

2008年神戸都賀川豪雨のLES実験と 風速場操作による気象制御

LES of the Guerrilla Heavy Rainfall at Toga River, Kobe, 2008 and Meteorological Control by Intervention in Wind Speed Field

山口弘誠・西村太一⁽¹⁾・中北英一

Kosei YAMAGUCHI, Taichi NISHIMURA⁽¹⁾ and Eiichi NAKAKITA

(1) 京都大学大学院工学研究科

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto Univ.

Synopsis

In recent years, guerrilla heavy rainfall have had a serious impact on cities. Nevertheless, the mechanisms of their occurrence and development remain largely unknown. In this study, a guerrilla heavy rainfall that occurred in July 2008 in the Toga River, a small to medium-sized river in Kobe City, was represented by an LES model. As a result, the model was able to express that the guerrilla heavy rainfall in the Toga River was enhanced by the convergence of moist westerly winds from the Seto Inland Sea and cold outflow from the precipitation zone that existed on the north side of Mt. Rokko. In addition, we tested the possibility of suppressing heavy rainfall by weakening the vortex tube, an important indicator of guerrilla heavy rainfall, by controlling the wind velocity field in a guerrilla heavy rainfall in the Toga River. As a result, The maximum rainfall intensity was reduced from approximately 190 mmh^{-1} to 140 mmh^{-1} , 27% less than the previous maximum intensity.

キーワード: ゲリラ豪雨, 都賀川, 気象制御, 渦管

Keywords: guerrilla heavy rainfall, Toga River, meteorological control, vortex tube

1. はじめに

1.1 研究の背景

近年, 日本では局地的豪雨(ゲリラ豪雨)によって都市に甚大な被害が発生している。特に, 2008年神戸都賀川豪雨では10分という短時間で河川流量が増大し, 5名の人命が奪われる悲惨な事故となった。ゲリラ豪雨がこのような被害を引き起こす原因の一つとして, 時間・空間スケールの小さく, 予測が困難であることが考えられる。この事例をきっかけに, 中北ら(2010)は, 国土交通省Cバンドレーダーの深山レーダーによる立体観測データから, ゲリラ豪雨を

レーダーで観測できる最初のステージであるゲリラ豪雨の卵を発見した。この研究から, ゲリラ豪雨の研究は大きく発展し, 中北ら(2013)はドップラー風速から鉛直渦度を推定し, 発達する積乱雲はそのタマゴの時点で鉛直渦度が高いということを示した。また, 山口ら(2016)は計算格子よりも大きい渦変動を直接計算できるLES (Large-Eddy-Simulation) による独自の数値モデルを開発し, 鉛直渦度が鉛直方向に連続的に分布し, 正負のペア構造を成す渦管の一部が地表面から立ち上がっていることを明らかにした。このことから, 地表面付近の渦管を弱体化させることで豪雨抑制の可能性を指摘した。

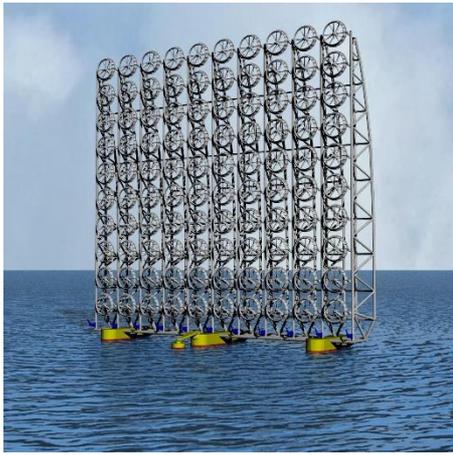


Fig. 1 Ultra-large floating cluster-lens wind turbine.

Source: Research and Education Center for Offshore Wind Kyushu University

気象制御に関する先行研究として、人工降雨によって降水を増加させる研究が多くなされている。例えば、コロラド州では嵐雲の中にヨウ化銀の小さな結晶を散布することで切片を形成する粒子が増えることで降水能力を上げ、積雪量を増大させることが行われている。また、UAE（アラブ首長国連邦）が2016年に開始した大規模な降水強化プロジェクトUAEREPでも同様に、自然の雲にドライアイスやヨウ化銀等を散布することで、降水粒子の種となる氷晶核または凝結核を人工的に静止させて雲の内部構造を変化させる技術開発が進められている。一方で、これらの降水増加を狙う研究とは逆に、人工的な操作によって降水を減少させるという豪雨抑制の研究は少ない。横山ら（2015）は線状対流系豪雨を対象とした数値実験の結果として、上昇流の発生領域・発生時間を考慮することで散布量や散布面積を縮小した比較的小規模なシーディングであっても領域最大降水量や時間最大降水量を10~30%抑制し得ることを確認している。しかし、クラウドシーディングは熱力学場に介入するため、非線形性が強く、必ずしも狙った効果を実現できるとは限らないと考える。これに対して、例えば風速場に対する操作を対流圏下層で行うならば、凝結などの熱力学場への影響が小さく、比較的非線形性が小さいと考える。しかし、著者らの知る限りそのような研究は未だなされたことがない。さらに、Fig. 1に示すような超大型浮体式クラスターレンズ風車と呼ばれる発電用の巨大風車（全幅278m、全高227m）の開発が計画されており、これを抵抗体として制御デバイスとして用いることで風速場操作の可能性がある。

1.2 研究の目的

本研究では山口ら（2016）が開発したLESモデルを

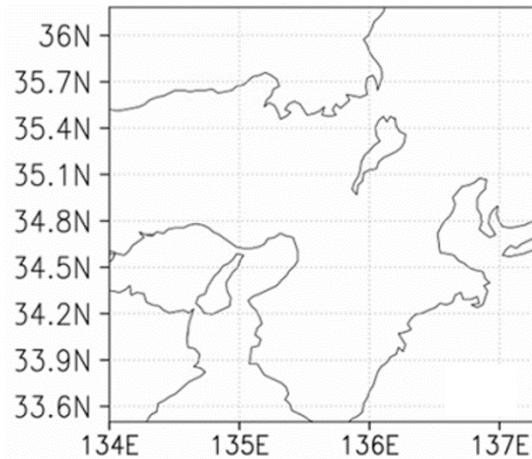


Fig. 2 Computational domain of CReSS

用いてゲリラ豪雨研究のきっかけとなった2008年神戸都賀川豪雨の事例を再現する。その際、本事例の

Table 1 CReSS calculation conditions

項目	設定値
計算期間	2008/07/28 12~16 JST
水平解像度	1000 m
鉛直解像度	平均 250 m
格子数	299(東西)×299(南北)×61(鉛直)
計算領域	東経 134~137.3° 北緯 33.5~36.4°
初期値及び境界値	MSM の解析値
海面水温	NEAR-GOOS (2008/07/28)

先行研究から得られた要素を感度実験的に1つずつ加えていくことで、メカニズム解明を行う。さらに表現できた豪雨に対して、下層で渦管を弱めるような風速場操作を行い、それが豪雨にどのような影響を与えるのかを評価することを目的とする。

2. 雲解像モデルCReSSを用いた再現実験

本章では、LESモデルで用いる初期値・境界値を作成するために、雲解像モデルCReSSで再現実験を行った。

2.1 CReSSの計算条件

Table. 1に示す条件でCReSSによる再現計算を行った。また、計算領域をFig. 2に示す。都賀川豪雨は2008年7月28日の14時30分頃に発生したことから、直近の解析値がある12時を初期時刻とした。

2.2 CReSSの計算結果

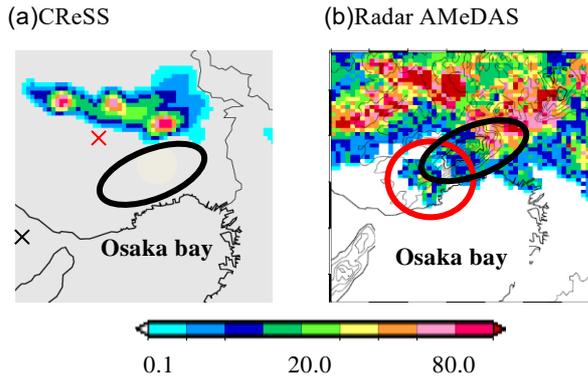


Fig. 3 (a) CReSS reproduced results and (b) radar AMeDAS observations of ground rainfall intensity [mmh^{-1}]. The black circle is Mt. Rokko.

CReSSによる地上降雨強度とレーダーAMeDASの観測結果を比較したものをFig. 3に示す。レーダーAMeDASで観測されていたFig. 3(b)の赤丸で示す都賀川豪雨をもたらした雨雲が、CReSSでは再現できていないことがわかる。しかし、六甲山北側のライン状の降水帯については、強度と大きさはやや異なるが六甲山北側という位置を再現できていたと考えられるため、この計算結果を都賀川豪雨の環境場としてLES計算に用いることは妥当であると考えられる。なお、降雨強度や大きさが異なるのはCReSSの計算の初期値として利用したMSMの解析値における下層の水蒸気量が少なかったことが原因であると考えられる。

3. 都賀川豪雨のLES実験

本章では、2章のCReSS計算の結果を初期値・境界値としたダウンスケールLES実験を行う。また、その実験を行う際に、草開ら(2011)と竹見(2009)を参考に、都賀川豪雨が発生した要因と考えられる条件を1つずつ加え、再現性の向上を行うと共に、メカニズム解明を行った。以下では、合計で5つの実験について述べるが、それぞれ実験1、実験2、実験3、実験4、実験5とする。

3.1 実験1

(a) 実験1の設定

実験1では、瀬戸内海からの西風と地形による強制上昇を再現することを表現する。

地形の情報として、国土地理院の基盤地図情報の一つである10mメッシュの数値標高モデル(Digital Elevation Model: DEM)を用いて、LESのメッシュ内

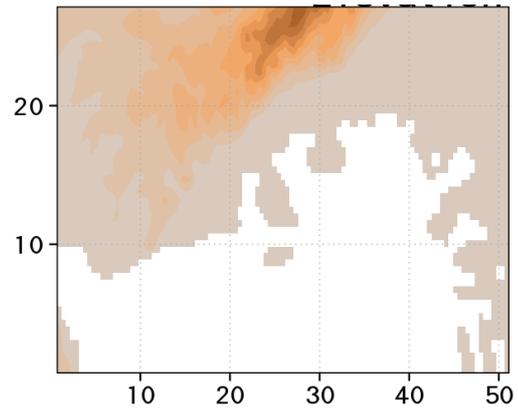


Fig. 4 Computational domain of the LES experiment. Both horizontal and vertical axes indicate the distance from the southwest edge of the computational domain [km].

におけるDEMの標高を平均することで標高データを作成した。格子間隔に関しては、LESとしての特徴を活かすために細かく設定することが望ましいが、本研究では計算時間の短縮のため、水平方向に480mとし、また鉛直方向には下層を詳細に表現するために高度600m以下では32m、高度600m~7100mにかけては同じ変化率で格子幅を32mから徐々に大きくして高度7100mで格子幅が480mになるようにした。高度7100m以上は480mとした。格子数は東西、南北、鉛直方向に102×52×75をとり、Fig. 4のような計算領域を設定した。時間積分間隔として、音波に関連する項の計算を $\Delta\tau=0.06\text{s}$ とし、それ以外を $\Delta t=0.3\text{s}$ とした。境界条件は西及び北側を流入境界、東及び南側を放射境界とした。ここまでは以降の実験でも共通である。

初期値・境界値の設定について、Fig. 3(a) (CReSSの再現計算のうち降雨が最も強い時刻)の黒色のバツ印地点での鉛直プロファイルのうち、気圧・東西風・水蒸気混合比を与えた。また、与えた風速について、六甲山西域での地形による強制上昇を狙うため、六甲山西域以外に流入する西の側面境界及び初期場の風速が計算領域端部に近づくにつれ線形的に小さくなり、端部では 0ms^{-1} とした。

(b) 実験1の結果

上述の設定で実験を行った結果、雨の発生を見ることはできなかった。また、西風の地形による強制上昇は発生していたが 0.1ms^{-1} と小さかった。

3.2 実験2

(a) 実験2の設定

実験2では瀬戸内海からの西風と冷氣外出流による収束を再現するために、実験1に加えて北の側面境

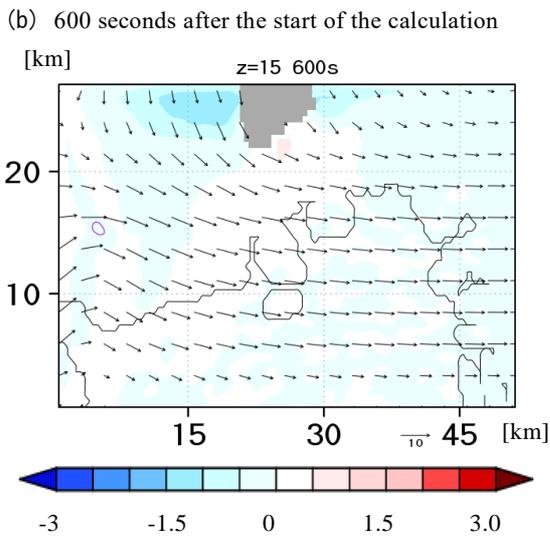
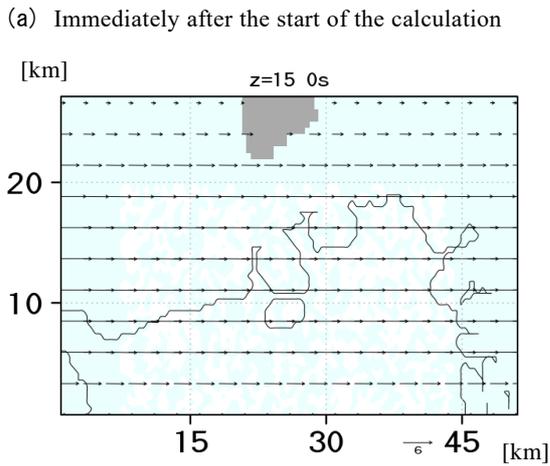


Fig. 5 Wind speed changes. (a) immediately after the start of the calculation, and (b) 600 seconds after the start of the calculation.

The vector indicates wind speed [ms^{-1}], and the shading indicates the deviation of temperature [K] from the horizontal mean at the same elevation.

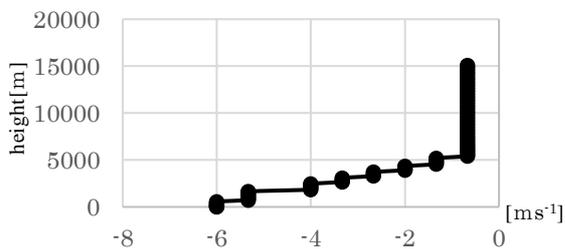


Fig. 6 Vertical profile of north-south wind. The horizontal axis indicates north-south wind (negative values indicate north wind).

界にFig. 3(b)の赤色のバツ印地点での鉛直プロファイルのうち南北風と同高度での水平平均からの温位の偏差を与えた。しかし、得られた南北風について、

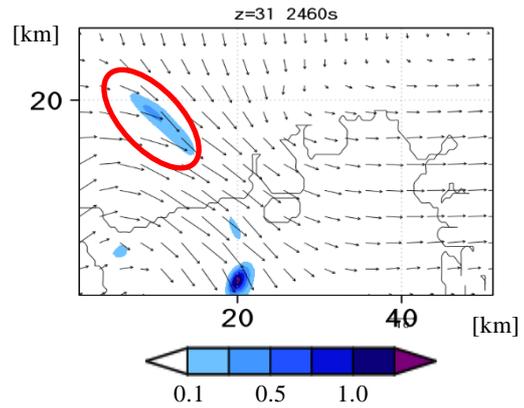


Fig. 7 Precipitation generated in Experiment 2. Vectors indicate horizontal wind and shading indicates rainwater mixing ratio [gkg^{-1}].

北風の鉛直分布が下層で 1ms^{-1} と冷氣外出流としては小さかったため、Fig. 6のような値を設定し、瀬戸内海からの西風との収束による対流を大きくさせた。この際、瀬戸内海からの西風が支配的な場に時間変化的に冷氣外出流が流入することを表現するために、本研究では北の側面境界において、時間変化スキームを適用した。時間変化させる期間は計算開始直後から10分間とし、それ以降は継続して10分後の値を流入するように設定した。具体的にはFig. 5で示すように、計算開始直後 (Fig. 5(a)) では北風が北の側面子愉快から流入していないのに対し、計算開始600秒後 (Fig. 5(b)) では北風が強くなっていることがわかる。加えて、六甲山西域で風の収束を狙うため、六甲山西域以外に流入する北の側面境界の風速と温位偏差を計算領域端部に近づくにつれ線形的に小さくなり、端部ではそれぞれ 0ms^{-1} 、 0K とした。

(b) 実験2の結果

上述の設定で実験を行った結果、Fig. 7に示すような結果が得られた。図中の赤丸部に着目すると、北風と西風の収束によって降水帯 (降雨強度換算で約 120mmh^{-1}) が発生していることがわかる。このことから、実験2の狙いである瀬戸内海からの西風と北からの冷氣外出流による収束を表現できたと考える。しかしながら、草開ら (2011) が示すような、六甲山南西端に発生していた降水セルが冷氣外出流によって急発達したという主要メカニズムからは冷氣外出流通過前において既存の降水セルが発生していなかったという点で合致していない。

3.3 実験3

(a) 実験3の設定

実験3では実験1に加えて、神戸市の山間部での緻密な地形の起伏による対流のきっかけを比較的小さ

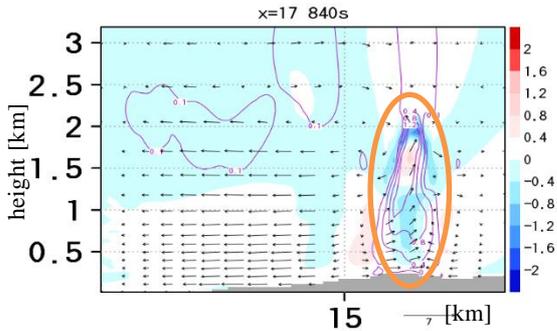


Fig. 8 Generation of updrafts due to the warm bubble. The shading indicates temperature deviation from the horizontal mean at the same altitude [K], and the contour indicates upwelling [ms^{-1}].

な温位のバブルで与えた。スーパーセル実験の強度と規模の半分程度にした。具体的には、温位のバブルは水平方向に1 km、鉛直方向に200 mが2 K周囲より高くなるようにし、そこから水平方向に7.2 km、鉛直方向に1 kmまでで距離に応じてバブルの温位差が2 Kから小さくなるようにした。温位のバブルの中心位置は、北風と西風の移流や雨が形成されるまでの時間を考慮し、計算領域南西端から北に19.68 km、東に3.36 km、高さ0.42 kmとした。しかし、鬼のバブルを置いただけでは対流が持続しなかった。これはCReSS計算に用いたMSMの解析値において水蒸気量や温位の有効な予測がされていなかったことが原因であると考えられるので、以下のような追加操作を行った。まず、西の側面境界から+0.5Kの初期場からの温位偏差を与え、温位のバブルの上昇を促進させた。さらに初期値、境界値の高度1km以下での水蒸気混合比を10%増加させた。

(b) 実験3の結果

上述の設定で実験を行った結果、Fig. 8の茶色の丸で示すような温位のバブルによる上昇流の発生が確認できた。また、しばらくするとFig. 9で示すような雨水混合比が 0.7gkg^{-1} （降雨強度換算で 40mmh^{-1} 相当）の雨が発生した。

3.4 実験4

(a) 実験4の設定

実験3に加えて、実験2と同様に北の側面境界から南北風と同高度での水平平均からの温位の偏差を与えた。

(b) 実験4の結果

上述の設定で実験を行った結果、Fig. 10で示すような雨水混合比が 1.2gkg^{-1} （降雨強度換算で 70mmh^{-1} ）の雨が発生した。また、Fig. 11(a)で冷気外出流と瀬

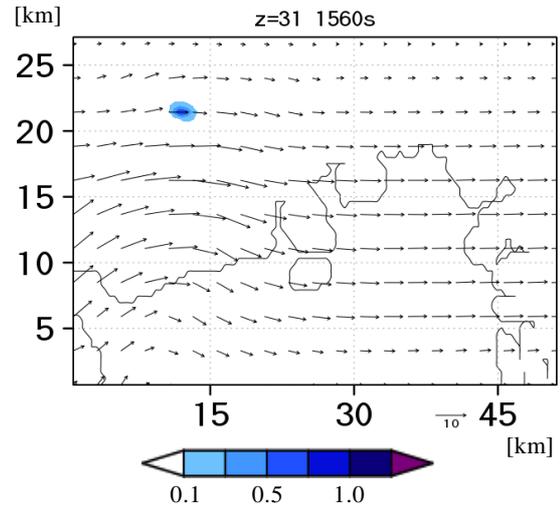


Fig. 9 Precipitation generated in Experiment 3. Vectors indicate horizontal wind and shading indicates rainwater mixing ratio [gkg^{-1}].

戸内海からの西風の収束によって生じた上昇流（赤色の矢印）が温位のバブルによって生じた上昇流（黄色の矢印）を強化させていた。このことから、LESモデルを用いて草開ら(2011)が示すような瀬戸内海からの西風と六甲山北側の既存の降水帯からの冷気外出流が収束を起し、上昇流を発生させ、それが都賀川豪雨をもたらした降水セルの強化につながったというメカニズムを表現できた。LESモデルでこのような複雑なメカニズムを表現できたことは今後のゲリラ豪雨研究において大きな成果であると考えられる。

3.5 実験5

(a) 実験5の設定

実験4で発生した降雨の最大強度は前述のとおり、 70mmh^{-1} であった。しかし、現実の 150mmh^{-1} には達していない。この原因は、先述のCReSS計算に用いたMSMの解析値において水蒸気量や温位の有効な予測がされていなかったことが考えられる。そこで、実験4での設定に加えて下層1km以下における初期値・境界値の水蒸気混合比を10%増していたものを12%増し、15%増しにしてLES計算を行った。

また、実験5を行う目的は、実際の降雨強度に近づけたもので第4章以降での気象制御実験を行うためである。

(b) 実験5の結果

上述の設定で実験を行った結果、水蒸気混合比を12%増した実験で雨水混合比が約 3.0gkg^{-1} （降雨強度換算で約 190mmh^{-1} ）、水蒸気混合比を15%増した実験では雨水混合比が約 4.8gkg^{-1} （降雨強度換算で約 334mmh^{-1} ）の雨が発生した。本研究では実際の降雨強度に近い水蒸気混合比を12%増したもの（Fig. 12）

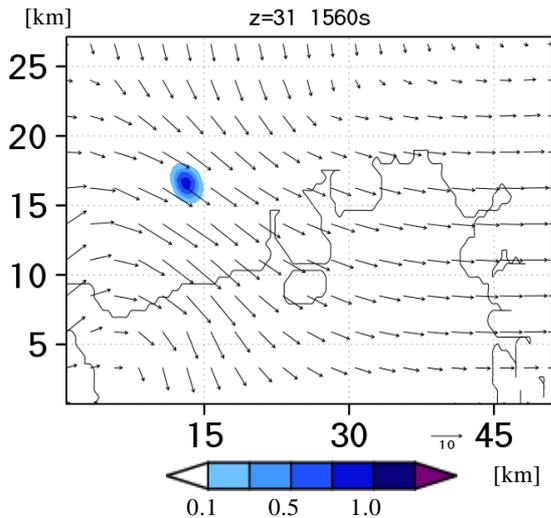


Fig. 10 Precipitation generated in Experiment 4. Vectors indicate horizontal wind and shading indicates rainwater mixing ratio $[gkg^{-1}]$.

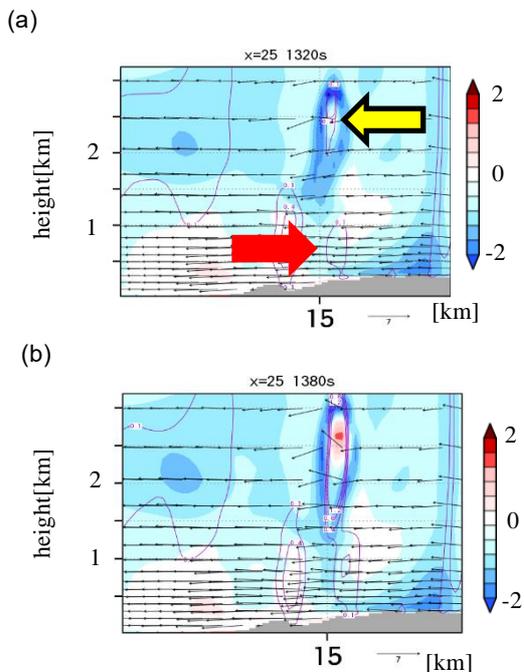


Fig. 11 (a) Upwelling at the center of the upwelling at 1320 s after the start of the computation and (b) merging with the upwelling caused by the warm bubble at 1380 s after the start of the computation. Shading indicates temperature deviation $[K]$, contours indicate upwelling $[ms^{-1}]$.

で第4章以降の風速場操作による気象制御実験を行う。

以上の追加操作は降雨の再現性の向上を目的としたものであり、設定値に根拠があるわけではない

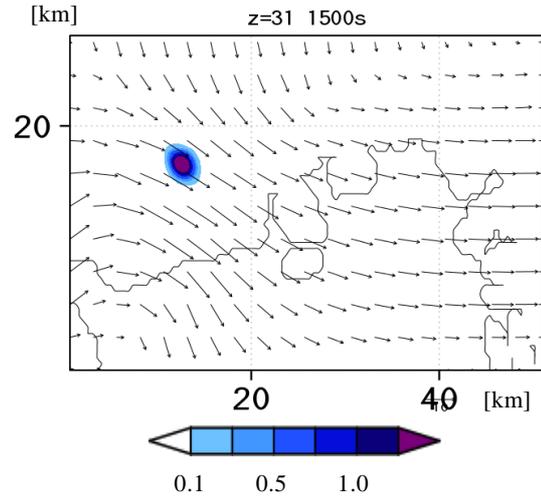


Fig. 12 実験5の水蒸気混合比を12%増した実験において発生した降水。ベクトルで水平風、陰影で雨水混合比 $[gkg^{-1}]$ を示す。

め、将来的にデータ同化等を実施し、詳細に解析したい。また、今回は計算機資源の制約からLESにしては決して高くない解像度で計算を行ったが、今後解像度をあげることで温位のバブル無しで対流が発生することを期待したい。

4. 風速場操作による気象制御実験の設定

以降では、前述の実験5でのLES計算を「操作なし実験」とし、これに対して風速場操作によって渦管を弱体化させるLES計算を「操作あり実験」とする。この操作あり実験で、操作なし実験で発生していた豪雨が風速場操作によってどのような影響を受けたのかを評価する。具体的には、局所的に水平風を弱める操作を行う。この操作によって主風向である西風の鉛直シアを地表面付近で弱め、地表面付近で生成される水平渦管のサイズと強度を小さくし、その水平渦管が立ち上がって形成される鉛直渦管のサイズと強度を小さくすることを狙う。地表面付近の水平渦管を狙う理由は、将来実際に操作をすることを考慮すると地表面に近い高度の方が、操作が容易であると考えたためである。

操作あり実験の設定を述べる。本研究では操作なし実験の結果を見て、事後的に操作の規模やタイミングを以下のように設定した。まず、豪雨の形成過程を時間的に遡り、発生のかげとなった渦管を特定し、渦度が $0.005 s^{-1}$ 以上の領域を囲むように操作する領域の大きさを南北方向に960 m、東西方向に2880 m、鉛直方向に350 mとした。これは前述の巨大風車を4~5台用いることで達成できる。渦管が移流

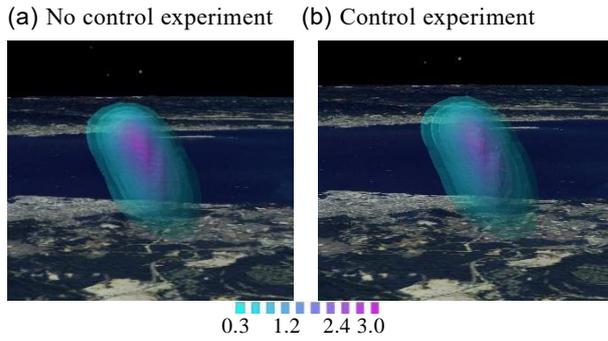


Fig. 12 Three-dimensional distribution of peak rainwater mixing ratio [gkg^{-1}] for (a) No control experiment and (b) Control experiment.

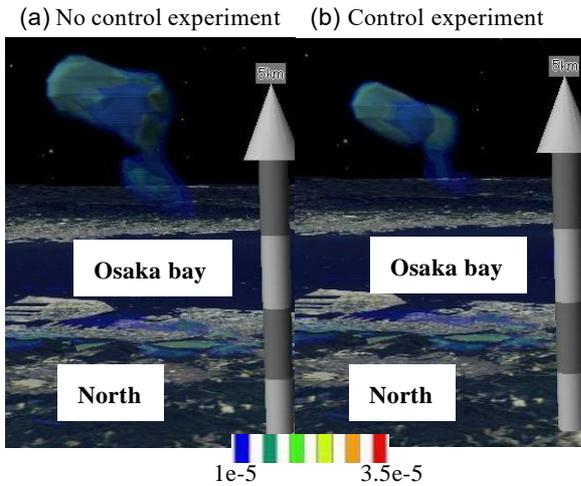


Fig. 13 3-D distribution of Q-value. (a) No control experiment and (b) Control experiment.

して移動したことも考慮して広めに設定してあるが、今後この操作領域の大きさを縮小して、少しでも大きな効果を得る方法を検討したい。次に水平風を弱める程度について、主風向の西風に対して、風速4~5 ms^{-1} だったものを高度によらず約9秒かけて一様に1 ms^{-1} へ減速させて、鉛直シアが起こらないようにした。また、操作した時間について、水平渦管が立ち上がるのに要した10分間とした。なお、将来リアルタイム操作を行う際、上述の操作設定条件をどのように設定するかということは大きな課題である。

5. 操作あり実験の解析結果

前述の実験におけるピーク時の雨水混合比をFig. 12(b)に示す。雨水混合比の最大値は約2.3 gkg^{-1} (降雨強度換算で約140 mmh^{-1})であった。操作なし実験のFig. 12(a)と比較して、約27%もの降雨強度の抑制に成功した。

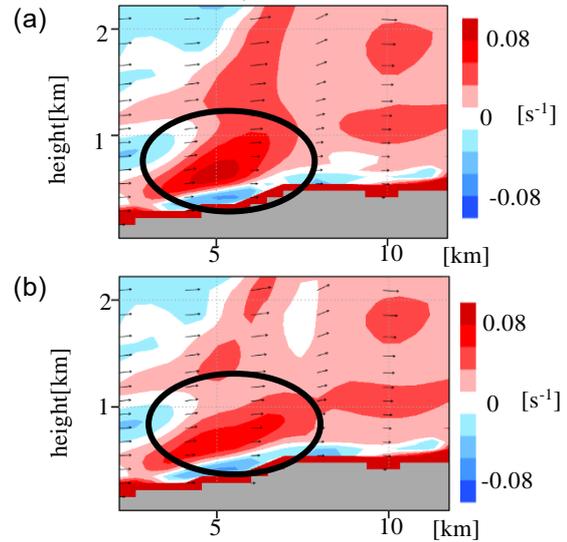


Fig. 14 Vertical distribution of horizontal vorticity. (a) No control experiment and (b) Control experiment. Vertical axis is altitude [km].

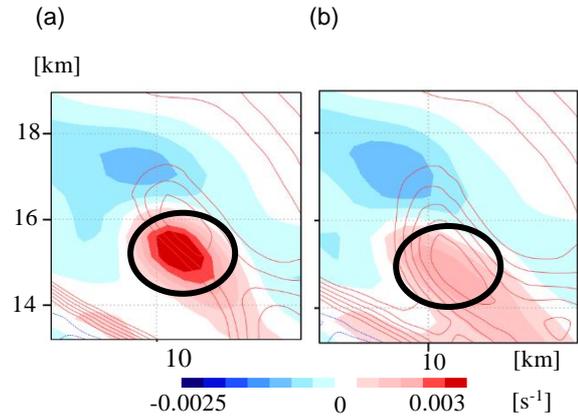


Fig. 15 Horizontal cross section of vertical vorticity at an altitude of 1.5 km. (a) No control experiment and (b) Control experiment.

また、渦管を弱体化させるという狙いを確認した。Fig. 13に操作の有無によるQ値（渦管の3次元的な指標）の比較を示す。ここでQ値は速度勾配テンソルの第2不変量で、以下で定義される。

$$Q = \frac{1}{2} (W_{ij} W_{ij} - S_{ij} S_{ij}). \quad (1)$$

W_{ij} 及び S_{ij} は流体の回転運動とひずみを表し、Q値が正の場合、ひずみに対して回転運動が大きいことを表す。操作あり実験の方がQ値がやや低い高度までしか立ち上がっておらず、サイズが小さくなったことがわかる。

この詳細なメカニズムやその一般性については今後詳細にしていきたい。いずれにしても、人工的な

操作によって豪雨を抑制できることを示すことができたことによって、温暖化によって激甚化することが指摘されている豪雨災害を少しでも軽減することができる可能性を見出すことができたのは意義深いことであると考えられる。以下では Q 値が小さくなった過程を詳細に調べる。

まず、操作の有無による水平渦度の比較を Fig. 14 に示す。図中の黒色の丸印に着目すると、操作あり実験の方が地表付近での水平渦度が小さくなっていることがわかる。次に小さくなった水平渦度が上昇流によって立ち上がり、鉛直渦度になった際も小さくなっているのかを確認する。操作の有無による鉛直渦度の比較を Fig. 15 に示す。図中の黒色の丸印に着目すると、操作あり実験の方が鉛直渦度が小さくなっていることがわかる。

ここで、鉛直渦度が存在すると渦管内の気圧を低下させ、鉛直気圧傾度力を大きくすることが指摘されており、簡易的ではあるが操作の有無による鉛直気圧傾度力の変化を推定する。高度 2.8 km において同高度での領域全体の水平平均からの気圧偏差に着目し、 0.002 s^{-1} 以上の鉛直渦度が存在した領域を空間平均すると操作あり実験では 29.1 Pa、操作なし実験では 27.1 Pa であった。よって風速場操作を行った場合の方が 2 Pa だけ気圧偏差が高く、それだけ気圧傾度力が小さくなったことを意味する。さらにこの変化が上昇流に及ぼす変化を見積もる。仮に鉛直気圧傾度力が高度 0.5 km から 2.8 km まで一様であると、またその高度における大気密度を 1.2 kgm^{-3} とすると、気圧傾度力 F は式(2)から求められ、両実験の気圧傾度力の差をとると $0.72 \times 10^{-3} \text{ ms}^{-2}$ となる。

6. まとめ

本研究では、LES を用いてゲリラ豪雨事例を再現し、さらに風速場操作による豪雨制御の可能性を検討した。第一に、2008 年神戸都賀川豪雨において、暖湿な西風と冷気外出流の収束が降水を強化させるという複雑なメカニズムを LES を用いて表現した。第二に、渦管を弱体化させるための風速場操作を入れた実験を行い、最大降雨強度を約 27% 抑制したことを示した。第三に、この抑制メカニズムとして、水平渦度を弱めたことによってそれが上昇流で立ち上がった際の鉛直渦度を弱めた。これによって鉛直渦管内の気圧低下が抑制されて鉛直気圧傾度力が小さくなり、上昇流の発達を抑えたことを示した。本研究で行った風速場操作による気象制御は、よく見られる感度実験のように領域全体の物理量を変更するものではなく、局所的に変更するものである。今回はゲリラ豪雨の重要な指標である渦管を弱体化させ

ることで渦管が豪雨に及ぼす働きを明らかにした。このような気象制御の検討がメカニズムの解明にも寄与することを示したことは研究手法の新たなアプローチになりうると考える。

謝辞

本研究は JST ムーンショット型研究開発事業 (JPMJMS2283)、科研費 20H02258 の支援を受けました。

参考文献

- 小倉義光 (1997): メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会.
- 草開浩・小山芳太・金森恒雄・瀬古弘 (2011): 2008 年 7 月 28 日近畿地方を南西進した線状降水帯と都賀川での大雨について, 日本気象学会, 天気 58 (5), pp.3-20.
- 竹見哲也 (2009): 2008 年 7 月 28 日に近畿・北陸地方で発生した局所的豪雨の高解像度気象シミュレーション, 京都大学防災研究所年報, 第 52 号 B.
- 中北英一・山口弘誠・山邊洋之 (2009): レーダー情報を用いたゲリラ豪雨の卵の解析, 京都大学防災研究所年報, 第 52 号 B, pp.547-563.
- 中北英一・山邊洋之・山口弘誠 (2010): ゲリラ豪雨の早期探知に関する研究, 水工学論文集, 第 54 巻, pp.342-348.
- 中北英一・西脇隆太・山口弘誠 (2013): ドップラー風速を用いたゲリラ豪雨のタマゴの危険性予測に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 55 巻 B, pp.319-329.
- 山口弘誠・高見和弥・井上実・中北英一 (2016): 豪雨の「種」を捉えるための都市効果を考慮する LES 気象モデルの開発, 土木学会論文集, B1(水工学), Vol.72, pp.205-210.
- 山口弘誠・土橋知紘・中北英一 (2019): 都市気象 LES モデルを用いた大気境界層を突破する熱的上昇流の発見と渦管の解析, 京都大学防災研究所年報, 第 62 号 B, pp.468-492.
- 横山一博・尾中俊之・鈴木喜晴 (2015): 積雲発生初期のクラウド・シーディングによる豪雨抑制効果とそのメカニズムに関する研究, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.71, No.4, pp. I_499-I_504. <https://boulderweekly.com/news/coercing-the-clouds/> (最終閲覧日: 2023/08/14)
- <https://recow.kyushu-u.ac.jp/> (最終閲覧日: 2023/08/14)
- Klemp.J Wilhelmson.B Ray.P (1981): Observed and

Numerically Simulated Structure of a Mature Supercell
Thunderstorm, *J.Atmos.Sci*, pp1558-1580.

Tsuboki, K. and Sakakibara, A(2002).:Large-Scale
Parallel Computing of Cloud Resolving Simulator,

ISHPC :High Performance Computing, pp.243-259,.

(論文受理日 : 2023年8月31日)