

# 平成28年度予報技術 研修テキスト

(予報課)

February 2017

気 象 庁 予 報 部



## はじめに

平成 28 年を振り返ると、6 月から 7 月本州付近に停滞した梅雨前線の影響による九州を中心とした西日本の大雨や、8 月台風の相次ぐ北日本への接近・上陸による北海道や岩手県を中心とした大雨により、各地で土砂災害、河川の氾濫や浸水害等が発生し、甚大な被害がもたらされた。また、ここ数年でも平成 26 年 8 月の広島市を中心とした大雨や平成 27 年 9 月関東・東北豪雨など、毎年のように集中豪雨や台風等による甚大な被害が発生している。

平成 27 年 1 月国土交通省では、近年、集中豪雨や台風による被害が相次いで発生しており、雨の降り方が局地化、集中化、激甚化していることを踏まえ、「新たなステージに対応した防災・減災のあり方」を取りまとめ、また、同年 7 月交通政策審議会気象分科会においては、防災・減災のためにソフト面から気象庁が取り組むべき事項を審議し、「新たなステージ」に対応した防災気象情報と観測・予測技術のあり方」が提言された。この中で、防災気象情報のあり方として「社会に大きな影響を与える現象については、可能性が高くなくともその発生のおそれを積極的に伝えていくこと」と「危険度やその切迫度を分かりやすく提供すること」、また、観測・予測技術の向上については「防災気象情報改善の基盤であり、中長期的な視点を持って取り組んでいく必要があること」等が示された。さらに、関東・東北豪雨をうけて、平成 27 年 12 月国土交通省社会資本整備審議会において水防災意識社会再構築ビジョンが示され、ハードでは防ぎきれない大洪水は必ず発生するとの意識変革の必要性、被害を最小化する減災の取り組みとして、住民が自らリスクを察知して主体的に避難できるよう、より実効性のある住民目線のソフト対策の重要性が確認されている。

本テキストは、予報担当者の技術力向上への寄与を目的として、予報作業についての指針やその時々最新の予報技術を解説するものである。今年度のテキストでは、第 1 章で関東・東北豪雨を題材に、分科会提言の「可能性が高くなくとも・・・」に対応する警報級の現象の可能性の発表に関する作業の具体例について、第 2 章では同提言の「危険度やその切迫度を・・・」に対応する大雨・洪水警報に用いる新しい指数（精緻化した流域雨量指数など）について解説した。また第 3 章以下では「観測・予測技術の向上」として、竜巻注意情報、降水短時間予報、高解像度降水ナウキャスト、ひまわり 8 号の画像を利用した霧の監視についてそれぞれ取りあげた。

長い目で見ると気象災害による人的被害は減少の傾向にあるものの、未だ毎年のように多くの方の尊い命が失われ、大切な財産をなくされるという現実がある。ソフト面での対策として、気象庁は防災気象情報の改善・的確な運用を着実に実施して行かねばならない。近年、防災気象情報の基盤となる観測・予測技術の進展はめざましく、社会の要請を最新技術を駆使して実現するため、予報担当者の技術力向上を一層進める必要がある。本テキストが、全国の気象官署の現場において日々取り組まれている予報担当者育成の支援となり、技術力向上が図られること、ひいては防災気象情報の改善や適時的確な運用に繋がることを期待する。

平成 29 年 2 月

予報課長 佐々木 洋

# 目次

はじめに

## 第1章 実例に基づいた予報作業の例

1.1	はじめに	1
1.2	「警報級の可能性」の概要	1
1.3	平成27年9月関東・東北豪雨の概要	2
1.4	「警報級の可能性（明後日以降）」の検討 （9月4～7日の予報作業）	3
1.4.1	はじめに	3
1.4.2	週間予報担当者の作業	4
1.4.2.1	9月4～7日の検討結果の概要	4
1.4.2.2	9月6日の作業	5
1.4.2.3	9月7日の作業	6
1.4.2.4	まとめ	7
1.4.3	短期予報担当者の作業 （明後日を対象とした「警報級の可能性」の検討）	8
1.4.3.1	検討の準備	8
1.4.3.2	7日11時発表予報に向けた作業	9
1.4.3.3	7日17時発表予報に向けた作業	10
1.5	「警報級の可能性（明日まで）」の検討 （9月8日朝の作業）	12
1.5.1	はじめに	12
1.5.2	総観場と大雨をもたらす環境場の把握	14
1.5.2.1	9月7日21時の実況	14
1.5.2.2	総観場と大雨をもたらす環境場の把握	16
1.5.2.3	線状降水帯の発生について	18
1.5.3	防災時系列の検討	19
1.5.3.1	定性的なシナリオの検討	19
1.5.3.2	降水量の最も可能性の高い量的見積もりと、 悪目の量的見積もりの検討	20
1.5.3.3	土砂災害の危険度の見積もりの検討	21
1.5.4	「警報級の可能性（明日まで）」の検討	23
1.5.4.1	大雨警報（浸水害）の可能性の検討	23
1.5.4.2	大雨警報（土砂災害）の可能性の検討	24
1.5.4.3	顕著な大雨となる可能性についての検討	25
1.5.4.4	雨の警報級の設定	26
1.5.5	大雨警報発表時の作業（9月8～9日）	26
1.6	まとめ	28

第2章 大雨・洪水警報作業に用いる新しい指数	
2.1 はじめに	30
2.2 流域雨量指数の精緻化	30
2.2.1 精緻化の概要と目的	30
2.2.2 精緻化に伴う処理の変更	31
2.2.2.1 地質に応じたタンクパラメータの割当方法	31
2.2.2.2 流下計算に関わる係数	33
2.2.2.3 非都市用タンクパラメータの調整	33
2.2.3 精緻化の効果	34
2.2.3.1 小河川の流域雨量指数の改善事例	34
2.2.3.2 現計算対象河川の流域雨量指数の改善事例	35
2.2.4 利用上の留意点	36
2.3 精緻化した流域雨量指数による 洪水警報・注意報基準の設定	36
2.3.1 指数計算格子と基準設定格子	36
2.3.2 水害の分類と基準要素	37
2.3.3 基準の設定方法	37
2.4 洪水警報を補足するメッシュ情報	38
2.4.1 メッシュ情報の作成方法と利用上の留意点	38
2.4.2 具体事例	40
2.5 新しい指数を使った予報作業の概要	42
2.5.1 大雨警報(浸水害)・大雨注意報	42
2.5.2 洪水警報・洪水注意報	46
第3章 竜巻注意情報の改善	
3.1 経緯	48
3.2 目撃情報を活用した竜巻注意情報	48
3.3 竜巻発生確度ナウキャスト Ver3.4 (2014年11月5日14:00JST～2016年12月15日11:50JST)	50
3.3.1 気象庁レーダー250mデータを用いた メソサイクロン検出	50
3.3.1.1 250m分解能のレーダー観測データの利用	51
3.3.1.2 品質管理の改善	51
3.3.2 突風危険指数と突風総合判定基準の改善	52
3.3.3 精度評価	56
3.4 竜巻発生確度ナウキャスト Ver4.0 (2016年12月15日12:00JST～)	57
3.4.1 国土交通省XバンドMPレーダと気象庁気象ドップラー レーダーの複合利用によるメソサイクロン検出について	57
3.4.1.1 新しいメソサイクロン検出	57



6.2.2.2	暖かい気塊の移流霧	98
6.2.2.3	蒸発霧または蒸気霧（冷たい気塊の移流霧）	100
6.2.2.4	前線霧または混合霧	100
6.2.2.5	滑昇霧	100
6.3	ひまわり8号 RGB 合成画像による霧の監視	101
6.3.1	はじめに	101
6.3.2	霧監視に適したひまわり8号の観測画像	101
6.3.3	霧監視に適したひまわり8号 RGB 合成画像	101
6.3.4	ひまわり8号 RGB 合成画像を利用した霧監視	102
6.3.5	霧域抽出の着目点	108
6.3.6	ひまわり8号 RGB 画像を用いた 霧域監視の留意事項	111
6.3.7	おわりに	113
6.4	視程（霧）に関する海上予警報作業	115
6.4.1	はじめに	115
6.4.2	視程（霧）の地方海上分布予報	115
6.4.3	2016年3月8日の関東海域における 濃霧事例を用いた海上予警報作業	117
6.4.3.1	はじめに	117
6.4.3.2	本事例の概要	117
6.4.3.3	7日15時観測に基づいた作業	120
6.4.3.4	7日21時観測に基づいた作業	123
6.4.3.5	8日3時観測に基づいた作業	125
6.4.3.6	8日9時観測以降の作業	126
6.5	ひまわり8号のデータと数値予報データを利用した 夜間霧監視プロダクトの開発	127
6.5.1	はじめに	127
6.5.2	各バンドと差分画像に見られる下層雲・霧の特徴	127
6.5.3	S1、S2、B13による霧候補の抽出	128
6.5.4	SYNOPによる霧観測時のS1・S2・RMSEの分布と閾値	129
6.5.5	MSM_GPVによる判断	129
6.5.6	衛星データと数値予報GPVによる判定フロー	130
6.5.7	霧監視プロダクト表示例	130
6.5.8	プロダクトの精度評価	132
6.5.9	夜間霧監視プロダクトの留意点	133

# 第1章 実例に基づいた予報作業の例

## 1.1 はじめに\*

平成27年(2015年)7月29日に交通政策審議会気象分科会で『『新たなステージ』に対応した防災気象情報と観測・予測技術のあり方』(以下、「気象分科会提言」)が取りまとめられた。気象分科会提言では、社会に大きな影響を与える現象については、可能性が高くなくともその発生のおそれを積極的に伝えていくことが提言された。その具体的な対応として、新しい防災気象情報である、明後日以降の警報級の現象になる可能性(以下、「警報級の可能性(明後日以降)」)と明日までの警報級の現象になる可能性(以下、「警報級の可能性(明日まで)」)、これと「警報級の可能性(明後日以降)」を総称して「警報級の可能性」を提供することとし、平成28年度は試行を行い、平成29年度から運用を開始する。

予報技術研修テキスト(以下、「研修テキスト」)では、その時々々の予報作業環境や予報技術の変化を踏まえて、気象庁における予報業務の標準的な作業について解説を行ってきた。本章では、新たに運用を開始する「警報級の可能性」について、雨に関する新しい予報作業のシミュレーションを行い、「警報級の可能性」の発表に関する標準的な予報作業や検討例を主に解説する。事例としては、平成27年度に発生した気象災害の中でも甚大な被害が発生した「平成27年9月関東・東北豪雨」のうち関東地方の大雨(9月9~10日)を対象とする。平成27年9月関東・東北豪雨は、平成27年(2015年)9月9日から11日にかけて、台風第18号や台風第17号の影響で関東地方と東北地方では記録的な大雨となった。

1.2節では、「警報級の可能性」の概要、1.3節では、平成27年9月関東・東北豪雨の概要、1.4節では、関東地方の大雨(9月9~10日)を対象とした「警報級の可能性(明後日以降)」の検討(9月4~7日の予報作業)、1.5節では、「警報級の可能性(明日まで)」の検討(9月8日5時予報作業)を順次述べる。

## 1.2 「警報級の可能性」の概要\*

気象分科会提言では、防災気象情報に関する現状と課題として、いくつかの課題が挙げられている。その中で、本章と関連するものは次の2つがある。

国土交通省がとりまとめた「新たなステージに対応した防災・減災のあり方」においては、いわゆる「スーパー台風」などに伴って発生する暴風、高潮、長期にわたる大雨による大規模水害時における広域避難や救助等への備えの充実の必要性が指摘されており、これへの対応を円滑に行うためには、災害が発生することを前提として、対応に従事する関係者間で、「いつ」、「誰が」、「何をするか」を時間軸に沿って整理し、予め合意して文書化した「タイムライン(時系列の防災行動計画)」(第1.2.1図)を策定する必要があるとされている。タイムラインには、準備やその実施のために数日前から対応を必要とする事項(例えば広域避難等)も含まれていることから、それらを支援できる防災気象情報の提供が必要となってくる。現状の台風に関する情報では、風速25m/s以上の暴風に関する数日先の予測は提供しているものの、その他の現象については、週間天気予報において雨が降るかどうかの予報を提供しているに過ぎない。このため、台風等を想定したタイムラインによる防災対応を支援するためには、数日先までの予測に関する防災気象情報の提供の強化が望まれる。

夜間の避難は困難を伴うことから、これを回避するため、夕方の段階で住民が避難や避難の準備を行うなど、暗くなる前の行動の判断を促す必要がある。気象庁は、前日の夕方に大雨注意報を発表している

---

\*竹田 康生(気象庁予報部予報課)



が、夜間の避難を回避するため、及び暗くなる前の市町村における体制確保の判断を支援するため、確度が高くなるとも警報級の現象になる可能性があるなど、早い段階から一段高い呼びかけの実施について考えていく必要がある。

上記の課題のうち、への対応が、「警報級の可能性(明後日以降)」の提供である。「警報級の可能性(明後日以降)」では、週間天気予報の発表(毎日11時、17時)に合わせて、明後日から5日先まで、日ごとに警報級の現象が生じる可能性を、「-」「中」「高」のいずれかで提供する。また、への対応が、翌日までの「警報級の可能性(明日まで)」の提供である。「警報級の可能性(明日まで)」は、府県天気予報の発表(毎日5時、11時、17時)に合わせて、夜間に警報級の現象が生じる可能性などを提供する。「警報級の可能性(明日まで)」については、定時以外にも、特別警報・警報・注意報発表時に必要に応じて提供する場合がある。「警報級の可能性」プロダクトの詳細については、平成27年度予報技術研修テキストを参照されたい。

### 災害対応のスケジュール表“タイムライン”

○タイムラインとは、災害が発生することを前提として、関係者が事前にとるべき行動を「いつ」「誰が」「何をするか」に着目して時系列で整理したもの。



第1.2.1図 防災行動計画(タイムライン)のイメージ

国土交通省ホームページ

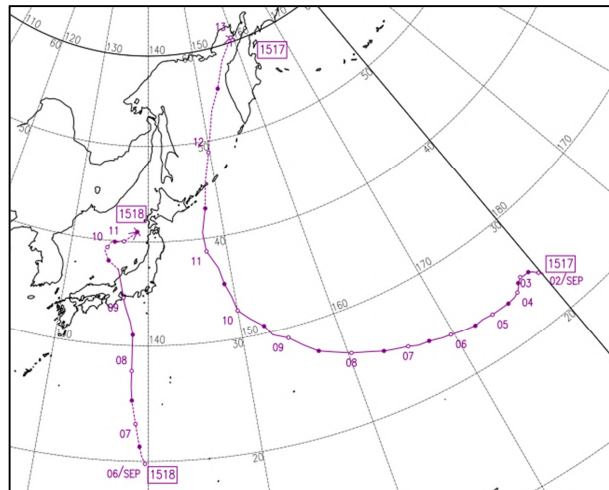
[http://www.mlit.go.jp/river/bousai/timeline/pdf/timeline01\\_1601.pdf](http://www.mlit.go.jp/river/bousai/timeline/pdf/timeline01_1601.pdf)

### 1.3 平成27年9月関東・東北豪雨の概要\*

2015年9月7日21時に沖ノ鳥島の東の海上で発生した台風第18号は、日本の南海上を北上し、9日9時半頃に愛知県西尾市付近に上陸した後、日本海に進み、同日15時に温帯低気圧に変わった。また、台風第17号は9月2日3時にミッドウェー諸島近海の西経域で発生し、南鳥島近海から日本の東に進み、9月11日21時に千島近海で温帯低気圧に変わった(第1.3.1図、第1.3.2図)。

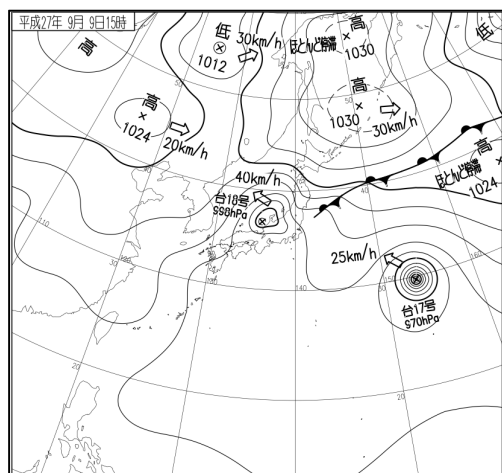
\*竹田 康生(気象庁予報部予報課)

9月9日から11日にかけて、台風第18号から変わった低気圧に流れ込む南よりの風、後には台風第17号の周辺からの南東風が主体となり、湿った空気が流れ込み続けた影響で、線状降水帯が次々と発生し、関東地方と東北地方で記録的な大雨となった。9月7日から9月11日までに観測された総降水量は、栃木県日光市今市で647.5mm、宮城県丸森町筆甫で536.0mmなどとなり、9月の月降水量の平年値の2倍を超えた所があった（第1.3.3図）。この大雨により、土砂災害、浸水、河川の氾濫等が発生し、宮城県、茨城県及び栃木県で死者8名の人的被害が出るなど、甚大な被害が発生した。

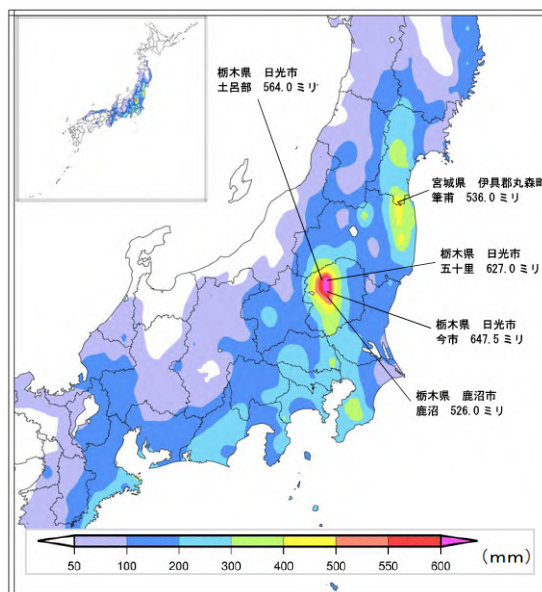


第1.3.1図 台風第17号、第18号の台風経路図

図上の数字は日にちで、 は9時、 は21時の中心位置を示す。



第1.3.2図 9月9日15時の速報天気図



第1.3.3図 総降水量分布図(9月7日~11日)

## 1.4 「警報級の可能性(明後日以降)」の検討(9月4~7日の予報作業)

### 1.4.1 はじめに\*

「警報級の可能性」の試行運用開始以降、週間予報では雨・雪・風・波の各要素ともに、「高」は概ね5割程度以上、「中」は概ね3~4割の割合で警報級の現象が発現することを想定し、3~5日先について1日単位・府県週間天気予報と同じ対象地域単位で「警報級の可能性」を発表している。これら「高」「中」の発表は、週間予報で予測可能なスケールである総観規模じょう乱による警報級の現象を対象とし、週間アンサンブルモデルに基づく各要素の「量的ガイダンス」及びそれをういた「警報級の可能性ガイダンス」をベースに、全球モデル(以下、「GSM」)などアンサンブルモデルに比べて高解像度のモデル予測等も参考にしながら決定している。ただし、台風については3日先までの強度予報と5日先までの進路予報があり、これら予報

\*板橋 耕一郎(気象庁予報部予報課)

に沿った判断を行っている。「警報級の可能性ガイダンス」の詳細については、平成 27 年度予報技術研修テキストを参照されたい。

なお、「警報級の可能性（明後日以降）」は基本的に地方予報中枢官署の週間予報担当者が予報するが、明後日を対象とした「警報級の可能性」については、明後日の天気予報を担当する同官署の短期予報担当者が予報する。以下、関東地方の大雨（9月9～10日）を対象に、特に雨量の多かった栃木県を主として、1.4.2項では週間予報担当者の作業、1.4.3項では短期予報担当者の作業について解説する。

## 1.4.2 週間予報担当者の作業\*

### 1.4.2.1 9月4～7日の検討結果の概要

9月4～7日にかけての、関東地方の大雨（9月9～10日）を対象とした「警報級の可能性（明後日以降）」では、週間予報担当者が予報した期間においては、7日午前中までは「高」「中」を予報していないが、7日夕方は、短期予報担当者が検討する9日を対象とした予報（1.4.3項で詳述）を考慮して10日を対象として「中」を発表した。週間アンサンブルモデルによる予測では、主なじょう乱のうち台風第17号に関しては、初期値による変化は小さく予測が安定していることに加えて台風予報とも概ね整合しており、東寄りの湿った空気が入るとの見通しが維持されていた。一方、9月3日21時初期値の資料では中国・四国付近に深いトラフ（寒冷渦）が予測されていたが、この予測は初期値が新しくなるに連れて西へシフトして9月6日21時初期値の資料では九州付近に停滞させるメンバーが多くなり、降水域の主体は関東～東北ではなく東海～西日本太平洋側となっていった。

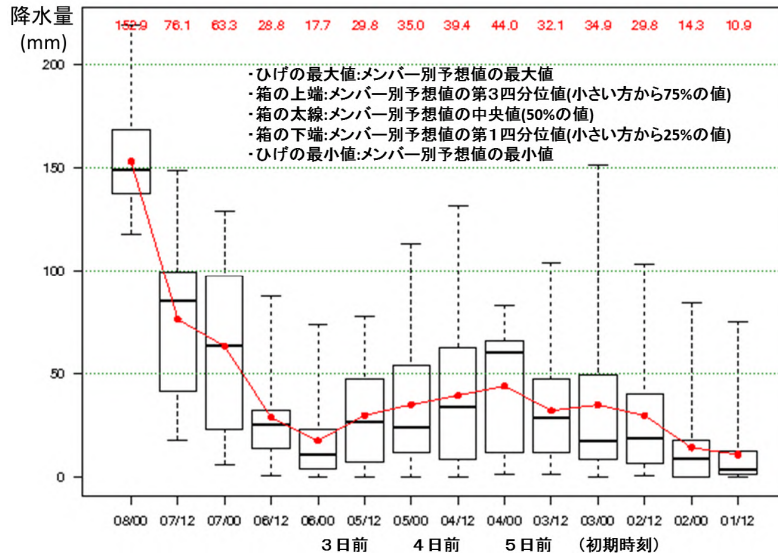
第1.4.1表 9月9～10日を対象とした9月4～7日の週間予報（11時発表）ほか

予報発表日	9月4日		9月5日		9月6日		9月7日	
予報対象日	9日	10日	9日	10日	9日	10日	9日	10日
発表予報（栃木）	/	/	/	/	//	/	//	/
警報級ガイダンス（雨）	-	-	-	-	-	-	-	-
最大降水量ガイダンス（関東）	53mm	23mm	56mm	0mm	41mm	0mm	43mm	14mm

第1.4.1表に、定時発表した週間予報および予測資料の一部を示す。ここで最大降水量ガイダンス（日降水量）は、予報誤差を考慮して関東地方での最大値を用い、全メンバーの平均値を掲載している。なお、日々の週間予報作業では、まず各要素の「警報級の可能性ガイダンス」とともに「最大ガイダンスの全メンバー平均値」を所管する地域について概観し、必要があると判断すれば、府県ごと・メンバーごとの詳細な予測値を確認することとしている。今回のケースではいずれも「警報級の可能性ガイダンス」は「-」で、なおかつ「最大降水量ガイダンス（全メンバー平均値）」は60mm未満であり、大雨のポテンシャルを関東地方について認識することは難しかったことがこの表から分かる。さらに、「警報級の可能性」の検討材料の一つである最大降水量ガイダンスは、「対象日が近づくに連れて大雨の危険性が大きくなる」傾向も示していない。

9月9日の栃木県について、全メンバーの最大降水量ガイダンスの初期値推移を見ると（第1.4.1図）9月4日（5日前）と5日（4日前）は日降水量100mm以上を予測するメンバーがあったが、9月6日（3日前）はすべてのメンバーの予測値が100mmに届いていなかった。なお、「警報級の可能性ガイダンス」は、いずれも「-」である。

\*高山 大（気象庁予報部予報課）

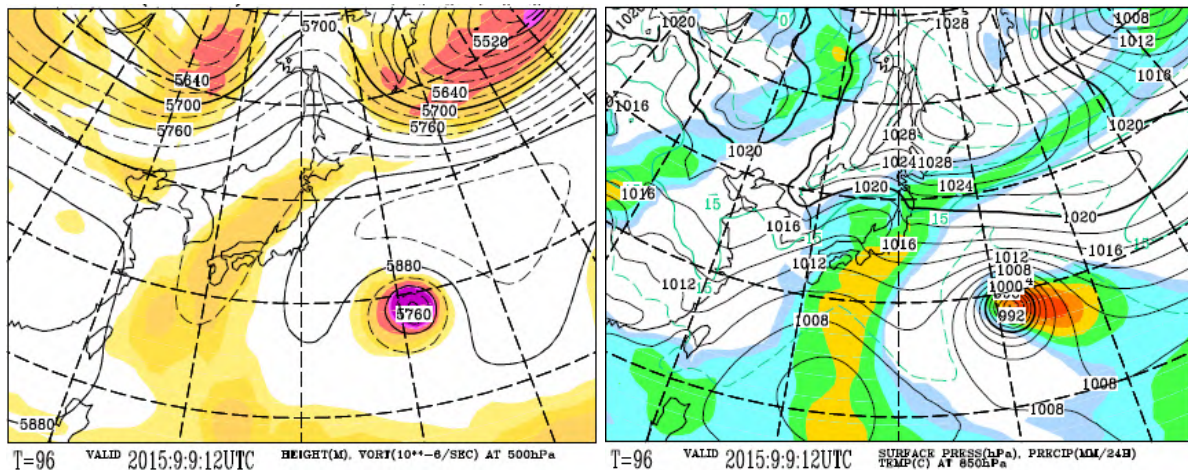


第 1.4.1 図 週間アンサンブル予測による平成 27 年 9 月 9 日を対象とした栃木県の最大降水量

初期値ごとに全 27 メンバーの分布を示す箱ひげ図で、赤線および上端の数値は全メンバー平均値。

### 1.4.2.2 9月6日の作業

9月6日の週間アンサンブル資料(第 1.4.2 図)は、9日には 500hPa で 5820m 付近の深いトラフ(寒冷渦)を西日本付近に停滞させ、-9 以下の寒気を流れ込ませていた。そして 10日にはこのトラフ(寒冷渦)をゆっくり東へ進め、近畿～東海を中心に下層暖湿気の流入を予測していた。これらにより、西日本太平洋側～東海については大気の状態が非常に不安定となって大雨のおそれがあると判断した。一方、関東や東北については、週間指し報での記述としては、9日は「雨が降りやすい」、10日は「雲が広がりやすく雨の降る所もある」との表現にとどまり、警報級の大雨を予想するには至らなかった。なお、台風第 17 号に関する週間アンサンブルモデル予測(全メンバー)は、多くのメンバーが日本の東を北上するという台風予報と概ね整合している一方、深いトラフ(寒冷渦)の位置の予想は不確実性が大きく、大雨の予想位置が変わる可能性を示唆していた。6日夕方には短期予報担当者へ「9日は関東甲信において警報級の現象が発生する可能性は小さいが、深いトラフ(寒冷渦)の予想には不確実性が大きく最新資料に留意」と引き継いだ。



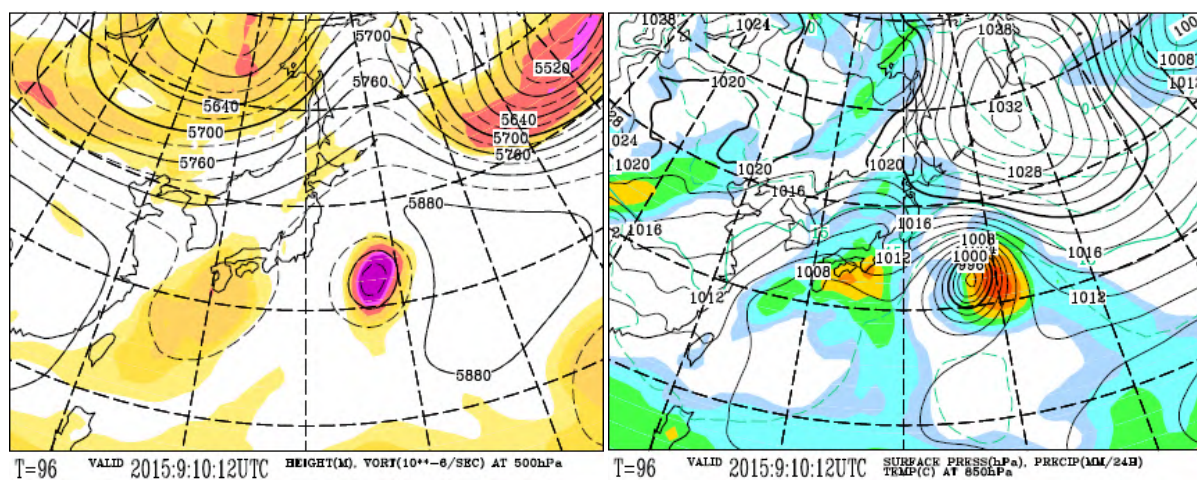
第 1.4.2 図 9月9日を対象とした6日11時予報検討時の週間アンサンブル予測

週間アンサンブルモデル(5日21時初期値)の全 27 メンバーを平均したものの。左: 500hPa 面の高度(黒線)と渦度、右: 地上気圧(黒線)と 850hPa 面の気温(緑線)及び 21 時までの前 24 時間降水量。

### 1.4.2.3 9月7日の作業

10日に関する7日11時予報検討時の週間アンサンブル資料(第1.4.3図)は、台風第18号(この時点では熱帯低気圧)と5820m付近の深いトラフ(寒冷渦)を一体化させて西日本付近に予測している。週間アンサンブルモデルは台風第18号について初期値ごとに北上を早めており、この時点では台風予報に近い予測になっていた。なお、台風第17号のモデル予測は引き続き安定しており、台風予報と同様に日本の東を北上させている。

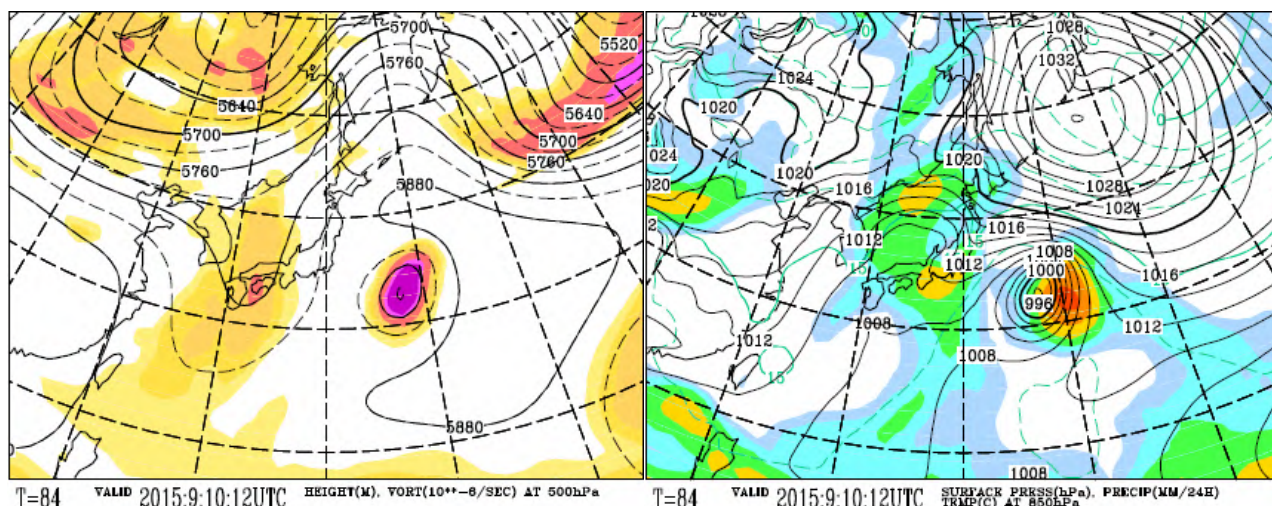
大雨に対する警戒の中心は、台風第18号の進路や下層暖湿気の流入先などから判断して、北・東日本(東北や関東)より西・東日本(四国や近畿・東海)に引き続き向けられていた。週間指示報での記述内容は、「北・東日本では北東～東からの湿った気流の影響を受けて、太平洋側の地方を中心に雨の降る所がある。期間の前半は、深いトラフ(寒冷渦)や台風第18号の影響で、西・東日本を中心に大雨のおそれ。」というものであった。



第1.4.3図 9月10日を対象とした7日11時予報検討時の週間アンサンブル予測

週間アンサンブルモデル(6日21時初期値)の全27メンバーを平均したもの。左:500hPa面の高度(黒線)と渦度、右:地上気圧(黒線)と850hPa面の気温(緑線)及び21時までの前24時間降水量

この12時間後の7日9時初期値の週間アンサンブル資料(9月7日の17時予報発表時に使用)を第1.4.4図に示す。台風第18号と一体化した深いトラフ(寒冷渦)の位置や降水域が、第1.4.3図より東にシフトしている。この予測資料や、短期予報担当者が9日の「警報級の可能性」を「高」と発表する(1.4.3項で詳述)ことを踏まえて、7日17時予報では、10日の「警報級の可能性」を「中」として発表した。



第 1.4.4 図 9 月 10 日を対象とした 7 日 17 時予報検討時の週間アンサンブル予測

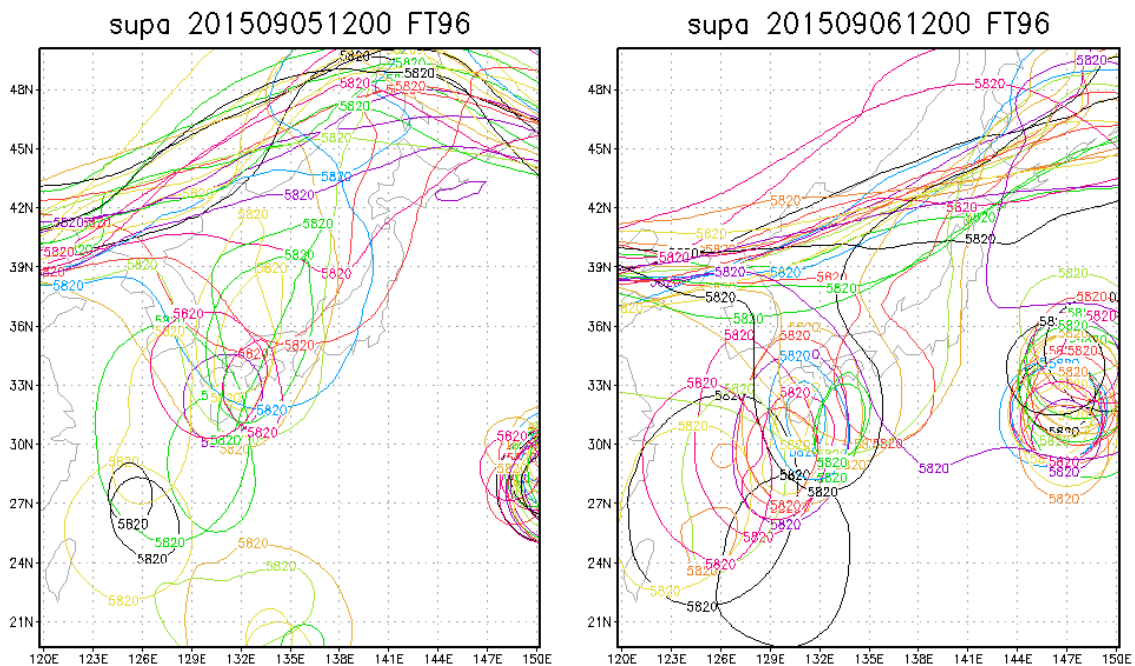
週間アンサンブルモデル（7 日 9 時初期値）の全 27 メンバーを平均したもの。左：500hPa 面の高度（黒線）と渦度、右：地上気圧（黒線）と 850hPa 面の気温（緑線）及び 21 時までの前 24 時間降水量

#### 1.4.2.4 まとめ

平成 27 年 9 月関東・東北豪雨のうちの関東の大雨（9 月 9～10 日）については、週間予報担当者の予報する期間である 9 月 4～7 日に警報級の大雨を予測することは難しい事例だった。これは、今回の大雨をもたらした要因が「ひとつの台風の通過」のように単純なものではなく、台風第 17 号・台風第 18 号・深いトラフ（寒冷渦）・前線などが複雑に絡み合ったものであり、それらを総体として数日前から予測することが難しかったためであったと言える。

予測の困難さを示す例として、9 日を対象とした 6 日 11 時予報検討資料と 10 日を対象とする 7 日 11 時予報検討資料における 500hPa 面の 5820m 等高度線（全 27 メンバー）を示す（第 1.4.5 図）。週間予報で最も高い予測精度を期待できる 3 日先の予想資料でも今回の事例ではバラツキが大きく、しかも関東での大雨を予測しないメンバーばかりであった。ただ、7 日 9 時初期値になると台風第 18 号と一体化した深いトラフ（寒冷渦）の位置や降水域が東へシフトし、関東地方における大雨の可能性を示していたことや、短期予報担当者の検討結果も踏まえて、7 日 17 時予報では 10 日を対象とした「警報級の可能性」に「中」を発表することができた。このように短期予報担当者との検討結果の共有が重要である。

週間アンサンブル予測による台風第 18 号の予測が実際の経路に近くなったのは短期予報の作業期間に入ってからで、週間予報のリードタイム内では深いトラフ（寒冷渦）の予測位置とともに西もしくは南へずれていた。このことなどにより、週間アンサンブル資料は関東～東北ではなく西日本太平洋側～東海にまとまった雨を予測していた。今後同ようなケースが現れた場合、週間アンサンブル資料から台風予報の進路に近いメンバーを抽出して総観場を把握する等、台風進路予報をうまく活用することなどによりモデル予測やそれに基づくガイダンスなどを補正して判断できれば、「警報級の可能性（明後日以降）」のより適切な予想につなげられると考える。



第 1.4.5 図 21 時初期値の 96 時間先 = 3 日先についての週間アンサンブルモデル予測

左：9 月 9 日を対象とした 500hPa 面の 5820m 等高度線（全 27 メンバー）

右：9 月 10 日を対象とした 500hPa 面の 5820m 等高度線（全 27 メンバー）

### 1.4.3 短期予報担当者の作業（明後日を対象とした「警報級の可能性」の検討）\*

#### 1.4.3.1 検討の準備

この事例で取り上げている 9 日を対象とした現象については、6 日 17 時夕方に「9 日は関東甲信において警報級の現象が発生する可能性は小さいが、深いトラフ（寒冷渦）の予想には不確実性が大きく、最新資料に留意」（1.4.2.2 項）という引継ぎを週間予報担当者から受ける。その後、短期予報担当者（6 日夜勤当番者）は、翌日発表の予報に向けて GSM の予想資料や、「警報級の可能性ガイダンス」を、予想の変化も含めて確認しておく。また、明後日を対象とした天気等の全体的なシナリオ等は、7 日朝に本庁の作成する台風予報や週間指示報で示されるので、その内容を確認する。

明後日の警報級の目安は、各地方予報中枢で予め検討した目安に基づいて判断する。関東甲信地方における、台風周辺の暖湿流による大雨の場合の目安を、第 1.4.2 表に例として示す。関東甲信地方では、この目安に基づき、雨の「警報級の可能性」の「中」や「高」を判断する。

以下では、1.4.2 項の「週間予報担当者の作業」で取り上げた栃木県を対象とした検討について、主に解説する。

\*板橋 耕一郎（気象庁予報部予報課）

第 1.4.2 表 明後日の雨の警報級の可能性判断の目安の例（関東甲信地方の目安から一部抜粋）

<p>台風周辺の暖湿流による大雨の場合：</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・ 警報級の可能性ガイダンスで「中」以上の予想がある場合</li> <li>・ 1時間最大降水量ガイダンスで、当該府県及び隣接府県で警報級の予想がある場合</li> <li>・ 24時間最大降水量ガイダンス（フィルターレベル 2）で当該府県及び隣接府県で24時間降水量が150～200mm程度以上の予想がある場合</li> </ul> <p>これらいずれかを満たす場合には、高相当温位域が指向する府県に、雨の警報級の可能性「高」「中」を検討する。</p> <p>以下の不確実性がある場合には、「中」を検討する</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>台風の予想に不確実性がある場合</li> <li>最大降水量ガイダンスに不確実性がある場合</li> </ul> <p>1時間最大降水量ガイダンスが警報級の場合や24時間最大降水量ガイダンス（フィルターレベル 2）が200～250mm以上の場合で、不確実性が小さい場合には、「高」を検討する。</p>
--

1.4.3.2 7日11時発表予報に向けた作業

9日の雨に関しては、週間予報担当者から引き継いだとおり、6日の週間天気予報では警報級の大雨となる可能性は低い予想であった。

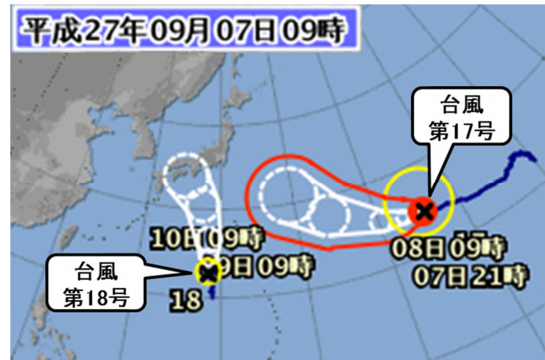
7日9時観測の台風72時間予報では、台風第18号の予報円の中心は9日9時で本州の南の北緯31度付近、10日9時で紀伊水道付近に進む予想である（第1.4.6図）。7日3時初期値のGSMの予想（図略）と比較すると、9日9時までの台風の進路予報は、GSMの予想に近く、その後、10日9時までの予想は、GSMよりもやや北上が遅れている。なお、台風第17号の台風進路予報はGSMの予想に近い予想となっている。

これらのことから、台風の影響についてはGSMを基本的に採用する方針とする。

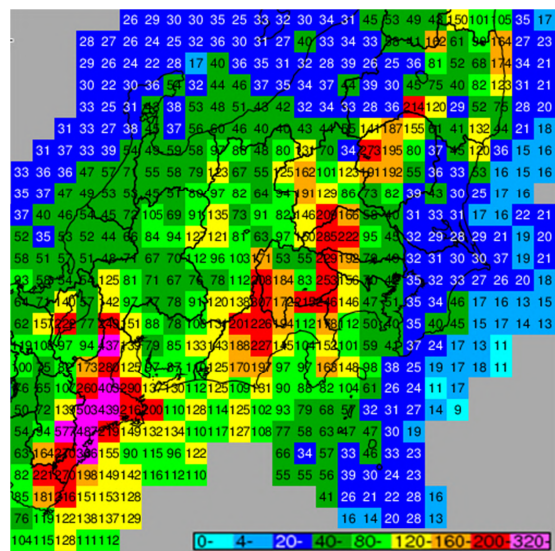
ただし、

- 予報円が示す台風予報の予報誤差
- 9日9時以降はGSMよりも台風の北上が遅く、強雨が長引く可能性
- 次第に台風第17号からの水蒸気も流れ込んで、大雨が更に長引く可能性

などの不確実さを考慮し、さらに、線状降水帯の発生による局所的な大雨の可能性についても考えながら、「警報級の可能性」について検討を進める。ここでは省略したが、台風の中心気圧についてもモデルの予想との比較を行い、必要に応じて暖湿気が流入する程度を修正して考え、降水量予想への反映が必要となる場



第 1.4.6 図 9月7日9時観測の台風72時間進路予報（日本付近を抜粋）



第 1.4.7 図 9月10日0時までのGSM24時間最大降水量ガイダンス（7日3時初期値）



合もある。

7日11時予報の検討や作成に利用できるGSMの最新の初期値である7日3時初期値の1時間最大降水量ガイダンスでは、関東甲信地方の山沿い中心に30mm/h前後の予想がみられる(図略)。24時間最大降水量ガイダンス(第1.4.7図)では、1時間最大降水量ガイダンスで強雨が予想される地域を中心に、9日の日降水量200mm以上がみられる。

前日(6日)までの予想では、警報級の大雨となる可能性が低かったことから分るとおり、降水量の予想は初期値ごとに予想が変化している。6日21時初期値の「警報級の可能性ガイダンス」は、9日の関東甲信地方は全ての予報区で雨の「警報級の可能性」は「-」で降水量の予想に不確実性があることを示している(図略)。

明後日の「警報級の可能性」については、上に示した検討結果と第1.4.2表の目安とを照らし合わせて判断する。

24時間降水量ガイダンスが200mm以上の地域もあり、関東地方と甲信地方は、200mm以上の当該府県が隣接府県となっている。予報の不確実性については、台風第18号の進路の不確実さや、ガイダンスの初期値ごとの変化、「警報級の可能性」が示す不確実性を考慮して、警報級となるかについては不確実性があると判断し、雨の「警報級の可能性」は、「中」を基本に検討することにする。関東甲信地方の山沿いを中心に降水量が多くなる傾向であることに留意し、今後の予想によっては、警報級の可能性「高」も検討することとする。

11時予報での「警報級の可能性」の検討結果を第1.4.3表に示す。

第1.4.3表 9月7日11時予報での、明後日を対象とした警報級の可能性の検討結果の例

着目する要素	予想
警報級の可能性ガイダンス	・ 栃木県など 関東甲信は全て「-」
1時間最大降水量ガイダンス	・ 関東地方や山梨県の山沿いを中心に30mm/h前後 ( 栃木県の警報基準は、80~90mm/h ) ・ 初期値毎に予想が変化。増加する傾向
24時間最大降水量ガイダンス ( フィルターレベル2 )	・ 栃木県から神奈川県・山梨県にかけて、200mm前後 ・ 初期値ごとに予想が変化。増加する傾向
顕著な大雨の可能性	・ 暖湿気が流入し、山沿いを中心に顕著な大雨の可能性あり
雨の警報級の可能性	栃木県で「中」( 関東地方と甲信地方で「中」 )

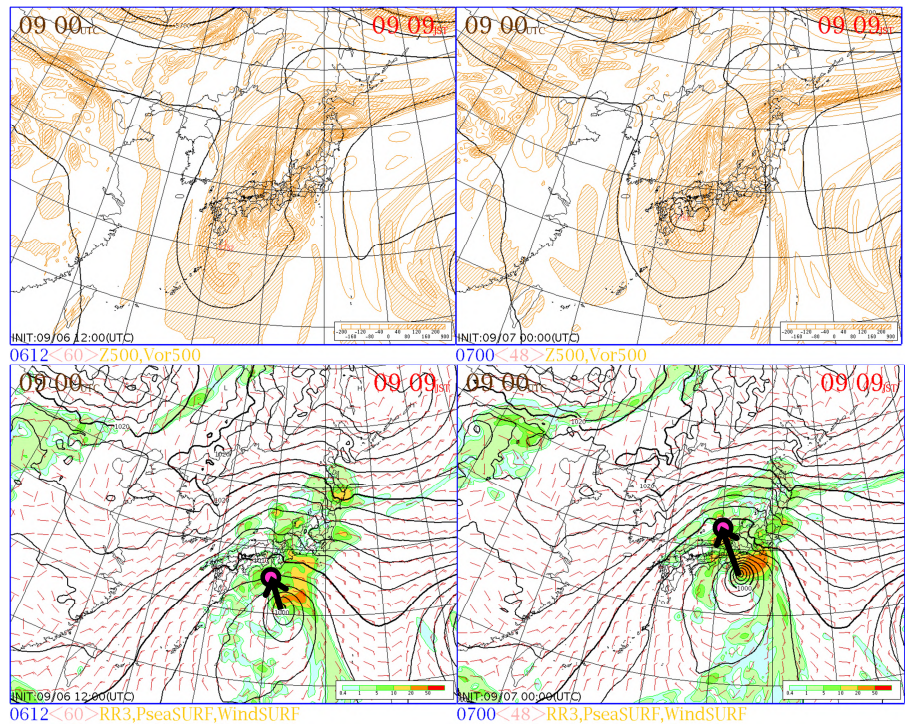
### 1.4.3.3 7日17時発表予報に向けた作業

7日9時初期値のGSMでは、6日21時初期値のGSMと比較して西日本に進む深いトラフ(寒冷渦)の位置が東よりに変わり、これに伴って台風第18号の北上コースもやや東よりとなり、北上が早まった(第1.4.8図)。15時観測の台風進路予報でも台風第18号の北上が早まり、9日15時には、予報円の中心が伊勢湾付近に予想されるようになった(第1.4.9図)。

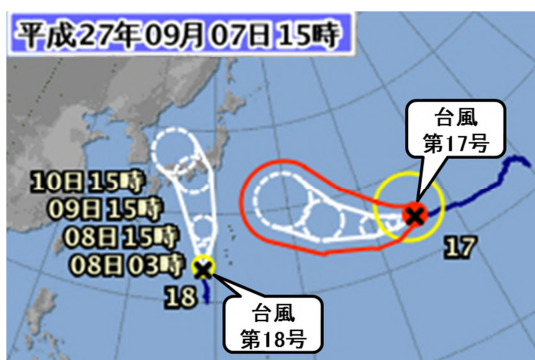
台風第18号が東よりのコースを北上する予想となったことで、関東甲信地方には、より大量の水蒸気が流入しやすい予想となり、これに対応して24時間最大降水量ガイダンス(第1.4.10図)でも山沿いを中心に9日の日降水量が300mm以上の予想が現れるようになった。また、関東地方に線状降水帯の発生条件を満たす地域が予想されはじめた(図略)。

関東甲信地方には、山沿いを中心に9日の24時間最大降水量200mm程度以上が持続的に予想され、予想降水量は増える傾向である。台風第18号のコース等に不確実性があるものの、台風のコースが予報と比べて多少逸れたとしても台風周辺の水蒸気は関東甲信地方に流入し、地形性降水が発生しやすい山沿いを中心に、強雨が持続しやすい状況となる可能性が高いと判断する。降水量は警報級を大きく超える値を予想しており、予報誤差を考慮しても、山沿いを中心に警報級の大雨となる確実性が高まったと判断する。線状降水帯の発生条件を満たす地域も予想されはじめた。

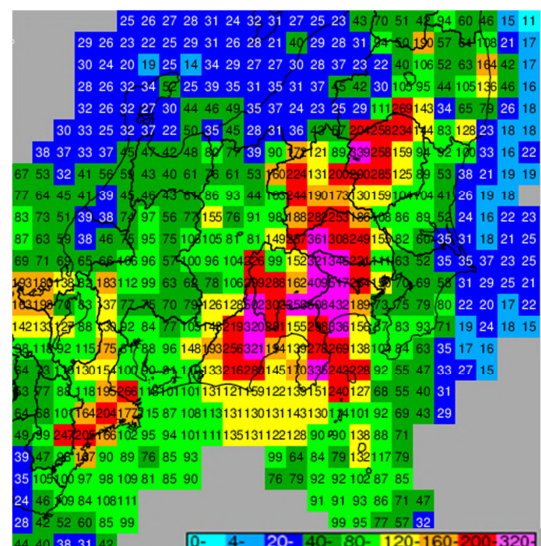
7日17時予報の「警報級の可能性」の検討結果を第1.4.4表に示す。



第1.4.8図 GSMによる9月9日9時の予想図、6日21時初期値(左)、7日9時初期値(右) 上段:500hPa高度・渦度、下段:地上3時間降水量・等圧線・風、桃色丸は12時間後(9日21時)の台風中心の予想位置



第1.4.9図 9月7日15時観測の台風72時間進路予報(日本付近を抜粋)



第1.4.10図 9月10日0時までのGSM24時間最大降水量ガイダンス(7日9時初期値)

第1.4.4表 9月7日17時予報での、明後日を対象とした「警報級の可能性」の検討結果の例

着目する要素	予想
警報級の可能性ガイダンス	・神奈川県で「高」 ・栃木県など関東地方の他の府県と、山梨県で「中」
1時間最大降水量ガイダンス	・栃木県では40mm/h前後（栃木県の警報基準は、80～90mm/h） 関東地方南部や山梨県で50mm/h以上の地域あり ・初期値毎に予想が変化。増加する傾向
24時間最大降水量ガイダンス （フィルターレベル2）	・栃木県から神奈川県・山梨県にかけて、250mm以上の地域あり ・初期値ごとに予想が変化。増加する傾向
顕著な大雨の可能性	・暖湿気が流入し、山沿いを中心に顕著な大雨の可能性あり ・関東地方で線状降水帯発生の可能性あり
雨の警報級の可能性	栃木県で「高」（栃木県から神奈川県・山梨県にかけて「高」）

なお、明後日までの「警報級の可能性」を「高」とし、警報級の現象が想定される場合には、府県気象情報や地方気象情報を発表して、警報級の現象への警戒を早い段階から呼びかけるかどうか検討する必要がある。このため、「警報級の可能性」を「高」とする場合には、地方予報中枢官署と府県予報担当官署とが連携して、「警報級の可能性」を「高」とする判断や、気象情報の発表についての調整を行う必要がある。

## 1.5 「警報級の可能性（明日まで）」の検討（9月8日朝の作業）\*

### 1.5.1 はじめに

1.4節では、防災行動計画（タイムライン）における災害対応の準備を行う段階で発表する「警報級の可能性（明後日以降）」の作業について解説した。1.5節では、住民の避難や避難準備、防災機関の早めの体制確保などの判断材料の一つとして活用されることを目的に提供する「警報級の可能性（明日まで）」について解説する。なお、「警報級の可能性（明日まで）」は、明日までの天気予報を受け持つ府県予報区担当官署が予報する。

明日までの短期予報における予報作業では、実況の解析による現象の推移を把握し、概念モデル等の知見や過去事例などに基づいて現象を解釈し、数値予報やガイダンスを基本資料として今後の天気経過（メインシナリオ）及びそれに対応した量的予想を行い、警報や注意報をはじめとした防災気象情報を発表している。

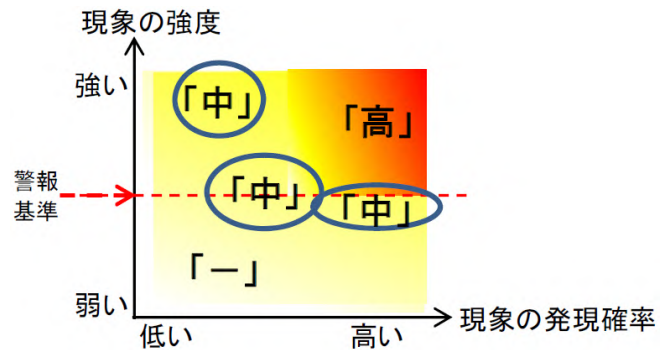
メインシナリオを考えたときの環境場、現象の構造の予想が適切で、メインシナリオに沿って現象が推移している場合でも、予想の時間的・空間的不確実性、強度の不確実性のため、防災時系列に設定した降水量等の量的見積もりは、多少なりとも誤差を伴う。これは、メインシナリオにおける量的予報の不確実性と考えることができる。一方、気象現象にはメインシナリオで考えたときと環境場が異なってきたり、空間スケールの小さな現象を含め、構造の異なる現象が発現したりする場合がある。これ（メインシナリオと異なる環境場や構造の現象に基づくシナリオ）をサブシナリオという。このような場合は、メインシナリオにおける不確実性の幅を超える実況が発現する場合がある。「警報級の可能性（明日まで）」は、量的予想と不確実性の大きさにより判断し発表する。確度が高くなくとも警報級の現象になる可能性を積極的に示すため、例えばサブシナリオで発生する可能性が低い場合であっても、その現象の程度が顕著な場合には「中」を発表することに留意する必要がある。

\*板橋 耕一郎、深谷 康人、格内 達雄（気象庁予報部予報課）

「警報級の可能性（明日まで）」は、想定される現象の強度と発現確率（現象が起こる確からしさ）の関係（第1.5.1図）により判断するが、強度と発現確率の関係を定量的に求めることは難しい。現時点では、GSMやメソモデル（以下、「MSM」）等の予報モデルの予想やこれまでの知見を活用して「警報級の可能性」を判断する。

明らかに警報基準を超える現象の予想が安定している場合には警報級の可能性は「高」となるが、警報基準前後となる予想の場合や、警報基準以上となる予想が安定していない場合には警報級の可能性「中」を検討する。警報級の可能性「中」とする判断の目安は、量的予想とその変化だけではなく、各府県で予め検討した

目安に基づいて判断する。大雨警報（浸水害）を対象とした警報級の可能性「中」の目安の具体的な例を、第1.5.1表に示す。



第1.5.1図 強度と発現確率、および警報級の可能性の関係  
現象の強度と発現確率という二つの変数に単純化した場合、警報級の可能性「-」「中」「高」がそれぞれどのような関係となるかを模式的に示した。

第1.5.1表 大雨警報（浸水害）を対象にした警報級の可能性の目安の例

東京地方の大雨警報（浸水害）の例を示す。予想の不確実性は、GSMやMSMの過去数初期値等で判断し、警報基準以上の予想が8割以上あれば予想が安定、3~7割程度なら予想に不確実性があると判断。

現象例	気象場の特徴	警報級の可能性「中」の判断目安
台風または台風から変わった低気圧による大雨（台風や低気圧から離れた所で発現する間接的な影響による大雨は除く）	台風または台風から変わった低気圧が関東甲信地方を通過。	・1時間最大降水量ガイダンスで、警報級又は警報に近い値の予想があるが、じょう乱やガイダンスの予想に不確実性がある。
台風周辺の暖湿流による大雨	太平洋高気圧が東日本へ張り出す気圧配置の中で、台風が日本の南を北上。台風と高気圧縁辺流を起源とする強い下層暖湿流が海上から関東地方を指向。	・大雨となる環境場の条件（詳細は省略）を満たすが、隣接地域を含めて1時間最大降水量ガイダンスが警報基準に近い値。 ・大雨となる環境場の条件を一部満たさないが、隣接地域を含めて1時間最大降水量ガイダンスが警報基準以上。
沿岸前線による大雨	南岸低気圧通過に伴い、関東南部沿岸に沿岸前線（温度傾度と風のシアを伴う不連続線）が発生し、海上から暖湿流が流入。	・雨量予想ワークシート（詳細は省略）または1時間最大降水量ガイダンスが警報基準以上の予想だが、沿岸前線が東京地方に位置するか不確かさがある。 ・雨量予想ワークシートまたは1時間最大降水量ガイダンスは警報級に近い値、あるいは隣接地域で警報級の予想があり、東京地方に沿岸前線が位置する予想が安定。
夏季の不安定性降水（雷雨）	・暖気移流場で、寒気トラフや寒冷渦が通過。 ・日中晴れるが、寒気トラフや寒冷渦が通過。 ・日中晴れて気温が35度以上に上昇、上空に寒気があり、上空の風が弱い。	・隣接地域も含めて、1時間最大降水量ガイダンスが20mm/h以上。

なお、大雨警報（土砂災害）の可能性について検討する場合にも、各府県で予め検討した目安に基づいて判断する。

以下、9月8日5時発表予報に向けた予報作業について、9日夜に線状降水帯の形成が予想される栃木県北部と80mm/h以上の猛烈な雨の予想がある神奈川県東部での例を示す。

## 1.5.2 総観場と大雨をもたらす環境場の把握

### 1.5.2.1 9月7日21時の実況

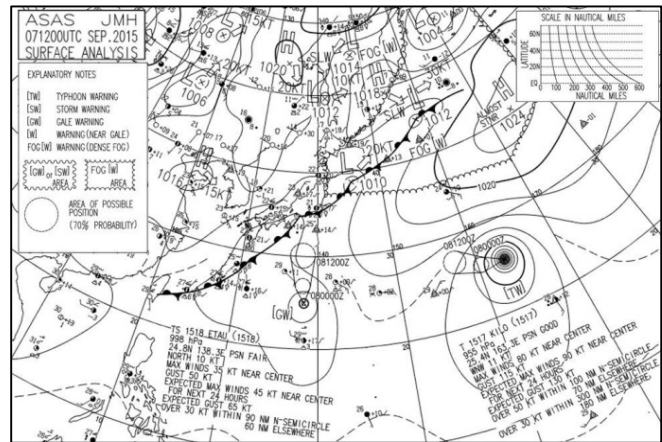
9月7日21時の地上天気図(第1.5.2図)では、台風第18号が硫黄島の西海上を北上し、台風第17号がウェーク島近海を西進している。また、千島の東から東日本南岸を通過して南西諸島に前線が停滞している。

同時刻の高層天気図(第1.5.3図)をみると、300hPaでは西日本からアリューシャン近海にかけて強風軸があり、東シナ海に深いトラフ、中国東北区にはリッジが解析できる。500hPaでは、西日本から東日本の南岸まで気温-6以下の寒気が南下していることが確認できる。前線は、300hPaの9480から9600m付近の強風軸に対応しており、

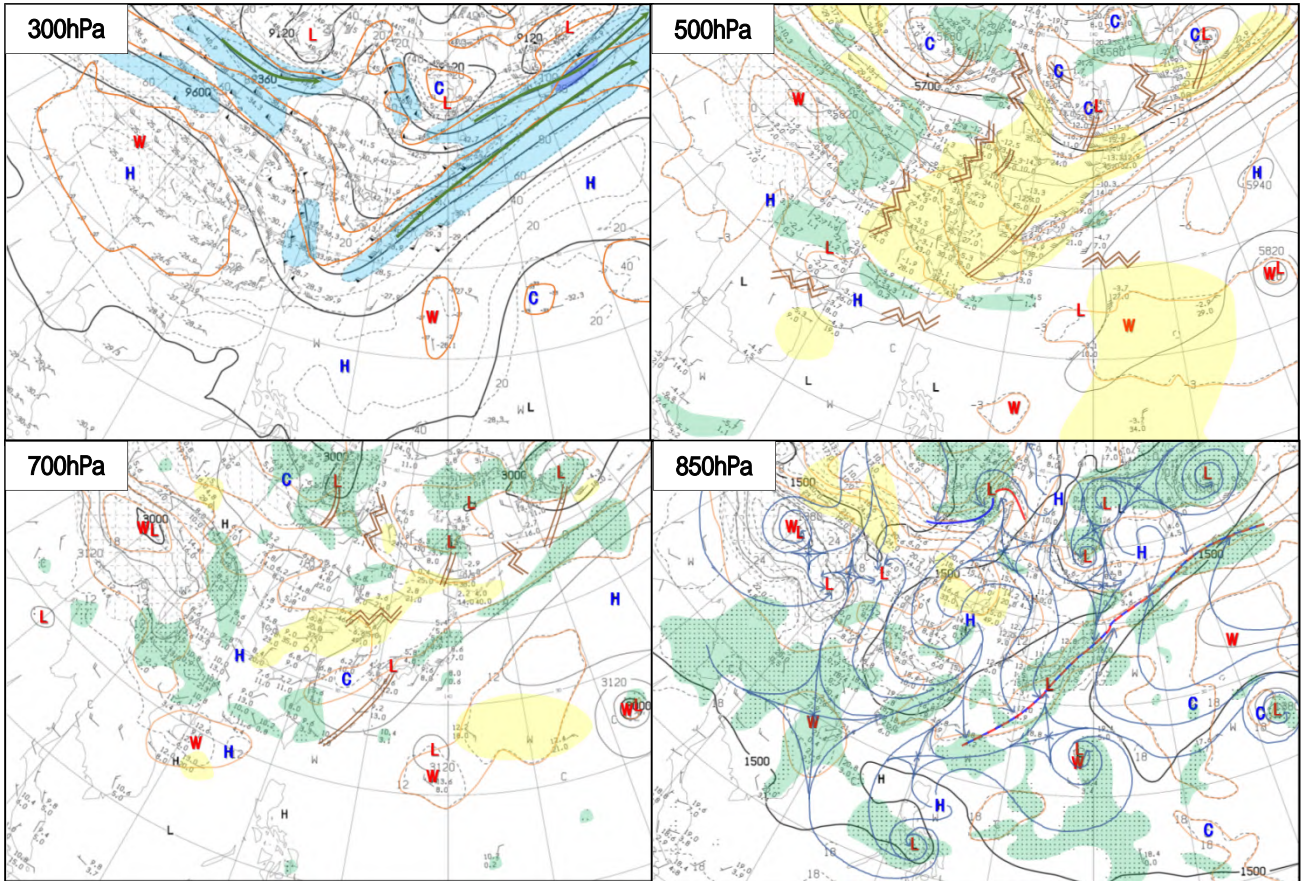
850hPaでは本州付近の気温15線(相当温位では336K付近、図略)付近の湿潤域を伴った風のシアーとして解析できる。前線付近の流線は、寒気側では気温の低いほうから高いほうへ、暖気側では気温の高いほうから低いほうへ温度線を横切っており、frontogenesis( frontogenesis については、黒良・村 2014 を参照)となっている。東海道沖は frontogenesis の場の暖気側にあたり、また、300hPaの強風軸の加速領域の右側(暖気側)にあたり、上昇流が励起されやすく、赤外画像では活発な対流雲が確認できる(第1.5.4図)。

また、東シナ海の深いトラフ付近の中上層は乾燥しており、水蒸気画像では九州付近まで、500hPa高層天気図では近畿地方の太平洋側まで乾燥域が流入している。乾燥域の先端では顕著現象の発生のおそれがある一方で、乾燥域の流入後は深い対流へ発達しづらい環境場となり、今後この乾燥域が東進し台風第18号の温帯低気圧化を進める役割を果たすことが考えられる。

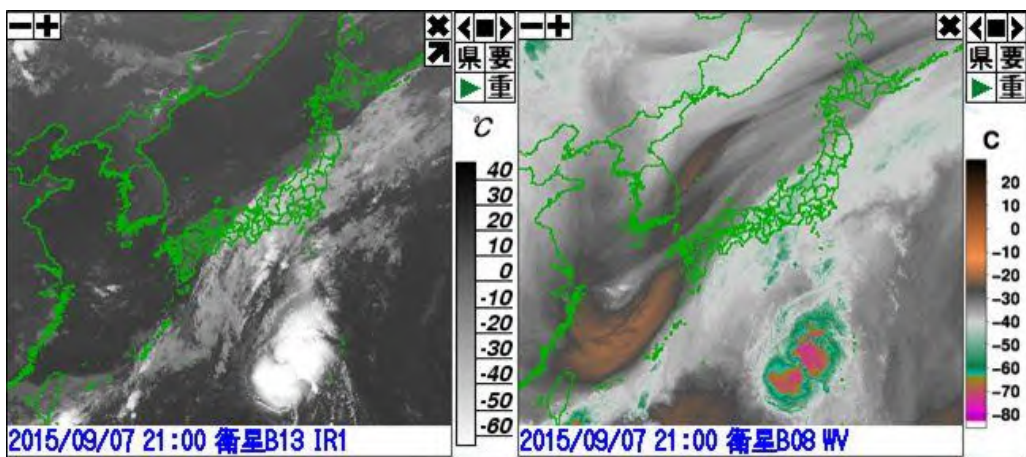
これまでの降水量を確認すると、前線の南側の東日本から南西諸島の海上を中心に解析雨量の24時間積算が150から300mm程度となっており、土壌雨量指数は東海地方の沿岸部を中心に警報基準に接近・超過している所がある(第1.5.5図)。



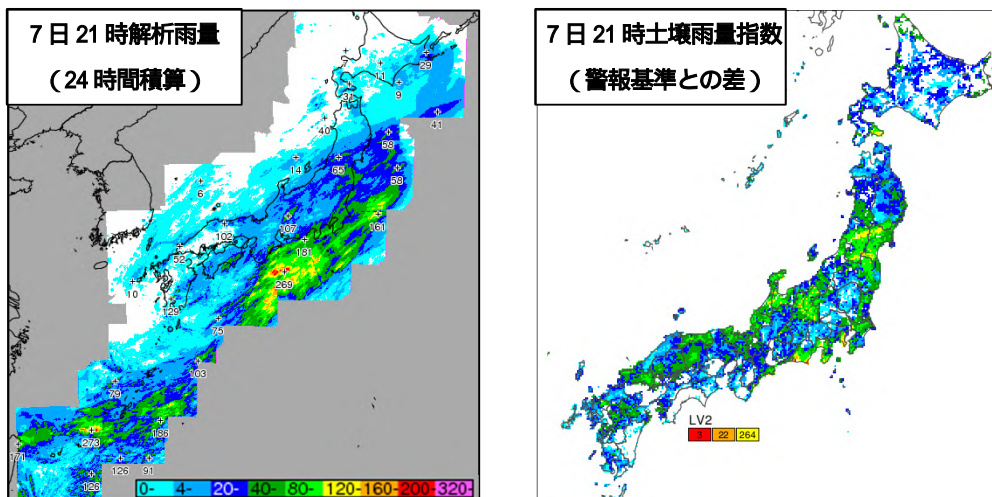
第1.5.2図 9月7日21時の地上天気図



第 1.5.3 図 9 月 7 日 21 時の高層天気図 300hPa (左上)、500hPa (右上)、700hPa (左下)、850hPa (右下) 緑実線：強風軸(300hPa)、茶線：トラフ及びリッジ(500, 700hPa)、前線(850hPa)、橙色実線：等温線、青色着色域：強風域 (60kt 以上)、緑色着色域：湿潤域 (湿数 3 以下)、黄色着色域：乾燥域 (湿数 18 以上) を示す。



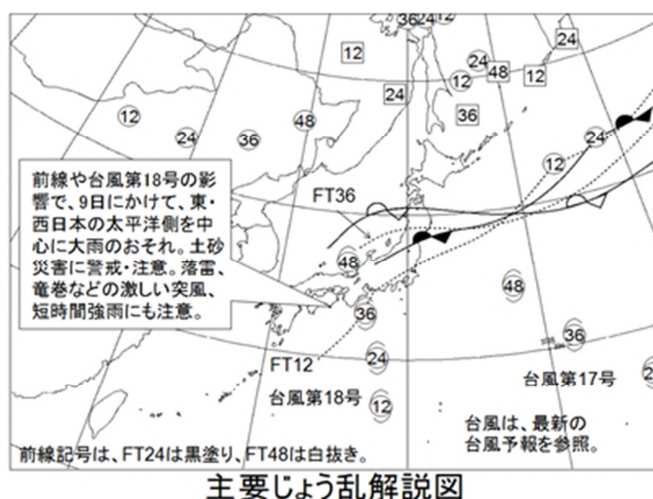
第 1.5.4 図 9 月 7 日 21 時の赤外画像 (左) と水蒸気画像 (右)



第 1.5.5 図 9 月 7 日 21 時の解析雨量の 24 時間積算 (左) と土壌雨量指数の警報基準との差 (右)

### 1.5.2.2 総観場と大雨をもたらす環境場の把握

第 1.5.6 図に 9 月 7 日 21 時を初期時刻とする主要じょう乱解説図を示す。日本の南の台風第 18 号は 9 日にかけて北上し、9 日朝に西日本から東日本の太平洋側にかなり接近し、9 日夜には日本海に進む見込みで、台風第 18 号の北上に伴い、前線も北上する予想となっている。関東地方の 9 月 8 日 5 時予報にむけたシナリオの作成段階においてポイントとなるのは、8 日は前線の北上に伴う大雨のシナリオ、9 日は台風第 18 号本体や周辺の大雨のシナリオである。また、9 日は日本の東を北西進する台風第 17 号の影響がどの程度現れるかについても検討する必要がある。本節では、これらのポイントのうち、9 日の大雨に関するシナリオ作成に重要となる総観場や環境場について記述する。



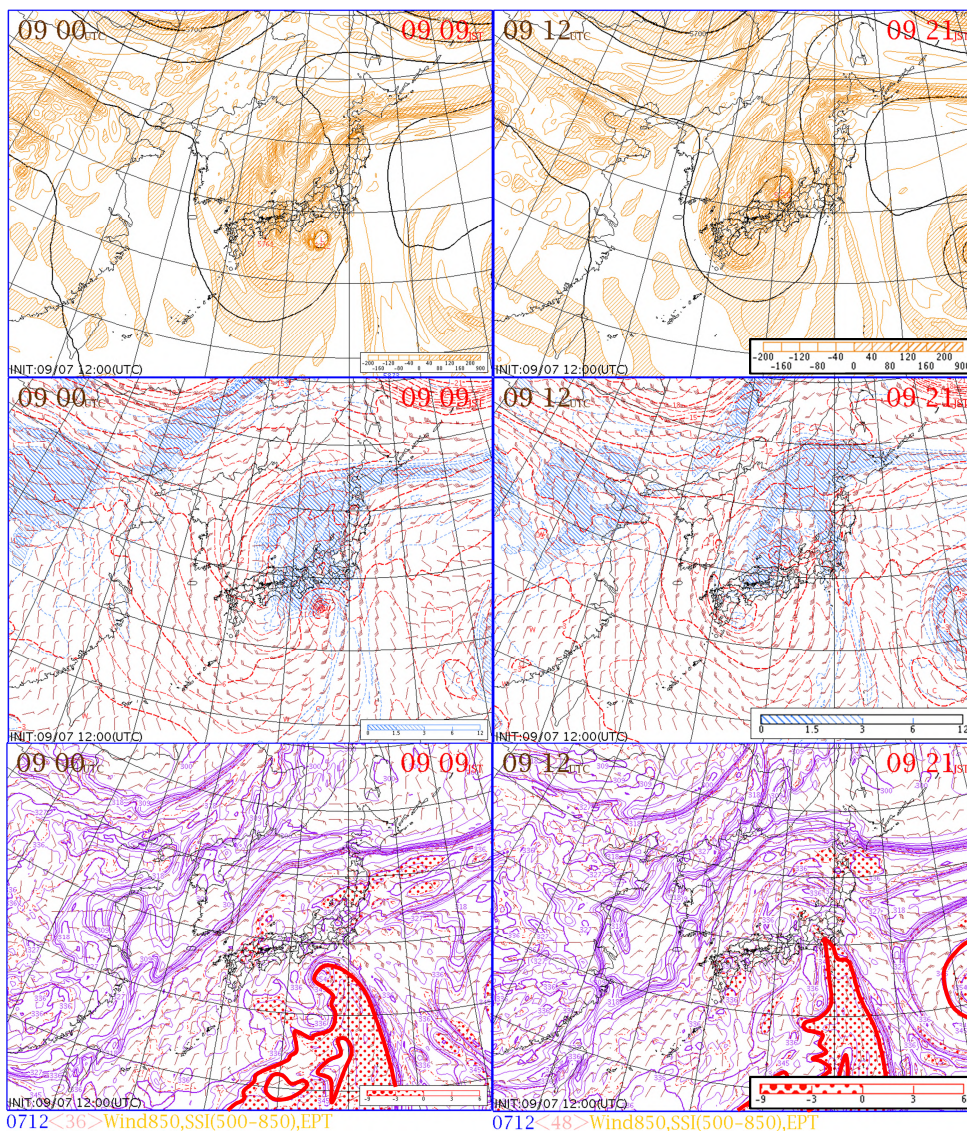
第 1.5.6 図 9 月 7 日 21 時を初期時刻とする主要じょう乱解説図 台風、低気圧 ( ) 高気圧 ( ) の中の数字は初期時刻からの予想時間

最初に、9 日には台風第 18 号が前線帯に近づき、東シナ海のトラフとの相互作用も想定されることから、台風と日本付近の流れの関連について整理しておく。

7 日 21 時に東シナ海にあった 500hPa で 5820m 付近のトラフは、深まりながら寒冷渦となって 9 日は西日本をゆっくりと東進する (第 1.5.7 図上中段)。主要じょう乱解説図に示したように、台風第 18 号は 9 日夜には日本海まで進む予想で、寒冷渦のほぼ下に位置すること、台風中心付近まで乾燥域が入り込んでいることから、9 日には温帯低気圧化が急速に進むと考えられる。

次に、大雨の主因となる、下層の暖湿気の動向について確認していく。9 日になると、台風第 18 号に向かう南からの暖湿気の流入が強まるとともに、日本の東の台風第 17 号周辺からの暖湿気が次第に合流し、850hPa では南北に連なる 345K 以上の高相当温位域が 9 日夜には関東地方まで北上する予想となっている (第 1.5.7 図下段)。

なお、関東地方は、寒冷渦の前面で、強風軸の加速領域の右側にあたり上昇流が励起されやすく（図略）500hPa で気温-6 程度（平年並）の状態が継続する予想となっていた。

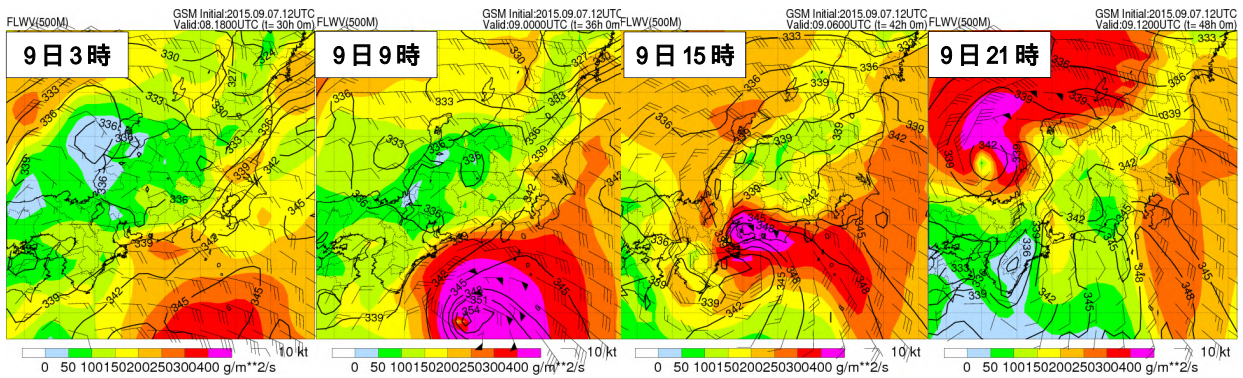


第 1.5.7 図 GSM (9月 7日 21時初期値) の9日9時(左) 21時(右)の予想図

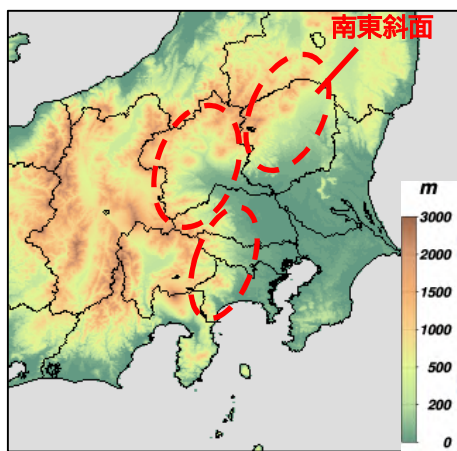
上段：500hPa 高度・渦度、中段：500hPa 気温・湿数・風、下段：850hPa 相当温位 (345K 等値線を赤線)・SSI・風

下層の暖湿気についてより詳細に確認するため、500m 高度の風、相当温位、水蒸気フラックス量を第 1.5.8 図に示す。500m 高度の水蒸気フラックス量の多い部分は9日には台風を中心付近から東側に広がっており、9日昼前後には相当温位 342K 以上の暖湿気が関東地方北部まで北上する。また、台風が日本海に進む9日夜も、関東地方には南東海上から豪雨発生の目安の一つである  $150\text{g m}^{-2}\text{s}^{-1}$  以上の水蒸気移流が継続し、相当温位 342K 以上の暖湿気に覆われる予想となっており、特に関東地方の南東斜面では地形による強制上昇で降水が強まるおそれがある（第 1.5.9 図）。





第 1.5.8 図 GSM (9月7日21時初期値) の500m高度の風と相当温位、及び水蒸気フラックス量の9日3時、9時、15時、21時の予想図 矢羽は風向風速、黒実線は等相当温位線、分布は水蒸気フラックス量を示す。



第 1.5.9 図 関東甲信地方の地形図  
赤枠は南東斜面を示す。

### 1.5.2.3 線状降水帯の発生について

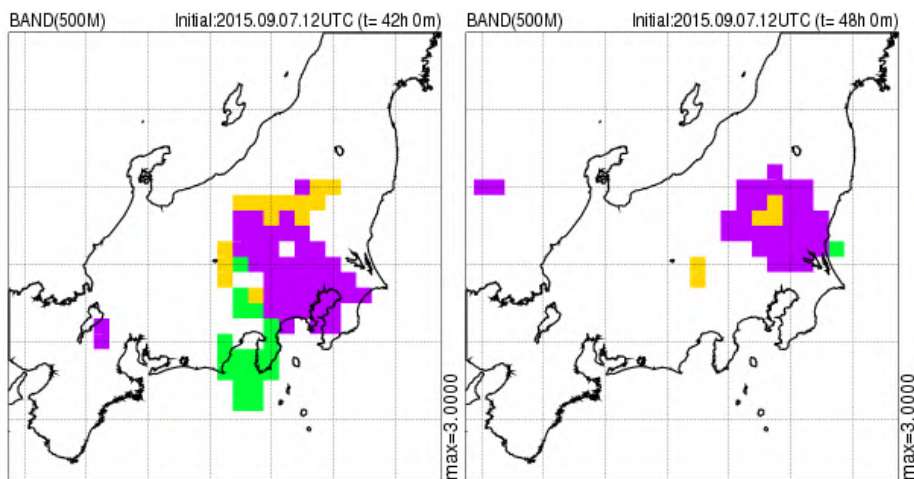
次に、総観場よりも小さなスケールでの大雨の可能性について検討してみる。前項で示したように、9日の関東地方は、上層では上昇流を励起する環境場が継続する中、下層は台風第18号の北上と台風第17号の接近に伴い暖湿気の流入が次第に強まるため、大気の状態が不安定となり対流雲が発生・発達しやすい環境場となっていた。また、湿った下層南東風が吹き続けるため、地形による強制上昇で南東斜面を中心に強雨が継続するおそれがあるほか、500hPaでは南風の卓越する場が継続しており、風向の鉛直シアがあるため、線状降水帯が発生する可能性も考えられる。線状降水帯が発生しやすい条件(以下、「線状降水帯の発生条件」)については、平成27年度予報技術研修テキスト(加藤2015)で第1.5.2表のように整理されている。

GSMの7日21時初期値の線状降水帯の発生条件を満たす地域を第1.5.10図に示す。紫色はすべての条件を満たす地域、緑色は数値予報モデルの特性で500hPaの湿度が過小となることを考慮した結果、黄色は地形の影響を考慮した結果、それぞれ線状降水帯が発生しやすいと考えられる地域である。線状降水帯の発生条件を満たす地域は、台風第18号周辺の水蒸気フラックス量が大きな領域の北上に伴って、9日未明から関東地方南部の一部に出現しはじめ、昼過ぎからは拡大しながら次第に関東地方北部へ北上し、9日夜には栃木県を中心に広がる予想である。発生条件の予想は初期値ごとに若干変化しているが、発生条件を満たす地域や期間は安定して予想されており、9日の関東地方は線状降水帯の発生しやすい環境場と判断で

きる。

第 1.5.2 表 線状降水帯が発生しやすい6条件

鉛直シアー：ストームに相対的なヘリシティ (SREH)	$100\text{m}^2\text{s}^{-2}$
対流発生：自由対流高度までの距離 (DLFC (500m 高度))	$< 1000\text{m}$
水蒸気供給：水蒸気フラックス量 (FLW (500m 高度))	$> 150\text{g m}^{-2}\text{s}^{-1}$
上空の湿度：相対湿度 (RH (500hPa と 700hPa))	60%
上昇流域：鉛直流 (W (700hPa、400km 平均))	$0\text{m s}^{-1}$
対流発達：平衡高度 (EL (500m 高度))	3000m



第 1.5.10 図 GSM (9月7日21時初期値)による9日15時(左)と9日21時(右)の線状降水帯の発生条件を満たす地域 紫：6条件を満たす地域、緑：6条件RH(6条件のうち500hPaの湿度を60%以上から20%以上に緩和した条件)、黄：6条件緩和(6条件のうちSREHを $70\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 以上、FLWを $100\text{g m}^{-2}\text{s}^{-1}$ 以上に緩和した条件)

### 1.5.3 防災時系列の検討

#### 1.5.3.1 定性的なシナリオの検討

前節の総観場や環境場の検討を踏まえて、関東地方の大雨について定性的なシナリオを考える。

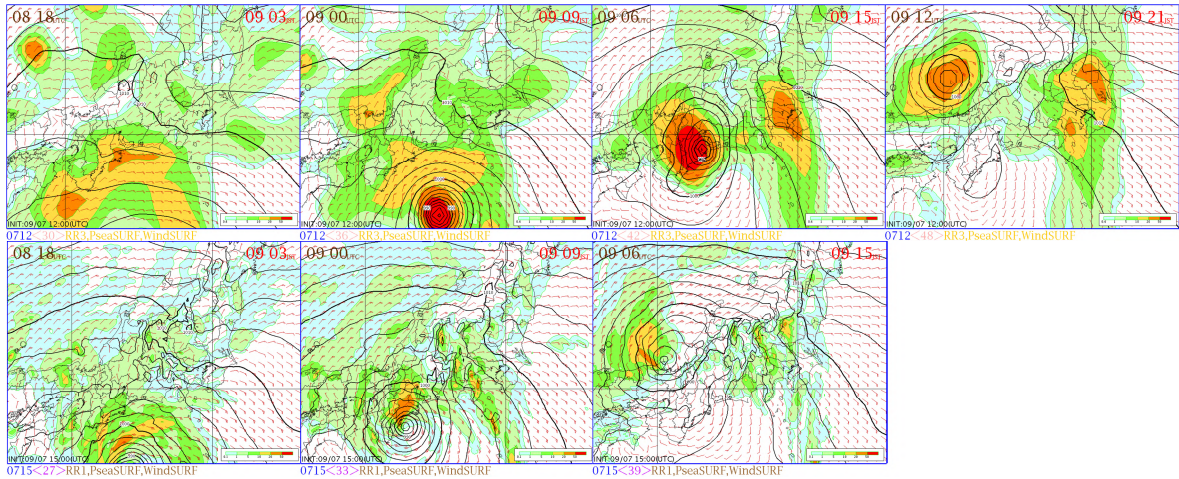
GSM と MSM で強い降水が予想されている地域 (第 1.5.11 図) は、1.5.2.2 項で述べた 2 つの台風に係わる下層暖湿気の流入に伴う 500m 高度の相当温位 342K 以上 (第 1.5.8 図) の領域と対応しており、可降水量は  $50\text{kg m}^{-2}$  から  $65\text{kg m}^{-2}$  程度の予想となっている (第 1.5.12 図)。また、解像度の高い MSM では南東斜面中心に降水の強まりを予想している。そこで、9 日の定性的なメインシナリオは次のように考える。

- GSM と MSM で台風第 18 号の予想に相違がみられる。台風進路予報 (第 1.5.6 図の主要じょう乱解説図に示す台風第 18 号の予想進路参照) に近い GSM を基本に、総観場を考える。
- 関東地方について、暖湿気が流入するタイミングや流入先は GSM と MSM で一致している。9 日は台風の北上に伴う暖湿気の流入により関東地方では安定度が悪化、広範囲で自由対流高度が低くなり、対流雲が発達すると考えられる。その結果、関東地方の広範囲で降水が強まり、水蒸気の流入継続に伴い雨が降り続く。
- 9 日昼前後から 500m 高度の相当温位 342K 以上となり、さらに降水が強まる予想。

- ・ このような暖湿気が流入する時間帯の1時間雨量は、可降水量並の降水を見込む。
- ・ 前線による先行降雨で土壌雨量指数が上昇しているところがあることに留意が必要。南東斜面では、強雨が持続して、総降水量が多くなる可能性に留意が必要。

メインシナリオと異なる天気経過として、この時点では以下の二点を考える。

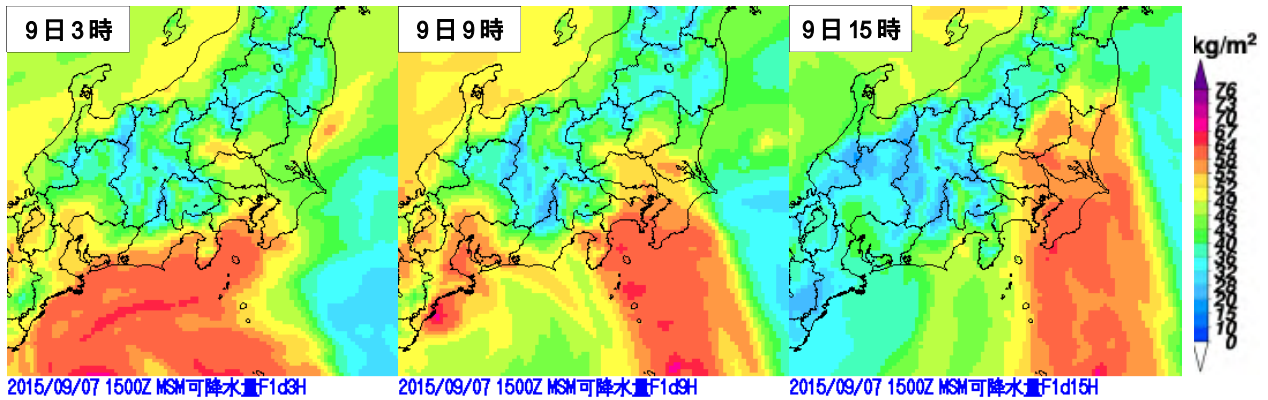
- ・ MSMのように台風の北上が早まった場合、降水の強まるタイミングが早まる可能性がある。
- ・ 線状降水帯が発生した場合、降水強度は強まり、総降水量も大幅に増える可能性がある。



第 1.5.11 図 地上気圧、地上風、3時間雨量 (GSM)、1時間雨量 (MSM) の予想図

上段：9月7日21時初期値のGSMの9日3時、9時、15時、21時の予想

下段：9月8日0時初期値のMSMの9日3時、9時、15時の予想



第 1.5.12 図 9月8日0時初期値のMSMの9日3時、9時、15時の可降水量の予想

### 1.5.3.2 降水量の最も可能性の高い量的見積もりと、悪目の量的見積もりの検討

次に、定性的なシナリオに沿って、量的な見積もりを行う。なお、本節では予報作業の概要を分かりやすくするために、予想資料としてGSMのみを用い、最大降水量ガイダンスは細分区域の最大値を表形式で示したものをを用いるが、実際の子報作業ではMSM等の別の予想資料、実況と予想の差の確認、ガイダンスの面的分布による値の妥当性の確認等の作業も必要である。

GSMの最大1時間降水量ガイダンス(第1.5.3表)では、7日の15時初期値および21時初期値ともに、8

日は 20mm/h 前後だが、9 日は次第に降水が強まり、昼前からは栃木県北部などで 50mm/h 以上の非常に激しい雨の予想がある。また、神奈川県付近では、9 日夜に 80mm/h 以上の猛烈な雨が直近の 3 初期値で安定して予想されている。

第 1.5.3 表 1 時間最大降水量ガイダンス (GSM) の、9 月 7 日から 9 日にかけての予想の変化

栃木県北部 (上段) と神奈川県東部 (下段) の例 FLV0 (フィルターなし)

栃木県北部	7(月)								8(火)								9(水)							
	GSM	-03	-06	-09	-12	-15	-18	-21	-24	-03	-06	-09	-12	-15	-18	-21	-24	-03	-06	-09	-12	-15	-18	-21
7日12UTC									2	6	6	11	19	20	10	17	19	30	39	59	37	40	52	49
7日06UTC							13	9	11	10	9	12	21	21	17	18	18	26	46	55	38	46	51	48
7日00UTC					17	16	13	13	9	10	10	12	22	19	15	17	16	25	39	43	43	48	46	46

神奈川県東部	7(月)								8(火)								9(水)							
	GSM	-03	-06	-09	-12	-15	-18	-21	-24	-03	-06	-09	-12	-15	-18	-21	-24	-03	-06	-09	-12	-15	-18	-21
7日12UTC									11	17	15	11	10	10	9	16	24	34	40	57	28	11	89	78
7日06UTC							10	7	8	20	21	15	11	11	9	15	24	39	45	60	26	26	97	80
7日00UTC					8	13	11	5	16	23	28	15	10	12	16	15	25	30	49	72	36	28	114	88

対流雲が発達する場合には、降水量を予測する上で可降水量が参考になる場合がある。例えば、下層の暖湿気により対流雲が発達する予想であるにも関わらず、最大降水量ガイダンスの値が小さい場合には、可降水量を考慮して降水量を予測することが適切な場合がある。この事例では、前節に示した定性的なメインシナリオに対応した量的予想は、下層に流入する暖湿気の種類から、最大 1 時間降水量ガイダンス程度の降水が妥当であると判断する。ただし、GSM ではモデル地形の表現が粗いことが影響して、南東斜面でモデルの降水予想よりも降水の強まるタイミングが早まる可能性があり、9 日の早い段階から雨が強まって総降水量が増加する可能性がある点に留意する。

また、線状降水帯が発生した場合には、次々と積乱雲が発生して数時間にわたり同じ場所で強雨が持続することが多い。このため、1 時間降水量が最大 1 時間降水量ガイダンスや可降水量よりも局所的に多くなり、3 時間降水量や 24 時間降水量の比率が大幅に大きくなる場合がある点に留意する。このような場合に想定する量的予想は、過去の顕著事例の知見を念頭に、下層の水蒸気量を確認しながら判断することになる。最大 1 時間降水量ガイダンスや可降水量の 1.5~2 倍程度の降水量となる事例もあることから、現象が最も強くなった場合はこの程度の強雨を想定し、その持続性についても検討する必要がある。

### 1.5.3.3 土砂災害の危険度の見積もりの検討

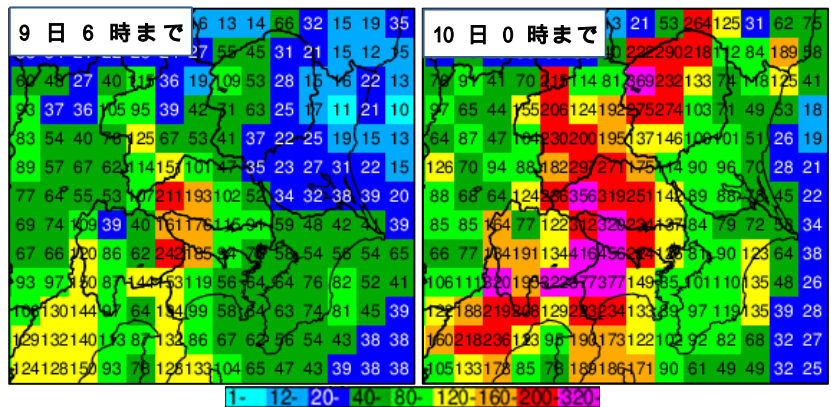
現在の作業システムでは、予想時間が先になるにつれて降水量の予想精度が低下するため、土壌雨量指数の予測計算は数時間先までとなっている。それより先の予想については、各府県で過去の大雨事例での土壌雨量指数の変化などから「警報級の可能性」の目安を検討し、その目安に基づき判断する。ここでは簡略的に、およそ 1 日先であれば、土壌に含まれる水の 2 割程度が土壌外に流出し、土壌雨量指数は降水量の 8 割程度増加すると仮定して、「警報級の可能性」の検討を行う。今後予想している降水量の 8 割程度土壌雨量指数が増加したときに警報基準を超過する場合は、降水量予想の不確実性も考慮しながら土砂災害の危険度 2 (警報級、以下同じ) を検討する。なお、ここでの土壌雨量指数の確認資料としては、予報現業作業でも利用されている、大雨警報 (土砂災害) の基準まで土壌雨量指数の余裕がどの程度あるか示す資料 (以下、「余裕指数」) を用いて検討する。

予報作成作業時に利用している24時間降水量ガイダンスを第1.5.13図に、その時点での危険度2までの土壌雨量指数の余裕指数を第1.5.14図に示す。

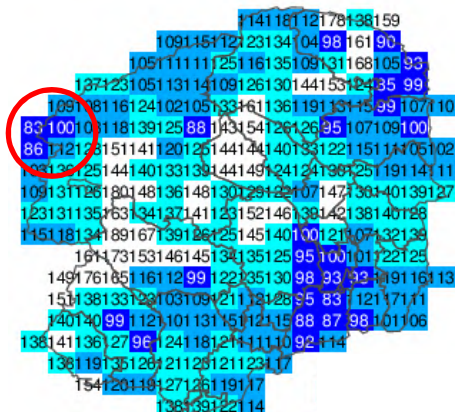
栃木県北部において、警報までの土壌雨量指数の余裕が小さい地域での余裕指数は、8日3時の時点で80から100、この地域に予想される9日6時までの24時間降水量は約100mmである。土壌外への流出による土壌雨量指数の減少を考慮しても80程度の指数増加が見込まれ、9日6時までに警報基準に近づく見込みである。その後、降水量は多くなり、栃木県北部における10日0時までの24時間降水量は、200mm以上が安定して予想されている。9日6時までは警報に達しなくても、9日6時の段階で警報基準までの余裕指数は小さくなり、6時から24時までの間には警報基準に達する可能性が高く、危険度2を想定する必要がある。

神奈川県東部の場合、土壌雨量指数の基準が低く、先行降水も多く、8日未明の段階で警報までの土壌雨量指数の余裕指数が30程度の地域があり、30mm/h以上の激しい雨があれば直ちに大雨警報（土砂災害）の基準に達してしまう地域がある。8日夕方までは最大1時間降水量ガイダンスは15mm/h前後だが、警報までの余裕指数の小さい地域では、数時間のやや強い雨が警報基準に達するため、危険度は1もしくは2となる。8日4時の解析雨量（第1.5.15図）で示すとおり、伊豆諸島から50mm/h以上の非常に激しい雨を伴う雨域が北上し、数時間以内に強雨がもたらされる見込みで、降水短時間予報を利用した警報判定により、目先の危険度を判断できる。その後、8日夜の降水量は10mm/h前後の予想だが、過去事例の調査で分かっている土壌雨量指数が増加しない目安以上の降水量が見込まれることから、降水が次第に強まり始める9日はじめから土砂災害の危険度は更に高まる。

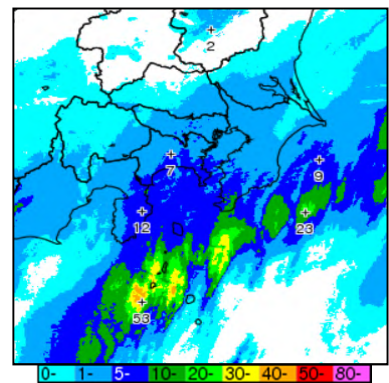
第1.5.4表に、ここまで検討した栃木県北部と神奈川県東部の量的予報のメインシナリオを示す。



第1.5.13図 GSMの24時間最大降水量ガイダンス 9月9日6時まで(左)と、10日0時まで(右)



第1.5.14図 9月8日3時時点での大雨警報（土砂災害）までの土壌雨量指数の余裕指数 栃木県(左)、神奈川県(右)の例 赤枠は栃木県北部で余裕指数が小さく、また、第1.5.13図より予想される最大24時間降水量が多く、9日6時までに警報基準に近づく可能性がある地域を示す。



第1.5.15図 9月8日4時の解析雨量

第 1.5.4 表 栃木県北部と神奈川県東部の防災時系列の例

栃木県北部

要素/JST	8日						9日						
	-06	06-09	09-12	12-18	18-21	21-24	00-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21
R1 (mm/h)	10 ~ 20			20 ~ 30			50前後						
R24 (mm)	100 (06-06)						200 (24-24)						
土砂危険度	0 ~ 1			1			1 ~ 2						

神奈川県東部

要素/JST	8日						9日						
	-06	06-09	09-12	12-18	18-21	21-24	00-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21
R1 (mm/h)	20前後			30 ~ 40			30 ~ 50			80前後			
R24 (mm)	60 (06-06)						80 ~ 200 (24-24)						
土砂危険度	1 ~ 2						2						

#### 1.5.4 「警報級の可能性(明日まで)」の検討

雨の「警報級の可能性(明日まで)」は、大雨警報(浸水害)となる可能性と大雨警報(土砂災害)となる可能性の2つから判断する。いずれの警報についても、「警報級の可能性」と同様に「高」「中」「-」を用いて検討する。

いずれかの警報の可能性が「高」であれば、雨の「警報級の可能性」は「高」とする。警報級となる可能性が「中」と「-」の組み合わせの場合には「警報級の可能性」は「中」、警報級となる可能性がいずれも「-」の場合は「警報級の可能性」は「-」となる。

大雨警報(浸水害)を発表する場合には、当該細分区域・時間帯の「警報級の可能性」は「高」となる。また、1日程度先の現象等で、どの市町村で警報となるかを特定できない場合でも、1次細分区域内のどこかで警報基準に達する可能性が高ければ、「警報級の可能性」は「高」とする点に留意する必要がある。

大雨警報(土砂災害)の場合も同様である。危険度2(警報級)を想定する場合は、「警報級の可能性」は「高」とする。降水が強まる地域・時間帯等に不確かさがあるものの、1次細分区域内のどこかで警報基準に達する可能性が高ければ、「警報級の可能性」は「高」とする。

##### 1.5.4.1 大雨警報(浸水害)の可能性の検討

1.5.3.2項に示した降水量の最も可能性の高い量的見積もりと、悪目の量的見積もりをもとに、大雨警報(浸水害)の可能性の検討を行う。

栃木県北部の大雨警報(浸水害)の基準は80から90mm/hで、予想した最大1時間降水量50mm/hの非常に激しい雨では大雨警報(浸水害)に至らない。このため、この時点で大雨警報(浸水害)の可能性は高くないと判断できるが、9日の夜は線状降水帯の発生条件を満たす環境場が予想されており、線状降水帯が発生して停滞する場合には、最大1時間降水量ガイダンスや可降水量の1.5~2倍程度、すなわち、100mm/h前後の猛烈な雨となる可能性がある。メインシナリオでは警報とならない見通しでも、線状降水帯の発生・停滞を予想するサブシナリオの天気経過となれば警報基準を超える強雨となる可能性があり、9日6時から24時の大雨警報(浸水害)の可能性は「中」とする。

神奈川県東部の浸水害を対象とする大雨警報の基準は、40から60mm/hとなっている。9日夜の80mm/h以上の猛烈な雨の予想は複数の初期値で持続して予想されており、翌日6時から24時に大雨警報(浸水害)となる

可能性は、24時間以上先の予報期間であることを考慮しても「中」もしくは「高」となる。暖湿気の流入が安定して予想されており、GSMとMSMの予想が一致している場合など、降水量や大雨の発現場所や時間の予想の不確かさが小さいと判断できる場合には、翌日の現象であっても「高」に設定してよいが、この段階では、注目している現象はMSMの予報期間外で、この事例では「高」とするのはMSMの予想を確認してから判断することとする。第1.5.5表に、これらの検討結果を整理して示す。

第1.5.5表 大雨警報（浸水害）となる可能性の検討結果

印は、警報となる可能性の判断時に評価した予想

細分区域		大雨警報（浸水害）となる可能性		
		8日6時～8日18時	8日18時～9日6時	9日6時～9日24時
栃木県北部	警報基準	80～90mm/h		
	[メインシナリオ] 予想降水量 予報の安定性	20mm/h前後 複数初期値で安定	30mm/h前後 複数初期値で安定	50mm/h前後 複数初期値で安定
	[サブシナリオ] 警報基準を超える可能性			線状降水帯発生 大きく超える可能性あり
	警報となる可能性	「 - 」	「 - 」	「中」
神奈川県東部	警報基準	40～60mm/h（一部に3時間降水量基準の地域あり）		
	[メインシナリオ] 予想降水量 予報の安定性	20mm/h前後 減少傾向	30～40mm/h前後 複数初期値で安定	80mm/h前後 GSMは概ね安定だが、 「高」とするかはMSMを確認 してから判断
	[サブシナリオ] 警報基準を超える可能性	・台風の北上が大幅に早い ケース ・海上から強雨域北上	・台風の北上が早いケース 線状降水帯の影響を受 ける可能性	（メインシナリオの場合で警 報基準を超えるため、検討 不要）
	警報となる可能性	「 - 」	「中」	「中」

なお、地方予報中枢では、サブシナリオを含めた顕著現象のシナリオを検討し、そのシナリオに基づいた「警報級の可能性」とともに、検討結果を地方指示報等で府県予報官署に共有する。顕著な現象が予想される場合には、発現地域の空間的な誤差を考慮して、近隣の地域でも警報級の可能性を「中」とすることが必要となる場合があり、地方予報中枢が中心となって隣接地域との調整を行う。

ちなみに、大雨警報（浸水害）は、来年度から第2章に述べる表面雨量指数（仮称）を用いた警報・注意報基準への変更が計画されている。このため、来年度からは、ここで示したような、降水量予測をもとに警報基準に達するかどうかを直接的に判断することはできなくなり、大雨（浸水）警報の基準となるかの判断は、各地方気象台で検討した目安などに基づいて判断することになる。

#### 1.5.4.2 大雨警報（土砂災害）の可能性の検討

1.5.3.3項に示した土砂災害の危険度をもとに、栃木県北部と神奈川県東部の大雨警報（土砂災害）の可能性について検討する。

栃木県北部の場合は、9日6時までに警報基準前後となる予想で、8日18時から9日6時までの大雨警報（土砂災害）の可能性は「中」とする。その後、降水量はさらに多くなり、9日6時から24時までの間に警報基準に達する可能性が高いことから、大雨警報（土砂災害）の可能性は「高」とする。

神奈川県東部の場合は、数時間以内に強雨が予想されており、警報判定に基づき、8日6時から18時の「警報級の可能性」は大雨警報と整合させて「高」とする。仮に、警報判定されなかった場合でも、余裕指数はさらに小さくなり、8日18時までに土壌雨量指数が警報を超えると判断して、「警報級の可能性」は「高」とする。9日未明まで降水は強まらない予想であるが、土壌雨量指数の減少が見込めないことから、18時から翌

日6時の警報級の可能性は、6時から18時の警報級の可能性と同じ「高」とする。翌日6時～24時は降水が強まる予想で、大雨警報（土砂災害）となる可能性は高く、「警報級の可能性」は「高」とする。第1.5.6表に、これらの検討結果を整理して示す。

**第1.5.6表 大雨警報（土砂災害）となる可能性の検討結果**

印は、警報となる可能性の判断時に評価した予想

細分区域		大雨警報(土砂災害)となる可能性		
		8日6時～8日18時	8日18時～9日6時	9日6時～9日24時
栃木県北部	警報基準までの余裕指数	8日5時予報検討時点の余裕がないところで80から100		
	[メインシナリオ] 予想降水量 予報の安定性	9日6時まで、 余裕指数の小さい所で約100mm/24h 複数初期値で安定		9日24時まで、 200mm/24h以上 複数初期値で安定
	土壌雨量指数の推定 増加量		約 80 警報基準前後	さらに増加 警報基準を大きく超える
	[サブシナリオ]で警報基準を超える可能性があるか検討	省略		
	警報となる可能性	「-」	「中」	「高」
神奈川県東部	警報基準までの余裕指数	8日5時予報検討時点の余裕がないところで20～30		
	[メインシナリオ] 予想降水量 予報の安定性	30mm/h 安定していない	9日6時まで、 60mm/24h前後 複数初期値で安定	9日24時まで 80～200mm/24h 複数初期値で安定
	土壌雨量指数の推定 増加量	1時間で30増加の可能性	40～50 警報基準超え	さらに増加 警報基準を大きく超える
	[サブシナリオ]メインシナリオの場合に、警報基準を超えるため、検討不要			
	警報となる可能性	「高」	「高」	「高」

### 1.5.4.3 顕著な大雨となる可能性についての検討

ここに示した事例は、関東地方での強雨は安定して予想されており、最も発現しやすい天気経過（メインシナリオ）として、顕著な大雨を想定できる事例である。しかし、大雨となる地域の予想は初期値によって変化がみられ、顕著な大雨が発現する可能性が高いといえない地域も存在する。そのような地域ではメインシナリオで警報を想定しなくても、それと異なる天気経過をして顕著な大雨となる可能性がある場合には、「警報級の可能性」は「中」を設定する。

この事例では、1.5.2.3 項に示したとおり、9日は線状降水帯が発生する可能性が高く、発生条件を満たす領域が午前中は関東地方南部に予想され、その後次第に北上し、夜は関東地方北部を中心に予想されている。また、MSMでも、9日明け方から朝にかけて関東地方の広い範囲で条件を満たす予想となっている。下層に大量の水蒸気が流入しており、線状降水帯が発生すれば顕著な大雨となると判断できるため、線状降水帯が発生し、影響が持続する可能性のある地域は、「警報級の可能性」として「中」もしくは「高」を検討する。影響を受けるかどうかは、最新資料までの複数の初期値の予想に線状降水帯の発生条件を満たす予想があることや、GSMもしくはMSMの少なくともどちらかで予想されている点などから判断する。前に示した大雨警報（浸水害）や大雨警報（土砂災害）の可能性を「-」と判断し、線状降水帯の発生も予想されていない地域でも、ごく近傍で線状降水帯が発生し影響を受ける可能性があれば、空間的な予報誤差を考慮して「警報級の可能性」は「中」を検討する。また、時間的な予報誤差も考慮して、前後の時間帯にも「中」を検討する必要がある。



#### 1.5.4.4 雨の警報級の設定

上記の大雨警報の可能性、および、顕著な大雨の可能性の検討から、最終的には雨の警報級の可能性を決定する。検討結果は第1.5.7表のとおりとなる。

第1.5.7表 雨の警報級の可能性の検討結果

細分区域		8日6時～8日18時	8日18時～9日6時	9日6時～9日24時
栃木県北部	大雨警報（浸水害）となる可能性	「 - 」	「 - 」	「中」
	大雨警報（土砂災害）となる可能性	「 - 」	「中」	「高」
	顕著現象等の可能性	なし	なし	当細分区域で発生の可能性あり
	雨の警報級の可能性	「 - 」	「中」	「高」
神奈川県東部	大雨警報（浸水害）となる可能性	「 - 」	「中」	「中」
	大雨警報（土砂災害）となる可能性	「高」	「高」	「高」
	顕著現象等の可能性	なし（伊豆諸島北部に強雨域あり留意）	当細分区域で発生の可能性あり	当細分区域で発生の可能性あり
	雨の警報級の可能性	「高」	「高」	「高」

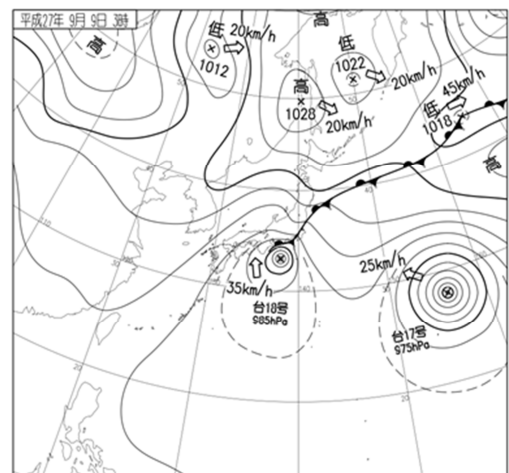
隣接地域、隣接時間帯で、顕著な現象が発現する可能性がある場合なども含む。

#### 1.5.5 大雨警報発表時の作業（9月8～9日）

最後に、8日5時予報の「警報級の可能性」の検討後に関する作業についても述べておく。9月8日朝以降、大雨警報基準までの土壌雨量指数の余裕が小さかった神奈川県東部では、伊豆諸島から北上する強雨域がかかると判断し、8日4時59分に、大雨警報（土砂災害）が発表となった。発表となった警報に連動して、警報対象期間の警報級の可能性は「高」となる。その後も警報は継続され、8日23時15分には大雨警報（浸水害）が発表となった。

一方、栃木県北部では、前節で警報級の現象になる可能性を「高」とした期間内の9日7時41分に大雨警報（土砂災害）が発表となり、9日16時33分には大雨警報（浸水害）も発表となった。以下、栃木県北部での大雨警報（土砂災害）の発表判断に至る過程を解説する。

台風第18号は、9日3時には東海道沖に北上し、関東地方には停滞前線が解析された（第1.5.16図）。この後は台風の北上に伴って前線も北上し、下層の暖湿気の影響を更に受けやすくなる状況となる。第1.5.8表に栃木県北部のGSMとMSMの1時間最大降水量ガイダンスの推移を示す。9日日中は、50mm/h前後の降水が安定して予想されており、強雨の持続を示す予想資料となっている。



第1.5.16図 9月9日3時の速報天気図

線状降水帯発生予想については、発生する地域や時間帯に初期値ごとの変化はみられるが、関東地方北部に安定して予想されている。9日5時予報作成に用いる資料では、GSMでは9日日中から夜にかけて関東地方北部に、MSMでは9日日中に栃木県付近に線状降水帯の発生条件を満たす地域が予想され、線状降水帯が発生する可能性が高いと判断できる（第1.5.17図）。10日6

時までの24時間最大降水量ガイダンス(第1.5.18図)では200mm以上の大雨が、GSMでは栃木県北部山沿い中心に、MSMでは関東地方を南北に伸びる形で予想されており、栃木県北部ではGSM、MSMともに顕著な大雨となる見込みである。

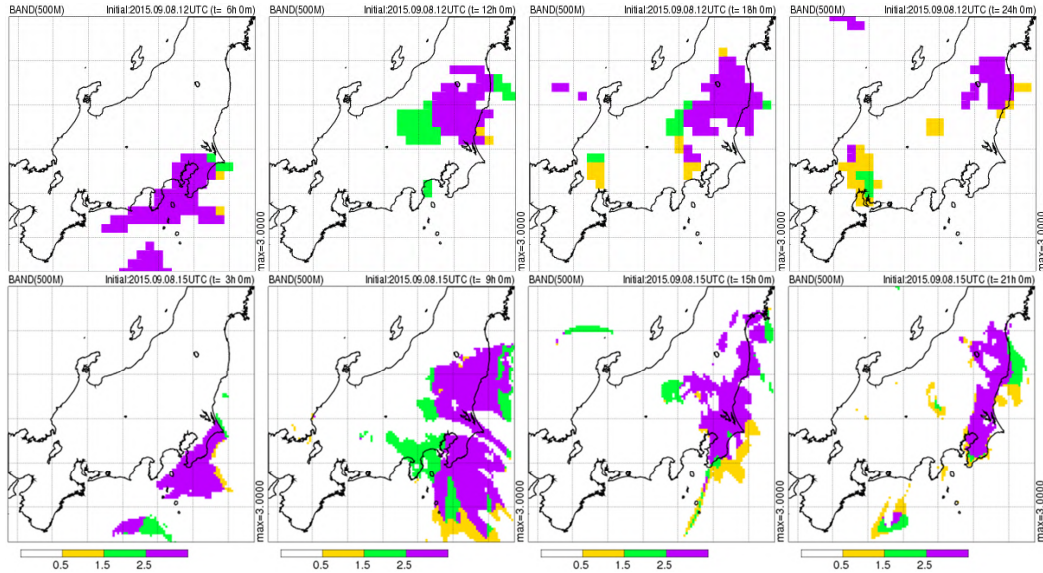
9日明け方までは、栃木県では最大降水量ガイダンスが予想する降水量よりも、実況が少ないところが多かったが、9日の朝からは、20mm/h以上の強い雨が降り始めた(第1.5.19図)。この段階で、大雨警報(土砂災害)基準までの余裕指数は栃木県北部の余裕のないところで50前後である(第1.5.20図)。この後は下層暖湿気の流入が更に強まり、降水も強まる予想であることから、警報(土砂災害)発表の判断に至ることになる。

なお、警報発表の際の、「警報級の可能性」についての留意点は以下の通りである。

- ・警報発表する気象要素について「警報級の可能性」を「高」で発表していなければ、警報発表に合わせて予報作業支援システムから自動的に、警報対象期間の警報級の可能性「高」が発表される。

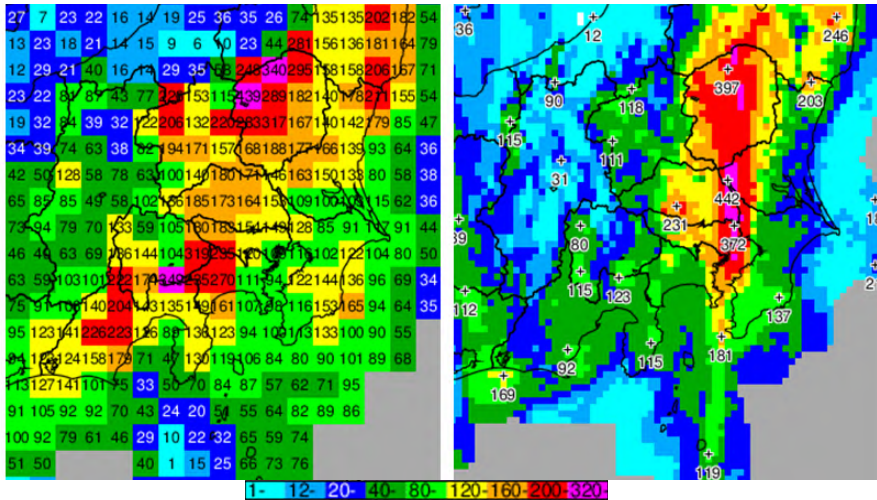
第1.5.8表 栃木県北部の1時間最大降水量ガイダンスの推移  
FLV0(フィルターなし)

	8(火)								9(水)								10(木)								
	GSM	-03	-06	-09	-12	-15	-18	-21	-24	-03	-06	-09	-12	-15	-18	-21	-24	-03	-06	-09	-12	-15	-18	-21	-24
8日12UTC										31	38	64	80	55	46	32	33	36	36	58	50	32	28	23	14
8日06UTC							18	18	25	34	61	64	36	40	45	44	38	37	48	49	32	22	15	21	
8日00UTC				15	16	16	18	27	34	47	49	34	41	50	44	40	34	34	33	30	19	12	18		
7日18UTC		3	9	19	21	18	18	26	34	40	61	50	54	58	50	42	37	49	44	35	27	16	21		
MSM																									
8日15UTC									16	41	55	57	56	59	66	55	48	29	35	30	17				
8日12UTC							7		28	44	53	69	68	46	46	48	47	34	44	28					
8日09UTC						7	9		24	38	56	67	57	48	50	52	54	50	41						
8日06UTC					7	12	16		22	30	26	42	59	38	28	29	29	33							
8日03UTC				10	20	20	24		23	27	42	53	38	33	31	29	36								
8日00UTC			8	14	18	23	25		24	32	51	57	69	80	80	72									
7日21UTC		7	8	13	20	17	18		26	26	57	70	65	55	76										
7日18UTC		6	8	11	11	12	10		14	15	30	42	50	66	69										



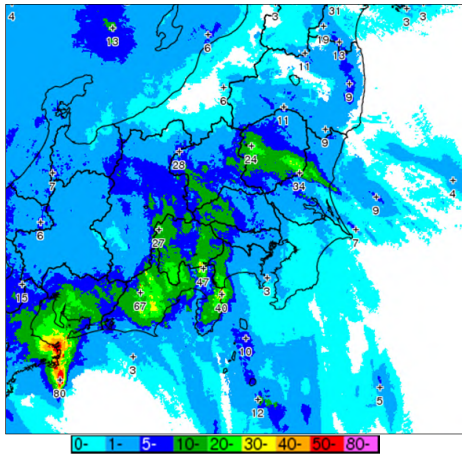
第1.5.17図 GSMとMSMの線状降水帯の発生条件

上段：9月8日21時初期値のGSMの9日3時、9時、15時、21時の予想、下段：9月9日0時初期値のMSMの9日3時、9時、15時、21時の予想、紫：6条件を満たす地域、緑：6条件RH(6条件のうち500hPaの湿度を60%以上から20%以上に緩和した条件)、黄：6条件緩和(6条件のうちSREHを70m<sup>2</sup>s<sup>-2</sup>以上、FLWを100g m<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup>以上に緩和した条件)

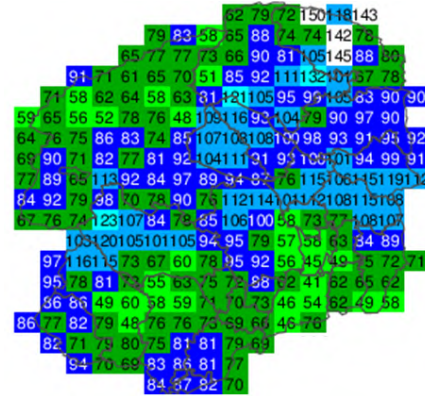


第 1.5.18 図 9 月 10 日 6 時までの 24 時間最大降水量ガイダンス

8 日 21 時初期値の GSM (左) と 9 日 0 時初期値の MSM (右)



第 1.5.19 図 9 月 9 日 7 時の解析雨量



第 1.5.20 図 9 月 9 日 7 時における大雨警報 (土砂災害) までの余裕指数

## 1.6 まとめ\*

本章で取り上げた事例は、2 つの台風と寒冷渦、前線など複数の要素が複雑に影響するため予想が比較的困難であった。このような事例に対して、「警報級の可能性」の発表に関する標準的な予報作業の結果、以下のように解説してきた。

6 日までは、「警報級の可能性」については「中」の発表にいたらなかったが、不確実性が大きく今後「中」以上の可能性があることに留意した。

7 日 11 時予報発表の段階で、明後日 9 日の大雨を対象にした「警報級の可能性」に「中」を発表することができた。

7 日 17 時予報発表の段階で、明後日 9 日の大雨を対象にした「警報級の可能性」に「高」を、10 日の大雨を対象にした「警報級の可能性」に「中」を発表することができた。

8 日 5 時予報発表の段階では、引き続き、明日 9 日から大雨を対象にした「警報級の可能性」に「高」を発表することができた。

\*板橋 耕一郎 (気象庁予報部予報課)

本章では、「警報級の可能性」に焦点をあてて、災害の発生する前々日の 9 月 8 日までの作業を主に解説した。大雨・洪水警報の発表に向けた作業については平成 29 年度から新しい指数を用いた作業を第 2 章で解説しているので、参照願いたい。

#### **参考文献**

黒良龍太，村規子，2014：現業作業における総観場の把握と局地気象解析について．平成26年度予報技術研修テキスト，気象庁予報部，40-51．

加藤輝之，2015：メソ気象の理解から大雨の予測について～線状降水帯発生条件の再考察～．平成27年度予報技術研修テキスト，気象庁予報部，42-60．

## 第2章 大雨・洪水警報作業に用いる新しい指数

### 2.1 はじめに\*

気象庁では、大雨警報（浸水害）及び洪水警報の改善に向けて、平成29年度出水期までに浸水害発生との相関の高い表面雨量指数（仮称）（旧名称：浸水雨量指数）（以下、「表面雨量指数」）の導入と流域雨量指数の精緻化を計画している。また、これらの指数の導入に合わせて、市町村内のどこで災害の危険度が高まっているかを地図上で分かりやすく確認できるよう、これらの指数を警報・注意報基準で1kmメッシュ毎に判定した結果をメッシュ情報として提供する予定である。

以下、本章では、流域雨量指数の精緻化（2.2節）洪水警報・注意報基準の設定の考え方（2.3節）洪水警報を補足するメッシュ情報の作成手法（2.4節）について、それぞれ技術的な観点から解説するとともに、新しい指数を使った予報作業の概要（2.5節）を説明する。

なお、流域雨量指数の基本的な計算原理については田中ほか（2008）を、表面雨量指数や大雨警報（浸水害）を補足するメッシュ情報の技術的な解説については太田・牧原（2015）太田（2016）をそれぞれ参照願いたい。

### 2.2 流域雨量指数の精緻化\*

#### 2.2.1 精緻化の概要と目的

洪水警報・注意報の改善に向けて、平成29年度出水期までに、洪水警報・注意報の発表基準として用いている流域雨量指数の精緻化を計画している。ここで精緻化とは、主に第2.2.1表に示した3つの内容指している。

第2.2.1表 流域雨量指数の精緻化に伴う主な変更

	計算対象河川の拡大	計算格子の高解像度化	計算間隔の高頻度化
現在	国土数値情報に登録されている河川のうち、流路長が15km以上の河川（4,002河川）	5km 四方格子	30分毎
精緻化後	国土数値情報に登録されている全ての河川（21,394河川）	1km 四方格子	10分毎

河川流路データ W15-52L（作成年度：1977年）

流域雨量指数の精緻化によって、これまで計算対象外だった小河川を取り扱うことができるようになる。一般に、そのような小河川では急激に水位が上昇する傾向があるが、計算格子の高解像度化や計算間隔の高頻度化によって、小河川の急激な危険度の高まりも適切に表すことができるようになると思われる。

ただし今回の精緻化は、単に警報の指標として用いている流域雨量指数の精度向上という位置付けに留まるものではない。精緻化した流域雨量指数による洪水警報・注意報基準の設定にあたっては、その設定手法自体も高度化を図っており、例えば、現在のように特定格子のみに基準値を設定するのではなく、流域雨量指数の全ての計算格子に基準値を設定する等、災害と流域雨量指数をより密接に結び付けることができるような工夫をした。また、現在はメッシュ情報として規格化版流域雨量指数（流域雨量指数をその過去最大値

\*太田 琢磨（気象庁予報部予報課気象防災推進室）

で割った値)を防災情報提供システムで提供しているが、精緻化と適切な基準によって危険度が高まっている河川流域の識別が容易になり、指数を警報・注意報基準で1kmメッシュ毎に判定したものをメッシュ情報として地図上に示すことで、この利用価値の向上に寄与すると考えられる。すなわち、精緻化による指数の精度向上に加え、基準設定の工夫や効果的な地図表示等がもたらす相乗効果により、今回の洪水警報の改善がより高度となり、地域防災への更なる貢献につながることが期待できる。その意味でも今回の精緻化は水害に関する防災気象情報改善の主要な柱として位置付けられる。

### 2.2.2 精緻化に伴う処理の変更

本項では精緻化に伴う主な変更点を中心に解説する。

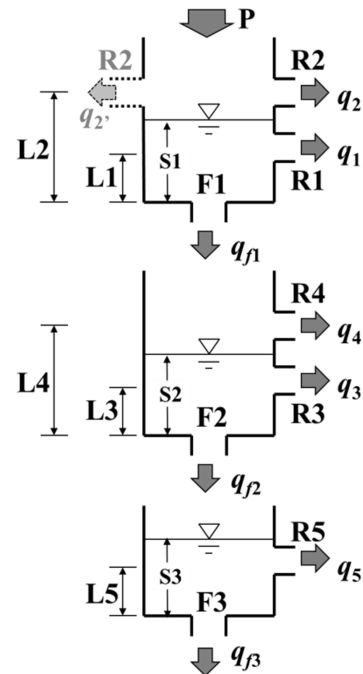
なお、以下の記述では、便宜上、現在の流域雨量指数(5km四方格子、流路長15km以上の河川が対象)のことを“現指数”、精緻化した流域雨量指数のことを“新指数”と称する。

#### 2.2.2.1 地質に応じたタンクパラメータの割当方法

現指数の非都市用タンクモデルでは、Ishihara and Kobatake(1979)の5つのパラメータ(第2.2.2表)のうち、No.2、No.3、No.5の3流域のパラメータを用いているが、新指数では5流域すべてのパラメータを用いることとした。

第2.2.1図、第2.2.2表に非都市用タンクモデルとそのパラメータを示す。これは、Ishihara and Kobatake(1979)の直列三段タンクモデルを1km四方程度の小流域にも適用できるようにタンクの構造やパラメータを修正したものである。

第2.2.2表に示した5種類のパラメータは、国土数値情報の地質データに対応させて使い分ける。具体的



第2.2.1図 非都市用タンクモデル

L: 流出孔までの高さ、F: 浸透係数、R: 流出係数、q: 流出量、 $q_f$ : 浸透量、S: タンク水位、P: 入力降雨。パラメータL、F、Rの値は第2.2.2表を参照。

第2.2.2表 非都市用タンクモデルのパラメータ

No.	河川名 (地域)	L1 (mm)	L2 (mm)	L3 (mm)	L4 (mm)	L5 (mm)	F1 ( $10\text{min}^{-1}$ )	F2 ( $10\text{min}^{-1}$ )	F3 ( $10\text{min}^{-1}$ )	R1 ( $10\text{min}^{-1}$ )	R2 ( $10\text{min}^{-1}$ )	R3 ( $10\text{min}^{-1}$ )	R4 ( $10\text{min}^{-1}$ )	R5 ( $10\text{min}^{-1}$ )
1	筑後川 (小平)	40	75	15	75	15	0.20	0.08	0.01	0.30	0.30	0.12	0.06	0.01
2	馬洗川 (南島敷)	30	60	10	60	15	0.20	0.08	0.01	0.30	0.40	0.15	0.06	0.01
3	木津川 (月ヶ瀬)	15	60	10	60	15	0.20	0.03	0.01	0.30	0.40	0.15	0.06	0.01
4	長良川 (美濃)	30	75	5	75	15	0.16	0.02	0.01	0.30	0.40	0.10	0.06	0.01
5	夕張川 (清幌橋)	15	40	5	40	15	0.16	0.01	0.01	0.30	0.40	0.18	0.06	0.01

注) 1. パラメータ番号及び河川名は Ishihara and Kobatake(1979)による。

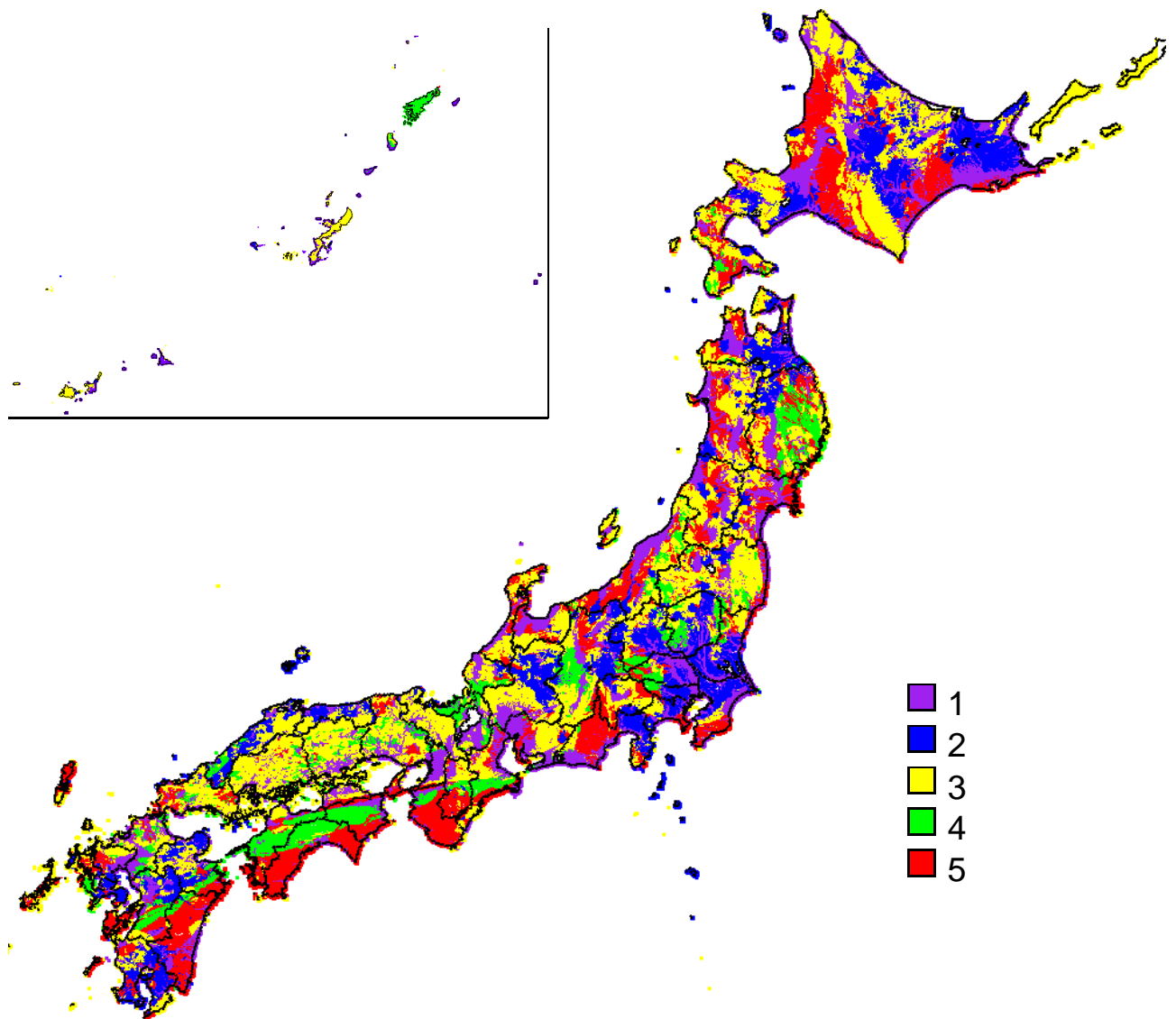
2. F、Rの単位時間は10分である。

3. F1、F2はそれぞれ第一タンク、第二タンクの水位に応じて変化する。

には各地質の透水性に着目して以下の通り対応付けた。

- ・ 花崗岩を中間的な透水性を持つ地質として対応させて、浸透係数  $F$  が中間的な値として与えられている No.3 を割り当てる。
- ・ 第四紀層の未固結堆積物及び石灰岩は透水性が大きいので No.1 を割り当てる。
- ・ 小葉竹・石原（1983）の分類を参考に、第四紀火山岩は No.2 を、古生層は No.4 を割り当てる。
- ・ 第三紀及び中世層は透水性が小さいので No.5 を割り当てる。

第 2.2.2 図にタンクパラメータの分布を示した。ここで、東京、大阪、名古屋などの大都市圏で透水性の大きいパラメータ No.1 が割り当てられているが（他のパラメータに比べ緩やかに流出する傾向がある）これら地域では都市用タンクモデルの使用割合が大きく都市用タンクによる流出量が支配的になることから、特に問題にはならない。



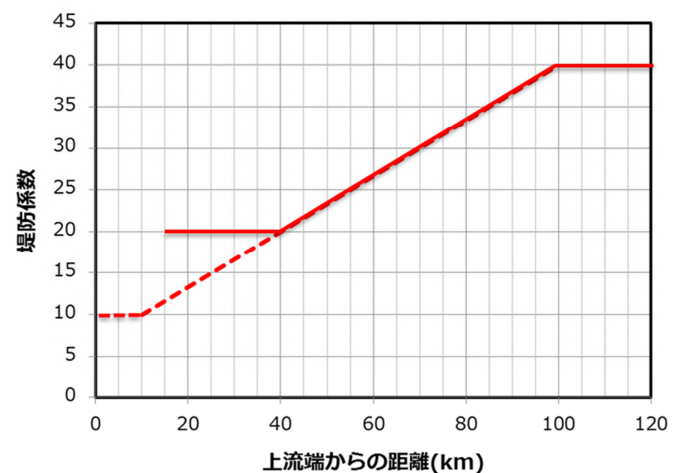
第 2.2.2 図 非都市用タンクモデルのパラメータ分布

凡例の数字 1~5 は、第 2.2.2 表のパラメータ番号に対応している。

## 2.2.2.2 流下計算に関わる係数

[ マニングの粗度係数 ] 河道を流れる水の速さは水文分野で広く使われているマンニングの式によって求めることができる(マンニングの式に関する解説は、例えば日本河川協会(2008)を参照されたい)。この式で用いるパラメータがマンニングの粗度係数であるが、現指数では全ての河川で一律0.040を設定している。新指数では、都市部の中小河川の急激な水位上昇への対応を考慮して、都市部を流れる河川(都市化率80%以上の地域を流れる流路長30km未満の河川)の粗度係数を0.020に設定することとした。これは、日本河川協会(2008)に示される粗度係数の代表的な値として、人工水路・改修河川の値の範囲が0.014~0.030だったことから、そのおおよその平均値にあたる0.020を採用したものである。それ以外の河川については現指数と同じ0.040を設定した。

[ 断面形状を決める堤防係数 ] マニングの平均流速公式を用いるためには、河道の断面形状を決める必要がある。流域雨量指数の流下計算では、逆三角形で深さに比例して幅が広がるような断面形状を仮定している。現指数の堤防係数は、上流端からの距離が100km以上は40、40km未満は20、その間は比例配分として設定していたが、新指数では、上流端からの距離が100km以上は現指数と同じ40だが、10km未満を10として、その間を比例配分で設定することにした(第2.2.3図)。小河川の堤防係数を小さく設定することで流速が速くなるという効果がある。



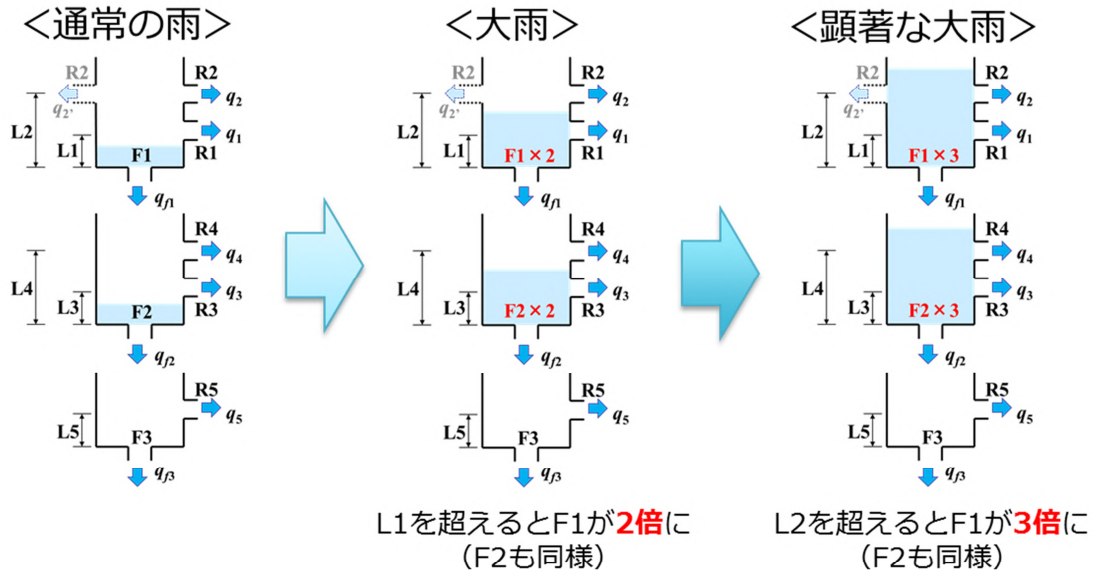
第2.2.3図 上流端からの距離と堤防係数

赤実線は現指数、赤破線は新指数

## 2.2.2.3 非都市用タンクパラメータの調整

流域雨量指数では、非都市域を対象とした流出計算にIshihara and Kobatake(1979)の直列三段タンクモデルを用いているが、このモデルには顕著な大雨が入力されたときのハイドログラフの再現性が低い - 具体的には実績流量に比べ指数が過大(ピーク時刻が早い)という課題があった。そこで、今回の精緻化を機に対策を検討し、「タンクの水位に応じて浸透係数を変化させる」手法を組み込むことで、顕著な大雨事例の再現性を高めることができるようになった。

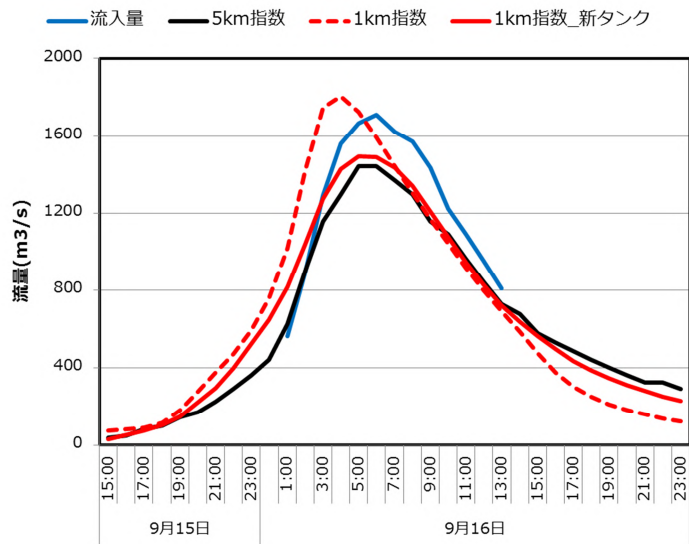




第2.2.4図 改良後の非都市用タンクモデル

具体的には、第一タンクの水位を  $S1$ 、浸透係数を  $F1$  としたときに、 $S1 < L1$  の場合は第2.2.2表の  $F1$  の値をそのまま用いるが、 $L1 < S1 < L2$  の場合は  $F1 \times 2$ 、 $L2 < S1$  の場合は  $F1 \times 3$  と変化させるようにした(第2.2.4図)。第二タンクについてもこれと同様に扱う。

改善例として、第2.2.5図に平成25年(2013年)台風第18号における由良川の大野ダムの検証結果を示す。改良後の指数(第2.2.5図赤実線)は改良前の指数(赤点線)に比べ過大な流出が抑えられ、ピーク時刻も実績流量(青実線)に近づいている。



第2.2.5図 平成25年(2013年)台風第18号における由良川(大野ダム)の検証結果

流域雨量指数は流量に換算して表示。青実線はダム流入量、黒実線は現指数、赤点線はタンク改良前の新指数、赤実線はタンク改良後の新指数。

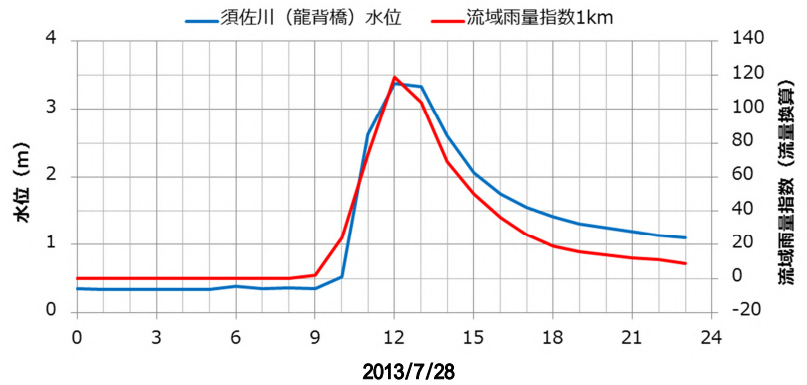
## 2.2.3 精緻化の効果

### 2.2.3.1 小河川の流域雨量指数の改善事例

平成25年(2013年)7月28日梅雨前線及び大気不安定による大雨事例を対象に、山口県萩市を流れる水位周知河川である須佐川の例を紹介する。

本事例では、須佐川で大規模な外水氾濫が発生し、全壊1棟、半壊2棟、床上浸水429棟、床下浸水148棟などの大きな被害をもたらした。須佐川は流路長6.3km程度の小河川であり、現指数では計算対象にはならないが、新指数では新たに計算対象となる。第2.2.6図に須佐川の水位と新指数との比較を示した。

第2.2.6図から水位と指数のピーク時刻が一致し、また変化傾向もよく再現している様子がわかる。新指数では、流路長6.3kmの須佐川に対して計算格子を8格子割り当てているが、実際の流下計算は1km格子内の流路をさらに6分割(1分割領域あたりの流路長は平均で130m)して処理している。これにより小河川の洪水流が平滑化されずに再現されていると考えられる。



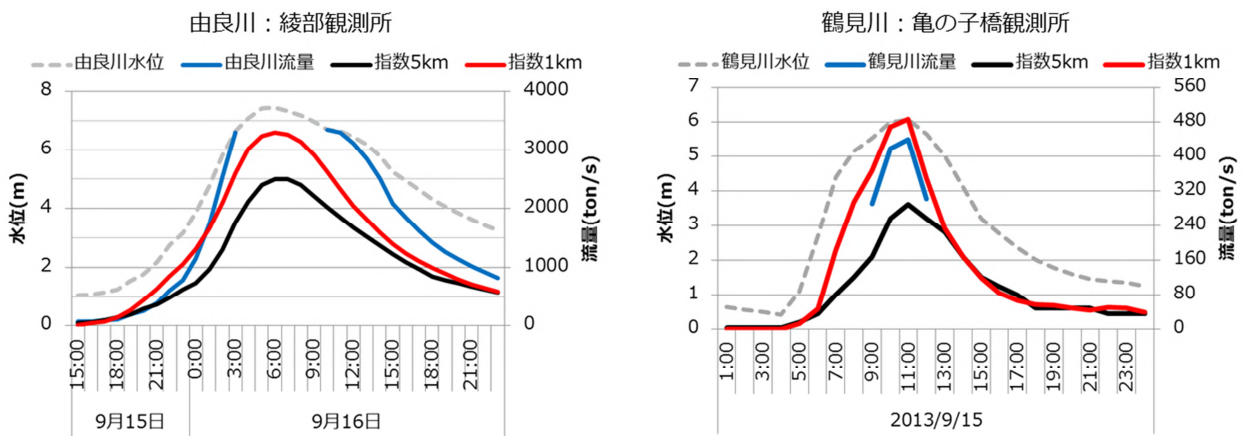
第2.2.6図 須佐川(龍背橋)の水位と精緻化した流域雨量指数

なお、現指数では流量の平方根をとって整数化したものを最終的な指数としているが、新指数では極めて小さな河川も対象となるので、整数化せず小数点第一位までを有効数字として出力している。

### 2.2.3.2 現計算対象河川の流域雨量指数の改善事例

精緻化の主な目的は、指数の計算対象河川を増やし、新たに計算対象となった小河川の洪水危険度を精度良く推定することにあるが、精緻化の効果は、新たに計算対象となった小河川に限らず、現指数で計算対象としている15km以上の河川に対しても確認できている。

第2.2.7図は平成25年(2013年)台風第18号の京都府の由良川(綾部)及び神奈川県鶴見川(亀の子橋)での流量による検証結果である。新指数は現指数に比べ、河川流量との対応がよくなっているのが分かる。これは、計算格子の高解像度化により流域界を適切に取り扱えるようになったことに加え、各種地理データの精緻化や設定パラメータの最適化等が寄与しているものと考えられる。なお、変化傾向やピーク時刻の観点で見れば、現指数も河川流量や水位とよく対応しているといえる。



第2.2.7図 平成25年(2013年)台風第18号における由良川(綾部)と鶴見川(亀の子橋)の検証結果  
流域雨量指数は流量に換算して表示。青実線は河川流量、灰破線は水位、黒実線は現指数、赤実線は新指数。

## 2.2.4 利用上の留意点

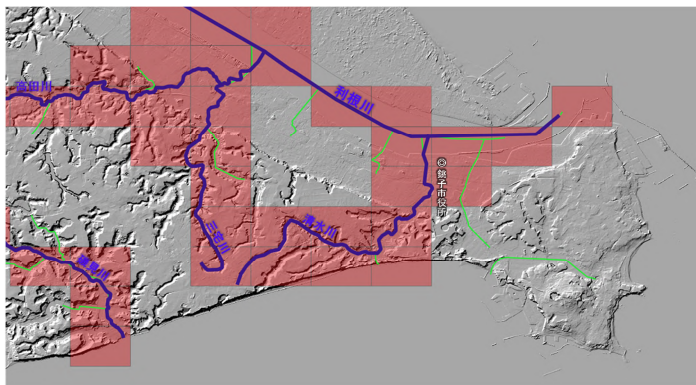
田中ほか(2008)では、指数の計算上、考慮されていない事項として「ダム等の人工的な水量調節」「湖沼の貯留効果」「潮位の影響」の3つを挙げ、その留意事項を示しているが、今回の精緻化にあたり、この留意事項の基本的な考え方に変更はない。一方、これら指数の計算に考慮されない事項は、過去に発生した洪水害との関係に基づく洪水警報・注意報の基準値に一定程度反映されている点にはあらためて留意いただきたい。流域雨量指数による洪水害発生危険度は、単に指数値の大小で判断するのではなく、洪水警報・注意報の発表基準など過去に発生した洪水害との関係に基づいた基準との比較により判断する必要がある。

なお、田中ほか(2008)で示されていた3つの今後の改善事項「融雪量の取り込み」「流域雨量指数の高度化」「流域雨量指数のわかりやすい表示方法」に関して、は今回の流域雨量指数の精緻化によって実現されたものである。また、のわかりやすい表示方法については、後述する洪水警報を補足するメッシュ情報の提供に通ずるものといえる。の融雪量の取り込みについては、これまで地方官署の協力を得て現指数をベースにした検証を進めてきたところであるが、今後は新指数に融雪量を取り込んで検証を行うことを計画している。

## 2.3 精緻化した流域雨量指数による洪水警報・注意報基準の設定\*

### 2.3.1 指数計算格子と基準設定格子

現在の洪水警報・注意報は、流域雨量指数の計算対象河川のうち、いくつかの代表的な河川を対象に特定の基準設定格子を定めて基準値を設定しているが、今回の精緻化にあたり、洪水警報・注意報基準は全河川・全格子に設定することとした。全格子に基準を設定することで、その判定結果を地域的な危険度分布(メッシュ情報)という形で提供することも可能になる。なお、全国の陸上格子の中には流域雨量指数の計算対象



第2.3.1図 銚子市付近の地形図

灰色のシェードは5mメッシュ標高、紫色は流域雨量指数の計算河川(国土数値情報(W15-52L、作成年度:1977年)に登録されている河川)、黄緑色はJPGIS形式の国土数値情報(W05、作成年度:2006年~2009年)に登録されている河川、半透明の赤い格子は流域雨量指数計算河川の存在する格子を表す。

も多数認められ、そこにも(国土数値情報に登録されていない)河川の存在をうかがわせる。すなわち、計算対象河川のない格子であっても、それはあくまで国土数値情報(W15-52L、作成年度:1977年)に登録されている河川がないということであり、そこに河川が全く存在しないことを意味するのではない。洪水警報は、河川の水が増すことにより災害の発生する恐れがある場合に発表するものであることから、当該格子にも基準値を設定して警戒判定を行うことにしている。

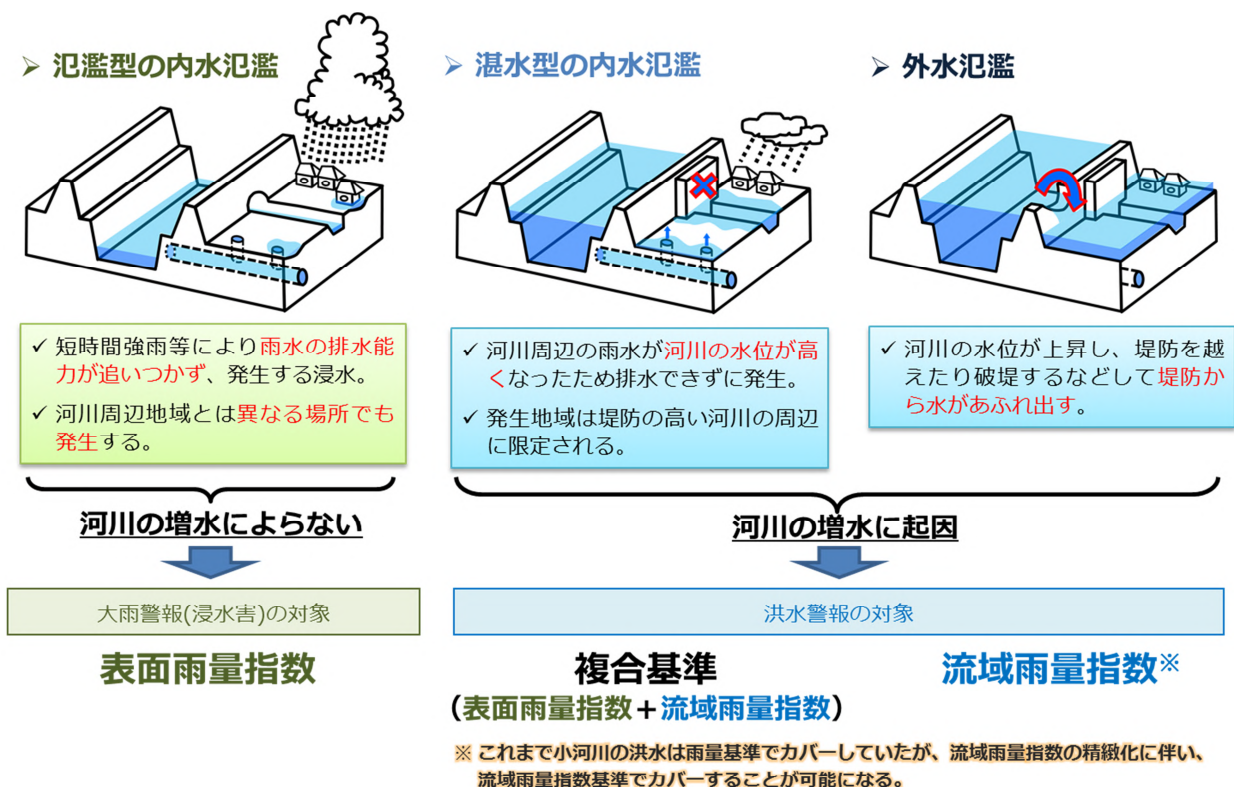
\*太田 琢磨(気象庁予報部予報課気象防災推進室)

### 2.3.2 水害の分類と基準要素

水害を3種類に分類し、それぞれに適した基準を設定するという基本的な考え方は現在と変わらないが、流域雨量指数の精緻化及び大雨警報（浸水害）への表面雨量指数の導入に伴い、以下の点が変更となる。

- ・ 氾濫型の内水氾濫を対象に設定する大雨警報（浸水害）・大雨注意報の基準は、雨量（1時間雨量、3時間雨量）から表面雨量指数に変更する。
- ・ 湛水型の内水氾濫を対象に設定する洪水警報の複合基準は、流域雨量指数と雨量（1時間雨量、3時間雨量）の組み合わせから流域雨量指数と表面雨量指数の組み合わせに変更する。
- ・ 現指数の計算対象とならない流路長15km未満の河川の外水氾濫については、これまで雨量基準（1時間雨量、3時間雨量）でカバーしてきたが、流域雨量指数の精緻化に伴い、多くの中小河川が指数計算対象となったことから、洪水警報の雨量基準は廃止する。

表面雨量指数及び精緻化した流域雨量指数導入後の、水害と基準要素の対応関係を第2.3.2図に示す。



第2.3.2図 表面雨量指数及び精緻化した流域雨量指数導入後の水害と基準要素の対応関係

### 2.3.3 基準の設定方法

表面雨量指数や精緻化した流域雨量指数の導入にあたっては全国的に大雨警報（浸水害）・洪水警報基準等の見直しを行うが、今回の見直しを機に新たに警報基準よりも一段高い基準を設けることとした。この基準は、警報が発表された後の更なる警戒の呼びかけ等に活用すること等を想定して設定するものである。

第2.3.1表に基準値の設定方法をまとめた。ここでは、注意報基準を基準、警報基準を基準、警報よりも一段高い基準を基準と称している。基準値の設定は二次細分区域毎かつ流域毎に行い、外水と内水を区別した災害資料を用いて流域雨量指数基準と複合基準のそれぞれを設定する。流域雨量指数基準は原則全河川を対象に外水氾濫に起因する災害事例をもとに設定する。複合基準は湛水型の内水氾濫に起因する災害事例をもとに設定する。

第2.3.1表 洪水警報・注意報基準の設定方法

基準	基準要素	対象とする災害	基準設定手法
警報相当	流域雨量指数基準	流域で発生した規模の大きい浸水害（外水氾濫に起因）	基準 よりも一段上の基準として、外水氾濫事例を高い確度で捕捉するように設定
	流域雨量指数基準	流域で発生した規模の大きい浸水害（外水氾濫に起因）	外水氾濫事例を適切に捕捉するよう、コストロス法から流域雨量指数基準を設定（調査期間内に災害が発生していない河川は「30年確率値」を設定）
	複合基準	流域で発生した規模の大きい浸水害（湛水型の内水氾濫に起因）	規模の大きい浸水害を適切に捕捉するよう、コストロス法から流域雨量指数と表面雨量指数の複合基準を設定（調査期間内に災害が発生していなければ設定しない）
注意報相当	流域雨量指数基準	軽微な河川被害等	対象とする災害を適切に捕捉するよう、コストロス法から流域雨量指数基準を設定
	複合基準	流域で発生した浸水害（湛水型の内水氾濫に起因）	浸水害を適切に捕捉するよう、コストロス法から流域雨量指数と表面雨量指数の複合基準を設定（調査期間内に災害が発生していなければ設定しない）

## 2.4 洪水警報を補足するメッシュ情報\*

### 2.4.1 メッシュ情報の作成方法と利用上の留意点

警報・注意報の発表等の予報作業に利用するのは、解析雨量を入力した指数実況値による判定や降水ノウキャスト、降水短時間予報、MSM 平均降水量ガイダンスといった予想雨量を入力した指数予想値の判定である。一方、プロダクトとして配信するメッシュ情報については、実況の判定値と予想の判定値のうちの最大の判定値を出力・表示する予定である。第2.4.1表に、洪水警報を補足するメッシュ情報の判定値の定義を示した。これは土砂災害警戒判定メッシュ情報及び大雨警報（浸水害）を補足するメッシュ情報（平成29年度出水期運用開始予定）と同じ仕様だが、何時間先までの予想値を用いるかについては、土砂災害警戒判定メッシュ情報が2時間、大雨警報（浸水害）を補足するメッシュ情報が1時間であるのに対し、洪水警報を補足するメッシュ情報は3時間先までの予想値を用いることとしている。これは、流域内の雨量誤差を吸収できるという流域雨量指数の計算処理上の特徴から、流域雨量指数の予測精度は土壌雨量指数や表面雨量指数よりも高くなる傾向があることを踏まえたものである。

第2.4.1表 洪水警報を補足するメッシュ情報の判定値

判定値	定義
4	実況で基準 以上に到達
3	予想で基準 以上に到達
2	実況又は予想で基準（洪水警報基準）以上に到達
1	実況又は予想で基準（洪水注意報基準）以上に到達
0	実況及び予想で基準（洪水注意報基準）未満

\*太田 琢磨（気象庁予報部予報課気象防災推進室）



況を確認し、実際に洪水危険度が高まっている地域についてはメッシュ情報で確認する、といった利用が有効である。

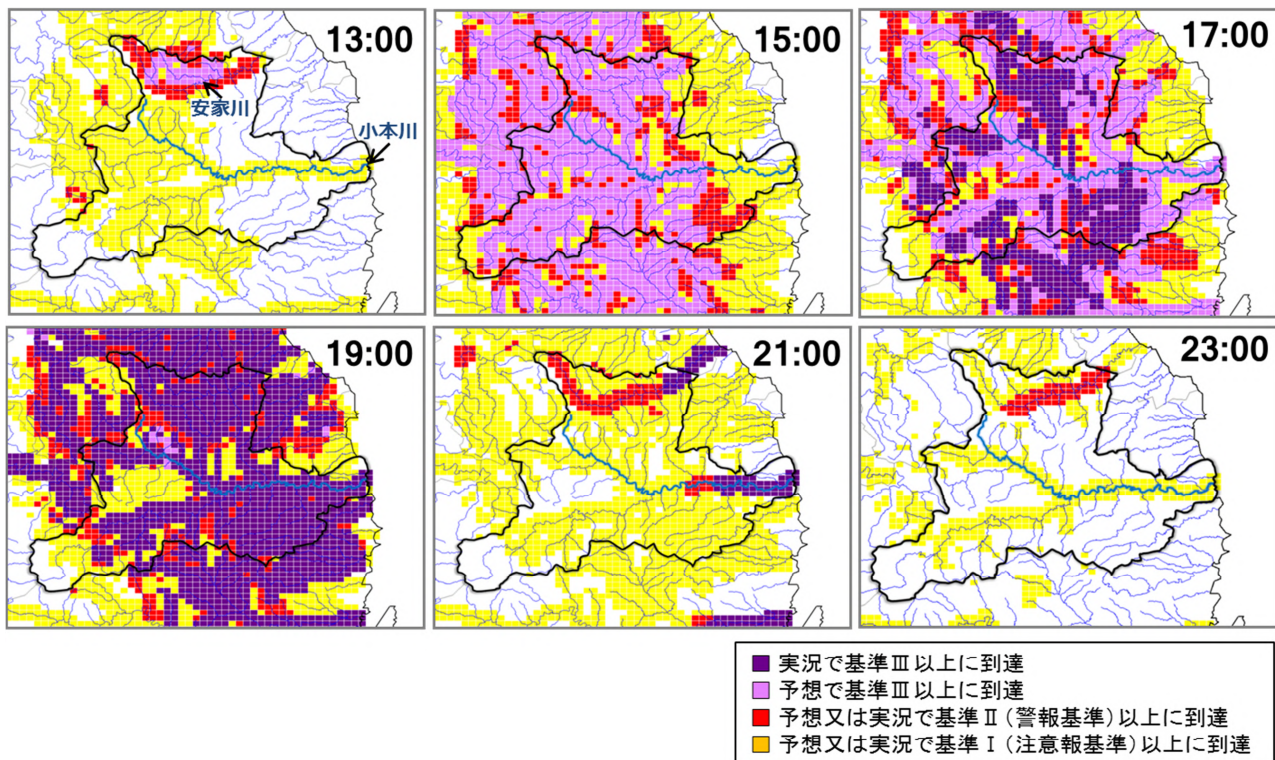
## 2.4.2 具体事例

洪水警報を補足するメッシュ情報の具体事例として、平成28年(2016年)台風第10号の岩手県岩泉町の豪雨災害事例を示す。

台風第10号は、8月30日に暴風域を伴ったまま岩手県に上陸した。この台風の影響で、岩手県では29日から30日にかけて沿岸部を中心に雨が降り続き、総降水量が300mmに達するなど記録的な大雨となった。この大雨により、河川の氾濫、浸水害、土砂災害等が多数発生し、また人命が失われるなどの深刻な被害もたらされた。

第2.4.2図に、台風第10号における岩手県岩泉町周辺のメッシュ情報を、8月30日13時から23時にかけて2時間毎に示した。

13時には小本川周辺で基準を超える予想、また安家川流域では基準や基準を超える予想が出現している。15時になると小本川の上流域でも基準を超える予想が広く出現し、17時には小本川の下流域にも基準を超える予想が拡大している。この時点ですでに小本川の支流で、実況で基準を超過しており、洪水発生危険度が極めて高まっている状況であることが分かる。19時には実況で基準を超える地域がさらに広がって、岩泉町の広い範囲で危険度が極めて高まっている状況となっている。21時の時点ですでに降雨は終了しているが、小本川や安家川の下流域では引き続き危険度が高い状況となっている。



第2.4.2図 メッシュ情報の具体事例

平成28年(2016年)台風第10号における岩手県岩泉町周辺図を、8月30日13時から23時まで2時間毎に示した。

## 参考文献

- 田中信行, 太田琢磨, 牧原康隆, 2008: 流域雨量指数による洪水警報・注意報の改善, 測候時報, **75**, 35-69.
- 太田琢磨, 牧原康隆, 2015: 大雨警報における浸水雨量指数の適用可能性 - タンクモデルを用いた内水浸水危険度指標 -, 気象庁研究時報, **65**, 1-23.
- 太田琢磨, 2016: 浸水雨量指数と浸水害警戒判定メッシュ情報 - 浸水害と対応の良い新たな指標 -, 平成27年度予報技術研修テキスト, 112-122.
- Ishihara, Y. and S. Kobatake, 1979: Runoff Model for Flood Forecasting. Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, **29**, 27-43.
- 小葉竹重機, 石原安雄, 1983: タンクモデルおよび集中面積図を利用した洪水流出モデルの総合化. 土木学会論文報告集, **337**, 129-135.
- 日本河川協会, 2008: 建設省河川砂防技術基準(案)同解説・調査編 改訂新版, 技報堂出版, 132.



## 2.5 新しい指数を使った予報作業の概要\*

### 2.5.1 大雨警報（浸水害）・大雨注意報

大雨警報（浸水害）・大雨注意報の運用は、表面雨量指数（仮称）（旧名称：浸水雨量指数）（以下、「表面雨量指数」）の導入により第2.5.1表のように変更される。

第2.5.1表 大雨警報（浸水害）・大雨注意報の運用に係る変更点

	現在	平成29年度出水期以降
基準	二次細分区域毎の1時間雨量、3時間雨量	二次細分区域毎の表面雨量指数
判定	防災時系列の1時間雨量、3時間雨量と基準を比較	防災時系列の1時間雨量、3時間雨量の降水があった場合に、表面雨量指数の基準を超過するかどうかを判定

大雨警報（浸水害）・大雨注意報の作業手順については、現在、予報作業支援システムの防災時系列に入力された1時間雨量、3時間雨量と大雨警報（浸水害）の基準を比較して、基準を超過する場合に大雨警報（浸水害）の発表を行っている。平成29年度出水期からは新たに導入された表面雨量指数が基準となるが、基本的な作業手順である予報担当者による気象シナリオの構築とそれに基づく雨量予想を行い、作成した最大1時間雨量・最大3時間雨量予想の防災時系列を利用して、基準との比較により警報等をシステム判定する、という流れに大きな変わりはない。

今回の変更点は、警報等の判定において、入力された雨量と基準を直接比較するのではなく、新しい表面雨量指数による基準を導入して次のような判定を行うことである。

浸水害警戒判定A（目先1時間先までの警報等の判定に利用）

リアルタイムに計算される「表面雨量指数基準到達までの必要雨量」と予報担当者の予想雨量の比較に基づく判定

浸水害警戒判定B（防災時系列の任意の時刻の警報等の判定に利用）

面的に一樣な雨を1時間または3時間降らせたシミュレーションから算出した「表面雨量指数基準相当雨量」と予報担当者の予想雨量の比較に基づく判定

また、予報作業支援システムにおけるこれらの判定とは別に、客観的予測資料である降水ナウキャストと降水短時間予報から算出した浸水警戒度の予想及び予報作業を支援するための報知機能も防災気象情報の発表判断に利用できる。

次に、表面雨量指数が基準として導入された後の、大雨警報（浸水害）発表までの作業の流れを時系列で解説する（第2.5.1図）。

予告的気象情報の発表の目安となる現象発生の24時間以上前の段階においては、浸水害警戒判定B、もしくは同判定Bで用いられる「表面雨量指数基準相当雨量」と量的予想及び予想の確度等を考慮して、防災気象情報の発表判断を行う。

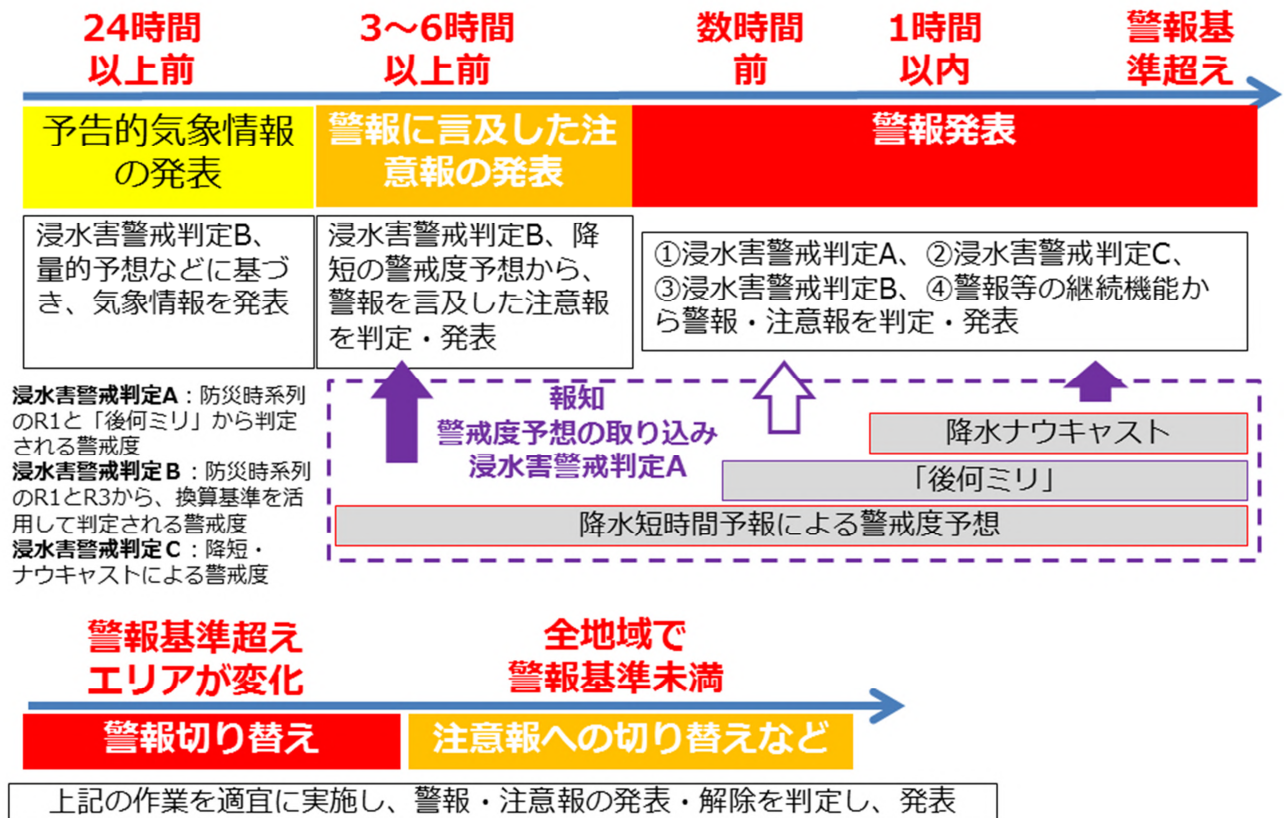
降水短時間予報の対象期間に入る現象発生6時間前からは、浸水害警戒判定Bに加え、降水短時間

\*竹田 康生（気象庁予報部予報課）

予報から算出された浸水警戒度の予想も使えるようになるため、これらの資料を使って、注意報（警報に言及した注意報を含む）の発表判断を行う。

さらに降水予想の確度が高くなる、現象発生の概ね2～3時間前には、警報の発表判断を行う。

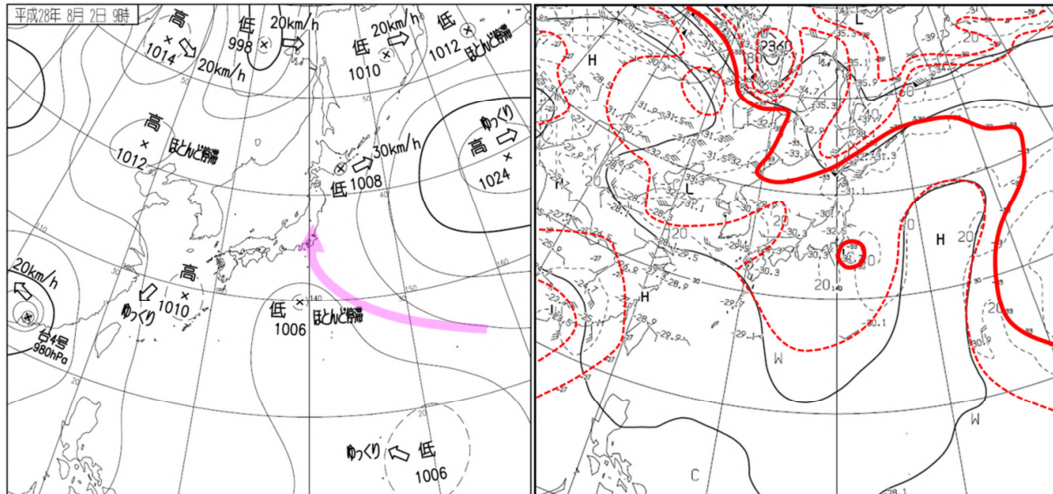
現象の発生する1時間前には、表面雨量指数の実況から計算される「表面雨量指数基準到達までの必要雨量」を用いた浸水害警戒判定Aも警報の発表判断に用いる。なお、客観的予測資料については、降水短時間予報から算出された浸水警戒度の予想に加え、降水ナウキャストから算出された浸水警戒度の予想も利用できるようになる。



第2.5.1 図 表面雨量指数を導入した大雨警報（浸水害）の予報作業の流れ

次に、具体例として、平成28年（2016年）8月2日に東京地方で従来の雨量基準に基づいて大雨警報（浸水害）が発表された事例について、上述の表面雨量指数基準を導入した場合の予報作業の概要を解説する。

8月2日の関東地方は、下層は日本のはるか東の高気圧の縁辺をまわる暖湿気が流れ込みやすい気圧配置の中、上層300hPaでは関東の東海上には-30以下の寒気を伴った寒冷渦があり、大気の状態が不安定であった（第2.5.2図）。東京地方では断続的に対流雲が発達して降水が強まり、大雨警報が5時40分～8時15分に発表された（第2.5.3図）。

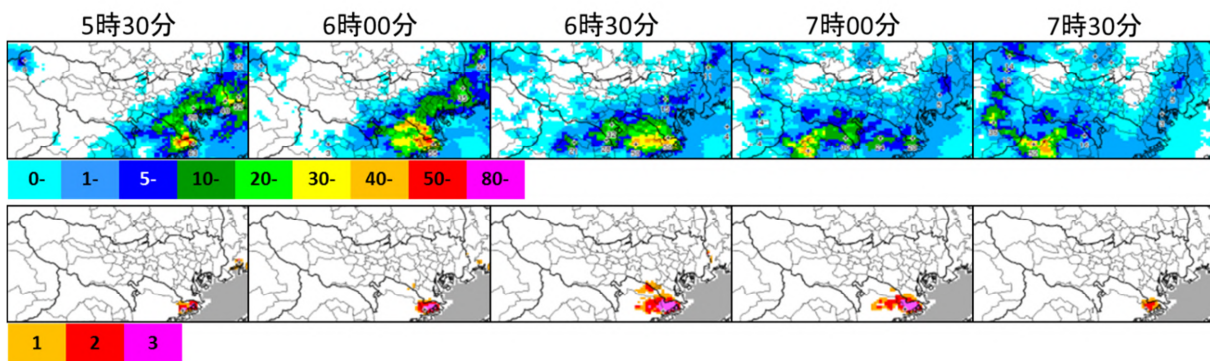


第2.5.2図 平成28年8月2日09時の地上天気図(左)と300hPa天気図(右)

地上天気図の矢印は暖湿気の流れ。300hPa天気図の実線は-33、破線は3間隔の等温線。



第2.5.3図 2日の東京地方における大雨警報・注意報の発表状況



第2.5.4図 2日5時30分~7時30分の解析雨量(上)と浸水警戒度(下)

第2.5.2表 雨量基準及び表面雨量指数基準に基づく大雨警報発表地域(網掛け)と実況の浸水警戒度(数字またはローマ数字)の対応(2日5時00分~8時30分)

	雨量基準								表面雨量指数基準(警戒判定B)							
	5		6		7		8		5		6		7		8	
	0	30	0	30	0	30	0	30	0	30	0	30	0	30	0	30
千代田区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
中央区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
港区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
新宿区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
文京区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
品川区	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	I	I	0	0	0	0
目黒区	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	I	I	0	0	0	0
大田区	0	2	2	1	0	0	0	0	0	I	II	II	II	I	0	0
世田谷区	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	I	I	0	0	0	0
渋谷区	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
中野区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
杉並区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
豊島区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
北区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
板橋区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
練馬区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
台東区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
墨田区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
江東区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
荒川区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
足立区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
葛飾区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
江戸川区	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

雨量基準の0は注意報基準未滿、1は注意報基準超過、2は警報基準超過を示し、表面雨量指数基準の0は注意報基準未滿、1は注意報基準超過、IIは警報基準超過を示す。網掛けは各基準による大雨警報(浸水害)の発表地域と発表期間を示す。

第2.5.4図には、2日5時30分~7時30分の解析雨量と浸水警戒度を示す。浸水警戒度1は注意報基準、2及び3は警報基準を超過していることを示している。また、二次細分区域毎に、雨量基準及び表面雨量指数基準それぞれについて、警報を発表した2日5時40分時点の防災時系列に基づく大雨警報(浸水)発表の状況及び実況に基づく浸水警戒度をまとめた(第2.5.2表)。ここで表面雨量指数の警報判断は最大1時間雨量と最大3時間雨量に基づいて、浸水害警戒判定Bを用いてシミュレーションしたものである。

5時40分の大雨警報の発表では、大田区において5時30分の解析雨量で現行の雨量基準を超過する降水量が解析された。警報発表の作業時間を考えると、リードタイムの確保は出来なかったものの、実況超過を覚知する前に警報発表の判断を行い、量的予報を適切に修正して発表作業を行えたといえる。この際、同様に量的予報を修正して表面雨量指数基準で警報発表を行ったとすると、大田区で警報基準を超過するのが6時00分のため、リードタイムは短いものの、基準超過前に警報発表となる。また、本事例における大田区の表面雨量指数基準による警報基準超過については、5時00分の警報判定Aで捕捉できるため、「表面雨量指

数基準到達までの必要雨量」を監視し、予報作業支援システムの浸水危険度画面で適切にガイダンスを取り込んで警報判定を行うことで、より長いリードタイムを確保して大雨警報の発表ができるようになる。

本事例から、大雨警報（浸水害）に関する作業では、基本的にこれまでどおり予報担当者は気象シナリオの構築とそれに基づいた量的予報を行い、警報判定はシステムにより行うことで適切な警報・注意報の発表が可能となるが、リードタイムを確保するためには警報判定 B や降水短時間予報により判断して発表することが重要となる。また、この時点で警報発表の判断をしなかった場合、「表面雨量指数基準到達までの必要雨量」（警報判定 A）による判定、降水ナウキャストなどの監視を十分に行い、警報基準超過の判断をした時には、迅速に警報発表ができるようにしておくことが必要である。

## 2.5.2 洪水警報・洪水注意報

洪水警報・洪水注意報は、流域雨量指数の精緻化及び表面雨量指数の導入により、第 2.5.3 表のような変更となる。

第 2.5.3 表 洪水警報の運用に係る変更点

	現在	平成 29 年度以降
基準	流域雨量指数基準 流域雨量指数と 1 時間雨量もしくは 3 時間雨量との複合基準 1 時間雨量もしくは 3 時間雨量（大雨警報（浸水害）と同じ基準）	精緻化した流域雨量指数 精緻化した流域雨量指数と表面雨量指数の複合基準
判定	洪水警戒度（上記 3 種の基準のうち短時間雨量基準を除く流域雨量指数基準と複合基準から判定したもの）と、防災時系列の 1 時間雨量、3 時間雨量による判定の、高い方のレベルに基づき判定 指定河川洪水予報との整合	洪水警戒度（上記 2 種の基準、防災時系列の雨量は用いない）による判定 指定河川洪水予報との整合

洪水警報・洪水注意報の予報作業手順について、現在は、大雨警報（浸水害）と同じ 1 時間雨量もしくは 3 時間雨量の基準に基づいて発表されているが、平成 29 年の出水期からは、1 時間雨量、3 時間雨量の基準がなくなる。また、流域雨量指数に防災時系列で入力した雨量予想は使われず、降水ナウキャスト・降水短時間予報・MSM 平均降水量ガイダンスといった客観的な予想資料を用いることになる。このように、予報作業支援システムによる判定では、予報担当者の気象シナリオに依存する部分がほとんどなくなる。また、この精緻化により流域雨量指数の対象は長さ 15km 未満の河川にまで広がるため、基本的に精緻化された流域雨量指数の格子単位での判定に基づき洪水警報・洪水注意報の発表判断が行われる。指定河川については、予報作業支援システムで指定河川洪水予報と洪水警報・注意報との整合判断がなされることから、基本的にはシステム判定に基づいて洪水警報・洪水注意報の運用をしていくことになる。

このことについて、浸水害や土砂災害は、その場で降った降水の時系列が災害発生に重要な役割をしているのに対し、洪水害は、着目する河川の流域で降った降水が流下し、時間をかけて下流に集まることによって発生する災害であり、河川の規模によっても流域への降水から増水するまでの時間差や増水のスピードが変わってくるなど、浸水害や土砂災害と比較して降水現象から災害発生までのメカニズムが複雑であり、予

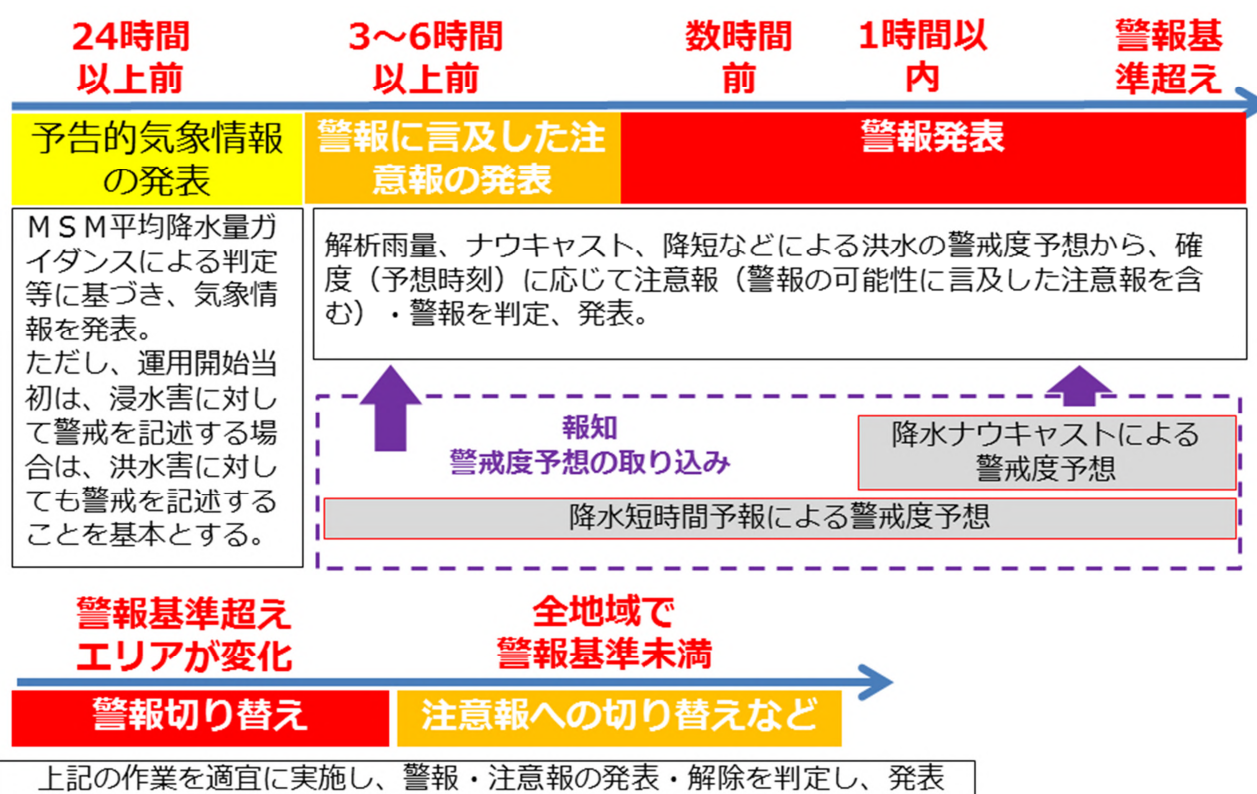
報官による洪水害に対する主観的な危険度の修正が困難である。また、中規模・大規模河川では、その時点までに流域に降った降水が流下してくるため、今後の流域における降水のシナリオに予報誤差があっても、流域雨量指数への影響は比較的小さく、予測が安定しているという特徴がある。このため、洪水警報・洪水注意報の予報作業においては、システム判定を基本とすることが合理的であると考えられる。

次に、平成 29 年度出水期以降の洪水警報発表までの作業について、時系列で解説する（第 2.5.5 図）。

平成 29 年度の運用開始当初は、予告的気象情報の発表の目安となる現象発生 の 24 時間以上前の段階で、浸水害に対して警戒（注意）を記述する場合は、洪水害に対しても警戒（注意）を記述することを基本とする。なお、官署が保有する知見に基づいて記述することが可能な場合は、この限りではない。

降水が始まると、精緻化した流域雨量指数の確度は向上し、予想も安定するため、現象発生 の 3～6 時間前の警報に言及した注意報や、現象発生 の数時間前の警報の発表判断は、適切なリードタイムを考慮して、システム判定により行われることになる。

精緻化した流域雨量指数を用いた予報作業の具体例はここでは示さないが、これまでに実施した、府県予報区内の過去の大雨事例を用いた「大雨に関する総合的な予報作業シミュレーション」の結果などから、現行基準に基づく洪水警報・注意報の作業と精緻化した流域雨量指数に基づく洪水警報・注意報の作業の違いや運用上の課題について官署内で共有し、運用開始後の適切な洪水警報・注意報の発表に生かしていく必要がある。



第 2.5.5 図 平成 29 年度出水期以降の洪水警報の予報作業の流れについて

### 参考文献

太田琢磨, 2016: 浸水雨量指数と浸水害警戒判定メッシュ情報 浸水害と対応の良い新たな指標 . 平成 27 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 112-122.

## 第3章 竜巻注意情報の改善\*

### 3.1 経緯

平成24年(2012年)5月6日に茨城県及び栃木県で被害を発生させた竜巻を受けて同年7月に取りまとめられた竜巻等突風予測情報改善検討会の提言(気象庁2012)では、竜巻注意情報の改善のために目撃情報を活用することとドップラー気象レーダーの高解像度化やメソサイクロン検出技術の高度化などの更なる技術開発を進めることが求められた。また、2012年5月6日の竜巻被害を受けて内閣府に設置された竜巻等突風対策局長級会議が、2013年9月2日に埼玉県越谷市等で竜巻とみられる突風により大きな被害が発生したことに鑑み、同年12月に取りまとめた「竜巻等突風対策局長級会議報告(竜巻等突風対策局長級会議2013)」では、竜巻注意情報を現在の府県単位から天気予報の発表単位である一次細分区域単位での発表とするよう提言がなされた。これらを受けて、2012年から2016年にわたり竜巻注意情報の精度向上に向けた技術開発や制度設計が行われた。この成果として、2014年9月2日より目撃情報を活用した竜巻注意情報の発表が開始され、2016年12月15日からは竜巻注意情報の一次細分区域単位での発表が開始された。

本稿では、2012年以降に行われた竜巻等突風の予測技術の開発をまとめた。内容は、以下の通りとなっている(2012年以前の開発については、海老原・瀧下(2007)、瀧下(2011)を参照)。

1. 目撃情報を活用した竜巻注意情報(3.2節)
2. 竜巻発生確度ナウキャスト Ver3.4(3.3節): 気象庁レーダー250m データを活用したメソサイクロン検出の高度化等を実施。2014年11月5日~2016年12月15日運用。
3. 竜巻発生確度ナウキャスト Ver4.0(3.4節): 国土交通省Xバンドマルチパラメータ(MP)レーダを用いたメソサイクロン検出の導入及び各種予測指数の改善を実施。2016年12月15日運用開始。
4. これらの改善を元にした竜巻注意情報の一次細分区域単位での発表(3.5節)

### 3.2 目撃情報を活用した竜巻注意情報

平成24年度に開催された竜巻等突風予測情報改善検討会では、竜巻注意情報の捕捉率が約30%、適中率が約5%であり、予測精度の向上が課題であることが指摘された(気象庁2012)。捕捉率と適中率はトレードオフの関係にあるが、捕捉率が不十分な当時の状況下では捕捉率を向上させることが必要であり、そのために目撃情報の活用が検討された。目撃情報を活用すれば捕捉率は向上するが、適中率が下がるようであれば、有用性が減ってしまう。目撃情報を活用した竜巻注意情報の適中率が突風判定と同等以上であれば、適中率は下がらず捕捉率が向上するため目撃情報は有用なものになる。また、2012年5月6日に茨城県と栃木県に大きな被害を生じさせた竜巻では、主要な被害が発生する約15分前に竜巻が目撃されており、同検討会で、目撃情報を後続の竜巻への注意喚起に活用できれば、被害を軽減できるのではないかとの意見が挙がり、目撃情報の活用について検討が始められた。

目撃情報の活用にあたって課題となったのは、目撃情報の信頼性についてであった。意図的に虚偽の情報が寄せられる可能性だけでなく、過去には煙突から排出された煙など竜巻でないものが竜巻と通報されるような事例もあった。そのため竜巻の目撃情報を活用するにあたり、信頼性確保のため、まずは公的機関の職員からの通報に限ることが検討された。また、当初は試行として開始し、目撃情報の有効性を評価することも必要と考えられた。このような検討を経て目撃情報を活用した竜巻注意情報は、2014年9月2日より気象

\*中里真久、西村建志、吉田公一(気象庁予報部予報課)、田中恵信(気象庁観測部計画課情報管理室)

庁職員（航空気象官署及び航空気象観測所（委託観測所を含む））と関東地方の消防本部からの目撃情報に限定して試行という形で開始された。その後、全国の都道府県警察本部から寄せられた目撃情報を 2015 年 5 月以降準備のできたところから、また、全国の消防本部から寄せられた目撃情報を 2016 年 4 月以降準備ができたところから活用することになった（第 3.2.1 図）。



第 3.2.1 図 目撃情報を活用した竜巻注意情報

日本では竜巻の継続時間は平均 10 分程度であり（Niino et al. 1997）、目撃された竜巻に対して注意喚起することは多くの場合難しい。しかし、2000 年からの 12 年間に発生した竜巻に関する調査によれば、同一府県又は隣接府県で、最初の竜巻から 6 時間以内に後続の竜巻が発生した割合が約 3 割あることが明らかとなり（第 3.2.2 図）目撃された竜巻とは別の竜巻に対する注意喚起には効果的と考えられた。最初の竜巻の目撃情報に基づいて竜巻注意情報を発表し、積乱雲の状況に応じて竜巻の危険性がなくなるまで継続して発表した場合、後続の竜巻が捕捉できると考えられる。このときの適中率は約 15%と見積られた。目撃情報を活用する前の竜巻注意情報の適中率（3～5%）よりも大きく、目撃情報を活用した竜巻注意情報の発表は有用といえる。こうして、目撃情報を活用した竜巻注意情報は、目撃された竜巻そのものへの注意喚起を目的としたものではなく、同一府県又は隣接府県で発生する後続の竜巻の捕捉を目的としたものと位置づけられた。

目撃情報を活用した竜巻注意情報は、1) 陸上で竜巻の目撃情報があった場合、2) 沿岸 20 海里以内の海上で竜巻の目撃情報があった場合、3) 陸上及び沿岸 20 海里以内の海上で竜巻等の激しい突風による被害が確認された場合を対象とし（発表対象地域は府県天気予報に準拠）、レーダー等の観測データや気象状況から判断して竜巻が発生する可能性がある場合に発表する。漏斗雲が確認されたとの情報が得られた場合は、気象状況を検討した上で必要があれば通常の竜巻注意情報を発表する。通常の竜巻注意情報の発表後に目撃情報が得られた時も、目撃情報を活用した竜巻注意情報を発表する。目撃情報を活用した竜巻注意情報が発表された府県に隣接する府県の担当官署（隣接府県官署）には、隣接府県で目撃情報を活用した竜巻注意情報が発表されたことを伝える報知電文が自動で発信されるので、隣接府県官署では、この報知電文を受けて、担当府県でも竜巻注意情報を発表する必要があると判断した場合は、通常の竜巻注意情報を発表する。

目撃情報を活用した竜巻注意情報の情報文では、【目撃情報あり】という文言と竜巻が目撃された一次細分区域名を明記し、「竜巻などの激しい突風が発生したとみられます。（府県予報区名又は担当する一次細分区域名）は、竜巻などの激しい突風が発生するおそれが非常に高まっています。」との表現で一層の注意喚起を促す（第 3.2.2 図）。

目撃情報を活用した竜巻注意情報は、2016 年 10 月末までに計 30 回が発表された。そのうち、陸上で発生した竜巻の適中が 1 回（適中率 3%）、海上竜巻を含めると 3 回（適中率 10%）となっている。



## 災害情報等の伝達の在り方(目撃情報の活用による竜巻注意情報の精度向上)

1つの竜巻が発生した場合に、同一府県又は近隣の府県で他の竜巻が発生した複数竜巻の事例(2000年～2012年)

※集計対象: 同一府県又は隣接する府県で、最初の竜巻から6時間以内に別の竜巻が発生した場合

・32事例、計77個の竜巻  
→ 同期間中に確認した竜巻(238個)の約3割

竜巻の発生を覚知した場合、更なる竜巻発生の可能性が高まっている!

複数の竜巻が発生した事例における竜巻確認数の度数分布(2000～2012年)

確認事例数



最初の竜巻発生から次の竜巻発生までの時間差(複数竜巻32事例の内訳)



竜巻発生から10分で竜巻注意情報を発表できると仮定すると、193事例(単発竜巻161事例+複数竜巻32事例、2000年～2012年)のうち27事例で後続の竜巻を事前に予測可能。命中率として約15%(従来の約5%)。

新しい竜巻注意情報のイメージ

栃木県竜巻注意情報 第〇号

平成2×年〇月△日12時35分 宇都宮地方気象台発表

【目撃情報あり】栃木県南部で竜巻などの激しい突風が発生したとみられます。栃木県は、竜巻などの激しい突風が発生するおそれが非常に高まっています。

空の様子に注意してください。雷や急な風の変化など積乱雲が近づく兆しがある場合には、頑丈な建物内に移動するなど、安全確保に努めてください。落雷、ひょう、急な強い雨にも注意してください。

この情報は、△日13時50分まで有効です。

<効果>  
目撃情報の活用により、発生から短い時間で発表できれば、従来の竜巻注意情報に比べ高い精度で予測可能。

<課題>  
目撃情報の迅速な収集と活用が重要

第3.2.2図 目撃情報の活用による竜巻注意情報の精度向上

「竜巻等突風対策局長級会議」報告(2013)に掲載。

### 3.3 竜巻発生確度ナウキャスト Ver3.4 (2014年11月5日14:00JST～2016年12月15日11:50JST)

竜巻発生確度ナウキャスト Ver3.4(以下、「NOWC ver3.4」)では、気象庁レーダーの解像度を500mから250mに詳細化したデータを用いてメソサイクロン検出の品質管理を強化し、メソサイクロン検出の空振りを減少させた。また、一般気象レーダーのドップラー化によって新たにメソサイクロン検出が可能になったレーダーサイトが増加したことを踏まえ、ALL型とTR型(ALL型やTR型については瀧下(2011)を参照)の突風危険指数の説明変数候補として等高度面エコー強度と等温度面エコー強度を追加し、突風危険指数と突風総合判定基準の見直しを行った。

#### 3.3.1 気象庁レーダー250mデータを用いたメソサイクロン検出

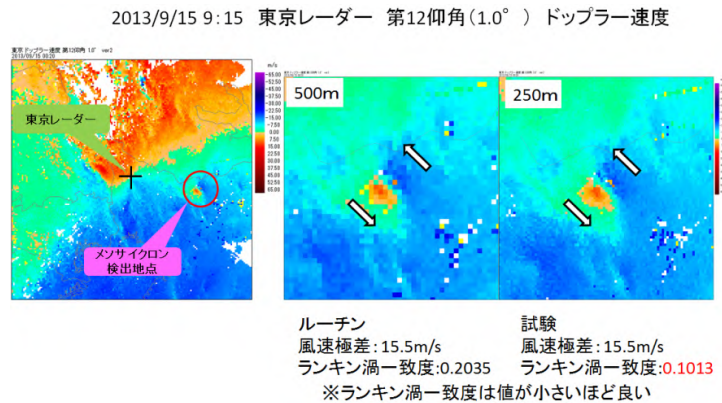
平成25年度より、気象庁レーダーの観測メッシュ(空間分解能)が500mから250mになった。NOWC Ver3.4ではメソサイクロン検出アルゴリズムを250mメッシュに対応させると共に、課題となっていたシークラッター対策が施された。また、2013年9月2日に越谷市等を襲ったF2竜巻の際に見られたグランドクラッター<sup>1)</sup>への対策となる改善も行われた。具体的な改善点は次の2点であり、メソサイクロンの誤検出の軽減及び早期検出によって竜巻注意情報の精度向上が図られた。

1. 250m分解能のレーダー観測データの利用
2. 品質管理の改善(主にクラッターによる影響の軽減)

<sup>1)</sup>本事例では、台風前面や台風の北側に位置する前線によって竜巻とは別の場所で突風判定が沢山立ち、竜巻が発生した場所では判定が立たないという状況となった。調査の結果、山岳地域でグランドクラッター(強度データはクラッター対策されていたが、速度データにノイズが乗ったままであった)によるメソサイクロンの誤検出が頻発する一方、平野部ではwarm rainにより比較的背の低い降水となり突風危険指数が上昇しなかった。

### 3.3.1.1 250m 分解能のレーダー観測データの利用

メソサイクロン検出アルゴリズムは、ドップラー速度の観測結果とランキン渦が作るドップラー速度分布の類似性を最小自乗法で定量化することで行っている。500m データから 250m データに変更して従来通り計算すると、速度分布が急峻になるので、より小さいスケールの渦を検出することが可能となったが(第 3.3.1 図) 誤検出も増えるため品質管理の改善を図った。

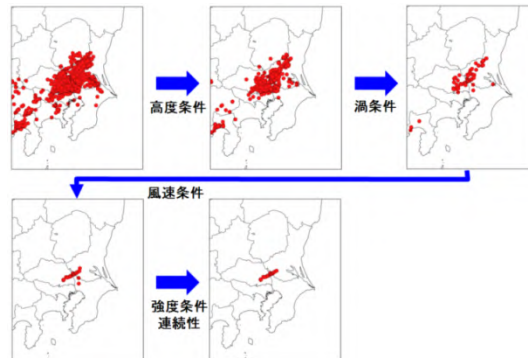


第 3.3.1 図 500m データと 250m データによる検出結果の比較

同じアルゴリズムで検出すると 250m データでは渦周辺の色分布が明瞭になるため、メソサイクロン検出の精度が高くなる。

### 3.3.1.2 品質管理の改善

メソサイクロン候補の品質管理は、第 3.3.2 図に示すように高度条件、渦条件、風速条件、強度条件、時間連続性について行っている。NOWC Ver3.4 で改善した部分は、高度条件、風速条件、及び強度条件である。この中で、新しく追加した高度条件について以下に記述する(他の変更点は主に数値の変更であり従来どおりの品質管理方法を維持)。



第 3.3.2 図 メソサイクロン候補の品質管理の概要

検出高度、ランキン渦一致度、渦度、風速極差等について経験的に閾値条件を決めて品質管理を行っている。

クラッターの影響を受けた格子点のみを速度データから削除することは難しいため、クラッターの影響を受ける高度にある格子は全て検出に利用しないこととする改善を行った。この具体的方法として、従来の高度条件(ア)に、新しい条件として、急峻な山岳地域にある尾根線や孤立峰によるグランドクラッターを除く条件である(イ)と、シークラッターを除く条件である(ウ)を追加し、すべての条件を満たす速度データをメソサイクロンの検出に使用する。



風危険指数とTR型突風危険指数では説明変数候補としていなかった、等高度面エコー強度 dbz1, dbz2, …と等温度面エコー強度 pzt10, pzt20, …も候補に入れ、ステップワイズ法<sup>1)</sup>による説明変数の選択を行った結果、-10 面エコー強度などを説明変数に採用した。この結果、突風危険指数の重回帰式の係数は第3.3.1表のとおりとなった。

次に、突風危険指数の重回帰式の係数更新に伴い、突風総合判定の閾値を見直した。竜巻注意情報の発表回数、適中率、及び捕捉率のバランスを考慮し、メソサイクロンと突風危険指数の複合判定(瀧下 2011)と単独判定の閾値の最適な組み合わせを見出すことで閾値を決定した。

社会からは適中率の向上が求められていることを踏まえて、総合判定では捕捉率を多少犠牲にしても適中率の向上を重視した。総合判定で採用した閾値は第3.3.2表のとおりである。

第3.3.1表 ALL型及びTR型突風危険指数の説明変数の改善前後の比較

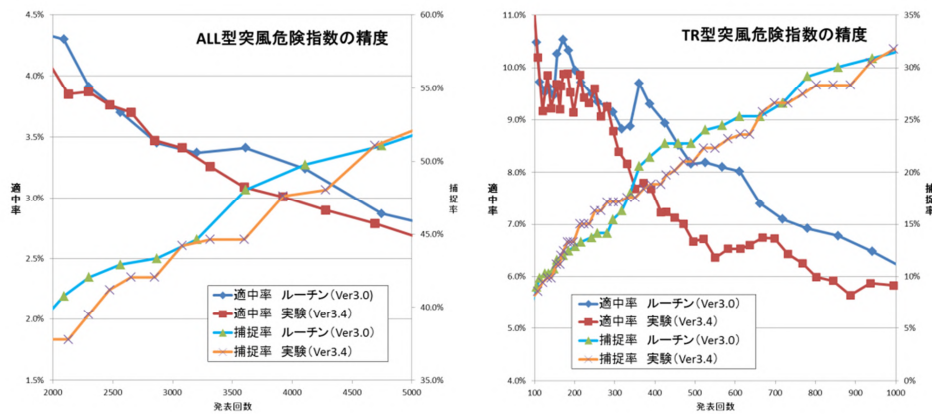
突風危険指数(ロジスティック関数)は $F(Z)=1/\{1+\exp(-Z)\}$ で表される。ここで、ロジットZは表中の値を係数とする説明変数の一次結合である。

説明変数	変数名	ALL型突風危険指数		TR型突風危険指数		備考
		実験	ルーチン	実験	ルーチン	
切片	(Intercept)	-19.3779	-18.55	-20.7139	-19.4764	
エコー強度	iemx	0.02343	0.02576	0.022455	0.024882	
頂高度	hemx	0.139244	0.2318	0.203789	0.125473	
最大反射強度	zmax	-	0.05698	0.066241	0.119466	
最大反射強度高度	zmaxh	-	-	-	0.185984	
鉛直積算雨量	vil	-	0.02654	0.027451	-	
鉛直積算雨量密度	vild	0.383035	-	-	-	
周辺内1mm/h以上の個数	k01r7	0.011698	-	-	0.015582	半径7km以内1mm/h以上の個数
高度2km面反射強度	dbz2	0.056917	-	-	-	
高度14km面反射強度	dbzE	0.040897	-	-	-	
-10 面エコー強度	pzt10r	-	-	0.03116	-	-10 面エコー強度の周囲4km平均
中立浮力高度	EL	-	-	-	-0.00435	地上から高度500mまでを平均した空気塊を持ち上げた場合の中立浮力高度
持ち上げ凝結高度	LCL	0.010943	0.009308	0.010768	-	地上から高度500mまでを平均した空気塊を持ち上げた場合の凝結高度
自由対流高度	LFC	-0.01662	-0.01471	-0.01408	-0.00989	地上から高度500mまでを平均した空気塊を持ち上げた場合の自由対流高度
Showalter's stability index	SSIm	0.278878	0.1561	0.276693	0.306812	ショワルターの安定指数
Total total index	TTIm	0.172746	0.1656	0.153399	0.189247	トータルトータルインデックス
ストームに相対的なヘリシティ	SREH	-	0.001491	-	-	高度3000mまでのSReH(ストーム移動:Bunkers)
シアア平均	Msh	-	-165.4	-	-	地上~高度4kmまでのシアア平均
バルクリチャードソシアア	BRNsh	0.098642	0.1318	0.109226	0.133235	高度500mと高度6kmのシアア(バルクリチャードソシアア)
EHI	EHI	0.285716	-	0.337365	-	Energy Helicity Index = (CAPE x SReH) / 160,000
Tornado Velocity Parameter	TVP	0.03265	0.06225	0.033019	0.051101	竜巻風速パラメータ (Nakazato et al. 2009)
従属資料期間		2008.03-2012.12	2006.01-2010.12	2008.03-2012.12	2006.01-2010.12	

第3.3.2表 Ver3.4で検討した突風総合判定の設定

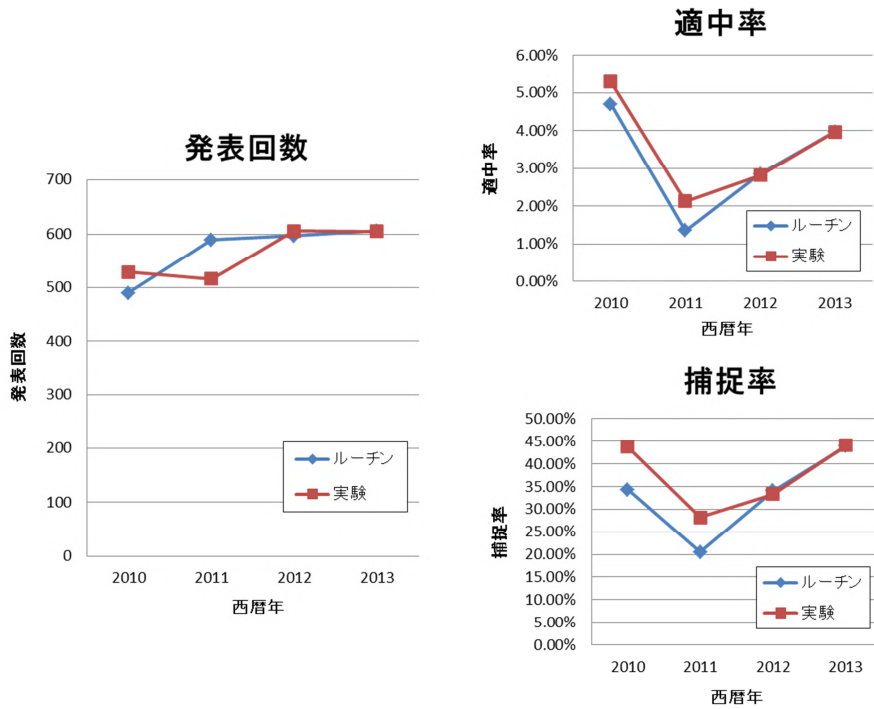
		ルーチン	実験
設定閾値	複合判定 指数背景→MC現在	10	16
	ALL型 MC背景→指数現在	8	14
	単独判定TR型	31	31
結果概要	発表回数	-	微増
	捕捉数	-	増
	適中率	-	微増
	捕捉率	-	増

1) 重回帰分析において、多数の説明変数の中から最適な組み合わせを探る方法。



第 3.3.5 図 ALL 型及び TR 型突風危険指数の精度

横軸は、発表回数、縦軸は適中率及び捕捉率を表す。



第 3.3.6 図 突風危険指数と総合判定基準見直しによる竜巻注意情報の予測精度

2010 年から 2013 年の年毎の発表回数、適中率、捕捉率をルーチンと実験で比較。

第 3.3.5 図に ALL 型と TR 型の突風危険指数による予測精度を示す（以下の予測精度評価はいずれも従属資料に基づく）。ALL 型では、発表回数 2500～3000 となる閾値で、開発時にルーチンとして稼働していた竜巻発生確度ナウキャスト Ver3.0（以下、「NOWC Ver3.0」）の適中率を維持し、捕捉率は若干の低下に留まった。TR 型では、発表回数 200～300 となる閾値で適中率を維持できる。総合判定を NOWC ver3.0 と比較すると、2010 年以降の発表回数はほぼ同じで、適中率と捕捉率はどちらも概ね改善という結果が得られ、個別事例でも改善例が多かった（第 3.3.6 図、第 3.3.3 表）。

### 第3.3.3表 突風総合判定のパラメータ選定実験による個別事例の予測結果

表中の記号の意味は次のとおり。：情報の有効期間内に突風が発生（捕捉）：情報の有効期間外に突風が発生、：情報未発表。橙色が改善、水色が改悪。

#### 2011年(結果が異なる事例のみ抜粋)

月日	時刻	県	市町村	ルーチン	実験	藤田スケール	現象
1月5日	18時50分頃	石川県	志賀町	▼	△	0	その他
2月11日	00:20頃	沖縄県	沖縄県豊見城市・南風原町	△	▼	0,0	竜巻、その他
4月25日	13:10頃	千葉県	柏市、鎌ヶ谷市	△	▼	0,0	竜巻
	13:15頃	茨城県	取手市	△	▼	0	ガネフロント
6月21日	17:20頃	栃木県	足利市	△	○	0	ダウンハネ
6月25日	19:00頃	鹿児島県	南九州市	○	○	0	その他
7月11日	17時頃	長野県	長野市	▼	○	0	その他
7月18日	19:10頃～19:30頃	三重県	津市、亀山市	△	△	1,0	竜巻
7月19日	10時頃	栃木県	矢板市	▼	▼	1	竜巻
8月14日	15:20頃～15:40頃	長野県	長野市	▼	△	0,0	その他
8月21日	05:10頃	長崎県	平戸市	△	○	0,0	竜巻、その他
	06:10頃～06:41頃	福岡県	久留米市、福岡市	○	○	0,1	竜巻
	18時頃	和歌山県	印南町	△	○	0	その他
9月7日	11:00頃	渡島支庁	函館市	▼	△	0	その他
9月21日	12:30頃	埼玉県	さいたま市	○	△	0	竜巻
9月23日	17:40頃	秋田県	能代市	△	△	0	その他
10月7日	01:10頃	秋田県	秋田市	△	▼	0	その他

#### 2012年(結果が異なる事例のみ抜粋)

月日	時刻	県	市町村	ルーチン	実験	藤田スケール	現象
2月1日	03時～04:15頃	島根県	出雲市	○	▼	0,0	竜巻、その他
7月5日	17:00頃	青森県	弘前市	▼	○	1	竜巻
7月6日	20:25頃	徳島県	美馬郡つるぎ町	○	○	0	その他
7月7日	05時頃	宮崎県	日南市	○	○	0	その他
7月12日	05:00頃	高知県	芸西村	▼	△	0	竜巻
8月6日	15:30頃	愛知県	春日井市	△	○	0	ガネフロント
8月24日	17時頃	福島県	河沼郡湯川村	△	○	0	その他
9月18日	09時頃	三重県	津市	○	○	0	竜巻
9月18日	17:00頃	岐阜県	海津市	△	▼	0	竜巻
9月25日	17:24	渡島・檜山地方	山越郡長万部町	○	○	0～1	竜巻
9月25日	02時頃	新潟県	佐渡市	▼	△	0	その他
10月5日	08:15頃	秋田県	にかほ市	△	▼	0	竜巻
10月17日	22:30頃	静岡県	藤枝市	○	○	0	その他
10月18日	00時頃	千葉県	長生郡長生村	○	▼	0	その他
10月21日	01:05頃	石狩・空知・後志地方	寿都郡寿都町	○	▼	0	その他
10月23日	00:00頃	高知県	安芸郡奈半利町	○	○	0	竜巻

#### 2013年(結果が異なる事例のみ抜粋)

月日	時刻	県	市町村	ルーチン	実験	藤田スケール	現象
12月10日	10日06時頃	岐阜県	中津川市	△	△	0,0	その他
11月30日	30日20:50頃	新潟県	佐渡市	▼	△	0	その他
12月6日	6日07:00頃	石川県	羽咋市	○	△	0	その他
11月10日	10日17:30頃	東京都	大島町	○	▼	0	その他
11月10日	10日16時頃	東京都	大島町	△	▼	0	その他
10月30日	30日16:45前	新潟県	村上市	△	△	0	その他
9月16日	16日15:30過ぎ	宮城県	石巻市	△	▼	0	その他
8月31日	31日17時頃	石川県	能美市、加賀市	△	○	1,0	その他
8月11日	11日18時から11日18:30頃	群馬県	高崎市・前橋市	△	○	1	ダウンハネまたはガネフロント
5月26日	26日17:20頃	長野県	大町市	△	△	0	その他
3月18日	18日12:45頃	鹿児島県	大島郡伊仙町	△	△	0	竜巻

### 3.3.3 精度評価

気象庁レーダーの250mデータを用いた品質管理の改善と突風総合判定基準の見直しで竜巻注意情報の予測精度がどれほど改善されるか、過去のデータで検証した結果、メソサイクロン検出数は改善前の約1/4になったが、竜巻注意情報の発表回数は約1割減であった（第3.3.4表）。発表回数の減少幅が小さい理由は、複合判定において元々突風危険指数が閾値を越えていなかった場所でのメソサイクロン検出数が減ったためと考えられる。捕捉事例数（適中事例数）を維持しつつ竜巻注意情報の発表回数を低減することができたため、適中率・捕捉率ともに向上させることができた。

第3.3.4表 アルゴリズム更新前後の竜巻注意情報の予測精度

2012年4月～2013年12月のデータを利用して更新後のアルゴリズムで竜巻注意情報の発表をシミュレートし、当時のルーチンの成績と比較した。2012年はレーダーの250m化の整備が行われており、更新整備前のレーダーサイトのデータについては、500m格子から対応する250m格子には同じ値を割り当てた。

2012年(4～12月)	ルーチン	実験	2013年	ルーチン	実験
MC検出数	14366	3054	MC検出数	16533	3913
竜注発表回数	590	570	竜注発表回数	606	532
適中数	16	16	適中数	24	25
突風事例数	45	45	突風事例数	57	57
捕捉数	16	16	捕捉数	25	26
適中率	2.7% (16/590)	2.8% (16/570)	適中率	4.0% (24/606)	4.7% (25/532)
捕捉率	35.6% (16/45)	35.6% (16/45)	捕捉率	43.9% (25/57)	45.6% (26/57)

### 3.4 竜巻発生確度ナウキャスト Ver4.0 (2016年12月15日12:00JST～)

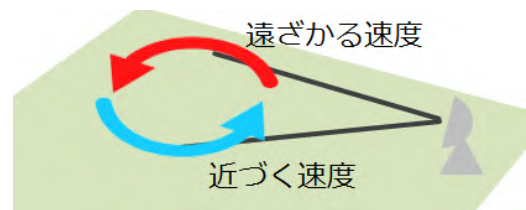
竜巻発生確度ナウキャスト Ver4.0 (以下、「NOWC ver4.0」)では、国土交通省 X バンドマルチパラメータ (MP) レーダを活用したメソサイクロン検出結果を取り入れている。また、メソサイクロン検出結果を突風危険指数の説明変数として利用すると共に、竜巻やダウンバーストの発生に関する最新の知見を取り入れた新しいMSM突風関連指数とレーダーエコー指数を説明変数候補として取り入れ、予測精度を改善している。これにより、竜巻注意情報を一次細分区域単位で発表しても予測精度を改善できることになった。

#### 3.4.1 国土交通省 X バンド MP レーダと気象庁気象ドップラーレーダーの複合利用によるメソサイクロン検出について

##### 3.4.1.1 新しいメソサイクロン検出\*

日本においても大きな被害をもたらす強い竜巻の多くはスーパーセルと呼ばれる積乱雲によるものと考えられるようになっている(海老原ほか 2007)。スーパーセルの内部には、メソサイクロンと呼ばれる渦が存在しており、メソサイクロンの検出は竜巻の実況監視と予測において重要な要素となっている。

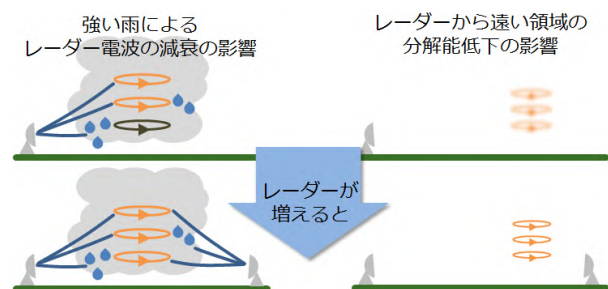
気象庁の気象ドップラーレーダーは、ドップラー効果を利用して降水粒子(雨、雪、あられ、ひょう)の動きを測定することができる。第3.4.1.1図に示すように、地面と平行な面に渦が存在すると、レーダーが観測するドップラー速度データには、レーダーに近づく速度と遠ざかる速度の組み合わせが見られる。この組み合わせを自動的に抽出し、積乱雲内の直径数 km 以上の渦を検出する処理がメソサイクロン自動検出である。気象ドップラーレーダー20基については、メソサイクロン自動検出処理(以下、「従来型」)が5分毎に行われ、その検出結果は、実況監視のみならず、竜巻発生確度ナウキャスト及び竜巻注意情報の発表に利用されている(瀧下 2011)。



第3.4.1.1図 メソサイクロンの検出原理

国土交通省が運用する X バンド MP レーダは、高解像度・高精度の雨量観測データを提供しており、気象庁の高解像度降水ナウキャストに利用されている(木川 2015)。この X バンド MP レーダは雨量観測と同時にドップラー速度観測も実施していることから、気象ドップラーレーダーとともにその観測データを利用した新しいメソサイクロン自動検出を開発した。

その最大の特徴は、本項の表題にもあるように、国土交通省 X バンド MP レーダと気象庁気象ドップラーレーダーの2つのレーダー観測網を複合的に利用している点である。レーダーが積乱雲を観測するとき、強い降水によるレーダー電波の減衰などの影響を受け、ドップラー速度の観測値の精度が低下、または観測できない場合が生じる。また、レーダーから遠い領域では、レーダーの分解能が低下するため、数 km 規模の渦を捉えにくくなる。そこで、新しいメソサイクロン自動検出(以下、「複合型」という。)は第3.4.1.2図に示すように、より多くのレーダーを利用することにより、電波減衰や分解能低下の影響を軽減し、積乱雲の内部の渦をより正確に観測することを目指した。



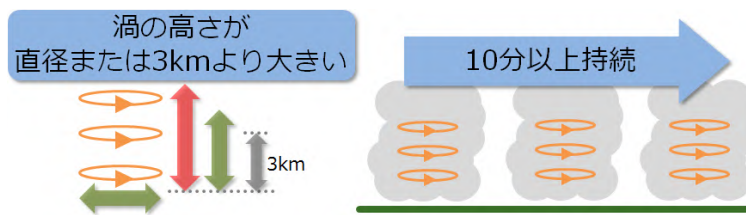
第3.4.1.2図 複数レーダー利用の利点

\* 運動学的予測グループ(木川 誠一郎、杉原 良、青木 大佳(観測部)、武樋 路子(現仙台管区气象台))

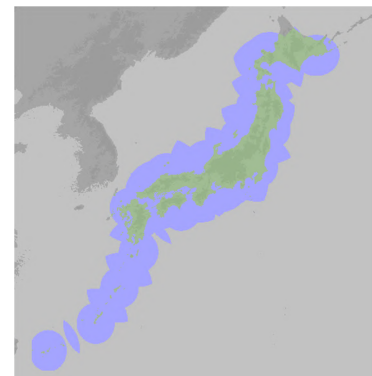


### 3.4.1.2 検出方法

メソサイクロン内部の速度分布がランキン渦に近似できると仮定して、相互相関法（浜田 1979）によるパターンマッチングを行い、相関係数が0.7以上かつ鉛直渦度が基準値（ $0.5 \times 10^{-2} \text{s}^{-1}$ ）以上の場合に、渦パターン（ドップラー速度における近づく速度と遠ざかる速度の組み合わせ）有りと判定し、渦の直径及び渦度を計算する。複数のレーダーが渦を検出しているときは、渦度の最大値とその渦の直径を採用する。渦の高さは、渦度が基準値（ $0.5 \times 10^{-2} \text{s}^{-1}$ ）以上の層の上端及び下端高度から計算し、渦の高さが直径よりも大きい、または3km以上で、かつ10分以上継続した場合にメソサイクロンとして検出する（第3.4.1.3図）。メソサイクロン検出は、渦の高さ方向の情報を利用するため、少なくとも2つの仰角による観測が必要であり、その検出領域は第3.4.1.4図に示すように、複雑な形状となっている。



第3.4.1.3図 メソサイクロン検出の条件

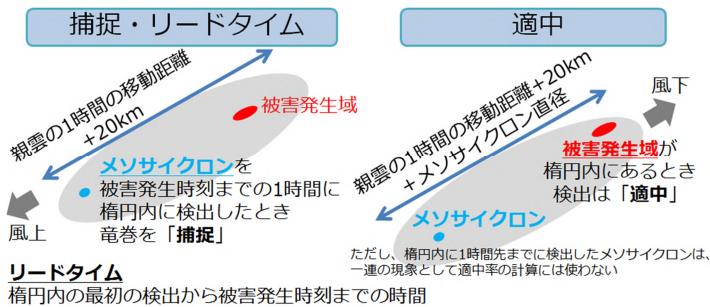


第3.4.1.4図 メソサイクロン検出領域  
緑または水色の部分が検出領域

なお、複合型メソサイクロン自動検出は、気象庁ホームページの竜巻等の突風データベースに掲載している「ドップラーレーダーによる解析結果」の解析手法と一部を除いて同じアルゴリズムである。観測システム運用室が実施した数多くの解析（例えば、2015年度実施は速報解析58事例、前年解析43事例）から得られた知見が、複合型の開発の基礎となった。

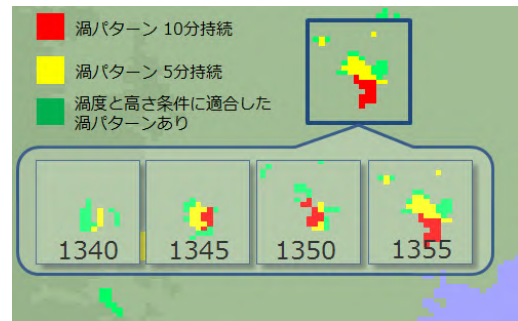
### 3.4.1.3 検出精度

複合型メソサイクロン自動検出の精度検証を56の竜巻事例<sup>1)</sup>について、第3.4.1.5図に示す方法により行った。その結果、捕捉率は7割(従来型4割)と高く、リードタイムも25分程度(従来型10分弱)であり、より多くのレーダーを利用した効果が現れた。しかし、適中率が2%(従来型12%)と低く、空振りが多いことが課題として残っている。このため、複合型は、従来型のメソサイクロン自動検出と併用する方式(併用はor条件、つまり、従来型と複合型のどちらかにメソサイクロンが検出されれば、検出ありとする方式。)により、2016年12月から竜巻発生確度ナウキャストに現業利用されている。



#### 第3.4.1.5図 精度検証の手法

捕捉率とリードタイムの計算では、被害発生域を基準にして風上側に、適中率の計算ではメソサイクロン検出位置を基準にして風下側に楕円の領域を設定した。楕円の短軸は長軸の1/3とした。楕円の大きさと軸方向を決める「風」は、ウィンドプロファイラの観測データから高度8km以下の平均風速・風向を使用した。検証時間範囲は被害発生時刻 $\pm$ 1時間である。



#### 第3.4.1.6図 メソサイクロン検出例

メソサイクロンの水平構造の例(2013年9月2日埼玉県さいたま市から茨城県坂東市の竜巻事例。格子間隔は1km)

### 3.4.1.4 今後の改善に向けて

複合型メソサイクロン自動検出では、メソサイクロンの鉛直構造の有無(渦の高さ条件)と10分以上の持続を条件としていることから、クラッター等の非降水エコーによるメソサイクロン誤検出が空振り過多の主要因とは考え難い。むしろ、直径数km規模の渦は、実際には数多く存在し、その一部が竜巻に関係していると考えられるかもしれない。複合型メソサイクロン自動検出では、メソサイクロンと積乱雲の水平・鉛直方向の構造・形状に関する情報も作成しており(第3.4.1.6図)これらの情報を利用して竜巻をもたらすメソサイクロンを見分ける技術の開発を進めたい。

<sup>1)</sup> 事例内訳: 2014年1月~2016年2月の陸上の竜巻事例(藤田(F)スケール0は42事例、F1は10事例) F2~F3事例として、F3(茨城県常総市 2012年5月6日) F2(埼玉県さいたま市 2013年9月2日、鹿児島県徳之島町 2011年11月18日) F1-2(栃木県真岡市 2012年5月6日)

### 3.4.2 MSM 突風関連指数とレーダーエコー指数の改善\*

これまでのMSM 突風関連指数は、大気の安定度、鉛直シアの強さ、あるいはこれらを掛け合わせたものが多かった。これらの説明変数は、竜巻やダウンバーストなどの突風現象の属性量(現象そのものを示す量)を捉えたものではなく、大気の状態変数(現象を発生させる環境場を示すもの)であるため、発生する可能性がある突風現象について、これらの変数の値の大小から竜巻等の激しい突風が発生する可能性、発生できる場所の限定、強さなどについて定量的なことを言うことはできない。

物理法則を用いて、大気の状態変数と竜巻の風速や直径などの属性量を関係付けることにより、より有効な予測指数を作成することができる。本改善で開発した新しいMSM 突風関連指数とレーダーエコー指数のうち主なものを第3.4.2.1表に示す。本開発では、後述のとおりメソサイクロン検出結果についても新たに突風危険指数の説明変数として利用しており、主なものを「メソサイクロン指数」として同表に示している。指数の命名規則として、MSM 突風関連指数は大文字、レーダーエコー指数は小文字、レーダーエコー指数とMSM 突風関連指数から作られた指数は基本的にレーダーエコー指数として取り扱い、先頭の文字を小文字にしている。メソサイクロン指数も小文字で表記し、“mc”で始まる名称としている。表に掲載した主な指数について付録3.Aで説明している。

第3.4.2.1表 新規開発したMSM 突風関連指数、レーダーエコー指数、及びメソサイクロン指数

■MSM突風関連指数 ※ この他に $R_{MC}$ (積乱雲の回転直径)、 $L_{EL}$ (鉛直積算した飽和水蒸気量)など補助的指数がある。

指数	意味	備考
$TVPE_z, TVPE_{zm}$	竜巻が発生できる領域と最大風速	エネルギー保存則から竜巻が発生できる領域を抽出
$R_{TOREz}$	竜巻の予想半径	エネルギー保存則から竜巻が発生できる領域を抽出
$P_{TORS}$	竜巻の種の発生確率	非平衡統計力学に基づく。確率の規格化は行っていない。
$DBV_{di}, DBV_{dim}$	ダウンバーストの推定風速(乾燥断熱)	ダウンバーストが発生できる場所の限定に使用する。
$DBV_{wi}, DBV_{wim}$	ダウンバーストの推定風速(湿潤断熱)	実際に観測される風速の推定値
$DBH_d$	ダウンバーストの厚さ(乾燥断熱)	ダウンバーストが発生できる場所の限定に使用する。
$DBH_w$	ダウンバーストの厚さ(湿潤断熱)	実際に観測されるダウンバーストの厚さの推定値

■レーダーエコー指数

指数	意味	備考
$r_{top}, r_{topE}$	積乱雲の頂高度の予想値に対する割合	積乱雲の発達の度合いを表す。
$r_{vil}, r_{vilE}$	鉛直積算雨量の予想値に対する割合	積乱雲の成熟の度合いを表す。
$tVP_{tp}, tVP_{mtp}$	竜巻の推定風速(エコー頂で補正)	MSM突風関連指数の $TVPE_z$ をエコー頂で補正。
$svil$	鉛直シアがあるときのvil	鉛直シアによる降水の広がり補正

■メソサイクロン指数

指数	意味	備考
$mcjma$	気象庁レーダーメソサイクロンの有無	
$mcj_{qc}$	$mcjma$ を $R_{MC}$ (回転直径)で品質管理したもの	
$mcxN$	国交省Xバンドメソサイクロンの検出の有無	$N$ は検出条件を表すレベル値。 $N=1\sim6$ 。
$mcxlv$	国交省Xバンドメソサイクロンの検出レベル値	$mcxlv=1\sim6$ 。

### 3.4.3 突風危険指数に関わる改善

突風危険指数に関わる改善を3つ行った。

1つ目の改善は作成方法に関するものであり、対象期間のすべての「突風なし」時における指数を使用して突風危険指数を作成する改善を行った。突風危険指数はロジスティック重回帰分析における統計式であり、その数学的意味は竜巻等の突風が発生する確率である。このため、「発生あり」か「発生なし」と判定するた

\* 中里真久、西村建志(気象庁予報部予報課)

めの突風危険指数の閾値は、適中率よりも小さい値になるはずであるが（理想的には、適中率 100%の時、閾値 50%）従来の適中率約 3%に比べて大きな値となっていた。この原因は、突風危険指数の作成の際に「突風なし」事例を限定して使用したためである。これまでの突風危険指数の作成では、突風が発生しなかったときの各種指数は、過去に突風が発生した場所で、突風が発生した年とは異なる年の同じ月日時のデータに限定して計算に使用していた。そのため、突風危険指数は値が大きめに計算され、それに伴い突風危険指数の閾値も十数%から 30%程度という大きな値になっていた。この作成方法が採用された理由は、各種指数の予測性能が低く、「突風なし」事例を限定しない場合は閾値が小さくなりすぎて予測性能が不安定になる可能性があったためであり、閾値が大きくなるように「突風なし」事例を限定していた。予測指数の改善で適中率の向上が期待できることから、竜巻等の突風が発生する確率という本来の意味のとおりとすることが適当と考えられた。これにより、突風危険指数は突風が発生する確率という本来の意味を持つこととなった。これに伴い、突風危険指数の閾値が 5%程度になっている。

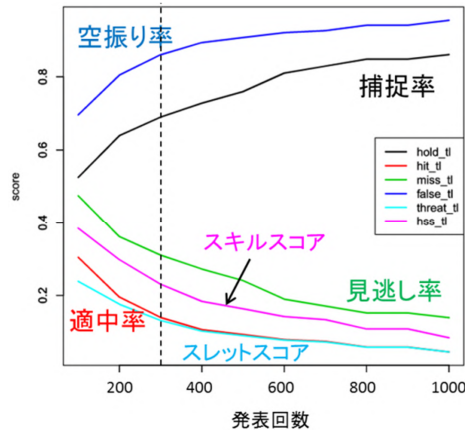
2 つ目の改善は、「突風なし」事例をすべて計算することにより、ロジスティック重回帰分析の時点で、予測精度の評価が可能になるという開発作業上の長所も得られたことである。予測精度の評価を行うためには、竜巻注意情報の有効時間と発表単位を指定する必要があるため、「突風あり」事例と「突風なし」事例の各種指数を計算（サンプリング）した後、一次細分区域毎、1 時間（=有効時間）毎の各種指数の最大値を計算する。その値が閾値を超える場合はその 1 時間内にその一次細分区域内で竜巻注意情報が発表されることが確実であり、その値が閾値を超えない場合は 1 時間内にその一次細分区域内で竜巻注意情報が発表されることはありえない。このデータを用いれば、NOWC Ver4.0 の最適化と同時に、竜巻注意情報の精度を計算することができる。これにより突風危険指数の開発効率が向上し、3 つ目の改善として示す方法で突風危険指数の最適な閾値を自動的に見つけ出すことができる。

3 つ目の改善は、3 つある突風危険指数（TR 型、DB 型、ALL 型）を捕捉率が最大となるように最適化を行う方法を開発したことである。従来の閾値の決定方法は、数通りの閾値を予め設定して竜巻発生確度ナウキャストを数年分計算し、精度評価の結果を比較検討して閾値を決めていた（3.3.2 項「突風危険指数と突風総合判定基準の改善」を参照）が、これにより、閾値を任意の値の中から自動的に決定できるようになった。

最適化の方法は次のとおりである。

1. 3 つの突風危険指数のそれぞれに対して、閾値の初期値 0.5 を設定する。突風あり事例となし事例を完全に分離できるときに閾値 0.5 となる。
2. 発表回数（例えば 100 回）を設定する。
3. 3 つの閾値をそれぞれ仮の閾値にコピーする。
4. 仮の閾値を突風の捕捉数が 1 つ増えるまで下げる。
5. 捕捉数が 1 つ増えたときの発表回数の増加分を計算する。
6. 3 つの突風危険指数について、捕捉数が 1 つ増えたときの発表回数の増加分を比較し、増加分が最も小さい突風危険指数の閾値を下げる。
7. 発表回数が目標値（例えば 100 回）に達したら、そのときの 3 つの閾値と各種スコアを保存する。
8. 新たな発表回数（例えば 200 回）を設定し、上記 2～7 を繰り返す。

このようにして計算した結果の例を第 3.4.3.1 図に示す。この方法で、発表回数を指定すれば、3 つの突風危険指数の最適な閾値とそのときの捕捉率、適中率が同時に決まる。



第3.4.3.1図 突風危険指数の最適化結果

### 3.4.4 突風判定方法の改善

これまでの様々な技術開発によって、突風判定方法の選択肢が広がった。まず、竜巻やダウンバーストの発生に必要な保存則を考慮した指数を整備したことに伴い、従来のようにロジスティック重回帰分析の説明変数としての利用の他に、新しい指数に対して閾値を設定（マスキング）することが考えられる。閾値の設定のしかたとしては、複数の指数に対して閾値を設定し、突風の可能性がないものを予め排除したデータに対してロジスティック重回帰分析を適用する方法と、複数の指数に対して設定する閾値のみでいわば決定論的に判定する方法の2つが考えられる。

メソサイクロンについては、従来は突風危険指数と合わせた複合判定で使用していたが、平成26年度に行った250m分解能のデータの活用と検出アルゴリズムの改善に伴い、メソサイクロンの単独判定の可能性についても検討した。また、メソサイクロン検出結果を突風関連指数やレーダーエコー指数と区別して取り扱う必然性はないため、メソサイクロン検出結果もロジスティック重回帰分析の説明変数の1つとして扱うことも考えられる。

これらを踏まえ、突風関連指数、レーダーエコー指数、メソサイクロン検出結果の3つに対して、異なる取り扱い方を組み合わせた13種類の突風判定方法について、精度検証を行った(第3.4.4.1図)。その結果、検証期間の気象庁レーダーによるメソサイクロンの単独の捕捉率は約46%、適中率は約6%であり、メソサイクロンの単独判定を採用した場合(1又は2を含む判定方法)は空振りが多くなるため適中率の向上が望めないことがわかった。メソサイクロン検出結果を説明変数として取り入れる判定方法では、「ALL型なし」(2を含む判定方法)よりも「ALL型あり」とする方法が有効であることがわかった。決定論的な方法(C-b-2)はアルゴリズムの最適化が難しく採用しなかった。結局、第3.4.4.1図中の赤文字で示す4つの突風判定方法(A-a-、A-a-1、B-a-、B-a-1)を比較し、最も予測精度が良かった次の突風判定方法(A-a-1)を採用することにした。

1. 突風関連指数とレーダーエコー指数について、緩やかな閾値を設定した上で、従来と同じく突風危険指数の説明変数として利用。
2. メソサイクロンについても、他の指数と同じく突風危険指数の説明変数として利用。

【データ種別毎の判定方法】

1. MSM・LFM指数
  - A. 従来どおり（ロジスティック重回帰分析に基づく突風危険指数）
  - B. 従来方法にマスキング
  - C. 決定論（Heaviside関数を用いて“突風危険指数”を作成）
2. レーダーエコー
  - a. 従来どおり（ロジスティック重回帰分析に基づく突風危険指数）
  - b. 物理的方法（Heaviside関数を用いて“突風危険指数”を作成）
3. メソサイクロン
  - α. 従来どおり（複合判定）
  - β. 単独判定を採用（β1：複合判定を併用、β2：単独判定のみ）
  - γ. 突風危険指数に組み入れ（γ1：All型あり、γ2：All型なし）

【組み合わせ】13通り

- 従来方法又はその変形：A-a-α、A-a-β1、A-a-β2、A-a-γ1、A-a-γ2
- 従来方法にマスキング：B-a-α、B-a-β1、B-a-β2、B-a-γ1、B-a-γ2
- 決定論的方法：C-b-β2、C-b-γ2、C-b-Γ2

第3.4.4.1図 検討を行った13種類の突風判定方法の組み合わせ

メソサイクロンの扱いで、2は2とほぼ同じであるが、突風危険指数を使わず直接突風判定を行う。

第3.4.4.1表 ステップワイズ法で選択された説明変数（Ver4.0）

	説明変数
ALL型	iemx, hemx, vil, zmax, vild, k01r7, pzt10r, dbzE, dbzlr, dbzCR, dbzER, maxlvR, r_top, r_vil, tVP_tp, svil, rsvil, LCL, EL, SSIm, TTIm, CAPEm, MLCAP3, SREH, BRNsh, EHI, VGP, TVP, DIV, SWEAT, Msh, TVPEz, PTORS, DBHd, ZEL, LEL, VILen, RMC, RVMC, mcj_z, mcj_V, mcjx6, mcj_qc
TR型	iemx, hemx, vild, k01r7, pzt10r, dbzlr, dbzCR, dbzER, r_vil, r_vilE, tVP_tp, svil, rsvil, LCL, EL, TTIm, CAPEm, MLCAP3, EHI, VGP, DIV, SWEAT, EPTdif, Msh, TVPEz, PTORS, DBHw, ZEL, VILen, RMC, RVMC, mcj_z, mcj_V, mcjx6
DB型	K01r7, pzt10r, dbzlr, dbzER, dbzCR, svil, EL, BRNsh, TVP, ZEL, LEL, RMC, mcj_V, mcjma, mcj_qc

上記1の閾値設定は、*tVP\_tp*と*tVPmp*、*r\_top*などを用い、検証期間の突風事例すべてが閾値を超えるように設定している。竜巻が発生し被害を生じる際は、多くの場合、新しいMSM突風関連指数で兆候が見られるため、この閾値設定は適中率の向上にとって大変有効であった。このアルゴリズムでは、30か月分の従属資料による精度検証結果として、捕捉率約69%、適中率約14%が得られた。

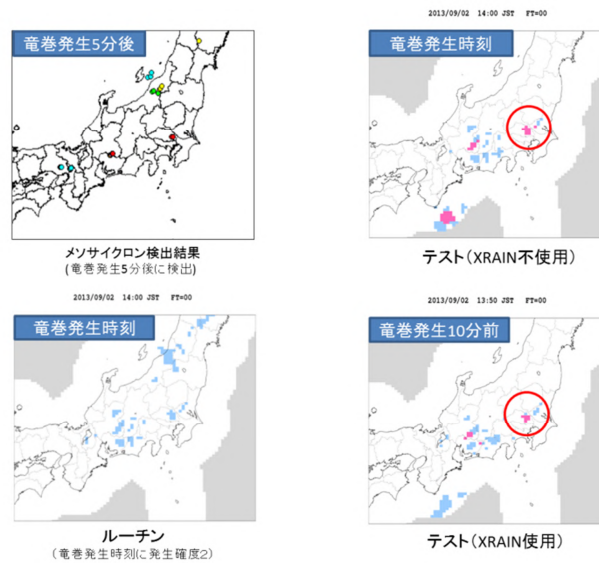
ステップワイズ法<sup>1)</sup>による説明変数の最適化の結果、新たに開発した指数が広く採用された（第3.4.4.1表）。注目に値するのは、ダウンバーストの風速推定のために開発した*DBH<sub>w</sub>*がTR型でも採用されている点である。鉛直シアーから水平渦を作り出したり、水平渦を立ち上がらせるためには積乱雲に伴う下降流が必要との研究があるが（Markowski et al. 2003）、実際にある程度の強さの下降流が発生できるような大気環境でなければ竜巻は発生できないことを示しているのかもしれない。

採用した判定方法は、「竜巻が発生するポテンシャルがあり、実際に積乱雲がある場所でメソサイクロンが検出されれば、竜巻が発生する可能性がある」ということであり、人による判断に近いものである。メソサイクロン検出を含めて、複数の説明変数が相互に品質管理をしているような扱いになるため、従来に比べて空振りが減少した。また、単独判定用の突風危険指数（TR型とDB型）は、元々、レーダーから離れた場所でメソサイクロン検出性能が低下することを補うために導入されたが、新しい突風判定方法では、TR型とDB型でもメソサイクロン検出結果を説明変数として用い、遠方では自然な形で連続的に指数単独判定に移行する。

<sup>1)</sup> 3.3.2 項の脚注を参照。

### 3.4.5 新しい竜巻発生確度ナウキャストの例

第3.4.5.1図にNOWC Ver.4.0の計算例を示す。ここに示した2013年9月2日に埼玉県さいたま市で発生した竜巻(強さ:F2)の事例では、従来の竜巻発生確度ナウキャストより20分、国土交通省XバンドMPレーダを用いたメソサイクロン検出(以下、Xバンドメソサイクロン検出)を使わない場合より10分早く発生確度2が現れることが確認された。第3.4.5.1表に同年9月に発生した突風について、発生当時のルーチン(Ver3.0)による竜巻注意情報との当否比較結果を示す(9月2日埼玉県さいたま市で発生した竜巻のように、1つの竜巻が複数の一次細分区域をまたいで移動したのものについては一次細分区域ごとに記載されている)。表中の赤色で示される部分が改善している。同年9月15日の和歌山県南部の事例について、この地域で発生する竜巻は捕捉が難しいことが多いが、3事例中2事例が捕捉されており注目に値する。



第3.4.5.1図 竜巻発生確度ナウキャスト Ver4.0の計算例

第3.4.5.1表 竜巻発生確度ナウキャスト Ver3.0 との竜巻注意情報の当否比較 (2013年9月)

年月日	発生時刻	突風発生場所 (一次細分)	ルーチン		テスト	
			当否	リードタイム(確度2時刻)	当否	リードタイム(確度2時刻)
2013.09.02	14:30頃	茨城県南部	○	20 (14:10)	○	40 (13:50)
	14:00頃	埼玉県南部	△	-10 (14:10)	○	10 (13:50)
	14:12頃	千葉県北西部	○	2 (14:10)	○	22 (13:50)
2013.09.04	6:30頃	高知県西部	○	≥ 50	○	≥ 50
	11:50頃	高知県東部	○	≥ 50	○	≥ 50
	12:20頃	栃木県南部	×	-	○	30 (11:50)
	12:50頃	栃木県北部	×	3 (12:47) (12:20に発生した竜巻の自撃情報で発表)	○	30 (12:20)
2013.09.07	14:20頃	三重県南部	○	≥ 50	○	≥ 50
	13:30頃	胆振地方	×	-	×	-
	14:00頃	和歌山県南部	×	-	○	≥ 50
2013.09.15	17:10頃	和歌山県南部	×	-	○	≥ 50
	18:05頃	和歌山県南部	×	-	×	-
	21:10頃	三重県南部	×	-	×	-
	22:30頃	栃木県北部	×	-	○	≥ 50
2013.09.16	02:17頃	群馬県南部	×	-	○	47 (01:30)
	01:30頃	埼玉県北部	×	-	○	30 (01:00)
	02:00頃	埼玉県北部	×	-	○	≥ 50
	02:30頃	埼玉県北部	×	-	○	≥ 50
	02:40頃	埼玉県北部	×	-	○	≥ 50
	15:00頃	宮城県東部	×	-	△	0 (15:00)
	18:30頃	釧路地方	×	-	×	-
		計	5/21	-	16/21	-
		捕捉率	24%	-	76%	-

### 3.5 竜巻注意情報の一次細分区域化

#### 3.5.1 一次細分区域単位での発表による予測精度の変化と発表方法

府県単位から一次細分区域単位に地域を絞って発表する効果とこれに適した有効時間の設定方法をどのようにするのがよいのかを調べる目的で、NOWC Ver3.4 を用いて竜巻注意情報の一次細分区域単位での発表時の予測精度の評価を行った。本評価では、NOWC Ver4.0 の精度検証は含んでいない。比較期間は、2012年4月から2014年9月までの30ヶ月分（ルーチンとして旧判定が使用されており、250m分解能の気象庁レーダーデータが利用できる期間）とした。発表区分と有効時間の設定に関するシミュレーション結果は次のとおり（第3.5.1.1表）。

- 一次細分区域化によって一連発表回数は平成26年度以前と比べて17%の増加。
- 平成26年度以前と比べると適中率は減少、捕捉率は増加（いずれも僅か）。
- 予報作業上重要である個別発表回数は平成26年度以前と比べて減少。
- 総発表時間<sup>1)</sup>は平成26年度以前比で約40%になる（はずれ感の減少）。
- 有効時間の設定を一次細分区域毎とするよりも、府県で単一とする方が個別発表回数と総発表時間が減少し、一次細分区域化の効果が大きい。

以上より、一連発表の回数が多少増加するものの、適中率と捕捉率に大きな変化はなく、一次細分区域化の効果（総発表時間の顕著な減少）が十分認められる。有効時間の設定は、個別発表回数と総発表時間を考慮して、府県で単一とするのがよい。有効時間の長さを変えてシミュレーションを行った結果は次のとおり（第3.5.1.2表）。

- 一連発表の回数は有効時間に依存しない。
- 有効時間が長くなるに従い適中率、捕捉率共にわずかに増加。
- 個別発表回数は有効時間が長くなるに従い減少。
- 総発表時間は、有効時間が長くなるに従い増加。有効時間を1時間にしたときに一次細分化の効果が最も大きい。有効時間を2時間にすると、現行実績（19時間）と変わりがなく、一連発表回数、適中率、捕捉率と合わせて考えれば、一次細分化を行うメリットがなくなる。

以上より、一次細分化の効果を上げるためには有効時間は1時間のままとするのがよい。

竜巻注意情報を一次細分区域単位で発表した場合を府県単位での発表と比較した具体例として、2013年7月13日に滋賀県で発表された竜巻注意情報の例を第3.5.1.1図に示す。

<sup>1)</sup>1つの一次細分区域1年間あたりの発表時間の合計であり、ここでは一次細分区域化の効果を測るための指標としている。



### 3.5.2 竜巻発生確度ナウキャスト Ver4.0 による竜巻注意情報の精度

NOWC Ver4.0 による一次細分化後の竜巻注意情報の予測精度評価を行うにあたり、Xバンドメソサイクロン検出データは時間の都合上1か月分のみが用意できた。このため、まずはXバンドメソサイクロン検出データを含めないで30か月分のデータを対象とした精度評価を行い、Xバンドメソサイクロン検出データの利点が最大となるように組み込むという方針を採用した。

第3.5.1.1表 府県内で単一の有効時間を設定する場合と一次細分毎の場合の比較

発表区分	有効時間の設定	一連発表回数(回)	適中率(%)	捕捉率(%)	個別発表回数(回)	総発表時間(時間)	備考
府県	府県内で単一	12	2.72	40.25	26	28	旧判定実績(～H26.11)
		9	3.89	45.28	17	19	現行実績(H26.11～)
一次細分	一次細分毎	14	2.48	43.40	24	12	試算
	府県で単一	14	2.38	42.14	23	11	

<参考> 旧判定方法のまま一次細分化した場合

発表区分	有効時間の設定	一連発表回数(回)	適中率(%)	捕捉率(%)	個別発表回数(回)	総発表時間(時間)	備考
一次細分	一次細分毎	20	1.58	38.36	40	18	旧判定方法(～H26.11)

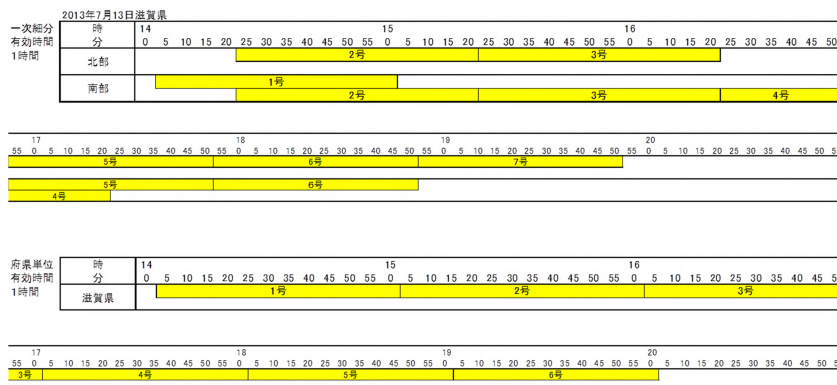
「一連発表回数」：最初の発表から終息までを1回と数えた場合の1府県1年間あたりの回数。

「個別発表回数」：発表毎に1回と数えた場合の1府県1年間あたりの回数。

「総発表時間」：1つの一次細分区域1年間あたりの発表時間の合計(一次細分区域化の効果を測るための指標)

第3.5.1.2表 有効時間を変えた場合の適中率、捕捉率、個別発表回数、及び総発表時間の比較

発表区分	有効時間	一連発表回数(回)	適中率(%)	捕捉率(%)	個別発表回数(回)	総発表時間(時間)	備考
府県	平成26年度以前	12	2.72	40.25	26	28	旧判定実績(～H26.11)
	1時間	9	3.89	45.28	17	19	現行実績(H26.11～)
	1.5時間	9	3.89	45.28	14	23	
	2時間	9	4.06	46.54	13	28	
一次細分	平成26年度以前	20	1.58	38.36	40	18	
	1時間	14	2.48	43.40	24	12	
	1.5時間	14	2.53	44.03	20	15	
	2時間	14	2.64	45.28	18	18	



第3.5.1.1図 現行の府県単位での発表との比較例(2013年7月13日滋賀県)

上：一次細分区域単位での発表であり、府県で単一の有効時間とする設定で、有効時間は1時間とした場合の例、下：対応する府県単位での発表。14時に滋賀県に発表された竜巻注意情報第1号は、一次細分での発表では南部のみに発表される。続けて14時20分に北部に竜巻注意情報第2号が発表されるが、同時に南部にも第2号が発表される。これは、府県で単一の有効時間とする設定を採用したためである。この例では、第4号は北部には出されない。竜巻注意情報は第7号まで出され(府県単位での発表の場合は第6号まで)、府県単位での発表よりも10分早い19時50分に解除される。

3.4.3 項「突風危険指数に関わる改善」で記述した方法で計算された予測精度は第 3.5.2.1 表のとおりである。最適値はリードタイムも変えて計算した。この結果、リードタイム 15 分としたとき、発表回数を約 300 回とすれば、捕捉率 68.9%、適中率 13.9%が得られた。リードタイムの選択では、20 分以上にするとダウンバーストの予測精度の低下やメソサイクロン検出結果が説明変数に採用されないことがあること、米国でもリードタイムは約15分であることなどを考慮した。この最適化の中で、メソサイクロン指数の1つとして、気象庁レーダーメソサイクロン検出の有無（指数名：*mcjma*）が選択された。この指数は、Xバンドメソサイクロン検出の有無と似た特性を持つと考えられる。このため、Xバンドメソサイクロン検出データの使用方法としては、*mcjma*の一部を、Xバンドメソサイクロン検出データを用いた指数である *mcjx6*（Xバンドメソサイクロン検出の品質管理レベル6の有無、又は気象庁レーダーメソサイクロン検出の有無）で置き換える方法を採用した。これにより、適中率をあまり落とすことなく、Xバンドメソサイクロン検出データを使用しない場合と同等以上の捕捉率を確保できることが期待される。検証実験を行った結果、Xバンドメソサイクロン検出データを使用した場合に、リードタイムを10分長く確保できる事例があることが確認された。

第3.5.2.1表 竜巻注意情報の精度評価結果

2012年4月～2014年9月の30か月分のデータを用いた従属資料による評価値。

発表区分	一連発表回数(回)	適中率(%)	捕捉率(%)	備考
府県	12	2.7	40.2	検証期間実績
一次細分	20	1.5	38.3	現在のまま一次細分化した場合の試算
	5	13.9	68.9	開発した技術を適用した場合の試算

## 参考文献

- Markowski, P.M., et al., 2003: Tornadogenesis Resulting from the Transport of Circulation by a Downdraft: Idealized Numerical Simulations. *JAS*, **60**, 795-823.
- Nakazato, M., et al., 2009: "Possible stretching mechanisms producing the tornado vortex in the mid-level", 13<sup>th</sup> Conference on Mesoscale Processes, Salt Lake City, UT.  
(<https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/154933.pdf>)
- Niino, H., et al., 1997: A Statistical Study of Tornadoes and Waterspouts in Japan from 1961 to 1993. *J. Climate*, **10**, 1730-1752.
- 海老原智, 瀧下洋一, 2007: 突風予測技術. 平成19年度量的予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 1-16.
- 木川誠一郎, 2015: 高解像度降水ナウキャストにおける降水の解析・予測技術について. 測候時報, **81**, 55-76.
- 気象庁, 2012: 気象庁竜巻等突風予測情報改善検討会、「竜巻等突風に関する情報の改善について(提言)」.  
([http://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/toppuu/24houkoku/H240727\\_houkoku\\_honpen.pdf](http://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/toppuu/24houkoku/H240727_houkoku_honpen.pdf))
- 瀧下洋一, 2011: 竜巻発生確度ナウキャスト・竜巻注意情報について. 測候時報, **78**, 57-93.
- 竜巻等突風対策局長級会議, 2013: 「竜巻等突風対策局長級会議」報告.  
(<http://www.bousai.go.jp/fusuigai/tatsumakikyokucho/pdf/h25-t/houkoku.pdf>)
- 浜田忠昭, 1979: 風計算. GMSシステム総合報告, データ処理解説編(その2), 気象衛星センター技術報告(特別号 -2), 15-42.

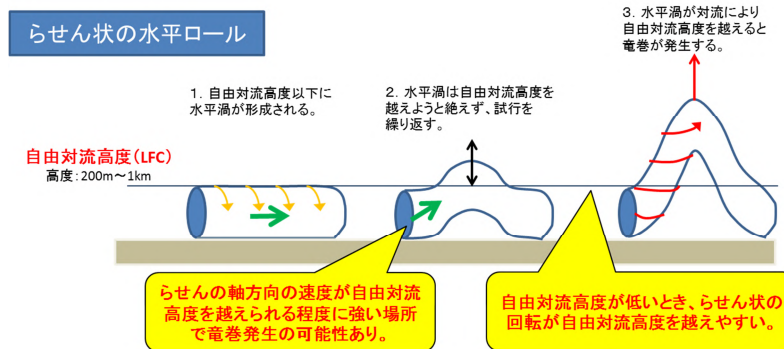
付録3 . A 本改善で開発した主な予測指数

3 . A . 1 竜巻の推定風速と発生可能な場所の限定 (  $TVPE_z$ 、 $TVPE_{zm}$ 、 $R_{TOREz}$  )

竜巻の強い回転風速は渦の引き伸ばしによって生じ、渦の引き伸ばしが強いほど回転風速が強くなる。この渦はいくらでも引き伸ばせるわけではなく、エネルギー保存則による制約を受けている。引き伸ばしに使えるエネルギーの制約で、引き伸ばされる高度の上限は中立浮力高度以下になる。引き伸ばしは鉛直速度  $v_z(z)$  が 0 になる高度まで可能である。鉛直速度をエネルギーに直した軸方向の運動エネルギー  $E_z(z)$  ( $=v_z(z)^2/2$  ) は力学的エネルギー保存の法則から次の式で表される。

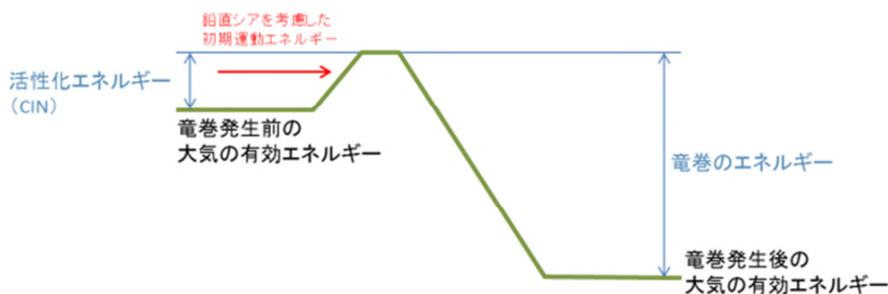
$$E_z(z) \equiv \frac{1}{2} \left( 1 - \frac{\overline{\rho(z)}z}{\rho(z_{LFC})z_{LFC}} \right) \left( \frac{\Delta V}{2} \right)^2 + \frac{1}{2} v_z(0)^2 + CIN + CAPE(z)$$

ここで、 $z$ は高度であり自由対流高度  $z_{LFC}$ と中立浮力高度  $z_E$ の間の値を取る (  $z_{LFC} \leq z \leq z_{LNB}$  )



第3.A.1.1図 らせん状の水平ロールと竜巻渦の発生のイメージ

$\overline{\rho(z)}$ は地上から高度  $z$ までの平均大気密度、 $V$ は自由対流高度での風ベクトルと地上の風ベクトルの差の大きさ、 $CIN$ は対流抑制、 $CAPE(z)$ は自由対流高度から高度  $z$ までの対流有効位置エネルギーである。この式で  $v_z(0)$  は第3.A.1.1図の緑色の矢印で示される「らせん状の水平ロールの軸方向速度」であり重要な物理的意味を持つが、計算方法等の詳しい説明は長くなるため割愛する。自由対流高度では、 $E_z(z)$  の式の右辺第1項目と  $CAPE(z)$ が0になり、軸方向の運動エネルギー ( $v_z(0)^2/2$  )と  $CIN$ の和になる。この和が負になる時は、竜巻は発生しない。第3.A.1.2図に示すように、 $CIN$ は化学反応における活性化エネルギーの役割を持っており、軸方向の運動エネルギー (図中の赤矢印)が  $CIN$ の壁を越えるのに十分な大気状態の場所でのみ竜巻が発生する可能性がある。



第3.A.1.2図 竜巻発生時の大気エネルギー関係

らせん状の水平ロールが自由対流高度を越えた後、 $E_z(z)$  が正である間は渦の引き伸ばしが可能であり、0になるまで引き伸ばされる。このときの高度を  $z_{ELEz}$  とすると、発生が予想される竜巻渦の最大の回転風速

$TVPE_z$  (Tornado Velocity Parameter constrained by  $E_z$ ) は連続の方程式と角運動保存則を用いて次の式で計算される (Nakazato et al. 2009),

$$TVPE_z \equiv \eta(z_{ELEz}) \frac{\Delta V}{2}$$

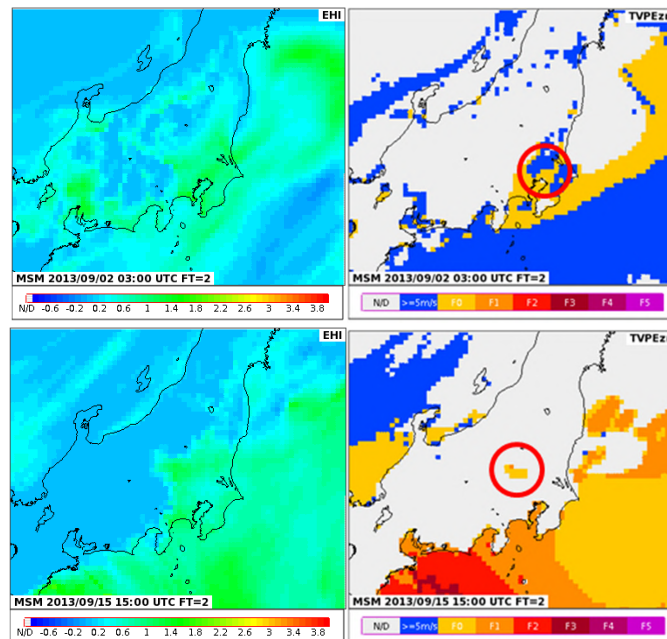
$$\eta(z_{ELEz}) \equiv \sqrt{\frac{\rho(z_{ELEz}) L_{adv}}{\rho(z_{LFC}) z_{LFC}}}$$

ここで  $L_{adv}$  は竜巻渦の長さである。移動している竜巻で生じる最大風速を地上から観測した場合は、上記の回転風速に移動速度が加わる。地上で観測される竜巻の最大風速の推定値  $TVPE_{zm}$  は次のようになる。

$$TVPE_{zm} \equiv TVPE_z + V(z_{LFC})$$

ここで  $V(z_{LFC})$  は、自由対流高度における一般場の風速である。

第3.A.1.3図では2013年9月2日にさいたま市で発生した竜巻(T130902)と2013年9月16日に埼玉県比企郡滑川町で発生した竜巻事例(T130916)について、竜巻の発生予想によく使われるエネルギーヘリシティインデックス  $EHI$  (海老原・瀧下 2007) と  $TVPE_{zm}$  を比較している。T130902では、 $EHI$  は関東地方全域と中部地方で竜巻の危険性を示しているが、 $TVPE_{zm}$  では南関東で竜巻の可能性を示している。T130916でも、 $EHI$  は関東地方全域で高いが、 $TVPE_{zm}$  では陸上で竜巻の危険性を示しているのは竜巻が発生した埼玉県と群馬県の一部地域のみである。なお、中部地方の南海上で値が大きくなっているのは、台風の接近で  $V(z_{LFC})$  が大きくなっているためであり、 $TVPE_z$  などの他の指数を併用することで一般場の風速が大きい場合に、誤って利用する危険性を排除できる。 $TVPE_{zm}$  の特徴は、竜巻が発生する可能性がない場所を排除できること(図中の白色の部分) 竜巻の推定風速値が得られるため、被害を発生させるような竜巻の発生領域を限定できることである。



第3.A.1.3図 エネルギーヘリシティインデックス  $EHI$  (左) と竜巻風速パラメータ  $TVPE_{zm}$  (右) の比較

図は、次の日/場所で竜巻が発生した時刻の分布図である。上：2013年9月2日さいたま市、下：2013年9月16日埼玉県比企郡滑川町等(近隣で計5つの竜巻が発生)。

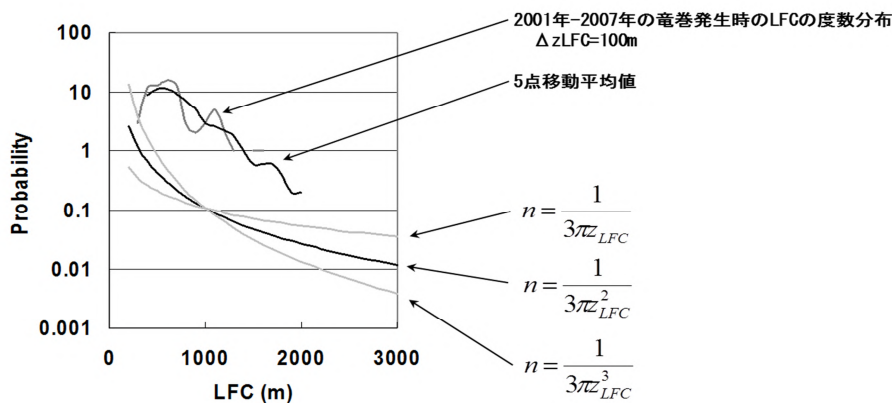
### 3.A.2 竜巻の種の発生確率 ( $P_{TORS}$ )

軸方向の運動エネルギー  $E_z(z)$  が竜巻を起こすのに十分であったとしても、軸方向の速度成分  $v_z(0)$  が水平方向を向いたままでは竜巻は発生できない。竜巻の元となる水平渦は、絶えず上向きに変位したり、元に戻ったりしていると考えられる。上向き変位量が自由対流高度  $z_{LFC}$  を超え、軸方向の速度を元に対流が開始できる場合に竜巻渦が成長すると考えられるが、この確率  $P_{TORS}$  は Langevin 方程式から  $z_{LFC}$  の二乗に比例する。

$$P_{TORS} \equiv \frac{2}{3\pi z_{LFC}^2}$$

$P_{TORS}$  は  $m^{-2}$  の単位(次元)を持ち、意味としては単位面積当たりの竜巻の発生確率に関係した量と考えられる。竜巻の発生確率としては、実際には地表面の状態など様々な要因が関与していると考えられ、また、確率の規格化が行われていないが、ロジスティック重回帰分析の説明変数としての利用が可能である。 $P_{TORS}$  の表式は、「竜巻は自由対流高度  $z_{LFC}$  が低いときに発生しやすい」ことを表しており、米国での観測による研究結果と同じ内容である。

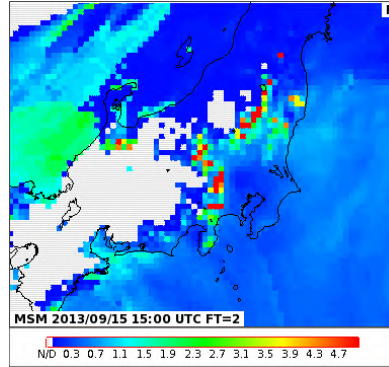
竜巻の発生数と自由対流高度の関係を検証するために、2001年から2007年に発生した竜巻について、竜巻発生時の自由対流高度  $z_{LFC}$  の度数分布を求め、それを  $P_{TORS}$  と比較した(第3.A.2.1図)。図では100m毎の度数を曲線として表したものの、5点移動平均曲線、理論曲線、及び比較のため、 $z_{LFC}^{-1}$  と  $z_{LFC}^{-3}$  の依存性を示す曲線が描かれている。竜巻の発生数は、自由対流高度が低いほど多い。度数分布(5点移動平均値)の傾きは、 $z_{LFC}^{-2}$  に最も近い結果となっていることが分かる(縦軸は対数であることに注意)。第3.A.2.2図に  $P_{TORS}$  の例を示す。竜巻が発生した群馬県と埼玉県を含む北関東で高い値が現れている。



第3.A.2.1図 竜巻発生時の自由対流高度 ( $z_{LFC}$ ) の度数分布と  $P_{TORS}$  の比較

図では100m毎の度数を曲線として表したものの、5点移動平均曲線、理論曲線 ( $z_{LFC}^{-2}$  の依存性を示す) 及び

比較のため、 $z_{LFC}^{-1}$  と  $z_{LFC}^{-3}$  の依存性を示す曲線が描かれている。



第3.A.2.2図 P<sub>TORS</sub>の例

2013年9月16日1時30分から2時40分にかけて埼玉県比企郡滑川町とその近隣で計5つの竜巻が発生した。

### 3.A.3 ダウンバーストの推定風速 ( $DBV_{ip}$ , $DBV_{im}$ , $DBH_{ip}$ , $DBV_{is}$ , $DBV_{dm}$ , $DBH_d$ )

降水の蒸発によって、高度  $z_0$  で仮温度  $T_{v,parcel}$  の空気塊が生じた場合、周囲の仮温度より低い時は空気塊が降下し、ダウンバーストの元になる下降流が生じる。地上に到達した場合の鉛直速度  $v_z(0)$  ( $ms^{-1}$ ) は次の式で表される。

$$v_z(0) = \sqrt{2g \int_{z_0}^0 \frac{T_{v,parcel} - T_v}{T_v} dz}$$

ここで、 $g$  は重力加速度 ( $ms^{-2}$ )、 $T_v$  は高度  $z$  での仮温度 (K)、鉛直速度は下向きを正としている。地上に到達した空気塊は周囲に広がるが、このときの水平風速分布  $v_r(r)$  は、連続の方程式から次の式で計算できる。

$$r \geq \sqrt{\frac{S}{\pi}} \text{ のとき} \quad v_r = \frac{v_z(0)S}{2\pi H} \frac{1}{r}$$

$$r \leq \sqrt{\frac{S}{\pi}} \text{ のとき} \quad v_r = \frac{v_z(0)}{2H} r$$

ここで  $S$  はダウンバーストの断面積 ( $S = R_{MC}^2$ 、 $R_{MC}$  は第3.A.7で定義)、 $H$  はダウンバーストの厚さ、 $r$  はダウンバーストの中心から測った水平距離である。水平風は、重力流として伝搬する際、次の式で表すことができる。

$$v_r = \sqrt{g \frac{\Delta\rho}{\rho} H}$$

は重力流 (ダウンバースト) の大気密度、 $\rho$  はダウンバーストの大気密度と周囲の空気の大気密度の差である。上式を解いて、ダウンバーストの推定風速と厚さを次の式で計算できる。

$$v_r = \left( \frac{v_z(0)S}{2\pi r} g \frac{\Delta T_v}{T_v} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad H = \left( \frac{\rho v_z(0)^2 S^2}{4\pi^2 g \Delta\rho r^2} \right)^{\frac{1}{3}}$$

空気塊の降下時、乾燥断熱的に降下する場合と湿潤断熱的に降下する場合が考えられる。乾燥断熱的に降下

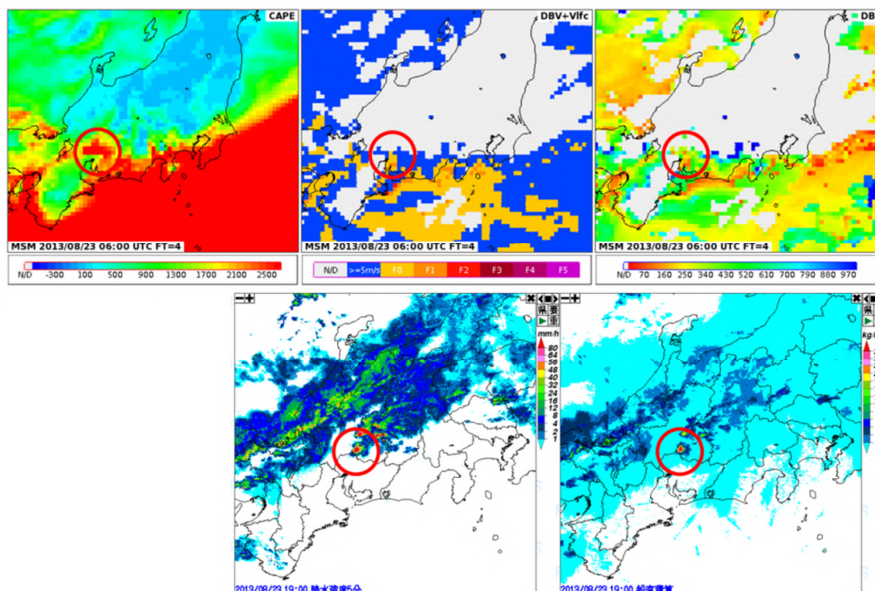
させたときの  $v_r$  を  $DBV_d$  (DownBurst Velocity dropped with dry adiabatic lapse rate) 湿潤断熱的に降下させたときの  $v_r$  を  $DBV_w$  (DownBurst Velocity dropped with moist adiabatic lapse rate) と表す。また、対応する厚さ  $H$  をそれぞれ  $DBH_d$ 、 $DBH_w$  で表す。

ダウンバーストの場合も、竜巻の場合と同様に、移動速度を加えることによって予想される最大風速値が得られる。ダウンバーストの場合は、高度  $H/2$  における一般場の風速を加えることで、最大風速を推定する ( $DBV_{dm}$ 、 $DBV_{wm}$ )。これまでの検証では、ダウンバーストの発生場所の特定は  $DBV_{dm}$  でよく表現され、現地調査によるダウンバーストの強さは  $DBV_{wm}$  に近い値である。これは次のように考えられる。ダウンバーストは下降流であるため、本来的には乾燥断熱的に下降する。このため、発生場所の特定は  $DBV_{dm}$  でよく表現される。しかし、ひとたびダウンバーストが発生すると下降中の空気が周囲の雨滴を蒸発させることで熱が奪われ温度が低下することで、風速の大きさは結果的に  $DBV_{wm}$  に近くなる。

第3.A.3.1図に  $DBV_{dm}$  (上中図) と  $DBH_d$  (上右図) の例を示す。鉛直積算雨量 (右下図) でダウンバースト発生の前兆が捕らえられているが、陸上では該当場所の  $DBV_{dm}$  が最も高い値となっており、 $DBH_d$  は最も薄くなっている。このようにして、ダウンバーストの発生を適切に予想できる。

### 3.A.4 積乱雲の発達程度 ( $r_{top}$ 、 $r_{vil}$ 、 $r_{topE}$ 、 $r_{vilE}$ )

MSM 突風関連指数とレーダーエコー指数は、突風危険指数の説明変数としての使い方に違いはないが、MSM 突風関連指数は1時間毎のデータであるため、竜巻発生確度ナウキャストの発生確度2のタイミングはレーダーエコー指数が握っている。中でもエコー頂高度と鉛直積算雨量は積乱雲の発達段階を知る上で重要であるが、エコー頂高度や鉛直積算雨量がどこまで成長すれば突風が発生しやすいのかは大気状態によって様々である。特に竜巻では、値が大きなくても発生する場合もあるため、あまりよい説明変数になっていないという課題があった。



第3.A.3.1図  $DBV_{dm}$  と  $DBH_d$  の例

2013年8月23日岐阜県美濃加茂市で発生したダウンバースト。上左図：CAPE、上中図： $DBV_{dm}$ 、上右図： $DBH_d$ 、下左図：降水強度、下右図：鉛直積算雨量 ( $v_{il}$ )。

MSM 突風関連指数として、対流の最大の高さの目安である中立浮力高度  $EL$  が求められる。予想される強さ

まで発達した対流を見分けるためには、中立浮力高度に対してどの程度まで積乱雲が発達しているかを見ることが有効である。

次の式でエコー頂高度比 ( $r_{top}$  又は  $r_{top}$ ) を定義し、大気状態下での積乱雲の発達を知ることができる。

$$r_{top} \equiv \frac{top}{z_{EL}}$$

ここで、 $top$  はエコー頂高度 (単位: km)、 $z_{EL}$  は中立浮力高度 (単位: km) である。鉛直積算雨量  $vil$  についても同様に

$$r_{vil} \equiv \frac{vil}{L_{EL}}$$

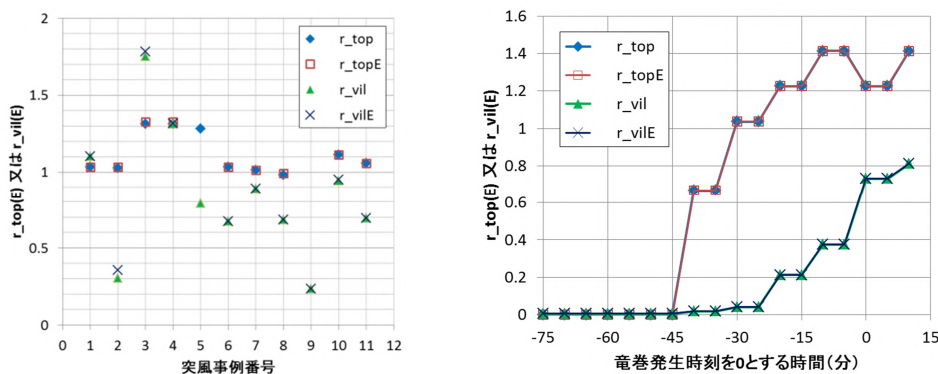
で鉛直積算雨量比 ( $r_{vil}$  又は  $r_{vil}$ ) を定義できる。ここで  $L_{EL}$  は次の式で計算できる。

$$L_{EL} \equiv \rho_d \int_0^{z_{EL}} \Delta r_s(z) dz$$

ここで、 $\rho_d$  は大気密度、 $r_s(z)$  は高度  $z$  と  $z_{EL}$  の飽和混合比の差であり次の式で求められる。

$$\Delta r_s(z) \equiv r_s(z) - r_s(z_{LNB})$$

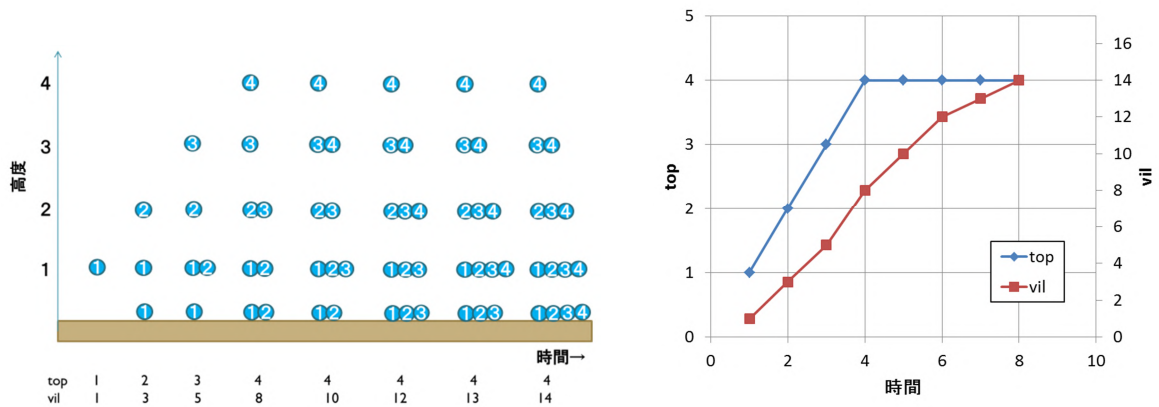
$\rho_d r_s(z) dz$  は、高度  $z$  と  $z+dz$  の間にある降水粒子の量を表している。ある高度に存在する降水粒子の量は、その高度より高い高度で凝結し落下してきたものの総和であり、ある高度においてレーダーで観測される降水に相当する。これを鉛直積算した  $L_{EL}$  は  $vil$  に相当する量になる。レーダー観測から得られる  $vil$  は、Z-R 関係が仮定されており、理論的には正確な降水量を推定するのは難しいと考えられるが、第 3.A.4.1 図に示すとおり実際には  $r_{vil}$  は最大で 1 に近い値になる。 $vil$  が小さくても  $L_{EL}$  が小さければ積乱雲が十分に発達していることを示すことができ、積乱雲の発達を表す指数として利用できる。



第 3.A.4.1 図  $r_{top}(E)$  と  $r_{vil}(E)$  の計算例

左) 横軸の数字は事例に番号を付けたものを表す。縦軸は各事例における  $r_{top}(E)$  と  $r_{vil}(E)$  の最大値であり 1 に近い値になることが分かる。 $r_{vil}(E)$  の事例によってばらつく理由は、鉛直シアが強い時や突風の発生場所がレーダーから遠い時に値が小さくなるため。右) 2012 年 5 月 6 日に常総市で竜巻が発生した際の  $r_{top}(E)$  と  $r_{vil}(E)$  の時間変化。横軸は竜巻発生時刻を 0 とする時間 (単位: 分) を表す。竜巻発生の 45 分前から  $r_{top}(E)$  が増加し、25 分前から  $r_{vil}(E)$  が増加し始めている。





第3.A.4.2図 エコー頂高度 ( $top$ ) と鉛直積算雨量 ( $vil$ ) の時間変化のイメージ

左)横軸は時間、縦軸は高度であり、丸数字は雨滴が凝結した高度を表す。最も高い高さにある丸数字の高度が  $top$  に相当し、丸数字の数を鉛直方向に足し合わせた総数が  $vil$  に相当する。この図では、 $top$  が最高値 (4) に到達した時点で  $vil$  は 8 単位であり、最高値 14 単位の約 6 割の成熟度である。右) 左図の状況をグラフにしたものであり、第 3.A.4.1 図右と比較できる。

竜巻の場合は、 $z_{EL}$  の代わりに 3.4.2.1 項「竜巻の推定風速と発生可能な場所の限定」で説明した  $z_{ELz}$  を使ったものも定義することができ、以下、 $r_{topE}$ 、 $r_{vilE}$  と表記している。

$r_{top}$  と  $r_{vil}$  はいずれも積乱雲の発達の日合いを示すが、両者が大きくなるタイミングは異なり、第 3.A.4.2 図に示すようにまず  $r_{top}$  が大きくなり、その後  $r_{vil}$  が大きくなる。このように  $r_{top}$  は対流が十分発達したかどうか (発達度) を示し、 $r_{vil}$  は積乱雲が発達後十分に時間が経って、降水の空間分布が平衡状態に達したかどうか (成熟度) を表すと言える。

これを実際の突風現象の発生と関連付けると次のようになる。まずダウンバーストは、積乱雲の崩壊時の下降流であるが、これは降水の空間分布が十分に平衡状態に近くなった後で乾燥空気の流入により降水の蒸発が起こった際に発生するとされている。これに加えて降水粒子の負荷による周辺気塊の引きずり下ろしが下降流を強める働きを有する。このため、 $r_{vil}$  の発達はダウンバースト発生の可能性が高まっていることを示していると言える。また、竜巻の発生の前には、下降流による水平渦の顕在化が必要である。このため、やはり下降流発生の前兆である  $r_{vil}$  の発達が竜巻発生のタイミングを計る上で重要となる。

予測指数としての  $r_{top}$  と  $r_{vil}$  はこのように振る舞いが異なるため、互いに独立な指数として価値がある。片方だけ値が大きな状態よりも、両方大きくなった場合の方がより突風発生の危険度が高いと判断できる。

これまでの説明では、対流が鉛直上向きに発達することを仮定していたが、鉛直シアがある場合は竜巻が発生しやすくなるにもかかわらず、降水粒子が広範囲に広がり  $r_{vil}$  が小さくなるため、予測精度が低下する。鉛直シアがある場合、 $vil$  に相当する量をどのように計算すればよいかを次に示す。

### 3.A.5 鉛直シアが大きい時の鉛直積算雨量 ( $svil$ )

鉛直シアが大きいときは積乱雲が鉛直方向に発達せず、落下中の降水粒子は風に流されながら対流の場所から遠く離れた場所に落下するため、 $vil$  の値が大きにならない傾向がある (第 3.A.5.1 図)。鉛直シアが大きいときは強い竜巻が発生しやすくなるが、 $vil$  は小さくなるという逆相関が見られることもある。このため、 $vil$  は竜巻事例に対してはあまりよい説明変数になっていない。鉛直シアがない時の  $vil$  には積乱雲で生成した降水と落下中の降水が含まれるが、鉛直シアが大きい時の  $vil$  にはこれらの中の一部の降水

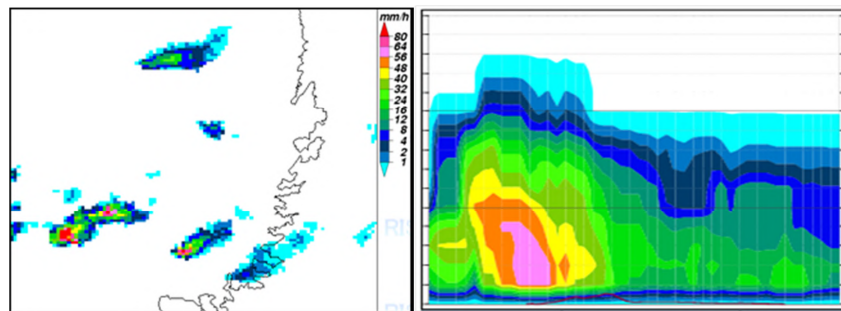
しか含まれないため、鉛直シアーによる  $r_{vil}$  への影響は、発達した積乱雲中で  $r_{vil}$  が 0.02 程度にしかならないこともあるほど顕著である。

このような不具合を改善するために、降水粒子が鉛直シアーで広がる範囲（経路）を MSM から計算し、その経路に沿って降水をすべて積分することで、鉛直シアーがない場合の  $vil$  に相当する量を計算することにした。この量を以下 slantwise  $vil$  ( $svil$ ) と呼ぶことにする。

積分経路の選択方法としては、等高度で積分後に鉛直積算する方法、雨滴の軌跡に沿って積分する方法など様々あるが、いずれの方法も多重積分を含み複雑な計算式となる。そこで、対流の場所と中立浮力高度に達した降水粒子の落下点を結ぶ経路の 10km 格子での  $vil$  を積算する近似的な方法を採用した(第 3.A.5.2 図)。この方法は、10km 格子で計算すると値が大きくなることもあるが、計算が大幅に単純になるというメリットがある。

格子点  $(X, Y)$  での  $svil$  の計算方法は次のとおりである。格子点  $(X, Y)$  に対して、対流の開始点  $(x_s, y_s)$  とエコーの先端  $(x_e, y_e)$  を次の式で計算する。

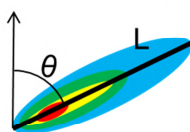
$$x_s = u(z_{LFC}) \left( \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} \frac{dz}{w} + \frac{1}{w_0} \int_{z_{LNB}}^{z_{LFC}} dz \right)$$



第 3.A.5.1 図 鉛直シアーが大きい時の典型的な降水分布の例

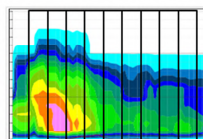
### 計算方法

① 数値モデルから鉛直シアーによって降水が広がる範囲を計算



降水の広がりの長さや角度を計算する。

② その範囲の雨水量をすべて足し合わせる



ある積乱雲から生じた降水が計算できる。

③ 積乱雲の断面積で割って、 $vil$  に相当する量を計算

・断面積は MSM から計算  
・周辺 9 格子の中で最大でない場合は 0 とする。

第 3.A.5.2 図  $svil$  の近似的な計算方法

$$y_s = v(z_{LFC}) \left( \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} \frac{dz}{w} + \frac{1}{w_0} \int_{z_{LNB}}^{z_{LFC}} dz \right)$$

$$x_e = \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} \frac{u}{w} dz + \frac{1}{w_0} \int_{z_{LNB}}^{z_{LFC}} u dz$$

$$y_e = \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} \frac{v}{w} dz + \frac{1}{w_0} \int_{z_{LNB}}^{z_{LFC}} v dz$$

ここで  $u$  と  $v$  は高度  $z$  での風速成分、 $w_0$  は雨滴の落下時の終端速度(約  $10\text{ms}^{-1}$ )、 $w$  は対流の鉛直速度であり、高度  $z$  までの対流有効位置エネルギー  $CAPE(z)$  から

$$w = \sqrt{2CAPE(z)}$$

で計算できる。積分経路の長さ  $L$  と向き ( $X$  軸から反時計回りに測った角度) は次の式で求められる。

$$L(X, Y) = \sqrt{(x_e - x_s)^2 + (y_e - y_s)^2}$$

$$\theta(X, Y) = \cos^{-1} \frac{x_e - x_s}{L}$$

$L$  と  $\theta$  は MSM を用いて計算される。 $svil$  は理論的には次の式で計算できる。

$$svil(X, Y) = \sum_{n=0}^{X_e - X} vil(X + n, Y + n \tan \theta), \quad |\cos \theta| \geq \frac{1}{\sqrt{2}} \text{ のとき}$$

$$svil(X, Y) = \sum_{n=0}^{X_e - X} vil(X + n \cot \theta, Y + n), \quad |\cos \theta| \leq \frac{1}{\sqrt{2}} \text{ のとき}$$

ここで、

$$X_e = X + L(X, Y) \cos \theta(X, Y)$$

$$Y_e = Y + L(X, Y) \sin \theta(X, Y)$$

である。

実際の計算では、既に計算されている  $10\text{km}$  格子の  $vil$  を用いている。可能な限り単純かつ正確に計算するために次のような計算を行っている ( $L$  の単位はメートル)。

1. 次式で計算に使用する  $10\text{km}$  格子の数を計算

$$N \equiv \text{Int} \left( \frac{L(X, Y)}{\frac{10000m}{\cos \theta(X, Y)}} \right)$$

2. 次式で1つの格子サイズに満たない分の長さの補正量を計算

$$\delta \equiv L(X, Y) - N \cdot \frac{10000m}{\cos \theta(X, Y)}$$

3. 次式で1つの積乱雲で生じる雨水量を計算

$$total\_water \equiv \left( \sum_{i=0}^{N-1} vil(i) \right) \cdot D \cdot \frac{10000m}{\cos \theta(X, Y)} + vil(N) \cdot D \cdot \delta + vil(0) \frac{\pi R^2}{2} + vil(N) \frac{\pi R^2}{2}$$

ここで、 $vil(i)$  は計算に使用する  $i$  番目の  $10\text{km}$  格子の  $vil$  であり、右辺第1項が理論式に相当する。右辺第2項は格子サイズに由来する補正量、第3項と第4項は、積乱雲のサイズ (3.A.7項の

$R_{MC}$ と同じ)に由来する補正量である。

4.  $svil$ は次の式で計算できる。

$$svil = \frac{total\_water}{\pi R^2}$$

この式で、鉛直シアーがないときは、 $total\_water$ の式の右辺第1項と第2項が0になるため、通常の $vil$ と同じ値になる。

3.4.2.4項「積乱雲の発達程度」の $r\_vil$ の式で、 $vil$ の代わりに $svil$ を使うことで、鉛直シアーがあるときの積乱雲の発達度を測る指標として $r\_svil$ を定義できる。この指数は、NOWC Ver4.0における突風危険指数の作成の際に説明変数候補として使用している。

### 3.A.6 推定風速の補正 ( $tVP_{tp}$ , $tVP_{mtp}$ )

3.4.2.1項「竜巻の推定風速と発生可能な場所の限定」で説明した $TVPE_z$ では、エネルギー保存則による制約から竜巻渦の発達高度が中立浮力高度よりも低い場合があり、そのため推定風速が弱まる可能性があることが考慮されている。このように、竜巻渦の発達高度は、数値モデルの予測の不確実性や竜巻渦の発達の確率的側面もあると考えられる。実際に過去の竜巻事例における $TVPE_{zm}$ が現地調査結果と一致しないこともある。これら一致しない事例のエコー頂高度には、予想値とずれがあり、推定風速が現地調査結果より小さい事例ではエコー頂高度が低い傾向がある。このことから、逆にエコー頂高度で推定風速を補正することで、よりよい推定風速を求めることができる。求められた推定風速は、レーダー観測データとしての性格を有することから、レーダーエコー指数のひとつとして取り扱っている。

3.4.2.1項で説明した $TVPE_z$ の定義式において、対流の高さが推定値 $z_{ELEZ}$ より低い場合は、渦管の長さ $L_{adv}$ が短くなるため、推定風速が小さくなる。 $L_{adv}$ の計算では、積分変数として高度 $z$ を用いているが、この積分計算の際に、予め、高度3km、4km、・・・、15kmなどの代表的な高度まで積分したときの $TVPE_z$ を計算しておく(これを $TVP(n)$ とする。ここで、 $n = 3, 4, \dots, 15$ )。この計算には、MSM突風関連指数(更新間隔3時間毎)の予報値(1時間毎)を使用する。10分毎にエコー頂高度 $top$ が得られた際、推定風速の補正值( $tVP_{tp}$ 又は $tVP_{mtp}$ )は、

$$tVP_{tp} \equiv TVP(\text{int}(top))$$

で計算される。 $tVP_{tp}$ は、3.4.2.1項で説明したエネルギー保存則を満たし、エコー頂高度が3km程度以上の対流がある場所でのみ値を持つ。 $tVP_{mtp}$ は $TVPE_z$ の代わりに $TVPE_{zm}$ を用いたものである。NOWC Ver4.0では、 $tVP_{tp}$ と $tVP_{mtp}$ に閾値を設定し、閾値以下の場合は突風危険指数を0とすることで発生確度2の出現場所を大幅に限定している。

### 3.A.7 メソサイクロン直径( $R_{MC}$ )と回転速度( $V_{MC}$ )の予想値、及び気象庁レーダーメソサイクロン検出の品質管理

気象庁レーダーデータを用いたメソサイクロンの検出では、直径、高さの連続性、時間的連続性などが品質管理に利用されているが、竜巻発生確度ナウキャストプログラムでは、これまでメソサイクロン検出の有無のみが使用されてきた。しかし、メソサイクロンの属性は、大気の状態によって変化するため、品質管理に一律の厳しい閾値を適用するとメソサイクロン又は竜巻注意情報の捕捉率や適中率の低下をもたらす可能性がある。このため、品質管理で使われる様々な閾値は余裕を持った緩いものにせざるを得ず、閾値が十分

に機能しない原因になる。

このため、 $r_{top}$  や  $r_{vil}$  と同じ考え方で、MSM 突風関連指数を用いてメソサイクロンの回転直径と回転速度の予想値を計算し、検出されたメソサイクロンの直径と回転速度が予測値に近いかどうかを示す指数を作成した。

実際の品質管理方法としては、MSM を用いて計算される積乱雲の半径  $R_{MC}$  と最大接線風速  $V_{MC}$

$$R_{MC}(z) = \frac{z_{LFC}}{2} \left( \frac{\overline{\rho_{LFC}}}{\rho(z)} \right)^{1/2}$$

$$V_{MC}(z) = \left( \frac{\overline{\rho(z)}}{\rho_{LFC}} \right)^{1/2} \frac{\Delta V}{2}$$

から角運動量  $R_{MC}V_{MC}$  を計算し、メソサイクロン検出と同時に計算される回転半径  $R$  と最大接線風速  $V$  から角運動量を計算して次の式で一致度を評価し、突風危険指数の作成の際に説明変数候補として使用している。

$$mcj - qc = \frac{RV}{|RV - R_{MC}V_{MC}| + 1}$$

高度  $z$  としては、メソサイクロン検出結果に記録されているメソサイクロンが観測された高度を使用する。 $RV$  と  $R_{MC}V_{MC}$  が一致した場合は角運動量の値になる。

## 第4章 降水短時間予報の改善

### 4.1 はじめに

本章では、降水短時間予報における実況補外予測のうち、2016年3月24日06UTC初期値からルーチン化された地形減衰処理について解説する。

### 4.2 降水短時間予報処理の概要と変更点

降水短時間予報は、実況補外予測と数値予報の降水予測を組み合わせてプロダクトを作成している。実況補外予測の大まかな処理を次に示す。

- a. 初期時刻の降水強度の解析( 解析雨量)
- b. 降水域の移動速度の推定
- c. 実況による降水強度変化量の推定
- d. 数値予報降水量による降水強度変化量の適用
- e. 地形による降水強度強化量の推定
- f. 地形による降水強度減衰量の推定(地形減衰処理)

処理 ab は“ 実況補外 ” の名の由来となる基本的な処理であり、これらによって降水域の移動を予測する。処理 cdef はいずれも、処理 ab で予測された降水強度の時間変化を考慮する処理である。処理 ef は、単峰状の山を考慮して、それぞれ降水流入側の強化、山頂通過後の減衰、に関する処理である。処理 ce は宮城ほか(2012)を、処理 d は熊谷(2015)を参照されたい。

今回の変更点は処理 f、地形減衰処理に関するものである。この処理はさらに二つへ大別される。

- g. 山越え可否の判定
- h. 山越え減衰処理

処理 g は、降水が山頂を通過できるか否かを判定するもので、冬季日本海側の背の低い降水など、山頂に達する前に降水域が消散するような場合を扱う処理である。処理 h は、処理 g で通過可能と判定された降水域が具体的にどの程度減衰するかを扱う処理である。今回の変更では、地形減衰処理の基本的な構成は踏襲し、その実現方法を変更する。この処理の対象となるのは、基本的に山の風下における弱い降水である。

### 4.3 地形減衰処理の概要

本節では変更後の地形減衰概要を示す。4.3.1項、4.3.2項、4.3.5項は処理 gh で共通である。

#### 4.3.1 格子・風向による層別化

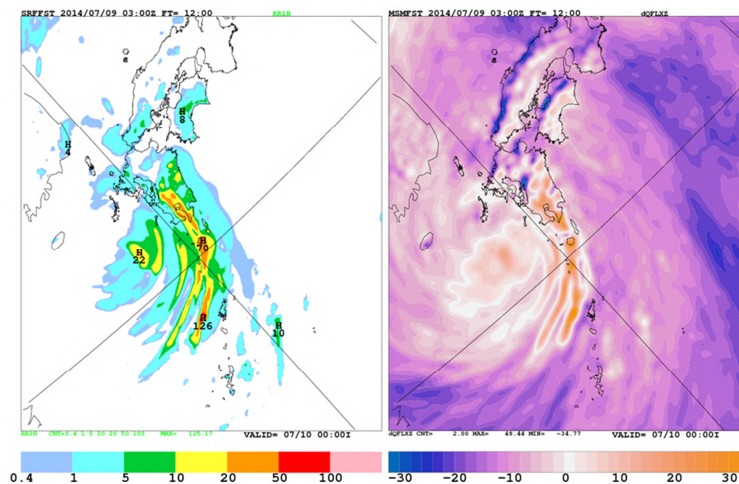
地形減衰は降水域と地形との位置関係によって特性が変化すると想定される。このため、地形減衰処理では20km格子ごとに、風向によって16方位でパラメータを層別化する。ただし、予測特性が隣接する風向層によって急変することは好ましくないため、各風向層は、データに対し重み関数  $q(d,c) = \max(0, 1 - 2 / |d-c|)$  を与えてパラメータ推定を行う。ここで、 $\theta$  は円周率、d は風向[rad]、c は各層の基準風向[rad]である。これによって、隣接する風向層間で予測特性の緩やかな変化が期待される。予測時は、重み関数によって各風向層の予測値を加重平均する。

---

\* 蟻坂 隼史(気象庁予報部予報課)

### 4.3.2 地形減衰の代表変数

地形減衰では、山頂通過後における水蒸気供給の程度によって挙動が支配されると考えられる。予報作業では特定気圧面(または高度面)の水蒸気分布を確認することが多いが、地形減衰は地形の影響を強く受けるため、気柱の水蒸気量を考える方が有益と考えられる。ここでは、“水蒸気量 + 水蒸気の水平流入量 - 飽和水蒸気量”の鉛直積算値を代表変数(以下、「RQ」)として扱う。RQの各成分はそれぞれ、可降水量・水蒸気の水平流入出の収支・飽和可降水量に対応する。RQの物理次元は降水量と同等であり、値が大きいほど湿潤を、小さいほど乾燥を表し、正の場合は概ね降水量と一致する。第4.1図に、メソモデル(以下、「MSM」)の2014年7月9日03UTC初期値の12時間後の予測結果を例示する。この時刻では台風中心が九州西海上に位置し、九州南部では南風成分が卓越している。MSMの1時間降水量から、九州南部では強い降水が卓越する一方で、山地の下流に当たる九州北部で降水は減衰していることが分かる。降水量は負値をとらないため、無降水域間の差異を判断することが難しいが、RQは強い減衰の期待される領域を負値の程度で判断可能である。地形減衰処理では、降水短時間予報初期時刻における最新のMSMからRQを計算して利用し、降水量が正の場合は降水量に置き換える。



第4.1図 MSMの予測結果

左: 1時間降水量、右: RQ、 2014年7月9日03UTC初期値の12時間後の予測結果

### 4.3.3 山越え可否の判定

移動降水強度・標高差(降水の移動経路のうち最大標高 - 移動位置の標高)・RQの3変数を独立変数、解析雨量 $\geq 0.2\text{mm/h}$ で二値化したものを従属変数として、定数項を含むロジスティック回帰を行う。ここで、判定処理では通過可能か否かの二値を目的とするが、ロジスティック回帰は確率値を予測する。このためさらに、確率値を二値に変換する最適な確率閾値を推定する。最適な確率閾値推定の具体的な手続きは付録4.Bに示す。

### 4.3.4 山越え減衰処理

移動降水強度・標高差・RQ・経過時間(地形強化域通過時刻からの時間)から、降水強度の時間変化を次のように定式化する。

$$\text{降水強度}(t+dt) = (\text{降水強度}(t) - w_0 * RQ) * \exp(-w_1 * dt) + w_2 * \text{標高差} + w_0 * RQ$$

tは初期時刻、dtは経過時間、w0,w1,w2は推定パラメータである。推定パラメータは誤差二乗和の最小化を基準とする、最急降下法によって推定する。式は、移動する降水域の時間による減衰と移動位置の水蒸気量

による増減を表現するものである。

#### 4.3.5 パラメータの推定

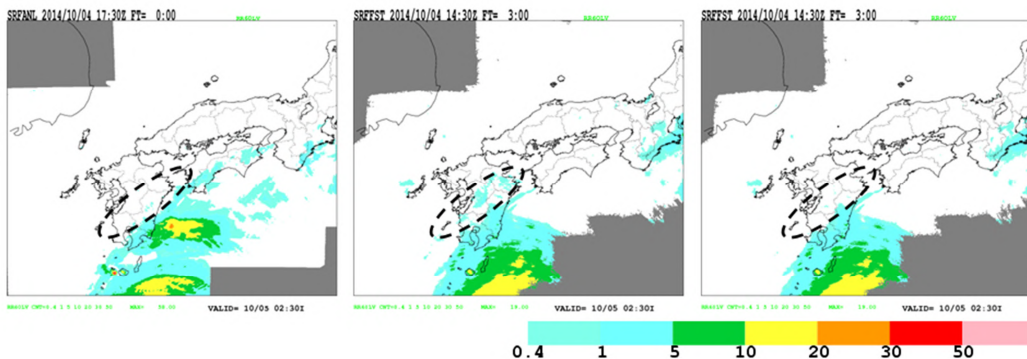
今回の変更では、2014年の1年分のデータをパラメータ推定に用い、2015年以降はこのパラメータを引き継いでオンライン推定(付録4.A参照)している。一般的な統計手法によってパラメータをオンライン推定することで、最適化基準が明確化されるとともに、季節・数値予報・解析値などの特性変化へ最適化されやすくなる。なお、降水短時間予報は自動プロダクトであり、予測特性の急激な変化は許容されないため、パラメータの更新速度は小さい。

#### 4.4 処理の変更前後の比較検証

##### 4.4.1 事例検証

第4.2図に2014年10月4日1430UTCを初期値とした、3時間後(1730UTC)の検証結果を示す。変更前では内陸の降水が減衰せずに移流している一方で、変更後では的確に消散していることが分かる。変更後ではこのように、特に台風東側のような南風成分が卓越する状況において、従来と比べて風下側の降水域が狭くなる傾向があり、より現実に近い予測がなされる。

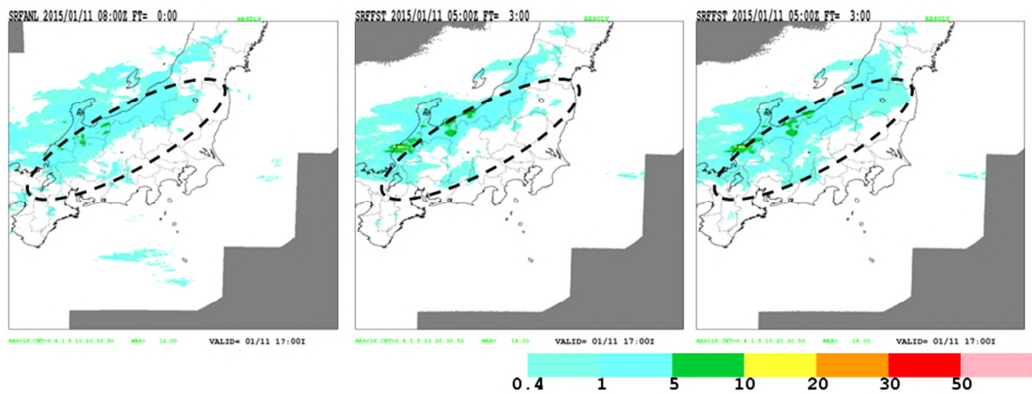
第4.3図に2015年1月11日0500UTCを初期値とした、3時間後(0800UTC)の検証結果を示す。変更前では解析雨量と比べて降水域が狭い傾向がある一方で、変更後では広い傾向がある。変更後ではこのように、冬型降水において、従来と比べて風下側の降水域を広げる傾向がある。この差の是非を事例によって判断することは難しいが、後に示す統計検証では精度改善を確認している。



第4.2図 2014年10月4日1730UTCの検証

左: 解析雨量、中: 変更前、右: 変更後。予測値は1430UTC初期値の3時間後(FT=3h)。単位はmm/h。



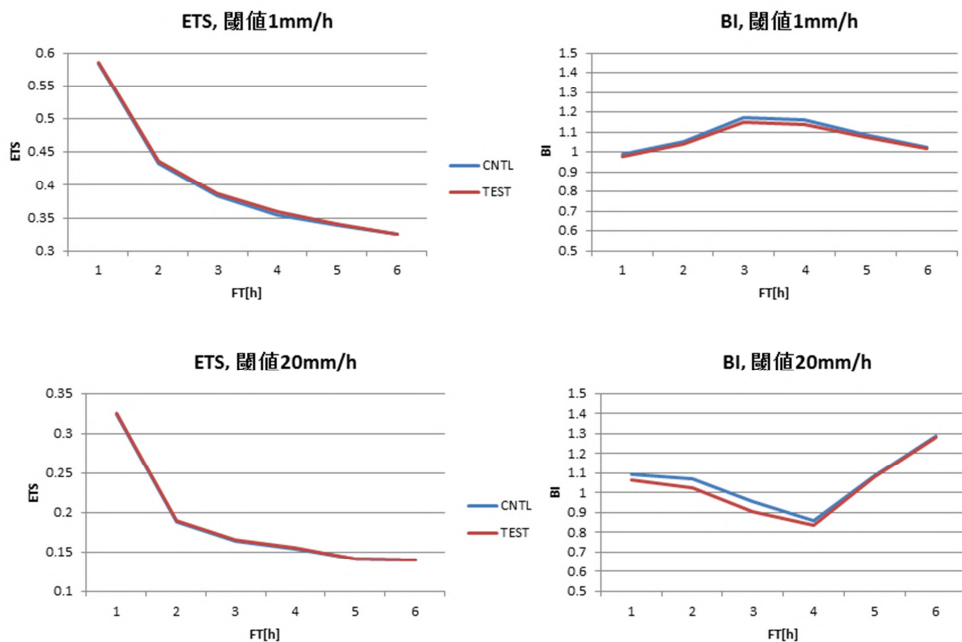


第4.3図 2015年1月11日0800UTCの結果

図の並びは第4.2図と同じ。予測値は11日0500UTC初期値のFT=3h。予測値はいずれも11日0500UTC初期値のFT=3h。

#### 4.4.2 統計検証

解析雨量を真値として、2014年6月1~30日(前線など)、10月1~12日(台風)、2015年1月1~31日(冬季)、5km格子陸上領域における統計検証結果を第4.4図に示す。2014年はパラメータ推定の従属期間であるが、推定パラメータの時間変化は小さいことから大きな問題はないと考える。閾値1mm/h、20mm/hともに、バイアスコア(以下、「BI」付録4.A参照。)が減少し、エクイタブルスレットスコア(以下、「ETS」付録4.A参照。)が増加していることから、従来よりも予測頻度を抑え、全体として予測精度を改善している。特に、閾値1mm/hでは予報時間の3~4時間目を中心にBIも1に近づき、より適正な予測頻度となっている。これらから、処理の変更により、期待通り弱い降水を中心として改善されることが分かる。



第4.4図 解析雨量を真値とした5km格子平均値の陸域による統計検証

期間は2014年6月1~30日、2014年10月1~12日、2015年1月1~31日。上段は閾値1mm/h、下段は閾値20mm/h。左列はETS、右列はBI。各グラフの横軸は予報時間(FT)、縦軸は指標で、青線が変更前、赤線が変更後。

## 4.5 まとめ

降水短時間予報における実況補外予測のうち、地形減衰処理の改良を行った。統計的な最適化を前提として処理を構成するとともに、代表変数の導入や風向・格子による特性差を考慮した結果、主に弱い降水について降水予測が改善された。

## 付録4

### 4.A 用語

エクイタブルスレットスコア(高坂・伊藤 2015)：大きいほど予測精度が高いと言え、1が完全予報である。

バイアスコア(高坂・伊藤 2015)：1に近いほど予測頻度が適正と言え、1より大きいと予測頻度過大、1より小さいと予測頻度過小を表す。

オンライン推定：逐次推定(更新、学習)などとも言う。対象となるパラメータをデータが与えられる度に推定する方法を指す。

### 4.B ロジスティック回帰の予測確率値を二値化する確率閾値の推定手順

確率値を二値化する際、降水量の精度検証でしばしば用いられる ETS を最適化基準とし、これを最大化する確率閾値のオンライン推定方法を考える。長期間の ETS を最大化することが理想的であるものの、逐次与えられるデータでこれを直接実現することは難しい。一方、与えられたデータにおいて、任意の確率閾値について ETS を計算することは容易である。これらから、逐次与えられるデータの ETS を最大化する確率閾値について、誤差二乗和を最小化する問題を設定する。具体的な手順を次に示す。

1. 確率閾値  $th = w_0 * \cos(\text{季節} + w_1) + w_2$ 、 $w = \{w_0, w_1, w_2\}$  を推定パラメータとする。
2. データ(予測確率値、解析雨量)から、ETS を最大とする確率閾値  $th_{opt}$  を計算する。
3.  $w(t+1) = w(t) - e * (th(t) - th_{opt}) * dth/dw$  によって、推定パラメータを更新する。t は時刻、e は更新速度を規定する時定数、 $dth/dw$  は  $th$  の  $w$  による微分である。
4. データが与えられる度、手順 2、3 を繰り返す。

なお季節変数は、これを含めない予備調査で明らかな季節変動が見られたために導入した。季節変動を推定パラメータに含めることで、時定数を小さくしても季節変動を表現することが可能となり、安定した推定が可能となる。

## 参考文献

熊谷小緒里, 2015: 降水短時間予報の改善. 平成 26 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 87-93.

高坂祐貴, 伊藤享洋, 2015: 数値予報研修テキストで用いた表記と統計的検証で用いる代表的な指標. 平成 27 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 136-140.

宮城仁史, 入口武史, 佐藤大輔, 熊谷小緒里, 白石瞬, 木川誠一郎, 2012: 解析雨量・降水短時間予報・降水ノウキャストの改善. 平成 24 年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 108-121.

## 第5章 高解像度降水ナウキャストの改善\*

### 5.1 はじめに\*

高解像度降水ナウキャストは、2014年8月に運用を開始し、高解像度・高精度の降水解析と予測を提供している。気象庁では、運用開始後も精度改善に関する調査・開発を継続的に進めており、運用開始1周年にあたる平成2015年8月に、降水解析と予測の双方について処理の改良を実施した。降水の解析では、レーダー電波の混信などが原因となって発生するノイズを除去する機能を加え、降水解析の精度改善を実施した。また、降水の予測においては、組織化し発達する積乱雲を予測する処理に改良を加えている。ここでは、これらの改良について解説する。

### 5.2 降水解析の改良

高解像度降水ナウキャストは、局地的大雨を始めとする降水の実況監視と予測機能を強化するため、気象庁気象ドップラーレーダーと国土交通省XバンドMPレーダの2つのレーダー観測網、高層観測網、並びに地上観測網から得られる観測データを総合的に利用し、陸上では250m解像度の降水解析及び1時間先までの予測を提供している（木川2015）。

降水解析においては、レーダー観測に実際の降水によるものではないエコーが含まれた場合に、地上に設置された雨量計との雨量値比較に基づいて、それらの影響を軽減する処理を運用開始当初から搭載していた。しかし、その処理に係数固定の計算式を使用していたため、電波観測環境を含むレーダーの特性変化に十分には対応できないことがあった。

そこで、5分毎、レーダー毎に異常値、非降水エコー、及び降水エコーの割合を降水強度データと品質管理情報から計算し、それらの割合に基づいて、異常値・非降水エコーの除去機能を動的に制御する方式を導入した。具体的には、異常値・非降水エコーの割合が予め設定された閾値（10%）を超えると、孤立点除去機能が動作を始める。この孤立点除去とは、レーダーの距離方向にエコーの「なし」、「あり」、「なし」のパターンが現れたときに、中央のエコー「あり」を異常値とみなして、無効化する処理である。レーダーの距離方向のサンプリング間隔は、気象庁の気象ドップラーレーダーが250m、国土交通省のXバンドMPレーダが150mである。これらのサンプリング間隔にビームの面積を掛け合わせた体積に比べて、体積が小さい降水エコーは無効値として扱われ、降水の解析値には現れないことになる。

第5.1図は孤立点除去機能の効果を示している。左は除去を行う前、右が後である。このときは、関東平野は晴天であったが、改良前の解析値（左）には東京湾沿岸部、埼玉県から神奈川県にかけての山沿いに弱い降水が解析されていたが、改良後（右）は弱い降水は現れていない。

孤立点除去は、文字通り点の除去であるため、レーダー電波の混信のように、広い面積



第5.1図 孤立点除去の効果

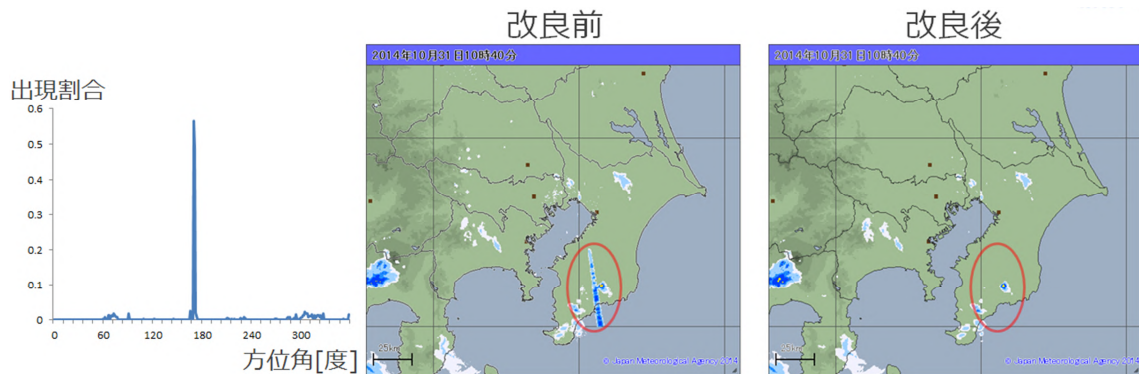
左が除去なし、右が除去あり。東京湾沿岸部（図の中央）と埼玉県から神奈川県にかけての山沿い（図の左側）に見られる非降水エコーは、孤立点除去によって取り除かれている。

\* 運動学的予測グループ（木川誠一郎）

を持つノイズに対しては、別の除去機能が働く。一般的に混信によるノイズは、第5.2図の中央の楕円内に見られる南北の走向を持つノイズのように、レーダーを起点とした放射状の線として現れることが多い。そこで、方位角方向にエコーが「なし」、「あり」、「なし」のパターン抽出を行い、方位角に対する出現割合を作成する(第5.2図の左)。出現割合にはノイズに対応する明瞭なピークが見られ、降水エコーの面積割合に基づく閾値<sup>1</sup>以上となった場合は「ノイズの可能性が高い」と判定する。そして、エコーに鉛直構造<sup>2</sup>が無い場合に限り、無効値化することによりノイズ除去を行う(第5.2図の右)。これは実際に存在する線状の降水域が偶然にレーダー起点から放射状に存在することもあり得るからである。

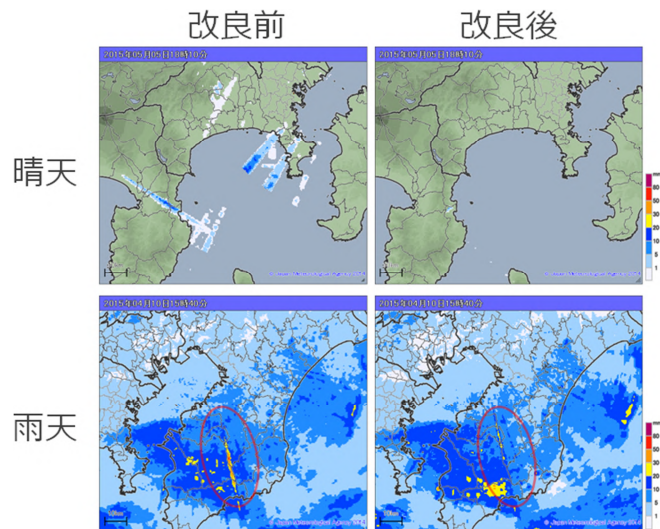
1 降水エコーの面積割合に基づく閾値は、(降水強度0.15mm/h以上の面積割合)×(出現割合)×50mm/hとして計算する。このように閾値を動的に制御することにより、雨天では実在するエコーを除去せず、晴天域では弱いノイズまで除去することができる(第5.3図)。

2 エコーの鉛直構造の有無は、複数の仰角にエコーが存在すれば鉛直構造あり、一つの仰角のみでは鉛直構造なし、と判断する。



第5.2図 線状ノイズ除去

左はレーダーの方位角に対するエコー「なし」、「あり」、「なし」のパターンの出現数を距離方向のサンプリング数で除した出現割合を示す。出現割合が1であれば距離方向にすべて、エコー「なし」、「あり」、「なし」のパターンが出現したことを意味する。このグラフには、中央の図に示す楕円内に南北の走向を持つノイズに対応するピークが見られる。右はノイズ除去を行った解析値であり、ノイズのみが除去されていることがわかる。



第5.3図 雨天と晴天時の線状ノイズ除去の比較

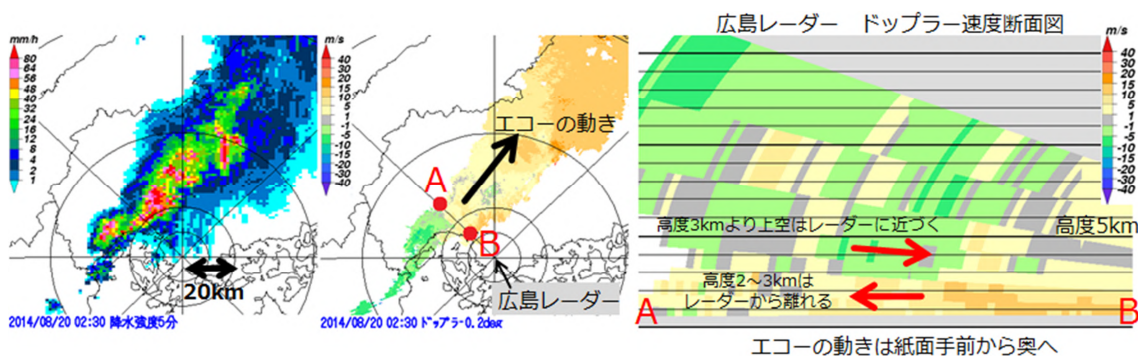
上段が晴天時、下段が雨天時の線状ノイズ除去の効果を示している。晴天時には、弱いノイズまで除去している。一方、雨天時は楕円の中のノイズを弱めているが、完全には除去していない。なお、線状のノイズ以外の領域にも降水強度の若干の変化が見られるが、これはブライトバンドの影響を軽減する機能(木川 2015の58頁)の調整を行った結果である。

### 5.3 降水予測の改良

高解像度降水ナウキャストの運用を開始した2014年8月は、広島県広島市の大雨に代表される「平成26年8月豪雨」と命名された記録的な大雨が続いた。これらの大雨事例について、観測データに基づいた詳細な解析を行った結果、降水予測の改良につながる糸口が見出された。

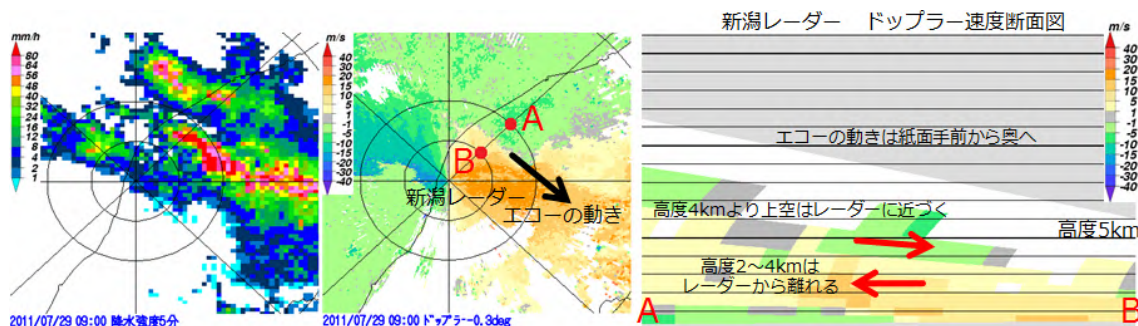
第5.4図の左は、広島市の大雨において、雨が最も強くなる直前の全国合成レーダー降水強度である。同図の中央は、気象庁の広島レーダーが観測したドップラー速度データを示し、エコーが南西から北東に移動していたことから、広島市の風上側ではマイナス（近づく）のドップラー速度が、風下側ではプラス（遠ざかる）が観測された。ここで、エコーの動きに垂直な線(A-B)においてドップラー速度の鉛直断面を見ると、高度2~3kmはレーダーから遠ざかる動き、一方、高度3km以上はレーダーに近づく動きが見られた(同図の右)。

そこで、平成23年7月新潟・福島豪雨(第5.5図)、平成24年7月九州北部豪雨(第5.6図)、平成25年(2013年)8月9日の秋田県の局地的大雨(第5.7図)及び平成25年(2013年)7月28日の山口県における局地的大雨(第5.8図)について、同様の手法で解析したところ、広島市の大雨と同様に、風上から見て最も下層に左向き、その上空に右向きのドップラー速度の組合せが見られた。これらの事例に共通して、この組合せが見られることから、積乱雲が発達しながら組織化してもたらされる1時間に100mmを超えるような大雨の発生メカニズムと何らかの関係があることを示唆していた。



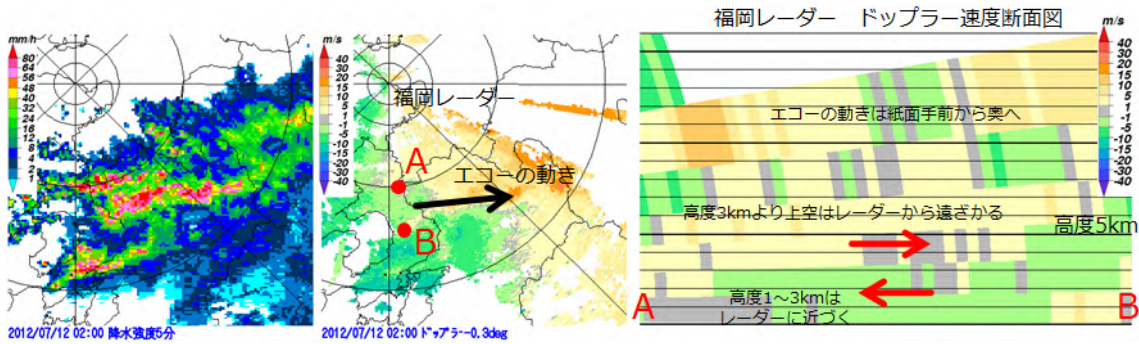
第5.4図 広島レーダーのドップラー速度断面図に見られる特徴

2014年8月20日未明に広島市に記録的な大雨をもたらした降水地域のレーダー観測データ。左は全国合成レーダー降水強度、中央は広島レーダーのドップラー速度の平面図、右は同レーダーの鉛直断面図。同心円の中心は広島レーダー。3時30分に広島市安佐北区で1時間に約120mmの降水量を観測(記録的短時間大雨情報)。図の構成は第5.8図まで同じ。

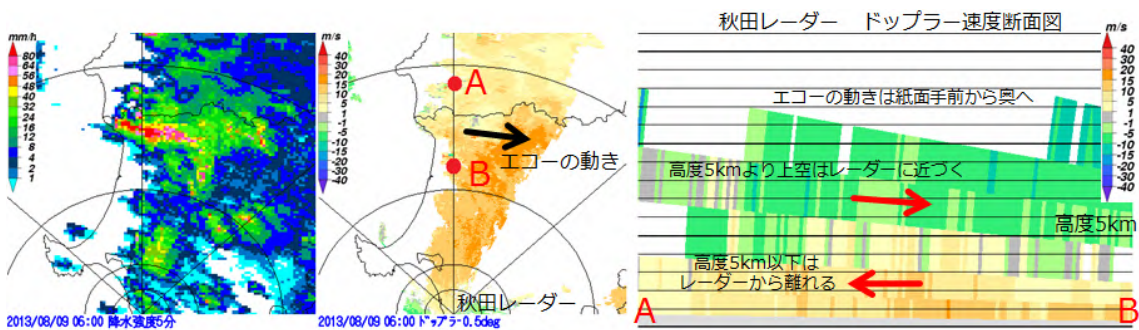


第5.5図 2011年7月29日09時00分(平成23年新潟・福島豪雨)

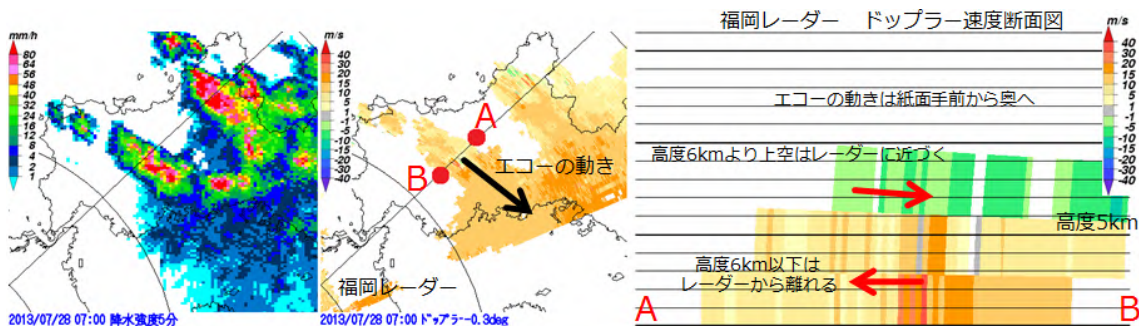
9時30分に新潟市南区、西蒲区で1時間に約80mmの降水量を観測(記録的短時間大雨情報)。



**第5.6図 2012年7月12日03時00分（平成24年九州北部豪雨）**  
02時30分までの1時間に熊本県阿蘇市で約120mm、菊池市で約110mmの降水量を観測（記録的短時間大雨情報）。



**第5.7図 2013年8月9日06時00分 秋田県の局地的大雨**  
7時00分に秋田県大館市北部、北秋田市北部、藤里町、八峰町で1時間に約110mmの降水量を観測（記録的短時間大雨情報）。



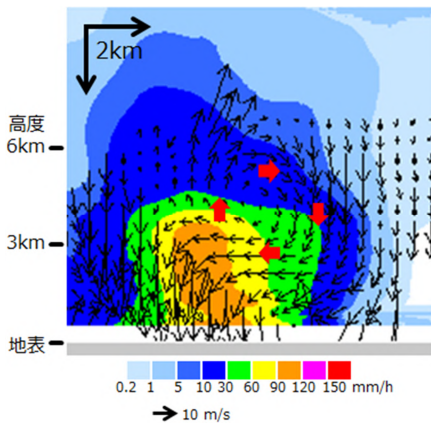
**第5.8図 2013年7月28日07時00分 山口県の局地的大雨**  
8時00分に山口県美祿市美東で1時間に約100mmの降水量を観測（記録的短時間大雨情報）。

局地的大雨は、数 km から十数 km 規模の現象であることから、現象の理解には雨域内の降水粒子の動きなどを詳細に解析する必要がある。第5.4図に示した広島市の大雨事例では、気象庁の広島レーダーが約30kmの距離に、また、国土交通省 Xバンド MP レーダの牛尾山、野貝原レーダがそれぞれ約10km、20kmの距離に位置しており、3つのレーダーが大雨の領域を横、風上、及び風下から、それぞれ観測していた。このため、これら3つのレーダーの観測データを利用して、大雨をもたらした降水域の立体構造を詳しく解析することができた。

大雨をもたらした降水域を風上から風下に向かって見た鉛直断面（第5.9図）には、矢印が表す降水粒子の動きに渦のパターンが明瞭に見られた。注目される点は、高度3km付近において降水粒子が水平に（紙面では右から左に）移動していたことである。これは、降水粒子が強い上昇気流に支えられて落下していないことを表している。同時に、背景の降水強度を見ると、降水粒子の移動とともに降水強度が強まっていたこ

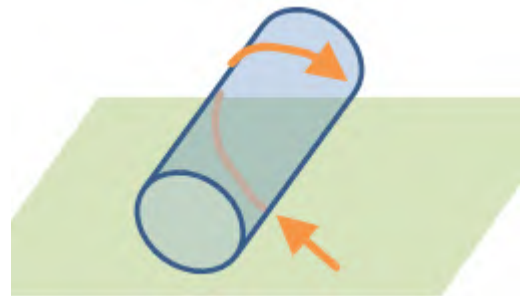
とがわかる。これは、上昇気流によって吹き上げられた小さな雨滴を併合しながら水平移動する降水粒子が成長し、上昇気流によっても支えきれない大きさまで成長して、落下する、と推測された。第5.9図に見られる渦パターンは、強い上昇気流によって高度5~6kmまで吹き上げられた降水粒子が、上空の風によって右側に流され、上昇気流の弱い領域で落下し、下層の風によって強い上昇気流領域に供給され、短時間で大きな雨粒に成長するとともに、上昇域と下降域が分離されて、強い雨が持続するメカニズムを表している、と解釈できるであろう。

この降水粒子の動きを立体的に捉えると、高度1kmから6kmまでの水平風の平均風向を長軸とした円筒の表面を動き、つまり、らせん状の動きとなることが考えられる(第5.10図)。この降水粒子のらせん状の動きは、広島市の大雨事例に特有の現象であろうか、それとも大雨事例の多くに見られる現象であろうか?その答えを得るためには、詳細なレーダー解析を他の大雨事例においても実施する必要がある。しかし、広島市の大雨事例のように、大雨の領域を近くからレーダーが取り囲むように観測している事例は稀であり、大多数の事例はレーダーから遠い領域の観測となっている。



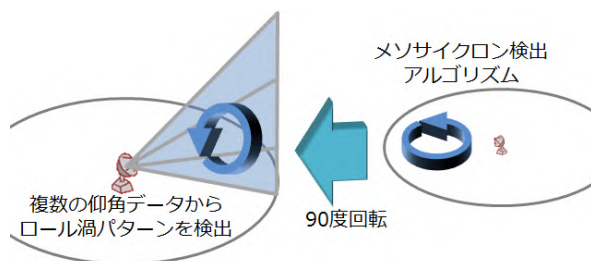
第5.9図 降水域を風上側から見た鉛直断面

降水強度に降水粒子の動きのベクトルを重ねている。降水域の先端から10kmまでについて、平成26年(2014年)8月20日02時40分~03時10分まで30分平均した値。気象庁の広島レーダー、国土交通省のXバンドMPレーダ(牛尾山、野貝原)の観測データを利用して解析した。矢印は降水粒子の動きを表し、風ベクトルではないことに留意。Xバンドのレーダー電波は強い雨によって減衰するため、確実に速度ベクトルを得られるように、30分平均としている。



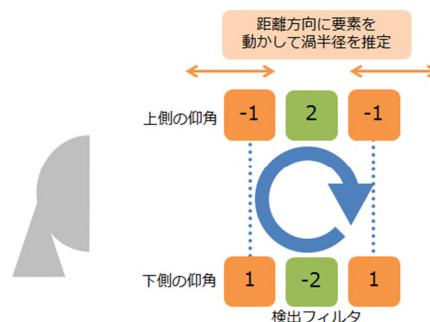
第5.10図 降水粒子の動きの概念図

円筒の長軸が高度1kmから6km付近まで平均風向と仮定。降水粒子の動きは、立体的に見ると、らせん状の動きとなる。



第5.11図 ロール渦パターン検出の概念図

メソサイクロン検出(右)は、1つの仰角の観測データを利用して、水平面の渦パターンを検出する。一方、ロール渦パターン検出(左)は、複数の仰角の観測データを利用して、鉛直面の渦パターンを検出する。



第5.12図 ロール渦パターン検出の概念図

2つの仰角に対して、上下の仰角で符号が逆のラプラスフィルタを適用する。左右の要素の位置を動かし、渦度が最大となったときの要素間の距離から渦の大きさを推定する。

そこで、1つのレーダーの観測データを使用して、渦パターンを検出する手法を開発した。ヒントとなった技術は、比較的強い竜巻の親雲に観測されることが多いメソサイクロンと呼ばれる渦を検出する技術である。第5.11図の右に示すように、鉛直方向に軸を持つ渦が存在すると、レーダーが観測するドップラー速度には、近づく速度と遠ざかる速度の組合せが現れる。その組合せを検出する技術がメソサイクロン検出である。このメソサイクロン検出において、検出面を90度回転させ、高度3kmの風向を軸としたロール回転成分を検出する手法が、今回開発したロール渦パターン検出である（第5.11図の左）。

ロール渦パターン検出では、複数の仰角のドップラー速度データを利用して、渦パターンを検出する。具体的には、第5.12図に示すように、2つの仰角のドップラー速度データに、上下で符号が逆転したラプラシアン（二次微分）フィルタを適用し、その出力が閾値よりも大きいときに、渦パターンありとする。二次微分を使っているため、渦パターンのみ検出し、鉛直シアは検出しない。渦パターンは、発達した対流性エコーのみ検出対象としている。ここでの対流性エコーとは、鉛直方向の最大反射因子  $Z_{max}$  が 32dBZ 以上、かつエコー頂高度が融解層高度の 1.8 倍よりも高いエコーと定義している。

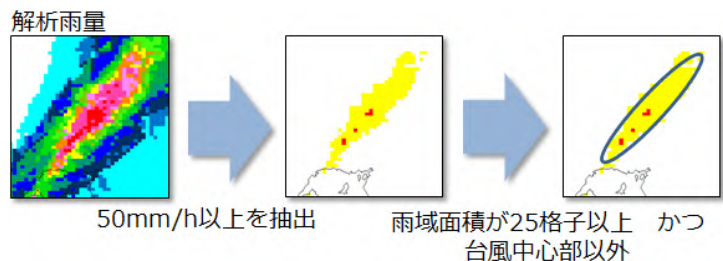
また、渦パターンは、ウィンドプロファイラの観測データから推定した高度3kmの風に対してプラスロール回転の成分のみ検出する。このため、高度3kmの風向とレーダーの視線がなす角が小さいとき、つまり、レーダーから見て風上と風下方向では、渦パターンは検出できない。さらに、レーダーから遠い領域では、レーダーの鉛直方向の分解能低下により、数km規模の渦パターンを検出できなくなる。

また、局地的大雨に関しては、地形の影響も考慮する必要がある。つまり、ロール渦パターンが発生しやすい地形と気象条件の組合せを予測に反映するために、第5.13図に示すように、地形を巨視的に見て、長く続く丘陵や山地のように高低差が大きい領域に沿って風が吹くときには、渦が発生しやすい、と考え、ロール渦パターン検出の条件として加えている。



第5.13図 地形の影響を見積もる概念図

高低差の大きい領域に沿って風が吹くとき、同じ標高では速度差が生じ、鉛直方向に軸を持つ渦が発生しやすく、上空ほど風速が大きいので渦の軸が傾き、らせん状の流れが生まれやすい、と想定する。



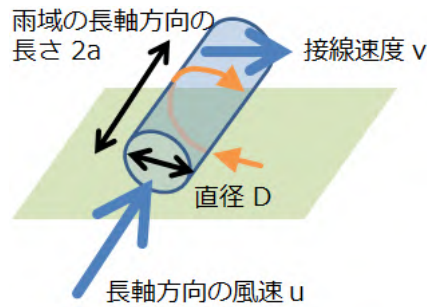
第5.14図 雨域抽出の手法

2011年から2015年までの5年間について、解析雨量(左)が50mm/h以上の格子を抽出し(中央)、雨域面積が25格子以上で、かつ台風中心部以外の雨域を選ぶ。選ばれた雨域を楕円に近似し、楕円内の最大雨量、長軸、短軸の長さ、長軸の向きを得る(右)。

このようにして検出されたロール渦パターンの情報は、空間連続性(1km格子で数えたときに10格子以上の面積を持つこと)及び時間連続性(30分間の平均値で有意な値を持つこと)を持つときに、降水の予測に利用される。

次に、大雨事例において、降水粒子がどの程度らせん回転しているのか調べた。ここでは、大雨事例として、第5.14図の左から中央に示すように、解析雨量が50mm/h以上の格子から構成される雨域を抽出し、雨域の面積が解析雨量の1km格子において25格子以上であり、台風の暴風域内を除いた事例を選んだ。各事例の雨域を楕円に近似し、楕円内の最大雨量、形状(軸の長さ、走向)を算出する(同図の右)。





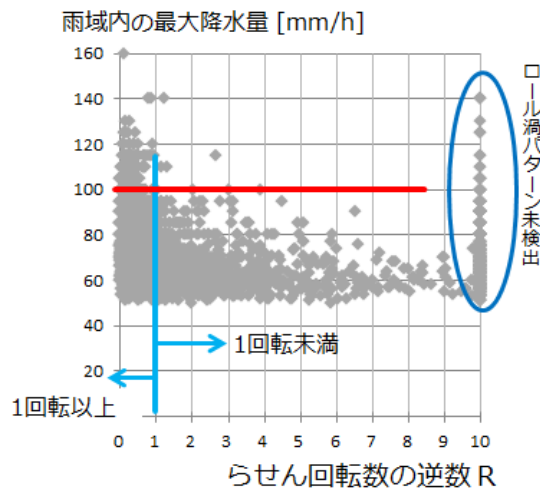
第 5.15 図 らせん回転数の計算

中下層の平均風ベクトルが円筒の長軸に平行と仮定し、降水粒子は長軸方向の風速  $u$  と円筒表面の接線速度  $v$  の合成によって、円筒の表面を移動する。接線速度  $v$  が大きいほど、円筒の直径  $D$  が小さいほど、長軸  $a$  が長いほど、そして、一般流  $u$  が小さいほど、らせん回転数が多くなる。

降水粒子がどの程度、らせん回転しているかを調べるため、第 5.15 図に示すパラメータを使用し、ここでは、中下層を平均した風が雨域を通過する間に、雨域内においてらせん回転する回数の逆数  $R$  を、第 5.1 式から計算する。

$$R = \frac{\pi D \cdot u}{\frac{v+10}{2} \cdot 2a} \quad \text{第 5.1 式}$$

この  $R$  を、大雨領域として抽出した雨域について計算した結果が、第 5.16 図である。1 時間に 100mm を超える雨の多くで  $R$  が小さく、らせん回転数は 2 回転以上であった。一方、1 時間降水量が 60mm 程度では、 $R$  は 5 を超える大きな値まで分布している。これらのことから、降水粒子のらせん状の動きは、広島市の大雨に特有の現象ではなく、大雨事例に広く見られる現象であると言えるであろう。なお、降水粒子の鉛直速度は、レーダーから離れるにつれて精度が低下する。多くの事例を解析するために、ここでは鉛直速度を一律 10m/s と仮定し、レーダーから遠い雨域も解析対象とした。



第 5.16 図 らせん回転数の計算

縦軸は雨域内の 1 時間降水量の最大値、横軸はらせん回転数の逆数  $R$  である。 $R$  が 0 に近づくほど、らせん回転数が多い。 $R=10$  はロー渦パターン未検出を表す。1 時間に 100mm を超える雨を含む雨域の多くで、 $R$  は 1 よりも小さく、1 回転以上のらせん回転が観測された。

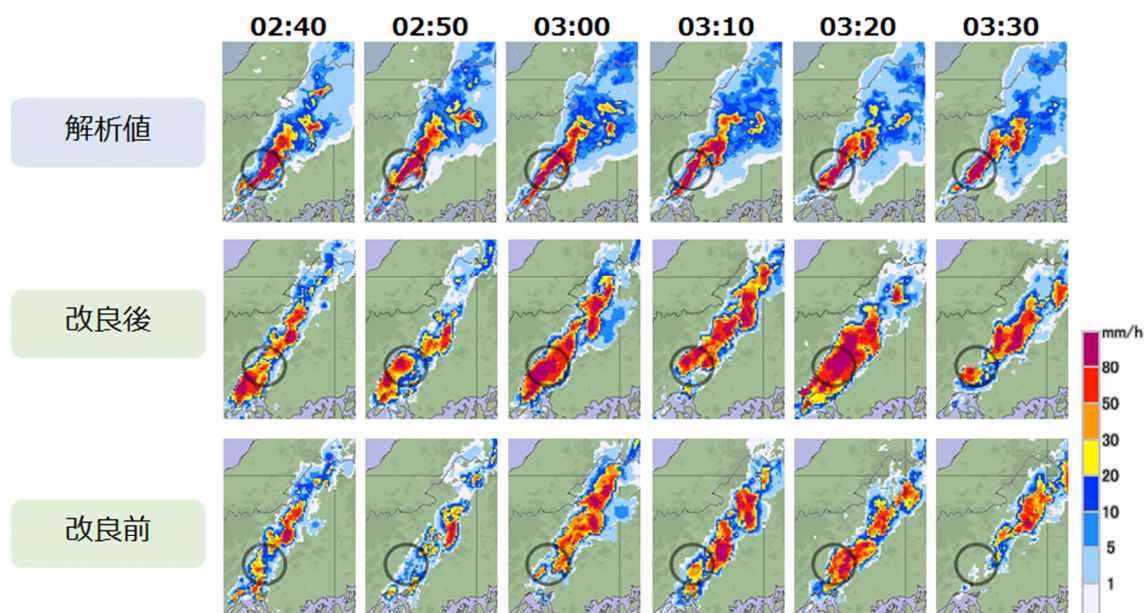
降水粒子のらせん状の動きが大雨に関連づけられるとしたら、そのメカニズムを降水予測に組み入れることにより、降水予測の改善に寄与すると期待される。そこで、大気鉛直プロファイル、渦の大きさ、接線

速度を入力し、降水粒子の移動速度としてランキン渦の速度分布を仮定して、予測降水量を計算する手法を開発した。雨滴生成はSimpson 他（1965, 1969）の auto-conversion によって計算する。もし、回転速度が速すぎると雨滴が十分に成長せず、遅すぎると水平方向の移動距離が長くなり、降水量を少なく計算する。また、降水量の水平分布は、降水域の先端は雲の発達過程で降水量は少なく、風下側は水蒸気量が減り、降水量が少ないと見積もる。

さらに、組織化した積乱雲の活動が終息に向かうことを見極める材料として、上空を通過する擾乱の推定技術を導入している。これは、12時間前までウィンドプロファイラの高度3kmの風を使用し、風に沿って解析雨量を平均した値が閾値（1mm/h）よりも大きくなった場合、現在は何もエコーが無いとしても、過去12時間以内には降水エコーが存在しており、対流活動を活発化させる要因が隠れているとして、積乱雲の盛衰予測に利用する。

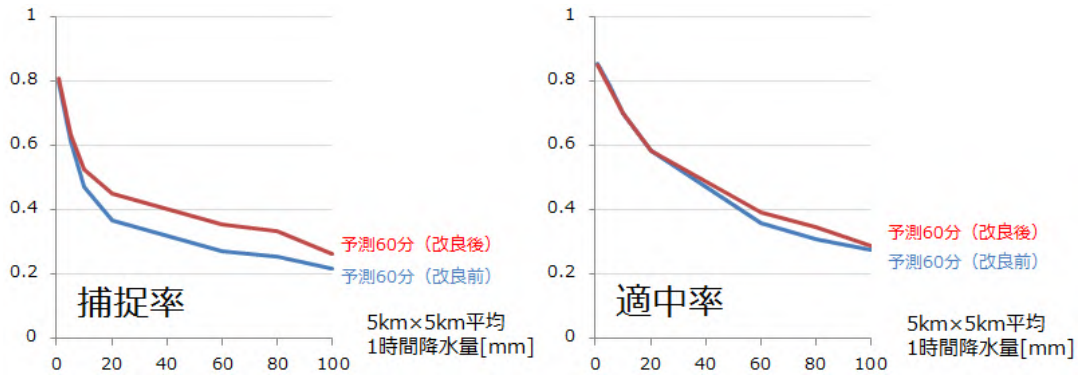
このように改良を加えた降水予測処理の精度評価については、まずその改良に方向性を与えた2014年8月の広島市の大雨事例を第5.17図に示している。この事例では組織化した積乱雲から構成される雨域が停滞し、猛烈な雨が持続した（上段）、中段と下段は上段の解析値の時刻を1時間前に予測したものであり、例えば、03:00は02:00の解析値を初期値として予測している。下段の改良前の予測では、猛烈な雨の持続を予測していない時刻があった。一方、中段の改良後では、雨域の形状には差があるものの、猛烈な雨の持続を予測しており、改良の効果が現れている。

次に、より多くの事例において精度評価を実施した結果を第5.18図に示す。評価期間を第5.19図のカレンダーに示しており、記録的短時間大雨情報の発表や大雨が観測された日を中心に、黄色の期間において精度評価を行った。ロール渦パターンは数km規模の現象であるので、予測においては数kmの位置誤差を許容するとの考えから、5km格子（5km×5kmの平均値）により、1時間降水量を解析値と比較して、捕捉率と適中率を計算している。60分先までの予測値を積算した1時間降水量については、改良前（青線）に対して改良後（赤）が有意に上昇しており、改良の効果が示されている。



第5.17図 降水予測の改良例

降水予測改良の糸口となった2014年8月20日未明の広島市の大雨について、上段は解析値、中段は1時間前の解析値を初期値として改良した手法による1時間後の予測、下段は改良前の予測である。図中の円は、大規模な土砂災害が発生した広島県安佐南区付近を示す。改良前は、円内に降水域の隙間が多く、猛烈な雨の持続を十分に予測できていないが、改良後は持続を予測している。



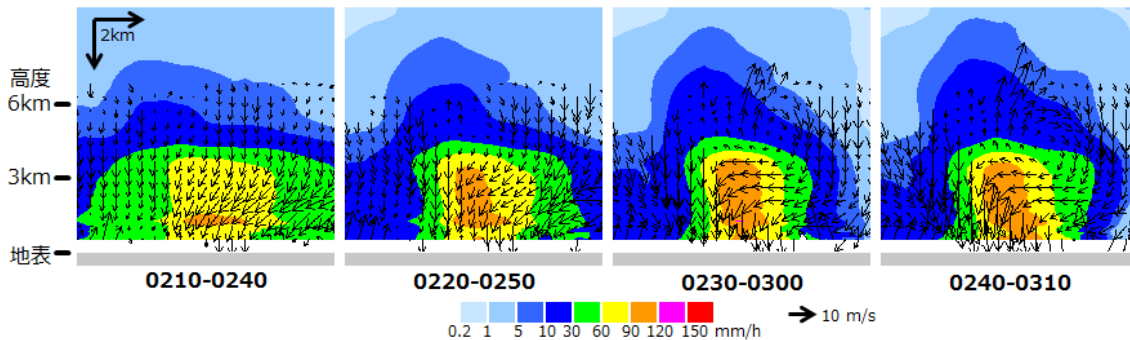
第 5.18 図 1 時間降水量 (5km 格子) の精度評価結果

1 時間降水量の 5km 四方の平均値を解析値と比較した結果をグラフに示している。横軸は捕捉率又は適中率を計算する際の閾値である。横軸が 100mm のとき、100mm 以上の 1 時間降水量について捕捉率、適中率を示している。捕捉率、適中率は、降水域の分布により値が大きく変化するので、ここではそれらの絶対値ではなく、改良前を基準として相対的に改良の効果を見る必要がある。



第 5.19 図 降水予測の精度評価期間

精度評価はカレンダーに黄色で示した期間を対象に実施した。赤い丸は記録的短時間大雨情報が発表された日を示す。



第 5.20 図 降水粒子のらせん状の動きの形成

図の条件は、時刻を除いて第 5.9 図に同じ。

最後に、降水粒子のらせん状の動きが形成されるメカニズムについて、考察したい。第 5.20 図には、第 5.9 図と同じ条件で、時刻のみ変えて、時系列に降水強度と降水粒子の移動ベクトルを示している。02 時 40 分までの 30 分平均 (同図の最も左) では、鉛直シアは見られるが降水粒子の循環は見られない。その右隣の 02 時 50 分では、降水強度が 90mm/h 以上のオレンジ色の領域が高度 3km 付近まで達しているが、そのオレンジ色の領域内でも矢印は下向き成分があり、降水粒子が落下していたことを表している。さらに 10 分進んで、03 時 00 分になると、オレンジ色の領域の面積がさらに広がり、矢印が水平方向を指向し、降水粒子が水平に移動していたことを示している。同時に、高度 6km 付近に下層とは逆方向 (同図では右向き) の動きが見られるようになる。そして、この状況が 03 時 10 分においても継続していた。

これらのことから、この広島の大雨事例では、細長い雨域内を、高度 2~3km では強い上昇気流に支えら

れて降水粒子が水平に移動し、一方、高度5~6kmでは上昇速度が減速して水平発散となり、降水粒子が下層とは逆方向に移動していた、と考えられる。ここから、降水粒子のらせん状の動きをもたらすメカニズムの要素として、細長い雨域を形成する鉛直シア、降水粒子の重さを支える下層の強い上昇気流、降水粒子が中層で方向転換するための上昇速度の減速、を考えることができるであろう。今後、より多くの事例の解析を通じて、メカニズムの解明が進むことを期待したい。

#### 5.4 今後の改善に向けて

ここでは、2015年8月に実施した、高解像度降水ナウキャストの改良について、降水解析と降水予測の両面について解説した。降水解析では、レーダー電波の混信などによって生じるノイズを除去する技術を導入した。降水予測では、レーダーのドップラー速度観測データを用いて、ロール渦パターンを検出し、組織化する積乱雲の盛衰予測を改良した。

ロール渦パターンの検出は、大雨事例の多くに見られる、という経験則に基づいている。経験則は現在のナウキャスト技術に多用されているが、それは、経験則や統計的手法が短時間で計算できるため、速報性が求められるナウキャストには適した手法であることが大きな要因である。しかし、学習データのない、未経験の状況において、正しく予測できる保証がないことから、物理学・気象学に基づいた力学的予測の導入・高度化が今後の課題である。高解像度降水ナウキャストでは、豪雨・大雨発生メカニズムの理解を通じて、運動学的・統計的手法と力学的手法の最適な融合を目指していきたい。

#### 参考文献

- 木川誠一郎，2015：高解像度降水ナウキャストにおける降水の解析・予測技術について．測候時報，81，55-76．
- Simpson, J., R.H.Simpson, D.A.Andrews and M.A.Eaton, 1965: Experimental cumulus dynamics. Reviews of Geophysics, 3, 387-431.
- Simpson, J., and V. Wiggert, 1969: Models of precipitating cumulus towers. Monthly Weather Review, 97, 471-489.

## 第6章 ひまわり8号の画像を利用した霧の監視

### 6.1 はじめに\*

霧とは、無数の微細な水滴または氷晶が空中に浮遊していて、地表面（地面や水面）における水平視程が1 km 未満となる現象をいう。霧による視程障害は、海上における船舶の航行、空港周辺における航空機の運航及び陸上における交通に大きな影響を与えることがあることから、その実況監視と予報の社会的意義は大きい。

気象庁では、陸上及び海岸線からおおむね20海里（約37 km）以内の沿岸の海域で濃霧のため交通機関等に著しい支障を及ぼすおそれのある場合に「濃霧注意報」を発表している。また、海上を航行する船舶に対し、濃霧により視程が0.3海里（約500 m（瀬戸内海は0.5海里（約1 km））以下になっているか、今後24時間以内になると予想した場合に全般海上予報区及び地方海上予報区に「海上濃霧警報」を発表している（池田・小坂 2015）。

霧の直接的な監視としては、気象官署や船舶による目視観測や視程計による観測が挙げられる。また、最近ではライブカメラの映像等により霧の推移を確認できる場合もある。しかし、これらの観測は点における観測であり、特に観測点が少ない海上での霧の面的な広がりへの把握には限界がある。このような限界を補う上で、静止気象衛星画像（以下、「衛星画像」）による霧の監視は有効である。衛星画像による霧の監視は、衛星がひまわり8号に変わっても観測原理は変わらず、各種画像の特性を生かして、日中は可視画像（VIS）と赤外画像（中心波長10.4 $\mu$ m帯、以下、「赤外画像（IR）」）の比較により、夜間は3.9 $\mu$ m帯と10.4 $\mu$ m帯の差分画像（以下、「差分2画像（S2）」）と赤外画像（IR）の比較により行われている。ただし、ひまわり8号では観測バンドが増加したこと、画像の撮影が高頻度化したことにより、従来の方法に加え、新しい霧の監視方法が開発されている（詳細については、6.5節参照）。なお、気象衛星は、元来上空から雲頂付近の放射強度を測定していることから、ひまわり8号による観測においても、下層雲の雲底が地上に達して霧となっているかどうかは判別できない。このため、衛星画像から見て霧である可能性が高い領域を6.2節及び6.4節では「霧判定域」と呼び、実際に霧が発生している領域とは区別することにする。また、上中層雲が存在している場合は、衛星画像から下層の霧の状況を確認できない。予めこれらのことに留意しておく必要がある。

### 6.2 霧の発生メカニズムと主な種類\*

#### 6.2.1 霧の発生メカニズム

霧が発生するためには、気温が露点温度よりも低く過飽和の状態であるか、気温が露点温度とほとんど等しく飽和に近い状態であることが必要条件として挙げられる。未飽和の気塊が過飽和となる過程については、実際の現象では様々な要因があるため複雑だが、気温と水蒸気量の変化の観点から単純化すると、次の3つの過程が考えられる。

気塊の温度の低下

温度と混合比（気塊に含まれる水蒸気の質量と残りの乾燥空気の質量の比）が異なる気塊の混合

気塊の外からの水蒸気の供給

---

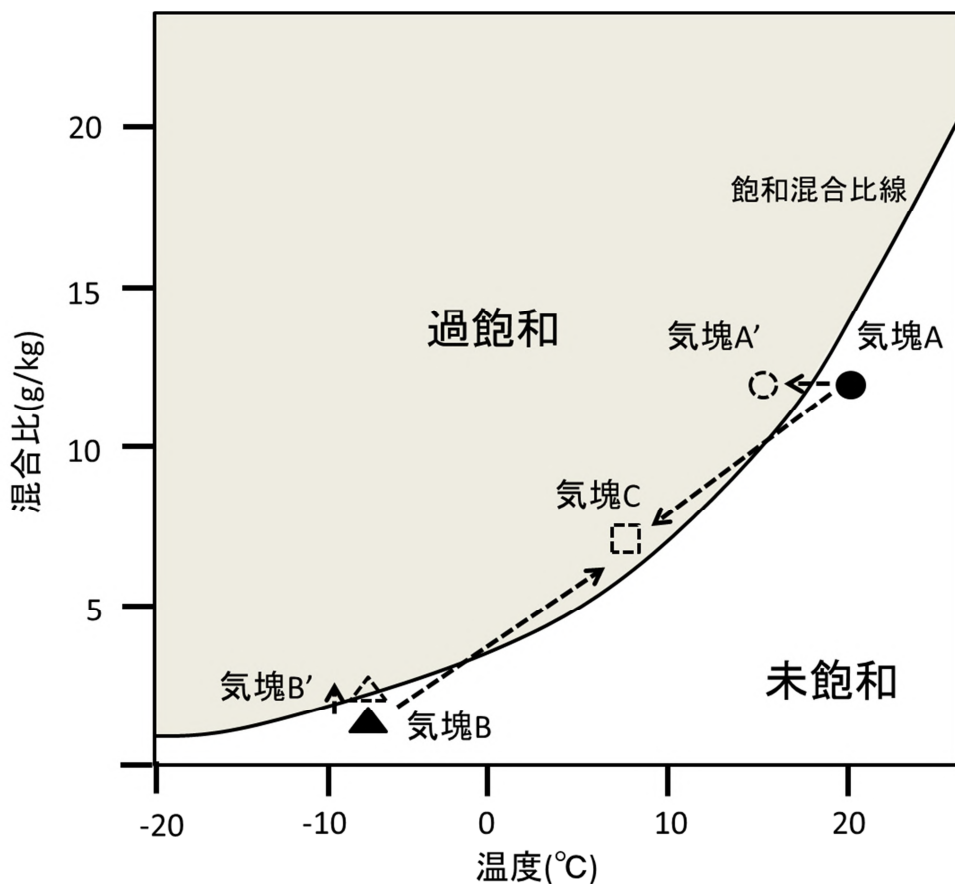
\*木下 仁、成田 正巳、吉松 雅行（気象庁予報部予報課）

第 6.2.1 図は、未飽和の気塊が過飽和となる過程を示すために、気塊の状態を横軸の温度と縦軸の混合比で表した図であり、曲線は飽和混合比を示している。この飽和混合比よりも混合比の大きな状態が過飽和の状態である。

の気塊の温度の低下によって霧が発生する場合、同図では、未飽和の気塊 A から過飽和の気塊 A' へと状態が変化することで示される。実際には、温度の低い地面や水面に熱を奪われることや放射冷却により気塊の混合比が一定のまま温度が低下し、気塊の混合比が飽和混合比よりも大きくなることで、水蒸気の凝結が起こり、霧が発生する。

の温度と混合比の異なる気塊の混合によって霧が発生する場合、同図では、2 つの未飽和の気塊 A と気塊 B が混合して過飽和な気塊 C へと状態が変化することで示される。気塊 A と気塊 B を混合すると、同図では気塊 A と気塊 B を結ぶ直線上の点にある気塊 C となる。飽和混合比線は下に凸な曲線であるため、気塊 A と気塊 B が飽和に近い状態である場合は、気塊 C が過飽和の状態となることがあり、水蒸気が凝結して霧が発生する。

の気塊の外からの水蒸気の供給による場合、同図では、未飽和の気塊 B から飽和に近い気塊 B' へと状態が変化することで示される。具体的には、地面や水面からの水蒸気の供給や上層から落下した雨滴の蒸発により、気塊の混合比が増加して飽和混合比に近づくため、霧が発生しやすくなる。同図では、未飽和の気塊 B から飽和に近い気塊 B' へと状態が変化することで示される。



第 6.2.1 図 霧の発生に関する状態図

## 6.2.2 霧の主な種類

霧は気塊が過飽和の状態となる要因によっていくつかに分類されるが、実際には複数の要因が重なって発生することが多い。以下、主な霧の発生要因などについて解説する。

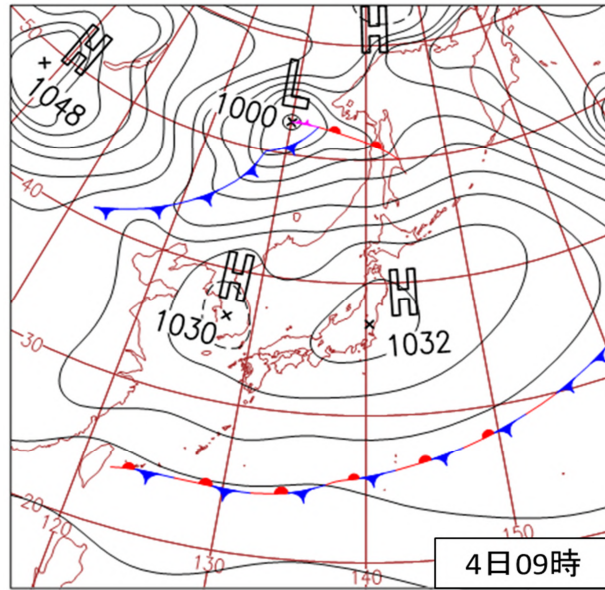
### 6.2.2.1 放射霧

放射霧は、地面と地面に近い下層の湿潤な気塊が夜間に放射冷却によって熱を奪われて発生する霧である。第6.2.1図では、気塊Aが気塊A'となる過程で表すことができる。穏やかな晴天の夜、水蒸気を多く含む気塊があった場合に発生しやすい。霧層の厚さは数十m程度と薄いことが多い。一般に、放射霧は地表から上空へと拡がっていき、日の出の時刻頃に最も厚くとなる。その後、日射により地面が温められると、地面に近い下層の気塊の温度が上昇し、その上層の気塊と混合して霧は消散する。この消散は太陽放射が透過しやすい霧周辺部の薄い層から始まり、霧内では地面に近い層から上方へと向かっていく。

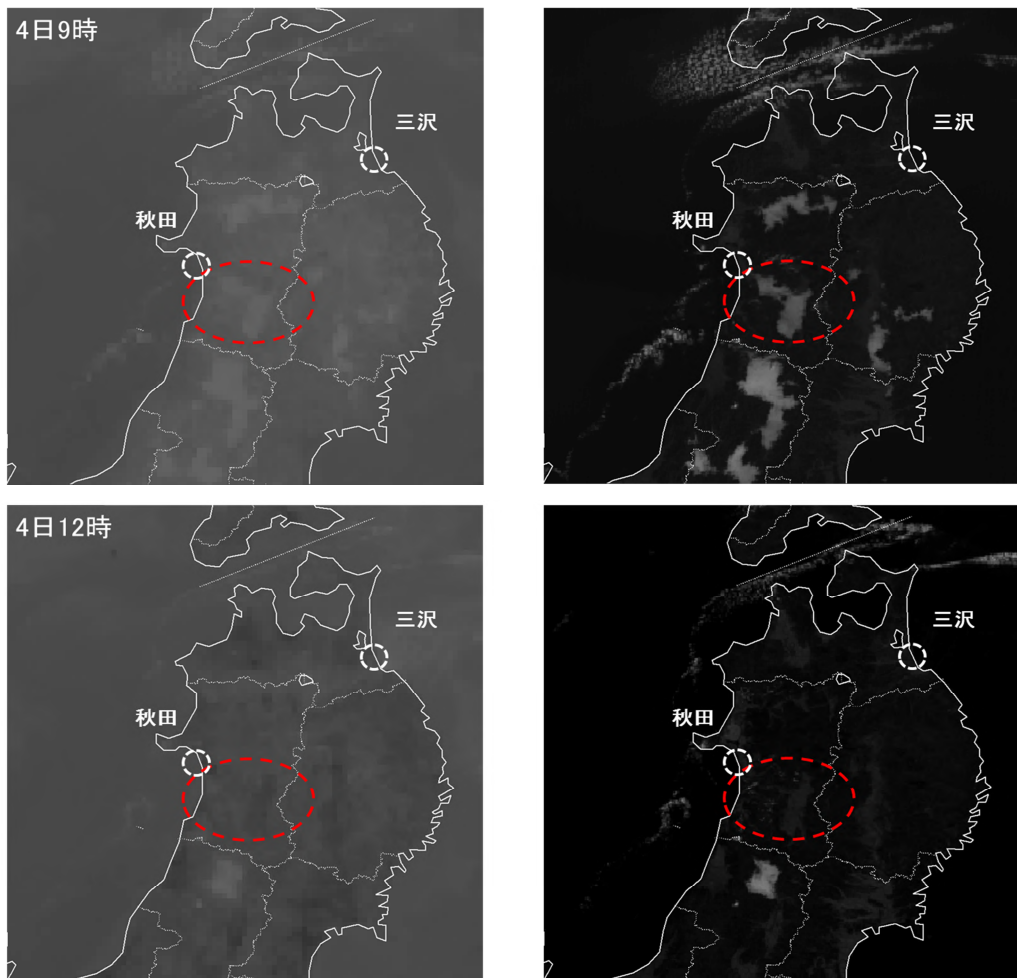
放射霧は主に陸上で発生する霧であり、内陸の谷や盆地に蓄積した湿潤な気塊が放射冷却により冷やされて発生することが多い。放射霧は風が弱いときに発生することが多いため、あまり移動せずにほぼ同じ領域で消散することが多いが、沿岸部で発生した放射霧が海上に拡がっていく場合もある。一般に風が強くなると、霧層とその上の層の間で鉛直混合が生じ、霧は消散する。

放射霧の典型的な例としては、降水をもたらした低気圧が通過した直後の早朝に発生する霧が挙げられる。降水があった直後は、下層の気塊に含まれる水蒸気量が増加している。放射冷却によって温度が下がった地面に近い下層の気塊が冷やされ、気温が露点温度を下回ると、水蒸気が凝結して霧となる。地面に近い下層の気塊が冷却され、その上層の気塊よりも相対的に冷たくなることから逆転層を生じ、霧層は維持される。このような陸上の霧の実況監視については、接地層における安定度の日変化（日中不安定、夜間安定）、また、海陸風も含めた風の日変化の監視も重要となる。

以下、具体例として2015年11月4日午前を中心に秋田県付近で発生した放射霧の事例を紹介する。第6.2.2図は4日9時の地上天気図である。2日、秋田では気圧の谷の通過によりまとまった降水があった。その後も弱い気圧の谷の影響を受け、相対湿度が100%に近い状況となるなど地面に近い下層は湿っていた。3日午後以降は本州付近に中心を持つ移動性高気圧に覆われて晴れたため、3日夜から4日朝にかけて放射冷却によって温度が下がった地面に近い下層で水蒸気が凝結し、放射霧が発生した所が多かった。第6.2.3図は4日9時と12時の東北地方付近における赤外画像（IR）と可視画像（VIS）である。9時の両画像を比較すると、可視画像（VIS）では秋田、山形、岩手県の内陸で雲域を確認できるが、赤外画像（IR）ではこれらの雲域を確認することができない。これは雲域の雲頂高度が低く地面に近いことを示しており、霧判定域であると言える。12時には地面に近い下層における気温の上昇により可視画像（VIS）で上述の雲域はほとんどなくなっている。第6.2.4図の秋田と三沢のエマグラムを比較すると、秋田では最下層の接地逆転層において湿数が3以下と湿っており、この湿った層が霧に対応していると考えられる。また、逆転層の上に比較的厚い湿った安定層が形成されている。秋田地方気象台では3日21時過ぎに、4日昼前までを対象にした濃霧注意報を県内に発表した。同気象台では3日23時半頃から4日8時過ぎにかけて、秋田空港では4日10時過ぎにかけて霧を観測した。この放射霧の影響で、同空港では4日午前中発着の航空機に影響が出た。

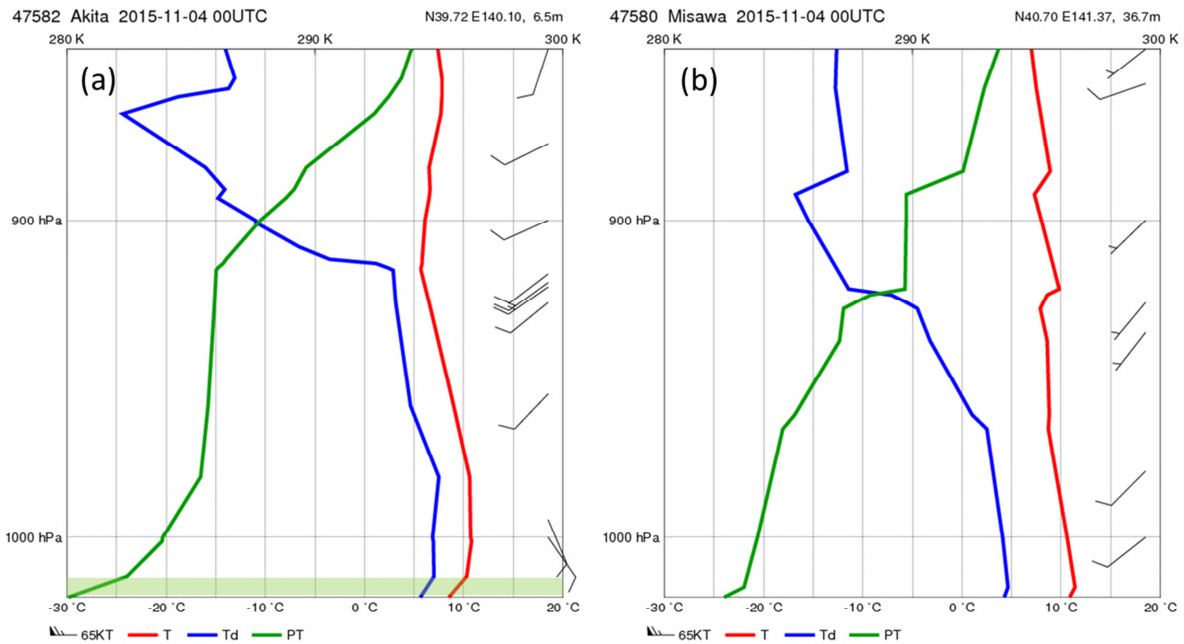


第6.2.2図 2015年11月4日9時の地上天気図



第6.2.3図 4日9時(上)、12時(下)の東北地方付近における衛星画像(左:赤外画像(IR)、右:可視画像(VIS))  
赤破線内は霧判定域の一つ、印の中心は秋田、三沢の高層観測地点を示す。





第6.2.4図 4日9時の (a) 秋田、(b) 三沢における高層観測のエマグラム

赤線は気温、青線は露点温度、緑線は温位、黄緑の網掛け領域は湿数3以下の層を示す。

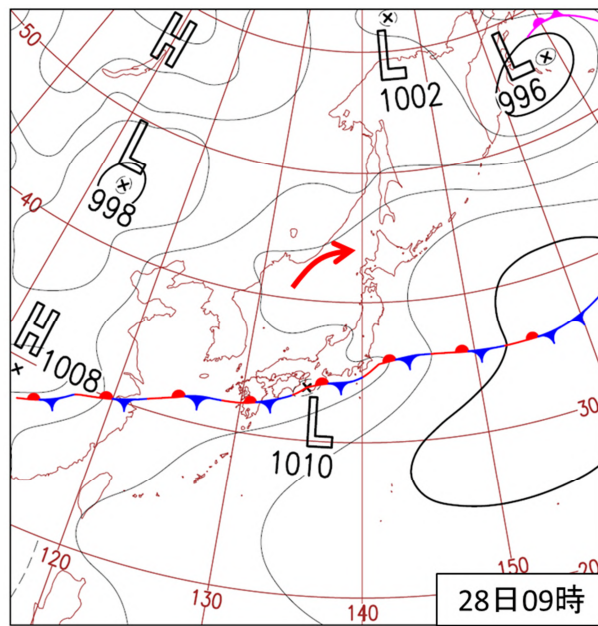
### 6.2.2.2 暖かい気塊の移流霧

暖かく湿った気塊が相対的に冷たい地表面（地面や水面）の上を水平に移動するとき、霧が発生することがある。これを暖かい気塊の移流霧という。ここでは、層雲の雲低が低くなることによって発生する暖かい移流霧について考える。冷たい地表面により冷やされた下層の冷気塊と上層の暖気塊との間の逆転層の下で乱流による鉛直混合が起こると、概念的には第6.2.1図において暖気塊Aと冷気塊Bが混合して過飽和な気塊Cとなる過程により凝結が起こる（詳細については、沢井（1982）を参照）。気塊の移流と共に鉛直混合による凝結が起こる高度が低くなり、この高度が地表面に達すると霧となる。このような移流霧は海霧の主因をなし、広範囲に拡がることもある。

暖かい気塊の移流霧は、高気圧後面の下層暖気移流の場で発生しやすく、このような環境場では霧にならなかったとしても低視程となる場合が多い。海上で発生した移流霧は陸地に達すると次第に蒸発して消散するが、沿岸部では移流霧の影響が残る場合がある。なお、風が弱い場合は、移流による暖気の冷却と逆転層の下における乱流による鉛直混合は起こりにくい。したがって、暖かい気塊の移流霧が発生するためにはある程度の風速が必要となる。また、移動してくる暖気塊と地表面の間の温度差が大きく、冷却の効果が大きいほど暖かい気塊の移流霧が発生しやすくなる。海面水温の日変化は小さいことから、海上の霧は陸上の霧と違って日変化が小さい。このため、海上で実況の移流霧が確認され、総観場が大きく変わらなければ、この霧はしばらく消散しないと考えることができる。

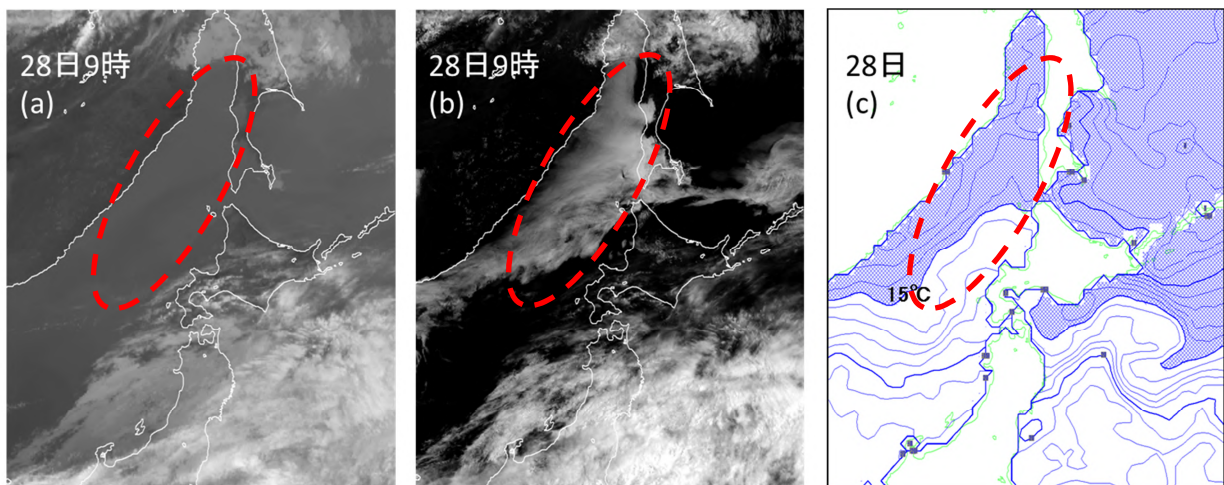
春から夏にかけて移動性高気圧が日本の東に抜けたとき、北海道の東海上から三陸沖にかけて発生する霧は暖かい気塊の移流霧の典型例である。これらの海域の海面水温は親潮の影響で比較的低温であり、移動性高気圧の後面における南からの暖湿気流により移流霧が発生しやすい。また、一般に瀬戸内海では冬から夏にかけて気温の上昇よりも海面水温の上昇が遅いため、相対的に海面水温が低くなり、暖かく湿潤な気塊の流入により移流霧が発生しやすい。

以下に具体例として、2016年6月下旬に沿海州南部沖から北海道西方海上に発生した暖かい気塊の移流霧の事例を紹介する。27日から28日にかけて、日本海には気圧の尾根があり、日本海北部・中部には南からの湿潤な気塊が流入しやすい状況であった（第6.2.5図）。28日9時の赤外画像（IR）と可視画像（VIS）を比較すると、同海域では広範囲に霧判定域を解析できる（第6.2.6図(a)、(b)）。また、同海域の海面水温は15以下と低い（同図(c)）。これらのことから、この霧は高気圧後面の南から流入した湿潤な気塊が相対的に冷たい海面によって冷やされて発生した移流霧であると考えられる。霧雨を観測していた稚内の28日9時のエマグラム（図略）によると、900 hPa付近に沈降性逆転層が見られ、これより下では気温と露点温度の差が小さく湿っていた。



第6.2.5図 2016年6月28日の9時の地上天気図

赤矢印は下層の暖湿流を示す。



第6.2.6図 28日9時の北海道付近における衛星画像（(a) 赤外画像（IR）、(b) 可視画像（VIS））及び(c) 海面水温分布図

青実線：1 毎、網掛域：15 以下。赤破線内は霧判定域を示す。

### 6.2.2.3 蒸発霧または蒸気霧（冷たい気塊の移流霧）

蒸発霧または蒸気霧（冷たい気塊の移流霧）は、冷たい気塊が地表面（地面や水面）の上を水平に移動するときに発生する。第 6.2.1 図では、地表面から水蒸気の供給を受けた冷たい気塊 B が気塊 B' となって飽和状態に近づき、さらに地表面付近の相対的に暖かく湿った気塊 A と気塊 B' が混合して過飽和な気塊 C となる過程で表わすことができる。陸上では、冷たい気塊が湖面や川面付近の暖かく湿った気塊と鉛直混合して発生するケースが多い。海上では、暖かい海面上に陸上や海面水温の低い海域から冷たい気塊が移流することで、海面付近の暖かい気塊と鉛直混合を起こして発生するケースがある。放射霧と同様に、冷たい気塊の移流霧は最初に地表面付近で発生し、上層に広がっていく。風速が大きい場合は、霧層の上端においてその上層の乾燥した気塊との鉛直混合が強くなり、霧の消散が顕著になる。このため、暖かい気塊の移流霧とは異なり、風速が大きい場合は冷たい移流霧の持続に不利となる。

晩春から夏にかけてオホーツク海高気圧から南に吹き出す低温の気塊が相対的に暖かい海面の上を流れるうちに次第に湿潤な状態となり、三陸沖で霧が発生することがある。これは、冷たい気塊の移流霧の典型例である。

### 6.2.2.4 前線霧または混合霧

温暖前線等の近傍で発生する前線霧は、前線付近の上層の暖気層内で形成された雨滴が下層の寒気層内で蒸発して下層の水蒸気が増加すること、蒸発による潜熱の吸収もあって気温が低下することにより再度凝結して発生する。第 6.2.1 図の気塊 B から気塊 B' への変化と気塊 A から気塊 A' への変化を合わせた過程で表すことができる。また、前線近くの下層の冷たい気団内では、低高度で逆転層が生じ鉛直混合が抑えられることから、発生した霧が消散しにくい環境となる。

前線付近は性質の異なる気塊が接する場であることから、第 6.2.1 図の気塊 A と気塊 B が混合して気塊 C となる過程で表わされるような 2 つの気塊の混合による霧が発生しやすい。なお、衛星画像では、前線霧または混合霧は上中層雲に遮られて確認できない場合がほとんどである。

### 6.2.2.5 滑昇霧

滑昇霧は湿った空気塊が斜面を上昇し、断熱膨張することによって冷やされて発生する霧である。第 6.2.1 図では気塊 A が気塊 A' となる過程で表すことができる。山の斜面や海からの暖かな湿潤気塊が流入しやすい高地で見られ、空港等では航空機事故につながらないよう監視が強化されている。スケールの小さい局所的な霧であるため、衛星画像では確認できない場合が多い。

## 6.3 ひまわり 8号 RGB 合成画像による霧の監視\*

### 6.3.1 はじめに

ひまわり 8号は、これまでのひまわり 6号・7号よりも観測バンドが増え、16種類の観測画像が得られるようになった。この16種類の観測画像を有効に活用する方法として、RGB合成画像による解析手法が挙げられる。昨年度(平成27年度)の予報技術研修テキスト(以下、「研修テキスト」)では、ひまわり8号の各観測バンドの特徴やそれらの画像を利用して作成する標準的なRGB合成画像の基礎を解説した。今年度はその続編として、霧の監視に関わるRGB合成画像の利用方法を紹介する。

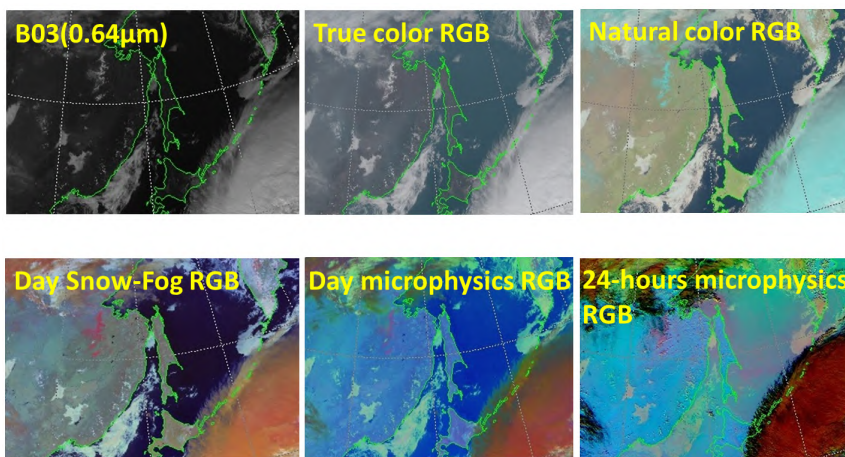
### 6.3.2 霧監視に適したひまわり8号の観測画像

ひまわり8号の16種類の観測バンドの中には、霧監視に適した観測バンドとそうでないバンドとがある。以下にその特徴について述べる。

霧は地表面付近で発生するため、霧監視には地表面付近の状態を観測できる可視バンド(B01~B03)の3画像、近赤外バンド(B04~B06)の3画像、及び赤外バンドの「大気の窓」波長帯(B07、B11、B13~B15)の5画像が適している。これに対して、水蒸気やオゾン、二酸化炭素の吸収帯を観測するバンドは、地表面や大気から放射される赤外線が、大気中の水蒸気、オゾン、二酸化炭素等に吸収されるため、地表面付近から放射された赤外線は衛星にはほとんど届かない。このため、これらの観測バンドの画像では、地表面付近の状態は観測できない。すなわち水蒸気やオゾン、二酸化炭素の観測バンドは、霧監視には不向きであるといえる。

赤外バンドの「大気の窓」波長帯は、日中や夜間を問わず24時間の観測ができるが、可視と近赤外バンドは日中でしか利用できない。また観測画像の解像度(分解能)を考慮すると、日中の霧監視は、解像度の高い可視や近赤外画像を利用し、夜間は赤外バンドの「大気の窓」波長帯の画像を利用するのが最適と考える。

### 6.3.3 霧監視に適したひまわり8号 RGB 合成画像



第6.3.1図 日中の各種RGB画像(2015年10月7日03UTC)

第6.3.1図には、日中の霧監視に有効な各種の画像を用いて霧発生時(2015年10月7日03UTC)の様子を示した。シベリア、日本海北部、間宮海峡や千島列島沿いのオホーツク海には所々で霧が発生しているが、各画像で霧の見え方が異なる。比較すると、氷晶からできた雲と水の粒からできた雲や霧を判別できるDay Snow-Fog RGB合成画像(左下)やNatural color RGB合成画像(右上)の方が他の

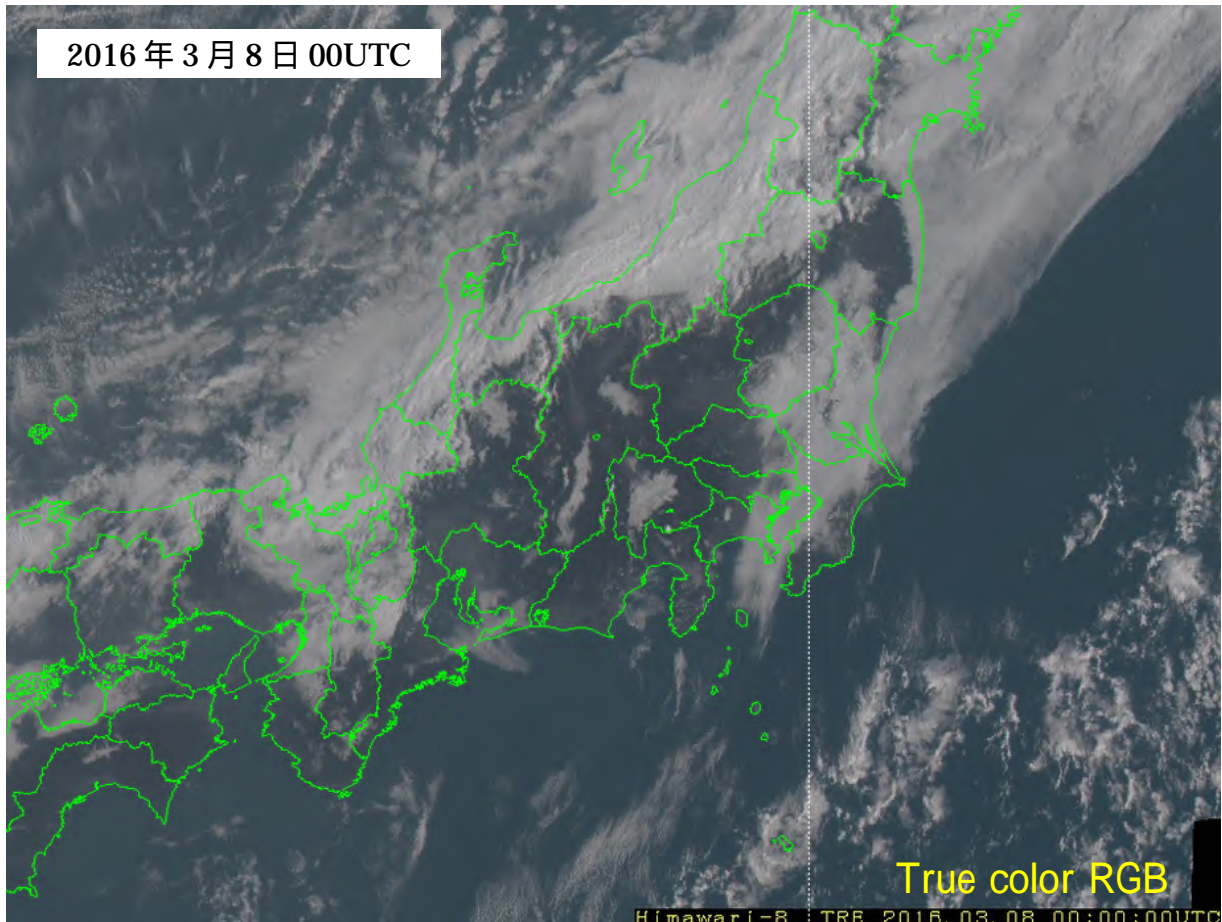
画像よりも霧域を明瞭に表現しており日中の霧監視に適していることがわかる。なお夜間の霧監視については、後述するようにNight microphysics RGB合成画像が適している。

\*寺坂 義幸(気象衛星センターデータ処理部解析課)

#### 6.3.4 ひまわり8号 RGB 合成画像を利用した霧監視

ひまわり8号 RGB 合成画像を利用した霧の監視について、日中、夜間及びその境界の3つの時間帯に分けてRGB合成画像毎にその特徴を述べる。

##### 【日中】True Color RGB 合成画像



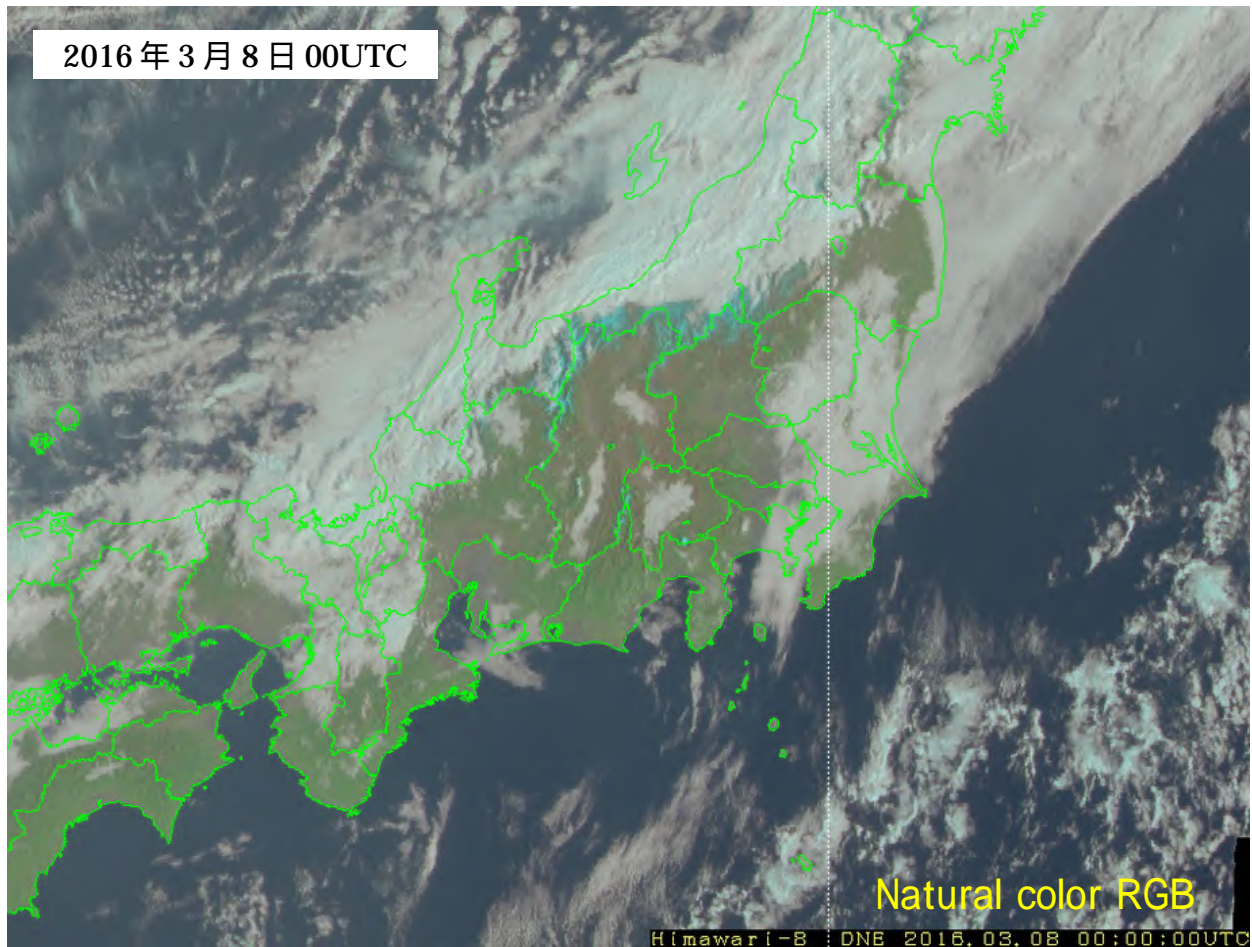
第6.3.2図 True color RGB 合成画像(2016年3月8日00UTC)

True color RGB 合成画像は、ひまわり8号の観測バンド B01(0.47 $\mu$ m)、B02(0.51 $\mu$ m)、B03(0.64 $\mu$ m)の画像をそれぞれ青・緑・赤の色に割り当てて、重ね合わせた画像である(第6.3.2図)。True color RGB 合成画像は、肉眼で見える色合いに近い表示となることから、監視対象の画像の色により、雲・霧と黄砂・火山噴煙等の区別が容易となる。霧域の特徴は、色が白く表面は滑らかで輪郭が明瞭に見えることである。しかし可視域の観測バンドの画像を利用しているため、日中にしか利用できない。太陽高度が高くなる正午頃は明瞭に見えるが、太陽高度が低い朝方や夕方時間帯は、霧が見えにくくなることに注意が必要である。

True color RGB 合成画像を利用した霧の監視上の留意点：

- ・このRGB合成画像は、従来の可視画像と同様に霧や雲が白く表示されるため理解しやすい。
- ・3種類(B01～B03)の可視画像を用いて作成しているため、日中のみの利用となる。

## 【日中】Natural color RGB 合成画像



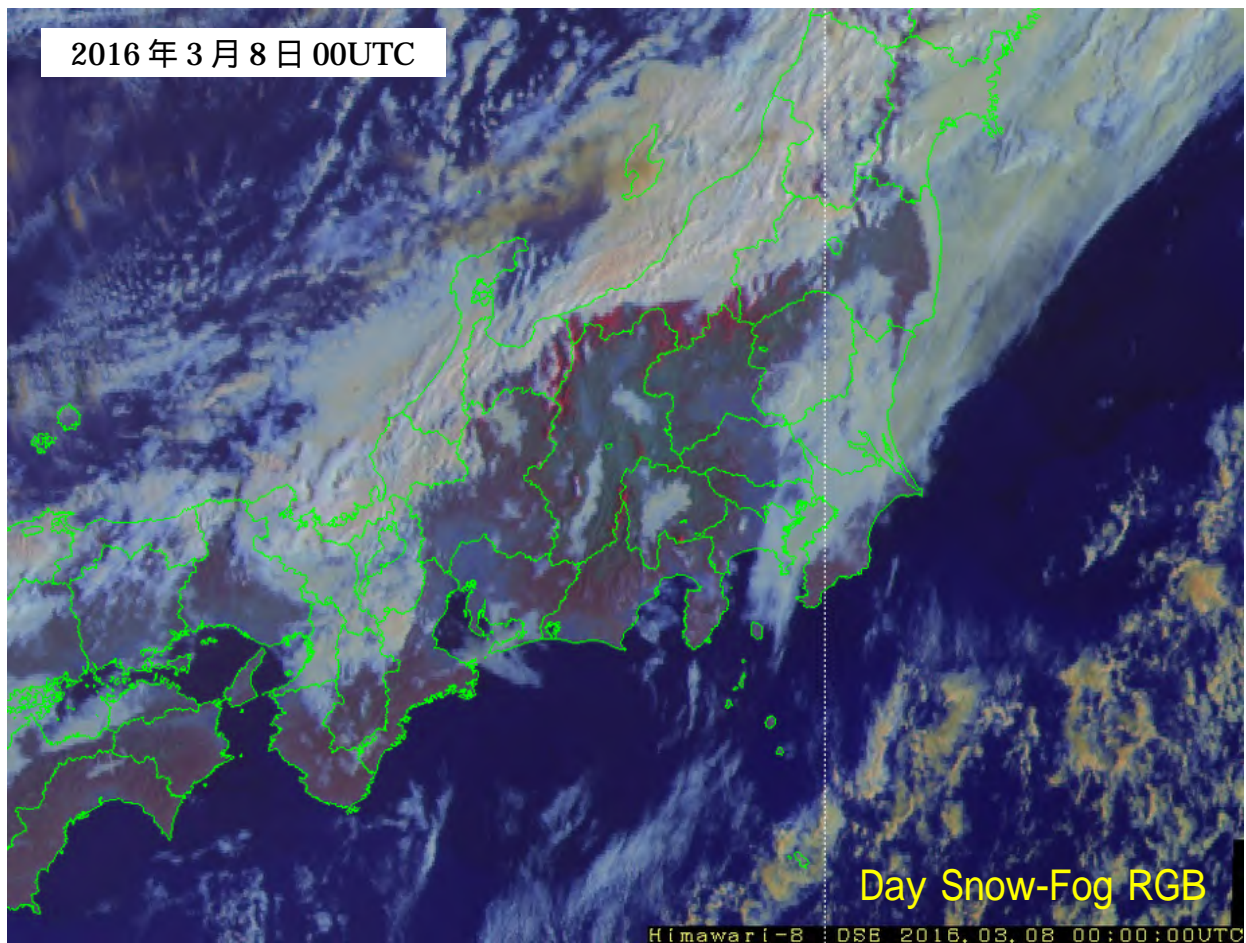
第6.3.3図 Natural color RGB 合成画像(2016年3月8日00UTC)

Natural color RGB 合成画像は、ひまわり 8 号の観測バンド B03(0.64  $\mu\text{m}$ )、B04(0.86  $\mu\text{m}$ )、B05(1.6  $\mu\text{m}$ ) の画像をそれぞれ青・緑・赤の色に割り当てて、重ね合わせた画像である(第 6.3.3 図)。B03 は可視、B04 と B05 は近赤外の観測バンドである。この画像では、水の粒でできた雲・霧(白色)と氷晶からできた雲(シアン色)との区別、雪氷域(シアン色)や植生(緑色)などの分布が判別しやすい。氷晶雲と雪氷域の違いは動画等で判別できる。また B03 の画像(以下、「可視画像(VIS)」)と 2 種類の近赤外バンド(B04、B05)の画像が使われているため、地表面や下層雲の様子が可視画像(VIS)や前項の True color RGB 合成画像より明瞭に判別できる。上図では関東甲信地方の霧(白色)や新潟県、長野県、群馬県の県境付近に雪氷域(シアン色)がよく見える。

Natural color RGB 合成画像を利用した霧の監視上の留意点：

- ・水の粒でできた雲・霧(白色)と氷晶からできた雲・雪氷域(シアン色)が判別しやすい。
- ・霧や雪氷域が可視画像(VIS)や True color RGB 合成画像より明瞭に見える。
- ・可視や近赤外バンドの画像を用いて作成しているため、日中のみ利用となる。

## 【日中】Day Snow-Fog RGB 合成画像



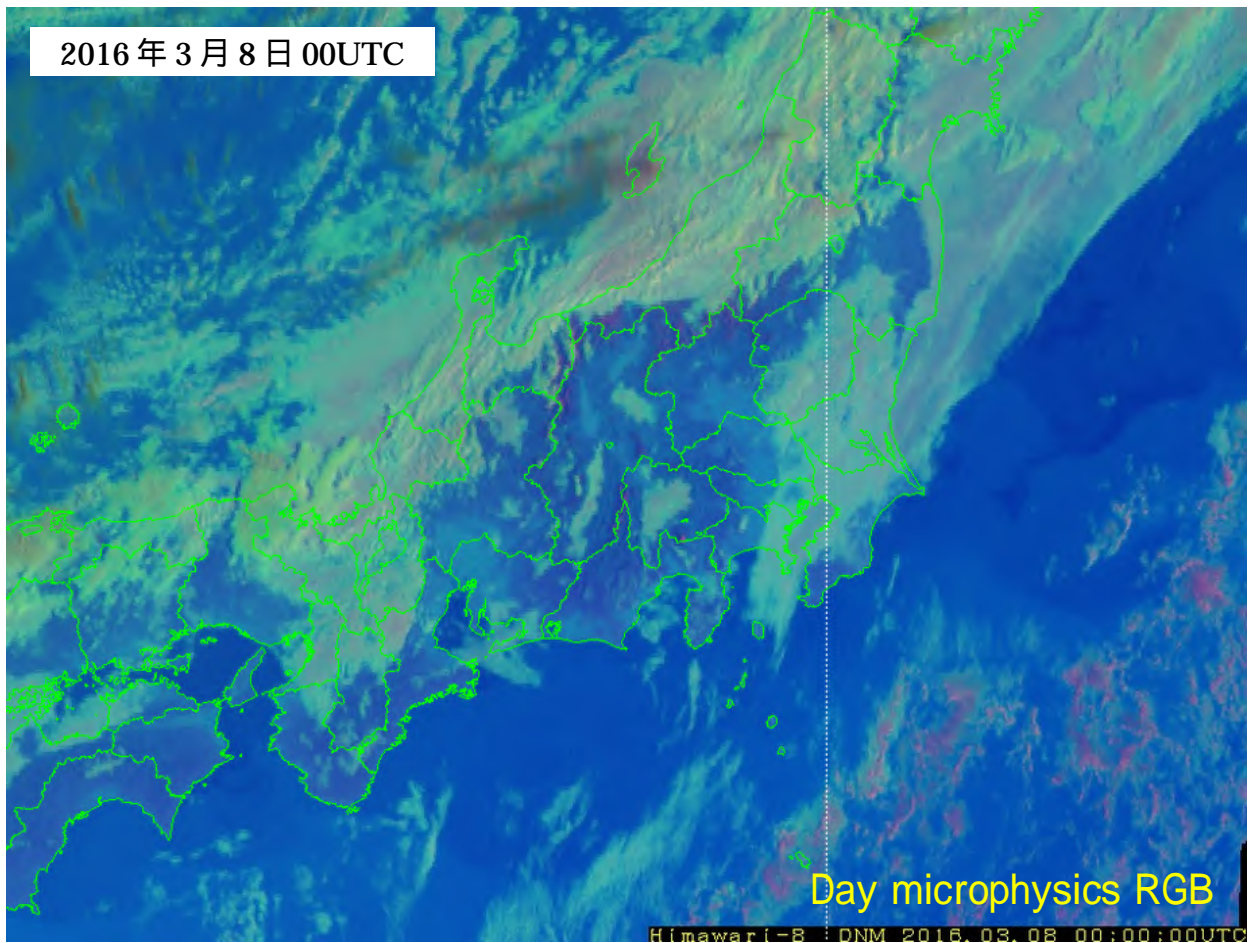
第6.3.4図 Day Snow-Fog RGB 合成画像(2016年3月8日00UTC)

Day Snow-Fog RGB 合成画像は、ひまわり 8 号の観測バンド B04(0.86 $\mu$ m)、B05(1.6 $\mu$ m)、B07(3.9 $\mu$ m)の太陽光反射成分の画像を、それぞれ赤・緑・青の色に割り当てて、重ね合わせた画像である(第6.3.4図)。このRGB合成画像は、水の粒からできている雲・霧(白色)や雪氷域(赤色)などに対する近赤外画像の特性を利用しており、日中の霧・下層雲と雪氷域との判別に有効である。

Day Snow-Fog RGB 合成画像を利用した霧の監視上の留意点：

- ・可視画像(VIS)だけでは判別しにくい、霧・下層雲(白色)と雪氷域(赤色)の判別がしやすい。
- ・近赤外バンド(B04、B05)やB07バンドの太陽光反射成分を用いているため、日中のみ利用となる。

## 【日中】Day microphysics RGB 合成画像



第 6.3.5 図 Day microphysics RGB 合成画像(2016年3月8日00UTC)

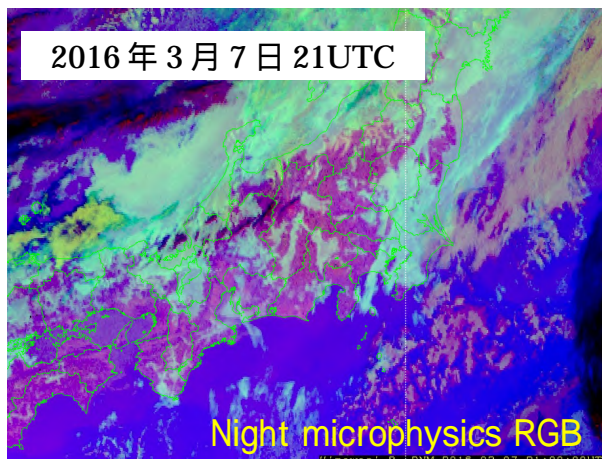
Day microphysics RGB 合成画像は、ひまわり 8 号の観測バンド B04( $0.86\mu\text{m}$ )の画像、B07( $3.9\mu\text{m}$ )の太陽光反射成分の画像、B13( $10.4\mu\text{m}$ )の画像をそれぞれ赤・緑・青の色に割り当てて、重ね合わせた画像である(第 6.3.5 図)。この画像は、雲粒の相(水の粒からできた雲と氷晶からできた雲)の違いや雲粒の大きさに敏感な反射特性を持つ B07 の太陽光反射成分を利用して、日中のさまざまな雲型の判別ができるため雲解析に有効である。また水の粒でできた霧・下層雲(薄い白系色)と上層の氷晶雲(薄緑色や茶色)との判別、雪氷域(赤紫色)、植生(青色)、山火事や火山などのホットスポット(空色)等の検出に用いることができるなど、汎用性の高い RGB 画像である。

Day microphysics RGB 合成画像を利用した霧の監視上の留意点：

- ・霧や下層雲は、薄い白系色として表現される。
- ・近赤外バンド(B04)の画像と B07 の太陽光反射成分の画像を用いて作成しているため、日中のみの利用となる。



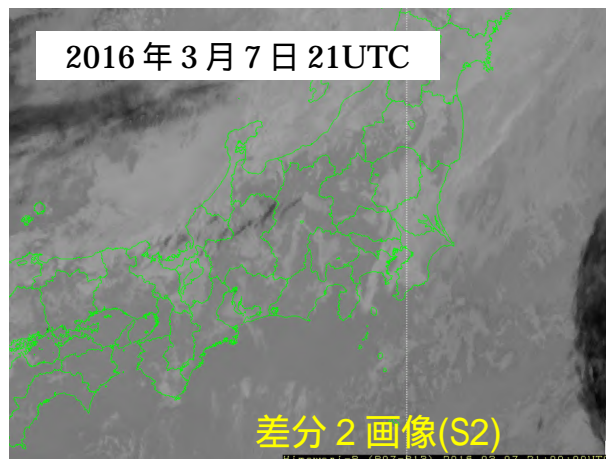
【夜間】 Night microphysics RGB 合成画像



第 6.3.6 図 Night microphysics RGB 合成画像

(2016 年 3 月 7 日 21UTC)

Night microphysics RGB 合成画像では、夜間の霧や下層雲は青白色(緑白色)に表示される。



第 6.3.7 図 差分 2 画像(S2)

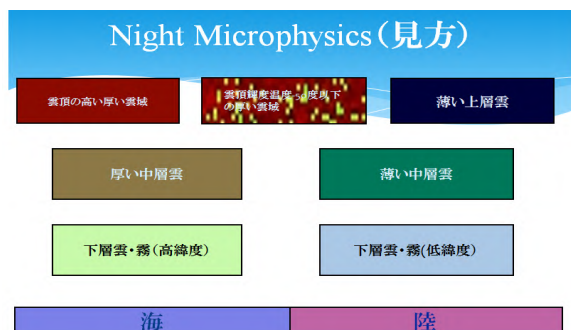
(2016 年 3 月 7 日 21UTC)

差分 2 画像(S2)では、夜間の霧や下層雲が白く表示されて見える。

Night microphysics RGB 合成画像は、ひまわり 8 号の観測バンド B13(10.4 μm)と B15(12.4 μm)の差分の画像(以下、「差分 1 画像(S1)」)、B07(3.9 μm)と B13(10.4 μm)の差分の画像(以下、「差分 2 画像(S2)」)、B13(10.4 μm)の画像をそれぞれ赤・緑・青の色に割り当てて、重ね合わせた画像である(第 6.3.6 図)。この RGB 合成画像は、一般的に夜間の雲型判別に利用される。特に霧や下層雲はシアン系の青白色(緑白色)に表示され、夜間の霧監視には便利な RGB 画像である。ただし霧と下層雲は同じ青白色(緑白色)に表示されるため、色調だけでは霧と下層雲との区別はできない。霧と下層雲を区別するには、雲頂の滑らかさや霧特有の形状、その時の気象状況を考慮する必要がある(6.3.5 項の霧域抽出の着目点を参照)。

Night microphysics RGB 合成画像を利用した霧の監視上の留意点：

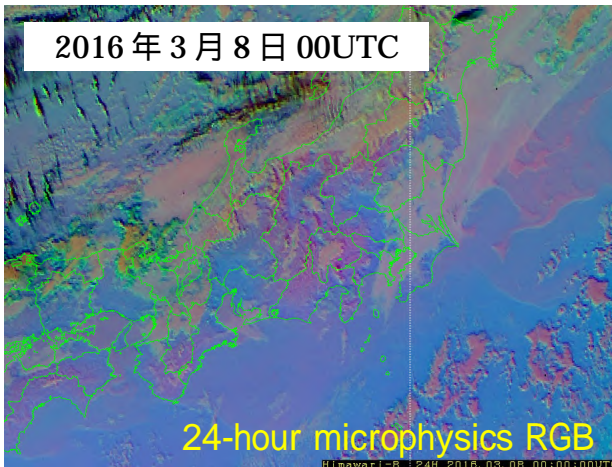
- ・夜間の霧や下層雲は青白色(緑白色)となり、表示色のみでは霧と下層雲の区別はつかない。
- ・B07 の画像を用いているため、夜間みの利用となる。



第 6.3.8 図 Night microphysics RGB 合成画像の色見本 (EUMETSAT 資料による)

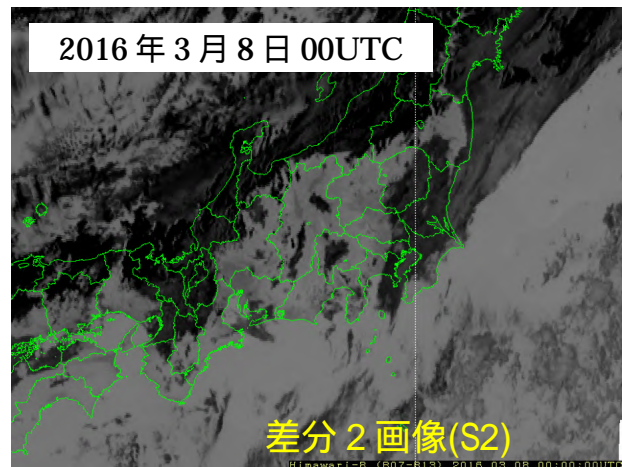
なお、この Night microphysics RGB 合成画像は、赤外バンド B13(10.4 μm)の画像(以下、「赤外画像(IR)」)に RGB 画像の青色を割り当てている。このため、雲や霧、地表面や海面の温度の違いが、そのまま RGB 合成画像の色調に影響する。従って、霧や下層雲の見え方も、温度の低い高緯度と温度の高い低緯度では多少異なる。また季節の違いによっても影響を受ける。第 6.3.8 図には欧州気象衛星開発機構(EUMETSAT)の資料による色見本を示した。図にあるように「下層雲・霧」は高緯度と低緯度では、対応する色調が異なることに注意が必要である。

## 【24時間】24-hour microphysics RGB 合成画像



第 6.3.9 図 24-hour microphysics RGB 合成画像  
(2016年3月8日00UTC)

24-hour microphysics RGB 合成画像は、24時間連続して雲や霧の監視ができる。



第 6.3.10 図 差分2画像(S2)  
(2016年3月8日00UTC)

差分2画像(S2)は、朝になって太陽光が当たり始めると雲や霧は黒く表示されて利用できなくなる。

24-hour microphysics RGB 合成画像は、ひまわり8号の観測バンド B13(10.4 $\mu$ m)と B15(12.4 $\mu$ m)の差分画像(差分1画像(S1))、B13と B11(8.6 $\mu$ m)の差分画像、B13の画像(赤外画像(IR))赤・緑・青の色にそれぞれ割り当てて、重ね合わせた画像である(第6.3.9図)。この画像は、第6.3.10図に示した差分2画像(S2)とは異なり太陽光の影響を受けない赤外バンドの画像のみで作成されているため、基本的に24時間連続してほぼ同じ色合いで霧や雲を観測することができる。ただし、太陽光や放射冷却等による温度変化の影響を受けるため、温度が変化した陸地等は色調が変化する。

可視や近赤外画像を利用した日中用のRGB画像(Natural color RGBやDay Snow-Fog RGB等)は、24-hour microphysics RGB 合成画像よりも明瞭ではあるが、夜間は観測できない。また夜間ではNight microphysics RGB 合成画像の方が明瞭ではあるが、朝になって太陽光が当たるようになると太陽光反射の影響により夜間のように表示できなくなる。このため24-hour microphysics RGB 合成画像は、特に朝夕の時間帯の霧監視に有用である。

24-hour microphysics RGB 合成画像を利用した霧の監視上の留意点：

- ・昼夜通した24時間連続して、ほぼ同じ色合いで霧や雲を観測することができる。
- ・日中の霧域は近赤外を用いたRGB合成画像(Natural color RGBやDay Snow-Fog RGBなど)の方が明瞭に見え、夜間の霧域はNight microphysics RGB 合成画像の方が明瞭に見える。24-hour microphysics RGB 合成画像は朝夕の時間帯の霧監視に有用である。

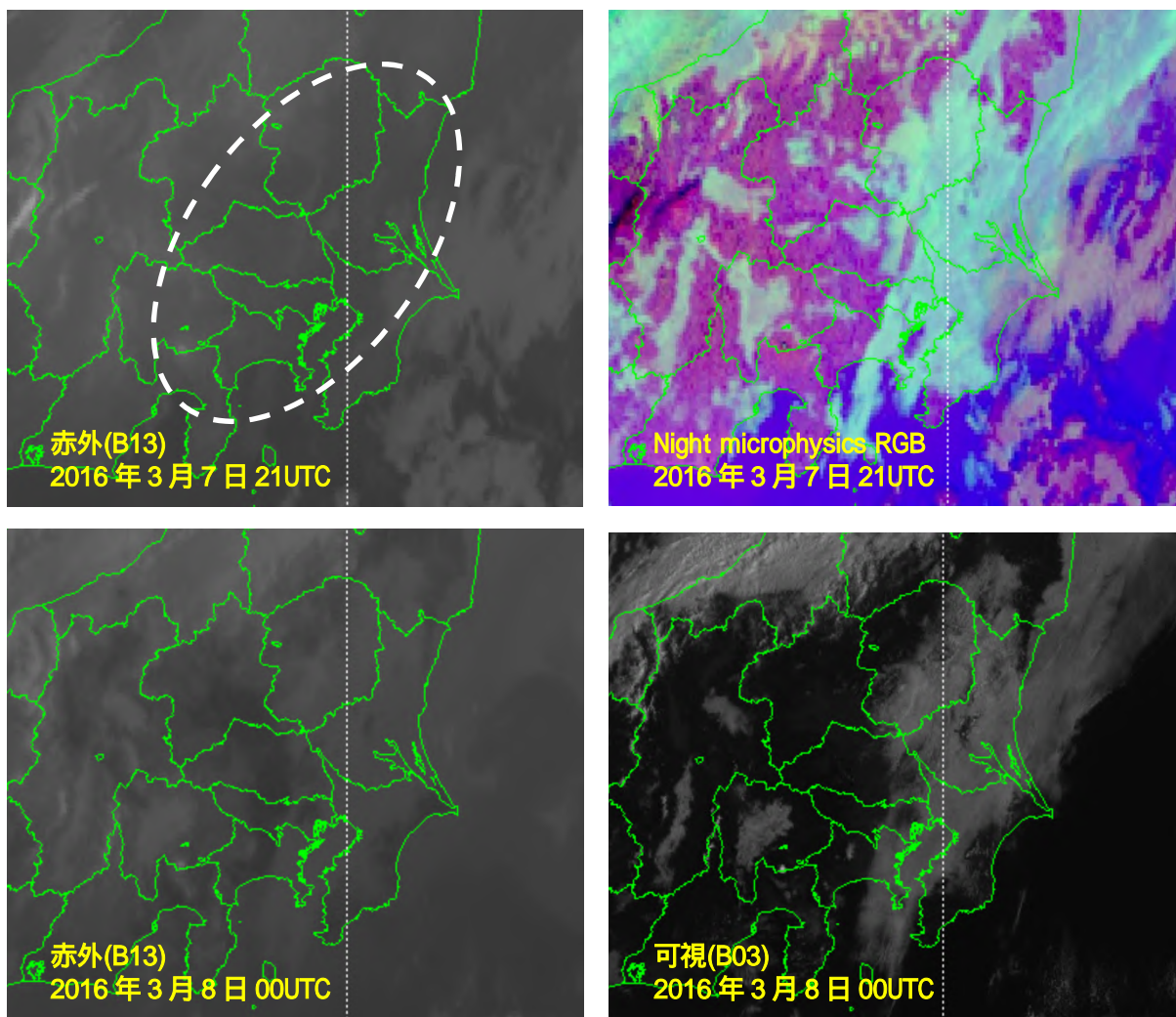
### 6.3.5 霧域抽出の着目点

ここでは、ひまわり 8 号の各種 RGB 合成画像等を用いた霧域抽出の着目点について述べる。

B13(10.4 $\mu\text{m}$ )の画像(赤外画像(IR))における霧域と地表面や海面との温度差

霧は大気下層の空気と地面や海面とが接する境界付近で発生する気象現象である。このため一般に衛星から観測される霧の温度は、霧域周辺の地面や海面の温度に近く、赤外画像(IR)では霧域とその周辺の地面や海面が区別できない。ただし日中の陸域において霧のない地面は、日射の影響で霧域に比べて早く暖まるため、霧域と周辺の地面との間に温度差が生じ、赤外画像(IR)でも霧域と周辺の地面の区別がつく場合もある。なお夜間の赤外画像(IR)において、霧域のような領域と地面や海面との間に温度差が見られる場合は、霧ではなく下層雲と判断できることが多い。

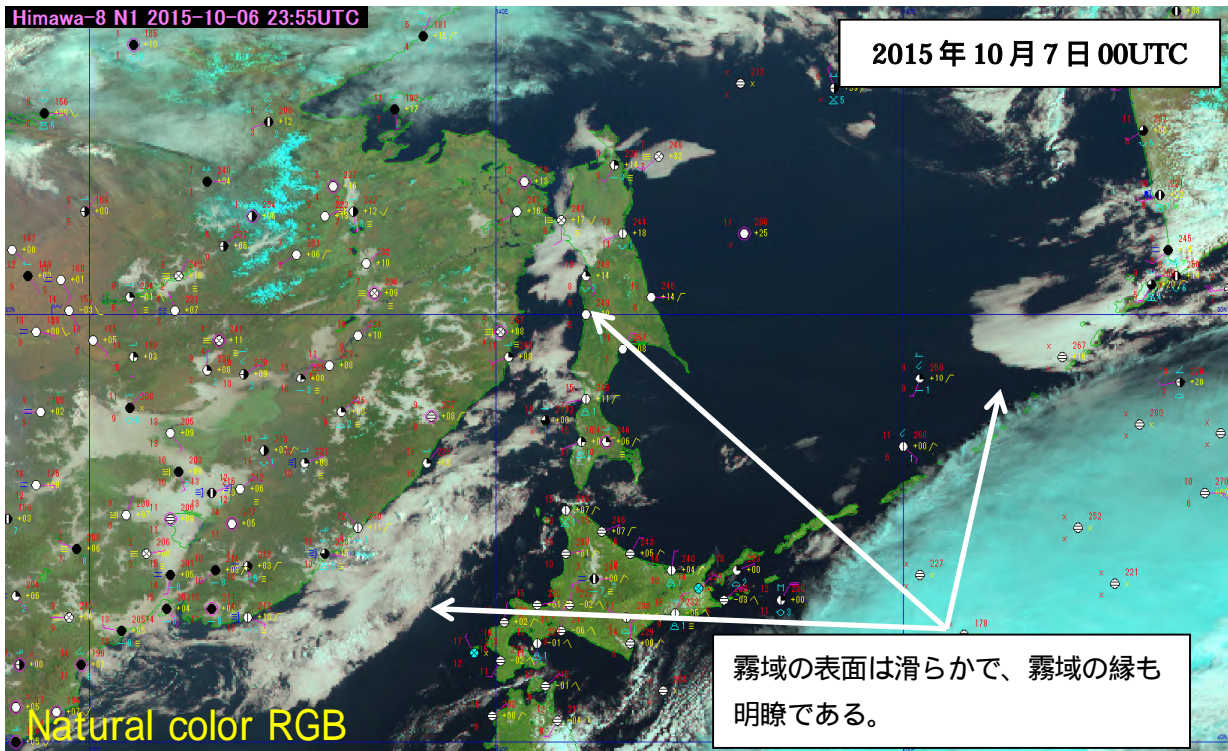
第 6.3.11 図に 2016 年 3 月 8 日の明け方、関東地方で霧が発生した時の赤外画像(IR)、Night microphysics RGB 合成画像、B03(0.64 $\mu\text{m}$ )の画像(可視画像(VIS))を示す。Night microphysics RGB 合成画像や可視画像(VIS)では明瞭に霧域が捉えられているが、赤外画像(IR)では霧域と地面の区別がつかない(白色破線で囲んだ領域)。なお 21UTC の赤外画像(IR)で霧域の東海上にある領域は、海面との区別ができることから下層雲と考えられる。また 00UTC の赤外画像(IR)では太陽日射の影響により温度差が生じ、霧域と地面の区別がつく。



第 6.3.11 図 関東地方に発生した霧(2016 年 3 月 7 日 21UTC(上図)、8 日 00UTC(下図))

### 霧域の表面の滑らかさや霧域の縁の明瞭度

霧発生時には、大気下層に逆転層が形成されていることが多い。このため衛星から見た霧の表面は逆転層で抑えられ、高さが一定で滑らかとなる(第 6.3.12 図)。一方、下層雲の場合は、霧に比べて雲頂がでこぼこして滑らかではない。また霧はその縁が明瞭であることが多く、特に放射霧の場合は顕著である。



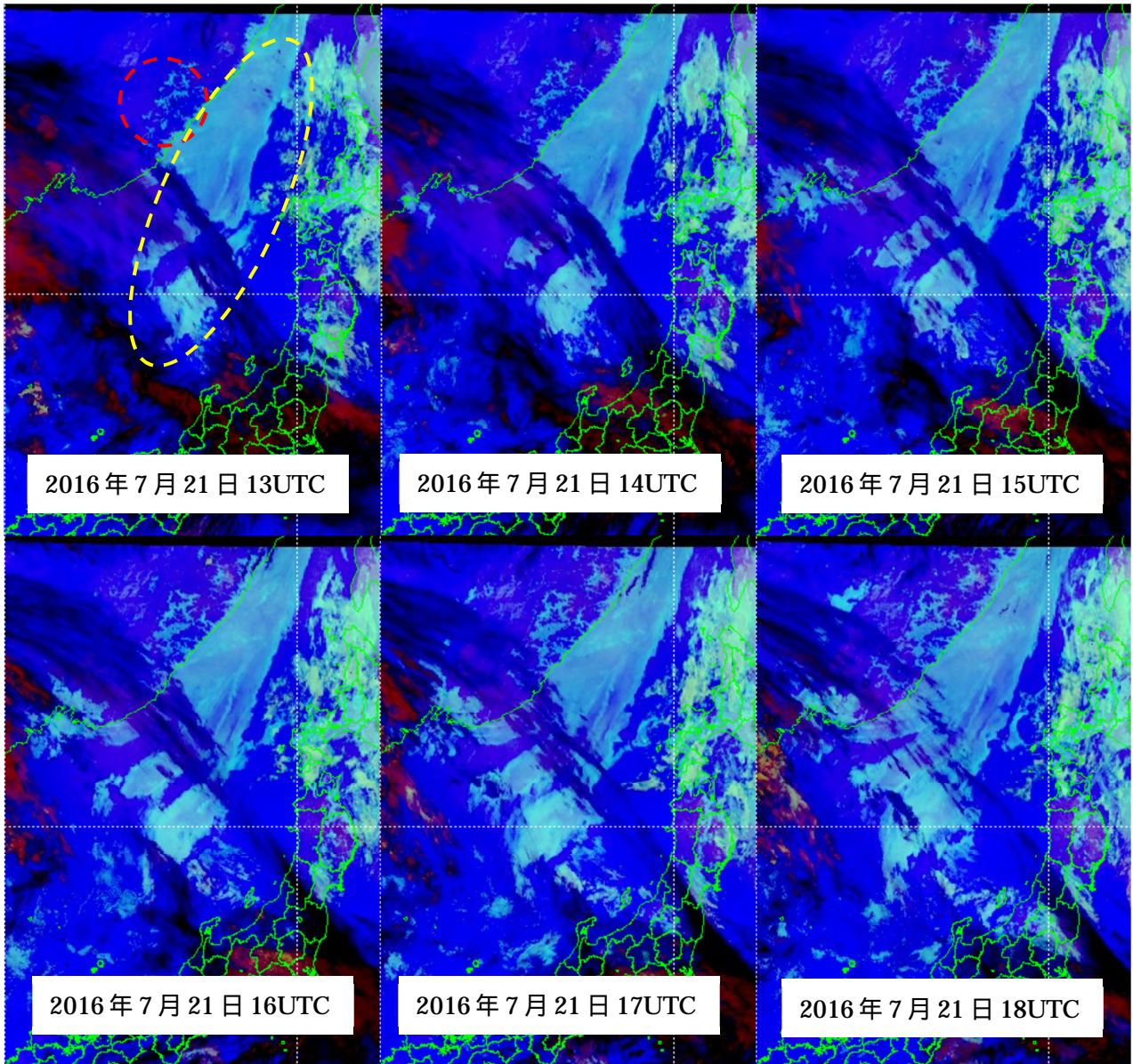
第 6.3.12 図 日本海とシベリアに発生した霧(2015年10月7日00UTC)

### 霧特有の形状や時間変化

放射霧は夜間の放射冷却により発生するため霧域自体の移動はあまり見られない。しかし霧域の範囲は時間の経過と共に拡大していく様子が衛星画像でも確認できる。また夜が明けて太陽光が当たると太陽光による昇温で霧域は消散し次第に小さくなる。

一方、移流霧の場合は、大気下層の暖湿流や寒気の流入に伴い大気下層の空気と地面や海面との温度差によって霧が発生し、霧域自体も移動する特徴がある。なお実際の霧事例では、移流霧と放射霧が複合して明確に区別できないケースも多々ある。

第 6.3.13 図には、2016年7月21日の13~18UTCにかけて日本海とシベリアに発生した霧(下層雲も含まれる)の状況を Night microphysics RGB 合成画像で示した。赤い破線で囲ったシベリアの放射霧は時間の経過と共に、同じ位置でその領域が拡大しているのがわかる。一方、黄色の破線で囲った日本海の移流霧(下層雲も含まれる)は、下層大気の暖気の移流により霧域や下層雲が変化しながら日本海をゆっくり北上している。



第6.3.13図 日本海とシベリアに発生した霧(Night microphysics RGB合成画像：2016年7月21日の13~18UTC)

## 【まとめ】

ひまわり 8 号の各種衛星画像を利用した霧域の抽出に関して、これまでに説明した画像や霧域抽出の着目点を以下にまとめた。

## 【日中】

Day Snow-Fog RGB 合成画像や Natural color RGB 合成画像が有効である。

赤外画像(IR)でも日射による地表面温度の昇温により陸地の晴天域と霧・雲域が区別できる場合がある。霧域の表面は高さが一定で表面が滑らかである。また霧域の縁は明瞭である。

放射霧は日射による昇温で消散し、移流霧は下層大気暖気又は寒気移流により霧域が移動する。

## 【夜間】

Night microphysics RGB 合成画像や差分 2 画像(S2)が有効である。

赤外画像(IR)では、霧域と晴天の陸地や海面との区別がつかない。

霧域の表面は、高さが一定で滑らかであり、縁が明瞭である。

放射霧は霧域の移動がほとんど無く、時間の経過と共に同じ位置で拡大する。

移流霧は下層大気暖気又は寒気移流により霧域が移動する。

## 【日中と夜間の境界の時間帯】

24-hour microphysics RGB 合成画像が有効である。

赤外画像(IR)では、霧域と晴天の陸地や海面の区別がつかない。

霧域の表面は、高さが一定で滑らかであり、縁が明瞭である。

放射霧の霧域の移動がほとんど無く、夜間は時間の経過と共に同じ位置で拡大するが日中は消散する。

移流霧の霧域は下層大気暖気又は寒気移流により移動する。

## 6.3.6 ひまわり 8 号 RGB 画像を用いた霧域監視の留意事項

日中の霧監視については、近赤外画像を用いた Day Snow-Fog RGB 合成画像や Natural color RGB 合成画像の利用が有効であり、いずれの画像でも霧域が明瞭に捉えられる。一方、夜間の霧監視については Night microphysics RGB 合成画像が有効であるが、この RGB 合成画像の利用には下記のとおりいくつかの留意事項がある。

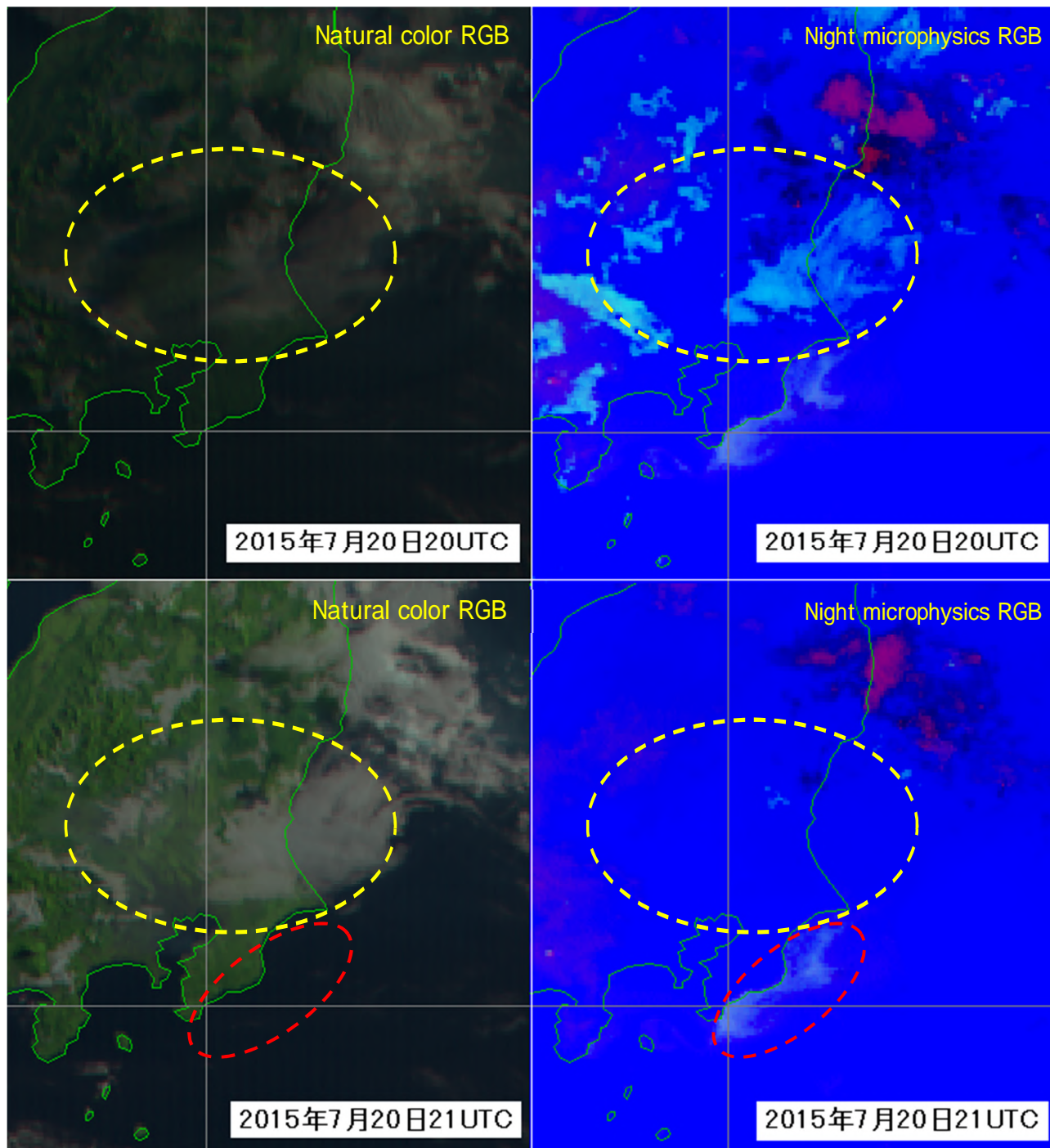
Night microphysics RGB 合成画像は、差分 2 画像(S2)を利用している。このため、朝になり太陽光が当たり始めると霧や下層雲に反射した太陽光の影響がこの差分画像に現れ、それまで見えていた霧・下層雲域が判別しにくくなるので注意が必要である。

第 6.3.14 図は、2015 年 7 月 21 日早朝(20~21UTC)の Natural color RGB 合成画像と同時刻の Night microphysics RGB 合成画像とを並べて示したものである。朝になり太陽光が当たり始めると、日中の霧監視に用いる Natural color RGB 合成画像では霧や下層雲が見えてくる。一方、夜間の霧監視に用いる Night microphysics RGB 合成画像では、20UTC まで良く見えていた霧や下層雲が 21UTC になると急に表示されなくなった(黄色破線)。このような事例には注意を要する。

また 21UTC の Night microphysics RGB 合成画像に赤色破線で囲った淡白色の領域は、まれではあるが、海面水温や海上の下層大気暖気等の影響で霧と間違えやすい領域が現れた事例である。Night microphysics RGB 合成画像に表示された霧域のような領域(赤色破線)は、同時刻の Natural color RGB 合

成画像では霧や下層雲の存在は確認できない。

このような事例において誤判断を避けるための対応策としては、霧や雲域の判別を 1 つの画像だけで判断するのではなく、別の RGB 合成画像や赤外差分画像等を併用して総合的に判断することが必要である。



第 6.3.14 図 2015 年 7 月 21 日早朝(20 日 20~21UTC)の Natural color RGB 合成画像(左図)と Night microphysics RGB 合成画像(右図)

### 6.3.7 おわりに

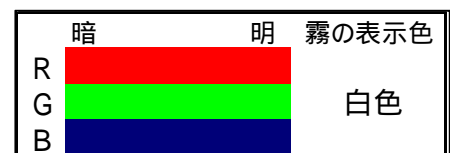
昨年度(平成 27 年度)の研修テキスト第 6 章「ひまわり 8 号 RGB 合成画像の基礎」の続編として、今回は霧の監視に重点を置き、ひまわり 8 号 RGB 合成画像の利用方法を紹介した。ここでの内容は、ひまわり 8 号以前の時代から培われてきた霧解析の基本的な技術も多く含んでいる。また、ひまわり 8 号で利用可能となった新しい RGB 合成画像の利用も追加し、両者を融合させた解説を行った。衛星画像解析の基本は、衛星が新しくなっても大きく変わるものではないが、ひまわり 8 号では時間分解能や空間分解能の向上や画像センサーの多バンド化により、これまでにない詳細で鮮明な衛星画像が利用できるようになった。さらに RGB 合成画像の技術を利用すれば、各種の雲域や現象が色調の違いとして見られるようになった。従来の画像解析の基本をしっかりと押さえた上で、これらの新しい技術を利用すれば、今までにはない気象解析が可能となるであろう。ひまわり 8 号の詳細な観測画像や RGB 合成画像の技術を積極的に活用していただければ幸いである。

#### 【参考資料】霧監視に用いる RGB 合成画像の原理

##### 【日中の霧監視に用いる RGB 合成画像】

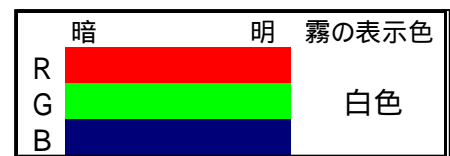
###### ・ True Color RGB 合成画像

B03(0.64  $\mu\text{m}$ )・B02(0.51  $\mu\text{m}$ )・B01(0.47  $\mu\text{m}$ )の画像をそれぞれ赤・緑・青に割り当て合成した画像である。霧・下層雲は 3 つのバンド全てで同じ明るさに表示され白色となる。



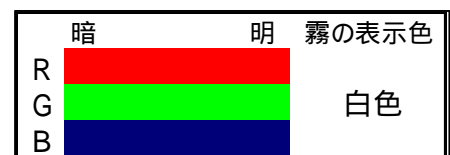
###### ・ Natural color RGB 合成画像

B05(1.6  $\mu\text{m}$ )・B04(0.86  $\mu\text{m}$ )・B03(0.64  $\mu\text{m}$ )の画像をそれぞれ赤・緑・青に割り当て合成した画像である。B05 では雲の相(水/氷)により反射強度が変化する。氷晶雲や雪氷域は弱い反射を示し暗くなるため、氷晶雲や雪氷域は青・緑色の寄与が強いシアン色として表示される。水の粒からできている霧・下層雲は強い反射を示し明るくなり、3 つのバンド全てで同じ明るさに表示され白色となる。



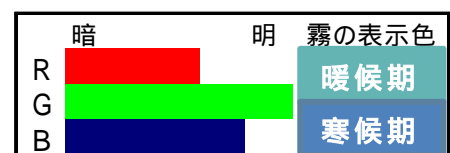
###### ・ Day Snow-Fog RGB 合成画像

B04(0.86  $\mu\text{m}$ )、B05(1.6  $\mu\text{m}$ )と B07(3.9  $\mu\text{m}$  の太陽光反射成分)の画像をそれぞれ赤・緑・青に割り当て合成した画像である。雲の相(水/氷)の違いが強く影響する。氷雲や雪氷域では、B05 や B07 が弱くなるため緑・青色が減少し、赤色が強くなる。霧・下層雲は、3 つのバンド全てで同じ明るさに表示され白色となる。



###### ・ Day microphysics RGB 合成画像

B04(0.86  $\mu\text{m}$ )・B07(3.9  $\mu\text{m}$  の太陽光反射成分)・B13(10.4  $\mu\text{m}$ )の画像を赤・緑・青に割り当て合成した画像である。霧・下層雲は 3 色すべてが明るくなるが、雲の相を判別しやすくするように B07 の寄与を大きくしているため相対的



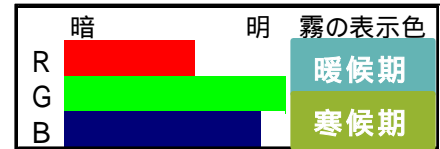


に緑色が強くなる。また、B13 は輝度温度の高い地表面付近が明るく、雲域が暗くなるように階調を設定している(季節や緯度による気温変化の影響を受ける)。これらの設定により霧・下層雲はシアン系の色になる。

【夜間の霧監視に用いる RGB 合成画像】

・ Night microphysics RGB 合成画像

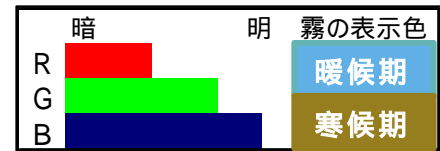
B13(10.4 μm)と B15(12.4 μm)の差分(差分 1 画像(S1))・  
B07(3.9 μm)と B13 の差分(差分 2 画像(S2))・B13 の画像  
をそれぞれ赤・緑・青に割り当て合成した画像である。差分  
1 画像(S1)と差分 2 画像(S2)では夜間の霧・下層雲が明  
るく表示される。B13 は輝度温度の高い地表面付近が明るく、雲域が暗くなるように階調を設定して  
いる(季節や緯度による気温変化の影響を受ける)。これらの設定により霧・下層雲はシアン系の色に  
なる。



【24 時間利用できる RGB 合成画像】

・ 24-hour microphysics RGB 合成画像

B13(10.4 μm)と B15(12.4 μm)の差分(差分 1 画像(S1))・  
B13 と B11(8.6 μm)の差分画像・B13 の画像を赤・緑・青  
に割り当て合成した画像である。Night microphysics RGB  
の差分 2 画像(S2)を、B13 と B11 の差分画像のガンマ値を  
変更して差し替え合成したものと同じである。B13 と B11 の差分画像では水の粒でできた雲が明るく  
表示される。B13 は輝度温度の高い地表面付近が明るく、雲域が暗くなるように階調を設定している  
(季節や緯度による気温変化の影響を受ける)。これらの設定により霧の色は右図に近い色となる。



## 6.4 視程（霧）に関する海上予警報作業

### 6.4.1 はじめに

6.1 節で述べたように海上では霧に関する直接の観測データがほとんど得られない。気象庁本庁が行う全般海上警報における濃霧警報の作業では、全般海上予報区（赤道～北緯 60 度、東経 100～180 度）において過去数日間に警報を発表している海域、領域があれば、その海域、領域を中心に、総観場の動向、衛星画像による霧判定域の分布、地上・船舶観測による天気、気温、露点温度、海面水温等のデータなどを基に、霧が発生している領域を把握する。その後、数値予報資料等を参考にして 24 時間先までの霧の推移を予想し、濃霧警報の対象となる海域、領域を決定する。地方海上予報中枢官署が行う地方海上警報における濃霧警報の作業では、全般海上警報との整合をとりながら同様にして担当する地方海上予報区における 24 時間先までの霧の推移を予想し、対象となる海域を判断する。その際、府県官署が発表する濃霧注意報との整合もとる必要がある。また、気象庁では 2015 年 3 月から地方海上分布予報として風、波、視程（霧）、着氷の分布予想図を発表している。同予報が対象とする海域は地方海上予報区で、各地方海上予報中枢官署が担当している。分布予想図の格子間隔は緯経度 0.5 度毎（2016 年 5 月以降）で、24 時間先までの 6 時間毎の分布を発表している。以下、6.4.2 項では視程（霧）の地方海上分布予報、6.4.3 項では 2016 年 3 月 8 日の関東海域の濃霧事例を用いた海上予警報作業について解説する。

### 6.4.2 視程（霧）の地方海上分布予報

視程（霧）の地方海上分布予報は、霧による視程障害を考慮して、「0.3 海里（約 0.5 km）以下」、「0.5 海里（約 1 km）以下」、「0.5 海里より上」の 3 つの階級で表現される。視程（霧）の地方海上分布予報は、全球モデルの計算結果に基づく視程分布予想（井藤 2013；以下、「GSM 視程分布予想」）を修正し、観測時刻から約 3 時間後に発表する。以下、視程（霧）の地方海上分布予報の作業例として、観測時刻 2016 年 10 月 15 日 21 時から 6 時間後（16 日 3 時）の予想を紹介する。

まず総観場を見る。15 日 21 時の地上天気図（第 6.4.1 図）によると、日本付近は東海上に中心を持つ優勢な移動性高気圧に覆われている。15 日 21 時の差分 2 画像（S2）及び赤外画像（IR）はそれぞれ第 6.4.2 図のとおりである。なお、夜間の霧（下層雲）の監視では、可視画像（VIS）が利用できないため、可視画像（VIS）の代わりに差分 2 画像（S2）を利用するのが一般的であり、差分 2 画像（S2）では白色の領域として確認できるが、赤外画像（IR）では確認できない雲域を霧判定域とする。

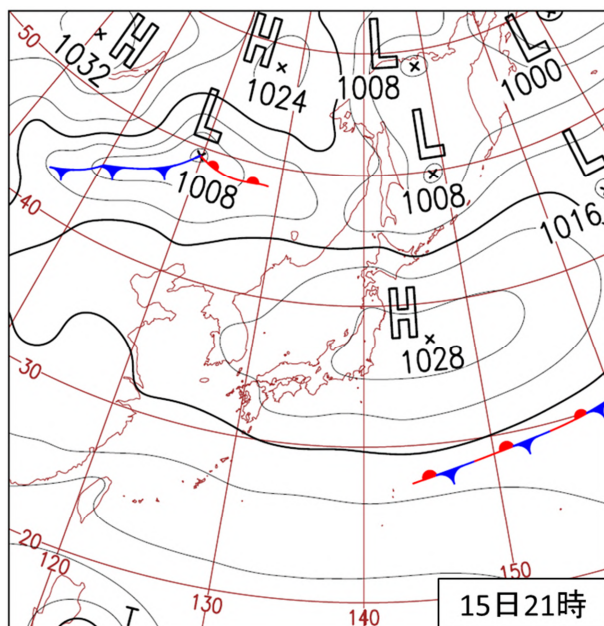
ここでは、領域 A（網走沖から北海道東方海上）と領域 B（沿海州南部沖から北海道西方海上）に着目する。上述の視程の観測と霧判定域から、実況は、領域 A では低視程域は認められず、領域 B では広い範囲で低視程域が分布していると判断する。地上天気図（第 6.4.1 図）、衛星画像（第 6.4.2 図）等によると、オホーツク海には低気圧が存在しているが、この低気圧は中上層の西北西流場を南下している擾乱で動きが早いため、領域 A ではほとんど下層暖湿流の影響を受けず、霧の発生の可能性は低い。一方、領域 B は優勢な高気圧の後面に位置し、下層は南西風の場合で暖湿流が流入し続けるため、霧の発生の可能性が高いと考えられる。

初期時刻 15 日 15 時から 12 時間後（16 日 3 時）の GSM 視程分布予想を第 6.4.3 図に示す。GSM 視程分布予想が示す低視程域は、領域 A と領域 B の両方に広がっている。一方、第 6.4.4 図に示した初期時刻 15 日 18 時から 9 時間後（16 日 3 時）のメソモデルの計算結果に基づく視程分布予想（井藤 2011；以下、「MSM 視程分布予想」）では、領域 A と領域 B の低視程域の予想が大幅に狭い。井藤（2013）によると、

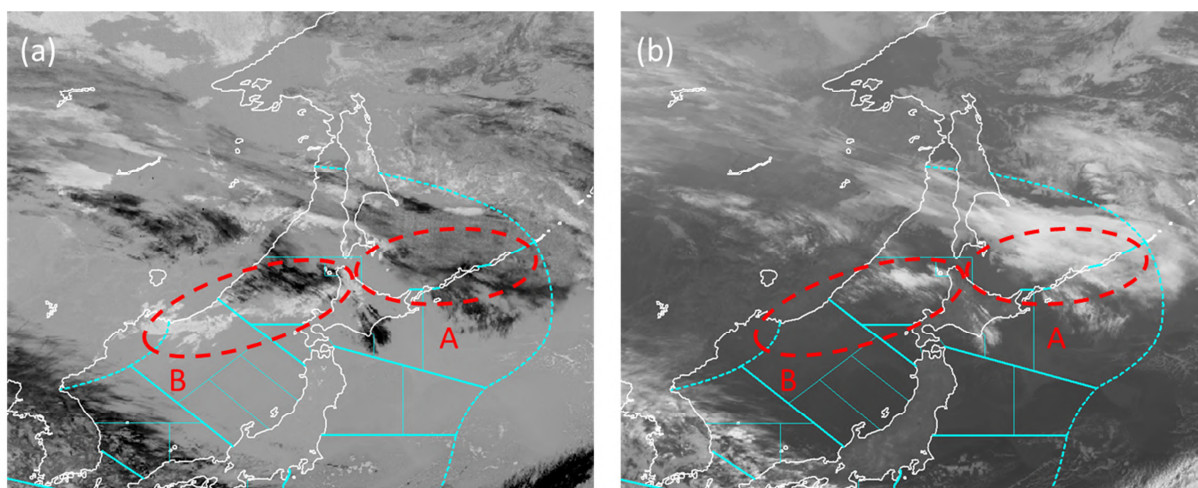
---

<sup>1</sup>木下 仁、成田 正巳、吉松 雅行（気象庁予報部予報課）

GSM 視程分布予想よりも MSM 視程分布予想の方が予想の精度が高いため、日本近海では主に MSM 視程分布予想を使うことが推奨されている。そこで、実況の霧の分布、MSM 視程分布予想に基づく低視程域の分布を踏まえ、GSM 視程分布予想の修正作業では領域 A の低視程域を除外し、領域 B については残す。予想の対象となった 16 日 3 時の地上及び船舶による視程の観測（第 6.4.5 図）によると視程 1 km 以下の観測は沿海州のみ、衛星画像（第 6.4.6 図）によると霧判定域は領域 B のみに広く分布しており、修正した結果はおおむね適切であることがわかる。

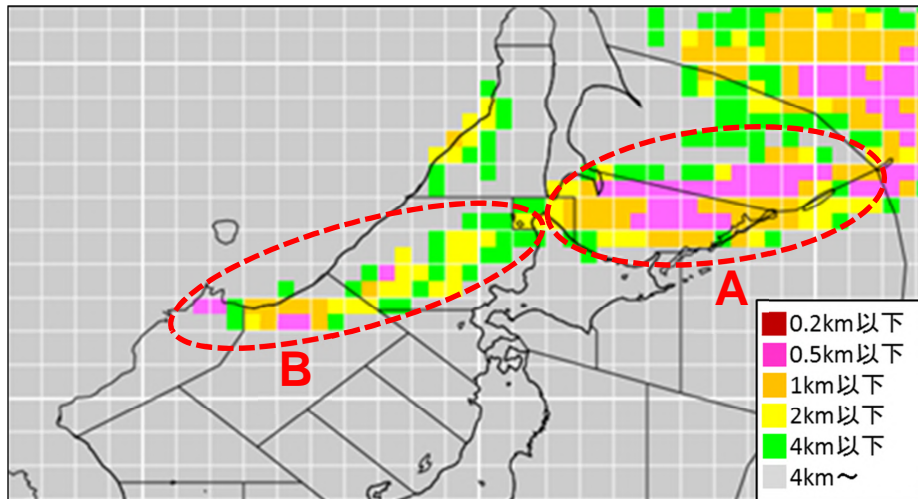


第 6.4.1 図 2016 年 10 月 15 日 21 時の地上天気図



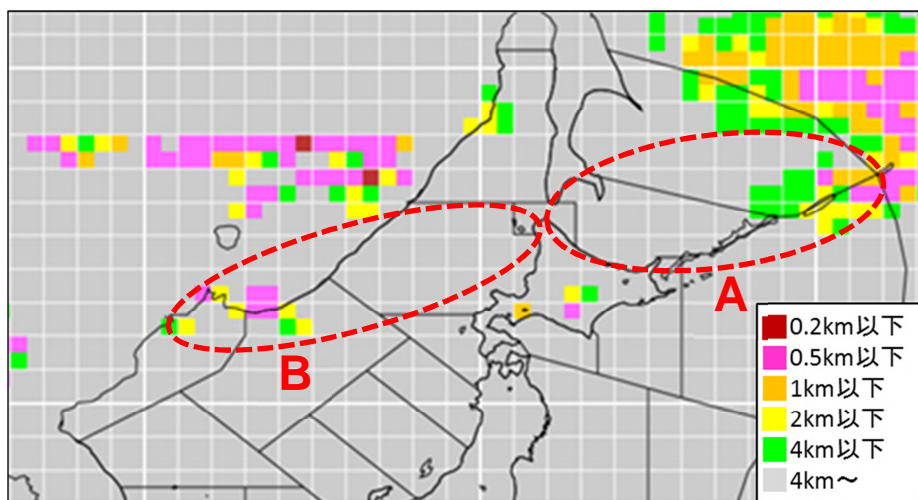
第 6.4.2 図 15 日 21 時の日本付近における (a) 差分 2 画像 (S2)、(b) 赤外画像 (IR)

記号 A、B で示した赤破線内：本節で着目している領域。



第6.4.3 図 16日3時のGSM視程分布予想（15日15時初期値）

記号A、Bで示した赤破線内：本節で着目している領域。



第6.4.4 図 16日3時のMSM視程分布予想（15日18時初期値）

記号A、Bで示した赤破線内：本節で着目している領域。

### 6.4.3 2016年3月8日の関東海域における濃霧事例を用いた海上予警報作業

#### 6.4.3.1 はじめに

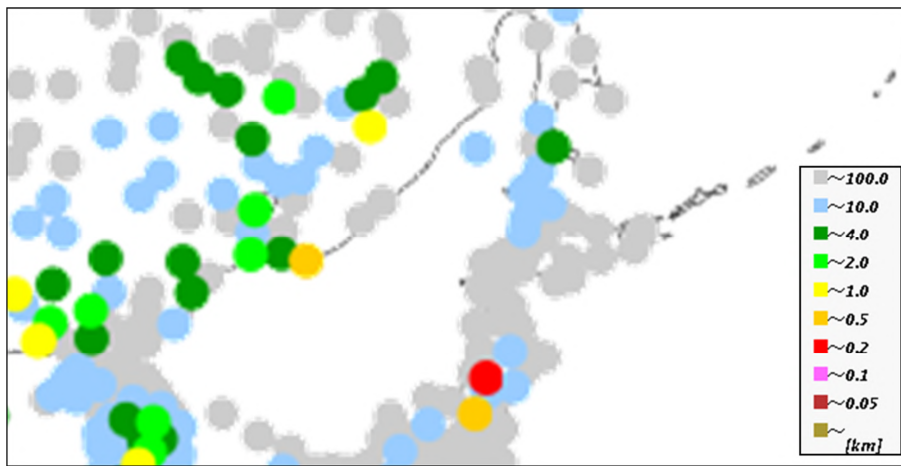
2016年3月8日、関東地方の広い範囲において霧が発生し、東京湾では昼過ぎまで霧が持続するなど2010年2月25日以来の稀な現象となった。この濃霧の影響により、東京湾に面する東京国際空港では8日日中に欠航が生じた。成田国際空港でも混乱し、同日朝行き先を関西国際空港等に変更した旅客機があった。ここでは、関東海域に焦点を絞り、交通障害等をもたらしたこの濃霧事例（以下、本事例）を題材に、ひまわり8号の衛星画像をはじめとした実況資料、利用する予想資料における着目点を中心に海上予警報作業について解説する。

#### 6.4.3.2 本事例の概要

濃霧がもたらされた前日の3月7日は、低気圧が本州の南岸を発達しながら東進し（第6.4.7 図）、関東地方では朝から昼前を中心にまとまった雨となり（第6.4.8 図）、南部を中心に降水量の3月の極値が更

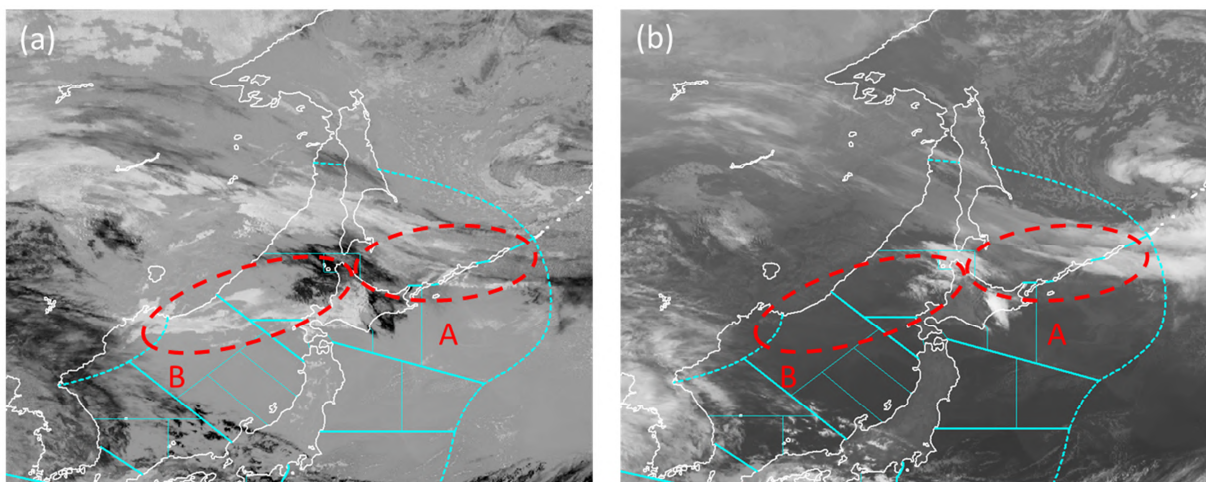
新された（第 6.4.1 表）。このため、7 日夜から 8 日にかけて関東地方では下層が湿っていた上に、広い範囲で気温が低下したため、湿度の高い状況が持続した。また、オホーツク海を東北東進している低気圧から前線が三陸沖付近にまでのびており、日本の東海上をゆっくり東南東している優勢な移動性高気圧の縁辺の暖湿気がこの前線に向かって流入しやすい状況であった（第 6.4.7 図）。関東地方の局地天気図（図略）では、7 日夜から 8 日にかけて気圧の傾きが非常に小さく、風が弱かった。

8 日 9 時、15 時の衛星画像（第 6.4.9 図）による霧判定域は、同日日中に関東地方の陸地では縮小したが、停滞前線の南側にあたる茨城沖では同日夜以降も持続していた。これらの実況から、本事例では内陸部中心の放射霧と、高気圧縁辺の暖湿気による海上中心の移流霧が混在していたと考えられる。



第 6.4.5 図 16 日 3 時の地上及び船舶による視程の観測

本節に關係する領域に近い視程 1 km 以下の観測は沿海州のみとなっている。



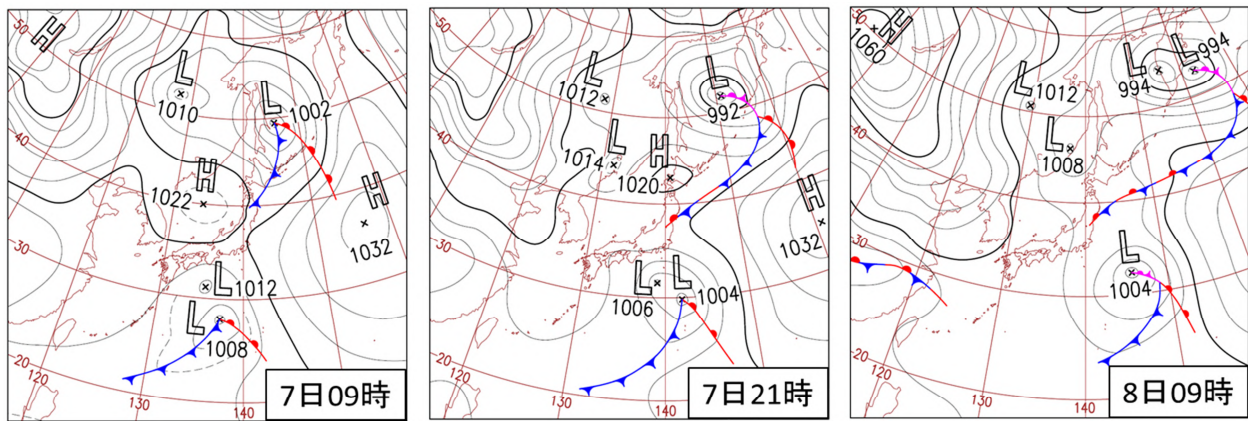
第 6.4.6 図 16 日 3 時の日本付近における (a) 差分 2 画像 (S2)、(b) 赤外画像 (IR)

記号 A、B で示した赤破線内：本節で着目している領域。

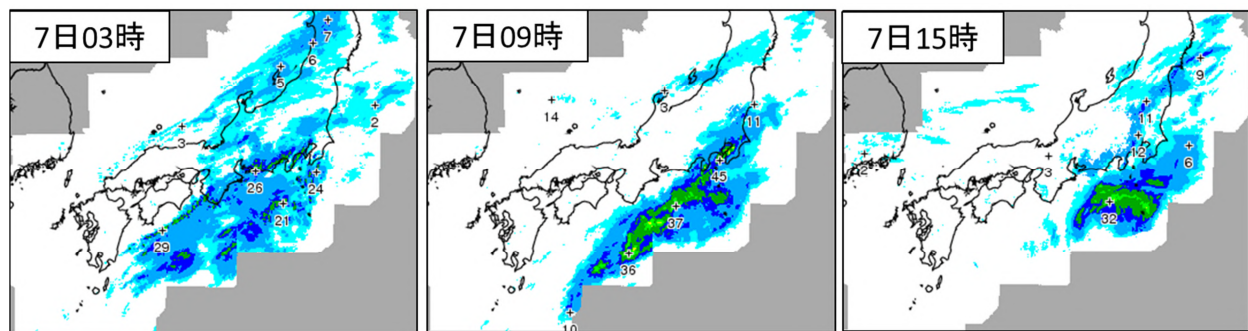
第 6.4.1 表 7 日に 3 月の極値が更新された観測地点の 1 時間降水量 (左)、3 時間降水量 (右)

都道府県	地点	1時間降水量 (mm)
東京都	羽田	29.5
千葉県	木更津	25.5
千葉県	牛久	25.5
千葉県	鋸南	25.5
千葉県	香取	19.5

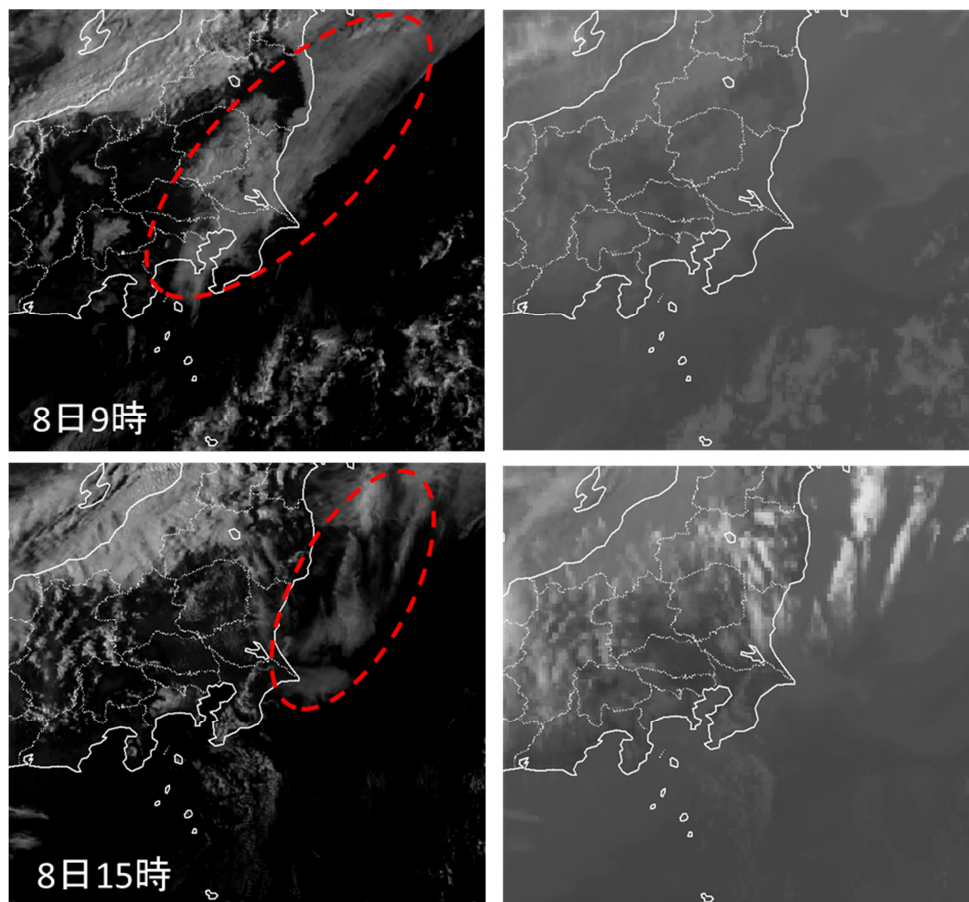
都道府県	地点	3時間降水量 (mm)
東京都	羽田	86.5
千葉県	木更津	81.5



第6.4.7図 2016年3月7日9時から8日9時の12時間毎の地上天気図



第6.4.8図 7日3時から15時の6時間毎の本州付近における前1時間解析雨量分布図



第6.4.9図 8日9時(上)、15時(下)の衛星画像(左:可視画像(VIS)、右:赤外画像(IR))  
赤破線内は霧判定域を示す。

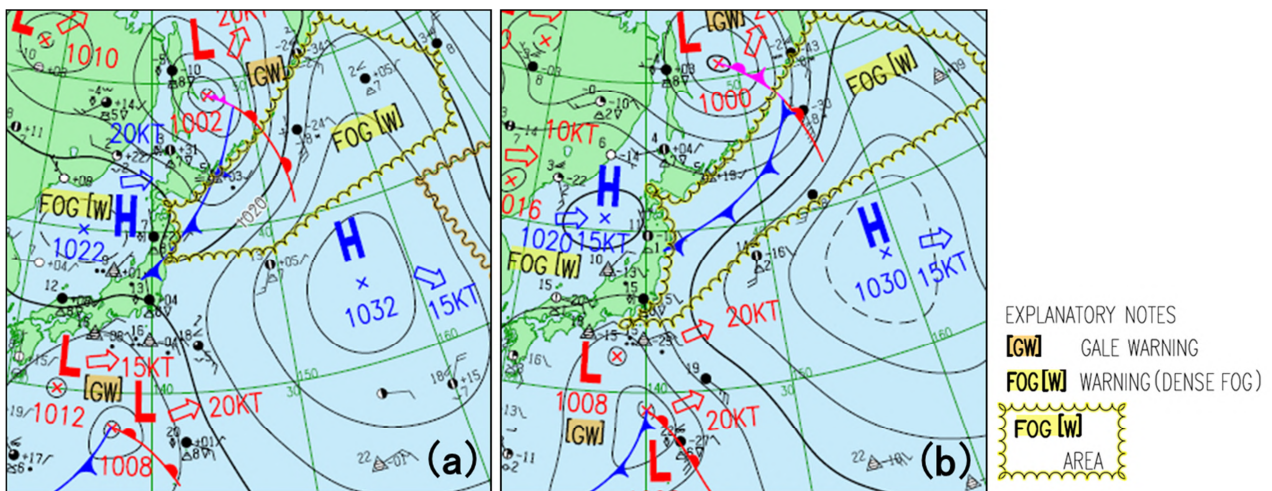
### 6.4.3.3 7日15時観測に基づいた作業

第6.4.10図(a)は、7日9時のアジア太平洋地上天気図(ASAS)である。本州の太平洋側で海上濃霧警報が発表されているのは移動性高気圧後面の下層暖湿流が入っている前線近傍の領域にあたる北緯38度以北である。以下、この時点で関東海域には同警報は発表されていないと想定して作業を進めることとする。

まず、15時の実況データを確認する。地上・船舶観測データによると、関東海域に霧の実況データはない。同時刻の可視画像(VIS(図略))では、オホーツク海の低気圧からのびる寒冷前線の暖気側の北海道東方海上から三陸沖にかけて霧判定域を確認できる。しかし、日本の南海上の低気圧近傍にあたる関東海域では上中層雲がかかり、霧の存在を確認できない。地上観測によると、関東地方の下層は湿っており、陸上では相対湿度が100%に近い地点がある。

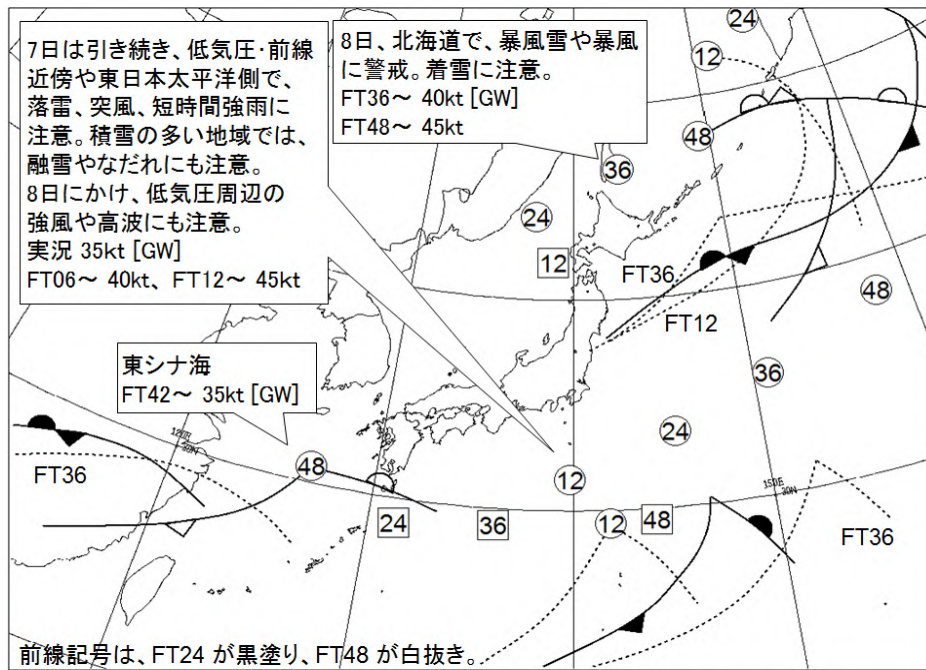
次に、今後の霧発生の見通しについて検討する。三陸沖の寒冷前線の動向に着目すると、中央指示報の主要じょう乱解説図(第6.4.11図)では、今後36時間、三陸沖にほとんど停滞する予想となっている。日本の東海上の高気圧、さらに南海上を通過した低気圧の影響も受け、停滞する前線に向かって暖湿気が流入し、関東海域では露点温度が上昇し、海面水温と露点温度の差が小さくなる見込みである(第6.4.12図)。7日9時初期値のMSM視程分布予想(第6.4.13図)では、7日21時には関東地方の陸上と茨城沖で800m以下の低視程が表現され、8日3時及び9時には千葉県、東京都、神奈川県にまで拡大する予想となっている。MSM各種予想資料(図略)では、関東地方の降水は7日夜には終わり、その後、西から高気圧に覆われることで700hPaから925hPaの風向は次第に北から西寄りに変わり、風は弱まる予想である。内陸部では、雨が止んだ後は次第に晴天となり、放射冷却により気温が下がることで放射霧の発生が見込まれる。また、平野部では東寄りの湿った風の影響を受けることが予想される。

以上より、実況で同海域に霧による低視程域が確認できなくても、7日夜には霧が発生する可能性が高いと判断する。現在、関東海域では海上濃霧警報を発表していないことから、この判断を本庁と地方海上予報中枢官署(関東海域担当)間で共有する。本庁は全般海上警報において海上濃霧警報の領域を関東北部海域にまで拡大し(第6.4.10図(b))、また、視程(霧)の分布予想の作業では、同警報に整合させるようにGSM視程分布予想に表現されている関東海域北部の低視程域を採用する。第6.4.14図に7日21時を対象としたGSM視程分布予想(同日9時初期値)の修正前と修正後の図を示した。ここで、関東海域北部では予想された視程域は概ね採用されているが、東海海域、四国沖などでは除外されている。これは東海海域、四国



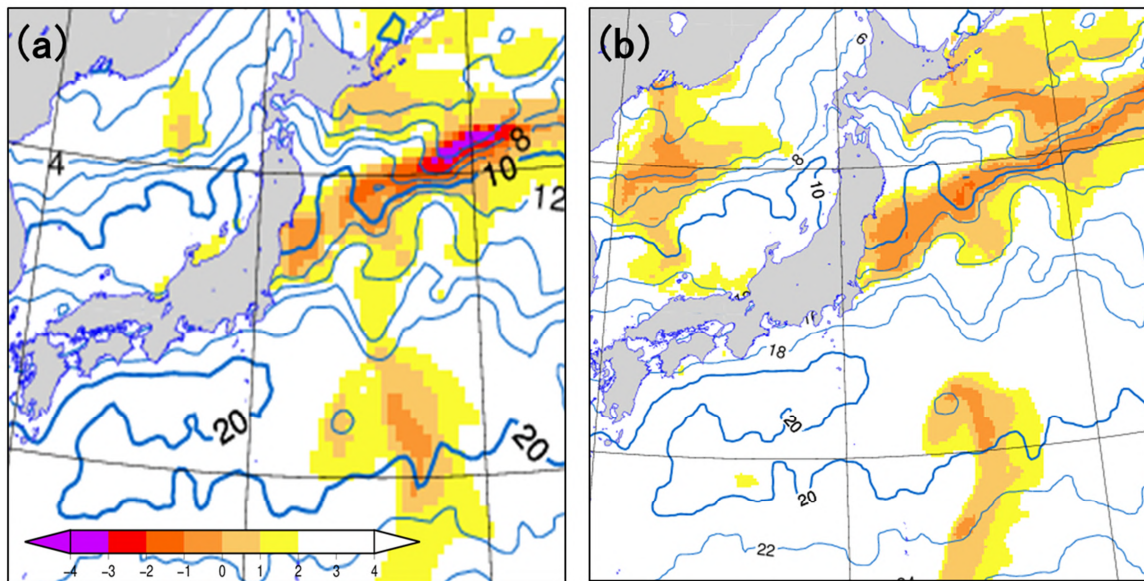
第6.4.10図 2016年3月7日(a)9時、(b)15時のアジア太平洋地上天気図(ASAS)

海上濃霧警報は、FOG[W]で示されている海域及び黄色の波線で囲まれた領域に発表している。



第 6.4.11 図 7 日 9 時を初期時刻とする主要じょう乱解説図

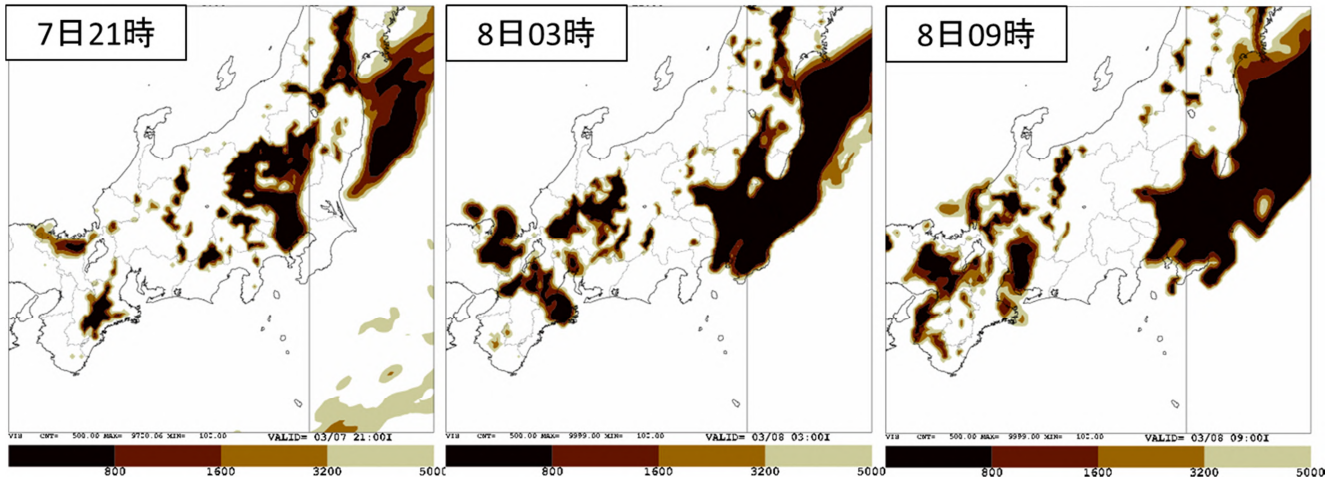
台風、低気圧 ( )、高気圧 ( ) の中の数字は初期時刻からの予想時間。



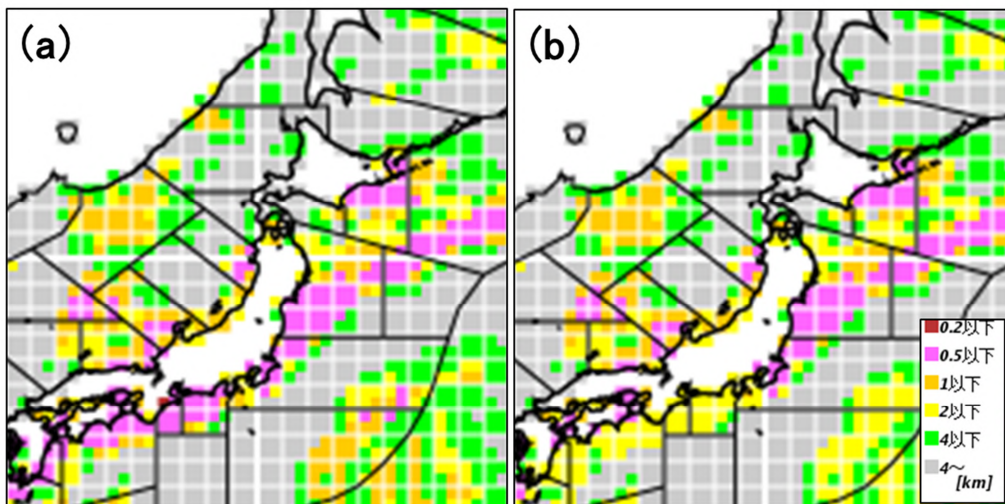
第 6.4.12 図 (a) GSM、(b) MSM による 7 日 21 時の海面水温 (青実線、2 毎)、海面水温と露点温度の差の分布図 ( ) いずれも 7 日 9 時初期値。

沖などの海面水温が黒潮の影響を受けて高く、露点温度との差が大きいと予想したためである (第 6.4.12 図)。地方海上予報中枢官署 (関東海域担当) は、今後霧が発生する見込みである旨の海上濃霧警報を発表する (第 6.4.15 図)。視程 (霧) の海上分布予想の作業では、本庁で検討した低視程域を確認し、必要があれば微修正を行う。なお、これらの作業においては、沿岸部の各府県における濃霧注意報の発表状況にも常に留意する。





第 6.4.13 図 7 日 21 時～8 日 9 時の 6 時間毎の MSM 視程分布予想 (7 日 9 時初期値)



第 6.4.14 図 7 日 21 時の GSM 視程分布予想 (7 日 9 時初期値) の (a) 修正前、(b) 修正後

全般海上警報

0 7 日 1 5 時観測 7 日 1 7 時 2 5 分発表

海上濃霧警報

北緯 34 東経 138 北緯 36 東経 141 北緯 40 東経 142 北緯 43 東経 140 北緯 42 東経 143 北緯 46 東経 150  
 北緯 53 東経 160 北緯 47 東経 173 北緯 42 東経 174 北緯 39 東経 150 北緯 34 東経 142 北緯 34 東経 138  
 の各点で囲まれた海域では所々で濃い霧のため見通しが悪い

東京海上気象

0 7 日 1 5 時観測 7 日 1 7 時 3 5 分発表

海上濃霧警報 関東海域北部

関東海域北部では所々で濃い霧のため見通しが次第に悪くなり  
 今後 1 2 時間以内に視程は 0 . 3 海里 ( 0 . 5 キロ ) 以下になる見込み

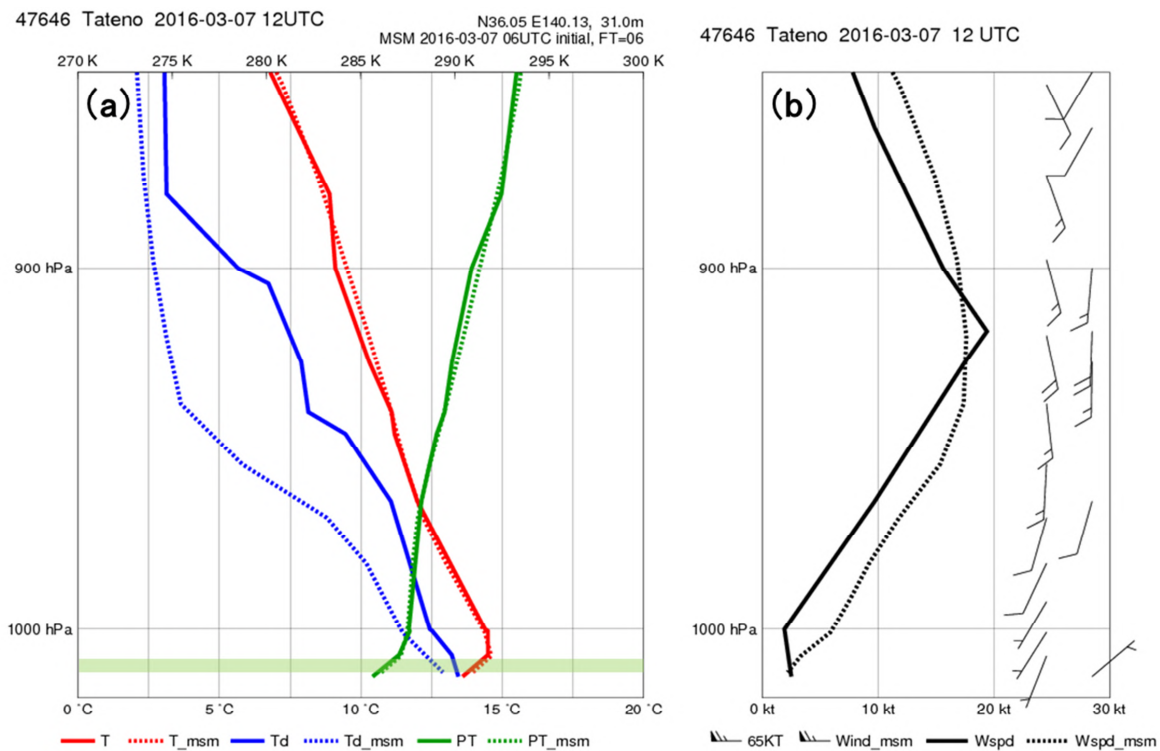
第 6.4.15 図 7 日 15 時観測の海上濃霧警報の電文例 (上：全般海上警報、下：地方海上警報)

#### 6.4.3.4 7日21時観測に基づいた作業

以下、地方海上分布予報の作業は省略し、海上警報（濃霧）の作業についてのみ解説する。7日21時の地上・船舶観測では、関東海域付近に霧の実況データはまだないが、気温の低下により平野部を中心に相対湿度が100%に近い観測地点が増えてきた。同地方では気温が下がる8日朝にかけて、この傾向はさらに顕著になると考えられる。21時の館野の高層観測によると、最下層に接地逆転層が見られる（第6.4.16図）。900 hPa 付近以下の気温は MSM の予想値（初期時刻：同日15時）に近いが、露点温度は実況の方が数高く、3 以上高い層もある。このため、下層では予想以上に湿っており、風についても 980 hPa 付近以下で実況の方が弱いことから、放射霧の発生にはより好都合な状況となっている。

7日21時の衛星画像（図略）では、低気圧近傍の上中層雲が引き続き関東海域付近にかかり、霧判定域の存在は確認できない。天気図解析によると、三陸沖付近の傾圧帯は明瞭で、前線が本州付近にまで伸長しており、総観場については、前回検討した見通し（第6.4.11図）を踏襲することとする。したがって、全般海上警報、地方海上警報共に関東海域北部の海上濃霧警報を継続する。また、まもなく発生が見込まれる霧の持続性については、同日15時初期値のMSM 視程分布予想（第6.4.17図）によると、8日15時でも房総半島沖にわずかながら低視程域が予想されており、8日夜までは前線の影響を受けることから、24時間先までは移流霧の残る可能性が高いと判断する。

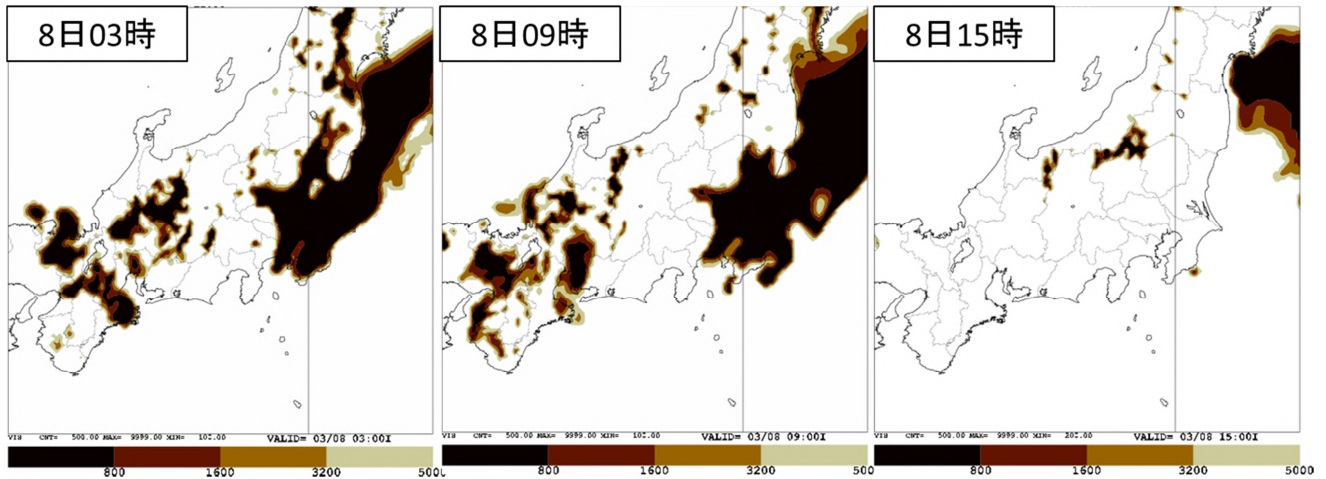
発表作業直前の23時前になると、差分2画像（S2）と赤外画像（IR）では茨城沖で上中層雲の隙間から下層雲域を確認できるようになる（第6.4.18図）。ここで、6.3節で説明したNight microphysics RGB 合成画像（以下、「夜間下層雲 RGB」）を用いると、差分2画像（S2）よりも下層雲域（青白色もしくは緑白色で表現）を容易に判別することができる。なお、夜間下層雲 RGB で判別される下層雲域も霧であるとは限



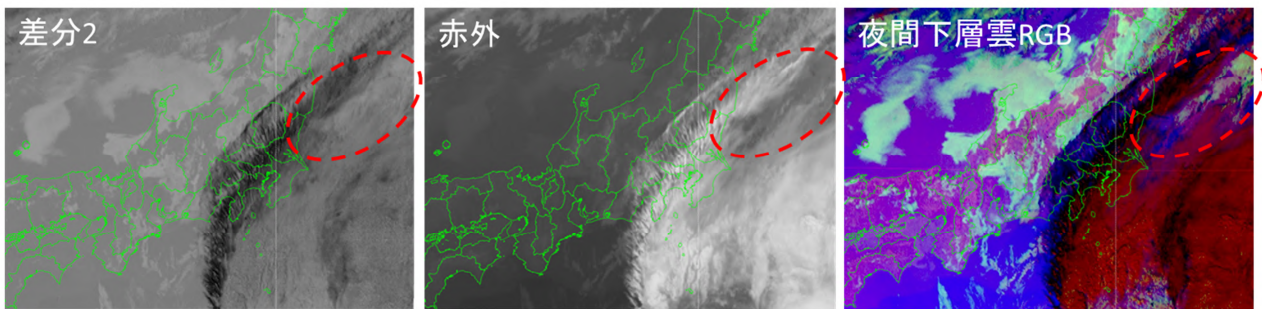
第6.4.16図 7日21時の館野における (a) 気温（赤線）、露点温度（青線）、温位（緑線）と (b) 風速（黒線）の鉛直プロファイル

太線は実況値、点線はMSMによる予想値（同日15時初期値）、黄緑網掛域は実況値による湿数2以下の層を、風のプロットは右側が実況値、左側が同予想値を示す。

らない。可視画像 (VIS)、差分 2 画像 (S2) と同様に、夜間下層雲 RGB で判別した下層雲域が赤外画像 (IR) で確認できなければ、霧判定域と判別できる。ただし、この事例では上中層雲が周辺に広がるため、赤外画像 (IR) を用いた判別は難しい。このような場合、周辺場の状況やモデル予想などから霧が発生している可能性が高いと考えられる場合は下層雲域を霧判定域と判断する。したがって、地方海上予報中枢官署は全般海上警報を担当する本庁とこの状況を共有し、関東海域北部では実況で霧が発生している可能性が高い旨の海上濃霧警報を発表する (第 6.4.19 図)。



第 6.4.17 図 8 日 3 時～15 時の 6 時間毎の MSM 視程分布予想 (7 日 15 時初期値)



第 6.4.18 図 7 日 22 時 30 分の衛星画像 (差分 2 画像 (S2)、赤外画像 (IR)、夜間下層雲 RGB)

赤点線内は上中層雲の隙間から見える下層雲域を示す。

**全般海上警報**

0 7 日 2 1 時観測 7 日 2 3 時 2 5 分発表

**海上濃霧警報**

北緯 35 東経 140 北緯 39 東経 142 北緯 42 東経 140 北緯 42 東経 143 北緯 47 東経 152 北緯 54 東経 160  
北緯 45 東経 177 北緯 40 東経 175 北緯 43 東経 160 北緯 39 東経 150 北緯 34 東経 143 北緯 35 東経 140  
の各点で囲まれた海域では所々で濃い霧のため見通しが悪い

**東京海上気象**

0 7 日 2 1 時観測 7 日 2 3 時 3 5 分発表

**海上濃霧警報 関東海域北部**

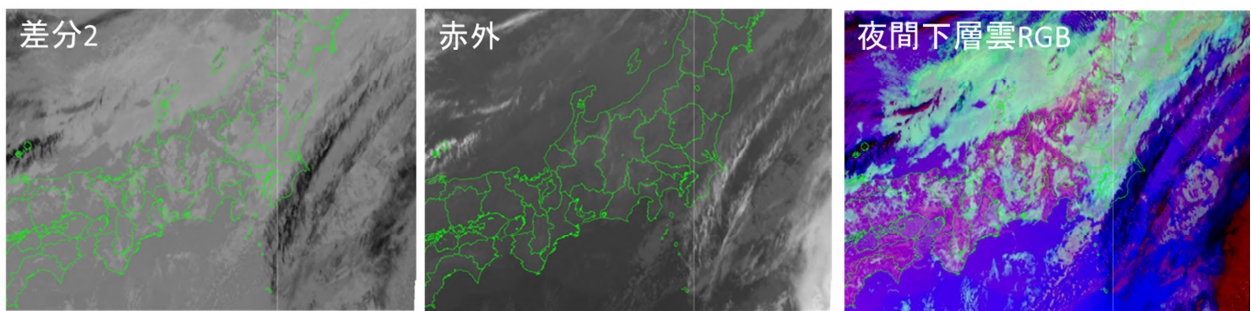
関東海域北部では所々で濃い霧のため見通しが悪く視程は 0.3 海里 (0.5 キロ) 以下

第 6.4.19 図 7 日 21 時観測の海上濃霧警報の電文例 (上: 全般海上警報、下: 地方海上警報)

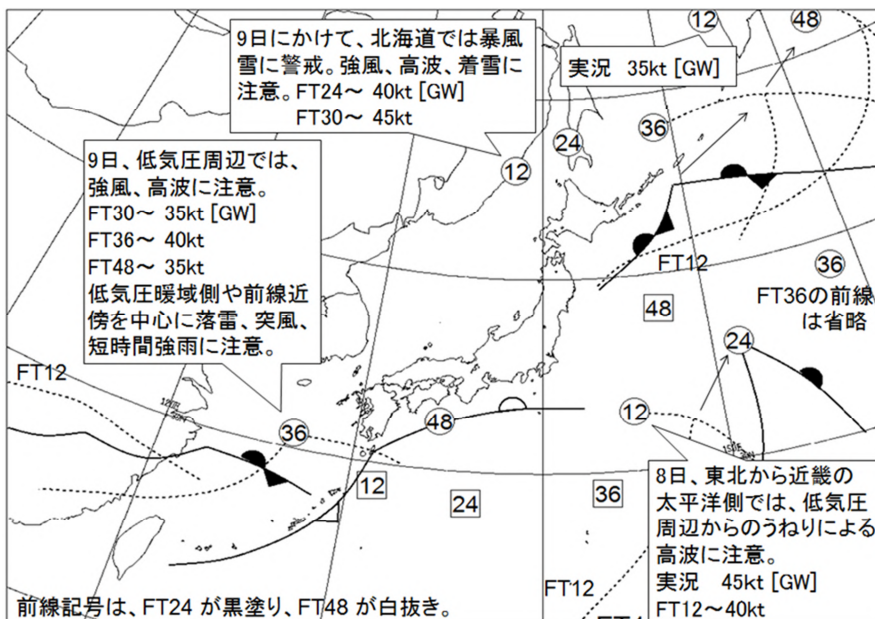
### 6.4.3.5 8日3時観測に基づいた作業

8日3時の実況によると、関東海域北部の地上・船舶観測では陸上を中心に霧を観測している地点が増えている。衛星画像（第6.4.20図）では、関東地方にかかっていた上中層雲は夜半過ぎには東海上に抜け、茨城沖から房総半島にかけての広い範囲で霧判定域を確認できる。このため、地方海上予報中枢官署は関東海域北部では実況の海上濃霧警報を継続する。

次に、現在発生している霧の持続性について検討する。中央指示報の主要じょう乱解説図（第6.4.21図）では、前線は8日21時にかけて三陸沖に残るが、その後は本州から次第に離れる予想となっており、霧が消散しやすい場となることを念頭におく。また、MSM 視程分布予想（第6.4.22図）から、少なくとも18時間先の8日21時までには海上濃霧警報の継続を見込む。

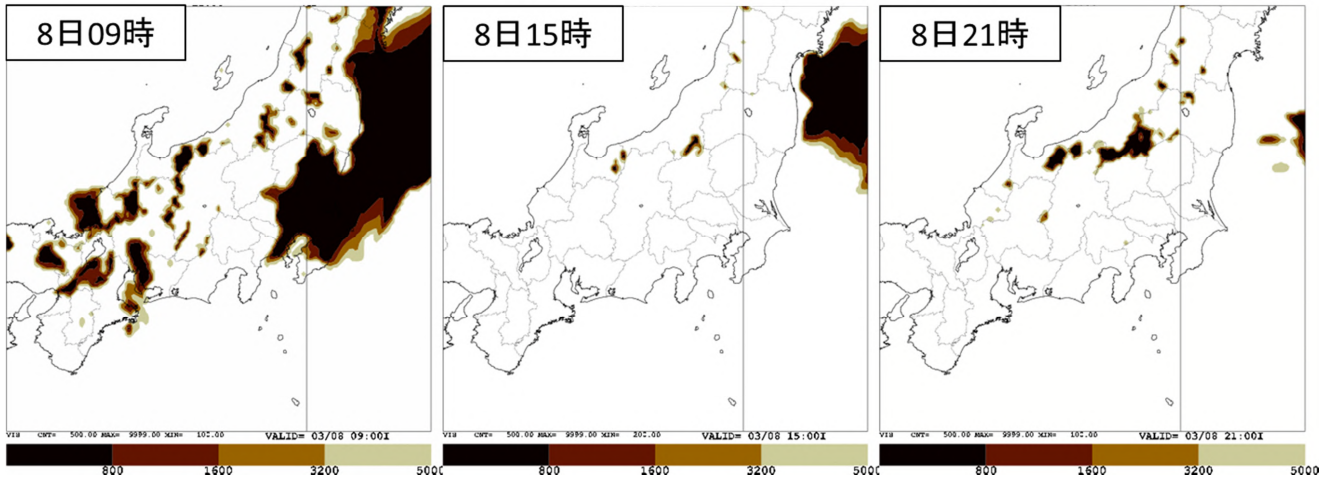


第6.4.20図 8日3時の衛星画像（差分2画像（S2）、赤外画像（IR）、夜間下層雲RGB）

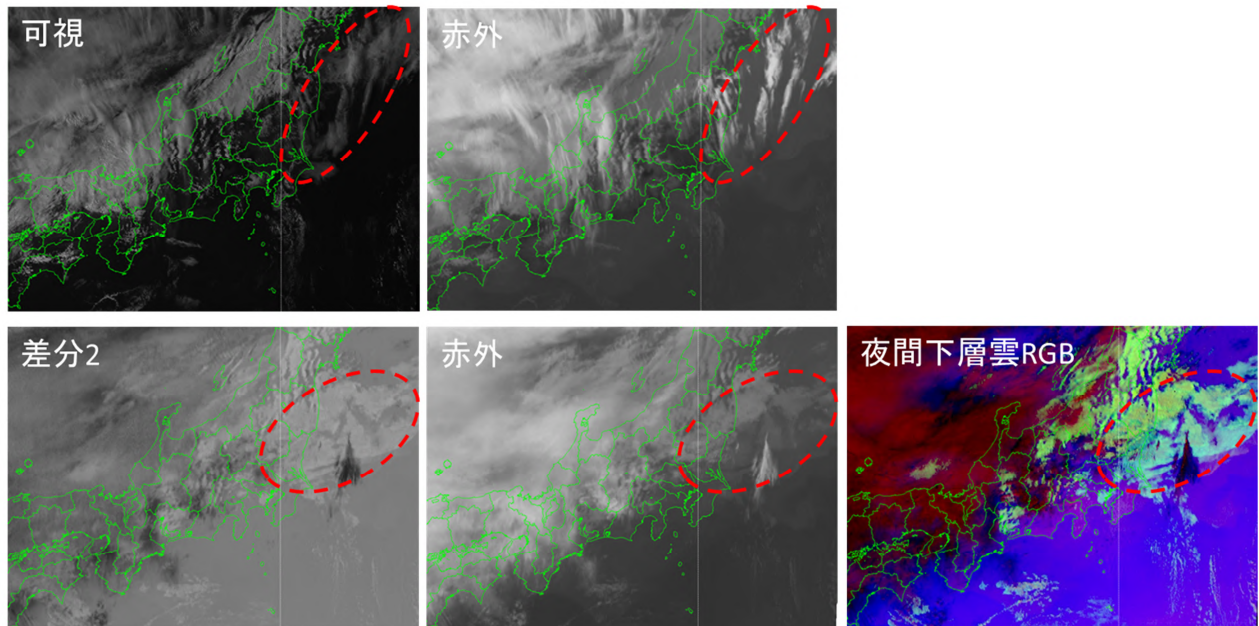


第6.4.21図 7日21時を初期時刻とする主要じょう乱解説図

台風、低気圧（ ） 、高気圧（ ）の中の数字は初期時刻からの予想時間。



第6.4.22 図 8日9時～21時の6時間毎のMSM 視程分布予想(7日21時初期値)



第6.4.23 図 8日15時(上)、21時(下)の衛星画像(左上:15時の可視画像(VIS)、中上:15時の赤外画像(IR)、左下:21時の差分2画像(S2)、中下:21時の赤外画像(IR)、右下:21時の夜間下層雲RGB)  
赤破線内は霧を含む下層雲域を示す。

#### 6.4.3.6 8日9時観測以降の作業

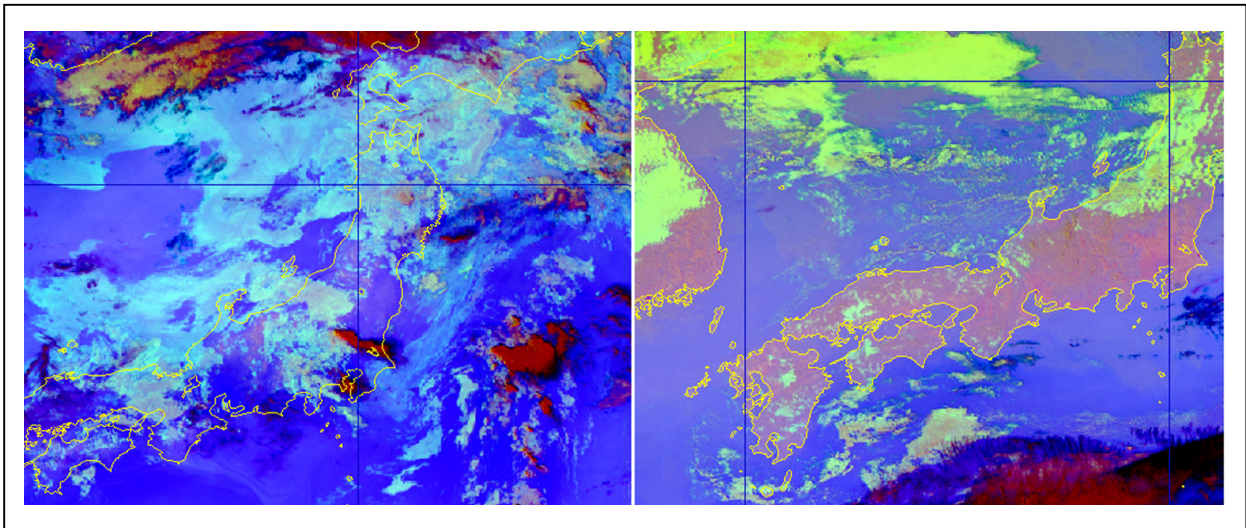
8日9時観測以降の作業では、最新の実況と予想資料を確認しながら海上濃霧警報の解除のタイミングを検討する。総観場のシナリオは前回から大きな変化はなく、8日夜以降は三陸沖の前線は次第に東へ遠ざかり、霧の発生ポテンシャルも低下する傾向が続く。8日3時初期値のMSM 視程分布予想(図略)でも、関東海域の低視程域は8日午後以降縮小し、9日3時以降は関東海域ではほとんど解消する予想だが、衛星画像では8日午後も銚子・茨城沖で霧判定域を確認できる(第6.4.23 図)。このため、9日以降も本州の南海上を東進する低気圧からのびる新たな前線の影響を考慮し、関東海域北部の海上濃霧警報を継続する。このように衛星画像をはじめとした実況の確認により最終的な濃霧警報の継続・解除を判断していく。

## 6.5 ひまわり8号のデータと数値予報データを利用した夜間霧監視プロダクトの開発\*

### 6.5.1 はじめに

夜間の霧監視については、霧を含む下層雲を鮮明に表示する Night microphysics RGB が有効である。しかし、RGB 表示に使われる輝度温度情報が季節や緯度の違いにより変化するため、霧・層雲を特定の色だけでは判断できないという問題点がある(第6.5.1図)。これに対応するため、衛星データと数値予報モデルの温度や湿度の鉛直プロファイルと比較し、霧を自動判別する夜間霧監視プロダクトを開発した。このプロダクトでは衛星で観測された霧・下層雲域から霧域を抽出し、通年同じ色で表示する。なお、定義上、層雲と霧の区別は地表にタッチダウンをしているかどうかで帰結する。したがって、雲域を上空から観測している衛星だけでは完全に下層雲と霧を区別することは難しい。また、衛星データを用いた霧判別には下層の湿度情報を取り込むことが有効であるという報告(Ishida et al. 2014)もあり、プロダクト作成の参考にした。

なお、ここで対象としている「霧」とは、厚い上・中層雲がなく、衛星で観測できる移流霧や放射霧である。厚い雲域の直下に広がる前線霧または混合霧は対象としない。また、後述するプロダクト作成のための統計処理や精度検証からも除外している。



第6.5.1図 Night Microphysics RGBによる夏(左)と冬(右)の霧の比較

左：2015年7月28日18UTC、日本海側の霧を含む下層雲がシアン色で表示されている。

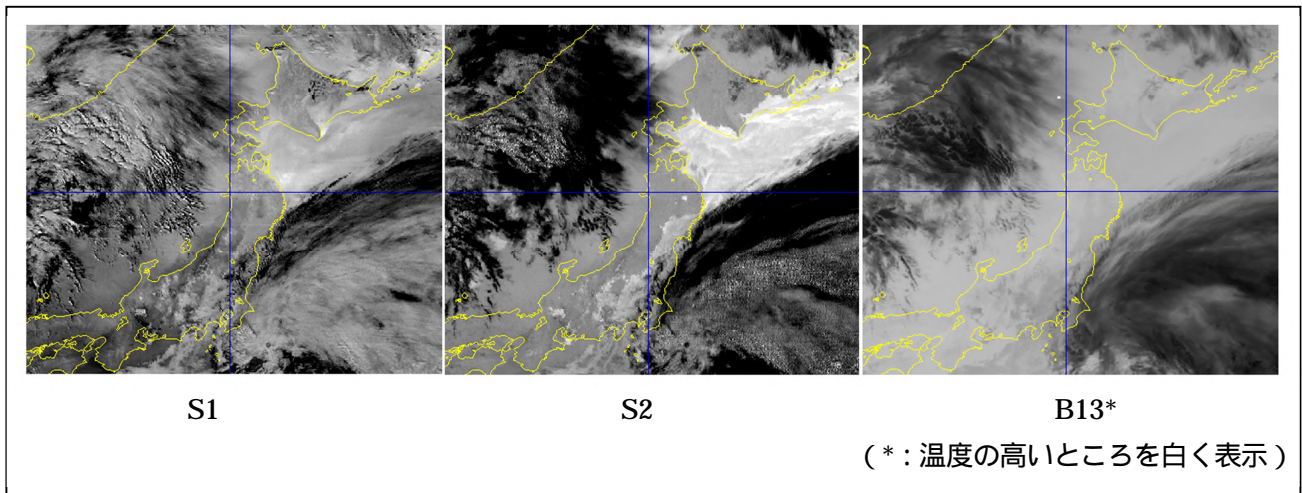
右：2016年1月3日18UTC、西日本内陸の霧を含む下層雲が黄色みがかかった色で表示されている。

### 6.5.2 各バンドと差分画像に見られる下層雲・霧の特徴

衛星から霧の候補データを取得するために、Night Microphysics RGB で使われる各画像を見る(第6.5.2図)。観測バンド B13(10.4  $\mu\text{m}$ )と B15(12.4  $\mu\text{m}$ )の差分1画像(S1)(以下、「S1」)、B07(3.9  $\mu\text{m}$ )と B13(10.4  $\mu\text{m}$ )の差分2画像(S2)(以下、「S2」)では、単体の B13 画像と比較して明らかに霧と下層雲の特徴が異なることが分かる。S2 で利用する B07 の雲の反射率は雲粒径とその相(水相/氷相)に大きく依存し、雲の厚さ、粒子のサイズにも敏感である。射出率は、輝度温度の高い下層雲等の水相の雲粒子から構成される十分に厚い雲の場合に、B13 よりも B07 の方が小さい。これにより B07 から B13 を差し引いた差分画像を作成すると、霧・層雲といった下層雲は輝度温度差が負の白い雲域として見え、画像で検出することがある程度可能とな

\*中鉢幸悦(気象衛星センターデータ処理部解析課) 丸山拓海(気象衛星センターデータ処理部システム管理課)

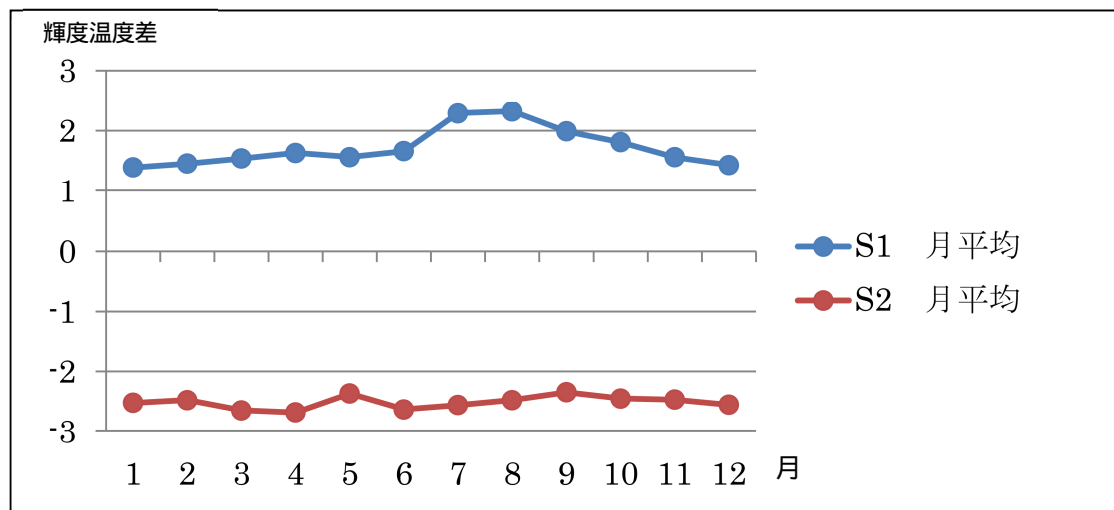
る。S2 は下層雲の見分けが付きやすく、さらに霧を含む下層雲の場合は霧を含まない下層雲より S2 の値が小さくなる。一方、S1 の画像を見ると、霧を含む下層雲域は白く表示されている。S1 の値は S2 と違って海面温度や雲の上の水蒸気の高寡などの影響を受けるため、特定の温度範囲を霧・層雲とすることはできないので、S2 で下層雲と判断した場合に限り利用している。下層雲に限れば、B15 と B13 では水蒸気の吸収度合いの違いから下層で透過率に 20% 程度の違いが発生し、下層の水蒸気が多いほど差分値は大きくなる傾向がある。



第 6.5.2 図 Night Microphysics RGB を構成する S1・S2・B13 による画像の特徴 (2015 年 5 月 29 日 12UTC)

三陸沿岸から北海道の南海上にかけて霧域が広がる (釧路、根室で霧を観測)。

### 6.5.3 S1、S2、B13 による霧候補の抽出



第 6.5.3 図 S2 (-1 以下) で抽出した下層雲の S1・S2 の月別変化

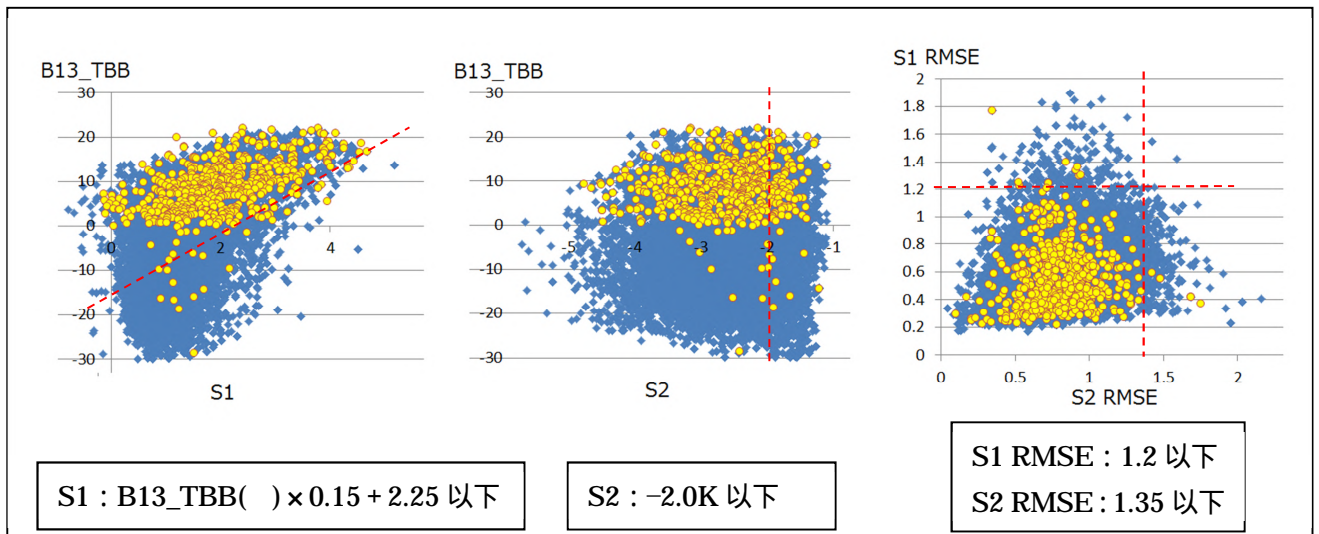
霧・層雲といった下層雲は S2 の輝度温度差が負になることから、S2 が負の場合 (-1 以下) の 1 年分の下層雲 (霧の有無に無関係) を抽出し、S1・S2 の月別の特徴を調べた。

第 6.5.3 図は、大陸を除いた日本付近北緯 20 度 ~ 50 度、東経 115 度 ~ 150 度の範囲で、2015 年 7 月 1 日から 2016 年 6 月 31 日までの 1 年間の 12UTC・18UTC の画像から霧を含む下層雲を抽出し、S1・S2 の月別平

均の変化を表したものである。S2 は年間を通してほぼ-2.5 に近い値をとり季節によって大きな変化はない。一方、S1 は海面水温の上昇する7月・8月に値が大きくなり、その後海面水温の季節変動に合わせて緩やかに小さくなる。これは海面水温が高くなると水蒸気の量が増え、差分値が大きくなる傾向を示していると考えられる。

#### 6.5.4 SYNOP による霧観測時の S1・S2・RMSE の分布と閾値

6.5.3 節の結果から、下層雲と霧を判別する閾値として S2 は通年固定値を設定した。S1 は、B13 の輝度温度と S1 の関係を一次式で表し、B13 の輝度温度によって変わる閾値を設定した。さらに、日中に霧を判断する場合に表面の様な滑らかさに着目することから、夜間においても S1 と S2 の平均からの RMSE を計算し、閾値を設定した。



第 6.5.4 図 SYNOP による霧観測時の S1・S2 の分布と閾値 (2015 年 6 月～2016 年 5 月)

散布図：青色マーク：霧なし 黄色マーク：霧あり。

第 6.5.4 図は、2015 年 6 月 1 日から 2016 年 5 月 31 日の期間において、12・18UTC に霧を観測した地点の S1・S2 (S2 が-1 以下の格子で、東西南北最大 100km の範囲の平均) と B13\_TBB (輝度温度) 各 RMSE の分布図を示したものである。範囲は大陸を除いた日本付近北緯 20 度～50 度/東経 115 度～150 度である。また、分布図が示すように、霧には 0 以上の水で構成されるものだけではなく、過冷却の水や氷の事例が含まれている可能性があるが、0 未満の事例数は全体の 5% 未満で、閾値の決定はほとんど 0 以上の事例に依存している。

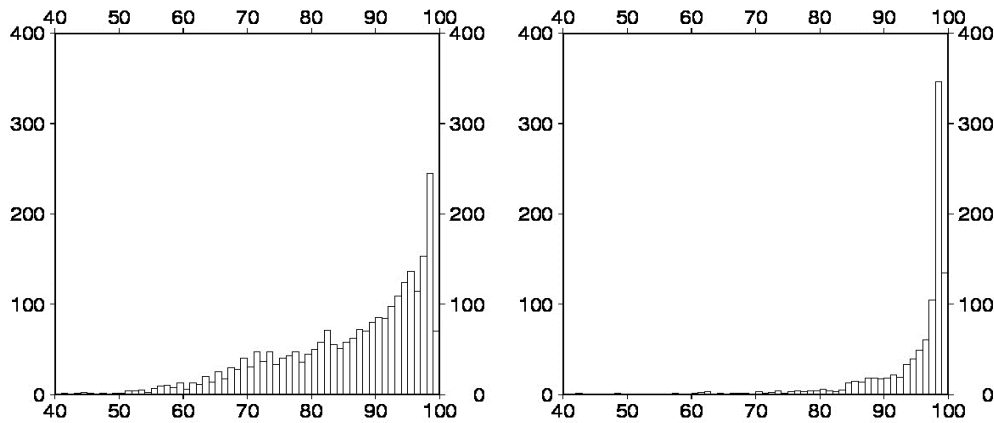
なお、霧事例をすべて内包する閾値では空振りが多くなると推定されることから、閾値すべてを満たした場合の霧の捕捉率を概ね 80% とした。

#### 6.5.5 MSM\_GPV による判断

第 6.5.4 図から、衛星観測による閾値のみでは霧なしの場合にも閾値を満たす事例 (空振り) が多く閾値として不十分であることが分かる。衛星で見える霧のほとんどの場合、明瞭な沈降性逆転層の上には乾いた層があることに着目すると、例えば 925hPa・850hPa・700hPa 付近が乾燥していれば、「衛星で捉えた下層雲はその高度より低い下層雲 (霧に近い) である」という判断ができる。また、地表付近の湿度が高ければ「接地している可能性が高い」と判断できる。したがって、モデルの湿度を霧判定の閾値として利用することと



した。第 6.5.5 図は、2015 年 7 月 1 日から 2016 年 7 月 31 日までの期間で衛星観測の閾値を満たした事例について、SYNOP の「霧あり」と「霧なし」で分けた MSM 地表面湿度(RH\_surf)のヒストグラムである。「霧なし」の場合は RH\_surf が 50%付近から 100%にかけて広く分布しているのに対し、「霧あり」の場合はほとんどの事例で RH\_surf が 90%以上となっている。また、期間全体での RH\_surf の平均値は「霧あり」では 94.4%、「霧なし」では 86.2%となった。この結果から RH\_surf が 90%以上であることを霧判定の閾値として加えた。



第 6.5.5 図 MSM 地表面湿度ヒストグラム

左：霧なし 右：霧あり 横軸：湿度 (%) 縦軸：事例数 (個)

### 6.5.6 衛星データと数値予報 GPV による判定フロー

第 6.5.6 図に霧判定フローを示す。衛星データ（日本付近：MSM 領域内の衛星データ）全格子について以下の処理を行い、霧の有無を判断させる。

衛星画像から、格子毎に S1・S2 が閾値以下の場合を霧候補として雲格子を抽出する（閾値作成では S1・S2 の平均をとったが、ここでは 1 格子ごとに処理）

各格子の B13\_TBB と 700hPa の気温を比較し、700hPa の気温より低ければ上・中・下層雲とする。700hPa の高度では中層で高度が高すぎるように思われるが、もともと霧の表面は放射冷却により温度が低くなる傾向があることと B13 の TBB 値が実際の大気より低く出る傾向があることを考慮した。

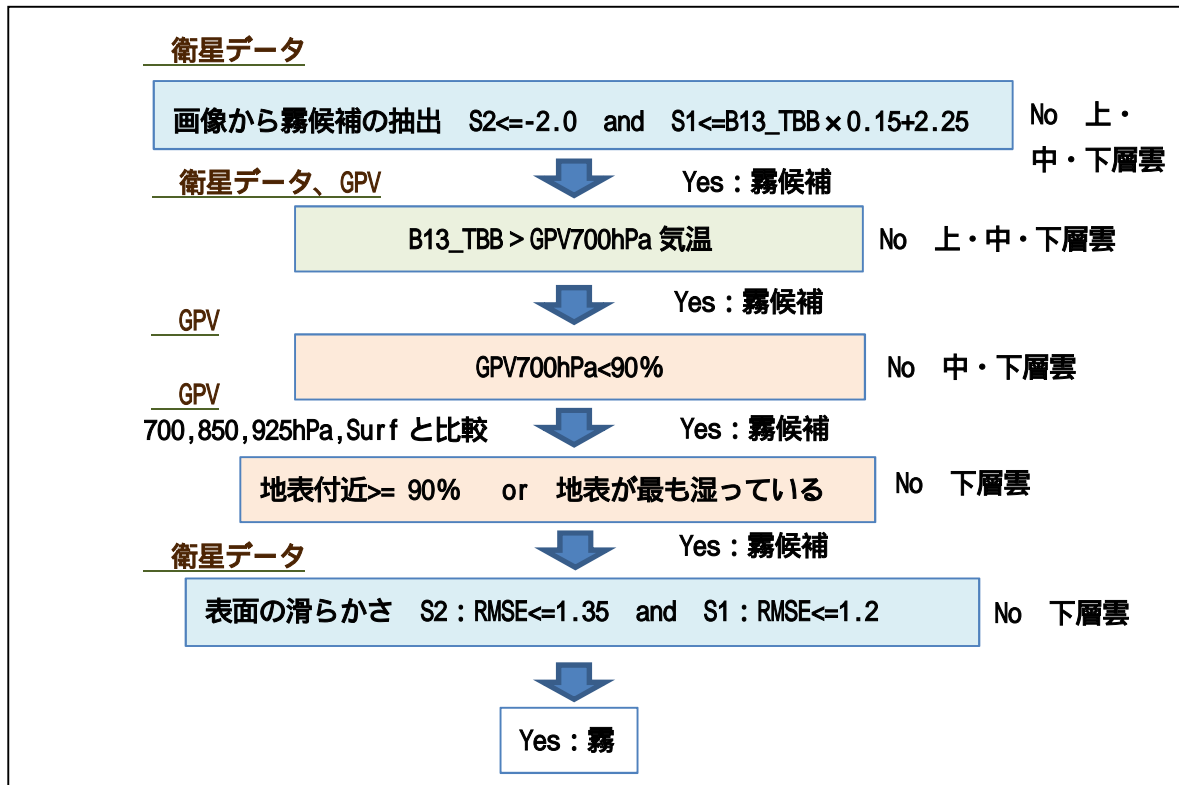
GPV700hPa 湿度が 90%以上の場合は中層の雲に対応している可能性が大きいと判断し、中・下層雲とする。

地表付近が 90%以上、または他の層に比べて地表が最も湿っていれば霧と判断する。90%未満であっても衛星では霧候補の下層雲が観測されていることは事実なので、どこかの層に湿度 100%に近い雲があると判断できる。MSM の精度を考慮し、地表が他の層に比べて最も湿っていれば霧候補と判断することにする。

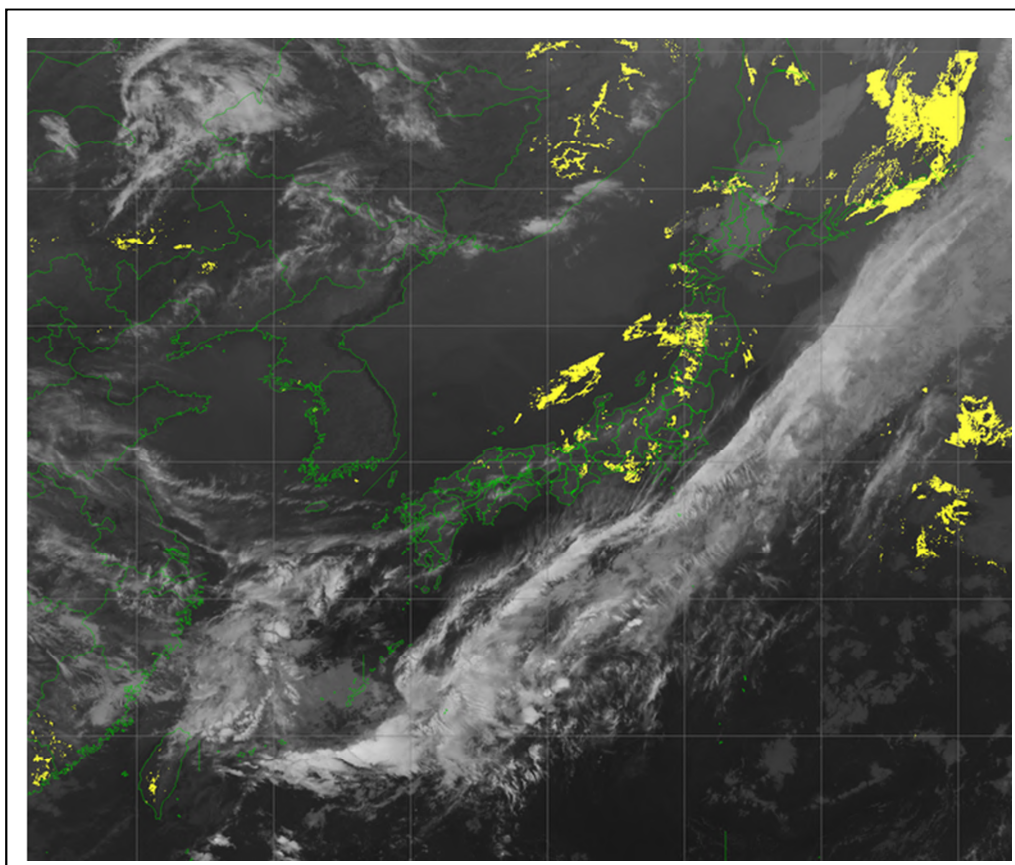
S1・S2 の各格子についてその格子を中心とした 51×51 格子の中から ~ の条件を満たした格子で RMSE を計算し、閾値以下であればその格子を霧と決定する。

### 6.5.7 霧監視プロダクト表示例

第 6.5.7 図は、画像の一例である。B13 画像に霧域を「黄色」で表示（通年、北から南まで同色）させている。上・中層雲の切れ間に霧が見える場合もあり、雲と霧の判別が容易にできる。なお、MSM\_GPV は最新の初期値から 10 分毎の内挿値を使用した。



第6.5.6図 霧判定フロー



第6.5.7図 夜間霧監視プロダクト表示例 B13と霧域：黄色（2016年5月17日1800UTC）  
この時間帯に北日本から東日本にかけての各県で濃霧注意報が発表されている。

## 6.5.8 プロダクトの精度評価

### (1)SYNOP・SHIP 霧観測による評価

2015年7月1日～2016年7月31日までの期間で、MSM領域内のSYNOP・SHIPから「霧あり」「霧なし」を読み取り、SYNOP・SHIP地点に最も近い1格子の霧判定結果について検証を行い、以下の結果を得た。

SYNOP・SHIPデータの取得条件

- ・SYNOP・SHIP目視観測で 雲量0 または 下層雲曇り または 霧
- ・太陽天頂角>93°（夜間）
- ・B13\_TBB >MSM700hPa 気温
- ・MSM700hPa 湿度<90%

SYNOP・SHIP「霧あり」の条件

- ・現在天気 40以上 59以下（霧か霧雨） かつ 天空不明（全雲量10） かつ 視程1km未満

第6.5.1表 検証で用いる分割表

		SYNOP・SHIP 霧観測		計
		霧あり	霧なし	
霧プロダクト霧判定	あり	適中 (F0)	空振り (FX)	F0+FX
	なし	見逃し (X0)	適中 (XX)	X0+XX
計		M	X	N

スレットスコア =  $F0 / (F0+FX+X0)$

適中率 =  $(F0+XX) / N$

空振り率 =  $FX / (F0+FX)$

見逃し率 =  $X0 / M$

捕捉率 =  $F0 / M$

第6.5.2表 検証結果

検証結果	SYNOP	SHIP
事例数	13667	1044
スレットスコア	0.307	0.351
適中率	0.840	0.940
空振り率	0.609	0.553
見逃し率	0.413	0.382
捕捉率	0.587	0.618

全期間を通じて霧発生予測に特化したスレットスコアはSYNOPで0.307、SHIPで0.351となった。空振り率はSYNOPで0.609、SHIPで0.553と高くなっている。SHIPの事例数はかなり少ないが、SYNOPよりスレットスコアが良く、海上警報のための海上霧監視にも利用できる。空振りした事例をSYNOP・SHIPで観測された雲形別に調査すると層積雲と層雲を霧と判断した事例が多数を占め、「もや」として観測した場合も多く含んでいる。

実況監視に当たっては、このスコアを踏まえてプロダクトを利用する必要がある。

(2)国内に発表された濃霧注意報と霧プロダクト表示との一致率

(1)で SYNOP・SHIP 霧観測で評価したが、霧は局地性が高いため、SYNOP・SHIP のみでは霧の発生を過少に見積もっていると思われる。一方、気象官署で発表される濃霧注意報は、予想で発表するため空振りも含まれるが、気象官署の目視観測と特別地域気象観測所の視程計・METAR・高速道路規制情報・ライブカメラによる実況監視により、気象官署で霧を観測していなくても担当予報地域のどこかで霧が発生している場合もあり、空振り率は小さいと思われる。そこで2016年1月1日から5月31日までの5ヶ月間（冬から春にかけて発生する放射霧や移流霧を対象）で全国の気象官署（稚内～石垣島）で、18UTCをはさんで濃霧注意報を発表したときに、予報担当地域のどこかで霧監視プロダクトが18UTCに表示域の大小によらず霧を表示していた事例数を調査した（ただし厳密に地域細分毎の発表と表示対応はとっていないので、評価を割り引いて見ていただきたい）。

濃霧注意報発表のべ回数：448

霧監視プロダクト霧表示数：410

一致率：91.5%

この結果から、濃霧注意報発表時にプロダクトが霧を表示する率が極めて高いことが分かる。

今後の課題としては、空振りや見逃しを少なくするための閾値の設定や統計手法の再検討、他のバンドの利用などが考えられる。また、WEB表示も閾値に応じて2段階程度に分けることを検討するなど、十分改善の余地があり今後も開発を進めていきたい。

#### 6.5.9 夜間霧監視プロダクトの留意点

「霧域」下層雲が混在している場合は「霧」の可能性ありと判断する。

衛星から上・中層雲と判断した場合には、下層に霧があるかどうかは判別できない（MSM\_GPVで地表が湿っていても霧と判断しない）。また、解像度の理由で川霧のような局地的な霧も表示できない場合がある。

霧表示域の真偽の判断には、隣県の濃霧注意報発表状況や観測実況とプロダクトの霧表示対応状況を見ることも有効である。

#### 参考文献

池田徹，小坂順一，2015：海上予報警報業務の概要と改善について．平成26年度予報技術研修テキスト，気象庁予報部，65-76．

井藤智史，2011：視程分布予想の開発．平成23年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，25-29．

井藤智史，2013：GSM 視程分布予想の開発．平成25年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，58-62．

沢井哲滋，1982：霧の理解のために．天気，29，731-447．

寺坂義幸，2016：第6章 ひまわり8号 RGB 合成画像の基礎．平成27年度予報技術研修テキスト，気象庁予報部，123-136．

EUMETSAT，2016：MSG CHANNELS Interpretation Guide (<http://www.eumetrain.org/IntGuide/>)．

Ishida, H. et al., 2014: Investigation of Low-Cloud Characteristics Using Mesoscale Numerical Model Data for Improvement of Fog-Detection Performance by Satellite Remote Sensing. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 53, 2246-2263.

NOAA, 2016: GOES-R SERIES PRODUCTS (<http://www.goes-r.gov/products/overview.html>)．