

融解層高度以上の降水粒子の同化による線状降水帯の予測及び支配スケールの解析

Forecasting a Line-shaped Mesoscale Convective System: the Dominant Scale and a First Attempt to Assimilate Hydrometeors in the Melting Layer

山口弘誠・堀池洋祐⁽¹⁾・中北英一

Kosei YAMAGUCHI, Yosuke HORIIKE⁽¹⁾ and Eiichi NAKAKITA

(1) 大阪市高速電気軌道株式会社

(1) Osaka metro Co., Ltd.

Synopsis

Mesoscale convective systems (MCSs) often lead to events such as floods, and debris flow. Initial condition is difficult to determine for Numerical Weather Prediction (NWP) of rainfall prediction. Data assimilation (DA) using radar data is expected to improve the initial condition in the model. The purpose of this study is to determine the predictability of MCSs by assimilation of XRAIN data. We investigated the effects of DA on the heavy precipitation event of July 2012 in Kyoto. As a result, this experiment shows the assimilation of ice-water mixing ratios improved predicting accuracy.

キーワード: データ同化, 線状降水帯, アンサンブル予測, Xバンドレーダー

Keywords: Data assimilation, Line-shaped rainband, Ensemble forecast, XRAIN

1. はじめに

近年, 日本各地でメソ対流系による災害が頻発している. メソ対流系とは水平スケール 100km オーダーの降水システムであり, 複数の積乱雲が組織化し, 長時間同じ位置で豪雨をもたらす. この長時間にわたって降雨域が停滞することによって浸水や土砂災害などの被害が発生する. 例を挙げると, 2012 年 7 月 11 日から 14 日まで九州北部(特に 12 日に熊本県阿蘇市, 14 日には福岡県八女市)を中心に大雨をもたらした「平成 24 年 7 月九州北部豪雨」, 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」などがある. 2017 年では, 7 月 5 日に福岡県朝倉市を中心として大雨が発生し, 九州北部地域で死者 39 名, 住宅被害 13,263 棟(損壊 769 棟, 浸水 12,494 棟)に及ぶ甚大な被害が発生した. 朝倉市黒川の雨量計では 9 時間降

水量 778mm を観測するなど記録的な大雨であった. このようなメソ対流系による豪雨災害は各地で発生しており, 条件が揃えば全国のどの地域でも発生する可能性がある. このような豪雨災害に対して, 被害を最小限に留めるためには, 高精度な降雨予測情報が求められている. また, 線状メソ対流系の降水形態は特に防災上警戒しなければならない現象であり, その発生・維持を捉えることが極めて重要である.

メソ対流系の短時間降水予測は重要であるが, 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・局所化してい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挙げられる. 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、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、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も極めて有効な手段である。

メソ対流系のデータ同化研究においては、高い時間・空間解像度を有しており、降水の推定精度も高い気象レーダーによる観測値の同化は有効である。その中、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、データ同化においてインパクトが大きい観測値を得ることができる。近年レーダー観測技術の発展に伴い、降水粒子の大きさや形、向きなどの特徴を捉えることに優れている偏波レーダーが開発され、国土交通省は 2010 年から X バンド MP レーダー（マルチパラメータドップラーレーダー）の配備を全国的に進め、この X バンド MP レーダーによる観測ネットワーク XRAIN(X-band polarimetric Radar Information Network)は主に降水量推定(QPE)としての利用を目的に運用されている。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る。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。

データ同化は降水予測精度向上に有効な手法であるが、メソ対流系を対象とした研究は少ないのが現状である。特に、固相雲微物理に関するデータ同化手法はまだ確立されていない。そこで、山口ら(2013)は XRAIN を用いて固相降水粒子混合比を推定する手法を独自に開発した。山口ら(2016)は、メソ対流系の「維持」と「発生」に着目して 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 を同化する実験を行った。初期値場にメソ対流系を形成し予測実験を行った「維持」の実験では、固相降水粒子混合比を同化する有効性を示した。メソ対流系発生前の層状性雲を同化し、その雲の蒸発による中層気温低下から積乱雲の発生を狙った「発生」の実験では、積乱雲の発生には至らなかったが、中層の気温低下を再現させることができた。

このように、同化による線状メソ対流系の予測はある程度成果が出始めているが、固相降水粒子混合比の同化による積乱雲の詳細な発達過程の検証やデータ同化によってメソ対流系の発生段階の予測を再現した研究はほとんどない。そこで、本研究では積

乱雲の発達過程について詳細な解析を行い、固相降水粒子の同化の有効性について検証を行う。また、同化領域を広く取りメソ対流系発生前の雨雲のレーダー情報を同化して中下層の気温低下をもたらした大気環境場を変化させることにより、メソ対流系の発生段階における予測精度向上を狙う。そして、メソ対流系のメカニズム解明を目的とした同化実験や防災の観点からアンサンブル情報を利用した利用の可能性についても検討も行い、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

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。ここで、LETKF 法について簡単に説明する。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、アンサンブル予測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測するデータ同化手法であり、そこにアンサンブル予測が提供する予測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 の大きさを越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。この local patch の大きさは任意に設定でき、本研究では水平方向に ± 3 格子、鉛直方向に ± 2 格子としている。

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。

観測演算子については、山口ら(2016)と同じ方法を用いた。また、初期アンサンブル摂動の作成方法はBGM法を用いてアンサンブルメンバーを作成した。

3. 事例解析とデータ同化の狙い

本章では、次章以降でデータ同化を行う2つの対象事例について概説し、事例解析を行う。対象事例は2012年7月京都・亀岡豪雨と2017年7月九州北部豪雨の2事例であり、それぞれの豪雨事例について記す。

3.1 2012年7月京都・亀岡豪雨

3.1.1 XRAINによる解析

2012年7月京都・亀岡豪雨を対象としたXRAINによる解析について記す。Fig.1にXRAINを合成した3次元レーダー反射強度と地上降水量を示す。

15日0:00ごろから六甲山付近から次々と新しい降水域が発生し、新しい降水域が連なりながら北東進することにより、線状の降水帯が維持・形成され続けた。この六甲山から発生した新しい降水域が次々と同じ場所にかかりつづけることにより、長時間にわたって雨をもたらしていることが地上降水量から読み取れる。1:00の段階では降水強度20mm/hを超える降水域の広がり20km程度であったが、15日3:00の段階では100km程度まで広がり、降水強度50mm/h以上の強雨域も広く分布していた。次々と発生した積乱雲が一直線上に並び、それぞれの積乱雲が強い雨をもたらしたため、京都市亀岡市では長時間にわたり途切れることなく雨が降り続いた。

1:00の3次元レーダー反射強度からは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た。このマルチセル型のうち、降水セルが移動方向の後端に次々と作られるものを「バックビルディング型」と呼んでおり、日本の集中豪雨時によく見られるパターンの一つである。この六甲山付近で次々と新しい積乱雲が発生するという現象は3:30ごろまで続いた。

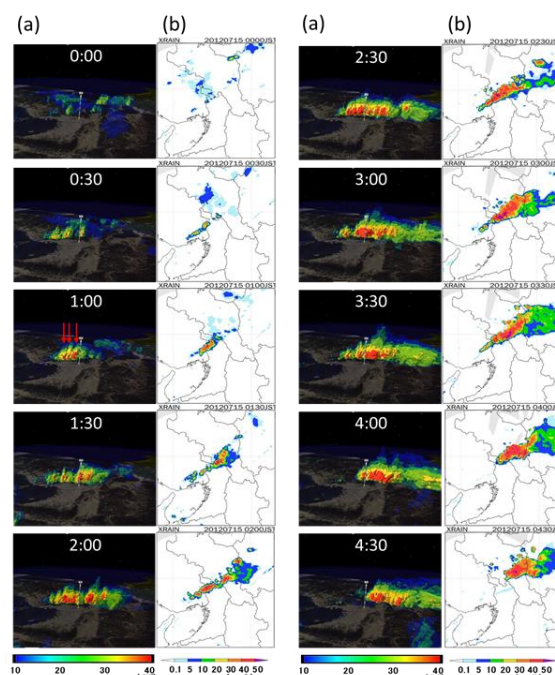


Fig.1 3D images of observed radar reflectivity at Kyoto on July 15, 2012.

3.1.2 自由対流高度

自由対流高度とは、この高度より空気塊を持ち上げると、正の浮力を得てそのまま上昇する時の高度である。ここでは、六甲山での温位エマグラムから自由対流高度の時間変化を調べる。Fig.2に相当温位と飽和相当温位の鉛直プロファイルを示す。

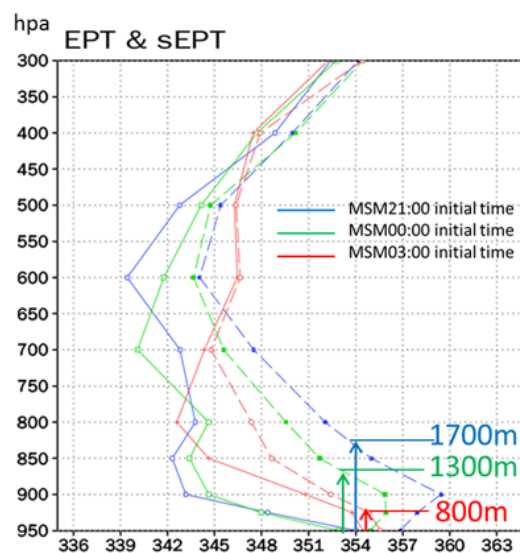


Fig.2 The emagram at Mt. Rokko. (Line is saturated potential temperature, solid line is potential temperature, arrow is Level of Free Convection.)

14 日 21 時から 15 日 00 時の自由対流高度が約 1700m から約 1300m に低下していた。15 日 00 時での六甲山上空での自由対流高度が下がり、小さな地形性上昇により対流が起こりやすい状態であった。

六甲山による地形性上昇により空気塊が持ち上げられて、持ち上げ凝結高度を超えたため雲が形成された。この雲は、自由対流高度が低下したため、地形性による上昇気流により自由対流高度を超えたため、浮力を得て上昇を続け、雲粒子は成長しながら大きさの異なる雲粒と衝突・併合を繰り返して、最終的に雨粒を形成して地上に雨をもたらした。

本研究では、この事例を対象にして 2 つの異なる同化実験を行った。4 章の同化実験では大気環境場を変化させて線状降水帯を構成する積乱雲の発生を狙い、5 章の同化実験では融解層以上の降水粒子を同化することによる影響について考察を行うこととする。

3.2 2017年7月九州北部豪雨

3.2.1 XRAINによる解析

ここでは2017年7月九州北部豪雨を対象として、XRAINを用いた解析を行う。Fig.3に九州地方にある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。

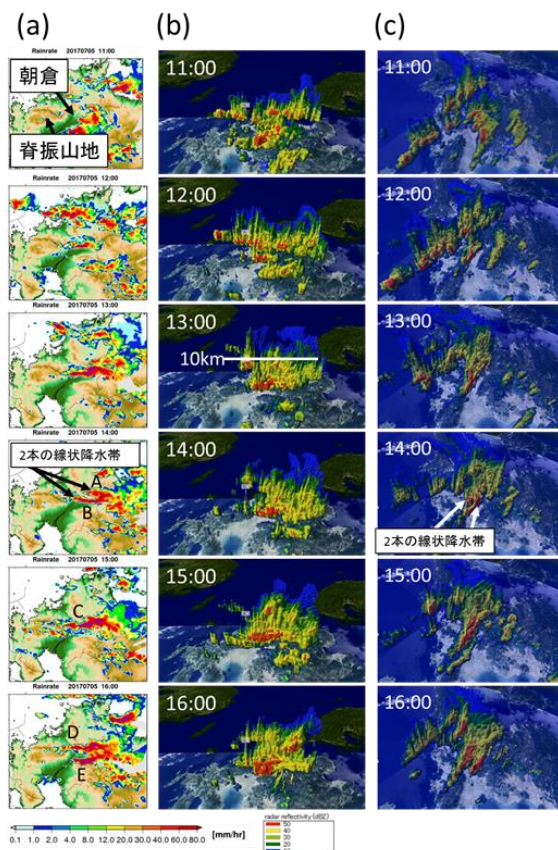


Fig.3(a) 3D images of observed radar reflectivity at Fukuoka on July 5, 2017.

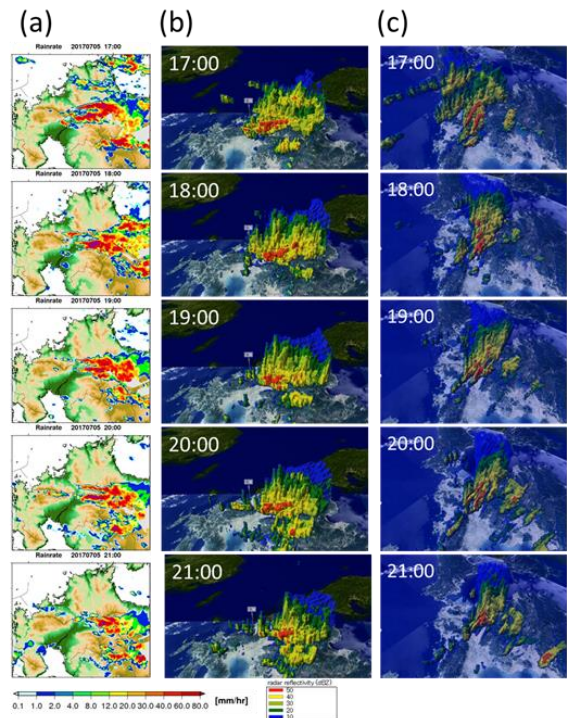


Fig.3(b) 3D images of observed radar reflectivity at Fukuoka on July 5, 2017.

12 時頃から脊振山地の東側から積乱雲が発生し、新しい降水域も同様に東進しながら豪雨をもたらした。その後も脊振山地の東側から次々と新しい積乱雲が発生し、新しい降水域も同様に東進しており、西から東に走行を持つ線状降水帯が形成されていた。一つ一つの積乱雲の高さをみると、15km 以上の雲長高度を持つ積乱雲が次々と発生しており、対流活動が活発であった。

14 時頃から線状降水帯が朝倉市周辺に 2 本存在しており、北に発生した線状降水帯 A が南下しながら南に存在していた線状降水帯 B と併合して、15 時には一本の線状降水帯 C が形成された。この後、脊振山地の異なる地点から線状降水帯 D と線状降水帯 E が発生するなど、脊振山地の東側で複数の線状降水帯が 12 時から 21 時頃まで形成されていた。その線状降水帯が併合や分裂を繰り返しながらも常に朝倉地点に降雨域が停滞していたため、朝倉地点に長時間雨が降り続き甚大な被害が発生した。

3.2.2 雲解像モデルCReSSの設定

本研究では、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)を用いる。CReSS は雲スケールからメソスケールの現象に対して高精度なシミ

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。CReSS の設定として、初期時刻を 5 日 12 時、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 データを用いた。水平解像度は 1km、鉛直解像度は平均 250m とした。計算領域と九州北部地域の標高は Fig.4 のとおりである。東シナ海から流入する下層の高相当温位域と中層の低温域が線状降水帯の発生・発達・維持の重要なトリガーの一つであるため、風上側の計算領域を広めに設定している。緯度方向は 505 格子、経度方向は 455 格子とした。本節では、観測値のデータ同化は行っていない。初期アンサンブル摂動生成手法は、BGM 法を用い、30 メンバー作成した。5 日 12:00 に BGM 法で作成した 30 メンバーを 5 日 21:00 まで予測した。

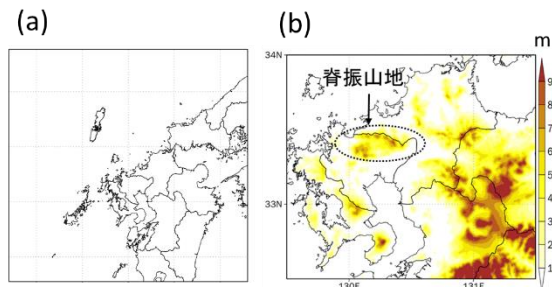


Fig.4 (a) Calculating area. (b) Elevation.

3.2.3 アンサンブル予測

豪雨予測をより防災的な側面から検討するには、複数の数値予報の集合であるアンサンブルから確からしい予報を得るアンサンブル予報が解決策の一つとして考えられる。このアンサンブル予報は全球モデルを用いて 1 週間や 1 ヶ月の中長期予報が運用されている(金浜, 2017)が、短期予報(領域モデル)に適用したものは未だに少ない(Du ら(2001), 辻本ら(2016)など)。特にメソスケールを表現するメソモデルや積乱雲などのより小さいスケールを表現できる局地モデルを対象としたアンサンブル予報については、十分な検討が行われていないのが現状である。そこで本研究では、2017 年 7 月九州北部豪雨を対象にして、アンサンブルカルマンフィルタで用いられるアンサンブル情報の有効活用に関して検討を行う。朝倉地域における大雨の「見逃し」を軽減という考えのもと、豪雨が降り続いた期間である 12:30 から 21:00 までをアンサンブル予測した 30 メンバーの予測結果から考察を行う。

(a) 九州北部地域における 8 時間 30 分 (12:30-21:00) の積算降水量

ここでは、5 日 12:30 から 21:00 まで積算降水量について記す。XRAIN から算出した 8 時間 30 分の積算降水量を Fig.5 に、30 アンサンブルメンバー平均の 8 時間 30 分の積算降水量を Fig.6 に示す。

XRAIN から算出した積算降水量では、福岡県朝倉市(図では降水域 A に対応)と大分県九重町付近(図では降水域 B に対応)を中心とした二箇所 precipitation 分布がある。降水域 A では 450mm 以上、降水域 B では 150mm 以上の積算降水量が確認できる。降水域 B に着目してアンサンブルメンバーをみると、位置は XRAIN から算出した降水分布より西に数十 km ずれているが、XRAIN から算出した積算降水量と比較しても良く予測できていた。

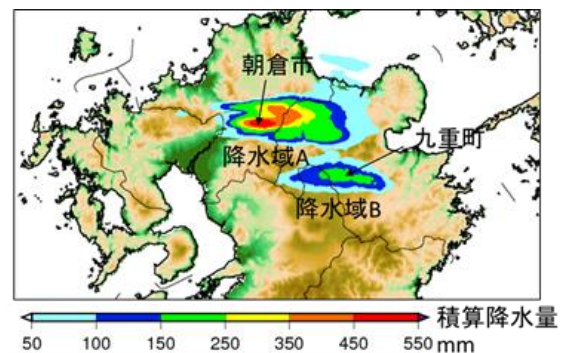


Fig.5 Accumulated rainfall (12:30-21:00) estimated from XRAIN.

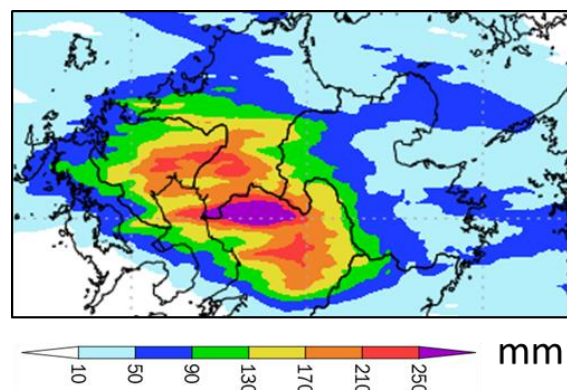


Fig.6 Accumulated rainfall (12:30-21:00) estimated from ensemble forecast.

(b) 朝倉地点における積算降水量

本事例では朝倉地点で最大 24 時間降水量 545.5mm を観測し、強い雨を継続して降らせた。そこで、朝倉地点の積算降水量から朝倉地点における豪雨予測可能性について考察を行う。まず、気象庁アメダス観測所の福岡県朝倉地点(緯度 33 度 24.3 分、経度 130 度 41.7 分)におけるアンサンブルメンバーとアメダス観測による積算降水量を Fig.7 に示す。

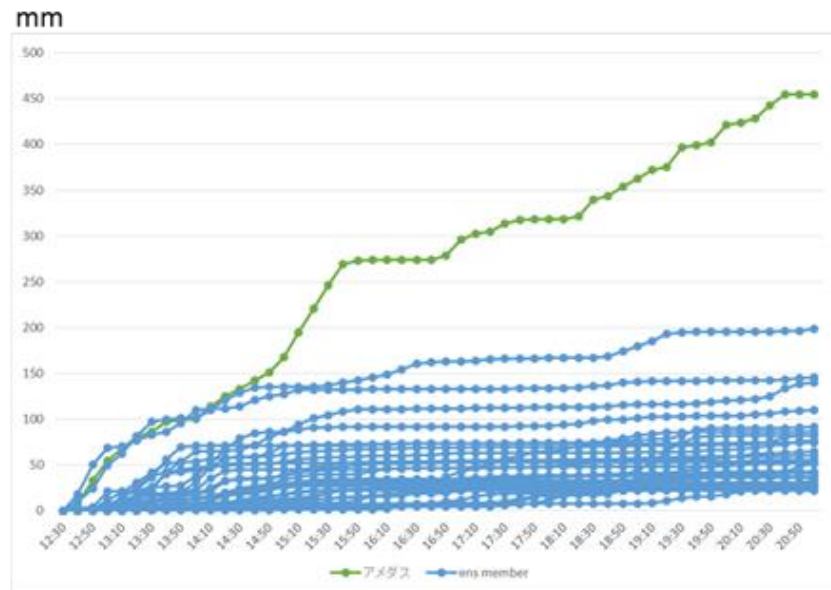


Fig.7 Accumulated rainfall (12:30-21:00) at Asakura.
(Green line is AMeDAS, blue line is 30 ensemble member.)

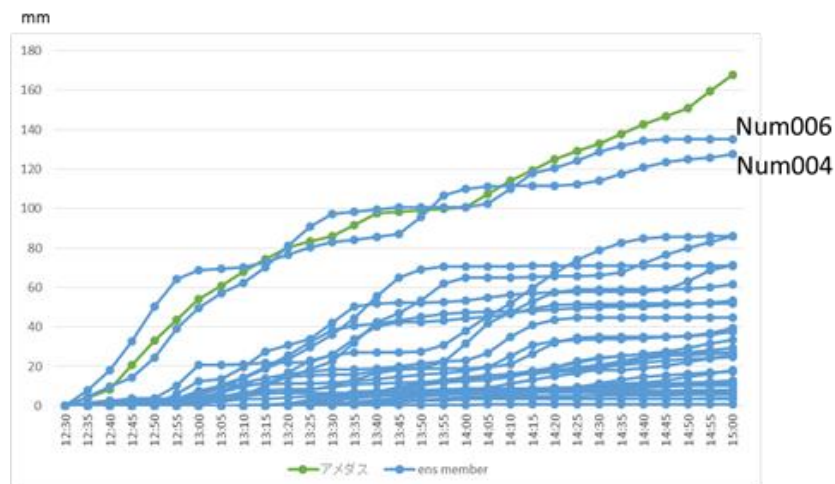


Fig.8 Accumulated rainfall (12:30-15:00) at Asakura.

朝倉地点において、アメダスで観測された降水量は 12:30 から 21:00 までの 8 時間 30 分間でおよそ 450mm である。最大値を予測したアンサンブルメンバーではおよそ 200mm であり、実際の観測値と比較して約半分程度予測できていた。

また、15:00 までの積算降水量を見ると、アメダス観測値とほぼ同じ降水量を予測しているアンサンブルメンバーが 2 メンバー(Num004 と Num006)存在した(Fig.8)。XRAIN から算出した 2 時間 30 分積算降水量とこの 2 メンバーとアンサンブル平均から算出した積算降水量を Fig.9 に示す。

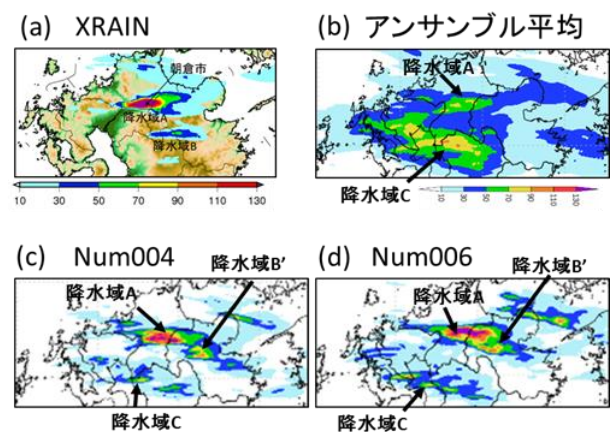


Fig.9 Accumulated rainfall (12:30-15:00) at Asakura. (a)XRAIN. (b)Ensemble mean. (c)Num004. (d)Num006

XRAIN から算出した 2 時間 30 分積算降水量 (Fig.9 (a))では, 8 時間 30 分積算降水量(Fig.5)と同じように降水域 A と降水域 B がある. アンサンブル平均では, 降水域 A の形状は再現されているが, XRAIN では確認できないが有明海から筑肥山地にかけて降水域 C が確認できる. 積算雨量を見ると, 降水域 A よりも降水域 C のほう値が高く降雨域も広いことから, アンサンブル平均では熊本県北部地方に激しい豪雨を予測していた. 個々のアンサンブルメンバー(Num004 と Num006)では, 降水域 A は XRAIN とほぼ同じように表現されている(Fig.9 (c), (d)). 降水域 B はやや北にずれているが, 降水域 A と独立せず重なるようにして降水域 B'があり, 熊本県北部に降水域 C が確認できる. 多少の位置のずれや実際に降水が起きていない降水域 C は見られるが, この 2 メンバーは朝倉地点における積算降水量だけではなく, 全体の降水システムとしても上手く表現できていたメンバーであった. つまり, アンサンブル平均としては朝倉地域に降る豪雨を精度良く予測できていなかったが, 個々のアンサンブルメンバーに着目すると, 約 2 時間半程度ではあるが朝倉地域に降る豪雨が非常に精度良く予測できているメンバーが存在していた.

アンサンブルメンバー Num004 と Num006 において 15:00 以降予測できていない理由の一つとして, 脊振山地から迂回する風がなくなったからだと考えられる. 後に詳述するが, 15:00 まではこの迂回する風によって脊振山地の東側でライン状の収束域ができていたため降水が持続していたが, 15:00 以降は迂回する風がなくなり, 降水域も形成されなくなった.

4. XRAINのデータ同化による環境場の変化に着目した線状降水帯発生の予測

ここでは環境場を変化させることにより線状降水帯の発生を狙った同化実験を行う. 現状として, 線状降水帯の発生に関する研究はほとんど行われていない. そこで本研究では挑戦的な実験として, XRAIN から得られる 3 次元情報をデータ同化することにより線状降水帯の発生を目指す. 一般的にレーダー情報のデータ同化研究では, モデル内に雨雲そのものを作成し, 生成された雨粒が地上に落下することにより降水予測精度向上を図っている. しかし, 本研究では同化により作成した雨粒が地上に落下することによって降水予測の精度を向上させるのではなく, 雨雲を同化して生成した雨滴が蒸発することにより大気環境場を変化させて線状降水帯の発生を狙う. 具体的には, 六甲山系の雨雲を同化して

モデルの初期値に線状降水帯を作成するのではなく, 線状降水帯の発生前である 14 日 18:30 から 20:30 の山口県沖の雨雲を雨水混合比, 固相降水粒子混合比, ドップラー風速を同化することによって表現し, その雨滴の蒸発により中下層での低温化を引き起こす. 中下層の低温化させて環境場を変化させるにより対流不安定な場を作り出し, 15 日 0 時ごろから六甲山系から発生する初期の積乱雲群を予測することができるか検証を行う. XRAIN 同化によって間接的に大気の低温化をもたらすことができれば, よりレーダー情報の利用が広がると思われる.

4.1 同化実験を見据えた環境場の解析

ここでは同化実験を行うにあたり, 対象事例としている 2012 年京都・亀岡豪雨の環境場を解析する. 特に, どの段階において観測値を同化することでどのメカニズムの改善が期待できそうかといった視点を持ちながら, 同化実験につながる考察を行う.

4.1.1 中層の気温

まず, 700hpa 高度におけるメソ客観解析データの気温の分布を示す(Fig.10).

14 日 18 時に山口, 広島県付近にある低温域 A は, 14 日 21 時に岡山県付近まで東進し, 15 日 0 時には兵庫県に到達していた. この低温域が六甲付近に到達したため, 中下層の気温が低下して自由対流高度が低下したと考えられる. すなわち, 14 日 18 時頃に山口, 広島県付近から東進してきた低温域が京都・亀岡豪雨の対流活動を開始させた原因の一つであると考えられる.

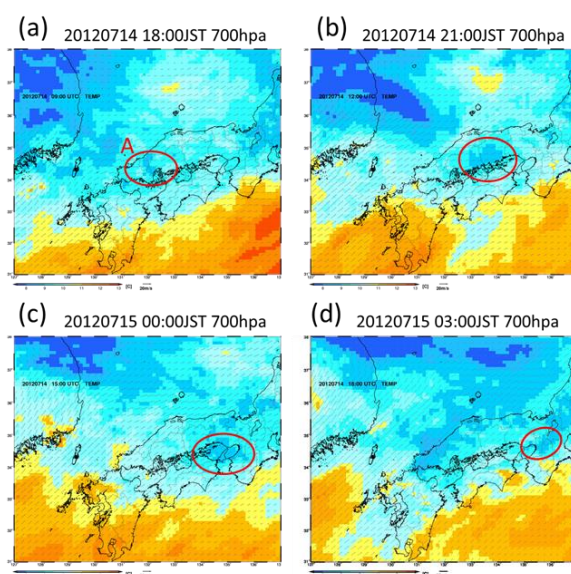


Fig.10 Temperature at 700hpa levels (MSM re-analysis data).

4.1.2 西日本における降水域

メソ対流系発生前の時刻において中層の低温域が山口県付近から六甲山系に向かって東進していたことを述べたが、ここでは、この低温域が形成された要因について、その時刻における降雨域と照らし合わせて考察を行う。Fig.11 にメソ対流系発生前の時刻にあたる7月14日17:00から21:00までの気象庁合成レーダーによる降水分布を示す。本事例では、山口ら(2016)と比較して、より広い範囲の降水状況を確認するため、XRAINではなく気象庁のレーダーを用いた。

14日15時頃に福岡県に強い雨をもたらした降水域が周囲の弱い降水域とともに発達衰弱を繰り返しながら山口県沖に移動していた。18時から21時にかけて山口県沖に豪雨が見られ、その降水域は時間を追うごとに強度が弱くなりながら東進している様子が読み取れる。この雨雲の中では雨滴の蒸発が起きており、その雨滴の蒸発によって大気中下層の気温が低下したと考えられる。つまり、前節で述べた周囲より1℃ほど低い低温域は山口県付近の雨雲の雨滴が蒸発しながら東進することにより発生したものであると考えられる。京都・亀岡豪雨のトリガーの一つであった低温域はメソ対流系が発生する6時間ほど前の山口県付近にあった豪雨と関連していたといえる。

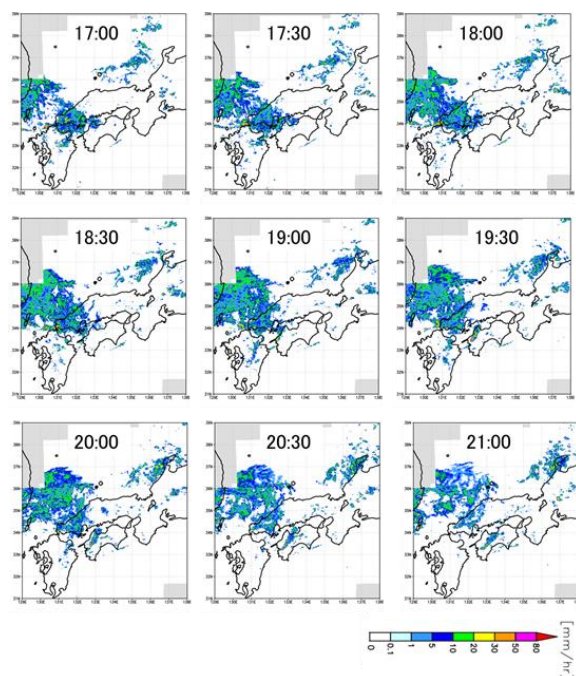


Fig.11 Surface precipitation (JMA radar).

4.1.3 環境場の特徴のまとめ

これまでに述べた環境場の特徴をまとめる。

14日18時ごろから山口県沖に降雨域があり、こ

の降雨域は強度が弱くなりながら東に移動していた。雨雲の中では雨滴の蒸発が起こりその蒸発により大気中下層が低温化していると考えられ、この低温域は15日0時頃に六甲山域に到達した。

下層では紀伊水道から暖湿流が流入し、中下層にはこの低温域が侵入することにより、豪雨が発生しやすい環境場が作られた。14日21時と比較して、15日0時では自由対流高度が低下したため、六甲山系による地形性上昇により気塊が持ち上げられて対流活動が開始された。引き続き、紀伊水道から下層に暖湿流が流入し続け、中下層に低温域が停滞したことにより、対流不安定な場が4時頃まで維持された。そのため、次々と積乱雲が発生し、メソ対流系を組織化した。この積乱雲群が北東方向に流され、京都では雨が降り続いた。

4.2 同化なしの予測計算

ここでは、雲解像モデル CReSS を用いて観測値をデータ同化しない場合の豪雨予測精度を評価する。

4.2.1 地上降水強度

同化なしの予測(CTL)の降水強度の予測結果を Fig.12 に示す。

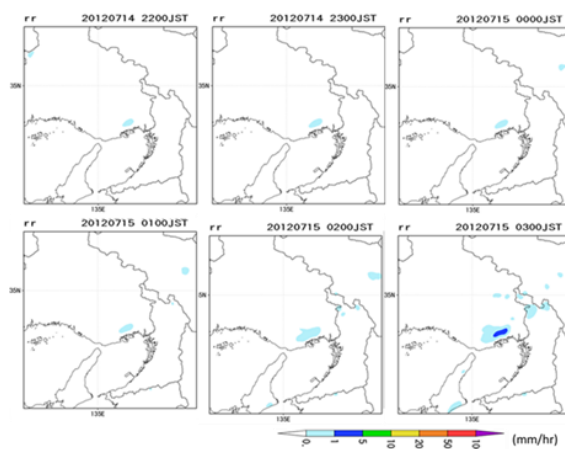


Fig.12 Surface precipitation (no assimilation).

CTL では、六甲山の上空に弱い降水が常に確認できるが、六甲山から積乱雲が発生することはなく、実際に観測された降水と比較しても過小に予測されていた。

事例によっては同化を行わなくても、メソ対流系を予測できる場合があるが、本対象事例では全くメソ対流系を予測することが出来なかった。気象庁非静力学モデルである 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)。

4.2.2 GPS観測データとの可降水量の比較

今回の豪雨事例は紀伊水道からの湿舌がメソ対流系発生のトリガーの一つであった。そこで、大気中の水蒸気量がモデル内で十分に再現されているかを検討するため、モデルから算出した可降水量と観測データから算出した可降水量との比較を行った。可降水量とは、地表のある面を基点としてその上空の大気を大きな鉛直の柱と考え、そこに含まれる水蒸気や雲が全て凝結して地上に落下した時の降水量である。

14日22時におけるモデルから算出した可降水量とGPS観測から算出した可降水量を示す(Fig.13)。モデルから算出した可降水量がGPS観測から算出した可降水量より高い値を示している。この結果から、モデルから算出した水蒸気量は、観測データと比較しても過小に評価していないことが確認できた。つまり、本事例では、他の環境場に注目した同化実験を行う。

2012 0714 22:00JST PWV

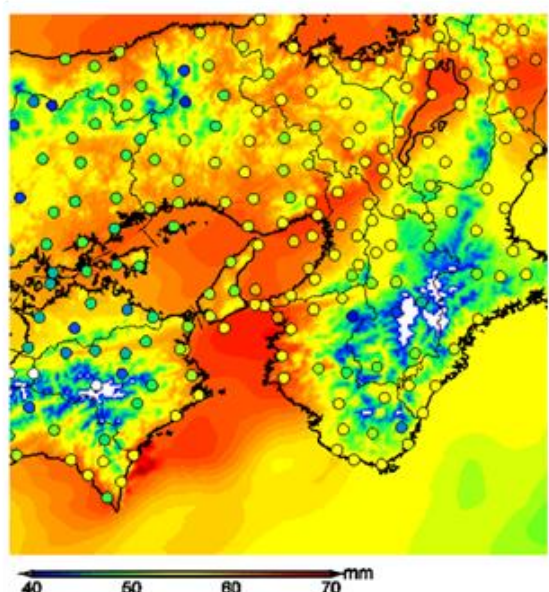


Fig.13 PWV (Precipitable water vapor). Circles are PWV observed from GPS. Background color is PWV calculated from CReSS.

本章では、2012年7月京都・亀岡豪雨を対象として、線状降水帯を構成する積乱雲が発生する前の約5時間半前にXRAINの同化を行うことにより大気場を修正させ、初期の積乱雲群を発生させることを目指す。

山口ら(2016)は、線状降水帯が発生した原因の一つとして、中下層の低温化の気塊が六甲山上空を通過した際に大気不安定をもたらしたと考え、メソ客

観解析の気温データをメソ対流系発生前にあたる23:00-23:45に同化した。気温データを同化することにより、中層が低温化し、自由対流高度が急激に低下したため、1回目の同化直後(23:00)に積乱雲が発生していることがわかる(Fig.14)。この結果から、本事例においては中層の気温の低温化が積乱雲発生の大きな原因の一つであることが示された。

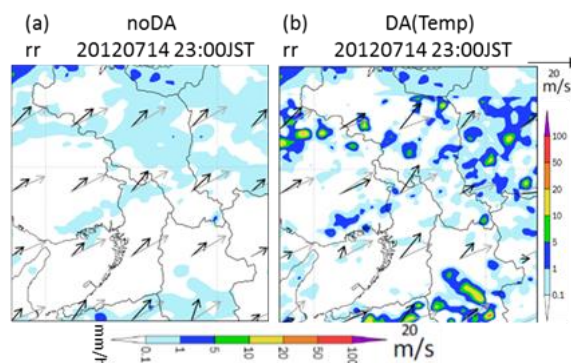


Fig.14 Surface Precipitation. (a) no DA. (b) DA (Temperature).

そこで、本研究では六甲山でメソ対流系が発生する約5時間前に山口県で降り続いた雨雲が蒸発しながら東進し、中下層の低温化をもたらしていると考え、同化する時間帯をメソ対流系が発生する時間帯から大幅に早めた。同化領域も山口県で降り続いた降水の情報を取り込むため、山口県が含まれるように西側に広く取っている。14日19時ごろに山口県沖から東進してくる雨雲をターゲットにして同化を行うことにより、中下層の低温化を引き起こし、15日0時以降に六甲山域から積乱雲の発生を予測させることを目指す。線状降水帯を構成する積乱雲の情報をデータ同化する研究は様々な角度から進んでいるが、線状降水帯が形成される環境場に焦点をあててデータ同化を行った研究は少ない。また、積乱雲群の発生に関しては、まだ解明されていない雲物理過程も多く難易度の高い実験であるが、XRAINの情報を同化することによって間接的に大気の低温化をもたらすことができれば、積乱雲の発生を予測することができると考えている。また、積乱雲群の発生や発達に関するメカニズムの解明やレーダー情報を用いたデータ同化研究の裾野を拡げることができると考えている。

4.3 CReSSの設定

CReSSの設定について述べる。水平解像度を1km、鉛直解像度は平均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)とした。計算領域と同化領域はFig.15のとおりであ

る．本事例において西側から流入する低温域が線状降水帯の発生への重要なトリガーの一つであるため風上側である西側の計算領域を広めにしている．格子数は緯度方向に 733 格子，経度方向に 403 格子とした．また，観測値のデータ同化は破線内の領域で行う．

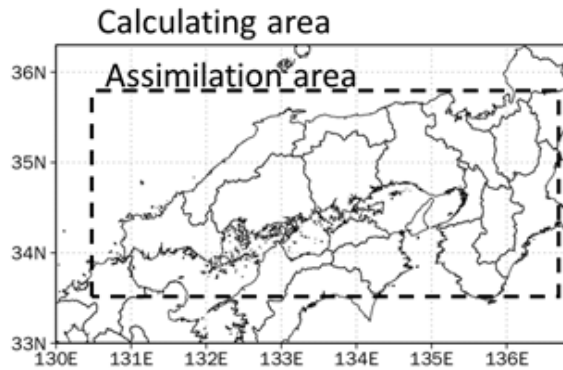


Fig.15 Calculating area and assimilation area.

4.4 同化期間内の解析

4.4.1 同化期間内の地上降水量

初期アンサンブル摂動は BGM 法を用いて 40 メンバー作成した．14 日 18:00 に BGM 法で作成した 40 メンバーを 18:30 まで 30 分間予測し，14 日 18:30-20:30 を同化期間として，5 分毎に計 25 回同化を行った．そして同化後の 20:30 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.16).

境界値のデータは全てのアンサンブルメンバーに対して，14 日 18 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，海面水温については気象庁 NEAR-GOOS データを用いた．データ同化には，熊山，常山，牛尾山，野貝原，田口，葛城，鷲峰山，六甲の中国・近畿地方にある 8 基のレーダーより得られる雨水混合比 q_r とドップラー風速 V_r ，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の観測値を用いる．融解層の下端である 3500m 高度以下では雨水混合比 q_r とドップラー風速 V_r を融同化し，解層の上端である 4500m 高度以上では固相降水粒子混合比を同化している．それぞれの観測演算子については 2 章で述べたとおりである．本実験では，0 値の同化は行っていない．本章ではこれ以降，同化なしの実験を noDA，雨水混合比とドップラー風速，固相降水粒子混合比を同化した実験を DA と表記する．

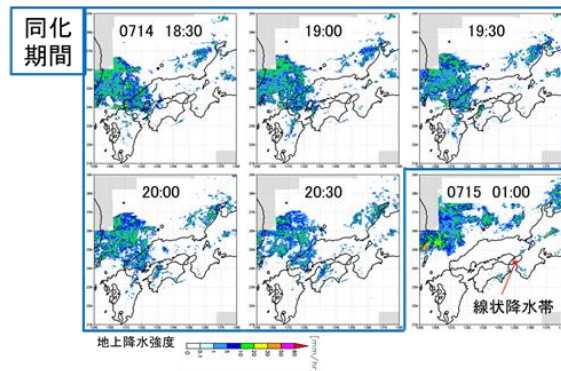


Fig.16 Surface precipitation estimated from JMA radar in DA window.

4.4.2 同化期間内の効果と検証

ここでは同化期間内において観測値を同化したことによる効果を検証する．まず，同化による効果を確認するために，同化期間中の温度と水蒸気混合比を示す (Fig.17).

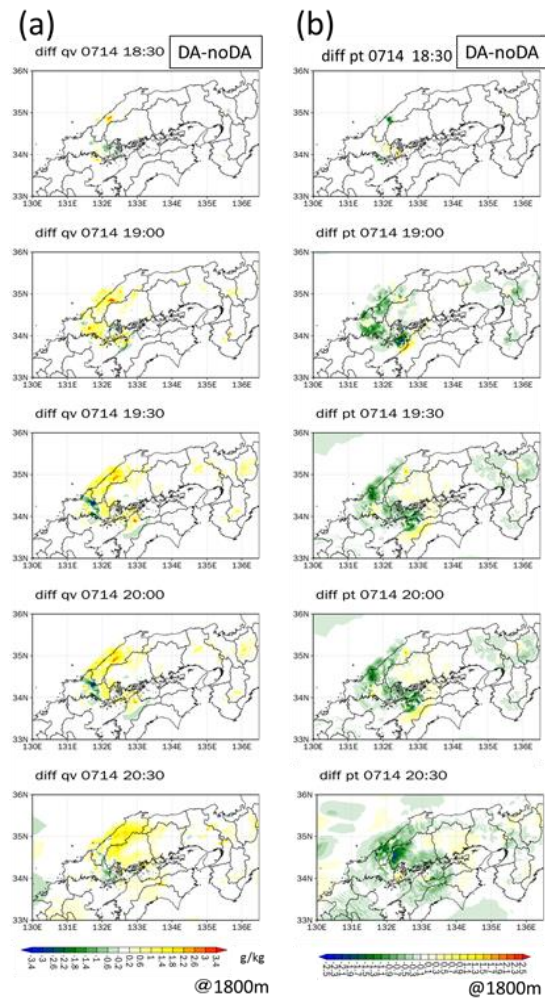


Fig.17 The difference between the average of DA and the average of noDA (18:30-20:30). (a) Water vapor mixing ratio @1,800m. (b) Potential temperature @1,800m

同化直後(18:30)に中下層の温位が低下し、水蒸気混合比が増加している。水蒸気混合比が増加した要因として、山口県沖に存在している降雨の情報を同化することにより、モデル内に雨雲が生成され、その雨雲の雨滴が蒸発することにより、大気中下層において水蒸気が増加した。また、その雨滴が蒸発する過程において、潜熱が放出されて気温が低下したと考えられる。すなわち、この結果から大気の中下層域において雨滴の蒸発による水蒸気の増加と気温低下という機構を再現することができた。同化によって生成された低温域について着目すると、同化直後から時間が経過するにつれて、低温域が東進していることも確認できる。

4.5 予測期間のアンサンブル平均の解析

同化期間終了後 14 日 20:30 から予測を行った。ここでは、予測時間における DA と noDA のアンサンブル平均の解析について記す。

予測期間の中下層における低温域の東進について解析を行う。高度約 1,800m における温位差(同化後アンサンブル平均ー同化を行っていないアンサンブル平均)を示す(Fig.18)。

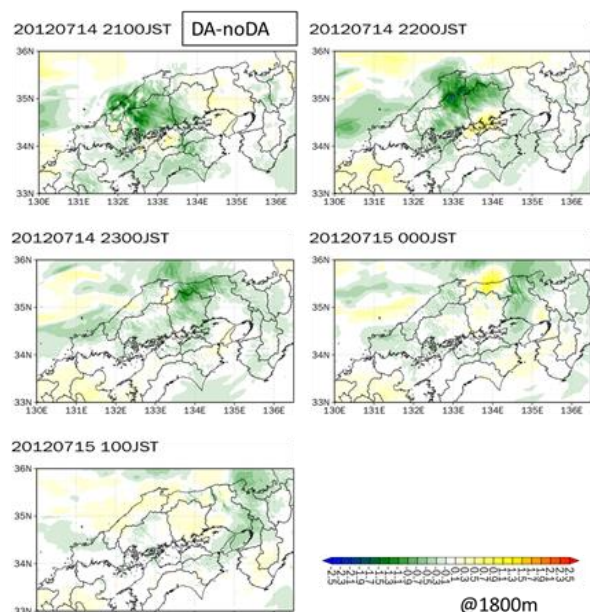


Fig.18 The difference of potential temperature between the average of DA and the average of noDA.

低温域は時間の経過に伴い、東に移動していることが確認できる。同化直後に山口県にあった低温域が東進して 15 日 1 時頃に六甲山域に到達した。詳しくは次の節において記述するが、15 日 1 時頃に低温域が六甲山域に到達した直後に対流セルが発生していた。これは、XRAIN の同化を行い生成させた中下

層の低温域が六甲山に到達したことにより、六甲山域において 850hpa 高度の気温の低下が起きて自由対流高度が低下し、より対流不安定な状態になったからだと考えられる。

個々のアンサンブルメンバーを見ると、今回の同化実験では 18:30-20:30 の期間に山口県沖の雨雲の情報を同化することにより、同化してから約 4 時間半後に 40 メンバー中 7 メンバーで六甲山から対流セルを発生させることができた。

4.6 予測期間のアンサンブルメンバーの解析

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値による解析を行ってきたが、物理変数同士のつながりをより考慮し、対流雲が発生するメカニズムを詳細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。そのため、全アンサンブルメンバーの中でも、特に対流セルが断続的に生成していたアンサンブルメンバーNum37に着目して考察する。Num37の同化なしでは対流セルが2:50まで発生していないが(Fig.19(a)), 同化を行うことにより、環境場が修正され15日1:00頃から断続的に対流セルが発生した(Fig.19(b)). 低温域が六甲山付近に到達した1:00頃から対流セルが発生していたことから、東進してきた低温域が対流活動を開始させるトリガーの1つであったことがわかった。

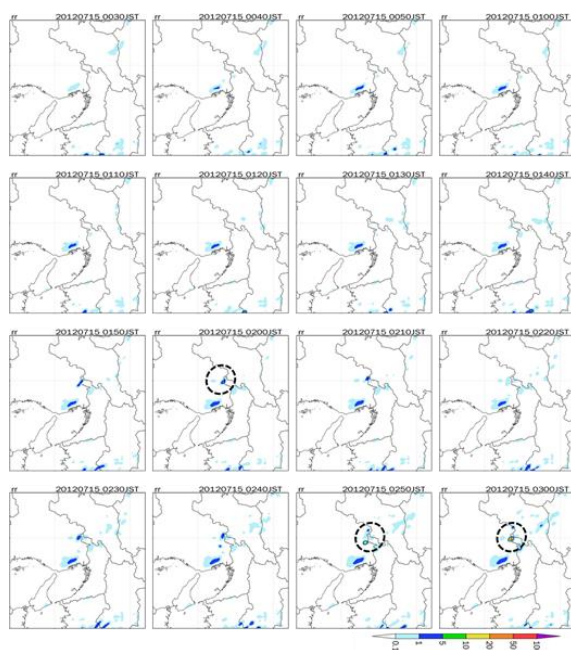


Fig.19(a) Surface Precipitation (noDA).

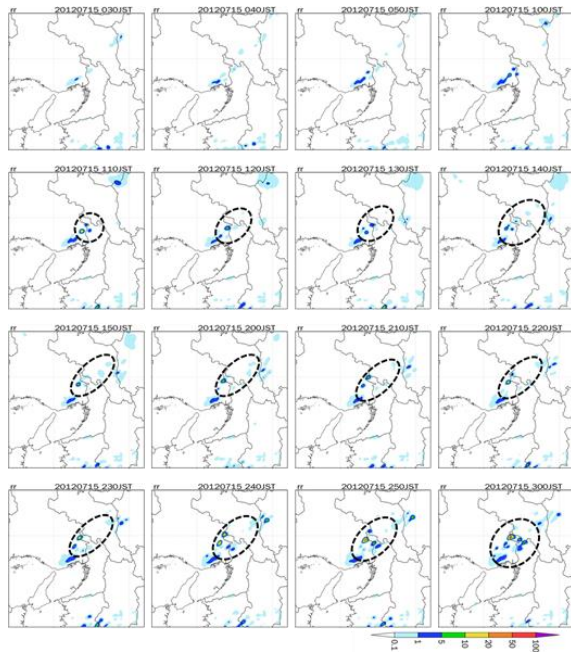


Fig.19 (b) Surface Precipitation (DA).

Fig.19(b)を見ると、1:00 ごろから断続的に 2 時間以上対流セルが発生していることが確認できる。既往研究で行われてきた線状降水帯を構成する積乱雲群の情報を直接同化するという方針では、個々の積乱雲の生成から消滅までの時間スケールが 1 時間ほどであるため、積乱雲の情報を同化することによる効果が 1 時間以上持続しない場合がほとんどであった。しかし、本実験では積乱雲の情報を同化するのではなく、山口県沖の雨雲を同化することにより低温域を生成し、環境場を変化させたことで同化による効果が 2 時間以上持続させることができた。

4.6.1 エマグラム

同化後アンサンブル平均と同化後アンサンブルメンバー Num37 の六甲山周辺のエマグラムを示す (Fig.20(a))。同化後アンサンブル平均では自由対流高度が 0:00 に約 2100m、1:00 に約 1900m であったが、Num37 では 0:00 に約 700m、1:00 に約 600m であり、同化後アンサンブル平均と比較して Num37 では自由対流高度が大きく低下していた。六甲山の標高が約 900m であることを踏まえると、空気塊が地形による強制上昇により持ち上げられやすい状況であり、Num37 では積乱雲が発生しやすい大気場であった。同化による効果を検証するため、Fig.20(b) に同化せず(noDA)に予測した Num37 と同化後(DA)に予測を行った Num37 のエマグラムを示す。1:00 において、noDA と DA では自由対流高度にほとんど差がない。しかし、飽和相当温位線に着目すると、DA では 800m から 1800m 高度にかけて 1 時間で左

側にシフトしている。飽和相当温位とは、圧力と温度を変えずに、混合比を飽和混合比に置き換えた場合に計算される相当温位のことであり、飽和状態を仮定しているため気温のみに依存して左右にシフトする。つまり、中下層において飽和相当温位線が左側にシフトしていることは、中下層が低温化していることを示している。これは同化により形成させた低温域が六甲山域に到達したからであり、この中下層が低温化したことにより対流不安定が顕在化し、DA では対流セルが発生した。

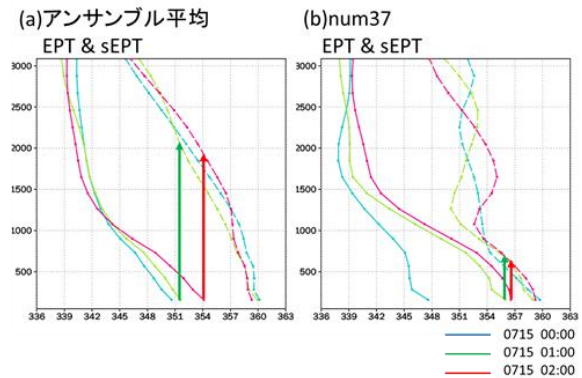


Fig.20a The emagram at Mt. Rokko. (a) Ensemble mean. (b) Num37.

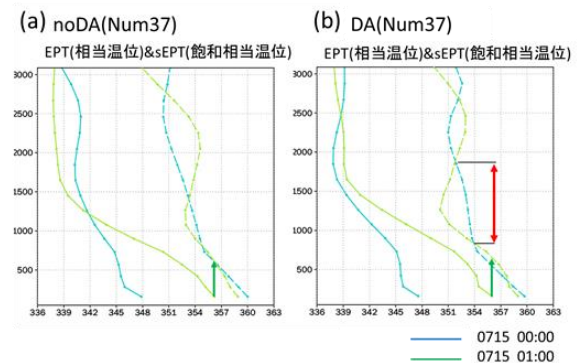


Fig.20b The emagram of Num 37 at Mt. Rokko. (a) no DA. (b) DA.

4.7 4章まとめ

4 章で行った同化実験をまとめると以下の通りである。

- ①初期のメソ対流系をモデル内に発生させるため、同化期間を最初の積乱雲が発生する約 5 時間前にとり 18:30 から同化を行った。山口県沖の雨雲の情報を同化することにより中下層の気温の低下と水蒸気混合比の増加を確認した。モデル内に雨雲が形成され、その雨雲の雨滴の蒸発により気温の低下と水蒸気混合比の増加が再現されたと考えている。

- ②同化終了後に低温域は東進し、1:00 頃に六甲山城に到着した。この低温域が到達するタイミングで40 メンバー中の7 メンバーに対流セルが発生した。
- ③対流セルが発生したアンサンブルメンバーはアンサンブル平均と比較しても、さらに中下層が低温化していた。この中下層の低温化により自由対流高度が低下し、対流不安定な状態であったことがわかった。
- ④メソ対流系を取り巻いているより大きなスケールをターゲットとしてデータ同化を行うことにより、環境場を変化させメソ対流系の発生をもたらした。メソ対流系を構成する積乱雲の情報を同化する場合は、同化による効果が1 時間以上持続しない場合がほとんどであったが、メソ対流系環境場を変化させたことで同化による効果が持続した。従来の雨雲を同化してその雨粒が地上に落下することにより降水精度を向上させる方法とは異なり、同化により大気環境場を変化させて線状降水帯発生の予測に成功したことは、レーダー情報の同化研究の新たな可能性を提示したと言える。

5. 融解層高度以上の降水粒子の同化による効果の検証

5.1 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ターゲットに、融解層高度以上における降水粒子の同化による効果を検証する。これまでのレーダー反射因子の同化に関するほとんどの既往研究では、レーダー反射因子から固相降水粒子を推定することが難しいため、融解層よりも低い高度で適用されてきていた。大気下層の降水粒子を同化することはより短い時間スケールで降雨予測の精度向上に結びつくであろうが、さらにもう少し先の降水予測の精度向上には、融解層高度以上の固相降水粒子の同化も必要となってくる。

Yamaguchi and Nakakita (2008) は、固相降水粒子のデータ同化による効果を理想実験下で調べており、データ同化する観測値別にそれぞれが効果的に作用する予測リードタイムを示した(Fig.21)。レーダー反射強度の同化では、降水の雨水量そのものを形成できるため、短い予測リードタイムにおいて高い精度向上がみられる。ドップラー風速や水蒸気の同化は積乱雲が発生する要因である上昇気流や水蒸気量に関係するため、長い予測リードタイムに精度向上がみられる。固相降水粒子の同化では、雨水となる直前の状態であるため、中盤の予測リードタイムでの精度向上の効果が得られる。固相降水粒子を同化することにより、ますますの予測精度向上が期

待される状況にあるが、実際の豪雨事例において固相降水粒子の同化による降雨の予測精度や積乱雲の発達過程を検証している研究はほとんどない。

そこで、融解層高度以上の降水粒子を同化することにより、メソ対流系初期積乱雲群をモデルの初期値場に形成し、降水予測精度や積乱雲の発達過程の検証を行う。山口ら(2016)は、2012 年京都・亀岡豪雨を対象にして、固相降水粒子の同化による有効性を示した。しかし、融解層では固相と液相が混在しており降水粒子を推定するのが困難であったため、固相降水粒子の同化を融解層上端の高度以上で行っていた。本章では融解層を含めた融解層高度以上において降水粒子の同化を行い、融解層高度以上の降水粒子の同化による効果を検証する。

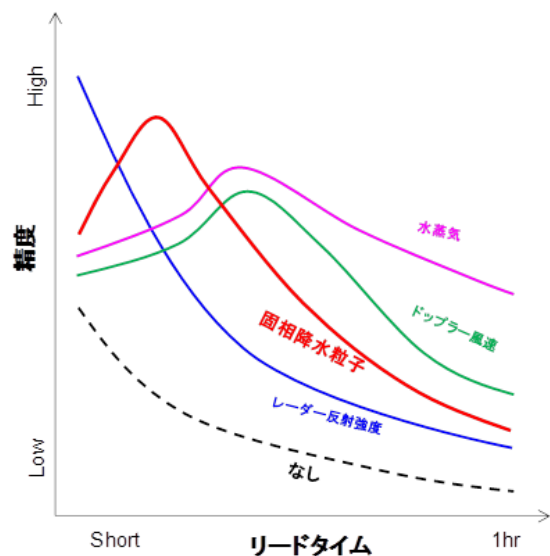


Fig.21 The relationship between lead time and accuracy.

5.2 固相降水粒子に着目した同化実験

ここでは、山口ら(2013)の手法を用いて推定した固相降水粒子を同化する。さらに、融解層上端以上の高度における固相降水粒子に加えて、融解層高度の降水粒子を新たに同化することにより、同化の効果を検証する。

5.2.1 実験設定

本実験で用いる実験設定について記す。まず、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としている。境界値は4章の実験と同じである。計算領域、同化領域は山口・古田ら(2016)と同じであり、緯度方向・経度方向ともに305格子としている(Fig.22)。観測値のデータ同化は破線内の領域で行う。

初期アンサンブル摂動生成手法は、BGM 法を用いて40 メンバー作成した。15 日 0:00 に BGM 法で作

った 40 メンバーを 15 日 0:30 まで 30 分間予測し、15 日 0:30 から同化期間として 0:55 まで 5 分間隔で観測値を同化した。そして同化後の 0:55 のアンサンブルメンバーを初期メンバーとしてアンサンブル予測を開始する。

本実験では 2 種類の同化実験を行う。雨水混合比 q_r とドップラー風速 V_r を同化した実験を EXP_RAIN、雨水混合比 q_r とドップラー風速 V_r 、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を同化した実験を EXP_ML とする。以後、それぞれを EXP_RAIN、EXP_ML と表記する。EXP_RAIN では、融解層下端である 3500m 高度以下の雨水混合比 q_r とドップラー風速 V_r を同化している。EXP_ML では、融解層の下端である 3500m 以下の高度において雨水混合比 q_r とドップラー風速 V_r を同化し、融解層の上端である 4500m 以上の高度において固相降水粒子混合比を同化しており、融解層においては固相降水粒子混合比と雨水混合比を高度が上がるにつれて固相の割合が大きくなるように線形に与えて同化した。ドップラー風速 V_r は融解層高度以上では同化していない。

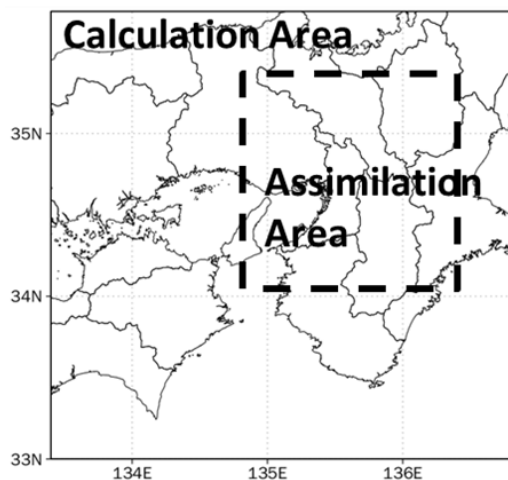


Fig.22 Calculation area and Assimilation area.

Table 1 DA experiments which are carried out.

高度	同化する観測値 (EXP_ML)	同化する観測値 (EXP_RAIN)
融解層上端以上の高度	q_g, q_i, q_s	なし
融解層	q_r, q_g, q_i, q_s	なし
融解層下端以下の高度	q_r, V_r	q_r, V_r

5.2.2 予測結果

同化期間終了時15日00:55から01:55までの予測時間における解析を行う。ここでは、EXP_MLとEXP_RAINの地上降水量と鉛直断面図を示す(Fig.23)。

同化終了 5 分後の 01:00 に着目すると、EXP_ML

の方が高度 3.5km から 7.0km にかけて強い上昇流が確認できる。その 5 分後の 01:05 において上層の霰に着目すると、霰 A(図中で A と示す部分)は霰 A'(図中で A' と示す部分)と比較して値が大きくなっている。この要因としては、上昇流により雨水が持ち上げられ霰などの固相降水粒子に変化したためであると考えられる。また、積乱雲の前方には下降流が表現されていることが読み取れる。これは積乱雲が成熟したときに、落下する降水粒子の融解・蒸発などによる潜熱の吸収により冷却された空気は周囲の空気より密度が重くなるため下降流となり、さらに降水粒子が周囲の空気を引きずりながら落下することにより強化された下降流であると考えられる。このように融解層高度以上の降水粒子を同化することにより、予測期間において上昇流・下降流に大きな違いがみられた。

同化終了25分後の1:20において、EXP_MLでは積乱雲の雲長高度は7kmだが、EXP_RAINでは雲長高度が2.5kmであり、積乱雲の鉛直構造が大きく異なっている。さらにその5分後の01:25において、EXP_MLの雨水B(図中でBで示す部分)は周囲と比較して高い値をとっている。霰混合比が5分間で減少していることを考慮すると、霰から雨水に相変化したためであると考えられる。つまり、01:25から01:30の5分間に霰粒子が落下しながら雨水に変化し、上空3.5km付近で高い値をとっていた。

1 時間積算降水量でみると、EXP_ML では、EXP_RAIN より降水量が増加しており、京都に近くにつれて積算降水量の差がでている(Fig.24)。これは、融解層高度以上の降水粒子が下降しながら降水となって地上に降ったため、融解層高度以下の降水粒子を同化するよりも長いリードタイムでの降水予測精度が向上しているためである。融解層高度以上の降水粒子を同化することによる有効性を、最終的に雲物理過程を経て生成される地上に降った降水量からも示すことができた。

5.3 5章まとめ

5 章では、融解層高度以上の降水粒子に着目して同化実験を行った。融解層高度以上の降水粒子を同化した実験(EXP_ML)では、EXP_RAIN と比較して降水量が増加した。特に、予測後 30 分以降には上空に持ち上げられた霰が雨水に変化してゆっくりと下降しながら最終的に降雨となった。また、EXP_ML では予測期間において積乱雲が鉛直方向により発達していた。特に、上層の霰混合比は EXP_RAIN と比較して大きな差が見られた。

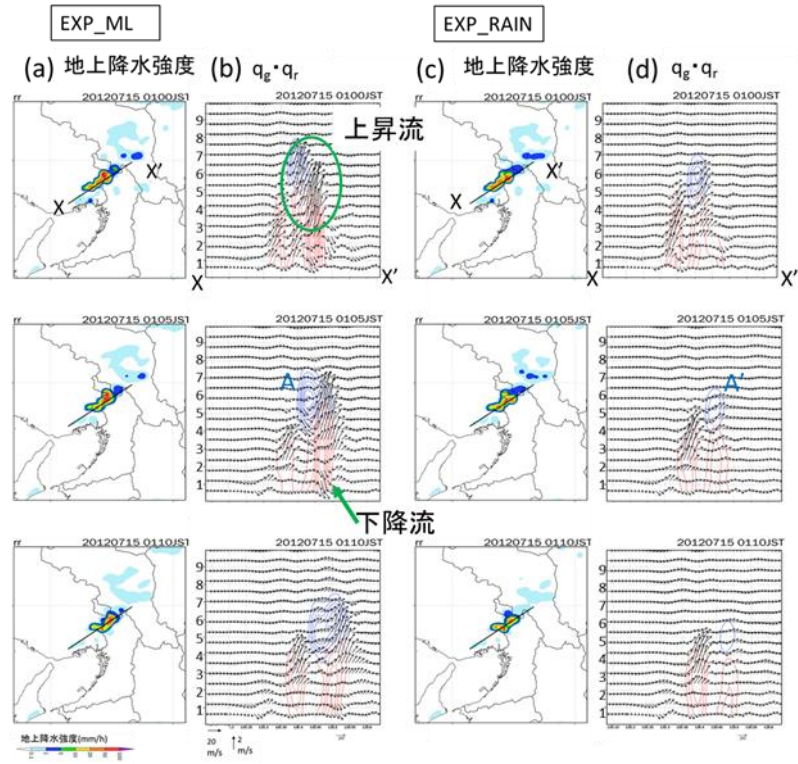


Fig.23a Surface precipitation and vertical cross section of graupel mixing ratio and rain water mixing ratio (01:00-01:10JST). (a), (b) EXP_ML. (c), (d) EXP_RAIN.

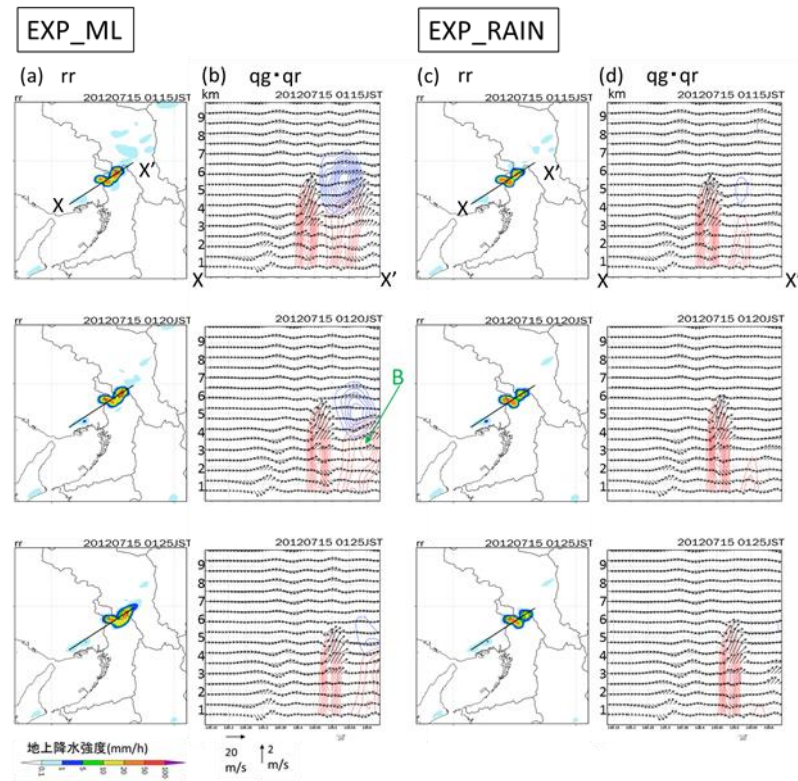


Fig.23b Surface precipitation and vertical cross section of graupel mixing ratio and rain water mixing ratio (01:15-01:25JST). (a), (b) EXP_ML. (c), (d) EXP_RAIN

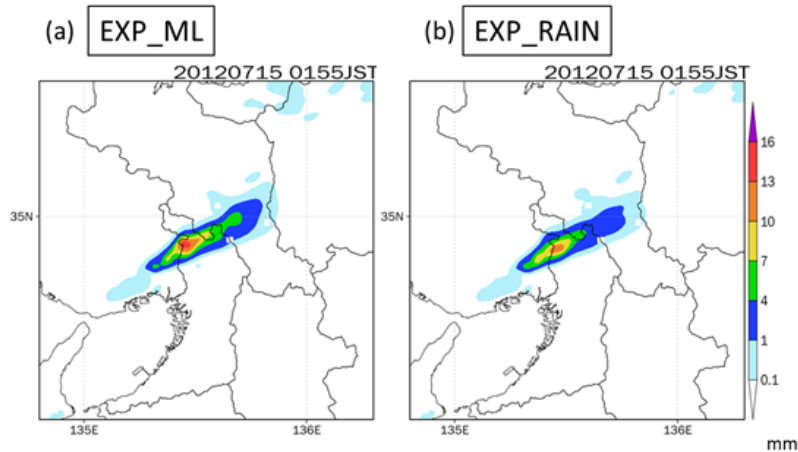


Fig.24 Accumulated rainfall. (a)EXP_ML. (b)EXP_RAIN

6. マルチスケールから見た線状降水帯の解析

ここでは、2012年7月京都・亀岡豪雨と2017年7月九州北部豪雨を対象として行った同化実験とアンサンブル予測について、メソ対流系を支配しているそれぞれのスケールから議論する。

まず、2017年7月九州北部豪雨を対象に行ったアンサンブル予測に関して、線状降水帯が維持・形成されたメカニズムをメソβスケールから考察を行う。そして、2017年7月九州北部豪雨において、2本の線状降水帯が発生していた時間に着目して同化実験を行った。この2本の線状降水帯が衰弱せずに維持されていた機構についてメソβスケールのなかでも2本の線状降水帯を含む約60km四方のスケール(本研究では、メソ対流系スケールと定義する)から考察を行う。最後に、本研究で扱ったそれぞれの実験に関して、同化による効果やメカニズムをそれぞれの実験の狙いに対応するスケール面から議論する。

6.1 アンサンブル予測

3章では2017年7月九州北部豪雨を対象としてアンサンブル予測を行い、主に降水分布・朝倉地点の積算降水量から議論を行った。ここでは、3章で解析した内容からそれぞれのアンサンブルメンバーをさらに詳細に解析を行い、豪雨のメカニズムの解明を目的にメソβスケールからみた考察を行う。3章では、それぞれのアンサンブルメンバーでみると熊本県北部地域に豪雨を予測していたメンバーが多く、朝倉地域に豪雨を予測できていたメンバーが少なかったことを述べた。そこで本節では、アンサンブルメンバーの中でも、特に朝倉地域に降る豪雨を精度良く予測できていたメンバーとしてNum006を抽出した。このメンバーを詳細に解析し、朝倉地域

に豪雨をもたらす大気場の特徴と脊振山地から積乱雲が発生し続けたメカニズムを探る。

6.1.1 Num006の特徴

ここでは、朝倉地域に降る豪雨を精度良く予測できていたメンバー(Num006)の解析を行う。Fig.25にNum006の地上降雨強度と750m高度における水蒸気混合比と収束発散を示す。

本事例では、降水セルが風上で繰り返し発生して東進することにより朝倉地点で降雨域が停滞していた。この降雨域が停滞するためには、降水セルの発生位置が風下に移動せずに同じ位置で停滞していなければならない。すなわち、降雨域が停滞するには上昇流を生み出す下層での風の収束地点が移動しない必要がある。モデルで再現した収束域に着目すると、脊振山地の東側の同じ位置(図中に矢印で示す位置)では12:50~13:15にかけて常に収束地点が存在していた。この収束域が同じ地点に停滞していたことにより、脊振山地の同じ位置で新たな積乱雲が発生し続けるプロセスが存在していたことがわかった。

12:50の時間に着目して考察を行う。12:50において、朝倉地域には脊振山地の周囲を囲むように二方向から風が流れ込んでおり、この風がぶつかる場所に収束域Xがある。この収束域Xとはほぼ同じ位置に線状の降水域が形成されていた。収束域Xではどの地点においても北西と南西の二方向からの風がぶつかっており、線状降水帯を構成するそれぞれの積乱雲に向かって風が収束して上昇流が発生していると考えられる。つまり、脊振山地付近で発生した積乱雲が東進を続ける間にも、この北西と南西から流入する風によって収束域ができたために積乱雲が強い強度のまま維持されていたことがわかった。

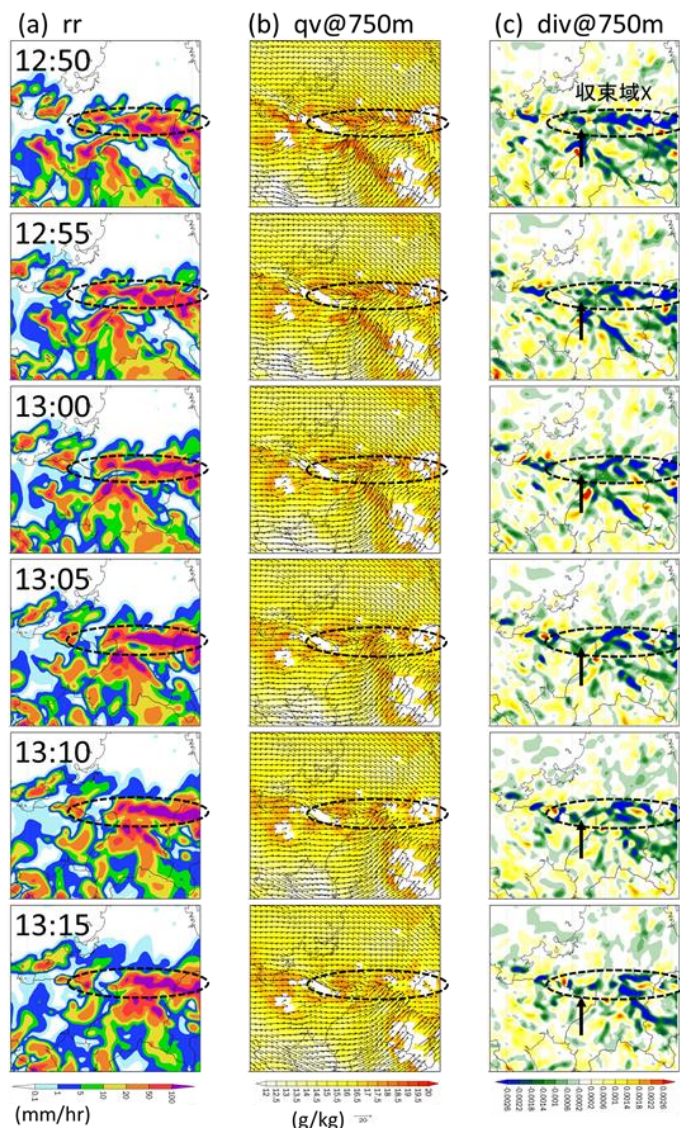


Fig.25 (a) Surface precipitation. (b)Water vapor mixing ratio @750m. (c)Divergence and Convergence @750m

6.2.2 本の線状降水帯の同化実験

ここでは、2本の線状降水帯が存在していた時間帯に着目してデータ同化を行った。まず、予測実験を行わず同化期間内で解析を行い、線状降水帯のメカニズムに関して考察する。具体的には、レーダー情報の同化により2本の線状降水帯をモデル内に形成させ、それぞれの線状降水帯の内部構造や時間発展の変化について議論する。

6.2.1 同化実験の方針

ここでは、同時刻に2本の線状降水帯が形成されていることに着目して、データ同化を行うことにより近接して存在した2本の線状降水帯が衰退することなく、それぞれの線状降水帯にどう影響を与えていたのか、またそれぞれの線状降水帯では水蒸気の供給経路はどうなっていたのかななどを議論する。

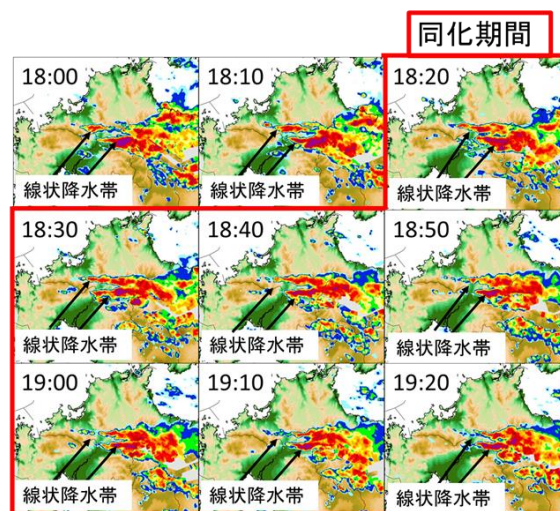


Fig.26 Surface precipitation in DA window.

そのため、同化期間は 2 本の線状降水帯が発生していた 18 日 18:20 から 19:20 とする。

6.2.2 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 としている。計算領域, 同化領域は Fig.27 のとおりである。緯度方向は 505 格子, 経度方向は 455 格子としている。また, 観測値のデータ同化は破線内の領域で行う。初期アンサンブル摂動生成手法は, BGM 法を用いる。同化期間の設定について記す。7 月 5 日 12:00 に BGM 法で作った 30 メンバーを 15 日 18:20 まで 6 時間 20 分予測し, 15 日 18:20 から同化期間として 5 分間隔で観測値を同化した。データ同化には古月山, 九千部, 宇城, 風師山, 菅岳, 山鹿の 6 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_s , 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の観測値を用いた。

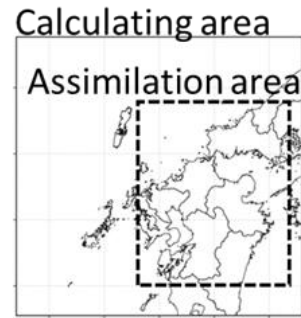


Fig.27 Calculating area and assimilation area.

6.2.3 同化期間内の解析

同化期間内において XRAIN から算出した地上降水強度とモデルから算出した地上降水量, 750m 高度における雨水混合比, 水蒸気混合比, 収束・発散を示す(Fig.28). この図は朝倉を中心として約 60km 四方の範囲から作成したものである。本研究ではこの大きさのスケールをメソ対流系スケールと定義し, メソ対流系スケールから 2 本の線状降水帯の相互作用について議論する。

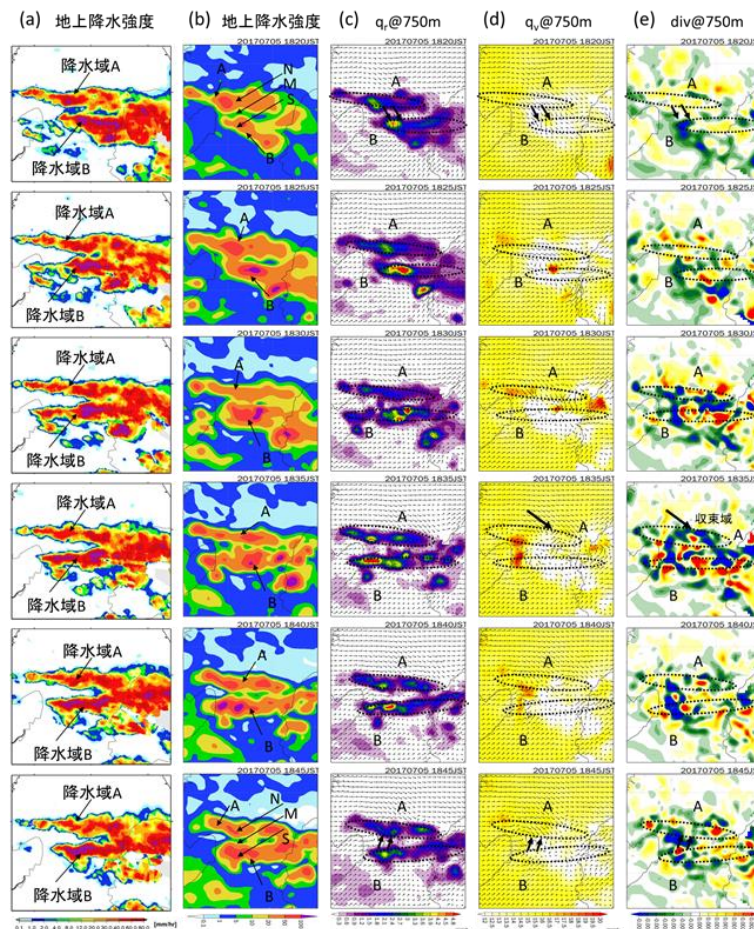


Fig.28a (a) Surface Precipitation estimated from XRAIN. (b) Surface Precipitation estimated from CReSS. (c) Rain water mixing ratio. (d) Water vapor mixing ratio. (e) Divergence and convergence.

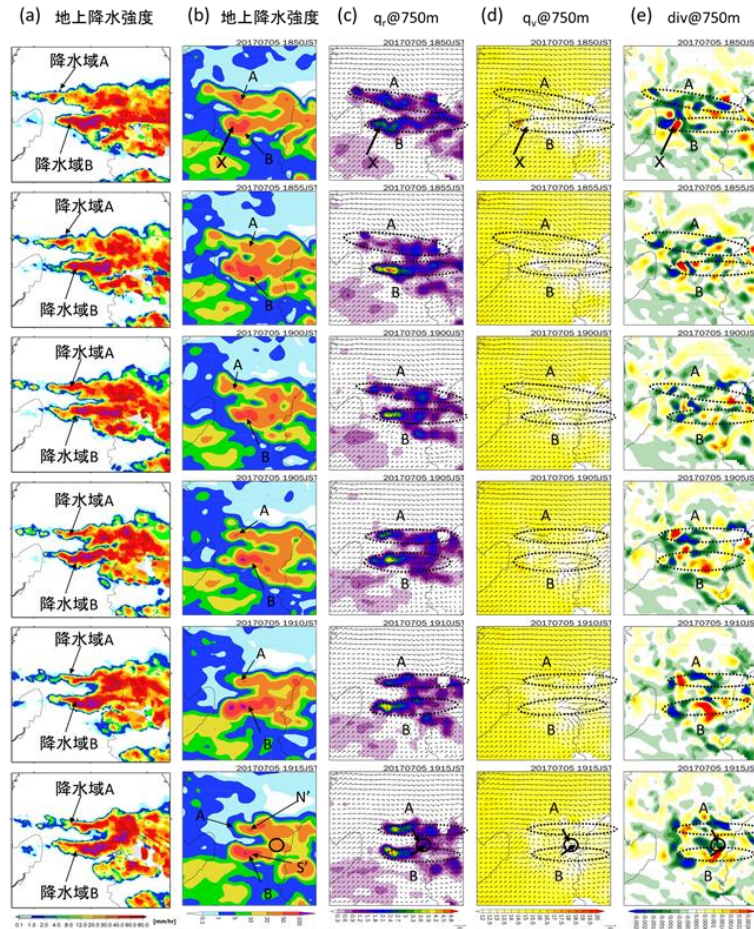


Fig.28b (a) Surface Precipitation estimated from XRAIN. (b) Surface Precipitation estimated from CReSS. (c) Rain water mixing ratio. (d) Water vapor mixing ratio. (e) Divergence and convergence.

まず, XRAIN の同化によりモデル内に線状降水帯が形成されていたのか確認を行う. XRAIN から算出した地上降水強度(Fig.28 (a))とモデルから算出した地上降水強度(Fig.28(b))を比較すると, モデル内においても2本の線状の降雨域 A と B が確認でき, 降水分布が類似していることが読み取れる. また, XRAIN で観測された降水強度の強い地点とモデル内の降水強度の強い地点もおおよそ一致しており, 降水域をモデル内でも再現できていると考えている.

このメソ対流スケールで同化期間の大気場を確認すると, 降水域 A に向かって北西風が流入し, 降水域 B に向かって南西風が流入し続けたことが読み取れる. 18:35 を例にとると, 降水域 A に向かって流入する北西風が降水帯とぶつかる地点に収束域が存在していることがわかる. このように, 脊振山地の東側で発生した積乱雲が東進する際に, 線状降水帯 A と B は南・北成分を含む西風が降水帯に流入することにより, 収束域が強化されていた. また, 降水帯 A と降水帯 B とその間には, 降水帯 A より北

側と降水帯 B より南側と比較して, より強い収束・発散域があることも読み取れる.

次に, この降水帯 A・降水帯 B と収束発散域との対応について考察する. どちらも線状降水帯の先端部分に着目すると, 1 時間を通じて多くの時間帯で収束域が重なっていることがわかる. 18:50 における線状降水帯 B にある地点 X では, 先端に向かって東風となっており, 西から流入する風とぶつかり地点 X の西側で収束域ができていた. 地点 X の東側では発散域となっており, 線状降水帯内の対流セルの単位で収束発散域があることがわかった. また, この風のぶつかる地点で水蒸気混合比の値が高くなっていることが読み取れる. これは風がぶつかることにより上昇流ができ, 下層の水蒸気混合比の高い気塊が上昇しているためである. このように, 地点 X を起点とする西風成分を持つ外出流が, 風上からの暖かく湿った空気が乗り上げて積乱雲が発生・強化されるというプロセスがモデル内で再現されていると考えている.

続いて、降水域 A と B の間に吹く風に注視してみる。18:20 において、降水帯 A と B の間には、降水帯 A から B に向かって北風となっている。この北風が降水域 B に流入する西風とぶつかり収束域ができ、降水帯 B は降水帯 A の外出流により降雨が強化されていることがわかる。その 25 分後の 18:45 では、線状降水帯 B から A に向かって南風となっており、この南風が降水域 A とぶつかって収束域ができている。

これらの風向(ここでは南北成分のみで議論する)と降水強度の関係について簡易的な解析を行った。Fig.28 (b) に示す線状降水帯 A 上にある地点 N と線状降水帯 B 上にある地点 S の地上降水強度、線状降水帯の真ん中にある地点 M における風向きの南北成分について考える。18:20 において、地点 M では北風 4.5m/s であり地点 N から S に向かって風が吹いていた。地点 N の地上降水強度は 47mm/h、地点 S の地上降水強度は 36mm/h であった。これは、地点 N を含む線状降水帯 A の降水強度が強いため、降水域 A から外出する冷気流が強く、降水域 A から B に向かって吹いていた。この南風が吹いていたために降水域 B が強化され、25 分後の 18:45 では地点 S の降水強度は 82mm/h、地点 N では 59mm/h となっていた。地点 M では南風 4.4m/s であったことから、降水域 B は降水域 A より降水強度が強く、外出流が B から A に向かって吹いていた。このように、外出流の強さと 2 本の降水帯の降水強度の強さが対応していることがわかった。

また、19:15 では、降水域 A からは北西風、降水域 B からは南西風が A と B の間に流入し、収束域を形成していた。この時間帯は降水帯 A と B の間に降水域がかかっており、降水域 A と B からの外出流によりこの降水域が生成されたと考えている。この時間帯において図中に示す地点 N' では北風 5.0m/s であり、地点 S' では南風 5.9m/s であった。降水域 A と B の外出流がほぼ同じ速度の時は 2 本の降水帯の真ん中付近でそれぞれの外出流がぶつかり、収束域がみられ、その収束域と対応する場所に降水域が出来ていた。これらから、降水域 A と B の間に流入する風は時間帯によって変化しており、この外出流がもう一方の線状降水帯や 2 本の降水帯の間でぶつかることにより降水域の強化・もしくは新たな降水域の発生に寄与していたことがわかった。

6.3 それぞれの実験におけるスケールの解析

ここでは、本研究で行ったそれぞれの実験に関して、その実験の狙いに対応するスケール面から述べる。

まず、本研究で行ったそれぞれの実験について整

理する。4 章と 5 章では、2012 年 7 月京都・亀岡豪雨を対象として同化実験を行った。4 章では同化により大気環境場を変化させてメソ対流系の発生を目指す実験を行い、5 章ではメソ対流系を構成する積乱雲に着目して同化実験を行った。次に、2017 年 7 月九州北部豪雨を対象にして、3 章の後半部分と 6 章でアンサンブル予測と同化実験を行った。アンサンブル予測では、九州北部地域のスケールでメソ対流系の維持・発生機構の要因を考察した時に、脊振山地の影響について述べた。同化実験では、2 本の線状降水帯が存在している時間帯にデータ同化を行い、線状降水帯がお互いに及ぼす相互作用について議論した。以下に、それぞれの実験に対応するスケールからみた考察について記す。

(a) 大気環境場の変化(メソ α スケール)

4 章では環境場の変化に着目して同化実験を行った。

メソ対流系発生のトリガーの一つであった低温域をデータ同化により山口県沖に低温域を生成させ、メソ対流系の発生を狙った。そのため、同化領域は近畿地方だけでなく、中国地方も同化領域に含むように同化範囲を取った。一般的にメソ対流系はメソ β スケールの降雨現象であり、メソ α スケールの大気環境場の中で生起している。低温域の到達により対流セルが発生したことから、メソ対流系をとりまく水平スケールのより大きな大気場は、メソ対流系の発生に大きな影響を及ぼしていることがわかった。つまり、レーダー情報を用いたデータ同化は、個々の線状降水帯を形成する積乱雲が形成・維持される過程だけではなく、メソ対流系を内包する大気場の変化にも有効であることを示した。そして、同化する範囲が大きくなるほど、同化によって変化する大気場の範囲も広くなり、メソ対流系に及ぼす同化による効果が持続する時間が長くなることを示した。

(b) 単独積乱雲を対象とした融解層高度医用の降水粒子の同化による効果の検証(メソ γ スケール)

5 章ではメソ対流系を構成する積乱雲に焦点をあてデータ同化を行い、融解層高度以上の降水粒子を同化することによる効果を検証した。

まず、融解層は同化せずに、融解層下端以下の降水粒子と融解層上端以上の固相降水粒子の同化を行ったが、固相と液相が分離し固相降水粒子は上層で消滅した。これは、データ同化によって作られた積乱雲の力学的バランスが完全なものとはなっておらず、実際に降雨をもたらす積乱雲とは異なる積乱雲を発生させてしまったために、データ同化期

間を終えて予測を行うとすぐに積乱雲が衰退したと考えられる。そこで、融解層高度の降水粒子も含めた融解層高度以上の降水粒子の同化を行った。この実験では、固相降水粒子が徐々に落下しながら相変化して雨となった。予測期間において、融解層高度以上の降水粒子の同化は、融解層高度以上の降水粒子が持ち上げられて相変化しながら落下するため、大気下層の雨滴を同化するよりも長い時間スケールの降雨予測の精度向上に有効であることがわかった。

本事例では、孤立した積乱雲に焦点をあててデータ同化を行ったが、メソ対流系をターゲットにして融解層高度以上の降水粒子を同化しても個々の積乱雲において積乱雲が鉛直方向により発達し、降水量が増加すると考えている。

(c) アンサンブル予測 (メソβスケール)

3章の後半部分と6章の前半部分では、2017年7月九州北部豪雨を対象としてアンサンブル予測を行った。アンサンブル予測から、朝倉地点の豪雨予測可能性と大気場の特徴をメソβスケールから議論した。朝倉地域に豪雨を予測していたメンバーでは、脊振山地を迂回するように二方向から風がぶつかり収束していた。この風の流入が線状降水帯の発生・維持に影響を及ぼしていたことを示した。九州北部地域程度のスケールでみた時に、脊振山地を含めた九州北部地域の複雑な地形による影響が大きく、この地形の微細構造の違いが線状降水帯の発生場所や積算雨量にも影響を及ぼしたと考えられる。モデルで表現する地形をより高分解能にすることで豪雨の再現性を高めることができると考えている。

また、九州北部地域よりももう少し大きなスケールからみると、線状降水帯の発生・維持に関して上空の寒気の流入も積乱雲群の発達に非常に重要な要因であることをアンサンブル予測実験から示した。

(d) 2本の線状降水帯の相互作用 (メソβスケール)

6章の後半部分では、2017年7月九州北部豪雨において2本の線状降水帯が出現していた時間にデータ同化を行った。メソ対流系スケールで見たときに、2本の線状降水帯から外出流が降水域の強化や発生に関してお互いに影響を及ぼしあっていることがわかった。このスケールでは、脊振山地を迂回した風が北西と南西から線状降水帯に流入し水蒸気が補給されていることを確認した。

本研究では、それぞれの実験に対して、マルチスケールで巨視的・微視的にみて線状降水帯の解析を行った。それぞれのスケールからみて解析を行うこ

とにより得られた知見は、線状降水帯のメカニズムの解明や予測精度向上に大きく資するものと考えている。

7. 結論

第1章では、本研究の背景と目的を述べた。本研究の主たる目的はXRAINにより得られる観測情報をデータ同化することにより、線状降水帯の降水予測の精度向上及びメカニズムの解明につながる知見を得ることである。

第2章では、CReSS-LETKFの概要、観測演算子と初期アンサンブル摂動生成手法を記した。

第3章では、2012年7月京都・亀岡豪雨と2017年7月九州北部豪雨を対象事例として、XRAINとメソ客観解析データを用いた事例解析を行った。加えて、2017年7月九州北部豪雨ではアンサンブル予測の結果から朝倉地点における豪雨の予測可能性について記した。

第4章では、2012年7月京都・亀岡豪雨を対象に、環境場の変化に着目して線状降水帯の発生を狙った同化実験を行った。山口県沖の雨雲の情報を同化することで中下層の低温化と水蒸気混合比の増加を確認した。低温域が六甲山域に到着するタイミングで40メンバー中7メンバーに対流セルが発生し、中下層の低温化が線状降水帯発生の重要なトリガーの一つであったことを示した。従来の雨雲を同化してその雨粒の落下により降水精度を向上させる方法とは異なり、同化により大気環境場を変化させて線状降水帯発生の予測に成功した。これらは、レーダー情報の同化研究の新たな可能性を提示したと言える。

第5章では、融解層高度以上の降水粒子を同化することの有効性を示した。融解層高度以上の降水粒子を同化した実験(EXP_ML)では、融解層高度以下の降水粒子のみを同化した実験と比較して、予測期間において積乱雲が鉛直方向に発達し、降水量も増加した。

第6章では、線状降水帯をそれぞれ異なる時間・空間スケール面からみて解析を行った。まず、3章で行ったアンサンブル予測をメソβスケールからみた線状降水帯のメカニズムについて解析した。朝倉に豪雨を予測していたアンサンブルメンバーを解析すると、脊振山地を迂回した風が朝倉地点でぶつかっており、九州北部地域の複雑な地形が線状降水帯の発生・維持に寄与していたと考えている。次に、2本の線状降水帯が出現していた時間を狙ってデータ同化実験を行った。2本の線状降水帯の対流直下から外出される冷気流がお互いの降水域の強化や2本の線状降水帯間に降水帯を形成させていたことがわ

かった。最後に、これまでに行った実験に対して、その実験の狙いに沿ったスケール面からみた同化による効果や線状降水帯のメカニズムについて整理して記した。

本研究では、2012年7月京都・亀岡豪雨と2017年7月九州北部豪雨を対象として、XRAINの同化による線状降水帯の予測及びメカニズムの解明に取り組んだ。特に、同化により大気環境場を変化させ線状降水帯の発生を狙った実験や、融解層高度以上の降水粒子の同化による積乱雲の発達過程と降水量予測を検証した既往研究はほとんどなく、本研究ではこれらの課題に関して同化による有効性を示せた意義は大きいと考えている。

さらに本研究では、メソ対流系を支配するそれぞれのスケール面からみた考察を行った。線状降水帯の発生・維持には、線状降水帯を構成するそれぞれのスケールの現象が複合的に絡んでいる。そのため、線状降水帯の予測精度向上やメカニズムの解明には、より多くの豪雨事例に関して、様々なスケールから線状降水帯の時空間特性を捉える多角的な研究を行うことの必要性を提起したいと考えている。

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は、まだまだ改善の余地があり、特に積乱雲の成熟期における固相降水粒子の推定精度を向上させる必要がある。また、本研究ではXRAINから過小に推定される固相降水粒子混合比も同化していたが、観測値の同化を行う際に固相降水粒子混合比の閾値設定することで、より現実によく推定できた観測値のみ同化することができ、結果として降水予測精度向上につながると考えている。

上記を今後の課題としてこの論文の結びとする。

謝 辞

本研究の遂行にあたり、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コンソーシアム研究を通じて提供いただいた。

本研究はJSPS科研費15H05765(基盤研究S「ストームジュネシスを捉えるための先端フィールド観測と豪雨災害軽減に向けた総合研究」、研究代表者：中北英一)の助成を受けたものです。

ここに謝意を表します。

参考文献

- 金浜貴志(2017): 一か月予報システムの更新, 平成28年季節予報研修テキスト pp65.-75.
- 黒川和誠・平野竜也・風早範彦・原田都奈生・西川哲也・岩本久雄 (2012): 2012年7月15日の大雨事例解析, 大阪管区気象台近畿地区研究会.
- 辻本浩史・本間基寛・増田有俊・吉開朋弘・井上実 (2016): アンサンブル予報を用いた台風性降雨シナリオに関する検討, 京都大学防災研究所年報, 第59号B, CD-ROM, pp.367-375.
- 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アンサンブル同化, 京都大学防災研究所年報, 第56号B, CD-ROM, pp.369-377.
- 山口弘誠, 古田康平, 中北英一 (2016): 偏波ドップラーレーダー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, 京都大学防災研究所年報, 第59号B, CD-ROM, pp. 298-322.
- Du, J and Tracton, M. S. (2001): Implementation of a real-time short-range ensemble forecasting system at NCEP: an update, Proceedings on 9th Conference on Mesoscale Processes, Vol.9, pp.355-356.
- 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.
- 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.
- Tsuboki, K., and A. Sakakibara. (2002): Large-scale parallel computing of cloud resolving storm simulator, *High Performance Computing*, Springer, pp.243-259.
- 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.

(論文受理日: 2018年6月13日)