

## 台風9918号により東海地方にもたらされた竜巻に関する数値実験

吉野 純・石川 裕彦・植田 洋匡

### 要旨

1999年9月24日に愛知県豊橋市にて発生した、台風9918号のアウトーレインバンドに伴う竜巻災害に関して、領域気候モデルPSU/NCAR MM5を用いて再現実験を行った。その結果、台風の右上側象限における水平風の強い鉛直シアーと静的不安定成層により竜巻が極めて発生しやすい環境にあったことが示された。また、日本アルプスを気流が迂回することで形成された対流圏下層の局地的な水平収束シアーラインにより、積乱雲中で鉛直渦度が急激に強まる過程が、高解像度数値実験により再現された。

キーワード: 竜巻, アウトーレインバンド, 台風, 数値予報モデル, 竜巻予報

### 1. 研究背景

台風やハリケーン等の熱帯低気圧に伴って竜巻が発生しやすく、日本や米国ではその被害甚大なものである。一般的に、米国のハリケーンに伴う竜巻に関しては、メキシコ湾岸地域において発生しやすく (Hill et al., 1966)、一方で、日本の台風に伴う竜巻に関しては、特に太平洋に南向きに面した海岸地域において、被害が集中している (林ら, 1994)。これまで、ハリケーンや台風によって発生した竜巻に関しては、内外で幾つか調査報告が成されている。それらの多くは、高層観測や地上観測データ等の時空間的に限定されたデータをコンボジット解析することによる、統計学的・気候学的な観点に基づくものであった。

このような熱帯低気圧に伴う竜巻の統計的解析として、まず、先駆的なものは、Hill et al. (1966) が挙げられる。彼等は1916年から64年までの熱帯低気圧に伴う竜巻の発生地点データセットを用いて統計解析を行っている。熱帯低気圧に伴い発生する竜巻は、地上気圧の中心から相対的に見て北東象限において発生頻度が高く、より勢力の強いハリケーンであるほど、竜巻が発生しやすいことを指摘している。ハリケーンが温帯低気圧化する際には、竜巻の発生は、東側から南側象限に広く分布するよ

うになる。また、ハリケーンの強い水平循環内に上層の乾燥空気が巻き込まれることにより対流不安定成層となっていたことが幾つかの事例で確認された。移動する台風に相対的に北東側象限が、最も台風外からの異質空気が流入しやすい場所であると彼等は述べている。

一方で、Novlan and Gray (1974) は、ハリケーンに伴い竜巻が発生した事例と発生しなかった事例の環境場の違いを探るために、1948年から72年までのレーウィンゾンデやパイロットバルーン観測データを使用してコンボジット解析を行っている。ハリケーンに伴い竜巻が発生した場合と発生しなかった場合の最も大きな相違点は、ハリケーン内部の対流圏下層において、非常に強い鉛直シアーが存在するか否かということであった。陸地に上がった熱帯低気圧の下層では、下部境界からの熱フラックスが海上と比較すると極端に小さいために、寒冷核が形成されるようになる。この寒冷核に起因する大気の強い傾圧性により、強い水平風の鉛直シアーが形成される。また、Gentry (1983) でも、ハリケーンの北東側象限の対流圏下層1500mにおいて強い水平風の鉛直シアーの存在を指摘している。強い鉛直シアー (水平渦度) を持つハリケーン内部の環境下では、その立ち上がり (tilting) により、竜巻

の様な強い鉛直渦度を形成しやすい大気状態にあるものと推測できる。一方で、典型的なグレートプレーンズにおける竜巻環境の特徴の一つとして挙げられる強い熱的不安定は、Hill et al. (1966)の主張とは対照的に、ハリケーン内部での竜巻形成に強く寄与しないという解析結果になった。

近年では、より活発に議論されているグレートプレーンズでの竜巻に関する研究成果を、ハリケーンに伴う竜巻に適用した統計解析が行われている。McCaul (1991)は、米国における1948年から86年までの熱帯低気圧近辺における高層観測データによるコンボジット解析から、ハリケーンに伴う竜巻の発生頻度が、対流圏下層での水平風の鉛直シアや Storm Relative Environmental Helicity (*SREH*) といった力学的パラメータとの間に強い相関関係にあることを見出した。一方で、対流潜在位置エネルギー (*CAPE*) や Bulk Richardson Number (*BRN*) などの熱力学パラメータが関係する物理量に関しては相関は比較的小さいことも指摘している。*SREH* は、グレートプレーンズにおける竜巻予報のよいツールとして用いられる量 (Davies-Jones, 1984 ; Davies-Jones et al., 1990) であり、一方で、*CAPE* や *BRN* は、理想的数値実験により再現される対流雲の形態を特徴付ける指標 (Weisman and Klemp, 1982 ; Weisman and Klemp, 1984) として知られており、いずれも竜巻研究において頻繁に登場する重要な物理量である。

また、過去の Gentry (1983) や McCaul (1991) による統計的解析では、竜巻発生頻度分布は、熱帯低気圧の動径方向に対して、2つのピークを持っていることを指摘した。より中心に近いピークは、熱帯低気圧のコア領域と呼ばれる場所であり、壁雲やインナーレインバンドに対応している。一方、より外側のピークは、熱帯低気圧のアウトレインバンドと呼ばれる領域に相当している。アウトレインバンドは、「停滞バンド複合体 (stationary band complex)」とも呼ばれ、典型的には低気圧中心から東側に数百 km 離れた場所に位置し、ハリケーンを中心領域とその周辺外部領域とを分離する流れを作り出す役割を果たすと言われている (Willoughby et al., 1984 ; Shimazu et al., 1998)。

以上は、特に米国におけるハリケーンに伴う竜巻の研究であるが、日本で発生する台風に伴う竜巻に関しても、米国における統計的特性をある程度当てはめて議論できるであろう。以下に記すように、幾つかの研究例を見ることができる。

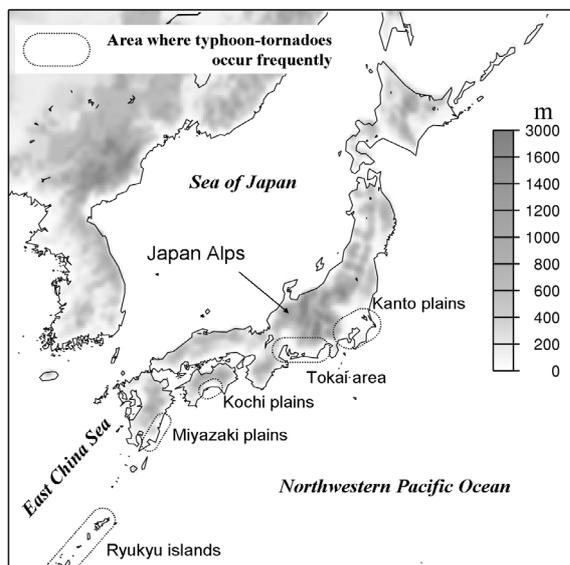
日本で発生する全ての竜巻の中で20%は、直接的、あるいは間接的に台風に関わっていたと言わ

れている (小元, 1982 ; Niino et al., 1996)。一般的に、米国と同じように、日本の台風に伴う竜巻でも、台風中心に相対的には北東から東側象限において発生頻度が偏り、地理的には太平洋沿岸地域において頻発している (小元, 1982 ; 光田編, 1983 ; 林ら, 1994)。米国の研究例と同様に、竜巻を伴った事例においては、台風内部で強い水平風の鉛直シアを伴うことがレーウィンゾンデ観測のコンボジット解析から示されている (Novlan and Gray, 1974)。1961年から1982年の間の日本に接近する台風 (全部で98個) の中で42% (41個の台風) は竜巻を伴っていた。これは、米国における確率59% (McCaul, 1991) に匹敵する確率である (Suzuki et al., 2001)。このように、日本でも多くの台風に伴う被害があるにも関わらず、その理解は殆ど進んでおらず、その予報に至っては程遠いのが現状である。

Fig. 1は、日本における台風に伴う竜巻の地理的な発生頻度分布図から、特にその被害が集中している領域を示したものである (林ら (1994) の図を参考に作成)。一般的に台風に伴う竜巻は、関東平野、東海地方、高知平野、宮崎平野、琉球諸島において多発する。琉球諸島を除けば、台風に伴う竜巻の多発地帯は、関東山地、日本アルプス、四国山地、九州山地等の標高1500m以上からなる山脈の南側山麓の平野部という共通の特性がある。また、これらの竜巻多発地帯は海岸線からそれほど離れていない場所で生じているのも特徴的である。よって、日本の場合、台風近辺の強い鉛直シア環境以外にも、山岳による障害物としての影響や、海陸の粗度の不連続の効果をも大きく受けた結果として竜巻が発生しているものと想像できる。

近年までの研究は、主として、台風やハリケーンに伴う竜巻の気候学的・統計的特性だけに興味向けられてきた。そして、この種の理解に関しては随分と蓄積されてきたものの、個々の事例に対する発生メカニズムの議論は殆どなされておらず、そのために、台風やハリケーンに伴う竜巻のメソ $\gamma$ スケールの構造やライフサイクル、竜巻の発生・発達プロセスといった理解は十分ではないのが現状である。各種観測データや数値予報モデルが時空間的に十分な解像度を持たなかったことが、この種の研究の障害となっていた。

ドップラーレーダー観測網や数値予報モデルが、今日のように発達する以前には、竜巻研究者は時空間的に限られた観測データを駆使して最大限の理解に努めてきた。例えば、米国では、Stiegler and Fujita (1982) によるハリケーン Allen (1980) による



**Fig. 1 :** High risk regions where typhoon-associated tornadoes often occur (see Hayashi et al. (1994) for details).

竜巻や、McCaul (1987) によるハリケーン Andrew (1982) 内で発生した竜巻に関して地上・高層観測データや気象レーダー・衛星画像等を使用して事例解析がなされている。例えば、ハリケーン Andrew 内で発生した竜巻は、グレートプレーンズの典型的な竜巻によく見られるスーパーセルライクな構造を呈していたが、その鉛直・水平スケールは一回り小さなものであったことが示されている (McCaul, 1987)。今日では、この種の空間スケールの小さなスーパーセルのことを「ミニチュアスーパーセル」と呼び、ハリケーンのような熱帯低気圧以外の環境下でも発生していることが報告されている (Burgess et al. 1995)。日本における台風に伴う竜巻の事例解析としては、Fujita et al. (1972) が先駆的である。彼等は、台風 7113 号のアウトターレインバンドに伴い関東平野で発生した竜巻について、現地調査資料や気象庁現業観測データを用いることで、発生環境からそのメソ $\gamma$ スケールの構造に至るまでの解析を行い、米国で発生する竜巻が有する特徴との類似性を示している。他には、光田ら (1980) や瀬下ら (1980) や小元 (1982) や Saito (1992) 等でも同様の事例解析を行い、台風に伴う竜巻に関して、Fujita et al. (1972) を支持する結果を示している。例えば、Saito (1992) では、台風 8019 号による宮崎平野での 5 個の竜巻群の発生環境を調査している。竜巻発生時には、対流圏下層で強い鉛直シアと対流不安定成層の存在が確認されている。更に、これらの竜巻群は、丁度、海岸線に達して上陸し



**Photo 1 :** Toyohashi F3 tornado at 24 September 1999 spawned by TY. 9918 (from the Yomiuri newspaper, 25 September 1999)

た際にタッチダウンしたことから、海陸の粗度差に起因する海岸収束線 (Roeloffzen et al., 1986) が竜巻形成に大きく関与していることを推測している。これらの研究に共通していることであるが、時間空間的に高解像度な観測データが存在しなかったために、メソサイクロンの内部構造や発生メカニズムといった詳細な理解に関しては、依然として多くの謎を残したままとなっている。

近年になり、数少ないながらも、ドップラーレーダー観測による高解像度な台風に伴う竜巻の解析がなされるようになってきた。米国ではハリケーン Andrew (1992) に伴う竜巻 (Snell and McCaul, 1993) が、日本では台風 9019 号に伴う竜巻 (Suzuki et al., 2000) や台風 9918 号に伴う竜巻 (坪木ら, 2000) が、ドップラーレーダーにより捕らえられ、その詳細が解析されている。Spratt et al. (1997) でも、ハリケーンのアウターレインバンド内で発生した竜巻に関して、ドップラーレーダーを用いた解析を行っている。彼等の結果により、ドップラーレーダーにより捕らえられた竜巻を伴ったスーパーセルストームは、やはり水平スケールが小さく、高度 5000m よりも背の低い構造であったことが示された。特に、Suzuki et al. (2000) では、下層に存在する既存の気流収束線上を、レインバンドが横切ることにより竜巻が発達し、渦度方程式中の収束項の寄与により鉛直渦度が強まる可能性を指摘している。

また、このようなハリケーン環境下で発生する

ミニチュアスーパーセルの構造は、McCaul (1993) や McCaul and Weisman (1996) による数値実験によっても示されている。ハリケーンに伴う竜巻に関して言えば、彼等が初めて数値実験を試みたと言えよう。その数値実験結果によると、ハリケーン環境で発生するスーパーセルの水平・鉛直スケールは、グレートプレーンズのそれと比較すると一回り小さく、ドップラーレーダー観測と矛盾のない再現結果を示している。この再現されたハリケーン環境のミニチュアスーパーセルは、高度約 2000m の対流圏下層で非常に強い上昇流のピークを持っていた。ハリケーン環境の大きな水平渦度 (水平風の鉛直シア) を、この強い上昇流が立ち上げることによって、積乱雲内で鉛直渦度が強まるという、グレートプレーンズにおける典型的なスーパーセルストームとは異なった発達過程が明かにされた。

以上の様に、今日になって、台風やハリケーンに伴う竜巻に関して多くの知見が得られるようになったが、未だに多くの未解決の問題も残されている。より詳細な発生・発達メカニズムの理解や事前の予報のためには、数多くの事例を更に解析し検証する必要があるだろう。現状における近道は、近年急激に発展している雲解像領域予報モデルにより、竜巻の発生環境を高解像度で再現し、その再現された場を解析することではないかと思われる。

1999 年 9 月 24 日 11 時~12 時 JST に、愛知県において計 4 個の竜巻が相次いで発生した。これらの竜巻は、日本海を北東進する台風 9918 号 (TY. BART) に伴うアウトーレインバンド内で生じていた (坪木ら, 2000)。これにより、負傷者 400 名以上、家屋の全壊 40 棟、半壊 309 棟、一部損壊 1980 棟の甚大な被害を被った (豊橋市役所の報告書より)。4 個の竜巻の中で最大規模のものは、愛知県豊橋市で発生したものであり (以降、「豊橋竜巻」と呼ぶ)、藤田スケールで F3 に達し、日本国内に関して言えば、1990 年 12 月に千葉県茂原市で発生した竜巻 (Niino et al., 1993) に匹敵する戦後最大規模の竜巻であった (Photo 1)。また、場所によっては多重渦構造が目撃されるほど強い竜巻であった (石川, 2000)。

本研究では、この豊橋竜巻の発生発達メカニズムを探るために、PSU/NCAR の雲解像数値予報モデル MM5 (Dudhia, 1993) による再現実験を行った。McCaul and Weisman (1996) によって行われたような、理想化されたハリケーンの鉛直プロファイルによる熱気泡を与えた単純な数値実験とは異なり、本研究では、現実的な 3 次元領域解析値と現実的な地表面情報にもとづく予報再現実験を行った。こ

の再現実験により得られた場 (モデル水平格子間隔 9km) を用いて、豊橋竜巻の発生・発達環境を解析した。更に、この比較的格子間隔の粗い場を 2 段階 1-way ネスティング (3km; 1km) して、メソサイクロンスケールの高解像度再現実験を行い、豊橋市において擾乱が発達する過程を調査した。更に、使用できる限りの現実の観測データを用いて、再現実験結果との比較と検証を行った。

この次の章からは以下のような構成となっている。第 2 章では、豊橋竜巻の発生時における総観規模場の大気状態について議論する。第 3 章では、使用した数値予報モデル MM5 と計算構成について説明する。第 4 章では、MM5 による再現実験結果を示し、豊橋竜巻の発生環境 (4.1 節) と発生・発達メカニズム (4.2 節) に関して考察する。第 5 章では、要約と結論が記述されている。

## 2. 豊橋竜巻について

この章では、台風 9918 号に伴い発生した豊橋竜巻について、種々の観測データを使用した解析結果を示す。主として、豊橋竜巻の発生環境について議論する。ここでの議論は、後の章における数値モデルの結果との比較にもつながる。

### 2.1 台風 9918 号とその総観規模気象場の概要

Fig. 2 は、竜巻発生時 (1999 年 9 月 24 日 12 時 JST) の台風 9918 号近辺の静止気象衛星ひまわり 5 号 VISSR による可視画像と、台風 9918 号の進路 (気象庁ベストトラックより) を示している。九州上陸約 21 時間前の 23 日 09 時 JST 頃には、台風 9918 号は東シナ海にあり、この時、最盛期をむかえ中心気圧 930hPa まで低下した。その後、台風は急速にその速度を上げて北北東に進んだ。そして、九州に上陸した 24 日 06 時 JST 以降には、急速に台風勢力は減衰に転じて、更に速度を上げながら北東進した。その際、西日本各地に多大なる被害をもたらした。そして、台風中心が日本海に達した 24 日 12 時 JST 頃に、台風の進行方向に相対的に右上側象限で、中心から約 500km 離れた愛知県豊橋市において相次いで竜巻が発生した。このとき中心気圧は 960hPa であり、急激に減衰する過程 (+30hPa/day) において竜巻が発生した。台風中心から遠く離れた場所で発生した竜巻であったため、人々の風災害に対する警戒心は薄く、その結果として被害が大きくなってしまった。

Fig. 2 を見て分かる通り、豊橋市に竜巻をもたらした雲システムは、台風に伴う南北に伸びるレイ

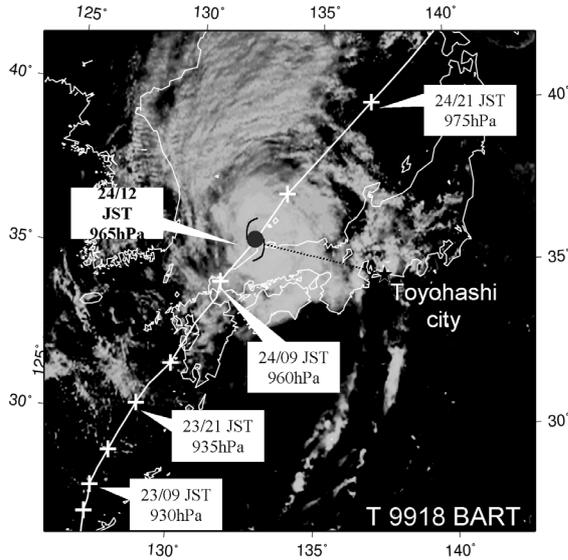


Fig. 2 : Track of typhoon 9918 and GMS-5 visible imagery at 1200JST 24 September 1999, when the Toyohashi tornado broke out. Solid line and plus marks indicate typhoon track and every 6-h position, respectively.

ンバンドの一部であることが分かる。また、竜巻をもたらしたこのレインバンドは、台風内部領域の目の壁雲やインナーバンドというよりは、台風内部領域と外部領域の境界付近に形成されるアウターレインバンドであったと言える。McCaul (1991) により指摘されているように、アウターレインバンドは竜巻が発生しやすい場所の一つである。Fig. 3 は、竜巻発生時刻に最も近い 24 日 09 時 JST の気象庁提供の地上天気図である。台風 9918 号は依然として台風としての勢力を保っていたものの、北側には温暖前線、南側には寒冷前線が形成されて、急速に温帯低気圧化している様子が見て取れる。台風の周囲には中緯度起源の高気圧-低気圧システムが存在し、台風自体が周囲のシステムの影響を受けはじめている。この天気図から、豊橋市にて竜巻をもたらしたアウターレインバンドは、地上寒冷前線近くの暖域側にて形成されていたことが分かる。

## 2.2 気象衛星と気象レーダー

Fig. 4 は、竜巻発生時刻の約 6 時間前の 24 日 06 時 JST における、台風 9918 号の近傍の気象衛星ひまわり 5 号 VISSR による赤外 1 画像であり、値は雲頂輝度温度を表す (単位は K)。また、Fig. 5 は竜巻発生時 24 日 11 時 30 分 JST の気象庁現業レーダー (7.5 分毎のデータ) によるエコー分布 (降水強度に換算) を示す。使用したのは、名古屋、大阪、

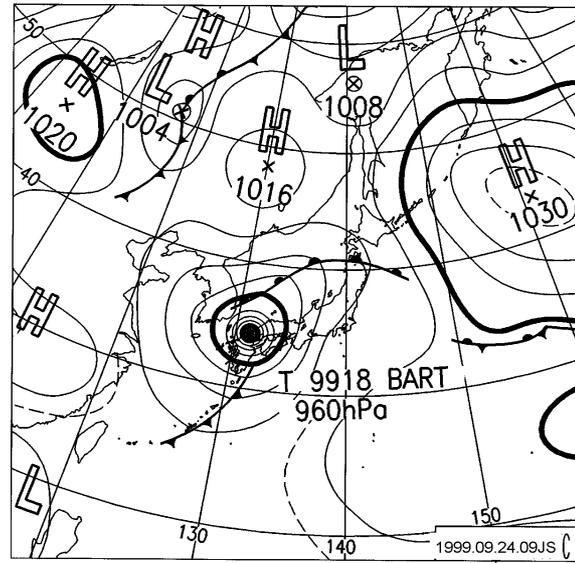


Fig. 3 : Surface analysis of pressure field (solid lines) for 0900JST 24 September 1999 (provided by the Japan Meteorological Agency).

松江、広島、福岡、種子島レーダーである。先に述べたが、竜巻発生時には豊橋市近辺にアウターレインバンドが通過していた。そのアウターレインバンドは、発生約 6 時間前でも、台風の東側に位置し存在していたことが Fig. 4 から確認できる。また、このアウターレインバンドは、豊橋市の南海上約 500km 辺りから、台風 9918 号を取り巻くように南北に伸び、台風の北側の広い降雨帯に結合していた。アウターレインバンドの後面には、レインバンドに平行して南北に雲頂輝度温度の高い領域、すなわち雲のない領域が平行して伸びているのも特徴的である。

更に、Fig. 5 のレーダーエコー分布から、特に台風中心に近い東側から北側にかけて広く強い降雨エコー領域が観測されている。アウターレインバンドに伴う強エコー領域は、遠州灘あたりからセル状に南北に連なる対流雲列として確認できる。台風の内部領域のインナーバンドとアウターレインバンドの間には、無降雨帯が広がっていることにも気づく。これは前述の気象衛星ひまわり 5 号の赤外 1 画像における雲頂輝度温度の高い領域と対応している。

次に、更に時間を遡って、このレインバンドの推移を見る (図省略) と、この竜巻発生約 6 時間前に存在したアウターレインバンドは、約 1 日前まで辿ることができる。レインバンドの移動方向や移動速度は、台風とほぼ同じく、おおよそ北東方向に約

40km/h (約 10m/s) で移動した。つまり、台風中心から相対的に見てアウターレイnbバンドは停滞していたことになる。また、前述のアウターレイnbバンドの後面の高い雲頂輝度温度領域 (無降雨帯) に関しても、同様に気象衛星ひまわり 5 号や気象レーダーにより確認されている。以上の結果だけで断定できないが、台風による強い低気圧循環により、台風の西側の比較的乾燥した空気を南側から回り込んで取り込むことで、このような無降雨帯を形成していたと推測される。

### 2.3 高層観測データ解析

次に、竜巻発生に最も近い時間の気象庁現業レーウィンゾンデ観測 (24 日 08 時 30 分 JST 放球) 結果を使用して、風速と気温の鉛直構造に関する幾つかの物理量 (Table 1) と鉛直構造 (Fig. 6) について議論する。竜巻の発生環境に関する議論においては、熱や水蒸気に関する量や、水平風の鉛直シアに關係する量など様々な観点でなされている。本事例の発生環境を考察するために、幾つかのレーウィンゾンデ観測データから各種物理量を計算した。放球時における台風の中心位置や雲の分布パターンに関しては、Fig. 4 の時間帯と非常によく合っている。そして、Fig. 4 中の数字は、解析を施した各高層観測点 (地点 1 ~ 7) を示している。

はじめに、熱力学に関する物理量 (Table 1 の I 段) に関して考察する。特に、大気の静的安定度を示す指標として対流潜在位置エネルギー  $CAPE$  について議論する。地表面の空気塊を断熱的に持ち上げるとして、持ち上げ凝結高度  $LCL$  と自由対流高度  $LFC$  を越えて、浮力平衡高度  $z_E$  に達するまでの空気塊の仮温度を  $T_{V_p}(z)$ 、環境の空気を  $T_{V_e}(z)$  としたとき、 $CAPE$  は以下のように定義される。

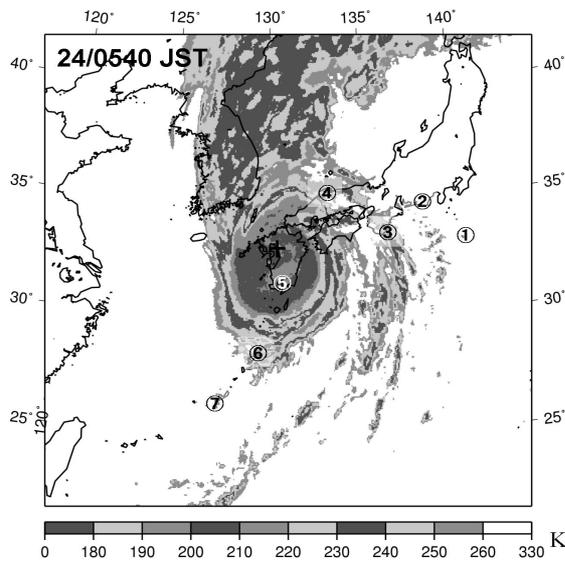
$$CAPE = g \int_{LFC}^{z_E} \frac{T_{V_p}(z) - T_{V_e}(z)}{T_{V_e}(z)} dz \quad (1)$$

つまり、空気塊が得る浮力エネルギーの積算で定義される (Moncrieff and Miller, 1976)。また、パーセル法に基づく鉛直運動量  $w$  の方程式より、

$$\begin{aligned} w_{MAX}^2 &= 2g \int_{LFC}^{z_E} \frac{T_{V_p}(z) - T_{V_e}(z)}{T_{V_e}(z)} dz \quad (2) \\ &= 2CAPE \quad (3) \end{aligned}$$

となる。 $CAPE$  は、スーパーセルの予報に使われる最もポピュラーな指標であり、対流 (上昇流  $w_{MAX}$ ) の発生のポテンシャルを示す静的安定度指標の一つである。米国のグレートプレーンズで発生する竜巻伴うスーパーセルの大半は、高い  $CAPE$  の環境

下 ( $>2500\text{J/kg}$ ) で発生するとされている。ここで式 (2) 中の  $Z_E$  は地表高度とした。本事例に関して見ると (Table 1)、大気安定度が最も低かったのは、アウターレイnbバンドに最も近かった潮岬 (地点 3) であることが、 $CAPE$  や  $LCL$  や  $LFC$  から示された。潮岬では、 $CAPE$  は  $2200\text{J/kg}$  を越え、スーパーセルの発達に十分なエネルギーを有していたことが分かる。 $CAPE$  から見積もられる最大上昇流  $w_{MAX}$  は  $67\text{m/s}$  と非常に大きい。しかし、現実においても数値モデル内においても、これほど強烈な上昇流は生じていなかった。このことは、式 (2) において、エントレインメントや鉛直気圧傾度力、凝結物質の荷重等が、無視されていることが考えられる (小倉, 1997)。また、 $LCL$  や  $LFC$  は、他の観測点と比較して極めて低く、非常に不安定であったことが示唆される。特に潮岬 (地点 3) では、 $LCL$  と  $LFC$  の差が極めて低く、積乱雲内の浮力のみで自発的に発達しやすい環境にあったと言えよう。SkewT-logp プロファイル (Fig. 6(a)) でも、潮岬の対流圏下層において安定度が低く、対流圏全層にわたって湿潤であったことが分かる。また、北西太平洋上の離島である八丈島 (地点 1) でも、 $CAPE$  は  $1100\text{J/kg}$  を越え、日本列島の南岸から北西太平洋上にかけて、比較的  $CAPE$  が高い状態にあったことが推測できる。一方で、可降水量  $PrW$  より台風の内部領域に位置していると思われる米子 (地点 4) や、台風通過後の名瀬 (地点 6) や那覇 (地点 7) では、 $CAPE$  はそれほど高くない。更に、台風通過後の名瀬や那覇では、可降水量  $PrW$  が極めて小さいことも特徴的であり、台風中心の南 ~ 南西側において大気全層に渡って乾燥していた。このことは、Fig. 6(b) の SkewT-logp プロファイルからも確認できる。那覇近辺においては、約  $800\text{hPa}$  より上空で極めて乾燥した空気が流入していることが確認できる。最も乾燥しているところでは、相対湿度は  $6\%$  ( $850\text{hPa}$ ) であった。このことは、地上寒冷前線の西側にこれらの観測点が位置していたことと矛盾しない (先述した Fig. 3 の地上天気図より)。更に、この乾燥領域は、先の気象衛星ひまわり 5 号 VISSR 赤外 1 画像によって示された雲のない領域と関係しており、この時間帯において、台風の西側から南側にかけて極めて乾燥した空気が流入していたことが裏付けられた。アウターレイnbバンドの後面においても、無降雨帯が広がっていたが、この辺りの上空において乾燥していたかどうかは、観測点数の制限上、分からなかった。しかし、台風中心の南方に存在する乾燥空気が、台風による強い水平循環により台風の右上側象



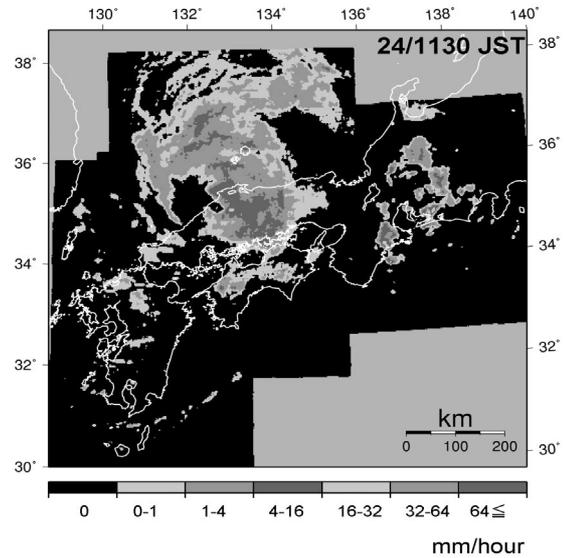
**Fig. 4** : GMS-5 infrared imagery at 0540JST 24 September 1999. Operational upper-air observational stations are shown by circled number. For further details see in Table 1.

限にまで流入していた可能性は、これまでの結果から大いに考えられる。

次に、水平風の鉛直シアに関する物理量 (Table 1 の II 段) に関して考察する。Colquhoun and Shepherd (1989) により、竜巻の強度と強い正の相関があるのは、静的安定度に関する指標 (*CAPE*) というよりはむしろ、水平風の鉛直シアに関する指標の方であることが理解されている。また、台風やハリケーン内で発生する竜巻に関しては、Storm Relative Environmental Helicity (*SREH*) や平均鉛直シア *MS* が、発生頻度分布と良い相関を示すことが知られている (McCaul 1991)。 *SREH* とは、Davies-Jones et al. (1990) により

$$SREH = - \int_{0km}^{hkm} \mathbf{k} \cdot (\mathbf{V}(z) - \mathbf{c}) \times \frac{\partial \mathbf{V}(z)}{\partial z} dz \quad (4)$$

のように定義されている。ここで、式 (4) 中の  $\mathbf{V}$  は水平風速ベクトルを表す。また、 $\mathbf{c}$  はストームの移動ベクトルであり、ここでは高度 0–6km 間の重み付け平均風速ベクトルの、速度の絶対値に関しては 75% 減じて、方向に関しては  $30^\circ$  右にずらした理論値を適用した (いわゆる「30R75」)。  $h$  はストームに相対的に流入する高さを示しており、本研究では、 $h=3km$  とした。元来、Helicity とは、風速ベクトル  $\mathbf{V}$  と渦度ベクトル  $\zeta$  の内積で定義された量である。そして、数値モデルにより再現された長い寿命を持つトルネードは、速度と渦度の間に強い相関を持つことが知られている (Klemp et



**Fig. 5** : Precipitation intensity imagery of typhoon 9918 observed by Nagoya, Osaka, Matsue, Hiroshima, Fukuoka and Tanegashima radars at 1130JST 24 September 1999.

al. 1981)。また、トルネードの発生環境では、一般的に、高さと共に風向が変化しやすく、そのため、Storm Relative Wind (*SRW*) や、Storm Relative Vorticity (*SRV*) の関数である *SREH* は大きな値を示すと言える (Davies-Jones, 1984)。この *SRV* は、ストームに流入する空気により、水平風の鉛直シアすなわち水平渦度が立ち上がることで、鉛直渦度へと転換される物理過程の程度を指標化したものである。ストームに相対的な風速の強さは、Weisman and Klemp (1982) によっても、長い寿命を持つスーパーセルの発達に重要な指標であることが理解されている。また、平均風シア *MS* は、Rasmussen and Wilhelmson (1983) により、以下のように定義されている。

$$MS_{0-h} = \frac{\int_{0km}^{hkm} \frac{\partial V}{\partial z} dz}{\int_{0km}^{hkm} dz} \quad (5)$$

ここで式 (5) 中の  $h$  は高度を表し、本研究では、0–3km 間、0–4km 間、0–5km 間の各 *MS* を計算した。この *MS* は、 hodograph の長さを高度  $h$  km で割った量であり、 *SREH* と同じくスーパーセルの発達と良い相関のある力学的パラメータである。ここで、本事例の高層観測データから見積もられたこれらの鉛直シアに関するパラメータに関して考察する。 *CAPE* が比較的高く不安定であった八丈島 (地点 1) では、 *SREH* や *MS* は小さく、北西

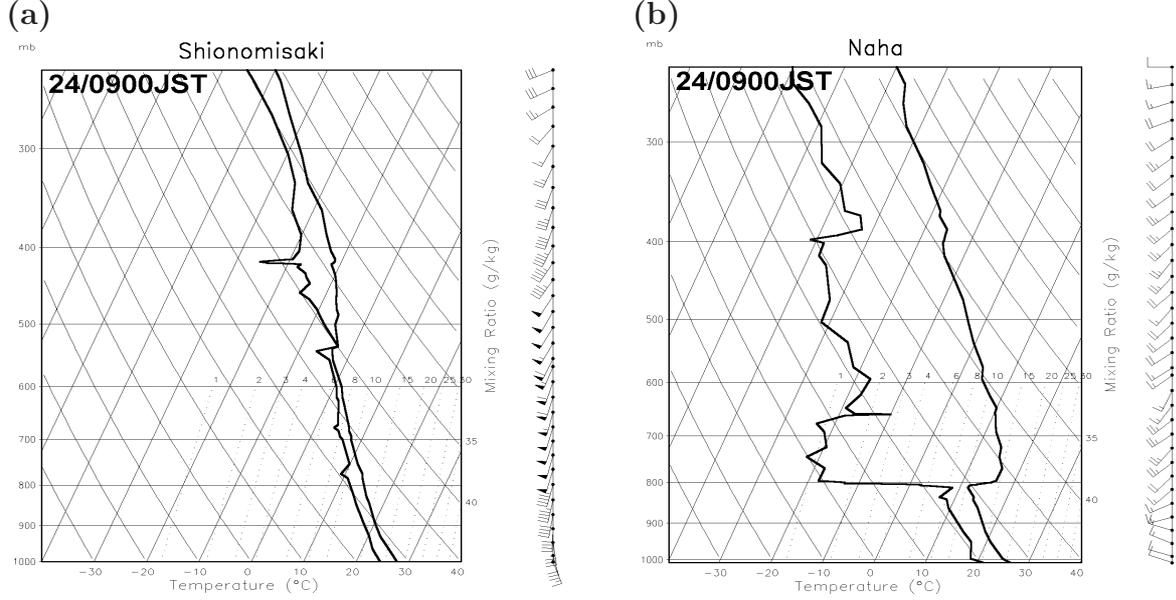


Fig. 6 : Skew $T$ -log $p$  diagrams of temperature and dew point temperature at (a) Shionomisaki and (b) Naha at 0900JST 24 September 1999. Shionomisaki and Naha are located 3 and 7 in Fig. 5, respectively.

太平洋では力学的不安定は生じにくい環境にあったことが推測される。一方で、台風中心の右上側象限に位置する米子(地点4)では、 $CAPE$ は小さかったものの、 $SREH$ は極めて大きな値( $1200 \text{ m}^2/\text{s}^2$ )を示した。また、米子では、 $MS$ でも、他地点と比較して極端に高い値を示した。特に、台風中心近傍の対流圏下層で鉛直シアが強いことは、 $MS_{0-3}$ が、 $MS_{0-4}$ や $MS_{0-5}$ と比べて大きいことから分かる。過去の研究から、竜巻の発生環境として、対流圏下層での強い鉛直シアは必須条件であり、その意味で、米子近辺の台風中心の右上側象限では竜巻の発生環境に適していたと言えるだろう。また、アウターレインバンドにほど近い浜松(地点2)や潮岬(地点3)では、米子ほど $SREH$ や $MS$ は強くないが、適度に強い鉛直シア環境にあったことが分かる。

次に、上記の熱力学的指標( $CAPE$ )と力学的指標(鉛直シア)を組み合わせた竜巻予報に関する指標(Table 1のIII段目)から、竜巻発生の可能性と予測可能性について議論する。初めに、Bulk Richardson Number( $BRN$ )は以下のように定義される。

$$BRN = \frac{CAPE}{BRNS} \quad (6)$$

$$BRNS = \frac{1}{2} \left[ (u_6 - u_{0.5})^2 + (v_6 - v_{0.5})^2 \right] \quad (7)$$

ここで $BRNS$ は、Bulk Richardson Number Shearと呼ばれ、高度0.5kmと6km間の水平風の鉛直シアで表される(Weisman and Klemp, 1982; Mc-

Caul, 1991)。Weisman and Klemp (1982)によると、 $BRN$ が小さい時( $15 < BRN < 35$ を満たす時)には、雲解像数値予報モデル内においてスーパーセルが発達しやすいと報告されている。アウターレインバンドに極近い潮岬では24.5という、スーパーセルストームの発達に適した環境であったといえるだろう。また、Raumussen and Wilhelmson (1983)により定義されたVorticity Generation Parameter( $VGP$ )は、

$$VGP = MS_{0-3} \times \sqrt{CAPE} \quad (8)$$

$$\sim \left( \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_{\text{tilt}} \sim \eta \cdot \nabla w$$

のように表される。 $VGP$ とは、鉛直渦度方程式中の立ち上がり項による渦度時間変化率 $(\partial \zeta / \partial t)_{\text{tilt}}$ を指標化したものである。水平渦度 $\eta$ は、鉛直シア $MS_{0-3}$ と比例関係にあり、上昇流 $w$ は、 $\sqrt{CAPE}$ と比例関係にある。アウターレインバンドに近く $CAPE$ の高い潮岬(地点3)や台風の北東側象限に位置し鉛直シア $MS_{0-3}$ の高い米子(地点4)において、非常に高い $VGP$ ( $> 0.4$ )を示した。また、Hart and Korotky (1991)やDavies (1993)により定義されたEnergy-Helicity Index( $EHI$ )は、

$$EHI = \frac{CAPE \times SREH}{1.6 \times 10^5} \quad (9)$$

のように表される。 $EHI$ は、 $VGP$ の結果と同じく、潮岬(地点 )と米子(地点 )において非常に

**Table 1** : Dynamical and thermodynamical variables evaluated by datasets of upper-air operational observations around typhoon 9918 at 0900JST 24 September 1999. 1 = Hachijojima, 2 = Hamamatsu, 3 = Shionomisaki, 4 = Yonago, 5 = Kagoshima, 6 = Naze and 7 = Naha correspond to the circled numbers in Fig. 5. Column I, II and III are composed of thermodynamics-related parameters, shear-related parameters and shear-CAPE combinational parameters, respectively.

	variables	1	2	3	4	5	6	7	dimension
I	<i>CAPE</i>	1109	232	2246	395	517	124	25	J/kg
	<i>CIN</i>	8	1	0	35	12	33	40	J/kg
	<i>LCL</i>	498	570	396	966	365	107	653	m
	<i>LFC</i>	748	1357	408	1416	1393	4880	6472	m
	<i>w<sub>MAX</sub></i>	47	22	67	28	32	16	7	m/s
	<i>PrW</i>	5.15	5.58	5.92	6.17	5.73	3.65	2.73	cm
II	<i>SREH</i>	80	512	346	1242	142	22	14	m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>
	<i>BRNS</i>	16	149	92	225	29	12	22	m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>
	<i>MS<sub>0-3</sub></i>	6.0	10.1	8.3	23.0	9.5	9.1	7.6	× 10 <sup>-3</sup> 1/s
	<i>MS<sub>0-4</sub></i>	5.8	9.0	7.1	20.2	9.0	9.6	8.2	× 10 <sup>-3</sup> 1/s
	<i>MS<sub>0-5</sub></i>	5.0	8.5	6.9	18.6	8.1	9.1	7.9	× 10 <sup>-3</sup> 1/s
III	<i>BRN</i>	71.7	1.6	24.5	1.8	17.8	10.2	1.2	none
	<i>VGP</i>	0.20	0.15	0.39	0.46	0.22	0.10	0.04	m/s <sup>2</sup>
	<i>EHI</i>	0.55	0.74	4.86	3.06	0.46	0.02	0.00	m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> · J/kg

高い値となった。*EHI*も熱に関する指標 *CAPE* と鉛直シアーに関する指標 *SREH* の積として定義され、*SREH* と *MS<sub>0-3</sub>* はほぼ同じような分布パターンを取るから、*EHI* は *VGP* と似た様な結果となるのは矛盾しない。これは、トルネード強度 (藤田スケール) を予報する際に適した指標として知られている。一般的に、*EHI* > 1.0 でスーパーセルの発達のポテンシャルを持ち、*EHI* > 2.0 でスーパーセルの発達の非常に高い可能性を持ち、*EHI* > 4.0 で顕著な竜巻が発生する可能性が高いと言われている (Raumussen and Blanchard, 1998)。彼らの気候学的研究によると、*EHI* が、スーパーセルストームを発達させる環境であるか否かを客観判定するのに最も適した指標であることを示している。その意味で、潮岬 (地点3) 近辺に位置するアウターレインバンド内において竜巻を伴う擾乱が発達する可能性が非常に高かったと言えるだろう。

しかしながら、以上の議論だけでは、何故、豊橋市という限られた場所において竜巻が発生したのかに関しては理解できない。このような高層観測データを用いた竜巻発生環境に関する解析では解釈できない様な、ローカルスケールで生じる現象が竜巻発生に寄与している可能性がある。

### 3. 使用した数値予報モデルの概要と計算構成

本研究で使用した数値予報モデルは、ペンシルバニア州立大学 PSU (Pennsylvania State University) と NCAR (National Center for Atmospheric Research) により開発された MM5 version 2 であ

る。このモデルは、3次元完全圧縮非膨張系のプリミティブ非静力学平衡領域予報モデルであり、地形準拠座標 (シグマ座標) により構成される (Anthes and Warner, 1978)。MM5 に関する詳細な情報に関しては、Dudhia (1993) や Grell et al. (1994) を参照して頂きたい。

この数値予報モデリングシステムの最も特徴的な点の1つとして、現実的な地形情報を用いた 1-way あるいは 2-way 相互作用のネスティングドメインを適用可能であることが挙げられる。本研究では、計算ドメインを Fig. 7 のように置いた。一般的に、2-way ネスティングを使用するのが主流であるが、本研究では、計算するスケールが台風から竜巻サイクロンまでと広域に渡るので、非経済的な 2-way ネスティングではなく、1-way ネスティングを使用した。最も格子間隔の粗いドメイン (D1) は、Fig. 7 に示される様に、北緯 32°、東経 131° を中心とする日本列島、朝鮮半島、日本海、北西太平洋をカバーする約 2500km 四方を計算領域とした。この D1 は移動する台風 9918 号とその周辺のシステムを再現し、水平格子間隔は 9km とした。1-way ネスティングされた D2 は、台風 9918 号のアウターレインバンドを高解像度で再現するために適用した。そして、更に細かい D3 は、アウターレインバンド内のメソスケールサイクロンを再現するのを目的としており、東海地方を広くカバーしている。ここで、D2 と D3 に関しては、それぞれ、3km と 1km の水平格子間隔とした。また、D1、D2、D3 は、それぞれ、250×250、250×220、301×220 の水平格子数を持ち、30 秒、10 秒、3 秒の時間ステッ

ブで数値積分を行った。鉛直方向には、1000hPa から 100hPa までを参照レベルとして、計 36 フルシグマレベルを与えた。

最も粗い D1 の初期条件には、12 時間毎の気象庁の領域客観解析データ (水平解像度は 20km×20km) の水平風、高度、気温、相対湿度を水平内挿することで使用した。また、D1 の側面境界条件には 12 時間毎の客観解析値を時間で線形補間したものをを用いた。この領域客観解析データは、日本を含む東アジア領域の短期予報を目的とした現業領域予報モデル RSM (Reginal Spectral Model) の初期値として使用されており、ルーチンで行われている地上観測や高層観測やブイ観測や航空機観測などの直接観測データや、気象衛星ひまわり 5 号により解析された湿度データや衛星風データなどのリモートセンシングデータが同化されている。また、本研究において使用される期間では、解析領域内に台風 9918 号が存在しているため、台風ポーガスも組み込まれている。しかしながら、台風ポーガスが組み込まれているにもかかわらず、この気象庁領域客観解析データを初期値として再現された台風 9918 号の中心気圧 (最盛期で約 970hPa) は、観測された中心気圧 (最盛期で約 930hPa) よりもかなり大きな値 (差+40hPa) となっていた。これは、現業予報モデル RSM (分解能 20km×20km) において人工的な振動を生まないようにするために予め成された処置である。本来、現実的な台風強度を再現するために、台風ポーガスを更に組み込むことで、水平格子間隔に見合った、より現実に近い中心気圧を初期に入力する必要があると考えられる。しかし、本研究で対象としている現象が、台風の中心付近の内部構造というよりは、台風から遠く離れたアウターレインバンドであるため、特に細工をせず客観解析値をそのまま初期値として使用しても差し支えないと判断した。そのため、D1 においては、台風中心の近傍である程、幾分か現実から離れた結果が得られるであろうことに注意が必要である。また、海水面温度 (SST) は、NCEP による最適内挿法による 1 週間平均解析値 (解像度は 1°×1°) を計算期間に渡って一定として入力した。この SST データによると、台風中心の東側の北西太平洋において非常に海水面温度が高い状態にあった。このような、初期条件・境界条件を使用して、D1 に関しては 1999 年 9 月 23 日 15 時 JST を初期として 24 時間時間積分を行った。D2 (D3) に関しては、30 分 (5 分) 毎に D1 (D2) の計算結果を用いて境界条件を更新し、計 5 時間 (3 時間) の時間積分を行った。

MM5 には多くの物理過程や力学過程に関するオ

プションが存在している。本研究では、大気境界層のパラメタリゼーションとして、4 つの安定度レジームから構成される高解像度 Blackadar PBL スキーム (Blackadar, 1979 ; Zhang and Anthes, 1982) を D1 だけに対して使用した。高解像度な D2 と D3 に対しては、Mellor and Yamada (1974) のレベル 2.5 の乱流運動エネルギーに基づくクロージャーモデルを採用した (Burk and Thompson, 1989)。陸上における地表面温度に関しては、強制-復元スラブモデル (Blackadar, 1979) を使用した。地形や土地利用に関する情報は、D1 に対しては 5min の、D2 と D3 には 30sec の解像度を持つ NCAR アーカイブを利用した。また、雲の微物理過程に関しては、Reisner et al. (1996) の水蒸気、雲水、雨水、氷水、雪水、雹水の混合比と氷の数密度を陽的に予報する雲解像スケールに適した計算スキームを全てのドメインに対して適用した。D2 と D3 については、一切の凝結過程をこのバルクスキームだけで表現し、サブグリッドスケールの積雲対流パラメタリゼーションは適用しなかった。ただし、D1 だけに対して、Arakawa-Schubert タイプの単一雲を仮定した Grell 積雲対流パラメタリゼーション (Grell, 1994) を適用した。また、晴天、雲、降水、地表面と相互作用する長波放射・短波放射スキーム (Dudhia, 1989) による計算を 1 分毎に更新した。尚、本研究では、MM5 のオプションの 1 つである解析値及び観測値ナッジングを施さなかった。

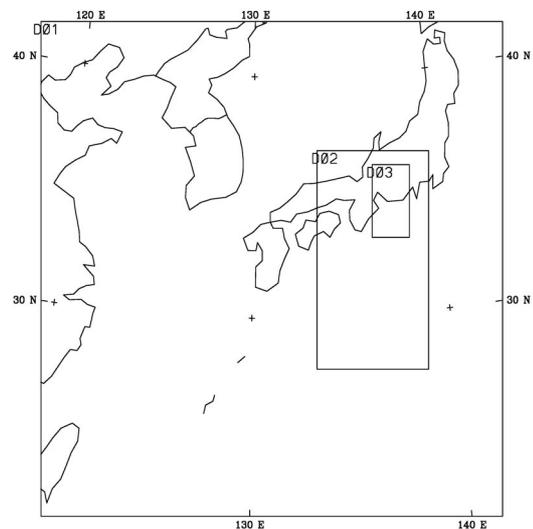
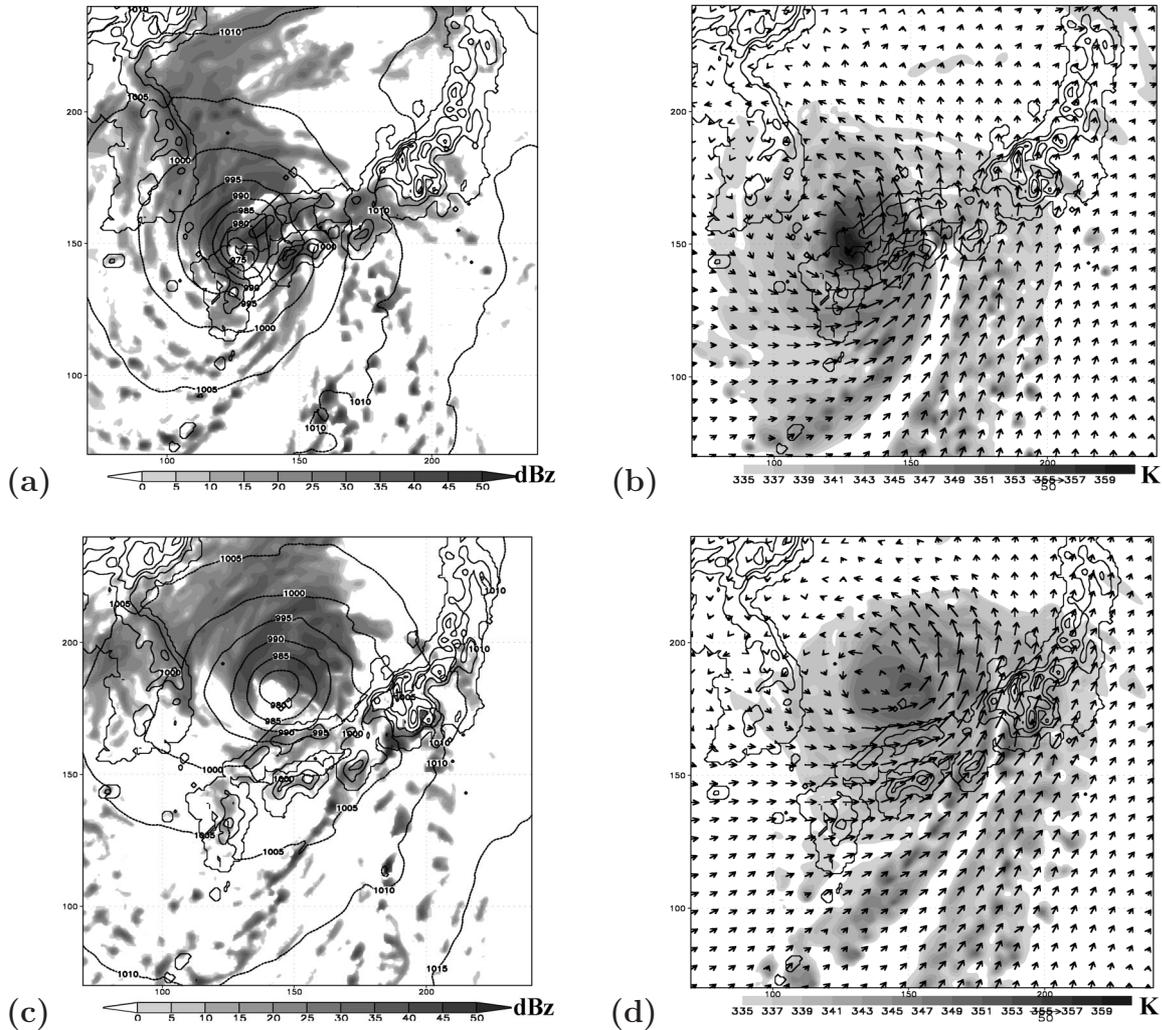


Fig. 7 : Model computational domains. Coarsest model domain is labeled D01, and nested domains are labeled D02 and D03.



**Fig. 8** : Horizontal distribution fields of the D1 simulation. Model-simulated radar reflectivity [dBz] (shaded) at  $z=3000\text{m}$  level and sea level pressure [hPa] field (dot lines) at 0600JST 24 (a), and at 1200JST 24 (c). Equivalent potential temperature [K] (shaded) and wind vectors at  $z=3000\text{m}$  level, 0600JST 24 (b), and 1200JST 24 (d). Solid thin lines indicate terrain heights every 400m.

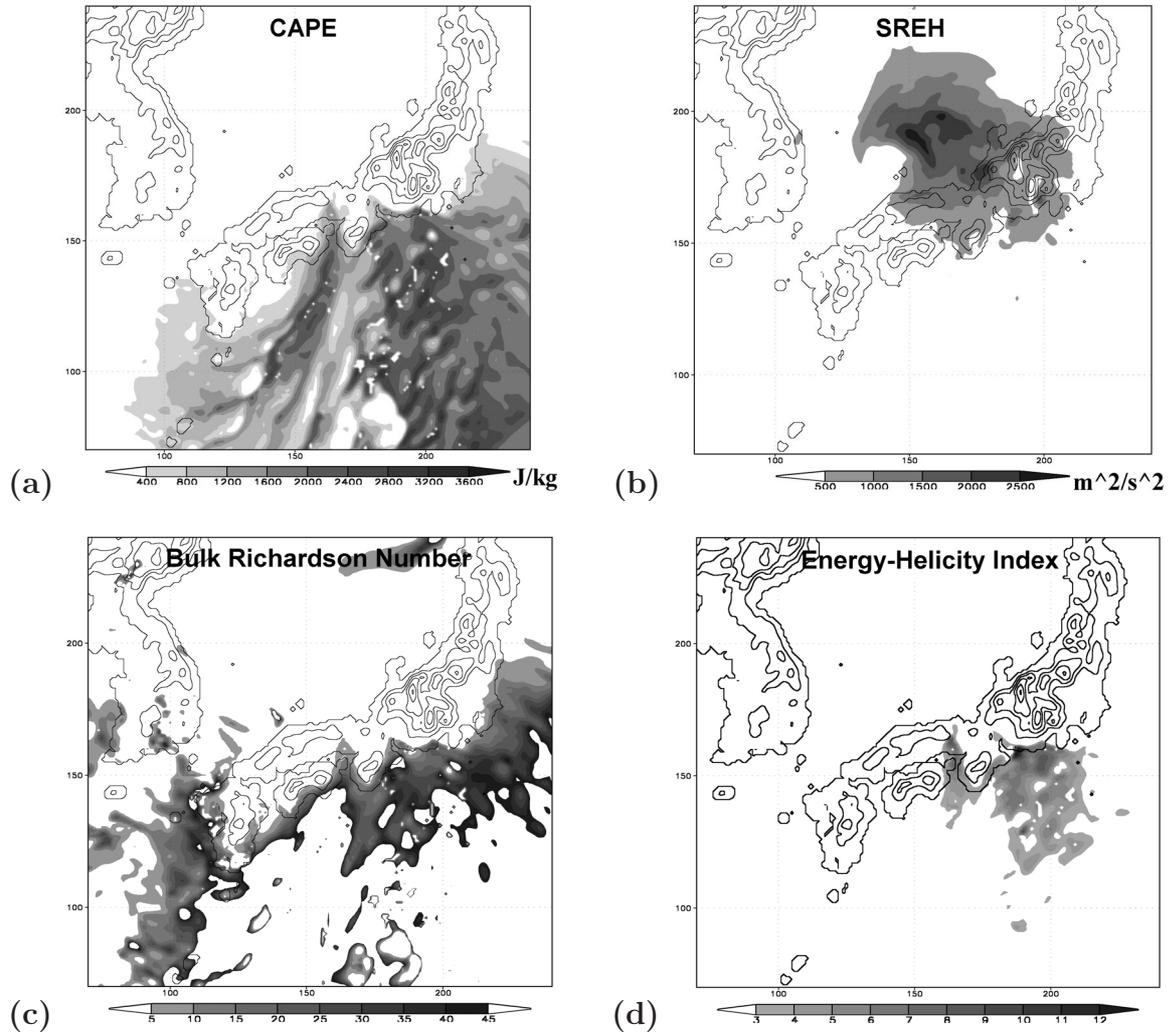
#### 4. 数値実験結果と考察

##### 4.1 豊橋竜巻の発生環境 (D1)

ここでは、MM5 による D1 (水平格子間隔 9km) の結果から豊橋竜巻の発生・発達環境を考察する。また、第 2 章での観測データとの比較から数値モデルの結果の正当性も議論する。

Fig. 8(a) と (c) は、D1 の再現実験から得られた高度 3000m における台風 9918 号の雲分布パターン (雨水混合比等の凝結物質から見積もられたレーダー反射強度) であり、また、Fig. 8(b) と (d) は、同高度における相当温位の水平分布と風ベクトル場を示す。上段の (a) と (b) は、豊橋竜巻が発生した時刻の約 6 時間前 (24 日 06 時 JST) に相当し、下段の (c) と (d) は、豊橋竜巻が発生した時刻 (24 日 12 時 JST) に相当する。Fig. 8(a) や (c) を見る

と、若干の違いはあるものの、うまく台風 9918 号の雲分布パターンを再現していると言えるだろう。特に Fig. 8(c) の時刻には、台風の東側に南北に伸びるアウターレインバンドが東海地方付近を通過している様子が見取れる。このアウターレインバンドは、その 6 時間前 (Fig. 8(a)) においても存在しており、台風と平行して移動している様子が再現された。また、台風の北側の温暖前線付近では、エコー強度の強い雲領域が存在しており、Fig. 5 の実際のレーダーエコーパターンとよく一致している。台風が強い勢力を保っていた頃 (Fig. 8(a)) は、台風の中心を取り巻くように広く雲が分布していたのに対して、日本海を出て急激に減衰する頃 (Fig. 8(c)) には、台風中心の北側に偏った雲分布パターンへと遷移している。このような特徴的な変化は、特に中緯度帯に達して温帯低気圧化するような台風



**Fig. 9** : Horizontal distribution fields of the various parameters evaluated by D1 simulation fields at 1200JST 24 September 1999. (a) *CAPE* [ $\text{J/kg}$ ] lifted from 0.965 half sigma level. (b) *SREH* [ $\text{m}^2/\text{s}^2$ ]. (c) *BRN* [dimensionless] shading from 5 to 55. The shading range represents suitable for developing the supercell storm (Weisman and Klemp, 1982). (d) *EHI* [ $\text{m}^2/\text{s}^2 \cdot \text{J/kg}$ ].

でよく確認されるが、本事例においてもその様な変化をモデルと観測の両面から確認できた。以上から、MM5 の D1 で再現された台風 9918 号は、現実と非常に類似したものであったと言える。しかしながら、台風の進行速度やその強度の変化、中心付近の構造に関しては、若干の現実とのずれがあるように見える。このことは、モデル初期条件における台風ポーガスの過小評価による影響が考えられる。しかし、本研究では、台風中心から遠く離れたアウターレインバンドに焦点を当てているので、台風の中心付近の構造に関する誤差は、本研究の議論に大きく影響しないと考える。

次に、この再現されたアウターレインバンドがどのような環境で発生したか、また、この時、豊橋市が位置する東海地方では、どのような大気状態となっていたのかを順に示す。Fig. 8(b) と (d) の陰

影部は、濃い部分ほど温暖湿潤であることを示し、薄い部分ほど寒冷乾燥であることを示している。台風が強い勢力を維持していた時 (Fig. 8(b)) には、台風の中心付近には  $360\text{K}$  を越える非常に高い相当温位域が存在し、顕著な温暖核構造を呈していた。Fig. 8(d) の時間帯になると、温暖核は 6 時間前と比較するとかかなり衰えるが、依然としてその構造ははっきりとしていた。また、Fig. 8(b) と (d) は、いずれも、台風の右～右上側象限の、アウターレインバンドの位置において、相当温位の高い領域が南北に伸びている様子が確認できる。この温暖湿潤な空気は、台風の強い南風に運ばれて日本列島付近にまで輸送されてきている。この様子は、温帯低気圧にも見られるような、温暖コンベアーベルト (Carlson, 1980) と性質が似ていると言えよう。また、アウターレインバンドのすぐ後面 (西側) には、

比較的相当温位の低い空気塊が流入していることが見て取れる。この相当温位の低い乾いた空気は、後方流跡線解析により、台風の西側から南側にかけて存在する非常に乾燥した空気を起源としていたことが分かった(図省略)。この乾いた空気が台風の低気圧性循環により東側象限に達し、温暖コンベアーベルトに乗ることによって、このように南北に引き延ばされた前線帯(寒冷前線)を形成したと言える。このことは前章で示した高層観測データ等からも類推されたことであり、数値モデルにより実証されたと言えよう。中緯度帯に達した台風は、温帯低気圧化の過程において、台風外から異質空気を取り込むことで前線形成を伴うようになる。本事例で着目しているアウターレインバンドは、台風 9918 号の温帯低気圧化の過程において形成された寒冷前線上のスコールラインに相当すると言い換えられる。

次に、アウターレインバンドが豊橋近辺を通過中である 24 日 12 時 JST の計算結果 (Fig. 8(c) と (d) に対応) を用いて、竜巻の発生環境を表す各種物理パラメータを、2.3 節と同じ要領で全格子点に対して見積もった。数値モデル結果と高層観測結果との比較を行うことで、定点観測データでは分からない面的な鉛直構造の広がりに関して議論できる。本章では、重要と思われる物理量だけに限定して議論を進める。

はじめに、D1 で再現された  $CAPE$  の分布について示す (Fig. 9(a))。ここで  $CAPE$  は大気境界層内の 0.965 ハーフシグマレベルから持ち上げることで算出された。これを見ると、北西太平洋において、非常に高い  $CAPE$  の値を持つ領域が広がり、この辺りで静的不安定となっていた。特に高いところでは  $3000\text{J/kg}$  を越える。しかし、この高  $CAPE$  領域は、日本列島によってブロックされ、それより北側では比較的低い値となっていた。台風の近辺においては  $CAPE$  は極めて低く、熱力学的不安定だけでは台風の自発的な発達には、もはやあり得ないと言えよう。温暖核を有しており、依然として強い低気圧構造を呈していたが、下層大気では、台風内の対流活動により、かなり安定化されていることが推測できる。一方で台風の南東側のアウターレインバンドの付近では、 $2000\text{J/kg}$  を超える高  $CAPE$  領域が存在している。高  $CAPE$  領域内に、所々、極端に  $CAPE$  が低い箇所が現れているが、これは積雲対流内の下降流に伴う冷氣プールにより安定化した結果生じたものであると考えられる。いずれにしても、豊橋市の南海上においては、非常に  $CAPE$  が高く、大気は極めて不安定であったと言えるだろ

う。以上の結果は、高層観測の結果と量的にもよく一致している。しかしながら、 $CAPE$  という熱力学指標が豊橋竜巻を予報をするツールとして適切なものであるかどうかと言えれば疑問である。なぜなら、非常に高領域にわたり高い  $CAPE$  領域が存在するからであり、そのために、豊橋に限定的に竜巻予報をすることは不可能であると言えよう。

次に、鉛直シアーに関係するパラメータ  $SREH$  を見る (Fig. 9(b))。  $SREH$  は、 $CAPE$  の様に気温や湿度には依存しない物理量であるが、竜巻の発生環境の議論には重要な指標である。ここでは示さないが、 $MS$  も  $SREH$  と定性的には似たような結果となった。Fig. 9(b) と Fig. 9(a) を比較すると、 $SREH$  は、 $CAPE$  の分布とは大きく異なることが見て取れる。  $CAPE$  が非常に高かった北西太平洋においては、 $SREH$  は極めて低い状態にあった。特に、台風進行方向に相対的に右上側象限の目の壁雲近辺において  $SREH$  が極端に高く ( $>2000\text{m}^2/\text{s}^2$ )、この領域では強い鉛直シアーの立ち上がりにより鉛直渦度が発達しやすい環境にあったと考えられる。太平洋沿岸地域の東海地方近辺においては、台風の中心付近と比べると  $SREH$  はかなり弱いが、その値は  $500\text{m}^2/\text{s}^2$  を越え、ある程度、水平風の鉛直シアーが強い状態にあったと言える。この値は、竜巻やスーパーセルストームの発達には十分であったと過去の事例との比較から類推できる。  $SREH$  も、竜巻予報の良いツールとして近年注目されているが、この事例に関して言えば、 $CAPE$  よりは良い指標となりそうであるが、豊橋竜巻の位置的な予報までは不可能である。

これまで見てきたパラメータ ( $CAPE$  と  $SREH$ ) は、気温や湿度などの熱力学的量か、風ベクトルといった運動学的量かの、どちらか一方だけから評価されるものであった。しかしながら、どちらの寄与が大きいかは別として、どちらも竜巻の発生環境を表す重要なパラメータであることには変わりはない。先にも紹介した、鉛直シアーに関連する  $SREH$  や  $MS$  と、静的安定度  $CAPE$  を組み合わせた指標が、竜巻予報に使用できるか否かについて、最近になって活発に議論されている (Rasmusson and Blanchard, 1998)。少なくとも統計解析においては、これらの値を組み合わせることで、より竜巻の発生の有無について区別しやすいことが分かっている。本事例においては、このような鉛直シアーと  $CAPE$  を組み合わせた指標により、どの程度、豊橋竜巻を予報し得るのであろうか? これに関連して、以下に、 $BRN$  (Fig. 9(c)) と  $EHI$  (Fig. 9(d)) の結果を示す ( $VGP$  に関しては、 $EHI$  と似

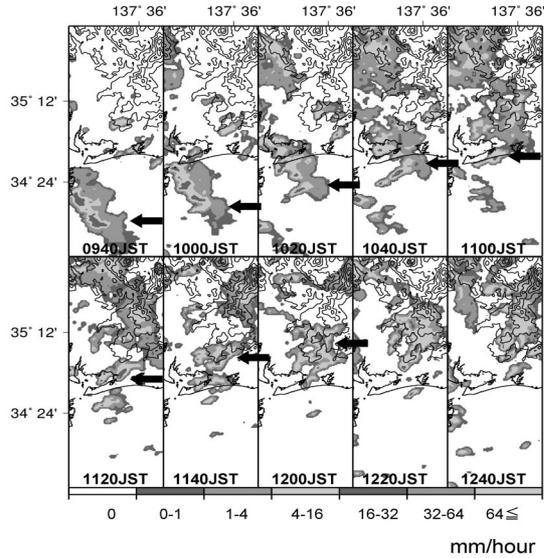


Fig. 10 : Precipitation intensity imagery estimated by the reflectivity of the Nagoya radar (provided by the Japan Meteorological Agency) from 0940 to 1240JST 24 September 1999.

たような結果となったので議論は割愛する)。

最初に *BRN* について考察する。*BRN* は、熱力学的指標 *CAPE* と力学的指標 *BRNS* との比を取ったものであるが、一般的に、 $BRN=15\sim35$  の範囲内となる環境下で、スーパーセルが発達しやすく、竜巻を形成しやすいと言われている (Weisman and Klemp, 1982)。そこで、Fig. 9(c) では、*BRN* が大凡この範囲内となる領域に影を付けた。これによると、アウターレインバンドが通過中である、東海地方において、スーパーセルストームの発達に適した *BRN* となっていることが確認できる。その意味では、Weisman and Klemp (1982) らの結果は、本事例においても適用することができそうである。しかしながら、よい予報ツールと成りうるかといえば、そうではなさそうである。なぜなら、豊橋の位置する東海地方から遠く離れた場所でも、 $BRN=15\sim35$  となる場所が広く分布しているからである。関東平野、東海地方、紀伊半島、高知平野、宮崎平野の南岸において、この値を満たす帯状の分布を確認できる。この領域よりも南側では、*CAPE* の方が卓越し、それより北側では鉛直シアー *BRNS* の方が卓越するということになる。両者の微妙なバランスによって、このような細い帯状分布を形成している。このスーパーセルの発達に適した *BRN* の帯状分布が、いわゆる、台風に伴う竜巻の多発地帯を通るように広がっている点は非常に興味深い。

次に、*EHI* に関して示す。*BRN* は、*CAPE* と

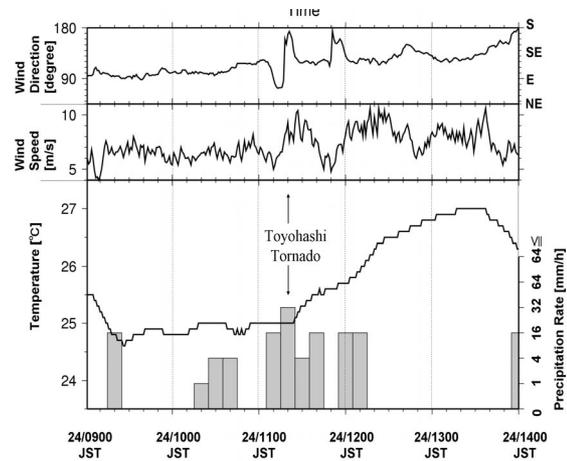
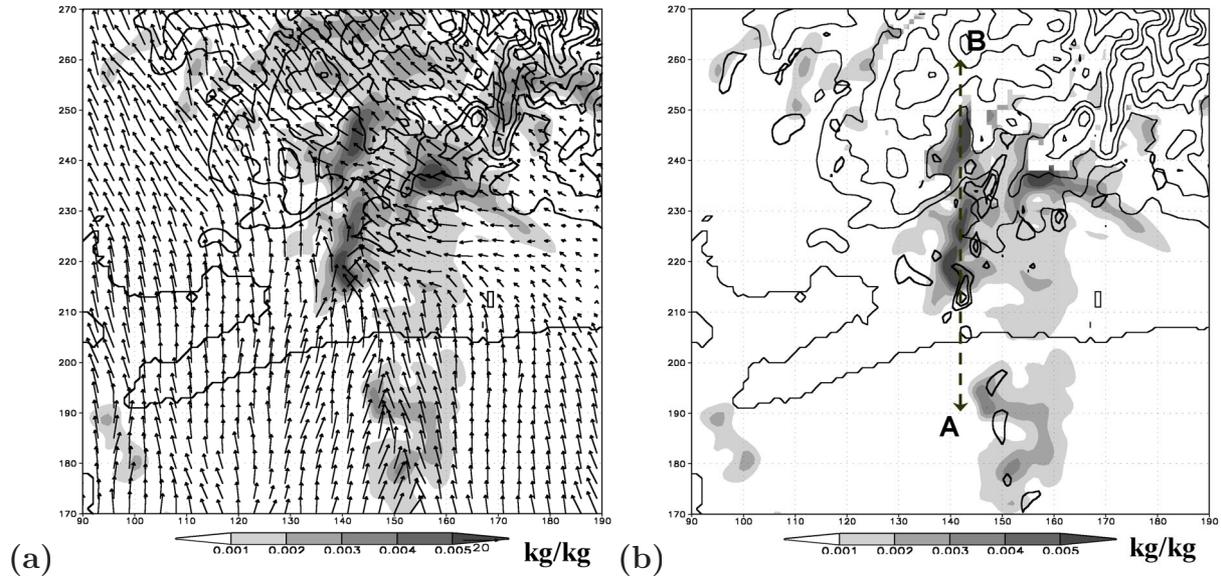


Fig. 11 : Time series of the surface observational records at Toyohashi City between 0900 and 1400JST 24 September 1999 for wind direction (top), wind magnitude (middle), temperature (bottom) with precipitation rate (bars).

鉛直シアーの比で表される量であるが、*EHI* は、両者の積に比例するという点において異なる。*BRN* の場合、「*CAPE* が小さく、かつ、鉛直シアーが小さい」といった、明らかにスーパーセルの発達に不適切な環境場においても、 $BRN=15\sim35$  を満たす場合があるので、予報ツールとしては問題がある。しかし、*EHI* や *VGP* は、*CAPE* も鉛直シアーも、いずれも竜巻やスーパーセルの発達に、積極的に影響する (比例する) 指標であることを考慮して、両者の積を取っている。Fig. 9(d) を見ると、*EHI* の高い領域が、レインバンドが通過している地域に集中して現れていることが特徴的である。この時間帯の東海地方近辺にて、*EHI* が極めて高い値となっており、*CAPE* や *SREH* 単独よりも予報ツールとしては適していたことが伺える。*SREH* と *CAPE* を組み合わせた指標により、スーパーセルや竜巻の発生地点を限定する予報が、ある程度可能であることを示唆する結果となった。ところが、この時間帯以外の、他の地域 (例えば、紀伊半島や高知平野) でも、アウターレインバンド近辺において、高い *EHI* を示す領域があり (図省略)、豊橋竜巻に限定的に予報が可能であったかどうかについては、依然として議論の余地がある。

しかし、このような、比較的低解像度な数値予報モデルの結果を用いることでも、これ位の精度で竜巻予報が可能であるということは驚くべき結果であり、現業で行われている低解像度な領域予報解析値を使用することでも、シビアストーム予報がある



**Fig. 12** : D3-simulated mesoscale cyclone at 1200JST 24 1999. (a) Horizontal distribution of rainwater mixing ratio (shaded) and wind vectors at  $z=0.999$  half-sigma level. (b) Positive vertical vorticity field (solid lines) at  $z=500\text{m}$  level. The contour intervals is  $0.004\text{ s}^{-1}$  with the first isopleth shown at  $0.004\text{ s}^{-1}$ .

程度可能であることを示唆している。もちろん、この種の地域予報が可能となるのは、親システムである台風の移動や強度を精度良く再現できることが大前提となるであろう。今後、更に多くの事例解析を増やすことで、最も精度の良く予報できる竜巻の発生指標を、明らかにしてゆく必要があるだろう。

以上の様に、MM5のD1(水平格子間隔9km)から、台風9918号に伴うアウターレインバンドにより、豊橋市近辺において、極めて竜巻が発生しやすい環境場にあったことが理解された。しかしながら、更に細かいスケール、つまり、メソサイクロンスケールでどのような竜巻の発生・発達過程を辿ったかは、低解像度なD1による数値実験だけでは理解できない。次節では、更に細かい数値実験D3(水平格子間隔1km)を行って再現されたメソサイクロンの発生・発達メカニズムに関して議論を行う。

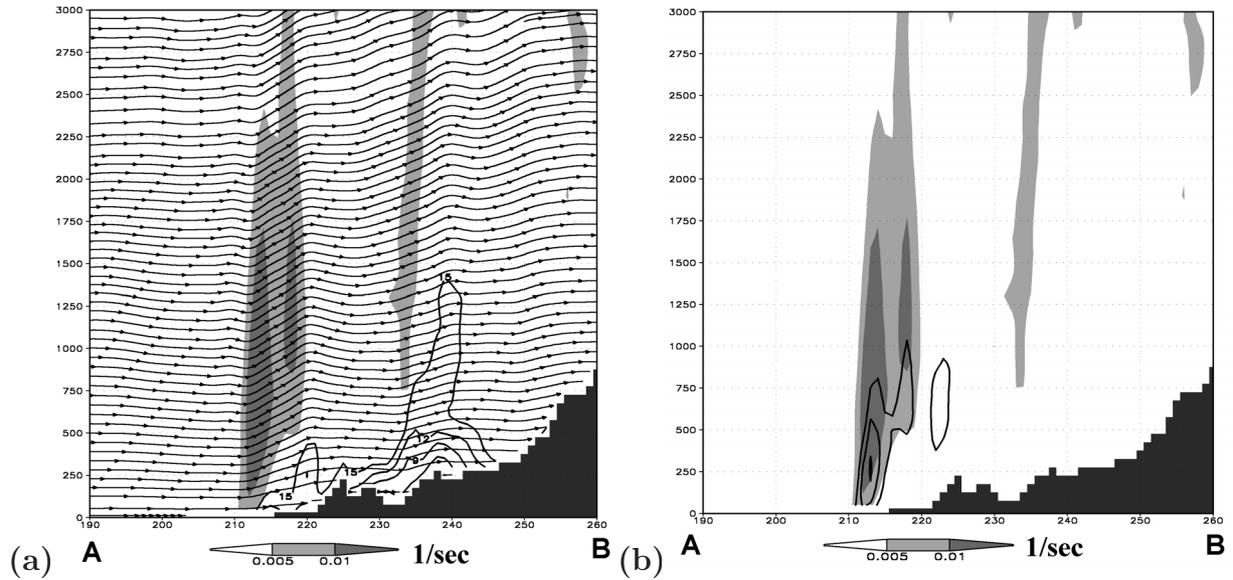
#### 4.2 豊橋竜巻の発生・発達過程 (D3)

D3の数値実験結果を示す前に、豊橋近辺の各種観測データから、竜巻発生時の概況について説明する。Fig. 10は、気象庁名古屋レーダー(24日09時40分~12時40分JST)による、竜巻をもたらしたメソサイクロンの時間遷移について示している。竜巻をもたらしたメソサイクロン(矢印)は、豊橋の南海上約50kmで発生し、北北東にその進路をとった。そして、その上陸後に、そのエコー分布はフック状となり、強い竜巻を伴いながら豊橋市を通

過した。坪木ら(2000)のドップラーレーダー観測により、そのメソサイクロンは、比較的背の低いミニチュアスーパーセルのような構造を呈していたことが見い出されている。山岳地帯に達すると、それまでのはっきりとした構造は崩れて、それに対応して竜巻も消滅してしまった。Fig. 11は、豊橋市で観測された地表における自記紙データ(気温、風速、風向、降水強度)の時系列を示している(気温、風速、風向については1分毎、降水強度については10分毎の時間解像度を持つ)。竜巻発生時(24日11時20分頃JST)より前には低温(約 $25^{\circ}\text{C}$ )で、通過と同時に急激に気温上昇し、竜巻通過の約2時間後には約 $27^{\circ}\text{C}$ にまで達した。また、竜巻発生前は、比較的低温(5~6m/s)であったが、通過後には、平均的に強い風が卓越していた(9~10m/s)。一見、典型的な寒冷前線の通過とは矛盾するような観測結果であった。

そこで、上記の観測データだけでは知り得ないような、詳細な発達構造やそのライフサイクルを調べるために、MM5による高解像度数値実験D3(水平格子間隔1km)を行った。以下、得られた結果から豊橋竜巻の発生・発達メカニズムについて考察する。

初めに、MM5のD3により再現された雲分布パターンを見る(Fig. 12(a))と、アウターレインバンドが豊橋付近を丁度通過する際に、発達した擾乱が豊橋市近辺を位置している様子が見取れる。気象庁レーダーエコー(Fig. 10)が示すように、この

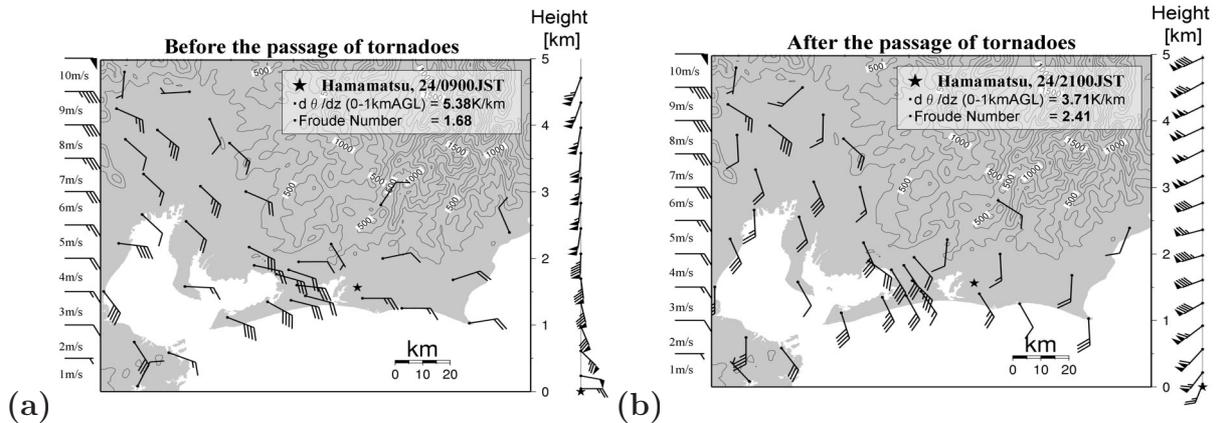


**Fig. 13** : D3-simulated mesoscale cyclone at 1200JST 24 1999. **(a)** Vertical profiles of vertical vorticity at the surface vorticity center (Areas in the excess of  $0.005 \text{ s}^{-1}$  are shaded) and stagnant flowing regions (Areas below  $15 \text{ m/s}$  are contoured) and cross-mountain stream lines, along the A(south)-B(north) line shown in Fig. 12(b). **(b)** Vertical cross section of the contribution of divergent term (solid lines) for the generation of vorticity. The contour intervals is  $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$  with the first isopleth shown at  $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ .

モデル内の擾乱は、豊橋市近辺でフック状の構造を持つようになり、顕著な発達を遂げた。地表付近での風ベクトルの分布 (Fig. 12(a)) を見ると、この発達した擾乱に伴って、強い低気圧性の回転成分を見て取れる。この低気圧性回転は、鉛直渦度にして  $0.012 \text{ s}^{-1}$  を超え、メソサイクロンと呼べる強さにまで発達していたと言える (Fig. 12(b))。この強い正渦度は、南海上では存在せず、陸地に達した際に急激に渦度生成を遂げた。また、Fig. 13 (a) の鉛直渦度の鉛直断面 (Fig. 12 (b) と同時刻の A-B 鉛直断面) を見ると、強い正渦度 ( $> 0.005 \text{ s}^{-1}$ ) の領域は高度  $2500\text{m}$  よりも低く、その構造はグレートプレーンズでのスーパーセルと比べて、著しく背の低い構造であることが見て取れる。この結果は、坪木ら (2000) のドップラーレーダー観測とも対応しており、再現されたこのメソサイクロンはミニチュアスーパーセルであったと言い換えられる。以上の結果から、本研究で再現されたメソサイクロンは、極めて現実的で無矛盾な構造とライフサイクルを有していたと言えるだろう。

次に、何故、このような顕著なメソサイクロンの発達を遂げたのかを、D3 の結果を使用して詳細に解析した。初めに、Fig. 13(a) を見ると、強い正渦度を持つメソサイクロンの北側には、 $15\text{m/s}$  以下の低風速域 (実線部分) が存在していることが確認できる。この低風速域 (よどみ域) は、大気境界層内

の極めて低いところだけに現れていた。Fig. 12(a) でも示されているように、メソサイクロンの北～西方向における対流圏下層では、極めて風速の小さな領域が広く存在していた。その低風速域では、東よりの風となり、北側に聳える山岳 (日本アルプス山系) を迂回するような流れとなっていた点が特徴的である。この低風速域は、レインバンド通過前においても長期間、この近辺に停滞していた。そこに OUTER レインバンドの持つ高速の気流が衝突することにより、下層で更に局地前線が発達し、その結果、下層で水平シア不安定を引き起こし、このような強い鉛直渦度を持つメソサイクロンが発生・発達したと思われる。この日本アルプスの風上側に位置した低風速域によってもたらされた局地前線上空に、擾乱が通過することにより、強烈な上昇流が擾乱内部で発生していた (図省略)。この上昇流が、下層で鉛直渦度の収束を引き起こすことで、結果として、 $0.01 \text{ s}^{-1}$  の強烈な渦度を持つミニチュアスーパーセルにまで発達したと推測される。Fig. 13(b) は渦度方程式中の発散項による渦度生成率を表している。この図が示すように、メソサイクロン内の強烈な上昇流に伴い、下層で強い渦度収束が生じて、正の鉛直渦度を強めている様子が見て取れる。一方で、渦度方程式中の傾斜項を計算すると、メソサイクロン内では、発散項に比べると小さく、渦度生成寄与率は半分以下であった (図省



**Fig. 14** : Observed mean surface wind vectors around the Tokai area, which are averaged between 0900 and 1200 JST before the event (a) and between 1200 and 1500JST after the event (b) at the Japan Meteorological Agency operational observational points (AMeDAS) and the other automated observation points which are posited in lower than 250m high. Each picture contains the results of the upper-air observation at the Hamamatsu observatory in the near term.

略)。つまり、メソサイクロン内における正渦度生成には、既存の下層収束線に伴う正渦度のストレッチングが最も重要な役割を果たしていることが理解された。このような竜巻の発生・発達過程のことは、「Non-supercell tornadogenesis」として知られており、本事例の竜巻発生要因の中では、最も重要な過程であると考えられる。

この「下層収束線」、つまり、「山岳の風上側での低風速域」は、どのようにして形成されたのであろうか？以下の2つの成因が考えられる。1つは、海陸間の地表面粗度差が原因として考えられる。海陸間の粗度長の差は、数値モデル内では約100倍の差があり、海岸線では、粗度の明瞭な不連続線となる。結果として、地表面付近の風の場にもその影響が生じて、海岸線近辺では内部境界層が形成されるようになる。すなわち、海岸線より海(南)側では風速は大きく、陸(北)側では風速は小さく、海岸線に沿って風の収束線を形成する可能性がある。また、エクマン境界層の理論から、風速だけでなく風向も、海岸線を境にして急激に変化し、水平シアの形成に寄与するものと推測される。しかしながら、この風の収束シアラインが、藤田スケールでF3の竜巻を維持するほどの収束と渦度を有していたかどうかは疑わしい。もう1つ考えられるのは、非常に高い山岳による気流のブロッキング効果である。一般的にフルード数の小さな流れ(安定度が高く、山が高い)においては、流体中の障害物の風上側で流れのブロッキングが生じて、低風速域(よどみ域)が形成されるようになる。本事例でも、非常に高い山岳(日本アルプス)によって、台風の南よ

りの風が遮断されて、流れが分岐して、風上側において低風速域を形成する可能性がある。先に記した様に、MM5のD3の数値実験結果では、日本アルプス山系を迂回するような流れが生じており(Fig. 12(a))、その南山麓において低風速な領域が形成されていた。そのため、「粗度差の効果」よりは、「山岳によるブロッキング効果」の方が、低風速域の形成に大きく貢献しているものと推測される。

数値モデルだけでなく観測データにおいても、このような、日本アルプスの南山麓におけるブロッキング効果は観測されている(Fig. 14)。竜巻発生前の平均的な風ベクトルの分布を見ると、愛知県東部から静岡県にかけての海岸地域においては、東風となり、北側の山岳を迂回して、濃尾平野に吹き抜けるような気流パターンとなっている(Fig. 14(a))。それに対して、竜巻発生後の平均的な風ベクトルを見ると、通過前に東風であった領域において、急激な風向の変化が生じて、南よりの風になっていることが見て取れる(Fig. 14(b))。このことは、Fig. 11の風向・風速の時系列とも対応した結果となっている。そして、日本アルプス南山麓における浜松の高層観測により、竜巻発生前においては風下側で比較的稳定度が高く(フルード数は小さく)、気流のブロッキングが生じやすい状況であり、竜巻発生後になると全く逆の結果で、ブロッキングは生じにくい状況であったことが示された。これらの観測結果は、モデル結果と極めてよく合致している。以上より、豊橋竜巻の形成に大きく寄与したと思われる下層での低風速域の成因は、豊橋市の北方に聳える日本アルプスのブロッキング効果である可能性が大

きいと結論づけられる。

高解像度の再現実験 D3 によって得られた結果は、極めて現実的なものであった。そこから得られた発生・発達メカニズムは、低解像度な数値実験 D1 では知り得ないものであった。更にいえば、理想的なハリケーンプロファイルの中に熱気泡を置くタイプの理想的な数値実験 (McCaul and Weisman, 1996) でも、このようなメカニズムは知り得ないであろう。よって、竜巻の発生・発達に関する地域的な特性の理解を深めるためには、本研究のような複雑地形と現実的な初期値場による再現実験を行わなくてはならないと言えよう。

## 5. 結論

台風 9918 号のアウトーレインバンドに伴い発生した竜巻災害 (豊橋竜巻) に関して、領域気候モデル PSU/NCAR MM5 を用いて再現実験を行い、豊橋竜巻の発生・発達環境と、その詳細な内部構造、鉛直渦度生成メカニズム等の議論を行った。MM5 による再現結果は、D1 (水平格子間隔 9km)、D3 (水平格子間隔 1km) とともに気象庁レーダー画像や気象衛星ひまわり 5 号画像と矛盾のない極めて現実的なものであった。

D1 再現場の詳細な解析により、台風中心の東側に伸びるアウトーレインバンドが東海地方を通過した際には、レインバンドの後面に乾燥空気が流入しており前線形成を伴っていたことが確認された。この乾燥空気は、高層レーウィンゾンデ観測によってもその存在が確認された。台風の東側に位置した高気圧システムから乾いた空気を、水平的に巻き込むことで、台風内の強い低気圧性循環に入り、引き伸ばされた結果として前線を形成したものと推測された。アウトーレインバンドは、中緯度に達した台風が非常に乾いた空気を内部領域に取り込むことにより形成された寒冷前線上のスコールラインであることが示された。

更に、高層観測データから見積もられる鉛直構造に関する各種物理量を、D1 の数値実験結果にも適用して議論を行った。アウトーレインバンドが通過中の豊橋市近辺においては、CAPE も SREH も、極端に高い値ではないものの、ある程度の竜巻発生のポテンシャルを有していたことが分かった。これらのパラメータだけでは、豊橋市近辺が、特別、竜巻の起こりやすい環境にある様には見えなかったが、近年、竜巻予報で注目されている、CAPE と水平風の鉛直シアとを組み合わせた物理量、VGP や EHI を計算したところ、豊橋市近辺で局所的に

高い値が現れた。特に、EHI による予報結果は非常に精度の良いものであり、竜巻発生の予報ツールとして使える可能性が示唆された。現段階の計算機の性能では、台風を取り巻く総観規模スケールから、竜巻スケールまでのマルチスケールに跨る高解像度広領域の数値実験を、ネスティングなしで行うことは不可能である。しかしながら、本研究の D1 から示された結果は、比較的解像度の低い数値実験結果からでも、ある程度の竜巻予報が可能であることを示しており、大変意義深いものである。

更に、台風のアウトーレインバンド内で発生した豊橋竜巻に関して、細部にわたる構造と発生・発達機構を調べるために、水平格子間隔 1km の高解像度ネスティング数値実験 D3 を行った。その結果、東海地方近辺で急激に発達するメソサイクロンを再現することに成功した。豊橋竜巻の発生時においては、中部日本に連なる日本アルプスの南側斜面において、気流のブロッキングが生じ、低風速域 (よどみ域) が定在していた。この低風速域は、比較的安定度の高い気層が、日本アルプスのように高い山岳地域を乗り越えることができずに迂回することによるものであった。この低風速域に伴い、豊橋市近辺の対流圏下層では、局地的な水平収束シアラインが形成されていた。そして、アウトーレインバンドに伴う擾乱が、この収束シアライン上を通過することにより、強い正の鉛直渦度がメソサイクロン内で形成されたことが理解された。竜巻の発生環境として、十分な発生ポテンシャルを有していた上に、この対流圏下層での水平収束シアラインが存在したことで、豊橋という限られた場所において竜巻が発生したことが解明された。この様に、複雑な現実的地形と、客観解析値を初期場として使用して、竜巻のメソサイクロンスケールでの再現実験を行った研究例は過去には無く、本研究により多くの新たな知見を得ることができた。

## 謝辞

研究対象となった豊橋竜巻に関連する各種気象データを提供して下さった気象業務支援センター、気象庁関係者の皆様、また、豊橋市役所の関係者の皆様に謝意を表します。また、数値予報モデル PSU/NCAR MM5 の技術的な指導をして下さった、地球フロンティア研究システムの王自発博士に感謝いたします。気象庁レーダー画像 (Fig. 5) と竜巻に関する各種情報に関しては、京都大学防災研究所災害観測実験センターの林泰一助教授、気象衛星画像処理 (Fig. 2) に関しては気象研究所の別所

康太郎博士にお世話になりました。また、岐阜大学工学研究科環境エネルギーシステム専攻の大澤輝夫助手には、多くの有益なアドバイスを頂戴しました。皆様に厚く御礼申し上げます。

#### 参考文献

- 石川裕彦 (2000): 1999 年 9 月 24 日の豊橋市の竜巻 (多重渦), 天気, 第 47 巻, 7 号, pp. 489–490.
- 小倉義光 (1997): メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 215 pp.
- 小元敬男 (1982): 台風に伴う竜巻について, 天気, 第 29 巻, 9 号, pp. 91–104.
- 瀬下慶長・安斎緑郎・笠村幸男 (1980): 台風 7912 と台風 7916 によって発生した宮崎市周辺のたつ巻, 天気, 第 27 巻, 6 号, pp. 13–21.
- 坪木和久・耿驪・武田喬男 (2000): 台風 9918 号外縁部で発生した 1999 年 9 月 24 日の東海地方の竜巻とメソサイクロン, 天気, 第 47 巻, 11 号, pp. 777–783.
- 林泰一・光田寧・岩田徹 (1994): 日本における竜巻の統計的解析, 京都大学防災研究所年報, 第 37 号 B-1, pp. 57–66.
- 光田寧 編 (1983): 竜巻などの瞬発性気象災害の実態とその対策に関する研究, 文部省科学研究費自然災害特別研究成果, 自然災害科学総合研究班, No.A-58-3.
- 光田寧・文字信貴・石川裕彦 (1980): 1979 年に発生した台風に伴う竜巻, 京都大学防災研究所年報, 第 23 号 B-1, pp. 289–301.
- Anthes, R. A. and Warner, T. T. (1978): Development of hydrodynamical models suitable for air pollution and other mesometeorological studies, Mon. Wea. Rev., Vol. 106, pp. 1045–1078.
- Blackadar, A. K. (1979): High resolution models of the planetary boundary layer. Advances in Environmental Science and Engineering, No. 1, J. Pfafflin and E. Ziegler Eds., Gordon and Breich Scientific Publishing, pp. 50–85.
- Burgess, D. W., Lee, R. L., Parker, S. S., Keighton, S. J. and Floyd, D. L. (1995): A study of mini supercells observed by WSR-88D radars, Preprints, 27th Conf. on Radar Meteor., Vail, CO, Amer. Meteor. Soc., pp. 4–6.
- Burk, S. D. and Thompson, W. T. (1989): A vertically nested regional numerical weather prediction model with second-order closure physics, Mon. Wea. Rev., Vol. 117, pp. 2305–2324.
- Carlson, T. N. (1980): Airflow through midlatitude cyclones and the comma cloud pattern, Mon. Wea. Rev., Vol. 108, pp. 1498–1509.
- Davies, J. M. (1993): Hour helicity, instability, and EHI in forecasting supercell tornadoes, Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., pp. 107–111.
- Davies-Jones, R. P. (1984): Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms, J. Atmos. Sci., Vol. 41, pp. 2991–3006.
- Davies-Jones, R. P., Burgess, D. and Foster, M. (1990): Test of helicity as a tornado forecast parameter, Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., pp. 56–60.
- Dudhia, J. (1989): Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, J. Atmos. Sci., Vol. 46, 3077–3107.
- Dudhia, J. (1993): A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, Mon. Wea. Rev., Vol. 121, pp. 1493–1513.
- Fujita, T. T., Watanabe, K., Tsuchiya, K. and Shimada, M. (1972): Typhoon-associated tornadoes in Japan and new evidence of suction vortices in a tornado near Tokyo, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 50, pp. 431–453.
- Gentry, R. C. (1983): Genesis of tornadoes associated with hurricanes, Mon. Wea. Rev., Vol. 111, pp. 1793–1805.
- Grell, G. A. (1993): Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, Mon. Wea. Rev., Vol. 121, pp. 764–787.
- Grell, G. A., Dudhia, J. and Stauffer, D. R. (1994): A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR, 114 pp.
- Hart, J. A. and Korotky, W. (1991): The SHARP workstation v1.50 users guide, National Weather Service, NOAA, US. Dept. of Commerce, 30 pp.
- Hill, E. L., Malkin, W. and Schulz, W. A., Jr. (1966): Tornadoes associated with cyclones of tropical origin-practical features, J. Appl. Meteor., Vol. 5, pp. 745–763.
- McCaul, E. W., Jr. (1987): Observations of the Hurricane "Danny" tornado outbreak of 16 August 1985, Mon. Wea. Rev., Vol. 115, pp. 1206–1223.
- McCaul, E. W., Jr. (1991): Buoyancy and shear characteristics of hurricane-tornado environments, Mon. Wea. Rev., Vol. 119, pp. 1954–1978.
- McCaul, E. W., Jr. (1993): Observations and simulations of hurricane-spawned tornadic storms, The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards, C. R. Church, Ed., Amer. Geophys. Union Press, pp. 119–142.
- McCaul, E. W., Jr. and Weisman M. L. (1996): Simulations of shallow supercell storms in landfalling hurricane environments, Mon. Wea. Rev., Vol. 124, pp. 408–429.
- Mellor, G. L. and Yamada, T. (1974): A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, J. Atmos. Sci., Vol. 31, pp. 1791–1806.
- Moncrieff, M. W. and Miller, M. J. (1976): The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Vol. 102, pp. 373–394.
- Niino, H., Fujitani, T. and Watanabe, N. (1997): A statistical study of tornadoes and waterspouts in Japan from 1961 to 1993, Journal of Climate, Vol. 10, pp. 1730–1752.
- Niino, H., Suzuki, O., Nirasawa, H., Fujitani, T., Ohno,

- H., Takayabu, I., Kinoshita, N. and Ogura, Y. (1993): Tornadoes in Chiba prefecture on 11 December 1990, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 121, pp. 3001–3018.
- Novlan, D. J. and Gray, W. M. (1974): Hurricane spawned tornadoes, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 102, pp. 476–488.
- Rasmussen, E. N. and Wilhelmson, R. B. (1983): Relationships between storm characteristics and 1200 GMT hodographs, low-level shear, and instability, Preprints, 13th Conf. on Severe Local Storms, Tulsa, OK, Amer. Meteor. Soc., pp. J5–J8.
- Rasmussen, E. N. and Blanchard, D. O. (1998): A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters, *Weather and Forecasting*, Vol. 13, pp. 1148–1164.
- Reisner, J. R., Rasmussen, J. and Brientjes, R. T. (1998): Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 124B, pp. 1071–1107.
- Roeloffzen, J. C., Van Dev Berg, W. D. and Oerlemans, J. (1986): Frictional convergence at coastlines, *Tellus*, Vol. 38A, pp. 391–411.
- Saito, A. (1992): Mesoscale analysis of typhoon-associated tornado outbreaks in Kyushu island on 13 October 1980, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 70, pp. 43–55.
- Shimazu, Y. (1998): Classification of precipitation systems in mature and early weakening stages of typhoons around Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 76, pp. 437–445.
- Snell, W. L. and McCaul, E. W., Jr. (1993): Doppler signatures of tornadoes spawned by hurricane Andrew near Montgomery, Alabama, Preprints, 26th Conf. on Radar Meteorology, Norman, OK, Amer. Meteor. Soc., pp. 80–82.
- Spratt S. M., Sharp, D., Welsh, P., Sandrik, A., Alsheimer, F. and Paxton, C. (1997): A WSR-88D assessment of tropical cyclone outer rainband tornadoes, *Weather Forecasting*, Vol. 12, pp. 497–501.
- Stiegler, D. J. and Fujita, T. T. (1982): A detailed analysis of the San Marcos, Texas, tornado induced by Hurricane "Allen" on 10 August 1980. Preprints, 12th Conf. Severe Local Storms, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., pp. 371–374.
- Suzuki, O., Niino, H., Ohno, H. and Nirasawa, H. (2000): Tornado-producing mini supercells associated with typhoon 9019, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 128, pp. 1868–1882.
- Weisman, M. L. and Klemp, J. B. (1982): The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 110, pp. 504–520.
- Weisman, M. L. and Klemp, J. B. (1984): The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 112, pp. 2479–2498.
- Willoughby, H. E., Marks, F. D., Jr. and Feinberg, R. J. (1984): Stationary and moving convective bands in hurricanes, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 41, pp. 3189–3211.
- Zhang, D.-L. and Anthes, R. A. (1982): A high-resolution model of the planetary boundary layer – Sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 21, pp. 1594–1609.

## A Numerical Simulation of the 24 September 1999 Tornadic Outbreaks in Toyohashi City Associated with Typhoon 9918

Jun YOSHINO, Hirohiko ISHIKAWA and Hiromasa UEDA

### Synopsis

On 24 September 1999, tornadic events in Toyohashi City, Aichi Prefecture, Japan, spawned by typhoon 9918 (TY. BART), have been simulated using the regional climate community model PSU/NCAR MM5. The MM5 simulations successfully reproduced the observed outer rainband and mesoscale cyclones. In the tornado-prone right front quadrant relative to the typhoon motion, the vertical shear at lower troposphere (e.g. Storm Relative Environment Helicity) and thermodynamical instability (e.g. Convective Available Potential Energy) were fairly large and suitable values for developing tornado cyclones. The results of high-resolution simulation indicated the acceleration of the vertical vorticity in the mesoscale cyclone around Toyohashi City, because the mountainous region, the so-called Japan Alps, induced the low-level strong horizontal convergence shear line, due to the divided stagnant flowing around the upstream side of the high mountains.

**Keywords :** tornado; outer rainband; typhoon; numerical prediction model; tornado forecast