

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

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

* 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）

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

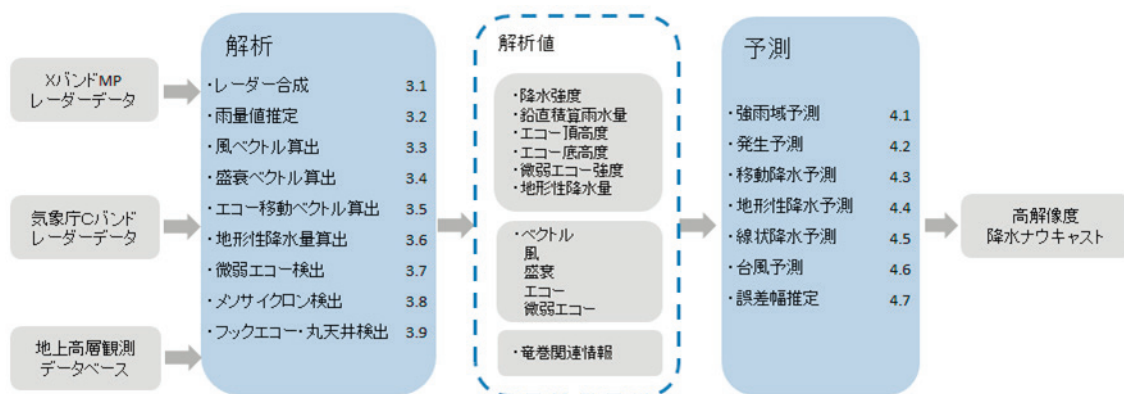
高解像度降水ナウキャストの解析・予測アルゴリズムは、第1図に示すように、観測データから解析値を作成する解析アルゴリズム及び解析値から高解像度降水ナウキャストを作成する予測アルゴリズムから構成される。解析アルゴリズムに入力される地上高層観測データベースには、地上・

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を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に、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

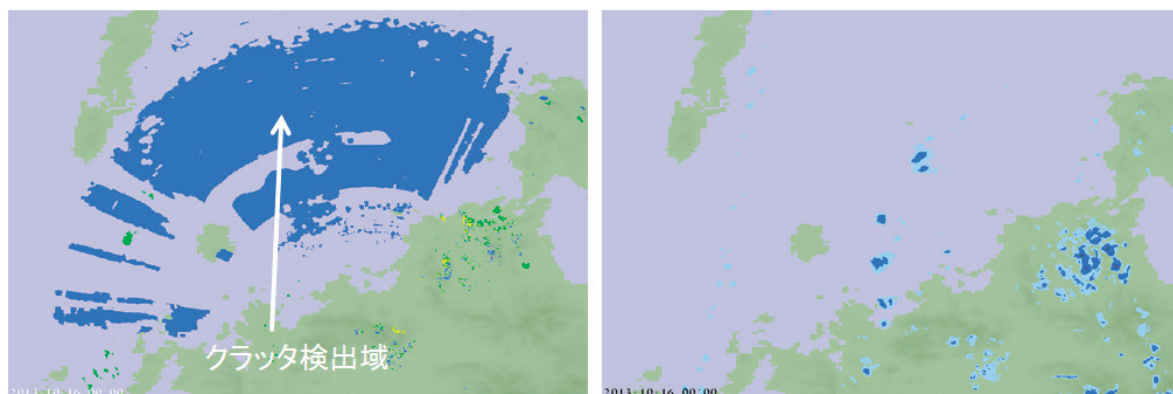
た時刻と解析値の時刻には最大 10 分近いずれが生じることから、解析値の時刻におけるエコーの位置を求めるためには時間差に起因する位置ずれを補正する必要がある。例えば、連続する仰角のスキャン開始時刻に 15 秒の差があり、エコーが 20m/秒の速度で移動しているときは、2 つの仰角間では $15 \text{ 秒} \times 20 \text{ m/秒} = 300 \text{ m}$ の位置ずれが生じ、これは高解像度降水ナウキャストの 1 格子の間隔である 250m よりも大きい。このように従来の 1km 格子では影響の小さかった問題に対する新たな対処も必要となっている。解析アルゴリズムでは、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。

ユ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

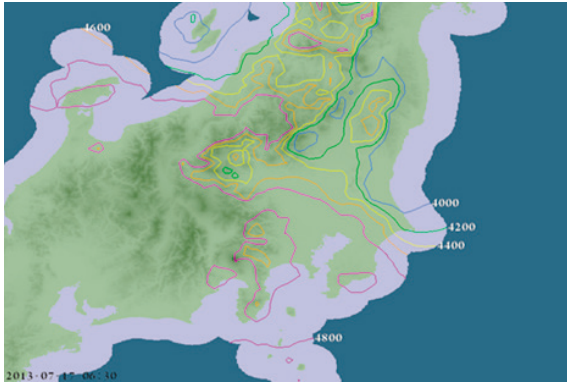
レーダー観測におけるブライトバンドとは、融解層において、雨に比べて径の大きな雪の表面が融けて反射強度が強まる現象である。この状態になった領域は反射強度からレーダー雨量値を推定することが難しくなる。このため、観測高度は可能な限りブライトバンドを避けて設定する。一般に融解層は数百メートルの厚さであるが、時に太平洋側の海上では数kmの厚さとなることがある。このようなときは、ブライトバンドを回避する観測高度の設定は困難となり、レーダー雨量値

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。リング状のエコーの、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°C 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アメダス及び高層ゾンデ観測データから推定した 0°C 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 $[\text{mm/h}]$ 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っ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。

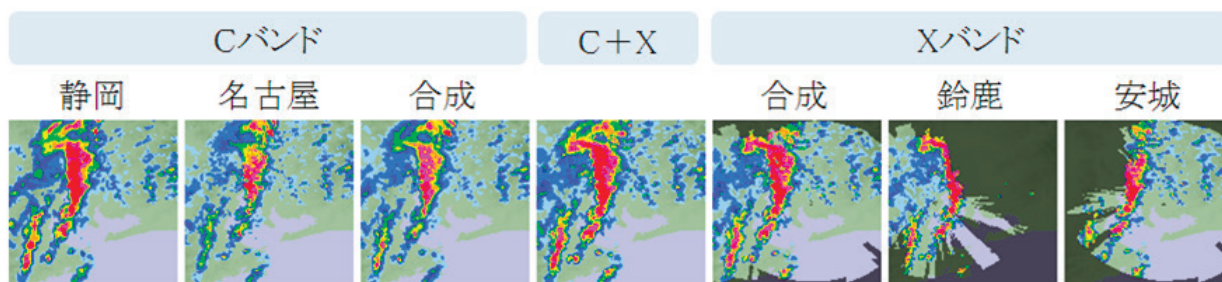
3.1.6 Xバンド合成

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バンドの合成には改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バンドに比べ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 雨量値推定

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 Zrníc, 2006) を使ってCバンドの降雨減衰を補正している。

$$Z_r = 0.0036 R^{1.05} \quad (\text{第1式})$$

ここで、 Z_r 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

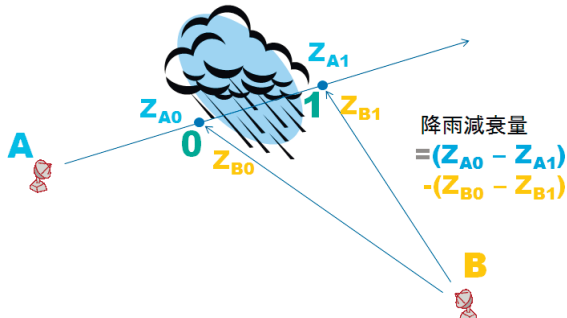
示すように、雨域を通過する電波について雨域の両端における反射強度を比較し、降雨減衰量を算出する。このとき、基準となる反射強度は近傍のもうひとつのレーダーの観測値を使用する。こうして得られた降雨減衰量から降水強度の分布を推定するには、レーダー反射因子 Z と降水強度 R の関係 (以下「 Z - R 関係」と言う.) を予め設定し、それらから、雨域内の反射強度分布と降雨減衰量を最も良く説明する Z - R 関係を選び、その Z - R 関係を用いて降水強度を推定する。

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。

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

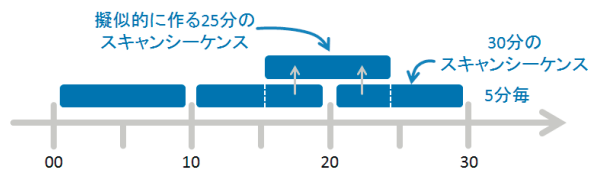
ここで、補正係数は雨量計の形状だけでなく設置環境にも影響されるが、高解像度降水ナウキャストが利用するアメダスを始めとする約 8,000 の雨量計すべてについて個別に係数を決めることは現状では困難であるため、数値シミュレーション (Nespor and Sevruk, 1998) 及び比較観測 (横山他, 2003) の結果に基づき、強風かつ強雨のときにも捕捉率が大きく低下すると考えて、すべての雨量計で共通の値として $c_1=0.00101$, $c_2=-0.0012177$, $c_3=0.034331$, $c_4=0.007697$ (Sieck 他

(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ー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量、エコー頂高度、エコー底高度、及び 0°C 層より上空の雨量積算値を 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ることで擬似的に 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。



第 6 図 5 分ごとにレーダー 3 次元情報を算出する処理の模式図

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

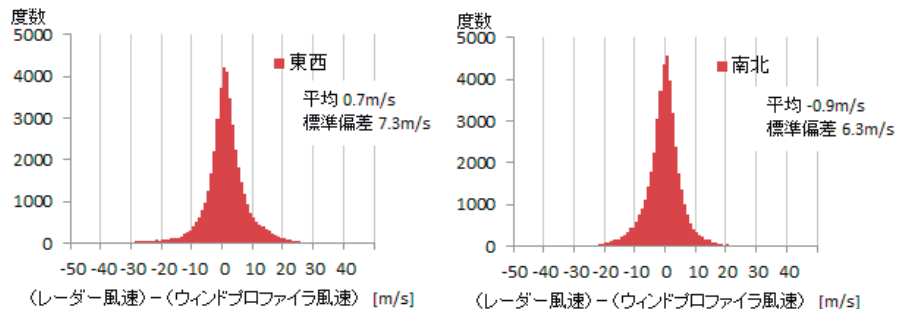
観測データの風ベクトルが 10km 四方の平均的な値であることを考えれば、この標準偏差の値は妥当と考えられる。

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



第 7 図 ドップラーレーダー速度データから算出した風ベクトルとウィンドプロファイラ観測データの比較
ここでは C バンドのみ使用して風ベクトルを算出した結果を示している。

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 図には、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

る。

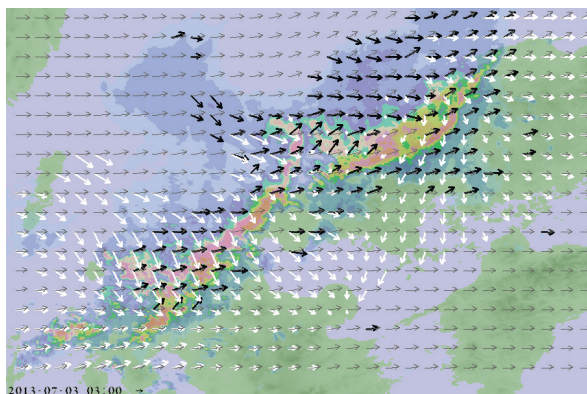
次に高層ゾンデ観測、アメダス、ウィンドプロファイラデータを用いて風ベクトルに沿って、水蒸気の凝結、雨滴の生成・成長・落下を計算し、地表に落下する降水量が存在する領域を地形性降水推定域とする。また、盛衰ベクトルが風ベクトルに比べて十分に速度が遅いときは、降水域が停滞し地形性降水である可能性が高いので、その領域も地形性降水推定域とする。

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

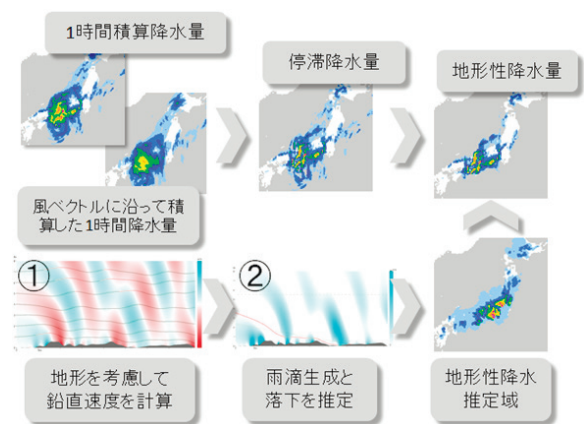
高解像度降水ナウキャストでは、強雨域の発生を予測するトリガーのひとつとして、高度 800m 付近に現れる線状の微弱なエコーの情報を利用している。この微弱エコーは、ガストフロントや海陸風前線などの局地的な前線又は不連続線に対応するもので、その多くが移動することから、移動速度と方向も合わせて検出する。

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 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。



第 9 図 地形性降水量の算出概念

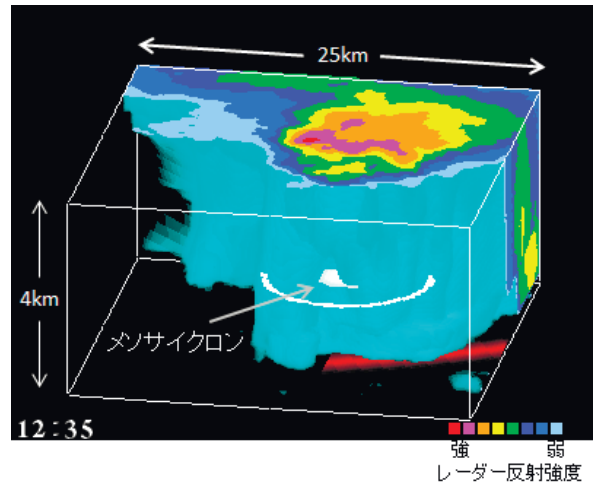
1 時間積算降水量から風ベクトルに沿って積算した 1 時間降水量を差し引くことにより停滞降水量が算出される。①では縦軸が高度、風は左から右に吹いており、青が上昇、赤が下降域を示す。同じ領域について②では青が濃くなるほど降水強度が大きくなることを示す。

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ヴォールト (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。

$$\text{vault 指数} = C \times B \times Vt \quad (\text{第 3 式})$$

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 (ラプリアン), 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。

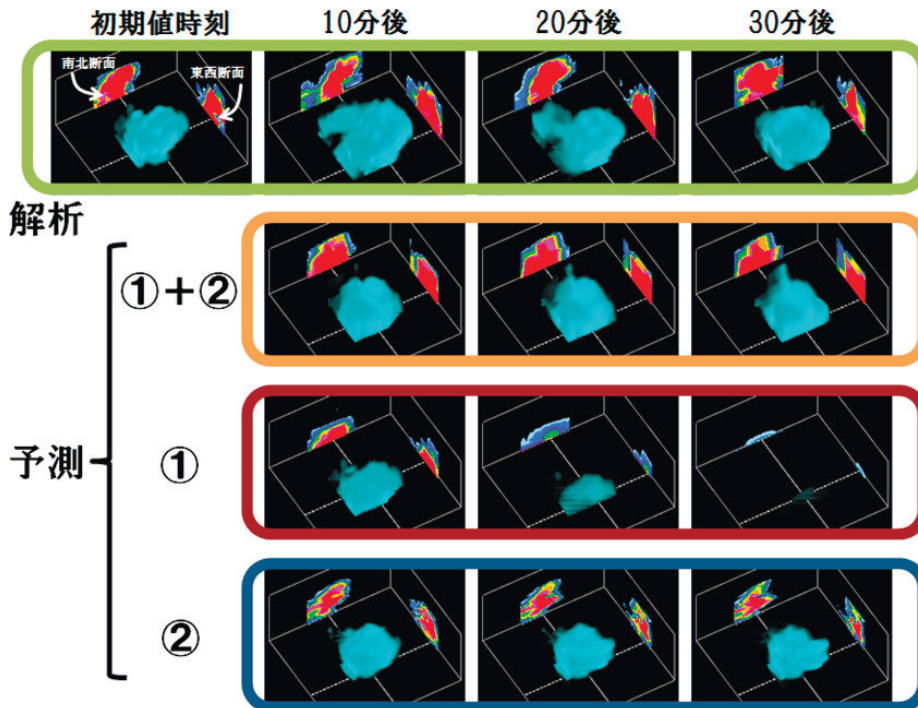
気象現象では一般に、空間規模が小さくなると時間規模も小さくなる傾向がある。大きさが数kmの積乱雲による降水の強度は短い時間に大きく変化するため、ナウキャストの基本である実況の補外だけでこのような強雨域を正確に予測することは難しい。そこで、積乱雲の中の気温、湿度、風等の分布に基づいて雨滴の発生、成長、落下、及び蒸発を計算する対流予測モデルを構築し、予測期間の後半ではこの予測モデルを使って降水の

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。

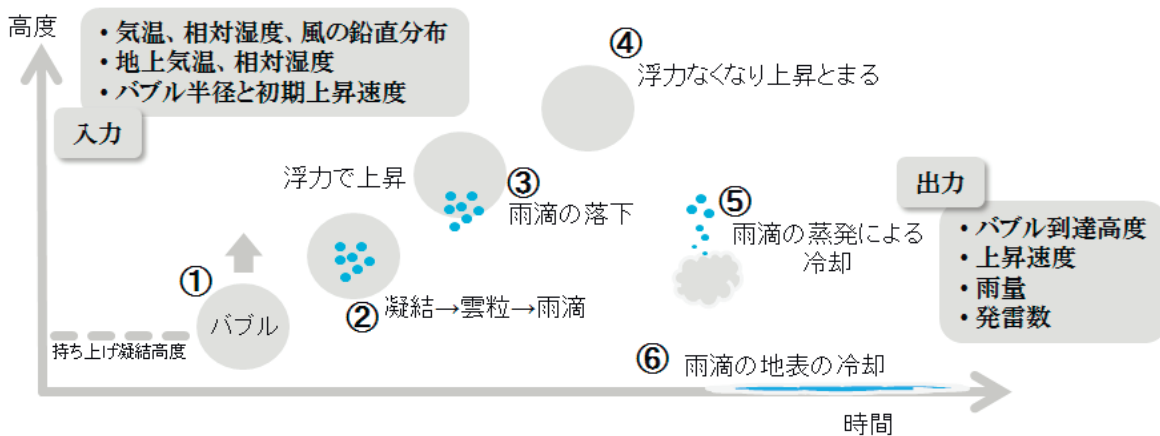
鉛直1次元対流モデルには、Simpson他(1965,1969)及び山岸(1973)を発展させた予測モデルを使用する。第12図にその予測概念を示した。モデル内の計算では、上昇するバブルは持ち上げ凝結高度を通過し(図中の①)、凝結した水蒸気はすぐに雲粒となり、auto-conversionにより雨滴を生成する。生成した雨滴は周囲の雲粒を取り込んで成長し(②)、雨滴として十分に大きくなるとバブルから落下する(③)。さらに上昇したバブルは平衡高度に到達して浮力がなくなり上昇が止まる(④)。バブルから落下を始めた雨滴はその一部が蒸発して周囲の空気を冷却し(⑤)、また地表に落下して地表面を冷却する(⑥)。

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

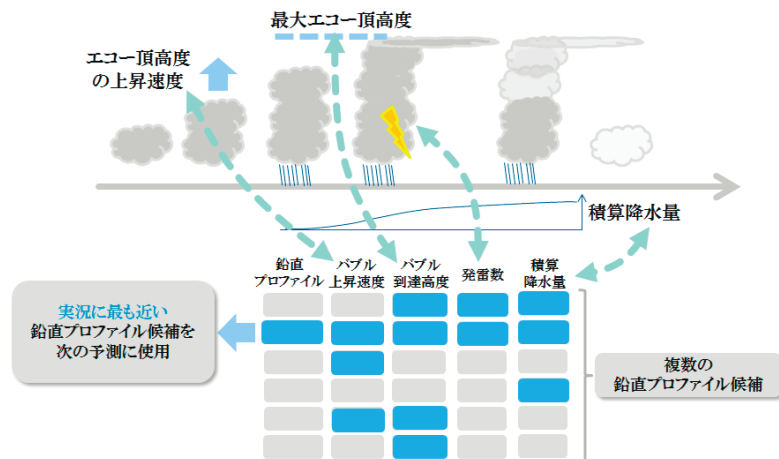
縦軸が高度，横軸が時間であり，ここでは 1 つのバブルの時間経過を示している．

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。

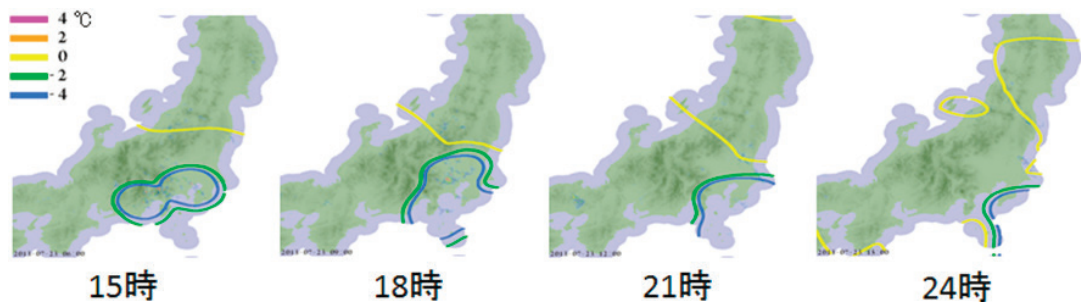
入力データである大気の鉛直プロファイルは、高層ゾンドの観測値を初期値として、第 13 図に示す手法により更新する。まず、初期値となる鉛

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と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 日の海拔 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 $d(M_{integ.})/dt$ 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。

$$w \propto \frac{d}{dt} M_{integ.} = \frac{d}{dt} VIL + R \quad (\text{第 4 式})$$

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

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

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。

$$\left. \begin{aligned} b &= VIL_{t=0} - VIL_{t=-\Delta t} + \frac{B\Delta t}{2}(R_{t=0} + R_{t=-\Delta t}) \\ a &= VIL_{t=0} - VIL_{t=-\Delta t} - VIL_{t=-2\Delta t} + VIL_{t=-3\Delta t} \\ &\quad + \frac{A\Delta t}{2}(R_{t=0} + R_{t=-\Delta t} - R_{t=-2\Delta t} - R_{t=-3\Delta t}) \end{aligned} \right\} \quad (\text{第 6 式})$$

ここで、 t は時間 [分]、 Δt は時間間隔 [分] で 10 [分]、 VIL は鉛直積算雨水量 [kg/m^2]、 R は降水強度 [$\text{mm}/\text{時}$]、 B は $1/120$ [$\text{時}/\text{分}$]、 A は $1/60$ [$\text{時}/\text{分}$] である。 B 及び A の理論値は $1/60$ [$\text{時}/\text{分}$] 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するために、 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。

$$u = \frac{\partial b}{\partial t} \Big/ -\frac{\partial b}{\partial x}, \quad v = \frac{\partial b}{\partial t} \Big/ -\frac{\partial b}{\partial y} \quad (\text{第7式})$$

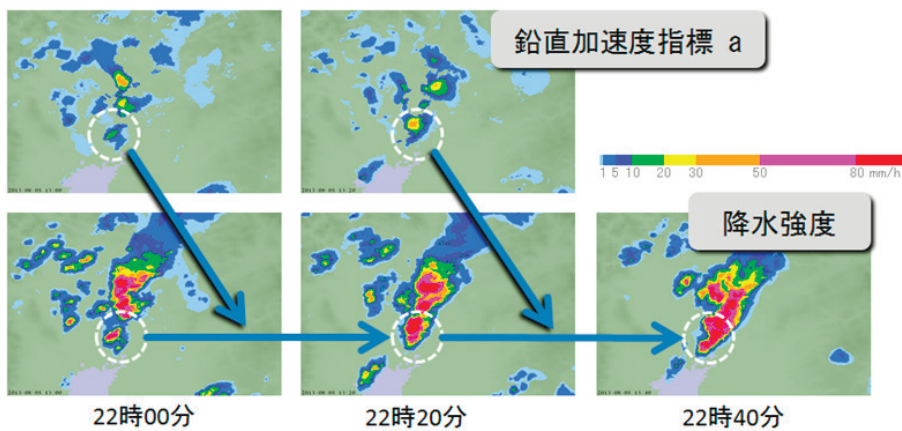
エコーパターンなどから移流速度を求めるオブティカルフローの手法では、パターンマッチングを用いる手法と微分を用いる手法(微分法)とがある。ここでは、降水ナウキャストが得意とするパターンマッチングではなく、**b**に対して微分法を用いて移流速度を計算しているが、これは少ない計算量でより多くの格子について計算するためである。第16図では強雨盛衰ベクトル(白の矢印)が急速に南下する強雨域の動きを捉えている。

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。

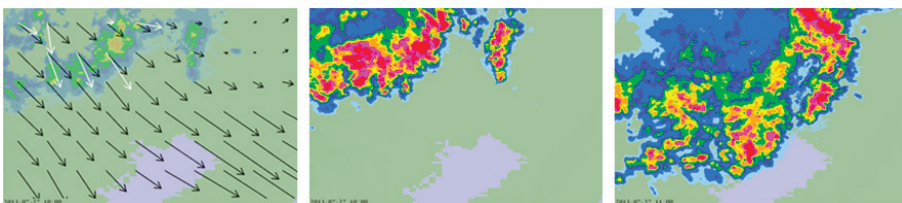
4.2 発生予測

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



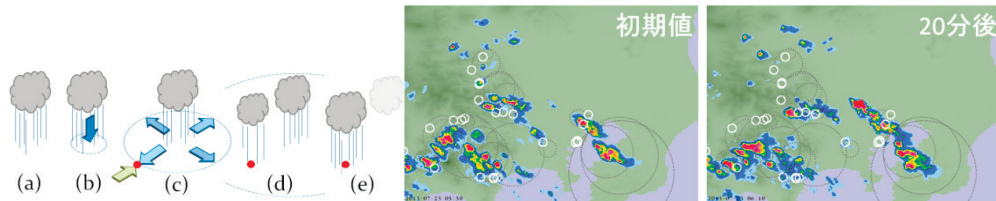
第15図 鉛直加速度の指標 a の分布例(2013年8月5日の名古屋市付近の強雨域)

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が予測される。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。

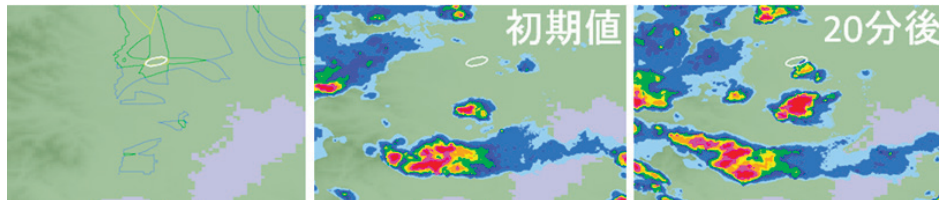
4.2.3 弧状微弱エコーの交差

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。

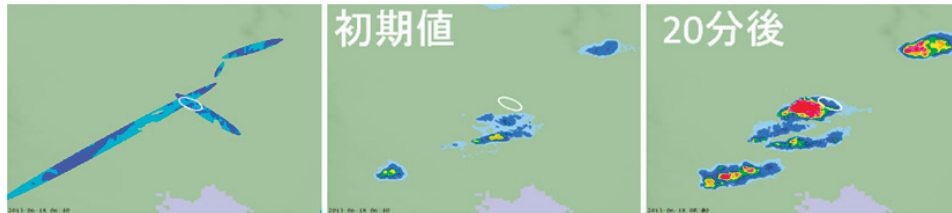
これらのトリガーが検出された場合、第4.1.1項の鉛直1次元対流予測モデルを使って降水量を予測する。たとえトリガーが検出されたとしても大気状態が安定しているときには積乱雲の発生は予測しないが、トリガーが検出され大気状態が不安定で積乱雲の発生を予測したにもかかわらず実際には発生しなかったときは、第4.2.1項ではガストフロントの高さ、第4.2.2項では積乱雲を発生させない最も低い自由対流高度(LFC)、第4.2.3項では微弱エコーの上端高さを自由対流高度として、鉛直プロファイルを安定させる方向に調整する。トリガーの検出にアメダスの観測データを使っていることから、トリガーが検出される状況が数十分に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．

に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に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に，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になってしまう．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

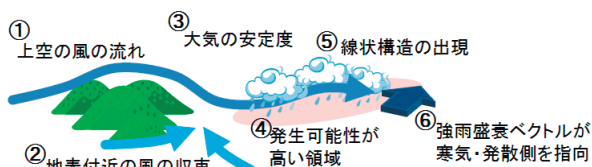
地形性降水の推定は第3.6節において述べたが、この処理には1時間積算降水量を利用していることから、ある程度時間スケールの長い現象として推定値が持続することが前提となっている。推定値の持続予報では、例えば雨域が比較的速い速度で移動するときには晴天域となった領域に地形性降水が取り残される現象が発生してしまうため、風上側の降水分布を調べて雨が上がるタイミングを推定し、地形性降水が時間とともに弱まる予測を与えている。

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、そして大気不安定度(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)

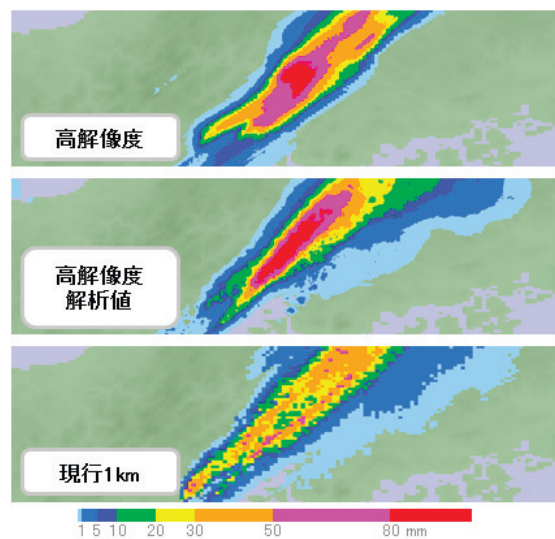


第20図 線状降水予測を行う条件の概念

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になってしまうため、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

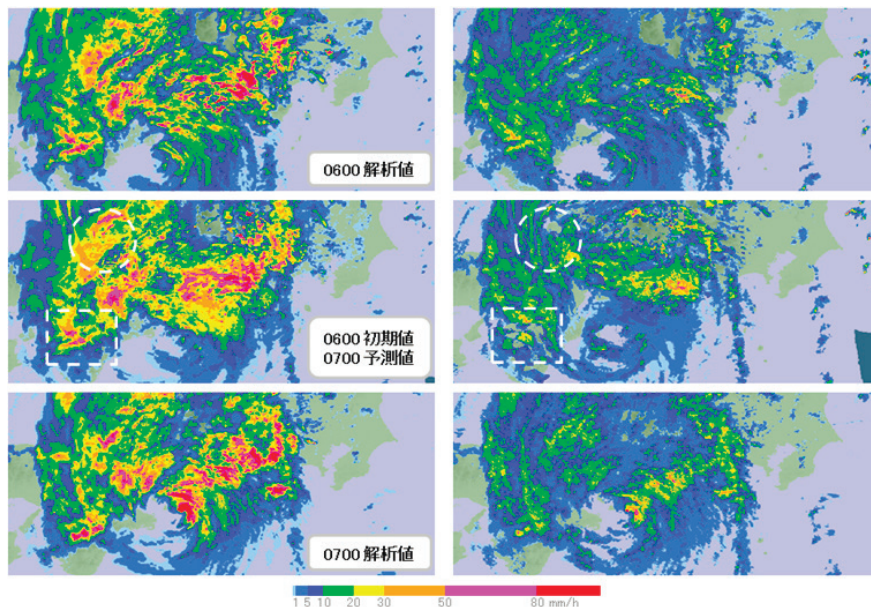
降水エコーを回転させる機能によって地形性降水が風下へ流されず、一方で台風の眼のなかに地形性降水が残らないよう、台風域の地形性降水量の算出手法を変更するとともに、台風との距離によって地形性降水の強さを变化させる盛衰機能を追加している。

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 ϵ とすると、 $P - O$ が -2ϵ から ϵ までの間に入る確率がおおよそ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、 ε 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、 ε 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 ε_{obs} 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る、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。

$$\varepsilon_{obs} = at \times R \times 0.144 \quad (\text{第 8 式})$$

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_{pred} &= \varepsilon_{t=5} + \varepsilon_{t=10} + \dots + \varepsilon_{t=60} \\ r &= V \cdot t \frac{1 - cor}{1 - cor_{base}} \end{aligned} \right\} \quad (\text{第 9 式})$$

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、 cor_{base} 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、

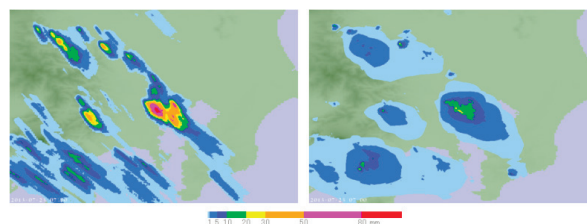
その分布は P よりも広がり、細部の変化が少ない滑らかな形状になるが、その ε のなかに見られる細かいパターンは初期値に含まれる観測誤差推定値 ε_{obs} を反映したものである。

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ことが期待される。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 Zrníć, 2006) により検出する。

$$Z \geq 8 \log(2 \times Kdp) + C \quad (\text{第 10 式})$$

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 図には 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

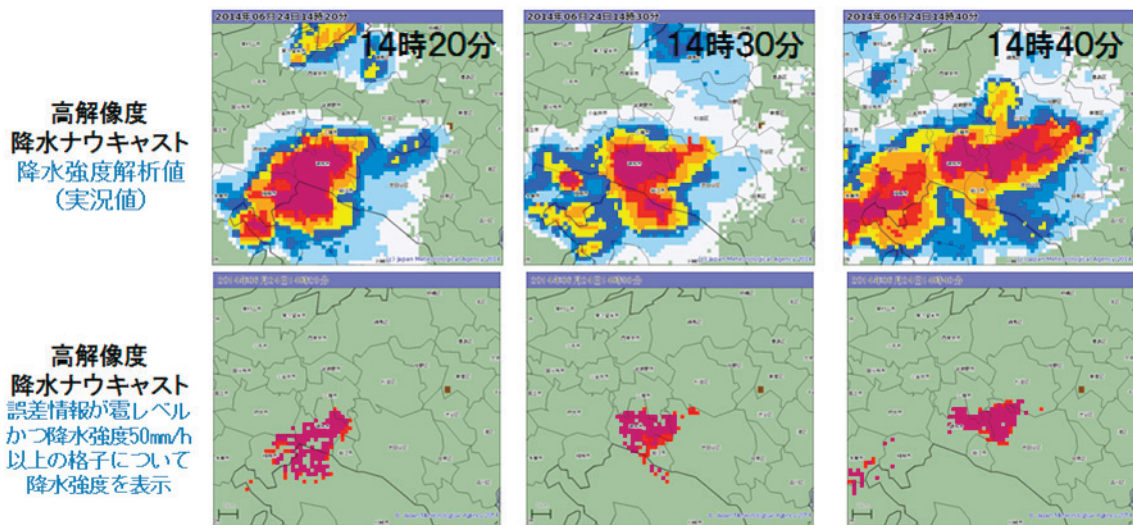
前項までに高解像度降水ナウキャストの解析と予測のアルゴリズムを解説した。高解像度降水ナウキャストが今後取り組むべき課題と展望を最後に述べておきたい。

(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、② 3 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 項のブライツバンド検出に 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、そこで何が起きているのか、次に何が起ころのかを、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 of 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 Tornadoic 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.