

# LESを用いた波動が生起する 線状対流系の勃発メカニズムの解明

## Outbreak Mechanism Identification of Line-Shaped Convective Systems Caused by Waves Using LES

山口弘誠・河谷能幸<sup>(1)</sup>・中北英一

Kosei YAMAGUCHI, Yoshiyuki KAWATANI<sup>(1)</sup> and Eiichi NAKAKITA

(1) 京都大学大学院工学研究科

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto Univ.

### Synopsis

Line-shaped convection systems have caused great damage in recent years. While the maintenance mechanism elucidated, the outbreak mechanism is still unexplained. First, using Cloud Resolving Storm Simulator, we conducted a present experiment and found that there were waves when the line-shaped convective system. Then, using Large Eddy Simulation, we conducted a numerical experiment. As a result, self-organization occurred, and we analyzed the outbreak of the rain area. It turns out that air with low potential temperature propagated from Awaji Island to Mt. Rokko. It can be said that this air could push up the air in the south of Mt. Rokko. In the future, we will conduct sensitivity experiment to investigate the effect of Awaji Island and Mt. Rokko.

**キーワード:** 線状対流系, LES, 山岳波

**Keywords:** Line-shaped convective system, LES, mountain waves

## 1. はじめに

### 1.1 研究の背景

近年, 日本では線状降水帯による豪雨災害が増加している. 特に, バックビルディング現象により自己組織化を伴う線状降水帯を本研究では線状対流系と呼び, 対象とする. 線状対流系がもたらす豪雨は, 線状の強雨域が比較的長時間同じ場所に留まることで, 中小河川における洪水・氾濫等の大規模な被害をもたらす. そのような理由から, 研究面だけでなく社会からも大きな関心が集まっている.

このように, 同じ場所に比較的長時間停滞することで大きな被害をもたらすバックビルディング現象は, 線状対流系の維持機構そのものであり, メカニ

ズムは定性的には解明されている. 発達した積乱雲は地表に降水をもたらす際, 雨水の蒸発に伴う潜熱の吸収や空気と雨水の摩擦によって下降流を同時に発生させる. やがて下降流は地表に到達し, 周囲の風速場によって収束域が現れることで, 再び上昇流を引き起こす. このとき積乱雲の進行方向の反対側で収束域が生じると, 降水システム全体として同じ場所で留まり続ける. このように降水システムにおける個々の雨雲の自律的なふるまいの結果, 秩序を持つ大きな構造を作りだす現象を自己組織化と呼ぶ.

一方で, 線状対流系がいつどこで勃発するのかについては詳しく解明されておらず, 発生の予測は大変困難なものとなっている. これは, 地形等の必然性由来の要因と確率過程によってのみ表現できる自

然の揺らぎ等の偶然性由来の要因に分けることができる。ここで、本研究では、「勃発」は偶然的要因が関連する可能性のある降水セルの発生と定義する。

これら必然的要因と偶然的要因を区別して議論されることはほとんどなかった。線状対流系の発生予測は精度が低く、それを向上させるために必然的要因と偶然的要因を区別した上で勃発メカニズムを解明することが必要である。そして、その予測可能性を明らかにすることは将来、スケールの小さな乱れに焦点を当てた研究の指針を示すことにつながるという。

さて、一般に降水の予測に用いられるメソ気象モデルではRANS(Reynolds-Averaged Navier-Stokes equations)が用いられており、Reynolds平均からのずれとなる全ての変動成分がモデル化の対象となる。一方、LES(Large-Eddy-Simulation)は、計算格子スケール以下の変動成分のみがモデル化の対象となり、計算格子より大きいスケールの渦変動は直接的に解析を行う手法である。必然的要因と偶然的要因を正確に取り扱うためには、乱れを陽に解くことができるLESを用いることが有効であるといえる。

## 1.2 研究の目的

上述のように、線状対流系の勃発には必然的要因と偶然的要因が存在しているため、これらを区別してより詳細に解析する。

そのため、本研究では、山口ら(2016a)が開発したLESモデルを用いて、線状対流系の勃発メカニズムを解明することを目的とする。このLESモデルは都市におけるゲリラ豪雨の種を捉えるために開発されたモデルであり、都市など地表面の詳細化を行うとともに、境界層上部や境界層を超えて起こる深いスケールの現象を扱うことが可能である。本研究の対象はゲリラ豪雨よりもスケールの大きな線状対流系であるため、現時点では都市における建物の解像は行わないが、地形の細かな起伏を表現可能な空間解像度で、かつ、乱れの効果を陽に解くことのできるこのLESモデルを用いることで、線状対流系という深い対流を伴う現象の勃発メカニズムの解析には最適なアプローチである。

## 1.3 本論文の構成

第2章では線状対流系に関連する先行研究及び使用するLESモデルについて述べる。第3章ではRANSを用いた気象モデルである、雲解像モデルCReSSにより行った宇治豪雨の再現計算結果について述べる。第4章ではLESを用いた数値実験を通して、線状対流系の勃発メカニズムについて考察する。そして第5章で結論を述べる。

# 2 線状対流系に関する先行研究のレビュー及びLESモデルの概説

## 2.1 線状対流系に関する先行研究

本節では、線状対流系に関する先行研究について触れ、本研究の位置づけを確認する。

線状対流系がどのようにして形成、維持されたのかを観測データから解析する研究として、中北ら(2000)が挙げられる。中北らは1998年8月に生じた那須豪雨において、立体観測情報により線状対流系による降水システムであることを明らかにした。そして、どのような場で自己組織化を起こしているかについて、バルクリチャードソン数などの複数の指標を用いて示した。また、降雨システムの発生場所・時刻が内部重力波と関連する可能性について述べている。波長が数10km程度の内部重力波があるとして、Mシステム(個々の対流セルが集団となった降水システム)の生起時刻が内部重力波の位相に合っていたことを発見した。ただし、観測による解析では事例数が少ないため、その検証を行うために数値シミュレーションを用いた解析を行う価値は大きい。

また、数値モデルを用いた線状対流系に関する研究は多く存在する。例えば、高咲ら(2013)は、2008年8月に形成された線状対流系を対象とし、領域気象モデルWeather Research and Forecasting(WRF)による再現実験を行い、バックビルディング型の対流系の一生について解析した。その結果、下層と中層の暖湿な移流と中層の乾燥空気が入りこむことにより降水が維持されていることを明らかにした。この研究では、線状対流系よりも大きなメソβスケールの環境場を解析したものであるが、一方で微視的な視点からどのようなメカニズムで線状対流系が形成されるのかについては調べられていない。また、Min et al.(2021)は近畿地方で発生した線状対流系を対象に、数値気象モデルCReSSにより淡路島や四国、六甲山などの標高を変化させる感度実験を行い、線状対流系の発生場所には地形の影響が存在するが、発生するかどうかに対して地形は影響しないことを示した。

しかし、WRFやCReSSはいずれも乱流スキームとしてRANSが使用されている。流れの時空間構造が重要となる現象である線状対流系についてはLESを用いることが望ましい。LESを用いてメソ対流系であるスコールラインを対象とした研究として、Varble et al.(2020)がある。彼らはLESによりその運動量輸送に下降気流が寄与することを示し、また大泉ら(2020)は広島での線状対流系を例として高解像度計算の有効性を示した。線状対流系の勃発メカニズムを解明する研究はほとんどない。

## 2.2 LESモデルの概説

### (1) LESモデルの特徴

一般的に広く使われているRANSモデル同様にLESモデルも近年乱流解析によく使用され始めている。RANSモデルはすべての渦をモデル化してしまうのに対して、LESモデルはグリッドより大きな渦は直接計算し、グリッドより小さな渦だけをモデル化している。これによって、計算時間はかかるものの乱流を上手く表現し、LESモデルはRANSモデルよりも現実に近い結果を得る事ができることが期待されるため、今回の計算に使用する。また、LESモデルの中にも違いがある。例えば、建築・機械などの分野で発達してきた乱流解析によく用いられるCFD(計算流体力学)を用いたLESによる都市キャノピーモデルがあるが、これらは都市境界層内を対象としており、静力学系として扱っている。よって今回の大気非静力学系の場の計算には不適である。また他にも、室内を対象としたLESモデルでは雲の発生を考慮せず、雲微物理モデルを含まないことから、これもまた不適である。そこで、山口ら(2016b)は、ゲリラ豪雨の「種」を明らかにすることを目的として都市効果を考慮するLES気象モデルを開発している。以下の条件をすべて満たすことがこの都市気象LESモデルの大きな特徴である。

- ・ 乱流による熱・水蒸気輸送を表現するためLESに基づく気象モデルであること
- ・ 都市キャノピー層が境界層より上空までを包括的に取り扱うことができること
- ・ 雲微物理モデルを持つこと
- ・ 建物を解像できること
- ・ 非静力準圧縮系であること

さて、本研究の対象はゲリラ豪雨ではなく線状対流系の勃発であり、やはり上記4つの項目はすべて必要である(正確には、都市の影響はゲリラ豪雨の場合ほど大きくはないと考えられるため、必要不可欠ではないかもしれない)。線状対流系の勃発に関する必然性及び偶然性を解明するという目的に対してこのLESモデルを用いることは最適なアプローチである。

### (2) 基礎方程式とスキーム

非静力準圧縮の基礎方程式系を採用しており、連続式、運動方程式(3成分)、温位の保存式、水蒸気・水物質の保存式から成っている。予報変数は風速の3成分 $u_i(i=1, 2, 3)$ [m/s]、圧力 $P$ [hPa]、温位 $\theta$ [K]、水蒸気、雲水、雨水の混合比 $q_v$ ,  $q_c$ ,  $q_r$ である。乱流の取り扱いとしてLESを用いており、サブグリッドスケールの乱流をグリッドスケールの基本変数で近似するモデル化にはSmagorinsky-Lillyモデル(Smagorinsky, 1963; Lilly, 1966)を用いている。同じ渦粘性モデルとして、汎用的なメソ気象モデルでよく用いられる

RANSがエネルギー保有渦を含め乱流をすべてサブグリッドスケールの現象としてモデル化してしまうのに対し、LESは格子幅によって長さスケールを定義し、そのスケールより大きい渦は陽に表現しそのスケールより小さい乱流渦のみをモデル化している。また、雲物理モデルは氷相過程を考慮しない暖かい雨のバルク(Kessler, 1969)を用いている。

境界条件として、上下境界は固定壁またはfree-slip条件、放射境界が選択できる。変数はスタaggerド格子で配置されるため境界上には法線方向の風速が配置されるが、流入境界で圧力にディリクレ条件を与える場合は境界の場所を半格子ずらすことで圧力を固定する。上空と側面境界にはスポンジ層(Klemp, 1977)を設置することができる。また、地表面及び建物の屋根面の運動量、温位のフラックス、及び水蒸気混合比のフラックスはそれぞれ以下のバルク式で見積もられる。

$$\tau_{xij} = \rho_0 C_m |V_b| u_{ib} \quad (1)$$

$$\tau_{\theta j} = \rho_0 C_h |V_b| (\theta_b - \theta_{sfc}) \quad (2)$$

$$\tau_{qvj} = \rho_0 C_h |V_b| (q_{vb} - q_{vsfc}) \quad (3)$$

式中の $\theta_{sfc}$ ,  $\phi_b$ はそれぞれ変数の地表面及び建物の屋根面の最近傍グリッドの値、 $|V_b|$ は境界に水平な風速の絶対値、 $\rho_0$ [kg/m<sup>3</sup>]は湿潤大気密度である。 $C_m$ ,  $C_h$ はバルク係数であり、Louis et al.(1979)に従って以下のように計算される。

$$C_m = (\kappa / \log(z/z_{0m}))^2 F_m(z/z_{0m}, R) \quad (4)$$

$$C_h = (\kappa / \log(z/z_{0m}))(\kappa / \log(z/z_{0h})) F_h(z/z_{0m}, z/z_{0h}, R) \quad (5)$$

$$F_m = \begin{cases} 1 - \frac{9.4R}{1 + 7.4 \times 9.8(\kappa / \log(z/z_{0m}))^2 (z/z_{0m})^{0.5} |R|^{0.5}} & R < 0 \\ \frac{9.4R}{(1 + 4.9R)^2} & R \geq 0 \end{cases} \quad (6)$$

$$F_h = \begin{cases} 1 - \frac{9.4R}{1 + 5.3 \times 9.8(\kappa / \log(z/z_{0m}))(\kappa / \log(z/z_{0h}))(z/z_{0h})^{0.5} |R|^{0.5}} & R < 0 \\ \frac{9.4R}{(1 + 4.9R)^2} & R \geq 0 \end{cases} \quad (7)$$

式中の $z_{0m}$ ,  $z_{0h}$ は粗度、 $R$ はバルクリチャードソン数であり、大気の安定度を示す無次元量である。 $R$ によって、すなわち大気の安定度によってバルク係数が変化するようなスキームとなっている。

座標系については直角直交格子を採用し、かつ地形を表現することのできるFAVOR法(Fractional Area Obstacle Representation Method)を用いている。FAVOR法では複雑境界上の流れにおいて、流体と固

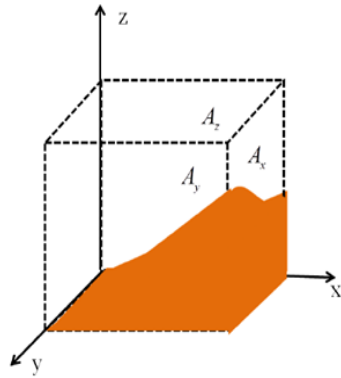


Fig. 1 The way of defining area rate.

Table 1 Summary about urban meteorological Large Eddy Simulation model.

|                              |                                                                                                             |
|------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Basic equations              | quasi-compressible and non-hydrostatic model                                                                |
| Forecast variables           | $u$ $v$ $w$ $p$ $\theta$ $q_v$ $q_c$ $q_r$                                                                  |
| Coordinate system            | Cartesian coordinate                                                                                        |
| Computational grid           | Staggered grid                                                                                              |
| Discretization               | Finite difference (FAVOR)                                                                                   |
| Time discretization          | 2nd order Adams-Bashforth                                                                                   |
| Spatial discretization       | 2nd order accurate central-difference<br>3rd order upward difference                                        |
| Calculation about sound wave | HE-VE method, or HE-VI method (Horizontal-Explicit and Vertical-Explicit)                                   |
| SGS model                    | Smagorinsky-Lilly (Smagorinsky, 1963; Lilly, 1966)                                                          |
| Boundary condition           | Lateral: Periodic, No-gradient, Free-slip, Radiation<br>Top and bottom: Free-slip, Wall (with sponge layer) |
| Wall boundary condition      | Bulk (Louis, 1979)                                                                                          |
| Microphysics                 | Warm bulk (Kessler, 1969)                                                                                   |

体が混在するグリッドを考え、格子の体積のうち流体の占める開口率を  $A_{xi}$  とおくことで地形の形状を表現する (Fig. 1). 体積力は  $V_f$  に比例し、断面を通る運動量の輸送は  $A_{xi}$  に比例する. 上の Table 1 に示のがモデル概要である.

### 3. 雲解像モデルをCReSSを用いた再現実験

#### 3.1 本章の目的

本研究では、近畿地方で発生した線状対流系の1つ

Table 2 Computational Condition of CReSS simulation.

| Item                       | Setting                         |
|----------------------------|---------------------------------|
| Period                     | 201208140000JST<br>~08140900JST |
| Initial/Boundary Condition | MSM Forecast Value              |
| Sea Surface Temperature    | NEAR-GOOS (2012/8/14)           |
| Horizontal Resolution      | 1000 m                          |
| Vertical Resolution        | 250 m(Ave)                      |
| Number of grid             | 299(x)×299(y)×61(z)             |

である2012年8月14日の宇治豪雨を対象とする. 宇治豪雨では、大きな山岳の存在しない大阪平野で線状対流系が発生しており、地形以外の良い運が存在していると考えられるため、乱れに着目している本研究の対象に適している. 本章では、日本で開発され線状対流系に関する研究の実績を持ち、メソスケールの数値気象モデルの一つである雲解像モデルCReSSを用いた再現計算を行う. その目的として、(1)RANSによる計算結果の確認、(2)第4章で行うLES計算に向けて注目すべき領域及び物理変数の決定、(3)LESでの計算時に初期・境界条件として用いるためのデータの取得の3つを挙げる. ただし、(3)の具体的な初期・境界条件の作成方法については第4章で詳しく述べる.

#### 3.2 雲解像モデルCReSSを用いたシミュレーション

##### (1) 計算条件の設定

本研究では、Tsuboki and Sakakibara(2002)の雲解像モデルCReSS(Cloud Resolving Storm Simulator)を用いて、線状対流系が勃発した2012年8月14日の宇治豪雨事例の再現計算を行った. モデル設定をTable 2にまとめた. 対象となる線状対流系が2時~6時に勃発していたため、その少し前の時刻である8月14日00時を計算の初期時刻に設定した. 以降、断りのある場合を除いて時刻は日本時間[JST]を意味する. また、線状対流系を再現するためには自己組織化という雲同士の相互作用を表現することが必要であると考え、RANSとしては比較的高解像度となる水平解像度1 kmを設定した. 鉛直解像度については、対流活動を詳細に調べるため、また、下層では地形の影響を受けて一般的に気流が複雑となるため、最下層では100 mの層厚、上層に行くにつれて厚みを増して最上層

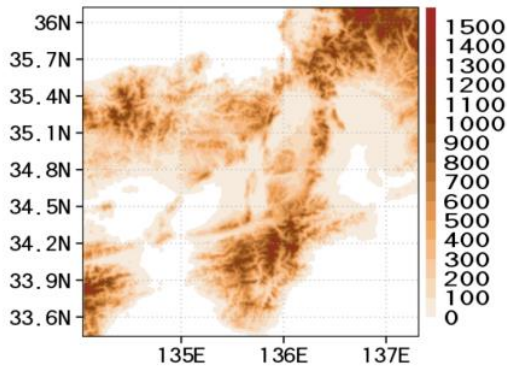


Fig.2 Calculation area and topography.

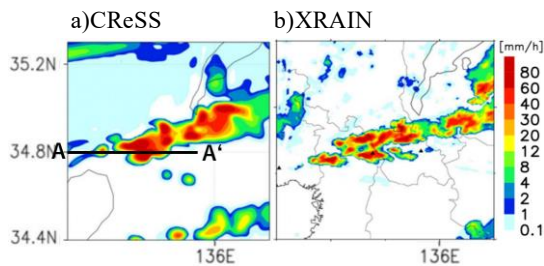


Fig.3 Comparison of rainfall intensity at surface.  
a)201208140335JST by CReSS. b)201208140248 by XRAIN.

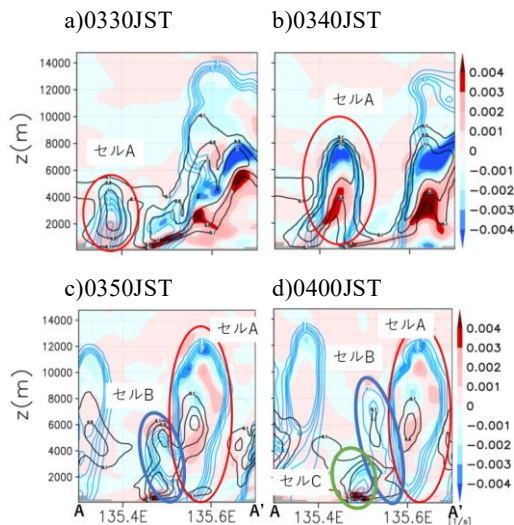


Fig. 4 Convergence and Divergence in vertical section A-A'(Convergence is positive). The black and blue contours indicate the cloud water and rainwater mixing ratio[g/kg], respectively.

では約320 mとなるよう3次関数を用いてストレッチングを行い、平均250 mの層厚を設定した。計算領域はFig. 2に示す通りである。

## (2) 降雨域の再現性の検証

モデルの再現性を検証するために、CReSSによる再現計算結果とXRAINによって観測された雨雲の比較をFig. 3に示す。発生時刻は一致していないが、雨

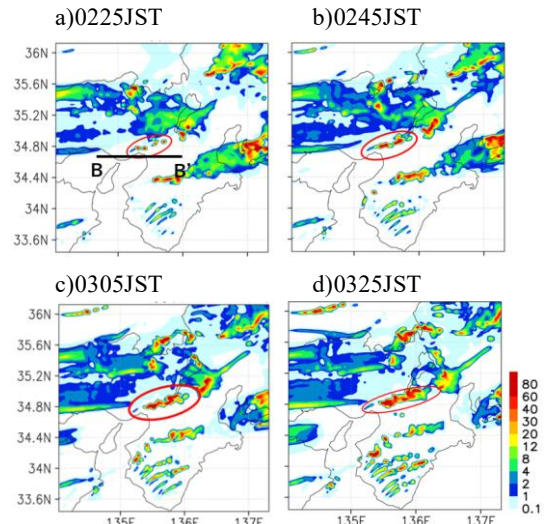


Fig. 5 Temporal variation of rainfall intensity at surface[mm].

域の大きさや線状に分布している様子はおよそ一致している。そのため、観測された雨雲を完全には再現できていないものの、大まかな発生位置や雨域の形状からおおむね再現できているものとした。

## (3) 降水セルの勃発と温位変動の検証

線状に分布している雨域において、実際にバックビルディングが発生しているかどうかを検証するため、Fig. 3に示した断面A-A'における収束と降水強度を経時的に調べたものがFig. 4である。

a), b)によれば、降水セルAが発生している場所ではその下層で周囲よりも大きな収束がみられる。その後、c)において新たな降水セルBが発生する様子が確認できる。さらに、c)において降水セルCが発生する。このように、バックビルディング現象を伴って新しい降水セルが続々と発生しており、全体として降水システムを維持していたことから、CReSSの再現計算においては自己組織化が起こっていると解釈した。

## (4) 線状対流系の勃発と波動の関連

本節からは線状対流系の維持ではなく、勃発に着目する。まず、自己組織化した線状対流系の一つ目の降水セルがどこで勃発したのかを確認するため、雨域の時間的な変化をFig. 5に示す。

線状対流系が形成されているc)やd)の時刻から遡っていくと、a)の時刻において、北緯34.75度における六甲山付近で雨域が勃発していることが確認できるため、この地点と時刻に勃発が起こったと考える。雨域の勃発は対流活動によって起こる。そこで、一つ目のセルが勃発する要因を調べるため、Fig. 5に示したセルの発生地点を含む断面B-B'において、まだセルが勃発していない1時20分と、一つ目のセルの勃発直前の2時5分の温位の鉛直断面を比較したものが

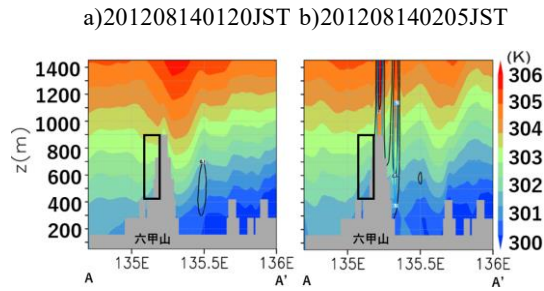


Fig. 6 Potential temperature [K] at cross section A-A'.  
Black and blue contours indicate cloud water and rainwater mixing ratio [g/kg], respectively.

Fig. 6である．図中の黒い四角で囲んだ部分の温度分布に着目すると，勃発直前の時刻であるb)では，a)と比較してより高い高度に低温位の空気が存在している．そのため，西から伝播する温度の高い空気塊が，温度の低い領域によって持ち上げられることで降雨が発生する可能性が考えられる．

しかし，CReSSではRANSを用いているため，乱流を正確に表現できない．また，現実的な空間分布を初期・境界条件として与えており，大気に擾乱を引き起こす要因が非常に多く，この再現実験は一般性を持ったメカニズムの解明が困難である．したがって，次章以降ではより一般化した環境場の条件を与え，LESにより線状対流系を表現し，その勃発メカニズムに関する解析を行う．

#### 4. LESを用いた数値実験

本章では，LESモデルを用いて線状対流系を再現する実験(以後Ctrl実験と呼ぶ)とともに，それに対する感度実験を行った結果を示す．

##### 4.1 数値実験の設定

###### (1) Ctrl実験の設定

LESモデルの設定をTable 3に示す．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．格子間隔については，なるべく細かく設定することが望ましいが，計算資源の制約から，本研究では水平方向には480 m，鉛直方向には下層を詳しく表現するために高度600 m以下では32 mとした．高度600 m~7,100 mにかけては同じ変化率で徐々に格子幅を粗くして高度7,100 m以上で480 mとなるようにした．格子数は東西，南北，鉛直方向の順に375×198×75をとり，Fig. 7の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 $\Delta t = 0.24$  [s]とし，それ以

Table 3 Computational Condition of LES simulation.

| Item                       | Setting             |
|----------------------------|---------------------|
| Period                     | 12,500s             |
| Initial/Boundary Condition | Output from CReSS   |
| Surface Temperature        | Output from CReSS   |
| Horizontal Resolution      | 480 m               |
| Vertical Resolution        | 250 m(Ave)          |
| Number of grid             | 375(x)×200(y)×75(z) |

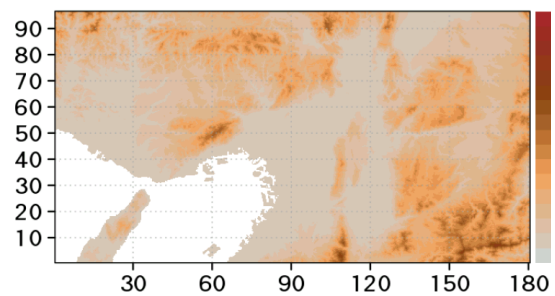


Fig. 7 Calculation area and topography.

外を $\Delta t = 1.2$  [s]とした．境界条件は西及び南側を流入境界，東及び北側を放射境界とした．

###### (2) 初期・境界条件の設定

本研究で用いるLESモデルによる研究として，山口ら(2017)や山口ら(2019)などが挙げられる．これらの研究では，初期条件については水平様な分布を与えており，一様でない分布を与えた例は過去にない．また，複雑な分布を与えることで現象の本質が解析できない可能性が考えられる．そのため，本研究でも気圧，温度，水蒸気混合比の初期値については一定の値を与えた．また，境界値として初期値と異なる値を用いた場合には計算が不安定になるため，気圧，温度，水蒸気混合比については初期値と同じ値を与えた．風速についてのみ，水平一様でない分布を与えたため，後述する．初期・境界条件を設定するために，第3章で行ったCReSSによる計算結果から，線状対流系が発生した場所よりやや上流側である統計135.276度，北緯34.652度における初期の鉛直分布を用いた．Fig. 8はその風速，気圧，水蒸気混合比，相対湿度の鉛直分布を示したものである．ただし，相対湿度及び風速に関しては以下の補正を行った．

###### (a)相対湿度の補正

Fig. 8によれば，高度約4~6 kmにおいて相対湿度が100 %となっているため，シミュレーションを行うと初期状態で既に雲が存在し，境界から雲が流入して

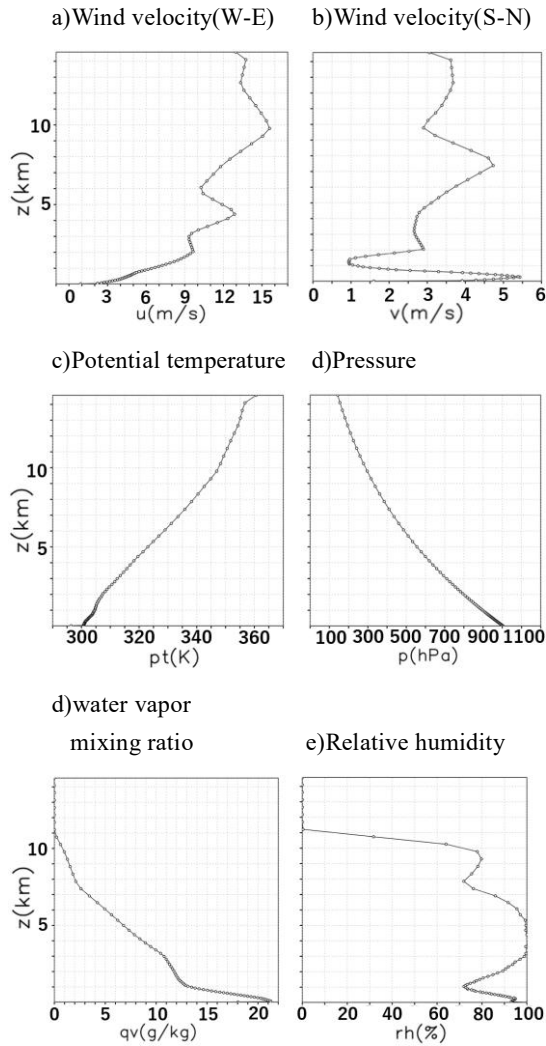


Fig.8 Vertical profiles of each physical quantity at 135.276 °E and 34.652 °N output by CReSS.

しまう。本研究で対象とするのは、対流により発生した雲であるため、初期・境界条件によって発生する雲が存在するのは望ましくない。そのため、初期状態及び境界において上空に雲を発生させないことを目的とし、高度4~6 kmにおける相対湿度が97%になるよう補正した。

加えて、線状対流系が自己組織化しやすい大気場を作成するため、高度0.5~2.5 kmにおける相対湿度を87 %に補正した。補正後の相対湿度及び水蒸気混合比の鉛直分布をFig. 9に示す。今回はある1点のデータを抽出したために、その地点の特異性が現れたことからこのような補正が必要となったが、将来的には空間平均するなど空間代表性についても検討していくこととする。

## (2)風速の空間分布の作成

風速についてはCReSSで線状対流系が発生する時刻の風速場に近づけ、収束を増大させるため、水平方向の空間にも分布を与えた。具体的には、西側流

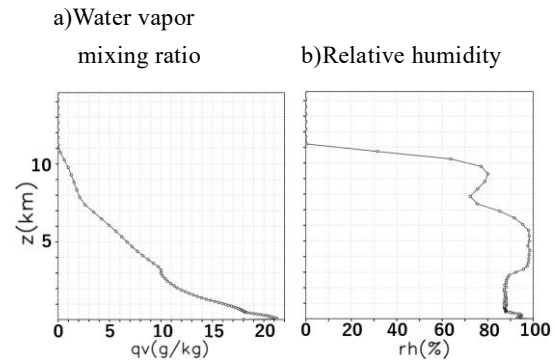


Fig. 9 Vertical profiles of the corrected water vapor mixing ratio and relative humidity.

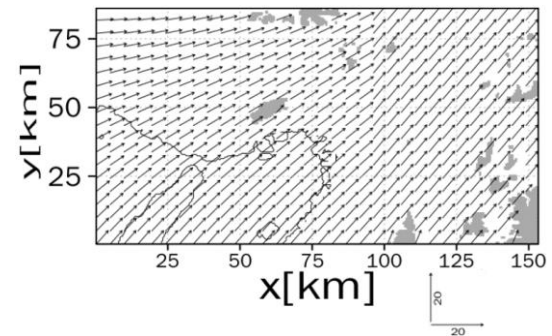


Fig. 10 Initial wind field(Altitude 496 m)

入境界値については、南端から北端になるにつれて南西風から西風へと線形的に変化させた。加えて、初期値については計算領域の西側から東方向に向かって、西風から南西風へと変化するような風速分布を与えた。このようにして作成した初期風速場(高度496m)をFig. 10に示す。山口ら(2016)のLESモデルではこれまで鉛直方向には分布を与えていたものの、水平方向に分布を与えておらず一様なものを与えていた。そのため、数値計算の安定性を配慮しながら計算を行った。

## (3) 与える初期風速場の妥当性に関する検討

(2)で述べたように、風速場をCReSSでのシミュレーションに近づけ、収束をより増大させるために、CReSSの出力値を用いて理想的な風速場を作成した。ここではこの初期風速場の妥当性について、水平風の収束量を調べることで検証する。

CReSS及びLESについて、それぞれFig. 11に示す領域内の収束の最大値を調べた。まず、それぞれの時間変化をFig. 12に示す。両計算結果とも、計算開始から7,500秒後までは同程度の値を示していた。また、7,500秒以降においては両計算結果とも収束量が増加し始めているが、これは対象領域内で降雨が発生し始めた時刻と一致していたことから降雨形成に関連して増加したものと考えられる。さらに、LESのほうが大きな値を示していたが、これはLESの方が水

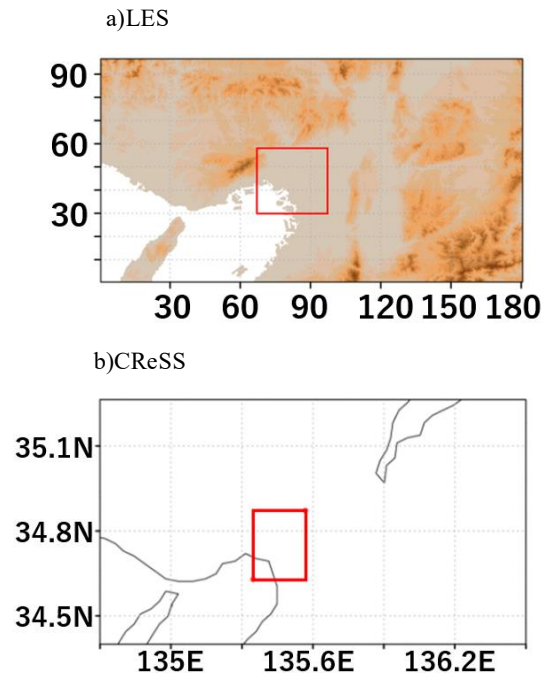


Fig. 11 Search range of maximum convergence for LES and CReSS.

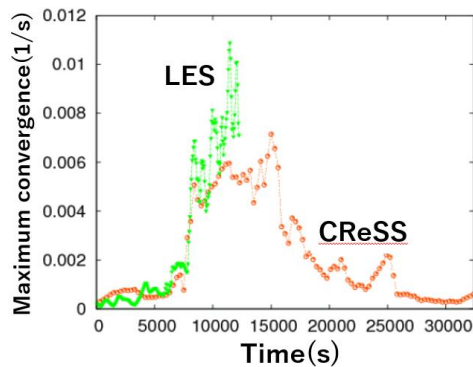


Fig. 12 Temporal variation of the maximum value of convergence. The green and red lines represent LES and CReSS, respectively.

平分解能が細かいことやより複雑な現象を再現していた結果であると考えられる。

また、収束量の最大値がどの場所で得られていたのかをFig. 13に示す。各計算ともにおよそ六甲山系の東側領域に集まっていることがわかる。

およそ六甲山の東側で収束量が大きいことや降雨が発生し始める前の収束量はLESとCReSSで同程度であったことから、与えた初期風速場は妥当であると考えた。

#### (4) その他数値実験の概観

本研究では前節で述べた設定で行ったCtrl実験に加え、Table 4に示すように必然的要因・偶然的要因

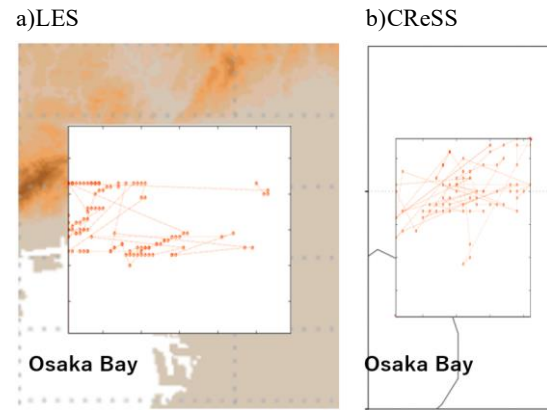


Fig. 13 Points where the maximum convergence was obtain (shown in 5 minute intervals).

Table 4 Name of Sensitivity Experiment.

| 実験名           | 変更点                   |
|---------------|-----------------------|
| Run1          | 淡路島を除去                |
| Run2          | 六甲山を除去                |
| Run3-1~Run3-8 | 温位の初期値に異なるホワイトノイズを加える |

を検証するための感度実験を行った。Run1及びRun2では全ての時刻でそれぞれ淡路島と六甲山の標高を0.1 mとし、それ以外の計算条件はCtrl実験と同じものとした。地形を取り除いた部分では風速については線形補間、他の物理変数については水平一様に与えた。

Run3-1~3-8については、LESで多用される手法を活用したアンサンブル実験を行った。他のモデルの出力値を水平一様に補正し、LESに結合するための常套手段として、乱れの効果を計算するためにごく微小な乱数を物理変数に与え、自然の揺らぎとする方法がある。本研究では-0.1 Kから0.1 Kまでの一様分布乱数という性質を持ったホワイトノイズを温位の初期値に与えている。そして、本感度実験では計算毎に異なるノイズを与えた。

## 4.2 Ctrl実験の計算結果

### (1) 自己組織化の検討

Ctrl実験において、線状対流系の勃発が起こっていたかどうかを確認する。ここで、線状対流系の定義を、津口・加藤(2014)を参考にして「長軸・短軸比3.0以上で20km以上連続し(雨域の不連続区間が2 km以下のとき連続とみなす)」、かつ、山口ら(2018)を参考にして「その風上側に0.007[s<sup>-1</sup>]以上の収束がある雨域」とする。

Ctrl実験の結果、得られた雨水混合比の時間変化をFig. 14に示す。まず、Fig.14 a)の時刻において、赤丸

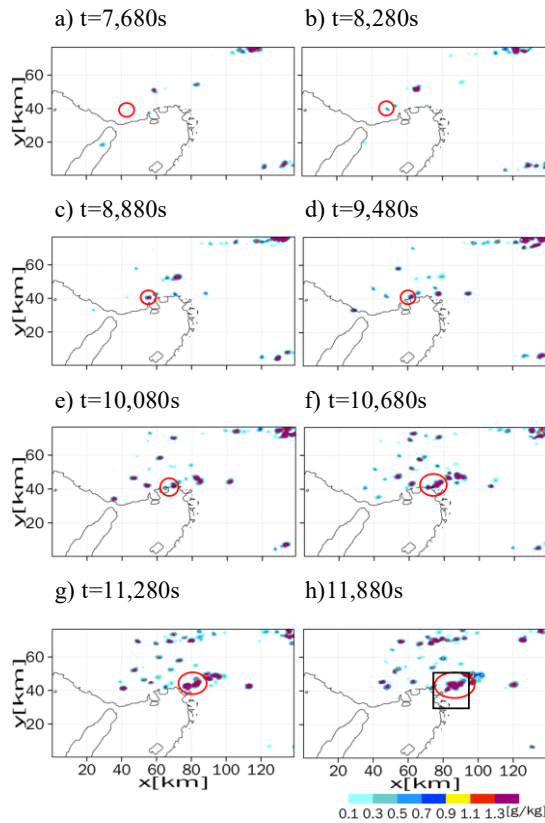


Fig. 14 Temporal variation of rainwater mixing ratio [g/kg] at surface in Ctrl experiment.

で囲んだように六甲山の周辺で孤立性の対流雲が発生している。この雨域の成長を追跡すると、h)の時刻には大きく成長している。その前方の雨域(赤丸では囲んでいない)と合わせると、東北東方向に30 kmほど線状に伸びる雨域が形成されている様子が確認できた。このような雨域の分布をみる限り、個々の対流雲がランダムに発生しているように見えて、徐々に降水システム全体として秩序を持つ大きい構造へと遷移している様子であると解釈することができる。

次いで、バックビルディング現象が発生していたかどうかを確認していく。これまで着目していた雨域の収束量に焦点を当てるため、Fig. 14h)に示す黒い四角の領域での地上における $0.007[s^{-1}]$ 以上の収束・発散がある領域をFig. 15)に示す。b)の雨水混合比の分布を詳しくみると、赤色楕円の位置において、その4分前のa)の時点にはなかった新しい雨域が形成されている。そして、a)における収束・発散を確認すると、図中の赤色楕円の位置において、収束域( $x=80$  km,  $y=41$  km周辺)の存在を確認できる。すなわち、先行する雨域の風上側(南側)で収束が起こった後、新たな雨域が形成されており、線状対流系の自己組織化に見られるバックビルディング現象を確認することができる。

そして、本研究では線状対流系の勃発に関する研

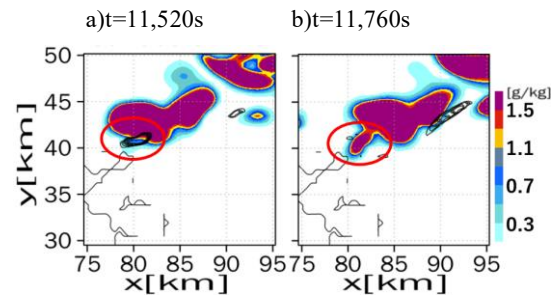


Fig. 15 Temporal variation of rainwater mixing ratio [g/kg] at surface in the square area shown in Fig. 14 h). Black contour indicate convergence.

究であることから、ここからは着目した雨域の起源に焦点を当てる。Fig. 14 a)において、雨域が発生した時刻を勃発前期と考える。そして、Fig. 14 d)~f)にかけて雨域が西へ移流しながら拡大を続けていた。この時点では線状といえるほど組織化していないと考えて、本研究では“勃発の後期”と考えることとする。以上の2つの時刻を線状対流系の勃発前の時刻として、それぞれPreset-1, Preset-2と名付け、メカニズムの解析を行う。

## (2) Preset-1と波動の関連

時刻Preset-1において雨域が発生したことは前述した通りであるが、この雨域は標高が200 mほどの地点で勃発している。さらにこの雨域を形成した上昇流の発生位置はさらに西側であり、200 mよりも低い高度であった。このように標高の低い地域で勃発したことから、地形の強制上昇による効果以外に対流の発生を生んだ別の要因があるのではないかと考え

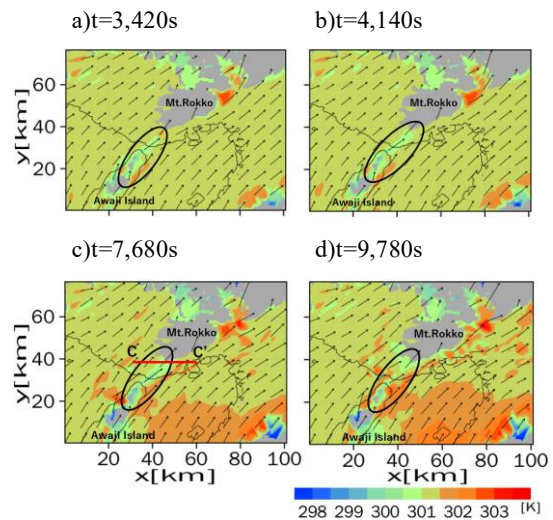


Fig. 16 Temporal variation of the horizontal distribution of potential temperature at an altitude of 208 m. The vector indicates horizontal wind.

た．そこで，高度208mにおける温位の水平分布を確認したものを経時的にFig. 16に示す．大きな特徴として，図中の丸で囲んだ領域において，淡路島から六甲山にかけて温位の低い領域が広がっていることがわかる．時間変化を見ると，この低温位領域は淡路島で発生し，その後風向に沿って東北方向に伝播して計算開始から4,140秒後に六甲山に到達していた．次いで，この低温位領域が存在することによって空気塊の上昇が生じているかどうかを確認するため，Fig.16 c)に示した雨域の勃発する地点を通る温位の鉛直断面C-C'をFig. 17に示す．図中の黒丸で囲んだ領域において，温位の水平勾配を確認することができ，六甲山の西側から流入してきた高い温位の空気塊が，淡路島から流入してきた低い温位の空気を乗り越えやすい状況ができたと考えられる．

また，この温位勾配によって実際に空気塊の上昇が発生しているかを調べるため，淡路島北端付近に着目し，高度およそ112mにおける上昇流をFig. 18に示す．確かに図中の丸で囲んだ部分で低温位領域に沿って上昇流が発生している．

ここで，なぜ淡路島で低温位領域が生成されたのかについて着目する．まず，淡路島から六甲山へと

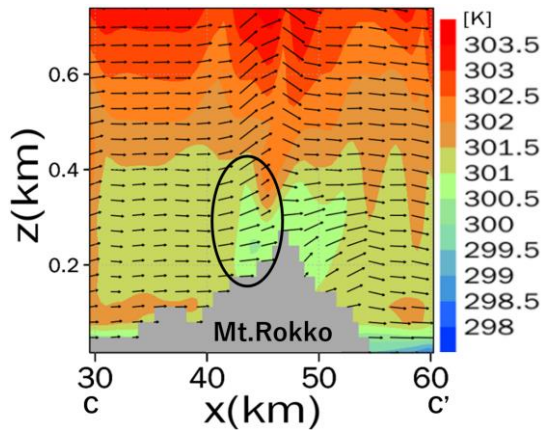


Fig. 17 Vertical distribution of potential temperature in cross section C-C' at Preset-1. The vector indicates wind velocity.

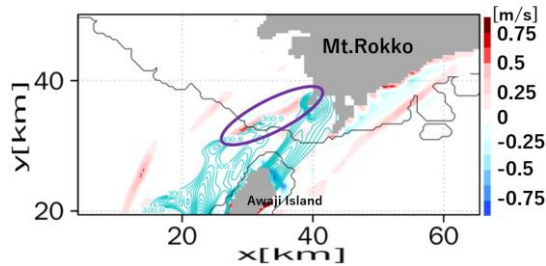


Fig. 18 The horizontal distribution of vertical wind velocity at 112 m height. The blue contour indicates the temperature at 301 K.

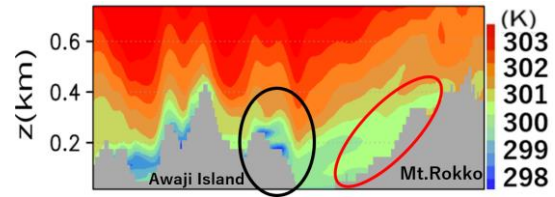


Fig. 19 Vertical distribution of potential temperature in the cross section in the direction of the low-potential temperature region.

伸びる低温位領域の走向方向の断面における温位の鉛直分布をFig. 19に示す．図中の左側の楕円が示す淡路島の北端周辺において，地形の起伏に沿って温位が波動形状を呈している．そして，形成された波動が風向に沿って明石海峡を横断し，本州側に到達していた．到達後には低温位領域が六甲山斜面を強制的に上昇し(図中の右側の楕円)，前述の温位の水平勾配を形成することで雨域が発生したことがわかった．

ここで，上述した温位の波動形状が地形の起伏に沿っていることから，山岳波が発生しているのではないかと考えた．小倉(1997)を参考にし，山岳波の理論に則って本計算の環境場と地形の起伏形状を実際に与えてみて，どのような種類の山岳波が理論的に発生しうるかを検討する．プラントバイサラ振動数は，

$$N = \left( \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (8)$$

と表され，これを用いてスコラー数 $l$ が定義できる．

$$l^2 = \frac{N^2}{\bar{u}^2} - \frac{1}{\bar{u}} \frac{d^2 \bar{u}}{dz^2}. \quad (9)$$

スコラー数は気流が山を乗り越えやすいかどうかを表す指標であり，スコラー数が山岳地形の波数よりも小さいときには，鉛直断面上の流線の波形は山頂の両側で対称となり，上方にいくほど波が減衰する．一方でスコラー数が山岳地形の波数よりも大きい場合，山頂の両側で流線の波形が非対称となり，波面が上空へいくほど上流側に傾くと指摘されている．そこで，山の形状を，

$$m(x) = m_0 \sin kx, \quad (10)$$

で表されるとすると， $l$ と $k$ の大小によって山を越える流れがどのような流れになるのかを分類することができる．

本計算において，これらの値を見積もると， $l \sim 10^{-3} [1/m]$ ， $k \sim 9.5 \times 10^{-5} [1/m]$ となり， $k \ll l$ であることが確認できる．そのため，確かに山岳波が発生

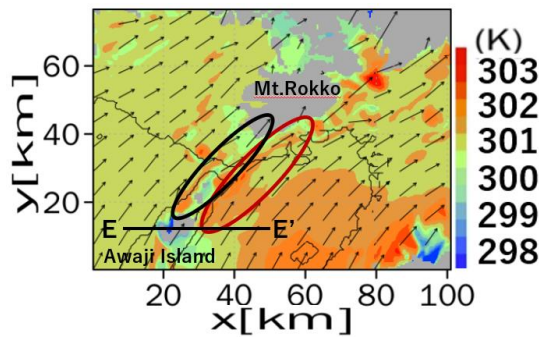


Fig. 20 Horizontal distribution of potential temperature at Preset-2 at 208 m height. The vector indicates horizontal wind.

し、山の風下側で吹き降ろすような流れが形成されることになる。そのため、Fig. 19で示す淡路島の北端周辺で起こっていた温位の波動形状は山岳波であるといえる。

本項をまとめると、淡路島で山岳波によって低温位塊が波動形状で生成され、それが明石海峡を横断した後六甲山で強制的に持ち上げられ、六甲山周辺に温位の水平勾配を形成する。その結果、六甲山南部の標高100~200m程度の地域でも温位の水平勾配の効果及び地形による強制上昇が相まって起こり、対流が発生することが分かった。

### (3) Preset-2と波動との関連

Preset-2における雨域の拡大要因に関する解析を行う。雨域の拡大はFig.14 d)~e)と、e)~f)の2段階に分けて異なるメカニズムで起こっていた。

まず、Fig. 14d)~e)の1段階目について述べる。Preset-2における温位の水平分布をFig. 20に示す。六甲山周辺に着目すると、図中の左側の黒色楕円で示すように淡路島の北部から伝播した低温位領域が存在する。一方、右側の赤色楕円が示すように淡路島の東側において発生した温位の高い領域が存在し、六甲山の東側まで伸びている様子がわかる(原因については後述する)。

次いで、ここで対称としているPreset-2の雨域の発生状況を確認するため、その雨域の周辺の温位の水平分布をFig. 21に示す。黒と赤の2つの楕円で囲んでいるように、低温位と高温位の領域が交互に存在していることが確認できる。六甲山周辺に着目すると、図中の黒色楕円で示すように、雨域の移動と共に低温位領域が拡大しているため、これは降雨がもたらす冷気プール効果によるものであると考えられる。しかしながら、黄色楕円で囲んだ部分では先行する雨域が存在するにも関わらず、低温位領域が黒色楕円の部分よりも小さい。このことから、低温位領域の形成に関わるもう一つの要因として、Preset-1と同様に淡路島から伝播した低温位空気塊が六甲山にぶ

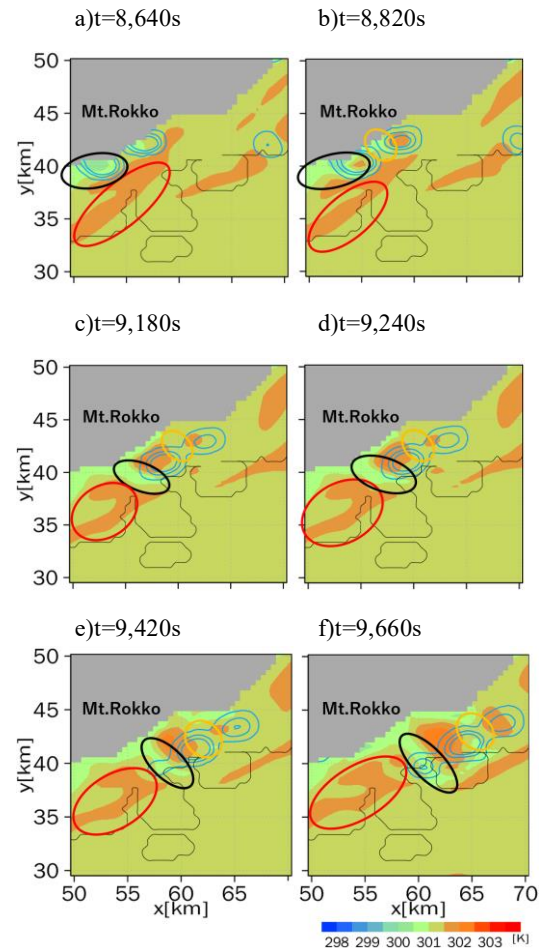


Fig. 21 Temporal variation of the horizontal distribution of potential temperature at an altitude of 208 m. The blue contour indicate rainwater mixing ratio[g/kg].

つかって拡大していることが考えられる。一方、高温位塊は淡路島の東側で発生したものが気流に乗って移流してきたものである。それら温位の異なる空気が六甲山の東側で衝突し、その結果Fig. 14に示したように雨域が拡大したものと考えられる。

Fig. 22は、実際に空気塊が高温位領域から低温位領域へと進行する際、上昇流が発生しているかどうかを確認するため、高度208 mにおける上昇流の水平

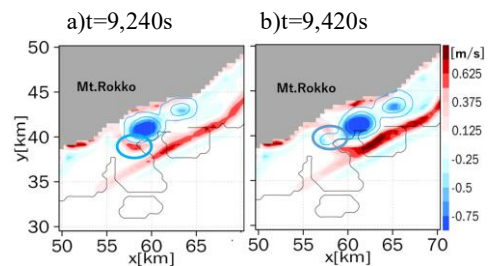


Fig. 22 Horizontal distribution of vertical wind velocity at 208 m height. The blue contour indicate rainwater mixing ratio[g/kg].

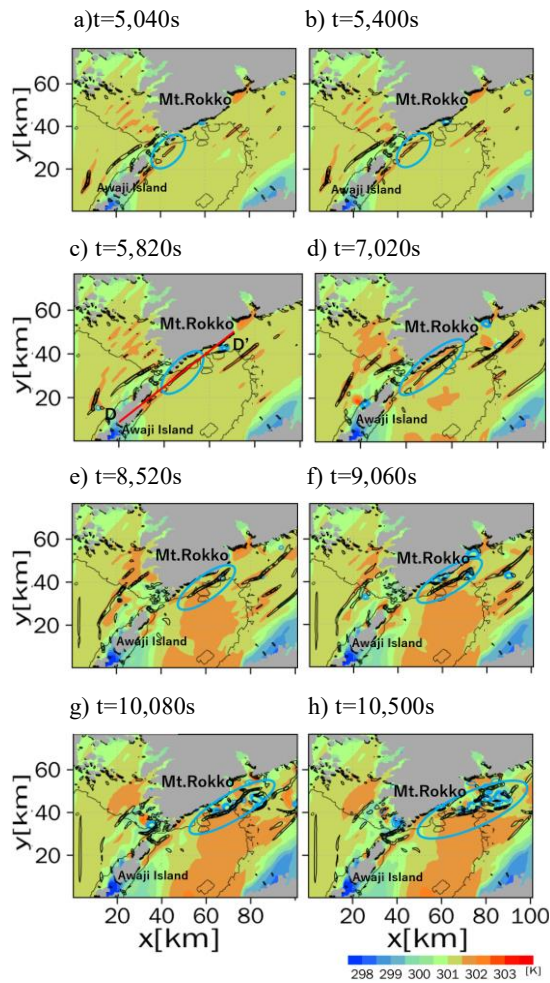


Fig. 23 Temporal variation of the horizontal distribution of potential temperature at an altitude of 208 m. The black contour indicate updraft.

分布を描いたものである。a)の青丸で示す領域で、高温位領域に存在した空気塊が低温位領域を乗り越えたとともに上昇流が発生していることがわかる。その後、b)の緑丸で示す領域で雨域が拡大していた。このことから、Preset-2の雨域を拡大させたきっかけの上昇流は異なる温位塊がぶつかることによるものであることが分かった。

続いて、Fig. 14 e)~f)の2段階目について述べる。この時間帯における高度112mでの温位と上昇流の水平分布をFig. 23に示す。青色楕円で囲むように、雨域の周辺で強い上昇流が発生しており、これにより雨域の拡大が生じたと考えられる。

そしてこの上昇流は、時間を遡ると淡路島の東側で形成された高温位塊に重なるように生じていることが確認できる。このことから、上昇流の起源は高温位塊にあると考えられる。そこで、Fig. 23 c)に示す断面D-D'における温位と上昇流の鉛直分布を描いたものがFig. 24である。淡路島の東側で発生した高

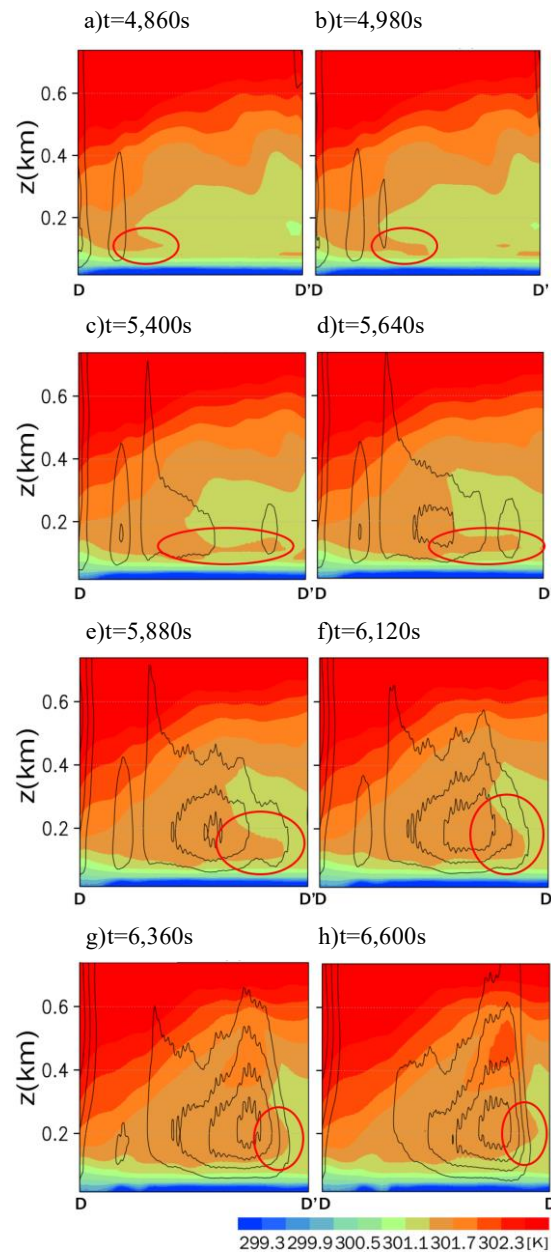


Fig. 24 Temporal variation of vertical distribution of potential temperature in cross section D-D' shown in Fig. 23 c). The black contour indicate updraft.

温位領域が北東方向へと移流することで、赤丸で囲むように大気不安定の状態が発生していることが確認できる。そして大気不安定により下層の空気塊が浮力を持ち、上昇流が発生していると考えられる。しかしながら、不安定な層厚が薄かったことからそれほど上空へと上昇流が発達せず、雨域に接近することで、上昇流の高度がより大きくなったため、雨域の拡大が生じたと考えられる。

最後に、なぜ淡路島の東側で高温位領域が生成されたのかに着目する。Fig. 25は、Fig. 20に示した淡路島を通る東西断面E-E'における温位の鉛直分布であ

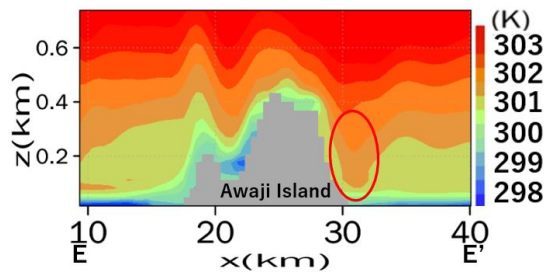


Fig. 25 Vertical distribution of temperature in cross section E-E' shown in Fig.20.

る。地形に沿って、温位分布が波動形状を呈していることがわかる。先述したFig.19の場合と同様に、山岳波であると考えられる。東西断面E-E'での西風成分により、淡路島の下流側(東側)において高温位塊が波動によって低い高度まで落ちてきている様子がわかる。この低い高度での風向は上空よりも南寄りであり、この風によって淡路島の東側から六甲山の東側へと移流していったと考えられる。加えて、高温位領域の伝播する方向には地形が存在しないため、低い高度を移流していったものと考えられる。

以上、本節をまとめると、低温位塊と高温位塊が隣合うことによる温位の水平勾配の効果と、淡路島による高温位空気塊の下降及び移流の効果によって、2段階に分けて雨域が拡大したことを明らかにした。

### 4.3 地形を取り除く感度実験

#### (1) 淡路島を取り除いた感度実験 (Run1)

淡路島によって発生する低温位領域及び高温位領域が六甲山付近の降雨に対して及ぼす影響を評価するため、淡路島を取り除いた感度実験を行う。淡路島を取り除くことによって低温位領域及び高温位領域の侵入が無くなり、線状対流系が勃発しなくなることを期待して行った実験である。

計算の結果、時刻Preset-1における高度208 mでの温位の水平分布をFig. 26に示す。Ctrl実験の結果(Fig. 16)と比較すると、淡路島から影響を受けない遠く離れた地域では温位分布はおおむね一致している一方で、淡路島周辺では低温位領域及び高温位領域は存

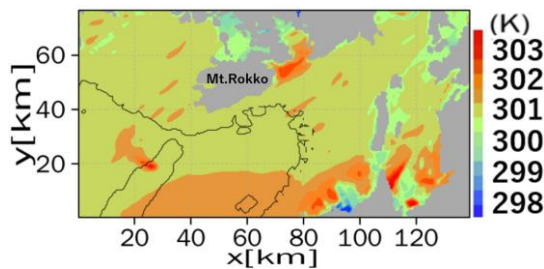


Fig. 26 Horizontal distribution of potential temperature at Preset-1 at 208 m height(Run1).

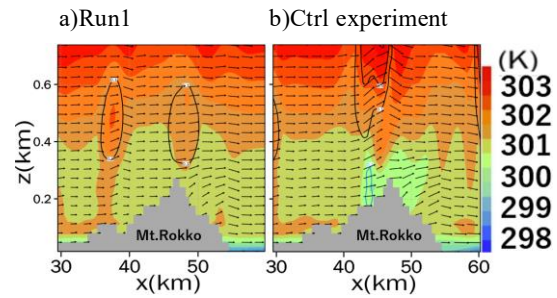


Fig. 27 Comparison of the vertical distributions of potential temperature in cross section C-C' shown in Fig. 16 c). The black and blue contours indicate the cloud water and rainwater mixing ratio[g/kg], respectively. The vector indicates wind velocity.

在していない。この結果から、やはり着目していた低温位塊及び高温位塊は淡路島によって形成されていたことを意味する。

また、低温位領域が消失したことで雨域が勃発する瞬間の鉛直分布がどのように変化するか調べる

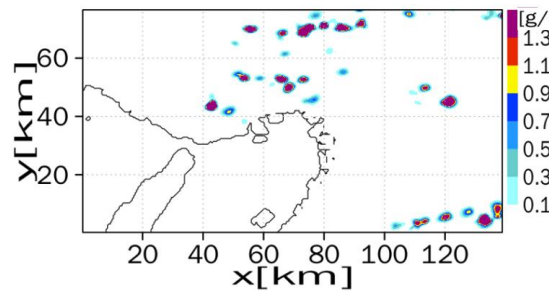


Fig. 28 Rainwater mixing ratio[g/kg] at surface in Run1 at 11,880 seconds.

ため、Fig. 16 c)で示した断面C-C'における温位の鉛直分布を描いたものがFig. 27である。Ctrl実験では301 K以下の低温位領域が400 mほど侵入している一方、Run1では低温位領域が存在していない、そのため、山頂付近では上昇流や雲水が発生していない。このことから、Ctrl実験のPreset-1における雨域の勃発には淡路島による大きな効果が存在することが明らかになった。

また、Fig. 14 h)と同じ時刻である、計算開始から11,880秒後の地上における雨水混合比をFig. 28に示す。大阪平野北部での降雨はCtrl実験と比較して大変少なく、淡路島の重要性がよく示された。

#### (2) 六甲山を取り除いた感度実験 (Run2)

続いて、六甲山による強制上昇が及ぼす雨域の発生に対する影響を評価する。なお、淡路島は取り除いておらず、六甲山のみ取り除いて実験を行った。

計算の結果、時刻Preset-1における高度208 mでの温位の水平分布をFig. 29に示す。淡路島からの低温

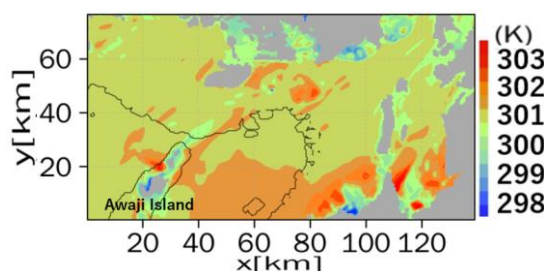


Fig. 29 Horizontal distribution of potential temperature at Preset-1 at 208 m height(Run2).

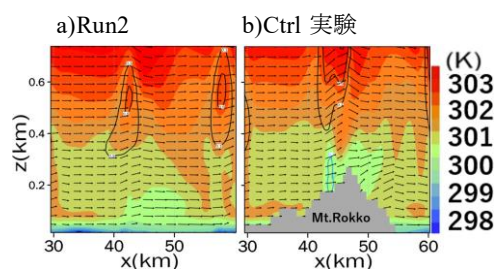


Fig. 30 Comparison of the vertical distributions of potential temperature in cross section C-C' shown in Fig. 16 c). The black and blue contours indicate the cloud water and rainwater mixing ratio[g/kg], respectively. The vector indicates wind velocity.

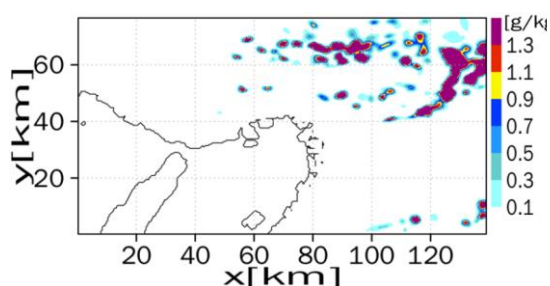


Fig. 31 Rainwater mixing ratio[g/kg] at surface in Run2 at 11,880 seconds.

位領域が伝播している点はCtrl実験と一致している。本感度実験とCtrl実験に関して、Fig. 16 c)に示した断面C-C'における温位の鉛直分布を比較したものをFig. 30に示す。301 K以下の低温位領域は高度約200 mまでしか達しておらず、Ctrl実験の約半分の高度までの侵入であったため、低温位塊の位置する高度が

低く、十分に上昇しなかったと考えられる。さらに六甲山の地形による強制上昇効果が全く働かないため、上昇流が継続しなかったと考えられる。また、Fig. 14 h)と同じ時刻である、計算開始から11,880秒後の地上における雨水混合比をFig. 31に示す。大阪平野北部での降雨はCtrl実験と比較して大変少なく、六甲山の重要性がよく示された。

### 3.3 偶然性に関する感度実験の検討 (Run3)

本研究の将来的な目標は、線状対流系の勃発について偶然性と必然性のどちらの性質が強いのかを明らかにすることである。その性質を検証するために、Run3-1~Run3-8の感度実験を行った。

一般的に、初期条件の空間分布を完全に水平一様に与えてしまうと、乱れが発生せずLESモデルで計算する価値がなくなってしまう。そこで、LESモデルを用いた研究の常套手段として、自然にある揺らぎを想定して、ごく微小な乱数を物理変数に与えるという方法がとられている。本研究で用いたLESモデルにおいては、温位の初期値に微小な乱数を与えることで乱れを駆動している。具体的には、-0.1Kから0.1Kまでの一様分布に従うホワイトノイズを温位の初期値に付加しており、Ctrl実験、Run1、Run2についてもそのようにして計算を行っていた。

上述したようにホワイトノイズは自然の揺らぎと解釈することができるため、この手法を活用することで偶然性を評価する感度実験可能であると考えた。

本研究ではその第1ステップとして、以下の簡単なアンサンブル感度実験を行った。これまでと同様に-0.1Kと0.1Kまでの一様分布乱数という統計的性質を保持したまま、計算毎に異なるホワイトノイズを作成し、8回のアンサンブル感度実験を実施した(Run3-1~3-8とする)。Ctrl実験も同様の条件で実施したため、計9個のアンサンブルメンバーと解釈できる。

その結果として、それぞれの計算においてバックビルディングを伴い、最も線状の雨域を形成する時刻における雨水混合比をFig. 32に示す。先述した線状対流系の定義に従えば、時刻や場所は異なるが、図に楕円で囲んだように、線状対流系が発生している事例は5事例見られた。一方で、4事例は線状対流系が発生しなかった。

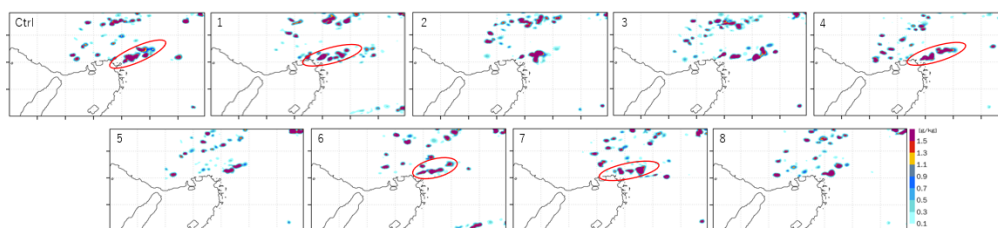


Fig. 32 Rainwater mixing ratio[g/kg] at surface in Run3.

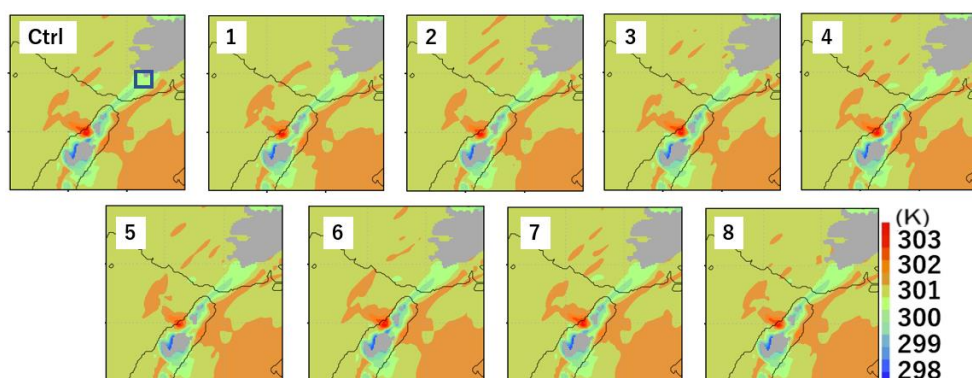


Fig. 33 Horizontal distribution of potential temperature at Preset-1 at 208 m height(Ctrl, Run3).

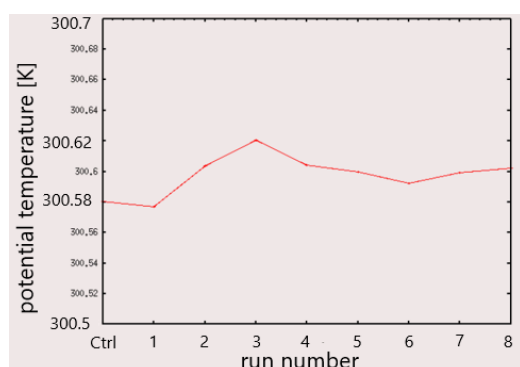


Fig. 34 Average of the potential temperature in the region shown in Fig. 33(Ctrl) for each calculation.

また、Ctrl実験で見られた淡路島北端から伸びる低温位領域が必然的に形成されるものであるかどうかを調べるために、下層である高度208 mにおける温位の水平分布を調べたところ、Fig. 33のようにすべての計算において低温位領域が発生していた。

さらに、低温位領域における温位の初期値に与えたホワイトノイズの効果を確認するため、Ctrl実験での雨域発生地点付近である、Fig. 33に示した青い四角内の温位の領域平均値を同じ時刻・場所でそれぞれの計算について求めた結果、Fig. 34のようになった。最大値を記録した計算と最小値を記録した計算の差は0.05 Kとなり、初期値に与えた0.2 Kというホワイトノイズの幅よりも小さく必然性の強い現象であることが分かった。そのため、線状対流系が自己組織化するまでの過程において偶然性が大きく関わる可能性が示唆された。

## 5. 結論

本研究では、LESを用いて線状対流系を表現(Ctrl実験)し、その勃発メカニズムについて解析した。本研究では線状対流系の勃発に焦点を当てているため、線状対流系の勃発に焦点を当てているため、線状対流系が形成されるよりも前の時刻に着目し、最初の

対流セルが発生した時刻(Preset-1)、及び、最初の対流セルが発達しながら東へ移動し、その近傍で異なる対流セルが発生した後、雨域が拡大した時刻(Preset-2)についてそれぞれメカニズムを解析した。

Preset-1について、一つ目の対流セルが発生した位置は六甲山系の西端であり、六甲山による地形の強制上昇効果だけではなく、温位の水平勾配により、西から流入してきた高温位塊が南から流入してきた低温位領域を乗り上げる効果が働いて上昇流が発生した。そして、この低温位領域は淡路島から伝播してきたものであり、また、淡路島北端における山岳波によって形成されたものであった。

続いて、Preset-2については2段階に分けて雨域の拡大が確認された。1段階目について、雨域が拡大したのは六甲山の近傍で地形による強制上昇効果が働く場所ではなかったものの、Preset-1と同様に高温位塊が低温位塊を乗り上げる効果が働いて上昇流が発生した。この低温位塊は降雨による冷氣プール効果により生成されるとともに、Preset-1で述べた山岳波によって形成された低温位領域が伝播し、六甲山にぶつかることで地形の起伏に沿って六甲山の東側へ流れたものと考えられる。

2段階目については、高温位塊が低層に侵入することによって大気不安定が生じ、下層の空気に浮力が発生した後、降雨による外出流と環境風がぶつかることによる収束により形成された強い上昇流によるものであったと考えられる。

Preset-2における高温位塊は淡路島の山地における山岳波によって、上空の高温位塊が風下側である淡路島の東側に落とされたものであり、さらに低い高度の南西風によって六甲山の東側領域へと移流したものであった。

続いて、Ctrl実験に対して低温位領域、及び六甲山の地形が与える影響を評価するため、淡路島あるいは六甲山を取り除く感度実験(Run1, Run2)を行った。

両感度実験について、Ctrl実験で存在していた低温位領域が消滅し、大阪平野北部において線状対流系

は発生しないという結果が得られた。このことから線状対流系が形成されるためには、淡路島からの山岳波がもたらす低温位領域と、六甲山の地形による強制上昇効果の両方が必要であることが明らかになった。

そして最後に線状対流系の勃発に対して、同じ統計的性質を持つホワイトノイズを与えることで偶然的要因に関する感度実験を行った。その結果、線状対流系が発生しない事例がみられ、発生する場合にもその時刻や場所は異なっていた。また、各計算で発生した低温位領域の性質を比較することにより、必然性の強い現象であることが分かった。したがって、自己組織化までに偶然性が寄与する可能性が示唆された。

### 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, 215 pp.
- 高咲良規・渡来 靖・吉崎正憲(2013): 平成 20 年 8 月末豪雨をもたらした線状降水帯の構造に関する領域気象モデルを用いた解析, 日本地理学会発表要旨集
- 津口裕茂・加藤輝之(2014): 集中豪雨事例の客観的な抽出とその特性・特徴に関する統計解析, 天気, Vol. 72, pp.205-210.
- 中北英一・矢神卓也・池淵周一(2000): 1998 年那須集中豪雨の生起・伝播特性, 水工学論文集, 第 44 巻, pp.I\_109-I\_114.
- 山口弘誠・高見和弥・井上実・須崎純一・相馬一義・中北英一 (2016a): 豪雨の「種」を捉えるための都市気象 LES モデルの開発と積雲の生成に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第 59 号 B, pp.256-297.
- 山口弘誠・高見和弥・井上実・中北英一 (2016b): 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), 第 72 巻, pp.I\_205-I\_210
- 山口弘誠・土橋知紘・中北英一・高見和弥 (2017): 都市気象LESモデルを用いたゲリラ豪雨の種の解析, 京都大学防災研究所年報, 第60号B, pp.584-598.
- 山口弘誠・堀池洋祐・中北英一(2018): 平成29年7月九州北部豪雨における線状降水帯の予測可能性と発達機構の解析, 土木学会論文集, B1(水工学), 第74巻, pp.I\_277-I\_282.
- 山口弘誠・小西大・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解析, 京都大学防災研究所年報, 第62号B, pp.493-532.
- Kessler, E. and Kessler, E. (1969): On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation, Meteorological Monographs, 32, American Meteorological Society, pp.82-84.
- Klemp, J. B., and Lilly, D. K. (1977): Numerical simulation of hydrostatic mountain waves, Journal of the Atmospheric Sciences., Vol35, pp.78-107.
- Lilly, D. K. (1966): On the application of the eddy viscosity concept in the inertial subrange of turbulence, Manuscript No. 123, National Center for Atmospheric Research, boulder.
- Louis, J. F.(1979): A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, Boundary-Layer Meteorology, 17.2, pp.187-202.
- Min, K.-S., Tsuboki, K., Yoshioka, M., Moroda, Y., Kanada, S. (2021): Formation Mechanism of a Stationary Line-Shaped Precipitation System in the Kinki District, Japan. —Case Study on 1 September 2015 Event—, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 99(2), pp.357-377.
- Oizumi, T., Saito, K., Duc, L., Ito, J. (2020): Ultra-high Resolution Numerical Weather Prediction with a Large Domain Using the K Computer. Part2: The Case of the Hiroshima Heavy Rainfall Event on August 2014 and Dependency of Simulated Convective Cells on Model Resolutions, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 98(6), pp.1163-1182.
- Smagorinsky, J. (1963): General circulation experiments with the primitive equations: I. the basic experiment\*, Monthly weather review 91.3, pp. 99-164.
- Tsuboki, K., Sakakibara, A. (2002): Large-Scale Parallel Computing of Cloud Resolving Simulator, *ISHPC 2002:High Performance Computing*, pp.243-259
- Varble, A., Morrison, H., Zipser, E. (2020): Effects of Under-Resolved Convective Dynamics on the Evolution of a Squall Line, Monthly Weather Review, Vol.148, No.1, pp.289-311

(論文受理日: 2022年8月26日)