1052; 413 (雷雲;ドップラーレーダー)

2台のドップラレーダーによって観測された 関東地方の雷雲の内部構造*

正 仁**·榊 石 原 原 均** • 柳 沢 善 次** 松 和 夫**・青 男*** 浦 柳 郎** · 今 泉 耊

要旨

2台のドップラーレーダーを用いて、夏期、関東地方に発生した2つの多細胞型の雷雲の構造について、 内部の流れの場と維持機構を中心に調べた。

比較的強い上層風がほぼ直線状の鉛直シャーを形成する状況のもとでは,長さ100km のメソスケールに 組織化された線状の雷雲がシャーベクトルに沿って作られた。内部の流れは3次元的であり,中層にはセル 周辺を回り込む水平流や正負の渦が見られた.水平流と鉛直流の分布及び地上のガストフロントの位置から, 雷雲の維持機構について考察した。シャーベクトルの右前方に新しいセルが作られる過程も観測された。

一方,弱い上層風のもとでは,典型的な多細胞型の雷雲が発生した。内部の流れの場から,短寿命のセルが次々に交替することによって雷雲が伝播する過程が確かめられた。

1. はじめに

6月から8月の期間,関東地方に発達する対流雲(以後,雷雲と呼ぶ)は比較的規模が大きく,降雹,落雷, 突風などによる被害をもたらすことで知られている. 1940年から47年には総合的な観測が行われ,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 地上やレーダー観測によって多くの調査研究が行われて 来たが,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.

一方米国では、気団型の雷雲の総合観測によってその 発生、発達、消滅の過程が詳しく調べられた(Byers and Braham, 1949). その後、北米大陸中西部の平原に 発生する大規模な雷雲が、トルネード(竜巻)を伴い大 きな被害をもたらすことから注目され、レーダーや航空

- * Internal structure of thunderstorms in Kanto Observed by two Doppler radars.
- ** Masahito Ishihara, Hitoshi Sakakibra, Zenji Yanagisawa, Kazuo Masuura, Jiro Aoyagi, 気象研究所
- *** Takao Imaizumi, 気象 大学校(現 高松地方気 象合)
 - ——1986年11月13日受領——

----1987年3月13日受理-----

機を使って観測された.また英国においても同種の研究 が行われた.その結果,雷雲は一般に、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) の3種に分類できること,雷雲が長時間 持続するためには下~中層に独特な風の鉛直シヤーが必 要なこと,雷雲は一般に平均風の右前方に偏って伝播す ること、フック状エコーやメソサイクロンと呼ばれる低 気圧性循環が竜巻の発生と関連があること,などが明ら かになった (Browning and Ludlam, 1962; Browning, 1964; Fujita, 1965; Newton, 1967; Fankhauser, 1971). ここで「セル」とは雷雲内の降水の極大域を指し、「伝 播」とは セルの単純な移動と 新旧のセルの 交替の 2つ の要因によって雷雲全体が見かけ上移動することを言 う.

1970年代に入ると、複数のドップラーレーダーを使っ た観測が始まり、雷雲内部の流れを直接知ることができ るようになった(Kropfi and Miller, 1976; Ray *et al.*, 1978). 近年では3次元数値モデル (Klemp and Wilhelmson, 1978; Yoshizaki, 1978) や,理論的な考察 (Rotunno and Klemp, 1982)を加えて、その構造や伝 播が総合的に論議されている.また、ドップラーレーダ ーの観測技術と数値モデルの発達によって、同一対象を 観測と数値モデルの両者から議論することも可能となった (Klemp *et al.*, 1981).

気象研究所では、1983年から2台のドップラーレーダ ーを用いて、関東地方に発生する雷雲の観測を始めた. 目的の第1は、この地方に発生する雷雲は何型に属する のかを知ることである.米国のスーパーセル型の雷雲 は、下~中層における強い鉛直シャーと、中層の顕著な 乾燥域を条件として発生する.一方、日本ではこのよう な鉛直シャーと乾燥域は一般に存在しない.異なった環 境のもとで雷雲はどのように組織化されるのか.第2 に、個々の雷雲の構造を理解することである.雷雲内部 の流れの場、生成維持機構、移動伝播はどのようになっ ているのか.第3に、観測を積み重ねることにとって、 この地方の雷雲を総合的に理解し、その概念モデルを作 ることである.これは雷雲の発生や移動についての予報 を改善するために有益な資料を提供するであろう.

今回は、2つの雷雲についての事例解析を行う.ひと つは、1983年7月27日、強い上層風とほぼ直線状の鉛直 シヤーのもとで発生した、大規模な線状のマルチセル型 の雷雲であり、もうひとつは、1984年8月3日、弱い上 層風のもとで発生した比較的小規模なマルチセル型の雷 雲である.

2. 観測と解析方法

気象研究所の2台のドップラーレーダーの諸元を第1 表に示す. Davis-Jones (1979)は2台のレーダーの間隔 と水平風の算出精度との関係を論じ,各レーダーの特性 に応じた最適な間隔を見積もった.今回は第1図に示す ように,この間隔を28kmとし,斜線で示す2つの領 域をカバーするようにレーダーを配置した.この領域内 ではデータの水平分解能は1.3km以上である.

風の算出には、Armijo (1969) が提案した方法を用い る. 空間上のある格子点において2台のレーダーから得 られた降水粒子のドップラー速度、つまり各レーダーか ら見た降水粒子の速度の動径成分をそれぞれ v₁, v₂ とす るとき,風の3成分 u, v, w は次式で表される.

$$v_1 = u \ a_x + v \ a_y + (w_z + v_t)a_z \tag{1}$$

 $v_2 = u \ b_x + v \ b_y + (w_z + v_t) b_z$ (2)

ここで、 $a_x, a_y, a_z \ge b_x, b_y, b_z$ は各レーダーから格子点 への 方向余弦である. v_t は降水粒子の 落下速度で、 上向きを正とする. 地表から $+4^{\circ}$ C までの層では、 Rogers (1964)の式に Foote・duToit (1969) による空 気密度の補正を加えて、 第1表 気象研究所のドップラーレーダーの諸元

	3 cm レー ダー	5 cm レー ダー
波長 (cm)	3.06	5.70
パルス幅 (µsec)	1.0	0.5
尖頭出力 (kW)	50	250
最小受信感度 (dBm)	-105	-113
ビーム幅 (deg)	1.0	1.4
繰り返し周波数 (Hz)	2000	1120
折り 返 し速度 (m s ⁻¹)	±15.3	±16.0
探知範囲 (km) (ドップラー速度の場合)	64	64/128
レンジ分解能 (m)	250	250/500
設置場所	可搬	気象研屋上





$$v_t = -3.8 \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.4} Z e^{0.0714}$$
 (3)

から求める. Ze は 等価レーダー反射因子(以後,反射 強度と呼ぶ), $\rho_0 \ge \rho$ はそれぞれ地上と格子点での空気

▶天気//34.5.

322

密度である. 0°C 層より上空では $v_{l}=-1.0 \text{ ms}^{-1}$ とし, +4°C~0°Cの層では v_{l} をリニアに変化させる. (1)~ (3) 式に, 非弾性の連続の式 (Ogura and Phillips, 1962),

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$
(4)

を加えて、地上において w=0の境界条件のもとで、 (4)式を下層から上層に向かって積分し、緩和法によってu, v, wを求める.

レーダーの3次元走査ではデータは球座標の格子点上 に得られる.これを距離の重みつきの内挿により,直角 座標の格子点上のデータに変換する.その格子間隔は水 平方向に785m,鉛直方向に1.0kmないし1.5kmで ある.1回の観測に要する時間は約5分である.

以上のようにして 算出された u,v,w には誤差が含ま れる. この誤差の要因の第1はドップラー速度の観測誤 差であり,サンプリング領域内の風のシャーや擾乱によ る平均ドップラー速度の見積り誤差,直角格子点への内 挿に起因する誤差,アンテナの指示誤差,平均ドップラ ー速度を実時間で求めるパルスペア方式の誤差,等の誤 差の重ね合わせである. Doviak *et al.* (1976)によると, ドップラー速度の観測誤差の最大を 1 m s⁻¹ とすると, 今回の観測領域の地上から高度 6 km までの水平流の誤 差は 2 m s⁻¹ 以下である. 第2の誤差は水平流の誤差 による収束量の誤差がもたらす wの見積り誤差である. 式(4)を地上から上向きに積分した場合,高度 6 km における 鉛直流の算出誤差は 6 ms⁻¹ 以下である. 第3 は, v_t の誤差に起因する w の誤差であり,これは v_t の 誤差の 1/5 以下である.

ドップラーレーダーにおいて、測定し得るドップラー 速度の最大値 V_N を「折り返し速度」または「Nyquist 速度」と言い、レーダーの繰り返し周波数をF、波長を λ とすると、

$$V = \frac{F\lambda}{4} \tag{5}$$

と表される. 2台のレーダーの V_N は 15~16 m s⁻¹ で あるから,これ以上の風速を観測した場合折り返し現象 が生じる. データの解析においては,折り返されたデー タに補正を加え真のドップラー速度を得る操作(折り返 し補正)が必要である.折り返し補正には各種の方法が 考えられる. 今回はドップラー速度とゾンデで観測され た高層風を比較する「ゾンデ風比較方式」を採用し,計 算機によって補正を行った. 3. 線状型雷雲(1983年7月27日)

3.1. 総観場と雷雲の概要

総観解析によると、この日9時の500mbでは、本州 は40°N、155°E付近のトラフと、30°N、130°E付近の リッヂの間に位置し、比較的強い北西風が卓越してい た.この北西風によってシベリアから対流圏中層に寒気 がもたらされた、この状況は26日から28日まで続き、こ の間いくつかの短波の気圧の谷が東進した.

第2図は27日8時30分(雷雲発生6時間前)の,館野 (筑波)における成層状態とホドグラフである. 下層に は月平均値より 3~4°C 高い暖気が,中層には 2~4°C





第2図 1983年7月27日08時30分の館野(筑波)に おける温位θ,相当温位θe,飽和相当温位 θ*e の鉛直分布とホドグラフ.

1987年5月

低い寒気があり,対流不安定層が地上から 600 mb まで 存在するが,910 mb の逆転層により 不安定の 解消が抑 えられている.同日21時には,雷雲が発生した結果,成 層状態はほぼ中立となった.

ホドグラフを見ると、地上付近には弱い南風があり、 順転し高度 1 km では 6 m s⁻¹ の北西風となる. この北 西風は高度の増加とともに強まり、高度 10 km では 35 m s⁻¹ に達する.最下層を除くと風の鉛直シヤーはほぼ リニアで、140°の方向に $3 \times 10^{-3} \sec^{-1}$ の大きさを持っ ている. この大きさは、Marwitz (1972)が示したスー パーセル型の雷雲発生時の値に匹敵する.しかし今回の 場合、雲底付近での風速がスーパーセル型の雷雲の場合 より弱いことが特徴である.

27日12時頃,関東北部の山岳部でいくつかの対流性の レーダーエコーが発生した。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〜東部の広 い範囲がエコーで覆われ,落雷,降雹が各地で見られ た。雷雲の発生は翌28日3時まで続いた(富永,1984).

今回議論する線状の雷雲(以後,「線状エコー」と呼 ぶ)の発生から消滅までの過程を、東京レーダーの PPI 観測によって 調べる(第3図).14時に点状のエコーが 発生し,14時30分には北西から南東に延びた2列の線状 エコーとなった.15時には,北側の線状エコーが発達 し,長さ約100 km,幅約25 kmの大きさに組織化され た.15時頃,この線状エコーの南端に点エコーが発生し た.このエコーはその後発達しながら南西方向に伝播 し,16時30頃,本体の線状エコーがほぼ消滅するととも に,新しい線状エコーに成長した.したがって,この線 状エコーの寿命は約3時間である.この間,線状エコー は上層風が強かったにもかかわらずほぼ同じ位置に停ま っていた.

この線状エコーの 走向は 125°~305°で, 第2図 に示 した一般風(8時30分の館野のゾンデによって測られた 風)のシヤーペクトルに対して左15°の交差角を持って いる.線状エコーの中には5~6個のセル(反射強度の 極大域)が存在した.線状エコーのエコー頂は14km で,成熟期にはかなとこ雲と思われる上空エコーが東方 に80kmまで広がった.ドップラーレーダーによる観 測は14時49分から15時24分の間に5回行われ,線状エコ ーの南半分を観測した.

3.2. 反射強度から見た構造

第4図は2台のドップラーレーダーによって求めた,



第3図 東京レーダーで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分の破線は第1図で示した95 km 四方の観測領域を表す。

▶天気// 34. 5.

324



第4図 2 合のドップラーレーダーによって求めた,線状エコー内の地面に相対的な水平風と反射強度 Ze の分布. Ze 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,高度1,3,5 km)。各高度における線状エコー内の 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□印は3 cm と 5 cm のド ップラーレーダーの位置を表す。

線状エコー南部の水平風と反射強度の分布である.線状 エコーを形成するセルは 2 つのグループに分かれる.第 4 図 b には約 15 km の間隔で A, B, C の 3 つのセルが 並んでいる.線状エコーの主要部を形成するグループで ある.もうひとつは,主要部の南西側にあるセル Dや E のグループである.これらのセルは高度 5 km より上空 にまず現れ,次第に下降し地上に達する.セルの寿命は 20~40分である.セルは約 10 ms⁻¹の速度で,110~ 120°の方向に移動している.この速度は,高度 1~5 km の一般風の平均風速とほぼ一致し,進行方向は平均風よ り 5~15° 左にずれている.周囲の強い鉛直シャーを反 映して,セルは高度とともに風下側に傾く,いわゆる downshear tilt である.これらの特性は両グループに共 通している.

個々のセルが移動しているにもかかわらず,線状エコ ーが全体として停止して見えるのは,セルが線状エコー 内の風上側(北西側)で発生し,有限な寿命の後に風下 側(南東側)で消滅するからである.もし北西側でのセ ルの発生がなく,常に線状エコーの南東端でセルが発生 し南東方向へ移動すれば,線状エコー全体も見かけ上南 東へ移動したであろう.

セル D や E のような南西側のグループに属するセル は、突発的に発生し短時間の内に消滅するので、線状エ コーの主要な構成要素とはならない. ただし、第8図b の中のセル G は 15 時頃,線状エコーの南西端の高度 5 km 付近に現れ 南東に伝播しながら発達し,前述のよう に,16時30分頃には新しい線状 エコーを 形成 した. Browning・Ludlam (1960), Chisholm・Renick (1972) は、マルチセル型の雷雲の場合,進行方向の右前方に次 々と新しいセルが作られ,雷雲が右側に偏って伝播する ことを報告した.セルGはかれらの指摘したように、雷 雲本体の右前方に発生した.ただし,その後セルGは本 体から離れて独立に南東に伝播したので,雷雲本体は南 東に伝播することはなかった.

3.3. 風の場からみた構造

線状エコー内の水平風の分布(第4図)から次のこと が分かる.各高度の線状エコー内の平均風向は周囲の一 般風の風向とほぼ一致し,高度1kmでは西風,3~5km では北西風である.線状エコー南端の反射強度の弱い (Ze<20 dBZ)領域では流れはほぼ一様であるが,セル の周辺には流れの中に乱れが見られる.高度5km(第 4図c)のセルBやCの風上側(北西側)では,風速が 減少しセルの風下側で再び強まる傾向がある.あたかも セルが北西から流入した流れの障害物として働いている ように見える.このため線状エコー内の平均風速は一般 風の約3/4に減少している.このような「障害物を回る 流れ」は、これまでにも大規模模な雷雲内に見い出さ れている (Browning and Ludlam, 1962; Fankhauser

1987年5月



 第5図 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°C.陰影 部は線状エコーを示す.寒冷前線の印は, 風の分布から求めたガストフロントの位置

を示す。

1971).

高度 5 km (第4図 c) を見ると,線状エコーの北東 縁には、周囲の空気が北寄りの風としてエコー内に流入 している部分がある。別の時刻の観測(図略)ではこの 傾向はさらに顕著である。第2図によると、この高度の 相当温位は 328K である。この冷たい空気は線状エコー の北東縁でエコー内に流入し、第7図の鉛直流分布に示 すように、セルの近辺にある下降流によって下層に運ば れている。

高度1km (第4図a) には、セルB, C, Eの中心部 に発散流がある.これらは成熟期のセルに特有な下降流 に伴う地上付近の発散流である.発散の大きさは2× 10⁻³ s⁻¹ 程度である.第5図は、アメダスから求めた地 上の気温と風の分布から推測したガストフロント(陣風 線)の位置を表している.ガストフロントは線状エコー の南西約10kmにあって、両者はほぼ平行して並んで いる.ガストフロントの北東側には、線状エコーを中心 として最低24°C の寒気域が、ガストフロントの南西側 には34°C に達する暖気域がある.寒気域では北東風



第6図 第4図と同じ.ただし、高度5km におけるエコー内の平均風からの風の偏差を表す。

が、暖気域では一般風である南風が卓越している. 寒気 域の空気は上記の発散流によってもたらされた. このガ ストフロントは南西方向へ $10~15 \text{ km h}^{-1}$ 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千葉県柏市 では、地上の相当温位が 355 Kから 335 K に下がった. 335 Kの相当温位を持つ空気は、第2図によると 860 mb付近にその起源を発しているが、周囲との混合を考慮す るとさらに上空に起源があると推測される.

第6図は、高度 5 km における各格子点での木平風か ら、同高度での線状エコー内の平均風を差し引いた偏差 ベクトルの分布を示している.偏差ベクトルは線状エコ ー内の渦や発散の分布を明らかにする.セルEの東に正 の渦、セルCの南に負の渦がある.これらの渦は直径約 8 km で、それぞれ +6×10⁻³ s⁻¹ と -6×10⁻³ s⁻¹の相 対渦度を持っている.渦の強さは高度 5 km で最大値を とり、渦の軸はほぼ直立している.この種の渦は他の時 刻の観測にも現れた.このような中層における 正 負の 渦の対は大規模な 雷 雲の 観 測 (Charba and Sasaki, 1971; Jessup, 1972; Kropfli and Miller, 1976) や、リ ニアな鉛直シヤーのもとでの積雲対流の 3 次元 モ デル (Klemp and Wilhelmson, 1978) に現れている.これ らの渦は水平渦の立ち上がりと、上昇流中での渦管の伸 長に起源していると言われている.

第7図は,高度5kmにおける線状エコー内の鉛直流 の分布である.セルに対応して上昇流・下降流の対が存 在する.線状エコーの主要部(セルB,C)では,セルの

▶天気∥ 34. 5.

風上側に上昇流,風下側に下降流が存在し,上昇流と下 降流の境界付近にセルの中心がある.上昇流の軸は高さ とともに南東に傾く,いわゆる downshear tilt である. セルが短命であることを反映して,上昇流や下降流の形 状や強さは激しく変動している.高度 5 km での上昇流



 第7図 高度5km における線状エコー内の鉛直流 と反射強度Zeの分布、太実線は上昇域, 破線は下降域を示し,それぞれ±1ms⁻¹ から5ms⁻¹おきに引かれている.Zeの等 値線は15dBZる40dBZ、斜線部は40 dBZ以上の領域を示す、時刻は第4図と 同じ、

の最大値は 10~15 ms⁻¹ であるが, 2章で述べた上昇流の誤差を考慮するとこれよりやや小さな値となろう.

3.4. 新しいセルの発生

第8図は15時03分における反射強度と平均風からの偏 差ベクトルの分布である。3.2節で述べたように、線状 エコー本体の 南西端に 新しいセルが 発生する 過程を見 ることができる。セルFは成熟期に達していて,高度1 km では、その中心から 南西方向に向かう顕著な流出が 見られる. 一方, セル Fの南西 7 km にあるセルGは, 高度 5 km に反射強度の最大域を持つ成長期のセルであ る。この中では降水粒子は上昇流に支えられ上空に停っ ているため、降水はまだ地上に達していない、高度3 km では、セルGに向かって南西側から 空気が流入して いる. 高度1km ではセルF内の下降流にともなって寒 気が南西方向に流出している。南西域の暖気はこの寒気 によって押し上げられ, 南西流となってセルGに取り込 まれる。この過程で水蒸気は凝結し降水粒子が形成され る. セルGは 3.2 節で述べたように, 平均風またはシャ ーベクトルの右側に偏って発生するセルの 典型例 であ る. 3.3節で述べた一般風の鉛直シャー,線状エコー 内の鉛直流の分布,正負の渦の存在を考慮すると, Rotunno・Klemp (1982) の線形理論が示すように、非 静力学的な鉛直気圧傾度力が新しいセルの発生に寄与し ていると推測される.

3.5. 議 論

メソスケールの線状対流雲群の代表的な例として、熱



第8図 第4図と同じ. ただし、各高度におけるエコー内の平均風からの風の偏差を表す. 高度は 1,3,5km,時刻は15時03分.

1987年5月

帯や中緯度のスコールラインが挙げられる (Zipser, 1977; Ogura and Liou, 1980). 通常これらのスコール ラインの走向は,一般風の鉛直シヤーベクトルに対し直 角に近い大きな交差角を持っている. しかし今回観測さ れた線状エコーの走向はシヤーベクトルにほぼ平行であ った. この線状エコーの特異な形状と維持機構について 考える.

ここで、セルへの流れの出入りを知るために、セルに 相対的な流れの場を考える. セルは東南東に移動するの で、雲底下の相対流は線状エコーの右前方(南東)から やって来て線状エコーの右脇(南西縁)から線状エコー に入る. この空気は第5図に示したように、ガストフロ ントの南西側に位置する湿潤で高温な気塊に源を発して いる. 流入した空気は線状エコー内の最下層にある寒気 のために上昇する. 上昇流内では水蒸気が凝結し中層で 降水粒子となる. 成長した降水粒子は中層風によって風 下(南東)に吹き流されながら落下する. このとき降水 粒子の重みと雲底下での蒸発による冷却のために、上昇 流の風下側に下降流が作られる. 中層の冷たい空気は線 状エコーの左脇(北東縁)から流入し、下降流に取り込 まれて下層に運ばれる. この寒気は地上付近で南西方向 に広がり、一般流との境にガストフロントが作られる.

シャーベクトルにほぼ平行に並んだセル群へのエネル ギーの補給には、最下層における一般風の南東から北西 への順転が重要な役割を果たしている.もし周囲の風が 下層から上層まで同一の風向を持つような鉛直シャーで あったら、線状エコーの維持に必要な最下層の空気は線 状エコーの風下端のセルが障害となって風上側のセルに は達しない.したがって、風上側のセルの維持は困難と なり、エコーはシャーベクトルに並行するようには組織 化されず別の形態を示したであろう.

上昇流の風上側への傾斜 (upshear tilt) は、対流活動 が長時間持続するための条件のひとつである (Takeda, 1971). 今回の線状エコーでは、セルの反射強度の軸と 上昇流の軸は両者とも風下側に傾いていた.降木粒子の 一部は上昇流の中を落下し上昇流の持続を妨げた.その 結果,線状エコー内の個々のセルは短命で変化が激しか った.

4. 非定常なマルチセル型雷雲(1984年8月3日)

4.1. 総観場と雷雲の概要

38

この日,地上では北海道の北方に低気圧があり,中層 では日本の中北部にある弱いトラフのために,日本付近







第9図 1984年8月3日08時30分の館野(筑波)における温位 θ,相当温位 θe,飽和相当温位 θ*e の 鉛直分布と,同日14時30分のホドグラフ.

には寒気が流入していた。9時の地上天気図(図略)に よると,関東地方は四国に中心を持つ小型の高気圧の圏 内にあって晴れていた。

第9 図は同日8時30分(雷雲発生8時30間分前)の成 層状態と、14時30分(同2時間30分前)のホドグラフで ある.成層状態は前章で述べた線状エコー発生前の状況 に似ている.下層から590 mb までに対流不安定層があ るが、920 mb の逆転層が対流の発達を抑えている.地 上から高度1.5 km までは4 ms⁻¹以下の弱い東寄りの

*天気//34.5.



第10図 東京レーダー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). 破線はひとつ下の時刻におけるエコーの分布を表す.エコーBが今回解析された雷雲.

風である.それより上空では西北西〜北西の風で,風速 は高度の増加とともに増加する傾向はあるが,全体的に 風は弱い. 地上から高度 10 km までのシャーベクトル の方向は 120°,その大きさは 1.0×10^{-3} s⁻¹ で前章の線 状エコーの場合の 1/3 である.

東京レーダーの観測(第10図)によると,観測対象と なった雷雲エコーBは,既存の雷雲エコーAの南方に17 時01分から17時16分の間に発生した.その後エコーBは 面積を広げながらゆっくりと南西に移動し,17時30分に は東西 25 km,南北 15 km の大きさとなった.17 時 45 分にはエコーCと合併し、その後急速に衰弱した. この 雷雲の寿命は60~75分であった. ドップラーレーダーに よる観測は17時19分から17時44分の間に4回行われた. 17時52分における雷雲のエコー頂は 14 km であった.

4.2. 反射強度から見た構造

第11図は17時19分における,ドップラーレーダーで観 測した雷雲周辺の反射強度と水平風の分布である. セル への流入や流出を理解するために,水平風は移動するセ ルに相対的な風で表現されている. この雷雲全体の水平 規模は約30km であるが,主要部はその南西部にある いくつかのセルで構成されている.

高度 1.0 km には 2つのセル (セル a と b) が見られ る. セル a は高度 2.5 km より上空では見られず衰弱期 の対流である. セル b は高度 2.5~7.0 km に 50 dBZ の 反射強度の極大域を持ち,このセルが成熟期にあること を示している. このセルの軸は 2.5 km 以上では直立し ている. セル b は 230°の 方向に 3 m s⁻¹の速度で移動 し,この25分後までには消滅した.高度 2.5 km のセル b の西には,地上に達していない成長期の小さなセル c があり,南西方向にゆっくりと移動しながら17分後に地 上に達した.したがって,17時19分の雷雲の中には,成 長,成熟,衰弱期の 3 つの発達段階にある 3 つのセルが 存在し,それらはシャーベクトルにほぼ直交して約5 km の間隔で並んでいた.

4.3. 風の場から見た構造

高度 1.0 km におけるセルに相対的な流れの場(第11 図 a) には、3つの特徴的な流れが存在する。第1はセ ル a からセル b に向かう流れであり、これはセル a の中 にある下降流にともなう発散流である。第2は雷雲の南 方外側の南風に起源を発して、セル b の東から低気圧性 循環をともなってセル b に近づく流れである。ここでの 相対渦度は約2.5×10⁻³ sec⁻¹である。この流れによっ て運ばれて来る空気は高温で水蒸気を多く含んでいる。 第3はセル b のすぐ南東にある南から北へ向かう発散流 である。

第12 図は高度 5.5 kmにおける鉛直流の分布を表して いる. セルbの中心には上昇流の極大があり,一般風の 風下側(南東側)には下降流がある.第3の発散流はこ の下降流にともなって作られた.この種の下降流と発散 流は Klemp・Wilhelmson (1978) がリニアな鉛直シヤ ーの条件のもとで行った積雲の3次元モデルの中にも現 れている.

高度 5.5 km のセル b の中心付近の上昇域の北側には

1987年5月



第11図 2 合のドップラーレーダーで求めた, 雷雲エコー内のセルに相対的な水平流と反射強度 Ze の 分布. Ze の等値線は 15 dBZ から 5 dB ごと. 斜線部は 45 dBZ 以上の領域を示す (1984年 8 月 3 日, 17時19分, 高度 1.0, 2.5, 5.5 km). セルの移動速度を図の右下に示す.



下降域があり、ここは衰弱期のセルαの上空に対応する 領域である.流れの場を見ると(第11図c),セルbの 周囲には顕著な発散が存在し,一般風はセルbを避ける ようにして流れている.上昇域を中心としたこのような 「障害物を回る流れ」はこの雷雲内にも存在した. セル cの付近はこの流れの淀み点であり,水平流の収束によ る上昇流がセルcを作っている. セルbの風下側(東 側)には,反射強度の小さい領域が広がっている.ここ にはウェーク状の流れがあり,いくつかの小さいセルが 散在する. 4.4. 議 論

今回の観測で、17時19分から17時50分の31分間にひと つの**雷雲内に4個の**セルが認められた。それぞれのセル の寿命は30分程度である。このことは、この雷雲がセル の生成消滅の繰り返しによって維持される典型的なマル チセル型雷雲であることを示している。

新しいセルは、下層~中層の平均風の風下の右側の中 層にまず作られ、次第に下降し地上に達する. このため 雷雲全体はこの平均風の右前方に伝播する. 今回の場 合、平均風が北西から南東に向かっていたのに、雷雲が 南西に伝播したのはこのためである. これらは Browning ・Ludlam (1960), Chisholm・Renick (1972), Peterson (1984) が示したマルチセル型雷雲の 組織化と伝播の機 構と一致する.

セルbの上昇流は高度 2.5 km までは北側へ傾き, そ れより上ではほぼ直立している. 中層で作られた降水粒 子は上昇流中を落下し, このため定常的な上昇流が作ら れなかった. 地上付近の一般風は雷雲を維持するための エネルギー源であるが, 今回の場合, 最下層の風が非常 に弱く, このため雷雲内に流入する空気の量が制限され た. これもセルの寿命が短かった一因であろう.

5. まとめ

2台のドップラーレーダーを用いて,夏期関東地方に 発生した2つのマルチセル型の雷雲を観測し,その内部 構造,維持機構,移動伝播のメカニズムを考察した.

第1は長さ約100km のメソスケールに組織化された 線状の雷雲であった. 雷雲は5~6個のセルで構成され ていて,これらは風の鉛直シャーとほぼ平行に北西から

▶天気//34.5.

南東に並んでいた.中層にはセル周辺に障害物を回る流 れや正負の渦が存在した.セルに対応して上昇流と下降 流の対があった.下層にはセルの付近に下降流にともな う発散流が見られた.雷雲の南西側の地上付近の暖気が 雷雲の南西縁から流入し上昇流となっていた.中層の寒 気はその北東縁から下降流に取り込まれ,地上付近に達 し,南西に広がってガストフロントを形成した.雷雲の 南西端では,新しいセルが発生し別の線状エコーに成長 する過程が観測された.

第2は、第1の雷雲とくらべると小規模で非定常な雷 雲であった. 衰弱期と成熟期のセルにともなう地上付近 の発散流と、南からの一般流の暖気の収束によってセル が維持されていた. 新旧のセルの交替によって雷雲は平 均風の右側に伝播した. この雷雲は、これまで米国など で調べられてきた典型的なマルチセル型の雷雲とよく似 た構造を持っていた.

以上のように、2台のドップラーレーダーによって雷 雲の3次元構造が明らかにされ、この観測方法の有用性 も確かめられた。今後の課題は、事例解析を積み重ねる ことによって雷雲についての概念モデルを作り総合的な 理解を深めることである。これらは将来の予報業務の改 善に役立つであろう。例えば、総観場の状況と発生する 雷雲の種類や規模との関係を知ることで雷雲発生の予報 精度は改善される。その発達過程や伝播機構などを理解 していれば、大雨、落雷、降雹などに対して的確な情報 を出すことができるであろう。単独または複数のドップ ラーレーダーを使った観測やデータ解析の手法について の改良や開発、観測結果の数値モデルとの比較も必要で ある。

謝 辞

本研究にあたって、ご助言をいただいた気象研究所の 椎野純一氏に感謝します.東京レーダーの資料は東京管 区気象台より、地上観測資料は、東京及び仙台管区気象 台管内の各気象官署より提供していただきました.3 cmドップラーレーダーは建設省江戸川管理事務所のご 好意により江戸川堤防に設置しました.論文の清書をお 願いした宮内由美子さんに感謝します.

文 献

- Armijo, L., 1969: A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radars, J. Atmos. Sci., 26, 570-573.
- 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., and F.H. Ludlam, 1960: Radar analysis of hailstorm, Tech. Note 5, Department of Meteorology, Imperial College, London, 106 pp.
- Browning, K.A., and F.H. Ludlam, 1962: Airflow in onvective storms, Q.J. Meteor. Soc., 88, 117-135.
- 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 reavealed from radar and surface mesonetwork 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.
- Davies-Jones, R.P., 1979: Dual-Doppler radar coverage area as a function of measurement accuracy and spatial resolution, J. Appl. Meteor., 18, 1229-1233.
- Doviak, R.J., P.S. Ray, R.G. Strauch, and L.J. Miller, 1976: Error estimation in wind fields derived from dual-Doppler radar measuremnt, J. Appl. Meteor., 15, 868-878.
- Fankhauser, J.C., 1971: Thunderstorm-environment interactions determined from aircraft and radar observations, Mon. Wea. Rev., 99, 171-192.
- Foote, G.B., and P.S. duToit, 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.
- Jessup, E.A., 1972: Interactions of chaff trajectories near a severe thunderstorm, Mon. Wea. Rev., 100, 653-661.
- Klemp, J.B., and R.B. Wilhelmson, 1978: The simulation of three-dimensional covective storm dynamics, J. Atmos. Sci., 35, 1070-1096.
- 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: The structure and motion

of severe hailstorms. Part I: supercell storms, J. Appl. Meteor., 11, 180-188.

- Newton, C.W., 1967: Severe convective storms. Adv. Geophys., 12, 257–308.
- 日本学術振興会, 雷の研究, 電気書院, p 194.
- Ogura, Y., and N.A. Phillips, 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere, J. Atmos. Soi., 19, 173-179.
- Ogura, Y., and M.T. Liou, 1980: The structure of a midlatitude squall line: A case study, J. Atmos. Sci., 37, 53-567.
- Peterson, R.E. Jr., 1984: A triple-Doppler radar analysis of a discretely propagating multicell convective storm, J. Atmos. Sci., 41, 2973-2990.
- Ray, P.S., K.K. Wagner, K.W. Johnson, J.J. Stephens, W.C. Bumgarner, and E.A. Mueller, 1978: Triple-Doppler observation of a convective storm, J. Appl. Meteor., 17, 1201-1212.
- Rogers, R.R., 1964: An extension of the Z-R

relation for Doppler radar, Preprints, 11th Weather Radar Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc., 158-161.

- Rotunno, R., and J.B. Klemp, 1982: The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion, Mon. Wea. Rev., 110, 136-151.
- Takeda, T., 1971: Numerical simulation of a precipitating convective cloud: the formation of a "long-lasting" cloud, J. Atmos. Sci., 28, 350-376.
- 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.
- Yoshizaki, M., 1978: Numerical experiments of a convective cloud with a high cloud base in shear flows, J. Meteor. Soc. Japan, 56, 387-404.
- Ziper, E.J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure, Mon. Wea. Rev., 105, 1568-1589.