

アンサンブル予測の更新に伴う不確実性の増幅を 考慮したリアルタイム線状降水帯予測

Real-Time Prediction of Line-Shaped Rainband Considering “Growing Forecast Uncertainty” Estimated from Update History of Ensemble Forecast

山口弘誠・黒田奈那⁽¹⁾・中北英一

Kosei YAMAGUCHI, Nana KURODA and Eiichi NAKAKITA

(1) 気象庁

(1) Japan Meteorological Agency

Synopsis

For disaster prevention, it is important to predict the duration and the amount of rainfall brought by line-shaped rainbands. We examined a prediction method of ensemble forecast under a hypothesis that ensemble forecasts for difficult-to-predict events show the characteristic that the ensemble spread does not decrease. We call “*GFU*” (Growing Forecast Uncertainty) as how became large the spread of updated forecast compare with the past ones. We analyzed ensemble forecast data of the recent line-shaped rainbands events and we found when the precipitation forecast was underpredicted, the *GFU* becomes larger. From these analysis, we think that *GFU* can be used to predict the occurrence and duration of line-shaped rainbands heavy rainfall and how forecast will go wrong.

キーワード: 線状降水帯, アンサンブル予測, ばらつき, 降水予測

Keywords: line-shaped rainband, ensemble forecast, spread, rainfall forecast

1. 序論

1.1 研究の背景

昨今、梅雨期の線状降水帯豪雨による河川の氾濫や土砂災害が各地で頻発している。2012年7月15日に発生した京都・亀岡豪雨や2014年8月20日に発生した広島豪雨、2017年7月5日に発生した平成29年7月九州北部豪雨などは降水域の移動方向の後端で積乱雲が発生するバックビルディング型の線状降水帯によって引き起こされた。特に平成29年7月九州北部豪雨では、死者、行方不明者合わせて42名、建物全壊325棟、半壊1108棟の甚大な被害が発生した。(内閣府, 2018)。長さ数十キロメートルにおよぶメソ対流系が形成され、強い降水域が同じ場所に長時間停滞し、中小規

模河川の氾濫や土砂災害をもたらした。これらは梅雨期豪雨として特に警戒すべき現象と考えられてきたため、データ同化手法の開発といった数時間程度先の予測精度向上に向けた研究が進められてきた。一方で、2020年7月3日から4日にかけて、組織化した積乱雲群が集まって形成された長さ2~300キロメートル程度の非常に大きな線状降水帯が、球磨川流域に長時間の雨をもたらした。この結果球磨川が氾濫し、熊本県内では65人も人命が失われた(内閣府, 2020)。大河川の氾濫からの避難やダム操作においても線状降水帯豪雨予測が重要であることを世間に愕然と認識させた災害であった。さらに2018年7月5~8日にかけて発生した平成30年7月豪雨では梅雨前線の停滞によりそこまで強くない雨が数日間続く中

で比較的強い線状降水帯が何度も通過したことが災害トリガーとなり、西日本各地で河川や土砂災害が同時多発的に発生したといわれている。このような線状降水帯の通過を数時間前に予測することも防災上重要である。

しかし現状ではこれらのような線状降水帯を単一のシミュレーション結果から決定論的に予測することは、線状降水帯のタイプによる差はあるものの困難だといわれている。モデル解像度や初期値の精度の制約に加え、積雲対流といった時空間スケールの小さい現象の非線形性卓越による急速な誤差発展が理由としてあげられる。そこで線状降水帯をはじめとするメソ α スケールからメソ β スケールの現象を確率的に予測するための領域アンサンブル予測が有用な手段として考えられている。気象庁でも2019年から領域アンサンブルであるメソアンサンブル予報の配信が開始された。アンサンブル予測からは単一の予報だけでは得られない様々なシナリオの予測情報が得られるため、防災の分野において有効利用が望まれる。しかし、現在主に利用されているのはアンサンブル平均予報であり、予測の分散も使われるが信頼度といった参考程度の情報というところで、アンサンブル予測情報を十分に利用しているとは言えない状況である。また、山口ら(2018)は、アンサンブル予測情報の有効利用に関して検討を行うため、雲解像モデルCReSSを用いて平成29年7月九州北部豪雨を対象にアンサンブル予測を行った。結果、アンサンブル平均だけでなく最大量を予測しているメンバーでさえ観測雨量よりも少ない降水を予測していた。このように線状降水帯の予測は困難であり、すべてのメンバーが予測を外してしまうことさえある。そのためアンサンブル予測のシナリオを超えるより危険側の情報作成も期待されている。

1.2 研究の目的

前節で述べた背景を踏まえ、アンサンブル予測情報をより高度に活用して予測困難な現象である線状降水帯豪雨の発生、継続を予測できないかと考える。そこで本研究ではいっそ予測は外れるものだという前提に立ち、“予測が外れることを予測”するという視点を持った。仮に降水予測が危険側(過小予測)に外れるような線状降水帯豪雨のリスクを前もって知ることができるとすれば、ダム の異常洪水時防災操作や住民避難の心構えをすることができ、降水予測情報のみを利用した際に比べてとることのできる防災行動の幅が広がると考える。

本研究では予測が外れることを予測するために、初期値の更新によって過去からの予測がどのように変化してきたか(以降“更新履歴”と呼ぶ)に着目した。一般的に予測情報は最新のものを確認し、今後何が起こるかという見方をするため、更新履歴を予測情報作成に用いることは新たな試みといえる。線状降水帯豪雨といった予測困難な現象では最新の予報になっても予測不確実性が小さくならない場合があると考えられる。このとき、予測が更新されても“アンサンブルのばらつきが小さくならず、むしろ大きくなる”という特徴が表れると考えた。本研究はこの特徴を予測困難さのシグナルとして用いることで予測が外れることの予測を目指すものである。近年発生した線状降水帯事例のアンサンブル予測の更新履歴と降水予測の外れ方との関係を調べることで、予測が外れるような現象の発生、継続、豪雨の定量予測の可能性を検討する。さらに、実利用を想定した解析と考察を行い、防災上有用な新たな情報の創出を目指す。

1.3 研究の目的

本論文の構成を[Fig. 1]に示す。

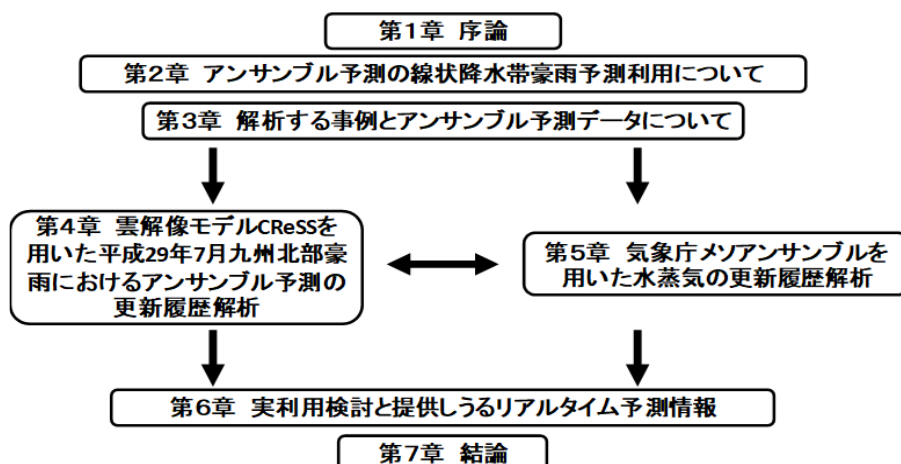


Fig. 1 The structure of this paper

第1章では、背景と目的について述べた。

第2章では、アンサンブル予測の説明と本研究のアンサンブル予測を用いた線状降水帯予測手法について述べる。

第3章では、解析する事例とアンサンブル予測データの説明を述べる。

第4章では、雲解像モデルCReSSを用いた平成29年7月九州北部豪雨アンサンブル予測の更新履歴解析を行う。

第5章では気象庁メソアンサンブルを用いた更新履歴解析を行う。

第6章では実利用を想定した解析と考察を行う。

第7章では結論について述べる。

2. アンサンブル予測の線状降水帯豪雨予測利用について

本章ではアンサンブル予測の概略と本研究のアンサンブル予測を用いた線状降水帯予測手法について述べる。

2.1 アンサンブル予測の豪雨予測利用について

(1) アンサンブル予測の概要

気象モデルに基づく数値予報においては、初期値やモデルの不完全性による系統誤差、また大気のカオス性による誤差の増幅により、現象を時間・場所とともに正確に決定論的に予測することは困難である。そこで、複数の数値予報の集合（アンサンブル）を統計的に処理して最も確からしい予報を得る手法であるアンサンブル予測を行うことがその解決策の一つになると考えられる。アンサンブル予測の集合の取り方には、初期値アンサンブル、モデルアンサンブル、境界値アンサンブルといった多種多様な方法がこれまでに提案されている（気象庁予報部、

2006）。アンサンブル予測の模式図を[Fig. 2]に示す。個々の予報をメンバーと呼び、特に初期値の誤差や数値予報モデルの不完全性を考慮しない単独の予報をコントロールランと呼ぶ（経田・林, 2007）。アンサンブル予測を用いることで単独の予報よりも多くの有用な情報を得ることができる。原理的にアンサンブル平均予報はランダムな誤差が軽減された中間的な値で、期待値に等しい。また、メンバーによる予報のばらつきが大きい時、その予報の確からしさは相対的に低いとみなすことができる（経田・林）。また、アンサンブル予測の最大値や最小値を参照することにより、起こりうる現象の幅を読み取ることができる。

気象庁ホームページによると、現在5日先までの台風予報、1週間先までの天気予報、それより長期の天候予測に全球モデルを用いたアンサンブル予測を利用しており、平均やばらつきの程度といった情報から、最も起こりやすい現象や、起こる確率、予報の信頼度や範囲を発表している。これらのアンサンブル予測は、台風や低気圧といった比較的大きいスケールの現象を予測対象にしている。また、それよりも時空間的に小さいメソスケール現象を予測対象とする領域アンサンブルとして、2019年6月に水平解像度5kmのメソアンサンブルの配信が開始された（気象庁予報部, 2019a）。

(2) 領域アンサンブル予測の防災利用への期待について

線状降水帯といった豪雨災害を引き起こすようなメソスケールの現象を決定論的に予測することは困難だといわれている。積雲対流などの時空間スケールの小さい現象の非線形性が卓越し、初期値のわずかな誤差が急速に時間発展するため、短時間で予測限界を迎えるためである（気象庁予報部, 2019b）。また、気象モデルや初期値の精度の制約で、小さな

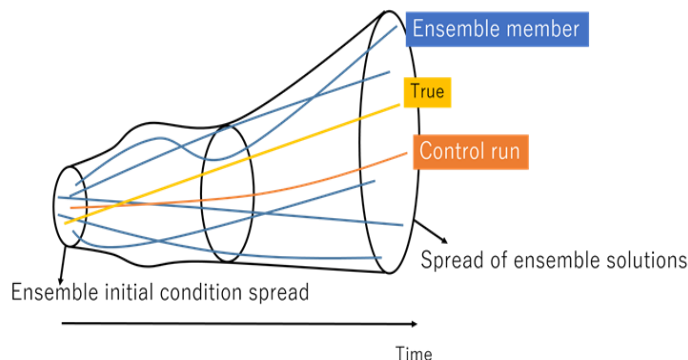


Fig. 2 Schematic figure of ensemble forecast. The blue line represents the individual members, the orange line represents the control run, and the black line represents the edge of the set of ensemble members.

時空間スケールの現象を十分に表現できないことも理由の一つである。そこで、メソスケールの現象を確率的に予測するための領域アンサンブルが防災にとって有用な手段として期待されている。近年ではコンピュータ性能の向上で高解像度の大規模計算が可能になり、世界各国の気象機関で領域アンサンブルの配信が開始されている(気象庁予報部, 2015)。前項で述べたように、日本でもメソアンサンブルの配信が開始された。領域アンサンブルを利用した豪雨の予測可能性や利用方法についての研究も活発に行われている(Nielsen and Schumacher, 2015; Qiao et al., 2020など)。しかし、防災の現場ではアンサンブルで予測シナリオが複数あったとしても、とることのできる防災行動は一つだけである。どのように予測シナリオを選択するか、予測の不確実性の情報をどのように防災行動に反映させるかは依然として課題であり、アンサンブル予測の防災利用は浸透していないのが現状である。

(3) 梅雨期の線状降水帯を対象としたアンサンブル予測の既往研究

山口ら(2018)は、梅雨期の線状降水帯を対象としたアンサンブル予測の有効活用に関して検討を行うため、線状降水帯が長時間同じ場所に停滞したことによって大きな被害が発生した平成29年7月九州北部豪雨を対象に、雲解像モデルCReSS(Tsuboki and Sakakibara, 2002)を用いて5日12:30~21:00の時間でアンサンブル予測を行った。まず、アンサンブル平均をみると、観測された降水量と比べて、特に大きな被害があった福岡県朝倉市周辺の12:30~21:00の積算降水量を過小予測していた([Fig. 3])。また、各メンバーの積算降水量の時間変化を、観測値である朝倉アメダスと比較すると、12:30~15:00の2時間30分間は、観測と同程度の降水を予測していたメンバーが2メンバーあったものの、その2メンバーは豪雨がそれ以降も継続することを表現しておらず、12:30~21:00の積算降水量ではすべてのメンバーが観測の半分以下であった([Fig. 4])。

山口らの行ったアンサンブル予測から、平成29年7月九州北部豪雨は、特に予測が難しい事例であったと考えられる。このような事例においては必要な防災上の対策が十分に行えない可能性がある。また、実際に起きている雨に対して必要な対策をとるといふ防災の実務上、現実には起こっている降水がどのくらい続くのかという情報も重要である。アンサンブルから得られる降水予測以外の情報から、予測が難しい線状降水帯豪雨が発生する、また継続する可能性をリアルタイムに知ることができないかと考える。

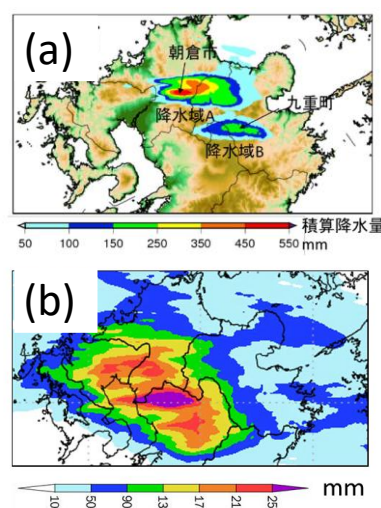


Fig. 3 Accumulated rainfall (12:30-21:00) in the ensemble forecast of heavy rainfall in the northern Kyushu heavy rainfall in July 2017 by Yamaguchi *et al.* (cited from Yamaguchi *et al.* (2018)). (a) XRAIN; (b) Ensemble mean.

2.2 アンサンブル予測の更新に伴う不確実性増幅に着目した予測

本節では、本研究の基軸とするアンサンブル予測の更新に伴う不確実性増幅に着目した予測手法につ

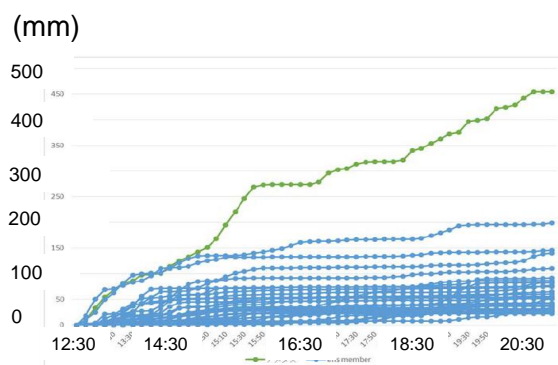


Fig. 4 Accumulated rainfall (12: 30 ~ 21: 00) at Asakura (cited from Yamaguchi *et al.* (2018)). The blue line represents individual ensemble members and the green line represents AMeDAS at Asakura.

いて説明する。

(1) アンサンブル予測の“更新履歴”を用いた“予測が外れることの予測”

これまで述べてきたように、線状降水帯の予測は困難であり、すべてのメンバーが予測を外してしまうことさえある。そこで、いっそ予測は外れるもの

だという前提に立ち、“予測が外れることを予測”することを考える。仮に降水予測が危険側(過小予測)に外れるような線状降水帯豪雨のリスクを前もって知ることができるとすれば、豪雨災害への心構えができ、さらに危険が迫った際に素早く防災行動がとれると考える。

このリスク情報が利用できると想定される具体的な場面について述べる。国土交通省河川砂防技術研究「アンサンブル気象予測情報の時間変化に着目した洪水管理への利用手法の開発(研究代表者:山口弘誠):2019~2020年度」のもと、国土交通省近畿地方整備局淀川ダム統合管理事務所ですべて実際にダム管理を担当されている方に聞き取り調査を行ったところ、ダムの異常洪水時防災操作(緊急放流)には多くの人員が必要とのことであった。降水予測が危険側(過小予測)に外れるようなリスクを前もって知ることができるとすれば対応にあたる人員が招集や放流の心構えをすることできると考えられ、いざ緊急放流の可能性が高まった際に素早く対応することができる。また、放流決定から実際に放流するまでには5~6時間程度の時間を要すると伺った。5~6時間程度以上前に予測が危険側に外れることを予測できれば、異常洪水時防災操作の決定自体に利用することも期待される。このように予測が防災上危険側に外れるというリスク情報は洪水時のダム操作に用いることができると考える。別の例を挙げれば夜間避難や高齢者などの要支援者の避難の心構えや決定のためにも利用できると考える。

本研究では予測が外れることを予測するために、初期値の更新による予測結果の変化の情報(更新履歴)に着目する。更新履歴を用いることで、予測が更新されることによる予測精度の変化を見ることができ、気象予測では、時間が進むにつれて解析値が新しく更新され、その解析値を初期値としてどんどん最新の予報に更新されていく。一般的に最新の解析値を用いた予報ほど精度が良く、より現実に近い値が予測できると考えられる。また、過去の予報では表現できなかった現象も予測できる場合が多い。しかし、本研究が対象とする線状降水帯豪雨といった予測困難な極端現象に関しては最新の予報になっても予測精度が良くならない場合があると考えられる。このとき、アンサンブル予測の更新履歴に特有の特徴が表れると考えた。この特徴を予測困難さのシグナルとして用いる。

(2) 予測困難な現象に対するアンサンブル予測の更新履歴の特徴の仮説

本研究が用いるアンサンブル予測の更新履歴に現れる予測困難さの特徴について述べる。アンサンブ

ル予測の予測精度は、予測の平均値とばらつきに現れる。例えば、予測の平均値が全体的に現実に近いほど、また、ばらつきが小さいほど予測精度が高いと言える。ここで、日常的な気象現象に対するアンサンブル予測の更新に伴う変化の仕方を[Fig. 5]に示す。アンサンブル予測を行うとアンサンブル平均はより現実の値に近づき、アンサンブルのばらつきは同じ時刻で比べると最新の予報のほうが小さくなると考えられる。[Fig. 5] (a)の $t+2\Delta t$ を見ると、 t を初期時刻とする過去予測のアンサンブル平均よりも $t+\Delta t$ を初期時刻とする最新予測のアンサンブル平均の方が現実の場に近いいことを表している。また、[Fig. 5] (b)に関して同じく $t+2\Delta t$ を見ると、過去の予測のばらつきよりも最新の予測のばらつきの方が小さいことを表している。

一方、線状降水帯豪雨といった予測困難な極端現象では、予測が更新されても予測精度が良くならないと考えられる。その際のアンサンブル予測の更新に伴う変化の仕方の仮説を[Fig. 6]に示す。アンサンブル平均は現実の値に近づいていかず、むしろ離れていくと考えられる。これは、モデルの不完全性や、初期値の誤差による系統誤差によるものと考えられる。ここで[Fig. 6] (a)の $t+2\Delta t$ を見ると、最新の予測のアンサンブル平均(実線のx印)は、過去の予測のアンサンブル平均(点線のx印)よりも現実の値から遠ざかっていることを表している。これは山口ら(2019)がパターン1の特徴と呼んだものである。また、アンサンブルのばらつきは小さくならず、むしろ大きくなると考えられる。初期値に与えた小さな差のカオスの成長によるものと考えられる。[Fig. 6] (a)の $t+2\Delta t$ を見ると、最新の予測のアンサンブルのばらつき(実線の矢印)は、過去の予測のばらつき(点線の矢印)よりも大きくなっていることを表している。これは山口らがパターン2の特徴と呼んだものである。

以上、予測困難な現象に対するアンサンブル予測ではこれら2つの特徴のどちらか一方か、もしくは両方の特徴が表れると考えられる。

(3) 予測更新に伴う不確実性増幅指標GFU

本研究では、特に“アンサンブルのばらつきが小さくならず、むしろ大きくなる”パターン2の特徴を予測に使うために着目した。予測値のみで特徴を見ることができ、将来に対する連続的な予測情報を用いているパターン2は、予測困難な現象が起こる時刻または継続時間を付加した予測手法を提案できると考えたためである。

アンサンブルのばらつきに現れる予測不確実性が、予測更新に伴い大きくなる度合いを指標化することを考えた。この予測更新に伴う不確実性増幅の指標

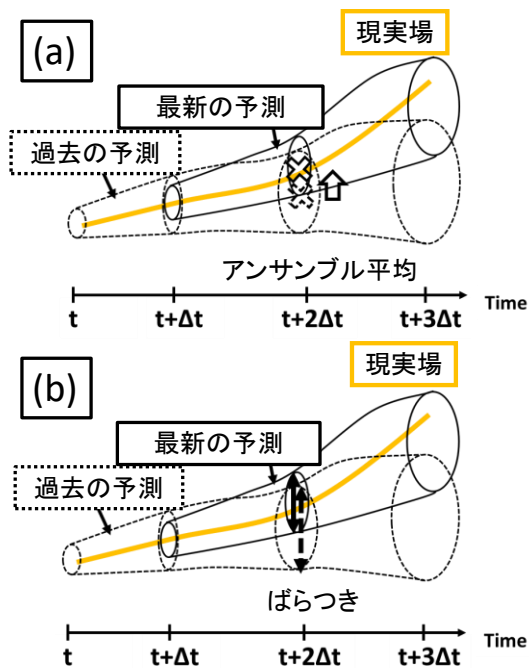


Fig. 5 Update history of ensemble forecast for normal event.

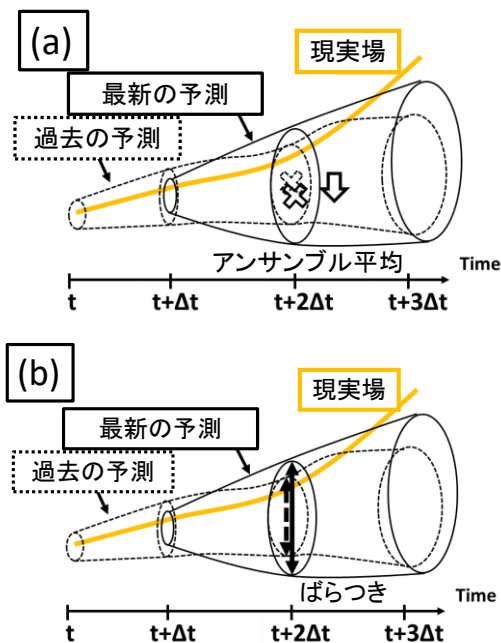


Fig. 6 Update history of ensemble forecast for difficult-to-predict event..

をGFU(Growing Forecast Uncertainty)と呼ぶことにする。予測が外れるような極端現象に対するアンサンブル予測ではGFUが大きくなると考えられる。逆に、この指標が大きくなった時、非線形効果が卓越する、すなわちカオスの成長が大きくなることから、予測が不確実で難しい現象が起きるシグナルとなると考えた。ここからGFUは予測が外れるリスク情報になると考える。ただし、ばらつきの情報だけでは過大

予測となるか過小予測となるかはわからないため、アンサンブル平均という絶対値の情報と組み合わせることは将来的な課題となる。

(4) 水蒸気予測情報に着目することについて

本研究では大気下層の水蒸気予測のGFUに着目した解析を行う。降水をもたらす一要素である水蒸気は、降水と密接にかかわっていて、大気下層の水蒸気量が多ければそれだけ豪雨のポテンシャルが高いといえる。また、平成29年7月九州北部豪雨のような極端な線状降水帯豪雨は様々な大気条件が偶然に重なり合い起きたものと考えられるため、降水の予測は他の物理量の予測に比べて非常に難しいものである。したがって、降水の予測情報をGFUに使うと、予測の雨に従った情報しか出せないと考えられる。水蒸気量をGFUに用いることで、モデルの降水出力結果にとらわれない予測情報作成が可能と考えている。また、水蒸気が集まって凝結することの方が降水よりも先に起こるため、水蒸気はプロセス的に雨に先行する物理量である。そのため水蒸気予測に豪雨の兆候が表れる予測の初期時刻は降水予測に兆候が表れる初期時刻より前であることも考えられる。これは、より早い段階でリスクを発見することにつながる。

本研究では近年発生した線状降水帯豪雨事例に対する水蒸気予測のGFUと降水予測の外れ方の対応の傾向を調べ、GFUの予測の外れるリスク情報としての利用可能性を検討する。また、豪雨の発生・継続、また、定量予測可能性も検討し、防災の現場においてGFUが提供しうる予測情報について考察する。

(5) 降水予測の外れ方指標 α 値

降水予測の外れ方の指標として α 値(松岡・中村, 2017)を用いる。 α 値は観測降水量と予測降水量の比で定義され、観測が予測の何倍上回るかという意味を持つ。 α 値が1より大きいほど過小予測を表す。淀川ダム統合管理事務所では α 値を降水予測をダム操作に用いる際の予測不確実性を見積もるために使用している。過去台風性豪雨事例の統計的解析から α 値は最大2.0と見積もられたため、予測より2.0倍多い雨が降ったとしても容量オーバーにならないように操作を行っている。しかし線状降水帯豪雨をはじめとする前線性降雨は台風性豪雨より予測が難しい場合があり α 値の事例による変動が大きいため、統計的解析から算出された一定の値を用いることができない。ここから、 α 値をリアルタイムに求めることは防災実務上意義のあることと考えたため、GFUを用いて α 値を予測することを目標とした。GFUと α 値を比較して考察を行う。

3. 解析する事例とアンサンブル予測データの説明

3.1 解析事例について

本節では解析事例の概略を述べる。線状降水帯と一口に言っても、その時空間スケールや成因は様々である。本研究では時空間スケールや成因が異なる以下の梅雨期線状降水帯豪雨3事例を解析し、*GFU*を用いた予測可能性をそれぞれの事例で検討する。

- ・平成29年7月九州北部豪雨
- ・令和2年7月豪雨で球磨川流域にかかった線状降水帯
- ・平成30年7月豪雨で広島県を通過した線状降水帯

(1) 平成29年7月九州北部豪雨

2017年7月5日から6日にかけて、対馬海峡に停滞した梅雨前線に向かって暖かく非常に湿った空気が流れ込むとともに、上空に平年よりも気温が低い寒気が流入したため、大気の状態が非常に不安定となり九州北部地域を中心に大雨となった。XRAINによる7月5日12:00~24:00の12時間積算降水量を[Fig. 7]に示す。福岡県朝倉市周辺では12時間で500mm以上の降水を観測している。この大雨により福岡県、大分県の両県では、死者、行方不明者合わせて42名の人的被害の他、多くの家屋の全半壊や床上浸水など甚大な被害が発生した(内閣府, 2018)。また、水道や電気などのライフラインだけでなく、鉄道・道路・農林業への被害も大きかった。特に土砂崩れによる被害が朝倉市と東峰村の山間部で多数発生し、大量の流木と土砂が発生した。この豪雨は、バックビルディング型の線状対流系によって引き起こされた。進行方向の後端の同じ場所で持続的に積乱雲が発生し、発達

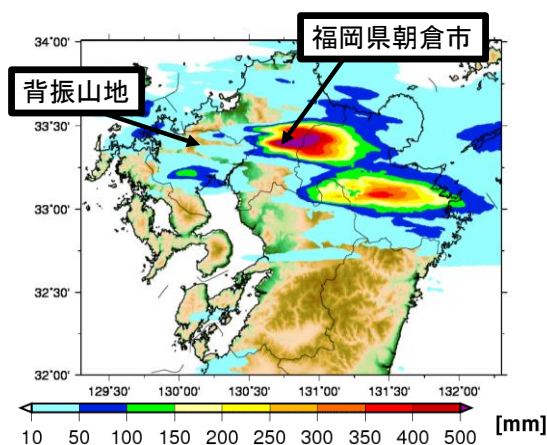


Fig. 7 Accumulated rainfall from 12:00 to 24:00 on July 5 by XRAIN.

しながら移動し数十キロメートルにわたって線状に連なり、一定地域の上空に雨を長時間もたらす。本事例では5日12:00頃~21:00頃の約9時間にわたり線状降水帯が停滞していた。また、この線状降水帯の強化、維持には、背振山地([Fig. 7]中に示す)が寄与していたといわれている(気象研究所, 2017)。山口ら(2018)は、大気下層では朝倉市付近に流入方向の違う水平風がぶつかることによる収束域が存在しており、この収束は、背振山地の北側を迂回する風と南側を迂回する風によって作られたものだと述べている。この下層の収束域には上昇気流があり、下層の湿った気塊が持ち上げられることにより積乱雲が発生・強化されるメカニズムがあった。

平成29年7月九州北部豪雨のようなバックビルディング型の線状対流系は、外部強制力の小さな場において、地形の影響で収束場が作られるといった少しのきっかけで対流が発生、やがて積乱雲が次々に発生して自己組織化し、長時間の豪雨をもたらすものである。同じようなタイプの線状降水帯豪雨として2012年7月15日に発生した京都・亀岡豪雨や2014年8月20日に発生した広島豪雨があげられる。発生のかきかけが大気の微妙な揺らぎによるものであるため一般的に現象の発生すら予測困難である。

(2) 令和2年7月豪雨で球磨川流域にかかった線状降水帯

2020年7月、東シナ海から伸びた梅雨前線が日本付近に停滞し、東日本から西日本の広い範囲で記録的な大雨となった。7月3日21:00頃から梅雨前線に伴った長さ2~300キロメートル程度の線状降水帯が発生し、球磨川流域を覆うように停滞した。XRAINによる7月3日21:00~4日09:00の12時間積算降水量を[Fig. 8]に示す。球磨川流域では多いところで12時間で500mm以上の降水を観測している。この線状降水帯はきわめて大きいものであり、複数のバックビルディング型の組織化した積乱雲群から構成されていた(気象庁, 2020a)。この豪雨により大河川である球磨川で氾濫が発生、熊本県内で死者65名の甚大な被害となった(内閣府, 2020)。線状降水帯を予測し早期避難などの防災行動につなげる重要性を世間に痛感させる事例であった。

2020年7月の梅雨前線の停滞による大雨は7月4日以降も続き、土砂災害や低地の浸水、筑後川、飛騨川、江の川等の氾濫をもたらした。気象庁は、7月3日

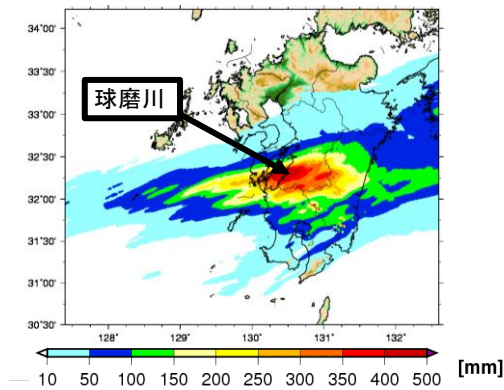


Fig. 8 Accumulated rainfall from 21 00 on July 3 to 09: 00 on 4th by XRAIN.

から7月31日までの豪雨を“令和2年7月豪雨”と定めた(気象庁, 2020b)。しかし本研究では梅雨前線に付随する線状降水帯を形成した球磨川流域の豪雨を対象とする。以降, この豪雨を“令和2年球磨川豪雨”と記すこととする。

令和2年球磨川豪雨の線状降水帯は, 梅雨前線という比較的大きな収束場の近くで前線本体に付随して発生したものである。平成29年7月九州北部豪雨とは異なり, 発生や継続に地形の影響はあまり受けないと考えられる。また, 前線本体の豪雨であるため線状降水帯の形成の予測は可能と考えられるが, 降水量や降水帯の位置まで完全に予測することは現状難しい。

(3) 平成30年7月豪雨で広島県を通過した線状降水帯

2018年7月5~8日にかけて, 梅雨前線が日本列島に停滞し, 西日本の広範囲に雨が降り続いた。この豪雨

で広島県をはじめ各地での土砂災害や愛媛県肱川, 岡山県小田川の氾濫などが発生した。その結果, 死者237名(内閣府, 2018)という平成最悪の風水害となった。数日間雨が続き, すでに土砂に大量の水分を含んでいたり, ダムが満杯近くになっていたりする中で, 局所的に長さ数十キロメートル程度の比較的強い線状の雨域が何度も通過し, それが西日本各地の災害のトリガーとなってしまったといわれている。これらの線状降水帯は典型的なバックビルディング型の線状対流系とは特徴が異なり, 積乱雲の背が低く, 顕著に組織化していないものといわれている。(小坂田, 2019)しかし, これらを数時間前に予測し, 住民の一刻も早い避難につなげることは重要である。本研究では, 7月6日から7日にかけて広島県を連続的に通過した線状降水帯(それぞれ[Fig. 9] (b), [Fig. 9] (e))を解析対象とする。

広島県では, 呉市, 広島市をはじめとした各地で7月6日夕方から7日朝にかけて同時多発的に土砂災害が発生し, 県内の土砂災害による死者は87名にのぼった(土田, 2018)。この時間帯に二度線状降水帯が通過していた。一度目の降水帯は18:00頃通過した。[Fig. 9] (b)の線状の雨域の中に, 多いところで3時間で100mm以上を観測している。また, 7日3:00頃, もう一度比較的強い雨域が通過する([Fig. 9]6(e))。このように連続的に強い雨域が通過したことが, 同時多発的に土砂災害が発生した原因の一つであったと考えられる。本研究ではこれらの雨域をどちらも線状降水帯と考え発生と継続の予測可能性を検討する。

平成30年7月豪雨で広島県を通過したような線状降水帯は, 顕著に組織化はしていなくてもスケールの比較的小さな現象であるため, 雨量を正確に予測すること現状難しい。さらに, 予測更新のたびに予

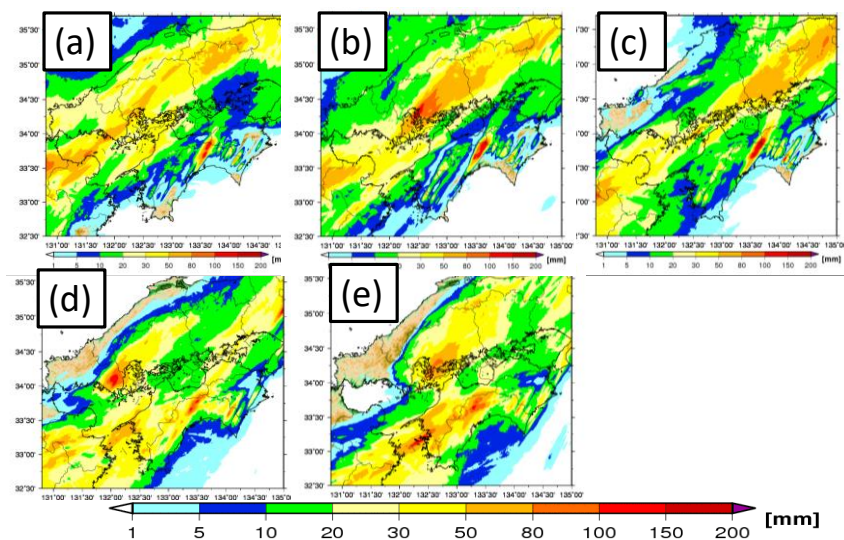


Fig. 9 Accumulated rainfall by XRAIN. (a) 15:00~18:00 on July 6th, (b) 18:00~21:00, (c) 21:00~24:00, (d) 00:00~03:00 on July 7th, (e) 03:00~06:00.

測雨量が変わってしまうケースも考えられる。この場合、リアルタイムに予測値や実況値を見ながら防災対応を行う人々にとって適切な判断を下すことが難しい場面があると考えられる。

3.2 解析するアンサンブル予測データについて

本研究では2種類のアンサンブル予測データを解析した。一つは雲解像モデルCReSSを用いて平成29年九州北部豪雨を対象に山口ら(2019)が独自に作成したアンサンブル予測、もう一つは気象庁のメソアンサンブル予報システム(MEPS : Meso-scale Ensemble Prediction System)である。本節ではこれらの解析データの概要を述べる。

(1) 雲解像モデルCReSSを用いたアンサンブル予測データ

名古屋大学と(財)高度情報科学技術研究機構が共同で開発した雲解像モデルCReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) (Tsuboki and Sakakibara,2002)を用い、平成29年7月九州北部豪雨を対象にアンサンブル予測計算を行った。CReSSは雲スケールからメソスケールの現象に対して高精度なシミュレーションを行うことを目的とした雲解像の非静力学・準圧縮の大気モデルである。計算の設定として、初期時刻は5日00:00, 03:00, 06:00, 09:00, 12:00, 15:00(JST)の6つ、境界値にMSM予測の3時間ごとの水平風, 気温, 相対湿度のデータを, 海面水温は気象庁NEAR-GOOSデータを用いた。水平解像度は1km, 鉛直解像度は平均250mとした。計算領域は[Fig. 10]のとおりである。東シナ海からの大気下層への水蒸気流入が線状降水帯の発生・発達・維持の重要なトリガーの一つであるため、風上側の計算領域を広めに設定している。緯度方向500格子, 経度方向は450格子とした。初期摂動生成法はToth and Kalnay (1993,1997)のBGM法 (Breeding of Growing Modes法)を用いた。BGM法とは、特に誤差が成長しやすいモードを優先的に初期摂動に取り込むための方法の一つである。気象モデルを用い育成サイクルを繰り返すことで予測計算を開始する数時間程度前から予測計算開始までに成長してきたモードをどんどん取り込んでいく。気象モデルそのものを用いるため、非線形の効果も取り入れることができる。6つの初期値に対して、初期摂動を与えないメンバーを含めて33メンバー、合計6×33の198メンバー用意した。それぞれの初期時刻から、6日00:00までアンサンブル予測した。

(2) 気象庁メソアンサンブル (MEPS)

気象庁は、MSMの予測に対して信頼度や不確実性

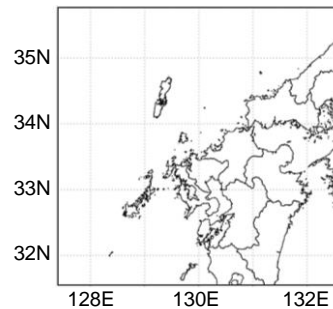


Fig. 10 CReSS computation area.

等の情報を付加することを目的に2019年6月にメソアンサンブル予報システム(MEPS : Meso-scale Ensemble Prediction System)の本運用を開始した。GFUの実利用という観点から、平成29年7月九州北部豪雨を含む、3.1節で述べたすべての事例を対象に現業予報データであるMEPSの解析を行った。MEPSデータは気象庁情報基盤部より提供頂いた。

MEPSの仕様を述べる。数値予報モデルと計算設定は初期値と境界値に摂動を与えているほかはMSMと同じで、水平解像度は5kmである。計算領域を[Fig. 11]に示す。予報時間は39時間、アンサンブルメンバー数はコントロールランを含め21メンバーで構成されている。更新頻度は6時間ごと (03:00, 09:00, 15:00, 21:00 JSTに更新) である。初期摂動作成はSV法 (特異ベクトル法) (Buizza et al.,1993; Buizza and Palmer, 1995)を用いている。これは、指定した評価時間、領域において線形成長率の高いモードを気象モデルをもとにした線形の摂動予報モデルを用いて求める手法である。MEPSでは線形モデル解像度と評価時間を変えた複数のSVを線形結合して摂動を作成している。線形モデルの水平解像度が最も細かいもので40kmであるため、メソ α スケール以上の擾乱による誤差成長を対象にしている。(気象庁予報部, 2019b)。BGM法がこれまで気象モデルの計算過程で成長してきたモードを初期摂動に取り入れるのに対し、SV

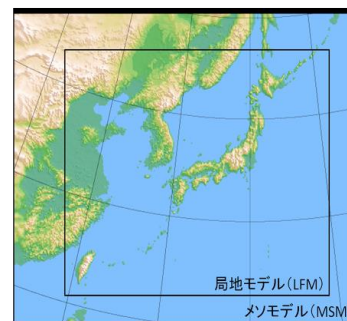


Fig. 11 MEPS computation area (quoted from the JMA website). It is same to the meso model (MSM) in the region of the outer frame.

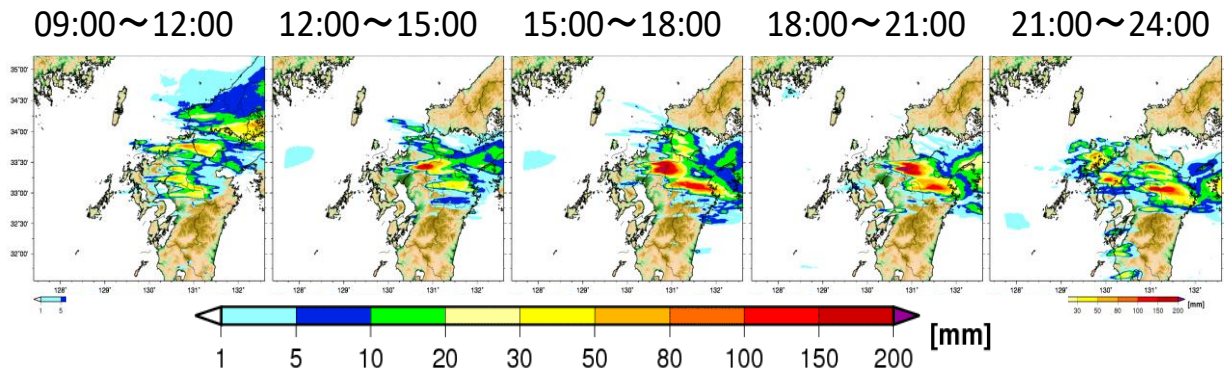


Fig. 12 3 hours accumulated rainfall on July 5th by XRAIN.

法は気象モデルに基づく線形モデルを用いてこれから成長するモードをあらかじめ求めて初期摂動に取り入れる。

気象庁情報基盤部より提供頂いたMEPS予報データの範囲はMSMとMEPSの計算領域と同じ[Fig. 11]の通りで、水平解像度は5km、予報値は1時間ごとに39時間先までである。予報変数は975hPa, 950hPa, 925hPa, 850hPa, 500hPa, 300hPa面の高度・水平風・気温・湿数と、地表面の海面更正気圧・水平風・気温・湿数・積算降水量である。

4. 雲解像モデルCReSSを用いた平成29年7月九州北部豪雨におけるアンサンブル予測の更新履歴解析

4.1 解析の目的と流れ

3.2.1項で述べた雲解像モデルCReSSを用いたアンサンブル予測データを用い、平成29年7月九州北部豪雨事例のアンサンブル更新履歴を解析する。初期時刻は2017年7月5日00:00, 03:00, 06:00, 09:00, 12:00, 15:00(JST)の6つであり、それぞれの初期時刻の予測を順に0時初期値, 3時初期値, 6時初期値, 9時初期値, 12時初期値, 15時初期値と呼ぶ。

初めに各初期時刻の降水予測の予測更新による変化を調べ、さらに観測値と比較する。次に、大気下層の水蒸気に着目し、予測が更新されてもばらつきが小さくならないという予測困難な現象に対して現れると考えられる更新履歴の特徴を調べる。また、その時のGFUと予測の外れ方の指標である α 値との対応を解析し、GFUを用いた場合の、通常の降水予測に加えて得ることができる予測情報について考察する。

4.2 降水予測の更新履歴

(1) アンサンブル平均降水予測

[Fig. 12] にXRAINによる3時間積算降水量を示す。線状降水帯は12:00頃~21:00頃まで朝倉市周辺に停滞した。そのため12:00~15:00, 15:00~18:00, 18:00~21:00の3時間積算降水量が多いところで150mmから200mm以上を観測している。また、[Fig. 13]に各初期時刻のアンサンブル平均3時間積算降水量を示す。一般的に予測情報は、初期値から予測時間を進めて見るものであるが、本研究では予測対象時刻を固定して予測の初期値が更新されることによる変化を解析する。すなわち[Fig. 13]で言うと、一般的な見方が横方向(左→右)であるのに対し、本研究では縦方向(上→下)ということである。

はじめに9:00~12:00の3時間積算降水量に着目する。0時初期値から3時初期値, 6時初期値と更新されると降水分布も朝倉市周辺の降水量も観測に近づいていく。しかし、12:00~15:00以降の3時間積算降水量では、3時初期値から6時初期値に更新されると朝倉市周辺の降水量は増加するが、その後9時, 12時, 15時初期値と予測が更新されても降水量は増加せず過小予測で、むしろ減少する場合もある。特に朝倉市周辺にまとまった降水を予測することができておらず、線状降水帯発生の予測が困難であるということを表している。また、豪雨の終わりの予測も困難であった。21:00~24:00のXRAINによる3時間積算降水量では朝倉市周辺の降水量は大幅に減少する一方、アンサンブル平均予測ではそのような大幅な減少が見られていないためである。

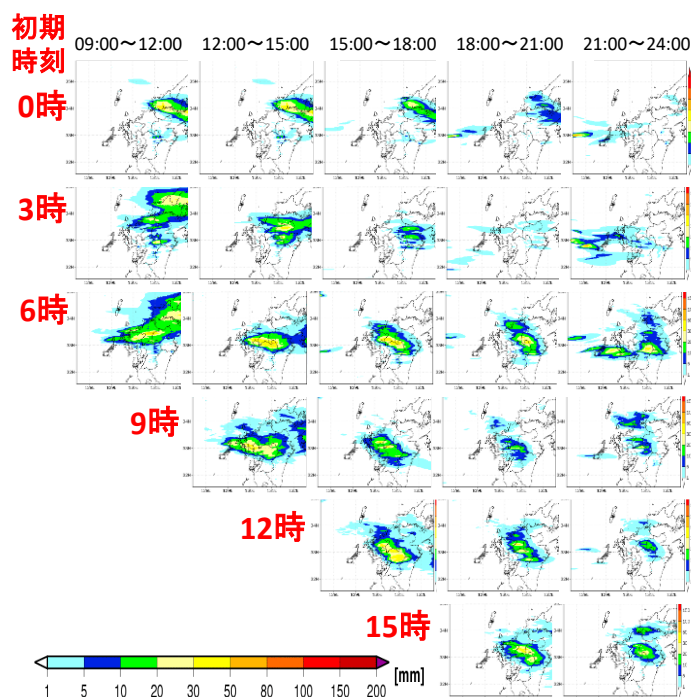


Fig. 13 Ensemble mean 3 hours accumulated rainfall of each initial time. These figures are arranged horizontally in the order of the forecast time and vertically in the order of the initial time.

4.3 水蒸気予測のばらつきの更新履歴

(1) 着目する要素と場所

2.2.3項で述べたように大気下層の水蒸気量を豪雨のポテンシャル量と考え、高度750mの水蒸気混合比を用いて解析する。[Fig. 14]に7月5日9:00の高度750mの水蒸気混合比と水平風の解析値を示す。本節ではMSM解析値をCReSSの格子に補間したものを解析値とした。九州北部から五島列島、さらにその西側に水蒸気混合比の高い領域が広がる。その領域は西寄りの風で、九州北部地域に向かって水蒸気が輸送されている。豪雨のもととなる水蒸気はこのような上流域から流れてくるため、上流域に分布している水蒸気量が朝倉市周辺の雨に影響していると考えられる。本研究では上流域にあたる地点の水蒸気量のばらつきに着目した。解析した領域とその呼称を[Fig. 14]に示した。領域Aと領域Bはそれぞれ背振山地の北側を通る水蒸気と南側を通る水蒸気を想定した。また、豪雨であった福岡県朝倉市周辺の領域Cも調べた。これらの領域の、予測が更新されることによるばらつきの変化を解析する。

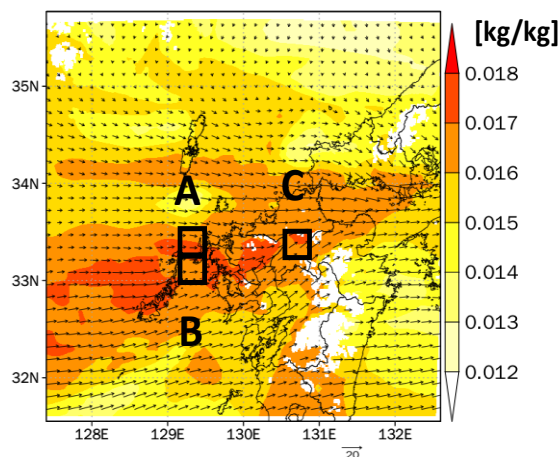


Fig. 14 Water vapor mixing ratio at 750m height and MSM analysis value of horizontal wind at 9:00 on July 5th. A, B, and C represent each analysis area of vapor.

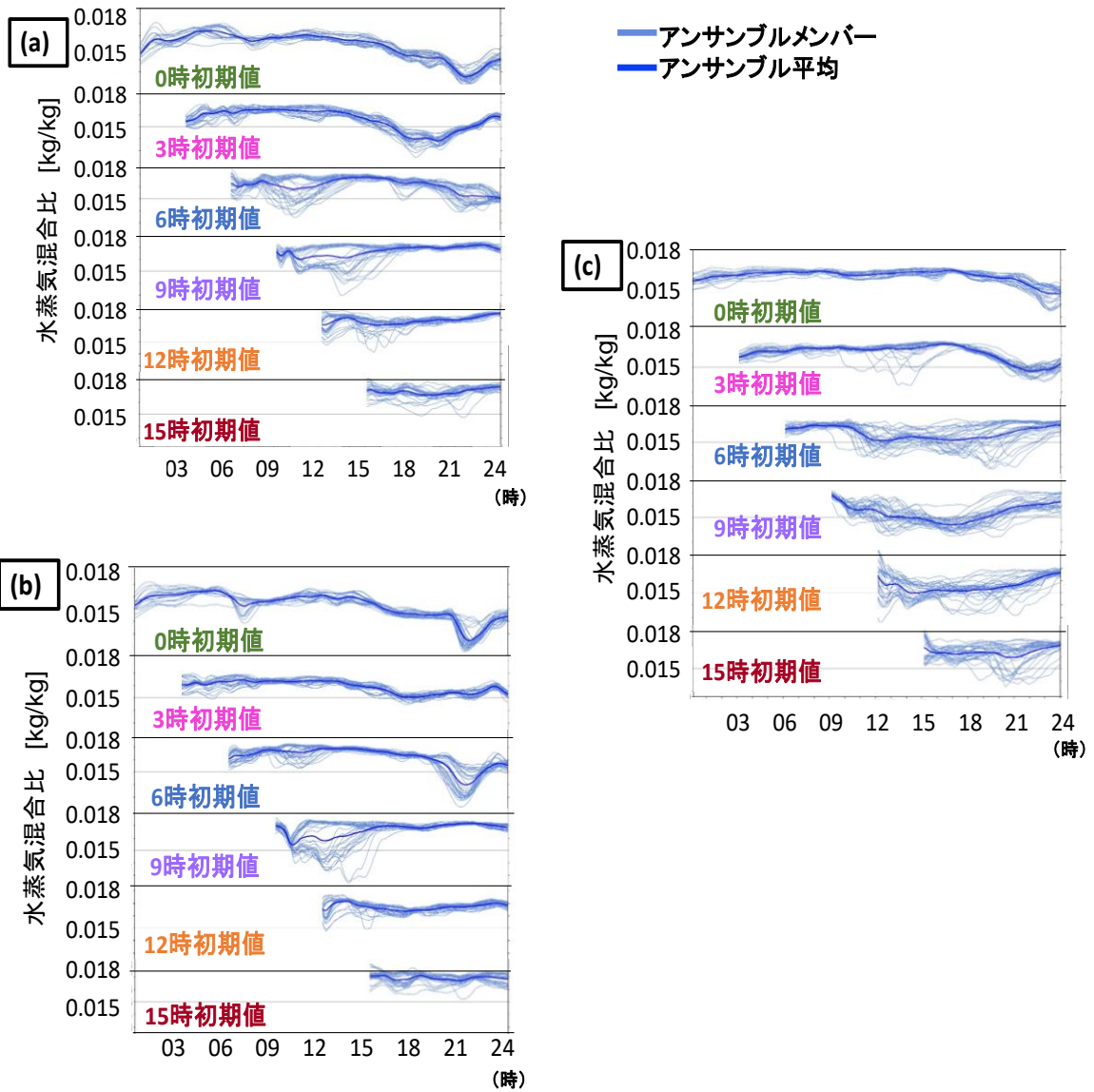


Fig. 15 All members forecast value of area averaged water vapor mixing ratio at 750m height. Dark blue lines represent ensemble mean. (a)Area A, (b)Area B, (c) Area C.

(2) 水蒸気予測のばらつきの更新履歴

[Fig. 15]に領域A, B, Cの高度750mの領域平均水蒸気混合比の全メンバーの予測値を示す。本研究ではばらつきの更新履歴に着目して解析を行うが、[Fig. 15]ではいずれの領域も2章で述べた“アンサンブルのばらつきが小さくならず、むしろ大きくなる”という、予測困難な現象に対するアンサンブル予測のばらつきの更新履歴に現れると考えられる特徴がみられている。領域A, Bは3時初期値から6時初期値に更新されるとき、領域Cは0時初期値から3時初期値に更新されたときに予測がばらつくようになっているためである。さらに更新されると予測は一層ばらつくようになる。例えば領域Aの6時初期値では14:00頃

ばらつきは小さくなっているが9時初期値の14:00頃では大きくなっている。

これより[Fig. 15]からばらつきの情報を抽出して解析を行う。本研究ではアンサンブルのばらつきとして予測幅を表す“アンサンブル最大値-アンサンブル最小値”を用いる。これは、線状降水帯という極端現象を予測するには極端な値を予測するメンバーの情報を取り入れることが重要だと考えたためである。領域A, B, Cのばらつきの時間変化を[Fig. 16]に示す。水蒸気流入の上流域の領域A, Bでは予測が更新されてもばらつきが小さくならずむしろ大きくなる様子が見られ、朝倉市周辺の領域Cでは予測が更新されてもばらつきが同程度であるという特徴が見

られた。場所によって特徴が異なったため、次項からはばらつきの平面分布を解析し分布の特徴や降水予測との関係を調べる。

(3) 水蒸気予測のばらつきの平面分布

[Fig. 17]に水蒸気量予測のばらつきの平面分布を示す。平面的にみても、上流域も九州北部も予測が更新されてもばらつきが小さくならず、むしろ大きくなる傾向がみられる。実際の豪雨が始まる3時間前

である9:00の分布図では、0時初期値から3時初期値に更新されるときに朝倉市の上流側（西側）である佐賀県の北側にばらつきが大きい領域がみられ、6時初期値になるとさらにばらつきが大きい領域が広がった。実際の豪雨が始まる時間である12:00の分布図には、6時初期値も9時初期値も九州北部への水蒸気流入の上流側（西側）にばらつきの大きい領域がみられる。これらは上流側の水蒸気量予測が不確実であり、この後下流側（東側）で予測困難な現象が発

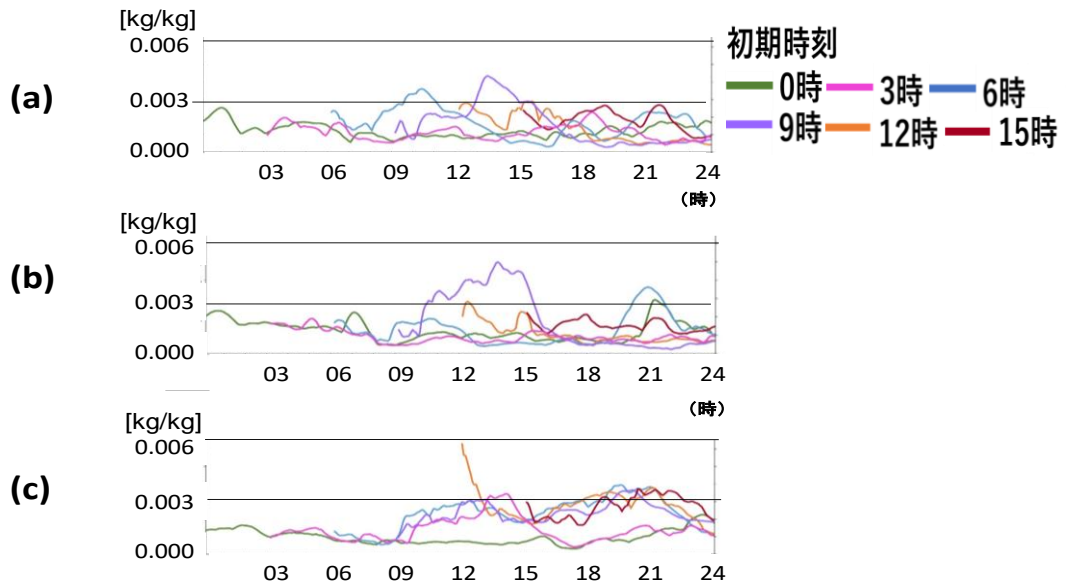


Fig. 16 Time change of spread of area averaged water vapor mixing ratio at 750m height.
(a)Area A, (b)Area B, (c) Area C.

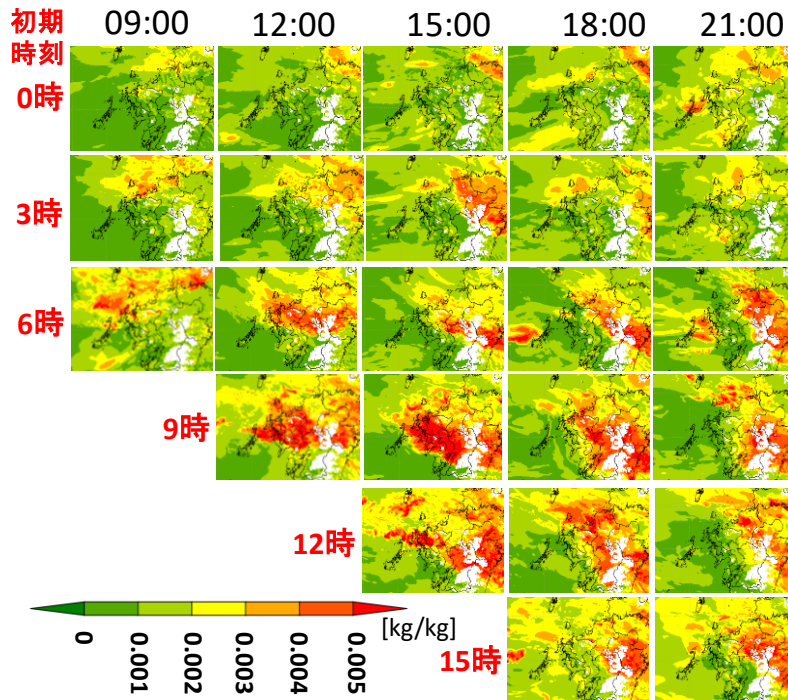


Fig. 17 Spatial distribution of spread.

生，継続することに対応していると考えられる．12時初期値の15:00には領域A周辺でばらつきが大きい領域がみられている．その後18:00と時間が進むと上流側のばらつきの大きい領域は小さくなっている．これは水蒸気量の不確実性が小さくなり，予測困難な現象が終わりに向かっていていることと対応していると考えられる．実際に朝倉の雨が弱まり，予測雨量が観測値に近づいたといえる21:00にはどの初期値の予測にも，水蒸気の上流側にばらつきが大きい領域が無くなっている．以上のように，上流側のばらつきの大きい領域の広がり方と実際の降雨，予測が過小である時間帯には関係がみられた．

本事例のように外部強制力が小さく，初期値のわずかな差が降水の場所のずれを引き起こしやすい非線形性が非常に強い場においては，積雲対流といった時空間スケールの小さい現象の非線形性卓越によりばらつきが大きくなっている可能性があるため，降水が過小であったことと関係しているといえる．ただし，ばらつきとそのメカニズムの因果関係を完全に求めることは困難と考える．

本節を整理する．本事例の水蒸気予測では，線状降水帯が停滞した朝倉市周辺とその上流側に“アンサンブルのばらつきが小さくならず，むしろ大きくなる”特徴がみられていた．また，豪雨の時間帯との対応が見られた．降水の場所の予測が難しかったため朝倉市周辺は過小予測であった．このとき予測が更新されると上流側を中心にばらつきが大きくなっていた．

4.4 GFUを用いた予測の検討

本節ではアンサンブル予測の更新に伴う予測不確実性増大指標GFUと予測の外れ方指標 α 値を比較しGFUを用いた予測を検討する．

(1) GFUと α 値の比較

初めに α 値を以下の通り定義する．

$$\alpha = \frac{obs}{fcst} \quad (1)$$

obsは観測値を表しここでは[Fig. 18]に黒枠で示した24km×60kmで1440km²の領域のXRAINによる領域平均降雨強度とする．fcstは予測値を表し一般的なアンサンブル情報であるアンサンブル平均値とする．

次にGFUとして以下の通り定義したGFU₁を用いる．

$$GFU_1 = sprd_{1st} - sprd_{2nd} \quad (2)$$

$$sprd = \max\{q_v(i)|i = 1,2,\dots,m\} - \min\{q_v(i)|i = 1,2,\dots,m\} \quad (3)$$

添え字 1st, 2nd はそれぞれ初期時刻が最新の予

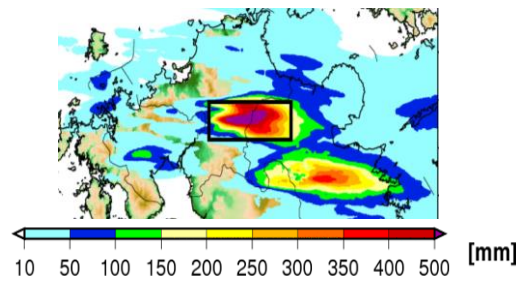


Fig. 18 Accumulated rainfall from 12:00 to 24:00 by XRAIN. The area rainfall intensity is averaged in the black frame.

測，2番目に新しい予測を表す．sprdはアンサンブルのばらつきを表す． q_v は高度750mの領域平均水蒸気混合比で， m はメンバー数である．ばらつきは予測時刻において最大値を予測しているメンバーの予測値と最小値を予測しているメンバーの予測値の差であり，GFU₁は最新の予測のばらつきが1つ前の予測よりどれくらい大きくなったかを表している．

本解析では領域Aの水蒸気混合比予測を用いてGFU₁を算出する．上流域の水蒸気量が降水予測にかかわると考えたためである．さらに，領域Aの予測には更新されるとばらつきが大きくなる特徴が顕著にみられていたためである．朝倉市周辺から約130km離れた領域Aの水蒸気が10m/s（本事例において高度750mにおける平均的な風速値）で朝倉まで流入するのに約3時間30分かかると見積もった．[Fig. 19]にそれぞれの初期時刻の予測における α 値とGFU₁との比較を示す．すべての初期時刻でGFU₁が正の時間帯があり予測不確実性増大のシグナルが出ている．しかし初期時刻によって時間帯や値が異なる．それぞれの初期時刻で α 値との時間的な対応を述べる．3時初期値は α 値の増加とGFU₁の増加がほとんど対応していない．6時初期値では12:00ごろ α 値が増加する時間帯にGFU₁も増加した．過小予測の発生のシグナルを表していると考えられる．9時初期値では α 値の特に大きい16:00頃~21:00頃に対応してGFU₁が特に増加しておりシグナルがある．12時初期値は α 値のピーク時間帯にGFU₁は負の値であるが， α 値の減少とGFU₁の減少が対応しており過小予測の終わりを表していると考えられる．15時初期値では α 値が減少した時間帯に逆にGFU₁が増加している．シグナルの空振りと解釈することができる．GFU₁は予測の不確実性指標であるためシグナルはあるにもかかわらず予測は外れないという空振りは起こりうる．以上のようにすべての初期時刻でGFU₁のシグナルは出ているが，初期時刻によって α 値との対応の仕方が異なっている．ここでGFU₁を予測に用いることを想定する．6時初期値で過小予測の発

生の時間帯、9時初期値で α 値が最も大きい時間帯が予測できると考えられる。しかし12時初期値では GFU_1 は大きくならず過小予測の発生シグナルが出ていないため現象を見逃してしまうことにつながると考えられる。これはばらつきが12時初期値の一つ前の予測である9時初期値も大きくなっていったためである。そこで過去の予測として定常的なばらつきを用いる別の指標(GFU_2)を検討した。

$$GFU_2 = sprd_{1st} - \min(sprd_{2nd}, sprd_{3rd}, \dots) \quad (4)$$

左辺第二項は過去の予測の中で一番小さいばらつき

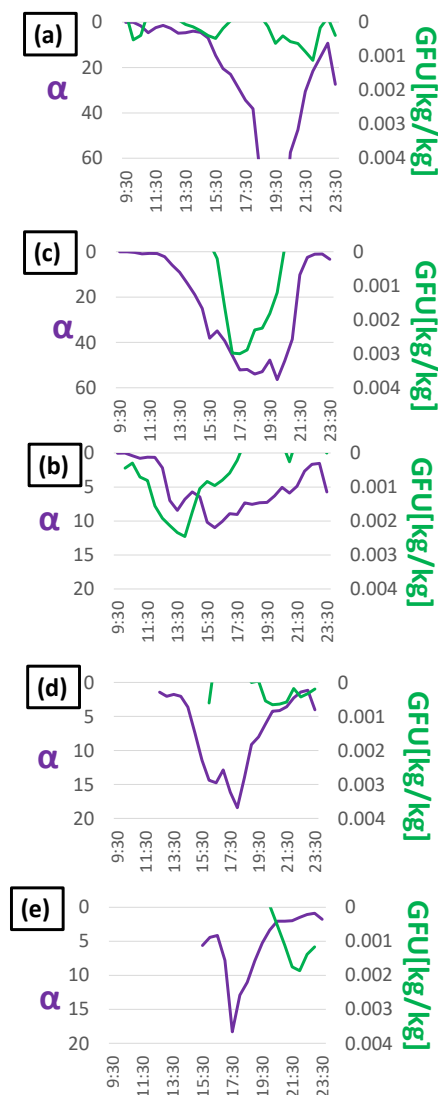


Fig. 19 Comparison between α value (purple) and its 3 hours and 30 minutes ago GFU_1 (green). Horizontal axis represents the time at which α is calculated. (a)3:00 initial time, (b)6:00 initial time, (c)9:00 initial time, (d)12:00 initial time, (e)15:00 initial time.

であり、これを定常的にあるばらつきと考えた。す

なわち最新のばらつきが定常的にあるばらつきと比べてどれくらい大きくなったかを GFU_2 とした。[Fig. 20]にそれぞれの初期時刻の予測における α 値と GFU_2 との比較を示す。 GFU_1 と比較して GFU_2 が異なった点を述べる。9時初期値では GFU_2 の増加タイミングが早まり、 α 値が増加する時間帯に対応するようになった。また、12時初期値では16:00頃~19:00頃の GFU_2 が正の値となった。さらに α 値のピーク時間帯は15:30頃~18:30頃となり、 GFU_2 のピーク時間帯である17:00頃~20:00頃とやや対応するようになった。ここで GFU_2 を予測に用いることを想定する。6時初期値で過小予測の発生の時間帯、9時初期値で発生の時間帯に加えて α 値が最も大きい時間帯が予測できると考えられる。12時初期値で α 値の最も大きい時間帯に加えて過小予測の継続、終わりの時間帯の予測もできると考えられる。直近の予測ほど時間的な予測が可能になってくる。以上のように GFU_2 を用いることで過小予測となるような現象の発生、継続、終わりを予測することができると考えられる。また、本事例に限って言えば GFU_2 は GFU_1 よりも予測可能性がある。

ここでさらなる GFU の予測可能性を検討する。12時初期値 ([Fig. 19] (d)) の α 値は15:30頃~18:30頃に15を超えピークとなっているが GFU_2 のピーク時間帯は17:00頃~20:00頃に1時間30分程度ずれがあった。ここで予測計算開始後すぐに最新の予測のばらつきが過去の予測のばらつきより大きくなることは必ずしもなく、ばらつきが十分大きくなるのに数時間程度かかる場合があると考えた。一方で9時初期値の GFU_2 ([Fig. 20] (c)) は15:30頃~17:30頃にピークとなっており、9時初期値だけでなく12時初期値の α 値のピーク時間帯とも対応が良い。そこでこの時間帯の9時初期値の GFU_2 が大きいという特徴を考慮できる GFU_3 を以下のように定義する。

$$GFU_3 = sprd_{1st} - \min(sprd_{2nd}, sprd_{3rd}, \dots) \quad (5)$$

2番目に新しい予測の $sprd$ のほうが最新の予測よりも大きい場合2番目に新しい予測の $sprd$ を左辺第一項に使い、それ以前の最も小さい予測の $sprd$ から引く。このように GFU_3 を定義することで計算開始直後から GFU_3 の値が大きくなることを期待した。[Fig. 21]に12時初期値の α 値と GFU_3 との比較を示す。15:30頃~18:30頃に GFU_3 がピーク値をとっているため α 値と GFU_3 の増減の傾向が非常に似ている。 α 値と GFU_3 の相関係数は0.903となった。強い正の相関がみられるため α 値の定量予測可能性もあると考えられる。

GFU_3 はある意味で本事例に合うように調整した指標であり、他事例での検証が必要であるものの、

このように適切にGFUを定めることで定量予測可能性も期待できる。さらに言うとGFUはGFU₁やGFU₂, GFU₃に限らず様々な解釈をすることができる。例えば、更新された予測のばらつきが急増することが予測困難な現象のシグナルと考え、ばらつきの時間増加率をGFUの定義に取り入れることもできる。

4.5 まとめ

雲解像モデル CReSS を用いたアンサンブル予測データを用い、平成 29 年 7 月九州北部豪雨事例のアンサンブル更新履歴を解析した。予測が更新されても降水予測はほとんど改善されず、特に降水の場所の予測が困難であった。また、高度 750m の水蒸

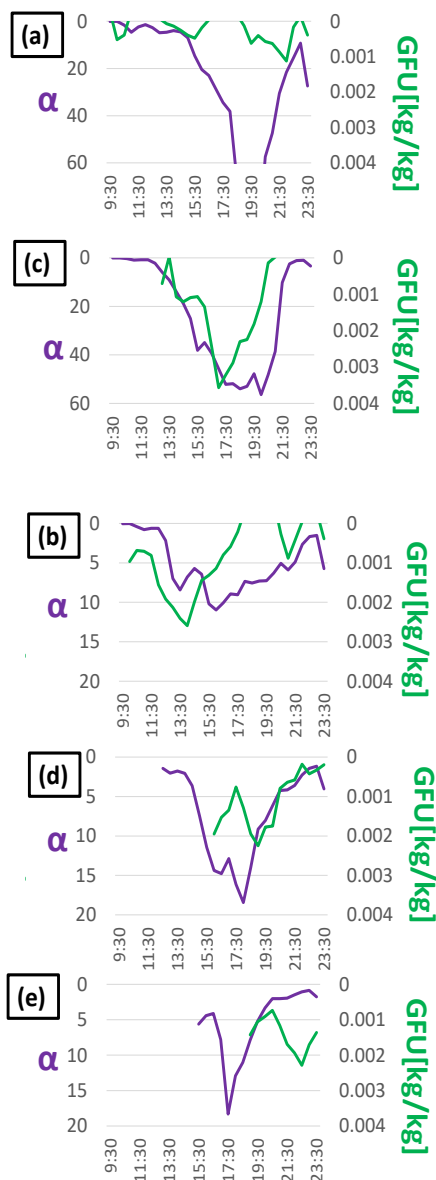


Fig. 20 Same as [Fig. 19], but GFU₂.

気予測には更新されるとばらつきがむしろ大きくな

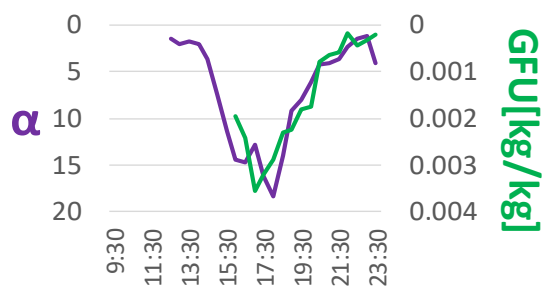


Fig. 21 Comparison between α value (purple) and its 3 hours and 30 minutes ago GFU₃ (green)

るという予測困難な現象に対して現れると考えられる特徴が、上流側と朝倉市周辺に見られていた。降水予測と水蒸気予測のばらつきの平面分布の比較から、水蒸気予測にばらつきが表れていたのは降水の発生場所が予測困難であったことが一因と考察した。その予測困難さは本事例が外部強制力が弱く非線形性が卓越する場に起因する。すなわち水蒸気のばらつきは非線形性の卓越のシグナルに反応していたといえる。

3 種類のGFUを定義し(GFU₁, GFU₂, GFU₃)降水予測の外れ方の指標である α 値との対応の解析を行った。GFU₁とGFU₂を比較するとGFU₂のほうが α 値との対応が良く、豪雨発生 9 時間前からGFU₂が正となり予測困難な現象の兆候が出ていた。また 6 時間前には過小予測の発生時間帯に、3 時間前では特に過小予測である時間帯に対応してGFU₂が大きくなっていた。豪雨発生時の 12 時初期値は過小予測の終わりの時間帯との対応があった。ここからGFU₂を用いて予測が外れる現象の発生やピーク時間、終わりを予測することができると考えられる。また、現象発生の直近ほど時間的な予測が可能になっていくと言える。一方で 15 時初期値には過小予測でない時間帯にGFU₂が大きいという空振りも見られた。また、GFUを適切に定義すると(GFU₃)12 時初期値において α 値と強い正の相関関係も見られたため定量予測可能性もあると考える。

このようにアンサンブル予測の更新に伴う不確実性指標GFUを用いて降水を過小予測するような現象の発生、継続、終わりの予測可能性を示すことができた。一層実利用につなげていくためには適切な上流域の場所や要素を定める必要がある。

5. 気象庁メソアンサンブルを用いた水蒸気の更新履歴解析

5.1 解析の目的と流れ

気象庁が現業データとして配信している気象庁メソアンサンブル(MEPS)に対してGFUを適用した際の線状降水帯予測可能性を検証する。4章のCRESSのアンサンブル予測計算解析と同様にGFUと α 値との対応の傾向を解析する。解析事例は3章で説明した平成29年7月九州北部豪雨、令和2年球磨川豪雨、平成30年7月豪雨で広島県を通過した線状降水帯の3事例である。それぞれの事例に対して水蒸気と水平風分布から上流域を定め、領域平均水蒸気混合比のGFUを α 値と比較する。それぞれの事例に対し発生15時間程度前の予測からGFUを算出しリードタイムにも着目する。

4章になかった視点として、925hPa面と850hPa面の水蒸気混合比の二つの高度面についてそれぞれGFUを算出する。大気下層の925hPa面の水蒸気混合比は豪雨の必要条件という意味合いを持つ。大気下層の水蒸気が多くなれば豪雨とならないためである。また、850hPa面付近に相当する中下層の水蒸気は対流発達の要因の一つと考えられる。大気中下層が湿潤であると、対流が発生した際周囲の乾燥空気のエントレインメントによる対流抑制効果が小さくなるため深い対流になりやすいと考えられるためである。それぞれの事例においてGFUを用いることで降水予測が外れるような現象を予測できるリードタイムや、発生、継続、終わりの時間帯の予測可能性を調べる。また、事例による違いや共通点を考察する。さらにGFUのモデル解像度依存性についても解析を行う。

5.2 平成29年7月九州北部豪雨解析

本節では平成29年7月九州北部豪雨事例を解析する。解析した予測の初期時刻は4日15時、21時、5日3時、9時、15時であり、それぞれ事例発生(5日12:00頃)の21時間前、15時間前、9時間前、3時間前、3時間後に相当する。

(1) 降水予測について

初めに予測降水の特徴を調べる。[Fig. 22]に領域平均前1時間積算降水量の、それぞれの初期時刻のアンサンブル平均値を示す。観測値との比較のため、[Fig. 23]にXRAINの降雨強度から1時間積算降水量を算出した値を示す。領域平均した場所は4章と同様に[Fig. 18]の領域である。ただしモデルと格子系が互いに異なるため完全に一致しない。領域の大きさは25×60kmで1500km²である。一方12:00頃以降で

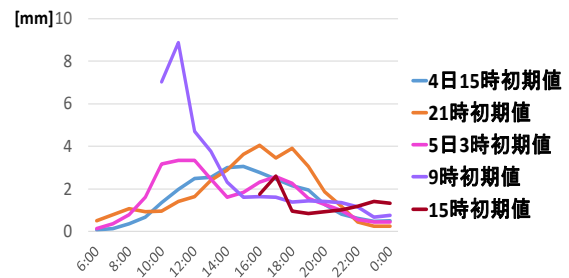


Fig. 22 Area averaged 1 hour accumulated rainfall of ensemble mean.

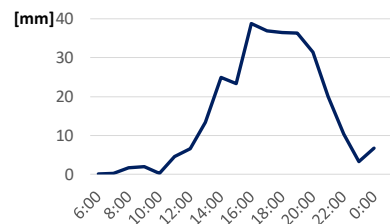


Fig. 23 Averaged 1 hour accumulated rainfall by XRAIN.

はいずれの初期時刻の予測も過小である。18:00頃～21:00頃は21時から3時、9時、15時と更新されるとむしろ降水量の減少がみられた。前線本体に付随する広域の雨やその中で局所的に強まる雨は表現できるものの、組織化した積乱雲がもたらす豪雨は表現できないためこのように過小予測となったと考えられる。観測降水量と予測降水量の比である α 値を[Fig.22], [Fig.23]から算出する。

(2) 上流域の水蒸気予測のばらつきについて

[Fig. 24]にMSM解析値による5日9:00の925hPa面の水蒸気混合比と水平風の分布を示す。ばらつきとGFUを算出する上流域を黒枠で示した。4章でGFU算出に用いた領域Aと同じ地点であるが、領域の大きさは50km×50kmと領域A(30km×30km)より広くした。MEPSの水平解像度(5km)はCRESSを用いたアンサンブル予測計算の水平解像度(1km)よりも粗く、また、実利用を検討するという観点から局所的な水蒸気流入に着目するよりも、水蒸気流入の上流を広めにとらえる方が適していると考えたためである。また、850hPa面も同様に確認し、朝倉市周辺に向かう風向であったため、上流域は同じ領域とした。

[Fig. 25]にそれぞれの初期時刻の上流の領域平均水蒸気混合比予測の時間変化を示す。本章の解析でもアンサンブルのばらつきを予測値の幅とする。予測が更新されたときのばらつきの変化の特徴の傾向を述べる。925hPa面([Fig. 25] (a))では豪雨の時間帯である12:00頃21:00頃やその数時間前において4日15時、21時初期値と更新されてもばらつきが減

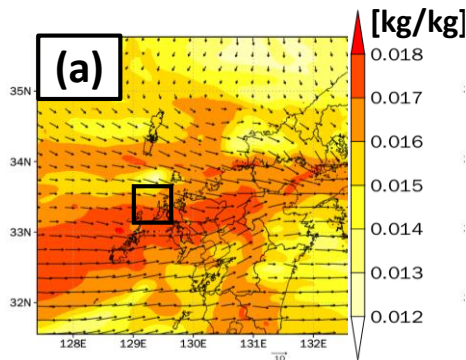


Fig. 24 Spatial distribution by MSM analysis value of water vapor mixing ratio and horizontal wind at 9:00 on July 5th. The black flame indicates the spread and the area where *GFU* is calculated.
(a)925 hPa, (b)825 hPa.

少していない。これ以降 5 日 3 時、9 時、15 時初期値と更新されても同様の傾向で、予測が更新されても依然として不確実性があったことを表していると解釈できる。850hPa 面 ([Fig. 25] (b)) においても予測が更新されてもばらつきが同程度である傾向が 3 時初期値まで見られたが、9 時初期値の 12:00 頃では 3 時初期値よりもばらつきが増加した。しかし 15 時初期値に更新されるとばらつきは減少している。以上をまとめると豪雨やその前の時間帯には予測が更新されると“アンサンブルのばらつきが小さくならず、むしろ大きくなる”特徴は顕著には見られないが、豪雨発生 3 時間前である 9 時初期値の 850hPa 面の予測にはよく見られた。

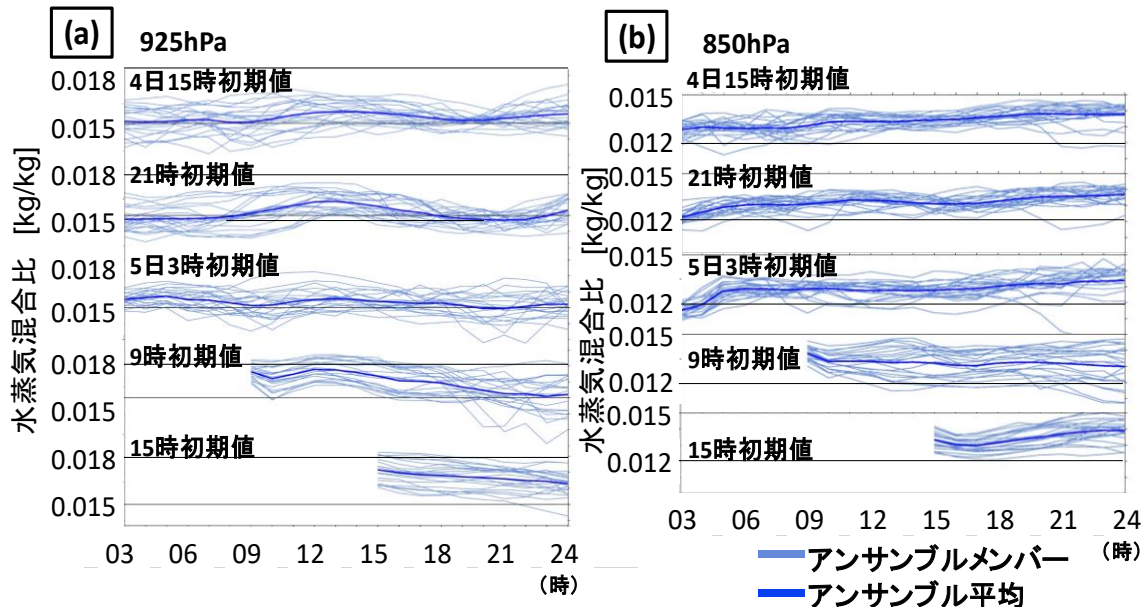


Fig. 25 Time change of area averaged water vapor mixing ratio forecast in the upstream area. (a)925 hPa, (b)825 hPa.

(3) *GFU* と α 値の比較

本章では *GFU* として 4 章の GFU_1 (式(2)) を用いる。ただし MEPS の更新頻度は 6 時間ごとで CReSS 予測計算の更新頻度 (3 時間ごと) と異なるため、本章の GFU_1 は最新の予測のばらつきからその 6 時間前の初期時刻のばらつきを引く。なお 4 章では GFU_1 より GFU_2 のほうが α 値との対応が良かったが、定常的なばらつきとしてどこまで過去の予測を取り入れればよいかは事例依存性があると考えた。そのため GFU_1 を用いるほうが様々な事例で *GFU* の特徴を調べるといふ本章の目的に適していると考えた。以降 GFU_1 は単に *GFU* と呼ぶこととする。4 日 21 時初期値から 5 日 15 時初期値までの *GFU* を 925hPa 面、850hPa 面で 1 時間ごとに算出した。

α 値と *GFU* との比較のため上流域の水蒸気が西寄りの風で朝倉市周辺まで到達する時間を見積もる。925hPa 面における平均的な風速は 10m/s であり、上流域から約 130km 離れた朝倉市周辺まで水蒸気が到達するのは 3 時間 30 分と見積もることができる。これは 4 章で見積もった際と同様である、しかし予測値が 1 時間ごととしかないので、 α 値とその 3 時間前の *GFU* を比較する。また、同様の図より 850hPa 面の平均的な風速は 12m/s とした。すると水蒸気が到達するのは約 3 時間と見積もられる。ゆえに 925hPa 面と 850hPa 面の *GFU* はいずれも α 値と 3 時間の差をつけて α 値と比較する。

[Fig. 26], [Fig. 27] に各初期時刻の α 値と *GFU* の比較を示す。初めに 925hPa 面の α 値と *GFU* の対応 ([Fig. 26]) を見る。豪雨発生 15 時間前予測である 4 日 21 時初期値の *GFU* は継続して負の値であり過小予測の

シグナルは見られない。5日3時初期値では14:00頃以降の α 値が10を超えている時間帯にGFUは継続して正の値になっており過小予測に対応しているといえる。しかし21:00頃以降 α 値が減少しているがGFUは急増した。過小予測の終わりとの対応は見られない。9時初期値では α 値のピーク時間帯である16:00頃~19:00頃にGFUが正の値になり過小予測と対応しているが断続的であった。また、3時初期値同様過小予測の終わりとの対応が見られない。15時初期値の対応は比較的良く、 α 値のピーク時間帯に対応してGFUが正の値となり、 α 値の減少している時間帯に対応

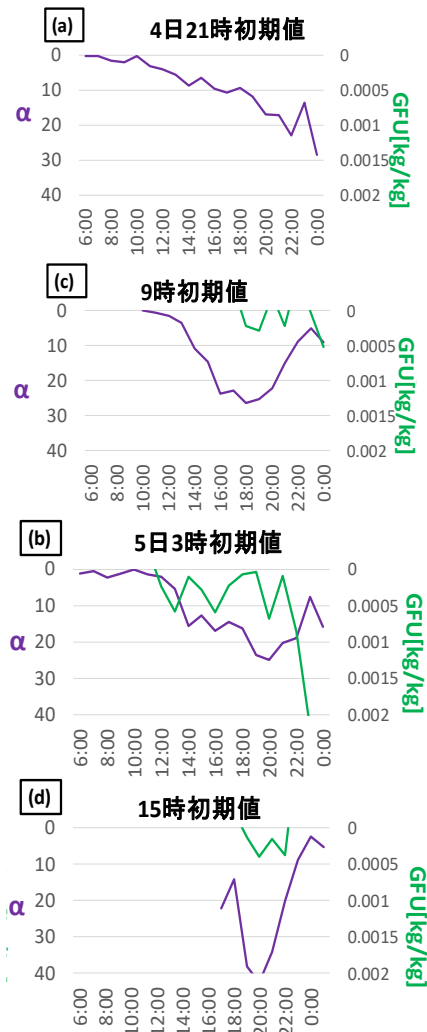


Fig. 26 Comparison between α value (purple) and its 3 hours and 30 minutes ago GFU (green) at 925hPa. Horizontal axis represents the time at which α value is calculated. (a) 21:00 initial time on July 4th, (b) 3:00 initial time on July 5th, (c) 9:00 initial time on July 5th, (d) 15:00 initial time.

して減少した。ここでGFUの値にも着目する。GFUは3時初期値の23:00に0.002kg/kgを超えている。一方で過小予測に対応したGFUはその約8分の1と比較的小さい。以上をまとめると925hPa面には過小予測に対応する時間帯に小さい正のGFUがみられた。また、15時初期値には時間的対応も見られた。次に850hPa面の α 値とGFUの対応 ([Fig. 27])を見る。4日21時初期値からGFUが正の値となり過小予測のシグナルがあるといえる。3時初期値になると12:00頃の α 値の増加に対応してGFUが増加し正の値が継続するようになったが、過小予測の終わりとの対応は見られない。9時初期値でも α 値の増加に対応してGFUが増加し、さらに α 値がピークとなった時間帯にGFUもピーク値をとっている。増減の傾向は完全には対応していないものの、 α 値の減少している22:00頃の時間帯にGFUも減少しており、過小予測の終わりと対応しているといえる。しかし15時初期値

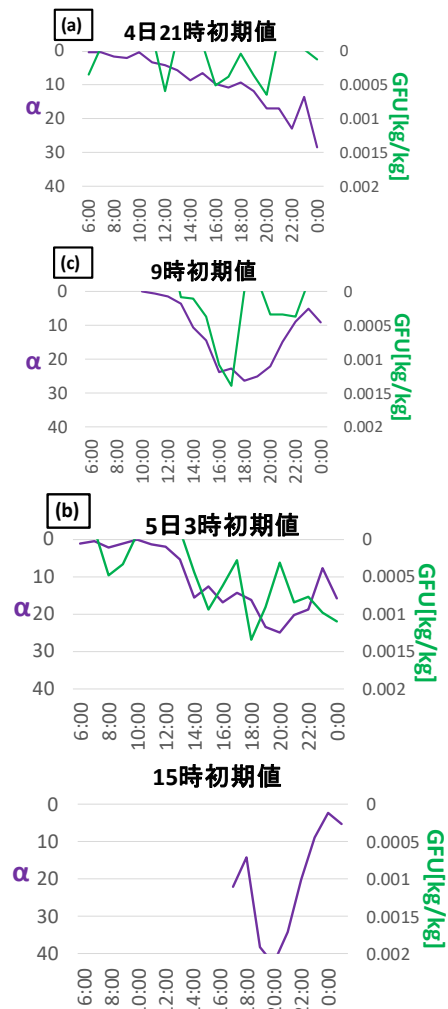


Fig. 27 Same as [Fig. 26], but 850hPa.

では過小予測に対応したGFUが見られなくなった。以上をまとめると 850hPa 面では 21 時初期値からシグナルが見えはじめ、予測が更新されると α 値との時間的な対応も見られた。しかし豪雨発生後の予測ではシグナルが見えなくなった。

ここで 925hPa 面と 850hPa 面を比較し、GFUを用いた予測可能性を考察する。初期時刻によって α 値との対応が良いGFUの高度面が異なっていた。850hPa 面はシグナルが 4 日 21 時初期値から出ており α 値と時間的によく対応していた。しかし 5 日 15 時初期値にシグナルが出ていないため現象を見逃す可能性もある。一方で 925hPa 面では 9 時初期値になってようやく小さいGFUが見られるようになったが 15 時初期値にもGFUのシグナルが見られる。いずれの高度面のGFUも α 値との対応は見られるため過小予測の発生の予測ができる可能性があるが、現象を見逃す可能性もある。予測可能性の優劣はつけ難い。さらに言うと 4 章で解析した CReSS 予測計算のGFUのほうが α 値との対応が良かった。アンサンブル予測計算データの違いによるGFUの特徴の違いがあるといえる。この違いは 5.6 節で詳しく考察する。

(4) GFU が増加した理由の考察

本項ではGFUがどのような現象の予測不確実性から増加したのか考察する。850hPa 面の 9 時初期値 14:00 予測のGFU ([Fig. 27](c))に着目する。14:00 にGFUがピークとなっており、その 3 時間後の α 値のピークと良く対応しているためである。ここで 9 時初期値 14:00 予測において上流で最大の水蒸気量を予測していたメンバー4 と最小の水蒸気量を予測していたメンバー11 を比較する。図 5.9 にメンバー4 とメンバー11 の 850hPa 水蒸気混合比と水平風の分布を示す。最大メンバーであるメンバー4 ([Fig. 28] (a))は九州の北の北緯 36 度付近まで南寄りの風が吹いており、東シナ海からの水蒸気が九州北部やその北にも流入している。北緯 36 度付近に南寄りの風と北寄りの風のシアができています。またシアの南北で水蒸気勾配が大きくなっている。この付近に梅雨前線が解析できる。一方最小メンバーであるメンバー11 ([Fig. 28] (b))は北よりの風が北緯 34 度付近まで見られ、前線はメンバー4 に比べ 250km 程度南に位置している。以上のことから予測がばらついていたのは、前線位置の予測不確実性が大きくメンバー間で前線位置に大きな差があり、上流が前線の北に位置するか南に位置するかで上流の水蒸気量が増えるためであった。

本事例では前線位置の少しの予測の誤差が雨の予測精度に大きな影響を与えられる。GFUに前線位置の予測不確実性が表れており、それが雨の

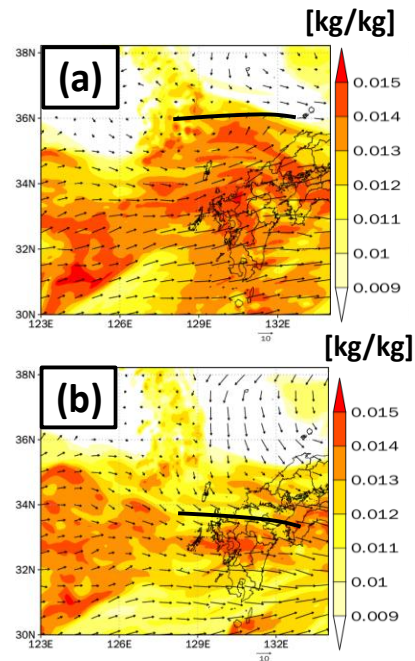


Fig. 28 Member 4(a) (Member11 (b)); which predicted maximum (minimum) water vapor amount at 850hPa in the upstream area at 14:00 by 9:00 initial time. The black lines indicate rough front position, which is analyzed by the shear of horizontal wind and water

予測の難しさを表していたため、 α 値との対応がみられたと推測される。ただし本事例は前線の位置のみで予測できる現象でなく、大気の様々な条件が全て揃うことで発生する現象である。そのためGFUが α 値と対応していない時間帯や初期時刻もあったと考えられる。

本節を整理する。平成 29 年 7 月九州北部豪雨の降水予測は、MEPS の気象モデルの解像度では組織化した積乱雲がもたらす豪雨を表現できないため予測が更新されても精度はよくなり大幅な過小予測であった。GFUが正の値であるとき、降水が過小予測であるという対応が事例発生前の 15 時間前の予測から見られ、更新されると α 値との時間的な対応が良くなったためGFUによる過小予測の発生、継続、終わりの予測可能性があるといえる。しかし対応していない初期時刻や時間帯もあり過小予測を見逃す可能性もある。GFUは豪雨予測の必要条件である前線位置の予測不確実性に対応していた。

5.3 令和2年球磨川豪雨解析

本節では令和 2 年球磨川豪雨事例を解析する。解析した予測の初期時刻は 3 日 3 時, 9 時, 15 時, 21

時、4日3時であり、それぞれ事例発生（4日00:00頃）の21時間前、15時間前、9時間前、3時間前、3時間後に相当する。

(1) 降水予測について

初めに予測降水の特徴を調べる。[Fig. 29]に領域平均前1時間積算降水量の、それぞれの初期時刻のアンサンブル平均値を示す。また、[Fig. 30]にXRAINの降雨強度から1時間積算降水量を算出した値を示す。領域平均した場所は[Fig. 31]に黒枠で示した25km×60kmの1500km²の領域である。0:00頃~4:00頃にかけては21時初期値の予測降水量が、また、4:00頃以降では15時初期値の予測降水量がこれまでの予測に比べ増加した。4日3時初期値では3:00頃~6:00頃観測と同程度の降水を予測している。予測が更新されると予測降水量が観測値に近づき。直近の予測では観測値と同程度の予測であったことがい

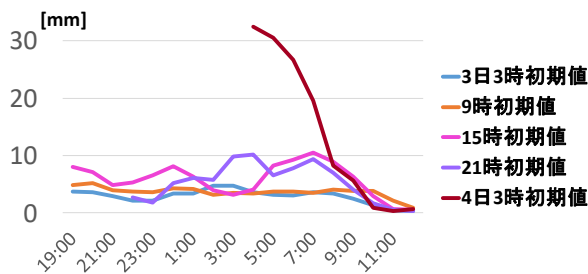


Fig. 29 Area averaged 1 hour accumulated rainfall of ensemble mean.

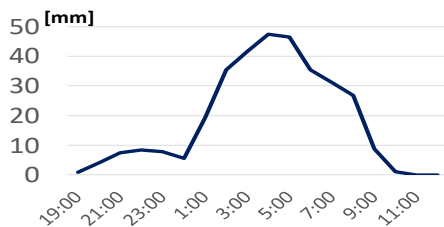


Fig. 30 Area averaged 1 hour accumulated rainfall by XRAIN.

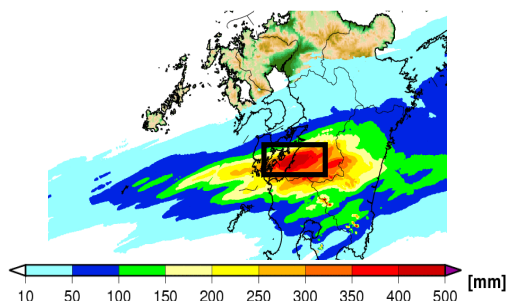


Fig. 31 Accumulated rainfall from 21:00, on July 3rd to 9:00, July 4th by XRAIN. The area rainfall is averaged in the black frame.

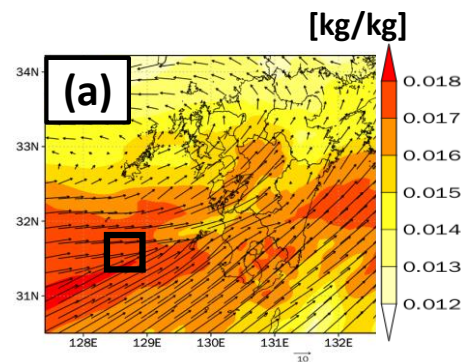


Fig. 32 Spatial distribution by MSM analysis value of water vapor mixing ratio and horizontal wind at 21:00 on July 3rd. The black frame indicates the spread and the area where *GFU* is calculated.

る。[Fig. 29], [Fig. 30]から観測降水量と予測降水量の比である α 値を算出する。

(2) 上流域の水蒸気予測のばらつきについて

*GFU*を算出する上流域を定める。[Fig. 32]にMSM解析値による3日21:00の925hPa面の水蒸気混合比と水平風の分布を示す。いずれも九州の南西に水蒸気混合比の高い領域があり、この領域に吹く西風と南西風によって水蒸気が熊本県や鹿児島県に向かって輸送されている。また、この西風と南西風による風の収束が熊本県や鹿児島県まで続いているのがみられる。この風の収束に沿って線状降水帯が発生した。[Fig. 32]に*GFU*を算出する上流域を黒枠で示した。領域の大きさは50km×50kmで平成29年7月九州北部豪雨の解析領域と等しい。また、850hPa面上の上流域も同じとした。[Fig. 33]にそれぞれの初期時刻の上流域の領域平均水蒸気混合比予測の時間変化を示す。925hPa面([Fig. 33](a))では3日3時、9時、15時初期値と予測が更新されるとばらつきがどんどん減少している。しかし21時初期値になると2:00頃から6:00頃にかけてばらつきが増加した。しかし4日3時初期値では減少している。850hPa面([Fig. 33](b))の予測更新に伴うばらつきの変化の傾向は925hPa面とほぼ同じであるが、15時初期値の0:00頃において9時初期値よりも同程度か若干大きいばらつきとなっている。以上をまとめると“アンサンブルのばらつきが小さくならず、むしろ大きくなる”特徴が850hPa面において豪雨発生9時間前である15時初期値から見られた。また、その特徴は発生3時間前の21時初期値では925hPa面でも850hPa面でも顕著に見られた。

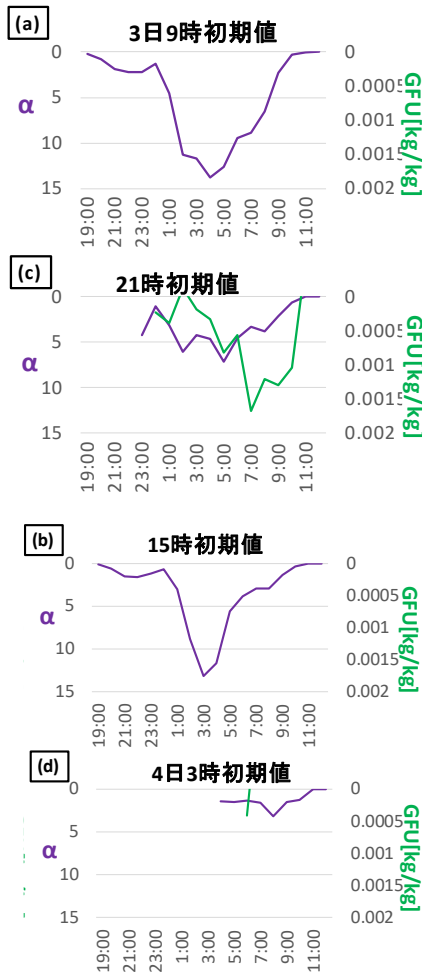


Fig. 34 Same as [Fig. 26].(a) 9:00 initial time on July 3rd, (b)15:00 initial time on July 3rd, (c) 21:00 initial time on July 3rd, (d)3:00 initial time on July 4th.

(3) GFU と α 値の比較

[Fig. 33]から3日9時初期値から4日3時初期値までのGFUを925hPa面, 850hPa面で1時間ごとに算出する. ここで α 値とGFUとの比較のため上流の水蒸気が球磨川流域まで到達する時間を見積もる. 925hPa面, 850hPa面における平均的な風速は20m/sであり, 上流域から約200km離れた朝倉市周辺まで水蒸気が到達するのは約3時間と見積もることができる. ゆえにGFUはいずれの高度も α 値と3時間の差をつけて比較する.

[Fig. 34], [Fig. 35]に各初期時刻の α 値とその3時間前のGFU(925hPa面, 850hPa面)の比較を示す. 初めに925hPa面の α 値とGFUの対応([Fig. 34])を見る. 3日9時初期値と15時初期値では過小予測に対応したGFUは見られない. 21時初期値は0:00頃~9:00頃まで継続して過小予測であり,このときGFUは正の値で継続したシグナルがみられる. また, α とGFUはともに9:00頃減少しておりGFUが過小予測の終わりに対応している. 4日3時初期値のGFUは一時的に正の値となっているが値が小さい. 3時初期値の α 値は1に近づいたことと良く対応している. 次に850hPa面([Fig. 35])を見る. 9時初期値の4:00頃と11:00頃にGFUが正の値となったが時間的にはほとんど対応していない. 15時初期値では2:00頃~4:00頃の α 値のピーク時間帯にGFUが正の値となり時間的な対応が出てきた. 21時初期値では α 値が1を超えている時間帯にこれまでより大きなGFUの値が継続している. また, 9:00頃以降の α 値の減少とGFUの減少の時間が対応しており過小予測の終わりがGFUと対応している. 4日3時初期値に更新されると925hPa面と同様にGFUは減少した. ここで

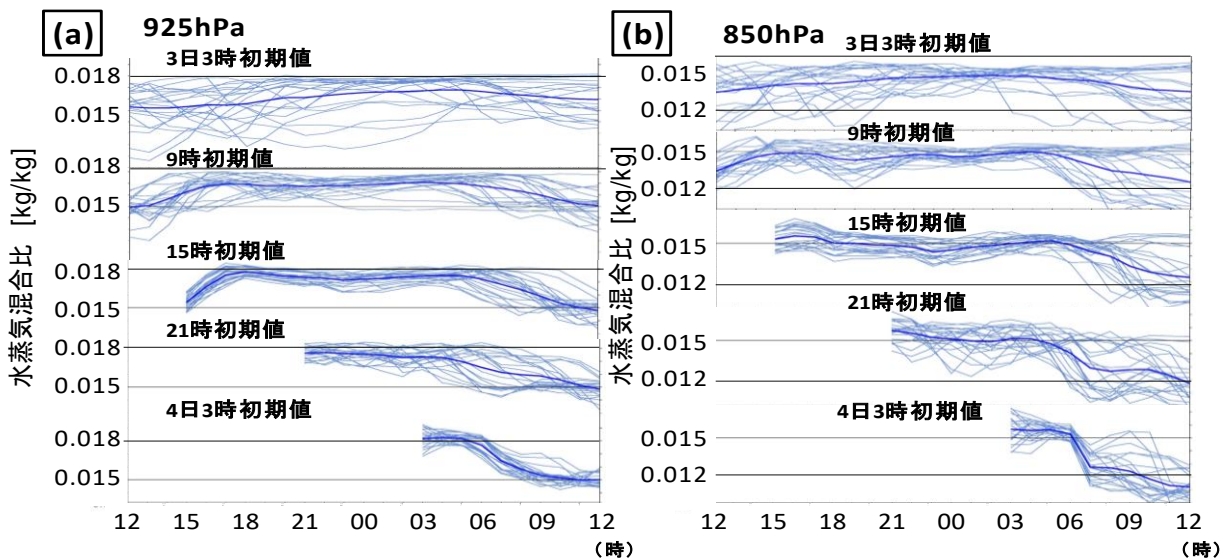


Fig. 33 Time change of area averaged water vapor mixing ratio forecast. (a)925 hPa, (b)825 hPa.

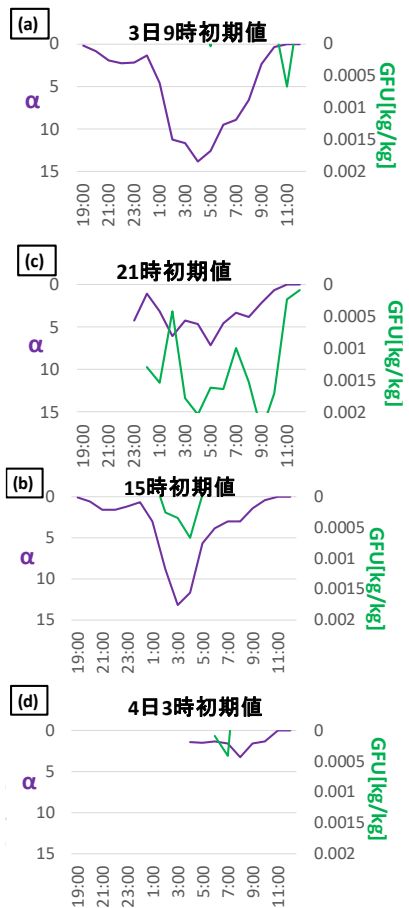


Fig. 35 Same as [Fig. 34], but 850 hPa.

925hPa 面と 850hPa 面を比較し, *GFU*を用いた予測可能性を考察する. 925hPa も 850hPa 面も過小予測に対応した *GFU*があり, 時間的な対応も見られていたため過小予測の発生, 継続, 終わりの予測可能性があると見える. しかし 850hPa 面の *GFU*では豪雨発生 15 時間前の 9 時初期値からシグナルが出ており, 925hPa 面より過小予測の可能性を早く知ることができると考えられる. また, 850hPa 面のほうが 21 時初期値において *GFU*と α 値との時間的な対応が良い. 総じて 850hPa 面のほうが過小予測の発生, 継続, 終わりの予測可能性が高いと見る. また, 21 時初期値以降の予測では *GFU*が負の値にもかかわらず降水が過小予測であったという *GFU*シグナルの見逃しが無かったため防災利用への可能性が一層期待できる.

(4) *GFU*が増加した理由の考察

*GFU*がどのような現象の予測不確実性から増加したのかを考察する. 初めにシグナルの出始めた 15 時初期値を解析する. 850hPa 面の 15 時初期値 1:00 予測の *GFU* ([Fig. 35] (b)) に着目する. その時 *GFU*はピーク値をとっており, その 3 時間後の 4:00 頃の α 値は最大に近い値で時間的によく対応しているためであ

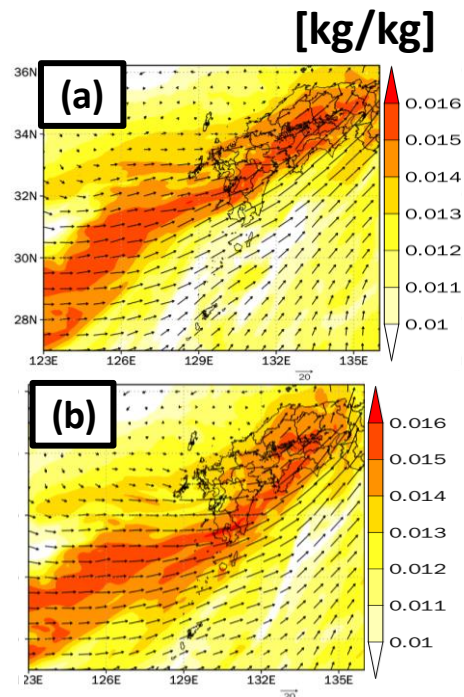


Fig. 36 Member 3(a) (Member 4(b)); which predicted maximum (minimum) water vapor amount at 850hPa in the upstream area at 1:00 by 15:00 initial time.

る. ここで 15 時初期値 1:00 予測において上流域で最大の水蒸気量を予測していたメンバー3 と最小の水蒸気量を予測していたメンバー4 を比較する. [Fig. 36]にメンバー3 とメンバー4 の 850hPa 水蒸気混合比と水平風を示す. いずれも東シナ海から九州, 本州にかけて帯状に水蒸気混合比の高い領域が分布している. 東シナ海からの水蒸気が前線に向かって集まることでこのように帯状の分布となった. メンバー3 とメンバー4 では九州付近の水蒸気の帯の位置が異なり, メンバー3 は帯の幅の中心が上流付近に位置しているが, メンバー4 はさらに南側に位置する. このように前線位置や前線に向かう水蒸気の集まり方にメンバー間で差があったため上流の水蒸気はばらついていたと考えられる.

ここで 15 時初期値では 925hPa 面上流域の *GFU* ([Fig. 34] (b)) が正の値にならなかったためその理由を考察する. [Fig. 37], [Fig. 38]にそれぞれ 925hPa, 850hPa 面の 15 時初期値 0:00 予測の水蒸気混合比と水平風のアンサンブル平均予測と *GFU*の分布を示す. 両高度面ともに前線に対応した水蒸気の帯が見られている. 925hPa 面 ([Fig. 37]), の *GFU*はこの水蒸気の帯の南側に沿うように増大していた (図に青丸で示す) しかし, 850hPa 面 ([Fig. 38]) と異なり水蒸気の帯の中に対応する位置 (図に黒丸で示す) に *GFU*が大きい領域が広がらなかった. 前線付近の気圧下層

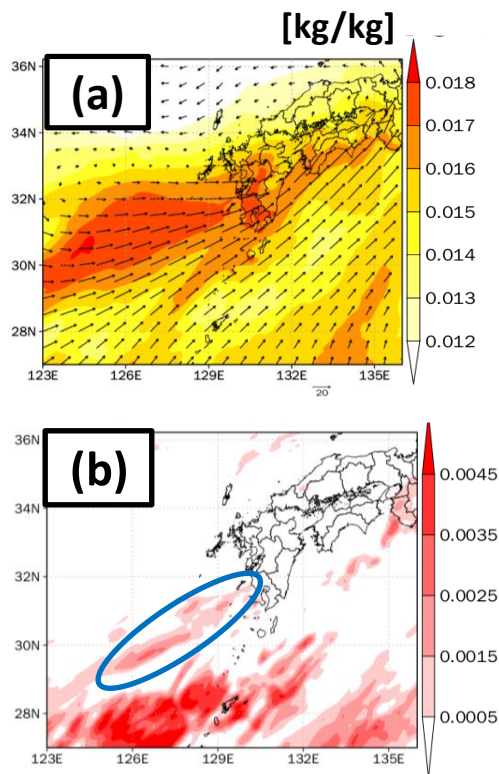


Fig. 37 (a) Ensemble mean of water vapor mixing ratio and horizontal wind at 925 hPa by 15:00 initial time at 0:00 on July 4th, (b) GFU spatial distribution at 925 hPa by 15:00 initial time at 0:00 on July 4th. The blue circle surrounds GFU which corresponds to the south side of water vapor band by front.

の水蒸気は定常的に多いため、前線の帯の中の水蒸気量はメンバー間で差がつきにくかったと推測される。ばらつきを算出した上流域は水蒸気の帯の中に位置していたためGFUは大きくならなかった。以上の結果から前線位置のばらつきにより水蒸気量がばらつきやすい場所が前線に対してどこにあるかは高度面によって異なっていたと考えられる。

以上の解析を整理する。予測が更新されると解析値に近づくと考えられるものの、前線位置や前線に集まる水蒸気量の不確実性がまだあることから上流のGFUが増加していた。すなわちGFUの増加は平成29年7月九州北部豪雨と同様に前線の予測の不確実性に対応していた。本事例は前線本体に付随する広域豪雨であるため前線位置や前線に集まる水蒸気量が雨の予測可能性に大きな影響を与えていると考えられる。そのため平成29年7月九州北部豪雨と比較してGFUと α 値が良く対応していたと推測される。

本節を整理する。令和2年球磨川豪雨のMEPSの降水予測は更新されるほど観測に近づき、直近の予

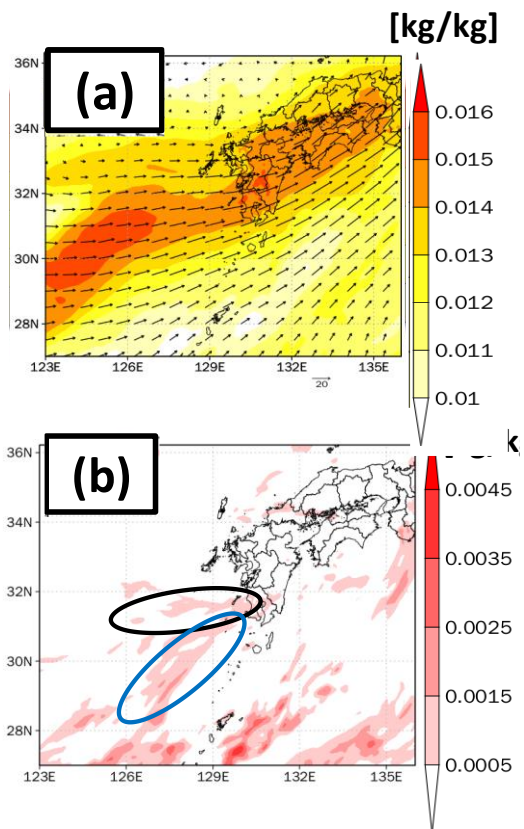


Fig. 38 Same as [Fig. 37(a)], but 850hPa.

測では観測に近い雨を予測していた。過小予測に対応したGFUが事例発生の15時間前の予測から見られ、更新されると過小予測の間継続するようになり、終わりとの時間的対応も見られた。さらに直近の予測では降水予測が当たるようになったことに対応しGFUのシグナルが弱まっていた。GFUと α 値の対応が良く、過小予測の発生、継続、終わりの予測可能性が期待できる。GFUは前線位置やそこに集まる水蒸気量の予測不確実性に対応していた。

5.4 平成30年7月豪雨で広島県を通過した線状降水帯の解析

本節では平成30年7月豪雨で広島県を通過した線状降水帯事例を解析する。解析した予測の初期時刻は5日21時、6日3時、9時、15時、21時、7日3時でそれぞれ一回目の線状降水帯通過(6日18:00頃)の21時間前、15時間前、9時間前、3時間前、3時間後、6時間後に相当する。2回目の線状降水帯通過(7日3:00頃)の予測可能性も調べるために6日21時初期値、7日3時初期値も解析した。

(1) 降水予測について

初めに予測降水の特徴を調べる。[Fig. 39]に領域平均前1時間積算降水量の、それぞれの初期時刻のア

ンサンプル平均値と XRAIN の降雨強度から 1 時間積算降水量を算出した値を示す。領域平均した場所は [Fig. 40] に枠で示した 1600km² の領域である。XRAIN の観測では 1 回目の線状降水帯通過で 25mm 以上、2 回目の通過で 20mm 以上を観測しており 2 度の降水量のピークがあった。いずれの線状降水帯に対しても通過 9 時間程度前の予測から更新されるほど観測値に近づき、直近の予測では観測に近い降水を予測していた。

(2) 上流域の水蒸気予測のばらつきについて

GFU を算出する上流域を定める。[Fig. 41] に MSM 解析値による 6 日 15:00 の 925hPa 面の水蒸気混合比と水平風の分布を示す。九州や四国、四国沖にかけて、水蒸気混合比の高い領域があり、南西よりの風で西日本に広く水蒸気が流入している。豊後水道を通ってきた水蒸気が広島県で降水が強まった要因と考えたため、GFU を算出する広島県の上流域を [Fig. 41] に黒枠で示した領域とした。領域の大きさは 50km×50km で、いずれの高度面も同じである。[Fig. 42] にそれぞれの初期時刻の上流域の領域平均水蒸気混合比予測の時間変化を示す。いずれの高度も 15 時初期値の

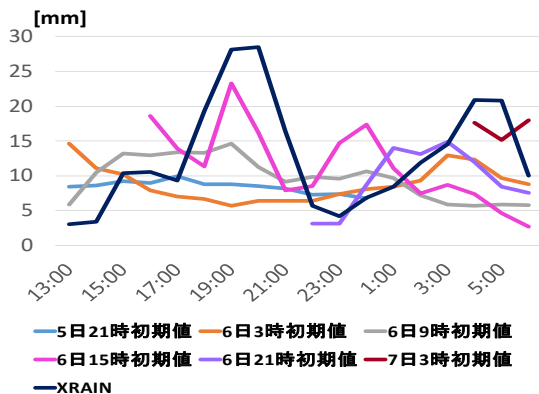


Fig. 39 Area averaged 1 hour accumulated rainfall of ensemble mean.

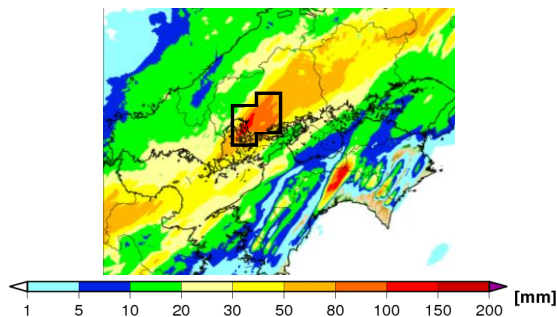


Fig. 40 Accumulated rainfall from 18:00 to 21:00, on July 6th by XRAIN. The area rainfall is averaged in the black frame.

21:00 頃にそれ以前の予測と比べてばらつきが特に大きくなった。しかし 21 時初期値では減少している。そのほかの初期時刻においてはばらつきの顕著な増加は見られないが、予測幅は同程度の傾向で、水蒸気量の予測不確実性は更新されても減少していないことを表していると考えられる。

(3) GFU と α 値の比較

はじめに上流の水蒸気が広島県まで到達する時間を見積もる。925hPa 面、850hPa 面における平均的な風速は 20m/s であり、上流から約 100km 離れた広島県西部まで水蒸気が到達するのは約 1 時間と見積もることができる。GFU はいずれの高度も α 値と 1 時間の差をつけて比較する。

[Fig. 43], [Fig. 44] に各初期時刻の α 値と GFU (925hPa 面、850hPa 面) の比較を示す。初めに 925hPa 面の α 値と GFU の対応 ([Fig. 43]) を見る。6 日 3 時初期値の 18:00 頃~21:00 頃 1 回目の線状降水帯の通過に対応して α 値がピークとなり、その時間に対応して GFU が正の値であった。過小予測のシグナルといえる。9 時初期値でも GFU が正の時間帯が α 値のピーク時間帯と対応していた。しかしいずれの初期時刻も 2 回目に通過した線状降水帯に対応する α 値のピーク時間帯 (3:00 頃~6:00 頃) に対応した GFU がみられない。6 日 21 時初期値では GFU が 0.002kg/kg を超えこれまでより大きな値をとった。GFU のピーク時間帯は α 値が 2 前後となった 21:00 から α 値が 0 を下回っていた 22:00~1:00 の時間帯に対応している。また、GFU の値が正である時間は α 値の 2 回目のピークで再び過小予測になるまで継続した。すなわち GFU は過大予測と過小予測の両方の時間帯に対応し

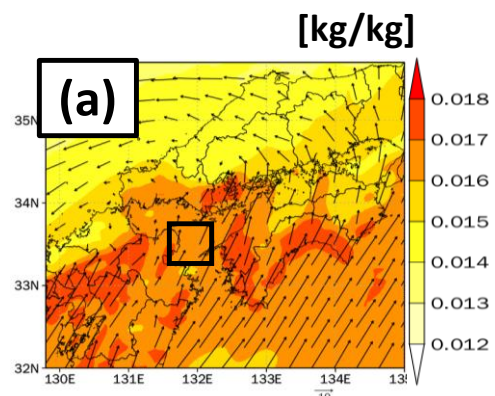


Fig. 41 Spatial distribution by MSM analysis value of water vapor mixing ratio and horizontal wind at 15:00 on July 6th. The black frame indicates the spread and the area where GFU is calculated. (a) 925 hPa. (b) 825 hPa.

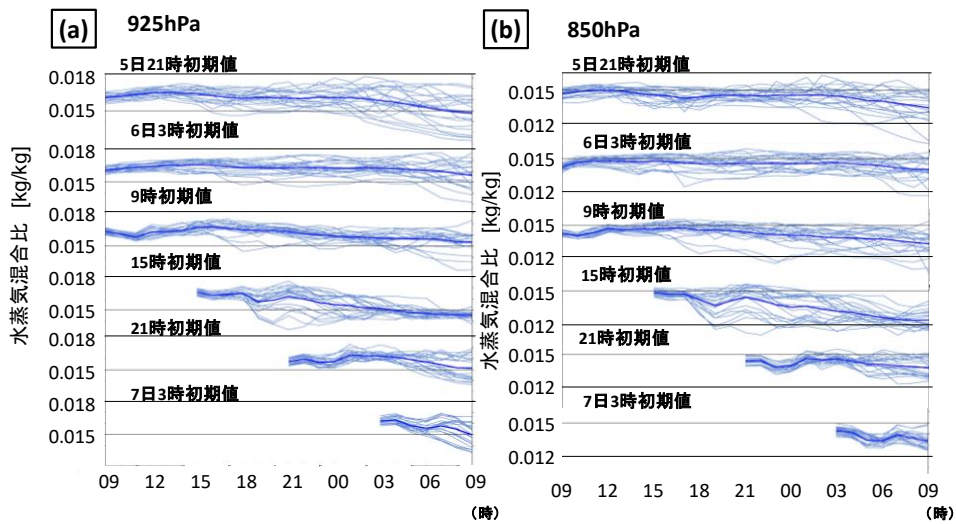


Fig. 42 Time change of area averaged water vapor mixing ratio forecast.
(a)925hPa, (b)825hPa.

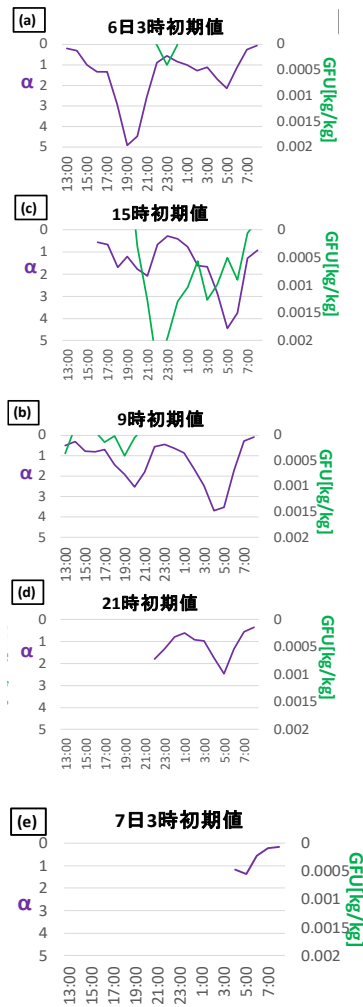


Fig. 43 Same as [Fig. 26]. (a) 3:00 initial time on July 6th, (b)9:00 initial time, (c) 15:00 initial time, (d)21:00 initial time, (e) 3:00 initial time. on July 7th

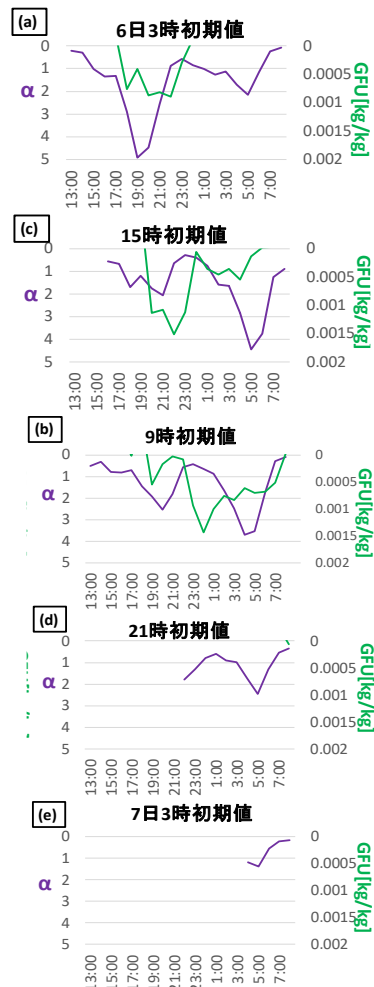


Fig. 44 Same as [Fig. 43], but 850hPa.

ていたといえる。6日21時初期値と7日3時初期値では比較的降水予測が当たっていたことと対応してGFUが正の値をとる時間はなかったと考えられる。850hPa面 ([Fig. 44])でも6日3時初期値には1回目の α 値のピークに対応したGFUのシグナルがみられる。9時初期値, 15時初期値ではGFUが正の値である時間が継続するようになったが, その時間帯は過小予測と過大予測の時間帯を含む。6日21時初期値と7日3時初期値には925hPa面と同様シグナルがほとんどみられなかった。

以上をまとめると1回目の線状降水帯通過の15時間前予測である6日3時初期値の予測に過小予測の時間帯に対応したGFUがみられた。それ以降の予測では過大予測と過小予測の時間帯の両方に対応しGFUが正の値となっていた。2回の線状降水帯の通過の間の時間も水蒸気予測が不確実な状態が続いていたためと考えられる。また, さらに更新されて2回目の線状降水帯通過の予測が良くなったことに対応しGFUのシグナルほとんどがみられなくなった。ここでGFUを予測に用いることを考える。15時間程度前から過小予測の発生の予測可能性があるといえるが, GFUが大きくても過大に外れることもみられた。予測不確実性の高い状態が続くという予測はできると考えられるが過小に外れるか過大に外れるかを予測することは今後の課題である。さらに6日21時初期値と7日3時初期値では予測が当たることをGFUが予測していると考えられるため, 発生3時間前以降の予測であれば降り終わりの予測も可能と考えられる。また, 925hPa面と850hPa面を比較した際, 6日3時初期値や9時初期値で850hPa面のほうがGFUの値が大きく, 正の値である時間が継続していた。850hPa面のほうが早い段階で予測不確実性の高い状態が継続するというシグナルをとらえることができる可能性がある。

(4) GFUが増加した理由の考察

GFUがどのような現象の予測不確実性から増加したのか考察する。GFUが最大となった925hPa面で15時初期値21:00予測に着目する。 α 値は20:00頃~21:00頃ピークであり, GFUと1時間後の α 値と比較するとおよそ両者のピークが対応していた。[Fig. 45]に21:00の925hPa水蒸気混合比と水平風のMSM解析値と6日9時, 15時初期値のアンサンブル平均予測を示す。また, [Fig. 46]に15時初期値のGFUの平面分布を示す。9時初期値 ([Fig. 45] (a))では風の水平シアと水蒸気の勾配から[Fig. 45]に黒線で示したように福岡県や山口県の北に前線があると考えられる。15時初期値 ([Fig. 45] (b))に更新されると前線位置は南下し福岡県や山口県の南, 広島県に予測するよ

うになり, 解析値の前線位置に近づいている。また, GFU ([Fig. 46])は前線位置に沿って増大している。また, ばらつきを算出した上流域は前線付近のGFUの値が大きい場所に位置していた。すなわちこの上

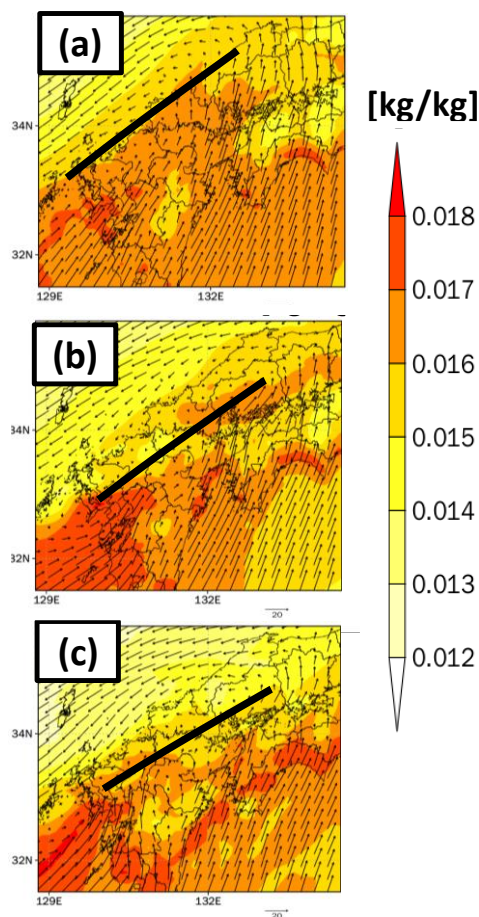


Fig. 45 Spatial distribution of water vapor mixing ratio and horizontal wind at 925hPa at 21:00 on July 6th. (a)Ensemble mean of 9:00 initial time, (b)Ensemble mean of 15:00 initial time, (c)MSM analysis value. The black lines indicate rough front position.

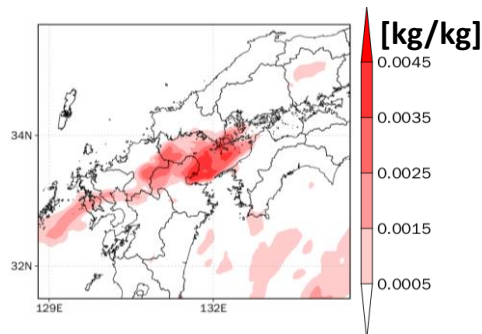


Fig. 46 GFU spatial distribution at 925hPa by 15:00 initial time, at 21:00 on July 6th.

流の領域のGFUが増加したのは前線位置の予測不確実性によるものである。また、予測更新で前線位置の予測が良くなり上流域付近に近づいたことにより上流域の水蒸気量に前線の位置によるメンバー間の差が生まれやすくなったこともGFUが増加した理由の一つであると考えられる。

本事例のような前線停滞による広域豪雨の中の局所的に強まる雨を場所的・時間的に正確に予測するためには前線の位置の正確な予測が必要であると考えられる。しかし5.4.1項で述べたように本事例は降水の場所や時間の予測が難しく、また α 値を算出すると広島を過小に予測したり、過大に予測していたりしていたことがわかった。この予測困難さは前線位置の予測不確実性の影響が大きいと考えられる。この時前線位置の不確実性からGFUが大きくなっていったため、降水予測の不確実性とGFUの対応がみられたと考えられる。

本節を整理する。平成30年7月豪雨で広島県を通過した線状降水帯は時間的・場所的な予測が難しかったが直近の予測では観測に近い雨を予測していたGFUは事例発生の15時間前の予測から正の値となった。また、過小予測だけでなく過大予測の時間帯にもGFUが継続していた。直近の予測で予測が当たるようになったことに対応しGFUのシグナルがみられなくなった。GFUは水蒸気の予測不確実性に対応していたと考えられるため過大に外れるか過小に外れるかはGFUだけではわからない可能性がある。これまでの事例と同様にGFUは前線位置の予測不確実性に対応していた。

5.5 GFUによる予測可能性の考察

本節ではこれまでの解析を踏まえ、GFUの増加に対応する現象や予測可能性、事例による違いや共通点、展望についてまとめる。[Table 1]に概要を示す。

(1) GFU増加に対応する現象についてのまとめ

どの事例も前線の位置や前線に集まる水蒸気量の不確実性に対応したGFUが見られていた。平成29年7月九州北部豪雨や令和2年球磨川豪雨のように予測が更新されても前線の予測不確実性が依然として高いためばらつきが増加した場合のほか、平成30年7月豪雨の広島の線状降水帯事例のように予測更新で解析値に近い予測をするようになったことで前線が上流域に近づきばらつきが増加した場合も見られた。豪雨予測の一要素の予測不確実性と関係しているため、GFUと α 値の対応が見られたと考えられる。

また、925hPa面と850hPa面の両方に前線位置の不確実性に対応したGFUが見られた。一方で一つの高度面だけにシグナルが見られる場合もあった。これは高度面によって前線位置のばらつきにより水蒸気分布がばらつきやすい場所が前線に対してどこにあるかが異なるためと考えられる。令和2年球磨川豪雨の解析より、850Paのほうが水蒸気分布がばらつきやすい場所が広い傾向が見られた。そのため850hPaのほうがより前の初期時刻の予測から過小予測に対応したGFUが見られる傾向があったと考える。ただしどちらの高度も共通して前線位置の不確実性に対応したGFUがみられており、事例によってばらつきやすい場所や高度は異なると考えられる。前線位置の不確実性をとらえられるような適切な上流域を定めることが必要であると考えられる。

(2) GFUを用いた予測可能性の事例別まとめ

GFUと α 値との対応の傾向と予測可能性について述べる。いずれの事例も事例発生の15時間~20時間程度前から過小予測に対応したGFUが見られた。また、予測が更新されるにつれてGFUが正の値となる時間が継続したり、 α 値との時間的対応も見られたりしていた。いずれの事例もGFUと α 値は何らかの対応があったため、GFUを用いた予測可能性がある

Table 1 Outline of this chapter.

GFUが増加した理由	<ul style="list-style-type: none"> ・予測が更新されても前線予測不確実性が依然として高い ・予測が更新されると前線が上流域に近づく 		
GFUを用いた予測可能性	予測が外れることの予測可能性あり		
	平成29年7月九州北部豪雨	令和2年球磨川豪雨	平成30年7月豪雨
	<ul style="list-style-type: none"> ・過小予測を見逃す可能性 ・モデルの高解像度化で改善の期待 	<ul style="list-style-type: none"> ・見逃しが無く予測が外れるリスクの情報利用可能性が特に高い 	<ul style="list-style-type: none"> ・過小だけでなく過大予測にも対応してGFUだけではどちらに外れるか分からない ・過小予測を見逃す可能性 ・見逃しに関してはモデルの高解像度化で改善の期待
高度面による予測可能性の違い	明確な差なし	850hPa面のほうがやや高い	明確な差なし

といえる。しかし事例によって α 値と *GFU* の対応の特徴と予測可能性が異なるためそれぞれの事例に対して簡潔にまとめる。

・平成 29 年 7 月九州北部豪雨

過小予測に対応した *GFU* が見られた。非線形性が卓越する場では予測が不確実であるとわずかな場の揺らぎにより極端現象が生じやすくなると考えられるため *MEPS* でも *GFU* が過小予測に対応していたと推測される。その一方で見られなかった初期時刻もあるため、*GFU* は過小予測を見逃す可能性がある。本事例は前線よりも小さいスケールの現象が予測可能性に大きな影響を与えていると考えられるため、小さいスケールの現象の予測不確実性を *MEPS* の解像度の *GFU* で十分に表せないためと考えられる。

・令和 2 年球磨川豪雨

過小予測に対応した *GFU* が事例発生 15 時間前の予測から継続して見られ、予測が更新されるほど時間的な対応が見られた。平成 29 年 7 月九州北部豪雨ほどではないものの、予測が不確実であると極端現象が生じやすい場であると考えられるため、*GFU* が過小予測に対応していたと推測される。ただし一般性を確かめる必要はある。また、予測が当たることに対応して *GFU* が見られなくなっていた。過小予測の発生、継続、終わりの予測可能性がある。さらに過小予測に対応した *GFU* の応答が出始めた初期時刻以降の初期時刻では継続してシグナルがあり、予測の見逃しが無かったため予測が外れるリスク情報が使える可能性が特に高いといえる。本事例は前線の予測が比較的降水予測につながる事例であったと考えられるため、このように *GFU* と α 値との対応が良かったと考えられる。また、現象の時間スケールと *MEPS* の更新頻度がよく対応していたことも考えられる。

・平成 30 年 7 月豪雨で広島県を通過した線状降水帯

過小予測に対応した *GFU* が見られた一方で過大予測に対応した *GFU* も見られた。広域に水蒸気が流入している本事例では水蒸気予測が不確実な場が線状降水帯通過後も継続していたと考えられる。そのため過小予測の始まりや終わりが必ずしも水蒸気予測の予測不確実性の始まりや終わりに対応していなかった。ただし、直近の予測では予測が当たることに対応して *GFU* が見られなくなっていたため、降り終わりの予測も直近の予測では可能と考えられる。線状降水帯のスケールが小さいため、平成 29 年 7 月九州北部豪雨と同様に *MEPS* の *GFU* では十分に予測不確実性を表すことができない場合もあると考えられる。また、現象の時間スケールも 3 時間程度と短い。*MEPS* の更新頻度では 6 時間ごとの *GFU* しか得ることができないということも関係していると考えられる。総じて *GFU* を用いて過小予測となる可能性のある時

間帯を 15 時間~20 時間程度前からある程度予測できると考えるが必ずしも過小に外れるとは限らず、また、見逃してしまう可能性も見られた。

(3) アンサンブル予測改善への期待について

ここでアンサンブル予測の高解像度化、高頻度化をはじめとする改善が *GFU* による予測に期待される影響について述べる。モデルが高解像度化することで *GFU* による小さいスケールの線状降水帯の予測可能性が向上することが期待される。特に局所的なバックビルディング型線状降水帯に対しては時空間スケールの小さい現象の非線形性を見逃しなくとらえるため、高解像度化が非常に望まれる。ただし定量予測を一般化、精緻化したり *GFU* が対応している現象スケールを厳密に区別したりするためには摂動の非線形成長を理論的に解析することが課題となってくるのではないかと考える。また高解像度化に加えてアンサンブルメンバー数が増加することにより、線状降水帯に関係するような非線形効果を拾うメンバーが表れる可能性が高まることで *GFU* が増大する可能性も高まり、見逃しが一層軽減されると考えられる。あるいはそのような非線形効果を反映するような摂動作成法も期待される。

予測更新が高頻度化することで、局所的なバックビルディング型線状降水帯、平成 30 年 7 月豪雨のような時空間スケールの小さい線状降水帯豪雨の予測可能性向上が期待される。さらに高頻度化した *GFU* を用いて降水予測更新による予測値のブレを軽減することができるかもしれないと期待する。現業の *LFM* や *MSM* の更新頻度はそれぞれ 1 時間、3 時間であり、このような短い更新頻度では予測更新による初期値の微妙な変化で、予測降水量が初期時刻によって大きく増減してしまうケースがあり得る。この場合リアルタイムに予測値や実況値を見ながら防災対応を行う人々にとって適切な判断を下すことが難しい場面が考えられる。アンサンブルの更新頻度が *LFM* や *MSM* と同程度となれば、*GFU* を用いることで降水予測がどの程度外れるかという付加的な情報を得ることができ、降水予測のブレが軽減されると考える。

5.6 まとめ

本章では *MEPS* を用いて近年の豪雨事例を解析し *GFU* による過小予測の予測可能性を検討した。いずれの事例も予測可能性があるといえるが、現象スケールや特徴によって α 値との対応の度合いが異なっており予測可能性も異なった。今後のアンサンブル情報の改善に期待するところもあるが、現業の *MEPS* を用いても時空間スケールの大きい令和 2 年球磨川

豪雨では過小予測の発生，継続，終わりの予測可能性が非常に期待できる．実利用に一層近づくためには，適切なGFUの定義や上流域を定めることが必要である．より適切なGFUの定義ができれば定量予測といったさらなる予測可能性があると考ええる．また，リアルタイムに適切な上流域を定めることは必要不可欠である．次章ではリアルタイムに上流域を定める方法を用い実利用を想定したGFUの解析を行う．

6. GFUの実利用検討と提供しうるリアルタイム予測情報

6.1 目的と解析の流れ

本章ではMEPSのGFUを実際に予測に利用することを想定した解析，考察を行う．豪雨発生がわからない中で一般的に使われている降水予測を組み合わせてGFUがどのような予測情報を提供するのかを考察する．

前章までの解析は事例を後から振り返ったものであるため，上流域を豪雨発生直前の風向や水蒸気分布から主観的に求めることができた．しかし実際は予測プロセスの中でリアルタイムに上流域を求める必要がある．本研究では上流域を求める方法としてEnomoto *et al.*(2015)のアンサンブル簡易予報感度解析を適用する．これは，対象とする時刻，領域に対して最も成長しやすい初期摂動をすでに計算されたアンサンブル予測のみから求める手法である．この手法を用いることで予測対象場所の降水予測に関係する上流域をリアルタイムに客観的に求めることができると考えた．この手法を適用し求めた上流域のGFUを算出し，降水の予測情報と観測と比較してGFUが防災上どのように役立つかを考察する．

6.2 Enomoto *et al.* (2015)のアンサンブル簡易予報感度解析について

本節ではEnomoto *et al.*(2015)のアンサンブル簡易予報感度解析を適用し上流域を求める手法を説明し，適用結果を述べる．

(1) 予報感度解析について

予報感度解析とは，対象とする時刻，対象とする領域の特定の量に対して影響が大きな初期摂動を求める解析のことである．影響が大きい初期摂動の領域を高感度領域とよぶ．一般的には検証領域における予測誤差を小さくするための追加の観測地点を定めるためや，予報がうまくいかなかった原因を特定するために行われる．(榎本ら，2014)．Enomoto *et al.* (2015)は複雑な数値モデルを使うことなく，アンサンブル予測結果のみを用いて簡易的に予報感度解析

を行う手法を考案し総観スケールの現象に対して適用した．また，Enomoto *et al.* (2015)は随伴法と特異ベクトル法の2手法についてアンサンブル予測結果を用いて簡易的に行う手法を考案したが，本解析では特異ベクトル法を用いる．初期摂動の複数のモードが得られることを期待したためである．以下，まず特異ベクトル法を用いた予報感度解析について概略を述べ，次にEnomoto *et al.* (2015)の予報感度解析手法の手順を述べる．

(2) 特異ベクトル法について

特異ベクトル法を用いた予報感度解析について概略を述べる．対象とする時刻 t (以下，検証時刻と呼ぶ)の対象とする領域（以下，検証領域と呼ぶ）における摂動を \mathbf{z} とし，その大きさを最大にするような初期摂動を \mathbf{y} とする．予報感度解析ではこの \mathbf{y} を求める．摂動が線形に成長すると仮定すると \mathbf{y} と \mathbf{z} の関係は以下のように表すことができる．また，[Fig. 47]にこの関係を示す．

$$\mathbf{z} = \mathbf{M}\mathbf{y} \quad (6)$$

\mathbf{M} は $n \times n$ の正方行列である． n はモデル自由度であり，摂動発展を検証する領域のモデル格子点数と予報変数の数に比例する．ここで \mathbf{y} と \mathbf{z} の大きさとしてノルムを用い，以下のように書くことができる．

$$\|\mathbf{y}\| = \sqrt{\mathbf{y}^T \mathbf{y}} \quad (7)$$

$$\|\mathbf{z}\| = \sqrt{\mathbf{z}^T \mathbf{z}} \quad (8)$$

$\|\mathbf{y}\| = 1$ の条件下で $\|\mathbf{z}\|$ を最大にする \mathbf{y} を求めることで求めたい初期摂動が得られる．この計算はラグランジュの未定乗数法を用いて以下のように解くことができる．

$$\begin{aligned} F(\mathbf{y}, \lambda) &= \mathbf{z}^T \mathbf{z} + \lambda(1 - \mathbf{y}^T \mathbf{y}) \\ &= \mathbf{y}^T \mathbf{M}^T \mathbf{M} \mathbf{y} + \lambda(1 - \mathbf{y}^T \mathbf{y}) \end{aligned} \quad (9)$$

$$\frac{\partial F}{\partial \mathbf{y}} = 2\mathbf{y}^T \mathbf{M}^T \mathbf{M} \mathbf{y} - 2\lambda \mathbf{y}^T \mathbf{y} = 0 \quad (10)$$

$$\mathbf{M}^T \mathbf{M} \mathbf{y} = \lambda \mathbf{y} \quad (11)$$

λ は未定乗数である． $\mathbf{M}^T \mathbf{M}$ の固有ベクトルを解くことで \mathbf{y} を得ることができる．これはMEPSの初期摂動作成法（特異ベクトル法）の簡単な説明になっている．ただし $\mathbf{M}^T \mathbf{M}$ は大規模行列であり，なおかつ \mathbf{M} は数値予報モデルをもとにした線形モデル（接線形モデル）であるため \mathbf{M} の作成には手間がかかる．気象

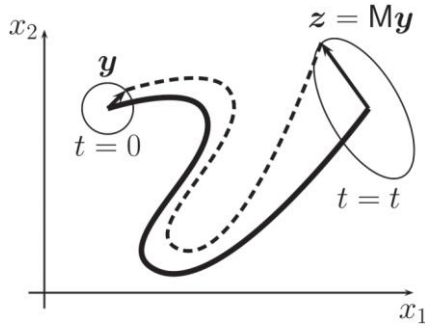


Fig. 47 Schematic illustration of the perturbation growth (quoted from Enomoto *et al.* (2015))

序のような機関でない限り特異ベクトル法の実行は難しい（榎本ら，2014）。

(3) 簡易予報感度解析の手順

Enomoto *et al.* (2015)の考案した、 \mathbf{M} （接線形モデル）や \mathbf{M}^T （随伴モデル）を用いることなく、すでに計算されたアンサンブル予測結果のみを用いる手法の流れを述べる。アンサンブル予測のメンバー数を m とし、各アンサンブルメンバーの検証時刻の検証領域における摂動 $\mathbf{z}_i (i = 1, 2, \dots, m)$ と表す。摂動はコントロールランからのずれで定義する。 \mathbf{Z} を \mathbf{z}_i を横方向に並べた行列として以下のように定義する。

$$\mathbf{Z} = (\mathbf{z}_1, \mathbf{z}_2, \dots, \mathbf{z}_m) \quad (12)$$

初期摂動 \mathbf{y} についても同様に $\mathbf{y}_i (i = 1, 2, \dots, m)$ と表し、

$$\mathbf{Y} = (\mathbf{y}_1, \mathbf{y}_2, \dots, \mathbf{y}_m) \quad (13)$$

と \mathbf{Y} を定義する。 \mathbf{Z} は $l \times m$ の行列で、 \mathbf{Y} は $n \times m$ の行列である。 \mathbf{y} を求めたい領域や予報変数と \mathbf{z} の検証領域と検証する予報変数がそれぞれ異なるため行列のサイズが異なる。

次にベクトル \mathbf{p} を以下のように定義する。

$$\mathbf{p}^T = (p_1, p_2, \dots, p_m) \quad (14)$$

\mathbf{p} は各メンバーの重みを表す係数からなる。 \mathbf{z} と \mathbf{y} を各アンサンブルメンバーの摂動を $p_i (i = 1, 2, \dots, m)$ で重みづけし、線形結合して以下のように表す。

$$\mathbf{z} = \mathbf{Z}\mathbf{p} = p_1\mathbf{z}_1 + p_2\mathbf{z}_2 + \dots + p_m\mathbf{z}_m \quad (15)$$

$$\mathbf{y} = \mathbf{Y}\mathbf{p} = p_1\mathbf{y}_1 + p_2\mathbf{y}_2 + \dots + p_m\mathbf{y}_m \quad (16)$$

これらは \mathbf{y} と \mathbf{z} が有限のアンサンブルメンバーの線形結合で表せるという仮定と、 \mathbf{y} と \mathbf{z} に線形の関係があるという仮定のもとに成り立つ。さて、 $\|\mathbf{y}\| = 1$ の条件下で $\|\mathbf{z}\|$ を最大にする \mathbf{y} を求めるため、ラグラン

ジューの未定乗数法を用い式(9)に式(15)、式(16)の関係を用いると以下が成り立つ。

$$\frac{\partial F}{\partial \mathbf{p}} = 2\mathbf{p}^T \mathbf{Z}^T \mathbf{Z} - 2\lambda \mathbf{p}^T \mathbf{Y}^T \mathbf{Y} = 0 \quad (17)$$

$$(\mathbf{Y}^T \mathbf{Y})^{-1} \mathbf{Z}^T \mathbf{Z} \mathbf{p} = \lambda \mathbf{p} \quad (18)$$

ここで各アンサンブルメンバーの初期摂動のノルムが全て等しく互いに直交している場合は $(\mathbf{Y}^T \mathbf{Y})^{-1} \propto \mathbf{I}$ （ \mathbf{I} は単位行列）となるため、 $\mathbf{Z}^T \mathbf{Z}$ の固有ベクトルを求めることで \mathbf{p} を得ることができる。

Enomoto *et al.* (2015) は運動エネルギーとポテンシャルエネルギーの和に相当する乾燥エネルギーノルム (Buizza *et al.*, 1993)を摂動の大きさ（ノルム）に用い、総観スケールの現象の予報感度を調べた。気象庁の週間アンサンブル予報を用いた日本周辺を検証領域とする解析では気圧の尾根や低気圧に相当する場所が高感度領域として解析されていた。ただし、どの予報変数を摂動の表現として選択するかは任意に設定することが可能であり、6.3節にて本研究の目的に合致するように設定する。

6.3 リアルタイムに上流域を求めるための感度解析手法の適用

本節ではリアルタイムに検証領域の降水の予測に関係する上流域を求めるための手法を説明し、適用結果を述べる。また、以降は簡易予報感度解析を単に感度解析と呼ぶ。

(1) 感度解析手法の適用

本研究では感度解析をMEPSに適用し、検証時間、検証領域内の降水の可能性が高くなるような水蒸気の初期摂動を求めることで、降水予測と関係する水蒸気の場所を解析する。式(12)の \mathbf{z} は検証領域内の975hPa, 950hPa, 925hPa, 850hPa, 500hPa気圧面の水蒸気混合比を層厚で重みをつけて縦一列に並べたベクトルとする。 \mathbf{z} のノルムを降水のポテンシャルに関する量と考えた。式(13)の \mathbf{y} はMEPSの全領域の850hPaの水蒸気混合比を縦一列に並べたベクトルとする。5章の解析から、令和2年球磨川豪雨事例では925hPa面より850hPa面のほうが前線に対して広く上流側のGFUが大きくなっていた。850hPa面水蒸気混合比のほうが上流域のGFUで前線予測不確実性をとらえやすいと考えたため \mathbf{y} に用いた。

降水予測対象領域とする検証領域は100km×100kmの大きさとした。およそ九州の県1つ分から2つ分に相当する大きさである。MEPSの初

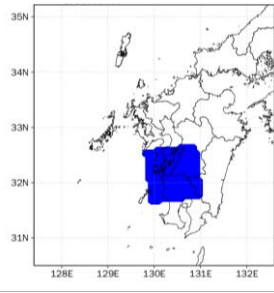


Fig. 48 Verification region of Kuma River heavy rainfall in 2020.

期摂動がメソ α スケールより大きな現象に対して成長するように与えられていることから、感度解析結果もメソ α スケール程度の現象に対して感度が現れると考えられる。検証領域が狭すぎると現象スケールと合わないと考えられ、広すぎると豪雨がどこで発生するかという場所的な予測として不十分であると考えられるため、この大きさに設定した。

令和 2 年球磨川豪雨事例に適用した結果を示す。検証領域を球磨川流域を中心に含む [Fig. 48] の領域とした。初期時刻は豪雨発生約 3 時間前予測である 7 月 3 日 21 時初期値を用いる。検証時刻 1 時間後～9 時間後のそれぞれに対して感度解析を行った [Fig. 49] に 850hPa 面水蒸気混合比の第一モードの初期摂動を示す。どの検証時刻にも九州の西側に正の摂動領域 (赤丸で囲む) が広がっている。この正の摂動領域の水蒸気は西寄りの風で移流することで検証時刻、検証領域の水蒸気を増やすと考えられる。 [Fig. 49] ではそのようにして検証領域、検証時刻の 850hPa 面の

水蒸気量を多くする方を正としている。この領域の大きさは直径 100km～200km 程度であるためメソ α スケールの現象に対応した高感度領域が出ていると考えられる。これは MEPS の初期摂動が対象としている現象スケールとも一致している。

本解析ではこの正の摂動領域を降水予測と大きく関係する高感度領域として着目する。高感度領域の水蒸気が多いほど水蒸気が多く流入してきて検証領域の降水の可能性が高まると考えることができる。なお、 [Fig. 49] の検証領域 3 時間後に青丸で囲んだように、正の摂動領域のさらに西に負の摂動領域も広がっているのも見られるが、この領域の水蒸気は検証領域へ移流していないと考えられるため直接的な影響はないと考え本解析では着目しないこととした。しかし間接的に影響を与えている可能性はあるため降水予測の一要因として完全に無視することはできない。また、本解析では第一モードを用いたが、その他のモードも降水予測の一要因として完全に無視することはできないと考える。

以上のように Enomoto *et al.* (2015) の感度解析手法を適用し、降水予測に関係する 850hPa 水蒸気摂動の高感度領域を求めることができた。次項以降ではこの結果をもとに GFU を算出する場所を求め、GFU による予測検討を行う。

(2) 上流域の決め方について

本論文ではこれ以降“上流域”を、対象とする場所の数時間後の降水予測に、その場所の水蒸気量が大きく関係している場所とする。リアルタイム予測のためには GFU を算出する上流域を感度解析結果から

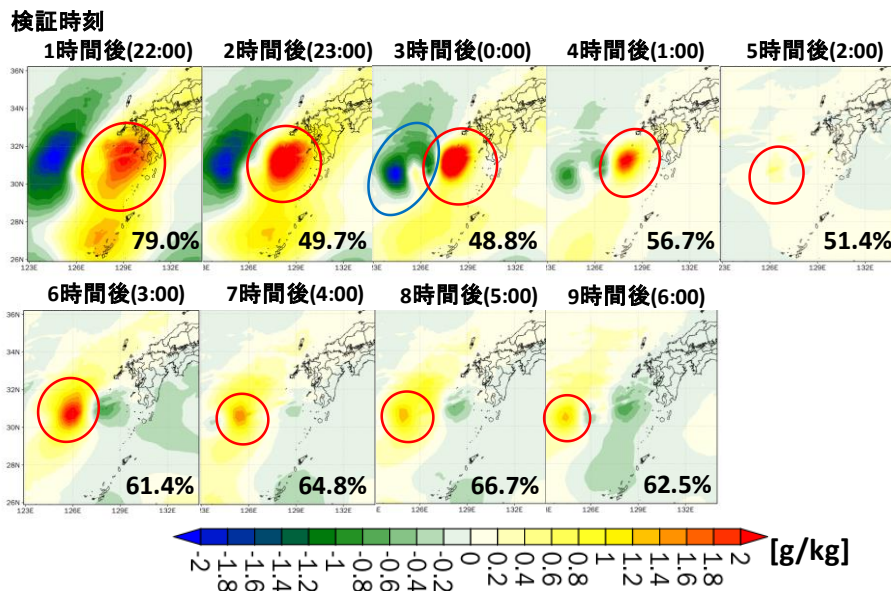


Fig. 49 Initial perturbation of the first mode of 850hPa water vapor mixing ratio of each verification time whose verification region is [Fig. 48]. In each figure, the first mode contribution rate is attached at the right bottom. In addition, red circles indicate positive perturbation areas, which are focused on in this analysis.

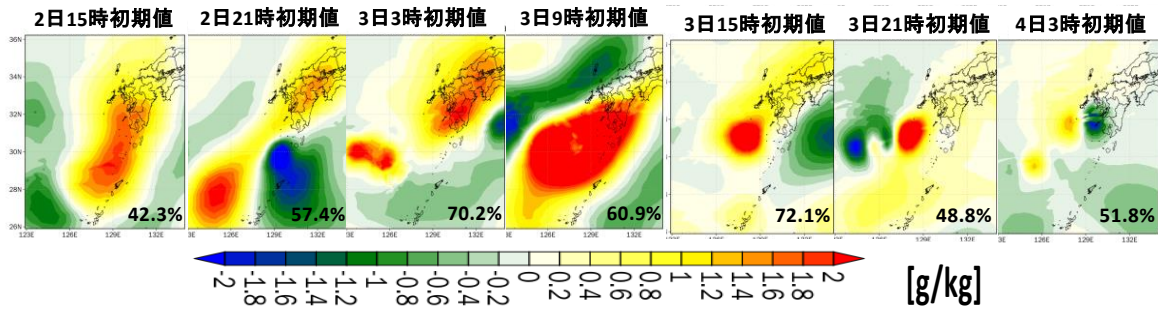


Fig. 50 Initial perturbation of the first mode of 850hPa water vapor mixing ratio of each initial time whose verification region is [Fig. 48]. These verification times are 3 hours after the initial time. In each figure, the first mode contribution rate is attached at the right bottom.

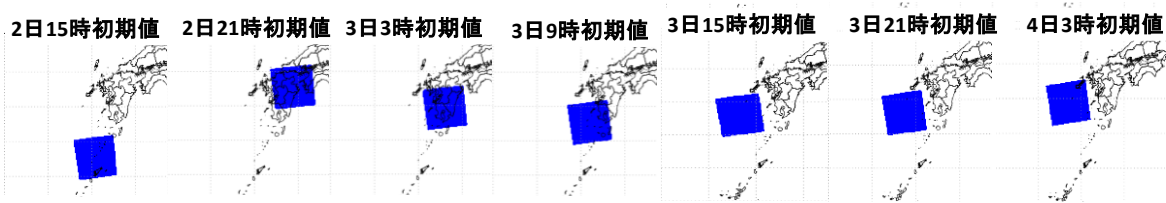


Fig. 51 Upstream areas selected from sensitivity analysis of each initial time.

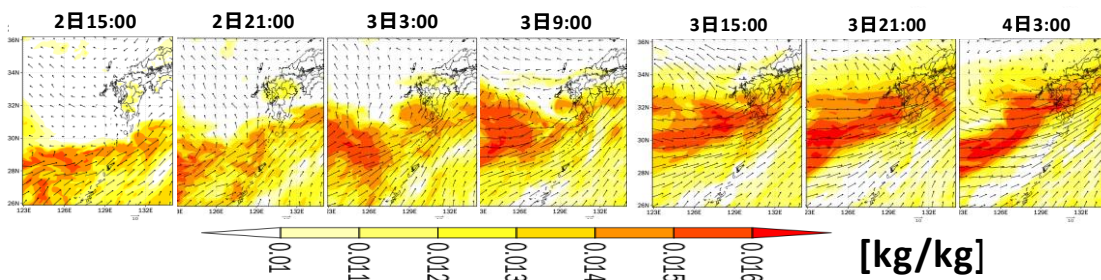


Fig. 52 MSM analysis value of 850hPa water vapor mixing ratio and horizontal wind of each initial time.

自動的に求める必要がある。本項ではその方法や基準を述べる。

上流域を求めるための検証時刻は3時間後とした。検証時刻は短すぎると初期摂動が十分に成長していないと考えられ、長くなるほど摂動の非線形発展の影響が大きくなると考えた。[Fig. 49]では検証時刻3時間後以降から検証領域と完全に離れた場所に高感度領域が見られたため、3時間を長すぎず短すぎない適当な時間として採用した。

なお、線状降水帯発生前からの予測の場合、大気場が異なるため発生前の上流域が発生後の上流域と異なる可能性が考えられる。しかし本解析では感度解析で求めた上流域の初期時刻の水蒸気が予測開始3時間後の検証領域の降水予測に影響を与えるという、上流域と検証領域の3時間の関係が予測時間が長くなっても継続すると仮定した。例えば感度解析で求めた上流域の予測開始1時間後の水蒸気が予測開始4時間後の検証領域の降水予測に影響を与え、さらに同じ上流域の予測開始2時間後の水蒸気が予

測開始5時間後の検証領域の降水予測に影響を与える、と考えた。すなわち予測対象時刻の検証領域の降水予測の外れ方を、その3時間前の上流域のGFUを用いて予測する。

次に場所の選び方について述べる。検証領域の周囲300kmの範囲で正の水蒸気混合比摂動が最も大きい場所を中心とした200km×200kmの領域を上流域とした。周囲300kmとしたのは水蒸気が風速25m/sで3時間で移流してくることのできる距離が約270kmであるためである。また、大きさは[Fig. 49]の高感度領域の広がり方から求めた。なお、上流域は[Fig. 49]のような感度解析結果の図から目視でおよその中心を定めた。

6.4 令和2年球磨川豪雨を予測対象としたGFU実利用想定

本項では令和2年球磨川豪雨を対象に感度解析を用いて上流域を求め、GFUを算出するという実利用上の一連の流れを行い、GFUが提供することのできる

予測情報について考察する。

(1) それぞれの初期時刻における上流域

感度解析をもとに、令和2年球磨川豪雨事例のそれぞれの初期時刻における上流域を求めた。解析した予測の初期時刻は2日15時、21時、3日3時、9時、15時、21時、4日3時であり、それぞれ事例発生(4日00:00頃)の33時間前、27時間前、21時間前、15時間前、9時間前、3時間前、3時間後に相当する。

[Fig. 50]に検証時刻3時間後の感度解析による850hPa面水蒸気混合比の第一モードの初期摂動を示す。[Fig. 51]に感度解析結果から選択した上流域を示す。また、[Fig. 52]にそれぞれの初期時刻の850hPa面の水蒸気混合比と水平風のMSM解析値を示す。3日9:00以前では前線が九州の南に位置しており検証領域に東シナ海から水蒸気が流入する場ではなかった。この場合感度解析で抽出された上流域が4日0:00頃以降の豪雨時の上流域として適切でない可能性がある。逆に3日9時初期値以降からは九州の風上側である西側に上流域が解析されている。3日9:00以降は前線が北上して九州に停滞し、豪雨時同様東シナ海から検証領域に水蒸気が流入し続けていたためと考えられる。

以上をまとめると感度解析を用いて豪雨発生15時間程度前の予測から前線が九州に停滞し始め、検証領域の上流域として東シナ海からの水蒸気流入に対応した場所が選択された。これらは豪雨時の上流域としても適当な場所といえる。それ以前の予測は必ずしも豪雨時の上流域として適切な場所を抽出していない可能性がある。そのため本手法で求めたGFUが有意なシグナルとして使えるリードタイムも15時間程度と考える。しかしGFUによる予測可能性を調べるため15時間より前の感度解析で求めた場所も豪雨時の上流域としてみなして、リアルタイム予測を想定した解析を行う。

(2) リアルタイム利用を想定した考察

それぞれの初期時刻のGFUをアンサンブル降水予測、観測降水と比較して考察する。その際GFUは降水予測に約3時間先行するとして比較する。GFUは5章と同様にGFU₁を用いる。ばらつきは上流域の領域平均850hPa面水蒸気混合比予測の幅から算出する。[Fig.53]にXRAINによる検証領域の雨が特に強かった3日21:00~4日9:00(以降豪雨時間帯と呼ぶ)の12時間積算降水量を示す。また、[Fig.54]~[Fig.65]に各初期時刻の降水予測の平面分布と検証領域の領域平均前一時間降水量の予測値と観測値、アンサンブル平均の α 値、検証領域のGFUを示す。以下に各初

期時刻の降水予測とGFUの特徴を整理し、それぞれが防災上どのようなリスク情報を持つのか述べる。

・2日15時初期値(線状降水帯発生33時間前)

降水:どのメンバーも検証領域の豪雨時間帯に強まる雨を予測していない。

GFU:豪雨時間帯のはじめの方である3日22:00~4日0:00に小さい正のGFUがみられている。ただし前項で述べたように検証領域の降水予測との関係の薄い所を上流域として選んでしまっている場合もあり、検証領域の豪雨のシグナルと判断することができな

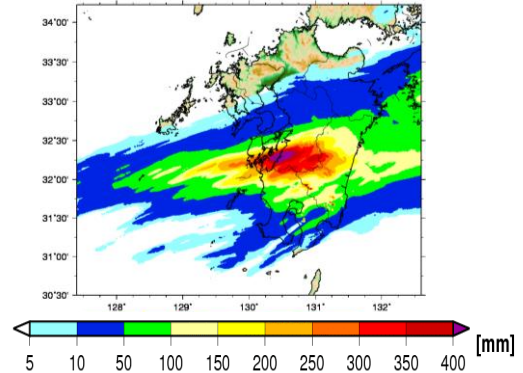


Fig. 53 12 hours accumulated rainfall from 21:00 on July 3rd to 9:00 on July 4th by XRAIN.

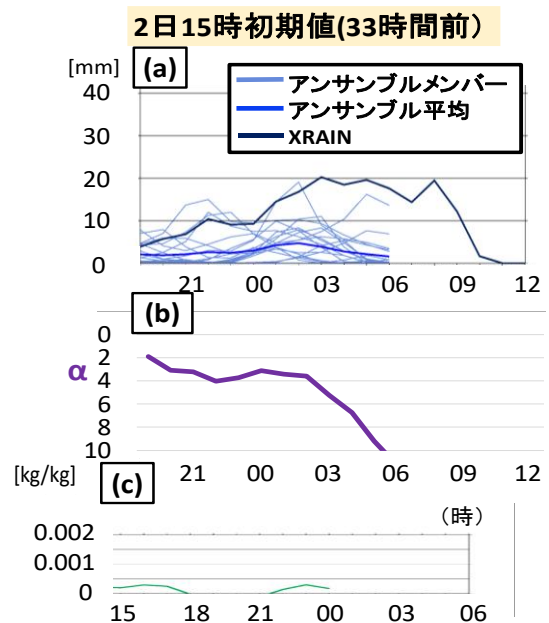


Fig. 54 15:00 initial time on July 2nd (33 hours before line-shaped rainband occurred). (a) Ensemble forecast value of region averaged 1 hour rainfall in Kuma River region [Fig. 48]. (b) Ensemble mean α value calculated from (a). (c) GFU.

い。

・2日21時初期値(線状降水帯発生27時間前)

降水：どのメンバーも検証領域の豪雨時間帯に強まる雨を予測しておらず、平面分布を見ても九州に線状の降水域も予測していない。この時間では検証領域の豪雨危険性を降水予測で知ることには困難と考えられる。

GFU：豪雨時間帯やその数時間程度前に小さい正のGFUがみられる。前項で述べたように感度解析は豪雨時間帯の上流域として適切でない場所を抽出している可能性はあるものの、時間帯が合っていることから九州での豪雨危険性シグナルが出始めている可能性がある。

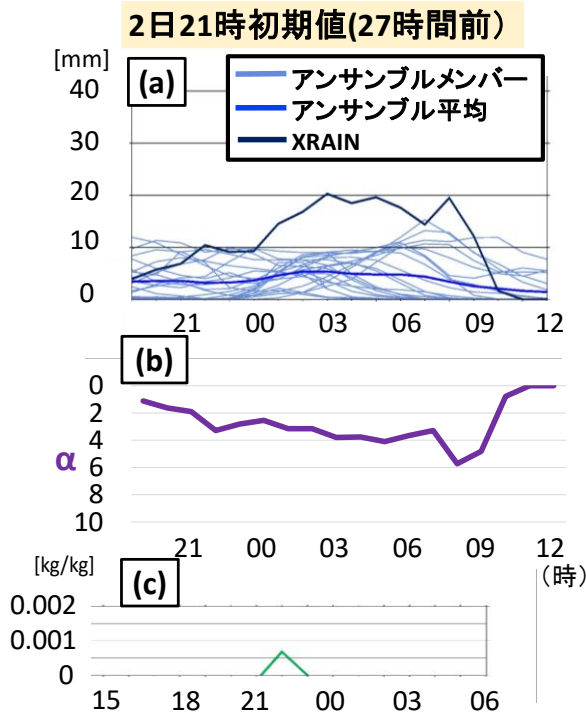


Fig. 55 Same as [Fig. 54] but 21:00 on July 2nd.

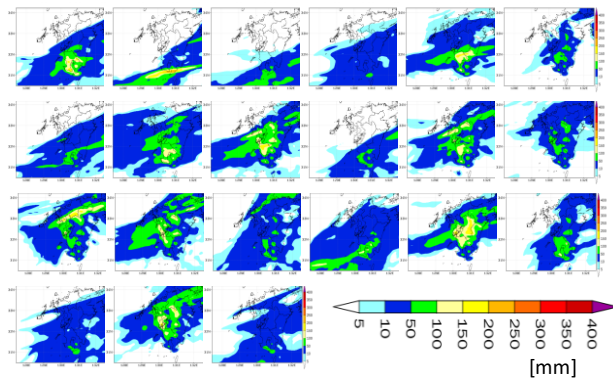


Fig. 56 All ensemble members forecast of 12 hours accumulated rainfall in heavy rainfall time zone of 21:00 on July 2nd (27 hours before line-shaped rainband occurred).

・3日3時初期値(線状降水帯発生21時間前)

降水：検証領域の降水量はほぼ変化しないが、線状の降水域を予測するメンバーが出てくる。しかし降水量は観測値に届いていない。まだ検証領域の豪雨危険性を降水予測で知ることには困難と考えられる。

GFU：2日21時初期値と同様豪雨時間帯の上流域として適切でない場所を抽出している可能性があるが、九州での豪雨危険性シグナルが予測が更新されても継続しているといえる。

・3日9時初期値(線状降水帯発生15時間前)

降水：検証領域の降水量はほぼ変化しないが、平面分布では線状の降水がさらに強まる傾向にあり、球磨川流域よりも北側ではあるものの観測と同程度の

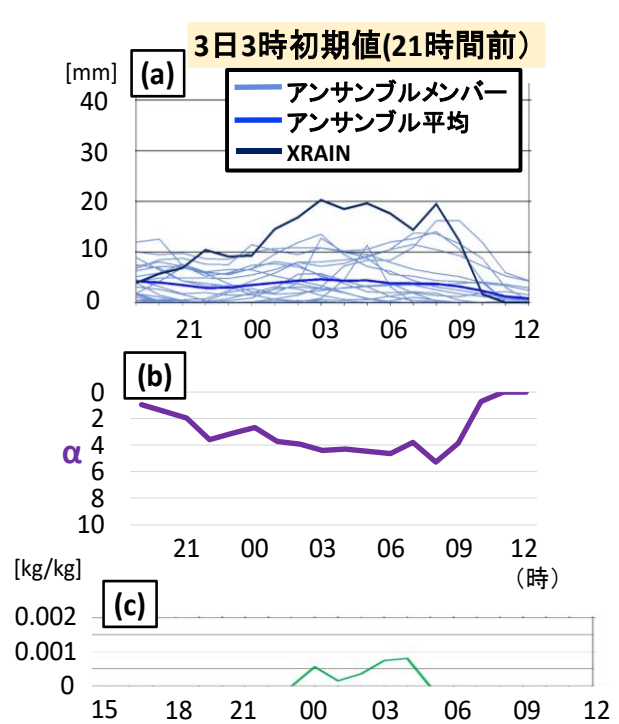


Fig. 57 Same as [Fig. 54] but 3:00 on July 3rd.

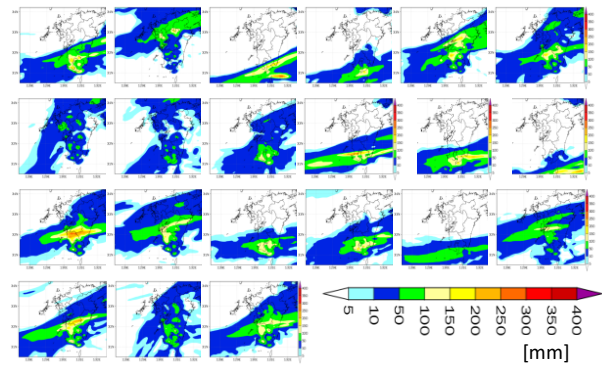


Fig. 58 Same as [Fig. 56], but 3:00 on July 3rd.

降水量を予測しているメンバーも出てきた。アンサンブル降水予測で九州での豪雨危険性を知ることができるようになったと考える。

GFU: 豪雨時間帯に値が正の時間帯がみられ、値も比較的大きい。そのため検証領域の豪雨危険性シグナルが見られているといえる。

・3日15時初期値(線状降水帯発生9時間前)

降水: 検証領域に観測に近い降水量を予測するメンバーがあり、アンサンブルの幅に降水が入っている。観測と近い降水分布を予測するメンバーがある。また、検証領域で降水を予測しないメンバーがないため、アンサンブル降水予測で検証領域の豪雨危険性を知ることができるようになったと考える。

GFU: α 値が特に大きい時間帯(2:00~4:00)やその数時間前に値が正の時間帯がある。豪雨時間帯のすべてにわたる*GFU*は出ていないもの、特に危険性が

高い時間帯の予測ができていると考える。

・3日21時初期値(線状降水帯発生3時間前)

降水: 検証領域に3日15時初期値よりさらに多い降水量を予測するメンバーが出てくる。半分以上のメンバーが球磨川流域周辺に線状降水帯を予測している。コントロールランが観測と非常に近い予測をしているため、*MSM* だけでも危険性を認識できる。

GFU: 豪雨時間帯に継続して正の値である。アンサンブル降水予測シナリオの危険側になる、もしくはさらに超える可能性が豪雨時間帯に継続してあることを表していると考えられる。豪雨の終わりの時間帯(4日9:00以降)の3時間程度前に減少し始めており、予測困難な現象の終わりに対応しているといえる。

・4日3時初期値(線状降水帯発生3時間後)

降水: 検証領域の降水のアンサンブル予測の幅の中心におよそ観測が入っており、 α 値は1に近い。

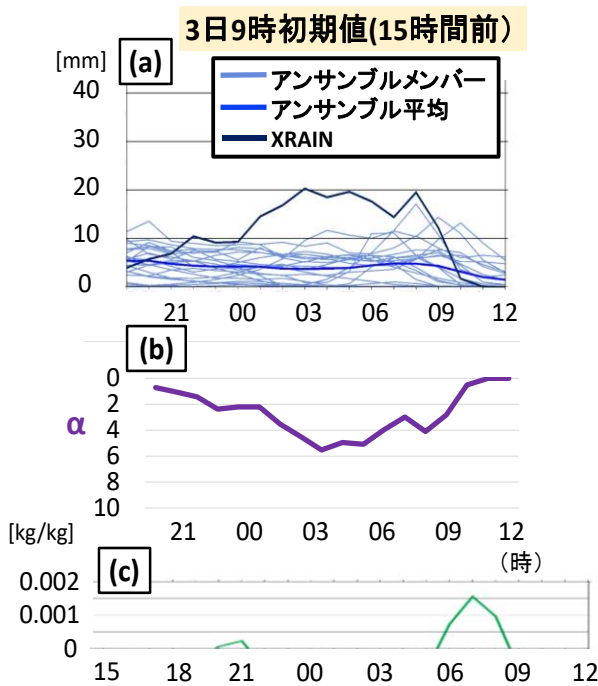


Fig. 59 Same as [Fig. 54] but 9:00 on July 3rd.

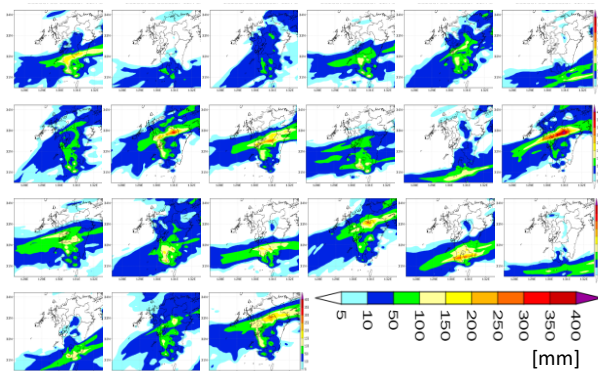


Fig. 60 Same as [Fig. 56] but 9:00 on July 3rd.

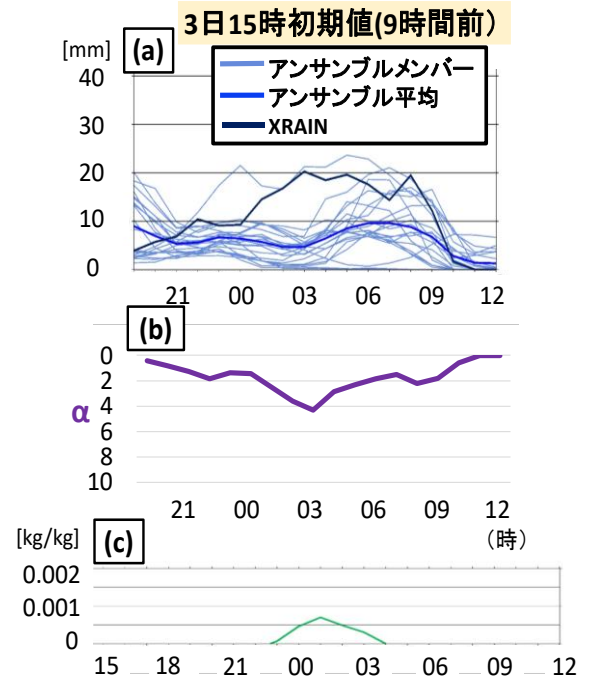


Fig. 61 Same as [Fig. 54] but 15:00 on July 3rd.

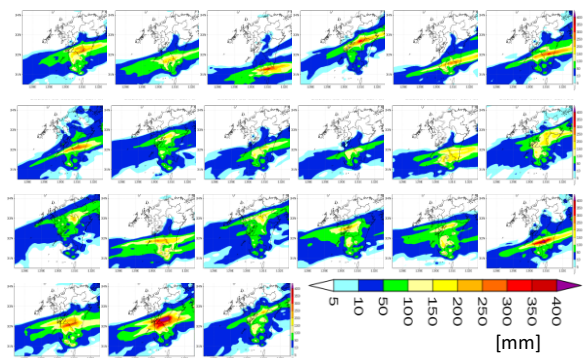


Fig. 62 Same as [Fig. 56] but 15:00 on July 3rd.

GFU:ほとんど正の値の時間がない。予測が当たることを予測しているといえる。

以上を整理すると、アンサンブル降水予測では線状降水帯発生 15 時間前から九州での豪雨危険性を認識でき、9 時間前、3 時間前と予測が進むにつれてますます検証領域の豪雨危険性を認識できると考える。一方GFUでは線状降水帯発生 27 時間前から九州での豪雨危険性シグナルが出始めている可能性がある。15 時間前には検証領域の豪雨危険性のシグナルがあるといえる。9 時間前では特に危険性が高い時間帯の予測となっていると考える。3 時間前では豪雨時間帯に継続して危険なことを表すシグナルがみられた。発生後の予測は予測が当たることを予測していた。すなわちGFUを用いるとアンサンブル降水予測よりも前に予測が外れるような豪雨の危険性を知ることができる可能性があり、予測が更新されるほど時間的予測が可能となっていた。これらは 5 章で解析したGFU (図 5.21) と同様の傾向であった。リ

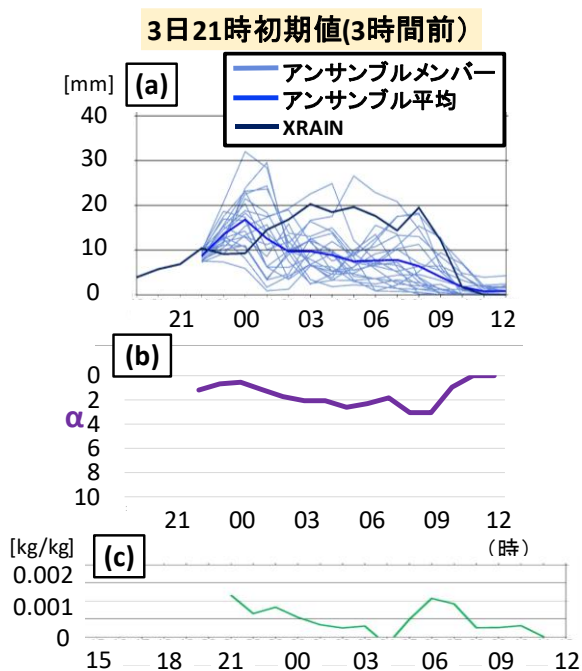


Fig. 63 Same as [Fig. 54] but 21:00 on July 3rd.

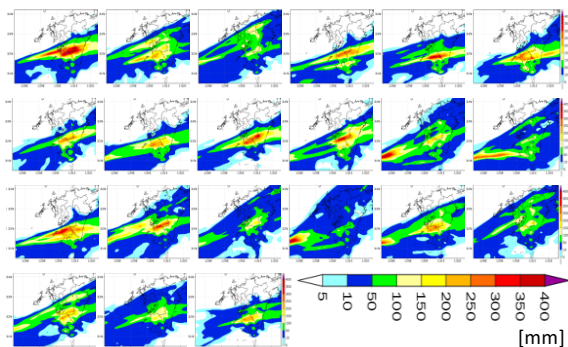


Fig. 64 Same as [Fig. 56] but 21:00 on July 3rd.

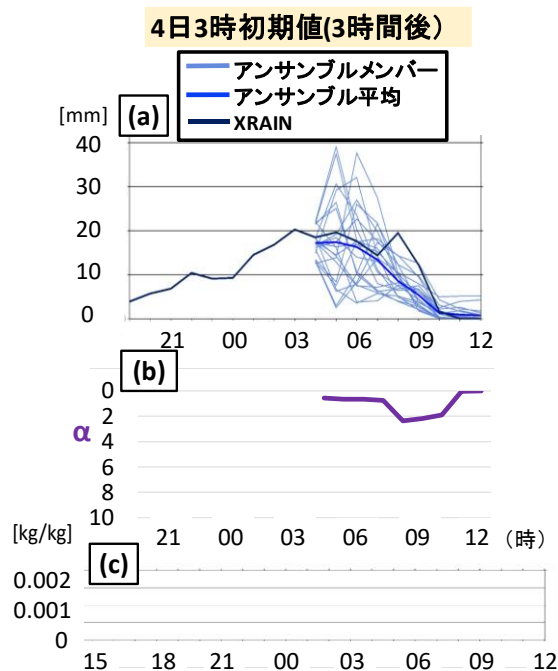


Fig. 65 Same as [Fig. 54] but 03:00 on July 4th.

アルタイムに客観的に選んだ上流域を用いても予測可能性があり、実利用が期待できる。さらにGFUのシグナルは線状降水帯発生 27 時間前から継続していた。GFUは予測更新に伴い予測雨量が増えていったとしても、実際はそれを超えるかもしれないと常に危険側を警戒し続けるための情報にもなりうる。

本節を整理する。感度解析を用いて客観的に選んだ上流域のGFUを用いた予測を検討した。その結果アンサンブル降水予測よりも前に豪雨の危険性を知ることができる可能性がみられ、さらに予測が更新されるほど時間的場所的な予測が可能となっていた。このように本事例は現業予報データを用いてリアルタイム予測できる可能性のあるものであった。

6.5 平成 29 年 7 月九州北部豪雨を予測対象とした GFU 実利用想定

(1) それぞれの初期時刻における上流域とリアルタイム利用を想定した考察

感度解析をもとに、平成 29 年 7 月九州北部豪雨事例のそれぞれの初期時刻における上流域を求めた。解析した予測の初期時刻は 4 日 9 時、15 時、21 時、5 日 3 時、9 時、15 時であり、それぞれ事例発生 (5 日 12:00 頃) の 27 時間前、21 時間前、15 時間前、9 時間前、3 時間前、3 時間後に相当する。

[Fig.66]に検証領域を、[Fig.67]に検証時刻 3 時間後

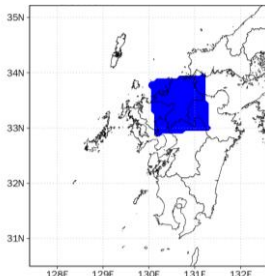


Fig. 66 Verification region of Northern Kyushu heavy rainfall on July 2017.

の感度解析による 850hPa 面水蒸気混合比の第一モードの初期摂動を示す。4 日 15 時初期値以降の高感度領域は九州の北の梅雨前線の位置に対応する場所に解析されている。梅雨前線の位置が 3 時間後の検証領域の水蒸気量に大きな影響を与えると解釈できる結果となった。

また、4 章や 5 章では前線に向かって流入する水蒸気量が降水に影響を与えていると考えたため *GFU* を算出した上流域を九州北部の風上側（西側）にとった。感度解析ではそれよりも北の前線位置に対応する場所が高感度領域となった。風上側の水蒸気による摂動の成長は前線位置による摂動の成長よりスケールの小さい現象が効いており、非線形の効果が大きかったと考えられる。メソ α スケール程度の現象に対応した摂動を対象とし、線形成長を考えている *MEPS* の特異ベクトル法で作成された初期摂動には、風上側の水蒸気の摂動成長に対応したものは前線位置によるものほど含まれていなかったと考えられる。そのため感度解析結果では前線位置に感度が大きくなってしまったと考える。

MEPS を用いた平成 29 年 7 月九州北部豪雨事例のリアルタイム予測には課題が残った。*GFU* を用いてリアルタイムに豪雨の危険性のシグナルをとらえるためには高解像度の気象モデルを用いることが必要である。しかし高解像度化しても小さいスケールの現象の摂動の非線形発展をとらえるような上流域の

選び方は課題であり、摂動の線形成長を仮定しない方法が必要であろうと考える。あるいは 4 章や 5 章のように単純に風上をとる方法も有用と考えるが、リアルタイム予測のためには豪雨発生がわからない中で客観的に風上側を選ぶ手法の検討が必要である。

6.6 *GFU* が提供する予測情報と今後の展望

令和 2 年球磨川豪雨を予測対象とした解析では、*GFU* には発生 15 時間前には球磨川流域の豪雨危険性のシグナルがみられ、予測が更新されるほど時間的予測が可能となっていたことが分かった。また、発生 3 時間前の予測では豪雨の終わりの時間帯との対応が見られた。5 章では水蒸気分布や風速場から主観的に選択した上流域の *GFU* を用いたが、本章では感度解析を用いて客観的に選択した上流域の *GFU* を用いた。それでも予測可能性が見られたため、リアルタイム予測可能性を一層示す結果となったといえる。また、感度解析で選択した上流域を用いた場所的な予測可能性も示したため、検証領域をタイル状にとり、それぞれで上流域を選択するような予測システムを構築することで地図上に *GFU* による危険度を表すということもできる可能性がある。

一方で平成 29 年 7 月九州北部豪雨を予測対象とした解析では、感度解析で選択された上流域の *GFU* は前線よりスケールの小さな現象の予測不確実性をとらえるものではなかったため、前線の予測不確実性はとらえたものの線状降水帯豪雨の危険性シグナルをとらえることは困難であった。高解像度な気象モデルを用いれば小さなスケールの現象に対応した *GFU* が見られると考えるが、小さいスケールの現象による摂動の非線形発展をとらえられるような上流域の選び方は課題である。

令和 2 年球磨川豪雨のような大きなスケールの線状降水帯豪雨は現在の現業予報データを用いても *GFU* を用いた予測可能性があり、予測が外れるリス

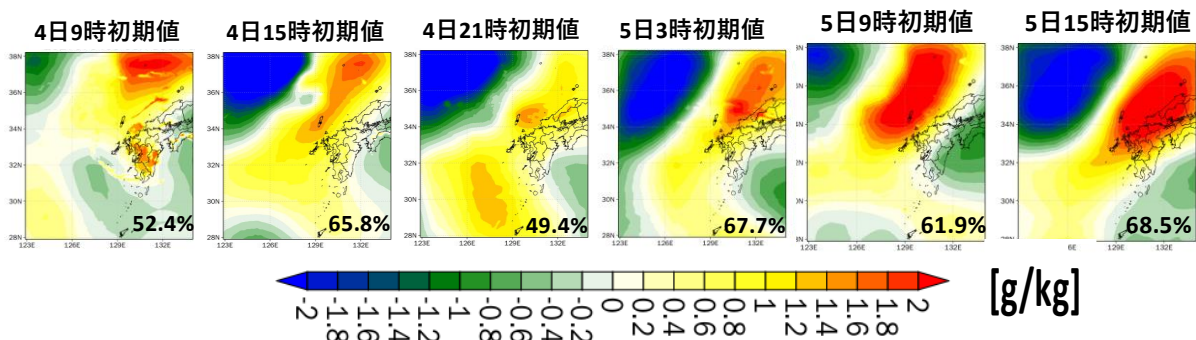


Fig. 67 Initial perturbation of the first mode of 850hPa water vapor mixing ratio of each initial time whose verification region is [Fig. 66]. These verification times are 3 hours after the initial time. In each figure, the first mode contribution rate is attached at the right bottom.

クがあるという心構えの情報を半日程度前から出すことができると考えられる。また、アンサンブル降水予測と組み合わせることで予測を超えてくるような豪雨の危険性に警戒し続けることや、豪雨の終わりを見通すことができると考えられる。今後さらに定量的など、*GFU*の予測可能性を高めるためにはアンサンブル平均値などの絶対値の更新履歴と組み合わせることが必要と考える。5.2.4項の予測更新に伴うアンサンブル平均値の変化の解析では予測が更新されると上流域のアンサンブル平均値が増加して解析に近づくことが見られた。その増加度合いと実際の豪雨や降水予測に相関がある可能性があり、予測に使えるのではないかと推測する。また、気温やフラックス等の豪雨に関係する他の要素も*GFU*に取り入れることも重要である。感度解析を用いることでそれらの情報を抽出し、*GFU*を算出することができる。と考える。

また、現段階では平成29年7月九州北部豪雨のような局所的なバックビルディング型の線状降水帯豪雨では*GFU*を用いた予測可能性は低い、将来的に高解像度のアンサンブル情報が使えれば予測可能性の向上が期待される。その際はどのスケールの現象の予測不確実性に対応した*GFU*が表れるかで大きいスケールの線状降水帯と局所的な線状降水帯のどちらが発生しやすいかを判断することができる可能性がある。例えば大きいスケールの豪雨ではモデル解像度が5kmでも1kmでも*GFU*にシグナルが出るが、局所的な線状降水帯豪雨ではモデル解像度1kmでしかシグナルが出ない、ということが見られるのではないかと考える。どちらが起こるかの予測は、引き起こす災害の特徴がそれぞれ違うため防災上重要な情報となりうる。

以上のように*GFU*が提供しうる予測情報と課題、今後の展望を述べた。*GFU*は予測が外れるリスクがあるという防災にとって新しく有用な情報といえる。その有用性をますます高めるためには、リスクをどのように防災行動に反映させるかの検討を試行錯誤のもとに積み重ねることが必要不可欠である。

7. 結論

本研究では“予測が外れることの予測”という発想から予測更新に伴う不確実性増幅指標*GFU*を考案し、実利用可能性を示すことができた。以下に本研究で得た結果をまとめる。

- ・雲解像モデル *CReSS* を用いた平成29年7月九州北部豪雨におけるアンサンブル予測の更新履歴解析を行った。上流の大気下層の水蒸気予測の*GFU*と降水予測の外れ方指標である α 値との時間的対応があ

り、*GFU*を用いた過小予測の発生、継続、終わりの予測可能性が見られた。

- ・気象庁メソアンサンブル(*MEPS*)を用いて、平成29年7月九州北部豪雨、令和2年球磨川豪雨、平成30年7月豪雨の広島線状降水帯事例において、上流の水蒸気予測の*GFU*を解析した。いずれの事例も事例発生15時間~20時間程度前から過小予測に対応した*GFU*が見られ、*GFU*を用いた予測可能性のあることを示した。

- ・前線本体の予測が比較的降水予測につながる事例であったと考えられる令和2年球磨川豪雨では*MEPS*の*GFU*と α 値との対応が特に良く、*GFU*を用いた過小予測の発生、継続、終わりの予測可能性が見られた。一方で前線本体よりも小さいスケールの現象が予測可能性に大きな影響を与えていると考えられる平成29年7月九州北部豪雨事例では、過小予測に対応した*GFU*の応答が見られたり見られなかったりと不安定であったため、*GFU*は過小予測を見逃す可能性があることがわかった。また、広域に水蒸気が流入しており、水蒸気予測が不確実な場合線状降水帯通過前後も継続していたと考えられる平成30年7月豪雨の広島線状降水帯では、*GFU*は過小予測だけでなく過大予測にも大きな値を示した。そのため、予測が外れることの予測可能性はあると言えるが、*GFU*だけでは過大予測側に外れるのか、過小予測側に外れるのかを推定することは困難であった。

- ・感度解析を用いて客観的に選択した上流域の*GFU*を用いたリアルタイム予測検討を行った。水蒸気分布と風速場から主観的に選択した上流域の*GFU*を用いたときと同様に令和2年球磨川豪雨の予測可能性が見られ、*GFU*によるリアルタイム予測可能性を一層示す結果となった。*GFU*を利用することで予測が外れるリスクがあるという心構えの情報を半日程度前から出すことができ、さらに予測を超えてくるような豪雨の危険性に警戒し続けることや、豪雨の終わりを見通すことも可能と考える。このように*GFU*をアンサンブル降水予測と併用することで豪雨のリスクを一層適切に捉えることができることを示した。

本研究の結果から*GFU*は防災にとって有用な情報であり、今後研究を進めることでますます予測可能性が広がる情報であると言える。高解像度のアンサンブルが使えるようになれば*GFU*が予測できる現象の範囲が大きいスケールの線状降水帯豪雨だけでなく平成29年7月九州北部豪雨のような局所的な線状降水帯豪雨の予測まで広がると考える。*GFU*を用いた定量的な豪雨予測可能性も言及することができた。

今後の課題として、*GFU*をアンサンブル平均予測値などの絶対値の情報と組み合わせることを挙げる。絶対値の情報と組み合わせることで予測が過小に外

れるか過大に外れるかの予測ができると考える。また、予測を精緻化するには水蒸気以外の豪雨に関係する他の要素もGFUに取り入れることや、小さなスケールの現象のばらつきをとらえるような上流域の選び方も重要である。

上記を今後の課題としてこの論文の結びとする。

参考文献

榎本剛・山根省三・大淵済(2014): アンサンブル手法に基づく簡易予報感度解析, *京都大学防災研究所年報*, Vol. 57(B), pp. 163-168.

小坂田ゆかり・中北英一(2019): 平成30年豪雨の特徴及び地球温暖化による影響評価, *土木学会論文集, BI(水工学)*, Vol.75, No.1 pp231-238.

経田正幸・林久美(2007): アンサンブル予報とその利用, *天気*, 日本気象学会, Vol. 54, pp. 15-18, 2007.

気象研究所: 平成29年7月5-6日の福岡県・大分県での大雨の発生要因について,
https://www.jma.go.jp/jma/press/1707/14b/press_20170705-06_fukuoka-oita_heavyrainfall.pdf, (閲覧日: 2021年1月15日).

気象庁ホームページ:
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/whitep/1-3-8.html>, (閲覧日: 2021年1月11日)

気象庁(2020a): 「令和2年7月豪雨」の特徴と関連する大気の流れについて(速報),
<http://www.jma.go.jp/jma/press/2007/31a/r02gou.pdf>
(閲覧日: 2021年1月16日).

気象庁(2020b): 令和2年7月豪雨, 令和2年(2020年)7月3日~7月31日(速報),
<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2020/20200811/20200811.html> (閲覧日: 2021年1月16日).

気象庁予報部(2006): アンサンブル技術の短期・長期予報への利用.

気象庁予報部(2015): 数値予報課報告・別冊第62号.

気象庁予報部(2019a): 配信資料に関する技術情報第505号.

気象庁予報部(2019b): 数値予報課報告・別冊第66号.

国土交通省(2018): 平成30年7月豪雨における被害等の概要,
https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/shaseishin/kasenbunkakai/shouininkai/daikibokouikigou/1/pdf/daikibokouikigou_01_s2.pdf, (閲覧日: 2021年1月16日).

土田孝(2018): 西日本豪雨災害における広島県の被害についてー「相乗型豪雨災害」とその特徴ー,
<https://committees.jsce.or.jp/chugoku/system/files/tutida.pdf> (閲覧日: 2021年1月16日).

内閣府(2018): 6月30日からの梅雨前線に伴う大雨及び平成29年台風第3号による被害状況等について,

http://www.bousai.go.jp/updates/h29typhoon3/pdf/h290728_29taifu03_32.pdf (閲覧日: 2021年1月15日).

内閣府(2020): 令和2年7月豪雨による被害状況等について,

http://www.bousai.go.jp/updates/r2_07ooame/pdf/r20703_ooame_40.pdf (閲覧日: 2021年1月16日).

松岡一成・中村正樹(2017): 淀川水系ダム群の特別防災操作について, *平成29年度近畿地方整備局研究発表会論文集*.

山口弘誠・黒田奈那・中北英一(2019): 線状降水帯豪雨予測に向けた水蒸気のアンサンブル予測情報の更新履歴解析, *土木学会論文集, BI(水工学)*, Vol.75, No.2, pp153-158.

山口弘誠・堀池洋祐・中北英一(2018): 平成29年7月九州北部豪雨における線状降水帯豪雨の予測可能性と発達機構の解析, *土木学会論文集, BI(水工学)*, Vol.74, No.5, pp277-282.

Buizza, R. and T. N. Palmer. (1995): The singular vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1434-1456.

Buizza, R., J. Tribbia, F. Molteni, and T. Palmer. (1993): Computation of optimal unstable structures for a numerical weather prediction model. *Tellus*, 45A, 388-407.

Enomoto, T., S. Yamane, and W. Ohfuchi (2015): Simple sensitivity analysis using ensemble forecasts, *J. Meteor. Soc. of Japan*, 93, 199-213.

Nielsen, E. R., and R. S. Schumacher (2016): Using Convection-Allowing Ensembles to Understand the Predictability of an Extreme Rainfall Event, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 144, pp. 3651-3676.

Tsuboki, K. and A. Sakakibara (2002): Large-Scale Parallel Computing of Cloud Resolving Storm Simulator, *High Performance Computing*, Springer, pp. 243-259.

(論文受理日: 2021年8月31日)