

雲解像モデルを用いた台風の高解像度シミュレーション —2004年の台風18号・23号について—

坪木和久

名古屋大学 地球水循環研究センター
〒464-8601 名古屋市 千種区 不老町
e-mail: tsuboki@rain.hyarc.nagoya-u.ac.jp
phone: 052-789-3493, fax: 052-789-3436

要旨

雲解像モデル CReSS(Cloud Resolving Storm Simulator) を用いて、水平解像度 1km という高解像度で、台風のシミュレーション実験を地球シミュレータで行った。2004年の強風をもたらした台風 T0418 と、豪雨と洪水をもたらした T0423 の結果を示し、台風の進路、構造、降水分布、降水強度などが精度よく予測されることを示す。

1 はじめに

地球上の大規模な低気圧には、温帯低気圧と熱帯低気圧がある。これらの低気圧は名前が示す通り、発生する場所が前者は温帯であり、後者は熱帯から亜熱帯で発生するという違いがある。しかしながら、これらの2つのタイプの低気圧の違いはその発生場所だけではなく、もっと本質的な点にある。それは発生のメカニズムであり、また低気圧のエネルギー源である。温帯低気圧が地球大気の南北方向の温度傾度に起因する位置エネルギーが主要なエネルギー源であるのに対して、熱帯低気圧は大気中の水蒸気の凝結に伴う潜熱が主要なエネルギー源である。すなわち温帯低気圧は水蒸気がなくても発生するが、熱帯低気圧は水蒸気がなければ発生しない。ここで主題とする台風は、熱帯低気圧のなかでもその最大風速が 17.2m/s を越えたものである。つまり台風の研究では、雲や降水過程を切り離して考えることができないのである。

台風の大きさにはさまざまなものがある。小さなものでは数 100km 程度で、大きなものでは数

1000km に及ぶ。いずれにしても地球の自転の効果（コリオリ力）が効いて、北半球では半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。積乱雲はたかだか水平スケールが数 10km で、鉛直方向にも 10km 程度の大きさしか持たない。この小さな積乱雲も集団となると、台風のような大規模な渦をつくり出すのである。

このような小さな積乱雲が台風には本質的である点が、台風をコンピューターで数値シミュレーションしようとするとき大きな問題となる。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ぬのである。これを考慮するためには大きく分けて2通りの方法がある。一つは積乱雲そのものは計算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計算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、さらに後で述べる台風の詳細な構造である降雨の集中する構造を計算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両方とも正確に計算することができる。しかしながら、それは非常に大規模な計算になるので、超高速のコンピューターと大規模なメモリーが必要になる。最近では、Nasuno and Yamasaki (1997, 2001) が軸対称モデルを用いてスパイラルバンドを調べているが、2次元モデルという制限がある。Liu et al. (1997) は3次元モデルを用いてシミュレーションを行なっているが、水平解像度が6kmであったため、台風内部の個々の雲を解像していない。台風の降水や強風はアイウォール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。

台風やその仲間のハリケーンは暴風と豪雨をもたらすが、強い雨は台風のどこにでも発生しているわけではない。台風の構造の特徴として、強力な積乱雲とそれにとまなう強い降水が集中するのは、「目の壁 (アイウォール)」と「降雨帯 (スパイラルバンド)」である。前者は台風の中心にあり、直径が数10km程度で、ときには100kmに達することがある。いわゆる台風の目の周辺をとり囲む積乱雲群で、台風の中でもっとも活発な降水活動が起こっている部分である。最近では2重のアイウォールなどが新しい話題としてあげられている。後者は台風中心を取り巻くように外側に向かって螺旋状に伸びる降雨帯で、これも活発な積乱雲で構成されている。アイウォールと異なり、スパイラルバンドは台風の中心からかなりはなれたところにも形成されることがある。高速の大規模コンピューターを用いてこれらのアイウォールやスパイラルバンドを台風全体とともにシミュレーションすることが、本研究の目的である。

近年の大規模コンピューターの進歩はめざましく、その理論性能はテラFLOPS、主記憶はギガバイト、ストレージはテラバイトに達するようになった。21世紀初頭の現在、これまで考えら

れなかったような超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の上に可能になりつつある。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なうために、雲解像数値気象モデル“Cloud Resolving Storm Simulator” (CReSS)を開発してきた。この数値モデルを用いて大規模な並列計算を実行し、台風をそれを構成する積乱雲とともにシミュレーションする。

本誌の他の論文でも述べられているように、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のうち、2004年9月7~8日に日本列島に沿って北東進して、日本各地に強風災害をもたらした台風18号と、2004年10月20日に豪雨災害をもたらした台風23号に注目し、雲解像数値モデルを用いてそれらのシミュレーション実験を行った。本稿では、雲解像モデルCReSSを用いて行った台風の数値シミュレーションについてまとめ、現在の計算機と数値モデルで台風とその内部の詳細な構造がどの程度精度よく表現されるようになってきているのかということを示したい。

2 雲解像数値気象モデル CReSS

雲、特に強い降水をもたらす積乱雲とその組織化したものは、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程される。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学過程を詳細に計算することが本質的に重要である。

CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) は雲スケールからメソ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た、雲解像の非静力学気象モデルである。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、その並列計算により雲の詳細な時間発展のシミュレーションを行うことができるモデルである。

CReSS の基本方程式系は非静力学・圧縮系で、地形に沿う鉛直座標系を用いている。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。

雲・降水過程は「冷たい雨」のバルク法を用いている (図1)。定式化は、Lin et al. (1983), Cotton et al. (1986), Murakami (1990), Ikawa and Saito (1991), and Murakami et al. (1994) 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ている。乱流については1次のクロージャー、または乱流運動エネルギーを用いた1.5次のクロージャーである。また、台風の発生・発達に本質的な地表面摩擦や熱・水蒸気のフラックスなどの地表面の過程も導入されている。

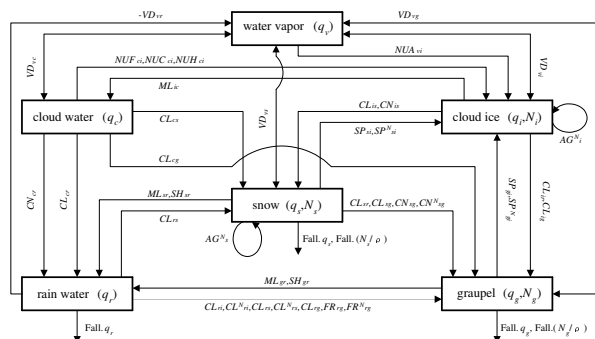


図1: CReSS で用いられている雲・降水の物理過程。

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や関数のプロファイルを水平一様に与え、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。広い領域の計算を行なうときは、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。

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。CRcSS についての詳細については、Tsuboki and Sakakibara (2001) または Tsuboki and Sakakibara (2002) 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。CRcSS Ver.2.0 では、地球シミュレータに最適化を行なった。このとき FORTRAN 90 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、J 方向にのみ領域分割を行なうことで、ベクトル長を長くするようにした。J 方向には MPI を用いたノード間並列を、また鉛直方向には OpenMP を用いたノード内並列をすることで、効率よく計算が行なえるようにした。

3 台風 T0418

台風 T0418 は北西太平洋を北西に進み、2004 年 9 月 5 日に沖縄島を通過した。その中心は 9 月 5 日 0930 UTC に名護市にあり、中心気圧は 924.4 hPa であった。T0418 が沖縄島を通過するとき、顕著なスパイラルバンドが観測された。T0418 は強い風をもたらしたことが特徴で、日本各地に多くの強風災害をもたらした。

台風 T0418 のシミュレーションの主な目的は、沖縄島付近におけるスパイラルバンドを調べることで、台風にもなう強風の構造を調べることである。シミュレーションは 2004 年 9 月 5 日 0000UTC の RSM を初期値として、24 時間の実験を行なった。T0418 の実験の設定を表 1 に示まとめた。

台風は日本列島に近付くと対称性が崩れ、スパイラルバンドの形状が不明瞭になる。この実験では、T0418 が海上にある時間帯についての計算を行った。シミュレーションで T0418 は太平洋上を

表 1: 台風 T0418 のシミュレーション実験の設定。

計算領域	x 1000, y 1000, z 18 km
計算格子数	x 1003, y 1003, z 63
格子解像度	H 1000m, V 200 ~350m
積分時間	24 時間
初期値	2004/09/05 00:00UTC の RSM
ES ノード数	100 nodes (800 CPUs)

北西進し、9月5日09UTCごろ沖縄島の名護付近を南東から北西に通過した。その後、東シナ海に入り沖縄島の北西で進路を北向きに転向した。この台風の全体的な移動は、位置についても時間についても観測とよく対応している。

図2は名護市付近を通過した直後の2004年9月5日10UTCの地上降水強度と地上気圧である。台風中心の地上気圧は観測よりやや高い945 hPaとなっているが、かなりの中心気圧の低下がみられる。中心の周辺にはスパイラルバンドが何重かにとりまいており、気圧の分布に対応して対称性のよい台風となっている。このような降水分布は観測とよく対応している。水平解像度1kmのシミュレーションでは目の壁雲やスパイラルバンドの非常に詳細な構造が示されている。スパイラルバンドの部分の拡大(図3)では、それを構成している個々の対流雲も解像されている。等値線で示した相当温位から、スパイラルバンドの内側には相当温位の低い空気が、一方で外側には高い空気があり、スパイラルバンドがその間に形成されていることが分かる。

T0418は先に述べたように強風をもたらした。シミュレーションでは台風中心をとりまくように、降雨帯に沿って強風域が存在した。最も強い風速は高度1km付近にあり、シミュレーションでは最大風速が70m/sを越えるほど強いものであった。

中心から半径方向の鉛直断面を図4に示す。これは南北断面に対応するが、この断面内にいくつかの降雨帯が形成されていることが分かる。スパイラルバンドを構成する対流はほぼ直立しており、この断面の外側の降雨帯(24.7°N)では、5000m付

近の上昇流は5m/sほどである。スパイラルバンドは対流雲列で構成されており、この時刻のスパイラルバンド内の最大の上昇流は15m/sを越える強いものがみられた。

図4の鉛直断面の右端はほぼ台風中心にあたるが、相当温位の分布をみると、中心の上空は相当温位の高い暖気核となっていることが分かる。24.7°Nにあるスパイラルバンドと25.5°Nにある降雨帯の間が相当温位の低い空気となっており、内側の降雨帯は外側の低相当温位と内側の高相当温位の空気塊の間に形成されている。一方、図3でも分かるように、外側のスパイラルバンドは内側の低相当温位と外側の高相当温位の空気塊の間に形成されている。このように雲を解像するシミュレーションでは、台風に伴う降水システムについての詳細なデータを提供する。

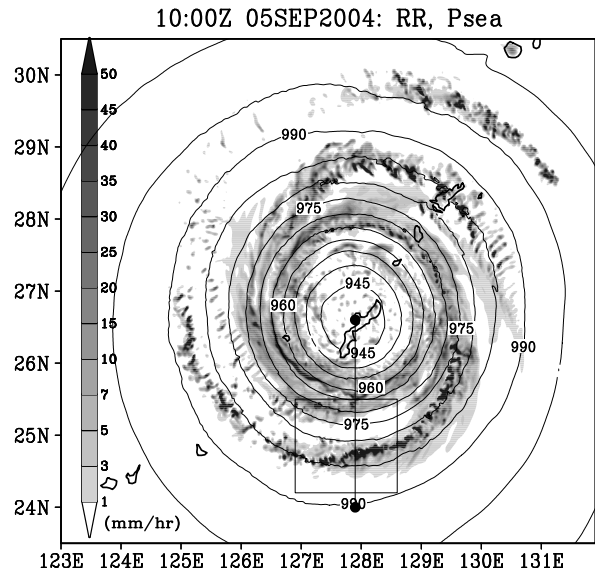


図 2: 台風 T0418 のシミュレーション実験の初期値から10時間目の2004年9月5日1000UTCの結果。地上の降雨強度 (mm hr⁻¹; グレーレベル) と気圧 (hPa; 等値線)。図中の四角形は図3の表示領域で、南北の直線は図4の鉛直断面の位置を示す。

4 台風 T0423

台風 T0423 による豪雨災害については牛山 (2005) 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

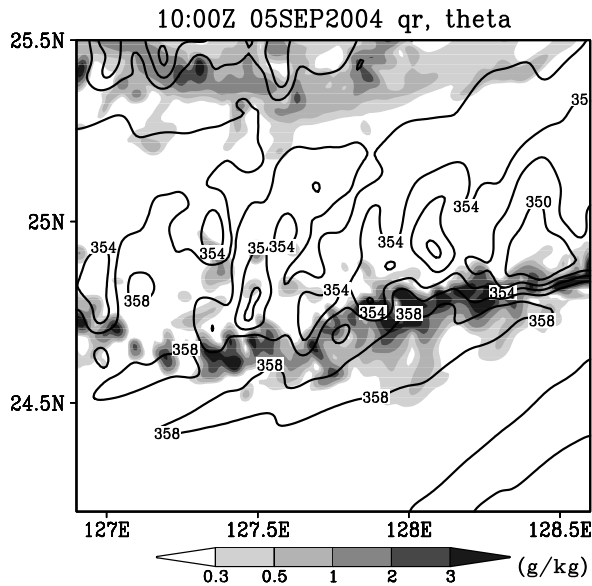


図 3: 図 1 の四角形の領域の高度 100m における雨水混合比 (g kg^{-1} ; グレーレベル) と相当温位 (K; 等値線)。表示の時刻は初期値から 10 時間目の 2004 年 9 月 5 日 1000UTC。

い。2004 年の台風 18 号台風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。T0423 に伴う豪雨は、台風の北東進とともに、九州の東側で始まり、四国南部、四国東部、そして紀伊半島東部および近畿地方へと移動した。特に近畿地方の日本海側では激しい豪雨となり、洪水被害を発生させた。この台風による豪雨で、死者・行方不明者が 96 人に達した。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。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 950hPa 程度であったが、上陸後、急速に中心気圧が上昇した。これは台風の衰弱を表しており、急速に温帯低気圧に変化した。

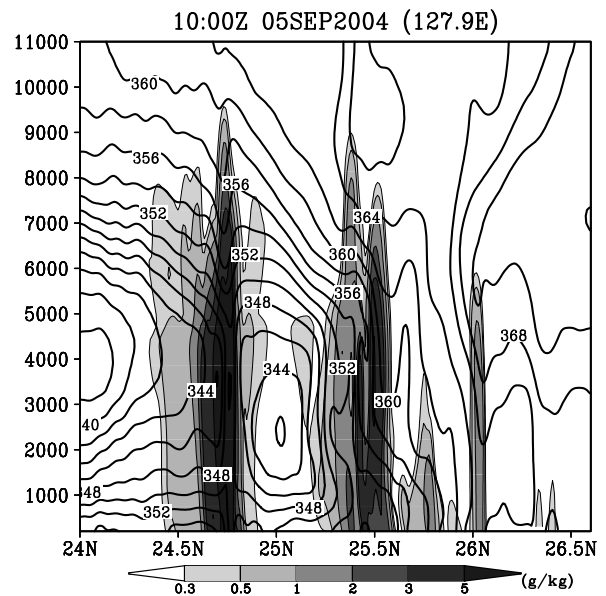


図 4: 図 1 の直線に沿う南北方向の鉛直断面における雨水混合比 (g kg^{-1} ; グレーレベル) と相当温位 (K; 等値線)。表示の時刻は初期値から 10 時間目の 2004 年 9 月 5 日 1000UTC。

2004 年 10 月 20 日 03UTC 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、温帯低気圧の特徴を持ちつつあることがわかる。重要な点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も、降水については豪雨となり得る場合があることを示している。

台風が四国の室戸岬付近に上陸するときの T0423 に伴う降水の分布を図 5 に示す。台風の北側の日本海側には広域の層状性の降雨域がある。四国では特に高知県と徳島県で強い降水がみられる。徳島県の AMeDAS 観測点の旭丸 (東経 134 度 19.6 分、北緯 33 度 56.0 分) では、10 月 19 日 15UTC~20 日 15UTC の 24 時間で総降水量が 449mm であった。主要な降水は 19 日 21UTC から始まり、20 日 02UTC~07UTC に 30mm/hr を越える豪雨が起きている。特に 03、04UTC には 70mm/hr を越えるような強い降水がみられる。また、紀伊半島でも強い降水が起きている。その紀伊半島の降水域からスパイラルバンドが南~南西に伸びている。洪水の発生した近畿地方北部の降水は 20 日 04UTC ごろから強化している。台

風の上陸とともにスパイラルバンドの形状ははっきりしなくなっているが、降水が強化しはじめた時刻から図5の0630UTCでは、近畿地方に北西から南東に降雨帯が伸びている。これはもはやスパイラルバンドの形状をほとんど維持していない。

T0423のシミュレーションの目的はこのような豪雨の形成過程を調べることである。実験の設定を表2にまとめた。初期値は2004年10月19日1200UTCで、この時刻に台風の中心は計算領域の内の奄美大島の南南西にあった。

表 2: 台風 T0423 のシミュレーション実験の設定。

計算領域	x 1536, y 1408, z 18 km
計算格子数	x 1539, y 1411, z 63
格子解像度	H 1000m, V 200 ~350m
積分時間	30 時間
初期値	2004/10/19 12:00UTC の RSM
ES ノード数	128 nodes (1024CPUs)

シミュレーションにおける T0423 の移動は、観測されたものとよく一致し、初期値の奄美大島の南南西から九州、四国の太平洋沖を北東進し、四国の室戸岬付近を東北東に中心が通過している。図6は図5のレーダー観測の時刻のシミュレーションの結果である。中心が室戸岬付近にあり、東北東に進んでいる。シミュレーションでは台風の東側で北向き水蒸気フラックスが大きく、それが日本の地形に到達したとき、太平洋側では豪雨が発生した。豪雨域は台風の移動とともに九州から四国に移動した。2004年10月20日04UTCの台風が四国に南に達したとき、近畿地方と紀伊半島東部で豪雨が始まった。図6の時刻では、徳島県と紀伊半島で降水が強くなり、紀伊半島から南にスパイラルバンドが伸びている。この時刻には近畿地方に降雨帯が北西から南東に伸びている (図6)。

この近畿地方の降水域を拡大すると (図7)、ここでは最大で、60mm/hr を越える激しい降水が起こっていることが分かる。気象庁観測点の京都府福知山付近の降水強度の時間変化をみると、観測と同様にシミュレーションでも19日21UTCご

ろから降水が強化しはじめ、20日04UTCごろまで徐々に増加し、シミュレーションでは04UTCに、観測では05UTCに20mm/hrを越える強い降水となっている。この降水はシミュレーションでは09UTCごろに、観測では10UTCに急激に弱まる。これらの降水強度の時間変化は、降雨帯の通過に対応している。強い降水が長時間持続したのは、複数の降雨帯が連続的に近畿地方上空を通過したためである。

太平洋側の豪雨域は台風の移動とともに東に移動した。しかしながら、近畿地方の豪雨は10月20日09UTCまで持続した。台風が近畿地方を東に通過した後、中国地方及び近畿地方では北東風が非常に強化された。その結果、これらの地域の日本海側では、地形性の降水が形成された。このように近畿地方北部では、台風の通過前の豪雨の停滞と、吹き返しにともなう地形性降水で、総降水量が大きくなり、甚大な被害をもたらした洪水が発生した。

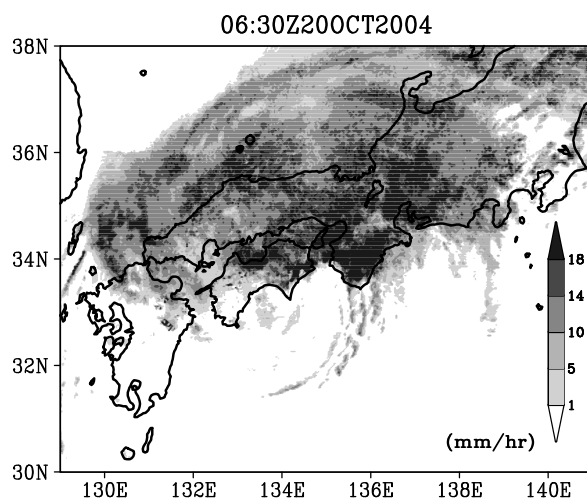


図 5: 気象庁レーダーから得られた2004年10月20日0630UTCの降雨強度 (mm hr⁻¹; グレースケール)。

5 まとめ

台風の子測でまず重要なことは、台風の進路予測である。ここに示した計算例は24時間または

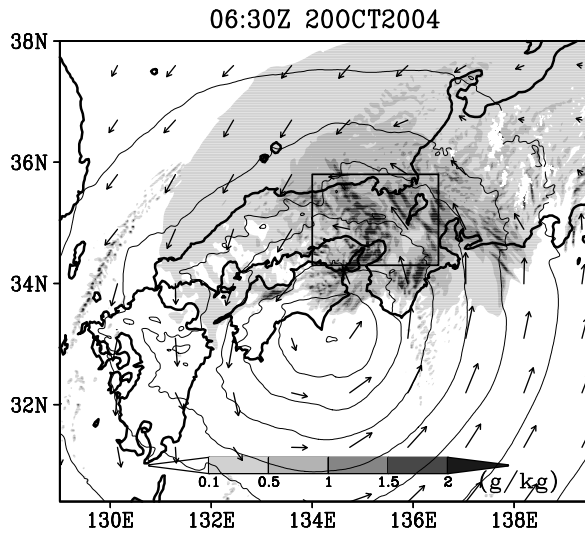


図 6: T0423 のシミュレーション実験で得られた初期値から 18 時間 30 分の 2004 年 10 月 20 日 0630UTC の高度 1965m における雨水混合比 (g kg^{-1} ; グレーレベル)、水平速度ベクトル (矢印)、及び気圧分布。図中の四角形の領域は図 7 の表示領域。

30 時間であるが、T0423 のように中緯度に達して移動が早いものでも、観測とよく対応した移動がシミュレーションされた。領域モデルでは側面境界があるので、このような実際の現象のシミュレーションでは、時間変化する側面境界条件が用いられる。台風のシミュレーションが観測とよくあうものになるためには、それが適切に用いられなければならない。ここでは結果は示さなかったが、ここで用いた CReSS では、台風が初期値において計算領域の外にあっても、あたかも台風を含むような広い領域で計算しているかのよう、台風が計算領域に入り込むことができる。逆に台風が計算領域から出てしまう場合も、側面境界がないかのように境界から台風が出て行くように計算できる。これはこのモデルでは、側面境界条件が適切に取り扱われているからである。

次に重要な点は、台風に伴う降水分布が正確にシミュレーションされることである。今回の 2 つの例のうち T0423 のように中緯度に近付いた台風は、低緯度の海上にあるときのような対称性のある降水分布と異なり、台風周辺のある領域に偏って降水が分布する。台風の降水はその中に形成される降雨帯に集中して起こる。ここで示した

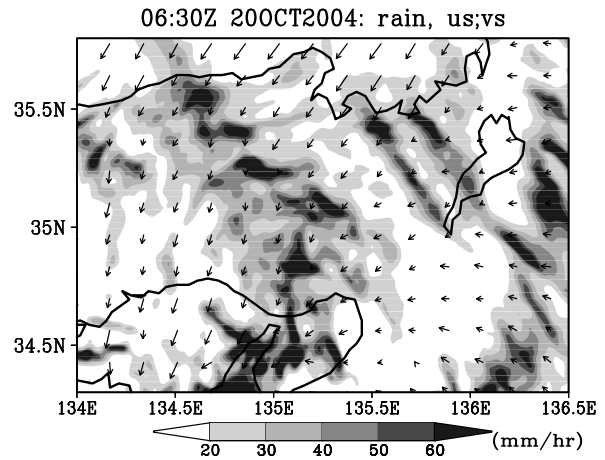


図 7: 図 6 の四角形の領域の同時刻における地上降雨強度 (mm hr^{-1} ; グレーレベル) と地上風速度ベクトル (矢印)。

T0423 のシミュレーションでは、台風中心の北東から東側に形成された降水域がおおむね観測によく対応しており、そのため降水の精度よい予測が得られた。

静力学モデルでは、上昇流は水平風の収束の結果として計算される。さらに雨は水蒸気の飽和剰余として診断的に計算される。一方でここで用いた CReSS のような雲解像モデルでは、雨が直接予報される。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。さらに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。解像度が上がることで、より実地形に近いモデル地形になる。特に格子点で平均される標高は、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。このように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。

台風は暴風雨をもたらすと同時に重要な水資源を提供してくれる。その強い降水は台風のどこににであるわけではなく、アイウォールとスパイラルバンドの降雨帯に集中して起こっている。アイウォールとスパイラルバンドを解像し、かつ台風全体を雲解像モデルでシミュレーションすることは、最近になってやっと可能になりつつあるものである。ここでは雲解像モデル CReSS(Cloud

Resolving Storm Simulator) を用いた例として、2004 年の台風の T0418 と T0423 の結果を紹介した。今後このような計算はさらに大規模になり、さらに詳細な構造が分かってくるであろう。それによって台風とそれに伴う降水のより正確な予測が可能になることが期待されている。

台風は強風と豪雨に伴う災害をもたらすが、これらの災害を低減するため今後の研究課題として、数値モデリングの立場から次のようなことがあげられる。

1. 台風構造の理解: 広領域で超高解像度の雲解像モデルを用いた台風の微細構造のシミュレーションによる台風構造の理解。
2. 台風の多様性の理解: 多数の事例の実験を行ない、個々の台風の特徴と特異性を明らかにする。
3. 豪雨と強風の子測: 台風中心付近の強風の微細構造と、その強風域内だけでなく、台風遠方における降雨帯に伴う豪雨の子測。
4. 台風と地形: 台風に伴う降雨の地形による強化のプロセスとメカニズムの理解。

今後、これらの課題を中心として、雲解像モデルを用いた台風の研究を進めていく計画である。

謝辞

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ないました。

参考文献

Cotton, W. R., G. J. Tripoli, R. M. Rauber and E. A. Mulvihill, 1986: Numerical simulation of the effects of varying

ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1658–1680.

Ikawa, M. and K. Saito, 1991: Description of a nonhydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI. *Technical Report of the MRI*, **28**, 238pp.

Lin, Y. L., R. D. Farley and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065–1092.

Liu, T., D.-L. Zhang and M. K. Yau, 1997: A multiscale numerical study of Hurricane Andrew (1992). Part I: Explicit simulation and verification. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3072–3093.

Murakami, M., 1990: Numerical modeling of dynamical and microphysical evolution of an isolated convective cloud — The 19 July 1981 CCOPE cloud. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 107–128.

Murakami, M., T. L. Clark and W. D. Hall 1994: 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**, 43–62.

Nasuno, T. and M. Yamasaki, 1997: The effect of surface friction on the mesoscale organization of cumulus convection in tropical cyclones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 907–923.

Nasuno, T. and M. Yamasaki, 2001: A representation of cumulus-scale effects in a mesoscale-convection-resolving model for tropical cyclones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 1035–1057.

Tsuboki, K. and A. Sakakibara 2001:

CRess User's Guide 2nd Edition.

Tsuboki, K. and A. Sakakibara, 2002:

Large-scale parallel computing of Cloud Resolving Storm Simulator. *High Performance Computing, Springer*, H. P. Zima et al. Eds, 243–259.

牛山素行, **2005:** 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*, 23, 583–593.