# 報告

## 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

技術開発推進本部 豪雨監視・予測技術開発部会

運動学的予測グループ\*

要 旨

技術開発推進本部豪雨監視・予測技術開発部会運動学的予測グループでは, 予報部,観測部が共同して高解像度降水ナウキャストを開発した.

高解像度降水ナウキャストは,詳細かつ高精度なレーダー画像と降水量予測 を提供するプロダクトであり,局地的な大雨の監視・予測能力を強化を目的に, 2014 年 8 月に提供を開始した.積乱雲に伴う「急な強い雨」の実用的な予測 のため,実況補外に加えて強雨域を空間 3 次元的に予測する技術を導入してい る.

本稿では、高解像度降水ナウキャストで用いられている解析及び予測技術に ついて解説する.

1. はじめに

気象庁は、気象レーダーの高精度観測データを 利用した局地的大雨の監視・予測能力を強化する ため、2012 年度から 2013 年度にかけてレーダー 観測所処理装置を更新し、高解像度降水予測シス テムを整備した.高解像度降水ナウキャストは、 これら更新及び整備を受けて、国土交通省が運用 する X バンド MP レーダ雨量計の観測データも 利用し、詳細かつ高精度なレーダー画像と降水量 予測を提供するプロダクトとして開発を進めてき たものである.

高解像度降水ナウキャストは、その名が示すように、格子間隔を従来の1kmから250mに細かくした降水ナウキャストである.従来の降水ナウキャストは、気象庁のCバンドドップラーレーダーの観測データ(以下「Cバンド」と言う.)のみを使って降水予測を提供しているが、高解像度

\* 木川 誠一郎 (観測部観測システム運用室) (平成 27 年 1 月 27 日) 降水ナウキャストでは、通称 XRAIN と呼ばれる 国土交通省が整備した X バンド MP レーダ雨量 計の観測データ(以下「X バンド」と言う.)も 加え、さらにアメダス・地上観測、高層ゾンデ観 測、ウィンドプロファイラ観測のデータの高度利 用にも取り組んだ.

高解像度降水ナウキャストの予測技術において は、強雨域を空間3次元的に予測し、初期値には 存在しない強雨域を発生させる技術を開発するこ とに加え、停滞する線状の強雨域や台風などの時 空間スケールの大きな降水現象の予測精度を向上 させる新たな技術を導入した.

これら観測データの高度利用及び新技術導入 は、従来の降水ナウキャストとは異なる発想に基 づいている.例えば、地上における降水量又は降 水強度の解析・予測精度を最良とする観測データ の組み合わせとデータ処理方式を選択するため に,解析と予測処理の最適化を行っている.また, 予測の分野では,現象の時間変化を未来に向かっ て延長する運動学的な予測から大きく踏み出し, 短時間に大きく変化する降水現象の予測に適した 力学的計算手法を選択しアルゴリズムに取り込ん でいる.

このように、高解像度降水ナウキャストは、単 に解像度が向上しただけでなく、さまざまな観測 網から得られる観測データを総合的に利用し、最 新の予測技術を取り入れた新しい降水ナウキャス トとして提供するものである.

本稿では、高解像度降水ナウキャストについて の包括的な解説を目的とし、以下、第2章で処理 全体のデータの流れを、また第3章と第4章それ ぞれで解析と予測のアルゴリズムについて解説し た後、最後の第5章で課題や展望についてまとめ る.

#### 2. 利用するデータとその流れ

高解像度降水ナウキャストの解析・予測アルゴ リズムは、第1図に示すように、観測データから 解析値を作成する解析アルゴリズム及び解析値か ら高解像度降水ナウキャストを作成する予測アル ゴリズムから構成される.解析アルゴリズムに入 力される地上高層観測データベースには、地上・ アメダス、気象庁以外の地上雨量計、高層ゾンデ、 ウィンドプロファイラ、GPS (Global Positioning System)可降水量(国土地理院の電子基準点等 観測データを使用)、雷監視システム(Lightning Detection Network System: LIDEN)の観測データ 及び台風の中心位置と最大風速の情報が含まれて いる.高解像度降水ナウキャストは、従来の降水 ナウキャストと同様に、数値予報資料を利用して いない.これは、数値予報資料と独立した降水の 予報資料を利用者に提供するためだけでなく、ナ ウキャストの予測値を「未来の観測値」として数 値予報システムに提供する将来的な可能性も考慮 してのことである.なお、第1図の図中の数字は、 以下の第3章及び第4章において解説する節番号 を示している.

#### 3. 解析アルゴリズム

従来の降水ナウキャストは,予測の初期値とし て,1kmメッシュ全国合成レーダーエコー強度の データを加工せずに使用しているが,高解像度降 水ナウキャストでは,予測の初期値となる解析値 を観測データから自ら作成している.ここで説明 する解析アルゴリズムは,その解析値を作成する アルゴリズムである.

本解析アルゴリズムは、短い時間に大きく変化



第1図 高解像度降水ナウキャストの作成におけるデータの流れ

2つのレーダー観測網と地上・高層観測網のデータを利用して解析アルゴリズムは解析値を作成する.解 析値は、第1図の点線内に示すように、降水強度を含む水物質に関する情報と、風や盛衰などに関するベク トル的な情報、及び竜巻等の予測に関連する情報から構成される.予測アルゴリズムは解析値を入力し、高 解像度降水ナウキャストを作成する.解析及び予測アルゴリズムが共通に使用する地形データなどの定数は ここでは省略している. する降水現象に対する監視及び予測能力を最大化 するために、観測データに含まれる微弱なシグナ ルを取り出して予測に結びつけるという降水ナウ キャストのコンセプトを強く意識して設計してい る.例えば、観測データの持つ微弱なシグナルが 失われることがないよう、可能な限り加工されて いない又は加工の度合いが小さいデータを使うと ともに、観測データの品質管理は必要最小限にと どめている.

さらに、ナウキャストの速報性と高解像度・高 精度を両立するため、並列計算機能を最大限活用 した高速計算ができることを前提として、並列計 算に適したアルゴリズムを設計している.

#### 3.1 レーダー合成

#### 3.1.1 伝播経路計算

本解析アルゴリズムでは、第3.1.5項に後述す るようにCバンドの合成手法に加重平均法を使 っており、その重み設定にレーダー電波のビー ム(以下「ビーム」と言う.)の透過率を参照す るため、レーダー電波の伝播経路を計算する必要 がある. 伝播経路は, 高層ゾンデ観測に基づく大 気の鉛直プロファイル、具体的には気圧、気温と 水蒸気量を用いてビーム高度及び屈折角の計算を 250mごと (Cバンド) 又は150m (Xバンド) ご とに逐次計算する. この伝播経路計算は計算機資 源を大量に消費する.また、レーダー周辺の大気 の鉛直プロファイルとしてはゾンデ観測データを 利用し、レーダーごとにビーム高度としてレーダ ーからの距離のみに依存する等方的なものを与え ていることから、時空間スケールの小さな現象に は対応できないことなどの問題がある. その一方 で、このビーム高度計算によってレーダーデータ の合成時にレーダー電波の異常伝播の影響を軽減 している.

#### 3.1.2 移動補正

解析値の作成には、レーダー観測においてボリ ュームスキャンと呼ばれる複数の仰角による立体 的な観測のデータを利用する.1回のボリューム スキャンには、Xバンドでは5分、Cバンドでは 10分を要するため、レーダーがエコーを観測し

た時刻と解析値の時刻には最大10分近いずれが 生じることから、解析値の時刻におけるエコーの 位置を求めるためには時間差に起因する位置ずれ を補正する必要がある、例えば、連続する仰角の スキャン開始時刻に15秒の差があり、エコーが 20m/秒の速度で移動しているときは、2つの仰 角間では15秒×20m/秒=300mの位置ずれが生 じ、これは高解像度降水ナウキャストの1格子の 間隔である 250m よりも大きい. このように従来 の1km 格子では影響の小さかった問題に対する 新たな対処も必要となっている.解析アルゴリズ ムでは、短時間かつ局地的にはエコーは単純に流 されることを仮定して、ウィンドプロファイラの 観測から得られる各高度における水平風と、レー ダーのスキャン時刻を利用して位置ずれを補正し ている.

また、一般にレーダーが観測する雨量値は地表 に近いほど地上において観測される雨量値に近づ く.一方、地表近くでは、レーダー観測データは クラッタや地形・人工構造物による遮蔽の影響を 受けることがあり、これらを総合的に考慮して、 高解像度降水ナウキャストではレーダー雨量値を 推定する高度(以下「観測高度」と言う.)とし て1~2kmを採用している.この観測高度から 雨滴が地表に落下する間に風に流される効果(位 置の移動)も補正している.

#### 3.1.3 クラッタ検出

レーダー観測におけるクラッタは、レーダーが 送信した電波が、海面、地表、樹木、人工構造物 などにより反射されたものを観測する現象で、降 水粒子からの反射ではないため解析値から除去す る必要がある.クラッタの原因となるものは概ね 地表付近にあることから、その反射強度の鉛直分 布はアンテナの鉛直方向のビームパターンに対応 して、上空に向かうにつれて急速に弱まる特徴を 持っており、これを利用したクラッタ検出が可能 である.第2図にクラッタの検出例を示す.

クラッタの検出にはアメダス・地上観測を補間・ 補外して得られた地表の風速と湿度の情報も補助 的に利用している.これは、風速が強いほどクラ ッタが出現しやすく、また湿度が低い晴天域のエ



第2図 クラッタ検出の例(2013年10月16日09時)

左は濃い青色がクラッタを検出した領域を,右は解析値(降水強度)を示す.クラッタを検出した領域では観測高 度が高く設定されるため,クラッタが解析値に与える影響は最小化される.海上のクラッタ検出域の観測データは, 海面の状態に関する情報が含まれていると考えられるため,海面付近の風分布の把握など実況監視への応用も期待さ れる.

コーはクラッタの可能性が高くなるなどの理由から、検出の条件に加えているものである.

クラッタを検出すると、レーダー雨量値を推定 する高度である観測高度を上昇させて、より高い 仰角の観測データを使い、レーダー雨量値への影 響を小さくするとともに、第4.7節において述べ る誤差情報にクラッタを検出したことを示す情報 を設定し、利用者にクラッタの存在を伝える.現 在主流のグランドクラッタ除去アルゴリズムは静 止物体からの反射は軽減されるが、車両や船舶等 の移動体や発電用の風車等によるクラッタにはそ の効果が限定的である.今回採用した手法は、そ のようなクラッタに対しても有効な手法である.

なお、従来と同様に固定のクラッタマップを設 定して処理に反映することもできる.

#### 3.1.4 ブライトバンド検出

レーダー観測におけるブライトバンドとは、融 解層において、雨に比べて径の大きな雪の表面が 融けて反射強度が強まる現象である.この状態に なった領域は反射強度からレーダー雨量値を推定 することが難しくなる.このため、観測高度は可 能な限りブライトバンドを避けて設定する.一般 に融解層は数百メートルの厚さであるが、時に 太平洋側の海上では数 km の厚さとなることがあ る.このようなときは、ブライトバンドを回避す る観測高度の設定は困難となり、レーダー雨量値 の誤差が大きくなる.

ブライトバンドの高度と厚さは、レーダーの 最大仰角に現れるリング状のエコーの大きさと形 状, ウィンドプロファイラの鉛直速度, 及びアメ ダス気温観測値から推定できる. リング状のエコ 一の, 半径からブライトバンドの高度が, 内径と 外径の差から厚さに関する情報が得られる.また, ウィンドプロファイラの鉛直速度では、雪は落下 速度が遅く、雨は速いという特性を使って、鉛直 速度wの鉛直z方向の傾きdw/dzからブライト バンドの高度を推定する. さらに、アメダス気温 観測値を補間して各格子の地上気温を解析し、ゾ ンデ観測から得られた気温減率を用いて0℃高度 を推定する. 第3図はブライトバンド上端高度の 計算例を示しており,アメダス観測値を利用して いることからレーダー及びウィンドプロファイラ の配置間隔よりも空間的に細かい構造が等高線に 見られる. ブライトバンドがレーダー雨量値に影 響を与える場合には、クラッタと同様に誤差情報 にブライトバンドの影響があることを示す情報を 設定し、利用者に伝える.

#### 3.1.5 Cバンド合成

高解像度降水ナウキャストでは、観測高度を挟む2つの仰角の観測値を線形内挿して、レーダー ごとに観測高度における降水強度をレーダー雨量 値として算出する.次にレーダーごとの降水強度



第3図 ブライトバンド上端高度の計算例 レーダーとウィンドプロファイラの各サイトではブ ライトバンドの上端高度が求められ、点から面に展開 するときにアメダス及び高層ゾンデ観測データから推 定した ℃高度が使われる.ブライトバンドの高度に関 する情報は降雪の実況監視に役立つことも期待される.

から,全国合成の降水強度 [mm/h] をレーダーご とに重みをつけて平均する加重平均法により算出 する.このとき,レーダーに近いほど,ブライト バンドの影響が小さいほど,ビーム高度と観測高 度のずれが小さいほど,そしてビーム透過率が大 きいほど,重みを大きくする設計としている.

従来の降水ナウキャストの初期値である 1km メッシュ全国合成レーダーエコー強度は,電波の 降雨減衰による影響などを考慮し,強い雨を確実 に捉えることを重視して,レーダーごとの観測値 の最大値を採用する最大値法と呼ぶ手法を使って いる.しかしながら,最大値を使うことは観測値 に含まれる雑音の影響を強く受けてしまう危険性 もあるので,降水観測の量的な精度向上を目指す には加重平均法の採用がより望ましい.

ここで、加重平均法において強い雨を確実に捉 えるためには、例えば山を越えたビームが低い高 度に到達するような、通常の状態ではレーダーが 観測できない領域についてレーダーから見通せる として誤って大きな重みを設定しないことが肝要 であり第3.1.1項において述べた伝播経路計算の 結果を用いるが、このとき鉛直プロファイルの気 温と水蒸気量を平滑化してビームが極端に曲がる ことを防ぐ安全策をとっている.また、レーダー の3次元情報を解析に用いることから、強雨の見 逃しは避けられると考えられる. ビーム高度と観測高度のずれについては、例え ばレーダーの真上は観測高度が2kmのとき、最 大仰角であってもビーム高度と観測高度が2km 近く離れており、またレーダーからはるか遠くで は最も低い仰角でもビーム高度が2km以上とな り、その差が大きいほど、重みを小さくするとい う処理を行っている.この加重平均法では、原理 的にレーダー探知範囲の境界付近における隣接レ ーダーとの降水強度に不連続が生じにくく、仮に 発生しても不連続線が弧状となり目立ちにくいと いう特徴がある.

#### 3.1.6 Xバンド合成

Xバンド(10GHz帯)はCバンド(5GHz帯) に比べて周波数が高く、降雨による電波の減衰が 大きいことから、電波が強雨域を通過中に受信限 界まで弱まってしまうことも少なくない.降雨に よる電波の減衰を正確に見積もることができない 場合には、加重平均による合成では降水強度を過 小に推定してしまうため、Xバンドの合成には次 善の策として最大値法を使うこととしている.

#### 3.1.7 XとCバンド合成

XバンドとCバンドのデータを合成する際は, まずそれぞれの全国合成データを作成した後に, 処理の最終段において最大値法により両者を合成 する.Xバンドは2つの偏波を使った降水強度推 定を行っており,単一偏波であるCバンドに比 ベてレーダー雨量値の精度が高いことから,合成 前に10km四方の平均降水強度についてCバンド をXバンドに合わせるように補正を行う.一方 のXバンドには,第3.1.6項で述べたように降雨 減衰の影響が大きいという特性があるため,Xバ ンドデータと地上雨量計のデータを比較して,X バンドの降水強度が地上雨量計に比べて小さいと きには降雨減衰の影響を考慮してCバンドの降 水強度を減ずる補正は行わないようにしている.

以上の平均降水強度の補正と最大値法の組み合わせにより、第4図に示すようにレーダー観測範囲の端においても滑らかな合成を実現するとともに、Xバンドの高い雨量値推定精度をXバンドの探知範囲の周辺に波及させることができる.



第4図 レーダー合成の例(中央の C+X が C バンドと X バンドを合成した解析値)

#### 3.2 雨量值推定

#### 3.2.1 降雨減衰の補正

気象レーダーは,発射した電波が雨滴によって 反射されてレーダーまで戻ってきたときの電波の 強さを測っている.強い雨が降っていれば反射さ れ戻ってくる電波が強くなるので,電波の強弱は 雨の強さと関連付けることができる.一方,反射 される電波が強いということは,雨滴によって電 波が散乱し直進する電波が弱められることを意味 しており,この現象を電波の降雨減衰と呼んでい る.

解析アルゴリズムでは, 次の式 (Doviak and Zrnić, 2006) を使って C バンドの降雨減衰を補 正している.

#### $Zr = 0.0036 R^{1.05}$ (第1式)

ここで,Zrは往復の単位距離当たりの降雨減 衰量[dB/km],Rは降水強度[mm/h]である.

この他にビーム透過率及び大気分子による電波 の減衰を補正する.

これらの減衰補正には、レーダーから遠くなる ほど補正の誤差が累積されて大きくなること、ま た、クラッタなど降水ではないエコーも補正の誤 差要因になるという特性がある.

#### 3.2.2 降雨減衰を用いた降水強度推定

前項で,強雨によって電波の強さが弱められる 降雨減衰について説明した.第1式は降水強度と 降雨減衰量の関係を示したものであるが,この式 は降雨減衰量から降水強度を推定可能であること を示している.解析アルゴリズムでは,第5図に 示すように、雨域を通過する電波について雨域の 両端における反射強度を比較し、降雨減衰量を算 出する.このとき、基準となる反射強度は近傍の もうひとつのレーダーの観測値を使用する.こう して得られた降雨減衰量から降水強度の分布を推 定するには、レーダー反射因子Zと降水強度R の関係(以下「Z-R関係」と言う.)を予め設定し、 それらから、雨域内の反射強度分布と降雨減衰 量を最も良く説明するZ-R関係を選び、そのZ-R 関係を用いて降水強度を推定する.

この手法は、観測データに含まれる雑音に比べ て十分に大きな降雨減衰量が発生する強雨域にそ の利用が限られること、また、雨域が複数のレー ダーから見通すことができる位置にあることが条 件となるが、その瞬間の降水強度を時間遅れなく 推定できる利点がある.

なお,この手法は単一偏波による観測である C バンドのみに適用する.

#### 3.2.3 レーダー雨量値の補正

高解像度降水ナウキャストにおいてCバンド のレーダー反射強度を降水強度に変換する計算で は、まず、レーダー反射強度の鉛直分布において 反射強度が部分的に強い領域(降水コア)の有無 によりエコーを対流性又は層状性に分別した上 で、強い対流性エコーのときは、前項において述 べた降雨減衰量を用いた降水強度推定を行う.ま た、第4.7節に述べる手法により雹域と判別され たときは過大な雨量値を算出しないように補正を 加える.さらに、すべてのエコーに対して地上雨 量計の10~20分前の10分間降水量を用いて雨 量値を補正する.このときに、10~20分間にエ



第5図 降雨減衰を用いた降水強度推定の概念図 レーダーAの電波が点0から1の間で強雨域を通 過し電波が弱まる.一方,レーダーBは強雨域を通 過することなく点0と1を観測できる.例えば,点0 と1の距離を2kmとし,その間は降水強度が100mm/ hのとき,降雨減衰量は約1dBである.このように強 雨域ではレーダーの観測雑音に対して十分に大きな降 雨減衰量を信号として得ることができる.

コーが移動することも計算に加味している.

第3.1.7項において述べた X バンドと C バンド を合成した降水強度に対しても、地上雨量計デー タを用いて±10%程度の範囲で雨量値を補正す る.

#### 3.2.4 地上雨量計の風速依存性補正

地上雨量計による降水・降雪の捕捉率には,風 速依存性が存在することが報告されている(Sieck 他,2007).このため,高解像度降水ナウキャス トでは,次の補正係数 cf を地上雨量計の観測値 に乗算する.

$$cf = \exp[c_1 \cdot \ln(R) + c_2 \cdot w \cdot \ln[R] + c_3 \cdot w + c_4]$$
(第 2 式)

ここで、補正係数は雨量計の形状だけでなく設 置環境にも影響されるが、高解像度降水ナウキャ ストが利用するアメダスを始めとする約 8,000 の 雨量計すべてについて個別に係数を決めることは 現状では困難であるため、数値シミュレーショ ン(Nespor and Sevruk, 1998)及び比較観測(横 山他, 2003)の結果に基づき、強風かつ強雨の ときにも捕捉率が大きく低下すると考えて、す べての雨量計で共通の値として c1=-0.00101, c2=-0.0012177, c3=0.034331, c4=0.007697 (Sieck 他 (2007)の訂正前の値に同じ)を使用している. 一般に雨が強くなるほど雨滴が大きくなり落下速 度が増すが,強風時の地表付近は乱流が生じやす く,雨滴同士の衝突が増え雨滴の粒径が小さくな り落下速度が遅くなるとすれば,強風かつ強雨時 にも捕捉率は低下すると考えられる.

この風速依存性の補正によって,高解像度降水 ナウキャストの解析値及び予測値は,強風時に地 上雨量計の観測に比べて大きくなる傾向があり, 例えば風速 10m/s ではおよそ3割増となる.

#### 3.2.5 レーダー3次元情報算出

気象庁の気象レーダー観測処理システムでは, レーダーによる空間3次元の観測データからエコ 一頂高度の水平分布や高度別のエコー強度分布な どの平面的な(緯経度方向のみの)2次元データ に処理したデータを、レーダー3次元情報と呼ん でいる. 同システムではCバンドについて、1回 のボリュームスキャンに要する10分ごとに、レ ーダー3次元情報を作成している.一方,高解像 度降水ナウキャストでは、レーダー3次元情報と して鉛直積算雨水量, エコー頂高度, エコー底高 度,及び0℃層より上空の雨水量積算値を5分ご とに作成する. 第6図は, 10分のボリュームス キャンの観測データから5分ごとにレーダー3次 元情報を作成する方法を示したものである. 例え ば、25分のレーダー3次元情報を作成するため には、30分のスキャンシーケンスの前半と20分 のスキャンシーケンスの後半を組み合わせて擬 似的に 25 分のスキャンシーケンスを作り、レー ダー3次元情報を作成する.Xバンドの観測範囲 では. XバンドとCバンドを併用してレーダー3 次元情報を作成する.



#### 3.3 風ベクトル算出

気象庁は、全国 20 箇所において運用する一般 気象レーダーについて、2006 年度から順次ドッ プラーレーダーへの更新を進め、2013 年の名瀬 レーダーの更新をもって完了した.これを以っ て、複数のドップラーレーダーの観測データを用 いた風ベクトル(以下単に「風ベクトル」と言う.) の算出が実用化の段階を迎えた.さらに、風ベク トルの算出においては、2 つのレーダーの視線が 直交する領域における精度が最も良いことから、 X バンドのドップラー速度データを利用すること により、条件の良いレーダーの組み合わせが増え、 風ベクトルの水平及び鉛直方向の算出範囲を大き く広げることが可能となっている.

全国を範囲とする風ベクトルは,鉛直3層(高度1km,2km,及び3km)において水平方向1km 格子の風ベクトルを算出し,これを10km格子に おいてベクトルの方位角に対する度数分布から主 成分,副成分を算出するとともに,渦度及び水 平発散を計算する.一方,強雨域では水平方向 250m,鉛直方向100mごとに風ベクトルを計算 する.

なお,晴天域についてはウィンドプロファイラ の観測データを風ベクトルとする.

第7図には、ドップラーレーダーの速度デー タから算出した全国範囲の風ベクトルをウィンド プロファイラと比較した結果を示している.比較 期間は2013年6月1日から10月31日まで、比 較高度は3kmである.東西、南北方向ともバイ アスの絶対値は1m/s以下と小さく、標準偏差は 7m/s前後であった.この統計に用いたレーダー 観測データの風ベクトルが 10km 四方の平均的な 値であることを考えれば、この標準偏差の値は妥 当と考えられる.

#### 3.4 盛衰ベクトル算出

高解像度降水ナウキャストでは,降水強度の盛 衰量について水平方向の動きを計算し、これを盛 衰ベクトルと呼ぶ. 盛衰量は風ベクトルに沿って 計算した 30 分間の降水強度の変化であり、降水 強度のラグランジュ微分に相当する. その盛衰量 のパターンの動きを1時間にわたって追跡したも のが盛衰ベクトルとなるので、盛衰ベクトルは時 間スケールの長い雨域の盛衰を追跡している.盛 衰量を計算するときに基準となる速度ベクトルと して、第3.5節に解説するエコー移動ベクトルで はなく,風ベクトルを使用する.これは,エコー 移動ベクトルには雨域の盛衰が含まれていること が少なくないからである. 高解像度降水ナウキャ ストの盛衰ベクトルは,降水短時間予報に導入さ れている盛衰ベクトル(宮城他,2013)と同じ発 想であるが,基準となるベクトルが降水短時間予 報ではエコーの移動ベクトルであることに対し て、高解像度降水ナウキャストでは風ベクトルで ある点が異なっている.

#### 3.5 エコー移動ベクトル算出

エコーの移動ベクトルを求めるときは,時間的, 空間的に様々な規模の移動を捉えるために,従来 の降水ナウキャストと同様に階層的移動検出の手 法を用いている.具体的には,直径180kmの円 内の降水域について10分,30分,及び60分間





の動きを検出する広域移動検出を行う.このとき, 隣接する検出円に重なりを持たせ,空間領域の高 周波強調フィルタを使って移動ベクトルの空間解 像度を高めているので,移動ベクトルに主に影響 する範囲は直径 90km 程度である.一方,積乱雲 規模に至る空間的に小さな降水域の動きを検出す るために,対象となる強雨域の大きさにあわせて 移動検出範囲を変えて狭域移動検出を行う.広域, 狭域ともに,移動の検出には2つの画像で最も相 関係数が高くなる点を探すパターンマッチングを 使用して移動ベクトルを算出している.

第8回には,エコー移動ベクトル(灰色)と盛 衰ベクトル(白)の例を示しており,エコー移動 ベクトルが北東から東に向かっていることに対し て,降水強度が強い(背景が赤色の)領域では盛 衰ベクトルは南成分が大きく,これは個々の強雨 エコーは発生→北東から東に移動→消散を繰り返 しながら雨域として南下していることを示してい る.

#### 3.6 地形性降水推定

降水ナウキャストにおける地形性降水とは,地 形の影響を受けて発生又は強化された降水であ る.地形性降水の推定は,第9図にその概念を示 し,まず1時間積算降水量及び風ベクトルに沿っ た1時間積算降水量を用いて停滞降水量を算出す



第8図 エコー移動ベクトル(灰色)と盛衰ベクトル (白)の例

黒はレーダーのドップラー速度から算出した風ベク トルを示す.背景は地図の上に重ねた解析値(降水強 度)である.

る.

次に高層ゾンデ観測,アメダス,ウィンドプロ ファイラデータを用いて風ベクトルに沿って,水 蒸気の凝結,雨滴の生成・成長・落下を計算し, 地表に落下する降水量が存在する領域を地形性降 水推定域とする.また,盛衰ベクトルが風ベクト ルに比べて十分に速度が遅いときは,降水域が停 滞し地形性降水である可能性が高いので,その領 域も地形性降水推定域とする.

最後に地形性降水推定域の停滞降水量を,地形 性降水量とする.

#### 3.7 微弱エコー検出

高解像度降水ナウキャストでは,強雨域の発生 を予測するトリガーのひとつとして,高度 800m 付近に現れる線状の微弱なエコーの情報を利用し ている.この微弱エコーは,ガストフロントや海 陸風前線などの局地的な前線又は不連続線に対応 するもので,その多くが移動することから,移動 速度と方向も合わせて検出する.

微弱エコーは、反射強度が15dBZ以下で、水 平面上で線又は弧の形状を持ち、10分間隔で20 分にわたり移動ベクトルが算出できるとき、つま り、20分以上にわたって形状を維持していると きに検出が可能である.



第9図 地形性降水量の算出概念

1時間積算降水量から風ベクトルに沿って積算した1時間降水量を差し引くことにより停滞降水量が算出される.①では縦軸が高度,風は左から右に吹いており,青が上昇,赤が下降域を示す.同じ領域について②では青が濃くなるほど降水強度が大きくなることを示す.

#### 3.8 メソサイクロン検出

高解像度降水ナウキャストでは、Xバンドの速 度データも処理していることから、 竜巻予測の高 度化に向けた試みとして、X バンドを用いたメソ サイクロン検出も試験的に行っている.現状では 計算機資源の制約により,検出対象地域を関東平 野に限定し、また、現業利用されているメソサイ クロン検出のアルゴリズムではなく, 方位角方向 のドップラー速度の差が大きい位置を検出する 簡素化されたアルゴリズムであるが、その一方 で、偏波情報を併用した判別アルゴリズムを組み 込んでいる.これは、竜巻内では水平方向の風が 卓越し、雨滴が縦長となると考えれば、負の偏波 間位相差変化率 Kdp と負のレーダー反射強度差 Zdr が観測される可能性があるので(Romine 他, 2008), Kdp 及び Zdr をメソサイクロン検出の判 断に使えるという考え方である.

#### 3.9 フックエコーパターン・丸天井検出

高解像度降水ナウキャストは高解像度の3次元 降水分布を作成していることから、竜巻予測の高 度化に向けたもう一つの貢献として、竜巻の親雲 に現れることが多いフックエコーパターン及び丸 天井構造を検出する機能を有している. フックエ コーパターンは竜巻近傍にフック形状の反射強度 が弱いエコーが出現する現象で、特に強い竜巻で は出現する割合が多く (Forbes, 1981), 最近の 日本においても2012年5月6日に茨城県常総市 からつくば市に被害をもたらした竜巻及び2013 年9月2日に埼玉県さいたま市から茨城県坂東市 にかけて被害をもたらした竜巻においても形状が 明瞭なフックエコーパターンが見られている.丸 天井は竜巻の親雲に非常に強い上昇気流が存在 し, 雨滴を押し上げてドーム型のエコー分布が見 られる現象であり、その名前は西洋建築のブォー ルト (vault) に由来する. 丸天井構造は第10図 に示すように、レーダー反射強度の3次元分布で は洞窟やくぼみのように見えることがある. 高解 像度降水ナウキャストでは, エコー底高度とレー ダー鉛直平均雨水量(鉛直積算雨水量をエコーの 厚さで除算したもの)から第3式を用いて vault



第10図 2012年5月6日に茨城県常総市からつくば 市にかけて被害をもたらした竜巻の親雲に観測 された丸天井構造

竜巻の親雲を南南東斜め上から見た図である. 直方 体のなかでは青色の輝度が高くなるほどレーダーの反 射強度が強くなり,直方体の面に示す断面図では青か ら赤に向かってレーダー反射強度が強くなる. 丸天井 構造のなかにメソサイクロンの位置と大きさを示す白 い円盤が見えている. 外側の白い円はメソサイクロン の位置を見やすく表示するためのものである. 直方体 の底面は地表で,赤い線は竜巻の被害が発生した領域 を示す.

指数を計算する.

vault 指数 =  $C \times B \times Vt$  (第3式)

ここで、Cは vault 指数を扱いやすい値の範囲 に収めるためのスケールファクタとしての係数、 Bはエコー底高度の水平方向の2次微分(ラプラ シアン)、Vtはレーダー鉛直平均雨水量から計算 した雨滴の終端速度である.エコー底高度が上に 凸で、その形状がシャープであるほど、また、雨 水量が多く雨滴の終端速度が大きいほど vault 指 数が大きくなる.

#### 4. 予測アルゴリズム

高解像度降水ナウキャストの予測アルゴリズム は、「急な強い雨」をいかに予測するか、という 命題に対する答えの一つである.従来の降水ナウ キャストは、強雨域の面積と移動速度から寿命を 推定する方式を利用している.この統計的手法は、 計算量も少なく速報性が重視されるナウキャスト に適した手法であるが、その一方で事例数が少な い極端な現象や未知の現象に対しては適当でない 結果を与える場合もある.これを解決するには力 学的な予測手法の導入が望まれるが、1回の予測 処理に費やせる時間は100秒余りと短く、現状の 計算機では日本全国を力学的に細かく予測するこ とは不可能である.そこで、高解像度降水ナウキ ャストでは、注目すべき強雨域を選び出して高解 像度の空間3次元降水予測を行うとともに、その 他の領域では降水の3次元分布から複数の2次元 情報を作成しておくことで鉛直方向の計算量を減 らし、計算時間間隔も長くとる手法を採用した. これにより、ナウキャストとしての速報性を確保 しつつ、高解像度かつ高精度の予測を提供するこ とが可能となった.

さらに,第4.2節で示すように,現在存在して いる雨域だけでなく,これから発生し発達する雨 域を予測する機能を,従来の降水ナウキャストに 比べて強化している.

#### 4.1 強雨域予測

#### 4.1.1 高解像度3次元予測

強雨域の予測は,着目すべき雨域を見出すこと から始まる.まず,日本全国を範囲とする鉛直積 算雨水量の分布から個々の雨域を抽出し,雨域内 の最大鉛直積算雨水量が多い順に処理対象となる 雨域を選ぶ.これは初期値において降水強度が強 いが鉛直積算雨水量が小さく既に衰弱段階に入っ ている雨域よりも,降水強度が弱くても鉛直積算 雨水量が大きく,これから雨が強くなる雨域の優 先度を高くすることに相当し,差し迫った雨を予 測するナウキャストの目的に整合する考え方であ る.

気象現象では一般に,空間規模が小さくなる と時間規模も小さくなる傾向がある.大きさが数 kmの積乱雲による降水の強度は短い時間に大き く変化するため,ナウキャストの基本である実況 の補外だけでこのような強雨域を正確に予測する ことは難しい.そこで,積乱雲の中の気温,湿度, 風等の分布に基づいて雨滴の発生,成長,落下, 及び蒸発を計算する対流予測モデルを構築し,予 測期間の後半ではこの予測モデルを使って降水の 空間3次元予測を行っている.予測期間の中間では,両者の予測を合成してプロダクトを作成する.

実況補外では、積分時間間隔を1分としてセミ ラグランジュ法の時間積分により雨水量の3次元 分布を予測する.時間積分の方法によって①雨水 量の大きさに応じた終端速度で鉛直方向のみに落 下する時間積分, ②ドップラー速度データを使っ た3次元風ベクトルを利用したすべての方向の時 間積分,の2種類があり、それぞれの計算結果を 最大値法により合成して予測値とする. ②の雨水 量には、雨域の発達・衰弱傾向又は鉛直1次元対 流モデルが予測する雨水量に比例する係数が乗算 され、2の雨水量が①に供給されるので、雨域の 移動、回転、伸縮、さらに発達・衰弱傾向を表現 することができる.もし雨域が発達傾向にあれば, ②の雨水量は予測時間が進むにつれて大きくな り、地表に落下する降水量は増加する、一方、衰 弱傾向にあれば降水量は減少傾向となる.この予 測手法は、第11図に示すように①が5分からお よそ 20 分までの予測を、②がおよそ 20 分以降の 予測を担うように設計されている. なお,3次元 風ベクトルは特に地表付近において常に精度良く 得られるとは限らないため、①の処理では3次元 風ベクトルを利用していない.

鉛直1次元対流モデルには、Simpson他 (1965,1969)及び山岸(1973)を発展させた予測 モデルを使用する.第12図にその予測概念を示 した.モデル内の計算では、上昇するバブルは持 ち上げ凝結高度を通過し(図中の①)、凝結した 水蒸気はすぐに雲粒となり、auto-conversionによ り雨滴を生成する.生成した雨滴は周囲の雲粒を 取り込んで成長し(②)、雨滴として十分に大き くなるとバブルから落下する(③).さらに上昇 したバブルは平衡高度に到達して浮力がなくな り上昇が止まる(④).バブルから落下を始めた 雨滴はその一部が蒸発して周囲の空気を冷却し (⑤)、また地表に落下して地表面を冷却する(⑥).

バブルは最大 15 個まで連続して打ち上げるこ とが可能であり、打ち上がるバブルの数に比例し て積算雨量が多くなる.バブルの上昇は、先に上 昇したバブルから落下してくる雨滴の量に大きく 影響され、雨滴が多いほどバブルの浮力に対する



第11図 高解像度3次元予測の例

図の最上段は解析値,2段目は①と②を合成した予測,3段目は①,最下段は②の予測を示す.この図は南東斜め 上方向から雨域を見たものであり、雨水量が多いほど輝度が大きくなる.東西及び南北断面は雨域のなかで雨水量が 最も大きい格子を通る白い点線における断面を示す.初期値時刻は2014年6月24日14時30分、雨域は東京都三鷹 市周辺に降雹をもたらした積乱雲であり、オーバーハングと表現されるひさしのように突き出したエコーの構造が見 られることは、強い上昇気流の存在を示唆している.なお、実際には①は②から雨水量の供給を受けるが、ここでは 雨滴の落下の様子をわかり易く示すため、②から①への雨水量供給を0として計算した結果を①において図示してい る.



第12図 鉛直1次元対流予測モデルの予測概念 縦軸が高度,横軸が時間であり,ここでは1つのバブルの時間経過を示している.

抗力が大きくなり,上昇速度が小さくなる. もし, 下層に比べて上層の風速が大きく,先に上昇した バブルとその中で成長した雨滴が相対的な風下に 流されると,これから上昇するバブルの中に落下 する雨滴が少なくなってバブルは次々と上昇する ことができ,その結果,雨域の予測が持続する状 況となる.

これらの計算の入力データとして、気温、相対 湿度、風の鉛直分布、地上の気温と湿度、バブル の大きさ及び最初の上昇速度を与える.出力され るデータは、バブルの到達高度、上昇速度、降水 強度、積算雨量、及び発雷数である.

入力データである大気の鉛直プロファイルは, 高層ゾンデの観測値を初期値として,第13図に 示す手法により更新する.まず,初期値となる鉛 直プロファイルから主に気温を変化させた鉛直プ ロファイルを複数作成し、それぞれの鉛直プロフ ァイルにおけるバブルの上昇速度、到達高度、積 算雨量、及び単位時間当たりの最大発雷数を計算 する.一方、観測値から対流エコーの発達時には エコー頂高度が上昇する割合を測定し、対流エコ ーの最盛期にはエコー頂高度を、衰弱期には積算 雨量、及び発雷数を求めて、これら観測値に最も 適合する鉛直プロファイルを選び、雨域とその周 辺の鉛直プロファイルに反映する.この更新は5 分ごとに行われ、更新された鉛直プロファイルが 次の時刻の予測において利用される.また、この 鉛直プロファイルは高度3kmの風でセミラグラ ンジュ法を用いて時間積分しているので、第14 図に例を示すように時間をともに移動していく.



#### 第13図 鉛直プロファイルの更新の概念図

上段の横軸は時間であり、左に積乱雲の発生、右に進むにつれて発達、最盛期、そして消散となる.下段には 6つの鉛直プロファイル候補が用意されており、右側の4要素の青色が実況に近いことを表す.この例では、上 から2行目の鉛直プロファイルが最も実況を良く表現できるとして選ばれる.



第14図 鉛直プロファイルの更新の例

ここでは 2013 年 7 月 23 日の海抜 5,000m の気温を示している. 15 時には関東南部から東海地方にかけて鉛直 プロファイルの更新によって気温が周囲よりも低い領域が見られる. その領域は高度 3km の風に流されて 24 時 には南東海上に移動する. このように予測された鉛直1次元対流予測モデ ルによる雨水量は,鉛直方向の重み付けがなされ, 先に述べた実況補外の予測と最大値法により合成 される.ここで鉛直方向の重みは,発達した積乱 雲のなかで上昇速度が最大になると仮定した高度 5kmに最大となり,その上下は5kmから離れる ほど小さくなる分布としている.この鉛直流の分 布構造は,発達傾向で体積が増加する雨域の実況 補外において単位体積あたりの雨水量が減少する ことを補う効果がある.

なお,鉛直1次元対流予測モデルはバブル(球 形の気泡)を想定した降水の予測であるので,複 雑な形状の雨域は複数の強雨核に分割して予測す ることになる.

#### 4.1.2 低解像度3次元予測

前項で述べた高解像度3次元予測は計算量が 多く,予測できる強雨域数は1初期値当たり5~ 10程度(ただし,鉛直プロファイルの更新のみ 行う強雨域の上限数は100である.)であるので, 夏の午後のように数多くの積乱雲が発達するとき には,ここで述べる低解像度3次元予測が併用さ れる.

低解像度3次元予測は、より広い空間範囲を予 測することを目的として、空気塊の鉛直加速度を 降水の盛衰に結びつけた予測モデルを使用する. この予測モデルは、鉛直1次元対流モデルから着 想を得たものである.鉛直1次元対流モデルでは、 auto-conversionにおいて雨水の単位時間当たりの 生成量 dM/dt が雲水量に比例し、鉛直速度が大き くなるほど雲水量が増えることから、単位時間当 たり気柱内で生成される雨水量 d(Minteg.)/dt は気 柱内で平均した鉛直速度wに概ね比例すると仮 定する.一方、単位時間当たり気柱下端から外に 出る雨水量を降水強度Rとし、氷の状態を考え なければ、気柱内の総雨水量である鉛直積算雨水 量 VIL との関係は、第4式で表すことができる.

$$w \propto \frac{d}{dt} M_{integ.} = \frac{d}{dt} VIL + R \quad (\text{$\mathcal{F}$ 4 $\pm i$})$$

次に鉛直1次元対流モデルでは,バブルが鉛直

上向きの加速度を持つときにバブルが上昇し,雨 滴が生成され降水がもたらされる.そこで,wの 時間微分をとると

$$\frac{d}{dt}w \propto \frac{d^2}{dt^2} VIL + \frac{d}{dt}R \quad (\text{$$ ($$ $$ 5 $$ $$,$$)})$$

となり,この dw/dt がプラスのときは雨が強ま ると仮定する.

実際の計算では第6式を使用し,bが第4式に, aが第5式にそれぞれ相当する.

$$b = VIL_{t=0} - VIL_{t=-\Delta t} + \frac{B\Delta t}{2} \left( R_{t=0} + R_{t=-\Delta t} \right)$$

$$a = VIL_{t=0} - VIL_{t=-\Delta t} - VIL_{t=-2\Delta t} + VIL_{t=-3\Delta t}$$

$$+ \frac{A\Delta t}{2} \left( R_{t=0} + R_{t=-\Delta t} - R_{t=-2\Delta t} - R_{t=-3\Delta t} \right)$$
(\mathbf{\math}\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\m

ここで、t は時間 [分]、 $\Delta$  t は時間間隔 [分] で 10[分]、VIL は鉛直積算雨水量 [kg/m<sup>2</sup>]、R は 降水強度 [mm/時]、B は 1/120[時/分]、A は 1/60[時/分]である. B 及びA の理論値は 1/60[ 時/分]であるが、R は VIL に比べてエコーの縁 が明瞭となる特性があり、次に述べる移流速度の 計算への影響を考慮して、B では R の寄与を半 分とする設定である.また、a を用いた予測の有 効期間を長くとるために、a は 2 時刻分の和とな っている.

aを用いた降水予測では,aが大きい領域では 鉛直速度が加速され積乱雲が発達し,20~30分 遅れて強雨をもたらすと予測する.実際に第15 図にあるように,aが正の大きな値を示すとき強 雨域は発達傾向にあることが多い.20~30分よ り先の予測については,地上における気温又は水 平発散の空間勾配が大きいときは強雨が持続,小 さいときは衰弱すると予測する.

次に強雨盛衰ベクトルと呼ぶ強雨域の盛衰パタ ーンの移動ベクトルを,第7式に示すようにbに 関する移流速度 (u.v) から算出する.

$$u = \frac{\partial b}{\partial t} \left| -\frac{\partial b}{\partial x}, \quad v = \frac{\partial b}{\partial t} \right| -\frac{\partial b}{\partial y} \quad (\text{$\mathcal{B}$ 7 $\pm t$})$$

エコーパターンなどから移流速度を求めるオプ ティカルフローの手法では、パターンマッチング を用いる手法と微分を用いる手法(微分法)とが ある.ここでは、降水ナウキャストが得意とする パターンマッチングではなく, b に対して微分法 を用いて移流速度を計算しているが、これは少な い計算量でより多くの格子について計算するため である. 第16図では強雨盛衰ベクトル(白の矢印) が急速に南下する強雨域の動きを捉えている.

もし、地上気温が低い又は水平発散が発散の方 向を強雨盛衰ベクトルが指向するときは、気温又 は水平発散の空間勾配が大きいほど強雨盛衰ベク トルは減速して計算される.もしエコー移動ベク トルに対して強雨盛衰ベクトルが直交して低温・ 発散側を向き、かつ気温又は水平発散の勾配が大 きいときは、強雨盛衰ベクトルの大きさは0とな り, 強雨域は停滞すると予測する. これは, 上昇 流域が低温・発散側に移動して上昇流が消えると ともに,暖気・収束側に新たな積乱雲が発生して 見かけ上は強雨域が停滞することを表したもので ある. エコー移動ベクトルと強雨盛衰ベクトルが 直交しないものの,低温・発散側を向いて強雨域 が次々と発生するときは線状の強雨域を予測す る.

#### 4.2 発生予測

高解像度降水ナウキャストでは、「急な強い雨」 に対してより長いリードタイムを得るために,積 乱雲の発生予測にも取り組んでいる. この発生予 測は、積乱雲の発生のきっかけ(トリガー)とな



第15図 鉛直加速度の指標 a の分布例(2013 年 8 月 5 日の名古屋市付近の強雨域)

aは正の値のときのみ示している. 白の点線で示す強雨域の風上側先端は発達傾向にあり, aは 10~30mm を示し ている.



第16図 強雨盛衰ベクトルの例(2013年7月27日19時)

矢印の長さは 30 分の間に移動する距離を示している. 中央の図は 19 時の解析値(降水強度),右の図は 20 時の降 水強度の分布である. 灰色の矢印は、強雨盛衰ベクトルとエコー移動ベクトルを合成したベクトルを示す.



第17図 強雨に伴う下降気流をトリガーとした積乱雲の発生予測の概念と予測例 初期値時刻は2013 年7月23日14時50分である.

### る次の3種類の現象を捉えて発生を予測する. 強雨に伴う下降気流

第17図の左図は、積乱雲の強雨(a)に伴って 強い下降気流が発生し(b)、ガストフロントと積 乱雲周辺の地上付近の風とが最も強く収束する地 点(cの赤い点)に新しい積乱雲が発生する様子 を示した模式図である(d~e).積乱雲が複数存 在する状況では、それぞれの積乱雲から発生する ガストフロントの交点においても積乱雲の発生する ガストフロントの交点においても積乱雲の発生する ガストフロントの交点においても積乱雲の発生する がストフロントの交点においても積乱雲の発生する がストフロントの交点においても積乱雲の発生する がストフロントの交点においても積乱雲の発生する ガストフロントの交点においても積乱雲の発生する ガストフロントの交点においても積乱雲の発生する ガストフロントの交点においても積乱雲の発生する がる。第17図の中央の図は、予測の初期 値に積乱雲の発生を予測した位置を白い円で示し たもので、右図はその20分後の解析値である. 実際には、これら白い円すべてに強雨域を予測す るのではなく、初期値において弱いエコーが現れ 始めたときのみ予測計算の時間の許す範囲内で予 測を、行う.なお、灰色の点線はガストフロント の予測位置を示したものである.

#### 4.2.2 地上気温・水蒸気量の時間変化

アメダスの風向・風速から推定した地上風分布 において収束域が存在し、かつそれが GPS 可降 水量の増加域と減少域の境界域にあり、地上気温 の上昇域と下降域の境界域でもあるときに積乱雲 の発生を予測する.第18 図では、これらの条件 に適合する領域を白の楕円で示す.この例では、 20 分後に予測域のすぐ南に強雨域が発生したこ とが分かる.

#### 4.2.3 弧状微弱エコーの交差

第3.7節において述べた微弱エコー検出によっ て、局地前線又は不連続線に関連付けられる線又 は弧状の微弱エコーの位置と速度の情報が得られ る.2つの微弱エコーが交差するときに上昇気流 が一時的に強まると考えて、交差する領域に積乱 雲を予測する.第19図に示す事例では、ほぼ停滞する短い微弱エコーに対して、長い微弱エコー はゆっくり南下しており、これらが交差する領域が白い楕円で示す積乱雲の発生予測域である.

これらのトリガーが検出された場合,第4.1.1 項の鉛直1次元対流予測モデルを使って降水量を 予測する.たとえトリガーが検出されたとしても 大気状態が安定しているときには積乱雲の発生は 予測しないが、トリガーが検出され大気状態が不 安定で積乱雲の発生を予測したにもかかわらず実 際には発生しなかったときは、第4.2.1 項ではガ ストフロントの高さ,第4.2.2項では積乱雲を発 生させない最も低い自由対流高度 (LFC), 第4.2.3 項では微弱エコーの上端高さを自由対流高度とし て、鉛直プロファイルを安定させる方向に調整す る. トリガーの検出にアメダスの観測データを使 っていることから、トリガーが検出される状況が 数十分にわたって続くことがある. このような状 況においても、自由対流高度を介した鉛直プロフ ァイルの更新によって誤った発生予測を最少に抑 える設計である.

これらの手法によって積乱雲の発生位置を予 測したときに、実際に予測位置又はその周辺(予 測した積乱雲の直径の2倍を直径とした円内)に 強雨が現れた割合を、2013年7月10日~8月31 日の試験で検証した結果は3割弱であった.しか し、この期間の発生予測の総数は100程度に過ぎ ず、現実に発生しその盛衰を追跡できた強雨域の 数に対して1割以下でしかない.この低い捕捉率 は、島嶼及び山岳ではアメダス観測点が少なく、 山岳では高度1km以下に出現する微弱エコーの 検出も難しいことが大きな要因となっている.ま た、発生予測では空振りを減らすために初期値に



第18図 地上気温及び水蒸気量の時間変化をトリガーとした積乱雲の発生予測の例 左では1つの条件に適合の領域の輪郭が青,2つが緑,3つが黄色で示されている.初期値時刻は2014年6月24

日 14 時である.



第19図 微弱エコーをトリガーとした積乱雲の発生予測の例 初期値時刻は2013年6月18日15時40分である.

おいて弱いエコーが現れ始めたときにのみ予測を 行う条件を加えており、この条件が発生予測の数 を抑制するように働いている.このように、発生 予測は、実用レベルに達するまでに、まだ改善の 余地が多く残されている.

#### 4.3 移動降水予測

移動降水予測とは,第3.5節において述べたエ コー移動ベクトルに沿って,降水を移動させる予 測手法のことである.

エコー移動ベクトルと第4.1.2項の強雨盛衰ベ クトルを、一つのベクトルに合成して移動予測に 利用する.強雨盛衰ベクトルは強雨域とその進行 方向のみに算出されているので、ベクトルを合成 する際は、エコー移動ベクトルに強雨盛衰ベクト ルを重ねて、両者の境界に極端な不連続が生じな いよう平滑化を施している.

移動予測は、出発点の移動ベクトルに基づいて 5分間の移動距離だけ点を移動させ、移動先の移 動ベクトルを参照して次の5分間の移動量を計算 して動かすことを繰り返すと、直線の連結によっ て本来の曲線に沿った移動を近似できる.このと き、隣接する移動ベクトルの差によって値が存在 しない隙間が生じないよう、予測する格子の位置 から移動ベクトルを時間的に遡り,辿り着いた位 置の初期値を予測値とする手法を採用している. これは従来の降水ナウキャスト(木川,2012)と 同じ手法である.

降水ナウキャストは量的な予測としてだけでな く、レーダー観測と組み合わせた画像情報として も利用されていることから、個々のエコーや降水 系全体としての動きに関する視覚的現実味は、予 測の信憑性を左右する要素としても重要である。 例えば、エコー移動ベクトルはパターンマッチン グにより算出されているので、狭い空間範囲に異 なる降水の動きが存在すればエコー移動ベクトル の空間勾配が大きくなり、そのベクトルを使った 予測では降水域が大きく伸縮して不自然な予測と なってしまう.また、地形の影響を受け降水の強 さが周期的に変わるとき、一定の強度を予測すれ ば降水の"表情"は、実況(解析値)と予測値で は明らかに異なる結果となる.

高解像度降水ナウキャストでは,エコー移動ベ クトルの勾配が大きい領域では空間平滑化を行っ てマーブル模様(ここでは,エコーが極端に伸縮 し,複数の細長い筋から構成される模様となるこ と.)の出現を防ぎ,降水強度の変化周期を解析 値から抽出して,予測値においても自然な時間変 化を与えている.

#### 4.4 地形性降水予測

地形性降水の推定は第3.6節において述べたが, この処理には1時間積算降水量を利用しているこ とから,ある程度時間スケールの長い現象として 推定値が持続することが前提となっている.推定 値の持続予報では,例えば雨域が比較的速い速度 で移動するときには晴天域となった領域に地形性 降水が取り残される現象が発生してしまうため, 風上側の降水分布を調べて雨が上がるタイミング を推定し,地形性降水が時間とともに弱まる予測 を与えている.

一方,地形性降水を強める変化は台風が接近す るときなどに発生する.一般に地形性降水は風速 が増すほど降水量が増えることから,台風が近づ き風速が増すときは地形性降水を強化する予測と なる.

#### 4.5 線状降水予測

高解像度降水ナウキャストにおける線状降水と は、地形の影響を受けて同じ場所で次々と積乱雲 が発生しては上空の風に流されて風下に弱まりな がら移動し、強雨域としては同じ場所に長時間停 滞する現象を言い、狭い空間範囲に短時間に大雨 をもたらすことも多い、急な強い雨よりも時間・ 空間的なスケールが大きな現象ではあるが、ナウ キャストにはその発生をいち早く捉えることが求 められる.

高解像度降水ナウキャストでは,第20図に概 念を示すように,上空の風の流れ(図中の①)を ウィンドプロファイラとレーダーから,また,地 表付近の風(②)をアメダス・地上観測から,そ して大気の安定度(③)を高層ゾンデ観測から得 て,線状降水域が発生する可能性が高い領域(④)



を推定し、その推定域に線状の構造を持つ強雨域 が現れ(⑤)、第4.1.2項に述べた強雨盛衰ベクト ルが寒気・発散側に向かっている(⑥)ときに、 線状降水の予測が行われる.ここで鍵となる情報 は強雨盛衰ベクトルであり、その多くが暖気・収 束側に向かうが、時として寒気・発散側に向かう ことがあり、そのときは雨域が寒気・発散側に動 くことができず停滞する現象が見られる.この現 象は第4.1.2項において述べたように、上昇流域 が低温・発散側に移動して上昇流が消えるととも に、暖気・収束側に新たな積乱雲が発生して見か け上は強雨域が停滞すると解釈することができ る.

従来の降水ナウキャストにおいても線状降水の 予測を行っているが、その手法では線状降水の起 点となる孤立峰を必要とするため、風向推定の僅 かなずれによって、対象とする降水域が線状降水 であるかを十分に識別できないことがあり、降水 を風下に流してしまう結果になっている.一方, 高解像度降水ナウキャストでは、強雨盛衰ベクト ルに地表気温及び風の情報が含まれていることか ら地形条件を大幅に緩和しているため、陸地に近 い海上においても線状降水を予測できるように改 善している.

線状降水予測の例を第21図に示す.この図で



第21図 線状降水域の予測例:2014年8月20日午 前2時20分初期値の1時間降水量(画像の中 心は広島県広島市安佐南区八木地区)

は、中段が高解像度降水ナウキャストの解析値の 1時間積算値を示し、これを基準としたとき、下 段の現行の降水ナウキャストに比べて上段の高解 像度降水ナウキャストでは画像中央の線状降水域 が、より解析値に近い予測となっていることが分 かる.

#### 4.6 台風予測

台風域の降水予測は、従来の降水ナウキャスト と同様に、台風解析・予報情報(予報現業の発信 する台風指示報)の内容から台風の中心位置を予 測し、降水パターンを回転させる機能により実現 しているが、高解像度降水ナウキャストでは、次 の改良を加えている.

①台風と陸地の距離に応じて降水パターンの回 転速度を制御

台風に伴う降水エコーを回転させる速度は台風 の最大風速から計算しているが、台風が陸地に接 近するときに最大風速は維持したまま降水エコー の非対称性が大きくなると不自然な予測となって しまうため、陸地までの距離が小さいときは回転 速度を抑制する.

②地形性降水予測と台風予測の連携

降水エコーを回転させる機能によって地形性降 水が風下へ流されず,一方で台風の眼のなかに地 形性降水が残らないよう,台風域の地形性降水量 の算出手法を変更するとともに,台風との距離に よって地形性降水の強さを変化させる盛衰機能を 追加している.

第22図の点線の円が示すように、高解像度降 水ナウキャストでは台風周辺の降水域の不自然な 歪みが軽減され、また点線の矩形では台風中心付 近の回転する降水パターンと地形性降水予測の整 合性が高くなっている.

#### 4.7 誤差幅推定

高解像度降水ナウキャストの,5分間積算降水 量と降水強度の配信データには,解析・予測値の 誤差に関する情報を,それぞれ異なる形で格納し ている.

量的予報として利用される 5 分間積算降水量で は、1 時間先までの予測降水量を合計した値を P, 実際の1時間降水量を O, 誤差情報に格納される 誤差幅推定値を  $\varepsilon$  とするとき、P – O が – 2  $\varepsilon$ から  $\varepsilon$  までの間に入る確率がおよそ 70%となる. 1 時間予測降水量の誤差 (P – O) は、実際には



第22図 2013年9月16日午前6時の台風の予測例

左が高解像度,右が現行,上段が午前6時の初期値,中段が午前6時を初期値とした午前7時の予測,下段が午前 7時の解析又は実況値を,すべて降水強度により示している. 1時間後に初めて知ることができる量であり、 $\epsilon$ は予測降水量が持つ誤差の度合いを予測したもの である.なお、 $\epsilon$ によって計算される誤差の幅 が過大予測値側に比べて過小予測値側が2倍の幅 を持っているが、これは予測降水量の度数分布に おいて降水量が小さくなるほど度数が多くなる特 性により、P - Oの平均値、つまり mean error は 負の値を示す傾向が強いことによる.

誤差幅は3つの要素:観測値の誤差,移動予測 誤差,及び盛衰予測誤差から推定した情報である. 観測値に含まれる誤差Eobsは、レーダーサイトか ら遠くなるほど、また途中に強い降水があるほど 不確実性が増すと考えて、レーダーサイトからの 電波減衰積算量 at[dB] 及び降水強度 R[mm/h] か ら第8式により推定する.移動予測誤差は、エコ ーの移動検出における相関係数が大きい(確実に 移動を検出できていると考えられる)ときほど予 測の信頼性が高いと考えて,相関係数から推定す る. 盛衰予測誤差は、降水強度が大きければ盛衰 が激しく、それゆえに予測も難しくなるので誤差 が大きいと考え、降水強度から推定する.実際に は移動予測誤差と盛衰予測誤差を厳密に分解する ことは難しいことから、第7式のように両者を合 わせた予測誤差を推定する. これら要素の総和に 対して,1時間過去に推定した誤差幅に対する実 際の誤差幅の比を乗算することにより, 誤差幅の 推定値を算出する.

$$\begin{split} \varepsilon_{obs} &= at \times R \times 0.144 \ ( \mbox{(第 8 式)} \\ \varepsilon_{pred} &= \varepsilon_{t=5} + \varepsilon_{t=10} + \dots + \varepsilon_{t=60} \\ r &= V \cdot t \frac{1 - cor}{1 - cor_{base}} \end{split} \tag{第 9 式}$$

ここで, ε tはt分前の位置を中心に半径rの 円内の5分間積算降水量の累積度数分布が80% となる値である. Vはエコーの移動速度, corは 移動検出の相関係数, corbase は移動検出を有効 とする最小相関係数である.

第23 図は, 左図が1時間先までの予測降水量 Pを, また右図が誤差幅推定値 εの分布を示し ている. εには降水の移動誤差が含まれており, その分布は P よりも広がり、細部の変化が少な い滑らかな形状になるが、その  $\epsilon$  のなかに見ら れる細かいパターンは初期値に含まれる観測誤差 推定値 $\epsilon$ obsを反映したものである.

高解像度降水ナウキャストの誤差幅推定値は, 量的予報としての応用範囲を広げることが期待さ れ,例えば,河川の水位予測では予測降水量と誤 差幅推定値をあわせて利用することにより,水位 予測の誤差の大きさや信頼度なども与えられるよ うになると期待される.また,誤差幅推定値は, 台風進路予報において予報円半径が年々小さくな っている状況のように,その大きさの長期傾向が 配信資料の精度向上を示す指標ともなり得るもの である.

一方,高解像度降水ナウキャストの降水強度の 配信データにおける誤差情報には,画像としての 視覚的な利用を前提に注意喚起を目的として,解 析値における誤差要因である,クラッタ,ブライ トバンド,上空エコー,及び雹を検出したことを 示す情報を格納している.上空エコーは,クラッ タを検出する際に算出する反射強度の鉛直方向の 勾配を利用して,下層の反射強度が十分に弱く, 上空に向かって反射強度が増すときに上空エコー として検出する.雹はエコー頂高度,平均雨水 量(=鉛直積算雨水量÷エコー頂高度),及び気 柱最大反射強度がすべてしきい値を超えた場合, 又はXバンドでは第10式 (Doviak and Zrnić, 2006)により検出する.

 $Z \ge 8\log(2 \times Kdp) + C \quad (\text{$\mathcal{F}$ 10 $\pi$})$ 

ここでZは反射強度 [dBZ], Kdp は偏波間位相



第23図 誤差情報の分布例:2013年7月23日午後4時初期値の予測1時間積算降水量(左)及び誤差幅推定値(右)

差変化率 [deg/km], C は定数 [dBZ] である.

第24回には2014年6月24日に東京都三鷹市 周辺で多量の雹が降ったときの降水強度(上段) と誤差情報が雹レベルかつ降水強度が50mm/h以 上の格子を下段に示している.誤差情報に含まれ る雹の検出情報は,雹の存在によって降水強度の 誤差が大きくなることの注意喚起を目的としてい るが,将来は降雹の実況監視への応用が期待され る.

#### 5. 展望

前項までに高解像度降水ナウキャストの解析と 予測のアルゴリズムを解説した.高解像度降水ナ ウキャストが今後取り組むべき課題と展望を最後 に述べておきたい.

(1) 予測アルゴリズムでは予測精度向上のため に,①現在は計算時間の制約から1時刻あたり 10程度以下に留まっている高解像度3次元予測 を行う雨域数を増やし,②3次元予測のアルゴリ ズムをさらに洗練し,③発生予測の精度を向上さ せることが必要である.①はソフトウェアの効率 的な計算手法の追及と合わせて,ハードウェアの 計算能力の向上も必要である.②については,高 解像度3次元予測の実況補外において予測パラメ ータとして気温及び水蒸気圧を加えること,Xバ ンドの偏波情報を利用して雨滴の粒径分布を推定 すること, 雷観測データの高度利用を図ることな どが有効な技術として考えられる.また,低解像 度3次元予測では,ざらざらした感じの不規則形 状の降水パターン(テクスチャーと呼ばれること がある)の予測や不自然に伸縮する予測を防ぐこ となどが,視覚的現実味を向上させる観点からも 望まれる.さらに,数多くの強雨域のなかから, 防災上の危険度の高い強雨域を見出すアルゴリズ ムの能力を高めること,特に降水のみならず強い 竜巻をもたらす強雨域を確実に捉え選ぶことによ って,いざというときに強いナウキャストに成長 させる努力も必要であろう.③の発生予測の精度 向上については,島嶼や山岳域における発生予測 の実現,また,強風時に地形の影響を受けて発生 する積乱雲を予測するアルゴリズムを加えること が考えられる.

(2) 予測の初期値となる解析値については,第 3.1.2 項に解説した移動補正を,観測データの雑 音に強く,かつ局地的な風も補正できるアルゴリ ズムに高度化すること,第3.1.3 項に述べたクラ ッタ検出の結果に基づいて,降水強度の減算処理 によってクラッタを除去すること,第3.1.4 項の ブライトバンド検出にXバンドの偏波情報を利 用すること,さらに,地上雨量計の風速依存性の 補正係数を観測点毎に設定し,Xバンドの偏波情 報を利用した雨雪判別を導入してレーダー雨量値 の精度を向上させることなどが期待される.

(3) 本稿で紹介した高解像度降水ナウキャスト



第24図 降雹事例における降水強度と誤差情報が雹レベルを示す格子の分布

の解析・予測アルゴリズムについて、その着想は 極めて単純で、人間が無意識を含めて行う解析と 予測の作業を分析し、模倣したことである. 例え ば、気象の専門家がレーダー画像を見るとき、エ コーの強さや形、動きなどの情報を総合的に使っ て、重要である領域を選び出し意識を集中してゆ く. そして、そこで何が起こっているのか、次に 何が起こるのかを、さまざまな観測データや予測 情報に基づいて考えることになるが、このプロセ スが高解像度降水ナウキャストでは、強雨域を選 別した上で計算機資源を集中投入する高解像度3 次元予測という技術となった. この高解像度3次 元予測に代表されるように、従来の降水ナウキャ ストが運動学的手法によって予測を行うことに対 して, 高解像度降水ナウキャストは, 部分的では あっても力学的効果を取り込んでいることが大き な特徴である.これは、降水ナウキャストが観測 と予測の接点であると同時に、運動学的予測と力 学的予測の接点ともなり始めたことを意味してい る. 技術と技術の接点は新しい発想が生まれやす い領域でもあり、さまざまな分野との連携が今後 の降水ナウキャストの進歩・発展の鍵になるであ ろう.

#### 6. おわりに

高解像度降水ナウキャストは,詳細かつ高精 度なレーダー画像と降水量予測を提供するプロダ クトである.従来の降水ナウキャストに比べて, 高解像度降水ナウキャストは単に解像度が向上し ただけでなく,さまざまな観測網から得られる観 測データを総合的に利用し,強雨域の3次元予測 などの最新の予測技術を導入した新しい降水ナウ キャストである.

高解像度降水ナウキャストが運用を開始した 2014年8月は、広島市に大規模土砂災害をもた らした大雨をはじめとして、積乱雲が組織化して 数時間に渡り局地的に強雨が続く事例が各地で相 次いだ.このような局地的な大雨を,より正確に、 より確実に予測することが求められるなかで、高 解像度降水ナウキャストにおいても予測精度向上 のための努力が続けられている.

#### 参考文献

- Doviak, R. J., and D. S. Zernić, 2006: Doppler Radar and Weather Observations. Second edition, Dover Publications, Inc., Mineola, New York, p42, p261
- Forbes, G. S., 1981: On the reliability o hook echoes as tornado indicators. Monthly Weather Review, 109, 1457–1466.
- Nespor, V., and B. Sevruk, 1998: Estimation of Wind-Induced Error of Rainfall Gauge Measurements Using a Numerical Simulation. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 16, 450-464.
- Romine, G. S., D. W. Burgess, and R. B. Wilhelmson, 2008: A Dual-Polarization-Radar-Based Assessment of the 8 May 2003 Oklahoma City Area Tornadic Supercell. Monthly Weather Review, 136, 2849-2870.
- Sieck, L. C., S. J. Burges and M. Steiner, 2007: Challenges in obtaining reliable measurements of point rainfall, Water Resources Research, 43, W01420
- 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.
- 木川誠一郎,2012: 降水ナウキャストの改善,平成23 年度予報技術研修テキスト,気象庁予報部,40-58.
- 宮城仁史,入口武史,佐藤大輔,熊谷小緒里,白石瞬 (2013):解析雨量・降水短時間予報・降水ナウキャ 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,109.
- 山岸米二郎, 1973:1 次元対流モデルの特性の検討.気 象研究所研究報告, 24-1, 79-109.
- 横山宏太郎,大野宏之,小南靖弘,井上 聡,川方俊和,
   2003:冬期における降水量計の捕捉特性.雪氷,
   65,303-316.