

第5章 雷雲の構造の解析*

5.1 はじめに

6月から、8月の期間に関東地方に発生する雷雲は比較的規模が大きく、降雹、落雷、突風などにより被害をもたらすことが多い。1940年から47年に行われた総合観測では、その形態が組織的に調べられた(日本学術振興会、1950)。その後、地上、レーダ、高層観測等によって多くの調査研究がなされてきたが、その内部構造に関しては不明な点が数多く残されている。

一方、米国における airmass 型の雷雲の特別観測では、積雲の発生から、積乱雲への発達、消滅の過程が詳しく調べられた (Byers and Braham, 1949)。中部平原に発生する長続きする大規模な雷雲は、竜巻やガストフロントを伴うことから注目され、数多くの観測が行われた。この種の雷雲は英国でも研究が進められた。その結果、シングルセル型(単細胞型)、マルチセル型(多細胞型)、スーパーセル型(超大細胞型)に分類できること、長続きするためには特別な鉛直シャアーが必要なこと、雷雲が平均風の右側へ偏倚して伝播すること、フック型エコーの出現と竜巻の発生との関連、等の様々な角度から議論がなされた (Browning, 1964; Browning and Ludlam, 1962; Fujita, 1965; Newton, 1967)。

1970年代には複数のドップラーレーダを用いた観測が始まり、それまで推測されて来た雷雲内部の流れの構造が直接的に確かめられるようになった (Kropfli and Miller, 1976; Ray et al, 1978)。近年では、積雲の3次元モデルによる数値実験が可能となり、観測と数値実験との比較によって、特にスーパーセル型の雷雲の内部構造が詳しく論じられている (Klemp et al, 1981)。

米国においては、異なった気団を起源とする暖かく乾燥した空気と湿った空気が上下に成層することによって作られた強い対流不安定層、強い風の鉛直シャアー、特に下層での方向性のシャアー、のもとで組織化された雷雲が発生する。一方、日本では全層が比較的湿っており、また大きな鉛直シャアーはあまり出現しない。

ここでは、米国とは異なった風系や成層状態のもとで発生する関東地方の雷雲の構造を、2台のドップラーレーダを用いて調べる。特に、雷雲の内部の流れの場、生成維持機構、移動伝播に注目し、1983年7月27日と1984年8月3日に発生した多細胞型の雷雲の観測結果について述べる。前者は上層風が強く、ほぼりニヤーな鉛直シャアーの中で数時間続いた線状の雷雲であり、後者は弱い上層風のもとで発生した比較的小規模な雷雲である。

観測の手法とデータの解析方法については、第2章で述べたとおりである。

* 石原正仁：台風研究部、榊原均：予報研究部、柳沢善次：台風研究部、
松浦和夫・青柳二郎：気象衛星研究部、今泉孝男：高松地方気象台

5.2 結果と考察

雷雲が発生し、どのようなタイプに発達するかは、主に上層風の鉛直シヤーと成層状態に依存すると言われている (Browning, 1977)。今回述べる2つの雷雲は、対照的な鉛直シヤーのもとで発生し、一方が大規模な線状の多細胞型を、もう一方は比較的小規模な多細胞型の形態を示した。以下それぞれについての解析結果を示す。

5.2.1 線状多細胞型雷雲 (1983年7月27日)

この日09時の500 mbでは、日本は40°N、155°E付近の低気圧と30°N、130°E付近の高気圧の間にあり、本州では比較強い北西流が卓越している。この北西流により中層ではシベリア方面から寒気が流入している。この状況は、26日から28日まで続き、この間短波の気圧の谷が東進している。

図5.1は27日の雷雲発生前の08時30分での館野における成層状態と hodograph である。下層には7、8月の月平均値より3~4°C高い暖気が、中層には2~4°C低い寒気がある、地上から600 mbまでが強い対流不安定層となっている。しかし、900 mbの逆転層により、不安定の解消が抑えられている。27日21時には雷雲が発達した結果、成層状態はほぼ中立となった。hodographを見ると、地上から高度500 mまでは弱い南分を持った風であるが、それより上ではほぼ北西の風が高度とともに次第に強くなっている。したがって北西から南東へのほぼリニヤーな鉛直シヤーで、その強さは約 $3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ である。Marwitz (1972 a,b) によると、スーパーセル発生時の鉛直シヤーは $2.5 \sim 4.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ であるから、この点ではスーパーセル雷雲の発生状況に近いが、下層付近の風向

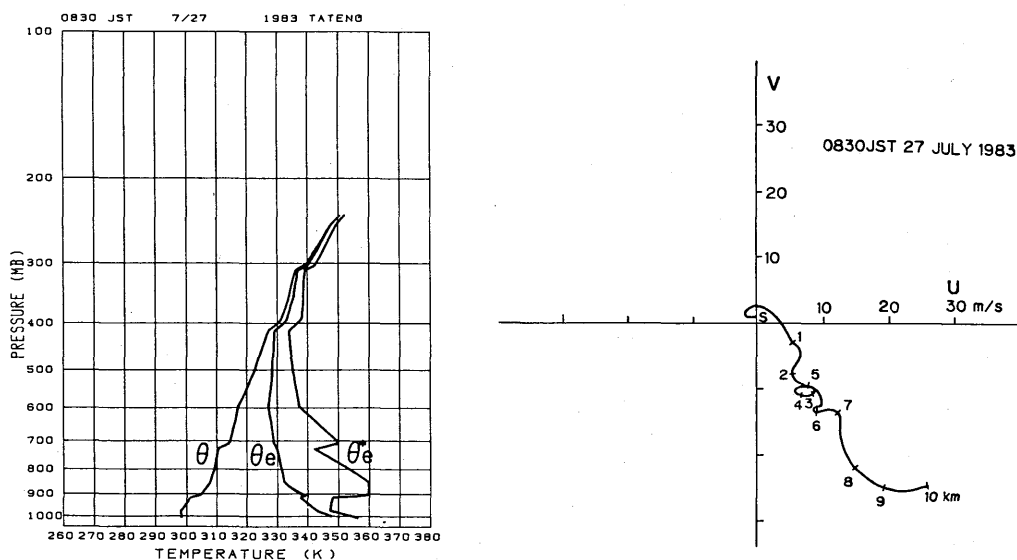


図5.1 1983年7月27日08時30分の館野における温位 θ 、相当温位 θ_e 、飽和相当温位 θ_e^* の鉛直分布と hodograph。

の変化が今回の場合小さい。

27 日 12 時頃、関東の山間部の数ヶ所でエコーが発生した。15 時には群馬県北部から千葉県北部にかけての広い範囲で多くのエコーが発生、消滅を繰り返し、20 時には関東地方の中部～東部のほぼ全域がエコーで覆われた。エコーの出現は翌 28 日 03 時まで続いた（富永、1984）。

今回観測を行なった線状の雷雲（以後、線状エコーと言う）の発生から消滅までを、東京レーダの PPI 図によって追跡する（図 5.2）。14 時 00 分に点エコーが発生し、14 時 30 分には北西から南東に延び、2 列の線状エコーになった。15 時 00 分には北東側の線状エコーは発生を続けたが、南西側の線状エコーはほぼ消滅した。一方 15 時 00 分頃、この線状エコーの南端で点エコーが発生し、その後発達しながら南西方向に離れて行った。16 時 30 分には、本体の線状エコーはほとんど分散消滅し、離れていったエコーが大きく成長し、新しいエコー群を形成した。したがって、この線状エコーの寿命は約 2 時間 30 分である。

ドップラーレーダによる観測は 14 時 49 分から 15 時 24 分の間に 5 回行われた。この間、線状エコーの中には 4～5 個のコア（反射強度の極大域）が存在し、それらはほぼシャープベクトルに平行に並んでいた。しかし、それらの位置や大きさの変化が激しいため、一定仰角又は一定高度のエコー分布によって個々のコアを終始追跡することは困難であった。線状エコーの中心位置を見る限り、このエコーは周囲の一般風（ここでは 27 日 08 時 30 分の館野の高層観測によって求められた風とする）の強さにもかかわらず、ほとんどその位置を変えなかった。15 時 33 分の 3 cm レーダの REI 観測によると、この線状エコーのエコー頂は約 14 km であった。東京レーダで見ると、かなとこ雲と思われる上空エコーが東側 80 km まで広がっていた。

2 台のドップラーレーダによって求めた雷雲内の水平風 V と反射強度 Z_e の分布を図 5.3 に示す。各時刻の流れの向きは、基本的には一般風の風向とほぼ一致し、高度 1 km ではほぼ西から東への流れ、それより上では、ほぼ線状のエコーに沿う北西から南東への流れである。

線状エコーの南東部の反射強度の小さい領域では流れはほぼ一様であるが、コアの周辺の流れは複雑である。高度 2 km より上では、コアの風上側（北西側）で強かった流れが、その内部で弱まり、コアの風下側（南東側）で再び強まる傾向がある。この結果、観測領域内の平均風速は一般風よりかなり弱い。あたかも、コアの部分が北西から流入した流れの障害物として働いているかのように見える（例えば 15 時 24 分、高度 3 km、（図 5.3 h）座標（25、35）付近）。このような現象は Browning and Ludlam (1962), Fankhauser (1971) らの観測にも見られる。しかし今回の場合、コアの前面で淀んだ空気の一部は鉛直流に寄与しているから、実際にすべての空気がコアを避けて流れている訳ではない。

高度 5 km では、線状エコーの北東の縁に沿って、ほぼ真北から線状エコーに流入する流れが見られる。特に 15 時 24 分（図 5.3 i）の座標（35、30）付近で顕著である。ここでは中層の θ_e の小さい空気（ $\theta_e \sim 328$ K）が線状エコー内に流れ込んでいるように見える。

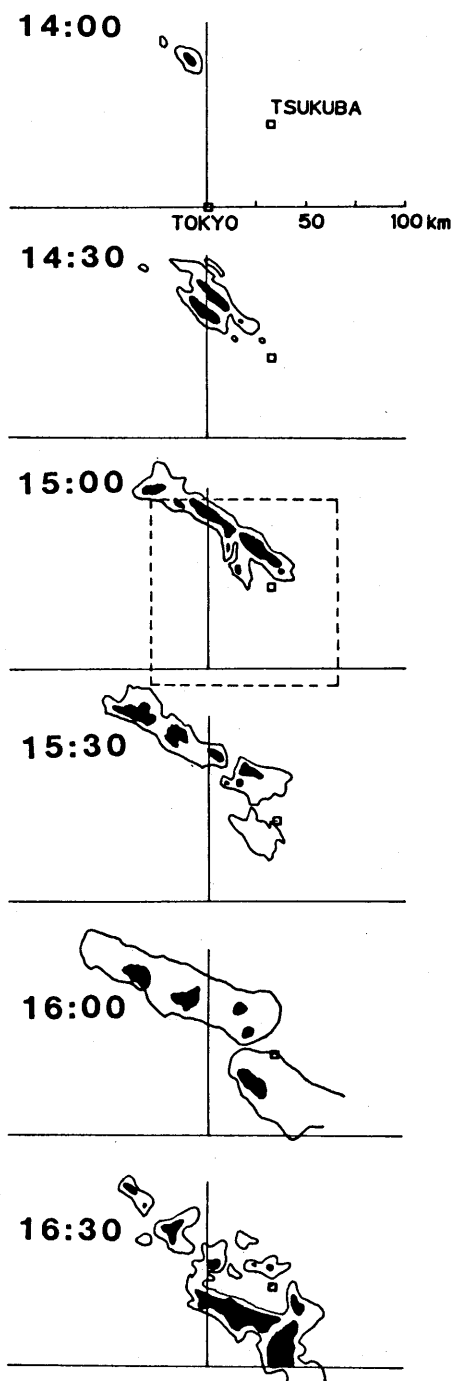


図 5.2 東京レーダにより観測された線状エコーの時間変化。(1983年7月27日、14時00分～16時00分)。15時00分の破線は観測領域を表わす。

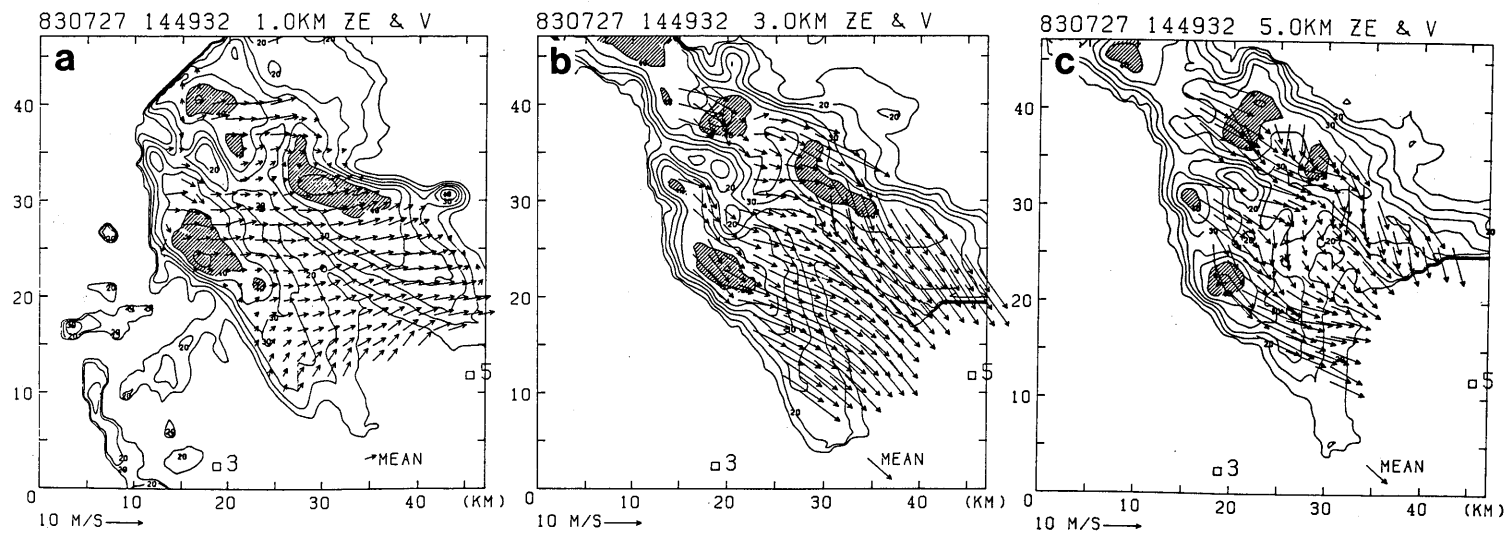
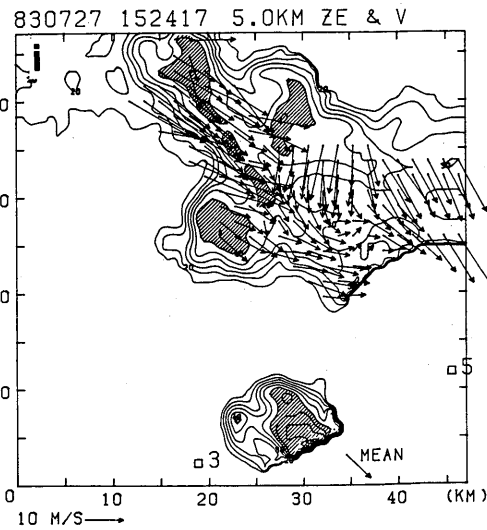
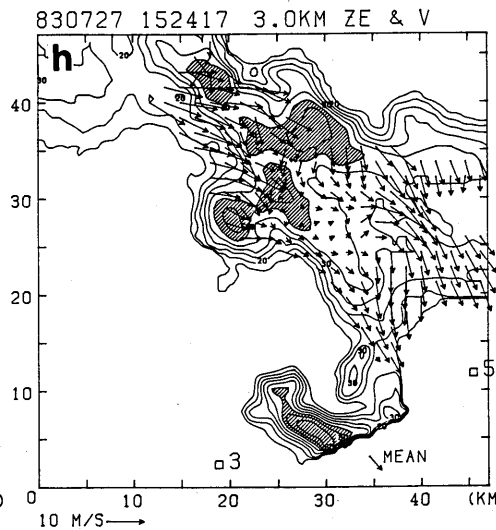
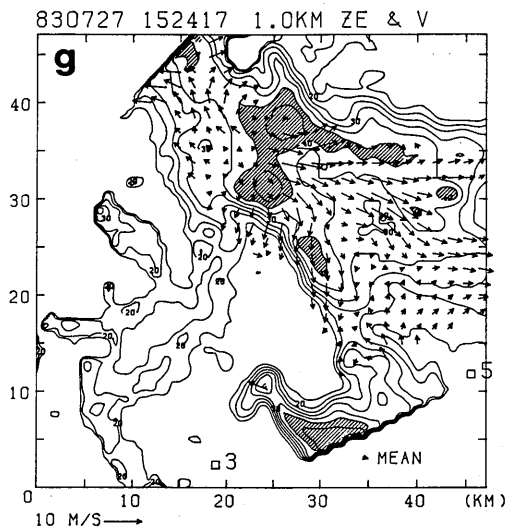
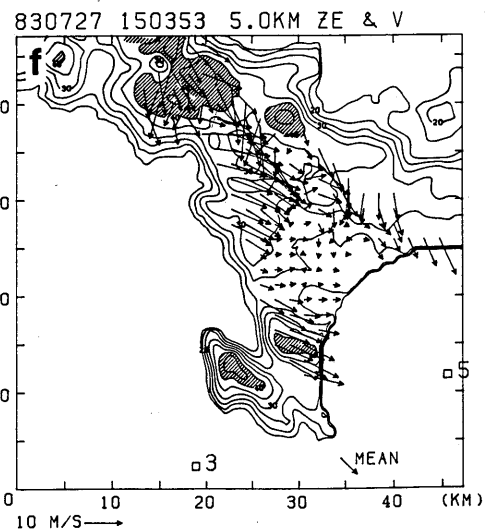
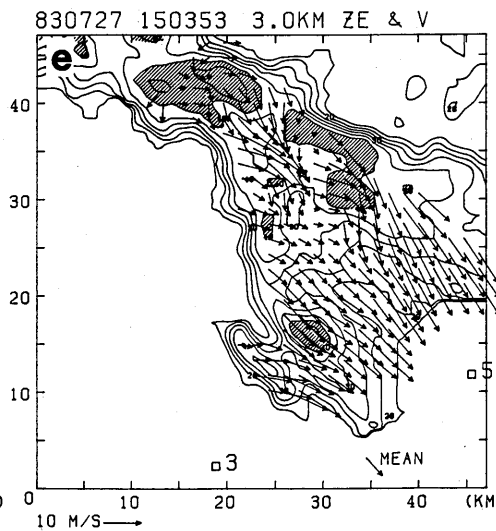
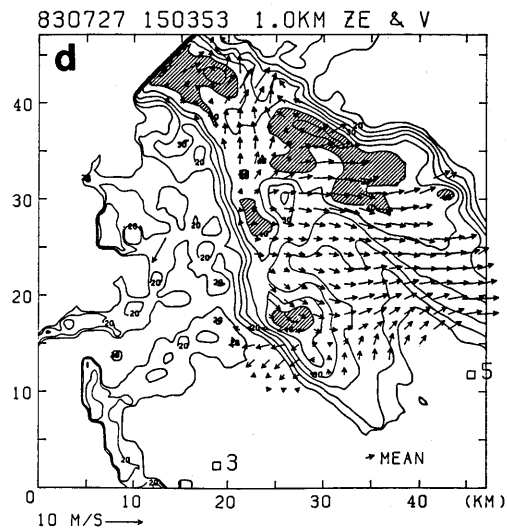


図 5.3 2 台のドップラーレーダによって求めた、線状エコー内の水平風 $\mathbf{V}$ と反射強度 Z_e の分布。 Z_e の等値線は 15 dBZ から 5 dB ごとに引かれている。斜線部は 40 dBZ 以上の領域を示す。(1983 年 7 月 27 日、14 時 49 分、15 時 03 分、15 時 24 分；高度 1、3、5 km)。各高度における平均風を図の右下に、風ベクトルのスケールを左下に示す。図中の□は 3 cm と 5 cm のレーダの位置を表わす。



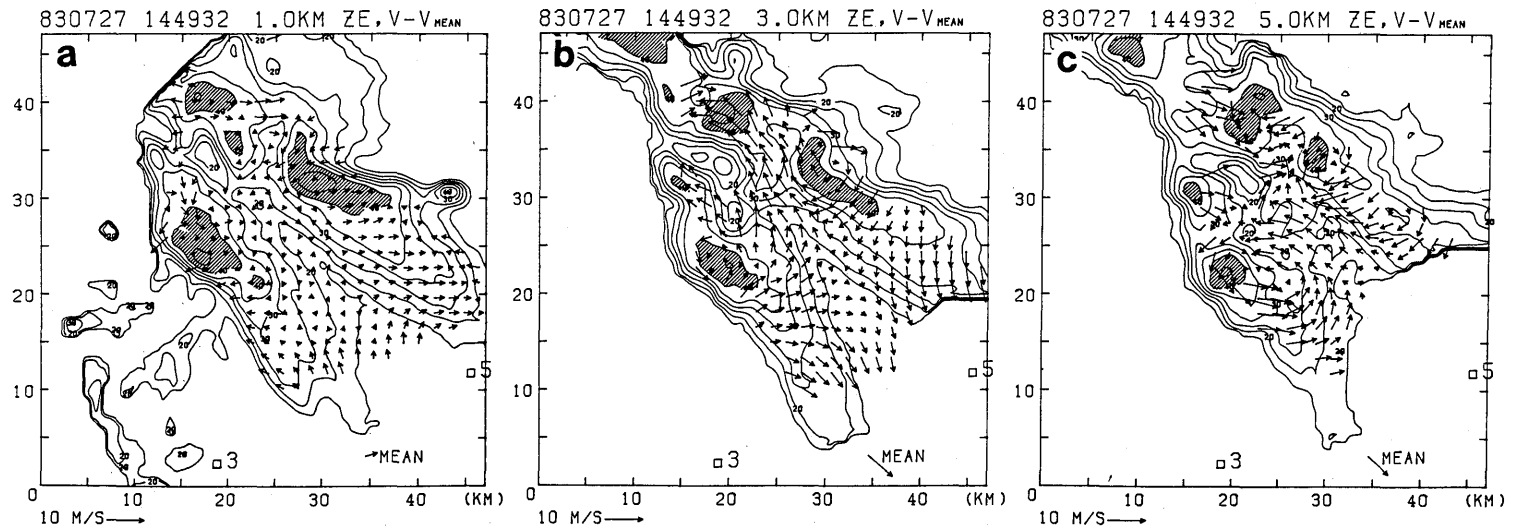
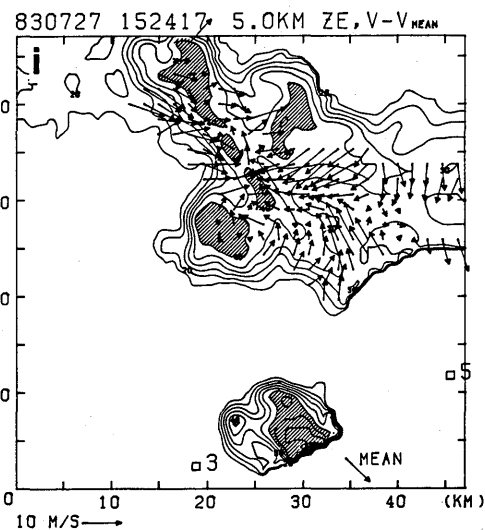
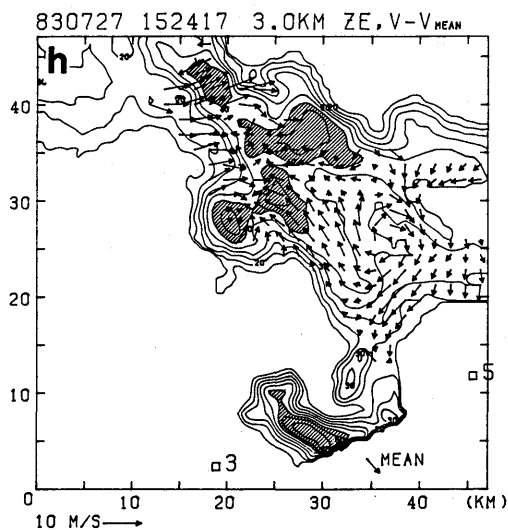
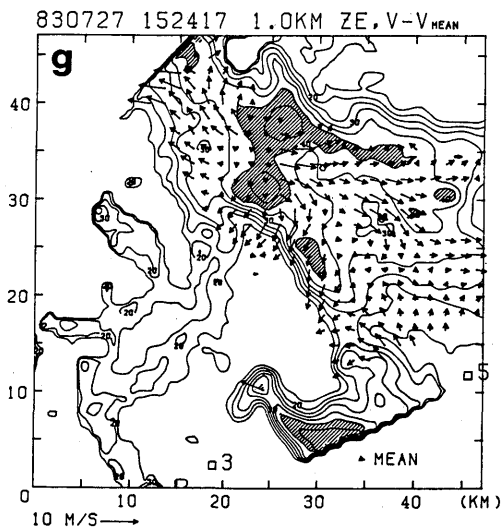
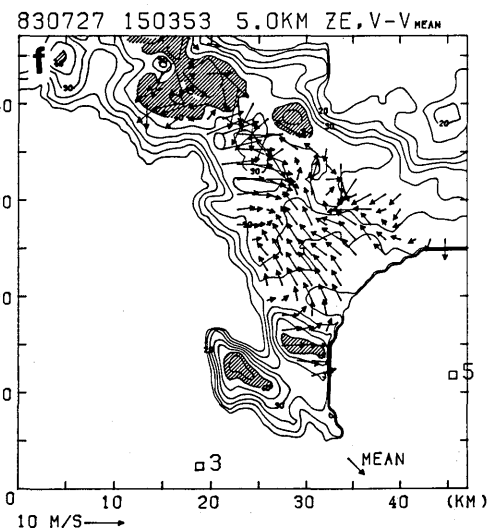
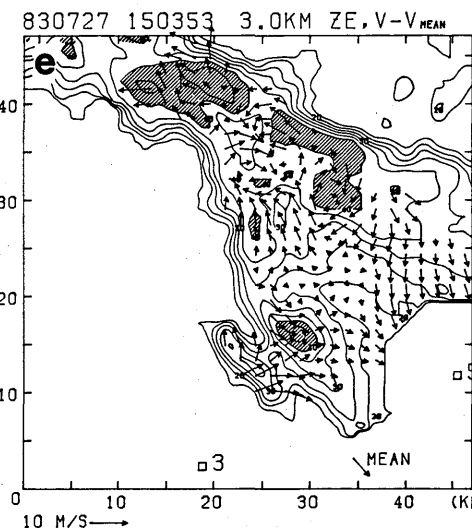
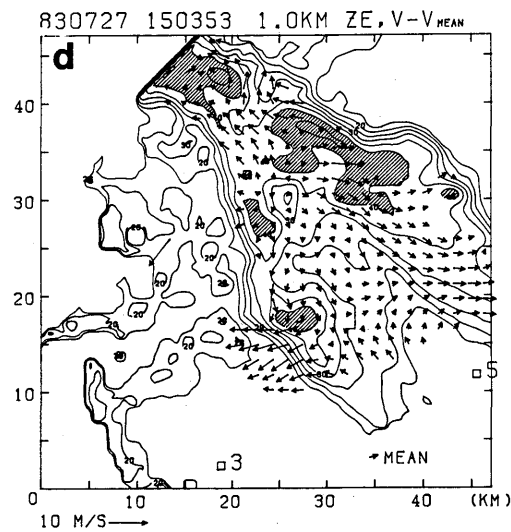


図 5.4 図 5.3 と同じ。ただし、各高度における平均風からの偏差 V を表わす。



線状エコー内の収束発散の分布を見るために、各高度の実測風から観測領域内の平均風（図中右下に示す）を差し引いた流れの偏差 V' を図 5.4 に示す。各時刻の高度 1 km では発散域が多く見られる。15 時 03 分（図 5.4 d）の座標 (26, 32) 付近、及び 15 時 24 分（図 5.4 g）の座標 (24, 33) 付近の発散の極大値は、それぞれ 1.5×10^{-3} 、 $2.5 \times 10^{-3} \text{ S}^{-1}$ である。これらの発散域の位置はほぼコアの位置と一致している。地上付近で発散流が顕著であることは、この線状エコーに成熟期に達しているコアが多く含まれていることを示唆している。

図 5.5 は、アメダスの観測値から求めた 15 時における関東地方の地上気温の分布と、地上風の分布から推定したガストフロント（陣風線）の位置を示している。ガストフロントは線状エコーの南西約 20 km にあって、両者はほぼ平行に並んでいる。線状エコーの内部には 24°C の温度の極小がある。ガストフロントの北東側には寒気域（cold dome）があり、そこからガストフロントに向かう流れがある。ガストフロントの南西側では、 34°C に達する暖気が線状エコーに向かって流れ込んでいる。このガストフロントは南西へ約 10~15 km/h の速さで移動している。16 時にガストフロントが通過した粕では、地上の相当温位が 355 K から 335 K に下がった。335 K の θ_e を持った空気は、図 5.1 の θ_e の分布から推測すると、もし周囲との混合がなければ 860 mb 付近の高度にその起源を

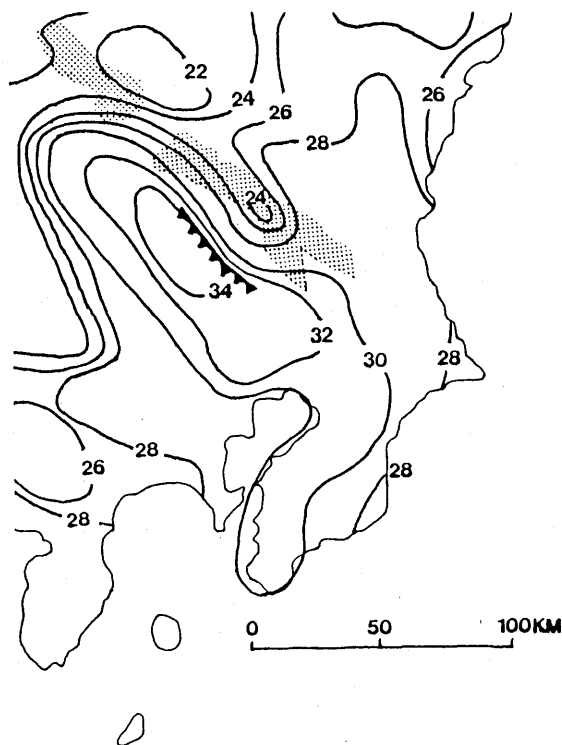


図 5.5 アメダスから求めた 1983 年 7 月 27 日 15 時における地上気温の分布。単位は $^\circ\text{C}$ 。陰影部は線状エコーを示す。寒冷前線の印はガストフロントを示す。

発している。しかし周囲との混合を考えると、もう少し上空に起源があると考えられる。ガストフロントが線状エコーから約20 km 離れて存在していることは、線状エコーからの寒気の流出が15時以前から続いていたことを示し、この線状エコーが成熟期にあったことを裏付けている。

中層における渦の存在も特徴的である。14時49分の高度5 km (図5.4 c) には、座標(24, 22)を中心に正の渦が、座標(30, 32)を中心に負の渦が存在する。ただし、これらの渦は平均風からの偏差として初めて見いだされるものであって、生の流れの場合(図5.3)から直接認識することは難しい。どちらの渦も高度5 km で最大値をとり、それぞれ $+6 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 、 $-6 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の渦度を持っている。これらの渦の直径は約8 km で、渦の軸はほぼ直立している。正の渦はその後衰弱し、15時03分には見えなくなった。負の渦はその後も持続し、15時24分には高度3 km (図5.4 h)、座標(35, 26)に $-6 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の渦が現われている。中層にあった渦が時間の経過とともに下層に降りて来たと思われる。渦の中心は 130° の方向に4 m/s で進み、この値は高度2~3 km のエコー内の平均風にほぼ等しい。このような渦は他の部分にも見られる(例えば、15時03分、高度3 km (図5.4 e) 座標(27, 36)、(24, 33))。正負の渦は対をなして存在することが多い。

これまでも激しい雷雲の中に渦が認められたケースは多い。Fujita and Grandoso (1968), Charba and Sasaki (1971) は、正負の対の渦がマグナス効果によってエコーを分裂させ、左右に偏倚させると考えた。又、Jessup (1972) はチャフを使った観測から、中層にカルマン渦列に似た流れを見出した。Kropfli and Miller (1976) は2台のドップラーレーダの観測によって、中層に 10^{-2}s^{-1} に達する正負の渦の対を見いだした。

図5.6は鉛直流 w の分布を表わしている。前述の渦の中心は、多くの場合、上昇流と下降流の境界付近にある。Kropfli and Miller (1976) は、下降流が上層の水平運動量を、上昇流が下層の運動量を中層に運び、いわゆる立ち上がり項の効果によって中層に渦がつくられたと考えた。今回観測された渦もこの効果が一つの要因であろう。Rotunno (1981), Klemp et al. (1981) は、スーパーセル型の雷雲の中の渦度の分布を調べ、下層で立ち上がり項の効果で作られた正の渦が中層の上昇域でstretching項の効果で強化されたと考えた。今回の渦度の分布は複雑で、これらの結果との比較は困難である。

図5.6の高度1 km においては、線状エコーの中央部にはほとんど活発な上昇流が存在しない。高度3 km では上昇域、下降域が明瞭となり、高度5 km では、上昇流の占める面積が下降流の面積とほぼ等しくなっている。線状エコーの中央部では、ほぼ南北に延びた上昇域と下降域が5~7 km の間隔で交互に並んでいる。つまり、線状エコーを斜めに横切って上昇域、下降域の対が並んでいる。高度5 km における上昇流の最大値は10~15 m/s である。これらの状況はどの時刻にもほぼ共通して見られる。しかし、個々の形や値は時間とともに激しく変化していて、線状エコー内部の鉛直運動の時間変化が大きかったことを示している。

上昇、下降域と反射強度との対応は必ずしも一定ではない。ある領域では上昇域とコアが対応し、

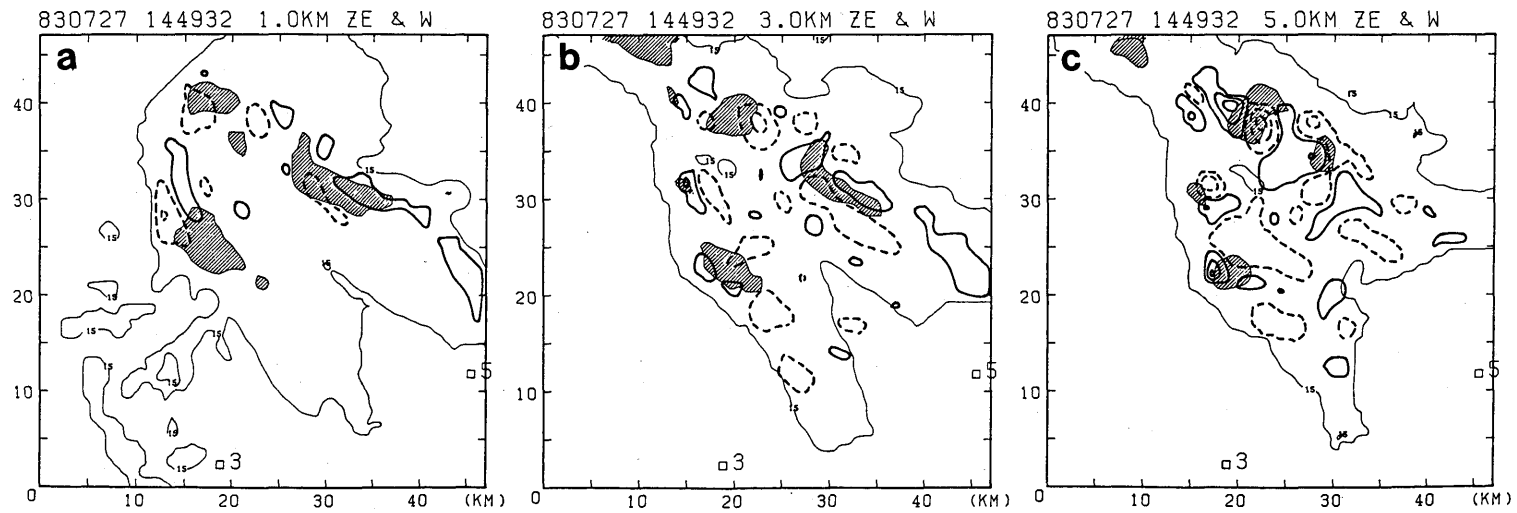
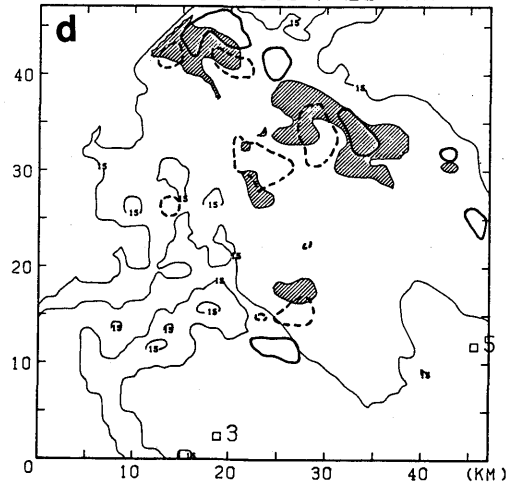
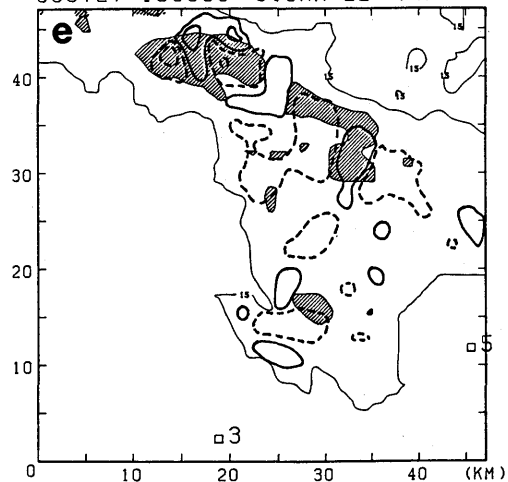


図 5. 6 線状エコー内の鉛直流 w と反射強度 Z_e の分布。太実線は上昇域、破線は下降域を示す。おのおの等値線は $\pm 1 \text{ m/s}$ から、 5 m/s おきに引かれている。反射強度の等値線は 15 dBZ と 40 dBZ 。斜線部は 40 dBZ 以上の領域を示す。時刻は図 5.3 と同様。

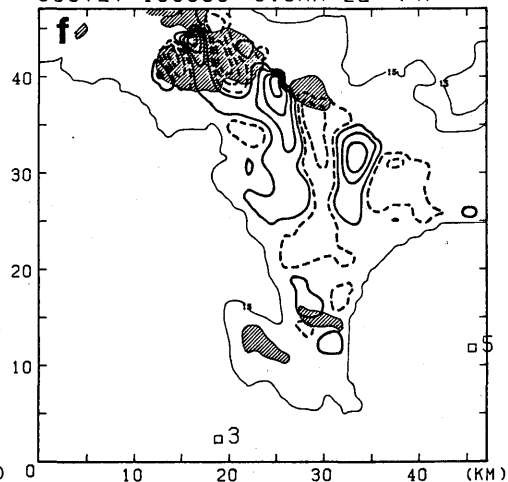
830727 150353 1.0KM ZE & W



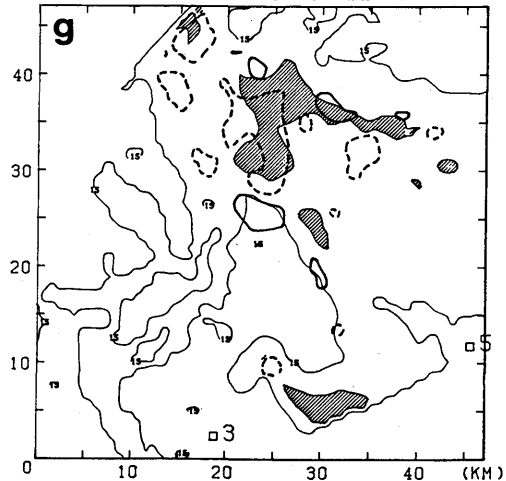
830727 150353 3.0KM ZE & W



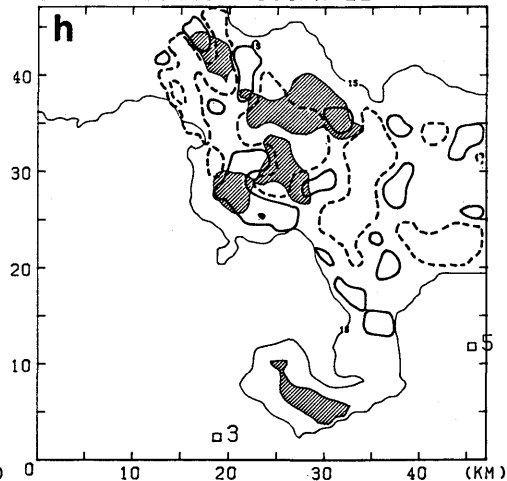
830727 150353 5.0KM ZE & W



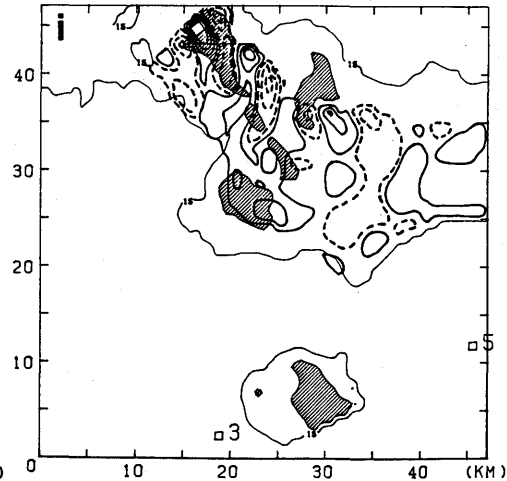
830727 152417 1.0KM ZE & W



830727 152417 3.0KM ZE & W



830727 152417 5.0KM ZE & W



ある領域では下降域とコアが対応している。これはこの線状エコーが様々な発達段階にあるコアの集合であることを示している。

今回の観測では高度7 kmより上のデータが取得できなかったので、鉛直循環の完全な形態は理解できないが、次のような推論ができる。図5.5で示したガストフロントの南西側にある高温で湿った空気が寒気域を滑昇し、かなり高い高度(1~2 km)で線状エコーの南西端からその内部に入り、幅5~7 kmの南北に延びた上昇流となって上昇する。上昇流の中で作られた雨滴の一部は、中~上層の強い北西風によって南東に吹き流され、上昇流の南東側に落下する。それに伴い、雨滴の重みと蒸発による冷却によって、上昇流の南東側に下降流が作られる。このようにして、いくつかの上昇、下降流の対がほぼ南北に並ぶ。中層にある θ_e の小さい空気は線状エコーの北東の縁から下降域に取り込まれる。高度1~2 kmより下では、線状エコーのほぼ全域に下降流に伴う発散域が広がり、寒気域が作られる。その寒気の一部は南西に広がって、暖気との境にガストフロントを形成する。

上記のように推論された3次元的な流れの場においては、北西から南東に向かう強い鉛直シャーがこの線状エコーの維持のための必要条件であるとともに、最下層の西寄りの一般風がエネルギーの補給源として重要な役割を果たしていると考えられる。今回の線状エコーでは、上昇流はほぼ直立しているので(高度7 kmより上では不明)、上昇流中に落下する雨滴も多いであろう。したがって、上昇流は長続きせず、上昇、下降流の対が、定常的には存在しにくい状況であったと推測される。

今回の線状エコーの南端に新しいセル状のエコーが発生し、次第に線状エコーから離れ発達する状況が観測された。15時03分の高度1 km(図5.4 d)、座標(26, 17)付近には、新しく形成されたコアが見られる。このコアの南西端では、高度1 kmで南西への流出、高度3~4 kmではコアへの流入が顕著である。このコアは約8 m/sの速度で南東へ移動している。この移動速度は高度2 km付近の周囲の風と一致しており、本体から離れて存在するコアは、周囲の下~中層の風で流されることがわかる。

高度1 kmでは、このコアの中心部は下降流で占められているが(図5.6 d)、コアの南西部には上昇流がある。この上空、高度3 km(図5.4 e)の座標(25, 13)付近には、地面に達していない別のコアが作られつつある。このコアは15時11分までには地上に達し、その後次第に発達し、前述のとおり、16時30分には大きなエコー群を形成した。この様子は、Browning and Ludlam(1960), Newton and Fankhauser (1975), Browning et al. (1976)らが述べているように、多細胞型の雷雲の進行方向の右側に新しいコアが作られ、全体として右に偏倚して伝播する様子に類似している。ただし、Browning et al. (1976)の示した地上のガストフロントは、新しく作られつつあるコアのすぐ下にあったが、今回のガストフロントは、はるか前方に位置していた。15時24分の高度3 kmの座標(20, 28)付近にも、新しいコアの発生が見られる。

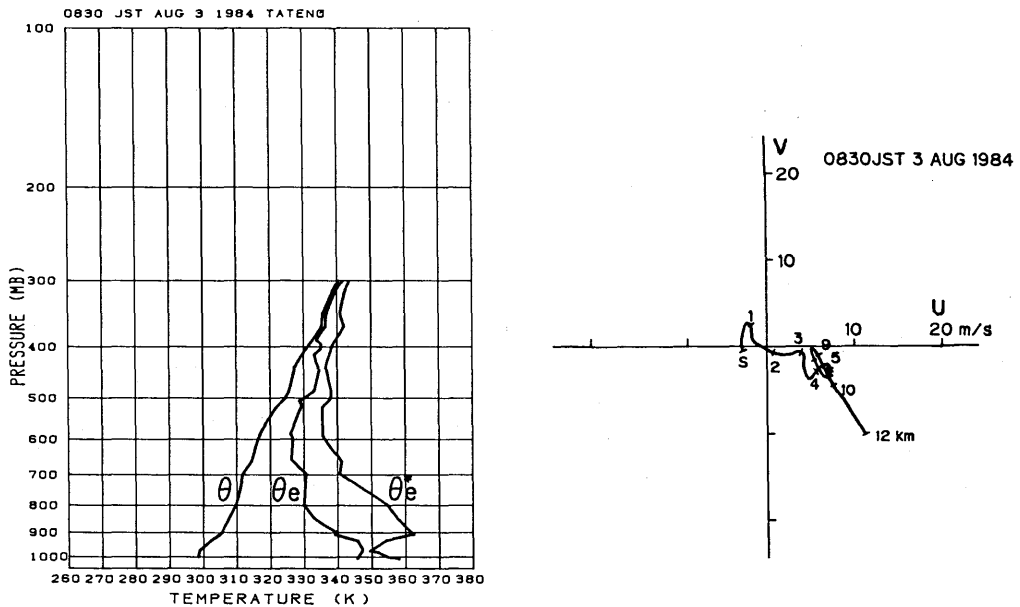


図 5.7 図 5.1 と同様。ただし、1984 年 8 月 3 日 08 時 30 分。 hodograph のスケールは図 5.1 と異なる。

5.2.2 非定常な多細胞型雷雲 (1984 年 8 月 3 日)

この日、北海道の北方に低気圧があり、中層では日本の中～北部は弱い気圧の谷になっていて、中層に寒気が流入していた。8 月 3 日の 09 時の地上天気図 (図略) では、関東地方は四国を中心とする小型の高気圧の圏内にあって晴れていた。

図 5.7 によると、3 日 08 時 30 分には、920 mb から 600 mb までの層が対流不安定であるが、920 mb には逆転層があつて対流の発達に妨げられている。hodograph によると、高度 1.5 km までは 4 m/s 以下の東寄りの風、それより上では西北西から北西の風で、高度の増加とともに風速が少しずつ増加している。高度 7.5 km では 8 m/s、10 km では 12 m/s であり、ほぼ北西から南東への鉛直シアーである。5.2.1 で述べた 1983 年 7 月 27 日の雷雲発生時の状況と比較すると、熱的な成層状態は互によく似ているが、今回の風速は前回の半分以下で、特に下層～中層での弱風が際立っている。

図 5.8 は、東京レーダによって観測された雷雲の発生から消滅までの過程である。筑波の北西方 50 km に以前から雷雲エコーが存在し、そのすぐ南に今回観測した雷雲エコー (図中のエコー A) が 17 時 01 分から 17 時 16 分の間に発生した。17 時 30 分にはエコー A はわずかに南西に移動した。17 時 45 分、エコー A は面積を広げ、さらに南西に移動し、以前から南西にあったエコー B と合併した。しかし、お互いのエコーのコアは依然残っている。18 時 00 分、エコーの面積は急激に減少し、18 時 16 分にはほぼ消滅した。したがって、この雷雲の寿命は 1 時間～1 時間 15 分である。ドップラー観測は 17 時 19 分から 17 時 44 分までの間に 4 回行われた。今回の観測は 1 つの雷雲の成長期から成

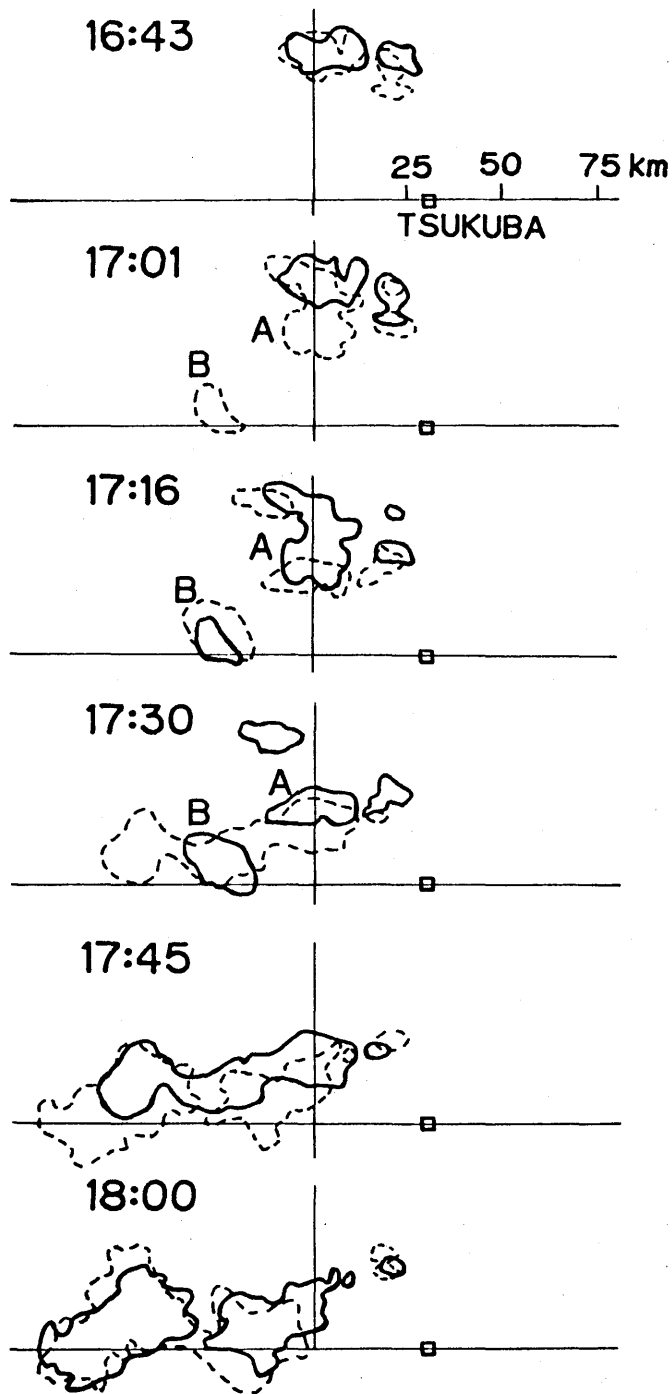


図 5.8 東京レーダで観測された雷雲エコーの時間変化。(1984年8月3日、16時43分～18時00分) 破線は次の時刻におけるエコーの分布を表わす。

熟期をとらえたと推測される。17 時 52 分に行われた 3 cm レーダの REI 観測によると、この雷雲のエコー頂高度は約 14 km である。

図 5.9 は 17 時 19 分における、観測された水平風と系（雷雲）の移動速度との差、つまり系に相対的な水平風 V_s の分布である。図 5.10 は同時刻の鉛直流 w の分布である。系の移動速度は、高度 1.0 km~5.5 km において反射強度が 45 dBZ を越えるコアを追跡し、その平均として 240° , 4 m/s を得た。以後、すべて V_s によって議論を進める。

高度 1 km (図 5.9 a, 5.10 a) では、観測領域の南半分には雷雲に向かう北向きの流れが見える。この流れがこの高度での雷雲周辺の一般流と思われる。座標 (27, 37) を中心とする反射強度の小さい領域では、ほとんど流れがない。雷雲内には 2 つのコア (図 5.9 a の a と b) がある。コア a からコア b に向かう南向きの流れと北向きの一般流が、コア b の南端で衝突し、 $-4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ に達する収束域を形成している。コア a の東側を除く周囲には、 $+3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ の発散域が見られる。コア a は高度 2.5 km には見出されず、次の 17 時 28 分の観測では消滅していた。したがって、消滅直前のコア a 内の下降流に伴う下層の発散流が、南からの一般流と収束し、コア b 付近で上昇流となったと考えられる。

高度 2.5 km (図 5.9 b, 5.10 b) ではコア b の北と、高度 1.0 km でコア a が存在した座標 (13, 33) 付近に収束域がある。この西側は下降域で、西から雷雲に流入する流れが見られる。コア b の全域が上昇域である。

高度 4.0 km では、南南西から北北東に向かう流れが支配的である。上昇流の最大はコア b のすぐ東側にあり、その値は 13 m/s である。コア b の中心部の一部に発散域が、その周辺部に収束域が現われている。特に雷雲の進行方向前面 (南西側) に強い収束域があり、ここでは西から東へ向かう一般流が南北に向きを変え、コアが流れの中の障害物のような働きをしているように見える。

高度 5.5 km (図 5.9 d, 5.10 d) では、発散域がコア b の中心部から北と南に広がり、収束域がコア b の南西と北東の 2 つの領域で顕著である。コア b の中心部には下降流が現われ、上昇流を分断している。雷雲の北西端には強い下降流が広がっている。「障害物を回り込む流れ」は、この高度でも明瞭に認められる。コア b の東方 (座標 (30, 30) 付近) では、流れの中に wake 状の流れがあり、いくつかの小規模なコアが見られる。座標 (18, 40) を中心として北西から南東にのびる帯状の上昇域が存在するが、ここには反射強度のきわ立って強い部分は見られない。今回の解析では、この上昇域についてはよく理解できなかった。

高度 7.0 km (図 5.9 e, 5.10 e) では、コア b を中心とする発散流がさらに顕著である。

この 9 分後の 17 時 28 分、高度 1 km (図略) では、コア b の北半分には下降流が現われ、これに伴う発散流が、コアの南側で南からの一般流と収束を起こしている。これは、前述の 17 時 28 分では成長期~成熟期であったコア b が 9 分後には成熟期~衰弱期に達したことを示している。

以上のことから、雷雲の維持と移動について次のように考えられる。雷雲内には、ほぼ南北に 2 つ

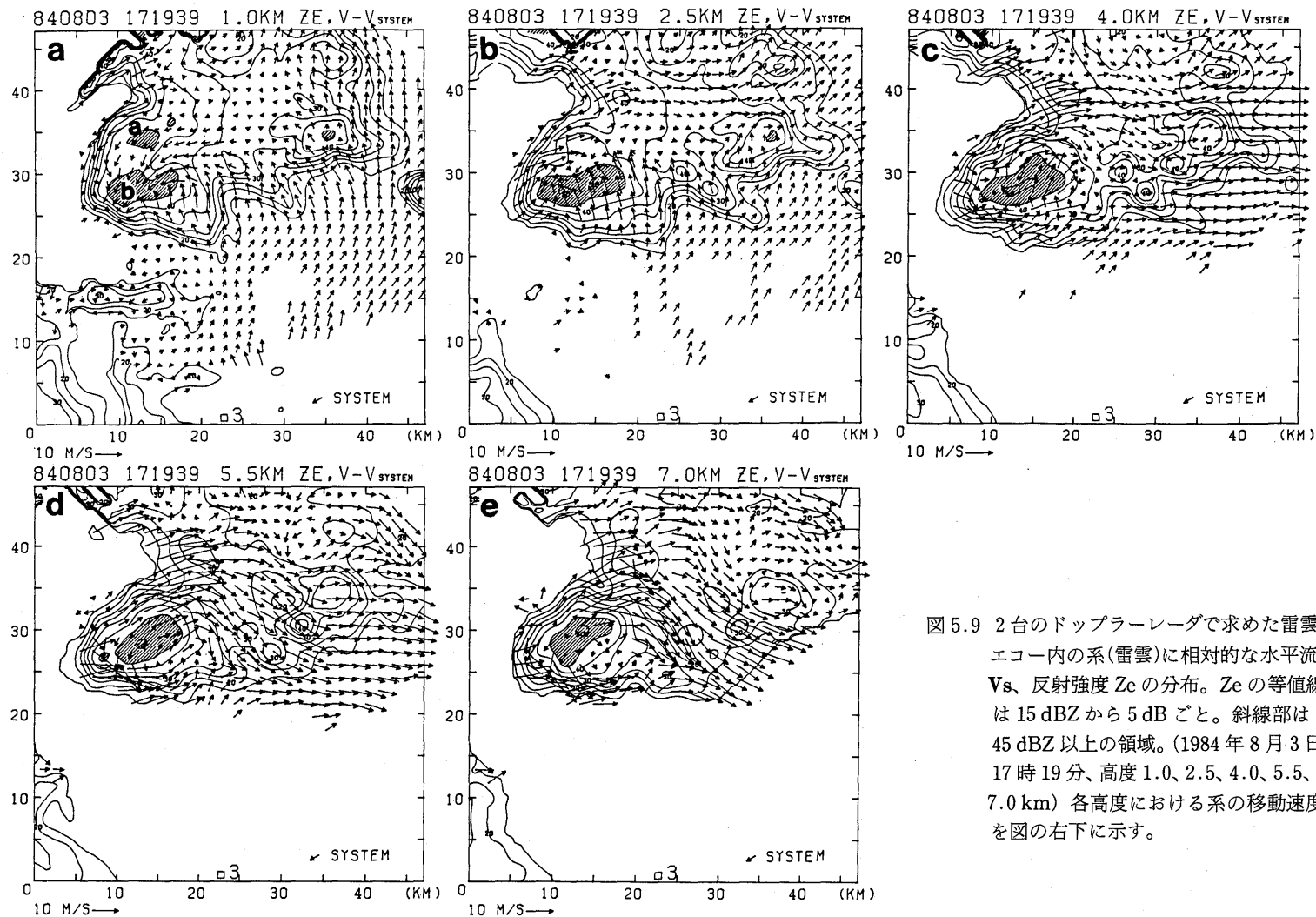


図 5.9 2 台のドップラーレーダで求めた雷雲
エコー内の系(雷雲)に相対的な水平流
 V_s 、反射強度 Z_e の分布。 Z_e の等値線
は 15 dBZ から 5 dB ごと。斜線部は
45 dBZ 以上の領域。(1984 年 8 月 3 日
17 時 19 分、高度 1.0、2.5、4.0、5.5、
7.0 km) 各高度における系の移動速度
を図の右下に示す。

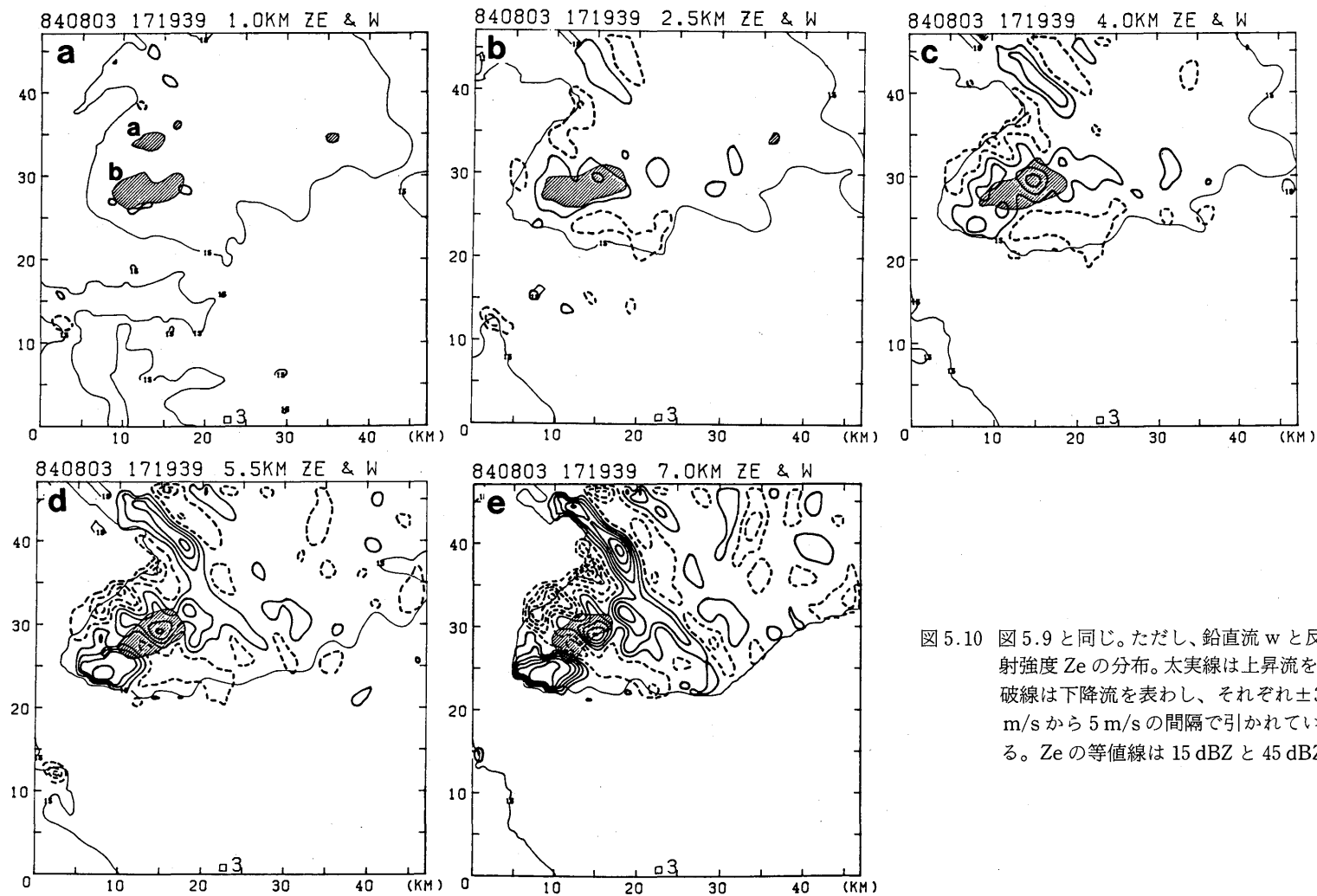


図 5.10 図 5.9 と同じ。ただし、鉛直流 w と反射強度 Z_e の分布。太実線は上昇流を破線は下降流を表わし、それぞれ ± 3 m/s から 5 m/s の間隔で引かれている。 Z_e の等値線は 15 dBZ と 45 dBZ。

のコアが並んでいる。北側の古いコアの下降流が地表付近で作り出す発散流と、一般流である南から北へ向かう流れが収束し、新しいコアが作られる。個々のコアの寿命は10~20分である。新しいコアが古いコアの8~10 km 南西に作られるために、雷雲全体が南西方向に伝播する。

Browning and Ludlam (1960) ,Chisholm and Renick (1972) によれば、多細胞型の雷雲では、雷雲内のコアは中層の平均的な風で移動し、新しいコアが古いコアの進行方向の右側につくられることで、雷雲全体は右に偏倚して伝播する。

今回の場合、中層の風は非常に弱く、コアがこの風で流された形跡はない。コア自身は南西に4m/s の速度で動いた。この動きの原因は不明であるが、この動きのため、地上~高度1 km では相対的にコアの南西側から空気が補給され、収束域と新しいコアが古いコアの南西側につくられる。このため雷雲全体も南西に伝播したと考えられる。しかし、今回のような弱風場の中で作られた多細胞型の観測例は数少なく、伝播の機構についてはより多くの事例の解析が必要である。

コアの中の上昇流は高度2.5 km までは北側へ傾いているが、これより上ではほぼ直立している。したがって、中層で作られた雨滴は再びその上昇流の中を落下するので、定常的な上昇流が作られない。Marwitz (1972 b) によれば、スーパーセル型の雷雲の場合、最下層で10 m/s 以上、中~上層では20~40 m/s の風が観測される。今回の雷雨では、下層での相対風が弱く、雷雲内に流入する空気が不足気味であったと思われる。これらのことから、この雷雲は“弱く”組織化された対流であったと考えられる。

5.3 ま と め

2台のドップラーレーダを用いて、関東地方に発生した2例の多細胞型雷雲を観測し、その構造を解析した。

ひとつは、大規模な線状の雷雲であった。雷雲内には風の鉛直シャーと平行に4~5個のコアが並び、中層ではコアの周辺に「障害物を回り込む流れ」や、正負の渦が見られた。複数組の上昇流と下降流の対が雷雲を横切るように並んでいた。地上付近には発散流が顕著であった。雷雲の南西20 km 付近にあったガストフロントの南西側の高温の空気が、弱い西風によって雷雲内に取り込まれ、中層の強い鉛直シャーによって上昇流、下降流の対が作られたと考えられる。雷雲の南端部では、新しい雷雲が分離独立して形成される過程が観測された。

もうひとつは、比較的小規模な雷雲で、古いコアの作る地上付近の発散流と、一般流との収束によって新しいコアが作られる過程が観測された。風が弱く鉛直シャーが小さかったために、長続きする雷雲にならなかったと考えられる。

2台のドップラーレーダによって、雷雲内の流れの場の3次元構造が観測された。今後の課題は、より多くの事例解析、境界層や上層の流れの場を知るための観測、複数のゾンデや航空機による熱力学的な場の観測、等を行なうことである。

謝 辞

この研究にあたってご助言をいただいた気象研究所椎野純一氏に感謝します。東京レーダの資料は東京管区気象台より、地上観測資料は、東京、仙台管区気象台管内の各気象官署より提供して頂きました。論文の清書をお願いした宮内由美子さんに感謝します。

参 考 文 献

- 富永重義、1984：降雹を伴った雷雨エコー、東管技術ニュース、No.74、22-26。
- 日本学術振興会、1950：雷の研究、電気書院、p 194。
- 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.
- Browning, K.A., 1977： The structure and mechanism of hailstorms. Meteor. Monogr., 16, No. 38, 1-43.
- Browning, K. A., and F. H. Ludiam, 1960： Radar analysis of hailstorm. Tech. Note 5, Department of Meteorology, Imperial College, London, 106 pp. Browning, K.A., and F.H. Luniam, 1962： Airflow in convective storms. Q.J.R. Meteor. Soc., 88, 177-135.
- Browning, K.A., J.C. Fankhauser, J.P. Chalon, P.J. Eccles, R.C. Strauch, F.H. Merrem, D.J. Musil, E.L. May, and W.R. Sand, 1976 - Structure of an evolving hailstorm. Part V： Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. Mon. Wea. Rev., 104, 603-610.
- Byers, H.R., and R.R. Braham, Jr., 1949： The Thunderstorm. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 287 pp.
- Charba, J., and Y. Sasaki, 1971： Structure and movement of the severe thunderstorms of 3 April 1964 as revealed from radar and surface mesonet network data analysis. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 191-214.
- Chisholm, A.J., and J.H. Renick, 1972： The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms. Alberta Hail Studies, 1972, Research Council of Alberta Hail Studies Rep. No. 72-2, 24-31.
- Fankhauser, J.C., 1971： Thunderstorm-environment interactions determined from aircraft and radar observations. Mon. Wea. Rev., 99, 171-192.
- Foot, G.B., and P.S. du Toit, 1969： Terminal velocity of raindrops aloft. J. Appl. Meteor., 8, 249-253.
- Fujita, T., 1965： Formation and steering mechanisms of tornado cyclones and associated hook echoes, Mon. Wea. Rev., 93, 67-78.
- Fujita, T., and H. Grandoso, 1968： Split of a thunderstorm into anticyclonic and cyclonic storms and their motion as determined from numerical model experiments. J. Atmos. Sci., 25, 416-439.
- Jessup, E.A., 1972： Interactions of chaff trajectories near a severe thunderstorm. Mon. Wea. Rev., 100, 653-661.
- Klemp, J.B., R.B. Wilhelmson, and P.S. Ray, 1981： Observed and numerically simulated structure of a

- mature supercell thunderstorm. J. Atmos. Sci., 38, 1558-1580.
- Kropfli, R.A., and L.J. Miller, 1976: Kinematic structure and flux quantities in a convective storm from dual-Doppler radar observations. J. Atmos. Sci., 33, 520-529.
- Marwitz, J.D., 1972 a: The structure and motion of severe hailstorms. Part 1: supercell storms. J. Appl. Meteor., 11, 180-188.
- Marwitz, J.D., 1972 b: The structure and motion of severe hailstorms. Part II: multicell storms. J. Appl. Meteor., 11, 1174-1182.
- Newton, C.W., 1967: Severe convective storms. Adv. Geophys., 12, 257-308.
- Newton, C.W., and J.C. Fankhauser, 1975: Movement and propagation of multicellular convective storms. Pure Appl. Geophys., 113, 747-764.
- Ray, P.S., K.K. Wagner, K.W. Johnson and J.J. Stephens, W.C. Bumgarner E.A. Mueller 1978: Triple-Doppler observation of a convective storm. J. Atmos. Sci., 17, 1201-1212.
- Rotunno, R., 1981: On the evolution of thunderstorm rotation. Mon. Wea. Rev., 109, 577-586.