

## 第5章 ウィンドプロファイラーによる観測結果

これまでに述べたように、ウィンドプロファイラーは電波を発射して大気から反射してくる電波のドップラーシフト量から風向風速を観測する。従来のゾンデによる風の観測方法とは大きく異なっており、その特性も異なる。また、ウィンドプロファイラーは風の水平一様性を仮定しているため、小さいスケールの対流などが存在すると観測結果に影響を及ぼす。ここではウィンドプロファイラーにより観測した結果からデータの特性および特徴的な観測事例について述べる。

### 5.1 観測データの取得率

ウィンドプロファイラーにより受信した電力は、前述したように種々なノイズなど風向風速の観測の品質を落とす信号を含んでいる。1サイクル6分で1つの鉛直プロファイルが得られるが大気の反射条件が悪い場合6分間隔データをプロットするとバラツクことがある。このため、6分データを5個あるいは10個平均して30分あるいは1時間平均値を通常の観測データとしている。この平均値を算出する際にノイズなどが含まれた異常なデータを用いると正確な平均値が得られなくなる。このため平均値の計算において、これらの異常なデータを第4節で述べた品質管理手法で除去している。機器ノイズやグラウンドクラッターによる信号および時間、空間軸で周囲と著しく異なったデータは不良データとしてチェックされ平均値を求める際に除外しているが、不良データの数が多くなると求めた平均値の信頼性も悪くなる。このため不良データ数が品質管理アルゴリズムで設定された数より多い場合には風の観測は欠測としている。

欠測は当然ながら機器の不良によっても起こるが、大気の状態によっても起こる。すなわち、受信電力は、送信電力、アンテナ利得等の機器の特性、パルス幅等の機器の観測条件と共に大気の反射特性に依存しているため、機器の特性が良好に調整してあっても大気条件によりS/N比が悪くなり欠測を引き起こすことがある。大気条件によりデータが品質管理のチェックをパスできず、データが欠測になる理由として、

- (1) 電波の波長の1/2のスケールの屈折率変動が小さいために散乱波が受信に十分な強さがな  
いこと、
- (2) 受信信号強度はあるが分散が大きいため不良データとされてしまうこと、

が考えられる (Frisch *et al.*, 1986)。この節ではこれらの要素を考慮してウィンドプロファイラーの観測データ取得率について述べる。

大気の屈折率の変動が小さいと、大気からの散乱波強度が弱くノイズ等との区別が困難になる。

図5.1は風向風速の時間断面図で20:00から22:00時にかけて2~3kmで欠測となっている。4

坂井武久, 小林隆久, 葦澤浩, 永井智広

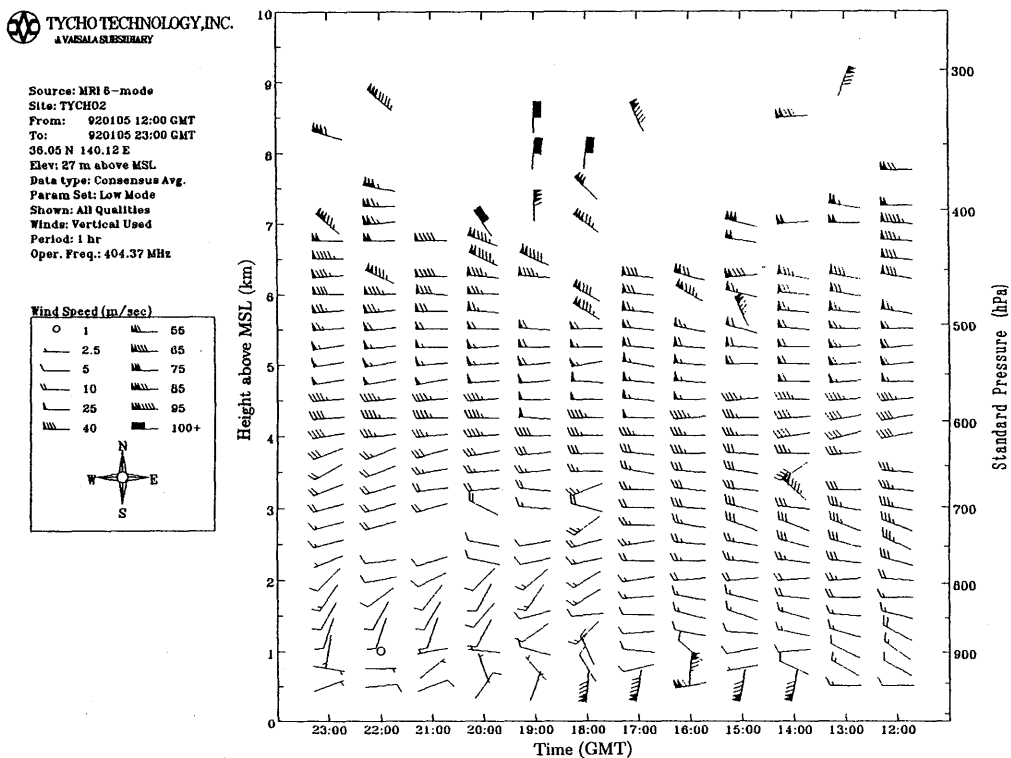


図 5.1 1992 年 1 月 5 日のウィンドプロファイラーによる風向風速時間高度断面図。21 時頃 2 - 3 km にかけて欠測となっている。この層の相対湿度が極端に低いため受信電力が弱くなり欠測となっている。

km 以上の高度では観測できている。この時のレーウィンゾンデの観測では、欠測となっている 2 ~ 3 km で湿度が急減している。また、2 ~ 3 km での受信電力も数十 dB 以上他の高度に比べ減衰しており、乾燥した大気が移流してきたために屈折率変動が小さくなり、散乱波も弱くなったためと考えられる。

受信感度を高めることができればこの様な弱い信号についてもある程度不良データ数を減らすことができる。図 5.2 は米国 Platteville に設置してあるウィンドプロファイラーにおいて受信感度と欠測の関係を調べたもので、5 dB 受信感度を高めることで不良データを 38% から 17% に減らせることを示している (Frisch *et al.*, 1986)。大気からの反射電力は、パルス幅で決まる分解能領域の体積、散乱体とアンテナまでの距離そして大気の reflectivity により決まる。パルス幅を大きくすると送信電力および大気の散乱領域が大きくなるため散乱波強度も大きくなる。また受信電力は、散乱体とウィンドプロファイラーの距離の 2 乗の逆数に比例するため高高度ほど受信強度は弱くなる。このため高高度の測定ではパルス幅を大きくして S/N を大きくする工夫 (高高度モード) が成されている。ただ、パルス幅を大きくすると鉛直分解能が悪くなるため低高度ではパルス幅は小さくして観測している (低高度モード)。

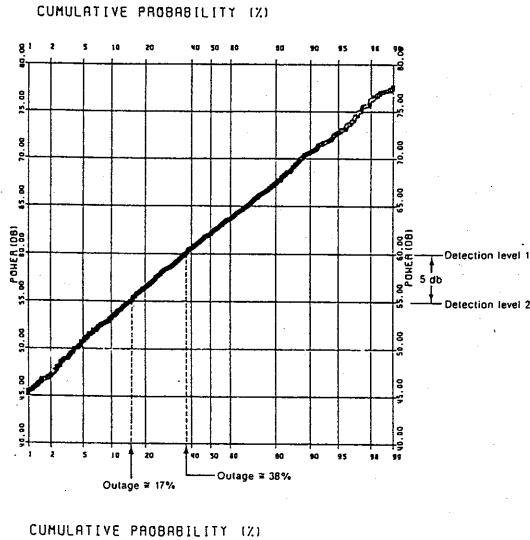


図 5.2 米国 Platteville において調べられた送信電力と欠測率の関係 (Frisch *et al.*, 1986)。縦軸が受信電力, 横軸がデータ欠測率で, 受信感度を 5 dB 良くすることでデータ取得率が 20% 程度改善されることを示している。

図 5.3 に高高度モードと低高度モードによるデータ取得状況を 1993 年 2 月の例により示す。黒丸は VAX における品質管理 (方法 A) のチェックを通ったデータ, 空白は不良とされたデータを示す。x 印は VAX の品質管理では良いとされたがパソコンによるチェック (方法 B) で不良とされたデータである。低高度モードでは約 5 km 以上の高度で多くの不良データがあるのに対し, 高高度モードでは 12 km 程度までは観測できている。これは, 高高度モードではパルス幅が大きいために S/N が良いためである。図 5.4 は 8 月の例で, この場合は高高度モードと低高度モード

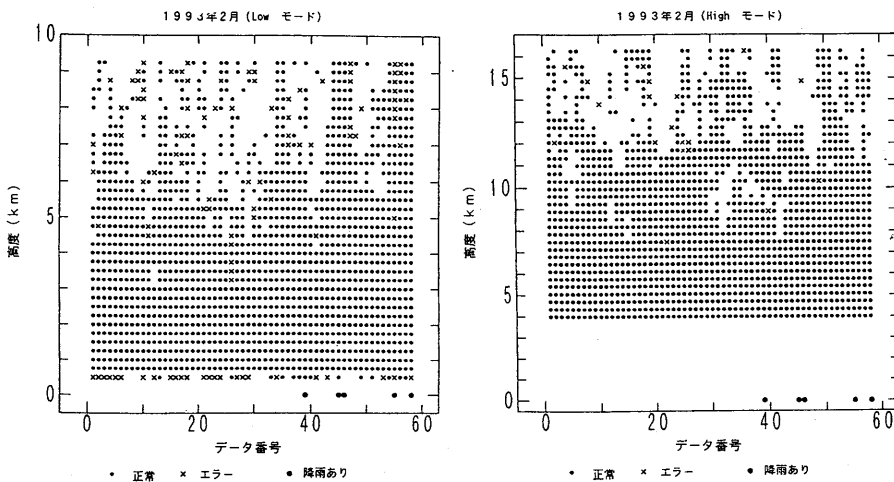


図 5.3 2 月における低高度モードおよび高高度モードでのデータ取得率。データ黒丸印が正常なデータが取得できたもの, x 印が不良データを表す。図の下にプロットしてあるやや大きい黒丸は降雨の合った時間を表している。

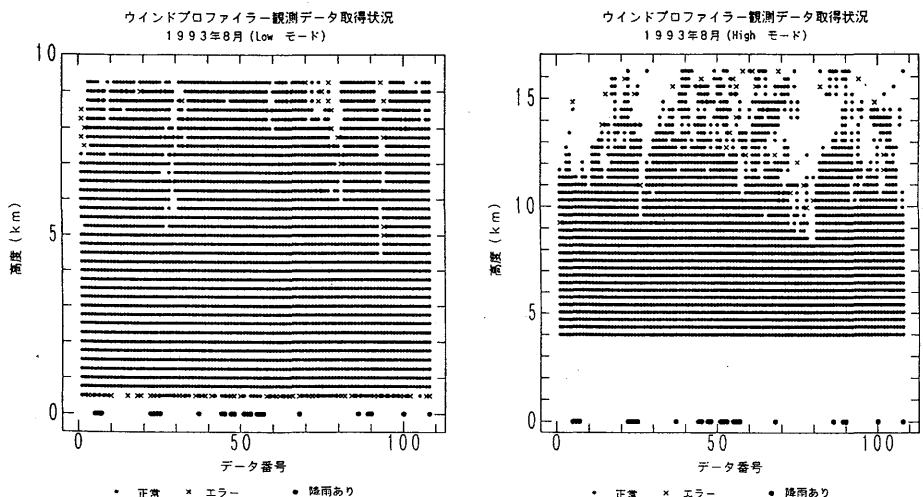


図 5.4 図 5.3 と同じ。但し 8 月における結果。

ではあまり差は無い。大気の reflectivity は屈折率の変動  $C_n^2$  に比例しており、この  $C_n^2$  は前述したように水蒸気の変動にも依存する。つくばにおいては夏季は湿度が高いため屈折率の変動も大きく、その結果大気の reflectivity も大きかったためと考えられる。なお、図 5.3, 図 5.4 の下に記してある黒丸は地上で降水があった時間を示している。一般に降水があると散乱波が強くなり取得率も良くなる傾向にある。

大気の屈折率の変動が十分あり、その反射信号が十分大きくても、何らかの原因で周波数域での分散が大きいとやはり欠測の原因となる。これは強い重力波やリー wave が存在する場合 (図 5.5, Weber *et al.*, 1992) に起こる (Echlund *et al.*, 1982, Frisch *et al.*, 1986, Fritt and

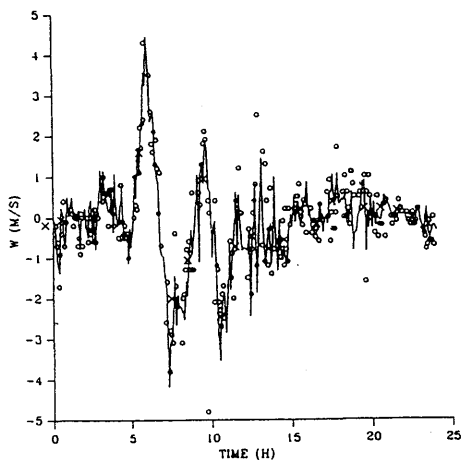
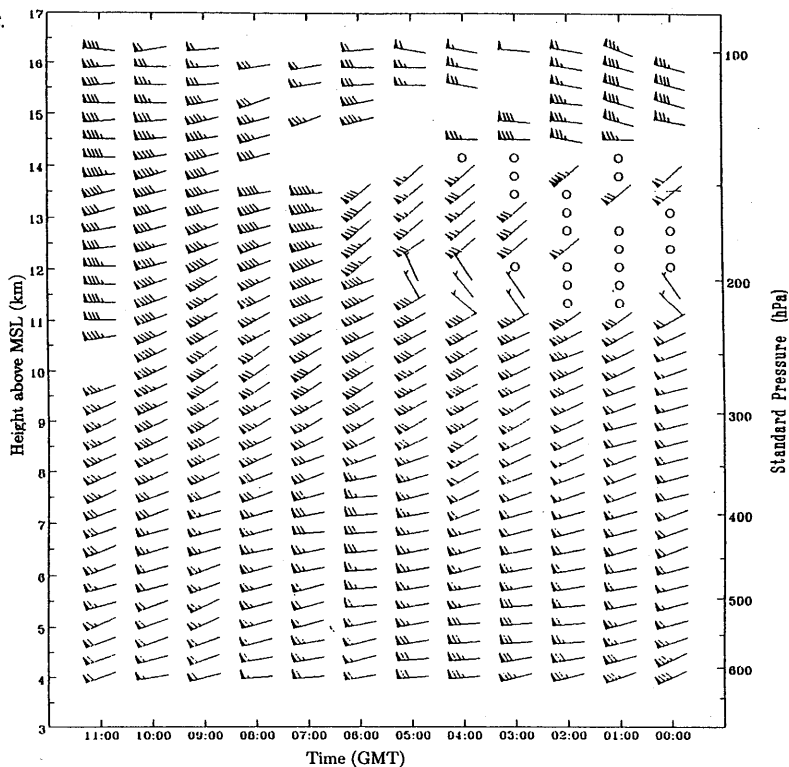
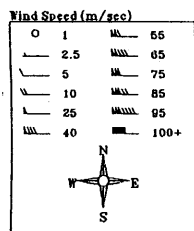


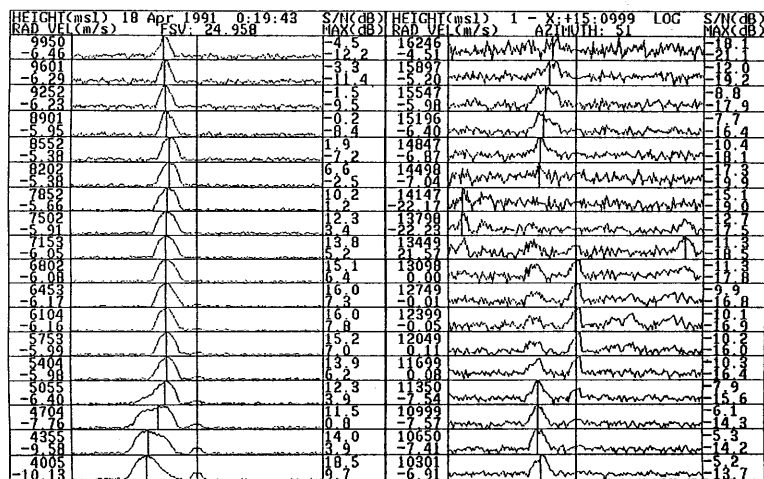
図 5.5 米国 Platteville におけるリー波における鉛直速度の観測 (Weber *et al.*, 1992)。実線が 404 MHz, 白丸が 50MHz ウィンドプロファイラーによる観測値である。速度の時間変動が大きく、品質管理において時間軸での速度連続性のチェックにパスできない。



Source: MRI 6-mode  
 Site: TYCHO2  
 From: 910418 00:00 GMT  
 To: 910418 11:00 GMT  
 36.05 N 140.12 E  
 Elev: 27 m above MSL  
 Data type: Consensus Avg.  
 Param Set: High Mode  
 Shown: All Qualities  
 Winds: Vertical Used  
 Period: 1 hr  
 Oper. Freq.: 404.37 MHz



(a)



(b)

図 5.6 強風時に高度 12-13km で風速ゼロが観測された例。地上付近が強風な場合に起きている。この時の風向風速時間高度断面図 (a) および 0 時 19 分 (GMT) に観測したドップラースペクトル (b)。ドップラースペクトルの図は左側が下から高度 4000 m から 9950 m, 右側が高度 10301 m から 16246m までをプロットしてある。高度 12 km 付近で、ドップラー速度ゼロの所にピークが見られる。

VanZandt, 1987)。図は鉛直速度の細かい時間変化をプロットしたもので6時から7時にかけて大きな変化が観測されている。時間・空間での連続性がくずれて欠測の原因となることがある。

まれに高層の観測結果にグランドクラッターのものと思われる影響が表れることがある。通常グランドクラッターによるスペクトルは、ドップラー速度ゼロを中心とする狭いピークとして表れ、通常低層で大きく高高度ではその影響は小さい。このクラッターピークはクラッター除去アルゴリズムにより取り除かれているが必ずしも十分取りきれない場合もある。図5.6(a)は強風時に約11~13kmの高度で風速ゼロが観測された例である。11 kmまでは正常に風向風速の観測が行われているが突然にデータが異常となる領域が2~3 kmの幅の高度で表れている。この時のドップラスペクトル(図5.6(b))を見ると異常の起きた高度でドップラー速度ゼロを中心に持つピークが表れており、グランドクラッターが異常の原因と考えられる。気象研究所の北約20 kmのところに標高876 mの筑波山があり、このすそ野が複雑に広がっている。研究所から北約12 kmには400 m程度の小高い山があり、ここからのグランドクラッターが観測されたものと現在のところ推定される。地上付近で強風が吹いたためスペクトルの幅も広がったものと考えられる。

大気の屈折率は温度、湿度に依存するため、大気の乱れが同様でも季節により反射条件は変わってくる。品質管理により正常とされたデータの割合が、高度および季節によりどう変わるかを示したのが図5.7である。1993年2, 3, 4, 8, 9月のデータ取得率の月平均値を、低高度モードは上の図に、高高度モードは下の図にプロットしてある。高高度モードでは季節による変化は

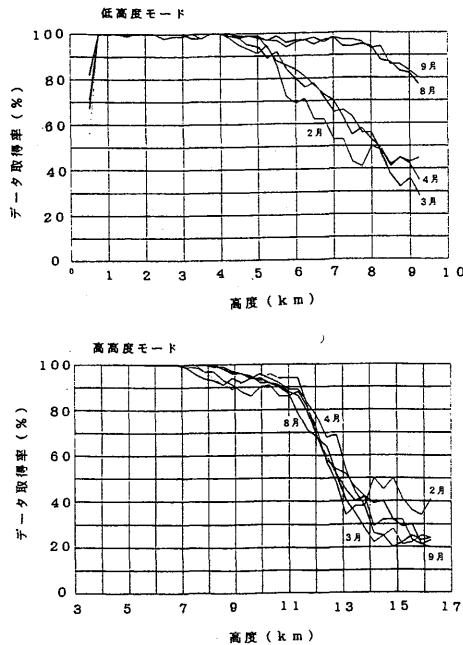


図5.7 ウィンドプロファイラー観測データの取得率の高度変化。2, 3, 4, 8, 9月についてプロットしてある。上の図が低高度モード, 下の図が高高度モード。

小さい。一方低高度モードでは季節により差が大きい。5 km程度までは高高度モードとの差は小さいが、それより高い高度では8, 9月のデータ取得率はあまり下がらないのに対し、2, 3, 4月では高高度モードに比べて急激に悪化している。これは冬季は大気が乾燥しているため屈折率の変動が小さくなり、散乱波電力も小さくなることに起因するものと考えられる。

## 5.2 高高度モードと低高度モードによる観測値の比較

観測高度が高くなると受信信号が弱くなる。このため前述したように高度約4~16km（高高度モード）と0.5~9 km（低高度モード）ではパルス幅を変えて観測を行っている。パルス幅6.67  $\mu$  secの高高度モードでは1.67  $\mu$  secの低高度モードより送信出力も大きく、S/N比も高高度モードの方が良くなる（ $\sim 8$  dB）。ただ、高度分解能は高高度モードが悪い。4~9 kmの高度では2つのモードで重複して観測しており、2つの異なる観測条件の比較が可能である。図5.8は高度5750mの大気からの受信電力の時系列データを高高度モードおよび低高度モードについてプロットしたものである。3ビームを1時間平均したもので、高高度モードが常に大きく、その差も約8~10 dBとほぼ一定で推移している。一方、高度4000mの大気からの受信電力の時系列データをプロットしたのが図5.9で、総じて高高度モードの受信電力が強いが、その差は時刻と共に変化し一定していない。これは、高高度モードおよび低高度モードでのパルス幅は各1.67  $\mu$  secおよび6.67  $\mu$  secなので対応する高度分解能もそれぞれ約250, 1000mと異なってくるためと考えられる。大気が均質だと高高度モードと低高度モードの受信電力は送信電力および分解能で決まる一定の量の差になる。しかし、高度が低くなるにつれ風のシアーが大きくなり大気が鉛直方向に一様でなくなると、受信電力は送信電力と必ずしも一対一対応しなくなり大気の状態により変化することになる。このように風の鉛直シアーや降水などにより大気が不均質だと両方のモード

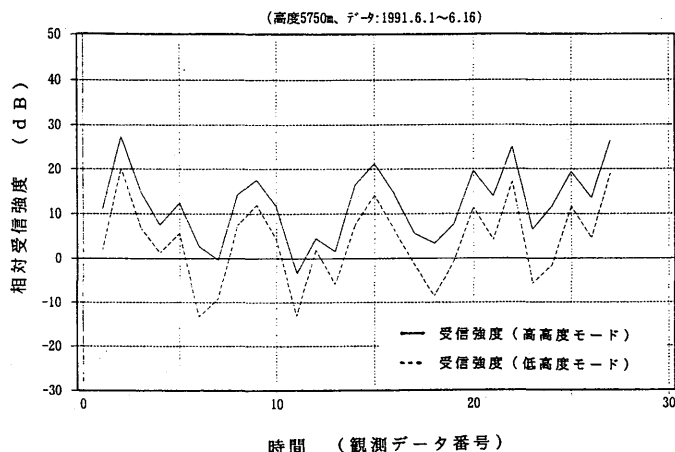


図5.8 高度5750mでの低高度モードおよび高高度モードでの受信電力の観測結果。実線が高高度モード、点線が低高度モードでの観測値である。

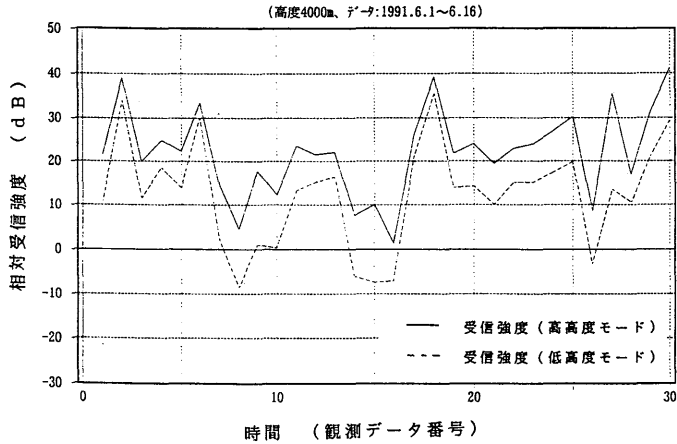


図 5.9 図 5.8 と同じ。但し、高度 4000m での結果。

による観測結果に差が出てくる。

図 5.10 に高高度モードと低高度モードによる観測した風速の比較結果を示してある。両モードでの観測は高度 4 ~ 9 km で重複して行っている。ただし、高高度モードでは 350 m の高度毎に、また低高度モードでは 250 m 毎にサンプリングを行っているため両モードでの観測高度は必ずしも一致していない。そのため、両モードでの観測高度が一致している 4000, 5750, 7500 および 9250 m の観測値を用いてプロットしてある。前述したように高高度モードと低高度モードでは高度分解能が異なるため、大気が鉛直方向に不均質だと観測結果に差が生じる可能性がある。しかし、図では両者の観測結果は総じて 1 対 1 の直線に乗っており良く合っていることが分かる。図 5.11 は風向の比較結果を示したものである。この場合も総じて高高度モードと低高度モードの一对一对応を示す直線にほとんどのデータが乗っているが、一部直線から離れたデータすなわち両

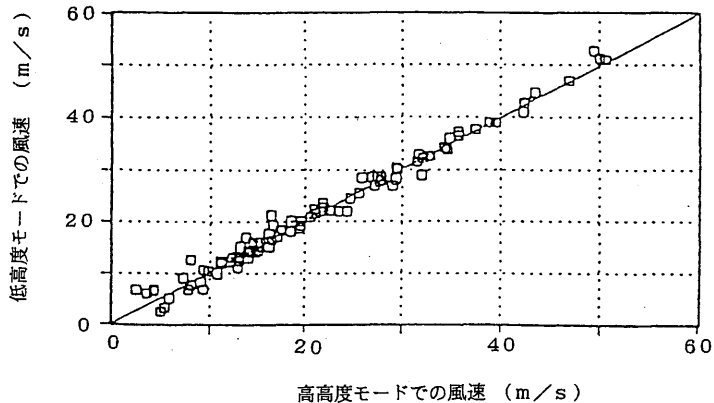


図 5.10 低高度モードおよび高高度モードにおける風速の比較。



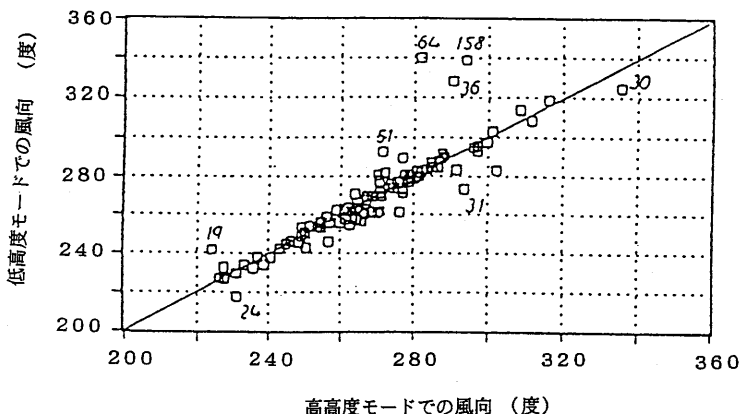


図 5.11 低高度モードおよび高高度モードにおける風向の比較。図中の数字は各観測値の上下 500m での風向の変化量を示す。

モードで差のあるデータが幾つか見られる。直線からずれたデータの横に示した数字は、各観測値の上下 500m での風向の変化量 (度) でシアアが大きいことが分かる。このように風向の鉛直シアアが大きいと、高度分解能の異なる高高度モードと低高度モード間での観測結果に差が生じる。なお、この比較を行った時の風の鉛直シアアを示す 1 例として、図 5.12 に 6 月 9 日の風向風速の時間高度断面図を示してある。高度 4 km 付近で風向が変化していることが分かる。表 5.1 は、

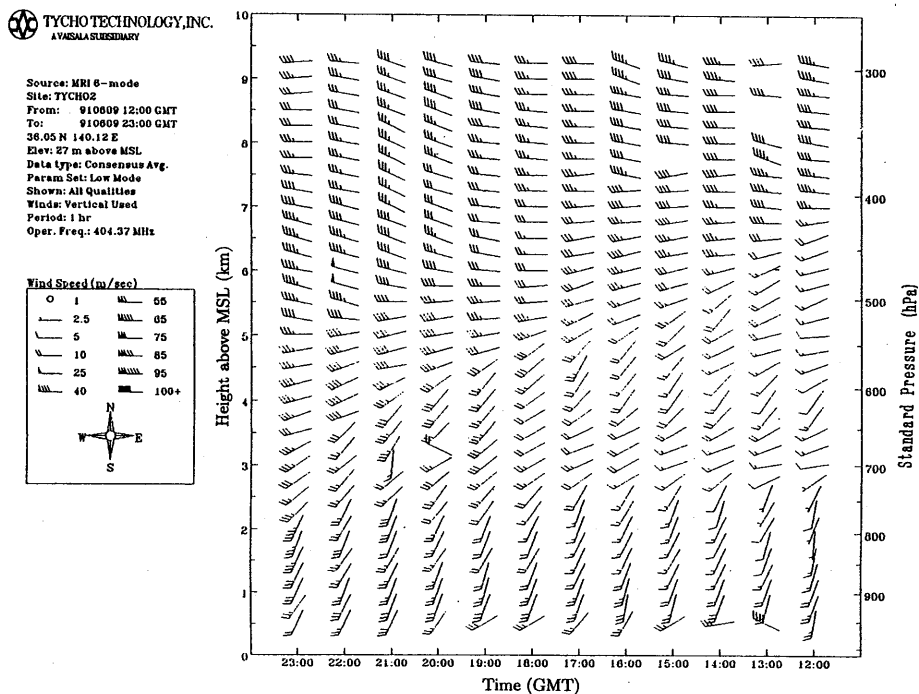


図 5.12 1992 年 6 月 9 日の風向風速時間高度断面図。

表5.1 高高度モードと低高度モードによる観測結果の比較。

条件等	比較データ数	平均風速	風向の差の平均	風速の差の平均
全データ	107	21.2	5°	1.0m/s
高度 4000m	30	12.3	10	1.4
5750m	27	17.2	4	0.9
7500m	24	25.9	3	1.0
9250m	26	31.2	3	0.8
風速 <7m/s	9	5.5	23	2.3
7~15m/s	31	12.1	6	0.8
>15m/s	67	27.5	2	1.0
天気 晴	29	16.2	9	1.4
曇(含雨)	8	22.7	4	0.9
雨	20	21.4	4	1.0

高高度モードと低高度モードによる風向風速の比較結果を高度別，風速別また天気別に記したものである。風の鉛直シアーが大きい4000mでの高高度モードと低高度モードの差は，風向で10度，風速で1.4m/sと，2つのモードの差が大きくなっている。一方高度9kmでは風向，風速共両者の差は小さい。この結果は，図5.12に示した風向の鉛直シアーの高度変化，すなわち4kmでは大きく9kmでは小さいことに対応している。風速別に比較した結果では，風速が<7m/sでは高度4kmのデータが多いこともあり風向，風速とも差が大きくなっている。天気による違いは，曇天日では晴天日に比べて風向，風速とも差が小さい。これは曇天日の方が一般にS/N比が良いためと推測される。

### 5.3 ゾンデとの比較

風の鉛直プロファイルはゾンデにより世界的に観測されており，ウインドプロファイラーによる風向風速の観測の検証にもゾンデが用いられている。問題はウインドプロファイラーの設置場所付近にゾンデ観測施設がないと観測場所の差に誤差が生じること，またゾンデが風と共に流されるため観測場所も下層と上空では大きく離れてしまうことがある。さらに，ゾンデとウインドプロファイラーでは高度分解能も異なるという問題もある。このように両者の観測条件に違いがあることに注意する必要がある。ゾンデの観測場所がウインドプロファイラーの設置場所と近い場合の比較結果では，風速の差の標準偏差は対流圏で2.3~2.5m/s，上層で1.5m/s程度が報告されている (Fukao *et al.*, 1982, Larsen, 1983, Weber and Wuertz, 1990, May, 1993)。

気象研究所に隣接した高層気象台では毎日9時と21時にレーウインゾンデを放球して風向風速等の観測を行っている。このレーウインゾンデによる観測とほぼ同時刻に気象研究所ウインドプロファイラーでも観測し両者の比較を行った。比較に用いたデータは1991年6月2日から26日までの48データである。レーウインゾンデは高度約5kmまでは1分平均，約5~16kmまでは

2分平均した風向風速を求めている。すなわち、360mあるいは720m程度の層の平均風向風速であり、また高度と共に観測時刻および場所がずれている。一方ウィンドプロファイラーは、高度分解能250mあるいは1000mの大気鉛直層の平均風向風速をプロファイラー真上の全高度ほぼ同時に観測している。ただし、ウィンドプロファイラーは1時間の平均値を比較に用いている。

図5.13はゾンデとウィンドプロファイラーにより観測した48データの平均の風向と風速の差の高度分布をプロットしたものである。実線がウィンドプロファイラーとレーウィンゾンデによる風速の差の絶対値、一点鎖線がウィンドプロファイラーとレーウィンゾンデによる風向の差の絶対値、点線がゾンデによる風速を示している。風速については、高度500~1000mで1.7~2.9m/s、1~12kmで0.9~1.6m/s、13km以上の高度では2.5~3.8m/sの差となっている。下層で差が大きいのは、ウィンドプロファイラーによる観測は1時間と長い時間の平均値に対しゾンデは1分という短い観測時間に起因するものと考えられる。上層で差が大きいのはゾンデの位置がウィンドプロファイラーと大きく離れるためと考えられる。

比較に用いた48データの中には、11個の雨天時の観測データが含まれている。降水は時間的にも空間的にも広い範囲では一定(均質)とは必ずしもいい難い。レーウィンゾンデは広い空間を移動しながら測定しており、またウィンドプロファイラーの観測でもゾンデ程広い範囲ではないが大気の水平方向の一様性を仮定し、また1時間の平均風向風速を観測している。このため、降水時にはレーウィンゾンデとウィンドプロファイラーの比較結果は悪くなるものと予想される。図5.14は雨天時のデータを除いてゾンデとウィンドプロファイラーの観測結果を比較したものである。雨天時のデータをも含む図5.13では下層での差がやや大きかったが、図5.14では改善されていることが分かる。図5.15には、雨天時のみのデータにより比較した結果を示してある。上に述べたようにゾンデとウィンドプロファイラーの差は、風向、風速と共に図5.13、5.14と比べ

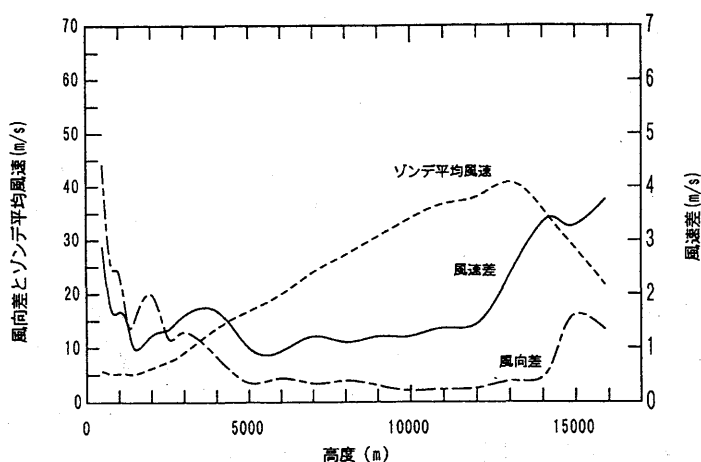


図5.13 ウィンドプロファイラーとゾンデによる風向風速の比較。差の絶対値をプロットしてある。

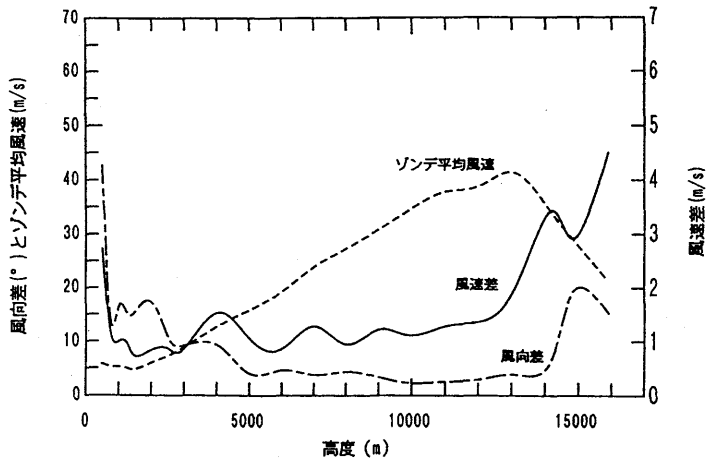


図 5.14 図 5.13 と同じ。但し雨天時のデータを除いて比較したもの。

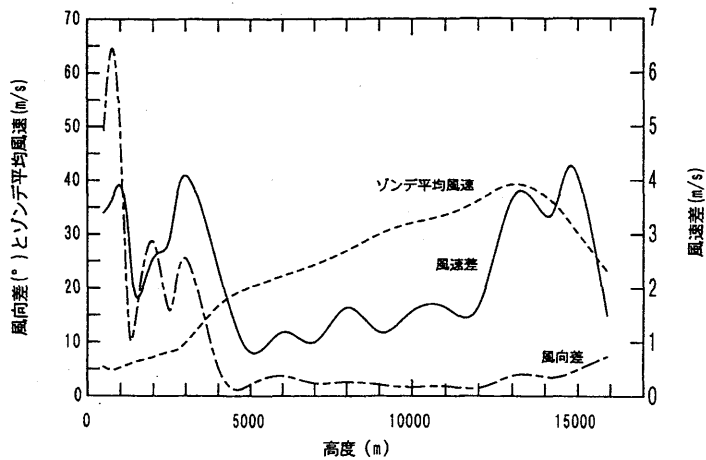


図 5.15 図 5.13 と同じ。但し雨天時のデータを用いて比較したもの。

て大きくなっている。

図 5.16 はゾンデとウィンドプロファイラーにより観測した風向風速の差を風速の関数としてプロットしたものである。風速が弱いと風向の差が大きくなる。風速についてはウィンドプロファイラーとゾンデの差は風速にほとんど関係なく小さい。

風の水平一様性を乱すものに対流がある。4節で述べたように小さいスケールの対流等により鉛直速度が3つのビームで異なっていると、推定した水平風に大きな誤差をもたらす。

#### 5.4 ドップラーレーダーとの比較

Cバンドドップラーレーダーとウィンドプロファイラーにより観測した風向、風速の時系列デー

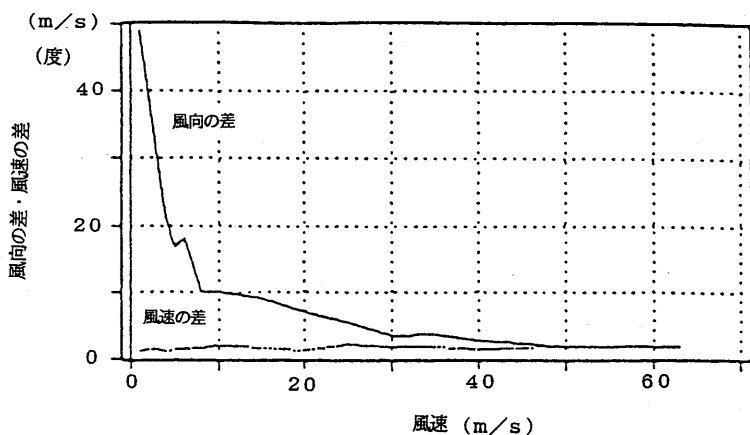


図 5.16 ウィンドプロファイラーとゾンデによる風向風速の差を風速の関数としてプロットしたもの。差は絶対値をプロットしてある。

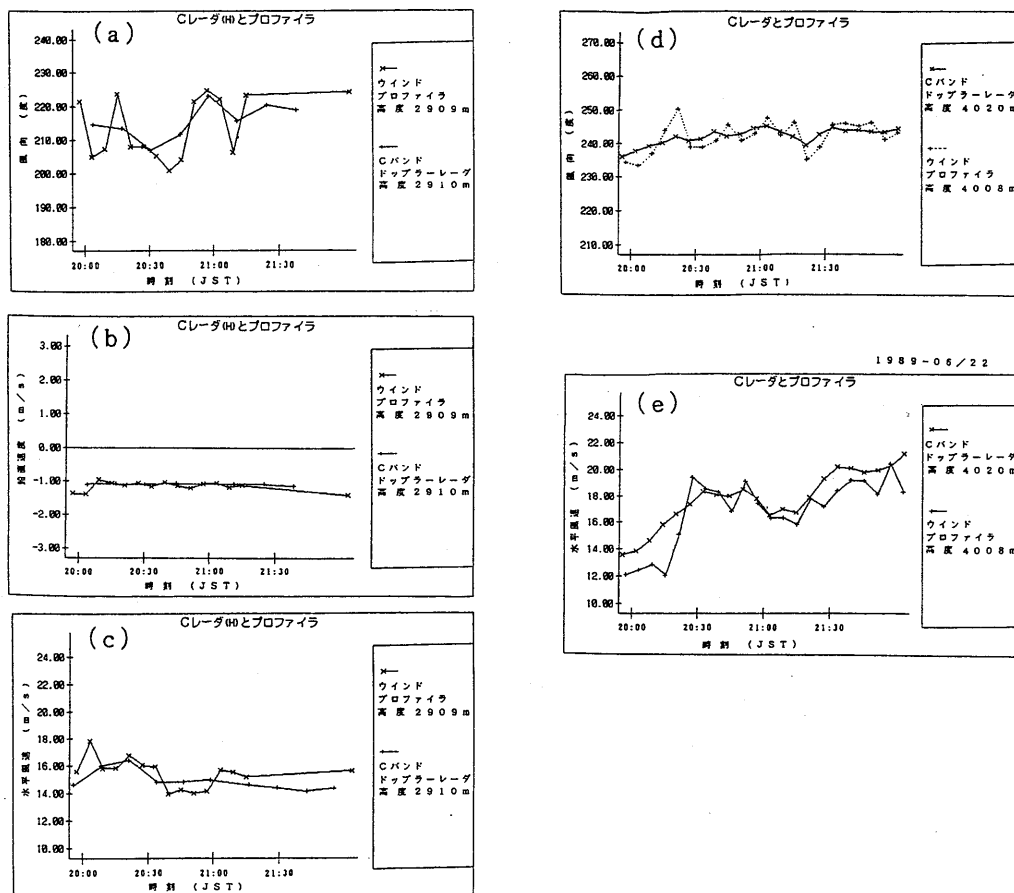


図 5.17 ウィンドプロファイラーとCバンドレーダーによる観測した風向風速の比較 (気象研究所技術報告第33号)。(a)は風向の比較, (b)は鉛直速度の比較, (c)は水平風速の比較で、以上は高度2900m程度の観測である。(d)および(e)は高度4000m程度の風向および水平風速の比較結果を示してある。

タをプロットしたのが図 5.17 である。ドップラーレーダーは 1 分間の 1 走査の Velocity-Azimuth Display (VAD) 法による値である。ウィンドプロファイラーは 1 時間平均値を用いている。風速の偏差は最大で 2m/s 以内、風向では 10 度以内と観測条件の違いを考慮すると良い一致を示しているといえる。なお、この比較は 1988 年 11 月から 1989 年 9 月にかけて行われた「各種観測機器による同時比較観測」(気象研究所技術報告 13 号, 1994) で得られたものである。

### 5.5 つくばでの観測事例 (風の特性)

ウィンドプロファイラーは、風向風速の詳細な鉛直プロファイルを 6 分間隔で連続的に観測できる。このため様々な大気現象の構造を知ることができる。これまでに行った観測から幾つかの事例を紹介する。

#### (1) 前線の観測

前線の構造はウィンドプロファイラーにより明確に捉えることができる。1993 年 4 月 4 日 10 時頃寒冷前線がつくばを通過した。図 5.18 は、その時の当日 9 時の地上天気図で東北沖の低気圧から寒冷前線が中部地方に伸びている。この前線は 4 月 4 日 21 時には銚子まで南下している。図 5.19 に、1993 年 4 月 4 日 6 時から 23 時までウィンドプロファイラーで観測した風向風速 1 時間平均値の時間鉛直断面図を示す。10 時頃に地上の風向風速が急変して前線の通過を観測している

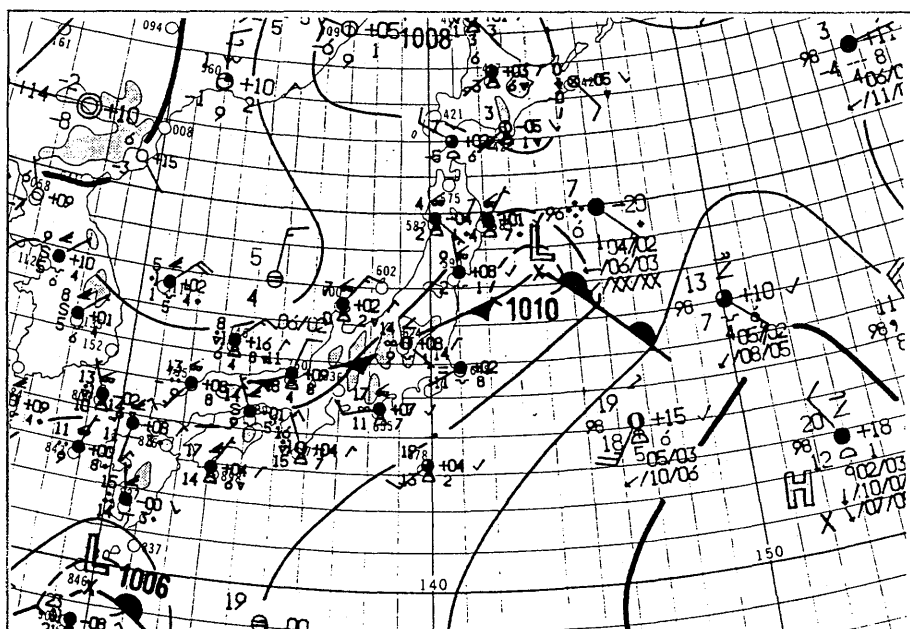


図 5.18 1993 年 4 月 4 日 09 時 (GMT) の地上天気図。前線が中部地方を横切っている。この前線が南下してつくばを通過した。

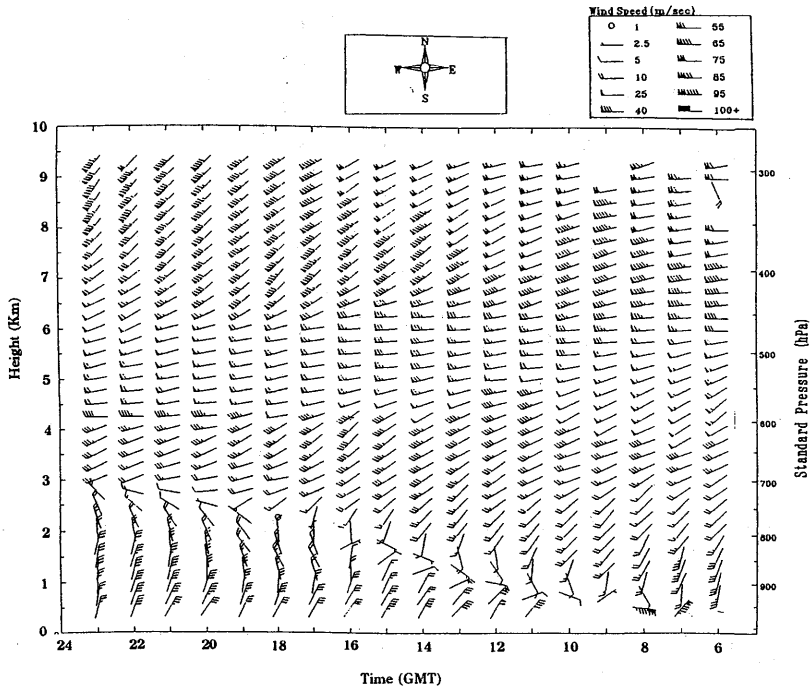


図 5.19 1993 年 4 月 4 日 09 時 (GMT) の風向風速時間高度断面図。10 時頃から地上付近に風のシアーが観測され、シアーの起きている高度が時間と共に高くなっている。

る。前線面に対応する風向風速のシアーのある高度は時間と共にゆっくりと上方へ拡がり、22 時頃には 3 km 程度までに及んでいる。寒冷前線特有の鉛直構造を良く観測できている。

### (2) 台風の観測

1989 年 8 月 6 日 15 時頃台風 13 号が銚子付近に上陸し、その後 16 時頃つくば市北東域を通過した。13 号の台風径路図を図 5.20 に示してある。径路図で数字 06 と示してある位置が 6 日 9 時、07 が 7 日 9 時の台風の位置を表している。台風がつくばに最も接近した 6 日 16 時前後にウィンドプロファイラーで観測した水平風向風速 1 時間平均値の時間高度断面図を図 5.21 にプロットしてある。接近前は南西風、通過後は東風となり最接近時は風速が弱まり、風向が急速に変化することが明瞭に示されている。

### (3) 降雨雨滴粒径分布の観測

ウィンドプロファイラーは、降雨時には大気屈折率の変動から反射されてくるエコーと共に雨滴による反射エコーも観測する。大気屈折率の鉛直速度は雨滴の落下速度に比べて小さいため、観測されたドップラースペクトルは大気と雨滴による 2 つのピークが良く見られる。この場合両者の速度を分離して知ることができ、雨滴による反射信号のドップラーピークから雨滴落下速度を知

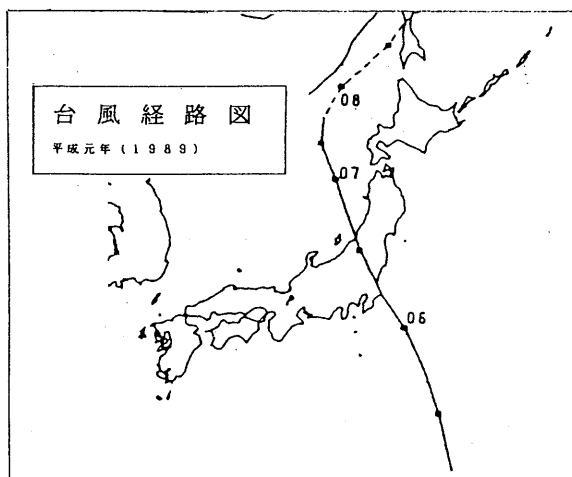


図 5.20 1989 年台風 13 号の経路図。図中の数字 06 は 8 月 6 日 9 時，07 は 7 日 9 時 (JST)，08 は 8 日 9 時の台風の位置を表す。

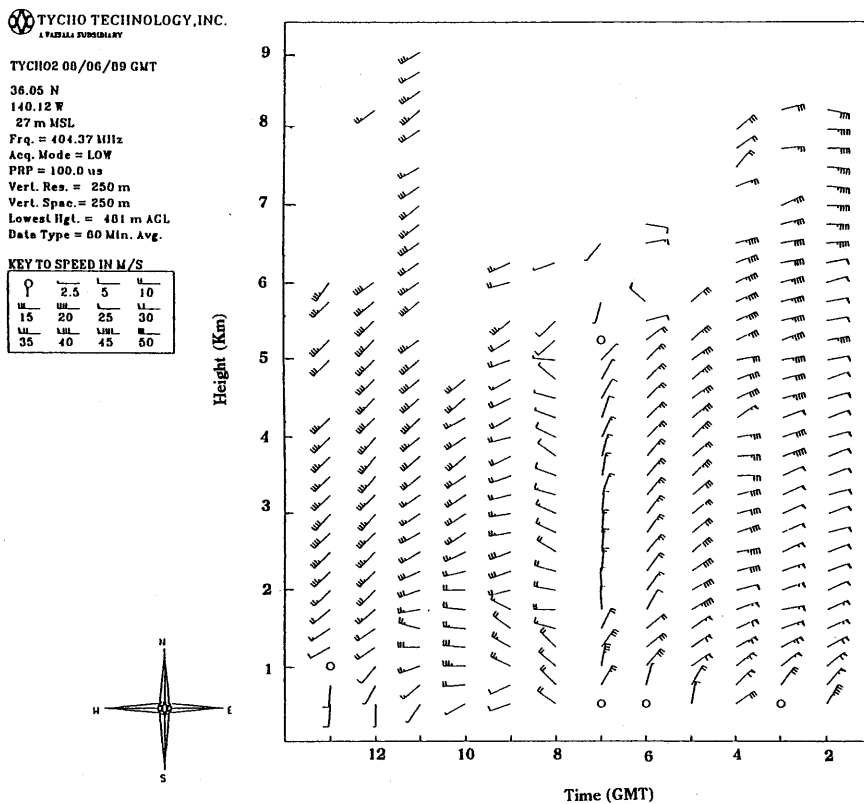


図 5.21 1989 年 8 月 6 日 2 時から 13 時 (GMT) にかけての風向風速時間高度断面図。9 時頃最もつくばに接近した。



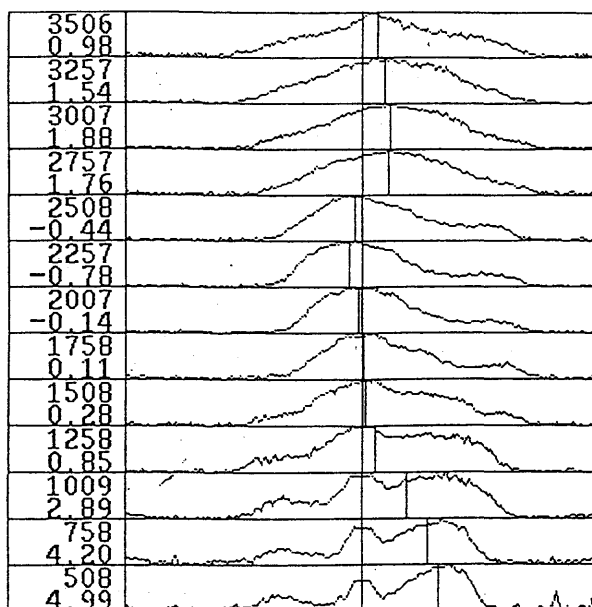


図 5.22 1994年8月12日降水時の鉛直ビームのドップラースペクトルの高度変化。左欄の上の数字が高度 (m), 下がスペクトル中に縦線の引いてあるところのドップラー速度。508mで大気からのエコーによるピーク (中心) と降水によるピーク (右) の2つのピークが観測されている。

ることができる。雨滴の落下速度は、雨滴粒径により異なるため落下速度から粒径を知ることができる。このドップラースペクトルから雨粒の粒径を推定する試みは古くから行われてきた (Atlas *et al.*, 1973)。しかし、雨粒の落下速度は大気鉛直速度にも依存するため、雨粒からの散乱波のみを測定する従来のドップラーレーダーでは十分な精度での観測をすることができなかった。ウィンドプロファイラーは大気鉛直流も観測できるため、大気鉛直流の効果を除外した重力のみによる雨滴落下速度を知ることができる (Wakasugi *et al.*, 1986, Gossard, 1988)。

電波の波長に比べて小さい粒径  $D$  の雨滴の後方散乱断面積は

$$\sigma_d(D) = \frac{\pi^5 D^6}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon_d - 1}{\epsilon_d + 2} \right|^2 \quad (5-1)$$

と表される。ここで  $\epsilon_d$  は雨の複素誘電率を示す。雨滴が粒径分布  $N(D)$  を持つ場合、reflectivity ( $\eta_d$ ) は

$$\eta_d = \int \sigma_d(D) N(D) dD = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon_d - 1}{\epsilon_d + 2} \right|^2 Z_r \quad (5-2)$$

となる。ここで  $Z_r$  は reflectivity factor と呼ばれるもので

$$Z_r = \int N(D) D^6 dD, \quad (5-3)$$

である。ドップラースペクトルは

$$S_d(v_d) = c \frac{d\eta_d}{dv_d} = cN(D) \sigma_d(D) dD / dv_d, \quad (5-4)$$

と表される。cはレーダーの特性等を含む定数、 $v_d$ は雨滴落下速度である。規格化すると

$$S_d(v_d) = \frac{N(D) \sigma_d(D) dD}{Z_r dv_d}, \quad (5-5)$$

となる。

雨滴の落下速度はレイノルズ数が小さい場合、ストークスの法則が適用でき、大気密度  $\rho$ 、重力加速度  $g$ 、粘性係数  $\mu$  により

$$v_d(D) = \frac{\rho g D^2}{18\mu}, \quad (5-6)$$

と表される (例えば Mason, 1971)。しかし、この法則が適用できるのは半径数十  $\mu\text{m}$  程度であり、また雨滴は落下時に形が変化するため、雨滴の落下速度については実験により求められている (例えば Beard and Pruppacher, 1969)。ここでは Gun and Kinzer (1949) による観測結果を、実験式でフィットした

$$v_d(D) = 9.65 - 10.30e^{-0.6D} \quad \text{m/sec}(D : \text{mm}), \quad (5-7a)$$

を用いる (Atlas *et al.*, 1973)。ただ、この実験式は  $D=0.11\text{mm}$  で  $v_d(D)=0$  となるためそれ以下の粒径については表現できない。また、Gun and Kinzer のデータへのフィティングが良いのは  $0.6 < D < 5.8\text{mm}$  の範囲 ( $\pm 2\%$ ) である。このため、 $D \leq 0.745\text{mm}$  の小さい雨滴については別の式

$$v_d(D) = 4D(1 - e^{-12D}), \quad (5-7b)$$

を用いたり (Rodgers *et al.*, 1978)、2つの式を避けるため

$$v_d(D) = 3.77 D^{0.67}, \quad (5-7c)$$

で大小の粒径を含む領域を指数関数で近似されている (Atlas and Ulbrich, 1977, Gossard *et*

al., 1992)。ここでは簡単のため、0.11mmより小さい雨滴については存在しないと仮定する (Sato *et al.*, 1990)。大気密度  $\rho$  が標準 ( $\rho_0$ ) からずれた場合の落下速度 ( $v_d(D, \rho)$ ) は Foote and du Toit (1969) により

$$v_d(D, \rho) = v_d(D, \rho_0) \left( \frac{\rho}{\rho_0} \right)^{-0.4}, \quad (5-8)$$

で近似する。

式 (5-5) および (5-7a) でドップラースペクトルと粒径、雨滴落下速度および粒径分布の関係が得られるので、観測したドップラースペクトルから雨滴粒径分布が推定できる。雨滴によるドップラースペクトルから、deconvolution 法や inversion 法により直接雨滴粒径分布を求めることも可能 (Rajopadhyaya *et al.*, 1993) だが、ここでは雨滴粒径分布の形を仮定する方法を用いる。雨滴粒径分布を例えばマーシャル-パルマー分布 (M-P 分布)

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D), \quad (5-9)$$

と仮定し、この粒径分布から計算したドップラースペクトルが観測値に最も合うようにパラメータ  $N_0$  および  $\Lambda$  を非線形最小自乗法により決定する。この M-P 分布は時間平均した雨滴粒径分布については良く当てはまると言われているが、1回の観測結果については必ずしも M-P 分布では良くフィットできない。このため実際には、M-P 分布を少し変えた

$$\log N(D) = \log N_0 - \Lambda D - a(D - D_0)^2, \quad (5-10)$$

の形を仮定する。そのパラメータを非線形最小自乗法 (マルカート法) により観測結果に合うように決定した。

図 5.22 は、1994年8月12日の降水のあった時に鉛直ビームにより観測したドップラースペクトルである。radial 速度がゼロおよび  $-5 \sim 6$  m/s に中心を持つ2つのピークが観測されている。ゼロ付近にあるピークが大気の、そして他のピークが雨滴の落下速度のドップラースペクトルを表している。(5-5) および (5-7) 式を用いて、観測した雨滴によるスペクトルから雨滴粒径分布を求めることができる。しかし、実際の雨滴落下速度は自身の重力落下のみならず大気平均鉛直流 ( $\bar{w}$ ) および乱流による上下運動の影響を加味したものとなっている。すなわち観測された雨滴のスペクトル ( $S_{\text{obs}}$ ) は

$$S_{\text{obs}}(v_d) = [P_a S_a(v_d - \bar{w}) * S_a(v_d) + P_r S_r(v_d - \bar{w})] * W, \quad (5-11)$$

となり (Wakasugi *et al.*, 1986)、この式を用いてフィティングを行う。ここで  $P_a$ ,  $P_r$  は雨滴および大気からの反射電力、 $W$  はウィンドウ関数を示す。 $*$  は convolution を表す。雨滴のスペク

トルは (5-10) 式, 大気からのスペクトルは

$$S_a(v) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_a^2}} \exp\left(-\frac{v^2}{2\sigma_a^2}\right), \quad (5-12)$$

とガウス形で表して, パラメータ:  $N_0, \Lambda, a, D_0, \sigma_a, P_a$  を決める。フィティングした結果を図 5.23 に示す。実線が観測値, 点線が最小自乗法により求めたスペクトルを示す。良く合っていることが分かる。図 5.24 は推定した雨滴粒径分布 (X印) である。直線で示したM-P分布と比べると小さい粒径および大きい粒径でずれていることが分かる。

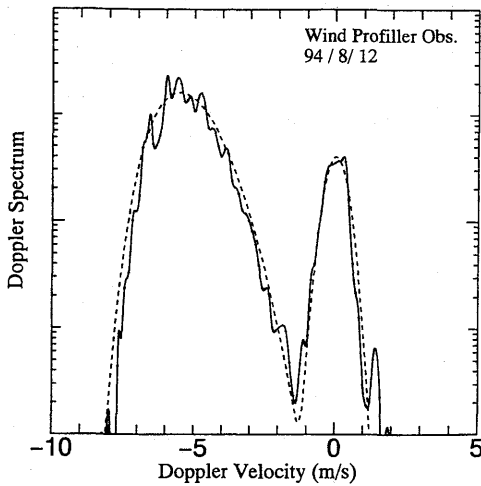


図 5.23 ドップラースペクトルの最小自乗法によるフィティング。実線が観測値, 点線がフィティング結果を示す。

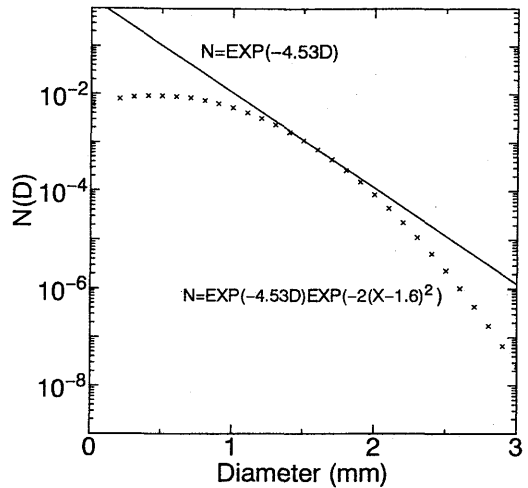


図 5.24 フィティングに用いた雨滴粒径分布 (X印)。実線は参考のためマーシャル-パルマー分布をプロットしてある。