

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE No.35

**Studies on wind profiler techniques for
the measurements of winds**

BY

Meteorological Satellite and Observation System Research Department

気象研究所技術報告

第 35 号

ウインドプロファイラーによる気象の観測法の研究

気象衛星・観測システム研究部

気 象 研 究 所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

DECEMBER 1995

Meteorological Research Institute

Established in 1946

Director-General : Dr. Yonejiro Yamagishi

Forecast Research Department	Director : Mr. Harushige Koga
Climate Research Department	Director : Mr. Hikomaro Muraki
Typhoon Research Department	Director : Mr. Shin Ohtsuka
Physical Meteorology Research Department	Director : Mr. Takenori Noumi
Applied Meteorology Research Department	Director : Dr. Tatsuo Hanafusa
Meteorological Satellite and Observation System Research Department	Director : Mr. Toyoaki Tanaka
Seismology and Volcanology Research Department	Director : Mr. Eiji Mochizuki
Oceanographical Research Department	Director : Mr. Kenzo Shuto
Geochemical Research Department	Director : Dr. Katsuhiko Fushimi

1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan

Technical Reports of the Meteorological Research Institute

Editor-in-chief : Harushige Koga

Editors: Masakatsu Kato Akihiro Uchiyama Kenji Akaeda
 Hakaru Mizuno Izuru Takayabu Michio Hirota
 Kenji Kanjo Masafumi Kamachi Hidekazu Matsueda
Managing Editors: Shigeki Matsubayashi, Hisato Nishii

The *Technical Reports of the Meteorological Research Institute* has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute since 1978 as a medium for the publication of survey articles, technical reports, data reports and review articles on meteorology, oceanography, seismology and related geosciences, contributed by the members of the Meteorological Research Institute.

The Editing Committee reserves the right of decision on acceptability of manuscripts and is responsible for the final editing.

©1995 by the Meteorological Research Institute.

The copyright of articles in this journal belongs to the Meteorological Research Institute (MRI). Permission is granted to use figures, tables and short quotes from articles in this journal, provided that the source is acknowledged. Republication, reproduction, translation, and other uses of any extent of articles in this journal, that are not for personal use in research, study, or teaching, require permission from the MRI.



気象研究所ウィンドプロファイラーの写真

序

風向・風速の鉛直分布が地上から発射する電波によって測定できる装置、ウィンドプロファイラーが、1988年気象研究所に整備された。使用周波数404.37MHz、波長約75cm。測定範囲、高度500mから16km程度、すなわち対流圏から成層圏下部までを、高い高度分解能で観測できる。設置当初から仕様通りに運用できれば、これほど便利な装置はない。しかし施設が大がかりになればなるほど運用はそれほど簡単ではない。このウィンドプロファイラーも例外ではなかった。

設置当初、ウィンドプロファイラーにはなお未知な部分が多く、気象衛星・観測システム研究部第4研究室の当時の上田真也研究室長及び永井智広研究官の取り組みには並々ならぬものがあった。本体の整備はもとより、アメリカの設計・製作者との討議、日本の輸入業者との折衝等枚挙に暇がない。正常な運用に向けての不断の努力はその後、坂井武久前室長に引き継がれ、現在では気象研究所の、そして第4研究室の有力な観測施設となっている。

整備後の試験運用ではウィンドプロファイラーのアンテナ等ハード面での改良、観測データ処理手法の開発など、プロファイラー測定システム全般についての研究が行われてきた。特に研究に使用するための観測データは品質管理が充分になされていることが重要であり、こうした地道な研究を通じて、新しい手法を開発し、着実に成果を挙げてきた。ウィンドプロファイラーの原理・機能等は本文に詳しいが、基本は大気中に電波を発射して戻ってきたエコーのドップラーシフトから風向風速を測定する装置であり、従来のゾンデによる方法とは根本的に異なっている。ウィンドプロファイラーによる観測データの特性を検討するために、測定原理が異なるゾンデとの比較観測も数多く実施されてきた。また、得られたデータから前線の構造や降水粒子の粒径分布の解析等幅広い研究が行われている。さらに1994年からはウィンドプロファイラーを気象業務に用いる場合の問題点を検討するため、気象庁観測部、予報部及び高層气象台と共に業務実験を開始し、3機関の共同で実験が進められている。

本報告は、ウィンドプロファイラーの測定原理、構成、観測方法が詳述されており、気象庁の将来の観測方法及び予報への利用に対して大きな貢献が期待される。序文を終えるにあたり、この施設導入に御尽力いただいた関係者の皆様に心から感謝したい。

平成7(1995)年7月7日

気象衛星・観測システム研究部長 田中 豊 顕

Studies on wind profiler techniques for
the measurements of winds

by

Meteorological Satellite and Observation System Research Department

ウインドプロファイラーによる気象の観測法の研究

気象衛星・観測システム研究部

目 次

序

概要 (和文)	1
Abstract (英文)	3
第1章 はじめに	5
第2章 ウィンドプロファイラーの原理	8
2.1 レーダー方程式	8
2.2 大気の流れとブラッグ散乱	10
2.3 大気の流れと屈折率の変動	16
2.4 構造パラメータ	20
2.5 分反射	22
2.6 ドップラーシフト	23
第3章 ウィンドプロファイラーの構成	25
3.1 機能概要	25
3.2 受信装置	26
3.3 送信装置	28
3.4 アンテナシステム	29
3.5 プロセッサー	31
3.6 データ処理装置	32
第4章 ウィンドプロファイラーの観測方法	35
4.1 概要	35
4.2 距離分解能	36
4.3 観測可能な最低及び最高高度	37
4.4 I, Q 信号	38
4.5 時間積分	40
4.6 ウィンドウ	41

4.7	ドップラースペクトル	44
4.8	観測可能最低及び最高風速	45
4.9	ノイズ除去	46
4.10	グランドクラッター除去	49
4.11	モーメントの計算	50
4.12	風向風速の東西，南北成分の算出	52
4.13	出力	53
4.14	品質管理	54
第5章	ウィンドプロファイラーによる観測結果	61
5.1	観測データの取得率	61
5.2	高高度モードと低高度モードの比較	67
5.3	ゾンデとの比較	70
5.4	ドップラーレーダとの比較	72
5.5	つくばでの観測事例	74
	(1) 前線の観測	74
	(2) 台風の観測	75
	(3) 降雨雨滴粒径分布の観測	75
第6章	まとめ	81
謝辞		81
参考文献		83

概 要

近年の気象観測手法の発展は目ざましく、多くの気象要素がリモートセンシング手法により測定できるようになってきた。高層風についても UHF 帯や VHF 帯の電波を用いて高度分布を高頻度で測定できるウィンドプロファイラーという測器が開発され、この10年で大きな進歩を遂げてきた。気象研究所においても、ウィンドプロファイラーが1988年に整備され、気象研究所気象衛星・観測システム研究部を中心にハード面、データ処理のソフト面の開発・研究そして気象の観測研究が行われてきた。

このウィンドプロファイラーは、低層から高層までの風の鉛直分布を優れた高度分解能及び時間分解能で容易に観測できる。1日に2回程度しか実施されていないゾンデ観測と比べて多くのデータの取得が可能である。しかし、現在日本ではこの種の測器は開発あるいは研究用にごくわずかに運用されているのみで、まだウィンドプロファイラーについてもあまり知られていない。

本技術報告では、ウィンドプロファイラーの原理を解説すると共に気象研究所ウィンドプロファイラーのシステム構成、データ処理方法および観測結果について述べる。データ処理法に関しては、ウィンドプロファイラー特有の問題があり、気象研究所でも様々な点から検討を行ってきた。

第1章では、晴天大気を対象とするレーダーの簡単なレビューを述べる。ウィンドプロファイラーは、大気中の乱流等による大気屈折率の変動部分から散乱される電波を受信するもので、晴天大気を対象とするレーダーの1種である。晴天大気レーダーは、中層大気など超高層大気の観測手法として発展してきた。そして対象が成層圏、対流圏と下層大気に拡大され、対流圏から成層圏を対象とする今日のウィンドプロファイラー、下部対流圏を対象とする境界層レーダーが開発されてきた。米国ではすでにウィンドプロファイラーのネットワークが構築されている様に気象予測の面でも重要な観測機器に成ってきている。

第2章ではウィンドプロファイラーの原理を述べる。ウィンドプロファイラーは、通常の気象ドップラーレーダーと基本的には同様な原理であるが、より長い波長の電波を用いて晴天大気を対象とすることが大きく異なる。気象レーダーが対象としている降雨による散乱は、レーリー散乱の理論で扱うが、ウィンドプロファイラーではブラッグ散乱の理論が必要となる。比較的なじみが薄いと考えられるためマックスウェルの方程式を基にしてやや詳しく述べた。

第3章では気象研究所ウィンドプロファイラーの構成、送受信器、アンテナ、データ処理装置等を述べる。気象レーダーと類似な点も多いがデータ処理過程や観測データの出力方法が異なっている。

第4章ではウィンドプロファイラーの観測方法、データ処理アルゴリズムを述べる。観測可能な高度や最高風速そして風速分解能、ドップラーシフト算出法など通常の気象レーダーと共通す

る事柄についても述べると共にウィンドプロファイラーに特徴的なアルゴリズムも解説する。ウィンドプロファイラーは、晴天大気からの非常に微弱な信号を扱うため、データ処理で様々な工夫が施されている。S/Nを改善し、ドップラーピークを抽出し易くするためのドップラー信号時系列およびドップラースペクトルの周波数領域での平均化処理法、またグラウンドクラッターの除去方法、不良データを取り除くための品質管理方法について具体的に記述する。

第5章ではウィンドプロファイラーの観測結果を述べる。不良データにより時間平均値が欠測となる状況を季節や高度毎に調べた結果や、鉛直分解能の違いによる観測結果の差、ゾンデとの比較結果などが記してあり、ウィンドプロファイラーのデータを扱う場合にも参考になると考える。つくばでの観測事例として台風が近くを通過した時の風向風速の鉛直構造や前線通過時の風の高度分布の観測結果を記してある。また、風観測以外の応用例として雨滴粒径分布を観測した例及びその方法を記述してある。この方法を用いれば雨滴の大きさの高度分布を推定できる。

ABSTRACT

In 1988, the Meteorological Research Institute (MRI) built a UHF (404.37MHz) wind profiler, which is a Doppler radar used to measure the winds in a clear and rainy atmosphere, at Tsukuba. Since then, the MRI has operated the wind profiler to examine its potential for measuring tropospheric and lower stratospheric winds and to study the wind field in the lower atmosphere.

The present report describes this wind profiler, including its principle, hardware system, data processing and the results of observations at Tsukuba.

In Chapter 1, a brief review of the wind profiler is presented. It observes the echo reflected from clear air turbulence and therefore is referred to as a clear-air radar. Early clear-air radar focused on upper atmosphere research. In the 1970's, the clear-air radar for the lower atmosphere was developed and examined from various points of view. Although, more effort is still necessary to improve the measured data, the wind profiler is now proved to be an important instrument for atmospheric researches, weather forecasting, etc.

In Chapter 2, the principle of wind profiler measurement is presented. Although the wind profiler is a fundamentally similar instrument to the conventional weather radar, the scattering process in the atmosphere of the transmitted signals is completely different from that of the weather radar : the weather radar uses reflection from rain drops but the wind profiler detects a weak signal from refractive index irregularities which is handled with the theory of Bragg reflection. The theoretical aspects of Bragg reflection are explained in detail.

In Chapter 3, the design of the wind profiler system in the MRI is described. The transmitter, receiver, antenna system and the data processing system are presented.

In Chapter 4, methods of processing the wind profiler signals are described. Besides what is common with the weather radar, the characteristic techniques of the wind profiler to handle very weak signals reflected from the atmosphere are presented.

The time sequential data of the received signals are first averaged over a time domain to reduce noise and then converted into a frequency spectrum using the Discrete Fourier Transform technique. After removing the DC component and windowing, the spectra are gathered. The ground clutter is then removed. Finally the Doppler (radial) velocity is obtained from the averaged spectrum by the moment method. The radial velocity measurements are made along three beams and are combined to calculate the horizontal wind

velocity.

Hourly averaged winds are produced by the wind profiler using a quality control algorithm. This method is also described.

In Chapter 5, the results of the observational study carried at the MRI are presented. Specific features of the wind profiler measurements are described. The vertical profile of wind when cold front and typhoon pass near the MRI are measured. A method to retrieve the size distribution of rain drops from the observed Doppler spectrum and the result of retrieval are presented.

第1章 はじめに

近年の技術の発展により、多くの気象要素のリモートセンシングができるようになってきた。特に風向風速に関しては、電波を用いて高度分布を測定するウィンドプロファイラーと呼ばれる装置が開発され、多くの国で用いられている (Rottger, 1990, Balsley *et al.*, 1991, May, 1991)。この装置は、地上からUHF帯 (300~3000MHz) やVHF帯 (30~300MHz) の電波を発射して、大気中の乱流に伴う屈折率の乱れにより散乱してきた電波を受信する。乱流が風と共に移動している場合、散乱波の周波数は風速に応じたドップラーシフト分だけ送信周波数から偏移している。このシフトした周波数を測定することにより風速が推定できる。ウィンドプロファイラーは、米国の空港や最近日本の関西空港に設置されたドップラーレーダーと原理的には類似の装置だが、用いる電波の波長および風ベクトルを算出する方法が異なっている。ドップラーレーダー (小平と立平, 1972) では5 cm程度の波長を用いて雨滴等の粒子から反射された電波を観測するのに対し、ウィンドプロファイラーでは数十cmから数mと長い波長の電波を用いて大気中の乱流等により引き起こされる屈折率の乱れから散乱された電波を観測する。比較的長い波長を用いたウィンドプロファイラーは、晴天時および降水時共に風向風速の観測ができる。ドップラー効果を用いて水平風を算出する方法には、パラボラアンテナを方位角方向にスキャンする Velocity azimuth display 法 (VAD) (Larsen *et al.*, 1991) や3つの方向のみに電波のビームを発射しその視線速度からベクトル演算により求める方法がある。その他、超高層を観測するレーダーで用いられている Spaces Antenna drift (SAD) (Balsley and Gage, 1982, Larsen and Rottger, 1989) 法や干渉計法がある。空港のドップラーレーダーは前者、ウィンドプロファイラーは2番目のドップラーシフトを直接測定することにより風向風速を観測している。

晴天大気を測定対象としたレーダーは、1970年代に多く建設された (Gage and Balsley, 1978, Chadwick and Gossard, 1983, 加藤他, 1982)。これらのレーダーは約50~3000MHzの周波数が用いられており、その周波数によりメリット、デメリットがある (Balsley and Gage, 1982)。図1.1に用いる周波数と関連する要素をまとめてある (Balsley and Gage, 1982)。棒の黒い部分が左に示した要素が当てはまることを示している。例えば降水による散乱あるいは減衰は、数十cm以上の波長では小さいが、一方高度分解能は長い波長では悪くなることが示されている。このように周波数の選択により、大気からの反射信号強度や雑音が大きく変化する。現在までに各国で開発、研究されているウィンドプロファイラーの周波数を大きく分類すると、50, 400および1300MHz (あるいは900MHz) 帯に分けられる (May, 1991)。これらの周波数は波長に換算すると約6 m, 75cmおよび23cm (33cm) で波長が短いほど雨滴等による減衰が大きくなるため強い降

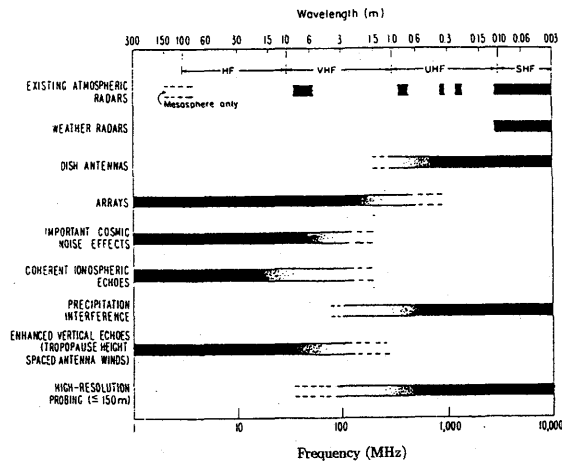


図1.1 プロファイラーに関連する要素と電波送信波長の関係 (Balsley and Gage, 1982)。バーの黒い部分が適当あるいは効果のある周波数域を表している。

雨時には観測高度が制限される。また、観測可能な最大風速は波長と共に大きくなるが、一方速度分解能は悪くなるなどレーダーの性能に密接に関係している。周波数の違いにより観測できる高度は、設計条件および乱流特性から2～数十km (50 MHz), 0.5～16 km (400 MHz), 0.1～数km (1300, 900 MHz) と異なってくる。

50 MHz帯のレーダーとしては、米国をはじめドイツ、台湾、オーストラリア、日本等が所持している。この種のレーダーは、主な対象領域が対流圏上層、成層圏および中間圏を対象としている場合MST (Mesosphere, Stratosphere and Troposphere) レーダー (Ecklund *et al.*, 1979), 対流圏、成層圏を対象とする場合はST (Stratosphere and Troposphere) レーダーとも呼ばれている。また、中層大気と300 kmまでの超高層大気を対象とする京都大学のレーダーはMU (Middle-and Upper-atmosphere) レーダーと呼ばれている (加藤他, 1982)。400 MHz帯レーダーは、対流圏から成層圏下層の観測に用いるものである。1300 MHz帯 (900 MHz帯) レーダーは対流圏低層を対象とし、特に境界層レーダーと呼ばれている (Ecklund *et al.*, 1988, 増田他 1992)。これらの3つの周波数帯のレーダーによる同時観測が大気放射観測計画 (ARM: Atmospheric Radiation Measurement) の一環として1991年に行われている。この時に3つの周波数帯のウィンドプロファイラーにより観測可能な高度を調べた結果を図1.2 (Martner *et al.*, 1993) に示す。Low mode (低高度モード) およびHigh mode (高高度モード) は、後述するが発射する電波のパルス幅を変えて観測できる高度を切り換えるものである。404 MHzの高高度モードでは16 kmでも90%の良好なデータが取れていることが分かる。なお、50 MHzでやや悪いのはこの機器の感度が他に比べて低いためである。

400 MHzおよび1300 MHz帯のウィンドプロファイラーは対流圏および成層圏の風向風速を優れた高度、時間分解能で測定できる。このため予報や気象の研究に有益な情報をもたらすと考え

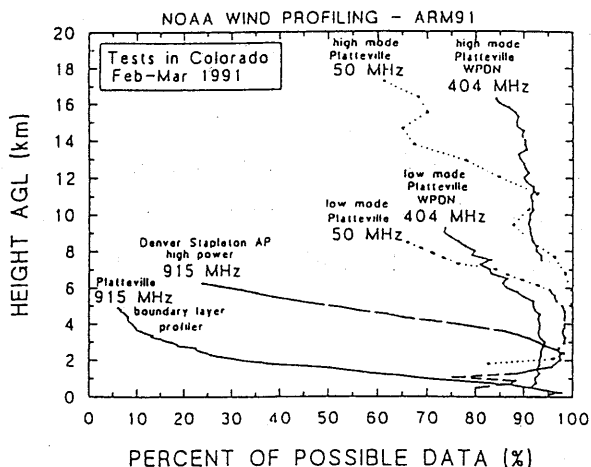


図 1.2 米国で行われた種々の周波数のプロファイラーによる観測高度とデータ取得率 (Martner *et al.*, 1993)。

られ (Larsen and Rottger, 1982, Chadwick and Gossard, 1983, Hocking, 1983, Balsley *et al.*, 1991), 1980年代には米国コロラド州にウィンドプロファイラーのネットワークが作られている (Strauch *et al.*, 1984)。図 1.3 に示すように, このネットワークは, その後NWS (National Weather Service) によりさらに拡張され準オペレーショナルに使用されている (Chadwick, 1986, Weber *et al.*, 1990)。

1988年に気象研究所は 404.37 MHzの電波を用いたウィンドプロファイラー (口絵) を設置し, 観測データの特性など様々な観点から研究を行ってきた (上田, 1988, 永井, 上田, 1988, 坂井他, 1992, 坂井, 葦澤, 1993, 坂井, 1994)。本報告ではこのウィンドプロファイラーの概要, 原理および今までに行ってきた観測, データ解析等について述べる。

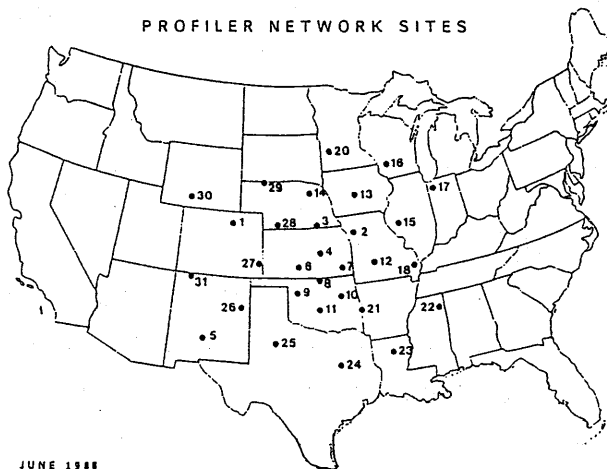


図 1.3 米国で展開されているウィンドプロファイラー網 (Van de Kamp, 1988)。中西部を中心に 30 カ所設置されている。

第2章 原理

ウィンドプロファイラーは、電波を発射して大気からの散乱波を受信して風向、風速の鉛直プロファイル測定する。電波の送信、受信は5 cm程度の波長を用いる通常の気象レーダーと同様なためレーダー方程式が適用できる(吉田, 1983)。ただ、通常のレーダーは主として雨滴による散乱波を受信するのに対し、ウィンドプロファイラーは大気中の乱れなどによる大気屈折率の変動により散乱又は反射されてきた信号を受信する。ここでは、レーダー方程式については簡単に述べ、大気による散乱をやや詳しく述べる。

2.1 レーダー方程式

大気中に発射された電波は様々な散乱体により散乱されその一部が戻ってくる。散乱体が移動していると散乱された電波の周波数はドップラー効果により送信周波数からずれてくる。散乱体が速度 v でウィンドプロファイラーに近づいてくる場合、散乱波の周波数は送信周波数(波長: λ)から $+2v/\lambda$ 偏移する。ウィンドプロファイラーは、この周波数の偏移量を観測して風速を求めるものである。この偏移量の観測精度は受信エコーの信号対雑音比に大きく依存している。すなわち散乱体により散乱される電波強度に密接に関係している。大気中の散乱過程には晴天大気時の乱流散乱、分反射そして雲や降水等の粒子による散乱、また熱的散乱がある。最後の熱的散乱は自由電子によるもので中間圏を対象とする。

大気中に送信された電波は、上に述べた様な過程により散乱され1部がアンテナに戻ってくる。散乱により戻ってきた電波のエネルギーすなわち受信電力(P_r)と送信出力(P_t)との関係を記述するのがレーダー方程式である(例えば小平, 1980, Probert-Jones, 1962)。

$$P_r = \frac{P_t G^2 f^4(\theta, \phi) \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 r^4 l^2}, \quad (2-1)$$

ここで、 G はアンテナゲイン、 $f(\theta, \phi)$ はアンテナからの出力の天頂角 θ 、方位角 ϕ 依存を表すアンテナパターン、 λ は送信電波の波長、 r はアンテナから散乱体までの距離である。 l はアンテナと散乱体間での電波減衰量である。 σ は後方散乱断面積と呼ばれる量で、1回の散乱により電波が散乱される量を表し、面積の次元を持つ。大気中の雨滴等の散乱体による散乱波電力(P_{r0})は、散乱断面積と入射する電力密度の積になる。散乱体への入射波電力密度を S_i とすると

$$P_{r0} = \sigma S_i, \quad (2-2)$$

となる。電力密度は単位面積当たりの電力を表す。レーダーから距離 r 離れた散乱体からの散乱波の、有効面積 $A = G\lambda^2/4\pi$ のアンテナにおける散乱波電力密度は

$$S_r = \text{アンテナでの電力} / A,$$

となる。散乱が等方に起こるとすると σ は

$$\sigma = 4\pi r^2 \frac{S_r}{S_i}, \quad (2-3a)$$

と表される。目標物とアンテナの距離が十分大きいとして、電界強度を用いると

$$\sigma = \lim_{r \rightarrow \infty} 4\pi r^2 \left| \frac{E_r}{E_i} \right|^2, \quad (2-3b)$$

で定義される。ここに、 E_i は目標物に入射する電界強度、 E_r は、目標物により反射される電界強度である。さらにレーダー方程式を用いると

$$\sigma = \frac{(4\pi)^2 r^4 S_r}{P_t f^2(\theta, \phi) G}, \quad (2-4)$$

となる。

目標物が体積 dV を持っている場合、単位体積当たりに換算した後方散乱断面積 (η) を reflectivity と呼び

$$\eta \equiv \frac{d\sigma}{dV}, \quad (2-5)$$

で定義される。 η を用いると $dV = r^2 dr d\Omega$ からレーダー方程式は

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \eta}{(4\pi)^3 r^2 l^2} \frac{c \tau_w}{2} \int f^4(\theta, \phi) d\Omega, \quad (2-6)$$

となる。 Ω は立体角、 c は光速、 τ_w はパルス幅を示す。reflectivity の簡単な例として雨滴によるものを考える。雨滴の大きさが電波の波長に比べて十分小さいとするとレーリー理論が適用できる。この場合、直径 D の雨滴の後方散乱断面積を $\sigma(D)$ は D^6/λ^4 に比例する。 $N(D)$ の粒径分布を持つ雨の reflectivity は

$$\eta = \int_0^{\infty} \sigma(D)N(D)dD = 284.6 Z_r \lambda^{-4}, \quad (2-7a)$$

となる。ここで

$$Z_r = \int_0^{\infty} D^6 N(D) dD$$

は reflectivity factor と呼ばれる量である。また、屈折率の乱れによる reflectivity は後で詳しく述べるが

$$\eta = 0.38 C_r^2 \lambda^{-4}, \quad (2-7b)$$

となる。ここで C_r^2 は構造パラメータと呼ばれる乱流場を表す量である。

2.2 大気の流れとブラッグ散乱

電波は雨滴のみならず晴天大気によっても散乱され一部がウィンドプロファイラーに戻ってくる。これは、風のシアや乱流により大気中の屈折率が空間的に変動するためである。この大気による電波の散乱特性、すなわち reflectivity はマックスウェルの方程式から得られる (Doviak and Zrnicek, 1992, 11章)。マックスウェルの方程式は

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t}, \quad (2-8)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \frac{\partial \epsilon \mathbf{E}}{\partial t}, \quad (2-9)$$

と記述される。ここで \mathbf{E} は電界、 \mathbf{H} は磁界、 μ は透磁率で大気の場合ほぼ 1 になる。 t は時間を表す。 ϵ は誘電率で屈折率 n とは

$$n^2 = \mu \epsilon \approx \epsilon, \quad (2-10)$$

の関係にある。このため大気中の屈折率の変化により電場が変化し、反射されることになる。マックスウェルの方程式から \mathbf{E} についての方程式を導くために、良く知られているように (2-8) 式のローテーションをとる。さらに、(2-9) 式に $\nabla \cdot$ を作用するとマックスウェルの方程式は

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu \epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} = -\nabla \left[\mathbf{E} \cdot \nabla \ln \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \right], \quad (2-11)$$

と表される (Doviak and Zrnice, 1992)。ここで ϵ_0 は真空の誘電率を示す。

大気のある場所の誘電率が空間的に平均した値 $\bar{\epsilon}$ から次式のように変動している場合を考える。

$$\frac{\epsilon}{\epsilon_0} = \frac{\bar{\epsilon}}{\epsilon_0} + \frac{\Delta \epsilon}{\epsilon_0} = \bar{n}^2 + 2\bar{n}\Delta n. \quad (2-12)$$

ここで

$$\bar{n} \equiv \left(\frac{\bar{\epsilon}}{\epsilon_0} \right)^{1/2}, \quad (2-13)$$

$$\frac{\Delta \epsilon}{\epsilon_0} = 2\bar{n}\Delta n, \quad (2-14)$$

ここで \bar{n} は大気中の平均の屈折率を表す。また、 $\Delta \epsilon$ および Δn は大気の乱れによる ϵ および n の変動成分で、平均値に比べて十分小さいと仮定している。この場合のマックスウェルの式は

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \frac{\bar{n}^2}{c^2} \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} = \frac{2\bar{n}\Delta n}{c^2} \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} - 2\nabla \left[\mathbf{E} \cdot \nabla \ln(\bar{n}) \right] - \nabla \left[\mathbf{E} \cdot \nabla \ln \left(1 + \frac{2\Delta n}{\bar{n}} \right) \right], \quad (2-15)$$

となる (Doviak and Zrnice, 1992)。屈折率の変動の無い場合のマックスウェルの式の解を \mathbf{E}_0 とし、屈折率の変動により変化する電場を \mathbf{E}_1 とし、(2-15) の解を $\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 + \mathbf{E}_1$ とする。(2-15) 式の \ln の項を展開すると

$$\begin{aligned} \nabla^2 \mathbf{E}_0 + \nabla^2 \mathbf{E}_1 - \frac{\bar{n}^2}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\mathbf{E}_0 + \mathbf{E}_1) &= \frac{2\bar{n}\Delta n}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\mathbf{E}_0 + \mathbf{E}_1) - 2\nabla \left[(\mathbf{E}_0 + \mathbf{E}_1) \cdot \nabla \ln(\bar{n}) \right] \\ &\quad - \nabla \left\{ (\mathbf{E}_0 + \mathbf{E}_1) \cdot \nabla \left[\frac{2\Delta n}{\bar{n}} - \frac{1}{2} \left(\frac{2\Delta n}{\bar{n}} \right)^2 + \dots \right] \right\}, \end{aligned} \quad (2-16)$$

が得られる。 $\Delta n \rightarrow 0$ では

$$\nabla^2 \mathbf{E}_0 - \frac{\bar{n}^2}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} (\mathbf{E}_0) = -2\nabla \left[\mathbf{E}_0 \cdot \nabla \ln(\bar{n}) \right], \quad (2-17)$$

と E_0 についての式が得られる。送信波を振動数 ω_0 の調和波とすると屈折後の波も調和振動となり $E_0 = E_0(r)e^{j\omega_0 t}$ の形となるため

$$\nabla^2 E_0(r) + k_0^2 \bar{n}^2 E_0(r) = -2\nabla[E_0(r) \cdot \nabla \ln(\bar{n})], \quad (2-18)$$

となる。ここで $k_0 = \omega_0/c = 2\pi/\lambda$ である。 r は、反射に強く寄与するサンプリング体積内の任意の場所を原点とした距離ベクトルを示す (図2.1)。 $\Delta n \ll \bar{n}$ と仮定し (2-16) 式の Δn の高次項および E_1 との積の項を無視して (2-17) を差し引くと

$$\nabla^2 E_1 - \frac{\bar{n}^2}{c^2} \frac{\partial^2 E_1}{\partial t^2} = -2k_0^2 \bar{n} \Delta n E_0(r) - 2\nabla \left[E_1 \cdot \nabla \ln(\bar{n}) + E_0(r) \cdot \nabla \left(\frac{\Delta n}{\bar{n}} \right) \right], \quad (2-19)$$

と E_1 についての式が得られる。

乱流等による屈折率の変動 (Δn) により散乱される電場 E_1 を求める。(2-19) 式の解を求める上で次の事を仮定する。

- (a) 平均屈折率の変化は大きくなく送信電波の波長程度は無視できる ($|\Delta \bar{n}|/2\pi \ll 1/\lambda$)。
- (b) $\bar{n} \approx 1$ 。
- (c) 送信電波時間変化 (周波数) が Δn の変化に比べ早い。
- (d) 送信電波のパルス幅およびビーム幅で決まる散乱領域は散乱体とアンテナの間の距離に比べ小さい。

(a)の仮定から (2-19) 式の右辺第2項, $-2\nabla E_1 \cdot \nabla \ln(\bar{n})$, が無視できる。また, (c)の仮定により送信波は調和波ならば E_1 もまたほぼ調和波と見なせ時間微分が簡単になる。 E_1 の強度を E_1

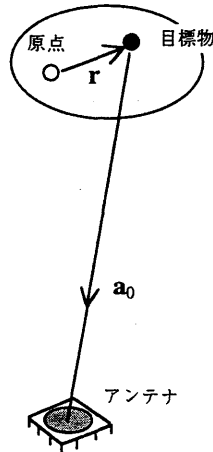


図2.1 電波の散乱の模式図。

(r, t) と書き, 上の仮定を用いると, (2-19) 式は

$$\nabla^2 E_1(r, t) + k_0^2 E_1(r, t) = -2k_0^2 \Delta n E_0(r) - 2\nabla \cdot [E_0(r) \cdot \nabla(\Delta n)], \quad (2-20)$$

と良く知られる形になる。

(2-20) の解として, 位置 r_0 にあるアンテナの電場は,

$$E_1(r_0, t) = \frac{1}{4\pi} \int_V [2k_0^2 \Delta n E_0(r) + 2\nabla \cdot \{E_0(r) \cdot \nabla(\Delta n)\}] e^{j(\omega_0 r - k_0 r_0)} / r_0 dV, \quad (2-21)$$

が得られる。ここで V は散乱領域を示す。なお, ここでアンテナと散乱体の距離はサンプリング体積内ではほぼ等しいと仮定している。 $E_0(r)$ を

$$E_0(r) = A_0(r) \frac{e^{-jk_0 r_0}}{r_0}, \quad (2-22)$$

とする。 $A_0(r)$ は送信波の角度特性 (アンテナパターン) および振幅で r による変化は大きくない (Tatarskii, 1971)。 A_0 を用いると, 散乱波電界は (2-21) から

$$E_1(r_0, t) = \frac{1}{2\pi} [k_0^2 \int_V \Delta n A_0(r) e^{-2jk_0 r_0} / r_0^2 dV + \int_V \nabla \cdot (e^{-jk_0 r_0} A_0(r) \cdot \nabla(\Delta n)) e^{-jk_0 r_0} / r_0^2 dV], \quad (2-23)$$

となる。 E_1 の時間依存は Δn の変動によるものである。(2-23) 式は, 次の

- (e) (d) の仮定から $\nabla e^{-jk_0 r_0} \approx a_0 j k_0 e^{-jk_0 r_0}$ となること (a_0 は散乱波の進行方向の単位ベクトル),
 - (f) Δn および $A_0(r)$ の r による変化が無視できること,
 - (g) 送信波のビーム幅が狭いと仮定すると $A_0(r)$ と送信電波の進行方向はほぼ直交すること,
- ことを用いると

$$E_1(r_0, t) = \frac{k_0^2}{2\pi r_0^2} \int \Delta n A_0(r) e^{-2jk_0 r} dV. \quad (2-24)$$

となる。ここで r_r は散乱領域内の散乱体とアンテナまでの距離を示す。さらに散乱領域が十分小さいので入射電界を平面波と見なし,

$$e^{-jk_0 r_r} \approx e^{-jk_0(r_0 + a_0 \cdot r)}, \quad (2-25)$$

また, $A_0(r)$ を定数とすると,

$$E_1(r_0, t) = \frac{k_0^3 A_0}{2\pi r_0^2} e^{-2jk_0 r_0} C_1, \quad (2-26)$$

となる。ここで、

$$C_1 = \int_V \Delta n(r, t) e^{-j2k_0 \mathbf{a}_0 \cdot \mathbf{r}} dV, \quad (2-27)$$

である。

散乱電界 E_1 が大きくなるためには C_1 が大きくなる必要がある。(2-27) 式は \mathbf{a}_0 の方向の Δn のフーリエ成分を表している。このため散乱電界は \mathbf{a}_0 方向の Δn が大きい程大きくなる。 Δn の $\mathbf{a}_0 \cdot \mathbf{r}$ に沿った乱れの波数を K とすると C_1 が干渉により大きくなる条件は

$$K = 2k_0, \quad (2-28)$$

である。すなわち、乱れの波長 λ (乱流) と電波の波長 (λ (電波)) とは

$$\frac{1}{\lambda(\text{乱流})} = 2 \frac{1}{\lambda(\text{電波})}, \quad (2-29)$$

となる。散乱波が同相で重なるためには、大気の変動の波長が電波の波長の $1/2$ となることが条件となる。これがブラッグ散乱である。屈折率の変動の波長がこの条件からずれると反射強度は急減する。図 2.2 は屈折率の変動として音波を発射してその波面から反射される電力と電波波長/音波波長の比の関係をプロットしたもの (Marshall, 1972) で、比が 2 からずれる

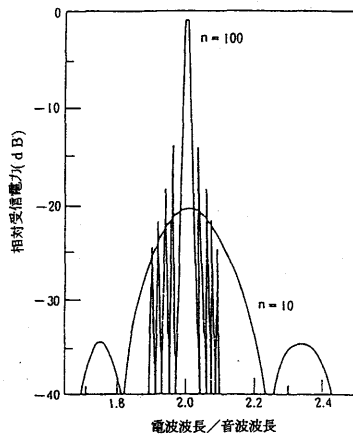


図 2.2 音波面から反射される反射電力と、(電波の波長) / (音波の波長) の関係 (Marshall et al., 1972)。比が 2 からずれると受信電力は急減する。なお、 n は音波の波面の数を表している。

と反射電力が急激に減衰することが分かる。

散乱波の電力密度 S は、屈折率の変動による散乱波の無い場合の電場 E_1 と磁界 H を用いて、

$$S = \frac{1}{2} \operatorname{Re} (E_1 \times H_1^*), \quad (2-30)$$

と表される。Re は実数成分を表す。

$$|H_1| \approx |E_1| \sqrt{\frac{\epsilon_0}{\mu_0}}. \quad (2-31)$$

これらの関係および (2-26) と C_1 の式から

$$S = \frac{A_0^2 k_0^4 \sin^2 \chi}{8 \eta_0 \pi^2 r^4} C_1 C_1^*, \quad (2-32)$$

ここで

$$\eta_0 = \sqrt{\frac{\mu_0}{\epsilon_0}}, \quad (2-33)$$

である。 C_1^* は C_1 の共役複素数でアンサンブル平均を取ったものは

$$C_1 C_1^* = \iint_V \langle \Delta n(r, t) \Delta n(r', t') \rangle e^{-jk_0 a_0 \cdot (r-r')} dV dV', \quad (2-34)$$

となる。ここで $\langle \Delta n(r, t) \Delta n(r', t') \rangle$ は Δn の自己相関で次節で述べる。

なお、 A_0 は、

$$S = |E_0|^2 / 2 \eta_0, \quad (2-35)$$

およびレーダー方程式から

$$A_0 = P_t G f^2 \eta_0 / 2 \pi, \quad (2-36)$$

と表される。この A_0 を用いると後方散乱強度は、(2-26) から

$$E_1(r_0, t) = \frac{k_0^2}{r_0^2} \sqrt{\frac{P_t \eta_0 G}{8 \pi^3}} \int f \Delta n e^{-2jk_0 r_0} dV, \quad (2-37)$$

となる。

2.3 大気の乱れと屈折率の変化

大気中の屈折率の変動 (Δn) により電波は屈折, 散乱されることが (2-32) で示された。大気の屈折率は温度 (T :K), 気圧 (hPa) および水蒸気圧 (e :hPa) により

$$n - 1 = 10^{-6} \frac{77.6}{T} \left(P + \frac{4810e}{T} \right), \quad (2-38)$$

のように近似的に表される。このため, 大気の乱れにより温度や湿度が変動し, その結果屈折率も場所により変動することになる。この様な変動は図 2.3 に示すようにランダム状に複雑に変化しているため, (2-34) のように相関関数を用いて統計的に表される。 γ をラグとすると Δn の相関関数は

$$\langle \Delta n(t) \Delta n(t + \tau) \rangle = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} \Delta n(t) \Delta n(t + \tau) dt. \quad (2-39)$$

この相関関数をフーリエ変換すると Wiener-Khintchine の公式によりパワースペクトル密度が得られる。時間的, 空間的に均質な乱れでは, (2-34) 式の屈折率変動量の自己相関 $\langle \Delta n(r, t) \Delta n(r', t') \rangle \equiv R(r, r', t, t')$ は

$$R(r, r', t, t') = R(r - r', t - t') = R(\Delta r, \Delta t), \quad (2-40)$$

となる。ここで

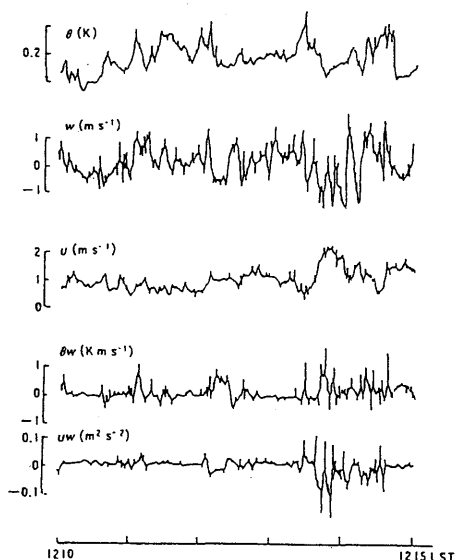


図 2.3 水平および鉛直方向の風速および気温の時間変動の観測例 (気象研究所花房龍男氏提供)。

$$\begin{aligned}\Delta r &= r - r', \\ \Delta t &= t - t'\end{aligned}$$

である。また、電波の散乱に寄与する電波の波長の半分の波数の乱れの寿命が十分長い（ある乱流の場が壊れる時間より）と仮定し、時間の項を無視して $R(\Delta r, \Delta t=0)$ を $R(\Delta r)$ として、相関関数 $R(\Delta r)$ をフーリエ変換すると乱流のスペクトル密度 Φ が求まる。

$$\Phi(K) \equiv \frac{1}{(2\pi)^3} \iiint R(\Delta r) \exp(-jK \cdot \Delta r) dV_{\Delta r}, \quad (2-41)$$

ここで K は乱流の波数ベクトルを、 $V_{\Delta r}$ は Δr での体積を示す。 K の方向性を考えずに大きさのみを考慮した1次元のスペクトル密度 F と

$$F(K) = 4\pi K^2 \Phi(K), \quad (2-42)$$

の関係にあるとすると、 Φ は規格化されて

$$\iiint \Phi(K) dK = \overline{(\Delta n)^2}, \quad (2-43)$$

となる。

R は Φ の逆フーリエ変換で表されるので、(2-32) 式の電力密度 S は、 Φ を用いて表すと

$$S = \frac{A_0^2 k_0^4}{8\eta_0 \pi^2 r^4} \frac{1}{(2\pi)^3} \iiint \Phi(K) \int \exp(jK \cdot \Delta r) dV_{\Delta r} dV_K, \quad (2-44)$$

となる。 V_K は波数空間での体積を示す。内側の積分は、大きな $V_{\Delta r}$ を取ると $K=2k_0$ で実際の体積 V の値を持つ鋭いピークとなる。積分値をこのピークの値で近似すると

$$S(K) = \frac{A_0^2 k_0^4}{8\eta_0 \pi^2 r^4} \int \frac{V}{8\pi^3} \Phi(K) dV_K. \quad (2-45)$$

あるいは Φ の平均値を

$$\overline{\Phi} \equiv \int \frac{V}{8\pi^3} \Phi(K) dV_K, \quad (2-46)$$

で定義すると

$$S(K) = \frac{\pi A_0^2 k_0^4}{\eta \sigma_0^4} \overline{\Phi}(K). \quad (2-47)$$

となる。レーダー方程式から reflectivity η は $\overline{\Phi}$ により

$$\eta = 8\pi^2 k_0^4 \overline{\Phi}, \quad (2-48)$$

と表される。

屈折率の変動による $\Phi(K)$ あるいは $\langle \Delta n(r,t) \Delta n(r',t') \rangle$ を推定するためには温度および湿度の変動量を知る必要がある。乱流によるこれらの変動量は、乱流理論により調べられている。まず、変動量として一般的に良く用いられている風速変動について述べる。風速の平均値 (U, V, W)、変動成分が (u, v, w) である場の乱流のエネルギー ($E_t = (u^2 + v^2 + w^2)/2$) の平均値 (\overline{E}_t) の保存則は

$$\frac{\partial \overline{E}_t}{\partial t} = -\overline{uw} \frac{\partial U}{\partial z} + \frac{g}{\Theta} \overline{w\theta} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{(e+P/\rho)w} + \epsilon_v, \quad (2-49)$$

と表される (竹内と近藤, 1981)。ここで Θ は平均温位, θ はその変動成分, 変数の上のバーは平均をあらわす。右辺第1項は平均流のシアーによるエネルギー生成項, 第2項が浮力による生成項, 第3項が拡散項, 第4項が分子粘性による消散項である。 ϵ_v は粘性によるエネルギー消散率で乱流運動が等方ならば

$$\epsilon_v = 15\nu \overline{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2}, \quad (2-50)$$

と表される。ここで ν は動粘性係数である。このように乱流エネルギーは、風速の変動および温度成層がある場合の浮力により発生する。乱流の発生当初, このエネルギーのスペクトル分布は小さい波数域に片寄っている。一方, エネルギーの消散は速度の空間微分に依存するため小さい渦で大きいと考えられる。すなわち大きい渦のエネルギーが小さい渦に伝えられていくことになり, 乱流は様々な大きさの渦を持つようになる。このエネルギーの伝達を行うのが慣性力である。高いレイノルズ数の流れにおいては乱流の発生当初のエネルギーを持つ小さな波数と粘性による消散が起こる大きな波数は離れている。このような場合, 高波数の変動成分は, 乱流の発生状態には依存せずまた等方に近づき, 統計的に平衡な状態になっていると考えられる (島貫, 1982)。この波数領域を普遍平衡領域と呼ぶ。この領域の低波数側にエネルギーが流入し高波数側から同量のエネルギーが消散していく。従ってこの領域の渦の特性は, エネルギー消散量 ϵ_v および消散の起こる波数を示す ν (エネルギー消散量が同じ場合 ν が大きいと消散の起こる波数は小さく

なる)の2パラメータにより一義的に決定できると考えられる。これが普遍平衡の仮説である (Batchelor, 1953)。この2つのパラメータから長さおよび速度の次元を持つパラメータを作ると

$$L = \left(\frac{\nu^3}{\epsilon_\nu} \right)^{1/4}, \quad (2-51)$$

$$U = \left(\nu \epsilon_\nu \right)^{1/4}, \quad (2-52)$$

となる。 L はコロモゴロフの長さと呼ばれている。この2つから単位波数当たりのエネルギー $F(K)$ は

$$F(K) = U^2 L \psi(KL), \quad (2-53)$$

と表される。 ψ は無次元量で普遍関数と呼ばれている。

レイノルズ数が十分大きい場合、平衡領域の中間にエネルギーの発生、粘性消散のほとんど起こらない領域ができる。この領域では慣性力によるエネルギーの波数間の伝達が支配的で慣性小領域と呼ばれている。粘性消散にも無関係なためこの領域では、 ϵ_ν のみによりその特性は一義的に決まる。この領域のエネルギースペクトルは次元解析から

$$F(K) = F_0 \epsilon_\nu^{2/3} K^{-5/3}, \quad (2-54)$$

といわゆる $-5/3$ 乗法則になる。ここで F_0 は定数である。(2-43)と(2-54)により Φ と乱流場の関係が得られる。

$\Phi(K)$ を求めるために構造関数 (structure function) $D(\Delta r)$ を導入する。速度 u の構造関数は

$$D_v(\Delta r) \equiv \langle [u(r+\Delta r) - u(r)]^2 \rangle = \langle u(\Delta r)^2 \rangle - 2\langle u(r+\Delta r)u(\Delta r) \rangle + \langle u(r+\Delta r)^2 \rangle. \quad (2-55)$$

空間的に均一なランダム場では r には依らないので

$$\langle u(\Delta r)^2 \rangle = \langle u(r+\Delta r)^2 \rangle, \quad (2-56)$$

となり、

$$D_v(\Delta r) = 2[R(0) - R(\Delta r)], \quad (2-57)$$

と相関関数は構造関数で表されることになる。構造関数を用いる利点は、非等方性の強い大きい渦の影響を取り除けることにある。慣性小領域では乱流場の統計量は前述したように ϵ_ν のみで

決まる。 ϵ_v の次元は $[L^2/T^3]$ (L : 距離, T : 時間) を持つため, u の構造関数 D は次元解析により次の様な形を取る。

$$D_u(\Delta r) = C_u^2 \epsilon_v^{2/3} \Delta r^{2/3}, \quad (2-58)$$

ここで C_u は定数。屈折率の構造関数も同様にして

$$D_n(\Delta r) = C_n^2 \Delta r^{2/3}, \quad (2-59)$$

ここで, C_n^2 は構造パラメータ (定数: structure parameter (constant)) と呼ばれている定数で, $L^{-2/3}$ の単位を持っている。また, 前述したように1次元のスペクトル密度 $F(k)$ は波数積分すると $(\Delta n)^2$ となるので

$$F(K) = 4\pi K^2 \Phi(K) = C_f K^{-5/3}, \quad (2-60)$$

の形となる。 $C_f \approx C_n^2 / 2.4$ と言われている (Silverman, 1956)。これから

$$\Phi(K) = 0.033 C_n^2 K^{-11/3}, \quad (2-61)$$

と表される。

ブラッグの反射条件 $k_0 = K/2$ を用いると, reflectivity は

$$\eta = 0.38 C_n^2 \lambda^{-1/3}, \quad (2-62)$$

と良く知られた式になる。なお, 前述したように $\Phi(K)$ は $K=2k_0$ で大きいピークとなるため (2-45) の積分をピークの値で近似している。

2.4 構造パラメータ

ある保存量 p の構造パラメータ C_p^2 は

$$C_p^2 = a^2 \epsilon_v^{-1/3} K_p \left(\frac{d}{dZ} \langle p \rangle \right)^2, \quad (2-63)$$

と表される (Tatarski, 1971, p73)。ここで $\langle p \rangle$, K_p はそれぞれ物理量 p のアンサンブル平均および乱流拡散係数である。 a は無次元の定数である。屈折率についても保存量を導けば上の式により構造パラメータが得られる。気体の屈折率は

$$n^2 \approx 1 + M_v a_r, \quad (2-64)$$

で近似される。ここで M_v は分子数密度で a_r は分子偏極に関係する率である。地上, 15°Cの標準

大気の屈折率は1.000325程度と1に近いので、屈折率 n の代わりに次式で定義される refractivity N が良く用いられる。

$$N = (n - 1) \times 10^6. \quad (2-65)$$

温度 T 、気圧 P および水蒸気分圧 e を用いて、(2-38) 式から refractivity は

$$N = \frac{77.6}{T} \left(P + \frac{4810e}{T} \right), \quad (2-66)$$

と表される (Bean and Dutton, 1966)。それ故、屈折率の保存量 (Potential refractive index: ϕ) は

$$\phi = \frac{77.6}{\theta} \left(P_0 + \frac{4810e_0}{\theta} \right), \quad (2-67)$$

と表される。ここで

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^\alpha, \quad (2-68)$$

$$\alpha = \frac{(C_p - C_v)}{C_p}, \quad (2-69)$$

$$e_0 = e \frac{P_0}{P}, \quad (2-70)$$

ここで C_p 、 C_v は定圧比熱、定容比熱、 P_0 は基準高度の気圧である。散乱体の高度を基準高度とすると

$$C_N^2 \approx C_\rho^2, \quad (2-71)$$

となり

$$C_n^2 = a^2 \varepsilon_v^{-1/3} K_f \times 10^{-12} \left(\frac{d}{dz} \langle \phi \rangle \right)^2, \quad (2-72)$$

となる。

C_n^2 は、式 (2-72) から屈折率の高度変化から求まることになる。しかし、屈折率は通常測定

されていない。一般に測定されている気象要素と C_n^2 の関係が導かれればより実用的になる。ある高度での温度、水蒸気、および気圧の fluctuation は独立とすると

$$dN = \frac{\partial N}{\partial T} dT + \frac{\partial N}{\partial e} de + \frac{\partial N}{\partial P} dP, \quad (2-73)$$

基準高度を散乱体の高度と設定すれば保存量を用いても同じ式となるため notation はここでは変えない。

$$\frac{\partial N}{\partial T} = -77.6 \frac{P}{T^2} - 7.46 \times 10^5 \frac{e}{T^3} = -b, \quad (2-74)$$

$$\frac{\partial N}{\partial e} = \frac{3.73 \times 10^5}{T^2} = c, \quad (2-75)$$

$$\frac{\partial N}{\partial P} = \frac{77.6}{T} = d, \quad (2-76)$$

から

$$N' = -bT' + ce' + dP', \quad (2-77)$$

ここで ' は平均値からの変動量を表す。これから屈折率の構造パラメータは、温度の構造パラメータ (C_T^2) や水蒸気 (C_e^2) そして気圧 (C_P^2) に対する値から

$$C_n^2 = b^2 C_T^2 + c^2 C_e^2 + d^2 C_P^2 - 2bcC_{Te}^2 - 2bdC_{TP}^2 + 2bdC_{eP}^2, \quad (2-78)$$

となる。気圧の fluctuation は水蒸気や温度の fluctuation より小さいので

$$C_n^2 \approx b^2 C_T^2 + c^2 C_e^2 - 2bcC_{Te}^2, \quad (2-79)$$

と近似できる (Gossard, 1977)。ここで C_{Te}^2 は Te の構造パラメータを示す。係数 b , c は大気の状態により異なるが熱帯の夏期の海洋性気団、高度 500 m では $b^2 = 2.24 \times 10^{-12}$, $c^2 = 17.8 \times 10^{-12}$, $2bc = 12.6 \times 10^{-12}$ と言われている。

2.5 分反射

分反射あるいはフレネル反射は、成層大気中に屈折率の急激な変化がある場合に起こる。その reflectivity は

$$\eta_f = \frac{1}{4\tau_w} \left[\int_{-1/2}^{1/2} \frac{dn}{dz} \exp(-2jkz) dz \right]^2, \quad (2-80)$$

で表される (Gage *et al.*, 1981)。このため電波の波長が長いほど大きい反射となる。大気の状態にもよるが、気象研究所ウィンドプロファイラーではこの反射は小さいものと考えられる。

2.6 ドップラーシフト

ウィンドプロファイラーの目標物がアンテナに対して移動していると散乱電波の周波数は送信周波数からずれてくる。なお、以下では目標物とアンテナ間での減衰は無視している。送信波を

$$E_t = E_0 \sin(\omega_0 t + \phi_0), \quad (2-81)$$

とする。 E_0 は定数、 ϕ_0 は送信波の位相、 ω_0 は電波の角周波数である。アンテナからの距離 r_0 に静止している目標物での散乱波は

$$E_r = BE_0 \sin[\omega_0(t - r_0/c) + \phi_0] = BE_0 \sin[\omega_0 t - \omega_0 r_0/c + \phi_0], \quad (2-82)$$

と表される。 B は定数である。プロファイラーでの受信波は

$$E_r = BE_0 \sin[\omega_0 t - 2\omega_0 r_0/c + \phi_0], \quad (2-83)$$

と表される。位相は変化するが周波数は当然ながら ω_0 と送信周波数と変わっていない。

一方、目標物が移動して時刻 t での距離が $r(t)$ にある場合、ウィンドプロファイラーでの受信信号は

$$E_r = BE_0 \sin[\omega_0(t - 2r(t)/c) + \phi_0], \quad (2-84)$$

と表され、目標物のプロファイラーに対する速度を $\pm v_r$ (正符号を遠ざかる方向) とすると

$$r(t) = r_0 \pm v_r t, \quad (2-85)$$

となり、(2-85) を (2-84) に代入すると

$$\begin{aligned} E_r &= BE_0 \sin[\omega_0(t - 2(r_0 \pm v_r t)/c) + \phi_0] \\ &= BE_0 \sin \left[\left(\omega_0 \mp 2\omega_0 \frac{v_r}{c} \right) t - 2\omega_0 \frac{r_0}{c} + \phi_0 \right], \end{aligned} \quad (2-86)$$

となる。静止している目標物のエコー (2-83) と比較すると位相が

$$w_0 \rightarrow w_0 \mp 2w_0 \frac{v_r}{c}, \quad (2-87)$$

ずれている。これがドップラーシフトである。周波数でこのシフト量 f_d を書くと

$$f_d = \mp \frac{2v_r}{\lambda}, \quad (2-88)$$

となる。 λ は波長である。目標物がアンテナに向かって速度 v で移動していると散乱波の周波数は送信周波数 $+2v/\lambda$ となる。10m/s で散乱体がアンテナに近づいている場合、波長 75cm の電波を用いるウインドプロファイラーでのドップラーシフトは 26.7Hz となる。

ウインドプロファイラーは、ある体積中に含まれる多数の散乱体からの散乱波の和を受信する。多数の散乱体がすべて同じ速度ベクトルを持つならば、受信信号は送信周波数から $2v/\lambda$ シフトした周波数にデルタ関数の様な鋭いピークを持つスペクトルとなる。しかし、一般に散乱体は種々な速度を持っているため様々な周波数のずれが生じ受信する周波数のスペクトルは広がる。この受信電力の周波数分布は、散乱体の視線速度すなわち周波数に、その散乱体による散乱電力の重みを付けた分布となる。これをドップラースペクトルという。何らかの方法でこのスペクトルの平均周波数を求めれば、観測している大気の平均風速が求まる。また、このドップラースペクトルは乱流の情報や降雨時には雨滴粒径分布等の情報も含まれている。

第3章 ウィンドプロファイラー構成

気象研究所ウィンドプロファイラーは米国 TYCHO TECHNOLOGY, INC 製モデル 400 型で 404.37 MHz のパルス電波を送受信を兼ねるアレーアンテナにより鉛直、鉛直から15度傾いた北東および北西方向に発射し、風向、風速の鉛直プロファイルを測定する。気象研究所観測露場には処理装置が納められている観測小屋およびアンテナが設置してある。気象研究所でのウィンドプロファイラー配置図を図3.1に示す。斜線部の引いた場所に、アンテナビームの方向が気象研究所本館に向かないように設置してある。ビームの方向は斜線から出ている矢印で示してある。アンテナの大きさは約12m×12mである。観測小屋はトレーラー状になっておりシェルターと呼ばれている。観測結果は気象研究所本館の研究室に送られ、リアルタイムでのモニターが可能となっている。

3.1 構成の概要

ウィンドプロファイラーは、電波送信装置、受信装置、アンテナ、送受切り換え器 (T/Rスイッチ)、機器の様々なコントロールや観測条件の設定そして受信信号の一部の処理を行うプロセッサ (リアルタイム処理装置: RTP, Real Time Processor)、データの処理、保存およびグラフィック表示等を行うデータ処理装置から構成されている。図3.2 (a) に送受信装置およびリアルタイムプロセッサそして (b) にデータ処理装置の写真が載せてある。

プロファイラーの動作は次の様なフローで行われる。プロセッサからの信号によりアンテナ

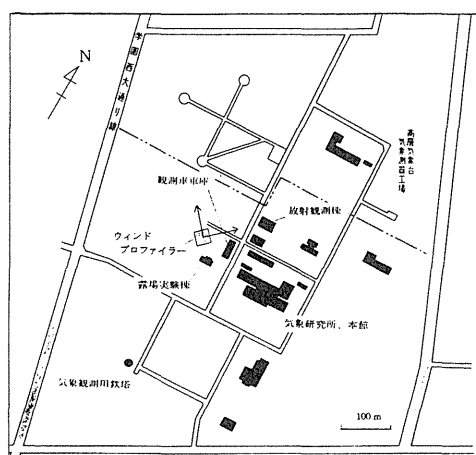
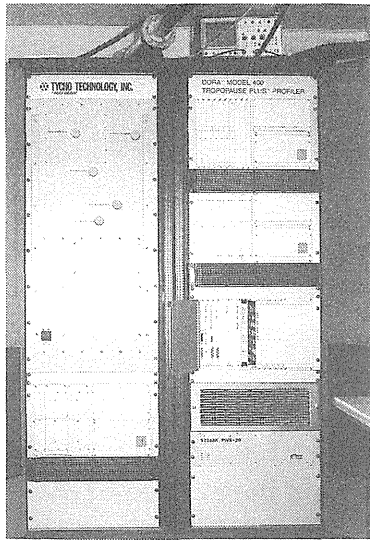
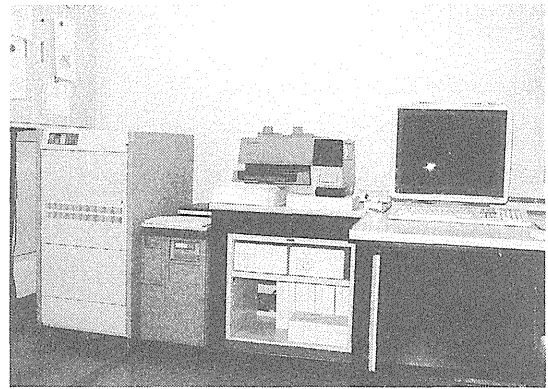


図3.1 気象研究所ウィンドプロファイラーの配置図。斜線の四角がアンテナ、矢印が送信ビームの方向を表している。

松浦和夫



(a)



(b)

図3.2 ウィンドプロファイラー送受信装置(a)およびデータ処理装置(b)の写真。

制御部が、送信する電波の位相およびビーム方向をセットアップすると共にT/Rスイッチが送信モードになる。そして、プロセッサの信号により受信機がパルス信号を作り、増幅してアンテナから送信する。また、アンテナで受信された大気からの信号は逆のルートを取り、プロセッサで種々の処理をほどこされた後データ処理装置で最終の観測結果を出力する。アンテナ、送信器、受信器、リアルタイムプロセッサおよびその端末 (KDU: Keyboard Display Unit) が観測露場に、マイクロVAX等から成るデータ処理装置およびリアルタイムプロセッサのもう1つの端末は研究所本館の研究室に設置してある。このシステムブロック図を図3.3に示してある。また、各装置の主要性能を表3.1にまとめてある。

3.2 受信装置

受信装置は送信信号を作ると共に受信信号の検波を行うものである。本装置は、リミッター (RLI: Receiver Limiter), 周波数モジュール (RRF: Receiver Radio Frequency Module), 中間周波数モジュール (RID: Receiver Intermediate Frequency and Detector Module), マッチドフィルター (RMF: Receiver Matched Filter), 局発モジュール (RLO: Receiver Local Oscillator and Modulator Module), CMPモジュール (Controller/Monitor Processor Module), 電源部 (RPS: Receiver Power Supply) 等から成り立っている。受信装置における信号の流れは図3.4に示してある。

まず、プロセッサからの命令で送信パルスが作られる。局発モジュールにある2つの水晶発

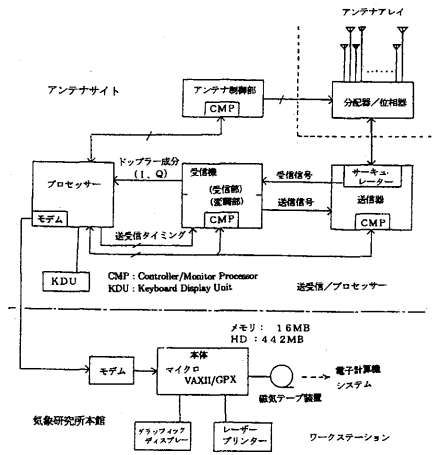


図 3.3 ウィンドプロファイラーシステムブロック図。

表 3.1 ウィンドプロファイラーの緒元。

・ アンテナ系	
形式	パッシブフェイズドアレイ型
素子	同軸コリニア、144素子
ビーム幅	4.1° (-3dB, One Way)
利得	33 dB
開口面積	125m ² 、(実効面積 87.2m ²)
・ 送信系	
中心周波数	404.37 MHz
送信電力	35 kW (Peak, Nominal)
パルス幅	1.67 μs (低高度モード) , 6.67 μs (高高度モード)
パルス周期	100 μs (低高度モード) , 153.5 μs (高高度モード)
・ 受信系	
局部発信器	水晶
中間周波数	70 MHz
帯域幅	2.5 MHz
雑音指数	2.5 dB
・ 総合性能	
測風範囲	約 0-100 m/s (水平方向) , 0-24 m/s (鉛直方向)
測風精度	約 1-1.5 m/s (水平方向) , 0.25 m/s (鉛直方向)
測風高度	0.5-9 km (低高度モード) , max 16 km (高高度モード)
高度分解能	250 m (低高度モード) , 1000 m (高高度モード)
時間分解能	6 min (観測周期)

振器による 334.37 MHzと 70.000 MHzの 2 信号の合成周波数 404.37 MHzの信号を作り、パルス変調してフィルタとバッファアンプを通して送信器に送られる。また、これらの信号は受信信号の内部処理にも用いられる。アンテナで受信した大気からの反射信号は、サーキュレータ（方向性結合器）を介した後、T/Rスイッチを通る。これは、受信時には、送信時の大きな電力をショートし、小さな受信信号のみを取り出すものである。次に、ピンダイオードによるリミッターにかけられ、振幅の最大値が制限される。これは RRFにある高感度のローノイズアンプ (LNA) を守ることを目的としている。リミッター出力は、ローノイズアンプおよび中心周波数404.37MHz、バンド幅 6 MHzのバンドパスフィルターを経て高周波アンプ (RFアンプ) でもう 1 段階増幅される。ここまですべて RRFで行われており受信信号のS/Nが改善されている。

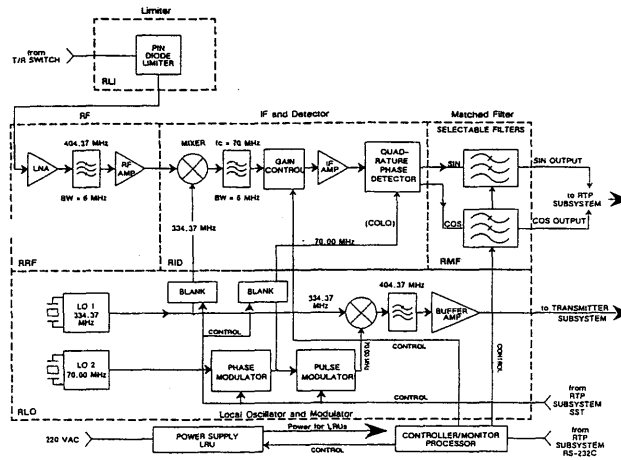


図 3.4 ウィンドプロファイラー受信装置構成図 (Tycho Manual)。

RRF モジュールからの出力信号は、スーパーヘテロダイン方式の RID モジュールに送られる。このモジュールはミキサー、バンドパスフィルター、利得調整、中間周波増幅器そして直交位相検波器から構成されている。RRF からの信号は、局発からの 334.37 MHz の信号と合成されて 70 MHz (±ドップラーシフト周波数) の中間周波数に変換され、バンドパスフィルターを通り、中間周波増幅された後直交位相検波器に送られる。この直交位相検波器は振幅と共に位相の情報を得るもので、I および Q と呼ばれる 2 つのチャンネルを持っている。I チャンネルには局発からの 70 MHz の信号をそのまま、もう一方の Q チャンネルには 90 度位相をずらした信号が加えられる。詳細は第 4 章で述べるが、この 2 つの信号によりドップラーシフトが正であるか負であるかを判別することができる。I と Q 信号はパルス幅などの変化に応じて最適な特性を得るために特性を変えられるフィルター (RMF モジュール) を通ってプロセッサに送られる。なお、受信器には CMP モジュールと呼ばれるインテル 8032 マイクロプロセッサ (24 ビット入出力、32 チャンネル A/D 変換器) が付いており、受信器の機能を監視している。

3.3 送信装置

受信器で作られた 404.37 MHz のパルスをつランジスター増幅器 (LPU: Low power Unit) で 800 W まで増幅し、次に真空管増幅器 (HPU: High Power Unit) により 35 kW まで増幅する。増幅された信号は T/R スイッチに送られる。ここでの機能もまた受信機のマイクロプロセッサで監視されている。ピーク送信電力は 35 kW、Duty Cycle (パルス幅×パルス繰り返し周波数) は 1.67% (低高度モード) あるいは 4.34% (高高度モード) なので平均電力は 0.58 kW (低高度モード)、1.5 kW (高高度モード) である。

3.4 アンテナシステム

気象研究所ウィンドプロファイラーは、モノスタティックレーダーで1つのアンテナで送受信を行っている。3方向に電波を発射するためには、境界層レーダーでよく用いられるようにパラボラアンテナ3台を使用したり、1台のパラボラアンテナをスキャンしても良いが波長が長いこともあり、本ウィンドプロファイラーではフェイズドアレーアンテナを使用している。フェイズドアレーアンテナは144個のコリニアアンテナを平面状に配置したもので(図3.5)、各アンテナ素子に位相の異なった電力を給電することによりアンテナの向きを動かしたのと同じように送信される送信電波の進行方向を変えるものである。なお、図3.5に示したアンテナ素子の数は現在のものと若干異なっている。

アンテナシステムは、シェルターにあるアンテナコントローラーと屋外の露場にあるアンテナRFユニットから構成されている。コントローラーはRTPとアンテナRFユニットの間のインターフェースで、電波の送信方向などのRTPからの信号をRFユニットに伝えている。コントローラーからの信号を受けてRFユニットは送信ビームの発射方向を変える。送信機からの電力はまずパワースプリッターにより6つに分割され、6つある位相変換部にそれぞれ送られる。位相変換部は5つのリレーを持っている。これらのリレーにより位相が0度、+N度および-N度(N=0, 60, 120, 180, 240, 300度)異なった電力を作る。この電力はさらに12個に分割されアンテナ素子に送られる。分割された電力は送信器からの入力を35kWとすると約420Wあるいは840W(中心付近のアンテナ素子)である。

アンテナ素子は、長さ4波長の同軸コリニアアンテナで形状はダイポールアンテナに似ている。全てのアンテナ素子から同位相の電波を発射すれば鉛直方向に電波は送信される。また、位相を適当に変えればその合成された電界は異なる方向に向くようになる。図3.6 (Van de Kamp,

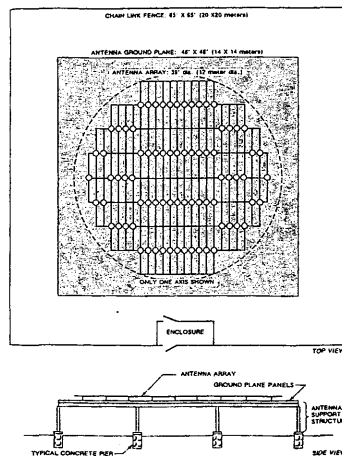


図3.5 ウィンドプロファイラーのアンテナ模式図 (Tycho Manual)。上段が平面図、下段が側面図である。

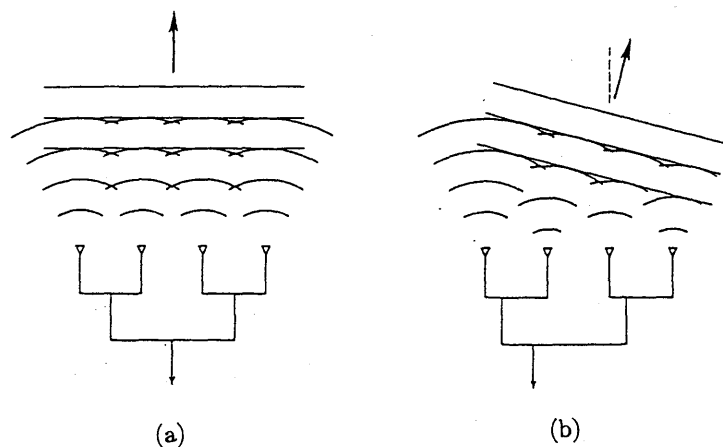


図 3.6 アレーアンテナにより傾いた方向に電波ビームが発射される様子 (Van de Kamp, 1988)。鉛直方向にビームを送信する場合(a)および鉛直から傾いた方向に送信する場合(b)を模式的に示してある。

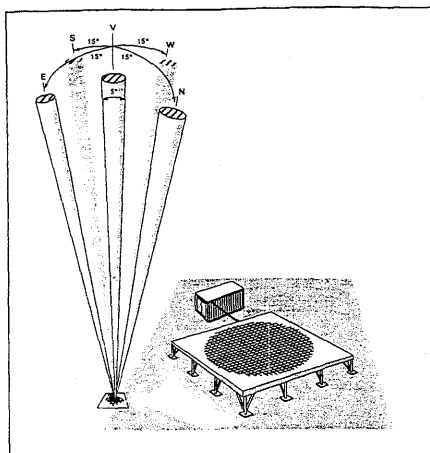


図 3.7 ウィンドプロファイラーが3方向に電波を発射する様子の模式図 (Tycho Manual)。

1988) にフェイズドアレーアンテナで送信ビームの方向を変える様子を模式的に示してある。気象研究所ウィンドプロファイラーのメインローブの方向は、鉛直、仰角75度で北東(51度)および北西(321度)方向に発射している。3方向に送信されるビームを模式的に描いたのが図3.7である。アンテナ素子の数は144本あるが、そのうち72本ずつを用いて東および北方向のビームを発射している。

観測可能な最大/最低高度や精度はアンテナの特性にも関係している。3 dBダウンのビーム幅は4.1度と気象研究所の5 cm ドップラーレーダーの1.0度に比べて大きい。アンテナを大きくすれば観測可能高度やビーム幅を改善できるがコスト等の制限がある。また、サイドローブが大きいとグラウンドクラッターの影響を受け易くなる。本システムではサイドローブのレベルは天頂か

ら45度までは-20 dB, 天頂角 45 度から 85 度までは-25 dB, 85 度以上は-40 dB 以上の仕様を満たすように作ってある。

3.5 プロセッサ

I, Q 信号はReal Time Processor (RTP) に送られる。RTP は VME バスを持つ演算モジュールでシステムコントロール部およびデータ処理部から成り立っている。システムコントロール部では送受信パルスの切り換え等の時間制御やデータサンプリングの時間制御 (timing) そしてシステムのモニターを行う。またデータ処理部では受信信号からノイズやグラウンドクラッターを除去し, さらに時間平均してフーリエ変換処理によりスペクトルを計算している。またスペクトルの 0 次モーメント (受信パワー), 1 次モーメント (平均ドップラー速度) そして 2 次モーメント (スペクトル幅) の 3 つのモーメントの計算と多くの処理を受け持っている。

RTP は中央処理装置 (CPU), Copmlex-Channnel Processor (CCP), タイマー (SST : System Synchronizer and Timer), ROM (EPROM : Erasable PROM), RAM, 入出力ボード (ISIO : Intelligent Serial Input/Output board) 等から成り立っている (図3.8)。受信機からの I および Q 信号は CCP に入る。この CCP は, 12 ビット A/D 変換とテキサスインスツルメンツ製 TMS320 C25 のデジタルシグナルプロセッサ (DSP) というプログラム可能な数値演算専用の LSI を持っている。I および Q 信号はデジタル信号に変換された後, DSP により時間領域での積分 (平均), DC 成分の算定, ウィンドウ処理, 高速フーリエ変換, パワースペクトラムの計算および周波数領域での積分を行う。この様な処理の後, データは CPU に送られる。CPU はモトローラ 68020 プロセッサ (16.67MHz) で浮動小数点コプロセッサ 68881, 512 KB ノーウェイトスタティック RAM, 1 MB の DRAM, ROM, リアルタイムクロック等を備えている。CCP からのデータ

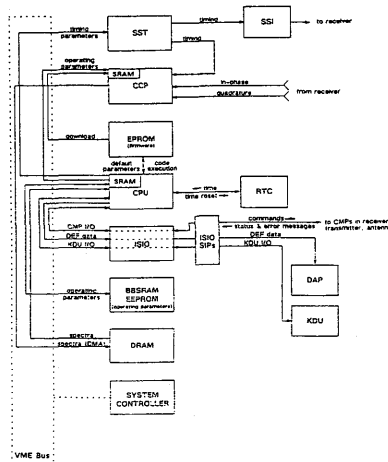


図 3.8 リアルタイムプロセッサの構成図 (Tycho Manual)。

はここでグラウンドクラッターやノイズの除去そしてドップラースペクトルの周波数に関する0, 1, 2次モーメントの計算を行う。このような処理を行うプログラムはワークステーション上でC-言語のクロスコンパイラにより作られEPROMに格納されている。CPUからの出力(3つのビーム方向のradial速度, ドップラースペクトル等)はISIOを通してVT330グラフィック端末(KDU:Keyboard Display Unit)や次節で述べるデータ処理装置にData Exchange Format (DEF)の形式で送られる。

なお、このCPUではウィンドプロファイラーのタスクスケジューラーとして様々な制御も行っている。送信パルスに関する制御はSSTを通じて行われる。この制御のためのSSTパラメータにはパルス幅(PW), パルス繰り返し周波数(PRP), 観測高度数(NUM)等がある。その他測定や処理に関する様々なシステムパラメータはKDUにより設定できる。

3.6 データ処理装置 (DAP: Data Analysis Processor)

プロセッサで計算したモーメントデータはモデムを介して研究所本館内のデータ処理装置にバイナリ形式(DEF:Data Exchange Format)で送られる。データ処理装置は送られてきたデータの品質チェック等を行い最終データである水平および鉛直風を計算しプリンター, 磁気テープやモニターに出力する(図3.9)。データ処理装置は中央処理装置にマイクロVAX II(メインメモリ16MB)のワークステーション, ハードディスクは442MB, その他磁気テープデッキ, レーザープリンタ等から構成されている。このデータ処理装置で走るソフトウェアをプロファイラーデータハンドラー(PDH: Profiler Data Handler)と呼んでいる。

リアルタイムプロセッサがデータ処理装置にログインしてデータを送るとデータ処理装置はInLand, DePack, VelCon, LapConと呼ばれる処理を行っていく(図3.10)。データ処理装置は

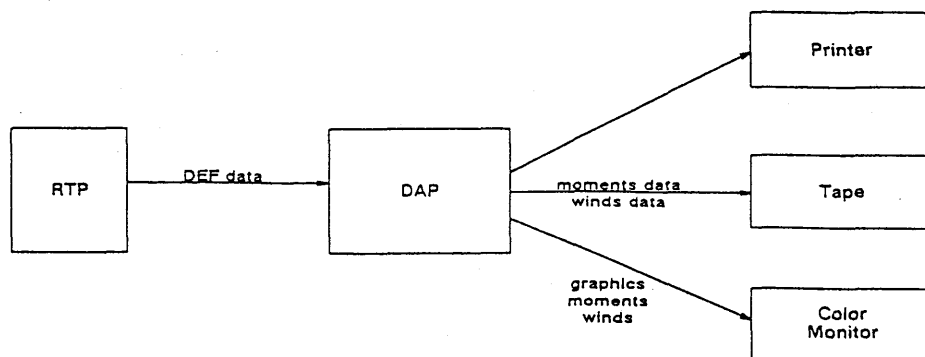


図3.9 データフローの概要 (Tycho Manual)。

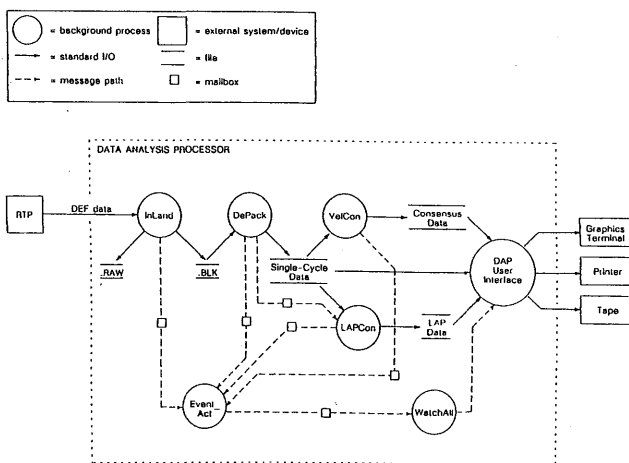


図 3.10 データ処理装置におけるデータ処理の流れ図 (Tycho Manual)。

まず、送られてきたままのデータのファイルを作ると共にDAL (Data Acquisition Library) と呼ばれる形式に変換したブロックファイルを作る。この処理過程を“INLAND”と呼んでいる。ウィンドプロファイラーは高高度および低高度モードで各3方向のビームによる観測で1回のデータ(サイクル)を得ているが、ここまでのファイルはこのサイクルには関係なく作られている。そこで、次に“INLAND”で作った元のファイルをDAL形式に変換し、観測の1サイクルのファイルを作成する(ファイル拡張子名:.NEW)。このファイルができた時点で“INLAND”で作られたファイルは削除される。この過程を“DePack”と呼んでいる。このDAL形式の1サイクルのファイルが今後のデータ処理に用いられる。まず、データの品質がチェックされる(“VelCon”)。1サイクルのファイルのradial速度の高度分布データにより不良データがチェックされる。観測が進みこのデータが蓄積されると時間軸におけるコンセンサス平均により品質管理が行われ、ファイルに出力される(ファイル拡張子名:.PRO)。こうしてできたファイルからさらに適当な時間での平均を求めるのが“LapCon”と呼ばれる処理過程で、ファイル拡張子名“.LAP”のついたファイルが作成される。1日、1週間、1月単位でできるこれらのファイルの容量を表3.2に示す。これらのデータは光磁気ディスクに保存されている。

上記のファイル作成後、さらに0次、1次及び2次モーメントデータのコンセンサス平均による品質管理(第4章)、視線速度から水平風向、風速への変換その他データ保存や種々のグラフィック表示等の観測データの最終処理を行っている。

データの種類	1日		1週間		1ヵ月	
	ファイル数	ブロック	ファイル数	ブロック	ファイル数	ブロック
元のデータ (INLAND)	1	12	1	12	1	12
2次データ (INLAND)	1	69	1	69	1	69
1サイクル データ (DePack)	24	19080	168	133560	720	572400
コンセンサス 平均データ (VelCon)	24	3312	168	23184	720	99360
長期平均 データ (LapCon)	24	69 x n	168	483 x n	720	14490 x n

表3.2 データ処理により作成されるファイル容量。1ブロックは256バイト。nは1日当たりの平均する個数。

第4章 観測方法

4.1 概要

空港等に設置されているドップラーレーダーは、アンテナを360度スキャンして風の3次元分布を求めている。これに対してウィンドプロファイラーでは、鉛直近辺の3方向のみに電波を発射して、プロファイラー真上の風の鉛直プロファイル測定する。気象研究所のウィンドプロファイラーでは、鉛直方向、鉛直から15度北東及び北西に傾いた方向に電波を断続的（パルス）に順次発射し、その反射エコーの戻ってくるまでの時間から高さを、そしてドップラーシフトから3つのビーム方向の速度を求めている。ウィンドプロファイラーは、前述したようにパルスレーダーでありほぼ矩形のパルスのある間隔で発射している。電波を発射している時間をパルス幅、パルスとパルスの間隔をパルス間隔、1秒間に発射されるパルス数をパルス繰り返し周波数と呼ぶ。また、戻ってきたエコーをサンプリングする時間を range gates, 送信したパルスが戻ってくるまでの時間を range time, 送信パルス繰り返し周波数を単位とした時間を sample time と呼ぶ。これらの値により高度分解能等観測条件が異なってくる。これは通常のレーダーとほぼ同じであり多くの解説もある（例えば小平, 立平, 1972, 小平, 1980, 気象研究所技術報告19号）。

プロファイラーの観測は、高高度モード及び低高度モードの2つのモードを切り換えて行っている。プロファイラーは後述するようにパルス幅およびビーム幅に応じた領域に存在する散乱体の reflectivity の重みの付いた平均 radial 速度を観測しているが、この reflectivity は高度により変化する。また、受信電力は距離の自乗の逆数で減る。このため信号と雑音の比は、通常観測高度と共に悪化し高層の観測では条件が悪くなる。このために、プロファイラーの観測は、パルス幅を変えた、高高度モードおよび低高度モードと呼ばれる2つのモードを切り換えて行っている。これは、パルス繰り返し周波数が同じならば、広いパルス幅程送信エネルギーが大きく、受信帯域幅を狭くできることから信号/雑音を改善できるためである。短いパルス幅を用いる低高度モードではパルス幅 $1.67\mu\text{s}$, パルス周期 $100\mu\text{s}$ で $0.5\sim 9\text{km}$ の観測を、高高度モードではパルス幅 $6.67\mu\text{s}$, パルス周期 $153.5\mu\text{s}$ で約 $4\sim 16\text{km}$ の観測を行っている。Duty cycle はそれぞれ1.6%および5%程度である。

具体的な観測手順は、まず北東方向のビームの高高度モード、低高度モード、そして北西方向ビームの高高度、低高度モード、そして鉛直方向の高高度、低高度モードのドップラーシフトを観測する。各ビームについて1分間観測を行い平均する。このため3ビームの測定をそれぞれ2モードについて行う1サイクルの観測に6分間を必要とする。平均されたデータは、この後直流成分の除去、フーリエ変換、グランドクラッター除去やノイズ除去等の処理を行い視線速度を算

出する。図4.1にこのデータを処理していくフローを示す。この様な処理を3方向のビームについて行い各方向の視線速度を求め、水平風速、風向および鉛直速度の高度分布を算出する。このように、プロファイラーでは信号/雑音を良くするために1つのパルスの反射信号ではなく、複数のパルスの信号を積算(コヒーレント積分)したものを基のデータとしている。時間で積算した時系列データはフーリエ変換により周波数領域に変換され、さらにこの領域でも積算(インコヒーレント積分)が行われる。この時間領域および周波数領域における積算すなわち平均化のタイムシーケンスを図4.2に示す。図の一番下に示した1つの送信パルスから高度毎の反射信号を120個積算し、フーリエ変換して得られたスペクトルを19個積算して3ビーム、2モードの1サイクルデータを求めている。

4.2 距離分解能

ウィンドプロファイラーから発射された電波は、大気中の散乱体により散乱され受信機に到達する。送信電波は有限なパルス幅を持ち、またビームも広がりがあるため、受信エコーは、ある体積に含まれる散乱体からのエコーを加重平均したものとなる。この体積のビーム方向の長さが高度(鉛直)分解能(range resolution)で、パルス幅により決まる。この高度分解能は(パルス幅×光速) / 2となる。図4.3は高度分解能とパルス幅の関係を時間・高度図に表したものである。

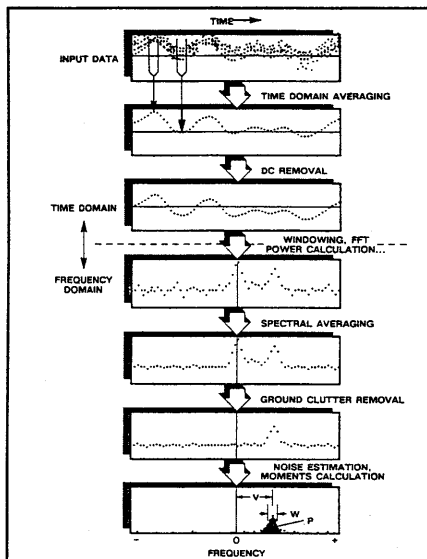


図4.1 ウィンドプロファイラーにおけるデータ処理の模式図。点線から上が時間領域、下が周波数領域での処理を示す。時系列データを平均してフーリエ変換、ドップラーシフトを求めている(Tycho manual)。

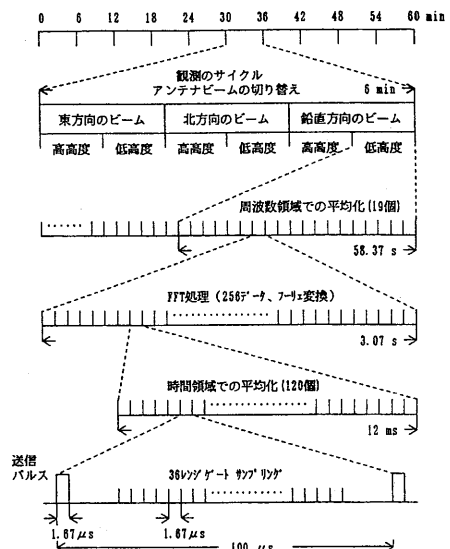


図4.2 観測データの時間および周波数領域での平均化処理の流れ。下から上に向かってデータ処理が進んでいく。

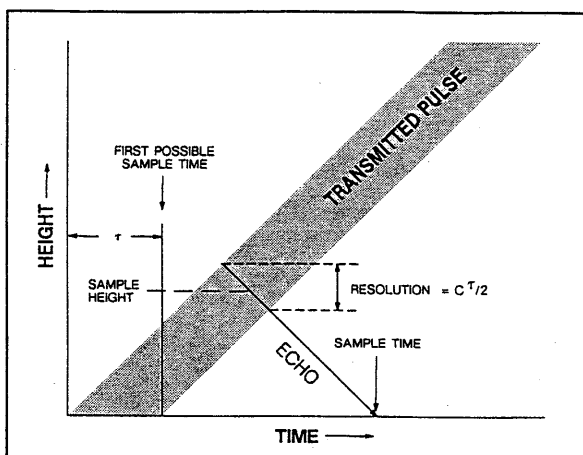


図 4.3 パルス幅 (τ) と高度分解能の模式図。ハッチをした部分が時間と共に上方へ伝搬していく送信パルスを表す。送信後のある時刻 (sample time) に受信する信号は光速とパルス幅の積の半分の高度範囲から散乱されたものとなる (Tycho manual)。

る。また送信ビームを横切る方向の距離分解能は、パルスが戻ってくるまでの時間とビーム幅とにより決まる。ウィンドプロファイラーでは鉛直および鉛直から15度傾いた方向にビームを送信しているため、両者ではこの体積が異なっており、同じパルス幅を用いると距離分解能も異なってくる。このため気象研究のウィンドプロファイラーでは15度傾いた方向のパルス幅を鉛直のものより約3.5%長くしている。低高度モードでの鉛直方向ビームのパルス幅は $1.67 \mu \text{ sec}$ 、サンプリング時間の間隔 (range gate spacing) はパルス幅と同じなので高度分解能は鉛直方向で250 mとなる。また高高度モードでの高度分解能は1000 mである。一方送信ビームを横切る方向の分解能は、ビーム幅は約4度なので高度5 kmで350 m程度となる。この体積中の散乱体が散乱波に寄与する割合を場所の関数として表したのが range weighting function である。range weighting function はアンテナのメインローブの角度分布にも依存するため、通常体積の中心付近が大きくなる。このようにパルス幅を短くすることで高度分解能を改善できる。しかし、パルス幅を短くすると送信エネルギーが弱くなる。また、占有帯域幅は矩形波ではパルス幅の逆数の十数倍程度と言われており、短いパルス程広い周波数領域を必要とする。例えば $0.5 \mu \text{ sec}$ で20 MHz以上となり周波数割当の面から問題が出てくる。さらに duty cycle を小さくする点においても技術面で限度がある (10^{-3} 程度が限界と言われる)。

4.3 観測可能な最低および最高高度

ウィンドプロファイラーにより観測できる最低高度はパルス幅 (距離分解能) と測定システムに依存する。高度分解能が250 mの場合、その代表する高度を高度分解能の $1/2$ とすると最低高度は125 mとなる。ただ、ウィンドプロファイラーは同じアンテナで送信、受信を行っている

ため、電波を送信した後受信に切り換える必要がある。この切り換えている間は受信できず、この時間に相当する距離だけ最低高度が大きくなる。また、パルス波形が矩形に近い程、最低高度は低くできる。しかし帯域幅との関係上、一般には完全な矩形にはできず尾を引いた様な形となっており、この点からも最低高度が制限される。また、高度が低くなるとグランドクラッターの影響が大きくなり、この点からの制限もある。気象研究所ウインドプロファイラーでは500mが最低観測高度となっている。一方、最大高度は、光速度 / (2 × パルス繰り返し周波数) となる。これは良く知られているように、遠方から反射されてくるエコーが次のパルスを発射した後に戻ってくるために起こるもので距離不確定性 (alias) と呼ばれている。図4.4にパルス繰り返し周波数と距離不確定性の模式図を示してある。エコー2は、送信パルス1の遠い距離から反射してきた信号か、パルス2の近くの散乱帯のものか区別できない。パルス間隔を大きく (パルス繰り返し周波数を小さく) すれば最大高度も大きくなるが、パルス数が少なくなりS/Nや時間分解能が悪くなる。気象研究所ウインドプロファイラーでは低高度モードはパルス間隔は100 μ secでありこの場合の最大高度は15km、一方高高度モードでは、153 μ secのパルス間隔で最大高度は23km程度となっている。ただ、高高度では構造パラメータも小さくなり、また、距離の2乗の逆数で電力は減衰するため、高度と共に反射信号は弱くなりS/Nの点からも最大観測高度は制限される。さらにプロファイラーの高度情報を記録するメモリー数は通常36高度分に設定されている。これらの点から気象研究所ウインドプロファイラーの最大観測高度は、低高度モードで9 km、高高度モードで16kmとなっている。

4.4 1, Q信号

ドップラースペクトルを求めるには狭帯域フィルターにより受信信号の周波数特性を測定すれ

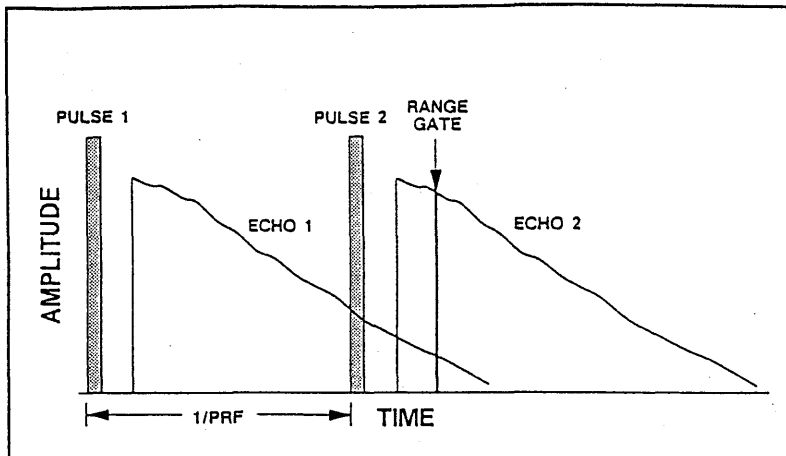


図 4.4 パルス繰り返し周波数と距離不確定性の模式図。エコー2は送信パルス1の反射信号かパルス2のものか区別できない (Tycho manual)。

ば直接得られる。しかし、周波数分解能と高度分解能を両立させることが難しいため、同一高度からの反射信号を時系列データと見なしその統計処理からドップラースペクトルを求めることが良く行われている。第2章で述べたように視線速度 v_r の散乱体のドップラー角周波数 w_d 、周波数 f_d は

$$w_d = \frac{2w_0 v_r}{c} = 2\pi f_d, \quad (4-1)$$

となり、受信信号 (2-86) は、

$$E_r = BE_0 \sin[(w_0 \pm w_d)t - 2\frac{w_0 r_0}{c} + \phi_0], \quad (4-2)$$

となる。この信号はリミッター、ローノイズアンプ、高周波増幅装置を通った後中間周波数 ($f_i = 70\text{MHz}$, 角周波数: w_i) に変換される。

$$E_r = B \sin[(w_i \pm w_d)t - 2\frac{w_i r_0}{c} + \phi_0], \quad (4-3)$$

なお (4-2) での BE_0 を (4-3) では B と書いている。この信号のドップラー成分は検波器により取り出されるが、ドップラーシフト量の符号を特定することができない (小平と立平, 1972)。すなわち $+w_d$ と $-w_d$ を区別できないため、このままでは散乱体がアンテナに近づいているのかアンテナから遠ざかっているのか知ることができない。このために直交位相検波器を用いる (Theiss *et al.*, 1963, 青柳, 1986)。これは受信信号を2チャンネルに分ける。局部発信器からの信号を

$$E_r = \sin[w_i t + \phi_i], \quad (4-4)$$

とし、入力信号を

$$E_r^\pm = B^\pm \sin[(w_i \pm w_d^\pm)t + \phi_i^\pm], \quad (4-5)$$

とする。ここで w_i および ϕ_i は局部発信器からの信号の角周波数および位相を示す。肩に記した \pm は散乱体が近づく (+) および遠ざかる (-) 場合を表す。一方のチャンネル I には局部発信器の信号をそのまま、もう一方のチャンネル Q では $\pi/2$ ずらした信号を加える。それぞれのチャンネルの検波器出力信号は、角周波数 w_d^\pm で散乱体が近づいてくる場合

$$E_{\bar{r}}^+ = \frac{B^+}{2} \cos(\omega_{\bar{a}}^+ t + \phi_{\bar{a}}^+ - \phi_i) - \frac{B^+}{2} \cos(2\omega_i t + \omega_{\bar{a}}^+ t + \phi_{\bar{a}}^+ + \phi_i), \quad (4-6)$$

$$E_{\bar{q}}^+ = \frac{B^+}{2} \cos(\omega_{\bar{a}}^+ t + \phi_{\bar{a}}^+ - \phi_i - \pi/2) - \frac{B^+}{2} \cos(2\omega_i t + \omega_{\bar{a}}^+ t + \phi_{\bar{a}}^+ + \phi_i + \pi/2), \quad (4-7)$$

また、角周波数 $\omega_{\bar{a}}$ で散乱体が遠ざかる場合

$$E_{\bar{r}}^- = \frac{B^-}{2} \cos(\omega_{\bar{a}}^- t - \phi_{\bar{a}}^- + \phi_i) - \frac{B^-}{2} \cos(2\omega_i t - \omega_{\bar{a}}^- t + \phi_{\bar{a}}^- + \phi_i), \quad (4-8)$$

$$E_{\bar{q}}^- = \frac{B^-}{2} \cos(\omega_{\bar{a}}^- t - \phi_{\bar{a}}^- + \phi_i - \pi/2) - \frac{B^-}{2} \cos(2\omega_i t - \omega_{\bar{a}}^- t + \phi_{\bar{a}}^- + \phi_i + \pi/2), \quad (4-9)$$

となる。ここで $\phi_{\bar{a}}$ はそれぞれ散乱体が近づくおよび遠ざかる場合の位相を表す。各式右辺第2項は第1項と比べてはるかに周波数が大きいのでフィルターで除去すると、2つのチャンネルでの出力は

$$E_{\bar{r}}^+ + E_{\bar{r}}^- = \frac{B^+}{2} \cos(\omega_{\bar{a}}^+ t + \phi_{\bar{a}}^+ - \phi_i) + \frac{B^-}{2} \cos(\omega_{\bar{a}}^- t - \phi_{\bar{a}}^- + \phi_i), \quad (4-10)$$

$$E_{\bar{q}}^+ + E_{\bar{q}}^- = \frac{B^+}{2} \sin(\omega_{\bar{a}}^+ t + \phi_{\bar{a}}^+ - \phi_i) + \frac{B^-}{2} \sin(\omega_{\bar{a}}^- t - \phi_{\bar{a}}^- + \phi_i), \quad (4-11)$$

となる。この I および Q 信号を In Phase 成分と Quadrature 成分と呼び、この2つの信号の位相を調べることでドップラーシフトの符号が分かる。36の高度毎に取得したこれらの信号は Real Time Processor (RTP) に送られ様々な処理が行われる。

4.5 時間積分

受信信号は大気からの散乱波のみならず機器ノイズ、銀河ノイズ等様々な原因による雑音を含んでいる。一般にこの様な雑音は多くの周波数成分を含んでいる。ランダムな雑音を低減するためには、パルスを幾つか集めて受信信号を平均化する時間積分を行えば良い。ノイズが完全にランダムな場合 N 個のパルスの信号を積分することにより大気からの散乱信号電力は N^2 倍に、ノイズは N 倍に増加する。このため散乱信号電力とノイズ電力の比は $10 \log N^2 / N$ [dB] 改善されることになる (加藤他, 1982)。実際の観測でこの積分時間を変えた場合に観測結果がどう変わ

るかを図4.5に示してある。図の左半分は時間積分を右半分の1/2に設定して観測したものである。低層ではS/Nが比較的良好いため時間積分の影響は小さいが8 km以上では、時間積分の長さを短くすると異常な観測結果が多発していることが分かる。このように、積分時間を小さくするとノイズが除去できず風の観測精度が落ちることが分かる。

時間積分をすることによりフーリエ変換の演算回数を減らすことができる。ただ、あまりこの積分時間を大きくすると時間分解能が悪くなるのはもちろんだが後に述べるように速度を検出する際に不確かさが増してくる。気象研究所のウィンドプロファイラーではモードにより異なるが48～120個のパルスすなわち0.0048～0.012秒間の反射信号を平均している。

4.6 ウィンドウ

ドップラースペクトルを求めるためには、次節で述べるように時間平均した反射信号の自己相関関数をフーリエ変換する。実際に求める相関関数は有限個 (N_f) の反射信号から求めるため、本来の無限個のデータにより計算されるものとは値が異なってくる。この差を補正するのがWindowingである(日野, 1977, Harris, 1978, Doviak and Zrnic, 1992)。有限個のデータを用いるということは離散的時系列データ (nt : n は整数, t はサンプリング時間) に次のようなウエイト (d : データウィンドウ) を乗じたことに等しい。

$$\begin{aligned}
 d(nt) &= 1, & 0 \leq n \leq N_f - 1, \\
 d(nt) &= 0. & \text{他,}
 \end{aligned}
 \tag{4-12}$$

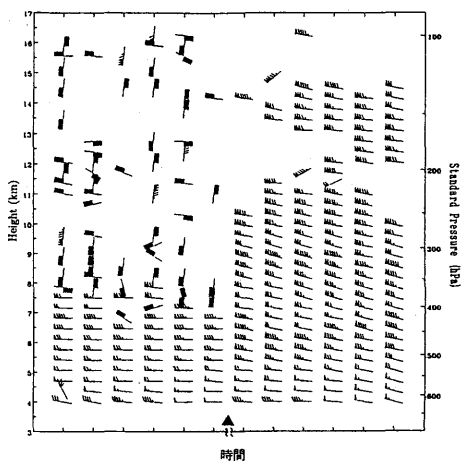


図 4.5 時間軸に記した黒い三角印から左半分の風向風速結果は、右半分に対して時間積分を半分にした観測結果を示す。8 km付近以上の高度ではS/Nが低下して異常なデータとなっている。

ある離散的時系列データ $V(nt)$ の離散フーリエ変換 $F_\infty(w)$ は

$$F_\infty(w) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} V(nt)e^{-jnwt}. \quad (4-13)$$

となる。しかし、上で述べたように実際の自己相関関数は有限個 (N_f) のデータから求めるため (4-13) は

$$F_{N_f}(w) = \sum_{n=-N_f/2}^{N_f/2} V(nt)e^{-jnwt}, \quad (4-14)$$

で近似される。このため、本来の無限個のデータにより計算される F_∞ とは値が異なってくる。

この有限個のデータを用いたスペクトル (S_M) は

$$\begin{aligned} S_M(f) &= \frac{t}{N_f} \sum_{l=-(N_f-1)}^{N_f-1} R(l)e^{-j^2 \pi ftl} \sum_{m=0}^{N_f-1-|l|} d^*(m)d(m) \\ &= t \sum_{l=-(N_f-1)}^{N_f-1} W(l)R(l)e^{-j^2 \pi ftl}, \end{aligned} \quad (4-15)$$

となり、真の相関関数にウェイト W を乗じてスペクトルを求めることに相当する。ここで W は

$$W(l) = \frac{1}{N_f} \sum_{m=0}^{N_f-1-|l|} d^*(m)d(m+l),$$

で、ラグウィンドウと言う。箱型のデータウィンドウではラグウィンドウは

$$\begin{aligned} W(l) &= 1 - \frac{|l|}{N_f}, & -N_f \leq l \leq N_f, \\ W(l) &= 0. & \text{他,} \end{aligned} \quad (4-16)$$

と表される。ラグウィンドウをフーリエ変換したものをスペクトルウィンドウ (Q) という。箱型のラグウィンドウに対するスペクトルウィンドウ Q_0 は、

$$Q_0(f) = N_f \frac{\sin \pi N_f f}{\pi N_f f}, \quad (4-17)$$

となる。有限の長さのデータから求めたスペクトルは、真のスペクトル S にスペクトルウィンドウの重みを付けたものとなる。

$$S_M(f) = \int_{-N_f/2}^{N_f/2} S(f') Q(f-f') df' \quad (4-18)$$

すなわち、スペクトルウィンドウはスペクトルの移動平均の重みを表している。

箱型および三角形の W および Q を図4.6にプロットしてある (Blackman and Turkey, 1958)。一般にスペクトルウィンドウの周波数の幅を広げると計算したスペクトルの分散が大きくなり、狭くすると信号の高周波成分が失われる。(4-15) 式のような箱型のウィンドウでは Q の裾が広く負のスペクトルが得られることがある。このため、本来のスペクトルに近い値が得られるようなウィンドウが種々考案されている (Harris, 1978)。気象研究所ウィンドプロファイラーで用いら

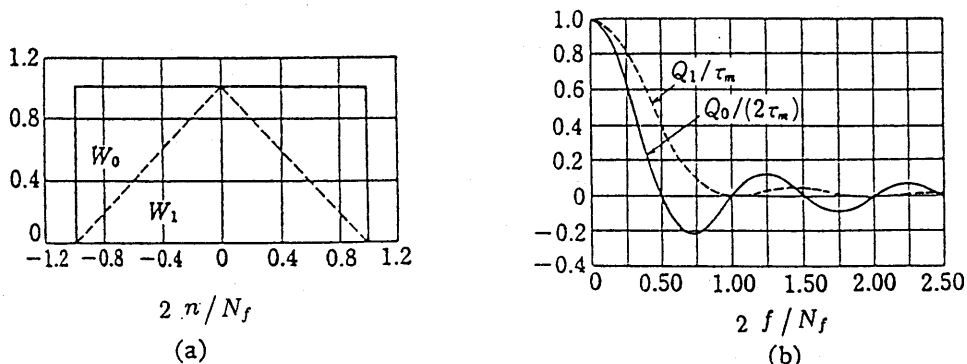


図4.6 箱型 (W_0) および三角型 (W_1) のラグ(a)およびスペクトル(b)ウィンドウ (Blackman and Turkey, 1958)。

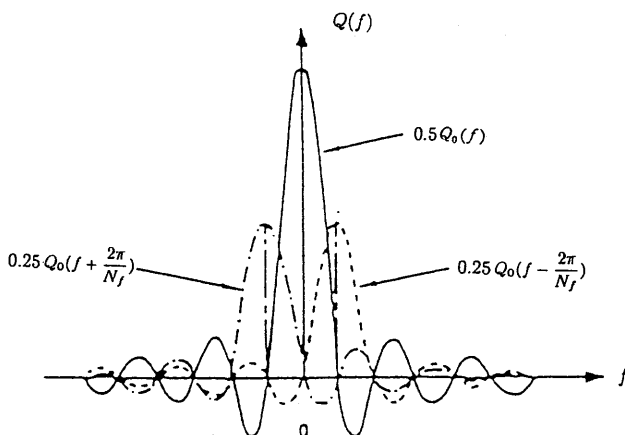


図4.7 ハンのウィンドウ (Harris, 1978)。

れているのはハン (Hann) のウィンドウ (図4.7) と呼ばれるもので

$$W(nt) = a + b \cos\left(\frac{2\pi nt}{N_f}\right), \quad (4-19)$$

と W を表す。ここで $a = b = 0.5$, $n = 0, 1, \dots$ である。スペクトルウィンドウは

$$Q(f) = 0.5 Q_0(f) + 0.25 \left[Q_0\left(f - \frac{2\pi}{N_f}\right) + Q_0\left(f + \frac{2\pi}{N_f}\right) \right], \quad (4-20)$$

と表される。

4.7 ドップラースペクトル

2章で述べたようにドップラースペクトルは、Wiener-Khintchine の関係式から、反射信号の自己相関関数を求め、そのフーリエ変換をすれば得られる。サンプリング時間 T_s で取得した M 個の時系列データ $V(m)$, $m = 0, \dots, M-1$ の自己相関 ($R(l)$) は

$$R(l) = \frac{1}{M} \sum_{m=0}^{M-|l|-1} V^*(m) V(m+l), \quad (4-21)$$

となる。ここで V^* は共役複素数を示す。これからドップラースペクトルは

$$S(f) = T_s \sum_{l=-(M-1)}^{M-1} R(l) e^{-j2\pi f T_s l}, \quad (4-22)$$

と計算できる。しかし、高速フーリエ変換法を利用すれば直接、効率的に時系列データから周波数領域 (f) でのスペクトルが求まる。受信信号 $V(mT_s)$ の i 番目のフーリエ係数 $F(f_i)$ は

$$F(f_i) = \sum_{m=0}^{M-1} V(mT_s) e^{-j2\pi f_i T_s m}, \quad (4-23)$$

となる。ドップラースペクトルは

$$S(f) = |F(f)|^2 \frac{T_s}{M}, \quad (4-24)$$

なので

$$S(f) = \frac{T_s}{M} \sum_{m=0}^{M-1} V^*(m) e^{-j2\pi f T_s m} \sum_{n=0}^{M-1} V(n) e^{-j2\pi f T_s n}, \quad (4-25)$$

として求めることができる。

気象研究所ウィンドプロファイラーでは、最も基本的には100 μ s毎にサンプリングしたデータを120個、時間間隔で12ms毎に集め平均を行い1データとしている。このデータのIおよびQ信号、256個を時系列データとして高速フーリエ変換を行い周波数領域のデータに変換している。得られたスペクトルをさらに平均する。これはスペクトルにスムージングをかけ、スペクトルピークの周波数すなわちドップラー速度を見分け易くするため行うものである。この平均化により観測可能高度が高くなるが平均するスペクトル個数(NFFT)を大きくすると時間積分の場合と同様に時間分解能が悪くなる。気象研究所のウィンドプロファイラーではモードにより異なるが19~30個のスペクトルの平均を取っている。

4.8 観測可能最低, 最高風速

ウィンドプロファイラーのパルス繰り返し数(PRF)は10000/秒(パルス間隔:100 μ sec)あるいは6500/秒(153.5 μ sec)で、この割合で各高度からの散乱信号をサンプリングしている。この離散的にサンプリングされた値をフーリエ変換して信号に含まれている周波数を調べるわけだが、この場合PRF/2以上の周波数を信号が持っても無意味な低周波信号として観測される。これはfrequency aliasingと呼ばれている(図4.8, 小平と立平, 1972)。図の例のようにパルス繰り返し数を10Hzとした場合、観測できる最大の周波数は5Hzとなる。この場合7Hzの信号を受信しても3Hzと観測されてしまうことになる。

このPRF/2の周波数をナイキスト周波数(f_N)あるいは折り重ね周波数と呼ぶ。ウィンドプロファイラーでは、この周波数は500Hzあるいは3250Hzと風速10m/sでのドップラーシフトの周波数約26.7Hzに比べ十分大きい。しかし、これは反射信号1サンプルをフーリエ変換する場合である。実際にはS/Nの関係から上で述べたように時間や周波数域での積分、平均を行っている

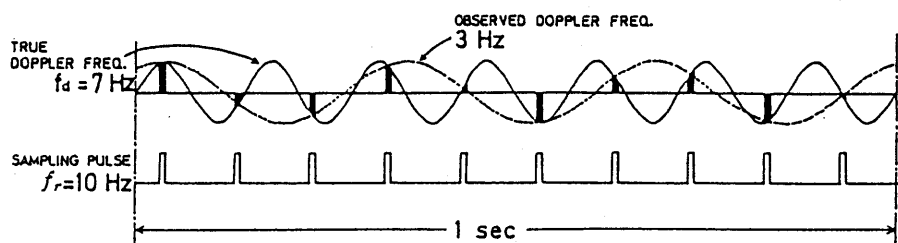


図 4.8 ドップラー周波数の折り返し。パルス繰り返し数を10Hzとした場合、観測できる最大の周波数は5Hzとなる。7Hzの信号を受信しても3Hzと観測されてしまう(小平と立平, 1972)。

ため実際のサンプリング率はパルス繰り返し周波数よりずっと小さくなる。すなわち時間平均するデータ数をNCOH, スペクトルのポイント数をNFFTとするとナイキスト周波数および観測可能な最大ドップラー速度 (v_{max}) は,

$$f_N = \frac{\text{PRF}}{2\text{NCOH}}, \quad (4-26)$$

$$v_{max} = \lambda \cdot \frac{\text{PRF}}{4\text{NCOH}}, \quad (4-27)$$

となる。PRF=10000, NCOH=50では $f_N=100\text{Hz}$, $v_{max}=37.5\text{m/s}$ となる。なお、この値は送信電波のビーム方向の視線速度に対するものである。実際の風速(視線速度)がこの最大の観測可能速度を越えると観測結果は不明確になるが、周囲のデータからこの不明確性を取り除く方法が開発されている (Miller *et al.*, 1994)。また周波数(速度)分解能 (Δf (Δv)) は,

$$\Delta f = \frac{\text{PRF}}{\text{NCOH} \cdot \text{NFFT}}, \quad (4-28)$$

$$\Delta v = \lambda \cdot \frac{\text{PRF}}{2\text{NCOH} \cdot \text{NFFT}}, \quad (4-29)$$

で、NFFT=256とすると、 $\Delta f=0.78\text{Hz}$, $\Delta v=0.29\text{m/s}$ となる。

4.9 ノイズ除去

4.5で述べたように受信信号は、大気からの散乱波のみならず機器ノイズ、銀河ノイズ等様々な原因による雑音を含んでいる。図4.9はドップラースペクトルの一例 (May and Strauch, 1989) でドップラー速度 v のドップラー信号 (ハッチ) と共にあらゆる周波数域に雑音が存在している。これらの雑音は4.5で述べたように時間で平均し雑音を低減しても完全には取り除けない。観測機器からの雑音の例を図4.10に示す。図4.10 aは、送信器およびアンテナを切り放した時、図4.10 bはさらにT/Rスイッチを切り放した時の出力、標準偏差およびノイズ数を示したものである。縦軸は高度 (m) を表す。(a) で多く表れていたノイズの数は (b) では大幅に小さくなっており、T/Rスイッチノイズを発生していることが分かる。ノイズ出力および標準偏差については、上層ではほとんど差は無いが最下層では (a) では大きい値を示すものが (b) では大幅に小さくなっていることが分かる。

ドップラー速度等を算出する前にこのような雑音をドップラースペクトルから除去しておく必要

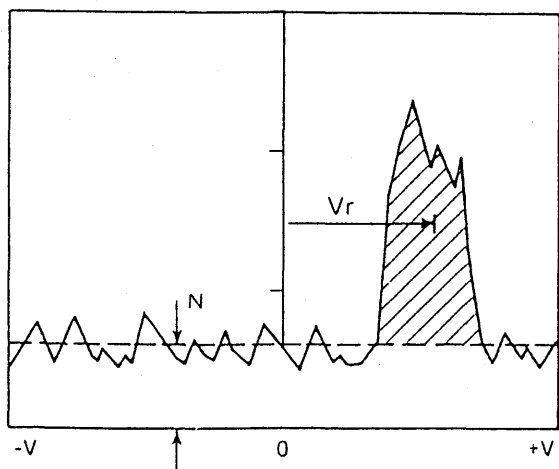


図 4.9 ドップラスペクトルの模式図。ハッチをした部分が大気からの信号によるスペクトルで V_r がドップラー速度を表す。N と記してあるのが雑音レベル (May *et al.*, 1989)。

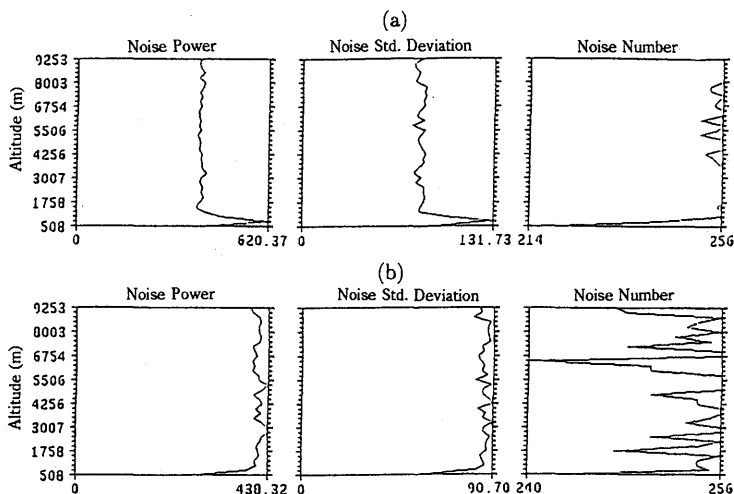


図 4.10 送信器およびアンテナを切り離れた時の観測器からの雑音 (a) およびさらに T/R スイッチを切り放した時の雑音 (b)。縦軸は高度 (m)。

がある。雑音の大きさを決める方法は種々あるが、気象研究所ウィンドプロファイラーで用いているのは、Hildebrand and Sekhon (1974) による方法である。この方法では、雑音を白色と仮定するもので、雑音レベルを決めるアルゴリズムは次のとおりである。N 個のスペクトル密度 S_n を考える。ウィンドプロファイラーの大気からの信号およびノイズをガウス形と仮定し、以下の手順で雑音レベルを決めている。

- (a) p ポイント running 平均をしたスペクトルをつくる。
- (b) 適当なしきい値を決め、その値以上のスペクトルデータを除外した新しいスペクトルを作る。
- (c) しきい値を種々に変え、(b)の方法で作ったスペクトルが白色雑音であるか否かを判定する。

白色雑音となるしきい値レベルを雑音レベルとする。

スペクトルが白色雑音の場合次式で示すパラメータ R_1 と R_2 の比は 1 となる。これを利用して、スペクトル (S_n) が白色雑音であるか否かを判定する。

$$R_1 = \frac{\sigma_N^2}{\sigma^2}, \quad (4-30)$$

$$R_2 = \frac{P^2}{Qp}, \quad (4-31)$$

ここで

$$\sigma^2 = \frac{\sum f_n^2 S_n}{\sum S_n} - \left(\frac{\sum f_n S_n}{\sum S_n} \right)^2, \quad (4-32)$$

$$P = \frac{\sum S_n}{N}, \quad (4-33)$$

$$Q = \sum \frac{S_n^2}{N} - P^2, \quad (4-34)$$

$$f_n = \frac{n}{T}, \quad (4-35)$$

σ_N は白色雑音の分散で、ドップラースペクトルの最小および最大周波数を各 f_{min} および f_{max} とすると

$$\sigma_N^2 = \frac{(f_{max} - f_{min})^2}{12}, \quad (4-36)$$

となる。

ここで、 p は running 平均する個数、 N はスペクトルのポイント数 (NFFT)、 T はデータ数である。この過程を模式的に表したのが図4.11 (Hildebrand and sekhon, 1974) で、(a)が雑音を除去する前の元のスペクトルを表す。このスペクトルから大気からの散乱信号を除いて残ったスペクトルが白色か否かを判定する。(b)が(a)の実線より大きい信号を除去したもの、(c)が(a)の点線より大きい信号を除去したスペクトルを示す。残ったスペクトルが白色ならばそのスペクトルを雑

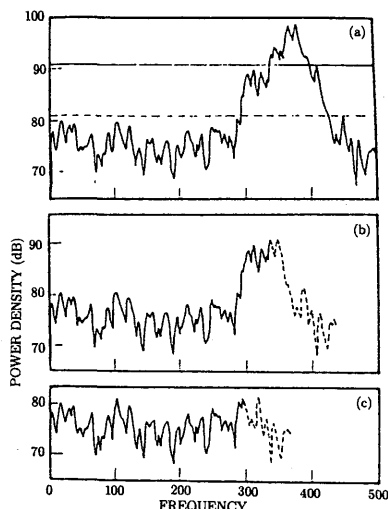


図 4.11 雑音レベルを推定しグラウンドクラッターを除去する過程の模式図。(a)が観測スペクトル、(b)が実線で示したしきい値より大きい信号をカットしたもの、(c)が点線のしきい値を用いて得たスペクトルである。(b)あるいは(c)のスペクトルが白色か否かを調べて雑音レベルを決定する (Hidebrand and Sekhon, 1974)。

音レベルと推定するものである。なお、気象研究所ウインドプロファイラーでは $p = 3$ で計算を行っている。

4.10 グラウンドクラッター除去

地表面から反射してくるエコーをクラッター雑音と呼び、前述した雑音と同様に受信信号から取り除く必要がある。これは送信電波のサイドローブ等により地表面に送信電波が当たり引き起こされる。アンテナサイドローブを減らすことやフェンスをアンテナ周囲に作って地表面の影響を小さくしたり (Becker and Sureau, 1966), グラウンドクラッターの解析 (Sato and Woodman, 1982, Barton, 1985) 等の努力が成されているが完全になくすことは困難で、特に低層大気の観測に障害となる。図4.12は、915MHzパラボラアンテナを用いた境界層レーダーにより観測したドップラースペクトルである (Russel and Jordan, 1991)。(a)がフェンスなしで得たもので下層で中心 (点線) のドップラー速度ゼロ付近に大きなグラウンドクラッターが表れている。一方(b)がアンテナの周囲にフェンスを用いて観測したもので、フェンスによりグラウンドクラッターが除去されていることが分かる。

地表面からのクラッターは、ドップラースペクトルの中心 (ドップラー速度=0) に表れ、非常に狭いスペクトル幅を持っている。このスペクトル強度および幅は大気からの信号と重なっており両者を分離することが困難である (図4.13, Russel and Jordan, 1991)。図の左側のピークが大気からの散乱信号、右側がクラッターを示す。クラッターによりドップラー速度ゼロ付近の信号が妨害されている。そこで、中心付近の大気の散乱によるスペクトルは観測不能と考慮して、

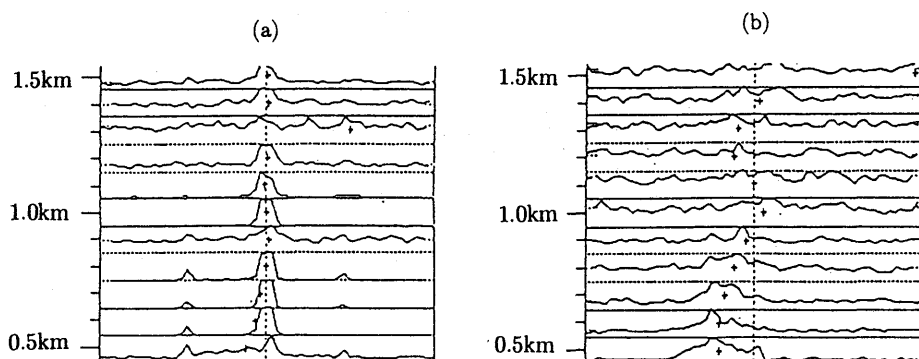


図 4.12 フェンスなしで観測したドップラースペクトル (a) およびフェンスを用いて得たスペクトル (b)。フェンスによりグラウンドクラッターが除去されていることが分かる (Russel and Jordan, 1991)。

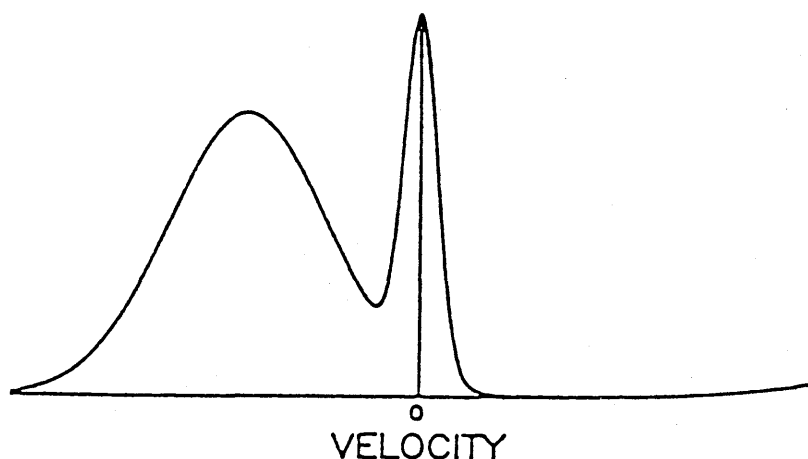


図 4.13 グラウンドクラッターによる信号はドップラー速度ゼロ付近にあるが、大気からの散乱信号とも重なっており速度ゼロ近辺の大気信号が妨害されている (Russe and Jordan, 1991)。

周りのデータからスペクトル中心付近のデータを補間する方法でグラウンドクラッター影響を除外する。すなわち、グラウンドクラッターが存在すると考えられるスペクトルの中心付近領域を決め、この領域のスペクトル密度を領域の外の値により直線あるいは指数関数により内挿した値により置き換えるものである。気象研究所ウインドプロファイラーでは、この領域として中心からのスペクトルポイント数を3点とし、直線補間にしたものをグラウンドクラッターとして大気散乱によるスペクトルから除外している。

4.11 モーメントの計算

ドップラースペクトルには平均風速や風速のばらつき、また反射強度に関する情報が含まれている (図4.14)。図の f_D がドップラーピーク周波数、 w_f がスペクトル幅、 \bar{N} がノイズレベルを表している。大気散乱によるドップラースペクトルがきれいなガウス分布をしている場合はその

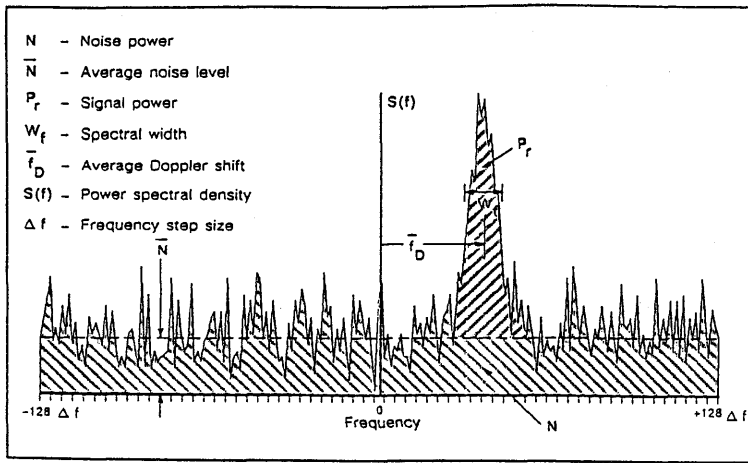


図 4.14 ドップラースペクトルの模式図 (Tycho manual)。

ピークの周波数（ドップラー速度）がサンプリング領域の平均視線速度となり，またピークから $1/e$ の幅がスペクトル幅となる。平均風速等を算出するには，まず大気からの信号のピークとして最大の強度を持つピークを見つける。このピークからドップラーシフト周波数を検出する方法としては，通常のドップラーレーダーで良く用いられているパルスペア方式，MEM法 (Maximun Entropy method) (Klostermeyer, 1986)，非線形最小 2 乗法によりガウス関数にフィッティングする方法，またスペクトルの周波数に関するモーメントを計算する方法がある (Woodman, 1985, Yamamoto *et al.*, 1988, May *et al.*, 1989)。気象研究所ウインドプロファイラーではモーメント法を用いている。モーメントを求める周波数積分は最大のスペクトル強度を持つピークについて行う。ただし，グラウンドクラッターは除去しておく。

ドップラースペクトルの最大のピークを分解能領域あるいはドップラー速度で積分したゼロ次モーメント

$$P_0 = \int S(r, v) dv, \quad (4-37)$$

が平均の受信パワーを表す。ドップラースペクトルにドップラー速度 v の重みをつけて分解能領域で積分した 1 次モーメント (P_1) は

$$P_1 = \int v S(r, v) dv, \quad (4-38)$$

で平均ドップラー速度となり，ウインドプロファイラーの基本的な出力である。ドップラースペクトルにドップラー速度の平均値からの差の自乗の重みをつけて分解能領域で積分した 2 次モー

メント (P_2) は

$$P_2 = \int |v - \bar{v}|^2 S(r, v) dv, \quad (4-39)$$

でスペクトル幅を表し、空間の乱れやシアーの情報を含んでいる。

4.12 風向風速の東西、南北成分の算出

今までの処理は RTP 法により行われてきた。以下の処理はデータ処理装置で行われる。ウィンドプロファイラーでは3方向に電波を発射しビーム方向の視線速度を求めている。鉛直方向から θ 、北から東方向 $\pi/2 + \phi$ 回転したビームの視線速度を V_E 、 θ 、北から ϕ 回転した方向のビームの視線速度を V_N 、鉛直方向のビームの視線速度を V_Z とする (図 4.15)。いずれもアンテナから遠ざかる方向を正とする。水平風速の東西成分を U (東方向を正)、南北成分を V (北方向を正)、鉛直成分を W とする。 $\phi = 0$ の場合の水平風速と視線速度とは次の関係にある。

$$V_E = U \sin \theta + W \cos \theta, \quad (4-40)$$

$$V_N = V \sin \theta + W \cos \theta, \quad (4-41)$$

$$V_Z = W. \quad (4-42)$$

あるいは、天頂角 θ 、北から時計方向に測った方位角 ϕ のビームの視線速度 V_r は

$$V_r = U \sin \phi \sin \theta + V \cos \phi \sin \theta + W \cos \theta, \quad (4-43)$$

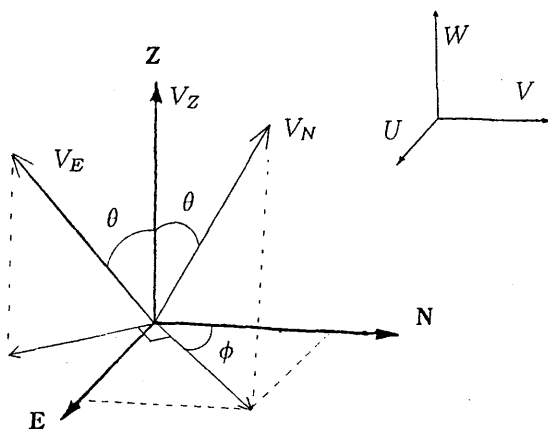


図 4.15 ウィンドプロファイラーによる水平風の算出ベクトルの模式図。 V_N 、 V_E および V_Z が視線速度、 U 、 V 、および W が風速を表す。

となる。3つのビームで水平風を求めるためには、各高度で風が水平方向に均一であることが不可欠である。収束や小さい対流がある時のように水平面上、すなわち3つのビームで風が等しくない場合は誤差をもたらす。この様な不均質性がある場合は、5つのビームを用いることが有効である (Strauch *et al.*, 1987)。

この3ビームの視線速度から水平風を算出する条件は、風向風速が観測時間内および水平に一様であることで、特に鉛直流の一様性が重要となる (Strauch *et al.*, 1987, Weber *et al.*, 1992)。小さいスケールの対流や激しい降水時などでこの水平一様性が満たされなくなるため計算した水平風に大きな誤差をもたらす (Wuertz *et al.*, 1988)。例えば、水平風20m/sの場合に鉛直流に1m/sの誤差があると水平風の計算値は24m/sとなり20%の誤差となる。

4.13 出力

観測した風向風速の鉛直プロファイルやスペクトル幅等の結果は、ディスプレイ、レーザープリンター、磁気テープ等に出力される。またドップラースペクトルも得ることができる。図4.16-18にこれら出力結果の例を示す。

図4.16は、1991年9月18日に観測した水平風ベクトルの時間鉛直断面図である。縦軸が高度、

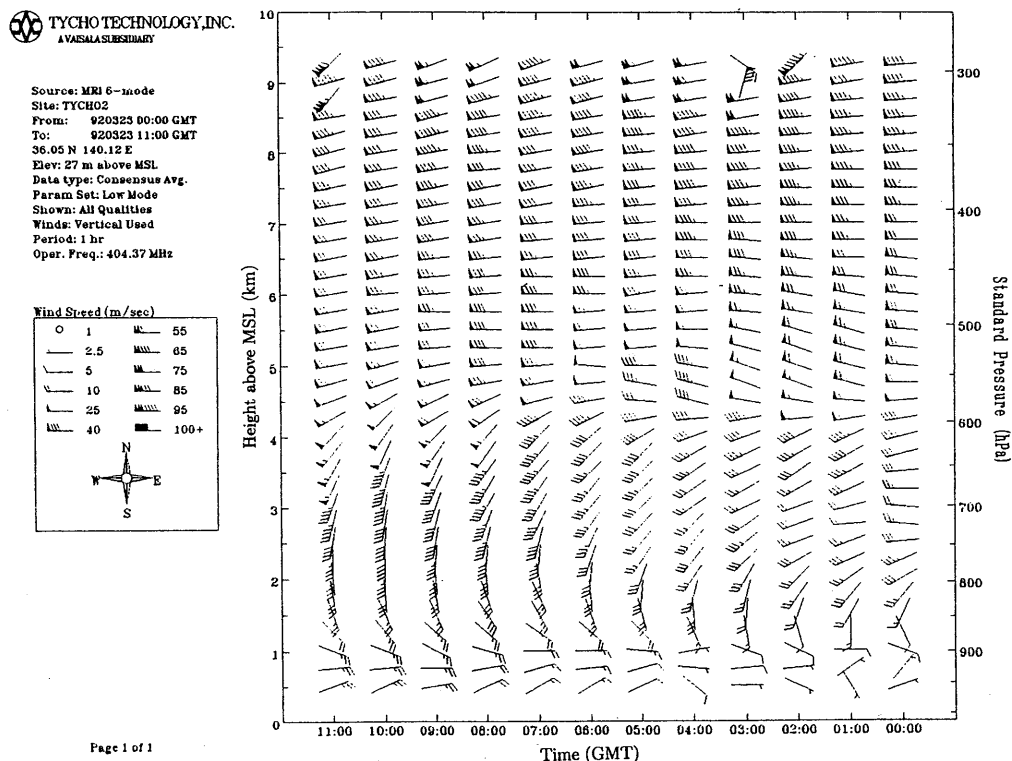


図4.16 ウィンドプロファイラーの観測例。風向風速の時間高度断面図。

横軸が時間 (GMT) で右から左へと時間が進む。低高度モードの観測結果で 500 m から 9 km までの風の鉛直プロファイルの 1 時間平均値をプロットしてある。図 4.17 は、1991 年 9 月 18 日 23 時 (GMT) における風速の鉛直プロファイル(a), 風向の鉛直プロファイル(b), 視線速度(c), 散乱波電力(d), そしてスペクトル幅の鉛直プロファイル(e)をプロットしてある。長い波線が東に傾いたビーム, 点線が北に傾いたビームそして 1 点鎖線が鉛直ビームを示す。図 4.18 は、低高度モード 36 高度でのドップラスペクトルを示したもので左下が最下層の 500 m, 右上が 9253 m のものである。各スペクトルの中心がドップラー速度がゼロで、横軸のフルスケールは 15.32 m/s である。スペクトルピークを中心付近に記入されている縦線は平均ドップラー速度のを示している。なお、この図は東方向に傾いたビームのスペクトルでその強度は規格化してある。

4.14 品質管理

3 ビーム, 36 高度についての視線速度, 受信強度およびスペクトル幅が 6 分毎に VAX コンピュータに送られてくる。この内, 視線速度データを 5 個あるいは 10 個すなわち 30 分あるいは 1 時間分のデータから平均の風速を求めている。これらのデータは、前述したように時間平均等により

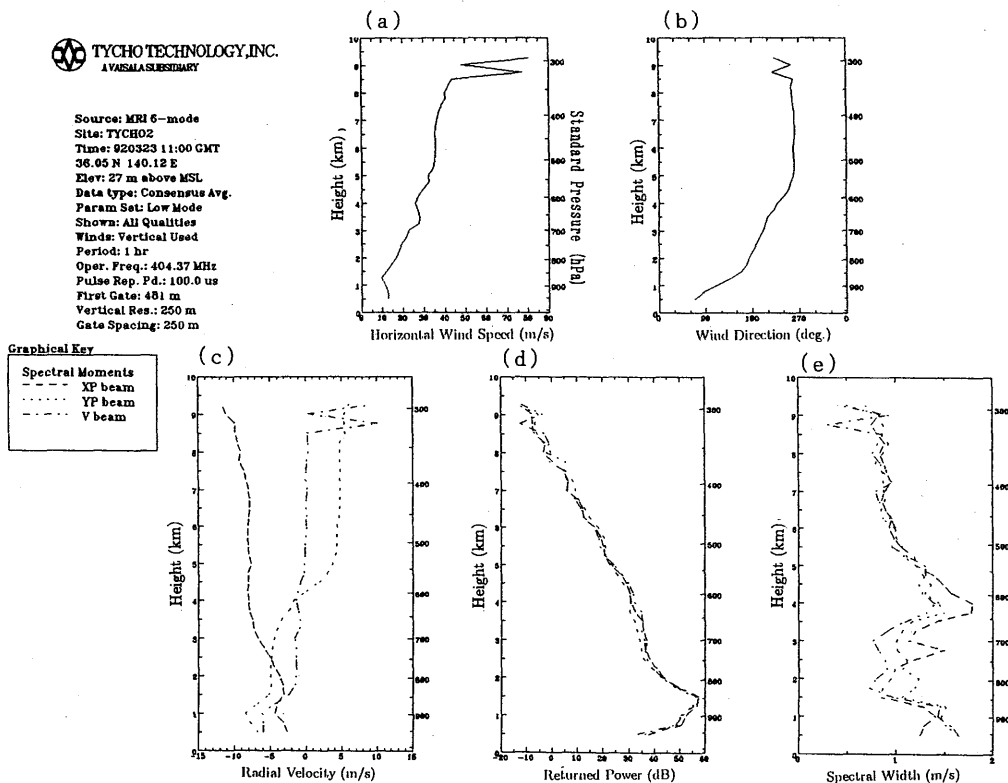


図 4.17 ウィンドプロファイラーの観測例。水平風の高度分布 (a), 風向の高度分布 (b), 視線速度の高度分布 (c), 受信電力の高度分布 (d), スペクトル幅の高度分布 (e)。

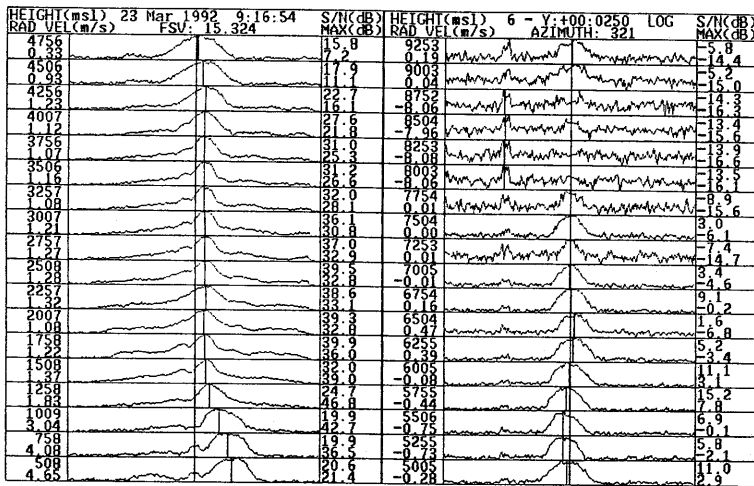


図 4.18 ウィンドプロファイラーの観測例。鉛直ビーム，低高度モードでの観測例を示す。左半分が 508 m から 4756 m まで，右半分が 5005 m から 9253 m までのドップラスペクトルである。中心がドップラー速度ゼロ，フルスケールは 15.32 m/s である。各高度のスペクトルピーク付近に記したバーが平均ドップラー速度を示している。

白色雑音やグラウンドクラッターは一応取り除かれている。しかし，観測時にプロファイラー上空を航空機が飛んでいたりとするとそのその擾乱は大きなノイズを生む。図 4.19 は航空機によると思われる擾乱により 8000 m 付近のドップラスペクトルが大きく乱された例である。また，気象条件により著しく S/N が劣化した場合も視線速度に大きな誤差を含むことがある。観測された 10 個の鉛直プロファイルデータ，すなわち 36 高度×10=360 個の中に，上記の様な原因で不良な値が含まれていると，計算した毎時の風速値も不良になってしまう。これを避けるために 10 個の

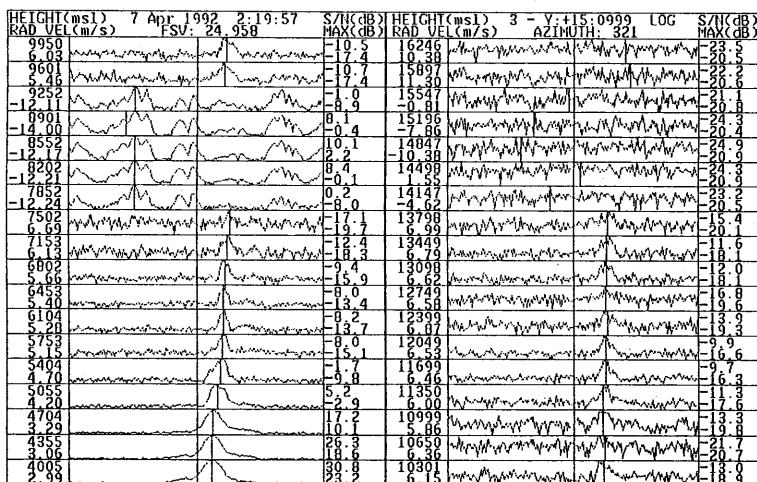


図 4.19 7 km から 9 km にかけて大気の擾乱によるドップラスペクトルの乱れが観測され，その前後の風速と大きく変わっている例。

鉛直プロファイルデータの内の不良データを判別し毎時の風速を計算する場合にこの不良データを除外しようとするのが品質管理である。品質管理の方法は、基本的には時間あるいは空間（高度）において周囲のデータと比較して著しく異なるデータを取り除こうとするものである（Weber *et al.*, 1993, Yoe *et al.*, 1992）。当初はデータ処理装置（マイクロ VAX II）で時間軸の連続性をチェックする品質管理を行っていた。しかし、必ずしも不良データが十分取り切れていないため新たな品質管理手法を開発しパソコン上で不良データを取り除く処理を行っている。

(1) 品質管理手法（方法A）

10個のデータを比較して、著しく他のデータと離れているものを不良データとして取り除くもので、consensus average法と呼ばれている。取り除き方は次のとおりである。

- (a) 10個の内のある測定された視線速度から $\pm 2 \text{ m/s}$ の範囲にあるデータが他の9個の中に幾つあるか調べる。
- (b) 上の(a)を10個のデータについて行い $\pm 2 \text{ m/s}$ の範囲にあるデータの数が最も多い値を基準の視線速度とする。
- (c) 基準値から $\pm 2 \text{ m/s}$ の範囲外のデータは不良とし、範囲内のデータのみ用いて毎時の値を計算する。なお範囲内のデータ数が規定データ数（3 - 5個）以下では毎時の値は欠測とする。

(2) 品質管理手法（方法B）

上記の品質管理法ではまだ不良データが十分取り切れていない。また、方法Aは1時間平均についてのみ適用しており、30分平均のデータが必要な場合にも対応できないため新しい品質管理手法の開発を行った。この開発した方法および（A）の手法のフローを図4.20に示す。(a)が方法A、(b)が方法Bのフローを示している。開発した方法の手順は次のとおりである。

(a) 受信信号強度のチェック

受信信号強度が低高度モードでは -15 dB 以下、高高度モードでは -22 dB 以下のデータを不良とする。このしきい値は多数のデータを調べ経験的に決めているが、測定システムや大気条件で最適な値は変化するためやや緩い条件としている。

(b) スペクトル幅のチェック

観測されたドップラーспекトルのなかには非常に幅の狭いスパイク状のピークがノイズとして表れることがある。図4.21はスパイク状ノイズの観測された例で、高度4000m付近に鋭いピークが表れている。この鋭いピークは強度も大きいため除外しておかないとこのドップラーシフトを視線速度として計算機が処理してしまうことがある。このため、受信信号のスペクトル幅が 20 cm/s より小さいピークをノイズとして除外する。

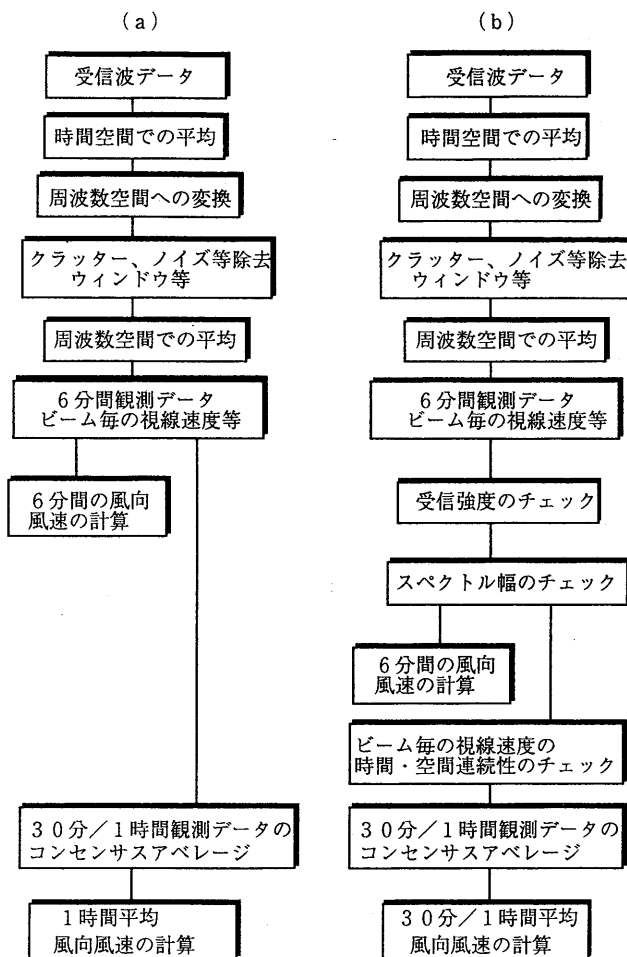


図 4.20 品質管理のフロー。(a) が方法 A, (b) が方法 B の流れ図を表す。

(c) 時間、空間的データチェック

コンセンサス平均によるチェックで VAX 上では時間軸でのみ行っていたのを高さ方向にも広げて行う。視線速度の時間・高度からなる 2次元の表を考える (図 4.22)。図で 2重丸の付いたデータの品質管理を行う場合、隣接した時間・空間での観測値 (白丸) と比較して規定値より大きく異なる場合は 2重丸のデータを不良とする。(a)は、12個の隣接したデータと比較するもので時間-空間座標の端を除いた部分のデータ (ハッチ) に適用し、最下層から 2番目および観測開始/終了から 2番目のデータについては 8個の隣接したデータでチェックを行う(b)。なお、最下層および開始最初および最終データのチェックは行わない。品質管理を行うデータの周りの 12個、あるいは 9個のデータのうち品質管理を行うデータから $\pm 2 \text{ m/s}$ の範囲にあるデータを選ぶ。選ばれたデータ数が規定数以上あればそのデータは妥当と判断し、規定以下

ならば異常値として欠測とする。このチェックをすべてのデータについて行い、妥当とされた値のみを用いて30分あるいは1時間毎の風速を求める。現在、規定値は、12個のデータを用いる場合は3個(高高度モード)あるいは4個(低高度モード)、そして9個のデータを用いる場合は2個(高高度モード)あるいは3個(低高度モード)として品質管理を行っている。

方法Aと方法Bにより品質管理を行って得られた風速の時間・高度断面図を図4.23に示す。(a)が方法Bによる結果、(b)、(c)および(d)は方法Aによるものでそれぞれ規定データ数を3、4および5とした結果を示してある。規定データ数3では不良データが十分取り切れていないことが分かる。一方規定データ数5では条件が厳しすぎて観測データが少なくなってしまう。これらに対し方法B(a)は異常な結果もなくまたデータ数も十分確保されている。図4.24は、2つの品質管理手法の結果とゾンデによる観測値を比較したもので、風向および風速について調べてある。実線は方法Aとゾンデとの差を、点線は方法Aとゾンデの差(絶対値)から方法Bとゾンデの差(絶対値)を引いたものでプラスの値は方法Bにより改善されたことを示す。方法Bにより総じてゾンデデータに近づいていることが分かる。図4.25は2つの品質管理により得られた風向風速(実線)の鉛直プロファイルをゾンデ観測(点線)結果と比較したものである。方法Aは6および7km付近で異常値となっているのに対し方法Bは全高度でほぼゾンデと良い一致をしている。

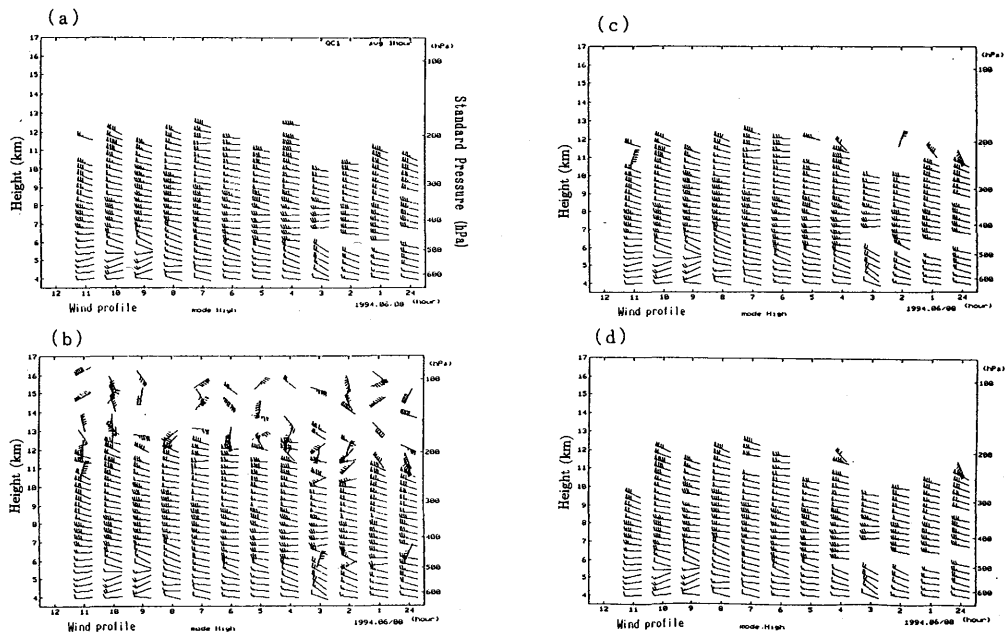


図 4.23 2つの品質管理による得られた風向風速時間高度断面図。(a)は方法B、(b)、(c)、(d)は方法Aだが規定データ数を各3、4、5にしたもの。

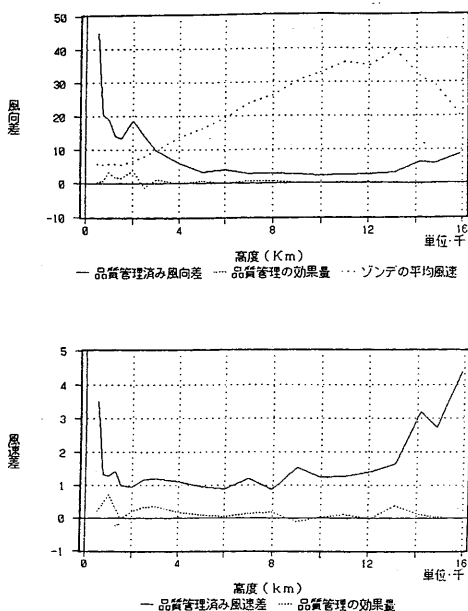


図 4.24 2つの品質管理手法によるウインドプロファイラー観測結果とゾンデの比較結果。実線がプロファイラーとゾンデの測定値の差（絶対値），点線が方法 A とゾンデの差（絶対値）から方法 B とゾンデの差（絶対値）を差し引いた値を示す。上の図に風向，下に風速についてプロットしてある。上の図の破線はゾンデによる平均風速を示す。

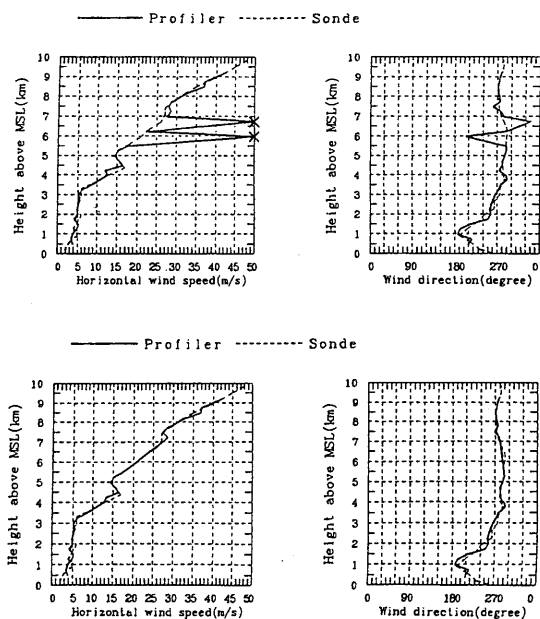


図 4.25 2つの品質管理手法によるウインドプロファイラーとゾンデによる観測結果の鉛直プロファイル。上の図が方法 A，下の図が方法 B で，実線がウインドプロファイラーによる測定，点線がゾンデによる測定結果を示す。

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の状態によりS/N比が悪くなり欠測を引き起こすことがある。大気の状態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



Source: MRI 8-mode
 Site: TYCHO2
 From: 920105 12:00 GMT
 To: 920105 23:00 GMT
 36.05 N 140.12 E
 Elev: 27 m above MSL
 Data type: Consensus Avg.
 Param Set: Low Mode
 Shown: All Qualities
 Winds: Vertical Used
 Period: 1 hr
 Oper. Freq: 404.37 MHz

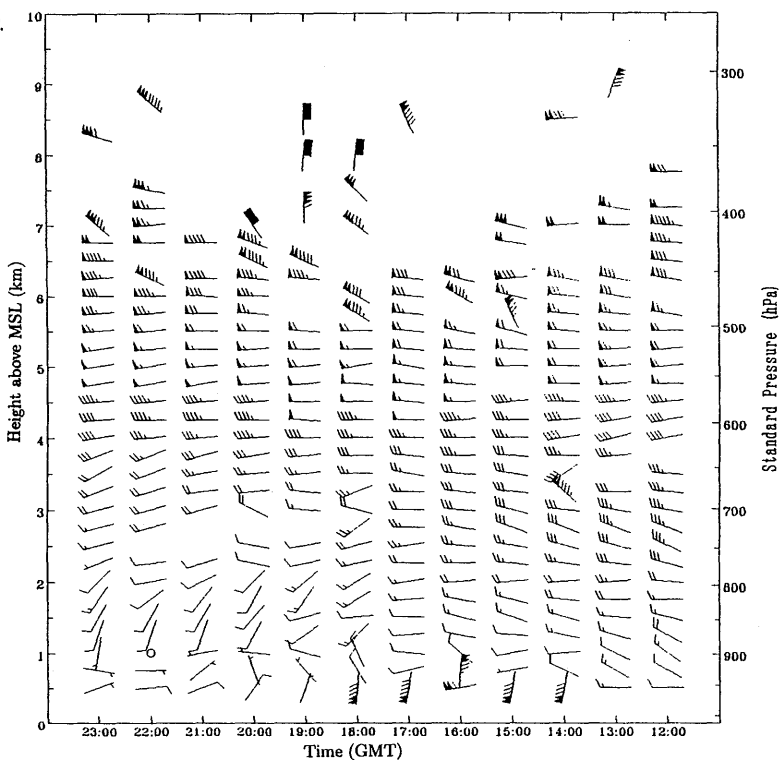
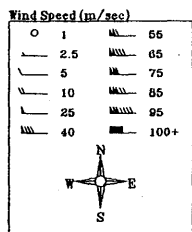


図 5.1 1992 年 1 月 5 日のウィンドプロファイラーによる風向風速時間高度断面図。21 時頃 2 ～ 3 km にかけて欠測となっている。この層の相対湿度が極端に低いため受信電力が弱くなり欠測となっている。

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)。

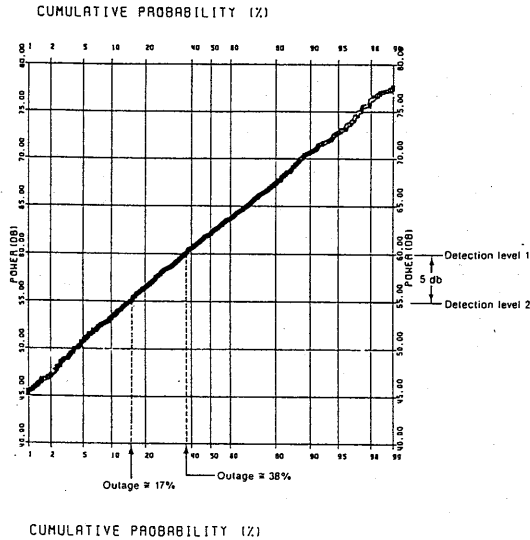


図 5.2 米国 Platteville において調べられた送信電力と欠測率の関係 (Frisch *et al.*, 1986)。縦軸が受信電力, 横軸がデータ欠測率で, 受信感度を 5 dB 良くすることでデータ取得率が 20% 程度改善されることを示している。

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

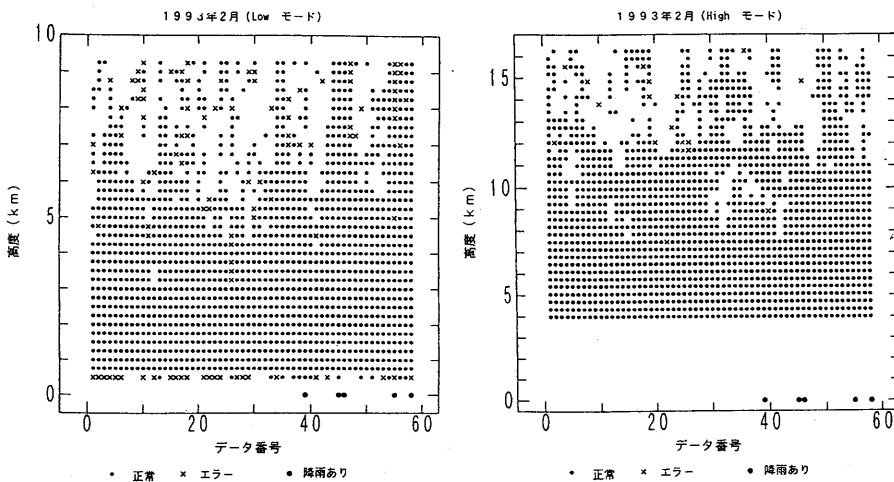


図 5.3 2 月における低高度モードおよび高高度モードでのデータ取得率。データ黒丸印が正常なデータが取得できたもの, x 印が不良データを表す。図の下にプロットしてあるやや大きい黒丸は降雨の合った時間を表している。

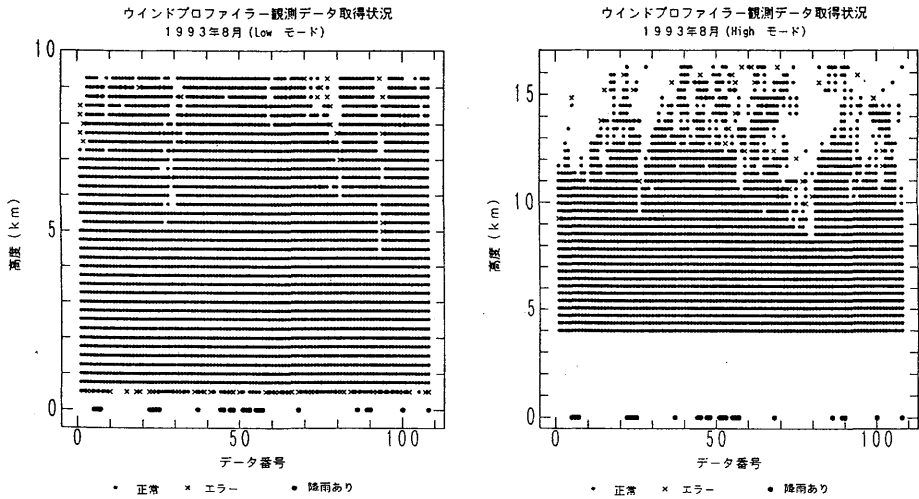


図 5.4 図 5.3 と同じ。但し 8 月における結果。

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

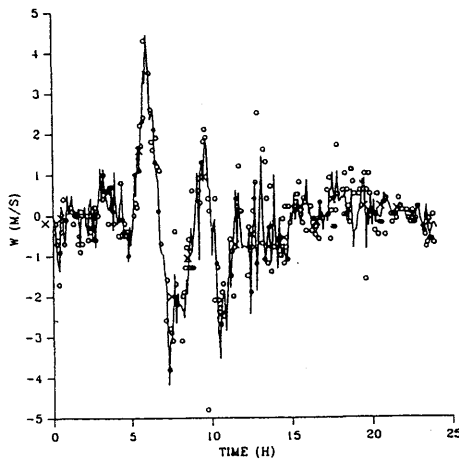
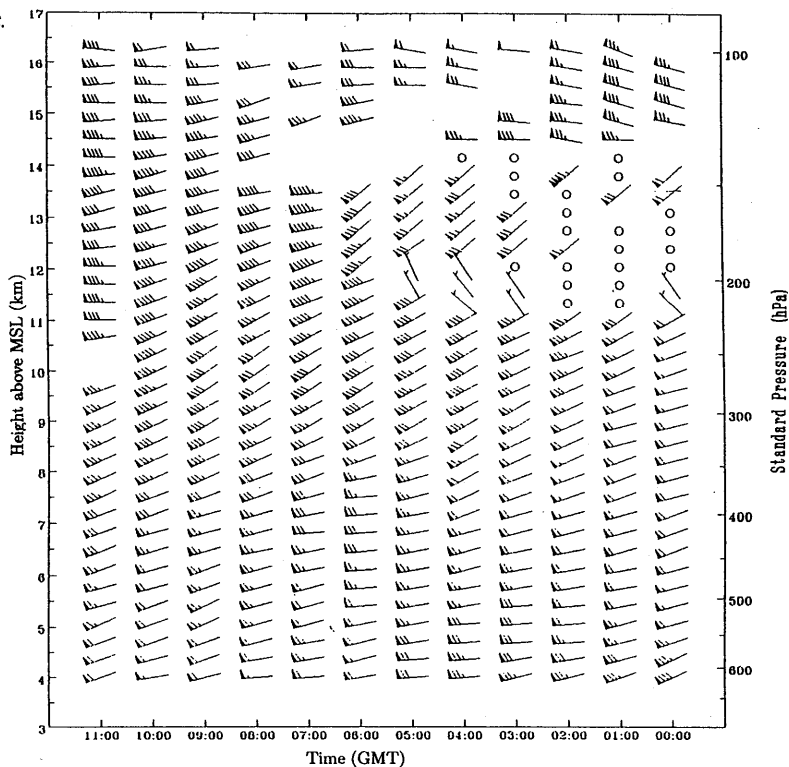
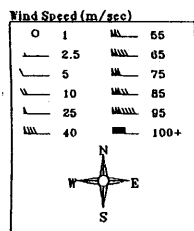


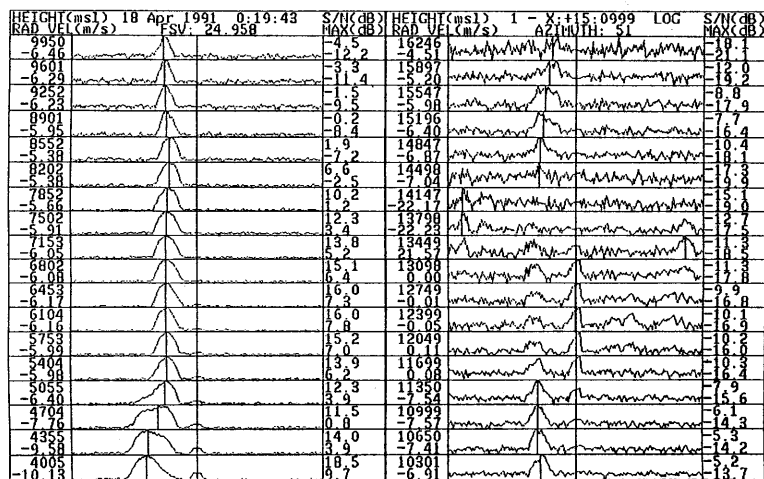
図 5.5 米国 Platteville におけるリー波における鉛直速度の観測 (Weber *et al.*, 1992)。実線が 404 MHz, 白丸が 50MHz ウィンドプロファイラーによる観測値である。速度の時間変動が大きく、品質管理において時間軸での速度連続性のチェックにパスできない。



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を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

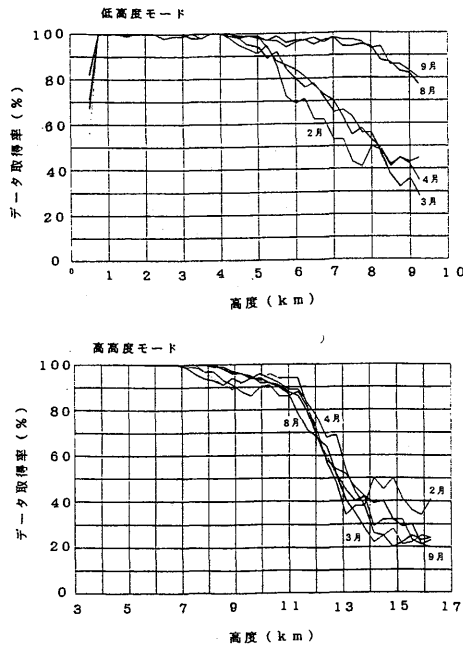


図5.7 ウィンドプロファイラー観測データの取得率の高度変化。2, 3, 4, 8, 9月についてプロットしてある。上の図が低高度モード, 下の図が高高度モード。

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 μ secの高高度モードでは1.67 μ 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（ ~ 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 μ secおよび6.67 μ 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

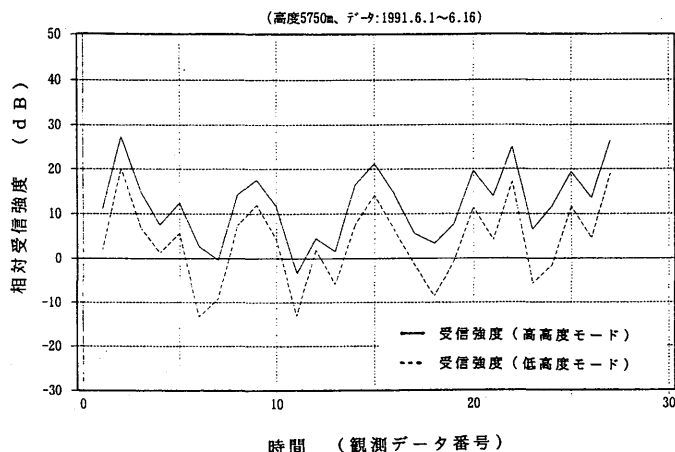


図 5.8 高度 5750mでの低高度モードおよび高高度モードでの受信電力の観測結果。実線が高高度モード、点線が低高度モードでの観測値である。

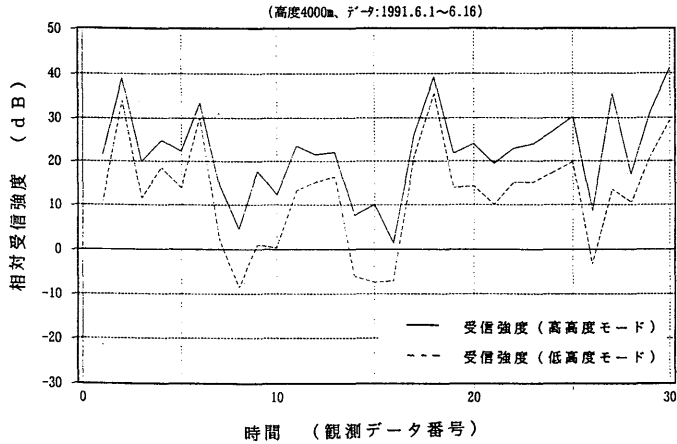


図 5.9 図 5.8 と同じ。但し、高度 4000m での結果。

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

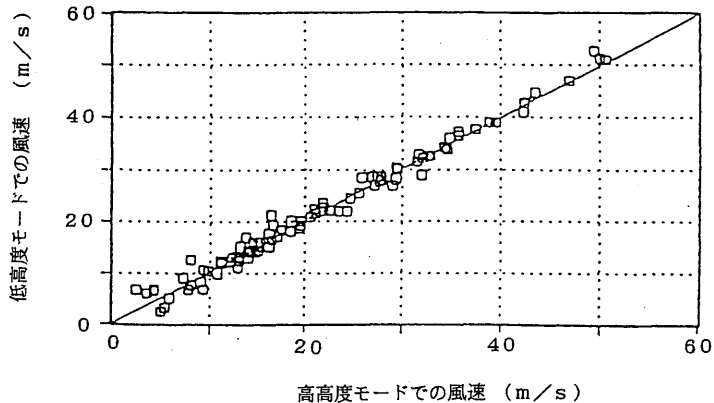


図 5.10 低高度モードおよび高高度モードにおける風速の比較。

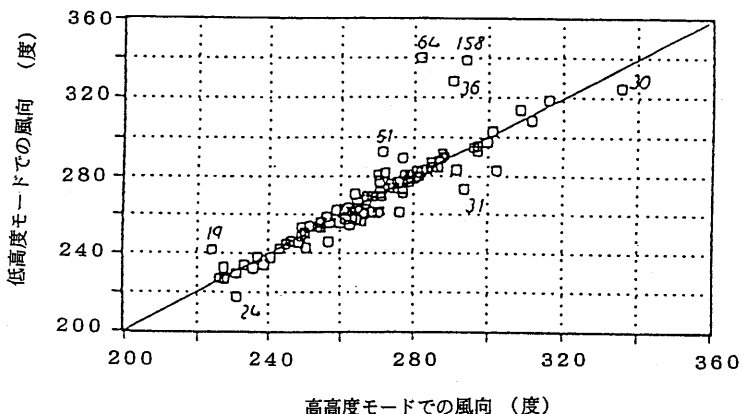


図 5.11 低高度モードおよび高高度モードにおける風向の比較。図中の数字は各観測値の上下 500m での風向の変化量を示す。

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、

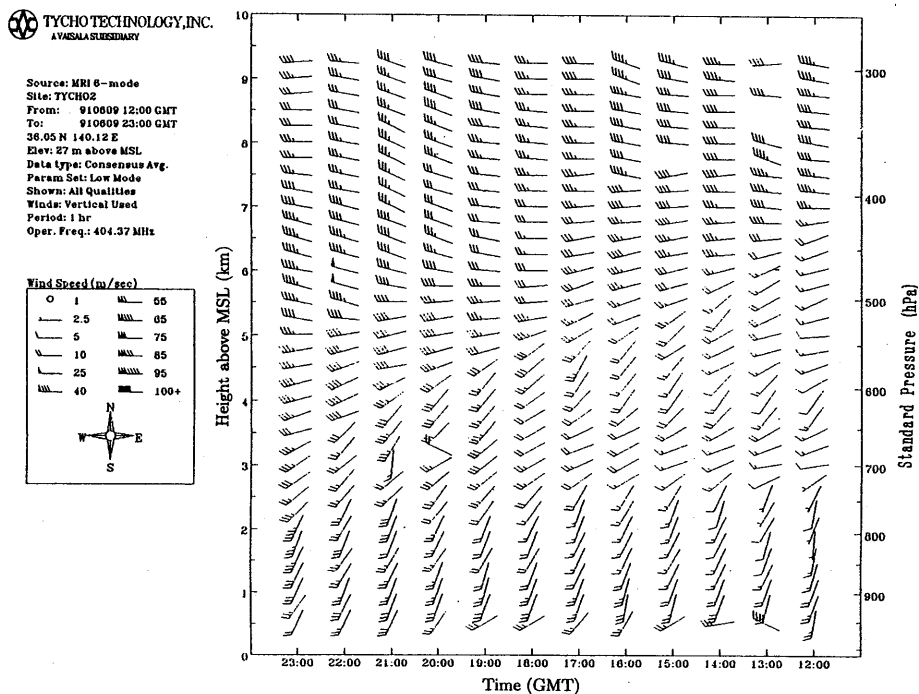


図 5.12 1992 年 6 月 9 日の風向風速時間高度断面図。

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

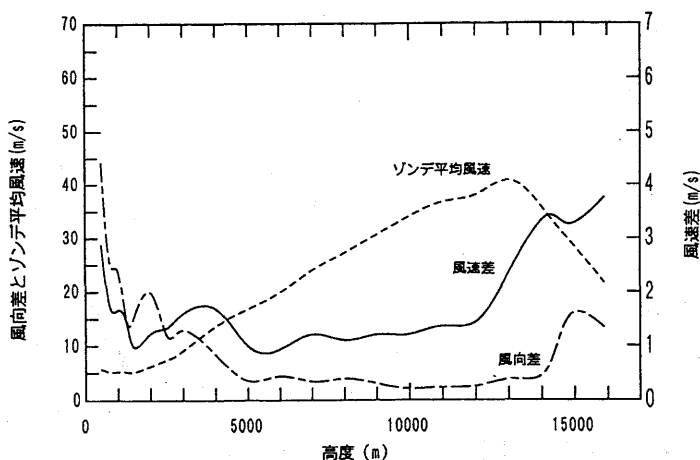


図5.13 ウィンドプロファイラーとゾンデによる風向風速の比較。差の絶対値をプロットしてある。

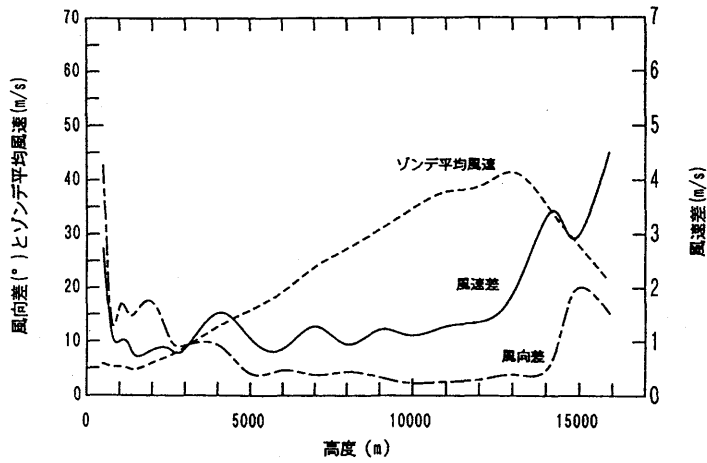


図 5.14 図 5.13 と同じ。但し雨天時のデータを除いて比較したもの。

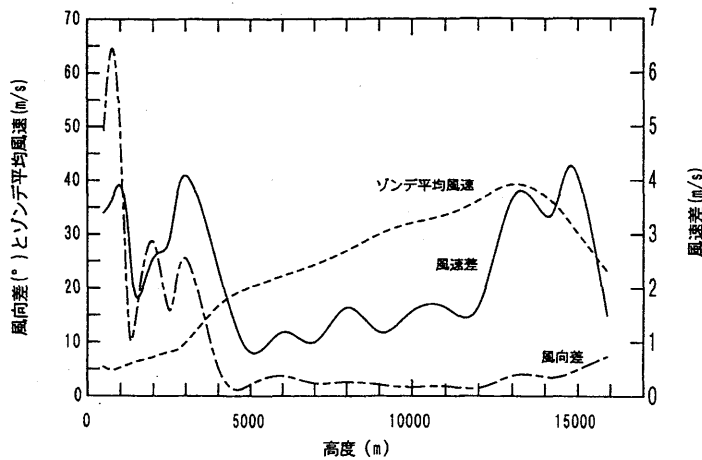


図 5.15 図 5.13 と同じ。但し雨天時のデータを用いて比較したもの。

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

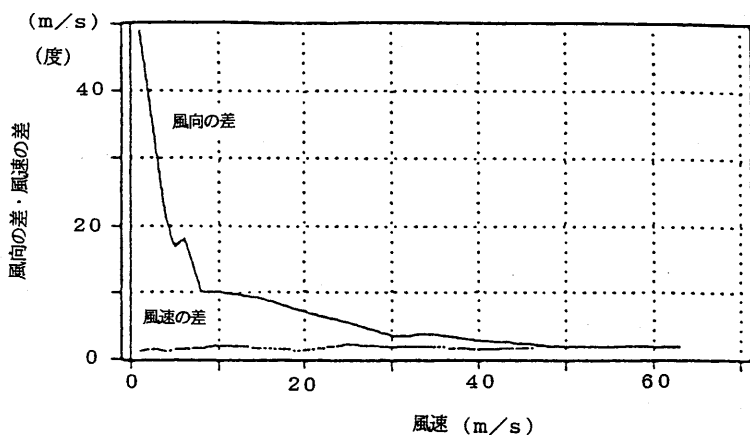


図 5.16 ウィンドプロファイラーとゾンデによる風向風速の差を風速の関数としてプロットしたもの。差は絶対値をプロットしてある。

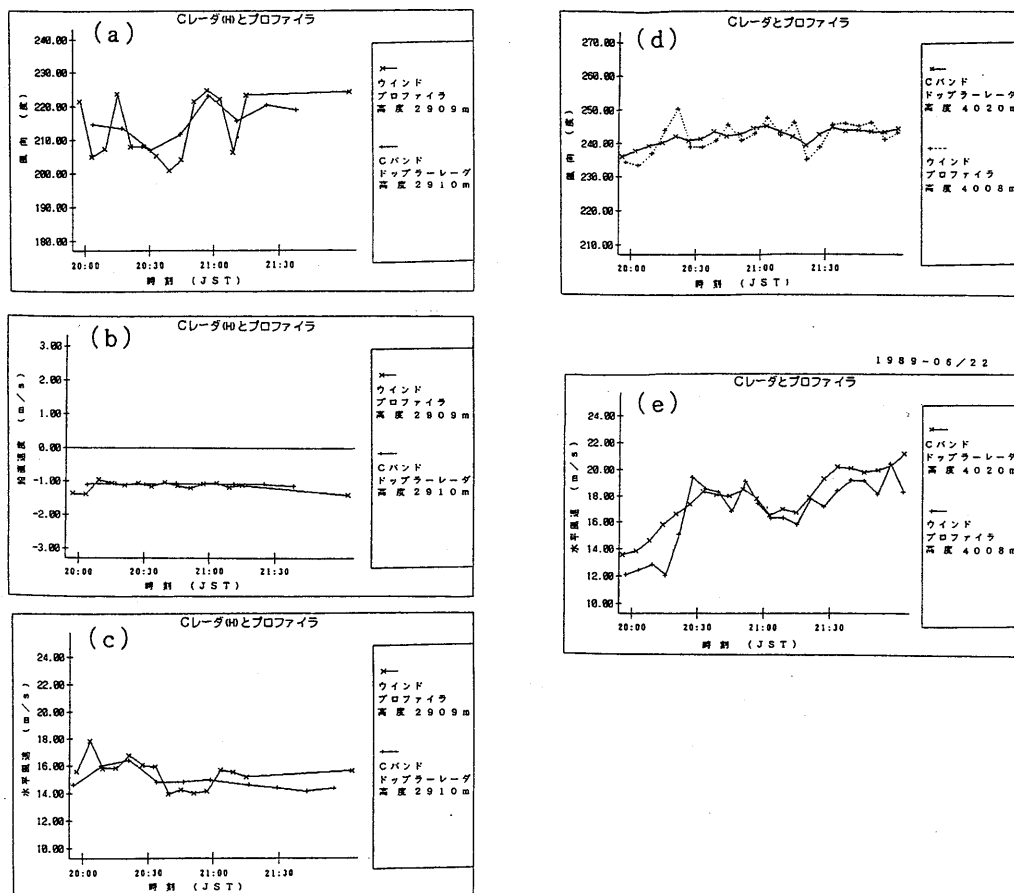


図 5.17 ウィンドプロファイラーとCバンドレーダーによる観測した風向風速の比較（気象研究所技術報告第33号）。(a)は風向の比較，(b)は鉛直速度の比較，(c)は水平風速の比較で，以上は高度2900m程度の観測である。(d)および(e)は高度4000m程度の風向および水平風速の比較結果を示してある。

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

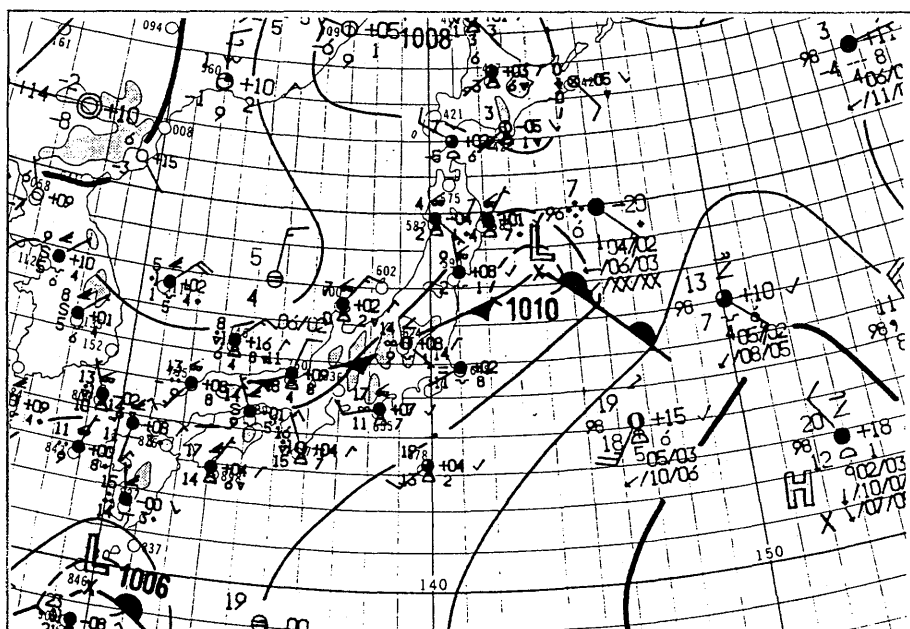


図 5.18 1993 年 4 月 4 日 09 時 (GMT) の地上天気図。前線が中部地方を横切っている。この前線が南下してつくばを通過した。

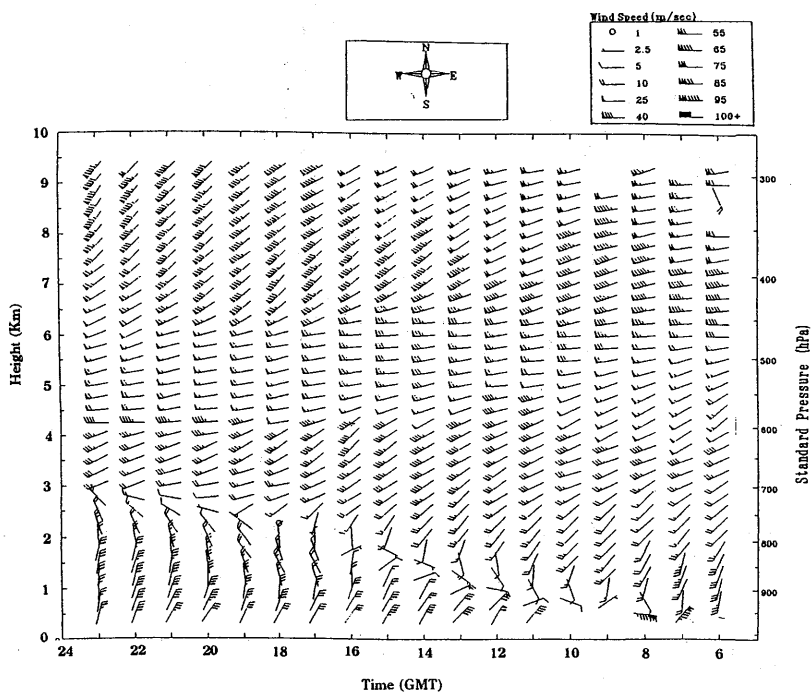


図 5.19 1993 年 4 月 4 日 09 時 (GMT) の風向風速時間高度断面図。10 時頃から地上付近に風のシアーが観測され、シアーの起きている高度が時間と共に高くなっている。

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

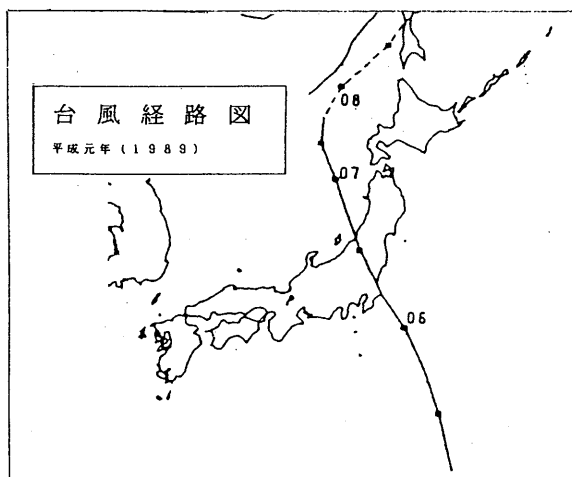


図 5.20 1989年台風13号の経路図。図中の数字06は8月6日9時，07は7日9時（JST），08は8日9時の台風の位置を表す。

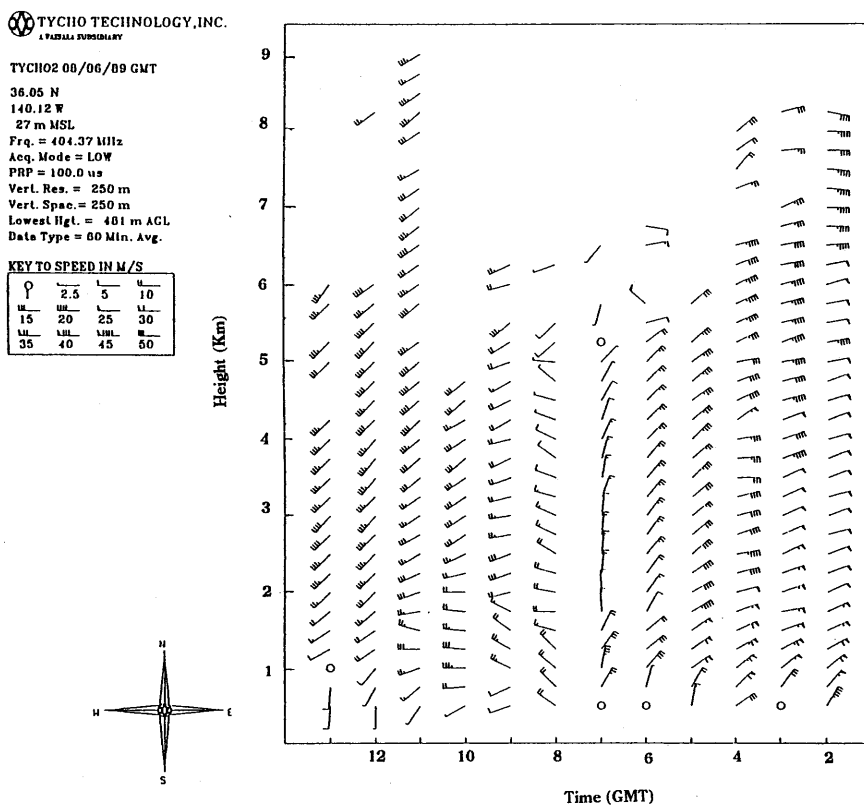


図 5.21 1989年8月6日2時から13時（GMT）にかけての風向風速時間高度断面図。9時頃最もつくばに接近した。

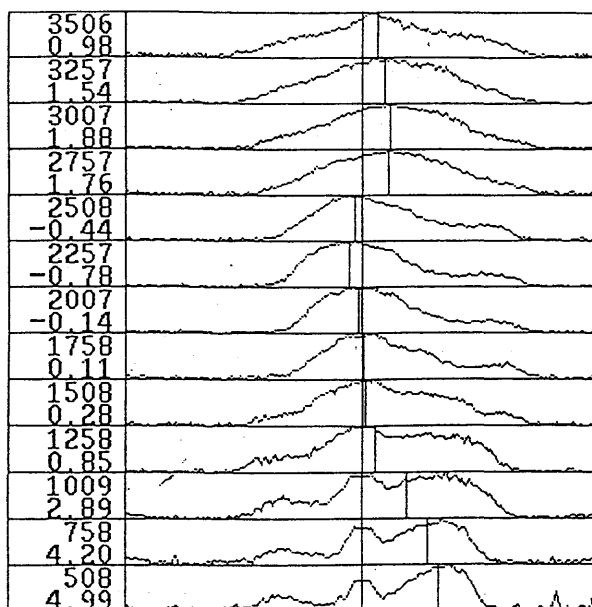


図 5.22 1994年8月12日降水時の鉛直ビームのドップラースペクトルの高度変化。左欄の上の数字が高度 (m), 下がスペクトル中に縦線の引いてあるところのドップラー速度。508mで大気からのエコーによるピーク (中心) と降水によるピーク (右) の2つのピークが観測されている。

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 ϵ_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 (η_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 ρ 、重力加速度 g 、粘性係数 μ 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 μm 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 ρ が標準 (ρ_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 Λ 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_{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。

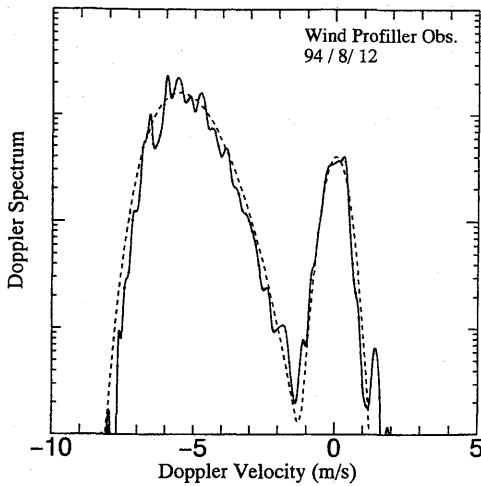


図 5.23 ドップラースペクトルの最小自乗法によるフィティング。実線が観測値, 点線がフィティング結果を示す。

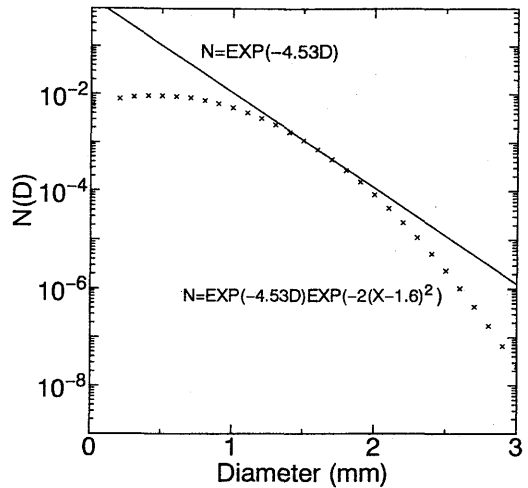


図 5.24 フィティングに用いた雨滴粒径分布 (X印)。実線は参考のためマーシャル-パルマー分布をプロットしてある。

第6章 まとめ

ウィンドプロファイラーの原理、構成、観測方法そして種々な観測結果から検討したプロファイラーの特性を述べてきた。ウィンドプロファイラーにより有効な風の観測が可能なが実証されたものと考えられる。ただ、ウィンドプロファイラーは従来の高層風観測方法とは大きく異なるためデータの質も異なり、また気温や湿度の観測をすることはできない。ゾンデでは数十kmまでの観測が行われていることを考えると最大16kmの観測高度も十分とはいえない。このためゾンデ観測に完全に代わり得るものではない。しかし、風向風速の鉛直プロファイルの高い鉛直分解能および時間分解能で測定できるため、大気の研究や、実態の把握そして気象予報に非常に有用なものと考えられる。米国においては、すでに準オペレーショナルな観測を行うウィンドプロファイラーのネットワークもできている。しかし、日本においては研究面でわずかに用いられているのみであり本格的な運用は成されていない。

400MHz帯のウィンドプロファイラーには、風向風速の観測に関してはかなり完成に近づいた測器だが、大気屈折率変動が小さい場合に観測できないことがある。特に高い高度ではS/Nが低下することもあり必ずしも常時観測できていない。このような場合の品質管理手法やデータ処理手法は、開発者により様々なアルゴリズムが用いられている。このため、性能評価でもばらついている。どのような手法で性能を評価するかは今後の重要な課題である。また、小さいスケールの対流時における観測の問題、その他、通常のドップラーレーダーと比較して、アンテナをスキャンできないことおよび観測に時間がかかることなどが将来の課題として挙げられる。

ウィンドプロファイラーは、風のみならずその他様々な気象要素の推定もできる。構造パラメータ、フラックス、また音波と併用することにより気温の鉛直プロファイルも観測可能である。上述した課題と共にこれらのデータ処理法やS/Nの改善などにより一層の研究が必要である。

謝 辞

1988年ウィンドプロファイラーが気象研究所に整備されて以来、多くの人が研究に携わってきた。特に導入初期は、ウィンドプロファイラーの開発初期ということもありハードやソフトの技術面で多くの研究者並びにメーカー、代理店の方々にお世話になった。この紙上を借りて謝意を表したい。

本報告を記すに当たり、ウィンドプロファイラーとゾンデの比較研究においては高層気象台から多くのデータの提供を受け、またウィンドプロファイラーの構成の説明においてTycho社(ヴァイサラ社)から図の提供を受けた。また、通信総合研究所増田悦久氏および気象研究所花房龍男

氏から有益なコメントを頂いた。ここに謝意を表します。

参 考 文 献

- 青柳二郎, 1986: ドップラー信号処理とレーダ装置, 7-34, 気象研究所技術報告, 19号.
- 上田真也, 1988: 測風用 UHF レーダー (I), 気象庁測器専門委員会, 測器技術資料第 6306 号.
- 加藤 進, 福山 薫, 若杉耕一郎, 佐藤 亨, 深尾昌一郎, 1982: 大型レーダーによる中層大気の観測, 気象研究ノート, 第 144 号, 1-56.
- 小平信彦, 1980: 気象レーダーの基礎, 気象研究ノート, 第 139 号.
- 小平信彦, 立平良三, 1972: 気象ドップラーレーダ, 気象研究ノート, 第 112 号.
- 坂井武久, 葦澤 浩, 永井智広, 水野 量, 1992: ウィンドプロファイラーによる大気現象の解析. 気象研究所平成 4 年度研究発表会誌, 11-16.
- 坂井武久, 葦澤 浩, 1994: ウィンドプロファイラーによる観測データの評価, 気象庁測器専門委員会, 測器技術資料第 0604 号.
- _____, 1993: 電波で風を測る「ウィンドプロファイラー」, 超音波 TECHNO, 6, 19-26.
- 島貫陸, 1982: 乱流と気象, 東京堂出版.
- 竹内清秀, 近藤純正, 1981: 地表に近い大気, 東京大学出版会.
- 永井智広, 上田真也, 1988: 測風用 UHF レーダー (II), 気象庁測器専門委員会, 測器技術資料第 0104 号.
- 日野幹雄, 1977: スペクトル解析, 朝倉書店.
- 増田悦久, 井原俊夫, 中村健治, 岡本謙一, 大西 勉, 1992: 低層大気観測用レーダの開発と初期観測結果, 通信総合研究所季報, 第 38 巻, 15-33.
- 吉田 孝, 1983: レーダ技術, 電子情報通信学会.
- 気象研究所技術報告, 1994: 各種気象観測機器による比較観測. 33号.
- Atlas, D., R. C. Srivastava, and R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys.*, **11**, 1-35.
- _____, and C. W. Ulbrich, 1977: Path-and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 1322-1331.
- Balsley, B. B., D. A. Carter, A. C. Riddle, W. L. Ecklund, and K. S. Gage, 1991: On the potential of VHF wind profilers for studying convective processes in the tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 1335-1360.
- _____, and K. S. Gage, 1982: On the use of radars for operational wind profiling. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **63**, 1009-1018.
- Barton, D. K., 1985: Land clutter models for radar design and analysis. *Proc. IEEE*, **73**, 198-204.
- Batchelor, G. K., 1953: *The theory of homogeneous turbulence*, Camb. Univ. Press, 197pp.
- Bean, B. R., and E. J. Dutton, 1966: *Radio Meteorology*, Dover, New York. 431pp.
- Beard, K. V., and H. R. Pruppacher, 1969: A determination of the terminal velocity and drag of small water drops by means of a wind tunnel. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1066-1072.
- Becker, J. E., J. C. Sureau, 1966: Control of radar site environment by use of Fences. *IEEE*

- Trans. Antenna Propagation*, **14**, 768-778.
- Blackman, R. B., and J. W. Turkey, 1958: *The measurement power spectra from the point of view of communication engineering*, Dover.
- Chadwick, R. B., and E. E. Gossard, 1983: Radar remote sensing of the clear atmosphere—review and applications. *Proc. IEEE.*, **71**, 738-753.
- _____, 1986: Wind profiler demonstration system. Handbook of MAP, Vol. 20, June 1986.
- Chu, Y. H., 1993: Theoretical study of the VHF radar echo statistics. *Radio Sci.*, **28**, 13-22.
- Currier, P. E., S. K. Avery, B. B. Balsley, K. S. Gage, and W. L. Ecklund, 1992: Combined use of 50MHz and 915MHz wind profilers in the estimation of raindrop size distribution. *Geophys. Res Lett.*, **19**, 1017-1020.
- Doviak, R. J., and D. S. Zrnic, 1984: Reflection and scatter formula for anisotropically turbulent air. *Radio Sci.*, **19**, 325-336.
- _____, and D. S. Zrnic, 1992: *Doppler radar and weather observations*. Academic Press.
- Ecklund, W. L., D. A. Carter, and B. B. Balsley, 1988: A UHF wind profiler for the Boundary layer: Brief description and initial results. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **5**, 432-441.
- _____, _____, 1979: Continuous measurement of upper atmospheric winds and turbulence using a VHF doppler radar: preliminary results. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **41**, 983-994.
- _____, W. L., K. S. Gage, B. B. Balsley, R. G. Strauch, and J. L. Green, 1982: Vertical wind variability by VHF radar in the Lee of the Colorado Rockies. *Mon. Wea. Rev.*, **10**, 1451-1457.
- Foote, G. B., and P. S. du Toit, 1969: Terminal velocity of raindrops aloft. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 249-253.
- Frisch, A. S., B. L. Weber, R. G. Strauch, D. A. Merritt, and K. P. Moran, 1986: The altitude coverage of the Colorado wind profiler at 50, 405 and 915MHz. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **3**, 680-692.
- Fritt, D. C., and T. E. VanZandt, 1987: Effects of Doppler shifting on the frequency spectra of atmospheric gravity waves. *J. Geophys. Res.*, **92**, 9723-9732.
- Fukao, S., T. Sato, N. Yamasaki, R. M. Harper, and S. Kato, 1982: Wind measured by a UHF doppler radar and rawinsondes: Comparisons made on twenty-six days (August-September 1977) at Arecibo, Puerto Rico. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 1357-1363.
- Gage, K. S., and B. B. Balsley, 1978: Doppler radar probing of the clear atmosphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **59**, 1074-1093.
- _____, _____, 1980: On the scattering and reflection mechanisms contributing to clear air radar echoes from the troposphere, stratosphere, and mesosphere. *Radio Sci.*, **15**, 243-256.
- _____, _____, and J. L. Green, 1981: Fresnel scattering model for the specular echoes observed by VHF radar. *Radio Sci.*, **16**, 1447-1453.
- _____, _____, 1983: Advances in remote sensing of the atmosphere. *Rev. Geophys and Space Phys.*, **21**, 955-965.

- ___, K. S. McAfee, W. G. Collins, D. Soderman, H. Bottger, A. Radford, and B. B. Balsley, 1988: A comparison of winds observed at Christmas Island using a wind-profiling doppler radar with NMC and ECMWF analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **69**, 1041-1046.
- Gossard, E. E., 1977: Refractive index variance and its height distribution in different air masses. *Radio Sci.*, **12**, 89-105.
- ___, 1988: Measuring drop-size distributions in cloud with a clear-air sensing doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **5**, 640-649.
- ___, and N. Sengupta, 1988: Measuring gradients of meteorological properties in elevated layers with a surface-based doppler radar. *Radio Sci.*, **23**, 625-639.
- ___, R. G. Strauch, D. C. Welsh, and S. Y. Matrosov, 1992: Cloud layers, particle identification, and rain-rate profiles from ZRV_i measurements by clear-air doppler radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **9**, 108-119.
- Gun, R., and Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall for water drops in stagnant air. *J. Meteor.*, **6**, 243-248.
- Harris, F. J., 1978: On the use of windows for harmonic analysis with the discrete fourier transform. *Proc. IEEE*, **66**, 51-83.
- Hildebrand, P. H., and R. S. Sekhon, 1974: Objective determination of the noise level in doppler spectra. *J. Appl. Meteor.*, **13**, 808-811.
- Hocking, W. K., 1983: On the extraction of atmospheric turbulence parameters from radar backscatter Doppler spectra. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **45**, 103-114.
- Klostermeyer, J., 1986: Experiments with maximum entropy and maximum likelihood spectra of VHF radar signals. *Radio Sci.*, **21**, 731-737.
- Larsen, M. F., 1983: Can a VHF doppler radar provide synoptic wind data? A comparison of 30 days of radar and radiosonde data. *Mon. wea. Rev.*, **111**, 2047-2057.
- ___, and J. Rottger, 1982: VHF and UHF radars as tools for synoptic research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **63**, 996-1008.
- ___, ___, 1989: The spaced antenna technique for radar wind profiling. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **6**, 920-938.
- ___, S. Fukao, O. Aruga, M. D. Yamanaka, T. Tsuda, and S. Kato, 1991: A comparison of VHF radar vertical-velocity measurements by a direct vertical-beam method and by a VAD technique. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **8**, 766-776.
- Liu, C. H., and K. C. Yeh, 1980: Scattering of VHF and UHF radar signals from the turbulent air. *Radio Sci.*, **15**, 277-282.
- Marshall, J. S., and W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- ___, A. M. Peterson, and A. A. Barnes, Jr., 1972: Combined Radar-acoustic sounding system. *Appl. Opt.*, **11**, 108-112.
- Martner, B. E., D. B. Wuertz, B. B. Stankov, R. G. Strauch, E. R. Westwater, K. S. Gage, W.

- L. Ecklund, C. L. Martin, and W. F. Dabberdt, 1993: An evaluation of wind profiler, RASS, and microwave radiometer performance. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 599-613.
- Mason, B. J., 1971: *The physics of clouds*, Clarendon Press, Oxford.
- May, P. T., R. G. Strauch, and K. P. Moran, 1988: The altitude coverage of temperature measurements using RASS with wind profiler radars. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 1381-1384.
- _____, _____, 1989: An Examination of wind signal processing Algorithms. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 731-735.
- _____, 1993: Comparison of wind-profiler and radiosonde measurements in the tropics. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **10**, 122-127.
- _____, 1991: Recent developments and performance of radar wind and RASS. *Aust. Met. Mag.*, **39**, 237-245.
- _____, T. Sato, M. Yamamoto, S. Kato, T. Tsuda, and S. Fukao, 1989: Errors in the determination of wind speed by doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 235-242.
- Miller, P. A., T. W. Schlatter, D. W. van de Kamp, M. F. Barth, and B. L. Weber, 1994: An unfolding algorithm for profiler winds. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 32-41.
- Ottersten, H., 1969a: Atmospheric structure and radar backscattering in clear air. *Radio Sci.*, **4**, 1179-1193.
- Ottersten, H., 1969b: Mean vertical gradient of potential refractive index in turbulent mixing and radar detection of CAT. *Radio Sci.*, **4**, 1247-1249.
- Pruppacher, H. R., and K. V. Beard, 1970 1962: A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 247-256.
- Provert-Jones, J. R., 1962: The radar equation in meteorology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **88**, 485-495.
- Rajopadhyaya, D. K., P. T. May, and R. A. Vincent, 1993: A general approach to the retrieval of raindrops size distributions from wind profiler doppler spectra: modeling results. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **10**, 710-717.
- Rodgers, R. R., D. Baumgardner, S. A. Ethier, D. A. Carter, and W. L. Ecklund, 1978: Comparison of raindrop size distributions measured by radar wind profiler and by airplane. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 694-699.
- Rottger, J., 1978: Partial reflection and scattering of VHF radar signals from the clear atmosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 357-360.
- _____, 1980: Reflection and scattering of VHF radar signals from atmospheric refractivity structures. *Radio Sci.*, **15**, 259-275.
- _____, 1990: UHF/VHF radar techniques for atmospheric research and wind profiler applications. *Radar in Meteorology*, 235-281.
- Russel, C. A., and J. R. Jordan, 1991: Portable clutter fence for UHF wind profiling radar. *Preprint, Seventh Symposium on Meteorology Observation and Instrumentation.*, 1991, Jan.

J152-J156.

- Sato, T., and R. F. Woodman, 1982 : Spectral parameter estimation of CAT radar echoes in the presence of fading clutter. *Radio Sci.*, **17**, 817-826.
- ___, H. Doji, H. Iwai, I. Kimura, S. Fukao, M. Yamamoto, T. Tsuda, and S. Kato, 1990 : Computer processing for deriving drop-size distributions and vertical air velocities from VHF doppler radar spectra. *Radio Sci.*, **25**, 961-973.
- Schroeder, J. A., E. R. Westwater, P. T. May, and L. M. McMillin, 1991 : Prospects for temperature sounding with satellite and ground-based RASS measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **8**, 506-512.
- Silverman, R. A., 1956 : Turbulent mixing theory applied to radio scattering. *J. Appl. Physics*, **27**, 699-705.
- Skolnik, M. I., 1962 : *Introduction to Radar System*, McGraw-Hill, 648pp.
- Smith, S. D., and R. M. Rabin, 1989 : Considerations in estimating horizontal wind gradients from an individual doppler radar or a network of wind profilers. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 446-458.
- Strauch R. G., D. A. Merritt, K. P. Moran, K. B. Earnshaw, and D. van de Kamp, 1984 : The Colorado wind profiling network. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **1**, 37-49.
- ___, B. L. Weber, A. S. Frisch, C. G. Little, D. A. Merritt, K. P. Moran, and D. C. Welsh, 1987 : The precision and relative accuracy of profiler wind measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 563-570.
- Tatarski, V. I., 1961 : *Wave propagation in a turbulent medium*. McGraw-Hill, pp. 285.
- ___, 1971 : *The effects of the turbulent atmosphere on wave propagation*, pp. 472, Jerusalem.
- Theiss, J. B., and A. R. Kassander, 1963 : A new pulsed-Doppler radar for cloud observations. Proc. 10th Radar Meteor. Conf., Boston, 355-359.
- Tsuda, T., P. T. May, T. Sato, S. Kato, and S. Fukao, 1988 : Simultaneous observations of reflection echoes and refractive index gradient in the troposphere and lower stratosphere. *Radio Sci.*, **23**, 655-665.
- Van de Kamp, D. W., 1988 : Principles of wind profiler operation. *Profiler training Manual No.1* NOAA/ERL/FSL, 49pp.
- VanZandt, T. E., J. L. Green, K. S. Gage, and W. L. Clark, 1990 : Vertical profiles of reflectivity turbulence structure constant: Comparison of observations by the Sunset radar with a new theoretical model. *Radio Sci.*, **13**, 819-829.
- Wakasugi, K., A. Mizutani, M. Matsuo, S. Fukao, and S. Kato, 1986 : A direct method for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF doppler radar spectra. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **3**, 623-629.
- ___, A. Mizutani, M. Matsuo, S. Fukao, and S. Kato, 1987 : Further discussion on deriving drop-size distribution and vertical air velocities directly from VHF doppler radar spectra. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 170-179.

- Weber B. L., and D. B. Wuertz, 1990: Comparison of rawinsonde and wind profiler radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 157-174.
- _____, D. B. Wuertz, D. C. Law, A. S. Frisch, and J. M. Brown, 1992: Effects of small-scale vertical motion on radar measurements of wind and temperature profiles. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **9**, 193-209.
- _____, D. B. Wuertz, and D. C. Welsh, 1993: Quality controls for profiler measurements of winds and RASS temperatures. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **10**, 452-464.
- _____, D. B. Wuertz, R. G. Strauch, D. A. Merritt, K. P. Moran, D. C., Law, D. Van de Kamp, R. B. Chadwick, M. H. Ackley, M. F. Barth, N. L. Abshire, P. A. Miller, and T. W. Schlatter, 1990: Preliminary evaluation of the first NOAA demonstration network wind profiler. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 909-918.
- Woodman R. F., 1985: Spectral moment estimation in MST radars. *Radio Sci.*, **20**, 1185-1195.
- Wuertz, D. B., B. L. Weber, R. G. Strauch, A. S. Frisch, C. G. Little, D. A. Merritt, K. P. Moran, and D. C. Welsh, 1988: Effects of precipitation on UHF wind profiler measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **5**, 450-465.
- Yamamoto, M, T. Sato, P. T. May, T. Tsuda, S. Fukao, and S. Kato, 1988: Estimation error of spectral parameters of mesosphere-stratosphere-troposphere radars obtained by least squares fitting method and its lower bound. *Radio Sci.*, **23**, 1013-1021.
- Yoe, J. G., M. F. Larsen, and E. J. Zipser, 1992: VHF wind-profiler data quality and comparison of methods for deducing horizontal and vertical air motions in a mesoscale convection storm. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **9**, 713-727.

気象研究所技術報告一覧表

- 第1号 バックグラウンド大気汚染の測定法の開発 (地球規模大気汚染特別研究班, 1978)
Development of Monitoring Techniques for Global Background Air Pollution (MRI Special Research Group on Global Atmospheric Pollution, 1978)
- 第2号 主要活火山の地殻変動並びに地熱状態の調査研究 (地震火山研究部, 1979)
Investigation of Ground Movement and Geothermal State of Main Active Volcanoes in Japan (Seismology and Volcanology Research Division, 1979)
- 第3号 筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設 (花房龍男・藤谷徳之助・伴野 登・魚津 博, 1979)
On the Meteorological Tower and Its Observational System at Tsukuba Science City (T. Hanafusa, T. Fujitani, N. Banno and H. Uozu, 1979)
- 第4号 海底地震常時観測システムの開発 (地震火山研究部, 1980)
Permanent Ocean-Bottom Seismograph Observation System (Seismology and Volcanology Research Division, 1980)
- 第5号 本州南方海域水温図——400m (又は500m) 深と1000m深—— (1934-1943年及び1954-1980年) (海洋研究部, 1981)
Horizontal Distribution of Temperature in 400m (or 500m) and 1000m Depth in Sea South of Honshu, Japan and Western-North Pacific Ocean from 1934 to 1943 and from 1954 to 1980 (Oceanographical Research Division, 1981)
- 第6号 成層圏オゾンの破壊につながる大気成分および紫外日射の観測 (高層物理研究部, 1982)
Observations of the Atmospheric Constituents Related to the Stratospheric Ozone Depletion and the Ultraviolet Radiation (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1982)
- 第7号 83型強震計の開発 (地震火山研究部, 1983)
Strong-Motion Seismograph Model 83 for the Japan Meteorological Agency Network (Seismology and Volcanology Research Division, 1983)
- 第8号 大気中における雪片の融解現象に関する研究 (物理気象研究部, 1984)
The Study of Melting of Snowflakes in the Atmosphere (Physical Meteorology Research Division, 1984)
- 第9号 御前崎南方沖における海底水圧観測 (地震火山研究部・海洋研究部, 1984)

- .Bottom Pressure Observation South off Omaezaki, Central Honshu (Seismology and
Volcanology Research Division and Oceanographical Research Division, 1984)
- 第10号 日本付近の低気圧の統計 (予報研究部, 1984)
Statistics on Cyclones around Japan (Forecast Research Division, 1984)
- 第11号 局地風と大気汚染物質の輸送に関する研究 (応用気象研究部, 1984)
Observations and Numerical Experiments on Local Circulation and Medium-Range
Transport of Air Pollutions (Applied Meteorology Research Division, 1984)
- 第12号 火山活動監視法に関する研究 (地震火山研究部, 1984)
Investigation on the Techniques for Volcanic Activity Surveillance (Seismology and
Volcanology Research Division, 1984)
- 第13号 気象研究所大気大循環モデル-I (MRI・GCM-I) (予報研究部, 1984)
A Description of the MRI Atmospheric General Circulation Model (The MRI・GCM-
I) (Forecast Research Division, 1984)
- 第14号 台風の構造の変化と移動に関する研究——台風7916の一生—— (台風研究部, 1985)
A Study on the Changes of the Three-Dimensional Structure and the Movement Speed
of the Typhoon through Its Life Time (Typhoon Research Division, 1985)
- 第15号 波浪推算モデルMRIとMRI-IIの相互比較研究——計算結果図集—— (海洋研究部,
1985)
An Intercomparison Study between the Wave Models MRI and MRI-II —— A
Compilation of Results—— (Oceanographical Research Division, 1985)
- 第16号 地震予知に関する実験的及び理論的研究 (地震火山研究部, 1985)
Study on Earthquake Prediction by Geophysical Method (Seismology and Volcanology
Research Division, 1985)
- 第17号 北半球地上月平均気温偏差図 (予報研究部, 1986)
Maps of Monthly Mean Surface Temperature Anomalies over the Northern
Hemisphere for 1891-1981 (Forecast Research Division, 1986)
- 第18号 中層大気の研究 (高層物理研究部・気象衛星研究部・予報研究部・地磁気観測所,
1986)
Studies of the Middle Atmosphere (Upper Atmosphere Physics Research Division,
Meteorological Satellite Research Division, Forecast Research Division, MRI and the
Magnetic Observatory, 1986)
- 第19号 ドップラーレーダによる気象・海象の研究 (気象衛星研究部・台風研究部・予報研究部・
応用気象研究部・海洋研究部, 1986)

Studies on Meteorological and Sea Surface Phenomena by Doppler Rader
(Meteorological Satellite Research Division, Typhoon Research Division, Forecast
Research Division, Applied Meteorology Research Division and Oceanographical
Research Division, 1986)

第20号 気象研究所対流圏大気大循環モデル (MRI・GCM-I) による12年間の積分 (予報研究部,
1986)

Mean Statistics of the Tropospheric MRI・GCM-I based on 12-year Integration
(Forecast Research Division, 1986)

第21号 宇宙線中間子強度 1983-1986 (高層物理研究部, 1987)

Multi-Directional Cosmic Ray Meson Intensity 1983 - 1986 (Upper Atmosphere
Physics Research Division, 1987)

第22号 静止気象衛星「ひまわり」画像の噴火噴煙データに基づく噴火活動の解析に関する研究
(地震火山研究部, 1987)

Study on Analyses of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data
obtained by the Geostationary Meteorological Satellite (GMS) (Seismology and
Volcanology Research Division, 1987)

第23号 オホーツク海海洋気候図 (篠原吉雄・四竈信行, 1988)

Marine Climatological Atlas of the Sea of Okhotsk (Y. Shinohara and N. Shikama,
1988)

第24号 海洋大循環モデルを用いた風の応力異常に対する太平洋の応答実験 (海洋研究部,
1989)

Responce Experiment of Pacific Ocean to Anomalous Wind Stress with Ocean General
Circulation Model (Oceanographical Research Division, 1989)

第25号 太平洋における海洋諸要素の季節平均分布 (海洋研究部, 1989)

Seasonal Mean Distribution of Sea Properties in the Pacific (Oceanographical
Research Division, 1989)

第26号 地震前兆現象のデータベース (地震火山研究部, 1990)

Database of Earthquake Precursors (Seismology and Volcanology Research Division,
1990)

第27号 沖縄地方における梅雨期の降水システムの特性 (台風研究部, 1991)

Characteristics of Precipitation Systems during the Baiu Season in the Okinawa Area
(Typhoon Research Division, 1991)

第28号 気象研究所・予報研究部で開発された非静水圧モデル (猪川元興・斉藤和雄, 1991)

- Description of a Nonhydrostatic Model Developed at the Forecast Research Department of the MRI (M. Ikawa and K. Saito, 1991)
- 第29号 雲の放射過程に関する総合的研究 (気候研究部・物理気象研究部・応用気象研究部・気象衛星・観測システム研究部・台風研究部, 1992)
- A Synthetic Study on Cloud-Radiation Processes (Climate Research Department, Physical Meteorology Research Department, Applied Meteorology Research Department, Meteorological Satellite and Observation System Research Department and Typhoon Research Department, 1992)
- 第30号 大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程に関する研究 (三上正男・遠藤昌宏・新野宏・山崎孝治, 1992)
- Studies of Energy Exchange Processes between the Ocean-Ground Surface and Atmosphere (M. Mikami, M. Endoh, H. Niino and K. Yamazaki, 1992)
- 第31号 降水日の出現頻度からみた日本の季節推移——30年間の日降水量資料に基づく統計—— (秋山孝子, 1993)
- Seasonal Transition in Japan, as Revealed by Appearance Frequency of Precipitating-Days —— Statistics of Daily Precipitation Data During 30 Years —— (T. Akiyama, 1993)
- 第32号 直下型地震予知に関する観測的研究 (地震火山研究部, 1994)
- Observational Study on the Prediction of Disastrous Intraplate Earthquakes (Seismology and Volcanology Research Department, 1994)
- 第33号 各種気象観測機器による比較観測 (気象衛星・観測システム研究部, 1994)
- Intercomparisons of Meteorological Observation Instruments (Meteorological Satellite and Observation system Research Department, 1994)
- 第34号 硫黄酸化物の長距離輸送モデルと東アジア地域への適用 (応用気象研究部, 1995)
- The Long-range Transport Model of Sulfur Oxides and Its Application to the East Asian Region (Applied Meteorology Research Department, 1995)

気象研究所

1946 (昭和21)年 設立

所長 : 理博 山 岸 米二郎

予報研究部 部長 : 古賀晴成
気候研究部 部長 : 村木彦磨
台風研究部 部長 : 大塚伸
物理気象研究部 部長 : 能美武功
応用気象研究部 部長 : 理博 花房龍男
気象衛星・観測
システム研究部 部長 : 田中豊顯
地震火山研究部 部長 : 望月英志
海洋研究部 部長 : 周東健三
地球化学研究部 部長 : 理博 伏見克彦

気象研究所技術報告

編集委員長 : 古賀晴成

編集委員 : 加藤政勝 内山明博 赤枝健治
水野量 高藪出 廣田道夫
神定健二 蒲地政文 松枝秀和
事務局 : 松林繁樹 西井久人

気象研究所技術報告は、1978 (昭和53)年の初刊以来、気象研究所が必要の都度発行する刊行物であり、気象学、海洋学、地震学その他関連の地球科学の分野において気象研究所職員が得た研究成果に関し、技術報告、資料報告および総合報告を掲載する。

気象研究所技術報告の編集は、編集委員会が行う。編集委員会は原稿の掲載の可否を判定する。

本誌に掲載された論文の著作権は気象研究所に帰属する。本誌に掲載された論文を引用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本誌に掲載された論文の全部又は一部を複製、転載、翻訳、あるいはその他に利用する場合は、個人が研究、学習、教育に使用する場合を除き、気象研究所の許諾を得なければならない。

気象研究所研究報告 ISSN 0386-4049

第35号

平成7年12月25日 発行

編集者 気象研究所
発行者

〒305 茨城県つくば市長峰1-1

TEL. (0298)53-8535

印刷所 谷田部印刷株式会社

〒305 茨城県つくば市大字谷田部1979-1