

偏波ドップラーレーダの同化による メソ対流系の降水予測精度向上に関する研究

Improvement of Precipitation Forecast on Mesoscale Convective System using Data Assimilation of Polarimetric Doppler Radar

山口 弘誠・古田 康平⁽¹⁾・中北 英一

Kosei YAMAGUCHI, Kohei FURUTA⁽¹⁾ and Eiichi NAKAKITA

(1) 国際石油開発帝石株式会社

(1) INPEX Corporation

Synopsis

The short lead time rainfall prediction by Numerical Weather Prediction model has some difficulties in the spin-up problem. Therefore, data assimilation (DA) is expected to improve the initial condition in the model. In this study, our developed ensemble DA system, CReSS-LETKF, and the method of estimation of ice-water mixing ratios are employed. DA of rain, graupel, ice crystal, snowflake and Doppler velocity estimated by polarimetric Doppler radar are carried out after the first convective cloud in mesoscale convective systems is generated. As a result, the first convective clouds formed in initial condition have effective influence on the short lead time rainfall prediction. As the next challenging step, DA is carried out before the first convective cloud. As a result, convective clouds are not generated although the atmosphere conditions, such as potential temperature change.

キーワード: データ同化, 短時間降水予測, 偏波レーダー, 降水粒子判別, NWP

Keywords: Data assimilation, Polarimetric radar, Short lead time rainfall prediction, Hydrometer classification, NWP

1. 本研究の背景と目的

近年, 集中豪雨による記録的な災害が頻繁に発生している. 例を挙げると, 2015年9月9日から11日にかけて関東地方および東北地方で起きた「平成27年9月関東・東北豪雨」, 2014年8月19日から20日にかけて広島県で大規模な土砂災害をもたらした「平成26年8月豪雨」がある. また身近な事例としては2012年7月14日, 15日の「京都・亀岡豪雨」, 2012年8月14日の「京都府南部豪雨」が京都府内で起きた. 「京

都府南部豪雨」では, 京都大学宇治キャンパス周辺でも河川の氾濫, 浸水被害が発生した. このような梅雨に伴う豪雨災害をもたらす降雨現象は今後も増加傾向にあるのではないかとされており, それに対する研究も進められている. このような状況下で, 豪雨という自然災害の猛威に対して果たすべき使命は, 河川管理やダム操作によって壊滅的な被害を回避し, 仮に氾濫しても被害を最小限に留めることであり, そのために定量的な降水予測情報は極めて重要である.

梅雨期に大規模な災害をもたらす豪雨はメソ対流系によるものが多い。メソ対流系とは複数の積乱雲からなる対流性領域と層状性領域をもつ、水平スケール100kmオーダーの降水システムである。複数の積乱雲が組織化し自己増殖を繰り返し、長時間一定の位置で持続し豪雨をもたらす。メソ対流系の短時間降水予測は防災上重要であるが、とりわけ日本においてメソ対流系の予測は難しいとされている。その理由は、国土が急峻な地形をもち降水システムが複雑化・局所化することや国土が海に囲まれており海域での観測情報が乏しいことがあげられる。近年は、短時間予測精度向上に関する研究も着実に進んできており、研究の主流は、予測モデルの高解像度化、雲物理（雲微物理）過程の精緻化、海洋や陸面との相互作用を考慮した結合モデル開発があげられる。加えて、観測値のデータ同化による予測モデルの初期値精度向上が極めて有効な手段である。なぜなら短時間先降水予測では、境界値よりも初期値の精度が予測結果に支配的に働くためである。

データ同化にとって、気象レーダーによる観測値は大変有効である。気象レーダーは激しい現象をとらえ、正確に降水量を推定し、空間的・時間的に高解像度の情報が得ることが可能である。またドップラーレーダーでは降水域のレーダーからの動径風を観測でき、データ同化にインパクトの大きな観測値を得ることができる。近年注目されている気象レーダーが偏波レーダーである。偏波レーダーにより観測される偏波パラメータは降水粒子の大きさや形、向きといった“形態”に関する特性をとらえることに優れている。日本では、国土交通省が2010年よりXバンドMPレーダ(マルチパラメータドップラー偏波レーダ)の整備をすすめて、現在では全国で39台のレーダーが設置されている。このXバンドMPレーダによる観測ネットワークがXRAIN(X-band polarimetric RAdar Information Network)であり、主に降水量推定(QPE)への利用を目的に運用されている。そのQPE手法では雨滴粒径分布に関する観測パラメータが利用されているが、それ以外にも偏波レーダーでは降水粒子の形態に関するいくつかの観測パラメータが得られることから降水粒子の種類判別も可能となりつつあり、だからこそこのような情報をデータ同化し、偏波レーダーを用いた降水量予測(QPF)の有効な手法を確立させることが切望されている。

観測値を予報モデルに同化することは、豪雨予測精度向上に有効な手段である。メソ対流系スケールでの短時間降水予測のデータ同化研究はまだまだ少なく、特に固相雲微物理に関するデータ同化手法は全く確立されていない。一方、偏波レーダー観測から降水粒子種類判別を高精度に推定できる(中北ら、

2009) ことから、山口ら(2009)はCバンドレーダーを用いた固相降水粒子の数濃度比のデータ同化を試みたものの、比の情報であるため固相雲物理量の改善は少なく、降水予測精度に大きな効果はみられなかった。さらに山口ら(2013)ではXRAINを用いて固相降水粒子混合比を推定する初めての手法を開発し、固相雲物理量を直接同化した。そこで本研究ではXRAINから得られる観測情報である、ドップラー風速 V_r 、雨水混合比 q_r 、固相降水粒子である霰混合比 q_g 、氷晶混合比 q_i 、雪片混合比 q_s のアンサンブル同化実験を行う。メソ対流系の「維持」の予測と「発生」の予測の2つの異なる目的の実験を行い、XRAINの同化のインパクトについて詳細な解析を行う。また、本研究で用いているアンサンブル同化によって得られるアンサンブル情報を利用した利用の可能性についても考察し、メソ対流系の降水予測精度向上を目指す。

2. 同化システムの基本設定

2.1 雲解像データ同化システム CReSS-LETKF

2.1.1 概要

XRAIN から得られる情報を雲解像モデルに同化するためのデータ同化手法として、Yamaguchi and Nakakita (2008) の構築した雲解像データ同化システム CReSS-LETKF を用いる。雲解像モデル CReSS にデータ同化手法 LETKF (Local Ensemble Transform Kalman Filter, Hunt *et al.*, 2007) を組み込んだシステムであり、最先端の雲解像データ同化システムの一つである。この手法は広義でアンサンブルカルマンフィルタ法の一つであり、アンサンブル予報とカルマンフィルタを融合させた同化手法である。カルマンフィルタは誤差の時間発展を予報するデータ同化手法であり、そこにアンサンブル予報が提供する予報のばらつきの情報を利用することが最大の特徴である。さらに、LETKFでは、大気力学系の特徴である局所的低次元性を前提としたいくつかの仮定を施して計算効率を高くしてある。局所的低次元性とは、全体としては複雑に見える大気力学系でも、ある小さな領域に注目すると、誤差の広がる方向が非常に低次元になっていることである (Patil *et al.*, 2001)。LETKFでは、各格子点のまわりの小さな領域 (local patch) をそれぞれ独立に扱う。LETKFは、local patch内の格子点値のアンサンブルを使って、local patch内にある観測値のみをアンサンブルカルマンフィルタで同化し、local patchの中心の格子点値のみを解析値とする。これにより、local patchの大きさを超えた誤差相関は完全に0であると仮定される。格子点ごとにlocal patchを作成し、最後にlocal patchの中心

値を集めて領域全体の解析値を得る。よって、各 local patch 毎に計算されるアンサンブルカルマンフィルタは完全に独立しており、並列化のプロセスを包含している。

ここで、データ同化手法として、4次元変分法ではなくアンサンブルカルマンフィルタ法を選択した理由は、4次元変分法で用いるアジョイントモデルの開発が必要ないという利便性と、同化する偏波レーダー観測値と大きく関係する雲微物理プロセスは時間的に不可逆であることから正確なアジョイントモデルの構築が難しいため、本研究の目的である氷相降水粒子の同化において有利である。

2.1.2 観測演算子の設定

大気モデルの予報変数とドップラー風速

(1) ドップラー風速

ドップラー風速を同化するときの観測演算子を次式とする。

$$V_r = \frac{1}{R} [(x_d - x_r)u + (y_d - y_r)v + (z_d - z_r)(w - v_i)] \quad (2.1)$$

ここで、 (u, v, w) は3次元風速場 (m/s)、 (x_d, y_d, z_d)

は観測点の位置 (m)、 (x_r, y_r, z_r) はレーダーアンテナの位置 (m)、 R は観測点とレーダーの距離 (m)、

v_i は降水粒子の落下速度 (m/s) をそれぞれ表す。本研究では融解層以下でのみドップラー風速の同化を行う。

(2) レーダー反射強度

Sun and Crook (1997) より

$$q_r^{obs} = \frac{1}{\rho} \times 10^{\frac{z-43.1}{1.75}} \quad (2.2)$$

を用いて雨水混合比 q_r^{obs} (g/kg) を推定する。ここで、 Z はレーダー反射因子 (dBZ)、 ρ は大気密度 (kg/m³) である。モデルの予報変数に直接同化するため観測演算子は次式の通りである。

$$q_r^{obs} = q_r^{model} \quad (2.3)$$

式 (2.3) は、Marshall-Palmer 型の雨水粒径分布を仮定しているため、データ同化は0度高度より下層のみに適用する。

(3) 氷相降水粒子混合比

データ同化においては、観測される物理量そのものを同化することが一般的であるが、ここでは観測値である偏波パラメータから推定する氷相降水粒子混合比を観測値であるとして同化する。氷相降水粒子混合比の推定手法として、山口ら (2013) で開発し

た手法を適用する。その推定された霰混合比 q_g^{obs} 、 q_i^{obs} 、 q_s^{obs} を用いて同化を行う。観測演算子は雨水混合比と同様に次式となる。

$$q_j^{obs} = q_j^{model}, \quad (j=g, i, s; g: 霰, i: 氷晶, s: 雪片) \quad (2.4)$$

2.2 初期アンサンブル生成手法 BGM 法

本研究のアンサンブル同化で使用する LETKF はアンサンブルメンバーを必要とする。そこで、ここではその初期アンサンブルメンバーの作成方法について述べる。本研究では Toth and Kalnay (1993, 1997) の Bred growing modes 法 (BGM 法) を用いてアンサンブルメンバーを作成する。BGM 法は National Centers for Environmental Prediction (NCEP) のアンサンブル予報で用いられる初期アンサンブル生成手法である。この手法で生成される摂動は過去から予報開始時間までの間に大きさを小さくすることを繰り返しながら予報モデル上で発展させられてきた摂動である。この摂動を予報開始時刻の解析値に与えて初期アンサンブルメンバーを生成する。

ここで実験のアンサンブルメンバーの作成手順を具体的に記す。本実験では14日21:00JSTにおいて40メンバーを作成した。気象庁メソ客観解析データ(以降メソ客観解析とする。)を、名古屋大学と(財)高度情報科学技術研究機構が共同で開発した雲解像モデル CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator, Tsuboki and Sakakibara, 2002) を用いて1km解像度にダウンスケールして解析値を作成した。この解析値を用いてアンサンブルメンバーを作成する方法は以下の通りである (Fig.1)。下記で用いる **A** と **P** は全格子の水平風 u , v , 鉛直風 w , 温位 θ , 水蒸気混合比 q_v で構成されるベクトルである。

1. 14日09:00におけるメソ客観解析をダウンスケールした解析値 **A**₁ と摂動が与えられた初期値 **P**₁ を用意する。**P**₁ は14日06:00の解析値からの3時間予測値を用いる。
2. **A**₁ からの **P**₁ の摂動を **e**₁ とする。つまり、

$$\mathbf{e}_1 = \mathbf{P}_1 - \mathbf{A}_1 \quad (2.5)$$

この **e**₁ のノルム ($\|\mathbf{e}_1\|$) を **A**₁ と **P**₁ の二乗平均誤差から定義する。

3. **A**₁ と **P**₁ を3時間予測し、**A**₁' と **P**₁' を作る。さらに $\|\mathbf{e}_1'\|$ を計算する。
4. $\|\mathbf{e}_1'\|$ を $\|\mathbf{e}_1\|$ の大きさまでスケールダウンした摂動を **e**₂ とする

$$\mathbf{e}_2 = \frac{\|\mathbf{e}_1\|}{\|\mathbf{e}_1'\|} \times \mathbf{e}_1' \quad (2.6)$$

5. さらに摂動 **e**₂ を14日12:00の解析値 **A**₂ に与

え P_2 を作り、 A_2 , P_2 から 3 時間予測する。以後これを繰り返し 14 日 21:00 の摂動を作り、それを解析値に加え、アンサンブルメンバーとする。

P_1 は 06:00 としているが、これをより前の時間の解析値からの予測の使用や、スケールダウンを実行する回数を変更して、40 メンバー作成する。

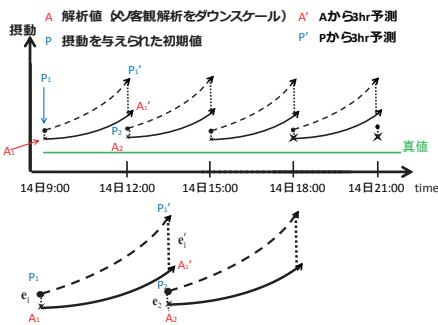


Fig.1 BGM method

3. 事例解析とデータ同化の狙い

研究では雲解像モデルとして、名古屋大学と（財）高度情報科学技術研究機構が共同で開発したCRESS（Cloud Resolving Storm Simulator, Tsuboki and Sakakibara, 2002）を用いる。

3.1 同化適用事例

3.1.1 XRAINによる解析

ここではXRAINを用いた解析を行う。Fig.2は近畿地方にある4基のレーダーを合成した地上降水量と3次元レーダー反射強度を示す。3次元レーダー反射強度のデータの作成手法については中北ら（2009）の手法を用いた。XRAINの各々のレーダーではボリュームスキャンは5分ごとで行われているため、3次元レーダー反射強度も同様に5分間隔で作成した。また、空間分解能は、水平方向に500m、鉛直方向に250mとした。

14日23時40分に兵庫県上空にある降水域Aが東進し、14日23時50分に六甲山付近に差し掛かり、ほぼ同時刻に北摂山系からメソ対流系を構成する最初の積乱雲Bが発生し、Bは鉛直方向に発達しながら北東進した。

その後は六甲山付近からも次々と新しい降水域が発生し、新しい降水域も同様に北東進しながら、先に進んでいる降水域と併合して降水強度が大きくなっていった。

00時30分において、線状に伸びる降水域（図中Cで示す部分）の中をよく見ると、赤矢印で示すように、複数の降水強度のピークが確認できる。それぞ

れのピークが積乱雲一つ一つに対応しており、これらのマルチセルによってメソ対流系が形成されていることが確認できる。また、六甲山付近で次々と新しい降水域が発生するという現象は03時30分頃まで続いた。

01時の段階では降雨強度20mm/hを超える降水域の水平方向の広がり20km程度であったが、15日03時の段階では100km程度まで広がり、降雨強度50mm/h以上の強雨域も広く分布していた。この50mm/h以上の降水域が15日03時、04時と亀岡市から京都市にかけて停滞しており、この影響で京都市と亀岡市に浸水等の被害をもたらした。

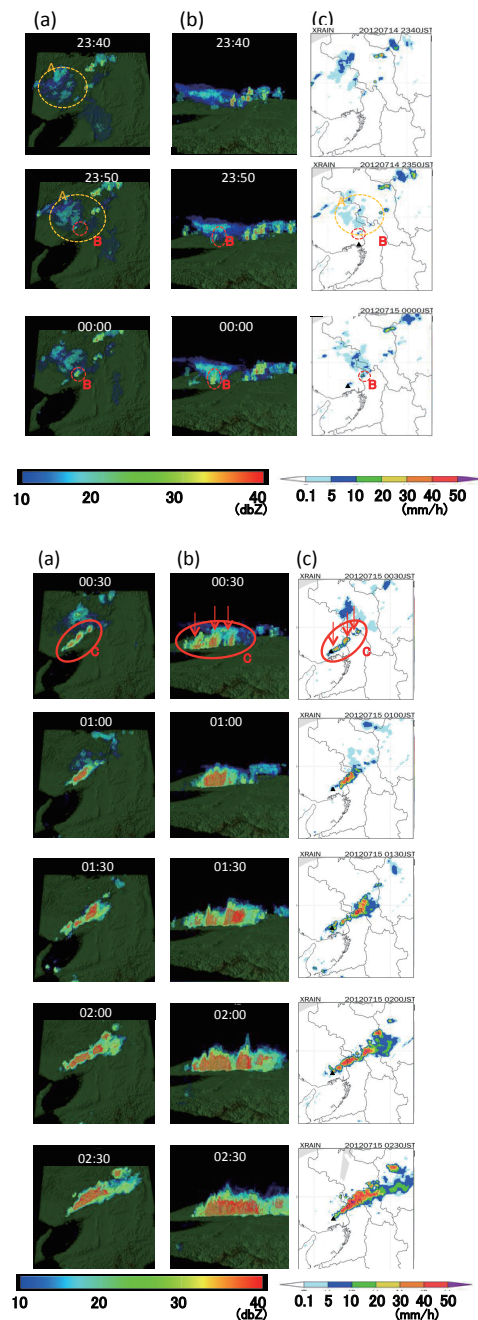


Fig.2 3D images of observed radar reflectivity at Kyoto on July 15, 2012.

3.1.2 環境場の特徴

(1) 発生

紀伊水道から下層に暖湿流が流入し、六甲山による強制上昇で気塊が持ち上げられた。700hPa高度の中下層へ蒸発によって低温化した層状雲が侵入し、15日00時(XRAINでは14日23:50に最初の積乱雲を観測)に自由対流高度が870hPaまで低下したため、弱い上昇流で不安定が顕在化し対流が発生、積乱雲が発生した。

(2) 維持

引き続き、紀伊水道から下層に暖湿流が流入し六甲山で上昇流が起きた。中層に乾燥空気が流入し、雨水、雲水が蒸発したことにより中層が低温化したことで対流不安定な場が維持され、次々と積乱雲が生まれメソ対流系を組織化した。下層は南南西、中層は西南西の風が吹いていたため鉛直シアーが強まり、発達した積乱雲は東に流され、京都付近で降雨域が広がった。

(3) 衰退

中層への乾燥空気の流入が続き、積乱雲の発達が抑制され新たな積乱雲が発生しなくなり、衰退へと向かった。

3.2 雲解像モデルCReSSによる予測

本節では、雲解像モデルを用いて同化しない場合の予測精度を評価する。

3.2.1 雲解像モデルCReSSの設定

本研究では雲解像モデルとして、CReSSを用いる。CReSSは雲スケールからメソスケールの現象の高精度シミュレーションを行うことを目的とした雲解像の非静力学・完全圧縮の大気モデルである。その名前が示すように、雲を表現すると共にそれが組織化したメソスケールの降水システムをシミュレーションできるものである。そのために水平と鉛直の解像度が可能な限り高く、雲の中で起こっている雲・降水に関する物理過程を可能な限り表現している。

さて、ここでは降水粒子情報のデータ同化を行う前に、データ同化をしない場合の予測精度を調べる。

CReSSの設定として、初期時刻を14日21時、水平解像度を1km、鉛直方向には平均的に250m(ただし、ストレッチングをかけて下層を細かくとり、全64層となっている)とし、予測を開始する。初期値、境界値には14日21時スタートのMSM予測の水平風、気温、相対湿度のデータを、海面水温は気象庁NEAR-GOOSデータを用いる。

3.2.2 地上降水強度

メソ対流系を構成する初期積乱雲が観測された14日23:50から00:30までの同化なしの予測(CTL)の降水強度の予測結果を示す(Fig.3)。

CTLでは六甲山の上空に傘雲のような降水域はあるが、そこから新しい積乱雲が発生することはなかった。事例によっては同化をしなくても、メソ対流系を予測できる場合もあるが、本対象事例では全くメソ対流系を予測することができなかった。気象庁の現業モデルであるNHMを用いた予測計算結果でも同様に観測降水強度と比較してかなり過小に予測されていた(黒川ら, 2012)。4章, 5章で21:00を初期値としたアンサンブル予測やデータ同化による予測を用いて、予測精度を向上させる

3.2.3 下層相当温位

今回の事例では紀伊水道からの湿舌がメソ対流系のトリガーの1つであった。そこで、CTLの下層950hPaの相当温位を見る。00:00, 03:00共にメソ客観解析と同等の相当温位が大阪湾から流入していることがわかる(Fig.4)。つまり、今回は下層の飽和相当温位は十分にモデル内に再現できていたことがわかった。よって、今回の事例では他の環境場に注目して同化実験を行う必要があるということがわかった。

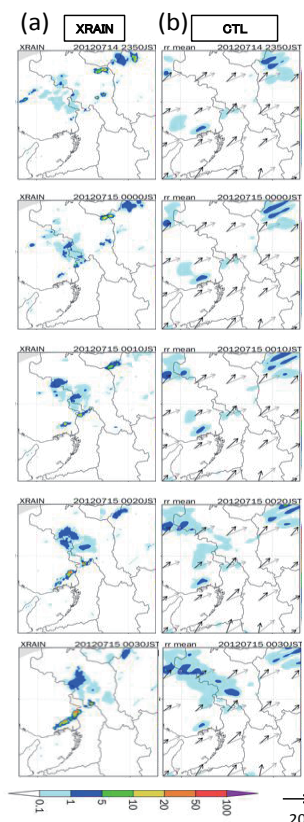


Fig.3 Surface precipitation (a) Obs by Xrain (b) Control run.

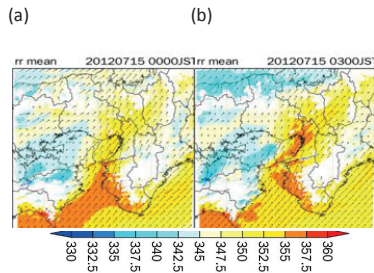


Fig.4 Equivalent potential temperature at 950hPa level
(a) 00:00 (b) 03:00

3.2.4 同化によって期待される効果

本研究では2012年7月15日京都・亀岡豪雨の事例に対して、2つの異なる同化時間の実験を行った。4章ではメソ対流系の「維持」に着目した実験、5章では「発生」に着目した実験について述べる。本節ではそれぞれの実験に対して観測値を同化することでどのような効果が期待できるか論ずる。

メソ対流系「維持」の実験では、メソ対流系の初期段階である00:00から01:00の観測情報同化し、「維持」を予測できるかどうか調べる。具体的には積乱雲群そのものの雨水混合比を同化することで短時間降水予測精度が向上すると考えられる。ドップラー風速の同化は水平風の修正による降水の位置ずれの修正、また鉛直風の修正による積乱雲発達への効果が期待される。また本事例では積乱雲の発生地点が六甲山であるため、六甲山に位置するレーダーから観測されたドップラー風速は高仰角で積乱雲をとらえている。そのため、ドップラー風速には鉛直成分の情報が多く反映されており、より積乱雲発生地点での上昇流の修正しメソ対流系の維持に寄与すると考えられる。最後に固相降水粒子混合比の同化である。固相降水粒子は融解層より上の降水粒子であり、重い固相降水粒子はその落下によってさらに強い降水をもたらす。また軽い固相降水粒子は上空の風によって上昇流と離れた場所に流され、それが核となって雨滴を生成する。固相降水粒子の情報をうまく同化すれば、雲物理過程、雲微物理過程をうまく表できると期待される。よってこれら3つの観測値の同化によって積乱雲群を適切に初期値に与えることができればメソ対流系維持され降水予測精度と予測可能時間が向上すると考えられる。

メソ対流系「発生」の実験では、メソ対流系が発生する前の14日23:00から23:45の観測値を同化する。直接モデルの初期値にメソ対流系を作らず、層状性雲を同化することで、メソ対流系初期の積乱雲の発生を予測する実験である。本実験では雨水混合比、固相降水粒子混合比によって層状性雲を表現し、その蒸発により中下層で低温化、不安定性がもたらせる事を期待している。ドップラー風速の同化はモ

デルに適切な水平風を与え、大気の移流に対する効果を期待する。メソ対流系「発生」の実験は非常にチャレンジングな実験であるが、XRAIN同化によって間接的に大気の低温化がもたらすことが可能ならば、よりレーダー情報の利用が広がると考えられる。

4. メソ対流系維持の予測

4.1 同化実験の方針

本章では、データ同化を用いてメソ対流系初期積乱雲群をモデルの初期値場に形成し、メソ対流系の「維持」の予測可能性を検証する。ここでいうメソ対流系の「維持」とは、初期の積乱雲群が強化され、さらに六甲山から次々と新しい積乱雲が発生し続ける過程を指している。そのため同化期間は初期積乱雲群が発生している期間にあたる15日00:00から01:00とする (Fig.5)。データ同化には田口、葛城、鷲峰山、六甲の4基のレーダーより得られるドップラー風速 V_r 、雨水混合比 q_r 、霰混合比 q_g 、氷晶混合比 q_i 、雪片混合比 q_s を用いる。これらの観測値の感度実験を行い、それぞれの観測値のデータ同化の有効性についても示す。また最後に防災の観点からアンサンブルメンバーの利用についても議論する。

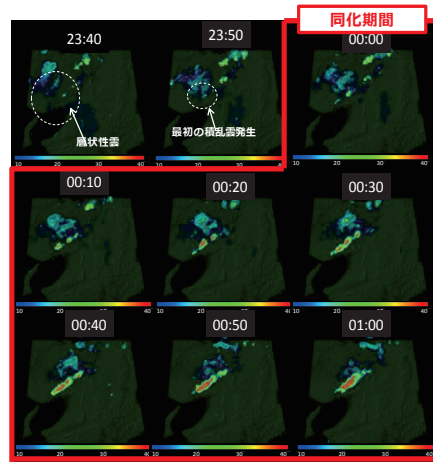


Fig.5 3D images of observed radar reflectivity at Kyoto on July 15, 2012.

4.2 XRAIN情報の同化

4.2.1 実験設定

CReSSの設定について述べる。水平解像度を1km、鉛直方向には平均的に250m (ただし、ストレッチングをかけて下層を細かくとり全層で64層となっている。)としている。計算領域と同化領域、また京阪神地域の地形はFig.6のとおりである。本事例において紀伊水道を通り大阪湾から流入する高相当温位の空気がメソ対流系発生・発達・維持への重要なトリガーの1つであるため風上側の計算領域を広めにし

ている。緯度方向、経度方向ともに305格子としている。また観測値のデータ同化は波線内の領域で行う。

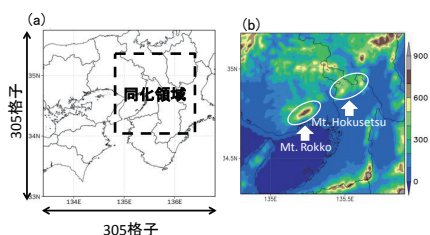


Fig.6 (a) Calculating are (b) Altitude near Mt. Rokko.

初期アンサンブル摂動生成手法は、3章で説明したBGM法を用いる。同化期間の設定についてはTable1に示す。14日21:00にBGM法で作った40メンバーを15日00:00まで3時間予測し、15日00:00から15日01:00までを同化期間として観測値を同化する。また同化は5分間隔で行い、計13回行う。そして同化によって作られた01:00のアンサンブルメンバーを初期値メンバーとしてアンサンブル予測を開始する。

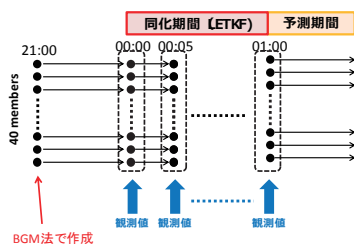


Fig.7 The configuration of DA experiment

境界値のデータは14日21時初期時刻のMSM予測データの水平風、気温、相対湿度を用いる。この境界値はすべてアンサンブルメンバーに対して同じものを与えている。海面水温については気象庁NEAR-GOOSデータを用いる。観測値の組み合わせは、同化なしの実験をEXP_noDA、雨水混合比のデータ同化をEXP_qr、ドップラー風速 V_r と雨水混合比 q_r のデータ同化をEXP_Vr-qr、そして霰混合比 q_g 、氷晶混合比 q_i 、雪片混合比 q_s の全ての固相降水粒子混合比、ドップラー風速 V_r 、雨水混合比 q_r の同化をEXP_ALLと表記する (Table1)。それぞれの観測演算子については3章の述べたとおりである。今回は計算コスト削減のため、観測値は水平方向は4グリッドに1個のみ、鉛直は間引かずに同化している。また0値の同化は行っていない

Table1 DA Experiments which are carried out.

同化実験名	同化期間	同化する観測値
EXP_noDA	同化なし	同化なし
EXP_qr	15日00:00-01:00	qr
EXP_Vr-qr	15日00:00-01:00	Vr, qr
EXP_ALL	15日00:00-01:00	qg, qi, qs, qr, Vr

4.2.2 同化期間内の検証と解析

(a) アンサンブルスプレッド

まず、同化期間中00:00-01:00のLETKFによるアンサンブルメンバーの収束を確認するために、EXP_noDA、EXP_qr、EXP_Vr-qr、EXP_ALLの同化実験のアンサンブルスプレッドを示す。アンサンブルスプレッドはドップラー風速 V_r 、雨水混合比 q_r 、霰混合比 q_g 、氷晶混合比 q_i 、雪片混合比 q_s のそれぞれの変数ごとに評価する。アンサンブルスプレッドの算出式は、

$$Spread = \sqrt{\frac{1}{40 \cdot N} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^{40} (H(x_{i,j}) - \overline{H(x_i)})^2} \quad (4.1)$$

である。ただし、 i は観測値のあるグリッドポイント、 j はアンサンブルメンバー、 N は観測値のあるグリッド

ポイントの数、 $\overline{\quad}$ はアンサンブル平均を表す。 H は観測演算子を表しており、 $H(x)$ はモデル変数を観測変数に変換する。この式によって、モデル変数を観測変数に変換したアンサンブルスプレッドが算出できる。アンサンブルスプレッドをFig.8に示す。カラーがそれぞれ同化の種類を示しており、波線がその時間における同化前の第一次推定値スプレッド、実線がその時間における同化後の解析値スプレッドを示している。また折れ線のドットは同化のタイミングを示している。

ドップラー風速 V_r (Fig.8 (b)) のスプレッドでは、ドップラー風速 V_r の同化を行っていないEXP_noDAとEXP_qrでは第1次推定値スプレッド (波線) と解析値スプレッド (実線) が大きい状態をキープしていた。EXP_Vr-qrとEXP_ALLでは毎回の同化で第一次推定値スプレッドより解析値スプレッドが低下していた。実験の違いによるスプレッドの大きさを比較するとEXP_qr、EXP_Vr-qr、EXP_ALLの順に小さくなっており、同化する観測値を増やすことでスプレッドが小さくなった。また、既往研究と同様に、1回目の同化によってスプレッドが急激に低下し、その後は一定になるような傾向も見られておりLETKFの性能が確認できた。雨水混合比 q_r (Fig.8 (a)) についても同化する観測値が増えるごとにスプレッドは減少していた。しかしながら、固相降水粒子である霰混合比 q_g (Fig.8 (b))、氷晶混合比 q_i (Fig.8 (d))、雪片混合比 q_s (Fig.8 (e)) については、EXP_ALLではスプレッドが小さくなっているが、EXP_qr、EXP_Vr-qrではスプレッドがEXP_noDAよりも大きくなっていることがわかった。このことから融解層以上の固相降水粒子のスプレッドを収束させるために固相降水粒子を同化する必要があることが確認できた。

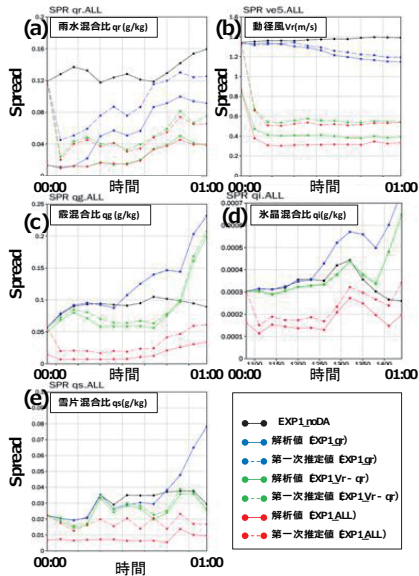


Fig.8 Spread of First guess and analysis in DA window.

(a) q_r (b) V_r (c) q_g (d) q_i (e) q_s .

(b) アンサンブル平均 RMSe

次に同化期間内00:00-01:00の観測値と第一次推定値、解析値の平均二乗誤差 (RMSe) を示す. アンサンブル平均RMSeは

$$\text{アンサンブル平均RMSe} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y^o - \overline{H(x_i)})^2} \quad (4.2)$$

で求められる. i は観測値のあるグリッドポイント, N はその総数, $\overline{}$ はアンサンブル平均, H は観測演算子, y^o は観測値を表す. アンサンブル平均RMSeを Fig.9に示す.

始めに同化終了時01:00のアンサンブル平均RMSeについて注目して解析をする. 雨水混合比 q_r (Fig.9 (a))

(a) では, 雨水混合比 q_r を同化したEXP_qr, EXP_Vr-qrとEXP_ALLでは同化によって解析値のRMSeが下がっていた. また実験ごとの比較ではEXP_qrが一番小さく, EXP_Vr-qr, EXP_ALLと観測値を増やしていくと僅かながらRMSeは増大した. これは他の観測値を同化してことによって, 大気場の整合性を保つために雨水混合比の量が多少変化したためである. ドップラー風速 V_r (Fig.9 (b))においては, ドップラー風速 V_r を同化したEXP_Vr-qrとEXP_ALLではRMSeは減少していたが, EXP_qrではEXP_noDAよりもRMSeが増加した. 同様の変化が霰混合比 q_g (Fig.9 (c))でも確認できた. 雪片混合比 q_s (Fig.9 (f))においてはドップラー風速 V_r の同化したEXP_Vr-qrでRMSeが増大しており (緑実線), そこに固相降水粒子を加えたEXP_ALL (赤実線)では, RMSeの増大を抑えている.

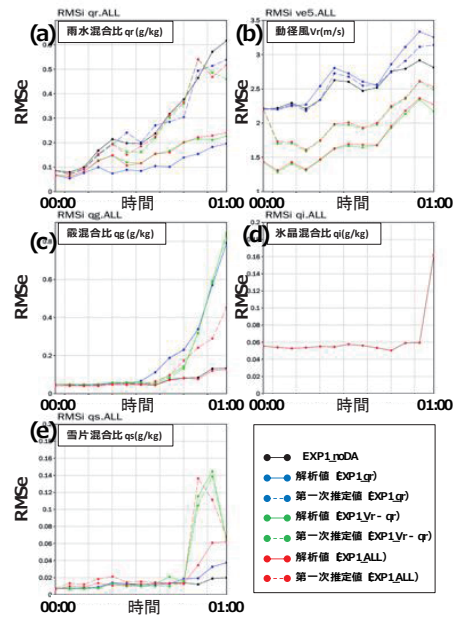


Fig.9 RMSe of First guess and analysis in DA window. (a) q_r (b) V_r (c) q_g (d) q_i (e) q_s .

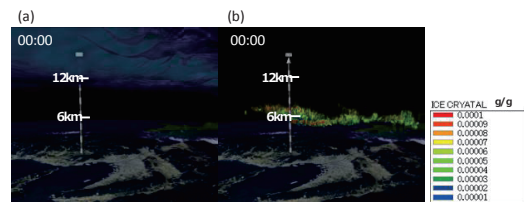


Fig.10 3D mixing ratio of ice crystal (a) ensemble mean at EXP_ALL (b) Estimation Value by XRAIN.

霰混合比 q_g (Fig.9 (c))と雪片混合比 q_s (Fig.9 (e))については同化の効果が確認できるが, 氷晶 q_i (Fig.9 (d))についてEXP_ALL, EXP_Vr-qr, EXP_qrにおいても同化による変化が確認できなかった. 観測値のある場所でのスプレッドからも氷晶のスプレッドが非常に小さいことわかる. データ同化では予報誤差と観測誤差を用いて解析値を求める. 第1次推定値のスプレッドは予報誤差を表しており, スプレッドが非常に小さいということは予報の信頼性が高く, 観測値を同化しても解析値は第1次推定値とほぼ同値である. つまり観測された氷晶混合比を同化してもその地点での予報誤差が非常に小さかったため, 解析値は修正されず, RMSeの改善が見られなかったと考えられる. 実際, 同化前00:00のEXP_ALLの氷晶混合比のアンサンブル平均値と同化に用いたXRAINより推定された氷晶混合比の高度分布に大きなギャップがあることがわかる (Fig.10). CReSSでは13km以上上空で数濃度にして1オーダーから数オーダー以上過剰に予測される傾向にある事が指摘されている. またこの氷晶は特に雪片への変換が起きづらい

ことも指摘されている。雲微物理過程はその全てが解明されてなく、今回の事例も上空に過剰の氷晶を予報している可能性が高いと考えられる。

次に各々の観測値での解析値RMSeの時間変化をみていく。全体の傾向として、すべての観測値、すべての実験で解析値RMSeが徐々に大きくなっていった。実際にこの時間帯におけるXRAIN観測値を確認してみると、強い積乱雲が次々と発生し始めたことがわかった。その激しい対流活動によって、RMSeが増大傾向であったと考えられる。

スプレッドとRMSeを総合的に考えると、EXP_ALLでは全ての観測値で最もスプレッドが低下しており、激しい対流活動の中でもRMSeの増加を比較的抑制していることがわかった。

(c) 地上降雨強度

ここでは、XRAINの観測値、EXP_noDA、EXP_qr、EXP_vr-qr、EXP_ALLの同化終了時15日01:00の地上降水量アンサンブル平均の比較を行う (Fig.11)。EXP_qr (Fig.11 (c)) ではEXP_noDA (Fig.11. (b)) ではみられない、メソ対流系Aが作り出された。またEXP_qr (Fig.11 (c)) にある余剰な降水域BはEXP_vr-qr (Fig.11 (d)) では消滅していた。EXP_ALL (Fig.11 (e)) とEXP_vr-qr (Fig.11 (d)) では地上降雨強度においては大きな差がみられなかったが、上空の固相降水粒子においては同化による差があるため、同化による効果は後述の予測期間で解析する。

4.2.3 予測結果

同化期間終了時15日01:00から04:00までの予測期間における解析を行う。

(a) 地上降雨強度

ここではXRAIN観測値、EXP_noDA、EXP_qr、EXP_vr-qr、EXP_ALLの予測時間01:00-04:00における地上降雨強度のアンサンブル平均を示す (Fig.12)。

始めにデータ同化によって形成された積乱雲群Aの盛衰に着目する。01:10においてXRAINでみられる積乱雲群(A₁)はEXP_qr、EXP_vr-qr、EXP_ALL (A₃, A₄, A₅)でも予測されていた。時間を進め01:30になると、A₁と比べるとA₃の降雨強度は過小予測になった。一方でA₄とA₅は01:30においても観測値と同程度の降雨強度を予測していた。01:40になるとA₁では継続してメソ対流系を維持しているが、A₄でも20mm/h以上の領域が少なくなり、過小予測となった。A₅ではまだ20mm/hの降水域がみられる。さらに時間を進め02:00となると、A₅においても降雨強度は過小予測になった。その後はXRAINでは引き続き六甲山で多くの積乱雲が発生し続け強い降水帯を維持するが、同化実験では全実験で衰退していった。

次に01:30-02:40にXRAINでみられるB1について注視してみる。B1はメソ対流系を構成している積乱雲の一つと考えられ、01:30から徐々にメソ対流系本体から独立し北東方向に進んだ。独立した後も02:40まで50mm/h以上の強度を示していた。EXP_vr-qrとEXP_ALLにおいてこの積乱雲B1と同様の積乱雲B4とB5が予測されており、またB5の方がB4より強い降水強度であることがわかった。B4とB5は観測値(B1)と比べると5から10分程度の時間ずれが存在しているが、観測と同様の経路をたどって東北方向に進んでいた。このようなメソ対流系本体から独立した積乱雲がアンサンブル平均値であるB4、B5において明確に現れていることは非常に興味深い。

続いて、02:10-02:40にXRAINで観測されているメソ対流系の層状性域C1について注視する。C3よりC4、C4よりC5と観測値を増やすごとに、層状性域での1mm/h以上の降水強度の形が観測に類似した。固相降水粒子を同化する効果は層状性部分にも現れ、その効果はリードタイムで1時間半程度継続していることはわかった。

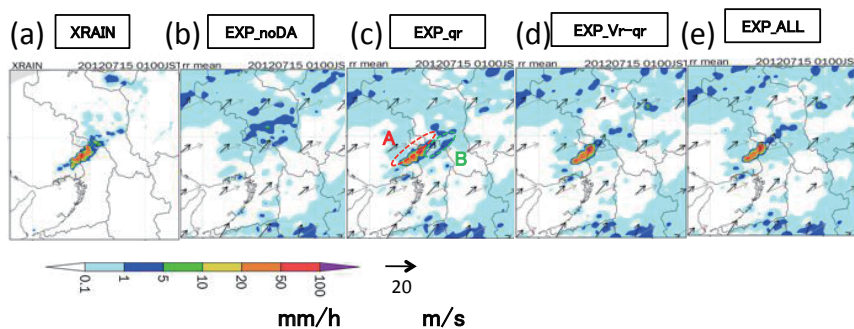


Fig.11 Surface precipitation at 01:00.

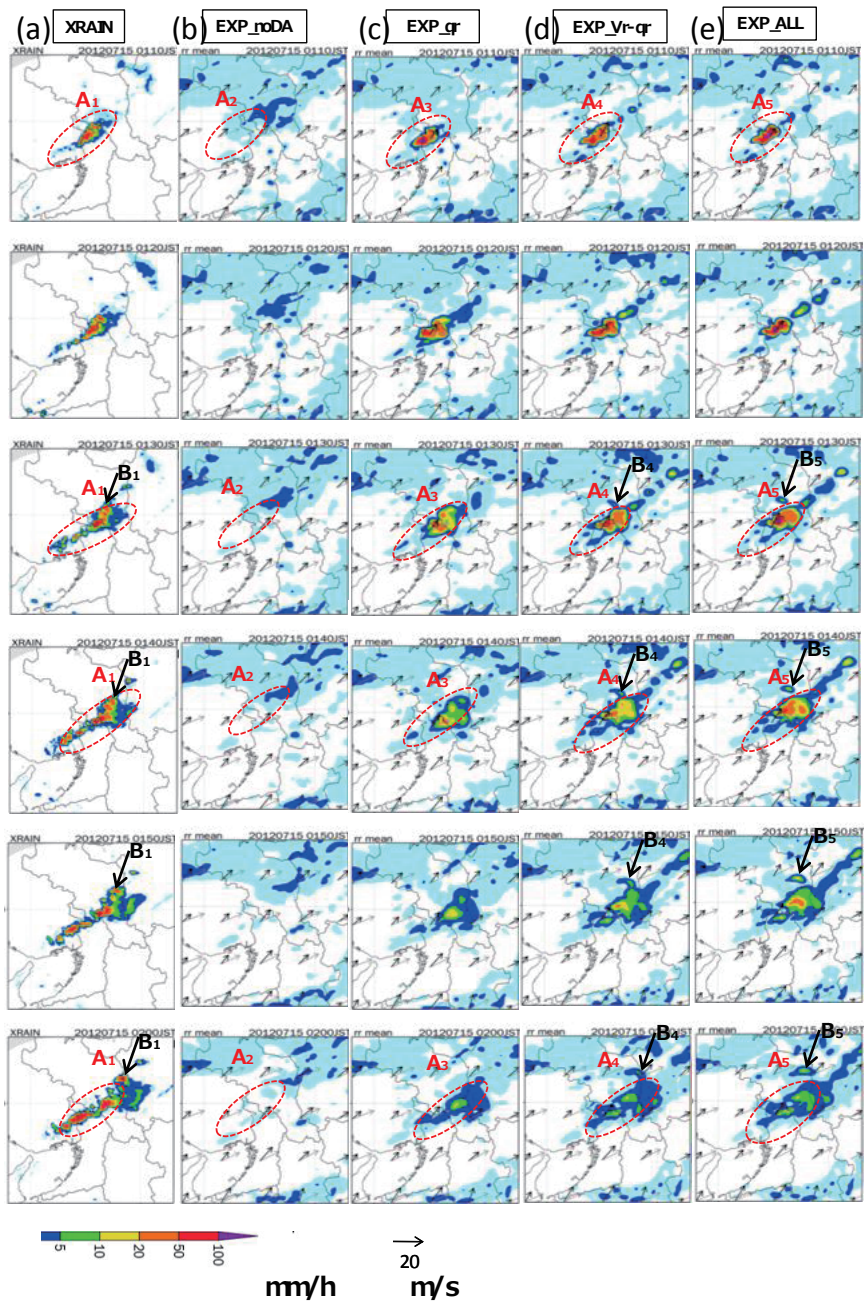


Fig.12(1) Surface precipitation between 01:00 and 02:00.

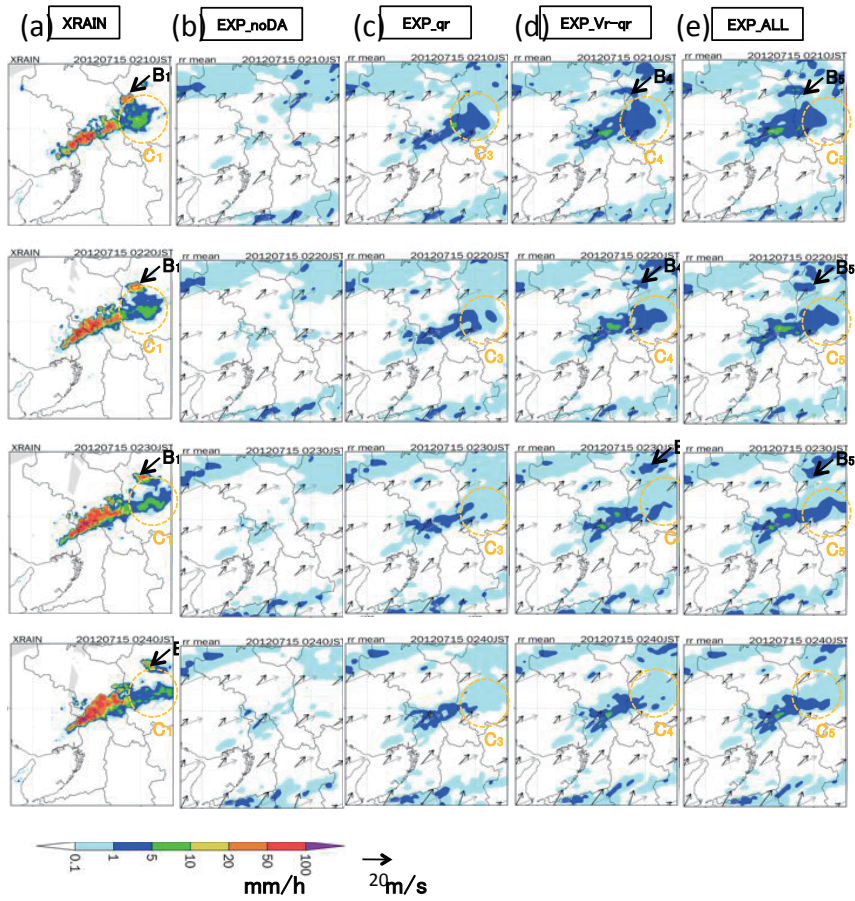


Fig.12(2) Surface precipitation between 02:00 and 02:40. (a) obs by XRAIN, forecasted by (b)EXP_noDA, (c)EXP_qr, (d)EXP_Vr-qr, (e)EXP_ALL

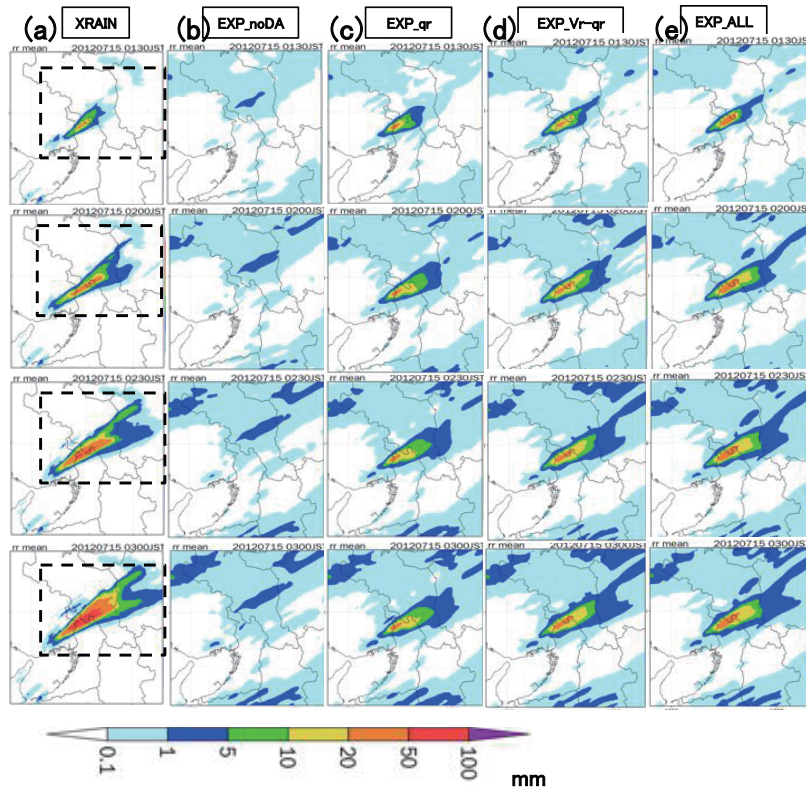


Fig.13 Accumulated precipitation from 01:00. (a) obs by XRAIN, forecasted by (b)EXP_noDA, (c)EXP_qr, (d)EXP_Vr-qr, (e)EXP_ALL

(b) 積算降水量

データ同化を行ったEXP_qr (Fig.13 (c)), EXP_Vr-qr (Fig.13 (d)), EXP_ALL (Fig.13 (e))は02:00までは降水域の形, 強度共にXRAINと大きく変わらず予測できていた. その3つを比べると同化する観測値が増えるほど, 積算降水量は強化されている. 02:30からの予測結果も過小予測となっている. これ上記の降水強度で述べたように, 02:00以降六甲から発生する積乱雲がみられないためである. その後時間が経過する共に過小予測となっていた.

(c) 領域平均の積算降水量

Fig.14 (a) の波線内の領域平均の積算降水量を図5.10にしめす. EXP_noDAではアンサンブル平均は常に観測より過小であり, 02:00には全てのアンサンブルメンバーの領域平均積算降水量が観測より過小になっていた. 一方, EXP_ALLではアンサンブル平均は02:10に観測より過小になり, 02:45まで観測値がアンサンブルメンバーの枠の中に入っていた. その後はEXP_ALLにおいても全メンバーで観測値より過小になっていた. また, 観測のグラフは下に凸であるが, 予測は上に凸の傾向を示しているメンバーが

多かった. 観測が下に凸である原因は01:00から02:00がまだメソ対流系の形成段階であったためであると考えられる. 一方, 予測では同化によって形成された積乱雲群の強化は表現できていたものの, 新たに六甲山から発生する積乱雲が過小予測になり, 増加率が減少していったと考えられる.

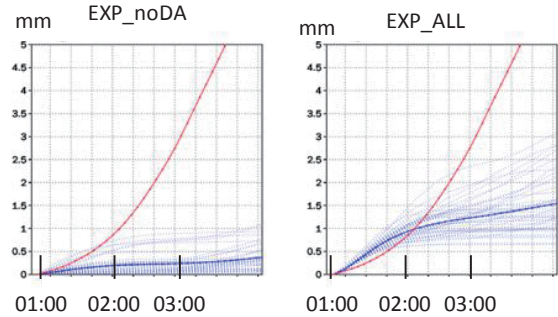


Fig14 Domain-averaged accumulated precipitation from 01:00. Red line is observation value by XRAIN, blue dot line is ensemble member and blue line means ensemble mean.

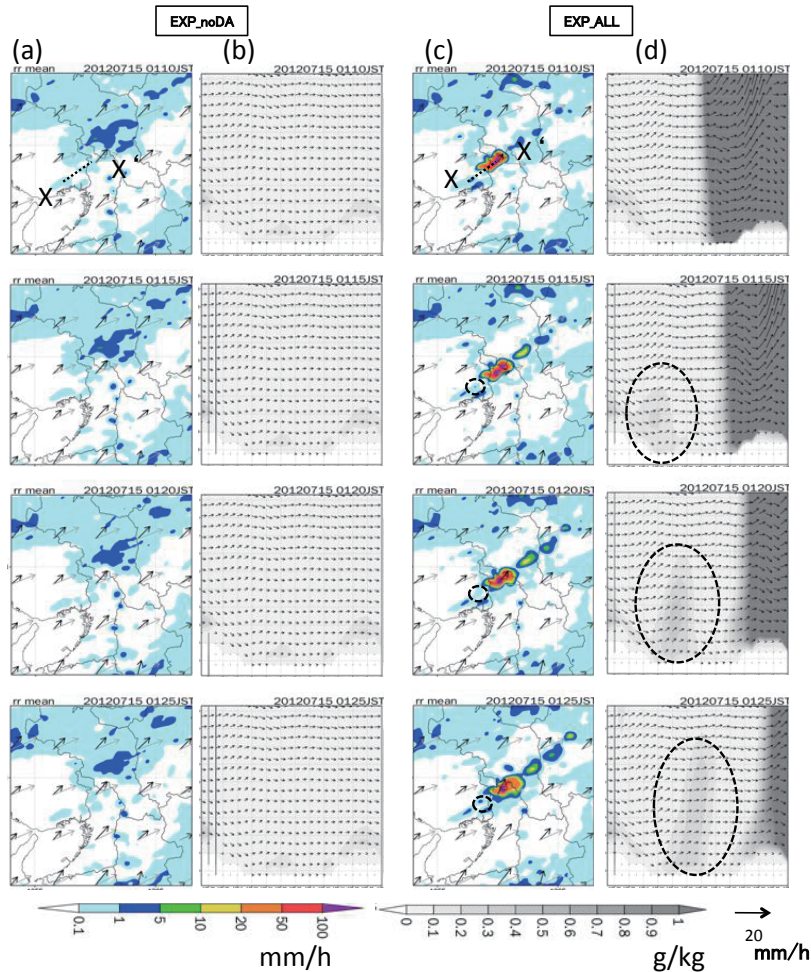


Fig.15 Surface precipitation and vertical cross section of cloud mixing ratio + rain water mixing ratio on X-X' between 01:10 and 01:25. (a)(b)EXP_noDA, (c)(d)EXP_ALL

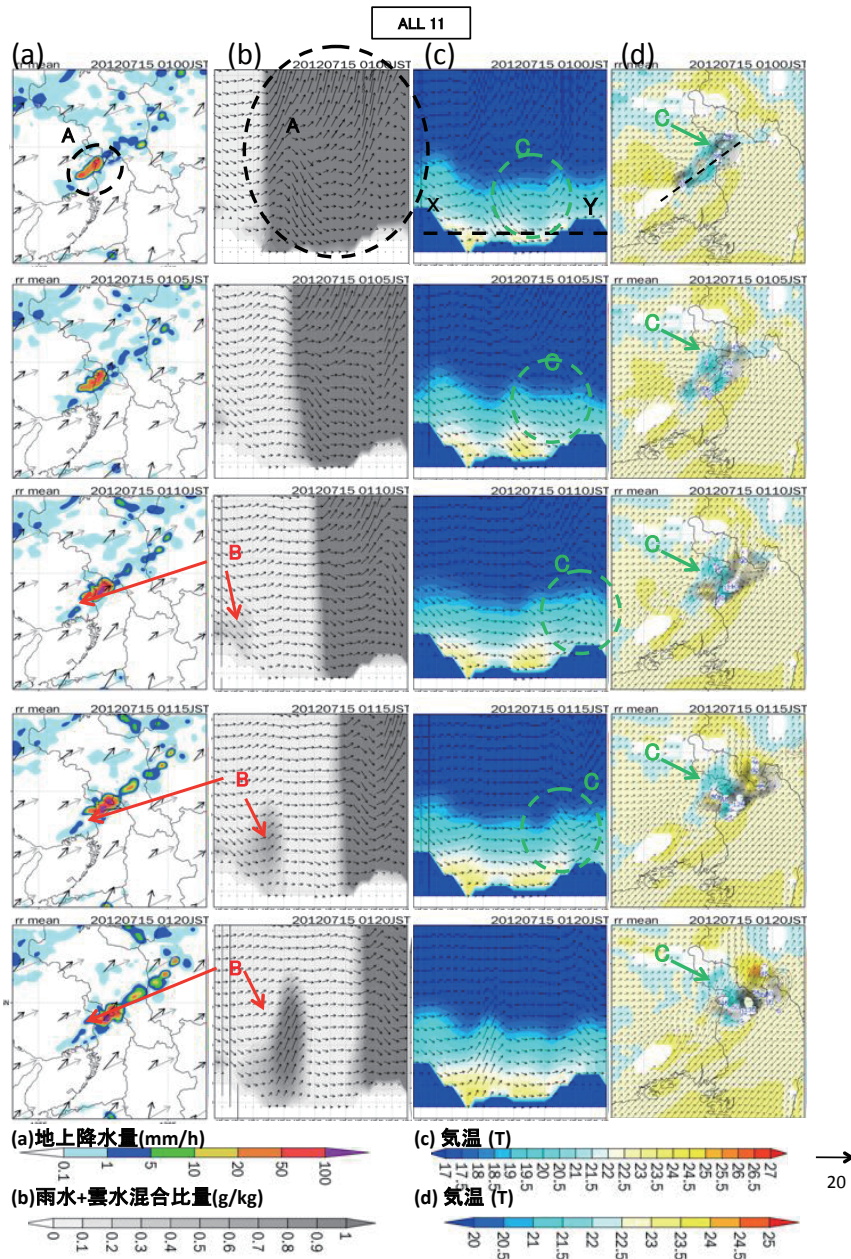


Fig.16 Figures of EXP_ALL No.11 between 01:00 and 01:20 (a) Surface precipitation, (b) Vertical cross section of rain water mixing ratio + cloud water mixing ratio and wind on X – X', (c) Vertical cross section of temperature and wind, (d) Temperature at 500m level.

(d) 鉛直断面図（新たな積乱雲の発生の確認）

地上降水強度の予測結果より、EXP_ALLが最も初期値に形成された積乱雲群を強化し、さらに層状性域も概ね正確に予測できていることが確認できた。ここでは、初期値場に積乱雲が形成された後、予測時間において六甲山域からの新たな対流雲が発生について鉛直断面図を用いて確認する。ここからは同化する効果は初期値に積乱雲群を作り、その効果が新たな対流雲をも発生にもつながったと考えられる。

次に、新たな対流雲の発生の原因を確認するため大気場の解析を行う。ここまではアンサンブル平均

なしEXP_noDAと地上降水強度で最も良い精度であったEXP_ALLを用いて解析を行う。

EXP_noDAでは01:10-01:30の期間に六甲山付近から新たな対流雲の発生は見られないが、EXP_ALLでは同化によって形成された積乱雲の後ろに新たな対流雲が発生していた (Fig.15 (d))。つまり同化による解析をしてきたが、物理変数同士のつながりを考え、現象を物理的に解釈するには各々のメンバーごとの解析が必要であると考えた。そこでEXP_ALL同化において、同化直後に六甲山からの対

流雲の発生が起きていたメンバーであったアンサンブルメンバー11を詳細解析に使う。地上降水強度と雨水混合比+雲水混合比の鉛直断面図 (Fig.16 (b)) より、同化によって作られた積乱雲群Aが北東方向に進んだ後、01:10頃から六甲山上空にある雲から積乱雲Bが発生し、北東に進み01:15から発達していることがわかった。一方、その時間の気温の鉛直断面図を見ると、積乱雲群Aから下降流とともに冷氣外出流Cが確認できる。しかしながら、その冷氣は積乱雲群Aの前方にのみ流れており、バックビルディング型の降水システムの特徴である後方に流れる冷氣外出流は確認できなかった。高度500mでの気温の水平分布でも、積乱雲群Aから冷氣Cが北北東方向に外出されていることがわかる。

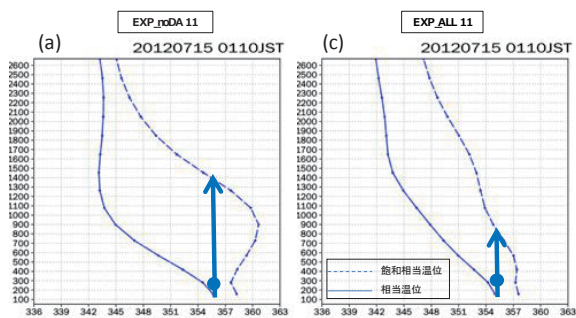


Fig.17 The emagram at 01:10 (a) No.11 EXP_noDA (b) No.11 EXP_ALL (dot line is saturated potential temperature, solid line is potential temperature, arrow is Level of Free Convection (LFC) and Lifted condensation level (LCL))

積乱雲Bが発達した地点のエマグラムを見ると、EXP_ALLとEXP_noDAのメンバー11ではLFC高度に大きな違いが見られた (Fig.17)。これは同化によって作られた積乱雲群Aが500m~1500m付近で蒸発し、空気塊の冷却と水蒸気量の増加が起き、LFCが850mまで低下したと考えられる。この低いLFCによって六甲山上空で発生したBが北東進とともに急激に発達したと考えられる。これまでの解析でデータ同化によって直接モデル内に積乱雲群を作り、次の新たな積乱雲を生み出す大気場の変化をもたらすことができることを確認できた。

4.2.4 コンポジット解析

地上降水量のアンサンブル平均値 (Fig.12) の解析では、EXP_ALLにおいても積乱雲群Aの維持は1時間が限界であると述べた。しかし、1つ1つアンサンブルメンバーを見ると2時以降も依然として六甲山付近から積乱雲が発生し続けているメンバーが存在した。そこでそのメンバーを用いてコンポジット解析を行い、積乱雲が継続して発生するメンバーの大気

場の特徴を明らかにする。

コンポジット解析の手順は以下の通りである。

1. EXP_ALL の40個のアンサンブルメンバーから「02:00以降も1mm/h以上の降水域が六甲山から発生し続けているメンバー」を8個目視により抽出しグループGOODとし、「02:00以降六甲山から全く降水が発生しないメンバー」を18個抽出しグループBADとする。
2. グループGOODのアンサンブル平均、グループBADのアンサンブル平均を算出し、大気場の比較を行い02:00以降も積乱雲の発生が継続するに至った大気場の特徴を確認する。

始めにEXP_ALLにおける抽出されたメンバーGOODとBADの地上降水量を示す (Fig.18)。Fig.18 (b) よりGOODは02:00以降も積乱雲が発生しているメンバーで構成されていることが確認できる。一方、BADは積乱雲の発生が見られないメンバーで構成されている (Fig.18 (c))。

さて、Fig.18のようなGOODグループ平均値とBADグループ平均値の地上降水量の差異が、どのような大気場が原因で生まれたのか解析する。GOODとBADの予報変数の平均値を比較すると、GOODでは下層 (900m高度) で水蒸気量が卓越しており (Fig.19(a))、中下層 (1600m高度) 付近で低温化が見られる (Fig.19(b))。また中層3200mではGOODの湿度はより低かった (Fig.19 (c))。この大気場の偏差によって、GOODでは六甲山域で低いLFCがキープされ (Fig.19 (d))、02:00においても次々と発生する積乱雲が予測できていた。

次にFig.18のEXP_ALLのGOODとEXP_noDAのGOODを比較する。EXP_noDAのGOODとはEXP_noDAの40メンバーのうち、EXP_ALLのグループGOODを構成するメンバーと同じ初期摂動 (同化期間前14日21:00の摂動) を持つメンバーである。EXP_noDAのGOODでは02:00-03:00においては多少の積乱雲は見られるが、観測値やEXP_ALLのGOODよりは過小である。つまり、EXP_ALLのGOODのような2時間以上精度の良い予測のできるメンバーは、XRAINのデータ同化の効果によって生まれたメンバーであると言える。

地上降水量のアンサンブル平均をみると、02:00以降はアンサンブルスプレッドの広がりにより降水が平滑化され、データ同化の効果も低下していった (Fig.12)。しかし1つ1つメンバーを解析すると、データ同化によって生まれた低いLFC高度を維持し続け、メソ対流系を維持し続けているメンバーもいくつか存在した。

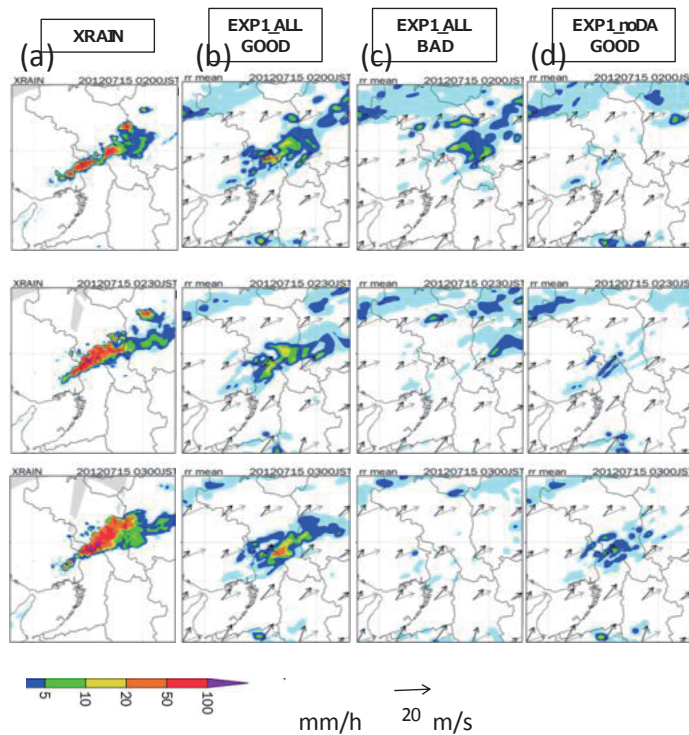


Fig.18 Surface precipitation (a) XRAIN (b) EXP_ALL · GOOD members mean (c) EXP_ALL · BAD members mean (d) EXP_noDA · GOOD members mean.

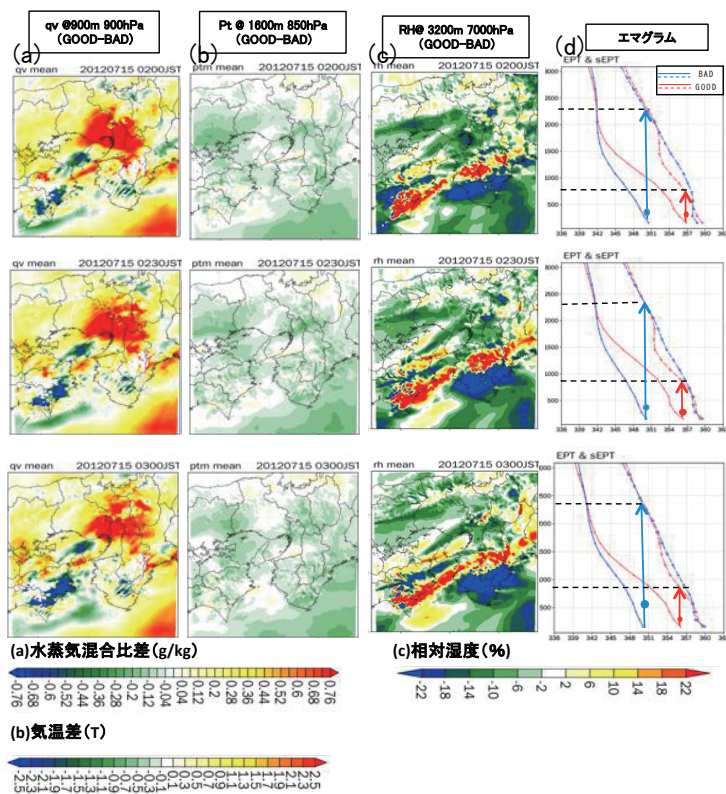


Fig.19 The difference between the average of GOOD and the average of member BAD (a)Water vapor mixing ratio at 900m level (b)Potential temperature at 1600m level. (c)Temperature at 3200m level (d) Emagram at Mt. Rokko. (dot line is saturated potential temperature, solid line is potential temperature, arrow is Level of Free Convection (LFC) and Lifted condensation level (LCL).)

4.2.5 同化実験 1 XRAINの同化のまとめ

同化実験 1 XRAINをまとめると以下の通りである。

- ① 風速，雨水混合比，固相降水粒子混合比のスプレッドとRMSを総合して考えると，EXP_ALLが最も確からしい初期値場を形成していた。
- ② EXP_qr, EXP_Vr-qr, EXP_ALLと同化する観測値を増やすごとに，データ同化によって作られた積乱雲群はより長時間維持され，予測精度を向上させた．EXP_ALLではリードタイム1時間までアンサンブル平均値において積乱雲の強化・維持の効果が見られた。
- ③ EXP_ALLでは固相降水粒子の同化の効果で，層状性部分ではアンサンブル平均値で予測時間1時間半まで正確な雨域が予測できた。
- ④ EXP_ALLの領域積算降水量では予測時間2時間程度までアンサンブルメンバーで構成される枠の中に入っていた。
- ⑤ EXP_ALLのアンサンブルメンバーの中には初期値に形成された積乱雲群の後ろに，新しく発生する対流雲も予測することができた。
- ⑥ 個々のメンバーでは予測時間1時間を超えても，データ同化の効果が続き六甲から積乱雲を発生させ続けるメンバーがいくつかあった．コンポジット解析からリードタイム1時間以上でも積乱雲を発生させるメンバーは，下層(900m高度)の水蒸気が卓越しており，中下層(1600m高度)が低温化していた。

5. メソ対流系発生への予測

5.1 同化実験の方針

本章ではXRAINの同化による大気場の修正に着目し，メソ対流系を構成する最初の積乱雲発生前の期間に同化を終了させ，初期の積乱雲群を発生させることを目指す。

本事例では23:00に兵庫県付近にある層状性雲が六甲山へ東進し，蒸発により中層の気温低下，不安定をもたらしたのではないかと考えられた．そこで始めに中層の気温低下が積乱雲の発生につながるのかをメソ客観解析データの気温を同化して確認する．その後実際にXRAINの情報のみを用いて層状性雲を同化し，積乱雲の発生を目指す．いずれの実験も最初の積乱雲が発生する前の23:00から23:45を同化期間とする (Fig.20) ．

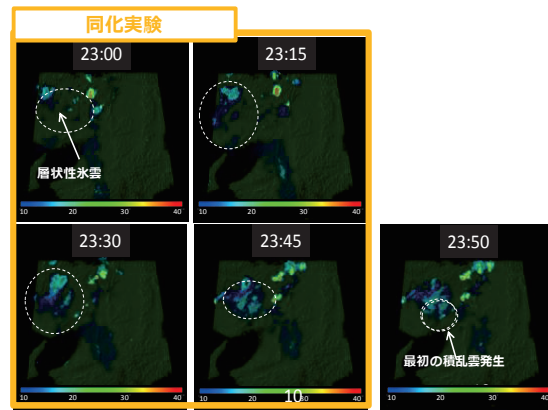


Fig.20 3D images of observed radar reflectivity at Kyoto on July 15, 2012.

5.2 MSM気温の同化

5.2.1 実験設定

CReSSの設定については5章の実験と同じである．水平解像度を1km，鉛直方向には平均的に250m（ただし，ストレッチングをかけて下層を細かくとり全層で64層となっている．）としている．計算領域，同化領域は前章のFig.6のとおりである．本事例において紀伊水道を通り大阪湾から流入する湿潤な空気がメソ対流系への重要なトリガーであるため風上側の領域を広めにしている．緯度方向，経度方向ともに305格子としている．また観測値のデータ同化は波線内の領域で行う．

初期アンサンブル摂動生成手法は，3章で説明したBGM法を用いる．同化期間の設定についてはTable2に示す．14日21時にBGM法で作った40メンバーを14日23時まで2時間予測し，14日23:00から23:45までを同化期間として観測値を同化する．また同化は5分間隔で行い，1時間の間に計10回行う．そして同化によって作られた23:45のメンバーを初期値メンバーとしてアンサンブル予測を開始する．

境界値にはすべてのメンバーに対して単一の境界値を与えている．境界値のデータは14日21時初期時刻のMSM予測データの水平風，気温，相対湿度を用いる．海面水温については気象庁NEAR-GOOSデータを用いる．

データ同化する値はメソ客観解析データの気温である．14日21:00のMSM客観解析値と15日00:00のMSM客観解析値を線形内挿し，23:00から23:45までの3次元気温データを作った．気温の修正による効果を明瞭にするために，観測誤差は0.01℃と小さく設定している．

Table2 DA Experiments which are carried out.

同化実験名	同化期間	同化する観測値
EXP_noDA	同化なし	同化なし
EXP_T	14日23:00 – 23:45	MSMの気温

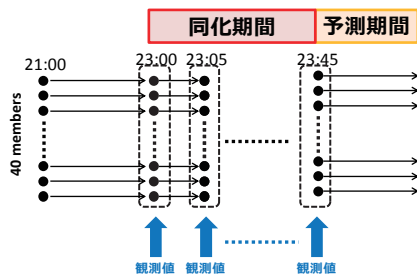


Fig.21 The configuration of DA experiment

5.2.2 同化期間内の解析

(a) 大気場

EXP_noDA (Fig.22(a)) では23:00から23:45の間にLFCが2200mから2000mへと多少の低下を示した。一方気温を同化したEXP_T (Fig.22(b)) では2200mから1600mへと急激に低下していた。その原因は同化によって中層の気温低下がもたらされたためである。

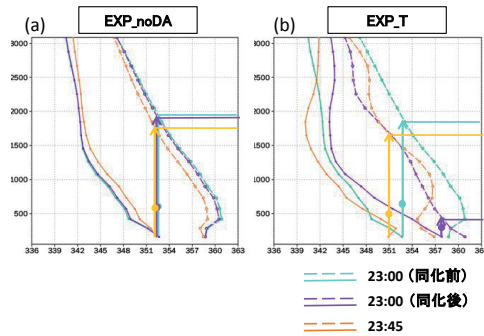


Fig.22 The emagram at Mt.Rokko (a) EXP1_noDA, (b)EXP_T

(b) 地上降雨強度

XRAIN, EXP_noDA, EXP_Tの同化期間の地上降水量のアンサンブル平均をFig.23に示す。EXP_T (Fig.23 (c))において、1回目の同化(23:00)直後急激に積乱雲が発生しているのがわかる。データ同化による中層3200m(700hPa付近)の温位偏差(Fig.23 (d))を見ると六甲山付近で最大1K程度の気温低下が見られた。この中層の低温化によって不安定が顕在化し対流活動が活発化された。同化期間終了後(23:45)においても同化領域内の至る所で孤立積乱雲が次々と発生した。観測では同化期間中に当たる23:00-23:45では六甲山付近で活発な対流活動は見られなかったが、EXP_Tでは気温の同化に至るところで積乱雲が発生した。これは観測誤差を非常に小さくしたことと、5分間隔のデータ同化を行ったことが原因であると考えられる。データ同化によって中層が低温化し、積乱雲のコアが生成され潜熱が放出され、またすぐにデータ同化によって中層が低温化する。同化期間にこのサイクルを繰り返す、非常に活発な対流活動が起きたと考えられる。本実験では多少過剰な積乱雲の発生が起きたが、中層の気温の低温化が本体対象事例においては積乱雲の発生の原因の一つであるということが示された。

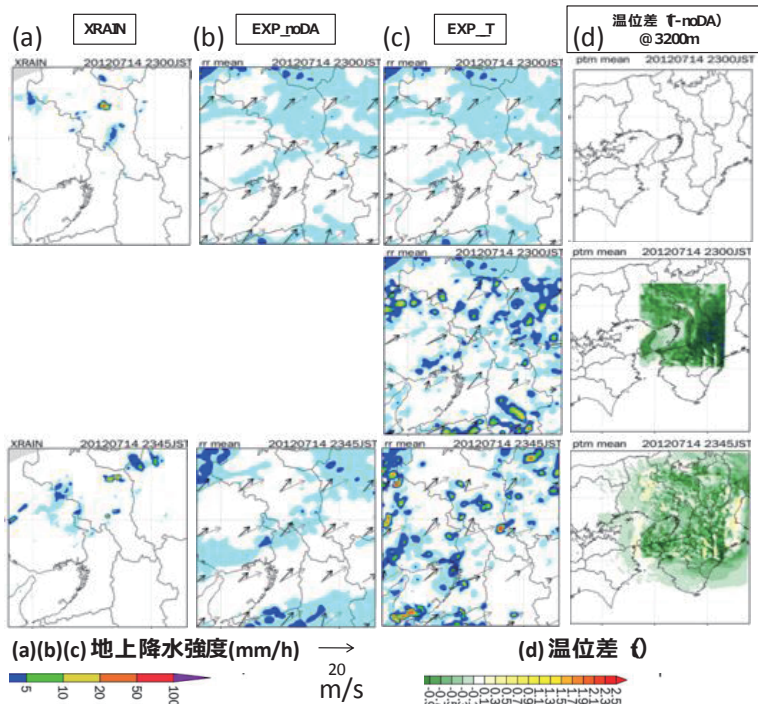


Fig. 23 (a)XRAIN, (b)EXP_noDA, (c)EXP_T, (d)Potential temperature (EXP_T - EXP_noDA)

5.3 XRAINの同化

5.3.1 実験設定

実験の主な設定は5.2.1と同様である。ただし、本実験ではXRAINのデータ同化によって中層の低温化、LFCを低下させ、初期の積乱雲を発生させることを目的としている。そこでデータ同化を行う実験はTable.3の通りである。

Table.3 DA Experiments which are carried out.

同化実験名	同化期間	同化する観測値
EXP_noDA	同化なし	同化なし
EXP_qr	14日23:00 - 23:45	qr
EXP_Vr-qr	14日23:00 - 23:45	Vr, qr
EXP_ALL	14日24:00 - 23:45	qg, qi, qs, qr, Vr

5.3.2 同化結果

(a) アンサンブルスプレッド

ここでは5章と同様の、同化期間内のアンサンブルスプレッドについて述べる (Fig.24) 今回の実験においても5章と同様に全ての観測値を同化しているEXP_ALLが最もスプレッドが低下していた。また、氷晶混合比についても5章と同様にスプレッドの値が非常に小さく適切に同化できていない事がわかった。

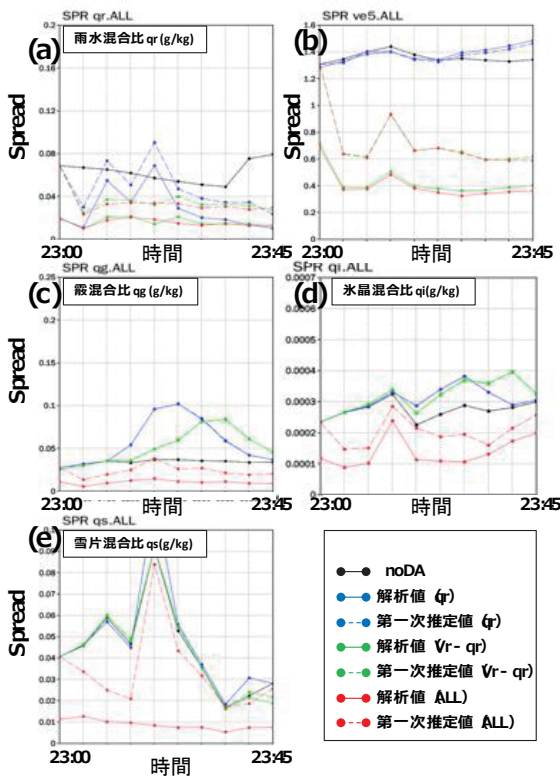


Fig.24 Spread of First guess and analysis in DA window.

(a) q_r (b) V_r (c) q_g (d) q_i (e) q_s .

(b) アンサンブルRMSe

次にアンサンブルRMSeについても解析を行う (Fig.25). 雨水混合比 q_r (Fig.25 (a)), ドップラー風速 V_r (Fig.25 (b)), 霰混合比 (Fig.25 (c)), 雪片混合比 q_s (Fig.25 (e)) ではEXP_ALLが同化終了時は最もRMSeが低下していることがわかる。またアンサンブルRMSeの時系列変化を見ると、5章ではスプレッドは徐々に増大していたが、本実験では一定もしくは低下のトレンドを示していた。これは、今回の同化期間が激しい対流が発生していなかったため、観測値に大きな変動が無かったためであると考えられる。また、氷晶混合比 q_i (Fig.25 (d)) については同化による効果は前回の実験と同様に確認できなかった。

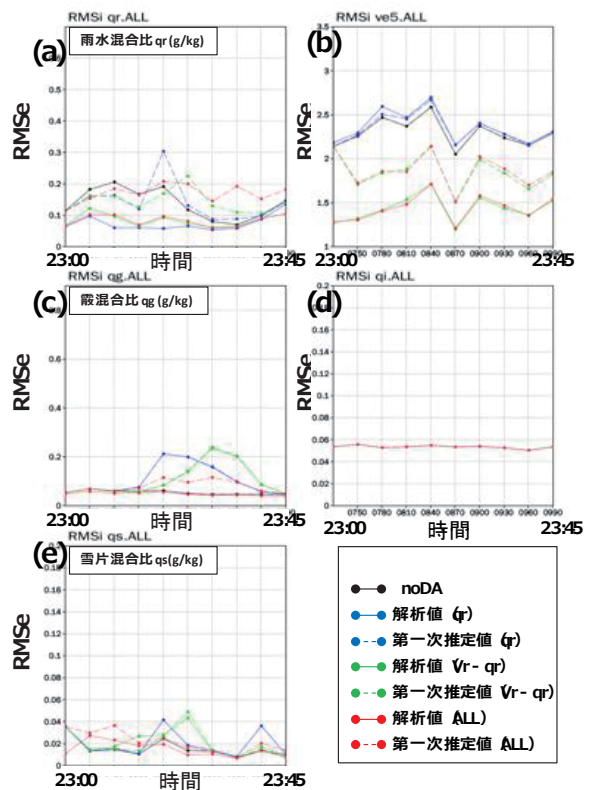


Fig.25 RMSe of First guess and analysis in DA window.

(a) q_r (b) V_r (c) q_g (d) q_i (e) q_s .

(c) 地上降水強度

同化期間終了時14日23:45の地上降水量のアンサンブル平均値を示す (Fig.26). 23:45はXRAINにおいても六甲山から発生する積乱雲発生していないため、地上降水量によってそれぞれの実験を比較するのは難しい。そこで六甲山域での大気場によって同化によってできた初期値場を比較する。

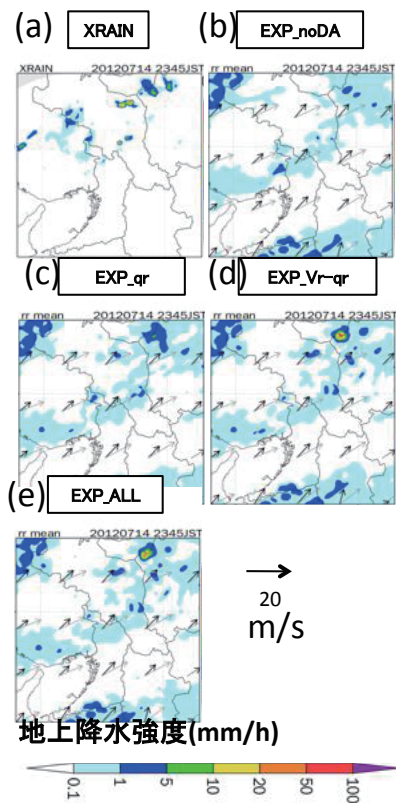


Fig.26 Surface precipitation at 23:45 (a) obs by XRAIN, (b)forecasted by EXP_noDA, (c)EXP_qr, (d)EXP_Vr-qr, (e)EXP_ALL

5.3.3 予測結果

(a) 地上降水量

大気場の解析の前に地上降水量アンサンブル平均値の予測結果を示す (Fig.27) . 全ての予測結果で観測では見られない弱い降水域Aが見られ, 00:00に六甲山域で強化されている. しかし, 観測のような六甲山からの明確な積乱雲の発生は確認できなかった.

(b) 大気場

同化期間終了直後 (14日23:45) と予測期間 (15日00:00) のエマグラムをFig.28に示す. 同化直後23:45では1200mから3000mまでの大気中下層において, 僅かではあるがEXP_Vr-qrとEXP_ALLの飽和相当温位が高い傾向があった. 予測期間15日00:00になると大気中下層でEXP_Vr-qrとEXP_ALLの2000m高度の飽和相当温位はEXP_noDAより1K程度低下していた. 図6.10から同時刻のEXP_noDAと各実験の温位偏差を確認すると, EXP_Vr-qr(Fig.29(b))とEXP_ALL(図Fig.29(c))で23:45から00:00にかけて温位低下域(波線内)が拡大し, 六甲山域2000m高度付近を低温化させた. 一方, 水蒸気混合比偏差 (Fig.30) ではFig.29の波線域は水蒸気混合比増加域と対応している. つまり, 六甲山域の2000m高度付近の温位低下は液相, 氷相降水粒子が水蒸気へ相変化したことによる低温化と考えられる. このような六甲山域の低温化の効果データ同化によってもたらされたが, 気温低下は小さくLFCを大きく低下させるには至らず, 積乱雲の発生には至らなかった.

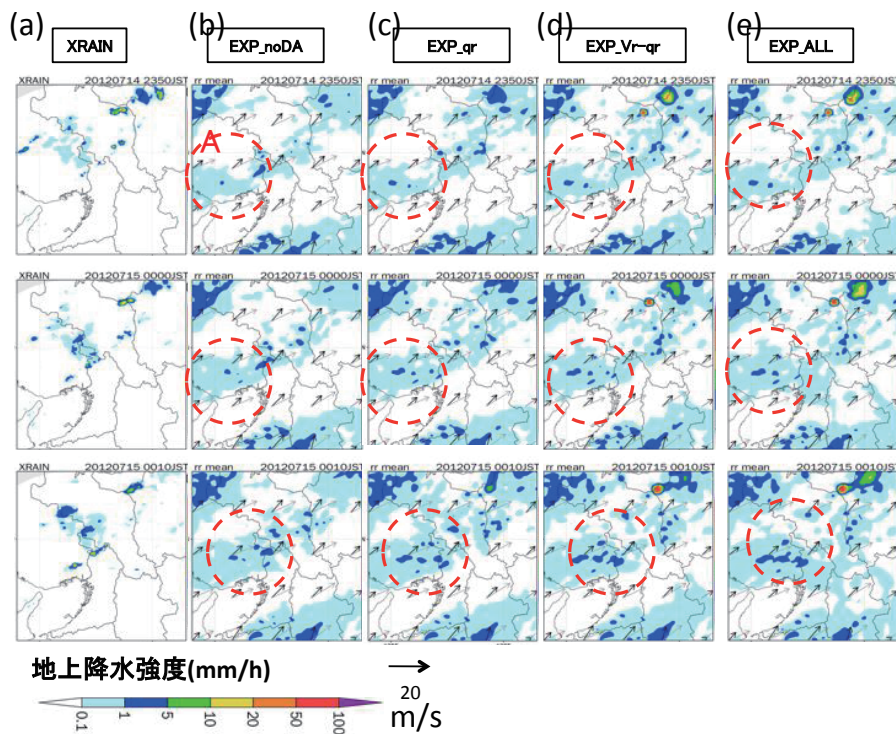


Fig.27 Surface precipitation between 23:45 and 00:10. (a) obs by XRAIN, forecasted by (b)EXP_noDA, (c)EXP_qr, (d)EXP_Vr-qr, (e)EXP_ALL

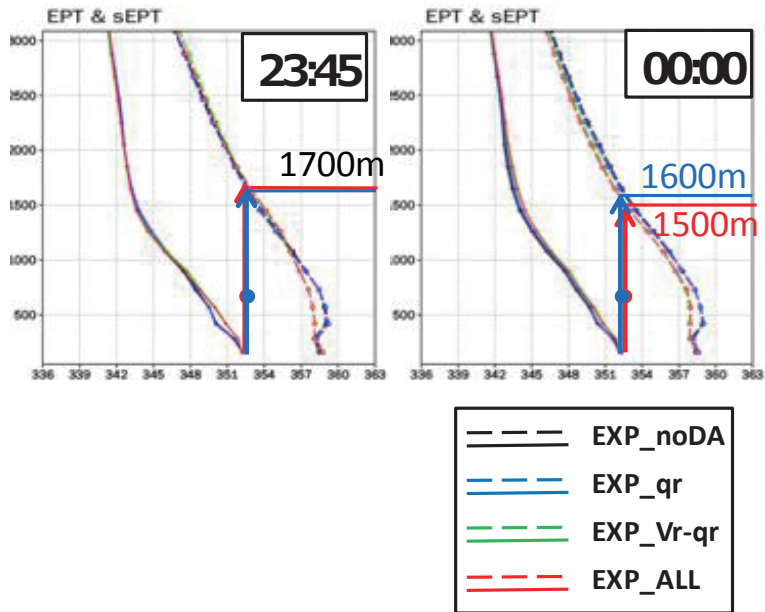


Fig.28 The emagram at Mt.Rokko at 23:45 and at 00:00.

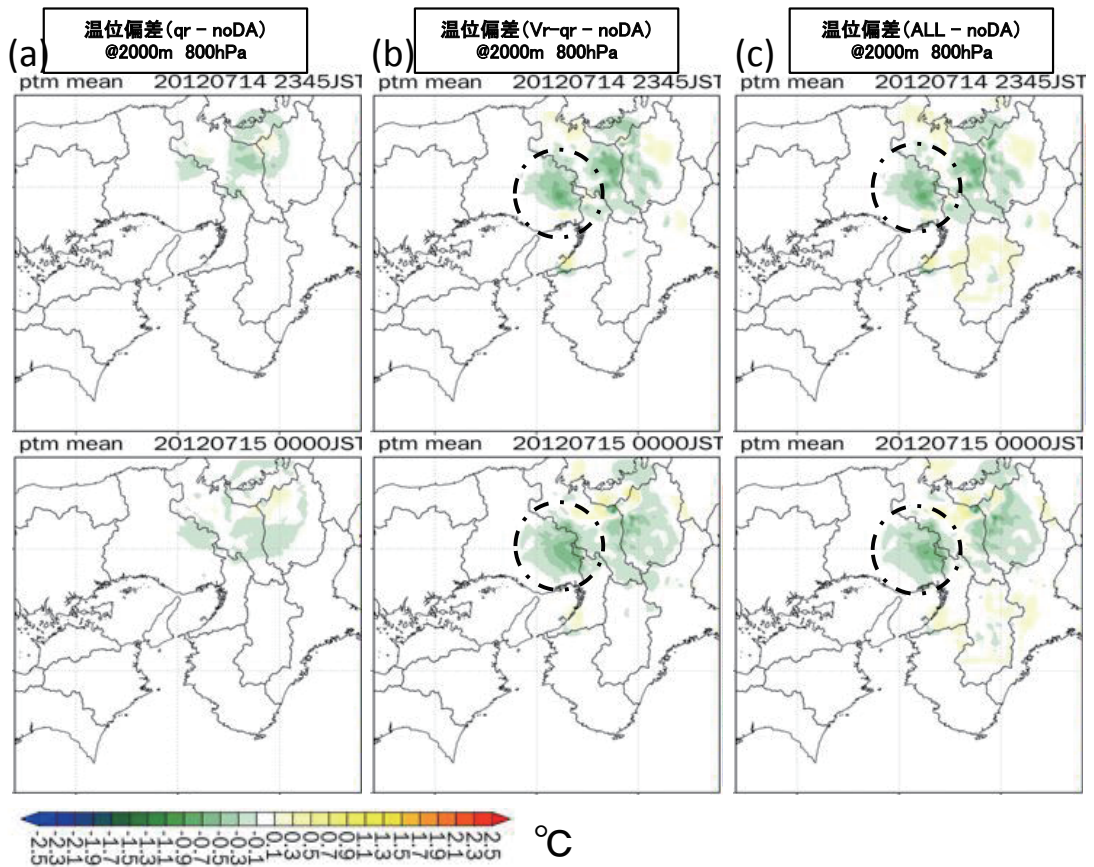


Fig.29 The difference of potential temperature between EXP_noDA and (a)EXP_qr,(b)EXP_Vr-qr,(c)EXP_ALL

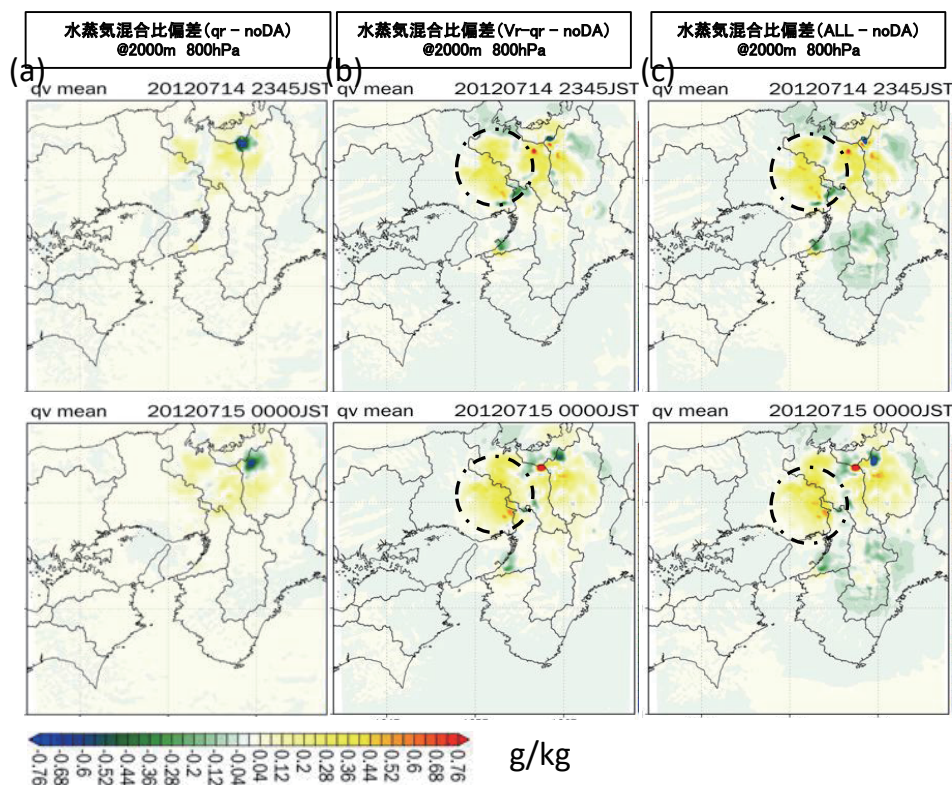


Fig.30 The difference of waster vapor mixing ratio between EXP_noDA and (a)EXP_qr,(b)EXP_Vr-qr,(c)EXP_ALL EXP_noDA.

5.3.4 コンポジット解析

地上降水量のアンサンブル平均値 (Fig.27) の解析では、全ての実験で六甲での積乱雲の発生は見られなかった。しかし、1つ1つアンサンブルメンバーを見ると六甲山から積乱雲が発生しているメンバーも存在していた。そこでそのメンバーを用いてコンポジット解析を行い、メソ対流系初期時刻に積乱雲が六甲山で発生するメンバーの大気場の特徴を明らかにする。

コンポジット解析の手順は以下の通りである。

- EXP_ALL の40個のアンサンブルメンバーから「23:50から00:30の期間に六甲山から1m以上の降水域が1個以上発生したメンバー」を目視により8個抽出しグループEXP_ALL・GOODとし、「23:50から00:30の期間に六甲山から積乱雲が発生していないメンバー」を29個抽出しグループEXP_ALL・BADとする。
- EXP_ALL・GOODのアンサンブル平均、EXP_ALL・BADのアンサンブル平均を算出し、大気場の比較を行い積乱雲が発生するに至った大気場の特徴を確認する。

始めにEXP_ALLのGOODとBADの地上降水量を示す (Fig.31)。EXP_ALL・BADでは六甲山から積乱雲が発生されていないメンバーで構成され、一方

EXP_ALL・GOODは六甲山から積乱雲が次々発生していることがわかる。また00:30以降はEXP_ALL・GOODからも積乱雲は発生することはなかった。

さて、EXP_ALL・GOODとEXP_ALL・BADの差がどのような大気場が原因で生じたのかを大気場によって解析する (Fig.32)。Fig.32の (a) と (d) よりEXP_ALL・BADよりEXP_ALL・GOODの方が500m (950hPa) での水蒸気混合比が多い。また図(b), (e) より1500m (850hPa) でEXP_ALL・BADよりEXP_ALL・GOODの方が低温化していた。六甲山域のエマグラム (c) (f) を見るとEXP_ALL・GOODの2000m以下の飽和相当温位が低なっていることから、低温化していることがわかる。一方、2500m以下の相当温位は高くなっていることから、かなりの水蒸気量の増加がみられる。このような背景から、EXP_ALL・GOODではLFCについても、1000m程度まで低下しており、積乱雲が発達しやすい大気場であった。

次にFig.31のEXP_ALL・GOODとEXP_noDAのGOODを比較する。EXP1_noDAのGOODとはEXP1_noDAの40メンバーのうち、EXP_ALLのグループGOODを構成するメンバーと同じ初期摂動 (同化期間前14日23:00の摂動) を持つメンバーである。23:50の時にFig.31に見られる降水域Xは観測では見

られない降水域であるため、EXP_ALLでは見られておらず、過剰に予測された降水であることを留意して解析を行う。EXP_ALL・GOODとEXP1_noDA・GOODは共に六甲山から積乱雲を発生させているが、EXP_ALL・GOODはより強く積乱雲が発生していた。Fig.33 (a) を見てもEXP_ALL・GOODの方が

EXP_noDA・GOODよりも水蒸気量の増加と気温低下が起き、より不安定性をもたらしていることがわかる。またFig.33(b)よりBADも同化によるLFCの低下が確認できるが、積乱雲が発生するほど大きな不安定性をもたらすことはできなかった。

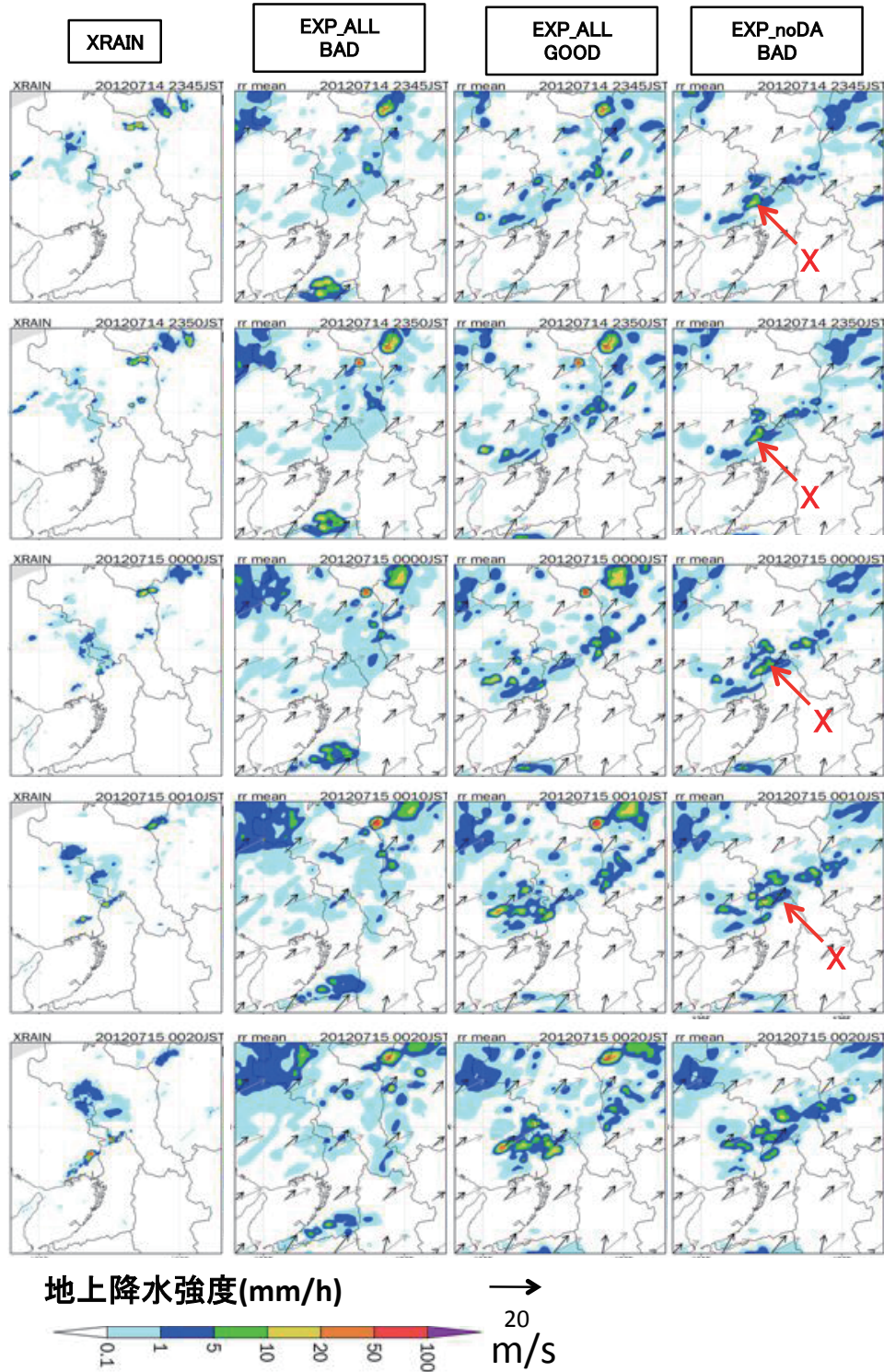


Fig.31 Surface precipitation (a) XRAIN (b) EXP_ALL・BAD members mean (c) EXP_ALL・GOOD members mean (d) EXP_noDA・BAD members mean.

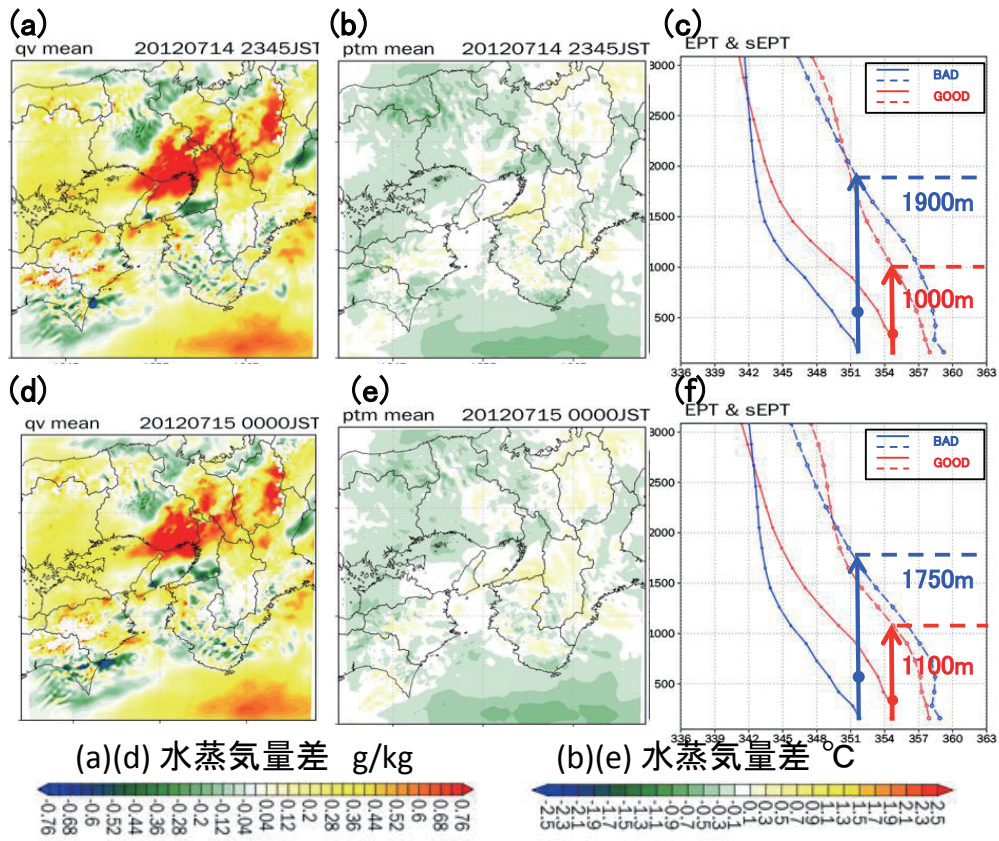


Fig.32 The difference between the average of GOOD and the average of member BAD (a)(d)Water vapor mixing ratio at 500m level (b)(e)Potential temperature at 1500m level. (c)(f) Emagram at Mt.Rokko.

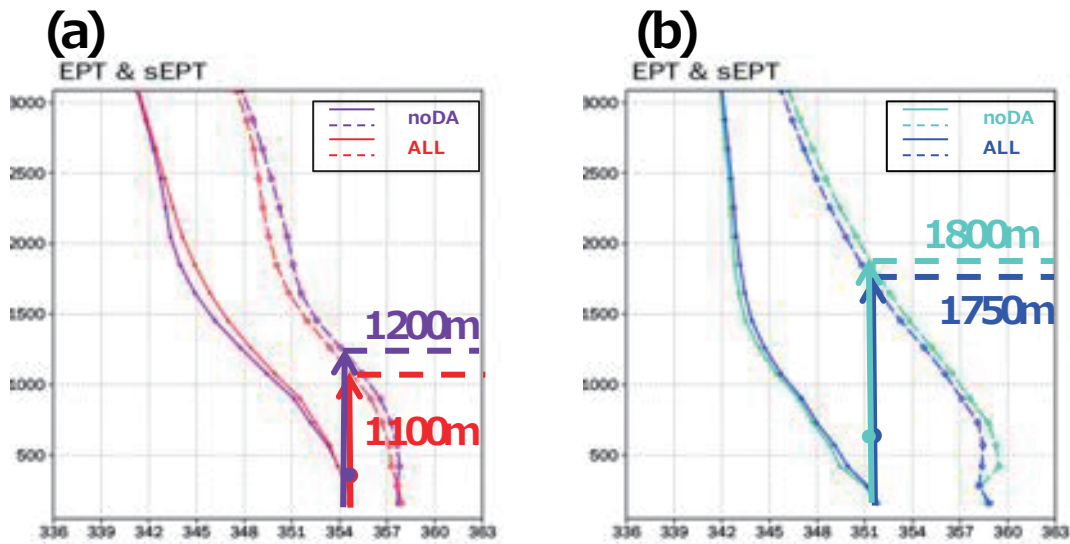


Fig.33 (a)The emagrams of EXP_noDA · GOOD and EXP_ALL · GOOD at 00:00
 (b)The emagrams EXP_noDA · BAD and EXP_ALL · BAD at 00:00

5.3.5 同化実験のまとめ

同化実験をまとめると以下の通りである。

- ① MSM客観解析値の気温データの同化によって積乱雲を発生させることができた。それにより、中層の低温化が本事例のメソ対流系初期の積乱雲の発生の要因の1つであることを示した。
- ② 一般的にレーダーのデータ同化は降水域をモデルに表現するのが一般的である。しかし今回はXRAINの同化によって、層状性雲を表現し、中層を低温化させ積乱雲の発生を目指した。多少の中層の低温化と水蒸気量の上昇は確認でき、雲の蒸発が起きていると考えられた。しかしながら、積乱雲が発生するほどの中層気温の低下はもたらせなかった。
- ③ コンポジット解析によって、六甲山からメソ対流初期時刻に積乱雲の発生が見られるメンバーは下層500m(950hPa)での水蒸気量が卓越しており、中下層1500m(850hPa)が低温化しLFCが低下していた。この積乱雲の発生が見られるメンバーは同化によって発生が促されたのではなく、EXP_noDAでも弱い対流性雲が見られたメンバーであった。
- ④ EXP_noDAにおいても積乱雲が発生しているメンバーがあったが、XRAINの同化によってLFCが下がり対流は深まった。
- ⑤ 積乱雲が発生していないメンバーもXRAINの同化でLFCは低下していたが、積乱雲が発生するほどではなかった。

6. 結論

本研究の主たる目的はXRAINより得られる観測情報をアンサンブル同化し、メソ対流系の降水予測精度を向上させることである。そのために本研究ではメソ対流系の「維持」の予測と「発生」の予測の2つの異なる目的の実験を行い、XRAINの同化の効果について詳細な解析を行った。

第4章ではXRAINを用いたメソ対流系「維持」を予測することを目的とした同化実験を行った。同化期間のアンサンブルスプレッドとRMSEを総合的に考慮すると、全てを同化したケース(EXP_ALL)が最も確からしい場を作っていた。また氷晶混合比についてはCReSSの第一次推定値とXRAINによる観測値の間に位置の誤差があり、適切に同化できていないことがわかった。EXP_ALLが最も予測精度も良く、およそ1時間先までアンサンブル平均値での地上降水強度が高い予測精度を維持した。EXP_ALLのアンサンブルメンバーの中には同化によって形成された降水域だけでなく、大気場の修正によって新たな対

流雲の発生も予測した。また同化により予測可能時間が延長されたアンサンブルメンバーも存在した。それらのメンバーのコンポジット解析から、下層の水蒸気量が卓越し、中下層がより低温化しているメンバーで予測可能時間が伸びていることがわかった。

第5章ではより挑戦的な課題である、メソ対流系の「発生」の予測について記した。一般的に気象レーダーのデータ同化では4章のように直接モデルに積乱雲を表現することで降水予測精度を高める。しかしここでは、積乱雲発生前の層状性雲の同化によってメソ対流系の発生を試みた。まず、メソ客観解析の気温のデータ同化を行って、中層の低温化がメソ対流系発生の大きな要因の1つであることを確認した。次にXRAINによって層状性雲を同化し、その蒸発から中層の低温を狙った同化実験を行った。しかしながら、低温化は多少起こったものの、アンサンブル平均値で新たな積乱雲が発生するほどではなかった。さらに個々のメンバーの解析を行うと、同化なしのメンバーにおいても六甲から積乱雲の発生が起きているものがあり、XRAINの同化によってLFCが低下し、その降水が強化されていた。

本研究ではXRAINの同化によってメソ対流系の「維持」と「発生」の2つの機構の予測について取り組んだ。「維持」においてはXRAINの同化による予測精度の向上を示すことができた。計算コストの問題はあるが、約1時間先までの予測精度向上が見られ、実用化が可能であると考えている。一方で「発生」についてはXRAINのデータ同化によって中層の気温場の多少の修正が見られたが、アンサンブル平均値ではメソ対流系初期積乱雲の発生を促すことはできなかった。しかしながら、個々のメンバーの中には積乱雲が発生しているメンバーもあり、今後いかにしてそのようなメンバーを選択できるかが実用化のカギと考えている。本研究は従来から取り組まれている、レーダー反射強度とドップラー風速に加え、偏波パラメータから固相雲物理量を推定し実現象に対して適用した研究であり、その道筋を示した。

今後の課題として、以下のことが挙げられる。固相降水粒子の混合比推定手法にはついてはまだまだ改善が必要であり、観測、シミュレーション双方からのアプローチによる改善が求められる。また気象モデルについても4章で述べたように上空で氷晶が多く予測されてしまう傾向にあり、より雲微物理過程の精緻化が求められる。同化実験では、より高解像度の実験を行うことでより良い同化の効果もたらされるのではないかと考えている。特に本対象事例は六甲山での強制上昇が重要なファクターであった。六甲山は実際約900mであるが、モデル内では標高800mとして表現されている。100mの差であるが、

LFC高度に着目すると、この差の改善は十分に予測精度向上につながると考えられる。また、水平解像度の高解像度化による効果も期待される。本実験では計算コストの関係で水平解像度を1kmとしているが、Xバンドレーダーは水平解像度250mまで可能であり、その高解像データ同化の効果も期待される。さらに、本事例のような線状のメソ対流系は中層の低温化が発生、維持共に重要な要素である。今回はXRAINのデータ同化によって、その機構の表現に挑戦したが、現状で最も有効な手段は気温を直接同化する事であるとする。しかしながらそのためにはより高解像度の3次元気温場の観測データが必要であると考えている。例えば、今回の対象事例のような六甲山系付近で、ラジオゾンデや地上マイクロ波放射計観測を行い、データ同化を行うことで、近畿域での降水予測精度は向上すると考えられる。

上記を今後の課題としてこの論文の結びとする。

謝辞

本研究の遂行に当たり、偏波レーダーCOBRAの観測データは情報通信研究機構から提供いただいた。国土交通省XRAINのデータは、国土交通省・河川砂防技術研究開発の研究を通して提供いただいた。それぞれに謝意を表します。

参考文献

中北英一・山口弘誠・山邊洋之(2009):レーダー情報を用いたゲリラ豪雨の卵の解析, 京都大学防災研究所年報, 第52号B, pp.547-562.
 中北英一・隅田康彦・山口弘誠・鈴木賢士・中川勝広・川村誠治(2010):最新型偏波レーダーを用いた氷粒子タイプの混在状態推定に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第53号B, pp.433-445.
 山口弘誠・中北英一(2009):偏波レーダーを用いた降水粒子タイプ情報のデータ同化手法の開発, 京都大学防災研究所年報, 第52号B, pp.539-546.
 山口弘誠,古田康平,中北英一(2013),偏波レーダーから推定した定性的降水粒子情報の雲サンサンブル同化, 京都大学防災研究所年報.

Dowell, D.C., L.J.Wicker, and C. Snyder (2011): Ensemble Kalman filter assimilation of radar observations of the 8 May 2003 Oklahoma City supercell: Influences of reflectivity observations on storm-scale analyses, *Mon. Wea. Rev.*, Vol.139, pp.272-294.
 Hunt, B. R., Kostelich, E. J. and Szunyogh, I (2007): Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *Physica D*, Vol. 230, pp.112-126.
 Miyoshi, T. and Yamane, S. (2007) : Local ensemble transform Kalman filtering with and AGCM at a T159/L48 resolution, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 135, pp.3841-3861.
 Orikasa.N and Murakami.M (1997): A New Version of Hydrometeor Videosonde for Cirrus Cloud Observations, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 75(6), 1033-1039
 Patil, D. J., Hunt, B. R., Kalnay, E., Yorke, J. A. and Ott, E.(2001): Local low dimensionality of atmospheric dynamics, *Phys. Rev. Lett.*, pp.5878-5881.
 Sun, J. and Crook, N. A.(1997): Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part 1: model development and simulated data experiments, *J. Atmos. Sci.*, Vol.54, pp.1642-1661.
 Tsuboki, K., and A. Sakakibara (2002): Large-scale parallel computing of cloud resolving storm simulator, *High Performance Computing*, Springer, pp.243-259.
 Toth, Z and Eugenia Kalnay: Ensemble Forecasting at NCEP and the Breeding Method. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 125, pp.3297-3319, 1997.
 Yamaguchi, K., and E. Nakakita (2008):Ensemble Kalman Filter Assimilation of Doppler Radar Data Using the Cloud-Resolving Non-Hydrostatic Model with an Aim to Introduce Polarimetric Radar Data Assimilation, *Proc. of 7th International Symposium on Weather Radar and Hydrology*, 3 pp. in CD-ROM

(論文受理日：2016年6月13日)