

# 大気下層の乱気流調査 (第2報)\*

柴 田 宣\*\*

## 1. ま え が き

1966年3月5日富士山付近での BOAC 機事故は激しい乱気流が原因とされており、それ以来気象研究所では3ヶ年の研究計画で乱気流の特別調査が実施された。当台では、気象研究所の地方共同研究費によって航空機気象観測報告を収集し、発生分布、各気象要素との関係などからその機構を明らかにしようとしてきた。冬期季節風時における下層の乱気流発生分布は地形・山岳に対応している。富士山周辺の発生分布はどうしても飛行数の不足ではっきりしない。鈴鹿周辺の分布も南西風パターンで調べたが、特に地形の影響はわからない。冬期に次いで遭遇の多いのは低気圧の通過時であるので、これの遭遇分布を調べた。典型的な冬型気圧配置時においてもある空域における乱気流の遭遇の度合は違う。力学的・熱的・風のシヤーなどの効果の大小によって複合的に発生率が変わるからだろう。ある空域内の遭遇率と各種の気象要素との関係を見出して重回帰式による予報式を

求めた。これらの気象要素の役割りから、その発生の機構を考察した。

## 2. 低気圧による発生分布

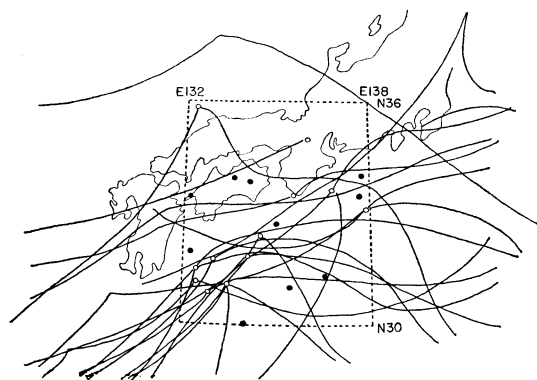
本州を通過する低気圧を日本海を通るものと南海上のものに分けて、1963年～1966年の4年間の暖候期(4月～9月)の航空機気象観測報告から緯度・経度1度毎の区域内の乱気流遭遇回数とその区域内の飛行数との比の100分率を遭遇率とした。その時の低気圧の中心位置と前線の模様は第1図a, b第2図a, bの如くで、低気圧の前面に相当する区域では遭遇率は高い。南岸低気圧の場合の東京～大島～浜松～河和～名古屋間の各セグメント毎の飛行回数は平均100機の飛行数であり、日本海低気圧では平均500機になる。すなわち、それぞれ100機および500機に対する遭遇率である。

## 3. 鈴鹿周辺の乱気流

北西の季節風時には、柴田の調査ではこの空域の平均遭遇率は小さいにもかかわらず、従来からの航空関係者の間に鈴鹿上空の悪気流が有名となっている。前節の低気圧による遭遇率分布では発生率の高い区域である。このようなシノップティックパターンで、紀伊山地を越す南西風が、あるいは地形による山岳波と悪天気によって鈴鹿周辺の乱気流分布を特徴づけてはいないだろうか。そのことから潮岬の上層風の平均(0.5～5.0km)が30knot以上の日で平均風向も250度～180度、ときには南東風の場合も含んで、暖候期61日の航空機気象観測報告による遭遇率を求めた。第3図のとおりである。これらの日には南岸および日本海低気圧が28日含まれる。遭遇率は1/4緯度・経度で細分した。河和～鈴鹿～六甲を通る航空路(G-4)が名古屋～大津を通る航空路(G-3)に比して遭遇の度合は約2倍多くなっている。また年間を通して周期的に低気圧の東進があり、鈴鹿上空は低い高度で悪気流が常に存在している場所となる。

## 4. 富士山周辺の乱気流

強風による富士山の風下側の乱気流発生分布は前回の報告<sup>1)</sup>に述べたとおり、現在の観測報告では詳細な飛行経路を示していないので、それを明らかにすることは



第1図 a

南岸低気圧と前線(22日例, 1963～1966)

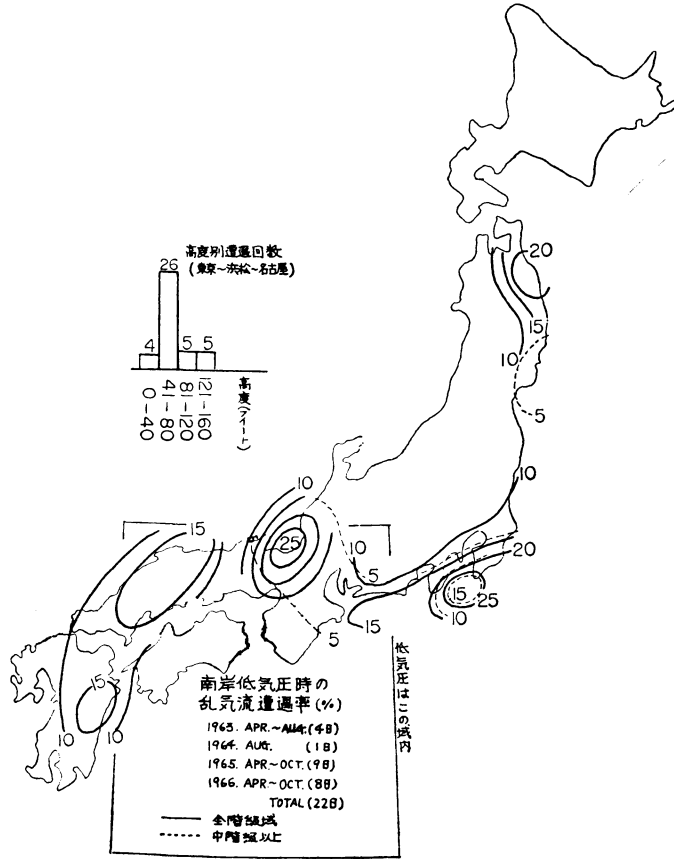
○: 低気圧      ●: 熱低, 台風

\* Turbulence in the Lower Layer (2nd Report)

\*\* N. Shibata (東京航空地方気象台)

—1969年4月19日受理—

—1970年3月30日改稿受理—



第1図b 乱気流遭遇時の低気圧の中心位置

きない。また強風日は、その周辺はさけて飛行しているので報告機数は極めて少ない。1963年~1966年の4年間の暖候期(4月~9月)富士山の風が、南~西~北風(主として南西風パターン)の50 knot 以上吹いた日から60機の報告を富士山頂から50km 円内の空域内にプロットしたのが第4図である。東半円30km 以内の遭遇が多い。

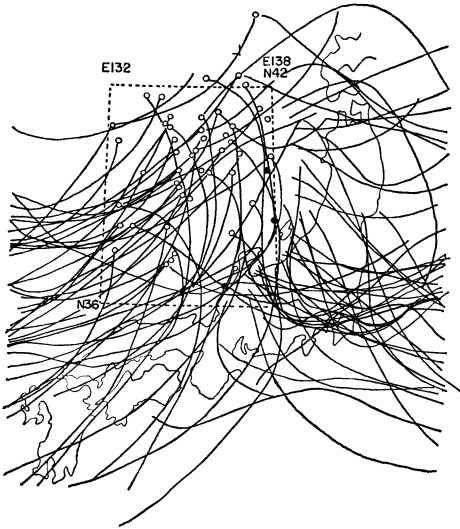
5. 乱気流発生の機構

乱気流観測はすべてパイロットの体感で、機種も一定のものでなく、主として3階級の強度で報告されるので、各気象要素の物理量との関係は見出し難い。しかし第1表の如き一応の計器による基準を設けている。

ある空域の発生率はその大気成層の乱れに比例し、各気象要素の変化によって複合的に発生して増減するとすれば、これらの気象要素を変数とする重回帰式を導くことができる。乱気流の成因は主として力学的・熱的および風のシアーによるとされており、これらの要素を用い

て特定空域の統計実験を試みた。

- (1) 典型的な冬型パターンの各気象要素の平均分布  
典型的な冬型パターンを1961年12月から1966年3月まで冬期5か年中、86日から無作為抽出50個の標本による気象要素の平均分布を求めた。(第5図~第10図)  
これから平面的・立体的に発生する乱気流と各気象要素との物理的関係を見出そうとした。たとえば気温減率の大きい成層が存在する条件で、それより下層の対流不安定がその成層中の乱気流遭遇率と関係があるだろうか。また平均的なフロントの位置を見出すことによってある高度面における風の水平シアーとその高度における乱気流遭遇率と関係があるだろうか。これらの平均分布は、各要素との関係を見出す上の物理的根拠となる。風のシアーは100mb間の垂直シアーであり、同じく100mb間の気温減率である。リチャードソンナンバーは、これらの  $\frac{\Delta u}{\Delta z}$  と  $\frac{\Delta t}{\Delta z}$  を用いて



第2図 a

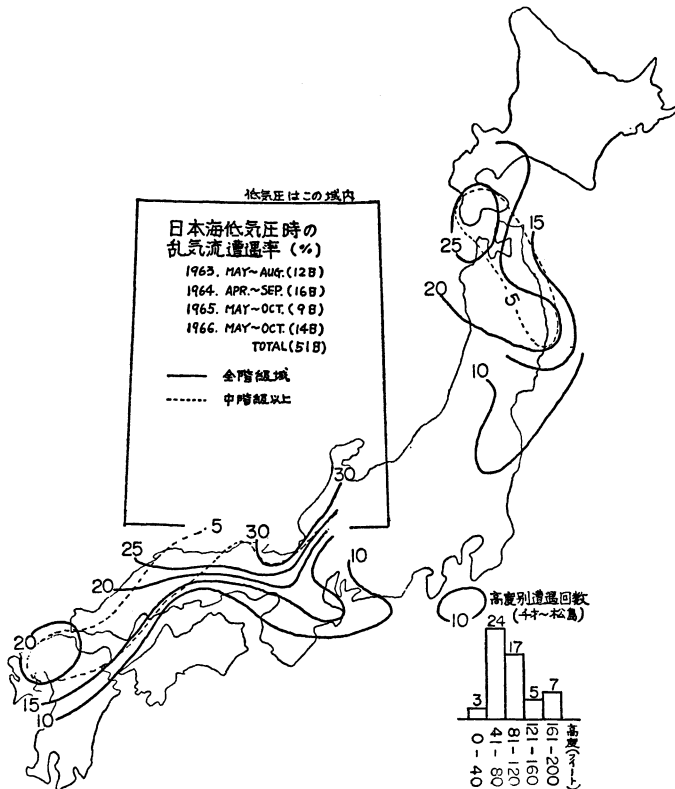
日本海低気圧と前線 (51日例 1963~1966)  
 ○ : 低気圧      ● : 熱低

$$Ri = \frac{g \left( \Gamma d - \frac{\Delta t}{\Delta z} \right)}{T \left( \frac{\Delta u}{\Delta z} \right)^2} \quad \text{から求めたものだが } Ri >$$

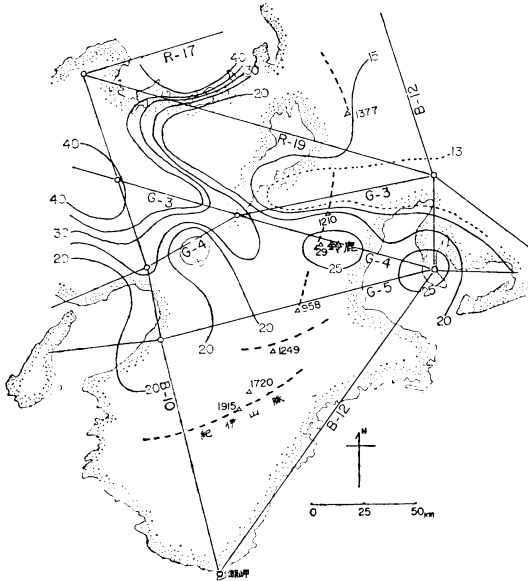
10を越したものは (50日中10日間は  $Ri > 10$ ) すべて10の値として計算した. 湿度の平均分布は雲中か晴天の遭遇かの区別をしてくれるだろう. フロントの平均図は50日の標本中飛行数が10機以上の日の35日間のもので, 各層の風の南北成分の増減から上層にゆくにしたがって風向が逆転するところをプラス (+), 順転するところをマイナス (-)として等値域を連らねる

第1表 航空自衛隊の TURB 基準

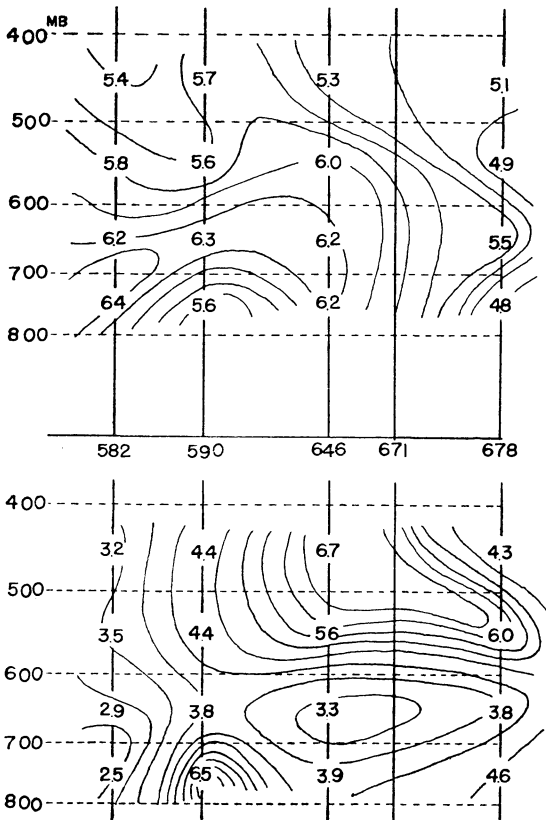
	加 速 度	対気速度の変動
LGT	0.1~0.3 <sup>g</sup>	5~15KTS
MDT	0.6	15~25
SEV	0.9~1.2	25<
XTRM		35以上で急げきな変化



第2図 b 乱気流遭遇時の低気圧の中心位置



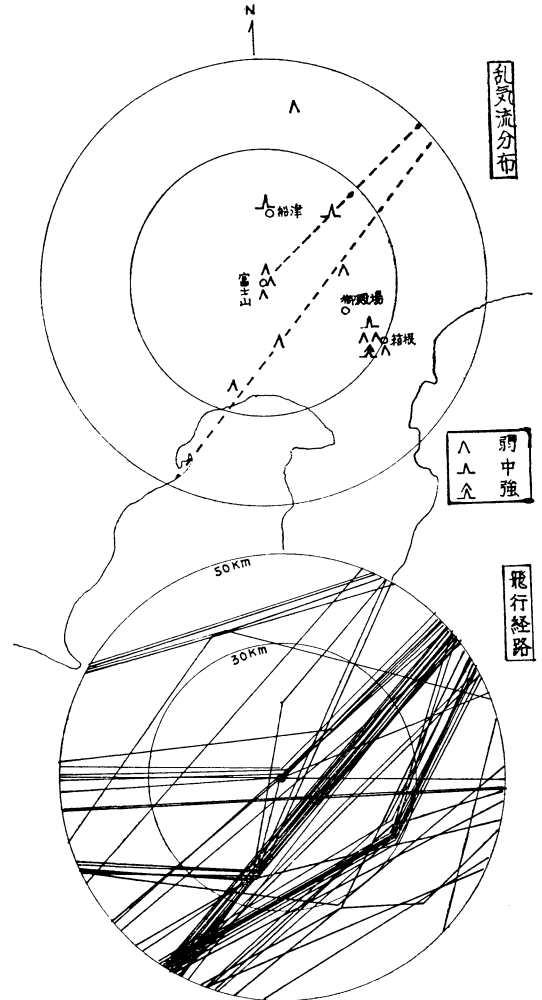
第3図 潮岬強風時(南西風) 鈴鹿周辺における乱気流遭遇率(%) 61日(1963~1966)



第5図 気温減率の平均(上)と分散(下)

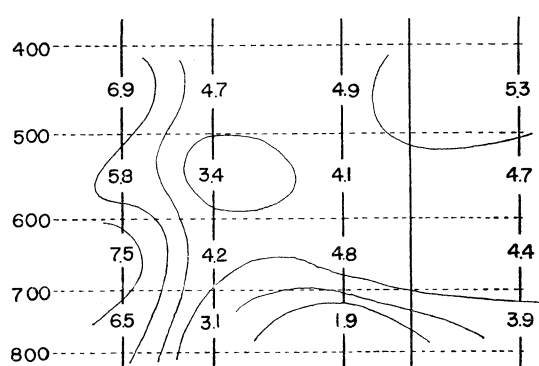
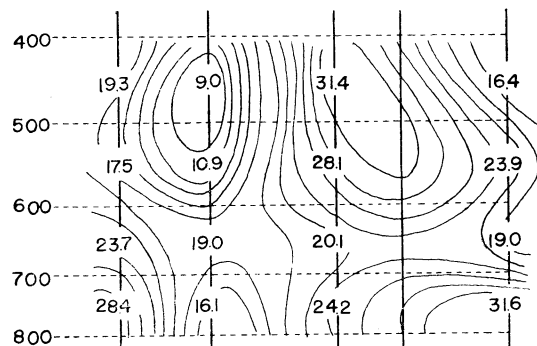
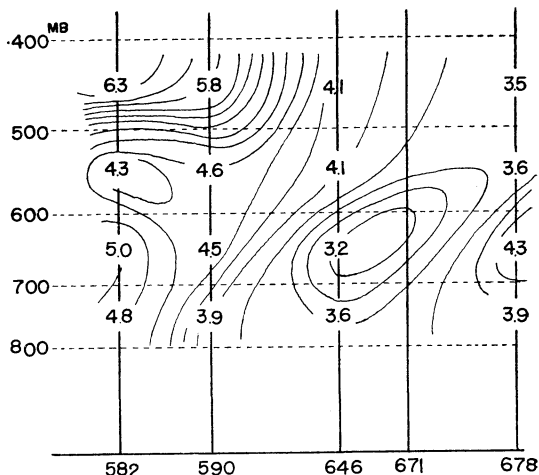
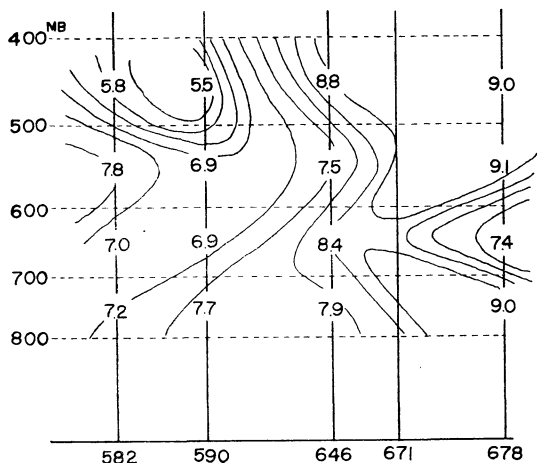
と寒気・暖気の移流の接するところ、すなわちフロントとなる。

なお、日本海低気圧および南岸低気圧のパターン時の気温減率と風の垂直シャーの平均および分散を求めたが(第11図~第14図)このパターン時の統計実験はやってない。しかし後述するように第13図によれば、700~600mb層における相対的な不安定層の存在が、



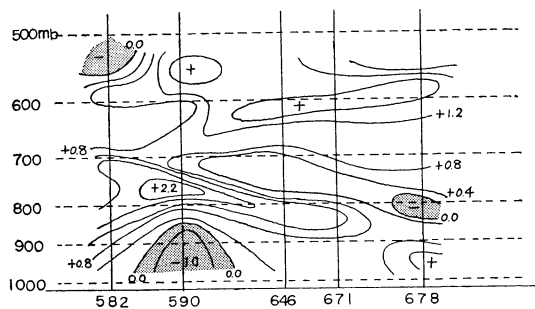
第4図 富士山強風日(S~W~N 50ノット以上) 60機(1963年~1966年暖候期)

	20000 ft 以下	21000 ft 以上	高度不明
飛行数	44	13	3
遭遇機数	2(11000~20000) 11(3000~10000)	1(22000)	



第6図 風の垂直シャーの平均(上)と分散(下)

第7図 Ri ナンバーの平均(上)と分散(下)



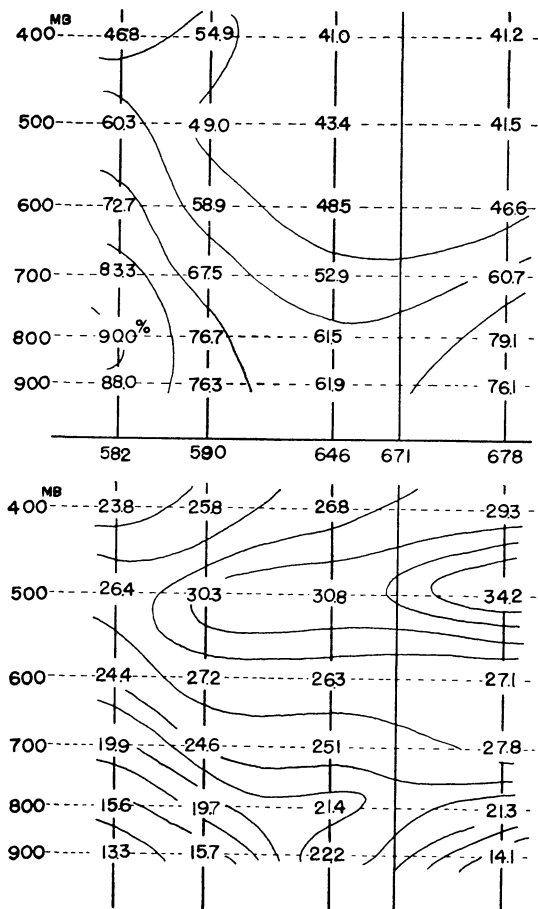
第9図 フロントの平均位置

南岸低気圧の温暖前面と対応し、第1図bに示したように遭遇の多い区域であり、何らかの役割りをなしていると考えたい。

(2) 乱気流遭遇率と各気象要素との関係

無作意抽出50個の標本中21GMT~09 GMT の時間帯に関東上空50マイル半径円内を飛行した航空自衛隊機10機以上の日が35日例となるので、これらの日にお

いて乱気流遭遇の度合は遭遇回数と一定空域、一定時間帯を飛行した機数との比として求められる。35日中全機数は714機で222機が乱気流を報告しているので、全体の平均遭遇率は31%で中階級以上のものはその1/3をしめている。さらに、これらの乱気流の平面と立体分布は第15図のごとくで、およそ、その80%は11,000フィート以下のものである。遭遇率と各気象要素との相関は第2表のとおりで、館野の00GMTにおける地上と850 mbとの温度差が正の相関で比較的に良い関係を示していることは、天気が良ければ太陽放射による不安定から熱的低気圧を助長し、天気が悪い場合は小低気圧やフロント付近で湿潤不安定によって下層の乱気流をおこす原因が含まれるだろう。また大気成層中の垂直シャーの最大値との関係も比較的に高い相関があることは強風軸の存在が、その成層を乱す原因となっているだろう。次に10,000フィートより下層の仙台~館野の風向のシャーとの関係を南北成分



第8図 湿度の平均(上)と標準偏差(下)

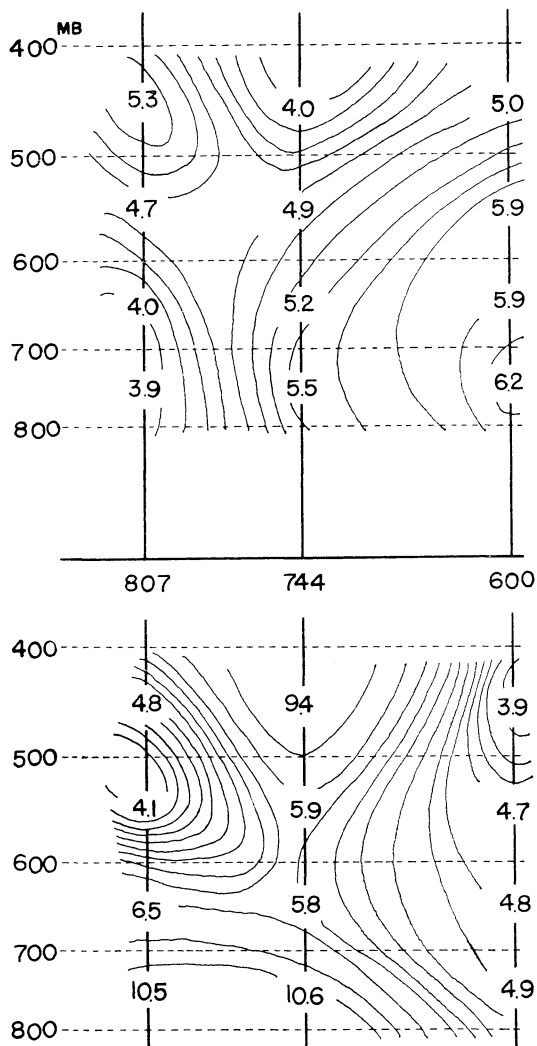
の差におきかえて、フロントの検出をすると、フロントの平均位置は仙台～館野間で800mb面を横切って存在し、遭遇率との相関は、この等圧面付近で大きい。季節風時の下層大気中のウインドプロファイルの平均風速は30 kts以上、あるいは50 kts以上にもなり、山岳地帯に接近すれば山岳波による乱気流の発生も加わる。

以上の気象要素は、いづれも現業作業から余り苦勞なく計算できるもので、これら変数5個による重回帰式から特定空域内の遭遇率を予想したいのである。

$$Y = -58.4450 + 4.3161X_1 + 2.4948X_2 + 0.5562X_3 - 0.8738X_4 + 0.8282X_5 \quad R = 0.87$$

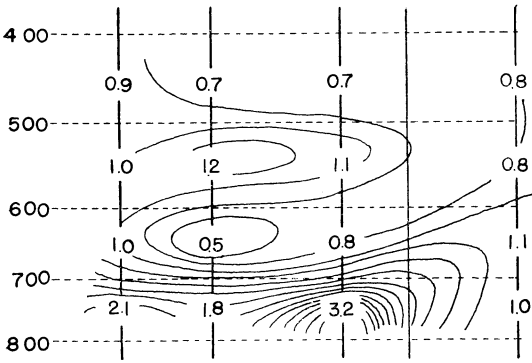
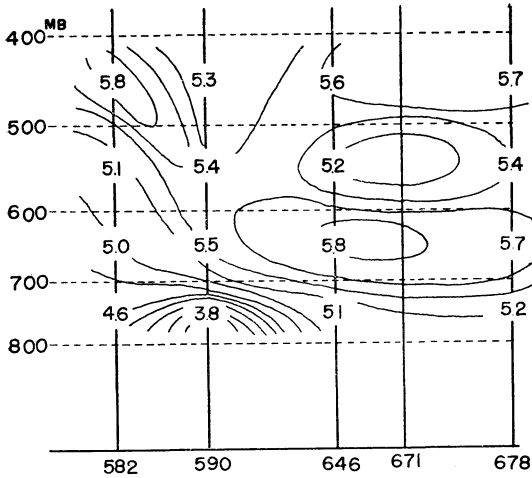
(3) 乱気流発生の機構

冬期の主として関東から東北にかける下層乱気流発生の主役は、典型的な冬型気圧配置であることは勿論

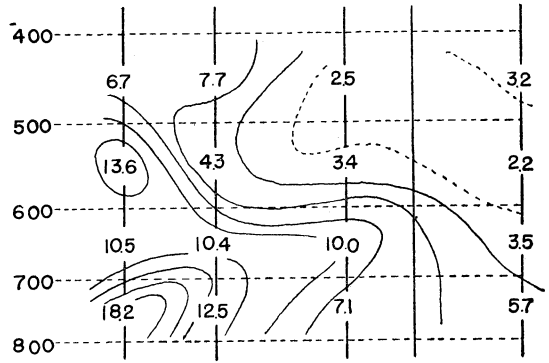
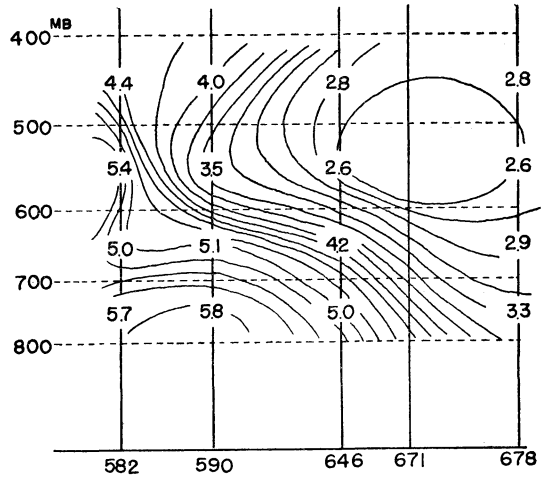


第10図 気温減率の平均(上)と分散(下)

だが、対流不安定が大きな役割りをしている。気温減率の平均図で見られる日本海側(輪島～秋田)からの不安定層(700mb～600mb)の存在は輪島上空の500mbの気温と良い相関を示し、仙台上空の不安定層とは、-0.54、館野上空のそれとは-0.61となる。この層が下層からの対流不安定をさらに援助する役目を持つであろう。前線面から下層の不安定が10,000フィートまでの遭遇率、さらに15,000フィートまでのもの、20,000フィートまでのものと分けて相関関係を見ると、0.43、0.46、0.49と全層までのもの0.57(第2表)に近づく。これは下層の対流不安定による影響は



第11図 日本海低気圧型時の気温減率の平均 (上) と分散 (下)



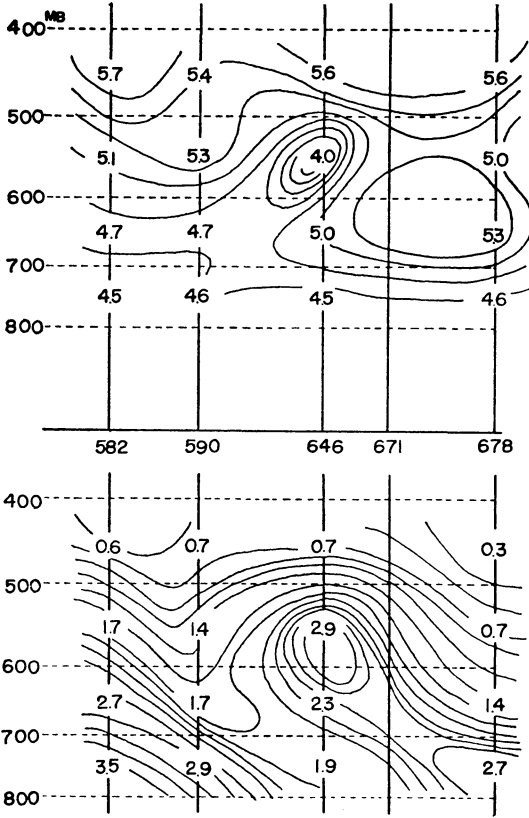
第12図 日本海低気圧型時の風の垂直シヤーの平均 (上) と分散 (下)

かなり上空にまで効いていることを意味するのかも知れない。前線面を滑昇する南風が800mb面(6,000フィート)より上空の乱気流発生に何等かの寄与をしていると思うが、各層別の遭遇率が求められないので、それはできなかった。乱気流の遭遇高度10,000フィート以下は、およそ全体の80%の高度分布となり(第15図の累積度数参照)、この付近におけるフロントの影響による関係を調べると、仙台上空で北風成分が増し、館野上空で南風成分が増すほど発生が多い。

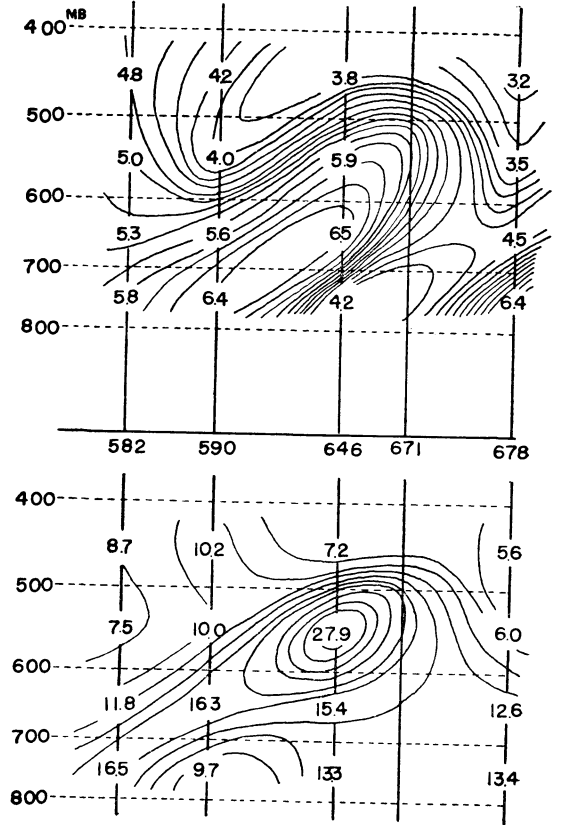
仙台上空50マイル半径円内での遭遇率と仙台の850mbと地上の温度差との関係はほとんど見られないことは(飛行数・標本数は不足で可成りの誤差を含むが、28日例から仙台上空の遭遇率と下層風の平均風速との相関は0.41で、地上と850mbの温度差との相関は-0.05で関係は全く見られない。)平均図のとおり800~700mb層への暖気移流があって、厚い安定層を

なし、地表付近の対流不安定をそれ以上に助長しないのだろう。仙台の下層不安定は、また関東の遭遇率に少し相関がある。冬型時に関東の平均遭遇率より太子~仙台のそれが大なのは下層の対流不安定に代って地形・山塊による影響が大となってくるのだろう。晴天乱気流は、ジェット気流近くの風のシヤーによっても、雲のない対流不安定層中にも、地形・山岳によってもその形態を変えて飛行機に動揺を与える。冬期季節風時の能登半島から若狭湾にかけての平均45~50%の大きな遭遇率は、主として雲中におけるもので、積雲対流不安定の役割りの大きさを示している。第16図は、これら発生機構のモデルである。

1966年2月23日の例は、その代表的なもので、第17図は地上天気図(b)と各地点の状態曲線(a)を、第18図a, bは垂直断面図と各気象要素の分布に乱気流発生の模様を示したものである。400mb付近の乱気流発生

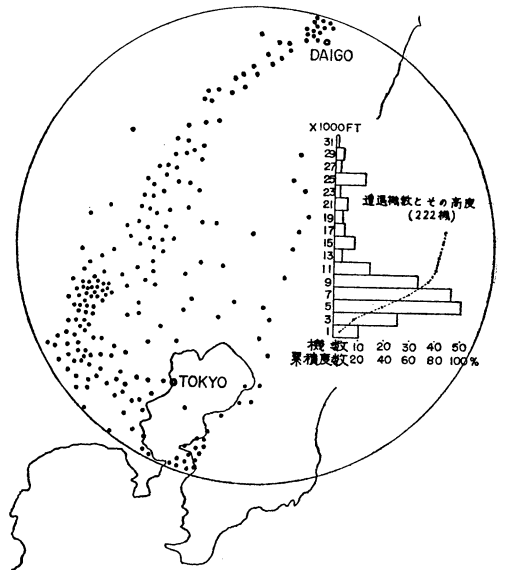


第13図 南岸低気圧型時の気温減率の平均(上)と分散(下)



第14図 南岸低気圧型時の風の垂直シャーの平均(上)と分散(下)

群は、強風軸が直接の原因と判断されるが、関東付近ではフロント面より下層のものは強風によるガスト及び湿潤不安定による対流活動がフロント面に一度さえざられ、一部は、それを破って上方にのびるだろうし、一方、フロント面を滑昇する湿った南風が700~600mb層の不安定層(ここではリチャードソン・ナンバーが1.0となっている)で対流不安定となり500~600mb付近の転移層までのびる。秋田上空の450mb付近の不安定層は仙台~関東の600~700mb層に連らなって見える。この一連の不安定層に沿って乱気流の発生が見られる。仙台の下層では強風による地形・山塊の影響も勿論あるが、状態曲線は絶対不安定に近く、気流の乱れは充分に想像されるだろう。ここでは成層は乾燥しているので、雲も少なく遭遇した乱気流は、あるいはCATと報告されるだろう。この日の関東付近の遭遇率は74%で前述の重回帰式で計算すると63%となる。



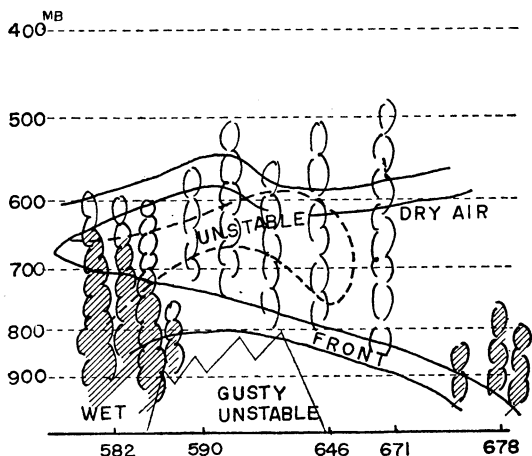
第15図 累積度数



第2表 乱気流遭遇率と各気象要素との相関 (関東50マイル半径内)  
冬型気圧配置 35日例 標本抽出

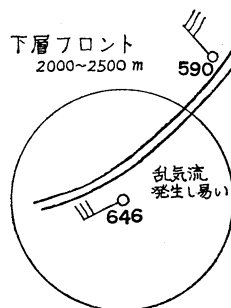
	気象要素 Ooz	単位	相関係数	Y式
1	福岡～八丈, 地上気圧差	mb	0.49	$X_2$
2	館野, $\Delta T$ (850mb～地上)	$^{\circ}C$	0.57	$X_1$
3	仙台, //	//	0.27	
4	館野, 東西成分 (0.5～5.0km) 平均	ノット	0.21	
5	仙台, //	//	0.36	
6	輪島, //	//	0.27	
7	館野, 700mb東西成分	//	0.24	
8	富士山の風 (21～15Z の平均)	//	0.33	
9	館野, $\Delta u/\Delta z$ (700mb～600mb)	ノット/1000ft	0.29	
10	館野, Ri ナンバー ( // )		-0.18	
11	館野, $\Delta t/\Delta z$ ( // )	$^{\circ}C/1km$	-0.09	
12	館野, 南北成分 (0.5～2.5km) 平均	ノット	-0.01	
13	仙台, // //	//	-0.19	
14	館野, $\Delta u/\Delta z$ (800mb～400mb 中の Max)	m/s/1km	0.49	$X_3$
15	館野, Max[ $\Delta u/\Delta z$ ]～Min [ $\Delta u/\Delta z$ ]	//	0.38	
16	館野, 南北成分最大変化 (0.5～5.0km)	ノット	0.03	
17	館野, 平均風速 (0.5～5.0km)	//	0.35	$X_5$
18	仙台, // //	//	0.39	
19	輪島, // //	//	0.23	
20	仙台(1.0km)－館野(2.0km)の南北成分差	//	-0.26	
21	仙台(2.0km)－館野(1.0km) //	//	-0.09	
22	館野(2.0km)－館野(1.0km) //	//	0.22	
23	仙台(2.0km)－仙台(1.0km) //	//	0.11	
24	仙台－館野南北成分差(1.5km)	//	-0.20	
25	// (2.0km)	//	-0.35	$X_4$
26	// (2.5km)	//	-0.34	
27	// (3.0km)	//	-0.30	

(注) 相関が  $\pm 0.325$ 以下は信頼率95%で有意でない。

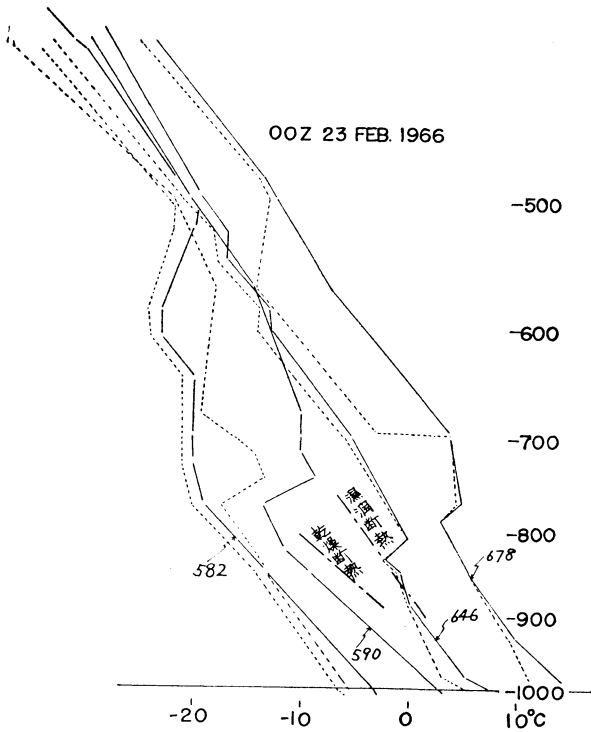


垂直シアー大  
800mb～400mb

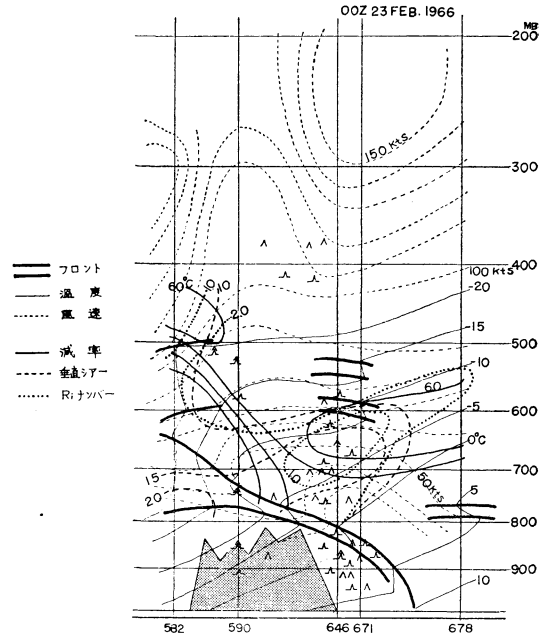
下層フロント  
2000～2500 m



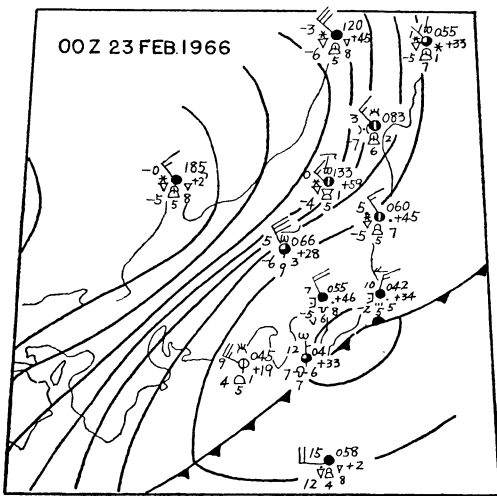
第16図 冬期季節風時の乱気流発生機構



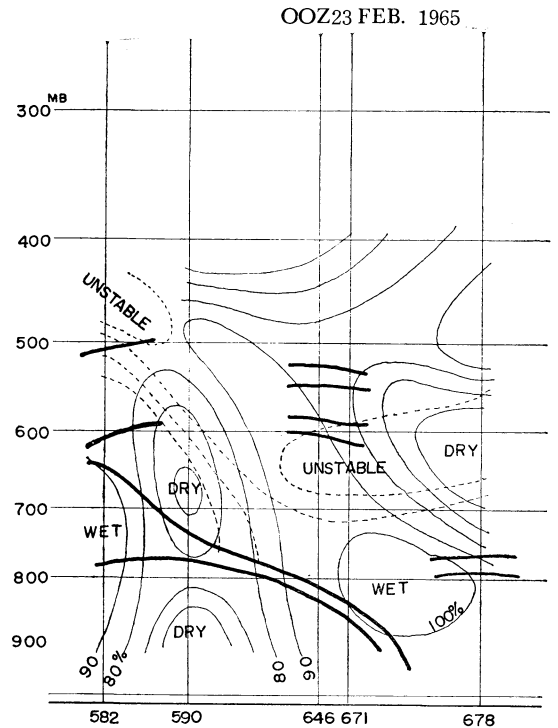
第17図 a 乱気流発生時の各地の状態曲線



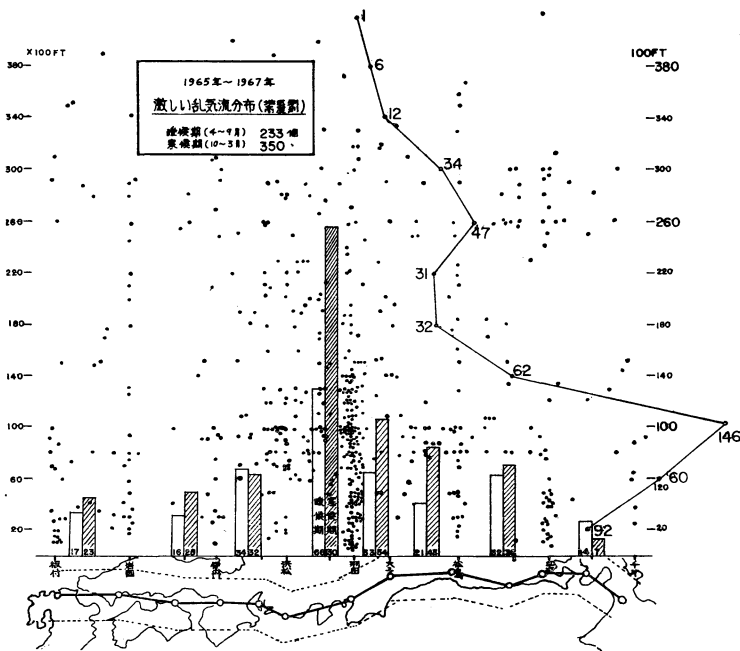
第18図 a 乱気流発生時の垂直断面図 (温度・風速)



第17図 b' 乱気流発生時の地上天気図



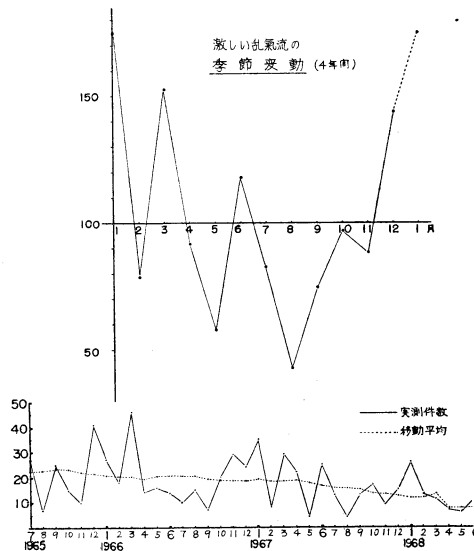
第18図 b 乱気流発生時の垂直断面図 (湿度)



第19図 激しい乱気流の分布 (1965年～1967年)

第3表 激しい乱気流に遭遇した機種と機数 (1965年～1967年)

	主な機種 (機数)	583機
大型ジェット	B-47 (4) C-141 (15) B-57 (12) DC-8 (1) B-707 (10) CV-880 (17) B-727 (53) C-135 (6)	118
中型	C-46 (4) C-47 (5) F-27 (33) CL-44 (5) YS-11 (30) C-54 (3) VIS (22) DC-6 (9) C-130 (21) CV-240 (3) DC-4 (9) その他 (4) C-124 (11)	196
小型・戦・練	T-33 (62) F-86F (29) T-33A (52) F-100 (14) T-39 (12) F-104J (4) T-34 (9) A-3 (4) T-29 (2) その他 (40) P-2V (2)	230
軽飛行機	セスナ ビーチクラフト (24) ヘリコプター	39
ヘリコプター	機種不明 (15)	



第20図 激しい乱気流の季節変動 (1965年～1969年)

### 6. 激しい乱気流の発生分布と季節変動

本州主要航空路上の乱気流の中、激しいものの過去3年間全部をプロットすると第19図のごとくなる。敢えて特徴と言えば、浜松～仙台にかけて寒候期の件数は、暖候期の約2倍である。高度別では10,000フィートと26,000フィートにピークが見られるが、これは平均巡航高度をも表わしていると思われるので、特に気象・地形などの要素との関係は見出せない。前述の第5節(2項)における統計実験で示した高度別頻度と全く同じ分布である。激しい乱気流層の厚さは報告202個の中約78%は500～5,000フィートに含まれる。

軽飛行機から大型ジェット機にいたる全機種による遭遇であるが、単に受けた機種別に分類しただけでは遭遇し易い機種は何であるか区別はつけられない。第3表は遭遇機種の分類をしたもので、中型～大型機と小型～軽飛行機に分けるとほぼ同等の機数となっている。

過去4年間の資料から各月の件数を12ヶ月で移動平均をして季節変動を見ると第20図のとおりとなる。冬期は季節風によって多発し、6月と10月は前線帯と低気圧によって多くなる。最近の傾向値はゆっくり下降を示しているが、気象の変動が2～3年来おだやかなためなのかわからない。

### 7. むすび

典型的な冬期季節風時の乱気流の発生にも850mb以下の下層の不安定が大きな役割を示しており、その上の転移層を破って、さらに日本海側から侵入して来た不安定層(700～600mb層)に助長される。加うるに800mb

の前線面を滑昇する南風が、時には湿潤でこの層より上の対流不安定に参加する。これらの対流不安定は湿潤域であればINC (in cloud) で、乾燥域であればCATで報告されるだろう。これらの成層は下層では強風による地形・山塊の影響および、フロント、強風軸による風のシアーによってよく乱れ、種々の形態の動揺を航空機に与える結果となる。地域によっては仙台上空のごとくフロント層は厚く、その下層の対流不安定を活発にさせないところもある。重回帰式の計算は手計算によるもので、精度の良い予報式ということでは要因の選定に疑問があるが、現業で手軽に得られる要素であるので、現在のところこれ位で充分であろう。

気象研究所・東京管区气象台から地方共同研究費を戴いて資料の収集と調査を行なったこと、および、山田前管制気象課長・原口管制気象課長・山本予報官を始め予報官各位のご指導とご批判に深く感謝します。

### 参考文献

- 1) 柴田 宣：大気下層の乱気流調査，天気，15，201～209.
- 2) 東航予報課飛行場予報ワーキンググループ：視程の統計予報（飛行場予報資料）
- 3) 鈴木栄一：統計的予報要因選別法，測候時報，29，363～369.
- 4) R.M. ENDLICH, R.L. MANCUSO, J.W. DAVIES: Techniques for Determining a World-wide Climatology of Turbulence Through use of Meteorological Data, Air Force Cambridge Research Laboratories (AFCLR-66-335), May 1966.