[論 文] 105：413：5012（ドップラーレーダー；ダウンバースト；マイクロバースト）

降水コアの降下によるダウンバーストの検出*

石 原 正 仁**・田 畑 明***

要 旨

対流雲の雲底付近に発生するダウンバーストは，地上の人や建物などに被害を与えるだけでなく，離陸や着陸の態勢にある航空機に大きな影響を及ぼす．こうしたダウンバーストの発生を予測する因子として，レーダーエコーの強い部分（降水コア）が上空から地上に向かって降下する現象が以前から指摘されていた．今回，この予測因子の有効性を実測データをもとに検討した．1987年9月7日，千葉県佐倉市付近に発生した対流雲を2台のドップラーレーダーを用いて観測したところ，その雲底下に小規模なダウンバーストが認められた．ほぼ7分間隔で得られた反射強度の鉛直分布を見ると，ダウンバーストが地上付近に出現する約20分前に，高度 3.5 km 付近に降水コアが現れた．その後降水コアは 6 ms^{-1} の速度で降下し，ダウンバーストの発生とほぼ同時刻に地上付近に達した．こうした現象は，1987年7月25日の羽田空港付近に発生した大型の対流雲においても確認された．これらのことから，レーダーによって対流雲内の反射強度の鉛直分布を連続的に観測し，降水コアの降下を自動検出することで，ダウンバーストの発生をある程度予測できる可能性のあることが分かった．

1．はじめに

ここでは低層ウィンドシヤーを「地表から高度 500 m 程度までの大気中における風速または風向，あるいは両者の急変域」と定義する．低層ウィンドシヤーが離陸や着陸の態勢にある航空機に大きな影響を及ぼすことは，これまでの多くの報告によって実証されている（小倉，1991）．離陸直後あるいは着陸直前の航空機は比較的低速で飛行している．このとき追い風を受けるとその対気速度が減少し，それにともない航空機を支えている揚力が減少し，最悪の場合航空機は墜落に至る．

低層ウィンドシヤーを生じさせる現象はさまざまであるが，中でもダウンバーストやマイクロバーストはその最も顕著な例である．対流雲の内部の下降流は，地表付近に達すると放射状の強い発散流となることがある．「ダウンバースト」とは，そうした下降流の先端と発散流を指す現象である（Fujita and Byers, 1977)．さらにドップラーレーダーで観測したとき，ダウンバーストの中心付近にみられるドップラー速度（気流のレーダービームに沿った速度成分）の遠ざかる成分の最大値と近づく成分の最大値の差が 10 ms^{-1} 以上であり，双方の最大値が現れる地点の距離が 4 km 以下のものは「マイクロバースト」と定義される（Fujita, 1981；Wilson *et al*., 1984)．すなわち，小型でしかも強い発散流をともなうダウンバーストをマイクロバーストと呼ぶ．

米国では航空機事故の原因調査に端を発し，その後の特別観測を通じて，マイクロバーストの実態が明らかにされた（Fujita and McCarthy, 1991)．さらに数値モデルによる構造の研究も行われている （Proctor, 1988)．国内でもいくつかの事例が報告されており（中山・伊関，1985；中山・青山，1990；Tabata *et al*., 1991； 岩下，1992)，数値モデルによる研究も始った（吉崎・大野，1992)．Ohno *et al*.(1994）は，1991年6月27日に岡山県で発生した激しい突風を解析し，それがマイクロバーストを含む複数のダウンバーストによるものであったことを示した．さらに彼らは，1981年から1992年の12年間に国内各地で18例のダウンバーストが報告されていたことをまとめた．

---

* Downburst detection by using descending reflectivity cores.

** Masahito Ishihara, 気象庁観測部測器室.

*** Akira Tabata, 気象庁予報部予報課.

—1994年8月17日受領—
—1995年12月4日受理—

© 1996 日本気象学会

降水現象にともなう低層ウィンドシヤーを監視するには，空間分解能の高さから見て気象用ドップラーレーダーが最適である．米国連邦航空局は低層ウィンドシヤーの監視を主目的とする TDWR（Terminal Doppler Weather Radar）を1993年から米国の主要空港に展開している（Turnbell *et al*., 1989）．わが国でも気象庁が「空港気象ドップラーレーダー」を開発し，1995年に1号機（関西国際空港）と2号機（新東京国際空港）を設置した（石原，1995）．これらは，1台のドップラーレーダーで得られるドップラー速度から低層ウィンドシヤーを自動的に検出し，管制官を通じて航空機のパイロットにその情報を伝えることを目指している．

大気の流れは3つの速度成分を持つが，1台のドップラーレーダーではレーダービームに沿う速度成分しか測定できない．このため1台のドップラーレーダーによって低層ウィンドシヤーを検出するには様々な工夫が必要であり，これまでに各種のアルゴルズムが開発されてきた（Uyeda and Zrnic, 1986；Meritt, 1989；Suzuki *et al*., 1993）．石原（1991）は，2台のドップラーレーダーで測定した低層の収束・発散が，1台ではどのように再現されるかを実例をもとに議論した．

1台のドップラーレーダーを使ってダウンバーストを観測する場合，地表付近に発散流が出現した直後にその検出が可能となる．なぜなら，一般にドップラーレーダーのビームはほぼ水平方向に発射されるから，レーダーは水平方向の気流の変化には敏感でも，鉛直流にはほとんど反応しないからである．したがってドップラーレーダーによって得られるダウンバーストの情報はいわゆる実況値である．マイクロバーストの場合，地表付近で最初の発散流が発生してから風速が最大に達し，さらに風速が最大風速の半分の値に減ずるまでに要する時間はほとんどの場合5分以下とごく短い（Fujita, 1985；Hjelmfelt, 1988）．一方，航空機にとってダウンバーストが脅威となる高度は 500 m より下であり，着陸直前の航空機がこの高度から接地するまでに要する時間はたかだか2分である．したがって，ダウンバーストの実況情報は時期を逃さずパイロットに伝達される必要がある．さらに進んで，何らかの方法でマイクロバーストの前兆現象を検出し，その発生を予測することができるならば，それはきわめて有意義な情報となるであろう．

Roberts and Wilson（1989）は，ドップラーレーダーで対流雲を観測したときに見られるマイクロバーストやダウンバーストの前兆現象として，

①反射強度のコア（本論文では「降水コア」と言う）の降下，
②雲内における収束の増加，
③中層のエコーのノッチ（切れ込み），
④鉛直軸のまわりの回転，

の4つをあげ，これらがダウンバーストの予測因子に成り得ることを示した．Fujita（1992）も同様に，降水コアの降下がマイクロバーストの有効な予測因子であることを示唆した．また，楠ら（1994）は水戸市付近に発生した事例において，②③④がダウンバーストの前兆現象として認められたと報告した．

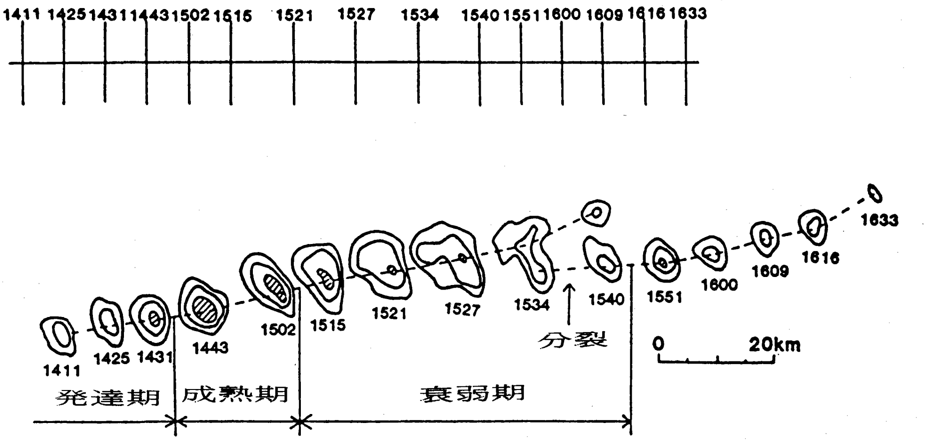
対流雲の中に下降流が形成され加速されるためには，

（a）非静力学的な鉛直気圧傾度力の生成，
（b）降水粒子の昇華，蒸発，融解による気層の冷却，または周囲の空気のエントレインメントによる負の浮力の生成，
（c）落下する降水粒子が空気を引きずり降ろす効果，言いかえると降水粒子による空気の比重の増加，

のいずれか，またはこれらが複合することが必要である（Roberts and Wilson, 1989）．

①の降水コアの降下を検出するいうことは，降水粒子が落下している領域をさがすことであり，そうした領域では（c）の効果がまず期待される．この手法は，わが国のように大気下層が比較的湿っている状況で発生する「湿ったマイクロバースト（wet microburst）」に適した予測因子であると予想される．一方大気下層が乾燥している米国中西部のよう地域では，地表付近では降水粒子が蒸発し消滅するため「乾いたマイクロバースト（dry microburst）」となるから，レーダーでは対流雲の雲底付近が観測できない．したがって（b）に注目し，上記の②や③の予測因子が有効であろう．

このようにダウンバーストやマイクロバーストの予測因子としていくつかの手法が提案されてはいるが，それらを TDWR などの現業用ドップラーレーダーに適用し実運用に供しているという報告はまだない．この論文では，降水コアの降下がダウンバーストの発生予測手段として有効であるかを，実測データによって検討する．またこの手法が現業的に利用できるよう，リアルタイムの監視を目指した検出アルゴリズムを提案する．第2節では検討に使用する事例の概要を述べ，



第1図　気象研究所の固定型ドップラーレーダーによって観測された高度1km おける対流雲のエコーの時間変化．反射強度の等値線は25 dBZ から5 dB 毎．35 dBZ 以上の領域に陰影つけた．図の上部の時間軸は各時刻における気象研究所の位置を示す．田畑ほか（1989）より引用．

第3節では降水コアの降下とダウンバーストとの関連性について議論する．第4節では検出アルゴリズムについて述べる．

2．使用するデータ

ダウンバーストの発生及び予測手段を検討するには，対流雲内部の降水と気流の分布を示す時系列データが必要である．ここでは第1例として1987年9月7日，千葉県佐倉市付近に発生した対流性降水雲を検討対象とし，第2例として同年7月25日に羽田の東京国際空港付近に発生した大型の対流雲について若干の検討を加える．

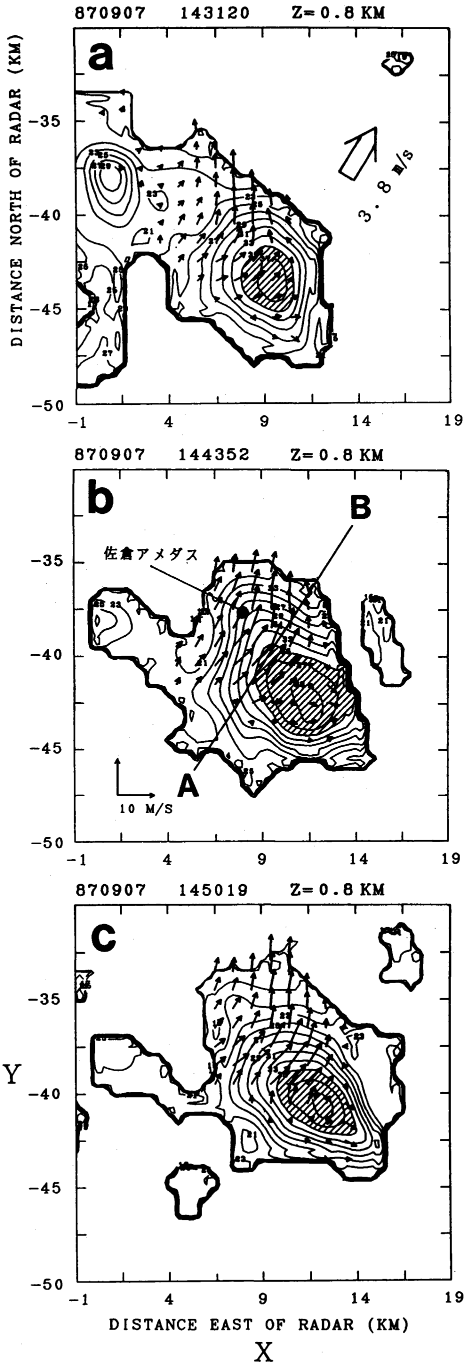
田畑ほか（1989）は第1例の対流性降水雲を対象として，気象研究所(つくば市)の固定型ドップラーレーダーと新東京国際空港（成田市）に仮設した同研究所の可搬型ドップラーレーダーによる同期観測を行ない，その発達期から衰弱期までの運動学的構造を約7分間隔で77分間調べた．田畑ほかの解析では水平と鉛直格子間隔はそれぞれ0.87 km と1.0 km であったが，ダウンバーストの解析にはさらに高い空間分解能が必要であるため，今回は水平・鉛直格子の間隔を0.5 km として再解析し，各格子点上に水平流，鉛直流及び反射強度を求めた．また，今回の解析では鉛直格子の最低高度を 0.8 km とした．この最低高度はできるだけ低くとることが望ましいが，これはアンテナの最低仰角及びレーダー・目標間の距離によって決まる．Hjelmfelt (1988) と Proctor (1988) によると，ダウンバーストにともなう発散流の最大風速は高度 80 m 付近に現れることが多い．したがって今回の高度 0.8 km のデータからは，ダウンバーストにともなう風速の最大値は測定されていないであろう．さらに今回の解析では，境界条件として地表では鉛直流はゼロ，地表と高度 0.8 km の水平流は同じであると仮定して，連続の式を上方に向かって積分した．こうした上方積分の手法を使うと，風の算出精度は下層では比較的高いが，上層に行くほど測定誤差が積み重なり算出精度が低下することにも注意を要する．

3．ダウンバースト発生の検証

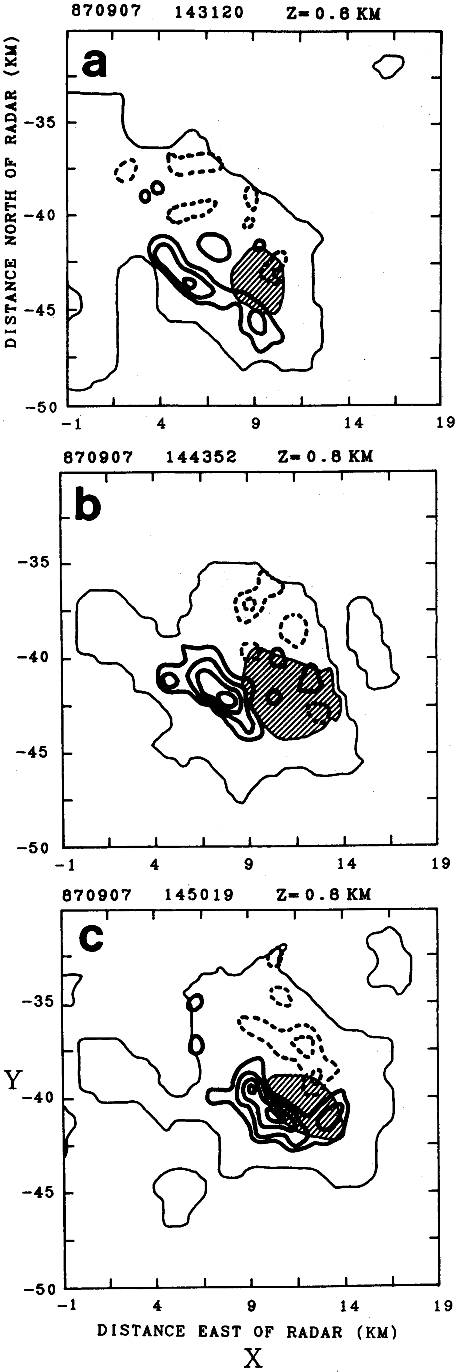
3.1　対流雲の時間変化とダウンバーストの発生

田畑ほか（1989）が示したように，対象とする対流性降水雲（以後単に「対流雲」という）は日本海にある低気圧の前面に発生し，周囲の大気下層は湿潤で南寄りの風が卓越し，風の鉛直シヤーは弱かった．対流雲は最大時でも直径が 10 km，エコー頂高度は 7～8 km と比較的小型ではあったが，2時間に達する長い寿命を持っていた．第1図は高度 1 km における対流雲のレーダーエコーの時間変化である．発達期の14時には対流雲は面積を拡大しながら，北東（36°）に 3.8 ms^{-1} の速度で移動していた．発達期から成熟期に移行した14時43分前後に，反射強度が 35 dBZ 以上の強雨域の面積が最大となった．後述するように，この時刻の前後に対象とするダウンバーストが発生した．

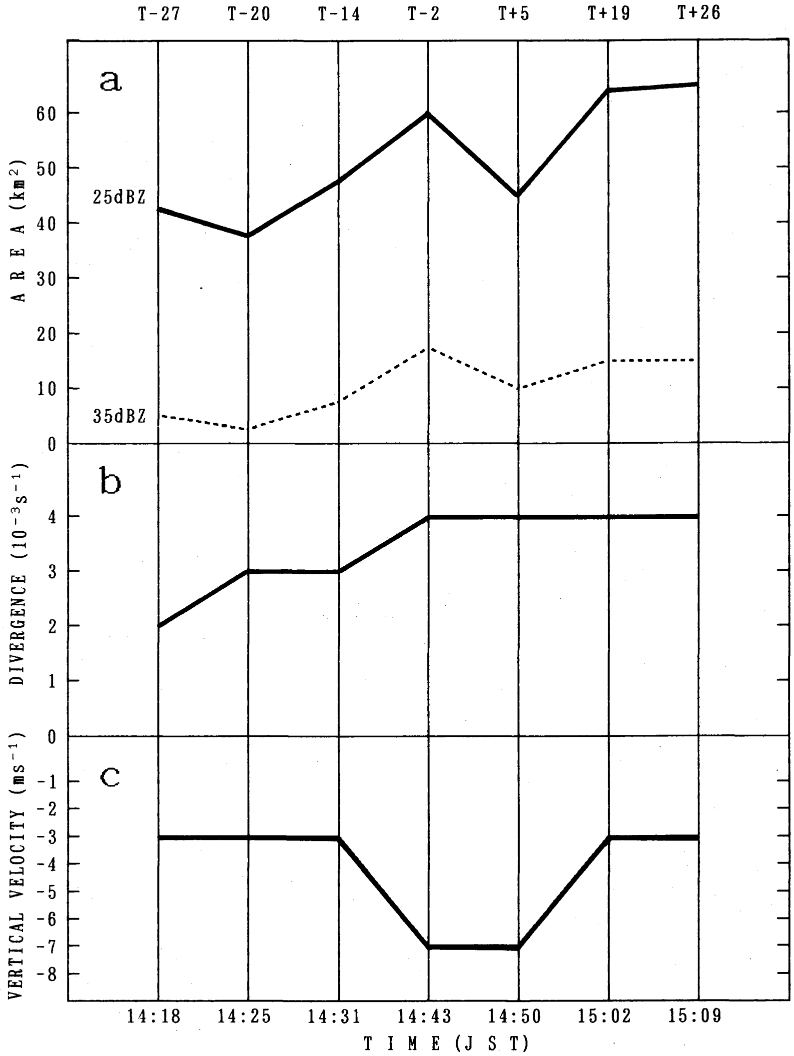
はじめに対流雲下部の構造の変化に着目する．第2



第2図　高度 0.8 km における反射強度と地表に相対的な気流の時間変化.（a）14時31分,（b）14時43分,（c）14時50分. 反射強度の等値線は 15 dBZ から 2 dB 毎. 斜線域は 35 dBZ 以上の領域. x 軸（東-西）, y 軸（南-北）の目盛りは, 気象研究所からの距離を表す. b図の直線 AB は, 第9図の鉛直断面図の位置を示す.



第3図　高度 0.8 km における対流雲内の収束・発散の分布.（a）14時31分,（b）14時43分,（c）14時50分. 太実線は発散, 破線は収束を示す等値線. それぞれの等値線は $+1\times10^{-3}\,s^{-1}$ と $-1\times10^{-3}\,s^{-1}$ から始まり, 間隔は $1\times10^{-3}\,s^{-1}$. 細線は反射強度 15 dB の等値線. 斜線部は 35 dBZ 以上の領域.



第4図　(a) 高度 0.8 km における反射強度が 25 dBZ 以上と 35 dBZ 以上の領域の面積，(b) 高度 0.8 km における発散の最大値，(c) 高度 1.8 km における下降流の最大値．図の上のTはダウンバーストが発生したと推定される時刻を示す．

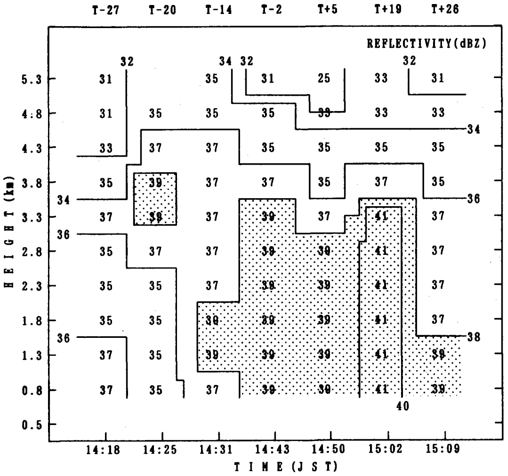
図は高度 0.8 km における対流雲内の反射強度と水平流の分布の時間変化であり，第3図は同じ高度における収束・発散の分布である．第2図によると，14時43分にはそれまで北西に隣接して存在していた別の対流雲はほぼ消滅し，一方対象とする対流雲の面積は14時31分より増大し，反射強度の最大値も 37 dBZ から 39 dBZ に増加した．同時に対流雲の中心 ($x=9$ km, $y=-41$ km) 付近では，北～北北東へ向かう流れが強まった．第3図によると，14時31分に対流雲の南西部にあった発散域は14時43分には強化され，発散量は観測期間中の最大値である $+4\times10^{-3}\,s^{-1}$を示した．さらに14時50分にはこの発散域は，35 dBZ 以上の強雨域を南西側すなわち風上側から取り囲むように広がった．

一方，佐倉市のアメダス観測点（第2図b）では，対流雲の北西部の通過にともない，14時40分から15時00分の20分間に気温が1.8°C下降し，南南西 5 ms^{-1} の一般風に代わって東北東 3 ms^{-1} の風になった．またこの間に 10 mm の強い降雨が観測された．この付近には他に風の観測点がないので地表付近における流れの発散量は見積もれないが，上記の高度 0.8 km におけ

る発散量の増加と地上要素の急変から判断して，14時43分頃対流雲の雲底下に冷たい発散流が生じたことは確実と思われる．

14時43分の高度 0.8 km における$+4\times10^{-3}\,s^{-1}$の発散量は，第1節で述べたマイクロバーストの基準から計算される発散量である$+2.5\times10^{-3}\,s^{-1}$ （$10\,ms^{-1}/4000\,m$）より大きい．また，前述のように，Hjelmfelt (1988) と Proctor (1988) はダウンバーストの発散にともなう最大風速は地表付近でなく高度 80 m 付近に現れること，また高度 0.6 km の風速は最大風速の1/2程度に減じることを示した．さらにアメダスの風速は10分間平均値であり，その間に平均風速の1.5倍程度の突風が吹く可能性はある．これらのことを考慮すると，今回の観測ではその最大風速は観測できなかったが，14時40分から15時00分の間に対流雲の雲底下にダウンバーストが発生したと見なせる．この推定にもとづき，ここではダウンバーストが発生した時刻を14時45分とし，これを，Roberts and Wilson (1989) に準じて「T」と表し以後議論を進める．ただしレーダーの時間分解能が約7分であり，アメダスのそれが10分であることを考慮すると，Tには±5分程度の誤差が含まれるであろう．

次にドップラーレーダーのデータによってダウンバーストの発生を検証する．第4図は，高度 0.8 km における反射強度が25 dBZ 以上及び 35 dBZ 以上の領域の面積と発散の最大値，さらに高度 1.8 km における下降流の最大値の時間変化である．反射強度が 25 dBZ 以上の領域は，14時25分 (T-20) から徐々に拡大し，14時31分（T-14）から14時43分（T-2）にかけて急増した．また，35 dBZ 以上の面積にも同様な傾向が見られた．一般的に，ある地点における反射強度の増加は，上昇流による降水粒子の生成・水平移流・鉛直移流の3つの要素によって起こる．この場合，鉛直流と水平流の分布から見て，高度 0.8 km における反射強度の増加は降水粒子の生成または水平移流に起因するとは考えられず，上空にあった降水粒子が下層に降下してきたと考えるのが妥当である．0.8 km の発散量（第4図b）は14時25分～14時31分の期間は$+3\times10^{-3}\,s^{-1}$であったが，14時43分 (T-2) には$+4\times10^{-3}\,s^{-1}$に増加した．これにともない14時31分 (T-14) には $3\,ms^{-1}$ であった高度 1.8 km における下降流は，14時43分～14時50分 (T-2～T+5) には $7\,ms^{-1}$ に増加した(第4図c)．こうした反射強度の増加と発散量及び下降流の増加は，対象とするダウンバーストの発生



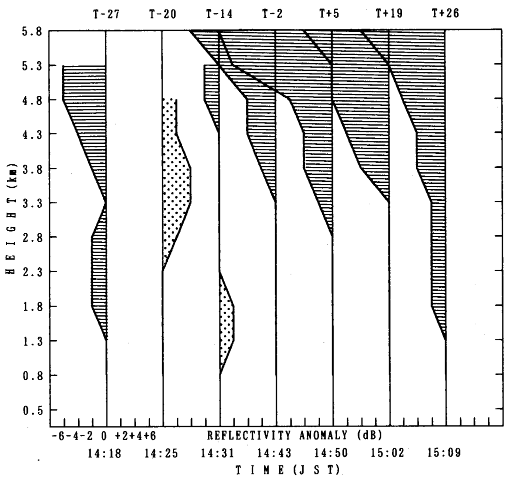
第5図　各高度における反射強度の最大値の高度-時間断面図．陰影部は 38 dBZ 以上の領域．

を裏付けている．

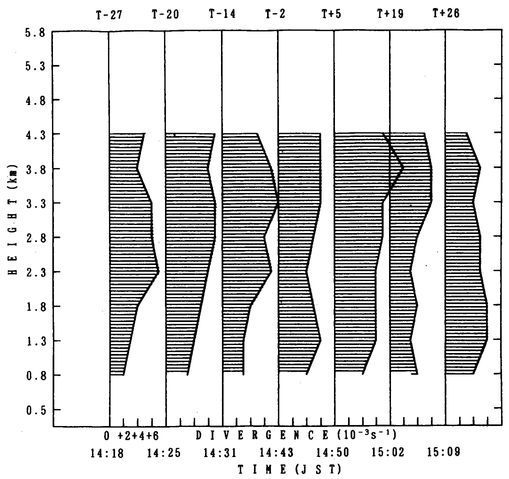
3.2　降水コアのふるまい

各高度における反射強度の最大値の時間変化によって，降水コアのふるまいを調べる(第5図)．まず14時18分（T-27）の高度 3.3 km に 37 dBZ の反射強度の極大域が現れ，つづいて14時25分（T-20）の高度 3.3～3.8 km の反射強度が 39 dBZ に増加した．今後この時刻をもって39 dBZ の降水コアが出現したとみなす．降水コアは14時31分（T-14）には高度1.3～1.8 km まで下降し，さらに14時43分（T-2）には0.8 km に達した．同時に 39 dBZ の層は高度 0.8 km～3.3 km に広がった．この時刻は，3.1節で発散量と地上要素から推定したダウンバーストの発生時刻とほぼ一致する．すなわち，上空にあった降水コアがほぼ地表付近に達した時刻にダウンバーストが発生したことが分かった．

降水コアはダウンバーストの発生に先立つ20分前に高度 3.5 km 付近に現われ，その後次第に降下していった．この様子は，各時刻の高度 0.8 km における反射強度の最大値を基準値とし，各高度の反射強度の最大値からこの基準値を差し引いて「反射強度の鉛直偏差」を求め，その時間変化を調べることによりさらに明瞭となる（第6図）．降水コアはまず14時25分（T-20）に高度3.3～3.8 km に+4 dB の正偏差域として出現し，14時31分（T-14）には高度1.3～1.8 km に降下した．この間の降水コアの降下速度は約 $6\,ms^{-1}$ であった．そして，14時43分(T-2)には正偏差域は消滅し，



第6図　各高度の反射強度の最大値から各時刻の高度 0.8 km の反射強度を差引いた反射強度の鉛直偏差の高度-時間断面図. 斜線部は負偏差, 点影部は正偏差を示す.



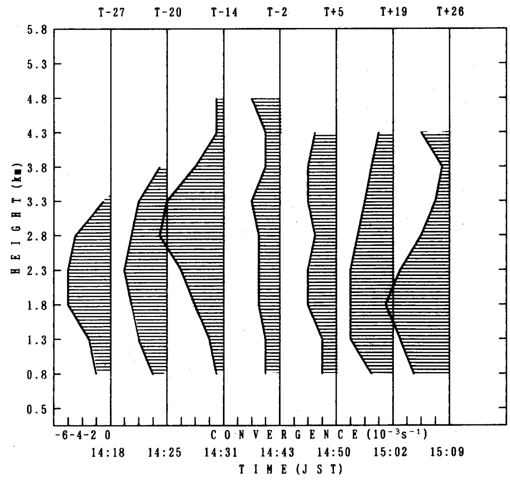
第7図　各高度における発散の最大値の高度-時間断面図.

この直後にダウンバーストが発生した. 14時43分(T-2) 以後は高度 2.8 km 以下では変化は見られないが, それより上空では次第に負偏差が広がり, 対流雲がその上部から衰弱していく過程が示されている.

3.3　降水コアの降下にともなう発散・収束量の変化

降水コアの降下にともなって対流雲内の発散・収束量の鉛直分布はどのように変化したのであろうか. 第7図は各高度における発散量の最大値の高度－時間断面図である. 高度 1.3 km 以下に注目すると, 14時31分 (T-14) までは$+4\times10^{-3}\,s^{-1}$以下であり, 大きな変化は見られない. しかし, 14時43分 (T-2) には, 高度 1.3 km で$+6\times10^{-3}\,s^{-1}$, 高度 0.8 km で$+4\times10^{-3}\,s^{-1}$と発散量が急増し, この傾向は14時50分まで続いた. これにより3.1節に示した高度 0.8 km における発散量の増加は, 高度 0.8 km～1.3 km の層で組織的に起こっていたことが分かる.

第8図は, 各高度における収束量の最大値の高度－時間断面図である. 第7図と合わせて見ると, 各高度で発散域と収束域が共存していたことが分かる. これは田畑ほか (1989) が指摘したように, 対流雲が成熟期にあったこの時期には, その内部に上昇流と下降流が共存していたことに対応している. ここで降水コアの他に注目すべき点は, 14時31分 (T-14) の高度 2.8 km における収束量の急増である. この前後の時刻の収束量は-3～$-5\times10^{-3}\,s^{-1}$であるのに対し, 14時31分には$-9\times10^{-3}\,s^{-1}$を示している. 第5図によると降

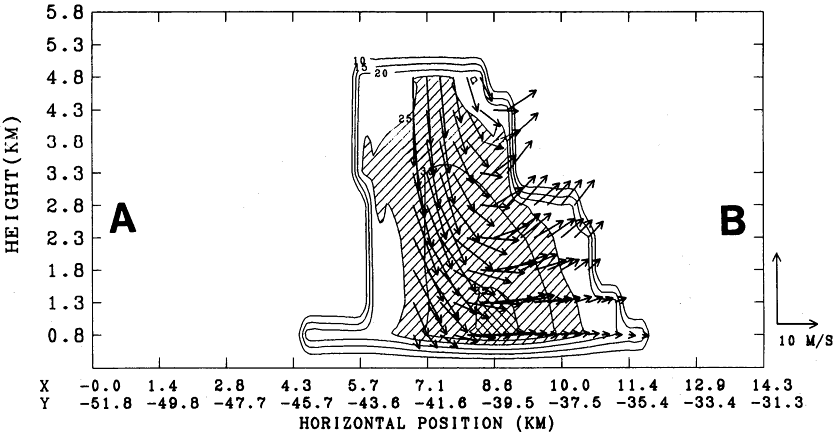


第8図　各高度における収束の最大値の高度-時間断面図.

水コアはこのとき高度 1.3～1.8 km にあるから, この収束の極大域は降水コアの約 1 km 上空に位置していたことになる. ある高度で下降流が強化されれば, 連続の条件を満たすためにその上空の水平収束が強化されることは十分に期待できる. こうした高度 2.8 km における収束量の増加は, 第1節で述べたダウンバースト発生の前兆現象のうち②の「雲内における収束の増加」に対応する現象であった可能性が高い.

3.4　気流の鉛直構造

この節のおわりにダウンバーストを含む気流の鉛直構造を見る. 第9図はダウンバースト発生直前の14時



第9図 対流雲の進行方向に沿う鉛直断面図．反射強度および流れの断面に沿う成分を示す．反射強度の等値線は 10 dBZ から 5 dB 毎．25 dBZ 以上の領域に陰影をつけた．断面図の位置は第2図bに示す．高度 4.8 km より上と 0.8 km 以下にはデータはない．

43分における対流雲の鉛直断面図である．この断面図は第2図bに示すように，対流雲のほぼ中心をとおり進行方向に沿ってとられている．$x=8.6$ km, 高度 0.8 km 付近の 35 dBZ 以上の領域は降水コアの北西端であり，この付近に顕著な下降流が見える．高度 3.3 km 付近では下降流は反射強度の軸と一致しているが，高度 0.8 km では下降流は降水コアのやや後方（南西）に位置している．下降流の前部は高度 2.8 km 付近より下で前方に発散しており，高度 0.8 km～1.3 km ではその傾向がさらに強くなっている．高度 0.8 km より下のドップラー速度データがあれば，対象とするダウンバーストはより明瞭に検出できたであろう．

3.5 7月25日の事例

第2の事例について考察する．1987年7月25日，羽田空港において強雨とともにダウンバーストと思われる強い突風が発生し，空港内の工事施設が破壊され人的な被害が生じた．このとき，気象研究所の固定型ドップラーレーダーによる観測が行われた．ただし，羽田空港が当レーダーの観測領域の外縁に位置していたため，この観測ではダウンバーストをもたらした対流雲の全体像は見えなかった．

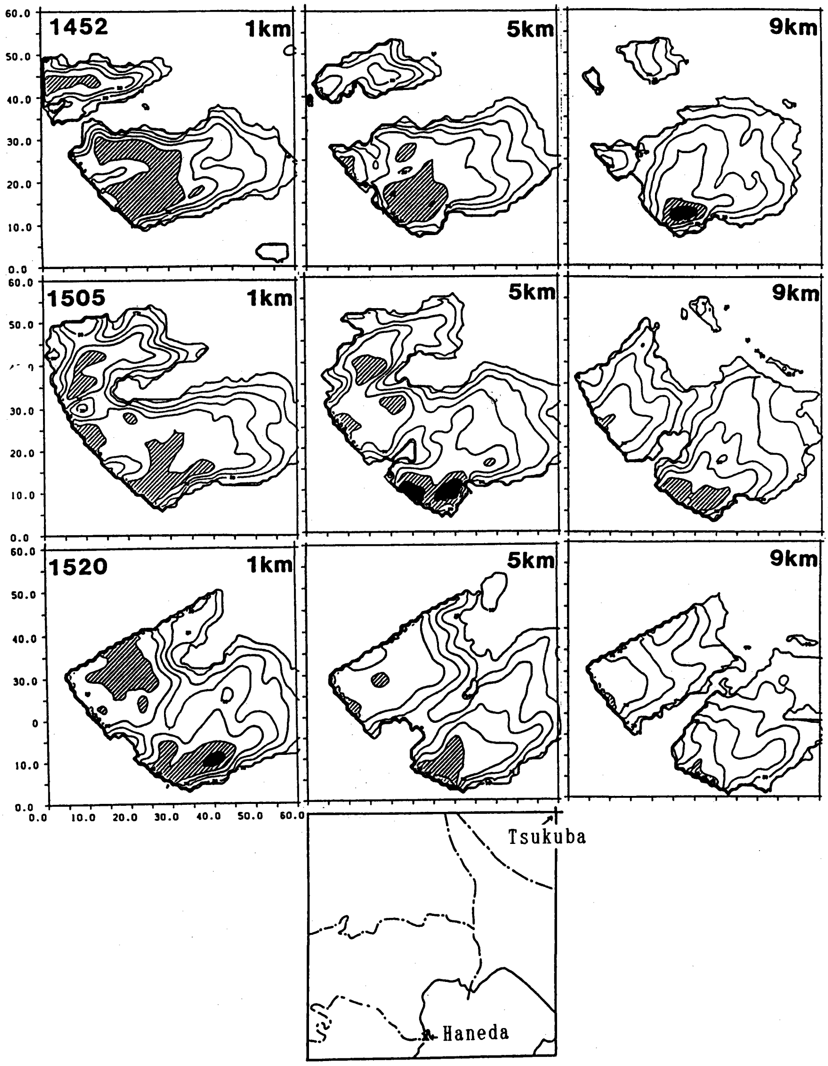
第10図は高度 1, 5, 9 km における反射強度の分布である．高度 1 km の反射強度によれば，この対流雲は東西約 50 km, 南北 20 km の大型の積乱雲であった．まず14時52分，高度 9 km のエコーの南西端に 40 dBZ 以上の反射強度を持つ降水コアが現れた．この降水コアは15時05分には2つに分裂して高度 5 km まで下降し，さらに15時20分には高度 1 km に達した．この間の降水コアの平均降下速度は 5 ms^{-1} であるから，これから外挿すると降水コアが地表に達した時刻は15時23～24分であったと推定される．岩下（1992）はこの事例について地上の気象観測記録を解析し，15時25分に羽田空港内で 25 ms^{-1} 以上の突風が吹き，この直前にダウンバーストが発生したと推定した．この時刻は我々が推定したダウンバーストの発生時刻とほぼ一致する．したがって，この事例ではダウンバーストの発生に先立つ約30分前に降水コアが上空に出現し，その後第1例と同様にその降下が確認できた．

4．降下する降水コアの自動検出

ダウンバーストの発生に先行し降水コアが降下する現象を，2つの対流雲について確認した．ここではこの結果をもとに，レーダーによって降水コアの降下を計算機で自動的に検出するアルゴリズムを検討する．

第11図は今回提案するアルゴリズムの処理の流れであり，手順は以下のとおりである．

1）観測とデータの編集：反射強度の鉛直分布を得るために，複数の仰角からなる PPI 走査（3次元走査）を連続的に行う．各仰角の2次元極座標上に得られる反射強度データから，水平・垂直を軸とする3次元直角座標の格子点上に反射強度を求める．ただし，水平面に関してはこれ以後の処理を極座標のままで行うことも可能である．



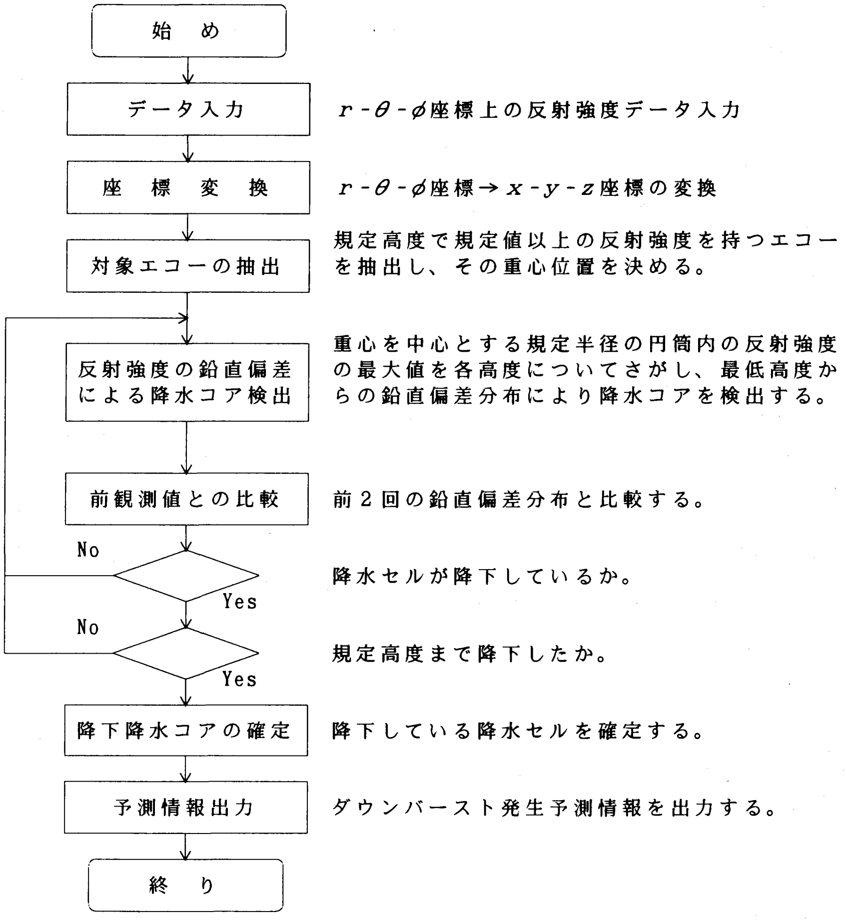
第10図　1987年7月25日に羽田空港で発生したダウンバーストをもたらした対流雲の，高度 1 km, 5 km, 9 km におけるエコー分布の時間変化．反射強度の等値線は 10 dBZ から 5 dB 毎．陰影部は 35 dBZ 以上の領域，黒色部は 40 dBZ 以上の領域を示す．図の下部につくば市と羽田空港の位置を示す．

2）対象エコーの抽出：規定高度（たとえば 3 km）において規定値（例えば 35 dBZ）以上の反射強度の領域を抽出し，反射強度の重心をその中心位置とする．この中心から規定の半径（例えば 5 km）の円筒を設定し，円筒内において各高度の反射強度の最大値をさがす．この円筒を設定する理由は，エコーの軸が実際に傾くことがあること，また 1 回の 3 次元走査の間にエコーが移動するため見かけ上エコーの軸が傾いて見えることの 2 点を考慮したからである．

3）降水コアの検出：各高度における反射強度の最大値から最低高度における反射強度の最大値を差し引くことによって，反射強度の鉛直偏差分布を求める．鉛直偏差のピークから降水コアを検出しその中心高度を求める．

4）降水コアの降下の検出：最新時刻における降水コアの中心高度を前 2 回の観測の中心高度と比較し，3 回の観測を通して連続的に降下した降水コアを抽出する．

5）情報の出力：降水コアが降下し規定高度まで達



第11図　降下する降水セルを自動検出するための計算機アルゴリズムのフローチャート．

したとき，「ダウンバースト発生の可能性あり」という情報を出力する．

今回の2つの事例では降水コアの降下速度は 5〜6 ms^{-1} であったから，ダウンバーストの発生予測情報を発生の3分前までに発表しようとすると，降水コアが高度1km に達するまでには検出処理を終了していなければならない．

降水コアの降下を検出するには鉛直方向に1km 程度の分解能が必要である．仮に半径 20 km 程度の円内の高度 5 km 以下を対象として観測するとし，1回の観測で10回の PPI 観測から成る3次元走査を行なうものとする．アンテナの回転数を毎分4回転と仮定し，これに仰角の変更に要する時間を加えると，三次元走査は約3分間隔で行うことになる．この間に降水コアは約1km 降下するから，こうした走査によって1km 程度の鉛直分解能を持つ検出が可能となる．

ダウンバーストは常に降水コアの降下をともなって発生するわけではないし，また降水コアの降下があっても見逃すこともあり得る．このため，すでに確立したドップラー速度による検出アルゴリズム（Merritt, 1989 など）を用いて実況監視を行いながら，今回提案したアルゴリズムによって発生予測を行えば，ダウンバーストの監視能力を高めることができるであろう．

5．今後の課題

今回のアルゴリズムを実際のレーダーの運用に適用するには，さらに次のような課題の検討が必要であろう．

1）降水コアの判定：複雑な構造の対流雲，たとえばマルチセル型の対流雲では，ひとつのエコー

の中に同時に複数の降水コアが存在する．降水コア同士の水平間隔が小さい場合に，単純なアルゴリズムでは各降水コアを自動的に分離することは困難であろう．また，層状性降水雲に見られるジェネレーティングセル（中層起源の対流）や0℃層付近のブライトバンドは，反射強度の極大となって検出される．これらは降下することはないから，時間の経過をたどれば降下降水コアと誤認することはないが，これによって計算機の処理時間は浪費される．

2）降水コアの移流の補正：一般に対流雲は周囲の下層～中層の風によって移流される．移流速度が大きいと，レーダーが1回の3次元走査を行っている間に降水コアはかなりの水平距離を移動する．このとき，1回目の観測で検出された降水コアを，2回目の観測では誤って別の降水コアと判定することがあるだろう．この場合には降水コアの降下は検出できない．これを解決するには，検出アルゴリズムの中に降水コアの移流を補正するアルゴリズムを組み込む必要がある．

3）他の予測因子の導入：今回は，第1節に示したダウンバーストの4つの予測因子のうちの1つに着目した．しかし3.2節に述べたように，今回の事例でも対流雲中層での収束の増加が認められた．これは，「雲内の収束の増加」がダウンバーストの発生予測因子となり得ることを示している．しかし，今回のように収束場と発散場が複雑な形状で共存するような場合に，これを1台のドップラーレーダーによって検出するには，今後新たなアルゴリズムの開発が必要であろう．

6．まとめ

ダウンバーストの発生を予測する因子として対流雲内の降水コアの降下を取り上げ，レーダーの実測データをもとにその有効性を検討した．1987年9月7日，佐倉市付近に発生した対流雲を2台のドップラーレーダーによって観測した結果，小規模なダウンバーストが対流雲の雲底付近に発生したことが分かった．反射強度の鉛直分布を見ると，ダウンバーストが地上付近に発生する20分前から，高度 3.5 km 付近に降水コアが現れた．この降水コアは約 6 ms^{-1} の速度で降下し，ダウンバーストの発生とほぼ同時刻に地上付近に達した．各高度の最大反射強度と最低高度における最大反射強度との差をとり「反射強度の鉛直偏差」分布を作ることで，降水コアの降下が検出できた．さらに，1987年7月25日に羽田空港で観測されたダウンバーストについても，ほぼ同様の現象が認められた．

これらの結果にもとづき，3分程度の間隔でレーダーの3次元走査を行ない反射強度のデータを計算機によって処理し，降水コアの降下を自動的に検出するアルゴリズムを提案した．現時点ではこのアルゴリズムの能力は実証されていないが，比較的単純な構造の孤立性対流雲に関しては，実用に供し得ると思われる．さらに，このアルゴリズムを既存の実況監視アルゴリズムと組み合わせることによって，ドップラーレーダーによるダウンバーストの監視能力を高めることが可能と思われる．

謝　辞

シカゴ大学の藤田哲也教授からは，降水コアの降下の予測因子としての可能性について，貴重なご示唆をいただきました．感謝いたします．また，数々の貴重なご助言をいただいた担当編集委員と2人の査読者の方々にお礼申し上げます．

参　考　文　献

石原正仁，1991：1台のドップラーレーダーによる大気下層の水平発散の検出，天気，**38**，157-167.

石原正仁，1995：空港気象ドップラーレーダーについて，航空無線，**3**，4-10.

岩下晴彦，1992：羽田で発生したダウンバースト，天気，**39**，279-290.

Fujita, T. T., 1981：Tornades and downbursts in the context of generalized planetary scales, J. Atoms. Sci., **38**, 1512-1534.

Fujita, T. T., 1985：The Downburst, Univ. of Chicago, 122pp.

Fujita T. T., 1992：The Mystery of Severe Storms, Univ. of Chicago, 298pp.

Fujita, T. T. and R. B. Byers, 1977：Spearhead echo and downburst in the crash on an airliner, Mon. Wea. Rev., **105**, 129-146.

Fujita, T. T. and J. McCarthy, 1990：The application of weather radar to aviation meteorology, Radar in Meteorology, Chapter 31b (edited by D. Atlas), Amer. Meteor. Soc., 806pp.

Hjelmfelt, M. R., 1988：Structure and life cycle of microburst outflows observed in Colorado, J. Appl.

Meteor., **27**, 901-907.

楠　研一，大野久雄，鈴木　修，小倉義光，1994：水戸ダウンバースト，1992年9月4日IV，1994年日本気象学会春季大会講演予稿集，244.

中山　章，伊関次男，1985：1983年7月27日に富山空港で発生した microburst, 天気，**32**，329-332.

中山　章，青山雅典，1990：離陸滑走中に遭遇したマイクロ・バーストの解析，天気，**37**，421-429.

小倉義光，1991：ダウンバーストと低層ウィンド・シア，気象，**35**，11650-11652.

Merritt, M. W., 1989 : Microburst divergence detection for Terminal Doppler Radar. Preprints, 24th Conf. on Radar Meteor, Tallahassee, FL, Amer. Meteor. Soc. 220-223.

Ohno H., O. Suzuki, H. Nirasawa, M. Yoshizaki, N. Hasegawa, Y, Tanaka, Y. Muramatsu and Y. Ogura, 1994 : Okayama downbursts on 27 June 1991 : downburst identifications and environmental conditions, J. Meteor. Soc. Japan., **72**, 197-221.

Proctor, F. H., 1988 : Numerical simulations of isolated microburst. Part I : dynamics and structure, J. Atmos. Soc., **45**, 3137-3160.

Roberts R. D. and J. W. Wilson, 1989 : A proposed microburst nowcasting procedure using single-Doppler radar, J. Appl. Meteor., **28**, 285-303.

Suzuki O., H. Ohno, K. Kusunoki and K. Nakai, 1993 : Image processing system to deal with Doppler radar data. Preprints, 26th International Conference on Radar Meteor., Norman, OK, Amer. Meteor. Soc., 32-34.

田畑　明，中沢　栄，安富祐二，榊原　均，石原正仁，赤枝健治，1989：寿命の長いシングルセル型対流雲の構造の解析，天気，**36**，499-507.

Tabata A., K. Akaeda, M. Ishihara, and H. Sakakibara, 1991 : Structure of downbursts associated with heavy rainfall observed in Tokyo. Preprints, 25th International Conf. on Radar Meteorology, Paris, France, J77-J80.

Turnbell D., J. McCarthy, J. Evans and D. Zurnic, 1989 : The FAA Terminal Doppler Radar (TDWR) Program. Preprints, 3rd International Conf. on the Aviation Wea. Systems, Anaheim, CA, Amer. Meteor. Soc., 414-419.

Uyeda H. and D. S. Zrnic, 1986 : Automatic detection of gust fronts, J. Atmos. Oceanic Technol., **3**, 36-50.

Wilson J. W., R. T. Roberts, C. Kessinger and J. McCarthy, 1984 : Microburst wind structure and evolution of Doppler radar for airport wind shear detection, J. Climate Appl. Meteor., **23**, 898-914.

吉崎正憲，大野久雄，1992：岡山マイクロバースト(1991年6月27日)IV，積雲対流モデルによる数値実験，1992年日本気象学会春季大会講演予稿集，48.