

論文

# 雲解像モデルを用いた台風に伴う局地豪雨の量的予測実験 —2004年10月20日の台風0423号に伴う 近畿地方北部の豪雨を例として—

坪木 和久\*・榊原 篤志\*\*

The Prediction Experiment of a Localized Heavy Rainfall Associated with a Typhoon Using the Cloud-Resolving Model: A Case Study of the Heavy Rainfall Event in the Northern Kinki District Associated with the Typhoon 0423 on 20 October 2004.

Kazuhisa Tsuboki\* and Atsushi Sakakibara\*\*

## Abstract

Accurate and quantitative forecast of heavy rainfall is one of the most important problems for disaster prevention of typhoons. A simulation experiment of Typhoon 0423 (Tokage), which landed over Japan on 20 October 2004, was performed using a cloud-resolving numerical model named CReSS (the Cloud Resolving Storm Simulator) with a horizontal resolution of 1 km within a large computational domain on the Earth Simulator. The result shows that the typhoon-track, rain distribution and rainfall intensity were quantitatively simulated. The heavy rainfall in the northern Kinki District was simulated successfully. This was associated with the intrusion of the intense upper-level rainband. The prediction of precipitation by CReSS was compared with JMA surface observations and its accuracy was evaluated statistically using parameters of RMSE, correlation coefficient, threat score, and bias score. The successful results indicate that the cloud-resolving model is useful and effective for the accurate and quantitative prediction of heavy rainfall.

キーワード：台風，豪雨，降水予測，雲解像モデル，地球シミュレータ

Key words: typhoon, heavy rainfall, quantitative precipitation forecast, cloud resolving model, the Earth Simulator

\* 名古屋大学地球水循環研究センター・地球環境フロンティア研究センター  
Hydrospheric Atmospheric Research Center (HyARC),  
Nagoya University/Frontier Research Center for Global Change

\*\* 株式会社中電シーティーアイ  
Chuden CTI Co., Ltd.

## 1. はじめに

日本を含む東アジア地域では、豪雨の多くは台風と梅雨によってもたらされる。これらは貴重な水資源をもたらすとともに、しばしば洪水や地滑りなどの災害を引き起こし、社会的・人的被害をもたらす。このため台風と梅雨に伴う豪雨の量的予測は、これらの自然災害の軽減には不可欠である。2004年の台風の発生個数は平均的であったが、日本への上陸個数は10個と異常に多かった。これらの上陸した台風により多くの洪水や地滑りなどの災害が発生した。本論文では、これらの台風による災害のうち、2004年10月20日に近畿地方北部で発生した、台風23号に伴う豪雨に注目し、雲解像数値モデルを用いてその量的予測の可能性を調べた。

台風の大きさにはさまざまなものがあり、小さな台風は数100km程度で、大きなものでは1000km以上に及ぶ。いずれにしても地球自転の効果（コリオリ力）が効いて、北半球では反時計回りの回転をする大規模な渦である。このような大規模な渦を駆動するエネルギー源が、台風に比べて非常に小さな雲、特に積乱雲であるということが、台風を興味深い対象としている。積乱雲は水平スケールがただか10km程度で、鉛直方向にも10km程度の大きさである。このような小さな積乱雲が台風にとって本質的である点が、台風の数値シミュレーションにおいて大きな問題となる。すなわち台風という大きなものをシミュレーションすることが目的であるが、そのためには本質的に重要な積乱雲という小さなものを考慮しなければならない。それには大きく分けて2通りの方法がある。一つは積乱雲そのものの構造は表現せずその効果だけを考慮する方法（対流のパラメタリゼーション）で、もう一つは積乱雲も台風も同時に陽に表現するという方法である。前者の方法では計算量を節約することができるが、積乱雲の効果を取り入れる方法に任意性があり、しかも台風を構成する雲そのものの構造を表現することができない。後者の方法では台風もその内部の積乱雲も正確に表現することができる。しかしながら、それは非常に大規模な計算になるので、高速

の演算装置と大規模なメモリーが必要になる。最近ではNasuno and Yamasaki (1997<sup>1)</sup>, 2001<sup>2)</sup>が軸対称モデルを用いて台風を取り巻くらせん状の降雨帯（スパイラルレインバンド）を、2次元モデルという制限のもとで実験的に調べている。Liu et al. (1997)<sup>3)</sup>は3次元モデルを用いてシミュレーションを行っているが、水平解像度が6 kmであったため、台風内部の個々の積乱雲を解像していない。台風の降水域や強風域は眼の壁雲やスパイラルレインバンドに集中しているので、台風に伴う豪雨や強風を精度よく再現するためには、雲を解像するモデルによるシミュレーションが不可欠である。Mashiko (2001)<sup>4)</sup>は非静力学モデルを3重に双方向ネスティングして、台風Rusaの目の構造を2 kmの解像度でシミュレーションし、その詳細な構造を調べた。これにより高解像度のシミュレーションで台風の眼の詳細な構造を調べられることが示された。台風に伴う豪雨はしばしば災害をもたらすので、その量的予測は重要である。Peng and Chang (2002)<sup>5)</sup>は水平解像度が9 km, 27 km, 81 kmの3重ネスティングにより、台風Herbによる台湾の降水のシミュレーションを行い、複雑地形のところでの高精度量的予測に高解像度の数値モデルが有効であることを示した。

近年、大規模コンピューターは急速に進歩し、現在ではこれまで考えられなかったような大規模計算が可能になってきた。上記の台風のシミュレーションはこのような計算機の発展により可能になったものである。これまでの研究が示すように台風の詳細な構造を調べ、台風に伴う豪雨を量的に予測するためには、より高解像度のシミュレーションが不可欠である。しかしながら大規模な領域で個々の積乱雲を直接解像し、かつ台風全体をシミュレーションすることはこれまでほとんど行われていない。このような計算は地球シミュレータのような大規模並列計算機なしには行うことができなかつたからである。特に雲解像モデルが台風に伴う豪雨の予測にどの程度有効かについて、あるいはそれが豪雨を量的にどの程度精度よく予測するのかについて、実際の台風のシミュ

レーションにより検証することが必要である。

名古屋大学地球水循環研究センターでは、これまで雲と降水システムの数値モデリングを行うために、雲解像数値気象モデル“Cloud Resolving Storm Simulator”(CReSS)を開発してきた。このモデルは大規模並列計算機で効率よく計算するように設計されており、大規模な計算領域でかつ雲を解像しつつ、災害をもたらすような激しい気象システムのシミュレーションを行うことを目的に開発されたものである。本論文の目的は、この雲解像モデルを用いて台風とそれに伴う豪雨の高解像度の量的予測実験を行い、それによって台風に伴う豪雨がどの程度量的に精度よく予測されるのかということを明らかにすることである。

## 2. 雲解像モデルと実験の設定

### 2.1 雲解像モデルの概要

雲、特に強い降水をもたらす積乱雲とその集団化したものは、非常に複雑なシステムで、流れの場と雲物理の複雑な非線形相互作用でその発展が規定される。このような降水システムを数値モデルによってシミュレーションするためには、流れの場のプロセスとともに雲物理過程を詳細に計算することが本質的に重要である。

本研究で用いた雲解像モデル CReSS は、雲スケールから領域スケールの現象の高精度シミュレーションを行うことを目的として開発されてきた。CReSS は大規模な並列計算機で効率よく実行できるように設計されており、並列計算により雲・降水システムの時間発展の詳細なシミュレーションを行うことができる数値モデルである。

CReSS の基本方程式系は非静力学・圧縮系で、予報変数は3次元の速度成分、温位偏差、圧力偏差、乱流運動エネルギー、水蒸気混合比、および雲・降水に関する量である。空間の表現には格子法を、時間積分はモード別時間積分法を用いている。これは基本方程式の音波に関係する項を小さな時間刻みで、それ以外の項を大きな時間刻みで積分する方法である。座標系は地形に沿うもので、地形の効果を取り入れることができる。広い領域の計算を行うときは、ランベルト図法、ポー

ラステレオ図法およびメルカトル図法の地図投影が可能である。

雲・降水過程は水相の雲・降水粒子まで計算するバルク法を用いている(図1)。定式化は、Lin et al. (1983)<sup>6</sup>、Cotton et al. (1986)<sup>7</sup>、Murakami (1990)<sup>8</sup>、Ikawa and Saito (1991)<sup>9</sup>、Murakami et al. (1994)<sup>10</sup>に基づいている。雲・降水の変数としては、雲水、雨水、雲氷、雪およびあられを考慮し、これらの変数間の様々な変換過程が導入されている。サブグリッドスケールの乱流の効果は、乱流運動エネルギーを用いた1.5次のクロージャーを用いて表現される。また、台風の発達・維持に本質的な地表面摩擦や熱・水蒸気の地表面からのフラックスなどの地表面の過程が導入されている。

初期値・境界条件にはさまざまなものが可能である。理想条件を与える数値実験については、初期条件として高層観測のプロファイルなどを水平一様に与え、境界条件には放射境界や周期境界条件が用いられる。一方で、予報実験には格子点データから3次元的な非均一な初期値と、時空間的に変化する境界条件を与えることができる。

大規模計算のための並列計算には、水平方向の領域の2次元分割を採用している。並列計算では、Message Passing Interface (MPI) を用いており、OpenMP を併用することができる。CReSS の詳細については、Tsuboki and Sakakibara (2001)<sup>11</sup> または Tsuboki and Sakakibara (2002)<sup>12</sup> を参照していただきたい。

2003年度から地球シミュレータで CReSS の実行が可能となった。CReSS Ver. 2.0 では、地球シミュレータ向けに最適化を行った。このとき FORTRAN90 への全面的書き換えをした。地球シミュレータのようなベクトル型計算機では、1次元領域分割を行うことで、ベクトル長を長くする。計算ノード間は MPI を用いた並列計算を、また鉛直方向には OpenMP を用いたノード内並列計算をすることで、効率よく計算が行えるようにした。

### 2.2 台風の実験の設定

本研究では2004年10月20日に日本に上陸した台風23号（以下 T0423）を対象とし、特に近畿地方の豪雨に着目してシミュレーションを行った。この実験の雲物理過程は、氷相（氷、雪、あられ）を含む冷たい雨のパラメタリゼーションを用いた。また、氷相の重要性を調べるための対照実験として、氷相に関わるすべてのプロセスを除いた実験を行った。計算領域と計算に用いた地形を図2に示した。図中には気象庁発表による T0423 の中心位置の経路を重ねた。初期値の時刻を2004年10月19日12UTC（UTC：世界標準時＝日本標準時－9時間、以後、本論文ではすべてUTCを用いる）として、同月20日18UTCまでの30時間積分を行った。初期値および境界値には、気象庁領域スペクトルモデル（RSM：Regional Spectral Model）の3時間毎の予報値をモデルの格子点に内挿して用いた。側面境界条件としてこの境界値を時間内挿して与え、内部からの擾乱が境界で反射しないような境界条件（放射境界条件）と側面境界に沿

う緩和領域を併用することで、RSMに対する一方向ネスティング計算を行った。

このシミュレーションでは、台風を構成する積乱雲を解像しつつ、台風全体をシミュレーションできるように次のような格子設定をした。水平格子間隔は1 km、格子数は、x方向に1539、y方向に1411とした。鉛直の格子間隔は最下層を200mとし、高度とともに間隔を大きくした。その平均格子間隔は約300mで、鉛直格子数は63である。この場合モデルの上端は約18kmである。地球の曲面の効果を取り入れ、地図投影はランベルト図法を用いた。

計算は海洋研究開発機構地球シミュレータセンターの地球シミュレータを用いて行った。この計算では128ノード（1024CPU）を用いた。領域の分割はy方向の1次元分割とし、MPIを用いてノード間並列を行った。また鉛直方向について各ノードでOpenMPによる8 CPUのノード内並列を併用した。このような大規模計算は、地球シミュレータのような大規模計算機を用いて、並列計算をす

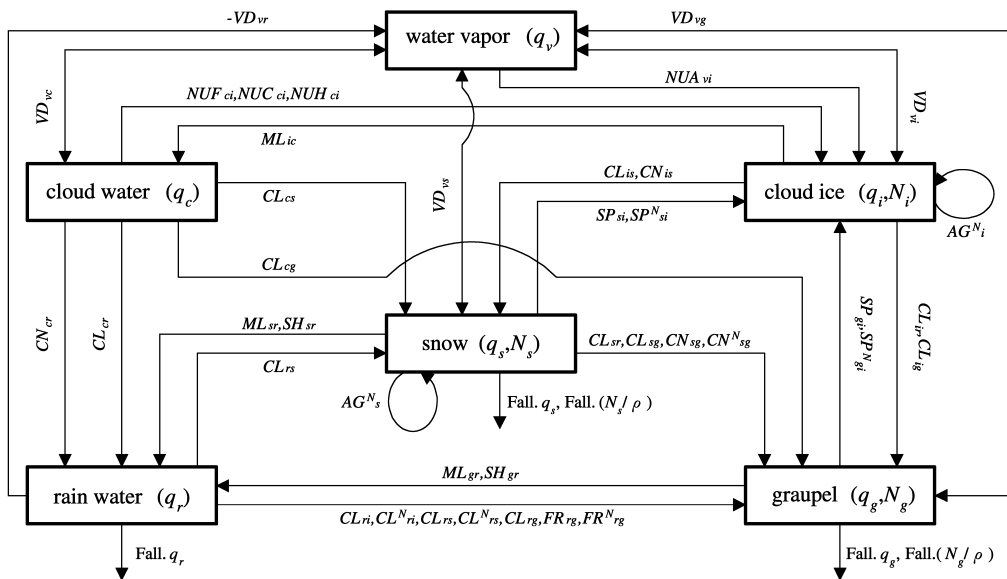


図1 雲解像モデル CReSS で用いられている雲・降水の物理過程。水蒸気混合比 ( $q_v$ )、雲水混合比 ( $q_c$ )、雲氷混合比及びその数濃度 ( $q_i, N_i$ )、雨水混合比 ( $q_r$ )、雪の混合比及びその数濃度 ( $q_s, N_s$ ) と、あられの混合比及びその数濃度 ( $q_g, N_g$ ) が配置され、各物理量をつなぐ線に添えられた記号が変換の物理過程を表している。その詳細については、Tsuboki and Sakakibara (2001) を参照していただきたい。

ることによりはじめて可能となるものである。

### 3. 台風と豪雨の概要

T0423による豪雨災害については牛山 (2005)<sup>13)</sup>が詳細な報告をしているので、災害の特徴についての詳細はそちらを参照していただきたい。2004年の台風18号が暴風で特徴づけられるのに対して、T0423は九州から中部地方にかけて多くの降水をもたらしたことで特徴づけられる。この台風による豪雨で、死者・行方不明者が100人近くに達した。この数は、2004年の10個の台風による死者・行方不明者の総数の半分近くにもおよび、台風による豪雨がいかに大きな災害をもたらすかということを示している。特に豪雨による洪水でバスの乗客がバスの屋根に取り残され救助を待っていた様子の報道は、この台風による豪雨災害の甚大さを印象づけた。

T0423は2004年10月13日に発生し、10月18日に台湾の東で北東方向に進路を転向し、南西諸島に沿って北東進した。図2に示すように、T0423は2004年10月19日には沖縄から奄美大島、種子島に沿って北東に進み、10月20日に四国に上陸した。上陸前までの中心海面気圧は950 hPa程度であったが、上陸後、急速に中心気圧が上昇した。2004年10月20日03 UTCの気象庁の地上天気図には既に台風の北東側に前線が描かれており、同日18 UTCには温帯低気圧と判断された。重要な点はこの台風は温帯低気圧に変わりつつも、局地豪雨をもたらしたという点である。このことは台風が上陸して衰弱しつつあるときでも、豪雨をもたらす場合があることを示しており、台風の衰弱時でも降水については注意が必要であるといえる。

T0423が九州の東を通過する時刻以降の、気象庁レーダが観測した台風に伴う降水分布を図3に

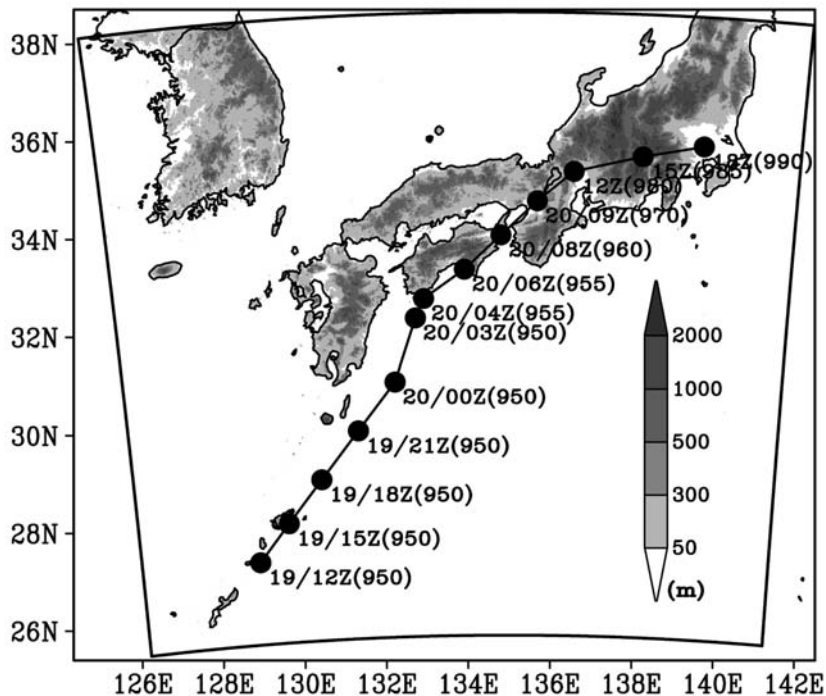


図2 T0423のシミュレーション実験の計算領域と計算に用いた地形、及び気象庁の発表による T0423の2004年10月19日12 UTC から同月20日18 UTCの台風中心の経路。黒丸で示した各時刻の中心位置の横に日時 (UTC) を、また括弧内に中心海面気圧 (hPa) を示した。ただし、20日18 UTC 以降は温帯低気圧とされている。

示した。T0423に伴う豪雨は、台風の東北東進とともに、九州の東側で始まり（図3a）、四国南部（図3b）、四国東部（図3c）、そして紀伊半島（図3d）へと移動した。台風の北側の日本海側には、レーダエコーのパターンから判断して、広域の弱い層状性降雨があることがわかる。四国では特に高知県と徳島県で強い降水が持続している（図3a-d）。

本論文で注目している。近畿地方北部の降水は20日04 UTC（図3c）頃から強化している。台風の上陸とともに、らせん状に台風を構成していた降雨帯（レインバンド）の形状はあまりはっきりしなくなっているが、この時刻には北西から南東に近畿地方を横切ってレインバンドが伸びている。強い降水は近畿地方全域で08 UTC頃（図3e）まで持続しており、台風中心が近畿地方の東に移動した後の10 UTC（図3f）にも、中国・近畿地方の日本海側では広い範囲で降水が観測されている。

先に述べたようにこの近畿地方北部の豪雨で、大規模な洪水災害が発生した。このような局地的な豪雨を台風全体の移動とともに、雲解像モデルCReSSを用いてどの程度量的にシミュレーションできるかを以下に述べる。

#### 4. シミュレーション実験の結果

T0423のシミュレーションの結果について、まず台風の動きと全体的な降水分布として、各時刻の地上気圧と地上降水強度分布を図4に示す。地上気圧分布から推定される台風の中心位置は図2に示した観測とほぼ対応していて、台風の全体的な移動はよくシミュレーションされているといえる。また中心気圧もほぼ観測に対応した値となっている。

降水の分布を気象庁レーダ（図3）と比較しつつみると、20日00 UTC（図4a）では九州東岸と四国南岸に強い降水がある。また九州東方、四国南方の降雨域もよく再現されている。台風の移動とともに四国の降水が強化されるが、20日02, 04 UTC（図4bc）にそれがよく再現されている。これらの時刻には四国付近から南東にレイン

バンドが伸びている様子がレーダで観測されているが（図3bc）、シミュレーションにおいてもレインバンドが形成されている。

20日04 UTC（図4c）には、近畿地方に北西から南東にのびる降雨域があり、強い降水が起こりはじめていることが分かる。また、紀伊半島にも強い降水があり、これらはレーダ観測（図3c）とよく対応している。この時刻から、20日08 UTC（図4e）まで、近畿地方では強い降水がシミュレーションされている。これは観測とよく対応しており、豪雨をもたらした降水システムがモデルでよく再現されているといえる。20日06 UTC（図4d）には、紀伊半島で強い降水があり、南にレインバンドが伸びている。このレインバンドはレーダ観測（図3d）にも明瞭にみられ、このような台風の詳細な降水分布もよく再現されている。台風中心が近畿地方の東に移動したとき（図4f）、中国山地に沿って降水がみられるが、これは北東気流場で地形により強化された降水と考えられる。また九州北部から北東に降雨帯が形成されているが、これは北東気流とその西にある北風の収束により形成したもので、レーダ観測（図3f）でもみられ、モデルがこのような詳細な構造もよく再現していることが分かる。

このような豪雨をもたらした雲・降水システムがどのようなものであったかをみるために、高度6141 mの降水粒子の混合比、気圧場、及び風速場の時間変化を図5に示す。10月20日00 UTC（図5a）には、台風中心の北東側にレインバンドが形成されていて、そこでは南風となっている。この時刻にはまだ近畿地方北部に強い降水はない。02 UTC（図5b）には、四国上空で顕著な降水の形成がみられる。また近畿地方から紀伊半島にかけて北西から南東にレインバンドが延びており、図4bの地上の強い降水に対応していることから、この上空の降水帯の下で強い降水が起こっていることが分かる。図5cdeではさらに強いレインバンドが近畿地方にあり、図4cdeにみられるようにその下では降水が強化されている。この上空の強い降水システムがあるところは南風となっており、四国付近で形成された上空の降水システ

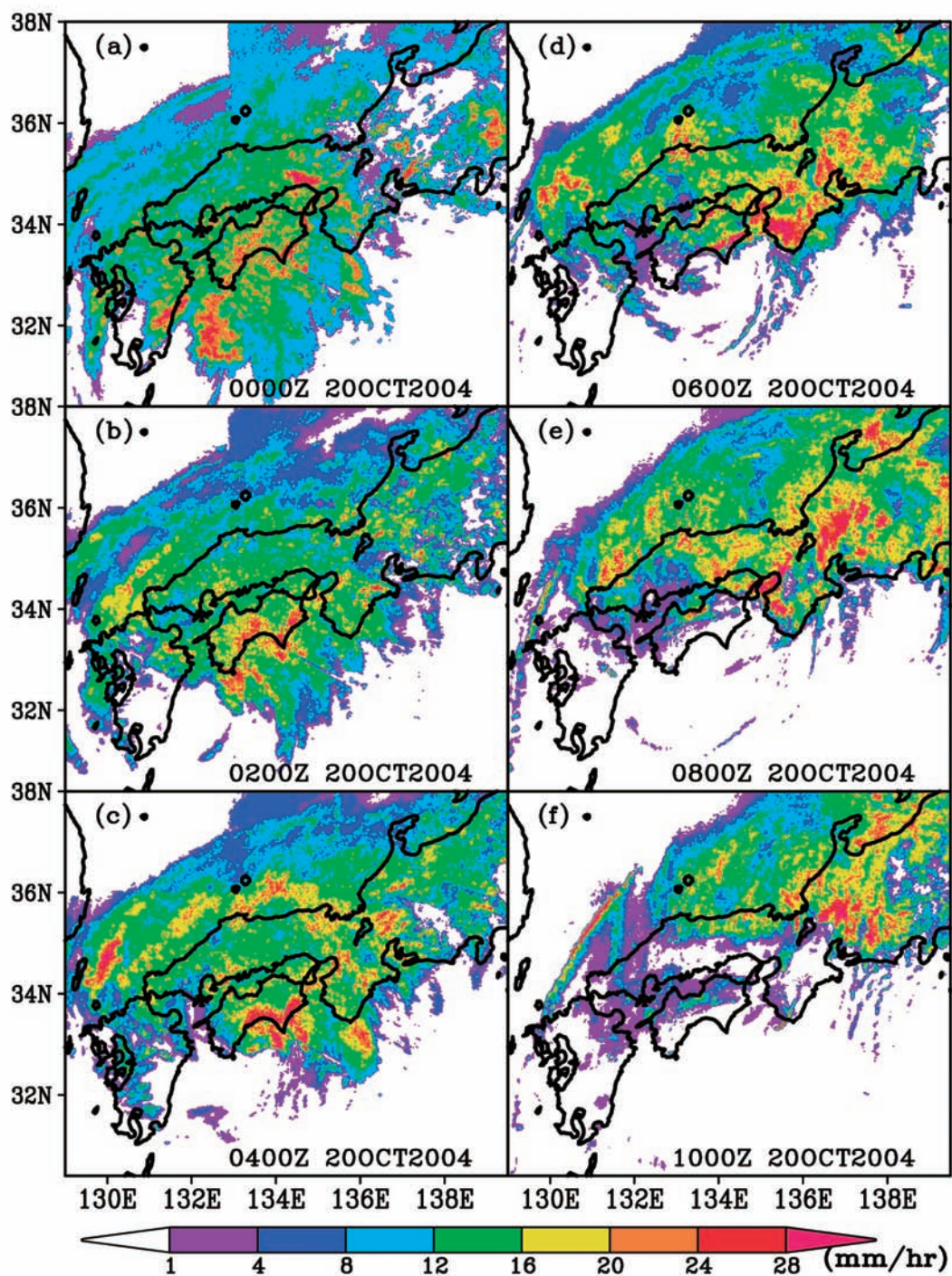


図3 2004年10月20日00UTC から同日10UTC までの2時間ごとの気象庁レーダのエコーから得られる降水強度 (mm hr<sup>-1</sup>)。降水強度のカラーレベルを図の下に示した。

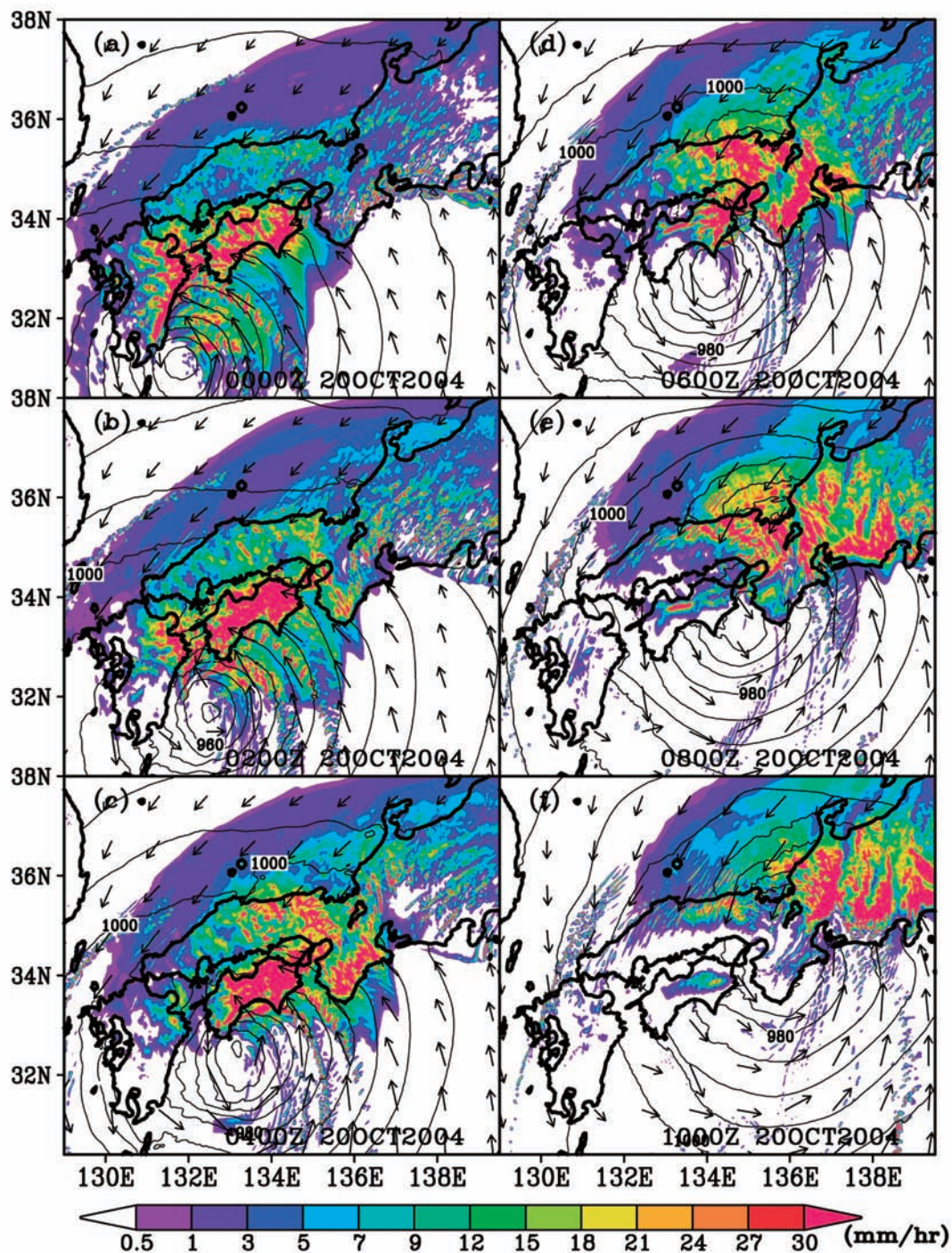


図4 CRReSSによるシミュレーションで得られた地上の降水強度( $\text{mm hr}^{-1}$ ), 地上気圧(等値線, 5hPa毎), および高度304mの水平風速(矢印)の水平分布の時間変化。表示は2004年10月20日00UTCから10UTCについて2時間ごとに示した。降水強度のカラーレベルを図の下に示した。



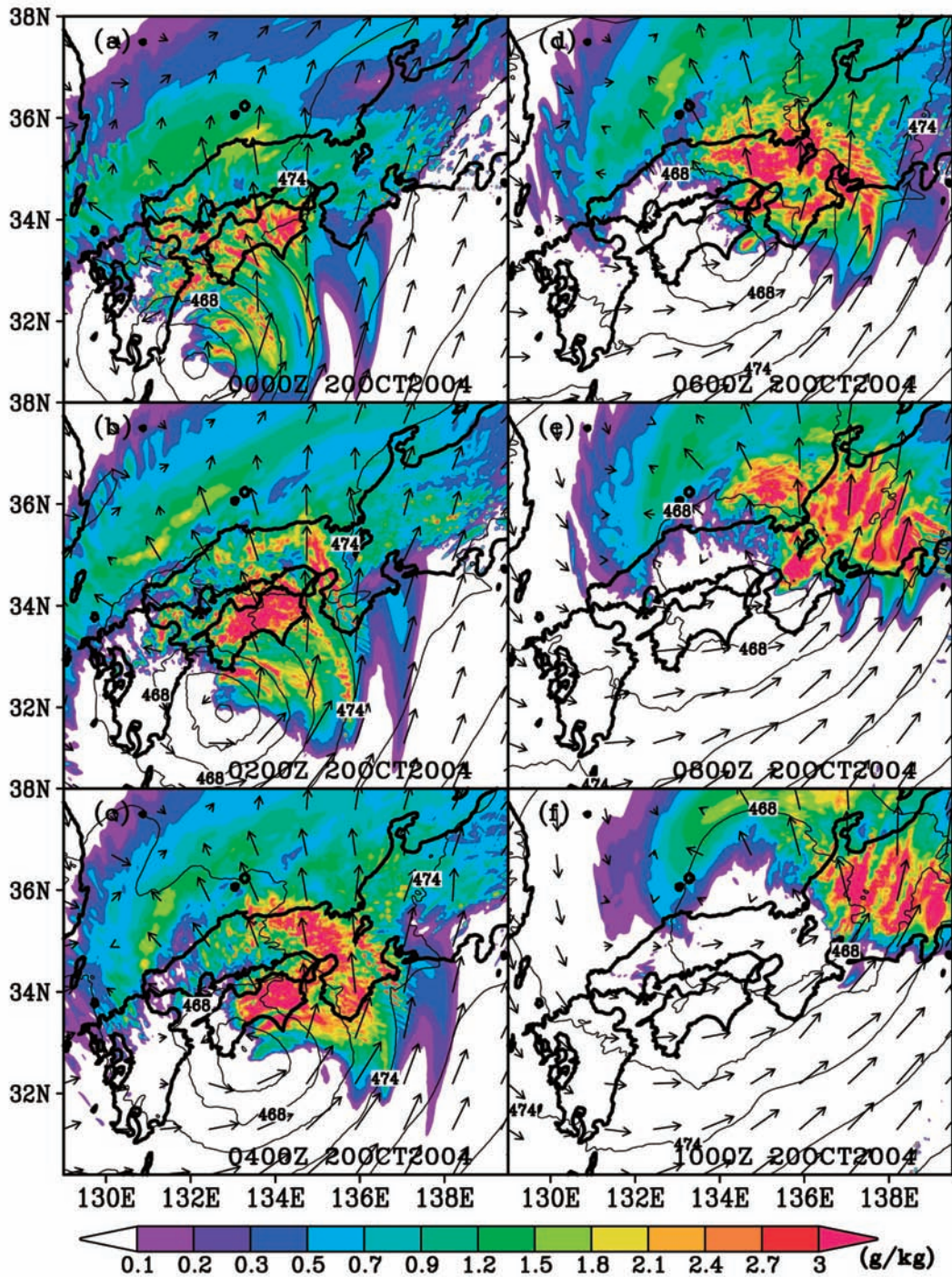


図5 CReSSによるシミュレーションで得られた高度6141mの降水粒子(雨水, 雪, あられの総和)の混合比 ( $\text{g kg}^{-1}$ ), 気圧(等値線, 3hPa毎), および水平風速(矢印)の水平分布の時間変化。表示は2004年10月20日00UTCから10UTCについて2時間ごとに示した。混合比のカラーレベルを図の下に示した。

ムが南風で移流されつつ強化して、近畿地方に到達しているようすが分かる。そしてこの上空の強い降水システムが近畿地方の豪雨の原因となっていたことが推測される。10UTC (図5f) には上空の降水は完全に近畿地方の北に移動してしまっているが、下層では北風成分が強化され、地形により強化された降水がみられた。

シミュレーションから得られた総降水量の分布を、19日15UTC から20日15UTC の積算値として図6に示す。この台風に伴う西日本の顕著な降水域は、九州東岸、四国、紀伊半島と近畿地方北部に見られる。これらの領域では、総降水量が250mmを越えており、四国の南側では500mmに達しているところもある。四国の太平洋側や紀伊半島では山地の効果により降水が強化されたと考えられる。近畿地方北部では兵庫県から京都府にかけて降水の多い地域が見られる。これが近畿地

方北部の洪水をもたらした降水に対応しており、このシミュレーション実験は実際の降水分布をよく再現しているといえる。

氷相に関わるすべてのプロセスを除いた対照実験では、地上の降水強度の大まかな分布には大きな違いはみられなかった。しかしながら上空の降水粒子の混合比は大きく異なり、図5に示した上空の降水形成の強化はみられなかった。このことは氷相のプロセスを除くと豪雨をもたらす降水形成過程が正しく計算されないことを示している。この降水形成過程と降水システムの構造については別の論文で詳細を述べたい。

## 5. 観測との比較と精度評価

雲解像モデルを用いた高解像度シミュレーションは、台風の動きと全体的な降水分布パターンのみならず、降水の強度についてもよく観測を再現してい

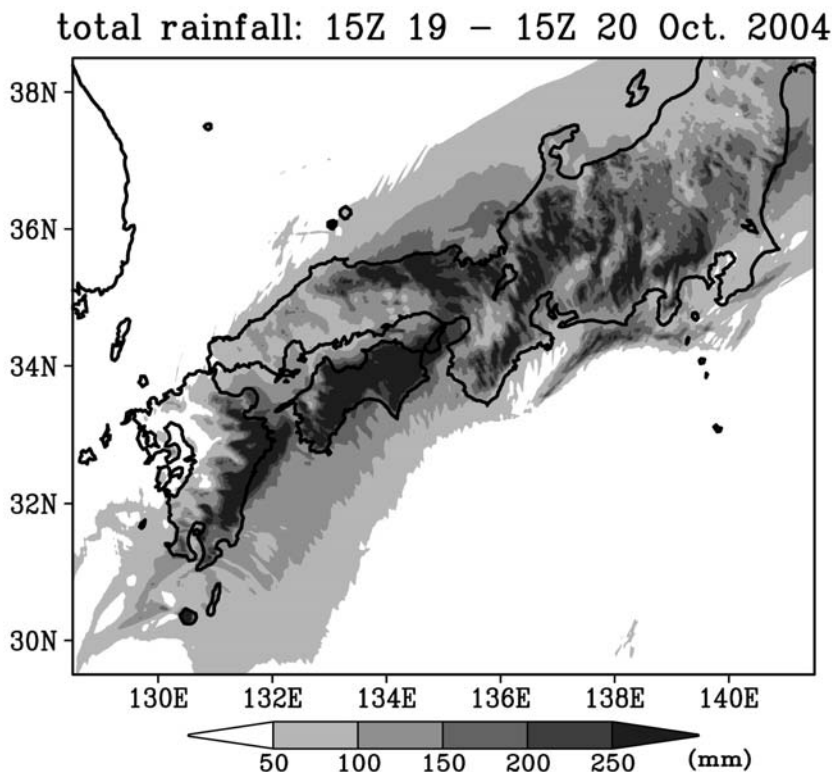


図6 シミュレーションで得られた2004年10月19日15UTC から20日15UTC の総降水量 (mm)。

ると考えられる。そこで降水について量的にどの程度、観測と対応しているのかを検証するために、降水の地上観測データと比較しその精度評価を行った。地上観測は気象庁のAMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System)及び気象観測点データを用いた。図7aは全計算領域内における降水予測の精度評価に用いた観測点で、全部で952点ある。その中で特に豪雨が観測された6点を選んで、図8でシミュレーションによる予測の結果と比較した。また、図7bは近畿地方北部に注目して、観測と比較する6点を示したものである。以下ではCReSSまたはRSMの計算結果を、慣例的に「予測」または「予報」ということにする。

### 5.1 地上観測との比較

T0423に伴う降水では、1時間降水量が最大で50mmを越えるような豪雨が観測された地点が多くみられた。このような豪雨が観測された地点は、九州、四国、紀伊半島などの太平洋側だけでなく、四国や近畿の瀬戸内海側にもみられた。雲解像モデルがこのような豪雨をどの程度量的に予測しているかを、豪雨の観測された点の1時間降水量データを用いて比較した。また、モデルの比較のために格子解像度20kmの静力学モデルであるRSMも同じ図に示した。図8に示した観測点の位置は図7aに示してある。CReSSとRSMの1時間降水量データは、観測点を中心として緯度・経度で $0.2 \times 0.2$ 度の領域で平均したものである。

九州東岸の豪雨域の例として宮崎県の延岡の降水量を図8aに示した。延岡の観測では、19日18UTCごろから1時間降水量が10mmを越え、同日23UTCに最大の54mmに達している。CReSSの予測(図中の実線)は1時間降水量の時間変化パターンと量についてはほぼ観測と対応している。23UTCで最大1時間降水量60mmを予測しており、一方で20日02UTC以降の急速な降水の弱まりも観測とよく対応している。RSM(図中の破線)では最大の1時間降水量が23UTCの30mmで観測値の半分程度となっている。

四国では太平洋側の高知や徳島で激しい降水が

観測された。高知(図8b)の観測では、19日21UTCごろから降水が強まり、20日01~03UTCでは25mm程度に達している。その後04UTCに急激に1時間降水量が45mmに増大している。CReSSとRSMはともに03UTCまでの降水量についてほぼ観測と同じ量を予測しているが、04UTC以降の急激な降水量の増加はCReSSだけが正しく予測している。07UTCにはほぼ降水が終了しているが、CReSSの予測でもほぼ降水がなくなり、降水の終了も正しく予測しているといえる。

徳島県の旭丸でも同様に豪雨が観測されているが、ここは標高1200mにあり、地形による降水の強化が顕著に表れるところである。このため降水の正確な予測にはモデルの地形が実地形に近くなければならない。ここでの主な降水は19日18UTC頃から始まり、22UTC頃から10mmを超えている。特に20日の02UTCから05UTCにかけて、50mm~70mmの1時間降水量が持続しており、10月19日15UTC~20日15UTCの24時間降水量が449mmであった。CReSSは降水の時間変化と量については概ねよく予測しており、70mm近くが観測された03~04UTCではやや過小となっているが、それでも約50mm以上であることは予測している。これは豪雨の予測としては十分といえる。ただ、00~01UTCと06UTCで観測値より大きくなっている点はやや過大評価といえる。

T0423に伴う豪雨は、四国山地の風下側の瀬戸内海側でも発生した点の特徴のひとつである。愛媛県の富郷では19日15UTCからの24時間降水量が441mmに達した。降水の時間変化(図8d)をみると、20日03~04UTCに1時間降水量が50mmを超えている。CReSSの予測では降水のはじまりから20日06UTCまではほぼ観測値によく対応した降水量を予測している。しかしながら07UTC以降については、観測では09UTCまで20mmを超える強い雨が持続しているのが、CReSSの予測では10mm程度になっており、これらの時刻については正しく予測されていない。淡路島の洲本(図8e)では、19日21UTCごろからの降水のはじまりと20日05UTCまでの強化、お

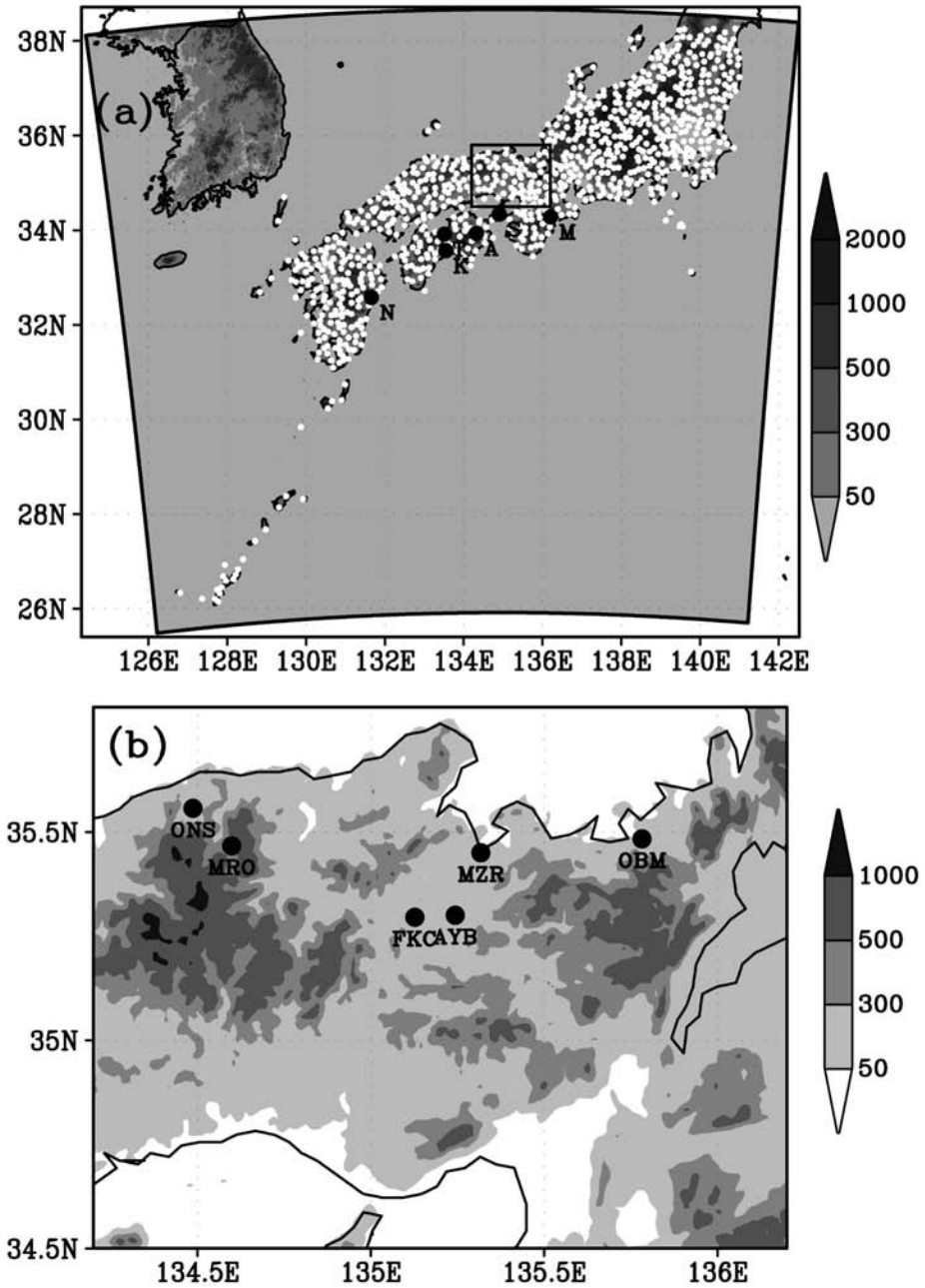


図7 (a) 降水の精度検証で用いた計算領域内の気象庁 AMeDAS 及び地上観測点の分布 (白点) と、図8に示す1時間降水量の比較の地点 (黒点)。後者の地名をアルファベット1文字で示した。(N: 延岡, K: 高知, A: 旭丸, T: 富郷, S: 洲本, M: 宮川)。(b) 図9に示す1時間降水量を比較した近畿地方北部の地点 (黒点)。その地名をアルファベット3文字で示す (ONS: 温泉, MRO: 村岡, FKAYB: 福知山, AYB: 綾部, MZR: 舞鶴, OBM: 小浜)。

よび06UTCの50mmに達する急激な増加が、CReSSではよく予測されている。しかしながら08~09UTCでは過小の予測となっている。これらの2地点では、降水の終了時に過小評価となる傾向がみられた。

これらの観測との比較で示されたように、1時間降水量が50mmを超えるような強い降水が量的に予測できるのは、雲・降水過程を正確に計算するモデルを用いて、1kmという非常に高い解像度でシミュレーションするからである。しかしながら計算領域の全ての観測点で豪雨を正確に予測したわけではない。紀伊半島の南東斜面では、降水の予測が過小となっている。図8fに示した三重県の宮川では、最大の1時間降水量が20日04~07UTCに50mmを超える豪雨が持続しているにもかかわらず、CReSSでは30~40mm程度しか予測されていない。図3のレーダ観測と図4のCReSSの結果を比較すると、一見この地域でもCReSSは観測された降水をよく再現しているように見える。紀伊半島南東斜面でのこの違いをもたらした原因を明らかにするためには、力学過程と物理過程の詳細な検討が必要である。

次に注目している近畿地方北部についての降水を観測と比較する(図9)。この地域では太平洋側の地域ほど強くはないが、それでも1時間降水量の最大が30mmを超えるような激しい雨が観測されている。図3のレーダデータからも分かるように、この地域の降水はおおむね20日02~04UTCから強くなりはじめ、06~10UTCに最も激しい雨となっている。

兵庫県北部の温泉(図9a)では、20日04UTCから降水が強化されはじめ08UTCに1時間降水量が最大の37mmに達している。CReSSの予測では強雨のはじまりと終わりがやや過大になっているが、概ねの時間変化と最大1時間降水量は非常によく観測と対応している。同様に兵庫県北部の村岡(図9b)では、06~09UTCの強雨はやや過大に予測しているが、概ねの時間変化と量は観測に近いものである。これら2地点のRSMの予測雨量の最大はともに04UTCにあり、観測の最大降水から数時間先行している。それにもかかわら

ずそれにネスティングして計算したCReSSの予測では、最大の降水はほぼ観測と対応した時間に予測されている。

京都府の福知山(図9c)と綾部(図9d)における19日15UTCからの24時間降水量の観測値は、それぞれ250mmと242mmであった。これらの地点でのCReSSの予測は、非常に観測に近いものとなっている。観測と同様にこれらの両地点でCReSSの予測では19日21UTC頃から降水が強まりはじめ、20日04UTC頃まで少しずつ増加し、05UTCには1時間降水量が20mmを越える強い雨になっている。観測と対応してCReSSの予測は20日06~08UTCには30mm程度にまで達している。一方でこの強い降水は、観測では10~11UTCまで持続するが、これらの時刻では過小の予測となっている。その後は観測においても、予測においても、10mm以下の弱い降水が15UTC前まで持続し、概ねこの時刻で降水は終了している。

舞鶴の降水(図9e)は20日04UTCから10mmを越えるような強いものとなり、13UTCまで強い降水が持続している。特に06~07UTCには30mmを越える強い降水となっている。舞鶴の19日15UTCから20日15UTCの総降水量は277mmであった。観測に対応して、CReSSの予測した1時間降水量は、19日21UTC付近からすこしずつ増加し、20日04UTCには13mmに達している。20日05UTCに急激に増加し20mm程度に達した。その後09UTCまで20mm以上の強い降水が持続している。観測と比較するとこの時刻までの降水は、時間変化のパターンについても、量についても非常によく予測されている。しかしながら10UTC以降については、観測では13UTCまで15mm以上の比較的強い降水が持続し、11UTCには35mmに達する強い降水が観測されているのに対して、CReSSの予測では10mm以下となっており、観測より少なくなっている。最も大きな浸水被害が発生した豊岡について比較したいところであるが、豊岡では10月20日09UTCに1時間降水量が45mmを記録した後、観測が停止しているので観測値が不明である。

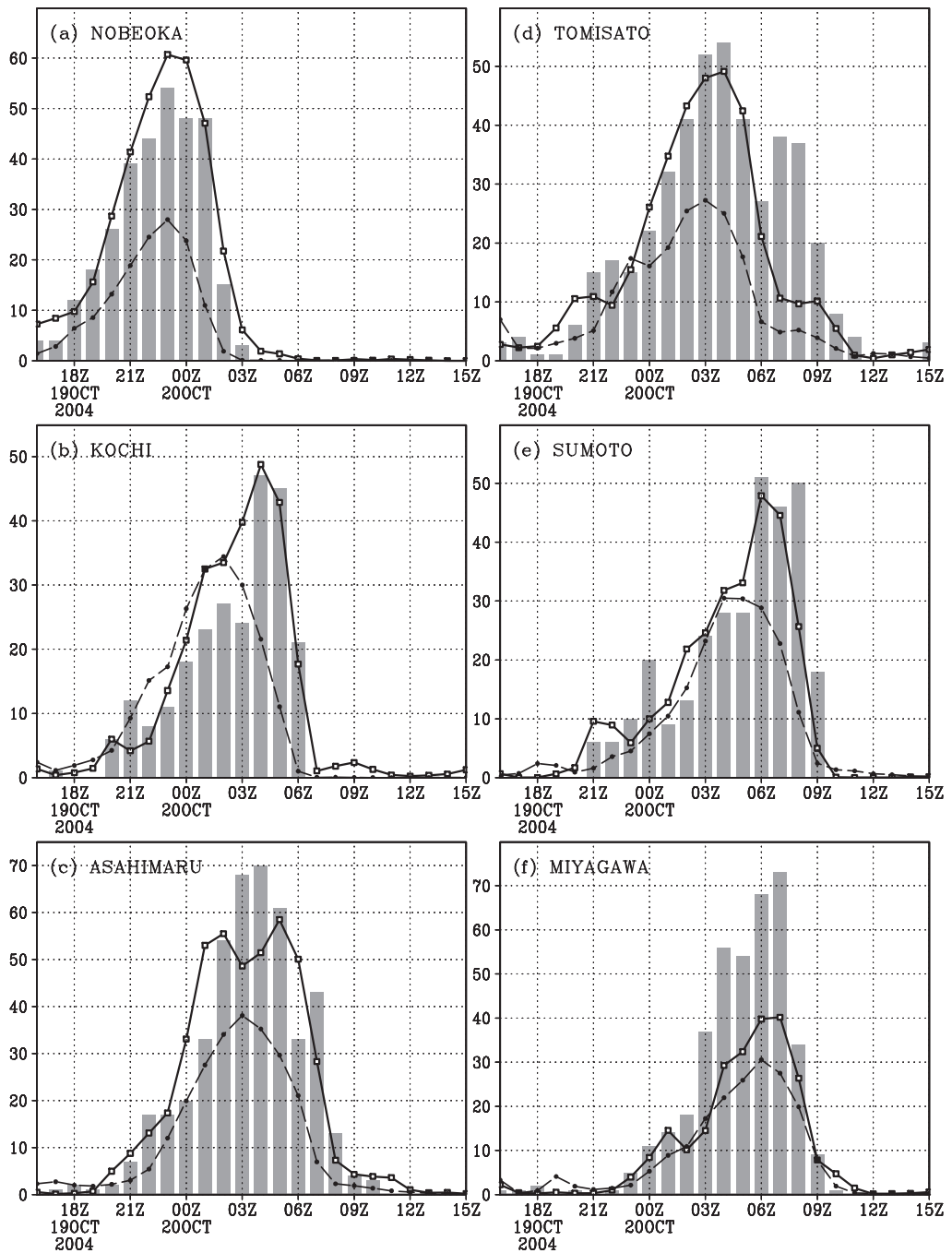


図8 気象庁 AMeDAS 及び地上観測点の1時間降水量 (mm) の観測値 (棒グラフ) と CrESS の1時間積算降水量 (実線) および RSM の1時間積算降水量 (破線) の時間変化を、特に豪雨が観測された6地点について示したものを。(a) 延岡, (b) 高知, (c) 旭丸, (d) 富郷, (e) 洲本, 及び (f) 宮川。この図の観測点の位置は図7aに示した。CrESSとRSMの1時間積算降水量は観測点を中心として緯度・経度方向に $0.2 \times 0.2$ 度の領域で平均したものを示した。

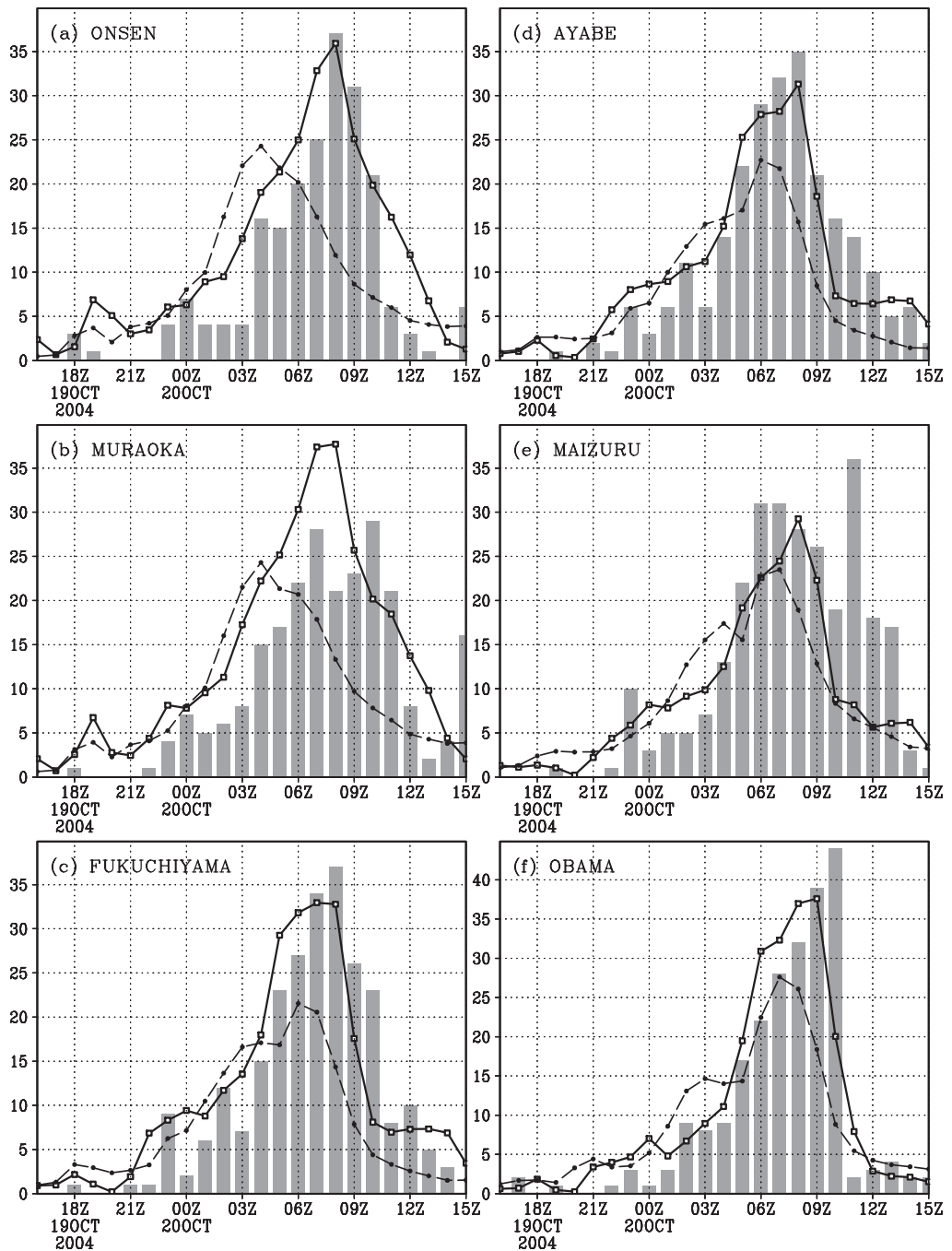


図9 図8に同じ。ただし近畿地方北部の観測点について。(a) 温泉, (b) 村岡, (c) 福知山, (d) 綾部, (e) 舞鶴, 及び (f) 小浜。この図の観測点の位置は図7 bに示した。

福井県の小浜の降水（図9 f）も、近畿地方北部の他の観測点と同様の傾向があり、20日09～10UTCに35mmを超える強い雨が観測されている。CReSSの予測では09UTCまで観測と量的によく対応した降水量が得られている。ただし、10UTCの最大降水量が観測されたときには予測では20mmという観測の約半分程度となっている。

このように近畿地方北部の降水の特徴は、19日21UTC頃から強まりはじめ、20日04UTC頃に急激に増加し、その後、豪雨が持続した後、急激に降水強度が弱まるという特徴を持っている。その弱まった降水は15UTC頃まで持続している。この降水はCReSSのシミュレーションで、時間変化パターンについても量についても概ねよく再現されているといえる。ただし20日10UTC以降については、近畿地方北部では予測が過小評価になる傾向がある。

ここで選んだ強い雨の観測された点では、概ね観測とCReSSの予測が対応していることが示されたので、次節では全計算領域内の多数の観測点の降水データを用いて、CReSSの降水予測の精度評価を統計的に行う。

## 5.2 降水の精度評価

降水の精度評価をAMeDASなどの地上観測と比較する場合、観測点と対応するモデル格子1点で比較するのではなく、観測点周辺のある領域で平均したモデル出力値と比較するほうがよい。その場合どのくらいの面積を平均するかは、現象や格子解像度によるが、ここでは観測点を中心とする緯度・経度0.2×0.2度の領域で平均した予測値と地上観測値を比較する。強い雨は積乱雲によってもたらされることが多いが、雲解像モデルの場合、雲の位置が格子一つずれただけでその格子の降水強度は格段に変わる場合がある。そのような違いは意味のないものであるため、上記のように平均して位置のわずかなずれに基づく精度評価の不確定性を除去する。

ここでの降水の精度評価は、平方根平均自乗誤差(RMSE: Root Mean Square Error)、相関係数、

および気象予測の精度評価で一般的に用いられているスレットスコアとバイアスコア<sup>14)</sup>を用いる。これらのスコアは、しきい値を越える降水の観測される面積と予報される面積（あるいはそれらに含まれる観測点と格子点で代表させたカウント数）を用いて計算するものである。これらについて以下に簡単に説明する。

各時刻において $N$ 個の観測点の観測値と予測値の差を $e_i$ とすると、RMSEは、

$$RMSE \equiv \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N e_i^2} \quad (1)$$

のように定義される。これは0に近いほど予測がよいことを表す。

相関係数( $R_c$ )は観測された降水強度の値( $R_i$ )と予報された降水強度の値( $F_i$ )を用いる。 $i$ は比較する点を表し、観測と予報の両方が与えられる点の数が $N$ 個あれば、次のように定義される。

$$R_c \equiv \frac{\sum_{i=1}^N R_i \cdot F_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^N R_i^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N F_i^2}} \quad (2)$$

相関係数は0から1の値をとり、1に近いほどよい。

スコアの計算では、通常気象庁<sup>15)</sup>で用いられているのと同じように、ここでも『分割表』を表1のように定義する。ここで、 $N_i$  ( $i = 1, \dots, 4$ )はそれぞれのカテゴリーの個数である。通常、降水についてのしきい値はいくつかのレベルを用いる。どの降水強度をしきい値に用いるかは現象によるが、ここでは1時間あたりの降水量が1, 20, 30mm hr<sup>-1</sup>の3つのしきい値を用いる。

スレットスコア(Threat score)は降水の予報

表1 スレットスコアとバイアスコアで用いるパラメータの定義(事象の分割表)。

	予報でしきい値以上	予報でしきい値未満
観測でしきい値以上	F·O ( $N_1$ )	NF·O ( $N_3$ )
観測でしきい値未満	F·NO ( $N_2$ )	NF·NO ( $N_4$ )



の評価に最も多く用いられる指標である。スレットスコアは、しきい値以上の降水が観測された面積と予報された面積の和（ただし重複部分は1度だけ数える）に対する、正しく予報された面積（観測と予報が重なる面積）の割合と定義される。表1の分割表のパラメータを用いると、

$$Th \equiv \frac{N_1}{N_1 + N_2 + N_3} \quad (3)$$

のように定義される。分母は観測または予報される面積（回数）で、分子は観測かつ予報される面積（回数）である。スレットスコア  $Th$  は0から1の値をとり、1に近いほど予報が観測に近いことを表す。特に  $Th = 1$  のときは予報が完全である（通常は起こらない）。 $Th$  はカテゴリ予報評価では、CSI (Critical Success Index) とよばれることがある（二宮, 2004）<sup>16)</sup>。

バイアススコア (Bais score) は降水予報の評価でスレットスコアと同様に多く用いられる指標である。バイアススコアは、あるしきい値以上の降水が観測された面積（回数）に対する、そのしきい値以上の予報された雨の面積（回数）の割合である。これは表1の分割表のパラメータを用いて次のように定義される。

$$Bi \equiv \frac{N_1 + N_2}{N_1 + N_3} \quad (4)$$

$Bi$  は任意の正の値をとり得るが、予報が完全に観測と一致するときは1になるので、1に近いほど予報の精度がよいことを表す。1より大きいと、実際に降水がないのにあるとする ( $N_2$ ) 「空振り」が多く、逆に1より小さいと、実際に降水があるのにないと予報する ( $N_3$ ) 「見逃し」が多いことを示す。以下では、T0423のシミュレーション実験の降水について、これらの指標を用いた精度評価をRSMの予報結果と比較しつつ示す。

初期値から6時間目から24時間目について、RSMEと相関係数の各時刻の値を図10に示す。シミュレーションは雲・降水の無い初期場から始めるので、はじめの6時間はモデルの雲・降水が大気場となじむまでの時間として評価から除いてあ

る。CReSSとRSMともに、RMSEは概ね時間とともにゆっくりと増大するが、20日の09UTCまでは、CReSSの方がRSMよりどの時間においても  $1 \text{ mm hr}^{-1}$ 程度RMSEが小さく、精度がよいことが分かる。10UTCでRMSEが逆転するが、これはCReSSの予測で台風中心の東側で降水が観測より強く予測されたためと考えられる。また西側では弱い降水が観測されており、RSMでは相対的に弱い降水の面積が広がるので、RMSEが小さくなったと考えられる。相関係数も20日09UTCまでは、CReSSは0.85~0.93を維持しており、降水の予測についての相関係数としてはかなり高く、精度がよいことを示している。RSMに比べて0.1程度相関係数が大きい、これは降水の強度を含めて、CReSSの精度が相対的によいことを示している。10UTC以降はCReSSの相関係数が低下しRSMのそれと同じ程度になっている。理由はRMSEの増大と同様に、観測よりも強い降水を予測している領域が相対的に大きくなったためと考えられる。

スレットスコアについて、しきい値ごとの時間変化を図11に示す。しきい値が  $1 \text{ mm hr}^{-1}$ のスレットスコア（図11a）は弱い雨まで含めたスコアで、20日10UTCまではCReSSの方がRSMよりややよいが、最大で0.1程度の違いで、特に20日02UTC以降は大きくは変わらない。これは弱い雨まで含めた降水域はCReSSとRSMでは同じ程度の面積を予測していることを示している。スレットスコアは時間とともに予測が観測からずれていくために通常は時間とともに小さくなっていくのが一般的である。この台風の実験の場合は、台風の降水が計算領域内で発達する様子がよくシミュレーションされているので、スレットスコアは時間とともにやや増大する傾向にある。RMSEや相関係数では20日09UTC以降に予測が悪くなることが示されているが、 $1 \text{ mm hr}^{-1}$ 以上の降水の有無についても同様の傾向がある。

一方で、しきい値が  $20 \text{ mm hr}^{-1}$ 以上の強い雨についてのスレットスコア（図11b）ではCReSSとRSMでは顕著な差がみられる。図に示したほとんどの時間帯でCReSSの方がよく、その差は0.3

以上になることもある。強い降水が日本の陸上でみられた20日の00~06UTCでは、CReSSのスレットスコアは0.5以上を維持しており、強い降水の予測精度が高いことが分かる。しきい値が $30\text{ mm hr}^{-1}$ のスレットスコア(図11c)では、CReSSとRSMの差はさらに顕著になり、雲解像モデルが強い降水の予測に有効であることが明らかである。

バイアスコアについても同様にしきい値ごとの時間変化を図12に示す。しきい値が $1\text{ mm hr}^{-1}$ の

バイアスコア(図12a)では、CReSSについては20日10UTCまでは概ね1程度で、弱い雨まで含めた降水域については過大評価(空振り)も過小評価(見逃し)もなく精度がよいことが分かる。RSMは19日22UTCより前は1.1を超える過大評価、その時刻より後は0.9程度とやや過小評価の傾向がみられる。強い雨についてみると $20\text{ mm hr}^{-1}$ のバイアスコア(図12b)では、CReSSはほとんどの時間で、1.2~1.4と1をやや超えており、強い雨の領域をやや多く予測していることが分かる。 $30\text{ mm hr}^{-1}$ の

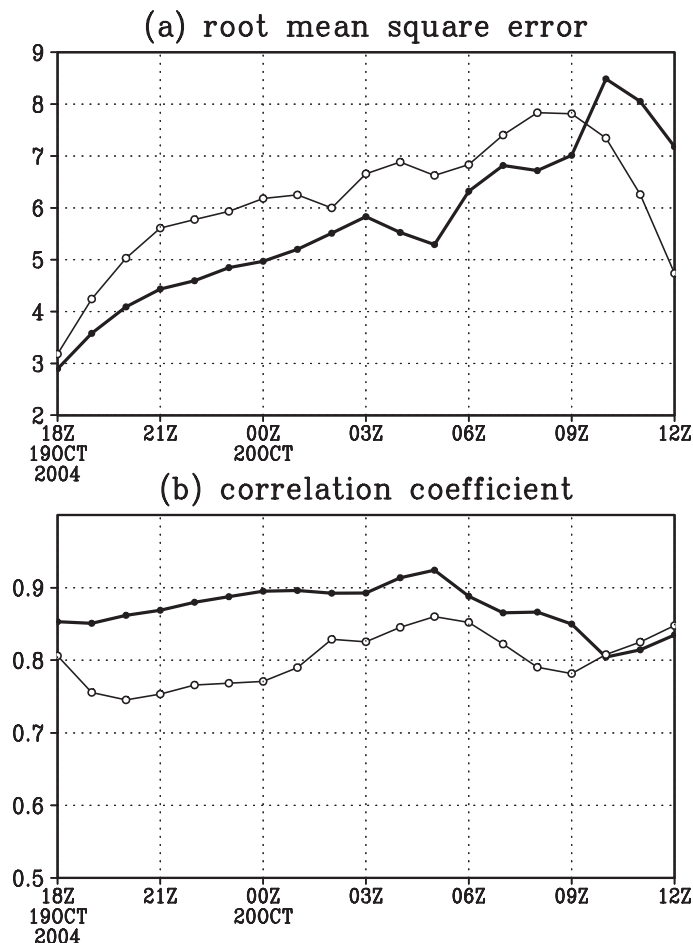


図10 CReSS(太線)とRSM(細線)の1時間あたりの降水量について、気象庁 AMeDAS と地上観測点の降水量データを用いて計算した (a) 平方根平均自乗誤差 (RMSE: Root Mean Square Error, 単位は  $\text{mm hr}^{-1}$ ) と (b) 相関係数の時間変化。この計算に用いた地上観測点は図7 aの白点で、全部で952地点である。ただしデータ欠損を含む。CReSSとRSMの1時間あたりの降水量は各観測点を中心として緯度・経度方向に $0.2 \times 0.2$ 度の領域で平均したものをを用いた。

バイアスコア (図12c) ではその傾向がより顕著で、この実験では CReSS は強い雨の領域を観測よりやや過大評価する傾向があるといえる。一方で RSM は  $20\text{mm hr}^{-1}$  のバイアスコアが、20日の 06UTC までは 1 より顕著に小さく、 $30\text{mm hr}^{-1}$  のバイアスコアではほとんどの時間帯で非常に小さい。このことは  $30\text{mm hr}^{-1}$  を超えるような激しい雨をもたらす台風の量的予測については、静力学モデルではなく、雲解像モデルを用いる必要があることを示している。

### 6. 考察

台風の前測でまず重要なのは、台風の進路予測で、通常は台風の中心の経路で表される。図 2 に示された T0423 の中心位置と図 4 の地上気圧の台風中心を比較すると、各時刻で概ね一致している。図 4 に示された気圧の極小 (台風の中心) と図 2 の位置を各時刻で比較すると、緯度・経度ともに差は 1 度以下である。このことは CReSS によるシミュレーションが T0423 の進路をよく予測しているといえる。

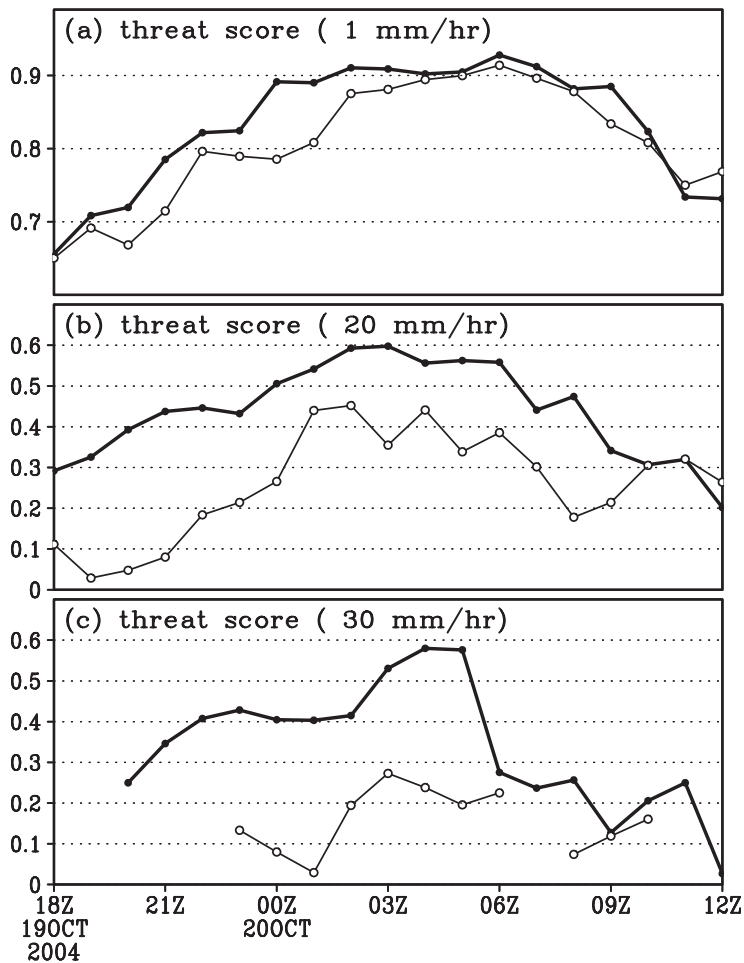


図11 CReSS (太線) と RSM (細線) の 1 時間あたりの降水量について、気象庁 AMeDAS と地上観測点の降水量データを用いて計算したスレットスコアの時間変化。しきい値は (a)  $1\text{mm hr}^{-1}$ 、(b)  $20\text{mm hr}^{-1}$  および (c)  $30\text{mm hr}^{-1}$  である。

側面境界を持つ領域モデルでは、時間変化する側面境界条件が用いられる。領域モデルで台風を正確に予測するためには、これを適切に取り入れることが不可欠である。T0423の実験では、シミュレーションの結果が観測とよくあっていることから、時間変化する側面境界条件が適切であることがわかる。本論文で示した実験では、初期値に台風が計算領域の中に存在した。ここで結果は示さなかったが、もう少し小さい計算領域の実験で、初期値に台風が計算領域の外にあっても、適切な側面境界条件を用いることにより、あたかも

台風を含む広い計算領域で計算しているかのように、台風が計算領域に入り込み、ここで示した結果とほぼ同じような進路を予測することができた。これは計算において側面境界条件という外力により、計算領域内に台風を生成していることになり、側面境界が適切に与えられてはじめて可能になるものである。逆に台風が計算領域から出てしまうことも、側面境界条件を適切に与えることではじめて可能になる。T0423については計算領域から出るところまで計算しなかったが、他の台風の実験で、CReSSはあたかも側面境界がない

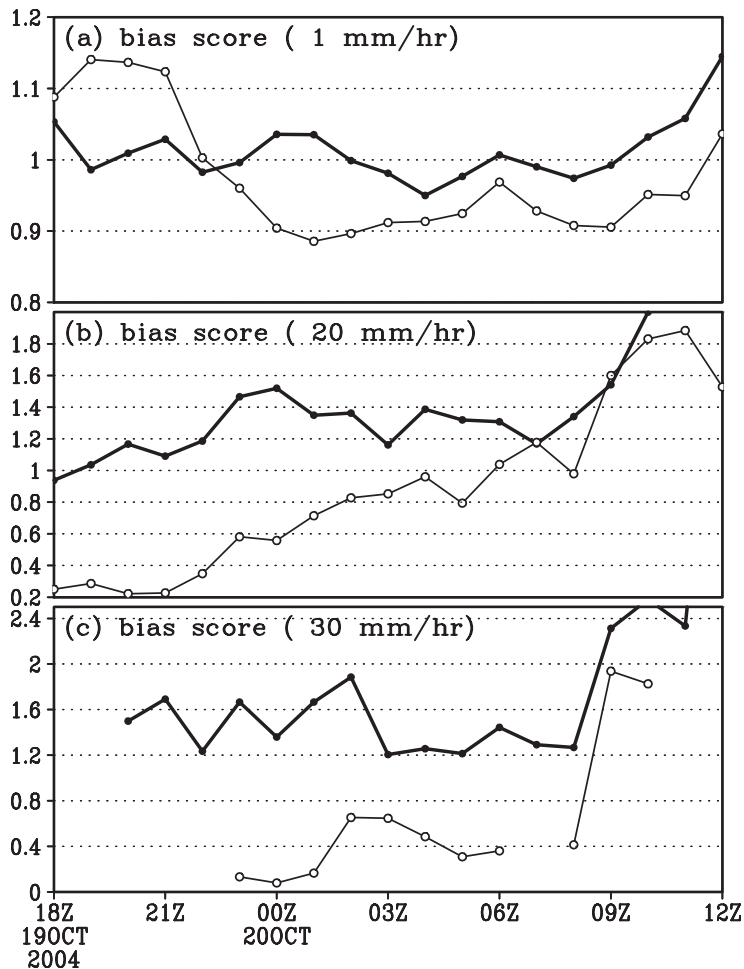


図12 CReSS (太線)とRSM (細線)の1時間あたりの降水量について、気象庁AMeDASと地上観測点の降水量データを用いて計算したバイアススコアの時間変化。しきい値は(a)  $1 \text{ mm hr}^{-1}$ 、(b)  $20 \text{ mm hr}^{-1}$ および(c)  $30 \text{ mm hr}^{-1}$ である。

かのように台風が計算領域から出ることをシミュレーションした。これらは側面境界条件が適切に働いていることを示している。

台風の予測で次に重要な点は、台風内での降水分布が正確に予測されることである。T0423の事例のように中緯度に近づいた台風は、低緯度にあるときのような対称性のある降水分布から大きくずれて、降水域が台風に対して非対称に偏って分布する。T0423の場合も中心の北東側に強い降水域が存在した。本論文の実験では、シミュレーションの結果(図4)がレーダで観測された非対称な降水域(図3)とよく対応しており、台風の降水分布がよく再現されているといえる。台風の降水はその中に形成されるレインバンドに集中するが、本事例のシミュレーションでは、台風中心の北東側から東側に観測されたレインバンドを概ねよく再現しており、それによって降水の精度よい予測が得られている。

本論文の主題である降水の量的予測については、地上雨量観測との比較から、図8に示した観測点のような $50\text{mm hr}^{-1}$ を越えるような激しい降水についても、量的に十分な精度で予測しているといえる。計算領域内の全てのAMeDASと地上観測点でCReSSにより予測された降水を評価すると、図10bに示したように相関係数は0.85~0.93程度となり、実際の降水をよく予測しているといえる。図11に示したスレットスコアから、弱い雨(図11a)については静力学モデルと大きくは変わらないが、強い雨(図11bc)では、雲解像モデルの予測精度が顕著に高くなった。この点はバイアススコア(図12)にも表れており、特に $30\text{mm hr}^{-1}$ 以上の雨についてはスレットスコア(図11c)からもバイアススコア(図12c)からも、その量的予測には雲解像モデルを用いることが必要であることが示される。一方でこの台風の事例については、バイアススコアからCReSSは強い雨の領域をやや過大評価していることも示された。

静力学モデルでは鉛直流は直接計算されるのではなく、水平風の収束の結果として計算される。さらに雨は格子点スケールの凝結または対流のパラメタリゼーションにより、水蒸気の飽和剰余と

して診断的に計算される。一方、ここで用いたCReSSのような雲解像モデルでは、雨が直接時間積分により予報される。特に氷の過程が正確に計算されることで、あられや雪による水の集積などが直接計算されるので、量的な予測が可能となる。これが雲解像モデルを用いる大きな利点の一つである。

この事例でも九州や四国などにみられるように、降水の強化に地形が効いていると考えられる。モデルでは標高が格子点で平均されるので、モデル地形の標高は解像度に強く依存し、低い解像度のモデルでは実地形より低いモデル地形となる。このため地形の効果を正確に取り入れるためには、解像度を上げることが不可欠である。格子解像度が上がると、より実地形に近いモデル地形となり、降水の予測が改善される。これは特に地形に関係する降水で顕著になる。図8cの旭丸の降水が量的によく予測されているのは、モデルの地形が実地形に近いものになっているからである。

この実験では紀伊半島の宮川(図8f)や舞鶴(図9e)の20日09UTC以後のように、CReSSによる予測と観測との間に大きな不一致もみられる。これらの違いが何によるのかは、それぞれの不一致について詳細な検討が必要である。それに基づいてモデルの雲物理過程の改良や初期値の精度向上などが予測精度を改善するために必要である。

この台風の事例の場合は、急激な降水の強化がみられたが、これは図5に示したように、上空のレインバンドの侵入と対応している。台風の降水の場合、このようなレインバンドが正確にシミュレーションされることが、量的に正確な予測に不可欠であると考えられる。先に述べたように本論文のシミュレーションではレインバンドが概ねよく観測を再現していた。しかしながら、図8deや図9cdeに示した地点で観測より早く降水が弱まっているのは、レインバンドが観測より早く東に移動してしまったことが一つの原因と考えられる。この点についても今後の改善が必要である。

## 7. まとめ

2004年10月20日、日本に上陸した台風23号(T0423)は豪雨による大規模な洪水をもたらし、国内で100名近い死者を出すなど、大きな災害をもたらした。特に近畿地方では北部を中心に大規模な洪水災害が発生した。本研究では、台風のもたらす豪雨を量的に予測することを目指しT0423を例として、雲解像モデル CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) を用いて予測実験を行い、どの程度量的にかつ降水分布が詳細にシミュレーションされるかを調べた。

台風が10月20日に日本に上陸する頃には、中緯度の傾圧性の影響を受け、明瞭な眼の構造がみられなくなりつつあった。レーダ観測から降雨域は中心の北側から東側に存在し、明瞭ではないがその中にレインバンドがみられた。近畿地方北部での降水の特徴は、10月19日21 UTC 頃から弱い降水がはじまり、20日04 UTC 頃に急激に降水強度が増加し、20~30 mm hr<sup>-1</sup>の激しい降水が6時間ほど持続したことである。この急激な増加はレインバンドの侵入によるものと考えられる。

CReSS によるシミュレーションは、2004年10月19日12 UTC を初期値として30時間の計算を、地球シミュレータの128ノード (1024 CUP) を用いて行った。計算領域は移動していく台風全体を計算できるほど広くとり、一方で個々の積乱雲を表現できるように水平格子解像度を1 kmとした。このような大規模な計算は地球シミュレータを用いてはじめて可能になるものである。計算の結果は、台風中心の経路、中心気圧、台風内の降水の分布などを非常によく再現した。特に台風の北側から東側に観測されたレインバンドなどがよく再現された。さらに地上観測と比較して、豪雨が量的によく予測されたことが示された。特に、上記の20日04 UTC 頃からの急激な降水強度の増大がシミュレーションでもよく再現され、これが上空のレインバンドの侵入と対応していることが示された。

AMeDAS などの地上観測点のデータと予測された降水を比較し、RMSE、相関係数、スレットスコア及びバイアスコアを用いて、降水の予測

精度を検討した。CReSS の予測では相関係数が0.9程度あり、またスレットスコアからも降水が量的に精度よく予測されていることが示された。特にスレットスコアとバイアスコアをRSMと比較すると、強い雨でスコアが顕著に高く、30 mm hr<sup>-1</sup>を超えるような激しい雨の量的予測には雲解像モデルが有効であることが示された。

本論文の例で示されたように、中緯度における台風に伴う豪雨を量的に精度よく予測するためには、台風の進路や台風内の降水域あるいはレインバンドを精度よく予測する必要がある。また、氷相を含むような雲・降水過程が正しく数値モデルで表現されていることも重要である。本事例のような1時間降水量が30 mm を超えるような激しい雨の予測は、雲解像モデルを高解像度で実行してはじめて量的に精度の高いものになる。今回の実験で、台風とそれに伴う豪雨の予測およびその研究には雲解像モデルが不可欠であることが示された。

## 謝 辞

本研究で用いた雲解像モデル CReSS は科学技術振興調整費 (研究代表者：住明正教授) により開発されたものを発展させたものです。本研究の計算は、海洋研究開発機構地球シミュレータセンターの地球シミュレータを用いて、地球シミュレータセンターとの共同研究の一貫として行いました。本稿の改訂におきまして、査読者の方々からたいへん貴重なコメントをいただきましたことを記して感謝致します。

## 参考文献

- 1) Nasuno, T. and M. Yamasaki: The effect of surface friction on the mesoscale organization of cumulus convection in tropical cyclones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, pp.907-923, 1997.
- 2) Nasuno, T. and M. Yamasaki: A representation of cumulus-scale effects in a mesoscale-convection-resolving model for tropical cyclones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, pp.1035-1057, 2001.

- 3) Liu, T., D.-L. Zhang and M.K. Yau: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part~I: Explicit simulation and verification. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, pp.3072-3093, 1997.
- 4) Mashiko, W.: Polygonal eyewall and mesovortices structure in a numerically simulated Typhoon Rusa. *SOLA*, **Vol. 1**, pp.29-32, 2005.
- 5) Peng, Melinda S. and Simon W. Chang: Numerical forecasting experiments on Typhoon Herb (1996). *J. Meteor. Soc. Japan*, **Vol. 80**, **No. 6**, pp.1325-1338, 2002.
- 6) Lin, Y.L., R.D. Farley and H.D. Orville: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, pp.1065-1092, 1983.
- 7) Cotton, W.R., G.J. Tripoli, R.M. Rauber and E. A. Mulvihill: Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, pp.1658-1680, 1986.
- 8) Murakami, M.: Numerical modeling of dynamical and microphysical evolution of an isolated convective cloud — The 19 July 1981 CCOPE cloud. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, pp.107-128, 1990.
- 9) Ikawa, M. and K. Saito: Description of a nonhydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI. *Technical Report of the MRI*, **28**, 238p., 1991.
- 10) Murakami, M., T.L. Clark and W.D. Hall: Numerical simulations of convective snow clouds over the Sea of Japan; Two-dimensional simulations of mixed layer development and convective snow cloud formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, pp.43-62, 1994.
- 11) Tsuboki, K. and A. Sakakibara: CReSS User's Guide 2<sup>nd</sup> Edition, 2001.
- 12) Tsuboki, K. and A. Sakakibara: Large-scale parallel computing of Cloud Resolving Storm Simulator. *High Performance Computing, Springer*, H.P. Zima et al. Eds, pp.243-259, 2002.
- 13) 牛山素行: 2004年10月20~21日の台風23号による豪雨災害の特徴, 自然災害科学, Vol. 23, No. 4, pp. 583-593, 2005.
- 14) 気象庁予報部:用語集, 数値予報解説資料 (24), 平成3年度数値予報研修テキスト, pp.62-81, 1991.
- 15) 田中小緒里: メソ数値予報モデルの統計的検証, 数値予報解説資料 (35), 平成14年度数値予報研修テキスト「数値解析予報システムの検証と改良」, pp.1-3, 2002.
- 16) 二宮 洗三: 数値予報の基礎知識, Ohmsha, 218p., 2004.

(投稿受理:平成17年6月28日  
訂正稿受理:平成18年8月8日)