

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

Future Change in Appearance Frequency of Atmospheric Characteristics Causing Localized Heavy Rainfall during Baiu Season Using AGCM Ensembles

中北英一・草野 晴香⁽¹⁾・峠 嘉哉⁽²⁾・Sunmin KIM⁽³⁾

Eiichi NAKAKITA, Haruka KUSANO⁽¹⁾, Yoshiya TOUGE⁽²⁾ and Sunmin KIM⁽³⁾

(1) 株式会社日立製作所

(2) 東北大学工学研究科

(3) 京都大学工学研究科

(1) Hitachi, Ltd.

(2) Graduate School of Engineering, Tohoku University

(3) Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This study investigated future changes of a certain atmospheric characteristic, which can cause localized heavy rainfall events during Baiu season along the Japan islands. In this study, we have utilized Self-organizing map (SOM) to classify atmospheric conditions automatically and to distinguish the specific condition objectively. We have analyzed frequency of the specific atmospheric condition under the future climate as well as the present climate, and evaluated the statistical significance of frequency changes under the future climate based on ensemble experiments output with 60km resolution GCM(MRI-AGCM3.2H). By counting the number of times for the specific atmospheric condition, it is able to estimate possible changes of localized heavy rainfall pattern in the future. Our approach shows one of example that even small scale of localized heavy rainfall can be captured by considering characterized atmospheric conditions in large scale.

キーワード: 気候変動, 大気場, 自己組織化マップ

Keywords: Climate Change, Atmospheric Characteristics, Self-Organizing Map

1. はじめに

1.1 研究の背景

近年, 2013年7月の山口・島根豪雨や2014年8月の広島での豪雨など, 夏期の梅雨前線に伴う集中豪雨が多発している. このような集中豪雨は, 100 km 程度の長さで10~20 kmの幅をもち, 6時間~半日程度継続する特徴があり, 流域面積が100 kmオーダーま

での流域面積をもつ中小河川に外水および内水氾濫といった影響を及ぼす危険がある. 一方で, 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(気候変動に関する政府間パネル第5次評価報告書(AR5), 2013), その影響は, 気温の上昇だけではなく大気循環にも影響を与え, 降水特性にも変化を及ぼす. 気象庁の気候変動監視レポート(2014)では, アメダス観測地点

での雨量値解析により時間雨量50 mm以上といった短時間強雨が近年増加傾向にあることが報告されており、極端降水の増加が示唆されている。このような状況から地球温暖化に伴う気候変動と集中豪雨増加の関連性について注目されており、防災の点からも集中豪雨の将来変化予測が必要とされている。

気候変動の研究には一般に全球気候モデルによる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・海洋・海氷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。我が国でも気象庁気象研究所のMRI系などのAOGCMが開発されているが、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みられ、局地的で極端な気象現象が頻発するため、解像度が100km以上と低いAOGCMでは十分にリスクを評価できない。そこで、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)で自然災害への影響評価が新たな焦点となるに及んで、小さいスケールの現象を評価できる高時空間分解能で、より極端現象の再現性が高い将来予測情報が必要となった。

特に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、高分解能大気気候モデル(AGCM: Atmospheric Global Climate Model)による将来推定が行われた。MRI系のAGCMには60kmメッシュのものと20kmメッシュのものがある。20kmメッシュの全球大気モデル(AGCM)では、台風や梅雨前線帯など大きな極端気象現象はよく再現できる。しかし、梅雨前線に伴う集中豪雨は上述のように小さいスケールの現象であるので、20kmAGCMでも集中豪雨を再現して影響評価をすることは困難である。そこで20kmAGCM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(RCM: Regional Climate Model)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(20km~200km)の現象まで表現できるようになり影響評価が可能となった。

5kmRCM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日本では様々な研究が進められており、夏季において日雨量の有意な増加傾向、特に日雨量100mm以上の大雨がもたらす降水の総雨量に対する割合が増加することが示されている(Kanada *et al.*2010)。また、梅雨期の集中豪雨に関しては7月上旬と8月に増加傾向が見られ、東北地方など過去に豪雨がほとんど発生していない地域でも増加することが報告されている(中北・宮宅ら, 2012)。しかし、降

水は非常に細密で複雑な過程を伴うため不確実性が高く、また上記はいずれも現在気候再現実験、将来推測実験共に1本の時系列出力からの結果であるため統計的有意性が低いという問題がある。

そこで、アンサンブル計算(複数の時系列計算)が実施されている60kmAGCMの結果を用いて、60km空間分解能で表現できる大きなスケールを持つ大気場の将来変化から、短時間強雨の将来変化推定を行うことが試みられた。60kmAGCMの将来気候実験における降水量、前線および水蒸気フラックスを用いて、極端現象と8月平均場の関連を解析したところ、将来気候推定の実験期間で平均した8月の大気場は、前線が日本海側に停滞し、太平洋高気圧が日本列島南方に位置し、その西縁から沿うように水蒸気フラックスが日本列島に流入する特徴を示した(岡田ら, 2014)。また水蒸気は地上付近から850hPaまで日本列島上での増加を示した。これらの結果はAGCM60kmのアンサンブル全ての実験結果において同様の結果が示されたと報告されている。

一方、中北、草野ら(2015)では、集中豪雨の原因となる大気場の生起頻度に着目し、梅雨期の天候に大きな影響を与える太平洋高気圧や水蒸気フラックスという大気場の生起頻度の将来変化から、梅雨期集中豪雨の将来変化を推定することを試みた。特に日本海側の集中豪雨が頻発した2013年夏の気候場を基準にし、GCM出力から2013年の大気場と似たパターンを示す年を目視により判断し、その出現頻度の将来変化を観察した。ここで生起頻度に着目したのは、平均場ではなく特定のパターンの大気場に注目することで、局所的な現象である集中豪雨が生起する場所ごとに、将来変化の評価を行うことを試みたためである。60kmAGCMのアンサンブル出力から基準に当てはまる年を抽出し、その頻度の将来変化に対し検定を行ったところ、2013年夏の気候場と似たパターンが将来有意に増加するという結果が示された。しかし、目視を用いた判断では結果に主観性が残り、かつ非常に時間がかかるという問題がある。そこで本研究では、パターン分類法の1つであり、多次元のデータを二次元平面に並べることができる自己組織化マップ(Self-organizing Map: SOM)を利用して大気場を分類し、集中豪雨の原因となる特徴をもつ大気場を客観的かつ効率的に分類することを試みる。研究の流れは以下の通りである。まず5kmRCMの大気場をSOMで分類し、中北、宮宅ら(2012)が梅雨期集中豪雨を抽出した結果を用いて、5kmRCMの集中豪雨時の大気場がどのような特徴を持つ大気場か確認する。その後AGCMアンサンブルの大気場を二次元平面に分類し、分類される大気場の数を現在気候と将来気候で比較することで、将来頻度変化を

解析し、統計的に評価する。また、SOMを利用することで多数のアンサンブルデータを短時間で扱うことが可能になるため、「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)」という100時系列以上の多数のアンサンブルを用いる。d4PDFの大気場を同様に分類し、将来変化の統計的評価を行い、有意性を向上させることを試みる。

2. 気候モデルの概要と既往研究について

2012年度より5年間の計画で開始された文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」（以下、創生プログラムとする）は、前身である「気候変動予測革新プログラム」（以下、革新プログラムとする）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つ情報を創出することを目的としている。本研究は創生プログラム研究領域テーマD「課題対応型の精密な影響評価」内の、領域課題i・自然災害リスクにおけるサブ課題a. 気象災害リスクの成果として進められる。

2.1 全球大気モデル

本研究で用いた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 (Mizuta et al. 2012) である。水平解像度は約20km(AGCM20)と約60km(AGCM60)の2種類で、AGCM20の格子数は東西1920格子、南北960格子、AGCM60は東西640格子、南北320格子となっている。鉛直層数はいずれにおいても64層で、最上層は0.01hPaに置いている。積雲対流スキームは、3種類のスキーム：Yoshimura (YSスキーム; Yoshimura et al. 2014), Arakawa-Schubert (ASスキーム: Arakawa and Schubert 1974; Randall and Pan 1993), Kain-Fritsch (KFスキーム; Kain Fritsch 1993) が用いられている。このMRI-AGCM3.2の開発の際に新しく開発されたYSスキームは、Tiedtke(1989)のスキームをベースにしたものである。Arakawa-Schubert型の積雲スキームにおいては1つの格子の中で高さの異なる複数の上昇流を想定しているが、計算量が多くなるためそれぞれの上昇流は単純なものを仮定している。一方Tiedtke型の積雲スキームでは1つの格子につき1つだけの上昇流を扱うかわりに、それをより精緻に計算する。新しいYSスキームにおいては、1つの格子の中でTiedtke型の上昇流を2つ計算する。それぞれが最も高い上昇流と最も低い上昇流を表現しており、その間の高さの上昇流の性質が両者の線形内挿で表されると仮定することにより、ASスキームと同様に複数の上昇流の存在を

想定することができる。

2.2 全球モデルの実験設定

実験は20世紀末25年(1979-2003)と21世紀末25年(2075-2099)の2つについて、それぞれの条件で海面水温・海水密度・海水厚・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た。20世紀末実験では、海面水温(以下、SSTと称する)・海水密度・海水厚については観測の値を用いて現実に近い条件で実験を行うことにより、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; Rayner et al. 2003)を使用している。21世紀末実験においては、20世紀末実験で用いた値と、IPCCの報告書のために提出された各機関の大気海洋結合モデル(AOGCM)実験結果のモデル平均値を用いて、将来の温暖化のシナリオに基づいて実験し推定値を作成している。使用したIPCCのモデルは革新プログラムと創生プログラムで異なり、それぞれ第3次結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP3)と第5次結合モデル相互比較プロジェクト(CMIP5)に参加したAOGCMを用いている。またシナリオも、革新プログラムでは温室効果ガス排出シナリオ(SRESシナリオ)のうち、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A1Bシナリオを採用している。一方創生プログラムではRCPシナリオという、将来温室効果ガスをどのような濃度に安定化させるかという考え方から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。RCPシナリオでは、将来予測される多様な放射強制力の経路の中から、RCP2.6(低位安定化シナリオ: 気温上昇を2°Cに抑えることを想定)、RCP8.5(高位参照シナリオ: 政策的な緩和策を行わないことを想定)、及びそれらに位置するRCP4.5(中位安定化シナリオ)とRCP6.0(高位安定化シナリオ)の4シナリオが選択されている。革新プログラムのA1BシナリオはRCP2.6のシナリオに対応する。将来の推定値の作成手法は以下述べる通りである。

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、各店ごとに、長期間平均・線形トレンド・それらを差し引いた残差の3つの孔に分離する。残差の孔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。

観測長期間平均

+ (モデル将来長期間平均-モデル現在長期間平均)

+ モデル将来トレンド+観測年々変動

将来実験にとっては期間平均の現在から将来への

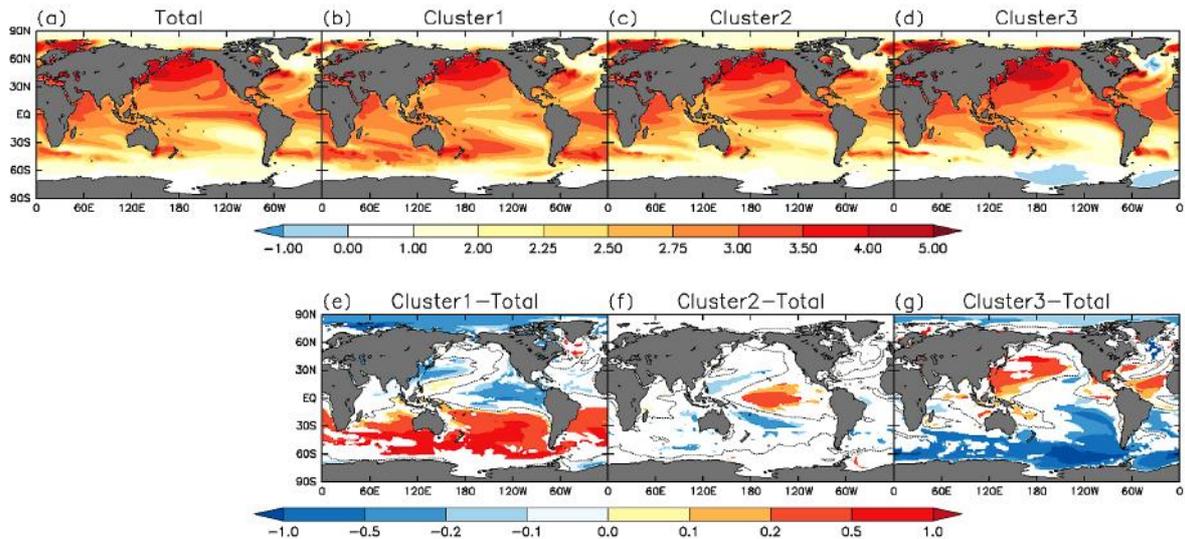


Fig.2.1 The pattern of future change of SST

変化分が気候変化の重要な要素であるため、長期間の平均値に関してはモデルで計算された観測値からの変化分を上乗せする形にしている。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。すなわち 1979~2003 年の位相を 96 年ずらし 2075~2099 年の変動に当てはめている。温室効果気体(CO₂, CH₄, N₂O, CFCs)の濃度は、20 世紀末実験では観測値、21 世紀末実験においては各シナリオに従った濃度が用いられており、濃度は全球で一様な値を年ごとに変化させている。

2.2.1 アンサンブル実験設定

温暖化予測の信頼性・不確実性を定量化し、より統計的評価の高い予測情報を得るために、気候モデルの設定を変えた複数の実験が行われている(アンサンブル実験)。不確実性を定量化するにあたっては、さまざまな不確実性の要因が存在することを考慮する必要がある。不確実性の要因としては、(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)気候モデル間の不確実性、があげられる。本研究で利用したアンサンブルはすべて創生プログラムにおける実験結果であるため、ここでは創生プログラムにおけるアンサンブルの実験設定について詳細に述べる。(1)について考慮するために、CMIP5 の RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5 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。(2)について考慮するためには、3 種類(YS, AS, KF)の物理過程スキームを与えたアンサンブル実験が行われている。(3)について考慮する

ためには、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アンサンブル実験が行われている。これは、モデル間の SST 変化の大きさではなく、変化の空間分布パターンの違いに注目したアンサンブルであり、将来変化に地域の違いによる不確実性をもたらす要因となりうる。物理過程アンサンブルについては、物理過程スキームのうち、スキーム間の差が大きいと考えられる積雲対流スキームを変えた実験が行われている。海面水温アンサンブルについては、CMIP5 の結果を用いて、クラスター分析により海面水温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(cluster1, 2, 3)とすべてを平均したものを合わせて 4 種類で実験が行われている。

ここで、以下に SST 変化のクラスター分析について述べる。クラスター分析は 28 種類の AOGCM の、過去気候再現実験と RCP8.5 を用いた将来気候実験の差について行い、そのモデル分類を他のシナリオでも使用している。まず 28 の各モデルで、20 世紀末実験(1979-2003 年平均)と 21 世紀末実験(2075-2099 年平均)の SST 変化の空間分布を計算する。各モデルでの変化を熱帯(30°S-30°N)平均の変化量で規格化した後、その空間パターンについて、その全モデル平均からの偏差を計算する。それについて、熱帯(30°S-30°N)におけるモデル間のパターン相関係数 r から $d=2(1-r)$ をノルム(距離)と定義してクラスター分析をおこない、クラスター1、クラスター2、クラスター3 の 3 つに分類した。

クラスターごとに、規格化した変化パターンを各月毎に平均し、最後に全モデル平均の熱帯平均の昇温量かけたものを、各クラスターでの SST 将来変化としている。Fig.2.1はこのようにして計算した各クラスターでの SST 将来変化分布である。クラスター2

(Fig.2.1c,f) において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モデル群であると言える。Fig.2.1fに見られるこのパターンは観測されるSSTの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と考えられる。他方、クラスター1 (Fig.2.1b,e)において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、クラスター2とは反対の傾向である。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。クラスター3 (Fig.2.1d,g)において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。すなわち、SST変化パターンの分類は、熱帯における変化の東西勾配と、南北半球間の昇温の違いで特徴付けられる。

2.2.2 本論文におけるAGCM各実験出力の略称

本論文では簡単のためAGCM各実験出力をTable2.1、Table2.2に示した略称を用いて表す

2.3 領域気候モデル

領域気候モデルは、あらかじめ設定された領域内でのみ、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、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。革新プログラムおよび創生プログラムで用いられた領域気候モデルは、気象研究所非静力学地域気候モデル(NHRCM: Nonhydrostatic Regional Climate Model)である。本研究では解像度が5kmのNHMRCMを用いるので、以降ではこれをNHMRCM05と表す。NHMRCM05は、AGCM20からネスティングされたものである。NHRCM05の計算領域は、狭い計算領域で日本列島を広くカバーするために北東から南西方向に傾いた計算領域となっている。革新プログラムではA1BシナリオによるSSTで1時系列のみ計算されているのに対し、創生プログラムではRCP8.5による3つのクラスター分類されたSSTと、アンサンブル平均されたSSTの計4つのメンバーによる将来予測実験が行われている。計算期間は革新プログラムでは現在(1979-2003年)、21世紀末(2075-2099年)の各25年について、創生プログラムでは現在(1980-2000年)、21世紀末

Table2.1
kakushin_AGCM20

name	resolution	time	SST	Initial condition
SPA	20km	1979-2003	Observation	m00
SFA		2075-2099	CMIP3 ave.	m00

Table2.2
sousei_AGCM20

Name	resolution	time	SST	Initial condition
SPA_m01	20km	1979-2003	observation	m01
SFA_rcp85		2075-2099	CMIP5 ave.	m00
SFA_rcp85_c1		2075-2099	Cluster1 (RCP8.5)	m00
SFA_rcp85_c2		2075-2099	Cluster2 (RCP8.5)	m00
SFA_rcp85_c3		2075-2099	Cluster3 (RCP8.5)	m00

(2076-2096年)、の各20年について1年毎のタイムスライスで行っている。

Kanada *et al.* (2010)はNHMRCM05とAGCM20を用いて日雨量の再現性を観測値と比較することでNHMRCM05の有効性を検証している。たとえば、日雨量200mm以下の降雨において観測値との整合性がよいことが示されている。さらに、1990年～1999年の10年間における6月～10月の上位3位日雨量を用いた確率密度関数は、AGCM20が低い値でピークを示しているのに対し、NHMRCM05が観測値と非常に良く整合している。これにより、NHMRCM05は日雨量200mm以上のような強雨の再現性も良いということが示されている。

本論文で用いるNHMRCM05は全て革新プログラムからの出力であるが、誤解を避けるため以下では革新プログラムのNHRCM05をkakushin_RCM05、創生プログラムのNHRCM05をsousei_RCM05と表記することとする。

2.4 AGCM と RCM を用いた集中豪雨の将来推定に関する研究

本節では既往研究を基に、上記のAGCM20, NHMRCM05, AGCM60アンサンブルの定量的な解析による梅雨期の降水の将来変化傾向を述べる。Kanada *et al.* 2011は、革新プログラムで計算された上記の各モデルを用いて降水量の将来変化を調べた。kakushin_AGCM60では、MRI-3.2Hのマルチモデル・海面水温アンサンブル実験（12メンバー）を用い6～7月平均降水量の将来変化の不確実性を調べ、7月上旬に日雨量の有意な増加傾向が見られることを示した(Fig.2.2)。

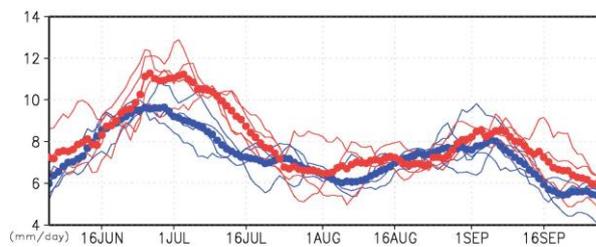


Fig.2.2 The blue(red) lines show the daily precipitation in present(future) climate calculated by kakushin_AGCM60 ensembles and the dot lines show average of ensembles.

また kakushin_AGCM20 では、21 世紀末気候シナリオでは7月上旬だけでなく8月上旬においての日雨量の有意な増加が出ている。また kakushin_RCM05 では、さらに細かい降水の将来変化を推定しており、21 世紀末気候シナリオは7月上旬と8月上旬において日雨量の増加だけでなく、特に日雨量 100mm 以上の大雨がもたらす降水の総雨量に対する割合も増加することが示されている。すなわち、上記のすべてのモデルにおいて 21 世紀気候シナリオでは、梅雨前線の北上の遅延と7月上旬に日雨量の増加傾向が見られるため、非常に有意性が高い変化であると言える。

中北, 宮宅ら(2012)は、上記の気候モデルによる定量的な解析結果である夏季降水量の増加が、梅雨前線に伴う集中豪雨であるかを検証するために、kakushin_RCM05の降水量データを用いて集中豪雨を目視により抽出した。その結果、21世紀末気候では現在気候と比較して梅雨前線に伴う集中豪雨について95%有意な増加が見られた。旬別の発生頻度は7月上旬と8月上旬において有意増加していた。また地域別では、近畿、東海、関東甲信、東北の4地域において集中豪雨が95%有意に増加していた。このことは、これまであまり集中豪雨の発生頻度が高くなかった中日本や東日本の太平洋側で集中豪雨の発生頻度が増加する可能性が高いことを示している。また、

日本海側では、現在気候ではほとんど頻度がないが、8月上旬で頻度が増加しており、上記の全国的な8月上旬での発生頻度の増加は日本海側での集中豪雨発生頻度の増加によるものと考えられる。しかし、kakushin_RCM05の出力のみから得られた結果は現在気候と21世紀末気候それぞれ1つの条件に基づいた結果であるため、統計的有意性という意味では十分ではないという問題がある。

中北・草野ら(2015)では、中北, 宮宅ら(2012)の集中豪雨の生起頻度の変化から将来変化を評価するという観点を活かし、かつ統計的評価が行えるAGCM60のアンサンブル出力を活用するために、大規模なスケールで捉えられる大気場から集中豪雨を捉えることを試みている。集中豪雨が発生しやすい大気場には、2013年7, 8月の大気場を参考に、太平洋高気圧の西への張り出しと、太平洋高気圧の縁に沿って日本列島に吹き込む水蒸気フラックスに着目している。これは2013年の7, 8月に、上記の大気場が原因と考えられる日本海側での集中豪雨が多発したからである(気象庁, 2013)。この大気場が出現する頻度の将来変化を観察するために、AGCMの大気場を目視で確認し上記の2013年の大気場に類似するパターンを抽出し、その頻度を比較している。

用いられたAGCMはMRI-AGCM3.2で、革新プログラムの後期実験で出力されたkakushin_AGCM20とkakushin_AGCM60である。kakushin_AGCM60では、大気初期値と積雲スキーム(AS,YS,KF)と海面水温3パターンによるアンサンブル実験が行われているが、中北・草野ら(2015)ではkakushin_AGCM20で用いられているYSスキームを使用したkakushin_AGCM60のみ用いている。また用いたのは現在気候(1979～2003年)と21世紀末気候(2075～2099年)の7・8月の地表面月平均値である。

大気場の抽出には西に張り出した太平洋高気圧地表面分布と、その周縁に沿って日本海側に吹き込んだ水蒸気フラックスの地表面分布を用いる。さらに、2013年夏に豪雨が特に多かった中国地方と東北地方の日本海側に注目するため、水蒸気フラックスは中国地方日本海側と東北地方日本海側のそれぞれに対し目視による抽出の基準を設ける。具体的な基準を以下に示す。

- [1] 海面更正気圧地表面分布による抽出基準
 - ・九州周辺の日本南海上付近で高気圧偏差が現れている場合(ただし日本全体が高気圧偏差に覆われている場合は除く)
- [2] 水蒸気フラックス地表面分布による抽出基準
 - 1)中国地方日本海側
 - ・九州地方北部で東向き偏差を示す場合
 - 2)東北地方日本海側

・北陸地方周辺の日本海で東向き偏差，東北地方の太平洋側で西向き偏差を示す場合
海面更正気圧，水蒸気フラックスは共に2013年夏の状況を参考にし，そのうち中国地方日本海側では南西からの暖湿な空気の流入を，東北地方日本海側では水蒸気の収束を各地域での豪雨に寄与した部分と考えそれぞれの基準としている。

kakushin_AGCM20とkakushin_AGCM60から出力される地表面月平均値を用いて，日本周辺の海面更正気圧と水蒸気フラックスの現在気候25年平均からの，現在気候と21世紀末気候の各年の偏差を画像データにし，それらを目視によって上記で定められた基準に当てはまる大気場が現れる年を抽出する。抽出は水蒸気フラックスの地域区分ごとに行う。

海面更正気圧と水蒸気フラックス両方の基準に当てはまる大気場が現れる年を抽出し，その出現頻度を現在気候と21世紀末気候とで比較する。また統計的仮説検定を用いてその差が有意であるかを判断する。以上の手順により2013年夏の豪雨をもたらしたような大気場が21世紀末気候において有意に増加するかを解析する。

上で設定した大気場の基準によってkakushin_AGCM20とkakushin_AGCM60の全アンサンブルにおいて抽出された年の数と，その結果を用いて有意検定を行った結果，現在気候に比べて21世紀末気候では大気場によって抽出される年がほとんどの地域と月で有意に増加していた。したがって，2013年夏に日本海側で集中豪雨を引き起こしたような大気場が21世紀末気候の7月と8月において増加すること，また8月に関しては日本海側の特に中国地方において高い有意性で増加するという結果が得られた。

しかし，この結果は目視による抽出であるため主観性が残り，かつアンサンブルを評価するには非常に時間がかかるという問題がある。そこで本研究では客観的かつ効率的に大気場の特徴を抽出するため，自己組織化マップ(SOM)という手法を取り入れる。SOMについては次章で述べる。

3. 自己組織化マップを用いた大気場の分類

3.1 自己組織化マップとは

自己組織化マップ(SOM : Self-Organizing Map) は，T.Kohonen(1995)によって提唱されたニューラルネットワークであり，複雑な多次元データを特徴ごとに集めて二次元のマップ上に視覚的に分類することができるパターン分類法の一つである。SOMは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，競合層には入力ベクトルと同じ次元を持つ重みベクトルが割り当てられたノードで構成される。ノードの数は二次元マップの大きさによって決定し，例えば 10×10 のマップの場合は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，二次元マップ上の重みベクトルによって仮想的に表現される。

SOMアルゴリズムの計算過程は，入力ベクトルの正規化と重みベクトルの初期化の後，下記のように行われる。各ノードが持つ重みベクトルの初期値には乱数または主成分分析などで特徴的なパターンをあらかじめ強調した値を与える。まず入力ベクトルの値が与えられると，競合層である二次元マップ上の全てのノードに割り当てられている重みベクトル m と比較され，両者のユークリッド距離が最小になるノード c (勝者ノード)が探索される。次に，各ノードの重みベクトルは，次式に示される近傍関数に従って修正される。

$$m_i(t+1) = m_i(t) + h_{ci}(t, \|r_c - r_i\|) [x - m_i(t)] \quad (3.1.1)$$

$$h_{ci}(t, \|r_c - r_i\|) = \alpha(t) \cdot \exp \left[-\frac{\|r_c - r_i\|^2}{2\sigma^2(t)} \right] \quad (3.1.2)$$

ここで， t は学習回数， r_c ， r_i はそれぞれ勝者ノード c と任意のノード i の位置ベクトルを表す。一般に，SOMでは二次元マップのノードは隣接する全てのノードとの距離を等しくするために，六角形の位置関係になるように配列されている。本研究では，近傍関数に対して式(3.1.2)のように勝者ノード位置を中心としたガウス分布を与えている。 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。

$$\alpha(t) = \alpha(0) \frac{T-t}{T} \quad (3.1.3)$$

$$\sigma(t+1) = 1 + (\sigma(t) - 1) \frac{T-t}{T} \quad (3.1.4)$$

以上のような近傍関数の特性から，勝者ノードに近いノードの重みベクトル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。

この一連の操作を繰り返すことによって，最終的には入力ベクトルの特徴が，マップ上の各ノードの

重み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もち、反対に遠いノード同士は互いに異なる性質を持つように組織化される。よって、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。

3.2 SOM を用いた集中豪雨時の大気場抽出に関する既往研究

本節では、SOMを用いて大気場を分類し、集中豪雨の原因となる大気場を抽出した既往研究として西山ら(2005)と大庭ら(2014)について述べる。

西山ら(2005)では、気象庁領域客観解析データのGPVをSOMによって分類し、分類された大気場と北部九州の豪雨との関連性について調べている。分類した大気場は可降水量及び850hPaの風速成分であり、この2つの変数によって梅雨期における暖湿気流の流入を表現している。GPVは水平解像度が20kmで、1日に2回出力されているデータである。解析領域はFig. 3.1に示すように、九州を北東側を含むように設定される。その解析領域をさらに9個の小領域に分割され、各要素の領域平均値を入力値として用いる。したがって、対象領域における梅雨期の気象場の特徴は、9つの領域の可降水量、風速成分の3要素、すなわち27次元のベクトルとして表現される。入力ベクトルは変数によるオーダーの違いをそろえるため、各グリッドにおける各変数の最大値と最小値を用いて、(正規化前の値-最小値)/(最大値-最小値)として0~1の値に正規化される。

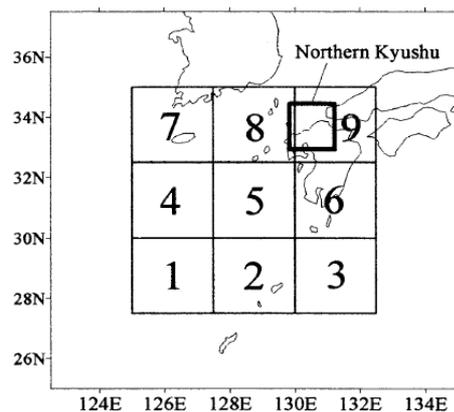


Fig. 3.1 Calculation area(Nishiyama et al. 2005)

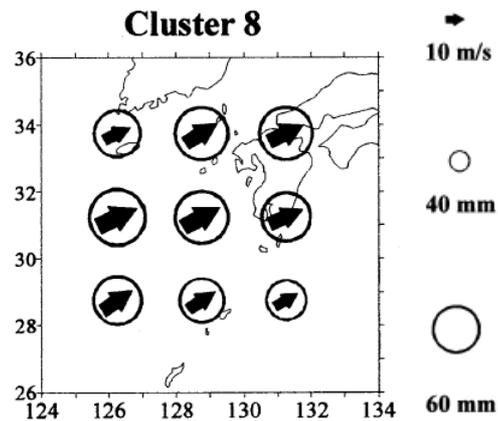


Fig.3.2 The atmospheric characteristics showed in cluster8. (Nishiyama et al, 2005)

2次元マップの大きさは10×10に設定し、1996年から1998年までの6、7月のデータ(合計366ケース)をSOMに入力し、梅雨期の気象場を表現し2次元マップを作成した。完成したマップ上の近接するノード互いに類似した特徴を持っているため、近傍のノード群はある特徴を持ったクラスターを京成していると考えられる。そこで、近接するノード間の平均距離を計算し、クラスター分類を行うU-matrix法とU-matrix法で分類された各クラスター内の重みベクトルの平均値を比較して厳密なクラスター分類を行うK-means法を用いて100個のノードを8つのクラスターに分類した。U-matrix法とK-means法は以下に示す式で表される。

ここで、 N_i はノード*i*に隣接するノード*k*の総数、 M はあるノード*i*がU-matrix法で分類されたクラスター*j*の平均重みベクトル。

さらに、分類したクラスターの降雨への影響を評価するため、各クラスターに分類されたGPVの時刻から3時間以内に、Fig. 3.1の太線で囲まれた北部九州の対象領域内で得られた最大1時間降雨量(RADAR-AMeDAS解析雨量)を観察した。各クラスターに含まれるノードを平均し、各クラスターの気象場の平均的な特徴を示したところ、クラスター8が特に可降水量が大きく、湿った空気が北部九州に強く流入するパターンを示した(Fig. 3.2)。クラスター8に含まれる降水イベントは50ケースあり、そのうち13ケースが30mm以上の豪雨イベントを含んでいた。また50mm以上の豪雨を含む唯一のクラスターでもある。したがって、クラスター8が示す強い南西風と南西から北東に向かって舌状に延びるような大きな可降水量は、梅雨期の豪雨をもたらす大気場の特徴であると言える。このように、暖湿気流の流入などを示す大気場を分類し、同時刻の降雨を観察することで、豪雨をもたらす大気場を抽出すること

ができる。

大庭ら(2014)は、JRA-55 再解析データを用いて、梅雨期における日本域の豪雨と関連の深い気象パターンをSOMによって抽出し、豪雨と関連が深いパターンが地域ごとに異なることを示した。解析したデータはJRA-55の日平均データの大気場と、雨量計観測から得た日降水量データをもとに作成されたAPHRODITEを使用している。大気場として850hPa東西風、南北風、相当温位、200hPa気圧面高度で、日平均の1958~2011年平均からの偏差を用いた、分類した大気場をクラスターに分類し、分類された日の降水量から豪雨イベントと関連性が深いクラスターを抽出している。Fig.3.3に抽出されたクラスターの典型的な大気場とクラスター平均降水量を示す。また各大気場と降水の地域的な依存性を調べるために、Fig.3.4に示す4つの地域における過去54年間の最大降水量上位50イベント時の大気場パターンが、どのクラスターに分類されるか調べたところ、豪雨時の大気場のパターンに地域的な差異が見られることが示された。Fig.3.4の円グラフはそれぞれの地域における各パターンの割合を示している。中国地方はクラスター1とクラスター4の割合が高い。また、エルニーニョ・南方振動(ENSO)との関連性を調べたところ、代表的なエルニーニョ年においてはクラスター1とクラスター2の発生頻度が増加する一方、ラニーニャ年ではクラスター3とクラスター6が増加、クラスター2が減少する傾向が見られることが示された。さらに、JRA-55の解析対象期間54年間(1958~2011年)において気象パターンの経年変動を調べ、各大気場パターンの生起頻度の変化を調べたところ、約10年程度の期間において、特定の大気場が支配的となっており、年代によって支配的となるパターンが変動していくことを示した。

本研究では西山ら(2005)の手法の一部を用いてAGCMの大気場を分類し、中北・宮宅ら(2012)がkakushin_RCM05から集中豪雨事例を抽出した結果と比較することで、梅雨期集中豪雨時の大気場を抽出することを試みる。また豪雨が発生する地域による大気場パターンの違いがAGCMでも現れるかどうかを、大庭ら(2014)と比較しながら検討する。

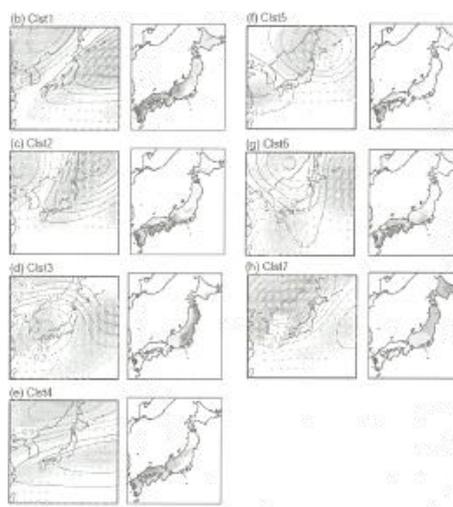


Fig. 3.3 Atmospheric condition and precipitation distribution of each cluster

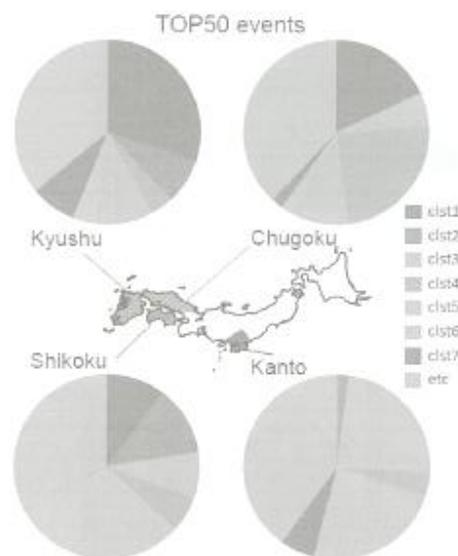


Fig.3.4 The rate of seven pattern of atmosphere in precipitation occurred in Kyushu, Shikoku, Chugoku and Kanto area.

3.3 解析領域と実験設定

本研究では、梅雨期の集中豪雨を引き起こす大気場を捉えるため、Fig. 3.4で示すように北海道を除く日本付近(東経125~148, 北緯25~41)の大気場を対象とする。日本南海の領域を含めることで、梅雨期の大気場に大きな影響を与える太平洋高気圧を考慮できると考えられる。

入力ベクトルは西山ら(2005)と同様に、各グリッドにおける各変数の最大値と最小値を用いて0~1の値に正規化する。また学習率 α 、近傍半径 σ は、西山ら(2005)の設定を用いてそれぞれ0.2と5に設定した。

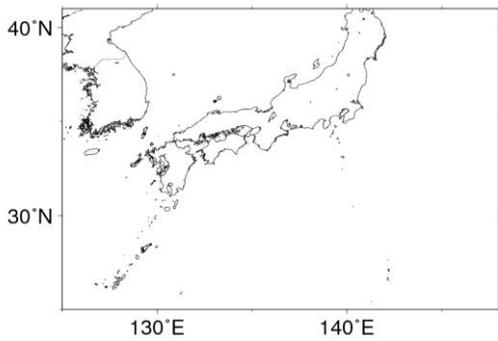


Fig. 3.4 Calculation area of SOM

3.3 解析領域と実験設定

本研究では、梅雨期の集中豪雨を引き起こす大気場を捉えるため、Fig. 3.5で示すように北海道を除く日本付近（東経125～148，北緯25～41）の大気場を対象とする。日本南海の領域を含めることで、梅雨期の大気場に大きな影響を与える太平洋高気圧を考慮できると考えられる。

入力ベクトルは西山ら(2005)と同様に、各グリッドにおける各変数の最大値と最小値を用いて0～1の値に正規化する。また学習率 α ，近傍半径 σ は、西山ら(2005)の設定を用いてそれぞれ0.2と5に設定した。

3.4 kakushin_RCM05とAGCM20を用いた大気場の分類

本項では、kakushin_RCM05とAGCM20の大気場をSOMによって分類し、解析を行う。繰り返し述べるように集中豪雨は非常にスケールの小さい現象であるため、高解像度である20kmの大気場を用いることで集中豪雨を捉えることができると考えられる。また西山ら(2005)と同様に、分類された大気場と対応する降雨分布から実際に集中豪雨が発生するか確認する必要があるが、集中豪雨を降雨分布そのものから確認するには5km以下の分解能が必要であるため、本研究ではkakushin_RCM05から目視で集中豪雨を抽出した中北・宮宅ら(2012)の結果を用いる

3.4.1 海面更正気圧と水蒸気フラックスを用いたSOMによる分類

まずkakushin_RCM05の大気場を20kmにアップスケールし、その大気場をSOMで分類し二次元マップを作成する。二次元マップ上に分類したkakushin_RCM05のうち、中北・宮宅ら(2012)で九州地方北部，中国地方日本海側，北陸地方で梅雨期集中豪雨が発生した時の大気場が分類されるノードが表す大気場を確認すれば，集中豪雨が発生した年の大気場を確認することができる。本項では，大気場を表す変数として海面更正気圧と地表面における水

蒸気フラックスの7，8月の各月平均値を用いた。ここで梅雨期全体(5月中旬～8月)ではなく7，8月の値を用いたのは，海面更正気圧で表される太平洋高気圧が7，8月の大気場に大きな影響を与えると考えられ，豪雨と大気場の対応が見えやすくなると考えたからである。Fig.3.5は，kakushin_RCM05の現在気候(1979～2003年)と21世紀末気候(2075～2099年)における海面更正気圧と水蒸気フラックスの7・8月各月平均値を用いて作成された二次元マップの，各ノードの重みベクトルが示す大気場をノードの順番に並べたものである。なお，実際のノードは六角形の形に配置されているが，図では見やすくするために四角形に配置している。また，Fig.3.6は各ノードに分類されるkakushin_RCM05の各年月の大気場を示したものである。数字が年月を表し，アルファベットはR5pが現在気候，R5fが21世紀末気候であることを表している。以降，kakushin_RCM05から20kmアップスケールした現在気候実験出力をRCM20_R5p，21世紀末気候実験出力をRCM20_R5fと表す。

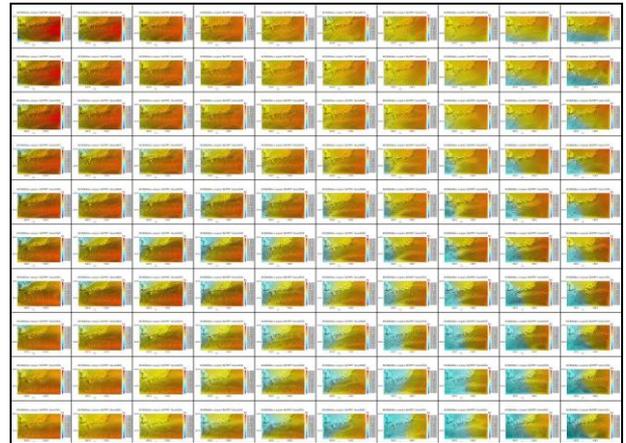


Fig. 3.5 SOM map calculated by SLP and water vapor flux in kakushin_RCM05.

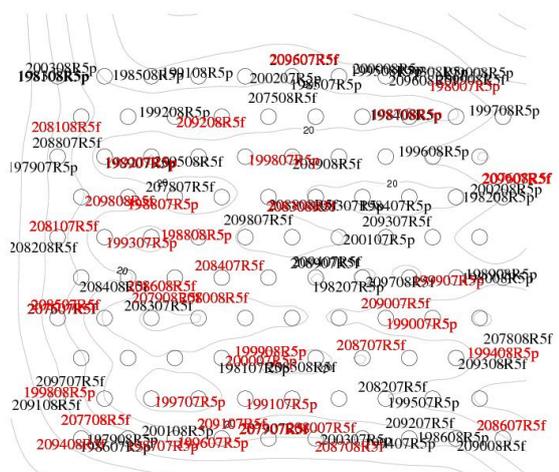


Fig.3.6 the position of each output of kakushin_RCM05.

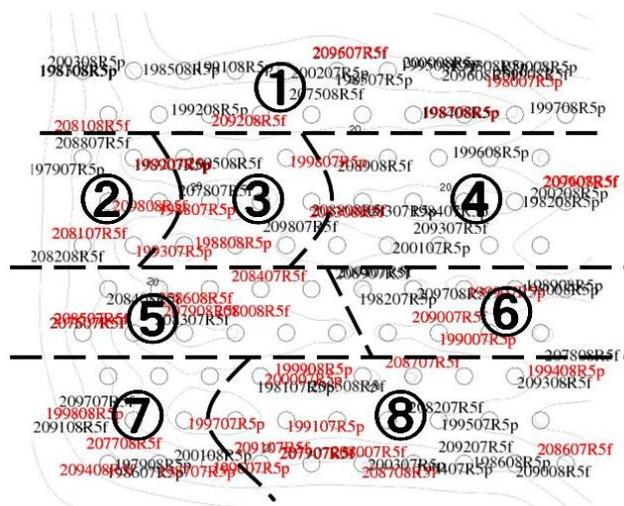


Fig.3.7 The clustering of 100 nodes.

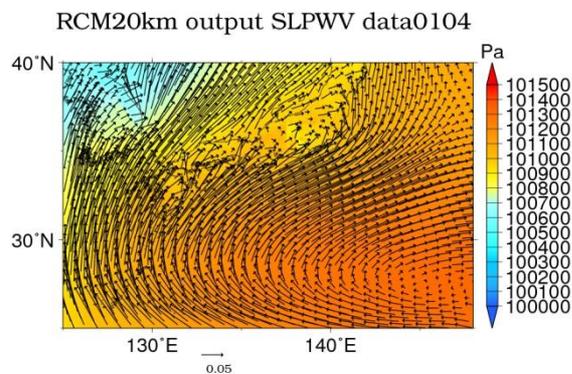


Fig.3.8 The atmospheric condition of node(1,4)

赤字は中北・宮宅ら(2012)で九州地方北部, 中国地方日本海側, 北陸地方において梅雨期集中豪雨が抽出された月である. コンターは U-matrix 法を用いて隣接するノードとのユークリッド距離を表している. Fig.3.7 は Fig.3.6 のコンターの値が大きい部分を目視でなぞり, 100 個のノードを 8 個のクラスターに分類した図である. Fig.3.6 と Fig.3.7 より, kakushin_RCM05 において集中豪雨が抽出された赤字の月がマップの左寄りのノードに多く分類されており, 特にクラスター5 に含まれるノードでは, 集中豪雨が抽出されていない月, つまり黒字のプロットが少ない. このことは, クラスター5 のノードは集中豪雨が起きる大気場として他の大気場と区別されていると考えられる. 代表として左から 1 列目, 下から 4 行目 (以降, ノードの場所を (列, 行) の表記で表す) のノードが示す大気場を Fig.3.8 に示す. Fig.3.8 に示す通り海面更正気圧が太平洋から九州南部にかけて高くなっているため, このノードは太平洋高気圧が西に張り出している大気場を表している. また水蒸気フラックスは太平洋高気圧に沿って九州

地方から中国地方に吹き込んでおり, フラックスとしての大きさも大きい. この大気場は中北・草野ら(2015)で, 日本海側での集中豪雨が起りやすい大気場として参考にした, 2013 年夏の大気場の特徴と類似している. したがって, 太平洋高気圧が西に張り出しその周縁に沿って水蒸気フラックスが流入するという大気場の特徴は, kakushin_RCM05 の中でも, 日本海側の集中豪雨を発生させる大気場の特徴として抽出されたといえる.

一方で, 赤字の集中豪雨が発生した月は, マップ上の左下だけでなく様々な位置のノードに分類されている. これは, 海面更正気圧と水蒸気フラックスの月平均値では集中豪雨が発生する時の大気場を一意的に決定することができないことを示している. この理由としては二つの理由が想定される. 一つめは, 集中豪雨が発生する時の海面更正気圧と水蒸気フラックスには複数のパターンが存在する可能性があるということである. 大庭ら(2014)の研究でも, Fig. 3.4に示す通り豪雨に対して複数の大気場パターンが集中豪雨の原因となっていることからこの可能性が考えられる. 二つめは, 月平均値という時間分解能の粗いデータでは, 大きなスケールである大気場を利用しても集中豪雨という極端現象を捉えることができない可能性があるということである. 以降, この二つの理由について考察を行う.

3.4.2 特定の大気場が生起する頻度の将来変化

ここでは, 上述したように集中豪雨が発生する時の海面更正気圧と水蒸気フラックスには複数のパターンが存在するという前提で, それぞれの大気場パターンの将来変化について調べる. 方法としては, kakushin_AGCM20と sousei_AGCM20から計算された大気場を, 3.4.1で作成した二次元マップ上のノードに分類し, kakushin_RCM05を含めて各ノードに分類された現在気候と21世紀末気候の大気場の数を比較することで, 各ノードが表す大気場の将来変化を調べる. すなわち, 分類される大気場の数が現在気候と比較して21世紀末気候で増加した場合, そのノードが示す大気場の生起頻度が将来増加すると言える. 分類方法はkakushin_RCM05と同じ領域における, AGCM20の海面更正気圧と水蒸気フラックスを用いて大気場を作成し, 各ノードの重みベクトルとのユークリッド距離を計算し最小となるノードを選択する. 大気場は7, 8月の各月平均値を用いるので, 1つのモデルに対し25年×2ヶ月の合計50個の大気場が存在する. 用いたモデルはkakushin_RCM05と kakushin_AGCM20と sousei_AGCM20の全てであるので, 現在気候がRCM20_R5p, SPA, SPA_m01の3モ

デル, 21世紀末気候がRCM20_R5f, SFA, SFA_rcp85, SFA_rcp85_c1, SFA_rcp85_c2, SFA_rcp85_c3の合計6モデルである. したがって, 分類される大気場は現在気候が50×3モデルの150個, 21世紀末気候が50×6モデルの300個である.

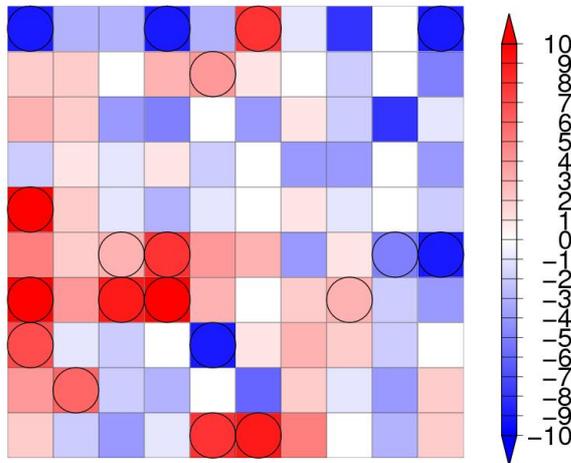


Fig 3.9 The difference of the number between future climate and present climate

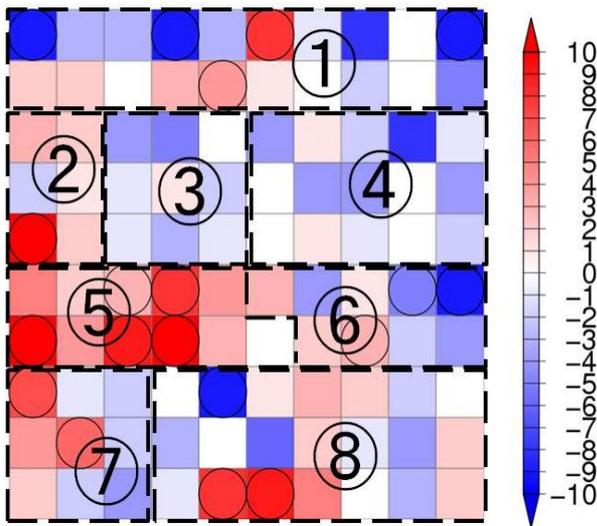


Fig.3.10 The clustering of Fig.3.9 referring Fig.3.7.

Fig. 3.9 は二次元マップ上に分類された現在気候と 21 世紀末気候における大気場の数の差である. 上記の通り現在気候と 21 世紀末気候では分類される大気場の数が異なるので, どちらも大気場の合計が 300 個になるように以下の式で正規化している. 暖色 (寒色) のノードは現在気候と比べて 21 世紀末気候で分類される大気場の数が増加 (減少) したノードである. また, 図で丸印がついているノードは, T 検定により 5% の有意水準で増加 (寒色のノードの場合は減少) するノードである. 検定は各ノードについて行っており, F 検定で現在気候と 21 世紀末気

候の母分散が等しいかどうかを検定した後, T 検定を用いて母平均が等しいかどうかを検定した. T 検定は, 各ノードに分類される数が現在気候と 21 世紀末気候で変化しないという帰無仮説を立て, アンサンブル間のばらつきを超えて分類される数が増加するかどうかを検定した.

Fig.3.10 は Fig.3.7 のクラスター分類をもとに Fig.3.9 をクラスター分類したものである. Fig.3.10 より, クラスター5 では, ほとんどのノードにおいてそのノードに分類される大気場の数が現在気候と比べて 21 世紀末気候で増加しており, 有意に増加しているノードも見られる. したがって, Fig.3.10 におけるクラスター5 に含まれるノードが表す大気場の生起頻度は 21 世紀末気候で増加し, 特に(1,4), (3,4), (4,4), (3,5), (4,5)のノードが表す大気場は 5% の有意水準で増加するとわかる. また, 3.4.1 項の結果より, クラスター5 の大気場は集中豪雨が起きやすい大気場として他の大気場と区別されている. したがって 21 世紀末気候では, 集中豪雨が発生しやすい大気場のパターンが有意に増加するといえる. この大気場のパターンは大庭ら(2014)で示された Fig.3.3 におけるクラスター4 の大気場と類似している. この大庭らのクラスター4 はエルニーニョ年で発生頻度が増加するパターンであり, このことは 2.3.2 項で AGCM20 の SST アンサンブルについて述べた際, CMIP5 平均と SST クラスター2, SST クラスター3 がエルニーニョ型の応答を示すことと整合的である (Fig.2.1a,c,d 参照). すなわち, 21 世紀末気候実験 6 モデルのうち SFA_rcp85, SFA_rcp85_c2, SFA_rcp85_c3 がエルニーニョ型であるため, エルニーニョ年に発生頻度が増加する大気場のパターンが将来増加したのだと考えられる.

しかしながら, Fig. 3.9の結果はあくまでも現在気候3モデルと21世紀末気候6モデルによる結果であり, 実験設定も限られているため統計的評価に十分なアンサンブルを用いているとは言えない. 実際, 隣接するノードは互いに似た大気場を示すため将来変化も隣接するノードと似た傾向を示すことが想定されるにも関わらず, Fig. 3.9の結果は増加するノードと減少するノードが混在しており, 隣接するノードと将来変化の傾向が全く異なっているノードが多い. このことは, 今回用いたアンサンブルモデルでは, 統計的評価に十分な数の大気場が100個のノードの全てには分類されていないことを表している. また, 有意性があると判断されたノードが少ないことも, アンサンブル数が十分ではないということを表している. これらの問題を解決するためには, アンサンブル数を増やすことが必要であるため, 第4章では多数のアンサンブルであるd4PDFを用いて大気場の将

来変化を統計的に評価することを試みる。

また、今回はkakushin_RCM05のみを用いて二次元マップを作成したため、RCP8.5シナリオの出力が二次元マップ上で分類しきれていない可能性がある。そのため、今後RCP8.5シナリオを含んだ二次元マップを作成し、シナリオによる分類場所の違いがマップ上に表れるか確認する必要があると考えられる。

3.4.3 旬平均の大気場を用いた大気場の分類

ここでは、3.4.1 項の考察から、月平均値より時間分解能を高くした旬平均の大気場を用いて、大気場と kakushin_RCM05 における集中豪雨との対応を高めることを試みる。つまり、Fig.3.6 の豪雨時の大気場を表す赤字の出力が二次元マップ上の 1 カ所により集まることを期待する。旬平均は、7、8 月各月で 1~10 日を上旬、11~20 日を中旬、21~31 日を下旬とし、それぞれで平均した kakushin_RCM05 の海面更正気圧と水蒸気フラックスの値を用いた。したがって、RCM20_R5p と RCM20_R5f それぞれ 25 年×2 ヶ月×3 旬の大気場を SOM で分類した。Fig.3.11 に、旬平均を SOM で分類し作成した二次元マップを示す。Fig.3.6 と同様に、赤字は kakushin_RCM05 において集中豪雨が発生した旬である。数字も Fig.3.6 と同様に年月を表すが、月の後ろの 01~03 はそれぞれ上旬、中旬、下旬であることを示している。Fig.3.6 と比較して、Fig.3.11 では赤字の出力がより集まり、ほとんどがマップの上半分に分類されている。これは、旬別にしたことで豪雨が発生した時間とより近い時間の大気場が用いられているため豪雨との対応が高まったことと、分類される大気場の数が増えるに伴って豪雨時の大気場も多くなり、集まっている部分がより判別しやすくなったためだと考えられる。したがって、時間分解能の高い大気場を用いることで、より豪雨時の大気場を抽出しやすくなったと言える。

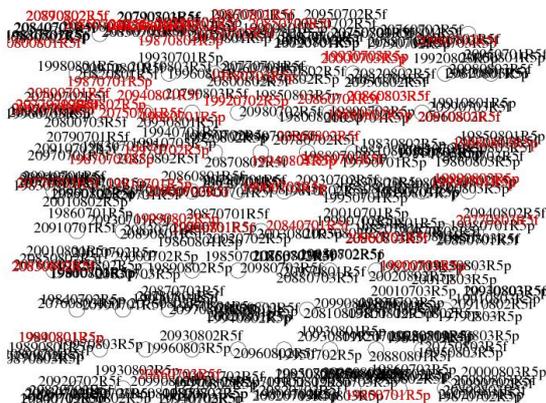


Fig.3.11 The SOM map made by clustering atmospheric characteristics averaged as each season in July and August.

以上の結果より、旬別の大気場を用いたところ、月平均の大気場に比べて集中豪雨時の大気場が抽出されやすくなったが、地域別に細かく見ていくと一意的に集中豪雨時の大気場を決定することはできなかった。そのため、さらに時間分解能の高い日平均の大気場を利用することや、より集中豪雨と関連性の高い大気場の指標を用いることで、集中豪雨時の大気場を抽出できるかさらに検討していく必要があると考えられる。

4. 多数のアンサンブル気候予測データを用いた統計的評価

4.1 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) の背景

創生プログラムでは、気候変動に伴う自然現象の将来変化とその不確実性、および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し、社会基盤や経済活動へ与える影響評価のための情報を創出している。しかし、これまで行われてきたCMIPの実験や、環境省が2014年に作成した「全球気候変動予測データ」「地域気候変動予測データ」では、予測計算のアンサンブル数が10程度と少ないため、台風や集中豪雨などの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、これまでにない多数（最大100メンバー）のアンサンブル実験を用いて、確率密度分布の裾野にあたる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、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。

本研究では、多数のアンサンブルを用いたときにある現象の増減の分布が鮮明になるという結果が、3.4.2 項の Fig. 3.9 で表した大気場の将来変化の二次元マップ上での分布にも適用できると考え、解析を行った。

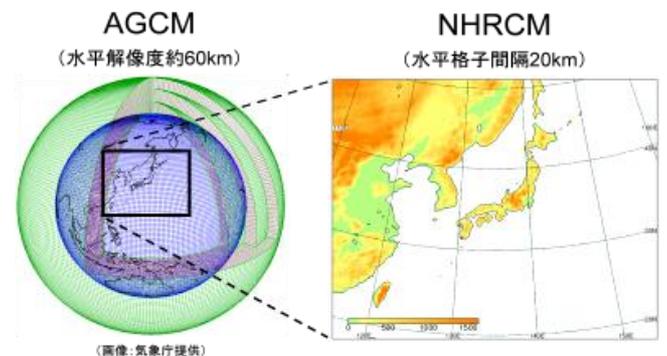


Fig.4.1 the calculation area of d4PDF_AGCM60 and d4PDF_NHRCM20

4度上昇実験は、非温暖化実験から全球平均温度が4度上昇した世界をシミュレーションしている。SSTはCMIP5に参加した全球海洋結合モデルの実験からクラスター分析をもとにSSTパターンが互いに異なる6クラスターに分け、それぞれのクラスター内のSST分布出力をもつ代表的なモデルを一つ選定している。この6モデルに過去実験で使用した海面水温摂動のうち、任意の15種類の摂動を加えた合計90種類の分布を与えることで、90アンサンブル実験を行っている。

温室効果ガス濃度等の外部強制因子は、RCP8.5シナリオの2090年の値を与えており、実験期間50年を通して温暖化の程度は時間変化しない設定となっている。これは実験の初期と末期で温暖化の段階が異なると同一のアンサンブルとして扱うのに困難が生じるため、温暖化の段階を固定して長期のトレンドが含まれないようにするための設定である。なお、本章では4度上昇実験の実験期間2051～2110年を将来気候と呼ぶ。

非温暖化実験は過去実験と比較することで過去の温暖化影響を定量化する研究に利用することができる。また非温暖化実験では、過去実験で用いるデータから温暖化トレンドを除いたSSTを与えているため、4度上昇実験と直接対比することができる。SSTとしては、トレンド成分の1900年から1919年までの20年間の観測値平均に、トレンドを含まない年々変動と、過去実験で使用したものと同一100個の摂動を加えたものを与えている。温室効果ガス濃度等の外部強制因子は、産業革命前の1850年に相当する条件に固定している。

d4PDF_NHRCM20はNHRCMを用いてダウンスケーリングが行われており、計算領域はFig. 4.1に示すように日本域をカバーする領域である。d4PDF_AGCM60のアンサンブルメンバーからネステイングを行い、d4PDF_NHRCM20のアンサンブルメンバーを作成している。メンバー数は、過去実験(1950～2011年)が50メンバーと4度上昇実験(2050～2111年)が90メンバーとなっている。

4.3 d4PDF_AGCM60の大気場分類とパターンの将来頻度変化

本節ではまず現時点で最も多数のアンサンブル実験が行われているd4PDF_AGCM60を用いて、SOMで分類された大気場の生起頻度の将来変化を調べる。方法は以下の通りである。まずkakushin_RCM05を60kmにアップスケーリングした現在気候と21世紀末気候の大気場から、SOMを用いて10×10の二次元マップを作成する。作成したマップ上のノードが示す大気場と、d4PDF_AGCM60の大気場とのユークリ

ッド距離を計算し、d4PDF_AGCM60の各出力を最も類似した大気場パターンを示すノードに分類する。今回用いた大気場は、3章と同様にFig. 3.5の領域の海面更正気圧と水蒸気フラックスで表される。ただし、今回は多数のアンサンブルを利用するため、より多くのパターンの将来変化を観察できるように6～8月の各月平均値を用いた。作成した二次元マップ上で、集中豪雨が発生した時の大気場が分類されるノードを確認し、そのノードを集中豪雨の原因となる大気場とする。さらに同じ二次元マップ上にd4PDF_AGCM60の現在気候実験アンサンブルと4度上昇実験アンサンブルの大気場を分類した後、各ノードで分類された数を用いて検定を行い、将来変化を統計的に評価する。

4.3.1 60kmにアップスケーリングしたkakushin_RCM05を用いたSOMによる二次元マップの作成

3.4.1項と同じ手順で、kakushin_RCM05の大気場を60kmにアップスケーリングし、その大気場をSOMで分類し二次元マップを作成した。Fig. 4.2は、kakushin_RCM05の現在気候(1979～2003年)と21世紀末気候(2075～2099年)における海面更正気圧と水蒸気フラックスの6～8月の各月平均値を用いて作成された二次元マップの、各ノードの重みベクトルが示す大気場をノードの順番に並べたものである。また、Fig. 4.6は各ノードに分類されるkakushin_RCM05の各モデルの年月を示したものである。

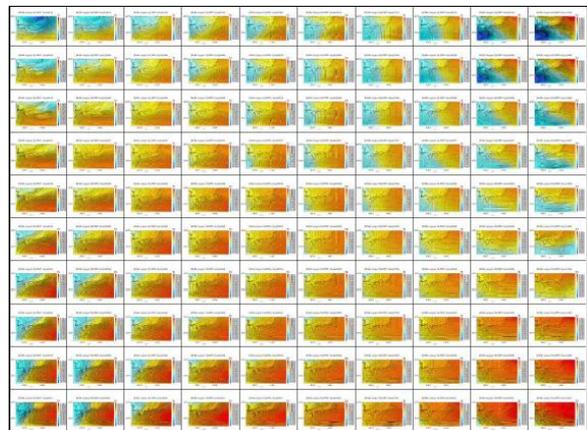


Fig.4.2 The SOM map calculate by sea level pressure and water vapor flux in kakushin_RCM05.

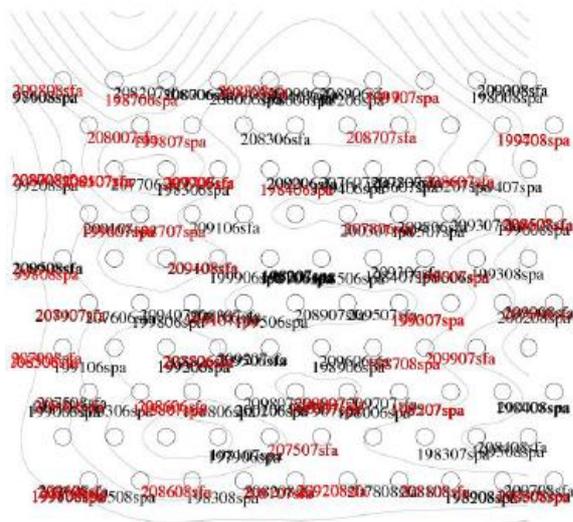


Fig.4.3 The position of each output of kakushin_RCM05

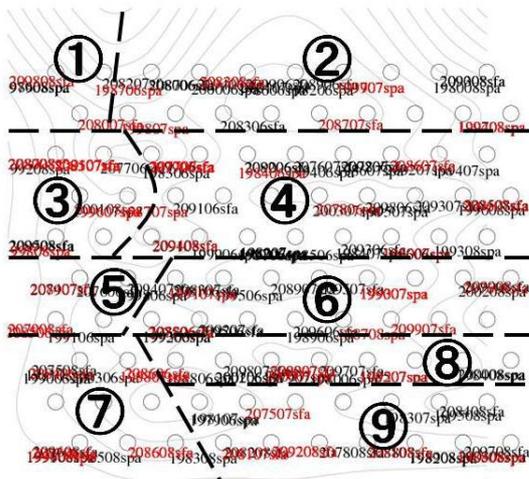


Fig.4.4 The clustering of Fig.4.3

またFig.4.4は3.4.1項のFig.3.7と同じ方法で、Fig.4.3のコンターから100個のノードを9個のクラスターに分類した図である。Fig.4.3とFig.4.4より、kakushin_RCM05において集中豪雨が抽出された赤字の月がマップの全体に分布しており、クラスターごとに見ても赤字と黒字が混在しているため豪雨時の大気場が区別されているようには見えない。これは、60kmにアップスケールしてしまうと空間解像度が粗くなりすぎてしまい、大気場から集中豪雨を捉えることができなくなることを示しているという可能性が考えられる。また、6月の月平均値を用いたことで、マップ上に存在する大気場のパターンが増加し、大気場が少し異なると全く異なるノードに分類されている可能性も考えられる。そこで、3.4.2項と同様に、集中豪雨が発生する時の海面更正気圧と水蒸気フラックスには複数のパターンが存在するという前提で、それぞれの気場パターンの将来変化について次項

で調べる。

4.3.2 各ノードが表す大気場が生起する頻度の将来変化

4.2.1項で作成した二次元マップ上に、d4PDF_AGCM60の過去気候実験アンサンブル100メンバーと将来気候実験アンサンブル90メンバーから出力される大気場を分類した。大気場は6~8月の各月平均を用いているため、過去気候は60年×100メンバー×3ヶ月の18000個、将来気候は60年×90メンバー×3ヶ月の16200個である。分類方法は3.4.2項と同様に、d4PDF_AGCM60の大気場を表すベクトルと、各ノードの大気場を表す重みベクトルとのユークリッド距離を計算し、最小となるノードを選択した。

Fig.4.5は二次元マップ上に分類された現在気候と将来気候における大気場の数の差である。現在気候と将来気候では分類される大気場の数が異なるので、どちらも大気場の合計が18000個になるように以下の式で正規化している。

$$\text{(あるノードに分類された正規化後の数)} = \frac{\text{(あるノードに分類された数)}}{16200 \times 18000} \quad (4.2)$$

暖色(寒色)のノードは現在気候と比べて将来気候で分類される大気場の数が増加(減少)したノードである。また、図で丸印がついているノードは、3.4.2項で用いたものと同様のT検定により5%の有意水準で増加(寒色のノードの場合は減少)するノードである。

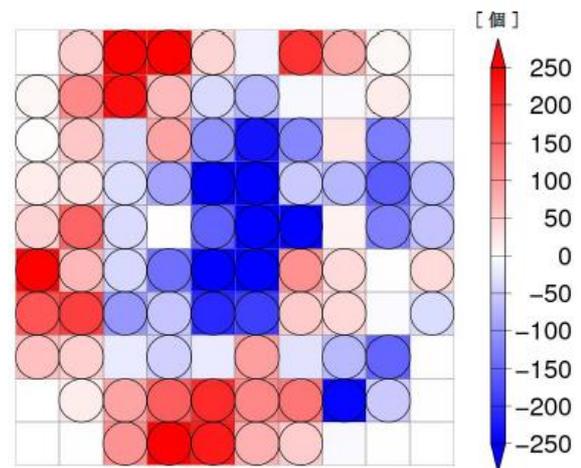


Fig.4.5 The difference of number of models plotted on each node between present climate and future climate.

Fig.4.5より、3章のFig.3.9で示された結果とは大幅に異なり、ほとんどのノードで5%の有意水準で有意な差があると判断されたことがわかる。これは十分大きなアンサンブル数を用いたことによって、各ノードに分類される数の、アンサンブルメンバーによるばらつきが小さくなったためだと考えられる。ま

た、暖色のノードと寒色のノード、つまり将来気候において分類される数が増加するノードと減少するノードがそれぞれ二次元マップ上で別々に固まって位置している。この固まって位置するという事は、3.4.1項で述べたように、隣接するノードが互いに似た大気場を示すため、将来変化も似た傾向を示すという想定と整合的である。試しにU-matrix法から計算されたノード間のユークリッド距離のコンターを、Fig.4.5に重ねたものをFig.4.6に示す。

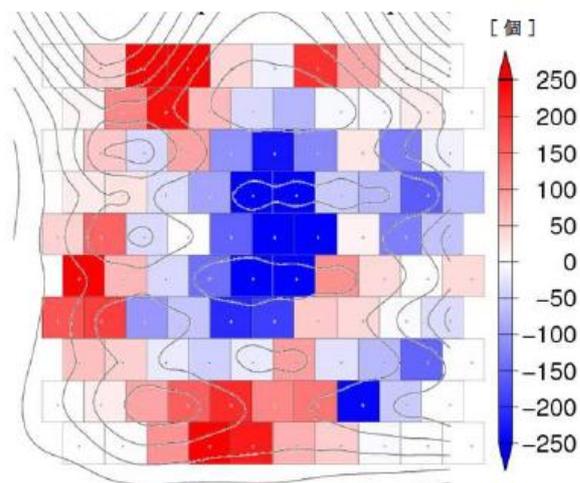


Fig.4.6 The contour showing the similarity ratio with Fig.4.5.

Fig.4.6からわかる通り、分類された大気場が将来気候で増加するノードと減少するノードの分布が、ノード間の類似度を表すコンターの分布とほとんど同じ形をとっている。すなわち、多数のアンサンブルメンバーを用いることで、似た大気場を表すノードは将来変化も似た傾向を示すことがわかり、個々のノードを別々に評価するのではなく、似た大気場を示すノードのクラスターとして将来変化を評価することができるといえる。

次に、この利点を活かし増加するノードが集まっている部分の大気場から、将来気候で増加するといえる大気場を調べる。

4.3.3 将来気候で増加するノードが表す大気場

Fig.4.6から、二次元マップ上で特に顕著に増加しているノードがあるエリアを3つ抽出し、それぞれについて、そのノードが表す大気場を観察した。Fig.4.7に、抽出したエリア1~3を示す。エリア1とエリア3に含まれるノードは全て日本の南東の海上で海面更正気圧が高い大気場を示した。水蒸気フラックスはエリア1~3のノード全てで西日本に南西からの水蒸気フラックスが流入している特徴を示した。

特にエリア1とエリア3のノードは強い水蒸気フラックスを示している。したがってエリア1、エリア3の大気場は、太平洋高気圧が西に張り出し、その周縁に沿って水蒸気フラックスが日本海側に吹き込むという大気場を示している。したがって、エリア1やエリア3が示すような太平洋高気圧が強く張り出し水蒸気フラックスが南西から流入するパターンの大気場は、将来気候において高い有意性で増加すると言える。また、この大気場の特徴は3.4.1項の20kmにアップスケーリングしたkakushin_RCM05を用いた解析から九州地方北部、中国地方日本海側、北陸地方において梅雨期集中豪雨が起きやすい大気場として示された特徴に当てはまる。したがって、4.2.1項で60kmにアップスケーリングした大気場は必ずしも集中豪雨が生じたその時々の大気場とは対応しないと述べたが、より集中豪雨が生じた際の大気場により対応している20kmの大気場と比較することで、60kmの大気場を集中豪雨に対応させることの可能性が示された。ただし、大規模な現象ではあるが、20kmと60kmの解像度の違いがどの程度大気場に影響を及ぼすのかについてはさらなる検証を行う必要がある。

4.4 d4PDF_NHRCM20を用いた大気場の将来変化予測

本節では60kmより解像度が高く、アンサンブル実験が多数計算されているd4PDF_NHRCM20を用いた解析について述べる。AGCM20のアンサンブルを用いて解析を行っているが、3.4.2項では、kakushin_RCM05の大気場を用いて二次元マップを作成し、集中豪雨との対応も検証しているが、本項で用いるd4PDF_NHRCM20には、地表面の比湿が算出されておらず、kakushin_RCM05と同じ水蒸気フラックスを作成することができない。そこで本節では、kakushin_RCM05と境界値を共有している、kakushin_AGCM20の大気場を用いて二次元マップを作成する。境界値が共有されているため、kakushin_RCM05から20kmにアップスケーリングした大気場と、kakushin_AGCM20の大気場はほぼ同じ分布を示すと考えられる。実際にNHRCM05から20kmにアップスケーリングしたものとAGCM20が示す、海面更正気圧と水蒸気フラックスの2075年7月の分布をFig.4.15に示す。Fig.4.7からわかるように、目視では両者にほとんど違いは見られない。また両者の差を表したところ、陸域の海面更正気圧と、九州北部付近の水蒸気フラックスに差が見られるものの、非常に小さい値となっている。

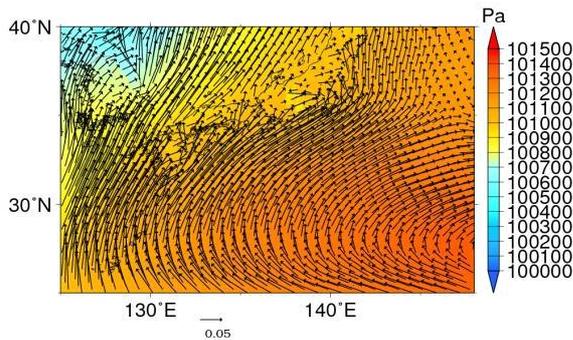


Fig.4.7-(a) The atmospheric condition in July 2075 calculated by kakushin_RCM05 with 20km resolution.

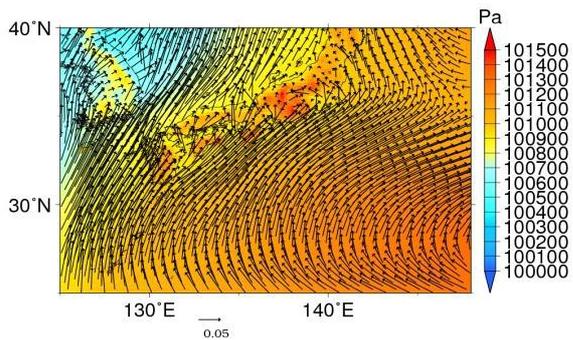


Fig.4.7-(b) The atmospheric condition in July 2075 calculated by kakushin_AGCM20.

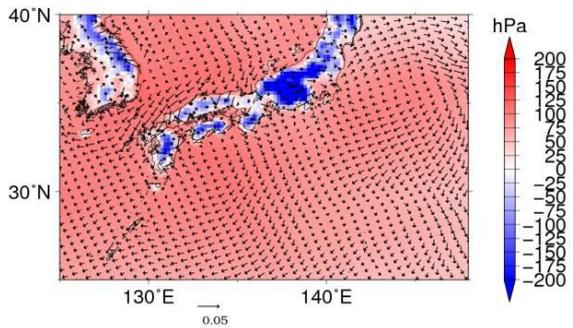


Fig.4.7-(c) The deviation of atmospheric condition between (a) and (b).

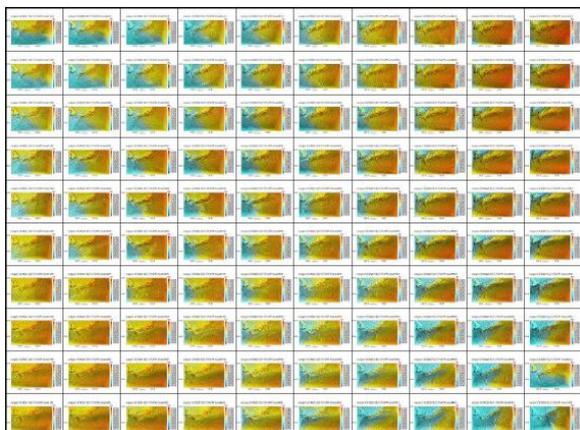


Fig.4.8 The SOM map calculated by kakushin_AGCM20 with sea level pressure and precipitable water.

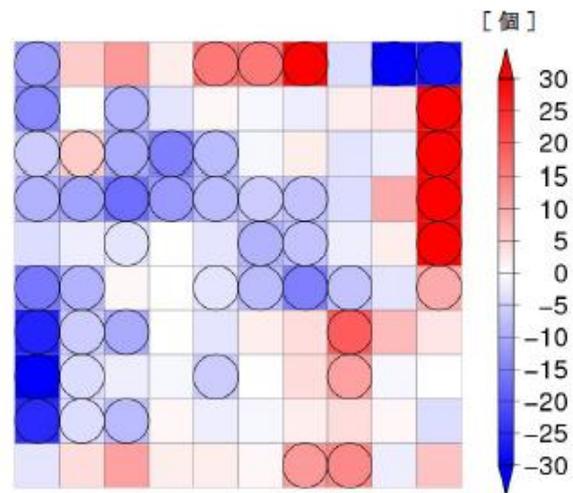


Fig.4.9 The difference of number of models plotted on each node between present climate and future climate.

また、kakushin_AGCM20の大気場とkakushin_RCM05から20kmにアップスケーリングした大気場が、SOMで違う大気場と判断されるかを検証した。20kmにアップスケーリングしたkakushin_RCM05の現在気候と21世紀末気候の7,8月の各月平均の海面更正気圧と水蒸気フラックスで作成した二次元マップ上に、kakushin_AGCM20の同じ期間の大気場を分類した。現在気候25年と21世紀末気候25年の合計50年×2ヶ月の100個の大気場を分類したところ、100個中65個の大気場が、同じ年月のkakushin_RCM05が分類されたノードと全く同じノードに分類され、隣接するノードを含めると100個中93個の大気場が、同じ年月のkakushin_RCM05とほぼ同じノードに分類されるとわかった。このことは、Fig.4.7に示すようにkakushin_RCM05から20kmにアップスケーリングした大気場とkakushin_AGCM20の大気場は、わずかに異なる分布を示すが、SOMで分類する際には同じ大気場として扱われることを示している。

そこで、以下ではkakushin_RCM05で集中豪雨が発生する時の大気場を、同じ時間のkakushin_AGCM20の大気場で置き換える。この仮定によって、kakushin_RCM05の大気場を使わずに、AGCM20の大気場だけで集中豪雨の対応を検討することができる。

図4.8に、kakushin_AGCM20の現在気候と将来気候における海面更正気圧と、南北風および東西風に可降水量をかけた可降水量のフラックスの、7, 8月各月平均値を用いて作成された二次元マップを示す。また、作成されたマップ上に、d4PDF_NHMRCM20の大気場を3.4.2項と同様にノードとのユークリッド距離から、最も類似するノードに分類し、分類された現在気候と将来気候における大気場の数の差を表した結果を図4.9に示す。本研究では、時間の制約か

らd4PDF_NHMRCM20のすべてを扱うことができなかったため、現在気候は10個のアンサンブル、将来気候は6SST×2アンサンブルの合計12アンサンブルだけを用いた。

図4.9より、図3.9の結果よりは、有意性が表れているノードが多いが、アンサンブル数が限られているため図4.5のようにほとんどすべてノードで有意性が表れることはなかった。また将来気候におけるノードごとの生起頻度の増減の分布もなめらかにはならなかった。今回はd4PDF_NHMRCM20を用いた解析は、マップ上に分類して将来変化を観察しただけにとどまったが、今後、d4PDF_NHMRCM20のアンサンブル数を増やし、統計的評価を行いたいと考えている。また、豪雨との対応についても詳しく検討する必要がある。

5 まとめ

5.1 本研究の結論と考察

本研究では、気候変動に伴う梅雨期集中豪雨の将来変化を統計的に評価するために、大規模な現象である大気場から集中豪雨を捉え、その大気場の生起頻度の将来変化から、梅雨期集中豪雨の将来変化を推定することを試みた。集中豪雨の原因となる大気場の抽出には、客観的なクラスター分類法のひとつである自己組織化マップ(SOM)を利用してAGCMの大気場を分類し、集中豪雨をNHMRCM05の降雨分布から直接抽出した既往研究の結果と比較することで抽出を試みた。また分類した大気場の生起頻度をAGCMにおける現在気候実験と将来気候実験で比較し、将来変化を観察した。さらにd4PDFという多数のアンサンブルデータを用いることによって、それぞれの大気場の将来変化を統計的に評価した。

集中豪雨の原因となる大気場の抽出に関しては、第3章で海面更正気圧と水蒸気フラックスを用いた解析を行った。既往研究で梅雨期集中豪雨の抽出に用いられたkakushin_RCM05を20kmにアップスケールリングし、九州地方北部、中国地方日本海側、北陸地方において集中豪雨が発生した時の大気場がSOMで作成した二次元マップ上のどのような大気場を示すノードに分類されるか観察した。7、8月の各月で平均した値を用いて大気場を分類した結果、集中豪雨が発生した時の大気場が、海面更正気圧が西に張り出し、その周縁に沿って水蒸気フラックスが流入するという大気場を示すノードに集まる傾向が見られ、集中豪雨が発生した時の大気場の特徴が抽出された。また、抽出された上記の特徴を持つ大気場は、日本海側の集中豪雨が多発した2013年夏の気候と類似していたため、集中豪雨の原因となる大気場と

して整合性があるといえる。さらにAGCM20のアンサンブルデータを用いることで、この特徴を持つ大気場が21世紀末気候で有意に増加することが示されたため、日本海側に集中豪雨をもたらすような特徴の大気場が21世紀末気候で有意に増加することが示された。

しかし一方で、月平均値では集中豪雨時の大気場を一意的に決定することはできなかった。この理由のひとつとして、月平均値は極端現象である集中豪雨の抽出には時間分解能が粗く、十分に集中豪雨時の大気場を捉えられていない可能性が考えられる。そのため、より時間分解能の高い大気場を用いた解析として、3.4.3項で旬平均の大気場を用いて集中豪雨時の大気場を抽出することを試みた。その結果、集中豪雨が発生した時の大気場が二次元マップ上でより集まり、集中豪雨時の大気場をより抽出しやすくなった。しかしながら、さらに細かい解析を行うため、集中豪雨が発生した地域ごとに大気場と集中豪雨の対応を解析したところ、旬別の大気場を用いても、一意的に集中豪雨時の大気場を決定することはできなかった。この結果から、集中豪雨時の大気場を捉えるには旬平均の大気場でも時間分解能が粗いこと、あるいは今回用いた海面更正気圧と水蒸気フラックスが集中豪雨時の大気場を一意的に決定する変数としては不十分であることが考えられる。そのため、さらに時間分解能の高い日平均の大気場を利用することや、より集中豪雨と関連性の高い大気場の指標を用いることで、集中豪雨時の大気場を一意的に決定できるかを検討していく必要がある。

また大気場の出現頻度の将来変化について、d4PDFを用いた解析を第4章で行った。60km分解能のd4PDF_AGCM60を用いて二次元マップ上の各ノードが表す大気場の生起頻度を現在気候と将来変化において観察し、将来変化を調べたところ、ほとんど全てノードにおいて5%の有意水準で有意な差があると判断された。また、将来気候において分類される数が増加するノードと減少するノードがそれぞれ二次元マップ上で別々に固まって位置しており、各ノードが表す大気場の生起頻度が増減するノードが混在せずになめらかに分布している。これらの二つの結果は、d4PDFという十分大きなアンサンブル数を用いたことによって、各ノードに十分な数の大気場が分類され、アンサンブルメンバーによるばらつきが小さくなったためだと考えられる。ただし、4.2.1項で示したように、60km分解能の大気場では空間解像度が粗く、大気場と集中豪雨の対応は低いため、60km分解能の大気場の将来変化を集中豪雨の将来変化に直接つなげることはできない。しかしながら、集中豪雨と対応させることができた20km分解能の

大気場と60km分解能の大気場を比較することによって、60km分解能の大気場を集中豪雨に対応させることができる可能性がある。また、集中豪雨との対応が低いながらも、ある特定の大気場が将来有意に増加することと、二次元マップ上に分類される大気場の数がなめらかに分布するという結果は、多数アンサンブルの利点を大いに活用した解析結果であるといえる。

5.2 今後検討すべき課題

まず、集中豪雨が発生する時の大気場の抽出方法については、時間分解能と大気場を表す指標について検討する必要がある。時間分解能は5.1節でも述べたように、日平均の大気場を用いることを考える。またその際、3.4.3項の考察のように、地域区分の方法によって、集中豪雨時の大気場をどの程度捉えることができるかについても検討し、地域ごとに集中豪雨の将来変化を解析することも検討する必要がある。また大気場を表す指標については、鉛直シア어나上空の寒気など、3次元の大気不安定度を表す指標を用いることによって、大気場と集中豪雨の対応を向上させる可能性があると考えている。

大気場の出現頻度の将来変化については、d4PDFを活用してより詳細な解析を行うことが必要である。今回は大気場を分類する基準となる二次元マップはkakushin_RCM05をもとにして作成されている。しかし、kakushin_RCM05は1本の時系列出力しかない上に、将来変化のシナリオがA1Bシナリオでありd4PDFのRCP8.5シナリオとは異なるため、二次元マップ上の大気場のパターンが、d4PDFの大気場のパターンを網羅しておらず、実際は大きく異なる大気場が、SOMの二次元マップ上では同じノードに分類される危険性がある。このことを検証するには、あるノードが示す大気場と、そのノードに分類されたアンサンブルの大気場を比較する必要がある。またRCP8.5シナリオを用いたAGCMから二次元マップを作成することや、ノードの数を増やすことで、RCP8.5シナリオの大気場を網羅する二次元マップを作成することなども考えられる。

謝 辞

本研究は文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」のもと計算された地球シミュレータの結果を用いて行われた。

参考文献

- 大庭雅道 (2014) : 地球環境シンポジウム講演集 22, 139-143, 2014-09
- 岡田靖子, 竹見哲也, 石川裕彦 (2014) : 革新プロ温暖化実験データによる梅雨期の降水の将来変化. 京都大学防災研究所年報, 第57号B, pp.211-215
- 環境省 (2014) : 「全球気候変動予測データ」「地域気候変動予測データ」
<http://www.env.go.jp/press/press.php?serial=18230>, 2014
- 気象庁 (2015) : 気象庁気候変動監視レポート2014, 31pp.,
- 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, *BI*(水工学), Vol.68巻, pp.427-432.
- 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. 水工学論文集, 第59巻
- 西山浩司・遠藤伸一・神野健二・河村明 (2005) : 自己組織化マップを利用した梅雨期特有の気象場の分類, 水工学論文集, 第49巻.2, 241-246
- 文部科学省・気候変動リスク情報創生プログラムテーマ C・テーマ D (2015) : 「影響評価のための気候モデルデータの利用」
<http://www.envr.tsukuba.ac.jp/~sousei1/mieruka/mieruka.htm>
- 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. *J. Meteor. Soc. Japan*, 90A, 233-258.
- 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, 49-53.

(論文受理日 : 2016年6月13日)