

離陸滑走中に遭遇したマイクロ・バーストの解析*

中山 章**・青山 雅典***

要 旨

1988年6月10日11時14分に鹿児島空港を離陸滑走を始めた A-300 機は離陸体制に入り、前車輪を揚げた瞬間に対気速度が急減したが、3秒間ピッチ角を小さくしている間に回復し離陸できた。解析の結果、(1) この原因は発生直後の弱いマイクロ・バーストであること、(2) マイクロ・バーストは亜熱帯ジェット気流の暖気側の積乱雲に伴う強雨内の縁の近くに発生し、(3) 積乱雲内では強雨にも拘らず航空機のタービュレンスは無く、(4) マイクロ・バーストに伴っては気温は 1°C 下降し相対湿度は6%減少した。

1. はじめに

慣性の大きい大型ジェット機が突然に向い風成分の急変に遭遇すると、対気速度の急変となり、その結果、揚力に大きく影響する (Fujita, 1985)。このため、水平の拡りの小さい強い発散流と下降流を持ったマイクロ・バーストにより今までにいくつかの離着陸事故が発生している。

Fujita によるとマイクロ・バーストには dry type と wet type とあり、地上での降水量が 0.01 inch (0.25 mm) より小さいか、大きいかに分類している。New Orleans 空港でのパンアメリカン航空の事故 (1982年7月9日)、Dallas 空港でのデルタ航空の事故 (1985年8月2日) は豪雨の中であり (Fujita, 1985; 1986)、本例も強雨の中に発生した。

アメリカではマイクロ・バーストの特別研究は既に数多く行われている (Fujita and McCarthy, 1987)。わが国にマイクロ・バーストが存在するかどうかについては、それらしいものは報告されてはいるが (中山, 伊関, 1985)、一般の気象観測では観測密度が粗いため確証はない。本文では1988年6月10日に鹿児島空港を離陸

中の航空機が遭遇した低層の wind-shear は弱いマイクロ・バーストと推定されたので報告する。

この解析では滑走路両端の風速計、それらの中間に設置された降雨強度計、温度-露点温度計 (第6図参照)、更に離陸機の DFDR (Digital Flight Data Recorder: デジタル飛行データ記録装置) も利用できた。解析結果の要点は次の通りである。

① マイクロ・バーストは亜熱帯ジェット気流の暖気側に発生した積乱雲中の 100 mm/hr 以上の強雨域内の縁に近い所に発生した。

② 積乱雲内では航空機のタービュレンスは無かった。

③ マイクロ・バーストに伴って気温は 1°C 、露点温度は 1.8°C 急降し、相対湿度は94%から88%に減少した。

④ マイクロ・バーストは発生直後のものと推定された。

2. 総観気象状況と積乱雲

1988年6月10日09時 (JST) には九州南部に梅雨前線があり、この暖気側の 850 mb では混合比が 13 gr/kg 以上の湿潤暖気が西から流入している。一方、250~200 mb の高さにある亜熱帯ジェット気流は矢印を持った太い実線の位置にある (第1図)。従って、マイクロ・バーストを発生させた強雨帯は亜熱帯ジェット気流の暖気側に発達したものである (第3, 4図参照)。

10日09時 (JST) の鹿児島州の状態曲線 (第2図) では、

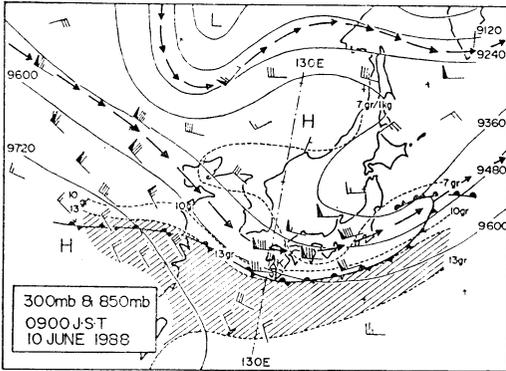
* A microburst detected by an aircraft in take-off phase at Kagoshima International Airport on June 10, 1988.

** Akira Nakayama: 日本航空機操縦士協会.

*** Masanori Aoyama: 日本エアシステム KK 運航本部.

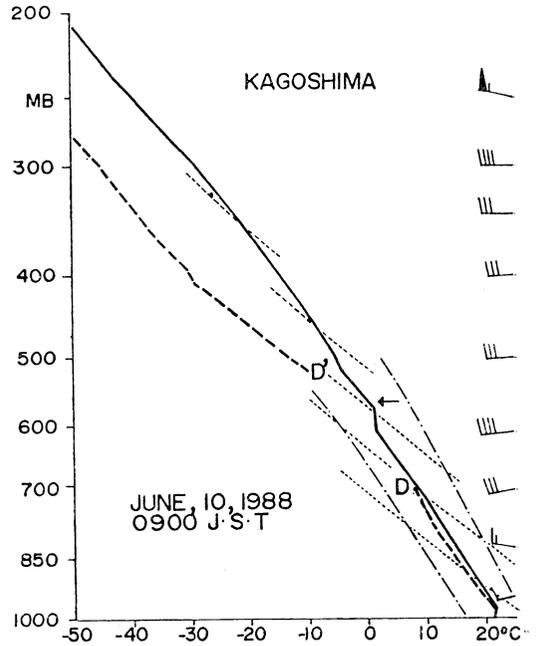
—1989年12月1日受領—

—1990年4月19日受理—



第1図 1988年6月10日09時の合成天気図

前線の記号は地上のもの、破線は850mbの混合比線で斜線域は13gr/kg以上の地域、実線、矢羽根は300mbの等高線および風速、矢印を持った太い実線は300mbの風の極大域を示す。



第2図 鹿児島の高層観測値(1988年6月10日09時JST)

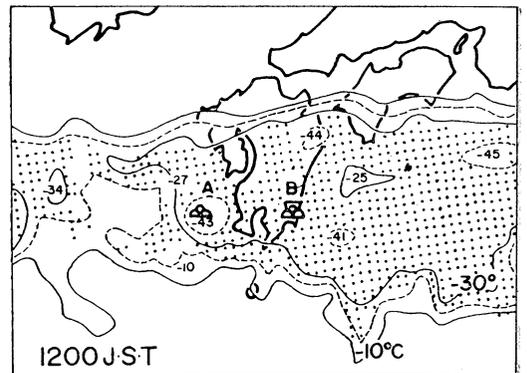
太い実線は温度、太い破線は露点温度、点線は乾燥断熱線、鎖線は湿潤断熱線、矢印は0°C層の高度、風の記号は国際形式による。

対流圏中層より上では乾燥し、下層は湿潤断熱減率に近くフロリダでのマイクロ・バーストの発生条件に似ているようだが(Caracena and Mair, 1987), 鹿児島ラジオ・ゾンデは700mb付近で強い下降流により気球が強制降下させられ、DD'の部分の湿度が欠測なので確かなことはいえない。また、風の鉛直シャーは300mbと250mbの間で大きく $10\text{ms}^{-1}/50\text{mb}$ である。

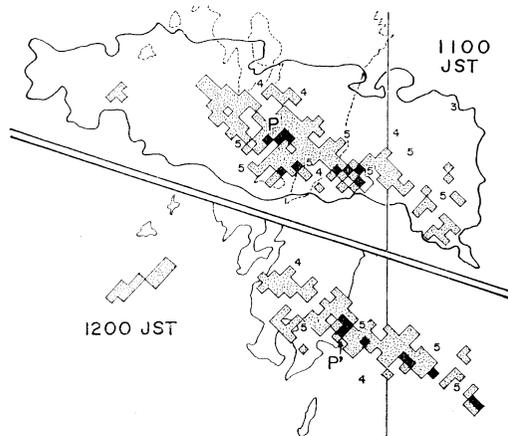
Strivastava (1985, 1987)の数值実験によると、雲底下の気温減率が乾燥断熱減率に近いと、雨滴の蒸発だけで強い下降流が発生するが、減率が $0.75^\circ\text{C}/100\text{m}$ より小さくなると、強雨や氷の融解が必要となる。本例の雲底高度は不明だが、10日09時の鹿児島の気温減率は地上と850mbが $0.59^\circ\text{C}/100\text{m}$ 、地上と800mbが $0.42^\circ\text{C}/100\text{m}$ である。また、雹の融解が重要だという観測(Wakimoto and Bringi, 1988)があるが、本例ではこれとの関係は分からない。

マイクロ・バーストの発生時間の11時14分に最も近い12時(JST)の気象衛星画像(第3図)によると、鹿児島島の西に雄大積雲A(雲頂温度は -43°C で鹿児島のラジオ・ゾンデでは240mbに対応)が、東に積乱雲Bがある。

一方、レーダー合成図(第4図)によると、弱いエコー域の中に強い帯状エコーがある。11時には 64mm/hr (黒い部分)以上の強雨域P($5\text{km}\times 5\text{km}$ の面積が4個の大きさ)は鹿児島空港付近とすぐ西にあるが、これは東に移動し12時にはP'に達している。



第3図 気象衛星解析図(1988年6月10日12時JST) 実線および破線は 10°C 間隔に描いた雲頂温度の等値線、数字は主な地点の雲頂温度、点々域は400mb以上の雲が雲量80%以上の地域、Aの記号は雄大積雲、Bは積乱雲である。



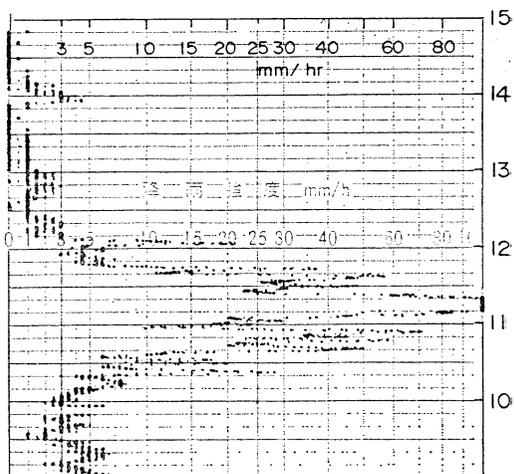
第4図 レーダー・エコー合成図 (1988年6月10日 11時および12時 JST)

黒い部分はエコー強度が 64 mm/hr 以上、点々域は 16~64 mm/hr, 数字はエコー頂高度を記号で表したもので括弧内がその高度を示す: 5 (26,000~33,000 ft), 4 (20,000~26,000 ft). なお, 11時の太い実線はレーダー・エコー域全体を示す。

降雨強度計の記録 (第5図) が11時10分から20分頃まで 100 mm/hr 以上を示しているのは P の強雨域の特に強い部分の通過によるものと推定される。なお, P の強雨域は気象衛星画像 (第3図) では B の積乱雲に対応している。

11時のレーダー観測時には空港の降雨強度は 64 mm/hr 以下でエコー強度とは異なっている (第5図参照)。この差異はレーダーはビーム内の平均値を観測しているのに対し, 降雨強度計はその地点の雨を観測しているからである。それ故, 第4図の P に示された強雨域は更に小さい強雨域がいくつか集まって作られていたことになる。この事実を裏付けるもう一つの根拠は, 問題の航空機が離陸上昇中に強雨に遭遇した時間は短く, 強雨域は P のように大きくなかった。

大部分の積乱雲の中では航空機はタービュレンスを受けるが, この積乱雲の中では離陸上昇中タービュレンスを受けなかった。これは DFDR の鉛直加速度には離陸上昇後 (第7図の q 点で浮揚) はタービュレンス特有の短周期の変動がなかったこと, 離陸滑走を始める前に機上レーダーで観測したタービュレンス探知装置 (Doppler spectrum width の大きさ) にも気流の乱れは現れていなかったことと一致している。



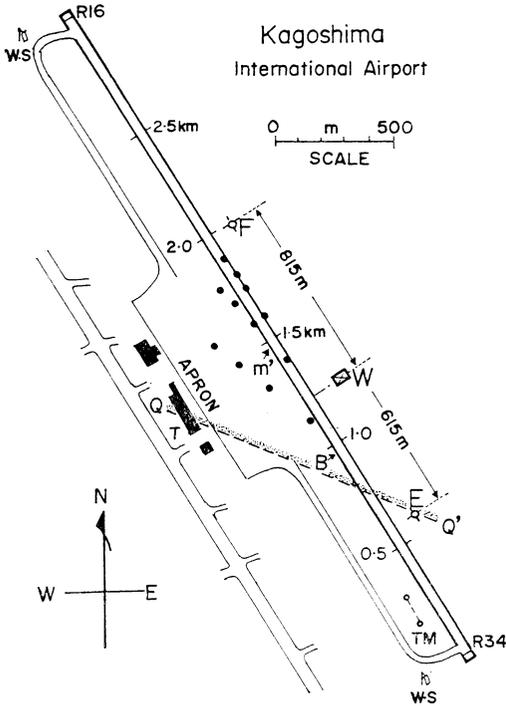
第5図 鹿児島空港の降雨強度計の記録 (1988年6月10日 9時~15時 JST)

横軸は降雨強度を mm/hr で, 縦軸には時間を示してある。なお, 降雨強度は 100 mm/hr 以上は記録されていない。

3. 観測資料と誤差

気象測器: 鹿児島空港は鹿児島湾 (錦江湾) の北約 9 km の台地にあり, 海拔高度は 272 m, 滑走路の走行は 340度から 160度である。気象測器の配置図 (第6図) によれば, 風速計 (E, F の2箇所) は滑走路に沿って高さ 8 m の柱に設置され, 風速計間の距離は地図からの読みとりでは 1,430 m である。気温, 露点温度, 雲高, 降雨強度は露場 (第6図の W) で, 気圧は T で測定している。なお, 自記記録の時間補正の方法はないので, 時間の決定は DFDR を主に, 自記記録を従として用いた。

DFDR: DFDR は種々の要素を磁気テープに収録したものである。本文で用いた主要要素では加速度が 1/4 秒毎, 迎え角が 1/2 秒毎, その他は 1 秒毎である。対地速度を計算するための加速度は航空機に固定した \ddot{L} (進行方向に沿って正: longitudinal), \ddot{M} (進行方向に直角で右に正: lateral), \ddot{N} (機体の上方に正: normal) の3成分について 1/64 秒毎に測定されているが, この DFDR では等間隔に 1 秒間に 4 ケの値しか記録されていない。一方, 航空機自らが航法用に計算している対地速度 (GS: ground speed) には全ての加速度の値を用いているので, これと DFDR から計算した対地速度との間には若干の誤差は有るが, 本文の議論では問題にならない。



第6図 鹿児島空港における気象測器の配置とマイクロ・バーストの発生状況

太い実線は滑走路、黒い部分は建物、W・Sは吹き流し、E、Fは風速計、Wは露場でここには降雨強度計、シーロメーター、温度-露点温度計が設置、Tは管制塔、TMは透過率計、黒丸が集まった部分はマイクロ・バーストの発生可能性が高い地域(本文参照)、Bは航空機が突然に追い風を受けた地点、m'は第7図のm点に対応する地点、点々を持った太い破線QQ'は強雨域の境界の推定位置である。

\ddot{L} , \ddot{M} , \ddot{N} は航空機に固定した加速度なので、これを滑走路方向に換算するには次の関係式を用いた (Fujita, 1986). 但し、この DFDR では換算に必要な要素は1秒毎にしかないので加速度は1秒間4個の平均値を用いた。

地球の中心に固定した座標軸をXYZとすると、航空機に固定した加速度の3成分との関係は次のようになる。

$$\begin{aligned} \ddot{X} &= \ddot{L} \cos \theta + \ddot{M} \sin \theta \sin \phi - \ddot{N} \sin \theta \cos \phi \\ \ddot{Y} &= \ddot{M} \cos \phi + \ddot{N} \sin \phi \\ \ddot{Z} &= \ddot{L} \sin \theta - \ddot{M} \cos \theta \sin \phi + \ddot{N} \cos \theta \cos \phi - 1 \end{aligned} \quad (1)$$

ここで、 θ はピッチ角、 ϕ はロール角である。更に、

進行方向つまり滑走路方向 (xyz) に換算するには次の式を用いた。

$$\begin{aligned} \ddot{x} &= \ddot{X} \cos \phi - \ddot{Y} \sin \phi \\ \ddot{y} &= \ddot{X} \sin \phi + \ddot{Y} \cos \phi \\ \ddot{z} &= \ddot{Z} \end{aligned} \quad (2)$$

ここで、 ϕ は機首が滑走路方向(進行方向)から偏位した角で右の方向が正である。(2)式の \ddot{x} を積分したのが第7図の対地速度であり、 \ddot{y} (同図の横方向の加速度)が中段の黒丸である。なお、z成分については1/4秒毎の補正が出来ないので \ddot{N} の値をそのまま示した。また、指示対気速度 (IAS: indicated air speed) は50 kts以上で作動し、誤差は60 kts付近で ± 5 kts, 100 kts付近で ± 2 ktsである。

4. マイクロ・バーストの発生地点の推定

4.1. 強雨域の境界の決定

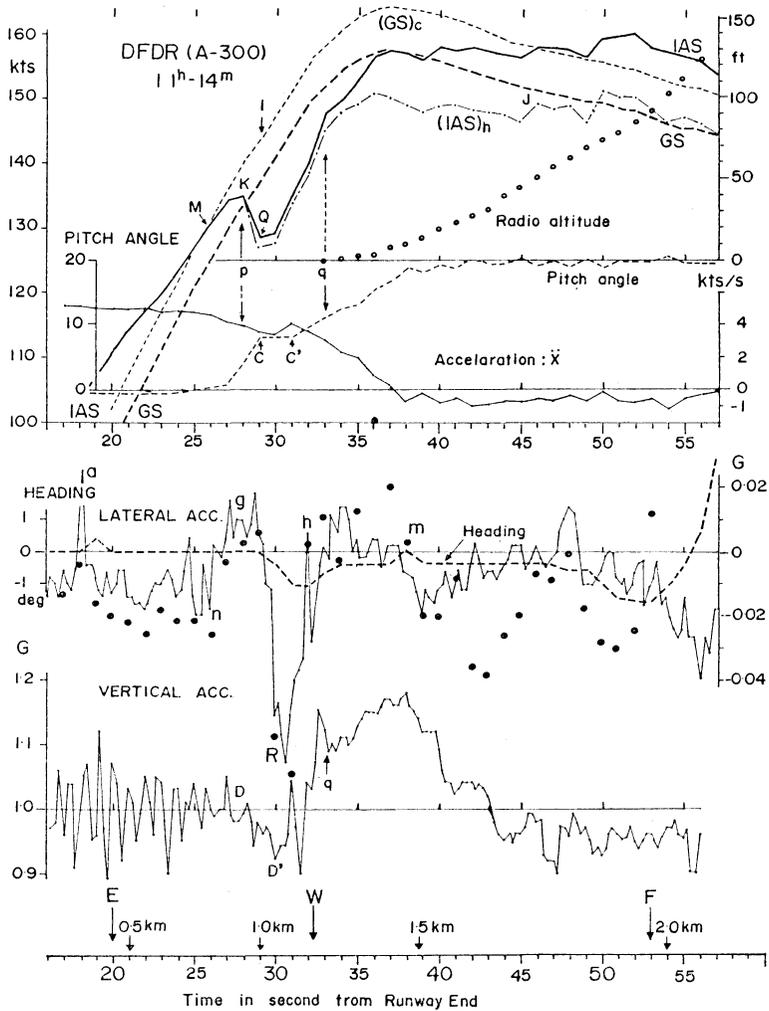
著者等の一人(青山)が11時14分に第6図のR/34の端末で出発を待っていた時(DFDRによれば14分3秒~11秒)の観測によると、吹き流し(W・S)は垂れ下がって風はなかった。小雨の中でワイパーを使用していたが、操縦室から北西方向の管制塔(第6図のT)は視認できたので視程は2 km以上有るように思われたが、滑走路は目標物がないので正確ではない。

滑走路の半分から先の方は壁が出来たように通常の雨の日の景色ではなかった。事後の解析によれば、この時間には第6図のWの降雨強度計の記録(第5図)は100 mm/hr以上なので強雨域の境界は滑走路上ではWより手前にあり、著者の見た特異な景色は強雨域と弱雨域との境界であったのであろう。

14分11秒に離陸滑走を始めたが(第7図)、突然に強い雨の中に入り飛行視程は急激に悪化した。強雨域に入った正確な時間は記憶していないが、臨界点速度 V_1 は離陸にとっては極めて重要な値なのでパイロットは必ず確認しており、 V_1 付近では60 m間隔に設置された滑走路灯が1~2箇所うじて視認出来る程度までに低下していた。

V_1 は離陸毎に計算され、この離陸では129 ktsなので第7図のIAS曲線からは滑走開始後26秒で、滑走路端末からの距離は対地速度から計算すると約800 mとなる。これと管制塔Tの見えたことを合わせ考えると強雨の線界は第6図の露場より手前のQQ'のように滑走路を西北西から東南東に横切っていたと推定される。

4.2. マイクロ・バーストの発生地点



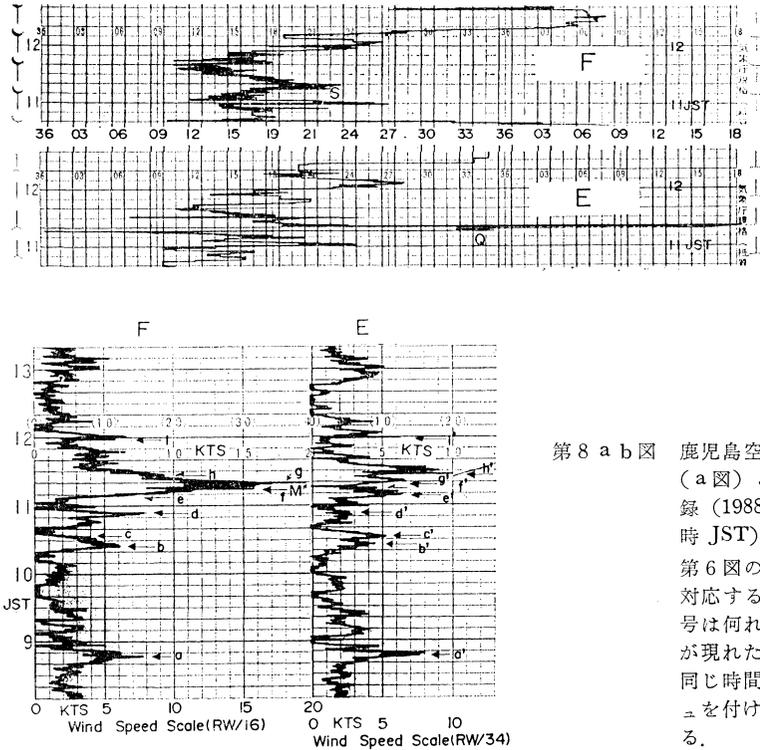
第7図 A-300 の DFDR (1988年6月10日11時14分) の記録

横軸は離陸滑走開始からの時間を1秒単位で、縦軸には各要素の尺度を示してある。

図の上段：太い実線は指示対気速度 (IAS)，太い破線は対地速度 (GS)，細い鎖線は指示対気速度の水平成分 (IAS)_h，細い破線は補正した対地速度 (GS)_c，上段の白丸は飛行高度 (ft 単位)，下方の実線は慣性航法装置による滑走路方向に補正した加速度 (kts/s)，破線はピッチ角で p は前車輪を，q は前後の車輪を浮揚させた時間である。

中段：航空機の進行方向に直角の加速度で、細い実線は \ddot{M} を 1/4 秒毎に、黒丸は (2) 式により補正した $\ddot{\gamma}$ を，太い破線は機首が滑走路方向から偏位している角度で、進行方向に向かって右が正である。

下段：航空機に固定した上方成分の加速度 \ddot{N} を 1/4 秒毎に示してある。



第8 a b 図 鹿兒島空港の E, F の風向 (a 図) と風速 (b 図) の記録 (1988年6月10日08~13時 JST)

第6図の E, F にそれぞれ対応する。なお、b 図の記号は何れかの風速計に極大が現れた時間に付けられ、同じ時間のものにはダッシュを付けて対応させてある。

風速計からの検討：第8 a b 図の記号は第6図の風速計 E と F の記録の何れかが極大風を示した時間で、対応するものと同じ記号でダッシュを付けてある。g と f について見ると、風速計 F では11時14分から15分頃 (f) に $210^\circ/15.8$ kts (瞬間最大) になっているのに、風速計 E では $90\sim 150^\circ/3\sim 4$ kts で E と F の風速計の間には 100 度から 110 度の風向差、 11 kts の風速差 (スカラー) が有るが、その他の a ~ i では風向差は 10 度以内、風速差で 2 kts 以下、1 例だけ 5 kts である。更に、E の風速計では17分から19分の間 (第8 a 図の Q) だけ $330/4$ kts で F の風速計とは反対方向に近い風となっている。この風の差異から判断して f, g の強風はマイクロ・バーストである可能性が大きい。

マイクロ・バーストからの吹き出しが点であって、風向が変化せずに E, F の風速計に達したと仮定し、第8 a 図の S と Q の風向の変動幅について交点を求めたのが第6図の黒丸群で、この付近がマイクロ・バーストの発生地点の可能性が高い。勿論、①下降流域は点ではなくて拡りを持っており、②吹き出しは対称とは限らない (Eilts and Doviak, 1987)、のでこの方法で求めたマイ

クロ・バーストの位置はあくまで目安である。

DFDR による検討：航空機は第7図の K 点 (p) で前車輪を浮上させ機は正に浮揚するかに思われたが (ピッチ角の変化参照)、1秒後の Q 点 (離陸滑走開始後29秒) で著しいタービュレンスに遭遇し、機の浮揚が止まってしまった (ピッチ角は正に取っているのに DD' では下向きの加速度を受けている)。

離陸滑走を始めてから Q 点までは a 点 (ここでは瞬間的に機首方位は 0.4 度右に変動した) を除き機首方位は 336 度 (磁気方位) で一定である。それにも拘らず横方向の加速度 (lateral acceleration) は n 点までは約 -0.02 G ~ 20 cm/s² (負の記号は進行方向の右から左に向かう加速度) だったが、n 点で突然に符号が変わり2秒後には約 $+0.01$ G 弱に変わっている (g 点)。なお、R で大きな加速度を受けているのは、それまで右からの風を受けていたのが突然に左からの風を受け機首を 336 度から進行方向に向かって左に 1.1 度、2秒間振った事が大きく影響している。

離陸機は第6図の E の風速計の横を離陸滑走後20秒に通過している。この時の E 風速計の風は時間の誤差を考

慮すると $90^\circ \sim 150^\circ/3 \sim 4$ kts (滑走路に直角方向は 70 度) なので航空機が右から左方向の加速度を受けていた DFDR の記録と矛盾しない。

指示対気速度 IAS の増加率の減少した M 点から K 点の所で横方向の加速度の向きが n から g と反対になり (これは風向の変化を示す), ここで対地速度 GS は指示対気速度 IAS よりも大きくなっている。

大型ジェット機は大きな慣性を持っているので対地速度は緩慢な変化をする。一方, M から Q の間で指示対気速度が急減したのは, 突然に追い風成分が増し航空機に相対的な流れの速度が減少したからである (向かい風が小さくなったのか追い風が増したのかはこれだけでは分からない)。但し, 詳細に見れば \ddot{x} はピッチ角を大きくとって前車輪を上げた P では上昇成分にも費やされるので加速度は小さくなり, ピッチ角を小さくした CC' では加速度は大きくなっている。

航空機が F の風速計を通過したのは離陸滑走後 53 秒だが, 風向は 170° から 210° (最大 220°) に急変し (第 8 a 図の S 点), 風速は丁度, 強まった時に対応しているが (第 8 b 図の f 点), 自記録には時間を議論するだけの分解能はない。

5. 考察と問題点

離陸時の風の急変と揚力の変化について: 第 7 図の対地速度 GS は慣性航法装置の加速度 (2 式の \ddot{x}) を出発時から積分した値だが, K 点から指示対気速度 IAS が GS より小さくなっている。但し, 3 節で述べたように指示対気速度 IAS は低速では誤差があるので速度の小さい部分はそのまま用いられないので次の補正を行った。

対地速度 GS は水平成分だが指示対気速度 IAS は航空機の進行方向のものなので, 上昇段階では対地速度と比較するには指示対気速度の水平成分 $(IAS)_h$ でなければならない。約 45 秒 (J 点) 以後は誤差を考えれば両者はほぼ同じと見ることができる。しかし, 第 8 a b 図によるとマイクロ・バーストの影響のない地域では一般場の風向は 130 度から 160 度で航空機は追い風を受けているので GS は $(IAS)_h$ より大きくなければならない。

どれだけの量を補正するかは, J 付近以後の飛行高度は 100 ft 以上なので地上風をそのまま用いることは出来ない。第 8 b 図やパイロットの吹き流しの観測によるとマイクロ・バーストの発生する前には風は弱かったので M 点では GS と IAS が同じであったと仮定し, M 点

において GS と IAS が重なるように GS の曲線を補正すると (この仮定が正しくないとしても MQ の間の揚力の変化量は同じである), 対地速度は $(GS)_c$ の曲線となる。50 秒付近の $(GS)_c$ と $(IAS)_h$ の差は約 5 kts となり, この値は飛行高度を考慮すれば F 風速計のマイクロ・バーストの発生前後の風と大きな矛盾はない。

離陸の際には航空機は向かい風方向に飛び立ち, 風は一般には上方向強いので航空機の上昇段階では IAS は GS よりも大きくなることが多い。特に, V_1 を過ぎた頃からは IAS の増加量は大きくなるのが普通である。しかし, この例では IAS は M から増加率は減少し, KQ では 6.5 kts 減じている。

対地速度が変化しない時間内では揚力 L の変化は次の式で与えられる (Fujita, 1985)

$$\frac{\Delta L}{L} = -\frac{2}{V_a} \Delta u + \frac{1}{V_G} \frac{1}{C_L} \frac{\partial C_L}{\partial \alpha} \Delta w \quad (3)$$

ここで, V_a は対気速度, V_G は対地速度, C_L は揚力係数, α は迎え角, Δu は向かい風成分で向かい風が負, w は鉛直上で上昇流が正である。

(3) 式の右辺 1 項では Δu はそのまま対気速度の変化になるので, この項による K から Q の間の揚力減少は $(-2 \times 6.5)/130 = 0.1 \sim 10\%$ である。しかし, Q 点の時間にはこの例のように突然追い風がなければ対気速度は I になるので, 離陸計算には MI の増加率を用いている。

QI の速度差は 15 kts で, この値は第 8 b 図の f の最大風速が 15.8 kts なので, 滑走路方向の成分に換算してもほぼ同じ値となる。QI の値を用いて (3) 式右辺 1 項を求めると, この時の揚力は計画値の 78% [$1.0 - (2 \times 15)/130 \sim 0.78$] となる。このため, 航空機は浮揚できなかった (第 7 図の DD' の鉛直加速度参照)。また, (3) 式右辺 2 項からは下降流中では揚力は減少することが分かるが下降流の大きさは不明なので見積もれない。

大型機は離陸できないままピッチ角を 13.5 度以上をとると (この値は機種により異なる), 航空機の後部を滑走路に接触 (tail strike) する恐れがあるのでパイロットは IAS の減少した 1 秒後にピッチ角を 8 度に止めた (CC')。この様に離 (着) 陸時の向かい風変化の急変は極めて重要である。

マイクロ・バーストは発生直後のものと推定される: 露場 W (第 6 図) では温度が 1.0°C , 露点温度が 1.8°C それぞれ急降し, 相対湿度に換算すると 94% から 88% に減じている。しかし, 発現時間は, ① 11 時 19 ~ 20 分 (図

第1表 マイクロ・バーストの推定位置付近の対地速度と指示対気速度との差。第7図のM点でGSとIASが同じであると仮定している。負号は向かい風、正号は追い風を示す。

離陸滑走を始めてからの時間(秒)	24	25	26 (M)	27	28 (K)	29 (Q)	30	31	32
対地速度と指示対気速度との差(kts)	-1.4	-0.3	0	+1.8	+5.0	+15.0	+18.3	+16.0	+15.0

は省略)で、これは今回遭遇したマイクロ・バーストfではなく極大gに対応し(第8b図のF風速計)、②マイクロ・バーストの発生地点から遠いE風速計の風の変化の11時17~19分(第8a図のQ))よりも遅い。これらの違いの説明として次のように考える。

下降流の最大になる時間に温度と湿度が最低になり、風の吹き出しが対称に近いマイクロ・バーストだったとすると、航空機が追い風域に入手前では向かい風が有り、ここでは対気速度は増す訳だが、この例では第1表に示すように向かい風は小さい。これはマイクロ・バーストに伴う発散流の発生直後に航空機がそこを通過したからと考えることが出来る。

これを裏付けるもう一つの根拠は、第7図の横方向の加速度によると機首方位(heading)はm点で1秒間だけずれてはいるが、35秒から50秒まで同じであるにも拘らず、進行方向の左からの風を受けたのはmn(Rは前述したように操縦上の影響が主である)の区間の約700mである。

進行方向の左からの風は滑走路の方向が160度から340度なので第8a図の風向が南~南南西に変わったところに対応する。ところが、第7図のm点以後は横方向の加速度の符号が反対なので、第6図のF風速計地点までは南~南南西の風向を持ったマイクロ・バーストによる水平発散流(風)は達していなかったと推定される。

従って、今回の航空機が離陸滑走中に会ったマイクロ・バーストは積乱雲中の下降流が地上付近に達した直後に作り出された水平発散流であり、下降流はこの時刻にはまだ最大に達しておらず、その発散流が周囲にそれほど広がっていないステージのものだったと推定される。前述の①、②の発現時間の違いはこれが原因だと考えられる。なお、第7図のm(第6図の滑走路端末から1.5km地点でm'に対応する)からF点までは第8b図のF風速計の最大風でマイクロ・バーストの発散流の先端が移動したとすると約50秒を要するが、自記録にはそれだけの時間の分解能はない。

但し、上の推論は第8b図の風の極大(fからg)が

一つのマイクロ・バーストであった場合の考え方で、何回も吹き出す型(Fujita, 1986)、複数のマイクロ・バーストの共存(Fujita, 1985)、非対称なマイクロ・バースト(Eilts and Doviak, 1987)では成り立たない。

Fujita and McCarthy (1987)によれば、マイクロ・バーストによる航空機事故はマイクロ・バーストが接地してから数分以内の場合に発生している。本例のマイクロ・バーストは強いものではないが、それでも離陸機にとっては上述のような影響があった。

終わりに:DFDRの利用を許可して戴いた日本エアシステムKK伴野運輸航本部長に、気象自記紙を見せて戴いた気象庁鹿児島航空測候所、高層観測値については鹿児島地方気象台、DFDRの解説については日本エアシステム運輸技術部杉山晃男氏に、高層観測値の解説に就いては、前東京航空地方気象台宮沢観測課長に教えて戴いた。また、投稿に際しては担当編集委員には多くのご指摘を戴いた。記して上記の方々にお礼申し上げる。

- (1) wind-shear: 航空用語では気象学の定義とは違い、航空機が単位時間に受ける風の変化をいう。
- (2) V_1 : 臨界点速度のことで離陸中、1エンジンが停止した場合に、ブレーキをかけ停止するか、離陸滑走を継続するかの決断となる速度をいう。
- (3) 指示対気速度は計器に示された対気速度である。ピトー管の圧力差を速度計に目盛るには標準大気の上の空気密度を用いている。従って、高空では密度補正が必要で、この補正をしたのが真対気速度(true air speed: TAS)である。本文で取り扱ったのは地上付近なので両者は等しいが指示対気速度と記述した。

文 献

- Caracena, F. and M.W. Mair, 1987: Analysis of a microburst in the FACE meteorological mesonet network in Southern Florida. Mon. Wea. Rev. 115, 969-985.
- Eilts, M.D. and R.J. Doviak, 1987: Oklahoma downbursts and their asymmetry. J. of Climate and Appli. Meteor. 26, 69-78.
- Fujita, T.T., 1985: The Downburst. —Microburst

and Macrobust— The Univ. of Chicago. pp 122-1985.

——, 1986: DFW Microburst on August 2, 1985. The Univ. of Chicago. pp 154.

——, and J. McCarthy, 1986: Historical application of weather radar to aviation meteorology. Battan Memorial and 40th Anniversary Conference on Radar Meteorology, Boston, Nov. 9-13, 1987. preprint 1-70.

Srivastava, R.C., 1985: A simple model of evaporatively driven downdraft: Application to microburst downdraft. J. of Atmos. Sci., 42,

1004-1023.

Srivastava, R.C., 1987: A model of intense downdrafts driven by the melting and evaporation of precipitation. Ibid. 44, 1752-1773.

Wakimoto, R.M. and V.N. Bringi, 1988: Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: The 20 July storm during the MIST Project. Mon. Wea. Rev., 116, 1521-1539.

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, 329-335.

日本気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所	備 考
国際シンポジウム Assimilation of Observations in Meteorology and Oceanography	1990年7月9日 ～13日	WMO	フランス, Clermont-Ferrand	Vol. 36, No. 3
第13回極域気水圏シンポジウム	1990年7月12日 ～13日	同委員会	国立極地研究所	Vol. 37, No. 4
第22回乱流シンポジウム	1990年7月25日 ～27日	日本流体力学会	航空宇宙技術研究所	Vol. 37, No. 3
宇宙科学の国際夏期大学	1990年7月30日 ～8月17日	CNES	マルセイユ	Vol. 37, No. 1
水文・水資源学会	1990年8月1日 ～3日		東京(中央大)	
日本農業気象学会	1990年8月7日 ～10日		札幌(北大)	
西太平洋地球物理会議	1990年8月21日 ～25日	AGU	金沢	Vol. 37, No. 6
日本地理学会	1990年9月30日 ～10月1日		上越市(上越教育大)	
WMO 診断と長期予報 に関する国際研究集会	1990年10月8日 ～19日	WMO	中華人民共和国	Vol. 36, No. 11
日本気象学会 平成2年度秋季大会	1990年10月24日 ～26日	日本気象学会	京都府総合見本市会館	
第27回自然災害科学 総合シンポジウム	1990年10月30日	同実行委員会	熊本郵便貯金会館	Vol. 37, No. 4
日本雪氷学会	1990年10月15日 ～17日		十日町	
大気汚染学会	1990年10月31日 ～11月2日		金沢	
生気象学会	1990年11月16日 ～17日		長崎(長崎熱帯研究所)	
環境科学学会	1990年11月28日 ～30日		東京(虎の門パストラル)	
第11回風工学シンポジウム	1990年12月6日 ～7日	同専門委員会	中央大学理工学部	Vol. 37, No. 1
気候変動による環境・社会 影響に関する国際会議	1991年1月27日 ～2月1日	UNEP	筑波大学	Vol. 36, No. 11
第20回測地学・地球物理学 連合総会	1991年8月11日 ～24日	IUGG	ウィーン	Vol. 36, No. 12