下層インフローに着目した大雨と環境場との関係に関する

アンサンブル予報実験による解析

-2014年8月19~20日に発生した広島県南部の大雨事例-

大	谷	修	一 *¹ ∙ 仲	\mathbb{H}	直	樹*2•石	本	步*2•秋	枝	周	子*2
風	早	範	彦* ² •西	森	靖	高*2●中	村	剛*²•依	畄	幸	広*3
<u> </u>	神	達	朗*³ • 岩	田	奉	文*4 • 瀬	古	弘*⁵ • 横	田		祥*5

要 旨

大雨の解析にアンサンブル予報解析システムを用いると,アンサンブルによる複数の再現結果から大雨と環境との相関や感度など,決定論的予測では得られない多くの知見が得られると期待できる。本論文では,広島県南部で 観測史上1位を記録した2014年8月19~20日の大雨についてアンサンブル予報解析システムを用いて大雨の再現を 行った。得られた20メンバーの中から再現性の良いメンバーと悪いメンバーとを選び比較することで,下層インフ ローなどの環境と降水量の環境を調べた。その結果,①湿った南風域が伊予灘から広島県南部に到達して大雨に なった,②南風が強い場合に明瞭な線状降水帯が形成され降水量も大きくなった,③ストームに相対的なヘリシ ティーが大きい時に広島湾の下層水蒸気輸送量と広島の雨水混合比との間に正の相関がみられ,移流時間を考慮す るとさらに相関が強くなる,④この事例では不安定指数(CAPEなど)と降水量の相関は弱く位置や時刻で大き く変動するため,不安定指数のみを用いた大雨の議論は注意が必要であることが分かった。

1. はじめに

2014年8月19日の夜から20日の明け方にかけて、日本海に停滞する前線に向かって暖かく湿った空気が太 平洋側から流れ込み、広島県南部に線状降水帯が発生 した。この線状降水帯により広島市安佐北区三入では 1時間降水量の日最大値101.0 mm、3時間降水量の 日最大値217.5 mm、24時間降水量の日最大値257.0 mm(いずれも観測史上1位)の大雨となった。中国

*1(連絡責任著者)広島地方	万 気象台.
〒730-0012 広島市中区」	上八丁堀6-30.
*2 広島地方気象台.	
*3 大阪管区気象台.	
*4 高知地方気象台。	
*5 気象研究所。	
	—2017年2月17日受領—
	—2018年11月8日受理—
© 2019 日本気象学会	

2019 年 2 月

新聞(2016)によると、この大雨により広島市内で死 者が77名に達する土砂災害が発生した。このような大 雨に対し、適切な防災情報を発信するには、線状降水 帯の発生や維持機構を理解するとともに、降水量を決 める要因を知ることが必要である。

これまでに線状降水帯による大雨について多くの先 行研究が行われている。津口(2016)は線状降水帯に 厳密な定義が存在しないことを述べ,線状降水帯を 「大きさは幅20~50 km,長さ50~200 km であり,数 時間ほぼ同じ場所にとどまるもの」と定義した加藤 (2015)を紹介している。線状降水帯の形態について は、Bluestein and Jain(1985)が降水分布の特徴か ら4つに分け,特に降水セル(周囲よりも降水が強い 領域)から見て周囲の風の上流側に新しいセルが次々 と発生し、それらが成長しながら風下に移動して線状 化するバックビルディング型と言う形態があることを 示した。日本では吉崎・加藤(2007)が発生する線状 降水帯のほとんどがバックビルディング型であるこ と、前線から数百 km 離れた南側で発生することが多 いことを指摘している.さらに加藤(2016)は線状降 水帯の環境を統計的に調査し、ストームに相対的なへ リシティー(Lilly 1983)などが線状降水帯の発生要 因として有効であることを述べている.Unuma and Takemi(2016a,b)も1 kmメッシュの全国合成 レーダーの降水分布を用い、準定常な対流クラスター の発生に対流不安定や鉛直シアが関連していること、 それらを組み合わせたバルクリチャードソン数が準定 常な対流クラスターの形状(線状とそれ以外)の説明 に利用できること、強い鉛直シアによるバックビル ディング機構が線状の対流クラスターを形成させてい たことを報告している.

本論文で解析する2014年8月19~20日に広島県で発 生した大雨については、気象研究所(2014)が詳細に 報告している。日本海に停滞していた前線の約300 km南に線状降水帯が発生し、その線状降水帯にバッ クビルディング形成がみられたこと、上層と下層で風 向が異なり、線状降水帯の側面から水蒸気が継続的に 供給されることで積乱雲が効率的に発達できたこと、 豊後水道から大量の水蒸気が広島市へ局所的に流入す るとともに上空が湿っていて大雨になりやすい環境で あったことを述べている。広島市へ流入した水蒸気に ついても、大雨となった数時間前に豊後水道に集中し た南風が下層1kmで強まり、同時に作られた上昇流 が水蒸気を高度500m程度の下層から上方に輸送し、 高度1km付近までの大気下層に水蒸気が蓄積してい たとしている。

水蒸気の影響の他に、降水セルから吹き出す相対的 な冷気(冷気外出流)の効果を述べた報告もある。岩 田ほか(2014)は、気象庁非静力学モデル(JMANHM, Saito et al. 2006)を用いた再現実験から、栗原ほか (2009)が解析した2003年の大雨事例のように、 降水セルからの冷気外出流と豊後水道から北上してき た下層の暖湿気塊が強い収束を生じさせ、線状降水帯 を維持させていたとまとめている。しかし、岩田ほか (2014)の再現した降水量は約70 mmで、実況の1 時間最大雨量の115 mmよりも少なく、降水帯も停滞 せずに東へ移動していた。

これらは豊後水道や広島湾と同程度の水平スケール (50 km 程度) に注目した解析であるが、より大きな 空間スケールの解析も報告されている。Hirota *et al*. (2016) は、大雨の発生に寄与した九州から中国地方 に広がる高湿度の領域が atmospheric river と呼ばれ る中層から上層まで湿った領域の一部であること,四 国の南海上の上層にある寒気渦の接近により上昇流域 になっていたこと,地形(山地)が大雨の発生場所に 影響を与えていたことを指摘している.

上記の2014年の広島県の大雨についての先行研究 は,観測データや少数の決定論的予報(通常の予報) に基づくものである。これらの他に、予報誤差内にあ る多数の予測(アンサンブル予報)を利用する手法が ある、複数の予測を利用することができれば、より実 況を捉えることができると同時に、より多くの知見が 得られると期待できる.アンサンブル予報を用いて災 害をもたらした大雨を調べた研究には、Schumacher and Davis (2010) や Nielsen and Schumacher (2016) があって、アメリカで発生した総観スケール やメソ α スケールの大雨についての予測可能性を議 論している、しかし、日本国内の大雨については、瀬 古・三好(2010)が岡崎で発生した2008年8月末豪雨 などについて初期的な解析結果を述べているのみで, 著者が知る限りこれまでに詳細な報告は行われていな い。大雨以外に関してアンサンブル予報の有効性を示 した報告には、Yokota et al. (2016) や Seko et al. (2015) がある。彼らは2012年に関東地方で発生した つくば竜巻について, JMANHM と LETKF を組み 合わせた JMANHM-LETKF (Miyoshi and Aranami 2006; Kunii 2014) を用い,得られたアン サンブル予報から竜巻を発生させたメソ渦の発生要因 を示している.

本論文ではYokota *et al.* (2016) と同様に JMANHM-LETKFを用いて予報解析サイクルとダ ウンスケール実験を行い,そこで得られた各アンサン ブルメンバーの降水量と環境,特に南から降水域に供 給される湿った下層インフローに注目することによ り,これらと大雨との関係を見出す.具体的には, JMANHM-LETKFで得られた複数の予測の内,大 雨の再現の良いメンバーと悪いメンバーを比較し,さ らに全メンバーを用いて降水量との相関を調べる.ア ンサンブル予報を用いることにより,これまでの観測 データや決定論的予報から得られた「大雨の発生要因 に関する知見」の確認に加えて,新しい知見の獲得が 期待できる.

本論文の構成は、以下のとおりである。第2節では 本論文で用いる予報解析システムや実験設定を説明 し、第3節では再現の良いメンバーと悪いメンバーを

"天気"66.2.

決定する.さらにそれらの比較を通じて線状降水帯の 形成の様子や降水域からの冷気外出流との関係,降水 量と下層インフローとの関係を述べ,下層インフロー を考慮した降水量に関する指数との相関を調べる.第 4節では,不安定指数や水蒸気分布,特に下層インフ ローの流入側(南側)の鉛直分布と降水量との関係を 議論する.第5節で結果のまとめを行う.

2. 予報解析システムと実験設定

本論文の実験は15 km と 5 km の格子間隔をもつ 2 つの予報解析システムと、5 km と 2 km の格子間隔 をもつ 2 つの予報システムで構成されている(第1 図).実験では、最初に水平解像度15 km,鉛直50層 の JMANHM-LETKF による予報解析サイクル(親 LETKF と呼ぶ)を実行した(第1図 a).アンサン ブルメンバー数は20とし、1時間間隔に観測データを 与えて6時間毎に解析値を作成した.親LETKF に 与えた観測データは、気象庁現業データ同化システム で用いられた品質管理済みのデータの一部(地上観測 データ,高層観測データ,航空機データ,ウインドプ ロファイラ,現業用レーダー)である.親LETKF の予報解析サイクルは,広島での大雨が発生する3日 前の8月17日9時(時刻は日本時間,以後表記されて いる時間はすべて日本時間である)から開始し,計算 領域は広島市を中心とする1200×1200 km とした(第 1図b).初期値・境界値には気象庁全球予報に週間ア ンサンブル予報の摂動を加えたものを使用した.

さらに線状降水帯や実況により近い環境を再現する ために、1000×1000 kmの領域(第1図b)を水平解 像度5 kmにしたJMANHM-LETKFを用いて予報 解析サイクル(子LETKFと呼ぶ)を実行した。子 LETKFの境界値や最初のサイクルの初期値は、親 LETKFの予報解析サイクルから作成した。子 LETKFでは、1時間間隔に親LETKFと同じ観測 データを与えて3時間毎に解析値を得た(親LETKF と同じ観測データを用いることの妥当性については第 5節で述べる)。なお、親LETKFと子LETKFはい ずれもJMANHMの雲物理過程に雲水・雲水・雨・



第1図 (a) 予報解析システムによる予報及びデータ同化の模式図,(b) 計算領域と地形.外枠は親LETKF (水平格子間隔15 km)の計算領域,中枠は子LETKF(水平格子間隔5 km)の計算領域,内枠は孫領 域(水平格子間隔2 km),(c)広島県周辺地図を示す.地形標高を色域で,降水が集中した八木の降 水量の評価領域を赤い破線の四角で示す.(d)広島市周辺地図を示す.地形標高を色域で,等標高線 を黒い実線で,線状降水帯の下層の収束の南西端付近の地形の勾配の大きい領域を黒の破線の楕円で示 す.

雪・霰の混合比を予測する 1モーメントバルク法 (Lin *et al.* 1983) を,積雲対流パラメタリゼーション には Kain-Fritsch スキーム (Kain and Fritsch 1990; Kain 2004) を,乱流クロージャーには MYNN モデル level 3 (Nakanishi 2001; Nakanishi and Niino 2004, 2006) を用い,予報誤差の過小評価 を軽減するために各解析の前に予報誤差共分散を1.1 倍する乗法的誤差共分散膨張 (multiplicative inflation) (Anderson and Anderson 1999) を行った.

上記で得られた大雨は,観測データに衛星データが 含まれていないため,必ずしも再現が良くなかった. そのため,子 LETKF で求めた 8 月19日18時の解析 の摂動を気象庁メソ解析に加えて初期値を作成し,格 子間隔 5 km の18時間の延長予報を行った.延長予報 の乱流クロージャーと積雲対流パラメタリゼーション は親 LETKF や子 LETKF と同様にしたが,雲物理 過程は雲氷・雪・霰のみについて混合比と数濃度を予 測する 2 モーメントバルク法とした.また,境界値に は気象庁全球モデルの予報値を内挿した値を用いた.

さらにこの延長予報の出力から,水平解像度2km のJMANHMを用いたダウンスケール実験(孫予報 と呼ぶ)を行った.孫予報の計算領域は,広島付近の 地形効果,降水量と豊後水道から流入する暖湿気塊や その影響を表現する必要があるため,これらが計算領 域に含まれる800×800kmとした(第1図b).孫予報 の雲物理過程と乱流クロージャーは延長予報と同様に したが,孫予報では積雲対流パラメタリゼーションは 用いていない.孫予報のデータ出力間隔は10分である.

3. 事例解析の結果

本節では2014年に広島県で発生した大雨について、 「孫予報」で得られたアンサンブル予報の結果を用い て、すでに報告されている知見を確認しつつ解析を進 める.まず、再現の良いメンバーと再現の悪いメン バー、大雨の発達ステージを決定し(第3.1節)、再現 の良いメンバーを用いて大雨の概要を述べる(第3.2 節).次に大雨の「発生・発達期」と「最盛期」につ いて再現の良いメンバーと再現の悪いメンバーを比較 し、岩田ほか(2014)が指摘した冷気外出流に関わる 線状降水帯の形成、冷気外出流と降水セルの生成過程 (第3.3節)について述べる.さらに、気象研究所 (2014)も指摘した水蒸気の供給に関わる南からの下 層インフローと大雨の発生との関係(第3.4節)につ いて、再現の良いメンバーと再現の悪いメンバーの比 較で得られた差異を述べる。第3.5節では、全メン バーによる降水量とストームに相対的なヘリシ ティー、水蒸気フラックスとの関係を述べる。

3.1 再現性に基づくメンバーの分類

再現の良いメンバーや再現の悪いメンバーを選ぶた めに,再現の良さの指標を決める必要がある。指標の 候補として,大雨の位置や時刻,降水量に注目した. まず大雨の位置について、孫予報の20メンバーの9時 間積算降水量(19日18時(FT=0分, FT は予報開 始からの時間)~20日3時(FT=540分))の100mm の等値線で位置を確認した.降水域はどのメンバーも ほぼ同じ場所にあって差が小さく(第2図),再現の 良さの指標としての位置の利用は難しい、次に時刻に 注目すると、ほとんどのメンバーで20日0時(FT= 360分)と20日1時(FT=420分)の2度にわたって 降水のピークが出現し、20日2時(FT=480分)以降 に衰弱へ向かった、そのため時刻も指標として利用が 難しいと判断した。その代わりに再現の良さの指標に は利用できないが、メンバー間で時刻の差が小さいこ とから,全メンバーで同一の大雨の発達ステージ(発 生・発達期,最盛期,衰弱期)を定義することができ る。本論文で解明したい大雨に関わる下層インフロー などの環境は、大雨発生時とそうでない時で異なると



第2図 各アンサンブルメンバーの2014年8月20 日3時の9時間雨量100mmの等値線. 赤の実線は八木を中心とする22km四 方の9時間雨量の領域平均値(八木 SMQR)の上位3メンバーである#010, #014, #018の等値線を,青い実線は下位 3位のメンバーである#004, #005, #019 の等値線を,黒い実線はその他のメン バーの等値線を示す.

"天気"66.2.

第1表 各アンサンブルメンバーの降水の集中した八木の 2014年8月20日3時の3時間雨量(mm)と20日 3時の八木を中心とする22km四方の9時間雨 量の領域平均値(mm).表中の薄い影域のセル は雨量上位3位まで,濃い影域のセルは下位3位 までのものを示す。

アンサン	八木の20日	20日3時の八木を中心とする
ブル	3時の3時間	22 km 四方の 9 時間雨量の
メンバー	雨量	領域平均値(八木 SMQR)
1	200.73	82.37881
2	175.9	90.827515
3	169.68	75.58536
4	158.61	69.67358
5	108.41	69.5353
6	213.94	77.98751
7	169.65	94.125465
8	162.52	77.95198
9	155.38	100.231476
10	214.73	117.24405
11	169.76	81.13321
12	183.63	95.32429
13	186.74	89.44159
14	165.36	107.15341
15	120.03	102.2175
16	179.75	80.94424
17	185.83	96.38557
18	181.42	103.58547
19	198.53	53.029114
20	214.91	100.72634

考えられることから,ここで発達ステージを決定して おく.本論文では19日21時(FT=180分)から20日3 時までを全メンバーで解析し,降水のピークが現れた 20日0時~20日2時を「最盛期」,その前の19日23時 40分(FT=340分)までを「発生・発達期」,20日2 時以降を「衰弱期」とした.

次に大雨が観測された20日0~3時の広島市安佐南 区八木での降水量に注目する.第1表の左列は各メン バーにおける八木での降水量である.これに加えて水 平方向の小さな位置ずれや時刻ずれが許容できるよう に、八木を中心とする22 km四方の正方形領域での9 時間雨量の領域平均値(以下、八木 SMQR と呼ぶ) も示した.八木での降水量の少ないものは108 mm, 多いものは214 mm、八木 SMQR では69 mmと117 mmという大きな差があり、降水が再現の良さの指標 として利用可能と考えた.八木での降水量や八木 SMQR が実況値(八木の国土保全局観測点で247 mm)に近いものを再現の良いメンバー、ともに小さ いものを再現の良いメンバーとして総合的に選択する と、それぞれメンバー#010と#005となった.

3.2 再現の良いメンバーで示す大雨の概要

大雨の「発生・発達期」の19日23時における地上海 面更正気圧と地上気温の分布,500 hPa の等高度線と 気温の分布を第3図に示す.大雨が発達した広島県 は,吉崎・加藤(2007)の指摘のように,北東から南西



第3図 2014年8月19日23時の(a)地上海面更正気圧(等値線,hPa)と地上気温(色域,°C)の分布,
(b)高度500 hPaの高度(等値線,m)と気温(色域,°C)の分布.四角で囲んだ領域の内側は「再現の良いメンバー」の延長予報の結果を用いて,外側は気象庁全球モデルの予報値を用いて描いた。白線は海岸線である。(a)図の黒い太実線は風の収束から定義した地上の前線の位置を示す。(a)の等圧線は1hPaの間隔で,(b)の等高度線は5m間隔で描画した。

にのび朝鮮半島の南東部分を通過する前線(第3図 a の黒い太実線)の南側約300 kmの暖域内にあり,暖湿な気流が太平洋側から西日本に流入する状態になっていた(第3図 a).また,西日本は関東地方の南東海上に中心をもつ亜熱帯高気圧の縁に位置し,西日本に流入する気流は等圧線の方向や気圧の水平傾度を通して,この高気圧の影響を受けていた.また,Hirota et al. (2016)の報告にあるように,高度500 hPa の紀伊半島の南海上に寒冷渦による寒気(第3図 b)があり,九州を含む西日本では大気成層が不安定になっていた.

次に九州を含む西日本を拡大し,JMANHMの第 7層目の高度400m(地形に沿った座標系の高度.地 形の標高が0mの地点で400mになる.以下,この 座標系の値で表記する)の水平風や水蒸気分布を第4 図に示す.西日本の太平洋側は相対湿度90%以上の 湿った南西風になっており,豊後水道から広島県に注 目すると「発生・発達期」から「最盛期」にかけて, 気象研究所(2014)や岩田ほか(2014)の指摘の様 に,相対湿度95%以上の湿潤な気塊が入り込んでいた (第4図bの白い矢印).この湿潤な気塊により,広 島湾でのCIN(対流抑制)は0Jkg⁻¹, CAPE(対流 有効位置エネルギー)は1500~2000Jkg⁻¹という積 乱雲が容易に発生し,強く発達できる環境であった.

中層の高度3148 m(第19層)では九州南部や四国 は比較的に乾いた状態で、その北側(九州北部から中 国地方)は、Hirota *et al*.(2016)の指摘のように atmospheric river による相対湿度がおおよそ70%以 上の湿った領域になっていた。広島県上空では、線状



第4図 再現の良いメンバーの相対湿度分布.(a)高度3148 m(第19層),(b)高度400 m(第7層)を示す. 左から19日21時(発生・発達期),20日 0時(最盛期),20日 2時(衰弱期)となっている。矢羽は各高 度の水平風を示す。長い矢羽は5 m s⁻¹,短い矢羽は2.5 m s⁻¹である。(a)の図の白色の破線は九州北 部から移動した相対湿度80%以上の気塊の大まかな位置を示す。黒色の矢印はこの相対湿度80%以上の 気塊の西側に位置する乾燥した気塊を示す。(b)の図の白色の矢印は広島県から豊後水道の相対湿度 95%以上の湿潤な気塊を示す。



第383 再現の長いスシスーの20日2時の方の(a) 石工の図内のABに沿った相対速度の距直 断面図。矢羽は水平風を示す。長い羽根は10 kt,短い羽根は5 kt である。(b) 42 km 四方の領域を移動させて得られる高度3148 m の鉛直速度の移動平均。▲は標高の高い 羅漢山を示す (1 kt=0.51 m s⁻¹)。

降水帯の発生前の19日21時には比較的に乾いていた が、白い破線で示す相対湿度80%以上の湿潤な気塊が 時間とともに九州から移動してきて、「最盛期」の20 日0時には広島県上空に到達していた(第4図a). 「発生・発達期」から「最盛期」にかけて、線状降水 帯の発生した広島周辺の中層が湿潤な状態であったこ とは、気象研究所(2014)でも指摘している.

寒冷渦の接近に伴う力学的な上昇流域については, Hirota et al. (2016)が指摘したように上昇流域の位 置(九州から中国地方)で降水が発達していた.本事 例の孫予報を用いた解析では,寒冷渦に伴う偏差に比 べて上記の湿潤な領域に伴う偏差の方が大きく,寒冷 渦の影響が見えにくいため,本論文では寒冷渦の影響 の詳細については今後の課題としたい.

「衰弱期」の20日2時になると,第4図aで示した 湿った領域の後側(西側)から相対湿度70%程度の乾 燥した気塊が広島上空に入り始めた(第4図aの黒 い矢印,第5図).42km四方に平均した鉛直速度を 作成すると,これらの乾燥域は相対的な下降流域と なっていて,20日2時は東に広がりながら高度が約 1.5kmにまで沈降していた(第5図).降水域の近傍 の中層や上層に乾燥気塊がある場合,乾燥した気塊が 降水域に入り込み,浮力を弱めるために対流が発達し づらくなると考えられるため,大雨を引き起こす対流 活動を抑制するように働く.つまりこの乾燥気塊が大 雨を衰弱させた原因の1つと考えられる.ここでは atmospheric riverに伴う中層の湿った領域は空間的 に一様でなく、大雨の発生・発達や衰弱には、その中 の小さいパッチ状の湿潤な領域(第4図a)に対応し ていたことを強調しておきたい、「衰弱期」の下層風 の変化については第3.4節で述べる。

上記で述べた孫予報の再現の良いメンバーの結果 は、これまでに報告されている2014年の広島県南部で 発生した大雨に関する知見と矛盾せず、孫予報は大雨 を良く表現していると言える。次に大雨をもたらした 線状降水帯の特徴を再現の良いメンバーを用いて確認 するとともに、再現の悪いメンバーも一緒に用いて、 冷気外出流と降水セルの発生との関係を調べる。

3.3 再現の良いメンバーと悪いメンバーで示す冷 気外出流と降水セルの発生との関係

最初に大雨の「最盛期」に注目して,まず,再現の 良いメンバーの降水セルの発生や移動の様子,冷気外 出流との関係を述べる。第6図は,高度20m(第2 層)の水平風と高度3494m(第20層)の雨水混合比 の分布である。高度20mは冷気外出流が見えること, 高度3494mは,降水セルが接近している場合に降水 セルの雨水域が下層で併合してしまうため,降水セル が識別しやすい比較的に高い高度として選んだ。第6 図を概観すると,モデルで再現された降水帯は連続し た降水域とその南側に並んだ降水域で構成されてい た。20日0時10分の降水域に南西から北東にのび,そ の中に幾つかの降水セルがみられた(第6図a)。降 水セルXの下では発散する冷気外出流があり,冷気 外出流による北寄りの気流と広島湾からの南寄りの気



第6図 (a) 再現の良いメンバーの高度20 m (第2層)の水平風と高度3494 m (第20層)の雨水混合比の水平 分布.降水セルの位置を X~X7で,移動を矢印で示す.矢羽は地上の水平風.長い羽根は5 m s⁻¹, 短い羽根は2.5 m s⁻¹である.雨水混合比の水平分布は色域で示す.赤い実線は等高度線(200 m 毎) を示す.(b)再現の悪いメンバーの(a)と同様な図.0時10分で示した太い矢印は,線状降水帯の南 西端付近にある地形の勾配の大きい地域を示す.太い青線は冷気外出流などの北寄りの風と南からの気 流の収束線を示す.(a)の▲は収束線の北側にある降水帯の連続する降水域の南端を示す.

流が青い実線で示すように X の南側で収束していた. 八木の南西側にある地形の勾配の大きい領域付近では (第1図dに破線の楕円で示す)新たな降水セル X1, X2, X3が発生し始めている。地形の勾配の大き い領域は南西方向から北東方向にのび、南東側が低く なっていて、そこでは南からの南寄りの気流と西側の 南西風とが収束していた。発生位置が地形の勾配の大 きい領域付近であることから新たな降水セルの発生に 地形による上昇流が寄与したことが示唆される。降水 セル X1を追跡すると、20日0時10分に発生した降水 セルは20日0時30分に急速に発達し、20日1時10分に は北東方向に進んで衰弱した。発生から衰弱までの時 間(寿命)はおおよそ60分であった。以後,発生した 降水セル X2, X3, X4, X5もほぼ降水セル X1の移 動した経路で北東へ移動し、南からの気流の収束線の 北側にある降水帯の連続する降水域の南端(第6図a に▲で示す) に到達すると発達し始めていた(バック ビルディング形成).また、南寄りの気流と降水セル から発散する北寄りの気流の収束線が降水帯の連続す る降水域の南側にあり、冷気外出流がこの降水帯の維 持に寄与していたと考えられる。降水帯の降水域の南 端付近でも降水セルX6が1時20分に、降水セルX7 が1時30分に発生していた。降水域と降水セルの動き

に注目すると、降水域は20日0時10分~20日1時30分 の80分間ほぼ移動せず、その期間内は降水セルが降水 域内を北東に次々と移動していた。

次に再現の悪いメンバーについて見てみると,降水 域が再現の良いメンバーに比べてやや北側にあり,20 日0時10分の降水セルXは,北寄りの気流と南寄り の気流の収束線の南側で発生していた(第6図b). 降水セルX1はXから西側に隣接した位置で,降水セ ルX1,X2は南に離れた地形の勾配の大きい領域付近 で発生していた。南の離れた位置に発生した離れた降 水セルは再現の良いメンバーと同様な経路で北東へ移 動した。降水帯の連続する降水域の南端の付近に降水 セルX4が0時40分に,降水セルX5が1時00分に発 生したが,この後,これらに続く降水セルの発生は見 られなかった。しかし,南寄りの気流と降水セルから 発散する北寄りの気流の収束線が降水帯の連続する降 水域の南側にあることは,再現の良いメンバーと同じ であった。

これらの結果から再現の良いメンバーと再現の悪い メンバーではともに、地形による上昇流が降水セルを 発生させる機構が働いていたこと、再現の良いメン バーでは、発生した降水セルが同じ経路上を移動し て、既存の降水帯の南西端で併合して発達するという



(a) 水平収束(高度 400 m)

-3000 -2000 -1000 0 1000 2000 3000 (×10⁻⁶ s⁻¹)

(b) 水蒸気フラックス(高度 400 m)



第7図 (a) 再現の良いメンバーの高度400 m (第7層)の広島付近における水平収束(色域:寒色系が収束)と高度20 m (第2層)の雨水混合比の水平分布(黒い実線).矢羽は同じ高度の水平風を示す。長い羽根は5 m s⁻¹,短い羽根は2.5 m s⁻¹である。
(b) 水蒸気フラックス分布の(a)と同様の図。(b) 図の黒い点線で囲まれた領域は(a) 図の描画領域を示す。

線状降水帯を形成するバックビルディング形成の機構 が働いていたことがわかった。このことは、先行研究 である気象研究所(2014)と整合的であった。再現の 悪いメンバーでも地形による上昇流が寄与していた が、バックビルディング形成の期間が短く、そのた め、線状降水帯の再現が悪いものとなっていた。

3.4 再現の良いメンバーと悪いメンバーで示す下 層インフローと大雨の発生や衰弱との対応

南側からの下層インフローと大雨との関係を得るために,最盛期の下層インフローのある高度400m(第7層)での下層収束や水蒸気フラックスの分布を第7 図に示す.まず,再現の良いメンバーの「発生・発達期」の19日22時では,広島湾北部で比較的に強い南南西風が弱い南西風と収束し(第7図a),その収束の 北東側で弱い降水域になっていた.収束域の南側の水 蒸気フラックスは濱岡ほか(2013)が調査した広島の 6~8月の平均値である200gm⁻²s⁻¹に比べてかなり 大きく,350gm⁻²s⁻¹以上になっていた(第7図 b).この収束域は時間とともに北上し,大雨の「最 盛期」の20日0時では広島湾の西側から広島市にのび た形状になった.「最盛期」の収束は「発生・発達期」 よりも強く,降水域も収束域に沿って北東にのび,線 状降水帯が形成されていた.収束域の南西部分の地形 は南西から北東へのびる地形の勾配の大きい領域と なっており(第1図d),この収束の位置は「衰弱期」 の40分前(1時20分)まで大きく位置を変えていな かった.これらのことも,上昇流を強める地形の効果 が線状降水帯の南西端で降水セルを発生させていたこ とを示唆している.

次に水蒸気フラックスでは、350gm⁻²s⁻¹以上の大

きな値の領域が「発生・発達期」の19日22時には伊予 灘から広島湾の南部分にあり、「最盛期」の20日0時 には北東に移動して広島市付近に達して上陸していた (第7図b). この水蒸気フラックスの起源をより詳細 に調べるため、水蒸気フラックスを南風と水蒸気量に 分け、時間を遡って追跡した。高度400mの南風をみ ると、19時に伊予灘にあった15ms⁻¹以上の強い南風 域が時間とともに北上し、「発生・発達期」の22時に は広島湾北部にある降水域のすぐ南側(広島湾南部) まで到達していた(第8図a).水蒸気分布では,19 時に伊予灘と豊後水道にあった水蒸気量の17gkg⁻¹ 以上の領域が20時に南北につながり、その北端も広島 湾北部の降水域のすぐ南側(広島湾南部)まで達して いた(第8図b).水蒸気量に比べて南風の強風域の 移動がより明瞭なことから、第7図bで示した22時 の大きい水蒸気フラックスは、3時間前に伊予灘に あった強い南風を伴った湿った気塊が強い南風を伴っ たままで移動してきたものと考えられる.

次に、再現の良いメンバーと再現の悪いメンバーを 用いて下層インフローの南風や水蒸気量の比較を行っ た.両方のメンバーとも降水域やその北側に南風が相 対的に弱い領域があり、その領域に広島湾からの強い 南南西風が収束していた(第9図aとb).再現の良 いメンバーと再現の悪いメンバーの大雨となった時間 差を考慮するために、2つのメンバーの最盛期となっ た時刻を基準にして2つのメンバーの南風の差を作成 した(第9図c~e).降水域の付近の大きな風速差は 降水域の位置ずれによるものなので議論せず、流入側 の気流として広島湾での値に注目する.水蒸気量は2 つのメンバー間で大きな差はなかったが(図省略), 南風成分は降水域に近い広島湾の北部分で再現の良い メンバーの方が最大2.5 m s⁻¹だけ大きくなっていた。 20分前や40分前まで時間を遡ると(第9図d, e),広 島湾のほぼ全域で再現の良いメンバーの方が南風成分 が強かった。また、地形性の上昇流の寄与が考えられ る線状降水帯の南西端の南側も再現の良いメンバーの 方が強かった。これらから、広島湾における下層400 m での南風成分の大きさの差が、大雨の再現に違い を生じさせていた要因の一つと考えられる。

次に、大雨の「衰弱期」の下層インフローの変化を 見るために、再現の良いメンバーの下層の水蒸気混合 比と南北風の「最盛期」(20日0時)と「衰弱期」(20 日2時)の差を作成した(第10図).「衰弱期」になっ ても水蒸気混合比に大きな変化がない一方、南風の風 速が4~6ms⁻¹ほど減速した。第3.2節で述べた中層 の乾燥化に加え、豊後水道や伊予灘から広島湾にかけ ての南風の減速も大雨の衰弱の要因の一つと考えられ る.

3.5 全メンバーによる降水量とストームに相対的 なヘリシティー,水蒸気フラックスとの関係

本節では全メンバーを用い,下層インフローの流入 側にある広島湾でのストームに相対的なヘリシティー (SReH) と高度 500 mの水蒸気 フラックス (Qflux)を計算し,同時刻の高度20 mの雨水混合比 (q_r)との関係を述べる.SReH は,積乱雲の移動を 差し引いた水平風ベクトルと鉛直シアにともなう水平 渦度ベクトルとの内積を高度 0 ~ 3 km 間で鉛直積分 したもので,加藤 (2016)が線状降水帯の形成のしや



第8図 再現の良いメンバーの19日22時における高度400 m(第7層)の(a)
南北風成分と(b)水蒸気混合比の水平分布.赤い実線は強雨域,各色で示した実線は各時刻における15 m s⁻¹と17 g kg⁻¹の等値線を示す.
(a)の黒い実線の四角は第11図で使用する各指数の評価領域を示す.

すさを示す指数としての利 用を提案している.SReH の計算時に使われる積乱雲 の移動ベクトルは,加藤 (2016) と同じく Maddox (1976) に従い,高度 0 か ら 6 km の水平風を密度で 重みをつけて平均し,右に 30度回転させて,さらにベ クトルの大きさを75%にし たものを用いた.SReH は 高度 1 km 以下と 3 km の 風向が異なり,ともに風速 が強いと値が大きくなると いう特徴を持っている.



-10-9-8-7-6-5-4-3-2-10 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

第9図 (a) 20日0時00分の再現の良いメンバーと(b) 19日23時40分の再現の悪いメンバーの高度400m(第 7層)の南北風の風速(色域で示す,暖色系ほど南風が強い)と水平風分布.(c) 20日0時00分の再現 の良いメンバーの風速から23時40分の再現の悪いメンバーの風速を差し引いた分布.(d)~(e)は, (c) の20分前,40分前の同様な分布,暖色系は再現の良いメンバーの風速の方が大きいことを示す。 (a) の20日0時00分と(b) の23時40分は、それぞれ再現の良いメンバーと再現の悪いメンバーの最盛 期となった時刻である.



第10図 再現の良いメンバーの高度400m(第7層)における「衰弱期」(20日 2時)と「最盛期」(20日0時)との(a)水蒸気混合比の差と(b)水 平風速の差. 寒色系は「最盛期」の方が大きいことを示す.

41

Q-flux と SReH を縦軸と横軸に, *q*rの大きさを丸 で示した散布図を第11図に示す. SReH や Q-flux, arはそれぞれ第8図aに黒枠で囲んだエリア内で、11 格子×11格子(22×22 km)の各指数の領域平均を算 出し、そのエリア内にある複数の平均値の最大値を用 いた。これは、そのまま格子点の最大値を用いると対 流スケールの大きな値になってしまうこと, 逆に枠内 全体で平均すると値が小さくなって差が見いだせなく なるためで、降水帯よりやや小さい広さを採用した。 全てのメンバーについて、第8図で示した強い南風域 が広島湾南部に到達していた22時から衰弱期の2時20 分までを描画した。20分毎に描画しているために分布 が比較的にまとまって見えるが、それぞれ SReH と Q-flux, q-の関係を表しており、すべての点におい て議論することができる。線状降水帯は, SReH と Q-flux, q_r の特徴から,時間とともに以下の4つの 領域 I~IVを経過する変化をした.



第11図 19日22時~20日2時20分までの20分毎の 全アンサンブルメンバーの雨水混合比 (g kg⁻¹)とストームに相対的なヘリシ ティー(m² s⁻²)と水蒸気フラックス (g m⁻² s⁻¹)との散布図。雨水混合比は 丸の大きさで表し、右下の赤丸は凡例で ある。

領域 I : Q-flux が大きく, SReH と q_rが小さい領 域 (水色)

22時には強い南風域が広島湾南部に到達していたた め、Q-flux は第 6 図 b で示したように320 g⁻² m s⁻¹ 以上の大きな値となっている。しかし、Q-flux が大 きくても、SReH が小さく、q-も小さい。この領域に 対応する時刻は発生・発達期前半の19日22時~22時40 分であった。

領域II:Q-flux と SReH, q_rも大きい領域 (うすだいだい色)

引き続き *Q*-flux が大きく,SReH も増加して大き くなり *q*-も大きくなっている.対応する時刻は,発 生・発達期後半の19日23時~23時40分であった.

領域Ⅲ: Q-flux と SReH が減少し q_rが小さくなる 領域(緑)

領域Ⅲになると Q-flux と SReH の両方が減少し q.も小さくなっている。Q-flux と SReH の減少の程 度を比較するために、時間帯が領域Ⅱから領域Ⅲに 移ったときの Q-flux と SReH の平均値の差につい て,それぞれのばらつきに対する大きさを求めた. Q-flux と SReH について, 要素の領域 II と領域IIIの 平均値は、それぞれ349.33gm⁻²s⁻¹と323.56gm⁻² s^{-1} , 190.95 m²s⁻²と180.89 m²s⁻²であり, 差は Qflux が25.75g m⁻²s⁻¹, SReH が10.09 m²s⁻²であっ た。領域IIとIIIの標準偏差の平均(Q-flux は14.93g $m^{-2} s^{-1}$, SReH は18.5 $m^2 s^{-2}$) で割ると, Q-flux が 1.73. SReH が0.55となって、*Q*-flux が SReH より も大きい。このことは、領域IIとIIIでの点の重なりが 横方向の SReH に比べて縦方向の Q-flux の方が分布 の重なり合いが小さいこと、つまり、Q-fluxの方が 顕著に減少していたことを示唆している.この Qflux の減少は先に述べたように、下層の南風の減速 によるものである。時刻は20日0時~1時20分で最盛 期前半であった.

領域IV: Q-flux と SReH, qrも小さい領域

Q-flux と SReH が小さくなり,雨水の q-も小さく なった。時刻は1時40分~2時20分(紫色)で最盛期 後半~衰弱期に対応している。

領域 I からIVでの q_r の変化と八木での降水量に注 目して定義した線状降水帯の発達ステージで、発達ス テージの最盛期前半にも拘わらず q_r が小さくなり、 一致していない.これは q_r が第8図aの黒枠内の22 km四方の最大値、発達ステージは八木1地点で定義



第12図(a)雨水混合比と高度500mの水蒸気量にSReHを乗じた値との散布図。緑色の点:19日22時~22時40分,赤色の点:19日23時~23時40分,青色の点:20日0時~20日1時20分,水色:20日1時40分~2時20分。(b)SReHが180m²s⁻²以上のときのQ-fluxと40分後の雨水混合比との散布図,緑色の点:19日23時~23時40分,赤色の点:20日0時~20日1時20分,青色の点:20日1時40分~2時20分。

しているためによる違いと考えられる。

第11図は、大雨を引き起こす線状降水帯の形成のし やすさ(SReH)と供給される水蒸気量(Q-flux)の 両方が大きい時に雨水混合比(q_r)が大きいことを示 している.つまり両方の条件が整った時に大雨になる と言える。そこで、SReH にQ-flux と同じ高度の 500 mの水蒸気混合比を乗じた値と q_r の関係を調べた (第12図 a).SReH に乗じる変数として第11図で用い たQ-flux を用いることもできるが、SReH にも風速 が含まれることから、風速の効果の二重評価を避ける ため、ここでは風速を含まない水蒸気混合比を用いる ことにした。複数の効果を積で与える指数の妥当性に ついては、第5節のまとめでも述べる。

複数の時刻について,SReH に水蒸気混合比を乗じた値と同時刻のqの散布図(第12図 a)を作成すると,これらの値に強い正相関(相関係数0.71)があった。評価エリア内のQ-fluxの最大値は下層インフローの上流側である広島湾にあるため,降水域に到達するまでの時間を考慮すると,さらに相関係数が大きくなると期待できる。そこで水蒸気量やSReHの時間を10分ずつ遡らせて相関係数がより大きくなる時刻を見出した。第12図bはそうして描いたSReHが180m² s⁻²の以上のときのQ-flux とその40分後のqの散布図である。qとQ-flux との相関係数はさらに大きくなり,0.76となっていた。この40分という時間差について前方流跡線解析を用いて確認した(第13図)。具体的には、19日23時のQ-fluxの極大値が出現したポイントにそれぞれ20のメンバーのトレーサーをセッ



0.08 0.10 0.20 0.40 0.60 0.80 1.00 1.20 1.40 1.60 1.80

第13図 全メンバーから求めた19日23時の水蒸気 フラックスの最大値出現ポイントから20 日0時までの全メンバーの前方流跡線 図.前方流跡線上の点は10分毎の位置を 示し,青は再現の良いメンバー,赤は再 現の悪いメンバーを示す.色域は地形の 標高を示す.

トし、モデルが出力している10分ごとの風分布を線形 内挿して1分ごとに作成した風分布を利用して、ト レーサーを移動させて、20日0時までの位置を追跡し

2019年2月

153

た.その結果,八木に達して降水を強化したと思われる 気塊は,20分前には沿岸部に,40分前には Q-flux の 極大値のある広島湾にあったことが確認できた.この 地点の八木との距離は約40 km であり,風速15 m s⁻¹ とした場合の移動距離(36 km)にほぼ匹敵してい る.この結果は気塊の移動時間を考慮すると,相関が より強くなり,より正確な予測につながる可能性があ ることを示唆している.

a-と下層インフローの上流側である広島湾の Qflux と相関係数が大きいことを示したが、対応の良 い領域がどのように分布しているかを調べるために *q*_rと同じ領域における1時間降水量(*q*_r-1h)に対す る Q-flux の感度解析 (Yokota et al. 2016) を行っ た. Q-flux の時刻は q-1h を評価する 1 時間の始め の時刻を用いており、Q-flux はその時刻からの1時 間積算値である q-1h に反映されると考える. 感度 は *q*-1 h と *Q*-flux との共分散を *Q*-flux の分散で 割った値で、Q-flux の変化に対して q-1h をどれだ け大きく変化させるかを示す。23時30分における Qflux では大きな感度の領域が広島湾の南側に見られ た(第14図 a). この分布は前方流跡線解析で q-と強 い相関を持っていた Q-flux の気塊の起源が広島湾の 南側にあったことと整合的である。降水域の東側にも 負の大きな感度域があるが,そこでの関係を議論する ためには,流跡線解析などの他の手法での確認が必要 であり、ここでは議論しない. Q-flux と同じ高度と 時刻の水蒸気量と南北風で同様な図を描いてみると (第14図b, c), 南北風が広島湾南側で Q-flux と似 た分布をしており,水蒸気量よりも南風が *Q*-flux の 感度を決めていたことを示している.この結果は再現 の良いメンバーと再現の悪いメンバーで得られた結果 とも整合的である.

4. 下層インフローと安定度の関係

ここまで高度400 m に注目して下層インフローと降 水量との関係を調べてきたが、実際の下層インフロー には厚みがあり、厚いほど多量の水蒸気が降水域に供 給され、降水量も増加する可能性がある.また、大雨 の発生時に中層が湿っていたことを第3.2節で示した が、中層の乾燥具合が降水量に影響する可能性もあ る.ここでは中層の湿りの効果を反映するものを含む 不安定指数と降水量との相関を示し(第4.1節)、再現 の良いメンバーや再現の悪いメンバーの線状降水帯を 横切る断面図からそれぞれの水蒸気の鉛直分布の特徴 を述べる(第4.2節).最後に下層インフローの厚みの 効果を議論するため、インフローの上端高度に近い高 度844 m の水蒸気量分布を第4.3節で示す.

4.1 再現の良いメンバーを用いた不安定指数と降 水量との関係

本節では KI (K-Index), SSI (Showalter Stability Index), CAPE (地上から高度500 m までの平均 した気塊を持ち上げて算出), SWISS (大野 2001) の4つの不安定指数について,降水域の下層インフ ローの上流側にある山口県南東部の4地点(岩国市美 和,岩国,柳井,八島)(第1図 c) での値を評価し た.評価期間は,「発生・発達期」の19日21時から





「最盛期」の20日0時までで、60分毎にそれぞれの指 数と八木 SMQR との相関係数を算出した。その結 果,第2表に示すように地点や時間で大きく値がばら つく結果になった。相関が相対的に強かったのは19日 22時の八島で、KIやSSI、SWISS がそれぞれ 0.686, -0.613, -0.668であった. しかし, その1 時間後にはそれぞれ0.009, -0.340, -0.199と大き く変動した. これは KI が850 hPa の露点や700 hPa の湿数を用いて計算する値であり、SSIや SWISS も 持ちあげる850 hPa の湿度や600 hPa の湿数が値に大 きく影響を及ぼす指数であること(第2表の各不安定 指数の詳細を参照),第4図aで示したように中層の 湿った領域の水平スケールが数百 km から50 km と小 さく、さらにその領域中も一様でないこと、そのため 固定した地点で見ると、湿りに関わる850 hPa の露点 などの値が時間的に大きく変動するためと考えられ る、しかしながら、22時や0時に見られた中層が湿っ たときの不安定指数と隆水量と比較的に強い相関は、 中層の湿りと降水量との間に何らかの関係があること を示唆している.

上記で示した不安定指数は前節で議論した下層イン フローで得られた相関係数に比べると、全般に小さい 値となっている.これは、水蒸気フラックスに関わる下 層風の情報がないためと考えられる(SWISS に含ま れる風速シアの高度は3kmと6kmで下層とは言え ない)。特に CAPE は指数の中で最も全体的に相関が 弱い.これは、指数内に水蒸気フラックスに加えて中 層の湿りに関する情報もないためで、CAPE だけで は降水量を議論することが難しいことを示している.

4.2 再現の良いメンバーと悪いメンバーによる下 層インフロー側の水蒸気の鉛直分布の影響

「最盛期」(20日0時20分)における再現の良いメン バーと再現の悪いメンバー(20日0時30分)につい て,降水域の西部分を通過する南北鉛直断面図を作成 し,下層インフローの流入側の水蒸気分布を確認した (第15図).両方のメンバーの下層の200mから700m の高度には、それぞれ矢印で示したような湿った下層 インフローの層がある。その上側の高度3.0 km から 5.5 km に比較的に乾燥した層があり、再現の悪いメ ンバーの方がより乾燥していた、この乾燥した気塊 は、第3.2節で説明したものと異なり、南西側からの 移動してきたもので、高度4620mの湿度で見ても再 現の悪いメンバーの方がより乾燥した領域がより降水 域に接近していた。中層の乾燥気塊が降水域に接した 場合, 乾燥した気塊が降水域に入り込み, 浮力を弱め るために対流が発達しづらくなると考えられるため, この中層の乾燥具合も再現の悪いメンバーで降水量が 少なかった原因の一つであった可能性がある。

第16図と第8図を比較するとわかるように、中層の 乾燥域は下層インフローに比べて空間的に変化が大き く、評価が難しい.より詳細に解析するには、流跡線解 析などの手法が必要になるため、ここでは再現の良い メンバーと再現の悪いメンバーの比較にとどめ、全メ ンバーを用いた評価については今後の課題としたい.

- 第2表 2014年8月19日21時~20日0時の各地点での各不安定指数と八木SMQRとの相関係数.相関係数が0.6以上,または、-0.6以下のセルを影域とした。各不安定指数の詳細は以下の通り.
 - KI: 850 hPa の気温 (*T*₈₅₀), 500 hPa の気温 (*T*₅₀₀), 850 hPa の露点 (*T*_{d850}), 700 hPa の気温 (*T*₇₀₀), 700 hPa の露点 (*T*_{d700}) で決まる不安定指数, *T*₈₅₀ *T*₅₀₀ + *T*_{d850} (*T*₇₀₀ *T*_{d700}) で定義され, 値が大 きいほど不安定が強まる.
 - SSI: 850 hPa の気塊を断熱的に持ち上げ凝結高度まで持ち上げ、そこから湿潤断熱的に500 hPa まで持ち 上げたときの空気塊の気温と500 hPa の気温の差、数値が小さいほど不安定が強まる.
 - CAPE:対流有効位置エネルギー、上昇する気塊と周囲の大気との気温差によって決まる指数で、持ち上が る空気塊の運動エネルギーに関連し、値が大きいほど上昇流の強い対流となる。
 - SWISS: SSI と600hPa の湿数(($T T_d$)₆₀₀),高度3 km と高度6 km の鉛直ウィンド・シア(WSH3-6) で決まる不安定指数で,熱力学的なパラメータと運動学的なパラメータが含まれる, SSI+0.1 ($T - T_d$)₆₀₀+WSH₃₋₆で定義され,値が小さいほど不安定が強まる.

	KI	KI	KI	KI	SSI	SSI	SSI	SSI	CAPE	CAPE	CAPE	CAPE	SWISS	SWISS	SWISS	SWISS
	21時	22時	23時	0時	21時	22時	23時	0時	21時	22時	23時	0時	21時	22時	23時	0時
岩国市美和	-0.144	-0.230	0.246	0.459	0.042	-0.035	-0.187	-0.668	0.070	0.230	-0.367	-0.491	-0.096	-0.254	-0.180	-0.114
岩国	-0.103	0.030	-0.075	0.652	0.197	-0.413	-0.303	-0.408	0.440	0.201	0.045	0.458	0.109	-0.255	-0.165	-0.301
柳井	0.063	-0.042	0.176	0.457	0.013	0.085	-0.157	-0.344	0.100	0.245	0.303	0.175	-0.231	-0.047	-0.065	-0.364
八島	0.387	0.686	0.009	0.019	-0.245	-0.613	-0.340	-0.280	-0.255	-0.350	0.341	0.249	-0.086	-0.668	-0.199	-0.051



第15図 20日0時20分における(a)再現が良いメンバーと20日0時30分における(b)再現が悪いメンバーの 相対湿度(%)の鉛直断面図。鉛直断面図の位置を右上の同時刻の10分間降水分布の内側に示す。右下 は高度4620mの湿度分布。矢羽は水平風を示す。旗は50kt,長い羽根は10kt,短い羽根は5ktを示 す。鉛直断面図内で下層インフローを矢印で,破線の丸で下層インフロー側の中層の比較的に乾燥した 気塊を示す(1kt=0.51ms⁻¹)。



第16図 再現が良いメンバーの19日22時における高度844 m(第10層)の(a)の南北 風成分と(b)水蒸気混合比の水平分布.赤い実線は強雨域,各色で示した実 線は14 m s⁻¹と17 g kg⁻¹の等値線を示す.

4.3 再現の良いメンバーによる下層インフロー 上端付近の水蒸気量の移動について

気象研究所(2014)では広島市へ流入した水蒸気に ついて,豊後水道に集中した南風が上昇流を形成し, 水蒸気を高度1 km付近まで蓄積させたとしている. 水蒸気の蓄積などで下層インフローが厚くなった場 合,より多くの水蒸気量が供給され,降水量が大きく なることが考えられる.ここでは,「再現の良いメン バー」を用いて,下層インフローの上端に近い844 m (第10層)での南風と水蒸気量の分布を調べた.南風 について,高度400 m(第8図 a)と同様に20時に伊 予灘から広島湾南部に南風が強い領域があり(第16図 a),時間とともに北上して,22時に広島湾南部に到 達,領域の北端で降水が発生していた。しかし,水蒸 気混合比は南風とは異なり,水蒸気量の多い領域が国 東半島の東にあって,この領域が北東へ移動して22時 には広島湾沿岸部に到達していた(第16図 b).水蒸 気量の多い領域の到達が「発生・発達期」の時刻と一 致し,場所も大雨と一致していることから,高度844 mからの水蒸気の供給も大雨の発生に関連している 可能性がある。この高度844 mの湿った領域の移動 は,再現の悪いメンバーでも同様に見られており(図 省略),再現の良いメンバーだけの特殊な振る舞いで はない.また,国東半島の東からの移動は気象研究所 (2014) が指摘した水蒸気量の蓄積のみでは説明でき ないことから,下層インフローよりも高い高度の湿っ た気塊の下層インフローとは異なった領域からの移流 も大雨の発生の要因の一つとして考慮すべきことを示 唆している。また、高度が異なるが第4図で示したよ うに,国東半島の東側の水蒸気量の大きな領域はその 北西側の広く湿った領域 atmospheric river の一部と 考えられる.

5. 結論

本論文では、アンサンブル予報を用いて線状降水帯 の特徴を再現した複数の孫予報を用いて、2014年8月 に広島県南部で発生した大雨を解析した。以下に、ア ンサンブル予報の再現が良いメンバーによる解析、再 現が良いメンバーと再現が悪いメンバーとの比較、全 メンバーから求めた相関を使って調べた下層インフ ローなどの環境と降水量の関係をまとめる.

再現の良かったメンバーの解析や再現の良かったメ ンバーと再現が悪いメンバーとの比較から,大雨につ いての以下の知見を得た。

- 中層の湿った気塊が九州北部から広島県付近に到達 しているときに(第17図 a の C),湿潤な強い南風 の気塊が伊予灘から北上して広島県南部に到達し、 大雨が発生・発達していた(第17図aのA).本論 文の実験で再現した下層インフローは,水蒸気量に 比べ南北風に大きな差があり, 南風の強いメンバー では、より明瞭な線状降水帯になっていた(第17図 aのA).
- ②中層の比較的に乾燥した気塊が九州から到達すると 共に(第17図bのH),伊予灘から広島湾の南風が

小さくなって(第17図bのG),降水が弱まった。

- ③大雨の発生時には、高度400mの下層インフローの 強い南風の湿潤な気塊に加えて、高度844mの水蒸 気量の大きい領域が国東半島の東側から広島県南部 に到達していた(第17図 a の B).
- ④地形による上昇流が降水セルを発生させる機構が働 いた。再現の良いメンバーでは、発生した降水セル が同じ経路上を移動して,既存の降水帯の南端で併 合して発達するという線状隆水帯を形成するバック ビルディング形成の機構が働いていた(第17図 a のF).
- ⑤広島湾からの南寄りの気流と降水セルから発散する 北寄りの気流の収束線が隆水帯の連続する隆水域の 南側にあることがみられ、冷気外出流がこの降水帯 の維持に寄与していたと考えられる(第17図aの E).
- ⑥再現が悪いメンバーでは、南側からのより乾燥した 気塊が降水域に中層で接近し、少ない降水量の原因 になった可能性がある(第17図aのD). 乾いた中 層の気塊の降水量への影響の評価は今後の課題とし たい。
- (7)不安定指数と降水量との相関係数は、中層の湿った 領域の影響を受け、降水域の南側の狭い範囲でも値 が大きく変わり、時間的にも大きく変動していた. 水蒸気輸送量を表現しない指数は降水量との相関が 弱く,利用時には注意する必要がある。

全メンバーの下層インフローと降水量から,以下の ような知見が得られた.

①この事例では、降水域と下層インフローの上流側の



(a)発生・発達期

第17図 広島県南部に発生した大雨の模式図、黄色の領域は atmospheric river の湿った領域、赤と青の矢印は 湿潤な気流と比較的に乾燥した気流を、赤と青の領域は湿潤な領域と比較的に乾燥した領域を示す。

広島湾南部を含む領域で評価すると、SReH と Q-flux がともに大きいと雨水混合比 (q_r) も大きくな り、SReH がある値 (180 m² s⁻²) 以上に限定する と、Q-flux と降水量がかなり強い正の相関をもっ ていた (第17図 a の A).

②①で述べた相関は、水蒸気が降水帯に供給されるまでの時間差を考慮すると、さらに強くなった。つまり、本論文の大雨事例では広島湾南部のQ-fluxと40分後の雨水混合比との対応が良かった。この対応の良さは、広島湾での高度500mの風速が約15ms⁻¹で、広島湾での湿った気塊が40分後に降水帯に到達していたことと整合的であった(第17図aのA)。

本論文では、得られた結果を妥当とするための以下 の議論するべき点がある.まず,親LETKFと子 LETKF で同じ同化データを与えている点である.通 常,親LETKFでは、時間空間的に大きい代表性を もつデータを与え、降水域を形成する比較的に大きな 空間スケールの収束の位置を大まかに再現する。そし て子 LETKF では、例えばドップラーレーダーの動 径風のような「より細かな観測データ」により、積乱 雲の位置などを修正する。親 LETKF と子 LETKF で同じ同化データを与えることについては、一般的に は,一つのスケールの同化において,同一のデータを 複数回用いることは,解析値が観測データに寄りすぎ るため望ましくないが、今回の実験では異なるスケー ルを再現するために利用しており、空間スケールや同 化データの働き方が異なることから,計算結果が利用 できる設定と考えている.

もう一つは、降水量の指数として用いた SReH と 水蒸気混合比の積についてである。積で表される指数 には、竜巻の発生ポテンシャルを表す指数として広く 利用されている EHI (Energy-Helicity Index, Davies (1993))があり、EHI は環境から渦の発生し やすさを示す SReH と発生しうる対流の強さを示す CAPE との積となっている。本論文での指数は、線 状降水帯の出来やすさの指数である SReH と降水に 変換される水蒸気量の積になっている。2つの要因を 一度に満たすことが必要な場合には、個々の効果を表 す指数の積を新たな指数とすることは EHI と同様に 妥当と考えている。

本論文では、降水量に対する指数として、降水域に 供給される水蒸気に注目して、SReH や Q-flux を用 いて議論してきた。大雨の発生のしやすさを議論する には、上記の指数に加えて対流が発生しやすいかどう か、どれぐらい強い対流になるかといった条件も必要 と考えられる。対流の発生のしやすさを表す指数に は、LFC(自由対流高度)や下層の気塊を持ち上げ る水平収束などが考えられ、対流の強さを表す指数に は CAPE などの不安定指数がある。不安定指数につ いては、これまでの多くの大雨事例で評価されている が、実際の線状降水帯による降水量予測には、上記の 条件を同時に評価することが必要であり、降水量に関 する指数としての SReH と Q-flux, SReH と水蒸気 量の積の有効性についても、更に事例を増やして確認 する必要がある。

謝 辞

この論文は、平成27-28年度に広島地方気象台と気 象研究所で行われた地方共同研究の成果です。予報同 化システムの初期値や境界値, 同化観測データは気象 庁数値予報課からいただきました。本論文で用いた同 化システムを構成する JMANHM は気象庁で開発さ れた非静力モデルです。同じく LETKF は理化学研 究所計算科学研究センターの三好建正チームリー ダー,気象庁國井 勝技術専門官の開発したシステム です。広島地方気象台の地方共同研究チーム以外の皆 様,府県気象研究会,地区研究会に参加された皆様, 気象庁観測部観測課観測システム運用室の加藤輝之室 長 (元気象研究所予報研究部), 気象研究所予報研究 部の津口裕茂主任研究官,東京大学の伊藤純至博士 (元気象研究所予報研究部),気象研究所予報研究部の 皆様から貴重なご助言をいたただきました。最後に、 匿名の査読者の皆様、編集委員の佐藤晋介様のコメン トにより論文の内容が大きく改善しました。ここに記 して感謝いたします.

参考文献

- Anderson, J. L. and S. L. Anderson, 1999: A Monte Carlo implementation of the nonlinear filtering problem to produce ensemble assimilations and forecasts. Mon. Wea. Rev., 127, 2741–2758.
- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. J. Atmos. Sci., 42, 1711– 1732.
- 中国新聞,2016:広島土砂災害関連死3人目認定,犠牲者 77人に,中国新聞2016年6月23日(木)朝刊,
- Davies, J. M., 1993: Hourly helicity, instability, and EHI

in forecasting supercell tornadoes. Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., 107-111.

- 濵岡昭之,風早範彦,仲田直樹,山田友幸,大谷修一, 2013:集中豪雨・大雨発生の必要条件の妥当性の確認と 十分条件の抽出(平成25-26年度地方共同研究関連)。 平成25年度大阪管区気象研究会誌,4pp.
- Hirota, N., Y. N. Takayabu, M. Kato and S. Arakane, 2016: Roles of an atmospheric river and a cut-off low in the extreme precipitation event in Hiroshima on August 19, 2014. Mon. Wea. Rev., 144, 1145-1160.
- 岩田奉文,風早範彦,仲田直樹,濱岡昭之,大谷修一,川 北昇司,立神達朗,2014:集中豪雨・大雨発生の必要条 件の妥当性の確認と十分条件の抽出(2014年8月19日~ 20日の豪雨事例),平成26年度大阪管区気象研究会誌,6 pp.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. J. Appl. Meteor., 43, 170-181.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. J. Atmos. Sci., 47, 2784-2802.
- 加藤輝之,2015:線状降水帯発生要因としての鉛直シアー と上空の湿度について.平成26年度予報技術研修テキス ト,20,114-132.
- 加藤輝之,2016:メソ気象の理解から大雨の予測について 〜線状降水帯発生条件の再考察〜.平成27年度予報技術 研修テキスト,21,42-60.
- 気象研究所,2014:平成26年8月20日の広島市での大雨の 発生要因〜線状降水帯の停滞と豊後水道の水蒸気の蓄積 〜.http://www.mri-jma.go.jp/Topics/H26/260909/ Press_140820hiroshima_heavyrainfall.pdf(2016.12. 25閲覧).
- Kunii, M. 2014; Mesoscale data assimilation for a local severe rainfall event with the NHM-LETKF system. Wea. and Forecasting, 29, 1093-1105.
- 栗原佳代子,金森恒雄,瀬古 弘,2009:2003年7月18日 に広島県で発生した線状降水帯-気象庁非静力学モデル で解析した気流構造と地形や中層乾燥気塊の効果-.天 気,56,613-626.
- Lilly, 1983: Helicity as a stabilizing effect on rotating convective storms. Preprints, 13th Conf. of Severe Local Storms, Tulsa, Amer. Meteor. Soc., 219–222.
- Lin, Y.-L., R. D. Farley and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. J. Climate Appl. Meteor., 22, 1065-1092.
- Maddox, R. A., 1976: An evaluation of tornado proximity wind and stability data. Mon. Wea. Rev., **104**, 133-

142.

- Miyoshi, T. and K. Aranami, 2006 : Applying a Fourdimensional Local Ensemble Transform Kalman Filter (4D-LETKF) to the JMA Nonhydrostatic Model (NHM). SOLA, 2. 128–131.
- Nakanishi, M., 2001: Improvement of the Mellor-Yamada turbulence closure model based on largeeddy simulation data. Bound.-Layer Meteor., 99, 349-378.
- Nakanishi, M. and H. Niino, 2004: An improved Mellor-Yamada Level-3 model with condensation physics: Its design and verification. Bound.-Layer Meteor., 112, 1-31.
- Nakanishi, M. and H. Niino, 2006: An improved Mellor-Yamada Level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. Bound.-Layer Meteor., **119**, 397-407.
- Neilsen E. R. and R. S. Schumacher, 2016: Using convection-allowing ensembles to understand the predictability of an extreme rainfall event. Mon. Wea. Rev., 144, 3651-3676.
- 大野久雄,2001:雷雨とメソ気象。東京堂出版。138.
- Saito, K. *et. al.*, 2006: The operational JMA non-hydrostatic mesoscale model. Mon. Wea. Rev., **134**, 1266– 1298.
- Schumacher, R. S. and C. A. Davis, 2010: Ensemblebased forecast uncertainty analysis of diverse heavy rainfall events. Wea. Forecasting, 25, 1103-1122.
- 瀬古 弘,三好建正,2010:アンサンブル予報を用いた線 状降水帯の再現実験.気象研究所技術報告,61,3.18-3.24.
- Seko, H., M. Kunii, S. Yokota, T. Tsuyuki and T. Miyoshi, 2015: Ensemble Forecast Experiments of Tornado Occurring on 6th May 2012 using a nested LETKF system. Progress in Earth and Planetary Science, 2:42, doi:10.1186/s40645-015-0072-3.
- 津口裕茂, 2016:線状降水带. 天気, 63, 727-729.
- 津口裕茂,加藤輝之,2014:集中豪雨事例の客観的な抽出 とその特性・特徴に関する統計解析.天気,61,19-33.
- Unuma, T. and T. Takemi, 2016a: Characteristics and environmental conditions of quasi-stationary convective clusters during the warm season in Japan. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **142**, 1232–1249.
- Unuma, T. and T. Takemi, 2016b: A role of environmental shear on the organization mode of quasi-stationary convective clusters during the warm season in Japan. SOLA, **12**, 111-115.
- Yokota, S., H. Seko, M. Kunii, H. Yamauchi and H. Niino, 2016: The tornadic supercell on the Kanto

159

Plain on 6 May 2012: Polarimetric radar and surface data assimilation with EnKF and ensemble-based sensitivity analysis. Mon. Wea. Rev., **144**, 3133-3157.

吉崎正憲,加藤輝之,2007:豪雨・豪雪の気象学.朝倉書 店,187pp.

Analysis on the Relation between the Heavy Rainfall and its Environment, Especially Low-level Inflow, Obtained by the Ensemble Forecast Experiments —Heavy Rainfall Event that Occurred at Southern Hiroshima on 19-20th August 2014—

Shuichi OTANI^{*1}, Naoki NAKADA^{*2}, Ayumu ISIMOTO^{*2}, Chikako AKIEDA^{*2}, Norihiko KAZAHAYA^{*2}, Yasutaka NISHIMORI^{*2}, Takeshi NAKAMURA^{*2}, Yukihiro YORIOKA^{*3}, Tatsuro TATSUKAMI^{*3}, Tomoyuki IWATA^{*4}, Hiromu SEKO^{*5}, Sho YOKOTA^{*5}

- *1 (Corresponding Author) Hiroshima Local Meteorological Office, 6-30 Kamihatchoubori, Naka-ku, Hiroshima, Hiroshima 730-0012, Japan.
- *2 Hiroshima Local Meteorological Office.
- *3 Osaka Regional Headquarters of the Japan Meteorological Agency.
- *4 Kochi Local Meteorological Office.
- *5 Meteorological Research Institute.

(Received 17 February 2017; Accepted 8 November 2018)

Abstract

A lot of information, such as correlation and sensitivity between the heavy rainfall and the environments, which cannot be obtained by a deterministic forecast, is expected to be obtained by many predicted scenarios of ensemble forecasts, when the ensemble forecast-analysis system is used in the analysis of the heavy rainfall. In this paper, the rainfall system, which caused the heavy rainfall on 19-20th August 2014 and recorded the heaviest rainfall amount during the observation periods over southern Hiroshima, was reproduced. The relation between the precipitation amount and the atmospheric environment, especially the low-level inflow from the south was investigated with the reproduced scenarios of the ensemble forecasts. The following 4 features were obtained from this investigation. (1) The intense southerly flow reached from Iyo-Nada to southern Hiroshima caused the heavy rainfall. (2) The more intense southerly flow produces the more-organized rainfall system, of which rainfall amount was heavier. (3) The water vapor flux of low-level inflow and the mixing ratio of precipitation in Hiroshima City correlated positively when the storm relative helicity at the inflow side of the system was large, and the correlation became larger when the time lag due to the advection of the air mass was considered. (4) In this case, the correlations between the instability indices, such as CAPE, and the rainfall amount are greatly fluctuated and becomes smaller than that of (3). These findings imply that it is difficult to use these instability indices in the discussion on the relation with the rainfall amounts, in this case.