

領域気候モデルを用いた気候変動に伴う 梅雨期集中豪雨の将来変化予測に関する研究

Study on Future Change in Localized Heavy Rainfall during Baiu Season
under Climate Change using a Regional Climate Model

中北英一・宮宅敏哉⁽¹⁾

Eiichi NAKAKITA, Toshiya MIAYAKE⁽¹⁾

(1) 京都大学大学院工学研究科

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In recent year, the frequency and the intensity of localized heavy rainfall enhanced by climate change was quantified using the outputs from super high resolution regional climate model (resolutions of 5km and 30minutes) provided by KAKUSHIN program. As results of Nakakita et al. 2011, it was found that the frequency of localized heavy rainfall events has a tendency to increase significantly in the end of the 21st century and that they might occurs on the Pacific Ocean side of East Japan with obvious spatial pattern. However, 5kmRCM has only one calculation result. In this study, therefore, we statistically downscale the ensemble information of 60kmGCM using the dynamical downscale information of 5kmRCM and analyze the ensemble information of localized heavy rainfall during Baiu season.

キーワード: 梅雨前線, 集中豪雨, 発生頻度, 5kmRCM, 60kmAGCMアンサンブル

Keywords: Baiu front, localized heavy rainfall, frequency, 5kmRCM, 60kmAGCM ensemble

1. 研究の背景・目的

近年, 我が国では, 2012 年 7 月の九州豪雨など, 梅雨前線に伴う集中豪雨が頻繁に発生している. 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 km² までの流域面積をもつ中小河川の外水および内水氾濫が問題となっている. 一方, 近年の経済成長に伴う CO₂ の排出量の増加により地球温暖化が進行しているとされており, 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し, 特に極端降水が増加する可能性がある. 気象庁の気候変動監視レ

ポートでは, アメダス観測地点での雨量値解析により時間雨量 50 mm 以上の強雨が近年増加傾向にあることが報告されており[1], 地球温暖化と集中豪雨増加の関連性について注目されている.

2007 年度から 2011 年度まで, 21 世紀気候変動予測革新プログラムの中で, 気象庁気象研究所で開発された気候モデルを用いた温暖化予測実験が行われてきた. 現在は, 気候変動リスク情報創生プログラムとなり, より幅広い分野にわたって温暖化予測, およびその影響評価に関する研究が行われている. 革新プログラムで開発された気候モデルは, 60km 全球大気モデル (AGCM: Atmospheric General Circulation Model), 20kmAGCM, さらに

20kmAGCM を力学的にダウンスケーリングした 5km の領域気候モデル (RCM : Regional Climate Model) などがある。また、60kmAGCM は現在気候 (1979~2003)、近未来気候シナリオ (2015~2039)、21 世紀末気候シナリオ (2075~2099) の 1 つの時系列において、複数の時系列データのあるアンサンブルモデルであるが、20kmAGCM は地球シミュレータを用いても計算負荷が大きいため 1 本の時系列データしかない。同様に、20kmAGCM をダウンスケーリングした 5kmRCM も 1 本の時系列データである。

日本域で災害をもたらす豪雨には、1000 km × 1000 km 程度の広さを持ち数日継続する台風による豪雨、上述のような集中豪雨、非常に狭い範囲に 1 時間程度継続するゲリラ豪雨がある。台風による豪雨に関しては、20 kmAGCM により影響評価が可能となってきた。しかし、集中豪雨やゲリラ豪雨のようにさらにスケールの小さい現象は 20kmAGCM で影響評価をすることは困難である。そこで開発されたのが 5kmRCM であり、これにより集中豪雨のようなメソ β スケールの現象まで表現できるようになり影響評価を可能とした。ただし、メソ γ スケールであるゲリラ豪雨の影響評価は未だ不可能である。

梅雨期の特に梅雨前線に伴った降水に着目すると、60kmAGCM のアンサンブル情報では、21 世紀末気候シナリオにおいて梅雨前線の北上が遅延することや[2]、7 月上旬に日雨量の有意な増加傾向が出ている[3]。20kmAGCM では、21 世紀気候シナリオは 7 月上旬だけでなく 8 月上旬においても日雨量の有意な増加傾向が出ている。また 5kmRCM では、さらに細かい降水の将来変化を探っており、21 世紀気候シナリオは 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 100 mm 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[4]。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、かなり有意性が高い変化であると言える。しかし、8 月上旬の日雨量の将来変化のように、20kmAGCM や 5kmRCM の高解像度のモデルでは有意な変化が見られるものの、60kmAGCM のアンサンブル情報では有意な変化が見られないことがある。それゆえ、5kmRCM において見られる将来変化は、必ずしもすべてが有意な変化ではない可能性もあるが、メソ β スケールの現象まで影響評価が可能になったこと自体が非常に価値のあることである。

上記のアメダス観測や気候モデルによる定量的解析では、統計的には強い降水が増加していることが確認されたものの、これらの統計値からでは、実

際にどのような降水現象により降水量が増加しているのか明確にされていない。

そこで本研究では、集中豪雨のようなメソ β スケールの小さい現象を表現できるようになった 5kmRCM を用いて、既往研究での統計的有意性を基に災害という視点から、レーダーを通して豪雨解析を行ってきた経験を活かして、定性的に降水現象を捉えていくことにより、梅雨前線に伴う集中豪雨のみの抽出を行った。具体的には、5kmRCM より出力される 30 分降水データを 1 つ 1 つ確認し、日本域における降水現象を目視により確認することで、梅雨前線に伴う集中豪雨のみを抽出し、その発生頻度と出現特性の将来変化を解析する。さらに、5kmRCM は 1 本の時系列データしかないため解析結果の有意性に不確実性が残っている点を踏まえ以下のことを行う。

5kmRCM より得られた力学的ダウンスケール情報を 60km スケールにアップスケーリングを行い、5kmRCM で得られた梅雨前線に伴う集中豪雨時の 60km スケールでの降水や大気場の情報を作成し、その情報を 60kmAGCM アンサンブル情報に適用することで 5km スケールでの統計情報を算出する。つまり、力学的ダウンスケーリングと統計的ダウンスケーリングの融合を試みる。これにより、梅雨期集中豪雨の将来変化の有意性を格段に上昇させることを目的とする。

2. 気候モデルについて

2.1 20kmAGCM について

20kmAGCM は、気象庁気象研究所で開発された超高解像度の全球大気モデルである。モデルの実験期間は現在気候 (1979~2003)、近未来気候シナリオ (2015~2039)、21 世紀末気候シナリオ (2075~2099) である。革新プログラムでは、前期実験と後期実験の 2 回実験を行っており、前期実験における問題点を後期実験で改良を行った。モデルの水平解像度は TL959 (格子間隔約 20km) であり、鉛直層数は 64 層である。境界条件として、現在気候では全球観測値、将来気候シナリオではすべてのエネルギー源のバランスを重視して高い経済成長を実現する (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) と仮定した A1B シナリオにより出力された全球海面水温分布を与えている[8]。

本研究が対象としている梅雨期の集中豪雨のような降水現象は、気候モデルの雲物理過程や積雲スキームの影響が大きく反映される。後期実験の雲物理では、雲水と雲量を予報変数とした Tiedtke (1993) のスキームを用い、格子スケールでの対流現象は

Yoshimura の積雲対流スキーム (YS スキーム) を用いて大規模場に反映させている。この YS スキームは、Tiedtke (1989) を改良した積雲スキームであり、格子内の複数の背の高さの積雲を緻密に計算し、それらの対流の平均的な効果を格子スケールに与えている。前期モデルで使用された積雲対流スキーム (Arakawa-Schubert スキーム, AS スキーム) は、Yoshimura スキーム同様格子内の複数の背の高さの積雲を計算しているが、積雲の計算自体はシンプルな計算を行っている。そのため前期モデルと比較して後期モデルは再現性が向上している。

一般的に数値モデルでは、格子間隔の10倍程度の現象を再現することができるとされており [9], 20kmAGCMでは、台風や梅雨前線などのメソ α スケール (200km~2000km) がよく再現されているため、台風による降水現象の影響評価が可能になった。しかし、集中豪雨のような空間スケール数10kmの現象の表現は難しく、そのような現象の影響評価は20kmGCM出力を用いては難しい。

2.2 5kmRCMについて

気象庁気象研究所で開発されたRCMは水平解像度が5km, 2km, 1kmの気候モデルである。これらのモデルはいずれも超高解像度であるため静力学平衡を仮定しない非静力学モデルである。モデルの実験時間は、5kmモデルと2kmモデルは現在気候 (1979~2003), 近未来気候シナリオ (2015~2009), 21世紀末気候シナリオ (2075~2099) の各25年の暖候期 (6月~10月) のみである。1kmモデルは特に顕著な現象についてのみ計算される。モデルの出力値は5kmモデルでは30分ごとに、2km, 1kmモデルは10分ごとである。また、5kmモデルの計算時間は6月~10月を通して計算を行っている (5月17日から31日まで spin-up)。しかし、2kmモデルでは1日ごと (前日21時から3時間 spin-up) に計算を行っている点に違いがある。

5kmRCMは20kmAGCMの実験結果を力学的にダウンスケーリングしたモデルである。5kmRCMでは、計算領域側面から数10格子程度の緩和領域内でGCMの情報を取り入れる境界緩和法と、RCMの大規模場をGCMの大規模場に近づくように強制を加えるスペクトルナッジング法を導入し、GCMとRCMの予報場のずれを小さくしている。これを導入することで再現性が向上している。雲物理過程として、5kmRCMでは、計算コストを抑えるため、雲水、雨水、雲氷、雪、あられの混合比を予報変数とする1-moment 3-ice bulk法を用いている。2kmRCMでは、混合比と数濃度を独立に予報変数とするより詳細な2-moment 3-ice bulk法を用いている。また、5kmRCM

は水平解像度が5kmであるが積乱雲のスケールはそれよりも小さいため、Kain-Fritschスキーム (KFスキーム) を用いて格子内の対流現象を表現している。このKFスキームは1つのモデル格子内に単一の積雲があると仮定したスキームであり、CAPEを消費して鉛直方向の不安定を解消させ、その不安定度により積雲の強さを決定している。20kmAGCMに用いられたYoshimura スキームでは、格子内の複数の背の高さの違う積雲を1つのスキームで表現しているが、KFスキームでは、1つの積雲を表現するという違いがある。また、前期モデル実験では、KFスキームにより海岸線に沿って不自然な強雨域が発生する特徴があったため、後期モデルでは、1kmモデルが予想した積乱雲の雲底高度をもとに補正することで、海岸線での過大評価をかなり軽減できている。2kmRCMと1kmRCMでは格子間隔がさらに詳細になり、詳細な雲物理過程を用いているため積雲対流スキームは用いていない。また、5kmRCMでは20kmAGCMと比較して、地形情報も高解像度化されているため、山岳域等での地形性の降雨の再現精度も向上している。5kmRCMでは、格子間隔が詳細になることで、20kmAGCMと比べ詳細な雲物理過程を用い、個々の積雲を表現する積雲対流スキームを用いているため、20kmAGCMでは表現できなかった局所的な対流現象がもたらす降水のより正確な表現が可能となる。Fig.1 に20kmAGCMと5kmRCMの違いを示す。このように、5kmRCMでは、集中豪雨のようなメソ β スケールの小さな降水現象の影響評価が可能になっている。

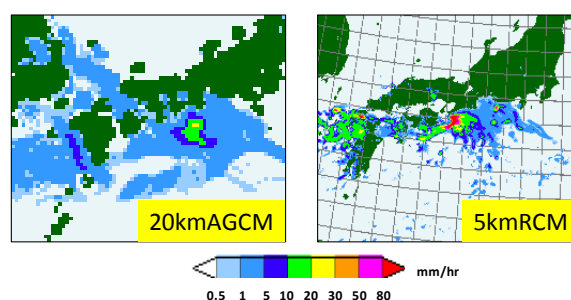


Fig. 1 The comparison of 20kmAGCM and 5kmRCM

2.3 60kmAGCMアンサンブルについて

60kmAGCM では、複数の大気初期値条件や複数の海面水温、複数の積雲対流スキームを用いたアンサンブル予測実験が行われた。実験期間は現在気候 (1979~2003), 近未来気候シナリオ (2015~2039), 21 世紀末気候シナリオ (2075~2099) である。前期 60km モデルでは、4 つの異なった海面水温と 3 つの異なった大気初期値条件を与えた合計 $4 \times 3 = 12$ 個のアンサンブル実験を行った。後期 60km モデル

では、3 つの異なったモデル（積雲対流スキームによる違い）と 4 つの異なった海面水温を与えた合計 4x3=12 個のアンサンブル実験を行った。

前期 60km モデルの海面水温の予測値としては、CMIP3（Phase 3 of the Coupled Model Intercomparison Experiment）大気海洋結合モデル平均の他に、昇温量の異なる 3 つの単独の大気海洋結合モデル（MRI-CGCM2.3.3: Meteorological Research Institute - Coupled General Circulation Model, MIROC_hires: Model for Interdisciplinary Research On Climate, CSIRO-mk3.0: Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation）の出力を用いている。CMIP3 とは、第 3 次結合モデル相互比較プロジェクト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温暖化実験のことである。一般的に、温室効果ガスの増加による全球平均年平均気温の平衡昇温量のことを気候感と言ひ、特に海洋の熱慣性の効果を考慮したものを有効気候感度と言う。CMIP3 モデル平均の有効気候感度は 2.98℃、MRI-CGCM2.3.3 は 2.97℃であり CMIP3 のほぼ中位に属する[11]。MIROC_hires は 5.87℃で CMIP3 モデルの中で最も高い。CSIRO-mk3.0 は 2.21℃で CMIP3 モデルの中では低位である。Table.1 に前期 60km モデルアンサンブル実験メンバーの一覧を示す。これら海面水温・大気初期値アンサンブル実験では、全体的に大気の初期条件の違いよりも海面水温の違いが大きいという報告がされている[2]。特に MIROC では、日本の南の海上での昇温量が大きいことから、アンサンブルメンバーの中では降水量が多い。

後期60kmモデルの積雲対流スキームとしては、YSスキーム、ASスキーム（前期の改良版）、KFスキームの3つを用いている。また、海面水温は、前期モデルでは異なるモデルの昇温を使用したか、後期実験では客観的な方法にするため、CMIP3の各モデルにおける海面水温上昇パターンをクラスタ分析し、3つのクラスタに分類した上でそれぞれの平均のパターンを60kmモデルに加えた実験を行っている。昇温量による違いではなくパターンの違いによる影響を抽出するため、平均の昇温幅は各パターンともCMIP3平均の昇温幅と同一としている。Table.2に後期60kmモデルアンサンブル実験メンバーの一覧を示す。これら海面水温・積雲スキームアンサンブル実験では、全体的に海面水温の違いよりも積雲スキームの違いが大きいという報告がされている[2]。

2.4 各気候モデルを用いた梅雨期の変化

本節では、上記の 20kmAGCM, 5kmRCM, 60kmAGCM アンサンブルの定量的な解析による梅

Table. 1 Zenki model experiment

period	Name of experiment	SST	Emsumble numbers
present 1979~2003	HP0A	observations (HadISST)	3
End of 21 st century 2075~2099	HF0A	CMIP3 [2.98℃]	3
	HF0A_CSIRO	CSIRO-mk3. [2.21℃]	3
	HF0A_MIROC	MIROC_hires[5.87℃]	3
	HF0A_MRI	MRI-CGCM2.3.2 [2.97℃]	3

[] effective climate sensitivity, IPCC (2007)

Table. 2 Kouki model experiment

period	SST	Cumulus convection		
		Yoshimura (YS)	Arakawa-schubert (AS)	Kain-Fritsch (KF)
present 1979~2003	observation	HPA_YS	HPA_AS	HPA_KF
End of 21 st century 2075~2099	Multi-model	HFA_YS	HFA_AS	HFA_KF
	Cluster 1	HFA_YScl	HFA_AScl	HFA_KFcl
	Cluster 2	HFA_YScl	HFA_AScl	HFA_KFcl
	Cluster 3	HFA_YScl	HFA_AScl	HFA_KFcl

雨期の降水の変化傾向をモデルごとに簡潔にまとめる。

● 60kmAGCM アンサンブル

前期実験では、将来東シナ海、日本海、日本の南海上で有意な降水量の増加傾向が見られる。また、7月の降水量の有意な増加傾向や梅雨明けが遅れる可能性も示唆している。

後期実験では、将来揚子江流域～東シナ海～本州（梅雨前線帯）にかけて降水量の有意な増加傾向が見られる。また、積雲スキーム別での梅雨期の降水は、KFスキームでは梅雨期の降水増加をよく再現しているが、ASスキームでは降水量が不足する結果が出ている。

● 20kmAGCM

60km モデルの実験結果と同様に、7月上旬に降水量の有意な増加傾向が出ていることに加え、8月上旬にも降水量の有意な増加傾向が示されている。

● 5kmRCM

5kmRCMでは、より細かいスケールの降水現象を表現することが可能となったため、上述の全球大気モデルの結果に加え、特に7月上旬に日雨量100mm以上が総降水量に占める割合の有意な増加傾向が示されている。

3. 5kmRCMを用いた集中豪雨の抽出

3.1 集中豪雨の定義

集中豪雨という言葉は、1953年8月15日の朝日新聞の夕刊（大阪本社版）で「集中豪雨木津川上流に」という見出しとして、初めて使用された言葉であり、正式な気象用語ではない。しかし、現象を端的に表現しているため、現在では学術的にも一般的にも広く用いられている。気象庁によると「狭い範囲に数

時間にわたり強く降り、100mm から数 100mm の降水量をもたらす雨」と定義されている。

集中豪雨はその成因によって、梅雨前線に伴う集中豪雨、台風に伴う集中豪雨、熱雷による集中豪雨などに分類される。本研究で対象とする集中豪雨は 1 章で述べたように梅雨前線に伴う集中豪雨である。ただし、台風の影響で梅雨前線が活発化された場合も、梅雨前線に伴う集中豪雨とする。

本章では、5kmRCM の降水データや地表面の大気データを用いて梅雨前線に伴う集中豪雨の抽出を行うことが目的であり、具体的に以下のような判断基準を用いて、梅雨前線に伴う集中豪雨を定義する。なお、メッシュ情報での頻度を抽出するのではなく、1 つの降水現象として集中豪雨を抽出するため、本研究では以下のような判断基準に従い、目視により集中豪雨を抽出した。

1) 30 分降水量

- 50mm/hr 以上の雨域が同じ地域に 2 時間以上停滞する場合
- 50mm/hr 以上の雨域が同じ地域に 2 時間以内に 2 個以上出現する場合

2) 3 時間降水量

- 150mm 以上の雨域が出現した場合
- 100mm～150mm の雨域が出現し、その雨域が同じ地域に 3 時間以上停滞する場合

3) 梅雨前線の確認

- 地表面における相当温位の水平勾配が大きいこと

この 1)～3)の全てを満たすものを本研究における集中豪雨と定義する。ただし、相当温位を用いた梅雨前線の確認は、30 分降水量、3 時間降水量で梅雨前線と確認できなかった場合についてのみ行うものとする。

ここで、30 分降水量を用いる理由として、5kmRCM データ出力時間解像度が 30 分であり、また、積乱雲が通常、成長期・成熟期・減衰期の 3 段階を経てその一生を終えるのは、30 分～60 分であるため、集中豪雨という現象を把握する上で有効であると判断したためである。また、3 時間降水量を用いる理由として、同じ場所に停滞しているかどうかを判断できるからである。最後に、梅雨前線に伴う集中豪雨かどうかを地表面における相当温位の水平勾配によって確定させる主眼として設定した。

また、集中豪雨の数え方として、梅雨前線に伴う集中豪雨の 1 事例の中で、集中豪雨が複数の地域で発生している場合は、2 種類の数え方をする。1 つ目は、同一の気象擾乱により、複数の地域に集中豪雨をもたらされた場合、それは別々の災害であり、別々の集中豪雨として数える。この別々の集中豪雨を集

中豪雨災害と呼ぶこととする。2 つ目は、複数の地域に集中豪雨をもたらされたとしても、同じ気象擾乱によってもたらされているなら、同一の原因によるものとして 1 つと数える。

3.2 梅雨前線による集中豪雨の抽出

本節では、30 分降水量と 3 時間降水量、相当温位の南北勾配を用いた集中豪雨の抽出の具体的な手法について説明する。

(1) 解析期間

解析期間は現在気候（1979～2003）、近未来気候（2015～2039）、21 世紀末気候（2075～2099）の梅雨期とする。梅雨期は通常、6 月～7 月である。しかし、8 月初旬に梅雨の戻りや、梅雨明けがなく 8 月まで梅雨前線により雨が降り続く可能性があるため解析期間は各気候 25 年の 6 月 1 日～8 月 31 日とする。

(2) 集中豪雨の抽出の流れ

本研究では、30 分降水量と 3 時間降水量を画像データにし、それらを目視し確認することで集中豪雨を抽出する。画像データを 1 つ 1 つ確認するため、台風や熱雷に伴う集中豪雨と梅雨前線に伴う集中豪雨とを区別することができることが本手法の利点である。手順として、まず、30 分降水量を用いて梅雨前線に伴う集中豪雨の候補を抽出する。次に、30 分降水量で候補に挙げた事例が 3 時間降水量の基準を満たしているか確認する。最後に、相当温位分布を用いて、梅雨前線に伴うものであるかどうかの確認をする。以下、Fig 2 の手順により梅雨前線に伴う集中豪雨を抽出する方法を示す。

(3) 30 分降水量による梅雨前線に伴う集中豪雨の候補選び

30分降水量の画像データを用いて梅雨前線に伴う集中豪雨の候補を抽出する。ここでは、台風や熱雷に伴う集中豪雨と梅雨前線に伴う集中豪雨を区別しながら、梅雨前線に伴う集中豪雨の候補を抽出する。抽出過程において注意することは、30分降水量は抽出の第一段階であるため、梅雨前線に伴う集中豪雨であるかどうか疑わしい事例はすべて抽出することである。また、集中豪雨の出現個数を数えるとともに、集中豪雨をもたらした気象擾乱の個数も数える。

(4) 3 時間降水量による集中豪雨の選定

3 時間降水量の画像データを用いて、30 分降水量で抽出された梅雨前線に伴う集中豪雨の候補が 3 時間降水量の基準を満たしているか確認する。1 つ 1 つの集中豪雨を確認し、集中豪雨かどうかを判定基準に基づいて判断する。

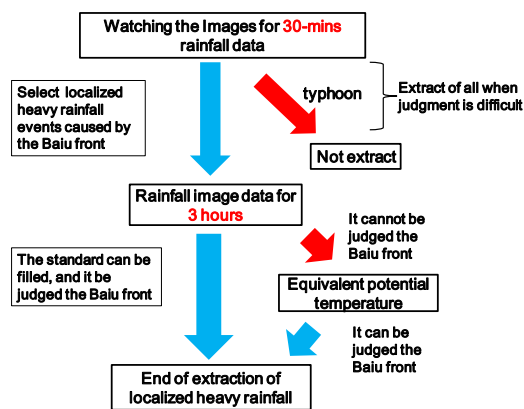


Fig. 2 The flow of extraction of localized heavy rainfall

(5) 相当温位の南北勾配に基づく前線の存在確認

以上で選出された梅雨前線に伴う集中豪雨の候補群について、梅雨前線に伴うものかどうか判別しがたい事例は、相当温位の南北勾配を用いて確認を行う。相当温位は以下のように定義される。

飽和している空気塊を断熱的に上昇させ、含んでいた水蒸気を全部凝結させて、湿っていた空気塊がもっていた潜熱を全て放出させる。そして、凝結でできた水滴や氷粒は、全て降水として空気塊から落下させ、放出された潜熱は乾燥空気の温度変化にだけ使われるとする。このようにして完全に乾燥してしまった空気塊を、もう 1 度逆に断熱圧縮しつつ 1000hPa の高さまでもってきたとき、その空気塊がもつ温度が相当温位である。飽和している空気塊が断熱的に上昇するときにはこの量は保存される。簡潔に言うと、気温が高いほど、含まれる水蒸気量が多いほど、相当温位は高くなるということである。

相当温位は温位 θ (K)、潜熱 L (J/kg)、飽和空気の混合比 w_s 、定圧比熱 C_p (J/kg · K)、気温 T (K) を用いて以下の式で計算される。

$$\theta e = \theta \exp\left(\frac{Lw_s}{C_p T}\right), \quad (3.1)$$

温位 θ は気温 T (K)、気圧 p (hPa) ,1kg の乾燥空気の気体定数 R_d (J/kg · K) を用いて以下の式で計算される。

$$\theta = T \exp\left(\frac{1000}{p}\right)^{R_d/C_p}, \quad (3.2)$$

飽和空気の混合比 w_s は飽和水蒸気圧 e_s (hPa)、

気圧 (hPa) を用いて以下の式で計算される。

$$w_s = 0.622 \frac{e_s}{P - e_s}, \quad (3.3)$$

相当温位の等値線は梅雨前線に沿って分布し、梅雨前線を境に南北で急激に差ができるため、等値線分布を確認すると南北方向に間隔が狭くなる。台風の場合は、豪雨域を含んだ広い領域が高相当温位域になっており、梅雨前線と明確な違いがある。この特性を利用して梅雨前線の確認を行う。なお、本研究では、地表面の相当温位分布であるため、陸域では等値線がかなり複雑であるため、陸域だけにとどまらず、海上域も含めた広域において梅雨前線の確認を行う。具体的な事例を挙げる。Fig.2は、209x年にシミュレーションされた30分降水量と相当温位分布の空間分布である。209x年としたのは、気候モデルでは将来の正確な年月の現象を表現しているのではなく、気候として将来そのような現象が起こるであろうというシミュレーションを行っているからである。気候モデル出力値は30分降水量では、太平洋沿岸付近に梅雨前線が確認できる。また、相当温位分布は30分降水量と同じところで等値線の間隔が非常に狭くなっていることが確認できる。このように、梅雨前線が存在する場合は、梅雨前線に沿って相当温位の等値線の間隔が狭くなる。

3.3 集中豪雨の抽出結果と頻度解析

本節では上述の手法により抽出した集中豪雨の頻度解析を行った。有意性の検定は仮説検定として、 T 検定を行った。また、以降は現在気候と 21 世紀末気候シナリオの頻度解析を示す。近未来気候シナリオにおいても集中豪雨の抽出を行ったが、現在気候と比較して頻度差が小さいため、より頻度差が出た現在気候と 21 世紀末気候シナリオの比較を行う。

(1) 日本全域での頻度解析

ここでは、現在気候、21 世紀気候シナリオの各 25 年の集中豪雨の平均発生頻度に差が生じているのかを解析し、その有意性の検定を行った。なお、この項では集中豪雨災害という観点から頻度解析を行う。すなわち、同一の気象原因によってもたらされた集中豪雨であっても、それが複数の地域に集中豪雨災害をもたらすならば、別々の集中豪雨災害として捉えられるため、別々の集中豪雨として数えた場合である。

各 25 年の平均頻度、標準偏差と 25 年間の合計を Table 3 に示す。この結果より、現在気候と比較して 21 世紀末気候シナリオでは 25 年平均頻度も標準偏差

も増加していることがわかる．特に21世紀末気候シナリオでの頻度の増加が著しいことがわかる．Table 4 は，Table 3 の平均と標準偏差を用いて，現在気候の25年平均頻度と比較して，21世紀末気候シナリオの25年平均頻度が増加しているかどうかの T 検定を行った結果である．検定統計量 T が棄却域を超えれば有意であり，越えなければ有意ではないと判断する．今回は，現在気候と比較して21世紀末気候シナリオの頻度が増加していることの検定であるので片側検定を行った．現在気候と比較して21世紀末気候シナリオでは，検定統計量 T が棄却域を超えているため，25年平均発生頻度が有意に増加していると判断できる．つまり，日本全体で現在気候と比較して，21世紀末気候シナリオでは梅雨前線に伴う集中豪雨が95%有意に増加傾向であると言える．

Table. 3 The average of 25 years and standard deviation

	present	End of 21 st century
Average of 25 years	6.4	11.32
Standard deviaton	4.02	6.42

Table. 4 The result of test

Test statistic T	3.28
Rejection region 5% (One side)	1.69
10%(One side)	1.31

次に，災害視点から見た集中豪雨の旬別発生頻度解析を行う．Fig 3 は現在気候と21世紀末気候シナリオの旬別の発生頻度分布である．縦軸は25年間の合計頻度である．ひと月を10日ごとに3分割し，その10日間の合計頻度を表しているため，旬別と表現している．21世紀末気候シナリオでは，7月上旬と8月上旬に集中豪雨の発生頻度が増加していることが読み取れる．現在気候では，梅雨期に当たる6月中旬から7月中旬にかけて集中豪雨の発生頻度が多くなっている．7月上旬と8月上旬の増加は95%有意な増加である．

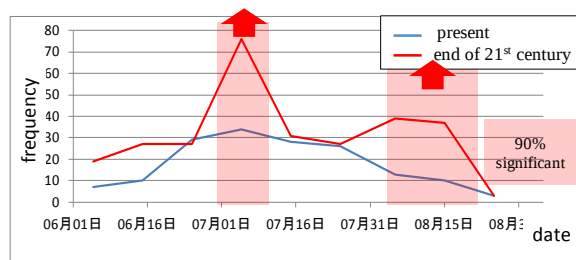


Fig. 3 Seasonal frequency of localized heavy rainfall

Fig 4 は集中豪雨をもたらす気象擾乱の旬別頻度分布である．この結果においても，21世紀末気候では，7月上旬と8月上旬に頻度が増加している．現在気候では，6月下旬にピークを迎えたあとは下降傾向であり，豪雨災害の頻度分布とはずれが生じている．7月上旬と8月上旬の増加は有意な増加である．

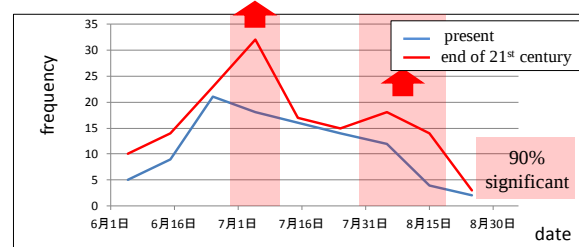


Fig. 4 Seasonal frequency of weather disturbances which result in localized heavy rainfall

Fig 3とFig 4の結果より，集中豪雨の発生頻度とそれをもたらす気象擾乱の発生頻度に差が生じている．つまり，1度に複数の集中豪雨をもたらす気象擾乱が発生しているということである．そこで，1度に3つ以上集中豪雨をもたらすような強い気象擾乱の発生頻度解析を行った．Fig 5に結果を示す．7月上旬と8月上旬にかけて95%有意な増加傾向が見られる．特に8月上旬においては，現在気候ではほとんど頻度が見られなかったが21世紀末気候シナリオにおいて頻度が見られているため，7月上旬同様に8月上旬においても梅雨の戻りにより集中豪雨が発生する可能性が高いと考えられる．

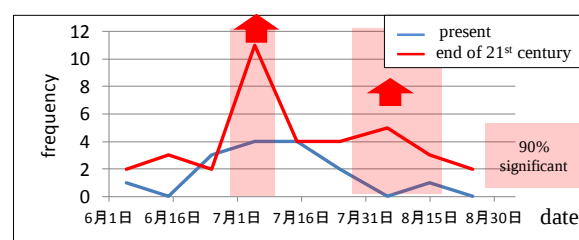


Fig. 5 Seasonal frequency of weather disturbances which result in more than three localized heavy rainfall at once

(2) 地域別での頻度解析

ここでは，日本を九州，四国，中国，近畿，東海，関東甲信，北陸，東北の8つの地域に分割し，集中豪雨の発生頻度解析を行った．ここでの集中豪雨とは，災害視点で見た集中豪雨のことである．日本全域と同様に地域ごとに25年平均頻度の検定には T 検定を用いた．

Fig 6に地域ごとの現在気候での25年合計発生頻度（青棒グラフ，斜め上に25年合計発生頻度数），21

世紀末気候シナリオでの25年合計発生頻度（赤棒グラフ、斜め上に25年合計発生頻度数）、現在気候と21世紀末気候シナリオでの頻度差（□内数字）を示す。地図上で赤色が95%有意な増加傾向があった地域、紫色が90%有意な増加傾向があった地域、黄緑色が有意な増加傾向がなかった地域である。

21世紀末気候シナリオにおいては、九州地方と中国地方を除くすべての地域で有意な増加傾向が見られた。特に、近畿地方、東海地方、関東甲信地方といった中日本と東日本の太平洋側で21世紀末気候シナリオにおいて95%の有意な増加傾向があることが読み取れる。九州地方は増加量が多いにもかかわらず有意な増加傾向が見られなかった理由としては、現在気候において、すでに発生頻度が多く、25年内において各年のばらつきが大きかったことが原因していると考えられる。反対に、北陸地方や東北地方などでは増加量が少ないにもかかわらず有意性が出ているのは、現在気候の頻度が少なくばらつきが小さかったためであると考えられる。なお、この地域別の解析で注意されたいのは、この有意性は各地域内の現在気候と21世紀末気候シナリオの比較によるものであって、地域間での比較ではない点である。

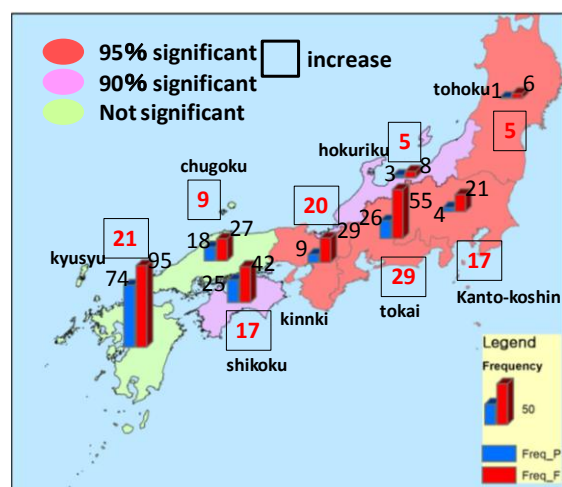


Fig. 6 Comparison of present and end of 21st century regional frequency of occurrence of localized heavy rainfall

有意な増加傾向が出ている地域は現在気候での発生頻度が少なく21世紀末気候シナリオで増加しており、特に北陸地方や東北地方のように現在気候ではほとんど頻度のなかった地域においても21世紀末気候シナリオでは頻度が増加している。これは今まで豪雨災害のなかった地域においても集中豪雨が発生する可能性が高まったことを意味しているため、今

後の河川整備等に影響が出る可能性がある。また、九州地方では有意な増加傾向は見られないものの、発生頻度からみれば他地域よりかなり多いということを確認していただきたい。

(3)九州南北での頻度解析

地域ごとの解析において九州地方は現在気候と比較して21世紀末気候シナリオにおいて有意な増加傾向は見られなかったが、発生頻度は多かったため、九州地方を南北に分断し南北での発生頻度解析を行った。南北は気候的な観点で九州山地で分断した（Fig 7）。北部は福岡県、佐賀県、長崎県、大分県、熊本県とし、南部は鹿児島県と宮崎県とする。一般的に、九州北部では梅雨期の集中豪雨による災害が多く、九州南部（特に宮崎）では台風に伴う豪雨による災害が多い。

Fig 7に九州南北の現在気候での25年発生頻度（青棒、数字が25年合計発生頻度）、21世紀末気候シナリオでの25年発生頻度（赤棒、数字が25年合計発生頻度）、現在気候と21世紀末気候シナリオでの頻度差（□内数字）を示す。先ず、南北それぞれにおいて現在気候と21世紀末気候シナリオにおいてT検定を行ったところ21世紀末気候シナリオでは頻度が増加しているが、90%以上有意な増加傾向は見られなかった。次に、現在気候、21世紀末気候シナリオそれぞれで南北間比較を行ったところ、現在気候、21世紀末気候シナリオともに北部の方が南部より頻度が多かった。

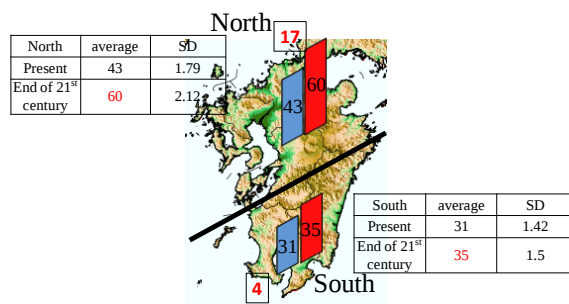


Fig. 7 Comparison of present and end of 21st century in kyusyu

Fig 8に九州南北の現在気候と21世紀末気候シナリオの旬別の発生頻度を示す。ここでは、7月上旬に北部の21世紀末気候シナリオにおいて95%有意な増加傾向が見られた。しかし、日本全域で見られた8月上旬の有意な増加傾向は見られなかったため九州では梅雨の戻りによる集中豪雨が増える可能性は少ないと考えられる。

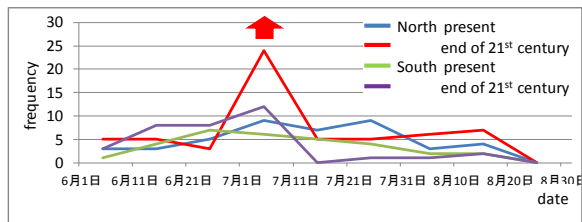


Fig. 8 Seasonal frequency of localized heavy rainfall in North and South Kyushu

以上、九州を南北に分断し頻度解析を行うことで、九州南北において発生頻度に有意な差はなく21世紀末気候シナリオにおいての有意な増加傾向も見られなかった。しかし、南部より北部の方が発生頻度は多く、南北ともに21世紀末気候シナリオにおいて発生頻度が増加しており、特に7月上旬において北部では95%有意な増加傾向が見られた。これより、21世紀末気候シナリオでは、北部において特に7月上旬に集中豪雨の発生頻度が増加する可能性が高いと考えられる。

(4) 日本海側での頻度解析

ここでは、2011年7月の新潟・福島豪雨のように梅雨前線に伴って、日本海で発生した積乱雲が次々にやってきた場合に発生する集中豪雨の発生頻度解析を行った。日本海側は、山口県から青森県と定義した。

Fig 9に旬別での発生頻度を示す。現在気候ではほとんど頻度がないが、21世紀末気候シナリオでは7月上旬と8月上旬に発生頻度が多くなっている。特に8月上旬に発生頻度が多くなっているということから、梅雨の戻りが発生した場合に日本海側で集中豪雨が発生する可能性が高いと考えられる。

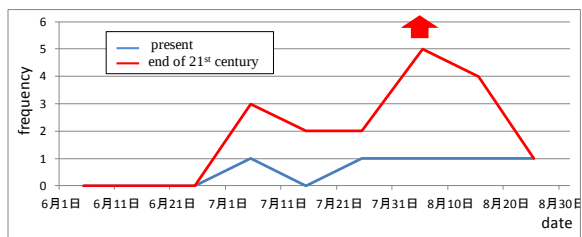


Fig. 9 Seasonal frequency of localized heavy rainfall in Japan sea side

4. 統計的ダウンスケーリング手法

4.1 統計的ダウンスケーリングの概要

統計的ダウンスケーリングは広域の気象場とローカルな気象要素との経験的あるいは統計的関係を仮定し、その関係式に基づいて空間解像度の低いデー

タから空間解像度の高いデータへの変換を行うことである。力学的ダウンスケーリングと比較して計算コストが低く、同時にバイアス補正も行われることから、統計的ダウンスケーリングは古くから様々な応用分野に用いられてきた。特に、力学的ダウンスケーリングでは計算が困難なほどに、データを空間詳細化したい場合には有効な方法である。

統計的ダウンスケーリング手法は大きく分類して、天気図分類法（パターン分類法）、ウェザージェネレーター法、回帰モデル法の3種類存在する。これらの多数ある手法から影響評価の目的に沿った統計的ダウンスケーリング手法を選ぶ必要がある。一般的に、これらの手法すべてに共通することは、説明変数（独立変数）として気候モデルの出力や再解析データなどから得られる大規模場の気象要素（風、気温、等圧面高度、海面更正気圧、湿度など）を取り、目的変数（従属変数）としてある特定の地点のローカルな気象要素（降水量、地表気温、日最高・最低気温、日射量など）をとって、説明変数と目的変数との間に何らかの統計的関係を仮定する点である。よって、統計的ダウンスケーリングにおける計算とは、関心のある地点においてたてられる統計的な関係式に基づいて説明変数から目的変数を推定することであると言える。統計的ダウンスケーリング手法の主な機能は、1) 時間詳細化、2) 空間詳細化、3) 要素推定、4) バイアス補正がある。本研究では、60kmスケールの情報を統計的にダウンスケーリングすることで5kmスケールでの集中豪雨の将来推定を行った。

4.2 本研究で構築した手法

本節では、本研究で新たに構築した統計的ダウンスケーリング手法について説明する。上述のように、一般的な統計的ダウンスケーリング手法は気候モデル出力値を説明変数に、観測値を目的変数としているが、本研究で対象とする集中豪雨のようにメソβスケールの現象に対応できる解像度の観測値は少なく、現在気候（1979年～2003年）のすべての期間を網羅できる観測値はなかった。そこで、本研究では、60kmAGCMのアンサンブル情報を説明変数とし、5kmRCMの力学的ダウンスケーリング情報を用いた集中豪雨時の情報（発生頻度や大気場）を目的変数とすることで、統計的ダウンスケーリングを行い、5kmスケールでの集中豪雨のアンサンブル情報を算出する手法を構築した。つまり、力学的ダウンスケーリングと統計的ダウンスケーリングの融合を行った。

(1) 統計的ダウンスケーリングの流れ

本研究での概念図をFig 10に示す。まず、5kmRCM出力値を60kmスケールへとアップスケールす

る．これを 60km_from_5km と呼ぶこととする．ここで、この 5kmRCM 出力値は第 3 章において集中豪雨事例が抽出されているため、抽出された事例を 60km_from_5km を用いて再度 60km スケールでも確認することで、60km スケールでの集中豪雨の見え方について明らかにできると考えられる．そこで、本節では 60km_from_5km を用いて降水量別のクラス分けを行い、60km スケール時での頻度分布を作成した．なお、ここでの降水量とは、第 3 章と同様に集中豪雨イベント時に最も降水量の多かったメッシュの降水量情報であり、集中豪雨事例の抽出は第 3 章と同じく全て目視により定性的に行った．

次に、60kmAGCM アンサンブルを用いた集中豪雨事例の抽出を試みる．今回は、アンサンブルの全てを目視で定性的に抽出することが困難であるため、降水イベントごとに最大降水量をプログラミングにより計算し、クラス分けするという定量的な抽出方法を採用した．しかし、60km スケールで定量的な抽出法を用いると、集中豪雨事例がメッシュ内で平滑化されてしまい、メッシュ内で集中豪雨が発生している場合に見逃してしまう場合が存在してしまい、これを解決するために頻度分布に補正が必要となる．そこで、今回は二段階の補正を行った．まず、集中豪雨時には大気側にも一定の特徴があるものと考えられるため、大気場（相当温位の南北勾配と水蒸気フラックス）に閾値を設定した．ここで、大気場には地域差があるため、閾値は地域別に設定している．次に、第 3 章で 5kmRCM 出力値から目視で定性的に抽出した結果を真値と仮定し、定量的抽出結果と比較することで、定量的抽出結果に必要な補正値を地域ごとに設定した．以上の方法で作成した補正手法を全アンサンブルメンバーに適用することで統計的ダウンスケーリングを行い、5km スケールでの集中豪雨のアンサンブル情報を得ることができ、これを解析することにより降水量の頻度分布を得た．詳細な手法は（4）に示す．

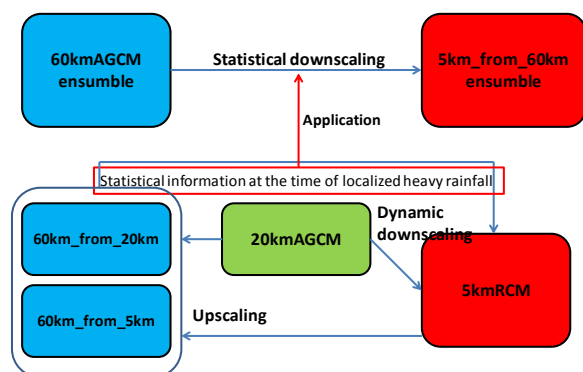


Fig. 10 Conceptual diagram of statistical downscaling of this study

(2) アップスケーリング手法

本研究では、5kmRCM 出力値を 60kmAGCM のメッシュにアップスケールする際には、20kmGCM メッシュに一度アップスケーリングした後に、更に 3x3 のアップスケーリングを行い 60kmAGCM メッシュのデータへと変換している．しかし、60kmAGCM と 20kmAGCM で定義されているメッシュは緯度経度を一定間隔で分割している一方で、5kmRCM では図法が異なるためメッシュが緯度経度上に不規則に配置されている．そのため、5kmRCM 出力値を 20kmGCM メッシュにアップスケールする際に、下記のように、2 つのメッシュが共有する領域の面積に応じて 5kmRCM 出力値を 20kmGCM の各メッシュに配分した．

まず、5kmRCM の 1 メッシュを 100 (10x10) 個に分割し、それぞれのメッシュに中心座標を与える．次に、その 100 メッシュの中心座標のうち 20kmGCM の各メッシュに含まれる割合を計算する．最終的にその割合に従って 5kmRCM の降水量を 20kmGCM の各メッシュに配分した．この例を Fig 11 に示す．黄色の領域が 20kmGCM のメッシュで、点線が 5kmRCM メッシュを表している．左上の 5kmRCM は 100 分割されているが、図に示されるように分割された 100 メッシュのうち赤色で示された 24 メッシュが 20kmGCM 内に含まれている．よって、その降水量の 24% を黄色で示されたメッシュの降水量として配分している．

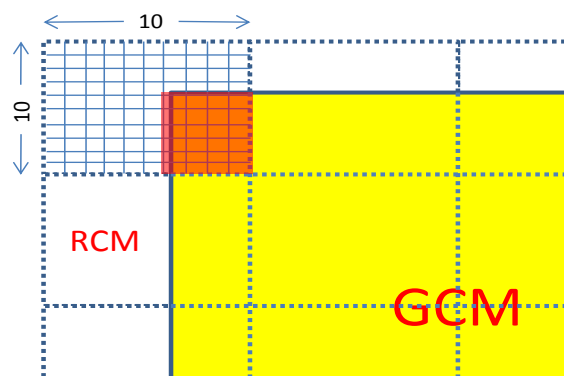


Fig. 11 Grid correction method to 20kmGCM of 5kmRCM

(3) 集中豪雨の降水量別頻度情報の作成

前述の通り、5kmRCM 出力値を 60kmAGCM のメッシュへとアップスケールした後、第 3 章において 5kmRCM 出力値から目視によって定性的に抽出した集中豪雨事例を 60km_from_5km でも再度降水量別にクラス分けし、地域ごとに頻度解析を行った．

ここで、60km スケールにアップスケーリングを行う際には、時間解像度もアップスケーリングする必要があると考えられる．5kmRCM を用いて集中豪雨

を確認した際には、集中豪雨が3時間程度同じ地域に停滞していることが確認できていたため、60kmにアップスケーリングした場合にも、同様に時間解像度は3時間が最も現象を理解しやすいと考え、60km_from_5kmにおいても3時間降水量を用いた。ここで得られた地域別の降水量別頻度分布が真の値であると仮定し、以下の定量情報の精度検証に用い

た。なお、5kmスケールで集中豪雨が発生したときの60kmスケールでの降水量がどの程度であるのかを一つ一つ確認したため真という言葉を用いている。Fig 12に地域別の集中豪雨時の最大3時間降水量の頻度分布を示す。青棒が現在気候で、赤棒が21世紀末気候である。縦軸に25年合計頻度、横軸に最大3時間雨量を示す。

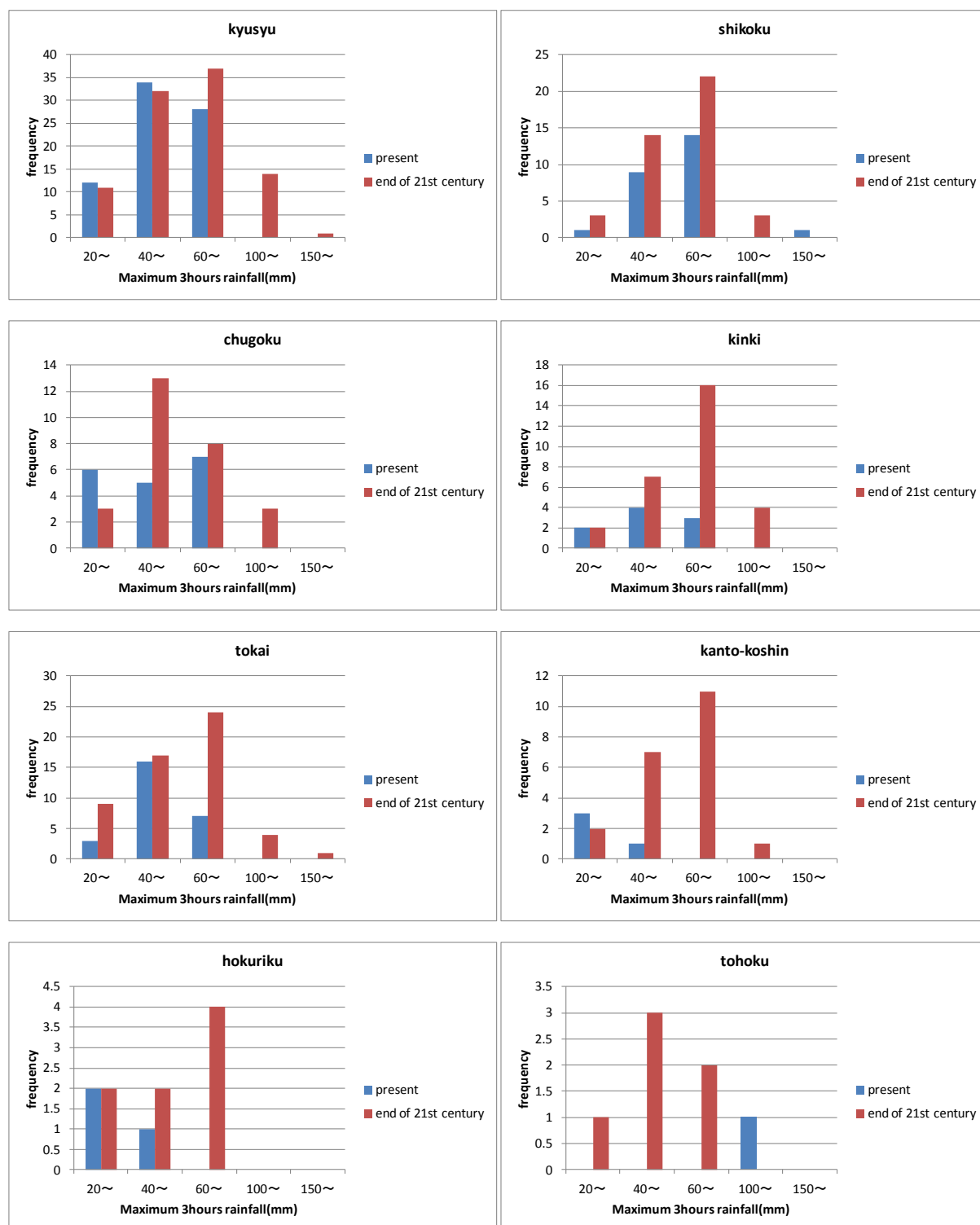


Fig. 12 Regional frequency of localized heavy rainfall per maximum 3 hours rainfall extracted qualitatively using 60km_from_5km

60km スケールでは 20mm~40mm のような弱い雨の事例においても 5km スケールでは集中豪雨の場合も存在した。第 3 章では、5kmRCM の 3 時間降水量は 100mm 以上を基準としていたが、60km スケールでは平均化され降水量が弱くなってしまい、比較的狭い範囲の弱い集中豪雨では 20mm~40mm 程度の降水量として表現されてしまうため、20mm~40mm のような弱い雨の場合も存在した。

Fig 12 より、ほとんどの地域において現在気候と比較して 21 世紀末気候シナリオでは、頻度のピークが降水量の多い方へシフトしていることが読み取れる。これより、21 世紀末気候シナリオでは、発生頻度の増加に加えて、降水量も増加する可能性が高いと考えられる。

(4) 定量的な降水量別頻度情報の作成

本項では、60km_from_5km を用いて、計算機上で定量的に作成した地域別集中豪雨発生頻度情報について述べる。前項では、5km スケールで集中豪雨が発生した場合のみを対象に頻度情報を作成したが、本項では計算機上で定量的に頻度情報を作成するため、集中豪雨が発生した場合と発生しなかった場合両方を抽出している。そのため、作成する際には以下の点を考慮し、集中豪雨が発生しなかった場合を可能な限り除去している。

a) 降水イベントの発生頻度の抽出

メッシュ単位での発生頻度情報を得ることが目的ではなく、ある程度の広がりを持つ地域内で集中豪雨が発生した、あるいは発生しなかった、という情報を得ることが目的であるため、まずは同一の降水イベント内で重複カウントを行わないように以下のように定義した。

3x3 の合計 9 メッシュにおいて、前後 1 時間を考えた場合、中心メッシュの降水量より周りのメッシュの降水量が多い場合は、その雨域は移動しており同一のイベントであると考えた。また、重複カウントを行わないために、最も降水量の多いメッシュだけを定義した。水平スケールが 180km 以上離れた場合、それは別の積乱雲による豪雨であると考え、合計 9 メッシュと定義した。これにより、集中豪雨をもたらす可能性のある降水イベントを抽出し、同時に各イベントの最大 3 時間降水量を得る。

b) 相当温位と水蒸気フラックスを用いた集中豪雨発生イベントの抽出

a)により抽出された降水イベントは集中豪雨が発生した場合と発生しなかった場合の両方が含まれているため、相当温位の南北勾配と水蒸気フラックスを用いて集中豪雨が発生したと考えられる場合のみを抽出した。水蒸気フラックスは大気密度 ρ と比湿

q と風速 (u,v) から求まるベクトル量であり、集中豪雨が発生する時は多量の水蒸気フラックスが見られる。また、相当温位の南北勾配により梅雨前線を定義した。本研究では、水蒸気フラックスにより集中豪雨が発生するような水蒸気の流入を定義することで、集中豪雨が発生したと考えられる事例のみを抽出した。また、地域により集中豪雨時の相当温位の南北勾配と水蒸気フラックスには違いが出てくると考えられるため地域ごとに閾値を設定した。第3章同様、地表面データであるので、標高により気圧や気温が変化する。そのため、相当温位の南北勾配の確認は海上域を中心に行った。閾値を設定する領域は、梅雨前線の停滞する位置と水蒸気の流入する位置を考慮し地域ごとで設定した。Table 5 に地域ごとに設定した閾値を示す。また、集中豪雨の中でも降水量が多くなるような場合では、相当温位の南北勾配や水蒸気フラックスは大きいと考えられるため、本研究では定量的に抽出した降水イベントの内、最大3時間降水量の大きいもの(60mm以上)の頻度と(3)で定性的に抽出した場合に得られた頻度が等しくなるように相当温位の南北勾配と水蒸気フラックスの閾値を設定した。

九州地方、関東甲信地方、東北地方では海岸域が多いため比較的容易に相当温位を設定することができた。5kmRCMを用いた梅雨期(10日平均)の相当温位の南北勾配はおおよそ0.06~0.08K/kmという結果が得られている(kanada et al,2011)ことから、本研究で設定した相当温位の南北勾配の閾値は、60kmスケールにアップスケーリングしていることも考慮すると無理矢理設定した閾値ではないと考えられる。中国地方において集中豪雨の発生する場合は、九州地方においても集中豪雨が発生し、その後中国地方でも発生する場合もあるため、梅雨前線は九州地方から延び、水蒸気は九州地方の南西の海上や四国の南の海上より流入するケースが多い。そのため、現在気候において中国地方の水蒸気フラックスの閾値や21世紀末気候シナリオの相当温位の南北勾配の閾値は他地域と比較して、低く設定した。また、21世紀末気候シナリオでは、気圧配置の変化に伴い、日本域に水蒸気の流入が多くなるという結果も得られているため(kanada et al,2011)、水蒸気フラックスを大きく設定した。ただし、北陸地方では、水蒸気フラックスが小さい場合にも集中豪雨が発生した場合があり、その事例を除外してしまうため低い値に設定せざるを得なかった。

以上、定量的に降水イベントを抽出し、相当温位の南北勾配と水蒸気フラックスを用いた大気場補正を行うことにより、集中豪雨の発生した可能性の高い降水イベントを抽出した。

Table. 5 Regional threshold in the end of 21st century and present

present		
	North-south gradient of equivalent potential temperature (K/km)	Water vapor flux (Kg/m2*s)
kyusyu	0.127	260
shikoku	0.067	262
shugoku	0.067	210
kinki	0.067	250
totkai	0.083	275
kanto-koshin	0.15	300
hokuriku	0.067	260
tohoku	0.1	285
end of 21st century		
	North-south gradient of equivalent potential temperature (K/km)	Water vapor flux (Kg/m2*s)
kyusyu	0.083	295
shikoku	0.063	265
shugoku	0.033	265
kinki	0.042	240
totkai	0.1	285
kanto-koshin	0.117	290
hokuriku	0.05	150
tohoku	0.117	300

4.3 定量情報の精度検証

本節では、4.2 で設定した閾値を用いることにより、60km_from_5km で定性的に集中豪雨を抽出した場合と定量的に集中豪雨を抽出した場合を比較し、地域ごとに精度検証を行う。Table 6～13 と Fig 13 ～20 に地域ごとの現在気候と 21 世紀末気候シナリオの最大 3 時間降水量と 25 年合計頻度、さらに大気場補正を行った場合、補正を行わなかった場合に対する定性的に抽出した頻度の割合を示す。

大気場補正を行わなかった場合は、20mm～40mm や 40mm～60mm のような弱い雨の発生頻度の精度がかなり悪いことがわかる。考えられる理由として

は、狭い範囲（60km スケール以下）の弱い集中豪雨と、広い範囲（60km スケール以上）の 20mm 程度の雨を区別することが困難なことが挙げられる。大気場補正を行った場合は、ほとんどの地域でかなり定性的な頻度に近づけることに成功した。特に、降水量の多い頻度はかなりの精度で補正されている地域も存在する。しかし、弱い大気場においても集中豪雨が発生した場合や、梅雨前線の停滞位置、水蒸気の流入パターンなどが海上域において確認できない場合も存在したため、補正値を低く設定したことにより降水量の小さいところであまり補正されていない地域も出てきた。

Table. 6 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in kyusyu

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	12	85	361	0.1412	0.0332
40～	34	35	140	0.9714	0.2429
60～	28	30	68	0.9333	0.4118
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	74	150	569	0.4933	0.1301

end of 21st century					
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	11	139	326	0.0791	0.0337
40～	32	117	194	0.2735	0.1649
60～	37	65	109	0.5692	0.3394
100～	14	14	19	1.0000	0.7368
150～	1	1	1	1.0000	1.0000
total of 25 years	95	336	649	0.2827	0.1464

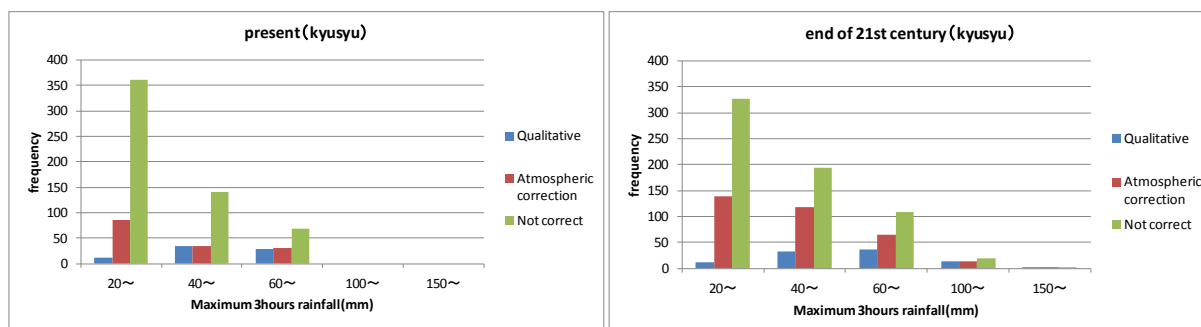


Fig. 13 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in kyusyu.
(left is present, right is end of 21st century)

Table. 7 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in shikoku

	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	1	40	176	0.0250	0.0057
40～	9	27	59	0.3333	0.1525
60～	14	14	23	1.0000	0.6087
100～	0	0	0	0	0
150～	1	1	1	1.0000	1.0000
total of 25 years	25	82	259	0.3049	0.0965

	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	3	78	164	0.0385	0.0183
40～	14	47	82	0.2979	0.1707
60～	22	21	37	1.0476	0.5946
100～	3	3	4	1.0000	0.7500
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	42	149	287	0.2819	0.1463

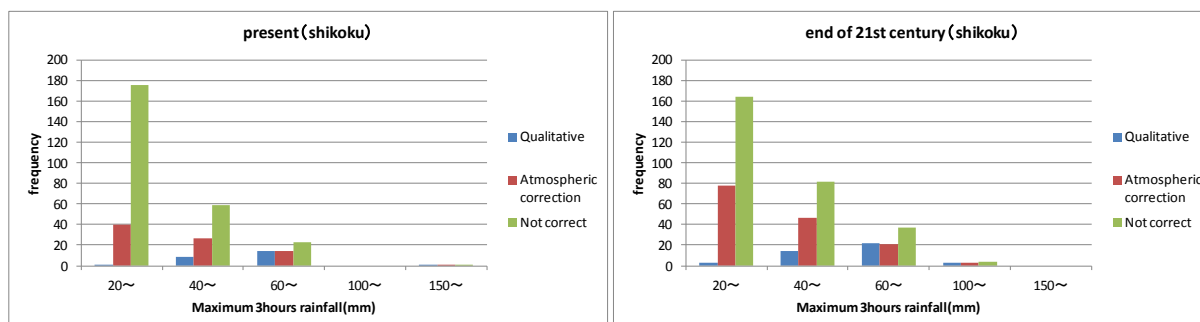


Fig. 14 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in shikoku.
(left is present, right is end of 21st century)

Table. 8 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in chugoku

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	6	33	178	0.1818	0.0337
40～	5	9	48	0.5556	0.1042
60～	7	4	15	1.7500	0.4667
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	18	46	241	0.3913	0.0747

end of 21st century					
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	3	37	174	0.0811	0.0172
40～	13	35	90	0.3714	0.1444
60～	8	9	30	0.8889	0.2667
100～	3	3	4	1.0000	0.7500
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	27	84	298	0.3214	0.0906

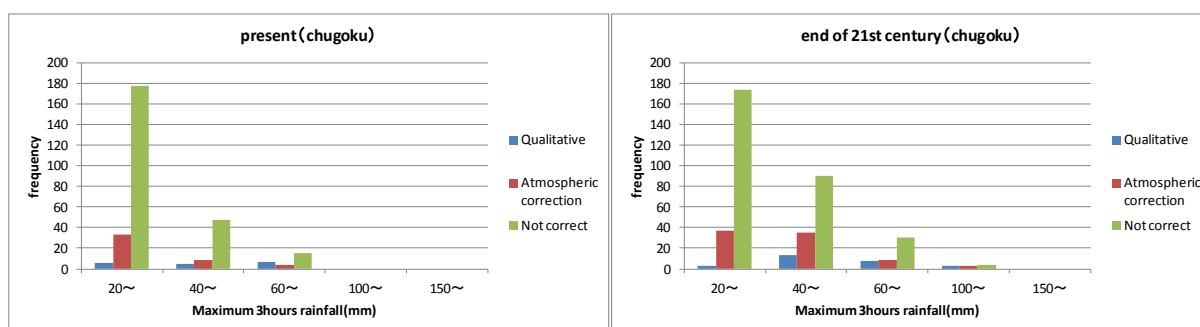


Fig. 15 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in chugoku.
(left is present, right is end of 21st century)

Table. 9 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in kinki

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	2	21	132	0.0952	0.0152
40～	4	4	32	1.0000	0.1250
60～	3	3	13	1.0000	0.2308
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	9	28	177	0.3214	0.0508

end of 21st century					
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	2	64	121	0.0313	0.0165
40～	7	25	44	0.2800	0.1591
60～	16	18	25	0.8889	0.6400
100～	4	3	4	1.3333	1.0000
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	29	110	194	0.2636	0.1495

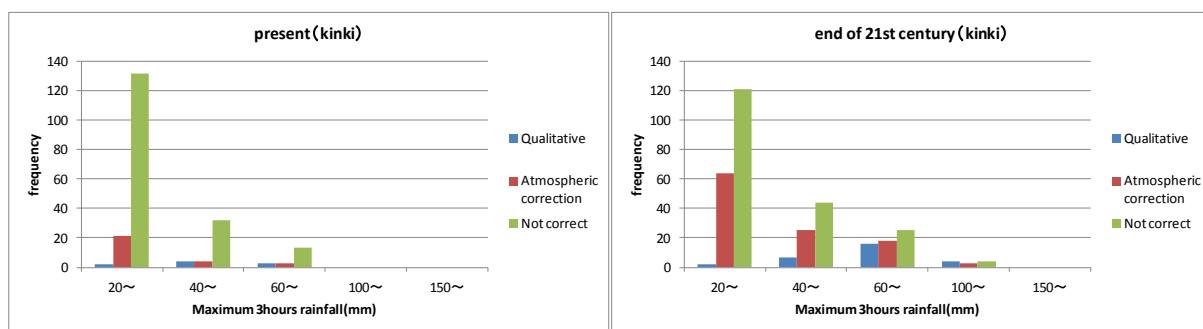


Fig. 16 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rain fall in kinki.
(left is present, right is end of 21st century)

Table. 10 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in tokai

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20~	3	31	198	0.0968	0.0152
40~	16	18	71	0.8889	0.2254
60~	7	7	31	1.0000	0.2258
100~	0	0	0	0	0
150~	0	0	0	0	0
total of 25 years	26	56	300	0.4643	0.0867

	end of 21st century				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20~	9	33	222	0.2727	0.1486
40~	17	27	115	0.6296	0.2348
60~	24	26	58	0.9231	0.4483
100~	4	4	7	1.0000	0.5714
150~	1	1	1	1.0000	1.0000
total of 25 years	55	91	403	0.6044	0.1365

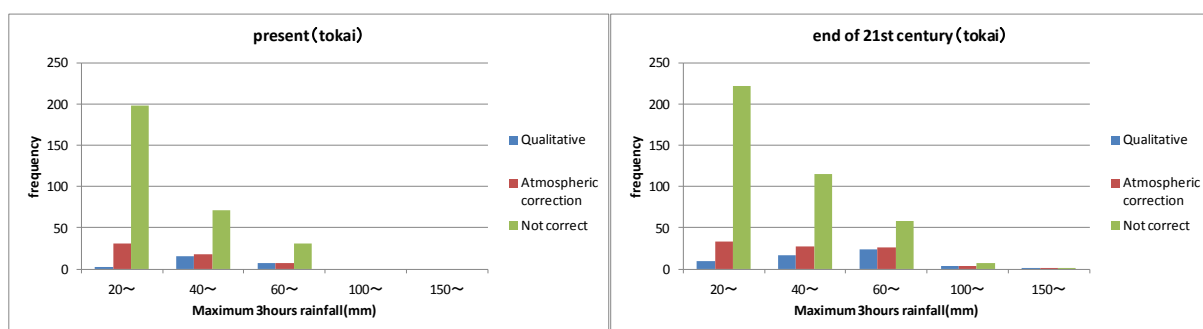


Fig. 17 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in tokai.
(left is present, right is end of 21st century)

Table. 11 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in kanto-koshin

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	3	5	148	0.6000	0.0338
40～	1	5	32	0.2000	0.1563
60～	0	0	2	0	0.0000
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	4	10	182	0.4000	0.0220

end of 21st century					
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	2	27	193	0.0741	0.0104
40～	7	14	61	0.5000	0.1148
60～	11	11	25	1.0000	0.4400
100～	1	1	1	1.0000	1.0000
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	21	53	280	0.3962	0.0750

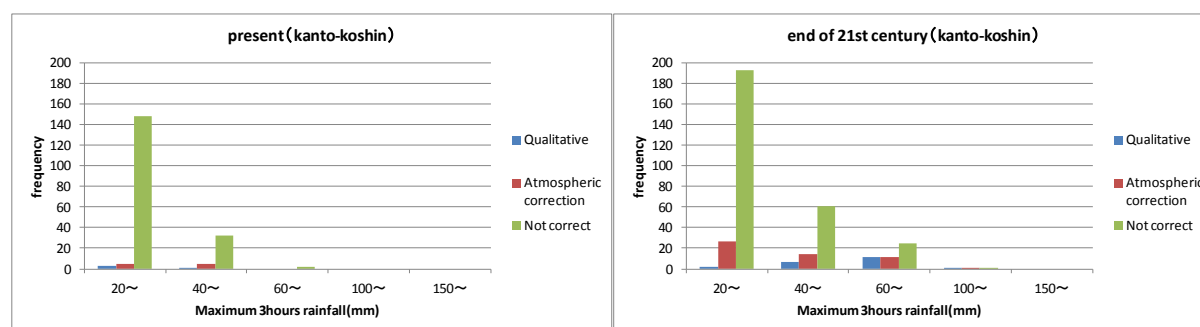


Fig. 18 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in kanto-koshin. (left is present, right is end of 21st century)

Table. 12 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in hokuriku

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	2	3	99	0.6667	0.0202
40～	1	0	14	0	0.0714
60～	0	0	3	0	0.0000
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	3	3	116	1.0000	0.0259

end of 21st century					
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20～	2	100	122	0.0200	0.0164
40～	2	17	29	0.1176	0.0690
60～	4	3	9	1.3333	0.4444
100～	0	0	0	0	0
150～	0	0	0	0	0
total of 25 years	8	120	160	0.0667	0.0500

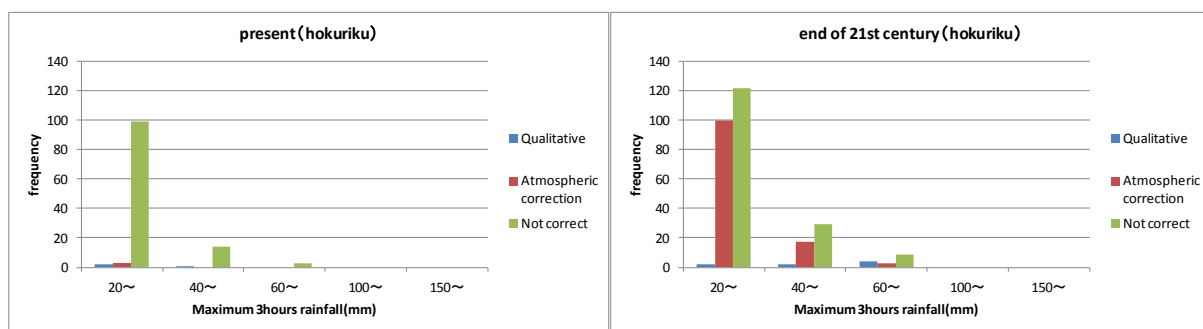


Fig. 19 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in hokuriku.
(left is present, right is end of 21st century)

Table.13 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct and the percentage of qualitative/atmospheric correction and qualitative/not correct per maximum 3hours rainfall in tohoku

	present				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20~	0	5	131	0.0000	0.0000
40~	0	0	16	0	0.0000
60~	0	0	3	0	0.0000
100~	1	1	1	1.0000	1.0000
150~	0	0	0	0	0
total of 25 years	1	6	151	0.1667	0.0066

	end of 21st century				
	Qualitative	Atmospheric correction	Not correct	Qualitative/Atmospheric correction	Qualitative/Not correct
20~	1	22	218	0.0455	0.0046
40~	3	17	69	0.1765	0.0435
60~	2	7	16	0.2857	0.1250
100~	0	0	0	0	0
150~	0	0	0	0	0
total of 25 years	6	46	303	0.1304	0.0198

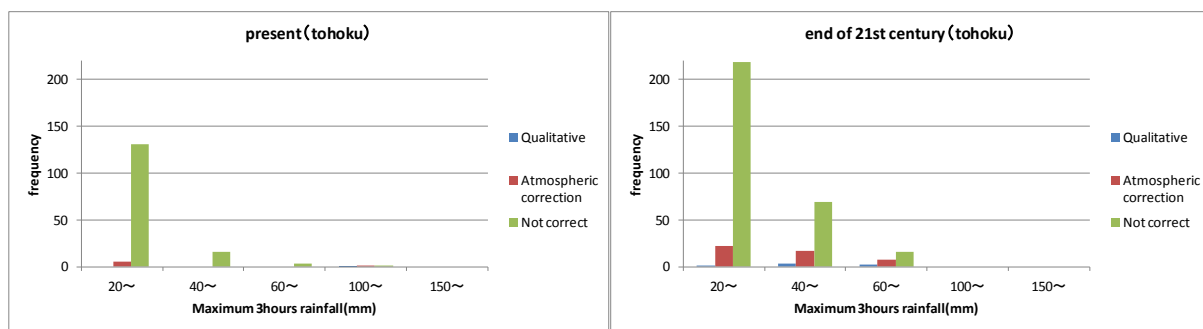


Fig. 20 The frequency of qualitative, atmospheric correction and not correct per maximum 3hours rainfall in tohoku.
(left is present, right is end of 21st century)

本章では、定性的に集中豪雨を抽出した事例をもとに60km_from_5kmを用いた60kmスケールでの定性的な集中豪雨情報を作成し、地域ごとに定量的に抽出した場合と定性的に抽出した場合の頻度差を求めることにより、60kmスケールから5kmスケールでの集中豪雨の定量的頻度解析の手法を構築した。本章で得られた統計情報をもとに60kmアンサンブル

に適用することで、60kmアンサンブルの地域ごとの5kmスケールでの集中豪雨の発生頻度の抽出に試みる。なお、本研究では、上図のように降水量をクラス別に分けたが、今後の課題として他の降水量別の頻度分布においても対応可能であるという検証とパラメータ設定を行う必要がある。

5. 60kmAGCM アンサンブルへの適用と結果

本章では、第4章で得られた集中豪雨時の統計的情報を60kmAGCMアンサンブルに適用することにより統計的ダウンスケーリングを行った。

5.1 5kmRCM と 60kmAGCM の降水量差の確認

60kmAGCMアンサンブル実験では、設定した条件（海面水温や積雲対流スキーム）により降水量に差が出るのが報告されているため、本研究では

60kmAGCMアンサンブル実験ごとの最大3時間降水量別頻度を60km_from_5kmと比較することにより、降水量差の確認を地域ごとに行った。また、本研究では梅雨前線に伴う集中豪雨のみを対象としているため、台風は定性的に全アンサンブルを確認することで除去した。本研究で使用した60kmAGCMアンサンブルメンバーをTable 14 に一覧で示す。前期モデルのInit1～3は大気初期値の違いを示しており、後期モデルのcluster1～3は海面水温の違いを示している。

Table.14 The 60kmAGCM ensemble members

Zenki			
present	HP0A_Init1	HP0A_Init2	HP0A_Init3
end of 21st century	HF0A_Init1	HF0A_Init2	HF0A_Init3
	HF0A_miroch_Init1	HF0A_miroch_Init2	HF0A_miroch_Init3
	HF0A_mri_Init1	HF0A_mri_Init2	HF0A_mri_Init3
	HF0A_csiro_Init1	HF0A_csiro_Init2	HF0A_csiro_Init3

Kouki				
present	HPA_CMIP3			
end of 21st century	HFA_as_CMIP3	HFA_as_cluster1	HFA_as_cluster2	HFA_as_cluster3
	HFA_CMIP3	HFA_cluster1	HFA_cluster2	HFA_cluster3
	HFA_kf_CMIP3	HFA_kf_cluster1	HFA_kf_cluster2	HFA_kf_cluster3

（１）前期モデルにおける降水量別頻度の特徴

前期モデルでは、積雲対流スキームに AS スキームを用いている。AS スキームでは、格子内に複数の背の高さの違う積雲を計算しているが、1 つの積雲自体はシンプルな計算をし、平均的な値を格子に与えている。5kmRCM で用いられている kf スキームは、1 つの格子内に 1 つの積雲を仮定し緻密な計算を行っている。そのため、AS スキームと比較して kf スキームでは降水量が多くなる傾向があり、前期モデルは、60km_from_5km と比較して降水量はかなり少ないと考えられるので、60km_from_5km における集中豪雨時は 20mm～40mm が最小であったが、前期モデルではさらに小さい 10mm～20mm の頻度も抽出する。定量的に抽出した降水量別頻度分布を Fig 21～25 に示す。図中の RCM は 60km_from_5km のことを指している。Fig 21～25 に示すように、60km モデルでは、60km_from_5km と比較して 20mm～40mm

の頻度も少なく、10mm～20mm の頻度が多い地域がほとんどである。また、40mm を超えるような雨がほとんど見られないことから、前期モデルでの降水量はかなり少ないと考えられる。

前期モデルでは、現在気候と 21 世紀末気候シナリオでともに九州地方や四国地方、東海地方などの集中豪雨の発生頻度の多い地域では、60km_from_5km と比較して合計頻度がかなり少ない傾向にあり、逆に東北地方や北陸地方などでは頻度が多い傾向にあった。しかし、60km スケールで 10mm 以下の降水が集中豪雨であるとは考え難いため、60km 前期モデルでは 10mm 以下は扱わないとする。

前期モデルの4つのアンサンブルメンバーでは、分布形状はどのメンバーもおおよそ同一であり、海面水温により頻度差はあるものの総頻度に大きな差は見られなかった。

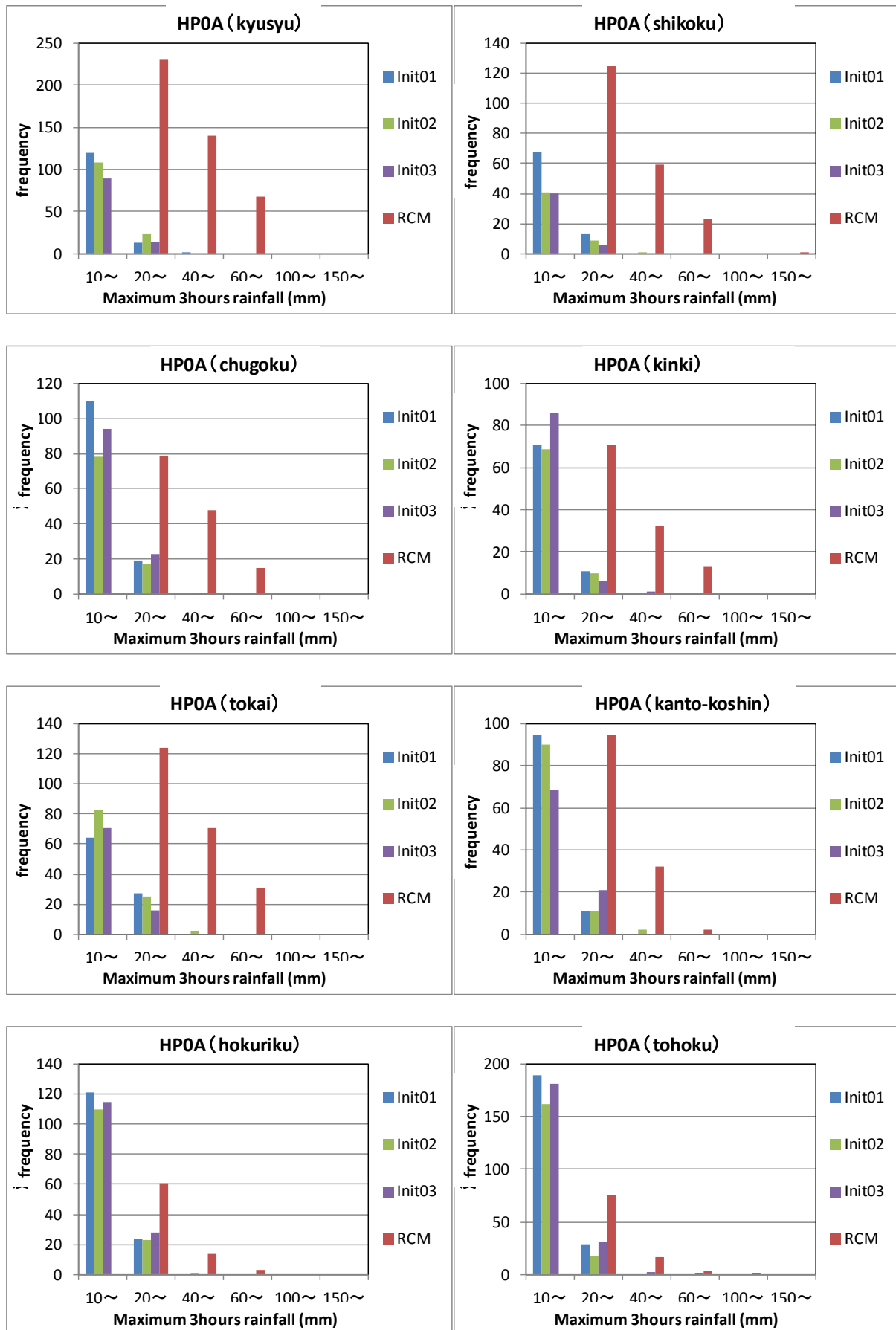


Fig. 21 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HP0A

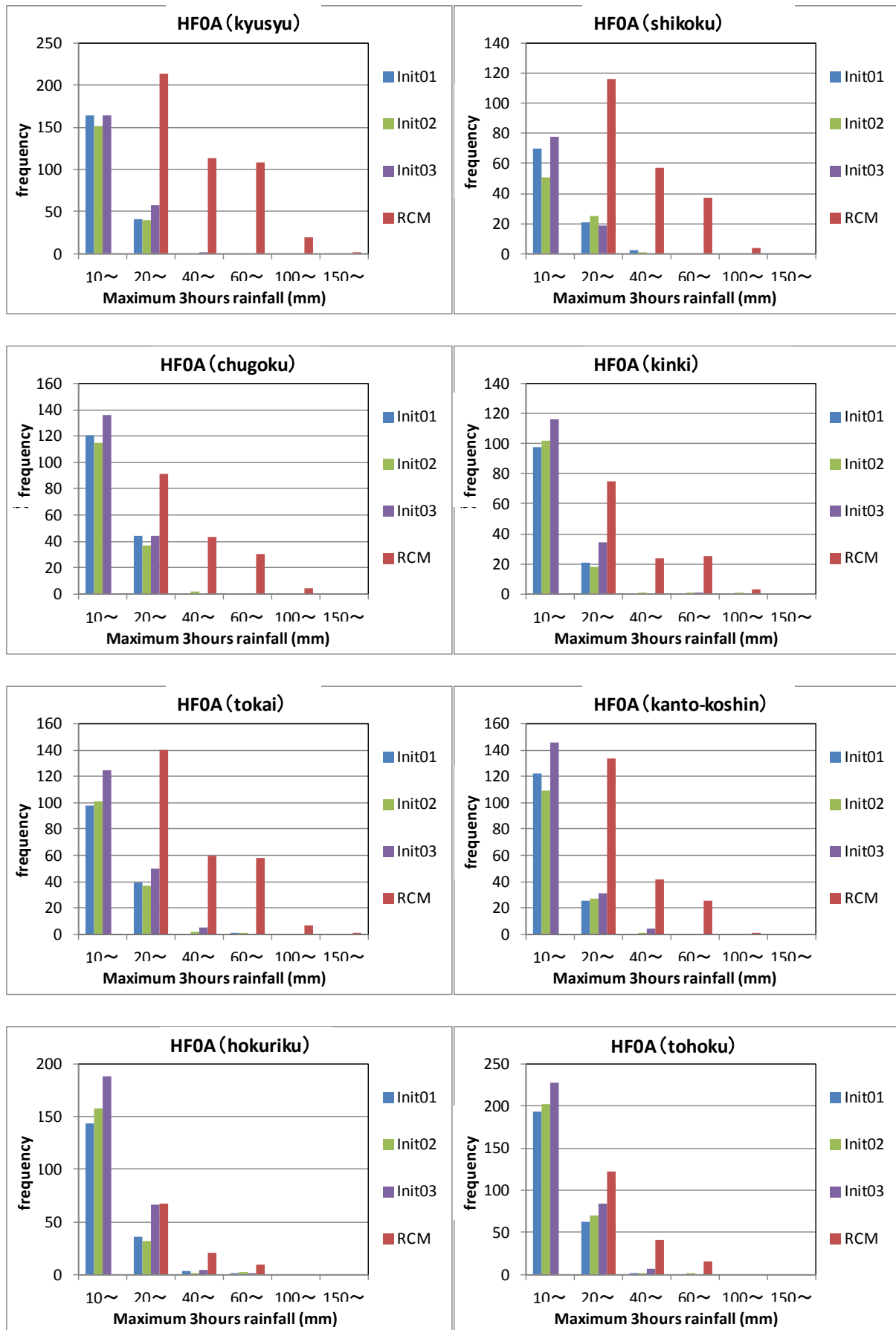


Fig. 22 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HF0A

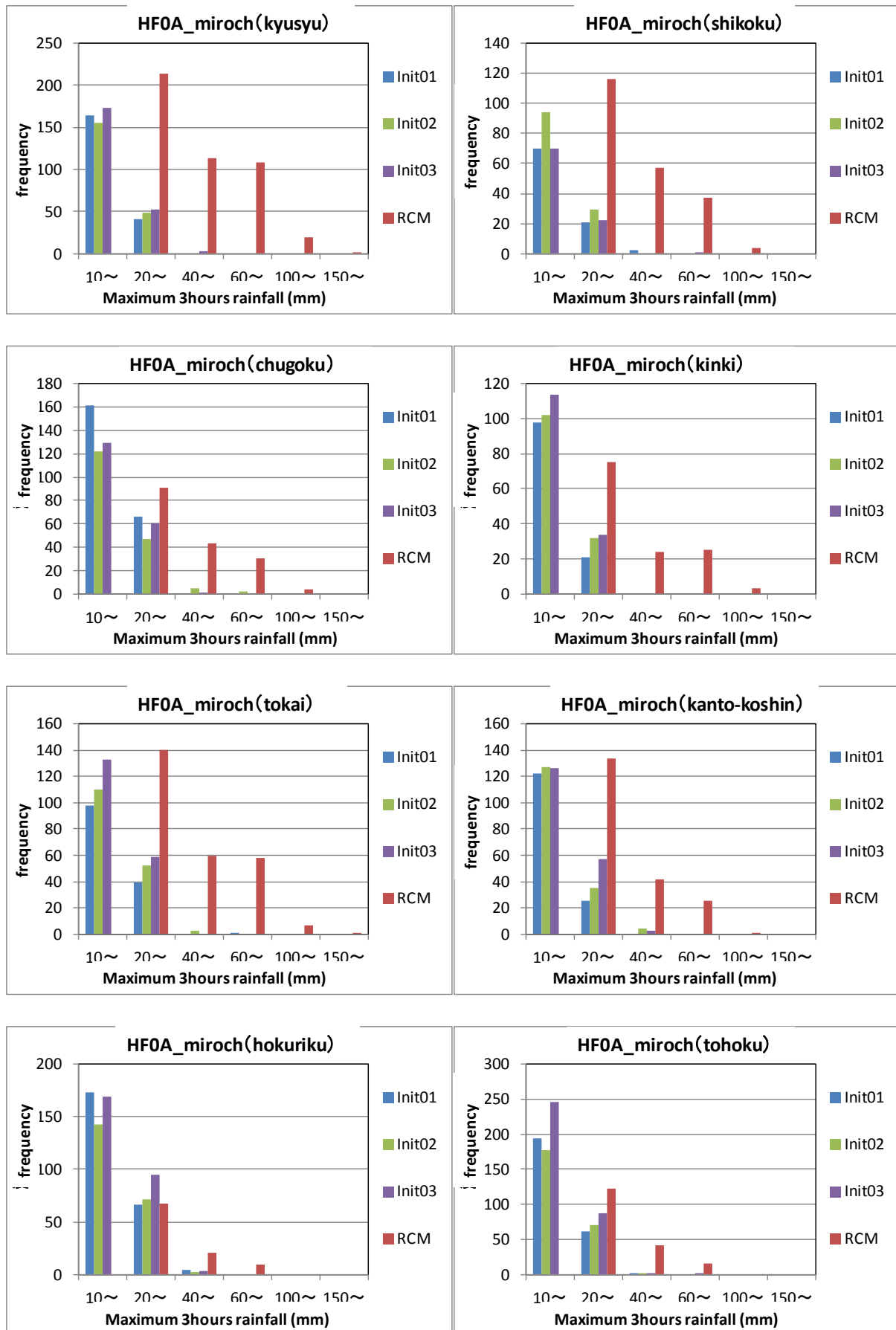


Fig. 23 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HF0A_miroch

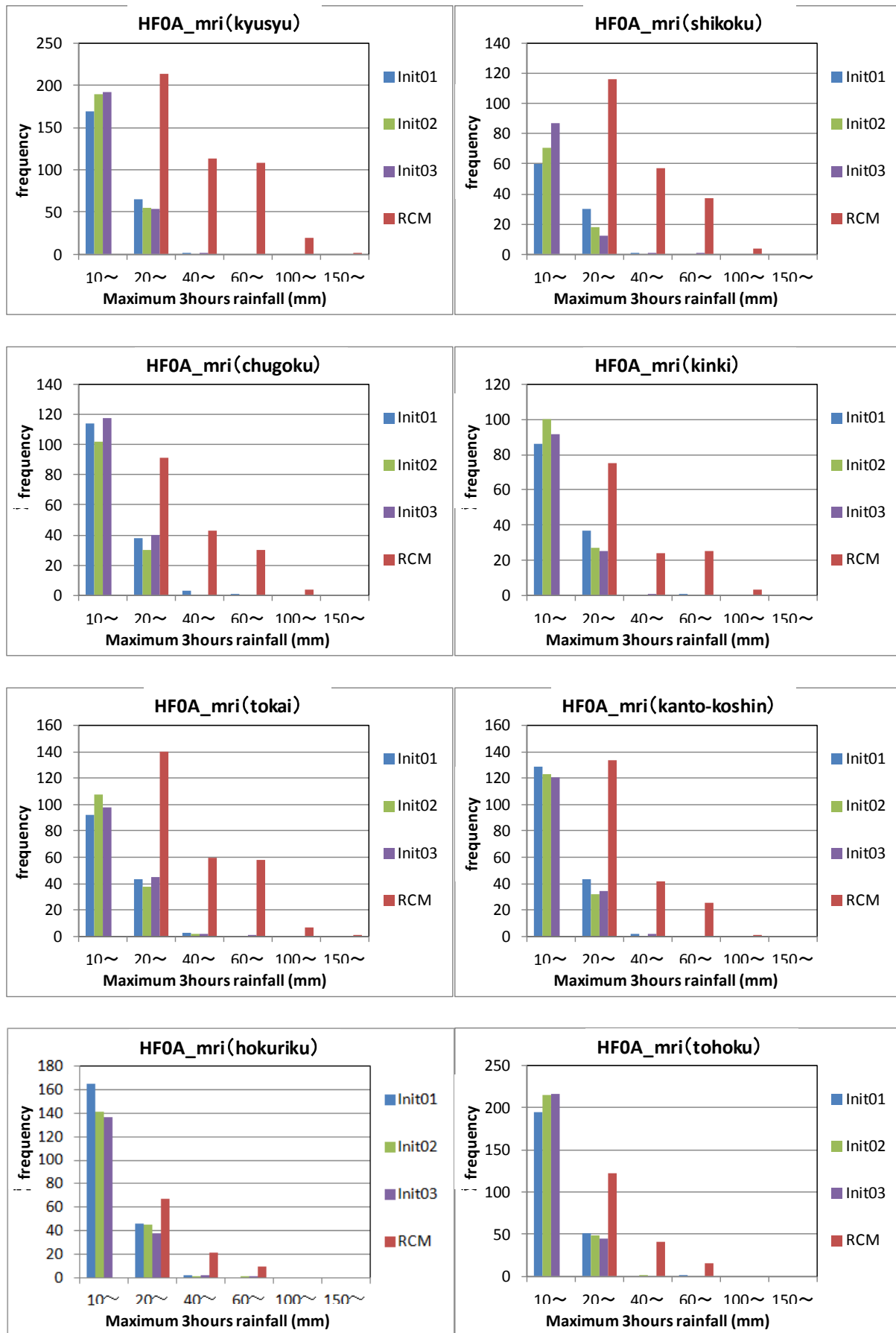


Fig. 24 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HF0A_mri

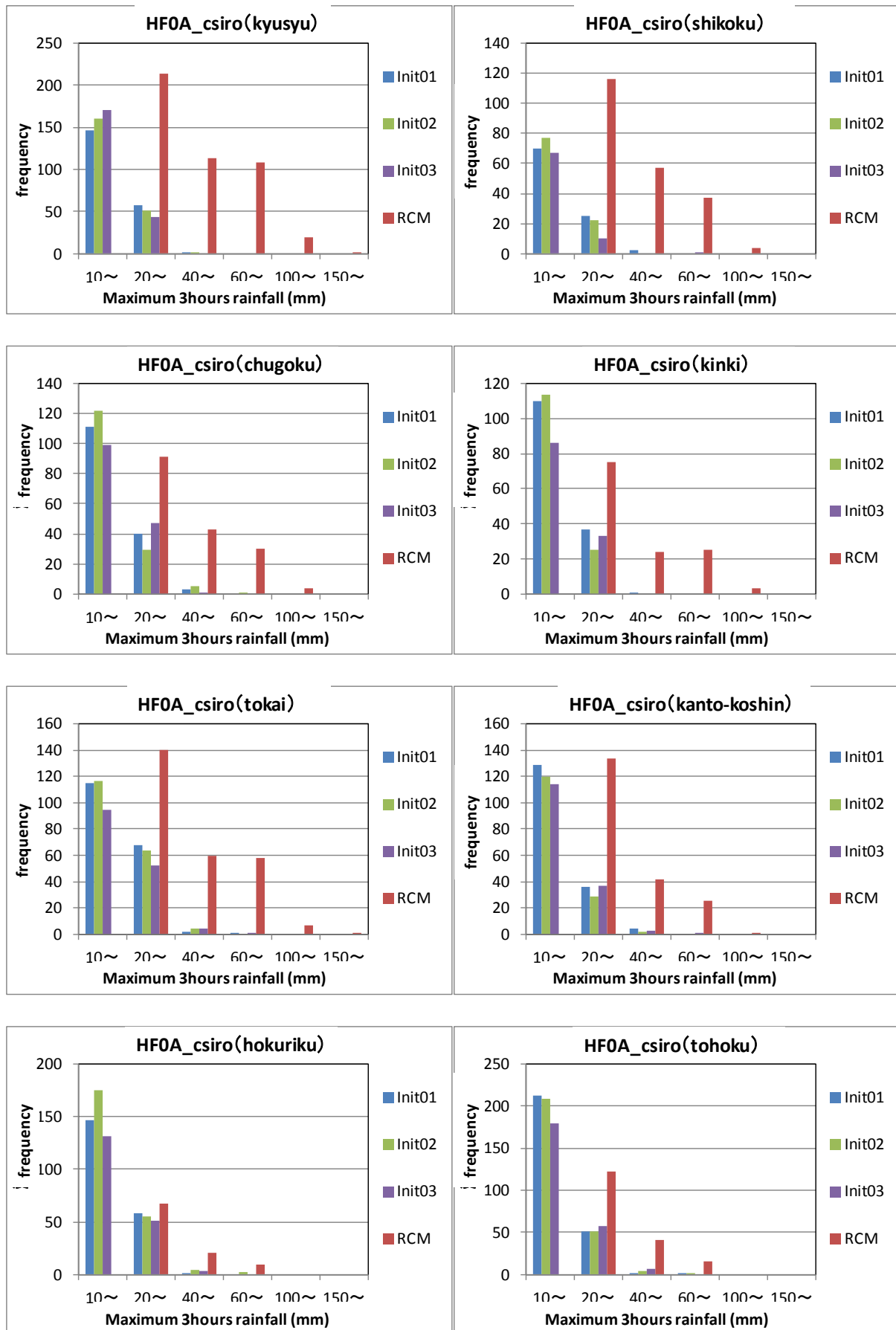


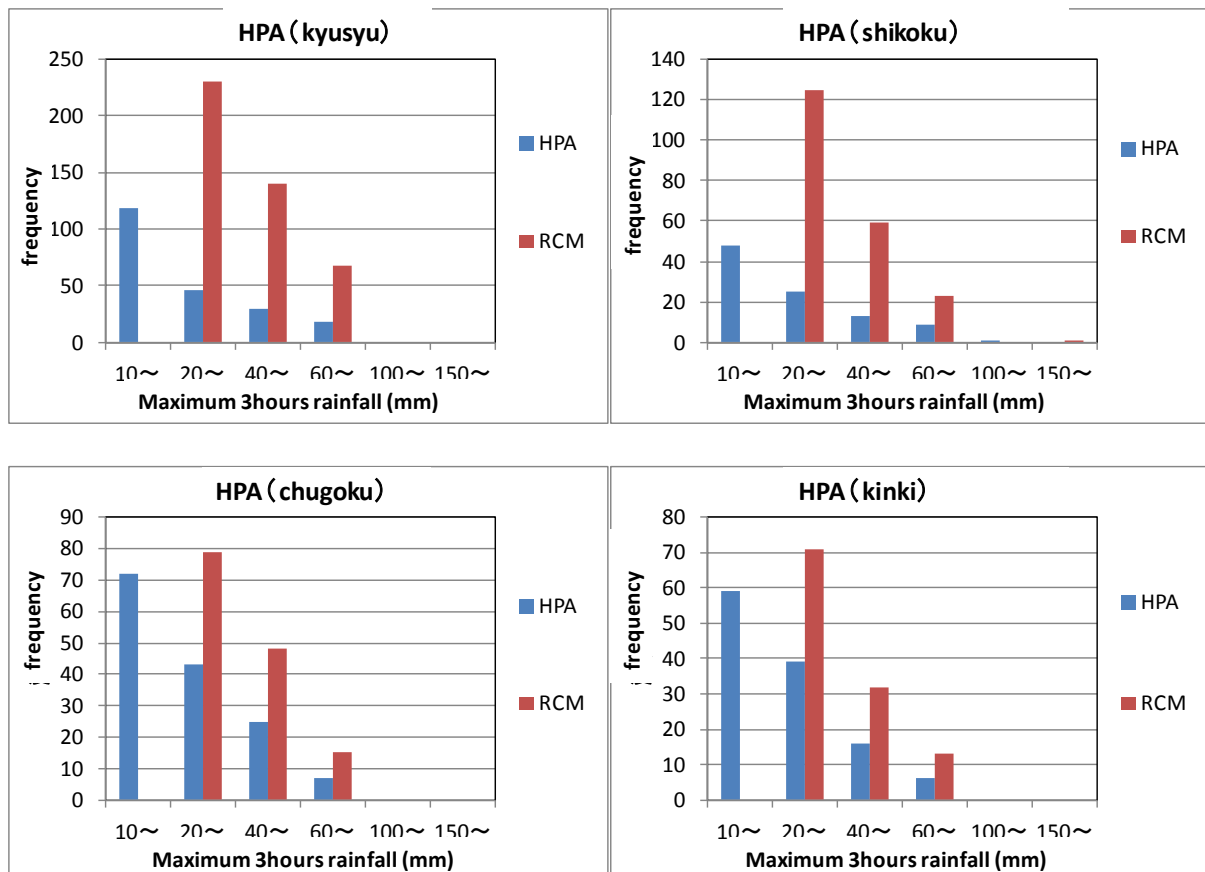
Fig. 25 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HF0A_csiro

(2) 後期モデルにおける降水量別頻度の特徴

後期モデルでは積雲対流スキームの異なるモデルを用いているため、積雲対流スキームにより降水量に大きな差が出ると考えられる。後期モデルに用いられた積雲対流スキームは前期モデルを改良した AS スキーム、20kmAGCM の後期モデルと同様の YS スキーム、5kmRCM と同様の kf スキームである。YS スキームでは、AS スキーム同様に格子内に複数の背の高さの積雲を計算しているが、1つ1つの積雲を AS スキームより詳細に計算しているため、降水量は YS スキームの方が多くなる傾向にある。AS スキームを用いているモデルもあるため、後期モデルにおいても 10mm～20mm の頻度も抽出することとする。Fig 26～29 に各モデルの頻度分布を示す。HPA、HFA は積雲対流スキームが無表記であるが、YS スキームを用いている。AS スキームを用いているモデルでは、前期モデル同様に 40mm を超えるような降水の頻度はあまり見られなかった。このことから、後期モデルように改良された AS スキームでも強い降水は表現できるようになっていないことが

わかる。YS スキームを用いているモデルでは、40mm 以上の降水の頻度があることから、AS スキームよりは強い降水を表現できるモデルであると考えられる。しかし、前期モデル同様に、九州地方や四国地方、東海地方などの集中豪雨は発生頻度の多い地域で、60km_from_5km と比較して合計頻度がかかなり少ない傾向にあり、逆に東北地方や北陸地方などでは頻度が多い傾向にあった。5kmRCM と同様の kf スキームを用いたモデルでは、YS スキーム同様に 40mm 以上の降水の頻度が得られており、また、頻度にも YS スキームと比較してそれほど差は見られない。しかし、kf スキームでは、10mm～20mm の頻度がどの地域においても多く、YS スキームとは違う特徴が見られた。

後期モデルの3つのモデルのうち、AS スキームと YS スキームでは分布形状が違うものの、総頻度ではおおよそ近い値となっていたが、kf スキームでは 10mm～20mm の頻度がかかなり多いため総頻度も多い値となっていた。



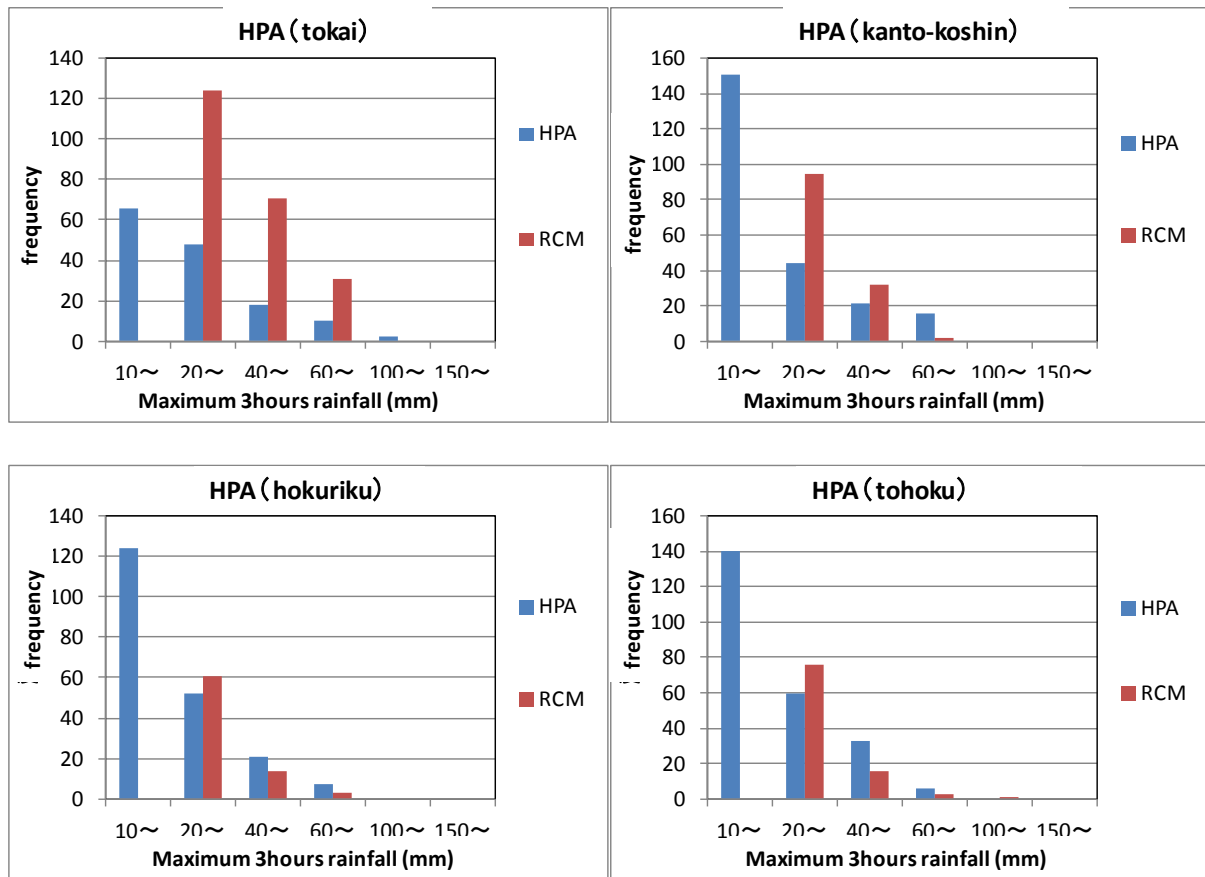
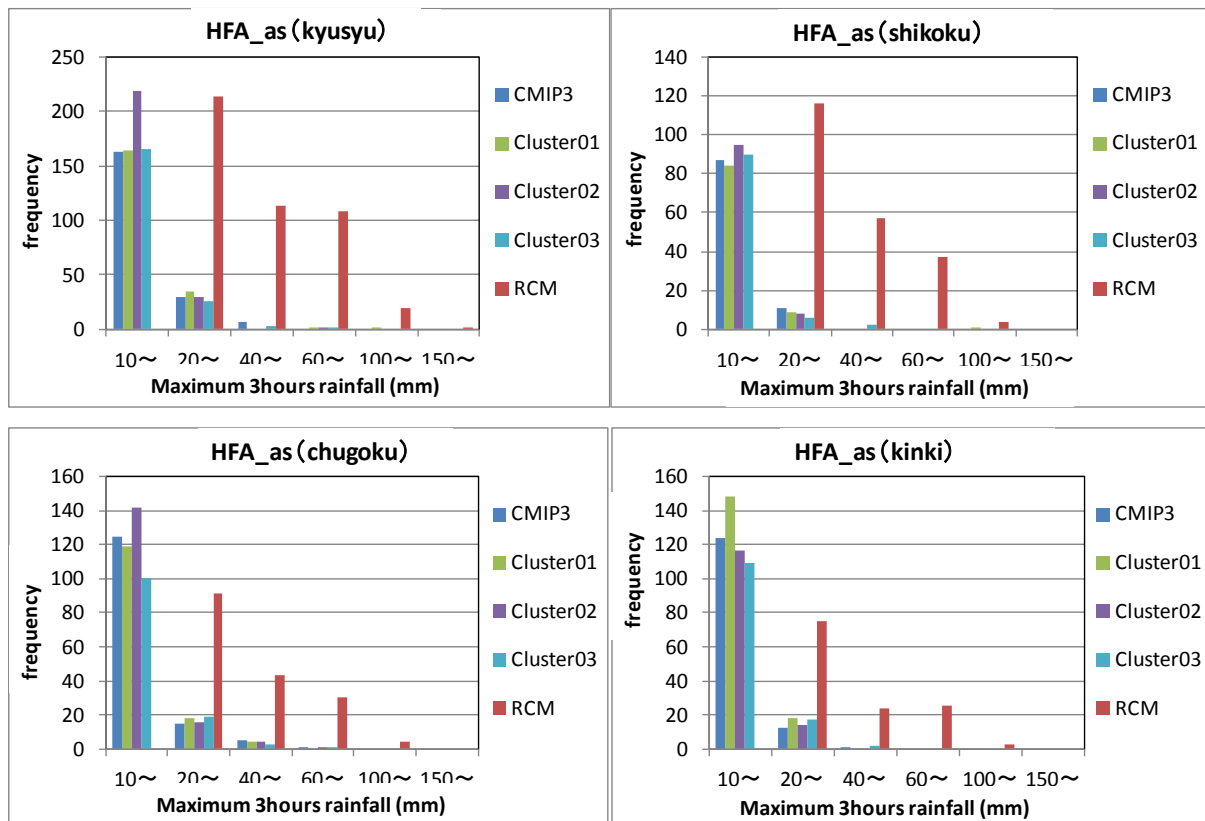


Fig. 26 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HPA



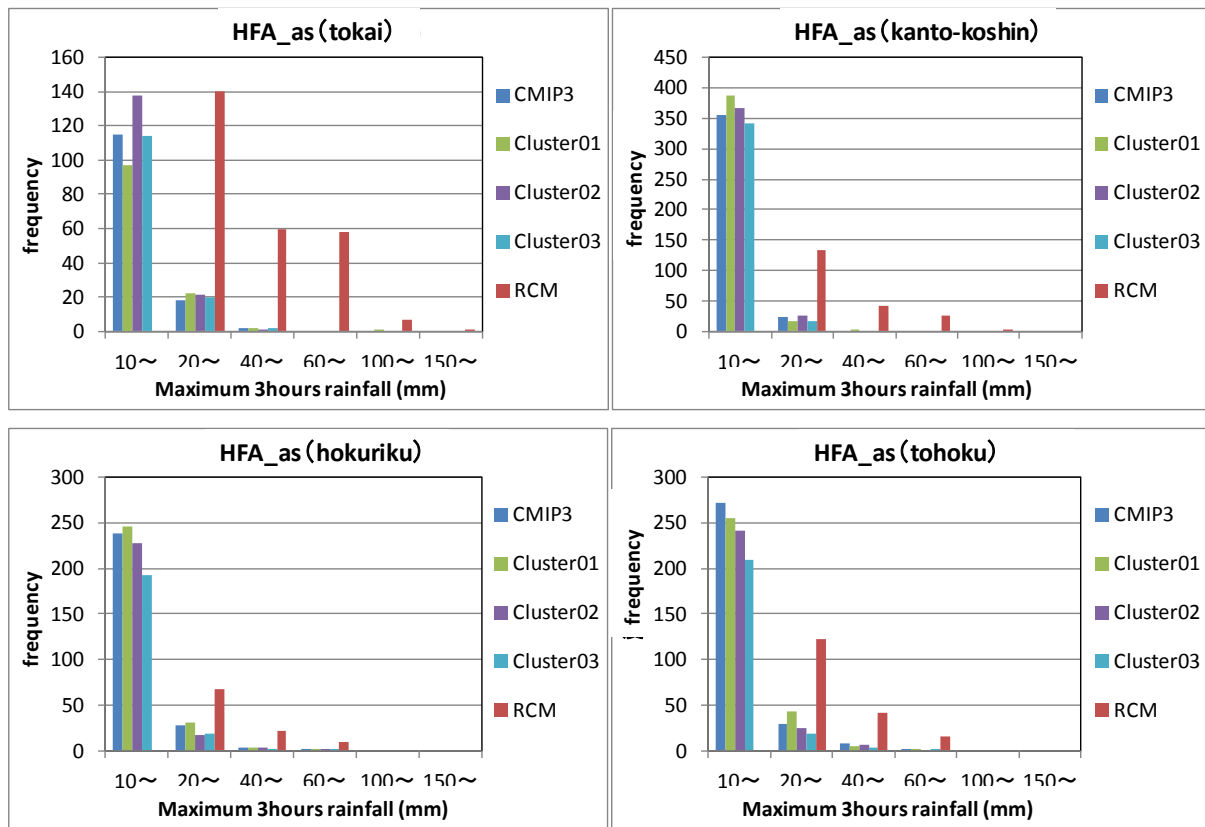
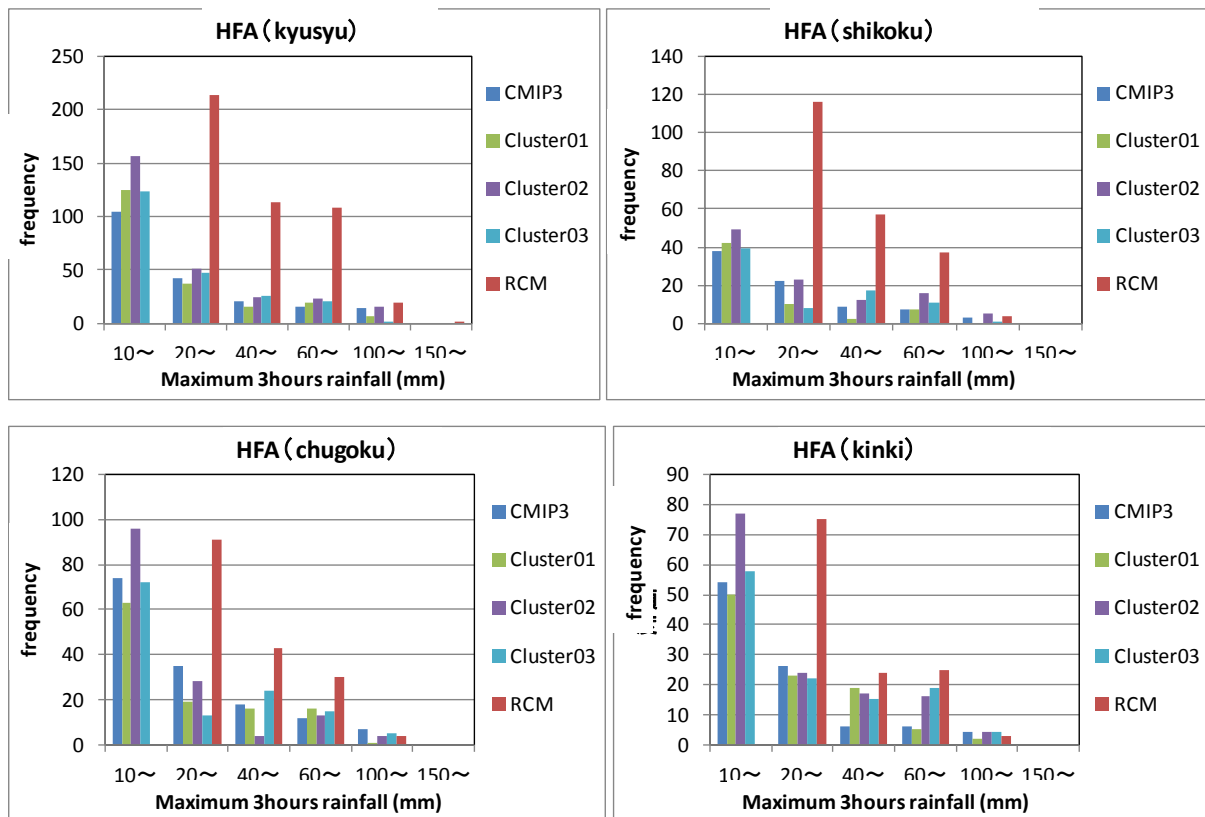


Fig. 27 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HFA_as



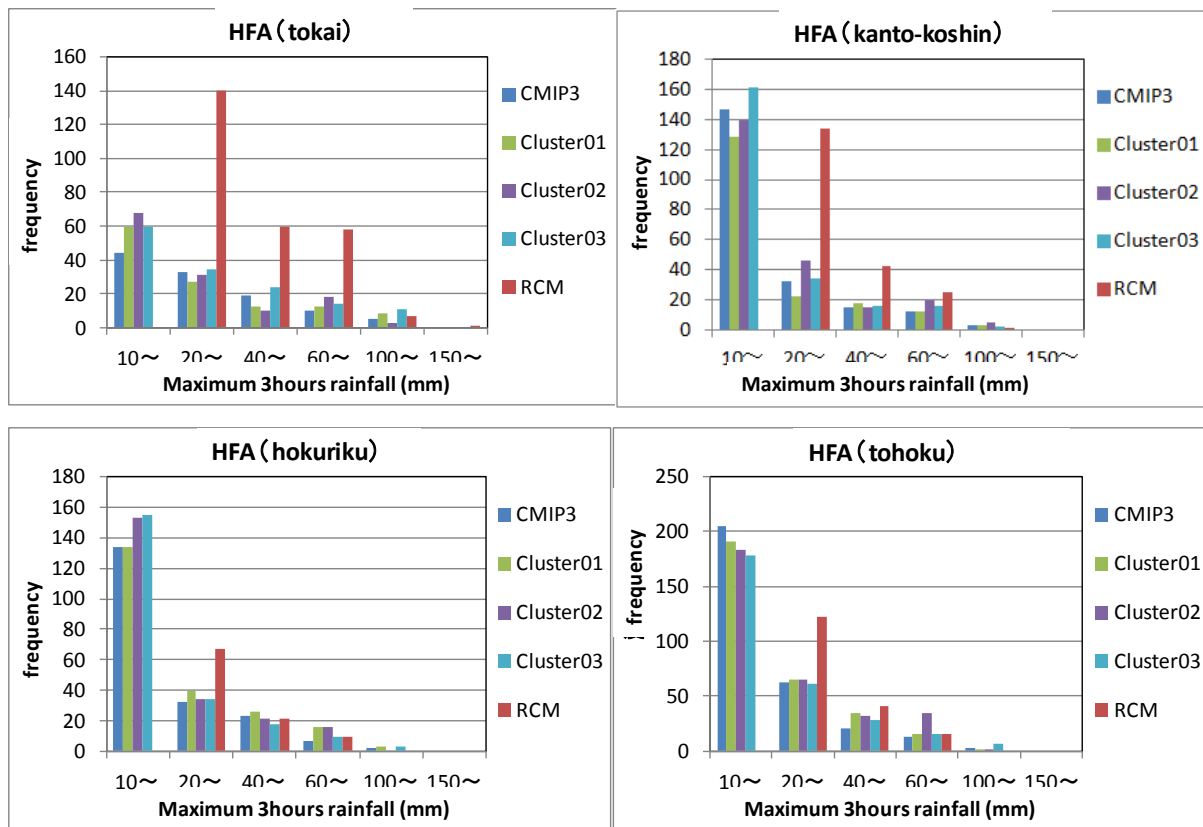
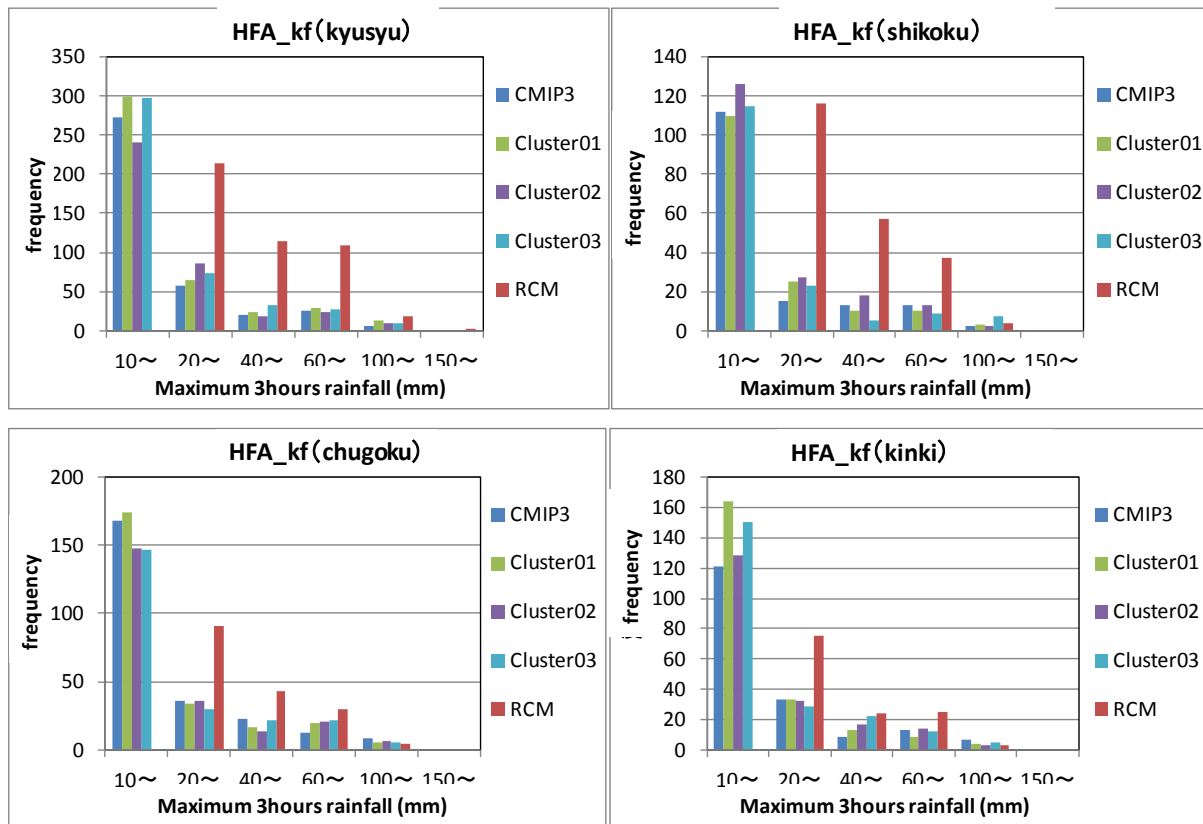


Fig. 28 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HFA



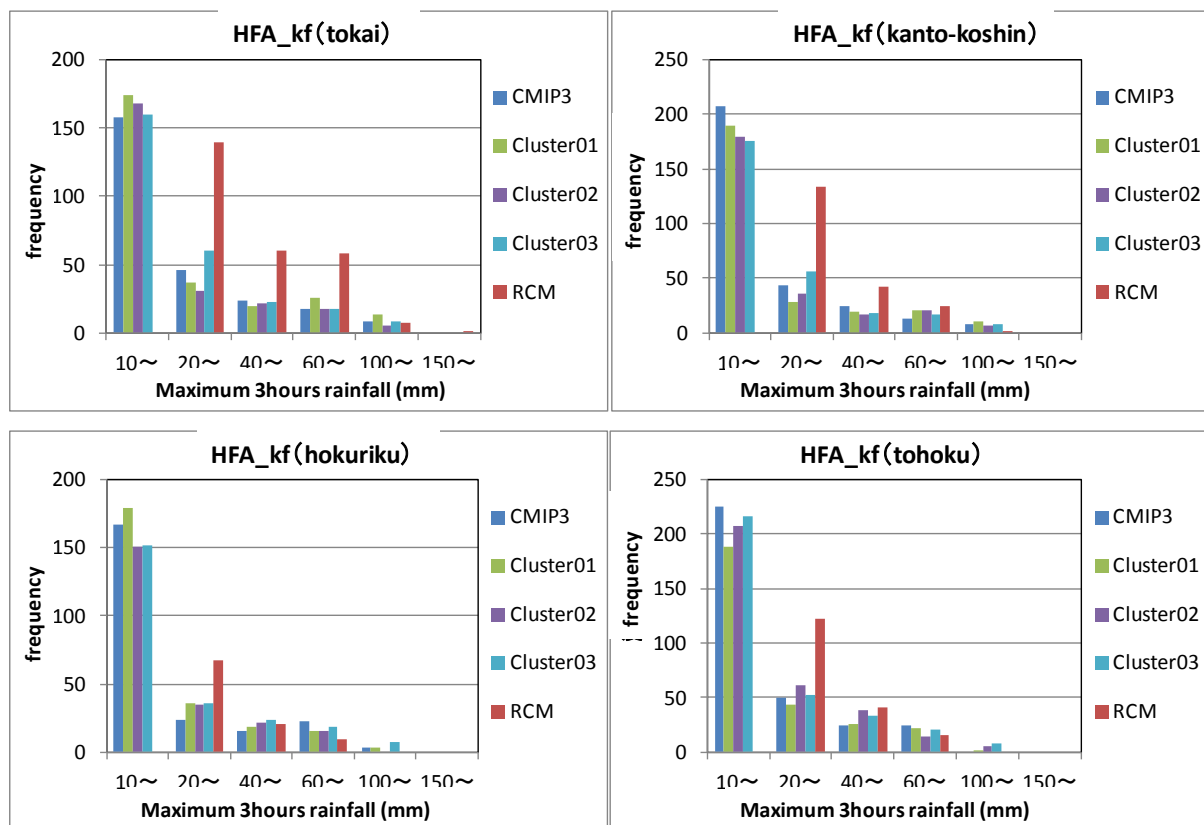


Fig. 29 The regional frequency per maximum 3hours rainfall in HFA_kf

5.2 60kmAGCM の降水量の補正について

5.1 節で示したように 60kmAGCM アンサンブルメンバーでは、60km_from_5km と比較して、降水量別の頻度分布にかなりの差が生じていた。これは、各アンサンブルメンバーの特徴を表しているものであり、重要な特徴であると考えられる。しかし、この頻度差は各アンサンブルメンバーの本研究で設定した降水量に合わせたものであり、各アンサンブルメンバーの降水量が 60km_from_5km のどの降水量と対応しているのかという情報は、上図の頻度分布の結果だけでは得ることは不可能である。そのため、第 4 章で設定した降水量別のパラメータ（頻度の割合）を用いることは困難である。これは本研究において、今後の重要な課題である。そこで、本研究はその第一段階として、全頻度を用いて、全頻度のパラメータを用いることにより、地域ごとの集中豪雨の発生頻度の解析を行うこととした。

5.3 地域別での集中豪雨の将来変化

本節では、第 4 章で地域ごとに設定した全頻度のパラメータを用いることで、60kmAGCM における 5km スケールでの集中豪雨の発生頻度を解析する。なお、60kmAGCM の大気場のデータは 1 ヶ月平均データしかないので、本研究の手法には用いることができなかった。そこで本研究では、地域ごとに大気

場補正をおこなっているため、60kmAGCM アンサンブルにおいてもおよそ同様なパラメータになると考え、60km_from_5km で設定したパラメータをそのまま利用する。つまり、60km_from_5km における大気場補正が同一であるので、大気場補正なしの定量的頻度から定性的頻度に対するパラメータをそのまま用いることとする。

（１）全頻度を用いた集中豪雨の抽出

ここでは、各アンサンブルメンバーにおいて、地域ごとに定量的に抽出された集中豪雨の可能性のある降水イベントの 25 年全頻度を用いて、第 4 章で設定した全頻度のパラメータで補正することにより、各アンサンブルメンバーの地域別の集中豪雨の発生頻度を得た。Table 15 に地域別の全頻度に対するパラメータ補正值を示す。全地域において 21 世紀末気候シナリオのパラメータ補正值の方が、現在気候のパラメータ補正值より大きいことがわかる。Table 16 に各アンサンブルメンバーの地域ごとの集中豪雨の発生頻度とアンサンブルメンバー（前期は 3 つ、後期は 4 つ）の平均頻度と標準偏差を示す。前期モデルの現在気候では、発生頻度としては、九州地方などで 5kmRCM の発生頻度より少なくなっているが、これは積雲対流スキームが AS スキームであり、全頻度が少なくなったことに起因している。21 世紀末気候シ

ナリオも同様傾向が見られる。また、九州地方では、5kmRCMの頻度と比較してかなり少ないことがわかる。

前期モデルの21世紀末気候シナリオでは、各アンサンブル平均値は現在気候と比較して、全地域において増加傾向であるが、標準偏差はアンサンブルごとでばらばらである。また、全頻度を用いているため、5kmRCMより少ない地域や多い地域のばらつきが見られる。特に、九州地方では、5kmRCMほど他地域との頻度差が見られないことがわかる。

後期モデルの現在気候はHPAの1つだけである。前期モデルと比較して積雲対流スキームをYSスキームに変更しているため、頻度の増加が見られる。また、各積雲対流スキームの違いを見ると、ASスキームとYSスキームでは頻度にそれほど差は見られないが、kfスキームではかなりの頻度が出ており、5kmRCMに匹敵するかそれ以上の地域も見られる。

この影響は、kfスキームでは弱い雨の頻度が他スキームと比較してかなり多かったことに起因している。

Table.15 The regional corrections for all frequency

	Correction value	
	present	end of 21st century
kyusyu	0.1686	0.2079
shikoku	0.1202	0.1963
chugoku	0.1268	0.1607
kinki	0.0776	0.2266
tokai	0.1150	0.2068
kanto-koshin	0.0310	0.1040
hokutiku	0.0385	0.0825
tohoku	0.0104	0.0335

Table.16 The frequency, ensembles average and standard deviation of localized heavy rainfall in different 60kmAGCM ensemble members

	HP0A			ensemble average	SD
	HP0A_Init1	HP0A_Init2	HP0A_Init3		
kyusyu	22.59	22.26	17.37	20.74	2.93
shikoku	9.74	6.13	5.53	7.13	2.28
chugoku	16.36	12.05	14.96	14.46	2.20
kinki	6.36	6.13	7.22	6.57	0.57
tokai	10.47	12.65	10.01	11.04	1.41
kanto-koshin	3.29	3.19	2.79	3.09	0.26
hokutiku	5.58	5.16	5.51	5.42	0.23
tohoku	2.28	1.87	2.24	2.13	0.22

	HF0A			ensemble average	SD
	HF0A_Init1	HF0A_Init2	HF0A_Init3		
kyusyu	42.62	39.92	46.36	42.97	3.24
shikoku	18.26	15.12	19.04	17.47	2.08
chugoku	26.52	24.75	28.93	26.73	2.10
kinki	26.97	27.87	34.22	29.68	3.95
tokai	28.54	29.16	37.22	31.64	4.85
kanto-koshin	15.29	14.25	18.82	16.12	2.40
hokutiku	15.18	15.92	21.37	17.49	3.38
tohoku	8.61	9.28	10.65	9.51	1.04

	HF0A_miroch				
	HF0A_miroch_Init1	HF0A_miroch_Init2	HF0A_miroch_Init3	ensumble average	SD
kyusyu	30.56	34.51	38.67	34.58	4.05
shikoku	18.26	24.14	18.26	20.22	3.40
chugoku	36.48	28.28	30.69	31.82	4.21
kinki	26.97	30.36	33.54	30.29	3.29
tokai	28.54	34.12	39.71	34.12	5.58
kanto-koshin	15.29	17.26	19.34	17.30	2.03
hokutiku	20.05	17.82	22.03	19.97	2.10
tohoku	8.61	8.41	11.26	9.42	1.59

	HF0A_mri				
	HF0A_mri_Init1	HF0A_mri_Init2	HF0A_mri_Init3	ensumble average	SD
kyusyu	49.06	50.94	51.56	50.52	1.30
shikoku	17.86	17.47	19.83	18.39	1.26
chugoku	25.07	21.21	25.39	23.89	2.33
kinki	28.10	28.78	26.74	27.87	1.04
tokai	28.54	30.61	30.19	29.78	1.09
kanto-koshin	18.10	16.12	16.33	16.85	1.09
hokutiku	17.57	15.51	14.69	15.92	1.49
tohoku	8.27	8.88	8.78	8.64	0.32

	HF0A_csiro				
	HF0A_csiro_Init1	HF0A_csiro_Init2	HF0A_csiro_Init3	ensumble average	SD
kyusyu	42.62	44.07	44.70	43.80	1.07
shikoku	19.04	19.43	15.31	17.93	2.28
chugoku	24.75	25.23	23.62	24.53	0.82
kinki	33.54	31.50	26.97	30.67	3.36
tokai	38.46	38.26	31.43	36.05	4.00
kanto-koshin	17.58	15.70	16.12	16.47	0.98
hokutiku	17.00	19.47	15.35	17.27	2.08
tohoku	8.94	8.88	8.14	8.65	0.45

	HPA
	ensumble average
kyusyu	35.74
shikoku	11.54
chugoku	18.64
kinki	9.31
tokai	16.56
kanto-koshin	7.19
hokutiku	7.85
tohoku	2.49

	HFA_as					
	HFA_as_CMIP3	HFA_as_cluster1	HFA_as_cluster2	HFA_as_cluster3	ensumble average	SD
kyusyu	41.37	41.79	52.18	40.75	44.02	5.46
shikoku	19.24	18.45	20.22	19.24	19.29	0.72
chugoku	23.46	22.66	26.19	19.77	23.02	2.65
kinki	31.04	37.62	29.68	29.00	31.84	3.94
tokai	27.92	25.23	33.09	28.12	28.59	3.28
kanto-koshin	39.42	42.22	40.87	37.23	39.94	2.14
hokutiku	22.36	23.35	20.63	17.74	21.02	2.46
tohoku	10.39	10.18	9.15	7.77	9.37	1.20

	HFA					
	HFA_CMIP3	HFA_cluster1	HFA_cluster2	HFA_cluster3	ensemble average	SD
kyusyu	40.75	42.41	56.34	45.53	46.26	7.01
shikoku	15.51	11.97	20.61	14.92	15.75	3.59
chugoku	23.46	18.48	23.30	20.73	21.49	2.37
kinki	21.75	22.43	31.27	26.74	25.55	4.41
tokai	22.95	24.61	26.88	29.57	26.01	2.87
kanto-koshin	21.74	19.03	23.30	23.82	21.97	2.15
hokutiku	16.34	18.07	18.48	18.07	17.74	0.96
tohoku	10.18	10.28	10.62	9.72	10.20	0.37

	HFA kf					
	HFA kf_CMIP3	HFA kf_cluster1	HFA kf_cluster2	HFA kf_cluster3	ensemble average	SD
kyusyu	79.21	89.19	78.59	91.27	84.56	6.60
shikoku	30.43	31.02	36.51	31.21	32.29	2.83
chugoku	39.69	40.01	36.00	36.32	38.01	2.14
kinki	41.24	50.31	43.96	49.40	46.23	4.35
tokai	52.53	55.84	50.25	55.63	53.56	2.68
kanto-koshin	30.89	27.77	27.14	28.60	28.60	1.64
hokutiku	19.14	20.79	18.40	19.64	19.49	1.00
tohoku	10.85	9.41	10.92	11.09	10.57	0.78

(2) 有意性の検定

本項では、前項により抽出された集中豪雨のアンサンブル情報の検定を行う。検定を行う際に留意した点は、積雲対流スキームが違えば降水頻度に大きな差が出るため、違う積雲対流スキームのモデルを一つにした場合は分散が非常に大きくなる。そのため、有意性の検定に大きな影響が出ると考えられたため、本研究では、同じ積雲対流スキームのモデルのみで有意性の検定を行った。また、YS スキームでは、現在気候が 1 つのモデルしかないため有意性の検定には用いることができなかった。

以上を考慮して、本研究では、前期モデルの現在気候3アンサンブルメンバーと21世紀末気候シナリオ12アンサンブルメンバーで有意性の検定を地域ご

とに行った。なお、前期モデルでは、総頻度にそれほど差が見られなかった。Table 17に現在気候と21世紀末気候シナリオのアンサンブル平均値と分散を示す。この情報を用いてT検定を行った結果をTable 18に示す。

現在気候と比較して 21 世紀末気候シナリオでは、全地域においてアンサンブル平均値と分散が増加していた。また、T 検定を行ったところ、全地域で棄却域を超えていたため有意な増加傾向であった。5kmRCM の 1 つの時系列データでは、九州地方と中国地方では有意な変化が見られなかったが、60kmAGCM アンサンブルの前期モデルを用いることで、有意性が見られた。

Table.17 The regional ensemble average and standard deviation of present and end of 21st century

	ensemble average		SD	
	present	end of 21st century	present	end of 21st century
kyusyu	20.740	42.966	2.923	6.351
shikoku	7.133	18.502	2.277	2.302
chugoku	14.457	26.743	2.199	3.964
kinki	6.570	29.630	0.575	2.883
tokai	11.043	32.898	1.410	4.389
kanto-koshin	3.090	16.683	0.265	1.546
hokutiku	5.417	17.663	0.225	2.528
tohoku	2.130	9.059	0.226	0.947

Table.18 The test statistic and rejection region

	Test statistic	Rejection region(99%)	Rejection region(95%)
kyusyu	7.888	2.65	1.771
shikoku	6.483	2.65	1.771
chugoku	6.266	2.65	1.771
kinki	24.035	2.65	1.771
tokai	13.189	2.65	1.771
kanto-koshin	27.061	2.65	1.771
hokutiku	15.731	2.65	1.771
tohoku	21.169	2.65	1.771

5.4 まとめと今後の課題

本章では、第4章で設定したパラメータを用いることで、60kmAGCM アンサンブルを統計的にダウンスケーリングし、5km スケールでの集中豪雨の抽出を行った。60kmAGCM アンサンブルでは、積雲対流スキームやその他の設定条件により降水量に差が出ることがわかったが、本研究手法では、降水量補正を正確に行えなかったため、全頻度を用いることで集中豪雨の将来変化を解析した。この60kmAGCM アンサンブルの降水量補正手法は、今後の課題である。現在解析中であり、気候値（メッシュの平年降水量）の違い等を考慮する予定である。ただし、気候値と降水イベント時の最大降水量の関係は不明確であり、気候値が大きい場合でも、それは弱い長雨によるものである可能性も考えられるので、最大時間降水量も考慮する必要があると考えられる。また、60kmAGCM アンサンブルでは大気場の利用可能な情報がなかったため、60km_from_5km の情報を使わざるを得なかった。しかし、創生プログラムより出力されてくる60kmAGCM アンサンブル情報では、大気場の細かい情報も含まれるため、さらに精度向上に繋がると考えられる。また、5kmRCM の力学的ダウンスケーリング元である20kmAGCM も5kmRCM と同様に60km スケールにアップスケーリングし、第4章で行ったパラメータ設定を行うことで積雲対流スキームの違う2つのモデルからのパラメータを得ることができるため、60kmAGCM アンサンブルに適用する際にさらに幅を持たせることが可能であると考えられる。

本研究では、5kmRCMと60kmAGCMアンサンブル情報の限られたデータから、60kmAGCMアンサンブルを統計的にダウンスケーリングする手法を開発することで、集中豪雨の発生頻度のアンサンブル情報を作成する新たな手法の最初の土台となる研究であったが、課題となる点も多く今後改善していく必要がある。しかし、このような限られたデータしかない状況下でも、集中豪雨の発生頻度のアンサンブル情報が得られたことで、有意性の向上に繋がった。

6. 結論

第1章では、本研究の背景・目的及び本論文の構成を述べた。

第2章では、解像度の違う気候モデルの概要について述べた。また、各気候モデルを用いて、梅雨期の降水の将来変化の特徴について述べた。

第3章では、5km の領域気候モデルを用いて、目視により定性的に降水現象を確認することで、梅雨前線に伴う集中豪雨のみの抽出に成功した。その抽出結果の頻度解析を行ったところ、現在気候と比較して21世紀末気候シナリオでは、日本全体で集中豪雨の発生頻度が有意に増加しており、特に7月上旬と8月上旬において集中豪雨の発生頻度と1度に3つ以上の集中豪雨をもたらす気象擾乱の頻度の有意な増加傾向が見られた。また、地域別の頻度解析では、中日本や東日本において有意な増加傾向が見られた。有意な変化傾向は見られなかったが、頻度の多い九州地方を南北に分けて頻度解析を行ったところ、南北ともに21世紀末気候シナリオで頻度の増加が見られ、南部より北部で発生頻度が多く、特に北部では、7月上旬において有意な増加傾向が見られた。さらに、新潟・福島豪雨のような日本海側での集中豪雨の発生頻度も解析したところ、特に8月上旬において増加傾向が見られた。

第4章では、まず、5kmRCM を60km スケールにアップスケーリングし、それを用いることで、第3章で5kmRCM を用いて抽出した集中豪雨事例の60km スケールでの降水量別の頻度分布を求めた。この頻度分布が60km スケールを5km スケールにダウンスケーリングした場合の集中豪雨の真値とした。次に、60km スケールで定量的な降水量別頻度分布を作成した。この定量的頻度では、実際に5km スケールで集中豪雨が発生した場合としなかった場合が含まれるため、地域ごとに大気場（相当温位の南北勾配と水蒸気フラックス）に閾値を設定し補正を行った。このときの補正された頻度と真値との差は定量的には除けない差であるので、この差（割合）をパラメータとし、地域ごとに設定することで、60km スケールの5km スケールにダウンスケーリングした歳の集中豪雨の統計情報とした。

第5章では、まず、60kmAGCMアンサンブルでは、5kmRCMを60kmスケールにアップスケーリングした場合と比較して、降水量が少なくなることが考えられるので、60kmAGCMアンサンブルごとに降水量別の頻度分布作成し、比較を行った。結果として、積雲対流スキームにより、かなり差が出ることがわかった。本研究では、第4章で設定した降水量別頻度分布に従っているため、60kmAGCMアンサンブルの

降水量が60kmスケールの5kmRCMのどの降水量に属するにかは、頻度分布からでは求められない。そこで、全頻度を用いて、第4章で地域ごとに設定したパラメータを用いることで60kmAGCMアンサンブルを統計的にダウンスケーリングした。前期モデルを用いて、現在気候と21世紀末気候シナリオの地域別有意検定を行ったところ、全地域で95%以上有意な増加傾向が得られた。後期モデルは現在気候が1つのモデルしかなく、また、積雲対流スキームによるばらつきが大きいため有意性の検定は行えなかった。60kmAGCMアンサンブルを用いて、統計的にダウンスケーリングを行うことで、5kmRCMでは増加傾向の有意性が出なかった地域でも有意性が得られ、他地域においても有意性が得られたため、集中豪雨の増加傾向の有意性の向上となった。

参考文献

- 気象庁: 気象庁気候変動監視レポート 2007, 90pp., 2008.
- 21 世気候変動予測革新プログラム: 超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究 平成 22 年度研究成果報告書, pp.50-56, 2011.
- 21 世気候変動予測革新プログラム: 21 世気候変動予測革新プログラム日本語 Brochure2012 版, 2012
- 中北英一・革新プログラム京大グループ: 我が国の災害環境への気候変動影響評価, 土木学会安全問題研究論文集 Vol.5, 2010
- 21 世気候変動予測革新プログラム: 超高解像度大気モデルによる将来の極端現象の変化予測に関する研究 平成 21 年度研究成果報告書, 198pp., 2010
- 山崎剛・岩崎俊樹: ダイナミックダウンスケールの課題と展望, 2008 年度秋季大会シンポジウム「地域の詳細な気象と気候の再現を目指して—ダイナミックダウンスケール技術の高度利用—」の報告, pp.6-11, 2010
- 上田拓治: 44 の例題で学ぶ統計的検定と推定の解き方, オーム社, 210pp., 2000.
- 飯泉仁之直・西森基貴・石豪岡康史・横沢正幸: 統計的ダウンスケーリングによる気候変化シナリオ作成入門, 農業気象, 66 (2), pp131-143, 2010.
- Kusunoki, S, R, Mizuta and M, Matsueda.: Future changes in the East Asian rain band projected by global atmospheric models with 20-km and 60-km grid size, Climate Dynamics, 2011.
- Kanada, S, M, Nakano and T, Kato.: Projection of Future Changes in precipitation and Vertical Structures of the Frontal Zone during the Baiu Season in the vicinity of Japan Using a 5-km-mesh Regional Climate Model, JMSJ, 2011. Sachie Kanada, Masuo Nakano and Teruyuki Kato: Climatological Characteristics of Daily Precipitation over Japan in the Kakushin Regional Climate Experiments Using a Non-Hydrostatic 5-km-Mesh Model: Comparison with an Outer Global 20-km-Mesh Atmospheric Climate Model, SOLA, Vol.6, pp.117-120, 2010.
- IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by Solomon, S., et al. Cambridge University Press, 996 pp., 2007

(論文受理日 : 2013 年 6 月 11 日)