

ドップラーレーダーを主とした
リモートセンシング観測値の
3次元変分法によるデータ同化と
短時間降水予測手法の高度化に関する研究

2007年1月

杉本 聡 一 郎

目 次

第 1 章 緒論	1
参考文献	5
第 2 章 レーダー観測値を活用した短時間降水予測に関するレビュー	7
第 1 節 概説	7
第 2 節 運動学的手法	8
第 3 節 降雨の概念モデルを用いる手法	10
第 4 節 メソ気象モデルとそのデータ同化システムを用いる手法	11
第 5 節 結語	14
参考文献	14
第 3 章 3次元変分法に基づくドップラーレーダー観測値のデータ同化手法, およびシミュレーションデータを用いた性能評価	19
第 1 節 背景と目的	19
第 2 節 WRF 3-D Var システムの概要	20
第 3 節 レーダー観測値の同化手法	23
3.1 動径速度値	23
3.2 レーダー反射因子値	24
3.2.1 概論	24
3.2.2 雲解析ルーチンの導入	25
第 4 節 シミュレーションデータを用いた性能評価	27
4.1 評価手法の概説	27
4.2 WRF モデルのセットアップ	28
4.3 観測値のシミュレーションと誤差の設定	29
4.4 背景誤差共分散情報の推定	30
4.5 事例解析の概要	31
4.6 結果	32
4.6.1 推定背景誤差共分散情報の特徴	32
4.6.2 “Truth”, および ”Control” ランによる降水予測結果の比較	36
4.6.3 モデル変数のリトリバル精度 (CASE 0)	37
4.6.4 降水予測へのインパクト (CASE 1) - 発達過程における同化 -	47
4.6.5 降水予測へのインパクト (CASE 2) - 発生直後における同化 -	51
4.7 議論	51
4.7.1 誤差共分散情報が結果に及ぼす影響についての考察	51
4.7.2 雲解析ルーチンの導入効果	54
第 5 節 結語	54

参考文献	56
第4章 実際のドップラーレーダー観測値への同化手法の適用とその効果	59
第1節 背景と目的	59
第2節 折り返し補正手法の構築と適用	60
2.1 動径速度の観測における不確実性	60
2.2 内部連続性を考慮した折り返し補正手法とその問題点	61
2.3 折り返し補正手法に対する修正 VAD 法の導入	62
2.4 適用結果	64
第3節 観測データの処理	65
第4節 事例解析	67
4.1 対象降水事例の概況	67
4.2 同化実験の概要	68
4.3 “Control” ランによる計算結果	70
4.4 データ同化によるモデル変数の修正	72
4.5 降水予測に対するデータ同化の効果	72
4.6 複数台のレーダー観測値を同化に用いることの有利性	77
第5節 結語	79
参考文献	80
第5章 ドップラーレーダー観測値のみを用いた風速場推定手法	83
第1節 背景と目的	83
第2節 1台のドップラーレーダー観測値を用いた水平風速場推定手法	83
2.1 VVP 法の概要	83
2.2 解析領域の形状と大きさが推定精度に及ぼす影響	85
2.3 拡張 VVP 法	86
2.3.1 概説	86
2.3.2 動径速度の折り返し補正と平滑化	88
2.3.3 水平風速場推定のためのアルゴリズム	88
第3節 2台のドップラーレーダー観測値を用いた3次元風速場推定手法	89
3.1 概説	89
3.2 解析フロー	91
3.2.1 全体の流れ	91
3.2.2 連続式の積分に関する工夫	92
3.2.3 鉛直風速の変分的修正	92
第4節 研究用ドップラーレーダーを用いた雷雨観測	93
第5節 事例解析	95
5.1 対象降水事例の概況	95
5.2 デュアル解析による推定3次元風速場の特徴	96
5.2.1 水平風速場の時系列	96
5.2.2 風速場の鉛直断面構造	97

5.2.3	鉛直風速の変分的修正の効果	99
5.3	拡張 VVP 法による推定水平風速場の精度検証	100
5.3.1	水平風速場の時系列とデュアル解析風との定性的比較	100
5.3.2	定量的な精度検証	104
5.3.3	拡張 VVP 法による推定風速場のデータ同化に向けて	105
第 6 節	結語	106
Appendix	デュアル解析において用いる降水粒子の落下速度について	106
	参考文献	108
第 6 章	衛星搭載型レーダーを利用した地上設置型レーダーの補正	111
第 1 節	背景と目的	111
第 2 節	衛星搭載型，ならびに地上設置型レーダーについての概説	112
第 3 節	両レーダー観測値の比較検証手法	113
第 4 節	事例解析	115
4.1	解析の概要	115
4.2	比較散布図例（広島レーダー）	116
4.3	各レーダーサイトに対する推定バイアス量の時間的推移	116
4.4	サイト別のバイアス量の違い	119
第 5 節	議論	120
5.1	レーダーのメンテナンスがバイアス傾向の変化に及ぼす影響	120
5.2	両レーダーの観測時刻差が推定結果に及ぼす影響	121
第 6 節	結語	122
	参考文献	122
第 7 章	種々のリモートセンシング観測値を共にデータ同化する枠組みの構築と適用	125
第 1 節	背景と目的	125
第 2 節	各観測値についての概説，および観測演算子や誤差設定の概要	126
2.1	TMI による輝度温度	126
2.2	気象庁レーダーによるレーダー反射因子	127
2.3	気象庁ウィンドプロファイラによる水平風	129
2.4	国土地理院 GPS による可降水量	129
第 3 節	2003 年水俣豪雨に対する適用	129
3.1	降水事例の概況	129
3.2	WRF モデルのセットアップ，ならびに背景誤差共分散情報の推定	130
3.3	事例解析の概要	131
3.4	ケース“CONTL”における降水予測結果	133
3.5	データ同化によるモデル変数の修正量	134
3.6	各観測値の同化が降水予測に及ぼすインパクト	135
第 4 節	結語	142
	参考文献	142

第 8 章 結論	145
謝辭	149

第1章 緒論

現代の人間生活において、電気、水道、交通などの社会基盤施設が激しい気象現象による災害から守られること、もしくは災害による設備の被害とその社会的インパクトが最小限にとどめられることは極めて重要である。激しい気象現象の多くは降水を伴ったものであるため、定量性の高い降水予測は、わが国における防災や減災システムにおいて有益な情報を与える。

例えば、電気は豊かな社会生活を営む上で欠かせないが、わが国の各電力会社は安定な電気を供給するために高精度な降水予測情報を求めている。その理由は、多岐にわたる分野・セクションにおいて災害時はもとより、日々の運用において降水を伴う激しい気象現象を注視する必要があるからである。一部を具体的に列挙すれば、以下のような予測問題において、短時間降水予測情報が必要となる。

- ・ 日々の系統運用の最適化、送電線保守の実施を決定するための落雷予測
- ・ 安全な水力ダム運用のための流出予測
- ・ 災害後の鉄塔巡視の効率を高めるための土砂災害危険度予測
- ・ 災害の復旧態勢を組み、人員を確保するための台風進路・強風・塩分飛散量などの予測

短時間降水予測は、定量的な予測降水量そのものだけでなく、それぞれの予測対象をモデル化した工学モデルに対する入力を与えるという点で意義深い。

より広い見地から述べれば、洪水や土砂流出などから市民の生命を守るために降水量の予測は不可欠である。また、豪雨に対する都市の脆弱性は、時として起こる内水氾濫や地下空間における浸水被害などから認識されている。河川、地下水、下水道を含めたよりマクロな水循環システムを念頭においた水管理が今後さらに求められるが、その際、定量的な予測降水量を積極的に応用することが望まれている。

いずれにしても、実践的・実用的な現場において求められる予測対象の降水システムに関して、その水平空間スケール、ならびに予測リードタイムはそれぞれ、10 km以下の対流スケール、ならびに少なくとも6時間先、願わくは1日先までである。

わが国の気候学的・地理的観点では、1) 東アジアモンスーン地域に位置し、地域特有の梅雨前線や台風に伴う豪雨が毎年少なからず生じること、2) わが国特有の急峻な地形により、降水システムがより複雑化し、局所性を呈するケースがあること、3) 気象観測値を取得するのが難しい海域によって国土が囲まれ、海域から降水システムが長時間到来し続けるケースがあること、などが特徴的である。そして、これらの特徴が降水予測を難しいものになっている。また、地球温暖化に伴って豪雨の生起頻度が増加している可能性が指摘されていることについては依然として研究の余地が大きい。ここ最近 10 ヶ年においても、那須豪雨（1998年）、東海豪雨（2000年）、福岡豪雨、水俣豪雨（2003年）、新潟・福島豪雨、福井豪雨（2004年）、そして平成 18 年 7 月豪雨（2006年）といった、いわゆる集中豪雨が頻発し、結果的に十分予測し得なかった事例もあった。短時間降水予測に関する研究は長年行われており、決して新しい課題ではないが、社会基盤施設の実運用において要求される予測精度のレベルが高いからこそ、今でも非常に重要な課題であり、現在の状況

をブレイクスルーする画期的な手法開発が望まれている。

気象レーダー観測値を活用した短時間降水予測手法の分類

短時間降水予測問題に対して、気象レーダーによる観測値の活用は不可欠であるといえる。その理由は、レーダー観測は降水の3次元分布を最も高い時空間分解能をもって把握する唯一の手段と言っても過言でないからである。短時間降水予測手法はこれまでも多く提案されており、それらは次の3つのカテゴリーに大別することができる (Nakakita et al. (1996)³⁾, Sugimoto et al. (2001)⁶⁾)。

- 1) レーダーにより逐次的に得られる降水分布から降水の移動パターンを推定し、外挿に用いる運動学的手法
- 2) 静力学的な流れを表現する方程式系に水・熱収支を考慮した降雨の概念モデルを導入する手法
- 3) 非静力学メソスケール気象モデル (以下、メソ気象モデル) を用いる手法

このうち、レーダー反射因子の観測値を用いた実用的な手法として、カテゴリー 1) と 2) に属する手法が研究の主な対象であった。カテゴリー 3) に属する手法においては、理想的であるが膨大な計算機資源を要することと、モデルの予報変数がレーダー反射因子そのものではなかったことがレーダー情報の応用を難しくしていた。

以上のカテゴリーの分け方は現在においても有効である。しかし、カテゴリー 1) が 1, 2 時間程度先のナウキャストに有用であり続けること以外、カテゴリー 2), および 3) に属する手法の位置づけはここ数年で変わってきたように感じる。その要因は、ハイスペックな計算機が容易に得られるようになってきたこと、メソ気象の分野におけるデータ同化¹⁾ の可能性が高まってきたこと、さらにはドップラーレーダーや衛星による観測値が比較的容易に入手できるようになってきたこと、などによるものと考えられる。これらの要因により、カテゴリー 3) の実用性が高まるとともに、ドップラーレーダーだけでなく様々な気象測器による観測値を同化するために、変分法やアンサンブルカルマンフィルター理論に基づく同化システムを複雑なメソ気象モデルに対して開発する流れが加速している。その流れにおいて、ドップラーレーダーによるレーダー反射因子や動径速度、マイクロ波放射計による輝度温度といった高度なりモートセンシング測器による観測値を同化できるようにすることが注目の的となっている。

一方、カテゴリー 2) の手法についても、Nakakita et al. (2006)⁴⁾ に展開されているように、レーダー反射因子値を用いた概念的降雨モデルのパラメータを同定する手法とカルマンフィルターによるモデルパラメータの更新システムを保持しつつ、4次元変分法に基づく動径速度値の同化手法をも組み込むといった研究が見られるようになった。このような研究の方向性を考えると、カテゴリー 2) と 3) との間に当初存在したスタンスの相違はかなり小さくなってきたと感じる。すなわち、変分法なり (アンサンブル) カルマンフィルターなり、データ同化に用いる基本的な手法論は同じであり、メソ気象モデルの非静力学化を除けば、レーダー反射因子値の

¹⁾ 本論文では、「メソ気象モデルが扱うモデル変数の精度を改善するための手法」という狭義として用いる。

同化に適応する微物理モデル（降雨モデル）に関する差異に絞られている。ただし、この差異については、偏波レーダーが普及しつつある現在、偏波パラメータを適切に扱えるモデル化という観点で、長年議論されることになるであろう。

本論文の目的と構成

本論文は、以上のような背景から、半日先までの定量的な短時間降水予測問題に対して格段の精度向上を図るために、ドップラーレーダーを主としたリモートセンシング測器による観測値を3次元変分法に基づいてメソ気象モデルに同化する手法を展開するものである。その内容は以下のように構成されている。

まず、第2章では、レーダー観測値を活用した短時間降水予測手法を3種類のカテゴリーに分け、それぞれのカテゴリーに属する手法のレビューを行う。このレビューにより、本論文において展開されるドップラーレーダー観測値のデータ同化手法の位置づけをより明確にする。

第3章と第4章では、ドップラーレーダー観測値の3次元変分法に基づいたデータ同化(3-D Var; three-dimensional variational data assimilation)に関する課題を扱う。

第3章では、メソ気象モデルである WRF (Weather Research and Forecasting) モデル (Skamarock et al. (2005)⁵⁾) に対する変分法同化システム WRF-Var の3次元同化機能 WRF 3-D Var を拡張し、ドップラーレーダー観測値を同化できるようにする。ただし、実際のレーダー観測値を同化したことによって降水予測が改善されたとしても、我々は実際の大気場を知ることができないため、モデル変数がどのように修正された結果そうなったのかという根本的なことを議論することができない。そこで、Observing System Simulation Experiment (OSSE) と呼ばれるシミュレーションデータを用いた同化実験を行い、手法の性能評価を定量的に行う。この実験ではあらかじめ評価の基準となる真の大気場が定義されているため、モデル変数のリトリバル精度や降水予測へもたらすインパクトを評価することが可能となり、データ同化を通して何が起きているのかを理解することができる。

第4章では、第3章において展開したデータ同化手法を実際に観測されたレーダー観測値に適用し、その有効性や問題点について論じる。その際、ドップラーレーダーのネットワーク化が最も進んでいる米国をフィールドとして、豪雨・竜巻・強風をもたらす典型的な降水システムの1つであるドライライン (dryline) を伴う降水事例に同化手法を適用する。また、実際のレーダー観測値を扱うには、例えば折り返し現象と呼ばれる動径速度のエイリアシング (aliasing) を除去し、品質チェックを行うことも重要となる。そこで、レーダー情報のみを用いた自動折り返し補正手法を構築し、データ処理についても言及する。

なお、第3章と第4章において対象とする予測のリードタイムは、適用対象の降水システムのライフサイクルを考慮して6時間先までとする。

第5章では、1台のドップラーレーダー観測値のみを用いた水平風速場の推定手法を開発する。また、手法の性能を評価するために、より少ない仮定で高精度な3次元風速場を推定できる2台のドップラーレーダー観測値を用いた解析手法を別途構築するとともに、実際に2台の研究用レーダーを同期させた観測を実施する。一見、この研究課題はデータ同化研究と趣を異としているが、この課題を行った背景

は以下の通りである．いずれのデータ同化手法においても，基本的に1つの動径速度値の同化によってレーダーアンテナから見た接線方向の風速成分を修正することはできない．直感的にも予想されるこの問題は，第3章と第4章において実証される．結果として，特に1台のドップラーレーダーによる観測値を3-D Varに基づいて同化した場合，風速のリトリバルや同化後の降水予測の精度が期待されるほど向上しないことが起こりうる．ここで，動径速度に加えて風向をも示唆する情報を同化する必要性が生じる．すなわち，ある程度の精度を有した風向・風速を比較的簡単に推定できる手法はデータ同化にとっても有意義なものとなる．そこで，線形モデルを基礎とした水平風速場の推定手法の1つであるVVP (Volume Velocity Processing) 法 (Koscielny et al. (1982)²) を非線形性の強い豪雨事例に適用できるような枠組みに拡張する．

第6章では，データ同化のみならず，降水量や地上降雨量の推定にとっても重要な問題として，レーダー反射因子値の定量性についての議論を展開する．この問題に対して，レーダーシステムそれぞれに固有なキャリブレーションに伴うバイアスの存在が指摘されている (Anagnostou et al. (2001)¹) が，わが国の気象庁レーダー網における実態は不明であるし，そもそもそのようなバイアスが推定できるのかという疑問もある．本論文では，熱帯降雨観測 (TRMM; Tropical Rainfall Measuring Mission) 衛星に搭載された降雨レーダー (PR; Precipitation Radar) によるレーダー反射因子の観測値を基準とした比較を行うことにより，気象庁のノンコヒーレントレーダー²網のうち12のサイトに対してのバイアス推定を行う．一般的に衛星リモートセンシングは広い領域において均質なデータを提供することから，レーダー間での相対的なバイアス量の違いを把握できることは少なくとも期待できる．なお，第7章における気象庁レーダー観測値の同化の際に，ここで構築した比較手法を用いたバイアス推定を行い，補正されたレーダー反射因子値を用いる．

第7章では，わが国周辺を対象領域とし，気象庁レーダー，ウィンドプロファイラ，GPS (Global Positioning System) といった地上設置型のリモートセンシング測器に加え，TMI (TRMM Microwave Imager) といった衛星搭載型マイクロ波放射計による観測値をWRF 3-D Varシステムを基礎として共にデータ同化できる枠組みを構築する．それぞれの観測値のデータ同化がもたらす効果について着目しつつ，降水予測精度に対するデータ同化のインパクトについて論じる．対象とするそれぞれのリモートセンシングデータは，データ同化による降水予測の改善可能性が以前から期待され，大いに研究されている．しかし，利用可能な多種類のデータを共に同化する試みは数少ないという点において本研究は意義深い．また，レーダー反射因子値の同化手法を第3章にて展開したからこそ行える検討でもある．

なお，第7章において，精度向上の対象とする予測リードタイムは半日先までとする．特に，TMIデータについては広範囲に観測値が取得できることから，データ同化の効果的な予測のリードタイムが長くなるのではないかという狙いを念頭に置いている．そこで，海上から長時間継続して降水システムが到来する梅雨期の降水事例を対象とした検討を行う．この種の降雨事例は集中豪雨につながる 경우가多く，

² 本論文では，レーダー反射因子値のみを観測するレーダーのことを総称してこのように呼ぶ．

そのような事例に対して、比較的長いリードタイムでも高い精度を保つ降水予測を目指すことはチャレンジングな検討である。

第8章は本論文の結論である。

参考文献

- 1) Anagnostou, E. N., C. A. Morales, and T. Dinku, 2001: The use of TRMM precipitation radar observations in determining ground radar calibration biases. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 616-628.
- 2) Koscielny, A. J., R. J. Doviak, and R. Rabin, 1982: Statistical considerations in the estimation of divergence from single-Doppler radar and application to prestorm boundary-layer observations. *J. Appl. Meteor.*, 21, 197-210.
- 3) Nakakita, E., S. Ikebuchi, T. Nakamura, M. Kanmuri, M. Okuda, A. Yamaji, and T. Takasao, 1996: Short-term rainfall prediction method using a volume scanning radar and grid point value data from numerical weather prediction. *J. Geophys. Res.*, 101, 26181-26197.
- 4) Nakakita E., Y. Sato, and K. Takenouchi, 2006: Four dimensional data assimilation of radar echo and Doppler velocity by an atmospheric model with a conceptual precipitation model. *Proc. of the 6th Japan-Taiwan Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation*, CD-ROM, 10 pp.
- 5) Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers, 2005: A description of the advanced research WRF version 2. *NCAR Tech. Note*, NCAR/TN-468+STR, 88 pp.
- 6) Sugimoto, S., E. Nakakita, and S. Ikebuchi, 2001: A stochastic approach to short-term rainfall prediction using a physically based conceptual rainfall model. *J. Hydrol.*, 242, 137-155.

第2章 レーダー観測値を活用した短時間降水予測に関する レビュー

第1節 概説

第1章において、レーダー観測値を活用した短時間降水予測手法を3つのカテゴリーに大別した。以下に再び記述する。

- 1) レーダーにより逐次的に得られる降水分布から降水の移動パターンを推定し、外挿に用いる運動学的手法
- 2) 静力学的な流れを表現する方程式系に水・熱収支を考慮した降雨の概念モデルを導入する手法
- 3) 非静力学メソスケール気象モデル（以下、メソ気象モデル）を用いる手法

図2-1は、予測のリードタイムを関数としたそれぞれの手法の精度を模式的に示したものであり、以下の議論の基礎とする。

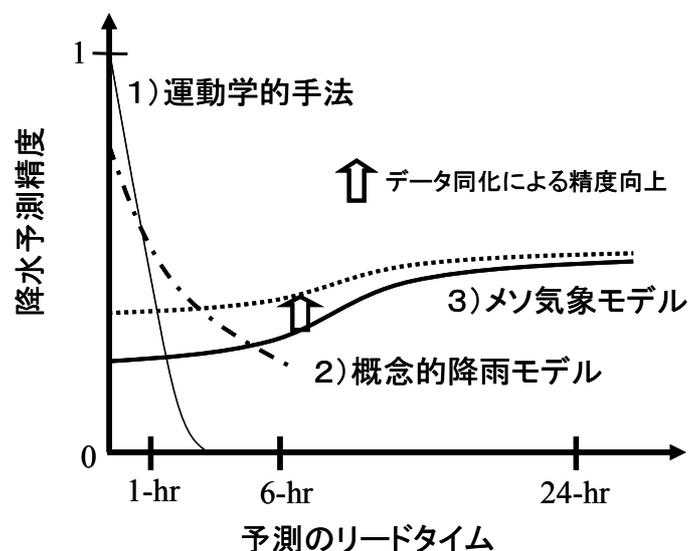


図2-1 各予測手法の精度に関する模式図（精度について、1が完全予測を表す。）

まず、運動学的手法は、降水システムの移動速度をレーダーエコー（レーダー反射因子）分布の変動パターンに基づいて算定し、外挿的な予測に用いるものである。このカテゴリーに属する手法は、計算負荷が非常に低いことから、0～2時間程度先のいわゆるナウキャストに有効的である。しかし、一般的に降水システムに関する力学や物理を考慮することができないため、平野部における層状性降水に対するこの種の手法の適用性は高いが、対流性、ならびに地形性の卓越した降水システムに対する適用性は相対的に低くなる。

一方、メソ気象モデルを用いたカテゴリー3)の手法については、運動学的手法の精度が実用的でなくなる時間帯から徐々に精度が向上し、10時間先程度の予測リードタイムで精度が安定する。ここで、メソ気象モデルには2つの本質的な問題があ

る。1つは、計算開始から数時間においては、降水やそれに伴う鉛直風速が十分に形成されない（スピニアップ）問題である。もう1つは、モデルにおいて考慮される力学や物理は詳細なものであるが、それゆえ、計算初期・境界値のちょっとしたずれが計算結果に大きく影響することである。

集中豪雨をもたらす時間スケールに対応する6時間程度先までのリードタイムにおける予測は、実運用において特に重要視されるが、カテゴリ1)や3)に属する手法では求められる精度に十分応えきれないことは認識されている。そこで、最低6時間先までのリードタイムにおいて降水予測精度の向上を図るべく、以下のアプローチがとられている。

- A) 運動学的手法とメソ気象モデルによる両者の予測値を結合させて(blending)、最終的な降雨量を出力する。
- B) メソ気象モデルに比べて力学や物理を単純化した水・熱収支の保存式に降雨の概念モデルを導入し、降水の対流性や地形性の強度を表現するモデルパラメータをレーダー反射因子値から同定し、外挿に用いる(カテゴリ2)の手法)。
- C) メソ気象モデルに対して、ドップラーレーダー観測値をデータ同化し、上述において指摘したカテゴリ3)の問題点を軽減させる(図2-1における太線から太点線へ精度を向上させることと対応する)。

なお、本論文は第3章以降、一貫してC)のアプローチに沿って手法を展開する。以下、A)からC)のアプローチに対して、要約的なレビューを行う。詳細については、特にカテゴリ1)、および2)に属する手法に対する杉本・下垣(2000)³⁹⁾のレビューを参照されたい。

第2節 運動学的手法

Wilk and Gray (1970)³¹⁾は、15分間隔289枚のPPI画像を用いてそれぞれの降雨場の中心位置を強度の重み付けで計算し、最小2乗法により中心位置の移動速度を算定し、外挿に用いた。それ以来、この運動学的手法のカテゴリに属する手法として、非常に多くの手法が提案された。そのうち、現在において主流な手法は、相互相関係数を計算する手法(例えば、Austin and Bellon (1974)²⁾)と移流方程式を用いる手法(例えば、椎葉ら(1984)³⁸⁾)である。

相互相関係数を算定する手法において、係数は30分～1時間程度の時間間隔をもつ2つのエコーパターン間で位置をずらしながら算定され、その最大値が得られる時の変位量をもってエコーパターンの移動速度としている。発生や発達などを全く考慮しない仮定の下で移動速度を単純外挿に用いた424回の予測実験(Bellon and Austin (1978)³⁾)の結果、降雨場の構造を変えない割には精度が高い一方、地形性降水に対する限界が示唆されている。この種の手法は、平均的なエコーパターンをとらえており、比較的大きな空間スケールの現象に支配された降水システムに対する適用性が高いといえる。この相互相関係数を計算する手法は、特に欧米のノウキャストリングシステムでもっぱら利用されている(例えば、Tuttle and Foote (1990)³⁰⁾のTREC (Tracking Radar Echoes by Correlations)システム)。

椎葉ら (1984)³⁸⁾ は、予測に用いる移流ベクトルを位置座標の1次式で設定し、雨域の平行移動だけでなく、回転などを考慮できる手法を提案した。立平・牧野 (1974)⁴⁰⁾ の移流モデルにおいて、逐次的に得られるレーダー情報を用いた線形最小2乗問題として1次式のパラメータ項を推定し、移流ベクトルを算定している。この手法が実用的に優れている点は、平方根情報フィルター (Bierman (1977)⁴⁾) を用いてパラメータ項、すなわち移流ベクトルが逐次推定されることである。パラメータ項が2~3時間持続するものと仮定して、移流方程式の特性曲線の逆追跡によって降水が予測される。ただし、移流モデルにおける発達・衰弱項の推定はこの項のランダム性が強いために難しく、それゆえ地形性の強い降水システムに対する限界が示唆されている (Takasao and Shiiba (1984)²⁸⁾)。

気象庁による予報業務において、地形性降水に対する適用性を高めるべく、立平 (1976)⁴¹⁾ は、下層の気温や風の数値予報値を用いて地形性による降水の増加量を算定し、立平・牧野 (1974)⁴⁰⁾ の移流ベクトルを用いた単純外挿による予測結果に加味する手法を提案した。現在の気象庁のナウキャストはこの手法を基礎としており、地形性の上昇域の存在するところでは、山の斜面に固定された降水が発達するように、エコー頂の低い擾乱は山を越えられずに消滅するようにモデル化されている。イギリス気象庁では、直接的にレーダーエコーを移流ベクトルの算定には用いないが、Hand and Conway (1995)¹¹⁾ が提案したように、個々の対流セルの発達・衰弱といったライフサイクルを6段階のサイクルで理想的に表現し、衛星による雲頂温度、レーダーエコー、風の数値予報値を用いてサイクルを決定し、風ベクトルに沿った移流に加味している。しかし、これらの手法をもってしても、基本的に非線形性の強い降水を的確に予測するのが難しいことは変わらない。

ところで、ニューラルネットワークやファジィ理論といったAI技術を用いた降水予測手法も多く試みられている。しかし、現状では、降水システムの予測に直接用いるというよりもむしろ、ナウキャストシステムにおいて、上述の手法で得られた予測結果、気象観測値、あるいは数値予報値などを総合的に組み合わせ、確率論的 (probabilistic) な降水予測を行う際にAI技術が用いられている。例えば、National Center for Atmospheric Research の Autowcaster (Mueller et al. (2003)¹⁷⁾) は、ファジィ理論を用いて、運動学的手法、VDRAS (Variational Doppler Radar Assimilation System) による雲解像モデルと4次元データ同化を用いたリトリバル結果や、予測降水量、気象観測データなどを取り込んで、降水予測やガストフロントの予測を行っている。

最後に、前述のA)のアプローチは、イギリス気象庁の試みに始まる。Golding (1998)¹⁰⁾ は、17 km メッシュの数値予報値と、15分間隔で観測される5 km メッシュのレーダー情報を用いた移流による予測値を結合させて、最終的な降雨量を出力するシステムを構築した。その際、両者の予測値がもつ重みは、図2-1に示したような予測精度のリードタイムによる違いを考慮して経験的に決定されている。最近では、香港天文台が、わが国のメソ気象モデルNHM (Non-Hydrostatic Model) による予測値とTRECによる予測値の結合を試み、その際、メソ気象モデルのちょっとした予測降水域の位置や形状の違いをパターン認識によって客観的に考慮できるかなり洗練された手法を提案している (Li et al. (2005)¹⁵⁾)。

第3節 降雨の概念モデルを用いる手法

6時間程度先までの予測に見られる、特に対流性・地形性降水システムに対する運動学的手法の限界は、非線形性の強い降水メカニズムの力学や物理を考慮していないからに他ならない。一方、1980、1990年代において、高解像度の数値予報モデル、メソ気象モデル、ないしは雲解像モデルを使って予測することは計算機資源やモデル精緻性の観点から困難であった。そこで、実用的に耐えられる範囲で力学や物理を考慮しつつ、降水メカニズムを概念的に単純化した降雨モデルを導入し、そのモデルパラメータや状態量を同定するためにレーダー反射因子値を用いる、といった手法が提案されるようになった。

国内では、中北の手法が代表的である。Nakakita et al. (1996)¹⁹⁾ は、水蒸気量から水分量への変換効率の度合いを表現する概念的降雨モデル(中北ら (1990)⁴²⁾)を熱・水収支の保存式と合わせて用いる手法を展開している。その際、レーダーエコーの3次元分布から水収支の方程式を介して推定された水蒸気相変化量(Nakakita et al. (1990)¹⁸⁾)と合致させるように(総観スケールの)数値予報値における飽和水蒸気量をスケールリングする係数をモデルパラメータとし、気温とともにリトリーブを行う。ここで、この概念的降雨モデルは、レーダー観測値と数値予報値との間の(空間分解能の違いによる)ギャップが大きいほどメソスケール特有の降水メカニズムが卓越していることをモデル化している。このモデルパラメータを外挿に用いることにより、運動学的手法では予測できなかった雨域の停滞などが予測できるようになったとされている。ただし、この手法は用いる数値予報値の精度に影響を受けやすい。この点に対し、Sugimoto et al. (2001)²⁴⁾ は、拡張カルマンフィルターを用いたモデルパラメータの更新が有効であることを示唆した。さらに、最近、Nakakita et al. (2006)²⁰⁾ は、ドップラーレーダーによる動径速度を4次元変分法に基づいて同化する手法(4-D Var; four-dimensional variational data assimilation)を導入し、モデルパラメータを拡張カルマンフィルターで更新する形態を保持しながら、変分法も用いるという独特な同化システムへ発展させている。

一方、米国やフランスを中心としたグループは、雲底高度から雲頂高度まで積分した水分量(以下、VIL; Vertical Integrated Liquid water content)の保存式を用いた2次元モデルを基礎とした手法を展開している。まず、Lee and Georgakakos (1996)¹⁴⁾ は、VILの保存式と、数値予報値から算出されたCAPE(Convective Available Potential Energy)に基づく対流の強さを表現するパラメータの移流方程式を共に用いてVILを予測する手法を提案している。ここで、初期のVILをレーダー反射因子値から推定している。この熱力学的な対流輸送の概念を導入することによって平野部における降水予測精度の向上が見られたとしている。ただし、中北の手法と同様、数値予報値の精度に影響を受けやすい。

Seo and Smith (1992)²²⁾ は、Kessler (1969)¹³⁾の基礎方程式系を側面混合のない形で用いることによりVILの保存式を導き、3次元レーダー情報から推定されたVILを初期とした予測を行うとともに、小さな空間スケールの現象に起因したランダム成分を自己相関モデルにより予測し、両者の和を最終的な予測値とした。French and Krajewski (1994)⁹⁾において、この統計的変動成分の予測は、カルマンフィルター理

論を用いた VIL の更新システムとして確率過程的に行われることとなる。Andrew et al. (1996)¹⁾ は、French and Krajewski (1994)⁹⁾ の手法を山岳域に適用する際に、山岳の影響による鉛直風速の増大を加味し、その効果を論じた。ここで、総観スケールの平野部の風速は Zawadzki et al. (1989)³⁶⁾ による水収支解析により算定し、山岳効果の強さを地上平均風速と山岳の傾斜を用いてパラメータ化している。以上の CAPE の利用や山岳効果の考慮は水蒸気の鉛直輸送の重要性を認識したもので、中北ら (1998)⁴³⁾ の試みと相通じるものがある。

21 世紀に入り、メソ気象モデルとそのデータ同化手法の台頭により、このカテゴリーに属する手法の情勢は変わってきた。特に、米国の研究者たちはメソ気象モデルを用いる手法に転換し、その結果、中北の手法だけが目立つようになった。これは独自の概念モデルによるものだと思われる。その中北の手法においても、データ同化的要素を強化している点はメソ気象モデルを用いた研究の流れと同様であり、両者の根本的な相違は、降雨の概念モデルとメソ気象モデルが扱う微物理モデルとの間にある差異に絞られてきた。しかし、これは以下の本質的な課題と関連する。

本論文における開発項目の 1 つは、メソ気象モデルに対するドップラーレーダー観測値の同化であるが、雪や氷といった ice phase による反射因子値を同化できるようにするまでには更なる試行錯誤が必要である。それは、微物理過程が複雑になるほど非線形性が增大するために変分法に必要な微物理モデルのアジョイントコードの構築が困難を極める (Wu et al. (2000)³²⁾) からである。一方、最近導入されるレーダーとして偏波ドップラーレーダーが一般的になってきたが、降水の種類や粒径分布と関連する偏波パラメータを有効的に同化できる降水モデルとはいかにあるべきかという問題は、ice phase の同化とも関連しており、長年議論の対象となるのは間違いない。そこで、概念モデルを用いる手法は、そのコンパクトさゆえ、この問題を研究する上で本質的なことを理解しやすいという点において有利であろう。

第 4 節 メソ気象モデルとそのデータ同化システムを用いる手法

最近数年におけるメソ気象モデルの発展は目覚ましいものがある。計算初期・境界条件の設定に必要な気象データを準備し、それぞれの素過程ごとに用意されているいくつかのスキームを組み合わせ、計算領域などの設定をすれば、簡単に計算できるようにモデルが設計され、そのようなモデルが誰にでも入手できる時代になったことが一因である。個々の降水事例に対する再現・予測実験を行う研究は膨大な数にのぼり、日々モデルが洗練されている現在、確かに短時間降水予測に対するメソ気象モデルの適用可能性は数年前に比べれば格段に高くなったと思われる。

しかし、基本的な問題として、大気場の初期・境界条件の精度が低くなる程、モデルによる対流システムの発生タイミング、位置、および強度に対する予測精度は低下する。メソ気象モデルが洗練されたものになる程、精度の低い初期・境界条件に対して感度高く、そして非線形的に反応する。一方、ドップラーレーダーは降水システム内の風や降水粒子に関する情報を最も高い時空間分解能をもって観測できる。そこで、より高い精度の初期・境界条件を得るために、ドップラーレーダー観測値のデータ同化によるモデル変数のリトリバーバル、および最適解析値を初期値と

した降水予測が最重要視されるようになった。

ドップラーレーダー観測値のデータ同化は Sun and Crook による雲解像モデル (cloud-resolving model) とその 4 次元変分法に基づく同化システム VDRAS の開発に始まる。まず, Sun and Crook (1997)²⁶⁾ は, VDRAS をシミュレーションデータに適用し, モデル変数のリトリバルに対する性能の高さを実証した。Crook and Sun (2002)⁷⁾ や, Sun (2005)²⁷⁾ などにおいて, 実際のドップラーレーダー観測値に対する同化システムの適用性の高さが実証され, 現在では米国, オーストラリア, アジアなど十数か所においてリアルタイム運用に供されている。ただし, このシステムの改善すべき点が 2 つある。1 つは, 雲解像モデルにおいて地形が考慮されていないため, 複雑地形を有する領域に対して適用できないことである。もう 1 つは, 雲解像モデルにおいて用いられている微物理スキームが Kessler (1969)¹³⁾ の暖かい雨のモデルに基づくため, 雪や氷などの ice phase を考慮した雲解像モデルと同化システムに拡張されるべきであることである。しかし, これらの問題に対して, 彼女らは VDRAS を拡張するのではなく, メソ気象モデルに対する同化システムを開発する際に, これまでの知見を生かすという方向性をとるようである (Dr. Juanzhen Sun, personal communication)。

わが国の気象庁は, メソ気象モデルに対する 4 次元同化システムをルーチンの運用している唯一の気象センターである¹⁾。Seko et al. (2004)²¹⁾ は, その基礎となっている MSM 4-D Var システムを用いたドップラーレーダー観測値の同化実験を行った。ただし, レーダー反射因子値の同化は行われていない。関東周辺に配備されている空港ドップラーレーダー網による観測値の同化を試みた結果, 下層風速の収束域の形成が促され, 収束域に沿って発達したスコールライン (squall line) の予測精度が向上したとしている。

4-D Var に並んで主流な手法になりつつあるのがアンサンブルカルマンフィルター (EnKF, Evensen (1994)⁸⁾) である。メソ気象の分野では, Snyder and Zhang (2003)²³⁾ が Sun and Crook の雲解像モデルに EnKF を適用したのが最初である。その後, Tong and Xue (2005)²⁹⁾ が ARPS (the Advanced Regional Prediction System) モデルに, Zhang et al. (2006)³⁷⁾ が MM5 (the fifth-generation Pennsylvania State University-NCAR Mesoscale Model) モデルに対して適用を試み, シミュレーションデータを用いた場合のメソ気象モデルに対する適用性を示した。シミュレーションデータを用いた際の 4-D Var との性能比較を行った Caya et al. (2005)⁶⁾ によれば, 両者とも同等の性能を有しているとされているが, アンサンブル数がどれほどあれば十分なのか, 領域モデルの場合どのようにアンサンブル作成のための摂動を与えるのかなど, 基本的な検討が必要とされている。それゆえ, 実際のデータを用いた検討がなされていないが, モデルの背景誤差共分散を陽に更新できるなど, 変分法より有利な点もあ

¹⁾ 気象庁の 4-D Var を用いたメソ客観解析において, コスト関数を最小化するために用いるフォワードモデルとアジョイントモデルは 2004 年 9 月まで利用されていた静力学モデルに基づく。フォワード・アジョイントモデルの空間解像度は, 静力学モデル自体の解像度である 10 km より粗い 20 km である。インクリメント法を採用し, コントロール変数変換を用いた背景誤差共分散行列に関わる計算の高速化 (第 3 章の第 2 節参照) を図っている。このような単純化と工夫により, 比較的広い計算領域に対する 4-D Var の適用に成功している。

り、更なる発展が期待されている。

さて、メソ気象モデルに対する 4-D Var システムを開発する際、雲解像モデルに対する 4-D Var で得られた知見を活かすことが課題だと述べた。しかし、実際の動向としては、まず 3 次元変分法に基づく同化システム (3-D Var) を開発し、それぞれの観測値に特化した観測演算子、およびその接線形・アジョイントモデルで構成される同化ルーチンを積み重ねていくというアプローチをとっている (例えば, Xiao et al. (2006a)³⁴⁾)。それは、個々の観測値に対する同化ルーチンは 4-D Var システムにも適用できるため、3-D Var の枠組みで同化ルーチンが適切に機能するかどうかを確認しながら、同時に 4-D Var システムを開発していく方針による。

そもそも、上記の 4-D Var や EnKF は、計算機資源の観点では実行不可能ではないものの、3-D Var と比べると膨大な容量を必要とする。大きく見積もって 100 km 四方の領域に対する適用が限界である。一方、100 km 四方という狭い領域に対して 6 時間先予測を行った場合、領域の境界条件の影響が領域内を支配するため、長いリードタイムになる程、計算結果はあまり意味のないものになってしまう。すなわち、対流性降水システムの 6 時間先、あるいはそれ以上のリードタイムに対する予測計算を行う際は、比較的大きな計算領域を設定する必要があり、計算機資源を考えると 3-D Var システムに基づいたアプローチが必要となってくる。

その 3-D Var システムを用いたドップラーレーダー観測値の同化は、MM5, WRF, ARPS, NHM, および HIRAM (the High Resolution Limited Area Model) モデルにおいて同化ルーチンの開発と適用が試みられている。まず、HIRAM 3-D Var システムは、動径速度ではなく、VAD (Velocity Azimuth Display) 法による水平風プロファイルを同化することができる (Lindskog et al. (2004)¹⁶⁾)。他のメソ気象モデルにおいては、動径速度の同化が可能であり、風速場の修正効果が降水予測の改善につながることを示唆されている (例えば, Xiao et al. (2005)³³⁾)。レーダー反射因子値の同化については、様々な手法が試みられている。例えば、WRF 3-D Var システムにおいては、暖かい雨の微物理モデル WSM3 スキームに対する接線形・アジョイントモデルに対する適用が図られている (Xiao et al. (2006b)³⁵⁾)。Sugimoto et al. (2005)²⁵⁾ は、より簡単な Sun and Crook (1997)²⁶⁾ に用いられているのと同じ微物理モデルを WRF 3-D Var システムに導入し、簡単な物理的初期化手法と組み合わせた手法を提案している。レーダー反射因子値の同化により降水粒子量や気温のリトリバルの精度が改善し、動径速度と同時に同化することによって予測降水量の定量性が向上することを示唆している。ARPS モデルにおいては、Hu et al. (2006)¹²⁾ が ARPS 3-D Var システムによる動径速度の同化に加え、物理的初期化システム ADAS (ARPS Data Analysis System) において用いられている潜熱のナッジング (nudging) 手法 (Brewster (2002)⁵⁾) を用いることによりレーダー反射因子値の同化を行っている。これらの動向を考えると、レーダー反射因子値の同化については今後の研究の余地が大いにあるといえる。

3-D Var を基礎としたドップラーレーダー観測値のデータ同化研究において、ほとんどの研究が実際の観測値を用いた同化しか行っていないため、モデル変数のリトリバルに対する同化ルーチンの性能がよくわかっていない点は課題である。すなわち、真の大気場を知ることができないため、同化を行った「結果として」、モデ

ル変数の修正量がいくらで、降水予測精度がいくら改善された、と論じる研究がほとんどである。それに対して、本論文は Sugimoto et al. (2005)²⁵⁾ にしたがって、用いる同化ルーチンに対してシミュレーションデータを用いた同化実験を行い、リトリバルの精度や降水予測への寄与度を確認した（第3章）後、実際の観測値に対する適用性についての検証を行う（第4章）。

第5節 結語

短時間降水予測手法を3つのカテゴリーに大別し、それぞれに対してレビューを行った。6時間程度先までの予測を定量的に行える手法として、静力学的な流れを表現する方程式系に水・熱収支を考慮した降雨の概念モデルを導入する手法、ならびにメソスケール気象モデルとそのデータ同化システムを用いる手法が挙げられる。前者の手法においてデータ同化的要素が強化されている現在、両者の相違は、ブラックボックス的に相変化を表現する概念的降雨モデルと陽に相変化を表現する微物理モデルの違いになってきた。ただし、この相違は、レーダー反射因子や偏波パラメータをデータ同化する際、あるべき降水モデルの姿を問う重要な課題と関連しており、今後の議論の対象になることは間違いない。

本論文は、一貫してメソスケール気象モデルと3次元変分法に基づく同化システムを用いる手法について検討を行う。既に、雲解像モデルに対する4次元変分法やアンサンブルカルマンフィルターといった高度な同化手法の有効性が実証され、体系的なメソ気象モデルに対するデータ同化システムを開発する際にこれまでの知見を活用する過程にある。本論文における検討は、この過程の第一ステップにあたる。すなわち、これまで不明であった3次元変分法に基づく同化システムのリトリバル精度と降水予測へのインパクトを、シミュレーションデータを用いた同化実験により定量的に明らかにし、さらに実際の観測値に対する適用性をも示すことは、今後の同化システムの開発にとって有意義である。

参考文献

- 1) Andrew, H., M. N. French, V. Thauvin, and W. F. Krajewski, 1996: Adaptation and application of a quantitative rainfall forecasting model in a mountainous region. *J. Hydrol.*, 184, 243-259.
- 2) Austin, G. L., and A. Bellon, 1974: The use of digital weather records for short-term precipitation forecasting. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 100, 658-664.
- 3) Bellon, A., and G. L. Austin, 1978: The evaluation of two years of real-time operation of a short-term precipitation forecasting procedure (SHARP). *J. Appl. Meteor.*, 17, 1778-1787.
- 4) Bierman, G. J., 1977: *Factorization Methods for Discrete Sequential Estimation*. Academic Press, New York, NY, 241 pp.
- 5) Brewster, K., 2002: Recent advances in the diabatic initialization of a non-hydrostatic numerical model. *15th Conf. on Numerical Weather Prediction/21th Conf. on Severe*

Local Storms, CD-ROM, J6.3.

- 6) Caya, A., J. Sun and C. Snyder, 2005: A comparison between the 4DVAR and the ensemble Kalman filter techniques for radar data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 3081-3094.
- 7) Crook, N. A., and J. Sun, 2002: Assimilating radar, surface, and profiler data for the Sydney 2000 forecast demonstration project. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 888-898.
- 8) Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, 99 (C5), 10143-10162.
- 9) French, M. N., and W. F. Krajewski, 1994: A model for real-time quantitative rainfall forecasting using remote sensing. 1. Formulation. *Water Resour. Res.*, 30(4), 1075-1083.
- 10) Golding, B. W., 1998: Nimrod: A system for generating automated very short range forecasts. *Meteorol. Appl.*, 5, 1-16.
- 11) Hand, W. H., and B. J. Conway, 1995: An object-oriented approach to nowcasting showers. *Wea. Forecasting*, 10, 327-341.
- 12) Hu, M., M. Xue, J. Gao, and K. Brewster, 2006: 3DVAR and cloud analysis with WSR-88D Level-II data for the prediction of the Fort Worth, Texas, tornadic thunderstorms. Part II: Impact of radial velocity analysis via 3DVAR. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 699-721.
- 13) Kessler, E., 1969: *On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations*. *Meteorol. Monogr.*, 32, 84 pp.
- 14) Lee, T. H., and K. P. Georgakakos, 1996: Operational rainfall prediction on meso- γ scales for hydrologic applications. *Water Resour. Res.*, 32 (4), 987-1003.
- 15) Li, P.-W., W.-K. Wong, and E. S. T. Lai, 2005: RAPIDS – A new rainstorm nowcasting system in Hong Kong. *World Weather Research Program Symposium on Nowcasting and Very Short Range Forecasting*, DVD-ROM, 7.17.
- 16) Lindskog, M., K. Salonen, H. Järvinen, and D. B. Michelson, 2004: Doppler radar wind data assimilation with HIRLAM 3DVAR. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 1081-1092.
- 17) Mueller, C., T. Saxen, R. Roberts, J. Wilson, T. Betancourt, S. Dettling, N. Oien, and J. Yee, 2003: NCAR Auto-Nowcast system. *Wea. Forecasting*, 18, 545-561.
- 18) Nakakita, E., M. Shiiba, S. Ikebuchi, and T. Takasao, 1990: Advanced use into rainfall prediction of three-dimensionally scanning radar. *Stochastic Hydrol. Hydraulics*, 4, 135-150.
- 19) Nakakita, E., S. Ikebuchi, T. Nakamura, M. Kanmuri, M. Okuda, A. Yamaji, and T. Takasao, 1996: Short-term rainfall prediction method using a volume scanning radar and grid point value data from numerical weather prediction. *J. Geophys. Res.*, 101, 26181-26197.
- 20) Nakakita E., Y. Sato, and K. Takenouchi, 2006: Four dimensional data assimilation of radar echo and Doppler velocity by an atmospheric model with a conceptual precipitation model. *Proc. of the 6th Japan-Taiwan Joint Seminar on Natural Hazard*

Mitigation, CD-ROM, 10 pp.

- 21) 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 (1B), 473-489.
- 22) Seo, D. J., and J. A. Smith, 1992: Radar-based short-term rainfall prediction. *J. Hydrol.*, 131, 341-367.
- 23) Snyder, C., and F. Zhang, 2003: Assimilation of simulated Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 1663-1677.
- 24) Sugimoto, S., E. Nakakita, and S. Ikebuchi, 2001: A stochastic approach to short-term rainfall prediction using a physically based conceptual rainfall model. *J. Hydrol.*, 242, 137-155.
- 25) Sugimoto, S., N. A. Crook, J. Sun, D. M. Barker, and Q. Xiao, 2005: Assimilation of multiple-Doppler radar data with WRF-3DVAR system: Preliminary results in observing system simulation experiments. *32nd Conf. on Radar Meteorol.*, CD-ROM, JP1J.17.
- 26) Sun, J., and N. A. Crook, 1997: Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. *J. Atmos. Sci.*, 54, 1642-1661.
- 27) Sun, J., 2005: Initialization and numerical forecasting of a supercell storm observed during STEPS. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 793-813.
- 28) Takasao, T., and M. Shiiba, 1984: Development of techniques for on-line forecasting of rainfall and flood runoff. *Nat. Disaster Sci.*, 6 (2), 83-112.
- 29) Tong, M., and M. Xue, 2005: Ensemble Kalman filter assimilation of Doppler radar data with a compressible nonhydrostatic model: OSS experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 1789-1807.
- 30) Tuttle, J. D., and G. B. Foote, 1990: Determination of the boundary layer airflow from a single Doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 7, 218-232.
- 31) Wilk, K. E., and K. C. Gray, 1970: Processing and analysis techniques used with the NSSL weather radar system. *Radar Meteorol. Conf.*, 14, 369-374.
- 32) Wu, B., J. Verlinde, and J. Sun, 2000: Dynamical and microphysical retrievals from Doppler radar observations of a deep convective cloud. *J. Atmos. Sci.*, 57, 262-283.
- 33) Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, E. Lim, Y.-R. Guo, and D. M. Barker, 2005: Assimilation of Doppler radar observations with a regional 3DVAR system: Impact of Doppler velocities on forecasts of a heavy rainfall case. *J. Appl. Meteor.*, 44, 768-788.
- 34) Xiao, Q., J. Sun, W.-C. Lee, E. Lim, S. Sugimoto, J. Gu, X. Zhang, Y.-R. Guo, D. M. Barker, X.-Y. Huang, and Y.-H. Kuo, 2006a: Doppler radar data assimilation with WRF-Var: Current status and future plan. *Proc. of the 7th WRF User's Workshop*, CD-ROM, P4.7.
- 35) Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, D. M. Barker, and E. Lim, 2006b: An approach of radar reflectivity data assimilation and its assessment with the inland QPF of Typhoon Rusa (2002) at landfall. *J. Appl. Meteor. Climatology*, submitted.

- 36) Zawadzki, I., L. Ostiguy, and A. Frigon, 1989. Retrieval of vertical motions and microphysical properties in a stratiform storm from a model driven by radar data. *23th Radar Meteorol. Conf.*, 103-106.
- 37) Zhang, F., Z. Meng, A. Aksoy, 2006: Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part I: Perfect model experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 722-736.
- 38) 椎葉充晴, 高棹琢馬, 中北英一, 1984: 移流モデルによる短時間降雨予測の検討. 水理講演会論文集, 28, 423-428.
- 39) 杉本聡一郎, 下垣久, 2000: 気象レーダーを用いた降水観測および短時間降雨予測の研究現状に関する調査. 電力中央研究所報告, U99041, 31pp.
- 40) 立平良三, 牧野義久, 1974: デジタル化されたエコーパターンの予報への利用. 気象庁研究時報, 26, 188-199.
- 41) 立平良三, 1976: 雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算. 天気, 12, 27-32.
- 42) 中北英一, 山浦克仁, 椎葉充晴, 池淵周一, 高棹琢馬, 1990: 3次元レーダー情報を用いた降雨生起場の推定と降雨予測手法の開発. 京都大学防災研究所年報, 33 B-2, 193-212.
- 43) 中北英一, 藤井孝成, 三宅且仁, 山路昭彦, 池淵周一, 1998: 3次元レーダーを用いた短時間降雨予測手法への LFC モデルの導入に関する基礎的検討. 京都大学防災研究所年報, 41 B-2, 155-170.

第3章 3次元変分法に基づくドップラーレーダー観測値の データ同化手法，およびシミュレーションデータを用いた性能評価

第1節 背景と目的

1990年代に WSR-88D(Weather Surveillance Radar 1988 Doppler)が NEXRAD(NEXt generation RADar) ネットワークとして全米に展開されて以来，対流現象を伴う激しい降水システムに対する実用的な予測の可能性について多くの研究者が興味を抱くようになった．最もチャレンジングな研究課題の一つは，ドップラーレーダーによる間接的な観測値（動径速度，レーダー反射因子）から数値気象モデルにおける初期条件を正確に得る手法を開発することであった．

この課題のルーツは 1980年代から行われてきた診断的リトリバル問題であろう．運動方程式や熱力学方程式を介した，気圧や温位のリトリバル（例えば，Gal-Chen (1978)⁵⁾，Hane and Scott (1978)⁶⁾，Hane et al. (1981)⁷⁾，Roux (1985)¹⁸⁾）や，さらに降水粒子の保存式を介した微物理量（microphysical variables）のリトリバル（例えば，Ziegler (1985)²⁶⁾，Hauser and Amayenc (1986)⁸⁾，Ziegler (1988)²⁷⁾）が挙げられる．ここで，「診断的」とは，（複数台の）ドップラーレーダー観測から別途推定された3次元風速場を用い，定常的な風速場を仮定して未知量を同定することを意味する．一方，境界層における風速場のリトリバル問題に対しては，レーダー反射因子の連続式（Tuttle and Foote (1990)²²⁾）を用いる手法や，さらには運動量保存，および動径速度と風速場との間の関係式を拘束条件として加味した変分法に基づく手法（Qiu and Xu (1992)¹⁶⁾，Laroche and Zawadzki (1994)¹²⁾）が挙げられる．

1990年代後半には数値モデルのアジョイントモデル（adjoint model）を用いた4次元変分法（4-D Var）によるデータ同化が雲解像モデルに対して検討され，その適用性の高さが示された（Sun and Crook (1997)²¹⁾）．この手法が前述のリトリバル手法と根本的に異なる点は，定常性の仮定をしていないことと，モデル変数間の修正量それぞれが互いに力学・物理的バランスを保った形で一度に全てのモデル変数がリトリバルされることにある．高度な4次元同化手法としては，4-D Var の他にもアンサンブルカルマンフィルターを用いる手法も検討が進められ，現在では，より複雑で体系的な物理過程のパラメタリゼーションを含むメソ気象モデルに対する4次元同化手法の適用が模索されている．

本章では，メソ気象モデルに対する3次元変分法（3-D Var）に基づくデータ同化システムを基礎としたドップラーレーダー観測値のデータ同化手法が展開される．4次元データ同化手法が進展している現在，今になって3-D Var を基礎とした同化手法を開発することについてその意義を示す必要がある．まず，4次元データ同化を行うには，現在の計算機資源をもってしても非常に負荷の高い計算を要する．たとえ広い計算領域で4次元データ同化が行えたとしても，研究開発面において非

効率であるのは否めない。実際、予測のリードタイムが 6 ~ 12 時間の短時間降水予測において、十分に広い計算領域に対してリモートセンシング観測値の 4 次元データ同化手法を適用するのは計算機環境の観点から難しく、非常に狭い領域に対しての適用に限られる。境界条件の影響が予測のリードタイムが長くなるにつれ適用領域内に広がるのを避けるため、高々 2 時間程度の短いリードタイムの降水予測に対して 4 次元データ同化手法を適用するというのが現状である。

一方、激しい対流システムのライフサイクルにとって、対流スケールよりも大きなスケールの大気場における力学（以下、*large-scale forcing* と呼ぶ）が重要な役割を果たすことは、降水のスケール階層構造として知られる。3-D Var は、メソ気象モデルよりも単純化された力学を考慮し、*large-scale forcing* を修正するべく設計されたものである。それゆえ、3-D Var は陽に対流スケールでのリトリバルを行えないが、計算負荷は 4 次元同化手法に比べて低く、広い計算領域への適用性が高い。また、3-D Var による *large-scale forcing* の修正効果に対流スケールの大気場の修正に波及すれば、6 時間先を越える長いリードタイムで対流性降水の予測を行える可能性が高まる。これは 4 次元同化手法に対するアドバンテージとなる。さらに、3-D Var 用に開発された接線形・アジョイントモデルや観測演算子は、基本的に 4-D Var の枠組みでもそのまま適用することが可能である。

以上の背景から、メソ気象モデルに対する 3-D Var を基礎としたドップラーレーダー観測値のデータ同化手法を開発する意義は依然として大いにある。本章の目的は、メソ気象モデルである WRF モデルに対する変分法によるデータ同化システム WRF-Var の 3-D Var 機能（WRF 3-D Var システム）を基礎とした Sugimoto et al. (2005)²⁰ によるデータ同化手法を展開し、リトリバルの性能、ならびにデータ同化がもたらす降水予測への効果を定量的に評価することである。そのために、シミュレーションデータを用いた Observing System Simulation Experiment (OSSE) と呼ばれる同化実験を行う。なお、短時間降水予測のリードタイムは、適用する降水システムのライフサイクルを考慮して 6 時間先までとする。

これまでに提案された 3-D Var を基礎としたドップラーレーダー観測値の同化手法においては、予測降水量と解析雨量との間の比較のみからデータ同化手法の効果が議論されてきた。これに対し、リトリバルの性能を評価するのは本論文が初めてである。本章では、WRF 3-D Var のリトリバル性能を把握し、リトリバルによって激しい対流現象を伴う降水システムの予測がいかに改善されるかを議論する。その上で、実際の観測値への適用を図る（第 4 章）というのが本来あるべき方向性であると考えられる。

第 2 節 WRF 3-D Var システムの概要

WRF-Var システムは、メソ気象モデル WRF モデルに対して開発された変分法に基づくデータ同化システムである。元々、これは MM5 3-D Var システムから発展したものであり、Barker et al. (2004)²⁾ に基本的な枠組みが記されている。より詳細な内容については、Barker et al. (2003)¹⁾ を参照されたい。現在、基本的な枠組みは全て WRF モデルに対応したものに變更され、4 次元変分法を適用できる状況にある。

MM5 3-D Var から WRF-Var へアップデートする際に進展したことについては、Skamarock et al. (2005)¹⁹⁾ に見ることができる。ここでは、WRF-Var システムの 3 次元同化機能 WRF 3-D Var システムについて、レーダー観測値の同化手法の説明に必要な箇所について重点的に述べる。

WRF 3-D Var システムにおいて行われることは、以下のコスト関数 (cost function)

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + \frac{1}{2}(\mathbf{y} - \mathbf{y}^o)^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y} - \mathbf{y}^o) \quad (1)$$

が最小となるモデル変数の最適値ベクトル \mathbf{x} を探索することに帰着する。ここで、 \mathbf{x}_b は (同化前の既知な) モデル変数の第一推定値ベクトル、ベクトル \mathbf{y} はモデル変数 \mathbf{x} が観測演算子 H により観測値の単位や量に変換されたもの ($\mathbf{y} = H(\mathbf{x})$) であり、 \mathbf{y}^o は観測値ベクトルである。

\mathbf{B} 、および \mathbf{R} はそれぞれ、モデル、および観測値の誤差共分散行列¹⁾であり、事前に情報を入手する必要がある。第 4 節にてこれらの設定方針について記述する。式 (1) を最小にするモデル変数の最適値を最小化アルゴリズムにより探索することは、モデルと観測値の誤差の重み付けを考慮した観測値周辺のモデル変数の修正を行うとともに、モデル変数の空間相関を考慮した 3 次元的な修正をも行うことに相当する。

WRF 3-D Var システムでは、いくつかの最小化アルゴリズムを選択することができるが、本章では共役勾配法 (conjugate gradient method) を用いる。その際、 \mathbf{B}^{-1} の計算をいかに実用的に行えるかが計算負荷の観点でポイントとなる。そこで、式 (1) をインクリメント法 (incremental formulation) (Coutier et al. (1994)³⁾) を用いて記述し、コントロール変数変換 (control variable transformation) を用いた前処理 (preconditioning) (Lorenz et al. (2000)¹³⁾) を行う。このコントロール変数変換において、3-D Var の考慮する力学が含まれることになり、その結果「空間相関を考慮した 3 次元的な修正」は同時に力学的にバランスした修正になる。

WRF 3-D Var システムでは、どのコントロール変数 (の組) を採用するかについていくつかのオプションが用意されている。一方、レーダー反射因子値を同化する場合、降水粒子の混合比が修正されるべきであるため、これを考慮できる変数をコントロール変数に少なくとも含めないといけない。そこで、モデル変数を表現するコントロール変数として、5 つの変数 (流れ関数 (streamfunction) ϕ 、非バランス速度ポテンシャル (unbalanced velocity potential) χ_u 、非バランス温度 (unbalanced temperature) t_u 、非バランス地上気圧 (unbalanced surface pressure) p_{su} 、総降水粒子混合比 (total water mixing ratio) q_t) を採用し、これらの変数が扱えるように WRF-Var システムを修正した。本章では、 q_t を雨水、雲水、および水蒸気混合比の和として定義する。また、「非バランス」(式 (4) を参照) の意味については後述にて明らかにする。このように互いに無相関なコントロール変数の関数を導入することにより、 \mathbf{B} が実質上ブロック対角化され、計算負荷を飛躍的に節約できる。

コントロール変数変換の演算子を \mathbf{U} とした時、上記の前処理は、

¹⁾ モデルの誤差共分散については、以後、背景誤差共分散と呼ぶ。また、 \mathbf{R} には、観測値そのものの誤差だけでなく、観測演算子 H による変換誤差 (representative error) も含まれる。

$$\mathbf{x} - \mathbf{x}_b = \mathbf{U}\mathbf{v} \quad (2)$$

と表わされる．ここで、ベクトル \mathbf{v} はコントロール変数のインクリメント（修正量）を表わす．この時、 \mathbf{B} は \mathbf{U} が適切に設計されていれば実質上 $\mathbf{U}\mathbf{U}^T$ となる．WRF 3-D Var システムでは、Lorenç et al. (2000)¹³⁾ と同様、 \mathbf{U} には、1) コントロール変数からモデル変数への変換、2) モード毎の鉛直相関を考慮した鉛直方向の変換、3) 鉛直モード毎に決められた水平相関を考慮した水平方向の変換、が意図されていると考え、3つの演算子の連続処理により \mathbf{U} をさらに実用的に計算する．すなわち、

$$\mathbf{U} = \mathbf{U}_p \mathbf{U}_v \mathbf{U}_h \quad (3)$$

によってコントロール変数変換を行う．以下、 \mathbf{U}_p 、 \mathbf{U}_v 、 \mathbf{U}_h について、事前に必要な背景誤差共分散行列 \mathbf{B} に関する情報と関連させて述べる．

まず、 \mathbf{U}_p は、上記 1) の変換に対応し、気圧傾度力・コリオリ力・遠心力の釣り合いを表わすバランス方程式など WRF 3-D Var システムにおいて考慮する力学と物理が線形モデル（接線形モデル²⁾）化されている．また、非バランスなコントロール変数（速度ポテンシャル、温度、地上気圧）をまとめて Φ_u とした時、バランス成分とあわせたトータルな変数値 Φ を次式にて算定するようにし、 \mathbf{U}_p に組み入れる．

$$\Phi = C_\phi \cdot \phi + \Phi_u \quad (4)$$

ここで、 ϕ は流れ関数、 C_ϕ は ϕ とのバランス度合いを表わす回帰係数であり、WRF 3-D Var システムではこの C_ϕ を事前に推定する必要がある．つまり、 \mathbf{B}^{-1} を計算するために事前に必要な情報である．

次に、 \mathbf{U}_v は、上記 2) に対応し、モード毎に既定された鉛直相関情報を考慮した空間変換が表現されている．すなわち、ある1つの観測値による修正量が鉛直方向にいかにか広がるかが表現されている． \mathbf{B} の鉛直相関成分を EOF(Empirical Orthogonal Function) によりモード分解し、対角化することを考えれば、鉛直相関成分を構成する、コントロール変数・モード毎の固有ベクトルと固有値が事前にわかれば \mathbf{U}_v による変換を行える．

最後に、 \mathbf{U}_h は、上記 3) に対応し、鉛直モード毎に決められた水平相関を考慮した空間変換が Recursive フィルター (Hayden and Purser (1995)⁹⁾) を用いて行われることを表現している．すなわち、ある1つの観測値による修正量が水平方向にいかにか広がるかが表現されている．ここで、Recursive フィルターの適用に必要な、コントロール変数・鉛直モード毎の相関距離スケール³⁾ (length scale) が事前に必要となる．

以上のように、誤差共分散行列 \mathbf{B} を扱うためには、非バランスコントロール変数に対する回帰係数、EOF を適用するための固有ベクトル/固有値、および Recursive フィルターを適用するための相関距離スケールの3つが事前に必要な情報である．これらの情報はいわゆる NMC 法 (Parrish and Derber (1992)¹⁵⁾) により統計的に算定

²⁾ コスト関数の最小化において、 \mathbf{U}^T (T はアジョイント演算子を表わす) を計算しなければならない．つまり、接線形モデルに対するアジョイントモデルを構成する必要がある．

³⁾ ある1つの観測値による修正量が半分にまで減衰するまでの距離に相当する．

されることが多い。これについては第4節にて触れる。

結局、式(1)～式(3)を連立させて得られるコスト関数を最小にする最適なモデル変数のインクリメント（修正量）を共役勾配法により探索し、最終的なモデル変数の最適値を得ることが WRF 3-D Var システムにおいて構築されている。このシステムを基礎としてレーダー観測値の同化を行う際、少なくとも以下の事項を新たに開発する必要がある。

- a) レーダー観測値とモデル変数との間の関係を表現する観測演算子 H 、およびその接線形演算子とアジョイント演算子。
- b) 動径速度の同化において、水平風速 (u,v) の修正量から鉛直風速 w の修正量を推定するための接線形・アジョイント演算子。
- c) レーダー反射因子の同化において、コントロール変数 q_t の修正量を各モデル変数（雨水、雲水、水蒸気混合比）の修正量に分けるための微物理モデルとその接線形・アジョイント演算子。

ここで、b)、および c) の演算子は U_p 演算子に組み込まれる。a)～c)に加え、レーダー反射因子値の同化に必要なことを次節にて記述する。

第3節 レーダー観測値の同化手法

3.1 動径速度値

ドップラーレーダーにより観測された動径速度に対する観測演算子は、レーダー観測の幾何学的関係から次の式で表わされる。

$$V_r = \frac{1}{R} \{ (x_d - x_r)u + (y_d - y_r)v + (z_d - z_r)(w - v_t) \} \quad (5)$$

ここで、 (u,v,w) は3次元風速場、 (x_d, y_d, z_d) は3次元デカルト座標系 (x,y,z) における観測点の位置、 (x_r, y_r, z_r) はレーダーアンテナの位置を表わす。 R は観測点とレーダーアンテナ間の距離であり、

$$R = \sqrt{(x_d - x_r)^2 + (y_d - y_r)^2 + (z_d - z_r)^2} \quad (6)$$

と表わされる。さらに、 v_t [m/s] は降水粒子の落下速度である。現バージョンでは雨水粒子のみを考慮に入れるため、雨水混合比を用いた算定式（Sun and Crook (1997)²¹⁾）

$$v_t = 5.40 \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0.4} q_r^{0.125} \quad (7)$$

を採用する。ここで、 q_r は雨水混合比 [g/kg]、 p_0 は地上気圧、 p は大気の気圧である。

コントロール変数のうち、風速場に関係するのは流れ関数と非バランス速度ポテンシャルとなり、水平風速場の修正量しか得られない。そこで、鉛直風速の修正量を水平風速場の修正量と Richardson 方程式（Richardson (1922)¹⁷⁾）とから推定するスキームを U_p 演算子に組み入れることによって、動径速度の同化により3次元風速場が力学・熱力学的にバランスした形で修正されるようにする。Richardson 方程

式は、静力学的平衡、連続式、および熱力学方程式を組み合わせたものであり、Richardson 方程式の有限差分形式において非断熱項 (diabatic heating term) を無視し (White (2000)²³⁾), 接線形・アジョイントモデルを導出している。Xiao et al. (2005)²⁵⁾ は、MM5 3-D Var に対してこのスキームを導入し、適切に機能するとしている。

ここで、 v_i の接線形・アジョイントモデルを構成する上で注意すべき点を述べる。背景場の q_r 周りに式 (7) の微分をとった場合、 q_r が 0 に近づくにつれ v_i の勾配が無限大に近づく。この時、 q_r の値に対する何らかの処理をしなければ、 v_i の勾配がコスト関数の勾配に占める割合が過大となるため (収束性が悪くなるなどの) 問題が生じる (Sun and Crook (1997)²¹⁾)。本章では、Sun and Crook (1997)²¹⁾ に従って、 0.05 g kg^{-1} 以下の q_r に対して便宜上 $q_r = 0.05 \text{ g kg}^{-1}$ を接線形・アジョイントモデルに与え、さらに、接線形・アジョイントモデルにおいて q_r の勾配を考慮しないように WRF 3-D Var システムを変更している。

3.2 レーダー反射因子値

3.2.1 概論

Sun and Crook (1997)²¹⁾ と同様、レーダー反射因子値を同化する際の観測演算子として、

$$Z = 43.1 + 17.5 \log(\rho q_r) \quad (8)$$

を用いる。ここで、 Z はレーダー反射因子値 [dBZ], ρ は空気密度 [kg m^{-3}], q_r [g kg^{-1}] は雨水混合比である。式 (8) の関係式はいわゆる Marshall-Palmer 型の粒径分布を仮定した時に導出されるものであり、現バージョンの同化手法は雨水が寄与したレーダー反射因子のみを扱えることを意味する。すなわち、氷や雪などの ice phase による反射因子値を同化することができない。

第2節にて指摘したように、本章では、降水粒子の混合比に関連するコントロール変数として総降水粒子混合比 q_t を採用して手法論を展開している。ここで、最小化アルゴリズムにおいて、まず q_t の修正量が得られるため、モデル変数の修正量を得るには、この q_t の修正量を雨水混合比 q_r 、雲水混合比 q_c 、水蒸気混合比 q_v の修正量に分配するための微物理モデルの接線形・アジョイントモデルを \mathbf{U}_p 演算子において構築する必要が生じる。そこで、Sun and Crook (1997)²¹⁾ において考慮されている微物理過程を WRF 3-D Var システムに導入した。

導入した微物理過程はいわゆる温かい雨 (warm rain) を表現するものである。Ice phase によるレーダー反射因子が同化できない理由は、この微物理過程において ice phase の相変化が表現されていないからである。具体的には、autoconversion, accretion, 蒸発 (evaporation), 凝結 (condensation) の過程が考慮されている。

Autoconversion による雲水から雨水への変換量 R_a と雨水から水蒸気への蒸発量 R_e については、基本的に Kessler (1969)¹¹⁾ に沿っている。すなわち、

$$R_a = \begin{cases} \alpha(q_c - q_{crit}) & (q_c > q_{crit}), \\ 0 & (q_c \leq q_{crit}), \end{cases} \quad (9)$$

$$R_e = \beta(q_v - q_{vs})(\rho q_r)^{0.65}. \quad (10)$$

ここで、 $\alpha = 0.001 [\text{s}^{-1}]$, $q_{crit} = 0.0005 [\text{kg kg}^{-1}]$, $\beta = 0.0486 [\text{s}^{-1}]$ であり、 ρ の次元は kg m^{-3} , q_r , q_c , R_a , および R_e の次元は kg kg^{-1} である。

Accretion による雲水から雨水への変換量 $R_{AC} [\text{kg kg}^{-1}]$ は、基本的に Miller and Pearce (1974)¹⁴⁾ に従って、

$$R_{AC} = \gamma q_c q_r^{0.875} \quad (11)$$

により算定される。ここで、 $\gamma = 0.002 [\text{s}^{-1}]$, q_c の次元は kg kg^{-1} であり、 q_r の次元は g kg^{-1} である。

凝結による水蒸気から雲水への変換量 $R_{CON} [\text{kg kg}^{-1}]$ は、定圧過程を仮定して、

$$R_{CON} = \frac{q_v - q_{vs}}{1 + \frac{L_v^2 q_{vs}}{R_v C_p T^2}} \quad (12)$$

により算定される。ここで、 $q_{vs} [\text{kg kg}^{-1}]$ は水蒸気の飽和混合比、 $L_v [\text{J kg}^{-1}]$ は凝結による潜熱、 $T [\text{K}]$ は温度、 $R_v [\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}]$ は水蒸気の気体定数、 $C_p [\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}]$ は定圧比熱を表わす。

ここで、式 (8)、式 (10)、および式 (11) に対する接線形・アジョイントモデルを構築する際、3.1 における v_i に対する処理と同様、 q_r の小さな値に対して注意を払う。まず、式 (8) において、 0.05 g kg^{-1} 以下の q_r に対して、便宜上 $q_r = 0.05 \text{ g kg}^{-1}$ を接線形・アジョイントモデルに与え、これらのモデルにおいて q_r の勾配を考慮しない。また、式 (10)、および式 (11) において、 0.001 g kg^{-1} 以下の q_r に対して、 $q_r = 0.001 \text{ g kg}^{-1}$ (または、 $1.0 \times 10^{-6} \text{ kg kg}^{-1}$) を与え、 q_r の勾配を考慮しない。

3.2.2 雲解析ルーチンの導入

微物理モデル q_t の修正量を分配するには克服しなければならない問題がある。それは、式 (9) ~ 式 (12) における相変化に伴う変換量が (同化対象の) 背景場の値に大きく依存するという問題である。これは、インクリメント法では避けられない問題であり、その原因は、接線形・アジョイントモデルにおいてそれぞれの相変化過程が起こる (on) ・起こらない (off) の判断や起こった時の変換量が背景場の値を元に決められているからである。実際、極端であるが頻繁に起こりうる以下のシチュエーションにおいて、修正量の分配がうまく行われなくなる。

- ・ 背景場では対流に伴う降水がないのに対し、レーダーは強い対流を観測している。
- ・ 背景場では対流に伴う降水があるのに対し、レーダー観測は無降水を示唆している。

例えば、前者の場合、背景場は未飽和であり、凝結過程は off スイッチが入るため起こりえない。蒸発や accretion による変換に係わる量も無いに等しい。このような状況下では q_t の修正量の分配は適切に行えない。

上記の問題を根本的に解決する方法は、コスト関数の最小化を行う前に適切な on-off スイッチが選択されるように背景場を修正することである。ただし、客観的

にこの修正を行うこと，すなわち背景場に含まれる対流システムを除いたり，逆に埋め込んだりすることは非常に難しい．一方，このような修正はいわば人工的なものであるので，もし行うのであれば必要最小限の修正にとどめて，後は 3-D Var の枠組みで最終的な修正量を推定するという方針が望ましい．そこで，以下の雲解析ルーチンをコスト関数の最小化アルゴリズムを行う前に実行し，背景場の修正を図る．

まず，レーダー反射因子の観測値を観測空間から変換・内挿し，モデル空間における雨水混合比（以下，観測場）を算出する．この変換には，Cressman フィルター（Cressman (1959)⁴⁾）と式 (8) を用いる．一般的に Var システムでは観測空間でイノベーション (innovation) が計算されるため（式 (1) の第 2 項），このような変換を必要としない．すなわち，この変換・内挿は雲解析ルーチンのためだけに行う．その上で，以下の 3 つの修正を行う．

- 1) 雨水混合比 q_r の修正
- 2) 潜熱 (latent heating) 差を用いた温度の修正
- 3) 雲水混合比 q_c と相対湿度 RH の修正

第 2 章において紹介した ARPS モデルの物理初期化システム ADAS においても一部同様の修正が行われる．しかし，本章の雲解析ルーチンと大きく異なる点は，ADAS が衛星データを含めた多くの観測データを用いて大幅に背景場を修正するのに対し，雲解析ルーチンはレーダー反射因子値の観測データのみ用いて必要最小限の修正しか行わないことである．また，展開しているデータ同化手法は雨水によるレーダー反射因子のみを同化の対象としているため，融解層が存在する高度より高い高度での修正は行わない．

1) 雨水混合比の修正

観測場の雨水混合比 $q_{r|obs}$ が 0.05 g kg^{-1} より小さく，背景場の雨水混合比 $q_{r|bak}$ が 0.05 g kg^{-1} より大きい場合， $q_{r|obs}$ に置き換える ("replace")．また， $q_{r|obs}$ が 0.05 g kg^{-1} 以上で， $q_{r|bak}$ が 0.05 g kg^{-1} より小さい場合，次の $q_{r|blend}$

$$q_{r|blend} = 0.9q_{r|bak} + 0.1q_{r|obs} \quad (13)$$

を新たな背景場の雨水混合比とする ("blending")．ここで用いた 0.05 という閾値は，3.2.1 にて指摘した式 (8) の接線形・アジョイントモデル作成における注意点を意識して設定したものである．また，"replace" と "blending" といった 2 つの修正は，前頁にて挙げた極端な 2 つのシチュエーションに対するものである．

2) 潜熱差を用いた温度の修正

それぞれの格子点において，雨水混合比の収支式

$$u \frac{\partial q_r}{\partial x} + v \frac{\partial q_r}{\partial y} + w \frac{\partial q_r}{\partial z} - \frac{\partial(v_r q_r)}{\partial z} = Q \quad (14)$$

を用いて，雨水混合比のソース・シンク項 Q を観測場，背景場それぞれに対して算出し，その差から求まる潜熱の差 (differential latent heating) を用いて気温を修正する．ただし，下降気流 ($w < 0$) において正の Q が算出された場合，併合過程が卓

越しているとして潜熱はゼロとする。

3) 雲水混合比 q_c と相対湿度 RH の修正

各水平格子点に対して、この修正は背景場の LCL (Lifting Condensation Level) +500 m 高度から 0 °C 高度までの間で行われる。500 m というマージンは、背景場に誤差が含まれている可能性を考慮し、必要最小限の修正を行うべく設定したものである。雲水混合比 q_c は以下の基準に従って修正される。

- ・ $q_r > 1.0 \text{ g kg}^{-1}$ かつ $q_c < 0.5 \text{ g kg}^{-1}$ の時, $q_c = 0.5 \text{ g kg}^{-1}$
- ・ $q_r > 0.7 \text{ g kg}^{-1}$ かつ $q_c < 0.35 \text{ g kg}^{-1}$ の時, $q_c = 0.35 \text{ g kg}^{-1}$
- ・ $q_r > 0.4 \text{ g kg}^{-1}$ かつ $q_c < 0.2 \text{ g kg}^{-1}$ の時, $q_c = 0.2 \text{ g kg}^{-1}$
- ・ $q_r > 0.1 \text{ g kg}^{-1}$ かつ $q_c < 0.05 \text{ g kg}^{-1}$ の時, $q_c = 0.05 \text{ g kg}^{-1}$

一方、2) において算出した観測場に対する潜熱を利用して気塊の飽和（潜熱が正の時）・未飽和を判断した上で、以下の相対湿度の修正を行う。

- ・ 気塊が飽和し、かつ $RH < 70 \%$ の時, $RH = 70 \%$
- ・ 気塊が未飽和、かつ $RH > 90 \%$ の時, $RH = 90 \%$

第 4 節 シミュレーションデータを用いた性能評価

4.1 評価手法の概説

本同化手法を評価するために、2002 年 6 月 12 日から 13 日にかけて米国中西部にて生じた豪雨事例に対する Observing Simulation Experiment (OSSE) を行った。Wilson and Roberts (2006)²⁴⁾ の解析によれば、この豪雨は、メキシコ湾からの湿潤な流入風がロッキー山脈からの乾燥した西風、さらには前に発達したスコールラインからの外気流との収束によってもたらされた。前者の収束域はドライライン (dryline)、後者の収束域は (outflow boundary) と一般に呼ばれる。

OSSE の元々の目的は、シミュレーションデータを用いた同化実験を行うことにより、どこに観測点を追加するのが気象予測の精度向上に効果的であるのか、という問題を検討することである。本章では、同化手法のリトリーバル性能やリトリーバルが降水予測の精度向上へもたらす波及効果を定量的に評価するために OSSE を活用する。

その際、2つの理想的な状態を仮定する。1つは、WRF モデルをパーフェクトモデル (perfect model) とみなすことである。言い方を変えれば、WRF モデルで用いられている物理的パラメタリゼーションが真の大気場を表現することがありうると仮定する。もう1つは、パーフェクトモデルの仮定に付随して、初期・境界値が真値であれば、将来の予測結果の誤差はゼロであり、予測誤差は初期・境界値の誤差に起因すると考える。すなわち、WRF モデルを用いた予測結果の精度を完全に初期・境界値問題として考察する。

OSSE では、同化実験を行い、その効果を評価するために必要なシミュレーションデータを作成する必要がある。あらかじめ行う WRF モデルを用いたシミュレーションについて、その時間スケジュールなどを示したのが図 3-1 である。ここで、2002

年 6 月 12 日 15Z を計算初期値とした WRF モデルによる計算結果は真の大気場を表現するものとみなして、このシミュレーションを“Truth”ランと呼ぶ。一方、12 日 12Z を計算初期値とした計算結果は“Truth”ランとは結果が異なるが、初期値の精度が低かったために真の大気場からずれた計算がなされたとみなす。このシミュレーションのことを“Control”ランと呼ぶ。

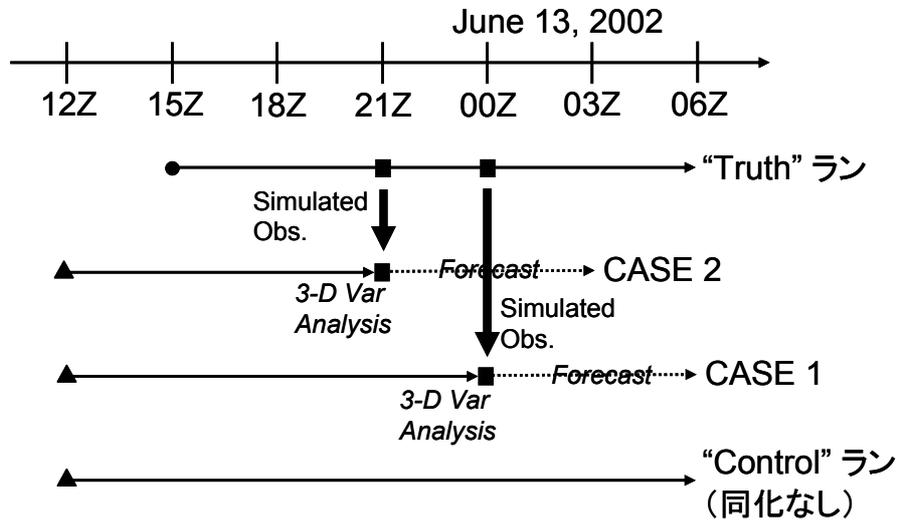


図 3-1 OSSE による同化実験の時間スケジュール

本章における OSSE では、13 日 00Z、もしくは 12 日 21Z においてレーダー観測値の同化を行う。その際、同化時刻における“Truth”ランの結果と第 3 節に示した観測演算子を用いて真の観測値を逆算定し、それにランダム誤差を加えたものを同化に用いる観測値とする。一方、同化対象の背景場は、同化時刻における“Control”ランの結果とする。したがって、同化システムのリトリバル性能が高いほど、同化した後に得られる最適解析値を用いた予測結果は“Truth”ランの結果（すなわち、真の大気場）により近づくものと期待される。このように、本章で行う OSSE では、真の大気場が定義されているため、その近づく度合をもってリトリバルの性能や降水予測への効果を定量的に評価することができる。

4.2 WRF モデルのセットアップ

本章における全ての WRF モデルによる計算はバージョン 2.1 の WRF モデルを用いたものである。モデルのグリッド、ならびに物理オプションなどの設定を表 3-1 にまとめた。なお、初期・境界条件に用いる NCEP AWIPS データは、Eta モデルに対するデータ同化システム（EDAS）を介して得られた解析値であり、その空間解像度は約 40 km、解析時間間隔は 3 時間となっている。WRF SI を用いて初期条件と 3 時間おきの境界条件を作成し、積分計算の各時間ステップにおける境界値は、3 時間おきの値を時間的に線形内挿することによって与えられている。

表 3-1 WRF モデルのセットアップ

		Description
Model version		Version 2.1
Horizontal resolution		4 km
Number of grids		300 × 300 (H) × 36(V)
Pressure on a top level		50 hPa
Time step		15 seconds
Data source for IC & BC		NCEP AWIPS Analysis (EDAS)
Physics Options	Cumulus Parameterization	None
	Microphysics	WRF Single-Moment scheme 6
	Planetary boundary layer	YSU scheme
	Surface layer scheme	Monin-Obukov similarity theory
	Land/Surface model	Noah
	Diffusion scheme	2nd order, 2-D Smagorinsky
	Radiation	Dudhia (Short), RRTM(Long)

4.3 観測値のシミュレーションと誤差の設定

4.1 において述べたように、観測値は“Truth”ランにおける計算結果を用いてシミュレーションされる。その際、レーダーのサイトは実際の NEXRAD ネットワークを想定する。図 3-2 は、計算領域内で運用されている 25 のレーダーサイトの位置などを示したものである。各観測データの位置を WRF モデルにおける各格子点とするため、観測場と背景場との間での空間内挿は基本的には行われない。

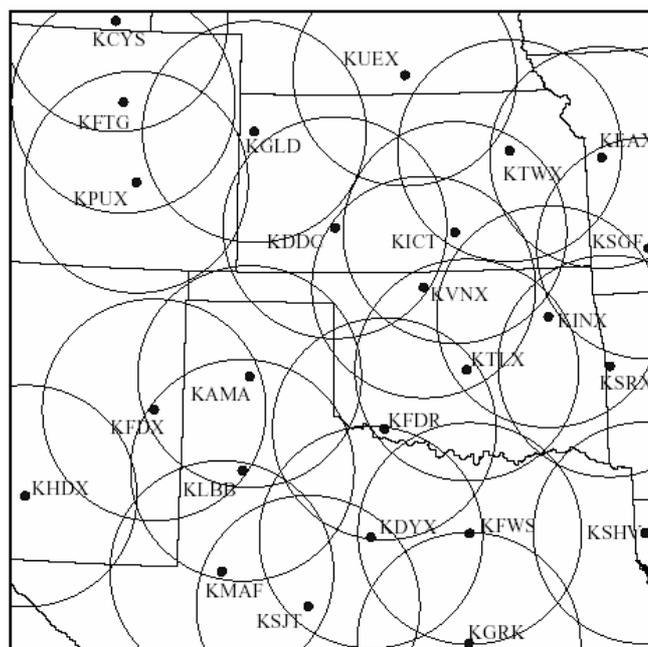


図 3-2 計算領域内の NEXRAD サイトと観測域（半径約 200 km）

レーダーの観測パターン、観測範囲、または最小探知レベルなどを考慮するため、以下の条件にあてはまる時、降水が寄与するレーダー観測値をシミュレーションする⁴。

条件 1：観測点はレーダーアンテナから 200 km の範囲内にある。

条件 2：レーダーアンテナと観測点との間の仰角は 20 度以下である。

条件 3：式 (8) によって算定されるレーダー反射因子値が 5 dBZ 以上である。また、無降水時に昆虫の存在やビーム屈折率の関係で得られる晴天エコーに関して、レーダー反射因子値を計算する（同化する）ことはないが、動径速度については、地上から 2 km 上空より低い WRF グリッドにおいて計算され、同化に用いられる。観測範囲に関する制限は設けず、条件 1 と同じく半径 200 km の範囲、2 km 高度以下において晴天エコーが取得できると仮定する。一般的に、晴天エコーがレーダーサイトからの半径 80 km 程度以遠で取得されることはほとんどない。しかし、“Truth” ランによる降水予測結果において、12 日 21 Z 辺りからシミュレーションされた対流の発生・発達の不運にも各レーダーサイトからの半径 100 km 以遠で起こった（後述）。一方、対流の発生前後において晴天エコーに伴う動径速度値を同化することによって対流の発生・発達の予測精度を向上させ、晴天エコーに伴う動径速度データの重要性を認識したい（後述の 4.6.5 における同化実験）という興味もあった。そこで、晴天エコーの観測範囲に関する特別な制約は設けない。

動径速度の観測誤差として、バイアスがなく、その標準偏差が 1 m s^{-1} となるランダムな値を設定する。ランダム変数は Box-Muller 変換を用いて発生させた。ただし、観測誤差の絶対値が 0.5 m s^{-1} より小さくなる場合、 0.5 m s^{-1} とする。これは、観測値の重みが不当に大きくなるのを防ぐためである。レーダー反射因子についても動径速度と同様のランダム誤差を設定する。その単位が m s^{-1} から dBZ になる点のみ異なる。

4.4 背景誤差共分散情報の推定

OSSE の枠組みでは、真の大気場が“Truth”ランにより定義されるため、背景誤差共分散の推定は“Control”ランにおける計算結果を“Truth”ランの結果と直接比較することにより行える。本章では、2002 年 6 月 13 日 00Z（図 3-1 参照）における両者の結果の差を計算領域内で平均して背景誤差共分散情報を推定する。なお、誤差共分散情報として、第 2 節において述べたように、3 つの情報

- ・ 非バランスコントロール変数に対して、トータルな成分を算出するための回帰係数（式 (4) 参照）
 - ・ 誤差共分散行列の鉛直成分に対する固有ベクトル/固有値
 - ・ Recursive フィルターを適用するための相関距離スケール
- を推定する。

領域平均的な情報を推定する理由は、一般的に相関距離スケールを推定するのに非常に多くのサンプルが必要となるが、計算領域に含まれる水平方向の格子点数

⁴ 以下の事例解析において、条件 3 の基準が緩められるケースがある。

(300×300) は十分なサンプル数を与えるからである。一方、経度平均的な情報を推定する場合、水平方向の格子点数は 300 しかない。このような場合、各国の気象センターにおいて行われているように、初期値が 3 時間ずれた 2 つのシミュレーションの差を半年、ないしは 1 年間蓄積してサンプル数を増やす必要が生じる。しかし、長い期間蓄積されたデータを用いる程、気候学的な統計量が得られ、それぞれの降水事例の特性は消える。結果として、得られた気候学的な誤差共分散情報が対象とする降水事例にとって適切なものとならない場合が起こりうる。

ところで、領域平均的な背景誤差共分散情報を WRF 3-D Var システムに適用する際、3 つの統計量のうち、回帰係数を除く統計量はさらにスケーリングされる。すなわち、分散量と相関距離をチューニングする。本章では、分散に対しては 0.9 倍、相関距離に対しては 0.4 倍して用いる。その理由は以下の通りである。2 つのシミュレーションに用いる計算初期値の特性において、観測が密な地域で算定された初期値は、そうでない地域に比べて相関距離が短く、分散が小さい。計算領域全体を見た場合、観測が密でない地域が大部分を占めるため、上記のような統計量を推定した際、一般的に分散が大きめに、相関距離が長めに算定される (Ingleby (2001)¹⁰⁾)。また、本章では領域平均的な統計量を用いるが、対流性降水が存在する所では、そうでない所に比べて相関距離は短いであろう。一方、レーダー観測値の同化はこういった対流が存在する地域で行われるため、領域平均的な相関距離を短くするようにスケーリングする方がよいと考えられる。なお、上記の 0.9 や 0.4 といったスケーリング係数は、後述のリトリーバルテストにおいて最善の結果を与えた係数の組である。

4.5 事例解析の概要

図 3-1 に示したように、全ての同化実験では、3-D Var が 1 回だけ適用され、その最適解析値をもって WRF モデルによる 6 時間先までの予測が行われる。このような 3-D Var は Cold-start 3-D Var と呼ばれる。同化を行うタイミングの違いにより、CASE 1 (2002 年 6 月 13 日 00Z における同化) と CASE 2 (2002 年 6 月 12 日 21Z における同化) に分ける。このタイミングの違いは、"Truth" ランによる真の大気場における対流のライフサイクルの違いと対応している。CASE 1 における同化では、着目する対流システムが発達・成熟している。一方、CASE 2 では、着目する対流システムが発生・発達段階にある中で同化が行われる。それぞれのケースに対して、以下の実験を行った。

CASE 1-1 : 動径速度値とレーダー反射因子値との両方を同化する。

CASE 1-2 : 動径速度値とレーダー反射因子値との両方を同化するが、晴天エコーに伴う動径速度は同化に用いない。

CASE 1-3 : 動径速度のみを同化する。ただし、晴天エコーに伴う動径速度は同化に用いない。

CASE 1-4 : レーダー反射因子値のみを同化する。

CASE 2-1 : 同化のタイミングを除けば、CASE 1-1 と同じ。

CASE 2-2 : 同化のタイミングを除けば、CASE 1-2 と同じ。

また、CASE 1, および CASE 2 を行う前に、同化手法のリトリーバルの性能を評価するリトリーバルテスト CASE 0 を行う。この際、4.3 にて定義したレーダー観測値が得られる3つの条件のうち、条件3を緩和する。レーダー反射因子値に対しては5 dBZ以上の反射因子値が降水に起因するものであるという考え方を変えないが、動径速度については、「全てのWRFモデルの格子点において速度が得られる」と仮定し、“Truth”ランの結果を用いて観測範囲内の全ての格子点に対して動径速度を算定し、同化に用いる。その上で、2つのサブ実験を行った。

CASE 0-1: 全てのレーダーによる観測値を同化する。

CASE 0-2: 単一レーダー (KVNIX サイト) による観測値を同化する。

4.6 結果

4.6.1 推定背景誤差共分散情報の特徴

図 3-3 に非バランスコントロール変数に対する回帰係数の推定結果を示した。ここで、速度ポテンシャル、および温度については高度別の、地上気圧については経度方向に平均した緯度別のプロファイルをプロットしている。係数が大きいほど流れ関数とのバランス度が高いことを表わす。まず、大気下層 (レベル 4 付近) と中層 (レベル 24 付近) で気温に対するバランス度合いが高い。すなわち、風速場の修正が気温の修正に波及しやすいことを意味している。また、速度ポテンシャルに対するプロファイルからは、大気中層 (レベル 17 付近) と上層 (レベル 30 付近) において力学的にバランスした風が吹いていることが示唆されている。一方、地上気圧については、計算領域の南側でやや局所性の強く、非バランス的な現象が卓越している以外、おおむね力学的にバランスした気圧場であることが示唆されている。

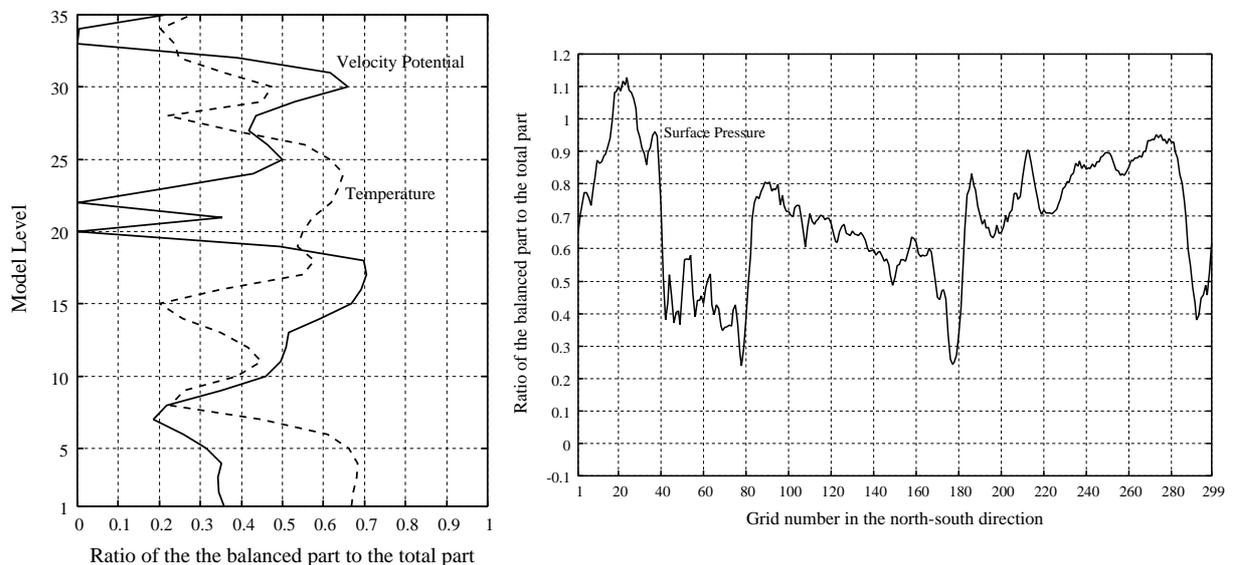


図 3-3 推定された回帰係数 (左: 速度ポテンシャル, および気温, 右: 地上気圧)

図 3-4 は、Ingleby (2001)¹⁰⁾ に従って、第 1, および第 2 モードに対する固有ベクトルの鉛直プロファイルを示したものである。非バランス速度ポテンシャルの第 1 モードでは特に、大気下層から中層にかけてのメキシコ湾から流入する南東風と大

気中層から上層にかけての偏西風ジェットとの間での東西方向の風向きの違いが表現されている。具体的には、大気下層から中層では負の値で、上層に向かうにつれ正の値に変化している。これは、流れ関数のプロファイルにも見ることができる。非バランス温度においては、融解層以高での値が非常に小さい、これは、下層の温度が修正されてもその影響が中・上層に波及しにくいことを意味している。第2モードにおいてモデルトップに近い層でのジグザグがある点については、各モードの寄与率が非常に小さいことから物理的には意味のないものであると考えられる (Ingleby (2001)¹⁰⁾)。また、総降水粒子混合比に対する推定結果では、融解層以低において鉛直相関を示唆する値が得られており、高度間の相関はほぼ一様になっている。すなわち、修正効果が鉛直方向に波及しやすい。

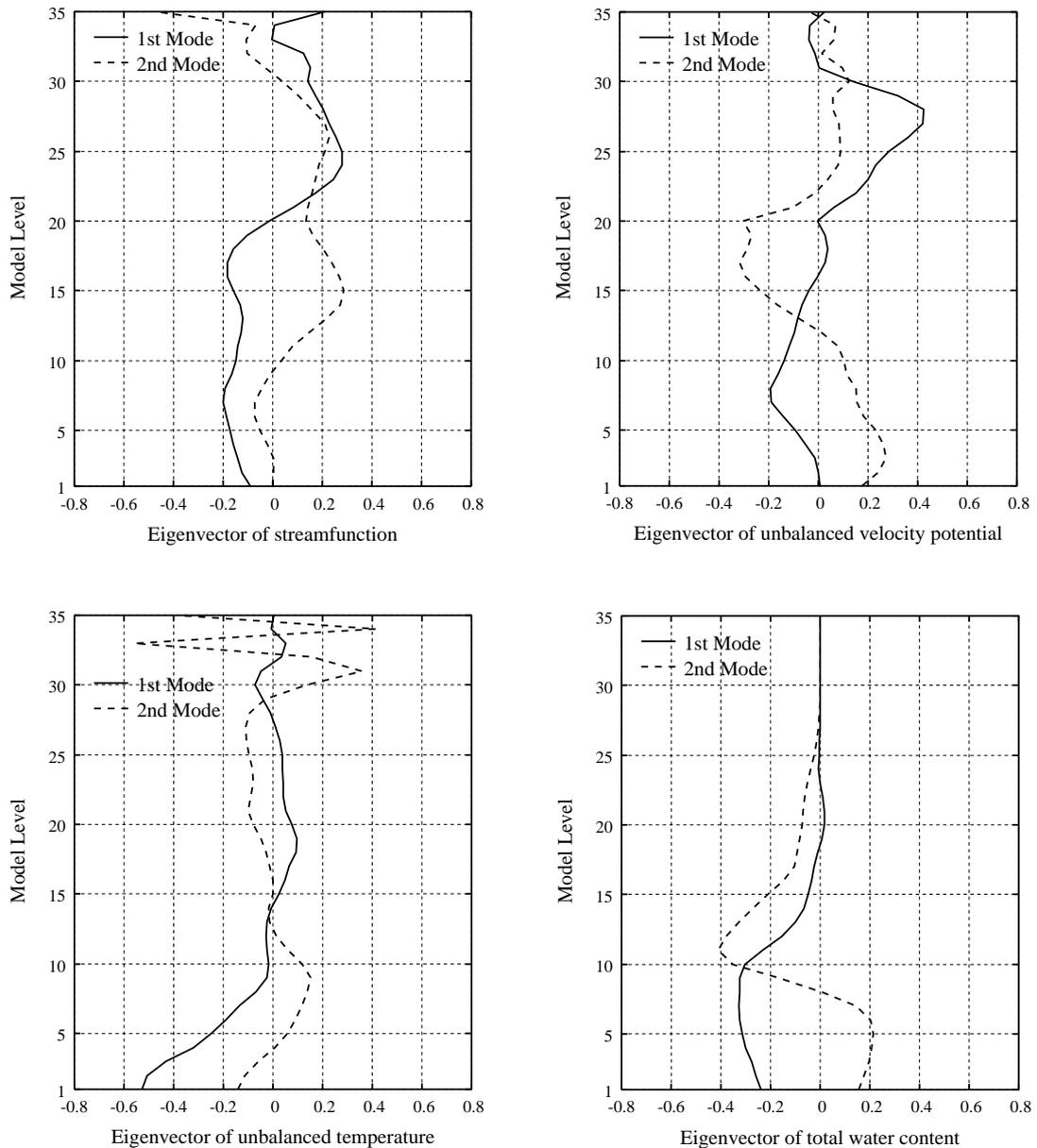


図 3-4 推定された固有値ベクトルのプロファイル (左上：流れ関数，右上：非バランス速度ポテンシャル，左下：非バランス気温，右下：総降水粒子混合比)

図 3-5 は各コントロール変数，各モードに対する相関距離スケールを示したものである．一般的に高次のモード程，ランダム性が強く，距離スケールが小さくなっている．流れ関数や非バランス速度ポテンシャルについては，両者とも第 1 モードで約 100 km 強のスケールを有している．この大きさは対流システムにとっては総観スケールであり，領域平均的な統計量としても妥当であるが，レーダー観測値の同化を行う際にはスケールリングした方がよいと考えられる (4.4 参照)．その他のコントロール変数に対しては，より小さい距離スケールが推定されている．

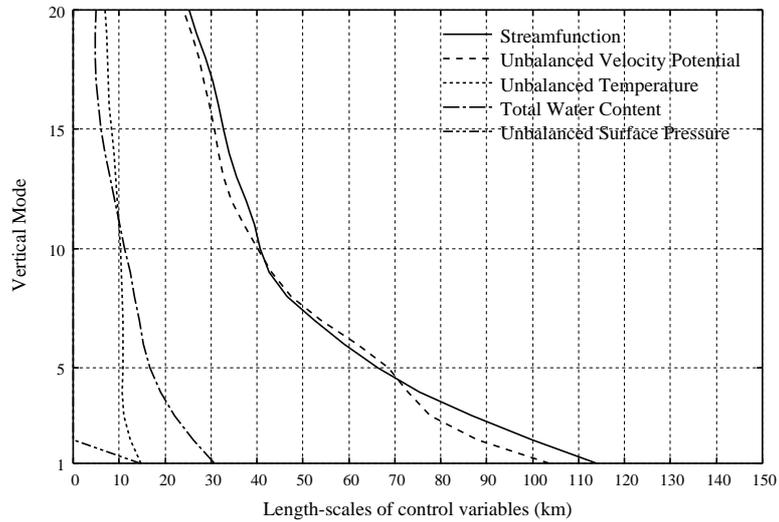


図 3-5 推定された相関距離スケール

以降の同化実験では上記の推定結果を背景誤差共分散情報として用いる．ここで，誤差共分散推定のためのサンプルをより長い期間蓄積した場合 (4.4 参照)，推定される誤差特性がどのように変化するかについて調べてみる．図 3-6 はサンプルの蓄積に関する概念図を示したものである．ここで，15Z を計算初期時刻とした "Truth" ランと 12Z を初期時刻とした "Control" ランをを行い，次の日の 00Z における 2 つのシミュレーションの差を計算する，ということを毎日行う．蓄積日数による回帰係数 (速度ポテンシャル，温度) の推定結果の違いを示したのが図 3-7 である．3 日間程度データを蓄積すれば，推定される鉛直プロファイルの形状が安定する．し

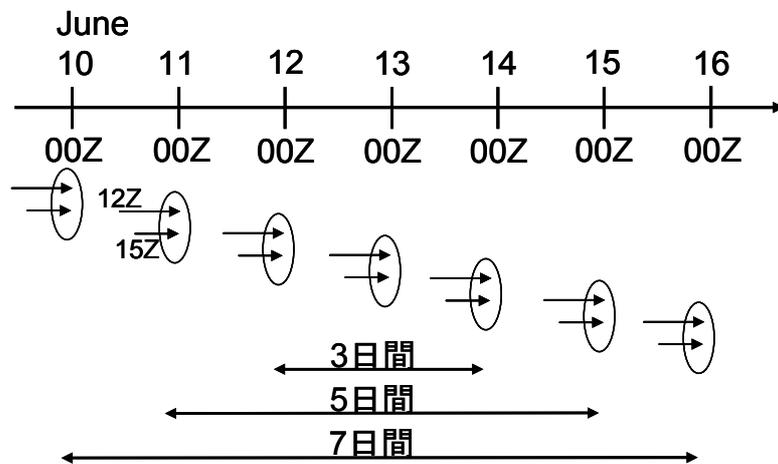


図 3-6 サンプルの蓄積に関する概念図

かし、蓄積するごとにバランス度が小さくなっていくことが把握できる。このバランス度は重要なパラメータで、これが変わると大気場の力学的バランスが変わってしまう。回帰係数は他の統計量と異なりチューニングすることができないため、サンプルの蓄積が個々の降水事例の特性を消し、係数の推定結果に大きく影響を与えると、リトリバルの結果にも直接的に影響することとなる。

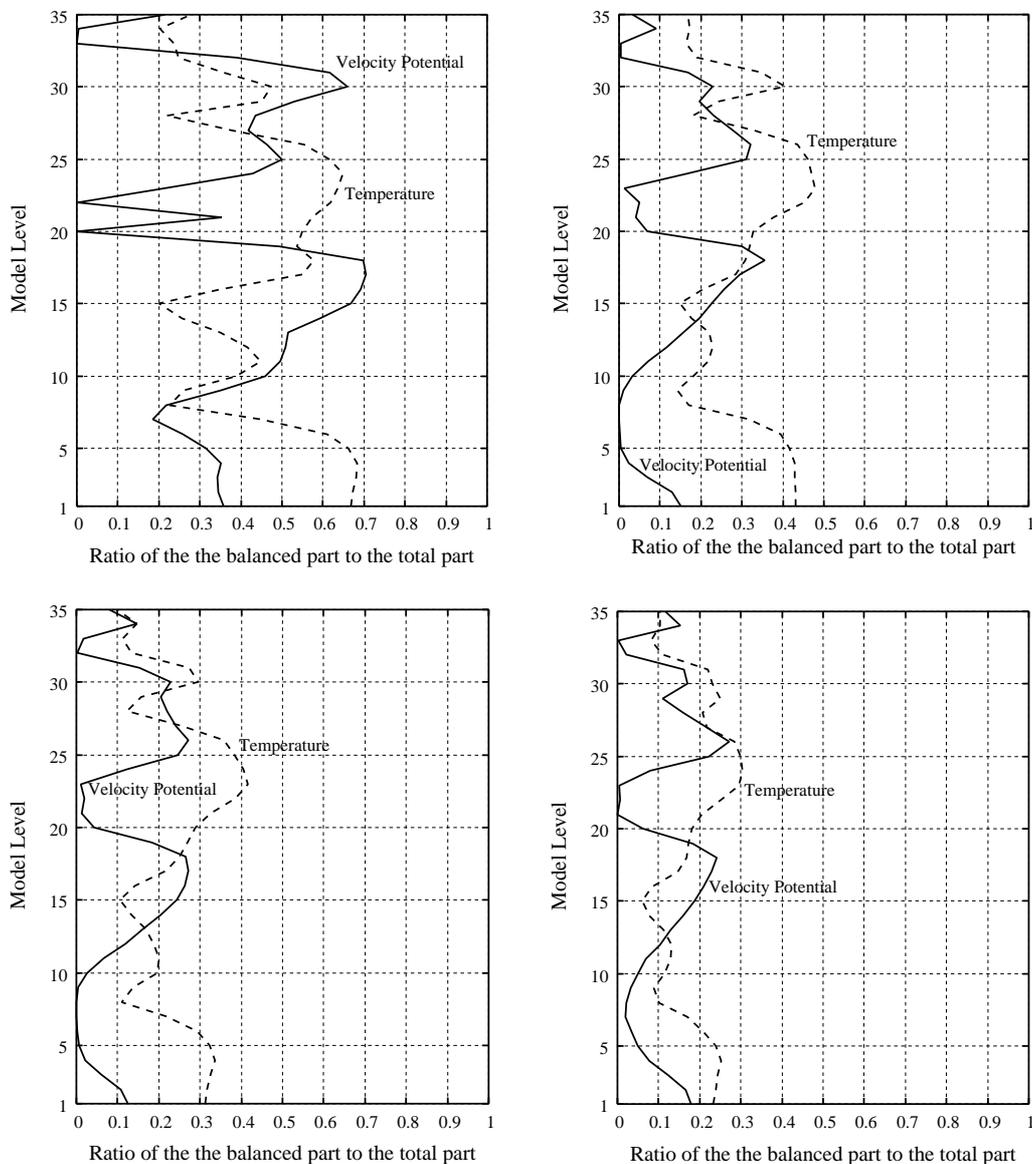


図 3-7 蓄積日数による回帰係数の推定結果の違い（左上：1日間，右上：3日間，左下：5日間，右下：7日間）

図 3-8 に非バランス速度ポテンシャルに対する固有ベクトルの推定結果の違いを示した。固有値の正負の違いでプロファイルが左右逆になっているものもあるが、固有ベクトルの形状は蓄積回数の違いにさほど影響を受けていない。一方、図 3-9 に相関距離スケールに対する結果を示した。総降水粒子混合比以外については、蓄積するごとに大きいスケールが推定される傾向にある。もし、蓄積したサンプルを用いた推定結果を用いる場合、スケーリング係数を若干小さめに設定する必要がある

ことを示唆している。

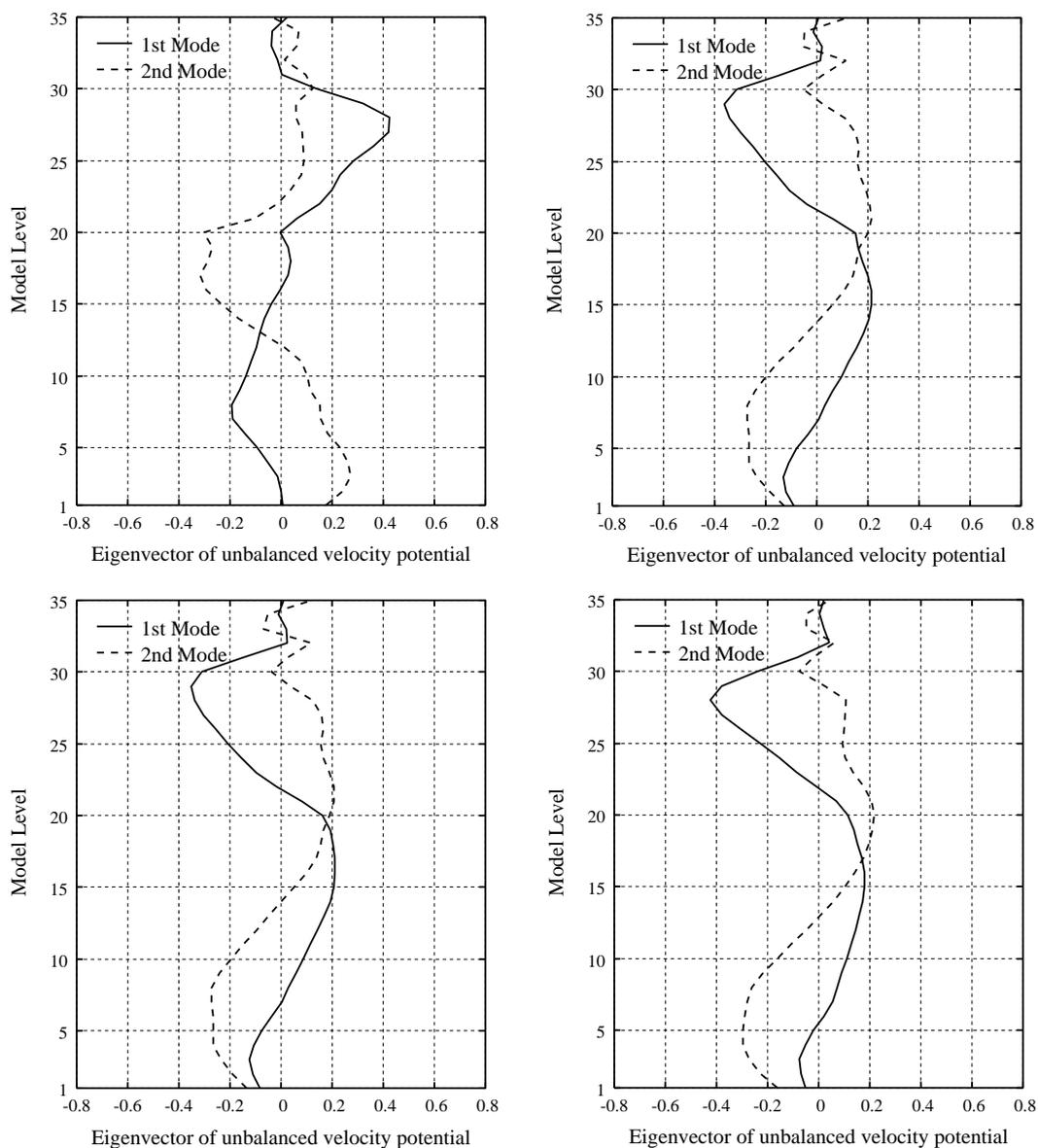


図 3-8 固有ベクトルの推定結果の違い（非バランス速度ポテンシャル，左上：1 日間，右上：3 日間，左下：5 日間，右下：7 日間）

4.6.2 “Truth”，および”Control” ランによる降水予測結果の比較

図 3-10 は ”Truth”，および ”Control” ランにおいてシミュレーションされた 1 時間積算降水量（2002 年 6 月 12 日 21 Z ～ 13 日 01Z）を示したものである。 ”Truth” ランにおいて計算された真の大気場では，対流が 12 日 21Z 頃からドライラインに沿って発生している（実線円部）が， ”Control” ランでは全く見られない。全体的に， ”Control” ランにおける降水の発生・発達 は ”Truth” ランと比較してかなり遅れている。その他の相違点は，点線円で囲まれた領域において， ”Control” ランにおける予測結果では比較的強い対流が発達しているのに対し，真の大気場ではそれが見られないことである。

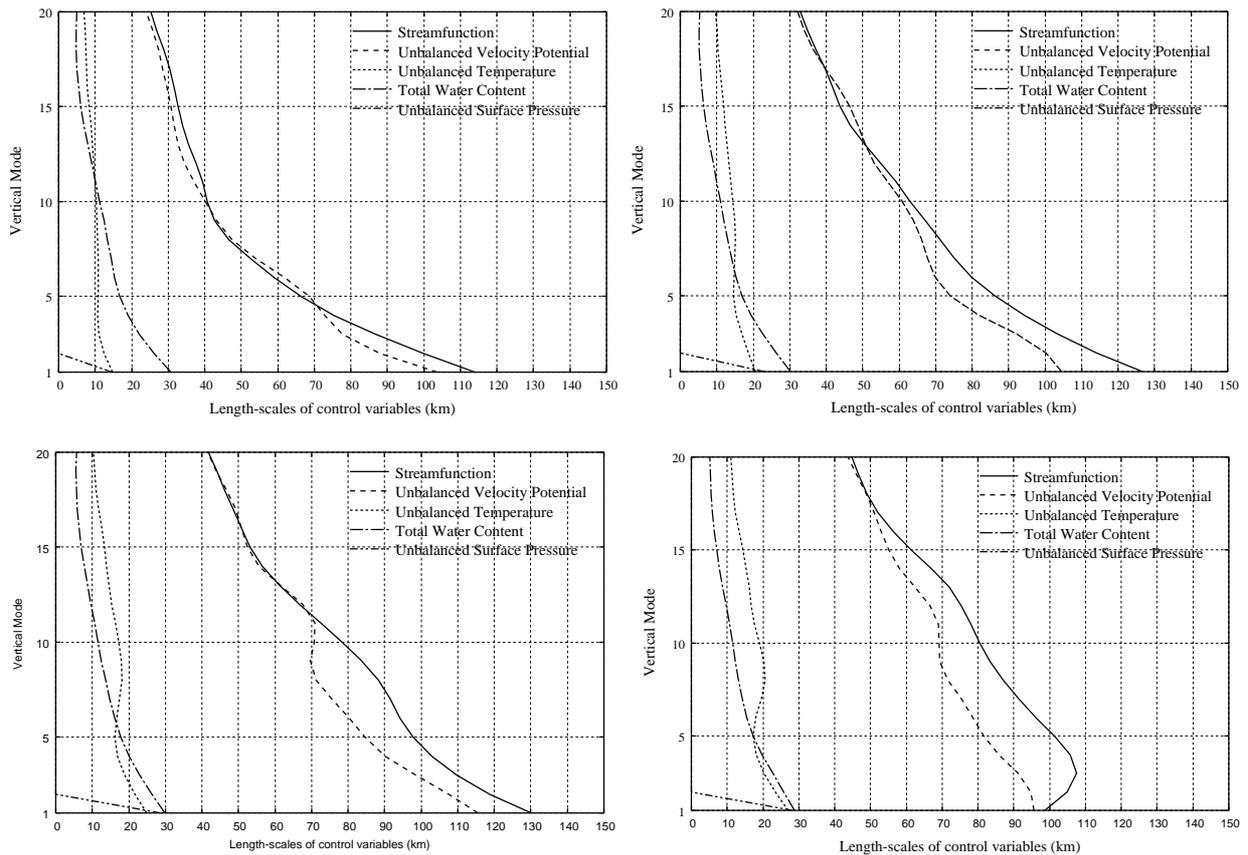


図 3-9 蓄積日数による相関距離スケールの推定結果の違い（左上：1 日間，右上：3 日間，左下：5 日間，右下：7 日間）

13 日 00Z 頃からは，“Truth” ランにおいて，ドライライン上の降水が衰弱し，新たに outflow boundary（Wilson and Roberts (2006)²⁴⁾）に伴う対流が急速に発達している（太線円部）．“Control” ランでは，その頃になってようやくドライライン上の降水が発達し，outflow boundary 付近で対流が発生している．

このような相違は，3 時間という初期計算時刻の違いで生じている．第 2 章にて述べたように，メソ気象モデルは微妙な初期・境界条件の差に非常に敏感に反応して，計算結果に大きな影響を及ぼす．以下，レーダー観測値のデータ同化により“Control” ランの結果がどれだけ“Truth” ランの結果に近づくかということの評価の尺度として，モデル変数のリトリーバル性能や，リトリーバルが短時間降水予測へもたらす波及効果について評価する．

4.6.3 モデル変数のリトリーバル精度（CASE 0）

OSSE では真の大気場の値を用いて算定した観測値が背景場に同化される．したがって，レーダー観測値の同化手法のリトリーバル性能が高い程，真の大気場と背景場との差（以下，O-B；Observation minus Background）の空間構造が精度高く同定される．すなわち，同化後の最適解析場と背景場との差（以下，A-B；Analysis minus Background）が O-B に近くなる程，同化手法のリトリーバル性能が高いことを意味

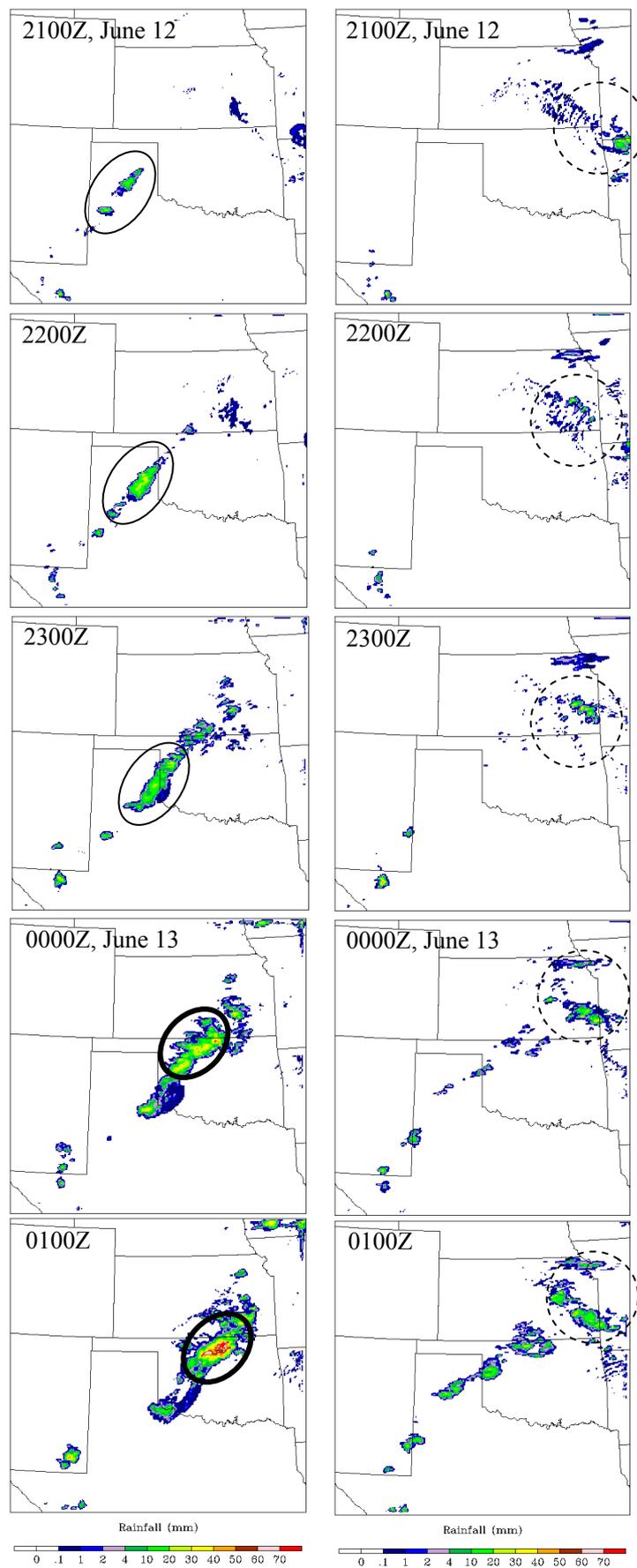


図 3-10 “Truth” ラン（左）と”Control” ラン（右）との間の降水予測結果の違い

する。また、同時に解析場と真の大気場との差(以下、A-O; Analysis minus Observation)における Root Mean Square Error (RMS Error) が O-B における RMS Error よりも小さくなることが期待される。これらの観点から、複数台のドップラーレーダー観測値を同化した際 (CASE 0-1) の風速場、温位、各混合比のリトリーバル精度について評価する。

風速場のリトリーバル

図 3-11 は、風の東西方向成分についての O-B と A-B を複数の水平面 (Level 10, 15) において比較したものである。また、A-O と O-B に関する RMS Error の鉛直プロファイルも合わせて示されている。ここで、4.5 において述べたように、リトリーバルテストでは、降水の有り無しに関わらずそれぞれのレーダーの観測範囲内の全てのモデルグリッドにおいて動径速度が観測されていると仮定している。そのた

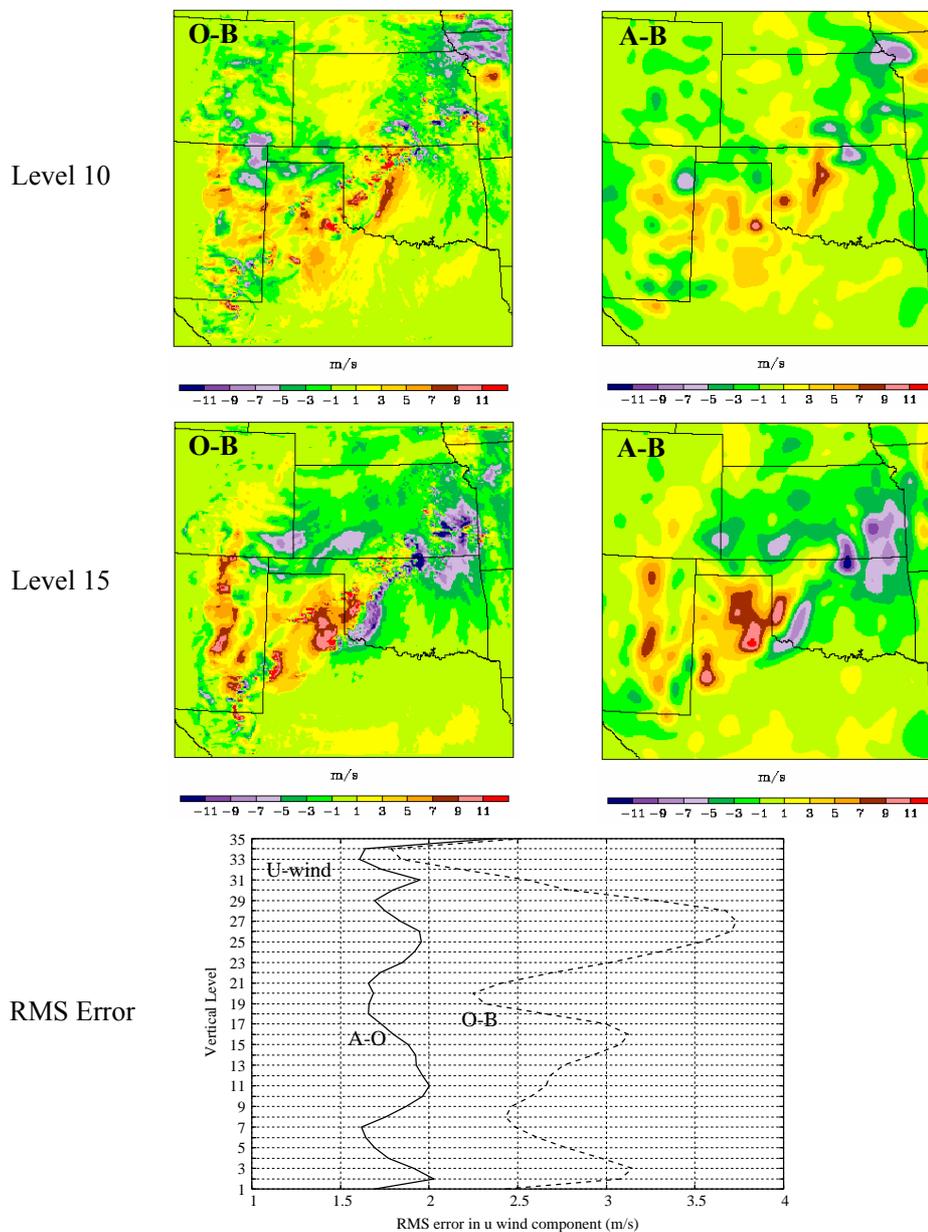


図 3-11 風の東西方向成分のリトリーバル結果

め、A-B の分布から分かるように、計算領域のほぼ全域で修正量が得られている。

RMS Error の鉛直プロファイルからは、同化前の誤差 (O-B) がデータ同化により確実に小さくなっている。また、空間構造において O-B と A-B の分布を比較すれば、O-B の空間構造は同化により適切にリトリーブされていることがわかる。ただし、対流スケールというよりはむしろ、数十 km の水平スケールでのリトリーブが行えている。なお、風の南北方向成分についても東西方向成分と同様の傾向が見られる (図略)。

その傾向は鉛直風速に対するリトリーブ結果 (図 3-12) において顕著に現われている。すなわち、O-B の構造がかなり平滑化されて同定されている。第 2 節や第 3 節にて述べたように、WRF 3-D Var システムにおいて考慮されている物理は静力学的なバランス方程式に基づき、鉛直風速の修正量は水平風速の修正量から静力学的な Richardson 方程式を介して診断的に算定されるため、対流システム内で生じて

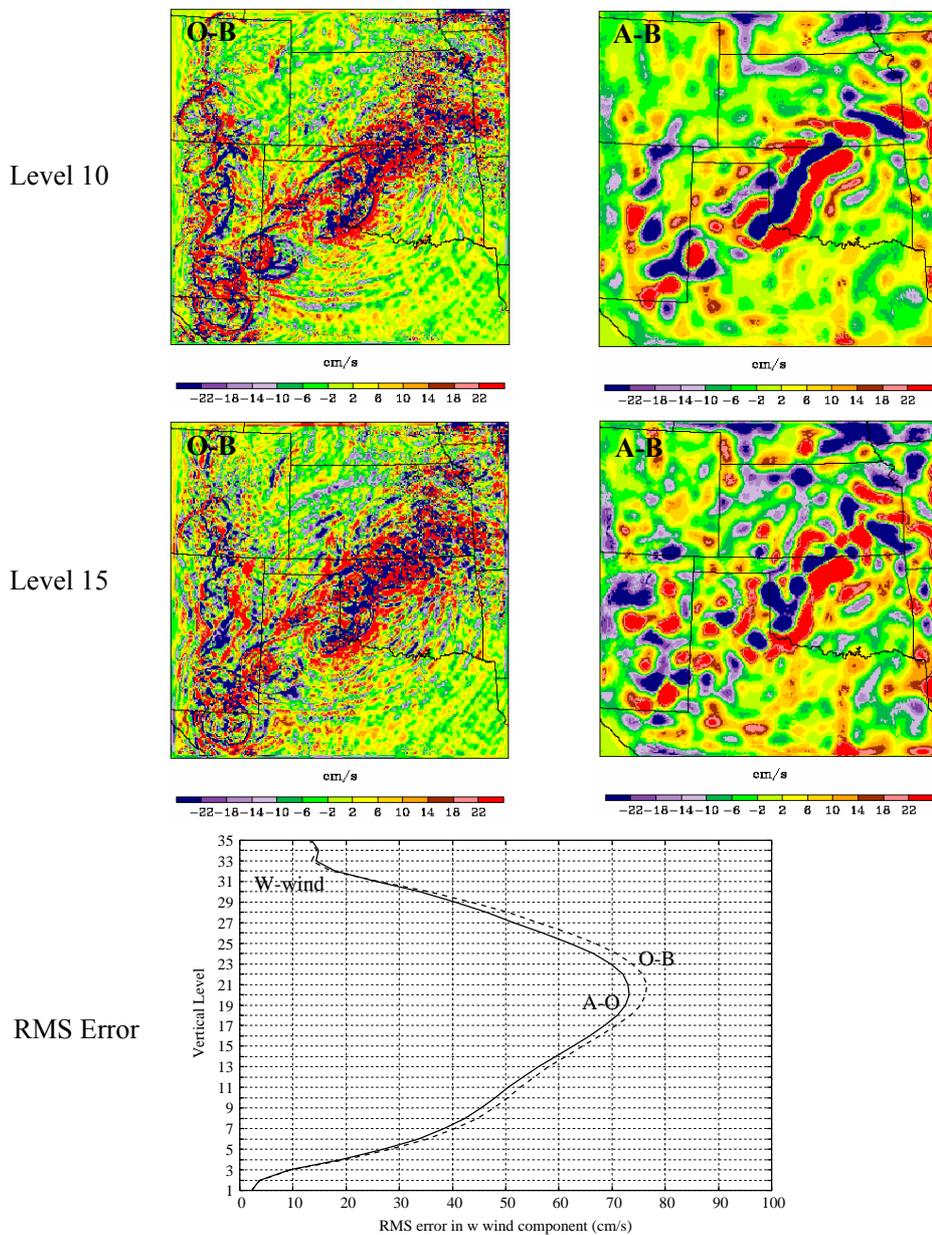


図 3-12 鉛直風速のリトリーブ結果

いる非静力学的な重力波（例えば、O-Bに見られる中心から外へ広がる縞状の模様）を同定するのは手法論の限界を超えている。そのため、RMS Errorのプロファイルでは同化の効果が水平風速場ほどではない。ただし、WRFモデル自体は非静力学モデルであるので、最適解析値を用いた同化後の予測計算において、多少スピニアップに時間を要する可能性はあるが、水平風速場のリトリバルに見合った鉛直風速場がWRFモデルによって作り出されるものと期待できる。

各混合比、および温度場のリトリバル

図 3-13、図 3-14、および図 3-15 はそれぞれ、雨水混合比、水蒸気混合比、および雲水混合比のリトリバル結果を図 3-11 と同じフォーマットにて示したものである。ここで、レーダー反射因子の観測値は 5 dBZ 以上に対応する降水域のみで与えられており、実際に近い観測が想定されていることは確認のために記しておく。

全体的には、全ての種類の混合比に対して改善が見られる。特に、雲解析ルーチンを導入することにより、観測場における降水域（すなわち、"Truth"ランがシミュレーションした降水域（図 3-10 参照））の外部でも修正量が同定されているが、理にかなった修正量となっている。

一方、特に大気下層における水蒸気混合比のリトリバルが難しいということが、O-B と A-B との比較や RMS Error のプロファイルから示唆されている。大気下層において、雲水量と湿度の修正は基本的には行われぬ（LCL+500 m 以上で行われる（3.2.2 参照））ため、水蒸気と関連した他の観測値の同化による修正が望まれる。地上リモートセンシングによるデータとして、GPS（Global Positioning System）可降水量やレーダー屈折率（radar refractivity）が有力な候補であろう。

図 3-16 は温位のリトリバル結果を図 3-11 と同じフォーマットにて示したものである。中層から上層の大気における RMS Error の低減が顕著に見られる。実はこの修正は、レーダー反射因子の同化効果ではなく、動径速度の同化効果である。なぜなら、このような高い高度において雨水が寄与するレーダー反射因子の観測値は存在しないからである。結局、この修正量は、風速場の修正量と力学的にバランスさせるために生じたものであり、誤差を低減することに貢献していることを考えれば、推定した背景誤差共分散情報における回帰係数が適切に推定されていたことを意味する。

また、大気下層においても、レーダー反射因子値の同化による降水域内のリトリバルが適切に行われており、これは導入した微物理モデルの中でも特に蒸発過程のスキームがよく機能していることを示唆している。一方、Level 5 では温位の低下量が過大に同定されている面が見られる。ただし、これは微物理モデルに原因があるというよりもむしろ、この高度では回帰係数の推定精度が若干低かったと結論づけるべきである。なぜなら、図 3-3 の温度に対する回帰係数が下層においてかなり大きめに算定されており、風速場の修正効果が温度場の修正に波及しやすい形になっているからである。

以上のように、本章において展開されたデータ同化手法は、対流スケールというよりもむしろ、数十 km の空間スケールにおけるモデル変数のリトリバルに適切に機能し、同化前の誤差を低減するのに確実に役立っている。WRF 3-D Var におい

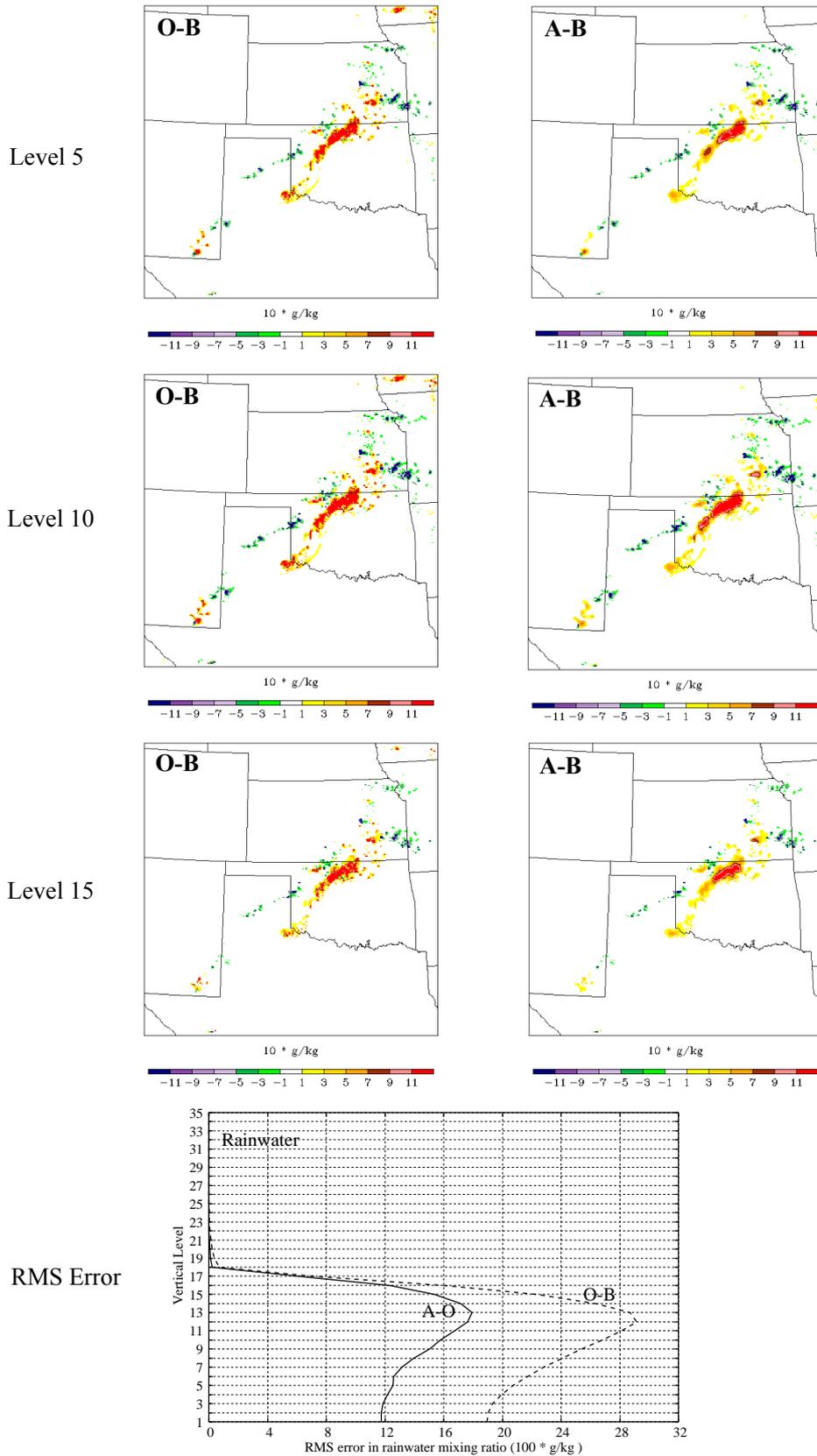


図 3-13 雨水混合比のリトリバル結果

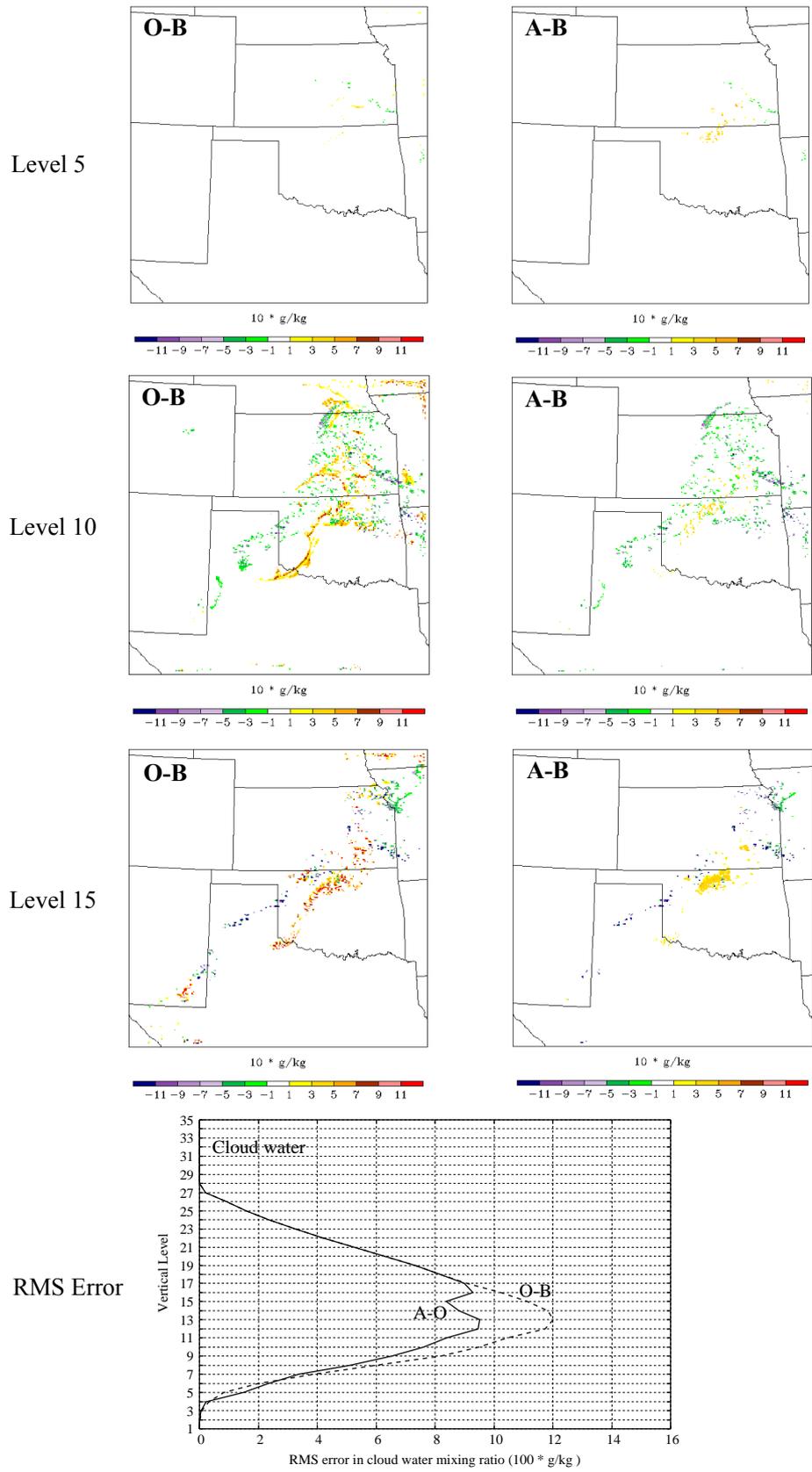


図 3-15 雲水混合比のリトリバル結果

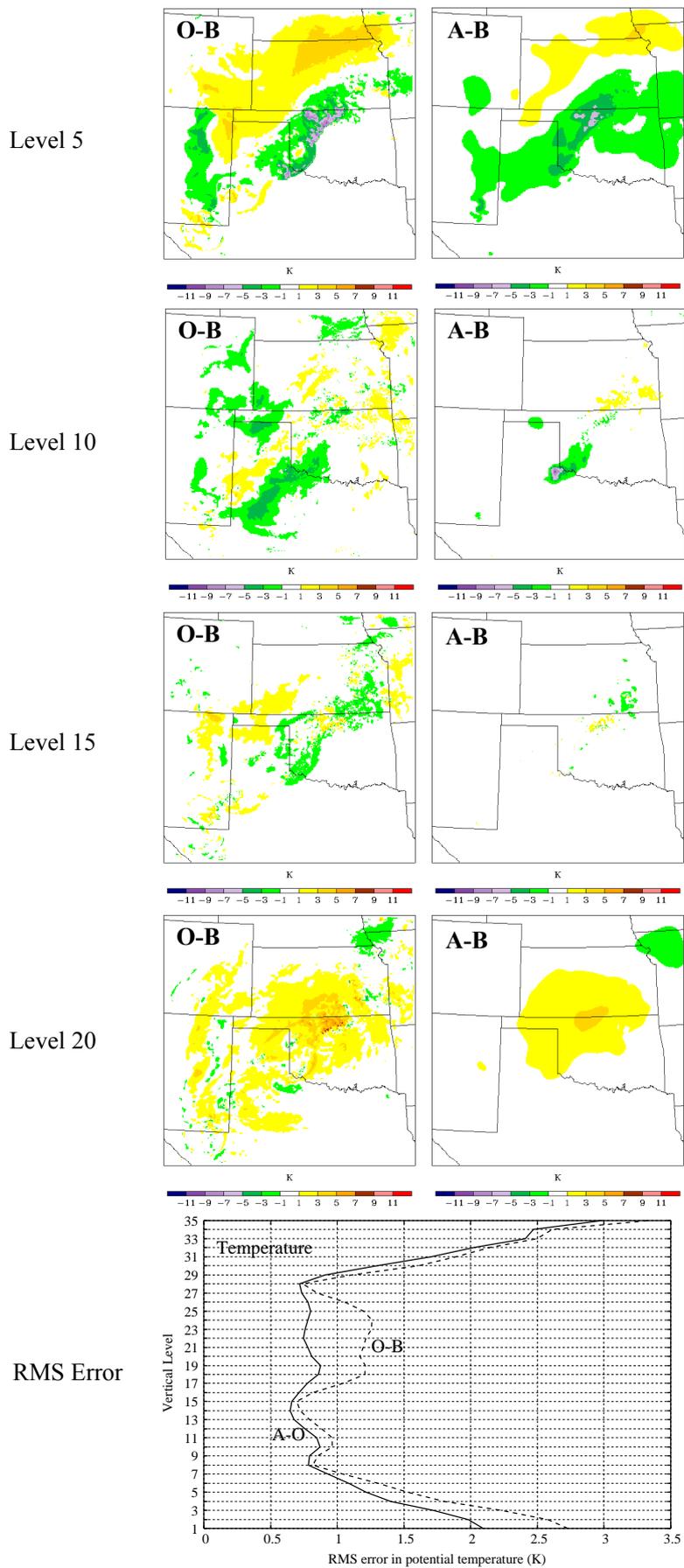


図 3-16 温位のリトリーバル結果

て考慮されている力学・物理を考えれば，理にかなった結果であるといえる．力学面での関心事としては，**large-scale forcing** の修正効果が対流スケールを有する降水予測の精度向上にどれだけつながるかという問題がある．これについては後述の同化実験により明らかにする．

風の動径・接線方向成分のリトリバル

動径速度は風速場の1方向成分にすぎない．もし風がレーダーアンテナの視線方向に対し直角方向（接線方向）に吹けば，観測される動径速度はゼロとなり，風速場の情報を抽出することが難しくなる．したがって，ある空間ポイントにおける風速場を複数台のレーダーから多角的に観測し，得られた観測値をデータ同化に用いた方が，単一レーダーによる観測値を同化する場合に比べて有利であろうということは容易に想像できる．以下において，実際にこれを証明する．

図 3-17 は KVNx レーダーサイトの観測範囲内における風速場を対象に，同化を行わない場合，複数台のレーダー観測値を同化した場合 (CASE 0-1)，単一の (KVNx) レーダーによる観測値を同化した場合 (CASE 0-2) それぞれに対し，風の動径成分のリトリバル結果を比較したものである．真の大気場から逆算定した動径方向の風速を比較の対象としている．風の動径方向成分に対しては，単一のレーダーによる観測値の同化でも十分にリトリバルできていることがわかる．

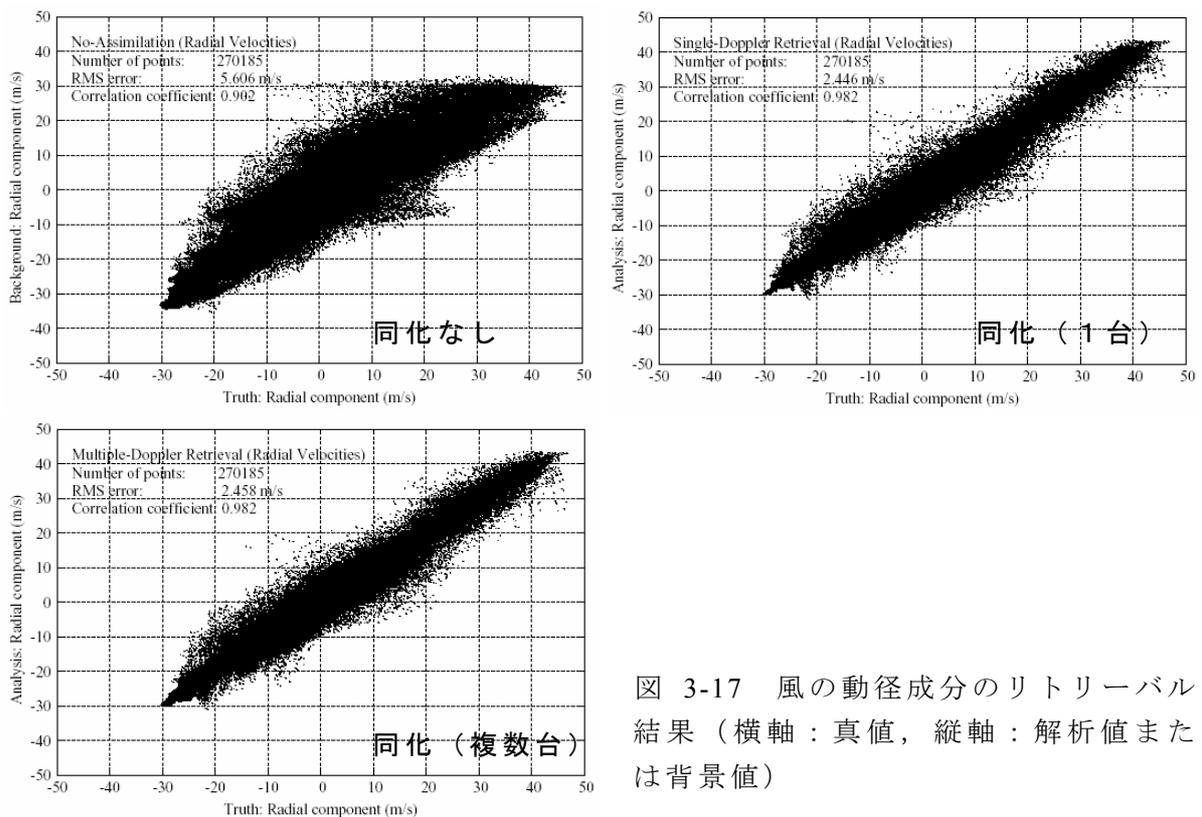


図 3-17 風の動径成分のリトリバル結果（横軸：真値，縦軸：解析値または背景値）

一方，図 3-18 は風の接線方向成分のリトリバル結果を比較したものである．この図から明らかなように，複数台のレーダー観測値を用いる効果は接線方向成分のリトリバル精度に顕著に現われている．逆に，単一のレーダー観測値を同化に用いる場合，接線方向のリトリバルは予想通り難しいことが理解できる．

4次元変分法を基礎としたデータ同化の場合、同化期間（assimilation window）内における動径速度の時間変化を考慮することができるため上述の傾向は若干軽減されるが、基本的にはどのデータ同化手法にとっても、単一レーダー観測値のデータ同化においてこの問題は避けられない。

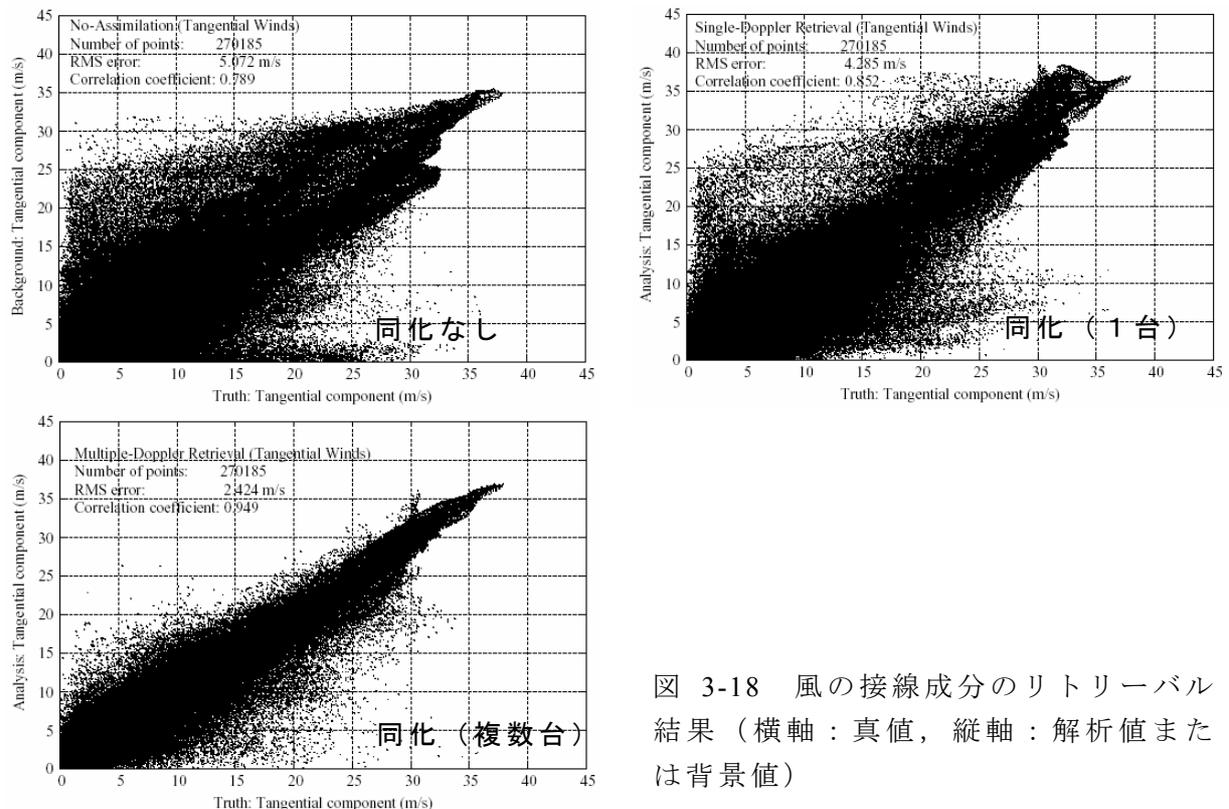


図 3-18 風の接線成分のリトリバル結果（横軸：真値，縦軸：解析値または背景値）

4.6.4 降水予測へのインパクト（CASE 1） —発達過程における同化—

2002年6月13日00Zにおけるデータ同化後に得られた最適解析値を初期値とし、6時間先までの降水予測を行った結果が図3-19に図示されている。CASE 1-1～CASE 1-4の各実験に対する1時間積算降水量の予測分布が、“Truth”ラン、および“Control”ランの結果と共に示されている。

まず、同化対象としている観測値を全て同化したCASE 1-1において、同化による大きな効果が見られる。具体的には、（同化を行わない）“Control”ランでは予測できなかった領域中央部の対流システム（実線円部）が生起され、その後の予測も適切に行えている。さらに“Truth”ランでは見られない誤った降水域（点線円部）の発達を抑えることができている。一方、1時間先予測の結果からは、対流システムを発達させるのに若干時間を要していることがうかがえる。これは、鉛直風速のリトリバルの精度が水平風速の場合ほど高くないため、同化後のWRFモデルによる予測計算の中でWRFモデルが水平風速のリトリバル結果に見合った鉛直風速を形成するのに時間を要したからであると考えられる。ただし、この問題は2時間先予測では完全に解消されている。

いずれにせよ、この予測結果は、4.6.3において明らかにされたモデル変数のリトリバルに対する同化手法の効果が対流スケールを有する降水予測の精度向上に波及するという重要な点を示唆している。

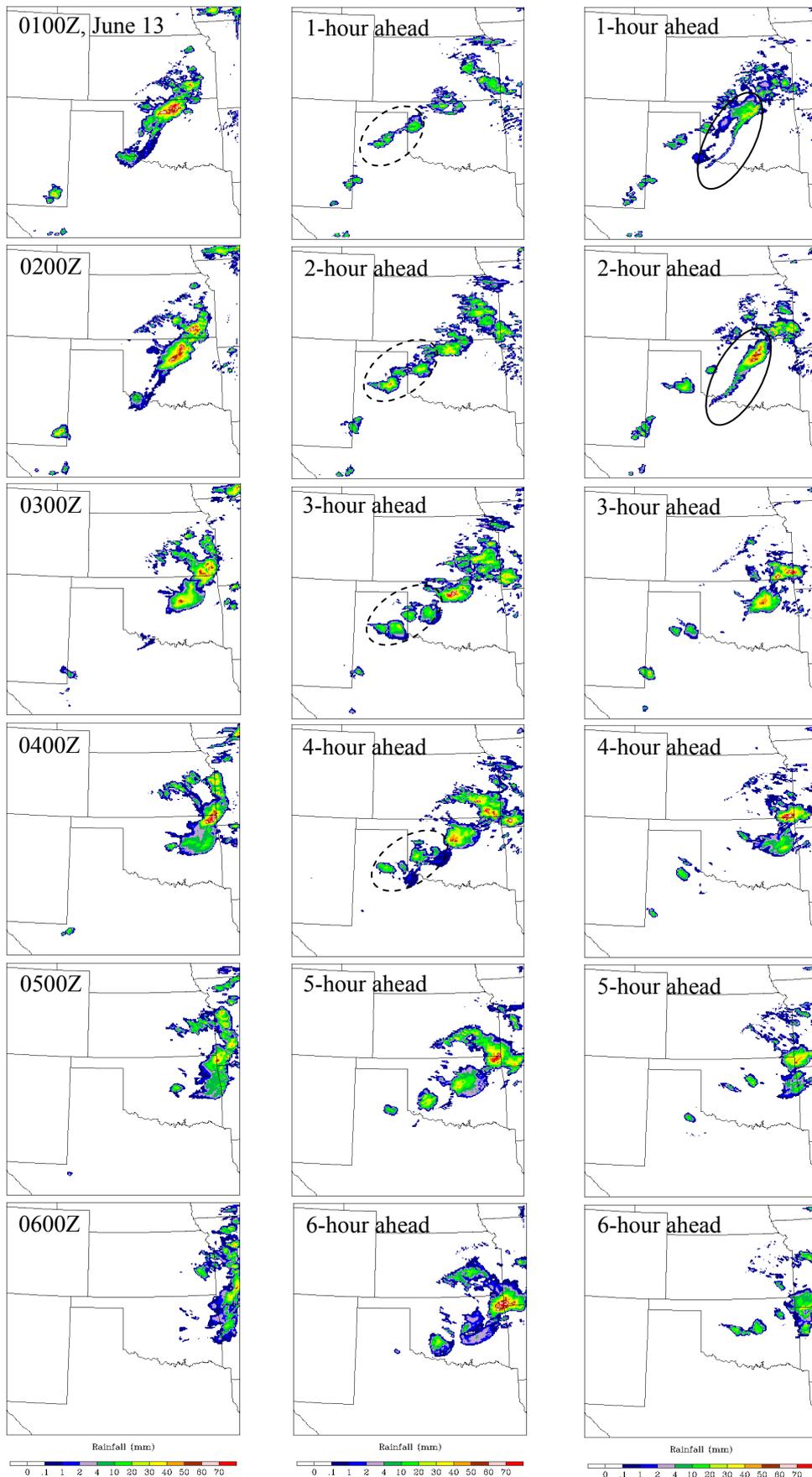


図 3-19 1 時間降水量分布 (左 : 真値, 中 : 同化なし, 右 : CASE 1-1)

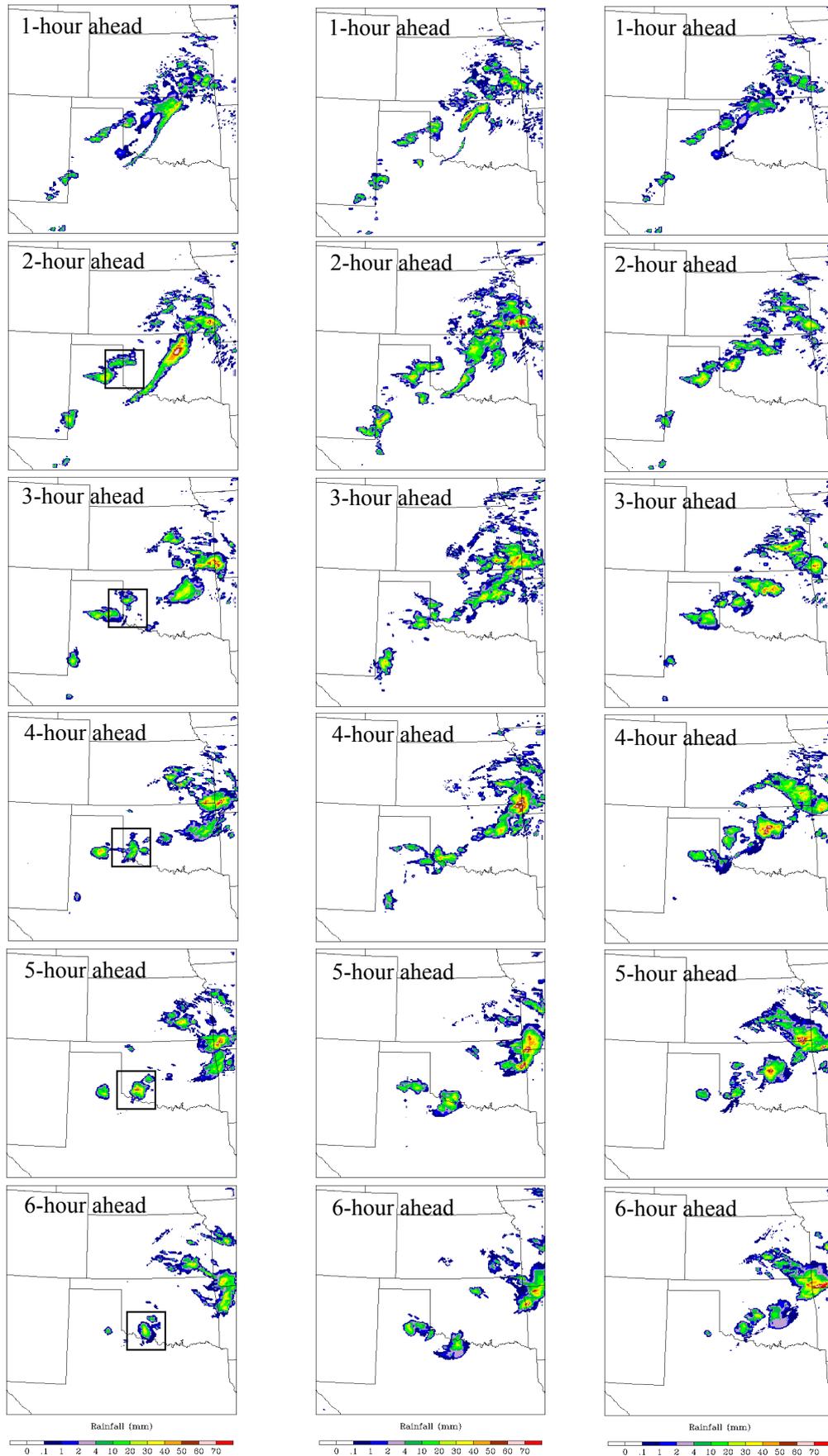


図 3-19 1 時間降水量分布 (左 : CASE 1-2, 中 : CASE 1-3, 右 : CASE 1-4) (続き)

次に、CASE 1-2 では、大気下層の晴天エコーによる動径速度値を同化していないため、下層風速場のリトリーバル精度が相対的に落ちていると考えられる。この影響は、オクラホマ州南西端部周辺（実線矩形部）における降水の予測において見ることができる。定性的には、CASE 1-1 よりも全体的に予測精度が落ちており、大気下層の風速場を正確にリトリーバルすることの重要性を理解することができる。これについては、後述の CASE 2 における実験結果から再度確認する。

CASE 1-3 は動径速度のみを同化する実験である。ただし、晴天エコーに伴う動径速度は同化されていない。そこで、CASE 1-2 による結果と比較すれば、確かに降水予測の精度向上へのインパクトは小さくなっているが、着目している領域中央部の対流システムの予測については、一定の改善が6時間先まで示唆されている。一方、CASE 1-4 ではレーダー反射因子のみが同化されているが、データ同化の効果が1時間程度しか持続しないという点で他のケースとは異なる傾向を示している。

これらの結果から、2種類あるレーダー観測値のうち、第一に動径速度の同化による風速場のリトリーバルが重要であることがわかる。また、付加的にレーダー反射因子を同化し、温度と各混合比のリトリーバルを行うと、定量性がさらに向上することが明らかとなった。

図 3-20 は1時間積算降水量の予測に対するスコア（RMS Error, スレットスコア（Threat Score）（閾値, 1mm/hr, 10 mm/hr））を示したものである。レーダー反射因子のみを同化する CASE 1-4 を除けば、6時間先まで同化の効果が見られ、晴天エコーに伴う動径速度を含めた全てのデータを同化した CASE 1-1 が最も高い改善効果を示している。また、2時間先、ならびに5時間先予測において降水量を閾数

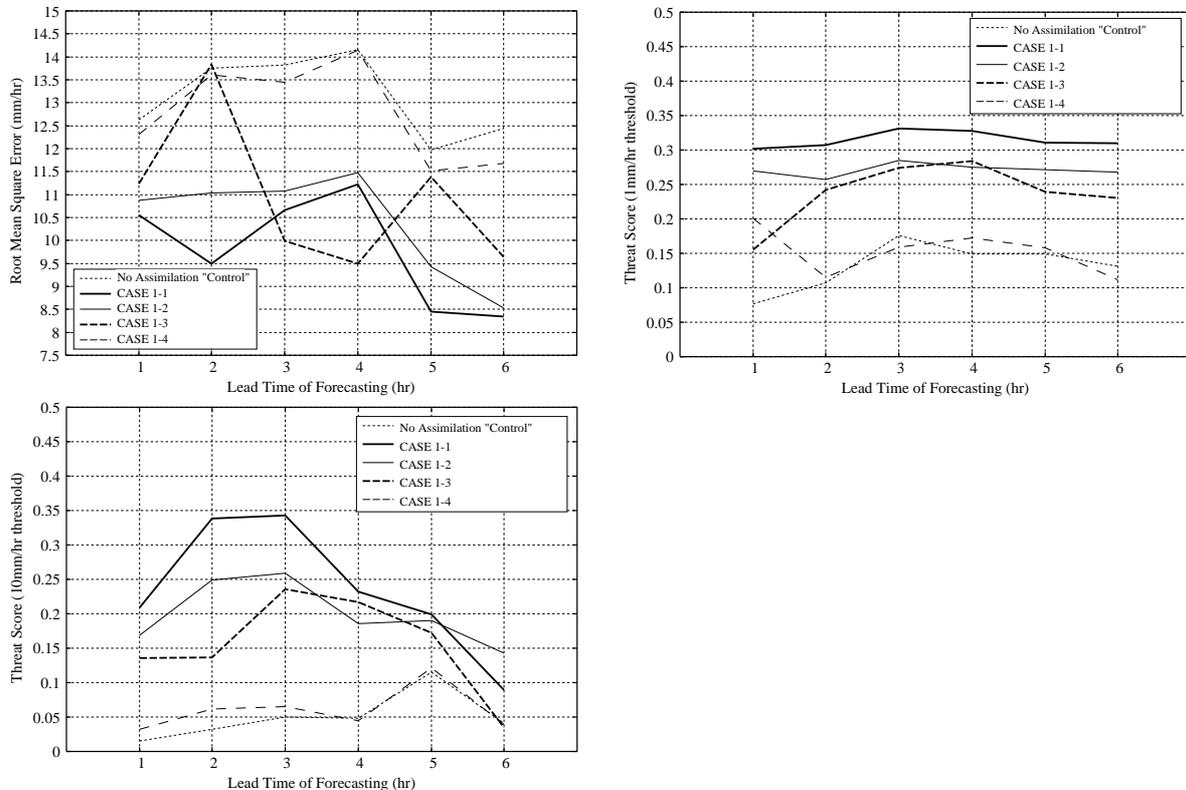


図 3-20 降水予測精度の時系列（左上：RMS Error, 右上：スレットスコア（1 mm/hr 閾値）, 左下：スレットスコア（10 mm/hr 閾値））

としたスレットスコアを図 3-21 に示した．レーダー反射因子値を動径速度に追加して同化すると，特に強い降水域の予測に対する精度の向上が見られる．

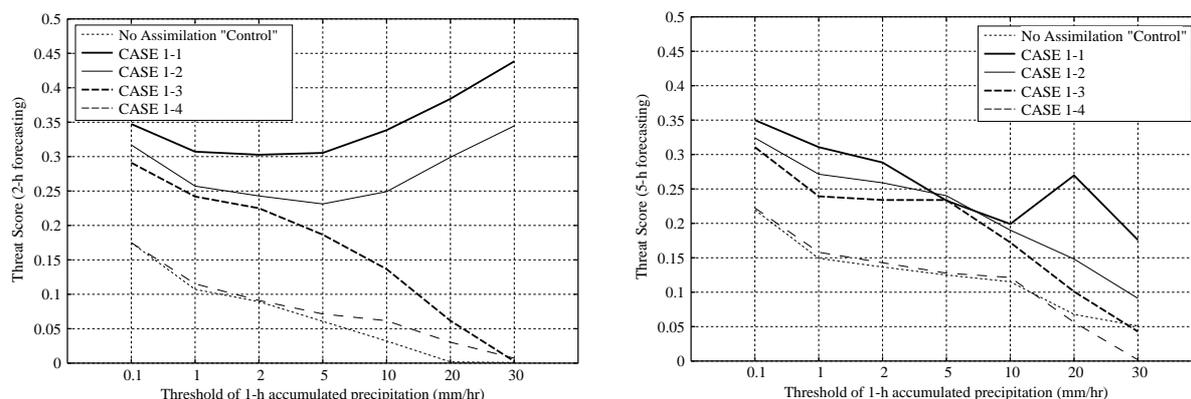


図 3-21 1 時間降水予測のスレットスコア (左：2 時間先予測，右：5 時間先予測)

4.6.5 降水予測へのインパクト (CASE 2) —発生直後における同化—

CASE 2 における 2 つの同化実験の結果を図 3-22 に，その時のスレットスコアを図 3-23 に示した．この 2 つの実験結果の違いは，晴天エコーに伴う動径速度を同化するか (CASE 2-1) しないか (CASE 2-2) という点にある．両実験において，レーダー反射因子値は同化されている．”Control” ランによる結果と比較すれば，両実験とも同化後 6 時間先までの降水予測が向上している．特に，1～3 時間先予測に見られるドライライン上の対流システムの立ち上がり (実線円部) に大きな効果を見出すことができる．定量的なスコアからは，晴天エコーに伴う動径速度値を同化する方が若干のアドバンテージを有していることがわかる．これらの結果は，4.6.4 においても触れたように，下層風速場のリトリーブの重要性を示唆することとして興味深い．

4.7 議論

4.7.1 誤差共分散情報が結果に及ぼす影響についての考察

3-D Var を基礎としたデータ同化手法にとって，誤差共分散情報の精度はリトリーブ精度を大きく左右するものと考えられる．ここでは，その情報の違いがリトリーブ精度，ならびに降水予測結果にもたらす影響について議論する．

4.4 にて示した方針に基づいて推定された誤差共分散情報に対し，もう 1 つの情報を NMC 法 (Parrish and Derber (1992)⁵⁾) によって推定する．ここでは，00Z における 24 時間先予測と 12 時間先予測の差⁵を 1 週間分 (6 月 7 日～13 日 00Z) 計算・蓄積し，WRF 3-D Var システムに必要な背景誤差共分散情報に関する 3 つの領域平均的な統計量 (以下，”NMC”) を推定した．その上で，分散量と相関距離スケ

⁵ 各国の気象センターにおける全球 3-D Var では，日変化の影響が出ないように，48 時間先予測と 24 時間先予測の差をとることが一般的である．ここでは，計算領域がそれほど広くないため，48 時間先予測を行うと境界条件の影響を大きく受けてしまう．そこで，24 時間先予測と 12 時間先予測の差を計算した．

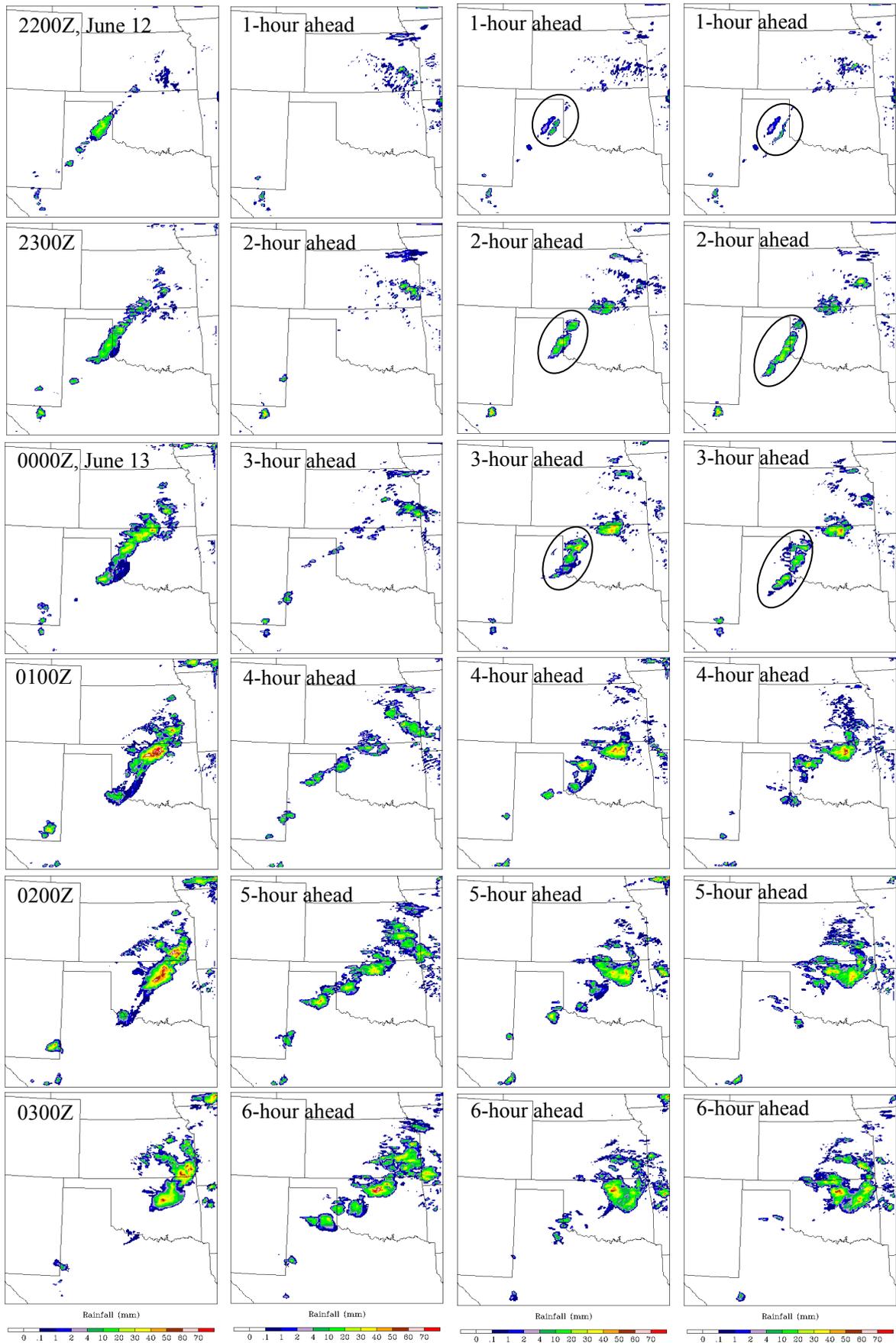


図 3-22 1 時間降水量分布 (左から, 真値, 同化なし, CASE 2-1, CASE 2-2)

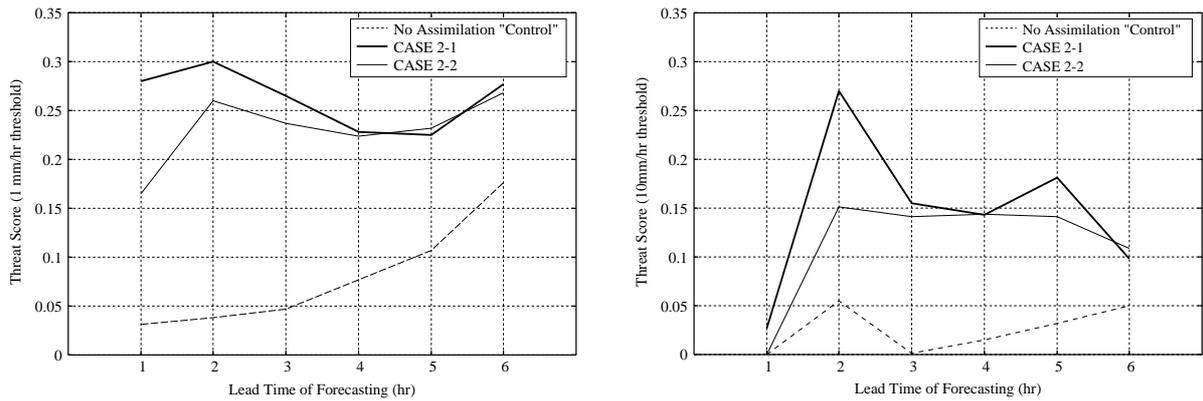


図 3-23 1 時間降水予測のスレットスコア（左：1 mm/hr 閾値，右：10 mm/hr 閾値）

ールを再チューニングして WRF 3-D Var システムに適用する。本章における OSSE では、真の大気場と背景場が定義されているので、この2つの場の差を統計解析して得られた 4.4 による背景誤差共分散情報（以下，“Original”）の方が高い精度を有すると考えられる。

そこで、4.5 における CASE 0-1 と同様のリトリーバルテストを行った。風の東西方向成分、および温位のリトリーバル結果を示したのが図 3-24 である。A-O（Analysis minus Observation）における RMS Error をプロットしている。風速成分に関しては、NMC 法ベースの誤差共分散情報を用いたとしても、再チューニングすることによって “Original” の場合に近い性能が得られている。一方、温位に関しては “Original” の誤差共分散情報の方が精度の高いリトリーバル結果につながっている。4.6.1 において指摘したように、回帰係数をチューニングすることができないため、推定のためのサンプルを蓄積した影響が NMC 法ベースの誤差共分散情報を用いた際のリトリーバル精度の低下として現われたものである。

NMC 法ベースの背景誤差共分散情報を用いて CASE 1-1 と同様の同化実験を行い、CASE 1-1 の結果と比較したのが図 3-25 である。6 時間先までのスレットスコアが図示されている。特に、3 時間先以降の予測において、NMC 法ベースの背景誤差共分散情報を用いた場合の精度が低い。これは、温度のリトリーバルの精度が低下したことに起因する。

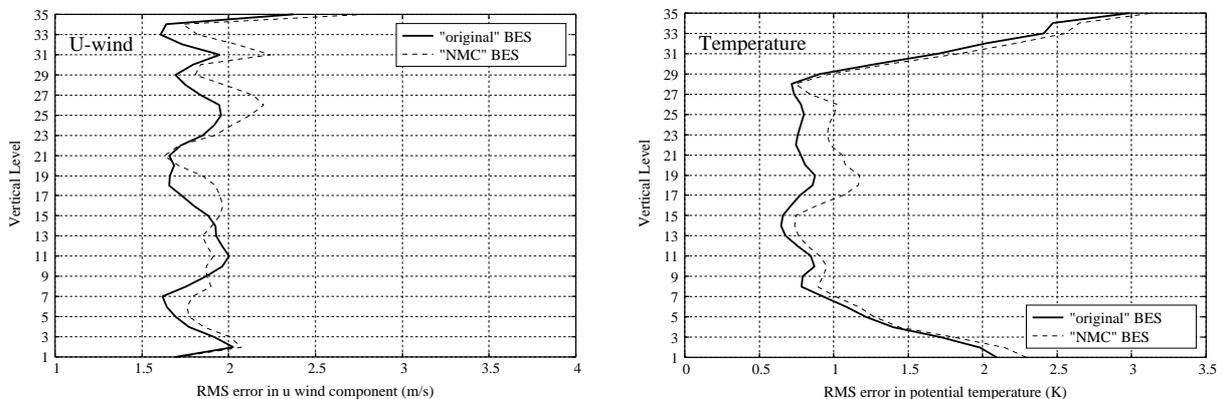


図 3-24 リトリーバル結果の比較（左：風の東西方向成分，右：温位）

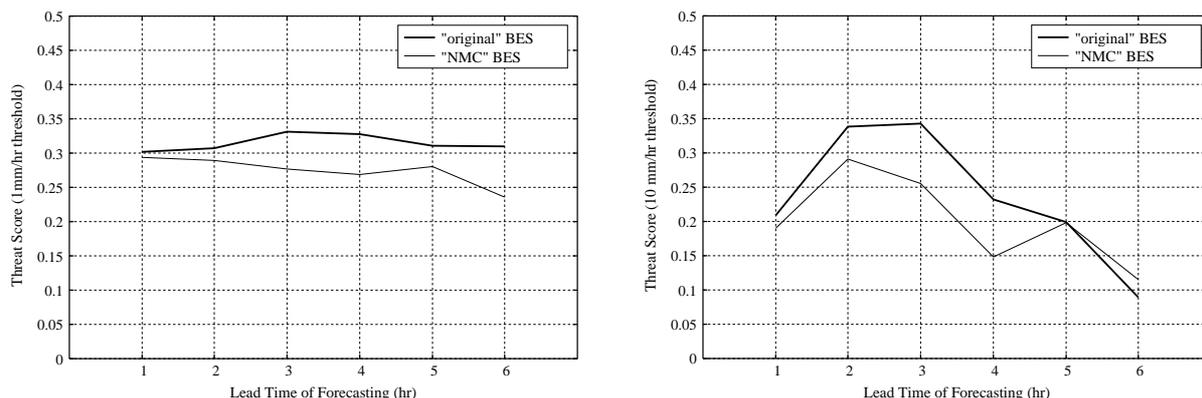


図 3-25 1 時間降水予測のスレットスコア (左 : 1 mm/hr 閾値, 右 : 10 mm/hr 閾値)

4.7.2 雲解析ルーチンの導入効果

レーダー反射因子値の同化の際に導入した雲解析ルーチンの効果について調べる。図 3-26 は、雲解析ルーチンを用いずに CASE 1-1 と同様の同化実験を行った際の降水予測結果を示したものである。ドライラインや outflow boundary 周辺の降水域(円部)に対する予測において、特に 2 時間先、ならびに 3 時間先予測の結果に導入効果が見られる。図 3-27 はスレットスコアの比較を行ったものであるが、導入の効果は 3 ~ 4 時間先予測までに見られる。「3-D Var によるレーダー反射因子値の同化が機能するべく、モデル変数の最小限の修正を行う」という雲解析ルーチンの趣旨を考えれば、この効果は十分なものであると考えられる。

第 5 節 結語

メソ気象モデルである WRF モデルの 3 次元変分法に基づくデータ同化システム WRF 3-D Var を基礎として、ドップラーレーダー観測値のデータ同化手法を展開した。本同化手法の特徴は、複数台のレーダーによる観測値を扱うことができ、動径速度値のみならず、レーダー反射因子値の同化を行える点にある。

本手法の性能は、シミュレーションデータを用いた Observing System Simulation Experiment (OSSE) を通じて、モデル変数のリトリーバル精度とそれに伴う短時間降水予測へのインパクトという点において定量的に評価された。その結果、対流スケールより大きな数十 km の水平スケールにおけるリトリーバルが本同化手法により適切に行われていることが明らかとなった。3-D Var システムにおいて考慮されている力学が静力学的平衡とバランス方程式によるものであることを考えれば、これは理にかなった結果である。また、レーダー反射因子値を同化するために導入した雲解析ルーチンもリトリーバル精度を改善することに役立っていた。

一方、モデル変数のリトリーバルの効果は、対流スケールを有した降水システムに対する 6 時間先までの予測精度を改善することにつながっていた。これは、3-D Var を基礎としたリトリーバルが対流スケールよりも大きいスケールの現象に対するものであったとしても、スケール階層構造を通して対流スケールの現象をある程度コントロールすることにつながることを示唆するものである。ただし、レーダー反射因子のみを同化する場合は例外であり、同化効果は精度の低い風速場によって 1 時

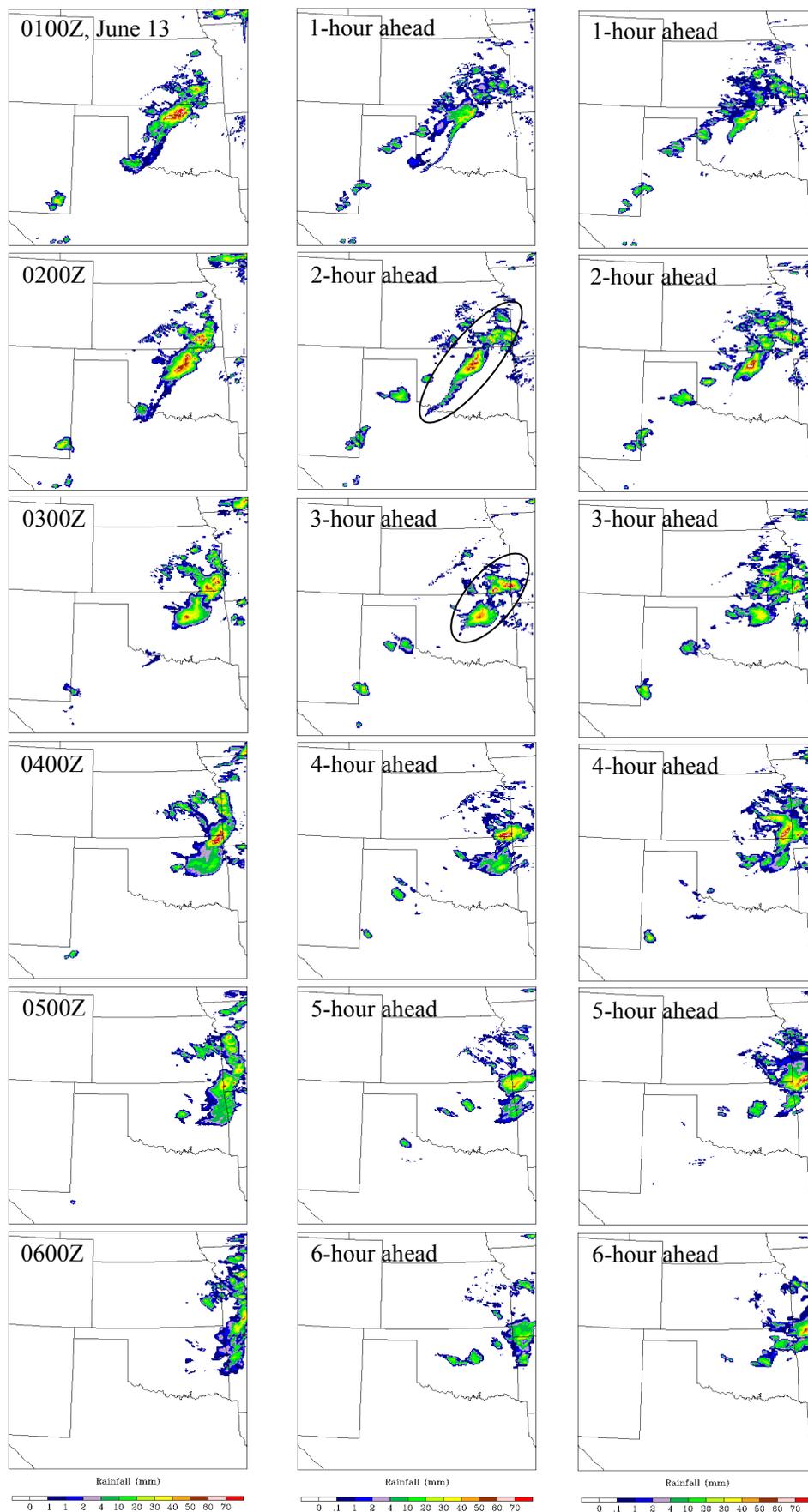


図 3-26 1 時間降水量分布 (左 : 真値, 中 : 雲解析あり, 右 : 雲解析なし)

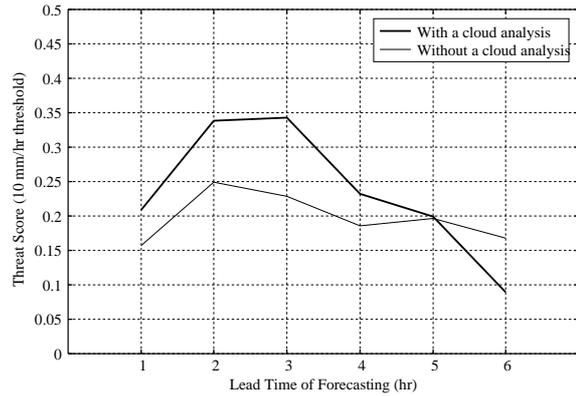
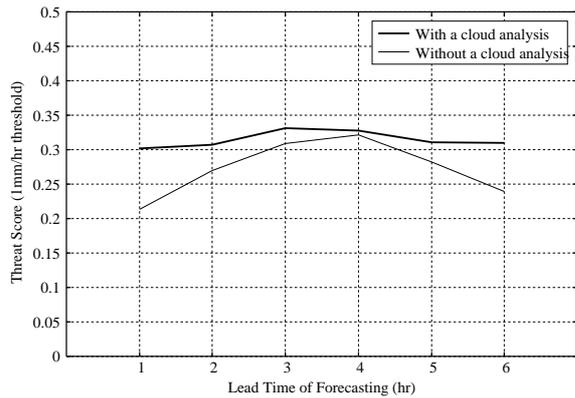


図 3-27 1 時間降水予測のスレットスコア (左 : 1 mm/hr 閾値, 右 : 10 mm/hr 閾値)

間程度先以降は消えてしまう傾向にある。すなわち、動径速度値の同化による風速場の精度向上が、対流活動を誘発させる、あるいは駆動させる上で第一に必要であり、レーダー反射因子を付加的に同化すると定量性がさらに向上する。

また、動径速度のデータ同化に関して興味深い知見が 2 点得られた。1 つは、レーダーアンテナから見た風の動径、ならびに接線方向成分のリトリバル結果から、複数台のレーダーによるデータを用いる方が 1 台の場合よりも有利であることを明らかにしたことである。すなわち、1 台のレーダー観測値を用いた場合、風の接線方向成分が基本的には修正できない。もう 1 つは、大気下層の晴天エコーに伴って得られる動径速度を同化に利用した時の効果を示したことである。これは、大気下層における風速場が降水システムのライフサイクルに影響を及ぼしていることと関連している。

最後に、今後解決しなければならない課題を 3 つ挙げる。まず、特に下層の水蒸気場のリトリバルが困難である問題に対して、より水蒸気と密接につながる GPS データのような観測値を同時に同化することが望まれる。次に、暖かい雨を仮定した微物理モデルを氷や雪を考慮できる冷たい雨に対するモデルへ拡張しなければならない。これは本章で開発した手法を 4 次元同化システムへ導入する際に絶対的な課題となる。3 つ目の課題は、モデルの背景誤差共分散情報に関する課題である。誤差分散の感度実験により、3-D Var システムの性能が誤差分散の推定精度の影響を受けやすいことを示した。本章では、領域平均的な統計量を推定したが、本来、対流が発達している領域とそうでない領域とでは誤差構造の特性は異なるはずである。それゆえ、大気の流れ場に沿った誤差構造を推定できるようにしなければならないが、その推定が最も得意なアンサンブルカルマンフィルターとの融合がこの時点で検討されるのかもしれない。

以上のような結果は、シミュレーションデータを用いた OSSE により初めて定量的に把握された。次章では、実際のレーダー観測値を用いた同化を通して、本手法の適用性に関する検討を行う。

参考文献

- 1) Barker, D. M., W. Huang, Y.-R. Guo, and A. Bourgeois, 2003: A Three-dimensional

- variational (3DVAR) data assimilation system for use with MM5. *NCAR Tech. Note*, NCAR/TN-453+STR, 68 pp.
- 2) Barker, D. M., W. Huang, Y.-R. Guo, A. J. Bourgeois, and Q. N. Xiao, 2004: A three-dimensional variational data assimilation system for MM5: Implementation and initial results. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 897-914.
 - 3) Coutier, P., J.-N. Thépaut, and A. Hollingsworth, 1994: A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 120, 1367-1387.
 - 4) Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367-374.
 - 5) Gal-Chen, T., 1978: A method for the initialization of the anelastic equations: Implications for matching models with observations. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 587-606.
 - 6) Hane, C. E., and B. C. Scott, 1978: Temperature and pressure perturbations within convective clouds derived from detailed air motion information: Preliminary testing. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 654-661.
 - 7) Hane, C. E., R. B. Wilhelmson, and T. Gal-Chen, 1981: Retrieval of thermodynamic variables within deep convective clouds: Experiments in three dimensions. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 564-576.
 - 8) Hauser, D., and P. Amayenc, 1986: Retrieval of cloud water and water vapor contents from Doppler radar data in a tropical squall line. *J. Atmos. Sci.*, 43, 823-838.
 - 9) Hayden, C. M., and R. J. Purser, 1995: Recursive filter objective analysis of meteorological fields: Applications to NESDIS operational processing. *J. Appl. Meteor.*, 34, 3-15.
 - 10) Ingleby, N. B., 2001: The statistical structure of forecast errors and its representation in The Met. Office Global 3-D Variational Data Assimilation Scheme. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 209-231.
 - 11) Kessler, E., 1969: *On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. Meteorol. Monogr.*, 32, 84 pp.
 - 12) Laroche, S., and I. Zawadzki, 1994: A variational analysis method for the retrieval of three-dimensional wind field from single-Doppler data. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2664-2682.
 - 13) Lorenc, A. C., S. P. Ballard, R. S. Bell, N. B. Ingleby, P. L. F. Andrews, D. M. Barker, J. R. Bray, A. M. Clayton, T. Dalby, D. Li, T. J. Payne, and F. W. Saunders, 2000: The Met. Office global three-dimensional variational data assimilation scheme. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 2991-3012.
 - 14) Miller, M. J., and R. P. Pearce, 1974: A three-dimensional primitive equation model of cumulonimbus convection. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 100, 133-154.
 - 15) Parrish, D. F., and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Center's Spectral Statistical Interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1747-1763.
 - 16) Qiu, C. J., and Q. Xu, 1992: A simple adjoint method of wind analysis for single-Doppler data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 9, 588-598.
 - 17) Richardson, L. F., 1922: *Weather Prediction by Numerical Process*. Cambridge

University Press, London, 236 pp.

- 18) Roux, F., 1985: Retrieval of thermodynamic fields from multiple-Doppler radar data using the equations of motion and the thermodynamic equation. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 2142-2157.
- 19) Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers, 2005: A description of the advanced research WRF version 2. *NCAR Tech. Note*, NCAR/TN-468+STR, 88 pp.
- 20) Sugimoto, S., N. A. Crook, J. Sun, D. M. Barker, and Q. Xiao, 2005: Assimilation of multiple-Doppler radar data with WRF-3DVAR system: Preliminary results in observing system simulation experiments. *32nd Conf. on Radar Meteorol.*, CD-ROM, JP1J.17.
- 21) Sun, J., and N. A. Crook, 1997: Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. *J. Atmos. Sci.*, 54, 1642-1661.
- 22) Tuttle, J. D., and G. B. Foote, 1990: Determination of the boundary layer airflow from a single Doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 7, 218-232.
- 23) White, A. A., 2002: A view of the equations of meteorological dynamics and various approximations. I: Analytical Methods and Numerical Models. *Large-Scale Atmosphere-Ocean Dynamics*, J. Norbury and I. Roulstone Eds. Cambridge University Press, 400 pp.
- 24) Wilson, J. W., and R. D. Roberts, 2006: Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 23-47.
- 25) Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, E. Lim, Y.-R. Guo, and D. M. Barker, 2005: Assimilation of Doppler radar observations with a regional 3DVAR system: Impact of Doppler velocities on forecasts of a heavy rainfall case. *J. Appl. Meteor.*, 44, 768-788.
- 26) Ziegler, C. L., 1985: Retrieval of thermal and microphysical variables in observed convective storms. Part I: Model development and preliminary testing. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1487-1509.
- 27) Ziegler, C. L., 1988: Retrieval of thermal and microphysical variables in observed convective storms. Part II: Sensitivity of cloud processes to variation of the microphysical parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1072-1090.

第4章 実際のドップラーレーダー観測値への同化手法の適用 とその効果

第1節 背景と目的

前章では、WRF 3-D Var システムを基礎としたドップラーレーダー観測値のデータ同化手法を展開し、シミュレーションデータを用いた OSSE (Observing System Simulation Experiment) を通じて同化手法の性能を評価した。展開した同化手法の特徴は、複数台のドップラーレーダーによる観測値を扱うことができ、動径速度だけでなく、レーダー反射因子のデータを同化することができる点にある。力学的・熱力学的・微物理的な空間構造を数十 km の水平スケールをもってリトリバルする上で本データ同化手法が適切に機能することが明らかとなった。また、そのリトリバルの効果は対流スケールを有する降水の予測にも好影響を与え、6時間先までの降水予測の改善に寄与することが定量的に示された。

しかし、一般的に、実際の観測データを同化する際には、以下の4つの問題があるため、前章において得られた程度の効果を発揮する同化手法を開発することは依然として難しいかもしれない。

まず、第一に、データ数、および観測密度に関する問題がある。実運用レーダーによる観測において、1つのボリュームスキャン内に行われる PPI (Plan Position Indicator) の数はせいぜい 10 ~ 15 程度であろう。前章では、レーダー反射因子の最小受信レベル (5 dBZ)、最大探知範囲、ならびに最大仰角を設定し、比較的实际に近い観測状況を想定したものの、観測密度については実際の観測の方がかなり低い。また、晴天エコーについては、S バンドレーダーの場合、半径 80 km 程度の範囲内で得られるのが通常であり、実際に得られるデータ数は前章の設定より少なくなるであろう。

第二に、データの品質に関連した問題がある。豪雨域において得られた観測値において、ドップラーспекトルの分散が大きく (乱れが強く)、ノイズを含む観測値は少なからず存在し、そういった観測値は同化対象から除外せざるを得ない。また、クラッター (clutter) やレーダービームの湾曲の影響によってデータが取得できない状況も起こりうる。さらに、空間解像度の観点において、レーダーサイトからの距離が離れる程、ビームの広がりによるデータの質の低下は避けられない。

第三に、どんなに詳細な物理過程のパラメタリゼーションをもってしても、メソ気象モデルは真の大気場を表現しえないという根本的な問題もある。最後に挙げる問題点は、レーダー反射因子に関することである。レーダー反射因子値と降水粒子混合比との間で仮定する Marshall-Palmer 型の粒径分布は実際の状況下において常に適切であるとは限らない。

したがって、前章において展開したデータ同化手法が実際の状況下においてどれほどの適用性を有するかについて把握する必要がある。もし、短時間降水予測の精度向上に対する適用性が低ければ、同化システムの設計を変更・再構築する必要性

が生じるであろう。

一方、実際の観測値をデータ同化できる状態にするには様々な処理を行わねばならない。特に、動径速度値については、パルス繰り返し周波数に起因した折り返し現象 (aliasing, または folding) が生じているか否かをチェックし、生じている場合には補正を行う必要がある。実用的にはこの補正を自動的行わねばならない。実用的な折り返し補正手法はいくつか提案されているが、最初に分析される観測値、ならびに孤立した降水域の境界部に位置し、降水域内で最初に分析される観測値の折り返し判別は特に難しい。

そこで、まず、折り返し判別において上記の難しいケースに対する適用性を高めた、実用的な補正手法を構築するとともに、3-D Var への適用に向けて必要なデータ処理についても述べる。その上で、前章において展開したデータ同化手法を米国中西部におけるドライライン (dryline) の形成に伴う豪雨と NEXRAD ネットワークによるレーダー観測値に適用し、実際の状況下において 3-D Var に基づいたデータ同化手法が対流システムの予測にもたらす効果について議論する。なお、本章においても、適用対象の降水事例のライフサイクルを考え、6 時間先までのリードタイムの降水予測について検討する。

第 2 節 折り返し補正手法の構築と適用

パルス方式のドップラーレーダーには測定可能な最大の動径速度が存在し、この速度は折り返し速度 (Nyquist velocity) と呼ばれる。この折り返し速度は動径速度の曖昧さの原因となるものであり、レーダー画像においてこの曖昧さは明らかな不連続性として判別される。動径速度値をデータ同化などに利用するためにはこの偽信号を含んだ動径速度が真値かどうかを判別し、真値でない場合は補正する (dealiasing, または unfolding) 必要がある。本章では、自動的にこの処理計算を行うために、NEXRAD や TDWR (Terminal Doppler Weather Radar) のシステムに採用されている Eilts and Smith (1990)⁴⁾ の折り返し補正手法を基礎とし、この手法が抱える問題点を解決するべく拡張した手法を構築する。

2.1 動径速度の観測における不確実性

レーダーの繰り返し周波数を F 、用いる電磁波の波長を λ とすれば、折り返し速度 V_N は

$$V_N = \frac{F\lambda}{4} \quad (1)$$

となる。もし $\pm V_N$ の範囲外にある動径速度を観測した時、 $\pm V_N$ の範囲内に折り返された値が観測値とみなされる (図 4-1)。例えば、 $V_N=16$ m/s の時、 $+20$ m/s の速度は -12 m/s に、 -20 m/s の速度は $+12$ m/s として見かけ上測定される。ここで、正の値はレーダーサイトから離れることを意味する。したがって、測定された動径速度 V_m と真の動径速度 V との関係は、

$$V = V_m + 2nV_N \quad (2)$$

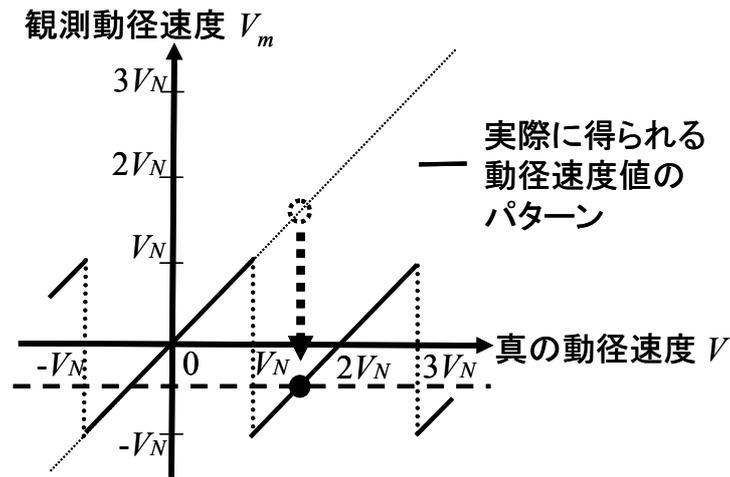


図 4-1 動径速度の折り返し現象を表わす模式図

と表わすことができる．ここで， n は整数で，正または負の方向へ折り返した回数に相当する．動径速度値を利用するには，全ての観測点に対し折り返しが生じているかを判定し，補正することが必要である．つまり正しい n を動径速度値それぞれに対して決定しなければならない．これは折り返し補正と呼ばれ，克服すべき重要なデータ処理の1つである．

2.2 内部連続性を考慮した折り返し補正手法とその問題点

1つの繰返し周波数を用いるドップラーレーダーによる動径速度の観測データに対し，動径方向，あるいは方位方向に近接する動径速度との比較により，順次，式(2)の n を決定する手法は多くの実用レーダーシステムに採用されており，内部連続性を考慮するアルゴリズムとして分類されている (Eilts and Smith (1990)⁴⁾)．本章において構築する手法も，NEXRAD のレーダーシステムにおいて導入されている Eilts and Smith (1990)⁴⁾ による内部連続性を考慮するアルゴリズムを基礎としている．図 4-2 にデータ処理の順序に関する模式図を示した．

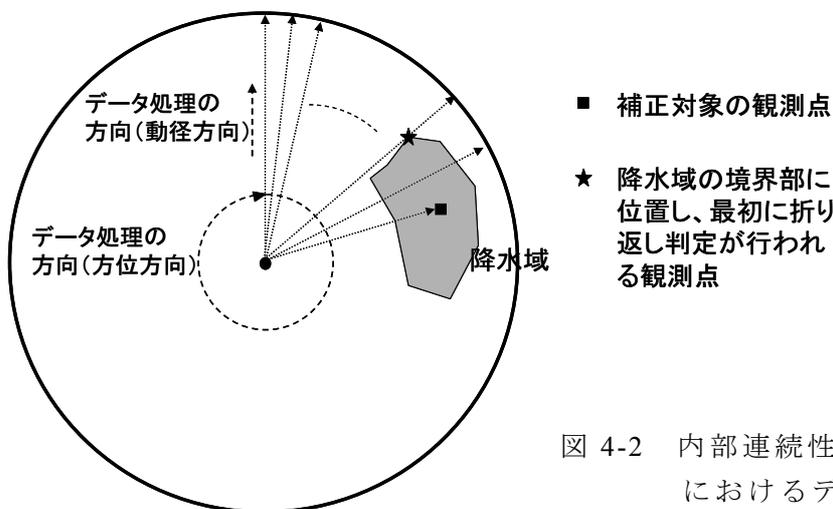


図 4-2 内部連続性を考慮するアルゴリズムにおけるデータ処理の順序

まず、真北の方向に対してレーダーの中心から折り返し判定が順次行われる。当該方位に存在する全ての動径速度を処理すれば、次の（時計回りに右隣の）レーダービーム上に存在する動径速度を処理する。これを全方位に対して行う。ここで、ある補正対象の（図 4-2 の■に位置する）観測値の折り返し判定では、それまでに処理・補正された動径速度を参照し、比較する。その際、ある閾値 TH （例えば、10 m/s）を設定し、観測点における参照動径速度を V_{ref} とすれば、

$$|V - V_{ref}| \leq TH \quad (3)$$

を満たす式 (2) の n の決定を試みる。どのデータを参照するかについて、例えば、Eilts and Smith (1990)⁴⁾ のアルゴリズムでは、（動径方向の連続性を考慮して）同一動径上に位置し、レーダーの中心方向に向かって5観測点以内に存在する動径速度を最初に探索する。もし、観測値が無い、もしくは最適な n が決定できない場合、アルゴリズムの決定木（decision tree）に従って（動径・方位方向の連続性を考慮して）参照する観測点の探索範囲を広めていく。それに応じて、閾値 TH の値も適切に（ただし、自動的に）変更する。

しかし、上記のアプローチをとる手法では、最初に比較を行う観測点、ならびに孤立した降水域の境界部に位置し、かつ最初に比較が行われる（図 4-2 の★に対応する）観測点に対する補正を行う際、比較の対象となる参照観測データが存在しないという問題が生じる。この問題に対し、近接する高層観測による風（高層風）が降水システムの全体的な移動速度を表現する（Zrnić et al. (1986)¹¹⁾）ことから、Eilts and Smith(1990)⁴⁾ は、降水域の境界部における折り返し判定に高層風を参照している。また、折り返し補正済みの（以前の）ボリュウムスキャンデータを用いて推定される VAD 法 (2.3 参照) や VVP 法 (5 章参照) による水平風速場 (VAD 風, VVP 風) も同様に利用するに値するとされている。

高層風や VVP 風を参照風として用いた Sugimoto et al. (2001)⁷⁾ によれば、以上の考え方はよく機能する。しかし、根本的に高層風はレーダーとは別の手段によって得られた観測値であり、実用的にはレーダー観測値のみを用いて補正を行えるのが望ましい。また、高層観測点が多く離れたところに位置する場合の適用性にも疑問が残る。一方、VAD 法や VVP 法はレーダー観測値から水平風速場を推定する手法であるが、これらの手法を適用するためには何らかの形で補正に一度成功しておかなければならない。そういう意味で、VAD 風や VVP 風を用いるアプローチはフロントエンドタイプの手法ではない。さらに、高層風にせよ、VAD 風、もしくは VVP 風にしても、風系が急変する場合は補正に失敗する可能性が高くなる。

2.3 折り返し補正手法に対する修正 VAD 法の導入

本章が基礎としている Eilts and Smith (1990)⁴⁾ の手法は、2.2 で一部示したような内部連続性を考慮した折り返しの判別・補正アルゴリズムに加え、1つの動径上に位置する速度を全て補正した後、または、全ての観測値を補正した後に行うチェック機能を備え、信頼性の高い折り返し補正が行える。しかし、この信頼性は「初めて折り返しを判定される」、もしくは「降水域の境界部に位置し、降水域内で初め

て折り返し判定がなされる」動径速度値が正確に補正されていることを前提としている。一方で、降水域の境界部における参照風には問題があることを 2.2 において指摘した。

その問題点を解決するポイントは、折り返し現象が含まれたデータに対しても参照に値する水平風速場（の鉛直プロファイル）を算出できればよい、ということである。そこで、Tabary et al. (2001)⁸⁾ の修正 VAD 法を導入し、修正 VAD 法による推定風を降水域の境界部などにおける折り返し補正に参照風として用いることにより以上の問題を解決する。

VAD 法 (Browning and Wexler (1968)²⁾) は、PPI スキャンによって得られた円錐面上の動径速度値 V_r のうち、ある一定高度の大円内に存在する観測値を用いて、レーダーサイト周辺の平均水平風速の鉛直プロファイルを推定する手法である。 θ をアンテナ仰角、 ϕ を方位角、 (x,y) を直角座標系の水平方向成分、 (u,v,w) を風速ベクトル、 v_r を降水粒子の落下速度とすれば、

$$\begin{aligned} V_r &= a_0 + a_1 \cos \phi + b_1 \sin \phi, \\ a_0 &= (w - v_r) \sin \theta + \frac{r \cos^2 \theta}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right), \\ a_1 &= v \cos \theta, \quad b_1 = u \cos \theta \end{aligned} \quad (4)$$

の関係が大円上の動径速度それぞれにおいて成り立つため、フーリエ変換や最小 2 乗法を用いて、パラメータの一部である水平風速ベクトル (u,v) を推定 (VAD 推定) できる。ただし、大円上の動径速度値は全て折り返し補正されている必要がある。

一方、修正 VAD 法を要約すれば、式 (4) において、 V_r の方位方向の微分を計算することによって、VAD 推定を

$$\begin{aligned} \frac{\partial V_r}{\partial \phi} &= a'_1 \cos \phi + b'_1 \sin \phi, \\ a'_1 &= u \cos \theta, \quad b'_1 = -v \cos \theta \end{aligned} \quad (5)$$

に対するパラメータ推定問題としている。基本的に折り返し部分は不連続性が高く、 $\partial V_r / \partial \phi$ が非常に大きくなると考えられる。そこで、 $\partial V_r / \partial \phi$ がある閾値を越えるデータは VAD 推定には用いないことにすれば、風速場推定が折り返しの影響を受けなくなる。本章では、対象とする格子点を中心とした方位方向に ± 30 度のデータ利用範囲において、利用範囲中心との観測値の差が 10 m/s より越えるデータを VAD 推定に用いず、VAD 推定に用いることのできるデータ数が利用範囲内に 20 を越えた場合、式 (5) による VAD 推定を行うことにする。このようにすれば、データ利用範囲に折り返った動径速度値が混在していても、利用範囲における平均風速が適切に推定されるものと期待できる。

本章では、Eilts and Smith (1990)⁴⁾ の内部連続性を考慮した折り返し補正アルゴリズムを基礎として、Tabary et al. (2001)⁸⁾ の修正 VAD 法を導入した折り返し補正手法を構築した。その上で、万どこかの観測点における折り返し補正が失敗し、(内部連続性を考慮するゆえ) その影響を受けて残りの観測値の折り返し補正が全て失敗する場合に対処するため、全ての観測値に対する折り返し補正後に、Laplacian フィルター (Joe and May (2003)⁵⁾) を用いて異常値を探知するルーチンを加えた。そ

れとともに，異常値が探知された場合，その異常値を補正・除去して，折り返し補正アルゴリズムを再度行えるようにしている。

2.4 適用結果

2.3 において構築した折り返し補正手法を NEXRAD による観測値に適用した。図 4-3 はその一例を示したものである。補正前のデータにおいては，明らかに折り返し現象による不連続帯（実線円部）が見られる。補正後のデータにはそのような不連続帯が見られず，補正手法が適切に機能していることがわかる。これは，点線円部に囲まれた領域内の降水域の境界部において，修正 VAD 法により推定された VAD 風が参照風として用いられ，それが適切であったためである。境界部において初めに折り返し判定が行われる観測点での折り返し補正が成功すれば，内部連続性を考慮したアルゴリズムによって，残りの観測値の補正も正確に行うことができる。

このように，内部連続性を考慮する折り返し補正手法に共通の問題であった降水域境界部における補正に対して，レーダー観測値以外のデータを必要とせず，動径速度値をそのまま用いて行えることが確認された。このような手法はフロントエンドタイプのアルゴリズムとして有用であると考えられる。

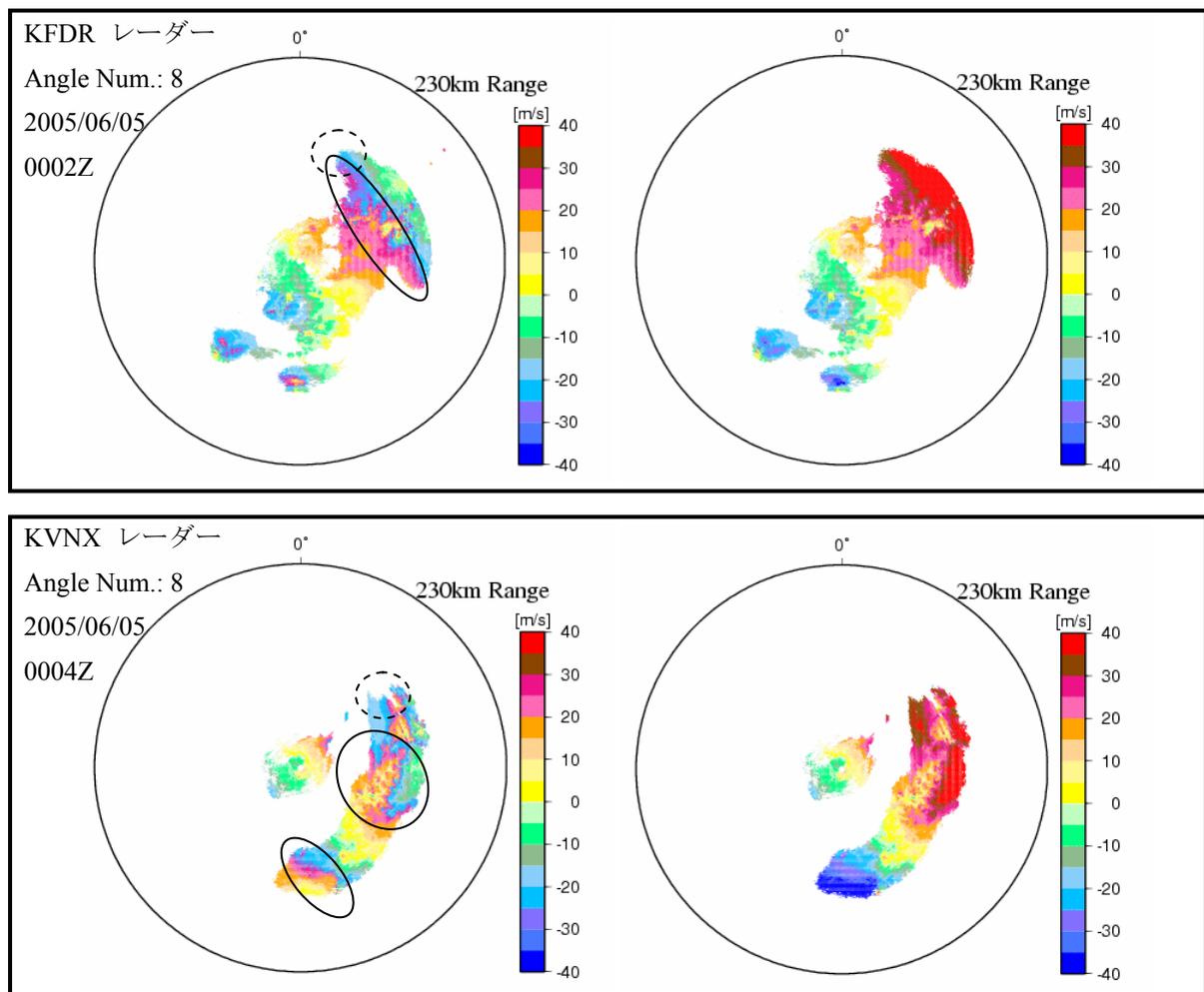


図 4-3 折り返し補正結果（左：補正前．右：補正後）

第3節 観測データの処理

WRF 3-D Var システムへの入力データを作成するには様々なデータ処理が必要である。あるレーダーサイトにおいて得られるデータに対して行う処理の全体的な流れを図 4-4 に示した。

取得されるデータとして動径速度値とレーダー反射因子値があるが、まず、両方に対して折り返し補正やノイズのチェックが行われ、有意なデータを特定する。その次のステップとして、メソ気象モデル（WRF モデル）の水平解像度に応じたデータの間引きと平滑化を行う。特にデータの間引きに関しては、1 グリッド内に同一レーダーによる複数の観測値が入ることを避けなければならない。この間引きは、レーダーの観測空間である (r, ϕ, θ) (r : レーダーアンテナからの距離, ϕ : 方位角, θ : アンテナ仰角) 座標系から (x, y, θ) (x : レーダーアンテナからの東西方向距離, y : レーダーアンテナからの南北方向距離) 座標系への変換の中で行われる。また、平滑化の段階において各格子点に対して算出される標準偏差（後述）をスケールリングして観測誤差を設定する。最後に、動径速度値とレーダー反射因子値、ならびに両観測値の誤差に関する情報を WRF 3-D Var システムにて用いることのできるフォーマットで1つのファイルに統合する。対象とする全てのレーダーサイトによる観測データに対してこのような処理を行う。以下、いくつかの項目についてより具体的に記述する。

レーダー観測値

本章が適用対象としている NEXRAD 観測値においてデータの空間解像度は、動径速度値とドップラースペクトルの分散値に対しては 250 m, レーダー反射因子値に対しては 1 km となっている。以降の同化実験では、レーダーサイトから半径 230 km の範囲内の観測値を同化の対象とする。NEXRAD システムは S-band の電磁波の波長を用いているため、レーダー反射因子の観測範囲 (Surveillance mode) はこれ

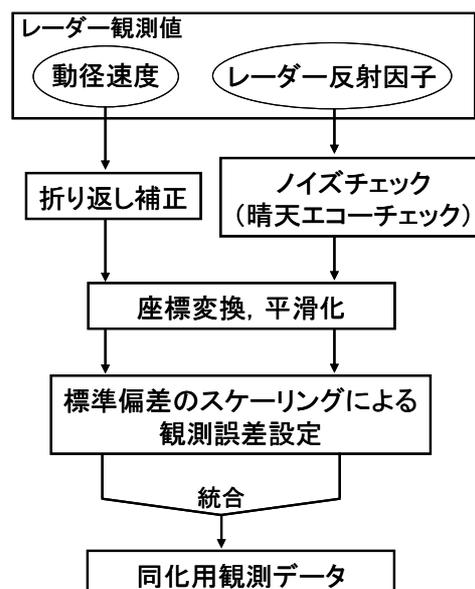


図 4-4 観測データの処理に関する全体的な流れ

よりも広いが、動径速度の観測範囲に合わせた。

観測モード、すなわちボリュームスキャンの方法は、降水域の位置などによって可変であるが、本章で用いるデータは次の2種類のモードで観測されていた。

VCP11（降水モード）：14 仰角を用いたボリュームスキャン。1 ボリュームスキャンに要する時間は約 5 分

VCP21（準降水モード）：9 仰角を用いたボリュームスキャン。1 ボリュームスキャンに要する時間は約 6 分

折り返し補正

第2節にて述べた手法を用いる。（ドップラースペクトルの分散値などを用いた）ノイズのチェックは折り返し補正手法の中に含まれている。また、晴天エコーについては、降水が寄与するエコーではないため、晴天エコーに伴うレーダー反射因子値は同化に用いない（後述）が、動径速度値についてはそのまま用いる。

レーダー反射因子値のノイズチェック、および晴天エコーの除去

基本的に 5 dBZ より小さい反射因子値は全て用いない。また、あるレンジビン周りの8観測点（自身を除く）において、5 dBZ 以上の反射因子値をもつ観測点が全く存在しない場合、当該ビンのデータはノイズとみなして同化対象から除外する。

晴天エコーについては、5 dBZ より小さい反射因子値を除去すればほとんど除去することができるが、除去しきれずに残るケースも若干見られた。そこで、実用的な方法ではないが、解析雨量の分布と比較して明らかに降水は無いと判断される領域において、低高度かつレーダーサイト周辺で取得された 5 dBZ 以上の反射因子データは目視にて除去した。高々 10 dBZ 程度の反射因子値であるため、除外しなくても大きな悪影響を及ぼすことはないと考えられるが、念のためこのような処理を行っている。

なお、高度 5 km 以上で得られたレーダー反射因子値は、それ自体ノイズではないが、同化対象から除外している。これは、第3章において展開した同化手法が雨水粒子によるレーダー反射因子値のみを扱うためである。

座標変換、平滑化、ならびに観測誤差の設定

Cressman フィルター（Cressman (1959)³⁾）を平滑化のために用いた。後に行う事例解析において、WRF モデルの空間解像度を 4 km とするため、レーダーサイトを中心として設定する (x,y,θ) 座標系の水平解像度を 4 km とし、座標系におけるそれぞれの格子点において影響半径 4 km の範囲内に入る観測値を用いた平滑化を行った。その結果、平滑化された値、および影響半径内に入るデータに対する標準偏差が算定される。1つの PPI 上の格子点それぞれに対して得られる標準偏差の平均値が 2 dBZ（レーダー反射因子値）、および 1 m/s（動径速度値）となるように、 (x,y,θ) 座標系におけるそれぞれの格子点で得られる標準偏差をスケールリングして観測誤差とした。

第4節 事例解析

4.1 対象降水事例の概況

第3章にて展開したデータ同化手法を米国中西部にて形成されたドライラインに伴う豪雨に適用する。ドライラインは、メキシコ湾から流入する湿潤高温の大気とロッキー山脈やメキシコの高地を起源とした乾燥高温な大気がぶつかる領域で形成され、強い水蒸気傾度と下層風速の収束が特徴的である。このラインと激しい対流活動の関連性については Rhea (1966)⁶⁾ や Bluestein and Parker (1993)¹⁾ に詳しく解説されているが、対流スケールでの形成メカニズムについてはいくつかの文献（例えば、Wakimoto et al. (2006)⁹⁾）において解析されるだけであり、未知なことが多い。それゆえ、このドライラインを伴った豪雨や竜巻の発生メカニズムを観測によって解明し（Weckwerth et al. (2004)¹⁰⁾）、メソ気象モデルによる予測精度向上につなげることは米国において重要視されている。

図4-5は、NCEP Stage IV データによる解析雨量分布（2005年6月4日21Z（世界標準時）～5日06Z）を示したものである。Stage IV データは、わが国におけるレーダーアメダスに相当し、レーダー雨量をベースとした空間解像度約4kmの解析雨量データである。図4-5によれば、4日21Z 辺りからカンザス州、オクラホマ州、およびテキサス州を南北に結ぶスコールラインが発生・発達し、5日00Zにはそれが明瞭となり、より発達しながらシステム全体は東北東進している。ただし、ドライライン上の個々の対流システムはスコールラインに沿って北東方向へ移動している。

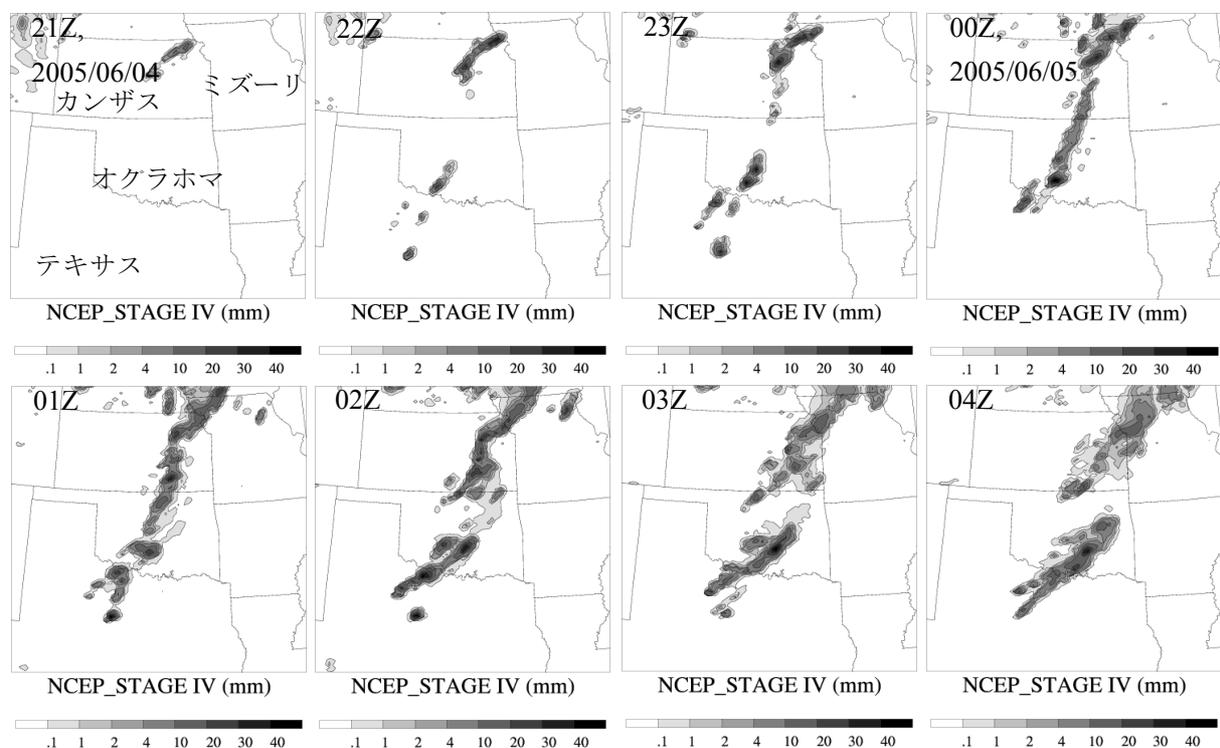


図4-5 NCEP Stage IV 解析雨量分布（2005/06/04 21Z ～ 06/05 04Z）

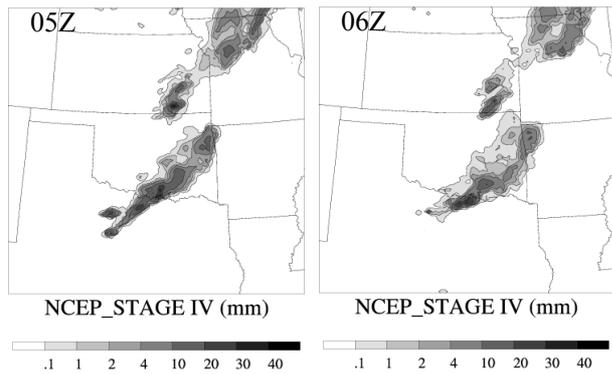


図 4-5 NCEP Stage IV 解析雨量分布（続き，2005/06/05 05Z ～ 06/05 06Z）

図 4-6 は 5 日 00Z における NCEP Final Analysis による大気下層（Level 6）の相対湿度と水平風速場，ならびに温度の分布を示したものである．Final Analysis は水平スケール 100 km の解析値であり，上記で述べたドライラインの総観的な特徴を図から理解することができる．わが国周辺の梅雨前線は，水蒸気と温位の強い傾度，ならびに下層風の収束で一般的に説明づけられる（茂木 (2006)¹²⁾）が，ドライラインの形成メカニズムは梅雨前線とはかなり異なっていることが想像できる．

ドライライン周辺の対流スケールにおける気象場については，後述の同化実験による結果を考察する中でいくつかとりあげる．

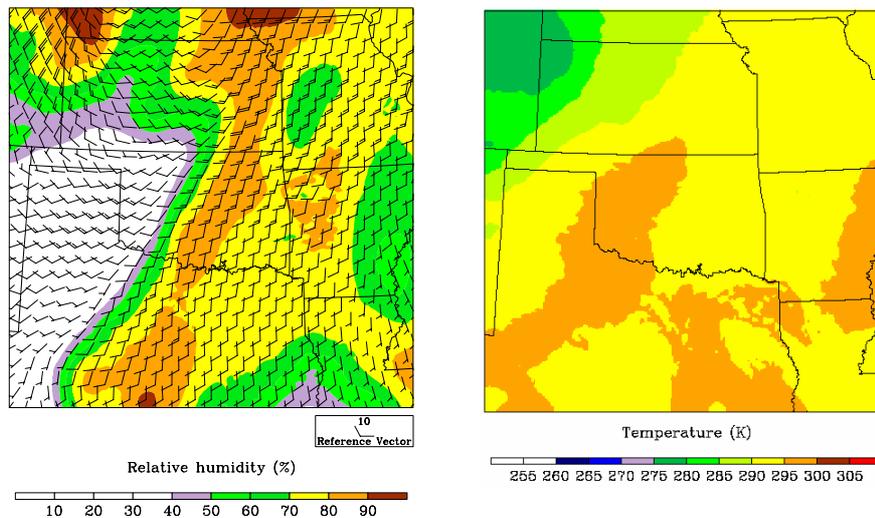


図 4-6 下層の総観場（2005 年 6 月 5 日 00Z，左：相対湿度・水平風速場，右：気温）

4.2 同化実験の概要

全てケースにおいて，2005 年 6 月 5 日 00Z に同化を行い，3-D Var 解析値を用いた 6 時間先までの WRF モデルによる予測を続けて行う．その時間スケジュールを示したのが図 4-7 である．同化を行わない“Control”ランでは，6 月 4 日 18Z を初期時刻とした 5 日 06Z までの予測が行われる．ここで，初期・境界条件として，NCEP Final Analysis による解析値を用いた．このデータの水平解像度は約 100 km であり，6 時間おきに得られる．積分計算の各時間ステップにおける境界値

は、6時間おきの値を時間的に線形内挿することによって与えられる。

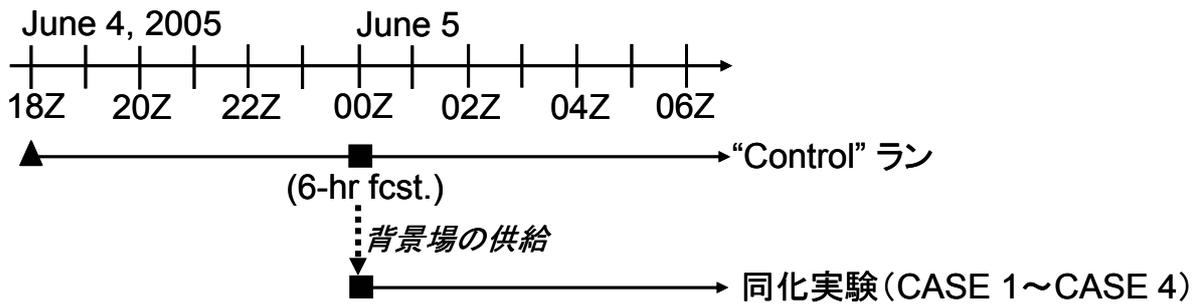


図 4-7 同化実験における時間スケジュール

WRF モデルのセットアップについては、第 3 章と基本的には同じであるが、異なるバージョン (2.1.2) の WRF モデルを用いている点と計算領域をやや東側に設けている (図 4-5, および図 4-6 参照) 点が異なる。

ところで、5 日 00Z における同化対象の背景場は、"Control" ランにおける 00Z 時点における計算結果とする。同化対象の NEXRAD サイトを図 4-8 に示した。計算領域内に 13 のサイトが含まれている。以下の 4 つの実験において、これらのサイトで取得されたレーダー観測値を同化する。

- ・ CASE 1: 全レーダーによる動径速度値, およびレーダー反射因子値の同化。
- ・ CASE 2: 全レーダーによる動径速度値の同化。
- ・ CASE 3: 全レーダーによるレーダー反射因子値の同化。
- ・ CASE 4: 単一レーダー (KFDR レーダー) による動径速度値, およびレーダー反射因子値の同化。

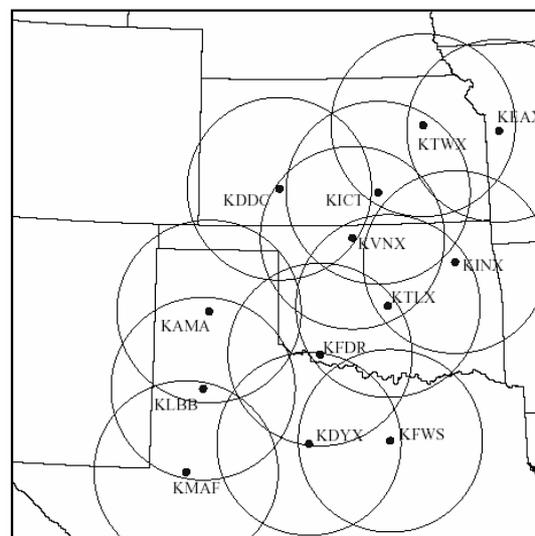


図 4-8 データ同化の対象とした NEXRAD サイトと観測域 (約 200 km)

モデルの背景誤差共分散情報として、NMC 法 (第 3 章参照) による領域平均の統計量を用いる。その際、統計量は、2005 年 6 月 3 日 18Z を計算初期とした 24 時

間先予測と 4 日 06Z を計算初期とした 12 時間先予測値の差から計算されている。その上で、スケーリング係数として、分散量については 0.3，相関距離スケールについては 0.4（流れ関数，非バランス速度ポテンシャル），ないしは 0.5（その他）を用いて誤差共分散情報のチューニングを行っている。チューニングを行う基本的な理由については第 3 章の第 4 節を参照していただきたい。それ以外の理由としては、スケーリング係数は“Control”ランの計算初期時刻から同化時刻までの時間にも依存するはずであるということである。本章における同化実験では、その時間は 4 日 18Z から 5 日 00Z までの 6 時間である。初期計算時刻において 12 時間のタイムラグをもつ 2 つの予測結果が NMC 法に用いられていることを考えれば、実際の誤差分散や相関距離スケールは NMC 法から算定された統計量よりは小さくなると考えられる。

4.3 “Control” ランによる計算結果

2005 年 6 月 5 日 00Z（6 時間先予測）における下層大気（Level 6）の相対湿度と水平風速場，ならびに温度の分布を図 4-9 に示した。図 4-6 に示した解析値に基づいた分布と比較すれば、ドライライン周辺の総観的な特徴は良好に表現されている。“Control”ランによる結果では、解析値と比べ、ドライライン南側の風速が強く、周辺の風の収束も強くなっているのが特徴的である。WRF モデルによる計算結果は対流スケールの現象が反映されたものであるため、収束が強くなること自体不自然ではない。その分布が適切なものかどうかは適当な観測値がないため不明であるが、風速場のインクリメントや降水予測の結果から妥当性を考察する。

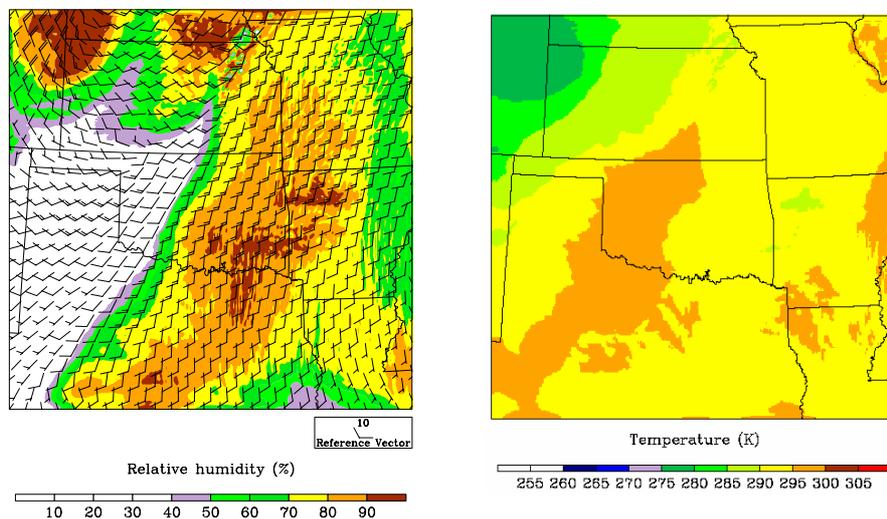


図 4-9 “Control” ランによる予測結果（2005 年 6 月 5 日 00Z，Level 6 高度面，左：相対湿度・水平風速場，右：気温）

図 4-10 は 2005 年 6 月 4 日 21Z から 5 日 06Z にかけての 1 時間積算降水量の予測結果を示したものである。図 4-5 と比較すれば、大きく 3 つの点を指摘することができる。まず、5 日 00Z までは降水の顕著な立ち上がりが全体的に見られず、明らかにスピニアップの状態にあることがわかる。

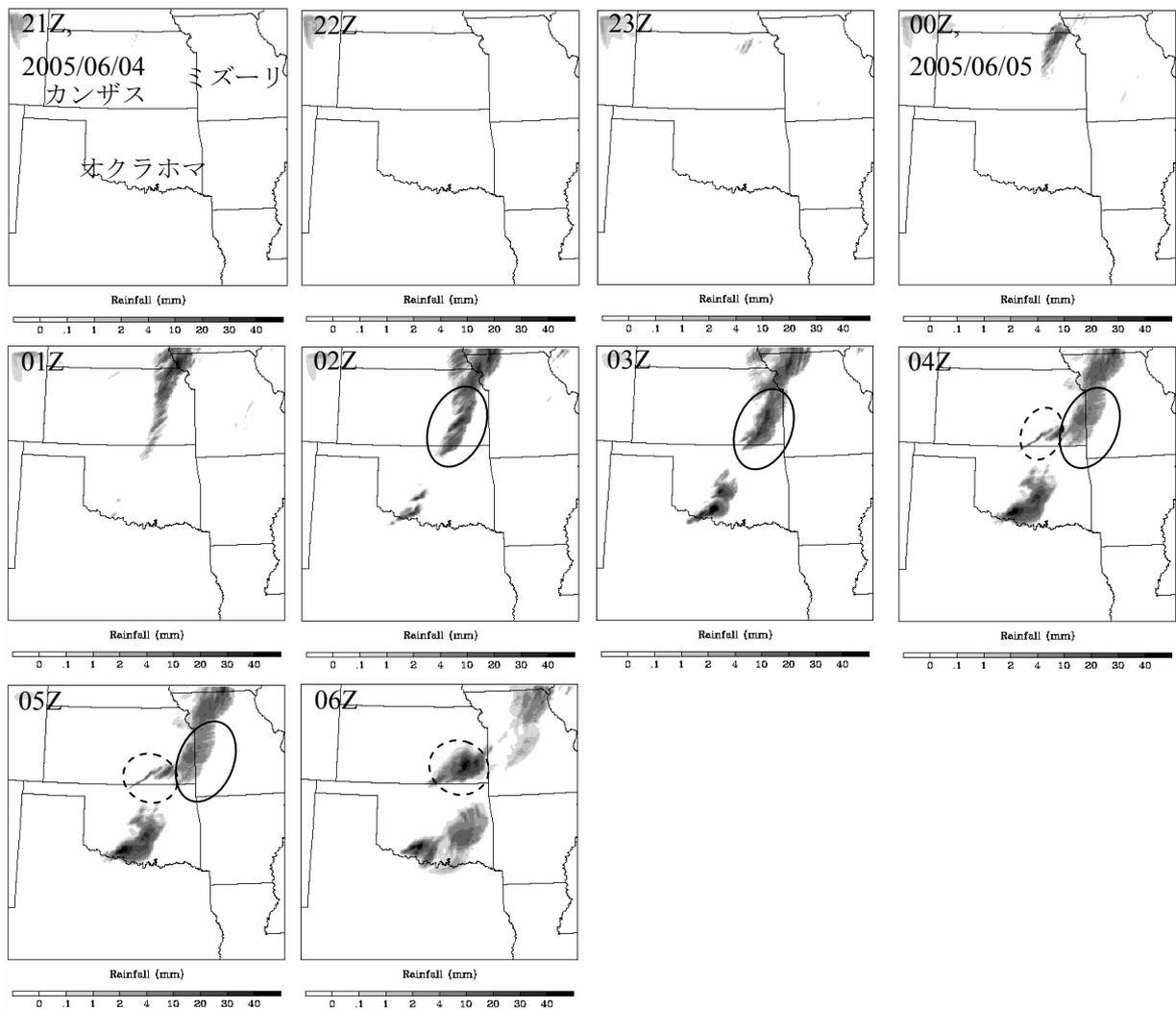


図 4-10 降水予測結果 ("Control" ラン, 2005 年 6 月 4 日 21Z ~ 5 日 06Z)

また, 00Z 以降, カンザス州からミズーリ州にかけて見られる降水は 5 日 06Z まで適切に予測することができているが, 南半分の降水域 (実線円部) についてはその移動速度が実況に比べ速い. その後, カンザス州南部に降水域 (点線円部) が予測されている. 解析雨量分布にも同領域に降水域が見られるが, 降水の発生から発達までの過程は必ずしも正しく予測されたとはいえない. より具体的に言えば, 解析雨量に見られる降水域は, 本来 "Control" ランにおいて移動速度が速く予測された対流システム内で生じたものと考えられる. したがって, "Control" ランにおいて, この対流システムの背後で予測された降水域は, それが解析雨量分布と対応したものであろうとも正しく予測されたものとはいえない.

一方, オクラホマ州において見られる降水については, カンザス州における降水よりもさらにスピニアップに時間を要している. 03Z 頃から発達した降水域が予測されているが, 降水域の位置がやや西側に計算され, 南北方向への広がりも予測できていない. しかも, 降水域の移動速度が実況に比べ遅い.

以下, これらの問題点がいかに改善されるかという視点でデータ同化の効果を評価する.

4.4 データ同化によるモデル変数の修正

図 4-11, 図 4-12, および図 4-13 はそれぞれ, CASE 1 における水平風速場, 温位, および雨水粒子混合比の修正量を複数の高度面 (Level 5, Level 10) に対して示したものである. まず, 水平風速場の修正について, ドライライン周辺の風の収束が強化されている (実線円部) のが特徴的である. "Control" ランによる予測結果 (図 4-9) では, 総観スケールでの収束が適切に計算されているように見えたが, それは不十分だったことを示唆している.

温位については, 降水の蒸発による負の修正量が特にオクラホマ州の降水域の大気下層で見られる. 大気中層では正の修正量も見られ, これは凝結による潜熱の影響であると考えられる.

雨水混合比の修正量については, 解析雨量分布に見られる降水域において混合比の増加が見られ, レーダー反射因子値の同化ルーチンが適切に機能していることが示唆されている.

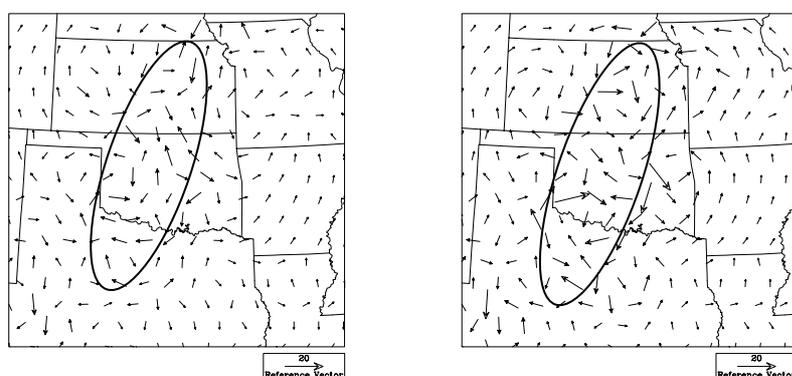


図 4-11 同化による水平風速場の修正量 (左 : Level 5, 右 : Level 10)

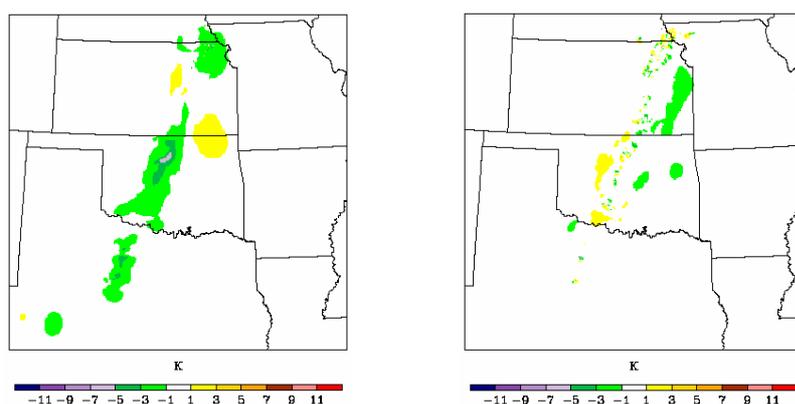


図 4-12 同化による温位の修正量 (左 : Level 5, 右 : Level 10)

4.5 降水予測に対するデータ同化の効果

CASE 1, CASE 2, および CASE 3 における 6 月 5 日 01Z から 06Z までの 1 時間積算降水量の予測結果を図 4-14, 図 4-15, および図 4-16 に示した. それぞれの図において, 解析雨量, ならびに "Control" ランの結果も比較のために併記して

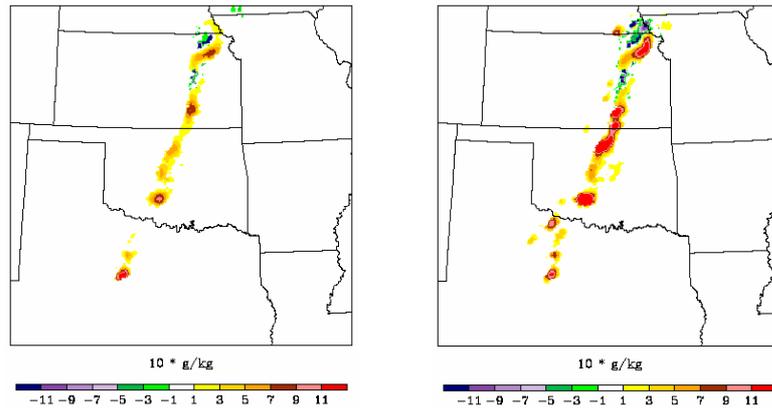


図 4-13 同化による雨水混合比の修正量 (左 : Level 5, 右 : Level 10)

いる。

まず、同化後 1 時間先の 5 日 01Z における予測結果では、いずれの同化ケースにおいても、“Control” ランにおいて問題であった、オクラホマ州からテキサス州にかけて生じたスコールラインに対するスピニアップ問題が改善されている。これは 4.4 にて示した下層風速場や温度場などの修正効果によるものと考えられる。

しかし、2 時間先 (02Z) 以降、CASE 間で結果が大きく異なる。特に、CASE 3 においては同化の効果が急速に失われている。すなわち、“Control” ランにおける予測結果と同等になっていく傾向にある。一方、オクラホマ州からテキサス州にかけてのスコールラインの予測に対して、CASE 1, CASE 2 共に降水域の移動速度と形状の予測を 6 時間先まで改善している。その中でも CASE 1 による予測結果は、予測精度が最も向上されていることを示唆している。このような結果は、第 3 章で得られた知見が実際の状況下においても当てはまることを意味している。つまり、第一に動径速度の同化が重要であり、さらにレーダー反射因子値を同化すると定量性が向上する。一方、レーダー反射因子値のみの同化の効果は長続きしない。

一方、ドライラインの北側、すなわちカンザス州からミズーリ州にかけての降水域に対しては、5 日 01Z の段階で“Control” ランによってある程度予測されていることを述べた。データ同化の効果については、降水域の北半分 (図 4-14 点線円部) の領域と南半分 (図 4-14 実線円部) の領域とでは様相が異なる。北側の降水域については、データ同化により定量性が向上している。具体的には、1, 2 時間先予測 (01Z, 02Z) において、バンド状の降水域の形状をより適切に予測できている。また、2 時間先 (02Z) 以降の予測では、CASE 3 を除けば、降水域の広がりをもっと適切に予測できている。

しかし、南側の降水域については、1 時間先予測におけるスピニアップ問題を改善した効果は見られるが、その後の降水域の移動速度が速すぎるという問題は改善できていない。ただし、これはデータ同化の性能に起因することではないと考えられる。それは以下の理由による。

北側の降水システムが東進ないしは東北東進しているのに対し、南側の降水システムは北東進しており、移動方向が異なることが解析雨量分布の時系列から把握できる。しかし、“Control” ランや全ての同化ケースでは、南側の降水システムが東進

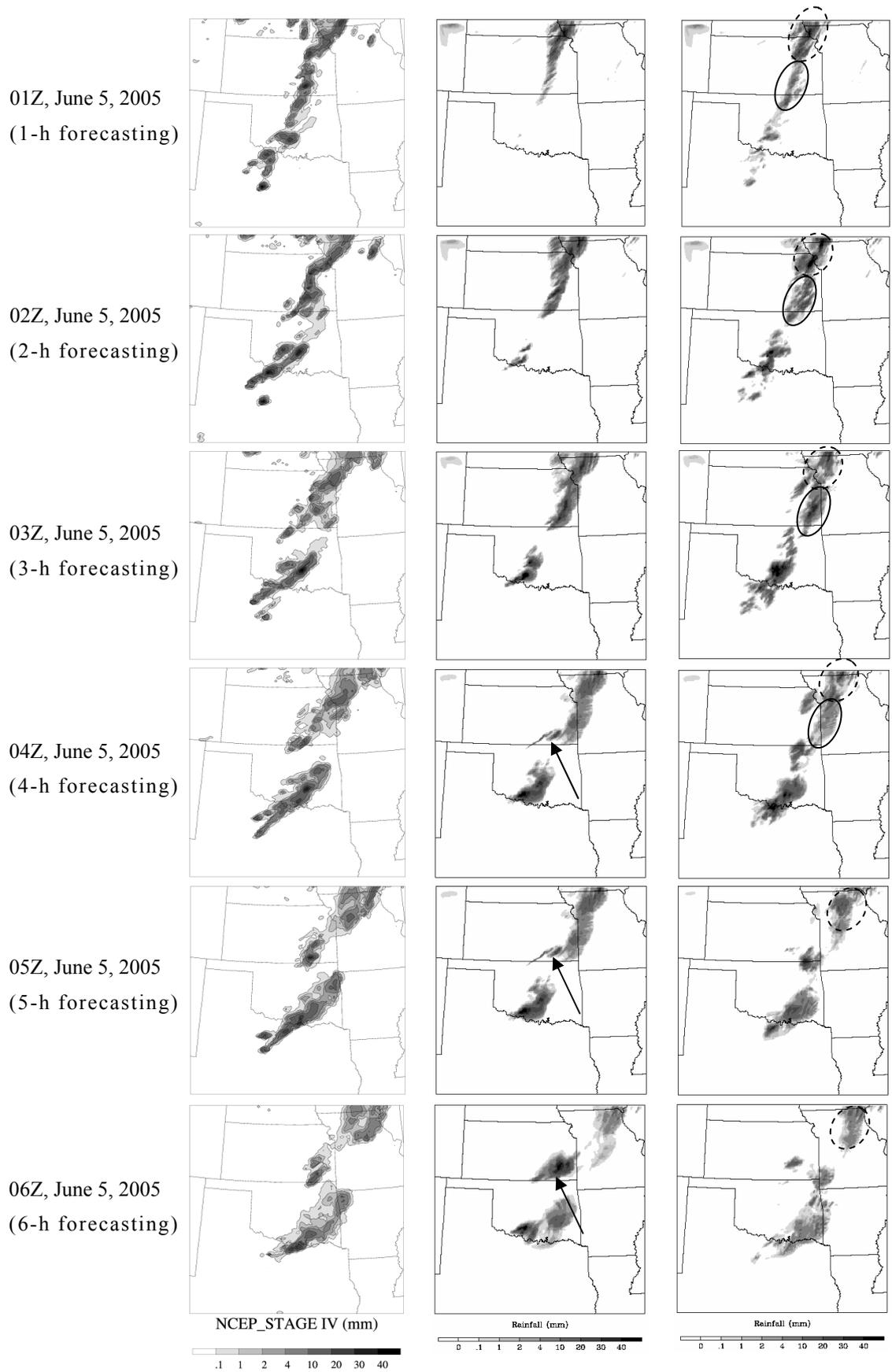


図 4-14 降水予測分布 (CASE 1, 左: 解析雨量, 中: 同化なし, 右: 同化あり)

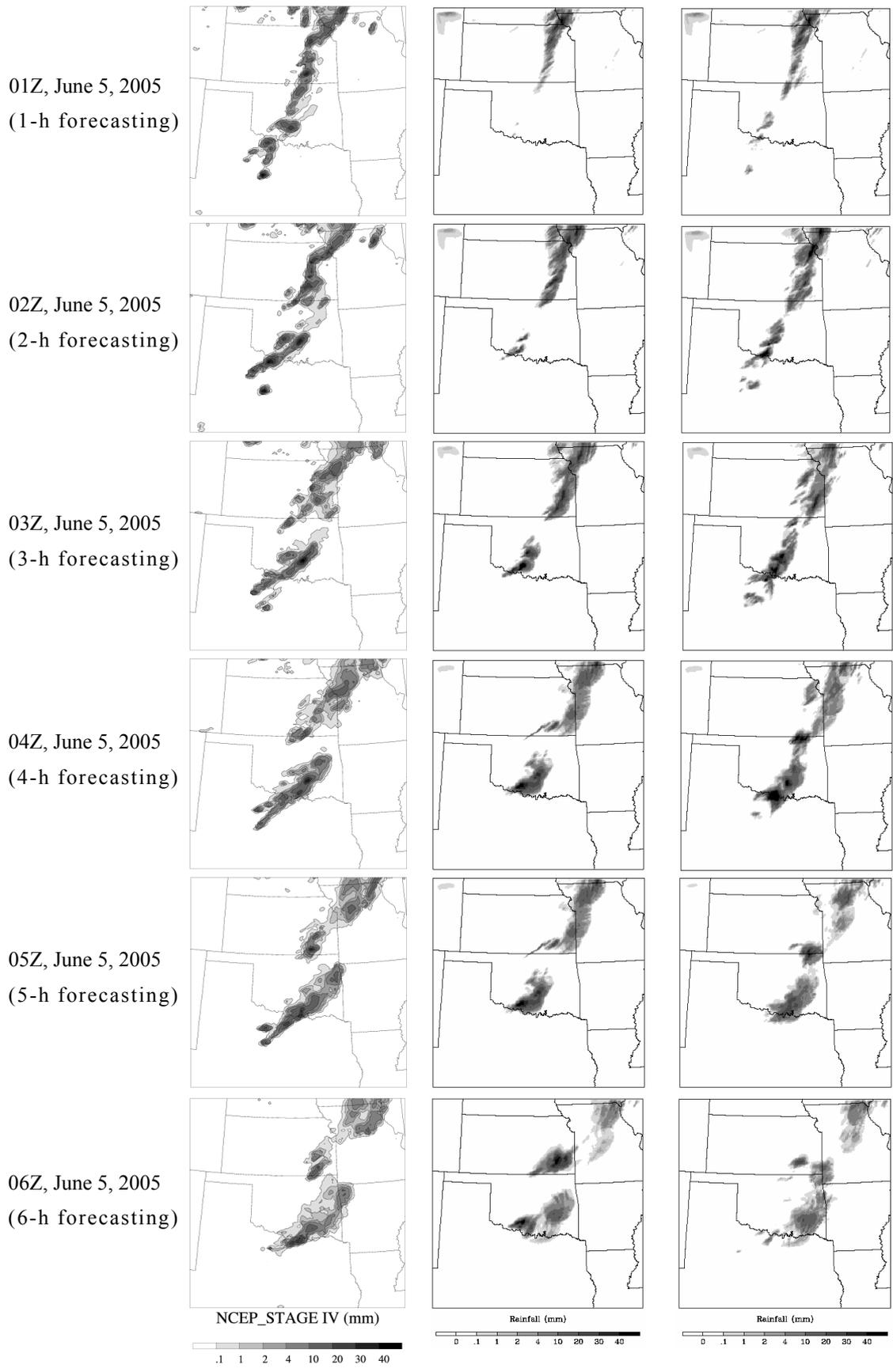


図 4-15 降水予測分布 (CASE 2, 左: 解析雨量, 中: 同化なし, 右: 同化あり)

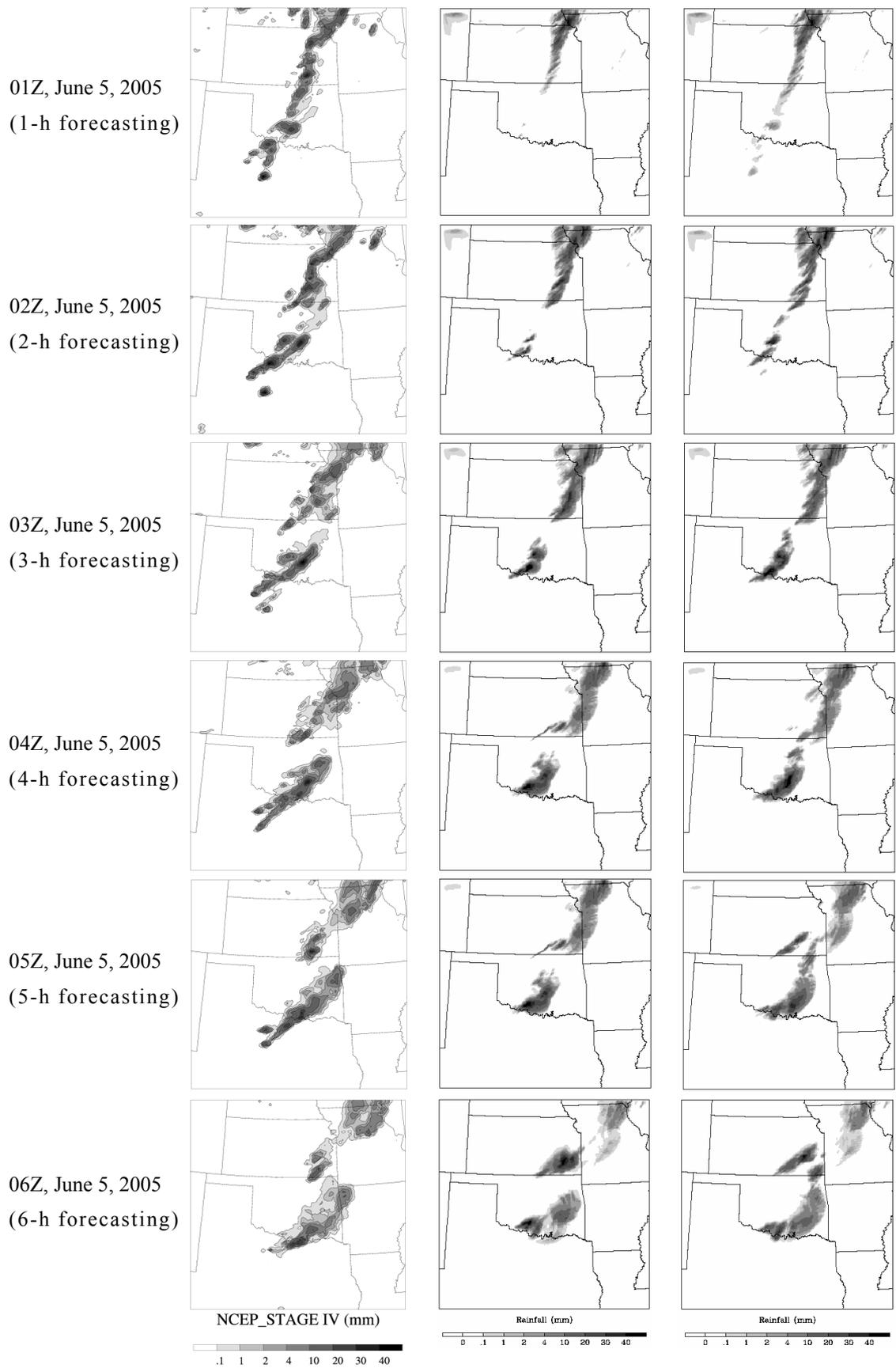


図 4-16 降水予測分布 (CASE 3, 左: 解析雨量, 中: 同化なし, 右: 同化あり)

する形で予測されており，これが移動速度を速すぎると感じさせた原因だと考えられる．そこで，なぜ東進する形で予測されたのかという疑問が生じる．図 4-17 は 5 日 00Z の同化前（すなわち，”Control” ランの結果）の水平風速分布（Level 15）である．着目する領域（丸印部）において西よりの風が卓越している．南西風が北東方向と東方向に分離しており，風の予測がずれると降水の動きが大きくずれてしまう状況にあった．このことから，ドライラインの進行方向前方（東側）の風系の違いが降水域の移動方向の違いにつながっていたと理解できる．不運なことに，00Z の時点でこの領域には降水がなく，晴天エコーの取得も期待できない場所に領域が位置しているため，動径速度の同化により風系を修正することはできなかった．

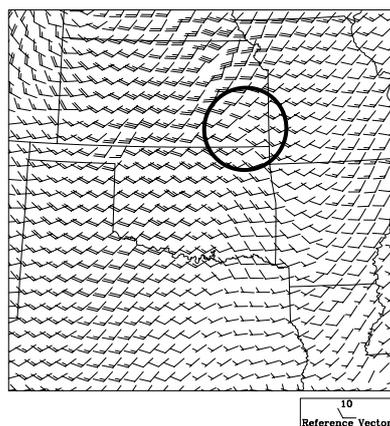


図 4-17 水平風速分布（”Control” ラン，2005 年 6 月 5 日 00Z，Level 15）

4.3 において指摘した，5 日 04Z 以降 ”Control” ランにおいて，正しくない発生・発達メカニズムの元で降水域が予測される（例えば，図 4-14 矢印部）問題は，CASE 3 を除けば改善でされている．これは，晴天エコーに伴う動径速度値を同化したことによるドライライン背後（西側）の下層風速場が修正された効果によるものと考えられる．

このように，第 3 章において明らかにした短時間降水予測へのデータ同化の効果は実際の状況下においても変わることなく，本データ同化手法が短時間降水予測の精度向上に確実に寄与しうることが明らかとなった．第 3 章の第 5 節にて指摘した課題をクリアすれば更なる精度向上が図れるものと期待できる．

4.6 複数台のレーダー観測値を同化に用いることの有利性

第 3 章における風速場のリトリーバルテストにおいて，単一のレーダー観測値のみでは風の接線方向成分をリトリーバルすることが難しいことを示した．これに関連して，CASE 4 において KFDR サイトで取得されたレーダー観測値のみを同化する実験を行った．ここで，KFDR サイトは 6 月 5 日 00Z の同化時点においてオクラホマ州からテキサス州にかけての降水域を探知できている．

図 4-18 は CASE 4 に対する 1 時間積算降水量の予測結果を示したものである．注目する降水域は丸印部に位置する．”Control” ランにおける結果との比較では，1 時間先（01Z）予測におけるスピニアップの軽減や，一部の降水域に対する 6 時間先ま

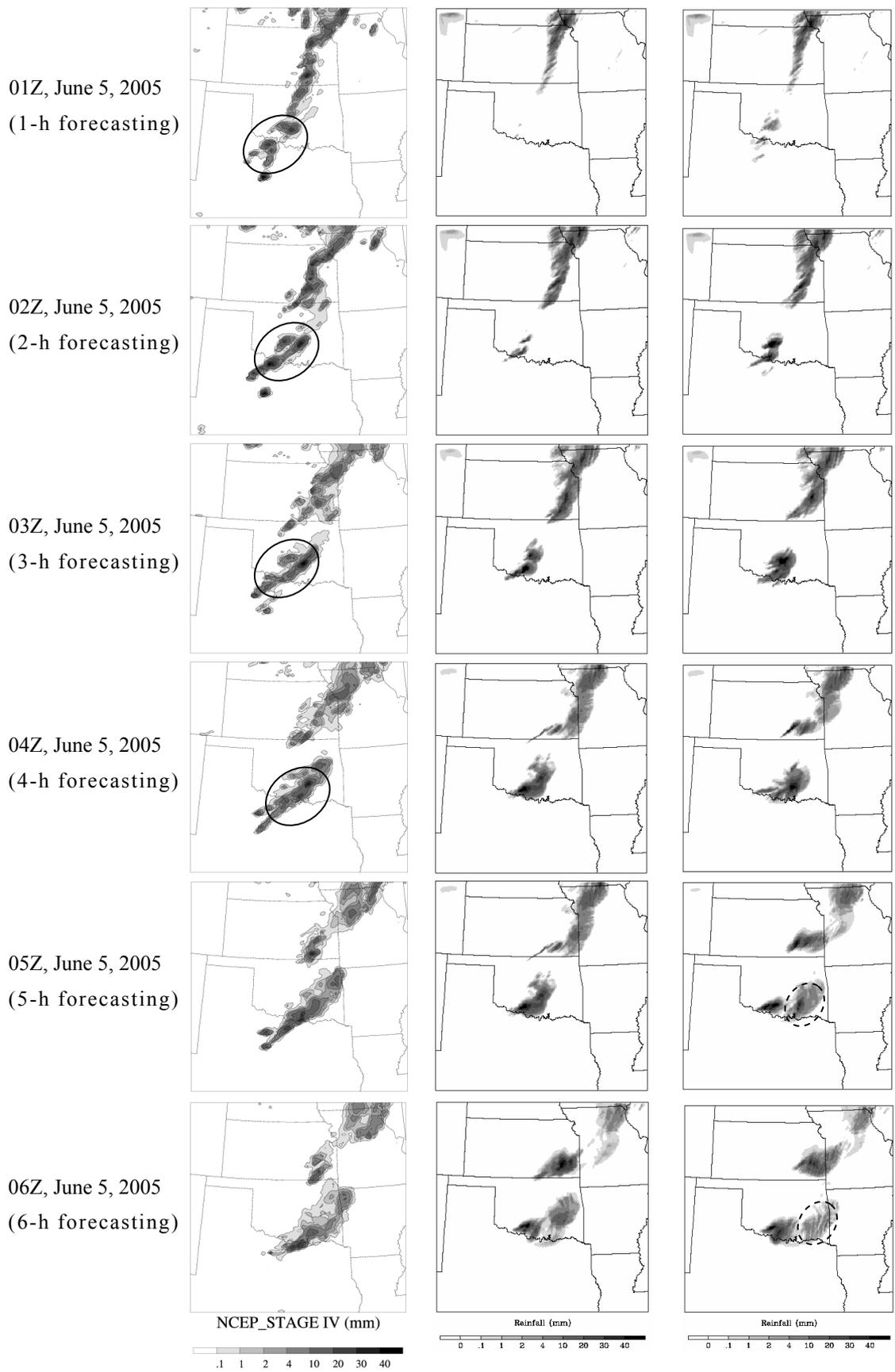


図 4-18 降水予測分布 (CASE 4, 左: 解析雨量, 中: 同化なし, 右: 同化あり)

での精度向上（点線円部）が見られる．しかし，CASE 1 における予測結果（図 4-14 参照）との比較では，南北方向に伸びる降水域に対する予測精度が低下している．

CASE 4 では，動径速度値とレーダー反射因子値の両方を同化しているが，1・2 時間先予測の結果は，図 4-16 に示した CASE 3 の結果に近い結果を示している．これは，複数台のデータを同化した場合に比べて，動径速度の同化効果が低下していることを示唆している．図 4-19 に CASE 4 における下層風速場の修正量（Level 5，Level 10）を示した．KFDR レーダーによる観測域において，図 4-11 と比較して見れば，風の収束を促すような修正が不十分であるといえる．別の言い方をすれば，注目している領域における降水域の発達には風速場の収束が重要な役割を果たしており，CASE 4 ではその風速場のリトリーブが十分ではなかったといえる．

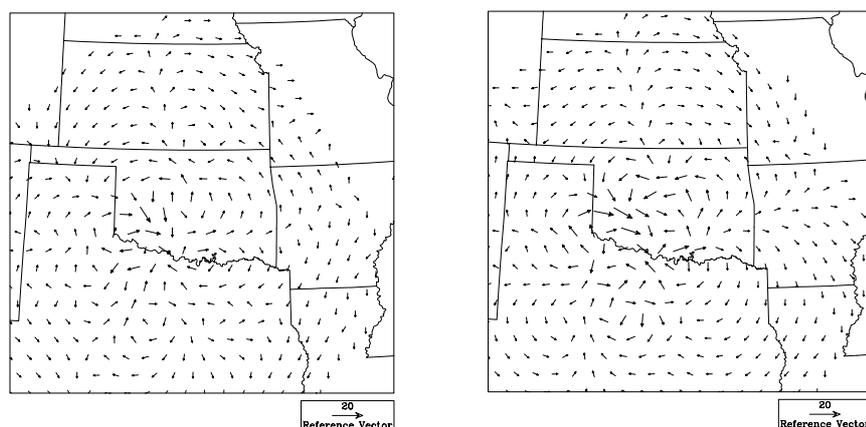


図 4-19 同化による水平風速場の修正量（CASE 4，左：Level 5，右：Level 10）

複数台のドップラーレーダーによる同時観測が実現されるのは近い将来考えられないわが国の場合，以上の状況を打開するためのアイデアが必要となる．3次元変分法を使うことを前提とした場合，a) Cycling 3-D Var（第 7 章参照）を適用する，b) 風速場に関する付加的な情報を他の手法により推定し，動径速度とともに同化に用いる，ことが考えられる．Cycling 3-D Var とは，ある同化期間（例えば，6 時間）において，3-D Var を連続的に（例えば，1 時間おきに）適用するものであり，ナッジングを高度化したような手法である．しかし，1 回の 3-D Var による同化によって風速場のリトリーブが十分に行えない可能性が常につきまとうため，Cycling モードを使うことは本質的な解決策ではない．したがって，b) のアプローチが有効かどうかをまずは議論すべきであろう．

第 5 節 結語

第 3 章にて展開したデータ同化手法を実際の NEXRAD によるレーダー観測値に適用し，その適用可能性について検討した．その際，動径速度値の応用的利用には欠かせないデータ処理として，折り返し現象を自動的に補正できるアルゴリズムを構築した．既開発の実用的なアルゴリズムでは，降水域の境界部における補正を行うために近隣の高層観測値などレーダーとは別のデータを使用しなければならない

点に対し、修正 VAD 法を導入することによって、折り返し補正がレーダー観測値のみで行えるフロント-エンドタイプの手法となっている。

ドライラインの形成に伴う豪雨の予測に対してデータ同化手法を適用した結果、1) 動径速度値の同化が第一に重要であること、2) レーダー反射因子値をさらに同化することにより定量性が向上すること、3) レーダー反射因子値の同化のみでは、効果が1時間程度しか持続しないこと、といった第3章にて明らかにした知見がそのまま当てはまることがわかった。いずれにしても、降水予測精度は確実に向上することが解析雨量値との比較により明らかになり、実際のレーダー観測値に対する同化手法の適用性の高さが示唆された。

一方、第3章において、1台のレーダー観測値のみを用いる際、風の接線方向成分のリトリバルが基本的には行えないことを示した。この点において、本章において行った単一レーダー観測のデータ同化実験では、複数台のレーダー観測値を用いた場合の降水予測結果に比べて明らかに精度が低下する傾向を示していた。適用事例において重要な要因であった下層風速場の収束域の形成を十分リトリバルできなかったことが原因であると考えられる。この状況を解決する一方法として、風速場に関する付加的な情報を他の手法により推定し、動径速度とともに同化に用いる、ことが考えられる。

そこで、次章において、簡便な手法により水平風速場を推定すべく、風速場の線形モデルを基礎とした VVP (Volume Velocity Processing) 法をベースとして、非線形性の強い現象に対する適用性を高めた拡張 VVP 法を開発する。

参考文献

- 1) Bluestein, H. B., and S. S. Parker, 1993: Modes of isolated, severe convective storm formation along the dryline. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1352-1374.
- 2) 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.
- 3) Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367-374.
- 4) Eilts, M. D., and S. D. Smith, 1990: Efficient dealiasing of Doppler velocities using local environment constraints. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 7, 118-128.
- 5) Joe, P., and P. T. May, 2003: Correction of dual PRF velocity errors for operational Doppler weather radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20, 429-442.
- 6) Rhea, J. O., 1966: A study of thunderstorm formation along the drylines. *J. Appl. Meteor.*, 5, 58-63.
- 7) Sugimoto, S., H. Hirakuchi, Y. Toyoda, and H. Shimogaki, 2001: Considerations in dealiasing of Doppler velocities and single-Doppler retrieval of horizontal wind field. *Proc. of 5th Int. Symposium on Hydrol. Applications of Weather Radar*, B-2.
- 8) Tabary, P., G. Scialom, and U. Germann, 2001: Real-time retrieval of the wind from aliased velocities measured by Doppler radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 875-882.

- 9) Wakimoto, R. M., H. V. Murphey, E. V. Browell, and S. Ismail, 2006: The “triple point” on 24 May 2002 during IHOP. Part I: Airborne Doppler and LASE analyses of the frontal boundaries and convection initiation. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 231-250.
- 10) Weckwerth, T. M., and D. B. Parsons, S. E. Koch, J. A. Moore, M. A. LeMone, B. B. Demoz, C. Flamant, B. Geerts, J. Wang, and W. F. Feltz, 2004: An overview of the International H₂O Project (IHOP_2002) and some preliminary highlights. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 253-277.
- 11) Zrnić, D. S., S. D. Smith, A. Witt, R. M. Rabin, and M. Sachidananda, 1986: Wind profiling of stormy and quiescent atmospheres with microwave radars. *NOAA Tech. Memo.*, ERL NSSL-98, National Severe Storms Laboratory, 80 pp.
- 12) 茂木耕作, 2006: 東シナ海上の梅雨前線南側における降水系の形成機構 ～水蒸気前線の発見～. *天気*, 53, 605-619.

第5章 ドップラーレーダー観測値のみを用いた風速場推定

手法

第1節 背景と目的

ドップラーレーダー観測により得られる動径速度は、降水粒子の移動ベクトルをアンテナ視線方向に射影した速度成分である。したがって、動径速度値のみを用いて3次元風速場を推定する場合、原理的には3台以上のドップラーレーダーによる同期観測が必要となるが、そのような機会を得ることは非常に難しい。2台のレーダーを用いる場合、不足する1台分のレーダー情報の代わりに連続式を用いることにより、比較的精度の高い3次元風速場を推定することができる（例えば、Armijo (1969)¹⁾）。ただし、互いのレーダー観測領域が重なり、かつビームの交差角がある程度確保された領域における推定に限定されるため、実用性は乏しい。一方、データ同化の観点では、第3章、および第4章において、単一のドップラーレーダーによる観測値を同化する際、動径速度に加え、何らかの付加的な風速場情報の同化が望まれることを示唆した。以上のことを考えれば、1台のドップラーレーダーによる動径速度の観測値のみを用いて広域の風速場に関する情報の推定が比較的簡便に行えれば、それは非常に有意義なことである。

本章の目的は、1台のドップラーレーダーによる観測値を用いた解析手法の1つである VVP (Volume Velocity Processing) 法を基礎とした水平風速場の推定手法を拡張することである。その際、風速場の線形モデルを仮定した VVP 法が苦手としている（収束域、渦、乱流などを含む）非線形性の強い風速場に対する適用性を高めるため、非線形性の強い風を反映する動径速度を解析から可能な限り除外し、解析対象とする格子点周辺の平均的な水平風速を推定できるようにする（拡張 VVP 法、杉本ら (2003)³⁰⁾）。

上述のように、2台のレーダーによる同期観測データを用いる手法は確かに実用的ではないが、研究面においては価値の高いデータを提供でき、推定風速場は現象解明にもっぱら利用されている。そこで、2台の研究用レーダーを用いた雷雨の同期観測を行い、得られたデータを用いて3次元風速場を推定する。さらに、この風速場を基準とした拡張 VVP 法の定性的・定量的評価を行う。

第2節 1台のドップラーレーダー観測値を用いた水平風速場推定手法

2.1 VVP 法の概要

VVP 法は Waldteufel and Corbin (1979)²⁷⁾ によって初めて提案された。彼らはある高度における大気の運動学的特性を推定するのに、水平方向には十分広く、かつ鉛直方向にはその高度が含まれるような解析領域を設け、その領域内において風速場が一様であると仮定した。しかし、風速場の仮想領域が広いため、推定風速場のも

$$\mathbf{v}_r = \mathbf{P} \mathbf{K}, \quad (5)$$

$$\mathbf{K}^T = (u'_0, u'_x, u'_z, v'_0, v'_y, v'_z, u'_y + v'_x), \quad u'_0 = u_0 + \frac{1}{2}y_0(v_x - u_y), \quad v'_0 = v_0 - \frac{1}{2}x_0(v_x - u_y), \quad (6)$$

$$\mathbf{P}_i^T = \begin{pmatrix} \cos \theta'_e \sin \phi \\ \cos \theta'_e \sin \phi (r \cos \theta'_e \sin \phi - x_0) \\ \cos \theta'_e \sin \phi (z - z_0) \\ \cos \theta'_e \cos \phi \\ \cos \theta'_e \cos \phi (r \cos \theta'_e \cos \phi - y_0) \\ \cos \theta'_e \cos \phi (z - z_0) \\ \cos \theta'_e [r \cos \theta'_e \sin \phi \cos \phi - 1/2(x_0 \cos \phi + y_0 \sin \phi)] \end{pmatrix}, \quad (i=1, \dots, n, n \text{ は観測点数.}) \quad (7)$$

のように表わすことができる．ここで， u, v はそれぞれ，直交座標系における東西，南北方向の風速であり，添字は空間微分を表わす．また， (u_0, v_0) は解析領域中心における水平風速ベクトルである．式 (6) で示されるように， (u'_0, v'_0) は渦度の影響を含んでいる．式 (5)，および式 (7) において，1つの動径速度値 v_r は \mathbf{v}_r の， \mathbf{P}_i は \mathbf{P} の1構成要素である．結局，VVP法は実際に観測されたドップラー速度を用いて，線形化に必要な未知パラメータ \mathbf{K}^T を最小2乗的に推定する（以下，VVP推定）手法である．Sugimoto (2002)²⁶⁾ は，九州山岳域における梅雨性降水システムに対して式 (5)～式 (7) を用いた 7-parameter VVP 推定によって水平風速の収発散量を推定し，下層の収発散量が降水の発達・衰弱過程と関連し，特に地形が収束のトリガーとなっていることを定性的に示した．

水平風速分布を推定する場合， (u'_0, v'_0) に含まれる渦度の影響を分離して推定することはできないため，解析領域内で一様風を仮定せざるを得ない．すなわち，

$$\mathbf{K}^T = (u_0, v_0), \quad \mathbf{P}_i^T = \begin{pmatrix} \cos \theta'_e \sin \phi \\ \cos \theta'_e \cos \phi \end{pmatrix} \quad (8)$$

による 2-parameter VVP 推定を行うことになる．

2.2 解析領域の形状と大きさが推定精度に及ぼす影響

Koscielny et al. (1982)¹⁴⁾ や Smith and Rabin (1989)²⁵⁾ は，動径速度の観測誤差が解析領域内でランダムに存在することによる VVP 推定量の誤差について検討を行っている．Koscielny et al. の誤差共分散解析によれば，パラメータの（バイアスの無い）推定値 $\hat{\mathbf{K}}_m$ の誤差共分散行列 \mathbf{C}_{mm} は，

$$\mathbf{C}_{mm} = (\mathbf{P}_{nm}^T \mathbf{P}_{nm})^{-1} \sigma_\varepsilon^2 \quad (9)$$

となる．ここで，行列の添字は次元を表わし， m はパラメータの数， n は解析領域内に存在する動径速度の数であり， σ_ε^2 は観測誤差の分散である．また，推定残差の分散 (residual variance) s^2 は

$$s^2 = \hat{\mathbf{E}}_n^T \hat{\mathbf{E}}_n / (n - m), \quad \hat{\mathbf{E}}_n = \mathbf{v}_r - \mathbf{P}_{nm} \hat{\mathbf{K}}_m \quad (10)$$

として表わされる．すなわち，降水現象の非線形性が強くなり，パラメータ推定の誤差が大きくなる程， s^2 は大きくなる．

式 (9) によれば，推定誤差共分散は行列 \mathbf{P}_{nm} に依存している．これは解析領域内をレーダーのビームがいかに通るかという幾何学的要因が推定誤差に影響することを示しており，レーダーのビームの仰角さえ決まれば式 (9) により推定誤差共分散をあらかじめ計算できる．そこで，以下において，解析領域の形と大きさが推定誤差に与える影響を誤差共分散解析によって推定する．その際，風速場の非線形性を考慮して σ_e^2 を 3.0 (m/s)^2 とする．

図 5-2 は 2-parameter VVP 推定における，東西方向の風速成分に対する推定誤差を解析領域内の観測点数を関数としてプロットしたものである．基本的に解析領域内の観測点数が多い程，幾何学的要因による推定誤差が小さくなっている．一方，同じ観測点数が解析領域に含まれている場合においても，領域内における観測点の分布パターンの違いにより誤差の大きさが異なっている．これは，アンテナのスキャンに要する時間を考慮しつつ，ビームが解析領域を密に通るように仰角を適切に設定する必要性を示唆するものである．

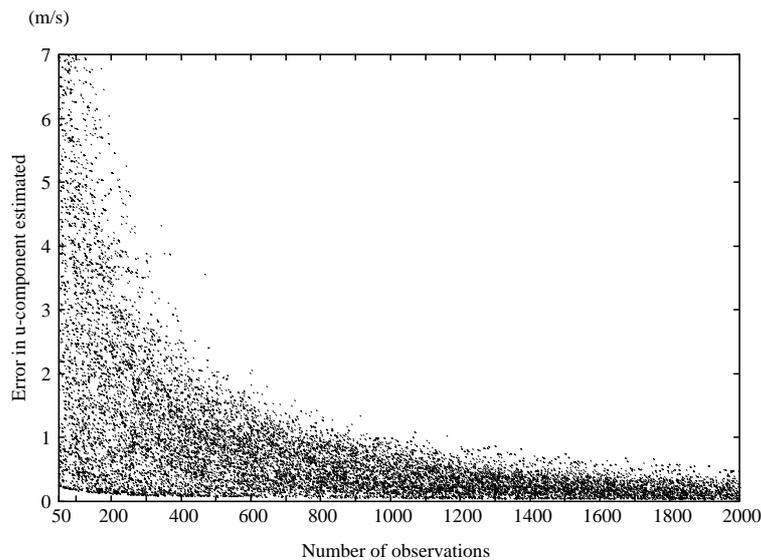


図 5-2 解析領域の幾何学的形状に起因する推定誤差 (横軸：解析領域内の観測点数，縦軸：東西方向の風速成分の推定誤差量)

2.3 拡張 VVP 法

2.3.1 概説

VVP 法における問題点は，風速場を線形的にモデル化するため，前線付近に存在する風のシアや渦といった非線形性の強い要因が解析領域内で卓越した際に，推定誤差の大きくなることが懸念されることである．そこで，従来の VVP 法の概念を基本としつつ，この問題を軽減するために以下に展開する拡張を行う．

まず，局所的に非線形性の強い領域の影響を極力避けるため，独自に数タイプの

解析領域の形状 (図 5-3) を考慮し, 最適な推定値を与える解析領域の形状を抽出する. さらに, その最適領域内に存在する非線形成分を除去するアルゴリズム (図 5-4) を構築した. このように領域の形状を増やすことによって, 分割領域全てにシアラインが存在する可能性を少なくすることができる. たとえ全ての分割領域にわたってシアラインが存在しても, その影響度を軽減することができる.

3次元的な直交座標における任意の格子点において推定量を計算するため, 解析領域を基本的には直方体としている. 解析領域の大きさ (図 5-3 における DX , DY , DZ) は, $16 \text{ km} \times 16 \text{ km}$ (水平方向) $\times 0.5 \text{ km}$ (鉛直方向) とする. 鉛直シアの影響度を小さくしたいため, 比較的平らな解析領域を考えた. したがって, 拡張 VVP 法で得られる風速場の水平スケールは 20 km 弱であると考えられる. また, VVP 推定には Bierman (1977)⁴⁾ の平方根情報フィルターを採用した. このフィルターは, パラメータ同定と残差分散の推定を少ない計算機資源で高速に行うのに役立つ.

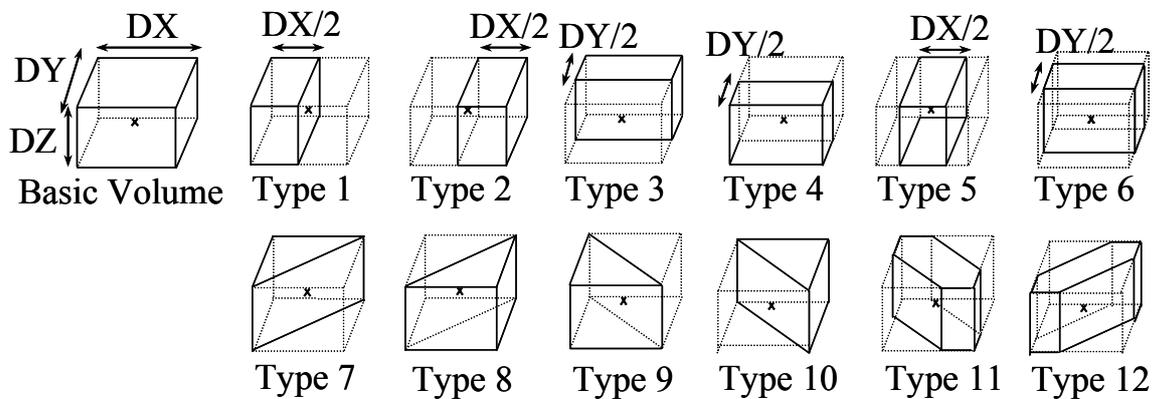


図 5-3 拡張 VVP 法で考慮する解析領域の形状

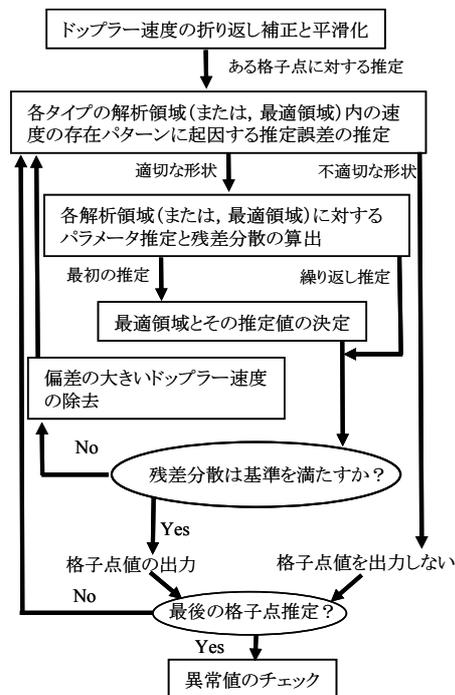


図 5-4 拡張 VVP 法のアルゴリズム

以下，図 5-4 に示したアルゴリズムの詳細について記述する．

2.3.2 動径速度の折り返し補正と平滑化

VVP 推定を行う前に動径速度の折り返し補正を行わなければならない．本章においても，第 4 章の第 2 節に記述した手法を用いて補正を行う．その上で，補正した動径速度の空間的な平滑化を行う．この平滑化は，局所的な風に反映された動径速度のばらつき度¹を小さくし，VVP 推定をより安定に行うことを目的としている．

各観測点に対して，観測点を中心とした周囲 9 点（自身を含む）の速度値を用いたメディアン（median）フィルターと周囲 25 点の速度値を用いた単純平均を組み合わせ適用する．平滑化前後の VAD（Velocity Azimuth Display）分布の一例を図 5-5 に示した．折り返し補正された動径速度にはレーダーの空間解像度に反映されたばらつきが存在し，それが適切に平滑化されていることがわかる．

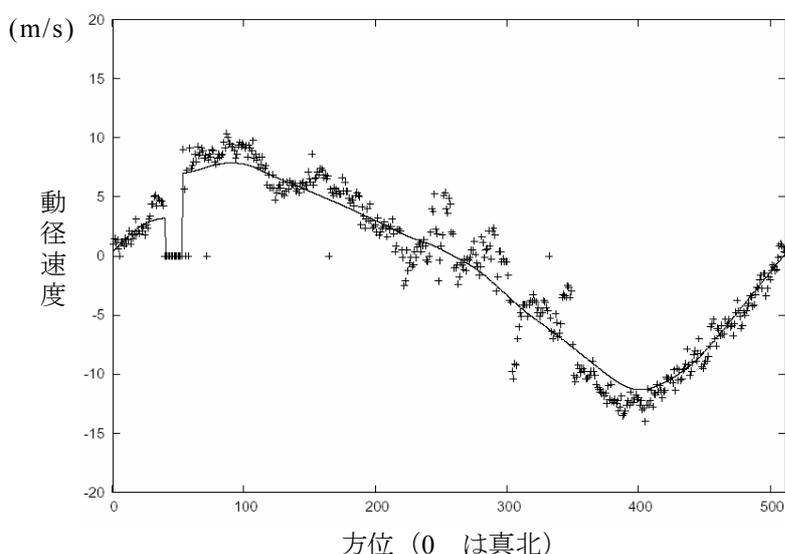


図 5-5 平滑化前後の VAD 分布例（+：平滑化前，実線：平滑化後）

2.3.3 水平風速場推定のためのアルゴリズム

最初のステップでは，設定した解析領域の形状のうち，推定にふさわしくない形状を除く．解析領域に含まれる動径速度にはランダム誤差が存在するため，解析領域内における有意な動径速度の分布パターンが推定誤差に大きく影響する可能性があることを 2.2 において示した．そこで，2.2 と同様の誤差共分散解析が解析領域を除去するための判断に用いられる．動径速度の観測誤差分散を 3 (m/s)^2 とし，水平風速の 2 成分それぞれに対し， 1 m/s 以上の誤差を及ぼすと見積もられた解析領域の形状に対しては VVP 推定を行わない．

適切な形状と判断されたそれぞれの解析領域に対して VVP 解析を行い，パラメータの同定値と残差分散 s^2 を計算する．そこで，最小な残差分散を与える解析領域の形状を最適なものとみなす．しかし，最適領域内には，小スケールの現象に反映された動径速度やその他の非線形成分が依然として含まれている可能性がある．そ

¹ 本章において適用する研究用レーダーの動径方向の空間解像度は 125 m である．

ここで、 s^2 が残差分散の閾値 s_{\min}^2 より小さければその VVP 推定値を信頼する。そうでない場合、Matejka and Srivastava (1991)¹⁶⁾ の手法を用いて（第一近似としての）推定風速場からの偏差が大きい動径速度を除去し、残りの動径速度を用いて再度 VVP 推定を最適領域に対して行う。これを上記の残差分散に関わる条件を満たすまで繰り返し行う。この時、パラメータ \mathbf{K}^T （式 (8) 参照）、すなわち水平風速場から変換されたビーム方向成分の速度より $c \cdot s$ m/s (c は無次元のパラメータ) 以上乖離した動径速度が除去される。拡張 VVP 法では繰り返し回数に応じて c や s_{\min}^2 の値を設定できる。本章では、最初の VVP 推定において $[c, s_{\min}] = [1.6, 0.1]$ とし、繰り返し回数が増える毎に c を 0.1 小さく、 s_{\min} を 0.1 大きくしている。

推定値の算出はある水平面に対して 4 km 間隔で行い、すべての格子点値が求まった後、周辺の推定風速との乖離が大きい風速を異常値として除去し、最終的な推定値を出力する。

第3節 2台のドップラーレーダー観測値を用いた3次元風速場推定手法

2台のレーダーによる同時観測値を解析する（以下、デュアル解析）手法として、広く用いられている NCAR (National Center for Atmospheric Research) の CEDRIC パッケージ (Mohr et al. (1986)¹⁷⁾) と同様の手法を用いた。ここでは、非弾性の連続式の境界条件をいかに決めたかなど工夫した点を中心としてその概要を述べる。

3.1 概説

図 5-6 は2台のレーダーによる観測（デュアル観測）を模式的に示したものである。3次元風速場を同時に観測した時、それぞれのドップラーレーダーによる動径速度 V_1 、 V_2 は以下のように表わされる。

$$\begin{aligned} V_1 &= \frac{1}{R_1} \{ (x - x_1)u + (y - y_1)v + (z - z_1)(w - v_r) \} \\ V_2 &= \frac{1}{R_2} \{ (x - x_2)u + (y - y_2)v + (z - z_2)(w - v_r) \} \end{aligned} \quad (11)$$

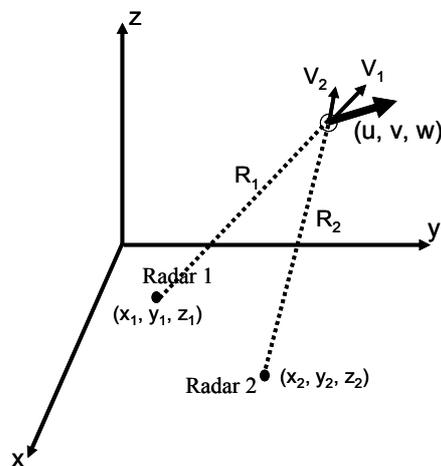


図 5-6 デュアル観測の模式図

ここで、 R_1 , R_2 は推定格子点からそれぞれのレーダーサイトまでの距離であり、次のように表わされる。

$$\begin{aligned} R_1 &= \sqrt{(x-x_1)^2 + (y-y_1)^2 + (z-z_1)^2} \\ R_2 &= \sqrt{(x-x_2)^2 + (y-y_2)^2 + (z-z_2)^2} \end{aligned} \quad (12)$$

また、 v_t は雨滴の終端落下速度（鉛直下向き正）でレーダー反射因子値を用いた経験式を用いて仮定される。この式については Appendix に詳細を記述したので参照されたい。

ところで、レーダーの3次元観測は数分を要するため、デュアル観測の代表時刻をポリュームスキャンの中間時刻とするのが一般的である。しかし、中間時刻からの観測時刻差に対応して降雨域は移動しているはずである。もし、得られた観測値をそのまま用いて格子点値を算出したならば、降雨域の3次元構造は風向方向に傾いたものになる。

そこで、それぞれの格子点値とレーダーサイトの位置を推定格子点の観測時刻差に応じた移動距離だけずらすことにより、観測時刻差の影響を考慮している。レーダーサイトの位置 (x_1, y_1) , (x_2, y_2) もずらす理由は、動径速度がレーダーサイトからのビーム方向の量、すなわちベクトル量である（Gal-Chen(1982)⁹⁾）からである。すなわち、式 (11), および式 (12) の (x_1, y_1) , (x_2, y_2) は、それぞれの推定格子点 (x, y, z) に対して変化している。

さて、式 (11) において、観測値からは V_1 , V_2 , および v_t がわかり、未知数は u , v , w の三つになるため、一つ情報が少ない。そこで、まず鉛直風速 w を既知として式 (11) を用いて水平風速 (u, v) を求める。

$$\begin{aligned} u &= \frac{R_1 V_1 (y - y_2) - R_2 V_2 (y - y_1) - (w - v_t) \{ (z - z_1)(y - y_2) - (z - z_2)(y - y_1) \}}{(x - x_1)(y - y_2) - (x - x_2)(y - y_1)} \\ v &= \frac{R_2 V_2 (x - x_1) - R_1 V_1 (x - x_2) - (w - v_t) \{ (z - z_2)(x - x_1) - (z - z_1)(x - x_2) \}}{(x - x_1)(y - y_2) - (x - x_2)(y - y_1)} \end{aligned} \quad (13)$$

次に非弾性の連続式（Ogura and Phillips (1962)²⁰⁾）を鉛直下向きに積分することにより w を求める。すなわち、連続式が足りないもう一つの情報を補完する。さらに、算定された w を用いて上記プロセスを再度行い、このプロセスを収束するまで繰り返し行う。したがって、最初の繰り返し計算において、 w は一律 0 とすることになる。連続式の積分における境界条件については 3.2.2 にて詳細を述べる。

最後に、連続式の積分において用いる仮定について述べる。まず、非弾性の連続式は以下のように表わされる。

$$\int_{z_k}^{z_{k+1}} \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} dz = - \int_{z_k}^{z_{k+1}} \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \quad (14)$$

ここで、 ρ は空気密度であり、ICAO (International Civil Aviation Organization) が採用している国際標準大気の値を用いた。式 (14) を有限差分形式で表わすと、

$$(\rho w)_c = (\rho w)_p + \Delta z \left[\rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right]_{p-c} \quad (15)$$

となる．ここで，添字 c ，および p はそれぞれ，算定高度，および 1 レベル上の高度を示す． Δz は，鉛直方向の格子点間隔を示す．さらに，式 (13) を

$$\begin{aligned} u &= u_2 + \varepsilon_u w \\ v &= v_2 + \varepsilon_v w \end{aligned} \quad (16)$$

と書き直すことにより鉛直風速 w が寄与する項とそうでない項 (u_2, v_2) に分け，式 (15) に代入すると，鉛直風速 w は以下のように算定される．

$$(\rho w)_c = (\rho w)_p + \Delta z \left[\rho \left(\frac{\partial u_2}{\partial x} + \frac{\partial v_2}{\partial y} \right) \right]_{p-c} + \frac{\Delta z}{2} \left[\rho \left(\frac{\partial \rho \varepsilon_u w}{\partial x} + \frac{\partial \rho \varepsilon_v w}{\partial y} \right) \right]_p + \frac{\Delta z}{2} \left[\rho \left(\frac{\partial \rho \varepsilon_u w}{\partial x} + \frac{\partial \rho \varepsilon_v w}{\partial y} \right) \right]_c \quad (17)$$

厳密には，式 (17) が式 (14) の有限差分形式になるが，本論文における解析手法では，式 (17) の右辺第 3 項と第 4 項を無視する．基本的に降雨が存在する最上層で鉛直風速を 0 に仮定するが，レーダーによって観測できるエコー頂は感度の影響で降雨域の最上層とは限らないため，鉛直積分に応じて誤差が蓄積する．この誤差は式 (17) の右辺第 3 項と第 4 項に直接的に影響し，繰り返し計算のプロセスが発散する可能性がある．

本来，誤差が蓄積しない計算では， w の絶対値は高々数 m/s であり，その空間微分の影響度は高くないことが予想される．したがって，右辺第 3 項と第 4 項を無視する仮定をしたとしても，上記プロセスの繰り返し計算によって十分な精度の推定が行えると考えられる．なお，このような仮定は既存のほとんどの手法でとられており，緩和法と呼ばれている．

3.2 解析フロー

3.2.1 全体の流れ

図 5-7 は解析手法に関する全体の手順を示したものである．まず，折り返し現象の補正を第 4 章の第 2 節にて構築した手法を用いて行う．次に，Cressman フィルター (1959)⁵⁾ を用い，観測した仰角データを 3 次元直交座標系に内挿・変換する．その際，水平方向のグリッド間隔が 800 m，鉛直方向の間隔が 500 m の直交座標系に対して，水平方向の軸半径 1.2 km，鉛直方向の半径 1.0 km の楕円体を内挿したい格子点周りに考え，楕円体に入る観測値を観測点と格子点間の距離に関連した重み付け関数とともに内挿に用いる．

あるボリュームスキャンの中間時刻に対してデータは内挿されるが，その際，中間時刻と各仰角の観測時刻の違いに伴う移流の影響を考慮する (3.1 参照)．さらに，得られた 3 次元データに Leise フィルター (Leise (1981)¹⁵⁾ を適用して高周波成分を平滑化する．これは，鉛直風速 w の算定の際に必要な u と v の偏微分値をより滑らかにしたいという理由による．このようにして得られる直交座標系のデータのうち，レーダーのビームの交差角が 35 ~ 145° となる格子点に対してデュアル解析を行う．

3 次元風速場 (u, v, w) は，1) 仮の w (例えば，初期値は 0 m/s) に対する u, v の推定，2) 非弾性の連続式の下向き積分による w の推定，3) O'Brien (1970)¹⁹⁾ を用いた下端境界で $w = 0$ m/s になるような修正，4) w の変化による u, v の再計算，

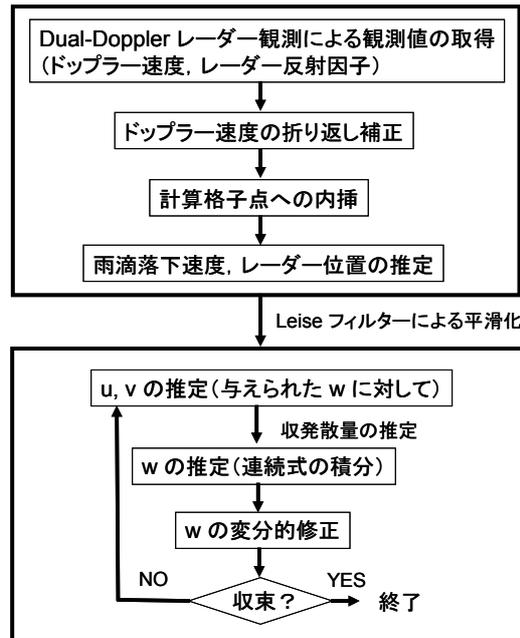


図 5-7 デュアル解析手法の手順

といった一連の過程を収束するまで繰り返し計算することにより求められる。

3.2.2 連続式の積分に関する工夫

鉛直風速 w を算定するために、仮の u 、および v の値を用いて非弾性連続式を鉛直下向きに積分して推定している。鉛直下向きを採用したのは、式 (15) 中の空気密度 ρ が高い高度ほど小さいため、下向きの方が積分誤差のトータルの蓄積量が小さいためである (Nelson and Brown (1982)¹⁸⁾)。また、複雑地形下では、レーダーの観測値が下層で得られないことも多く、下端境界条件の設定が難しいことも一因としてある。

上端の境界条件に対しては、降雨域の上端における鉛直風速を 0 とする条件を課すことを基本とする。この条件は気象学的には問題はない。しかし、レーダーの探知感度には限界があるため、降雨域上端付近の微弱なエコーは探知することは難しい。すなわち、レーダーのエコー頂は降雨域上端と同じわけではない。そこで、Nelson and Brown (1987)¹⁸⁾ の手法を参考に、上端境界の高度をエコー頂高度より一つ上のグリッド高度とし、そこでの鉛直風速を 0 とした。その上で、上端境界とエコー頂との間の収発散量はエコー頂のそれと同じとした。

3.2.3 鉛直風速の変分的修正

電波の波長が比較的短い研究用レーダーの場合、ビームの伝播経路上に存在する雨滴によってビーム強度が減衰する降雨減衰効果は避けられない。したがって、3.2.2 により降雨域上端に対する工夫をしても、大きな減衰を引き起こす豪雨域が存在していれば、降雨の上端高度がより不確実になる。

このような場合、鉛直下向きに積分した結果、鉛直風速が非現実的に大きくなることが多い。ダウンバーストなど特異な現象を除けば、地表面付近では鉛直風速は

一般に 0 に近い場合、降雨域下端での鉛直風速 w_s を基本的に 0 とする拘束条件下で鉛直風速を修正する手法を採り入れた。ただし、降雨域下端が地表面から 2 km 以内にある場合は、地形の効果を検討した拘束条件として、降雨域下端での鉛直風速 w_s が

$$w_s = \vec{v} \cdot \nabla z_s \quad (18)$$

となる拘束条件とした。ここで、 \vec{v} は降雨域下端での水平風速、 ∇z_s は地形勾配を表わす。

また、降雨域上端に対する考え方を降雨域下端にも採用する。すなわち、エコー底高度より一つ下の高度を降雨域下端の高度とみなす。この際、エコー底から降雨域下端までの収発散量はエコー底と同じであるとした。ただし、一つ下の高度が地表面より下になる場合は、地表面を降雨域下端としている。この定義の下、エコー底における鉛直風速と収発散量から、降雨域下端での鉛直風速 w_b (b は降雨域下端を指す) が算定できる。

その上で、各水平グリッドカラムに対して、 w_b と w_s の差から、O'Brien (1970)¹⁹⁾ により変分的に鉛直風速を修正する。結果として、修正された鉛直風速 $w_{k\text{mod}}$ は、

$$w_{k\text{mod}} = w_k - \frac{(\rho_b(w_b - w_s))}{\rho_k} \left\{ \begin{array}{l} \int_{z_t}^{z_k} \rho dz \\ \int_{z_t}^{z_b} \rho dz \end{array} \right\} \quad (19)$$

と表わされる。ここで、添字 k は修正対象の高度、 t は降雨域上端を指す。すなわち、降雨域上端からの空気密度の和に比例するように誤差を分配することになる。

第 4 節 研究用ドップラーレーダーを用いた雷雨観測

デュアル解析による 3 次元風速場をもとに拡張 VVP 法を評価するために、2 台のドップラーレーダーを用いた同期観測を行った。図 5-8 は同期観測を実施した周辺の地形図を示したものである。X バンド帯 (約 3 cm) の電波の波長を持つ研究用

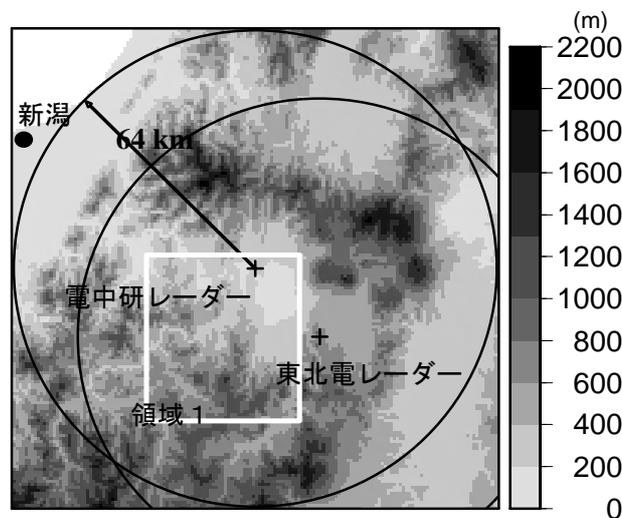


図 5-8 デュアル観測域周辺の地形

レーダー（図 5-9 参照）を約 25 km の距離をおいて 2 台（以下，電中研レーダー，東北電レーダー）配置している。



図 5-9 研究用レーダーを用いた観測（電中研レーダー）

デュアル解析を行うには，両レーダーによる観測値を 3 次元的に取得する必要がある．図 5-10 に電中研レーダーによる仰角パターンを示した．レーダーは低い仰角から順にアンテナをスキャンし，各仰角に対して円錐面状のデータが取得される．それぞれのレーダーは，10 分間 1 サイクルの多仰角観測を行うように制御され，サイクル開始時から 6 分以内に取得できたデータを利用した．すなわち，解析された 3 次元風速場は，サイクル開始後 3 分後の時刻における 6 分平均の 3 次元風速場となる．しかし，レーダーの中心付近では，10 km 高度を越える程十分に高い高度までのデータが取得できない．そこで，電中研レーダーサイトを中心とする半径 4 km，東北電レーダーサイトを中心とする半径 12 km の領域を解析領域から除いた．

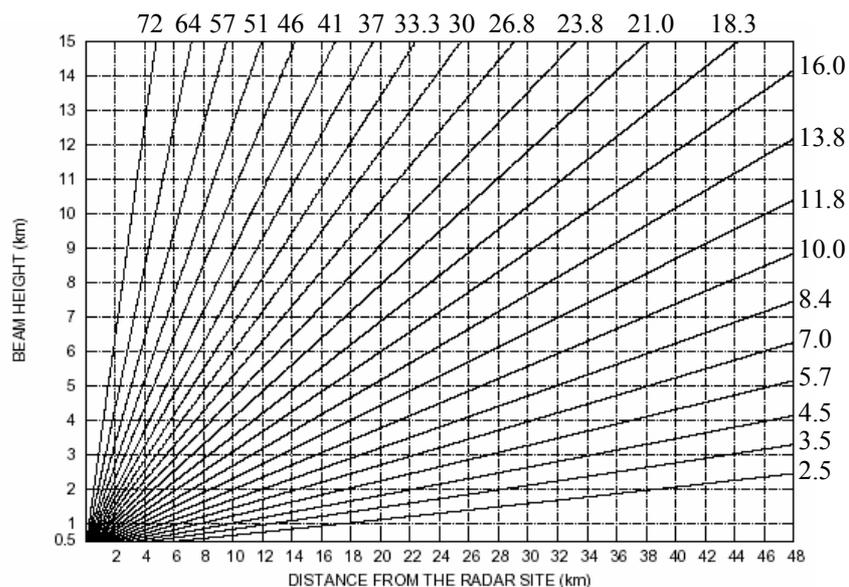


図 5-10 レーダー観測における仰角パターン（電中研レーダー，数字は仰角（度））

第 5 節 事例解析

5.1 対象降水事例の概況

2003 年 8 月 25 日に東北会津盆地周辺に起こった雷雨事例を適用対象とした。13 時から 16 時にかけての気象衛星による赤外画像を図 5-11 に示す。観測域周辺において、降雨域が急速に発達し、通過する様子が見てとれる（矢印部）。

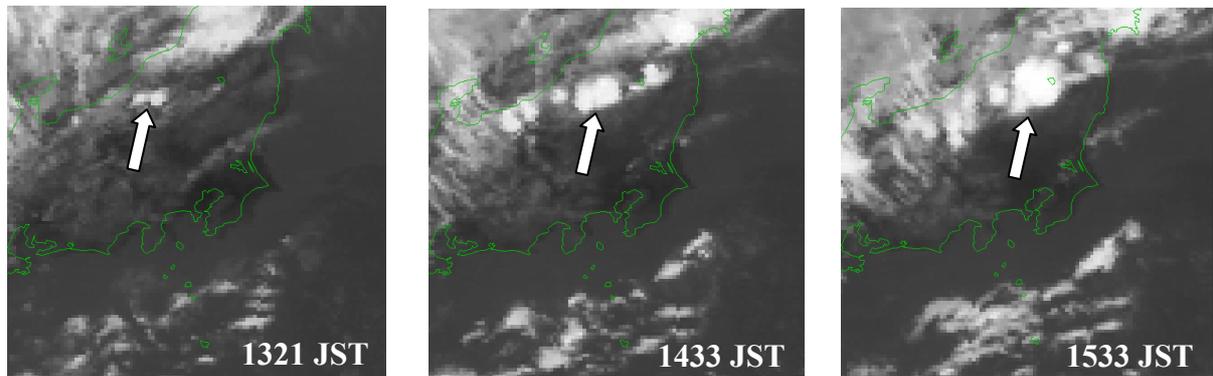


図 5-11 静止気象衛星画像の時系列

図 5-12 は気象庁レーダーアメダス解析雨量（1 時間積算雨量）を示したものである。15～16 時にかけてデュアル解析域南側（図 5-8 における領域 1）で降雨域が発達し（実線円部），その後衰弱する一方，16～17 時にかけて解析域北側で降雨域の発達が見られる（点線円部）。研究用レーダーによる観測結果（図 5-13）からは，レーダーサイト周辺の激しい降水による電波の減衰のために一部の降水域しか観測できていない時間帯もあったが，おおむね解析雨量と対応した雷雨域を観測できていた。とりわけ，図 5-13 中の矢印で示した強い降水域は，図 5-12 中に実線円部で示した降水の発達域の中でも 40 mm/hr を越える局所的に強い降水域と対応しており，後述にてこの周辺の風速場構造を明らかにする。なお，デュアル解析において観測時刻差の影響を考慮するために必要な降雨域の移動速度は，レーダーによる降雨エコーを椎葉ら（1984）²⁹⁾ の移流モデルに適用して推定している。

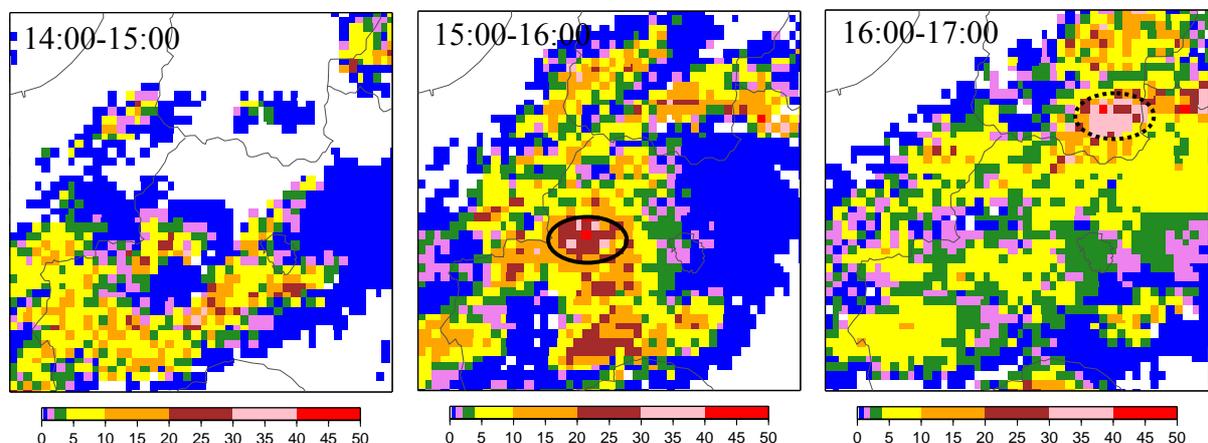


図 5-12 気象庁レーダーアメダス解析雨量による 1 時間積算雨量 (mm/hr) の時系列

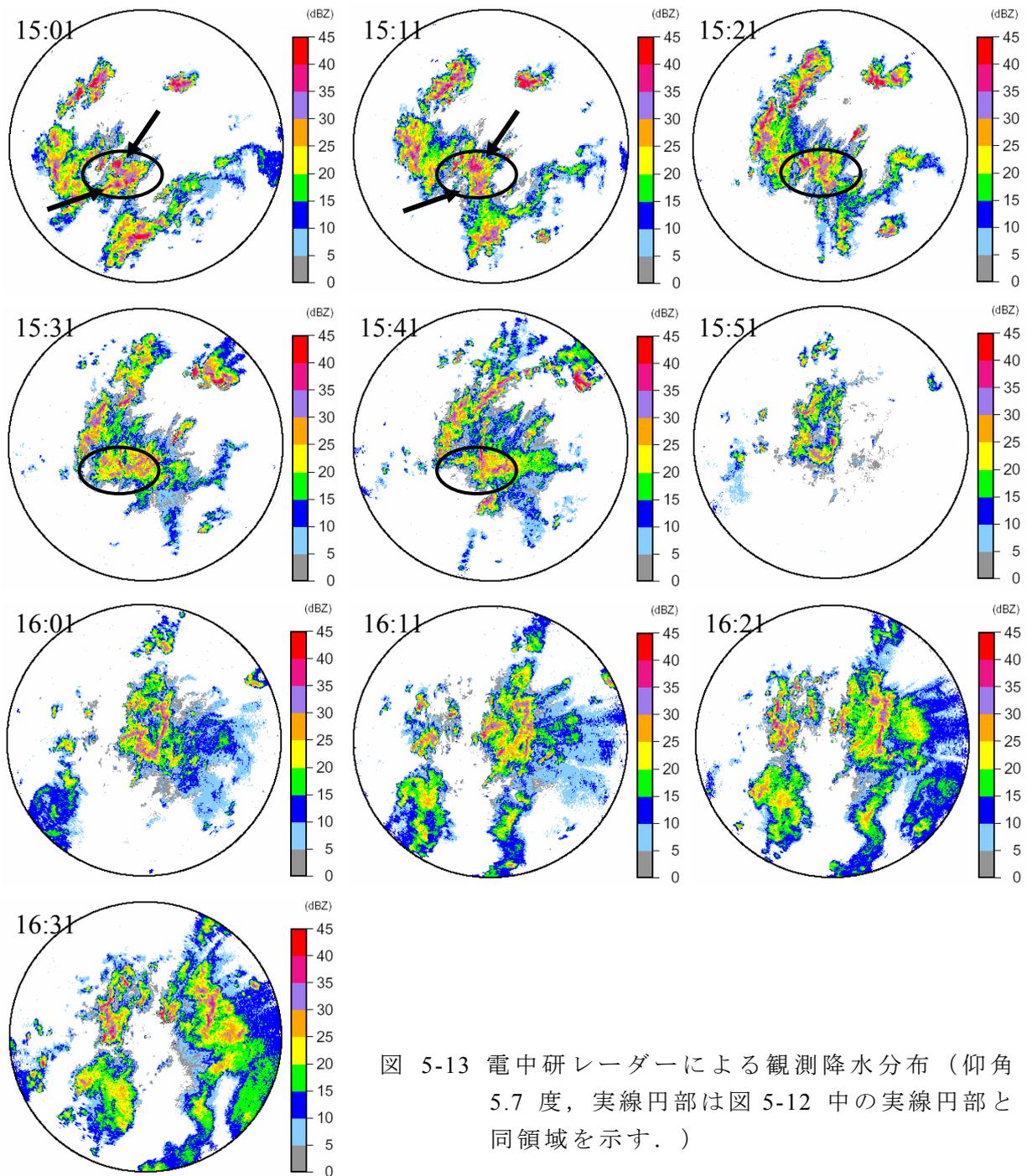


図 5-13 電中研レーダーによる観測降水分布（仰角 5.7 度，実線円部は図 5-12 中の実線円部と同領域を示す．）

5.2 デュアル解析による推定 3 次元風速場の特徴

5.2.1 水平風速場の時系列

デュアル解析によって推定された 2 km, および 3 km 高度の水平風速場（15 時 3 分～ 33 分）を図 5-14, および図 5-15 に示した（表示域は図 5-8 で示された領域 1 と同じ）．ただし，雷雲内の相対的な気流を知るべく，降雨域の移動速度を差し引いた風速ベクトルをプロットしている．この時間帯は，デュアル解析域南側で生じた降雨域の発達段階にあたる．

まず、2 km 高度での風速場の収束（点線部）が明瞭に把握できる。また、3 km 高度では、収束域のやや北西側において、図 5-13 に見られる二つの強いエコー域と対応するように二つの小スケールの渦が存在し（矢印部）、それぞれの渦は反時計回り（低気圧性）と時計回り（高気圧性）を示している。降雨減衰による観測の欠如により明瞭でない点はあるが、渦を伴う構造が数十分間は維持されている。

過去にも、雷雨に対する数値計算や観測からこのような現象の存在が示唆されている（Klemp and Wilhelmson (1978)¹²⁾、Klemp *et al.* (1981)¹³⁾）。彼らは、下層から中層にかけての風の鉛直シアが、局所的に大気の鉛直循環を引き起こし、この鉛直循環が何らかのきっかけで持ち上げられると正負二つの渦を伴って急激な降雨の発達を引き起こすことを数値計算的に示した。この降水事例においても、全体的に下層は北東風、中層から上層では南西風が卓越し、風の強いシアを持っていた（図 5-16（後述）参照）。この潜在的な鉛直循環を持ち上げるきっかけは、2 km 高度において見られる収束域の通過だと考えられる。そういう意味で、適用事例は典型的なスーパーセル型雷雨の形成メカニズムを有していたといえる。

5.2.2 風速場の鉛直断面構造

15 時 13 分における推定結果において、強いエコー周りの気流を 3 次元的に考察する。図 5-16 は各高度における降雨の動きに相対的な水平風速分布である。下層か

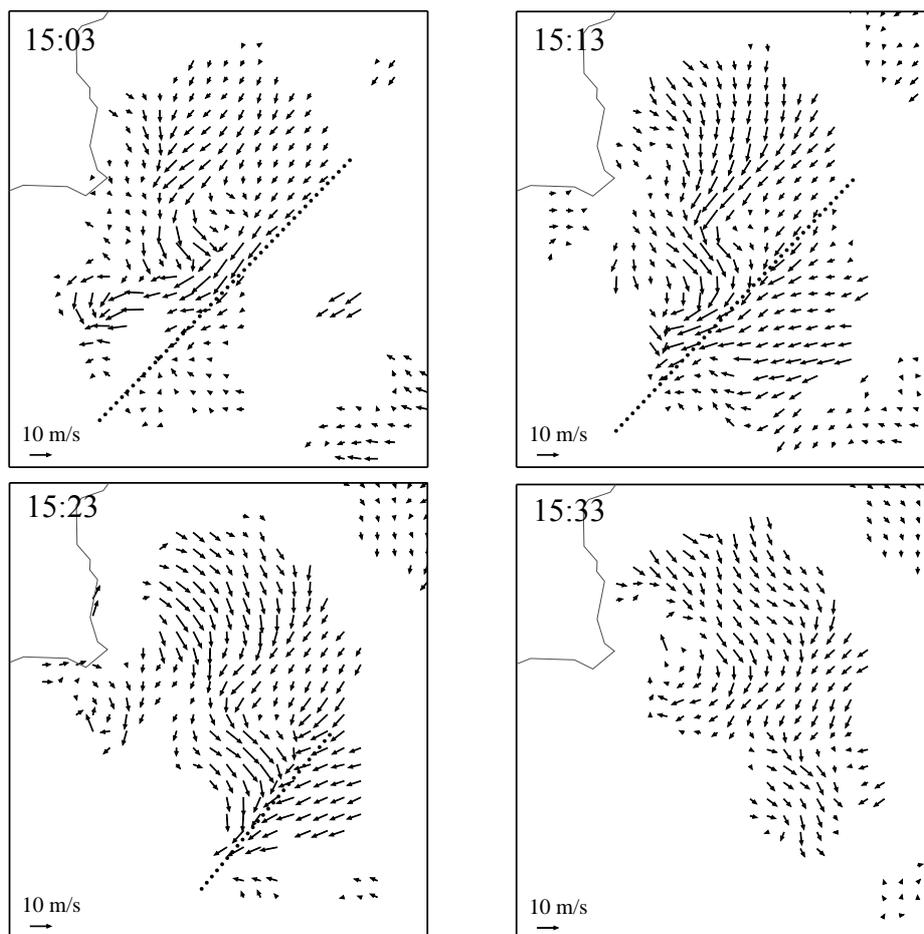


図 5-14 デュアル解析による推定水平風速場（領域 1，2 km 高度）

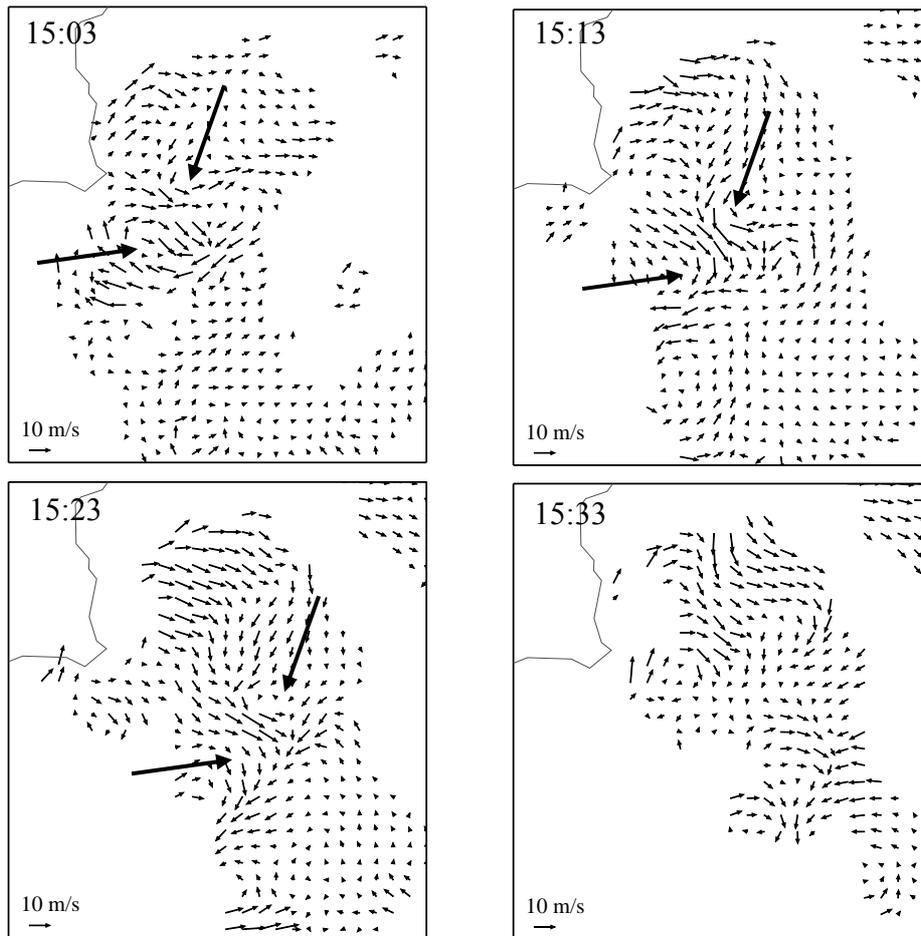


図 5-15 デュアル解析による推定水平風速場（領域 1，3 km 高度）

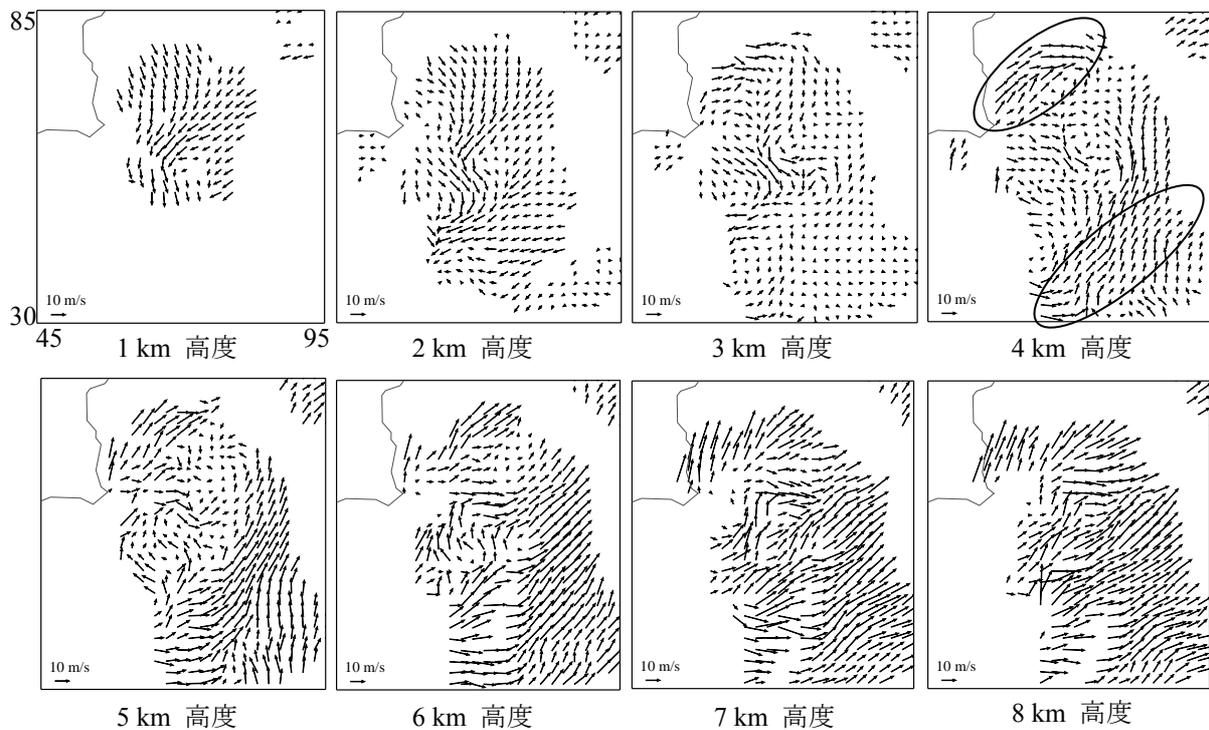


図 5-16 デュアル解析により推定された各高度の水平風速分布（15:13）

ら中層にかけて風の収束や渦が存在し，上層では発散流が見られる．また，前述の正負二つの対の渦は，高度 5 km 程度まで明瞭であり，鉛直方向にはやや北北東に傾いている．もう一つの特徴的な流れとして，この二つの渦に伴う周辺流（例えば，4 km 高度の実線円部）が見られる．40 dBZ を超える強いエコー域を雨滴が密集する障害物とみなせば，これは障害物を避ける気流ということができる．

図 5-17 は南方向から雷雲を見た鉛直断面図である．まず，雷雲は高度 14 km 付近まで成長しており，強い鉛直気流が高度 10 km を越えて存在している（XZ-60 断面）．この強い上昇流は，二つの渦のうち低気圧性の渦に伴って生じたものである．一方，高気圧性の渦については，強い上昇流が高度 7 km 程度まで確認できる（XZ-52 断面の丸印部）．また，XZ-52 断面に見られるもう一つの上昇流（矢印部）は，図 5-14 において示した風の収束域によるものである．低気圧性渦の方が高気圧性渦よりも成長しやすいという一般的な観測事実は，低気圧性渦の方が強い上昇流を伴うことと関連していることがわかる．

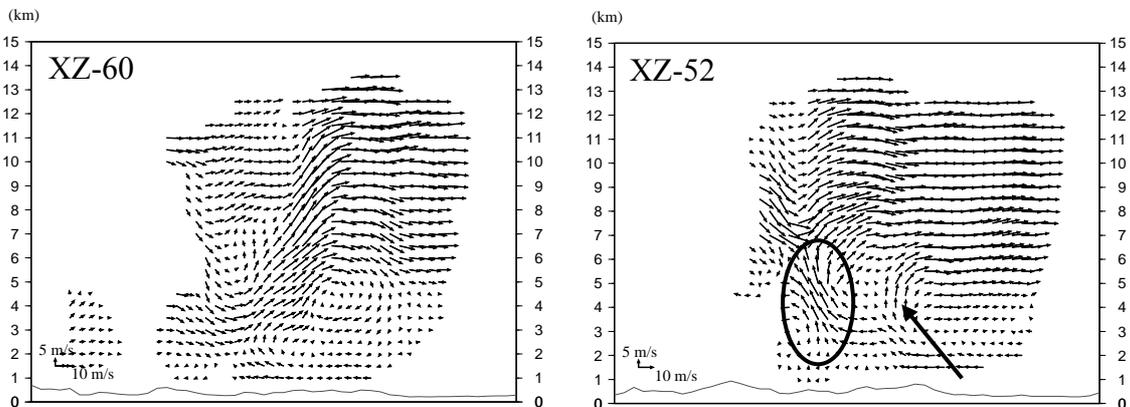


図 5-17 3次元風速場の東西方向の鉛直断面（断面番号は図 5-16 における南北方向の座標を表す．）

以上，総合的に考えれば，適用事例における強いエコー周りの 3次元風速場について，以下のように表現することができる．まず，二つの強いエコーの形成は，鉛直シアーに起因する鉛直循環が，より空間スケールが大きい風の収束ラインの通過に伴って持ち上げられたことに遡る．その持ち上げに伴い，強い上昇流を伴う正負二つの渦が生成され，それぞれ小スケールの対流セルに発達する．この際，低気圧性渦の方がより強い上昇流を伴い，より発達する．この上昇気流は上層では発散し，エネルギーを開放している．一方，雷雲に向かって流れる気流は強エコー域を避けるように流れ，対流セルの発達の妨げにはなっていない．

このように，デュアル解析によって豪雨域の風速場を詳細に把握することができた．結果として，豪雨の生成や発達などの変化は，風速場構造と密接につながっている．したがって，このような風速場構造を表現できなければ，対流スケールでの降雨域の予測や再現を数値計算により正確に行うことは難しいと予想できる．

5.2.3 鉛直風速の変分的修正の効果

図 5-18 はデュアル解析において用いている鉛直風速の修正を行わなかった場合

の推定風速場の鉛直断面を示したものである。中層から下層にかけての強い鉛直流（円部）は非常に強すぎて現実的ではない。これは、鉛直風速の推定の際に用いる連続式の積分誤差が積み重なったことに起因する。3.2.2 や 3.2.3 で述べたように、降雨域の上端をレーダーによって正確に観測することが難しいことが境界条件の不確実性として誤差の原因になっていると考えられる。したがって、鉛直風速の変分的な修正はこれらの誤差を修正する上で必要不可欠である。

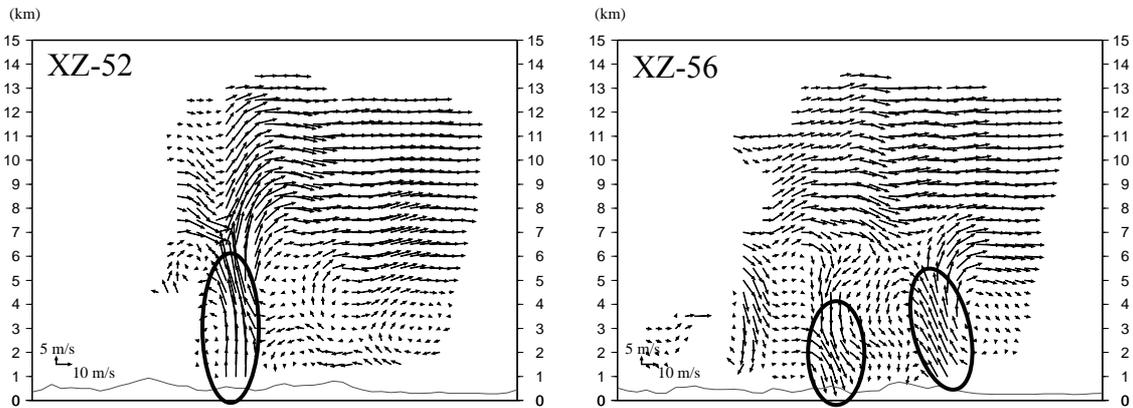


図 5-18 鉛直風速の修正を行わない場合の推定風速場（断面番号は図 5-16 における南北方向の座標を表す。）

5.3 拡張 VVP 法による推定水平風速場の精度検証

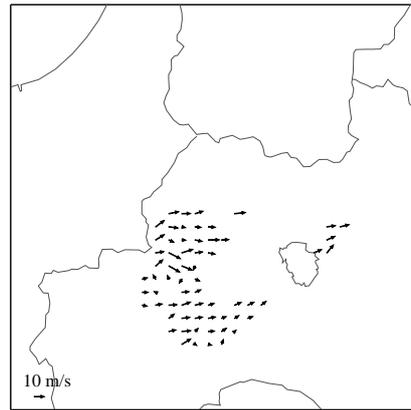
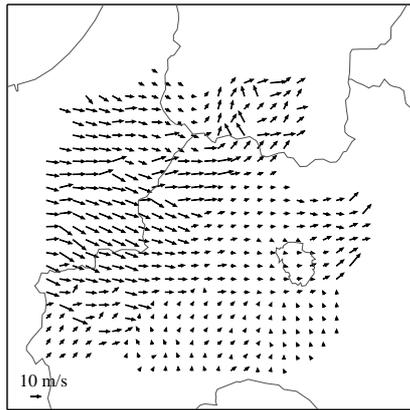
5.3.1 水平風速場の時系列とデュアル解析風との定性的比較

図 5-19、および図 5-20 はそれぞれ、15 時 13 分、および 16 時 13 分における拡張 VVP 法とデュアル解析による推定水平風速場を 2, 3, 4, および 5 km 高度に対して示したものである。なお、両図中のデュアル解析結果については、拡張 VVP 法の推定格子点間隔（4 km）に間引いてプロットしているが、平滑化等の処理は行っていない。すなわち、それぞれの手法によって推定される風はそれぞれ異なる空間スケールを持つ。

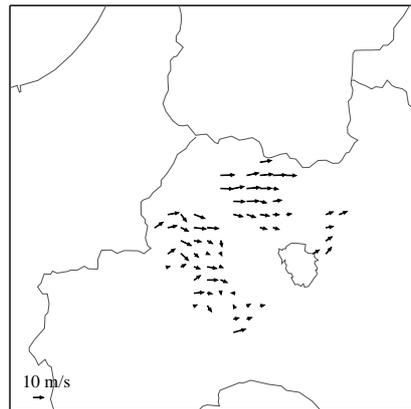
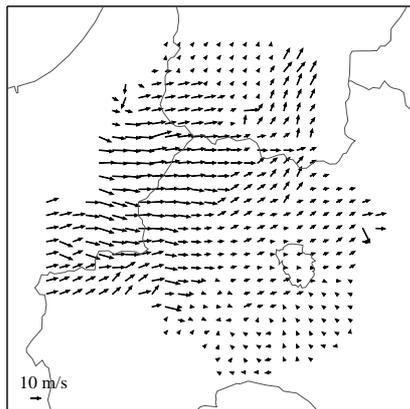
2つの手法が着目している空間スケールの差があることを考えれば、全体的には拡張 VVP 法はデュアル解析風に見られる風の収束域や鉛直シアなどを定性的に推定することができる。デュアル解析から明らかになったように、本適用事例は、非常に強い鉛直流や渦、水平・鉛直シアといった非線形性の卓越した風速場構造を有している。それにもかかわらず、ある程度適切に推定できているのは、解析形状を増やすアイデアや計算アルゴリズムが適切に機能しているからであると考えられる。ただし、特に 5 km 高度に対する両者の対応関係は、他高度に比べ精度が相対的に低いことを示唆している。これについては、5.3.2 にて定量的に明らかにする。なお、拡張 VVP 法にはデュアル解析のようなビーム交差角による制限がないため、広い領域で風速が推定されている。

一方、図 5-21 は高度 3 km における推定結果の時系列変化を比較したものである。対流スケールを有した渦などは推定できないが、推定対象とする 20 km 弱の水平スケールにおける風速場の時間変化の推定は適切に行えている。

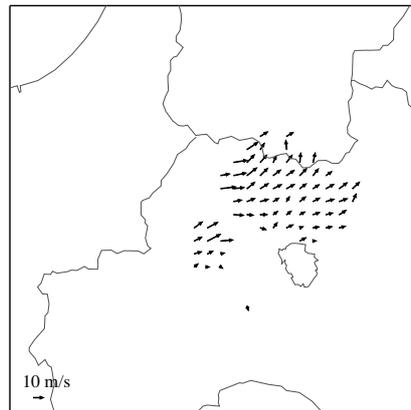
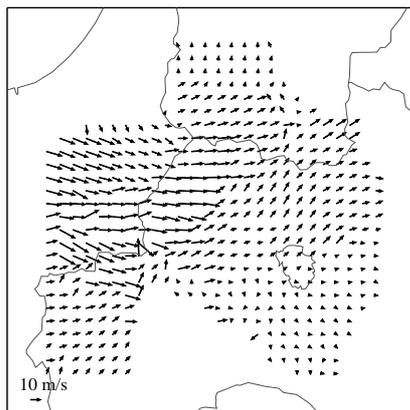
15 時 03 分



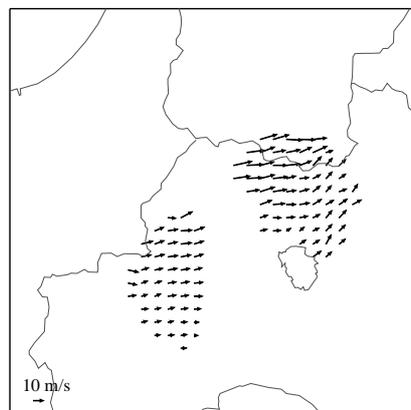
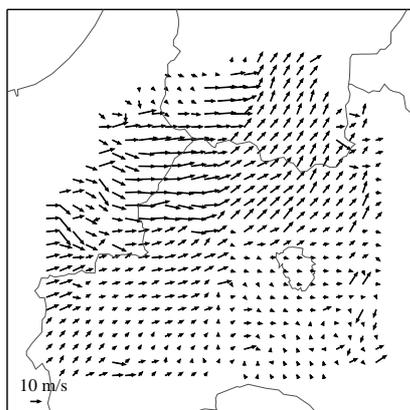
15 時 33 分



16 時 03 分



16 時 33 分



拡張 VVP 法

デュアル解析

図 5-21 推定水平風速場の比較 (3 km 高度, 左: 拡張 VVP 法, 右: デュアル解析)

5.3.2 定量的な精度検証

拡張 VVP 法による風をデュアル解析風と定量的に比較する上で、両者の空間スケールを合わせる必要がある。そこで、定量的な比較を行うために、デュアル解析による風を、各格子点を囲む 16 km × 16 km の領域で平均化して比較に用いる。比較は高度 1~5 km (500 m 間隔) に対して行い、風の東西方向成分 U と 南北方向成分 V について、バイアスと Root Mean Square Error (RMS Error) を算出する。

表 5-1 は、2003 年 8 月 25 日 14 時 43 分から 18 時 23 分まで 10 分おきに行った風速場の推定結果を用いて、各高度の統計値を示したものである。全期間における解析結果が統合されている。高度 4 km より高い高度において、相対的に精度が低くなっていることが特に RMS Error から示唆される。これは上述の定量的な比較でも見られた傾向であり、全時刻帯で見られた。高い高度に対する適用性が相対的に低くなるのは、VVP 推定に用いる動径速度のビーム仰角が高くなるため、鉛直風速を無視した影響が現われやすいからであると考えられる。特に、本適用事例は強い鉛直流を伴っているため、影響が顕著になりやすい。その他については、高度 1 km における東西方向成分の RMS Error については低いスコアが示唆されているが、おおむねバイアスの絶対値は 2 m/s 以内、RMS Error が 4 m/s 以内となっている。

表 5-1 拡張 VVP 法の精度評価におけるスコア値 (単位は m/s)

高度		1.0 km	1.5 km	2.0 km	2.5 km	3.0 km	3.5 km	4.0 km	4.5 km	5.0 km	ALL
U	バイアス	-2.30	-0.95	-0.82	-1.15	-1.26	-1.41	-1.84	-2.36	-2.85	-1.68
	RMS Error	4.16	2.96	2.77	2.79	3.03	3.26	3.76	4.44	4.99	3.68
V	バイアス	0.91	0.65	0.97	1.44	1.49	1.27	1.17	0.82	0.37	1.04
	RMS Error	2.38	2.56	2.44	2.76	2.94	3.13	3.16	3.49	3.85	3.10
格子点数		507	881	1319	1572	1745	1753	1748	1791	1709	13025

一方、図 5-22 は、高度 4 km 以低の高度における両手法の比較散布図をそれぞれの速度成分に対して示したものである。多少ばらつきはあるものの、大きなバイアスのない対応関係にある。また、図 5-23 は同じ散布図であるが、オリジナルの VVP 法とデュアル解析による結果を比較したものである。ここで、「オリジナル」とは、動径速度の平滑化や拡張 VVP 法特有のアルゴリズムを用いていないことを指す。ただし、VVP 推定後、周辺の推定風速との乖離が大きい風速を異常値として除去するチェックは拡張 VVP 法と同様に行った。図 5-22 と比較した結果、拡張したアルゴリズムは、非線形性の強い事例に対して顕著な改善効果をもたらしていることがわかる。以上の結果から、拡張 VVP 法は高度 4 km 以低であれば、激しい気象現象に対する適用性があり、オリジナルの手法からの改善も見られるといえる。

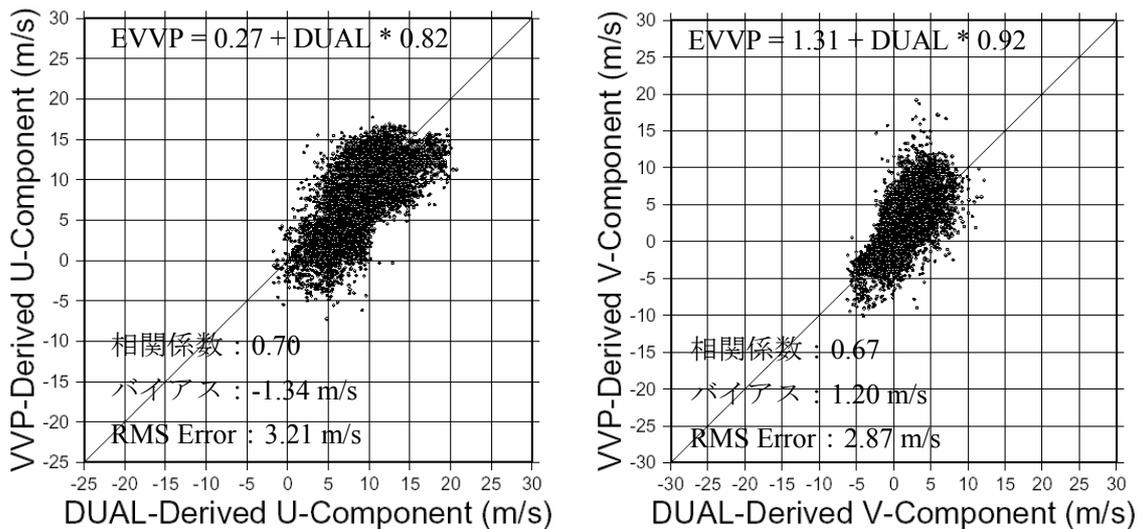


図 5-22 拡張 VVP 法とデュアル解析結果との比較（左：U 成分，右：V 成分）

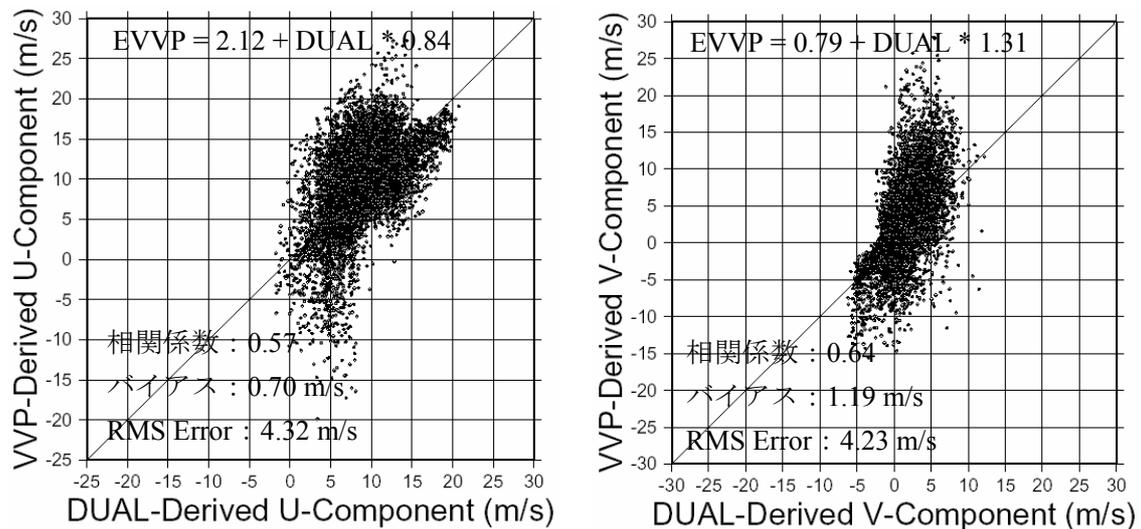


図 5-23 オリジナル手法とデュアル解析結果との比較（左：U 成分，右：V 成分）

5.3.3 拡張 VVP 法による推定風速場のデータ同化に向けて

拡張 VVP 法によって推定される水平風速場は、解析領域の大きさから考えて 20 km 弱の水平スケールを代表したものと考えられる。この空間スケールは、3次元変分法がモデル変数の修正の対象としているスケールに近く、同化する上で都合の良い推定値であるといえるが、動径速度そのものが有する空間スケールと異なるため、共に同化する際には距離スケールの取り扱いに注意を払う必要がある。

誤差については、表 5-1 の値を見る限り、動径速度に含まれる（一般的には 1 m/s 程度の）誤差よりは大きい。したがって、動径速度と共に同化すると、動径速度の重みが相対的に増す形で同化による修正が行われ、風速場のリトリーバル結果に悪影響を及ぼす可能性は小さいものと考えられる。一方、WRF-Var システムには、同化対象の背景場と観測値との乖離（イノベーション）が非常に大きい場合、観測値を同化の対象から除外するチェック機能が備わっている。もし、拡張 VVP 法の推定風速場を付加的に同化した際に悪影響が見られる場合はこのチェック機能を用いる

のも1つのオプションである。

第6節 結語

簡便に水平風速場を推定できる手法として、1台のドップラーレーダーによる観測値を用いた VVP 法は広く利用されている。しかし、この手法は風速場の線形モデルを基礎としているため、非線形性の強い豪雨事例に対する適用性には限界があるとされている。本章において拡張された VVP 法は、解析領域内の平均的な水平風速場を推定するべく、解析領域内に存在する非線形性の強い風速に反映された動径速度値を解析から除外するためのさまざまな工夫がなされている。2台のドップラーレーダーによる同期観測データから解析（デュアル解析）された3次元風速場を基準として、この拡張 VVP 法の性能を評価した。その際、2台の研究用レーダーを用いた同期観測を実施し、デュアル解析手法も新たに構築した。

その結果、拡張 VVP 法は元来の VVP 法より高い適用性を有することが明らかとなった。線形モデルを基礎としているのもかかわらず、強い収束、上昇気流、そして渦を伴った雷雨事例に対し、拡張 VVP 法は多少平滑化された形ではあるが、水平風速の収束などを適切に推定できていた。また、定量的な評価結果からは、特に大気下層に対する適用性が中層に比べて相対的に高く、データ同化への利用に耐えられる精度を有していることが示唆された。単一のドップラーレーダー観測を行う環境の下で3次元変分法による同化を行う際、動径速度に加え風速場に関する付加的情報が望まれることを第3章や第4章において述べたが、拡張 VVP 法はこの必要性に応えられるものと期待できる。

Appendix デュアル解析において用いる降水粒子の落下速度について

大気中を落下する降水粒子は、粒子の重みと空気による抵抗力が釣り合う段階で等速度運動をする。その等速度は終端落下速度と呼ばれ、一般に、終端速度に達するために要する時間は短い。デュアル解析では、終端落下速度が降水粒子の落下速度として用いられる。

地表面（海面）上における正確な水粒子の終端落下速度 v_t [m/s] の測定は、Gunn and Kinzer (1949)¹⁰⁾ によってなされ、今日でも頻繁に用いられている。Atlas and Ulbrich (1977)³⁾ が Gunn and Kinzer による測定データを粒径 D [m] の関数として、

$$v_t \approx 386.6D^{0.67} \quad (\text{A1})$$

によって近似するように、終端落下速度は粒径の指数分布によって表現されることが多い。一方、（等価）レーダー反射因子 Z_e は、粒径分布 $N(D)$ と粒径 D の関数

$$Z_e = \int_0^{\infty} N(D)D^6 dD \quad (\text{A2})$$

によって定義される。レーダー反射因子を用いて終末落下速度を近似する試みがなされる理由は、両者がともに粒径と密接な関係があるからである。ただし、レーダー反射因子は粒径分布に依存し、粒径分布は降水粒子の種類（雪片、氷晶など）や

降水タイプ（層状性，対流性など）によって変わるため，さまざまな降水粒子，降水タイプに対するレーダー反射因子－終端落下速度関係式（ $Z-v_t$ 関係式）が提案されている。

$Z-v_t$ 関係式は，Gunn and Kinzer による測定データを式 (A1) のように近似し，ディストロメーター (Disdrometer) を用いた観測などによって得られる粒径分布式とともに式 (A2) と連立させることによって導出されるのが基本である。ただし，式 (A1) は地表面（海面）上でのものであるため，上空における落下速度は，Foote and Du Toit (1969)⁸⁾ の手法によって補正して用いられる。以下，代表的な $Z-v_t$ 関係式について概説する。水粒子に対しては，以下の四つの式がよく参照される。

Atlas et al. (1973)²⁾

$$v_t = 2.65Z_e^{0.1114} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (\text{A3})$$

Joss and Waldvogel (1970)¹¹⁾

$$v_t = 2.6Z_e^{0.107} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (\text{A4})$$

Rogers (1964)²¹⁾

$$v_t = 3.8Z_e^{0.0714} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (\text{A5})$$

Sekhon and Srivastava (1971)²⁴⁾

$$v_t = 4.32Z_e^{0.052} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} \quad (\text{A6})$$

ここで， ρ_0 ，および ρ はそれぞれ，地表，および上空の対象高度における空気密度であり，Foote and Du Toit による補正手法に用いられる。なお，標準大気に対して，約 2.5 km 高度では+10%，約 4.5 km 高度では+20%の補正になる (Sauvageot (1992)²²⁾)。図 A-1 はそれぞれの式をプロットしたものである。選択によっては最大 2 m/s 程度の差が生じ，レーダー反射因子値が小さいほどより差は大きくなる。

次に，雪粒子については，Sekhon and Srivastava (1970)²³⁾ による式が代表的である。図 A-2 はこの式をプロットしたものである。水粒子の場合と比較すると，同じレーダー反射因子に対して数 m/s の差がある。また，雪の落下速度を一律 1 m/s とし

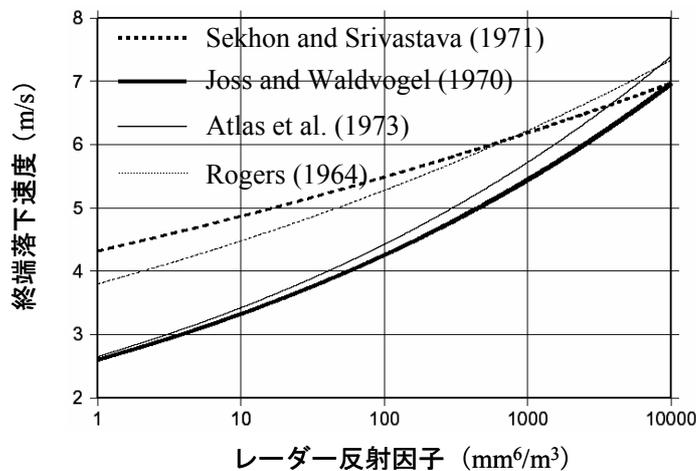


図 A-1 種々の粒径分布に対するレーダー反射因子－終端落下速度関係（水粒子）

いる文献もある(石原ら(1987)²⁸⁾) が、この図からそれが合理的であることがわかる。なぜなら、雪粒子に対して 20 dBZ ($100 \text{ mm}^6\text{m}^{-3}$) を超えるレーダー反射因子を観測するケースは多くないからである。

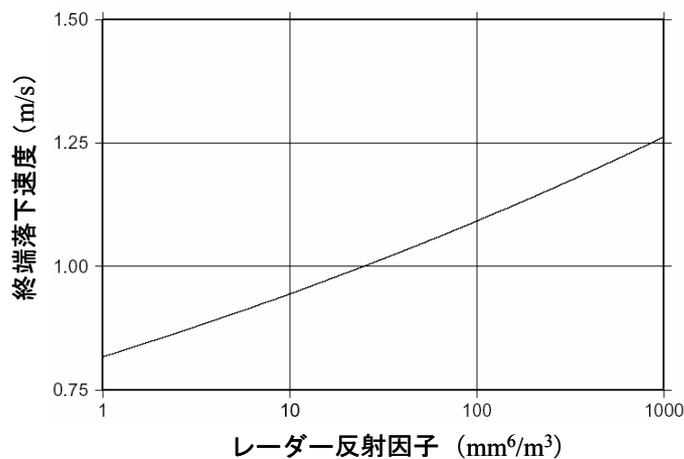


図 A-2 レーダー反射因子－終端落下速度関係（雪粒子）

このように、終端落下速度の推定において、粒子の種類や選択する式によっては最大数 m/s の差異が生じることがわかった。このような差異が鉛直速度の推定誤差にどれほど寄与するかということが問題である。Doviak et al. (1976)⁶⁾によれば、終端落下速度の近似誤差に起因する鉛直風速の推定誤差は落下速度の 20 %以下と見積もられている。この見積もりによれば、選択する式や粒子間の違いは鉛直風速の定量化に決定的な影響を与えないといえる。

しかし、降水粒子の種類による不確実性を軽減すべく、本研究では以下のように粒子の種類を考慮した終端落下速度を決定している。まず、最も近い高層観測データや鉛直ドップラー観測²⁾によって、粒子が変化していると思われる高度（相変化高度）を推定する。相変化高度より低い高度に対しては水粒子として、Rogers (1964)²¹⁾による式 (A5)、高い高度に対しては雪粒子として、Sekhon and Srivastava (1970)²³⁾による式を用いてレーダー反射因子値から終端落下速度を推定する。相変化高度にあたる格子点に対しては、上下の格子点における落下速度の平均値を用いている。

参考文献

- 1) Armijo, L., 1969: A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radars. *J. Atmos. Sci.*, 26, 570-573.
- 2) Atlas, D., R. C. Srivastava, and R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 2, 1-35.
- 3) Atlas, D., and C. W. Ulbrich, 1977: Path- and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *J. Appl. Meteor.*, 16, 1322-1331.

²⁾ 10 分サイクルの 3 次元スキャンにおいて、図 5-10 に示した仰角に加え、鉛直方向にレーダービームを向けた観測を行った。

- 4) Bierman, G. J., 1977: *Factorization Methods for Discrete Sequential Estimation*. Academic Press, New York, NY, 241 pp.
- 5) Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367-374.
- 6) Doviak, R. J., P. S. Ray, R. G. Strauch, and L. J. Miller, 1976: Error estimation in wind fields derived from dual-Doppler radar measurement. *J. Appl. Meteor.*, 15, 868-878.
- 7) Doviak, R. J., and D. S. Zrnić, 1993: *Doppler Radar and Weather Observation*, 2nd Ed. Academic Press, San Diego, CA, 562 pp.
- 8) Foote, G. B., and P. S. Du Toit, 1969: Terminal velocity of raindrops aloft. *J. Appl. Meteor.*, 8, 249-253.
- 9) Gal-Chen, T., 1982 : Errors in fixed and moving frames of references: Applications for conventional and Doppler radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, 39, 2279-2300.
- 10) Gunn, R., and G. D. Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteorol.*, 6, 243-248.
- 11) Joss, J., and A. Waldvogel, 1970: Raindrop size distributions and Doppler velocities. *14th Radar Meteorol. Conf.*, 153-156.
- 12) Klemp, J. B., and R. B. Wilhelmson, 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070-1096.
- 13) Klemp, J. B., R. B. Wilhelmson, and P. S. Ray, 1981: Observed and numerically simulated structure of a mature supercell thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1558-1580.
- 14) Koscielny, A., R. J. Doviak, and R. Rabin, 1982 : Statistical considerations in the estimation of divergence from single-Doppler radar data and application to prestorm boundary-layer observations. *J. Appl. Meteor.*, 21, 197-210.
- 15) Leise, J. A., 1981: A multidimensional scale-telescoped filter and data extension package. *NOAA Tech. Memo.*, ERL WPL-82, Wave Propagation Laboratory, Boulder, Colorado, 20 pp.
- 16) Matejika, T., and R. C. Srivastava, 1991 : An improved version of the extended velocity-azimuth display analysis of single-Doppler radar data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 8, 452-466.
- 17) Mohr, C. G., L. J. Miller, R. L. Vaughan, and H. W. Frank, 1986 : Merger of mesoscale datasets into a common Cartesian format for efficient and systematic analyses. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 3, 143-161.
- 18) Nelson, S. P., and R. A. Brown, 1987 : Error sources and accuracy of vertical velocities computed from multiple-Doppler radar measurements in deep convective storms. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 4, 233-238.
- 19) O'Brien, J. J., 1970 : Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, 9, 197-203.
- 20) Ogura, Y., and N. A. Phillips, 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 19, 173-179.
- 21) Rogers, R. R., 1964: An extension of the Z-R relationship for Doppler radar. *11th Radar Meteorol. Conf.*, 158-160.

- 22) Sauvageot, H., 1992: *Radar Meteorology*. Artech House, Boston, MA, 366 pp.
- 23) Sekhon, R. S., and R. C. Srivastava, 1970: Snow size spectra and radar reflectivity. *J. Atmos. Sci.*, 27, 299-307.
- 24) Sekhon, R. S., and R. C. Srivastava, 1971: Doppler radar observations of drop-size distribution in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, 28, 983-994.
- 25) Smith, S. D., and R. M. Rabin, 1989: Estimation of divergence in the prestorm boundary layer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6, 459-475.
- 26) Sugimoto, S., 2002 : Kinematic properties in convective storms derived from Doppler radar observations in mountainous regions of Japan. *Int. Conf. on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia*, 497-502.
- 27) Waldteufel, P., and H. Corbin, 1979: On the analysis of single Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, 18, 532-542.
- 28) 石原正仁, 榊原 均, 柳沢善次, 松浦和夫, 青柳二郎, 今泉孝男, 1987: 2 台のドップラーレーダーによって観測された関東地方の雷雲の内部構造. *天気*, 34, 321-332.
- 29) 椎葉充晴, 高棹琢馬, 中北英一, 1984: 移流モデルによる短時間降雨予測の検討. *水理講演会論文集*, 28, 423-428.
- 30) 杉本聡一郎, 内田幸志, 村里浩司, 2003: 2 台のドップラーレーダーを用いた東北地方における雷雨観測と風速場の空間特性. *水工学論文集*, 47, 61-66.

第6章 衛星搭載型レーダーを利用した地上設置型レーダーの 補正

第1節 背景と目的

レーダーによって観測される高分解能の降水分布は、短時間降水予測や広域の地上降雨量推定といった応用的利用において利用価値の高い情報である。一方、その利用目的が高度化する程、レーダー観測値と大気水分量、もしくは地上降雨量との間に存在する避けられない不確実性を可能な限り軽減する必要がある。

レーダーは降水量に関わる値としてレーダー反射因子を観測するが、この値から水分量や降雨量に変換する際、2つに大別される要因

- 1) レーダー反射因子値の（電磁気学的な）観測精度
- 2) 仮定すべき降水粒子の粒径分布や降水粒子の種類

における不確実性が存在し、降水量や降雨量の定量性に関する議論を難しくしている。本章はこのうち、1)の問題を研究の対象とする。

実例として、第4章において適用対象とした米国の NEXRAD では、実際に2つのレーダーから同じ距離に存在する降水を観測した際、得られるレーダー反射因子値がレーダー間で大きく異なる場合があるとされている（Smith et al. (1996)¹⁰⁾, Anagnostou et al. (2001)¹¹⁾）。この一因として、いわゆるレーダー方程式内のレーダー定数がレーダーごとに正確に同定されていないことを挙げ（Smith et al. (1996)¹⁰⁾）、Ulbrich and Lee (1999)¹²⁾ は、正確な降水量推定には正確な校正（キャリブレーション）が必要であると主張している。

もし、キャリブレーションの誤差に起因した系統的な誤差（以下、バイアス）がレーダーごとに存在すれば、仮定する粒径分布を介して、水分量や降雨量との関係に直接的な影響を及ぼす。このようなバイアスを含むレーダー反射因子値を使った場合、メソ気象モデルのデータ同化（第3章、第4章）、ならびに概念モデル（第2章の第3節）を用いた降水予測手法において、大気水分量やリトリーブされる気温に誤差が生じることとなる。第3章や第4章を通して、温度のリトリーブが降水量の定量性向上に寄与することが示されたが、結局、キャリブレーションの誤差は、対流の発達や衰弱過程の予測精度の低下に影響しうる。

また、地上降雨量の推定には、地上雨量計による雨量と雨量計の真上におけるレーダー反射因子値との間に指数分布を仮定し、過去の降雨事例に対して指数分布のパラメータを最適に同定して、以後の降雨量推定に用いることが多い。キャリブレーションの誤差は、そのパラメータ同定に非線形的な影響をもたらす。これまでも多くの指数分布が提案されている（Battán (1973)²⁾）が、そもそもそのパラメータが層状性や対流性といった降水システムに起因するものなのか、実はキャリブレーション誤差に伴うレーダー反射因子値のバイアスが大きく影響しているものなのか、といった議論を投げかけるであろう。

本章の目的は、気象庁のネットワークレーダー網に対し、反射因子値のバイアス

量を個々のレーダーごとに推定することについて、その可能性を議論することである。バイアスを推定するためには、少なくとも基準となるデータが必要であるが、本論文は熱帯降雨観測衛星に搭載された降雨レーダー（以下、TRMM PR）のデータに着目した。そこで、TRMM PR と気象庁レーダーによるレーダー反射因子値を直接比較する手法を構築し、バイアス推定に用いる。その結果得られたバイアス量を用いて、レーダーサイトそれぞれに対するバイアス量や時間的推移、ならびにレーダー間における傾向の違いなどに関する多角的な評価を行う。

第2節 衛星搭載型、ならびに地上設置型レーダーについての概説

TRMM PR

気候変動やその予測には特に熱帯地域を中心とした地球規模での降水を把握することが必要であるという考えのもと、宇宙開発事業団（現、宇宙航空研究開発機構）と NASA との共同プロジェクト TRMM が推進されている。1997年11月の打ち上げ以降、当初予定した寿命を越えて、現在においても観測データが供給され続けている。TRMM 衛星の軌道は太陽非同期円軌道であり、1日に地球を16周回し、日本本土上空には1日に2回通過する。

本章では、搭載されている5つのセンサーのうち TRMM PR を用いる。PR の諸元のうち、距離分解能（ビーム方向の分解能）は250 m、水平分解能は約5 km（衛星直下付近）となっている。PR の受信電力値からは降水に関する多くのプロダクトが生成されるが、本論文では、2A25（Version 6）の降雨減衰補正されたレーダー反射因子値を用いる。PR によるレーダー観測において用いられる電波の周波数は、ビームの伝播経路上に存在する降水粒子によって電波が減衰しやすい波長帯に属するため、定量的に利用するには減衰の影響を補正する必要がある。減衰補正に用いられている Iguchi and Meneghini (1994)⁶⁾ に基づいたハイブリッド補正手法は高性能な地上設置型レーダーとの比較において、その有効性の高さが実証されている。以下、この補正済みデータのことを PR データと呼ぶ。

TRMM PR 観測値の信頼性については、PR のシステムにおける安定なキャリブレーションだけでなく、実フィールドにおける観測データとの高い対応関係が多くの研究によって示唆されている。まず、PR の高精度なキャリブレーションとその安定性については Kawanishi et al. (2000)⁷⁾ によって、アンテナ特性を含めたレーダーシステム全体については Kumagai et al. (1995)⁸⁾ によって実証されている。Anagnostou et al. (2001)¹⁾ は、最先端の技術が集約されている NCAR (National Center for Atmospheric Research) の S-band 偏波レーダー S-Pol による観測値との比較を行い、両データの差は約1 dB であり、時間推移も±0.8 dB の範囲内であるとしている。Bolen and Chandrasekar (2000)³⁾ は、同じ NCAR S-Pol を用いた検証を行い、各水平面で平均したレーダー反射因子値の鉛直プロファイルにおいて、両データの差は1 dB 以内と結論づけている。降水量の差として、この差は比較的小さいといえる。また、他の地上設置型レーダーを用いた PR 観測値の検証においても、両データの高い相関関係が示されている (Schumacher and Houze (2000)¹¹⁾, Liao et al. (2001)⁹⁾)。本論文は、衛星観測に伴う不確定性要因は認識しつつも、以上の検証に関わる研究

成果は PR 観測値やハイブリッド補正手法の信頼性を支持しているものとみなし、逆に PR データを基準として多くの地上設置型レーダーの観測精度に関する検証を行うという立場をとる。

最後に、気象庁レーダーによる観測値との比較を行うための PR データの作成について、以下の2点を述べる。まず、PR は宇宙空間から鉛直直下 (nadir) を中心として $\pm 17^\circ$ の観測幅でビームをスキャンするが、Bolen and Chandrasekar (2000)³⁾ のシミュレーション結果より、PR から発射されるビームは宇宙空間から鉛直直下に伝播する (Vertical-pointing) と仮定する。また、PR の信号雑音比を考慮して、18 dBZ¹ より小さいレーダー反射因子値は解析に用いない。

気象庁レーダー

気象庁はノンコヒーレントレーダーを全国に展開している。一方、TRMM 衛星は熱帯域を中心に観測できるように軌道設定されており、高緯度帯をカバーできない。そこで、気象庁レーダーのサイトとして、東京・静岡・長野・名古屋・福井・大阪・室戸岬・松江・広島・福岡・種子島・名瀬を対象としたバイアス推定を試みる。なお、石垣島と沖縄については、比較対象期間中に比較領域内における同期データの数が十分に存在する事例が得られなかったため、検討から除外している。

それぞれのレーダーサイトにおいて、19 仰角を用いた3次元観測が10分1サイクルで行われている。それぞれの仰角観測に対してデータが存在するが、提供されているデータの位置は既に座標変換されており、 (x,y,e) (x , および y は、レーダーサイトからの東西、および南北方向の距離、 e は仰角を表わす) 形式で与えられている。このデータの水平方向の分解能は 2.5 km であり、500 km 四方の可変領域² に対して値が格納されている。

図 6-1 に、TRMM PR, および気象庁レーダー (室戸岬レーダー) の同期観測の例を示す。以下において、両データを比較して、その差について議論する。

第3節 両レーダー観測値の比較検証方法

観測データが位置する空間的な格子系は地上レーダーと PR とで全く異なっている。そのため、両データを比較するには、ある共通した格子座標系における比較ポイントでの両データの値を算出する必要がある。そこで、以下のような比較方法を採用する。本研究では、PR による観測が第2節において述べたように Vertical Pointing であると仮定し、PR データが存在する観測点を比較ポイントとする。すなわち、比較ポイントにおける気象庁レーダーによる反射因子値を空間内挿により算出し、両データを比較する。以下、杉本 (2004)¹³⁾ に従って、それぞれの比較データを作成する方法についてより詳細に述べる。

気象庁レーダーに対する比較データの作成には2段階の処理を施す。まず、レーダーサイトを中心として設定したデカルト座標系における 3 km 高度面に対して、

¹ 衛星の高度変更 (2001年8月) 前は 17 dBZ とされていたが、高度を上げることによって若干の感度の低下が指摘されている。

² 必ずしもレーダーサイトが領域の中心であるとは限らない。

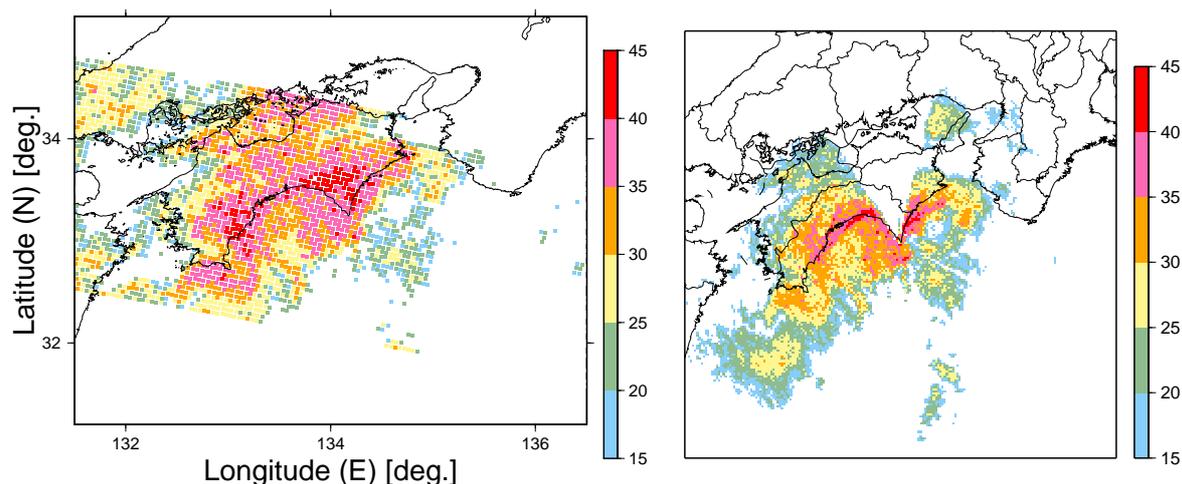


図 6-1 同期観測の一例（単位は dBZ. 左：TRMM PR（3 km 高度），右：気象庁室戸岬レーダー（仰角 0.7°），2004 年 4 月 27 日 03:30 頃（日本時間））

気象庁レーダーの観測値（以下，CAPPI: Constant Altitude Plan Position Indicator）を作成する．この際，座標系の水平格子間隔は 2.5 km とする．また，各格子点値の算定には，格子点周りに影響楕円体を設け，その中に入る観測データを Cressman フィルター（Cressman (1959)⁴⁾）と共に用いる．影響楕円体の水平方向半径の大きさ R_H は，PR データの水平分解能と対応させるために 2.5 km とし，鉛直方向半径の大きさ R_Z は，500 m とした．この場合，算定対象の格子点から距離 D_i （ i は格子点番号）にあるデータの重みは，

$$W_i = \frac{R_i^2 - D_i^2}{R_i^2 + D_i^2} \quad (1)$$

によって表わされる．ここで， R_i は

$$R_i = \frac{R_H R_Z}{(R_H^2 \sin^2 \psi_i + R_Z^2 \cos^2 \psi_i)^{1/2}} \quad (2)$$

として表される．ただし， R_i が D_i 以上になる場合， W_i は 0 する．また， ψ_i は

$$\psi_i = \tan^{-1} \left[\frac{z_i}{(x_i^2 + y_i^2)^{1/2}} \right] \quad (3)$$

である．ここで， x_i ， y_i ， z_i はそれぞれ，格子点からの相対的なデータの位置を表わす．なお，相対位置の算出には，個々のデータのレーダーサイトからの位置（東西，南北，鉛直方向の距離）を知る必要がある．その計算において，地球の半径を 4/3 倍した等価半径を用いてビームの湾曲と地球の曲率の効果を考慮する（Doviak and Zrnić (1993)⁵⁾，第 5 章の式 (2)，および式 (3) を参照）．

次に，上の処理で算定された CAPPI を用いて，比較ポイントでのレーダー反射因子値を算出する．比較ポイントの緯度と経度が PR のプロダクトにおいて与えられているため，デカルト座標系において比較ポイントがどこに位置するかを知ることができる．比較ポイントの周りを囲む近い 3 点の CAPPI の値を距離の逆数で重み付けした上で内挿に用いる．その結果得られた内挿値を気象庁レーダーの比較用データとして用いる．

PR データに対しては，鉛直方向の平滑化のみを行う．それは，気象庁レーダーに

比べ、高度方向の空間分解能が高いからである。前述の気象庁レーダーに対する Cressman フィルターの鉛直方向の影響半径を考慮し、3 km 高度の上下合わせて5つのデータを用いた平滑化を行う。ただし、前述のように 18 dBZ 以下の反射因子値は解析に用いていない。

最後に、3 km 高度面における両方のデータを比較する。ここで、比較高度を 3 km にした理由として、地表面クラッターの影響がないと考えられる PR データのみを鉛直内挿を含めた解析に利用しないといけないこと、ならびに、融解層は散乱形態が複雑であるのでできる限り避けたいことがある。さらに、融解層より高い層では融解層より低い層に比べ相対的に反射因子値が低く、PR の最小受信感度 (18 dBZ) は比較的高い値であることもあって、結果的に極端に同期データの数が少なくなる。統計量の信頼性の観点では、比較に用いられるサンプルの数が多いたことが望まれるため、以上の理由を総合的に考えて 3 km 高度での比較を行うこととした。また、気象庁レーダーの観測が比較的密に行われている、すなわち、上述の Cressman フィルターの影響半径内に含まれるデータ数が比較的多い領域として、各レーダーサイトを中心とした 100 km 四方の領域を比較の対象領域とする。さらに、PR と気象庁レーダーとは、観測に用いる電波の波長帯が異なることも考慮しなければならない。散乱特性の違いによる影響を小さくするべく、PR データの反射因子値が 20 ~ 40 dBZ の同期データを比較に用いた。

第4節 事例解析

4.1 解析の概要

PR、および気象庁レーダーの両方のデータを取得できた 2004 年 4 月 1 日～2005 年 3 月 31 日までの1年間において、同期しているかどうかのチェックをまず行い、第3節において規定した領域内における同期観測のサンプル数が 100 を越える場合を解析対象とした。第2節にて述べたように、気象庁レーダーに対しては、東京・静岡・長野・名古屋・福井・大阪・室戸岬・松江・広島・福岡・種子島・名瀬の 12 サイトを対象とする。

統計量として、以下に示されるバイアス量 B [dB]、および標準偏差 σ [dB] を算定する。

$$B = \frac{1}{n} \sum_n (Z_{GR} - Z_{PR}) \quad (4)$$

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_n [(Z_{GR} - Z_{PR})^2] - B^2 \quad (5)$$

ここで、 n は比較に用いるサンプル数、 Z_{GR} 、および Z_{PR} はそれぞれ、気象庁レーダー、および PR データに対する反射因子値である。最終的な統計量を算出するのに、式 (5) によって算出される σ を用いて、 2σ を越える乖離が両データ間で存在するサンプルを除去し、残ったサンプルで再度統計量を算定しなおす、という繰り返し計算を2回行う。このような大きな乖離が生まれる原因としては、1) PR 観測に対する幾何学的な仮定や両レーダーの観測ボリュームの違いによる影響、2) PR が反射因子

の鉛直分布を気象庁レーダーよりも詳細に把握している影響, 3) 解析時刻差の影響, など考えられる. 3) については, 降水の発達・衰弱が激しい, あるいは台風接近時のように風速が非常に強いなどの理由で降水システムの構造の変化が激しくなることに付随して起こりうる. この影響については, 第5節にて議論する. また, 最終的に算定された σ の値が 3.0 dB を越える降水事例に対しては, 上記 1)~3)の問題を強く受けているものとみなし考察の対象から除外する.

4.2 比較散布図例 (広島レーダー)

図 6-2 は, 広島サイトに対する全比較結果を散布図にて示したものである. 全体的には, 降水事例毎に分散の程度は異なるが, 一貫して負のバイアス, すなわち PR に比べ小さ目の反射因子値を観測していることがわかる. 定性的にはバイアス量を加味して補正すれば, 両者の一致度はかなり高いといえ, 第3章にて示した比較方法によって適切に統計量が得られていると考えられる. ただし, バイアス量については, 時間的に推移しているように感じられる.

4.3 各レーダーサイトに対する推定バイアス量の時間的推移

広島レーダーと PR による観測値を1年間比較した散布図からは, 推定バイアス量を加味すれば両データデータの対応性が高いが, そのバイアス量は時間的に推移しているようであることがわかった. その時間的推移について他レーダーにおける状況と共に確認するべく, 東京・静岡・名古屋・大阪・広島・室戸岬・松江・福岡・

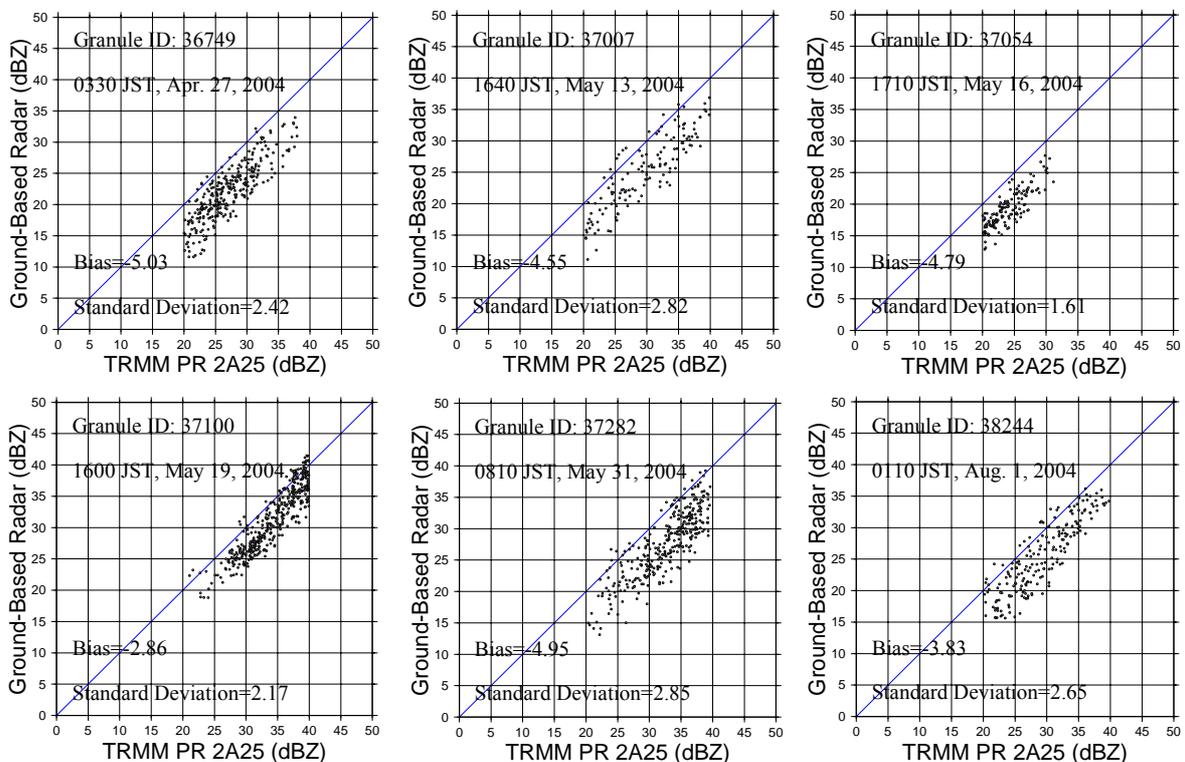


図 6-2 PR データ (横軸) と広島レーダー観測値 (縦軸) の比較例

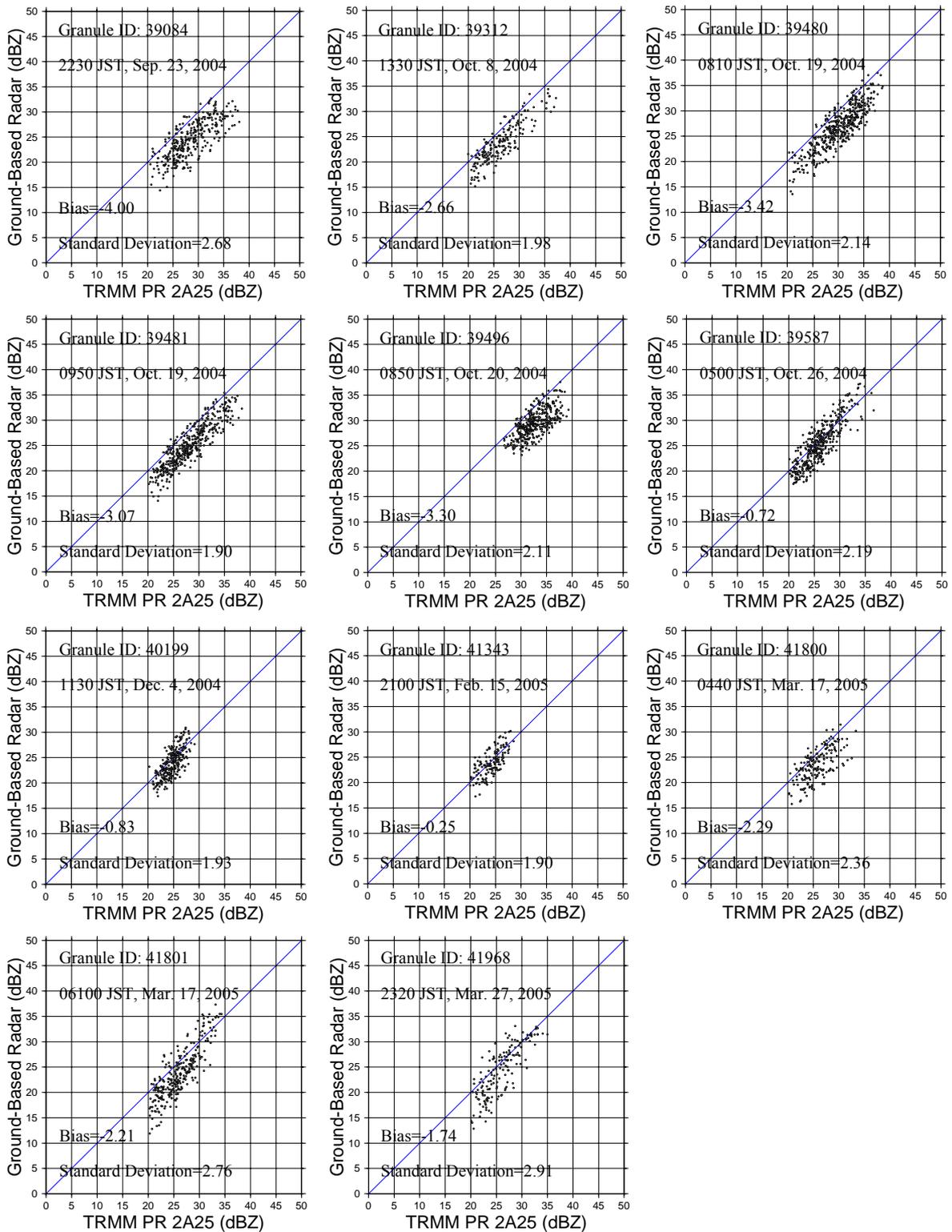


図 6-2 PR データ（横軸）と広島レーダー観測値（縦軸）の比較例（続き）

種子島のサイトに対してバイアス量の年間変化をプロットしたのが図 6-3 である。図中における実線の丸円は、比較的レーダーシステムが安定していることを、一方、点線の丸円は、4.1 にて挙げた両データの対応性を崩す 1) ~ 3) の要因では説明できないジャンプが突然起こっていることを示している。また、矢印はシステムが安

定している傾向が変化することを示している。

基本的に、1ヶ月から3ヶ月程度の短期間でのシステムの安定性はいずれのサイトにおいても示唆されている。その期間内での時間変動を見れば、期間内の平均値から大きく見積もって±1dB程度で安定しているといえる。そこで、以降の議論において明らかにすべき問題として、バイアス量のジャンプや変化がどのような原因に基づくものなのか、ということが挙げられる。それは、何らかの理由でバイアス量の変化を説明づけられるのであれば、本章で検討したバイアス推定によってレーダーシステムのキャリブレーションをモニタリングできるといえるからである。

ジャンプを引き起こす要因の一つとして、杉本 (2004)¹³⁾ は、台風接近時のバイア

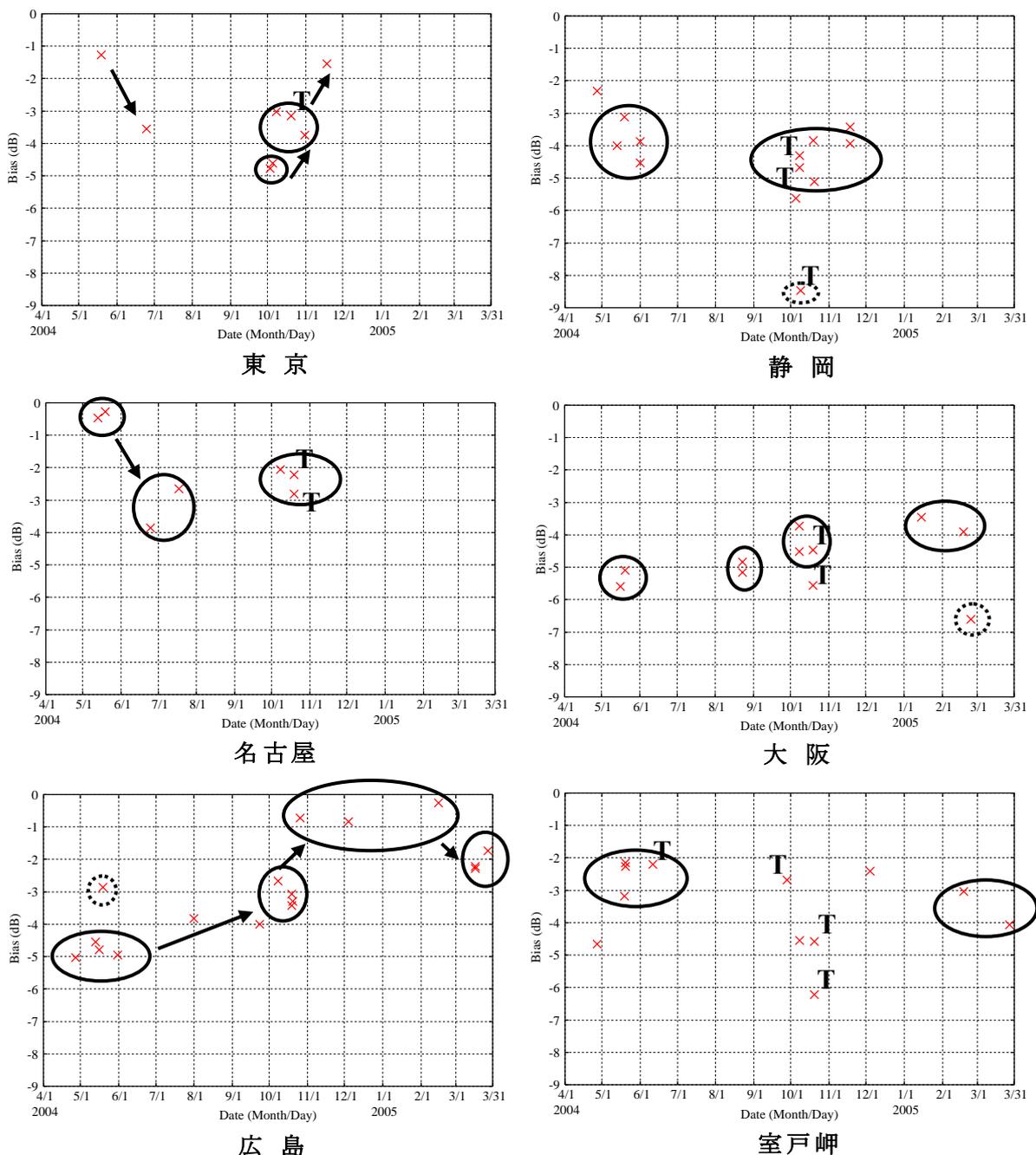


図 6-3 各サイトにおけるバイアス量の時間推移 (Tは台風時を表わす.)

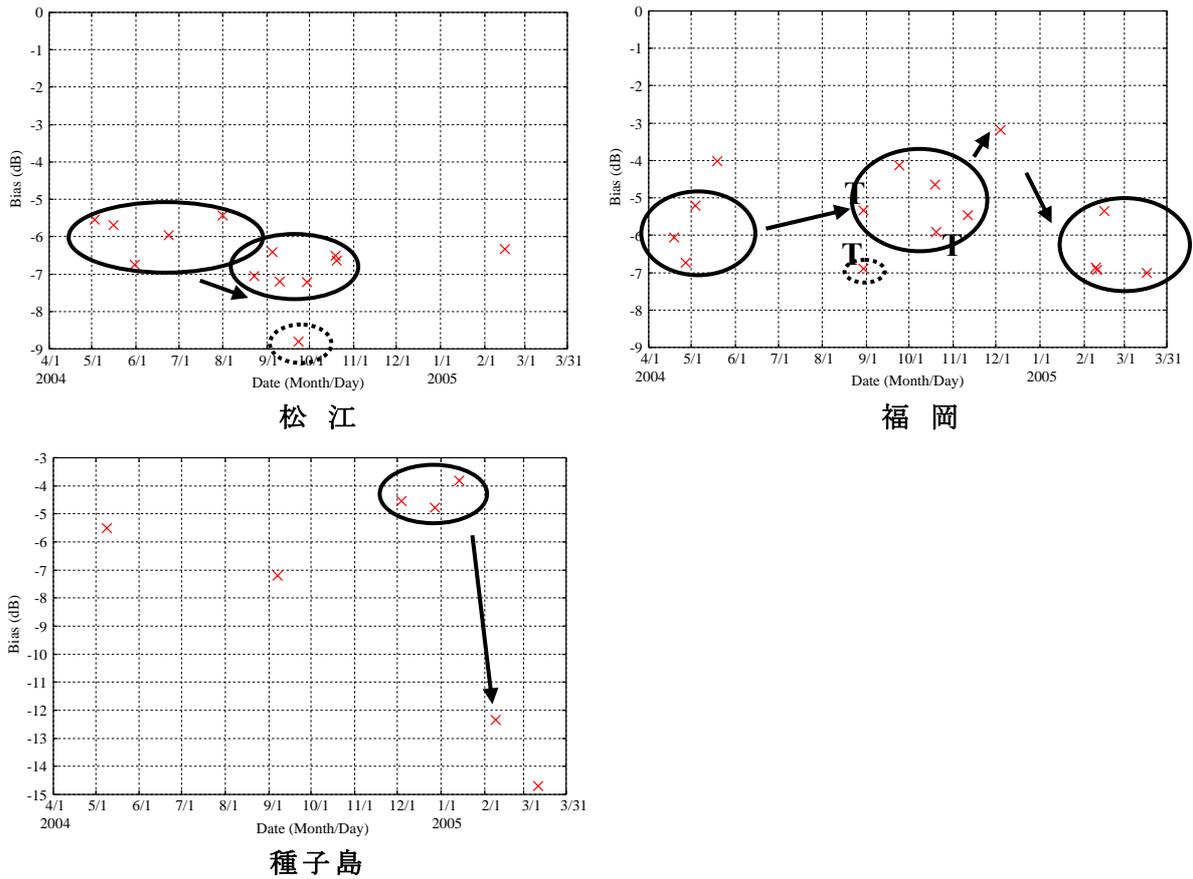


図 6-3 各サイトにおけるバイアス量の時間推移 (Tは台風時を表わす.) (続き)

ス推定の難しさを指摘している. その観点で図 6-3 を見直せば, 全ての台風事例において推定バイアス量が異質であるわけではないが, ジャンプを引き起こしていると指摘される箇所が多くは台風接近時であることも確かである. 台風における対流活動の激しさや風速の強さを考えれば, (4.1 において指摘した) 降水システムの立体的構造の急激な変化が台風ケースでは比較的頻繁に起こっていると推測される. したがって, 1) 台風接近時以外のジャンプやバイアス傾向の変化が起きる原因, および 2) 両レーダーの観測時刻差がバイアス推定へ及ぼす影響の程度, が明らかにすべき問題となる. これらについては, 第 5 節にて議論する.

4.4 サイト別のバイアス量の違い

さて, 図 6-3 において, レーダーごとにバイアス傾向やその絶対量が異なっているのが理解できる. 例えば, 大阪レーダーのように, 多少のバイアス量のジャンプはあるものの, 年間を通してシステムが安定しているものもあれば, 広島レーダーのように, 短期間ではシステムは安定しているがバイアス傾向の変化が年間を通して見られるものもある. ここでは, ある一定期間において, 本章で対象としているレーダー間でどれだけバイアス量が異なるのかを確認する.

図 6-4 は, 2004 年 5 月, および 10 月におけるレーダーごとの推定バイアス量の違いを示したものである. 各レーダーともに, バイアスのジャンプしている事例

を除けば、前述のように平均バイアスから±1 dB 程度の範囲内で時間推移している。また、図から明らかなように、レーダー間で大きくバイアス量が異なっている。例えば、2004 年 5 月においては、東京、および名古屋レーダーによる観測値が PR 観測値とかなり合致していることが示唆されている。一方、松江レーダーは大きなマイナスバイアスを持っている。この傾向は 10 月にも見られる。概して、6 dB 程度の範囲内で各レーダーの観測特性が異なっている。一般的に、レーダー反射因子値の 6 dB という差は降水量としてはかなり大きく、実運用のみならず、研究としてデータ同化の実験をする際にも、バイアス補正の必要があるといえる。

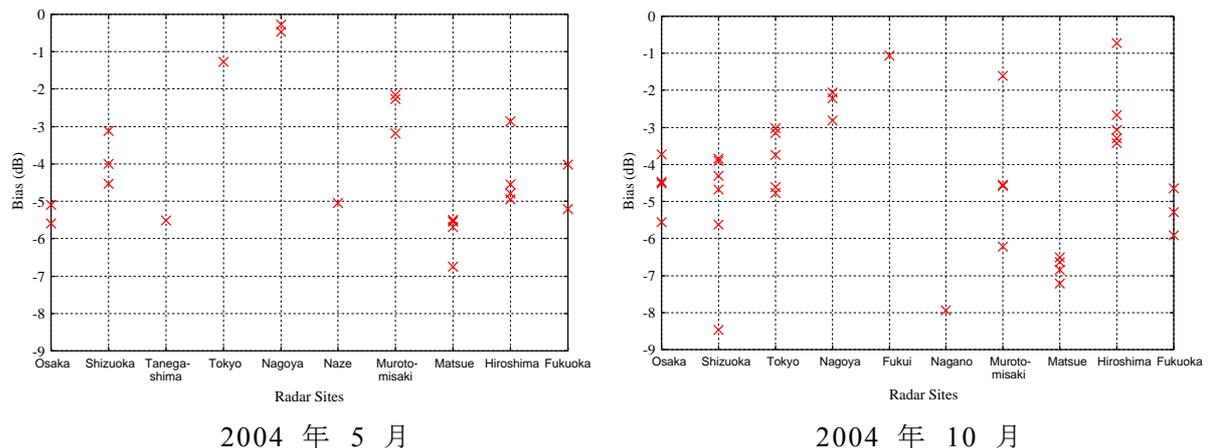


図 6-4 レーダー間におけるバイアス量の違い (左:2004 年 5 月, 右:2004 年 10 月)

第 5 節 議論

5.1 レーダーのメンテナンスがバイアス傾向の変化に及ぼす影響

第 4 節において、説明の難しいバイアス量のジャンプや時間的推移が見られることを示した。ここでは、レーダーのシステムメンテナンス（キャリブレーション、もしくはチューニング）がこれらの一因であることを示す。図 6-5 は、広島レーダーにおいて、図 6-3 に示したバイアスの時間推移にレーダーのメンテナンス日³などを併記したものである。メンテナンス日の特定は、観測データ内に格納されている観測モードにおいて、non-operational のフラグが 2 日以上存在するかどうかで判断している。注目する観測日についても記した。なお、2004 年 10 月 31 日夜半～11 月 12 日にかけてデータが欠測であったが、11 月 12 日のデータにはフラグが立っていた。この間に何が起こっていたのかは定かでない。

まず、5 月 19 日のジャンプについては、まさに機器メンテナンス中の観測に起こっていた。また、9 月 23 日の観測を最後にバイアス傾向が変化している点については、9 月 24 日と 25 日にメンテナンスが行われていた。さらに、2 月 15 日を境にバイアス傾向が変化する点についてもまさにこの日にメンテナンスが行わ

³ 気象庁レーダーのメンテナンスは比較的頻繁に行われるようである（小泉耕氏（気象庁）との私信）。

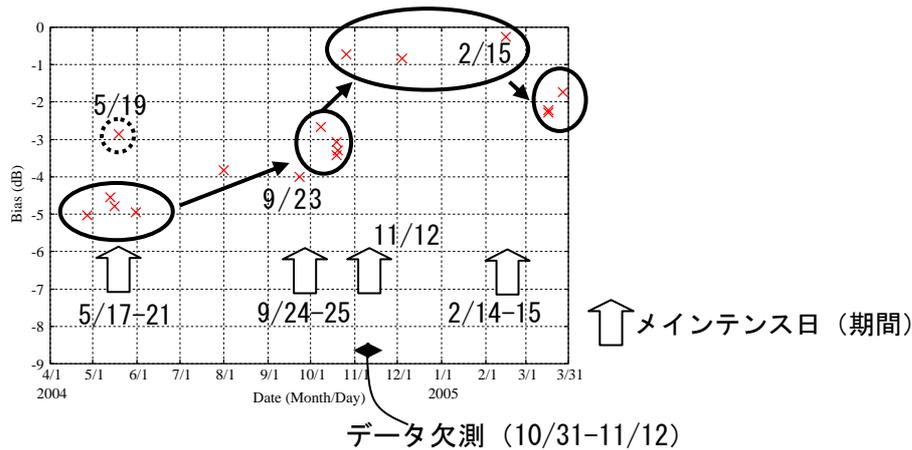


図 6-5 レーダーメンテナンスのタイミングとバイアス傾向の変化の関係

れていた。これらのタイミングは偶然であるとは言い切れない。

Anagnostou et al. (2001)¹⁾ は、NASA の C バンドレーダーにおいて、レーダーシステムのメンテナンス後、バイアス量が増加する例を示しているが、以上の結果はそれを支持するものである。ただし、メンテナンスは人間が行うものであり、結果としてバイアス量が変わるかどうかは、メンテナンス後に本章のような検証を行って初めて判明することである。

いずれにしても、バイアス量のジャンプや変化は外的要因によることが濃厚であり、そういう意味では、本章における比較手法は適切に機能し、上述の外的な要因をも特定することができているといえる。

5.2 両レーダーの観測時刻差が推定結果に及ぼす影響

ここでは、PR と気象庁レーダーの観測時刻差がバイアス推定、ないしは両レーダー観測値の対応関係に及ぼす影響を考える。図 6-6 は、広島レーダーに対して、次のボリュームスキャンによる観測データを比較に用いた、すなわち、本来の同期時刻から 10 分間のデータを使った際の散布図を示したものである。

図から明らかなように、時刻差に伴って分散が大きくなり、推定バイアス量も負

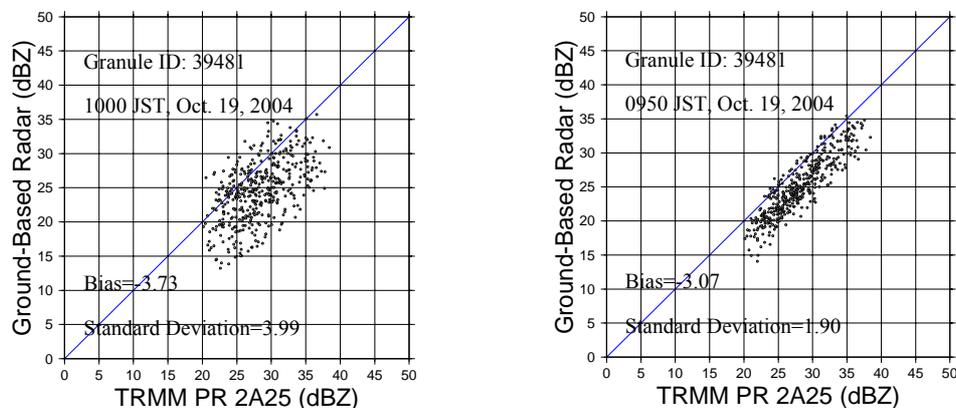


図 6-6 観測時刻差の影響（左：10 分後の観測値を使用，右：同期データを使用）

のバイアス度が約 20 %高くなっている。

降水システムの移動速度が速い程、またはそれに伴う構造の変化（発達・衰弱）の度合いが大きい程、観測時刻差の影響を受けやすくなる。したがって、台風事例において時として起こる不自然なバイアス量の算定は、降水システムの構造変化が激しいために、観測時刻差の影響が大きく現れた可能性が高い。それゆえ、バイアス量を推定した際に台風事例が含まれている場合は、算定バイアス量が妥当なものかどうかを注意して考察する必要がある。

第 6 節 結語

レーダー反射因子の観測値と大気水分量との間には、反射因子の観測精度と降水粒子の粒径分布といった 2 つの不確実性要因が存在する。本章では、前者の要因に対して、高精度かつシステム的に安定した観測値を取得していることが実証されている、衛星搭載型降雨レーダー TRMM PR によるレーダー反射因子を用いた比較により、地上設置型レーダーによる反射因子値のバイアス量を推定する手法を構築した。その上で、本手法を 12 の気象庁レーダーサイトにおいて取得された 1 年間の観測値に適用した結果、バイアス量は間欠的に推定されるものの、TRMM PR データは地上設置型レーダーの観測特性をモニタリングする上で適しており、バイアス推定手法も適切に機能していることが確認された。

推定されたバイアス量を評価した結果、バイアス量の時間推移や絶対量はレーダーごとに異なることが示唆された。レーダー反射因子値のデータ同化は気温のリトリバル結果につながるため、反射因子値の高い定量性が求められる。推定されたバイアス量のレーダー間での相違は最大約 6 dB にも達しており、気象庁レーダー網による観測値をデータ同化するには、少なくともレーダー間のバイアス特性の違いをなくすための補正が必要であることが明らかとなった。

参考文献

- 1) Anagnostou, E. N., C. A. Morales, and T. Dinku, 2001: The use of TRMM precipitation radar observations in determining ground radar calibration biases. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 616-628.
- 2) Battan, L. J., 1973: *Radar Observation of the Atmosphere*. University of Chicago Press, Chicago, IL., 324 pp.
- 3) Bolen, S. M., and V. Chandrasekar, 2000: Quantitative cross validation of space-based and ground-based radar observations. *J. Appl. Meteor.*, 39, 2071-2079.
- 4) Cressman, G. P., 1959: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367-374.
- 5) Doviak, R. J., and D. S. Zrnić, 1993: *Doppler Radar and Weather Observation*, 2nd Ed. Academic Press, San Diego, CA, 562 pp.
- 6) Iguchi, T., and R. Meneghini, 1994: Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data. *J. Atmos.*

Oceanic Technol., 11, 1507-1516.

- 7) Kawanishi, and Coauthors, 2000: TRMM precipitation radar. *Remote Sen. Appl.: Earth Atmos. Oceans*, 25, 969-972.
- 8) Kumagai, H., T. Kozu, M. Satake, H. Hanado, and K. Okamoto, 1995: Development of an active radar calibrator for the TRMM precipitation radar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 33, 1316-1318.
- 9) Liao, L., R. Meneghini, and T. Iguchi, 2001: Comparisons of rain rate and reflectivity factor derived from the TRMM precipitation radar and the WSR-88D over the Melbourne, Florida, site. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 1959-1974.
- 10) Smith, J. A., D.-J. Seo, M. L. Baeck, and M. D. Hudlow, 1996: An intercomparison study of NEXRAD precipitation estimate. *Water Resour. Res.*, 32, 2035-2045.
- 11) Schumacher, C., and R. A. Houze Jr., 2000: Comparison of radar data from the TRMM satellite and Kawajalein oceanic validation site. *J. Appl. Meteor.*, 39, 2151-2164.
- 12) Ulbrich, C. W., and L. G. Lee, 1999: Rainfall measurement error by WSR-88D radars due to variations in Z-R law parameters and the radar constant. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16, 1017-1024.
- 13) 杉本聡一郎, 2004: TRMM PR データを用いた実用レーダーデータのバイアスとその時間的推移の推定, 水工学論文集, 48, 265-270.

第7章 種々のリモートセンシング観測値を共にデータ同化する枠組みの構築と適用

第1節 背景と目的

わが国は国土が海域によって囲まれており、海上で発生・発達し、到来する降水を的確に予測することが重要である。特に、2003年の水俣豪雨、2004年の新潟・福島豪雨、ならびに福井豪雨のように、海上から次々と降水が到来する期間が長くなれば、集中豪雨につながることが多い。一般的に、海上における気象観測は衛星リモートセンシングによる観測に依存せざるを得ない。その一方、広範囲に均質な衛星観測値をメソ気象モデルのパフォーマンス向上に資するためのデータ同化手法は開発の途にある。

衛星観測値の中で、マイクロ波放射計による輝度温度データは、降水予測にとって重要なモデル変数である水蒸気量と密接な関係がある。海上におけるデータの定量性が高いことから、Chen et al. (2004)¹⁾ はハリケーンの進路予測を向上させるべく、メソ気象モデル MM5 の3次元同化システム MM5 3-D Var に対して、SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) による輝度温度、もしくは Wentz (1993)⁸⁾ のリトリーバルアルゴリズムによる鉛直積算水蒸気量（以下、可降水量）や海上風の同化を行い、若干の進路予測における改善が見られたとしている。しかし、彼女らが当時用いていたモデルの背景誤差共分散情報は、半年から1年間にかけての日々の（1日先と12時間先の）予測結果を NMC 法に適用して得られた気候学的な誤差情報であり、そのような気候学的統計量はそれぞれの降水イベントに適応しないことは明らかである（第3章や第4節を参照）。すなわち、構築した SSM/I データの同化ルーチンに問題があるというよりも、むしろ誤差情報に問題がある可能性が高い。他には、Koizumi and Sato (2004)⁴⁾ が、TMI (TRMM Microwave Imager) による観測輝度温度から推定された可降水量の同化実験を行い、地上 GPS (Global Positioning System) 観測による可降水量との同時同化が降水予測の改善に効果のあることを示唆している。より生のデータである輝度温度を同化する検討が望まれる。

一方、わが国においてルーチン観測に用いられている地上設置型リモートセンシング測器のうち、レーダーの他にウィンドプロファイラや GPS が降水予測の精度向上に役立つと期待されている。ウィンドプロファイラによる水平風プロファイルのデータ同化は、気象庁の4次元同化システムでもルーチン的に行われる（加藤ら (2003)¹¹⁾）など各国の気象センターにおける実績もある。GPS による観測値については、各 GPS 衛星と地上受信機との間の視線方向の水蒸気遅延量 (SWD; Slant-Path Wet Delay) の同化について、Ha et al. (2003)²⁾ は、MM5 4-D Var を用いた OSSE による結果をもとにその有効性と可降水量の同化に対する有利性を示した。Seko et al. (2004)⁷⁾ は、実際のデータと同化のための観測演算子を MSM 4-D Var に適用し、下層水蒸気量の修正とそれに伴う予測降水量の改善に SWD の同化が寄与することを示唆した。しかし、SWD の同化研究の範囲は実験的なものにとどまっており、本論

文で基礎としている WRF-Var システムにおいても観測演算子すら開発されていない。現状では、より簡単に同化できる可降水量 (SWD が受信機天頂方向へマッピング・変数変換された量) を同化に用いる研究者がほとんどである (例えば, Nakamura et al. (2004)⁵⁾)。各国の気象センターにおける検証によれば, 大気水蒸気量のバイアスは修正されるものの, 全てのケースにおいて降水予測の改善につながるわけではなく, より一層の事例解析が必要とされている。

本章の目的は, わが国をフィールドとし, 衛星観測値としての TMI 輝度温度データを主に, 気象庁が運用しているノンコヒーレントレーダーによるレーダー反射因子値やウィンドプロファイラによる水平風データ, および国土地理院が運用している GPS 観測値から推定された可降水量データを共に同化できる枠組みを構築し, 豪雨事例への適用を通して, 枠組みそのもの, ならびにそれぞれの観測データの有効性を評価することである。データ同化の枠組みは第 3 章や第 4 章と同様に WRF 3-D Var システムを基礎として構築する (杉本 (2007)¹²⁾)。適用する豪雨事例として, TRMM 衛星による観測域などを考慮し, 2003 年水俣豪雨を選択した。上述のように, 個々のリモートセンシング観測値の同化におけるインパクト検証は多くなされているが, 利用可能な多種類のデータを同化する効果を検討した事例は数少ない。また, 地上観測値だけを複合的に同化したとしても, 離れた海域から降水が到来し続けるパターンの予測を改善できるとは考えにくい。そういう意味で, 本章のように衛星観測値を含めた形で多種類のリモートセンシングデータを同化する試みは意義深いものと考えられる。

第 2 節 各観測値についての概説, および観測演算子や誤差設定の概要

第 3 章において示したように, 新たな観測値をデータ同化するためには, 観測演算子とその接線形・アジョイントモデルが必要となる。ここでは, 各観測値に対する観測演算子について, 観測値の概要や設定した誤差とともに記述する。

2.1 TMI による輝度温度

TMI によって観測された輝度温度値は, TRMM Version 6 プロダクトにおけるレベル 1B11 データから抽出した。TMI は 5 周波 (10.65 GHz, 19.35 GHz, 21.3 GHz, 37 GHz, および 85.5 GHz) / 2 偏波 (水平・垂直) (ただし, 21.3 GHz は垂直偏波のみ) の受動型マイクロ波放射計である。レベル 1B11 データには, 高分解能 (85.5 GHz) データに対して 4 km 間隔, 低分解能データに対して 8 km 間隔で輝度温度データが格納されている。そのため, 高分解能データについては, 1 データ分, 間引いて同化に用いる。図 7-1 に 85.5 GHz (垂直偏波) データの一例を示した。

TMI で用いられているマイクロ波の波長帯は SSM/I のそれを全て含むことから, SSM/I データとモデル変数との間の関係を表現した放射伝達モデル (Petty (1990)⁶⁾) を観測演算子として採用した。したがって, TMI の 10 GHz 帯のデータは利用していない。

この Petty モデルは先にレビューした Chen et al. (2004)¹⁾ が MM5 3-D Var に採

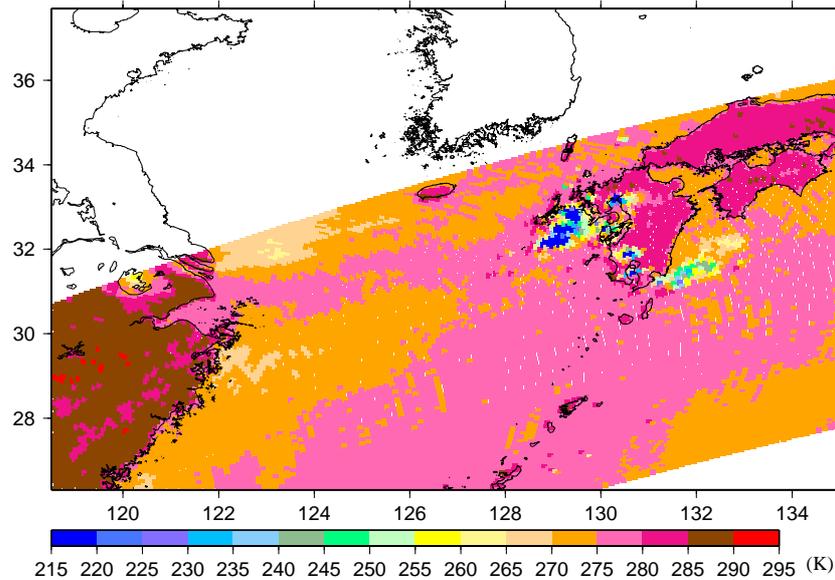


図 7-1 TMI による観測輝度温度（軌道番号 32351，85.5 GHz（垂直偏波））

用したものと同一である。彼女らの研究との相違点は、気象モデルと同化システムが WRF モデルベースになっていることと、モデルの背景誤差共分散情報を気候学的な統計量でなく、対象とする降水事例に特化した形で推定することにある。特に、誤差情報については、事例に特化させることによりデータ同化のインパクトをより引き出す狙いがある。また、Petty モデルは非線形モデルであり、輝度温度が可降水量、鉛直積算雲水量、海水温、海上風と関連付けられている。接線形・アジョイントモデルを構成するためにはモデルの線形化が必要であるが、構成した線形モデルの妥当性は Chen et al. により示されている。

ところで、一般的に、陸上、ならびに降水域におけるマイクロ波放射計による観測の定量性は、海上・無降水域に比べ低いとされている。それゆえ、レベル 2A12 データにおいて提供される 4 km 分解能（高分解能データと同じピクセル）の陸域/海域データベースを用いて陸域データを特定し、Petty モデルから推定された鉛直積算雲水量が 0.5 mm を越えた場合は降水域データであるとみなし、これらのデータは同化の対象から除いている。

観測誤差に対しては、観測演算子による変換誤差を考慮して、5 K（19 GHz 帯）、6 K（21 GHz 帯）、7 K（37 GHz 帯）、9 K（85 GHz 帯）のように設定している。

2.2 気象庁レーダーによるレーダー反射因子

図 7-2 に気象庁レーダーを含む、同化の対象としている地上リモートセンシング測器の観測点を示した。計算領域内に、福岡、種子島、ならびに松江の 3 サイトが含まれている。レーダーデータの仕様については第 6 章の第 2 節を参照されたい。ただし、同化システムに対する入力データを作成する際、観測値の水平分解能が 2.5 km であるのに対し、WRF モデルの空間解像度が 4 km であるため、観測値が 5 km 間隔になるように間引き、モデルグリッド内に観測値が 2 つ以上存在しないようにし

ている。また、第3章において展開した手法では、雨水による反射因子値のみしか同化できないため、高度 4.5 km 以低の反射因子値を同化の対象とする。なお、対象とする降水事例が起こった日から半月前までの降水事例のうち、TRMM PR と同期観測した事例については、第6章にて構築した比較手法を用いてバイアス推定を行った。その結果、全てのレーダーサイトに対して観測値に 5 dBZ 上乘せするように補正を行い、同化に用いた。

観測演算子や観測誤差については第3章における扱いと同様にした。すなわち、観測誤差として、標準偏差が 1 dBZ のランダム誤差として設定した。図 7-3 に福岡レーダーによって観測された降水量分布の一例を示した。ここで、サイトの東側が地形によって遮蔽されていること（矢印部）を明瞭に把握することができる。

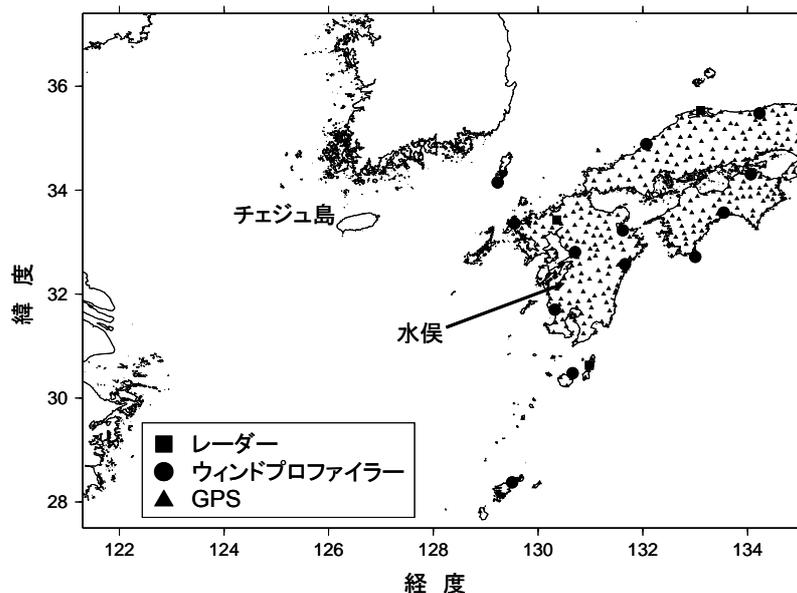


図 7-2 地上リモートセンシング測器の観測点

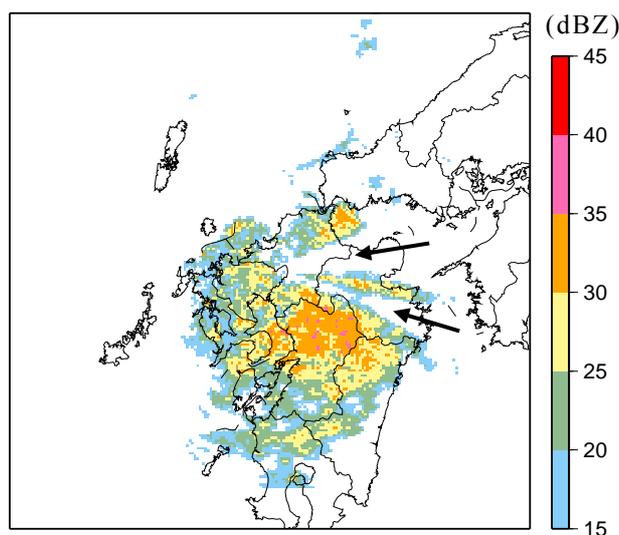


図 7-3 気象庁レーダーによって観測されたレーダー反射因子分布
(福岡レーダー，仰角 0.5°，2004 年 4 月 19 日 7 時 45 分 (日本時間))

2.3 気象庁ウィンドプロファイラによる水平風

気象庁は、1.3 GHz 帯ウィンドプロファイラによる観測を 2001 年 4 月から展開しており、観測網は WINDAS と呼ばれている。この測器は、基本的に対流圏中層から下層にかけての水平風の鉛直プロファイルを観測できる全天候型の測器である。加藤ら (2003)¹¹⁾ は、システムの信号処理を中心に WINDAS の詳細を解説している。図 7-2 によれば、ウィンドプロファイラの観測地点は、計算領域内に 13 箇所存在している。

ウィンドプロファイラで観測される水平風はモデルの予報変数として陽に扱われるため、観測演算子に変数変換は含まれない。モデル空間における東西・南北風を観測空間へ内挿することを演算子によって表現する。この際、WRF モデルにおいて定義されているマップファクターを考慮した風向の修正も考慮されている。観測誤差については、NOAA のウィンドプロファイラ網に対して設定されている高度別の誤差を用いた。

2.4 国土地理院 GPS による可降水量

国土地理院が国内に展開している GEONET による観測値に RT-NET ソフトウェア (Iwabuchi et al. (2005)³⁾) を用いて推定した可降水量を同化に用いた。RT-NET はリアルタイム解析が行える点が GIPSY など他の有力な解析ソフトウェアに比べ有利な点である。解析精度についても、網解析を行うことによって GIPSY と同等な精度のあることがゾンデ観測値との比較によって実証されている。

観測演算子は、モデル空間の水平グリッドそれぞれに対する (モデル水蒸気混合比と空気密度を用いた) 可降水量への変換、GPS 観測点への空間内挿から構成される。この際、WRF モデルの地形標高と実際の GPS 観測点の標高差を考慮している。観測誤差に対しては、過去のラジオメータなどとの比較から見積もった値として、一律 1.5 mm とした。

第 3 節 2003 年水俣豪雨に対する適用

3.1 降水事例の概況

気象庁が解析した天気図 (図 7-4) によれば、適用事例は典型的な梅雨前線に伴うものであった。静止気象衛星画像 (図 7-5) からは、東シナ海上における降水の発生・発達域が天気図における前線位置のやや南側 (温暖側) に位置している。2003 年 7 月 19 日 18Z (世界標準時) から 20 日 06Z までの 1 時間毎のレーダーアメダス解析雨量の変化を図 7-6 に示した。図 7-6 によれば、水俣周辺の降雨量は 19 日 18Z から 22Z にかけて強い降雨がもたらされている、その後、海上で発生・発達した降水が九州西岸部に断続的に到来している。その結果、熊本県水俣地方を中心に九州各地での土砂災害につながった。なお、地上雨量計データの解析や当時の災害状況については牛山 (2003)¹⁰⁾ に報告されている。

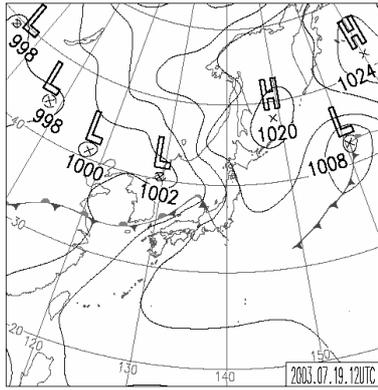


図 7-4 気象庁天気図
(2003年7月19日12Z, 世界標準時)

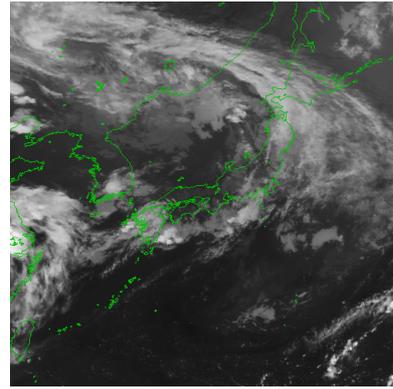


図 7-5 静止気象衛星画像
(2003年7月19日14Z)

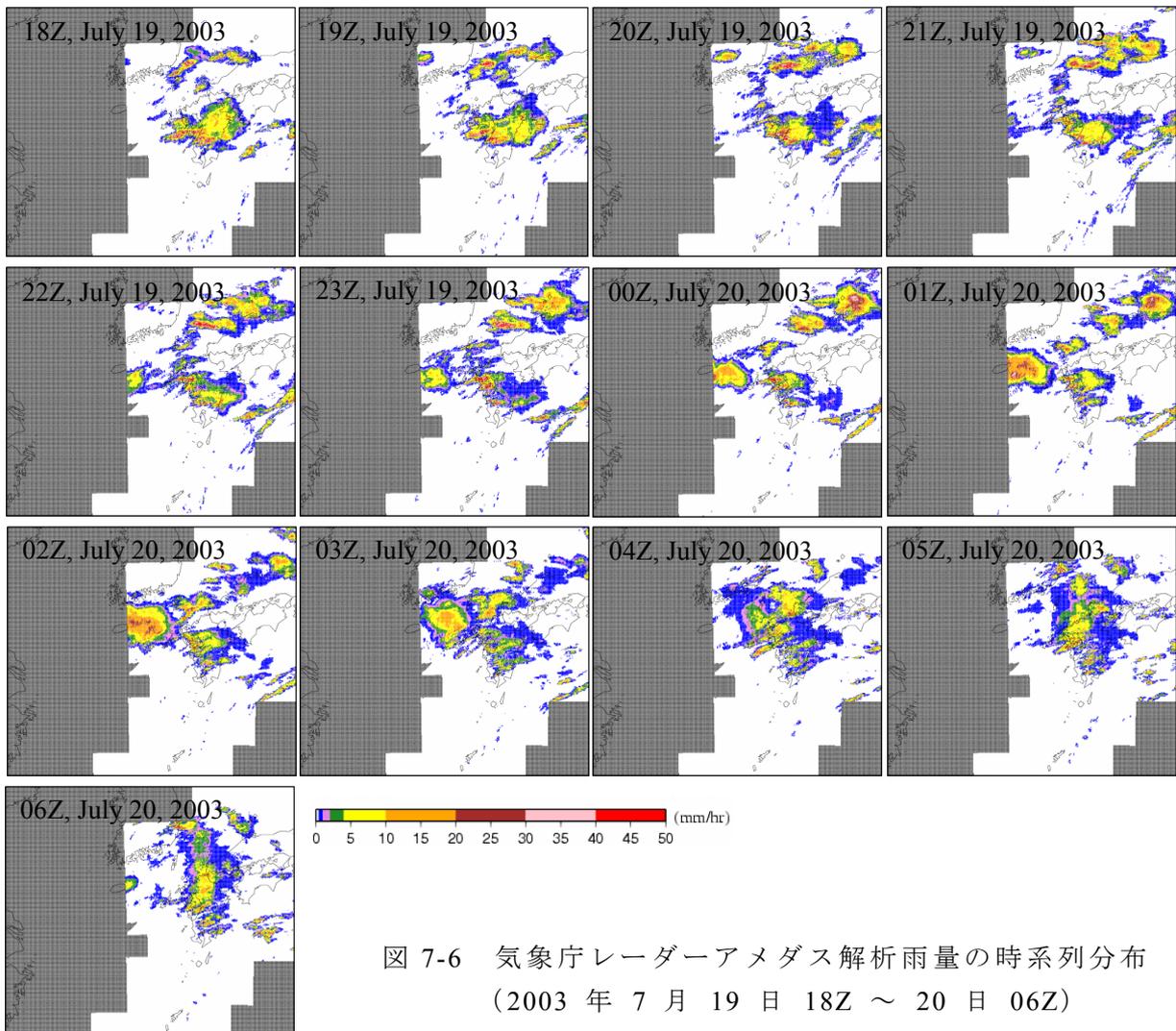


図 7-6 気象庁レーダーアメダス解析雨量の時系列分布
(2003年7月19日18Z～20日06Z)

3.2 WRF モデルのセットアップ, ならびに背景誤差共分散情報の推定

九州から近畿を含む領域(図 7-2 参照)を計算領域とし, WRF モデル (Version 2.1)

を用いた計算を行う。計算領域や物理オプションなどに関わる情報を表 7-1 にまとめた。ここで、初期・境界条件に用いている NCEP Final Analysis のデータについて、その水平解像度は 1°（約 100 km）、解析時間間隔は 6 時間となっている。

表 7-1 WRF モデルのコンフィギュレーション

	Description	
Model version	Version 2.1	
Horizontal resolution	4 km	
Number of grids	330 × 280 (H) × 36(V)	
Pressure on a top level	50 hPa	
Time step	15 seconds	
Data source for IC & BC	NCEP Final Analysis (GDAS)	
Physics Options	Cumulus Parameterization	None
	Microphysics	WRF Single-Moment scheme 6
	Planetary boundary layer	YSU scheme
	Surface layer scheme	Monin-Obukov similarity theory
	Land/Surface model	Noah
	Diffusion scheme	2nd order, 2-D Smagorinsky
	Radiation	Dudhia (Short), RRTM(Long)

図 7-6 に示される降水パターンを予測するべく、同化実験における同化期間を 2003 年 7 月 19 日 14Z から 18Z までとする。そこで、第 4 章と同様に、最近の 24 時間先予測値と 12 時間先予測値を用いた NMC 法により背景誤差共分散情報の領域平均統計量を計算する。すなわち、24 時間先予測における計算の初期時刻を 7 月 18 日 12Z、12 時間先予測における初期時刻を 7 月 19 日 00Z とし、7 月 19 日 12Z の時点での両予測値の差から、領域平均の回帰係数、固有値・固有ベクトル、および相関距離スケールに関する統計量（第 3 章や第 4 節を参照）を各コントロール変数に対して算定する。その上で、回帰係数以外のスケールをチューニングして用いる。チューニングする根拠については、第 3 章の第 4 節を参照されたい。図 7-7 は相関距離スケールの推定結果を示したものである。主要なモードであるほど大きい空間スケールに対応していることが良好に推定されており、各コントロール変数に対する第 1 モードの距離スケールも妥当な値となっている。

3.3 事例解析の概要

4 つの同化実験を行い、同化を行わないケース "CONTL" の結果と比較する。4 つの同化実験の違いは同化する観測値の違いであり、以下のようにまとめられる。

ケース "TMI_WPR" : TMI 輝度温度とウィンドプロファイラ水平風の同化
 ケース "GPS_WPR" : GPS 可降水量とウィンドプロファイラ水平風の同化
 ケース "RAD_WPR" : レーダー反射因子値とウィンドプロファイラ水平風の同化
 ケース "ALL" : 全ての観測値の同化

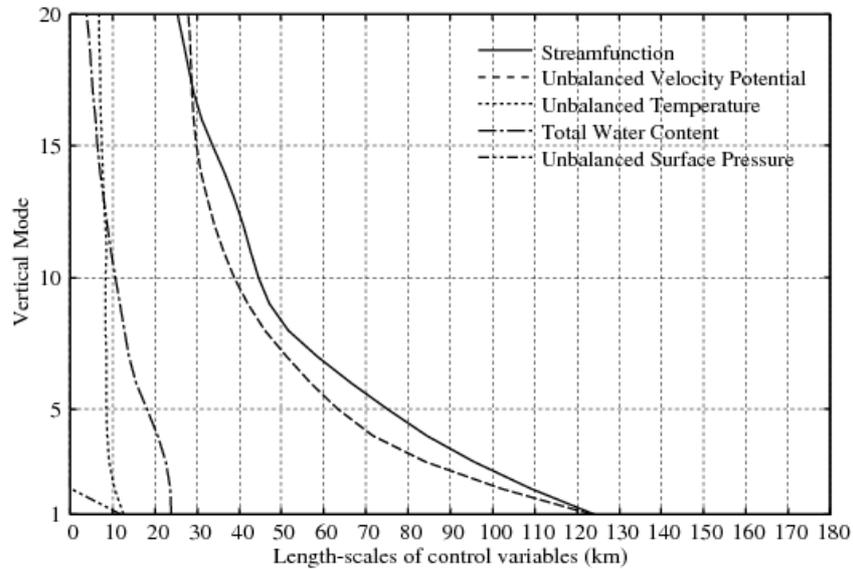


図 7-7 NMC 法により推定された各コントロール変数の相関距離スケール

ここで、全てのケースにおいて、ウィンドプロファイラ水平風を同化している。その理由は、第3章や第4章において、対流の予測に風速場のリトリーブが第一に重要であったという結果を考慮したことと、ケース“CONTL”の結果において降水バンドの位置が北よりのバイアスを呈していた（後述）ことによる。それぞれのケースに対する同化スケジュールを図7-8に示した。

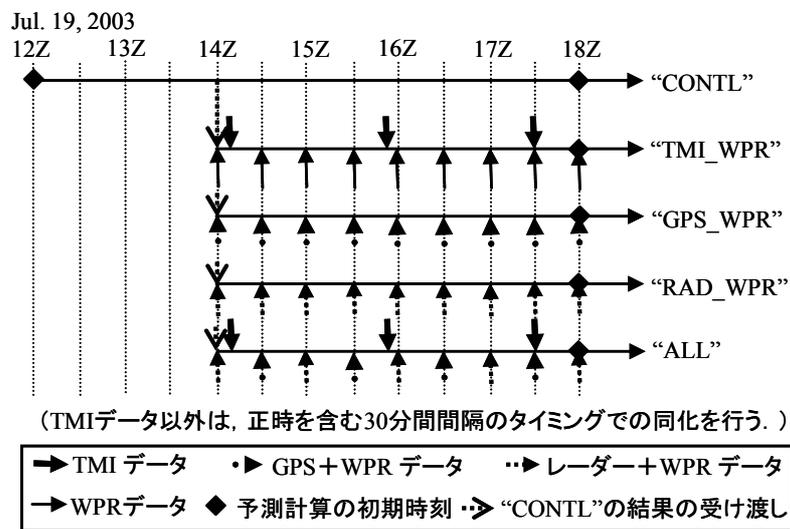


図 7-8 同化実験における時間スケジュール

同化ケースでは、同化期間を2003年7月19日14Zから18Zまでとし、同化期間終了後の3-D Var解析値を用いた12時間先(20日06Z)までの予測を行う。そこで、まず、2003年7月19日12Zを初期時刻としたWRFモデルによる計算(ケース“CONTL”)を始める。2時間後の14Zの時点において、ケース“CONTL”は計算を止めることなく、20日06Zまでモデルによる計算を続ける。

一方、同化ケースでは、14Zにおけるケース“CONTL”による計算結果を第一推

定値とした同化を行い，3-D Var 解析値を得る．さらに，その解析値を初期値とした WRF モデルによる計算を次の同化時刻まで行い，計算結果を第一推定値とした 2 回目のデータ同化を行う．これを最後の同化時刻である 18Z まで続ける．これは，”Cycling 3-D Var” と呼ばれるアプローチであり，同化期間内の観測値が全てある 1 時刻に観測されたものと仮定して，別途算定した降水システムの移動速度を用いたモデル空間の修正を行うといった種の 3-D Var 手法とは異なる．採用したアプローチは一種の 4 次元的な同化を行うため，上記の仮定や修正を必要としない．

3.4 ケース “CONTL” における降水予測結果

データ同化を全く行わない，ケース “CONTL” における 6～18 時間先（19 日 18Z ～ 20 日 06Z）までの降水予測結果として，1 時間積算降水量分布を図 7-9 にて示した．図 7-6 における解析雨量分布との比較において，予測結果には 4 つの問題点がある．1 つ目は 19 日 20Z までは少なくとも降水の立ち上がりが明らかに遅れていること（以降，スピニアップ問題）である．2 つ目は，九州の西岸部で断続的に降

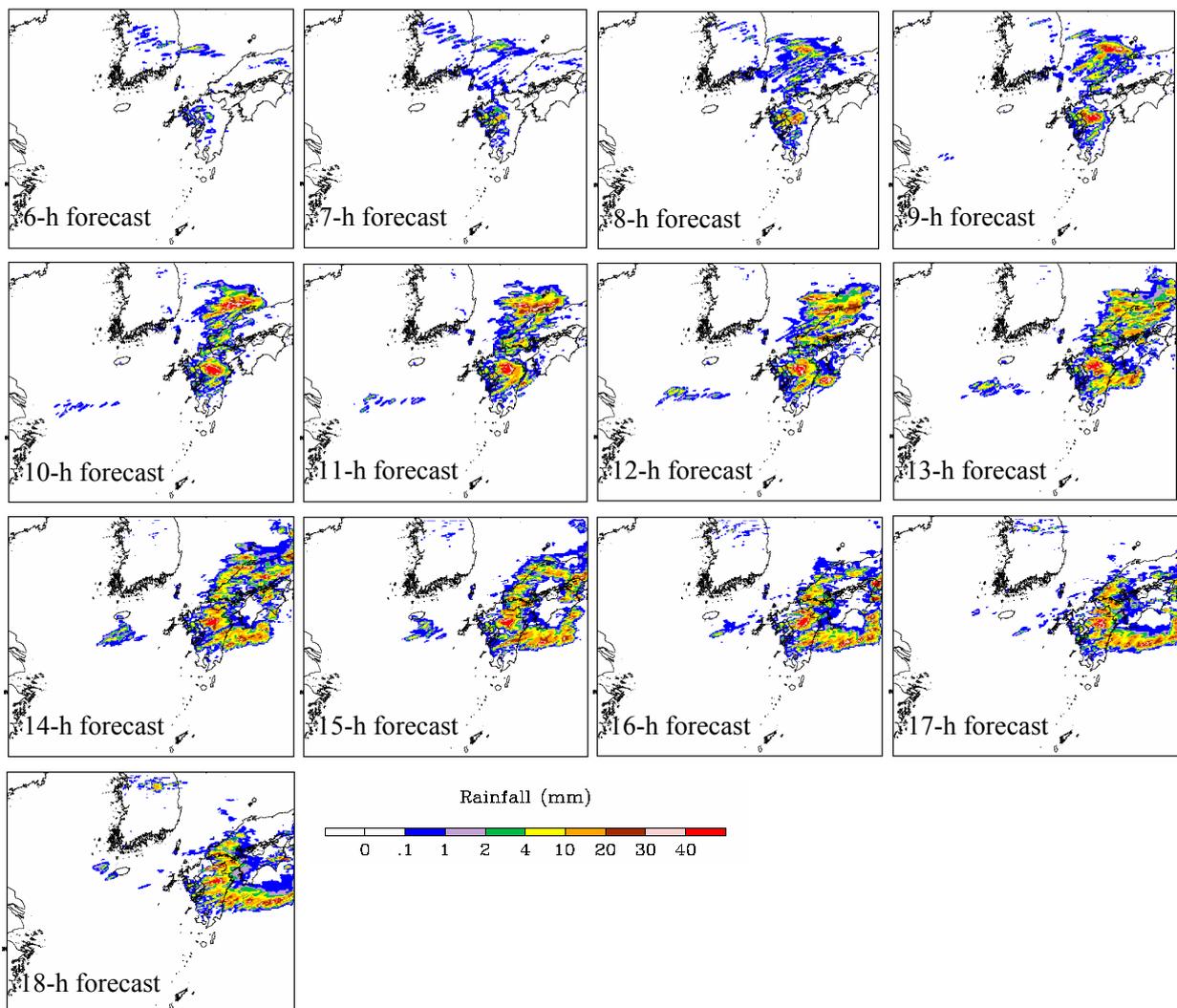


図 7-9 ケース “CONTL” による降水予測結果（19 日 12Z 計算開始）

水がもたらされるパターンを予測できていないことである。3つ目は、12 時間先(20 日 00Z)以降、九州一帯で強い降水が誤った形で予測され続け、一部が四国の南海上まで伸びていることである。最後に、4つ目は、九州の中部から北部にかけて断続的に降水が予測されているが、観測と比べると明らかに位置が北よりになっている。以下、4つの問題点を念頭に置いて、降水予測に対するデータ同化の効果の評価する。

3.5 データ同化によるモデル変数の修正量

同化に用いた観測値から考えて、データ同化により修正される主なモデル変数は、TMI 輝度温度、もしくは GPS 可降水量の同化による水蒸気量、ウィンドプロファイラ水平風の同化による風速場、レーダー反射因子値の同化による温位と雨水混合比である。このうち、モデル可降水量、水平風速、および温位の修正量について考察する。そのために、同化期間終了時(19 日 18Z)におけるケース“ALL”とケース“CONTL”の結果を比較する。

まず、可降水量(図 7-10)について、東シナ海を東西に伸びる可降水量の非常に多い領域が、データ同化により局所的な強弱を持つようになり、特に、九州西岸沿岸域にある高湿な領域は水俣地方の風上域に集中した形態をとるように変化している。これらの海上における水蒸気分布の修正は基本的に TMI データの同化による。ここで、上述にて指摘した、ケース“CONTL”における3つ目の問題、すなわち過剰な降水量が九州中部から四国沖にかけて予測される問題については、東シナ海上における湿潤な大気が流入し続けた結果起こったものと考えられる。図 7-11 はケース“CONTL”における 19 日 18Z 時点での水平風速場をプロットしたものであるが、データ同化を行わない場合には、湿潤な大気が南西風によって九州周辺に流れ込み続けることがわかる。

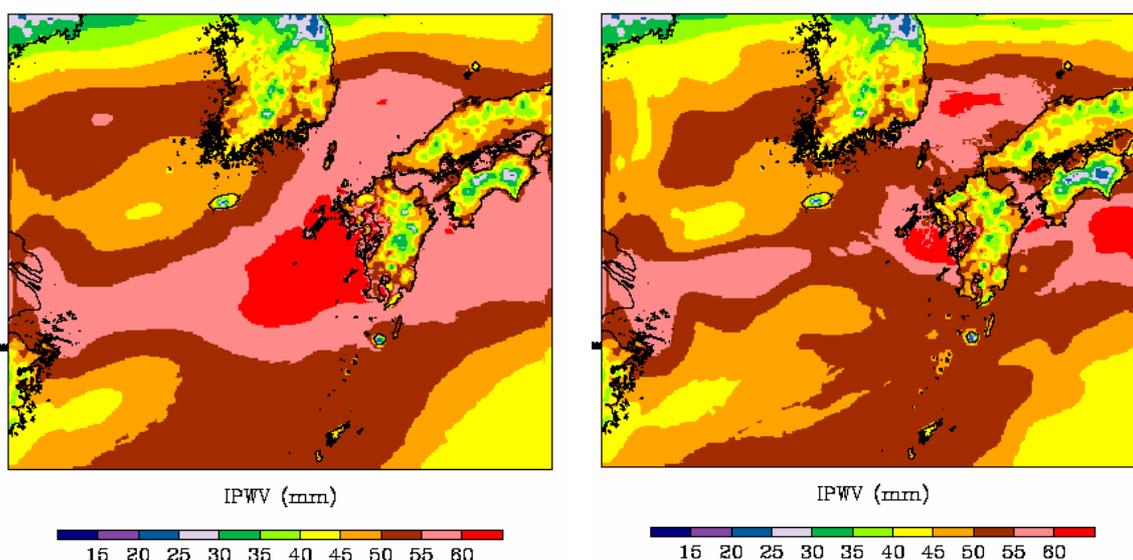


図 7-10 可降水量の修正(左:同化なし,右:同化あり(ケース“ALL”),19日18Z)

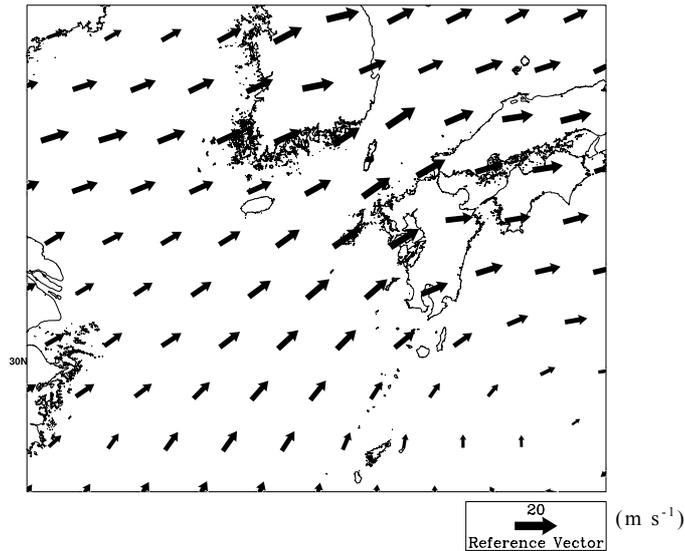


図 7-11 大気下層における水平風速分布（ケース “CONTL”，レベル 10，19 日 18Z）

次に，図 7-12 は，大気下層における水平風速と温位の修正量を示したものである．下層の水平風速場については，水俣地方の周辺部における風の収束域が若干強化されている（実線円部）．つまり，この領域で水蒸気フラックスの収束が促されている．温位については，豪雨域を中心に負の修正量が同定されている．これは，降水の蒸発効果による冷気塊の形成による．

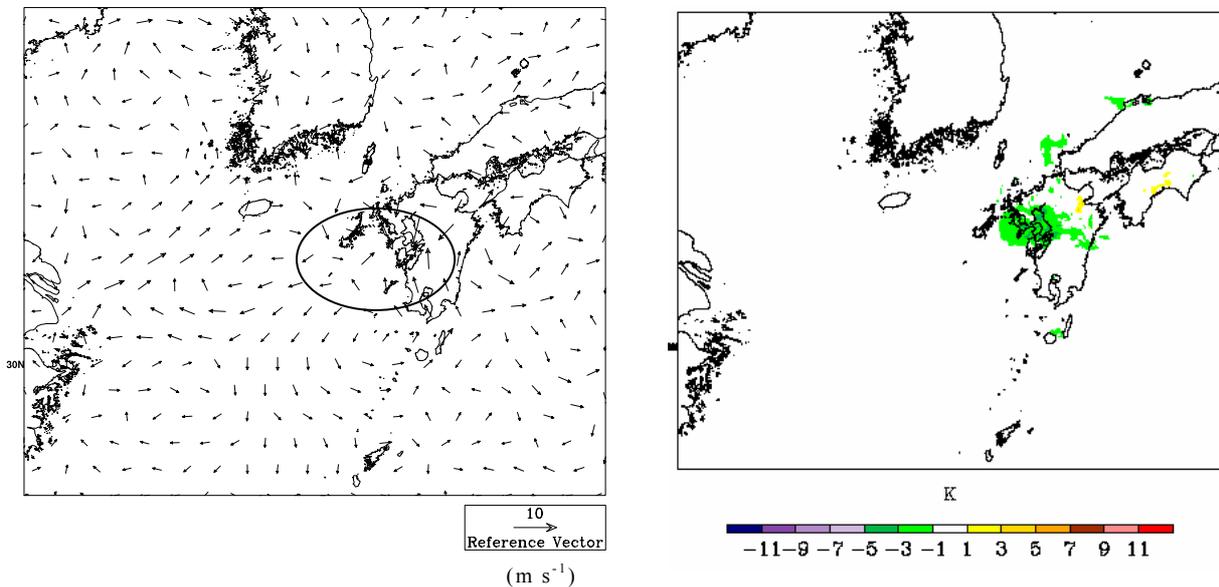


図 7-12 大気下層におけるモデル変数の修正例
（左：水平風速（レベル 5），右：温位（レベル 3），19 日 18Z）

3.6 各観測値の同化が降水予測に及ぼすインパクト

モデル変数が 3.5 のように修正された結果，降水予測がいかに向上するかについて定性的に議論する．図 7-13，図 7-14，図 7-15，および図 7-16 は，同化ケー

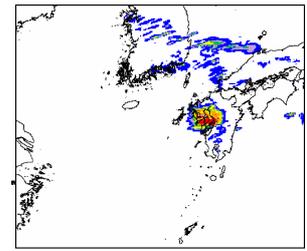
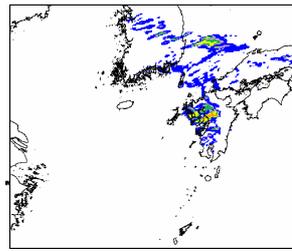
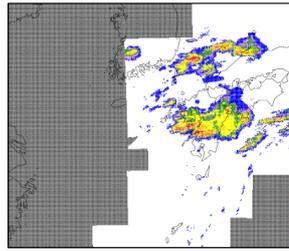
ス "TMI_WPR", "GPS_WPR", "RAD_WPR", および "ALL" それぞれにおける 1 時間先 (19 日 19Z), 2 時間先 (19 日 20Z), および 4 時間先 (19 日 22Z) ~12 時間先 (20 日 06Z) (2 時間おき) の予測結果を当該時刻のレーダーアメダス解析雨量, ならびにケース "CONTL" による解析・予測結果と比較したものである.

まず, 1 時間先 (19 日 19Z) の予測分布図からは, 全ての同化ケースにおいて, ケース "CONTL" の予測結果における 1 つ目の問題である, スピンアップ問題が軽減されている. その中でも, GPS 可降水量の同化は陸上での降水分布の再現性, レーダー反射因子の同化は観測域内の降水の定量性向上に寄与している. ケース "TMI_WPR" における結果から, 1 時間先予測においては, TMI データの同化がやや過剰な降水量の予測につながっていることがわかる. また, TMI 輝度温度に加えてレーダー反射因子値の同化を行うと定量的に改善されていることがケース "ALL" の結果から理解できる. これは, レーダー反射因子値の同化による温度のリトリーブの必要性を示唆するものである. ただし, ケース "RAD_WPR" では, 19 日 19Z の解析雨量に見られる九州山地東側の領域に広がる降水が再現されておらず不自然に感じられる. これは, 図 7-3 に例示したように, 福岡レーダーの低仰角観測において, 地形の遮蔽によって観測値が得られなかった影響によるものと考えられる. 19 日 22Z 頃まで見られる水俣地方での降水量のピークは, ケース "GPS_WPR" 以外で対応する降水が再現されているが, 改善の余地が大きい.

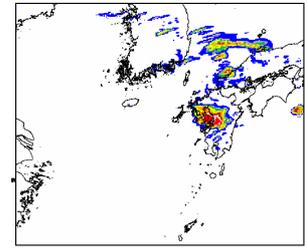
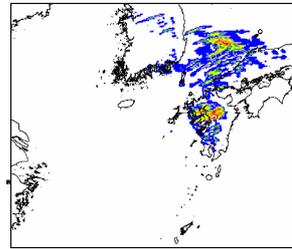
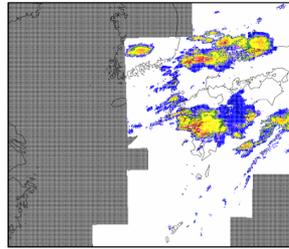
一方, 4 時間先 (19 日 22Z) までの予測結果を見る限り, ケース "CONTL" に見られる降水域の北寄りバイアスは改善されている. これは, 図 7-12 にて示した水平風の収束位置の南下と対応しており, ウィンドプロファイラ観測値の同化の効果であると考えられる. ケース "ALL" や "TMI_WPR" といった TMI 輝度温度データを同化したケースにおいて, 東シナ海から降水が到来するパターンとタイミングの再現性が著しく改善され, ケース "CONTL" の予測結果における 2 つ目の問題が軽減されている. さらに, 過剰な降水量が九州から四国沖に予測されるという 3 つ目の問題点もクリアされている. 図 7-10 に示したように, TMI 輝度温度データの同化は海上における水蒸気量の修正に役立つ. このことから, 本適用事例に見られる降水の一連の発生・発達パターンは, 東シナ海上の水蒸気分布に強く依存しているといえる.

TMI 輝度温度のデータ同化の効果は対象としている 12 時間先まで持続している. しかし, 海上での降水の立ち上がりや広がり方には依然として改善の余地がある. 例えば, 19 日 22Z あたりから韓国チェジュ島付近で発達し, 到来する降水域の広がりを予測できていない点がそれにあたる. 市成 (2006)⁹⁾ は, 黒潮に沿った海域での対流雲の発達に海面からの熱・水蒸気フラックスと海上風の収束が重要な役割を果たしていることを船舶や QuikSCAT 観測値の解析などから示した. 今回観測演算子として用いた Petty モデルは, 海水温や海上風に対しても TMI 輝度温度と関連づけているので, これらの変数もある程度は修正できる. しかし, この修正を WRF モデル自体が正確なフラックス予測に結び付けられないと同化の効果も小さくなるであろう. したがって, 観測演算子だけでなく, WRF モデルにおける地表面過程, あるいは接地境界層内の物理をより洗練したものにするのが今後の課題であると考えられる.

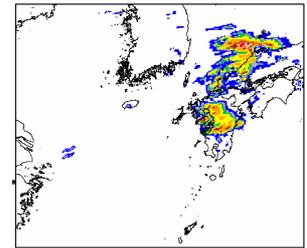
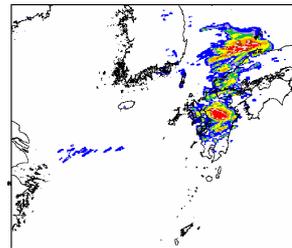
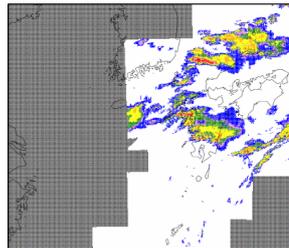
19Z, July 19, 2003
(1-h forecast)



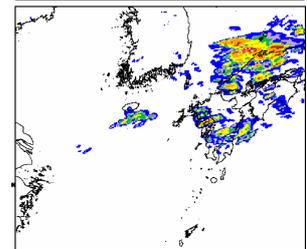
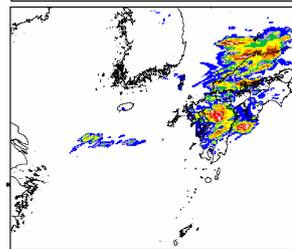
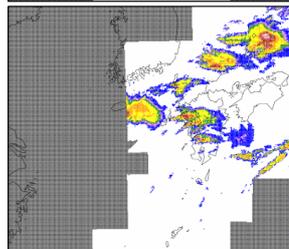
20Z, July 19, 2003
(2-h forecast)



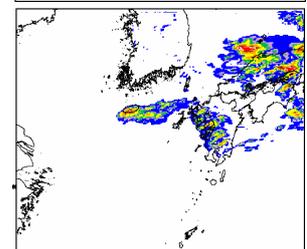
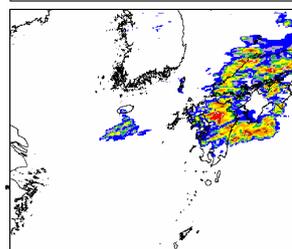
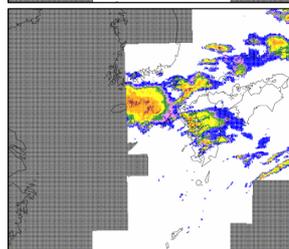
22Z, July 19, 2003
(4-h forecast)



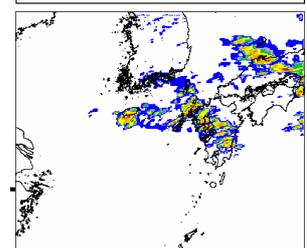
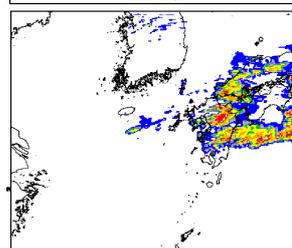
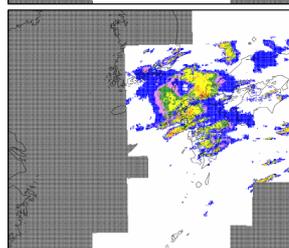
00Z, July 20, 2003
(6-h forecast)



02Z, July 20, 2003
(8-h forecast)



04Z, July 20, 2003
(10-h forecast)



06Z, July 20, 2003
(12-h forecast)

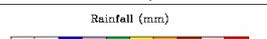
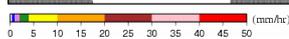
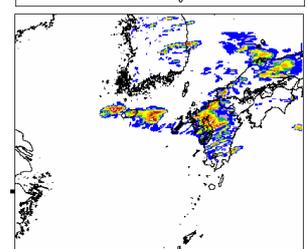
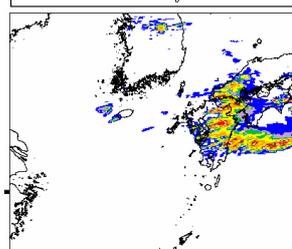
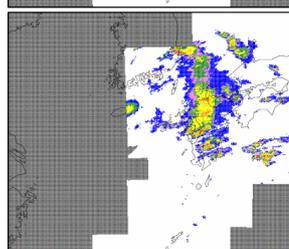
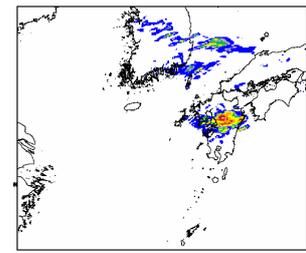
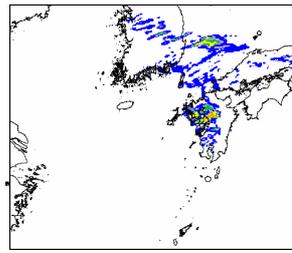
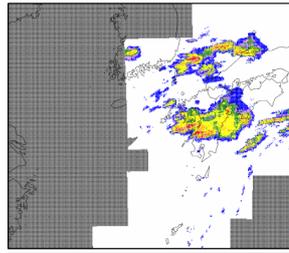
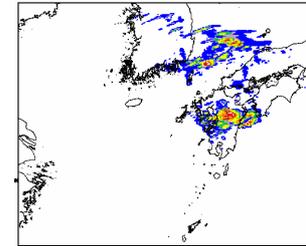
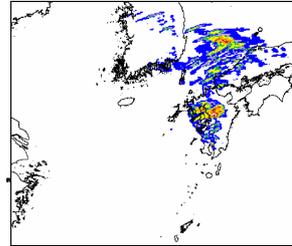
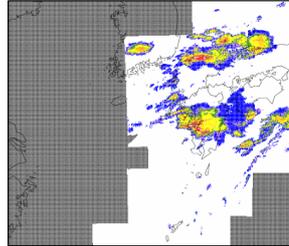


図 7-13 1 時間降水分布図 (左: 解析雨量, 中: 同化なし, 右: ケース “TMI_WPR”)

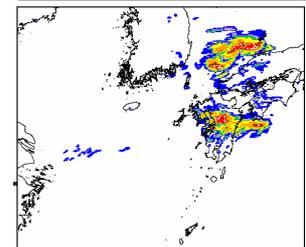
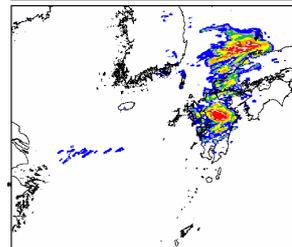
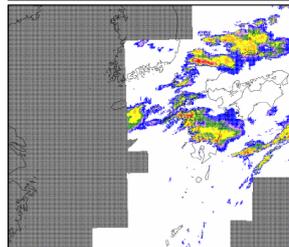
19Z, July 19, 2003
(1-h forecast)



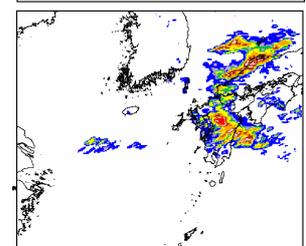
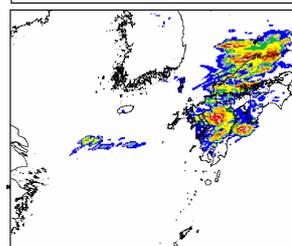
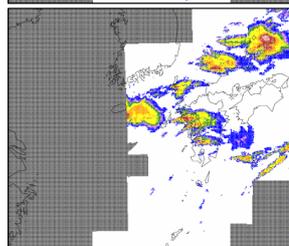
20Z, July 19, 2003
(2-h forecast)



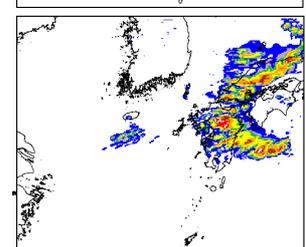
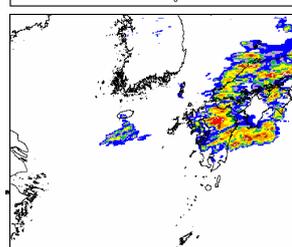
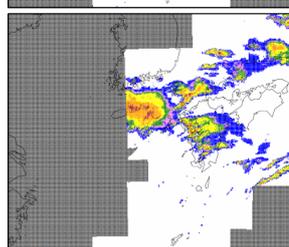
22Z, July 19, 2003
(4-h forecast)



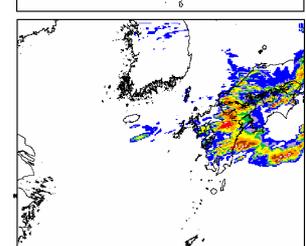
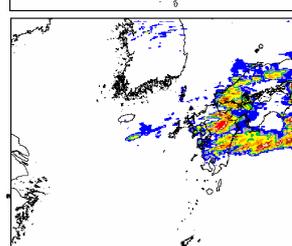
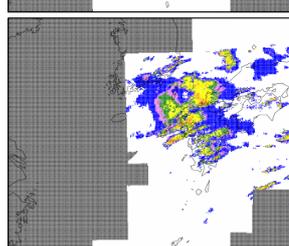
00Z, July 20, 2003
(6-h forecast)



02Z, July 20, 2003
(8-h forecast)



04Z, July 20, 2003
(10-h forecast)



06Z, July 20, 2003
(12-h forecast)

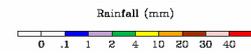
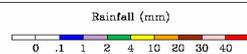
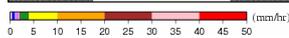
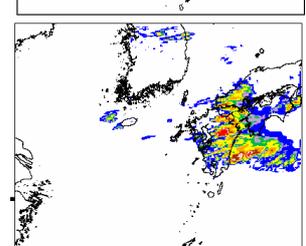
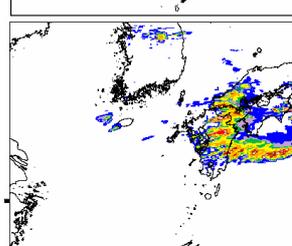
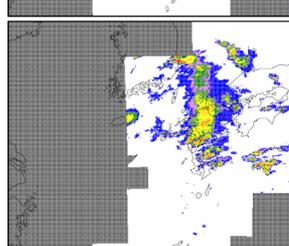
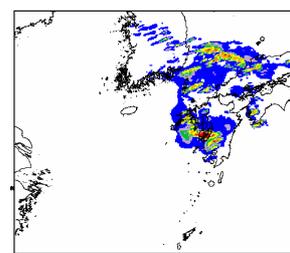
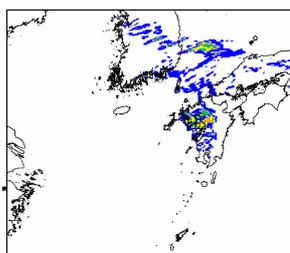
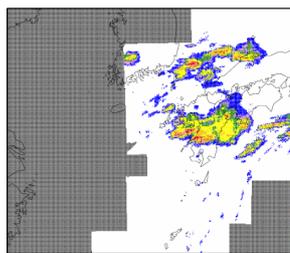
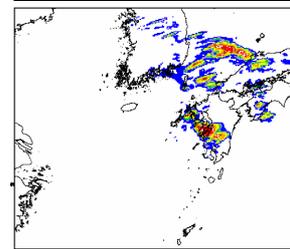
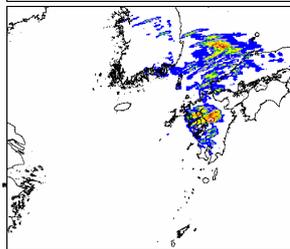
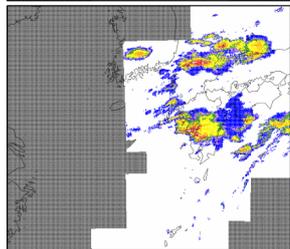


図 7-14 1 時間降水分布図 (左: 解析雨量, 中: 同化なし, 右: ケース “GPS_WPR”)

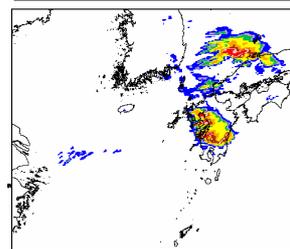
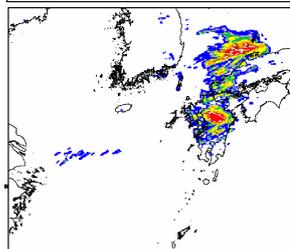
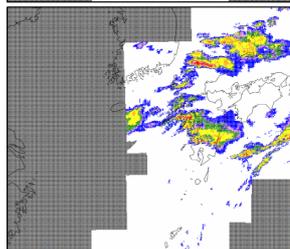
19Z, July 19, 2003
(1-h forecast)



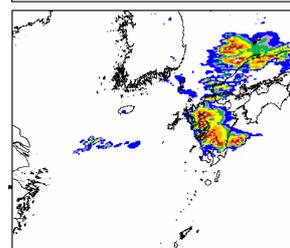
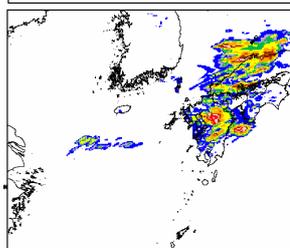
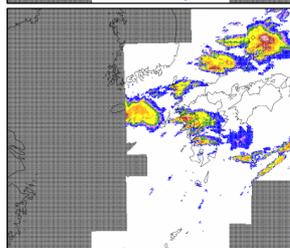
20Z, July 19, 2003
(2-h forecast)



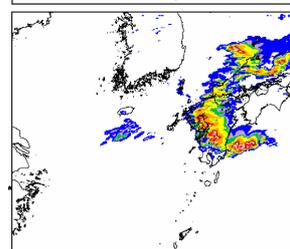
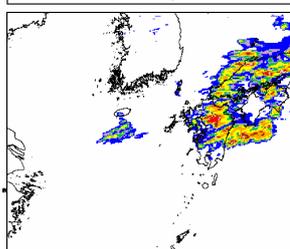
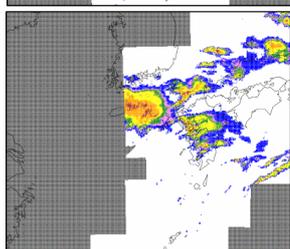
22Z, July 19, 2003
(4-h forecast)



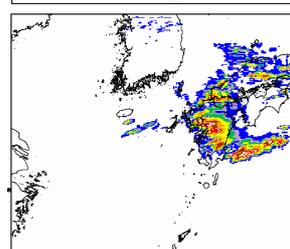
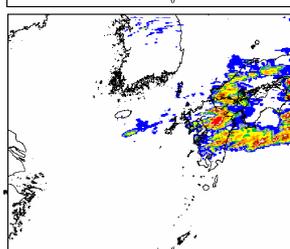
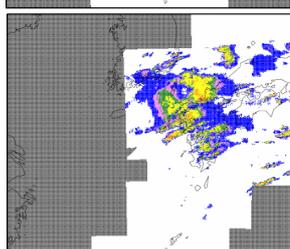
00Z, July 20, 2003
(6-h forecast)



02Z, July 20, 2003
(8-h forecast)



04Z, July 20, 2003
(10-h forecast)



06Z, July 20, 2003
(12-h forecast)

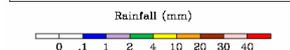
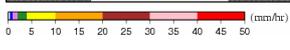
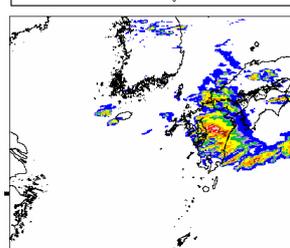
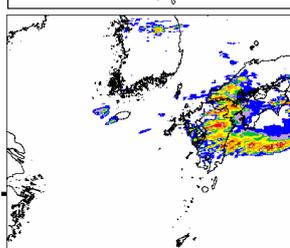
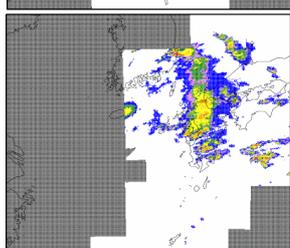
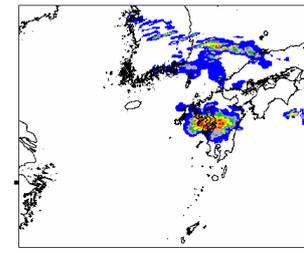
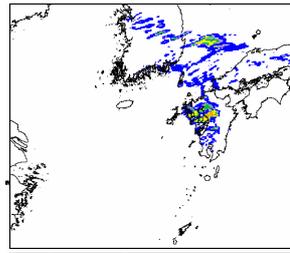
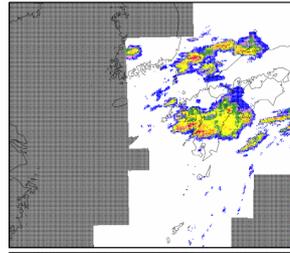
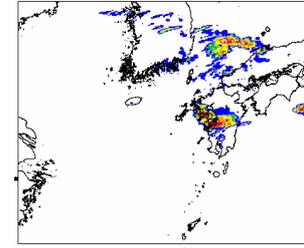
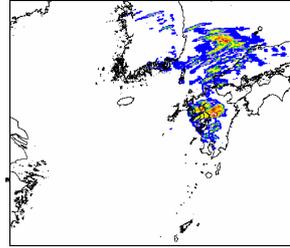
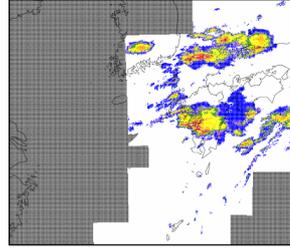


図 7-15 1 時間降水分布図 (左: 解析雨量, 中: 同化なし, 右: ケース “RAD_WPR”)

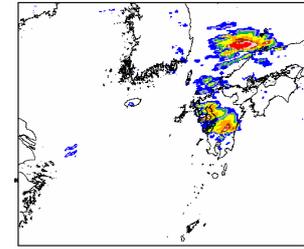
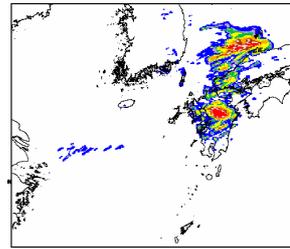
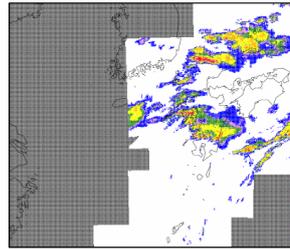
19Z, July 19, 2003
(1-h forecast)



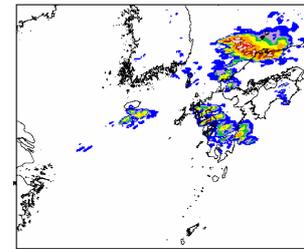
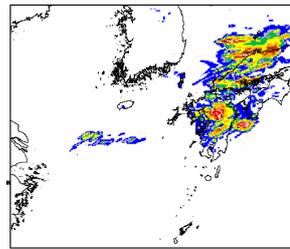
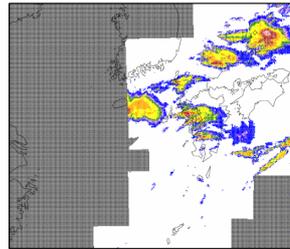
20Z, July 19, 2003
(2-h forecast)



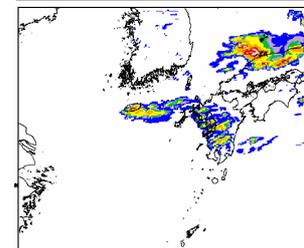
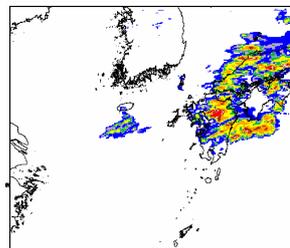
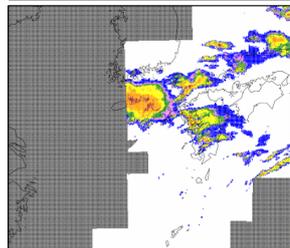
22Z, July 19, 2003
(4-h forecast)



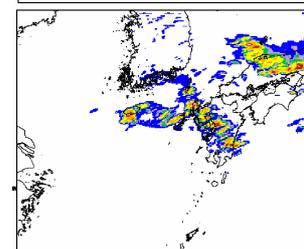
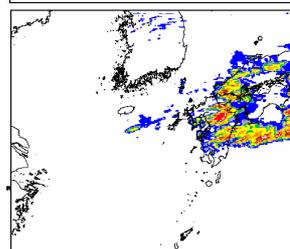
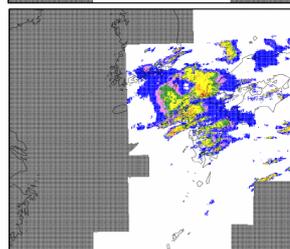
00Z, July 20, 2003
(6-h forecast)



02Z, July 20, 2003
(8-h forecast)



04Z, July 20, 2003
(10-h forecast)



06Z, July 20, 2003
(12-h forecast)

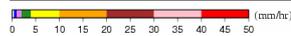
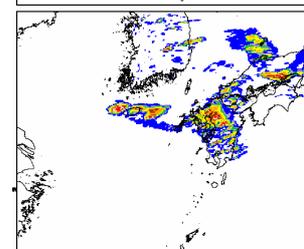
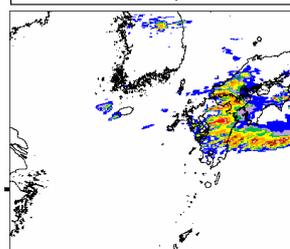
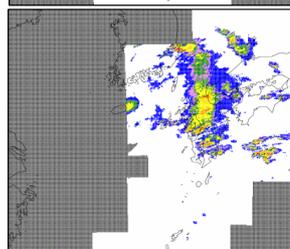


図 7-16 1 時間降水分布図 (左 : 解析雨量, 中 : 同化なし, 右 : ケース “ALL”)

また、ケース“RAD_WPR”では6時間先予測(20日00Z)から、ケース“GPS_WPR”では4時間先予測から、ケース“CONTL”における予測結果の3つ目の問題の兆候が現われ、それ以降の予測ではケース“CONTL”と似た予測結果になっている。このことは、適用事例において、地上リモートセンシングデータの効果は長くて5、6時間程度しか持続しないことを示唆している。本事例では、同化期間終了後からの時間が経つにつれ、地上リモートセンシングの観測範囲外からの影響が九州周辺の降水分布を支配するようになり、逆に、同化の効果は計算領域から抜けていく。それゆえ、5、6時間程度という効果の持続時間は、海上域を広く観測できないことによるものと考えられる。

定量的なスコアを用いて以上の議論について再確認する。図7-17は、1時間降水量予測に対するスコア(Root Mean Square Error (RMSE), スレットスコア, およびバイアス)を示したものである。気象庁レーダーアメダス解析雨量を比較の基準として用いた。まず、RMSEやバイアススコアには、6時間先を越えるリードタイムにおいて顕著な効果がTMIデータを同化したケースに見られる。また、ケース“CONTL”, “GPS_WPR”, および “RAD_WPR”におけるバイアススコアが、リードタイム3~5時間先頃に負から正に変わっており、東シナ海上の精度の低い水蒸気分布の影響を受け始めてしていることが示唆される。

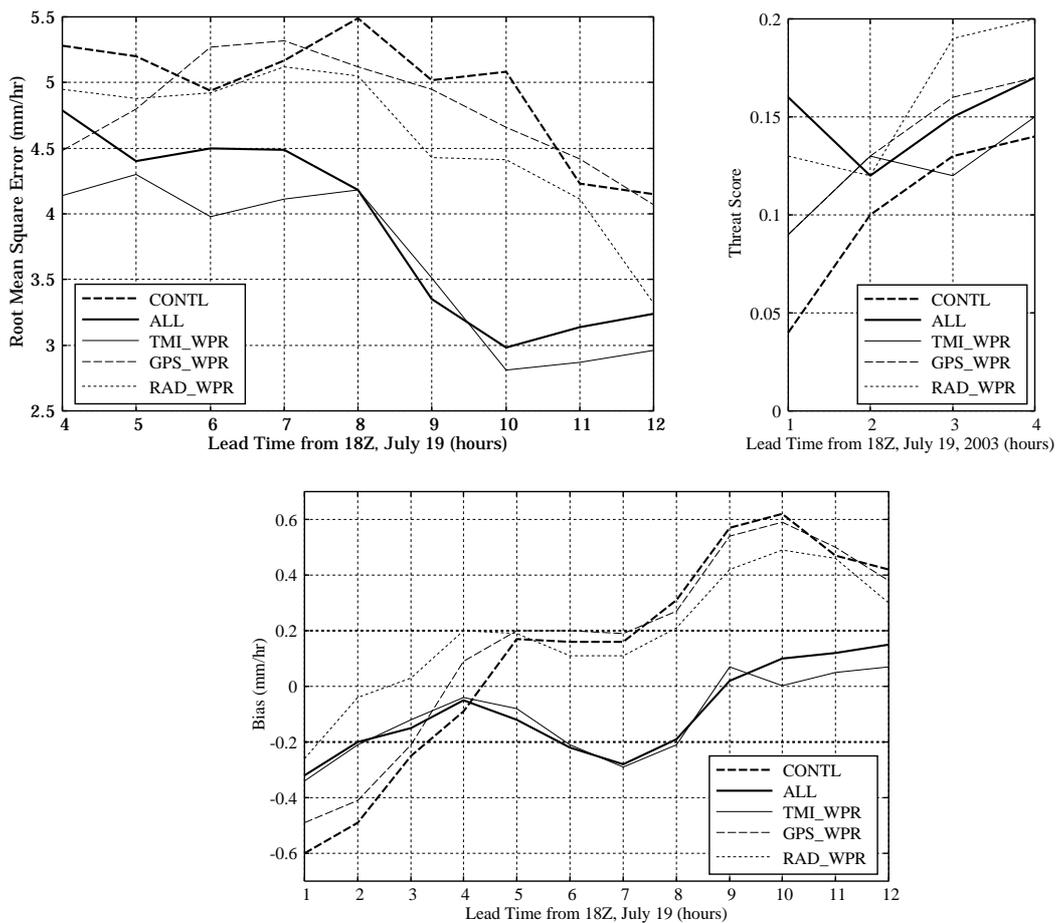


図 7-17 1 時間降水量の予測に対するスコア
(左上 : RMS Error, 右上 : スレットスコア (1 mm/hr 閾値), 下 : バイアス)

次に、スレットスコアにおいて、どの同化ケースにおいてもスピニアップ問題に対して一定の効果が見られる。特に、ケース "RAD_WPR" では、温度のリトリバル効果により予測の定量性が大きく改善されている。また、TMI データに加えてレーダーや GPS による観測値を同化することがもたらす効果（リードタイム 1, 3, 4 時間先）も示唆されている。結果的に全てのスコアを考慮すれば、全てのデータを同化することが最善であるといえる。

最後に、WRF 3-D Var を用いた数十 km の水平スケールにおける大気場の修正は、第 3 章や第 4 章とは気候学的に異なる梅雨性の降水システムに対しても適切に機能し、対流性降水に対する予測結果の改善につながることを確認された。降水システム内のスケール階層構造において、スケール間での相互作用があれば、3-D Var によるデータ同化は大いにその効果を発揮するものと期待できる。また、第 3 章、および第 4 章と同様、モデルの背景誤差共分散情報がより大気場の流れを力学的に反映したものであれば、より大きな効果が得られるものと期待される。

第 4 節 結語

WRF 3-D Var を基礎として、さまざまなリモートセンシング測器による観測値を共に同化できる枠組みを構築した。この枠組みを 2003 年水俣豪雨へ適用し、枠組みそのもの、ならびにそれぞれの観測値の有用性について評価した。その結果、以下の知見が得られた。

まず、衛星リモートセンシング観測値である TMI による輝度温度データを同化に用いる効果は大きい。海上における主に水蒸気量の修正が、海域から陸域への降水の到来が長時間続くといった集中豪雨の一側面を予測できる可能性を高め、しかも同化の効果が長時間持続するというのは意義深い。今回適用した事例に対しては、12 時間先まで効果が見られた。今後のより一層の発展に向け、観測演算子や WRF モデルにおける海面からの熱・水蒸気フラックスの予測スキームを高度化する必要性がある。

一方、地上リモートセンシング観測値である、レーダー反射因子、ウィンドプロファイラ水平風、および GPS 可降水量においてもそれぞれ、同化による温位、風、および水蒸気量の修正を通して、降水予測の精度向上に寄与しうる。

いずれの観測値の同化実験においても、メソ気象モデル特有のスピニアップ問題を軽減できており、結局、全種類のデータを同化することが最善であった。これらの結果は、WRF 3-D Var が適切に機能しているということだけでなく、数十 km の水平スケールにおける大気場の修正が対流スケールを有する降水予測に重要であることを梅雨性の降水システムに対しても示唆するものである。

参考文献

- 1) Chen, S.-H., F. Vandenberghe, G. W. Petty, and J. Bresch, 2004: Application of SSM/I satellite data to a hurricane simulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130, 801-825.
- 2) Ha, S.-Y., Y.-H. Kuo, Y.-R. Guo, and G.-H. Lim, 2003: Variational assimilation of

- slant-path wet delay measurements from a hypothetical ground-based GPS network. Part I: Comparison with precipitable water assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 2635-2655.
- 3) Iwabuchi, T., C. Rocken, Z. Lukes, L. Mervart, J. Johnson, and M. Kanzaki, 2006: PPP and network true real-time 30 sec estimations of ZTD in dense and giant regional GPS network and the application of ZTD for nowcasting of heavy rainfall. *Proc. of the 19th Int. Tech. Meeting of the Satellite Division of the Institution of Navigation, ION GNSS 2006*.
 - 4) Koizumi, K., and Y. Sato, 2004: Impact of GPS and TMI precipitable water data on mesoscale numerical weather prediction model forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82 (1B), 453-457.
 - 5) Nakamura, H., K. Koizumi, and N. Mannoji, 2004: Data assimilation of GPS precipitable water vapor into the JMA mesoscale weather prediction model and its impact on rainfall forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82 (1B), 441-452.
 - 6) Petty, G. W., 1990: *On the response of the Special Sensor Microwave/Imager to the marine environment – implications for atmospheric parameter retrievals*. Ph.D. Dissertation, University of Washington, USA.
 - 7) 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 (1B), 473-489.
 - 8) Wentz, F. J., 1993: *Users manual SSM/I antenna temperature tapes revision 2*. RSS technical report 120193, Remote Sensing Systems, Santa Rosa, CA, USA.
 - 9) 市成隆, 2006: 黒潮流軸上に発生する対流雲 – 海洋から大気に影響を与えた事例 –. *天気*, 53, 693-698.
 - 10) 牛山素行, 2003: 2003年7月19~20日の九州における豪雨災害の特徴. *自然災害科学*, 22, 373-385.
 - 11) 加藤美雄, 阿保敏広, 小林健二, 泉川安志, 石原正仁, 2003: 気象庁におけるウィンドプロファイラ観測業務. *天気*, 50, 891-907.
 - 12) 杉本聡一郎, 2007: マルチリモートセンシング観測値の3次元変分法に基づくデータ同化. *水工学論文集*, 51, 331-336.

第8章 結論

ここ数年における計算機環境の充実，メソ気象モデルに適用可能なデータ同化技術の出現とそのシステム化，およびドップラーレーダーに代表される降水や大気のリモートセンシング技術の普及といった要因は，短時間降水予測問題に対するメソ気象モデルとそのデータ同化手法を用いたアプローチへの可能性を膨らませている。このような期待を受け，本論文は，ドップラーレーダーやマイクロ波放射計などによるリモートセンシング観測値のメソ気象モデルへの3次元変分法に基づく同化手法を展開し，短時間降水予測の精度向上におけるデータ同化手法の有効性を示すことに重点を置いて議論を進めた。

第2章では，これまで提案されている短時間降水予測手法を3つのカテゴリーに大別し，それぞれについて要約的なレビューを行った。このレビューにより，本論文が基本とするアプローチが位置づけられ，第3章，および第4章において展開される手法や議論の新規性や意義を明確にした。

第3章と第4章では，ドップラーレーダー観測値の3次元変分法に基づくデータ同化手法に関する課題を扱った。

第3章では，メソ気象モデルである WRF モデルの3次元変分法に基づくデータ同化システム WRF 3-D Var を基礎として，ドップラーレーダー観測値のデータ同化手法を展開した。本同化手法の特徴は，複数台のレーダーからの観測値を扱うことができ，動径速度値のみならず，レーダー反射因子値の同化を行える点にある。本手法の性能は，シミュレーションデータを用いた Observing System Simulation Experiment (OSSE) を通じて，モデル変数のリトリバル精度とそれに伴う短時間降水予測へのインパクトという点において定量的に評価された。その結果，対流スケールより大きな数十 km の水平スケールにおけるリトリバルが本同化手法により適切に行われていることが明らかとなった。また，レーダー反射因子値を同化するために導入した雲解析ルーチンもリトリバル精度を改善することに役立っていた。

一方，モデル変数のリトリバルの効果は，対流スケールを有した降水システムに対する6時間先までの予測精度を改善することにつながっていた。これは，3-D Var を基礎としたリトリバルが対流スケールよりも大きいスケールの現象に対するものであったとしても，リトリバルにより，スケール階層構造を通して対流スケールの現象をある程度コントロールできることを示唆している。ただし，レーダー反射因子のみを同化する場合は例外であり，同化効果は精度の低い風速場によって1時間程度先以降は消える傾向にある。すなわち，動径速度値の同化による風速場の精度向上が，対流活動を誘発させる，あるいは駆動させる上で第一に必要であり，レーダー反射因子を付加的に同化すると定量性がさらに向上することが明らかとなった。

また，動径速度のデータ同化に関して単一のレーダー観測値を用いた場合，風の接線方向成分が基本的には修正できないこと，ならびに大気下層の晴天エコーに伴って得られる動径速度が有用であることを示した。さらに，今後解決しなければな

らない3つの課題として、1) 下層の水蒸気場のリトリーブが困難であること、2) 氷や雪を考慮できる微物理モデルを導入すべきこと、3) 大気の流れ場に沿ったモデルの誤差構造を推定できるようにしなければならないことを指摘した。

第4章では、第3章にて展開したデータ同化手法を実際の NEXRAD によるレーダー観測値に適用し、その適用可能性について検討した。その際、動径速度値の応用的利用には欠かせないデータ処理として、折り返し現象を自動的に補正できるアルゴリズムをレーダー観測値のみで行えるフロントーエンドタイプのもので構築した。ドライラインの形成に伴う豪雨の予測において、データ同化手法を適用して得られた降水予測結果は、第3章にて明らかにした知見が実際の状況下においても当てはまることを示唆していた。いずれにしても、降水予測精度は確実に向上することが解析雨量値との比較により明らかになり、実際のレーダー観測値に対する同化手法の適用性の高さが示唆された。

一方、単一レーダー観測のデータ同化実験では、複数台のレーダー観測値を用いた場合の降水予測結果に比べて明らかに精度が低下する傾向を示していた。適用事例において重要な要因であった下層風速場の収束域の形成を十分リトリーブできなかったことが原因であると考えられる。以上の状況を解決する方法として、風速場に関する付加的な情報を他の手法により推定し、動径速度とともに同化に用いることの可能性を指摘した。

この指摘を受け、第5章において、簡便な手法により水平風速場を推定すべく、風速場の線形モデルを仮定した VVP (Volume Velocity Processing) 法に比べ、非線形性の強い現象に対する適用性を高めた拡張 VVP 法を開発した。2台のドップラーレーダーによる同期観測データから解析(デュアル解析)された3次元風速場を基準として、この拡張 VVP 法の性能を評価した。その際、2台の研究用レーダーを用いた同期観測を実施し、デュアル解析手法も新たに構築した。

その結果、拡張 VVP 法は元来の VVP 法より高い適用性を有することが明らかとなった。線形モデルを基礎としているのもかかわらず、強い収束、上昇気流、そして渦を伴った雷雨事例に対し、拡張 VVP 法は多少平滑化された形ではあるが、水平風速の収束などを適切に推定できていた。また、定量的な評価結果からは、特に大気下層に対する適用性が中層に比べて相対的に高く、データ同化への利用に耐えられる精度を有していることが示唆された。単一のドップラーレーダー観測を行う環境の下で3次元変分法による同化を行う際、動径速度に加え風速場に関する付加的情報が望まれることを第3章や第4章において述べたが、拡張 VVP 法はこの必要性に応えられるものと期待される。

また、第6章において、レーダー反射因子の定量性に関する課題を扱った。

レーダー反射因子の観測値と大気水分量との間には、反射因子の観測精度と降水粒子の粒径分布といった2つの不確実性要因が存在する。第6章では、前者の要因に対して、高精度かつ系統的に安定した観測値を取得していることが実証されている。衛星搭載型降雨レーダー TRMM PR によるレーダー反射因子を用いた比較により、地上設置型レーダーによる反射因子値のバイアス量を推定する手法を構築した。その上で、本手法を12の気象庁レーダーサイトにおいて取得された1年間の観測値に適用した。その結果、バイアス量は間欠的に推定されるものの、TRMM PR

データは地上設置型レーダーの観測特性をモニタリングする上で適しており、バイアス推定手法も適切に機能していることが確認された。推定されたバイアス量を評価した結果、バイアス量の時間推移や絶対量はレーダーごとに異なることが示唆された。レーダー反射因子値のデータ同化は気温のリトリーブ結果につながるため、反射因子値の高い定量性が求められる。推定されたバイアス量のレーダー間での相違は最大約 6 dB にも達しており、気象庁レーダー網による観測値をデータ同化するには、少なくともレーダー間のバイアス特性の違いをなくするための補正が必要であることが明らかとなった。

第7章では、WRF 3-D Var を基礎として、さまざまなリモートセンシング測器による観測値を共に同化できる枠組みを構築した。この枠組みを 2003 年水俣豪雨へ適用し、枠組みそのもの、ならびにそれぞれの観測値の有用性について評価した。まず、衛星リモートセンシング観測値である TMI による輝度温度データを同化に用いる効果は大きいことが明らかとなった。海上における主に水蒸気量の修正が、海域から陸域への降水の到来が長時間続く、という集中豪雨の一側面を予測できる可能性を高め、しかも同化の効果が長時間持続するというのは意義深いと考えられる。今回適用した事例に対しては、12 時間先まで効果が見られた。今後のより一層の発展に向け、観測演算子や WRF モデルにおける海面からの熱・水蒸気フラックスの予測スキームを洗練する必要性がある。

一方、地上リモートセンシング観測値である、レーダー反射因子、ウィンドプロファイラ水平風、および GPS 可降水量においてもそれぞれ、同化による温位、風、および水蒸気量の修正を通して、降水予測の精度向上に寄与していた。また、どの観測値の同化実験においても、メソ気象モデル特有のスピンアップ問題を軽減できており、結局、全種類のデータを同化することが最善であった。これらの結果は、数十 km の水平スケールにおける大気場の修正において WRF 3-D Var が適切に機能し、降水現象のスケール階層構造を通して対流スケールの現象を含んだ降水システムの予測改善に寄与したことを示唆するものである。わが国や米国といった異なる気候条件においても、本論文において検討した 3 次元変分法によるデータ同化手法の基本性能が変わることなく、結果として短時間降水予測の精度向上に寄与することを示せたのは意義深い。

最後に、本論文が、データ同化技術を駆使した短時間降水予測手法の普及に少しでも役立つことを祈念し、結びとする。

謝 辞

京都大学防災研究所池淵周一教授に衷心より御礼申し上げます。現在筆者が一研究者として歩んでいるのは、京都大学入学前から先生の研究室への配属を希望し、御指導を受けたことが発端であります。京都大学防災研究所中北英一教授には、京都大学在籍中から終始実質的な御指導や御鞭撻を戴きました。ここに厚く御礼申し上げます。京都大学大学院地球環境学堂椎葉充晴教授には、本論文の内容に対する有益なアドバイスを戴きました。ここに御礼申し上げます。

データ同化に関する研究の大半は、筆者が National Center for Atmospheric Research (NCAR) に長期滞在している間に行われた。終始暖かい御指導、御鞭撻を戴いた故 N. Andrew Crook 博士に本論文を捧げたいと思います。Juanzhen Sun 博士には適切な御指導と多くの示唆に富むアドバイスを戴きました。ここに厚く御礼申し上げます。Qingnong Xiao, Chris Snyder, Dale M. Barker, Ying-Hwa Kuo 博士方には研究プロジェクトにおける討議において多くの有益なコメントを戴きました。また、GPS データの利用については、岩淵哲也博士 (University Corporation for Atmospheric Research) に多くのアドバイスを戴きました。ここに御礼申し上げます。

財団法人電力中央研究所の諸先輩方には、本論文に関わる研究を継続して遂行し、NCAR に滞在する機会をも与えて戴きました。特に、平口博丸博士から戴いた日々の御指導は筆者にとって有意義でした。ここに厚く御礼申し上げます。

なお、TRMM 衛星のデータを利用した研究において、宇宙航空研究開発機構からデータ提供や研究資金の御援助を戴きました。また、2台のレーダーを用いたフィールド観測において、東北電力株式会社から御助力を戴きました。ここに記して謝意を表します。

最後に、本論文をまとめることができたのは、わが妻である杉本典子や両親である杉本信博・絹枝の暖かい御理解とサポートに他なりません。ここに厚く御礼申し上げます。