

## 第 6 回天気予報研究会の報告

第 6 回天気予報研究会は、2009 年 1 月 30 日 13 時 30 分から 17 時 30 分まで、気象庁講堂で開催され約 90 名の参加があった。今回の研究会では、竜巻とダウンバーストに関する総合講演に引き続いて、強風や寒冷前線の事例解析、雷や強風の予測、雨の数値実験など 6 題の講演が行われた。以下に講演要旨を記述する。

(研究連絡会)

天気予報研究連絡会 :

白木正規, 高野 功 (気象庁予報部), 登内道彦 ((財) 気象業務支援センター), 富沢 勝 ((財) 日本気象協会), 古川武彦 (委員長, 気象コンパス), 水野 量 (気象庁観測部), 吉野勝美 (全日本空輸株式会社)

## 【総合講演】

## 竜巻とダウンバースト

## 一わが国における実態とその観測—

小林文明 (防衛大学校地球海洋学科)

積乱雲に伴う竜巻やダウンバーストについて、具体的な観測事例を紹介し、わが国における発生の特徴や観測、短時間予測の課題、問題点などを述べた。寒冷前線の線状降水帯 (narrow cold frontal rainband) 上で発生した竜巻について、2006 年 4 月 20 日に藤沢市で発生した事例 (Kobayashi *et al.* 2007 a) と 2008 年 12 月 5 日横浜市事例 (小林ほか 2009) はいずれも、地上被害は長さ約 2 km にわたり確認され、地上付近の竜巻渦の寿命は 3 ~ 5 分程度と推測された。両事例とも地上付近の渦は目撃されたが、漏斗雲は確認されなかった。これは、短寿命で気圧降下の小さな竜巻は凝結して漏斗雲の形成にまで至らないことを意味している。ドップラーレーダー観測により、地上付近の竜巻渦上空には直径 2 km 程度の親渦 (マイソサイクロ

ン) が確認された。藤沢市で発生した竜巻に関係したマイソサイクロンは、地表付近 (高度 300 m) で最も大きな渦度 ( $5 \times 10^{-2} \text{s}^{-1}$ ) を有していた。両事例とも蛇行した線状降水帯におけるレーダー反射強度の強弱 (コアとギャップ) 領域で複数のマイソサイクロンが観測された。藤沢市の事例では、3 個のマイソサイクロンは高度 4 km 以下の下層で形成され、2 個のマイソサイクロンは高度 6 km 以上の積乱雲上部に存在した (Sugawara and Kobayashi 2009)。藤沢市の竜巻以外のマイソサイクロンは海上で形成されたため、竜巻を伴っていたかどうかは確かめられていない。

2007 年 5 月 31 日に東京湾上で発生した竜巻は、発達した積乱雲の下降気流 (アウトフロー) によるシアライン上で発生し、waterspout 的な特徴を有していた (Sugawara and Kobayashi 2008)。この竜巻をもたらした積乱雲は竜巻発生約 10 分前に発生を始め、竜巻と積乱雲はほぼ同時に形成された (小林・菅原 2008)。この竜巻の漏斗雲の寿命は 7 分間であり、海面付近は吸い上げた海水により可視化された。雲内には、竜巻渦に対して 1 オーダー大きなマイソサイクロンが存在し、寿命は 24 分であった。マイソサイクロンは  $10^{-2} \text{s}^{-1}$  オーダーの渦度を有し、高度 2 km 付近に直径のピーク (1.5 km) が認められた。マイソサイクロンは高度 4 km にまで達し、明瞭な時間変化を示した。

竜巻渦 (漏斗雲) とマイソサイクロンの関係についてみると、先行するメソサイクロン内で竜巻が発生した事例では、メソサイクロンが比較的長く (1 時間程度) 持続した (例えば, Niino *et al.* 1993 ; Kobayashi *et al.* 1996 ; Suzuki *et al.* 2000 ; 坪木ほか 2000)。スーパーセル型の竜巻では、直径 10 km 程度のメソサイクロンの中に直径 1 km 程度のマイソサイクロン、直径数 10 m の竜巻渦が形成される、という階層構造の概念が当てはまるのかもしれない。一方、ノンスーパーセル型の竜巻では積乱雲のスケールも小さく、10

分程度の寿命を有するマイソサイクロンのみが雲内で観測された(例えば, Kobayashi *et al.* 2007 a, b; Sugawara and Kobayashi 2008). 観測的に竜巻の全体像を, 雲底下の竜巻渦から雲内の渦まで把握し, その階層構造を理解することが必要である.

わが国では温帯低気圧, 台風, 冬季季節風, 梅雨前線などさまざまな気象条件に伴い, 年間を通して竜巻が発生する. スーパーセル型の竜巻による甚大な被害が発生する一方で, 大部分はフジタスケールでF1以下の竜巻である(小林ほか 2007 a). また, F1の竜巻に比べてF0の竜巻数が半数以下と少ないことをみてもわかるように, 相対的に弱い竜巻を把握しきれない. しかしながら, 弱い竜巻でも交通や仮設構造物など大きな災害に結びつく可能性があり, 竜巻の多様性を明かにするためにも, ガストフロント上の竜巻など2次的な竜巻も含めて短寿命で小スケールの竜巻の発生実態を把握することが重要である.

わが国ではダウンバーストによる被害も報告されているが竜巻に比べて数は少なく, 実態も不明な点が多い(大野ほか 1996). また, ガストフロント(突風前線)は竜巻に比べて高い発生頻度が想像され, 被害もしばしば発生する. しかしながら, ガストフロントの構造や伝播には不明な点が残されている(例えば, 小林 1999; 小林ほか 2007 b). ガストフロントは竜巻に比べてより広範囲に影響を及ぼすことから, ドップラーレーダーを用いた観測, 予測が有効である. 統計的にダウンバースト/ガストフロントを調べるためには, 地上観測とドップラーレーダーによる観測を実施し, その判別方法を確立する必要がある.

#### 参 考 文 献

- 小林文明, 1999: 1994年9月17日横須賀で見られたガストフロント. 気象研究ノート, (193), 95-99.
- 小林文明, 菅原祐也, 2008: 2007年5月31日東京湾で発生した竜巻とマイソサイクロンの関係. 第20回風工学シンポジウム論文集, 151-156.
- Kobayashi, F., K. Kikuchi and H. Uyeda, 1996: Life cycle of the Chitose tornado of September 22, 1988. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 125-140.
- Kobayashi, F., Y. Sugawara, M. Imai, M. Matsui, A. Yoshida and Y. Tamura, 2007a: Tornado generation in a narrow cold frontal rainband—Fujisawa tornado on April 20, 2006—. *SOLA*, **3**, 21-24.
- 小林文明, 菅原祐也, 松井正宏, 2007 a: 最近10年間のわが国における竜巻の統計的特徴. 日本風工学会誌, **32**,

155-156.

- Kobayashi, F., Y. Sugimoto, T. Suzuki, T. Maesaka and Q. Moteki, 2007b: Doppler radar observation of a tornado generated over the Japan Sea coast during a cold air outbreak. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 321-334.
- 小林文明, 鈴木菊男, 菅原広史, 前田直樹, 中藤誠二, 2007b: ガストフロントの突風構造. 日本風工学会論文集, **32**, 21-28.
- 小林文明, 前坂 剛, 岩波 越, 真木雅之, 2009: 2008年12月5日寒冷前線通過時に横浜で発生した竜巻. 日本気象学会春季大会講演予稿集, 108.
- Niino, H., O. Suzuki, H. Nirasawa, T. Fujitani, H. Ohno, I. Takayabu, N. Kinoshita and Y. Ogura, 1993: Tornadoes in Chiba Prefecture on 11 December 1990. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3001-3018.
- 大野久雄, 鈴木 修, 楠 研一, 1996: 日本におけるダウンバーストの発生の実態. 天気, **43**, 101-112.
- Sugawara, Y. and F. Kobayashi, 2008: Structure of a waterspout occurred over Tokyo Bay on May 31, 2007. *SOLA*, **4**, 1-4.
- Sugawara, Y. and F. Kobayashi, 2009: Vertical structure of mesocyclones along a narrow cold frontal rainband. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 497-503.
- Suzuki, O., H. Niino, H. Ohno and H. Nirasawa, 2000: Tornado-producing mini supercells associated with Typhoon 9019. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1868-1882.
- 坪木和久, 耿 驃, 武田喬男, 2000: 台風9918号外縁部で発生した1999年9月24日の東海地方の竜巻とメソサイクロン. 天気, **47**, 777-783.

#### 【講演】

##### 1. 羽田空港における気圧急下降および北東強風事例の解析

河原直孝(東京航空地方気象台)

###### 1.1 現象と総観場

2008年4月18日00 UTC頃, 羽田空港ではおよそ40分間に気圧が10 hPa急下降し, 10分間平均最大風速47 kt (1 kt=0.51 m/s), 最大瞬間風速55 ktの北東風を観測した. この現象により, 欠航や到着・目的空港の変更, 出発待機等, 航空機の運航に大きな影響が出た.

気圧の急下降と北東強風は, 関東地方南部(特に東京湾西岸域を中心)で観測され, 周辺気象官署を含めて, 羽田での気圧下降量が最大であった. 地上では, 18日00 UTCに紀伊半島の東に前線を伴う低気圧があ

りゆっくり東北東進していた。500 hPa では山陰沖に寒冷渦があり、その周辺には $-18^{\circ}\text{C}$ の寒気を伴っていた。西日本の太平洋側沿岸部を中心に500 hPa と700 hPa では乾燥気塊の流入が顕著となっていた。

### 1.2 気圧下降域の局地解析

17日21 UTC 以降、伊豆半島西岸で気圧の下降が始まり、時間経過とともに気圧下降域は東北東に移動している。羽田空港気象ドップラーレーダー（以下羽田空港 DRAW）によるドップラー速度の観測では、神奈川県西部で非降水域との境界に弧状のドップラー速度・北東強風領域が観測され、この境界域が気圧下降域と位相をあわせて東北東進し、18日00 UTC 頃羽田空港に北東の強風と気圧の急下降をもたらした。

羽田空港 RWY16 L での風向と風速の変化は、気圧が下降を始めてから徐々に北の風が北東に変化し、気圧下降のピークから急激に上昇する時間帯に北東風が持続している。その後は反時計回りに一時的に北西風となるが、北の風が卓越した。一時的な北西風への変化は、正渦の通過が推定される（第1図参照）。

18日00 UTC の局地解析では、羽田空港で最も気圧が低くなっている。一方で、羽田空港の南側の東京国際空港 D 滑走路建設外工事において観測した現地気圧（気圧計の設置位置：AP+9.30 m、データ提供は国土交通省関東地方整備局東京空港整備事務所）や風向および東京湾東岸の木更津や位相が通過した横浜・羽田の風向変化からは、渦や低圧部の循環は明瞭には解析されない（第2図参照）。

### 1.3 衛星画像解析

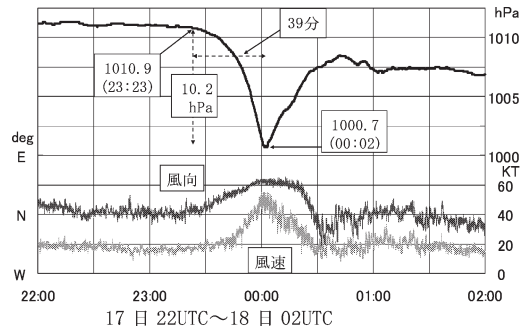
地上局地解析では明瞭な循環が解析されない下で、気圧下降領域の発生と移動について衛星画像の解析を行った。衛星水蒸気画像では、17日18 UTC 過ぎから紀伊半島沖で雲域の不連続線が明瞭となり、北東に移動し18日00 UTC 頃関東地方を通過している。

### 1.4 羽田空港 DRAW 解析

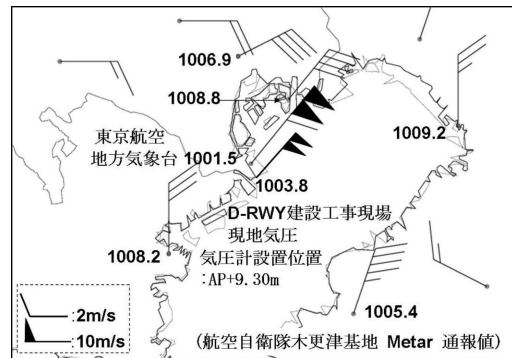
中・下層の鉛直構造の解析に、羽田空港 DRAW での擬似デュアル解析<sup>†</sup>を行った。

17日23 UTC 過ぎのおよそ神奈川県東部上空の擬似デュアル解析では、高度およそ3 km～4 km で鉛直循環が明瞭で、下層への強い下降流が解析される。ま

<sup>†</sup> 単一レーダーサイトの DRAW データから、2つの異なる時刻のデータが移動速度  $V$  で移動していると仮定し、2つのレーダーサイトがあるように見せかけて行う解析。



第1図 羽田空港 RWY16 L の海面気圧、風向風速の時系列図。



第2図 18日00 UTC の局地実況図。数値：海面気圧 [hPa]。

た、高度2～3 km 面での水平風の解析では、神奈川県・横浜市以南の南東海上で正渦循環も解析された。

### 1.5 要因の推測

気圧下降の状況からその要因は、正渦循環の接近・通過が推測されるが、地上における明瞭な渦循環（低気圧性）は解析されなかった。

ドップラー速度非降水域との境界、雲域の不連続線、最低気圧観測時刻経過と DRAW 擬似デュアル解析による水平渦は、17日23 UTC 頃から横浜・羽田付近でそれぞれの要素が位相を合わせており、このことが、中・下層域での正渦循環を強化したものと推測する。

一方で、中層域への乾燥気塊の流入によって鉛直循環が発生したことによる中層からの下降風の強化という総観場の現象と、下層域における渦循環や鉛直シアの形成というメソスケール現象が複雑に融合・絡み合った現象として、気圧の急低下と強風をもたらさ

れたと推測される。

### 1.6 謝辞

空港気象ドップラーレーダーの解析には田中恵信氏・鈴木修氏により気象研究所で開発された「Draft」を使用しました。この場を借りてお礼申し上げます。

## 2. ロープ雲を伴う寒冷前線の構造と形成過程の事例解析

神津友武，山岸米二郎  
(NPO 気象環境教育センター)

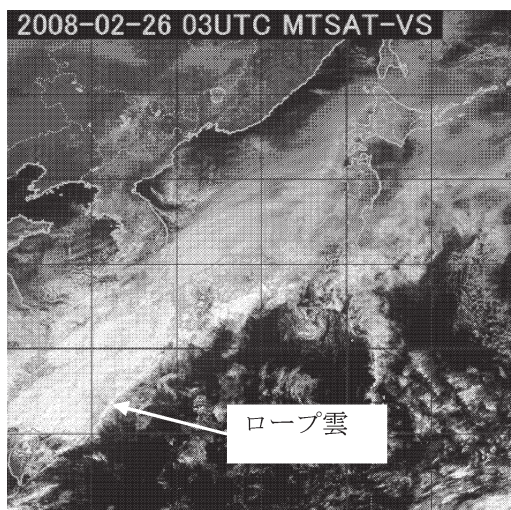
ロープ雲は、長さ方向がおおよそ数百～数千 km で幅が数 km～数十 km の狭い線状構造を有した雲域である。日本付近では主に冬季から春季にかけてしばしば観測されている (山岸 2007)。

本研究では、2008年2月26日に南西諸島付近でロープ雲を伴った寒冷前線 (第3図参照) の構造と形成過程について、気象庁観測データと MSM の GPV を用いて調べた。

### 2.1 ロープ雲の特徴

26日03 UTC のロープ雲の長さは1500 km 以上で、地上寒冷前線の位置とよく一致していた。この時刻の気象衛星赤外画像の相当黒体輝度温度 (TBB) から推定したロープ雲付近の雲頂高度はおおよそ500 hPa 程度であった。

ロープ雲は27日の日中には日本の東海上まで移動



第3図 気象衛星可視画像 (2008年2月26日 03 UTC)。

し、少なくとも30時間以上は持続していた。

### 2.2 寒冷前線の構造

26日06 UTC に寒冷前線が通過した沖永良部のアメダス観測値では3分間で温度が3°C低下し、前線の移動速度から換算すると、前線の幅はおおよそ2 km 程度であった。

名瀬のウィンドプロファイラー観測によれば、前線の進行最前面で地上から高度2 km までほとんど同時に風向が変化し、風向変化の高度はその後12時間ほとんど変化しなかった。前線の移動速度から換算すると、前線面は進行前面からおおよそ250 km にわたり、高度2 km でほぼ水平だったと見られる。また、前線に直交する鉛直断面において、MSM 解析値から計算した相当温位面の集中帯は地上から850 hPa 付近まで鉛直に立っていた。

### 2.3 寒冷前線の形成過程

MSM 解析値では前線は前線面に直交な寒気側の風速で移動し、暖気側の900 hPa 以下の風は等高線を大きく横切り前線に向かい収束していた。また、ロープ雲付近の MSM 解析値から計算した収束量と鉛直渦度の鉛直分布は950 hPa 付近で最大値をとり、上昇流は850 hPa 付近で最大であった。

MSM 解析値による前線形成関数および渦度方程式の各項を比較すると、前線の水平温位傾度の強化には900 hPa 以下における合流と水平シアの効果が大きく、相対渦度の強化には900 hPa 以下における水平収束の効果が大きかった。

### 2.4 まとめ

本事例の寒冷前線の形成には、大陸からの850 hPa 以下の寒冷な気塊の移流と、日本の東海上にある高気圧の縁辺を周る南から移流する暖湿気塊の900 hPa 以下の摩擦層内における総観規模の合流、水平収束が大きく寄与していた。持続する摩擦収束により線状の狭い範囲に鉛直渦度が生成・強化され、摩擦収束による暖湿気塊の強制上昇流が生ずる。これにより地上から高度2 km 付近までほぼ垂直な前線面と前線に沿うロープ雲が形成されたと考えられる。

現在、前線の2次循環形成における摩擦収束の効果を定量的に評価するため、Sawyer-Eliassen 方程式の各項の比較を検討している。

### 参考文献

山岸米二郎，2007：気象予報のための前線の知識。オーム社，197 pp.

### 3. レーダー3次元データ、雷監視システム及び数値予報資料を用いた雷直前予測

平原 淳, 宮城仁史 (気象庁観測部)

#### 3.1 はじめに

気象庁では、平成22年度から竜巻等の突風や雷など局地的な激しい現象の危険度について、10分毎の解析と1時間先までの予測を分布図形式で発表する計画である。その中の「雷」の解析については、雷監視システム (LIDEN) から得られる雷検知データに加え、レーダー3次元データから新たに発生する落雷を推定し解析を行う予定である。今回は、レーダー3次元データとレーダー観測後10分以内の発雷状況について、主に夏季をターゲットとした統計モデルを構築して調査を行った。

#### 3.2 統計モデルの構築

レーダーデータと雷の関係については、Gremillion and Orville (1999) などによって上空のある温度面、特に $-10^{\circ}\text{C}$ 高度面におけるレーダーエコー強度の有効性が指摘されている。

そこで今回はまず、全国を10 km 格子に分割し、格子毎にレーダー観測データ (10分毎) から上空の $-10^{\circ}\text{C}$  高度面エコー強度 (温度と高度情報はメソ数値予報モデルより取得) や鉛直積算雨量, エコー頂高度について、それぞれ強度と面積を併せ持つ指標を作成した。次に、これら3指標とレーダー観測後10分以内のLIDENによる対地放電検知の有無についてロジスティック回帰分析を行い、統計モデルを構築した。構築にあたっては、2007年5～10月のデータを用い、資料数の確保およびレーダーの観測特性を含めた地域特性を反映するため、 $4 \times 4$  格子 (40 km 格子) 毎が同じモデルとなるよう層別化を図った。

#### 3.3 MSM 発雷ガイダンスによる補正と対流性判別を利用したプロダクト表現

構築した統計モデルが算出する値 (0.0～1.0) は、

値が大きいほど対応するエコー域が落雷を伴う危険度が高いといえる。実際には、発雷環境場がないと考えられる場合でも低い値が出力されるケースがみられたので、数値予報資料 (MSM 発雷ガイダンス) で発雷環境場がないと判断したものを0とする補正を行った。

また、Steiner *et al.* (1995) のレーダーデータを用いた対流性領域判別を参考に、統計モデルで値が出力された10 km 格子にかかるエコー域の対流性領域を抽出して1 km 格子のプロダクトとして表現した。

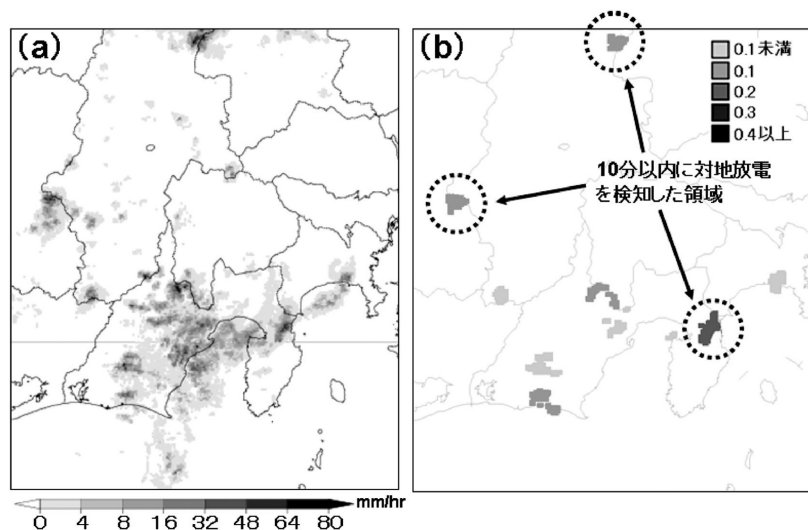
#### 3.4 結果

第4図bは出力結果の例で、降水強度画像aと比べ雷の危険性が高い領域をある程度絞り込めていることが分かる。全体的に高い値は出力されていないが、相対的に値が高い領域で10分以内にLIDENで対地放電を検知した。また、その他の領域についても、10分以内には検知がなかったものの、20分後、30分後に対地放電を検知する場合もみられた。

今後は、10分以内の雷検知結果に限定せず、30分以内など対象を拡大し、雷の危険性を適切に解析できるモデルの構築を図る予定である。また、冬季をターゲットとしたモデルの構築も行う予定である。

#### 参考文献

Gremillion, M. S. and R. E. Orville, 1999 : Thunderstorm



第4図 2008年6月23日0900 JSTの (a) 降水強度 [mm/h], (b) 対流性領域に重ね合わせた統計モデルの出力値 (点線で囲まれた領域は10分以内にLIDENによる対地放電の検知があったことを示す)。

characteristics of cloud-to-ground lightning at the Kennedy Space Center, Florida : A study of lightning initiation signatures as indicated by the WSR-88 D. Wea. Forecasting, 14, 640-649.

Steiner, M., R. A. Houze Jr. and S. E. Yuter, 1995 : Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. J. Appl. Meteor., 34, 1978-2007.

4. 強風ノウキャスト手法の開発と検証

守屋 岳, 増田有俊, 鈴木 靖,  
竹下 航 (日本気象協会)

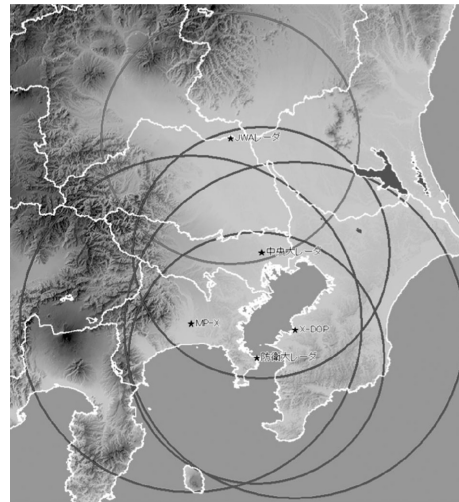
真木雅之, 前坂 剛, 岩波 越, 三隅良平,  
清水慎吾, 加藤 敦, 鈴木真一 (防災科研)

近年の竜巻などによる強風災害の多発を受けて, 強風の監視予測技術の開発が求められている. 今後の強風監視予測技術を向上させるために, あらたにXバンドレーダ・ネットワークを活用した強風ノウキャスト技術を開発した.

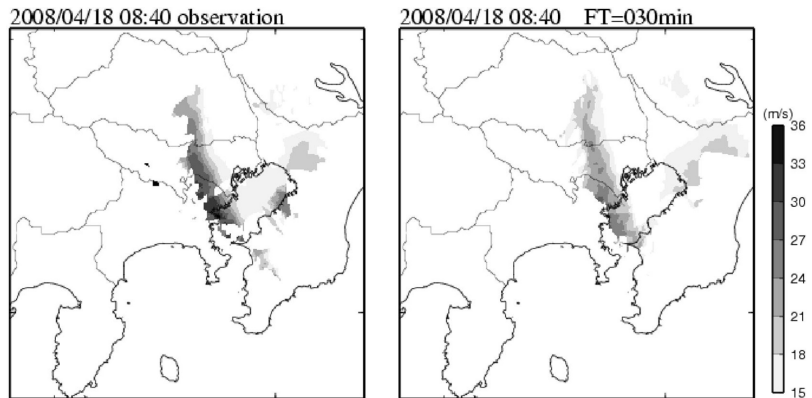
防災科学技術研究所が中心となり, 日本気象協会, 中央大学, 防衛大学のXバンド研究用レーダネットワーク(X-NET, 第5図参照)を運用している. このX-NETでは, 複数台のドップラーレーダから算出された3次元の風分布や強雨強度分布など, 時間的・空間的に詳細なデータを得ることができる.

このX-NETにより得られた高度1000 mにおける5分毎の風速分布を用いて強風域の移動ベクトルを算出し, 1時間先までの外挿予測を行うシステムを構築した.

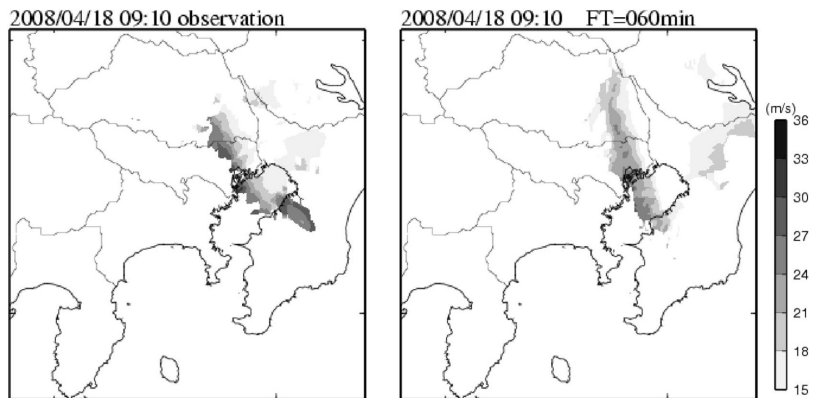
2008年4月18日に東京周辺で低気圧ならびに寒冷前



第5図 X-NET配置図(円はレーダの観測範囲を示す).



第6図 強風予測結果(時刻08:40, 左:監視, 右:予測).



第7図 強風予測結果(時刻09:10, 左:監視, 右:予測).

線の通過に伴い、強風被害が多発した。この事例について強風予測結果と被害状況を比較した。当日08時10分を初期値として、30分後の08時40分に横浜港で強風に伴う貨物船事故が発生した(第6図参照)。強風予測では横浜港付近に強風域を予測している。続いて60分後の09時10分には羽田で4月としては記録となる23 m/sの強風を観測した(第7図参照)。強風予測では羽田付近を中心とした強風域を予測している。この予測と羽田のAMeDASとの時間変化を比較すると(第8図参照)、風速の変化傾向が一致している。

レーダ・ネットワークを用いることにより、強風監視ならびに強風予測の可能性が認められた。今後、検証ならびに検討を重ね、強風ナウキャスト予測として実用化にむけて行きたい。

5. 局所アンサンブル変換カルマンフィルター(LETKF)やメソ解析をもちいた日本域豪雨実験

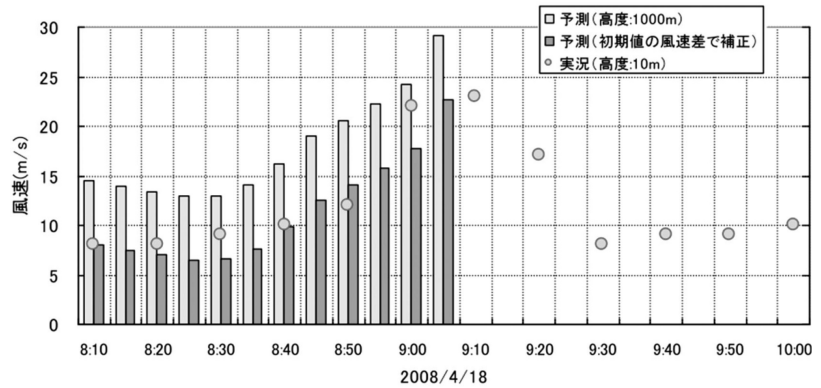
瀬古 弘, 小司 禎教, 齊藤和雄(気象研究所)

神戸の都賀川で急激な増水によって、5人もの尊い人命が奪われた2008年7月28日の雷雨の事例について、メソ4次元変分法や局所アンサンブル変換カルマンフィルターを用いて、GPS可降水量を同化し、大雨の再現を試みた。メソ4次元変分法を用いた同化実験では、国土地理院のデータのほかに、中国と韓国のGPSデータを同化した。GPS可降水量を通常の観測データと一緒に同化すると、中国地方の北側の水蒸気量がより増加し、その気塊が西風で供給されることによって、近畿地方北部の大雨を再現することが

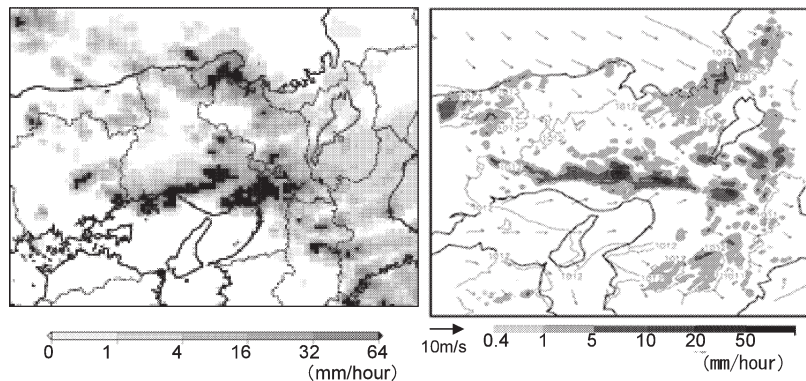
できた(Shoji *et al.* 2009)。

局所アンサンブル変換カルマンフィルター(Miyoshi and Aranami 2006)を用いた実験では、国土地理院のGPSデータを同化すると、アンサンブル平均の降水域がより広がった。得られた解析値を用いて、格子間隔を5 km, 1.6 kmと順に細かくしたダウンスケール実験を行うと、再現された時刻は早いものの、幾つかのメンバーで、神戸付近を東西にのびる線状降水帯を再現することができた(第9図)。また、アンサンブル予測で得られた降水量の複数の予報値と供給される気塊の相当温位や地上風などを対応させること

羽田における実況値と強風ナウキャスト予測値の比較  
予測初期時刻: 8:10、予測期間: 5分毎1時間先まで



第8図 羽田地点での強風予測(円がAMeDAS, 薄色が上空風予測, 濃色が地上風予測)。



第9図 (左) 2008年7月28日14時の気象庁現業レーダで観測された降雨強度と、(右) 1.6 kmのダウンスケール実験で再現されたメンバー001について、初期時刻10時から予報した1.5時間後の10分間降水量を時間降水量に換算したもの。

により、大雨の要因を示した。今回の発表により、GPS 可降水量の有効性、アンサンブル予報の新しい使い方を示すことができた。

参考文献

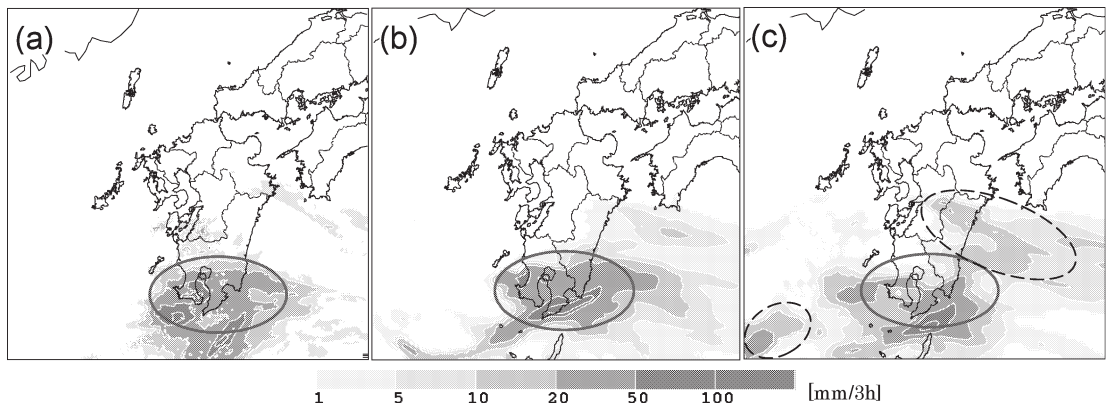
Miyoshi, T. and K. Aranami, 2006 : Applying a four-dimensional local ensemble transform Kalman filter (4D-LETKF) to the JMA nonhydrostatic model (NHM). SOLA, 2, 128-131.  
 Shoji, Y., M. Kunii and K. Saito, 2009 : Assimilation of nationwide and global GPS PWV data for a heavy rain event on 28 July 2008 in Hokuriku and Kinki, Japan. SOLA, 5, 45-48.

6. 地上 GPS 大気遅延量のメソ数値予報での利用

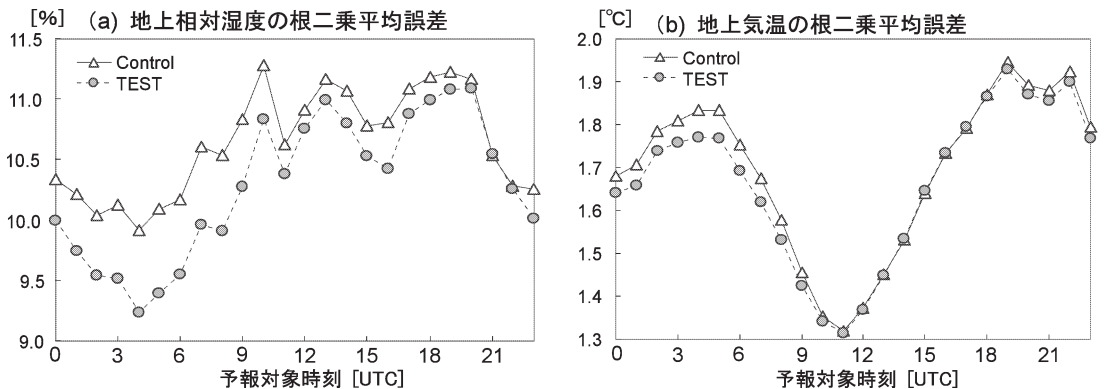
石川宜広 (気象庁予報部数値予報課)

気象庁では、国土地理院による約1200地点の電子基準点観測データを取得し、GPS 受信機の真上の大気中の水蒸気の情報である天頂大気遅延量及び、可降水量をリアルタイムで算出している。メソ数値予報の初期値に、この水蒸気の情報を取り込むことで、初期値の水蒸気量の精度が向上され、局地的な集中豪雨の予測精度の向上が期待される。

本報告では、GPS データの特性に合った数値予報での利用法として、従来から行ってきた品質管理手法に加え、①可降水量の利用から天頂大気遅延量の直接



第10図 2008年6月15日12 UTC を初期値とする12~15時間の3時間積算降水量予報。(a) 解析雨量, (b) GPS 天頂大気遅延量を同化した初期値からの予報, (c) GPS 天頂大気遅延量を同化していない初期値からの予報。



第11図 2008年6月11日00 UTC から6月21日12 UTC までの85例初期値による15時間予報での (a) 地上相対湿度と (b) 地上気温の精度。検証には国内SYNOP (約70地点) による地上相対湿度 [%] と、アメダス地点による地上気温 [°C] の毎時観測を用い、15時間予報の対象時刻 (UTC) における観測に対する根二乗平均誤差を示す。Control は地上 GPS を同化しない初期値による予報, TEST は地上 GPS 同化した予報である。



利用, ②観測誤差相関を考慮したデータ間引き, ③降水水域でのD値(観測値-第一推定値)バイアスの影響によるデータ使用制限の3つを試みた。

このGPS天頂大気遅延量をメソ4次元変分法で同化したインパクトを確認するため, 2008年6月の梅雨期(2008年6月11日00 UTC~21日12 UTC初期値)を対象に, メソ数値予報モデルによる85例初期値の同化予報実験を行ったところ, 降水スレトスコアによる降水予報の精度改善が確認された(図省略)。

第10図は2008年6月15日03 UTCの前3時間降水量の観測と予報を示したものである。実線で囲んだ九州南部での20 mm/3 h以上の降水域において, 初期値

にGPS天頂大気遅延量を同化した12~15時間の降水予報の方が, 同化していない予報より, 実況に近くなっていることがわかる。また, 初期値にGPS天頂大気遅延量を同化していない予報では, 破線で囲んだ偽の過剰な降水域が存在しているのに対して, 同化した予報では, 偽の降水域が実況に近くなるように弱められていることがわかる。

さらに, 第11図の地上観測による相対湿度と気温の検証結果では, 初期値にGPS天頂大気遅延量データを同化した予報の方が, 同化していない予報に比べて, 根二乗平均誤差が小さくなっており, これらの予報の改善が確認された。