

ゲリラ豪雨の生起頻度へ大気安定度及び水蒸気流入量の 気候変動に伴う将来変化が及ぼす影響

An Influence of Future Change of Atmospheric Stability and Vapor Inflow on Occurrence Frequency of Guerrilla-heavy Rainfall under Climate Change

中北英一・橋本郷志⁽¹⁾・森元啓太郎⁽²⁾・小坂田ゆかり⁽¹⁾

Eiichi NAKAKITA, Goshi HASHIMOTO⁽¹⁾, Keitaro MORIMOTO⁽²⁾ and Yukari OSAKADA⁽¹⁾

(1) 京都大学大学院工学研究科

(2) 国土交通省

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto Univ.

(2) Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism

Synopsis

In this study, we analyze the mechanism of the future change of a occurrence frequency of Guerrilla-heavy rainfall in the Kinki region in August by focusing on the future change of lapse rate and water vapor inflow using a 5km-mesh regional climate model (RCM05).

From the analysis, we show the frequency of days will increase when Showalter Stability Index (SSI), which expresses atmospheric stability, becomes lower in the Kinki region in late August although lapse rate will decrease. Lower SSI means that atmosphere is unstable. Then we show that the reason of destabilization of SSI is the increase of water vapor in lower layer. Finally, we use Self-Organizing Map (SOM), which is one cluster classification method, to reveal the main reason of the increase of water vapor in the lower layer in late August. The results show the wind field which blows from the Pacific to the Kinki region is increasing, and this explains rich water vapor flux is supplied to the Kinki region.

キーワード: 気候変動, ゲリラ豪雨, RCM05, 大気安定度, 水蒸気浸潤

Keywords: climate change, guerrilla-heavy rainfall, RCM05, atmospheric stability, vapor invasion

1. はじめに

1.1 研究の背景

近年, 2016年8月の岩手における台風による浸水被害, 2017年7月の九州北部における梅雨期の豪雨被害など, 豪雨による災害が毎年のように報告されている. このような豪雨災害をもたらす気象現象には, 様々な時空間スケールがある. 台風や梅雨前線のよ

うに, 数日程度の比較的長い時間スケールかつ広範囲にわたる現象がある一方で, 2008年7月の兵庫県都賀川における水難事故のように, 単独の積乱雲による数十分から1時間程度の比較的短い時間スケールかつ局地的な現象もある. ところで, この都賀川の水難事故をきっかけとして, 「ゲリラ豪雨」という言葉が世間に広く知れ渡ることとなった. ゲリラ豪雨とは, 「突如発生・発達する積乱雲によってもた

らされる局地的な豪雨」であり、予測が困難である上に、人命に被害を及ぼす危険性がある。前述の都賀川の事例でも、小学生・保育園児を含む5名の命が犠牲となった。

また、人間活動に伴う温室効果ガス排出量の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（気象庁、2015）、その影響は、気温の上昇だけではなく大気循環にも及ぶ。その結果、降水特性を変化させ、先述のような豪雨の特性も変化する可能性がある。その気候変動による影響を評価するために、気候モデルを用いた様々な研究が行われている。気候変動の研究には、全球気候モデルによるシミュレーション結果がよく用いられている。気候システムと大気・海洋・海氷などの間では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。日本でも東京大学大気海洋研究所のMIROC系や気象庁気象研究所のMRI系のAOGCMが開発されている。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あり、局地的で極端な気象現象が頻発するため、解像度が100km以上と粗いAOGCMでは、十分にリスクを評価できない。そのため、文部科学省の21世紀気候変動予測革新プログラム（平成19～23年度 以下、革新プログラム）で自然災害への影響評価が新たな焦点となったこともあり、より小さいスケールの現象を評価できる、高時間空間分解能かつ極端現象の再現性が高い将来予測情報が必要となった。そこでMRI系では、世界の様々なAOGCMから将来推測される海面水温（SST）を境界条件として大気部分のみを計算する、高分解能大気気候モデル（AGCM: Atmospheric Global Climate Model）が開発された。MRI系のAGCMには60kmメッシュのもの（以下、革新AGCM60）と20kmメッシュのもの（以下、革新AGCM20）がある。AGCM60では、台風の様子ははっきりとは表現されない一方、AGCM20では台風の様子が精緻に表現される。すなわち、AGCM20は台風を解像できるモデルであり、日雨量だけでなく、時間雨量に関しても、意味のある将来予測を提供することができるようになった。この時間雨量が意味を持つことにより、日本の河川における意味のあるピーク出力を得ることが可能となった。

このように、AGCM20では、台風や梅雨前線帯などの総観規模の現象はよく再現できる一方、より小さな空間スケールである梅雨前線に伴う集中豪雨やゲリラ豪雨のような現象の表現は困難である。そこで、革新AGCM20をダウンスケーリングした5kmメ

ッシュの領域気候モデル（NHM5km、以下、革新RCM05）が開発され、これにより、集中豪雨のようなメソβスケール（20～200km）の現象を表現できるようになり、影響評価が可能となった。また、革新プログラムの成果を継承した、気候変動リスク情報創生プログラム（平成24～28年度 以下、創生プログラム）でも、革新プログラム時のAGCMをベースにした新たなAGCMが開発され、60kmメッシュのもの（以下、創生AGCM60）と20kmメッシュのもの（以下、創生AGCM20）が存在する。同様に創生AGCM20をダウンスケーリングした5kmメッシュの非静力学領域気候モデルNHRCM（Non-hydrostatic Regional Climate Model）（以下、創生RCM05）も開発された。さらに、創生RCM05をダウンスケーリングした2kmメッシュのNHRCM（以下、創生RCM02）も開発されている。この創生RCM02には、創生RCM05には導入されていなかった、都市域の複雑な放射収支や熱収支を表現する都市キャノピーモデルが導入されている。すなわち、創生RCM02では、都市域の影響を表現することができる。加えて、創生RCM05では、対流の発生を積雲対流パラメタリゼーションによって表現していたのに対して、創生RCM02では、積雲対流パラメタリゼーションを用いず、対流の発生をほぼ陽に表現することができる。

これまで、上記の気候モデルを用いた気候変動の集中豪雨に対する影響評価に関して様々な研究が進められている。梅雨期の集中豪雨に関して、中北・小坂田（2018）は、創生RCM05から梅雨期豪雨事例を抽出し、7月上旬・8月上中旬で梅雨期豪雨の発生頻度が有意に増加することを示した。また創生AGCM20によるアンサンブル情報を用いて、地上水蒸気フラックスと海面更正気圧に注目して、梅雨期豪雨が生起する際の特徴的な大気場の発生頻度が将来増加することを示した。ゲリラ豪雨に関して、中北・森元ら（2017）は、創生RCM05から近畿地方周辺のゲリラ豪雨事例を抽出し、8月全体、そのなかでも8月下旬にゲリラ豪雨の生起頻度が増加することを示した。この中北・森元ら（2017）の研究により、ゲリラ豪雨の生起頻度については、創生RCM05で評価可能になってきたといえる。また、Takemi et al.（2012）は、革新AGCM20を用いて、8月の関東平野における大気場安定性の将来変化を診断し、温暖化による気温上昇によって大気が安定化する一方で、下層の水蒸気量増加が、大気不安定化に寄与することを示した。将来、大気が安定化することは、使用しているモデルは異なるものの、Tett et al.（1996）などによって人為起源の温室効果ガスやエアロゾルによるものであることが示唆されている。

1.2 研究の目的

前述したように、中北・森元ら(2017)によって、近畿地方では将来気候の8月全体、特に8月下旬でゲリラ豪雨の発生頻度が有意に増加することが示されている。しかし、そのようにゲリラ豪雨の発生頻度が変化した原因はまだ未解明である。また、大気場の安定性に関わる事実として、温暖化下において、水蒸気量増加に伴う大気不安定化の効果と、気温上昇に伴う大気安定化の効果という相反する2つが共存する。

そこで、本研究では、ゲリラ豪雨の生起頻度が将来変化したのは、上記の2つの効果のどちらが卓越した結果であるのかを明らかにすることを目的とする。具体的な研究の流れとしては、まず、近畿地方で気温上昇による大気安定化と水蒸気量増加による大気不安定化のトレードオフを、大気場の不安定度を表す指標の一つであるSSIを用いて解析する。その後、クラスター分類法の一つである自己組織化マップ(Self-organizing Map: SOM)を用いて、水蒸気量変化に寄与する水蒸気フラックス場を分類することにより、近畿地方における水蒸気量増加の原因を解析するとともに、水蒸気フラックスの収束場にも着目して、ゲリラ豪雨生起頻度変化をもたらした原因について考察する。

1.3 本論文の構成

以下、本論文は次のような構成で成り立つ。

第2章では、ゲリラ豪雨をとりまく状況について述べるとともに、気候モデルを用いた気候変動の影響評価に関する先行研究について述べる。

第3章では、大気安定化と水蒸気量増加に伴う不安定化のトレードオフを解析する。

第4章では、水蒸気フラックス場に着目して、将来気候における水蒸気量増加の原因を解析する。

第5章では、本研究の結論を述べる。

2. ゲリラ豪雨と気候モデルを用いた気候変動研究

2.1 ゲリラ豪雨について

第1章でも述べたように、ゲリラ豪雨とは、「突如発生・発達する積乱雲によってもたらされる局地的な豪雨」のことであり、ゲリラ豪雨が原因で、突然の出水・鉄砲水が発生し、人命が奪われる悲しい災害が起こることもある。2008年7月末、8月初めの神戸都賀川や東京雑司ヶ谷での局地的豪雨災害ではともに5名の命が失われた。それ以来、「ゲリラ豪雨」というキーワードが社会現象化し、都市域を中心とした局地的豪雨への関心が高まった。突然の豪雨も

当然のことながら、それに伴う都市域の小河川の水位の急上昇がゲリラ豪雨災害の特徴であり、都賀川の場合は降り始めてから7分後に出水が生じた。したがって、このような極端に短い時間スケールの災害では、5分でも10分でも早い注意喚起が防災上不可欠となってくる。そこで、このようなゲリラ豪雨をリアルタイムで早期探知・危険性予測するためのいくつかのシステムが開発され、実運用化に向けて取り組みがなされている(中北, 2018)。

2.2 気候モデルを用いた気候変動研究

地球温暖化による気候変動の影響評価を目的として、気候モデルを用いた様々な研究がなされている。以下にその詳細を述べる。

2.2.1 気候モデルとは

現実の複雑な気候システムを表現し、その将来変化を予測するために、気候モデルが用いられる。気候モデルとは、気候を構成する大気・海洋等で起こる現象を、物理法則に従って定式化し、計算機の中で疑似的な地球を再現しようとする計算プログラムのことである。計算したい領域を格子状に区切り、その格子点ごとに気温・風・水蒸気等の時間変化を物理法則(流体力学・放射による加熱や冷却・水の相変化等)に従って計算することにより、将来の気候変化を予測する。気候の将来予測には100年を超える長期間を対象とするため、長期間熱を蓄積する海洋の流れや、海洋と大気との熱や水、運動量等の相互作用が重要であり、これらの複雑な関係を上手くモデルの中で再現することが必要である。

気候モデルには、全球気候モデル(GCM)と領域気候モデル(RCM)がある。GCMとは、地球全体を格子状に区切って計算を行う気候モデルのことであり、大循環モデルともいう。GCMのうち、大気だけを計算対象にしたものが大気大循環モデル(AGCM)、海洋だけを計算対象にしたものが海洋大循環モデル(OGCM)、AGCMとOGCMを結合し、大気と海洋の両方を計算対象にしたものが大気海洋大循環モデル(AOGCM)である。RCMとは、あらかじめ設定された領域内(たとえば日本周辺)でのみ、GCMの出力結果をより高い空間解像度を持つ情報へと力学的ダウンスケーリングし、豪雨などの極端現象の温暖化予測を行うために開発されたモデルのことである。ここで、力学的ダウンスケーリングとは、低解像度の環境場の気象情報を境界条件として、大気モデルによって再度ネスティング計算を行い、より高解像度の気象情報を推定することである。

2.2.2 気候モデルを用いた気候変動影響評価への取り組み

上記のような気候モデルを用いて、気候変動による影響を評価するための取り組みが日本でも行われている。

文部科学省「気候変動適応技術社会実装プログラム(SI-CAT)」(平成27年度～)は、地球温暖化に伴う気候変動の影響や、気候変動の影響に対する適応策の効果の評価を総合的に行うことが可能な技術を自治体等と共同で開発し、気候変動に伴って増加する極端気象現象(猛暑や豪雨等)への自治体ごとの地域特性に応じた適応策の導入を支援することを目的としている。すなわち、市町村がそれぞれの特徴に合わせて、基本計画の具体実現方策を構築するボトムアップ型の適応策へのアプローチである。「社会実装機関」、「技術開発機関」、「モデル自治体」の3者が互いに連携しながら進められる。

一方、国の施策への貢献を意識したトップダウン型の取り組みとして、文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」(文部科学省、2015)(平成24～28年度)は、前身である「気候変動予測革新プログラム」(平成19～23年度)の成果を継承し、気候変動予測の基盤技術をさらに向上させ、極端な自然現象が起きる確率の予測、自然現象によってもたらされる被害のリスク評価を行い、リスクマネジメントに役立てる情報を創出することを目的としている。具体的な研究としては、「A. 直面する地球環境変動の予測と診断」、「B. 安定化目標値設定に資する気候変動予測」、「C. 気候変動リスク情報の基盤技術開発」、「D. 課題対応型の精密な影響評価」、「E. 気候変動研究の推進・連携体制の構築」の5つの研究領域テーマに分かれており、互いが連携するかたちで進められる。

特に、研究領域テーマDでは、第5次結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP5: Climate Model Intercomparison Project Phase5)において世界各国の研究機関で開発された複数の気候モデルによる出力や、創生プログラムの他テーマで創出される予測情報を用いて、自然災害、水資源、生態系、生物多様性の様々な視点による定量的な影響評価を実施し、気候変動リスクに対応する適応策に関する基本的な知見の創出を目標としている。また、ここで得られた研究の成果が、国のマスタープランへの貢献できることを目指しており、これまで実際に、国土交通省や関係省庁の計画や指針等(「水災害分野における気候変動適応策のあり方について～災害リスク情報と危機感を共有し、減災に取り組む社会へ～答申」(国土交通省、2015)など)を策定する際の重要な情報として積極的に利用されている。

さらに、創生プログラムの成果を発展的に継承した「統合的気候モデル高度化研究プログラム」(平成29年度～、以下、統合プログラム)も始まっている。統合プログラムは、「A. 全球規模の気候変動予測と基盤的モデル開発」、「B. 炭素循環・気候感度・ティッピング・エレメント等の解明」、「C. 統合的気候変動予測」、「D. 統合的ハザード予測」の4つの領域テーマを連携させた統合的な研究体制を構築し、高度化させた気候変動予測データセットの整備を目的としている。

統合プログラムの領域テーマDでは、創生プログラムの領域Dの考えに加えて、計画論も含めた悔しい適応策の基本的考え方の創出および適応策の評価手法の構築を目的としている。

2.2.3 モデルの実験設定の概要

ここから、創生プログラムで使用された気候モデルの詳細について述べる。創生プログラムで計算を行うのに用いられたAGCMは気象研究所大気大循環モデルMRI-AGCM3.2(Mizuta et al., 2012)である。MRI-AGCM3.2には水平解像度が20kmのもの(創生AGCM20)と、60kmのもの(創生AGCM60)がある。実験は現在気候(1979～2003年)、将来気候(2075～2099年)の各25年間について、それぞれの条件で海面水温(SST)・海氷密接度・海氷厚・温室効果気体・オゾン・エアロゾル等の境界条件を与えて行われている。現在気候実験では、SST・海氷密接度・海氷厚については観測値を用いて現在の気候を再現しており、SSTについては年々変動を含んだ観測値の月平均値(HadISST)を使用している(Rayner et al., 2003)。将来気候実験では、現在気候実験で用いた値と、IPCCのAR5のために提出された各機関のCMIP5結果のモデル平均値を用いて、将来の推定値を作成し使用している。将来気候のSSTは、モデル結果のアンサンブルから次のように推定する(Kitoh et al., 2009)。まず観測のSSTおよびモデルアンサンブル平均のSSTを、各月ごと、各点ごとに、長時間平均・線形トレンド・それらを差し引いた残差の3つの項に分離する。残差の項を年々変動と呼ぶことにする。そして将来実験に用いる値は以下の式で決める。

観測長期平均 + (モデル将来長期平均 - モデル現在長期平均) + モデル将来トレンド + 観測年々変動

これを概念図にしたものがFig.1である。将来実験にとっては期間平均の現在から将来への変化分が気候変化の重要な要素であるから、長期間の平均値に関しては観測値からモデルでシミュレートされた変化分を上乗せする形にする。期間内のトレンドについてはモデルアンサンブル平均を用いるが、将来の年々変動についてはモデルごとに変化傾向が異なっ

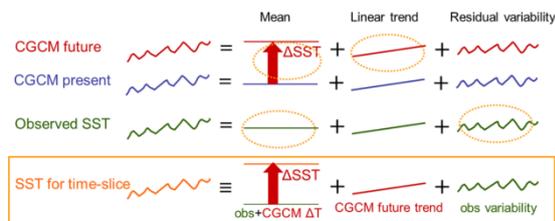


Fig. 1 Conceptual diagram of calculation method of SST in the future climate.

ており、また、モデルアンサンブル平均では変動部分が相殺されてしまうことから、現在の年々変動の位相がそのまま将来にも起こるという設定にし、観測値の年々変動を用いている。年々変動の位相は1979年の位相が2075年、1980年の位相が2076年というように96年ずらしたものとしている。

温室効果ガスの濃度は、革新プログラムではIPCCのAR4で示されたSRESシナリオに従っていた一方、創生プログラムではIPCCのAR5で示されたRCPシナリオに従っている。SRESシナリオ (Special Report on Emissions Scenarios) は、大きくA1, A2, B1, B2の4種類のグループに分類される。そのうち、革新プログラムで用いられたA1Bシナリオは、「すべてのエネルギー源のバランスを重視しながら高い経済成長を実現し、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」と仮定したものである。創生プログラムで用いられたRCPシナリオ (Representative Concentration Pathways Scenario) は、4種類ある。まず、将来の気温上昇を2°Cに抑える目標に整合的なRCP2.6 (低位安定化シナリオ) と、2100年までに特に対策を取らなかった場合のRCP8.5 (高位参照シナリオ) があり、その間にはRCP4.5 (中位安定化シナリオ) とRCP6.0 (高位安定化シナリオ) がある (河宮, 2016)。Fig.2に示すように革新プログラムで用いられたA1BシナリオはRCP6.0シナリオに対応する。

また、温暖化予測の不確実性の定量化のためにアンサンブル実験も行われている。不確実性の要因として (1) 排出シナリオ間の不確実性、(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

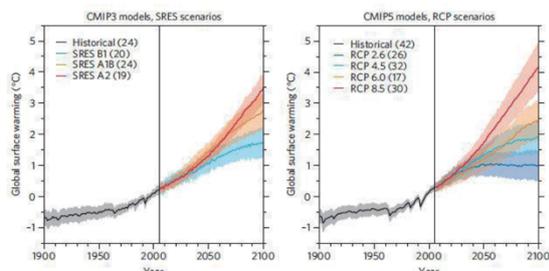


Fig. 2 Comparison of temperature rise according to (Left) SRES, (right) RCP scenario.

デル間の不確実性を挙げている。(3) について考慮するために、CMIP5における多数の大気海洋結合モデル間のSST変化パターンの違いを考慮した実験を行っている。これは、モデル間のSST変化の大きさではなく変化のパターンの違いに注目したアンサンブルであり、地域の将来変化に不確実性をもたらす要因となりうる。クラスター分析によりSSTの将来変化パターンを3種類に分類 (Mizuta et al., 2014) し、それぞれを平均したもの (c1, c2, c3) と、すべてを平均したもの (アンサンブル平均, c0) の合わせて4種類で将来気候実験が行われている。

創生AGCM20を日本周辺で力学的ダウンスケーリングすることによって、水平解像度が5kmの非静力学領域気候モデル (創生RCM05) も開発されている。計算期間は、現在気候 (1980~2000年) ・将来気候 (2076~2096年) とともに20年である。将来気候実験の強制力として、最悪シナリオであるRCP8.5によるSSTを用いている。

しかし、創生AGCMと創生RCM05の予測計算のアンサンブル数は4メンバーと少なく、梅雨豪雨など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。そこで創生プログラムでは、4度上昇定常状態 (RCP8.5に対応) での大量 (最大100メンバー) 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., 2014)。d4PDFには空間解像度が60kmと20kmのものがある (以下、d4PDF60とd4PDF20)。

ところで、本研究が対象としているゲリラ豪雨や集中豪雨は、積雲対流の物理過程が非常に重要であるが、これは気候モデルにおいて積雲スキームというパラメタリゼーションによって表現される。創生AGCMと創生RCM05では、単独の積積雲を陽に表現できるほど高解像ではないため、個々の積雲を鉛直1次元で表現するKain and Fritschスキーム (Kain et al., 1993) が用いられている。また、気候モデルの下部境界である地表面は、運動量や熱、水蒸気を大気と交換する重要な役割を担う。より再現性の良い気候シミュレーションには、精緻な地表面の表現が必要となる。格子間隔が大きな場合、地表面を巨視的に見れば、陸域はほとんど植生で埋め尽くされている。このため、GCMはもとよりRCMにおいても、精緻な植生キャノピーモデルが陸面サブモデルとして採用されている。創生RCM05では陸面過程に長期積分用の植生陸面モデルMJ-SiB (大泉・保坂, 2000) を採用し、良好なパフォーマンスが示されている。しかし、格子間隔が数km程度にまで細くなると、植生とは全く異なる特性を示す都市地表面が格子内

面積のほとんどを占めるようなモデル格子が顕在化し始める。創生RCM05で用いられているMJ-SiBでは、そのような都市域を乾燥した裸地として表現するよう工夫がなされるが、その再現性は十分ではない。

このように高度に都市化した地域におけるエネルギー収支を精緻に表現するための陸面モデルである都市キャノピーモデルSPUC (Aoyagi et al., 2011) が導入された。2km水平解像度の非静力学領域気候モデル (NHRCM02) も創生プログラムで開発された。都市キャノピーモデルの導入によって都市域に林立するビル群のため複雑に変化する放射収支や熱収支の精緻化が期待され、都市域での地上気温の再現性改善につながると考えられている。現在、NHRCM02の計算が完了し、NHRCM02を用いた研究が始められている。

2.2.4 気候モデルを用いた豪雨の将来予測に関する研究

これまで述べてきたような気候モデルを用いて、気候変動影響評価の様々な研究がなされてきた。

梅雨期の集中豪雨に関する研究として、中北・宮宅ら (2012) は、SRES A1Bシナリオに基づく革新RCM05を用いて梅雨期豪雨の発生頻度解析を行っており、将来気候の7月上旬と8月上旬において梅雨豪雨の発生頻度が有意に増加することを示した。これは、梅雨期豪雨をメソβスケールから捉えた数少ない例であるが、これ以外にはメソβスケールからの研究はなく、サンプル数としては不十分である。Kanada et al. (2012) は梅雨前線の構造について詳細な将来変化解析を行っており、西日本で7月上旬に降水量が有意に増加することを示した。しかし、メソβスケールからの解析は行っておらず、梅雨豪雨に関しても日降水量等の簡易的な指標を用いて評価している。一方で、マクロスケールから梅雨期豪雨を捉えた研究としては中北・草野ら (2016) があり、A1Bシナリオに基づく革新RCM05と、d4PDF60の月平均値を用いて、梅雨豪雨をもたらす特徴的な大気場の発生頻度が将来気候で有意に増加することを示している。しかし、大気場の解析は60km解像度のデータで行われているため梅雨豪雨と大気場の対応が不十分であり、また革新RCM05とd4PDF60で参照している将来シナリオが異なる。以上を踏まえて中北ら2) は、メソβとマクロの両方のスケールから梅雨豪雨を捉え、創生RCM05によって抽出した梅雨豪雨の発生頻度解析と、d4PDF20による大気場解析を行った。その結果、将来気候の7月上旬、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、梅雨豪雨をもたらす特徴的な大気場の発生頻度が将来の梅雨期全体及び7月上旬で顕著に増加すること

を示した。この研究で初めて梅雨豪雨の発生頻度及び地域性の将来変化と大気場の変化を結びつけることができたといえる。

次に、Takemi et al. (2012) は、革新AGCM20を用いて関東平野における8月午後の対流性降雨に対する大気場の安定性を診断している。その中で、将来気候では、気温が特に対流圏上層で大きく上昇することによって大気が安定化する一方で、下層水蒸気量の増大が大気不安定化に寄与している (下層水蒸気量増加は、CAPEを増大させる) ことに言及している。

ゲリラ豪雨の気候変動解析に関する先駆的な研究として、中北・森元ら (2017) は、創生RCM05の降雨出力から8月の近畿地方におけるゲリラ豪雨を抽出し、ゲリラ豪雨発生頻度が将来気候の月全体、特に8月下旬において増加することを示した。また、ゲリラ豪雨が発生する際の環境場について、より大きな空間スケールの観点での解析が重要であるとし、Takemi et al. (2012) と同様に、下層水蒸気量増大による大気不安定化の効果が、気温上昇に伴う大気安定化の効果を上回れば、将来気候でゲリラ豪雨の発生頻度が増加する可能性について言及している。気温上昇に伴って大気が安定化することは、Tett et al. (1996) などによって、人為起源の温室効果ガス排出量の増加によるものであることが示唆されている。

ここで、これらの先行研究を踏まえてこの研究の目的を再度確認する。本研究では、中北・森元ら (2017) が言及しているように、気温上昇に伴う「大気安定化」と下層水蒸気量増加に伴う「大気不安定化」のどちらの効果が上回って、ゲリラ豪雨が増加するのか明らかにすることを目的とする。また、将来気候の近畿地方において、下層水蒸気量増加がどのようにもたらされたのかについて、水蒸気を供給する源となる地上水蒸気フラックス場に着目して解析する。

2.3 本研究で用いるモデルと出力データ

本研究では、中北・森元ら (2017) が創生RCM05によって解析した近畿地方周辺のゲリラ豪雨の生起頻度変化と、大気安定化と水蒸気量増加のトレードオフとの対応をみるために、創生RCM05を用いる。対象領域は近畿地方周辺、対象期間としては、台風や前線などの総観規模の現象を除外するため、8月のうち中北・森元ら (2017) による総観規模場の影響がある日 (降雨面積2000km²以上の降水システムが、1000~1900 JSTのうち6時間以上確認される日) 以外を対象とする。また、中北・森元ら (2017) で抽出されたゲリラ豪雨の定義は、1000~1900 JSTのうち、以下のすべての基準をみたした降水セルのことであ

る。

- 1) 降雨面積が500km²以下であること
- 2) ライフタイムが2時間以下であること
- 3) 近畿地方の陸域で発生したものであること
- 4) 他の降水系とは独立していること

創生RCM05の気圧面出力データとして、0300, 0900, 1500, 2100 JSTのものがある。そのうち中北・森元ら（2017）がゲリラ豪雨を抽出している1000~1900 JSTに含まれ、ゲリラ豪雨発生時の大気場の特徴を最も捉えていると考えられる1500 JSTのデータを使用する。現在気候（1981~2000年）、将来気候（2077~2096年）ともに20年間のデータである。Table 1に創生RCM05の仕様をまとめる。

Table 1 Specification of sousei RCM 05

| | |
|----------|--|
| 水平解像度 | 5km |
| 積雲対流スキーム | Kain and Fritsch (1993) |
| 地表面データ | |
| 出力の時間間隔 | 30分 |
| 使用した変数 | 海面気圧 Psea[hPa] 地上のx方向の風速 U [m/s] 地上のy方向の風速 V [m/s] |
| 気圧面データ | |
| 出力の気圧面 | 1000, 850, 500, 300, 200 hPa |
| 出力の時間間隔 | 6時間 |
| 使用した変数 | 気温 T [K] ジオポテンシャル高度 Z [m] 湿数 TTD [K] |

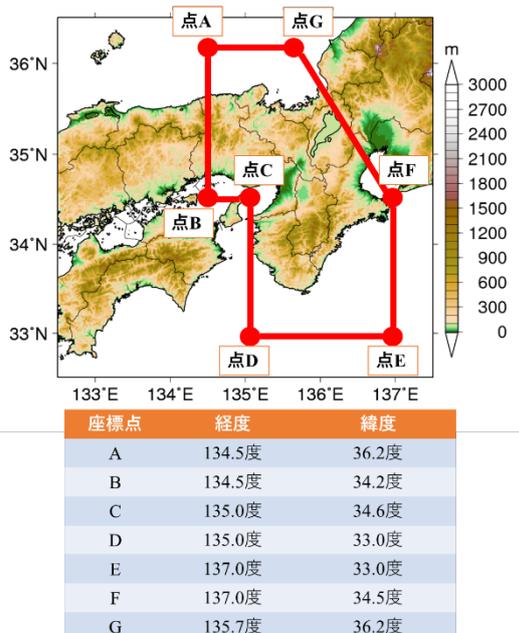


Fig. 3 Analysis area. The land area surrounded by the red frame is the target area.

3. 大気安定化と水蒸気量増加のトレードオフ解析

3.1 解析する領域と期間

解析領域はFig.3の赤枠に示す近畿地方周辺の陸域である。使用するモデルは創生RCM05であり、解析期間は現在気候は1981~2000年、将来気候は2077~2096年のともに20年間分8月1500 JSTのデータを用いる。将来気候については第2章で述べたc0~c3の4つのアンサンブルを用いる。また、台風や前線などの大規模擾乱の影響を除くため、8月のうち中北・森元ら（2017）によって「降水システム日」として抽出された日は除外する。ここで、「降水システム日」とは、「降雨面積2000km²以上の降水システムが、日本時間10~19時のうち6時間以上確認される日」のことである。

3.2 気候変動による大気安定化と水蒸気量増加

地球温暖化に伴う気候変動により、対流圏下層よりも対流圏上層の方が大きく気温が上昇する。これは、Tett et al. (1996) などによって人為起源の温室効果ガス排出量増加に伴う放射収支の変化によるものであることが指摘されている。対流圏下層よりも対流圏上層で大きく気温が上昇すれば、気温減率が減少し、大気は安定化する（以下、大気安定化と記す）。そこでまず、本研究の対象である8月の近畿地方周辺においても同様の傾向があることを確認する。Fig.4に示すように気温の領域平均値の20年平均値（以下、単に気温と記す）の鉛直分布をみると、全層気温が上昇していることがわかる。気温の将来偏差をみると、上層の方が下層よりも気温の上昇幅が大きく、大気が安定化していることがわかる。また、同じく8月の近畿地方周辺における地上比湿の領域平均値の20年平均値の頻度分布をみると、Fig.5に示すように下層で水蒸気量が増加していることがわかる。

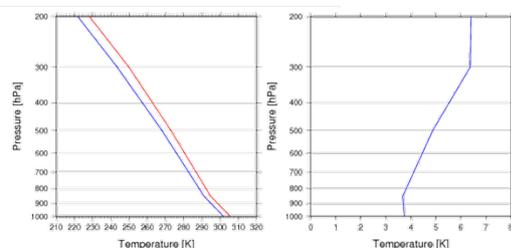


Fig. 4 Vertical profiles of temperature (left) and future change of temperature (right). In the left figure, blue line indicate present climate and red line indicate future climate c 0.

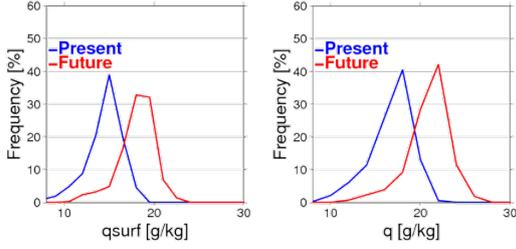


Fig. 5 Future change of frequency distribution of the specific humidity on the ground (Left) and at 850 hPa (Right).

下層水蒸気量の増加は、CAPEやSSI (3.2.1で後述) といった大気的不安定指標を不安定な方向に変化させる。すなわち、本研究の対象である8月の近畿地方周辺においても「大気安定化」と「下層水蒸気量増加」という、大気の安定性に対して反対の影響を及ぼす2つの効果が共存することになる。そこで本章では、8月の近畿地方でこの「大気安定化」と「下層水蒸気量増加」のどちらの効果が、将来気候において卓越するようになるか、つまり「大気安定化と水蒸気量増加のトレードオフ」を解析していく。

3.3 大気安定化と水蒸気量増加のトレードオフ

気温減率（あるいは対流圏上層と下層の気温差）と下層水蒸気の効果の両方を含んでいる大気的不安定度指標の将来変化の結果から、3.1で述べた大気安定化と水蒸気量増加のトレードオフを判断する。

3.3.1 大気的不安定度を表現する指標

大気的不安定度を表す指標のうち、よく用いられるものには、以下のようなものがある (Bluestein, 1993)。

CAPE (convective available potential energy, 対流有効位置エネルギー) は、空気塊に働く浮力 B を、LFC (level of free convection, 自由対流高度) からEL (equilibrium level, 平衡高度) まで積分したものと定義される。

$$\text{CAPE} = \int_{\text{LFC}}^{\text{EL}} B dz = \int_{\text{LFC}}^{\text{EL}} g \frac{T_v(z) - \bar{T}_v(z)}{\bar{T}_v(z)} dz \quad (1)$$

ここに、 z は高度、 $T_v(z)$ は空気塊の仮温度、 $\bar{T}_v(z)$ は環境の仮温度、 g は重力加速度である。CAPEは、値が大きいほど大気不安定であることを示し、典型的な値としては、強い対流で1000~3000 [J/kg]である。

CIN (convective inhibition, 対流抑制) とは、対流の発生のしにくさを表す指標であり、次で定義される。

$$\text{CIN} = \int_{z_0}^{\text{LFC}} -B dz = \int_{z_0}^{\text{LFC}} -g \frac{T_v(z) - \bar{T}_v(z)}{\bar{T}_v(z)} dz \quad (2)$$

ここに、 z_0 は空気塊を持ち上げ始めた高度を表す。CINは、値が小さいほど大気不安定であることを示す。

SSI (Showalter index, ショワルター安定指数) は、500hPaの環境の気温 T_{500} から、850hPaにある空気塊を断熱的に500hPaまで持ち上げた時の気温 $T_{850 \rightarrow 500}$ を引いたものとして定義される。

$$\text{SSI} = T_{500} - T_{850 \rightarrow 500} \quad (3)$$

SSIは、理論的には値が負でかつ値が小さいほど大気不安定であることを示す。

LI (lifted index, L指数) は、500hPaの環境の気温 T_{500} から、地表付近の湿潤な層にある空気塊を断熱的に500hPaまで持ち上げた時の気温 T_L を引いたものとして定義される。

$$\text{LI} = T_{500} - T_L \quad (4)$$

LIも、SSIと同様に値が負でかつ値が小さいほど大気不安定であることを示す。持ち上げ始める空気塊の物理量として、最下層500mの平均値がよく用いられる。

KI (K index, K指数) は、次のように表される。

$$\text{KI} = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (5)$$

ここに、添え字の数字は気圧 (hPa)、 d は露点温度であることを示す。物理的意味としては、 $T_{850} - T_{500}$ は下層と上層の気温差、 T_{d850} は下層の湿潤具合、 $T_{700} - T_{d700}$ は中層の乾燥具合を示し、中層でのエントレインメントによる浮力 B の減少を考慮できる。KIは値が大きいほど不安定であることを示す。

以上のような指標は、いずれも気温減率（あるいは対流圏上層と下層の気温差）と下層水蒸気（下層の湿潤の程度）の両方の効果を含んでいる。この中で大気安定化と水蒸気量増加のトレードオフを判断する指標としてSSIを用いることとする。その理由を

以下に示す。

本研究で用いる創生RCM05でデータが出力されている気圧面は、1000, 850, 500, 300, 200hPaの5層だけであるので、鉛直方向に積分計算を行うときには、出力以外の気圧面における値を算出するときかなり粗い内挿をすることになる。ゆえに積分計算を用いるCAPEとCINは精度よく計算できず、大気場の安定性を議論するうえで信頼性が担保できないため、大気安定化と水蒸気量増加のトレードオフを判断する指標の候補から除外する。SSI, LI, KIは積分計算を必要としない。Table 2に各指標の考えられる計算精度をまとめた。

1) で除外したCAPEとCIN以外の指標であるSSI, LI, KIについて考える。Fig.6に示すように、各指標ごとに近畿地方周辺陸域内で最も不安定になる値（SSIとLIは最小値、KIは最大値である。以下、陸域最不安定値と略す）を8月全体と上・中・下旬それぞれについて日ごとにプロットし、箱ひげ図で表したのを見てみると、「現在気候では8月上旬・中旬

Table 2 Comparison of possible calculation accuracy of each index from output data of RCM 05.

| CAPE | CIN | SSI | LI | KI |
|---------|---------|---------|------------|------------|
| × | × | ○ | △ | △ |
| 積分計算が必要 | 積分計算が必要 | 厳密に計算可能 | 内挿による近似が必要 | 内挿による近似が必要 |

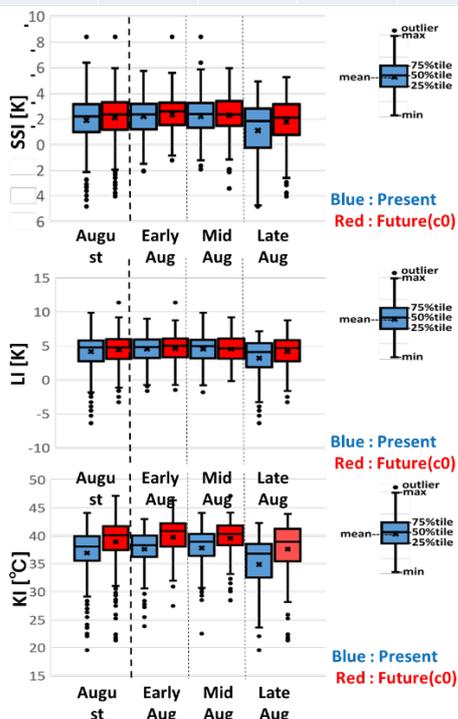


Fig. 6 Box plot of SSI (Top), LI (middle) and KI (bottom).

に比べて8月下旬が安定よりになる一方、将来気候では8月上旬中旬に比べて8月下旬は多少安定よりになるが、その安定化は現在気候に比べて小さい」かつ「8月下旬で最も平均値の将来変化が大きい」という傾向が3つの指標で一致する。すなわち、SSI, LI, KIのいずれでも8月の近畿地方の大気安定性の傾向を大枠で捉えられているといえる。ここで、SSI, LI, KIの陸域最不安定値を用いたのは、ゲリラ豪雨という極端現象の発生には大気的不安定度が強いことが十分条件であると考えたためである。

3) 2) ではSSI, LI, KIはいずれも大気安定性の傾向を捉えていると述べた。しかし、創生RCM05で内挿せずに厳密に計算できるのはSSIだけであり、LI, KIは内挿による近似計算が必要である。表3.1に各指標の定性的に考えられる計算精度の比較をまとめた。

以上の理由から、創生RCM05の出力から厳密に計算できるSSIを、大気安定化と水蒸気量増加のトレードオフを判断する指標として用いることとする。また、前述のとおりSSIは850hPaと500hPaの間の気温差と850hPaの水蒸気量のみによって決定されるので、大気安定化の指標としては850~500hPa間の気温減率（以下、単に気温減率と記す）、水蒸気量増加の指標として850hPaの比湿（以下、単に比湿と記す）を用いる。

3.3.2 結果と考察

本研究では、各旬ごとに各指標（気温減率、比湿、SSI）の平均値の将来変化が統計的に有意なものであるかを確認するため、 t 検定による統計的仮説検定を行った。ここで統計的仮説検定とは、ある命題に対して帰無仮説を立てて、統計検定量が棄却域を超えるとときに帰無仮説を棄却することによってもとの命題を証明する統計的検定のことである（北村・堀ら、2006）。 t 検定とは仮説検定の一つであり、帰無仮説が正しいとした場合に検定統計量 T が自由度 df の t 分布に従うことを利用した統計的検定法である。 T が棄却域を超えれば有意、超えなければ有意でない」と判断する。また、 t 検定を行う際に用いる検定統計量 T は、比較する現在気候と将来気候の各指標の母分散が異なるかどうかで異なるので、 t 検定を行う前に F 検定によって現在気候と将来気候で母分散が異なるかどうかの判定も行った。 F 検定における検定統計量 T と自由度 df を以下に示す。

$$T = \frac{n_1(n_2 - 1)S_1^2}{n_2(n_1 - 1)S_2^2} \quad (6)$$

$$df = (n_1 - 1, n_2 - 1) \quad (7)$$

Table 3 F test result. Null hypothesis is "population variance is equal in present and future". (Significance level 5% and 1%.) ○ indicate the null hypothesis is rejected and × indicate the null hypothesis is not rejected

| 気温減率 | 8月全体 | | | | 8月上旬 | | | | 8月中旬 | | | | 8月下旬 | | | | |
|------|------|----|----|----|------|----|----|----|------|----|----|----|------|----|----|----|---|
| | c0 | c1 | c2 | c3 | |
| 5% | ○ | × | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | × | ○ | ○ | ○ | ○ | × | ○ | ○ |
| 1% | ○ | × | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | × | ○ | ○ | ○ | ○ | × | ○ | ○ |
| 比湿 | 8月全体 | | | | 8月上旬 | | | | 8月中旬 | | | | 8月下旬 | | | | |
| | c0 | c1 | c2 | c3 | |
| 5% | ○ | × | ○ | × | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | × | ○ | ○ | × | ○ | × | ○ | ○ |
| 1% | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | × | ○ | ○ | × | ○ | × | ○ | ○ |
| SSI | 8月全体 | | | | 8月上旬 | | | | 8月中旬 | | | | 8月下旬 | | | | |
| | c0 | c1 | c2 | c3 | |
| 5% | ○ | × | × | × | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | × | ○ | × | ○ | × | × | ○ | ○ |
| 1% | ○ | × | × | × | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | × | ○ | × | ○ | × | × | ○ | ○ |

ここに、 S^2 は標本分散、 n は標本のサイズ、添え字の数字は片方が現在気候、もう一方が将来気候の集団を表す。帰無仮説「将来気候と現在気候で母分散が等しい」が正しいとしたときにこの検定統計量 T が自由度 df の F 分布に従うとし、 T が棄却域を超えれば現在気候と将来気候で両側対立仮説「将来気候と現在気候で母分散が異なる」、超えなければ「将来気候と現在気候で母分散が等しい」ものとする。Table 3に示すように、気温減率・比湿・SSIともに旬・将来気候クラスター・有意水準ごとに検定の結果が異なり、現在と将来で母分散が異なるかどうかは一概には言えない。

F 検定の結果、現在気候と将来気候で母分散が異なる場合、 t 検定の検定統計量 T と自由度 df は以下のように示される。

$$T = \frac{|\bar{X}_1 - \bar{X}_2|}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1 - 1} + \frac{S_2^2}{n_2 - 1}}} \quad (8)$$

$$df = \frac{\left(\frac{S_1^2}{n_1 - 1} + \frac{S_2^2}{n_2 - 1}\right)^2}{\frac{\left(\frac{S_1^2}{n_1 - 1}\right)^2}{n_1 - 1} + \frac{\left(\frac{S_2^2}{n_2 - 1}\right)^2}{n_2 - 1}} \quad (9)$$

ここに、 \bar{x} は標本平均、 n は標本数である。自由度 df については切り下げて整数とする。

一方、母分散が等しいと仮定できる場合、 t 検定の検定統計量 T と自由度 df は以下のように示される。

$$T = \frac{|\bar{X}_1 - \bar{X}_2|}{\sqrt{\frac{n_1 S_1^2 + n_2 S_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}\right)}} \quad (10)$$

$$df = n_1 + n_2 - 2 \quad (11)$$

本研究では、現在気候と比較して将来気候で各指標（気温減率、比湿、SSI）が年々変動のばらつきを超えて増加（あるいは減少）しているかどうかを検討するため、片側検定を行う。帰無仮説として「将来気候と現在気候で各指標の平均値に差がない」、片側対立仮説として「将来気候は現在気候よりも平均値が増加（あるいは減少）する」を立て、有意水準は5%と1%の両方について行った。

まず、Fig.7に850-500hPa間の気温減率の近畿地方陸域平均値（以下、単に気温減率と記す）と、850hPaの比湿の近畿地方陸域平均値（以下、単に比湿と記す）及びSSIの近畿地方陸域内最小値（以下、単にSSIと記す）を、8月全体と上・中・下旬それぞれについて日ごとにプロットし、箱ひげ図で示したものを示す。ここで、8月全体とは1日から31日、8月上旬とは1日から10日、8月中旬とは11日から20日、8月下旬とは21日から31日のことを指す。上記の検定の結果、Fig.7(a)から近畿地方周辺では8月全体と全ての旬及び将来気候の全てのクラスターにおいても気温減率が1%有意水準で有意に減少、すなわち大気が安定化

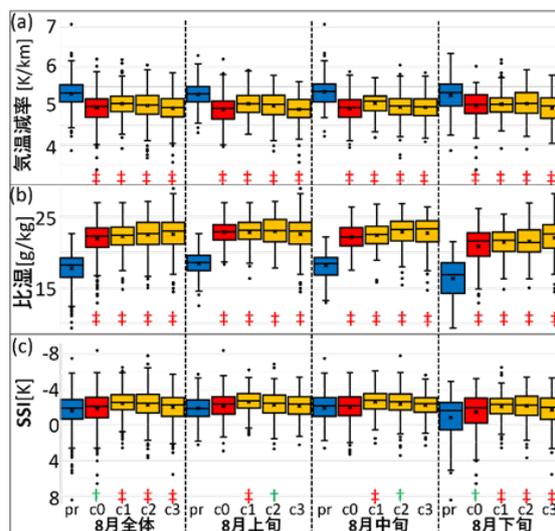


Fig. 7 Box plot of (a) mean of lapse rate between 850 hPa and 500 hPa, (b) mean of specific humidity at 850 hPa, and (c) minimum value of SSI. “pr” indicates the present climate, “c 0 - c 3” indicate each future climate ensemble. ‡ indicates 1% change, † indicates 5% change significantly.

していることがわかり、Fig.7(b)から比湿も8月全体と全ての旬及び将来気候のすべてのクラスターにおいて1%有意水準で有意に増加していることがわかる。次に、Fig.7(c)からSSIは8月全体と8月下旬において全ての将来気候クラスターで有意に減少、すなわち不安定化していることがわかる。8月上・中旬についてはc1,c2のみで有意差がみられたが、c0,c3では有意な差はみられない。以上の気温減率・比湿・SSIの将来変化から、次のように考察した。

将来気候の8月全体、特に8月下旬において、Fig.7(a)のように気温減率が減少すなわち大気が安定化し、Fig.7(b)のように下層水蒸気量が増加している中で、Fig.7(c)からSSIが有意に不安定化していることがわかる。このことから、将来気候の8月全体、特に8月下旬において、大気安定化と下層水蒸気量増加のトレードオフの結果、下層水蒸気量増加による不安定化の効果が大気安定化の効果を上回ったといえる。

Fig.7(a)に示す気温減率の平均値の将来偏差は、上・中・下旬の間に顕著な差は見られないが、Fig.7(b)に示す比湿については、8月下旬の将来気候における増加量が上旬・中旬に比べて顕著である。この8月下旬における顕著な下層水蒸気量増加が、上記a)で述べた8月下旬でのSSIの不安定化をもたらしたといえる。

Fig.7(c)に示すSSIの「現在気候では8月上旬・中旬に比べて8月下旬が安定よりになる一方、将来気候では8月上旬中旬に比べて8月下旬は多少安定よりになるが、その安定化は現在気候に比べて小さい」という傾向と、Fig.8に示すように中北・森元ら(2017)が示したゲリラ豪雨発生頻度の将来変化の「現在気候では8月上旬・中旬に比べて8月下旬ではゲリラ豪雨発生頻度が減少する一方、将来気候では8月上旬中

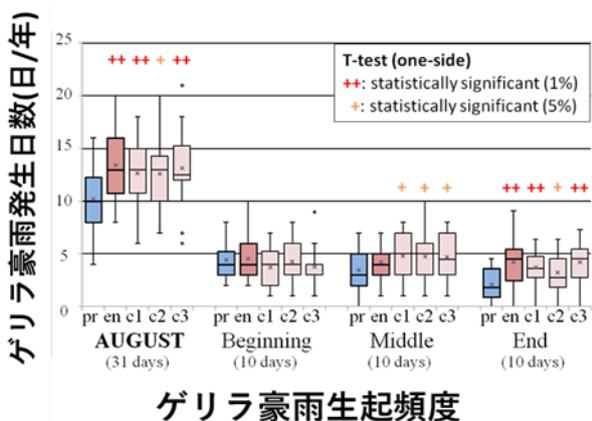


Fig. 8 Future change of occurrence frequency of guerrilla-heavy rainfall extracted by Nakakita and Morimoto et al. (2017). In the figure, "en" represents c0.

旬に比べて8月下旬ではゲリラ豪雨発生頻度は多少減少するが、その減少幅は現在気候に比べて小さい」という傾向は大気不安定度の観点から整合的である。このことから、将来気候の8月下旬において、下層水蒸気量の顕著な増加に伴う大気不安定化の効果が大気安定化の効果を上回り、SSIからみて大気を不安定化させたことが、ゲリラ豪雨発生頻度が増加したことの十分条件であるといえる。

3.4 第3章のまとめ

本章では、8月の近畿地方陸域において、大気安定化と下層水蒸気量増加による大気不安定化のトレードオフを大気不安定度指標の一つであるSSIを用いて解析した。その結果、3.3.2 a) で述べたように将来気候8月下旬のすべてのクラスターにおいて、下層水蒸気量増加による大気不安定化の効果が大気安定化の効果を上回ってSSIが不安定化することが明らかとなった。

続く第4章では、3.3.2 b) で述べたような8月下旬における下層水蒸気量の顕著な増加の原因を明らかにすることを目的とする。

4. 自己組織化マップを用いた水蒸気フラックス場の将来変化解析

4.1 解析における基本的な考え方

本章では3.3.2 b) で述べた近畿地方の将来気候8月下旬における顕著な下層水蒸気量増加の原因を明らかにすることを目的とする。

4.2 使用するデータ

第3章と同様に使用するモデルは創生RCM05である。解析期間は、現在気候は1981~2000年、将来気候は第2章で述べたアンサンブル平均であるc0の2077~2096年の20年間である。また、8月の1500 JSTの地上出力データを用いる。1500 JSTのデータを用いるのは、2.3でも述べたが、中北・森元ら(2017)が抽出している1000 JST~1900 JSTの間のゲリラ豪雨発生時の大気場の特徴を最も捉えられていると考えたためである。また、台風や前線などの大規模擾乱の影響を除くため、8月のうち中北・森元ら(2017)によって「降水システム日」として抽出された日は除外する。解析領域は近畿地方周辺である(具体的な領域は随時述べる)。本解析に用いる地上水蒸気フラックス F_v は、地上比湿 q と地上風ベクトル $v = (u, v)$ の積である($F_v = qv$)。

4.3 気候値としての水蒸気フラックス収束の将来変化

まず大枠を捉えるために、近畿地方周辺（132.5～137.5°E, 32.5～36.5°N）8月の地上水蒸気フラックス20年平均値の将来変化をみる。Fig.9に8月全体と旬ごとの現在気候・将来気候の地上水蒸気フラックスの20年平均値と、その将来変化を示す。図中の色はベクトルの大きさを表現している。Fig.9から以下のことが言える。

太平洋側から近畿地方陸域に流入する水蒸気フラックスに着目する。現在気候の8月下旬では、上・中旬に比べて南から陸域に流入する水蒸気フラックスの大きさが小さい。一方で将来気候の8月下旬では、南から陸域に流入する水蒸気フラックスの大きさが上・中旬よりも大きい。すなわち、Fig.9の将来変化でも示すように、8月下旬では南から陸域に流入する水蒸気フラックスの増加（以下、南からの水蒸気浸潤）が上・中旬と比べて顕著であることがいえる。

8月下旬において、1) で述べた南からの水蒸気浸潤を除く、近畿地方陸域に流入あるいは近畿地方陸域から流出するそのほかの水蒸気フラックスの将来変化は、南からの水蒸気浸潤に比べてかなり小さい。

以上1) と2) から、8月下旬では、主に南からの水蒸気浸潤によって近畿地方陸域での水蒸気フラックス収束、すなわち水蒸気補給量が将来増加し、水蒸気量増加をもたらされたといえる。

そこで4.4節では、なぜ8月下旬で南からの水蒸気浸潤が大きくなるのかということに主軸を置いて解析していく。水蒸気フラックスの変化は水蒸気量の

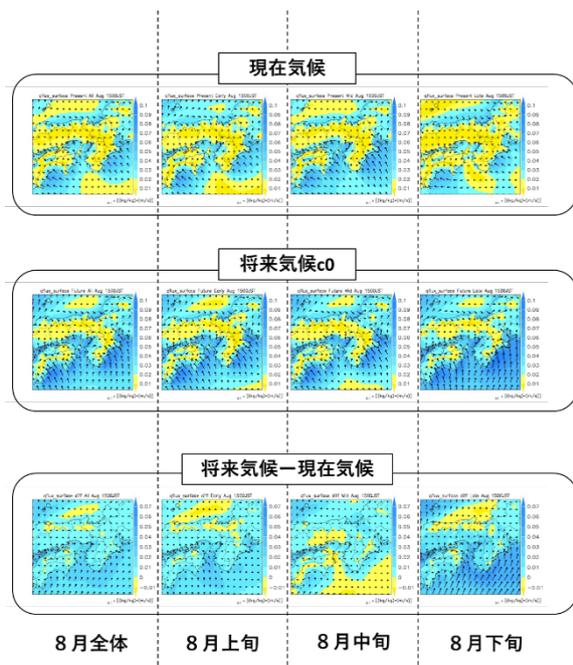


Fig. 9 Spatial distribution of surface water vapor flux.

変化と風の変化の両方の効果によってもたらされるとして、水蒸気量の変化と風の変化を別々に解析することで、8月下旬における南からの水蒸気浸潤を詳細に捉える。

4.4 SOMによる水蒸気フラックスの将来変化解析

4.4.1 解析手法

次に、3章で述べた、近畿地方8月下旬における下層水蒸気量の顕著な増加の要因を調べるため、紀伊水道と伊勢湾を含む近畿地方周辺(134.5～137.2°E, 33.3～35.9°N, Fig.10)の55×53メッシュにおける地表面水蒸気フラックス(地表面比湿×地上風)の将来変化を解析した。使用したデータはRCM05の現在気候と将来気候c0の、システム日を除く8月の1500 JSTのデータである。解析手法には、Self-Organizing Map (SOM)手法 (Kohonen, 1998) を用いた。SOMとは、入力値である多次元ベクトルの代表的な特徴を抽出し、n個のノードで構成される低次元のマップ上に視覚的に表現する主成分分析の一種である。同時に入力データは、マップ上に表現された代表的な特徴のうち、最もユークリッド距離が小さい(類似した特徴を持つ)ノードに分類されることで、入力データのクラスター分類が実現する。SOMアルゴリズムの詳細については中北・小坂田 (2017) に記載がある。

従来のSOMは、複数の変数から成る多次元データを分類する際、1つのSOMマップ上で多変数の特徴を表現していた。しかし中北ら2) は、各変数ごとにSOMマップを作成し変数を独立に扱うことで、入力データがマップ上に分類される際に計算されるユー

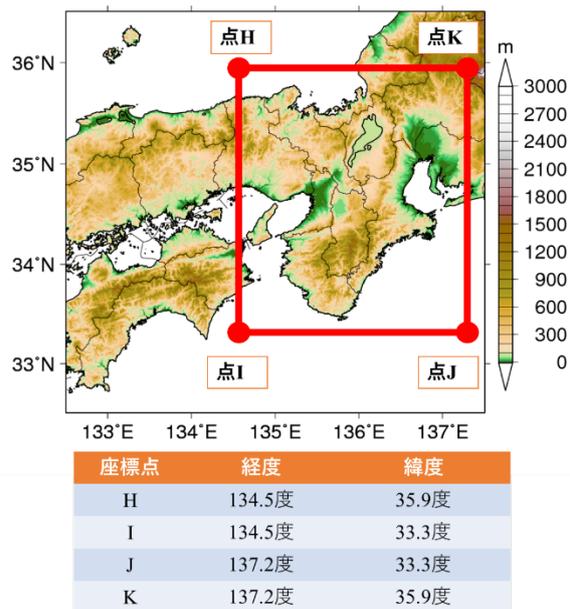


Fig. 10 Target region using SOM method.

グリッド距離が小さくなる，すなわちより正確なクラスター分類が行われることを示した．そこで本研究では，水蒸気フラックスの成分である地表面比湿と地上風それぞれに対して独立に15ノードの1次元SOMマップを作成し，それらを組み合わせることで15×15ノードの2次元SOMマップを作成した．そのため，15×15だけある地上比湿と地上風系のノードの組み合わせの中には，物理的に実現し得ない地上比湿と地上風系の組み合わせとなるものも存在する．

本研究では，地上水蒸気フラックス F_v の将来変化を地上比湿 q と地上風 v に分けて考えるため，中北ら2)に則って地上比湿 q と地上風ベクトル v をそれぞれ入力ベクトルとした2つのSOMを組み合わせる．参照ベクトルを作成する際には，現在気候と将来気候c0の両方のデータを使用した．地上比湿 q と地上風 v の入力ベクトル x_q と x_{uv} は以下ようになる．

$$x_q = (q_{1,1}, q_{1,2}, \dots, q_{55,53}) \quad (12)$$

$$x_{uv} = (u_{1,1}, \dots, u_{55,53}, v_{1,1}, \dots, v_{55,53}) \quad (13)$$

地上比湿・地上風のそれぞれのSOMマップの15ノードが示す特徴をFig.11, Fig.12に示す．まず，Fig.11に示す地上比湿のノードの大枠としての特徴は，ノ

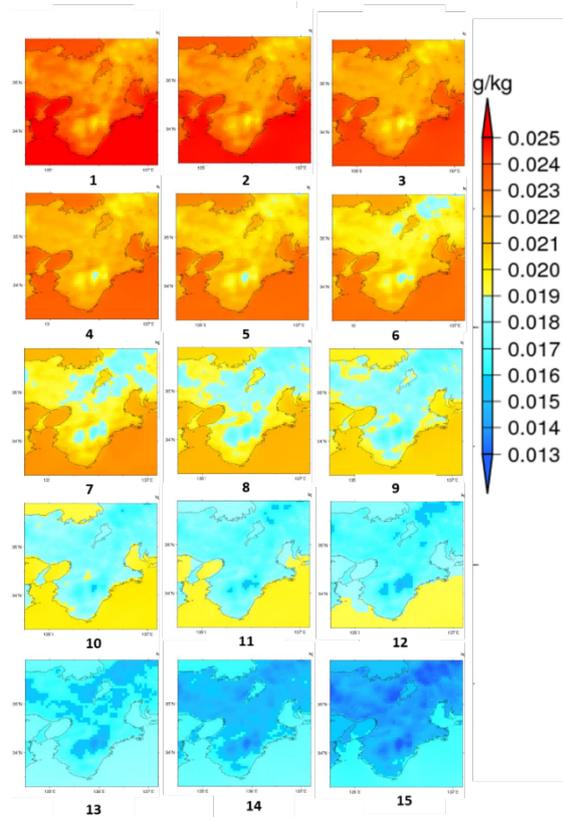


Fig. 11 Spatial distributions of surface specific humidity classified by SOM. The numbers at the bottom of the figure represent node numbers.

ード番号(1~15)が小さいほど近畿地方全域で地上比湿が大きく，ノード番号が大きいほど地上比湿が小さい．次にFig.12に示す地上風の場の特徴を大枠で捉えると，ノード番号が小さいものは近畿地方では北風成分が大きく，ノード番号が大きいものは南風成分が大きい．このようにして8月の地上比湿と地上風の場の特徴が15ノードずつにクラスター分類され，Fig.13に示す15×15のノードをもつSOMマップができる．現在気候・将来気候c0のそれぞれの日をこのSOMマップ上の1つのノードに分類され，分類された日数(絶対頻度)によって各ノードを色分けしたものがFig.14である．分類された日数が多いノードは濃い赤色で，分類された日数が少ないものは薄い赤色で，分類された日数がゼロの場合は白色で視覚的に表現される．これからこの分類結果を用いて，地上比湿と地上風の場の将来変化をそれぞれについて解析する．

4.4.2 水蒸気量の将来変化の特徴

まず，水蒸気量の将来変化の特徴を見ていく．

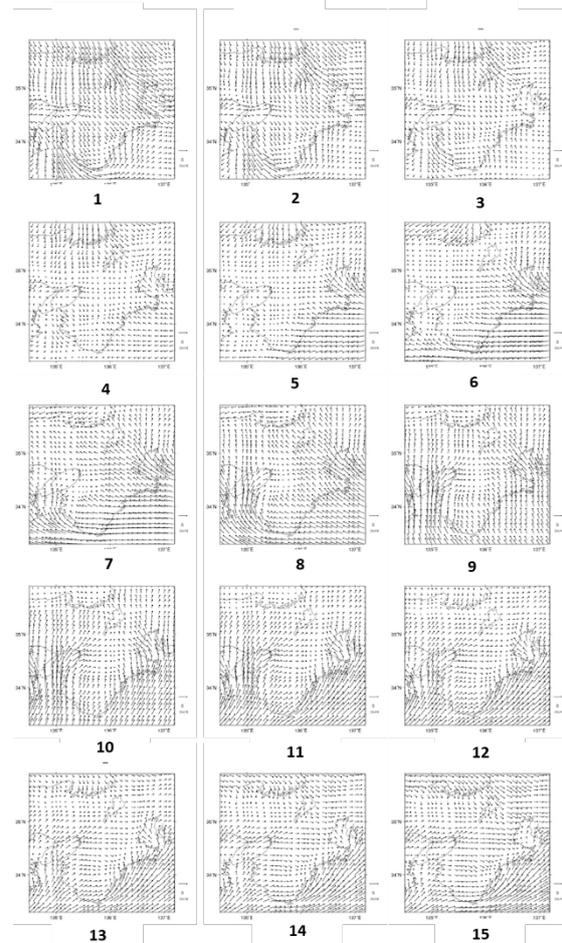


Fig. 12 Surface wind fields classified by SOM. The numbers at the bottom of the figure represent node numbers.

Fig.14でみられる特徴を以下に示す。

将来気候c0は現在気候よりも全体の大きなまとまりとして左へ移動しており、地上比湿が近畿周辺全域で増加していることがわかる。

現在気候・将来気候c0ともに、南よりの地上風の場合の方が北より地上風の場合に比べて含んでいる地上比湿が多い傾向があることがわかる。このことはFig.15で示すように、近畿南海の方が相対的に海面水温が高く、水の蒸発量が多いと推測できることと整合的である。

4. 4. 3 風の場の将来変化の特徴

次に、風の場の将来変化の特徴を見ていく。まず、Fig.12に示す風の場の15個の分類結果をベースに特徴を捉えて、さらに大きく分類することを考える。ここで着目するのは、紀伊水道と伊勢湾の風向・風速である。その理由を以下に示す。

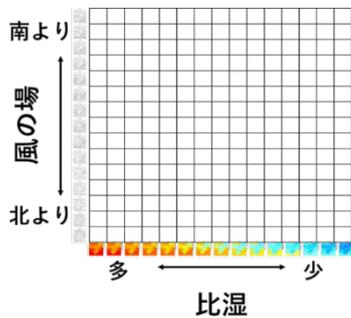


Fig. 13 A combination of two independent SOM maps of the surface wind field and the surface specific humidity combined into a 15 × 15 two-dimensional map.

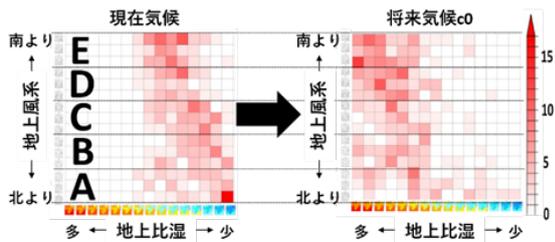


Fig. 14 Frequency of days on SOM map in RCM 05. Dark red indicates more classification days.

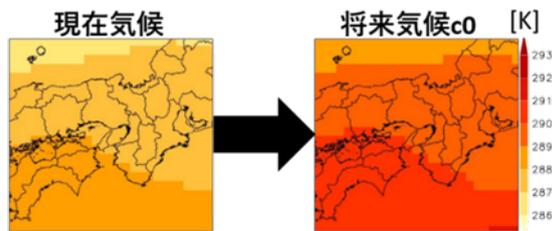


Fig. 15 Sea Surface Temperature distribution of (Left) present climate and (right) future climate c0 in August

南よりの地上風が紀伊水道に吹きこむと、大阪湾を経て六甲山にぶつかる。六甲山にぶつかった空気は強制的に持ち上げられ、上昇流を生み出す。上昇流は雲を発生させる要因となる。すなわち、六甲山上空付近で雲が発生することが多いことが考えられる。ゆえに近畿地方で発生するゲリラ豪雨について考える上で紀伊水道への南よりの地上風の流入は重要な要素である。

南よりの風は伊勢湾へも吹き込む。同時に紀伊水道・大阪湾へも南よりの風が吹き込んでいた場合、紀伊山地の北部で2つの風が収束することが考えられる。この収束は単独の積乱雲に対して大きな空間スケールであるが、大きな空間スケールで積乱雲が多発しやすい場を作り出す。ゆえに、伊勢湾への南よりの地上風の流入も近畿地方で発生するゲリラ豪雨について考える上で重要な要素である。

このように紀伊水道と伊勢湾の地上風の向き・大きさに着目して、Fig.12の15個の風の場を目視で特徴を捉えて、以下のように大きく5つのパターン (A～E) に分類した。その特徴は、

パターンAは紀伊水道では北西風が、伊勢湾では陸から海へ地上風が吹く特徴を有し、Fig.12のノード番号1～3が対応する。

パターンBは紀伊水道では風が弱く、伊勢湾では海から陸へ地上風が吹く特徴を有し、Fig.12のノード番号4～6が対応する。

パターンCは紀伊水道では南東風が、伊勢湾では海から陸へ地上風が吹く特徴を有し、Fig.12のノード番号7～9が対応する。

パターンDは紀伊水道では強い南風が、伊勢湾では海から陸へ地上風が吹く特徴を有し、Fig.12のノード番号10～12が対応する。加えて、上記で述べたように、紀伊山地の北部での収束が起きやすい場でもある。

パターンEは紀伊水道では弱い南風が、伊勢湾では海から陸へ地上風が吹く特徴を有し、Fig.12のノード番号13～15が対応する。加えて、上記で述べたように、紀伊山地の北部での収束が起きやすい場でもある。また、伊勢湾での海から陸への吹き込みに関しては、パターンDの方がパターンEに比べてより内陸まで吹き込んでいる。

Table 4とFig.16に以上の特徴をまとめた。次に、5つに分類した各風パターンの発生日数が8月全体及び各旬に占める割合(相対頻度)をみる。Fig.17に示すようにパターンDとEの相対頻度の合計が8月全体(41%から52%)、特に8月下旬(25%から58%)で顕著に将来増加していることがわかる。一方8月上旬・中旬についてはパターンDとEの相対頻度の合計に顕著な差は見られない。上記で述べたようにパタ

ーンDとEはともに紀伊水道・伊勢湾から南よりの地上風が近畿地方陸域へ流入するパターンである。ここから以下のことがいえる。

将来気候の8月全体、特に下旬で近畿地方陸域へ南から地上風が流入する日の相対頻度が顕著に増加することがいえる。

8月全体、特に下旬で将来顕著に増加している風パターンDとEは、本節で述べたように、紀伊水道および伊勢湾から近畿地方陸域に地上風が吹き込み、その収束によって比較的大きな空間スケールで上昇流を生み出すパターンである。すなわち、将来気候の8月全体、特に下旬では、将来気候においてゲリラ豪雨が発生しやすい地上風の場合が増加していることがいえる。

4.4.4 大気場全般に関する将来変化のまとめ

4.4節では、8月下旬における大きな南からの水蒸気浸潤（水蒸気フラックスの将来変化）の原因を明らかにするために、地上水蒸気フラックスの将来変化を地上比湿の将来変化と地上風の場の将来変化に分けて考えた。

4.4.2で、「将来気候において地上比湿が近畿周辺全域で増加する」ことを述べた。また、4.4.2と4.4.3をまとめると、「将来気候の8月下旬で、含みうる水蒸気量が比較的多い南からの地上風が流入する日の相対頻度が増加する」ことがわかる。上記2つの効果が相まって、南からの地上水蒸気フラックスが顕著な増加（南からの顕著な水蒸気浸潤）をもたらした

Table 4 Characteristic wind system extracted by SOM

| | A | B | C | D | E |
|------|-----|-----|-----|--------|--------|
| 紀伊水道 | 北西 | 風弱く | 南東 | 南(強) | 南(弱) |
| 伊勢湾 | 陸→海 | 海→陸 | 海→陸 | 海→陸(強) | 海→陸(弱) |

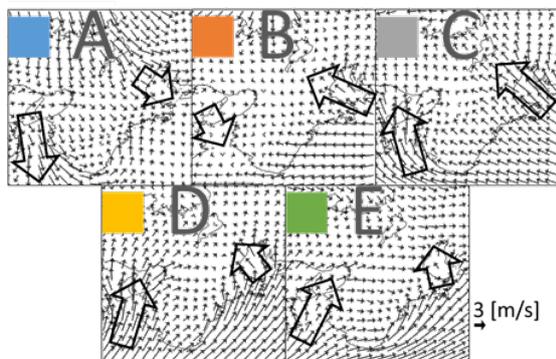


Fig. 16 Characteristic wind system extracted by SOM. White arrows indicate the wind direction and wind speed in Kii Channel and Ise Bay

といえる。その顕著な南からの水蒸気浸潤は、4.3節で述べたように近畿地方陸域における地上水蒸気フラックス収束、すなわち地上水蒸気補給Iを将来気候で大きく増加させる。その結果、4.1節で述べたように8月下旬における下層水蒸気量が顕著に増加したといえる。

4.5 ゲリラ豪雨生起日における大気場の将来変化

第3章と第4章4.4節までで述べたように、近畿地方では8月下旬において、下層水蒸気量が増加した結果、大気不安定度SSIが不安定化することが明らかとなった。最後に本節では、8月下旬におけるゲリラ豪雨生起頻度の将来増加とSSIの不安定化の対応を解析する。

Fig.18にSSIの近畿地方陸域最小値の8月全体の頻度分布を示す。ゲリラ豪雨発生日（以下G日）を青色で、ゲリラ豪雨非発生日（以下nG日）を橙色で示した。以下にその特徴をまとめる。

SSI<=4 の日は、現在気候・将来気候の全クラスターで、ほぼG日が対応することがわかる（以下、不安定日）。

-4<SSI<1 の日は、現在気候・将来気候の全クラスターで、G日にもnG日にも一意に決定できないことがわかる（以下、中立日）。またTable 5に示すように、中立日の全日数に占めるG日の割合をみると、将来気候の全クラスターでG日の割合が増加していることがわかる。すなわち、中立日でも将来はよりG日なりやすいということがわかる。

1<SSI の日は、現在気候・将来気候の全クラスターで、ほぼnG日が対応することがわかる（以下、安

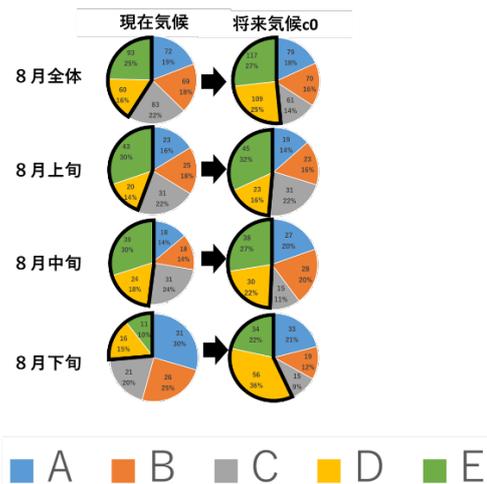


Fig. 17 Percentage of wind pattern. In each classification, the upper row shows the absolute frequency and the lower row shows the relative frequency.

定日) .

以上のようにSSIの値によって分類した不安定日, 中立日, 安定日の頻度を, 現在気候・将来気候ともに旬ごとにまとめたものがFig.19である. 8月下旬に着目すると, 不安定日の頻度は将来気候の全クラスターで増加しており, 安定日の頻度は将来気候c1~c3で減少, c0で微減していることがわかる. また, 中立日は将来気候の全クラスターで増加し, その内訳をみるとG日は増加, nG日は変化がないことがわかる. 以上から, ゲリラ豪雨生起頻度が8月下旬において増加した原因は, 不安定日のようなSSIが不安定でゲリラ豪雨が発生しやすい日の頻度が増加し, 安定日のようなSSIが安定でゲリラ豪雨が発生しにくい日の頻度が減少したことに加えて, 中立日のようなゲリラ豪雨発生日にも非発生日にもなりうる日でも将来気候ではよりゲリラ豪雨発生日となりやすくなることにあると言える.

次に, Fig.20に現在気候と将来気候c0の8月下旬のゲリラ豪雨発生日のみを分類したSOMマップ上に, 不安定日, 中立日, 安定日をプロットしたものを示

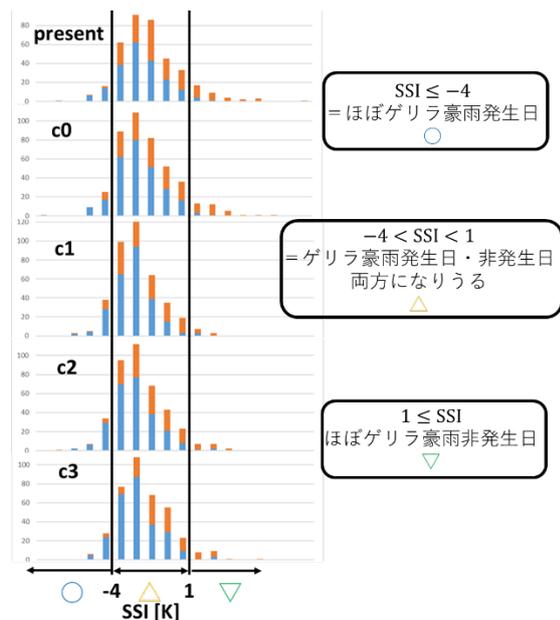


Fig. 18 Frequency distribution of SSI Kinki region. Blue indicate the days when guerrilla heavy rain occur and orange indicate the days when guerrilla heavy rain do not occur.

Table 5 Percentage of the number of days owhen guerrilla-heavy rainfall occur day in the neutral days (-4 < SSI < 1).

| | present | c0 | c1 | c2 | c3 |
|-------|---------|------|------|------|------|
| G日の割合 | 0.56 | 0.64 | 0.61 | 0.63 | 0.70 |

す. 不安定日の大気場の将来変化をみると, 現在気候ではゲリラ豪雨発生日に無かった南風の風系 (青色の丸で囲った部分) が将来気候c0において新たに出現していることがわかる. ここから, 将来気候で含みうる水蒸気量の多い南風の風系の頻度が増加し, 近畿地方の下層に供給される水蒸気が増加することによって, SSIが不安定し, ゲリラ豪雨の発生頻度が増加することが言える. また, 中立日の将来変化をみると, 不安定日と同様に南風の風系 (橙色の丸で囲った部分) により集中することがわかる. ここか

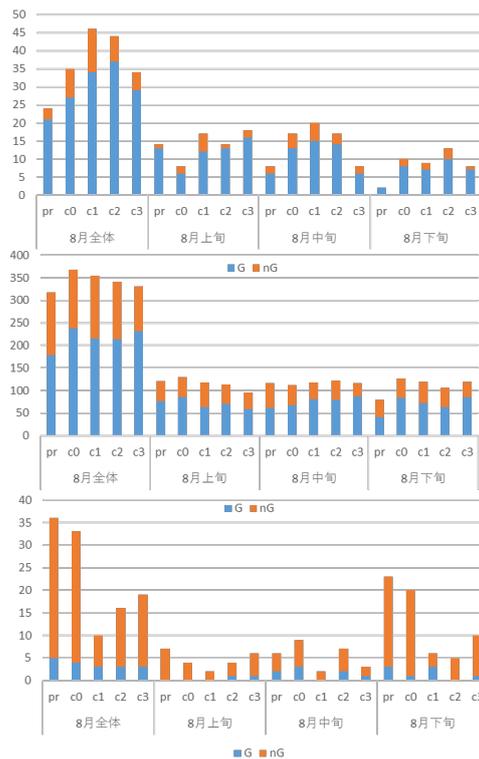


Fig. 19 Future change in frequency of unstable, neutral and stable days.

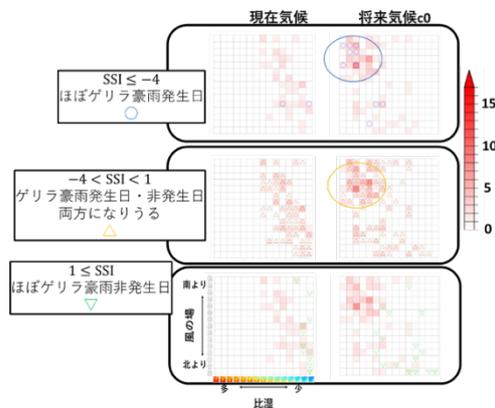


Fig. 20 A plot of unstable, neutral and stable days on the SOM map that classified only the guerrilla heavy rain occurrence day in late August. The red node indicates the node where the guerrilla heavy rain occurred

ら不安定日と同様に、将来気候で含みうる水蒸気量の多い南風の風系の頻度が増加し、近畿地方の下層に供給される水蒸気が増加することによって、SSIが不安定し、ゲリラ豪雨の発生頻度が増加することが言える。

また、Fig.21の黒枠に示すような将来気候で新たに不安定日が発生するノード領域における、不安定日、中立日の平均的な大気場(地上比湿・地上風)をFig.22に示す。SOMの特徴でもあるように、両者の大気場はほとんど変わらない。そこで、Fig.23に示すように、不安定日、中立日の平均気温の鉛直プロファイルを見ると、不安定日の方が中立日よりも気温減率が大きいことがわかる。気温減率が大きいほどSSIは不安定になる。すなわち、この気温減率の差が、不安定日と中立日の違いをもたらしているのだと言える。この気温減率の差の原因としては、不安定日と中立日で下層の気温に差はなく、中層で不安定日の方が気温が低いことから、不安定日では中層に寒気が流入していることが考えられる。

以上、4.4までの大気場全般に関する将来変化に加えゲリラ豪雨日発生した日、しない日の、SSIとの対応とその将来変化を明らかにすることによって、ゲリラ豪雨日の将来増加の要因を、より明確に示すこ

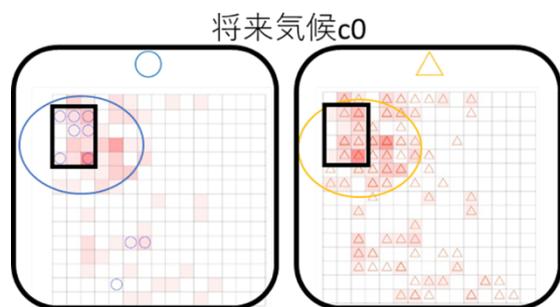


Fig. 21 Same as Fig.19. In the future climate c 0, the periphery of the node where unstable day was newly generated is surrounded by a black frame.

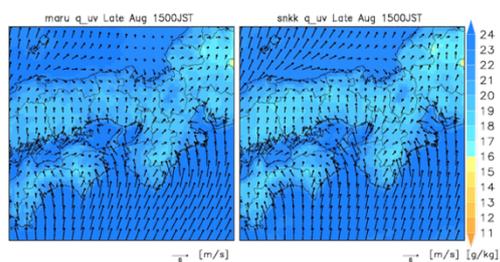


Fig. 22 The average of the atmospheric conditions on the days of unstable (left) and neutral (right) classified within the black frame in Fig. 20. The ground specific humidity is indicated by color, the ground wind is indicated by a vector

とができたと考える。

5. 結論

本研究では、中北・森元ら(2017)が示した近畿地方におけるゲリラ豪雨の生起頻度へ大気安定度と水蒸気流入量の将来変化が及ぼす影響を、創生RCM05を用いて解析した。その結果、以下のようなことが明らかとなった。

- 1) 大気の気温減率が減少する(すなわち大気が安定化する)にもかかわらず、大気の静的安定度SSIが不安定化することを示した。
- 2) SSIが不安定化する要因として、大気下層の水蒸気量の将来変化を調べた結果、増加することが明らかとなった。
- 3) では、なぜ下層水蒸気量が増加するかを解析した結果、南方海上から近畿地方に向かう風系の頻度が増加することが水蒸気量増加の大きな要因であることを示した。

具体的には、以下のような結論を得た。

第3章では、大気安定化と下層水蒸気量増加による大気不安定化のトレードオフを、大気不安定度を表す指標の一つであるSSIを用いて解析した。その結果8月全体、特に8月下旬で、顕著な下層水蒸気量増加による大気不安定化の効果が大気安定化の効果を上回ったことがわかった。将来気候の8月全体、特に8月下旬で大気が静的に不安定になったことが、中北・森元ら(2017)が示す8月全体、特に8月下旬でのゲリラ豪雨生起頻度増加の原因の一つだと言える。

第4章では、第3章で明らかとなった8月下旬における顕著な下層水蒸気量増加の原因を、自己組織化マップを用いて解析した。将来気候の8月下旬において、

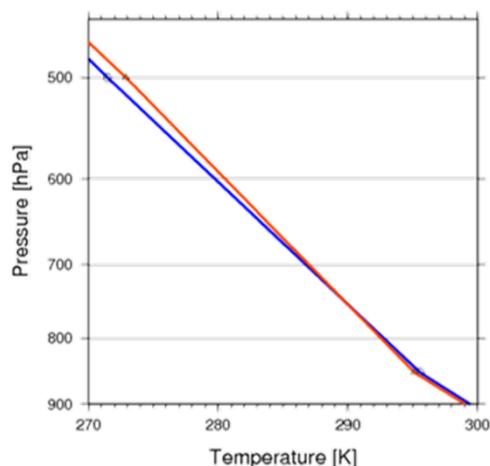


Fig. 23 Vertical profile of temperature on the day of unstable (blue line) and neutral days (orange line) classified in the black frame in Fig.21.

「地上比湿が近畿周辺全域で増加する」効果と「含みうる水蒸気量が比較的多い南からの地上風が流入する日の相対頻度の増加する」効果が相まって近畿地方陸域に顕著な南からの水蒸気浸潤をもたらし、その顕著な南からの水蒸気浸潤は、近畿地方陸域における地上水蒸気フラックス収束、すなわち地上水蒸気補給を将来気候で大きく増加させる。その結果、8月下旬における下層水蒸気量が顕著に増加したといえる。

また、4.4.3で述べたように、将来気候の8月全体、特に8月下旬で「紀伊水道と伊勢湾という東西異なる方向から近畿地方陸域へ地上風が吹き込み、その2つの風が収束し、大きな空間スケールで上昇流を生み出す」特徴を持つ地上風場の日の相対頻度が増加する。すなわち、8月全体、特に下旬のゲリラ豪雨の生起頻度増加には前述した「下層水蒸気量増加によって静的に不安定化する」ことに加えて、上記の「地上風の収束による上昇流によって積乱雲が発生しやすい場が増加する」ことも重ねて影響を及ぼしていることが考えられる。

以上、4.4までの大気場全般に関する将来変化に加えて、ゲリラ豪雨日発生した日、しない日の、SSIとの対応とその将来変化を明らかにすることによって、ゲリラ豪雨日の将来増加の要因を、より明確に示すことができたと考える。

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

大泉美津夫・保坂征宏（2000）：全球モデル開発の現状と展望。数値予報課報告，別冊第46巻，pp.48-66。
河宮未知生（2016）：異常気象と温暖化がわかる どうなる？気候変動による未来，技術評論社，pp.136-145。
気象庁（2015）：IPCC 第5次評価報告書統合報告書政策決定者向け要約（翻訳），http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar5/ipcc_ar5_wg1_spm_jpn.pdf（閲覧日：2018年1月31日）。
北村隆一・堀智晴・尾崎博明・東野達・中北英一（2006）：工学のための確率・統計，朝倉書店，pp.168-173。
国土交通省（2015）：水災害分野における気候変動適応策のあり方について（答申）：災害リスク情

報と危機感を共有し、減災に取り組む社会へ，http://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/shaseishin/kasenbunkakai/shouinkai/kikouhendou/pdf/1508_02_toushinhonbun.pdf（閲覧日：2018年1月30日）。
中北英一（2018）：ゲリラ豪雨の早期探知・危険性予測とメカニズム解明（〔特集〕集中豪雨・浸水氾濫），日本流体力学会誌「ながれ」，第37巻
中北英一，小坂田ゆかり：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，京都大学防災研究所年報，Vol. 60B，pp. 662-637，2017
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，水工学論文集，第74巻，pp.139-144。
中北英一・草野晴香・峠嘉哉（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，第59巻B，pp.230-248。
中北英一・宮宅敏哉・木島梨沙子（2012）：気候変動に伴う梅雨期の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），第68巻，pp.I_427-I_432。
中北英一・森元啓太郎・峠嘉哉（2017）：5km 解像度領域気候モデルを用いたゲリラ豪雨生起頻度の将来変化推定，水工学論文集，第73巻，pp. I_133-138。
文部科学省（2015）：気候変動リスク情報創生プログラム「影響評価のための気候モデルデータの利用」Aoyagi, T., et al. (2011) : A square prism urban canopy scheme for the NHM and its evaluation on summer conditions in the Tokyo metropolitan area, Journal of Applied Meteorology and Climatology, Vol. 50, No.7, pp.1476-1496..
Bluestein, H. B (1993) : Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes: Observations and theory of weather systems, Oxford Univ. Press, pp.431-448。
Kain, J. S., et al. (1993) : Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. In The representation of cumulus convection in numerical models, American Meteorological Society, Boston, Vol. 24, pp.165-170。
Kanada, S., et al. (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, Vol.90A, pp.65-86。
Kitoh, A., et al. (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*, Vol. 3, pp.49-53.
- Kohonen, T. (1998) : The self-organizing map, *Neurocomputing*, Vol. 21, pp.1-6.
- Mizuta, R., et al. (2012) : Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid, *Journal of Meteorological Society of Japan*, Vol. 90A, pp.233-258.
- Mizuta, R., et al. (2014) : Classification of CMIP5 future climate responses by the tropical sea surface temperature changes, *SOLA*, Vol.10, pp.167-171.
- Mizuta, R., et al. (2017) : Over 5,000 years of ensemble future climate simulations by 60-km global and 20-km regional atmospheric models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol.98, No.7, pp.1383-1398.
- Rayner, N. A., et al. (2003) : Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Vol. 108 (D14) , 4407, doi: 10.1029/2002JD002670.
- Takemi, T., et al. (2012) : A Regional-Scale Evaluation of Changes in Environmental Stability for Summertime Afternoon Precipitation under Global Warming from Super-High-Resolution GCM Simulations: A Study for the Case in the Kanto Plain, *Journal of Meteorological Society of Japan*, Vol. 90A, pp. 189-212.
- Tett, S., et al. (1996) : Human influence on the atmospheric vertical temperature structure: Detection and observations, *Science*, Vol. 274, Issue. 5290, pp.1170-1173.

(論文受理日 : 2018年6月13日)