

2002年10月7日伊豆大島で発生した竜巻

加治屋 秋 実*

要 旨

2002年10月7日に伊豆大島で竜巻による突風災害が発生した。この竜巻と竜巻をもたらした親雲について、ドップラーレーダーと地上気象観測資料などを用いて解析を行った。竜巻の親雲は、温帯低気圧の暖域内の潜在不安定でエネルギーヘリシティインデックス (EHI) が大きい環境場において発達し、直径約6 kmの下層のメソサイクロンをともなうスーパーセルであった。竜巻による突風は、メソサイクロンの渦度が最大に達した直後に発生した。時空間変換解析によると、このスーパーセルにともなうガストフロントが認められ、竜巻はガストフロント付近に発生したと考えられる。

1. はじめに

2002年10月6日～7日に鹿児島県加世田市、鹿児島市、愛知県南知多町、神奈川県横須賀市、東京都大島町の5つの地域で竜巻または竜巻とダウンバーストによる瞬発性突風災害が発生した。これらのうち、鹿児島市と加世田市の竜巻については、松浦ほか(2003)の報告がある。小林ほか(2007)は、横須賀市の竜巻被害の詳細な現地調査を行ってその特徴を示し、低気圧暖域内に形成された対流雲群が広範囲にもたらした複数の竜巻による被害のうちの1つであったと報告した。落合(2004)は、横須賀市と大島町の竜巻は親雲が最も発達したときに発生したが、スーパーセル竜巻であったかはさらに調査が必要であると述べている。

日本においてこのような広範囲に少なくとも5つもの竜巻が発生することは稀である。2006年には北海道佐呂間町などで竜巻による人的被害が発生し、瞬発性突風災害の予測に関する社会的関心が高まってきている。竜巻に伴う突風は、建造物被害や人的被害をもたらすほか、航空機の離着陸にも重大な支障となる。突

風災害の防止と軽減のためには、事例調査の蓄積が必要である。

本論文の目的は、大島町(伊豆大島)の竜巻を対象とし、気象庁メソ客観解析資料を用いて、竜巻が発生した環境場を調査することである。また、ドップラーレーダー観測資料を用いて、竜巻の親雲が下層のメソサイクロンをともなうスーパーセルであったことを明らかにすることである。さらに、メソサイクロンの渦度の変化と竜巻による突風発生との関係を示し、時空間解析により、このスーパーセルにともなうガストフロントの特徴を議論する。時刻は日本時を用いる。

2. 竜巻の親雲と総観場の特徴

伊豆大島では10月7日03時10分ごろに竜巻による突風災害が発生した。竜巻の親雲は、同日03時に能登半島沖に中心を持つ温帯低気圧の暖域内のメソ α スケール(～1000 km)の対流雲群に属していた。この対流雲群は、伊豆大島付近で雲頂輝度温度 -70°C の発達した積乱雲の集合体であった(第1図)。小林ほか(2007)によれば、同日03時50分ごろに横須賀市で発生した竜巻の親雲もこの対流雲群に含まれていた。

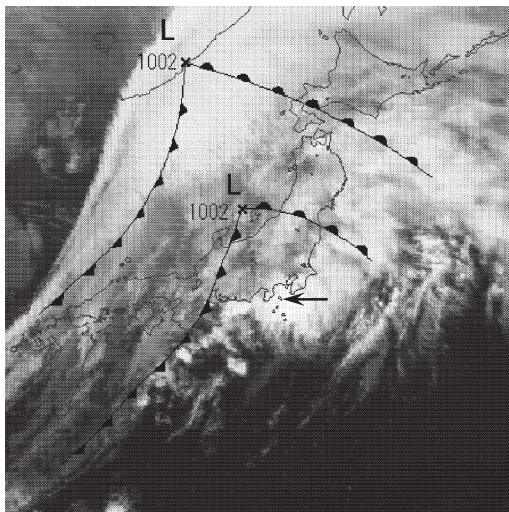
第2図aは、10月7日03時の気象庁メソ客観解析資料から求めた対流有効位置エネルギー(CAPE: Convective Available Potential Energy)の分布であ

* 大島測候所(現;気象庁火山監視・情報センター伊豆大島火山防災連絡事務所)。

—2007年5月10日受領—

—2008年3月7日受理—

る。伊豆諸島周辺でCAPEの値が大きく、伊豆大島付近では約 1000 J kg^{-1} と潜在不安定な状態となっていた。大きいCAPEの分布は、950 hPaの相当温位345 K以上の分布と相似しており、温暖湿潤な気塊が南海上から流入していたことに対応する。また、自由対流高度 (Level of Free Convection : LFC) は954 hPaと低く、浮力がなくなる高度 (Level of Neutral Buoyancy : LNB) は205 hPaと高かった。加藤 (2007) は、LNBが積乱雲の発達高度の目安になることを述べている。実際に、後に示す竜巻の親雲の

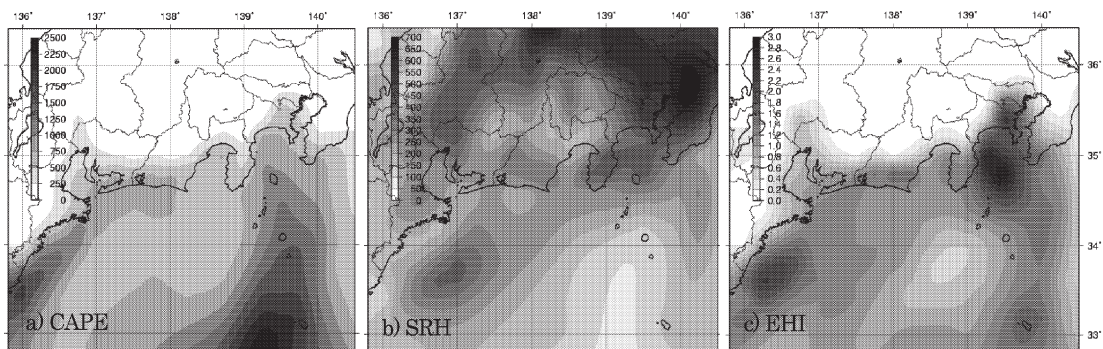


第1図 2002年10月7日02時40分の気象衛星赤外面像。地上低気圧 (L) と前線は同日03時の解析による。矢印は伊豆大島。

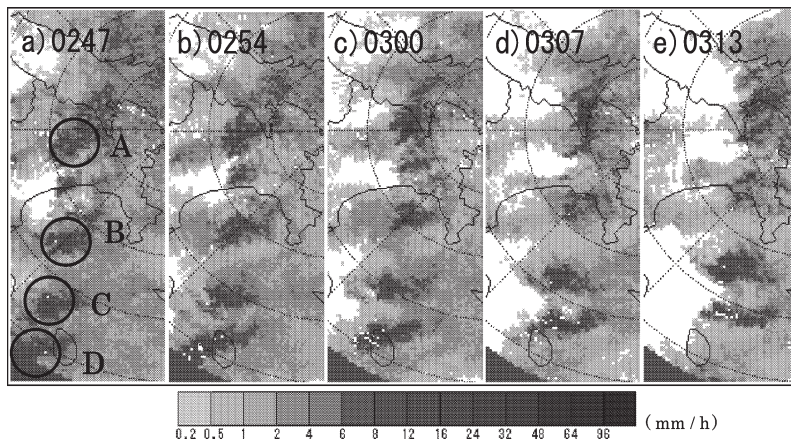
レーダーエコー頂高度は13 kmであり、対流雲が発生、発達しやすい環境場であった。

第2図bとcは、それぞれスーパーセル (竜巻) 発生のパテンシャルを表す指数として米国で考案されたSRH : Storm Relative Helicity (Lilly 1986) と EHI : Energy-Helicity Index (Davies 1993) である。伊豆大島付近のSRHは $370 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 、EHIは $2.4 \text{ J kg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ と大きい値になっていた。これらの指数とスーパーセルや竜巻の発生との関係は、日本では調査事例が少ないため、確立されていない。しかし、米国で利用されている閾値においては、スーパーセル (竜巻) が発生しやすい環境場であった。特に、SRHとCAPEの積であるEHIが、伊豆大島付近で極大になっている点は注目される。また、バルクリチャードソン数 (Bulk Richardson Number : BRN) は19.6であり、スーパーセルが発生する値10~50 (Weisman and Klemp 1982) の範囲内であった。

第3図に東京航空地方気象台ドップラーレーダーによる10月7日02時47分~03時13分の高度2 kmの水平断面エコー降水強度を示す。温帯低気圧の暖域内で発達した対流雲群には、エコー降水強度 32 mm h^{-1} 以上を含む4つの主要な降水システムA~Dが南北に分布しているのがみられる。これらの降水システムのうち最も南に位置するDは 17.2 ms^{-1} の速さで北東の方向へ進み、03時00分前後に被害地域の伊豆大島北西部に達した。Dは伊豆大島の竜巻をもたらした親雲であり、落合 (2004) が指摘したように、竜巻による突風被害が発生したころの03時00分前後にエコー頂高度が13 kmと最も発達していた。しかし、スーパーセルの



第2図 2002年10月7日03時の気象庁メソ客観解析資料から求めたCAPEとSRHとEHI。a) CAPE (J kg^{-1}) : 地上から高度500 mまでの平均の気塊を持ち上げたとする。b) SRH ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$) : stormの移動速度は地上から高度6 kmまでの密度平均風の風向を時計回りに30度ずらし、風速を0.75倍した。c) EHI ($\text{J kg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$)。



第3図 2002年10月7日02時47分～03時13分の東京航空地方気象台ドップラーレーダーによる高度2 km 水平断面エコー降水強度。a) 02時47分, b) 02時54分, c) 03時00分, d) 03時07分, e) 03時13分。○印A, B, C, Dはエコー降水強度 32 mm h^{-1} 以上を含む主要な降水システムで, Cが横須賀市の竜巻の親雲, Dが伊豆大島の竜巻の親雲。

レーダーエコーにみられる形状の特徴であるフック状の降水域, Weak Echo Region (WER), Bound- ed Weak Echo Region (BWER)は確認できなかった。なお, 降水システムDの北側のCは, 03時30分ころに三浦半島に上陸し, その後に横須賀市の竜巻を発生させた。

3. 竜巻の概要

現地調査の結果, 最大幅約200 m, 直線距離約2.0 kmにわたり, 民宿屋根全壊, 倉庫倒壊, 倒木, ビニールハウス損壊など最大

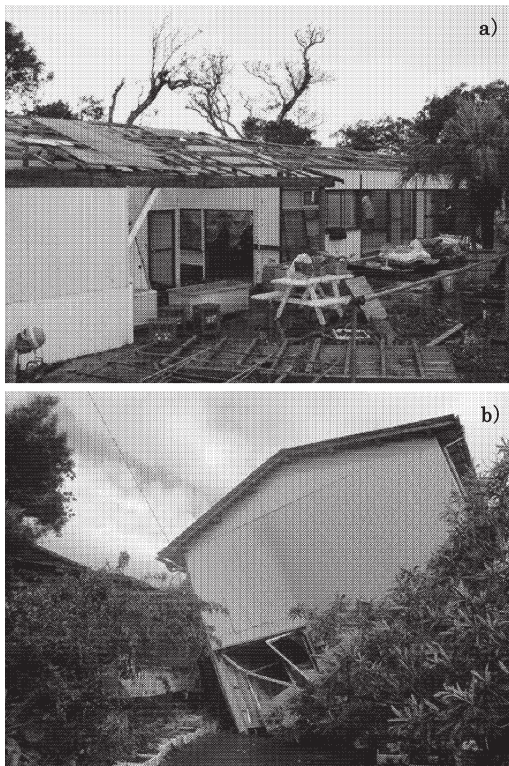
F1スケールの被害を確認した(第4図)。被害は, 直線状に分布していたこと, 飛散物の最大飛距離が約550 mに達したこと, 倒木や飛散物の方向に収束性があったこと, 耳に異常を感じた人がいたことから竜巻によるものと判定した。また, 突風は03時10分ころに発生したとの目撃者証言を得た。被害地域は大島空港の北西方向で, 大島空港北側の風向・風速計(RWY21)からは最短で約400 mの距離にある(第5図)。

4. 竜巻の親雲のメソ解析

4.1 ドップラー速度による解析

伊豆大島の竜巻の親雲(第2節の降水システムD)について, 東京航空地方気象台ドップラーレーダー観測資料を用いて解析を行った。レーダーサイトから伊豆大島までの距離は約95 km, レーダーデータの解像度は1 kmである。解析には高度2 km面から1 kmごとの水平断面と仰角0.7度のドップラー速度を用いた。仰角0.7度で観測される伊豆大島付近のエコーの存在高度は約1200 mである。ドップラー速度データは $[0, 1, 5, 10, 15, 20, 30, 60 (\text{ms}^{-1})]$ を境界値とする7つ(正負では14)の階級に区分されており, 渦度の計算にはそれぞれの階級の中央値, 例えば $[10-15]$ の場合は $[12.5]$ を用いることとした。

第6図は7日02時54分～03時06分の仰角0.7度のドップラー速度分布である。レーダーサイトの方向

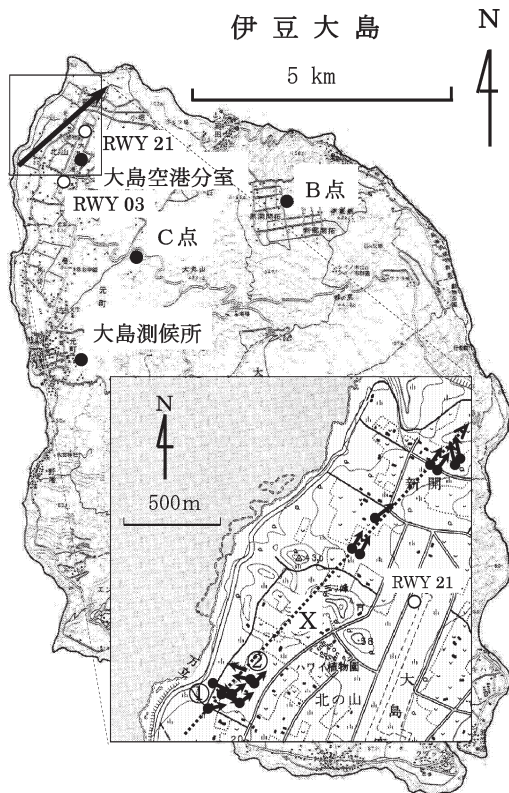


第4図 大島町の竜巻による被害。a) 屋根がほぼ全壊した民宿, この付近の屋外にあった椅子が約550 m 飛ばされた。位置は第5図①。b) 南東方向からの風圧で傾いた倉庫, 位置は第5図②。

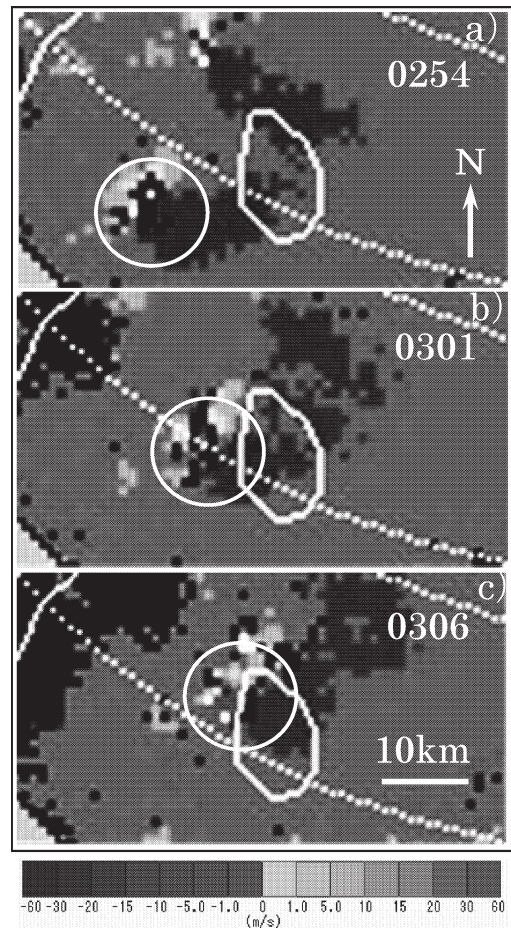
(北北東)に直交して、白い円の中心の左右にドップラー速度の正負極大が対となって存在している。北北東に向かって円の中心の左側はレーダーサイトから遠ざかる方向、右側は近づく方向の速度であるので、反時計回りの回転であることがわかる。この対は伊豆大島の南西海上を北東へ進み、03時06分には被害地域の伊豆大島北西部に達した。ドップラー速度の正負極大間の距離 ($\Delta L = 6 \text{ km}$) と速度差 ($\Delta V = 90 \text{ ms}^{-1}$) から $2(\Delta V/\Delta L)$ で求めた渦度は、03時06分に最大値

$3.0 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ となった。

鉛直渦度 10^{-2} s^{-1} の大きさを持つドップラー速度の正負極大の対は、仰角 0.7 度のドップラー速度場において02時41分～03時59分の間に検出された。また、高度 2 km の水平断面でも検出された。このことは、メソサイクロンの条件である時間と高度の連続性、 10^{-2} s^{-1} 以上の渦度 (Donaldson 1970) を満たしている。したがって、伊豆大島の竜巻の親雲はスーパーセルと判断できる。メソサイクロンは高度 3 km と 4 km の



第5図 大島町の竜巻による被害状況と気象観測地点。矢印は竜巻の推定経路、黒丸は気象観測地点で大島測候所 (風向・風速・気圧・気温・露点温度)、大島空港分室 (気圧・気温・露点温度)、火山用傾斜計 B点とC点 (気圧)。白丸は大島空港 RWY21とRWY03 (風向・風速)。下の囲みは図中左上の被害地域の拡大で、黒丸と矢印は飛散物などの起点と方向、①と②は第4図の被害地点、Xは①付近からの飛散物 (椅子) の発見場所、点線は竜巻の推定経路。2002年10月7日に大島町役場と共同で行った現地調査に基づいて作成。地図は国土地理院発行「5万分の1地形図 (大島)」より複製。



第6図 2002年10月7日02時54分～03時06分の東京航空地方気象台ドップラーレーダーによる仰角 0.7 度の伊豆大島付近のドップラー速度の分布。a) 02時54分、高度約 2000 m 、b) 03時01分、高度約 1600 m 、c) 03時06分、高度約 1200 m 。中央の楕円が伊豆大島、白い円内にドップラー速度の正負極大の対 (メソサイクロン) が存在する。

水平断面の一部にも検出されたが、伊豆大島付近はドップラーレーダーの探知範囲の限界に近く、解像度が1 km のこともあって、ドップラー速度の正負極大値の特定は困難であった。

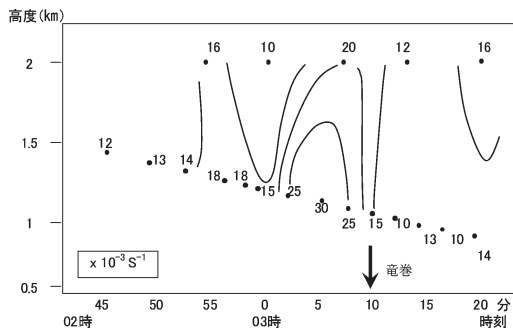
高度2 km 以下におけるメソサイクロンの渦度の時間高度変化を示したのが第7図である。渦度は03時00分から急激に増大し、03時06分に高度約1200 m で最大となっている。ほぼ同時に高度2 km でも渦度の増大がみられる。目撃者証言による竜巻の突風は、メソサイクロンの渦度が急激に増加して最大に達した直後に発生したことになる。

4.2 地上気象観測資料による解析

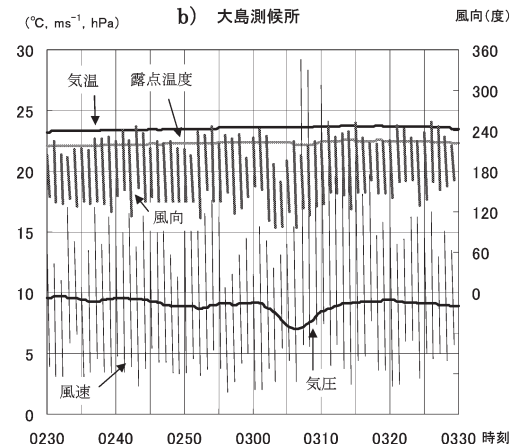
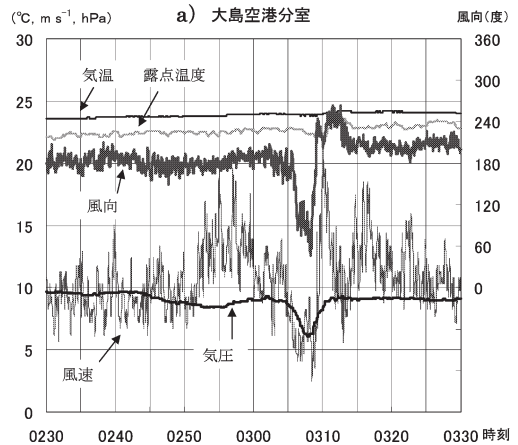
第8図は大島測候所と大島空港分室（風向・風速はRWY03）の気象観測記録である。被害地域から約1 km 南東にある大島空港分室（第8図a）では、03時02～08分に3.2 hPaの気圧低下と南→東→南西への風向変化が観測された。03時11分には21.6 ms⁻¹の突風が観測された。RWY21でも03時11分に24.7 ms⁻¹の突風が観測された。しかし、気温はほとんど変化がなく、露点温度にも顕著な変化はなかった。同様に、被害地域から約5 km 南にある大島測候所（第8図b）では、03時00～06分に2.1 hPaの気圧低下と南→南東→南への風向変化があり、03時07分に29.2 ms⁻¹の突風が観測された。一方、気温と露点温度の変化はほとんどなかった。大島測候所と大島空港分室で観測された風向・風速の急変をとまなう気圧低下は、それぞれ03時06分と03時08分を極小とする軸対称な変化であ

り、第4.1節で解析したメソサイクロンの接近に対応している。

メソサイクロンの接近に伴う気圧変化の詳細が第9図である。図には、伊豆大島北部に設置されている火山用傾斜計付属の気圧計記録も併記した。全地点で気圧低下が観測されており、メソサイクロンの接近にとまなう気圧低下は観測点間の距離以上の水平スケール



第7図 メソサイクロンの渦度の時間高度断面図。縦軸は高度 (km)、横軸は時刻。図中の数字は仰角0.7度と高度2 km 面のドップラー速度から求めたメソサイクロンの渦度 ($\times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$)、実線は $5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ごとの等値線、矢印は目撃者証言による竜巻にとまなう突風の発生時刻。

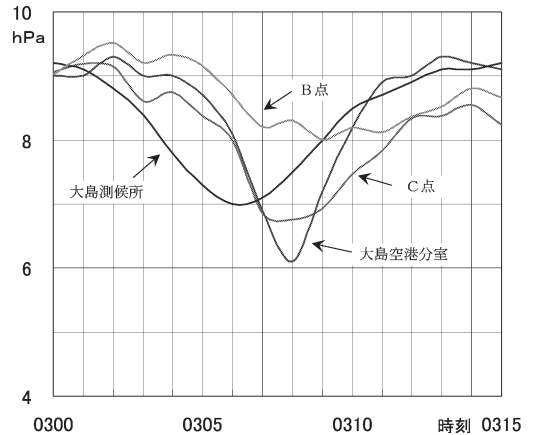


第8図 2002年10月7日02時30分～03時30分の地上気象観測記録。a) 大島空港分室は3秒値、b) 大島測候所は1分値で風向と風速は1分間内の最大瞬間風速と最小瞬間風速及びそれぞれの風向を線で繋いだ。左軸は気温 (°C)、露点温度 (°C)、海面気圧 (1000と100の位を省略, hPa)、風速 (ms⁻¹) の目盛、右軸は風向 (度) の目盛、横軸は時刻。観測地点は第5図参照。大島空港分室の風はRWY03で気圧・気温・露点温度の観測地点とは異なることに注意。

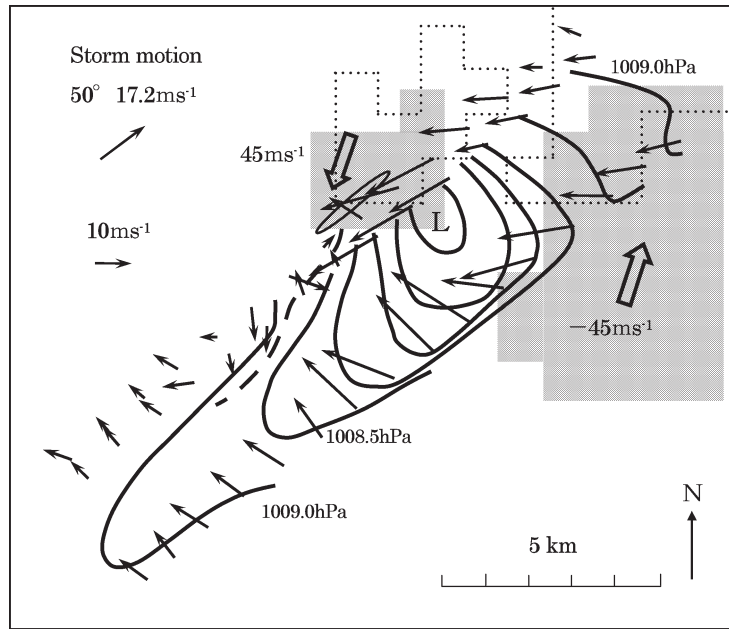
を持っていたことがわかる。この気圧低下は、竜巻による被害地域に最も近い大島空港分室で最も顕著である。また、各観測点の気圧の極小に位相差があることから、気圧低下がメソサイクロンの移動にともなっていたことも確認できる。この移動方向を第2節の降水システムDと同じく北東として、大島測候所と大島空港分室における気圧の極小の位相から求めたメソサイクロンの移動速度は 16.6 ms^{-1} となる。これは、降水システムDの移動速度 17.2 ms^{-1} とほぼ同じである。また、この速度と大島空港分室の03時08分を軸対称とする気圧の顕著な負偏差の時間から求めたメソサイクロンの水平方向の大きさを見積もると、6 km～7 km程度となる。これは、第4.1節で解析したドップラー速度の正負極大間の距離6 kmと同程度である。

4.3 時空間変換合成による解析

ドップラー速度から解析したメソサイクロンと地上気象観測資料から解析したメソサイクロンにともなう気圧低下域の水平的な構造を把握するために、風と気圧の時空間変換を行った(第10図)。風は、大島測候所と大島空港分室RWY21・RWY03の3地点の観測資料を用い、レーダーエコーの移動速度(50度、 17.2 ms^{-1})に相対的な1分値とした。気圧は、大島測候所・大島空港分室・火山用傾斜計B点・同C点の計4地点の観測資料を用いた。観測地点は第5図に示してある。時空間変換は、03時06分を基準時刻として各地点の観測値を50度-230度の方向に 17.2 ms^{-1} の割合で行った。そして、03時06分の仰角0.7度(高度約1200 m)におけるドップラー速度の対になっている正負極大域(第6図c、解像度1 kmで45



第9図 2002年10月7日03時00分～03時15分の海面気圧。縦軸は1000と100の位を省略した気圧の値(hPa)、横軸は時刻。観測地点は第5図参照。



第10図 2002年10月7日03時06分を基準時刻とする時空間変換合成図。大島測候所と大島空港分室の風と気圧(火山用傾斜計観測点を含む)をレーダーエコーの移動速度(50度、 17.2 m s^{-1})で03時01分から03時18分まで展開し、03時06分のドップラー速度の正負極大の領域(第6図c)、03時07分のエコー降水強度 6 mmh^{-1} 以上の領域(第3図d)、竜巻による被害地域(第5図)を合成した。陰影部はドップラー速度の正負極大領域、太い矢印はドップラー速度の方向、数字はドップラー速度(ms^{-1})。点線はレーダーエコーの領域。細長い楕円は03時10分を中央とする被害地域(幅200 m、長さ2 km)。細い矢印はレーダーエコーの移動に相対的な風の1分値のベクトルで左上からRWY21、RWY03、大島測候所。実線は0.5 hPa ほどの等圧線、Lはメソサイクロンにともなう気圧低下域の中心、太い点線はガストフロントと推定される風の収束線。

ms^{-1} , -45ms^{-1}) と03時07分のエコー降水強度 6mm h^{-1} 以上の領域(第3図d)を合成した。また、竜巻による幅200 m, 長さ2 kmの被害地域の中央を目撃者証言に基づく時刻03時10分の位置に合成した。時空間変換の1分間の距離は1.03 kmである。

第10図から気圧低下域に相対的な地上の気流の特徴として以下のことがわかる。気圧低下域の北側は北東の風、東側から南側は東～南東の風が分布している。これは収束性の流れを示す。南側では南東の風が強くなり、RWY03の一部にまで流入している。西側ではRWY21の風向が北東→南東→南西へ変化し、局地的な反時計回りの収束性の流れが存在する。一方、これに隣接する気圧低下域の南西側では、RWY21の風向が西北西→北→東に変化し、この南西部ではRWY03の風向も北→東へ変化している。これらは、発散性の流れを示す。そして、発散性の北成分をもつ風と南東風とが収束している(図中の太い点線)。

ドップラー速度の正負極大域は、気圧低下域の中心の北西-南東方向に分布している。その中間がメソサイクロンの中心である。エコー降水強度 6mmh^{-1} 以上の領域は、気圧低下域の中心から北側に分布している。

竜巻による被害地域は、気圧低下域の中心の北西側に位置する。被害地域の南半分は、被害地域に最も近いRWY21で解析された反時計回りの収束性の流れの領域にあたる。

ここで解析した地上付近の気流、メソサイクロンの位置、竜巻による被害地域などは、時空間変換で仮定した定常性からのずれ、不十分な観測点、ドップラーレーダーの解像度などに起因する誤差を含んでいる。しかし、解像度1 kmにおいて、スーパーセルの地上付近の水平的な構造を概略的に表現していると考えられる。そして、このスーパーセルにともなう地上付近での気流の特徴は、2000年12月25日伊豆大島のスーパーセル(加治屋 2004)でも解析されており、Lemon and Doswell (1979)に示された米国中西部での観測に基づいて描かれた竜巻をともなう雷雨の地上の概念図(第11図)に類似している。

5. 考察

Browning (1964)をはじめとして、その後の多くの研究によって解明されたスーパーセルの特徴のひとつに、回転する強い上昇流に隣接して存在する後面下降流(Rear-Flank Downdraft: RFD)がある。

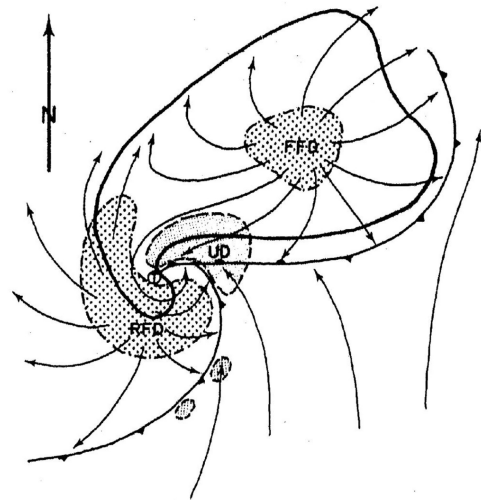


FIG. 7. Schematic plan view of a tornadic thunderstorm at

第11図 竜巻を伴う雷雨の地上付近の概念図(Lemon and Doswell 1979)。太い線の囲みはフックエコー、前線記号を持つ実線は暖気流入と冷気外出流との境界を示す閉塞するガストフロント、細かい点彩域は上昇流の下層の位置、粗い点彩域は前面下降流(FFD)と後面下降流(RFD)、矢印はstormに相対的な地上の流れ、①は竜巻の位置。

RFDは雨滴の蒸発により冷気外出流を生成して地上でガストフロントを形成し、メソサイクロンの強化や竜巻の発生に重要であるとされている。強い竜巻は、RFDからの冷気外出流がメソサイクロンに流入する先端部、すなわちガストフロントの閉塞点付近で発生することが多い。第11図はこのような古典的な概念モデルのひとつである。このモデルでは、スーパーセルが成熟期に達しており、RFDが発達して地上で強い冷気外出流を生成し、ガストフロントは閉塞過程にある。

第10図に解析した気圧低下域から推定されるメソサイクロンの中心付近における北東風と東～南東風との収束、およびメソサイクロン後面における発散性の風と南東風との収束は、Lemon and Doswell (1979)のモデルの前面下降流(Forward-Flank Downdraft: FFD)とRFDに由来するガストフロント付近の気流に類似している。第10図に示した太い点線は、03時11分に大島空港分室RWY03とRWY21で突風をもたらした後面ガストフロント(Rear-Flank Gust Front: RFGF)に相当する。また、メソサイク

ロンの西側における局地的な反時計周りの収束性の流れは、閉塞するガストフロントの気流に類似している。そして、竜巻による被害地域の半分がこの収束性の流れの領域にあったことは、竜巻の移動を考慮すれば、ガストフロントの閉塞点と思われる付近で竜巻が発生したことを示唆している。

竜巻をもたらしたスーパーセルは上層風で北東方向へ移動する一方、凝結物の多くは下層の相対的な東よりの風によってスーパーセルの西側へ運ばれるので、その位置にRFDが生成され、RFGFが形成されていたと推定される。また、このRFGFを形成する南東風による水蒸気の流入が、スーパーセルの対流活動を維持していたと考えられる。竜巻はRFGF上の水平シアーによる鉛直過度の引き伸ばし効果、あるいは冷氣外流出にともなう鉛直シアーによる水平過度の立ち上がり効果によって発生した可能性が考えられるが、観測データからだけでは検証することはできない。

6. まとめ

2002年10月7日に発生した伊豆大島の竜巻をもたらした親雲の発生環境について、気象庁メソ客観解析資料を用いて調べた。親雲は、温帯低気圧の暖域内に存在していた潜在不安定で、かつEHIの大きい領域において発生したことがわかった。

また、親雲の構造について、ドップラーレーダーおよび地上気象観測資料を用いて調べた。ドップラーレーダーで検出できた最大鉛直過度は $3.0 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ で、親雲は下層に直径約6 kmのメソサイクロンをともなうスーパーセルであったことがわかった。

竜巻による突風はメソサイクロンの過度が最大に達した直後に発生した。

このスーパーセルは、地上付近にガストフロントと思われる気流系が存在していたこと、ガストフロントの閉塞点と思われる付近で竜巻が発生していたことなどから、古典的なスーパーセルの概念モデルに類似する特徴を持っていた。

謝 辞

2002年10月7日の竜巻被害現地調査は大島町役場総務課担当官に協力して頂いた。不幸にして竜巻の被害に遭われた大島町北の山・新開地区の方々は、被災直後にもかかわらず竜巻に関する証言をして下さった。気象研究所加藤輝之主任研究官、匿名の査読者、天気

編集委員川島正行博士には、論文の構成と内容に関する多くの貴重な助言を頂いた。東京管区気象台技術部気候・調査課担当官からはドップラーレーダー観測資料と文献の提供を受けた。本論文のCAPEやEHIなどの指数の計算には、大島測候所飯塚義浩技官が作成したプログラムを使用した。これらの方々には深く感謝します。

参 考 文 献

- Browning, K. A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 634-639.
- Davies, J. M., 1993: Hourly helicity, instability, and EHI in forecasting supercell tornadoes. Preprints of 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO., Amer. Meteor. Soc., 107-111.
- Donaldson, R. J., Jr., 1970: Vortex signature recognition by a Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 661-670.
- 加藤輝之, 2007: 雪雲の発達高度からみた2005年12月の豪雪〜環境場からみた潜在的発達高度と数値実験の結果から〜. 気象研究ノート, (216), 61-70.
- 加治屋秋実, 2004: 2000年12月25日伊豆大島竜巻の親雲の構造—ミニスーパーセルのメソサイクロンから離れた位置に観測された時計回転の竜巻—. 気象庁研究時報, **56**, 1-16.
- 小林文明, 藤田博之, 野村卓史, 田村幸雄, 松井正宏, 山田 正, 土屋修一, 2007: 2002年10月7日横須賀で発生した竜巻—10月6日から7日にかけて各地で発生した突風災害に関連して—. 天気, **54**, 53-64.
- Lemon, L. R. and C. A. Doswell III, 1979: Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1184-1197.
- Lilly, D. K., 1986: The Structure, energetics and propagation of rotating convective storms. Part II: Helicity and storm stabilization. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 126-140.
- 松浦健次, 松本泰幸, 2003: 平成14年10月6日に加世田市と桜島で発生した竜巻. 福岡管区気象研究会誌, **64**.
- 落合毅博, 2004: 2002年10月7日神奈川県横須賀市に被害をもたらした竜巻の環境場の解析. 東京管区調査研究会誌, **37**.
- 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.

The Izu-Oshima Tornado on 7 October 2002

Akimi KAZIYA*

* *Oshima Weather Station (Present affiliation : Resident Office for Volcanic Disaster Mitigation).*

(Received 10 May 2007 ; Accepted 7 March 2008)
