

領域気候モデルとd4PDFを用いた 梅雨豪雨の将来変化に関するマルチスケール解析

Multiscale Analysis on the Future Change of Heavy Rainfall in Baiu Season Using Regional Climate Models and d4PDF

中北英一・小坂田ゆかり⁽¹⁾

Eiichi NAKAKITA and Yukari OSAKADA⁽¹⁾

(1) 京都大学大学院工学研究科

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Baiu heavy rainfall is a phenomenon in the small meso- β scale under atmospheric circumstances of a Baiu front in the relatively large meso- α and macro scale. Thus we captured Baiu heavy rainfall from multiple spatial scales and estimated their detailed future change. For multiscale analysis in our study, we mainly used NHRCM05 which is a regional climate model in the high resolution of 5km, and d4PDF20, which has a huge ensemble member in a coarser resolution of 20km. The results show that the risk of Baiu heavy rainfall may increase in the Northern Japan and Japan Sea side area, where have seldom experienced Baiu heavy rainfall in the current climate, as the increasing trend of atmospheric patterns prone to heavy rainfall is proven to be significant. On the other hand, in the Pacific side area, the mechanism of Baiu heavy rainfall may also change in the future. Moreover, the increasing trend of accumulated rainfall amount of Baiu heavy rainfall can also be found.

キーワード: 地球温暖化, 梅雨豪雨, 将来変化, マルチスケール解析

Keywords: global warming, Baiu heavy rainfall, future change, multiscale analysis

1. 序論

1.1 研究の背景

昨今, 我が国では梅雨期の集中豪雨(以下, 梅雨豪雨と記す)による中小規模河川の氾濫や土砂災害が頻発している。昨年の2017年7月5日から6日にかけて, 南下してきた梅雨前線に伴い福岡県の朝倉市や大分県の日田市を中心に梅雨豪雨が発生し, 氾濫や土砂崩れにより行方不明者4人を含む41名の死者を出す大規模な災害を引き起こした(内閣府, 2017b)。この日は日本の南海上で西に大きく張り出した太平洋高気圧が存在し, その西縁辺に沿って暖かく非常

に湿った空気が九州北部地方に流れ込むことによって線状降水帯が形成された。そして福岡県の朝倉市においては, アメダスによる最大24時間降水量で545.5mmを記録してこの地の統計開始以来1位の値を更新した(内閣府, 2017a)。2014年8月にも, 16日から17日にかけて京都府の福知山市で1名の死者を出す梅雨豪雨災害が発生し, 続く20日には広島県広島市で土砂災害により74名の死者を出した大規模な梅雨豪雨災害が発生した。このように梅雨豪雨は, 台風と並び, 我が国における大規模な災害の主な要因の1つであり, 記憶に残る悲惨な災害を多くもたらしてきた。そして近年では, 社会一般があまり経験

してこなかった規模や形態の梅雨豪雨災害が発生するたびに、地球温暖化の影響にますます注意が払われるようになってきた。2013年のIPCC第5次評価報告書（2013）によると、人間活動に伴う温室効果ガス排出量増加による地球温暖化は疑う余地がないと言われており、その影響は降水特性にも変化を及ぼす。しかし温暖化による梅雨豪雨への影響は、その現象の複雑さや高い局所性等の理由から台風と比較して未だに明らかになっていない部分も多く、より詳細な影響評価及び研究の蓄積が必要とされている。地球温暖化に段階的に適応し、次世代に安全で安心な社会を繋ぐためにも、豪雨災害の詳細で確度の高い将来変化予測を行うことが急務となっている。

そもそも梅雨豪雨は100km程度の長さで10~20kmの幅を持つメソβスケールの現象であり、数時間~半日程度同じ場所に停滞し持続するという特徴を持つ。そして、土砂災害や流域面積が100km²オーダーまでの流域面積を持つ中小河川に外水及び内水氾濫といった影響を及ぼす危険性がある。一方で梅雨豪雨をもたらす梅雨前線やその環境場は、アジアモンスーンや太平洋高気圧など数千kmのメソαやマクロスケールの現象に大きく影響を受けて形成される。このように梅雨豪雨は様々なスケールの現象が絡み合い発生する非常に複雑な現象である。

気候変動の影響評価を行う際には、気候モデルのシミュレーション結果が用いられている。気候システムは大気や海洋などから様々な相互作用が働いているため、海洋循環の変動と大気循環の変動を結合して計算する大気海洋結合気候モデル(AOGCM: coupled Atmosphere-Ocean General Circulation Model)が世界の様々な機関で開発されている。しかし南北に長く山地が多い日本列島では、地域によって気温、降水量、風速場などに大きな違いが見られ、局地的で極端な気象現象が頻発するため、解像度が100km以上のAOGCMでは十分に評価できない。そこで気象研究所MRI系では、世界の様々なAOGCMから将来推測される海面水温を境界条件として大気のみを計算する、解像度60kmと20kmの高分解能大気気候モデル(AGCM: Atmospheric Global Climate Model)が開発され、20kmのAGCMでは梅雨前線などメソα~マクロスケールの現象まで表現することが可能となった。しかし、本研究で対象とするメソβスケールの梅雨豪雨は、20km解像度のAGCMを以ってしても再現が困難である。そのため、20km解像度のAGCMのネスティングにより5km解像度の領域気候モデル(RCM: Regional Climate Model)が開発された。これにより梅雨豪雨のような小さなスケールの現象も表現できるようになり、影響評価が可能となった。

一方で高解像度のRCMは、高解像度であるが故に

予測計算のアンサンブル数が少なく、発生頻度の低い極端現象の不確実性を十分に評価できない。そこで、極端現象の再現と将来変化について、確率的に、かつ高精度に評価することを目的として、これまでにない大量(最大100アンサンブル)のアンサンブルデータである「地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース」(d4PDF: database for Policy Decision making for Future climate change)が作成された(Mizuta et al., 2013)。これにより現象の将来変化やその不確実性、将来想定される最悪シナリオに基づく気象災害規模を評価することが可能となった。d4PDFは空間解像度が60kmと20kmのものがあり、梅雨豪雨そのものを表現することはできないが、梅雨豪雨をもたらす大気場というメソα以上のスケールにおいては現象の統計評価が可能となった。

これまで、気候モデルを用いて梅雨前線や付随する極端降水の将来変化予測は精力的に進められており、梅雨期の総雨量に対する極端降水割合の増加などが示唆されている(Kanada et al., 2012)。しかし、梅雨の将来変化予測及び影響評価については日本全体など大規模スケールからの検討が多い。気象学の分野では、過去の豪雨事例に関してその発生メカニズムや特性などが、メソβを含むマルチスケールから詳細に解析されてきたが、気候変動分野ではメソβスケールからの研究の蓄積はまだ不十分である。すなわち、今後より確度の高い将来変化予測を行うためにはメソβスケールを含めたマルチスケールから梅雨豪雨を捉えて将来変化予測を行うことが非常に重要となってくる。そこで本研究では梅雨豪雨の複雑な構造を捉えるためマルチスケールから現象を捉え、詳細に将来変化予測を行うことを試みた。

1.2 研究の目的

中北ら(2012)は5km解像度RCMの1アンサンブルを用いて梅雨豪雨発生頻度の将来変化予測を行い、将来気候の7月上旬や8月前半でその発生頻度が有意に増加することを示した。これは気候変動分野において梅雨豪雨をメソβスケールから捉えた数少ない研究の1つである。この研究で抽出されたRCM05の梅雨豪雨事例を用いて、中北ら(2016, 2017)は梅雨豪雨が発生していた際の特徴的な大気場を抽出し、d4PDFの大量アンサンブル情報を用いてそれら大気場の発生頻度が将来有意に増加することを示した。さらに中北ら(2018)では、梅雨豪雨と大気場の対応を高めることにより、豪雨をもたらす特徴的な大気場パターンが複数存在することを示し、それら多くの発生頻度が将来増加することを示した。しかし、マクロスケールの変化である地球温暖化によって、梅雨豪雨という小さなメソβスケールの現象がどの

ように変化するのか、詳細な将来変化やそのメカニズムは未だに明らかになっていない。

そこで本研究では、既往研究の流れである梅雨豪雨とそれをもたらす大気場という観点を引き継ぎつつ、過去に実際発生した梅雨豪雨事例に立ち返り、過去の梅雨豪雨と大気場の解析を行った。梅雨豪雨と大気場の対応を高めるため、豪雨と大気場の中間スケールである、豪雨発生場所への水蒸気の流入経路（メソ β ～メソ α スケール）という新たな視点を加え、Fig.1のようにマルチスケールから梅雨豪雨を捉えて解析を行った。そして、過去事例の解析から得た梅雨豪雨と大気場の関連を基に、高解像度気候モデル出力と大量アンサンブルデータd4PDFを用いて梅雨豪雨をマルチスケールから解析することで、より確度の高い将来変化予測を行うことを目的とした。さらに、梅雨豪雨発生頻度の変化という定性的な議論に加えて、より定量的な解析にも着手し始めた。本研究は気象学的根拠をもって、既存の気候モデル出力を最大限に利用し詳細で確度の高い将来変化予測を行うという、非常に重要な位置にあると言える。

2. 梅雨豪雨と気候モデルの概要及び既往研究

2.1 研究の目的

我が国で引き起こされる集中豪雨の多くは、台風や熱雷に由来するものと並び、梅雨期に発生するもので占められる。梅雨豪雨は主に西日本、特に九州地方で多く発生する。台風は数100km以上のメソ α スケールの現象であり、我が国の大川などに洪水・氾濫をもたらす一方で、梅雨豪雨は数10km~数100kmで台風よりも小さいメソ β スケールの現象である。そのため災害をもたらすスケールも台風と異なり、中

小規模の河川における外水・内水氾濫や土砂災害をもたらす。そして、単独積乱雲による豪雨はさらに小さく、数km程度のメソ γ スケールの現象で、小さな河川において鉄砲水などの災害をもたらす。各現象によってもたらされる災害のスケールや特性は、大きく異なるため、災害をもたらす豪雨について際も、現象毎に議論することが非常に重要である。

ところで、一般的に降水現象はその空間・時間スケールによって階層的な構造をなしている。梅雨豪雨の場合は、梅雨前線というメソ α 以上の大きなスケールの大気場の中で、メソ β という小さなスケールの降雨現象によってもたらされる。さらにそれは内在する個々の積乱雲という、より小さなメソ γ スケールの現象から構成されており、非常に複雑かつ多層的な構造を有している。そのため、特に梅雨豪雨を捉える際にはマルチスケール解析が重要となってくる。本研究ではメソ γ スケールからの個々の積乱雲に関する議論は行わないが、複数の積乱雲から構成される梅雨豪雨スケール以上、すなわちメソ β 以上のスケールに関して、マルチスケール解析を行う。

梅雨前線は、5月上旬にモンスーンの始まりにあわせて顕在化する。その後、梅雨前線は南北に振動しながら太平洋高気圧の勢力拡大とともに北上し、7月下旬頃には朝鮮半島まで達して消滅する。前線は通常、地表面気温の水平勾配が大きい場所に解析される。しかし梅雨前線の場合は、特に西日本で南北方向の温度勾配は小さい一方で、水蒸気量の水平勾配は非常に大きいことが指摘されている(Matsumoto et al., 1971)。そのため、梅雨前線は水平温度勾配の大きい領域ではなく、水蒸気量を表す指標の1つである相当温位の水平勾配が大きい領域に解析される。相当温位 θ_e (K)は以下の(1)式で定義される。

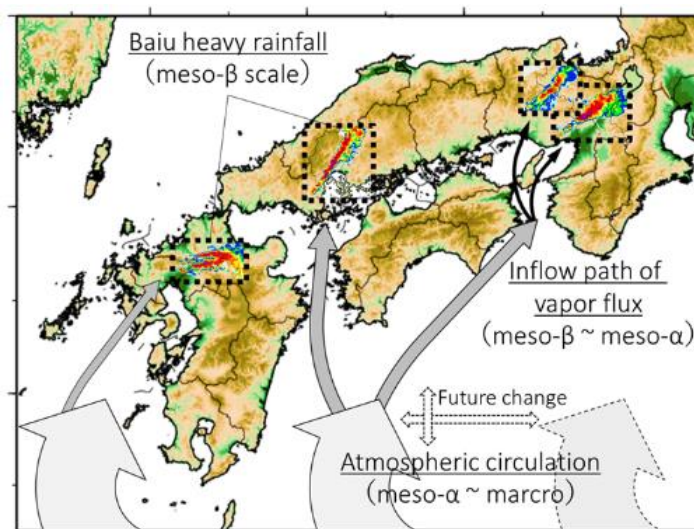


Fig.1 The concept of Multi-scale analysis.

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{Lw_s}{C_p T}\right) \quad (1)$$

θ は温位(K), L は潜熱(J kg⁻¹), w_s は飽和空気の水蒸気比(kg kg⁻¹), C_p は定圧比熱(J kg⁻¹ K⁻¹), T は気温(K)で, θ と w_s はそれぞれ(2)及び(3)式で定義される.

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p}\right)^{R_d/C_p} \quad (2)$$

$$w_s = 0.622 \frac{e_s}{p - e_s} \quad (3)$$

p は気圧(hPa), R_d は1kgの乾燥空気の気体定数(J kg⁻¹ K⁻¹), e_s は飽和水蒸気圧(hPa)である. 梅雨前線は, 空気塊が持つ水蒸気量を表す指標の1つである相当温位の水平勾配が大きな領域に解析される.

梅雨前線は, 地上天気図上では1本の前線として解析されるものの, 活発な対流活動域は梅雨前線帯として帯状に存在する. 梅雨前線帯内における活発な対流域の生成維持には太平洋高気圧の存在が重要な役割を担っていることが指摘されており (Ninomiya, 1984), 梅雨前線帯の下層には南海上を通過して豊富な水蒸気を含んだ暖かく非常に湿った空気塊が, 太平洋高気圧の縁辺に沿って流入し続けている. その空気塊の水蒸気量が大きくなればなるほど, 豪雨が発生する可能性が高くなる (吉崎ら, 2007).

梅雨前線帯内で発生する梅雨豪雨は, 複数の「組織化した」積乱雲によりもたらされる. メソβスケールの線状降水帯はその特徴やメカニズムから複数の型に分けられ, 特にバックビルディング型降水系は梅雨期に特徴的な降水系とされている (瀬古, 2010). Fig.2のようにバックビルディング型の線状降水帯では, 降水帯内の対流セルが中層風に流され, 発達しながら降水帯に沿って風下側へ移動するとともに, 新しい対流セルが降水帯の先端で繰り返し発生する. バックビルディング型では対流セルが線状降水系内を次々と移動しており, 対流セル自体は世代交代を繰り返しているにも関わらず, 降水系全体では定常な状態になり移動速度が遅くなるため, しばしば集中豪雨の原因となる. このようなメカニズムとして重要な点は「自己組織化」である. 水平風に適度な鉛直シアが存在した場合, 対流セルの下降流と上昇流はぶつからないため, 下層風の流入により, 対流セル自身が新たな対流セルを次々と発生させて長時間持続できる構造を持つ. こうした構造を持つことを「組織化する」と呼ぶ.

具体的には, 梅雨豪雨はしばしば, ある特定の山岳域が直接, あるいは間接的に作り出す下層風の収束場が誘因となって持続的に同一場所で繰り返し積乱雲対流が生起し, それら積乱雲対流が自己組織化しながら発達する. そして, 寿命が1時間以下の単独の積乱雲対流より, 長く安定した組織としての寿命を保持

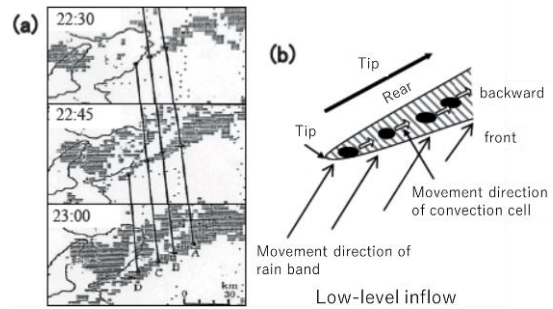


Fig.2 (a) Yodo-river channel heavy rainfall on 11th September, 1988 (cited by Yokota, 1992), (b) stochastic figures of back-building type heavy rainfall (cited by Seko, 2010).

し, 発達しながら移動して一定地域の上空に繰り返し到来することにより局地的な降雨をもたらす. たとえば近畿地方では, 神戸の六甲山を起点として積乱雲が発生し, 発達しながら淀川沿いに流れ, バックビルディング型の線状降水帯を形成して集中豪雨をもたらす. この地域ではしばしば線状降水帯による水害が発生しており, 「淀川チャネル型大雨」と総称され (Fig.2a), これまでも多く研究がなされてきた (中北, 1990; 横田, 1992等).

上記から, 本研究では梅雨タイプのバックビルディング型豪雨を解析対象とする. そして梅雨期にはもう1つ, 自己組織化ではなく, 梅雨前線による大規模な下層風の収束場によりもたらされる集中豪雨もある. 大規模収束によりもたらされる豪雨はバックビルディング型よりもスケールが大きく, 長時間持続するケースが多い (たとえば2004年の新潟豪雨など). 豪雨のスケールや成因は異なるが, 本研究ではこの大規模収束による豪雨も解析対象とする.

一方で, 全ての線状降水帯が梅雨タイプであるわけではない. たとえば, 2000年9月9日に関東・東北地方で発生した鬼怒川豪雨では, 線状降水帯が形成され甚大な被害をもたらした. しかしこの事例は台風による定常に近い水蒸気の収束帯によって形成された線状降水帯である. 日本列島付近及び南海上にある2つの台風により梅雨前線よりもさらに大きなスケールで下層風の収束線が形成され, 関東から東北にかけての広域に大規模な線状降水帯が形成された. 鬼怒川豪雨と梅雨豪雨は現象のスケールが大きく異なり, 災害の規模も異なる. そのため本研究では, 単純に降水量や降水分布の形状を豪雨の判断基準にするのではなく, 現象の成因や特徴を第一に重視する. その上で, 将来変化予測は梅雨タイプの豪雨のみを対象として行い, 台風による直接的な豪雨ではなくても, 現象の成因が梅雨とは異なるものであった鬼怒川豪雨のような事例は対象としない.

2.2 気候モデルと気候変動研究プログラム

気候モデルは全球気候モデル（以下、GCMと記す）や領域気候モデル（以下、RCMと記す）等が存在する。GCMは、全世界の気候を再現するモデルである一方で、RCMはある領域内でのみ、GCMの結果をより高い空間解像度を持つ情報へと力学的にダウンスケーリングしたモデルである。

我が国では、2007年度から5年間実施された文部科学省の「21世紀気候変動予測革新プログラム」（以下、革新と記す）及び2012年度から5年間の「気候変動リスク情報創生プログラム」（以下、創生と記す）で、様々なGCM、RCMが開発されてきた。2017年度からはさらに5年計画で「統合的気候モデル高度化研究プログラム」（以下、統合と記す）が開始した。本研究は創生で出力されたデータを用いて行った。

2.3 全球気候モデル

全球大気モデルは気象庁・気象研究所大気大循環モデルMRI-AGCM3.2 (Miauta et al., 2012) を用いた。MRI-AGCM3.2は気象庁・気象研究所統一全球大気モデル及びそのごく一部を改訂したモデルであり、革新の前期において用いられたMRI-AGCM3.1 (Kitoh et al., 2009) をベースにし、多くの物理過程パラメタリゼーションを新たに開発し、革新後期に導入したものである。水平解像度は20kmと60km（以下、AGCM20とAGCM60と記す）の2種類がある。積雲対流スキームは、3種類：Yoshimura (YS, Yoshimura et al., 2015), Arakawa-Schubert (AS, Arakawa et al., 1974), Kain-Fritsch (KF, Kain et al., 1993) が用いられている。

2.3.1 温暖化シナリオと海面水温

実験は現在(1979~2003)と将来(2075~2099)各25年について行われた。現在気候実験では、SST・海氷密接度・海氷厚については観測の値を用いることにより現在の気候を再現しており、SSTは年々変動を含んだ観測値の月平均値(HadISST, Rayner et al., 2003)を使用している。将来実験は、現在実験で用いた値と、IPCC報告書のために提出された各機関のAOGCM結果のモデル平均値を用いて、将来の温暖化シナリオに基づく推定値を作成している。革新と創生ではそれぞれ第3次及び第5次次結合モデル相互比較プロジェクト（以下、CMIP3及びCMIP5と記す）に参加したAOGCMを用いている。

革新と創生では温暖化シナリオも異なる。革新は、温室効果ガス排出シナリオ(SRES)のうち大気中の温室効果ガス濃度が21世紀末頃に20世紀末頃の約2倍まで増加すると仮定したA1Bシナリオが採用されている。一方、創生ではRCPシナリオという、代表的な温室効果ガスの濃度経路を示したシナリオを用い

ている。将来予測される多様な放射強制力の経路の中から、RCP2.6/4.5/6.0/8.5が選択されており、「RCP」につく数値は放射強制力の目安である。革新のA1BシナリオはRCP2.6のシナリオに対応する。

2.3.2 アンサンブル実験設定

より確度の高い予測情報を得るため、モデルの設定を変えたアンサンブル実験が行われている。不確実性の要因は、(1)排出シナリオの不確実性、(2)モデルパラメタリゼーションによる不確実性、(3)気候モデル間の不確実性、が挙げられる。ここでは創生で出力されたアンサンブルの実験設定について述べる。

(1)に関しては、CMIP5のRCP2.6/4.5/6.0/8.5の4つのシナリオ実験の予測に基づいたアンサンブル実験が行われている。次に(2)を考慮するため、3種類 (YS, AS, KF) の積雲対流スキームを与えたアンサンブル実験が行われており、(3)は、CMIP5のAOGCM結果を用いてSSTの将来変化パターンを3種類にクラスター分類し (Mizuta et al., 2014), それぞれ平均したものの (c1~c3) と全てを平均したものの (c0) の4種類のSSTを用いてアンサンブル実験が行われている。

Fig.3はc1~c3でのSST将来変化分布である。a~dは各クラスターと現在気候のSSTの偏差、e~fはアンサンブル平均c0とc1~3の差を示している。c2 (Fig.3c,f) は中央から東部の熱帯太平洋で他のクラスターよりも昇温が大きく、全平均の特徴がより強く出ている。このパターンはENSOに伴う年々変動のパターンに似ており、CMIP3モデルにおいて多くのモデルでエルニーニョ型の応答を示すことと整合的である。c0もc2ほど強くないがエルニーニョ型の応答を示す。他方、c1 (Fig.3b,e) は東部熱帯太平洋の昇温が他のクラスターよりずっと小さく、東部熱帯太平洋域におけるSSTが現在のものと最も近い。また南半球での昇温が大きく、中緯度 (40°付近) では北半球と南半球に同程度の昇温が見られる。c3 (Fig.3d,g) には北西太平洋で昇温が大きく、北インド洋・北大西洋でも他のクラスターより昇温が大きい。一方で南半球では昇温が小さく、南北のコントラストが大きい。

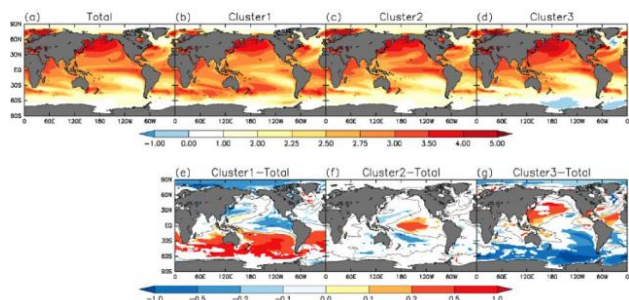


Fig.3 Annual-mean SST changes (K) from the present and future (cited by Mizuta et al., 2014)

2.4 領域気候モデル

2.4.1 5km解像度NHRCM05

革新と創生における領域気候モデルは、非静力学地域気候モデル(NHRCM: Non-Hydrostatic Regional Climate Model)である。革新ではA1Bに基づく5km解像度のNHRCM (以下、RCM05と記す) が出力され、創生ではRCP8.5に基づくRCM05が出力された。また、革新RCM05は1アンサンブルのみであるのに対し、創生ではc0~c3の4つのSSTで将来予測実験が行われている。計算期間は、革新RCM05は現在(1979~2003)と将来(2075~2099)の各25年、創生は現在(1981~2000)と将来(2077~2096)の各20年である。陸面過程にはMJ-SiBという陸面モデルが使用されている。

創生のRCM05は、対流パラメタリゼーションとしてKFスキームが用いられている。地上データが30分毎に出力されているため、5km解像度で30分毎という非常に細かな雨量データを得ることができる。

2.4.2 2km解像度NHRCM02

RCM05が開発されたことにより、メソβスケール程度の現象は表現可能となったが、熱雷による豪雨に関しては、RCM05を以ってしても未だに表現が充分ではない。そこで創生で、RCM05をさらに力学的ダウンスケーリングすることにより、2km解像度のNHRCM (以下、RCM02と記す) が開発された。

RCM02とRCM05の大きな違いの1つは、RCM02で

は対流スキームを用いずに積雲を陽に表現していることである。もう1つは、RCM02では都市の影響が考慮されていることである。RCM02では都市域と非都市域のグリッドを区別し、非都市のグリッドにはMJ-SiBを適用するが都市のグリッドにはSPUC (Aoyagi et al., 2011)という都市キャノピーモデルを適用している。都市キャノピーの導入によって、都市域での地上気温の再現性の改善に繋がると考えられている。出力間隔は、現在気候と将来c0実験の雨量に関しては、RCM05よりさらに細かく、2km解像度で10分毎の雨量データを得ることができる。

以上の2.3節及び2.4節で説明した創生のAGCM20、RCM05、RCM02の計算範囲及び力学的ダウンスケーリングの関係を示した概念図をFig.4に示し、各モデルの解像度の違いによる降雨分布出力の違いをFig.5に示す。まず解像度の違いとして、RCM05とRCM02では北九州における強雨域を表現できている一方で、AGCM20では表現できていない。しかし、大きなシステムとしての梅雨前線帯は、全てのモデルにおいて概ね一致している。また、RCM05とRCM02のみに着目すると、両モデルで降雨域は良く似ているものの完全に一致しているわけではない。小さなスケールでは降水はあくまでカオティックであり、力学的ダウンスケーリングにより作成されているからといって必ずしもダウンスケール後の降雨域とダウンスケール前の降雨域が一致するとは限らない。

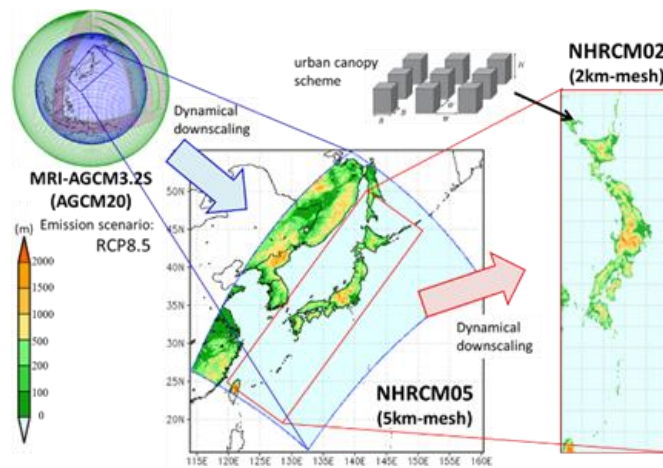


Fig.4 Relation between AGCM20/ RCM05/ RCM02.

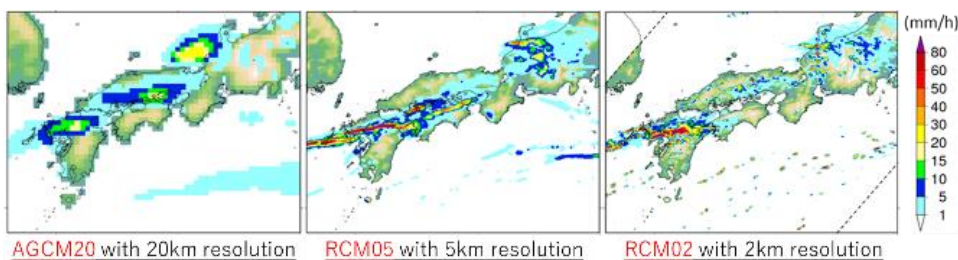


Fig.5 Difference between AGCM20/ RCM05/ RCM02.

2.5 大量アンサンブルデータ d4PDF

高解像度領域気候モデルが開発され、梅雨豪雨などの小スケールの現象が表現可能になったが、これらのアンサンブル数は少なく、発生頻度の低い極端現象の不確実性を十分に評価できない。そこで、創生では、大量（最大100メンバー）アンサンブル「地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース」（d4PDF: database for Policy Decision making for Future climate change）が作成された（Mizuta et al., 2016）。これにより、確率密度分布の裾野に当たる極端現象の再現と将来変化について十分な議論が可能となった。Fig.6にd4PDF実験の概要を示す。

d4PDFは水平解像度が60kmと20kmのものがあり（以下、d4PDF60とd4PDF20と記す）、将来気候実験に関してはRCP8.5対応の4度上昇定常状態で計算されている。d4PDF60では、過去実験(1951~2010)に関して100メンバー、4度上昇将来実験(2051~2110)に関して90メンバーの計算が行われている。そして、d4PDF20では過去実験で50メンバー、4度上昇将来実験で90メンバーの計算が行われており、計算期間は現在・将来共に、d4PDF60と同様の60年間である。

2.6 梅雨期の極端降水に関する既往研究

中北ら（2012）は革新RCM05を用いて、その降雨出力を目視で確認することにより梅雨豪雨を抽出した。そして将来気候の7月上旬や8月上・中旬で梅雨豪雨の発生頻度が有意に増加することを示し、地域別では東北や北陸において頻度が増加することを示した。また中北ら（2015）は、日本海側で梅雨豪雨が多発した2013年の7・8月の大気場に着眼し、この時と同じ特徴を持つ大気場をAGCMのアンサンブル情報から抽出している。その大気場は、西に張り出した太平洋高気圧の周縁に沿って日本海側に吹き込む大気下層の水蒸気フラックスを有しており、この

ような大気場の発生頻度が将来気候の7月と8月において有意に増加することを示した。さらに、中北ら（2016）ではSOM（Kohonen, 1998）というクラスター分類法を用いて、RCM05から抽出した豪雨とクラスター分類した大気場を対応付けることにより、豪雨をもたらす大気場パターンを抽出した。ここでも、西に張り出した太平洋高気圧の周縁に沿って日本海側に吹き込む大気下層の水蒸気フラックスという特徴が抽出されている。そして、d4PDF60の月平均値を用いることにより、上記の特徴を持つ大気場パターンが将来有意に増加することを示した。

このように、これまで中北ら（2012, 2015, 2016）では、高解像度のRCM05で評価可能な梅雨豪雨と、アンサンブル情報であるAGCMやd4PDFで統計評価が可能な大気場を対応付けることにより、統計的有意性を向上させながら梅雨豪雨の将来変化予測を試みてきた。しかし、中北ら（2016）は月平均した大気場を扱っており、梅雨豪雨とそれをもたらす大気場との対応付けは十分ではない。また、中北ら（2015）は過去に日本海側で豪雨が発生した月の大気場の確認を行っているものの、地域としては日本海側に限られている。実際に過去発生した梅雨豪雨と大気場の対応付けは、既往研究の中で深められていない議論であり、そのため将来における梅雨豪雨の地域性に関する深い議論は未だに行われていない。加えて、中北ら（2016）では革新RCM05とd4PDF60を対応させて梅雨豪雨と大気場の議論を行っているが、これら2つは将来シナリオがそれぞれA1B（2度上昇に対応）と4度上昇定常状態で異なる。将来シナリオが異なれば出力が持つ幅も異なる可能性があるため、用いる将来シナリオは統一することが望ましい。

こうした背景を踏まえ、本研究では既往研究の流れを引き継ぎつつ、マルチスケール解析により梅雨豪雨の詳細な将来変化予測を行う。本研究の解析手順は、大まかに以下の1)~4)のようになっている。

- 1) 過去の梅雨豪雨に関するマルチスケール解析を行う。
- 2) 創生RCM05を用いて、その降雨出力から目視により梅雨豪雨を抽出して、その発生頻度及び積算雨量の将来変化予測を行う。
- 3) 創生AGCM20とd4PDF20の海面更生氣圧及び水蒸気フラックスの旬平均値を用いて、梅雨豪雨をもたらす特徴的な大気場パターンの発生頻度の将来変化を推定する。
- 4) 1)~3)で得た結果をから、梅雨豪雨の将来変化メカニズムの解析を行った。

上記の1)~4)はそれぞれ第3~6章で述べる。

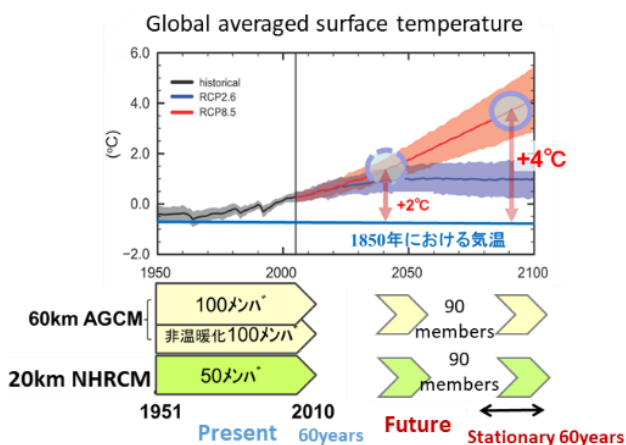


Fig.6 The d4PDF experiments (cited by d4PDF Homepage).

3. 過去の梅雨豪雨事例の解析

3.1 解析の流れと使用データの概要

本章では、過去に発生した梅雨豪雨事例に関して、梅雨豪雨（メソβ）とそれをもたらす大気場（メソα～マクロ）、そして陸域への水蒸気の流入経路（メソβ～メソα）という観点から、Fig.1に示したようにマルチスケール解析を行う。重要な視点は、①梅雨豪雨の発生場所、②梅雨豪雨発生場所への水蒸気の流入経路、③太平洋高気圧の張り出しなどの大気場の状態、の3点である。①の梅雨豪雨発生場所の解析にはXバンド偏波レーダ情報を用い、②と③の解析にはMSMと呼ばれる気象モデル情報を用いた。

①の梅雨豪雨の解析には、国土交通省のXバンド偏波ドップラーレーダ（以下、XバンドMPレーダと記す）情報を用いた。XバンドMPレーダは高時間分解能で、定量的な雨量評価が可能である。国土交通省は2009年よりこれをネットワーク化しリアルタイム観測体制を敷くXRAIN (X-band polarimetric Radar Information Network) の整備を行ってきた。XRAINは250mメッシュで1分間隔の雨量データを利用することができる。②の水蒸気の流入経路及び③の大気場の解析には、気象庁のメソ数値予報モデルMSM (Meso Scale Model) 出力を用いた。MSMの計算領域は北緯22.4~47.6°、東経120~150°で、2006年以降の地上データに関しては約5kmメッシュで1時間間隔の予報データを利用することができる。

Table 1に、解析を行った過去事例を示す。基本的には、XバンドMPレーダを利用できる事例を選択した。しかし事例m福井豪雨、事例n新潟豪雨、事例o東海豪雨、事例p那須豪雨は、豪雨の特性的に重要な事例であったため、XバンドMPレーダが利用できる期間外であっても解析を行った。

Table 1 The list of analyzed past real heavy rainfall.

No.	Area of heavy rainfall	date	X-band MP radar
a	Northern Kyusyu	2017.07.05-06	○
b	Shimane	2017.07.04-05	○
c	Kumamoto	2016.06.20-21	○
d	Hokkaido	2014.09.11	○
e	Hiroshima	2014.08.20	○
f	Fukuchiyama	2014.08.17	○
g	Shimane	2013.08.23-24	○
h	Uji	2012.08.14	○
i	Kameoka	2012.07.15	○
j	Northern Kyusyu	2012.07.14	○
k	Northern Kyusyu	2012.07.03	○
l	Kani	2010.07.15	○
m	Hukui	2004.07.18	×
n	Niigata	2004.07.13	×
o	Toukai	2000.09.11	×
p	Nasu	1998.08.27	×

3.2 過去事例のマルチスケール解析

事例a九州北部豪雨、事例f福知山豪雨、事例g島根豪雨、事例i亀岡豪雨、事例l可児豪雨、事例m福井豪雨、事例n新潟豪雨、事例o東海豪雨、事例p那須豪雨の9事例について述べる。なお、事例m, n, o, pの図以外のFig.7~Fig.11は全て、左図がXバンドMPレーダによる降雨強度、中央が降雨強度（色）と同時刻におけるMSMによる水蒸気フラックス（矢印）の合成、そして豪雨発生場所への水蒸気の流入経路（黒太矢印）を示した図、右図はMSMによる同時刻での海面更正気圧（色）と水蒸気フラックス（矢印）を示している。左図の灰色で示した領域は、観測範囲外、あるいは強雨域による減衰で観測できなかった領域を示している。以後全て日本標準時を示す。

◆事例a：九州北部豪雨（Fig.7参照）

2017年7月5日、福岡県や大分県を中心に梅雨豪雨が発生した。冒頭でも触れたように、この梅雨豪雨により上流域で表層崩壊が発生し土石流がもたらされ、多量の土砂や流木が下流にもたらされた。

本事例は、Fig.7右図に示すように日本の南海上で西に大きく張り出した太平洋高気圧が存在し、その北西縁辺に沿って南西から非常に豊富な水蒸気が九州地方へ流入している。5日午前には、前日から続いていた梅雨前線の南下が九州付近で止まり、Fig.7左図に示すように複数の線状降水帯が同時に形成されたことにより、九州北部域で非常に長時間に渡って猛烈な降雨がもたらされたことが本事例の大きな特徴の1つとして挙げられる。

◆事例f：福知山豪雨（Fig.8参照）

2014年8月17日、京都府の北部で梅雨豪雨が発生した。京都府北部の福知山市では内水氾濫や土砂災害が多く発生した。市中心部の広い範囲で冠水し、死者1名を出す災害となった。JR福知山線や山陰線も寸断され、社会的にも大きな影響をもたらした。

太平洋高気圧はやや東に位置し、水蒸気の流入経路は、紀伊水道からさらに西の播磨灘の方へと流れていることがわかる。姫路や生野付近の山岳で積乱雲が発生し、発達しながら移動し豪雨をもたらした。近畿地方の豪雨は前出の「淀川チャンネル型大雨」が知られているが、播磨灘へ水蒸気が流入することで、兵庫県北東部や京都府北部で豪雨をもたらすパターンも重要なメカニズムの1つとして存在する。そこで、こうした豪雨を従来の「淀川チャンネル型大雨」と区別して、「播磨灘チャンネル型豪雨」とする。

◆事例g：島根豪雨（Fig.9参照）

2013年8月24日に島根県で梅雨豪雨が発生した。こ

の豪雨により島根県浜田市などで住家7棟が全壊した。また、護岸と道路の路肩や法面の崩壊が多数発生し、住家の浸水や農地の冠水が発生したほか、土砂災害による住家の被害も多数発生した。この事例が発生する約1ヶ月前にも島根県及び山口県で梅雨豪雨が発生しており、大きな被害をもたらした。

太平洋高気圧の配置事例aの九州北部豪雨の時のように日本の南海上で大きく西に張り出している。水蒸気は、日本海上に存在する低気圧性循環により回り込むように日本海側の陸域へと流入していた。

◆事例i：亀岡豪雨（Fig.10参照）

2012年7月15日の未明に京都府南部の亀岡で梅雨豪雨が発生した。この豪雨で亀岡市では床上浸水や住宅損壊などの住家被害が発生し、京都市でも床上浸水や山林の崩落などの被害が発生した。

太平洋高気圧は東偏しており南から水蒸気が流入していた。水蒸気が紀伊水道へ流入した点までは事例fの福知山豪雨と同様だが、淡路島を分岐として大阪湾の方へ強く流入している。そして、神戸の六甲山で湿った暖気塊が持ち上げられ次々と積乱雲が生まれ、発達しながら移動することで線状降水帯が形成された。この事例はいわゆる「淀川チャンネル型」の梅雨豪雨である。近畿地方で発生する豪雨にはこの「淀川チャンネル型豪雨」と事例fの「播磨灘チャンネル型豪雨」の2つが重要なメカニズムとして存在する。

◆事例l：可児豪雨（Fig.11参照）

2010年7月15日、岐阜県の可児市で梅雨豪雨が発生した。可児市土田地区では、周辺に停車してあった多数の大型・中型トラックが流されて名鉄広見線のアンダーパスに重なり合い、アンダーパスを通過しようとした乗用車のうち3台が可児川まで押し流され、行方不明者2名を含む死者3名を出す悲惨な災害となった。この事例で被害を受けた地域は県下では稀な水害に無縁な地域とされていた。

太平洋高気圧の張り出しはやや弱いものの、東海地方には南西から水蒸気が流入している。太平洋高気圧の張り出し及び南西からの水蒸気流入という点ではこれまで紹介した事例の多くと類似していた。

◆事例m：福井豪雨（Fig.12参照）

2004年7月17日、福井県で梅雨豪雨が発生した。この豪雨により、福井市内では足羽川の2箇所が破堤し、JR福井駅南約0.9kmの市街地で浸水した。県内では4人もの死者を出す災害となった。

太平洋高気圧が西に張り出し、梅雨前線が日本海から福井県付近へと伸びている。この降雨は海上で積乱雲が発生して陸域に運ばれたと同時に、福井県

嶺北地方の山岳がトリガーによってさらに積乱雲が強化されて豪雨をもたらした（伊藤，2005）。この事例も典型的なバックビルディング型の豪雨である。

◆事例n：新潟豪雨（Fig.13参照）

事例m福井豪雨が発生する前の2004年7月13日、同じく北陸の新潟県でも梅雨豪雨が発生した。死者は15名にものぼり、住家被害は床上浸水2178棟、床下浸水6117棟などの被害をもたらした。

この時、梅雨前線は日本海から新潟県付近で停滞していた。Fig.12及びFig.13右図の積算雨量は同じ縮尺で示しており、新潟豪雨の方が福井豪雨と比して空間スケールが大きいことがわかる。また、新潟豪雨は長時間に渡り雨域が形成され、時間スケールも福井豪雨より大きな事例である。また、新潟豪雨は前線による下層風の収束が顕著に見られた。このように、福井豪雨と新潟豪雨はともに、同年同月に類似した大気場から発生した梅雨豪雨であるが、新潟豪雨の方が福井豪雨よりも大規模なスケールの気象擾乱によって生じたものであると言える。

◆事例o：東海豪雨（Fig.14参照）

2000年9月11日に三重県から愛知県にかけて集中豪雨が発生した。この事例は9月に発生したが、バックビルディング型の豪雨であるため解析を行った。この豪雨で名古屋市及びその周辺の市町村では堤防の決壊や中小河川の溢水が相次ぎ、広範囲に浸水害や土砂災害が発生した。愛知県内で死者は7名に達し、床上浸水やがけ崩れなど甚大な被害をもたらした。

この時、日本の南海上には台風が存在し、台風がポンプ役となり、日本域に停滞する秋雨前線に向かって豊富な水蒸気を供給している。台風と太平洋高気圧の位置関係により東海地方では東風成分を含む南風が吹いており、バックビルディング型線状降水帯を形成した。また、2008年にもこの事例と同じ場所、同様の大気場パターンにより豪雨が発生していることから、この大気場パターンはこの地域に豪雨をもたらす特徴的な大気場パターンであると言える。

◆事例p：那須豪雨（Fig.15参照）

1998年の8月27日に栃木県北部から福島県南部を中心に梅雨豪雨が発生し、栃木県の那須地域では那珂川支流が氾濫するなどの被害をもたらした（中北ら，2000）。この時の大気場は、事例o東海豪雨の大気場と類似性が高い。太平洋高気圧は東偏し日本の南海上には台風が存在するため、関東地方には東風成分を含む南風により水蒸気が供給されている。

松本ら（2013）でも、梅雨期の東日本に大雨をもたらす総観場特性として、日本の南海上で台風が存

在し、東日本の太平洋側の地域に南東から、あるいはほぼ真南から水蒸気が流入する大気場パターンが示されている。すなわち、東海や関東などの東日本太平洋側の地域で発生する梅雨豪雨に関しては、梅雨豪雨をもたらす大気場として典型的なパターンであった事例1の可児豪雨の方が珍しい事例であり、この地域で梅雨豪雨をもたらす大気場は太平洋高気圧がやや東偏しており、低気圧性擾乱が南海上に存在するという大気場パターンであると言える。

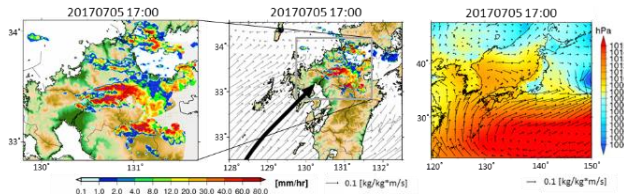


Fig.7 Event a. Northern Kyusyu Baiu heavy rainfall.

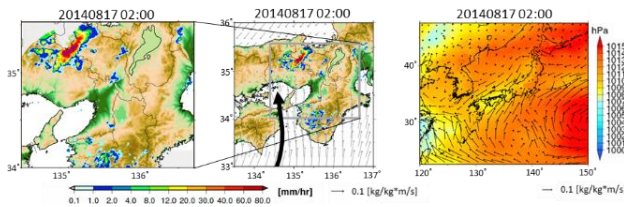


Fig.8 Event f. Fukuchiyama Baiu heavy rainfall.

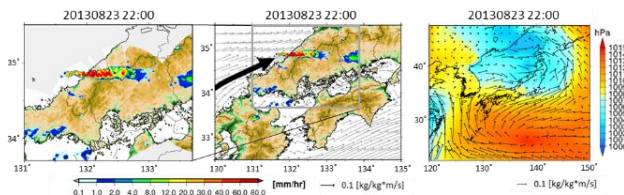


Fig.9 Event g. Shimane Baiu heavy rainfall.

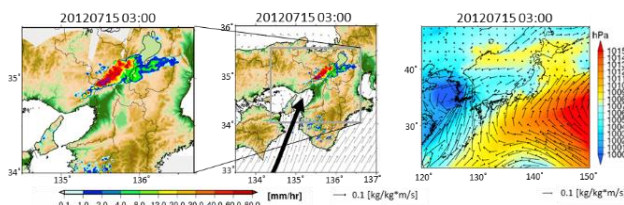


Fig.10 Event i. Kameoka Baiu heavy rainfall.

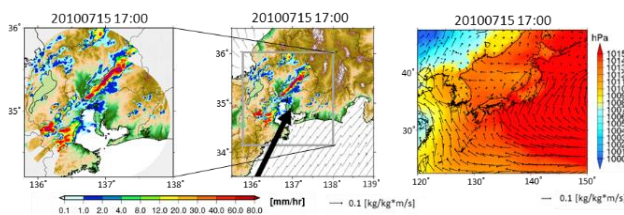


Fig.11 Event l. Kani Baiu heavy rainfall.

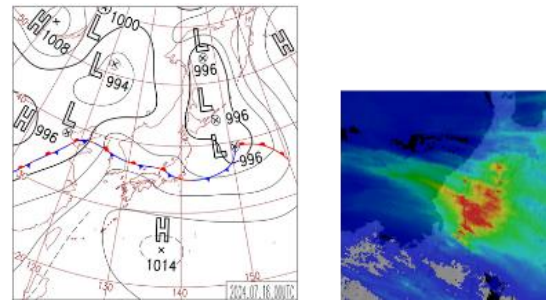


Fig.12 Event m. Fukui Baiu heavy rainfall.

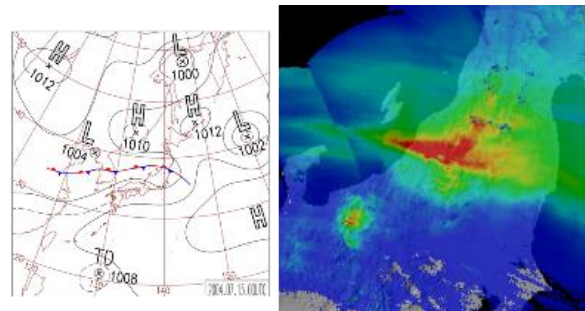


Fig.13 Event n. Niigata Baiu heavy rainfall.

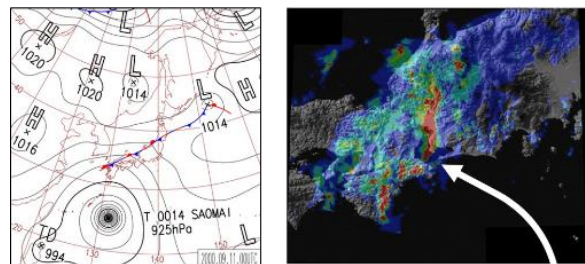


Fig.14 Event o. Toukai Baiu heavy rainfall (cited by Wada, 2001).

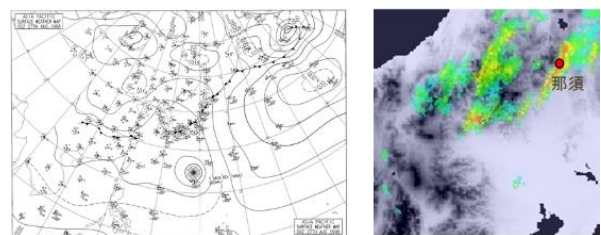


Fig.15 Event p. Nasu Baiu heavy rainfall.

4. 梅雨豪雨発生頻度の将来変化

4.1 梅雨豪雨の抽出

4.1.1 本研究における梅雨豪雨の定義

本研究では、梅雨豪雨を解像可能な創生RCM05(以下、創生は省略する)を用いて、その降雨出力画像から直接目視により梅雨豪雨を抽出した。抽出する地域としては、沖縄を除く本州と北海道を対象とした。沖縄は梅雨期が本州より1ヶ月程度早く、亜熱帯気候であるため本州の梅雨期降雨と特徴が異なるため、沖縄を対象地域から除いた。また、災害をもたらすような豪雨を対象としているため、発生場所は陸域に限定した。台風や低気圧性の集中豪雨は全て排除しているが、それらの影響で梅雨前線が活発化された場合は梅雨豪雨として抽出した。中北ら(2012)で用いられた判断基準を参考に、Table 2に示す基準全てを満たすものを梅雨豪雨と定義した。

客観基準指標としてTable 2を用いた理由は、まずRCM05は、有意な出力の最低時間分解能として30分毎に出力されている。そして積乱雲は発生発達から衰弱までの寿命が30分~1時間弱であるため、次々と生まれる積乱雲によってもたらされる梅雨豪雨を30分雨量で充分把握できると判断したからである。また、災害をもたらすような梅雨豪雨は雨域が移動せず、数時間に渡ってほぼ同じ場所に停滞し維持される。このため3時間雨量は梅雨豪雨が一定時間以上停滞しているかどうかの重要な指標となり得る。そして、降雨画像の確認と同時に、大気場の画像から下層の相当温位の水平勾配や水蒸気流入を確認することにより、梅雨タイプの豪雨かどうかを確定させる。

梅雨前線は前述のように下層相当温位の水平勾配で特徴付けられる。そして梅雨期の活発な対流域の生成維持に関しては太平洋高気圧の重要性が指摘されており(Ninomiya, 1984)、第3章で紹介した過去の梅雨豪雨事例においても豪雨発生場所や風系を決める上で太平洋高気圧は重要な役割を果たしていた。そのため、大気場の抽出基準として下層相当温位の水平勾配と太平洋高気圧を採用した。相当温位 θ_e (K)はBolton(1980)の近似式(4)式を用いて求めた。

$$\theta_e = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.2854(1-0.28w)} \exp \left[w(1+0.81w) \left(\frac{3376}{T_L} - 2.54 \right) \right] \quad (4)$$

ここで、 T は気温(K)、 p は気圧(hPa)、 w は水蒸気混合比(kg kg⁻¹)、 T_L は持ち上げ凝結高度における温度(K)である。 T_L は(5)式(Bolton, 1980)で近似する。

$$T_L = \frac{2840}{3.5 \ln T - \ln e - 4.805} + 55 \quad (5)$$

e は水蒸気圧(hPa)を表す。

本研究で目視を採用した理由はまず、台風など梅雨とは異なる擾乱から直接的、あるいは間接的にもたらされた豪雨を排除できることが挙げられる。たとえ同じ線状降水帯であったとしても、台風性と梅雨性のものでは現象の規模やもたらす災害のスケールが大きく異なってくるため、目視により確実に梅雨タイプの豪雨のみを抽出した。もう1つの大きな理由は、RCM05に用いられているパラメタリゼーションスキームの影響である。RCM05では、モデル内で積雲を発生させる際のスキームが原因で、本来の物理的メカニズムで発生する降雨とは異なる場所で降雨が発生したり極端に強い降雨が発生したりする場合がある。こうした降雨は、降水量や形状だけを見ると一見豪雨であったとしても、本研究では抽出すべき事例ではない。本研究では、抽出する際に雨量基準や雨域の形状ではなく、雨域が梅雨前線上やその南側で発生していること、あるいは梅雨タイプのバックビルディング型であると判断できること、また一定時間に渡って停滞していることを第一に重視している。そして、全ての事例においてその時の大気場と照らし合わせながら梅雨豪雨の抽出を行った。さらに、雨量基準に関する感度が極端に高くないよう、雨量基準はメッシュ毎に判定するのではなく、その豪雨のスケール程度に雨域が停滞した場合とした。このようにRCM05の特性を踏まえた上で判断基準にある程度の柔軟性を持たせることは、自動アルゴリズムではなく、目視だから作業である。

これまで停滞性降水システムの自動抽出(Shimizu et al. 2012)や集中豪雨・線状降水帯の抽出アルゴリズム(津口ら, 2014)等が開発されてきた。しかし自動アルゴリズムを用いると雨量基準の感度が高くなる上に、定性的な大気場の判断基準を組み込むことは複雑である。さらに、本研究の目的は地球温暖化時における梅雨豪雨の将来変化であるため、これまでに蓄積されている梅雨豪雨と大気場の知識に基づきアルゴリズムを組み、将来気候にもそれを適用することは最適ではないと判断した。ある程度の主観性は残るものの、RCM05の降雨出力の特徴を捉えた上で、大気場と照らし合わせて目視により梅雨豪雨を抽出したことは、本研究においては最適手法であったと考える。

Table 2 The objective criteria for picking up of Baiu heavy rainfall.

Index	Criterion	Note
30-min precipitation	<ul style="list-style-type: none"> In case that rain over 50mm/h lasts for two hours at the same area In case that more than two rain area over 50mm/h occur within 2 hours in the same area 	The same area does not mean the same grid. Here, it describes the spatial scale as large as the area of the rain over 50mm/h.
3-hour precipitation	<ul style="list-style-type: none"> In case that rain over 150 mm occur In case that rain over 100-150 mm lasts for 3 hours at the same area 	As above.
Baiu front	<ul style="list-style-type: none"> Relatively large gradient of equivalent potential temperature Vapor flux from the south 	

4.1.2 解析期間

解析期間は、RCM05の現在気候(1981~2000)と将来気候(2077~2096)の各20年間における6~8月とする。現在気候(以下、pと記す)と、将来気候はSSTアンサンブルc0~c3を用いた。通常、日本における梅雨期は6~7月であるが、8月初旬に梅雨の戻りがあったり、梅雨明けがなく8月まで梅雨前線により雨が降り続いたりする可能性がある。また、第3章で示した事例eの広島豪雨や事例gの島根豪雨など、これまで8月にも多く梅雨タイプの豪雨が発生している。これらの事例は前線の南側で発生したバックビルディング型豪雨であり、本研究の対象となる事例であった。そして、このような豪雨は8月に多く発生する。こうした理由から、本研究では6~8月を解析期間とした。

4.1.3 抽出事例

本節では、RCM05のモデル内で発生した事例1~5を示す。Fig.16~Fig.20は全て、左図が30分雨量(色)及び地上風(矢印)、右上図が日平均地表面水蒸気フラックス(矢印)と海面更正気圧(色)、右下が日平均850hPa面相当温位(色)を示している。

◆事例1：東海地方における豪雨 (Fig.16参照)

1993年8月26日から27日に東海地方で発生した事例を抽出した。日本の南西海上には低気圧が存在し、東海地方には南東方向から水蒸気が流入している。

この事例の気圧配置や風のパターン、豪雨発生場所など、Fig.14の事例o東海豪雨と非常に類似度が高い。南の低気性擾乱がポンプ役となって停滞前線へ水蒸気が供給され、前線の南側に位置する東海地方に南東から水蒸気が流入して豪雨が発生した点も同じである。東海豪雨は梅雨タイプのバックビルディング型豪雨であり本研究の対象とすべき豪雨であるため、本事例に関しても梅雨豪雨として抽出した。

◆事例2：北陸地方における豪雨 (Fig.17参照)

将来c0実験で、2090年7月3日に北陸地方の新潟県で梅雨豪雨が発生した。日本の南西海上に存在する台風から水蒸気が日本域に供給され、大きく西に張り出した太平洋高気圧の縁辺流と合流して日本海側に豊富な水蒸気フラックスが流入している。また、北陸地方から朝鮮半島付近まで続く東西方向の大規模な風の収束が存在する。850hPa面の相当温位を見ると、風の収束場と対応して南北傾度の大きな領域が存在するため、この領域が梅雨前線に対応すると判断できる。この事例は、Fig.13の事例n新潟豪雨と非常に類似度が高く、気圧配置など大気場の状況と降雨分布ともにほぼ同じ分布をしている。

◆事例3：中国地方における豪雨 (Fig.18参照)

将来c0実験で、2090年7月4日に山口県及び島根県で梅雨豪雨が発生した。この事例は、事例2の直後に発生した。7月3日に北陸地方で梅雨豪雨をもたらした後、梅雨前線は徐々に南下し、3日から4日にかけて山口県で豪雨が発生した。さらに、梅雨前線は南下を続け、この後に九州北部で豪雨をもたらした。

現実の2017年も、梅雨前線の南下に伴い、7月1~3日に新潟県、4~5日に島根県、5~6日に九州北部で梅雨豪雨が発生した。日本海側から九州北部に豪雨をもたらす一連の推移は事例2及び3と同じで、発生した時期も7月上旬である。ここではこれ以上議論しないが、RCM05の現在で見られなかった一連の豪雨が将来気候で発生しており、現実の2017年にも発生していたことは、留意すべき事項であると考えられる。

◆事例4：近畿地方における豪雨 (Fig.19参照)

将来c0実験で、2083年7月15日に奈良県から三重県で発生した事例を抽出した。太平洋高気圧が西に大きく張り出しており、850hPa面相当温位は西日本の日本海側沿いに南北傾度が大きな領域が存在するため、この領域に梅雨前線が存在すると判断できる。

本事例は近畿南部の紀伊半島で発生した豪雨である。紀伊半島では、紀伊山脈が存在するため、台風が到来した際に地形性の豪雨がしばしば発生する。しかし、第3章で近畿地方での典型的な豪雨タイプとして述べた「淀川チャネル型豪雨」や「播磨灘チャネル型豪雨」など、近畿中北部で発生する豪雨は、RCM05の中では現在・将来気候共に発生していなかった。これら近畿地方の豪雨に関しては後述する。

◆事例5：東海地方における豪雨 (Fig.20参照)

将来c0実験で、2077年6月21日に静岡県から神奈川県で梅雨豪雨が発生した。東日本の太平洋側の地域には南西から強い水蒸気フラックスが流入している。

東海地方や関東地方で発生する梅雨豪雨は、過去事例o東海豪雨や事例p那須豪雨、そしてRCM05現在気候で抽出した事例1のように、東風成分を含んだ南東風により水蒸気が供給され、北東方向へ降雨域が伸びる事例が多かった。一方で本事例は、太平洋高気圧は西へ張り出しており、南海上に低気圧性擾乱が存在しない。RCM05の地上風も、11時頃まではやや東風成分を含む南東風が吹いているものの、徐々に西風よりへと変わっている。降雨域の走行も北東方向でなくほぼ東西に伸びている。同じ東日本太平洋側の地域で発生する豪雨でも、本事例はこれまで紹介した事例とは異なる。このことは、後述するよう将来変化を考える上で重要な点となる。

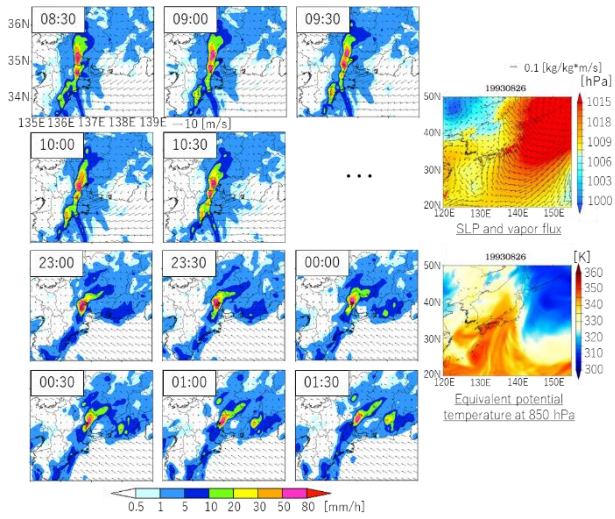


Fig.16 Event 1. Event at Toukai in RCM05 present.

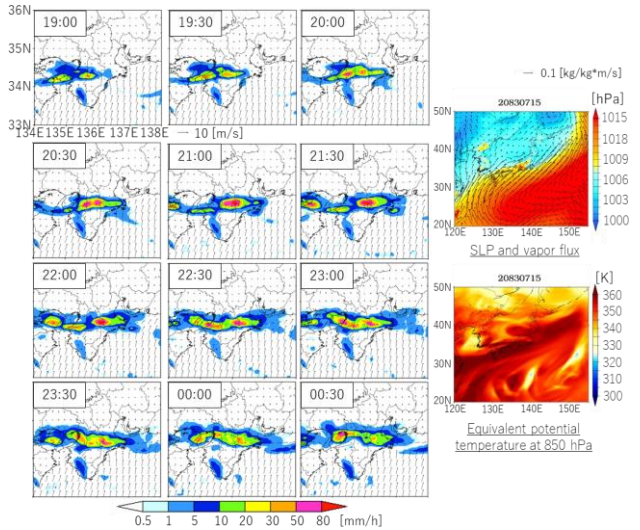


Fig.19 Event 4. Event at Kinki in RCM05 future.

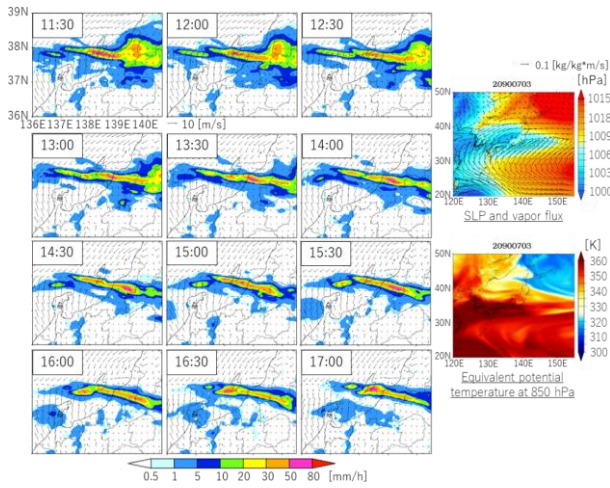


Fig.17 Event 2. Event at Hokuriku in RCM05 future.

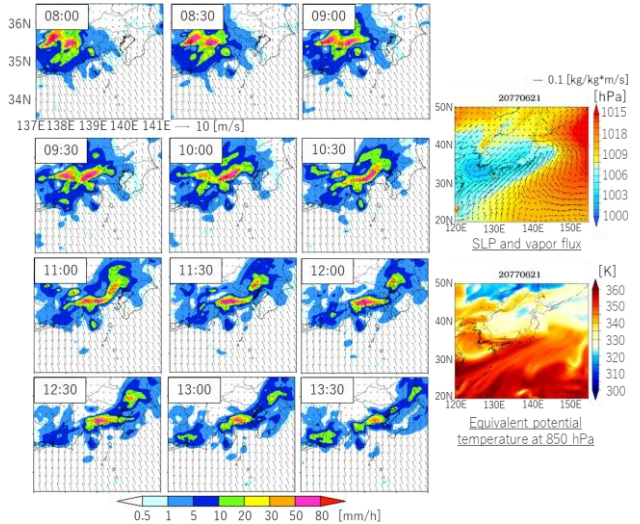


Fig. 20 Event 5. Event at Toukai in RCM05 future.

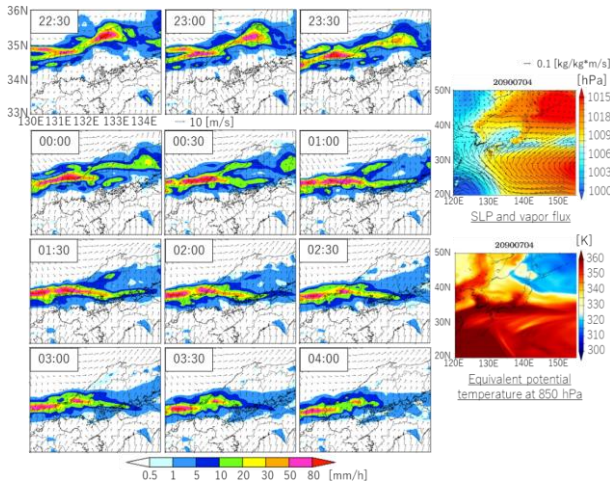


Fig.18 Event 3. Event at Chugoku in RCM05 future.

4.2 梅雨豪雨の発生頻度の将来変化

4.2.1 発生頻度の季節推移に関する将来変化

Fig.21は旬別の梅雨豪雨の20年合計発生頻度分布で、折れ線上で×マークを付けた旬では5%有意、一マークを付けた旬では10%有意で梅雨豪雨の発生頻度が増加することを意味している。将来の7月上旬で、c2を除く全てのSSTアンサンブルにおいて5%有意で梅雨豪雨が増加することが示された。8月上・中旬でも多くのアンサンブルで有意な増加が示された。7月上旬と8月前半での梅雨豪雨の増加は中北ら(2012)でも示され、7月上旬の極端降水の増加はKanada et al.(2012)でも示されている。そのため、7月上旬と8月上・中旬における梅雨豪雨の発生頻度の増加は既往研究とも整合的な傾向であり、非常に有意性の高い変化であると言える。SSTアンサンブル間の季節推移に違いは、今後より詳細な解析が必要である。

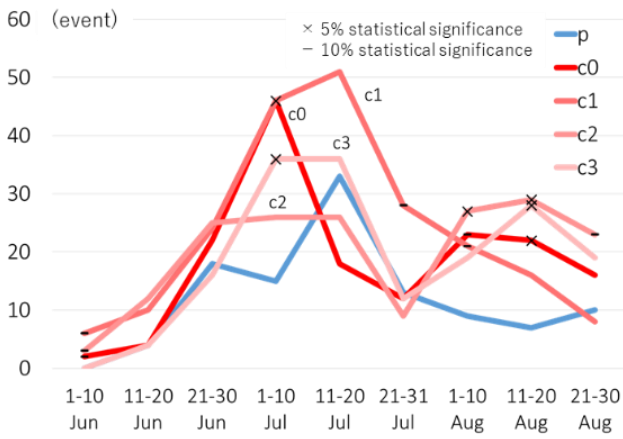


Fig.21 Seasonal change of the frequency of Baiu heavy rainfall obtained from RCM05.

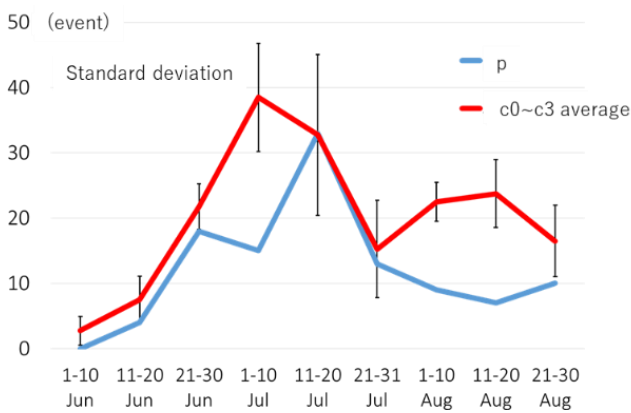


Fig.22 Seasonal change of the frequency of Baiu heavy rainfall obtained from RCM05. The frequency of Baiu heavy rainfall in c0~c3 are averaged.

c0~c3の20年合計発生頻度を平均して、現在気候と比較した図をFig.22に示す。誤差範囲は標準偏差を示す。7月上旬と8月上・中旬は、現在気候の発生頻度がc0~c3間のばらつきから大きく外れている。c0~c3それぞれでは季節推移変化にある程度の差はあるものの、将来気候全体として見た時、7月上旬及び8月上・中旬において梅雨豪雨の発生頻度は、他の旬と比較して有意な差を持って増加すると言える。

4.2.2 地域別発生頻度の将来変化

次に、九州、四国、中国、近畿、東海、関東甲信、北陸、東北、北海道の9つの地域に分割した解析について述べる。Fig.23は各地域における梅雨豪雨の20年合計発生頻度の将来変化を示す。上図は地域毎の20年合計発生頻度の増加分を地図上で表しており、下図の棒グラフは20年合計発生頻度を表している。上図の赤い地域は5%有意、ピンク色の地域は10%有意で梅雨豪雨が増加していた地域を示しており、黄緑色の地域は有意な変化が見られなかった地域である。下図は**が5%有意、*が10%有意を表す。

日本海側や北日本では、ほぼ全てのアンサンブルで有意な梅雨豪雨の増加が見られた。北海道や東北は、RCM05の現在気候ではほとんど豪雨が発生していないにもかかわらず将来気候では多く発生しており、統計的有意な増加が示された。すなわち、これまで梅雨豪雨による災害がほとんど発生してこなかった地域においても災害が発生し始める危険性が示唆される。この傾向は中北ら(2012)でも示されている。一方で関東や東海など太平洋側の地域では、c0の関東を除く全てで有意な将来変化は見られなかった。

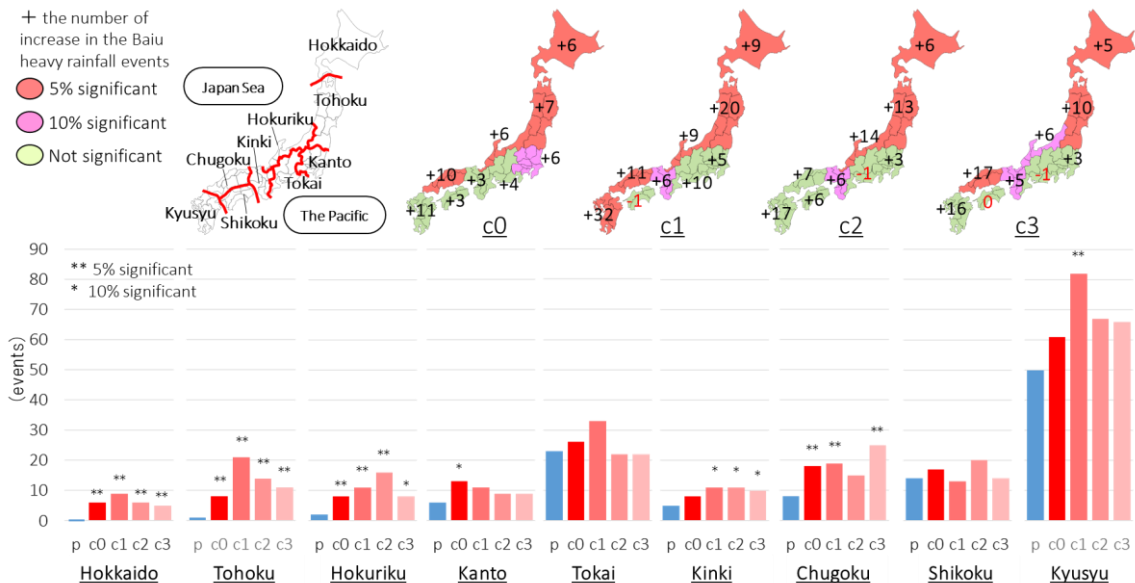


Fig.23 (upper) The future change of the frequency and (lower) The frequency of Baiu heavy rainfall obtained from RCM05 (cited by Osakada et al., 2018).

ところで、RCM05の中では4.1.3節で紹介した事例1~3のように、過去に発生した豪雨と類似した豪雨は少なからず発生している。しかし、近畿地方の「淀川チャンネル型豪雨」や「播磨灘チャンネル型豪雨」（以下、まとめて「紀伊水道型豪雨」と記す）、RCM05の中で上手く表現されていなかった。これは、RCM05で再現可能な梅雨豪雨には地域的、あるいは空間スケールの限界があることを示唆している。Fig.23では、近畿地方の梅雨豪雨発生頻度はc1~c3で10%有意で増加しているものの、これらの豪雨は主にFig.19で示したような紀伊半島で発生した豪雨であった。そこで、紀伊水道型豪雨のみに関して、RCM02の中で再現されているかどうか確認を行った。

4.2.3 紀伊水道型豪雨へのRCM02の利用

RCM02の10分雨量を用いて、淀紀伊水道型豪雨の存在を確認した。解析期間は現在(1981~2000)の7~8月と、将来(2077~2091)の7~8月である。結果、RCM02の現在と将来で数事例、紀伊水道型豪雨が発生していた。Fig.24とFig.25はどちらも、上図でRCM02の10分雨量、下図で同時刻のRCM05の30分雨量を示す。

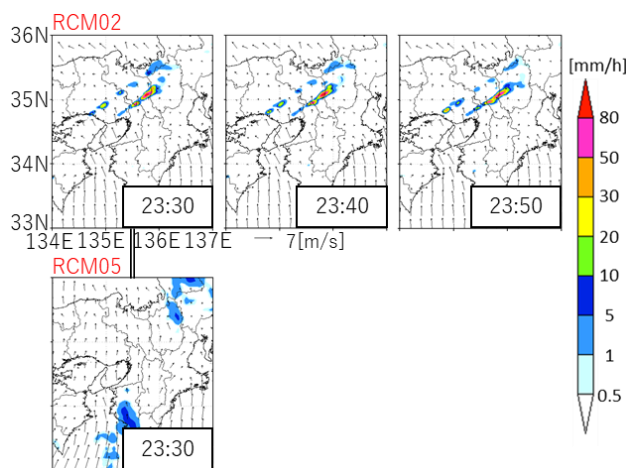


Fig.24 (upper) 10-min precipitation of RCM02 and (lower) 30-min precipitation of RCM05 on 1989.07.22 in present.

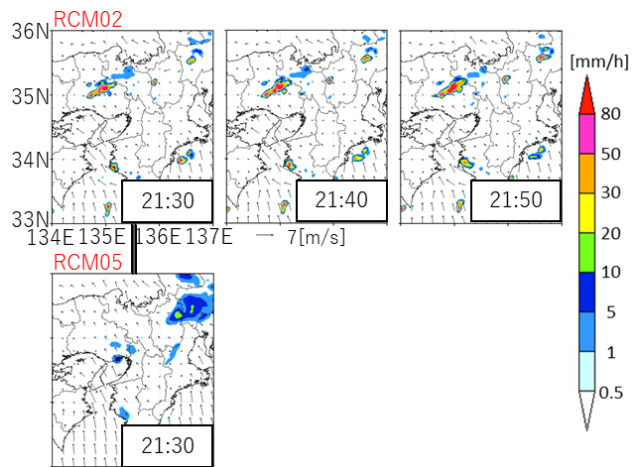


Fig.25 (upper) 10-min precipitation of RCM02 and (lower) 30-min precipitation of RCM05 on 2085.08.26 in future c0.

Fig.24は現在気候の事例である。事例i亀岡豪雨のような淀川チャンネル型豪雨で、六甲山付近から次々と雨域が発生し、発達しながら移動することで豪雨をもたらした。しかし風の場合としては、紀伊水道へ入った風が上手く大阪湾へ流入していない。これは、雨量は10分出力なのに対して、風は1時間出力であることが原因として考えられるが、RCM02の特性を考慮した上で、今後より精査していく必要がある。

Fig.25は将来c0の事例である。事例f福地山豪雨のような播磨灘チャンネル型豪雨で、兵庫県の中東部付近から雨域が発生し、発達しながら移動している。この事例は風の流入経路も福知山豪雨と同じで、紀伊水道へと入った風が大阪湾ではなく播磨灘の方へ流入することで陸域へ水蒸気が供給されている。

このように、RCM05では再現しきれなかった紀伊水道型豪雨が、RCM02では再現できていることを示すことができた。今後はRCM02を用いることで、RCM05で網羅し切れなかった梅雨豪雨の将来変化予測を行うことが必要である。

4.3 梅雨豪雨の継続時間及び積算雨量の将来変化

4.3.1 強雨継続時間及び積算雨量の定義

梅雨豪雨の継続時間と積算雨量を算出した。まず強雨持続時間は「目視した時、各豪雨のスケール程度の範囲内において、50mm/h以上の雨域が出現した時間（以下、 T_s と記す）から消滅・移動する時間（以下、 T_e と記す）まで」と定義し、積算雨量 A_i は「その強雨継続時間内において、最大の積算雨量を記録した1グリッド(i, j)の値」と定義した。強雨継続時間に関して、50mm/h以上の雨域が1度は移動あるいは消

減したが再び同じ地域に発現した事例に関しては、再び発現するまでの50mm/h以下であった時間が2時間以内であれば、最初の50mm/h発生時間を T_s 、最後の50mm/hの時間を T_e とした。積算雨量は、豪雨発生場所の地方領域 R 内のみで計算しており、30分雨量 $r(i,j)$ の T_s から T_e までの積算の最大値である。

4.3.2 強雨継続時間及び積算雨量の将来変化

上記の定義に従い、過去事例とRCM05の豪雨事例について強雨継続時間と積算雨量を算出した。過去事例には、前出のXRAINと呼ばれるXバンドMPレーダ合成雨量またはXバンドMPレーダとCバンドMPレーダの合成雨量（以下、CX合成雨量と記す）を用いた。XRAINは250m分解能・1分間隔出力であり、偏波のため定量的な雨量評価が可能である。XバンドMPレーダは、強雨域背後の減衰を補うためネットワーク化され、全国広い領域をカバーしている。さらに、近年はより観測範囲を広げるため、新たに導入され始めた、広範囲観測が可能なCバンドMPレーダとXバンドMPレーダを組み合わせ、広範囲でかつ定量評価が可能なCX合成雨量が開発された（山地ら, 2016）。今回は、CX合成雨量が利用可能な事例と併せて、XバンドMPレーダ合成雨量が利用可能な事例（Table 1の事例a~l）を用いた。また、RCM05の解像度と統一するため、20×20メッシュ平均し5kmメッシュへ、1分毎のデータを時間平均し30分に変換した上で、積算雨量と強雨継続時間を算出した。ただし積算雨量の算出は、RCM05の梅雨豪雨抽出に適用し

たTable 2の客観基準に基づき、梅雨豪雨と判定された事例に限り行った。その結果をFig.26に示す。

Fig.26に暖色系の丸で示すRCM05の将来気候における事例は、青三角で示すRCM05の現在気候における事例と比較して、全体的に上方に位置している。このことから、強雨継続時間当たりの積算雨量は将来増加傾向にあると言える。これは将来、より短い時間で多量の積算雨量に達する危険性を示唆している。また、過去事例は概ねRCM05現在気候の分布幅に収まっていることから、RCM05による梅雨豪雨の定量評価の妥当性を検証できた。これは、XバンドMPレーダの合成雨量及びCX合成雨量は気候モデルの定量評価の検証にも利用可能であることを示すことができたと言える。

一方で、事例aの九州北部豪雨は現在気候の分布幅だけでなく将来気候の分布幅にも収まっており、他の過去事例と比較して持続時間・積算雨量共に突出している。そして九州北部豪雨のプロットの周りには将来気候の事例が多く分布している。すなわち、2017年九州北部豪雨は、強雨継続時間と積算雨量という観点から、将来気候における梅雨豪雨事例と近い事例であったことがわかる。しかし、この結果のみから2017年九州北部豪雨が地球温暖化の影響によって生じたとは言えないため、注意が必要である。2017年九州北部豪雨と地球温暖化との関連については、本論文の第7章において、今後の展望と絡めて触れる予定である。

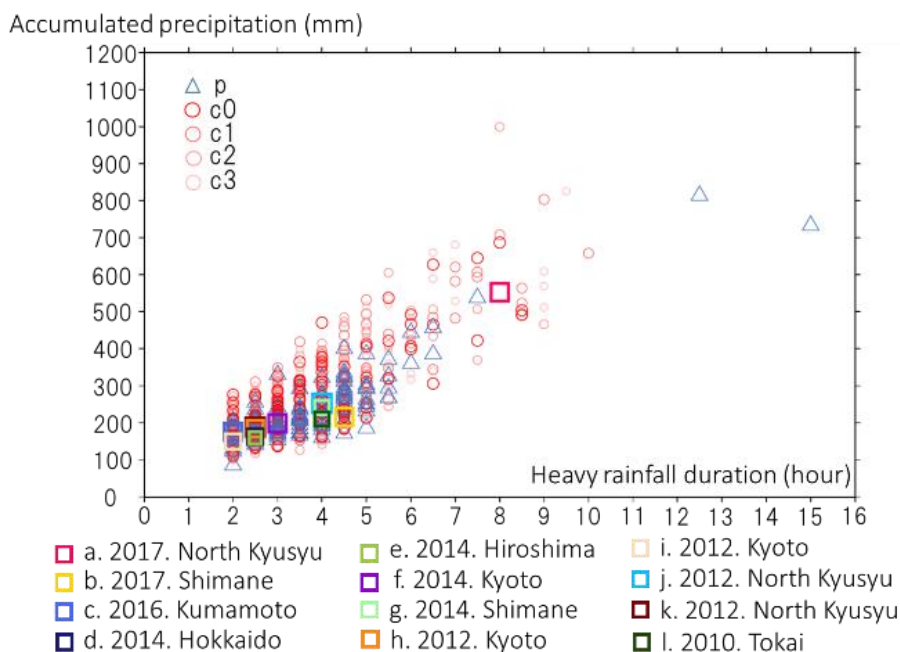


Fig.26 Heavy rainfall duration and the accumulated amount of precipitation of Baiu heavy rainfall events in past and obtained from RCM05. Red circles mean the event in RCM05's future, blue triangles mean the event in RCM05's present, and colorful squares mean the past real events.

4.3.2 長時間豪雨の将来変化

次に地域別に持続時間と積算雨量の将来変化を調べた。本研究では、特に特徴的な将来変化が見られた東海及び九州地方について述べる。

Fig.27に東海地方と九州地方それぞれで発生した梅雨豪雨をプロットした図を示す今回は便宜的に、持続時間が5時間を超過した事例を長時間豪雨とした。Fig.27に示す黄色線が5時間と5時間30分の間に引いた線であり、黄色線より右側に位置するプロットが長時間豪雨となる。便宜上5時間としたのは、Fig.27からわかるように、現在気候の東海地方では5時間を超過するプロットが多く存在したのに対し、九州地方では5時間を超過するプロットが1つしかなく、比較の議論が行いやすかったからである。

上で既に述べたが、Fig.27を見ると、現在気候では、東海地方で長時間豪雨が多く発生している一方で、九州地方では1事例しか発生していない。一方、将来気候に関しては現在気候とは逆に、東海地方ではあまり長時間豪雨が発生しておらず、九州地方では多く発生している。そこで、両地域でそれぞれ発生した梅雨豪雨のうち長時間豪雨が占める割合をTable 3に示す。太字の%が割合を示し、%の上段に示す分母が各地域で発生した梅雨豪雨の総数で、分子が長時間豪雨の数である。これを見ると、東海地方で長時間豪雨が占める割合は、c0~c3全ての将来気候実験において大きく減少している一方で、九州地方で長時間豪雨が占める割合は、同じくc0~c3全てで大きく増加している。この2つの地域における梅雨豪雨は、持続時間が対照的な変化を示しており、梅雨豪雨の発生頻度という観点からだけでなく、梅雨豪雨の特徴やその発生メカニズムに関しても何らかの将来変化が存在することが示唆される。

4.4 梅雨豪雨の将来変化に関するまとめ

以下に、第3章及び第4章で得た結果をまとめる。

- ・ 7月上旬及び8月上・中旬において、梅雨豪雨の有意な増加が示された。
- ・ 北海道及び東北、北陸地方で統計的有意な梅雨豪雨の増加が示された。
- ・ 現在の東日本太平洋側の梅雨豪雨は、南に存在する低気圧性擾乱から水蒸気供給を受け、南東から水蒸気が流入して発生する豪雨が特徴的である。
- ・ RCM05による梅雨豪雨の再現性には限界があるが、RCM02を用いることで、RCM05で再現し切れなかった豪雨を再現できることを確認した。
- ・ 偏波レーダを用いて、RCM05による梅雨豪雨の定量性表現を検証した。
- ・ 将来、強雨継続時間に対する積算雨量が多くなる傾向を示した。

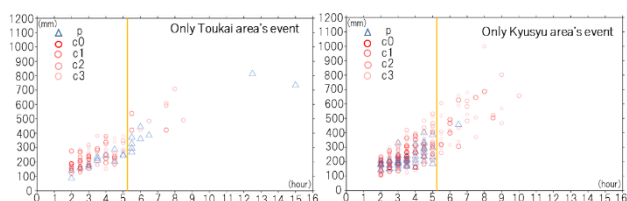


Fig.27 Heavy rainfall duration and the accumulated amount of precipitation of Baiu heavy rainfall obtained from RCM05. (left) Only Toukai area's events and (right) Only Kyusyu area's events.

Table 3 The percentage of Long duration events in Toukai and Kyusyu area.

	P	c0	c1	c2	c3
Long duration events in Toukai area	9/23= 39.1%	3/26= 11.5%	5/33= 15.2%	1/22= 4.5%	0/22= 0.0%
Long duration events in Kyusyu area	1/50= 2.0%	9/61= 14.8%	8/82= 9.8%	8/67= 11.9%	14/66= 21.2%

5. 梅雨豪雨をもたらす大気場の将来変化

本章では、第4章でRCM05から抽出した梅雨豪雨事例を、RCM05の親モデルであるAGCM20の大気場と対応させることにより、梅雨豪雨をもたらす特徴的な大気場パターンを抽出し、d4PDF20を用いてその大気場の発生頻度の将来変化予測を行う。解析領域は北緯20~50°、東経120~155°とした。また太平洋高気圧の影響を見るための海面更正気圧（以下、 P_{slp} と記す）と、下層からの水蒸気流入を見るための地表面水蒸気フラックス（地表面風×比湿）を大気場指標とし、それぞれの旬平均値を解析に用いた。

大気場の解析には、SOM(Self-Organizing Map; 自己組織化マップ)手法を用いた。

5.1 SOMについて

SOMとは、複雑な多次元データを特徴毎に集めて低次元（通常は二次元平面）のマップ上に視覚的に分類することができるクラスター分類法の1つである。入力データから成る入力層と出力データを算出する競合層から成り立つ。入力層はn個の入力ベクトルによって構成され、競合層は入力ベクトルと同じ次元を持つ参照ベクトルが割り当てられたノードで構成される。ノードの数はマップの大きさによって決定し、10×10の二次元マップの場合は100個のノードで競合層が構成される。各入力ベクトルが持つ特徴は、次に示すSOMアルゴリズムによる学習後、マップ上の参照ベクトルによって仮想的に表現される。

SOMの計算過程は、入力ベクトルの正規化と参照ベクトルの初期化の後、下記のように行われる。各ノードが持つ参照ベクトルの初期値には乱数などであらかじめ値を与える。入力ベクトル \mathbf{x} の値が与えられると、競合層であるマップ上の全てのノード上にある参照ベクトル \mathbf{m} と比較され、両者のユークリッド距離が参照になるノード \mathbf{c} （勝者ノード）が探索される。次に、各ノードの参照ベクトルは、次式に示される近傍関数 h にしたがって修正される。

$$\mathbf{m}_i = (t+1)\mathbf{m}_i(t) + h_{ci}(t, \|\mathbf{r}_c - \mathbf{r}_i\|) [\mathbf{x} - \mathbf{m}_i(t)] \quad (6)$$

$$h_{ci}(t, \|\mathbf{r}_c - \mathbf{r}_i\|) = \alpha(t) \cdot \exp\left[-\frac{\|\mathbf{r}_c - \mathbf{r}_i\|^2}{2\sigma^2(t)}\right] \quad (7)$$

t は学習回数、 \mathbf{r}_c 、 \mathbf{r}_i はそれぞれ勝者ノード \mathbf{c} と任意のノード i の位置ベクトルを表す。近傍関数に(7)式のように、勝者ノードの位置を中心としたガウス分布が与えられている。 α は学習率係数($0 < \alpha < 1$)で、 σ は近傍半径、すなわち近傍関数によって修正されるノード集合の半径を示す。 α と σ は、総学習回数を T として、学習回数とともに小さくなるように次式で設定する。

$$\alpha(t) = \alpha(0) \frac{T-t}{T} \quad (8)$$

$$\sigma(t+1) = 1 + (\sigma(t) - 1) \frac{T-t}{T} \quad (9)$$

以上のような近傍関数の特性から、勝者ノード \mathbf{c} に近いノードの参照ベクトル \mathbf{m} ほど修正量は大きくなるように学習が行われ、その修正の程度は学習回数とともに小さくなる。本研究では $\alpha(0) = 0.2$ 、 $\sigma(0) = 5.0$ として計算を行った。

以上のアルゴリズムをまとめる。

- 1) 競合層の全ての参照ベクトルに初期値を与える。
- 2) 入力ベクトル \mathbf{x} を各参照ベクトルと比較し、ユークリッド距離が最小になるノード \mathbf{c} を探索する。
- 3) 2)で選択されたノードの参照ベクトルとその近傍の参照ベクトルを近傍関数により、入力ベクトル \mathbf{x} の特徴に少し近づくよう修正する。
- 4) 2)と3)を繰り返す。

この操作を繰り返すことによって、SOMマップを作成する。最終的には入力ベクトルの代表的な特徴がマップ上の各参照ベクトルで表現され、マップ上の位置的に近いノードは互いに類似した特徴を持ち、反対に遠いノードは互いに異なる性質を持つように組織化される。学習後にマップ上のある領域に存在するノードを選択すれば、類似した特徴を持つ入力ベクトルを、ユークリッド距離の計算で抽出することができる。ただし、マップ上に表現される場合は必ずしも入力値とは一致しないことに注意を要する。

本研究では、大気場指標からなるSOMマップを作成するため、入力ベクトルとしてAGCM20の P_{slp} と地

表面水蒸気フラックス（地上風×比湿、 F_u と F_v 成分）を用いた。解析領域である北緯20~50°、東経120~150°の領域は東西187メッシュ×南北160メッシュで構成され、大気場指標は現在気候(1979~2003)と将来気候c0(2075~2099)の6~8月各月10日平均値を用いた。したがって、入力ベクトルは

$$\mathbf{x} = (P_{slp(1,1)}, \dots, P_{slp(187,160)}, F_{u(1,1)}, \dots, F_{u(187,160)}, F_{v(1,1)}, \dots, F_{v(187,160)}) \quad (10)$$

と表され、 $187 \times 160 \times 3$ （変数）=89760次元となる。そして入力ベクトルの数は25年×3ヶ月×3旬×2（現在・将来）=450個となる。

このような大量の多次元データである大気場指標からなる入力ベクトルが持つ代表的な特徴を抽出してマップ上に再構築したものがSOMマップである。

そして、SOMマップを作成した後さらに、SOMマップ上の仮想的な大気場と実際の大気場データとのユークリッド距離を計算し、最小のユークリッド距離を持つ（最も類似した）ノードに大気場データを分類することができる。分類するデータは必ずしも入力ベクトルそのものである必要はない。そのため解析の流れとしては、初めにAGCM20の大気場データからSOMマップを作成して、RCM05から抽出した梅雨豪雨が発生した際の大気場が分類されたノードを確認することにより、梅雨豪雨をもたらす特徴的な大気場パターンを抽出する。次に、同じSOMマップ上にAGCM20と同じ空間解像度のd4PDF20を分類し、分類された将来気候と現在気候の大気場の数の差を取ることで、各大気場パターンに関する発生頻度の将来変化を推定するという流れである。

5.2 SOMの組み合わせ

SOMはこれまでも気象場の分類に用いられており、その中で大気場指標は(10)式のように多変数データとして扱われてきた。しかし多変数データをSOMマップ上に分類する際、1つの変数に関するユークリッド距離が極端に小さいと、他の変数に関する距離が大きくてもそのノードに分類されるという問題がある。すなわち、1つの変数に関してはSOMマップ上の分類されたノードと類似しているが、他の変数に関しては類似しない、という場合が発生しうる。

本研究でSOMは梅雨豪雨と大気場の対応付けという非常に重要な段階であり、大気場の特徴をSOMマップ上で正確に表現する必要がある。そこで

$$\mathbf{x}_P = (P_{slp(1,1)}, \dots, P_{slp(187,160)}) \quad (11)$$

$$\mathbf{x}_{UV} = (F_{u(1,1)}, \dots, F_{u(187,160)}, F_{v(1,1)}, \dots, F_{v(187,160)}) \quad (12)$$

のように変数毎に扱いそれぞれのSOMマップを作成すると、SOMマップの出力値とより類似させることができることと示されている（中北ら、2017）。本研究は、(11)、(12)式のように P_{slp} と地表面水蒸気フラックスそれぞれに対してSOMマップを作成した。

5.3 梅雨豪雨をもたらす大気場の将来変化

AGCM20の現在気候と将来気候c0実験の P_{slp} と水蒸気フラックスの旬平均値を用いて、各変数に対して1次元SOMマップを作成した。将来気候データとしてc0出力のみを用いた理由としては、アンサンブル平均の出力を用いることにより、まずは将来気候における大気場変化の概要を捉えることができると考えたからである。

今回はSOMマップ上で正確に大気場を表現することを目的に、各変数に対して50ノードのマップを作成した。さらに2つの変数のマップを組み合わせているため、全体のマップとしては $50 \times 50 = 2500$ ノードという非常に多数のノードで構成される。以下のFig.28に、作成したSOMマップを示す。縦軸と横軸がそれぞれ P_{slp} と水蒸気フラックスの1次元SOMマップに対応している。本来は 50×50 のマップであるが、図の大きさの都合上 50×50 のマップを作成すると大気場の特徴が捉えづらくなるため、各軸のマップのノードを5倍に間引いて、イメージ図として作成した。

本手法では各変数を独立に扱っているため、2つのマップを組み合わせた時、マップ上の一部に物理的に不整合な変数同士の組み合わせも存在することになる。しかし、以下で述べるFig.29を見ると、大気場が分類されるノードと分類されないノードがマップ上で明確に分かれて分布している。このことから、各変数を独立に扱いSOMマップを組み合わせた本手法では、マップ上の一部に物理的に不整合なノードが存在するものの、実際に大気場が分類される時は、物理的に整合性の取れた変数の組み合わせのノードに、より正確に分類されていると考えられる。そのため、本研究における以下の議論においては変数の独立性に関して大きな問題はないと判断できるため、変数の相互関連に関する議論は行わない。

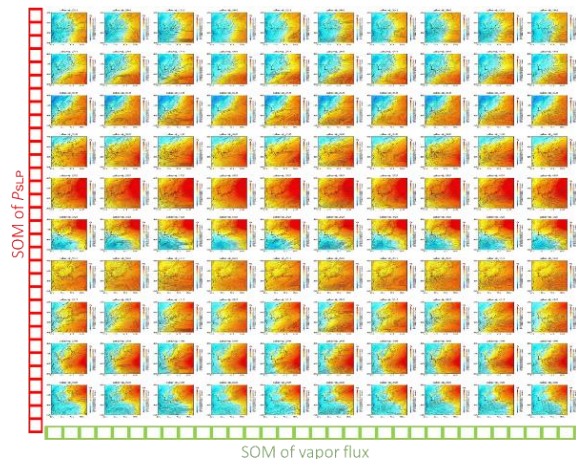


Fig.28 Two-dimensional SOM map composed of one-dimensional SOM of P_{slp} and vapor flux.

Fig.29に、SOMにAGCM20とd4PDF20を分類した図を示す。左図は、SOMマップ上にAGCM20の現在とc0の大気場を分類し、豪雨が発生した旬の大気場のみを色付けした図である。赤(青)色の丸が将来(現在)気候で1~2回豪雨が発生した旬、星は3回以上豪雨が発生した旬の大気場を示す。右図は、同じマップ上にd4PDF20を分類し、各ノードに分類された将来と現在の大気場の数の差を示した図であり、暖(寒)色で示すノードが将来(現在)気候の大気場の方が多くそのノードに分類されたことを示す。マップ上の黒枠で囲んだ部分は、1~4は豪雨が発生した大気場が集中して分類されていたノード群、A~Dはd4PDF20をマップ上に分類した際、赤色と青色が明瞭に分かれたノード群、すなわち特徴的な将来変化が見られたノード群である。マップ上の位置的に近いノードほど似た特徴を表現しているため、以下では各ノード群をクラスターとし、各クラスターが表現する大気場を大気場パターン1~4、A~Dと記す。

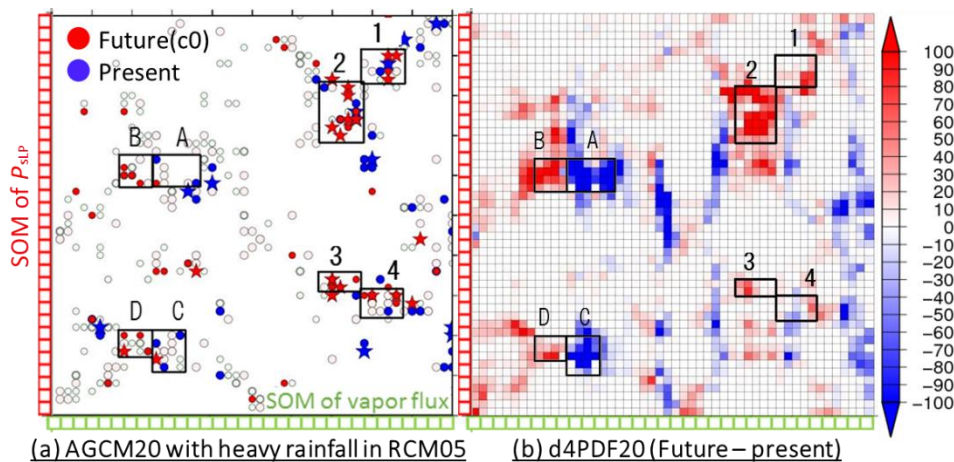


Fig.29 (left) Classification of AGCM20. The atmosphere when Baiu heavy rainfall occurred in RCM05 are colored. (right) Classification of d4PDF20 and color represents the number difference between future and present classified into each node.

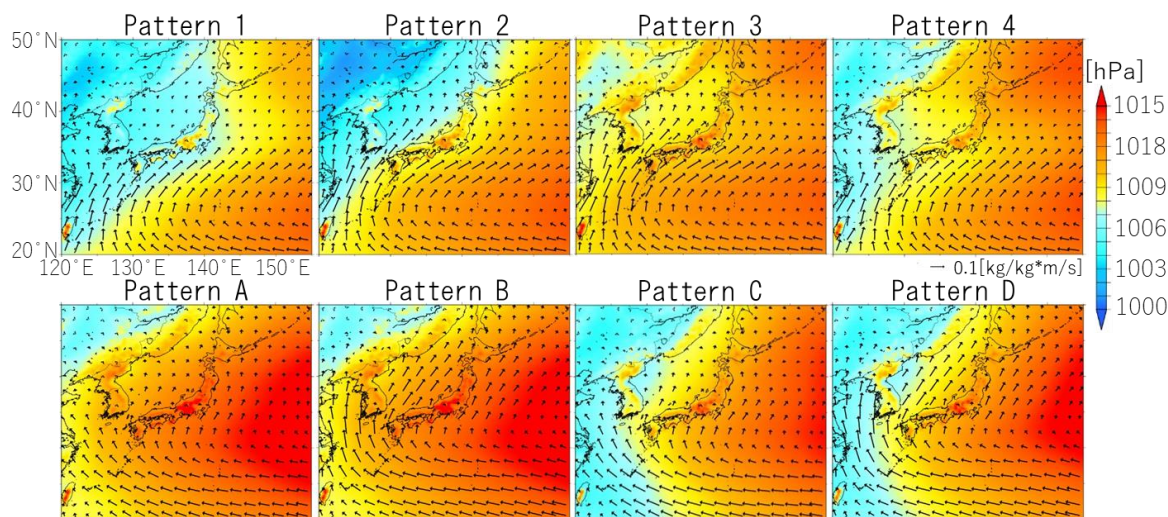


Fig.30 The composite of P_{slp} and surface vapor flux in cluster 1~4 and A~D.

Fig.30に、各クラスター内にあるノードを平均した大気場パターン1~4、A~Dの図を示す。色が P_{slp} 、矢印が水蒸気フラックスを示している。大気場パターン1~4は共通して、日本の南海上で西に張り出した太平洋高気圧と南西から流入する豊富な水蒸気フラックスという特徴を持つ。特にパターン2と3は太平洋高気圧が北へ発達し、それに伴い水蒸気フラックスも北方へ浸潤し、日本海側へも大きく流入している。パターン4はパターン1の水蒸気フラックスと同様の分布を持っており、気圧は日本域における気圧の南北傾度が小さいパターンである。

これらのパターン1~4は、分類された大気場のうち半数以上で少なくとも1回以上梅雨豪雨が発生しており、3回以上発生している旬の大気場も多くがパターン1~4に分類されている。特にパターン2には梅雨豪雨が発生した旬の大気場が集中しており、そのうち多くが1旬で3回以上豪雨が発生した大気場である。このことから、これらのパターン1~4は梅雨豪雨との対応が非常に高く、梅雨豪雨をもたらす特徴的な大気場パターンであると言える。また、パターン1~4の特徴は、第3章で述べたいくつかの過去豪雨が発生していた際の大気場と良く類似している。

そして、Fig.29の右図を見ると、パターン1~3に関してはクラスターを構成する全てのノードが暖色系であり、特にパターン2に関してはほぼ全てのノードで濃い赤色になっている。このことから、将来気候において梅雨豪雨をもたらす特徴的なパターン1~3の発生頻度が顕著に増加することが示唆される。

一方でパターンA~Dは、パターン1~4と比較して太平洋高気圧が北に位置している。Fig.29左図を見ると、パターンAとB、CとDはそれぞれ同様の P_{slp} 分布を持つ(マップの横軸方向に関して水平に位置している)が、Fig.29右図から将来気候でパターンBとDの発生

頻度が増加し、水蒸気フラックスが増大する方向へ明瞭にシフトしていることがわかる。これらのパターンでは必ずしも梅雨豪雨が発生するわけではないものの、パターンBとDは、将来気候において顕著に増加する大気場であると言える。

次に、パターン1~4、A~Dに関して、d4PDF20の6~8月全体における各大気場の発生割合の将来変化をFig.31に示す。「その他」とはSOMマップのクラスター1~4、A~D以外の全てのノードを意味する。

d4PDF20の6~8月に発生する大気場の中で、パターン1~4全体の発生割合は大きく増加している。特にパターン2の変化は顕著である。梅雨豪雨をもたらす大気場パターン発生頻度の増加は、第4章で得た梅雨豪雨発生頻度の増加と整合的であり、d4PDF20の大量アンサンブル情報からもその傾向が示されていると言える。大気場パターンA~Dに関しては、A~D全体が占める割合は減少している。中でもパターンAの発生割合の減少が顕著である。一方でパターンBとDは発生割合が増加していることから、将来気候では水蒸気フラックスが大きい大気場が増加すると言える。

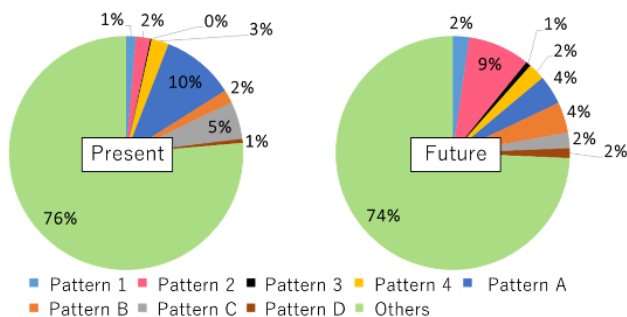


Fig.31 The percentage of the occurrence frequency of atmospheric patterns from June to August in d4PDF.

Fig.29及び30は将来c0実験のみの結果であったが、c1~c3も同様にFig.28のマップ上に分類した。ここでは図は省略するが、Fig.29の結果と同様に、梅雨豪雨をもたらした大気場が集中して分類されたクラスターとして、クラスター1~4が抽出された。そのため次章以降では、c0~c3全てにおいて、梅雨豪雨をもたらす特徴的なパターンとして抽出されたパターン1~4の大気場を用いて、梅雨豪雨の将来変化のメカニズムを考察していく。また、パターン1~4の降水分布や豪雨発生場所に関してはc0~c3に共通した特徴が見られたため、次章以降では代表してc0のみを用いて考察する。

6. 梅雨豪雨のマルチスケール解析

本章では、第4章で得た梅雨豪雨の発生頻度変化の要因を、第5章で得た大気場パターンの将来変化から考察することを目的とする。本章では、特に特徴的な将来変化と豪雨発生メカニズムの将来変化が見られた、地域別の発生頻度変化に関する考察を行う。

6.1 地域別発生頻度の将来変化に関する考察

Fig.32に、大気場パターン1~4における降水分布及び梅雨豪雨発生場所の合成を示す。降水分布は、各パターンに分類されたAGCM20の大気場のうち、豪雨が発生した旬のみを平均して、RCM05の雨量データから作成された。降水分布と重ねて星で示した地点は、RCM05から抽出した梅雨豪雨が発生した場所

を示している。この発生場所は、4.3.1節で定義した最大積算雨量を記録した地点である。また、大気場パターン3におけるpの降雨分布が灰色で塗られているのは、現在気候ではパターン3により梅雨豪雨は発生しなかったということを意味する。

6.1.1 日本海側における将来変化

Fig.32から日本海側で梅雨豪雨が発生している大気場を確認すると、大気場パターン2と3で多く発生している。パターン2と3では日本海側にも大きな水蒸気フラックスが流入しており、それに伴い降水分布も北方に位置している。すなわち、大気場パターン2と3は日本海側における梅雨豪雨とよく対応しており、より北方でも梅雨豪雨をもたらす可能性のある大気場であると言える。そして、大気場パターン2と3は将来その発生頻度が増加するパターンである。

次に、パターン2と3の大気場が日本海側に梅雨豪雨をもたらす要因を、相当温位の観点から解析する。Fig.33に、パターン1~4に分類されたAGCM20の850hPa面相当温位を平均した図を示す。この図を見ると、大気場パターン2と3では1や4と比較して高相当温位気塊がより北方まで到達しており、相当温位の南北傾度が大きな領域が北に位置していることがわかる。Fig.32に示した降水分布も南北傾度の大きな領域と対応している。このことから、パターン2と3は豊富な水蒸気フラックスにより湿潤な空気がより北方まで流入し、梅雨前線が維持されたまま北へと押し上げられていることがわかる。

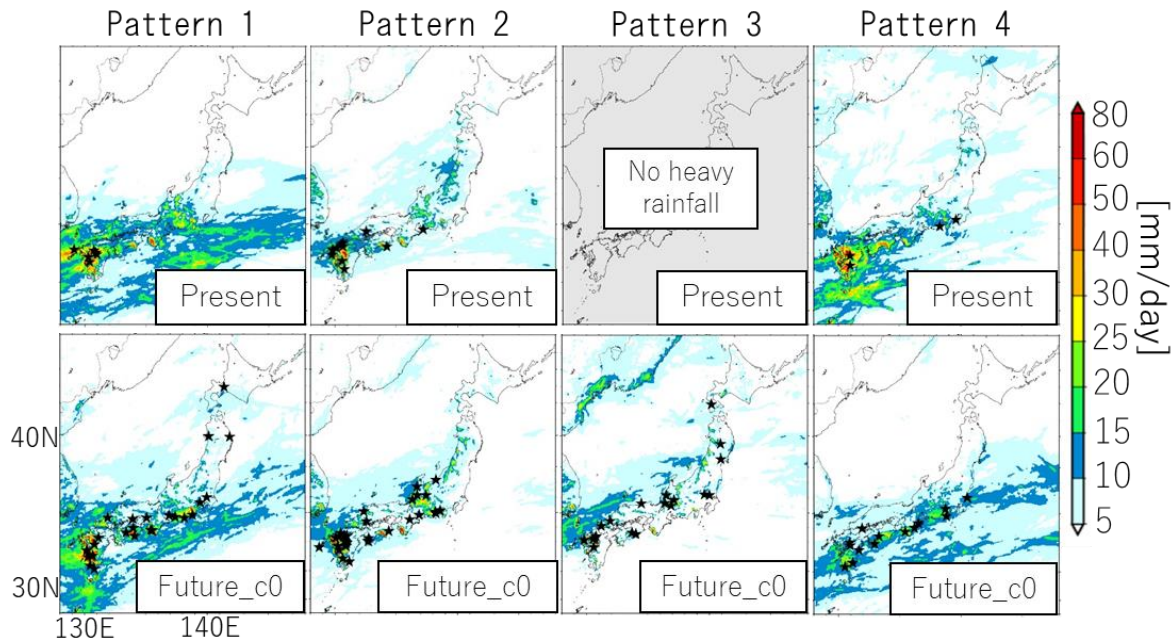


Fig.32 The composite of precipitation and the heavy rainfall locations (★) under pattern 1~4 in present and future respectively.

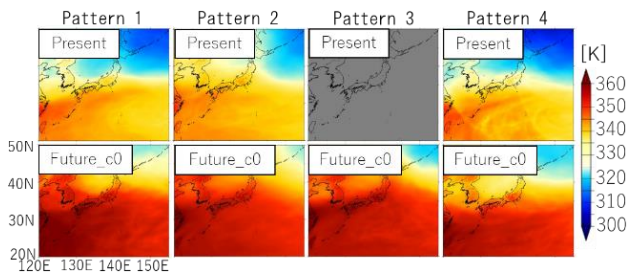


Fig.33 The composite of equivalent potential temperature at 850hPa under pattern 1~4.

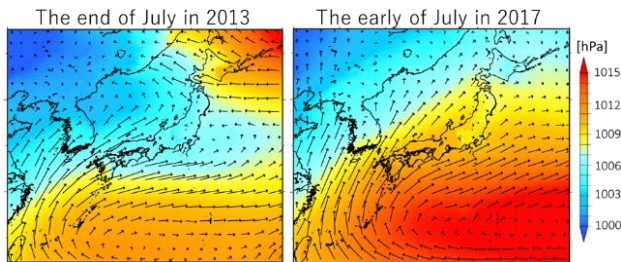


Fig.34 The atmospheric pattern in (left) the end of July in 2013 and (right) the early of July in 2017.

以上のことから、日本海側における梅雨豪雨の増加は、将来気候の豊富な水蒸気フラックスにより湿潤な空気が北方まで流入し、梅雨前線が維持されたまま北へと押し上げられる大気場パターン2と3の発生頻度が増加することに起因していると言える。実際に日本海側の地域で豪雨が発生した2013年7月下旬及び2017年7月上旬の大気場をFig.34に示す。Fig.34はMSMのデータから作成した。どちらの旬に関しても、豊富な水蒸気フラックスが日本海側の北方まで流入しており、大気場パターン2や3と非常に良く類似している。気候モデル出力の中における梅雨豪雨と大気場の対応付けに留まらず、現実の梅雨豪雨と大気場の対応とも一致することを確認した。

日本海側の豪雨の将来変化についてまとめると、有意な梅雨豪雨の増加は、豊富な水蒸気フラックスが北方まで浸潤し梅雨前線を北上させる大気場パターン2が将来気候において増加すること、またパターン3が将来新たに発生し始めることによりもたらされる。また、実際に日本海側で梅雨豪雨が発生した旬の大気場はパターン2や3のような特徴を持っていたことから、日本海側の梅雨豪雨とそれをもたらす大気場の対応は、RCM05の気候モデルだけでなく、現実的で非常に対応が高いと言える。

6.1.2 東日本太平洋側における将来変化

次に、東日本太平洋側の地域（ここでは東海及び関東地方とする）における将来変化について考察する。東日本太平洋側における梅雨豪雨の発生頻度はc0~c3に共通して有意な増加は見られなかった。

過去に東日本太平洋側の地域で発生した梅雨豪雨は第3章で述べた事例o東海豪雨や事例p那須豪雨などがある。またRCM05の現在気候で発生していた豪雨は第4章の事例1として述べた東海での豪雨がある。これらの事例に共通する点としては、日本の南海上に水蒸気補給のポンプ役となる低気圧性擾乱が存在している点である。そして、東偏した太平洋高気圧と低気圧性擾乱の位置関係により東日本太平洋側では南東風が卓越していた。この傾向は、過去に東日本で大雨が発生した際の大気場を解析した松本ら（2013）でも示されていた。しかしRCM05の将来気候では、第4章の事例5のように、太平洋高気圧が西に張り出しており、東海地方へ南~南西風により水蒸気が供給されて発生する豪雨が発生し始めていた。

そこで、東日本太平洋側の地方に関しては現在気候と将来気候で豪雨がもたらされる大気場パターンが変化するのではないかと仮説を立てた。これを検証するため、まずはSOMマップ上で、東日本太平洋側の地域で豪雨が発生した旬が分類されている大気場を確認した。Fig.35左上に東日本太平洋側で豪雨があった旬のみを色づけした図、右上にd4PDF20で分類された将来と現在の大気場の数の差を表した図を示す。まず現在気候で豪雨が発生している旬の大気場に注目する。青いプロットは1箇所に固まって分類されていないものの、横軸の水蒸気フラックスのマップのみに注目すると、マップ右端の黄色枠で囲んだ領域に多く分類されていることが分かる。そしてこの領域に対応する水蒸気フラックス分布をFig.35下に示している。これを見ると、マップ右端の水蒸気フラックスは、日本の南西海上で低気圧性循環が見られ、東日本太平洋側の地域に真南~南東方向から流入する分布を示しており、過去、あるいは

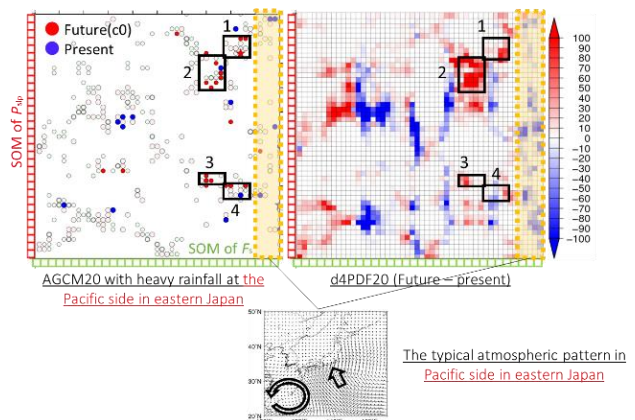


Fig.35 (left) Classification of AGCM20 with Baiu heavy rainfall at the Pacific side in eastern Japan and (right) Classification of d4PDF20. (lower) The representative atmospheric pattern represented on the nodes inside the yellow dashed frame.

RCM05の現在気候で豪雨が発生した際の特徴的な大気場と類似している。そして、d4PDF20を分類した図を見ると、黄色枠で囲んだ大気場は将来顕著に減少傾向にある。一方で、将来気候で豪雨が発生した大気場は、黄色枠で囲んだ部分には1旬しか分類されていない代わりに多くがパターン1~4に分類されている。これらのことから、現在気候で東日本太平洋側に豪雨をもたらす特徴的な大気場パターンは将来減少する一方で、将来気候では異なる大気場パターンにより豪雨が発生し始めることが示唆される。

とは言え、将来豪雨をもたらした大気場も、Fig.35左図の黄色枠内に分類されている。この旬に発生した梅雨豪雨の降雨分布と大気場をFig.36に示す。これも、南海上に存在する低気圧性擾乱と南東からの水蒸気供給という特徴を有して。すなわち、将来東日本太平洋型の梅雨豪雨が発生しなくなるのではなく、発生頻度が現在気候と比較して減少すると言える。

通常、東日本の太平洋側では下層への高相当温位気塊の流入がないため、梅雨前線帯での豪雨は発生しないことが指摘されている（加藤，2007）。しかし、Fig.33で示すように、将来は東日本太平洋側にまで高相当温位気塊が流入している。そして、東日本域への高相当温位気塊の流入に伴い、Fig.32に示すパターン1~4において、将来では多くのSSTアンサンブルで東日本太平洋側の梅雨豪雨が発生し始めている。

東日本太平洋側の将来変化についてまとめる。RCM05の現在気候で発生した豪雨や過去に実際発生した豪雨は、太平洋高気圧が東偏し、南西海上にしばしば低気圧性擾乱が存在しており、水蒸気が東日本太平洋側に真南~南東方向から流入するような大

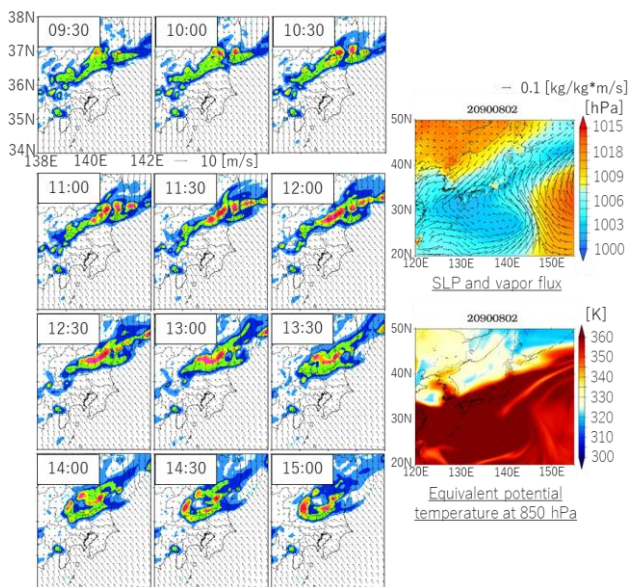


Fig.36 The future's event occurred under the atmosphere with cyclone located at south of Japan.

気場で発生する機会が多いという特徴があった。しかし、将来気候においてはd4PDF20の多量アンサンブル情報から、上記のような大気場の発生頻度は減少傾向にある。代わりに、太平洋高気圧が大きく西に張り出し、現在気候では西日本中心に豪雨をもたらしていた大気場により、東日本太平洋側でも豪雨が発生するようになる可能性が示された。これは、将来、東日本域にも下層への高相当温位気塊が流入するようになることが要因であると考えられる。すなわち、東日本太平洋側においては、豪雨の発生頻度としては有意な変化が見られなかったものの、豪雨をもたらす大気場メカニズムが変化する可能性がある。このことは、これまで注目していた梅雨豪雨発生頻度の将来変化だけでなく、それをもたらすメカニズム自体が将来気候において変化する可能性を示した非常に重要な結果であると言える。

7. 地球温暖化と2017年九州北部豪雨

最後に本章では、地球温暖化と2017年九州北部豪雨の関連について、今後の展望を含めて述べる。

Fig.37は、Fig.26で示した梅雨豪雨の強雨継続時間及び積算雨量の散布図と同じ図で、将来と現在の分布を陰影で強調したものである。4.3.1節で既に述べたように、ピンク色の四角で示した2017年九州北部豪雨は現在気候の分布のみならず、将来気候の分布にも収まっている。2017年九州北部豪雨は、3.2節のFig.7で見たように、複数本の線状降水帯が発生して長時間豪雨が降り続いたという特徴を持っていたが、Fig.37からも、他の過去事例と比較して強雨継続時間が突出して長いことわかる。これは、4.3.2節で示したように、将来気候において九州地方で長時間豪雨が増加するという事実と矛盾しない結果であり、既に将来気候の豪雨に匹敵するような長時間豪雨が九

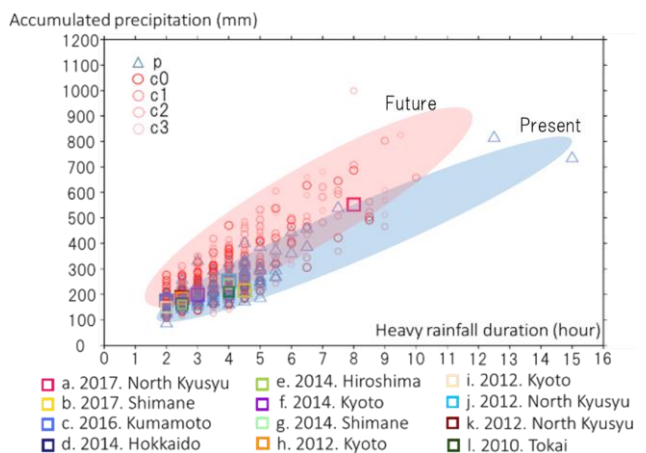


Fig.37 Same as Fig. 26 but highlighted future (present) plots with red (blue) shade.

州地方で発生し始めているという事実を示している。さらに、6.1.1節のFig.35で示したように、九州北部豪雨が発生した旬である2017年7月上旬の大気場は、将来気候でその発生頻度が顕著に増加する大気場の特徴を有していた。

本研究ではまだ、梅雨豪雨発生頻度のように、大気場の観点から強雨継続時間や積算雨量増加のメカニズムを解明するには至っていない。しかし、実際の梅雨豪雨現象から得られた事実と矛盾しない結果を気候モデルRCM05の中から得ることができた。そしてその中で、2017年九州北部豪雨は現在気候ではほとんど発生してこなかった規模の強雨継続時間や積算雨量を記録したこと、将来気候の事例と非常に近い事例であったこと、さらに、同様の大気場の特徴を有し、かつ長時間続く梅雨豪雨が、特に九州地方で将来増加し始める危険性があることを示すことができた。九州北部豪雨と地球温暖化の関連については引き続き明らかにしていく必要があるが、本研究のマルチスケール解析というアプローチから、その関連性に関する1つの考え方を示すことができたと考えられる。

8. 結論

本研究では、梅雨豪雨をマルチスケールから捉えて詳細な将来変化予測を行うことを目的に、大気場（メソ α 以上のスケール）と梅雨豪雨（メソ β スケール）、そして2つの中間スケールである豪雨発生場所陸域への水蒸気の流入経路（メソ β ~メソ α スケール）という観点から梅雨豪雨の将来変化解析を行った。以下に、本研究で得た結果をまとめる。

- ・ 7月上旬及び8月上・中旬において、高い有意性をもって梅雨豪雨の発生頻度の増加が示された。
- ・ 北日本や日本海側の地域など、現在気候においてほとんど梅雨豪雨が発生していなかった地域において、有意に梅雨豪雨の増加が示された。このことは、これまで梅雨豪雨による災害が発生しなかったような地域において新たに発生し始める危険性を示唆している。
- ・ 日本海側の地域で梅雨豪雨の増加をもたらされる要因として、豊富な水蒸気フラックスが北方まで浸潤し、梅雨前線を北上させる大気場が将来気候において増加することによりもたらされることが明らかになった。また、この大気場はd4PDF20でも顕著な増加が示された。
- ・ 東日本太平洋側の地域においては、有意な梅雨豪雨の増加は見られなかった。これは、東日本太平洋側に豪雨をもたらす大気場パターンそのものの将来変化に起因していることが明らかになっ

た。現在気候では太平洋高気圧は東偏し南西海上に水蒸気補給のポンプ役となる低気圧性擾乱が存在することで、東日本太平洋側に真南~南東風から水蒸気が流入して豪雨が発生するパターンが特徴的である。一方で、将来は太平洋高気圧が西に大きく張り出し、東日本太平洋側に南西から水蒸気が流入するパターンで豪雨が発生していた。前者の大気場パターンは将来減少傾向にある一方で、後者のパターンは将来増加傾向にある。これら2つの大気場パターンの将来変化が共存することで、東日本太平洋側の地域では梅雨豪雨の有意な増加が見られなかったと推測される。

上記の内容は、既往研究からの流れを引き継ぎつつさらに深めた定性的な解析の結果である。本研究では定性的な解析だけでなく、より定量的な解析にも挑戦し始めた。以下に、その結果を示す。

- ・ 強雨継続時間と積算雨量について、RCM05の現在気候及び将来気候から抽出した梅雨豪雨事例に関して比較した。その結果、将来気候で発生する梅雨豪雨は現在気候のそれと比較して、持続時間に対する積算雨量が多くなる傾向を示した。
- ・ RCM05現在気候の梅雨豪雨事例と過去に実際発生した梅雨豪雨事例について、降雨強度推定精度の高い偏波レーダ観測情報を用いて持続時間と積算雨量を推定し比較を行った。その結果、過去の梅雨豪雨事例の持続時間・積算雨量はRCM05の出力結果としての持続時間・積算雨量の幅に収まっており、RCM05出力の梅雨豪雨の値が現実の値と大きく乖離してはいないことを確認した。

本研究では過去の梅雨豪雨事例解析を行うことで、梅雨豪雨の将来変化を明確することができた。また、梅雨豪雨と大気場の対応を高めることでマルチスケール解析を行い、メソ β スケールの梅雨豪雨の発生頻度及び地域性の将来変化を、メソ α 以上の大気場の変化と結びつけることができたと言える。

以上の結果を踏まえて今後の課題と展望を述べる。本研究では結果の一部として、将来気候における梅雨豪雨発生頻度の増加及び東日本太平洋側における豪雨をもたらす大気場メカニズムの変化を示した。この結果はd4PDFの多量アンサンブルを用いた解析からも非常に有意性が高い結果であると言える。今後はSSTアンサンブル間における違いをより明確にすると共に、梅雨期のステージという観点からも将来変化解析を深めていく。これらは、メソ α スケールの1つ上のスケールであるマクロスケールから、大循環場の変化の中から日本周辺域の環境場の変化を捉える必要がある。なぜ梅雨豪雨をもたらす大気場の発生頻度が将来増加するのかについてもマクロスケールから捉える必要がある。また、本研究では豪

雨をもたらす必要条件としての下層水蒸気フラックスのみに着目していたが、今後は上空の寒気流入や大気不安定度といった充分条件としての指標についても解析を深めていく必要がある。定量的な解析に関しては、本研究で取り組み始めた持続時間と積算雨量の解析をより深化させると共に、将来気候における最大クラスの梅雨豪雨推定を行う予定である。そして、より災害を意識した視点を加えて解析を行うことで、気候変動への適応と防災対策への応用にまで繋げることを目標とする。

さらに次のステップとして、本研究で得た結果をさらに補強する研究が期待される。本研究では1つのAGCMモデルのみを用いて解析を行ったが、異なるAGCMでは日本付近の降水量が異なる結果を示すことも報告されている。そして、大気と海洋を結合したモデルであるAOGCMを用いると、このモデル間における差が減少することも指摘されており、AOGCMの有効性が示されている。日本域周辺の再現性に関してはAOGCMよりAGCMの方が断然良いものの、本研究における重要な視点であった太平洋高気圧の西への張り出しや東偏といったマクロスケールの変化に関しては、AOGCMを用いた場合は結果が変わりうる可能性もある。そのため、今後は大気場の解析にはAOGCMの利用を検討することも必要であると考えられる。一方で、やはり本研究における梅雨豪雨の抽出や細かな地域性の議論は、詳細な時間空間解像度を持つAGCMだからこそ行うことができた議論であり、AOGCMを用いては為し得ない議論である。そのため梅雨豪雨の解析については、今回行った単一モデルによるアンサンブル出力の解析のみならず、複数のAGCMを用いたマルチモデルによる解析を行うことが必要である。これにより、梅雨豪雨頻度の将来変化に関する有意性向上や、地域性の議論の明確化につながり、梅雨豪雨の将来変化予測の確度をより高めることができると考える。

謝 辞

本研究では、文部科学省委託事業気候変動リスク情報創生プログラム「課題対応型の精密な影響評価」で出力されたデータを利用した。ここに記して謝意を示す。

参考文献

伊藤篤史 (2015) : GPV情報及びレーダー情報を用いた福井豪雨の解析と新潟豪雨との比較, 京都大学工学部地球工学科土木工学コース卒業論文。
加藤輝之 (2007) : 梅雨前線帯と集中豪雨—積乱雲

が発達するための条件—(創立125周年記念解説), 日本気象学会 天気, **54(5)**, pp. 395-398.

瀬古弘 (2010) : 中緯度のメソβスケール線状降水帯の形態と維持機構に関する研究, 気象庁研究時報, **62**, pp. 1-74.

津川裕茂・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, 日本気象学会 天気, **61(6)**, pp. 455-469.

内閣府 (2017a) : 平成29年7月九州北部豪雨の気象概況, (閲覧日: 2017年12月22日) .

内閣府 (2017b) : 平成29年7月九州北部豪雨の被害状況, (閲覧日: 2017年12月22日) .

中北英一 (1990) : 地形が降雨場に及ぼす影響を考慮した短時間降雨予測手法の開発と3次元レーダー情報の利用に関する研究, 京都大学工学部工学研究科博士論文。

中北英一・小坂田ゆかり (2017) : SOMマップの組み合わせによる梅雨期集中豪雨をもたらす大気場の発生頻度の将来変化解析, 京都大学防災研究所年報, **60(B)**, pp. 622-637.

中北英一・小坂田ゆかり (2018) : 気候変動に伴う梅雨期集中豪雨と大気場の将来変化に関するマルチスケール解析, 土木学会論文集B1, **74(4)**, pp. I_139-I_144.

中北英一・草野晴香・KIM Sunmin (2015) : 梅雨期集中豪雨をもたらす大気場特性の気候変動に伴う出現頻度の将来変化予測, 土木学会論文集B1 (水工学), **71(4)**, pp. I_373-I_378.

中北英一・草野晴香・峠嘉哉・KIM Sunmin (2016) : AGCMアンサンブルを用いた梅雨期集中豪雨の大気場特性の出現頻度に関する将来変化, 京都大学防災研究所年報, **59(B)**, pp. 230-248.

中北英一・宮宅敏哉・KIM Kyoungjun・木島梨沙子 (2012) : 気候変動に伴う梅雨期集中豪雨の将来変化に関する領域気候モデルを用いた基礎的研究, 土木学会論文集B1 (水工学), **68(4)**, pp. I_427-I_432.

中北英一・矢神卓也・池淵周一 (2000) : 1998那須集中豪雨の生起・伝播特性, 土木学会論文集 (水工学), **44**, pp. 109-114.

松本健吾・加藤内蔵進・大谷和男 (2013) : 梅雨最盛期における東日本の大雨日の降水特性や総観場に関する気候学的解析 (序報), Okayama University Earth Science Report, **20(1)**, pp. 25-34.

山地秀幸・土屋修一・川崎将生 (2016) : CバンドMPレーダ雨量計とXRAINによる高精度広域雨量観測, 土木技術資料, **58(7)**, pp. 26-29.

横田寛伸 (1992) : 淀川チャンネル型大雨の比較解析, 日本気象学会関西支部年会講演予稿集, pp. 14-18.

- 吉崎正憲・加藤輝之 (2007) : 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, p. 79.
- 和田喜宏 (2001) : ドップラーレーダーを用いた東海豪雨の解析, 京都大学工学部地球工学科土木工学コース卒業論文.
- Aoyagi, T., and N. Seino (2011): A Square Prism Urban Canopy Scheme for the NHM and Its Evaluation on Summer Conditions in the Tokyo Metropolitan Area, Japan, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **50**, pp. 1476-1496.
- Arakawa, A. and W. H. Schubert (1974): Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I, *Journal of Atmospheric Science*, **31**, pp. 674-701.
- Bolton, D. (1980): The computation of equivalent potential temperature, *Monthly Weather Review*, **108(7)**, pp. 1046-1053.
- d4PDFホームページ, (閲覧日 : 2018年2月3日) .
- IPCC (2013) : Fifth Assessment Report.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch (1993): Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme, in *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*, Meteorological Monograph, **24**, pp. 165-170.
- Kanada, S., M. Nakano, and T. Kato (2012): Projections of future changes in precipitation and the vertical structure of the frontal zone during the Baiu season in the vicinity of Japan using a 5-km-mesh regional climate model, *Journal of Meteorological Society of Japan*, **90A**, pp. 65-86.
- Kitoh, A., T. Ose, K. Kurihara, S. Kusunoki, M. Sugi, and KAKUSHIN Team-3 Modeling Group (2009): Projection of changes in future weather extremes using super-high-resolution global and regional atmospheric models in the KAKUSHIN Program: Results of preliminary experiments. *Hydrological Research Letters*, **3**, pp. 49-53.
- Kohonen, T. (1998): The self-organizing map, *Neurocomputing*, **21**, pp. 1-6.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya (1971): On the mesoscale and medium-scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation, *Journal of Meteorological Society of Japan*, **49**, pp. 648-662.
- Mizuta, R., A. Murata, M. Ishii, H. Shiogama, K. Hibino, N. Mori, O. Arakawa, Y. Imada, K. Yoshida, T. Aoyagi, H. Kawase, M. Mori, Y. Okada, T. Shimura, T. Nagatomo, M. Ikeda, H. Endo, M. Nosaka, M. Arai, C. Takahashi, K. Tanaka, T. Takemi, Y. Tachikawa, K. Temur, Y. Kamae, M. Watanabe, H. Sasaki, A. Kitoh, I. Takayabu, E. Nakakita, and M. Kimoto (2016): Over 5000 years of ensemble future climate simulations by 60 km global and 20 km regional atmospheric models, *American Meteorological Society*, **98**, pp. 1383-1398.
- Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki and A. Kitoh (2012): Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid, *Journal of Meteorological Society of Japan*, **90A**, pp. 253-258.
- Mizuta, R., O. Arakawa, T. Ose, S. Kusunoki, H. Endo, and A. Kitoh (2014): Classification of CMIP5 future climate responses by the tropical sea surface temperature changes, *SOLA*, **10**, pp. 167-171, doi: 10.2151/sola.2014-035.
- Ninomiya, K. (1984): Characteristics of Baiu Front as a Predominant Subtropical Front in the Summer Northern Hemisphere, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **62(6)**, pp. 880-894.
- Osakada, Y. and Nakakita E. (2018): Future change of occurrence frequency of Baiu heavy rainfall and its linked atmospheric patterns by multiscale analysis, *SOLA*, **14**, pp. 79-85, doi:10.2151/sola.2018-014.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E.B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan (2003): Global analysis of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century *Journal of Geophysical Research*, **108 (D14)**, doi: 10.1029/2002JD002670.
- Shimizu, S. and Uyeda, H. (2012): Algorithm for the identification and tracking of convective cells based on constant and adaptive threshold methods using a new cell-merging and -splitting scheme, *Journal of Meteorological Society of Japan*, **90**, pp. 869-899.
- Yoshimura, H., R. Mizuta, and H. Murakami (2015): A spectral cumulus parameterization scheme interpolating between two convective updrafts with semi-lagrangian calculation of transport by compensatory subsidence, *Monthly Weather Review*, pp. 597-621.

(論文受理日 : 2018年6月13日)