。旧 MRR の BI に注目すると、(i) 降水量 80 mm/3h を境に大きく予測頻度が変化する、(ii) 降水量 80 mm/3h 以下のほとんどの閾値で予測頻度が過大になる、といった特徴が見られ、降水量閾値毎の予測頻度は適切とはいえない(図 4.1.5 の緑線)。これらの課題を改善するために、次の 3 点を変更した。

FBC に新たな閾値を追加

旧 MRR では、FBC を行う区間の観測の閾値として「0.5, 1.0, 5.0, 10, 20, 30, 50, 80 mm/3h」の 8 個を使用していた。新 MRR では大雨の予測頻度をより実況頻度に近く補正できるように、9 個目の閾値として 120 mm/3h を追加した⁴。また、大雨ほど閾値は更新頻度が少なく逐次更新だけでは適切な閾値へ調整しきれない。そこで、この 120 mm/3h の予測の閾値の初期設定値には、複数の候補の中から、より適切な頻度で大雨を予測できる値を採用した。

FBC を行う上限値を修正

FBC では、発生頻度が極めて少ない大雨に対しては適切な補正ができないことから、あらかじめ FBC を行う上限値を設けており、この上限値より MRR (FBC 前) が大きい場合には補正しない、という仕組みになっている。しかし、旧 MRR では、この FBC を行う上限値と設定した FBC の観測の閾値の最大値が、80 mm/3h の同値となっていたため大雨時に適切な FBC が行われていなかった⁵。新 MRR では、前述の FBC の 120 mm/3h の閾値追加に合わせて、この上限値を 150 mm/3h に修正することで、大雨について適切な FBC が行われるように修正した。

⁴ GSM-MRR には冬から春用の層別化を導入したので、この 120 mm/3h の閾値追加は GSM-MRR の夏から秋と MSM-MRR が対象となる。

⁵ 旧 MRR のように、閾値の最大値が 80 mm/3h でこれに対応する予測の閾値が 60 mm/3h、FBC を行う上限値が 80 mm/3h の場合を考える。このとき、MRR (FBC 前) が 60 ~ 80 mm/3h はすべて 80 mm/3h に補正され、MRR (FBC 前) が 80 mm/3h より大きい場合には、FBC による補正が行われず MRR (FBC 前) がそのまま予測値になる。このような補正が行われるため、80 mm/3h 前後の予測頻度が適切ではなくなってしまう。

FBC 閾値の変更幅に非対称性を導入

第 4.1.2 項で述べた通り、MRR では FBC の閾値も逐次更新している。この更新に用いる予測と観測のデータを調べたところ、予測が観測より上のカテゴリに入る回数より下のカテゴリに入る回数の方が多いことが分かった⁶。つまり、予測値を大きくする更新回数の方が小さくする更新回数より多くなることになる。これが、(ii) 降水量 80 mm/3h 以下のほとんどの閾値で予測頻度が過大になる原因の 1 つと考えた。そこで、FBC の閾値更新のロジックを見直して、より予測頻度を適切に補正できるように変更した。具体的には、予測値を大きくするように閾値を小さくする時のみ、その閾値の変更幅を小さくして予測値が大きくなりすぎないように調整するための新たなチューニングパラメータを導入し（非対称性の導入）、GSM、MSM それぞれのモデルの降水予測特性に応じた値を設定した。

以上の 3 点の変更を GSM、MSM-MRR について行った。特に MSM-MRR では、図 4.1.5 の赤線に示すように、(i) 降水量 80 mm/3h を境に大きく予測頻度が変化する、(ii) 降水量 80 mm/3h 以下のほとんどの閾値で予測頻度が過大になる、といった課題を大きく改善することができた⁷。

(4) その他

MSM-MRR の予報時間層別化の追加

MSM は 2013 年 5 月に予報時間が 39 時間に延長され（越智・石井 2013）、MSM ガイダンスも同年 8 月から 39 時間に延長されている。しかし、MSM-MRR ではこの予報時間延長部分について、予測係数や FBC 閾値の層別化を追加していなかったため⁸、本改良に合わせてこれを追加した。

GSM-MRR の説明変数 PCWV の変換方法を変更

MRR で用いる説明変数の 1 つである PCWV は、可降水量と 850 hPa 風速と 850 hPa 鉛直速度の 3 つを乗じた説明変数であるため、台風や熱帯低気圧などの中心付近で極端に大きな値を持つ場合がある。台風接近時などに、この PCWV が原因で MRR や MRR を入力とする最大降水量ガイダンスに過大な降水量が予測される場合が確認されたため、PCWV に上限値を設定する変更が 2015 年 9 月 24 日に行われた⁹。しかし、この当時の変更は上限値を設定するだけの簡易な対処

⁶ 予測と観測のデータの頻度分布を調べたところ、弱い降水ほど観測より予測の方が発生頻度が高いケースが多かった。

⁷ GSM-MRR の検証結果は図 4.1.8 に示している。GSM-MRR の場合は、FBC の冬から春用の層別化導入などの効果も含まれるため、これらと分けて評価することは難しいが、全体として予測頻度は BI=1 を少し割り込むようになったものの予測精度は改善し、80 mm/3h を境に予測頻度が大きく変化する傾向は緩和されている。

⁸ 予報時間延長部分のガイダンス計算には、最後の予報時間の係数や FBC 閾値を準用していた。

⁹ T1326 事例の学習を除いて作成した係数に置き換える変更と同時に変更している。

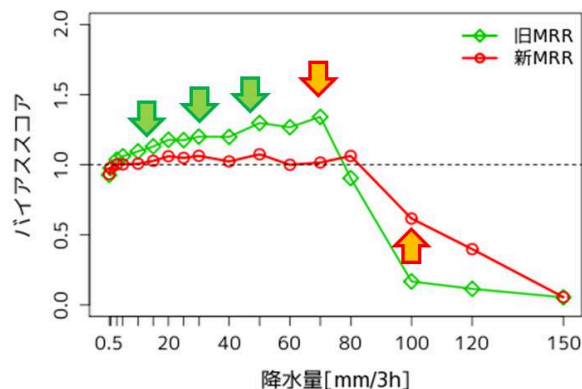


図 4.1.5 MSM の旧及び新 MRR のバイアススコア。FBC の閾値の追加及び上限値の修正は 80 mm/3h を境に大きく予測頻度が変化する点を緩和する効果が³（赤矢印）、FBC の閾値更新への非対称性の導入は予測頻度全体の適正化に効果がある（緑矢印）。

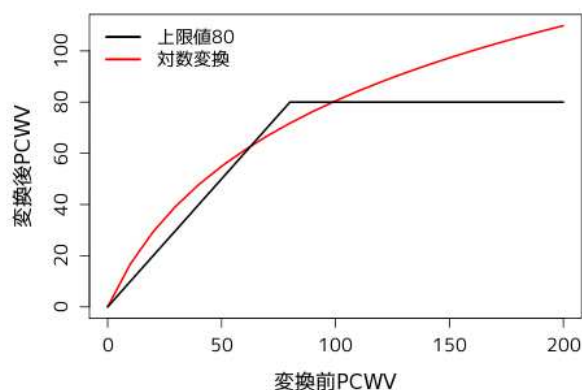


図 4.1.6 説明変数 PCWV の変換方法の違い。黒線は旧 MRR の上限値を設定する場合、赤線は新 MRR の対数変換の場合を表す。

であったため、新 MRR では PCWV を対数変換することで滑らかに一定の値に漸近させるように変更した（図 4.1.6）。また漸近させる値も、大雨の予測頻度との関係を調査した上で、上限値の設定時よりは大きな値に設定した。なお、MSM-MRR では GSM-MRR に問題が現れた事例でも過大な予測にはなっておらず、また PCWV が大きな値であっても MRR の予測が過大にならないことを確認しているため、上限値の設定が行われていない。この点は現在も変わっておらず、本改良でも MSM-MRR の PCWV については変更を行わないこととした。

図 4.1.7 は、GSM ガイダンスで過大な降水量予測になった 2014 年台風第 19 号 (T1419) 事例での、上段が 2015 年 9 月に上限値の設定が行われる前の MRR（PCWV 変換なし）と旧及び新 MRR と実況の 3 時間平均降水量、下段が上段の MRR を入力にして作成される 3 時間最大降水量（以下、RMAX33）と実況の 3 時間最大降水量である。これらの予測図から、PCWV の変換方法を上限値設定から対数変換に変更しても引き続き、MRR の予測を抑制できていること、また、この

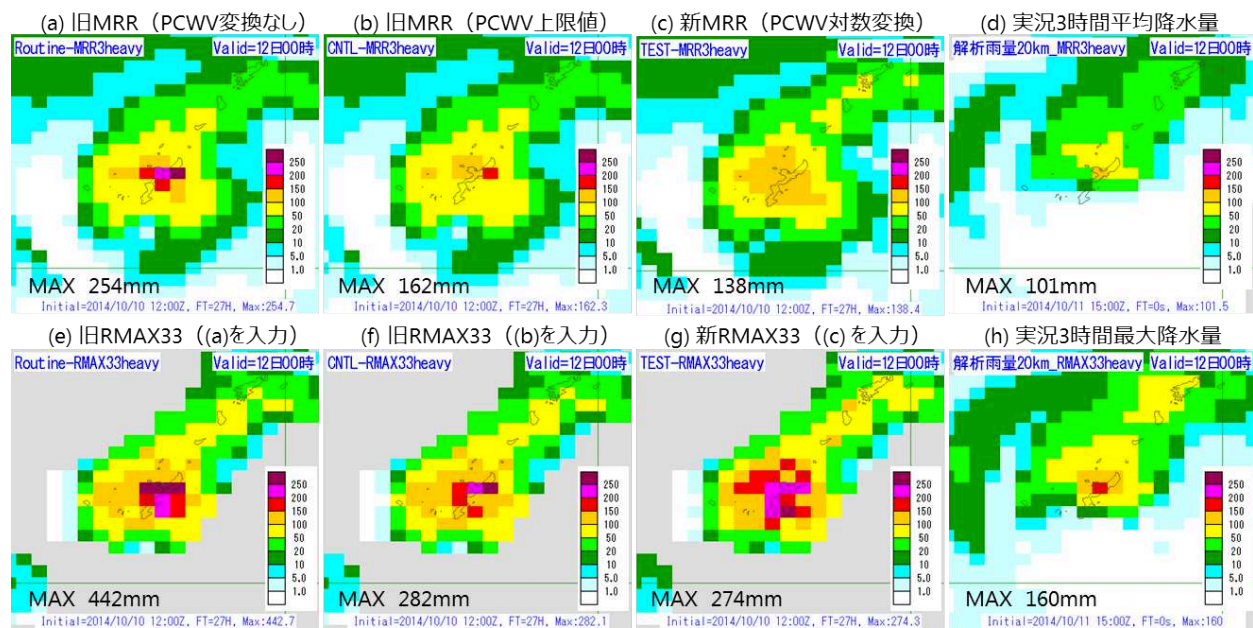


図 4.1.7 PCWVに上限値が設定される以前に降水量予測が過大となった T1419 事例での MRR(上段)と RMAX33(下段)。(a) 及び (e) は PCWV に上限値を設定する前のガイダンス、(b) 及び (f) は PCWV に上限値を設定した旧ガイダンス、(c) 及び (g) は PCWV に対数変換を施した新ガイダンス、(d) 及び (h) は実況値。各図の左下の数値は領域内の最大値を表す。

MRRを入力とした RMAX33についても 400 mm/3h を超えるような予測を回避できていることが分かる。

4.1.4 降水確率ガイダンスの変更点

降水確率ガイダンスについて、次の2つの変更を行った。なお、これらの変更による予測精度の変化は小さいため、本項では詳細な検証結果の紹介を割愛するが、確率の信頼度曲線が $y = x$ の理想直線に近づき信頼度がやや向上することを確認している。

(1) 学習に用いる解析雨量の取扱いを一部変更

PoP の予測式の逐次更新に用いる観測値には、解析雨量を積算した降水量を用いている。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 より弱い降水は 0.2 mm/h に切り上げられている。このため、解析雨量を 6 時間積算すると、実際には 1 mm/6h に達しないようなごく弱い降水が続いた場合でも 1 mm/6h を超える場合があり、この観測値を逐次更新に使うことで PoP の信頼度に影響を与えていることが分かった。そこで GSM 及び MSM の両降水確率ガイダンスについて、解析雨量が 0.2 mm/h の場合には 0.0 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変更し、解析雨量の仕様に起因する予測特性の課題を解消した。

(2) MSM-PoP の予報時間層別化の追加

MSM-MRR と同じく MSM-PoP についても、MSM の予報時間延長に対応した予測係数の層別化を追加していなかったが、今回これを追加した。

4.1.5 統計検証

MSM 及び GSM は、数値予報モデル本体がそれぞれ 2017 年 2 月 28 日と 5 月 25 日に改良された(第 2 章、第 1 章)。そのため、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新 MRR の検証結果を示す。比較対象には旧 MRR の手法で同じ最新の数値予報モデルの予測結果を用いて計算したガイダンスを用いて、本改良による統計的な精度変化を示す。また、本項の最後に GSM と MSM の新 MRR の精度比較も示す。なお、これらの最新の数値予報モデルをそれぞれ新 GSM および新 MSM と表記する。

(1) 新 GSM を用いた統計検証

図 4.1.8 に、新 GSM を用いた 2016 年 1 年間の MRR 及び 24 時間最大降水量ガイダンス(以下、RMAX24) の BI 及びエクイタブルスレットスコア (ETS) を示す。検証には、00, 06, 12, 18UTC 初期値を用い、MRR は FT=6 から FT=27 を、RMAX24 は FT=27 から FT=42 の予測値を用いた。

MRR は 20 mm/3h 以上、RMAX24 は 200 mm/24h 以上の予測頻度が旧ガイダンスよりも低くなるものの、予測精度は中立から改善の傾向が見られる。このような特徴は、1 時間及び 3 時間最大降水量についても確認され、また新 GSM が計算されていない 2014 年や 2015 年について当時の現業数値予報モデルを用いて計算した新ガイダンスでも同様であることを確認している(図略)。また、MRR については、第 4.1.3 項 (3) で説明した FBC の閾値追加や上限値修正によって大雨の予測頻度が高くなったことで、80 mm/3h や 100 mm/3h の大雨の予測精度が改善されていることも分かる。

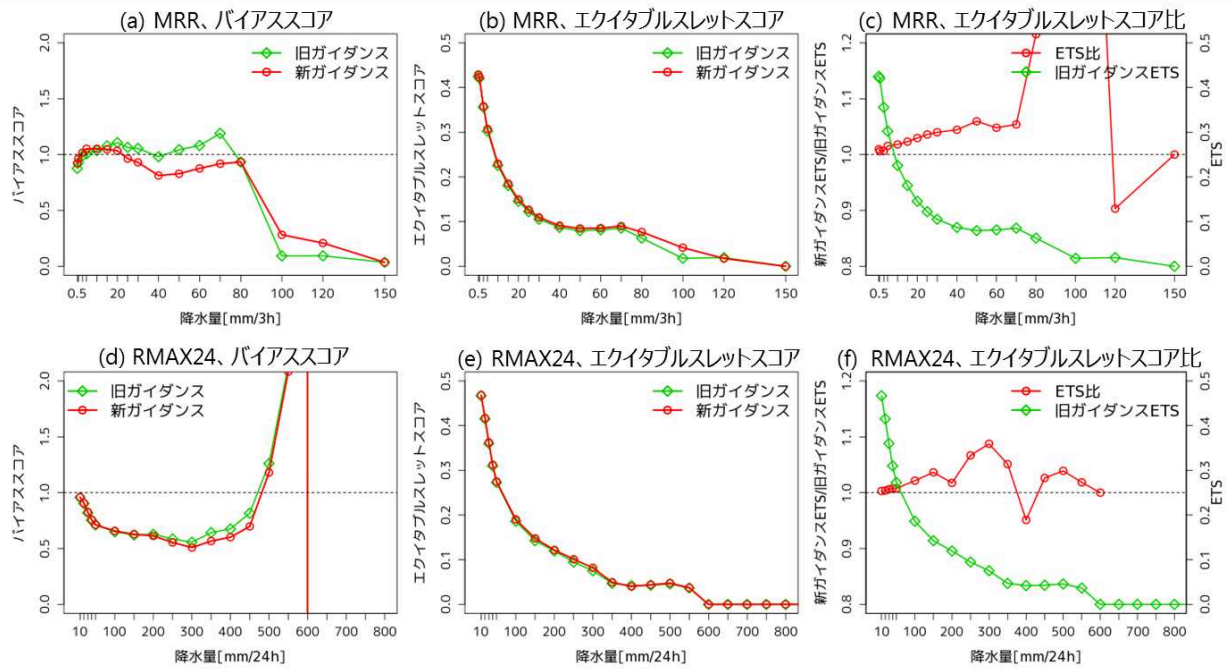


図 4.1.8 GSM の旧及び新ガイダンスの予測精度比較。(a)～(c) はそれぞれ MRR のバイアスコア、エクイタブルスレットスコア (ETS)、ETS の比 (新ガイダンス ETS/旧ガイダンス ETS)、(d)～(f) はそれぞれ RMAX24 のスコア。

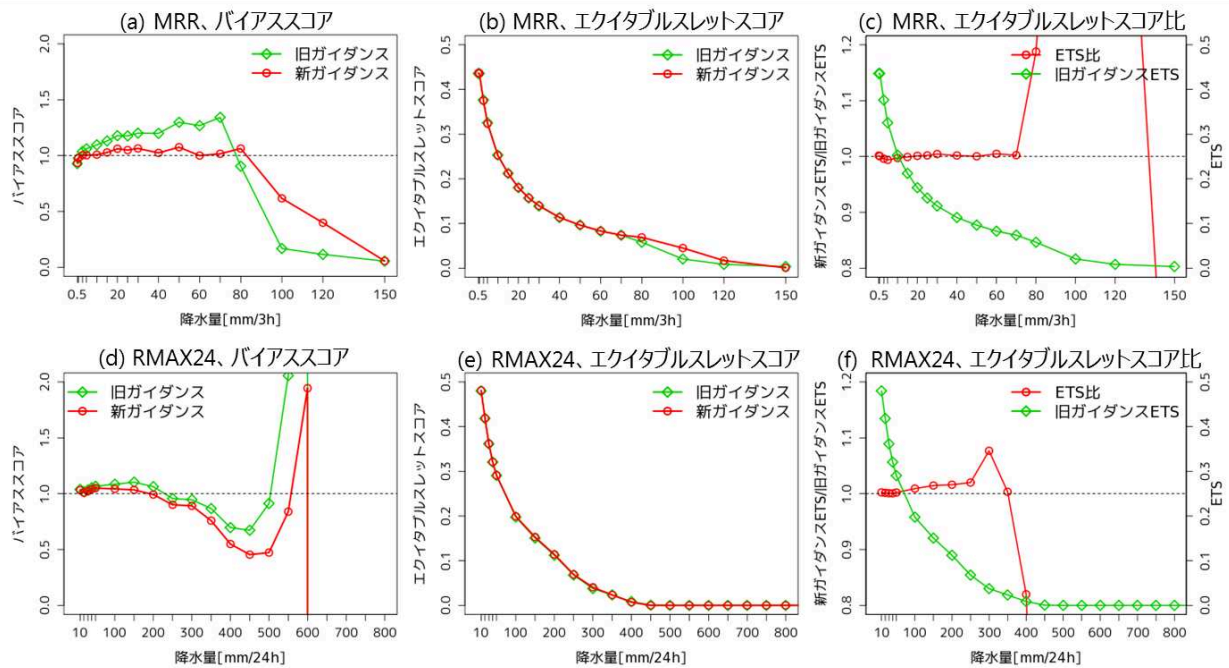


図 4.1.9 MSM の旧及び新ガイダンスの予測精度比較。図の見方は図 4.1.8 に同じ。

(2) 新 MSM を用いた統計検証

図 4.1.9 に、新 MSM を用いた 2016 年 1 年間の MRR 及び RMAX24 の BI 及び ETS を示す。検証には、03, 09, 15, 21UTC 初期値を用い、MRR は FT=3 から FT=24 を、RMAX24 は FT=24 から FT=39 の予測値を用いた。

GSM ガイダンスと同じく、MRR, RMAX24 とともに予測頻度は減少するものの予測精度は中立から改善となった。また、MSM ガイダンスでも 1 時間及び 3 時間最

大降水量、当時の現業数値予報モデルを用いた 2014 年や 2015 年の検証でも同様の傾向が確認された (図略)。つまり、数値予報モデルの変更に関わらず今回の改良が有効であると考えられる。MSM-MRR は GSM-MRR よりも予測頻度がより適切になっており、100 mm/3h 以上を除いてほぼ BI=1 となった。これは、第 4.1.3 項 (3) で説明した、FBC の閾値更新に非対称性を導入した効果が大きい。

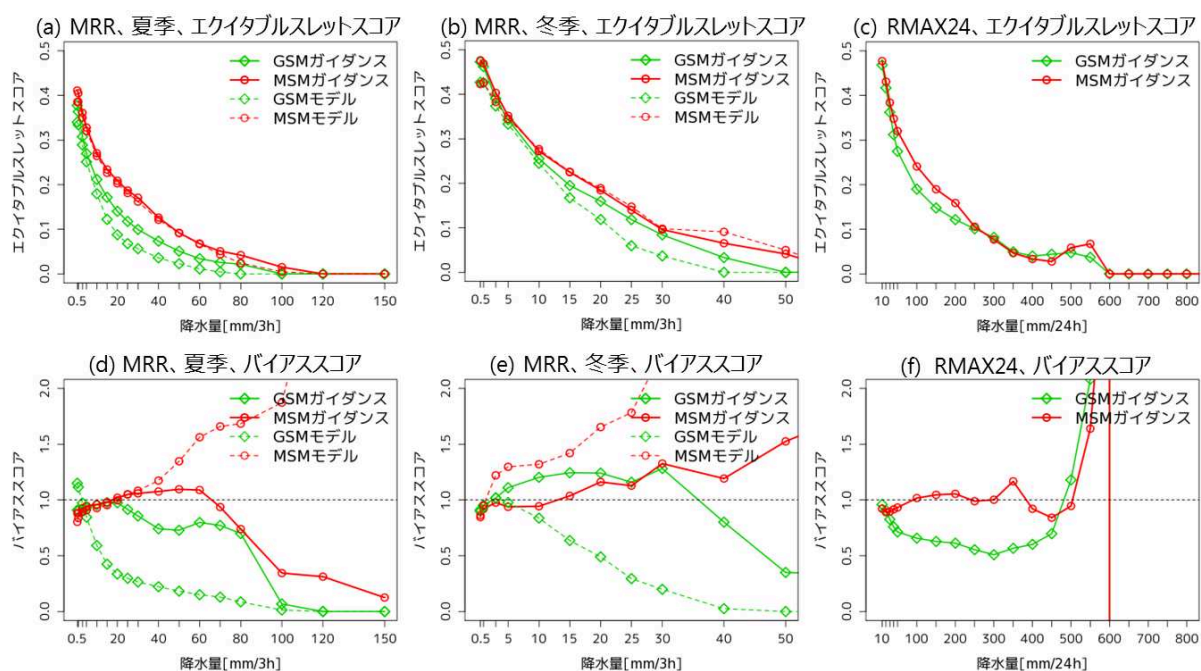


図 4.1.10 GSM ガイダンスと MSM ガイダンスの新ガイダンスの予測精度比較。(a)～(c) はエクイタブルスレットスコア、(d)～(f) はバイアススコアで、(a), (d) は MRR の夏季(2016 年 6～8 月)、(b), (e) は MRR の冬季(2016 年 12 月～2017 年 2 月)、(c), (f) は RMAX24 の通年(2016 年 1 年間) の検証結果である。いずれの図も、緑実線は GSM ガイダンス、緑破線は GSM モデル降水量、赤実線が MSM ガイダンス、赤破線は MSM モデル降水量を表す。

(3) GSM と MSM の新 MRR の精度比較

GSM 及び MSM の新 MRR の予測精度を比較するために、図 4.1.10 に、2016 年夏季(6～8 月) 及び 2016 年冬季(12 月～翌年 2 月) の MRR の比較結果と通年(2016 年 1 年間) の RMAX24 の比較結果を示す。検証に用いた初期値と FT は、先の (1) 及び (2) の検証と同じである。なお、同じ格子サイズで比較するために、MSM-MRR や RMAX24、MSM モデル降水量は GSM ガイダンスと同じ 20 km 格子に変換している¹⁰。

これらの図より、夏季は概ね GSM-MRR より MSM-MRR の方が ETS が高く、予測精度が高いことが分かる。これは MSM の方が数値予報モデルの解像度が細かく地形の表現が精細であったり、レーダー反射強度データを同化(幾田 2011)したりするなど、モデルの降水予測精度が良いことがガイダンス間の予測精度にも反映されているためだと考えられる。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なっているが、10 mm/3h 以上ではやはり MSM-MRR の方が精度が高い。MRR の予測頻度は、GSM-MRR、MSM-MRR とともに夏季は 80 mm/3h 程度まで、冬季は 40 mm/3h 程度まで BI が 1 前後になっており、大きな違いは見られない。RMAX24 については、MSM-RMAX24 は GSM-RMAX24 よりも ETS が高く、また BI も 400 mm/24h 程度までほぼ 1 前後になっており、予測精度・頻度の両面で GSM-RMAX24 より優れていることが分かる。

4.1.6 事例検証

図 4.1.11 に 2014 年台風第 11 号 (T1411) による大雨事例、図 4.1.12 に 2016 年台風第 10 号 (T1610) による大雨事例の予測結果を示す。図 4.1.11 は MSM-RMAX24、図 4.1.12 は GSM-RMAX24 である。両事例ともに旧及び新 RMAX24 のピーク値の変化は小さく、本改良が降水ガイダンスの利用に与える影響は小さい。しかし細かく見ていくと、T1411 事例では四国の太平洋側沿岸部の降水量を増やし、実況に近づく傾向が見られる。これは、FBC の設定変更によって大雨時の MRR のバイアス補正がより適切に行われるようになったためと考えられる¹¹。T1610 事例の東北地方では、改良後も依然として実況の 2～3 倍近い予測のままである。これは、本改良では予測の安定性や予測頻度の特性を改善するために、KF の学習の仕組みや FBC の設定などの変更を行ったものの、予測手法や説明変数の変更といったガイダンスの予測が大きく変わるような変更は行っていないためである。

4.1.7 まとめと利用上の留意点

本改良では、降水ガイダンスの信頼性の向上や予測頻度特性の改善を目的に、主に KF と FBC に関する変更を行った。旧 MRR では、しばしばガイダンスが大きく外れた時に過学習が発生し、その影響が長く残ってしまっていたが、過学習が発生しづらい KF の仕組

¹⁰ MRR は 20 km 格子中に含まれる 5 km 格子の平均値に、RMAX24 は 5 km 格子の最大値に変換した。

¹¹ RMAX24 の計算には、MRR を 24 時間分積算し FBC で補正した 24 時間降水量を用いる。そのため、MRR の予測精度の改善が RMAX24 に波及したと考えられる。

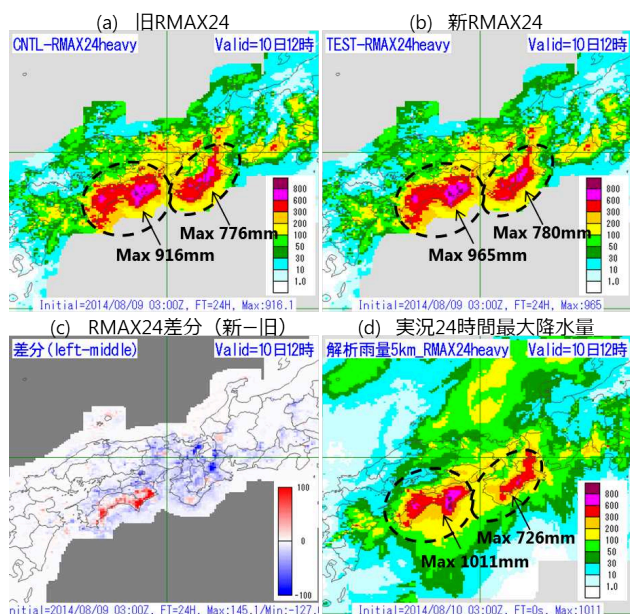


図 4.1.11 T1411 事例での旧及び新 MSM ガイダンスの予測例(2014 年 8 月 9 日 03UTC 初期値, FT=24)。(a) は旧 RMAX24, (b) は新 RMAX24, (c) は RMAX24 の差分(新-旧), (d) は実況の 24 時間最大降水量。図中の破線丸と降水量は、丸で囲った範囲内の最大の予測値である。

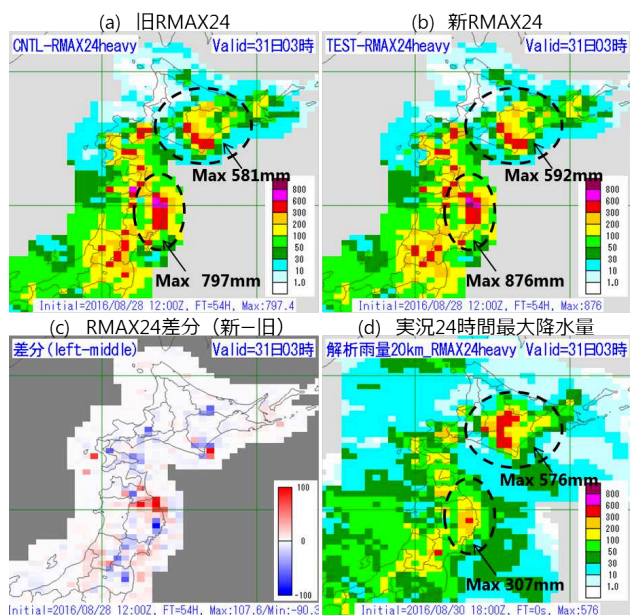


図 4.1.12 T1610 事例での旧及び新 GSM ガイダンスの予測例(2016 年 8 月 28 日 12UTC 初期値, FT=54)。(a) は旧 RMAX24, (b) は新 RMAX24, (c) は RMAX24 の差分(新-旧), (d) は実況の 24 時間最大降水量。図の見方は図 4.1.11 に同じ。

みへと変更することで、大外れ後の降水予測への悪影響を軽減することができた。FBC については、季節層別化の導入(GSM-MRR のみ)、FBC の閾値の追加や補正を行う上限値の見直し、さらに閾値の変化量について非対称性の導入を行った。これらの変更により、旧 MRR で見られていた予測頻度の過剰傾向が緩和され、個々の事例では大雨の表現が良くなるなどの改善

が見られている。また、本改良では直接の変更はないものの、MRR を入力とする最大降水量ガイダンスにも、MRR の改善の効果が波及している。

本改良はガイダンスの予測手法や用いる説明変数を変更するといったような大幅な変更ではないため、統計的な予測精度の改善は小さく、また顕著な大雨事例に対する予測も本改良の前後では大きな変化は見られない。そのため、極端な大雨予測に対しては降水ガイダンスの量的な予測をそのまま使用せず、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点(山本 2012)に変更はなく、引き続き利用に際しては留意する必要がある。

ここ最近では年に 1 回程度のペースで全球モデルが改良されたり、メソモデルも力学・物理過程が改良されたりするなど、ガイダンスの予測特性に影響のある数値予報モデルの変更が続いている。そこで、本節では最新の全球及びメソモデルを用いた新ガイダンスの予測精度の比較も紹介した。この統計的な検証から、特に夏季は MSM-MRR の方が予測精度が高く、また通年の RMAX24 についても MSM ガイダンスの方が精度が高いことが分かった。これらの点から、実況経過から考えて MSM の予測が大きく外れている場合を除いては、主に MSM ガイダンスを利用することを推奨したい。

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.
- 安藤昭芳, 2007: 降水確率、平均降水量、最大降水量ガイダンス. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 50-59.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 松下泰広, 2012: ガイダンス作成に用いる予測手法. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44-48.
- 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.

4.2 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¹

4.2.1 はじめに

GSM, MSM 格子形式気温ガイダンス (古市・松澤 2009; 古市 2010)(以下、格子気温 G) は 5 km 格子で 1 時間毎の気温を予測するガイダンスであり、その予測値は最大降雪量ガイダンスでの雪水比計算や天気(降水種別)ガイダンスの雨雪判別等に利用されている(図 4.2.1)。現在は中間製品として作成されており、部外配信は行っていない。

格子気温 G はモデルの地上気温予測値をアメダス地点の気温ガイダンス(以下、地点気温 G)で修正することで作成される。従来の格子気温 G には、アメダスの気温観測(以下、アメダス気温)に対して低めに予測される傾向や、沿岸地域などモデルの海陸格子が混在する地域において予測精度が落ちる、などの課題が存在し、後続の最大降雪量・天気(降水種別)ガイダンスの予測に対して影響を与えていた。これらの課題を解決するため、格子気温 G の作成手法について、以下の見直しを行った。

- 作成手順の見直し
- 修正量の推定手法(重み付け平均)の見直し
- 地形を考慮した平滑化処理の導入

これらの作成手法の見直しにより、格子気温 G および、後続の最大降雪量・天気(降水種別)ガイダンスについて予測精度の改善が確認できたため、2016 年 11 月より数値予報ルーチンに導入した。本節では、まず格子気温 G について、その作成手法の概要と従来の課題を説明した後、その解決のために行った変更を説明する。その後、改良後の格子気温 G、最大降雪量・天気(降水種別)ガイダンスについて統計検証、事例検証の結果を示し、その予測精度、予測特性、利用上の留意点について示す。

4.2.2 作成手法の概要

格子気温 G は、各アメダス地点における地点気温 G の気温修正量(地点気温 G とモデル地上気温の差)から、各格子における気温修正量を推定し、それを用いてモデル地上気温を修正することで作成される²。各アメダス地点における地点気温 G の気温修正量は、大きく以下の 2 種類に分類することができる。

- ① カルマンフィルタの各説明変数(モデルの気温や降水量など)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、地点気温 G のカルマンフィルタでは主にバイアス項に含まれる。

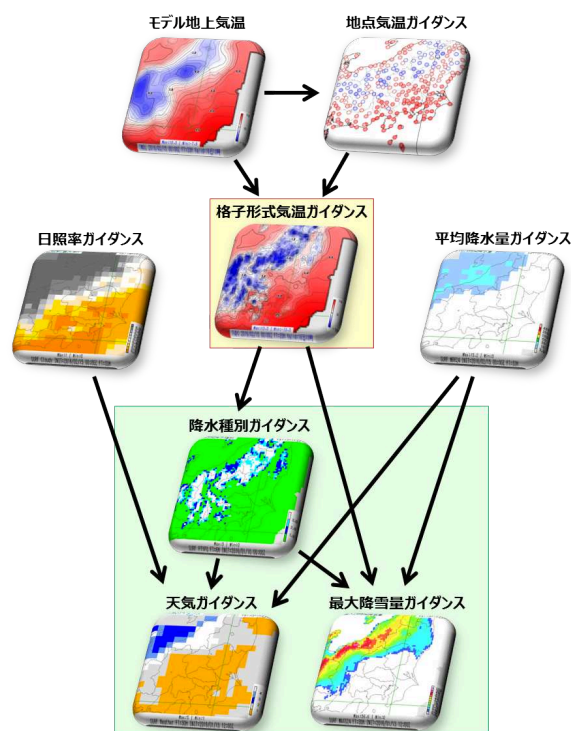


図 4.2.1 格子形式気温ガイダンスに関わる各種ガイダンスの依存関係の模式図。今回の改良で作成手法が変わるガイダンス(格子形式気温ガイダンス)を黄背景で、その結果を受け予測精度・特性が変わるガイダンス(最大降雪量・降水種別・天気ガイダンス)を緑背景で色付けしている。

格子気温 G 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、格子毎に値を見積もる。格子毎に算出した修正量①、修正量②をモデル地上気温に加えることで、格子気温 G は作成される(図 4.2.2)。

具体的な作成手順としては、従来の格子気温 G は以下の作成手順で作成されていた。

1. 地点気温 G をモデル標高に標高補正する。
2. 修正量(1. の地点気温 G とモデル地上気温の差)を格子に分配し、モデル地上気温を修正する。
3. 修正した各格子のモデル地上気温を、モデル標高から 5 km 平均標高³に標高補正する。

先ほどの 2 種類の修正量で考えると、1. で各アメダス地点の修正量②の見積もり、2. で各アメダス地点の修正量①の見積もり及び格子への分配、3. で各格子の修正量②の見積もりを行っていることになる。従来の格子気温 G の特徴としては、モデル標高上で修正量①の見積もりを行い最後に 5 km 平均標高へ標高補正することで、5 km 平均標高に整合的な気温分布が作成されて

¹ 黒木 志洸

² 地点の値によりモデル予測値を修正する点では、数値予報の客観解析に近い作成手法である。

³ 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。

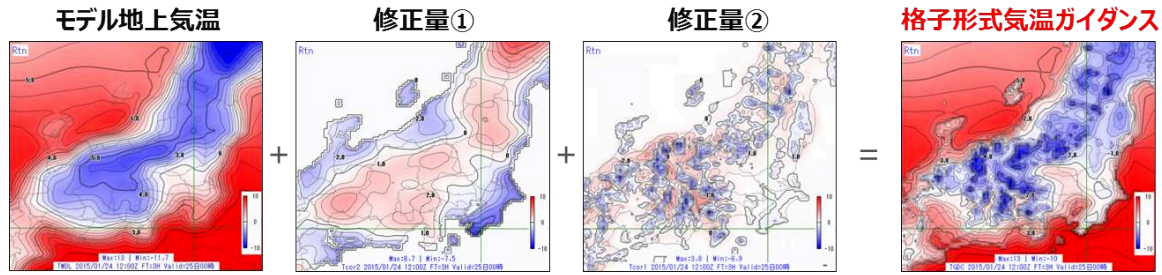


図 4.2.2 格子形式気温ガイダンスの作成の流れの概念図。モデル地上気温に、修正量①（格子毎に周囲のアメダス地点の重み付け平均で推定）と修正量②（格子毎にモデル標高から 5 km 平均標高への標高補正で推定）を加えることで、格子形式気温ガイダンスは作成される。単位はすべて $^{\circ}\text{C}$ 。

いることや、修正量を見積もる際に、モデルと現実の海陸分布の違いに起因する修正量については特に考慮されていないこと等があげられる。

4.2.3 従来の課題

従来の格子気温 G には、主として以下の課題が存在し、これにより後続の最大降雪量ガイダンス、天気（降水種別）ガイダンスに影響が見られていた。

- ① アメダス気温や毎時大気解析（地上気温）に対する低温バイアス傾向。
- ② 沿岸地域の内陸側において地形や気象場と整合しない不自然な低温領域が見られることがある。
- ③ アメダス（気温観測）の分布密度が疎な地域において修正量の重み付け平均に十分な地点数が確保できておらず、予測精度が落ちる。
- ④ 近傍のアメダスの値に近づけすぎる設定となっており、全国的に気温の分布が歪になる。
- ⑤ 全国的に地形や気象場と整合しないノイズのような値が見られる。

課題①として、従来の格子気温 G はアメダス気温や毎時大気解析（地上気温）と比べ低めに予測される傾向があった。これはアメダスの空間代表性に関する問題であり、アメダスの標高と 5 km 平均標高の不整合に起因するものである。アメダス観測点の多くは平野部、山間部に位置しているため、山岳地域等の格子内の地形変化が大きい地域では、アメダスの標高は 5 km 平均標高と比べ低くなる傾向がある。このため、当該地域で 5 km 平均標高相当で作成した気温分布とアメダス気温を比較すると、前者が低温となる場合が多い。従来の格子気温 G では 5 km 平均標高に整合的な気温分布が作成されていたので、アメダス気温に対しては低めに予測される傾向があった。また、同様の理由で、従来の格子気温 G は毎時大気解析（地上気温）に対しても低めに予測される傾向が見られていた⁴。これらの内、特にアメダス気温に対する低温傾向は降雪予測への影響が大きい課題であり、従来、最大降雪量ガイダンスの予測値が実況と比べて過大となっていた要因の一つとしてあげられる。

⁴ 毎時大気解析（地上気温）はアメダス観測に強く寄せる設定（付録 A.1.5）で作成されており、アメダス気温に整合的な気温分布となっているため。

課題②は降雪予測の精度や信頼性の点で大きな課題である。従来の格子気温 G では、冬季の沿岸内陸部において地形や気象場と整合しない不自然な低温領域が見られることがあった。また、統計的に見ると、沿岸地域の内陸側で低温バイアス、海岸付近で高温バイアスとなる傾向が見られていた。これらは、従来の格子気温 G において、モデルと現実の海陸分布の違いについて考慮していなかったために生じていた。モデルの地上気温は、モデルの海格子上と陸格子上とで特性が大きく異なるため、地点気温 G の気温修正量もモデル海格子上のアメダス地点（以下、海地点）とモデル陸格子上のアメダス地点（以下、陸地点）で大きく異なる。しかしながら、従来の格子気温 G では、これらを特に考慮せずに地点の気温修正量を格子へ分配していたため、モデルの海陸格子が混在する地域では、海地点（陸地点）の地点気温 G の修正量が、モデル陸格子（海格子）上の格子の修正量に影響し、修正量の見積りが適切に行えていなかった。

課題③はアメダスの観測密度が疎な地域での予測精度への影響が大きい課題である。従来は、重み付け平均に用いるアメダス地点の探索範囲を全国一様に半径 35 km 以内としていたため、北海道内陸など観測密度が疎な地域では、重み付け平均の際に十分な地点数を確保することができていなかった。このため、当該地域では、遠く離れた 1 地点の外挿で修正量が推定されているなど、修正量の推定が適切に行われていない場合があった。

課題④、⑤は、精度への影響は小さい課題であるが、これらにより従来の格子気温 G は地形や気象場に整合しない不自然で歪な気温分布が見られていた。

4.2.4 変更点

前項で述べた課題の解決を目的とし、格子気温 G の作成手法について以下の変更を行った。

(1) 作成手順の見直し

課題①の解決として、格子気温 G の作成手順を以下のように見直した。

1. モデル地上気温を 5 km 平均標高に標高補正する。
2. 修正量（地点気温 G と 1. のモデル地上気温の差）を格子に分配し、モデル地上気温を修正する。

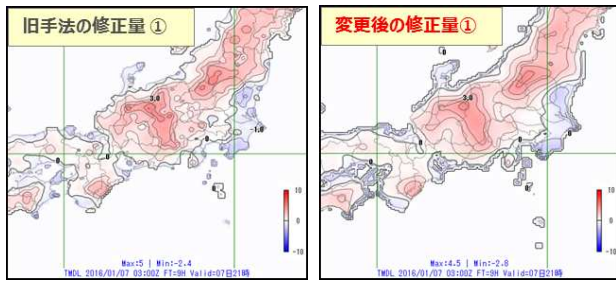


図 4.2.3 修正量の推定手法を変更する前後での、修正量①[°C]の比較 2016年1月7日03UTCのFT=9のMSM格子形式気温ガイダンス。

第 4.2.2 項で述べた 2 種類の修正量で考えると、1. で各格子・アメダス地点の修正量②の見積もり、2. で各アメダス地点の修正量①の見積もり及び格子への分配を行っていることになる。新旧の作成手順を比較すると、旧作成手順は 5 km 平均標高への整合性を重視した作成手順になっているのに対し、新しい作成手順は地点気温 G を直接修正に用いており、アメダス気温への整合性を重視した作成手順となっている。本変更により気温・降雪の地上観測(アメダス、他機関観測網)に対する予測精度が改善し、従来と比べ毎時大気解析(地上気温)に近い気温分布が作成されるようになることを確認した。これらについては、第 4.2.5 項の統計検証で示す。

(2) 修正量の推定手法(重み付け平均)の見直し

従来の格子気温 G は、格子・アメダス地点間の距離(以後、距離とよぶ)の逆二乗で定義される関数を重み関数とし、対象格子を中心とした半径(以後、参照半径とよぶ) 35 km 以内に含まれるアメダス地点を用いて、修正量①の重み付け平均を計算していた。今回、課題②、③、④の解決として、この修正手法について以下の見直しを行った。

- (a) 重み関数を距離に対して緩やかな形に変更
- (b) 重みにモデルの海陸分布を考慮した効果を導入
- (c) 参照半径 35 km の修正の前に、参照半径 75 km の広い修正を導入

(a) の変更は、課題④に対する解決である。従来の距離の逆二乗で定義される重み関数を用いると、格子近傍のアメダス地点の荷重が大きくなりすぎる傾向が見られたため、重み関数を距離に対して緩やかに変化するベル型のもの(Cressman 1959)へと変更した。この変更により、従来はアメダス地点付近でアメダスに寄せすぎて歪となっていた気温分布が解消した。図 4.2.3 は、ある 1 事例について (a)~(c) の変更を導入する前後での修正量①の分布を比較した図である。図 4.2.3 において、全般にアメダス近辺で見られていた斑な修正量の分布が解消していることが 1 点目の変更の効果に対応する。

(b) の変更は、課題②に対する解決である。改良後の格子気温 G では、気温修正量のモデル海陸分布への依存性を考慮するために、重み関数にモデルの海陸分

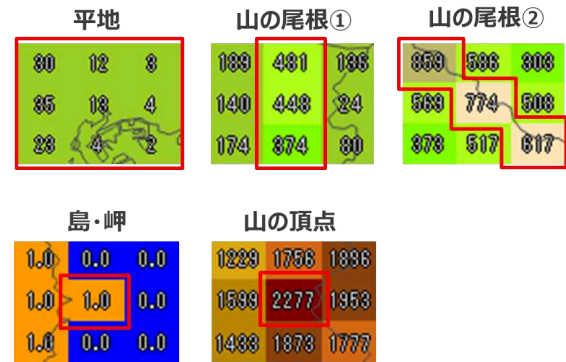


図 4.2.4 Contour-Following Smoother の場合分けの一例。上段および下段右図の数字は格子の標高 [m] を表しており、下段左図の数字は海陸(0: 海格子、1: 陸格子)を表している。中央の格子の平滑化を行う場合、地形情報(標高、海陸)を元に周囲の格子から地形的な性質の近い格子(図の赤枠内)を選出し、選出された格子のみ用いて平滑化を行う。周囲の格子の選出パターンは 13 種類あるが、ここでは例として 5 種類だけを示している。

布を考慮した効果を導入した。具体的には、格子・アメダス地点間のモデル海陸比の差に依存する係数(例えば、格子とアメダス地点の海陸比が同じだと 1、全く異なると 0 になる)を重み関数にかけること、重み付け平均の際に海陸比の値が近いアメダス地点ほど荷重が大きくなり、優先的に修正量の推定に使われるようにした。本変更により、従来と比べより海陸分布と整合した気温分布が得られるようになり、沿岸地域の予測精度が大きく向上した。再び図 4.2.3 を参照し、変更前後の効果を確認する。この事例では、海地点は負の修正量を持ち、陸地点は正の修正量を持つ傾向が全国的に見られていたが、従来の手法では近傍に海地点のない海格子は陸地点の影響を強く受け正の気温修正量となっていた。一方で、変更後では近傍に海地点がない海格子についても負の修正量を分配することができており、全国的に沿岸地域の海陸分布と気温修正量の対応が改善していることを見て取ることができる。

(c) の変更は、課題③に対する解決である。従来の参照半径を 35 km とする手法では、重み付け平均を計算する際に十分な地点数を確保できていない地域があった。この課題の解決としては参照半径を広げることが簡便だが、単純に参照半径を大きくしてしまうと、都市部など観測が密で、既に十分な地点数が確保できていた地域を中心に、むやみに遠い地点の情報が入ることになり、修正量の推定精度が悪化する場合がある。今回の変更では、重み付け平均による修正を 2 段階に分け、参照半径 35 km の修正の前に、参照半径 75 km の広い範囲を参照する修正を導入することで、上記課題の解決を行った。この手法は逐次修正法(Bergthorsson and Doos 1955)と呼ばれる手法であり、過去に気象庁の客観解析(増田 1976)で利用されていた手法でもある。逐次修正法の導入により、アメダス観測点の少ない北海道内陸や、周囲に海地点の少ない海格子などで予測精度の向上が確認された。

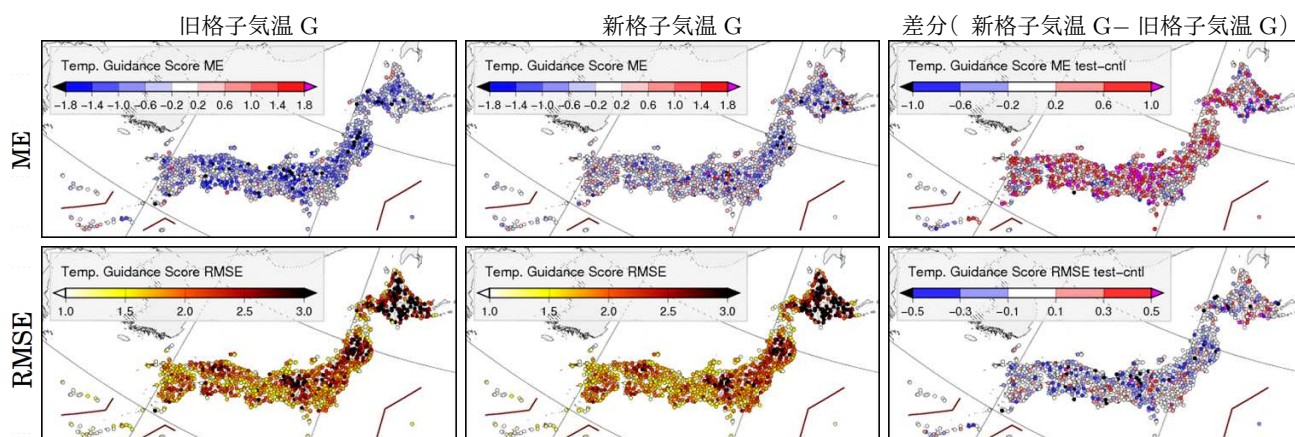


図 4.2.5 GSM 格子形式気温ガイダンスの対アメダス検証 [°C] (2015 年 12 月 ~ 2016 年 2 月, FT=03~24)。それぞれ、上段は ME、下段は RMSE の検証結果であり、左図は旧ガイダンス、中央図は新ガイダンス、右図は両者の差分(新ガイダンス-旧ガイダンス)を示している。いくつかの諸島については実際の緯度経度ではなく茶線で囲った領域に移動して描画しており、父島は図の右下、大東島地方については図の下側、宮古島・八丈島地方については図の左側にそれぞれ描画している。

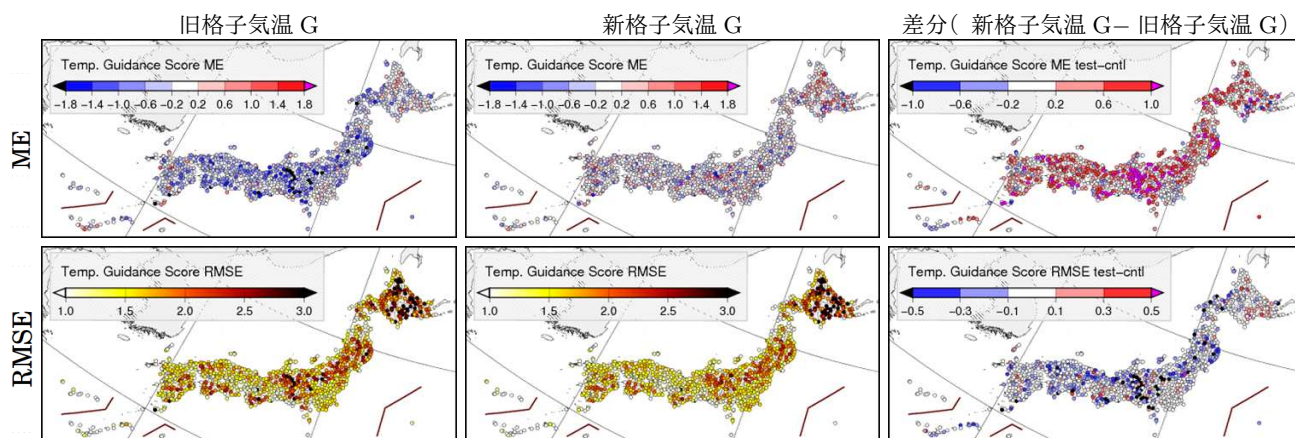


図 4.2.6 MSM 格子形式気温ガイダンスの対アメダス検証。検証期間や図の詳細は図 4.2.5 に同じ。

(3) 地形を考慮した平滑化処理の導入

課題⑤で述べたように、格子気温 G の気温分布には、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見られることがあった。ノイズの原因は様々に考えられるが、経験的な重みを用いた簡便な手法で修正量を見積もっていることが 1 つの要因として考えられる。これを除去する目的で、Contour-Following Smoother (CFS) と呼ばれる平滑化処理 (Glahn et al. 2009) を導入した。CFS では標高や海陸などの情報を考慮しつつ平滑化を行うため、通常の一様な平滑化と比べ、地形由来の特性を保持しつつ平滑化することができる。

CFS の実装例を図 4.2.4 に示す。今回実装した CFS では、まず、平滑化を行う格子とその周囲 8 格子について、標高・海陸データを元に、山の尾根や谷筋、島嶼部など 13 種類の場合分けを行う。その後、それぞれの場合について決められている平滑化の設定(平滑に用いる格子や、平滑化の強さ等)に基づいて、各格子の平滑化を行う。CFS の導入により、元の気温分布を大きく変えることなく、従来見られていたノイズを軽減することができる。

4.2.5 統計検証

(1) 検証方法

GSM と MSM の格子気温 G 及び、それを入力とした最大降雪量・天気ガイダンス(以下、最大降雪量・天気 G)について、旧ガイダンスと新ガイダンスの統計検証を行い精度を比較した。検証は各ガイダンス(格子形式)を 4 点内挿で地点に内挿した後、地点観測を対象に行っている。この際、精度検証としては、(i) 対アメダス検証と (ii) 独立観測データ⁵に対する検証の 2 種類を行った。独立観測データに対する精度検証としては、格子気温 G では地点抜きクロスバリデーション (CV: Cross-Validation)⁶ で検証を行い、最大降雪

⁵ 本節では、格子気温 G の修正で用いた地点での観測データを従属観測データ、それ以外の観測データを独立観測データと呼ぶ。独立観測データを用いた検証を行うことで、各格子で見積もられた修正量・予測値の妥当性を検証することができる。

⁶ ある任意地点を修正に用いず格子気温 G を作成し、その地点を対象とした精度検証を行う手法。擬似的に独立観測データを対象とした精度検証を行うことができる。本開発では、周囲を複数のアメダス地点に囲まれた 40 地点をランダムで選出し、地点抜き CV を行った。

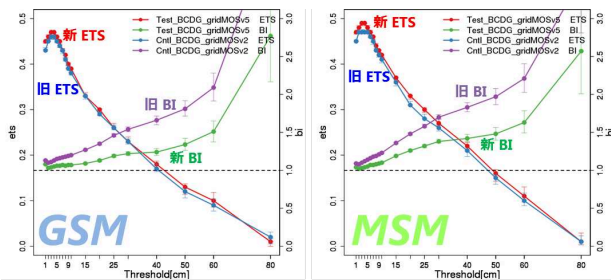


図 4.2.7 24 時間最大降雪量ガイダンスの対アメダス検証 (2013 年 11 月～2016 年 2 月、GSM: FT=27～36, MSM: FT=24～33)。左図は GSM、右図は MSM についての検証結果であり、それぞれ赤線は新ガイダンスの ETS、青線は旧ガイダンスの ETS、緑線は新ガイダンスの BI、紫線は旧ガイダンスの BI に対応する。縦左軸は ETS、縦右軸は BI、横軸は検証閾値 [cm] であり、エラーバーは 95%信頼区間を表している。

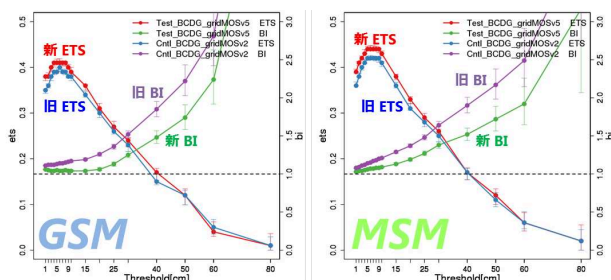


図 4.2.8 国土交通省水管理・国土保全局の積雪深計を対象とした、24 時間最大降雪量ガイダンスの精度検証。検証期間や軸の設定は図 4.2.7 に同じ。

量 G では他機関観測データ（国土交通省水管理・国土保全局が設置している積雪深計による観測データ⁷⁾）を対象とした精度検証を行った。

(2) 検証結果

図 4.2.5、図 4.2.6 にアメダス気温を対象とした GSM 格子気温 G 及び MSM 格子気温 G の検証結果を示す。検証期間は、2015 年 12 月～2016 年 2 月としており、GSM については、当時の最新のモデルを入力とした性能評価のために、GSM1603(米原 2016)の試験データを入力としている。この際、GSM は 00, 12UTC 初期値の FT=3～24、MSM は 03, 15UTC 初期値の FT=3～24 を対象として検証を行っている。検証指標としては、平均誤差 (ME) と二乗平均平方根誤差 (RMSE) を用いている。新格子気温 G では、全国的に見られていたアメダスに対する低温傾向が解消しており、RMSE でも改善（差分図の青色）する傾向が見られている。これは、第 4.2.4 項 (1) で述べた、アメダスとの整合が良い気温分布となるよう作成手順を変更したことの影響が主であるが、沿岸地域や観測密度が疎な地域については第 4.2.4 項 (2) で述べた修正手法の仕様を変更したことの影響が大きい。なお、図は省略するが、地点抜き CV の結果も概ね同傾向であり、全国的にアメダスに対する負バイアス傾向が解消し、RMSE が改善する結

⁷⁾ 気象庁観測部計画課情報管理室が収集・管理している観測データに、独自の品質管理を行った上で利用している。

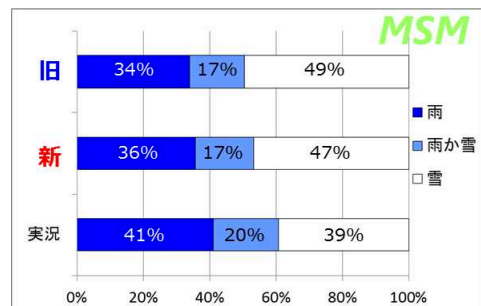
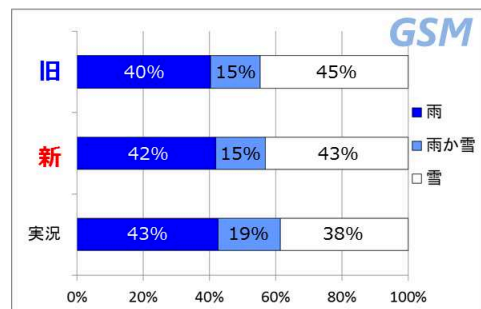


図 4.2.9 天気ガイダンス（降水種別）と実況 (SYNOPSIS) の雨・雨か雪・雪の出現頻度の比較 (2015 年 12 月～2016 年 2 月、GSM: FT=3～84, MSM: FT=1～39)。上図は GSM、下図は MSM についての検証結果である。なお、天気ガイダンスの「雨」「雨か雪」「雪」と SYNOPSIS の「雨」「みぞれ」「雪」を対応させ、比較している。

果となっている。

図 4.2.7 にアメダス積雪深計を対象とした、GSM 及び MSM 24 時間最大降雪量 G の検証結果（全国平均）を示す。検証期間は、事例数確保のために 2013 年 11 月～2016 年 2 月の冬期間（11～2 月）と長めに設定しており、2015 年 11 月～2016 年 2 月の GSM については、格子気温 G と同様に、GSM1603 の試験データを入力としている。この際、GSM は 00, 12UTC 初期値の FT=27～36、MSM は 03, 15UTC 初期値の FT=24～33 を対象として検証を行っている。検証指標としては、バイアスコア (BI) とエクイタブルスレットスコア (ETS) を用いている。新ガイダンスでは、従来過大傾向であった降雪頻度が抑制されることで予測頻度が適正 (BI=1) に近づき、予測精度 (ETS) としても改善傾向が見られている。これは、格子気温 G のアメダス気温に対する低温傾向が解消したことで、降雪量予測の空振りが減少したことに対応している。高閾値に対して予測頻度が過大傾向となる点については、新旧ガイダンスで大きく変わらない。これは、積雪深計から計算される実況の降雪量は積雪の圧密・沈降効果が働いているのに対し、最大降雪量 G にはその効果が入っていないためである (古市・松澤 2009)。この点は最大降雪量 G の作成手法や検証方法に関わる問題であるため、今回の格子気温 G の特性変化はそれほど影響せず、新旧ガイダンスで特性に大きな変化は見られなかった。同様の検証を、国土交通省水管理・国土保全局の積雪深計（山岳域のダム周辺に多く分布）を対象に行った結

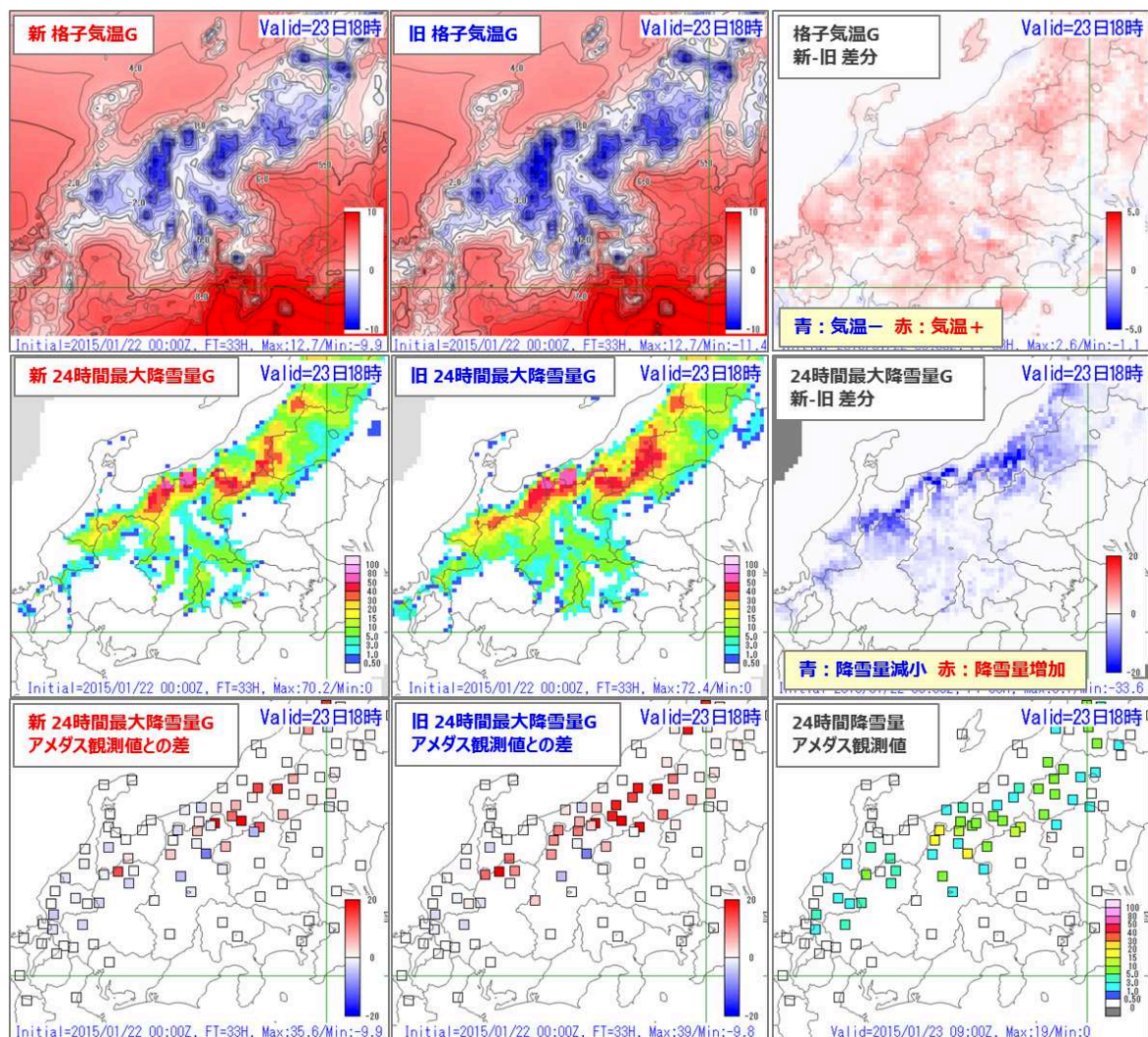


図 4.2.10 事例 (1) における、2015 年 1 月 22 日 00UTC 初期時刻の GSM 格子形式気温ガイダンス [°C] (上段)、及び 24 時間最大降雪量ガイダンス [cm] (中段) の予測 (FT=33)。左から順に、新ガイダンスの予測、旧ガイダンスの予測、新旧ガイダンスの差分 (新ガイダンス-旧ガイダンス) を示している。下段は、それぞれ実況 (アメダス) の 24 時間降雪量 [cm] (右図)、及び GSM 24 時間最大降雪量ガイダンスの実況に対する予測誤差 [cm] (左図が新ガイダンス、中央図が旧ガイダンス) を示している。

果を、図 4.2.8 に示す。検証結果はアメダス検証の結果と概ね同傾向であり、降雪量の予測頻度が適正 (BI=1) に近づき、予測精度 (ETS) でも改善が見られている。

最後に、図 4.2.9 に全国の SYNOP (地上実況気象通報式) 観測を対象とした天気 G (降水種別) の検証結果を示す。検証期間は、2015 年 12 月～2016 年 2 月としており、GSM については GSM1603 の試験データを入力としている。この際、GSM は 00, 12UTC 初期値の FT=3～84、MSM は 03, 15UTC 初期値の FT=1～39 を対象として検証を行っている。新ガイダンスでは、旧ガイダンスで過剰傾向にあった「雪」の予測頻度が抑制され、各要素の予測頻度が実況に近づき、より適切なものとなっている。また、図では示していないが、雨雪判別の的中率は全国平均で約 1% 改善することを確認している。

4.2.6 事例検証

(1) 最大降雪量ガイダンスの予測特性の変化 (内陸部)

今回の改良で、主に内陸部の予測特性の変化が顕著な事例として、2015 年 1 月 22 日 00UTC を初期時刻とした翌日 09UTC (FT=33) の GSM 格子気温 G、及び 24 時間最大降雪量 G の予測を図 4.2.10 に示す。この事例は、発達した低気圧が北海道の東海上にあり、それにより日本付近で冬型の気圧配置が強まり、北日本や北陸で大雪となった事例である。

新格子気温 G では、従来と比べ内陸の山岳部を中心に気温の予測値が高くなっている。対応する最大降雪量 G の変化としては、 $-2 \sim 2^{\circ}\text{C}$ の気温帯 (格子気温 G の図の白色域に相当) に対応する地域での変化が大きく、従来はアメダス観測に対して過大であった降雪量を大きく減らし、より実況に近い降雪分布が得られるようになっている。

本事例のように、一般的な冬型気圧配置のような多

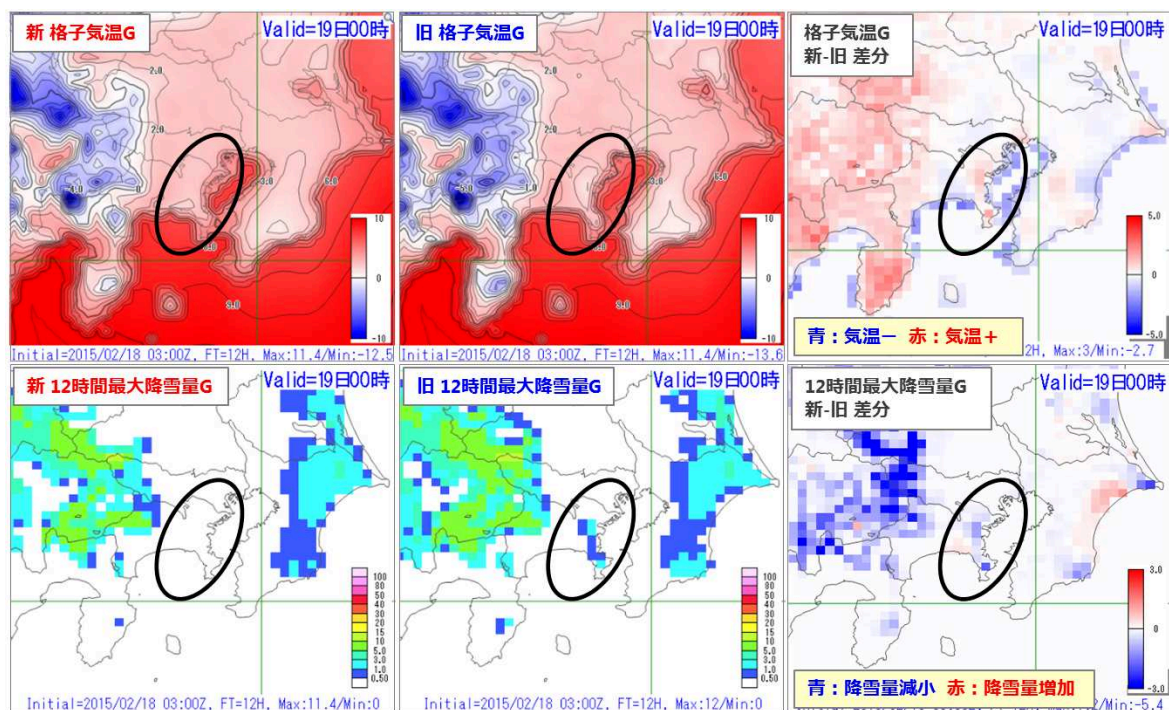


図 4.2.11 事例 (2) における、2015 年 2 月 18 日 03UTC 初期時刻の MSM 格子形式気温ガイダンス [$^{\circ}\text{C}$] (上段)、及び 12 時間最大降雪量ガイダンス [cm] (下段) の予測 (FT=12)。左から順に、新ガイダンスの予測、旧ガイダンスの予測、新旧ガイダンスの差分 (新ガイダンス-旧ガイダンス) を示している。旧ガイダンスにおいて、横浜アメダスを中心とした半月状の低温領域が見られていた地域を黒枠で囲っている。

くの降雪事例において、新ガイダンスでは $-2\sim 2^{\circ}\text{C}$ の気温帯に対応する地域で予測される降雪量が減少し、より実況に近い値となる傾向が見られる。一方で、標高が高い地域 (図 4.2.10 の飛騨山脈など) や厳冬期の北海道などは、降雪時の気温が十分に低いため、今回の格子気温 G 改良の影響は小さく、変更前後で降雪量の予測に大きな違いは見られない。また、内陸の平野部 (図 4.2.10 の越後平野や富山平野の内陸側など) では、今回の変更による格子気温 G の特性変化が比較的小さく、格子気温 G および後続ガイダンスの予測特性は大きく変わらない。

(2) 最大降雪量ガイダンスの予測特性の変化 (沿岸地域)

沿岸地域の不自然な気温・降雪分布が解消した事例の紹介として、2015 年 2 月 18 日 03UTC を初期時刻とした同日 15UTC (FT=12) の MSM 格子気温 G、及び 12 時間最大降雪量 G の予測を図 4.2.11 に示す。この事例は、関東沖を南岸低気圧が通過し、東日本から北日本の広い範囲で雨や雪となった事例である。この際、関東地方の平野部は気温が $3\sim 4^{\circ}\text{C}$ と高めに推移したため、実況では降雪は見られず雨となっていた。このように気温が 0°C 付近を推移するような事例では、 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ の気温予測誤差が降雪予測に与える影響が非常に大きくなり、地上気温の予測精度が特に重要となる。

旧格子気温 G では、東京湾沿岸に横浜アメダスを中心とした半月状の低温領域を予測しており、対応して最大降雪量 G でも実況では見られない降雪を予測していた。これは、モデルの海格子に位置する横浜アメダ

スの負の修正量が、周囲の陸格子に分配され、その気温予測値に強く影響していたためである。新格子気温 G では沿岸地域に見られていた半月状の低温領域が概ね解消し、対応する最大降雪量 G でも沿岸地域の偽の降雪分布が解消している。

このような事例は、従来は太平洋側の沿岸地域を中心によく見られていた事例であり、格子気温 G および最大降雪量 G の課題としてよく挙げられていた。今回作成手法を見直したことで、本事例のように、従来沿岸地域の内陸側で見られていた不自然な気温・降雪分布が解消し、当該地域における降雪予測の精度が向上する。

(3) 天気 (降水種別) ガイダンスの予測特性の変化

最後に、天気 G (降水種別) の特性変化を示す事例として、2016 年 1 月 7 日 15UTC を初期時刻とした翌日 15UTC (FT=24) の MSM 格子気温 G、及び天気 G の予測を図 4.2.12 に示す。この事例は、事例 (1) と同じく冬型気圧配置の事例であり、北日本の日本海側や北陸で雨や雪となった。

新格子気温 G では全国的に気温の予測値が高くなる傾向があるため、気温が 0°C 付近の地域を中心として「雪」判定が「雨か雪」もしくは「雨」判定に変わる傾向が見られる。また、沿岸地域の海岸付近ではやや気温が下がり「雪」判定が増加し、沿岸地域の内陸側ではやや気温が上がり「雪」判定が減少する傾向が見られる。これは、修正手法にモデル海陸比を考慮したことの効果であり、事例 (2) で述べた沿岸地域の低温領域が解消したこととも対応している。これらは、いず

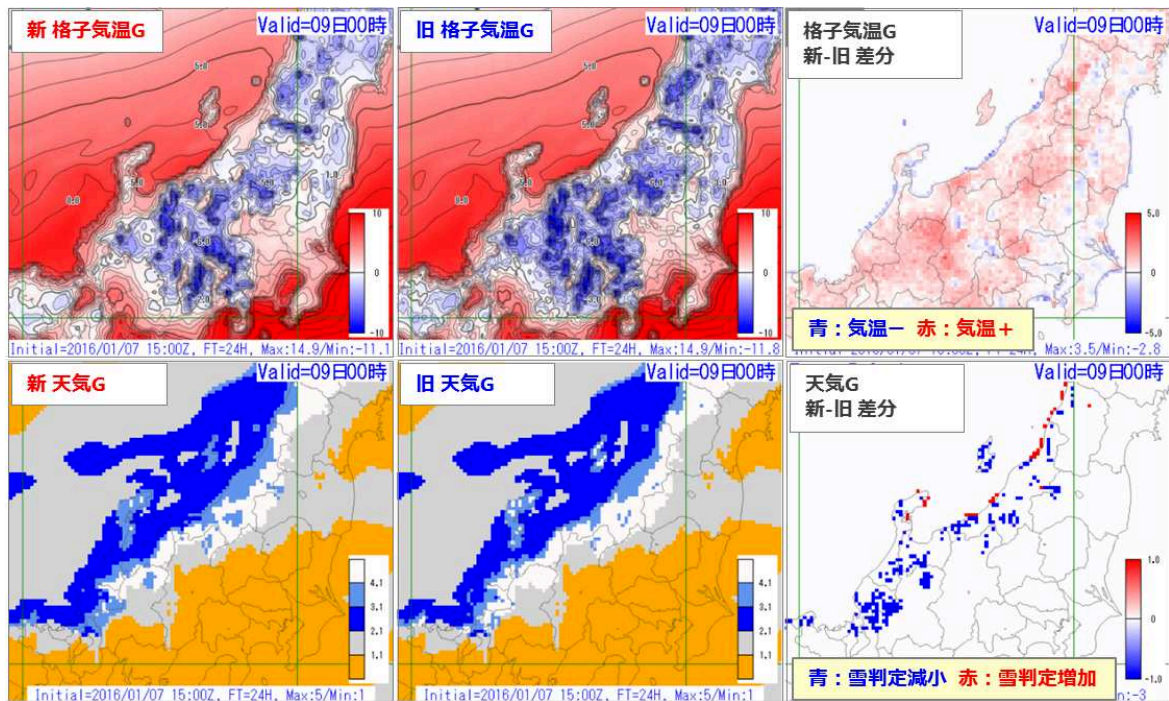


図 4.2.12 事例 (3) における、2016 年 1 月 7 日 15UTC 初期時刻の MSM 格子形式気温ガイダンス [°C] (上段)、及び天気ガイダンス (下段) の予測 (FT=24)。左から順に、新ガイダンスの予測、旧ガイダンスの予測、新旧ガイダンスの差分 (新ガイダンス-旧ガイダンス) を示している。なお、天気ガイダンスのカテゴリはそれぞれ白: 雪、薄青: 雨か雪、青: 雨、灰色: 曇、橙: 晴れとして描画している。

れも実況と整合する変化傾向であり、天気 G (降水種別) の精度は向上する。

4.2.7 まとめ・利用上の留意点

今回の変更では、格子気温 G の作成手法を見直すことで、従来見られていたアメダス気温に対する低温傾向や、沿岸地域の不自然な気温・降雪分布、アメダス近傍での歪な気温分布等の解消を行った。その結果、格子気温 G 及びそれを入力とした最大降雪量・天気 G について、予測精度の改善を確認することができた。以下に、統計検証及び事例検証から分かる新ガイダンスの特徴や、利用時の留意点をまとめる。

- 改良後の格子気温 G では、従来見られていたアメダス気温に対する低温傾向が解消し、アメダス気温に対する予測精度が改善する。特に、格子内の標高差が大きい山岳部では、今回の変更での変化が大きく、従来と比べ気温が高めに予測され、降雪量、降雪頻度は減少する傾向が見られる。
- 沿岸地域では予測精度が向上し、従来見られていた地形や気象場と整合しない不自然な気温・降雪分布が解消する。この際、沿岸地域の内陸側では従来よりやや気温が上がり (雪が減り)、海岸付近ではやや気温が下がる (雪が増える) 傾向が見られる。
- 内陸の平野部では、今回の変更による格子気温 G の特性変化が小さく、格子気温 G 及び後続ガイダンスの予測特性は変更前後で大きく変わらない。
- 厳冬期の北海道や標高が高い地域のように降雪時の気温が十分に低い地域では、降雪予測に対する

気温の寄与自体が小さいので、今回の格子気温 G 改良が後続ガイダンスへ与える影響は小さく、後続ガイダンスの精度・特性は変更前後で大きく変わらない。

- 今回作成手順を見直したことにより、従来と比べ毎時大気解析の地上気温に近い気温分布が作成されるようになる。

謝辞

本開発成果は、国土交通省水管理・国土保全局の積雪深データを利用して得られたものです。

参考文献

- 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.
- 増田善信, 1976: 客観解析とはどういうものか. 電子計算室報告・別冊第 22 号, 気象庁予報部, 1-8.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- Bergthorsson, P. and B. R. Doos, 1955: Numerical weather map analysis. *Tellus*, **7**, 329-340.
- Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367-374.
- Glahn, B., K. Gilbert, R. Cosgrove, D. P. Ruth, and K. Sheets, 2009: The gridding of MOS. *Wea. Forecasting*, **24**, 520-529.

4.3 GSM 着氷指数の開発と GSM 積乱雲頂高度予測の改良¹

4.3.1 はじめに

巡航中の航空機の運航に影響を及ぼす大気現象として、着氷と積乱雲が挙げられる²。航空機の翼に着氷した場合は、揚力の低下や抗力の増大などを引き起こし、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。また、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、できる限り着氷や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、着氷域を予測するために MSM 航空悪天 GPV の着氷指数(以下、MSM 着氷指数)を 2008 年 8 月から作成している(工藤 2008)。しかし、GSM 航空悪天 GPV の着氷指数(以下、GSM 着氷指数)は作成していなかったため、新たに GSM 着氷指数を開発し、2017 年 5 月 25 日 00UTC 初期値より GSM 着氷指数の作成を開始した。これにより、MSM の領域外の着氷予測を利用できるようになった。また、積乱雲についてはパーセル法に基づく診断法で積乱雲の雲頂高度³を求めており、MSM 航空悪天 GPV では 2007 年 5 月から(工藤 2007)、GSM 航空悪天 GPV では 2007 年 11 月から(松下 2007)予測している⁴。しかし、GSM 航空悪天 GPV の積乱雲の雲頂高度(以下、GSM 積乱雲頂高度)は実況に比べて低めに予測されるなど、予測精度が十分ではなかった。そこで、GSM 積乱雲頂高度予測の改良を行い、2017 年 5 月 25 日 00UTC 初期値より導入した。

本節では、GSM 着氷指数の開発と、GSM 積乱雲頂高度予測の改良について述べる。まず、第 4.3.2 項で GSM 着氷指数の開発について、計算手法、検証結果と予測事例を示す。次に、第 4.3.3 項で GSM 積乱雲頂高度予測の改良について、改良前の計算手法と問題点を述べ、その改良点や検証結果と予測事例を示す。最後に、第 4.3.4 項でまとめと今後の課題を述べる。

4.3.2 GSM 着氷指数の開発

(1) 計算手法

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と、過冷却水滴が機体に衝突して凍結する着

氷に大別される⁵。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)。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 $-20 \sim 0^{\circ}\text{C}$ 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、気温と湿数の予測と並以上の着氷⁶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。

MSM 航空悪天 GPV では、各航空機観測(PIREP, ARS, C-PIREP⁷)で報じられた着氷の実況と、直近の初期値の MSM 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している(工藤 2008)。GSM 着氷指数についても、MSM 着氷指数と同じ手法を用いて作成する。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除外する。

まず着氷の実況と、直近の初期値の GSM 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 4.3.1 が気温と並以上の着氷頻度の関係、図 4.3.2 が湿数と並以上の着氷頻度の関係である。統計期間は 2013 年 12 月から 2015 年 11 月で、2014 年 11 月までは試験データを含む GSM1403(米原 2014)のデータを、2014 年 12 月以降は GSM1603(米原 2016)の試験データを用いた。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

$$\text{頻度} = \frac{0.75}{(T - T_d + 1)^{1.7}}$$

⁵ 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り、 -30°C 以下の低温でも発生する場合がある(Mason 2007)。

⁶ 航空機から報告される着氷の階級には、弱、並、強があり(FAA 2015)、航空機の運航に影響を及ぼすのは並以上の着氷である。

⁷ PIREP (Pilot Report) は、国内飛行のための機上観測報告で、各国又は機関(軍)で定めた形式を用いて報告される。ARS (Special Air-Reports) は、航空気象官署が機長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である。C-PIREP (Common-PIREP) は、従来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 である。

¹ 井藤 智史(予報課 航空予報室)

² 他に乱気流も挙げられるが、乱気流については井藤(2016)を参照。

³ 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。

⁴ GSM 航空悪天 GPV ではこの方法による予測以前から、特定高度(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、積乱雲の雲頂高度を予測していた(予報部数値予報課 1988)。

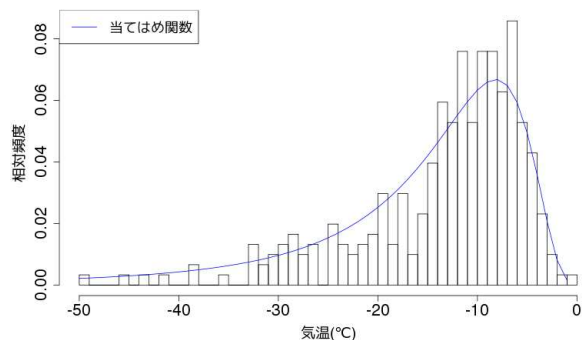


図 4.3.1 2013 年 12 月から 2015 年 11 月の並以上の着氷頻度と直近の GSM で予測された気温の関係。棒グラフが着氷の相対頻度、青線が当てはめ関数。

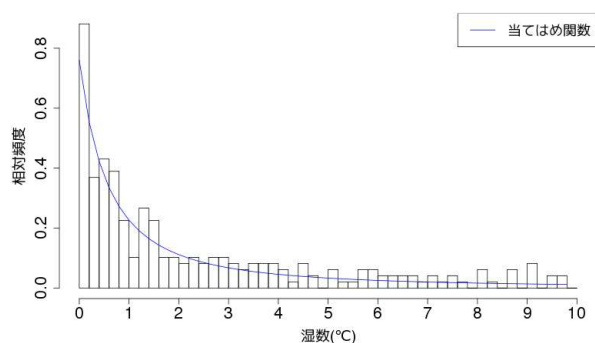


図 4.3.2 図 4.3.1 と同じ。ただし、横軸は GSM で予測された湿数。

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、

$$\text{着氷指数} = C \times \frac{-1.6 \times 10^6 \times (T - 3)^{-5}}{\exp\{-55.3/(T - 3)\} - 1} \times \frac{0.75}{(T - T_d + 1)^{1.7}}$$

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⁸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。

(2) 検証結果

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 GSM 着氷指数の作成に利用した期間とは独立な 2015 年 12 月から 2016 年 11 月とする。モデルは試験データを含む GSM1603 で、初期値は 12UTC のみを用い、FT=6~27 で検証した。比較のために MSM 着氷指数の検証結果も示す。

⁸ 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、温度が下がる場合があることが知られている。

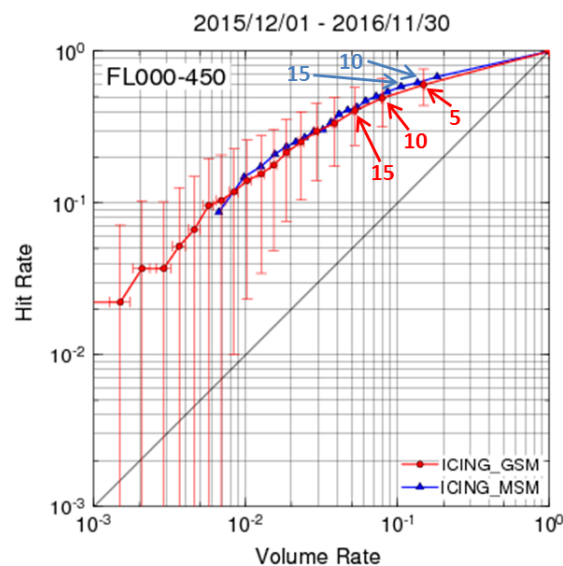


図 4.3.3 2015 年 12 月から 2016 年 11 月の並以上の着氷に対する着氷指数の閾値別の予測精度。検証領域は日本周辺で、高度は FL000~450 である。横軸は体積率、縦軸は捕捉率を示す。GSM 着氷指数 (ICING_GSM) は赤色、MSM 着氷指数 (ICING_MSM) は青色で示し、それぞれの指数の閾値に対応する数字をいくつか図中に示す。GSM のエラーバーはブートストラップ法による 95%信頼区間を示す。

MSM の初期値は 15UTC のみを用い、FT=3~24 で検証した。検証領域は日本周辺で、高度は FL000~450⁹とした。

図 4.3.3 に、着氷指数の閾値を変化させて並以上の着氷を予測した場合の捕捉率 (Hit Rate) と体積率 (Volume Rate) を示す (付録 D.3.5, D.3.6)。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。図から GSM 着氷指数は概ね MSM 着氷指数と同じ程度の予測精度があることが分かる。ただし、同じ閾値で比べた場合、GSM 着氷指数の体積率は、MSM 着氷指数よりも小さくなっている¹⁰。MSM 着氷指数では、値が 15 以上となる領域を並以上の着氷の目安として予測に利用しているが、同じような体積率を得るためには、GSM 着氷指数の値が 10 以上となる領域を並以上の着氷の目安とする必要がある。

⁹ 国際標準大気での気圧高度で、フライトレベルを示す。「FL010」などと「FL」に続けて 100 フィート (ft) 単位の数値で表される。1 ft ≈ 0.3048 m。

¹⁰ 例えば閾値が 15 の場合、MSM 着氷指数の体積率は約 0.1 となっているが、GSM 着氷指数の体積率は約 0.05 となっている。

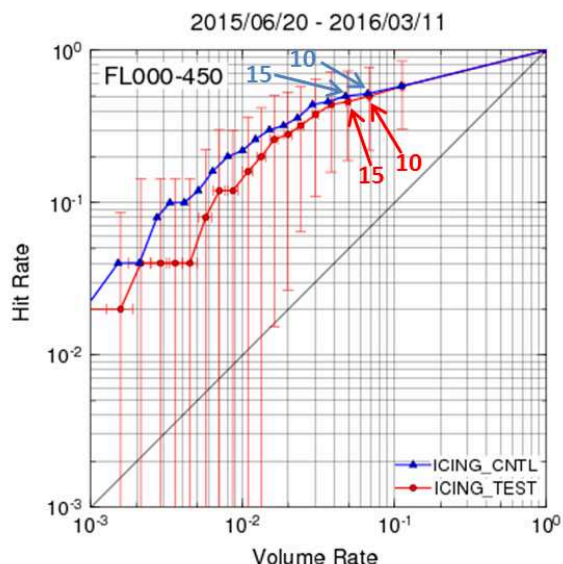


図 4.3.4 図 4.3.3 と同じ。ただし、検証期間は 2015 年 6 月 20 日から 2016 年 3 月 11 日で、青色が GSM1603 (ICING_CNTL)、赤色が GSM1705 (ICING_TEST) の検証結果。

GSM1705 での検証結果

GSM のモデル更新に伴う影響を見るため、GSM1705 (第 1.1 節) を用いた着氷指数の検証結果を図 4.3.4 に示す。当てはめ関数は GSM1603 で作成したものを用いている。検証期間は 2015 年 6 月 20 日から 2016 年 3 月 11 日である。図から、高めの閾値では GSM1705 を用いた着氷指数の予測精度が悪化しており、同じ閾値で比べると、体積率はあまり変わらないが、捕捉率が減少していることが分かる。実際にいくつかの予測事例を見ると、前線近傍での相対湿度の予測特性が GSM1603 と GSM1705 で変わり、GSM1603 を用いた着氷指数では予測できていたが、GSM1705 を用いた着氷指数では予測できなくなった事例があった(図略)。ただし、今回の検証の期間は短く事例数も少ないため、今後事例数の蓄積を待ち、改めて GSM1705 を用いた着氷指数の予測精度を検証したい。また、必要であれば当てはめ関数を GSM1705 で作成し、着氷指数の計算式の再作成を行いたい。

(3) 予測事例

並以上の着氷が複数観測された事例を 2 例示す。ここで示す GSM 着氷指数は、GSM1705 を用いた着氷指数である。

寒冷前線近傍での着氷

図 4.3.5 と図 4.3.6 に 2016 年 12 月 22 日 06UTC のアジア太平洋地上天気図と赤外画像を示す。日本海に低気圧があり、低気圧からのびる寒冷前線が西日本を通過している。赤外画像では、日本付近は広く雲に覆われており、寒冷前線付近では活発な対流雲が見られる。図 4.3.7 に同じ時刻の前後 1 時間以内に観測され

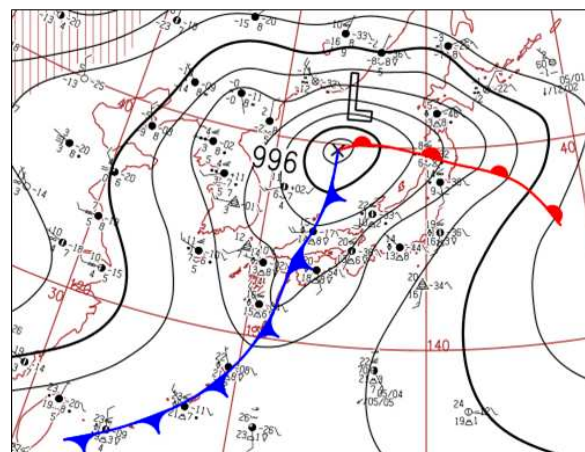


図 4.3.5 2016 年 12 月 22 日 06UTC のアジア太平洋地上天気図。日本周辺を拡大して表示。

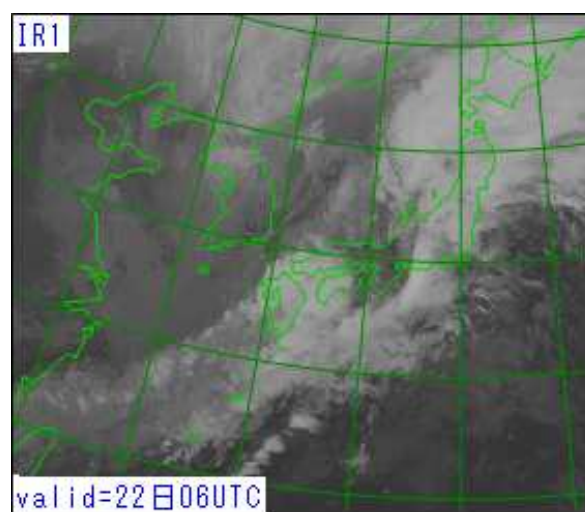


図 4.3.6 2016 年 12 月 22 日 06UTC の赤外画像。

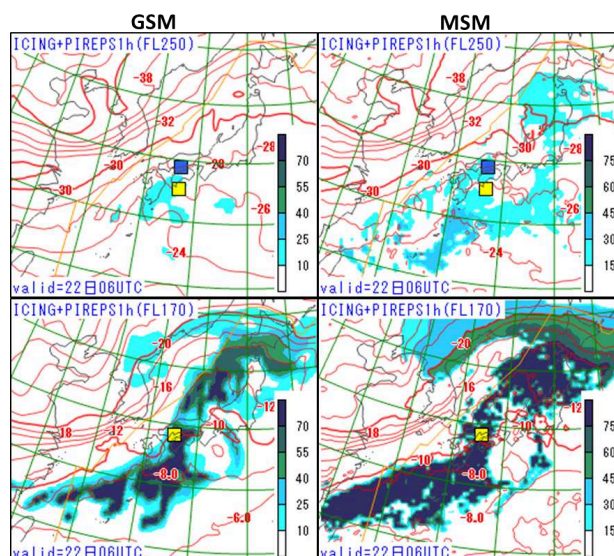


図 4.3.7 2016 年 12 月 22 日 00UTC 初期値の FT=6 における GSM 着氷指数(左)と、MSM 着氷指数(右)。上段が FL250、下段が FL170 の予測値である。GSM 着氷指数は 10 以上、MSM 着氷指数は 15 以上から着色している。赤線は気温の予測を示す。図中の四角は対象時刻の前後 1 時間以内に観測された着氷の実況で、黄色が並、青色が弱の着氷を示す。

た着氷の実況（図中の四角）と、2016 年 12 月 22 日 00UTC 初期値の GSM 着氷指数（左）と、MSM 着氷指数（右）を示す。寒冷前線近傍の四国付近において、FL170~250 で並の着氷を観測した。この時の GSM 着氷指数の予測は、全体的に MSM 着氷指数に比べて弱めの予測となっているが、観測された着氷を捕捉できている。

冬型降水時の着氷

図 4.3.8 と図 4.3.9 に 2016 年 1 月 24 日 06UTC のアジア太平洋地上天気図と可視画像を示す。日本付近は冬型の気圧配置となっており、九州北部から沖縄付近まで筋状の対流雲が見られる。また、レーダーでも対流雲に対応するエコーが観測されていた（図略）。図 4.3.10 に、図 4.3.9 と同じ日の 09UTC（上段）と 03UTC（下段）について、前後 1 時間 30 分以内に観測された着氷の実況と、2016 年 1 月 23 日 18UTC 初期値の GSM 着氷指数（左）と、MSM 着氷指数（右）を示す。また、それぞれの気温の予測値を赤線で示す。筋状の対流雲がかかっている沖縄付近の FL050 で強の着氷を、九州北部の FL130 で並の着氷を観測した。この時の着氷指数の予測は、GSM と MSM とともに FL050 の着氷は予測できているが、FL130 で観測された着氷は予測できていない。FL130 での気温の予測はともに -30°C 程度となっているが、図 4.3.1 で見たように、気温が -30°C 以下になると着氷の頻度は大きく下がる。統計手法を用いた場合、一般に頻度の低い現象の予測は過少となるため、現在の着氷指数の予測手法では -30°C 以下で予測が不十分となる場合が多いことに注意が必要である。

4.3.3 GSM 積乱雲頂高度予測の改良

(1) 計算手法

GSM 積乱雲頂高度予測は、MSM 積乱雲頂高度予測（工藤 2009）と同じように、パーセル法に基づく診断法で計算している。予測手順を以下に示す。

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。
2. その格子点で、地表から約 50 hPa 分の平均的な気塊を持ち上げ凝結高度 (LCL: Lifted Condensation Level) 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 (ΔT [K]) から、その対流雲が積乱雲であるかどうかを判別する。

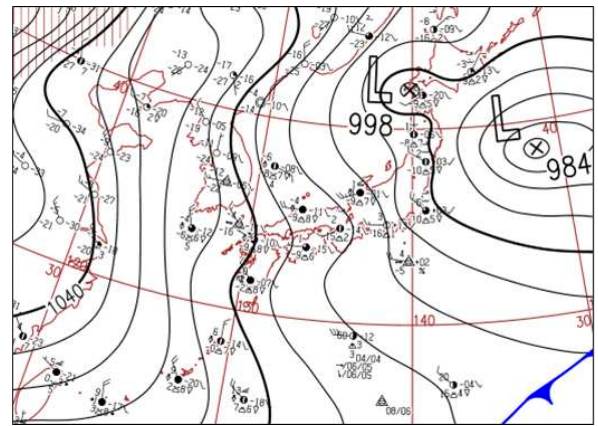


図 4.3.8 2016 年 1 月 24 日 06UTC のアジア太平洋地上天気図。日本周辺を拡大して表示。

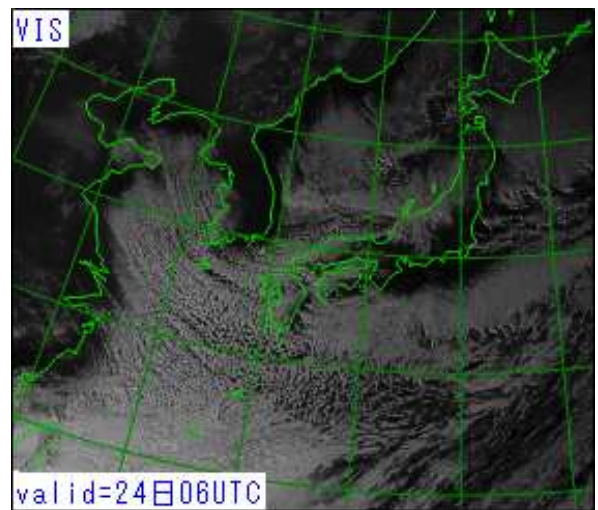


図 4.3.9 2016 年 1 月 24 日 06UTC の可視画像。

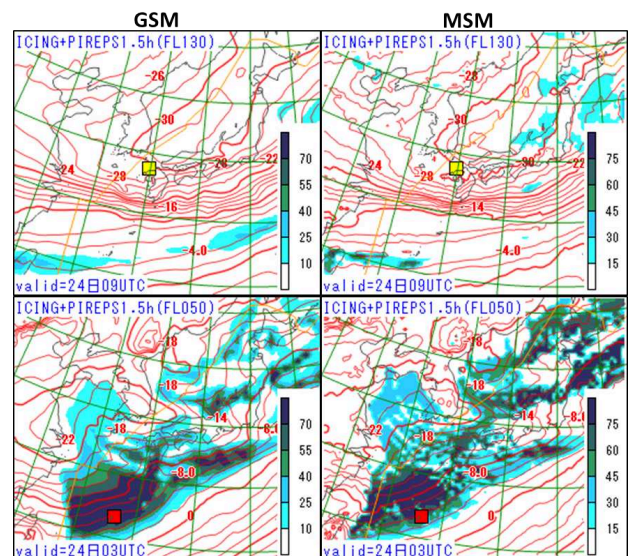


図 4.3.10 2016 年 1 月 23 日 18UTC 初期値の GSM 着氷指数（左）と、MSM 着氷指数（右）。上段が FT=15、下段が FT=9 で、それぞれ FL130、FL050 の予測値である。GSM 着氷指数は 10 以上、MSM 着氷指数は 15 以上から着色している。赤線は気温の予測を示す。図中の四角は対象時刻の前後 1 時間 30 分以内に観測された着氷の実況で、赤色が強、黄色が並の着氷を示す。

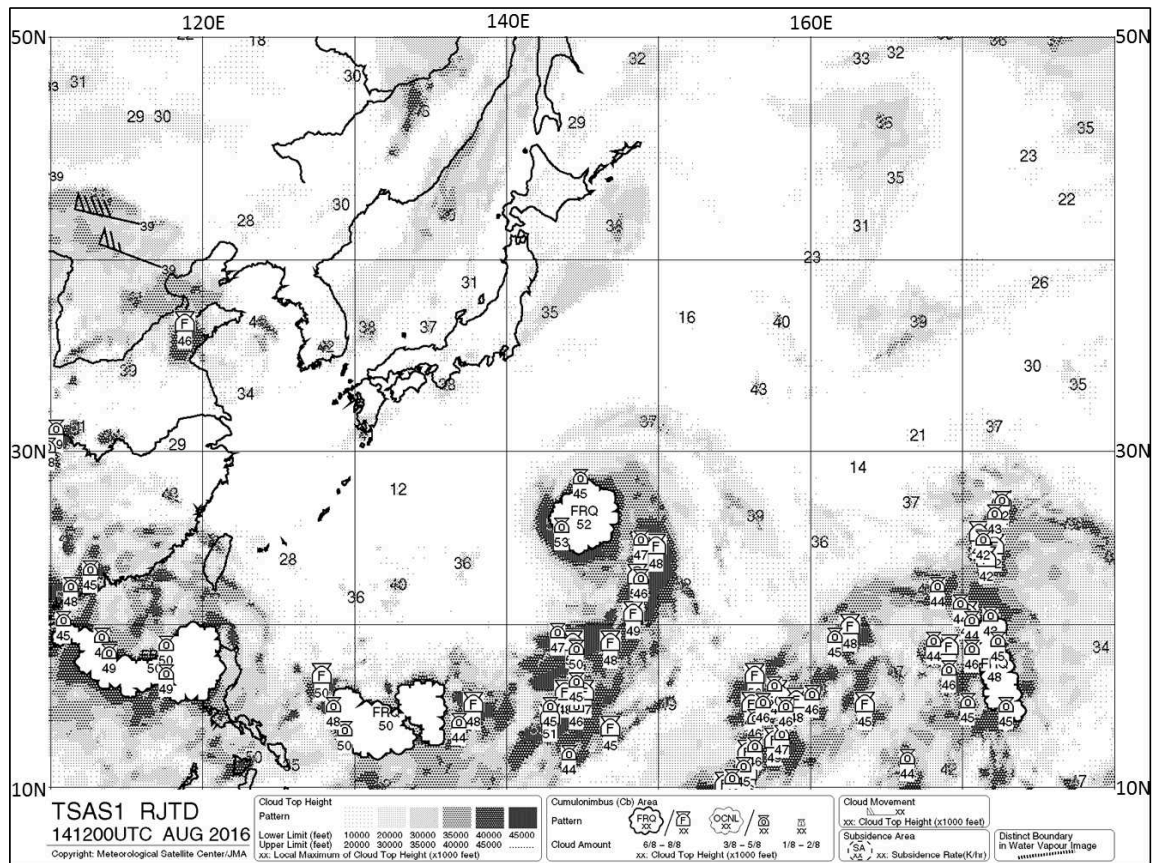


図 4.3.11 2016 年 8 月 14 日 12UTC の広域雲解析情報図 (TSAS1)。日本周辺を拡大して表示。

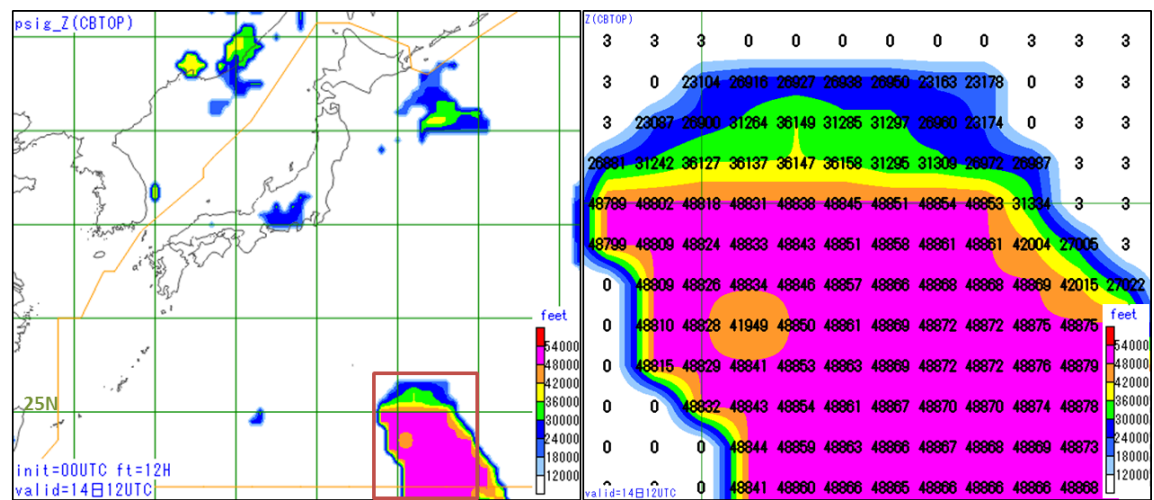


図 4.3.12 2016 年 8 月 14 日 00UTC 初期値の FT=12 における GSM 積乱雲頂高度予測。右図は左図の赤枠部分を拡大し、GSM 積乱雲頂高度予測の格子点値 [ft] を表示。

予測手順 3 で、LCL での気塊の仮温度に加える摂動項は、MSM で用いられている Kain-Fritsch スキーム (成田 2008) を参考に、上昇流の強さに応じた摂動項と、水蒸気に応じた摂動項を与えている。摂動の大きさは最適化係数と呼んでいるパラメータで調整しており、上昇流の強さに応じた摂動項の最適化係数を c_1 、水蒸気に応じた摂動項の最適化係数を c_2 とする (工藤 2009)。 c_1 と c_2 が大きいほど摂動項が大きくなるようにしているため、 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。

表 4.3.1 改良前の最適化係数 (c_1 , c_2)

緯度	25°N (S) より北 (南)	25°S - 25°N
c_1	0.60	1.00
c_2	0.75	1.25

なる。改良前は熱帯域 (25°S - 25°N) では $c_1 = 1.0$ で、25°N (S) より北 (南) では $c_1 = 0.6$ とし、 c_2 は全領域で c_1 の 1.25 倍としていた (表 4.3.1)。熱帯域で最適化係数が大きくなるように調整していたのは、熱帯域の方が雲頂高度が高くなりやすいためである。

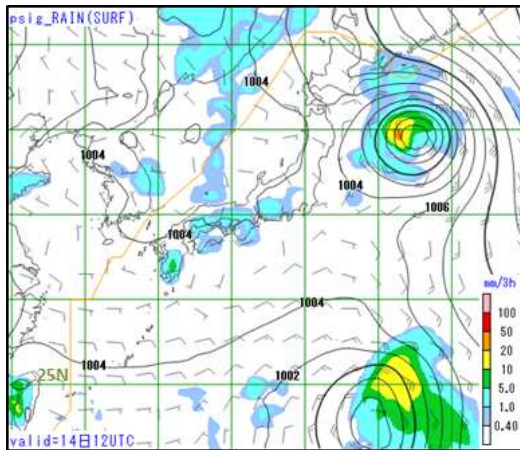


図 4.3.13 2016 年 8 月 14 日 00UTC 初期値の FT=12 における GSM の前 3 時間降水量、海面更正気圧、地上風の予測。

(2) 問題点

積乱雲頂高度予測の上限

積乱雲頂高度の予測手順 2~4 の判定には約 50 hPa 毎の気温の平均値を 1 層として計算に用いているが、地表から 15 層までしか計算を行っていなかったため、積乱雲頂高度の予測値が 50,000 ft を超えることはなかった。事例として、図 4.3.11 に 2016 年 8 月 14 日 12UTC の広域雲解析情報図 (TSAS1) を、図 4.3.12 に同じ時刻の GSM 積乱雲頂高度予測を示す。この時刻は日本の南の海上に台風第 7 号があり (中心位置: 25.1°N, 144.3°E)、TSAS1 では台風の中心付近で 52,000 ft の積乱雲が解析されていた。一方で、GSM 積乱雲頂高度予測を見ると、台風周辺の広い範囲で 48,000 ft 程度の予測はされているが、50,000 ft を超える予測はされていないことが分かる¹¹。

25°N (S) での積乱雲頂高度予測の不連続

最適化係数 c_1 と c_2 は、25°N (S) を境にして値を変えていることを述べたが、この影響で 25°N で積乱雲頂高度予測が不連続となる場合があった。先ほどの事例の積乱雲頂高度の予測 (図 4.3.12) を詳しく見ると、25°N より南では 48,000 ft 程度の予測だが、25°N より北では最大でも 36,000 ft 程度の予測しかされていない。これは TSAS1 で 25°N より北でも 52,000 ft と解析されていることや、図 4.3.13 の GSM の降水量予測が 25°N より北でも強い降水を予測していることと比べても、やや不自然な予測となっている。

積乱雲判定の予測頻度過大と 積乱雲頂高度予測の負バイアス

従来の予測手法による月毎の検証結果を図 4.3.14 に示す。実況には衛星観測による雲型判別と 積乱雲頂高

度を用いた。検証期間は 2015 年 7 月 7 日から 2016 年 6 月 30 日で、モデルは試験データを含む GSM1603 である。検証領域は日本付近 (25°N -45°N, 114°E -180°E) と熱帯付近 (0°N -25°N, 114°E -180°E) とした。最適化係数を 25°N を境にして値を変えているため、このような検証領域に分割している。積乱雲判定 (図上段) については、実況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予測の予測手順 5 で積乱雲と判定された場合を積乱雲あり、それ以外を積乱雲なしとして分割表 (付録 D.3.1) を作成し、エクイタブルスレットスコア (ETS) とバイアスコア (BI) を求めた。BI は日本付近と熱帯付近ともに 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。また、ETS についても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。積乱雲頂高度予測 (図下段) については、平均誤差 (ME) は 6,000~11,000 ft 程度の負バイアスがあり、二乗平均平方根誤差 (RMSE) も 8,000~14,000 ft 程度となっている。日本付近では積乱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り、積乱雲頂高度の低くなりやすい冬季にやや負バイアスが軽減している。

(3) 改良点

積乱雲頂高度予測の上限

従来は、地表から約 50 hPa 毎に最大 15 層まで気温の平均値を求めていたが、層の取り方を変更し、200 hPa より下層は約 50 hPa 毎に、200 hPa より上層では約 30 hPa 毎に平均を取り、合計で最大 18 層まで計算するようにした。これにより、積乱雲頂高度の予測は 60,000 ft 程度まで計算できるようになった。単純に約 50 hPa 毎に最大 16 層まで計算するようにしなかったのは、15 層目と 16 層目の差が 12,000 ft とかなり大きくなってしまったためである。上層を約 30 hPa 毎に細かくすることで、層毎の高度差が最大でも 6,000 ft となる。

25°N (S) での積乱雲頂高度予測の不連続

従来は、25°N (S) で最適化係数 c_1 と c_2 を変更していたが、領域での層別化を止めて、-10 °C 面高度で最適化係数を層別化するように変更した (表 4.3.2)。-10 °C 面高度が 4 km 以下、4-6 km、6 km 以上の 3 つに層別化し、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、 c_2 についてはこれまでと同様に c_1 の 1.25 倍とした。この変更により、25°N (S) を境にした不連続は解消された。また、層別化を 3 つにしたことで最適化係数の層毎の差が改良前よりも小さくなったため、-10 °C 面高度が 4 km と 6 km での不連続についてはあまり目立たないことも確認している。

図 4.3.15 に上限を 18 層まで計算するようにし、最適化係数の層別化を変更した GSM 積乱雲頂高度予測の

¹¹ ただし、現在の航空機は 40,000 ft を超えて飛行することはほとんどないので、48,000 ft 程度の予測でも大きな問題はない。

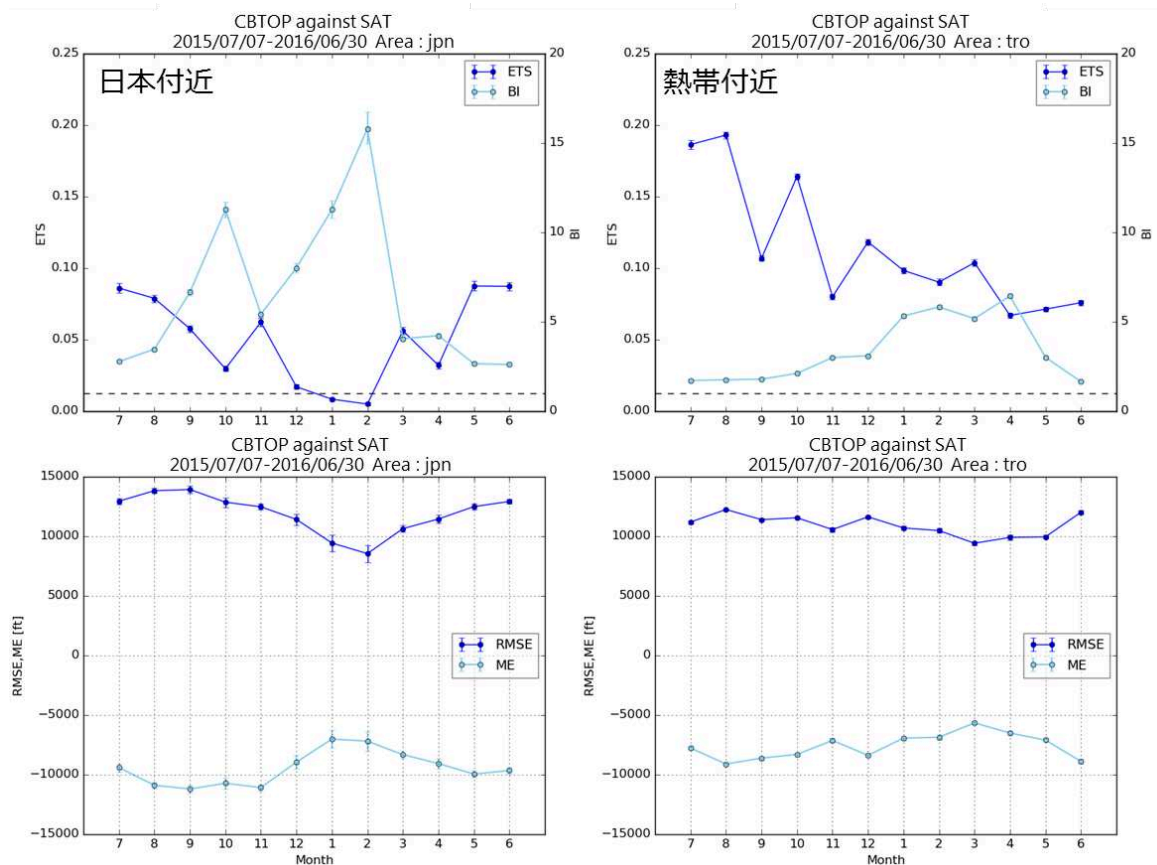


図 4.3.14 2015 年 7 月 7 日から 2016 年 6 月 30 日までの積乱雲頂高度予測の月毎の検証結果。上段が衛星観測の雲型判別を実況とした積乱雲判定予測の ETS(青色実線、左軸) と BI(水色実線、右軸)、下段が衛星観測の積乱雲頂高度を実況とした積乱雲頂高度予測の RMSE(青色実線) と ME(水色実線)。上段の黒点線は BI=1 を示す。左が日本付近 (25°N -45°N, 114°E -180°E)、右が熱帯付近 (0°N -25°N, 114°E -180°E) の検証結果。エラーバーはブートストラップ法による 95%信頼区間を示す。

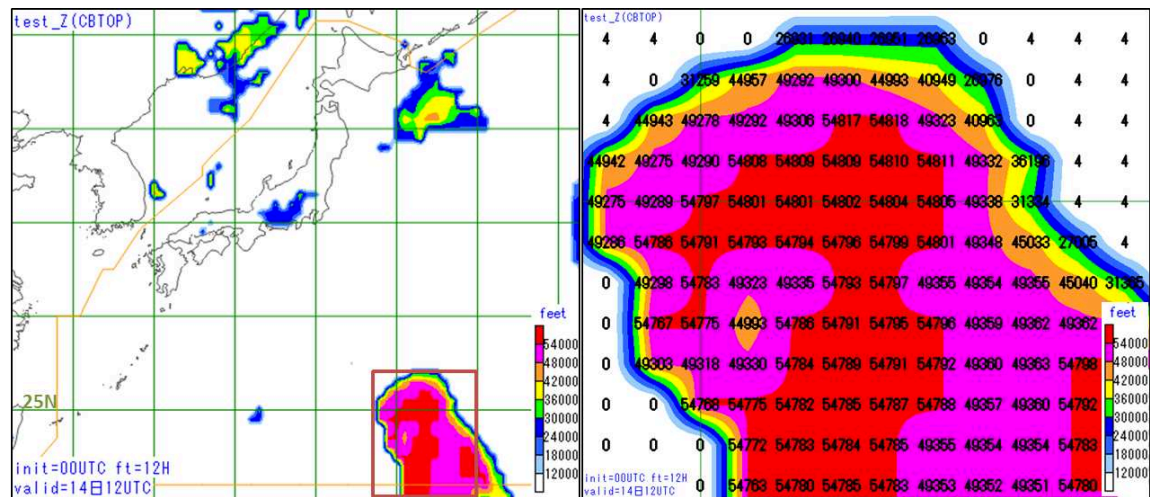


図 4.3.15 図 4.3.12 と同じ。ただし、上限を 18 層に変更し最適化係数の層別化を変更して計算した GSM 積乱雲頂高度予測。

結果を示す。改良前は 49,000 ft 以下しか予測されていなかったが、改良後は 54,000 ft まで計算されており、TSAS1 の解析値に近づいていることが分かる。また、25°N での予測の不連続も解消していることが分かる。

表 4.3.2 改良後の最適化係数 (c_1 , c_2)

-10 °C 面高度	4 km 以下	4-6 km	6 km 以上
c_1	0.700	0.80	1.100
c_2	0.875	1.0	1.375

表 4.3.3 改良前の対流雲・積乱雲判定条件

前 3 時間降水量	≥0.3 mm
ΔT	≥25 K

表 4.3.4 改良後の対流雲・積乱雲判定条件

-10 °C 面高度	4 km 以下	4-6 km	6 km 以上
前 3 時間降水量	≥0.8 mm	≥1.2 mm	≥1.4 mm
SSI(925-700 hPa)	≤1.2		
ΔT	≥26 K	≥28 K	≥30 K

積乱雲判定の予測頻度過大と積乱雲頂高度予測の負バイアス

熱帯域の -10 °C 面高度は概ね 6 km 以上となり、中緯度域では概ね 6 km 以下となる。それぞれの領域に対応する最適化係数の値は、表 4.3.1 と表 4.3.2 の比較から分かる通り、変更前と比べて大きくなるようにした。この変更により、積乱雲頂高度予測は変更前より高めになり、予測の負バイアスは軽減した。また、積乱雲頂高度予測の上限を 18 層までに変更したことも、予測の負バイアス軽減につながった。

しかし、最適化係数を大きくすると積乱雲と判定されやすくなるので、予測頻度は増えることになる。元々予測頻度は過大だったため、予測頻度を減らす改良を新たに加える必要がある。そこで予測手順 1 について、従来はモデルの前 3 時間降水量が 0.3 mm 以上の場合に対流雲が発生する可能性があるとして判定していたが、-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ように変更した。また、ショワルター安定指数 (SSI, 925-700 hPa) による判定も新たに追加し、SSI が 1.2 以下の時に対流雲が発生すると判定するようにした。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、SSI (925-700 hPa) を用いることにした。これらの変更により、従来よりも大気の状態が不安定になる時に対流雲が発生すると判定されるようになった。次に、予測手順 5 について、従来は ΔT が 25 K 以上の場合に積乱雲と判定していたが、-10 °C 面高度が 4 km 以下では 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ように変更した。この変更により、従来よりも対流雲が発達する場合に積乱雲と判定されるようになった。

改良前と改良後の対流雲・積乱雲判定条件を表 4.3.3 と表 4.3.4 に示す。

(4) 検証結果

改良後の検証結果を図 4.3.16 に示す。検証期間は最適化係数等の調整を行った期間とは独立な 2016 年 7 月

1 日から 2017 年 5 月 25 日とし、モデルは GSM1603 である。積乱雲判定の BI を見ると、改良前は日本付近と熱帯付近ともに 1 より大きく、予測頻度が過大となっているが、改良後は日本付近と熱帯付近ともに 1 に近づいており、予測頻度過大傾向が軽減されている。また、ETS についても改良後の方が全ての月で精度が向上しているのが分かる。積乱雲頂高度予測は、改良前は 6,000~11,000 ft 程度の負バイアスがあり、RMSE も 8,000~14,000 ft 程度となっていたが、改良後は日本付近と熱帯付近ともに 3,000~7,000 ft 程度の負バイアスに軽減されており、RMSE も 7,000~11,000 ft 程度まで誤差が縮小している。さらに改良前は日本付近で夏季に負バイアスが大きく、冬季に負バイアスが小さくなるという季節変動があったが、改良後は季節によらず概ね同じほどのバイアスとなっている。これは -10 °C 面高度で層別化することにより、季節変動に対応した予測ができるようになったためである。

GSM1705 での検証結果

GSM のモデル更新に伴う影響を見るため、GSM1705 を用いた積乱雲頂高度予測の検証結果を図 4.3.17 に示す。検証期間は 2015 年 7 月 7 日から 2016 年 3 月 11 日である。積乱雲判別については、日本付近、熱帯付近ともにあまり変化はないが、積乱雲頂高度予測については、GSM1705 で負バイアスがやや軽減し、RMSE もやや減少していることが分かる。ただし、改善した理由ははっきりとは分かっていない。

(5) 予測事例

台風と低気圧に伴う積乱雲の予測

2016 年 9 月 2 日 06UTC のアジア太平洋地上天気図を図 4.3.18 に示す。九州の南海上に台風第 12 号があり、マリアナ諸島周辺には低気圧が解析されている。同じ時刻の TSAS1 を図 4.3.19 に示す。台風を中心付近では 49,000 ft の積乱雲を解析しており、九州の西海上では 42,000 ft の積乱雲を解析している（図青枠）。また、マリアナ諸島周辺の低気圧近傍でも 45,000 ft 前後の積乱雲が解析されている（図赤枠）。2 日 00UTC 初期値の FT=6 における GSM 積乱雲頂高度予測を図 4.3.20 に示す。青枠で囲んだ領域に着目すると、改良前の予測 (CNTL) では台風を中心付近で 36,000 ft 程度の予測だが、改良後の予測 (TEST) では 48,000 ft 以上の予測となっており、解析値に近くなっている。九州西海上の積乱雲については、CNTL で 42,000 ft 以下だった予測が、TEST で 48,000 ft 以上となり、解析値に比べるとやや高い。しかし、予測領域は CNTL がやや広めに出ているのに対して、TEST では解析に近い領域での予測となっている。次に赤枠の領域に着目すると、雲頂高度の予測は CNTL と TEST であまり変わらないが、予測領域は TEST の方が狭くなっている。TEST の方が TSAS1 の解析に近くなっており、積乱雲判定の精度が上がっていることが分かる。

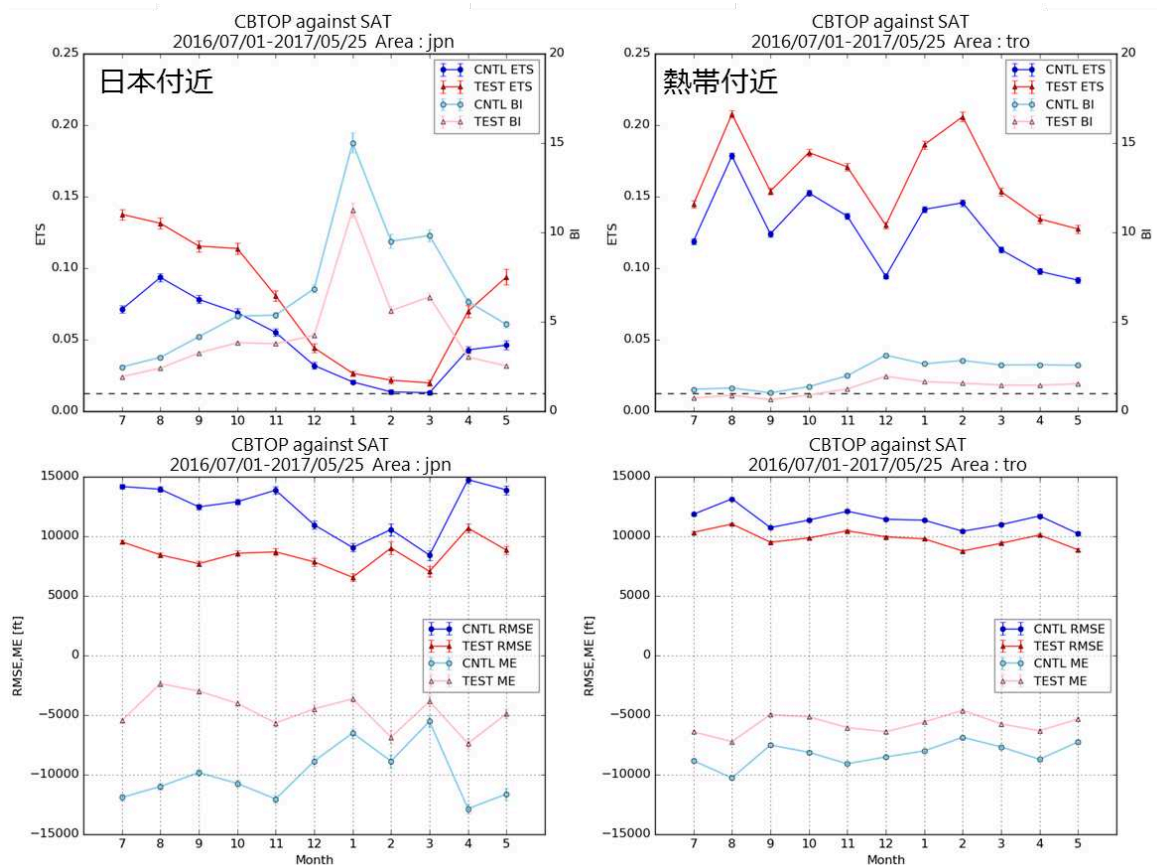


図 4.3.16 図 4.3.14 と同じ。ただし、検証期間は 2016 年 7 月 1 日から 2017 年 5 月 25 日で、青と水色線が改良前 (CNTL)、赤と桃色線が改良後 (TEST) の検証結果。

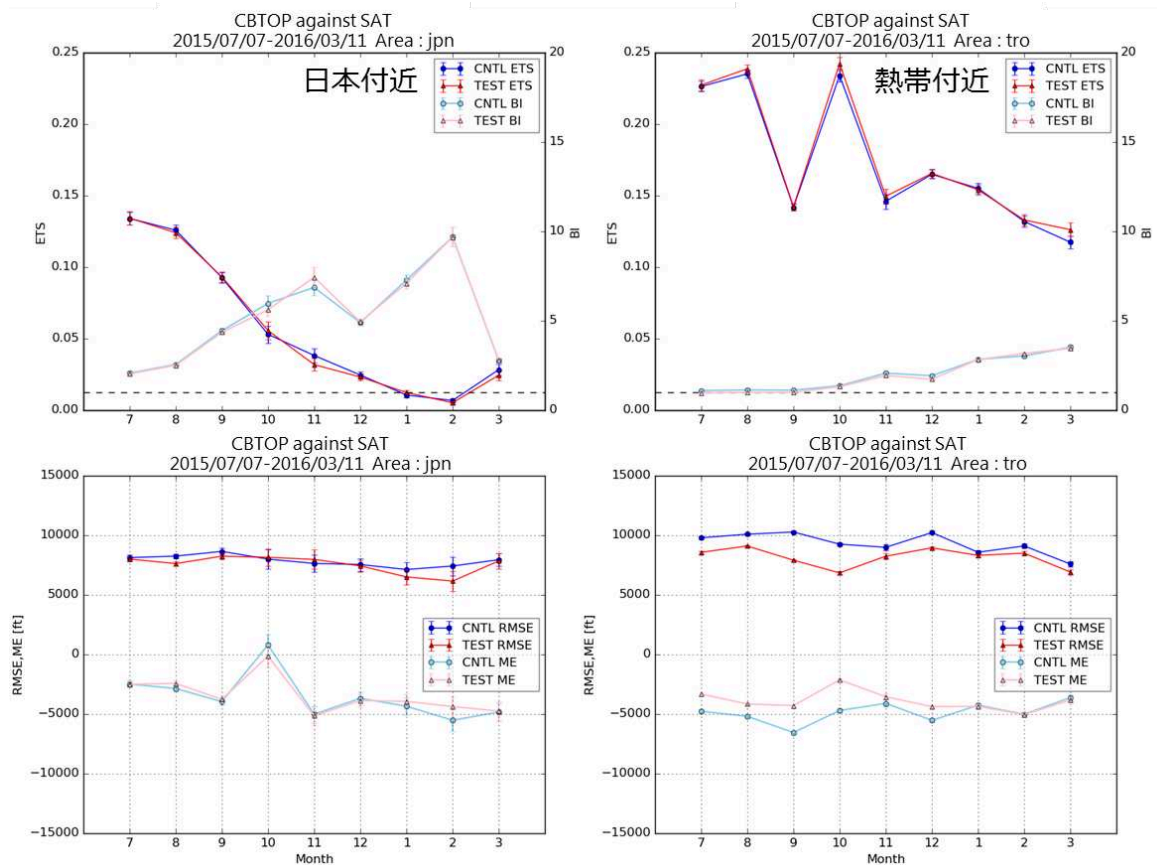


図 4.3.17 図 4.3.14 と同じ。ただし、検証期間は 2015 年 7 月 7 日から 2016 年 3 月 11 日で、青と水色線が GSM1603 (CNTL)、赤と桃色線が GSM1705 (TEST) の検証結果。

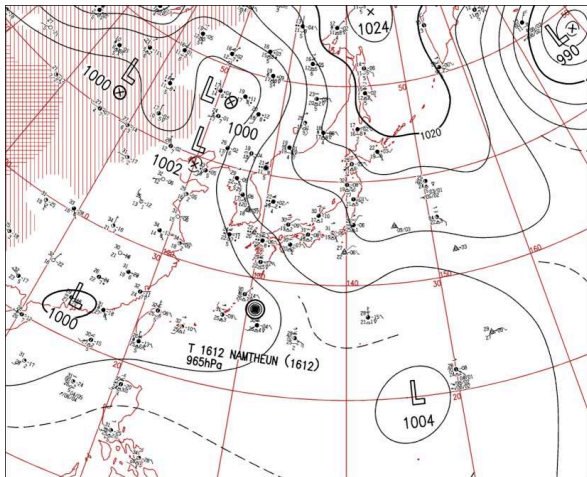


図 4.3.18 2016 年 9 月 2 日 06UTC のアジア太平洋地上天気図。日本周辺を拡大して表示。

4.3.4 まとめと今後の課題

2017 年 5 月 25 日 00UTC 初期値より、GSM 着氷指数の作成を開始し、同時に GSM 積乱雲頂高度予測の改良を行った。GSM 着氷指数については、MSM 着氷指数と比べて値が小さめに予測されるものの、並以上の着氷の目安として、10 以上を閾値とすると、概ね MSM 着氷指数と同じ精度で予測することができる。GSM 積乱雲頂高度予測については、従来は 50,000 ft を超える予測はできなかったが、層の取り方の変更に より 60,000 ft 程度まで予測ができるようになった。さらに、25°N (S) で予測が不連続となる場合があったが、層別化の変更に より 解消した。また、予測頻度過大傾向や、雲頂高度予測の負バイアスについても最適化係数の調整等により軽減することができた。

今後の課題としては、GSM 着氷指数については、冬型降水時の着氷の予測事例で見たように、 -30°C 付近の低温時での予測精度向上が挙げられる。また、第 4.3.2 項 (1) の脚注で述べた、 -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ターゲットにした現在の着氷指数では予測が困難であるので、今後 ICI について調査を行い予測手法の確立に努めたい。GSM 積乱雲頂高度予測については、予測頻度過大や雲頂高度予測の負バイアスは軽減したものの、依然として日本付近での予測頻度過大傾向と日本や熱帯付近での雲頂高度予測の負バイアスは残っているため、今後も継続して改良に取り組む必要がある。

参考文献

- 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.
- 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, 11–18.
- 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, 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 号, 1–8.

中山章, 1996: 最新航空気象. 東京堂出版, 73–87.

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.

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.

米原仁, 2014: 変更の概要. 平成 26 年度数値予報研修 テキスト, 気象庁予報部, 1–3.

米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の 概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予 報部, 1–3.

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.

FAA, 2015: PIREPs Relating to Airframe Icing. *Aeronautical Information Manual, Federal Aviation Administration*, 7–1–40.

Mason, J., 2007: Engine Power Loss in Ice Crystal Conditions. *Boeing Aero fourth quarter*, 12–17.

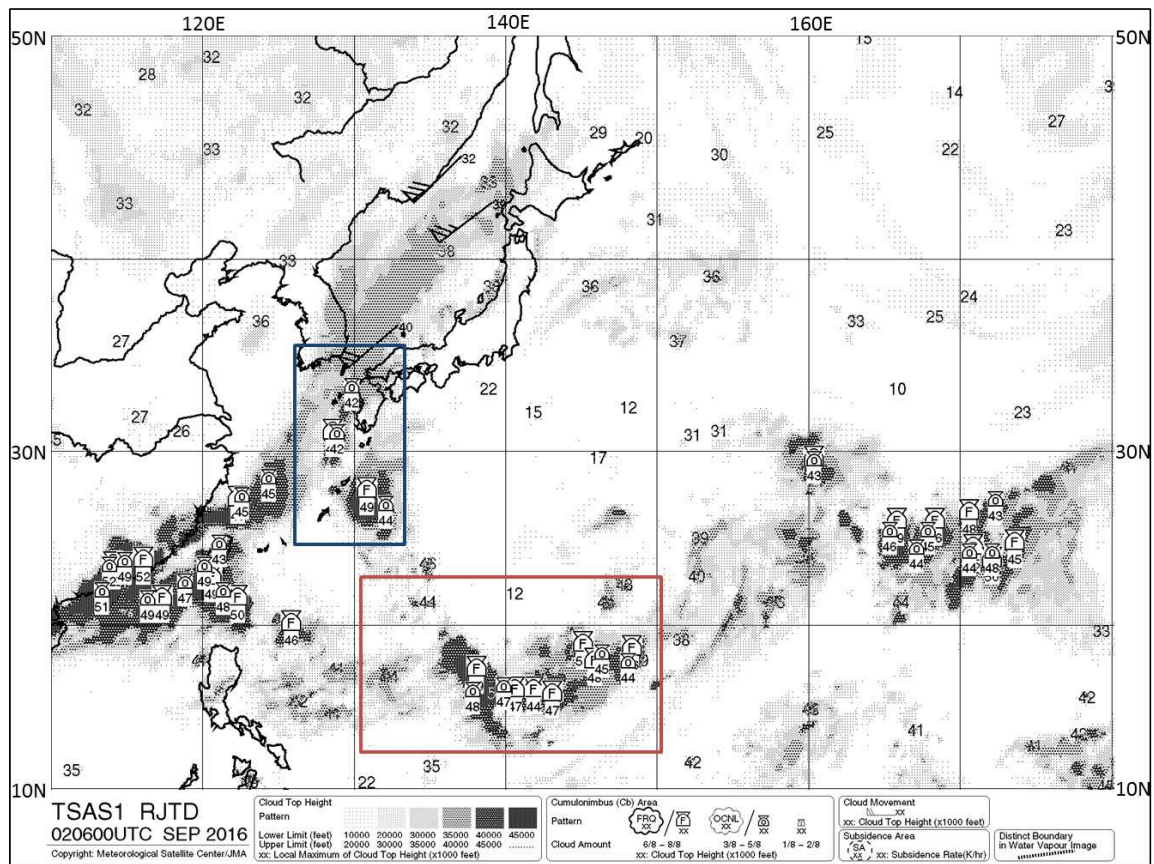


図 4.3.19 2016 年 9 月 2 日 06UTC の TSAS1。日本周辺を拡大し、青枠と赤枠を加筆。

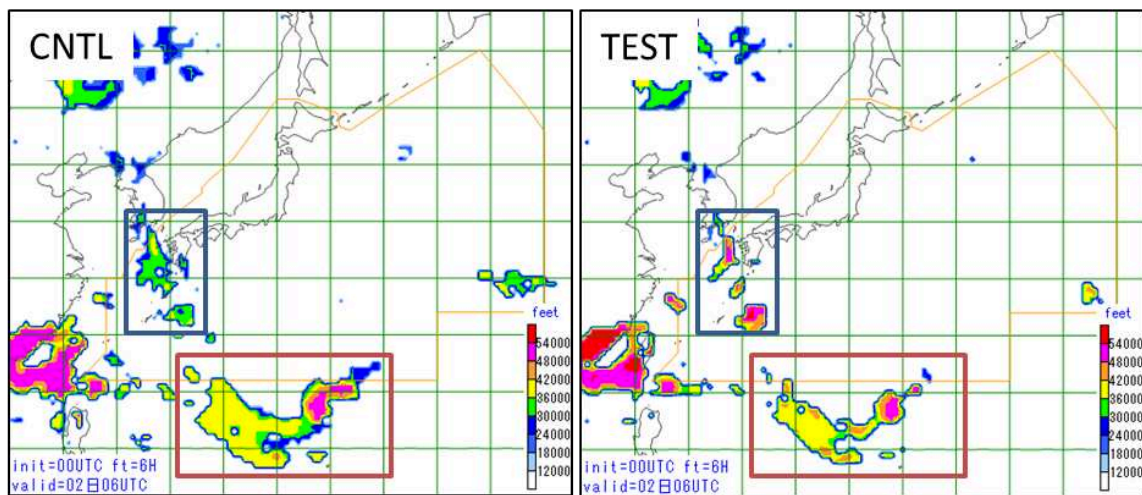


図 4.3.20 2016 年 9 月 2 日 00UTC 初期値の FT=6 における GSM 積乱雲頂高度予測。左図が改良前の予測 (CNTL)、右図が改良後の予測 (TEST)。青枠と赤枠は図 4.3.19 と同じ領域を示す。