

2012年亀岡豪雨の擬似温暖化実験における 線状対流系の将来変化と解像度依存性に関する解析

Analysis on the Future Change of Back-building Extreme Rainfall by Pseudo Global Warming Experiment Based on Different Resolutions for 2012 Kameoka Event

小坂田ゆかり⁽¹⁾・中北英一

Yukari OSAKADA⁽¹⁾ and Eiichi NAKAKITA

(1) 京都大学大学院工学研究科

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University, Japan

Synopsis

Pseudo global warming experiments (PGW) were conducted with 1000m and 500m horizontal resolution for the 2012 Kameoka extreme rainfall event, which was the type of back-building convection system. As a result, the back-building system was very well represented in both of present and PGW experiments, and the rainfall intensity and total rainfall increased in PGW experiments. This is due to the fact that: in the future, the amount of condensation in cumulonimbus will increase and a convective unstable field will be realized (meso $\gamma \sim \beta$), the back-building structure will be strengthened (meso β), and the convective unstable atmosphere was continuously supplied from the south (meso α). We also showed that the result of 500m resolution can represent the back-building system much better than that of 1000m because 1000m resolution can capture future changes in meso- α , but cannot capture changes smaller than meso- β sufficiently.

キーワード: 線状降水帯, バックビルディング, 気候変動, 解像度

Keywords: line-shaped extreme rainfall, back-building, climate change, resolution

1. 研究の背景と目的

バックビルディング型線状対流系(瀬古, 2010. 以下, 線状対流系と記す)は空間的に局所的な現象であり, さらに非常に複雑な空間階層構造を有している. すなわち, 日本のより南方から供給される暖湿な水蒸気(メソ α : 200~2000km)が存在する中で, 積乱雲(メソ γ : 2~20km)が組織化(メソ β : 20~200km)して発生する. Fig. 1のように(Fig. 1の風系は, 線状対流系の進行方向に相対的な動きを示している), 線状対流系は積乱雲が発達しながら中層風の風下側へ移動するとともに, 降水に伴う下降流と下層流入風の間で収束が生まれて上昇流が発生し,

線状対流系の進行方向の後方先端で新しい積乱雲が繰り返し発生する(バックビルディング). 個々の積乱雲は発達・衰退を繰り返しているにも関わらず, 降水系全体としては定常な状態となることで, 結果として地上では線状降水帯が形成される.

近年は2017年の九州北部豪雨や2014年の広島豪雨, Fig. 1に示す2012年亀岡豪雨など, 梅雨期に線状対流系が頻発しており, 洪水や土砂災害等の甚大な被害をもたらしている. さらに地球温暖化で梅雨期の局所的豪雨の発生頻度や強雨時の総雨量は増加することが示されており(Osakada and Nakakita, 2018; 小坂田・中北, 2018など), 今後はより定量的な将来変化予測と将来変化メカニズムの解明が求められてい

る。温暖化の影響評価手法の1つに、気温や水蒸気量等の温暖化差分を現在気候の環境場に加え、擬似的に作成した温暖化環境場で気象現象をシミュレートする擬似温暖化実験がある。空間スケールの大きな現象である台風に関しては、擬似温暖化実験はこれまでも多く行われており (Ishikawa et al, 2013 ; 吉野ら, 2015など), 将来起こりうる災害の最大シナリオを推定する手法等が既に確立されつつある。一方, 線状対流系の擬似温暖化実験も行われているものの (Hibino et al., 2018 ; 京都大学防災研究所, 2018など), そもそも空間的に非常に局所的な現象である線状対流系は現在再現実験すら困難な事例も存在するため, 将来変化メカニズムの解明や最大シナリオ推定のような一般的な擬似温暖化手法の確立にはまだ課題がある。

線状対流系は, 現在再現実験においてはその複雑な空間階層構造を踏まえて様々な空間スケールから発生メカニズムやモデルの解像度依存性等が詳細に調べられてきた (京都大学防災研究所, 2018 ; Ito et al., 2019など)。しかし, 擬似温暖化実験での解像度依存性や将来変化メカニズムは未だに明らかになっていない。最大シナリオ推定等の手法確立に向けて, 擬似温暖化実験においても複雑な線状対流系構造を踏まえて, マルチスケールから, 線状対流系構造表現の解像度依存性, 将来変化とそのメカニズム, 解像度毎に捉えられる将来変化の特徴等を詳細に解析して, これらへの温暖化影響を明らかにする必要がある。ひいてはそもそも線状対流系が擬似温暖化の世界で生起するのかどうかを明らかにすることが必要不可欠である。

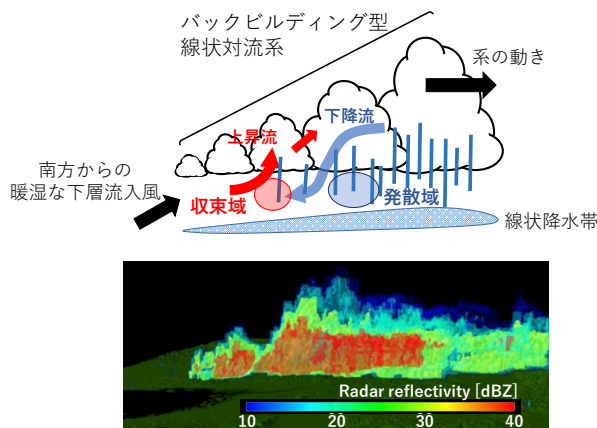


Fig. 1. (Upper) Schematic diagram of back-building convective system relative to its movement velocity, and (Lower) 3-dimensional X-band radar reflectivity for 2012 Kameoka extreme rainfall event.

そこで本研究は2012年7月15日未明に京都府で発生した亀岡豪雨を対象に, 1000mと500mの解像度で擬似温暖化実験を行い, 線状対流系表現の違い及び将来変化を解析した。そして, 積乱雲 (メソ γ : 2~20km), 積乱雲の組織化 (メソ β : 20~200km), 南方からの水蒸気流入 (メソ α : 200~2000km) という各スケールから将来変化メカニズムのマルチスケール解析も行った。メソ γ は熱力学的な視点から, メソ β は積乱雲群の組織化という力学的視点から, そしてメソ α は水蒸気流入という熱力・力学の両視点から考察を行った。

2. 実験設定

大気モデルはCReSS 3.4.3 (Tsuboki and Sakakibara, 2002 ; Nomura et al., 2012) を用いた。CReSSはメソスケールの現象に対する高精度なシミュレーションを目的とした雲解像の非静力学・準圧縮の大気モデルであり, バージョン3.4.3は雲粒子の落下速度も考慮されている。水平解像度は1000mと500m, 鉛直解像度は全てストレッチングをかけた平均250mとした。初期・境界値には3時間毎の気象庁メソ客観解析値を, 海面水温には気象庁NEAR-GOOSの日平均海面水温を用いた。計算は7月14日21:00から9時間行い, 初め3時間をスピニングアップ期間として15日00:00から解析を行った (豪雨の発生は15日00:00頃から)。計算領域はFig. 2に示し, CReSSの計算条件の詳細についてはTable 1に示す。

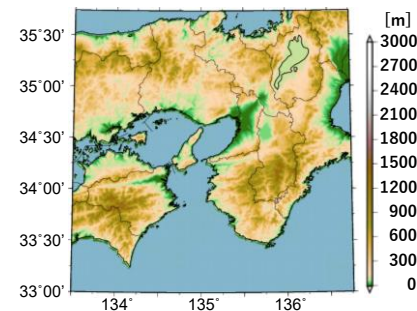


Fig. 2. Calculation area and topography.

Table 1. Experimental settings for CReSS.

項目	設定
解像度	水平: 1000m (500m), 鉛直: 平均250m
格子数	水平: 300 x 300 (600 x 600), 鉛直: 61層
モデル高度	大気最下層: 150m, トップ高度: 15250m
計算初期時刻	2012.07.14 21:00JST
計算時間	9時間 (スピニングアップ期間3時間含む)
初期・境界値	気象庁メソ客観解析値 (3時間間隔)
乱流過程	1.5次のクロージャーモデル
雲微物理過程	氷物質の数密度予報を含めた, 氷相を含むバルク法パラメタリゼーション

擬似温暖化実験は再現実験（以降、将来・現在実験と記す）の初期・境界値に温暖化差分を与えて計算する。差分には全球平均気温4度上昇シナリオであるRCP8.5のMRI-AGCM3.2S (Mizuta et al., 2012) 結果を用いた。MRI-AGCM3.2Sは、CMIP5予測結果の3種類の海面水温 (SST) 分布 (c1~c3) と全平均の4種類のSST分布 (c0) を用いてアンサンブル計算が行われており、今回は平均SST分布の結果を用いた。変数は7月平均値の水蒸気混合比・気温・SSTで、将来 (2075-2099年) と現在 (1979-2003年) の25年平均値の差を温暖化差分とした。Fig. 3に初期値での領域 (東経135°~136.5°, 北緯34.5°~35.5°) 平均水蒸気混合比と温位の鉛直プロファイル, SST温暖化差分を示す。温位は上空で上昇幅が大きく大気安定化効果を, 水蒸気混合比は下層で上昇幅が大きく大気不安定化効果を示している。

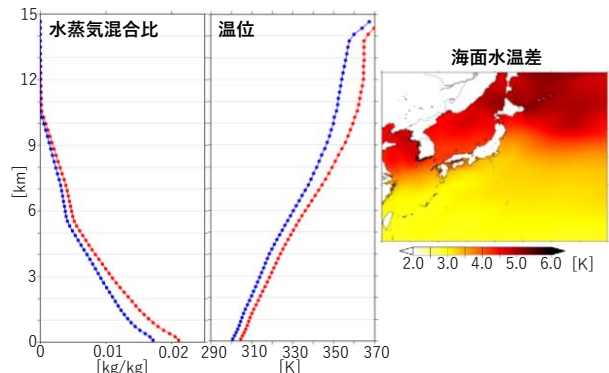


Fig. 3. Global warming increment. Vertical profile of water vapor mixing ratio (left) and potential temperature (middle) averaged over the area of 135°E ~ 136.5°E and 34.5°N ~ 35.5°N at initial time (red/ blue: future/ present), and spatial distribution of future change for sea surface temperature (right).

3. 亀岡豪雨の解像度依存性と将来変化

3.1 解像度による降雨分布の違い

亀岡豪雨は7月15日00:00頃から発生した。神戸の六甲山を起点に線状対流系が発生し、京都府亀岡市では外水氾濫や土砂崩れが発生した。まず、現在と将来実験で解像度による降雨分布の違いを確認する。

Fig. 4に、観測のXRAINレーダ合成雨量, 現在実験, 将来実験の6時間総雨量 (7月15日00:00~06:00)を示す。Fig. 4のXRAIN (X-band polarimetric Radar Information Network) はXバンド偏波ドップラーレーダの合成雨量のことである。まず定性的には、線状降水帯は空間解像度が1000mと500mのどちらでもモデルで比較的良く表現されており、現在実験だけでなく将来実験でも観測に近い場所に線状降水帯を表現できている。しかし、定量的には1000m解像度の現在再現性はやや不十分である一方、500m解像度では現在実験で観測の強雨域の空間分布を良く再現できた。また、500m解像度の方が現在・将来ともにより局所化された線状降水帯を表現できた。

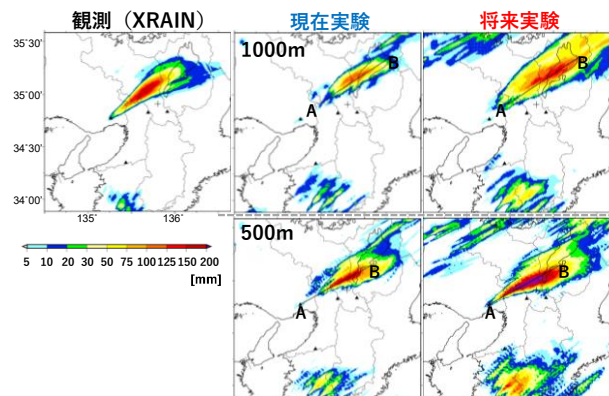


Fig. 4. Six-hour total rainfall of observation (left), present (middle) and future (right) experiments. Upper (lower) shows 1000m (500m) resolution results.

3.2 気候モデルとの比較

次に、CReSSの計算結果を気候モデル出力結果と比較する。小坂田・中北 (2018) は、MRI-AGCM3.2Sからネスティングされた5km解像度MRI-NHRCM05 (以下、RCM05と記す) の降雨出力を用いて (現在気候: 1アンサンブル・20年 (1981-2000年), 将来気候: 4アンサンブル (c0~c3)・20年 (2077-2096年)), 梅雨期 (6~8月) に発生した局所的豪雨を抽出し、50mm/h以上の強雨が継続した時間とその間の最大積算雨量の将来変化を解析している。Fig. 5に、その結果と、今回のCReSSによる500m解像度の亀岡

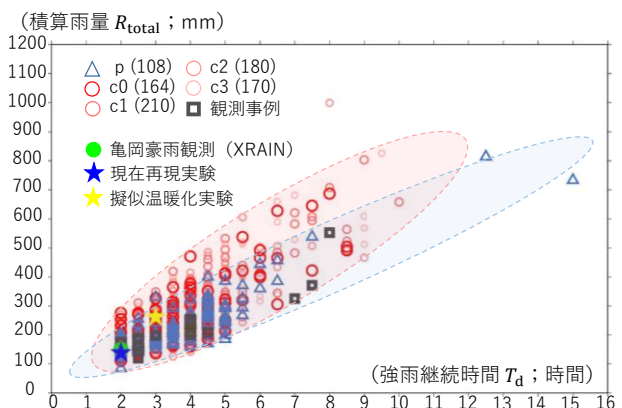


Fig. 5. Future change of total rainfall amount and heavy rainfall duration (over 50mm/h). Correction of Osakada and Nakakita (2018).

豪雨の計算結果を比較した図を示す。赤系の丸がRCM05の将来気候（c0～c3）から抽出された事例、青三角がRCM05の現在気候の事例を示しており、青い（黄色い）星印でCRESSによる現在（将来）実験結果を示している。観測のXRAINから算出した亀岡豪雨の強雨継続時間と最大積算雨量を緑色の丸で、その他の過去の観測梅雨豪雨事例を黒い四角で示している。また赤と青の楕円は、RCM05の将来と現在の概ねの分布を、視覚的にわかりやすくするために描いてある。

まず、XRAINの緑丸と再現計算の青星は図の中でほぼ同じ位置にプロットされていることから、強雨の継続時間と最大積算雨量という観点から見ても、CRESSは観測を良く表現できていたと言える。そして黄色い星で示した擬似温暖化実験の結果は、強雨継続時間と積算雨量ともに増加しており、RCM05の将来気候の分布の中央付近に位置している。強雨継続時間に関しては、RCM05の現在気候に非常に長時間継続した豪雨が存在する一方で、将来気候では存在しない要因が明らかになっておらず、将来変化の特徴として議論に課題が残されているものの、強雨継続時間当たりの積算雨量が増加するという傾向は、RCM05の結果とCRESSの擬似温暖化実験結果で同様の将来変化が見られた。

加えて、RCM05は積雲対流パラメタリゼーションが用いられている一方、CRESSは用いられていない雲解像モデルであるという違いがある。それを踏まえて、CRESSの実験結果がRCM05の分布と整合的な分布となったことは、RCM05の結果の妥当性を強調する結果になったと言える。

3.3 線状対流系構造の確認

次に、本実験結果における線状対流系構造の表現を確認する。Fig. 6とFig. 7に500m解像度の現在と将来実験の鉛直断面図を示す。上から降雨強度とAB線分、降水粒子混合比（グレースケール）と収束（赤）発散（青）、雲粒子混合比（色）と鉛直風（矢印）を示しており、右列は左列から5分後の図を示す。降水粒子は雨水・霰・雪片の合計、雲粒子は雲水・雲氷の合計である。

これら鉛直断面図から、まず複数の積乱雲が連なっている様子が確認できる。Fig. 6の現在実験では黒楕円で示すように、中段の降水域の背後で赤色の収束域が見られる。収束域に対応して5分後には下段で上昇流が見られ、雲が発達している。Fig. 1に示す線状対流系構造の模式図と比較すると、線状対流系の伝搬速度が大きな影響を与えないと考えられる収束域と上昇流の対応に着目すると、モデルでは線状対流系構造も正しく表現されていることがわかる。ま

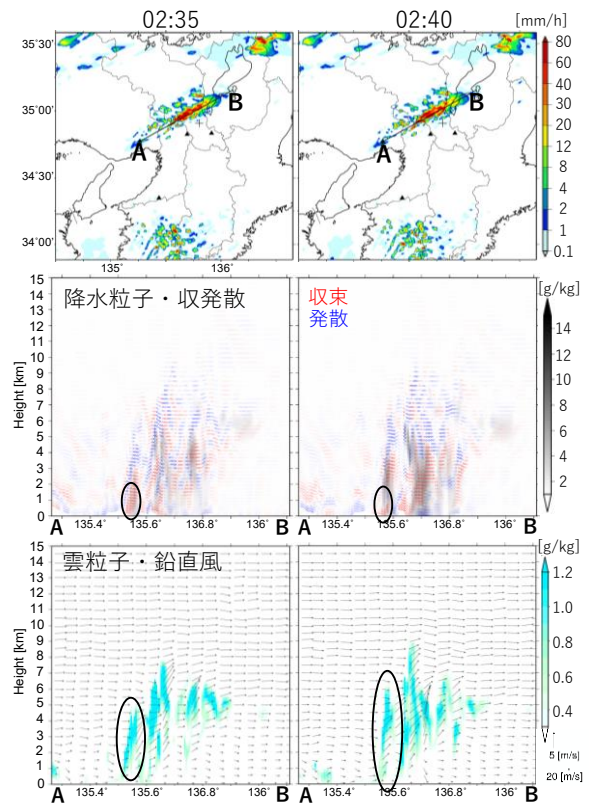


Fig. 6. The results for 500m present experiment. (Upper) rain-rate, (middle) precipitation particle (gray) and convergence (red), and (lower) cloud particle and vertical velocity.

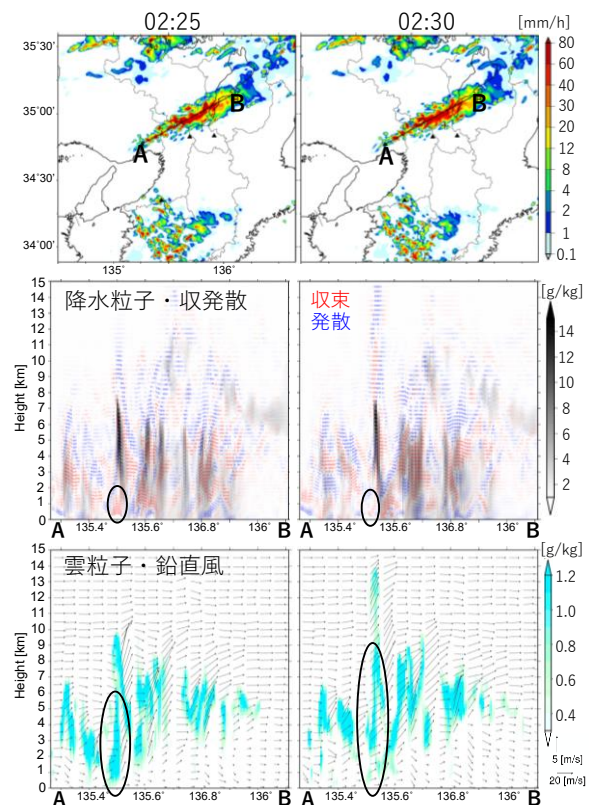


Fig. 7. Same as Fig. 5 but for future experiment.

た, Fig. 7の500m解像度の将来実験でも同じように線状対流系構造が見られる. 今回, 1000m解像度の鉛直断面図は省略するが, 1000mでも500m解像度同様, 現在・将来実験ともに線状対流系構造が正しく表現されていた.

このように, 亀岡豪雨の線状対流系と地上の線状降水帯はどちらの解像度でも現在・将来実験ともに良く表現されていた. さらに, 総雨量の分布では500m解像度の方が定量的にも再現性が高く望ましいことがわかった. 次節からは線状対流系の将来変化について詳述していく.

3.4 線状対流系の将来変化

7月15日00:00 ~ 06:00の降雨強度と6時間総雨量の相対頻度をFig. 8に示す. 赤(青)線が将来(現在), 実(破)線が500m(1000m)解像度を表している. また, 黒線でXRAINによる観測の結果を示す. 解析領域は東経135° ~ 136.5°, 北緯34.5° ~ 35.5°とした. 相対頻度は解析領域内の全メッシュ数に対する割合で算出した.

まず, 解像度に関わらず降雨強度は将来で増加傾向にあり, 総雨量も増加している. 解像度の違いに関しては, 現在実験で500m解像度の方が降雨強度は強く, 総雨量も全体的に増加している. 特に, 強雨の相対頻度が降雨強度・総雨量ともに観測に近づいている. このことから, 500m解像度ではFig. 4に示した空間分布再現に加えて, 定量的な雨量の再現性も向上したと言える. 一方, 将来実験では, 降雨強度が約60mm/h以下では500m解像度の方で相対頻度が大きいものの, 現在実験での解像度間の差ほどその差は大きくない(縦軸は対数軸のため, 赤点線と赤実線の差は青点線と青実線の差よりは相対的に小さく示されている). 総雨量は, 500m解像度の方が大きな雨量を実現していた.

以上をまとめると, まず将来実験における降雨強度と総雨量の増加は解像度に関わらず示された結果と言える. 一方, 表現性に関しては, 500m解像度の方がより強い降雨強度と大きな総雨量をモデルで表現することができたと言える. ここで留意すべき点として, 降雨強度に関しては, 解像度間の違いについて将来と現在で異なる特徴が見られた. こうした将来と現在における解像度間の差については, 今後さらに事例を増やすことで有意な差であるかどうかを精査していく必要がある.

次に, Fig. 6とFig. 7の鉛直断面からわかる将来変化として, 現在実験の雲頂高度は約10kmである一方, 将来実験では約15kmまで雲が発達している. Fig. 6とFig. 7ではスナップショットを示しているが, 他の時刻でも現在と将来の雲頂高度はそれぞれ約10km

と約15kmであった. 本論文では図を省略した1000m解像度の実験でも, 雲頂高度は現在・将来実験それぞれで同程度まで発達していた. 雲頂高度が高ければ雲粒子や降水粒子の発達が促進されることから, Fig. 8に示す将来における降雨強度の増加とも整合的な将来変化であると言える.

次章では, 線状対流系の構造を考慮して, これらの将来変化メカニズム及び解像度による違いをマルチスケールから解析した結果を述べる.

4. 将来変化メカニズムの解析

本章では線状対流系の構造を踏まえ, 積乱雲発生の熱力学的視点(メソ γ ~ β), 積乱雲群組織化の力学的視点(メソ β), 水蒸気流入の大規模視点(メソ α)のマルチスケールから, 解像度による違いと将来変化メカニズムを解析した結果を詳述する.

4.1 熱力学的解析(メソ γ - β スケール)

まず, 凝結量を解析した. 今回は水蒸気から雲水への凝結を解析し, 昇華凝結は含んでいない. 雲内では凝結に伴い潜熱が放出され, 気塊は浮力を得て積乱雲が発達する. 今回, 積乱雲毎の解析は困難であったため, Fig. 4のAB間鉛直断面で, 地表面から高度15kmまでを解析した. Fig. 9に15日00:00 ~ 06:00の凝結量の相対頻度を示す. 赤(青)線が将来(現在), 実(破)線が500m(1000m)解像度を示す.

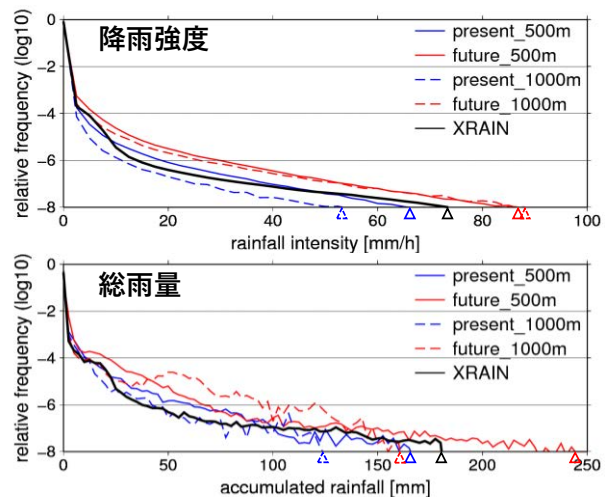


Fig. 8. The relative frequency of rainfall intensity and 6-hour total rainfall from 00:00 ~ 06:00 on 7/15. Black solid lines represent observation of XRAIN, red (blue) lines represent PGW (present) experiments. Color solid (dashed) lines means the results with 500m (1000m) resolution.

500m解像度の結果は、将来気候で凝結量が増加している。すなわち、将来実験では積乱雲内で凝結に伴う潜熱も多く放出されており、気塊はより浮力を得て積乱雲が発達しやすい状態であったと言える。一方、1000m解像度でも将来実験で凝結量の増加は見られるものの、500m解像度ほど顕著な将来変化は見られなかった。

次に、対流不安定度を解析した。対流不安定は、ある厚さを持つ気層全体が持ち上げられた時、初めは静的安定であったにもかかわらず、層内での湿潤度の差によって静的不安定に変化することで、相当温位 θ_e の鉛直勾配($d\theta_e/dz$)で表される指標である。負値の時に対流不安定であることを意味する。現在・将来ともに線状対流系が発生する直前の7月15日00:00でのAB間平均温位と相当温位、飽和相当温位の鉛直プロファイルを図10に示す。青(赤)線が現在(将来)の温位、濃色で相当温位、薄色で飽和相当温位を示しており、実(破)線が500m(1000m)解像度の結果を示す。

将来実験では上空に行くほど温位の上昇幅が大きくなり、図3に示した大気安定化の効果が表れている。一方で、将来では特に高度1km以下の下層で相当温位の鉛直勾配が大きく対流不安定度は増している。これは、将来で下層水蒸気量増加による大気安定化の効果が、温位の将来変化による大気安定化の効果を上回ったことを意味しており、その結果、より対流不安定な大気を実現されていると言える。これは単独積乱雲の将来変化を解析した中北ら(2018)とも同様の結果である。また、現在では高度約4~6kmがほぼ飽和している(飽和相当温位と相当温位の差が非常に小さい)一方、将来では高度約4~9kmまでがほぼ飽和しており、飽和層が非常に厚い。このことは、前章で確認した雲の発達高度とも整合的である。さらに解像度間の違いに着目すると、対流不安定度に関して500m解像度の方が顕著な将来変化を示していた。

まとめると、将来では凝結量や対流不安定度のような熱力学的な将来変化が、線状対流系を構成する積乱雲の発達に寄与していた。また、こうしたメソ γ ~ β の将来変化は、1000m解像度でも表現はされているものの、その表現は500m解像度と比べて不十分であることが分かった。

4.2 力学的解析(メソ β スケール)

次に、線状対流系の組織化構造という力学的な将来変化を解析した。今回は、図1のように下降流と下層流入風の収束によって新たな上昇流と積乱雲が生まれる、という積乱雲群の組織化構造に着目して解析を行った。この組織化構造は線状対流系の走向

方向に沿って最も顕著に現れるため、AB間の鉛直断面における収束量と上昇流の相対頻度を図11に示す。すなわち、図11には線状対流系構造を表す空間情報も含まれている。ただし、収束量は下層での下降流と流入風の収束量を確認するために高度1km以下での収束量の相対頻度となっている。上昇流に関しては、地表面から高度15kmまでを解析している。解析期間はともに7月15日00:00~06:00である。

図11では下層収束量と上昇流ともに将来実験で強化されていることから、将来は前節で確認した積乱雲の発達強化という将来変化だけでなく、線状対流系の構造そのものの強化という変化も存在することが明らかになった。これは単に、温暖化によって将来は水蒸気量が増加して降雨強度が増加するという熱力学的な効果に留まらず、積乱雲群の組織化構造の強化という力学的効果も存在することが明らかになったという点で、非常に重要な将来変化傾向であると言える。これらの熱力学的効果と力学的効果の2つが存在することで、線状対流系を構成する積乱雲が次々と発生・発達するという自己組織的な構造が強化され、降雨強度の増加に寄与していると考えられる。

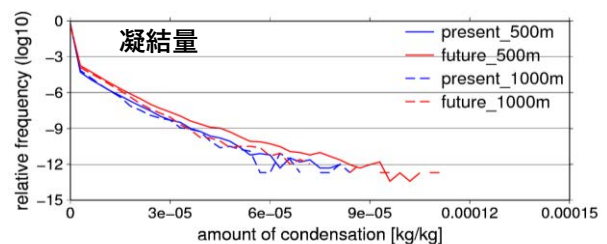


Fig. 9. The relative frequency of condensation between AB line.

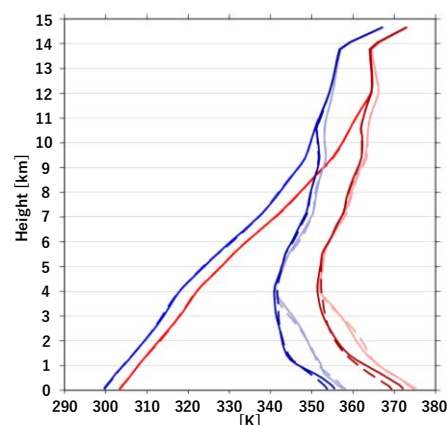


Fig. 10. Vertical profile of potential temperature, equivalent potential temperature (deep color) and saturated equivalent potential temperature (light color).

一方で、再び解像度間の違いに着目すると、どちらの解像度でも将来で組織化構造の強化は見られるが、1000m解像度では500m解像度より現在と将来の差が小さく、特に下層収束量は大きな将来変化が見られなかった。これは前節の結果同様、メソβスケール程度の将来変化を捉えるには1000mの解像度ではやや不十分で、明瞭に将来変化を捉えるには500m程度の解像度が必要であると言える。

4.3 水蒸気流入 (メソαスケール)

最後に南方からの水蒸気流入を解析した。線状対流系が維持され、多くの降雨をもたらすには多量の水蒸気が持続的に供給される必要がある。ここでは、その水蒸気の供給経路と特徴を確認する。Fig. 12に7月15日00:00の対流不安定度と地上150mの風ベクトルを示す。対流不安定は相当温位 θ_e の鉛直勾配($d\theta_e/dz$)で、Fig. 12では地表面と高度1km間の鉛直勾配を示している。上(下)段が1000m(500m)解像度、左(右)列が現在(将来)実験で、色が濃いほどより対流不安定であることを示している。

Fig. 12では紀伊水道から大阪湾を通過して豪雨発生エリアに流入している対流不安定な大気が非常に明瞭に見てとれる。亀岡豪雨のように、大阪の淀川本川沿いに発生する豪雨はこれまでも多く発生しており、淀川チャネル豪雨(気象研究所, 2010)と呼ばれている。そして、淀川チャネル豪雨発生時に大阪湾を通り水蒸気が流入する流れは既往研究でも示唆されてきた(中北ら, 1988)。今回は大阪湾を通過して水蒸気が流入してくる流れの特徴が対流不安定という指標でも表現された。この対流不安定指標の空間分布については、下層の水蒸気流入と合わせて、将来における大気安定化効果などと合わせて今後さらに解析していく必要があるものの、対流不安定な大気が南方から流入している点は興味深い結果であると言える。Fig. 12には00:00時点のスナップショットを示しているが、00:00以降の時刻でも線状対流系が発生している間は継続して対流不安定な大気が南方から流入していた。また、将来実験では現在実験よりも非常に対流不安定な大気が流入していることが見て取れる。これはFig. 10の結果と整合的で、将来実験では積乱雲が発達しやすい大気が南方から継続して供給されていたことがわかる。

さらに重要な点として、Fig. 12の豊富な水蒸気を含む対流不安定な大気の流入に関しては、解像度による違いがほとんど見られない。すなわち、メソαスケール程度の現象に関しては1000m解像度でもその将来変化を明瞭に捉えることができることを確認することができた。

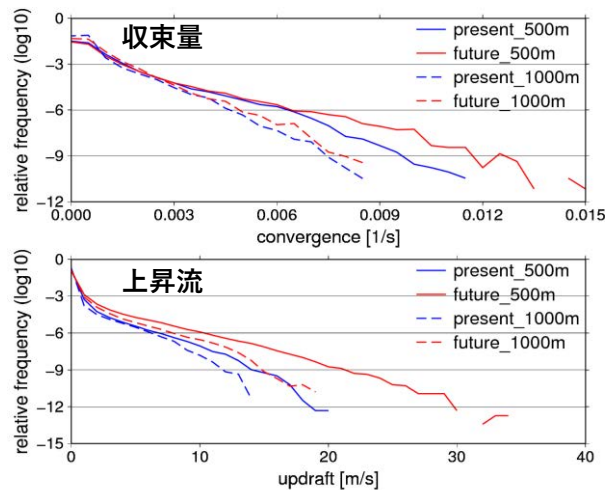


Fig. 11. The relative frequency of convergence (upper) and updraft (lower).

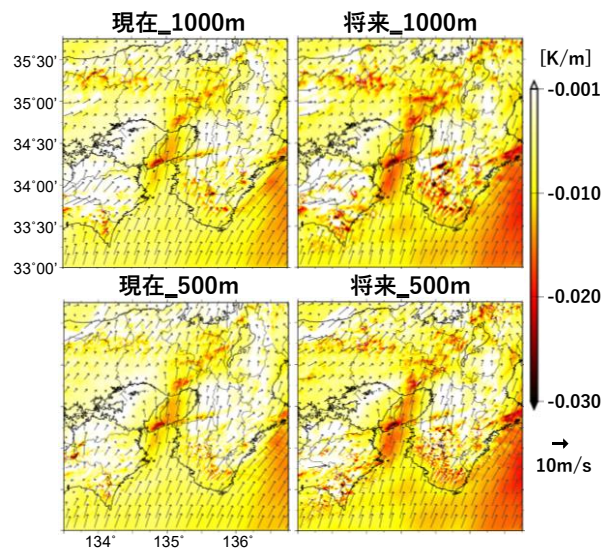


Fig. 12. The convective instability index (color) and wind at 150m from the surface (arrow). Left (right) shows present (future) experiments, and upper (lower) shows the results with 1000m (500m) resolution.

5. まとめと今後の課題

本研究は、線状対流系である2012年亀岡豪雨に対して擬似温暖化実験を行った。1000mと500mの空間解像度の違いによる線状対流系表現の違いと将来変化を確認し、その将来変化メカニズムを解析した。以下に、本研究で得た知見をまとめる。

1. 1000mと500m解像度の両方で、線状対流系構造及び線状降水帯を表現できた。一方、雨量の定量性や局所性の表現は500m解像度の方が優れていた。
2. 線状対流系は将来において降雨強度は増加し、

- 総雨量も増加する傾向にある。雲頂高度も将来はより高くまで発達し、降雨強度増加と整合的である。
- 将来変化メカニズムとして、凝結量の増加と対流不安定度増加による単独積乱雲の発達促進、積乱雲群の組織化による線状対流系構造そのものの強化、南方からの持続的な不安定大気の供給という各空間スケールの効果が存在することを示した。
 - さらに、500m解像度ではメソ γ の将来変化まで捉えられる一方、1000m解像度ではメソ β 以下の将来変化を捉えるには不十分であることを示した。1000m解像度では積乱雲と自己組織化構造を十分に表現できなかったため、Fig. 4に示すように線状降水帯の局所化表現が不十分だったことが考えられる。

以上、本研究では線状対流系の擬似温暖化実験において初めて解像度依存性を解析し、線状対流系の構造を踏まえて将来変化とメカニズムを明らかにした。今回解析を行った2012年亀岡豪雨はモデルで線状対流系を上手く表現できた事例であったが、今後は、2017年九州北部豪雨のように現在再現さえ困難な事例（京都大学防災研究所，2018）に関しても解析を行うとともに、線状対流系の局所化や持続メカニズムやその将来変化について精査し、最悪シナリオ推定手法の構築に取り組む予定である。

謝 辞

本研究は文部科学省統合的気候モデル高度化研究プログラム領域テーマD「統合的ハザード予測」JPMXD0717935498及びJSPS科研費19J13471の助成を受けたものです。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 小坂田ゆかり・中北英一（2018）：領域気候モデルによる梅雨豪雨継続時間と積算雨量の将来変化予測と過去の事例を用いた検証，土木学会論文集B1（水工学），Vol.74, No.5, pp.I_19-I_24.
- 気象研究所（2010）：強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明及び降水強度・移動速度の予測に関する研究，気象研究所技術報告，Vol.61.
- 京都大学防災研究所（2018）：2017年九州北部豪雨災害調査報告書，気象・水文，pp.5-23.
- 瀬古弘（2010）：中緯度のメソ β スケール線状降水系の形態と維持機構に関する研究，気象庁研究時報，Vol.62, pp.1-74.

- 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棟琢馬（1988）：降雨分布特性の気象力学的解析，土木学会水理講演会論文集，Vol.32, pp.13-18.
- 中北英一・橋本郷志・森元啓太郎・小坂田ゆかり（2018）：気候変動に伴う大気安定化及び水蒸気浸潤がゲリラ豪雨生起頻度に及ぼす影響，土木学会論文集B1（水工学），Vol.74, No.5, pp.I_25-I_30.
- 吉野純・荒川悟・豊田将也・小林智尚（2015）：高解像度台風モデルによる台風強度に対する温暖化影響のシナリオ間相互比較，土木学会論文集B2（海岸工学），Vol.71, No.2, pp.I_1519-I_1524.
- Hibino, K., Takayabu, I., Wakazuki, Y. and Ogata, T. (2018): Physical responses of convective heavy rainfall to future warming condition: Case study of the Hiroshima event, *Front. Earth. Sci.*, Vol.6, No.35.
- Ishikawa, H., Oku, Y., Kim, S., Takemi, T. and Yoshino, J. (2013): Estimation of a possible maximum flood event in the Tone River basin, Japan caused by a tropical cyclone, *Hydrol. Process*, Vol.27, pp.3292-3300.
- Ito, J., Tsuguti, H., Hayashi, S. and Niino, H. (2019): Idealized high resolution simulations of a back-building convective system with an extreme precipitation, Poster presented at: 18th Conference on Mesoscale Processes, AMS100.
- Mizuta, R., Yoshimura, H., Murakami, H., Matsueda M., Endo, H., Ose, T., Kamiguchi, K., Hosaka, M., Sugi, M., Yukimoto, S., Kusunoki, S. and Kitoh, A. (2012): Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid, *J. Meteor. Soc. Jpn.*, Vol.90A, pp.233-258.
- Nomura, M., Tsuboki, K. and Shinoda, T. (2012): Impact of sedimentation of cloud ice on cloud-top height and precipitation intensity of precipitation systems simulated by a cloud-resolving model, *J. Meteor. Soc. Jpn.*, Vol.90, No.5, pp.791-806.
- Osakada, Y. and Nakakita, E. (2018): Future change of occurrence frequency of Baiu heavy rainfall and its linked atmospheric patterns by multiscale analysis, *SOLA*, Vo.14, pp.79-85, doi:10.2151/sola.2018-014.
- Tsuboki, K. and Sakakibara, A. (2002): Large-scale parallel computing of cloud resolving storm simulator, *High Performance Computing*, Springer, pp.243-259.

（論文受理日：2020年8月31日）