

## 第3章 アプリケーション

### 3.1 降水ガイダンスの改良<sup>1</sup>

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

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

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

#### 3.1.1 平均降水量ガイダンスの改良

##### (1) 概要

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

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

##### (2) 係数の層別化の方法の変更

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

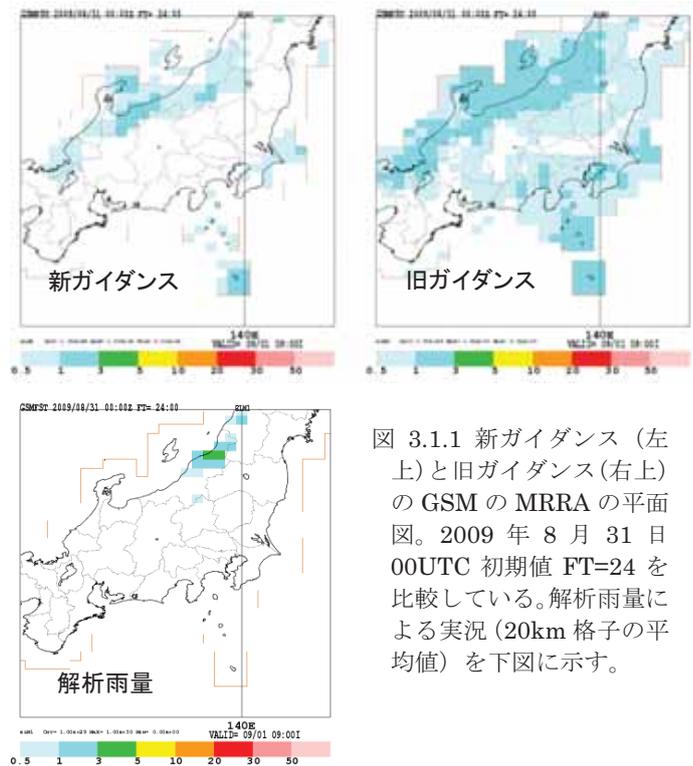


図 3.1.1 新ガイダンス（左上）と旧ガイダンス（右上）の GSM の MRR3 の平面図。2009 年 8 月 31 日 00UTC 初期値 FT=24 を比較している。解析雨量による実況（20km 格子の平均値）を下図に示す。

##### (3) 係数の更新条件の変更

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

##### (4) 頻度バイアス補正の閾値の変更

MRR3には強い降水の予想頻度が小さいバイアスがあり、1996年に降水ガイダンスが逐次学習

<sup>1</sup> 3.1.1 小泉 友延 3.1.2 蟻坂 隼史

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

### (a) 頻度バイアス補正の仕組み

頻度バイアス補正は、MRR3に補正係数を乗じて降水量を補正する手法である。降水量を適当な閾値でいくつかの階級に区分けし、それぞれの階級の閾値で観測数と予想数が等しくなる（バイアススコアが1になる）補正係数を求めている。具体例を図3.1.2に示す。この例では200回の予想に対して1mm以下の観測（階級Ⅰ）が100回、1～10mm（階級Ⅱ）が60回、10mm以上（階級Ⅲ）が40回となっている。これに対して各階級の予想頻度が100回、60回、40回となるように予想値の閾値を求める。この閾値がそれぞれ2mm、5mmであれば階級Ⅱにおける補正係数は0.5と2の間の内挿値を与える。

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

### (b) 閾値の変更

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

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

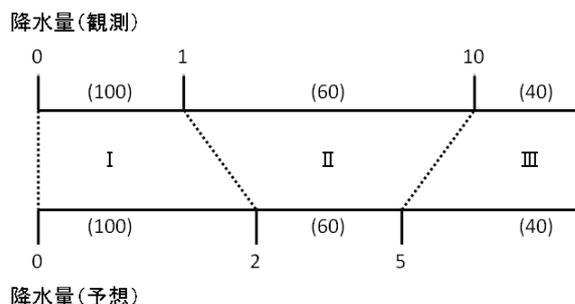


図 3.1.2 頻度バイアス補正の例。上段は観測値の閾値、下段は予想値の閾値である。観測値をⅠ、Ⅱ、Ⅲの3つに区分けし、予想値の閾値は観測値の頻度に合わせて決定される。

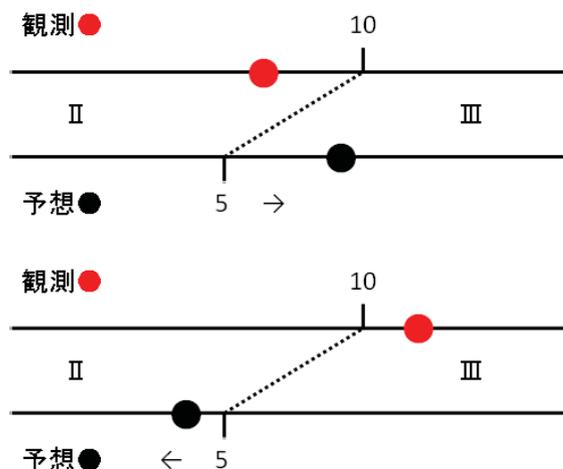


図 3.1.3 頻度バイアス補正の閾値更新の例。観測と予想が同じ階級になる場合は予想の閾値は適切なので更新されないが、観測と予想が異なる階級になった場合は閾値が更新される。上段の例では予想の閾値が小さすぎたために予想が階級Ⅲとなっているので、閾値は大きくなるように調整される。下段は逆の例で予想の閾値は小さくなるように調整される。

## (5) GSM平均降水量ガイダンスの特性の変化

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

### (a) 検証方法

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

### (b) 降水の日変化の再現性の向上

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

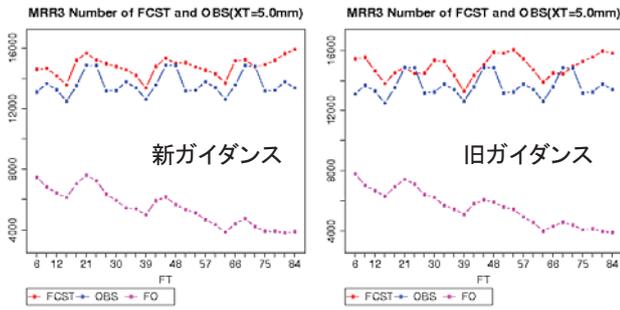


図 3.1.4 新ガイドンス (左) と旧ガイドンス (右) の MRR3 $\geq$ 5mm/3h の FT 別の出現頻度の時系列図。赤が MRR3、青が解析雨量、ピンクは MRR3 と解析雨量がともに 5mm/3h 以上となった事例数。

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

### (c) 弱い降水の精度が向上

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

### (d) MRR3 $\geq$ 20mm/3h の予想頻度が過多

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

## (6) 利用上の注意点

### (a) 大規模な現象による降水の予想

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

### (b) 不安定降水などの予想

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

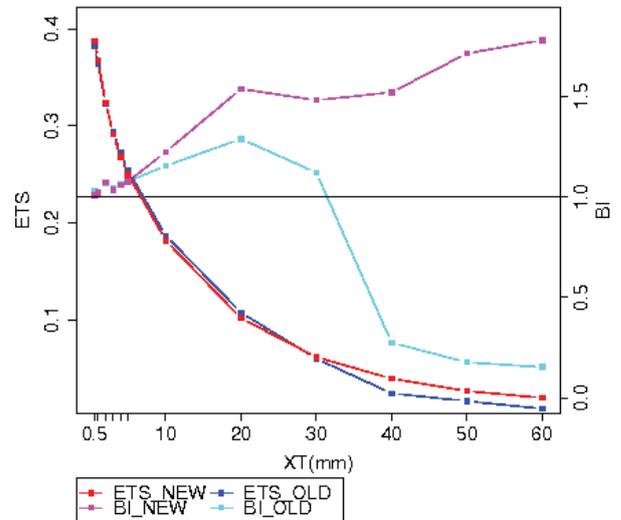


図 3.1.5 MRR3 の閾値別の ETS、BI のグラフ。赤系統は新ガイドンス、青系統は旧ガイドンスのグラフ。10mm/3h 未満の閾値は、0.5, 1, 2, 3, 4, 5mm/3h で検証している。

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

## 参考文献

- 安藤昭芳, 2007: 降水確率、平均降水量、最大降水量ガイドンス。平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 50-59.
- 小泉友延, 2009: 平均降水量、降水確率ガイドンス。平成 21 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44.
- 藤田司, 1996: 降水ガイドンスの統計的検証。平成 8 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 34-40.

### 3.1.2 最大降水量ガイダンス

#### (1) はじめに

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

#### (2) 改良事項

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

MAXPはニューラルネットワークを用い、20km格子内に含まれる1kmメッシュ解析雨量の最大降水量と平均降水量をその格子の実況とみなし、最大降水量と平均降水量の比を目的変数としている。また、逐次学習はしない。ニューラルネットワークの係数最適化では、説明変数の平均降水量ガイダンス（以下、MRR）を実況の平均降水量に置き換える。これはMAXPが防災気象情報として重要な強雨を最終的な予測対象としており、その発生頻度が稀であることによる。このような対象を安定して予測するためには長期間のサンプルデータが必要となるが、特性の変化しうる数値予報モデルやそれに依存したMRRでは均質な統計関係を得ることが難しい。説明変数の中でも特に寄与の大きいMRRを実況の平均降水量に置き換えることで、数値予報モデルへの依存性を軽減した統計関係を得ることが期待できる。この結果、MRRの予測精度の向上がMAXPの予測精度の向上に反映される。

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

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

1. 初期係数をYSS2慣熟運用時の係数とし、層別化された各層ごとに以下の処理を行う。ただし、層に該当するサンプルデータが少ない場合は初期係数のままとする。
  2. 統計期間中のサンプルデータのうち3分の2を学習データとし、提示順序は時間的にランダムとする。残りの3分の1を評価データとする。
  3. 2.で作成した学習データで20回重複学習を行う。各回終了時の係数で評価データの誤差二乗和（ニューラルネットワークの誤差評価関数、MSE）を求める。学習回数0から20のうち、最小のMSEをとる回の係数を新たな係数として採用する。
  4. 2.、3.の処理を繰り返す。
- 1.の理由は、統計期間が短くサンプルデータが少ない場合には、疑似乱数を初期係数とすると安定した予測が期待できないため、である。2.のデータを分割する理由は、学習データに対するオーバーフィッティングを防ぐため、ランダムに提示する理由は時系列学習による影響を回避するため、である。3.の20回重複学習の理由は、学習初期において必ずしも評価データのMSEを減少させるような学習がなされないため、0回を含める理由は、オーバーフィッティングを回避するためである。4.の理由は、短い統計期間中でサンプルデータを最大限有効に使うため、である。

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

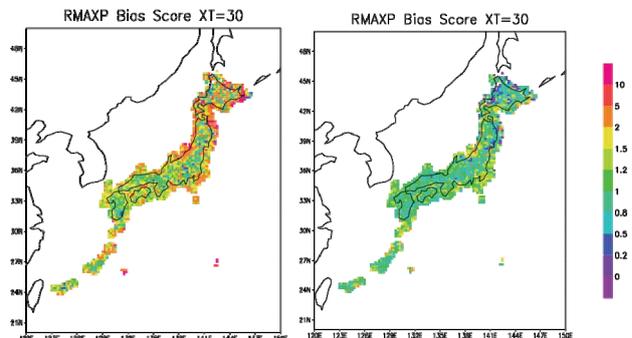


図 3.1.6 改良前後の MAXP3、BI の空間分布の一例  
左：改良前、右：改良後。暖色：BI 大、寒色：BI 小。  
閾値：30mm/3h。検証期間：2009/06~2009/08。  
改良前は全体的に過大であり、特に海岸部で BI が大きい。改良後はほとんどの格子で 1 前後となっている。

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

### (3) 予測特性・精度

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

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

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

続いてGSM-MAXPについてみていく（図3.1.7右）。MAXP1について、BIは1よりやや大きく、ETSは閾値20mm/hで0.1を下回る。MAXP3について、BIは閾値100mm/3hまでおよそ1、ETSは閾値40mm/3hで0.1を下回る。MAXP24について、BIは閾値100mm/24hまで1をやや下回り、以降、閾値に比例して上昇する。ETSは100mm/24hでも0.2を超えて

いる。BIは閾値300mm/24hで1.5と予測頻度過多が目立つが、ETSは0.1を超えている。MAXP24はMAXP1、MAXP3に比べて精度が高いといえる。いずれの対象要素も、予測頻度は実況と同程度であるが、その精度は不十分であることが分かる。

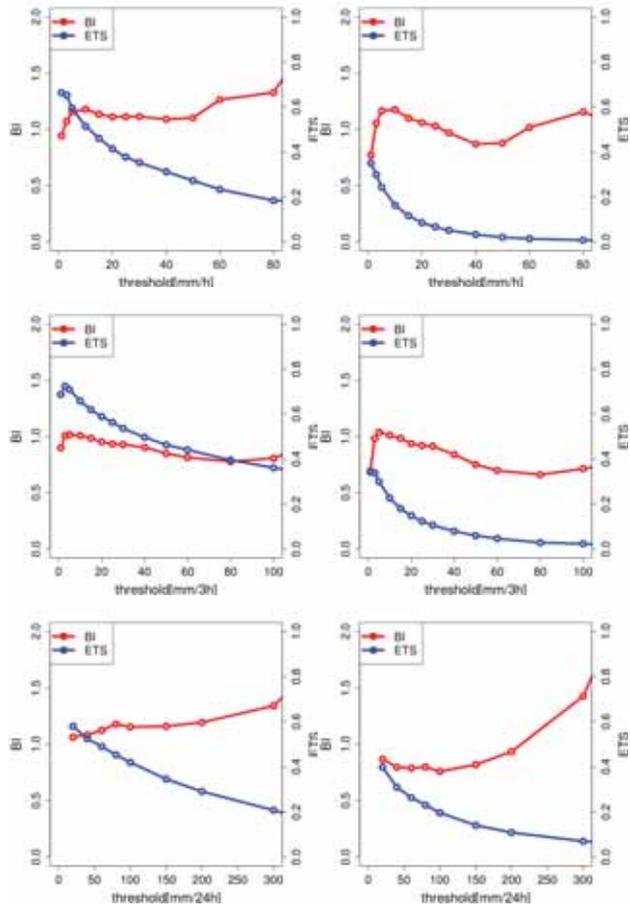


図 3.1.7 GSM-MAXP の閾値別 BI (赤線)・ETS (青線)  
上段: MAXP1、中段: MAXP3、下段: MAXP24  
左: 解析雨量を用いた予測、右: MRR を用いた予測

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

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

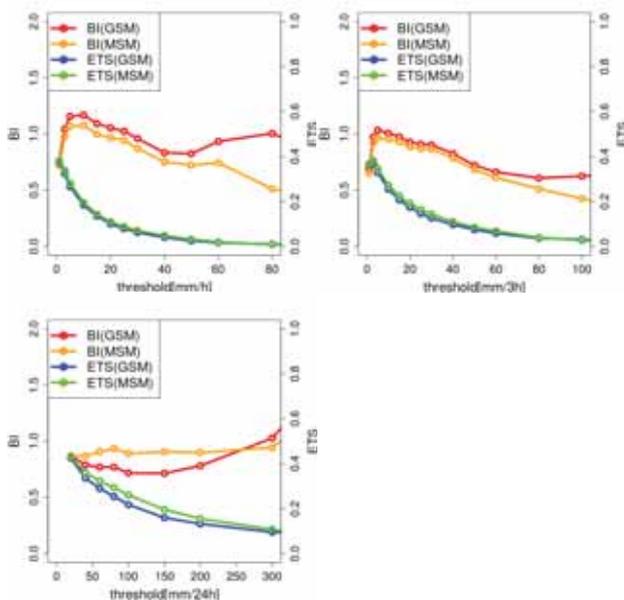


図 3.1.8 GSM・MSM-MAXP の比較、閾値別 BI・ETS  
 左上: MAXP1、右上: MAXP3、左下: MAXP24  
 赤: BI (GSM)、青: ETS (GSM)  
 橙: BI (MSM)、緑: ETS (MSM)

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

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

#### (4) 利用上の注意点

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

また、従来のMAXPでは二次細分区域内の最大降水量を予測対象としており、その説明変数となる平均降水量も領域内で平均したものをしていた。この処理には、領域内でMRRの空間的なばらつきを相殺し、強い降水量を予測しにくい一方で飛びぬけた値も予測しにくい、という効果があったと考えられる。格子形式となった現在、この空間的な平均化を

していないため、平均化される前の情報を得ることができるようになった。ただし、MRRの予測特性が変化しているため、二次細分区域内の格子値から二次細分区域内の最大降水量を算出し、従来通り利用することは適当でないと思われる。格子形式となった利点を生かし、空間的なばらつきも考慮して利用してほしい。

#### (5) 今後の課題

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

#### 参考文献

- 小泉友延, 2009: 最大降水量ガイダンス. 平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 21-26
- 海老原智, 2002: 最大降水量ガイダンス. 平成14年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 35-39.

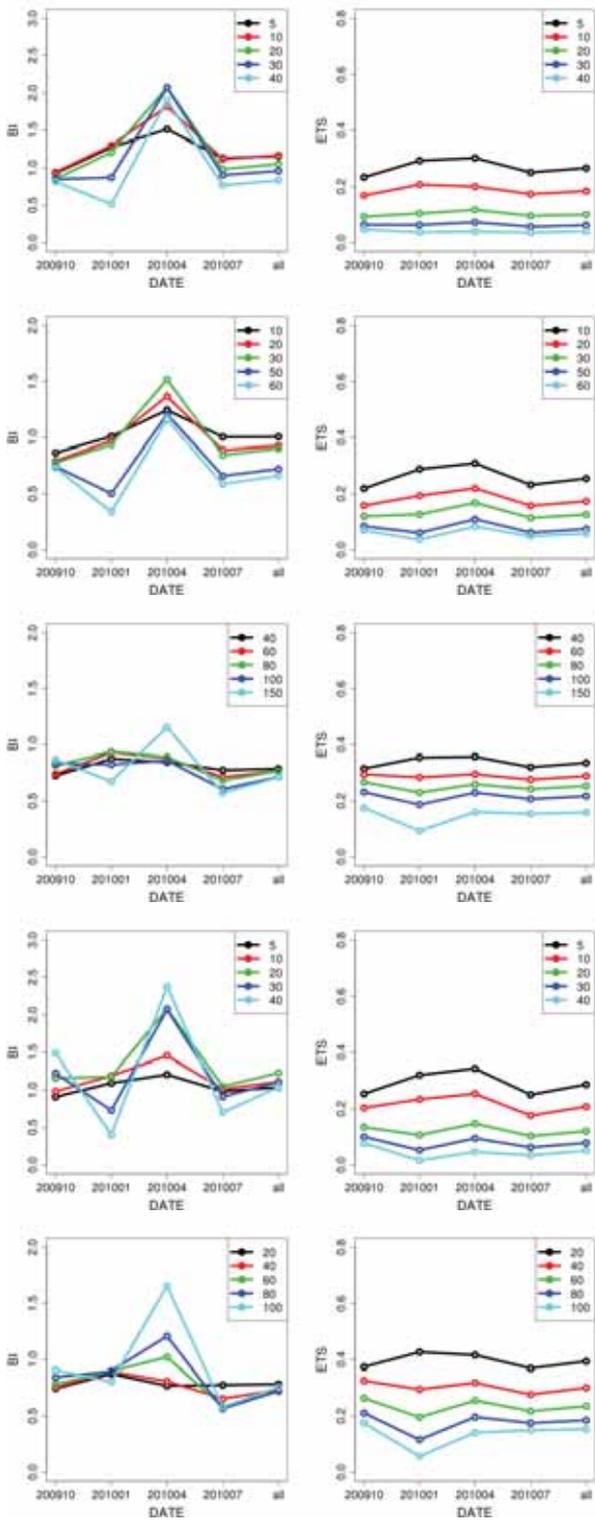


図 3.1.9 GSM-MAXP・MRR の BI・ETS 時系列  
 1 段: MAXP1、2 段: MAXP3、3 段: MAXP24、  
 4 段: MRR3、5 段: MRR24、左: BI、右: ETS  
 凡例は閾値、前 3 カ月(all は期間全体)の BI、ETS

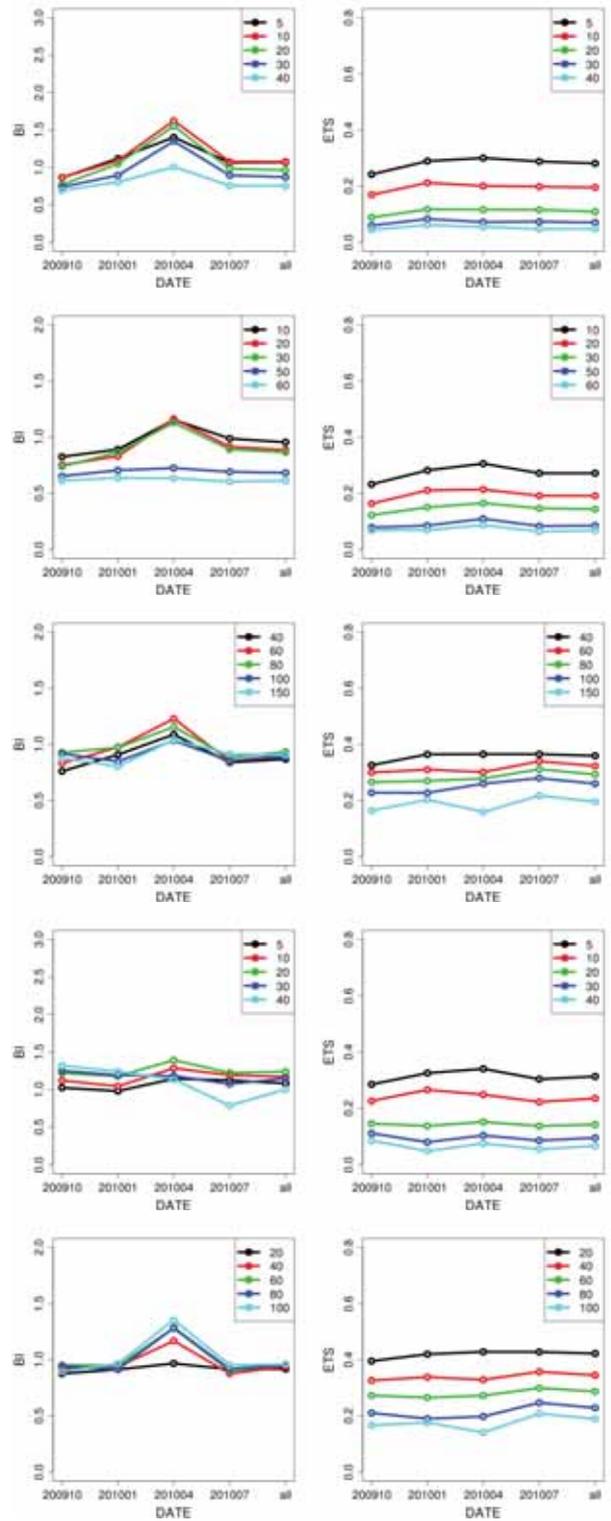


図 3.1.10 図 3.1.9 に同じ。ただし、MSM。

### 3.2 降雪ガイダンスの改良と利用<sup>1</sup>

#### 3.2.1 はじめに

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

#### 3.2.2 格子形式気温ガイダンス

##### (1) モデル地上気温の補正量を各格子に配置する方法に変更

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

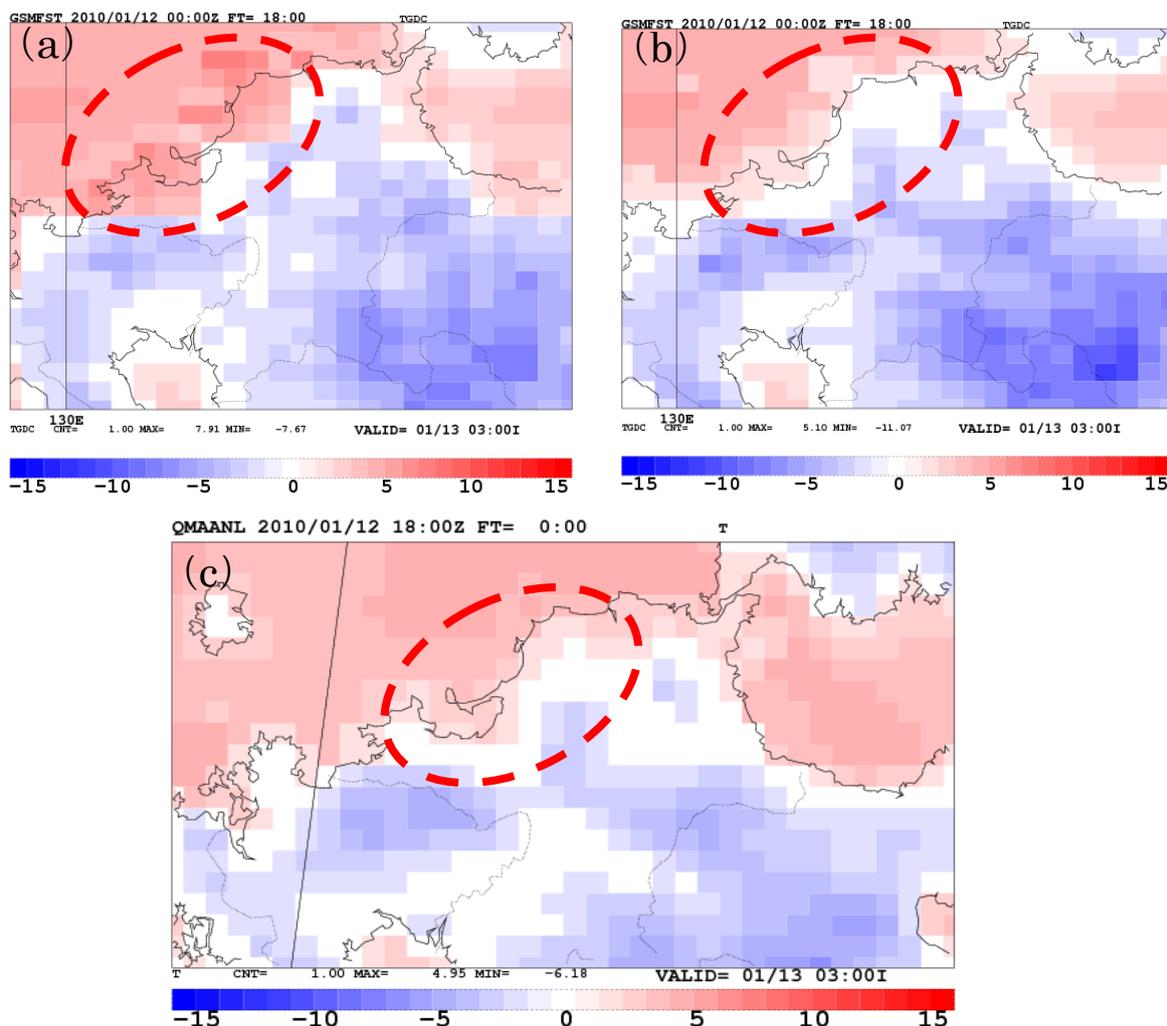


図3.2.1 2010年1月13日3時JSTにおけるGSM格子形式気温ガイダンスの予測値及び解析値。単位(°C)。(a) 2010年1月12日00UTC初期値における18時間予報値。係数を配置する方法(ルーチン)。(b) モデル地上気温の補正量を配置する方法(テスト)。(c) 毎時大気解析(気温)。

<sup>1</sup> 古市 豊

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

まず、地点毎にカルマンフィルターを用いてモデ

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

## (2) 気温減率を固定値(5.0K/km)からモデル予報値に変更

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

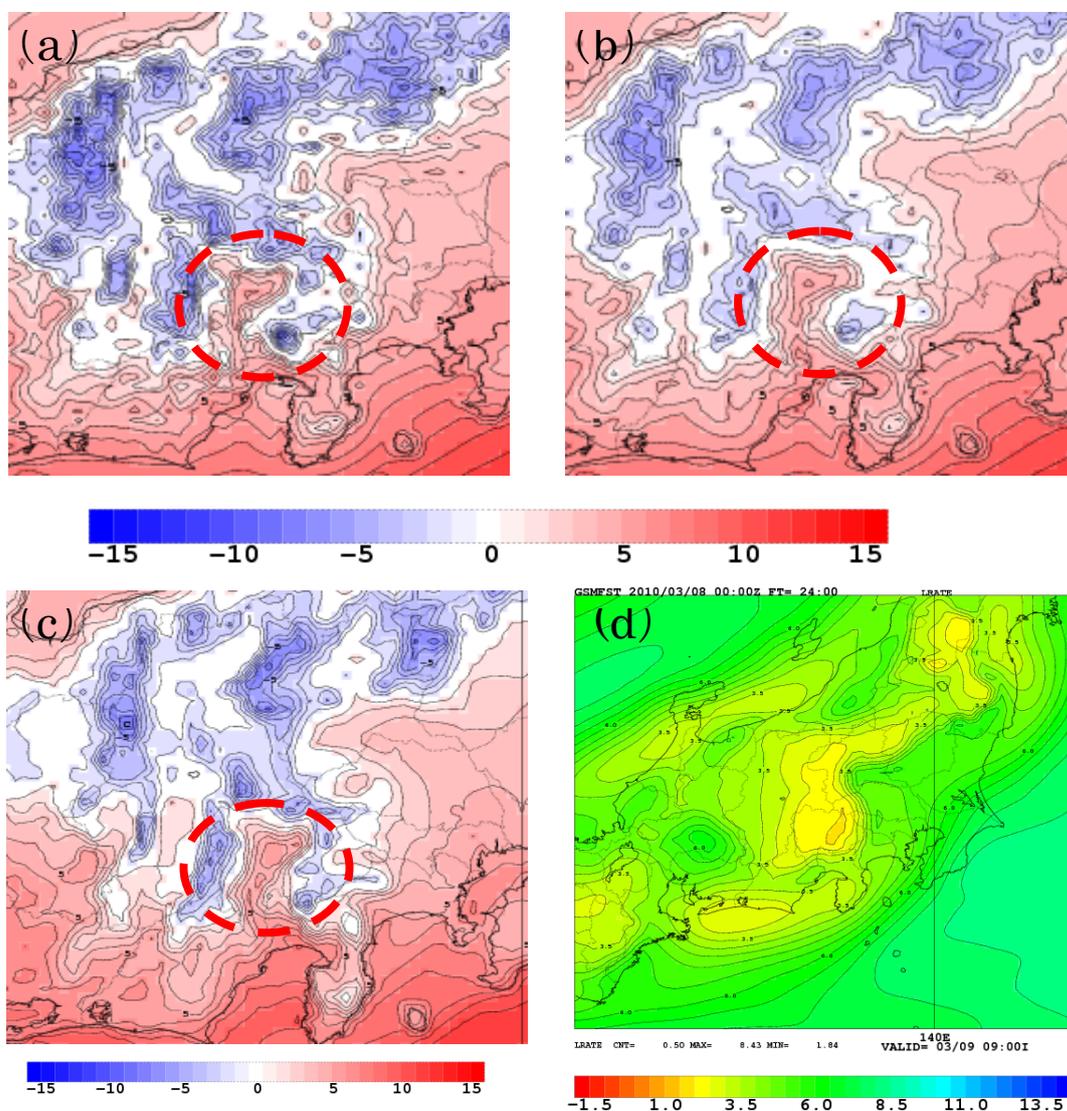


図 3.2.2 2010 年 3 月 9 日 9 時 JST における GSM 格子形式気温ガイダンスの予測値及び解析値。単位 (°C)。

(a) 2010 年 3 月 8 日 00UTC を初期値とした 24 時間予報値。気温減率を 5.0°C/km に固定 (ルーチン)。

(b) モデルの気温減率を利用 (テスト)。(c) 毎時大気解析 (気温) (d) モデルの気圧面予報値から計算した大気下層の気温減率。

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

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

### 3.2.3 降水種別、最大降雪量ガイダンス

#### (1) 降水種別の補正方法を変更

降水種別ガイダンスでは地上付近に逆転層が形成される場合等を想定し、モデルの地上面予報値以

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

#### (2) その他の変更点

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

#### (3) 予報特性について

今回の変更は主に面的な分布を改善するために

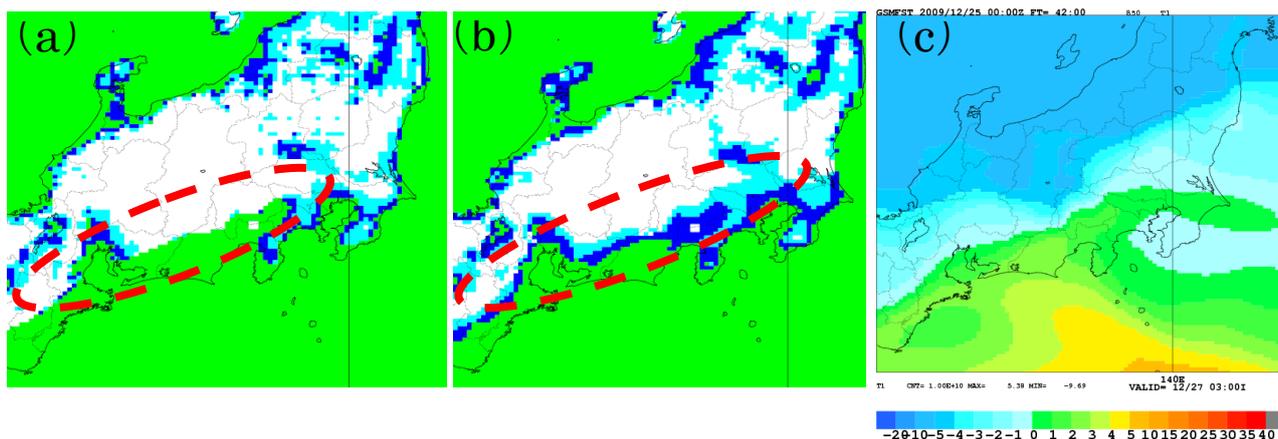


図3.2.3 GSM降水種別ガイダンスの予測値(a)(b)及び850hPaの気温(c)。2009年12月25日00UTCを初期値とした42時間予報値（2009年12月27日3時JST）。(a) 850hPaの気温を用いて強制的に「雨」にする場合（ルーチン）。緑：雨、青：雨か雪、水色：雪か雨、白：雪 (b) 850hPa,800hPa,700hPaの気温を考慮し、かつ「雨」以外の要素も考慮した場合（テスト）。(c) GSMの850hPaの気温を5kmガイダンス格子に内挿したもの。

<sup>2</sup> 平地ではおおそ 850hPa 面より下層の平均的な気温減率に相当する。

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

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

### 3.2.4 降雪量地点ガイダンス<sup>4</sup>

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

### 3.2.5 降雪ガイダンスの利用方法

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

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

### 参考文献

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

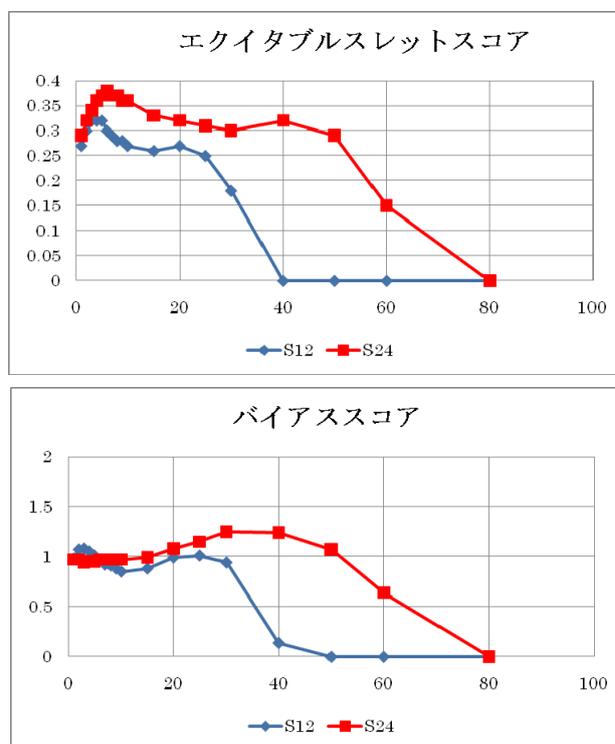


図 3.2.4 降雪量地点ガイダンスの統計スコア。(上)がエクイタブルスレットスコア、(下)がバイアススコア。検証期間は2009年12月1日から2010年3月31日まで。初期値は00,06,12,18UTC 初期値のFT=24,36,48をまとめたものを利用。青実線は12時間降雪量予測値。赤実線は24時間降雪量予測値(12時間降雪量を積算したもの)。横軸は降雪量(cm)、縦軸は統計スコアを示す。

<sup>4</sup> 降雪量地点ガイダンスはGSMガイダンスのみ作成している。

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

### 3.3 天気・日照率ガイダンスおよび最小湿度ガイダンスの検証<sup>1</sup>

#### 3.3.1 天気ガイダンス

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

##### (1) 検証方法

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

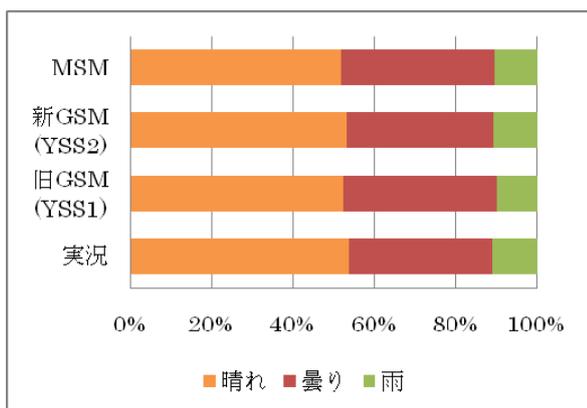


図 3.3.1 夏期間の天気カテゴリの出現頻度

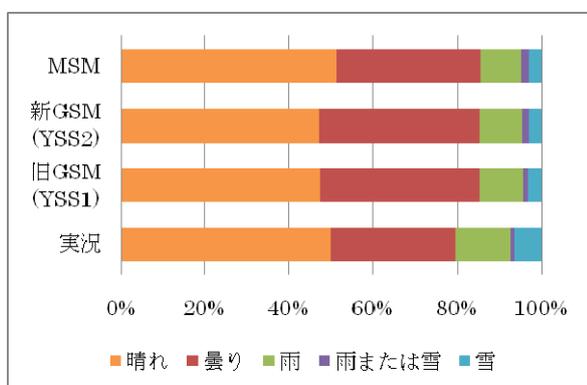


図 3.3.2 冬期間の天気カテゴリの出現頻度

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

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

##### (2) 検証結果

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

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

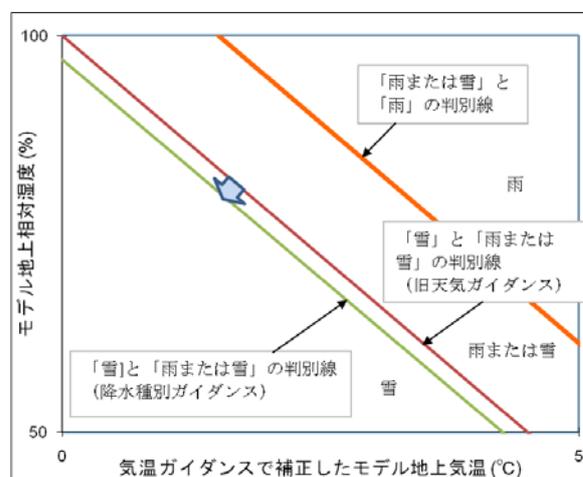


図 3.3.3 雨雪判別線

<sup>1</sup> 澤田 康子

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

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

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

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

天気ガイダンスでは「雨か雪」となる格子がある。

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

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

次に、新旧 GSM 天気ガイダンスおよび MSM 天気ガイダンスにおいて、夏期間の適中率を表 3.3.1 に、冬期間の適中率を表 3.3.2 に示す。適中率は、「晴れ」、「曇り」および「降水有り（雨、雨または雪、雪）」の天気カテゴリの場合と 5 分類の各天気カテゴリのカテゴリ一致率について求める。なお、実況値との対比は、地上気象観測のある格子を用いて行う。表より、新旧 GSM 天気ガイダンスではいずれの天気カテゴリにおいても適中率にあまり差がないことがわかる。一方で、新旧 GSM 天気ガイダンスよりも MSM 天気ガイダンスの方が各天気カテゴリおよびカテゴリ一致率共に、適中率は高い。また、季節毎の適中率を比較すると、新旧 GSM 天気ガイダンスおよび MSM 天気ガイダンス共に、夏期間の方が冬期間よりもカテゴリ一致率が高いことが確認できる。これは、冬期間が 5 つの天気カテゴリの出現に対して、夏期間は 3 つの天気カテゴリのみの出現と、夏期間は冬期間に比べ出現カテゴリ数の少なさが影響していると考えられる。ただし、全体としては、夏期間と冬期間の差は数パーセント程度である。

表 3.3.1 天気ガイダンスの夏期間の適中率

晴れ、曇り、降水有り（雨、雨または雪、雪）の天気カテゴリの適中率と天気カテゴリの一致率を表す。括弧内の数値は現象の出現頻度[%]を表す。

	晴れ	曇り	降水有り	天気カテゴリ一致率
旧 GSM (YSS1)	0.750 (52.3)	0.673 (37.7)	0.868 (10.0)	0.645
新 GSM (YSS2)	0.747 (53.2)	0.672 (36.0)	0.862 (10.8)	0.641
MSM	0.766 (51.9)	0.690 (37.6)	0.884 (10.4)	0.670

表 3.3.2 天気ガイダンスの冬期間の適中率

表の意味は表 3.3.1 に同じ。

	晴れ	曇り	降水有り	天気カテゴリ一致率
旧 GSM (YSS1)	0.764 (47.2)	0.658 (38.1)	0.837 (14.7)	0.619
新 GSM (YSS2)	0.760 (47.2)	0.654 (38.0)	0.834 (14.8)	0.610
MSM	0.786 (51.3)	0.691 (34.1)	0.854 (14.6)	0.653

### (3) お天気マップとの比較

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

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

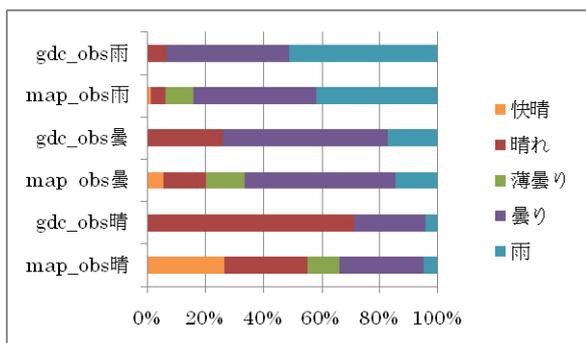


図 3.3.4 夏期間の GSM による天気ガイダンスとお天気マップの頻度分布。

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

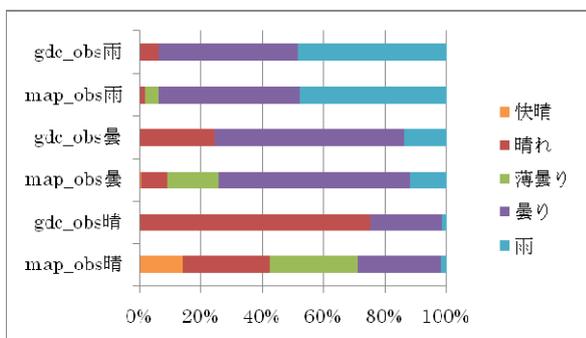


図 3.3.5 夏期間の MSM による天気ガイダンスとお天気マップの頻度分布。

記号の意味は図 3.3.4 と同じ。

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

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

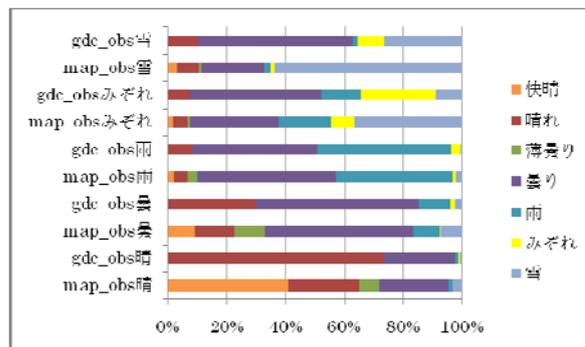


図 3.3.6 冬期間の GSM による天気ガイダンスとお天気マップの頻度分布。

記号の意味は図 3.3.4 と同じ。

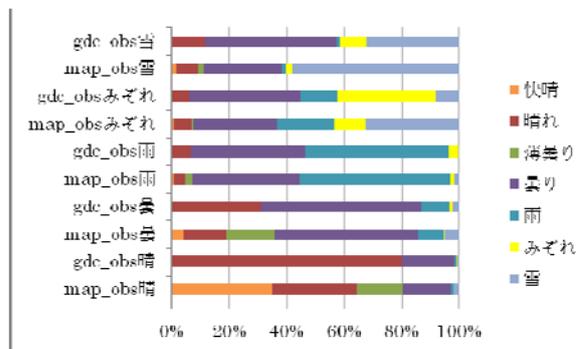


図 3.3.7 冬期間の MSM による天気ガイダンスとお天気マップの頻度分布。

記号の意味は図 3.3.4 と同じ。

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

### 3.3.2 日照率ガイダンス

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

#### (1) 検証方法

検証期間は、2009 年 4 月から 9 月までの夏期間および 2009 年 10 月から 2010 年 3 月までの冬期間とする。GSM については 00,12UTC 初期値を用い、MSM については 03,15UTC 初期値を用いる。検証では、日中のアメダス日照時間を実況値として用いる。アメダス地点を対象に実況値とガイダンスの予測値を用い、平均誤差 (ME) および平方根平均二乗誤差 (RMSE) を求める。このとき、予測値においても日中の日照時間 (9-15JST) を用いる。また、天気ガイダンスの晴れ曇り判別にあわせ、日照率の閾値を 50%とした場合に、日照率が 50%以上を「晴れ」、50%未満を「曇り」と分類した適中率 (以下、50%適中率) を求める。GSM 日照率ガイダンスと MSM 日照率ガイダンスを比較し、精度について考察する。なお、YSS2 用の変更点は、GSM 日照率ガイダンスにおいては、予報時間を 84 時間に延長しただけで特性に変更がないために、ここでは GSM と MSM の比較にとどめる。

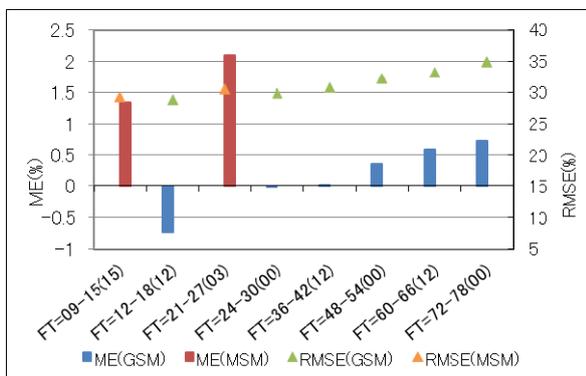


図 3.3.8 日照率ガイダンスの夏期間の ME および RMSE

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

#### (2) 検証結果

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

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

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

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

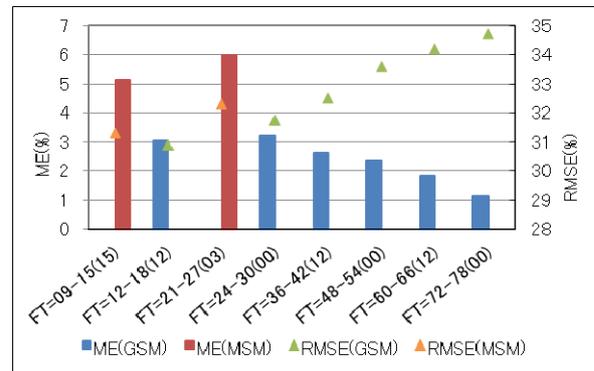


図 3.3.9 日照率ガイダンスの冬期間の ME および RMSE

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

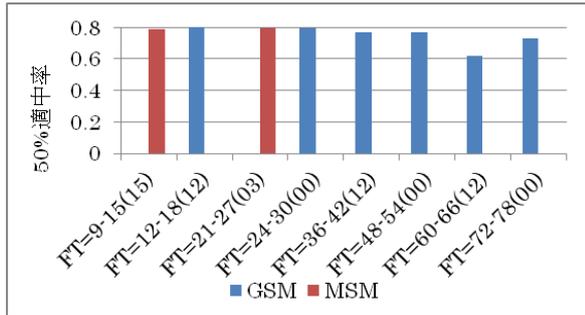


図 3.3.10 日照率ガイダンスの夏期間の 50%適中率  
横軸の括弧内は初期時刻を表す。この初期時刻から起算した予報時間を横軸とする。各予報時間に対する 50%適中率を表す。

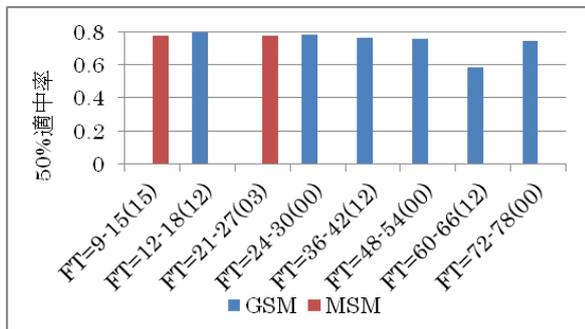


図 3.3.11 日照率ガイダンスの冬期間の 50%適中率  
横軸の括弧内は初期時刻を表す。この初期時刻から起算した予報時間を横軸とする。各予報時間に対する 50%適中率を表す。

### 3.3.3 最小湿度ガイダンス

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

#### (1) 検証方法

検証期間は2009年4月から9月までの夏期間および2009年10月から2010年3月までの冬期間を対象とする。初期時刻は、GSMでは00,06,12,18UTC初期値を用い、MSMでは03,09,15UTC初期値を用いる。検証では、地上気象官署の日最小湿度の観測データを実況値として用いる。地上気象官署毎に、平均誤差 (ME) および平方根平均二乗誤差 (RMSE) を求める。また、RMSEについて、GSM最小湿度ガイダンスの12UTC初期値の予報 (FT=03-27) とMSM最小湿度ガイダンスの15UTC初期値の予報 (FT=0-24) を比較し、それぞれの精度について考察する。

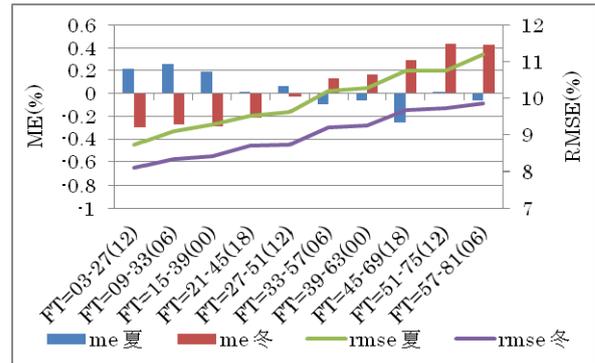


図 3.3.12 GSM 最小湿度ガイダンスの ME および RMSE  
横軸の括弧内は初期時刻を表す。この初期時刻から起算した予報時間を横軸とする。夏期間 (夏) および冬期間 (冬) を対象に、各予報時間に対する GSM の ME および RMSE を表す。

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

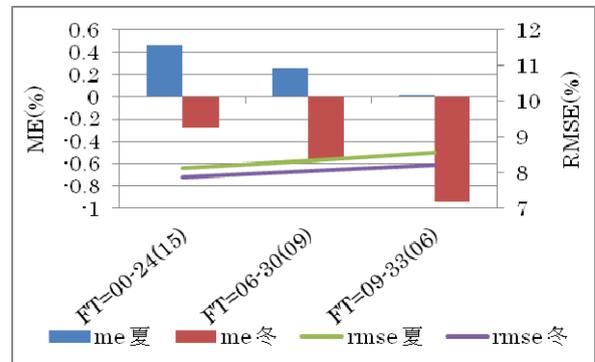


図 3.3.13 MSM 最小湿度ガイダンスの ME および RMSE  
横軸の括弧内は初期時刻を表す。この初期時刻から起算した予報時間を横軸とする。夏期間 (夏) および冬期間 (冬) を対象に、各予報時間に対する MSM の ME および RMSE を表す。

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

#### (2) 検証結果

GSM最小湿度ガイダンスのMEおよびRMSEを図3.3.12に示す。また、MSM最小湿度ガイダンスのMEおよびRMSEを図3.3.13に示す。図3.3.12および図3.3.13のうち、RMSEの値はGSM及びMSM共に全てのFTにおいて冬期間よりも夏期間で大きな値を示している。5月は年間の中でも湿度の変動幅が大きいいためか、対象とした検証データでは各月のRMSEと比較して5月のRMSEはどの予報時間においても大きな値を示した (図略)。この影響を受けて5月を含む夏期間のRMSEは大きな値を示したと考えられる。また、予報時間の経過と共に、RMSEの変動の仕方は夏期間および冬期間で同じ傾向が見られる。GSM最小湿度ガイダンスとMSM最小湿度ガイダンスのRMSEを比較すると、MSM最小湿度ガイダンスの方が小さな値を示している。

図3.3.12および図3.3.13のMEの値から、リードタイムの短い予報は夏期間で正バイアス、冬期間で負バイアスを示している。この検証データでは、GSMにおいては、4月や8月に正バイアスを示し、6月に負のバイアスを示していた。これらの正負のバイアスが打ち消しあい、夏期間としては、正のバイアスを示したと考えられる。また、GSMにおいて、11月では負バイアスを示し、3月では正のバイアスを示した。これらの正負のバイアスが打ち消しあい、冬期間では負のバイアスとなったと考えられる（図略）。係数の層別化を季節毎に行っているために夏期間と冬期間にわけて比較を行ったが、上記のように月毎に特性が異なることから、季節という長いスパンではなく、月毎の特徴を考慮した上での利用も必要と考えられる。

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

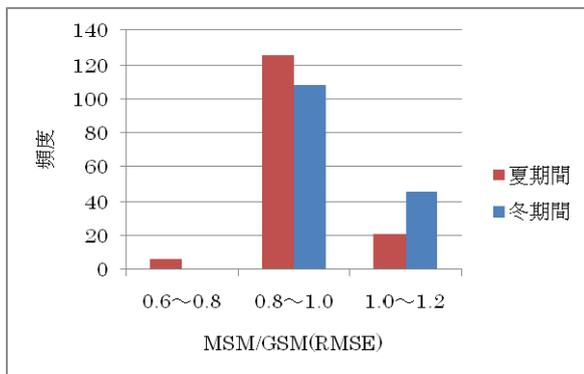


図 3.3.14 GSM最小湿度ガイダンスとMSM最小湿度ガイダンスの比較  
横軸にMSM最小湿度ガイダンスのRMSEの値をGSM最小湿度ガイダンスのRMSEで割った値を示し、縦軸に各比率に該当する頻度を表す。

### 参考文献

- 安藤昭芳, 2007: お天気マップ. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 94-97.
- 安藤昭芳, 鎌倉智之, 北島淳, 2007: その他の天気予報、防災気象情報支援ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 76-81.
- 鎌倉智之, 2007: 天気ガイダンス. 平成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 73-75.
- 小泉友延, 松澤直也, 藤枝鋼, 澤田康子, 蟻坂隼史, 2009: その他のガイダンス. 平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 44-45.
- 古市豊, 松澤直也, 2009: 最大降雪量ガイダンス. 平成21年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 27-38.

### 3.4 雲底確率ガイダンスの開発、視程ガイダンスの改良<sup>1</sup>

#### 3.4.1 雲底確率ガイダンスの開発

##### (1)はじめに

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

##### (2)仕様・作成方法

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

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

$$\log(p/(1-p)) = C_0 + C_1X_1 + C_2X_2 \cdot \cdot \cdot + C_nX_n$$

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

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

表 3.4.1 雲底確率ガイダンスの仕様

作成対象	国内89空港
予測対象要素	前3時間のシーリングが1000ft未満、及び600ft未満となる確率
作成方法	ロジスティック回帰
作成対象モデル	MSM
予報期間と間隔	FT=6からFT=33まで3時間間隔
逐次学習の有無	なし
説明変数	<ul style="list-style-type: none"> <li>・前3時間降水量（雨+雪+霰+雹）（RAINから算出）</li> <li>・前3時間降水量（雪）（SMQSから算出）</li> <li>・925hPa（松本空港は850hPa）と地上の平均気温減率</li> <li>・各空港の標高（モデル）から1000ft、600ftの高度における相対湿度、東西風、南北風、CVR（雲量）、CWC（雲水量+雲氷量）</li> </ul>
目的変数	<p>定時・特別飛行場実況通報から算出した前3時間の最低シーリングが、閾値未満か否かで変換した2値データ。ただし、夜間など上記の観測がない場合、自動飛行場実況通報を代わりに使用。</p>
層別化の処理	<ul style="list-style-type: none"> <li>・季節 暖候期（4～10月） 寒候期（11月～3月）</li> <li>・予報時間（6時間）</li> </ul>

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

雲底確率ガイダンスでは逐次学習は行わず、一括学習方式を採用した。学習期間は、2007年4月18日から2009年3月31日までの期間（本運用では2010年8月31日までのデータを使用する。）とし、予報時間による学習機会を均等にするため、33時間予報を行う03,09,15,21UTCの初期値のみを学習に使用した。

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

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

<sup>1</sup> 3.4.1 松本 智文、 3.4.2 高田 伸一

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

### (3) 統計検証

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

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

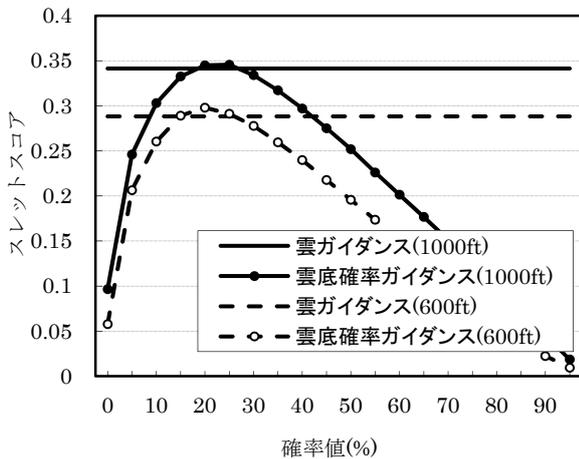


図 3.4.1 1000ft 未満、及び 600ft 未満の雲底確率 (%) の各確率を閾値として、各閾値以上の確率値が出力された場合に予測ありとして分割表を作成し、スレットスコアを算出した (曲線)。横軸が閾値となる雲底確率ガイダンスの確率値 (%)、縦軸がスレットスコア。比較のために雲ガイダンスで予測した場合のスレットスコア (一定値) も示す。

図3.4.2は、1000ft未満、600ft未満の各閾値における季節別の信頼度曲線である。暖候期 (4~

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

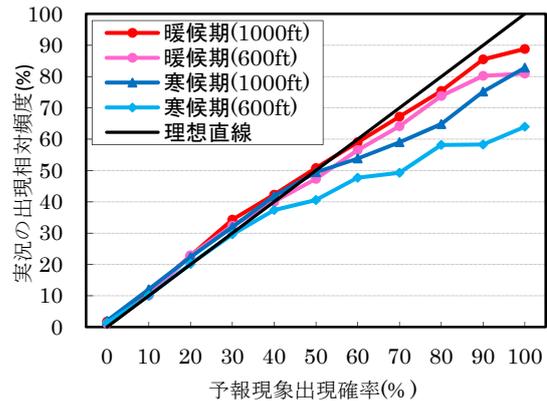


図 3.4.2 1000ft 未満、及び 600ft 未満の各閾値における季節別の信頼度曲線。暖色系の曲線は暖候期 (4~10 月)、寒色系は寒候期 (11~3 月) を表わす。横軸は雲底確率ガイダンスの予報現象出現確率 (%)、縦軸は実況の現象出現相対頻度 (%)。

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

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

図3.4.5は、1000ft未満、600ft未満の各閾値における予報対象時刻別のBSSである。両閾値とも、00,03,06UTCといった朝から昼過ぎにかけてのスコアが相対的に低く、12,15,18UTCといった夜のはじめ頃から未明にかけてのスコアが相対的に高いことが分かる。特に、00UTCで顕著に低い。

朝から昼過ぎにかけてのスコアが低いという傾向は雲ガイドランスでも見られる(図略)。この時間帯の低シーリングの出現頻度が相対的に低いことが、一つの原因として推察されるが、詳細は不明なので今後の検討課題としたい。

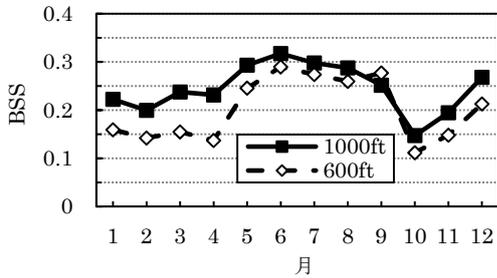


図 3.4.3 1000ft 未満、及び 600ft 未満の各閾値における月別のブライアスキルスコア (BSS)。検証期間は、2009 年度 1 年間。検証地域は、飛行場カテゴリ予想を行っている空港のうち国内 65 空港 (静岡空港を除く)。

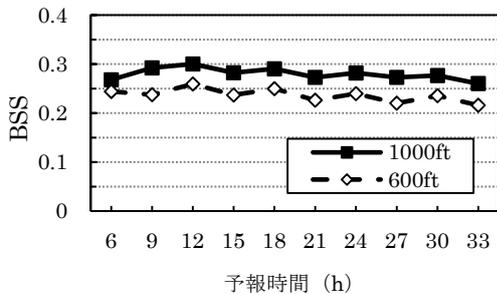


図 3.4.4 1000ft 未満、及び 600ft 未満の各閾値における予報時間毎のブライアスキルスコア (BSS)。検証期間、検証地域は図 3.4.3 と同じ。

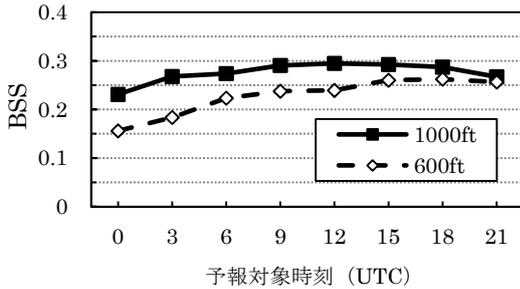


図 3.4.5 1000ft 未満、及び 600ft 未満の各閾値における各予報対象時刻別のブライアスキルスコア (BSS)。検証期間、検証地域は図 3.4.3 と同じ。

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

信頼度曲線が波打っているが、50%までの信頼度は良好である。

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

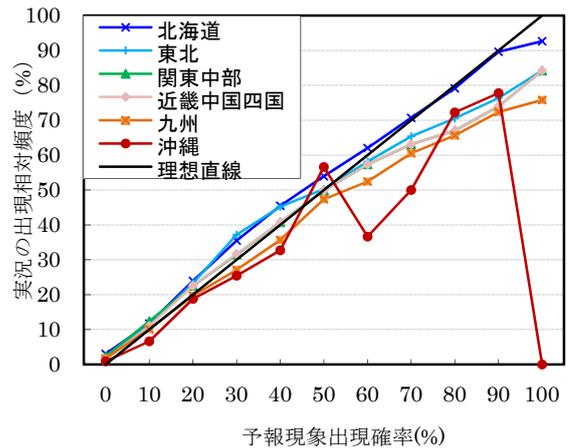


図 3.4.6 雲底確率 (1000ft 未満) の信頼度曲線。検証期間は、2009 年度 1 年間。6 つの各地域航空気象官署に属する空港の事例を地域毎にまとめて計算している。

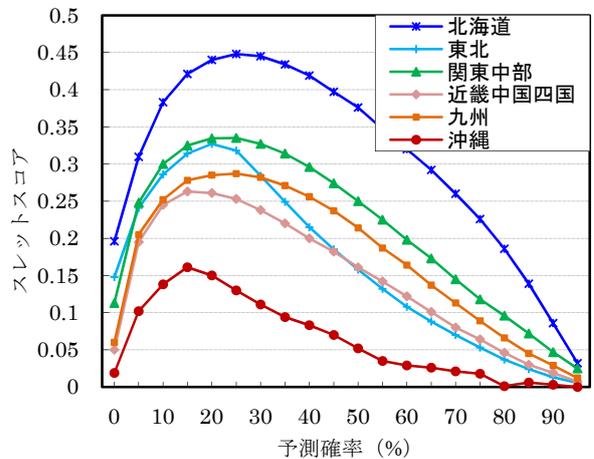


図 3.4.7 雲底確率 (1000ft 未満) の各確率を閾値として、各閾値以上の確率値を予測ありとして分割表を作成して計算したスレットスコア。検証期間や検証地域は、図 3.4.6 と同じ。

#### (4)最後に

飛行場カテゴリ予想を行っている空港でのTSを比較することにより、雲底確率ガイドランスにおいて20~25%以上の確率値が出力された場合に予報ありとすると、雲ガイドランスと同等程度の精度を得ることが確認できた。雲底確率ガイド

スは、2010年11月頃までにはルーチン化される予定なので、各官署におけるガイダンスの結果は統合ビューワなどでご覧頂きたい。

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

- ① 確率型ガイダンスでは、ある閾値以上の確率が予測される場合に予測あり等とすることによって、自らの官署の利用目的に合うように、予め空振り率や捕捉率などの統計的スコアを設定した上での利用が可能である。
- ② ニューラルネットワークによる逐次学習を行っている雲ガイダンスでは、梅雨期の初めなどで後追いの予測をする傾向があることが知られている（松澤ほか 2008）。一方で、逐次学習を行っていない雲底確率ガイダンスでは、直近の実況に影響されない予測が可能である。その意味で、雲ガイダンスと相補う関係が期待できる。
- ③ 一括学習ガイダンスでは、モデルが改良されて、説明変数で用いている予測要素の特性に大きな変化が生じた場合、データが蓄積され、再び学習を行うまでの一定期間、統計的に整合性のない係数を用いて予測せざるを得ない。

### 3.4.2 視程ガイダンスの改良

#### (1) 改良の概要

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

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

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

RH：地上相対湿度、RR：降水量、T：地上気温、VV：地上風速

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

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

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

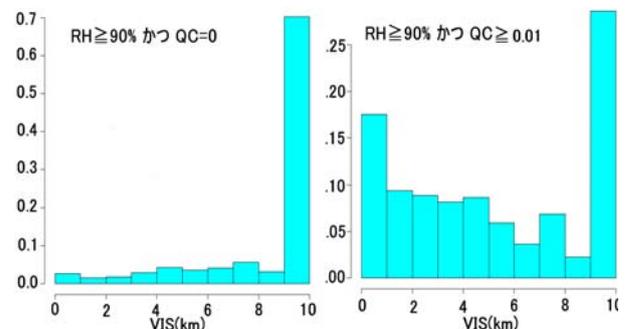


図 3.4.8 MSM の地上相対湿度 (RH) が 90%以上の場合における視程観測 (VIS) の頻度分布。左が雲水量 (QC) が予測されていない場合、右が 0.01g/Kg 以上予測された場合。国内 89 空港で、2009 年の 1 年間に於いて計算した。

0.4mm/h) を無降水とした<sup>2</sup>。

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

## (2) 統計検証

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

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

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

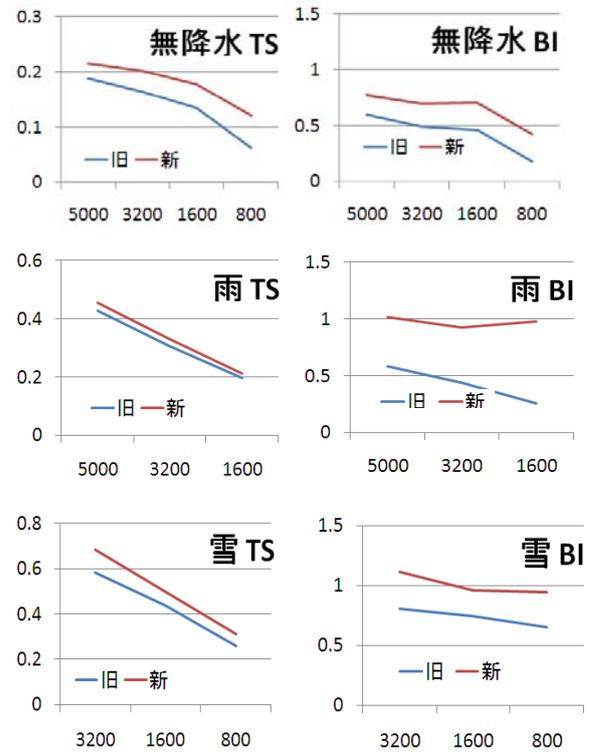


図 3.4.10 天気ごとの TS と BI。その他は図 3.4.9 に同じ。

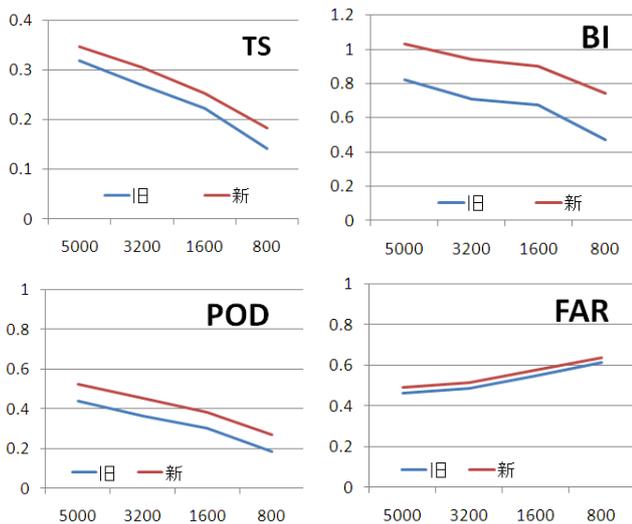


図 3.4.9 前 3 時間最小視程が各閾値(5000,3200,1600,800 m)未満となるか否かのスレットスコア(TS)、バイアスコア(BI)、捕捉率(POD)、空振り率(FAR)。ガイドンスを作成している全 89 空港、2008-2009 年の 2 年間で検証した。

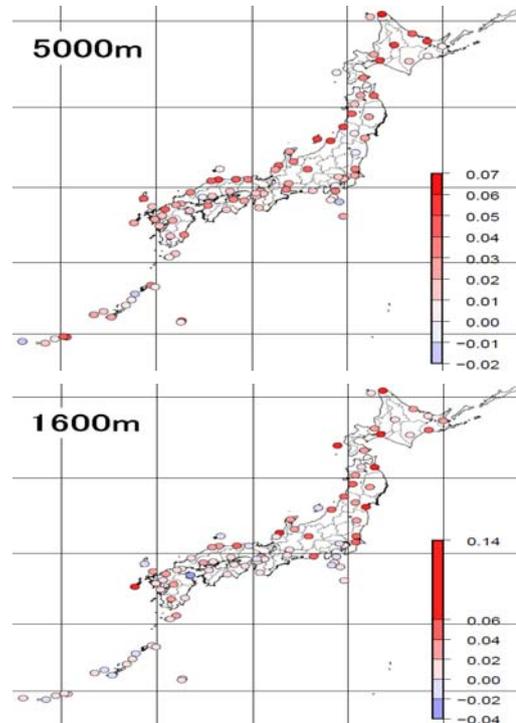


図 3.4.11 新ガイドンスと旧ガイドンスのスレットスコアの差。プラス (赤) が改善を示す。上が前 3 時間最小視程が 5000m 未満、下が 1600m 未満の差。

<sup>2</sup> これは視程ガイドンスではなく、航空用天気ガイドンスの変更であるが、視程ガイドンスに係る事項であり、ここに記述した。

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

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

### (3) 事例検証

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

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

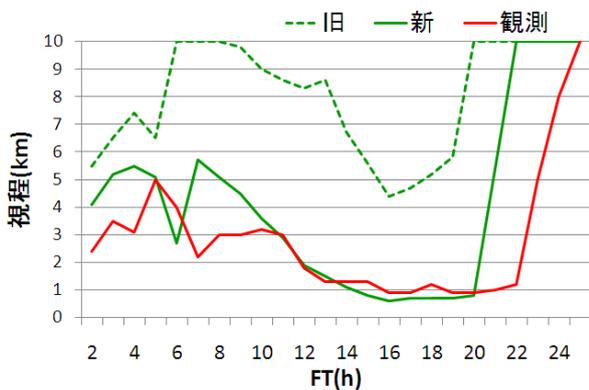


図 3.4.12 2010 年 5 月 20 日 03UTC 初期値、新千歳空港における、新・旧視程ガイダンスの予測と実況 (FT=25、21 日 04UTC まで)。

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

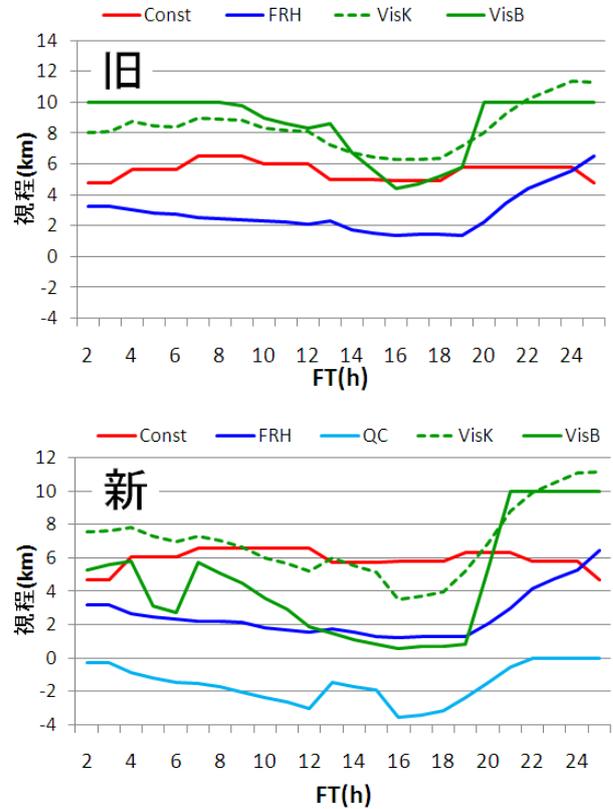


図 3.4.13 第 3.4.12 図の新旧ガイダンス予測に対する各説明変数の寄与量 (無降水の予測式のもの)。Const が切片、FRH が(1-RH)<sup>0.5</sup>の寄与量、QC が QC<sup>0.5</sup>の寄与量、VisK がこれら寄与量を足し合わせたガイダンス予測である。視程ガイダンス (VisB) は VisK を頻度バイアス補正したもの。

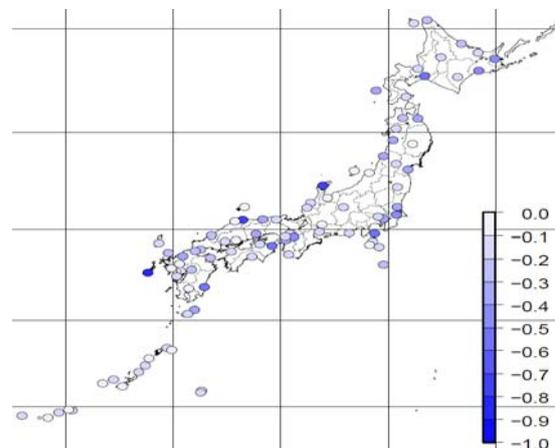


図 3.4.14 各空港の雲水量 QC の係数。2010 年 5 月 20 日 00UTC 時点での、無降水・対象時刻 00UTC の予測式の値。

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

#### (4) 利用上の留意点

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

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

#### 参考文献

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

---

<sup>3</sup> これは、内陸の空港で出現しやすい放射霧の予測が難しいことに起因していると考えている。

## 3.5 乱気流指数の開発<sup>1</sup>

### 3.5.1 はじめに

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

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

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

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

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

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

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

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

<sup>1</sup> 工藤 淳

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

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

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

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

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

### 3.5.2 TBindexで使用する説明変数の候補

前項でも述べたとおり、乱気流はKH不安定以外にも様々な要因によって発生する。しかし、これまでに提案されている乱気流指数の多くがKH不安定によるCATを対象とした指数であるため、既存の指数の組み合わせだけでは全ての乱気流を対象とした指数は作成できない。そこで、主にKH不安定以外による乱気流を対象とした予測指数を新規に開発した。新規に作成した指数は、斜方ウィンドシアー(SWS)、風下山岳波指数(MTW1)、鉛直伝搬山岳波指数(MTW2)、中層雲底乱気流指数(BASETb)、トランスバースバンド指数(TRAV)、対流雲中乱気流指数(CONV)の6つである。このうちSWSはKH不安定による乱気流を予測するための指数で、その他の5つの指数はKH不安定以外の乱気流を対象とした指数である。以下では新規に開発した指数を中心に、TBindexで使用する説明変数について述べる。なお、新規に開発した指数はいずれも簡便に作成したものであり、将来的に見直していく必要がある。各指数の有効性は、回帰係数の大きさ(検定統計量の大きさ)と、これらの指数からなるTBindexの予報精度によって判断される。

#### (1) 斜方ウィンドシアー (SWS)

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

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

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

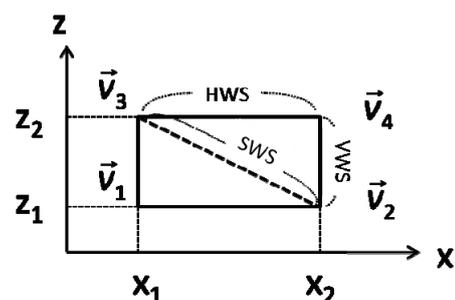


図 3.5.1 SWS を計算する場合の模式図。v はそれぞれの格子点での風ベクトル、z は高度、x は水平座標を表す。

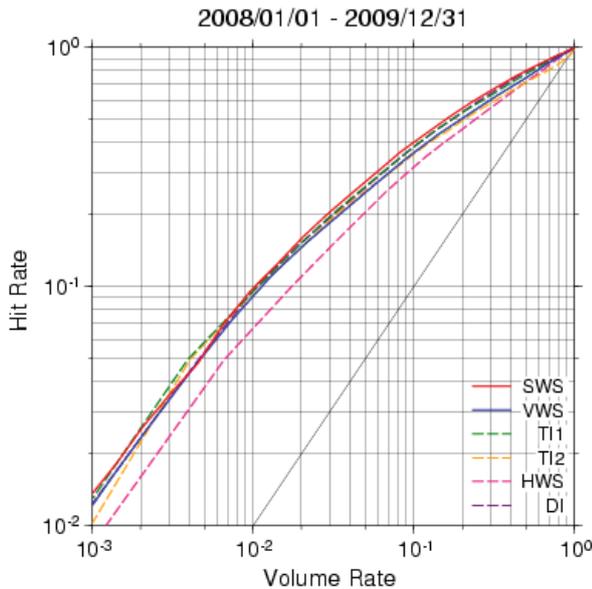


図 3.5.2 MOD 以上の乱気流に対する、SWS および既存の主要な指数の、閾値別の捕捉率 (Hit Rate) と体積率 (Volume Rate)。予報時間については FT=4 から FT=15 まで、高度については全高度での分割表値を全て足し合わせてスコアを算出している。

じ上下1000ftとする。

SWSの定義式のポイントは、分子は斜め方向の風ベクトル差であるのに対して、分母は鉛直方向の高度差としていることである。このような方法でシア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不安定に伴う乱気流は、風のシアアをエネルギー源として生成される。通常の気象では、HWSはVWSと比べて極めて小さいため、純粋なHWSによって航空機に影響を与えるような、ある程度大きなエネルギーをもったKH波を発生させるとは考えにくい。実際、HWSによる乱気流予報の精度は、VWSと比べると非常に悪い。しかしながら、数値予報モデル上でHWSが大きくてVWSが小さい（と言ってもVWSのスケールと比べるとHWSは極めて小さい）領域で乱気流が発生することがある。このことは、純粋なHWSによって乱気流が発生したと解釈するよりは、HWSが大きい領域で局所的にVWSが大きくなって乱気流が発生したと解釈の方が自然であると考えている。なぜならば、HWSが大きくてVWSが小さい場合に、何らかのきっかけで上下の流れに水平方向のずれが生じると、大きなHWSは大きなVWSに変換されるからである。すなわち、HWSが大きくVWSが小さいという大気の状態は、HWSが小さくVWSも小さい場合と比べてVWSが局所的に大きくなる可能性が高く、乱気流が発生する可能性も高いと考えられる。SWSはVWSが大きくなる

可能性を表現した指数であり、上下の流れにずれが生じた場合のVWSの大きさを表している。

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

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

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

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

## (2) 風下山岳波指数 (MTW1)

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

- ・ 山岳波が発生するために、山脈に直交する山頂付近の風がある程度強いこと
  - ・ 地表面から山頂付近の安定層の間が中立に近い成層状態であること
  - ・ 中立に近い成層中で風速がある程度強いこと
- これらを踏まえて、以下の手順でMTW1を算出する。

①まず、地表面から最初の安定層までの間で相当温度傾度が3K/km以下で、風速が20kt以上である格

子点を探す。

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

$$MTW1 = \frac{-\nabla z_s \cdot \vec{v}_1}{|\nabla z_s|} \cdot \frac{1}{10}$$

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

### (3) 鉛直伝搬山岳波指数 (MTW2)

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

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

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

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

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

### (4) 中層雲底乱気流指数 (BASETB)

前線面上に広がる中層雲の雲底付近では、中層雲からの固体降水の昇華冷却によって雲底下に絶対不安定な成層が形成され、乾燥対流が発生することで

乱気流が生じる（工藤 2009b）。中層雲底での乱気流を予測する上では以下の点がポイントとなる。

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

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

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

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

### (5) トランスバースバンド指数 (TRAV)

ジェット気流に伴う雲バンドの中で発生するトラ

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

ンスパースバンドは、乱気流発生 of 重要な指標の一つである (気象衛星センター 2003)。大野・三浦 (1982) は、ジェット気流南側の典型的な風と気温のプロファイルを与えた鉛直1次元構造方程式の解を数値計算で調べた。その結果、トランスパースバンドは圏界面下の低安定度層で励起されたKH波であり、発生条件は、「圏界面直下の低安定度層厚が1kmをこえ、その中で最小リチャードソン数がおおよそ0.25より小さく、最大風速が50m/sをこえる」ことであると結論付けている。ただし現実の大気中では、トランスパースバンドは、ジェット気流南側の低安定度層の上部に位置する圏界面付近で、風速がおおよそ100kt (=50m/s) 以上でVWSがやや大きい領域で発生していると考えられる。これを表現するために以下の手順でTRAVを算出する。

- ①まず、風速100kt以上で相当温位の鉛直変化率が2.0K/km以下の層を、下層から上に向かって探す。
- ②次に、その層から上に4000ft以内の中に、風速が100kt以上で相当温位の鉛直変化率が2.0K/km以上の層があった場合、その層におけるVWSの値をTRAVとする。

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

#### (6) 対流雲中乱気流指数 (CONV)

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

$$\text{CONV} = W_{\text{mean}} \times \text{VWS}$$

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

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

#### (7) その他の指数

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

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

- ・水平ウィンドシア (HWS)

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

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

- ・リチャードソン数 (RI)

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

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

- ・気温の水平傾度の大きさ (GRADT)

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

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

- ・宮腰 (2003) による指数 (TPI, TSI)

$$\text{TPI} = \text{VWS} \times \frac{\left| \text{流線上の2点間の風ベクトルの外積} \right|}{(2点間の距離)}$$

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

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

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

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

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

表 3.5.2 TBindex の説明変数に使用している指数の略号と意味。

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

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

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

$$TI1 = VWS \times DEF$$

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

DEFは変形場、CVGは水平収束を表す。

・ Dutton (1980) による指数 (DI)

$$DI = 1.25 HWS + 0.25 VWS^2 + 10.5$$

11個の指数から説明変数を選択し、重回帰式で組み合わせた乱気流確率。

3.5.3 説明変数の選択

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

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

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

3.5.4 回帰式の作成

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

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

	切片	SWS	CONV	TSI	TPI	GRADT	RI	MTW1	BASETB	MTW2	TRAV
FL410	-7.26	3.08	0.78	0.22							0.65
FL390	-7.13	2.93	0.73	0.15	0.10						0.53
FL370	-6.87	2.71	1.06	0.09	0.10						0.35
FL350	-6.81	2.88	1.04	0.10	0.14						
FL330	-6.67	3.06	1.26	0.17	0.13		0.04				0.14
FL310	-6.59	3.02	1.33	0.08	0.16		0.04			0.66	
FL290	-6.71	3.07	1.50		0.18						0.22
FL270	-6.48	2.91	1.59	0.06	0.20		-0.08			0.40	0.39
FL250	-6.32	2.82	1.37	0.12	0.21		-0.05		2.04	0.88	0.32
FL230	-6.39	3.06	1.21	0.09	0.23				1.93	1.12	0.42
FL210	-6.28	3.48	1.15		0.21	-0.16			1.59	1.10	0.78
FL190	-6.14	3.54	0.94	-0.14	0.15	-0.13	0.07		1.44	1.17	0.79
FL170	-5.90	3.19	0.95	-0.40	0.10	0.10	0.06	0.51	1.68	0.94	
FL150	-5.49	2.94	1.04	-0.42	0.13	0.28	0.06	0.78	1.74	0.83	
FL130	-4.81	2.59	0.89	-0.45	0.29	0.24		0.63	1.45	1.45	
FL110	-4.68	2.53	0.71	-0.39	0.32	0.26		0.60	1.16	1.41	
FL090	-4.66	2.48	0.43		0.50	0.29	0.06	0.59	0.73	1.07	
FL070	-4.73	2.51	0.36	-0.33	0.54	0.28		0.72			
FL050	-4.62	2.23	0.30	-0.84	0.23	0.26	-0.06	0.78			
FL030	-4.50	2.10		-1.11				0.62			

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

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

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

る。TRAVについては上層を中心に採用されていることは良いが、TBindexへの寄与としてはそれほど大きくはない。TSI、TPIはほぼ全層で値を持っているが、TBindexへの寄与は全般に小さい。GRADTとRIもTBindexへの寄与は小さい。

### 3.5.5 指数の調整

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

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

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

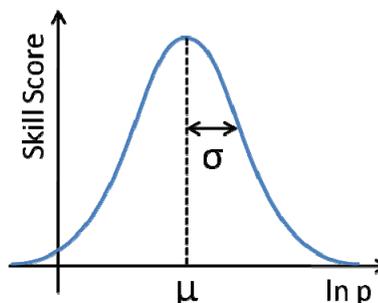


図 3.5.3 指数調整に用いる値の模式図。ln p の閾値を様々に変えてスキルスコアを算出した場合の、スキルスコアが最大となる閾値 μ と標準偏差 σ。

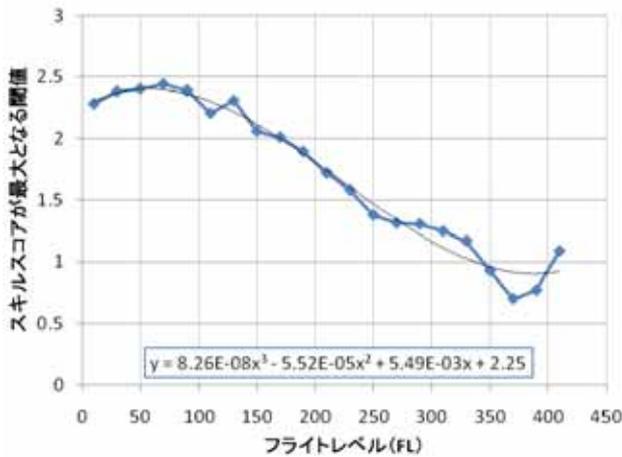


図 3.5.4 スキルスコアが最大となる  $\ln p$  の閾値と近似式。

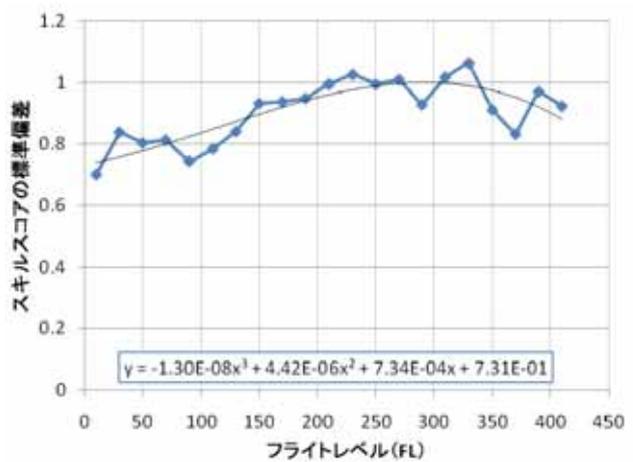


図 3.5.5 スキルスコアの標準偏差と近似式。

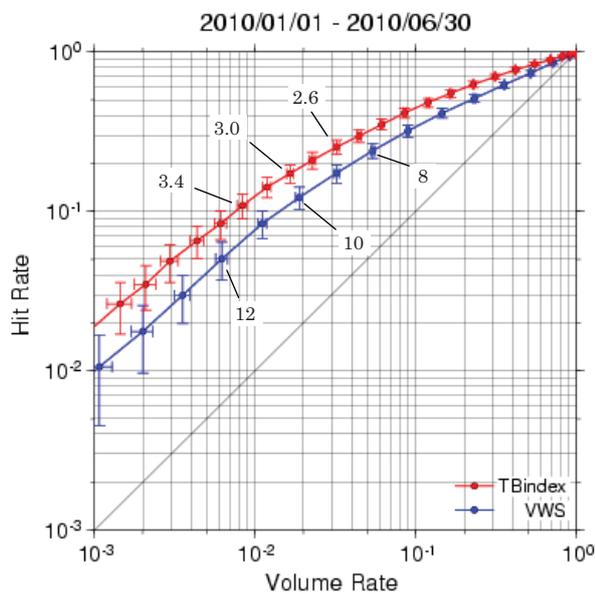


図 3.5.6 MOD 以上の乱気流に対する、閾値別の捕捉率 (Hit Rate) と体積率 (Volume Rate)。予報時間については FT=4 から FT=15 まで、高度については全高度での分割表値を全て足し合わせスコアを算出している。図中の数値は TBindex または VWS の閾値を示す。VWS の単位は kt/1000ft。エラーバーは 95%信頼区間を表す。

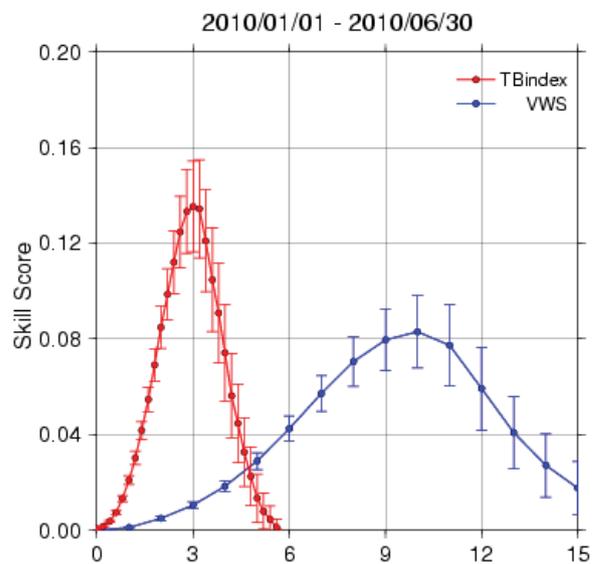


図 3.5.7 MOD 以上の乱気流に対する、閾値別のスキルスコア。予報時間については FT=4 から FT=15 まで、高度については全高度での分割表値を全て足し合わせてスコアを算出している。VWS の単位は kt/1000ft。エラーバーは 95%信頼区間を表す。

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

年 12 月の 2 年間のデータである。

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

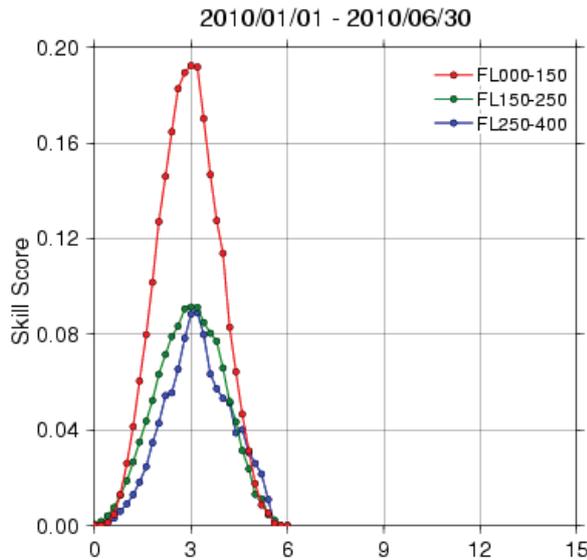


図 3.5.8 MOD 以上の乱気流に対する高度別・閾値別のスキルスコア。スコアの算出方法は図 3.5.6 と同じ。

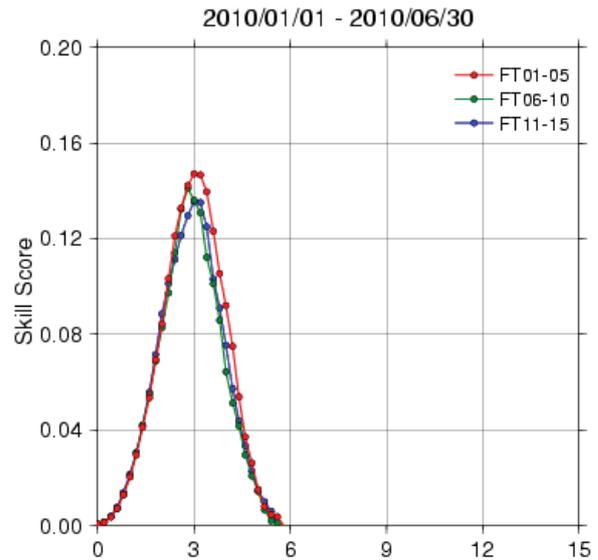


図 3.5.9 MOD 以上の乱気流に対する予報時刻別・閾値別のスキルスコア。スコアの算出方法は図 3.5.6 と同じ。

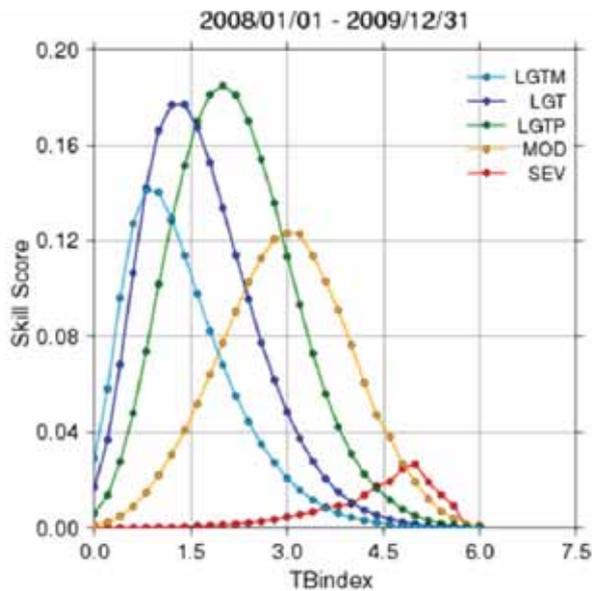


図 3.5.10 各強度の乱気流に対する高度別・閾値別のスキルスコア。スコアの算出方法は図 3.5.6 と同じ。

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

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

### 3.5.6 検証

検証期間は学習期間と独立な2010年1月から

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

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

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

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

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

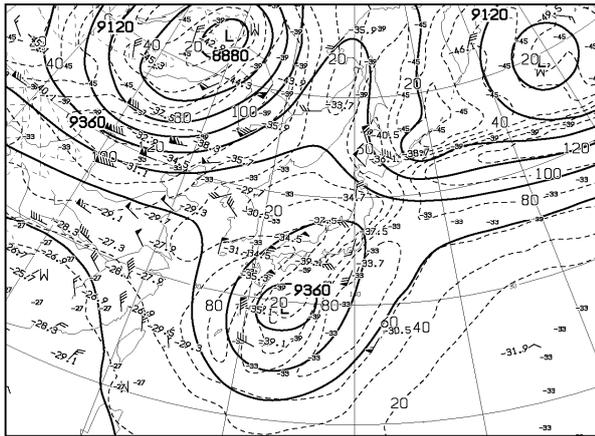


図 3.5.11 2009 年 5 月 29 日 00UTC の 300hPa 解析図。

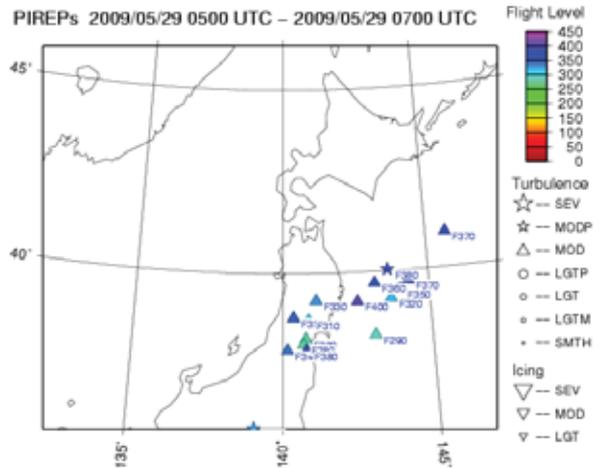


図 3.5.12 2009 年 5 月 29 日 06UTC の前後 1 時間内に通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは乱気流の強さを、色と数字は高度 (FL) を示す。

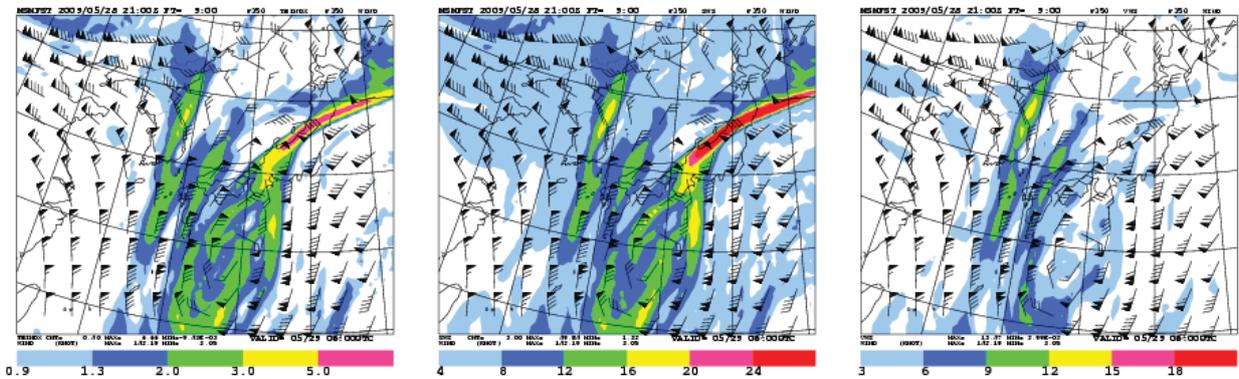


図 3.5.13 2009 年 5 月 28 日 21UTC 初期値の 9 時間予報の FL350 の予想結果。(左) TBindex と風、(中) SWS と風、(右) VWS と風。SWS と VWS の単位は kt/1000ft。

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

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

### 3.5.7 予測事例

ここでは VWS の予想が小さい領域で乱気流が発生した事例を 4 例示す。VWS の予想が大きい場合の事例は示さないが、基本的には VWS が大きいと

SWS も大きくなるため、VWS が大きい領域では TBindex の値も同じように大きくなると考えてよい。

#### (1) SWS による乱気流の予測事例

2009 年 5 月 27 日から 29 日にかけて、日本の南を寒冷渦がゆっくりと進み、その周辺では乱気流が多数発生した。図 3.5.11 は 29 日 00UTC の 300hPa 解析図である。三陸沖では四国の南にある寒冷渦を回る流れと千島付近にあるトラフを回る流れが合流しており、東北付近に変形場を形成している。図 3.5.12 に、29 日 06UTC の前後 1 時間内に報じられた MOD 以上の乱気流の実況を示す。変形場に当たる東北から三陸沖の FL290 から FL380 では SEV を含む乱気流が多数発生している。図 3.5.13 は 28 日 21UTC 初期値の 9 時間予報の FL350 (約 238hPa) の TBindex と SWS および VWS の予想図である。乱気流の発生領域での VWS の予想値は 3kt/1000ft 以下であり、現在の MSM で CAT を予測する目安 (航空気象予報作業指針) である 12kt/1000ft と比べるとかなり小さい。一方、SWS では大きな値を予想しており、TBindex で

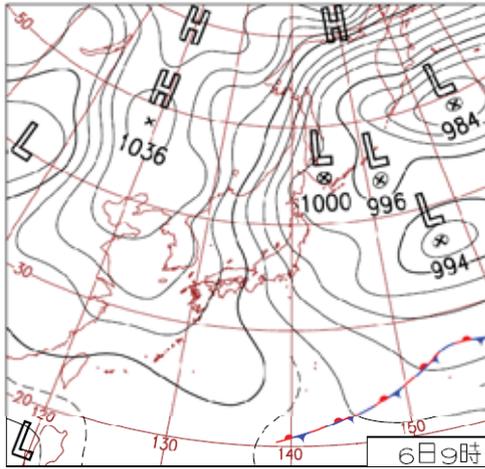


図 3.5.14 2010年2月6日00UTCの地上天気図。

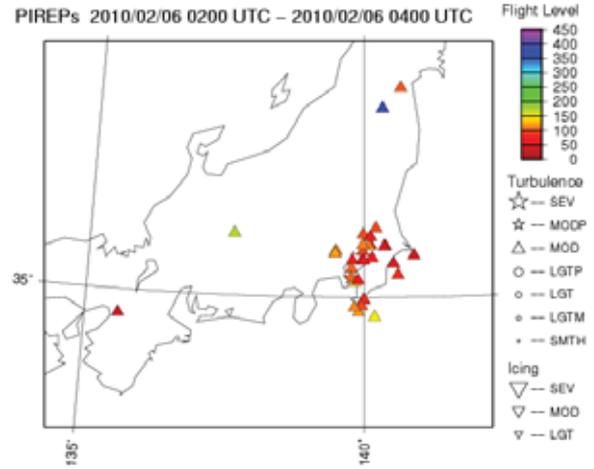


図 3.5.15 2010年2月6日03UTCの前後1時間内に通報されたMOD以上の乱気流の実況。シンボルは乱気流の強さを、色は高度 (FL) を示す。

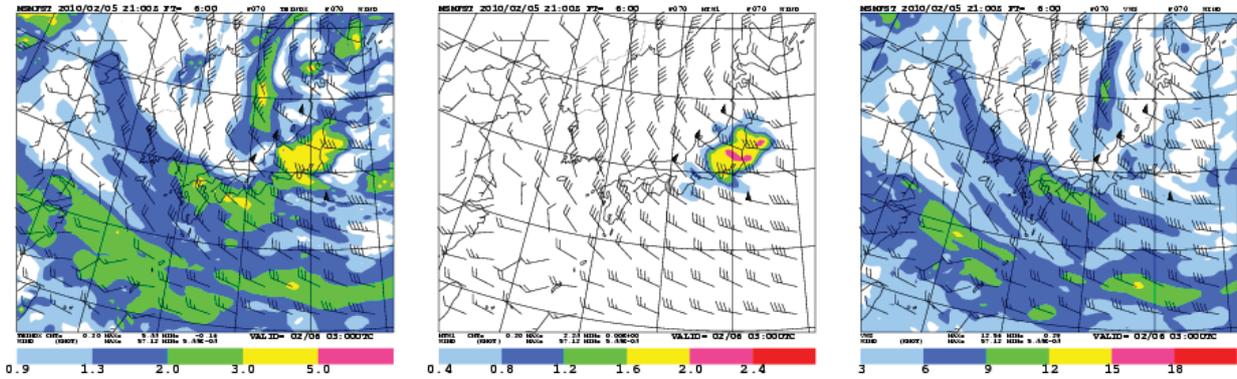


図 3.5.16 2010年2月5日21UTC初期値の6時間予報のFL070の予想結果。(左) TBindexと風、(中) MTW1と風、(右) VWSと風。VWSの単位はkt/1000ft。

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

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

## (2) 風下山岳波に伴う乱気流の予測事例

2010年2月6日には、関東地方で風下山岳波によると思われる乱気流が多数発生した。図3.5.14は6日00UTCの地上天気図である。日本付近は冬型の気圧配置となっており、下層では北西風が強く、風下山岳波による乱気流が発生しやすい状況であった。図3.5.15に6日03UTCの前後1時間内に報じられたMOD以上の乱気流の実況を示す。関東上空では地上

からFL150以下でMODP(並+)を含む乱気流が多数発生した。図3.5.16は5日21UTC初期値の6時間予報のFL070(約782hPa)のTBindexとMTW1およびVWSの予想図である。乱気流の発生領域でのVWSの予想値は3~6kt/1000ft程度であり、VWSの値としては小さい。これに対してMTW1は関東周辺で大きな値を予想しており、風下山岳波による乱気流の発生を予想している。TBindexの値もこれに伴って大きく予想しており、関東で発生した乱気流を予測できていた。

## (3) 中層雲底下での乱気流の予測事例

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

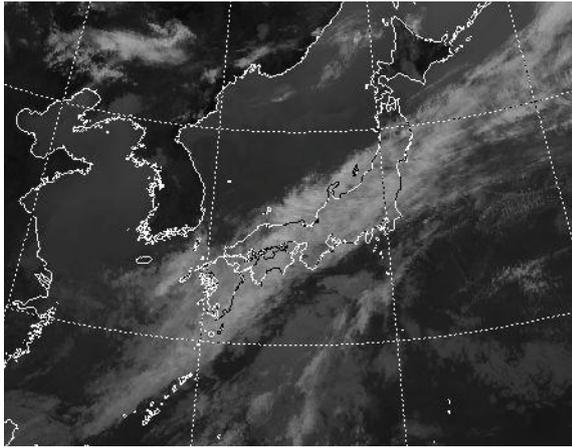


図 3.5.17 2009年5月4日01UTCの衛星赤外画像。

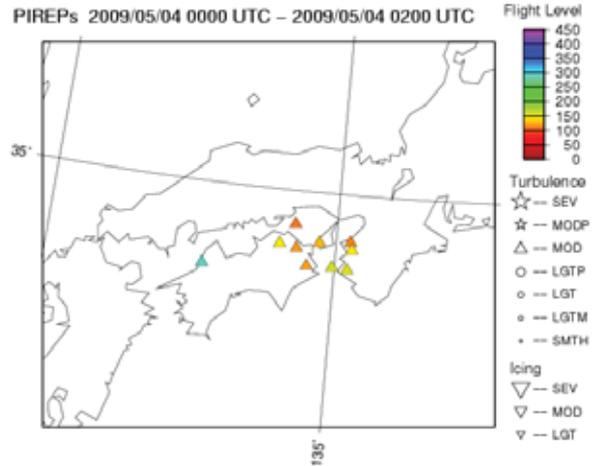


図 3.5.18 2009年5月4日01UTCの前後1時間内に通報されたMOD以上の乱気流の実況。シンボルは乱気流の強さを、色は高度 (FL) を示す。

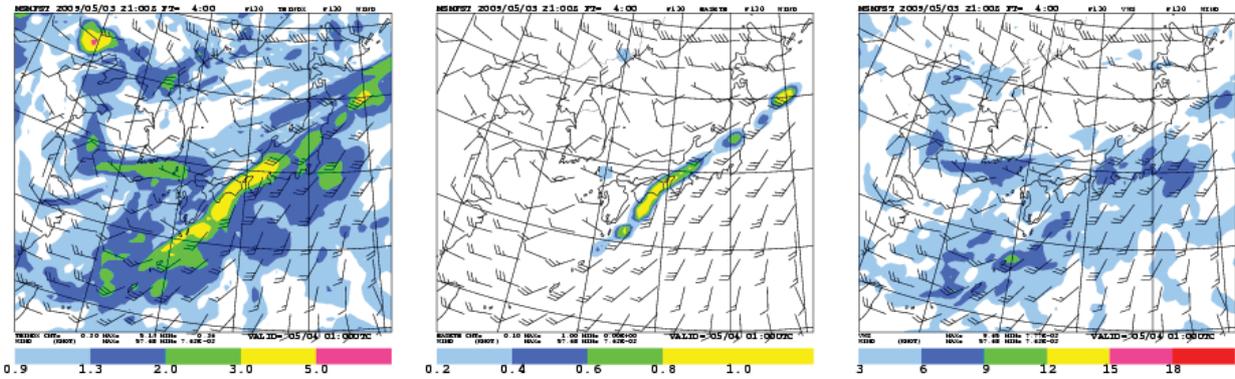


図 3.5.19 2009年5月3日21UTC初期値の4時間予報のFL130の予想結果。(左) TBindexと風、(中) Basetbと風、(右) VWSと風。VWSの単位は kt/1000ft。

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

#### (4) 対流雲中の乱気流の予測事例

2009年10月26日には、房総半島周辺で対流雲に伴う乱気流が多数発生した。06:40UTC頃には、成田空港の南東約75kmの上空5000ftでアメリカン航空機が乱気流に巻き込まれ、5人がけがをする事故も発生している。図3.5.20は26日06UTCの地上天気図である。日本の南には台風第20号があって北東進している。また、日本の東海上には停滞前線があり、関東の南海上には前線上に低気圧が解析されている。

図3.5.21に26日07UTCの前後1時間内に報じられたMOD以上の乱気流の実況を示す。低気圧の北側に当たる房総半島の周辺では、FL040からFL140付近でSEVを含む乱気流が多数発生した。この時、房総半島の周辺にはやや強い降水エコーは観測されていたものの、雷監視システム (LIDEN) では発雷は検知されていなかった (図略)。図3.5.22は25日21UTC初期値の10時間予報のFL050 (約843hPa) のTBindexとCONVおよびVWSの予想図である。乱気流の発生領域でのVWSの予想値は6~9kt/1000ft程度であり、VWSの値としては小さい。これに対してCONVは房総半島周辺を含め、前線や台風の近傍で大きな値を予想している。TBindexの値もこれに伴って大きく予想しており、特に房総半島の東では、SEVの目安である5.0を超える値も予想していた。

#### 3.5.8 利用上の注意点

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

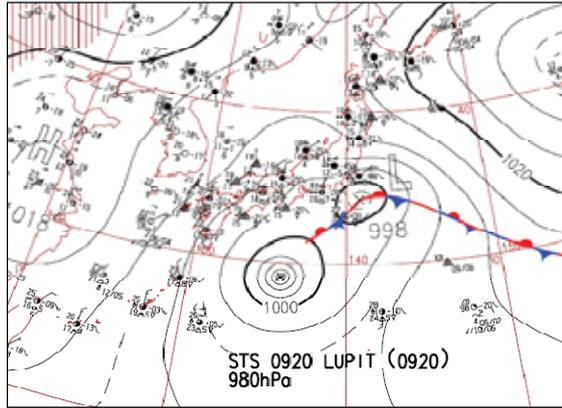


図 3.5.20 2009 年 10 月 26 日 06UTC の地上天気図。

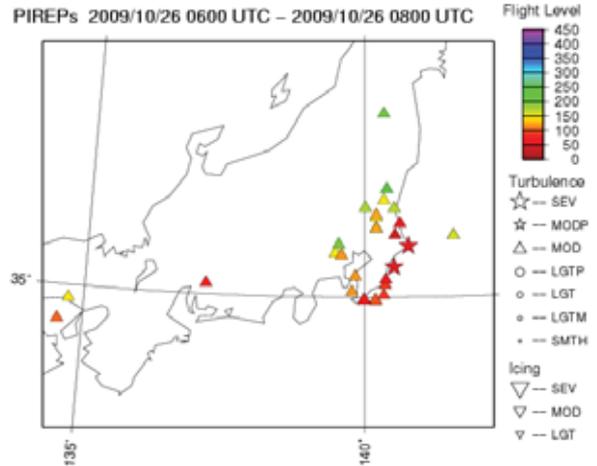


図 3.5.21 2009 年 10 月 26 日 07UTC の前後 1 時間内に通報された MOD 以上の乱気流の実況。シンボルは乱気流の強さを、色は高度 (FL) を示す。

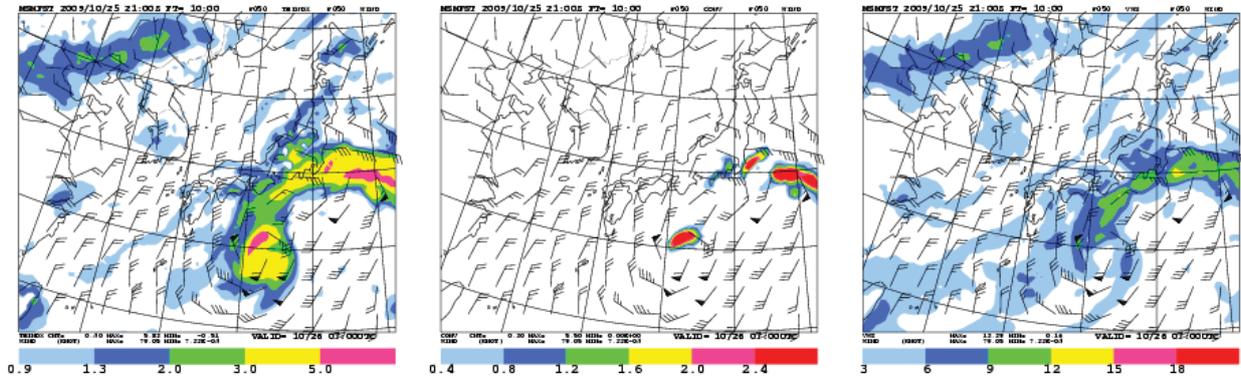


図 3.5.22 2009 年 10 月 25 日 21UTC 初期値の 10 時間予報の FL050 の予想結果。(左) TBindex と風、(中) CONV と風、(右) VWS と風。VWS の単位は kt/1000ft。

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

TBindexでは様々な要因による乱気流を考慮しているが、全ての乱気流を予測できるものではない。例えば、上層雲の雲底で発生していると思われる乱流 (Luce et al. 2009) や、対流雲の雲頂で発生した内部重力波がその上方で碎波することで発生する乱気流 (Lane and Sharman 2008) は、発生メカニズムや予測手法がまだ確立されていないため、TBindexには考慮していない。また、人工的な乱気流である後方乱気流や衝撃波失速もTBindexでは考慮していない。これらの乱気流はTBindexでは予測ができないと考えてよい。またTBindexで考慮している乱気流であっても、個々の指数の算出方法が不

十分であるために、TBindexでの予測が正しく行われない場合もある。例えば、トランスバースバンドに伴う乱気流を予測するための指数として導入したTRAVは、上層を中心に回帰式に採用されたことは良いが、係数の値としてはそれほど大きくならなかった。これはTRAVが乱気流発生の特徴を十分には捉えられていないためであり、今後の改良に向けた課題の一つと言えるだろう。このほかに導入した新規指数も、いずれも簡便な手法による指数であり、予測が正しくできない場合もある。

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

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

### 3.5.9 まとめ

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

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

#### 参考文献

- 大野久雄, 三浦信男, 1982: 圏界面直下におけるケルビンヘルムホルツ波の励起. *天気* **29**, 1235-1241.
- 大林正典・榊原茂記, 2000: 航空気象予報. 平成 12 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-45.
- 大林正典, 2001: カンパニーパイレップについて. 航空気象ノート第 61 号, 気象庁総務部, 1-3.
- 尾崎友亮, 1996: 晴天乱気流 (CAT) の検出と予測 - WMO 第 10 回航空気象委員会科学講演より -. 航空気象ノート第 50 号, 気象庁総務部, 103-118.
- 気象衛星センター, 2003: 気象衛星画像の解析と利用 - 航空気象編一, 223pp.
- 工藤淳, 2007a: 国内航空用悪天 GPV の積乱雲予測手法の開発. 航空気象ノート第 66 号, 気象庁総務部, 11-18.
- 工藤淳, 2007b: 航空悪天 GPV. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 82-83.
- 工藤淳, 2008: 国内航空悪天 GPV. 平成 20 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 92-98.
- 工藤淳, 2009a: 国内航空悪天 GPV の積乱雲予測手法の改良. 航空気象ノート第 69・70 号, 気象庁総務部, 1-8.
- 工藤淳, 2009b: 中層雲底で発生する乱気流. 航空気象ノート第 69・70 号, 気象庁総務部, 9-23.
- 航空気象予報作業指針 (2010 年 6 月版), 2010: 気象庁予報部.
- 原旅人, 2008: 乱流過程. 数値予報課報告・別冊 54 号, 気象庁予報部, 117-148.
- 宮腰紀之, 2003: 風ベクトルの外積を用いた乱気流予測の指数. *天気* **50**, 327-334.
- 山田雄二, 2008: 乱気流確率予測に向けた技術開発. 航空気象ノート第 67 号, 気象庁総務部, 1-11.
- Clark, T. L., J. R. Scoggins, and R. E. Cox, 1975: Distinguishing between CAT and non-CAT areas by use of discriminant functional analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 514-520.
- Dutton, M. J. O., 1980: Probability forecasts of clear-air turbulence based on numerical model output, *Meteorological Magazine*, **109**, 293-310.
- Ellrod, G. P. and D. I. Knapp, 1992: An Objective Clear-Air Turbulence Forecasting Technique: Verification and Operational Use, *Weather and Forecasting*, **7**, 150-165.
- Gerbier, N. and M. Berenger, 1961: Experimental studies of lee waves in the French Alps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **87**, 13-23.
- Knox, J. A., D. W. McCann, and P. D. Williams, 2008: Application of the Lighthill-Ford Theory of Spontaneous Imbalance to Clear-Air Turbulence Forecasting, *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3292-3304.
- Lane, T. P. and R. D. Sharman, 2008: Some Influences of Background Flow Conditions on the Generation of Turbulence due to Gravity Wave Breaking above Deep Convection. *J. Appl. Meteor. Clim.*, **47**, 2777-2796.
- Lester, P. F. and W. A. Fingerhut, 1974: Lower Turbulent Zones Associated with Mountain Lee Waves. *J. Appl. Meteor.* **13**, 54-61.
- Luce, H., T. Nakamura, M. K. Yamamoto, M. Yamamoto, and S. Fukao, 2009: MU radar and lidar observations of clear-air turbulence underneath cirrus, *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 438-452.
- Scorer, R. S., 1949: Theory of waves in the lee of mountains. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **75**, 41-56.
- Scorer, R. S., 1978: Environmental Aerodynamics, Ellis Horwood, 488pp.
- Sharman, R., C. Tebaldi, G. Wiener, and J. Wolff, 2006: An Integrated Approach to Mid- and Upper-Level Turbulence Forecasting, *Weather and Forecasting*, **21**, 268-287.
- Shen, B. and Y. Lin, 1999: Effects of Critical Levels on Two-Dimensional Back-Sheared Flow over an Isolated Mountain Ridge on an f Plane, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3286-3302.