

姫路・神戸ダウンバースト1991年6月27日

佐野 浩*・大野久雄**

要旨

1991年6月27日午後岡山で少なくとも4個のダウンバースト(報告済)を発生させた雷雲のクラスターが東進して、姫路市と神戸市で突風を吹かせた。それぞれについて姫路測候所と神戸海洋気象台の自記記録の時間空間変換、および大阪レーダーの降水エコーデータを使って解析した。その結果、次の3点が明らかになった。(1) 姫路測候所で記録された少なくとも4つの突風、および神戸海洋気象台で記録された突風の原因は、いずれもダウンバースト(または“弱いダウンバースト”)であった。ダウンバーストからの吹き出しの水平スケールはいずれも4 km以下であった。(2) 5個のダウンバーストのうち、3つは帯状の強い降水域の中で生じた。他の2個は、当該帯状域の背後の、降水強度が比較的弱い領域で生じた。いずれも湿ったダウンバーストであった。(3) この事例は、岡山市・姫路市・神戸市での発生総数が9個(“弱いダウンバースト”を含む)という多発性を示した。

1. はじめに

ダウンバーストは、積雲または積乱雲の下で地上付近に破壊的な風の吹き出しを起こす強い下降気流である(第1図)。吹き出し(下降気流が地面に到達後、周囲に吹きだしていくことを以後“吹き出し”と表現する)は突風をもたらす、その風速は70 m/sに達することがある(Fujita, 1981, 1985)。吹き出しの水平スケールは数 km程度と小さいことが多く、寿命は10分以下と短いことが多い。吹き出しの水平スケールが4 km以下の小型のダウンバーストをマイクロバーストと呼ぶ(Fujita, 1981)。

離着陸時の航空機がダウンバーストからの吹き出しに遭遇すると揚力が急変し、墜落事故につながる危険がある。米国では1974~1985年の間にダウンバーストが原因の民間航空機事故が少なくとも11件あり、500人以上の死傷者をだした(Proctor, 1988)。1970年代後半から多数のダウンバースト研究プロジェクトを実施し、その成果をもとに全米の主要空港でダウンバーストの探知を主目的としたドップラーレーダーの運用を

している。

ダウンバーストの日本における発生の実態を調査した大野ほか(1996)は、「日本では1981年6月から1994年9月までの13年間に全国で少なくとも25件のダウンバースト事例と総数75個のダウンバーストが発生している」と報告した。発生の実態としては、「すべてが、湿ったダウンバーストである」、「発生は全国に分布している」、「1年のうち7月に発生のピークがある」、「1日のうちでは15時と18時に発生のピークがある」、「同一事例中でダウンバーストが複数発生するという多発性がある」、「25事例・総数75個は氷山の一角であり、実際にはその何倍ものダウンバーストが発生しているに違いない」、などが統計的に明らかになった。

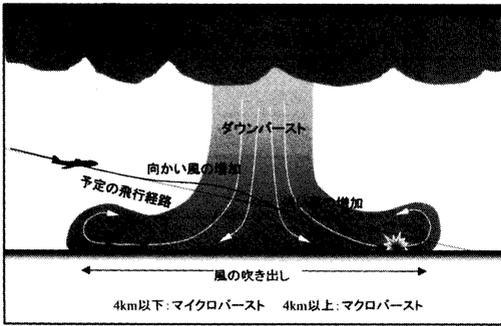
25件の中には、那覇空港における機体の一部破損事故(航空事故調査委員会, 1985)や、鹿児島空港における機体の異常降下(中山・青山, 1990)のほか、家屋や大木の倒壊(Ohno *et al.*, 1991, 1993)、電柱の折損や車両の横転、農業被害などが含まれる。1994年9月8日午後埼玉県北西部の美里中学校で窓ガラスを割り、70人以上の負傷者を出した突風の原因もダウンバーストであった(Takayama *et al.*, 1997)。

その後、航空気象台・測候所における1991~1994年の自記記録の中から、新千歳空港、東京ヘリポート、

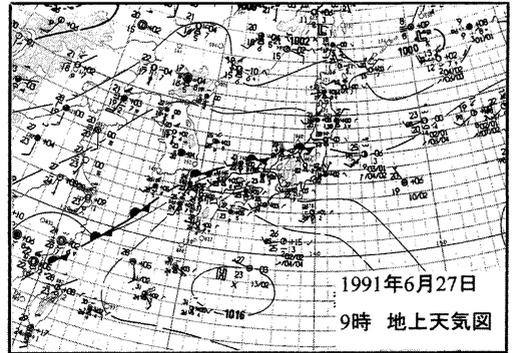
* 盛岡地方気象台。 ** 気象大学校。

—2000年2月7日受理—

—2001年9月13日受理—



第1図 ダウンバーストの概念図。破線部分が強風域。



第2図 1991年6月27日9時の日本付近の地上天気図。姫路および神戸の位置は第3図を参照。

名古屋空港、福岡空港、鹿児島空港で発生したダウンバーストが見いだされている(野村ほか, 1997)。更に野村(1998)は但馬飛行場で1994年8月18日夕、線状に組織化された雷雨の下でダウンバーストが発生したことを確認している。また花宮ほか(1998)は、1996年5月22日深夜、大分県玖珠町・久重町で家屋129棟の損壊を含む被害をもたらせた突風の原因をダウンバーストと結論づけている。これらもすべて湿ったダウンバーストである。

こうしたなかで米国と同様日本でも、航空機の安全航行を確保する一環として1995年以来、主要空港にダウンバーストの自動検出機能を備えたドップラーレーダーを整備しつつある。1996年4月に全面運用を開始した関西国際空港のドップラーレーダーは、1997年5月からの1年間で延べ29日間の30事例に伴い、弱いものも含めれば、100個以上のダウンバーストを自動検出している(石原ほか, 1999)。日本でもダウンバーストの発生は決して珍しくはないようである。

このように、ダウンバーストの日本における発生の実態は徐々に明らかになりつつあるが、総合的なダウンバースト研究プロジェクトが実施されていないため、「今ある雷雲がダウンバーストをもたらすか否か」、「もたらすとすればどのくらい強いダウンバーストなのか」などを中心に不明な点が多いため、ダウンバーストの事例解析を更に蓄積し、発生の実態を明確にすることが必要である。

そこで今回は、1991年6月27日の午後、東進する雷雲のクラスターの経路にあたる姫路市と神戸市で発生したダウンバースト事例を報告する。

2. 総観場と雷雨下の突風

1991年6月27日9時(本稿の時刻は全て日本時間)。

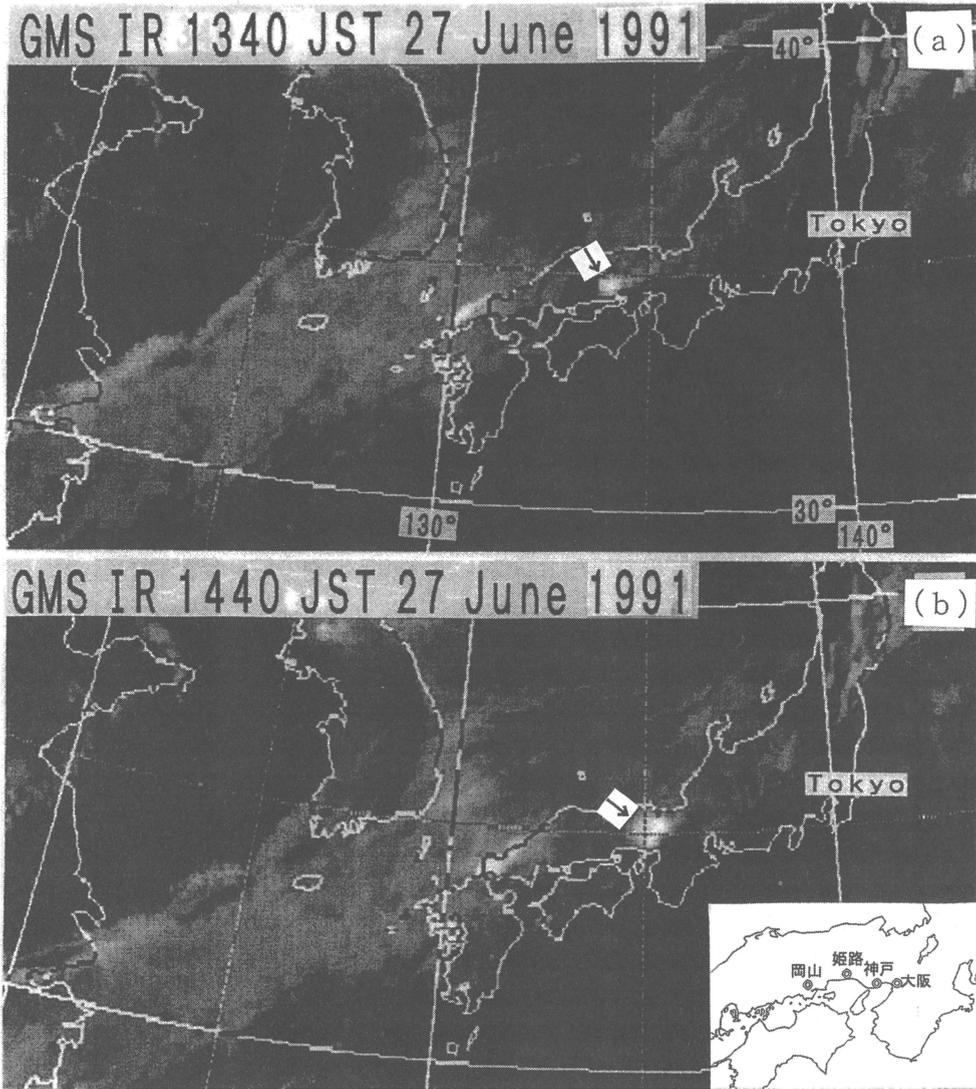
梅雨前線が一時的に本州の日本海側へ北上し、瀬戸内地方は太平洋高気圧に覆われ晴天であった(第2図)。このため、朝から6月の強い日射を受け地面加熱が進んだ。

Atkins and Wakimoto (1991) は『相当温位の、地上付近の最大値と中層の最小値との差($\Delta\theta_e$)』が20 K以上の環境下で生じた雷雨はダウンバーストを発生させやすいことを示した。この考え方は、ケネディ宇宙センターにおけるダウンバーストの発生予測に用いられている(Wheeler and Roeder, 1996)。

Atkins and Wakimoto (1991) の結果を踏まえて Ohno *et al.* (1994) は、当日午後岡山・高松・大阪の各空港を離発着した民間航空機観測データなどを用いて $\Delta\theta_e$ を求めた。その結果、岡山から大阪にかけて $\Delta\theta_e$ が25 K あったことから、「瀬戸内地方はこの日の午後、ダウンバーストを発生させやすい環境にあった」と指摘している。

同地方では午後の早い時期から雷雲が複数発生しはじめ、そのうち1つが大きな雷雲のクラスターとなり東進し(第3図の矢印)、少なくとも10個の突風を吹かせた(第1表)。12時41分から13時30分の間に雷雲のクラスターの下に位置した岡山市内で突風①～④が観測され、Ohno *et al.* (1994) はダウンバーストが原因であったと結論づけた。

その後、東進する同クラスターの下で、姫路測候所では突風⑤～⑨を、神戸海洋気象台では14時51分に最大瞬間風速21 m/sの突風⑩を記録した。突風⑩について Ohno *et al.* (1994) は「ダウンバーストらしい」ことに言及しているものの、解析は行っていない。



第3図 1991年6月27日のGMS赤外面像。(a) 13時40分、(b) 14時40分。矢印は姫路と神戸に影響を及ぼした雷雲のクラスターを示す。

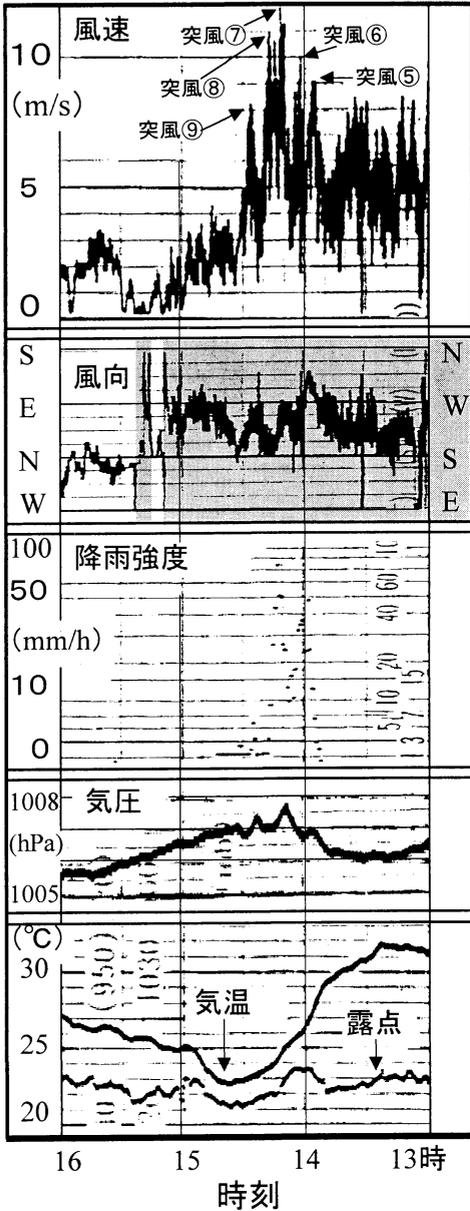
第1表 1991年6月27日午後、瀬戸内で観測された突風①～⑩の最大瞬間風速の起時、場所、最大瞬間風速、および原因。

番号	起時	場所	最大瞬間風速	原因
突風①	12:41	岡山空港出張所	14m/s	ダウンバースト Ohno et al.,1994
突風②	13:20	岡山空港出張所	14m/s	
突風③	13:29	岡山地方気象台	26m/s	
突風④	13:30	岡山市北東部	51m/s以上	今回調査
突風⑤	13:56	姫路測候所	9m/s	
突風⑥	14:02	姫路測候所	10m/s	
突風⑦	14:12	姫路測候所	12m/s	
突風⑧	14:18	姫路測候所	11m/s	
突風⑨	14:27	姫路測候所	8m/s	
突風⑩	14:51	神戸海洋気象台	21m/s	

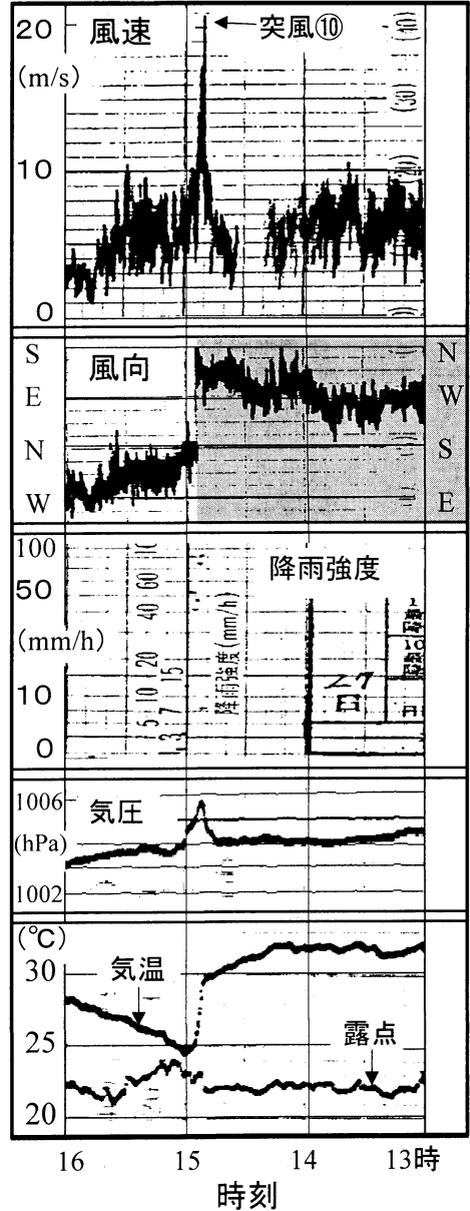
3. 使用データ

姫路測候所と神戸海洋気象台とが記録した突風の原因を解析するために、1991年6月27日の自記記録(第4図および第5図)、ならびに気象庁の大阪レーダーの降水エコーデータ(観測は7～8分間隔)を用いた。第4図の突風⑤～⑨と第5図の突風⑩は第1表の突風⑤～⑩にそれぞれ対応する。

現時点で利用可能なデータの種類の極めて限られている。今回利用できたのは、いずれも気象庁が現業的に観測しているものである。ドップラーレーダーの観



第4図 1991年6月27日13時00分～16時00分の姫路測候所の自記記録。上から風速、風向、降雨強度、気圧、気温、露点。風向パネルの網掛け部分は右側の風向表示を、網掛けなしの部分左側の風向表示に従っている。



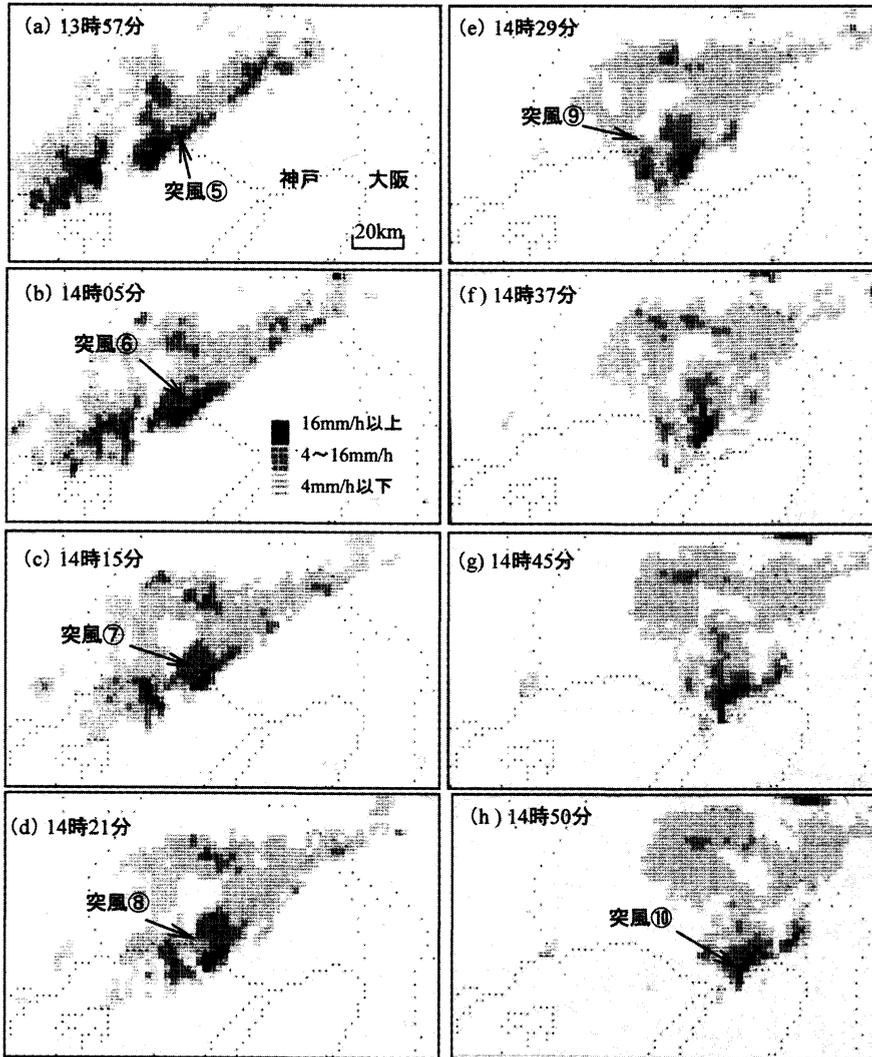
第5図 神戸海洋気象台の自記記録。説明は第4図と同じ。

測はない。

4. レーダー降水エコーと突風との位置関係

ダウンバーストの特定を行う前に、突風⑤～⑩が

レーダー降水エコーのどの部分で生じたかを見ておくことにする。第6図a～hは、突風の発生位置と、発生時刻にもっとも近いレーダー降水エコーとを重ねあわせたものである。ただし、当該エコーの観測時刻と突風の発生時刻については1～3分の差があるので、レーダーエコーの動き（東へ1km/分）にあわせて、突風の発生位置を1～3km移動させて記入してある。



第6図 突風の発生位置と13時57分から14時50分までのレーダー降水エコー（影域）との関係。グレースケールが降水強度。

この図から、

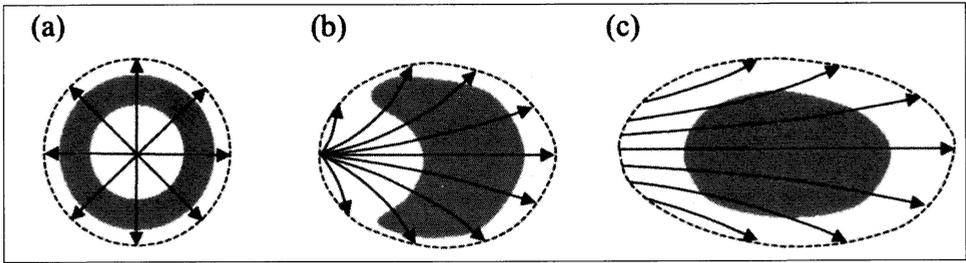
- (1) 突風⑤, ⑥, および⑩は、レーダー降水エコーの前面の「南西～北東の走行をもつ、降水強度の強い帯状域」の中で生じていること、および
 - (2) 突風⑦, ⑧, ⑨は当該帯状域の背後で、降水強度の比較的弱い領域で生じていること、
- が分かる。突風⑤, ⑥, ⑦, ⑨, ⑩の原因がダウンバーストであることを5.3節で述べるが、第6図はダウンバーストが雷雨システムのどこで発生したかを見るのに役立つ。

5. ダウンバーストの特定

5.1 時間空間変換法

利用可能な観測データが測候所・気象台の自記記録のみであることから、同自記記録を時間空間変換法で、次のように解析する。

- (1) 自記記録から1分毎の風向風速を読み取る。
- (2) 突風⑤～⑩がそれぞれ起きた時刻のレーダー降水エコーの移動速度を割り出す（移動速度は東へ1 km/分であった）。
- (3) 1分毎の風向風速を矢羽で表現し、レーダー降水エコーの移動方向とは逆方向（すなわち東か



第7図 移動するダウンバーストと地上風のパターン。ダウンバーストは、(a) 移動しない、(b) 移動する、(c) 速く移動する。影をつけたのが強風域 (Fujita, 1985)。

ら西)に1 km 毎に並べる。その際、レーダー降水エコーの観測時刻における風向風速の矢羽を観測点に合わせる。

(4) レーダー降水エコーを重ねる。

こうすることで、レーダー降水エコーを観測した時刻における地上風の場合が再現できる。

この方法は、利用可能な観測データが少ない場合によく用いられる。とりわけ Fujita が、墜落した航空機のフライトレコーダーに記録された風向風速を時間空間変換して墜落当時の風の場合を作成し、ダウンバーストの発生を確認したことはよく知られている (Fujita and Caracena, 1977; Fujita, 1985)。日本でのダウンバースト解析にも時間空間変換法は頻繁に用いられてきた(小元, 1987; 岩下, 1992; 野村ほか, 1997; Takayama *et al.*, 1997, など多数)。時間空間変換法では、対象とする大気現象が定常状態にあることを前提として、「風向風速の推移」を「ある時刻の風の空間分布」とみなす。したがって、定常状態とは見なせないような長い時間にわたって時間空間変換をすべきではない。時間空間変換を何分程度実施して良いかは事例毎に異なるが、ダウンバースト事例の場合、3～5分間程度が普通である。

5.2 ダウンバーストの発生を認定する基準

本論文では、米国での認定基準 (Wilson *et al.*, 1984) および大野ほか (1996) を踏まえ、自記記録を用いてダウンバーストが発生したと認定する作業上の基準を以下とした。

「対流雲下の地上に、『ある点を中心に放射状に広がる風系(これを吹き出しと呼ぶ)』があり、吹き出しの最大風が10 m/s 以上で、最大風時に吹き出しの中心が特定できる」とき。ただし、最大風が10 m/s に若干満たない場合は、“弱いダウンバースト”とする。

10 m/s を採用したのは、米国の認定基準に一致させ

たからである。最大風が10 m/s に若干満たないものを“弱いダウンバースト”として認定対象に加えたのは、ダウンバーストの解析事例が将来蓄積された際に実施されるであろう統計的研究に供するためである。“弱いダウンバースト”が意味するのは、「弱い下降流」ではなく、「吹き出しの風速が10 m/s に若干満たない弱い吹き出しをもたらすダウンバースト」である。

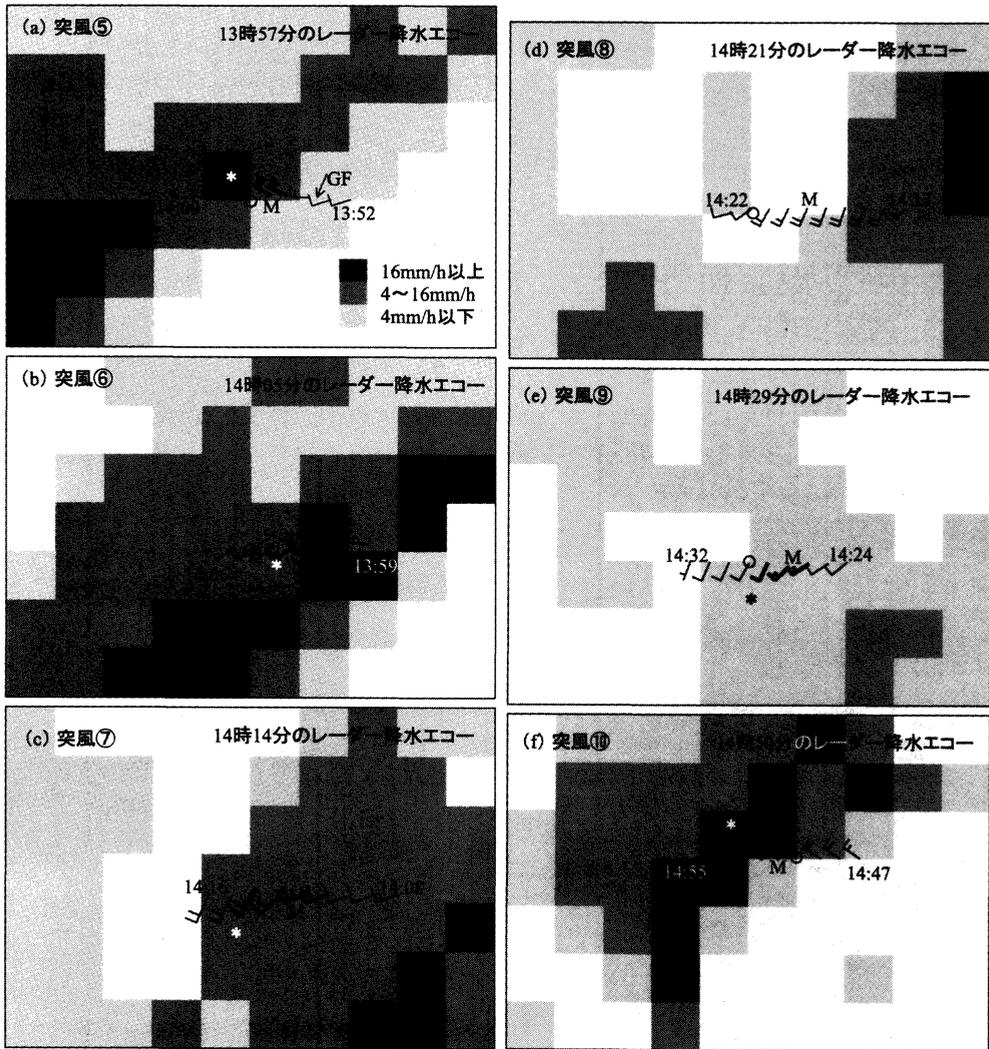
ここで、「吹き出しの水平スケール」の定義を「時間空間変換で求めた吹き出しの中心」と「最大風の地点」の間の距離としておく。もちろん、第1図あるいは第7図aのような軸対称のダウンバーストでは吹き出しの形は円形になるから、「吹き出しの水平スケール」は「吹き出しの中心から最大風までの距離の2倍」と定義するのが自然かもしれない。しかしながら、実際にこれまで被害調査で解析されたダウンバーストの大多数は第7図bまたはcのように非対称であった。この場合には、ダウンバーストの水平スケールを「時間空間変換で求めた吹き出しの中心から最大風の地点までの距離」とするのがむしろ自然である。今回の定義にはこの事情を反映させた。

なお、今回用いた認定基準は、あくまでも本論文における作業上の基準である。日本における発生の実態の解明が進んだ時点では、その実態に即したものに改訂されるべきであろう。

5.3 突風⑤

第8図aは突風⑤の解析図である。1991年6月27日13時57分における姫路測候所付近の「地上風の場合」と「レーダー降水エコー」を表している。風向風速の矢羽は、姫路測候所の自記記録を13時52分～14時00分まで1分毎に時間空間変換し、13時57分のレーダー降水エコーを重ね合わせた。

姫路測候所の東1 km に最大風(最大瞬間風速9 m/s)がある。最大風の付近では、太い3本の矢羽が風の吹



第8図 突風⑤～突風⑩の発生時における、時間空間変換で作成した地上風場とレーダー降水エコー。矢羽の1本は5 m/sを、Mは最大風を、○は姫路測候所または神戸海洋気象台の位置を、*は吹き出しの中心位置を、数字(例えば13:52)は自記紙上の時刻を、GFはガストフロントの位置を表す。

き出しを示している。それらを風上にたどると*印付近に収束する。ここが吹き出しの中心である。

この場合、ダウンバーストを特定するために必要とした時間空間変換の長さは3分間(1分間平均風速が3つ)である。細い矢羽は時間空間変換の結果を参考までに並べたものである。

*印と最大風速地点までの距離として定義される吹き出しの水平スケールは約2 kmである。*印に16 mm/h以上のレーダー降水エコー(測候所の降雨強度

計では47 mm/h)がある。これは吹き出し域の上空に対流雲が存在することを意味している。

突風⑤は最大風速が9 m/sであること以外はダウンバーストが発生したとの認定基準を満たしている。したがって突風⑤の原因は、“弱いダウンバースト”と認定できる。

以下、突風⑤を解析したのと同様の方法でそれぞれの突風を調べていく。

5.4 突風⑥

第8図bは突風⑥の解析図である。13時59分～14時06分の風向風速の自記記録を時間空間変換し、14時05分のレーダー降水エコーと重ね合わせた。姫路測候所の東3kmに最大風(最大瞬間風速10 m/s)がある。太い矢羽が、*印を中心とした風の吹き出しを表現している。吹き出しの水平スケールは約2 kmである。*印付近には4～16 mm/hのレーダー降水エコー(測候所の降雨強度計では35 mm/h)がある。したがって突風⑥の原因は、ダウンバーストと認定できる。

5.5 突風⑦

第8図cは突風⑦の解析図である。14時08分～14時16分の風向風速の自記記録を時間空間変換し、14時14分のレーダー降水エコーと重ね合わせた。姫路測候所の東2 kmに最大風(最大瞬間風速12 m/s)がある。太い矢羽が、*印を中心とした風の吹き出しを表現している。吹き出しの水平スケールは約3 kmである。*印付近には4～16 mm/hのレーダー降水エコー(測候所の降雨強度計では74 mm/h)がある。したがって、突風⑦もダウンバーストが原因である。

5.6 突風⑧

第8図dは突風⑧の解析図である。14時13分～14時22分の風向風速の自記記録を時間空間変換し、14時21分のレーダー降水エコーと重ね合わせた。姫路測候所の東3 kmに最大風(最大瞬間風速11 m/s)がある。最大風付近の風向はいずれもほぼ200°で、矢羽が平行のため吹き出しの存在は特定できない。したがって、この突風の原因はダウンバーストであったとは認定しない。

5.7 突風⑨

第8図eは突風⑨の解析図である。14時24分～14時32分の風向風速の自記記録を時間空間変換し、14時30分のレーダー降水エコーと重ね合わせた。測候所の東2 kmに最大風(最大瞬間風速8 m/s)がある。太い矢羽が、*印を中心とした風の吹き出しを表現している。吹き出しの水平スケールは約4 kmである。吹き出しの中心付近には4 mm/h以下のレーダー降水エコー(測候所の降雨強度計では6 mm/h)がある。したがって、この突風の原因は“弱いダウンバースト”である。

5.8 突風⑩

第8図fは突風⑩の解析図である。14時47分～14時55分の風向風速の自記記録を時間空間変換し、14時50分のレーダー降水エコーと重ね合わせた。神戸海洋気象台の西1 kmに最大風(最大瞬間風速21 m/s)があ

る。太い矢羽が、*印を中心とした風の吹き出しを表現している。吹き出しの水平スケールは約3 kmである。吹き出しの中心付近には16 mm/h以上のレーダー降水エコー(気象台の降雨強度計では81 mm/h)がある。したがって、突風⑩の原因はダウンバーストと認定できる。

6. 考察

6.1 多発性

岡山市で発生が確認されたダウンバーストが4個、今回認定されたダウンバースト(“弱いダウンバースト”を含める)が5個なので、1991年6月27日午後には瀬戸内地方で発生が確認されたダウンバーストは計9個となった。これは、米国や日本で指摘されているダウンバーストの多発性(Atkins and Wakimoto, 1991; 大野ほか, 1996)と合致する結果である。今回の場合、ダウンバーストの発生に適した環境($\Delta\theta_e \geq 20$ K)下で雷雨が複数発生すれば、それらの雷雨は皆同じ環境下にあるのだから、すべての雷雨がダウンバーストを発生させたとしても不思議ではない。

ここで興味深いのは、「東進する雷雲のクラスターの経路にあたるすべての気象官署(岡山地方気象台、同岡山空港出張所、姫路測候所、および神戸海洋気象台)でダウンバーストが記録されたという事実」である。この事実は、「気象官署が無いために記録されなかったけれども、実際にはもっと多くのダウンバーストが雷雲のクラスターの下で発生していた可能性が極めて高い」ことを示唆している。多発性を側面から支持する結果である。

6.2 時間空間変換

ダウンバーストの中心から放射状に発散する風系は今回、3～4分間の時間空間変換で得られた(3～4分間のデータのみがダウンバーストの影響を反映していた)。これまで報告されている時間空間変換を用いた解析事例と同一の時間であった。ダウンバーストからの吹き出しの寿命が数分～10分程度であることから(Hjelmfelt, 1988),「3～4分間」は時間空間変換をする時間としては妥当なものであろう。

しかしながら、「風向風速を1分毎に読み取り、矢羽を描き、複数の矢羽について“矢の方向”を風上側に逆にたどり、それらの交点を“吹き出しの中心”とする手法」については、おのずから限界がある。時間空間変換法で得られる中心位置の精度がどの程度あるかという検証は、ドップラーレーダーデータと比較する

などして、今後実施すべきことであろう。

6.3 神戸海洋気象台での気圧の鼻

神戸海洋気象台の自記記録（第5図）の気圧は14時47分～14時52分の5分間に1.2 hPa 上昇し、14時52分～15時02分の10分間に1.8 hPa 下がった。地上気圧が数分間だけ高くなるこの現象は「気圧の鼻」と呼ばれ、下降流の中心付近で観測されることが多い（Byers and Braham, 1949）。突風⑩の吹き出しの中心（=下降流の中心）が神戸海洋気象台に2.5 km と近いことから、気圧の鼻が観測されたものと思われる。

6.4 姫路測候所での気圧の鼻

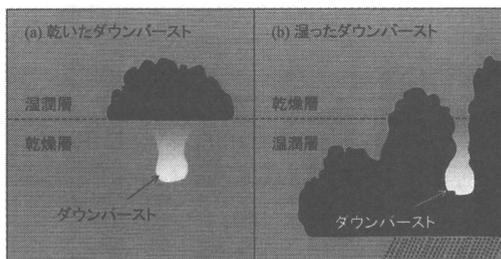
神戸海洋気象台ほど顕著ではないが、気圧の鼻は姫路測候所でも観測されている。第4図では、突風⑥、⑦、⑨の発生時刻付近に1つずつ、計3つの気圧の鼻（いずれも1 hPa 程度の上昇）が存在している。この事実は、突風⑥、⑦、⑨が下降気流に付随した現象であることを示唆するものである。すなわち、突風⑥、⑦、⑨の原因がダウンバーストであるとした我々の解析結果を支持するものである。

6.5 ガストフロントとの位置関係

ダウンバーストの発生位置とガストフロント（雷雨から広がる冷気の前端で、冷気と環境大気との間で収束場を形成する）の位置との関係は、雷雨システムのどこでダウンバーストが発生したのかを知る上で興味深い。

第8図aにGFと付記した矢印はガストフロントの、時間空間変換軸上の推定位置である。推定根拠は、①矢印の東では南寄りの風、矢印の西ではやや北寄りの風で、矢印付近が収束場になっていること、②矢印の時刻（13時53分）に、第4図では気圧の上昇、気温の降下および露点温度の上昇が見られること（=湿った冷気に覆われたこと）、の2点である。すなわち、突風⑤の原因となった“弱いダウンバースト”はガストフロントの背後で発生したと結論づけられる。

ところで、第8図aでのガストフロントの位置がレーダーエコーの先端（東端）よりも後ろにあるのはやや問題があるように見える。雷雨から周囲に広がる冷気の前端がガストフロントだから、その位置はレーダー降水エコーの東端付近のはずだからである。しかしながら、これはレーダーデータの空間分解能（2.5 km）が主因であろう。実際、第4図ではガストフロントの通過時刻（13時53分）に降水が初めて発生している。したがって、対流システムの先端にガストフロントが位置しているとみるべきである。



第9図 ダウンバーストの発生に適した気象条件 (Caracena et al., 1990)。

その他の突風については、上記判断根拠のような相違が見られないのでガストフロントとダウンバーストとの位置関係は残念ながら議論できない。例えば、第8図fではレーダー降水エコーの東端付近にガストフロントがあるはずだが、第5図ではその存在は不明瞭である。

6.6 突風の風速の違い

第1表に掲載した突風のうち、突風⑧以外はいずれもダウンバーストが原因であった。これら9つのダウンバーストは、約2時間の間に発生しているので環境場はほぼ同じと考えられる。しかしながら、同一の環境場で発生したにもかかわらず、突風の風速は10 m/s 程度～50 m/s 程度以上と大きく異なっていた。

これには多くの原因が考えられるが、ここでは2つの点を指摘しておきたい。1つは、「ダウンバーストの最大風速が、姫路測候所・神戸海洋気象台とは異なる地点で出現していた」可能性である。データ疎領域で時間空間変換法を用いてダウンバーストを特定する作業では、この可能性（=欠点）が必ずついてまわる。

他の1つは「降電の有無」である。電からの昇華蒸発や電の融解がダウンバーストを加速させる効果をもつことは既に多くの数値シミュレーションが指摘している（例えば、Proctor, 1989；Srivastava, 1987；Straka and Anderson, 1993）。また、日本におけるダウンバーストの発生の実態を調査した大野ほか(1996)でも、「降電を伴うダウンバーストでは、吹き出しの水平スケールが小さく、吹き出しがもたらす突風は強い」ことを統計的に指摘している。実際、第1表に掲げた突風④（51 m/s 以上）では降電が確認されており、他の突風では確認されていない。

6.7 湿ったダウンバースト

一般にダウンバーストは2つの対照的な気象条件の下で発生しやすい。第9図aは、大気下層が乾燥、そ

第2表 突風⑤～⑩の特徴と原因.

番号	最大瞬間風速	吹き出しの有無	吹き出しの水平スケール	吹き出し付近の降水		原因の調査結果	ダウンバーストの発生位置
				レーダー降水エコー	降雨強度計		
突風⑤	9m/s	あり	2km	16mm/h以上	47mm/h	弱いダウンバースト	(1)
突風⑥	10m/s	あり	2km	4～16mm/h	35mm/h	ダウンバースト	(1)
突風⑦	12m/s	あり	3km	4～16mm/h	74mm/h	ダウンバースト	(2)
突風⑧	11m/s	(平行な風)	—	0～4mm/h	1mm/h	不明	—
突風⑨	8m/s	あり	4km	4mm/h以下	6mm/h	弱いダウンバースト	(2)
突風⑩	21m/s	あり	3km	16mm/h以上	81mm/h	ダウンバースト	(1)

(1)レーダー降水エコーの前面に位置する降水強度の強い帯状域の中.

(2)降水強度の強い帯状域の背後の降水強度が比較的弱い領域.

の上が湿潤な場合で、米国中西部の半乾燥地帯によく見られる。この場合、降水粒子は地上に達する前に蒸発してしまうので降水はほとんど記録されない。これが「乾いたダウンバースト」である。

第9図bは、大気下層が湿潤、その上が乾燥している場合で、活発な積乱雲の下で強雨とともに生じる。これが「湿ったダウンバースト」である。米国南部ではこれが多い。日本で発生が確認されたダウンバーストもすべて後者であった。

今回発生を確認した5つのダウンバーストは、降水強度の強弱はあるが、いずれも雷雲のクラスターの中で生じていた。したがって、いずれも湿ったダウンバーストと結論づけられる。

7. 結論

1991年6月27日午後、岡山市で少なくとも4個のダウンバーストを発生させた雷雲のクラスターが東進して、姫路市と神戸市で突風を複数回吹かせた。それぞれについて姫路測候所と神戸海洋気象台の自記記録の時間空間変換、および大阪レーダーの降水エコーデータを使って解析した。その結果、次の3点が明らかになった。

- (1) 突風⑤、⑥、⑦、⑨、⑩はダウンバースト(または“弱いダウンバースト”)であった(第2表)。吹き出しの水平スケールは2.0～4.0 kmといずれも小さく、Fujita(1985)の定義で分類すれば、マイクロバーストの範疇に入る。
- (2) 突風⑤、⑥、⑩の原因となったダウンバーストはいずれも、帯状の強い降水域の中で生じた。突風⑦、⑨の原因となったダウンバーストは、当該帯状域の背後の、降水強度が比較的弱い領域で生じた(第2表)。いずれも湿ったダウン

バーストであった。

- (3) この事例は、岡山市・姫路市・神戸市での発生総数が9個(“弱いダウンバースト”を含む)という多発性を示した。

謝辞

神戸海洋気象台と姫路測候所からは自記記録の提供を、大阪管区気象台からは気象レーダーのデータの提供を受けました。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- Atkins, N. T. and R. M. Wakimoto, 1991: Wet microburst activity over the southeastern United States: Implications for forecasting, *Wea. Forecasting*, **6**, 470-482.
- Byers, H. R. and R. R. Braham, Jr., 1949: *The Thunderstorm*, US Government Printing Office, 287 pp.
- Caracena, F., R. L. Holl and C. A. Doswell III, 1990: *Microbursts A handbook for visual identification*, US Government Printing Office, 35pp.
- Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1511-1534.
- Fujita, T. T., 1985: *The Downburst*, SMRP 210, The University of Chicago, 122pp.
- Fujita, T. T. and F. Caracena, 1977: An analysis of the three weather-related aircraft accidents, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **58**, 1164-1181.
- 花宮廣務, 松浦健次, 岩本博之, 1998: 1996年5月22日大分県玖珠町・九重町で深夜発生したダウンバースト, *天気*, **45**, 531-540.
- Hjelmfelt, M. R., 1988: Structure and life cycle of microbursts outflows observed in Colorado, *J. Appl.*

- Meteor., 27, 900-927.
- 石原正仁, 田代照政, 中谷観治, 1999: 関西国際空港の空港気象ドップラーレーダーによる低層ウインドシヤーの検出状況, 航空気象ノート (55), 3-18.
- 岩下晴彦, 1992: 羽田で発生したダウンバースト (1987年7月25日), 天気, 39, 279-290.
- 航空事故調査委員会, 1985: 航空機事故調査報告書, 日本アジア航空所属, DC-8-62型, 那覇空港昭和59年4月19日, 88pp.
- 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.
- 野村保夫, 渡辺正人, 川村貴史, 今井達也, 浅沼文友, 徳広貴之, 福田次郎, 寸田 寛, 福永秀一, 高田朋尚, 福永祐一郎, 1997: 空港で発生した突風現象とレーダーエコー, 航空気象ノート (51, 52), 101pp.
- 野村保夫, 1998: 但馬飛行場で発生したガストフロント及びダウンバースト, 航空気象ノート (53, 54), 1-20.
- Ohno, H. and O. Suzuki, 1991: Microburst? hazardous divergent wind in Kanto Plain summer afternoon 1990. Preprints, 4th International Conf. on Aviation Wea. Systems, Paris, Amer. Meteor. Soc., 167-168.
- Ohno, H., O. Suzuki, K. Kusunoki, H. Nirasawa and K. Nakai, 1993: A severe downburst in Mito City on 4 September 1992. Preprints, 26th Conf. on Radar Meteor., Norman, Amer. Meteor. Soc., 221-222.
- 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, 197-222.
- 大野久雄, 鈴木 修, 楠 研一, 1996: 日本におけるダウンバーストの発生の実態, 天気, 43, 2, 101-112.
- 小元敬男, 1987: 強風災害をもたらした下降流突風の事例解析, 天気, 34, 633-642.
- Proctor, F. H., 1988: Numerical simulation of an isolated microburst, Part I: Dynamics and structure, J. Atmos. Sci., 45, 3137-3160.
- Proctor, F. H., 1989: Numerical simulation of an isolated microburst, Part II: Sensitivity experiments, J. Atmos. Sci., 46, 2143-2165.
- Srivastava, R. C., 1987: A model of intense downdraft driven by the melting and evaporation of precipitation, J. Atmos. Sci., 44, 1752-1773.
- Straka, J. M. and J. R. Anderson, 1993: Numerical simulation of microburst-producing storms: Some results from storms observed during COHMEX, J. Atmos. Sci., 50, 1329-1348.
- Takayama H., H. Niino, S. Watanabe, J. Sugaya and Members of Tsukuba Area Precipitation Studies, 1997: Downbursts in the northwestern part of Saitama Prefecture on 8 September 1994, J. Meteor. Soc. Japan, 75, 885-905.
- Wheeler, M. M. and W. P. Roeder, 1996: Forecasting wet microburst on the Central Florida Atlantic Coast in support of the United States space program. Preprints, 18th Conf. on Severe Local Storms, San Francisco, Amer. Meteor. Soc., 654-658.
- Wilson, J. W., R. D. Roberts, C. Kessinger and J. McCarthy, 1984: Microburst wind structure and evaluation of Doppler radar for airport wind shear detection, J. Climate and Appl. Meteor., 23, 898-915.

Himeji and Kobe Downbursts on 27 June 1991

Hiroshi SANO* and Hisao OHNO**

* *Morioka Local Observatory.*

** (*Corresponding author*) *Meteorological College, 7-4-81 Asahi-chou, Kashiwa, 277-0852 Chiba.*
E-mail: h-ohno@typhoon.mc-jma.ac.jp

(Received 7 February 2000; Accepted 13 September 2001)
