特集

“竜巻の正体”に迫る

竜巻の発生環境と生成メカニズム

Meteorological environment for tornado outbreak and mechanism of tornadogenesis

佐々浩司^{*1} 鈴木 修^{*2} 小林文明^{*3}

Koji SASSA, Osamu SUZUKI, Fumiaki KOBAYASHI

1. はじめに

突発的に発生し、大きな被害をもたらす竜巻に対する予報やナウキャストのためには、その気象学的な発生環境を明らかにすることと、生成メカニズムを明らかにすることが必要である。このため多くの観測的研究¹⁻³⁾や、気象モデルによるシミュレーション⁴⁾が行われてきた。これらを通して強い竜巻をもたらすことの多いスーパーセルの発生環境や、それによる竜巻生成メカニズムが明らかにされ、日本でも竜巻注意情報の発表が行われるようになってきた。一方、日本において発生することの多い非スーパーセル竜巻¹⁰⁾の発生環境については、その規模が比較的小さいことや親雲がスーパーセルのような特徴的な対流雲とは限らないことなどもあって十分に明らかにされていない。

ここでは、発生環境や生成メカニズムのさらなる理解を進めるために進行中の観測プロジェクトや観測事例、気象モデルによる高解像度解析、室内実験の成果などを紹介しつつ、今後の課題について言及する。

2. 竜巻の発生環境に関連するパラメータ

過去の研究から、竜巻には発生しやすい環境があることが知られている^{11,12)}。とくに、強い竜巻をもたらすことの多いスーパーセルという特殊な積乱雲が発達する環境は、不安定な大気成層と強い風の鉛直シアーによって特徴付けられることが知られている¹³⁾。スーパーセルは内部にメソサイクロンと呼ばれる小低気圧を持つ発達した積乱雲である。ここで、「環境」を定量的に把握するため、大気の不安定の程度を示す指標である CAPE (Convective Available Potential Energy) や K-インデックスと呼ばれる指標、風の鉛直シアーの情報を与える

図1 竜巻及びダウンバースト事例における CAPE,SRH,EHI¹⁹⁾

地上から 3km までの風ベクトルのシアーやストームに相対的なヘリシティ (SRH^{14,15)} または SReH), あるいは、それらを組み合わせた指標である EHI¹⁴⁾や TVP¹⁶⁾, VGP¹⁷⁾, STPC¹⁸⁾など、実用的な観点で定義された指標が利用される (主な指標の定義は付録参照)。図1は過去に発生した竜巻等突風の事例について海老原・瀧下¹⁹⁾の求めた発生時刻前後 1 時間以内で発生地点を中心とする 50km 四方内の CAPE,SRH,EHI の最大値である。F1 以上の竜巻の多くが、大きな SRH と CAPE の領域で発生していることが分かる。図中の曲線は、CAPE と SRH の積を 16000 (正規化のための係数) で割った指数である EHI の等値線であり、傾向として大きな EHI の領域で F1 以上の竜巻の発生が多いことが分かる。実際の竜巻等突風の予測にあたっては、これらの環境場の指数を用いることにより、ポテンシャル予測ができることになる。

これらの指標のほとんどは、上空の気温や水蒸気量、風速の鉛直分布を用いて計算できる。このうち、EHI, VGP, STPC は、異なる物理量を表す指標について適当な閾値からの差を取り、それらの積を適当な定数で正規

*1 高知大学教育研究部自然科学系理学部門 教授

Professor, Research and Education Faculty Natural Sciences Cluster, Kochi University

*2 気象研究所気象衛星観測システム研究部 研究室長

Research Head, Meteorological Research Institute, JMA

*3 防衛大学校地球海洋学科 教授

Professor, Department of Geoscience, National Defense Academy

化するなどしたかなりテクニカルな指標であるが、統計的には実用性が高い。これらの指標を使うことで、高層気象観測データによる実況把握、数値予報データを用い数日前から直前までの予測に使うことができる。

気象庁が 2008 年 3 月から開始した竜巻注意情報や 2010 年 5 月から公開している竜巻ナウキャストでは、これらの指標等を組み合わせた回帰式を作成して発生のパテンシャルの評価を行うとともに、後述のメソサイクロン検出やレーダーエコーの強さ、高度等の情報を加味して、予測に利用している。ただし、これらの指標はスーパーセルに伴う竜巻については比較的良い目安となるが、非スーパーセル竜巻や竜巻以外の突風であるダウンバースト、ガストフロントについては異なったものが必要である。実際、気象庁における竜巻注意情報等においても、竜巻およびダウンバーストでは異なる指標と地域依存性のある閾値を用いている。

3. レーダーによる渦の探知と観測解析

3.1 レーダーによるメソサイクロンの探知

ドップラーレーダーは、積乱雲中の渦パターンを検出することで、竜巻の親雲となる可能性が高いスーパーセルを検出できる²⁰⁾。1970 年代に Burgess ら²¹⁾はドップラーレーダーによるメソサイクロンの検出を行い、約半数で竜巻が発生していたことを見出した。上空に検出される渦は、直接に竜巻とは限らないが、間接的に竜巻の予測ができる可能性が示されたことになる。竜巻を伴う

図2 検出アルゴリズムが仮定する風の間 (Rankine 渦)

図3 2003年9月30日に羽田空港を襲った竜巻親雲中のメソサイクロン (左: ドップラー速度、右: 反射強度)

メソサイクロンの割合は、最近のデータを用いた統計では 30-50%²²⁾あるいは 15%程度²³⁾となっているものの、現在も最も有効な観測情報のひとつである。

これらの知見は主として米国における観測で得られたものが多いが、我が国においてもドップラーレーダーなどを用いた研究から、スーパーセルが発生していること、顕著な竜巻事例の多くがスーパーセルによるものであることが分かってきた。特に、台風に伴う竜巻の親雲として小振りのミニスーパーセルも多く見つかった²⁴⁾。

具体的なメソサイクロン検出アルゴリズムには種々のもの²⁵⁻²⁷⁾があるが、基本的には、中心位置、渦の強さ、剛体渦部分 (コア) の直径などを求めている。

ここでは、現在、気象庁で使用しているドップラーレーダーを用いた渦検出アルゴリズムの紹介をする。検出アルゴリズムは、メソサイクロンの渦として Rankine 渦等を仮定し (図2)、ドップラーレーダーデータを用いてパターンマッチングによりメソサイクロンを検出する。図3に実際の検出例を示す。図の左右は、ドップラー速度とレーダー反射強度の場合を表し、メソサイクロンは円の部分にある。

3.2 竜巻注意情報

気象庁が 2008 年から開始した竜巻等突風の予測では、ドップラーレーダーによるメソサイクロンの自動検出結果に加え、レーダーで推定した降水強度データや数値予報モデルから前章の突風関連指数の計算結果が用いられ、それらを総合した突風危険指数を計算して使用

図4 竜巻注意情報および竜巻ナウキャストのための情報生成の模式図

図5 線状降水帯上に形成されたフック状エコー²⁹⁾

図6 藤沢市の被害マップ³²⁾

している¹⁹⁾。図4に竜巻注意情報作成の模式図を示す。

ただし、i) 非スーパーセル以外の竜巻の存在があること、ii) 遠距離や小さなメソサイクロンでは必ずしもドップラーレーダーで捕捉されるわけではないこと、iii) 必ずしも全国がドップラーレーダーでカバーされている訳ではないこと、iv) データ品質に起因する誤検出の存在などの理由により、前章の環境パラメータに基づくポテンシャル予測と組み合わせて精度向上を図っている。検出精度については、2010年度において、約1割の検出率であるとされている。

3.3 竜巻の観測事例

日本では年間を通じて竜巻の発生が確認されており、その総観スケールでみた原因は、温帯低気圧、台風、停滞前線、冬型（シベリア気団）、夏型（太平洋気団）と多岐にわたる²⁸⁾。実際、ドップラーレーダー観測、地上観測と被害調査を組み合わせ、寒冷前線の線状降水帯（Narrow Cold Frontal Rainband; NCFL）で発生した竜巻²⁹⁾、一様な寒気場内の日本海上で雪雲に伴って発生し

図7 マイソサイクロンの時間高度断面図³³⁾

図8 2007年5月31日に東京湾で発生した竜巻³¹⁾

た竜巻³⁰⁾、局地的な積乱雲の発生に伴って形成された竜巻³¹⁾など、地上から雲内までの詳細な竜巻構造が報告されている。

図5は寒冷前線の線状降水帯（NCFL）上に複数のフック状エコーが形成された事例²⁹⁾である。この事例では、寒冷前線に沿って形成された線状のエコーが蛇行をはじめ、ついにはフック状エコーがラインに沿って複数発生した。陸上で形成されたフックエコー（図5）は高度1 kmで直径約5 kmを有し、ドップラー速度場では水平方向に2 km離れて、遠ざかる成分と近づく成分のピーク（マイソサイクロン）が認められた。このフックエコー（あるいはマイソサイクロン）の直下では、フジタ・スケールで最大F1の被害が発生した。図6はこの竜巻に伴う藤沢市の被害マップであり、被害のスケールは被害域が長さ2 km、最大幅約50 mであったことから、フジタ・ピアソン（FPP）スケールでF0-P1-P1と結論づけられた³²⁾。

図7はNCFL上で観測された、異なった5個のマイソサイ

イクロンの時間高度分布である。各マイソサイクロンは1回のボリュームスキャン内、すなわち10分未満の寿命であった。マイソサイクロンは、地上から高度2 kmあるいは4 kmまで達するものと、高度6 kmから8 kmすなわち雲頂付近の高高度に存在するものがあった³³⁾。竜巻の親渦が雲内のどの高度まで達しているかは、竜巻の構造を議論する上で重要であり、雲内全体を高高度まで観測する必要がある理由でもある。また、地上付近の親渦と竜巻のタッチダウンとの定量的な関係の解明も望まれる。

図8は東京湾で発生した竜巻の事例であり、約10 km離れたレーダサイトでは、20 仰角のボリュームスキャンとRHI観測を組み合わせた約10分の観測を連続して行い、その時間変化を捉えた³¹⁾。この竜巻は、周囲の積乱雲からの下降気流の先端（ガストフロント）上で、積乱雲の発生とほぼ同時に形成された。このような発生過程は、waterspoutのそれと類似している。竜巻発生地点におけるレーダーの接線成分分解能は約100 mであり、直径1 km程度のマイソサイクロンを解像できる分解能であった。

図9は竜巻の鉛直分布を示したものであり、マイソサイクロンは高度2 km付近に直径のピーク（1.5 km）を持ち、高度3 km以上に達していた。マイソサイクロンとは別に竜巻渦も地上付近から高度3 km付近まで観測された。マイソサイクロンは、その後高度が下がるとともに直径が増大し、渦の崩壊（break down）を示唆するような時間変化がみられた³⁴⁾。さらに、至近距離からの動画も得られ、海水を吸い上げて可視化された竜巻渦の構造や回転速度も解析された³⁵⁾。

日本では米国における巨大積乱雲（スーパーセル・ストーム）に伴う事例のような数10分前から上空にメソサイクロンが先行し、メソサイクロン内にマイソサイクロンと竜巻渦が形成されるマルチスケール構造を示す竜巻は相対的に少ない³⁶⁾。一方、被害強度のほとんどがF0からF1である²⁸⁾ように、非スーパーセルタイプ、すなわちマイソサイクロンと竜巻がほぼ同時に観測される事例

図9 竜巻渦とマイソサイクロンの直径の鉛直分布³¹⁾

が多い。さらに、積乱雲の発生とほぼ同時にマイソサイクロンと竜巻が形成されることもある。マイソサイクロンの寿命は10分未満のものが多く、ボリュームスキャンの仰角を絞って、3から5分間隔のスケジュールで観測しても、竜巻を解析する時間分解能としては不十分である。

図10は土佐湾周辺で2008～2010年の3年間のうち、主に竜巻注意情報が出されている期間に検出されたマイソサイクロンの軌跡³⁷⁾を示す。ここでは検出されるマイソサイクロンの内8割程度が土佐湾海上で発生することがわかるが、この例や日本海側の庄内平野の観測事例³⁾が示すように、日本の沿岸地域では竜巻は海上で発生し上陸してくることが多い。しかし、その理由については地域ごとに詳細な解析をしていく必要があると思われる。なお、これらのマイソサイクロンのうち海上で発生し上陸したものについて上陸前後の特性を比較すると、図11に示すように上陸後に渦径が小さくなり渦度が強まる事

図10 土佐湾沿岸で発生したマイソサイクロンの軌跡³⁴⁾

図11 上陸前後のマイソサイクロンの渦径と渦度の変化³⁴⁾

例が6割見られた。これは地表面摩擦が逆に上陸直後の竜巻を強化する可能性を示したものであり、後述する気象モデルによる事例解析の結果³⁸⁾とは異なっている。

日本では、冬季に日本海側で発生する竜巻や突風現象についての報告例が少なくない。しかし、現象が小規模で目撃が無いなどの理由で、現象の種類やそのメカニズムについては不明な点も多い。これらの突風を対象とした研究の中で、時空間的に高密度な観測・調査を目的として庄内平野で実施されている集中観測を紹介する。Inoue ら⁴⁾によると、2007年に実施した集中観測期間中の12月2日、酒田市においてフジタ・スケールでF0の竜巻が発生した。彼らは、この事例について余目駅に設置されたJR東日本のドップラーレーダーのデータを解析し、海上にあった積乱雲中で4つのマイソサイクロンの発生を確認した。被害が起きた時間に庄内平野に上陸した2つの渦の1つが現場を通過していたことから積乱雲中の渦が竜巻による突風被害と関連していることを示した。また、2008～2009年の冬季に高密度な地上気象観測網で検出された冬季の突風の9割近くはドップラーレーダーにより渦が検出されていたことを報告している。

最近、高谷ら³⁹⁾は、BOW エコーと呼ばれる弓状の構造を持つ対流雲⁴⁰⁾に伴って2007年4月28日東京湾岸で発生した突風の調査を行い、BOW エコー内に発生していた小規模の渦が突風発生要因であることを示した。BOW エコーは、米国ではスーパーセルなどと並び、突風をもたらす対流雲として認識されている⁴¹⁻⁴³⁾が、事例が少ないことと、ドップラーレーダーによる観測データがまだまだ少ないこともあり、日本での認識は低い。また、最近の日本海側における高密度な気象観測などで分かってきた渦に伴う突風など、新たな観測手段により、新たな知見が見出されている。

なお、90年代半ば以降、米国では最新の小型・高分解能なドップラーレーダーや移動型の地上気象観測装置などを用いて、竜巻の発生を近距離で詳細に研究するための複数の観測プロジェクトが実施されている(VORTEX I¹⁾, II²⁾など)。それらの研究から、スーパーセルの発生から、竜巻の発生に至るプロセスについての知見が得られてきている。たとえばMarkowski ら⁴⁴⁾は、竜巻発生の有無に着目してスーパーセル内の気流や地上付近の気温分布を比較し、竜巻の渦度が上空に起源があったことや、下降流の上空から地上への到達しやすさの違いが、結果としての竜巻発生の有無に関係していたことを示した。Wurman ら⁴⁵⁾は、高分解能で可搬型ドップラーレーダーを用いて、竜巻の風場を解像することに成功している。

4. 気象モデルによる竜巻生成メカニズムの解明

気象モデルを用いたスーパーセルの発達過程の再現⁴⁾は数多く行われ、スーパーセルにおけるメソサイクロンの維持メカニズム⁶⁾などが明らかにされてきた。近年オクラホマ大学の開発したARPS, NCAR などによるWRF, 気象庁非静力学モデルNHM などを用いた空間グリッドが50～70m までの高解像度シミュレーションが可能となり、スーパーセル竜巻がRear Flank Downdraft (RFD) に伴うガストフロント上に集中する鉛直渦度がメソサイクロンの上昇流によって発達する様子⁷⁾や、延岡竜巻が図12に示すような台風のアウターバンドで発生したスーパーセル竜巻であり、RFDによるガストフロントの強化が竜巻発生のきっかけとなったこと⁸⁾、佐呂間竜巻がミニスーパーセル的な積乱雲に伴って発生したものであること³⁴⁾などを示した。これらによりスーパーセル竜巻の発生環境や生成メカニズムはかなり詳細に明らかになりつつある。しかし、竜巻そのものの解像度といった点ではまだ50mのグリッドは十分細かいとは言えず、さらにグリッドを微細化していく必要がある。この場合、大気乱流を解像できるスケールまで微細化すると気象モデルで用いられてきた乱流モデルが破綻する可能性もあるため、最も小さいグリッドにおけるシミュレーションにおいてはLESなどを用いなければならないだろう。

一方、非スーパーセル竜巻については、局地前線が形成される状況から前線の収束により積雲が発達する過程と、シア不安定による鉛直渦度の集中域がシアライン上に配列する様子を再現し、鉛直渦度集中域のストレ

図12 延岡竜巻の高解像度シミュレーション結果⁸⁾. 高度150mにおける鉛直渦度、竜巻に相対的な風ベクトル、気圧分布

ッチにより複数の竜巻が出来る様子¹⁰⁾を明瞭に示したシミュレーション⁹⁾が行われた。国内では、庄内平野沖における竜巻生成メカニズムを明らかにした雲解像非静力学モデルであるCRaSSによるシミュレーションがあり、冬期モンスーンに伴う浅い対流雲下で正負の渦度をもつ非スーパーセル竜巻が形成されていく様子を明らかにしたもの⁹⁾や、海上で発生したそのようなメソサイクロンが上陸後地表面摩擦により減衰するとともに傾斜した形態となって移動していくようすを明らかにしたNHMシミュレーション⁴⁰⁾などがある。これらのシミュレーションにより示された竜巻状渦は非スーパーセル竜巻の生成・発達メカニズムをよく表現しているが、現実の竜巻に比べるとやはり解像度の点で十分ではなく、更なる高解像度化が必要である。

5. 室内実験による竜巻発生環境の再現

竜巻状渦を再現する実験の多く⁴¹⁾は、渦そのものの再現によってその構造を詳細に解析することに力点が置かれており、鉛直渦の旋回を案内羽根などによって強制的に作り出している。大気中のような自由空間中でいかに竜巻が生成されるかを再現する実験⁴⁸⁾は数少なく、気象モデルに頼るのが一般的である。しかし、大気中の基本的な流れ場を模擬することができれば、降水システムそのものの再現ができなくても竜巻の生成を再現することは可能である。

非スーパーセル竜巻については積乱雲から降下して地表面付近を流れる冷気外出流をドライアイスミストで、積乱雲の上昇気流をファンでそれぞれ模擬することにより、図13のように容易に竜巻状渦の生成を再現すること

(a) 親雲移動速度が遅い場合

(b) 親雲移動速度が速い場合

図13 非スーパーセル竜巻の模擬実験⁴⁹⁾

ができる。この際、ドライアイスミストで模擬された冷気外出流の端が鉛直渦度を多く含む水平シアアの場合であり、これを上昇流により引き延ばすことでストレッチングメカニズムにより竜巻状渦が生成される。このときの回転方向は、鉛直渦度の符号に依存して反時計回転にも時計回転にもなり得る。親雲の移動速度が比較的遅い場合は図13(a)のように床面に垂直な竜巻状渦が形成されるが、移動速度が速くなると地表面摩擦により下層の渦が追従できなくなるため図13(b)のように渦が傾斜し、やがて渦がちぎれて消滅する。この様子は実際の竜巻の消失過程によく似ている。一方、冷気外出流の鉛直シアアを上昇流により引き上げると、ティルティングメカニズムによる鉛直渦の生成も図14に示すように冷気外出流と上昇流を模擬するだけで再現可能である。これは、スーパーセル内にメソサイクロンが発生するときの生成モデル⁵⁰⁾を忠実に再現したものであり、これまで概念モデルとして捉えられてきた生成メカニズムが実験により実証された。さらに冷気外出流の流れと地形との干渉について再現実験を行うことも可能である。図15は北海道佐呂間町の南側の谷地形を南から流入する気流を模擬することによって再現した佐呂間竜巻の様子⁵¹⁾を示す。この実験を通して、佐呂間竜巻の生成には観測事実や数値モデルの解析³⁴⁾と同様に西方からのガストと南側の谷からの

図14 鉛直シアアの水平渦からティルティングにより生成される鉛直渦⁴⁹⁾

図15 佐呂間竜巻の再現実験⁵¹⁾

暖気の流入が寄与していることが確認された。ただし、ドライアイスミストにより再現可能な冷気相出流の流速や厚さは制御することができないため、厳密な地形との干渉実験を行うには、制御可能な冷気外出流模擬装置が必要となる。

スーパーセルの流れ環境として重要なものは、強い回転上昇流であるメソサイクロンとスーパーセル背面側からの強い降水とともにおりてくる RFD による地表面付近のガストフロント^{7,52)}である。これらを再現するスーパーセル模擬装置⁴⁸⁾においても RFD の冷気外出流は非スーパーセル竜巻の場合と同様にドライアイスミストを用いた。一方、メソサイクロンの回転上昇流は従来の竜巻シミュレーター⁵³⁾と同様に上部にファンと底に案内羽根をもつ対流洞からなるメソサイクロン模擬装置を使用するが、従来のシミュレーターと大きく異なるのは、メソサイクロン模擬装置が地表面から少し浮かせて設置され、地表面付近の気流は案内羽根の影響を受けることなく自由に流入できることである。図 16 に再現されたスーパーセル竜巻の例として、逆回転する渦(図 16a)と多重渦(図 16b)の様子を示す。メソサイクロンは反時計回転をしており、それと逆方向の回転を持つ竜巻が生成されることは、メソサイクロンの回転そのものが下層の竜巻生成にあまり寄与しない可能性を示すものである。一對の逆回転する渦が生成される様子は実際のスーパーセル竜巻においても観測⁵⁴⁾されている。また、多重渦も現実のスーパーセル竜巻において観測⁵⁵⁾されている。従来の室内実験では下層から竜巻状渦に流入する気流をできるだけ層流に近い状態にするよう工夫したシミュレーターのみで再現されてきた多重渦が、本スーパーセル模擬装置では容易に安定して生成させることができた。これらの流れパターンはメソサイクロン模擬装置の案内羽根の迎角と底部の高度に依存して変化し、条件によっては全く竜巻状渦が生成されない場合もある。このことは、レーダー観測によってメソサイクロンが検出されるスーパーセルであっても竜巻を生成しない場合がある^{22,23)}ことに対応している。このことは、降水過程などを含まない流れ環境のみに限定されるものの、竜巻を発生させるスーパーセルの環境場の特徴を理解する糸口を示すものである。

6. まとめと今後の展望

竜巻研究の現状においては、スーパーセルに伴う竜巻の理解は、米国を中心とする高分解能なドップラーレーダーや地上気象観測、高分解能な数値予報モデルなどを用いた研究により大きく進んだ。そのなかで、対流雲内

(a) 互いに逆回転する一對の渦

(b) 吸い込み渦を3つ含む多重渦

図 16 スーパーセル竜巻模擬装置により再現された渦⁴⁸⁾

の下降流の挙動の重要性が見出されている。日本においても 2006 年の延岡竜巻や佐呂間竜巻をきっかけとして観測や気象モデルによる研究は大きく進展し、気象庁がドップラーレーダーを整備して竜巻注意情報を出す実用段階に達した。しかし、親雲内の上空の渦度がどのように最終的に地上付近の竜巻を発生させるのかや、竜巻を伴う場合とそうでない場合のメソサイクロンの違いはなんなのか、などについては今後の課題である。また、非スーパーセルを始めとして、予測的中率はまだ低く、さらなるブレイクスルーも必要と思われる。

付録 主な指標の定義

A1. CAPE [J/kg]の計算式

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} g \frac{T_v'(z) - T_v(z)}{T_v(z)} dz$$

g : 重力加速度。

T_v : 環境 (状態曲線) の仮温度。気温を T 、比湿を q として、 $T_v = (1 + 0.622q)T$

T_v' : 湿潤断熱的に上昇したときの空気の仮温度

CAPE の非積分関数は、上昇する気塊と周囲の空気との密度差による浮力に関する項である。空気の密度は、気温と水蒸気量、気圧の関数であるが、気温と水蒸気量により定義される仮温度を定義すると、密度は気圧と仮

付図1 CAPE を求める大気温度の鉛直分布図

温度のみの関数となる。

A 2. SRH [m^2/s^2]の計算式

$$SRH = \int_{地上}^{高度3km} (v(z) - c) \cdot \omega_H(z) dz$$

$$\omega_H = \left(-\frac{\partial v}{\partial z}, \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad : \text{鉛直シアによる水平渦度。}$$

$\mathbf{v}=(u,v)$: 水平風ベクトル。

$\mathbf{c}$: 積乱雲の水平移動ベクトル。

A 3. EHI の計算式

$$EHI = \frac{CAPE \times SRH}{160000}$$

160000 は、正規化のための定数。

参考文献

- 1) Rasmussen E. N., Ed., and Coauthors, 'VORTEX-1995 operations plan,' National Severe Storms Laboratory, Norman, OK. (1995) 141pp.
- 2) Bluestein H. B., Burgess D., Dowell D., Markowski E., Rasmussen E., Richardson Y., Wicker L. and Wurman J., 'Verification of the origins of rotation in tornadoes experiment', preprints, 5th European Conference on Severe Storms, Landshut, Germany, (2009) 009-06, 2pp.
- 3) Inoue H., Kusunoki K., Kato W., Suzuki H., Imai T., Takemi T., Bessho K., Nakazato M., Hoshino S., Mashiko W., Hayashi S., 'Finescale Doppler Radar Observation of a Tornado and Low-Level Miso-cyclones within a Winter Storm in the Japan Sea Coastal Region', Mon. Wea. Rev., (2011) 351-369.
- 4) Wicker L. J. and Wilhelmson R. B., 'Simulation and analysis of tornado development and decay within a three-dimensional supercell thunderstorm', J. Atmos. Sci., 52 (1995) 2675-2703.
- 5) Lee B. D. and Wilhelmson R. B., 'The numerical simulation of nonsupercell tornadogenesis. Part II: Evolution of a family of tornadoes along a weak outflow boundary', J. Atmos. Sci. 54 (1997) 2387-2415.
- 6) Klemp, Joseph B., Richard Rotunno, 'A Study of the Tornadoic Region within a Supercell Thunderstorm. J. Atmos. Sci., 40, (1983) 359-377.
- 7) Noda A. and Niino H., 'A numerical investigation of a supercell tornado: genesis and vorticity budget', J. Meteor. Soc. Japan, 88, (2010) 135-159.
- 8) Mashiko W., Niino H. and Kato T., 'Numerical Simulation of Tornadogenesis in an Outer-Rainband Minisupercell of Typhoon Shanshan on 17 September 2006,' Mon. Wea. Rev., 137 (2009) 4328-4260.
- 9) Tsuboki, K. and Saksikibara, A., 'Numerical simulation of tornado-scale vortices occurred in a winter cold-air outbreak over the Sea of Japan,' preprints, The 5th European conference on severe storms, Landshut, Germany (2009) 181-182.
- 10) Wakimoto R. M. and Wilson J. W., 'Non-supercell tornadoes,' Mon. Wea. Rev., 117 (1989) 1113-1140.
- 11) Darkow, G. L., 'An analysis of over sixty tornado proximity soundings,' Preprints, 6th Conference on Severe Local Storms, Chicago, Amer. Meteor. Soc., (1969) 218-221.
- 12) Maddox, R. A., 'An Evaluation of Tornado Proximity Wind and Stability Data,' Mon. Wea. Rev., 104 (1976) 133-142.
- 13) Browning, K. A., 'Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds,' J. Atmos. Sci., 21 (1964) 634-639.
- 14) Davis, J. M., 'Hourly helicity, instability, and EHI in forecasting supercell tornadoes,' Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO,

- American Meteorological Society, (1990) 107-111.
- 15) Davies-Jones, R. P., Burgess, D. And Foster, M., 'Test of helicity as a tornado forecast parameter,' Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storms, St Louis, MO, American meteorological Society, (1990) 585-592.
 - 16) Nakazato, M., O. Suzuki, K. Kusunoki, H. Yamauchi and H. Inoue, 'Possible stretching mechanisms producing the tornado vortex in the mid-level,' Proc. of 13th Conf. on Mesoscale Processes, (2009) P1.7.
 - 17) Rasumussen E. N., and R. B. Wilhelmson, 'Relationship between storm characteristics and 12 GMT hodographs, low-level shear, and stability,' Preprints, 13th Conf. on Severe Local Storms, Tulsa, OK, Amer. Meteor. Soc., (1983) J5-J8.
 - 18) Thompson, R. L., R. Edwards, J. A. Hart, K. L. Elmore, and P. Markowski, 'Close proximity soundings within supercell environments obtained from the Rapid Update Cycle,' Wea. Forecasting, 18 (2003) 1243-1261.
 - 19) 海老原智, 瀧下洋一, '突風予測技術,' 平成 19 年度量の予報研修テキスト, 気象庁予報部 (2007) 1-16.
 - 20) Donaldson, R. J., 'Vortex signature recognition by a Doppler radar,' J. Appl. Meteor., 9 (1970) 661-670.
 - 21) Burgess, D., R. J. Donaldson, T. Sieland, and J. Hinkelman, 'Final Report on the Joint Doppler Operational Project (JDOP 1976-1978). Part I: Meteorological Applications,' NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-86, NOAA, Boulder, CO, (1979) 84 pp.
 - 22) Burgess, D. W., and L. R. Lemon, 'Characteristics of meso-cyclones detected during a NEXRAD test,' Preprints, 25th Int. Conf. on Radar Meteorology, Paris, France, Amer. Meteor. Soc., (1991) 39-42.
 - 23) Trapp, R. J., Stumpf, G. J. and Manross, K. L., 'A Reassessment of the Percentage of Tornadoic Mesocyclones,' Weather and Forecasting, 20-4 (2005) 680-687.
 - 24) Suzuki, O., H. Niino, H. Ohno and H. Nirasawa, 'Tornado-Producing Mini Supercells Associated with Typhoon 9019,' Mon. Wea. Rev., 128 (2000) 1868-1882.
 - 25) Wieler, J. G. 'Real-Time Automated Detection of Mesocyclones and Tornadoic Vortex Signatures,' J. of Atmos. and Ocea. Tech. 3 (1986) 98-113.
 - 26) Zrnic', D. S., D. W. Burgess, and L. D. Hennington, 'Automatic detection of mesocyclonic shear with Doppler radar,' J. Atmos. Oceanic Technol., 2 (1985) 425-438.
 - 27) Stumpf, J. G., A. Witt, E. D. Mitchell, P. L. Spencer, J. T. Johnson, M. D. Eilts, K. W. Thomas, and D. W. Burgess, 'The National Severe Storms Laboratory mesocyclone detection algorithm for the WSR-88D,' Wea. Forecasting, 13 (1998) 304-326.
 - 28) 小林文明, 菅原祐也, 松井正宏, 最近 10 年間のわが国における竜巻の統計的特徴, 日本風工学会誌, 32 (2007) 155-156.
 - 29) Kobayashi, F., Y. Sugawara, M. Imai, M. Matsui, A. Yoshida and Y. Tamura, 'Tornado generation in a narrow cold frontal rainband -Fujisawa tornado on April 20, 2006,' SOLA, 3 (2007) 21-24.
 - 30) Kobayashi, F., Y. Sugimoto, T. Suzuki, T. Maesaka and Q. Moteki, 'Doppler radar observation of a tornado generated over the Japan Sea coast during a cold air outbreak,' J. Meteor. Soc. Japan, 85 (2007) 321-334.
 - 31) Sugawara, Y. and F. Kobayashi, 'Structure of a waterspout occurred over Tokyo Bay on May 31, 2007,' SOLA, 4 (2008) 1-4.
 - 32) 小林文明, 菅原祐也, 今井真希, 松井正宏, 吉田昭仁, 田村幸雄, '2006 年 4 月 20 日に発生した藤沢竜巻の被害特性,' 日本風工学会誌, 32 (2007), 265-272.
 - 33) Sugawara, Y. and F. Kobayashi, 'Vertical structure of mesocyclones along a Narrow Cold Frontal Rainband,' J. Meteor. Soc. Japan, 87 (2009) 497-503.
 - 34) 小林文明, 菅原祐也, '2007 年 5 月 31 日東京湾で発生した竜巻とマイソサイクロンの関係,' 第 20 回風工学シンポジウム論文集 (2008) 151-156.
 - 35) 小林文明, 菅原祐也, 今井真希, 前坂剛, 2007 年 5 月 31 日に千葉県富津沖で発生した竜巻の風速分布, 日本風工学会論文集, 33 (2008) 45-50.
 - 36) Kobayashi, F., K. Kikuchi and H. Uyeda, 'Life cycle of the Chitose tornado of September 22, 1988,' J. Meteor. Soc. Japan, 74 (1996) 125-140.
 - 37) Sassa, K., I. Hamada, Y. Hamaguchi and T. Hayashi, 'Characteristics of mesocyclones observed on Tosa Bay in Japan,' Preprints, The 6th European Conference on Severe Storms, Palma de

- Mallorca, Spain, (2011) 2pp.
- 38) Simose, S. et al., 'Numerical simulation of low-level misocyclones associated with winter convective cells: a case study from the Shonai area railroad weather project', preprints, Preprints, The 25th Severe local storms, Denver, U.S.A. (2010) P10.15, 3pp.
 - 39) 高谷美正, 鈴木修, 山内洋, 中里真久, 猪上華子, '2007年4月28日東京湾岸地帯で発生した突風 Bow Echoの解析的研究', 天気, 58.12 (2011) 1037-1054.
 - 40) Fujita T. T., 'The downburst', Satellite and Mesometeorology Research Project (SMRP), Dept. of Geophysical Science, University of Chicago (1985) 122pp.
 - 41) Przybylinski, R. W., 'The Bow Echo: Observations, Numerical Simulations, and Severe Weather Detection Methods,' Wea. Forecasting, 10 (1995) 203-218.
 - 42) Wakimoto, R. M., H. V. Murphey, A. Nester, D. P. Jorgensen, N. T. Atkins, 'High Winds Generated by Bow Echoes. Part I: Overview of the Omaha Bow Echo 5 July 2003 Storm during BAMEX,' Mon. Wea. Rev., 134 (2006) 2793-2812.
 - 43) Wakimoto, R. M., H. V. Murphey, C. A. Davis, N. T. Atkins, 'High Winds Generated by Bow Echoes. Part II: The Relationship between the Mesovortices and Damaging Straight-Line Winds,' Mon. Wea. Rev., 134 (2006) 2813-2829.
 - 44) Markowski, P. M., J. M. Straka, E. N. Rasmussen, 2003: 'Tornadogenesis Resulting from the Transport of Circulation by a Downdraft: Idealized Numerical Simulations, J. Atmos. Sci. 60, pp. 795-823.
 - 45) Wurman, J., K. Kosiba, P. Markowski, Y. Richardson, D. Dowell and P. Robinson, 'Finescale Single- and Dual-Doppler Analysis of Tornado Intensification, Maintenance, and Dissipation in the Orleans, Nebraska, Supercell,' Mon. Wea. Rev. 138, (2010) 4439-4455.
 - 46) 加藤輝之, 新野宏, '佐呂間の竜巻の発生環境に関する研究', 平成 18 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費) 課題番号 18900003 研究成果報告書「北海道佐呂間町で発生した竜巻による甚大な災害に関する調査研究」, (2007) 15-31.
 - 47) Monji N., 'Laboratory studies of tornado vortices', CIMMS report, (1980) 55pp.
 - 48) 佐々浩司, '竜巻の発生環境を再現する実験,' ながれ, 30 (2011) 395-400.
 - 49) 佐々浩司, '鉛直軸を持った渦の再現実験,' 京都大学防災研究所一般共同研究集会 18K-02, (2006) 20-23.
 - 50) Klemp J. B., 'Dynamics of tornadic thunderstorms,' Ann. Rev. Fluid Mech. 19 (1987) 369-402.
 - 51) 佐々浩司, 林泰一, '現地調査と模擬実験に基づく佐呂間竜巻発生時の大気下層場の推定,' 平成 18 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費) 課題番号 18900003 研究成果報告書「北海道佐呂間町で発生した竜巻による甚大な災害に関する調査研究」, (2007) 39-51.
 - 52) Lemon L. R. and Doswell III, C.A., 'Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis', Mon. Wea. Rev., 107 (1979) 1184-1197.
 - 53) Church C. R., Snow J. T. and Agee E. M. A., 'Tornado vortex simulation at Purdue university,' Bull. Amer. Meteor. Soc., 58 (1977) 900-908.
 - 54) Brown J. M. and Knupp K. R., 'The Iowa cyclonic - anticyclonic tornado pair and its parent thunderstorm,' Mon. Wea. Rev. 108 (1980) 1626-1646.
 - 55) Wurman J., 'The Multiple-Vortex Structure of a Tornado,' Wea. Forecast. 17 (2002), 473-505.