京都大学防災研究所年報 第 62 号 B
DPRI Annuals, No. 62 B, 2019

積乱雲発達初期の雲情報データ同化によるゲリラ豪雨予測

Prediction Experiment of Guerrilla Heavy Rainfall by Assimilation of Cloud Data at Early Stage of Cumulonimbus Development

山口弘誠・上嶋一樹・堀池洋祐・中北英一

Kosei YAMAGUCHI, Kazuki UESHIMA, Yosuke HORIIKE and Eiichi NAKAKITA

Synopsis

In this study, cloud information in the early developmental stage of guerrilla heavy rainfall is extracted from Himawari-8 and Ka band radar, and an assimilation experiment is conducted. And we will clarify what kind of influence it has on the developmental stage and maturity stage of guerrilla heavy rain. First, the influence of assimilation of cloud information was evaluated using observation system simulation experiment (OSSE). Next, considering the results obtained by OSSE, we calculated the relative humidity from Himawari-8 and the cloud water mixing ratio from Ka band radar, and carried out the assimilation experiment. The relative humidity assimilation has a great influence on the water vapor field of the atmosphere, and the assimilation of cloud water mixing ratio can reproduce the occurrence, development and maintenance of rainfall. For further elucidation of this mechanism, comparison with the assimilation experiment which calculated the rainwater mixing ratio from XRAIN was performed. As a result, the usefulness of the effect of assimilating the cloud water mixing ratio, which is cloud information, was reconfirmed.

キーワード:ゲリラ豪雨，ひまわり 8 号，Ka バンドレーダー，雲情報
Keyword: Guerilla Heavy Rain, Himawari-8, Ka Band Radar, Cloud Information

1. 研究の背景と目的

災害を引き起こす豪雨には，様々な空間的･時間的スケールが存在する．ゲリラ豪雨（局地的豪雨），集中豪雨，梅雨前線，台風と順に空間的，時間的スケールが大きくなり，もたらされる災害にも違いがある．本研究において対象とするゲリラ豪雨は，突如発生し短時間で急速に発達し，局地的に猛烈な豪雨をもたらし災害を発生させ，人命を奪う危険性がある．ゲリラ豪雨の予測手法として，中北ら（2008）は発達する積乱雲の本質を上手く捉えた観測パラメータを用いて，発達するかどうかの定性的な判断に用いる研究手法を開発しており，すでに国土交通省で実用化が開始されている（片山ら 2015）．

一方で，短時間降雨予測研究において，近年データ同化研究の飛躍が国内外を問わずめざましい（Tsuyuki and Miyoshi 2007）．計算機資源の発達によって，より解像度の高い数値モデルを用いたデータ同化研究や，観測の高分解能化に伴って研究対象スケールがどんどん小さな現象を含むようになってきている．その中でスーパーセルなどの単一積乱雲を対象とした“ストームスケールのデータ同化”という言葉も定着してきており，ゲリラ豪雨もこの範疇に含まれるようになりつつある（Kain et al. 2010, Sun et al. 2014）．ゲリラ豪雨を含むストームスケールのデータ同化研究においては，X バンドレーダーなどの降水レーダーによる観測値の同化は有効である．降水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からである．しかし，降水レーダー

のみでゲリラ豪雨を予測することが困難な事例も多く報告されている（山口ら 2009）．降水レーダーは降水に依存した観測値を得るという特性があるため，急速に発達するゲリラ豪雨のような事例では，ある程度積乱雲が発達した段階からしかデータ同化できない．そこで，降水より前の段階である，雲粒子のみが形成されている積乱雲発達初期の情報を得られる静止気象衛星や Ka バンドレーダーなどのマルチセンサーによる観測が期待されている．特に 2014 年に打ち上げられた，静止気象衛星ひまわり 8 号の水平解像度は赤外では 2km，可視が 0.5～1km であり，観測時間間隔も全球観測で 10 分間隔，日本周辺域観測では 2.5 分間隔，加えてチャンネル数も従来に比べ大きく増えてより詳細な情報を得ることができるようになった．一方，Ka バンドレーダーは，距離分解能が 150m，方位分解能は 0.35°のミリ波レーダーである．レーダー送信周波数の高い方が水滴からの後方散乱が大きくなる（浜津ら 2000）という性質から，周波数の低い X バンドレーダーと比較して高い受信感度を持ち（疋田ら 2016），降水粒子よりも早く形成される雲粒子を捉えることが可能となっている．このようなマルチセンサー観測をデータ同化することで，ゲリラ豪雨の降水予測精度を向上することができるのではないかと期待されている．

そこで本研究では，近い将来，静止気象衛星や Ka バンドレーダーから得られる観測情報をデータ同化することを想定し，その第一段階として理想実験においてデータ同化実験を行い，データ同化による効果を評価する．そして，理想実験の結果を踏まえて，ひまわり 8 号や Ka バンドレーダーの実際の観測値を用いてデータ同化実験を行う．このように，従来の降水レーダーなどでは得ることが困難であった，ゲリラ豪雨の発達初期段階の情報を同化することによって，ゲリラ豪雨の発達期や成熟期に対してどのような影響があるのかということに対して明らかにしていくことを目的とする．

2. 短時間降水予測におけるデータ同化の概説

2.1 静止気象衛星を用いた短時間降水予測におけるデータ同化に関する既往研究について

2.1.1 静止気象衛星ひまわり 8 号について

2015 年 7 月に運用開始された，ひまわり 8 号から得られる情報の空間解像度や，時間間隔が従来の静止気象衛星と比較して大きく改善された．ひまわり 8 号では水平解像度は赤外では 2km，可視が 0.5~1km となり，観測時間間隔も全球観測で 10 分間隔に加え，特定の領域を高解像度で観測できるようになり日本周辺域では 2.5 分間隔で観測され，放射計は可視 3 バンド，近赤外・赤外 13 バンドの合計 16 バンド構成となり，雲や植生，エアロゾルなどといった情報がより詳細に得られるようになった.その中で本研究においては赤外バンドから得られる雲の情報をデータ同化することを想定した理想実験を行った．これまでと比較して，解像度が鮮明になり，かつ高頻度となり，その結果ゲリラ豪雨のような急速に発達する現象を時間的にも空間的にも解像できるようになった．そのため，ひまわり 8 号の観測値をデータ同化することによってストームスケールの降水予測精度向上の役立つのではないかと期待されている．

2.1.2 既往研究について

短時間降水予測研究では，一般的にメソスケールの気象予測モデル，いわゆるメソ気象モデル，もしくは雲解像モデルが用いられる．そのため，基本的なモデル変数は，風速・気圧・気温・水物質である．これらの第一推定値を観測値によって現実的な大気の場となるように修正していく．Fig.1 が現在気象庁における予測モデルにおいて用いられている観測値の一覧である．一般的に同化する観測値として用いられるものは，地上気象・ラジオゾンデ・気象衛星，および気象レーダーの観測情報である．

現在，ひまわり 8 号などの静止気象衛星によって得られる情報を同化することによって，短時間降水予測の精度を向上させようとする研究が始まり出した．ここでは，澤田ら(2016)，および Kerr et al.(2014)，大塚ら(2018)の研究についてそれぞれ紹介する．澤田ら(2016)は，気象庁非静力学モデルを使った局所アンサンブル変換カルマンフィルタ NHM-LETKF(Miyoshi and Aranami 2006 SOLA; Kunii 2014 WAF)に観測演算子として放射伝達モデル(RTTOV: Radiative Transfer for TOVS)を組み込んだシステム(岡本ほか, 2016 春季大会)を使用した.モデルの水平解像度は 10km でひまわり 8 号の輝度温度データ同化が大雨の再現性を高めることを実験した．Kerr et al.(2014)は観測システムシミュレーション実験(OSSE)を用いて，衛星から得られる情報の輝度温度と相関関係があると考えられる雲頂温度(CTT：Cloud-top temperature)同化により supercell の予測精度に対しどのようなインパクトがあるのかを実験した．その際，メソ気象モデル The Advanced Research version 3.3.1 of the Weather Research and Forecasting(WRF-ARW)Model (Skamarock et al. 2008)を用いて，モデルの水平解像度は 2km と設定した．結果は，初期擾乱の発達期間において，輝度温度を用いて発達する積乱雲の特性を情報として得ることは，レーダー反射因子のような降水依存の観測値よ

り，初期の段階の情報をデータ同化する観点から有効であることが示された．大塚ら（2018）はひまわり 8 号最適雲解析（OCA: Optimal Cloud Analysis）から，擬似湿度データを作成し，気象庁非静力学モデルに基づく 4 次元変分法同化システムを用いてそれらを同化した実験を行った．OCA の同化あり（TEST），同化なし（CNTL）で，両者の解析値と予報値を比較した．同化後の 09UTC の 700hPa の水蒸気混合比の解析値（TEST-CNTL）をみると，OCA による湿度を同化したことにより，TEST では南の海上を中心に水蒸気が増加している．また，CNTL，TEST の 6 時間後の 3 時間積算降水量予報の分布を，同時刻の解析雨量と比較を行うと，南関東における強雨域をより良く表現している．しかし，3 時間降水量の各時刻，各閾値でのスレットスコアでは，全体 CNTL より目立った改善がみられなかった．OCA の同化が降水予報へ与えるインパクトは示唆されたが，擬似湿度の与え方やデータの QC，観測誤差の設定について，更なる検討が必要であると述べられていた．

Fig.1 A list of observation values used in the prediction model of the Meteorological Agency citation from http://www.jma.go.jp/jma/kishou/minkan/koushu131120/shiryou1.pdf.

2.2　今後同化することが期待されている Ka バンドレーダーの概説

2.2.1　Ka バンドレーダーについて

Ka バンドレーダーは送信周波数が約 34.87GHz（波長約 8.6mm）のミリ波レーダーであり，レーダー送信周波数の高い方が水滴からの散乱が大きくなる(浜津ら，2000)という電波散乱の特性上，現業用の降水レーダーと比較して，感度が高く降水を伴わないような雲や霧の観測が可能であるため雲レーダーとも呼ばれる．一方で電波の減衰は大きくなるため観測範囲は降水レーダーなどより比較的狭い領域である．例えば，名古屋大学が所有する最新式の Ka バンド偏波ドップラーレーダーの距離分解能は 150m，方位分解能は 0.35°，観測範囲はレーダーを中心とした半径 30km の園内である（疋田，2016）．この降雨をもたらすよりも前の積乱雲発達初期段階における情報をデータ同化することによってどのような影響があるのかを調べていく．

2.2.2 既往研究について

Ka バンドレーダーを用いて積乱雲生成段階の雲の内部の特徴を渦度の観点も含めた研究も行われている．ここでは，中北ら（2018）が行った研究について述べる．現業用の気象レーダーで用いられる C バンドレーダーや X バンドレーダーよりも短い波長帯の Ka バンドレーダーは小さな粒径の粒子に対しても高感度であるため Fig.2 に示すように雲の詳細な構造を観測することができる．また，それぞれのレーダーの基礎情報は Table 1 に示す．この Ka バンドレーダーを利用して積乱雲の発生初期の雲粒生成段階の研究が行われている．

従来の気象レーダーと比較して，Ka バンドレーダーが実際の事例においてどの程度ファーストエコーの探知に時間差が存在するのかについて述べる．中北ら（2018）は，2015 年 8 月の地上での降雨強度分布を目視で確認して解析事例を抽出した．レーダーのファーストエコー探知の比較の結果をまとめたものを表 2.2 に示す．全 12 事例中 11 事例で X バンドレーダーよりも早く探知できることを確認できた．また Ka バンドレーダーで局地的豪雨のタマゴの発生を探知できた事例が Table 2 で色塗りによって示された 7 事例で確認された．

これらのことから，Ka バンドレーダーによって，従来の気象レーダーと比較して，早い段階から積乱雲を観測できることが示唆されている．そこで，本研究では，Ka バンドレーダーを用いたデータ同化実験を行い，ゲリラ豪雨予測を行う．

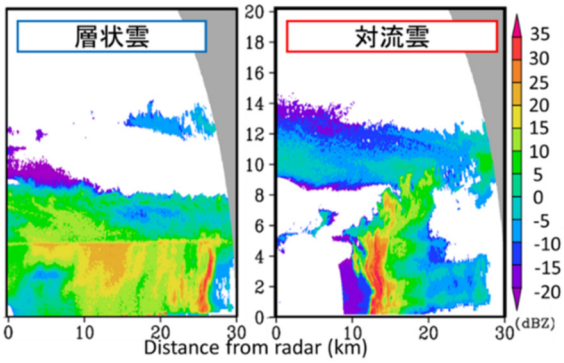

Fig.2　RHI observation of Ka band-radar（中北ら（2018））．

Table 1　Radar basic information（中北ら(2018)）

レーダー	国土交通省Xバンドレーダー(3基)	名古屋大学Kaバンド雲レーダー
波長	3.0 cm	8.6 mm
観測範囲	半径80 km圏内	半径30 km圏内
立体観測間隔	5 分	10 分
空間分解能 Beam方向/Azimuth方向	150 m / 1.2°	75 m / 0.35°
観測データ	反射強度，ドップラー風速，偏波パラメータ	
折り返し風速	54 m/s	7.2 m/s
ノイズ処理	反射強度5dBZ未満をノイズ除去	受信電力−107dBm(短パルス域)，−125dBm(長パルス域)未満でノイズ除去

Table 2　Comparison of radar first echo detection times（中北ら(2018)）

番号	年	月	日	降り始め時刻	Ka-First Echo	X-First Echo	X-Ka
1	2015	8	3	14:49	14:37	14:47	0:10
2	2015	8	3	16:32	16:25	16:27	0:02
3	2015	8	5	16:38	16:05	16:22	0:17
4	2015	8	6	16:54	16:33	16:47	0:14
5	2015	8	7	16:18	16:11	16:01	X
6	2015	8	13	14:54	14:33	14:48	0:15
7	2015	8	13	16:25	16:12	16:23	0:11
8	2015	8	13	16:56	16:52	16:56	0:04
9	2015	8	21	11:00	10:51	10:56	0:05
10	2015	8	28	15:27	15:15	15:26	0:11
11	2015	8	28	15:28	15:03	15:22	0:19
12	2015	8	28	15:32	15:15	15:28	0:13

3.同化システムの基本設定

3.1 雲解像データ同化システム CReSS-LETKF の概要

まず同化に用いるアンサンブルカルマンフィルタ（Ensemble Kalman Filter; EnKF）法について説明する．アンサンブルカルマンフィルタ法は Evensen (1994) により初めて提案されたデータ同化手法であり，アンサンブル予報とデータ同化手法であるカルマンフィルタを融合したものである．

本研究では，ひまわり 8 号や Ka バンドレーダー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(Cloud Resolving Storm Simulator，Tsuboki and Sakakibara，2002) 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，先端的な雲解像データ同化システムの一つである．ここで，LETKF 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．（Patil et al., 2001）．

3.2　観測システムシミュレーション実験 OSSE の概説

Fig.3 に OSSE の概念図を示す．本研究では，まず同化による影響を理想実験で評価する．Masutani et al.(2010)，Tan et al.(2007)，Marseille et al.(2008)の 3 つの観測システムシミュレーション実験(Observing System Simulation Experiment:OSSE)についての研究を石橋(2013)が整理していたものを参考にして OSSE について説明する．本研究においては，計画中の新しい観測システムが数値予報に与える影響をあらかじめ評価するという，仮想観測システムの評価という目的で用いる(石橋 2013)．

まず予報モデルは完全モデルであるという仮定をおく．ある数値シミュレーションをして“真”の大気場とできるとし，その真の大気場に誤差を与えて評価したい観測値とする．実際は真の場はわからないので，真の大気場(あるシミュレーション結果)とは異なる初期値から予報し，真の大気場から作成した観測値を同化して，データ同化による予報精度を評価する．理想実験では真の大気場の各座標における値のデータが存在するので同化による影響を評価しやすいという利点がある．

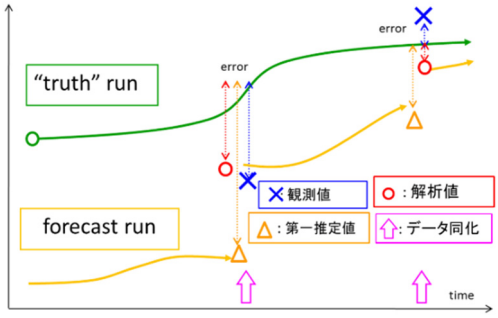

Fig.3　Conceptual diagram of OSSE

3.3　初期アンサンブル生成方法について

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．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．

3.3.1　予測実験の作成方法

第 4 章で行う同化実験の真の大気場と，第 5 章で行う同化実験の初期値，境界値は予測開始時刻の気象庁 GPV(Grid Point Value: 格子点値)の MSM(Meso-Scale Model : メソ気象モデル)の予測の水平風，気温，相対湿度を用いた．一方，第 4 章の OSSE において用いる予測 RUN の初期値，境界値は予測開始時間より，9 時間前の MSM の予測の水平風，気温，相対湿度を用いた．また海面水温は共に気象庁 NEAR-GOOS データを用いた．

3.3.2　摂動の作成方法

アンサンブルメンバーは予測 RUN の初期値に対してガウス分布のランダムな摂動を与えて作成する．しかし，完全にランダムに誤差を与えるとモデルに不安定を生じさせてしまうので，ランダムに作成した誤差を様々な処理をしてモデルに適合するようにした．まず，Kerr *et al.*（2014）と同じ方法で以下のように過重移動平均する．$f^{\mathrm{perturbed}}(l,m,n)$はスムージング後の誤差，$f^{\mathrm{unperturbed}}(l,m,n)$はスムージング前の誤差，$f'(i,j,k)$は$f^{\mathrm{unperturbed}}(i,j,k)$と同値であり，$f^{\mathrm{unperturbed}}(l,m,n)$をスムージングするにあたって用いるスムージング前の周辺の誤差を示す．l,m,n はスムージングを行う格子の座標，i,j,k はスムージングに用いる格子の座標を示す．l_{h} と l_{v} は水平方向と鉛直方向の重みの設定であり，今回は先行研究と同様に l_{h}=4km，l_{v}=2km と設定し計算を行った．

$$f^{perturbed}(l,m,n) = f^{unperturbed}(l,m,n) + \sum_{i,j,k} f'(i,j,k)\exp\left(-\frac{|x_i - x_l|}{l_h} - \frac{|y_j - y_m|}{l_h} - \frac{|z_k - z_n|}{l_h}\right) \quad (1)$$

しかしこの過程だけでは，本研究の解像度においては不十分であると考えられた．理由としては計算領域において，スムージングしたことにより多くの箇所で誤差の値のピークが見られたことがある．つまり，局所的なピークを持つ誤差によって擾乱が過剰に発生させる可能性が考えられた．そのためこのピークを減らすために，領域内において線形補間をし，それに対して単純移動平均を用いて誤差を作成した．この過程によってピークが減少させることはできたが，線形補間したことによって補間した部分において値が滑らかにつながっていなかったので，再び過重移動平均をすることによってその問題を解消し，初期値に対して与える誤差を作成した．

3.3.3　各同化実験に対する誤差の与え方

予測 RUN の初期値に誤差を与える変数は，東西風 u, 南北風 v, 温位 θ, 水蒸気混合比 q_{v} を設定した．第 4 章で述べる沖縄事例を対象とした同化実験では，標準偏差は u，v は 1.0 m/s，θ は 1.0K，q_{v} は 1.0 g/kg で与えた．また，第 4 章で行った同化実験を結果と第 5 章における対象事例の大気場を考慮し，第 5 章では，標準偏差をそれぞれ，0.3，0.4，0.5，0.6，0.7 とした 5 種類の誤差を作成し，それぞれの変数に誤差を与えた．このことについては，それぞれ第 4 章と第 5 章で詳細に記述する．

3.4　擬似観測値の作成方法

本研究では，ひまわり 8 号の赤外バンドから得られる衛星輝度温度の同化と Ka バンドレーダーから得られる雲の情報の同化を想定した理想実験を行う．そこで衛星輝度温度と相関があると考えられる雲頂温度(Cloud Top Temperature :CTT)をひまわり 8 号の擬似観測値とし，また雲の情報として雲水混合比 q_{c} を Ka バンドレーダーの擬似観測値として同化する．作成した観測値を Fig.4 に示す．θ_{CTT} 作成方法は Kerr *et al.*(2014)の手法に参考に少し簡易化をして作成した．x および y 方向の格子番号 i および j を固定して鉛直 1 次元方向に各格子の q_{c}，雨水混合比 q_{r}，雪片混合比 q_{s}，氷晶混合比 q_{i}，霰混合比 q_{g} のそれぞれを足した総水物質混合比 q_{t} (=q_{c}+q_{r}+q_{s}+q_{i}+q_{g})が 1.0×10^{-2}gkg^{-1} よりも大きな値をとった格子の中で，最も高度が高い点の温位と定める．これを同化対象とする積乱雲近傍の全ての水平格子点ごとに算出し，重ね合わせたものを θ_{CTT} とした．また作成した擬似観測値に対して観測誤差として標準偏差 1K の誤差を与えた．一方，q_{c} に関しては，実際に観測できるであろう閾値として、2.0×10^{-1}gkg^{-1} と設定し，閾値以上のものを擬似観測値として抽出した．これに対しては観測誤差として，標準偏差 1.0×10^{-2}gkg^{-1} で誤差を与えた．この閾値設定については次節で説明する．

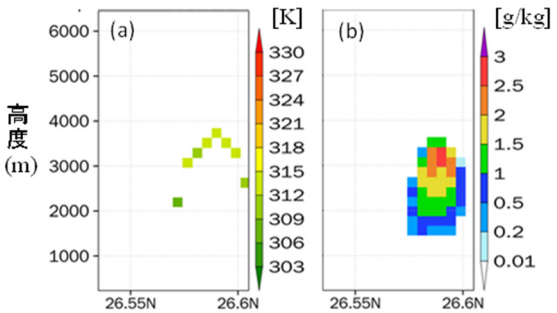

Fig.4 Pseudo observation values (a) Potential Temperature θ, (b) cloud water mixing ratio q_c

4. ひまわり 8 号と Ka バンドレーダーの同化を想定した理想実験

4.1　理想実験の目的

本研究の最終目標は実際にモデルにひまわり 8 号や Ka バンドレーダーから得られる情報をデータ同化して，ゲリラ豪雨の予測精度を向上させることである．積乱雲発達初期段階においてひまわり 8 号や Ka バンドレーダーはゲリラ豪雨のシグナルを捉えられるのではないかと期待されている．しかしながらそれらの観測値を用いたデータ同化において問題が多く存在している．観測誤差を適切に与えられるほどのデータの蓄積がないということや，観測演算が確立されていない新しい観測情報であり、そもそも雲情報のデータ同化が積乱雲メカニズムにどのような効果をもたらすか明らかになっていないということがある．以上のことから，まずは影響が評価しやすい理想実験を行う．

4.2　OSSE を用いた理想実験における真の大気場の計算設定と予測ラン

4.2.1　対象事例と雲解像モデルの実験設定

2016 年 8 月に沖縄県の名護湾で発生した，大気不安定場において発生したゲリラ豪雨を対象とした．Fig.5 に 2016 年 8 月 19 日の 12:00 から 12:50 における沖縄の気象庁 C バンドレーダー画像を示す．名護市周辺で 12:10 頃から降水が確認され，急速に発達していき，12:40 には降雨強度が 50 mm/hr に達した．さて，ここでは真の大気場と予測ランを作成するための CReSS の設定を述べる．初期時刻を 19 日 12 時，水平解像度を 500 m（400×400 格子），鉛直方向には平均的に 250 m（ただし，ストレッチングをかけて下層を細かくとり，最下層では 150 m とし全 64 層となっている）とし，予測を開始する．計算領域は東西が東経 127.5 度から 128.4 度の区間，南北は北緯 26.0 度から 27.0 度の区間を対象とし，沖縄本島がすべて計算領域に含まれるように設定した．初期値，境界値は予測開始時刻の気象庁 GPV の MSM の水平風，気温，相対湿度を用いた．また海面水温は気象庁 NEAR-GOOS データを用いた．さて，19 日 12 時から 13 時までの計算を行うが，初期値として，真の大気場では 19 日 12 時の MSM を与え，一方同化の有無に関わらず予測実験では，19 日 3 時の MSM から 9 時間計算を走らせた 12 時のデータを与えた．この方法により予測実験の初期値を真の大気場と異なるようにし，2.5 分間隔で計算結果を出力した．local pacth は，水平方向 15 メッシュ，鉛直方向 4 メッシュとした．アンサンブルメンバー数は 31 とし，サンプリングエラーはなく同化計算が行われた．

4.2.2 真の大気場と同化なし予測の比較

Fig.6 に真の大気場，Fig.7 に同化なし予測の地上降雨強度を示す．真の大気場では 12:35:00 に弱い降雨が発生し始め，図示していないが 12:42:30 には降雨強度のピークが 150 mm/hr に達し，その後も強い降雨をもたらした．一方同化なし予測では，降雨開始は真の大気場よりも 7.5 分遅れていた．降雨強度のピークは 12:50:00 に 50 mm/hr 程度であり，その後衰退していった．このように，降雨開始時刻と降雨ピーク強度において差が発生した．

本研究では雲情報を同化するので，真の大気場における雲情報を整理しておく．Fig.8 と Fig.9 に，東経 127.942 度上の南北断面における，雲水混合比 q_c と雨水混合比 q_r，温位 θ を示す．12:22:30 に雲が形成され始め，12:27:30 には q_c の値は最大 1.00 g/kg が計算された．また同時に q_r についても 0.01 g/kg と非常に小さいが計算され始めたが，この段階では X バンドレーダーでは捉えられないと考えられる．その後順調に雲は発達していき，12:32:30 には，q_c，q_r ともに最大 2.00 g/kg 程度をとり，約 10 m/s ほどの上昇流が発生しており，その 2.5 分後に地上に降水が確認され始めた．また雲頂部では，3 m/s 以上の上昇流が発生し，空気塊が持ち上げられ，周囲の等高度の θ と比較して低いことが確認された．

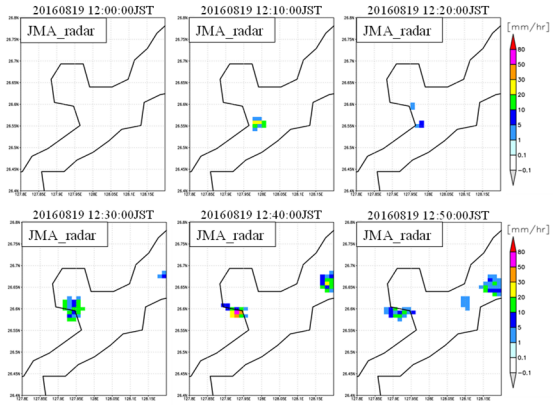

Fig.5 Image of radar in Okinawa(C-band radar)

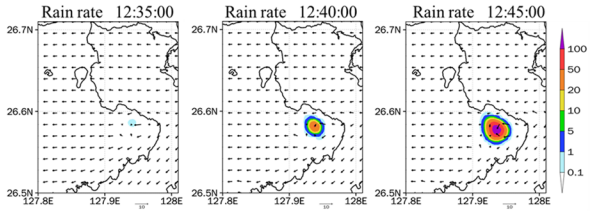

Fig.6 Rainfall rate of true run (CReSS)

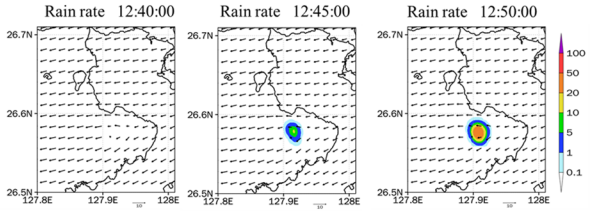

Fig.7 Rainfall rate of forecast run (CReSS)

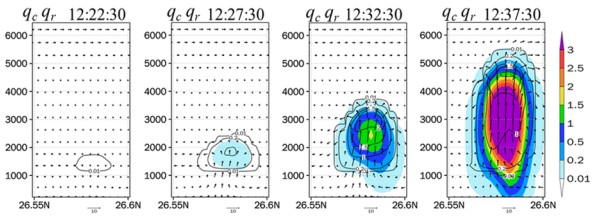

Fig.8 Vertical cross section of q_c (contour) and q_r (shade) [gkg^{-1}] in true run (CReSS)

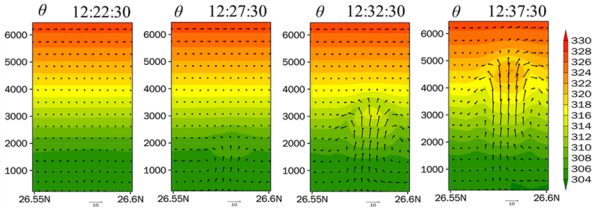

Fig.9 Vertical cross section of potential temperature [K] in true run (CReSS)

4.3　擬似観測値の作成方法と同化実験の設定

4.3.1　擬似観測値の作成方法

本研究では，ひまわり 8 号の赤外バンドから得られる衛星輝度温度の同化と Ka バンドレーダーから得られる雲の情報の同化を想定した理想実験を行う．今回はモデルの解像度と同じ 500m において観測値を作成し，赤外バンドの解像度(2km)と比較するとより高解像度な条件で作成した．一方 Ka バンドレーダーの解像度は Beam 方向では 75m，Azimuth 方向では 0.35°であり，モデルの方が低解像である．そのため，実際に観測される Ka バンドレーダーではより詳細な雲情報が得られていると考えられる．

衛星輝度温度と相関があると考えられる雲頂温度（CTT : Cloud Top Temperature）をひまわり 8 号の擬似観測値とし，また雲の情報として雲水混合比 q_c を Ka バンドレーダーの擬似観測値として同化する．作成した観測値を Fig.10 と Fig.11 に示す．θ_{CTT} 作成方法は Kerr *et al.*（2014）の手法に参考に少し簡易化をして作成した．x および y 方向の格子番号 i および j を固定して鉛直 1 次元方向に各格子の q_c，雨水混合比 q_r，雪片混合比 q_s，氷晶混合比 q_i，霰混合比 q_g のそれぞれを足した総水物質混合比 q_t （$= q_c + q_r + q_s + q_i + q_g$）が 1.0×10^{-2} g/kg よりも大きな値をとった格子の中で，最も高度が高い点の温位と定める．これを同化対象とする積乱雲近傍の全ての水平格子点ごとに算出し，重ね合わせたものを θ_{CTT} とし,観測誤差として標準偏差 1 K の誤差を与えた．一方，q_c に関しては，実際に観測できる閾値として，2.0×10^{-1} g/kg と設定し，閾値以上のものを擬似観測値として抽出した．これに対しては観測誤差として，標準偏差 1.0×10^{-1} g/kg で誤差を与えた．この閾値設定については次節で説明する．今回は，観測値の影響がより反映されるために，観測誤差は小さく設定した．

4.3.2　q_c の閾値の設定について

本研究において Ka バンドレーダーの観測できる発達ステージとして新保ら（2017）を参考にした．2016 年に沖縄で行われた観測において Ka バンドレーダーが高度 1500 m～2500 m において雲の形成が確認された．モデルの真の大気場における q_c と q_r の Fig.8 とレーダー画像から作成した Fig.12 を比較し，閾値を 2.0×10^{-1} g/kg と設定した．観測誤差の設定としてはより q_c を同化することによる同化の影響が反映されやすいように小さく設定した．今後はこの閾値や観測誤差の妥当性に関して考慮していくことが今後の課題と考えられる．

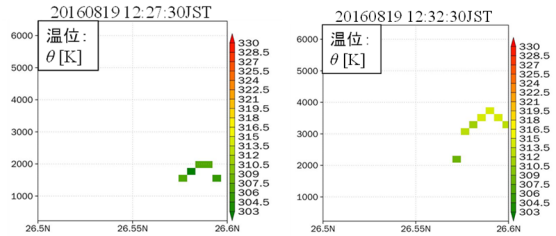

Fig.10 Pseudo-observed values of θ_{CTT} [K].
(12:25:00 to 12:32:30)

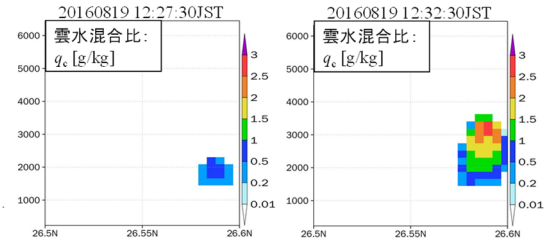

Fig.11 Pseudo-observed values of q_c [gkg^{-1}].
(12:25:00 to 12:32:30)

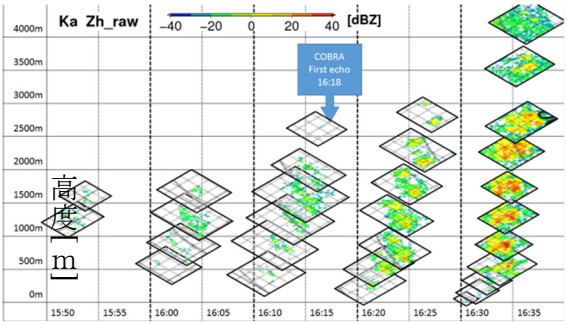

Fig.12 Vertical distribution of echoes of Ka band radar
(Observed on May 16, 2016)

4.3.3　同化実験の設定

Fig.13 に示すように，同化期間は上空に雲水混合比 q_c が確認された 12:22:30 から地上に弱い降水が確認された 12:37:30 までとし，同化時間間隔はひまわり 8 号の観測間隔と同じ 2.5 分とした．Table 3 に実験ケース名を示す．

解析方針について説明する．本研究ではスケールの小さい現象を対象としているため，個々のメンバーの解析を行う．そこで，31 メンバーの中で，まず摂動を与えていないコントロールランを解析し，次いで，個々のアンサンブルメンバーの解析を行い，より詳細なメカニズムの理解に向けた解析を行う．

Fig.13 Time axis in this experiment.

Table 3 Summary of the experimental case

実験名	同化した観測値	同化期間	予測期間
ケースtrue	真の大気場		
ケースnoDA	同化なしで予測したもの		
ケースCTT	CTT	12:22:30 ～ 12:37:30	12:37:30 ～ 13:00:00
ケースq_c	q_c		
ケースCTT, q_c	CTTとq_c		

4.4　アンサンブルの最大降雨強度の比較

ここでは，各同化実験における全アンサンブルメンバーの各時刻における降雨強度の最大を抽出し評価した．評価方法としては，目視で降雨強度の図を確認し，その中で同化の影響で形成されている降雨を抽出する．そして，この降雨を Table 4 に示すように，ランク付けを行い評価した．抽出した降雨の例を Fig.14 に示す. このような手法を選択した理由は，同化の影響を受けて発生した降雨が，メンバーによって降雨の位置が異なることや周囲に降雨が発生しているメンバーが存在していたため，プログラムで領域を指定し，降雨強度の最大値を抽出するのが困難であった．そのため，降雨強度の図を目視で確認し，ランク付けを行い，各同化の影響を解析した．

Table 4　　Setting of rainfall intensity in each rank

ランク	0	1	2	3	4	5	6	7
降雨強度 (mm/hr)	0~0.1	0.1~1.0	1~5	5~10	10~20	20~50	50~100	100~

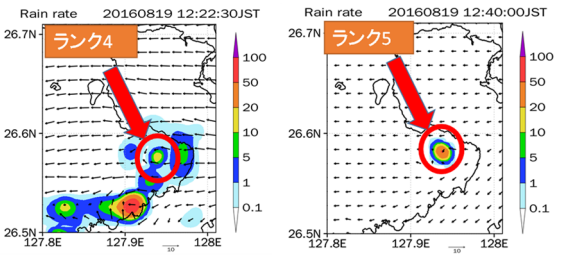

Fig.14 Example of ranking rainfall rate.

4.4.1 各同化実験における結果

上述の手法を用いて降雨強度の最大をランク付けした各同化実験のアンサンブルメンバーの結果を Fig.15 に示す．この図から，各同化実験のアンサンブルメンバーがケース true と比較してどのような挙動をしており，同化による降雨最大強度に対してどのような影響があるのかを解析を行う．Fig.15（a）に示すように，ケース noDA では，降雨開始時刻や降雨の継続時間・降雨強度など，それぞれ異なった挙動を示すメンバーが存在している．他の同化実験と比較して，降雨最大強度におけるスプレッドが大きいことが確認された．

Fig.15（b）に示すように，ケース CTT では，ここではケース true における，降雨開始以前と降雨開始以降の二つのタイミングに着目した. まず, ケース true における降雨開始以前の時間では，多くのメンバーが降雨発生を抑制された．ケース noDA と比較すると，降雨開始のタイミングの再現性が向上したと考えられる．しかし，依然として，降雨開始以前において強い降雨をもたらしたメンバーも存在した．多くのメンバーがコントロールランの解析結果と同様の降雨開始のタイミングの再現性は向上する一方で, 予測期間において強い降雨をもたらすメンバーは少なくなった．このような結果になった原因は大きく分けて 2 点あると考える. 1 点目は, 観測値として, 抽出したのは雲頂部のみという，2 次元的な情報であるため，正しく積乱雲の情報を反映できていないのではないかという点である. 2 点目は, 同化する雲頂部の観測値と，同化されるモデルの積乱雲の高度が違うことによって，発達を抑制しているのではないかと考えた．雲頂部とコア部における温位や上昇流の相関関係が異なっているため，積乱雲コア部に雲頂部の観測値が同化されることによって，コア部発達が抑制され，その後もモデル計算においても，積乱雲が発達しなかったと考えられる．

Fig.15（c）に示すように，ケース q_c では予測期間において強い降雨強度を再現できたメンバーが多く存在していた．Table 5 に示すように．降雨強度のピークが 50～100 mm/hr のメンバーは 7 メンバー，100 mm/hr 以上が 24 メンバー存在していた. 降雨強度のピークを再現できたメンバーは多く確認できた．ケース true が 12:57:30 まで 100 mm/hr の降雨強度が維持されていたが，ケース q_c のアンサンブルメンバーでその時間まで強い降雨が維持できたメンバーは存在しなかった．一方で，100 mm/hr の降雨強度を 10 分間維持できたメンバーが 3 メンバー存在していた．多くのメンバーで降雨強度最大の再現性が向上したことから，q_c が効果的であるといえるだろう．

Fig.15（d）に示すように，ケース CTT. q_c では，ケース true の降雨開始以前の同化期間において，ほぼすべてのメンバーで強い降雨を発生させた．降雨がケース true と比較して，早い段階から発生したため，強い降雨が維持されたメンバーは少なかった．これはケース q_c では確認された発生・発達のメカニズムに対して, CTT 同化が悪影響を与えたと考えられる．その結果，q_c 同化によって上空に形成された q_r が上昇流によって維持されることなく地上降雨となった．

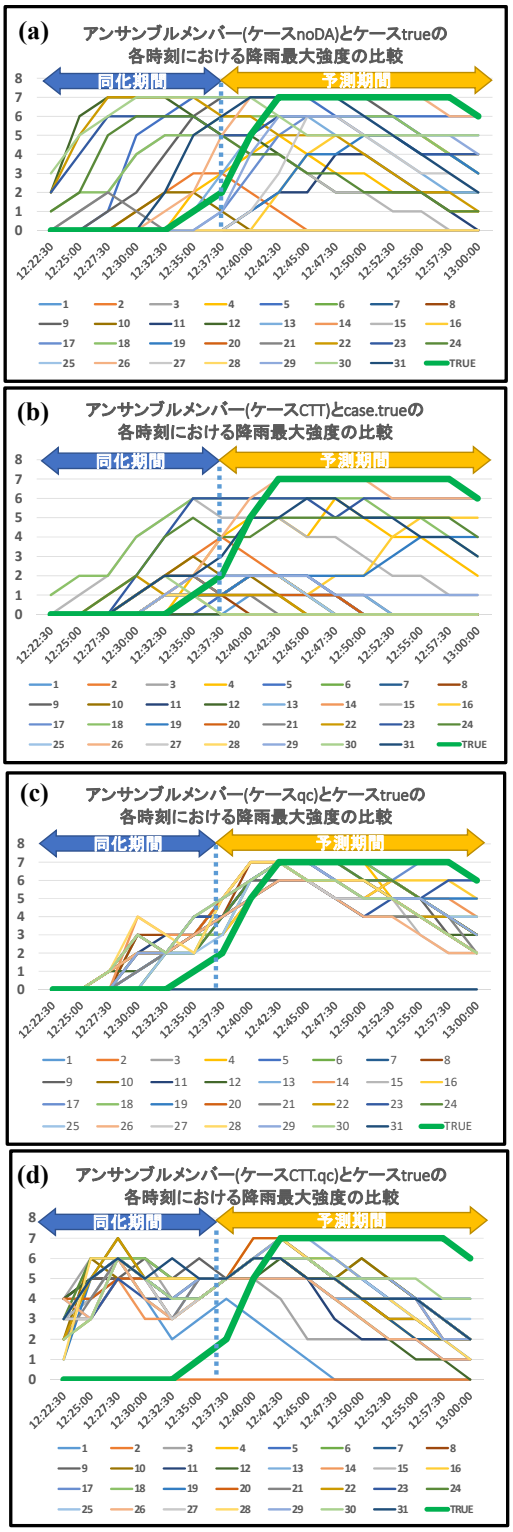

Fig.15 Comparison of maximum rainfall intensity at each time of case true and each assimilation experiment

Vertical axis: Rank　Horizontal axis: Time

(a) case.noDA　(b) case.CTT

(c) case.q_c　(d) case.CTT. q_c.

Table 5 Comparison of the number of members regarding the peak value of rainfall intensity

ピーク値	ケース q_c	ケース CTT. q_c
20mm/hr 以下	0 メンバー	2 メンバー
20~50mm/hr	0 メンバー	1 メンバー
50~100mm/hr	7 メンバー	22 メンバー
100mm/hr 以上	24 メンバー	6 メンバー

4.5 作成したアンサンブルメンバーの評価

ここでは，コントロールランの初期値に対してガウス分布のランダムな摂動を与えて作成したアンサンブルメンバーが同化計算に適していたのかということと，ケース true とアンサンブルメンバーの環境場がどの程度異なっているのかの評価を行う．これらの解析を行う理由としては，本来は相関があるはずである変数に対してランダムに誤差を与えていいのかという点と，今回再現を目指しているケース true の現象がどの程度，発生することが珍しい事例を確認する．

Fig.16 に対象事例の一例を示す．今回は対象とした降雨が赤い枠で囲んだ 15 km × 15 km（30 格子四方）を中心に降雨が発生した．そこで，解析領域として水平方向は，赤い枠を中心に 45 km × 45 km（90 格子四方）に拡張した領域を，鉛直方向は最下層から約 10000 m（50 格子）を解析領域として設定した．解析手法としては，各格子点の差を足し合わせた値を積算し格子数で割る手法と RMSE（Root Mean Squared Error）を用いた．

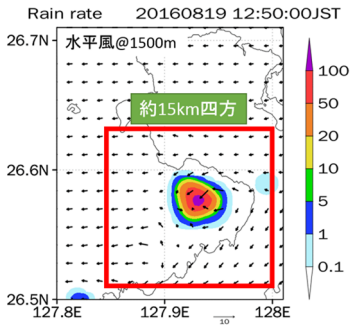

Fig.16 Indicating target case

4.5.1　差を正負込みで積算したもの

上記の解析領域の各格子点においてケース noDA の各アンサンブルメンバーからケース true の値を引き，その差を足し合わせて格子点の数で割り，算出した値を Fig.17 に示す．赤色の線がコントロールランであり，黒色の線がその他のアンサンブルメンバーの結果を示す．コントロールランに対して，u, v,

θ, q_v の変数に標準偏差 1.0 の摂動を与えてアンサンブルメンバーを作成したので，アンサンブルメンバーがコントロールランを中心に分布していることが確認された．また，多くの変数でコントロールランが 0 に近い値をとっていた．これは，コントロールランが MSM の予測値を，ケース true が MSM の解析値を用いているためであると考えられる．u，v，q_v の変数では，与えた摂動の影響が大きく，時間が経過してもケース true との差はあまり変化しなかった．一方，w，θ において，時間の経過とともに値が大きく変化するメンバーが存在していた．このことから，w，θ が単一の積乱雲であっても，45 km 四方の領域において時間変化が大きかったと考えられる．

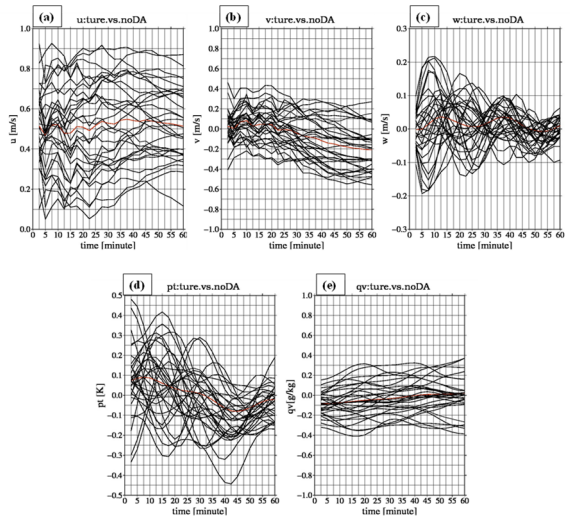

Fig.17 Analysis results for each variable (a) East-west wind: u (b) north-south wind: v (c) vertical wind: w (d) temperature: θ (e) water vapor mixing ratio: q_v

4.5.2　RMSE を用いた解析

以下の計算式(1)を用いて RMSE を算出した結果を Fig.18 と Fig.19 に示す．水平方向はすべての図において 45 km 四方で計算を行っているが，Fig.18 はモデルにおける z=1～50（地表面から高度約 10000m），Fig.19 は図に示す高度において算出している．赤色の線がコントロールランであり，黒色の線がその他のアンサンブルメンバーの結果を示す．z=1～50 と広い範囲で計算を行うと，コントロールラン値が顕著に 0 に近い値を取っていた．一方で，各高度における範囲で計算を行うとコントロールランが一番小さい値でない層も確認された．各層においては，コントロールランよりもケース true に似たメンバーがいるが，広い範囲ではコントロールがケース true に一番似たメンバーであるといえる．Fig.18 から，コントロールランからのメンバーのスプレッドはあまりばらつきがないような結果となった．そこで，第 5 章以降の同化実験においては，与える誤差の標準偏差にばらつきを持たせて，アンサンブルメンバーを作成する．

$$\mathrm{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_i \left(y_{\mathrm{noDA},i} - y_{\mathrm{true},i} \right)^2}{n}} \qquad (1)$$

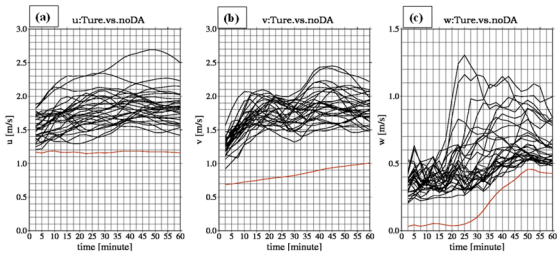

Fig.18 RMSE analysis results for each variable (a) east-west wind: u (b) north-south wind: v (c) vertical wind: w

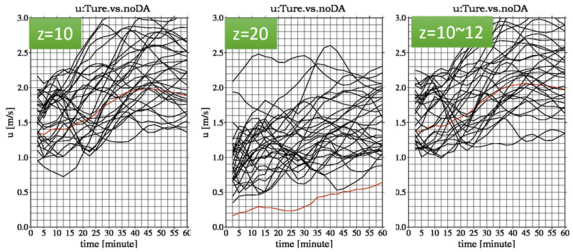

Fig.19 RMSE analysis results of east-west wind (u) at each altitude.

4.6　環境場の比較

ここでは，ケース true とケース noDA のコントロールランにおいて，積乱雲発生前の段階で環境場にどのような違いがあったのかを解析する．積乱雲発達に寄与が大きいと考えられる水蒸気に関連する相対湿度と相当温位，それに加えて鉛直風に着目した．解析の領域としては，Fig.20 に示す強い降雨が発生した領域の東西の鉛直断面を対象とする．ケース true における相対湿度を Fig.21 に，相当温位と上昇流を Fig.22 に示し，ケース noDA のコントロールランにおける相対湿度を Fig.23 に，相当温位と上昇流を Fi.g.24 に示す．また，Table 6 に示すように，それぞれのケースにおいて発生した降雨のタイミングは異なるため，時刻ではなく降雨が発生した時刻などの点において比較を行う．以下ではケース true は true，ケース noDA のコントロールランは noDA と表記する．Table 7 に発生した地上降雨強度と発生時刻を，表 4.5 に 0.5～1.0 m/s・1.0 m/s 以上・3.0 m/s 以上の上昇流が形成された時刻と，その時刻における 80 %以上・90 %以上・95 %以上の相対湿度の鉛直方向の分布している領域を示す．同じ上昇流が形成される段階においても，true の方が相対湿度の高い領域が多く分布していた．この降雨が発生するよりも前の

段階である上昇流が形成されるタイミングにおける水蒸気の量が，どの程度積乱雲が発達するかに，寄与があるのではないかと考えられる．降雨発生以降では，同じ降雨強度の時刻において相対湿度の鉛直方向の分布の違いはあまり確認できなかった．一方で，相当温位の極大域と上昇流の一致が確認され，また相当温位の勾配が大きい箇所に下降流が発生しており，相当温位の分布と鉛直流には強い相関があると考えられる．

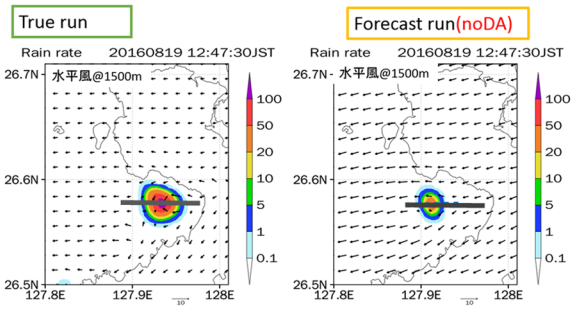

Fig.20 The position of the vertical section analyzed

Table 6 Time when each rainfall intensity occurred

降雨強度	1mm/hr	5mm/hr	20mm/hr	50mm/hr
True 時刻	12:35:00	12:37:30	12:40:00	12:42:30
noDA 時刻	12:42:30	12:45:00	12:47:30	

Table 7 The time when the rising flow threshold was confirmed and the relative humidity presence altitude at that time

上昇流の値	0.5～1.0m/s	1.0m/s 以上	3.0m/s 以上
True 時刻	12:15:00	12:20:00	12:27:30
Rh:80%以上高度	500～2000m	500～2000m	500～2300m
Rh:90%以上高度	1000～1100m	800～1600m	700～2100m
Rh:95%以上高度	なし	1000～1300m	800～2000m
noDA の時刻	12:17:30	12:22:30	12:30:00
Rh:80%以上高度	600～1700m	600～1800m	500～1900m
Rh:90%以上高度	なし	800～1300m	600～1700m
Rh:95%以上高度	なし	なし	800～1600m

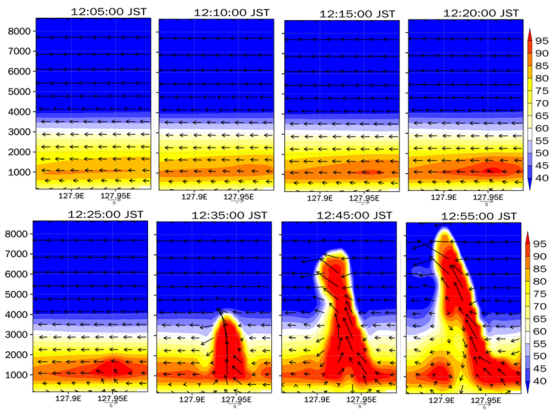

Fig.21 Relative humidity (shade) in case true.

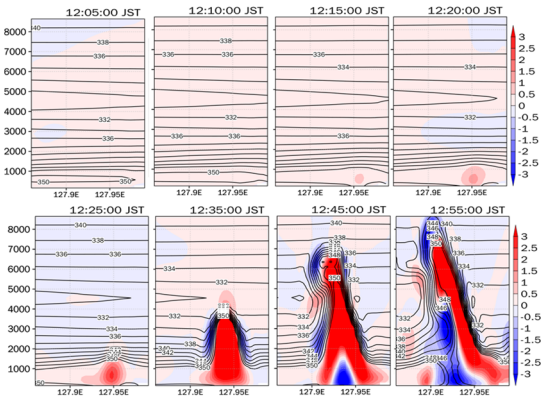

Fig.22 Equivalent potential temperature (contour) and upward flow (shaded) in the case true

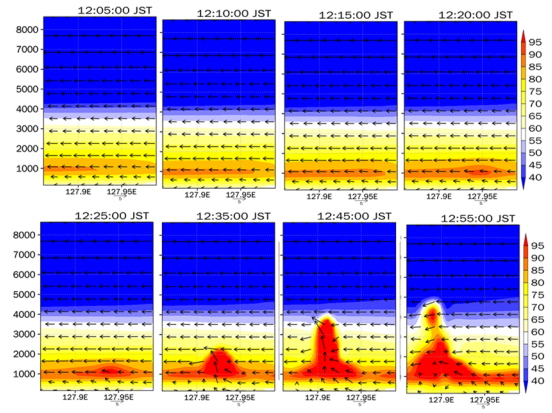

Fig.23 Relative humidity (shade) in case noDA.

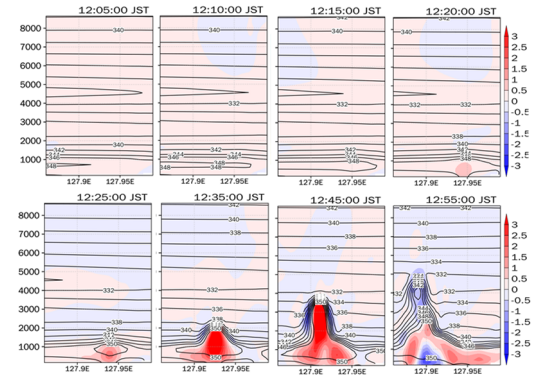

Fig.24 Equivalent potential temperature (contour) and upward flow (shaded) in the case noDA.

4.7　まとめ

第 4 章では，OSSE という理想実験の枠組みで，ひまわり 8 号の観測を想定した雲頂温度 CTT と Ka バンドレーダー観測を想定した雲水混合比 q_c を用いた同化実験を行った．CTT 同化によって，雲頂部で温位が減少し上昇流が発生する関係性を再現でき，地上降雨開始のタイミングの予測精度が向上した．また，q_c 同化により，積乱雲コア部で凝結による温位の上昇と上昇流の発生を再現でき，地上降雨強度のピークの予測精度が向上した．一方で，これらの観測値を組み合わせると，降雨発生以前のタイミングにおいて強い降雨の発生メンバーが多く存在した．また，ケース noDA のアンサンブルメンバーとケース true の環境場の比較を行った．その中で，アンサンブルメンバーのよりばらつきを持たせるためには，与える誤差の標準偏差もばらつかせる必要があると考えた．そして，RMSE などの客観的解析を行った結果から，ケース noDA のコントロールランがケース true の大気場の類似が示されたため，より詳細な環境場の違いを調べた．その結果，降雨発生以前の上昇流が形成される段階において，80 %以上の高い相対湿度の鉛直分布が異なることが確認され，相対湿度の情報を同化することによって，環境場の再現性が向上するのではないかと考えた．そこで，第 5 章の実際の観測値を用いた同化実験では，OSSE で降雨の再現性向上が見られた q_c と，ひまわり 8 号を用いて算出した相対湿度を用いて，同化実験を行う．285 K の雲域が流入しているのが見られる．これに対応するものとして，B03 チャンネルによって，0.2～0.3 程度のアルベドが観測されている．この段階で，雲が形成されていると考えられ，その後も南西から流入が続いている．地上降雨が発生した，8:30 頃には B13 チャンネルでは 275～280 K が，B03 チャンネルでは 0.5 程度のアルベドが観測された．そして，地上降雨強度が 50 mm/hr が観測された 8:45 においては B13 チャンネルでは 270～275 K が観測された．このように，降雨発生以前の段階から，雲の発生・発達のシグナルが観測されていることがわかる．

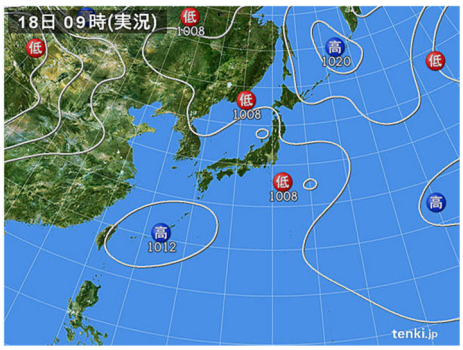

Fig.25 Ground weather map August 18, 2017 9:00 (from tenki.jp)

5. 雲情報と降水情報用いた同化実験も比較

5.1　2017 年 8 月 18 日神戸事例の概説

5.1.1　2017 年 8 月 18 日神戸事例の概要

ここでは，2017 年 8 月 18 日の本研究が対象とした降雨の概要について説明する．Fig.25 に地上天気図を示す．未明から朝にかけて，近畿地方では非常に激しい降雨が発生した．Fig.26 に XRAIN によって算出された地上降水量を示す．4:00 には兵庫県を中心に 50 mm/hr 以上の非常に強い降雨が観測され，その後降雨域は南東へ進んでいった．その後，6:00～7:00 において，神戸にも非常に強い降雨をもたらし．大規模な降雨システムは南東へ進み，弱まった．本研究では，Fig.27 に示すこの大規模な降雨システムが通過した後の降雨を対象とする．神戸市周辺で，8:30 頃に降雨が確認され，急速に発達していき 8:45 頃には降雨強度が 50 mm/hr に達し，その後も積乱雲が維持された．

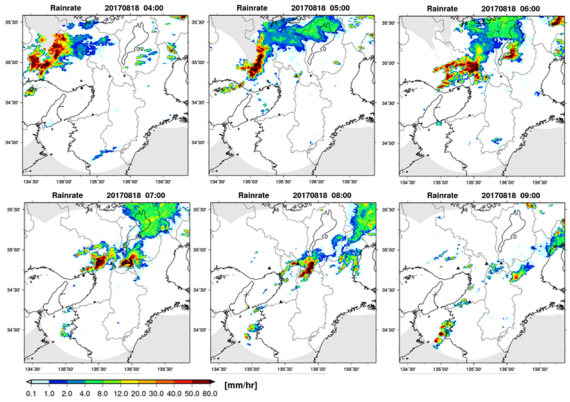

Fig.26 Rainfall rate on August 18 from 4:00 to 9:00 throughout Kinki region.

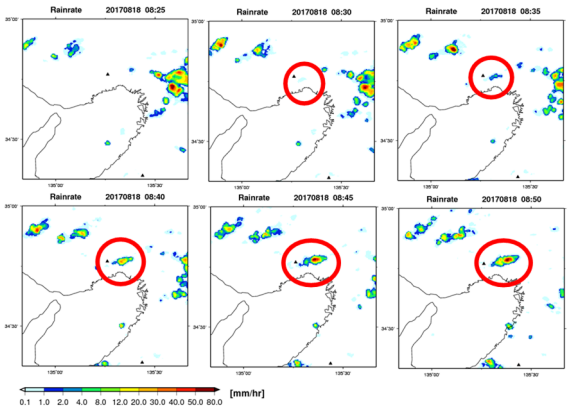

Fig.27 Rainfall rate around August 18 8:25 to 8:50 around Kobe city.

5.1.2　Ka バンドレーダーと XRAIN の比較

ここでは，Ka バンドレーダーと XRAIN が，今回対象とする積乱雲をどの段階から捉えていたのかについて比較を行う．5 分間隔で出力される CAPPI データを用いて作成した Ka バンドレーダーと XRAIN それぞれの 3 次元レーダー反射強度を Fig.28, Fig.29 に示す．これらを用いて，比較を行った．Ka バンドレーダーでは 8:25 頃に高度 2000 m において，Z_{HH} が 0～10 dBZ の値でファーストエコーが観測された．この段階においては，XRAIN では観測がされておらず，雲水のみが形成されていると考えられる．8:30 頃には高度 3000 m において，Ka バンドレーダーでは，Z_{HH} が 0～25 dBZ の値で観測された．この時刻において，XRAIN はファーストエコーが確認され，高度 1000 m において，Z_{HH} が 0～14 dBZ の値で観測された．この段階で，雲水に加え雨水が形成されおり，地上降雨が発生した．8:35 頃には，Ka バンドレーダーでは高度 3000 m において Z_{HH} が 0～35 dBZ の値が，XRAIN では，高度 3000 m において，Z_{HH} が 0～28 dBZ の値で観測された．この段階で，10 mm/hr 程度の地上降雨が発生していた．その後，積乱雲は発達し，8:50 頃には，Ka バンドレーダーでは雲頂高度が 8000 m まで達しており，Z_{HH} が 0～40 dBZ の値が観測された．この時 XRAIN では，高度 8000 m において Z_{HH} が 0～15 dBZ の値が，対流性コア部と考えられる高度 2000～3000 m において Z_{HH} が 50 dBZ 程度の値が観測された．地上降雨強度は 50 mm/hr 程度が観測されていた．

5.1.3　ひまわり 8 号

ここでは，ひまわり 8 号を用いた解析を行う．Fig.30 にひまわり 8 号の可視（B03）チャンネルのアルベドと赤外（B13）チャンネルの輝度温度を示す．B13 チャンネルによって，8:00 頃から淡路島の北端部分周辺から，北東よりの風によって輝度温度が 280～285 K の雲域が流入しているのが見られる．これに対応するものとして，B03 チャンネルによって，0.2～0.3 程度のアルベドが観測されている．この段階で，雲が形成されていると考えられ，その後も南西から流入が続いている．地上降雨が発生した，8:30 頃には B13 チャンネルでは 275～280 K が，B03 チャンネルでは 0.5 程度のアルベドが観測された．そして，地上降雨強度が 50 mm/hr が観測された 8:45 において B13 チャンネルでは 270～275 K が観測された．このように，降雨発生以前の段階から，雲の発生・発達のシグナルが観測されていることがわかる．

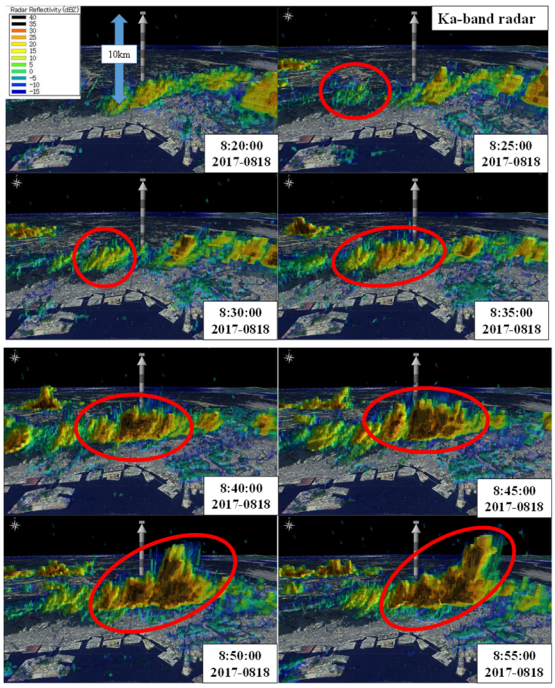

Fig.28 Three-dimensional radar reflection intensity by Ka band radar.

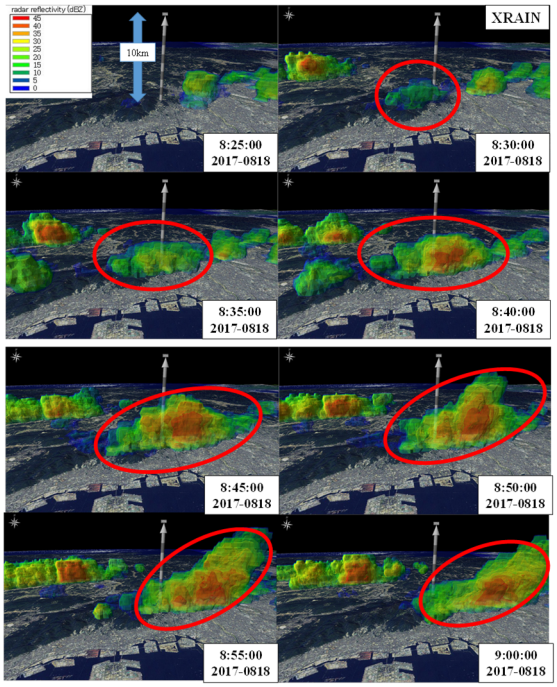

Fig.29 Three-dimensional radar reflection intensity by XRAIN.

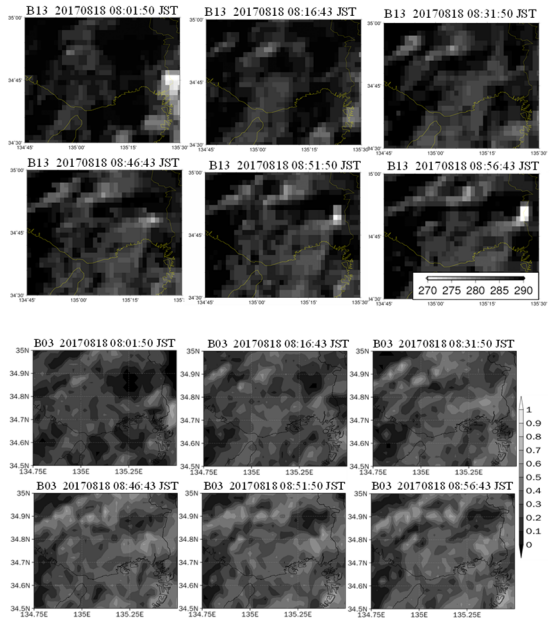

Fig.30 Comparison of B13 (upper) and B03 (lower) observed by Himawari-8.

5.2　観測値の作成方法

ここでは，観測された情報から，どのようにモデル変数に変換を行い，同化計算を行うことについて述べる．

5.2.1　ひまわり 8 号

ここでは，ひまわり 8 号の観測データを用いて観測値を作成する方法について述べる．本研究では，大塚ら（2018）の手法を参考に観測値を作成した．まず始めに，大塚ら（2018）のひまわり 8 号最適雲解析（OCA : Optimal Cloud Analysis）を用いた手法について説明する．ひまわり 8 号最適雲解析は，観測される放射量から高速放射伝達モデル計算を用いたインバージョン解析（最尤推定法）によって，雲頂高度，雲の光学的厚さや雲水有効半径などを推定する．OCA プロダクトの雲頂高度と光学的厚さ，雲水量を用いて雲低高度を推定し，雲底と雲頂の間を湿度 95 %に置き換えて，湿度データを作成し，データ同化が行われた．

一方，本研究での同化方法の概略を説明する．気象庁が作成した高分解能雲情報とひまわり 8 号の B13 チャンネルのデータを用いて雲頂高度を，モデルの出力を用いて雲低高度を算出する．高分解能雲情報雲情報とは，ひまわり 8 号で新たに追加される多数のバンドを活用して，雲の有無・ダストの有無、雪氷の有無、雲型、雲頂高度の情報を赤外バンド 1 ピクセル相当の 0.02 度×0.02 度の解像度で，毎時 1 回ごとに提供しているデータである．高分解能雲情報については Suzue *et al.*（2016）に示される．また，Mouri *et al.*（2016）では，雲頂高度の算出方法記載されている．本研究では，2017 年 8 月 18 日 9 時における雲頂高度の情報と B13 チャンネルの輝度温度の関係式を作成した．理由としては，雲頂高度の情報が毎時 1 回毎にしか算出されていないため，本実験では 2.5 分間隔で同化を行うために，関係式を作成した．高分解能雲情報による雲頂高度とひまわり 8 号の B13 チャンネルの輝度温度をプロットしたものを Fig.31 に示す．この作成した関係式を用いて，各時刻における雲頂高度を算出する．雲底高度は，CReSS の 8 月 18 日 9 時の出力を用いて，オフラインで LCL を算出し，その高度を雲底高度とした．算出した雲頂高度を Fig.32 に示す．本事例において算出した LCL は約 1200 m であった．雲底と雲頂の間を相対湿度 90 %とし擬似湿度データを作成した．作成した擬似湿度データとモデルの相対湿度を比較し，モデルの相対湿度が 90 %以下の領域に対して，データ同化を行う．その同化領域において，モデルの出力を用いて相対湿度 90 %から水蒸気混合比 q_v を算出し，同化を行った．相対湿度を 90 %にした理由としては，95 %として，同化実験を行った際に過剰に降雨が発生したためである．またモデルにおいて相対湿度が 90 %以下の領域のみを同化した理由としては，雲が形成されている，相対湿度 90 %以上の領域の水蒸気を抑制すると考えられたためである．

今回，ひまわり 8 号の水蒸気に感度があるチャンネルではなく，赤外チャンネルを用いて相対湿度データを作成したのは，今回の事例において，双方のチャンネルの画像を比較すると，赤外チャンネルが降雨発生以前に雲域のシグナルを捉えられたと考えたためである．

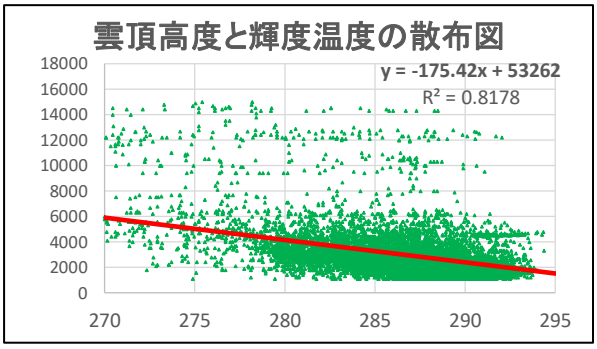

Fig.31　The relationship between the cloud top height and the luminance temperature is shown.

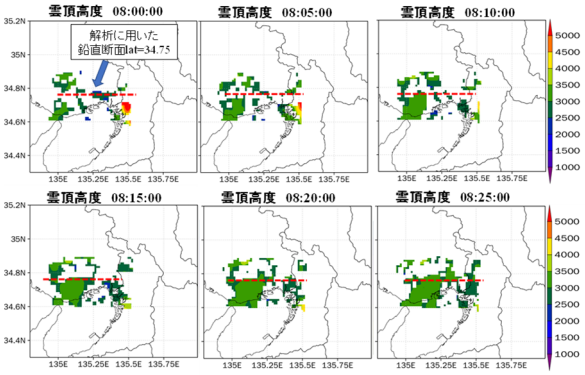

Fig.32　Distribution of cloud top height calculated using the created relation.

5.2.2　Ka バンドレーダー

Ka バンドレーダーによって観測された反射強度を用いて雲水混合比 q_c を推定し，同化計算を行う．ここでは，q_c の算出方法について述べる．Khain *et al.*（2008）によって行われた，観測された粒形分布のデータを用いて算出した *Z*-LWC の関係を用いた．作成された *Z*-LWC の関係を Fig.33 に示す．この図では色によって雲のどの部分の観測点であるかが示されている．緑色は LCL よりも低い高度，青色は雲の中心から雲底部，黄色は中心から雲頂部における観測点である．今回の事例では，LCL 以下の観測点の影響が少なく，また，発達する積乱雲の性質が近いと考えられる黄色の点によって形成されている経験式の方が適切であるとした．また，Ka バンドレーダーの感度の閾値として，-20 dBZ としていることから，今回は Fig.33 における Line B の以下の式を用いて *Z*-LWC の関係を算出した．Z は反射強度[dBZ]，LWC は液水量[g/m^3]，q_c は雲水混合比[g/kg]，ρ は大気密度[kg/m^3]を示す．

$$Z = 57.54\mathrm{LWC}^{5.17} \qquad q_c = \mathrm{LWC}/\rho \qquad (2)$$

そして，モデルの出力から，各高度における大気密度をオフラインで計算し，雲水混合比を算出し，データ同化を行った．作成した観測値の例を Fig.34 に示す．

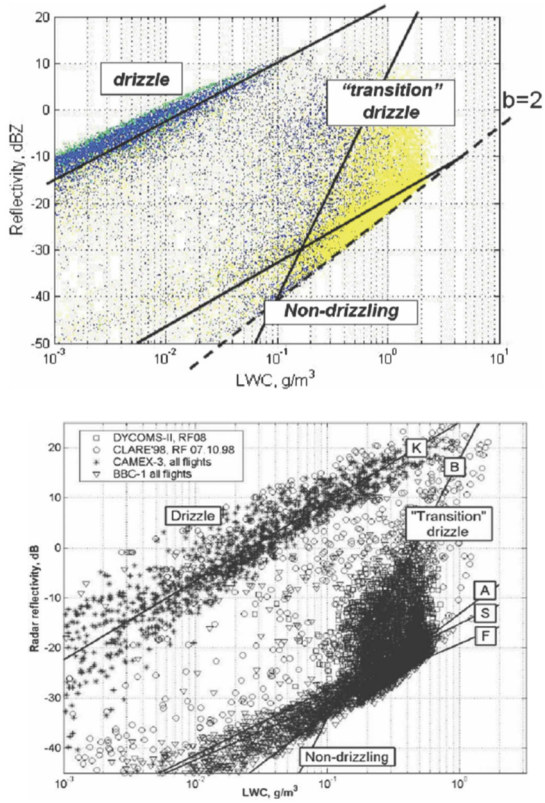

Fig.33 Relationship between reflection intensity and LWC calculated from particle size distribution (Khain *et al.*（2008）)

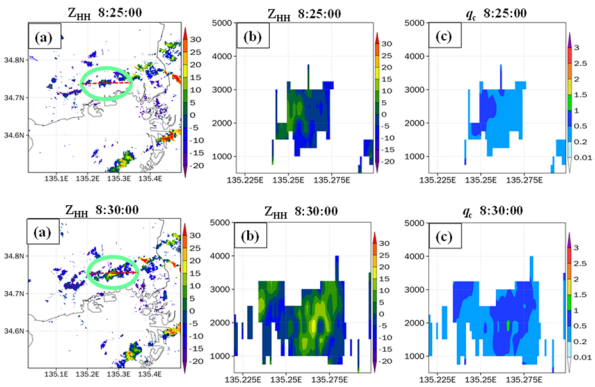

Fig.34 (a) Horizontal cross section of reflection intensity at an altitude of 2000 m
(b) Vertical section of reflection intensity at the red broken line shown in (a)
(c) Vertical section of the calculated cloud water mixing ratio in the red dashed line shown in (a)

5.2.3　XRAIN

XRAIN によって観測された反射強度を用いて，以下のように雨水混合比を算出する．

Sun and Crook（1997）より，

$$q_r^{obs} = \frac{1}{\rho} \times 10^{\frac{Z-43.1}{17.5}}, \qquad (3)$$

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 は大気の密度(kg/m^3)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．

$$q_r^{obs} = q_r^{model} \qquad (4)$$

式 (3) は，Marshall-Palmer 型の雨滴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．

今回の同化実験では，閾値を 20 dBZ とし，閾値以上を抽出して，観測値を作成した．作成した観測値の例を Fig.35 に示す．

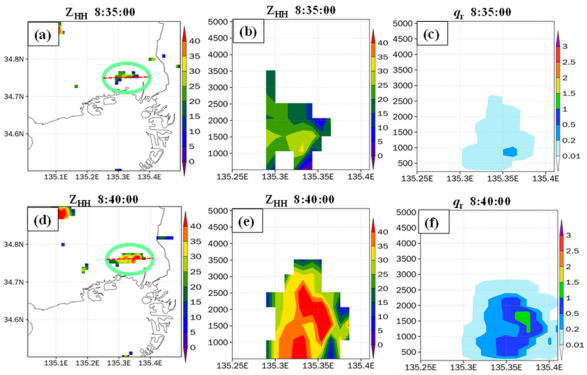

Fig.35 Reflection intensity observed by XRAIN
(a) (d) Horizontal section at an altitude of 2000 m
(b) (e) Vertical cross section at lat = 34.77
(c) (f) Calculated rain water mixing ratio [g / kg].

5.3　同化の方針と目的

Table 8 に実験名と同化する変数について，Table 9 に観測機器によって得られた観測値と同化した変数を，Fig.36 に今回の実験における同化期間と予測期間を示す．本研究の目的としては，従来の降水レーダーで観測されるよりも前の段階である，積乱雲発達初期の雲情報をデータ同化することの影響を評価することである．そこで，本事例に対して，8:00～8:30 を積乱雲発達初期，8:30～8:35 を積乱雲成熟期と考え，各観測機器の同化期間を設定した．ひまわり 8 号は 8:00～8:30 の期間において 2.5 分間隔，Ka バンドレーダーは 8:25～8:30 の期間において 5 分間隔で，同化実験を行う．また，今回モデルの解像度が 1km に対して，ひまわり 8 号の解像度は 2km，Ka バンドレーダーの解像度は Beam 方向では 75m，Azimuth 方向では 0.35°である．また従来の降水レーダーの比較を行うために，XRAIN を用いた同化実験も行う．今回の同化実験の目的としては，ゲリラ豪雨予測精度向上に向けて，ゲリラ豪雨が発達・維持される環境場と，発生するトリガーの再現性の向上を目指している．この対象とする領域に概念図を Fig.37 に示す．

Table 8 Experiment name and assimilation experiment setting

実験名	同化する変数
ケース noDA	
ケース rh	相対湿度：rh
ケース qc	雲水混合比：qc
ケース rh.qc	相対湿度：rh 雲水混合比：qc
ケース qr	雨水混合比：qr

Table 9 Observation equipment and observed values, calculated assimilation variables

想定する観測機器	用いた観測値	同化する変数
ひまわり8号	輝度温度	相対湿度:rh
Kaバンドレーダー	反射強度	雲水混合比:qc
XRAIN	反射強度	雨水混合比:qr

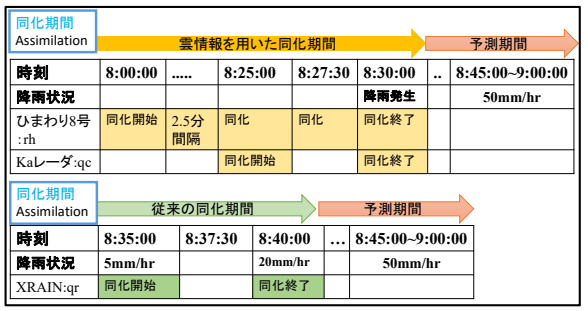

Fig.36 Assimilation period and prediction period in this experiment

Fig.37 Conceptual diagram of the purpose of this assimilation experiment

5.4　同化実験の設定

本実験で用いる実験設定について述べる．まず，CReSS の設定について述べる．初期時刻を 8 月 18 日 3 時，水平解像度を 1 km（350 × 350 格子），鉛直方向には平均的に 250 m（ただし，ストレッチングをかけて下層を細かくとり，最下層では 150 m とし全 64 層となっている）とし，予測を開始する．計算領域は Fig.38 に示すように，東西が東経 133.70 度から 137.1 度の区間，南北は北緯 32.9 度から 35.8 度の区間を対象とし設定した．初期値，境界値は予測開始時刻の気象庁 GPV の MSM の水平風，気温，相対湿度を用いた．また海面水温は気象庁 NEAR-GOOS データを用いた．同化期間としては，Fig.36 に示すように，ひまわり 8 号から算出した相対湿度は 8:00～8:30 の期間において 2.5 分間隔で 12 回，Ka バンドレーダーから算出した雲水混合比は 8:25～8:30 の期間において 5 分間隔で 2 回同化を行った．local pacth は，水平方向 15 メッシュ，鉛直方向 4 メッシュとした．また，アンサンブルメンバー数は 31 とし，サンプリングエラーはなく同化実験が行われた．

5.5　同化なしアンサンブルメンバーについて

ここでは，データ同化を行わないアンサンブルメンバーではどのようなメンバーが存在していたかについて述べる．Fig.26 に示されるように，今回の対象事例は大規模な降雨場が通過した後に，発生した積乱雲を対象としている．そのため，同化期間と予測期間において，アンサンブルメンバーの約半分は，大規模な降雨場は発生して，それが維持されているメンバーであった．一方で，Fig.39 に示すように，残りの半分のメンバーは noDA10 のように降雨があまり発生していないメンバーや，単一の積乱雲による降雨が発生しているメンバーが存在していた．Fig.40 に示すように，アンサンブル平均としては，大規模な降雨場が発生していたメンバーの影響で，大阪と神戸を中心に降雨が確認された．

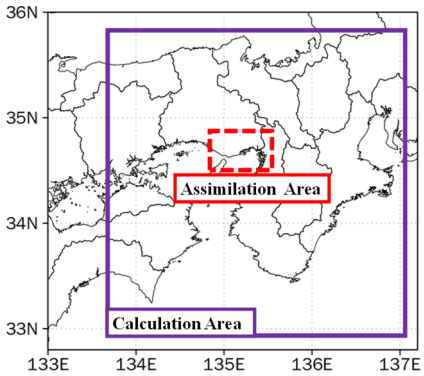

Fig.38 Calculation area and Assimilation area.

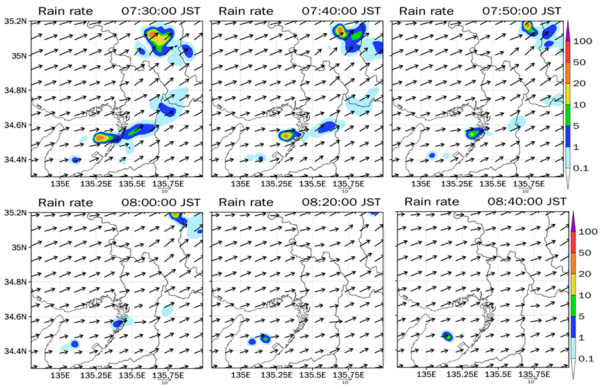

Fig.39 Rainfall rate of noDA10 (CReSS)

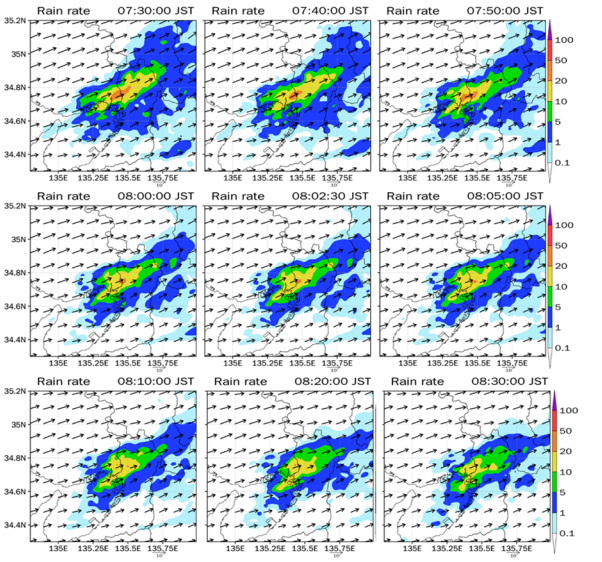

Fig.40 Rainfall rate of ensemble mean in case noDA.

5.6　降雨強度の比較

ここでは，各同化実験における降雨強度を比較する．5.5 に示したように，今回作成したアンサンブルメンバーには 8:00～9:00 で，同化領域において強い降雨が発生していたメンバー・降雨が発生していなかったメンバーがそれぞれ存在していた．そこで，ここでは，降雨強度の変化が確認されやすいと考えられる降雨が発生していなかった 1 メンバーの挙動について示す．

5.6.1　降雨が発生していなかったメンバーの比較

次に．ケース noDA において，同化領域で降雨が発生していなかったメンバーについて述べる．

ケース rh における降雨強度を Fig.41 に示す．緑色の円で囲んだように，8:05 において最大降雨強度 50 mm/hr の強い降雨が広範囲で発生した．その後，8;15 までは 20 mm/hr 以上の降雨が維持されたが，そのまま衰退していき，10～20 mm/hr の最大降雨強度を持

ち，降雨範囲は小さくなっていった．8:05 に発生した以降，新たに発生・発達した強い降雨は確認されなかった．

ケース q_c における降雨強度を Fig.42 に示す．8:25 における同化の影響によって，8:25 では 5 mm/hr 以下の降雨が，8:27:30 では 20～50 mm/hr の降雨が確認された．Fig.34 から，8:25 に同化した q_c の値は最大 0.5～1.0 g/kg であり，Ka バンドレーダーの反射強度では 15 dBZ である．今回の事例においては，この値を同化することの影響が大きいと言える．そして，8:30 の同化を経て，8:35 には降雨強度が弱まったものの，上昇流が維持された結果発達し，8:45 には 20 mm/hr 以上の降雨が発生し，その後も降雨が発達・維持された．この q_c10 で見られたような挙動は他の降雨があまり発生していなかったメンバーの多くで確認された．ケース rh.q_c では，Fig.43 に示すように，赤い丸で囲った領域が q_c 同化，緑の丸で囲った領域が rh 同化による影響を受けている降雨域であると考えられる．ケース rh.q_c における q_c 同化によって形成された降雨域はケース q_c と比較して，降雨強度が弱く，ピークの継続時間も短かった．これは，ケース rh で見られた下降流が支配的な場となっていることによって，積乱雲の発達・維持が抑制されてしまったと考えられる．　ケース q_r の降雨強度を Fig.44 に示す．8:35 での同化によって 10～20 mm/hr の降雨が発生するも，その後降雨は発達せず，衰退していった．　同化直後は降雨の発生や，降雨が強められることが確認された．しかし，ケース q_c と比較すると，降雨強度のピークは弱く，降雨の継続時間も短かった．

5.6.2　降雨強度の比較まとめ

ケース rh では，同化によって上空の水蒸気の増加と，湿潤な空気が上空に持ち上げられたことによって，8:05～8:10 と降雨開始以前に広範囲で強い降雨が発生した．ケース q_c では，降雨開始以前の同化開始直後から降雨が発生したものの，その後積乱雲は発達・維持された．アンサンブル平均では，20 mm/hr 以上の降雨が確認され，このことから q_c 同化が与える効果が大きいと考えられる．ケース rh.q_c では，双方の効果が反映された効果となり，予測期間においては，q_c 同化によって積乱雲が発生しているものの，rh 同化の影響でケース q_c と比較して発達・維持はしなかった．これらの原因の解明にむけて，アンサンブル平均の出力を用いて，積乱雲発達に寄与が大きいと考えられる変数に対して解析を行っていく．

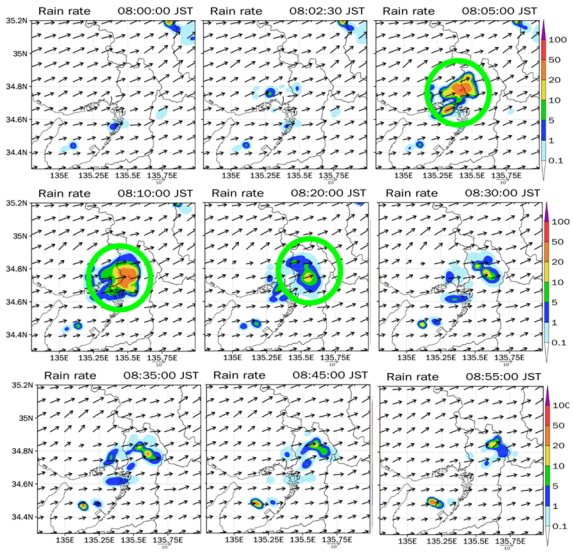

Fig.41 Rainfall rate of rh10 (CReSS)

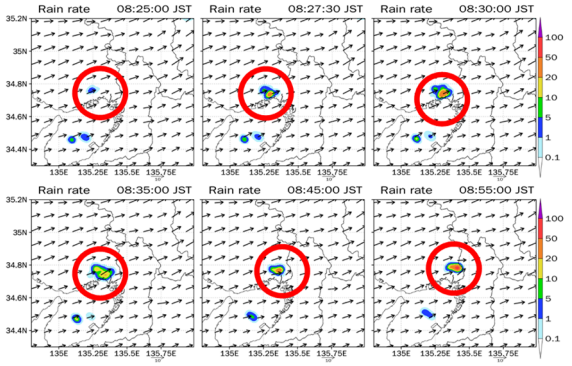

Fig.42 Rainfall rate of q_c10 (CReSS)

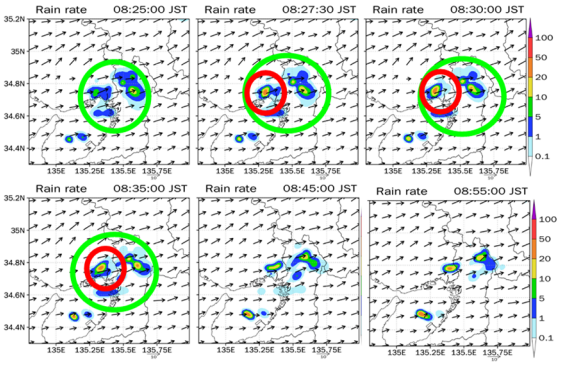

Fig.43 Rainfall rate of rh.q_c10 (CReSS)

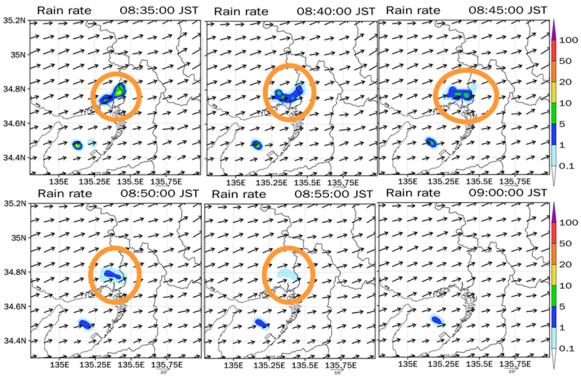

Fig.44 Rainfall rate of q_r10 (CReSS)

5.7　環境場の解析方法

次節以降で行う環境場の解析の方針について示す．同化に用いた観測値に応じて，同化による影響が大きく見られた変数における解析結果を示す．

ケース rh，ケース q_c，ケース rh.q_c では，積乱雲発達初期段階において変化が見られた，相対湿度，水蒸気，相当温位，上昇流に着目した．一方ケース q_r では，雲水混合比，雨水混合比，相当温位，上昇流に着目した．

5.8　相対湿度の鉛直断面の比較

Fig.45 にケース noDA の，Fig.46 にケース rh における同化前後の lat = 34.75 でのアンサンブル平均での相対湿度の鉛直断面を示す．8:00 における同化で lon = 134.90～135.40 の領域は概ね相対湿度は 90 %程度になった．lon = 135.5 周辺では，高度 6000 m 程度まで相対湿度が 80 %以上の湿潤な空気の領域が形成された．その後も相対湿度の極大域の存在高度は高くなり，8:10 では湿潤な空気が 8000 m に達した．8:05 と 8:10 における同化前後を比較すると，各ステップ同化前の段階で，同化領域が概ね 90 %以上であるため，同化による変化はあまり確認されなかった．つまり 8000 m まで湿潤な空気が達したのは，8:00 での同化による影響であると考えられる．また，8:05 における lon = 135.25 では周囲と比較して，湿潤な空気が持ち上がっていることがわかる．これは，8:00 における lon = 135.125 周辺の極大域と対応しており，こちらも 8:00 における同化の影響であると考えられる．しかし，この領域周辺における湿潤な空気は 8:10 で高度 4500 m に達した後，下降を続けていった．また，相対湿度が大きく増加した 1500 m～3000 m においては，水蒸気量の増加が確認された．Fig.48 に同化なしにおける水蒸気の水平断面を Fig.49 に rh 同化における水蒸気の水平断面を示す．この同化領域において急激に水蒸気が発生したことによって，8:05:00～8:10:00 において，大規模な降雨が発生したと考えられる．一方で，今回同化の影響があまり見られない，lon = 134.90～135.40 の約 4000 m 以上の高度においては，Fig.47 に示すように上空から，相対湿度の低い乾燥した空気が下降してきている．同化期間だけでなく，予測期間においてもこの上空から乾燥した空気が下降する傾向が継続された．そのため，降雨の発生が抑制される結果になったと考えられる．

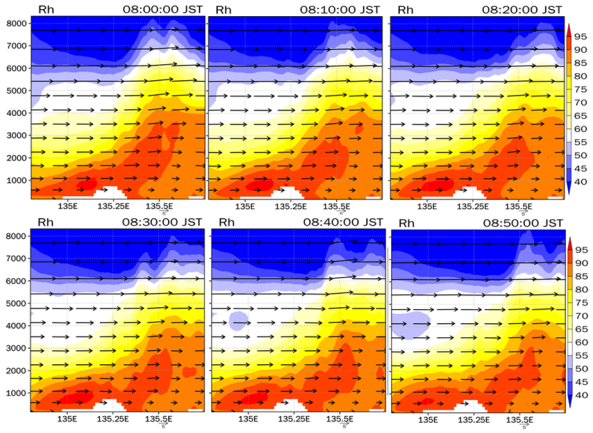

Fig.45 Vertical section of relative humidity at lat = 34.75 in the case noDA (8:00 to 8:50).

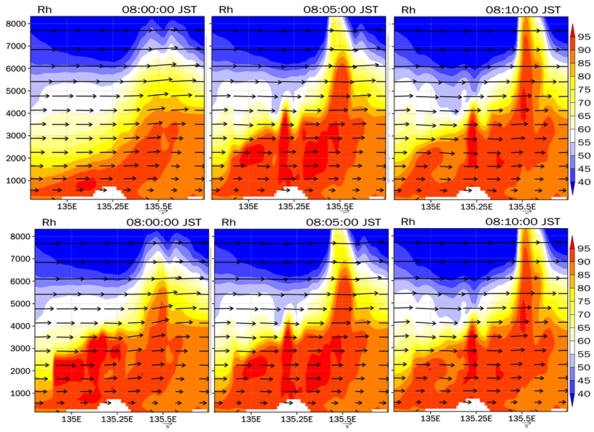

Fig.46 Vertical section of relative humidity in case rh (upper: before assimilation,　lower: after assimilation).

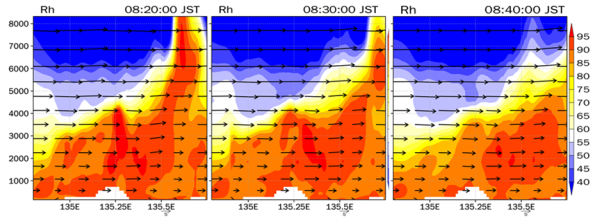

Fig.47 Vertical cross section of relative humidity in case rh

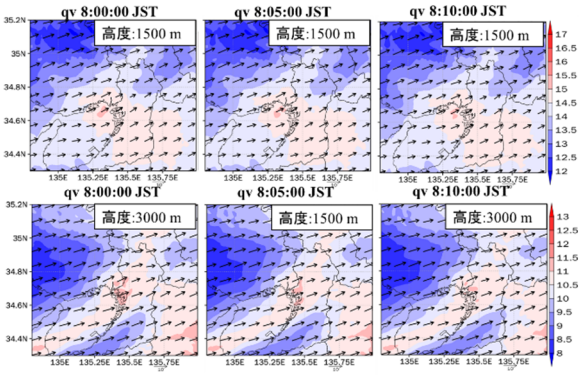

Fig.48 Water vapor mixing ratio in horizontal section in case noDA (upper: 1500 m lower; 3000 m higher).

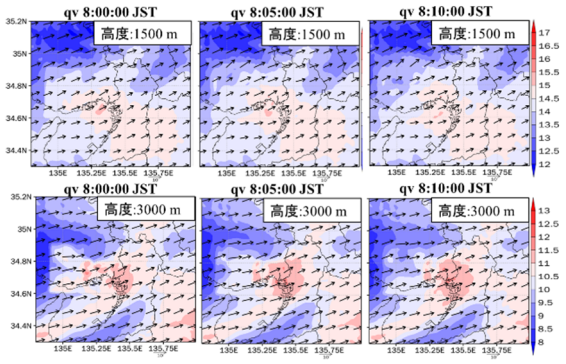

Fig.49 Water vapor mixing ratio in horizontal section in case rh(upper: 1500 m lower; 3000 m higher).

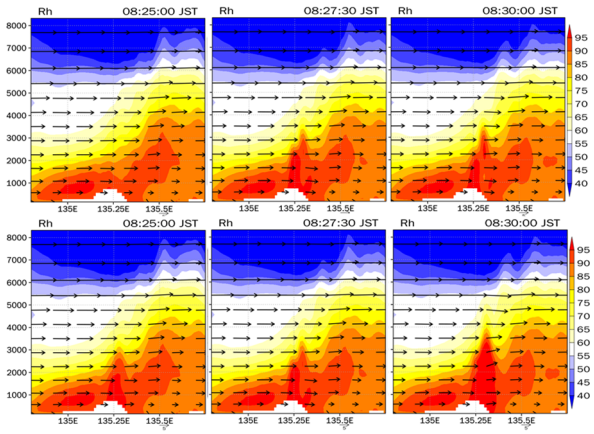

Fig.50 Vertical cross section of relative humidity at lat = 34.75 in case q_c (8:25 to 8:30) (upper: before each step assimilation lower: after each step assimilation).

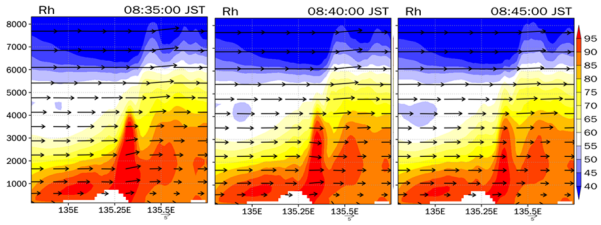

Fig.51 Vertical section of relative humidity at lat = 34.75 in case q_c (8: 35 to 8: 45).

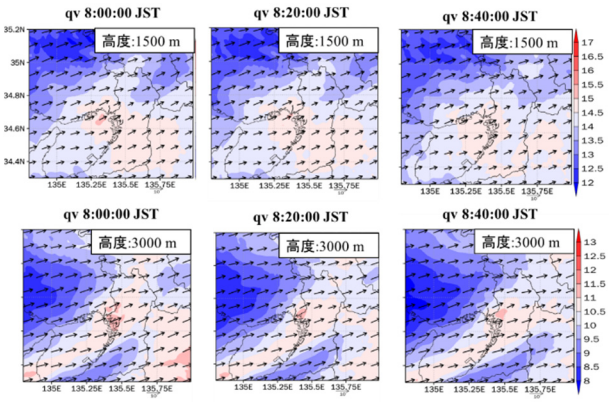

Fig.52 Water vapor mixing ratio of horizontal section in case noDA
(upper : altitude 1500 m　lower : altitude 3000 m).

次に Fig.50 にケース q_c における同化前後の lat = 34.75 における相対湿度のアンサンブル平均の鉛直断面を示す．この断面における観測値は Fig.34 に示す．8:25 における同化によって，lon = 135.25 を中心に相対湿度が増加した．雲の中心では，95 %程度の値となっており，最下層から湿潤な空気な環境場が作成された．その後，次の同化ステップである，8;30 まで相対湿度の極大値が確認された．そして，8:30 における同化によって，lon = 135.25 付近における，湿潤な空気は高度 4500 m まで形成された．その後も，Fig.51 に示すように，この鉛直断面で 8:45 においても，この湿潤な空気が最下層から持ち上げられているのが確認された．ケース rh と同様に相対湿度の増加が見られた 1500 m～3000 m においても，Fig.52 と Fig.53 に示すように，ケース noDA と比較すると，水蒸気の極大域が確認された．また，ケース rh では水蒸気の増加が確認されなかった高度 750 m においても，Fig.54 に示すように水蒸気の極大域が確認された．このことから，最下層からの水蒸気の維持が行われていたと考えられ，その結果ケース q_c における降雨強度の維持が行われたと考えられる．

ケース rh.q_c では，q_c 同化が始まる 8:25 までにケース rh で確認された特徴の環境場が形成された．そのため，q_c 同化によって Fig.43 に示したように，単一の積乱雲が確認されたが，ケース q_c と比較して降雨強度は弱く，また降雨の継続時間も短くなる結果になったと考えられる．

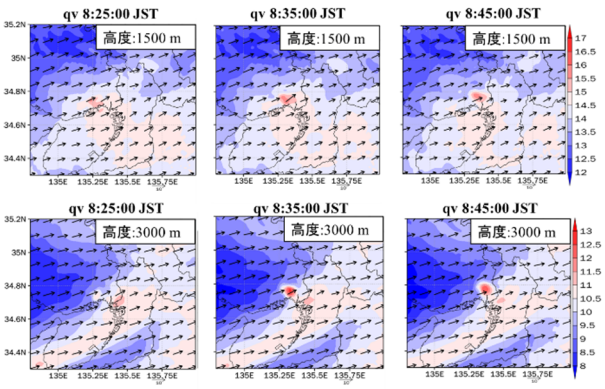

Fig.53 Water vapor mixing ratio of horizontal section in case q_c (upper: altitude 1500 m, lower: altitude 3000 m).

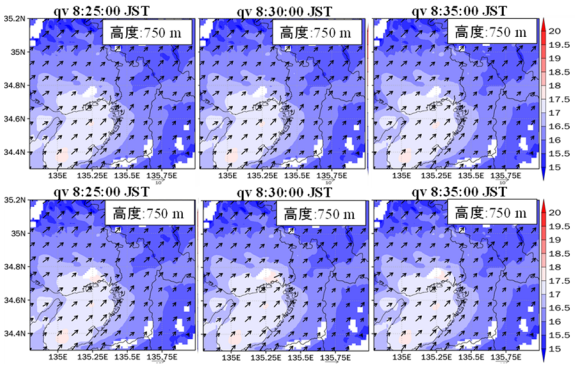

Fig.54 Water vapor mixing ratio (altitude 750 m) of horizontal section (8:25 to 8:50) (upper stage: case no DA lower stage: case qc).

5.9　相当温位と上昇流

ケース noDA おける lat = 34.75 の相当温位と上昇流のアンサンブル平均での鉛直断面を Fig.55 に示し，同化実験の結果の比較しながら解析を行う．

Fig.56 にケース rh における同化前後の相当温位と上昇流の鉛直断面を示す．8:00 での同化によって，Fig.46 に示したように，lon = 134.90～135.40 の同化領域では相対湿度が増加している．そのため，図 5.38 でも高度 1000 m～4000 m において相当温位の増加が見られ，また概ね上昇流が強化された．この時刻における同化以降においては，同化前後における変化はあまり見られなかった．そのため，これ以降における現象は，モデルの予報によってもたらされたといえる．8:00 以降は，lon = 135.30～135.6 における上昇流は維持された一方で，lon = 135～135.20 では下降流が支配的な場となった．ケース noDA と比較すると下降流が支配的な場になったことが同化による影響であると考えられる．この原因として，Fig.49 に示すように，この領域における 3000 m の水蒸気が増加や，Fig.46 のように湿潤な空気が上空まで持ち上げられた結果，Fig.41 のように降雨が発生したからであると考えられる．Fig.57 に示す，同化期間最後の 8:30 の鉛直断面では，lon = 135.5 を中心に高度 2000 m 以上で上昇流が確認される一方で，高度 2000 m 以下では明瞭な上昇流が見られなかったことと，注入側で下降流が形成されていたため，予測期間において，降雨が発生・発達するメンバーが少なかったと考えられる．

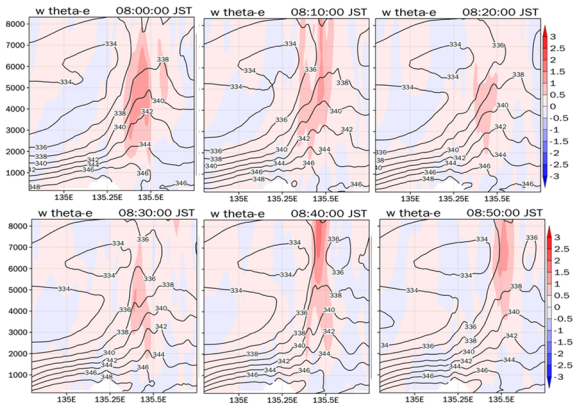

Fig.55 Vertical section equivalent potential temperature (contour) upflow (shaded) (8:00 to 8:50) in case noDA (upper: before each step assimilation lower: after each step assimilation).

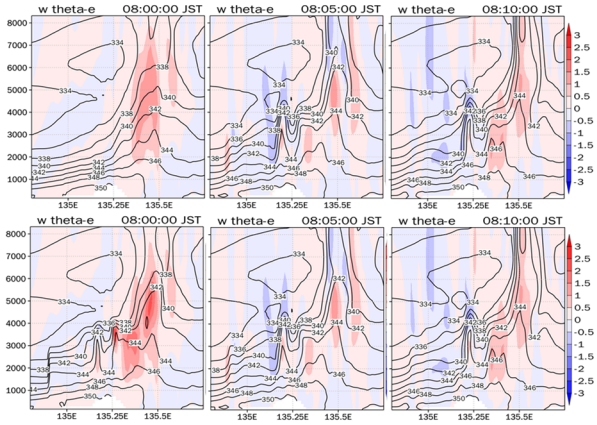

Fig.56 Vertical section equivalent potential temperature (contour) upflow (shaded) (8:00 to 8:10) in case rh (upper: before each step assimilation lower: after each step assimilation).

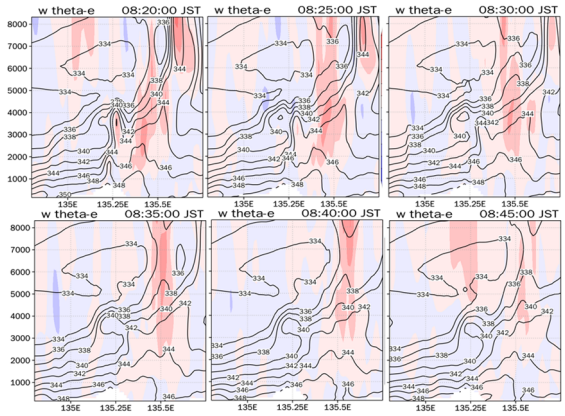

Fig.57 Vertical section equivalent potential temperature (contour) upflow (shaded) (8:20 to 8:45) in case rh (upper: before each step assimilation lower: after each step assimilation).

次に Fig.58 にケース q_c における同化前後の lat = 34.75 における相当温位と上昇流のアンサンブル平均における鉛直断面を示す. 8:00 での同化によって, lon = 135.25 を中心に最下層から高度 2700 m 付近まで上昇流が形成され，また相当温位も増加した．上昇流の周囲には，0～0.5 m/s 程度と弱い下降流が形成された. その後, Fig.42 に示すように, 降雨発生によって，8:30 同化前の段階においては，lon = 135.25 周辺では，上昇流が存在している一方で，下降流の方が強くなっていた．8:30 同化後では，この上昇流と相当温位の極大域がデータ同化によって，強められた．周囲と比較して相当温位が増加している領域で上昇流が支配的になり，上昇流は最下層から高度 3000 m まで確認された．高度 3000 m 以上では下降流が確認されたものの，時間が経過しても形成された最下層から存在している上昇流は維持された．維持された要因としては, 4.6 の環境場の比較で述べたように，同化期間最後の 8:30 における lon = 135.25 周辺で，上昇流が発生している周囲において下層で相対湿度が 90%以上の湿潤な空気が満たされており, 相当温位の極大域の全域で上昇流が最下層から発生したことによって，最下層からの上昇流が維持されたと考えられる．以上のことから，q_c と相当温位や上昇流には正誤差相関があったと考えられる. Fig.60 に，12:40 における lat = 34.75・lon = 135.32・高度 2000m での同化した q_c と各変数における誤差共分散を示す．この点を抽出した理由は二つある．一つ目は，Fig.58 に示したように，この地点において相当温位の増加の上昇流の形成が確認されたこと．二つ目は同化した q_c の観測値が 1.0g/kg と大きな値を示していたからである. 変数としては, 上昇流に加え, 相当温位に寄与が大きい水蒸気混合比と温位を選んだ．今回 31 メンバー中，多くのメンバーの q_c の値が 0 であり，ばらつきはあまりなかったと考えられる．上昇流と水蒸気混合比では，正の誤差相関が見られ, 温位では, 負の誤差相関が見られた. これは, 積乱雲発達初期の q_c 形成され始めている段階で，水蒸気混合比が増加し，また上昇流が形成されている特徴が示されている．一方，q_c が形成され，凝結熱が発生すると温位が高くなるが，今回は多くのメンバーで q_c の値が 0 であったことから，まだ凝結熱は発生していないと考えられる．一方で，上昇流が発生しているため，下層から周囲と比較して低い温位の空気塊が持ち上げられ，その結果温位が減少することが，負の誤差共分散となって示されていると考えられる．

ケース rh.q_c ではケース q_c と同様に同化によって相当温位と上昇流の増加が確認された．しかし，同時にケース rh で見られたような下降流が広域に存在していた．そのため，ケース q_c と比較して，上昇流は維持されず，降雨があまり発達しなかったと考えられる．

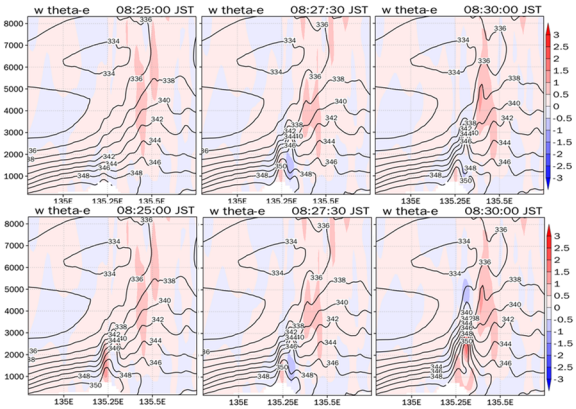

Fig.58 Vertical section equivalent potential temperature (contour) upflow (shaded) (8:25 to 8:30) in case q_c (upper: before each step assimilation lower: after each step assimilation).

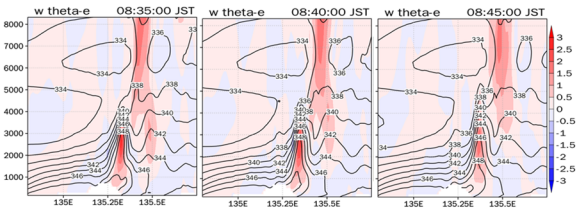

Fig.59 Vertical section equivalent potential temperature (contour) upflow (shaded) (8:35 to 8:45) in case q_c (upper: before each step assimilation lower: after each step assimilation).

ケース q_r では，Fig.61 に示す相当温位と上昇流の鉛直断面で確認されるように，相当温位や相対湿度の増加も見られず，8:40 で雲水混合比が形成された領域では弱い上昇流が形成されたものの，雨水混合比が形成された領域では上昇流が形成されていなかった．これは，雨水混合比と上昇流の誤差相関構造が原因であると考えられる．つまり，雨水混合比と上昇流に対する相関があまりなかったと考えられる．これは，雨水混合比が高い値を持つ領域では，積乱雲が発達している段階では上昇流が発生しているが, 降雨が起こっている時は下降流が発生するからではないかと考えられる．これに加えて，観測値の q_r の分布している高度が 2000 m 以下で低く，高度 3000 m～4000 m まで同化による影響がなかったことも, ケース q_r で降雨があまり発達しなかったことに寄与しているのではないかと考えられる．

ケース q_c では Fig.58 に示すように，相対湿度や相当温位・上昇流の環境場の変化が見られ, その結果, 積乱雲が発達した．しかし，ケース q_r では相対湿度・

上昇流の変化があまり見られず，積乱雲が発達しなかった．その結果，雨水混合比という降雨に直結しているような値が増加する一方で，発達する環境場が形成されなかったと考えられる．

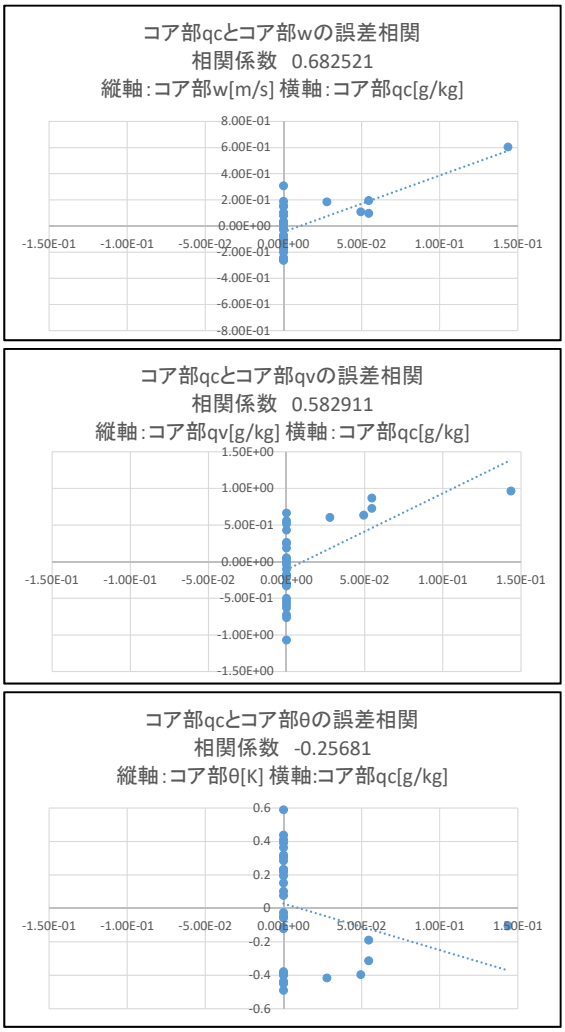

Fig.60 Cloud water mixing ratio (q_c) and error correlation of each variable at 12:40.

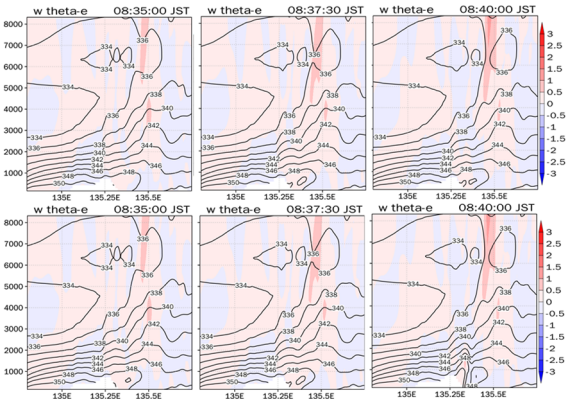

Fig.61 Vertical section equivalent potential temperature (contour) upflow (shaded) (8:35 to 8:40) in case q_r (upper: before each step lower: after each step).

5.10 雲水混合比と雨水混合比の比較

ここでは，同化した雨水混合比と雲水混合比についての解析を行う．Fig.35 で示した鉛直断面と同じ lat = 34.77 での，ケース q_r における同化前後の q_r と q_c の鉛直断面を Fig.62 に示す．オレンジ色の円で囲こんだ領域で同化による変化が見られた．8:35 では，lon = 135.4 において地上付近で 1～1.5 g/kg の雨水混合比が確認され，lon = 135.25 において高度 1000 m～3000 m では，0.2～0.5 g/kg の雨水混合比が確認された．雲水混合比の変化は見られなかった． 8:40 では，高度 1000 m～2000 m で雲水混合比が 0.2 g/kg，雨水混合比が 0.5 g/kg が確認された．しかし，両方の時刻において，同化によって形成された雨水混合比は，その後発達することなく地上降雨となった．この結果をケース q_c と比較を行う．

ケース q_c における同化前後の q_r と q_c の鉛直断面を Fig.63 に示す．赤色の円で囲こんだ領域で同化によって変化が見られた．8:25 では，lat = 135.25 において，高度 1000 m～3000 m で雲水混合比が 0.2 g/kg，高度 1000 m～3000 m で雨水混合比の最大値が 1.5 g/kg が確認された．8:30 では，lat = 135.25 において，高度 1000 m～4000 m で雲水混合比が 0.2 g/kg，高度 1000 m～2000 m で雨水混合比の最大値が 1.0 g/kg が確認された．

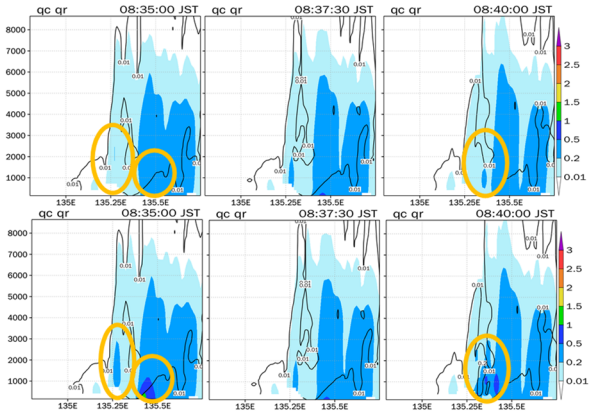

Fig.62 Vertical section at 8:25 to 8:30 in case q_r (q_c: contour q_r: shade). (upper: before each step assimilation lower: after each step assimilation)

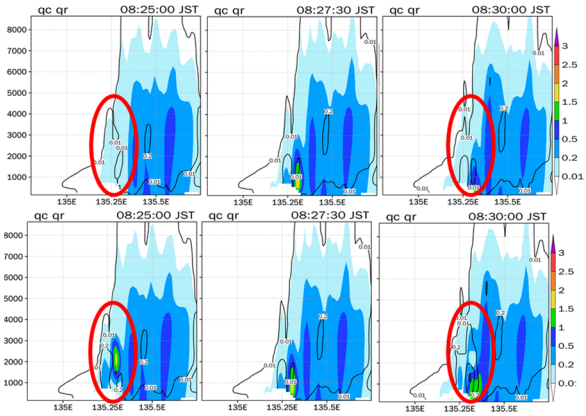

Fig.63 Vertical section at 8:25 to 8:30 in case q_c (q_c: contour q_r: shade). (upper: before each step assimilation lower: after each step assimilation)

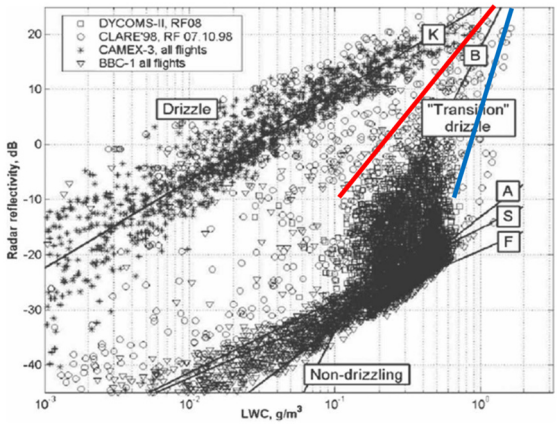

Fig.64 Relationship between reflection intensity calculated from particle size distribution and LWC (Khain *et al*. (2008))

また q_c と q_r の増加分が大きかったのはケース q_c であった．この理由として，第一推定値と観測値の大小関係であると考えられる．観測値の q_r と，第一推定値の q_r の値を比較すると概ね同じ値であった．一方で，観測値 q_c は 8:25 では最大値が 0.5 g/kg 以上，またその周囲には 0.2 g/kg 以上の値が確認され，8:30 では，最大値 1 g/kg 以上，またその周囲には 0.5～1.0 g/kg 程度であった．第一推定値 q_c は一部で 0.2 g/kg が確認されてはいるが，多くの部分でそれを下回る値が分布していた．観測値の q_c と第一推定値の q_c の値を比較すると，q_c の第一推定値が過小に評価されていたため，q_c 同化による q_r と q_c の増加量が大きくなった．そのため，Fig.42 に示すように，8:25～8:30 において増加した降雨は q_r が過剰に増加したことによる降雨であると考えられる．一方で，同化によって q_c が増加したことによって，上昇流や相当温位といった発達する環境場が形成され，その結果モデルの予測によって，8:35 以降の降雨が発達したと考えられる．また，同化によって積乱雲が形成されたのではなく，同化によって環境場が改善され，モデルを通じて積乱雲の発生を促したため，降雨もケース q_r と比較して維持されたと考えられた．

5.9　観測誤差の評価

ここでは，今回設定した雲水混合比の観測誤差について記載する．現段階では，Ka バンドレーダーから雲水混合比を算出した研究はあまり行われておらず，そのため定量的な観測誤差は明らかになっていない．そこで，本研究では，Fig.64 に示した，line"K" という少し性質が異なった直線で求めた場合との比較と，line"B"が性質の同じ観測点の中で変化された場合との比較を行った．この比較から，今回設定した 0.2 g/kg の妥当性を評価する．

Table 10 Comparison of calculated q_c.

各直線によって算出した雲水混合比[g/kg]						
反射強度 [dBz]	lineB	lineK	lineKとlineBの差	赤線	青線	青線と赤線の差
-10	0.31	0.0062	0.3	0.1	0.6	0.5
-5	0.42	0.015	0.4	0.15	0.74	0.59
0	0.54	0.033	0.5	0.2	0.83	0.63
5	0.68	0.074	0.6	0.3	1	0.7
10	0.79	0.17	0.62	0.4	1.1	0.7
15	0.93	0.35	0.58	0.7	1.23	0.53
20	1.2	0.42	0.78	0.9	1.42	0.52

各直線によって算出した結果を Table 10 に示す．line"K"と line"B"のそれぞれで算出した値の差は 0.3~0.8g/kg であり，ドリズルが存在の有無という性質の違いでこの程度の差が生じることが分かった．次に，line"B"と似た性質の雲粒子を観測している領域を囲むように Fig.64 に示すように，赤線と青線を設定し，それぞれの差を算出した．結果として，0.5~0.7g/kg となり，line"B"が赤線と青線の中心に存在することから，概ね観測誤差として 0.25~0.35g/kg になる．反射強度がほぼ正確に観測されているとすると，観測誤差として設定した 0.2g/kg は比較的精度良く推定できたという条件で同化を行ったと考えられる．今回は積乱雲発達初期という，雲水が形成され始めている段階であり，比較的精度良く算出できるような条件であったと考えられ，今回設定した観測誤差は妥当であったと考えられる．

5.10　同化実験まとめ

雲情報データ同化実験の結果と，従来の XRAIN を用いた同化実験のまとめを述べる．まず，Fig.65 に，各観測値のデータ同化の目的を示す．ひまわり 8 号から算出した相対湿度のデータ同化では，海上から流入する湿った空気を再現し，積乱雲が発生，発達，

維持できるような湿潤な環境場の再現を目指した．Ka バンドレーダーから算出した雲水混合比の同化では，積乱雲の発生の再現に向けて，雲水や上昇流の形成を目指した．また，従来の XRAIN から雨水混合比のデータ同化では，積乱雲の発達の再現に向けて，雨水や上昇流の形成を目指した．相対湿度同化は広域な環境場の再現を，雲水混合比同化と雨水混合比同化が局所的な場の再現性向上を目指した．

雲情報同化の結果である，相対湿度同化の結果の概念図を Fig.66 に，雲水混合比同化の結果の概念図を Fig.67 に示す．相対湿度同化は，同化直後の降雨発生よりも早いタイミングで，強い降雨が発生し，その後降雨を抑制した．下層では，同化以前から相対湿度が高かったためあまり影響は見られなかった．一方 3000m 以上の高度では，水蒸気の増加が見られ，その水蒸気は上空に維持されず，広範囲に強い降雨をもたらした．その後，降雨によって下降流が支配的な場となり降雨を抑制した．雲水混合比同化は，積乱雲の発生，発達，維持が再現された．雲水や上昇流の形成だけでなく，最下層からの水蒸気の供給も再現された結果であると考えられる．

さらに従来データ同化が行われていた XRAIN から算出した q_r を用いた同化実験と，Ka バンドレーダーから算出した q_c を用いた同化実験の比較を行った．雨水混合比の結果の概念図を Fig.68 に示す．ケース q_c は発達・維持を促すことができ，ケース q_r では降雨強度が同化によって増加するものの発達・維持を促せなかった．この原因としては，q_c，q_r の特性の違いが考えられる．q_r が大きな値を示す現象の段階としては，上昇流が発生し積乱雲が発達する段階と，降雨が発生し下降流が形成され衰退する段階の両方が考えられる．そのため，今回のような大規模な降雨が発生しており，q_r が高い値でも，下降流が形成されている場と，積乱雲が発達して上昇流が形成されている場が混在しており，q_r と鉛直風の誤差相関がなかったと考えられる．一方で，q_c が大きな値を持つときは，上昇流によって積乱雲が発達し，q_r が形成され始めている段階に限定されると考えられ，q_c 同化によって上昇流が形成されたと考えられる．今回の事例においては，q_c，q_r の双方を用いた，データ同化実験を行った場合は，単独の方で積乱雲の発達，維持は再現できるか，影響があまりないような結果になると考えられる．一方で，今回は雲水のみが形成されていると考えられる積乱雲発達初期の情報を抽出しているため，q_c 同化によってあまり過剰に降雨を発生されていないが，q_r も形成されて，Ka バンドレーダーで観測される反射強度が大きい値をとる場合などは，算出方法を見直すことや，XRAIN の情報も用いて q_c を算出する必要があるだろう．

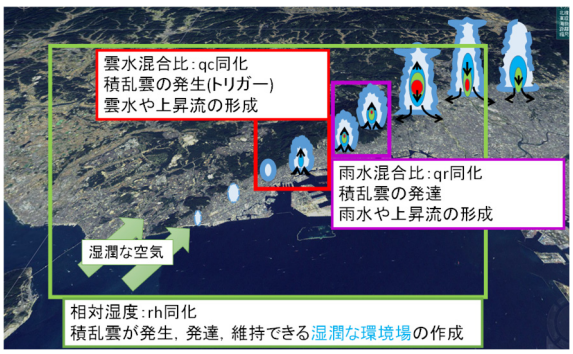

Fig.65 Conceptual diagram showing the purpose of the assimilation of each observation made this time.

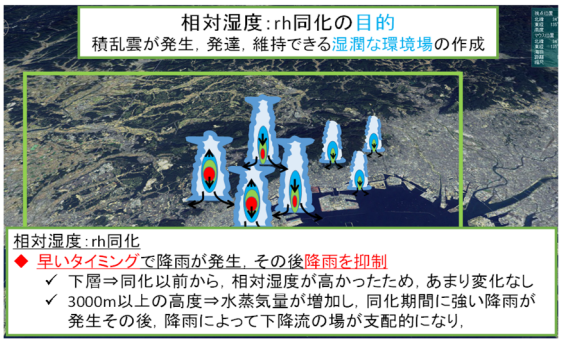

Fig.66 Conceptual diagram showing the results of relative humidity data assimilation.

Fig.67 Conceptual diagram showing the results of data assimilation of cloud water mixing ratio.

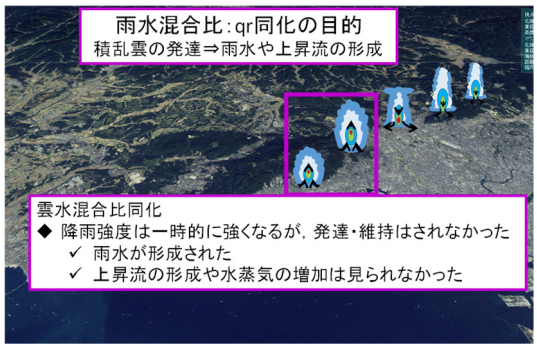

Fig.68 Conceptual diagram showing the results of data assimilation of the mixing ratio of rainwater.

6.結論

本研究では，OSSE を用いた理想実験と，実際の観測値を用いた同化実験を行い，積乱雲発達初期段階の雲情報をデータ同化し，ゲリラ豪雨の予測及びメカニズムの解明に取り組んだ．まず，理想実験の枠組みで，雲情報同化の効果を評価し，q_c 同化の有用性が確認された．また，発達する積乱雲の大気場の解析から，降雨開始以前の相対湿度の分布に着目することで，発達のシグナルが得られる可能性が示唆された．そして，実際の観測値を用いて，q_c と rh を算出し，同化実験を行った．rh 同化においては，今後同化の方法の改善が必要と示唆された．一方で，q_c 同化では，水蒸気や上昇流が改善され，降雨再現性が向上した．

さらに本研究では，q_r 同化と q_c 同化の比較を行い，それぞれの同化によって，どのような過程で降雨が発生しているかの解析を行った．q_r 同化は同化によって形成された q_r が直接降雨となっている．一方で，q_c 同化は，同化によって水蒸気や上昇流が改善され，その結果モデルの予測によって q_r が形成され，降雨が形成された．後者によって，形成された降雨は力学的バランスが保たれているため，降雨が維持されたと考えられる．

今後の課題として，以下のことがあげられる．今回は雲水のみが形成されていると考えられる積乱雲発達初期の情報を抽出しているため，q_c が精度よく算出されたと考えられる．そのため，同化によって過剰に降雨を発生させていないが，今後は，積乱雲が発達し q_r も形成されて，Ka バンドレーダーで観測される反射強度が大きい値をとる場合などは，雲水混合比 q_c の算出方法を見直すが必要になるだろう．

謝辞

本研究は JSPS 科研費 15H05765（基盤研究 S「ストームジェ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．

参考文献

石橋俊之(2013)：観測システムシュミレーション実験(OSSE)．天気．Vol.60, No.10, 831-833

片山勝之・山路昭彦・中村文彦・森田宏・中北英一(2015)：局地的豪雨探知システムの開発，河川技術論文集，第 21 巻，pp.401-406.

澤田洋平・岡本幸三・国井勝・三好建正(2016)：ひまわり 8 号を活かした局地的大雨の予測精度向上の試み．日本気象学会 2016 年春季大会講演予稿集．日本気象学会，p.121.

新保友啓(2017):Ka バンド偏波ドップラーレーダを用いた雲特性の解析及びゲリラ豪雨早期探知への応用の検討，京都大学工学部.

中北英一・山口弘誠・山邊洋之(2008)：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，pp.547-562.

浜津享助・若山俊夫・渡邉伸一郎・橋口浩之・深尾昌一郎(2000)：雲霧観測用 Ka バンドドップラーレーダの開発．電子情報通信学会論文誌 B, Vol. J83-B,No.4,pp.554-566

疋田丈晴(2016)：静止気象衛星と Ka バンド雲レーダを用いた夏季孤立積乱雲の早期検出．名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻修士論文

山口弘誠・中北英一(2009)：偏波気象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，CD-ROM，pp.539-546.

Christopher A. Kerr et al. (2014): Assimilation of Cloud-Top Temperature and Radar Observations of an Idealized Splitting Supercell Using an Observing System Simulation Experiment , Monthly Weather Review. April 2015, Vol. 143, No.4,pp.1018-1034.

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.

Kain, J. S., and Coauthors. (2010): Assessing advances in the assimilation of radar data and other mesoscale observations within a collaborative forecasting–research environment, *Wea. Forecasting*, **25**, pp.1510–1521.

Matsutani, M et al.(2010)：Observing system simulation experiments at the National Centers for Environmental Prediction. J Geophys. Res,Vol.115,D07101,doi:10.1029/2009JD012528.

MASARU KUNII (2014)：Mesoscale Data Assimilation for a Local Severe Rainfall Event with the NHM-LETKF System. Weather and forecasting, vol.29.pp.1093-1105.

Marseille, G.-J., A. Stoffelen and J. Barkmeijier. (2008)：Sensitivity Observing System Experiment (SOES)：A new effective NWP-based tool in designing the global observing system. Tellus A, 60, pp.216-233

Miyoshi, T. and K. Aranami(2006)：Applying a Four-dimensional Local Ensemble Transform Kalman Filter (4D-LETKF) to the JMA Nonhydrostatic Model

(NHM).SOLA,2,pp128-131.

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.

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.

Skamarock WC, Klemp JB, Dudhia J, Gill Do, Barker DM, Duda MG, Huang X-Y, Wang W. and Powers JG. (2008)：A description of the Advanced Research WRF Version 3,NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR,Boulder.

Sun, J., M. Xue, J. W. Wilson, I. Zawadzki, S. P. Ballard, J. Onvlee-Hooimeyer, P. Joe, D. M. Barker, P.-W. Li, B. Golding, M. Xu, and J. Pinto. (2014): Use of NWP for nowcasting convective precipitation: recent progress and challenges, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, pp.409–426.

Tan，D.G.H., E. Andersson，M. Fisher and L. Isaksen, (2007) : Observing-system impact assessment using a data assimilation ensemble technique : application to the ADM-Aeolus wind profiling mission.Quart.J.Roy.Meteor.Soc., 133,pp.381-390.

Tsuyuki, T., and T. Miyoshi, (2007): Recent progress of data assimilation methods in meteorology, *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, pp.331-361.

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：2019 年 6 月 13 日）