3.1 ドップラーレーダーのドップラー速度データの数値予報での利用¹

3.1.1 はじめに

梅雨前線に伴う集中豪雨、暖候期の台風による暴風 や大雨、さらに寒候期の日本海側での豪雪等、様々な 気象現象によって日本列島は一年中、災害に見舞われ る。各地に広範囲の降水をもたらすこれらの気象現象 は、数kmから数百kmのスケールを有しており、こ うした降水や風の詳細な把握には、気象レーダーによ る観測データの活用が有効である。降水を観測する一 般的な気象レーダーは、主に3~10 cmの波長の電波 を雨雲に向けて発射し、降水粒子などの観測対象から の散乱エコー強度を測定することで、降水粒子の密度 や相当する降水強度を推定する。ドップラーレーダー は更に、電波を散乱させた降水粒子の運動によって反 射波の波長にドップラー効果²が生じることを利用し、 観測対象の運動状態、すなわち運動の視線方向の速度 成分(ドップラー速度)を解析する。

気象庁は、1995年2月の関西国際空港の空港気象ドッ プラーレーダーの整備 (石原 1997; 石川・井高 1997) を 皮切りに、2013年3月の名瀬ドップラーレーダーまで 18年かけて、全国20か所の一般気象ドップラーレー ダー及び9か所の空港気象ドップラーレーダーを設置 し、国内全ての整備を完了した。図 3.1.1 に気象レー ダーの配置図を示す。図中の円はドップラー速度の最 大観測範囲を表し、一般気象ドップラーレーダーが250 km、空港気象ドップラーレーダーが 120 km で、ほぼ 日本列島をカバーしていることがわかる。各気象レー ダーの観測データは、地形エコー除去等の処理を行っ た上で、全国合成され、予報や注警報等の防災情報のた めの実況資料として利用されるほか、解析雨量や、降 水・竜巻・雷ナウキャスト等の様々なプロダクトの作 成にも活用される。また、客観解析の分野でも、2002 年4月から毎時下層風解析(後に毎時大気解析)におい て、簡略化 VVP 法³ によって推定した風ベクトルの 利用が開始された。

ドップラーレーダーは、降水域内のメソスケールの 風の分布を観測できるため、これを数値予報モデルに 適切に利用することで、モデルによるメソ擾乱の表現が 改善し、ひいては降水予報の精度向上につながる。こ のため、2005年3月にメソ解析において空港気象ドッ プラーレーダー(新千歳、成田、羽田、大阪、関西、那 覇の各空港6か所)のドップラー速度データの利用を 開始した(石川 2007)。その後、全国整備が完了すると



図 3.1.1 気象庁レーダーの配置図。図中の円はドップラー 速度の最大観測範囲を表す。

共に国内全ての気象ドップラーレーダーのドップラー 速度データを数値予報⁴で利用することとなった。

本節ではドップラーレーダーのドップラー速度デー タの数値予報での利用について、これまでの総括と、 ドップラーレーダーの有効利用のために行った高分解 能モデルでの高頻度観測によるデータ同化実験につい て述べる。なお、レーダー反射強度データの数値予報で の利用については、第3.3節を参照していただきたい。

3.1.2 数値予報での利用

数値予報のために提供されているドップラーレーダー データの仕様は、表 3.1.1 及び表 3.1.2 に示すとおりで ある。ドップラーレーダーの展開時の初期では、数値 予報で利用できたのは水平分解能が 5 km 程度のデー タだけであったが、近年の通信技術の飛躍的な進歩や、 データ集約装置の設置により、観測されたものとほぼ同 程度の解像度のデータを利用できるようになった。た だし、ドップラー速度データは、観測だけから風ベク トルがわからないため、数値予報で利用する場合、以 下のような工夫が必要となる。

(1) データ同化

ドップラーレーダーのドップラー速度データをデー タ同化に利用しようとする場合、2つの方法が考えられ る。一つは簡略化 VVP 法で求めた風ベクトルを利用 する方法、もう一つはドップラー速度を変分法によっ て直接同化する方法である。VVP 法では、ある程度の 広さの領域を風向風速が一様だと仮定して計算するた め、台風中心などの循環(渦度)が強いところでは大き な誤差が生じ、推定精度が悪くなる問題があった。し かしながら、客観解析で初めてドップラーレーダーを 利用した毎時下層風解析では、解析手法が最適内挿法 であったため、解析変数と同一の物理量の観測のみし

¹ 石川 宜広

² 観測対象がレーダーから遠ざかる場合は反射波の波長が長くなり、逆に近づく場合には波長が短くなる現象を言う。 3 1台のドップラーレーダーのドップラー速度の分布から風ベクトル分布を推定する方法の一つ。ある空間の中で風向風速が一定であることを仮定する。

表 3.1.1 空港気象ドップラーレーダーの VVP 風データの 仕様。

レーダー	要素		直交座標		鉛直層数	観測時	現業利用
種別			領域	水平分解能	(層間距離)	間間隔	期間
空港気象	VVP風,	東西成分U	200km × 200km	5km	等高度面 全15層 500m-5km: 10層(500m) 5km-10km: 5層(1km)	6分	2002.4 (毎時 下層風解析) ~ 2008.3 <u>迄</u> (毎時大気解析)
		南北成分V					
		サンプル数					
		最大最小差					
		標準偏差					

表 3.1.2 気象庁ドップラーレーダーの極座標形式データの 仕様。

	要素		極座標分解能				TO YOUR	
レーター 種別			方位角	動径方向 観測間隔	最大探 知距離	仰角数	観測時 間間隔	メソ解析 利用開始
01 / (A)	ドップラー速度		0.703 °	500m 250m	250km	13	10分	2006.12
一般式家	反射強度		0.703 °	500m 250m	400km	18	10分	2013.6
	ドップラー 速度	平均値	5.625 °	5km	120km	空域モード: 16、飛行場 モード: 18 ただし、福岡 空港のみ 20	6分	2005.3
		サンプル数						
灾滞生色		最大最小差						
「空泡丸家		標準偏差						
	ドップラー速度		0.703 °	150m	120km	同上	6分	実験利用
	反射強度		0.703 °	300m	120km	同上	6分	実験利用

か利用できず、こうした問題が有りながらも VVP 法 が選択された。一方、メソ解析では、解析手法に 4 次 元変分法 (石川 2002) が採用されていたことから、ドッ プラー速度を直接利用する方法が選択された。

4次元変分法は、真値に対して第一推定値と観測値 の誤差が正規分布の確率密度関数に従うと仮定するこ とで、次式のような評価関数の最小化問題として定式 化される。

$$J(\boldsymbol{x}_{0}) = \frac{1}{2} (\boldsymbol{x}_{0} - \boldsymbol{x}_{0}^{b})^{T} \mathbf{B}^{-1} (\boldsymbol{x}_{0} - \boldsymbol{x}_{0}^{b}) + \sum_{i=0}^{n} \frac{1}{2} [H_{i}(\boldsymbol{x}_{i}) - \boldsymbol{y}_{i}^{o}]^{T} \mathbf{R}_{i}^{-1} [H_{i}(\boldsymbol{x}_{i}) - \boldsymbol{y}_{i}^{o}]$$
(3.1.1)

 x_i は解析変数を表し、添え字 i は数値予報モデルの $0 \sim n$ 回までの時間積分のステップ数を意味する。 x_0^b は 初期値時刻での解析変数の第一推定値、B は背景誤差 共分散行列、 H_i は観測演算子、 y_i^o は観測値、 \mathbf{R}_i は観 測誤差共分散行列である。この評価関数は、同化の先 頭での解析変数 x_0 の関数であり、 $J(x_0)$ の最小値探索 によって得られた x_0 の最適解が求める解析値となる。

観測演算子とは、解析変数を観測値と同じ物理量に 変換する演算子を意味する。つまり、ドップラー速度の ように観測から解析変数に変換できない物理量であっ ても、解析変数から観測の物理量に変換できさえすれ ば、データ同化で利用が可能となる。メソ解析でのドッ プラー速度の観測演算子 H_{dp} は、ビーム中心の上下全 5 層においてビーム強度が中心からの距離の正規分布 に従うと仮定し、ビーム強度の重み付き平均を鉛直内 挿部分に組み込んでいる。すなわち、レーダーサイト からの距離を d、ビームの方位角を θ 、 仰角を ϕ 、観 測高度を z、モデルレベルを k、観測高度に最も近いモ デルレベルを k_1 、モデルレベルの高度を z_k 、第一推定 値の東西、南北風を u_k 、 v_k とすると

$$H_{\rm dp}(\boldsymbol{x}) = \frac{\sum_{k=k_1-2}^{k_1+2} (u_k \sin \theta + v_k \cos \theta) \exp\left[-\frac{(z_k - z)^2}{(d\delta\phi)^2}\right]}{\sum_{k=k_1-2}^{k_1+2} \exp\left[-\frac{(z_k - z)^2}{(d\delta\phi)^2}\right]}$$
(3.1.2)

で与えられる。ここで、δφ はビーム中心からのビーム の広がりを表し、0.3 度に設定している。

4次元変分法では、数値予報モデルに含まれる運動 方程式、熱力学の式などの支配方程式の一群を評価関 数の拘束条件にしているため、ドップラー速度の同化 によって風の場だけでなく、温位や水蒸気の場も適切 に修正される。また、モデルの時間積分をデータ同化 に用いているため、観測時間間隔の短いレーダー観測 でも容易に利用することができる。

(2) データ品質管理

メソ解析で利用するドップラー速度データは、ビー ム方向 5 km 間隔・方位角 5.625 度間隔のボリューム⁵ 内の平均値で、表 3.1.2 の空港気象ドップラーレーダー のドップラー速度データの仕様に相当する。同化前に 行うデータ品質管理では、この平均値の他にボリュー ム内のサンプル数、ドップラー速度の最大値と最小値 との差、標準偏差、といった要素も利用している。一 般気象ドップラーレーダーの場合、ドップラー速度の 平均値は用意されていないため、これらの要素を算出 して利用している。

データ品質管理の役割は、観測データの測定誤差や代 表性誤差が解析値の品質に悪影響を及ぼすことを防ぐ ためである。冒頭で述べたようにドップラーレーダー の全国展開に伴って、各地のドップラー速度を数値予 報で利用する際、ドップラー速度の誤差特性は、設置 場所や周囲の環境によって大きく異なるため、その都 度、データの調査を行い、品質管理の改良を行ってき た。現在のドップラー速度の品質管理では、Seko et al. (2004) などを参考に、次の1~8の条件に該当するデー タを使わないようにしている。

- 1. ボリューム内のサンプル数が10個未満のとき
- ボリューム内のドップラー速度の標準偏差が 10 m/s 以上のとき
- 3. ボリューム内のドップラー速度の最大値と最小値 との差が 10 m/s 以上のとき
- 4. レーダーから 10 km 以内のデータ
- 5. 仰角 5.9 度以上のデータ
- ドップラー速度が5m/s以下(仰角が負の場合は、 10m/s以下)のデータ
- 7. 観測値と第一推定値の差が10 m/s 以上のとき
- 8. 周囲のデータの平均値との差が10m/s以上のとき

1,2,3は同化に使用するドップラー速度がボリューム 内の平均値として妥当ではないため、4 はレーダービー

⁵ 平均をとるビーム方向 5 km、方位角 5.625 度単位の領域 を本節では「ボリューム」と称する。



図 3.1.2 初期時刻 2012 年 7 月 11 日 18UTC の MSM の予報時間 3 時間における前 3 時間積算降水量を表し、(左) は予報対 象時刻の解析雨量 (単位は mm/3h)、(中央) は各地のドップラー速度を利用した場合の予測、(右) は利用しなかった場合の 予測を示している。

ムの後方散乱によるノイズを避けるため、5 は降水粒 子の落下の影響を避けるため、6 は海面や地上からの 反射波による異常値の混入を防ぐために設定したもの である。7 はグロスエラーチェックに相当する (グロス エラーチェックの考え方については大野木 (1997)を参 照)。8 は孤立した異常値を排除するための条件である。

(3) 降水予測への効果

各地のドップラー速度データをメソ解析で利用した 場合の、メソモデル (MSM) の予測への効果について、 「平成24年7月九州北部豪雨」の例で示す。図3.1.2は 初期時刻 2012 年 7 月 11 日 18UTC の MSM の予報時 間3時間における前3時間積算降水量を表し、左の図 は予報対象時刻の解析雨量である。中央の図は各地の ドップラー速度を利用した場合の予測結果であり、右 の図は利用しなかった場合を示している。ドップラー 速度を利用した場合では、解析雨量の 273 mm/3h に 迫る 266 mm/3h の豪雨が九州の内陸部に予測された が、利用しなかった場合では、九州内陸部でそのような 豪雨は予測されていない。これはドップラー速度デー タの利用によって、風の収束域がより現実に近いもの となり、降水が精度よく予測されたものと推測される。 このような調査は、ドップラーレーダーの全国展開時 に新しい観測データを追加する際にも行っており、そ の予報精度を確認してから現業利用を開始した。

3.1.3 高頻度観測データ同化実験

ドップラーレーダーの観測データは、本来、時間、空間共に非常に高い分解能をもつため、規模が小さく変動の激しい気象現象に関して、多くの情報が得られる。 これを数値予報で有効に利用するには、高頻度の観測 を扱うことのできるデータ同化システムと、積雲対流 を現実に近い形で表現できる高分解能の数値予報モデ ルが必要である。現状でこの条件に近づけるための開 発として、4次元変分法データ同化システム(4次元変 分法システム、インナーモデル水平格子間隔5km)と 局地モデル(LFM、水平格子間隔2km)を用いた、以 下のような豪雨事例でのデータ同化実験を行った。

(1) 山口県防府市の豪雨 (2009年7月21日)

実験は2009年7月21日の山口県防府市での豪雨事 例を対象とする。まず、図3.1.3に2009年7月21日 9時(JST)の地上天気図を示す。梅雨前線が山陰沖か ら近畿地方を通って東海地方に延びている。この前線 に向かって、南西からの暖湿気が流れ込みやすい状態 であった。梅雨前線の南側約200kmあたる山口県で は、21日明け方から激しい雨が降り始め、防府市では 昼過ぎまでに総降水量が270mmに達した。図3.1.4 は2009年7月21日8時(JST)の全国合成レーダーの 雨量強度で、山口県の南沿岸部に強い降水域が見られ る。この大雨の影響で正午頃には防府市内の数か所で 土石流が発生し、14人が犠牲となった。

図 3.1.5 は 2009 年 7 月 21 日 8 時 (JST) のアメダス による地上の風と気温である。同図が示すように下関 付近から周防灘中央に気温傾度を伴う局地的な収束線 (図中の破線)が存在し、この収束線に流れ込む暖湿気 の強制上昇によって、防府市付近では、積乱雲群が著



図 3.1.3 2009 年 7 月 21 日 9 時 (JST) の地上天気図。



 0 1 2 4 8 12 16 24 32 40 48 56 64 80
 図 3.1.4 2009 年 7 月 21 日 8 時 (JST)の全国レーダー合成 による降水強度 (単位は mm/h)。



20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 1m/s 2m/s 10m/s 図 3.1.5 2009 年 7 月 21 日 8 時 (JST) のアメダスによる地 上の風と気温 (塗り分け、単位は °C)。破線は収束線。



図 3.1.6 高頻度データ同化実験の説明。

しく発達した。その結果、図 3.1.4 で見られるように規 則性のない集団の降水セルが線形構造(破面型の線状 降水帯:Bluestein and Jain (1985))に組織化され、集 中豪雨となったと考えられる。

(2) 実験方法

実験の手順は、図 3.1.6 に示すとおり、MSM の 3 時 間予報値 (水平格子間隔 5 km) を最初のデータ同化の 第一推定値に与え、1 時間同化窓の 4 次元変分法シス テムを 3 回繰り返し⁶、最後のデータ同化で得られた 初期時刻の解析値を LFM の初期値として予報を行っ た。この 4 次元変分法システムには、現業のメソ解析 (本田 2010)をもとに水平格子間隔 15 km から 5 km に変更したインナーモデルを用いた。実験に使用した 観測データは、ドップラーレーダーのドップラー速度、 レーダー反射強度から推定した相対湿度、ウィンドプ ロファイラーの風、地上設置型 GNSS の可降水量、地 上観測の風、気温及び比湿の、それぞれの 10 分間隔の 観測値で、モデルの時間積分の利用によって観測時刻 に正確に同化した。また、本実験との比較のため、メ ソ解析と同じ1時間間隔の観測データを用いた場合や、 10 分間隔の観測データからドップラー速度のみを利用 しなかった場合の、2 種類の追加実験も行った。

(3) 予測結果

図 3.1.7 は、初期時刻 2009 年 7 月 20 日 20UTC の LFM の予報時間 4.5 時間における前 3 時間積算降水量 を表し、図 a は予報対象時刻の解析雨量である。図 b は 10 分間隔の観測値を利用した場合の予測結果で、図

⁶ 現業の局地解析では、3次元変分法とその解析値からの1 時間予報を3回繰り返し、最後に3次元変分法を行って最終 的な解析値を得る3時間同化サイクルが採用されている。



図 3.1.7 初期時刻 2009 年 7 月 20 日 20UTC の局地モデルの予報時間 4.5 時間における前 3 時間積算降水量を表し、(a) は予 報対象時刻の解析雨量(単位は mm/3h)、(b) は 10 分間隔の観測値を利用した場合の予測、(c) は 1 時間間隔の観測値を利用 した場合の予測、(d) は 10 分間隔の観測値からドップラー速度のみを利用しなかった場合の予測を示している。

c は 1 時間間隔の観測値を利用した場合、図 d は 10 分 間隔の観測値からドップラー速度のみを利用しなかっ た場合を示している。10 分間隔の全ての観測値を利用 した場合では、観測と同様、防府市付近を中心に東西 方向に伸びる線状降水帯が形成され、解析雨量で 100 mm/3h を超える豪雨が予想された。一方、同じ観測 でも 1 時間間隔の観測値を利用した場合では、防府市 付近に弱い降水域が予想される程度で観測と大きく異 なっていた。また、10 分間隔の観測値からドップラー 速度のみを利用しなかった場合では、防府市付近に 20 ~50 mm/3h ぐらいの東西方向に伸びる降水域が見ら れるものの、ドップラー速度を利用した場合に比べて 降水強度が弱かった。

図 3.1.8 は、同じ初期時刻の予報時間 3 時間における 地上の風 (上段) 及び、線分 AB に沿った水平風と相当 温位の鉛直断面図(下段)を表し、左側は10分間隔の観 測値を利用した場合、右側は1時間間隔の観測値を利 用した場合を示している。10分間隔の観測値を利用し た場合では、対馬海峡及び北九州を通る南西風と、豊 後水道から瀬戸内海、周防灘に流れ込む風とが合流し、 図 3.1.5 の観測と同じ場所に局地的な収束線(図中の破 線)が予測された。この鉛直断面図で見ると、この収束 線付近から山口県の南沿岸部に向かって、360 K付近 の高相当温位域が上空に広がっている。これは下層の 収束に伴う上昇流により、発達した積乱雲による熱・ 水蒸気輸送の結果とみられる。一方、1時間間隔の観 測値を利用した場合では、収束線は予測されず、高相 当温位域が上空に広がりもなかった。この状況は、明 らかに観測とは異なっている。

ドップラーレーダーを含む観測データを高頻度に同



図 3.1.8 図 3.1.7 と同じ初期時刻の局地モデルの予報時間 3 時間における地上風 (上段) 及び、線分 AB に沿った水平風と相当 温位 (塗り分け、単位は K) の鉛直断面図 (下段) を表し、左側は 10 分間隔の観測値を利用した場合の予報、右側は 1 時間間 隔の観測値を利用した場合の予測を示している。上段左の図には収束線を破線で描いた。

化することで、観測がもつメソスケールの詳細な情報 が初期値に適切に反映され、LFMの水蒸気や風の予報 精度が向上し、山口県防府市での集中豪雨が再現され たと言える。また、ドップラー速度の利用効果として、 降水域内の風の表現が向上し、メソ対流系の擾乱の発 達の予測に有効であった。

3.1.4 今後の課題

これまでドップラーレーダーの全国展開に伴って、使 用レーダーを増やし、日本列島のデータ空白域を減ら すことで、降水予測の精度向上に努めてきたが、高頻 度観測のデータ同化実験で示したように、レーダー観 測の特性を活かした有効的な利用法に関しても検討を 行っている。すなわち、ドップラーレーダーの観測か ら得られるメソスケールの風や水蒸気の分布を他の高 頻度観測と一緒に高分解能の数値予報モデルの初期値 に適切に反映させることで、降水のスピンアップなら びにイニシエーションを改善し、豪雨の予測精度を向 上させる、といったことが今後のドップラーレーダー

利用の目標となろう。

参考文献

- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. J. Atmos. Sci., 42, 1711–1732.
- 本田有機, 2010: 非静力学 4 次元変分法. 数値予報課報 告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 7-37.
- 石原正仁, 1997: 運用を開始した空港気象ドップラー レーダー (解説編). レーダー観測技術資料第46号, 気象庁観測部, 1-26.
- 石川生明, 井高孝志, 1997: 運用を開始した空港気象 ドップラーレーダー (構成・機能編). レーダー観測 技術資料第46号, 気象庁観測部, 27-42.
- 石川宜広,2002:メソ4次元変分法.数値予報課報告・ 別冊第48号,気象庁予報部,37-59.
- 石川宜広, 2007: ドップラーレーダーデータの利用. 平 成19年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 102-

103.

- 大野木和敏, 1997:外的整合性チェック.数値予報課報 告・別冊第 43 号,気象庁予報部, 31-33.
- Seko, H., T. Kawabata, T. Tsuyuki, H. Nakamura, K. Koizumi, and T. Iwabuchi, 2004: Impacts of GPS-derived Water Vapor and Radial Wind Measured by Doppler Radar on Numerical Prediction of Precipitation. J. Meteor. Soc. Japan, 82, 473–489.

3.2 気象ドップラーレーダーから算出した VAD 風 のメソ解析における利用の検討¹

3.2.1 はじめに

ドップラー速度データに VAD (Velocity Azimuth Display) 法を適用することにより、レーダー上空にお ける風の鉛直プロファイルが得られることが知られて いる(Browning and Wexler 1968; 坪木・若浜 1989 な ど)。ドップラー速度そのものや VVP (Velocity Volume Processing: 一定の領域内の平均的な風を算出す る手法)に比べ、VAD 法により算出した風(以下、VAD 風)は、レーダーから一定距離における方位角方向全て のドップラー速度を用いて水平風を推定するため、よ り適切な品質管理を施すことが可能となっており、定 量的にも精度のよい観測データである。気象庁が全国 に展開している計 20 サイトの気象ドップラーレーダー から算出される VAD 風(梶原・大野 2015)を新たに利 用することにより、数値予報における初期場の解析精 度を改善する効果が期待される。

本報告では、メソ数値予報システムにおける VAD 風 の新規利用について検討した結果を報告する。以降で は、まず VAD 風の観測データとしての性質を簡潔に述 べ(第3.2.2 項)、次にメソ解析に加えるための各種パラ メータについて検討した結果を示す(第3.2.3 項)。さ らに夏・冬実験の実行結果について述べ(第3.2.4 項) 最後に今後の課題についてまとめる(第3.2.5 項)。

3.2.2 VAD 風の性質

水平一様な風の場を仮定した場合、レーダーから一 定の距離におけるドップラー速度データの大きさは方 位角方向に対して正弦関数のように変化し、この関数 の振幅が風速、谷が風向に対応するものとして VAD 風 が算出される。似た性質の観測データとしてはウィン ドプロファイラ(以下、WPR: Wind Profiler Radar) が挙げられるが、パルス状の電波を上空に発射し、散 乱波のドップラー速度から上空の風を観測するという 点においては、VAD 風の観測原理は WPR と共通であ る。ただし、仰角や信号処理方法などの違いから、得ら れる観測データの性質という点では異なる点がいくつ かある。WPR に対する VAD 風の算出方法や精度など



図 3.2.1 VAD 風(赤線)及び WPR(黒線)で用いる仰角 の電波伝搬高度。縦軸は高度、横軸は水平距離を表し、縮 尺は 1:1 である。

	VAD風(仰角25°)	WPR(仰角76°)
データの時間間隔	10分	10分
10分値の内容	10分間の内の 15秒間の平均値	1分平均値の10分平均
高度10kmの観測範囲	サイトから半径20km強	サイトから半径2.4km
データの取得率	約30-40%(高度1km付近) 約10%(高度5km付近)	約80%(高度1km付近) 約30%(高度5km付近)

表 3.2.1 VAD 風と WPR のデータ特性についてまとめた表。

の詳細は梶原・大野(2015)を参照願いたいが、ここで は、その性質の主な違いを2点紹介する。まず1点目 は、データの取得率の違いである。WPR は晴天時に も大気の乱れによる電波の散乱(ブラッグ散乱という) 等により観測データを取得できるが、VAD 風は主に降 水時しか取得できないため、データの取得率は WPR と比べて低くなる。季節や観測高度、観測地点によっ てもその差の程度は異なるが、平均的には1箇所当た **リ** WPR の 20~40%程度のデータが得られる。2 点目 は、その観測範囲の違いである。WPR は仰角が 76° であるのに対して VAD 風は仰角 25°のドップラー速 度データを使用しており、同じ観測高度でもその観測 範囲は図 3.2.1 のように大きく異なる。例えば、高度 10km においては WPR は半径 2.4km の円程度の比較 的小さな空間を捉えているが、VAD 風では半径 20km 強の円程度にまで大きくなる。両者とも、これらの空 間的な平均値として算出されるため、観測データの性 質の解釈には注意が必要である。VAD 風と WPR の主 なデータ特性の違いを表 3.2.1 にまとめた²。

3.2.3 データ同化に関する設定及び品質

(1) 観測誤差

VAD風の観測データとしての品質は、GPS ゾンデ等 との比較を通して WPR とほぼ同等であることが示さ れている(梶原・大野 2015)ため、データ同化前の品質 管理やデータ同化に関するパラメータは WPR と同じ 設定(多田 2001)を用いた。ここでは特に観測誤差の設 定値に着目し、その妥当性を検証するため、Desroziers et al. (2005)や坂本 (2009)で使用されている手法を用 いて診断的に算出される観測誤差との比較を行った。 この手法は、観測誤差と予報誤差が独立である等の仮 定の下、観測値と解析値の差(残差)と観測値と第一 推定値の差(D値)の共分散から、設定した観測誤差 分散の整合性を診断するものである。図 3.2.2 にその 算出結果を示す。

夏実験・冬実験ともに、設定値(破線)とVAD風(青線)について算出した値が比較的近い値をとっており、 両者が概ね整合していることがうかがえる。夏実験で はWPR(緑線)に対してVAD風の方が0.5m/s程度 大きくなっている層があるが、この違いは捉えている 現象が両者で異なることに起因すると考えられる。具 ²10分値の内容について、VAD風ではほぼ瞬間値を使用し ているが、WPRは前10分の平均値を観測データとしてい る。これを考慮すると、特に風が強い状況においてはWPR もある程度の広がりを持った空間を捉えていると考えられる。

¹ 大野 洋(観測部観測課)

体的には、第 3.2.2 項の通り、VAD 風は主に降水時に 得られるが、そのような時は一般的にモデルの第一推 定値と観測値が異なった値を取ることが多く、上記の 手法により診断される観測誤差は大きくなると想定さ れるからである。しかし、図中の設定値(破線)と比 較すると大きな乖離はなく、むしろ VAD 風の値の方 が設定値により近いプロファイルとなっていることが 分かる。また、冬実験では大きな違いは見られなかっ た。これらのことから、VAD 風の観測誤差については この設定値が妥当であると判断した。

(2) データ選択に関わる優先度

現在のメソ解析システムでは、同一空間内における 観測データに対して優先度などを定めた上でデータ選 択を行っている。そのデータ選択を行う際に用いる優 先度についても WPR と同じ値を用いた。また、優先 度が同じデータ同士では、1:解析時刻に近い時間の方、 2:観測誤差が小さい方、3:観測値と第一推定値の差が小 さい方、の順でデータ選択が行われることになる。そ の結果、WPR とレーダーが近隣に設置されている仙 台・名古屋・福井・名瀬においては同一優先度である VAD 風と WPR の間でデータの選択が行われるため、 WPR データの使用数が現状よりも減少することにな る。また、VAD 風及び WPR よりも優先度が低く設定 されている航空機データについても、使用するデータ が1日単位で最大1%程度、減少することになる。

(3) 強風時の負バイアスに対する品質管理

WPR の風データは、第一推定値に対して上層(特 に強風時)において最大1m/s程度の負バイアスを持 つ可能性が指摘されており(酒句2011)、東西風U又 は南北風Vが40m/s以上の場合には、当該データを 使用しないとする品質管理が施されている。VAD風に ついてもバイアスに関する同様の調査を行ったところ、 上層である程度WPRと同様の傾向が認められた(図 略)ため、WPRと同じ品質管理の設定を施している。 なお、この原因については現在調査中である。



図 3.2.2 (a) 夏、(b) 冬実験のメソ解析の結果から診断的に 算出した東西風 U の観測誤差の鉛直プロファイル。VAD 風は青線、WPR は緑線で表している。南北風 V について は東西風 U と傾向は同様であったため、ここでは省略して いる。図中の破線は現在の設定値(ラジオゾンデ・WPR・ 航空機データなどとも共通)を表す。



図 3.2.3 VAD 風の東西風 U に関する統計検証の結果。上 段の図は横軸が第一推定値で縦軸が観測値の比較図。上部 には相関係数の値を示し、下部には品質管理を通過したも の(x印:黒)と不良と判定されたもの(星印:赤)の総 数を付している。下段は観測値 - 第一推定値の頻度分布を 最頻値で規格化したものであり、図中にその平均(ave)及 び標準偏差(dev)の値も併記している。左列から順に下層 (~3km)、中層(3~7km)、上層(7km~)間のデータを集 計している。サンプルは正時の10分値のみで、全20地点 の合計。

(4) 第一推定値との比較による品質調査

梶原・大野 (2015) にて示されている VAD 風のデー タ品質は観測データ同士の比較によるものであるため、 GPS ゾンデ若しくは WPR とレーダー双方の観測地点 が近隣に設置されている数か所に限られた検証となっ ている。このため、数値予報モデルを用いた全観測地 点の品質についての調査を行った。評価を行った期間 は第3.2.4 項と同一である。図3.2.3 にその結果の一部 として、夏季における東西風 U の D 値を用いた統計 調査結果を示す。頻度分布が0を中心にしたガウス分 布をしており、また標準偏差も 2.4~3.1m/s 程度で他 観測データ(ラジオゾンデ・WPR・航空機)と同程度 (図略)であり、品質は良好であることがうかがえる。 また、一部のデータについては観測値と第一推定値の 比較による品質管理で不良と判定(リジェクト)され ている。この状況について調査すると、移動する降水 帯の位置が第一推定値では少しずれている場合や、降 水システム内の細かな風の変動について、実況値の風 との乖離が大きくなっているような状況でのリジェク トが多く見られた。それほど値が離れていない(図中 の斜めの補助線に近い)にもかかわらずリジェクトさ れているのは、主には南北風 V で D 値が大きくなった ことによるものであった。なお、WPR でも不良と判 定されるデータは同程度の割合で存在するため、現在 のメソ解析システムでの利用に当たっては、総じて観 測データとしての品質自体に特段の問題はないと考え られる。



図 3.2.4 2014 年 1 月 6 日 00UTC における (a) 3h 解析雨量 と (b) 850hPa 面の高度場のインクリメントの差(TEST -CNTL)。

3.2.4 メソ数値予報システムへのインパクト VAD 風の効果を検証するため、夏冬での実験を行った。以下にその期間を記す。

夏: 2013 年 7 月 31 日 00UTC ~ 9 月 5 日 21UTC 冬: 2014 年 1 月 6 日 00UTC ~ 2 月 10 日 21UTC

2014 年 4 月 3 日時点における現業システムの仕様で の実験をコントロール実験 (CNTL), CNTL に VAD 風 を追加した実験をテスト実験 (TEST) として、両者の 結果を比較した。

(1) VAD 風による解析場の変化(冬季の事例)

メソ解析の実験期間における最初の解析(1月6日 00UTC)においては TEST と CNTL の第一推定値が 同一であるため、これらのインクリメントの差は純粋 に VAD 風を加えたことによる影響と考えることが出 | 来る。図 3.2.4(b) に冬実験での最初の解析におけるイ ンクリメントの差を示す。日本海側では冬型の降水に 伴い観測データが取得できていたが、インクリメント に大きな差が出たのは北海道東部であった。この時、 釧路付近では低気圧性循環を伴った擾乱が通過してい た影響により、釧路レーダーによる VAD 風では下層 (~3 km) において南風を観測していたが、第一推定値 ではその擾乱が正確に表現出来ておらず、西風となっ ていた。その差により、高度場のインクリメントの差 が釧路を中心に広範囲で発生したと考えられる。VAD 風のデータを追加することで、場合によっては解析場 にこの程度の範囲まで影響を及ぼすことが分かる。

(2) 解析場のゾンデ検証

まずは解析場が改善されたかを検証するため、参照値 としてゾンデデータを用いた検証を行った(図3.2.5)。 対象期間は実験期間全ての初期値であり、日本域のゾ ンデのみを使用している。夏実験では、下層~中層に かけてTEST(赤線)のRMSEが若干減少しているこ とが分かる。そしてこれらをFT=06以降の予測値に ついて検証したところ、上述の差異は見られなかった (図略)ことから、予測値に対して与える影響はほぼ中 立であったと考えられる。なお、風のバイアスや高度 場・温度場についても検証したところ、特に目立った 変化は見られず、また冬実験においては、Uの中層に おいて若干のRMSEの減少が見られたが、その他気温 場・高度場等については大きくは変わらなかった(図



図 3.2.5 日本域のゾンデデータに対する、TEST(赤線)と CNTL(緑線)の風に関する解析場の RMSE。(a), (b) が 夏実験で(c), (d) が冬実験、(a), (c) が東西風 U で(b), (d) が南北風 V の検証結果。



図 3.2.6 夏実験における TEST(赤線)と CNTL(緑線)の (a, c) ETS、(b, d) BI で、横軸はいずれも予報時間。(a), (b) は降水強度の閾値 1mm/3h、(c), (d) は 20mm/3h。 エラーバーは 95%信頼区間を示す。

略)。以上のゾンデデータによる検証では、夏・冬とも に VAD 風による場の変化としては概ね中立であった と判断した。

(3) 予測結果の検証

予測の検証結果の一つとして、参照値に解析雨量を 用いた降水検証の結果(夏実験)を図 3.2.6 に示す。 FT=03-06 にかけては一部 CNTL・TEST 両実験のバ イアススコア(BI)が低下しているが、それ以降ではエ クイタブルスレットスコア(ETS)と BI は共に予報時 間の前半では改善し、後半では悪化する様子が見られ た。一方、FT=03 においては、10-20mm/3hで ETS が悪化する傾向が見られた。この原因を調査したとこ ろ、北海道において FT=03 までに予測に差異が生じて 悪化する事例(一例を図 3.2.7 に示す)が散見された。

なお冬実験では、予報時間の前半において主に ETS が若干改善している傾向が見られた (図 3.2.8)。



図 3.2.7 2013 年 8 月 8 日 21UTC 初期値で FT=03 の降水 予測及び解析雨量 (RA)。左から CNTL、TEST、3h 積算 解析雨量で、矢羽は地表レベルにおける風を表す。TEST の降水分布が CNTL 及び解析雨量と大きく異なっている ことが分かる。



図 3.2.8 冬実験における TEST(赤線)と CNTL(緑線)の (a, c) ETS、(b, d) BIで、横軸はいずれも予報時間。(a), (b) は降水強度の閾値 1mm/3h、(c), (d) は 5mm/3h。エ ラーバーは 95%信頼区間を示す。

3.2.5 まとめと今後の課題

VAD 風のメソ数値予報システムでの利用を目的として、データ同化におけるパラメータの検討及び夏・ 冬における実験によりその効果について検証した。解 析場についてゾンデデータによる比較検証を行ったところ、風に関しては概ね中立の結果が得られたといえる。予測値の検証としては、主に降水検証から、夏実 験では予報時間の前半には中立~若干の改善、後半には悪化する傾向が見られた。また、強雨においては特にFT=03で悪化の傾向が見られた。一方、冬実験においては、統計的には解析場に大きな変化は見られなかったが、降水検証では予報時間の前半で若干の改善傾向が見られた。

今後、夏季における強雨の予測精度の悪化に着目し、 その原因及び対処について検討する必要がある。現在 の現業システムにおいて、ドップラー速度は、降水粒 子の落下速度の影響を避けるために低仰角(5.9°未満) のみ使用されている。このことを受け、高仰角(25°) のドップラー速度を用いた VAD 風とは観測データと しては独立であろうと想定し、本稿で紹介した実験で は、VAD 風とドップラー速度を同時に使用した。しか し、VAD 風も元データはドップラー速度であるため、 両者が観測誤差相関を持っていた場合にはメソ解析に 悪影響を及ぼす可能性がある。今後改めて双方の観測 誤差相関や適切な離隔距離等についての詳細な調査を 行い、VAD 風の適切な利用を行うための工夫が必要に なると考えられる。

参考文献

- Browning, K. A. and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. J. Appl. Meteor., 7, 105–113.
- Desroziers, G. L., B. Chapnik, and P. Poli, 2005: Diagnosis of observation, background and analysiserror statistics in observation space. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3385–3396.
- 梶原佑介, 大野洋, 2015: 気象ドップラーレーダーから 算出される VAD 風の現業利用に向けた調査と開発. 気象庁測候時報 投稿中.
- 坂本雅巳,2009: 従来型観測データの品質管理に関する その他の開発. 数値予報課報告・別冊第55号,気象 庁予報部,19-26.
- 酒匂啓司,2011: ウィンドプロファイラのデータ同化に おける利用と課題.2011年日本気象学会春季大会予 稿集,99,167.
- 多田英夫,2001: 現業解析・予報システムへのインパクト. 平成 13 年数値予報研修テキスト,34,55-58.
- 坪木和久,若浜五郎,1989:1台のドップラーレーダー を用いた風速場の測定法:最小二乗法を用いた VAD 解析.低温科学、物理編,47,73-88.

3.3 レーダー反射強度¹

3.3.1 はじめに

気象庁の一般気象レーダーは、日本国内の20ヶ所 に配置されており、日本の国土のほぼ全域を被う領域 で、3次元の反射強度を観測している。このレーダー 反射強度を4次元変分法で直接同化する場合は、水物 質の第一推定値を直接修正するための水物質の制御変 数化と雲物理過程の接線形・随伴モデルが必要となる。 Honda and Yamada (2007)は、雲物理過程の随伴モ デルを JNoVA に導入したが、極小値探索の収束性が 悪く、現業システムの安定運用には不十分であったた め現業化は見送られた。そこで、JNoVA が現業メソ解 析に導入された時点において、反射強度観測は、解析 雨量の同化を通じて間接的に利用されるにとどまり、 レーダーで観測された現実大気の3次元情報を十分に 活かし切れていない状況にあった (本田 2010)。一方、 フランス気象局は、3次元のレーダー反射強度観測デー タから相対湿度プロファイルを推定し、その相対湿度 を擬似観測として同化する手法を領域モデル AROME に導入した (Caumont et al. 2010a)。それを受けて、 気象庁では、同様の手法でレーダー反射強度の3次元 情報を同化に利用するための開発を行い、メソ解析へ の実装及び性能評価を行った。その結果、予測精度の 向上が確認されたため現業システムへ導入した (幾田 2011)。その後、相対湿度推定手法の高度化を行った結 果、更なる予測精度の向上が確認されたため、局地解 析へ本手法を導入し、メソ解析で運用されていた手法 の更新を行った (幾田 2014)。なお、以下では、同手法 を Caumont et al. (2010a) にならって、データ同化手 法に 3D-Var を用いている局地解析では、1D+3DVar、 4D-Var を用いているメソ解析では、1D+4DVar と呼 ぶこととする。

3.3.2 1D+3DVar と1D+4DVar の実装

気象庁の現業数値予報システムに、実装されている 1D+3DVar と1D+4DVar の処理手順を以下で説明す る。まず、第一推定値からレーダーの反射強度をシミュ レーションし、反射強度と相対湿度及び気温の関係を保 持したデータベースを作成する。次に、反射強度の観 測値と上述のデータベースからベイズの定理に基づき 相対湿度を推定する。最後に、推定された相対湿度を 観測データとみなし、品質管理を行った上で同化する。 図 3.3.1 は、上記手順を図示した流れ図である。メソ解 析では、モデルの降水のスピンアップの考慮とレーダー 反射強度観測データの重複利用を避ける目的で、同化 窓の最初の時刻において反射強度データを利用しない こととしている。同様に、局地解析では、解析対象時刻 の3時間前に3D-Varを行い、それから、一時間予報と 3D-Var のセットを3回繰り返して解析値を作成して いるが (永戸ほか 2013)、この 4 回行われる 3D-Var の うち、最初の 3D-Var の対象時刻が第一推定値の MSM 図 3.3.1 第一推定値の MSM からレーダーシミュレーター を用いて反射強度シミュレーションを行いデータベースを 作成し、データベースと反射強度観測から相対湿度推定を 行ってデータ同化するまでの流れ図。

の初期時刻と同じである場合²、最初の 3D-Var におい て反射強度データは利用しないこととしている。

3.3.3 レーダーシミュレーター

レーダーシミュレーターは、レーダーのアンテナパ ターンやビームの屈折を考慮して、モデルの予想値から 任意の仰角のレーダー反射強度を再現する機能を有す る、つまり、データ同化における観測演算子の役割を果た すプログラムとして開発された (幾田 2011)。前項で述 べた通り、このレーダーシミュレーターは、1D+3DVar と1D+4DVarにおいて、反射強度と相対湿度の関係を 求める際に用いられる。また、シミュレーション値と観 測値との比較を通して雲物理過程の予測精度の検証にも 利用されている (Ikuta and Honda 2010)。なお、レー ダー反射強度計算の原理は、Caumont et al. (2010b)、 深尾・浜津 (2009) に詳しい。必要に応じて参照願い たい。

レーダーシミュレーターでは、大気中に存在する水 物質に関する物理量を元に反射強度を計算する。現業 MSM が予報変数としている水物質は、雲水・雨・雲 氷・雪・霰の混合比、雲氷の数濃度である (成田 2009)。 気象庁の一般気象レーダーの周波数は、C帯(5.3 GHz) に属するため、雲水・雲氷の粒径はレーダーの電磁波 の波長よりも非常に小さく、それらの後方散乱は、他 の水物質と比べ微小であり検出限界を下回る。そこで、 現業運用しているレーダーシミュレーターでは、計算 効率の向上の観点から、雲水・雲氷による反射強度の 計算を省略している。

なお、C帯である気象庁の一般気象レーダーのシミュ レーションでは、雨・雪・霰の反射因子は、一般的に レイリー領域に属するため粒径の6次のモーメント として計算している。一方、今後同化利用を目指して いる、全球降水計画主衛星 (GPM core) の二周波レー ダー (GPM/DPR) の周波数帯は、Ku帯 (13.6 GHz) と Ka帯(35.5 GHz)であり、一般気象レーダーよりも周 波数が大きい。特に、粒径の大きい粒子が卓越する状 況において、これら Ku 帯や Ka 帯の反射因子計算で は、レイリー近似が成り立たなくなってくる。そこで、 GPM/DPR のシミュレーションでは、事前に Mie 理 論に基づいて、反射因子のテーブルを作成し、テーブ

² 初期時刻が 00,03,06,09,12,15,18,21UTC の場合。

第一推定値 (MSM) レーダー反射強度観測 レーダーシミュレーター データベース 相対湿度推定 データ同化

¹ 幾田 泰酵

ル参照法によって、レーダー反射強度を計算する方式 を採っている (Ikuta 2014)。

3.3.4 相対湿度推定手法

幾田 (2011) では、Caumont et al. (2010a) 及び Olson et al. (1996) に基づいて、条件付き確率密度関数を重 みとして、取り得る状態を重み付き平均することで、 期待値を求め、相対湿度を推定していた。しかし、こ の重み付き平均の手法は、標本数が少ない場合に推定 精度が低下しやすいことに加え、入力値として強い反 射強度観測が与えられた場合に、相対湿度の推定値を 過小評価する傾向があった。そこで、条件付き確率密 度関数にガウシアンカーネルを適用して広がりを持た せ、カーネル密度推定を行い、滑らかな確率密度分布 を求めた。カーネル密度推定によって得られた確率密 度分布の尤度最大となる相対湿度を探索し、相対湿度 の推定値とする方法を考案し実装した。ここで、カー ネルのバンド幅hは、経験的にScott のルール (Scott 1992) を用いてサンプル数 n の標本標準偏差 σ から求 めた $h = 1.06\sigma/n^{1/5}$ を採用している。この、新たに開 発したカーネル密度推定を用いた相対湿度の最尤推定 を行うことで、従来手法にあった相対湿度を過小評価 する傾向が解消された。新手法を用いてデータ同化実 験を行った結果、強い降水の予測精度が向上すること が確認された (幾田 2014)。

3.3.5 課題

MSM の予想値からシミュレートされた反射強度は、 液相(雨)では、現実の再現性が高く系統誤差は小さ い。それに対し、固相(雪・霰)からの反射強度は、予想 値が観測よりも過大となる系統誤差を持つ。この系統 誤差は、モデルの雲物理スキームにおける粒径分布や 粒子形状の仮定が不十分であることが原因であり、雲 物理スキームの高度化により誤差を軽減できることが 知られている (Eito and Aonashi 2009)。このような予 想値と観測値との間に系統誤差を持つデータは、観測 誤差と予測誤差の期待値が0であることを期待する現 業変分法データ同化システムでの利用に適さない。そ こで、現状のメソ解析と局地解析では、観測された反 射強度が気温の予想値から固体降水による反射強度と 判別される場合、品質管理によって不適切なデータと して取り除きデータ同化に利用しないこととしている。 今後の課題として系統誤差補正を実施し、固相からの 反射強度観測のデータ同化利用を図る手段も検討して いるが、反射強度シミュレーションの系統誤差として 表れる水物質予想誤差は、理想的にはモデルの改善に よって縮小すべきものである。

3.3.6 まとめ

本節ではメソ解析・局地解析におけるレーダー反射 強度の利用状況を報告した。また、2014年に運用が開 始された GPM/DPR についても、データ同化利用のた めの開発を進めており同化による降水へのインパクト が確認されている (Ikuta 2014)。このような衛星搭載 型降水レーダーの新な利用によって地上気象レーダー では捕捉することのできなかった海上の降水系周辺の 水蒸気情報を修正することが可能となる。また、現状 利用していない固体降水の反射強度の同化利用は、冬 季の降雪予想精度を向上させる効果が期待される。そ のため、数値予報課では、更なる予想精度の向上を目 指し、雲物理過程の改善やレーダーシミュレーターの 精緻化、反射強度の系統誤差補正に関する調査を進め ながら、反射強度データの更なる高度利用を可能とす べく鋭意開発を行っている。

参考文献

- Caumont, O., V. Ducrocq, É. Wattrelot, G. Jaubert, and S. Pradier-Vabre, 2010a: 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: A proof of concept. *Tellus A*, **62**, 173–187.
- Caumont, O., V. Ducrocq, G. Delrieu, M. Gosset, J.-P. Pinty, du J. Parent Chátelet, H. Andrieu, Y. Lematre, and G. Scialom, 2010b: A radar simulator for high-resolution nonhydrostatic models. J. Atmos. Oceanic Technol., 23, 1049–1067.
- Eito, H. and K. Aonashi, 2009: Verification of Hydrometeor Properties Simulated by a Cloud-Resolving Model Using a Passive Microwave Satellite and Ground-Based Radar Observations for a Rainfall System Associated with the Baiu Front. J. Meteor. Soc. Japan, 87A, 425–446.
- 深尾昌一郎, 浜津享助, 2009: 気象と大気のレーダーリ モートセンシング. 京都大学学術出版会, 502pp.
- Honda, Y. and Y. Yamada, 2007: Assimilation of the Surface Precipitation Data with JNoVA using 2-ice Bulk Microphysics Scheme. SOLA, 3, 73–76.
- 本田有機, 2010: 観測演算子. 数値予報課報告・別冊第 56 号, 気象庁予報部, 19-20.
- 幾田泰酵、2011: メソ解析におけるレーダー反射強度 データの同化. 平成 23 年度数値予報研修テキスト、 気象庁予報部、102-103.
- 幾田泰酵, 2014: レーダー反射強度の同化手法の改良. 平成 26 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 100-101.
- Ikuta, Y., 2014: Development of GPM/DPR Data Assimilation at JMA. 7th Workshop of the International Precipitation Working Group, 17-21 November 2014.
- Ikuta, Y. and Y. Honda, 2010: Fuzzy Verification of Hydrometeors in a High-resolution Model Using a Radar Simulator. CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell., 40, 05.9–05.10.
- Olson, W. S., C. D. Kummerow, G. M. Heymsfield, and L. Giglio, 1996: method for combined passiveactive microwave retrievals of cloud and precipitation profiles. J. Appl. Meteor., 35, 1763–1789.
- Scott, D. W., 1992: Multivariate Density Estimation: Theory, Practice, and Visualization. Wiley.
- 永戸久喜, 原旅人, 倉橋永, 2013: 日本域拡張・高頻度

化された局地モデルの特性. 平成 25 年度数値予報研 修テキスト,気象庁予報部, 18-41.

成田正巳,2009: メソ数値予報モデルの湿潤過程の改 良.平成21年度数値予報研修テキスト,気象庁予報 部,72-73.