

MUレーダーによる下部成層圏風速の観測

——成層圏無線中継システムのための環境評価——

佐藤 亨・佐藤 薫

賀谷 信幸・松本 紘

日本航空宇宙学会誌

第41巻 第473号別刷

1993年6月号

論 文

CONTRIBUTED PAPERS

MU レーダーによる下部成層圏風速の観測*¹

—成層圏無線中継システムのための環境評価—

Monitoring of Winds in the Lower Stratosphere with the MU Radar
—Environmental Assessment for the Stratospheric Radio Link System—

佐藤 亨*²・佐藤 薫*³

Toru SATO, Kaoru SATO,

賀谷 信幸*⁴・松本 紘*⁵

Nobuyuki KAYA and Hiroshi MATSUMOTO

Key Words: Environment, Remote Sensing, Stratospheric Aircraft, Wind Fluctuations

Abstract

Height, seasonal, and short-period variations of lower stratospheric winds around 20 km altitude, where aircraft for the stratospheric radio link system will fly, are analyzed based on the wind data obtained by the MU (middle and upper atmosphere) radar for three years. While the stratospheric jet stream was found to be weak enough in summer, it turned to be fairly strong in winter even at the so-called 'zero-wind' height of around 20 km, sometime exceeding 40 m/s over a period of two days. Random wind fluctuations of the order of 1 m/s was found to exist in thin turbulent layers of 50-100 m thickness.

1. はじめに

移動通信の普及に伴い、携帯電話の小型化やサービスエリアの拡大といった無線通信サービスの向上が社会的要請となってきている。しかし通信衛星を用いた中継では携帯機の小型化に限界があり、これを解決する有効な手段の一つとして成層圏高度に無線中継機を搭載した無人航空機を常時飛行させることが提案されている。

航空機の飛行高度としては最も平均風が弱くなる高度 20 km 付近が有力な候補であり、すでに機体や電力供給方法についてさまざまな検討が行われている。しかし、この高度領域は従来観測手段に乏しく、機体

の設計に必要な周辺環境のデータが十分でなかった。

特に短周期変動強度を含む風速場の詳細な情報は強度設計に不可欠であるにもかかわらず、信頼し得る観測結果が存在しなかった。従来ほとんど唯一の観測手段であったラジオゾンデによる直接観測は気象庁による定常観測で 12 時間間隔、特別に行う集中的な観測でも 1 時間程度の間隔が技術的限界である。

これに対して最近注目されている VHF・UHF 帯の大型ドップラーレーダーは、大気乱流による屈折率変動が引き起こす微弱な散乱波を受信することにより、暗天大気中の風速を時間と高度に対して連続的に測定する能力を有する。さらにラジオゾンデでは測定できない鉛直風成分を直接観測できるのも大きな特長である。わが国においては 1984 年に滋賀県甲賀郡信楽町の国有林内に建設された京都大学 MU (Middle and Upper atmosphere) レーダーが、この高度領域を観測し得る唯一のレーダーである。そこでこの MU レーダーによって 3 年間にわたり観測された下部成層圏のデータを解析し、高度 20 km 付近の風速の高度・季節変化と、その短時間変動強度を求めた。

2. MU レーダー観測

MU レーダーは直径 103 m の円形敷地に配置された 475 本の直交 3 素子八木アンテナからなるモノスタティックパルスドップラーレーダーである。このレーダーの最大の特徴は各アンテナが固体送受信機をそなえ、電子的に位相制御を行うアクティブ・フェイズド・アレイ方式を採用しているため高速のビーム操作が行えることである¹⁾。各送信機のピーク出力は 2.4

*¹ 平成 4 年 9 月 16 日原稿受理

*² 京都大学工学部

*³ 京都大学理学部

*⁴ 神戸大学工学部

*⁵ 京都大学超高層電波研究センター

第1表 MUレーダーの主要諸元

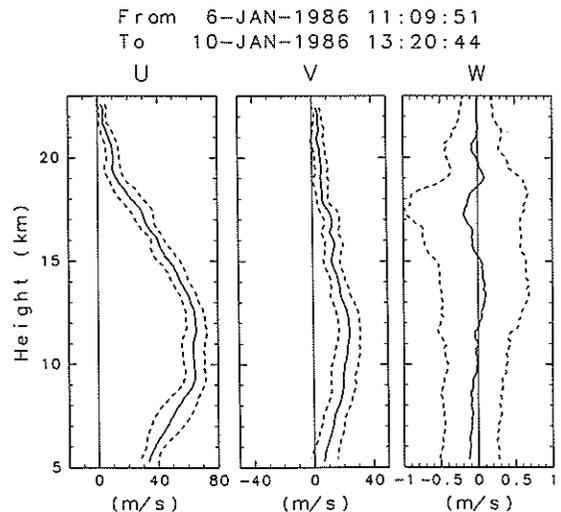
Parameter	Value
Location	Shigaraki, Shiga, Japan (34.85°N, 136.10°E)
Radar system	monostatic pulse radar ; active phased array system
Operational frequency	46.5 MHz
Antenna	circular array of 475 crossed Yagi's
aperture	8330 m ² (103 m in diameter)
beam width	3.6° (one way ; half power for full array)
steerability	steering is completed in each IPP
beam directions	1657 ; 0°-30° off zenith angle
polarizations	linear and circular
Transmitter	475 solid state amplifiers (TR modules ; each with output power of 2.4 kW peak and 120 W average)
peak power	1 MW (maximum)
average power	50 kW (duty ratio 5%) (maximum)
bandwidth	1.65 MHz (maximum) (pulse width ; 1-512 μs variable)
IPP	400 μs to 65 ms (variable)
Receiver	
bandwidth	1.65 MHz (maximum)
IF	5 MHz
A/D converter	12 bits×8 channels
Pulse compression	binary phase coding up to 32 elements ; Barker and complementary codes presently in use

kWであり、空間で1 MWの電力が合成される。第1表にMUレーダーの主要諸元を示す。

今回用いた観測データは対流圏・成層圏の標準観測として毎月100時間連続して取得されているもので、高度1.5~10 kmを対象とする対流圏観測モードと高度5.4~24.6 kmを対象とする成層圏観測モードが約64秒毎に交互に繰り返される。基本パルス長は1 μsであり、高度分解能は150 mである。これらのモードでは、天頂方向と、天頂角10°の北、東、南、西方向の5方向に400 μsのパルス間隔毎にアンテナビーム方向を切り替えて観測を行う。それぞれのビーム方向で150 m間隔の128高度において得られるドップラーエコーパワースペクトルからエコー強度、視線方向風速、及びドップラースペクトル幅が64秒毎に決定される。ここではこのうち成層圏観測モードのデータのみを用いるので、時間間隔は約2分となる。さらに異なるビーム方向における視線速度から風速の東西、南北および鉛直成分が計算される。

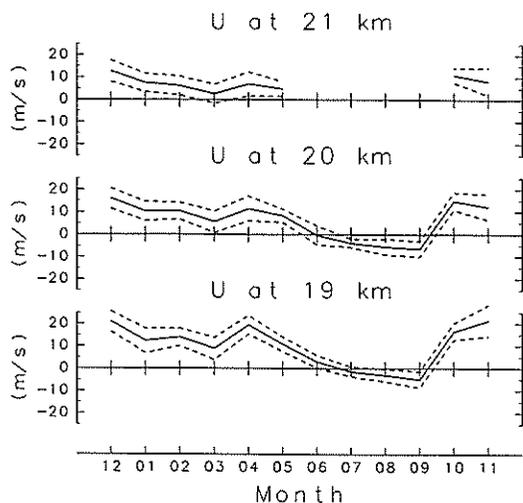
3. 平均風の高度・季節変化

第1図に1986年1月に行われた4日間の平均風速の東西、南北及び鉛直成分を示す。破線は2分毎に観測される風速の変動の標準偏差を表す。図より高度



第1図 1986年1月6~10日の平均風速の東西、南北、鉛直成分(それぞれU, V, Wと略記、以下同様)の高度変化。正の値は、それぞれ東向き、北向き、上向きを表す。破線は2分毎の観測値の平均からの標準偏差を示す。

10 km付近では安定した強い西風が卓越していることが明らかである。これは一般にジェット気流と呼ばれるもので、冬季には緯度35~40°付近が最も強い²⁾。



第2図 高度19, 20, 21 kmにおける4日間の平均風の東西成分の月変化

その強度は経度に対しても必ずしも一定ではなく、日本上空で最も強くなることが知られており、100 m/s以上の速度が1日以上持続することも珍しくない。また、図より通常この高度領域では無視される鉛直成分には、0.2 m/s程度の比較的大きな値が見られる他、1 m/s近い変動成分が含まれることがわかる。これについては次節で詳しく検討する。

これに対して夏季には平均風はいずれの成分も非常に小さくなる。最も風が弱くなる8月の場合、東西風に見られるジェット気流の最大値が15 m/sまで減少し、南北風及び鉛直風の振幅はそれぞれ5 m/s及び5 cm/s以下となる。このように高層風の季節変化は極めて顕著であるが、高度20 km付近は「無風層」とも呼ばれ、季節によらず平均風が弱く成層圏中継機の飛行に最適と考えられている。これ以上の高度では再び季節変化が大きくなり冬季には西風、夏季には東風が卓越することが知られている。

東西風が最も弱くなる高度は季節により多少変化し、1月は22 km付近であると考えられるが、8月には18 km付近に無風層が存在する。第2図は高度19, 20, 21 kmの3高度における平均東西風を、1985年12月から1986年11月の1年間に亘って描いたものである。各月の値はその月に行われた100時間の標準観測の平均値であり、破線は標準偏差を表す。図より東西風の季節変化はなめらかな正弦波状ではなく、どちらかと言うと10月～5月が冬型、6～9月が夏型という非対称な傾向が見られる。東西風と比較すると南北風の平均値は季節によらず最大6 m/sと弱く、明確な季節変化は認められない。

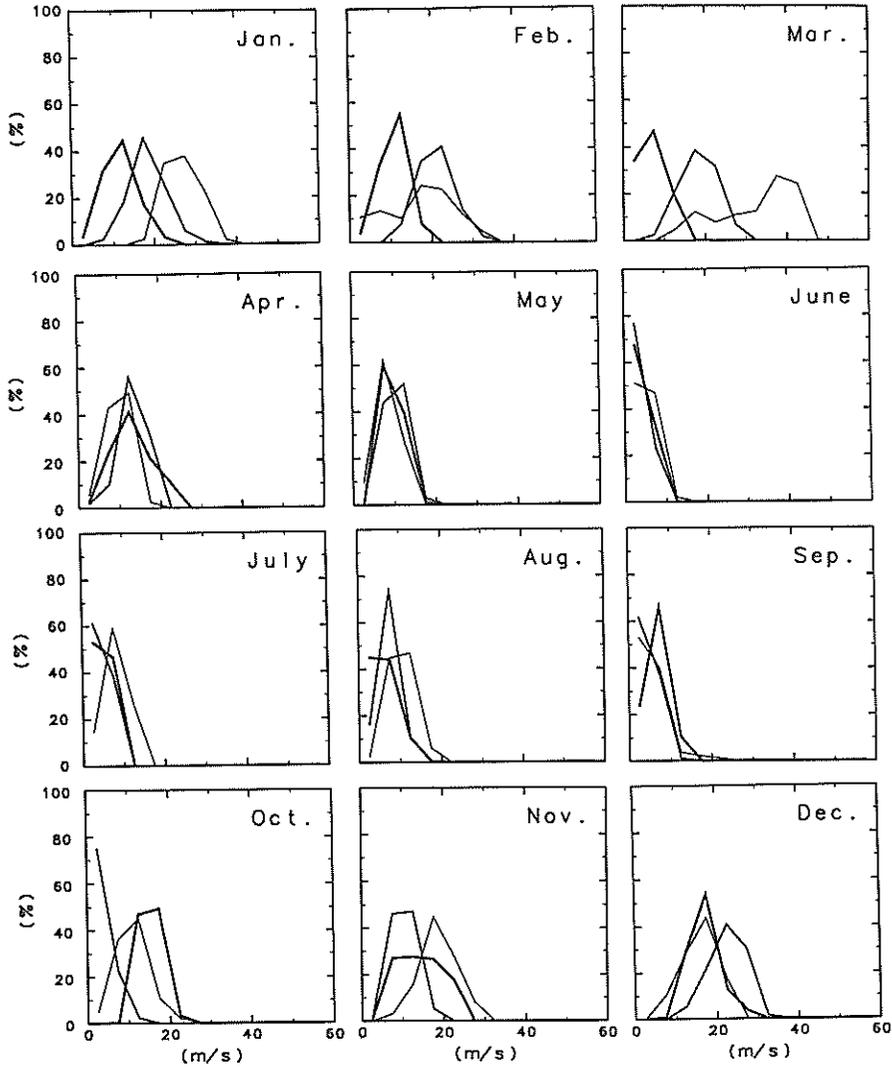
4. 強風の出現頻度

機体設計の上で最も重要となるのは最大風速とその持続時間・出現頻度であろう。MUレーダーは連続的に観測を行うことができるため、強風の持続時間を測定するのに適しているが、共同利用研究設備であるため観測時間が限定される。ここで解析を行ったのは1986年から1988年の3年間、毎月約100時間、合計約150日分のデータである。

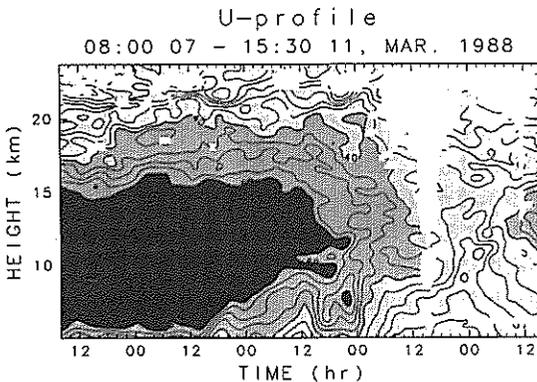
第3図は高度19.5～20.5 kmにおける30分平均の風速を5 m/s毎に分類し、各月毎にその出現頻度を描いたものである。縦軸の数値は、その月の観測において得られた30分平均のすべてのデータ(最大200ケース)のうち、エコー強度が弱く風速を推定できない等の理由による欠測を除いたものに対する百分率である。ただし、高度20 kmでは欠測の割合は20%未満であり、各月の観測時間が約100時間であることから、縦軸はほぼその風速が観測された実時間(h)とみなしてよい。各図中の3本の線は太い順に1986年、1987年、1988年のデータを表す。

全体としては前節に示したように夏季に風速が小さく、冬季に大きくなる傾向が毎年繰り返されている。しかし、1月から3月、特に3月については年毎の変動が非常に激しいことがわかる。最も強い風速が観測された1988年3月については、40～45 m/sの風速が観測時間の1/4(約25時間)という長期間を占めている。これに対してそれ以外の月では、40 m/sを越える風速は1988年2月に1ケース観測されているのみであり、全観測時間に占める割合は0.7%にすぎない。すなわち下部成層圏における強風は、発生することは比較的まれであるが、持続時間が長いことが大きな問題である。

そこでこの1988年3月の観測例についてさらに検討を加えてみる。第4図はこの月の観測における東西風速成分の3時間平均値の高度・時間変化を等値線で示したものである。南北成分は高度19 km以上のすべての範囲で10 m/s以下であり東西成分に比べて無視できる。観測期間の最初の1日半程度の間、高度10 km付近のジェット気流のピークでは80 m/sを越える風速が観測されており、最大風速は105 m/sに及ぶ。この月の場合は強いジェット気流の影響が成層圏高度にも及んでおり、高度20 kmではおよそ2日間にわたって40 m/s前後の風速が持続している。風向は東向きでほとんど変化しない。前節に述べたように強いジェットの存在自体冬季の日本上空では珍しくないが、それがこのように広い高度範囲にわたっていることは特異である。



第3図 月別の30分平均水平風速の頻度分布. 各図中の3本の線は太い順に1986年, 1987年, 1988年のデータを表す.



第4図 1988年3月7日~11日の3時間平均東西風速の時間・高度変化. 等値線間隔は5 m/sである.

1日程度の時間スケールでは風速の変化は極めて激しく、観測期間の最後の1日には最大風速は30 m/sと極端に弱くなりピーク高度は15 kmまで上昇している。それに対して数時間程度以下のスケールでは風速は比較的安定であり、強風は突発的に現れるのではなく数時間から十数時間のスケールで連続的に変動している様子が明らかである。従って、MSTレーダー(ウィンドプロファイラー)を用いて常時風速を監視していればこのような状態を事前に予測することは十分可能と考えられるが、12時間間隔の定常ラジオゾンデ観測に基づいて予測を行うことは必ずしも容易ではない。

ここで注目すべきことは、高度20 km以上におけ

る風速の高度勾配が非常に大きいことである。高度 21 km では 35 m/s 以上の風速がかなりの時間観測されているが、高度 22 km では 30 m/s を越えることはなく、高度 23 km では最大風速は 20 m/s である。従って、強風を避けるためには高度を 2~3 km 上げることが特に有効と考えられる。最も簡単には、数時間にわたって中継機上で 20 m/s 程度以上の風速が検出されたら飛行高度を上げる、という対応法が実用的であろう。

5. 風速の長周期変動

一定地点に停留することが要求される成層圏中継機の設計においては、平均風のみでなくそのさまざまな周期の変動成分の大きさを知ることが重要である。特に 1 時間程度以上の長周期成分は最大速度に、数分以下の短周期成分は安定性や機体強度の設計に大きく関係する。本節ではまず比較的長周期の風速変動成分について考察する。

まず水平成分については、ジェット気流のピークとなる 10~12 km 付近で東西風が弱くなる期間には南北風が強くなる傾向が見られ、東向きのジェット気流に数日周期の蛇行が存在することがわかっている。

また、高度 18 km より上の領域では、しばしば時間と共に等風速線がゆっくり降下する周期 10~20 時間の変動成分が観測される。これは慣性重力波と呼ばれる長周期の大気波動の一種と考えられ、その伝搬特性や発生機構等に関して多くの研究がなされている³⁻⁵⁾。これらの波動の振幅は 10 m/s を越えることも多い。最大振幅に関する統計は十分ではないが、20 m/s を越えることは比較のまれと思われる。慣性重力波は、地球の自転の影響を受けて水平面内で風速ベクトルが楕円状の軌跡を描きながら伝搬する。楕円の長軸は波動の伝搬方向に沿い、長短軸比はその緯度における慣性周期(緯度 35° では 22 時間)とその波動の周期の比で与えられる。

このため平均風が弱い高度 20 km 付近で地球に対して静止した観測者に対しては風向がその波動の周期で回転することになる。また、このような波動は数日間以上持続することが多い。速度振幅 10 m/s、周期 20 時間の波動の場合、回転の半径は 110 km にも及ぶ。従って中継機には少なくともこれらの波動の振幅(10 m/s 程度)以上の速度でこれにさからって飛行する能力が要求される。これは気球や飛行船を利用する場合には技術的な制約となり得ると思われる。

鉛直風成分には、水平成分と異なり高度方向に位相のそろった周期 10 時間前後の振動が観測されることがある。これらは山岳波と呼ばれる地形性の波動によ

るものと考えられる。山岳波は本来対地位相が一定であるので、同一地点では常に同じ速度が観測されることになるが、背景風の変化に伴って空間位相が変化し、同一観測点での時間的変動として観測される。この波動は、数日の時間スケールで不定期に交替する静穏期と活動期でその振幅が大きく変化し、活動期においては 1 m/s 以上の鉛直速度振幅が観測されている。MUレーダーによる観測の場合、その振幅は米子における地上風速の強度との相関が知られており、中国山地に起因する山岳波と考えられている⁶⁾。このように冬季には、「無風層」とされる高度 20 km 付近においてもさまざまな強い擾乱が観測される。

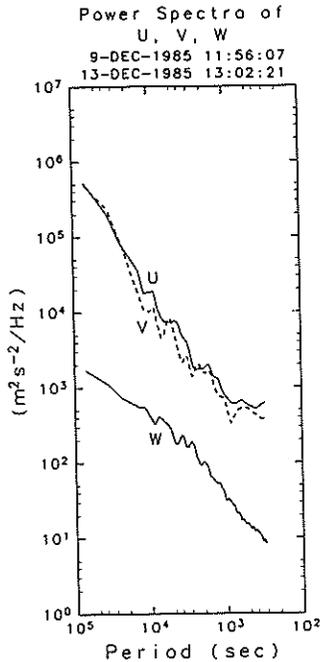
これに対して夏季には冬季に比べてジェット気流自体がはるかに弱く、その変動も小さい。高度 20 km 付近には慣性重力波と思われる位相降下を伴う長周期変動が観測されるが、その振幅は 5 m/s 程度以下である。また鉛直風にはほとんど擾乱が見られない。

6. 風速の短周期変動

次に風速変動に含まれる数時間以下の短周期成分について検討する。上述のようにここで用いたデータはいずれも 2 分間隔で観測されており、4 分以上の周期を持つ変動成分については直接その大きさを調べることができる。成層圏下部のような自由大気中に存在する短周期の風速擾乱は、内部重力波によるものと大気乱流によるものが支配的である。

前者は気塊に働く浮力と重力を復元力とする波動であり、長周期側では前節で議論した慣性重力波と呼ばれる数日周期の波動となる。これに対して短周期側にはプラント・バイサラ周期と呼ばれるカットオフが存在する。これは温度の鉛直勾配によって定まる自由振動周期であり、対流圏内では 10 分程度、成層圏下部では 4~6 分程度である。これ以下の周期成分は音波モードと呼ばれる粗密波となり、減衰が激しいため成層圏下部ではほとんど検出されていない。従って今回のデータは風速擾乱のうち波動によるもののほとんどを含んでいると考えられる。

前節の結果から容易に想像されるように、これらの短周期成分の振幅についても顕著な季節変化が見られる。第 5 図は冬季の代表的な例である 1985 年 12 月のデータについて、高度 20 km における東西、南北および鉛直風速変動の周波数スペクトルを描いたものである。図より水平成分については変動のエネルギー密度が周波数の -1.5 乗程度、鉛直成分については -1 乗程度の特徴を示すことがわかる。このスペクトルからカットオフ周期を 5 分と仮定して例えば 20 分以下の変動周期成分の水平速度振幅を計算すると 0.8 m/s

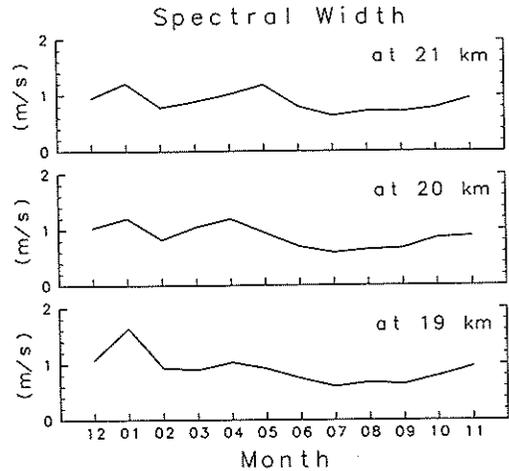


第5図 1985年12月の高度20 kmにおける風速変動の周波数スペクトル。

となる。鉛直速度成分についてはさらに小さく0.2 m/sとなる。これらの値は変動周期が5分以上であることを考慮すると十分小さく、機体設計上は問題にならないと考えられる。

これに対して夏季の3カ月には、水平成分については冬季よりやや変動が小さい程度であるが、鉛直成分は一桁以上小さく、平坦な周波数特性を示す。これは主に前節に述べた山岳波と考えられる鉛直風擾乱が夏季には存在しないことによる。

短周期変動のもう一つの要因である大気乱流は、対流圏内部では積乱雲等の対流性擾乱に伴うものが卓越し、大きな空間的・時間的不連続性を持つ。しかし対流が抑圧される成層圏内では大気乱流は主に水平風の鉛直変化によるシア不安定によって生成され、厚さ50~100 m程度の薄層構造を持つのが大きな特徴である^{7,8)}。このような乱流層は同一高度で数時間以上持続して観測されることから、数百 kmにおよぶ水平スケールを持つものと考えられている。従って大気乱流による風速擾乱は、変動自体は高い周波数成分を含むが、その強度は時間的には極めてゆるやかに変化する。レーダー観測において得られるエコーパワースペクトルのドップラー幅は、観測体積内の大気速度分布の拡がりに対応するので、大気乱流強度の良い指標となる。



第6図 高度19, 20, 21 kmにおけるドップラーエコーパワースペクトル幅の4日平均値の月変化。

第6図は高度19, 20, 21 kmにおけるドップラー幅の季節変化を示す。この幅は冬季には1.2 m/s、夏季には0.6 m/s程度であることがわかる。この数値は、各高度において64秒毎に得られるエコーパワースペクトルをガウス型関数で最小二乗近似し、その幅を4日間平均したものである。観測の高度分解能は150 m、これらの高度に於けるレーダービームの水平広がり約1.2 kmであるから、この値は周期64秒以下の変動成分の和であると同時にこの体積の空間における風速変動の標準偏差でもある。従ってこの値は乱流の持つ代表速度(単位質量の流体が持つ運動エネルギーを速度で表したもの)と考えてよい。また、最大の乱流が回転する周期はプラント・バイサラ周期(4~6分)程度と考えられているから、この速度から推定される最大乱流の大きさは50~100 mとなり、知られている乱流層の厚さとよく一致する。これ以下のスケールについては乱流は3次元等方的と考えてよい。

成層圏中継機は前節の要求からもこの速度よりは十分大きいと考えられるので、中継機がこのような乱流層の内部を飛行する場合には主に空間的な速度場の変動を時間変動として感じるようになる。仮に中継機を30 m/s(108 km/h)とすると、2~3秒間で乱流を通過し、その間に±1 m/s程度のランダムな速度変化を経験する。また、これより高い周波数成分については、等方乱流の理論に従い乱流のエネルギーが空間波数の $-5/3$ 乗に比例するとみなして推定することが可能である。例えば10 Hzの変動成分については7 cm/s程度のランダム速度振幅を持つことになる。

7. 空間変化

これまでは信楽という一地点における観測結果のみに基づいて下部成層圏高度の風速とその変動について考察してきた。観測される風速の時間変動は、山岳波等による局所定在的なものを除いては、適当な仮定のもとで空間変動と読みかえることができる。特に平均風として特に弱い 10 m/s を仮定しても 4 日間には大気は 3,500 km を移動することから、信楽での 4 日平均値は十分日本上空を代表しているとみなすことができる。また、その間の時間変化がこれまでに示したようにゆるやかであることは、それより小さい空間構造が弱いことを示唆している。

しかし巨視的には風速の空間変化、特に緯度による変化は無視できない要素である。ここでは、気象庁のラジオゾンデ観測に基づいてこれに検討を加える。第 7 図は国内及びその周辺の 19 観測地点で 1 日 2 回行われている定常観測による 10 月の東西風の代表的な例を緯度と高度に対して描いたものである。この図より、ジェット気流は日本付近の緯度に中心を持ち、10° 程度の緯度の幅を持つことがわかる。従って、中継機を冬季に何らかの理由により地上におろす必要がある場合には、北または南に 1,000 km 程度迂回させればジェット気流を回避できる。

また、この前後の観測から、最初 33° 付近にあったジェット気流のピークが、約 36 時間の間に 39° 付近まで移動したことがわかっている。これはジェット気流の蛇行の典型的な例であり、中継機の飛行を制御するにあたっては日本の南北の地域における平均風速の把握が重要であることを示している。

8. ま と め

成層圏無線中継機の設計上必要となる高度 20 km 付近の風速とその変動特性を京都大学 MU レーダーによる 3 年間にわたる観測結果に基づいて考察した。

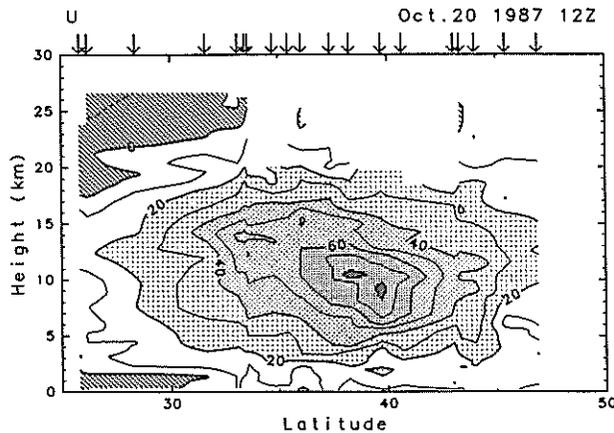
まず平均風の季節変化については、最も風速が弱くなる高度が、冬季には 22 km 付近、夏季には 18 km 付近であることがわかった。最大風速については、高度 20 km において 40 m/s 程度の風速が 2 日間連続して観測されることが、わずかに 1 例ではあるが観測された。この高度では強風の発生は比較的未来であるが持続時間が長いことが問題である。ただしこの場合でも高度 23 km では風速は 20 m/s 以下であり、飛行高度を上げることが強風の回避には有効である。

しかし、平均風がほぼ 0 となる高度においても、慣性重力波と考えられる周期 10~20 時間の気流変動のため数日以上にわたって 10 m/s 以上の風速が持続することが示された。これは気球や飛行船を利用する場合には問題となり得る。

逆に比較的高速に飛行できる航空機の場合には、大気乱流によるランダムな速度変動が問題となる。成層圏下部では大気乱流は厚さ 50~100 m、水平方向には数百 km にも及ぶ極端に偏平な薄層構造を成す。乱流層内には 1 m/s 程度のランダム速度変動が存在することが明らかとなった。

これらの結果は成層圏中継機の設計にとって重要な基礎資料になると考えられる。

本研究で利用した MU レーダーは、京都大学超層電波研究センターによって運用されている全国共同利用研究設備である。



第 7 図 1987 年 10 月 20 日のラジオゾンデ観測による風速の東西成分の緯度・高度変化。図中の矢印は各観測点の緯度を示す。等値線は 10 m/s 間隔。

参考文献

- 1) Fukao, S., Sato, T., Tsuda, T., Kato, S., Wakasugi, K. and Makihara, T.: The MU Radar with an Active Phased Array System: I. Antenna and Power Amplifiers, *Radio Sci.*, **20** (1985), pp. 1155-1168.
- 2) 松野太郎, 島崎達夫: 大気科学講座 3, 成層圏と中間圏の大気, 東京大学出版会, 1981.
- 3) Röttger, J.: Structure and Dynamics of the Stratosphere and Mesosphere Revealed by VHF Radar Investigations, *Pure Appl. Geophys.*, **118** (1980), pp. 494-527.
- 4) Larsen, M. F. and Röttger, J.: VHF and UHF Doppler Radars as Tools for Synoptic Research, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **63** (1982), pp. 996-1008.
- 5) Fritts, D. C.: Gravity Wave Saturation in the Middle Atmosphere: A Review of Theory and Observations, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **22** (1984), pp. 275-308.
- 6) Sato, K.: Vertical Wind Disturbances in the Troposphere and Lower Stratosphere Observed by the MU Radar, *J. Atmos. Sci.*, **19** (1992), pp. 1943-1946.
- 7) Sato, T., Tsuda, T., Kato, S., Morimoto, S., Fukao, S. and Kimura, I.: High-Resolution MST Observations of Turbulence by Using the MU Radar, *Radio Sci.*, **20** (1985), pp. 1452-1460.
- 8) Fritts, D. C. and Rastogi, P. K.: Convective and Dynamical Instabilities Due to Gravity Wave Motions in the Lower and Middle Atmosphere: Theory and Observations, *Radio Sci.*, **20** (1985), pp. 1247-1278.