1981年5月12日に羽田空港に発生した Low Altitude Wind Shear (LAWS)の解析*

中山 章** 渡辺文雄***

要旨

羽田空港において数機の航空機が Low Altitude Wind Shear (LAWS) の 影響 を受け た時の 解析 を DFDR (Digital Flight Data Recorder) も用いて解析した結果,次のことが分かった.(1) LAWS は温 曖前線の北側の 寒気が 関東地方の山岳により閉じ込められ,この寒気が南下した時の 前線に伴って発生し た.(2) LAWS は寒気の前縁部に発生した.(3) 寒気の前縁部は下層では垂直で,前線の幅は 400 m 以 下,地上から 150 m ぐらいまでは前線の温度傾度は大きいが,それより上では小さい.(4) 前線の強さは 南下中の 1.5 時間ぐらいの間に変化した.

1. はじめに

航空機の対地速度(慣性座標系での速度)は風と対気 速度のベクトル和として与えられるので,飛行中の航空 機の運動量が変化しない飛行区間内で風が急変すると風 の変化は対気速度の急変となって現われる。

また,同じ姿勢で飛行していても突然に鉛直流に遭遇 すると,翼の中心線に対しての気流の走向,すなわち, 迎え角が急変するので揚力係数も急変する。

一方,航空機の揚力は気象条件が関係するものとして は対気速度(の2乗),揚力係数,空気密度(一般には 小さい)に比例するので,これらの要素の急変をもたら す向かい風成分と鉛直流の急変は揚力の急変をもたらし 障害を与える。向かい風と鉛直流の急変の両方が離着陸 機に最悪の状態に影響するのがマイクロ・バースト (microburst)である。

このため、航空の分野では向かい風や 鉛直流 の 急変 は 極 め て 重 要 で、これを Low Altitude Wind Shear (LAWS) と呼んでいる.ただし、航空の分野での wind shear の定義は気象学とは異なり 航空機の進路に沿う風

* An Analysis of Low Altitude Wind Shear (LAWS) at Tokyo International Airport (Haneda) on 12th May 1981.

** Akira Nakayama, 防衛大学校数学物理学教室 *** Fumio Watanabe, 気象庁航空気象管理課 ——1987年4月3日受領——

----1987年7月20日受理----

の変化を云う.

しかし, 普通に LAWS と云う場合は, 向かい風成分の 急変による揚力の変化を対象とし鉛直流やタービュレン スは考慮しないことが 多い. なお, 大型ジェット機が LAWS を重視する 別の理由はジェット・エンジンの 応 答の遅いこと(機種にもよるが6~8秒)である.

LAWS が障害となる高度は 1,000 (または、人により 1,500) ft 以下である.理由は、この飛行高度では

(i)対気速度は失速々度より幾分大きいだけなので LAWS に遭遇した場合,失速することがあり得る.

(ii) 失速すると, その後, 姿勢を回復し墜落を避け るだけの高度に余裕がないこと.

による.

LAWS は microburst に伴うものが有名だが, Fujita, 1985; Fujita, 1986), 大気境界層内の meso-front, たと えば, ガスト前線なども 問題 となっている (Charba, 1974; Goff, 1976). また, 総観規模の寒冷前線でも低 層では前線面の幅が狭く鉛直流も大きいものが報告され ているので (Shapiro, 1984), 総観規模の前線も条件に よっては LAWS の原因となり得る.

1981年5月12日には羽田空港で LAWS が続いて発生 したので(第1表), この時の4機の Digital Flight Data Recorder (DFDR) を入手し, このうちの完全なデータ が得られたB-747型機(ジャンボ・ジェット)2機の DFDR を主に用いて解析した.

それによると、温暖前線の北上により北側の寒気は関

1987年10月

東北部の山岳の前方に閉じ込められ、この寒気は温暖前 線上を通過した小低気圧の西側で南下した。この前線は 低層では垂直で幅も狭く LAWS はこの前線の前縁部に 発生したものであることが分かった。

2. 関東地方の地形と総観状況

地形:関東地方の平野の大部分は海抜120 m 以下で 北と西は山脈で囲まれ,南と東は海である(第1図). 海面更正の誤差は高度100 m の気柱内の温度誤差が5°C の場合,0.2 mb なので平野部での0.5 mb ごとの等圧線 は意味がある。

用いた資料は、気象官署(白丸)、タワー(三角形の 中心に点)、山岳(黒の三角形)における自記記録、ア メダス(黒丸)、東京、神奈川、千葉の公害監視用観測 所(数が多いので図示してない)の毎時観測、それに高 層観測、レーダー、DFDR である。

総観状況:第2図によれば,11日21時(J・S・T)まで に三陸沖から北東風として流入した冷気により前線は OABまで南下し,関東地方の下層はこの寒気によって 占められた(第3図).第2図aによれば11日21時に日 本海にあった996 mbの閉塞低気圧に伴う閉塞点上の低



第1図 関東地方の地形と観測地点.

斜線域は高度が1km 以上の地域, 観測所の横の 数字は海抜高度をmで, 他の記号の説明は本文にある。



第2図 1981年5月12日天気図.

(a) 図:09時(J・S・T)の天気図で、細い実線は
地上の等圧線、矢印の付いた太い線は 300 mb のジェット気流、矢羽根は 850 mb の風、太い破線は11
日および12日21時の前線系を示す。

(b)図:15時の地上天気図で,細い実線は等圧 線,太い実線は前線系,点々域は海抜1km以上の 高度を示す。



第3図 館野における時間断面図 (1981年5月11日 09時―13日21時)

細い実線は等相当温位線,破線は等温線,矢羽根 は風(国際形式),太い実線は安定層を示す.

\天気/34.10.



第4図 館野と仙台を結ぶ線上の温暖前線の構造 (1981年5月12日09時 J・S・T).

観測所近くの実線と破線は、それぞれ、温度,露 点温度を、3桁の数字をもった別の破線は風速を、 数字は360度方位の風向、三角形は筑波山頂(868 m)、仙台の三重の線は安定層を、太い破線は模図 化した前線面を示す.なお、3地点の位置関係は、 実距離に比例して描いてある。





1987年10月

気圧(0)は12日夜までに関東地方を通過した.

一方,日本海低気圧の東進につれて停滞前線 OAB は 12日早朝より温暖前線となって北上し,12日9時には OA'に達した.この時間の館野と仙台の間の温暖前線 の断面図(第4図)によると,地上の温暖前線(W)と 館野(R)の距離は25 kmで館野の前線面の高さは931 mb(0.6 kmの高度)なので,この2点間の平均傾斜は 2.4/100,館野と筑波山(海抜868 m)の距離が20 km なので前線面の傾斜は高さが0.6 kmより上では1.3/ 100以上である.

後者の傾斜を1.3/100 以上としたのは,第4 図によると館野,仙台における温暖前線面上の相当温位,風速は,それぞれ,334°K,25 m/s;332°K,23 m/s;とほぼ同じだが筑波山頂では飽和を仮定しても(湿度観測が



第5図 1981年5月12日09時—15時 (J・S・T) の局 地天気図

aから c 図の細い実線は 0.5 mb 毎に描いた地上 等圧線, 破線は 2°C 毎の等温線, 等温線の密集し た付近にある太い破線は前線を示す. 更に, a 図の 点々域のうち, Cは対流性エコー, S は層状エコー を, 6, 7, と書いた太い破線は, その時間の前線の 位置を, c 図の矢印の付いた破線は18時に羽田空港 に到達した空気経路を3時間毎に矢印で, 細い実線 で囲まれた矩形域は第9 図の前線の移動を示した範 囲を示す. なお, 地形は第1 図と同じである.



第6図 1981年5月12日09時 (J·S·T) の局地前線 の詳細。

細い破線は海抜200mを、Cは積乱雲によるじょうらんで、12時にはCの領域も直線になっている. なお、OWは海抜1km以上だが、こく狭い範囲のため図には示してない。

ないので),相当温位は 327° K と小さく,風 $0200^{\circ}/6 m s^{-1}$ と弱いので 筑波山頂は温暖前線面の上側に位置していたのではなく転移層内にあったことになるからである.

従って、地上の温暖前線付近の傾斜は大きく、それより北側では前線面の傾斜は緩かで 高さは 900 mb ぐらい にあった.このため、この寒気は標高の高い北と西方の 山岳と温暖前線面により閉じ込められた.

3. 小さい規模から見た温暖前線の特徴

温暖前線の停滞:温暖前線は12日早朝から北上を始め たが、9時以前の移動速度は第5図aに示したように一 様ではない.しかし、9時から13時までは若干の変動は あるが、ほぼ同じ場所に停滞した.この時の中部地方の 山の風下側に近い部分の詳細は第6図である.

第6 図によると,前線は海抜1,000 m の山岳の南の縁 を通り,ほぼ直線に明瞭な温度の集中帯となっている. この前線が直線になっているのは第6 図の OW (海抜 1050 m の小田急電鉄大湧谷ロープウェー)で WSW の 風の強い時間(第7 図のWまで)に対応している.

この現象は流体実験でレイノルズ数が大きくなると円 筒の縁から後面に境界が長く延びることに似ているが (Batchelor, 1970; 255—263),上空の流れの境界が地上 付近の前線の強化にどのように影響したかは分らない.

下層ジェットと温暖前線上の小低気圧:第2図と第4 図から分かるように館野の温暖前線面上には下層ジェットがある。第7図の OW 以外の地点は海抜300m以下で,観測点は西から東に向かうように,上から下に配列



第7図 山岳およびテレビ塔の風の変化(1981年5 月12日)

横軸は時間,縦軸は基準線 (15 m/s) を上下にず らせた 風速の尺度, 記号 OW は箱根大湧谷ローブ ウェイ (海抜 1050 m), HR は平塚市鷹取山 (海抜 219 m) のテレビ塔 (48 m), R は TVK 鶴見の テ レビ塔 (125 m), T は東京タワー (250 m), MRI は筑波学園都市の 気象研究所の塔 (213 m) の観測 値を示す.

してある. これによると,風速の極大の東進 が 認 め ら れ,この下層の強風域の中に対流雲が発達した(第5図 aのエコーc).

下層の強風域の東進に伴って温暖前線上の小低気圧も 北東進した(因果関係を云っているのではない). すな わち,第5図の9時から15時まで山岳の下流のほぼ同じ 距離の東京湾の北西部に小低気圧は停滞しているように 見えるが,風系に着目すると,12時には低気圧性循環の 中心は北東方向に進み筑波山(白い三角形)付近にあ り,更に15時には低気圧性循環の所に小低気圧も確認さ れている.

山岳の前方に閉じ込められた寒気:第2図aの総観規 模の寒冷前線は12日21時までに関東地方を通過したよう

▶天気/0.34.10.

618



第8図 各地の気温変化 (1981年5月12日6時から 18時 (J・S・T) まで)

温暖前線が北上し,再び南下している状況を示 す. 熊谷,前橋には新しい寒気の流入のないことに 注意(第5図参照).

に解析されているが,各地の自記記録を検討すると温暖 前線の北上により関東北部に閉じ込められた寒気の中に 中部山岳を越えて来た北西方向からの寒冷前線後面の寒 気(第2図a参照)の流入は羽田空港で LAWS の発生 した時間までにはない(第8図の熊谷,前橋の温度計記 録).

LAWS の発生に 重要な役割りを果たした 寒気は鹿島 灘方面からの新鮮な寒気により補給され維持された. こ のことは LAWS の発生時間に羽田に到達した空気経路 が11日夜半に鹿島灘にあったことからも推測できる(第 5図 c).

4. 局地前線の南下

第5図 c の小低気圧の西側で南下した寒気は第8図に よると第2図 a の総観規模の寒冷前線後面のものではな いので,第5図 c の南下した前線は関東地方については 寒冷前線ではない.そこで混乱を防ぐため以下は局地前 線と呼ぶ.ただし,局地前線と総観規模の寒冷前線を天 気図だけで明確に分離するのは難かしい.

局地前線の移動を第5図 c の矩形の範囲について示し たのが第9図である.この図は気象官署の自記記録から 決めた通過時間を主にし、これにアメダス、神奈川、東 京の公害監視用観測所の毎時の値を補助に作成した.こ れによると、局地前線は15時以後、南下速度を増したが 17時以後、羽田空港のすぐ南で停滞した(第10図).

17時以後,局地前線が停滞した理由としては,総観規 模の寒冷前線後面の寒気は中部山岳を越えてはいない が,遠洲灘から相模灘を通って来た寒気は大島を15時20 分に通過し,関東地方の南部で SW 風が強まり 北側の 局地的な寒気との間に境界を形成したが(第10図),局 地的に残った寒気の強さが弱かったためと考えられる.

羽田空港付近の寒気の微細構造:前線が東京タワーを 通過した時間に近い16時の天気図(第11図)には明瞭な 前線があるが,この図からは温度傾度を精度良く求める ことはできないので前線の移動速度(第9図参照)と自

第9図 局地前線の移動 (1981年5月12日). 観測所の横の横字は自記記録から決めた前線の通 過時間を,符号は毎時観測値から決めた時間を,破 線は航空機の進入路を,進入路上の黒い部分は前線 帯, p'q' (R 22), pq (R 33) の位置を示す (第13, 15図参照).



第10図 1981年5月12日12時の局地天気図. 太い実線は局地前線,破線は等温線, R 33 と書 かれた細い破線は進入路を示す.

記記録から求めた.

東京タワーの温度計記録(第12図)によると,前線の 暖気側の境界は地上から 最上端の観測点(280 m)まで は垂直である、しかし,前線内の温度傾度は地上から 169 mまでは大きいが,その上の205 mでは小さい。

前線通過の際の温度変化は、最初は急だが、その後、 緩かになってから一定値になるので変化量のとり方によ り前線帯の幅は異なる.ここでは、着陸機が遭遇した飛 行高度の前線の幅を対象とするので、東京タワー通過時 から羽田空港までの約40分間は前線構造は変化しないと 仮定して 3.5°C (第13図の p'q')の前線の幅を求めた.

1987年10月



第11図 1981年5月21日16時 (J·S·T) 天気図. 破線は等温線,三角形は東京タワー,風速の記号 は第10図と同じ. IはR 22 と R 33 の交差点におけ る,KはIからR33に沿って2.1km 南にある風速 形の位置を示す.

東京タワーの 130 m の高さでは 気温が 3.5°C 降下し たのは第12図から 7分,前線の移動速度は第9図から 4.5 km/hr なので前線の幅は 520 m である.また,地 上については東京タワーに近い気象庁 (第1図の JMA) で 370 m であった.

一方,風については 250 mの高さでは SSW/11.6 m s⁻¹ から SW/3.5 m s⁻¹ に変化するのに要した時間は 12分なので前線帯の幅は 900 m となり, 107 m の高さで は SSW/4m s⁻¹ から NNW/6.0 m s⁻¹ に変化 するのに 要した時間は 9分なので前線帯の幅は 700 m 弱で,鉛直 流の大きい幅はこの程度と考えられる.

5. DFDR の解析

羽田空港の R 22 (220度の滑走路に向かって離着陸す る場合に,使用滑走路は R 22 と云う)に着陸した B-747の16時28分55秒から45秒間の DFDR を第13図に示 す.DFDR は飛行中の 種々の 項目を磁気テーブに記録 したものだが,本文で用いたのは気象解析に必要な項目 だけである.図には航空機の受けた鉛直加速度は0.25秒 ごと,風向,風速,気温,飛行高度,対気速度は1秒ご と,対地速度は2秒ごとである.

水平距離は対地速度(G・S)と時間の積からか,ある いは着陸時には航空機は一定の降下角(羽田では2.5度)



第12図 東京タワーの風と気温の記録(1981年5月 12日).数字は観測高度を示す。

で進入するので航空機の高度差からも求めることができ る.

羽田付近の前線の立体構造を知るため、地上前線の位置を気象官署の自記記録の内挿から決めたところ、航空 機観測の位置より約0.5 km 先行した。寒気の移動でこ のようなことはないので (Simpson and Britter, 1979), 誤差と考え、東京タワーと同様に垂直であったと仮定し た.

第9図によると地上前線の形は16時には複雑なので, 前線に直角方向の値に換算するのに主観が入るので観測 結果そのものについて述べる. なお,不正確だが16時に は前線と進入路(図の破線)とは直角方向から約60度な ので大雑把に見積るには cos 60°=0.5 を距離に乗ずれ ば良い.

第13図から次のことが分かる。

前線の幅: **p'q'**の前線を横切った 高度は 136~118 m である. 前線の幅を決めるのに対地速度 G・S(代表的な 値を図の上端に示してある)と時間の積で決めると,最 大 2 秒の読取誤差が入るので,飛行経路に沿う前線の幅 は560~240 m となる(読取誤差を考えないと 400 m).

一方, 2.5度の glide slope と飛行高度差から求めた前 線の幅は計算上は 412 m となるので,飛行経路に沿う前 線の幅は約 400 m と考えるのが妥当であり,前線に直角 方向には更にこれよりも小さいと考えられる.

寒気の前縁部の形:これは第13図から直接知ることは できないので推定する.飛行高度 171 m から 136 m の cq'(水平距離 800 m)の風向は 北風成分を もっていて 温度は一様に低いので寒気内である.従って,暖気側か ら 1.2 km の距離にある C 点の 寒気の 高さは 171 m よ り高い.

しかし、これより少し高い hk (飛行高度 221~189 m)

▶天気// 34. 10.



第13図 R 22 に進入した航空機の DFDR (1981年5月12日16時28分55秒—29分 43秒).



では風向は南よりとなり 温度も高いので 189 m の高度 は寒気の中ではないので,この 2 地点付近の寒気の高さ は寒気の頂部が水平だったとすると 171 m と 189 m の 間にある.ただし,僅か 18 m の高度差の中で cq'では 温度は一様に低く,風は北よりなのに 18 m 高い所では 温度は高くなり,風も南よりであることは,この仮定を 直ちに認め難いだろう.これについては更に $\S6$ で考え る.

第13図から3分後の16時33分(秒は不明)にR22に 着陸予定のL-1011 機(トライスター)は0.53Gの力 を受け着陸できずに復行した.R33とR22の交わった 地点(第11図のI)の風速計を局地前線が通過したのが 16時34分なので(第9図),この航空機は着陸寸前に前 線を通過したものと考えられる.

その後,この前線は南下して R 33 滑走路の 南端に近 い地点(第11図のK)の風速計(I地点の南2.1km) を16時46分に通過した.この前線が R 33 を南下中の16 時38分36秒に330度に向かって 浮揚した L-1011 機は数 10 ft の高さ(この場合は電波高度計)で前線を横切り, 追い風から向かい風に変る地点で最初は下向き,続いて 上向きの加速度を受けた(第14図の LAWS).この前線

1987年10月



第14図 離陸時の航空機の受けた加速度(1981年5 月12日).

横軸は時間を1秒毎に,縦軸には航空機の受けた 加速度を目盛ってある.なお,航空機の高度は電波 高度計による.

近くの風の変化量は知り得ないが, 2.1 km 離れた 2 つ の風速計地点の滑走路方向の風速差は 17 kt だった.

17時7分39秒から45秒の間に高度115~97m で前線 を通過してR33に着陸した別のB-747は480mの間 に2.5°Cの温度降下を観測した(第15図).第10図によ



 第15図 R 33 から進入した 航空機の DFDR (1981年5月12日17時7分18秒-8 分9秒). 内容は第13図と同じ.

ると、この航空機は前線をほぼ直角に横切り、前線帯の すぐ内側で風向は同じだが風速が増したため、追い風成 分は増加して下向きの加速度を受けたが(m点)、b点 で上向きの加速度を受けている(n点). このb点で気 圧高度計の指示が瞬間的に高くなっているのは、この前 線通過の際に約0.5 mbの地上気圧の急昇があったため で、飛行高度がどれだけ変化したかは分らない.

第15図は前線を直角に横切っているのに前線内の温度 傾度は,第13図の前線を斜めに横切ったものよりも小さ い. これらの時間差は約40分である.また,130 m の高 さの東京タワーの観測値と第13図と較べても第13図の方 が温度傾度は大きい.つまり,羽田空港の北側付近(東 京湾の海岸線に対応)で前線は最も強くなっているが理 由は分らない.

6. 考察と航空気象上の問題

温暖前線が関東地方に停滞していた時の寒気の高さは 筑波山よりも高かったが、この寒気が南下した時の羽田 空港付近での高さがどのくらいだったかは分らない.し かし、第1表の LAWS は寒気の前縁部に発生したもの だった.

Simpson and Britter (1979, 1980)の流体実験によれ ば、重い流体の前縁部の形は、重い流体と周囲の軽い流 体の速度により決まる.この例では前線の移動速度は東 京タワー通過中は 1.3 m/s, 羽田付近で 3.3 m/s だが, 暖気側の 速度は DFDR(第13・15図)から 8~10 m/s なので東京タワーと羽田空港付近(時間で40分, 距離で 約 15 Km の差)では 前縁部の形は変化ないと考えるこ とができる.

一般に寒気の前縁部の高さは、それに続く後面の高さ よりも高い. すなわち、著しいガスト前線では前縁部 の高さが1700 m, それに続く後方が1350 m だった (Charba, 1974). また、海風前線では前縁部の寒気の 高さは、それに続く寒気の約2倍の高さがあり最も高い 位置は前縁部から1~2 km の所にあった (Simpson et al (1977).

上述の寒気の特徴からすると,前節で述べた第13図の $cq' \ge c \sim k \sim h$ の状況は流体実験(Simpson and Britter, 1979; 1980) や観測結果(Simpson et al, 1977) を適用 すると理解し易い. すなわち,第13図の cq'の付近では 寒気の高さは高く $c \sim k \sim h$ の部分で寒気の頂部は低くな っていたと解釈すると都合よい.

また, Shapiro (1984) は高さ444 m のテレビ塔の鉛 直流も含んだ観測値を用いて総観規模の寒冷前線を解析 し,前線の幅は200 m,フロントゲネシスの大きさは 150 m以下で大きいことを示した.本例でも東京タワー (第12図)の169 m よりも下では温度傾度が大きいが, この上の205 m の観測点では温度傾度はごく小さい.

▶天気// 34. 10.

時間 J•S•T	高度	滑走路	グライド・スロ ープ設置点から の距離	機種	備考
1629	450—390 ft (136—118 m)	22 R	3. 1—2. 7 km	B -747	DFDR (13図)
1633	着陸寸前 (不明)	22 R	不明	L -1011	0.53 G の加速度をうけ 着陸できず復行
1638	離陸直後 (80ft ぐらい)	33 R	滑走路上	L -1011	
1708	380—320 ft (115—97 m)	33 R	2.6—2.2	B -747	DFDR (15図)
1720	500 ft (152 m)	33 R	3.5	B -727	
1745	800—600 ft (242—182 m)	33 R	6.5—4.2	DC-10	
1900	700 ft (212 m)	33 R	4.9	L -1011	

第1表 羽田空港における Low altitude Wind Shear (1981年5月12日)



第16図 着陸時の向い風成分の変化と対気速度の変 化(第15図に対応).

Vaは真対気速度, Vg は対地速度, 下段は滑走路 方向の向かい風成分を, 横軸に時間を秒単位で示し てある. 前線面 pq が第15図の記号に対応する.

また, 風の変わり方も 高さが 130 m では 9 分で S から Nの風に変っているが, 250 m では風向が完全に変るの に1時間近くを要していることとも一致している.

航空気象上の問題:次に風の変化による揚力の変化を 考えてみよう.向かい風成分と鉛直流の急変による揚力 の変化は次の式で与えられる (Fujita, 1985).

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

ここで, L は揚力, V_a , V_G は対気速度と対地速度, Δu は向かい風成分で $\Delta u < 0$ が向かい風, Δw は鉛直流 の変化, C_L は揚力係数, α は迎え角である. 代表的なジ x = y ト旅客機の翼型で $\alpha = 15^\circ$, $V_a = V_G = 150$ kt とする と, 右辺の1項, 2項とも 1.3%/1 kt である.

第15図について V_a , V_G , Au を示したのが 第16図で ある. この例では着陸のため V_G は変化しているが,前 線 pq の中程までの数秒間は V_G はほぼ一定なのに対し て,前線の暖気側 p より前線の中に入ると同時に追い風 から向かい風となり (下段), V_a は急増 している (d 点). この時が第15図の航空機の加速度が m からn に変 化した所である. d点で受けた向かい風による揚力増加 は上式右辺の第1項は13%である. ただし, この例では 鉛直流は測定されていないし,計算から求めることも困 難である.

7. 結 語

羽田空港の LAWS の発生は、ここで述べた温暖前線 の変形によるものがかなり多いので(栗山, 1987), DFDR の入手できたものを解析したところ、前線の前 縁部は地上から 150 m ぐらいまではほぼ垂直で,前線の 幅は 400 m 以下で明瞭であり、LAWS はこの前線の前

623

1987年10月

624

縁部で発生したものであることが分かった。

前線内の温度傾度は東京湾の海岸線に近い羽田空港の 北側で大きくなり, R 33 のすぐ南で弱まった. この現 象が単なる一例なのか,一般的な特徴なのかは分らな い.また,飛行場内の2か所の風の記録には,北側(I 地点)の前線の強化された地点では風が SSW からNに 変わる途中に約7分 NW 風がやや強い部分があるが, 南側の風速計にはこれに該当する風の変化はない.これ らは今後の問題である.

本文の作成にあたり DFDR については 全日本 空輪 KK から,公害監視用およびテレビ塔の観測値について は,東京都,神奈川県,千葉県,横浜市,川崎市,横須 賀市,相模原市から貴重な資料をいただいた.また,小 田急電鉄箱根大湧谷ローブウェーの観測値は山岳観測の ない中で非常に役立った.なお,全日空 KK の下坂主 席運航管理者とレフェリーから有益なコメントをいただ いた.記して上記の方々にお礼申上げる.

1 () () (

Batchelor, G.K., 1970: An introduction to fluid dynamics. Cambridge Univ. Press. 1-615.Charba, J., 1974: Application of gravity current model to analysis of Squall line gust front. Mon. Wea. Rev. 102, 140-156.

- Fujita, T.T., 1985: The Downburst-Microburst and Macroburst-Chicago Univ. Press. 1-22.
- —, —, 1986: DFW Microburst on August 2, 1985. Chicago Univ Press 1–154.
- Goff, R.C., 1976: Vertical structure of thunderstorms outflows. Mon. Wea. Rev. 104, 1429-1440.
- 栗山陽一, 1987: 強い Low Altitude Wind Shear を伴う低層の前線構造——その 1. 寒冷前線の場 合——, 防衛大学校理工学研究科卒業研究 1-70.
- Shapiro, M.A., 1984: Meteorological tower measurements of a surface cold front. Mon. Wea. Rev. 112, 1634-1639.
- Simpson, J.E. et al, 1977: Inland penetration of sea breeze fronts. Q.J. Roy. Met. Soc. 103, 47-76.
- Simpson, J.E. and R.E. Britter, 1979: The dynamics of the head of a gravity current advancing over a horizontal surface. J. Fluid Mech. vol. 94, part 3, 477-495.
- ----, 1980: A laboratory model of an atmospheric meso-front. Q.J. Roy. Met. Soc. 106, 485-500.

日本気象学会誌 気象集誌

第II輯 第65巻 第4号 1987年8月

高橋正明:準2年振動の2次元モデル:第1部

Andrew J. Weaver:中緯度加熱に対する二層大気モデルの定常的応答

岩崎俊樹・中野 尚・杉 正人:積雪対流の効果をパラメタライズした台風進路予報モデル

余田成男・塩谷雅人・廣田 勇:南半球で解析された惑星規模の循環形態の多様性

Hua-Lu Pan: 冬の上部対流圏における10-20日周期変動

猪川元興・榊原 均・石原正仁・柳沢善次:日本海上で観測された対流性線状降雪雲の2次元数値実験…組織さ れた多細胞型対流の構造と時間変化

松尾敬世:雪片のライミング成長に与える表面粗度および多孔性の影響

森山 茂:地球の氷期サイクルに関する一仮説:(Ⅱ)更新世における振動気候の出現の原因

矢野順一・竹内義明:熱帯収束帯における雲の水平パターンの自己相似性

要報と質疑

小倉義光・秦 弘能:北半球冬期赤道をはさんで西太平洋に発生した熱帯渦のペアの解析例

▶天気// 34. 10.