

雲解像モデルの並列計算

—モデル開発の現状と今後の発展方針—

坪木和久* ・ 榊原篤志†

名古屋大学 大気水圏科学研究所

神谷信彦‡

愛知学泉大学 コミュニティー政策学部

1 はじめに

台風や梅雨前線は、発達した積乱雲やその組織化した積乱雲群およびその周辺に形成される層状雲で構成される。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、流れの場と雲物理場の複雑な非線形相互作用でその発展が規程される。こうした積乱雲を主体とする降水系（メソスケール対流システム、メソ対流系）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計算することが本質的に重要である。雲物理学過程の詳細な定式化は多くの従属変数を必要とする。たとえばバルク法によるものでも、雲水、雨水、氷、雪、あられ等の混合比が従属変数となる。さらにたとえばこうした大気水象の粒径分布などの時間発展を計算しようとすると、その計算に必要な従属変数の量は極めて多くなり、計算も膨大になる。このような数値計算には大規模なメモリーと高速の CPU を持つ並列計算が不可欠である。

本研究の目的は大規模な並列計算機で効率よく実行できる雲解像モデルを開発し、その並列計算により雲スケールからメソスケールの現象のシミュレーションを行うことである。メソ対流系は様々な激しい気象をもたらす。たとえば豪雨、豪雪、雹、ダウンバースト、マイクロバースト、竜巻などの例があげられる。メソ対流系のシミュレーションを行うことで、その構造やメカニズムを調べることが可能になる。たとえばダウンバーストやマイクロバーストのような現象では、その形成に雲物理学過程が深く関与している。これを十分シミュレーションできるモデルは積乱雲にかかわる現象を力学的にも雲物理学的にも詳細に表現できるものであることが期待される。一方、気候モデルにおいて雲は大気の駆動源として重要であるが、ここで開発するモデルは雲の内部構造を時間変化を含めてシミュレーションするものであるため、雲の気候モデルにおけるパラメーターを明らかにすることにも用いることが期待される。

2 モデルの特徴と並列効率

この節では現在開発している雲解像モデルの特徴とその並列計算における計算効率について

*名古屋大学 大気水圏科学研究所、〒464-8601 名古屋市千種区不老町、E-Mail: tsuboki@ihas.nagoya-u.ac.jp

†(財)高度情報科学技術研究機構、〒464-8601 名古屋市千種区不老町、E-Mail: atsusi@ihas.nagoya-u.ac.jp

‡愛知学泉大学 コミュニティー政策学部、〒471-8532 豊田市大池町汐取1、E-Mail: nkamiya@gakusen.ac.jp

述べる。

ここで開発した雲解像メソスケールモデルの主要な特徴は次の通りである。力学過程の基礎方程式系は非静力学・圧縮系、計算は3次元領域で地形を含むもの、力学過程の従属変数は、流れの3成分、温位偏差、気圧偏差、乱流運動エネルギーである。現在のところ雲物理学過程として、「暖かい雨」のみを導入しており、雲物理学過程の従属変数は、水蒸気、雲水、及び雨水の混合比である。空間微分は差分法を用い、鉛直水平とも陽解法または水平陽解法・鉛直陰解法を用いることができる。時間積分は時間分割で音波以外の積分には leap-frog 法を Asselin の時間フィルターを併用して用いている。乱流は Smagorinsky の1次のクロージャまたは乱流運動エネルギーを用いた 1.5 次のクロージャによるパラメタリゼーションを導入している。移流の計算は4次の精度のものを用いている。

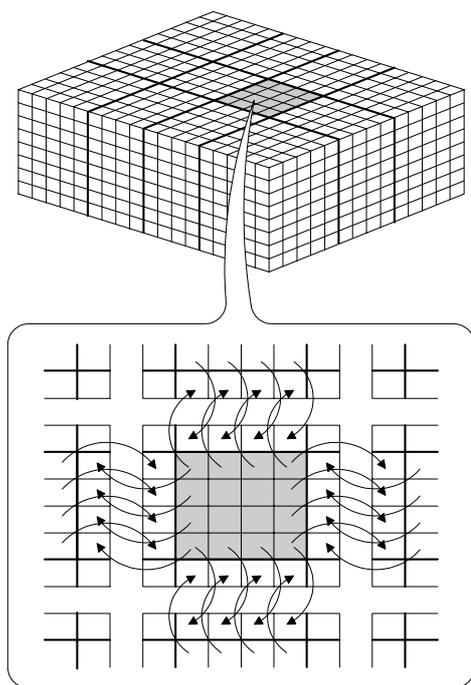


図 1: 並列計算における領域分割と並列計算における PE 間の通信についての概念図。

初期条件には高層観測などから 1 次元プロ

ファイルを水平一様に与えるか、広領域モデルにネスティングする場合は、その出力値を内挿した 3 次元の非均一データを与える。境界条件には、固定壁または鏡像条件、周期境界条件、傾き零の条件の他に放射境界条件を用いることができるようにした。また上部にスポンジ層を用いることができるようにした。

並列計算には MPI (Message Passing Interface) を用い、領域分割は矩形領域の 2 次元分割を用いている (図 1)。ここで開発している雲解像モデルは、積雲、積乱雲を詳細に解像するモデルを目標にしているため、計算領域としてはメソスケール程度を考えている。このため地図投影は現在は取り入れておらず、矩形領域での計算のみである。また雲の放射は考慮していない。

ここで開発する雲解像モデルは並列計算機で実行するものである。計算領域は全球モデルなどに比べるとはるかに小さいが、解像度が 1km 以下と高く、雲物理学過程を考慮するとき、雲物理学過程の計算は非常に大きなものになり、並列計算機でなければ計算を実行できないものになるからである。本モデルの並列化効率を $67 \times 67 \times 35$ の格子数で 50 ステップ実行する実験で調べた。ここで用いた計算機は日立 SR2201 を用いた。図 2 に示すように、PE の数が増えるにしたがって、計算時間が減少している。その現象の仕方は線形の線にほぼ沿っており、本モデルの並列化が効率よく行なわれていることが分かる。並列化効率は 16 個の PE まではほぼ 0.9 以上と高い並列化効率を示している。32PE になると 0.8 をやや下回るが、これは水平の計算格子数が、 67×67 と小さいため、PE がある程度大きくなると、計算全体に占める通信の量が大きくなるためである。

上記のように本モデルは高い並列化効率であることが示されたが、並列化により正しく計算

が行なわれていることについては、複数の PE で行った計算と単一の PE で行ったものとを比較するなどして、モデルの並列化が正確に行われていることを検証した。

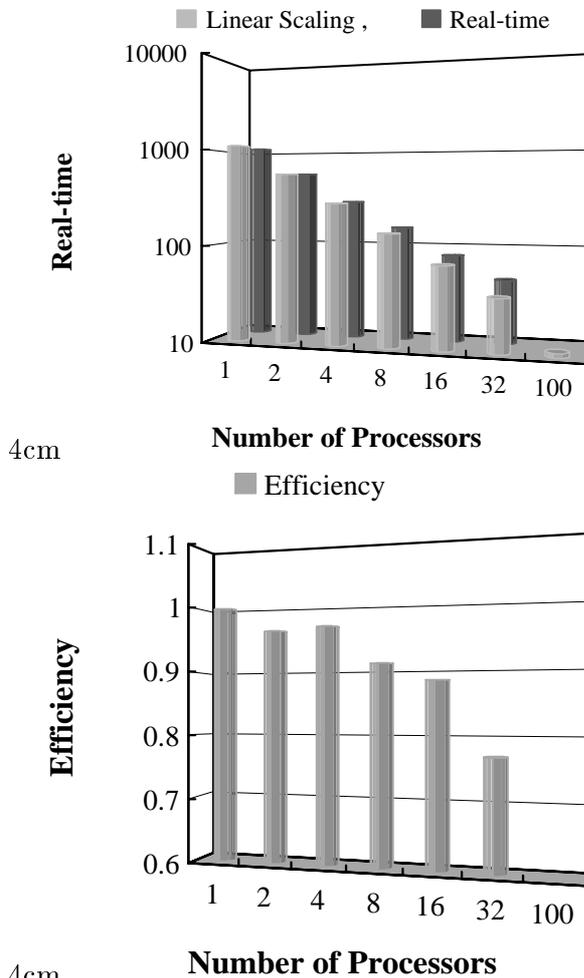


図 2: 並列計算のテストの結果得られた計算時間 (上図) と並列効率 (下図)。モデルのテストは $67 \times 67 \times 35$ の格子点で 50 ステップの計算を行った。計算は日立 SR2201 で行なった。

3 乾燥大気におけるモデルのテスト

次にモデルの乾燥大気の計算についての検証を行った。この検証には、山岳波、ケルビンヘルムホルツ不安定波、及びドライダウンバース

トについてテストを行った。

山岳波では一様な流れの中に小規模な孤立峰を置いて実験を行った。山の高さは 500m、モデルの水平解像度は 400m で 3 次元で実験を行った。結果を図 3 に示す。計算の結果は、理論的に期待される山岳波と同様なものが得られた。これを他の雲解像モデルと比較したところ同様の結果が得られた。これにより力学過程の計算と放射境界条件が正しく計算されていることが示された。

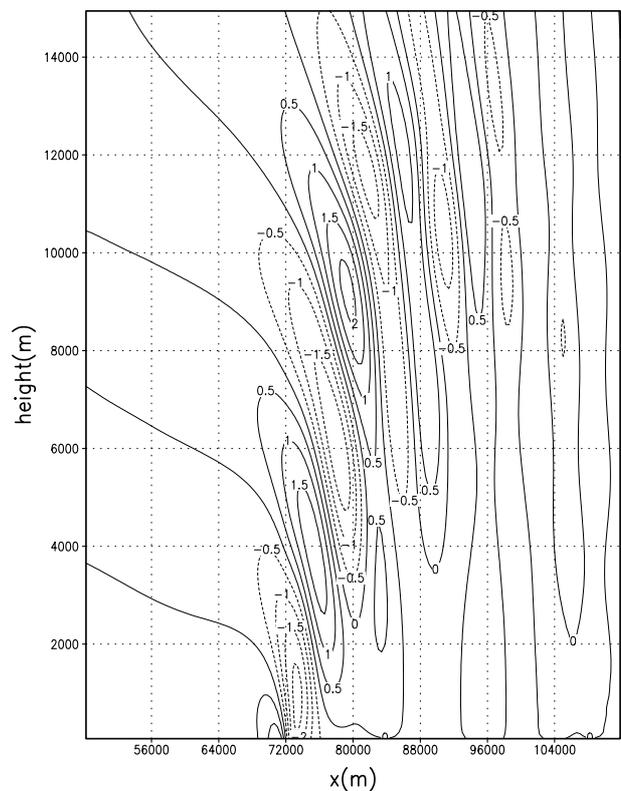


図 3: 乾燥大気における山岳波の実験。山の高さは 500m である。図は鉛直断面における鉛直流の大きさを等値線 (m s^{-1}) で示してある。

ケルビンヘルムホルツ不安定波については 2 次元で、水平解像度 20m で計算を行った。この結果、ケルビンヘルムホルツ波が時間的に発達していくようすがみられ (図 4)、それに特有にみられるキャッツアイ構造などの特徴が表

現され、渦の移流による温位の逆転成層なども再現された(図5)。この結果は Klaassen and Peltier (1985) のケルビンヘルムホルツ不安定波の2次元の実験とほぼ同じものである。これにより乱流のパラメタリゼーションなどが小さな格子間隔でも正しく計算されることが示された。

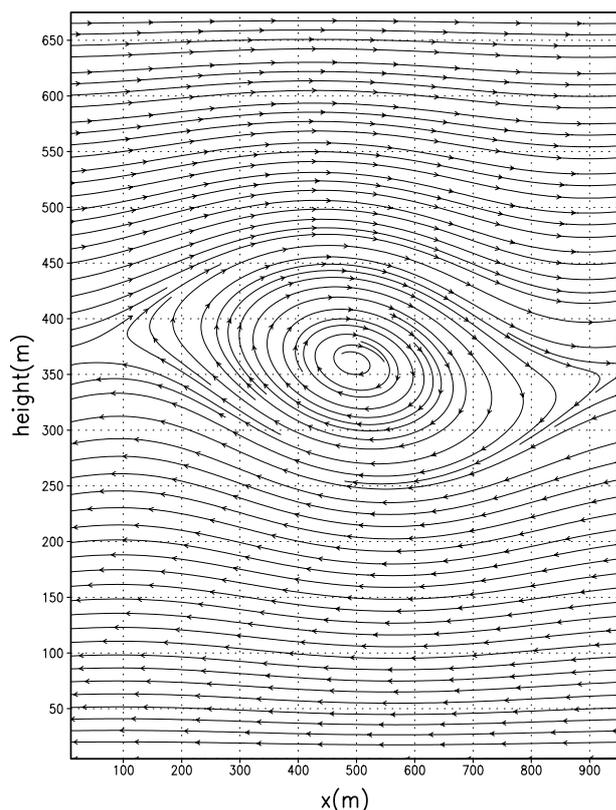


図4: 乾燥大気における2次元ケルビンヘルムホルツ波の実験で得られた流れの成分 u, w の流線。

ドライダウンバーストでは下向加速度の形成については考えず、流れの場だけが再現されるかどうかを調べた。その目的のためこの実験では3次元で初期に上空に密度の高い空気をおいて、計算を行った。これにより下降気流と、地上での発散風、それに伴う循環、及び発散風先端部のガストなどが期待されるように表現された(図6)。以上のテストにより本モデルは乾燥大気の部分については正しく計算されているこ

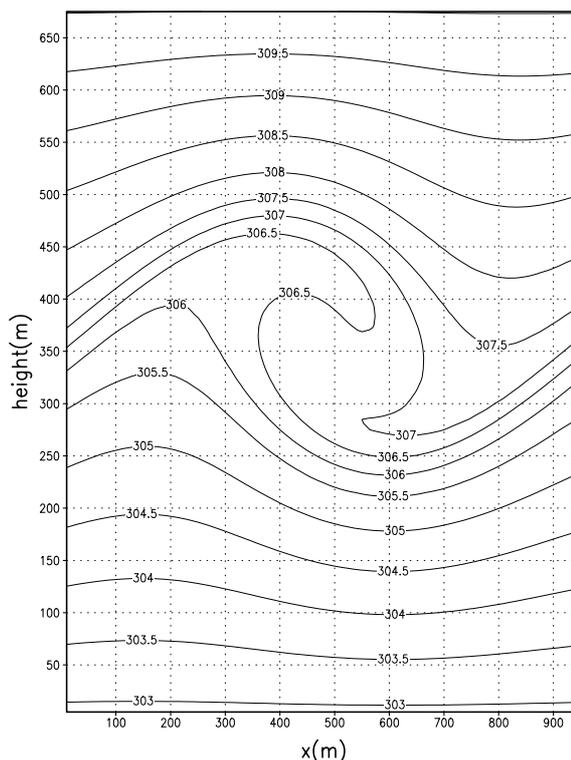


図5: 乾燥大気における2次元ケルビンヘルムホルツ波の実験でえられた温位。

とが検証された。

4 スーパーセルと竜巻のシミュレーション

湿潤大気でのモデルのテストとして、1999年9月24日に愛知県豊橋市で、台風18号に伴って発生した竜巻のシミュレーションを行った。竜巻は数100mの水平スケールを持っており、それを発生させる親雲のスーパーセルという積乱雲は数10kmの水平スケールを持っている。この現象を選んだのは、この様にスケールのオーダーが異っていて、しかも同時に発生するものをシミュレーションできることを示すことで、モデルが正しく機能していることを示すためである。

地上のものを激しく破壊するような強力な竜巻の多くは、スーパーセルなどの大きな渦度

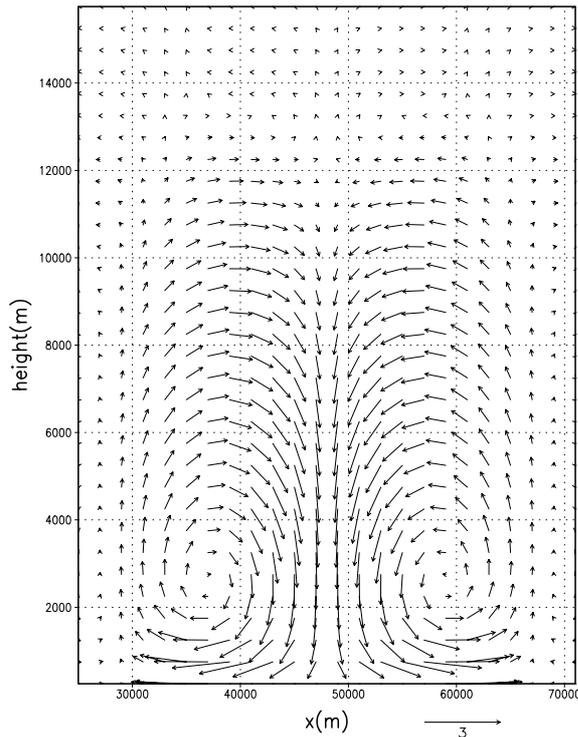


図 6: 乾燥大気におけるダウンバーストの実験で得られた流れの鉛直断面のベクトル。

を持つ積乱雲に伴って発生する。このような竜巻のシミュレーションを困難にしていたのは、スーパーセルが数 10km のスケールで、竜巻が数 100m のスケールというように、スケールのオーダーそのものが大きく異なることに起因している。このようにスケールが異ると、計算領域は大きなほうにあわせて $100\text{km} \times 100\text{km}$ のオーダーが必要で、一方、水平解像度は小さいスケールにあわせて 100m 程度が要求される。しかも雲の発達が多く関与しているので、雲そのものを十分表現しなければならない。さらに細かい空間解像度に対応して積分の時間間隔も小さくなる。この場合計算のメモリーが非常に大規模になり、しかも高速の計算速度を持つ CPU が要求される。このような計算は大規模な並列計算機でなければ実行できないものである。

スーパーセルの雲モデルを用いたシミュレーション実験は水平解像度数キロメートルのもの

がこれまで行なわれてきた (Wilhelmson and Klemp, 1978; Weisman and Klemp, 1982, 1984)。Klemp and Rotunno (1983) は水平解像度をあげてメソサイクロンの詳細な構造を調べたが、トルネードそのものを解像できるものではなかった。

しばらく前の竜巻のシミュレーションでは軸対称のモデルが用いられてきた。しかしながらその親の積乱雲のスーパーセルは著しい 3次元構造をしている。最近になって、解像度の低いモデルでスーパーセルをシミュレーションし、その中に細かい構造が現れたときだけ高解像度モデルをネスティングするテクニックで竜巻のシミュレーションが行なわれている。Wicker and Wilhelmson (1995) は、この様な方法、adaptive grid method を用いて高解像度では 120m の水平格子でトルネードの発生のシミュレーションに成功している。Grasso and Cotton (1995) は RAMS を用いて two-way nesting でトルネードの渦のシミュレーションを行った。しかしながら、この様な方法では、細かい構造の判定についての任意性や、ネスティングにおける境界での荒いモデルと細かいモデルの間の不整合等が起る可能性があり、どのような場合でも同じようにモデルを実行できるかどうかの保証はない。ここで開発しているモデルではすべての領域で同じ解像度で計算を行うのでその様な問題は起こらない。ここで行なった実験はその様なネスティングをせずに、すべての領域を均等な解像度の 100m という細かい格子で、3次元構造を持つスーパーセルとスケールの異なる竜巻を同時にシミュレーションしたことに意義がある。

豊橋の竜巻は 11JST 頃発生し、約 40km/h で約 30 分間に渡って 20km ほど北上した。竜巻が通過した後を見ると、幅数百メートルの帯状に被害域が南から北に向かって伸びているのが分かる。被害の状況は、50 以上の全壊家屋があり、電柱が折れる、車が飛ばされる、ビニール

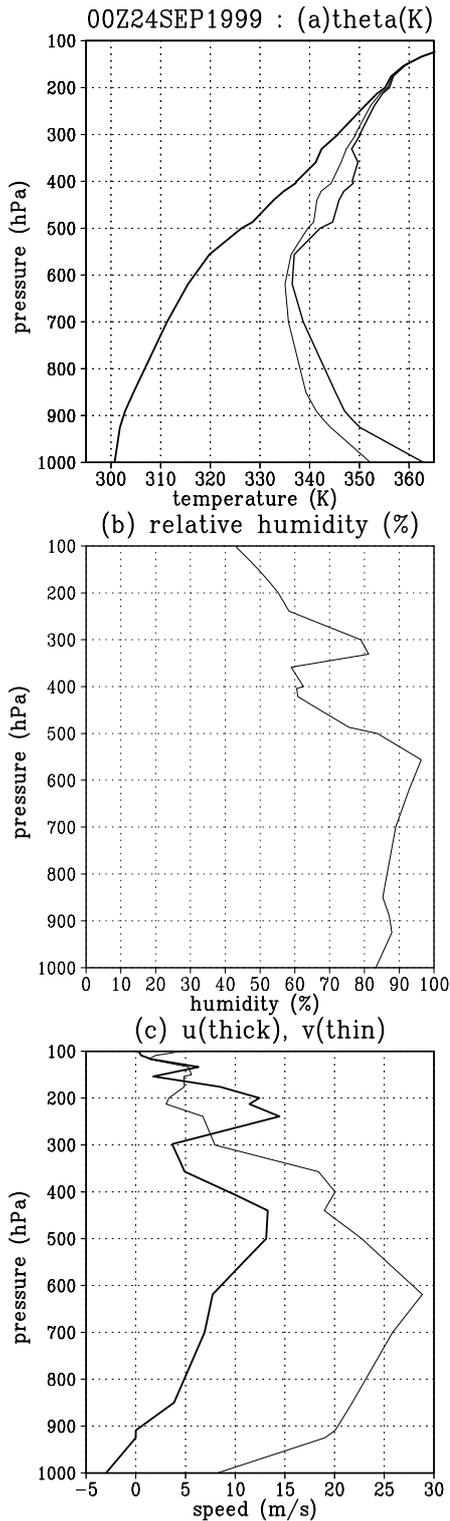


図 7: 1999 年 9 月 24 日 09JST の潮岬の高層観測の鉛直プロファイル。(a) 温位 (太線)、相当温位 (細線)、飽和相当温位 (中太線)、(b) 相対湿度 (線) と南北成分 (細線)。

ハウスがつぶされる、比較的大きな木が折れるなどの顕著な被害がみられた。目撃証言によると木が根から引き抜かれるようすもみられた。被害家屋の中に入ってみると天井が完全に抜けてしまっていた。これらの被害の様子から、最大風速は 50m/s を越えるものであったことが推測される。気象庁の発表では、この竜巻は 6 段階で風の強さを表すスケールで F3 に相当するということである。1990 年 12 月 11 日に千葉県茂原市で発生した竜巻 (気象庁, 1993) が F3 であったのについて、国内で観測されたものとしては強力なものであったと考えられる。

豊橋の竜巻が発生したときは、近い時刻に複数の竜巻が発生したが、豊橋と豊川の竜巻についてはビデオ画像データがあり、竜巻の様子を知ることができた。これより竜巻は直径が数 100m ある太い円筒状で、これら二つの竜巻はともに反時計回りをしていることが明らかである。豊橋の竜巻についてはその発生時の目撃があり、それによると「真っ黒な雲から、はじめ幅広く下に向かって 100m ほど雲が落下。さらにそこから竜巻が伸びた。ごうごうと大きな音がして、目に見えるほどの大粒の雨が降った。」ということである。しかしながら雹は顕著にはみられなかった。小林他 (1997) が報告した 1994 年 10 月 4 日の土佐湾上の竜巻群がすべて漏斗状で時計回りであったのとは異なるものであったことがあきらかである。

竜巻の親雲となるスーパーセルが発生するのは、成層状態が不安定で、下層が湿っており、鉛直シアーが強い場合である。こうした大気の状態を潮岬の高層観測を用いて調べた。図 7 はその鉛直プロファイルである。温位の分布から 600hPa より下層が強い対流不安定になっていることが分かる。特に 900hPa 以下は不安定度が強い。湿度をみると 550hPa 以下が非常に湿潤である。風の鉛直プロファイルを見ると、鉛直シアーが東西成分、南北成分とも顕著である

ことが分かる。特に南北成分は600hPa付近に最大風速をもつプロファイルをしており、それより下層のシアが顕著である。これらの大気場の特徴はスーパーセルの発生によい条件であるといえる。

竜巻とスーパーセルの数値実験では図7に示された潮岬の高層観測を基本場として与えた。モデルの水平解像度は100mで、計算を約50km × 50kmの領域で行った。雲物理学過程は「暖かい雨」のみで、初期擾乱には温位のバブルを与えた。

その結果、竜巻の親となるスーパーセルが計算開始後約1時間30分後には準定常状態になり、さらにその中心付近にできたフック状降水の中の最大上昇流付近に竜巻に相当するスケールの渦が形成された(図8)。図9は地表面近くの渦の拡大図である。渦の直径は約500mほどあり、実際に観測されたものと同じ程度の大きさを示している。流れは気圧と旋衡風バランスをしており、中心付近には0.1/s以上の非常に強い渦度が形成されている。

渦の鉛直断面を図10に示す。直径約500mの渦度最大の軸が、気圧偏差の示す低圧部と対応して、高度約1.5km付近まで斜めにのびている様子が明瞭にシミュレートされている。この渦の中心で雲水の混合比が垂れ下がっているようすもみられた。これは実際の竜巻の中心で黒い雲がロート状に垂れ下がるのに対応するものである。これらの結果よりこのモデルがスーパーセルとその中で形成される竜巻を同時にシミュレーションできることが示された。

5 まとめ

積乱雲やその組織化したメソ対流系の高精度シミュレーションを並列計算機を用いて行なうために積乱雲を解像するモデルを開発し、現

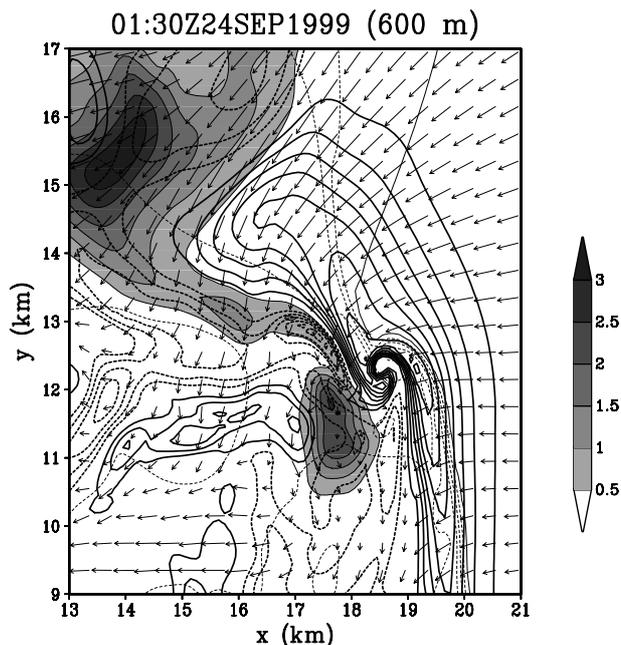


図8: シミュレーションで得られたスーパーセルの中心付近の高度600mの水平断面。グレースケールは雨水の混合比、太線は鉛直流、ベクトルはシステムに相対的な水平風。細線は地上の温位。

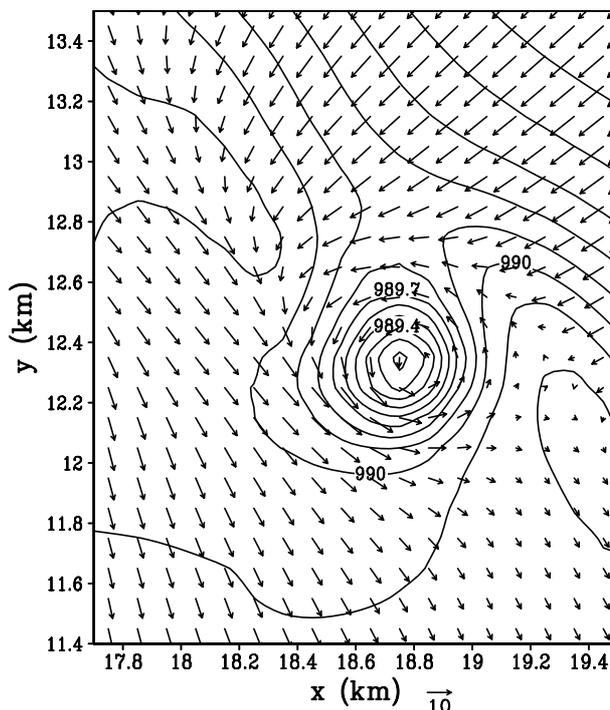


図9: シミュレーションで得られた竜巻に相当する渦の地上付近の気圧分布(hPa)とシステムに相対的な流れのベクトル。

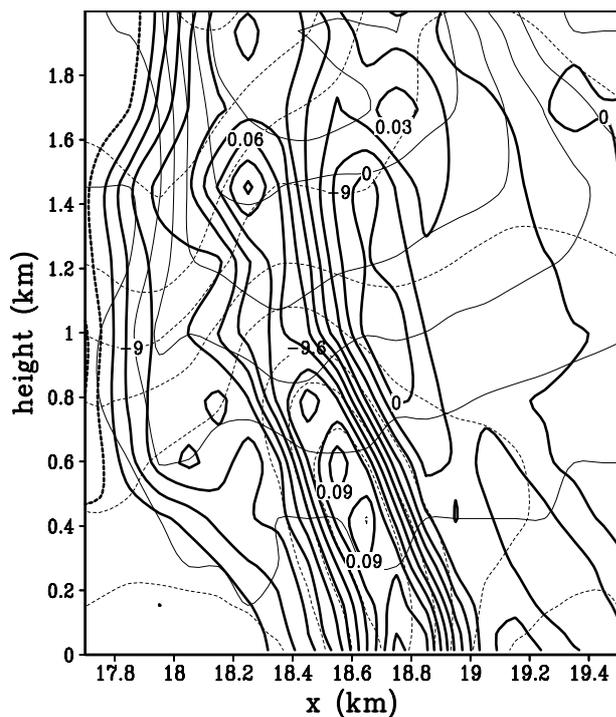


図 10: シミュレーションで得られた竜巻に相当する渦の中心付近の鉛直断面。太実線は渦度 (s^{-1})、細実線は雲水の混合比、破線は気圧偏差 (hPa)。

時点でその第 1 段階が完了した。具体的には、モデルの力学過程の計算、地形の導入、乱流過程、様々な境界条件、移流項の高精度化、暖かい雨の雲物理学過程、鉛直陰解法、あらい格子のモデルへのネスティングなどが完了し、基本的にシミュレーションを実行できるようにまで至った。

これによる乾燥大気に関するモデルのテストとして、山岳波、ケルビンヘルムホルツ不安定波、乾燥ダウンバーストの実験を行った。これらの結果は期待されるものが得られた。たとえば山岳波であれば、理論的にまたは他の数値モデルで得られているような場が得られた。またケルビンヘルムホルツ波の場合もキャッツアイ構造などの特徴が表現されていた。

湿潤大気に関するモデルのテストとして、1999 年 9 月 24 日に愛知県豊橋市で、台風 18 号に伴ってスーパーセル中に発生した竜巻のシ

ミュレーションを行った。この計算では水平解像度を 100m にして実行したが、これにより水平スケールの異なるスーパーセルと竜巻が同時にシミュレートされた。

並列化に関しては複数の CPU で行った計算と単一の CPU で行ったものとの比較するなどして、モデルの並列化が正確に行われていることを検証した。またモデルの並列化効率についても調べ、PE の増加とともに計算速度の顕著な増加がみられ、並列化が最適に行なわれていることが示された。

謝辞

本研究の一部は高度情報科学技術研究機構によって支援されています。その研究助成につきまして深く感謝申し上げます。本研究の計算は東京大学情報基盤センターの計算機、HITACHI SR8000 を用いて行ないました。

References

- Klaassen, G. P., and W. R. Peltier, 1985: The evolution of finite amplitude Kelvin-Helmholts billow in two spatial dimensions. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1321–1339.
- Klemp, J. B., and R. Rotunno, 1983: A study of the tornadic region within a supercell thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 359–377.
- Grasso, L. D., and W. R. Cotton, 1995: Numerical simulation of a tornado vortex. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1192–1203.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical

wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504–520.

Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2478–2498.

Wicker, L. J., and R. B. Wilhelmson, 1995: Simulation and analysis of tornado development and decay within a three-dimensional supercell thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2675–2703.

Wilhelmson, R. B., and J. B. Klemp, 1978: A numerical study of storm splitting that leads to long-lived storms. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1974–1986.

気象庁, 1993: 平成 2 (1990) 年 12 月 11 日千葉県内で発生した竜巻等調査報告、気象庁技術報告 113 号。

小林文明・千葉修・松村哲, 1997: 1994 年 10 月 4 日土佐湾海上で発生した竜巻群の形態と構造, 「天気」, 44, 19–34.