

第2章 ドップラーレーダの観測方法

2.1 はじめに*

ドップラーレーダはレーダ目標物のアンテナビーム方向成分の移動速度を検出できる。このため、レーダアンテナを天頂に向けて降水観測することにより、静止大気中では降水粒子の高度分布の測定 (Rogers and Pilić, 1962; Aoyagi, 1968a) ができる。また、大気上下流が存在する場合には、レーダ反射因子 Z に対する平均落下速度を仮定 (Battan, 1964; Rogers, 1964; Aoyagi, 1968b) することによって、降水域内の上昇流や下降流の測定が可能である。

また、低仰角における降水観測では、降水粒子の動きを媒介として大気流の測定が可能である。この場合、もし、大気流がレーダ観測域で一定とみなし得れば、単一のドップラーレーダで測風ができる。この方式はアンテナを一定仰角に固定して、方位方向に走査することによって求めたレーダ距離 (あるいは高度) 別のドップラー平均速度分布から、風向・風速を求めるもので、VAD (Velocity-Azimuth Display) 方式と呼ばれる。

2.2 では 5 cm 波ドップラーレーダを用いた、VAD による測風方式について、データの前処理、測風精度とそれに影響を及ぼすアンテナ仰角の最適値、ゾンデデータとの比較精度、データが欠けた場合の補正による精度改善について述べている。

一方、複雑な大気流分布の測定については、厳密には3台のドップラーレーダを必要とする (Pilić *et al.* 1963)。しかし、一般には2台のドップラーレーダを適当な間隔を置いて配置し、同一目標の各ドップラー速度を同時に観測することによって、その3次元的な速度場を測定している (Armijo, 1969; Lhermitte, 1970)。

Armijo (1969) は、2台のレーダを結ぶ直線を中心軸とする円筒座標系において、非圧縮性の連続の式と適当な降水粒子の落下速度を与えることによって、風の3成分を算出する方式を提案した。これは一般に COPLAN 方式と呼ばれる。中心軸を含む1つの平面内を2台のレーダのビームがほぼ同時間内に走査するため、平面内の速度成分を直接的に観測できること、平面を走査するために必要な時間 (~30 秒) 内で定常性を仮定すれば良いという、2つの利点がある。Kropfli and Miller (1975) はこの方式によって、孤立対流雲内の流れの場を克明に描き出した。

COPLAN 方式はすぐれた方式であるが、アンテナ走査が複雑であり、また、3台以上のドップラーレーダによる共同観測には採用できない。近年では、それぞれのレーダが仰角を増しながら円錐走査を行う方式 (3次元走査又は Volume 走査方式) が一般に用いられるようになってきている (Brandes, 1977)。この方式では、それぞれのレーダで測定したドップラー速度を3次元の直角座

* 青柳二郎：気象衛星研究部，石原正仁：台風研究部

標上の格子点に内挿し、風の3成分を直接的に計算する。気象研究所ではこの方式を採用しているが2.3でその観測方法とデータの処理について述べる。

2.2 単ドップラーレーダによる上層風の測定*

2.2.1 VAD測定風方式

図2.1においてレーダ測定点の風速を V_H 、風向を φ 、ビーム内の降水粒子の平均落下速度を V_F とすると、その点におけるレーダ方位角 θ_a 、仰角 θ_e に対して、ドップラー平均速度 V_D は次式によってあたえられる。

$$V_D = V_H \cos \theta_e \cos(\varphi - \theta_a) + V_F \sin \theta_e \quad \dots\dots\dots (2.1)$$

この式には未知数として V_H 、 φ 及び V_F の3個が含まれているので、厳密には離れた地点に設置した3台のドップラーレーダを用いて1点の風を測定する必要がある。

しかし、レーダ観測域内の測定高度面で、これ等3要素がいずれも同じであるとすれば、 θ_e を固定して方位角方向にアンテナを走査することによって、1台のレーダによる測風が可能となる。このような観測モードによって得られるデータは、横軸に方位角 θ_a をとり縦軸にドップラー平均速度 V_D をとって表わすと、図2.2に示すような余弦曲線分布としてあたえられる。このような表示はVAD表示 (Velocity-Azimuth Display) と呼んでいる (Lhermitte and Atlas, 1961)。

V_D はアンテナ方位が風上方向にあるとき、すなわち $\theta_a = \varphi$ で最大値 V_1 をあたえる。

$$V_1 = V_H \cos \theta_e + V_F \sin \theta_e \quad \dots\dots\dots (2.2)$$

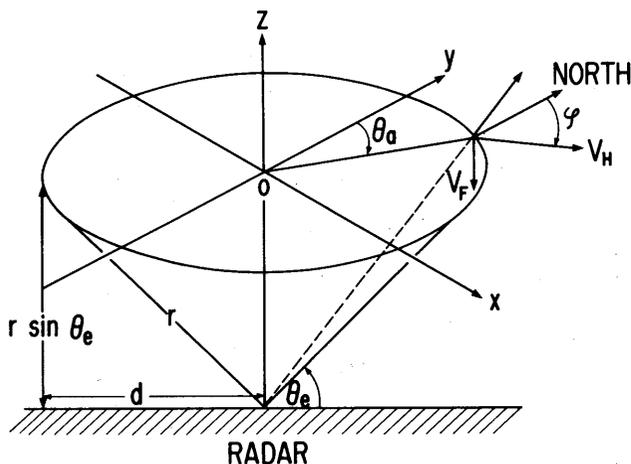


図2.1 VAD (Velocity-Azimuth Display) 方式による測風のためのアンテナ走査模式図

* 青柳二郎：気象衛星研究部

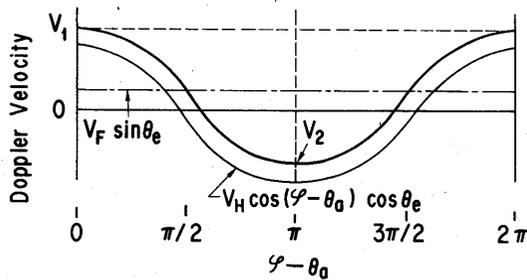


図 2.2 一様大気流と落下速度により形成される VAD 分布

また、風下方向、すなわち $\theta_a = \varphi + \pi$ では最小値 V_2 は次のように表わすことができる。

$$V_2 = -V_H \cos \theta_e + V_F \sin \theta_e \dots\dots\dots (2.3)$$

したがって式 (2.2) と (2.3) から

$$V_H = \frac{V_1 - V_2}{2 \cos \theta_e} \dots\dots\dots (2.4)$$

$$V_F = \frac{V_1 + V_2}{2 \sin \theta_e} \dots\dots\dots (2.5)$$

しかし、実際の風速分布は水平・垂直ウィンドシヤーや収斂あるいは発散等のみだれによって、多少なりとも空間的に変動しているので、常に式 (2.1) に示す理論式にのとは限らない。このため実風速分布に最小 2 乗法を適用して得た理論分布から V_H 、 φ 及び V_F を求めるのが実用的である。

2.2.2 ドップラー平均速度 PPI 図と VAD 分布を得るための前処理

口絵写真 2.1 は 1981 年 6 月 23 日 9 時 2 分に、仰角 3.3° で撮られた 5 cm 波レーダによるドップラー平均速度の PPI エコー図である。

5 cm 波レーダのパルス方式にもとづくドップラー速度 V_D の測定範囲は ± 16 m/s (正しくは ± 15.97 m/s) であり、かつ、カラー表示装置は 7 色で表示できるために、次のように色分けをしている。

白	$0 > V_D \geq -2,$	白	$0 < V_D \leq 2$
黄	$-2 > V_D \geq -6,$	空	$2 < V_D \leq 6$
桃	$-6 > V_D \geq -10,$	青	$6 < V_D \leq 10$
赤	$-10 > V_D \geq -16,$	緑	$10 < V_D \leq 16$ (m/s)

ここで、負の符号は目標物である降水粒子が風に流されてレーダに近づいて来る場合であり、正の符号はレーダから遠ざかって行く場合である。

口絵写真 2.1 の画像の中心がレーダの位置、20 km ごとに距離マーカーが示されており、上側が

北である。大略、北西から南東方向に白色域が存在しているが、これはレーダが風向を横切って観測しているためである。この場合レーダ中心付近を良く見ると白色域が東西に向いているのは、地表付近では南風(180°)のためである(図2.11参照)。また、仰角が3.3°のためレーダ距離が20 kmを超えると、高度は1.2 kmを超え風向は南南西(225°)にかわっている。

一方、暖色系は風上領域、寒色系は風下領域を表わしているが、写真で暖色域が隣接しているのは前述したように最大測定速度±16 m/sを超えたために生じた折返し効果によるものである。なお、最大ドップラー速度は白色バンドに直交する方向で測定されるが、この最大ドップラー速度が増加する程、カラー分布はバンド状から放射状へ移行する形態をとる。

以上述べたドップラー平均速度 PPI データについて、折返し効果による不連続分布の補正を行い、連続データから成る VAD 分布を得るのに、レーダ距離方向と方位方向における2通りの補正が必要である。

まず、レーダ距離方向の補正について述べる。図2.3はVRD (Velocity-Range Display)を示すが大旨風向にそって測定したものである。地表付近の低高度に対応するレーダ近傍では一般に風速はこのレーダの± V_{max} (±16 m/s) 以内の場合が多い。一方、レーダ距離が増加するとこの例の場合仰角は30°で観測しているので、レーダ距離10 kmを越えると高度も5 km以上となり、20 m/sを越す風速が容易に観測されるようになる。このため図2.3では12.5 kmに折返し点が存在するが、この場合手前の速度分布を基準として折返し効果を伴った12.5 km以遠の速度分布に $2V_{max} = +32$ m/sのバイアスを加えて連続したVRD分布とする。また、負のドップラー速度域を基準としている場合には、折返し効果によって-16 m/sを越える速度は正の速度域に現われるので-32 m/sの補正を加えて連続したVRD分布とすることができる (Peter *et al.* 1977)。

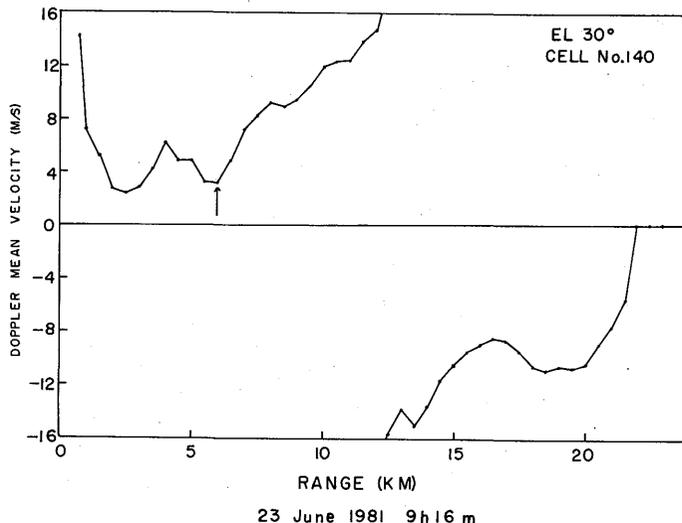


図2.3 レーダ距離12.5 kmにドップラー速度の折返し効果が観測されるVRD (Velocity-Range Display) 分布

上述の補正によって±48 m/s までのドップラー速度が連続分布として再現出来るが、今までのレーダ観測においてこの範囲を越えて更に補正を行う必要はなかった。

以上述べた VRD 分布が方位方向に、このレーダの場合 256 成分得られれば、同一レーダ距離のドップラー平均速度 V_D データから VAD 分布を求めることができる。このような手順を経て図 2.4 の VAD 分布 (黒丸) は得られているが、特に図 2.4 左の±16 m/s を越えた範囲は上述の折返し補正によったものである。

第 2 は方位方向における補正である。台風による降雨を観測している場合のように、地上付近で既に最大測定ドップラー速度 $\pm V_{\max}$ を越えるドップラー速度を測定している場合 (図 2.5 で述べる 1981 年 6 月 23 日の例) や、地表付近に降水エコー域がなく上層エコー域のみの場合で、そのドップラー速度が $\pm V_{\max}$ を越えている場合には、すでに折返しを受けたそれ等のドップラー速度域を基準として、レーダ距離の増加方向にみかけ上の折返し補正が行われることになる。また、このような場合でもレーダ方位角が風向に直交に近い方位角での VRD 分布は第 1 の項で述べた正しい折返し補正を行うことができる。

したがって、このような VRD 分布の方位方向データから得た一定レーダ距離における VAD 分布は、図 2.5 に示すように方位方向に不連続なドップラー速度分布となる。図の例では方位角 $150^\circ \sim 225^\circ$ の範囲に他の主要分布に対して +32 m/s の不連続領域としてデータ処理されている領域が認められる。

この不連続はドップラー折返し効果によるものとして、特定の方位例えば方位角 θ_i から出発して、そのドップラー速度 V_i を基準として隣接した方位角 θ_{i+1} のドップラー速度 V_{i+1} を比較し、±32 m/s 付近のデータの跳躍がある場合には±32 m/s の補正を行って、 V_i に関して連続分布とするデータ処理を方位角 256 方位について順次行う。

しかし、ソフトウェアでこのデータ処理を行う場合、補正開始方位角は特定値に設定されているので、もしその補正開始方位角において、VRD 分布がすでに±32 m/s だけバイアスされている場合には、補正後の VAD 分布自身もまた、全体として±32 m/s だけバイアスされたものとなっている。

この偽似 VAD 分布から正しい VAD 分布を得るには降水粒子の落下速度に着目する。すなわち、層状性降水雲の場合、雪片・雨粒子に対して、この落下速度は $-1 \sim -9$ m/s (Atlas, 1961) であることがわかっているので、式 (2.5) を用いて落下速度 V_F を求める。もし測定値としての V_F が $-41 \sim -33$ または $23 \sim 31$ m/s の場合、+32 または -32 m/s のバイアスを、その偽似 VAD 分布に加えることによって正しい VAD 分布を求めることができる。なお気象の分野ではドップラー速度の正負成分のとり方は上昇成分あるいは風下成分を正、下降成分あるいは風上成分を負にとっており、第 1 章で述べたようにレーダに近づいて来る成分を正、遠ざかる成分を負とする電気工学の分野における符号のつけ方とは逆となっている。

以上述べたレーダ距離方向と方位方向の折返し補正により求めた VAD 分布では、データの脱落

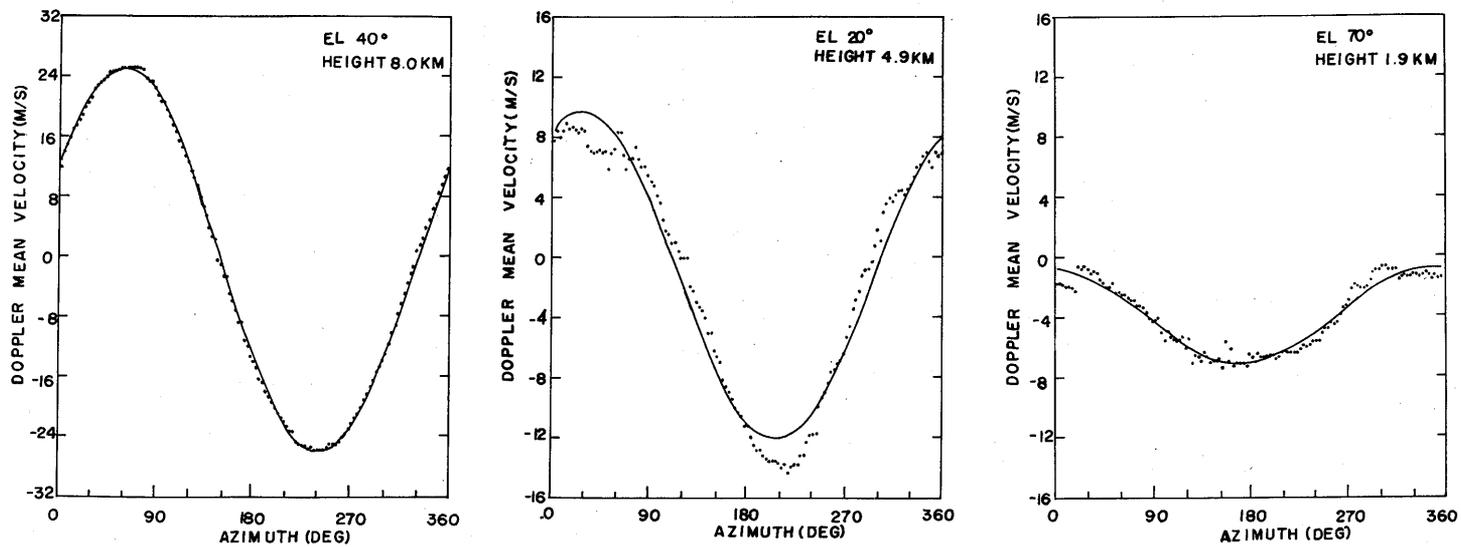


図 2.4 実際の VAD 分布例 (黒丸：実測値，実線：理論)。(左) じょう乱のない場合，(中) じょう乱のある場合，(右) 落下速度が不均一な場合

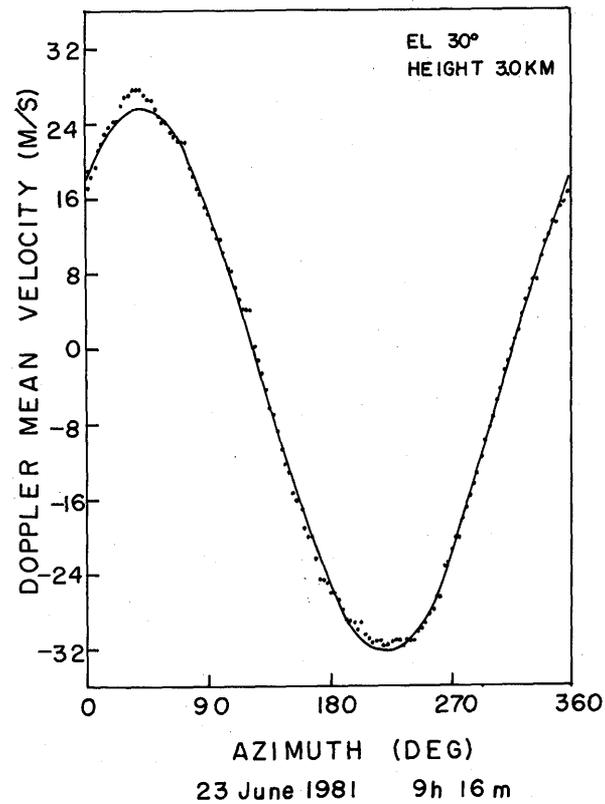
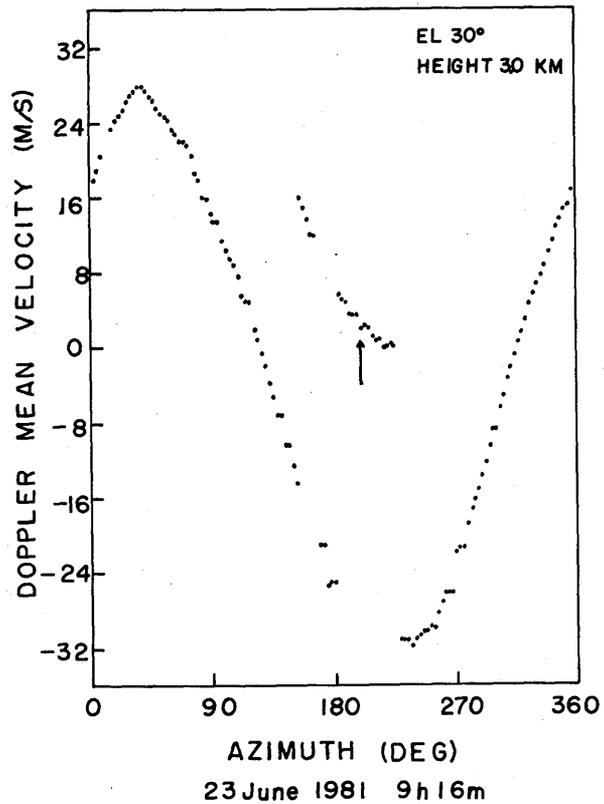


図 2. 5 方位方向に不連続データを伴った VAD 分布の補正。(左) 補正前、(右) 補正後

は考慮していない。しかし、実際上は層状性の降雨域が広域にわたって分布しているとは云へ、降水エコー域の一部が欠けたり、レーダ観測域が降水エコー域の端にかかった場合には VAD 分布データの一部が欠けることがあり得る。

その欠け方にしても、VAD データ 256 個の内の単に 1 あるいは 2 方位と云うような、比較的すくないデータ数が欠けている場合と、方位方向にそって広い範囲のデータがまとまって欠けている場合とがあり、それぞれの場合について補正の方法をかえている。

すなわち前者の場合には欠損データの両隣りのデータによる内挿によって補正を行うが、この場合ソフトウェアの構成によって脱落データ数を 1, 2... と任意にとり得る。このレーダの場合 1 箇所 1, 2 個の脱落データの補正が出来るようにしてある。この方法は、はなれた方位角領域に同様な脱落データがある場合にも同時に補正が可能である。また、後者については 2.2.6 であらためて述べる。

2.2.3 VAD 分布の実際

図 2.4 に示す VAD 分布において黒点は実測値で、実線は最小 2 乗法により求めた理論曲線である。これ等の例は 1980 年 7 月 2 日のものであるが、図 2.4 左は仰角 $\theta_e = 40^\circ$ 、高度 8 km の場合で、じょう乱がすくなく理論分布と良く適合している例である。図 2.4 中は $\theta_e = 20^\circ$ 、高度 4.9 km でじょう乱が大きく理論分布からの偏移が顕著である。図 2.4 右は $\theta_e = 70^\circ$ 、高度 1.9 km の場合である。速度成分がすべて負の領域にあるのは式(2.1)から理解出来るように、高仰角のためドップラー速度 V_D には降水粒子の落下速度成分が主に寄与しているためである。したがって理論曲線からの偏移は、主に雨域における方位方向での落下速度の不均一及び大地クラッタの干渉(零 m/s へのバイアス)によるものである。

2.2.4 ドップラー測定精度の評価法

実測 VAD 分布の理論曲線からの偏移は、水平風 V_H の一様性からのずれとしての、ウィンドシャー、収斂、発散、落下速度の不均一、大地クラッタの干渉及びデータの脱落等によって生ずるが、その誤差の見積りとしては標準偏差 σ 、誤差率 σ/V_H あるいは相関係数 ρ による方法があり、これ等は仰角別、高度別及び気象要素別に調べることができる。ここでは先ず標準偏差 σ による VAD 分布の精度とゾンデデータを基準としたドップラー測風精度について述べ、そのあとで相関係数による評価にふれる。

(1) 標準偏差による評価

標準偏差によるドップラー測風精度の評価法は現象を直観的にとらえ易い利点がある。図 2.6 は 1980 年 7 月 2 日の観測例で仰角 10° から 70° までを 10° ごとに求めた。 80° は極端に精度の劣化が認められるのであらかじめ除去してある。この例では大きく分けて 2 つの特徴が認められる。まず高度 3 km 以下では仰角が増加すると標準偏差値も増加している。すなわち、高仰角では水平風のピーム投影成分が減少し、一方、落下速度による投影成分が増大する。夏季この高度域ではレーダ反射

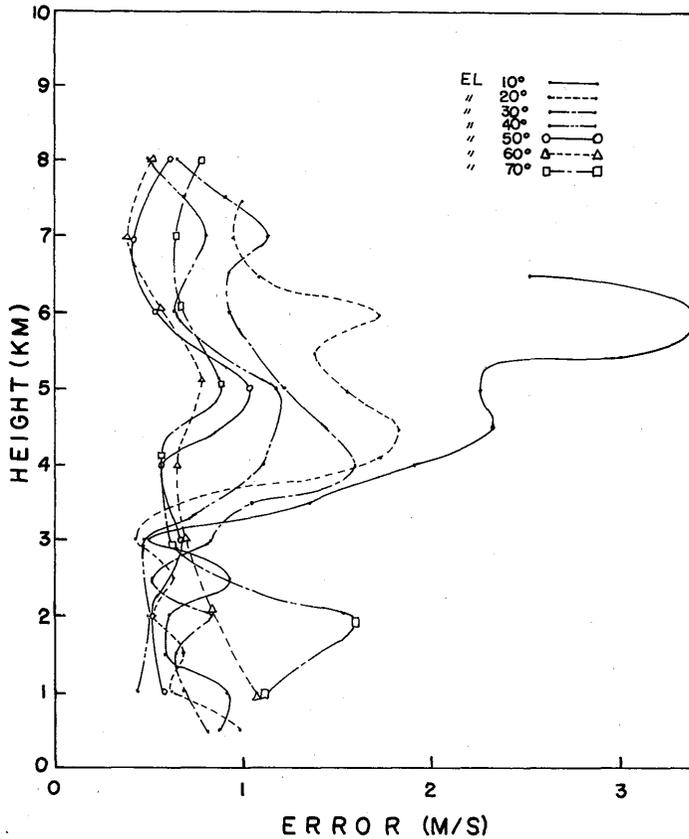


図 2. 6 VAD 理論分布からの偏移を、レーダ仰角をパラメータとして表わした標準偏差の高度分布。1980年7月2日21時。

に寄与するのは雨エコーであって落下速度は $-3 \sim -9$ m/s にわたっており、この落下速度の方位別不均一性が高仰角測定の場合大きく誤差に寄与している。これに対して、上層域では降水エコーに寄与するのは雪片でありその落下速度は $-1 \sim -2$ m/s である。したがって、方位方向における不均一があっても、ドップラー平均速度に及ぼす変動の影響は上層風の増加効果もあって下層に比べて無視し得る。

一方、3 km 以上の高度では低仰角ほど観測半径が広がるため、水平風の一様性がくずれやすくなり、それに伴って誤差も増大する。すなわち、高度 4.5 km と 6 km において仰角 10° と 20° で標準偏差値の増加が共通的に認められるのは、上述した一様水平風からのずれとしてのじょう乱が空間的に広がっていることを示唆している。

勿論、1980 年中に得た他の 3 例についても、すべてここで述べた高度領域に分けた誤差特性を明瞭に示しているわけではない。しかし、高度 3~4 km を境界として、傾向的にその下層では低仰角が、上層では高仰角が誤差特性から見てすぐれていることは確かであった。これ等の議論から低い

高度域では低仰角が、そして高い高度域では高仰角の方が VAD 分布から見た精度は向上することが期待できる。しかし、同一雲における上層風の測定において、仰角をかえてレーダ観測を行うことは、観測の煩雑さとデータの連続性の問題がある。したがって、全高度にわたって標準偏差値の許容範囲を一定値以下に留めるような仰角値を選ぶことができるならば、その仰角をもってドップラーレーダによる測風を行うことが可能である。

今、この観測例において、その許容値を ± 1 m/s 以内にとると、 50° 及び 60° , ± 2 m/s では $20^\circ \sim 70^\circ$ が VAD 分布測定に適した仰角となる。一方、別の面から見るとレーダ距離に沿ったサンプリング間隔が一定の場合、低仰角の方が高度に関するサンプリング密度が高まることと、式 (2.1) からわかるように低仰角の方がドップラー速度に対する水平成分の投影成分が大きくなるので、それだけ一般論として、水平風に対する感度の上昇が期待できる。このため前記の仰角範囲の内から標準偏差 ± 1 m/s では 50° 、そして ± 2 m/s では 20° の低位仰角あるいはその付近が最適仰角となろう。

図 2.7 は他の例として、1980 年 7 月 9 日の VAD 分布の標準偏差の高度分布を示したものであ

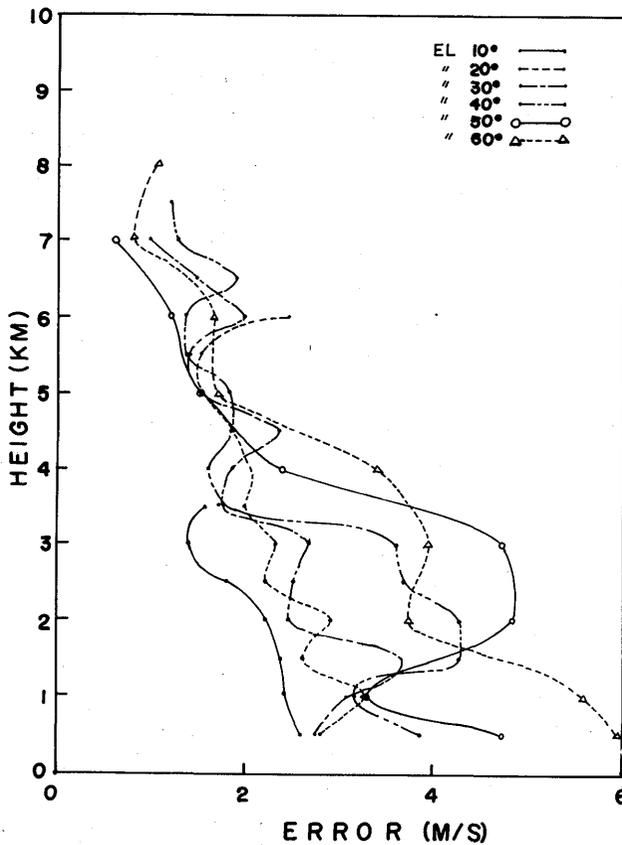


図 2.7 VAD 理論分布からの偏移を、レーダ仰角をパラメータとして表わした標準偏差の高度分布。1980 年 7 月 9 日 09 時。

る。標準偏差の値が前記7月2日の例(図2.6)にくらべて非常に大きく、この場合では高度4.5 km以下で ± 2 m/sを越えている。

しかし仰角による誤差分布の傾向は7月2日の例と対応している。このように個々の降雨によって誤差の高度特性は異なるが、仰角による誤差の増減は同様な傾向を示すことが1980年度中に行われた4つの観測から認められた。

(2) レーダとゾンデ測風データの比較

レーダ測風データは、気象研究所レーダ観測塔北東約200 mにある、高層気象台敷地内から飛場されたゾンデによる高層風データと比較を行い、その精度について調べた。

図2.8は1980年7月2日の風速・風向プロファイルであるが図が輻湊するため仰角 10° 、 30° 、 50° 及び 70° について示してある。また図において、降水エコー域の広がり制限のため仰角 10° における最大観測高度は他の仰角の場合より2 km以上下廻っている。

(1)で述べたVAD分布の誤差特性(図2.6)によると、仰角 10° の場合高度6 kmで最も標準偏差値が大きいことを述べたが、むしろこの仰角 10° 高度6 kmのレーダ測風データはゾンデの測風値と一致しており見かけ上最も良く対応していることがわかる。

各仰角ごとにレーダ測風データとゾンデデータをくらべると、高度3 km以下では仰角 10° 、 30° 、または3 km以上では 30° が全体として最も良く対応していた。すなわち、レーダ観測空間はレーダ地点を頂点とした掃鉢面上にあるのに対して、ゾンデは飛場点から風速に従って流されている。このため、高度3 km以下では両方式による測定領域が接近しているため、VAD分布の標準偏差値の減少する低仰角空間とゾンデ観測空間の対応が良い。

これに対して、3 km以上の高度ではVAD誤差が減少する高仰角におけるレーダ観測空間と風によって流されるゾンデ測風点はますます遠ざかっている。このような観測空間の隔たりによって、両空間における大気流の均一性が損われる結果、VAD分布としては誤差のすくない高仰角におけるレーダ測風プロファイルはゾンデのプロファイルと良い対応を示さないと云える。

図2.9は図2.8から仰角 30° におけるレーダ測風プロファイルとゾンデプロファイルの比較を示したものである。

図2.10には1980年7月9日のレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較を示した。図中高度3.5 km以下での3仰角レーダデータ相互間の開きの大きいことが特徴である。この場合図2.7の標準偏差分布を参照すると、仰角 40° 及び 60° では、この3.5 km以下では大旨そのrms誤差が ± 3 m/sを越えている。これに対して仰角 20° では ± 3 m/s以下であってゾンデとの対応も良く、この場合の観測仰角として最も適していることがわかる。

図2.11は1981年6月23日の台風8105が衰弱した熱帯低気圧による降雨の場合の風速・風向プロファイルである。仰角 30° におけるレーダデータを実線で示し、ゾンデデータを破線で示している。

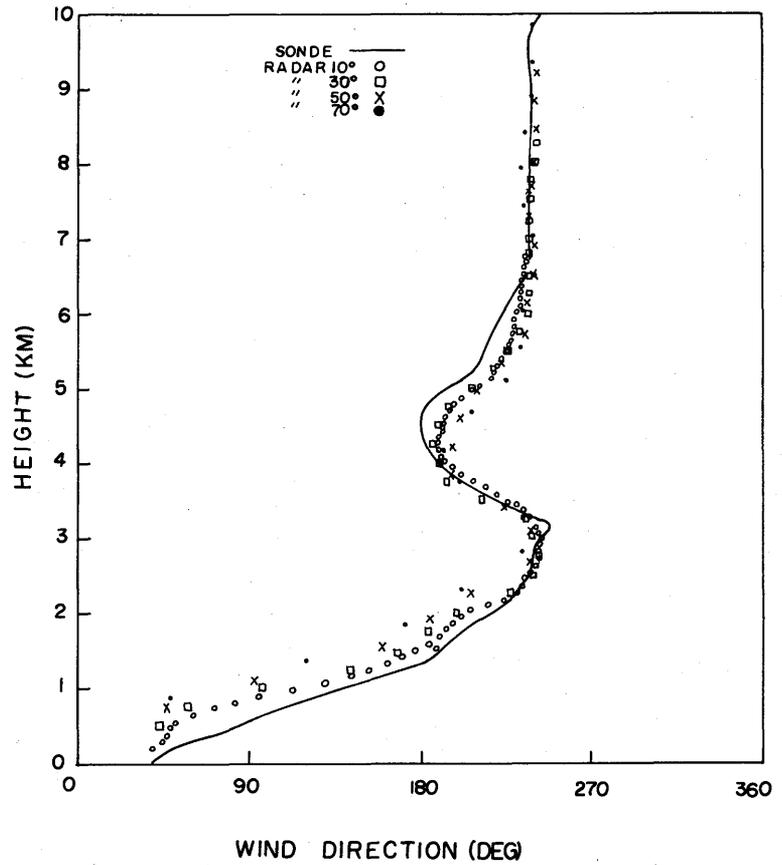
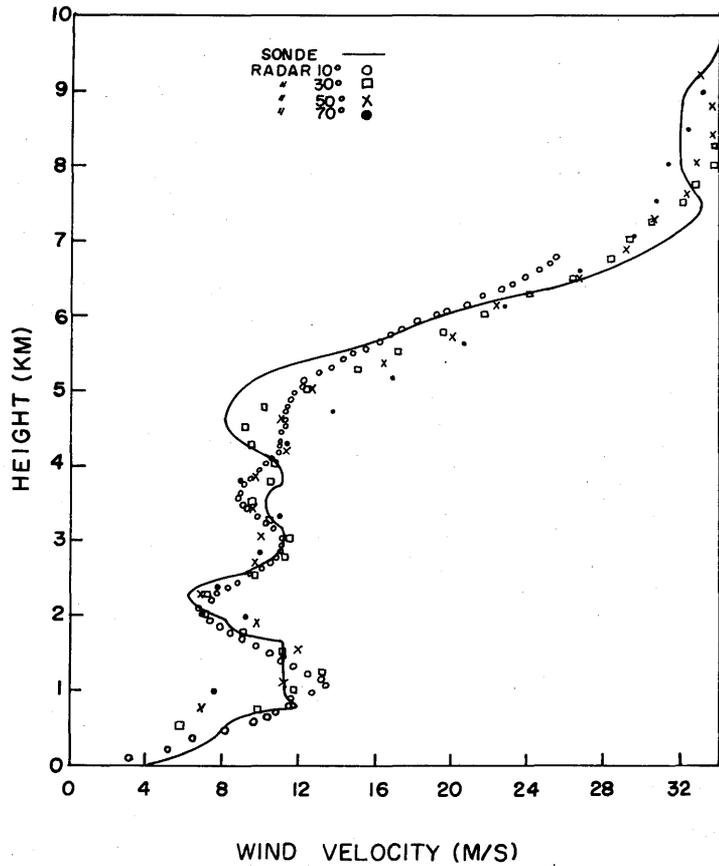


図 2. 8 仰角をパラメータとしたレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較。
1980年7月2日21時。

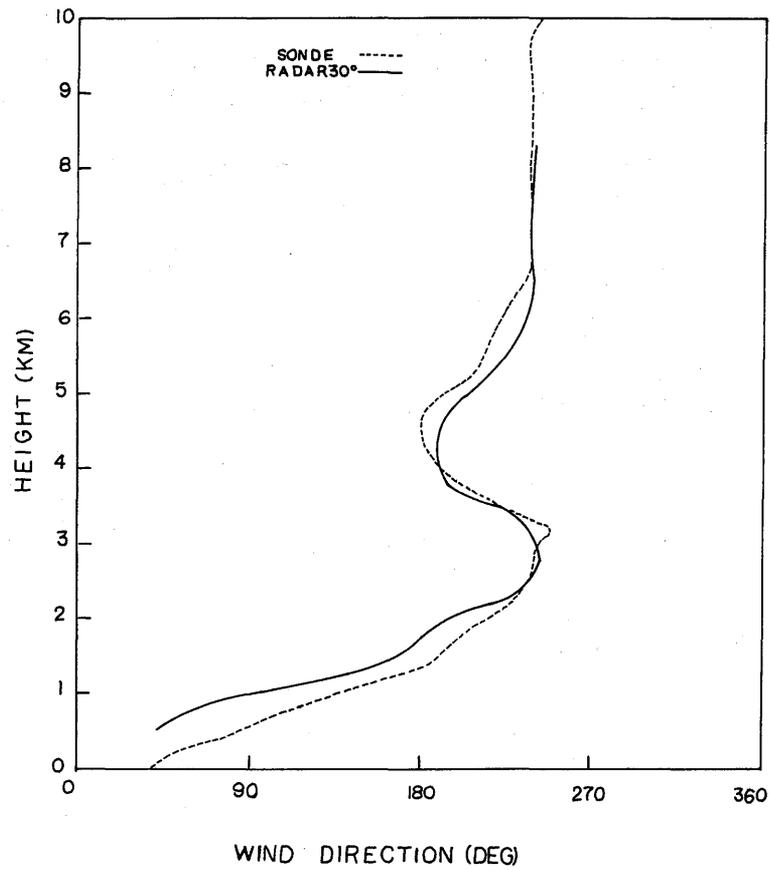
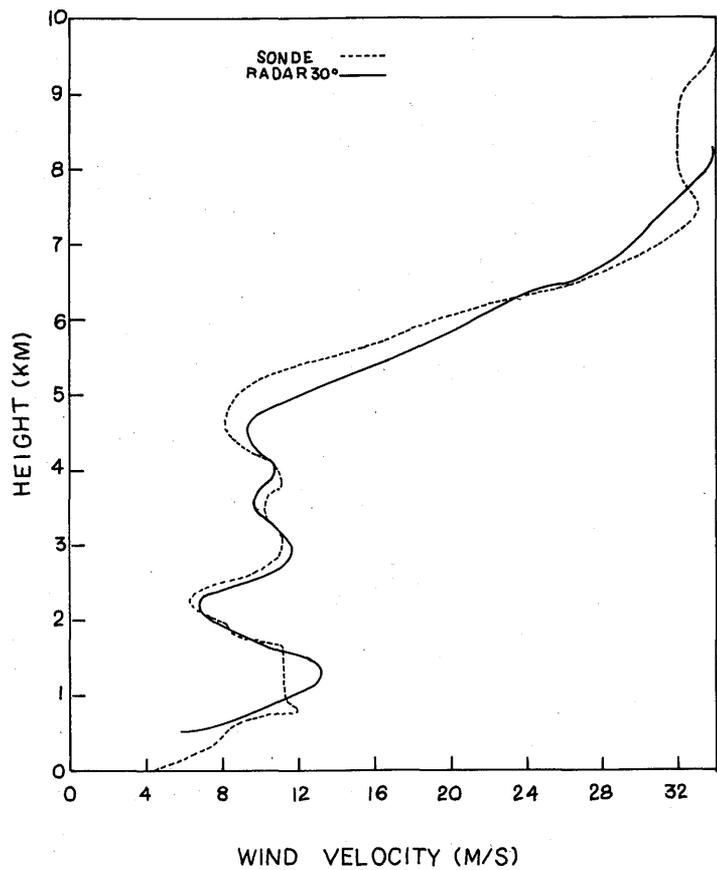


図 2.9 仰角 30° におけるレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較。1980年7月2日21時。

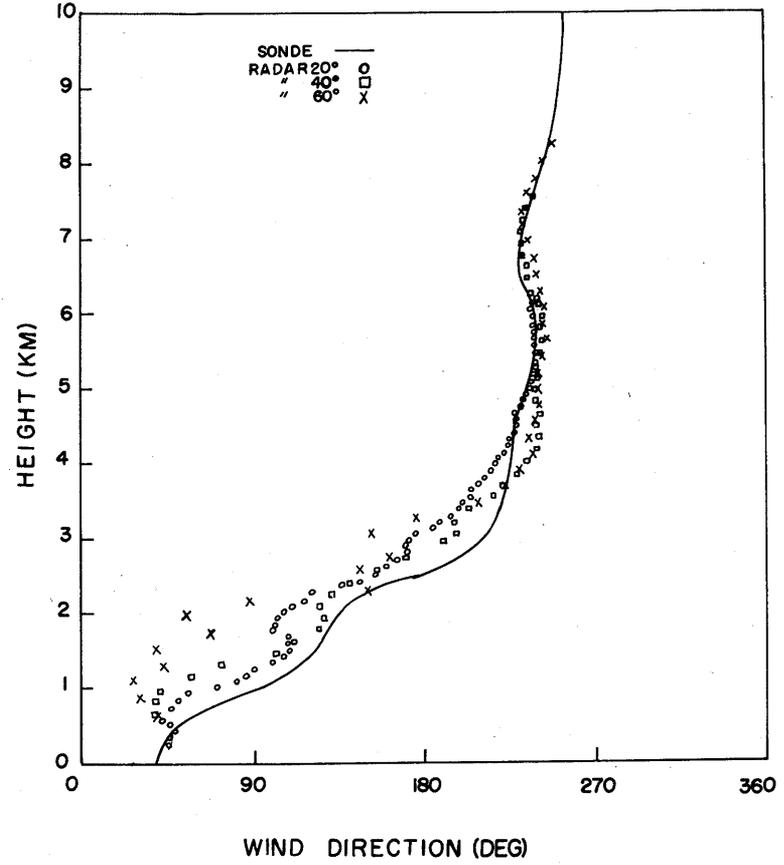
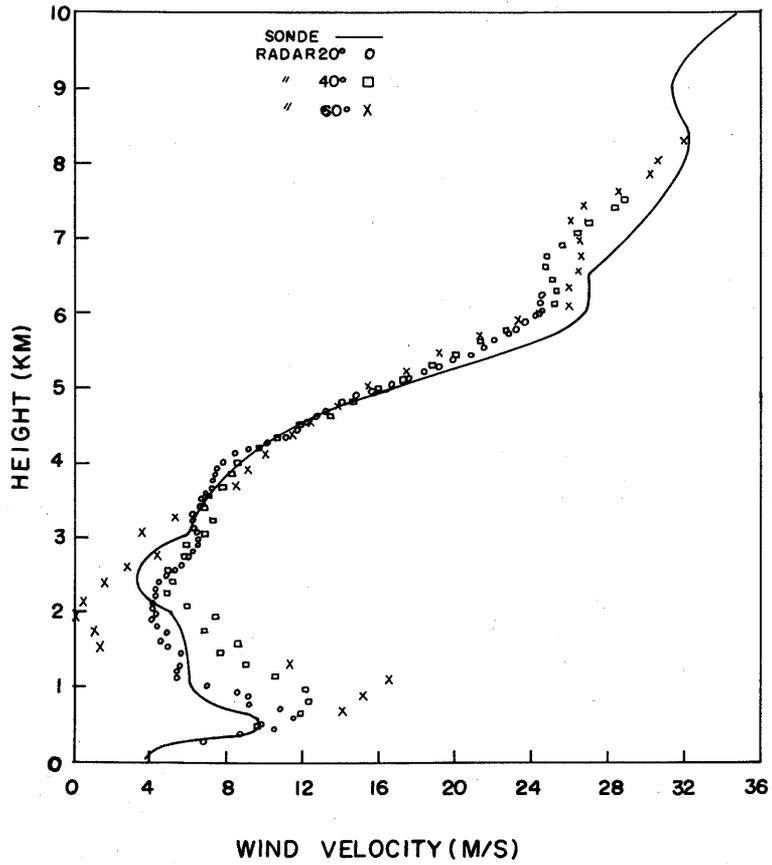


図 2.10 仰角をパラメータとしたレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較。
1980年7月9日09時。

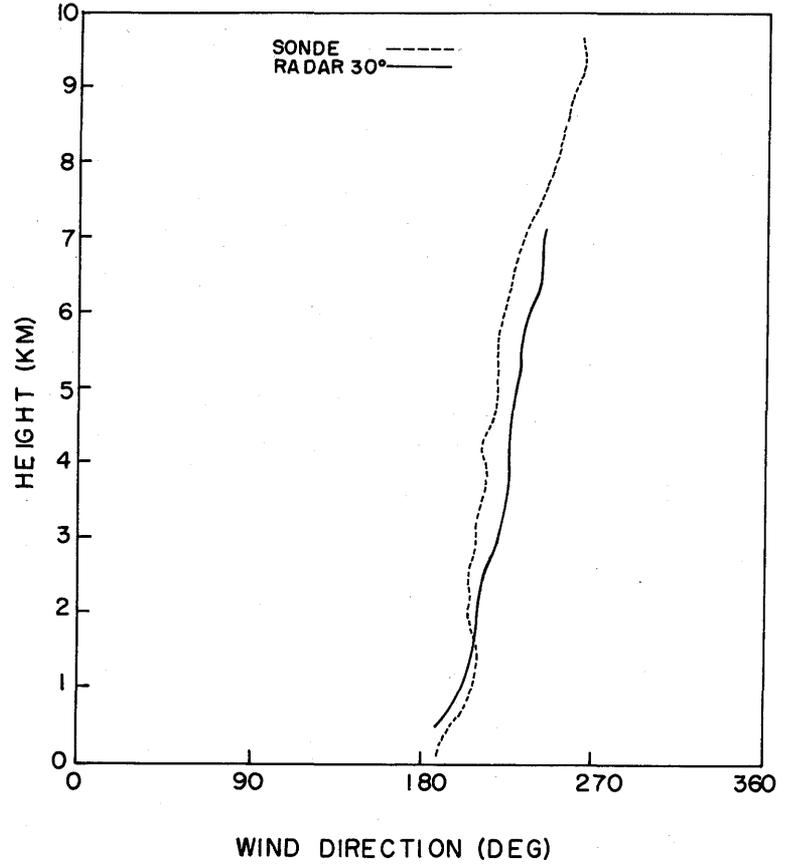
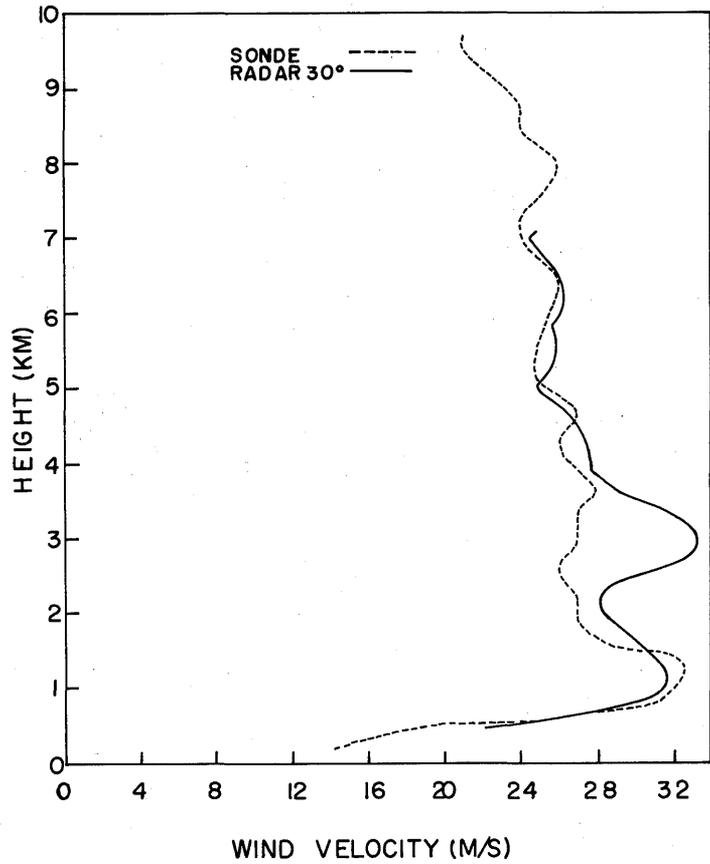


図 2.11 仰角 30° におけるレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較。
1980年7月9日09時。

この風速プロファイルの特徴は高度 3 km 付近におけるレーダとゾンデ両プロファイルの隔たりである。レーダではサンプリング高度間隔 125 m であって、高度 3 km で 33.4 m/s を測定し、一方、ゾンデは 27 m/s であってその上下の高度領域にわたってほとんど一様である。

この高度 3 km におけるレーダ測風データをあたえる実測 VAD 分布は、図 2.5 に示すように非常に良く理論分布にのっていることがわかる。この場合のレーダ観測空間は半径 5.2 km 上の円形領域であって、この領域では大旨一様な風域であったことを物語っている。これに対してゾンデ観測点はその飛場点あるいはレーダ観測点から北北東 13 km の水平距離にあった。

以上のことから、この例における台風のような異常気象時において、両方式による観測空間の違いが高度 3 km 付近における風速プロファイルの差を生じたものと云える。

図 2.12 は 1980 年にレーダ観測から得た測風データ 4 例についてゾンデデータを基準として求めた標準誤差を示す。この場合、両方式によるサンプリング高度はそれぞれ異なっているので 500 m ごとの高度に内挿した値から計算したものである。図からレーダ仰角が高いほど標準誤差が増加する傾向が認められる。また、図 2.9 の 7 月 2 日の例で述べた仰角 30° の場合のレーダの rms 測風精度は、図から ± 1.5 m/s, $\pm 16^\circ$ であった。また、図 2.11 の 7 月 9 日の例では仰角 30° において、 ± 1.8 m/s 及び $\pm 16^\circ$ であった。

2.2.5 相関係数による評価

2.2.4 (1) では VAD における実測分布の理論分布からの偏移を標準偏差で表わしたが、他の方法として相関係数または誤差率で表わす方法もある。ここでは 1981 年度に調べた相関係数によるレー

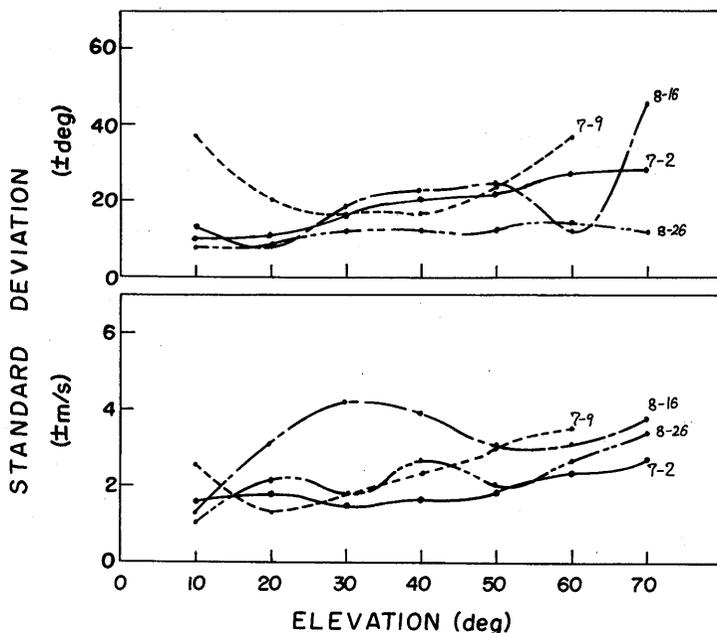


図 2.12 ゾンデを基準としたレーダ測風データの仰角別標準誤差分布 (1980 年)

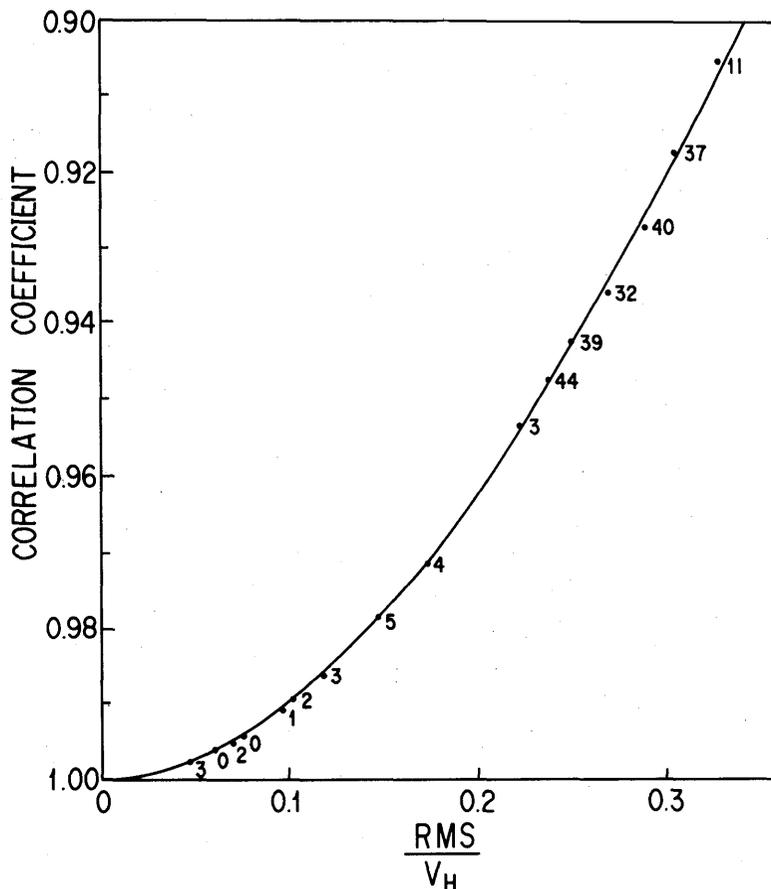


図 2.13 相関係数と誤差率の関係。1981年6月12日09時。

ダ測風精度についての概要を述べる。

図 2.13 には VAD データに関して相関係数 ρ と誤差率 (σ/V_H) の関係をプロットしてあるが、データのちらばりはほとんど見られず、最小 2 乗法から求めた回帰式は次式によってあたえられる。なお図中の数字は総数 256 個の内のデータの脱落数を示す。

$$\rho = 1.0 - 0.9465 \left(\frac{\sigma}{V_H} \right)^{1.995} \dots\dots\dots (2.6)$$

また指数を 2 に固定すると次式によってあたえられる。

$$\rho = 1.0 - 0.9616 \left(\frac{\sigma}{V_H} \right)^2 \dots\dots\dots (2.7)$$

上の回帰式から ρ あるいは σ/V_H をあたえれば一意的に他を決めることができる。一般に ρ は 2 現象間の対応度を表わす尺度として用いられているが、上の関係からすくなくとも VAD 分布における実測分布の歪を σ/V_H を通して定量的に位置づけることができたと言える。この場合、 $\sigma/V_H =$

0.1, 0.2, 0.3及び0.4に対する ρ はそれぞれ0.99, 0.96, 0.91及び0.85に対応している。

この相関係数を用いたVADの誤差特性を調べた一例を標準偏差によるものと一諸に図2.14に示す。その誤差特性は大きく3つの領域にわけられる。第1は高度約2 km以下であって、高度がさがる程 ρ は減少し、特に1 km以下では顕著である。この理由は2 km以下で σ は ± 1 m/s以内であるが、高度1 km以下で風速 V_H が6 m/sから漸次減じており、 V_H が減少してもそれに伴って σ が減少していないために生ずる正規化関数による見積り誤差である。

一方、仰角 10° を除いて2 kmから6~7 kmまでは ρ は0.98以上、 σ/V_H では $\pm 14\%$ 以内で測定されており、このように良い ρ の値が得られるのは、 σ の値が下層における値に大旨等しいものにもかかわらず、この領域における風速の増加によるものである。

高度6 kmを超えると急激に ρ が劣化するのは雲頂付近のため降水エコー域が欠けVAD分布の方位方向256個のデータ中のデータ脱落数の増加によるものである。なお、高仰角程、高々度まで測風データが得られるのは、一定高度におけるレーダサンプリング空間がせばまり、かつレーダ直距離も減少することによりエコー強度が相対的に増加することによる。

2.2.6 データの脱落の補正によるレーダ測風精度の改善

VAD分布から測風データを得るための精度の限界を決める要因として、VADデータの脱落がある。VAD分布をあたえる方位256個のデータの内、その脱落数の限界は風向に対する相対位置でかわるので一概には決らないが、今迄の観測例では有効な測風データを得るために許される限度は20個前後であり、全体の8%ほどである。このような比較的すくないデータの脱落によって劣化する測風精度の改善を図るための補正方法を開発した。

この方法は逐次近似法であって1981年6月12日の例について図2.15に従って説明する。まず、図2.15左でエコー域の欠けている方位のドップラー平均速度を $V_D=0$ とおいて最小2乗法により実線で示される理論曲線を求める。この結果、エコーの欠けている方位の V_D として、その理論曲線から得た値を初期値として計算を繰返す。このような手法により、前後の計算における標準偏差の差があらかじめ設定した値以下になった処でその計算を終了する。最終結果を図2.15右に示す。この場合の近似計算の回数は、方位方向のデータ総数256個の内20個の脱落で3回程度であった。以下、40個で5回、60個で8回と脱落数の増加と共に計算回数も増すが、最大194個の脱落数に対しては20回の計算を行い、その時の相関係数 ρ の値は0.9972を得た例もある。

図2.16は補正前後における ρ の垂直分布の比較を示している。相関係数 ρ の限度を0.96にとる補正前は高度2.2 kmまでであったのが、補正後は高度6.2 km以上にわたって有効な垂直プロファイルの範囲を広げることができた。なお2.5 km付近の ρ の低下は大気じょう乱によるものであって、この場合の補正対象外である。

図2.17は1981年6月12日のレーダ仰角 10° とゾンデの風速・風向プロファイルの比較を示す。図中矢印の位置は前記のデータ脱落による補正を行う前の測風高度限界である。脱落データの補正

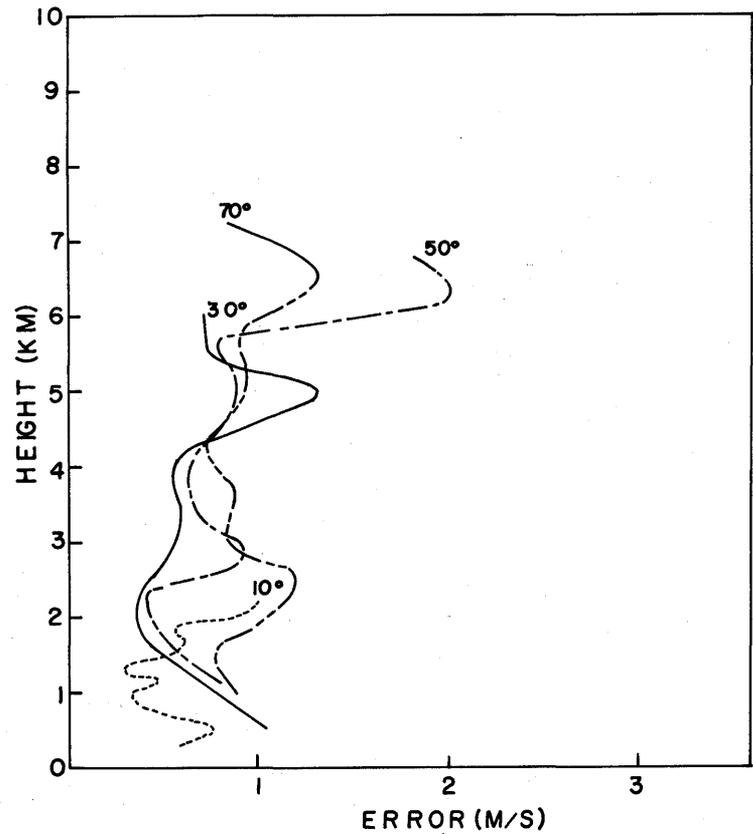
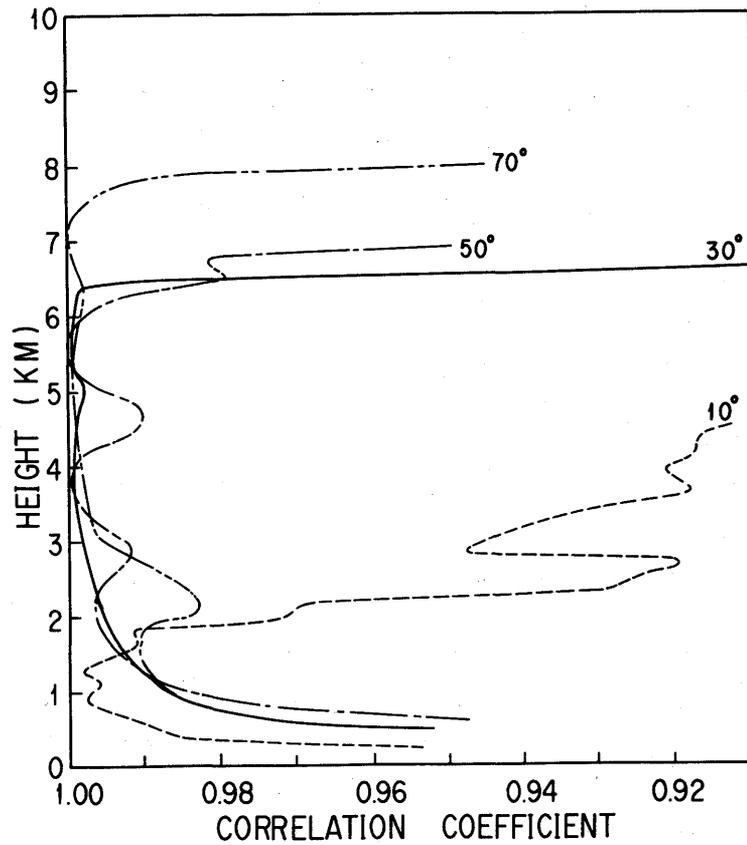


図 2. 14 VAD 理論分布からの偏移を、レーダ仰角のパラメータで表わした誤差の高度分布。1981年6月12日09時。(左) 相関係数、(右) 標準偏差。

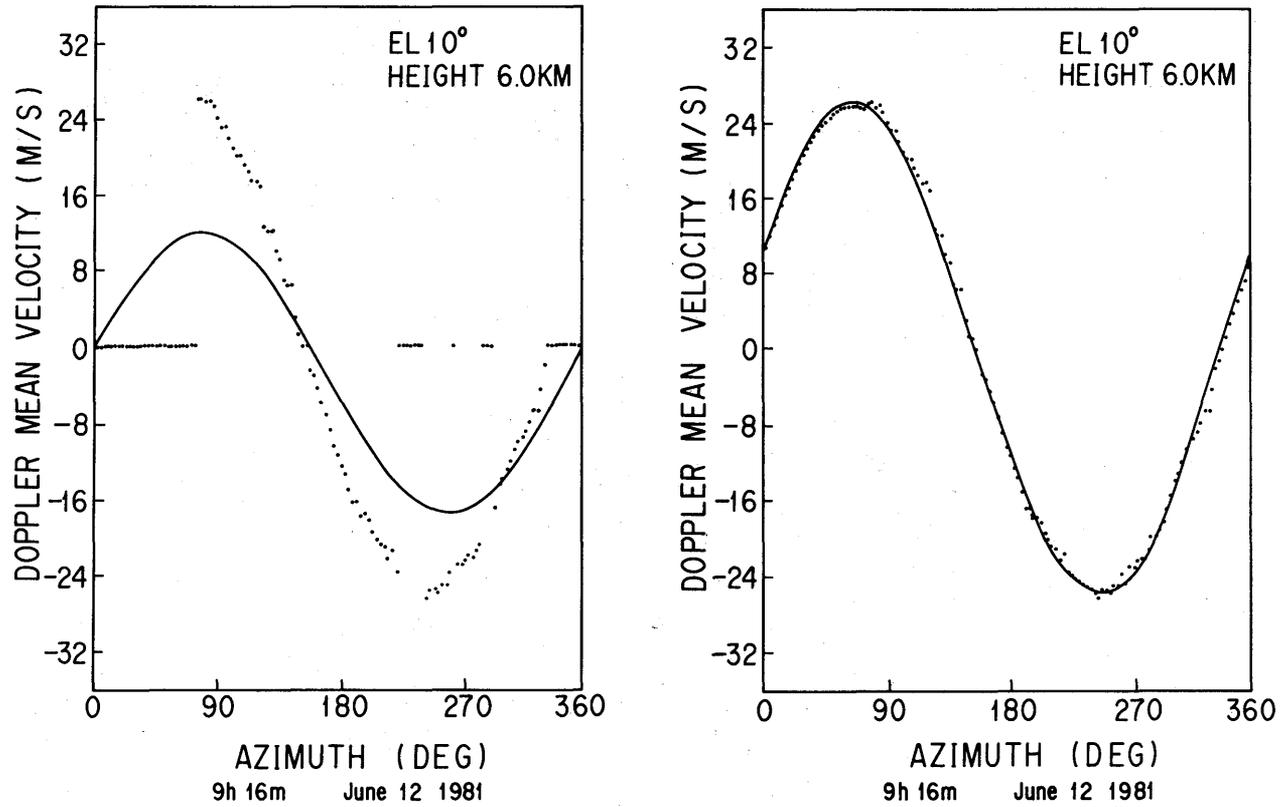


図 2. 15 VAD 分布におけるデータ脱落の補正。(左) 補正前、(右) 補正後。

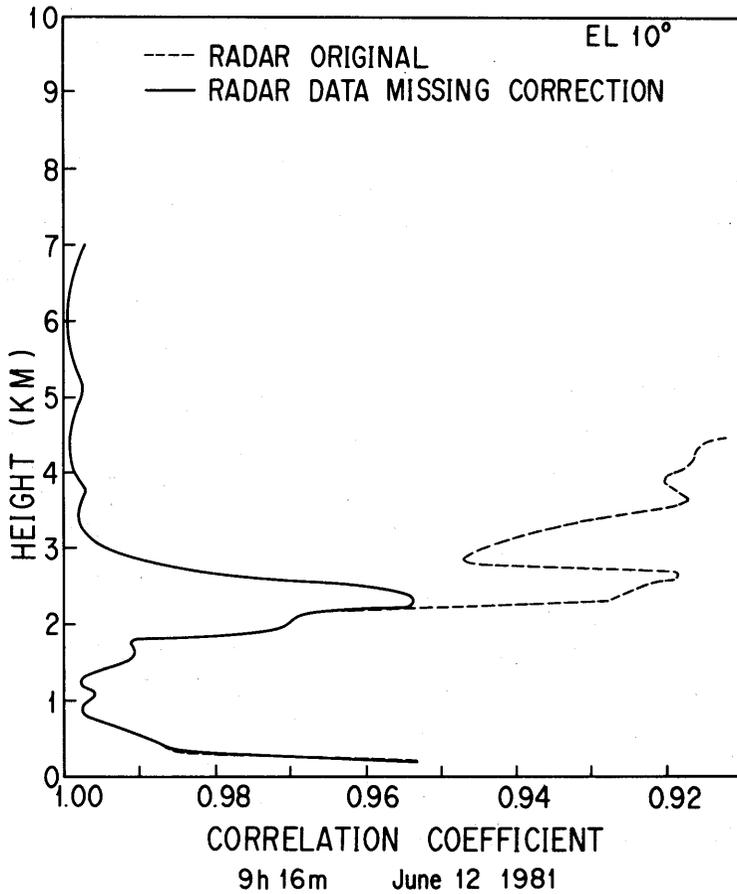


図 2.16 VAD データの脱落の補正前後における相関係数の改善。
1981年6月12日09時。

によって、図では高度 4.5 km まで測風範囲が広がったことを示している。なお、図 2.16 の高度 2.5 km 付近における相関係数の劣化の影響は、ゾンデとの比較の上では何等認められていない。なお、参考のために同じ観測時におけるレーダ仰角 30° の場合についても図 2.18 に示した。この場合の脱落データはなく、したがって補正も行われていない。

2.2.7 一様風測定の評価規準

ドップラーレーダによる測風観測から、一様風と云っても自然風は多少なりとも変動しているので、VAD 実測分布も理論分布からの歪が常につきまとっていることがわかった。このため、VAD 方式による測風において、一様風の測定として、どの範囲まで rms 誤差を許容できるかと云うことが問題となる。

第 1 に考えられることは、種々なレーダ仰角で観測した場合、それ等における VAD 分布の rms 誤差がすべて同じかあるいは大旨同じ場合であるが、これは観測空間にわたって、みだれが均一で

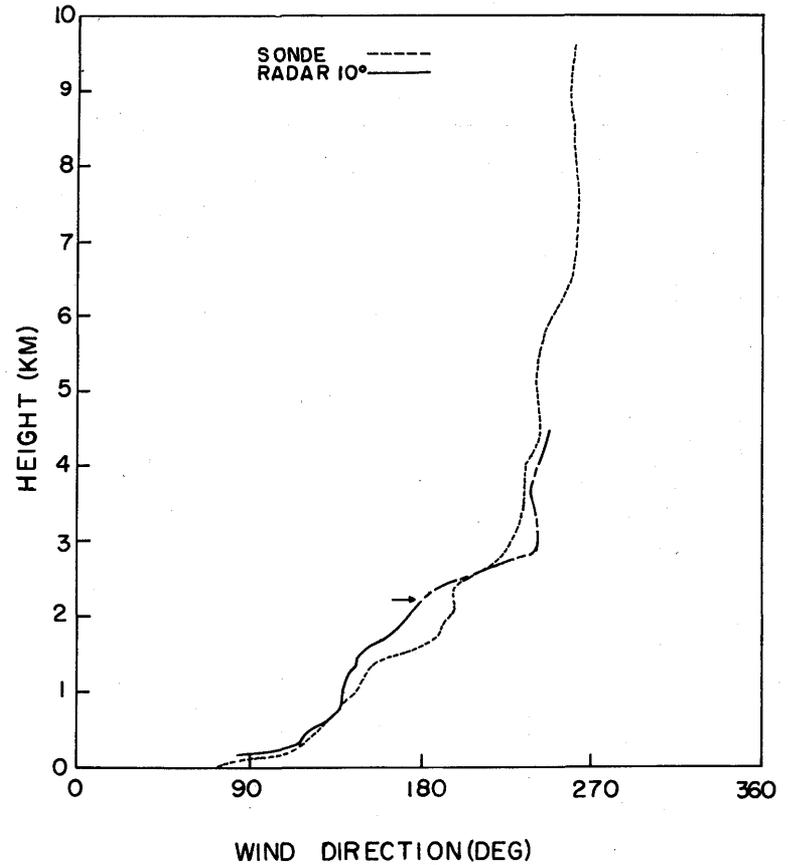
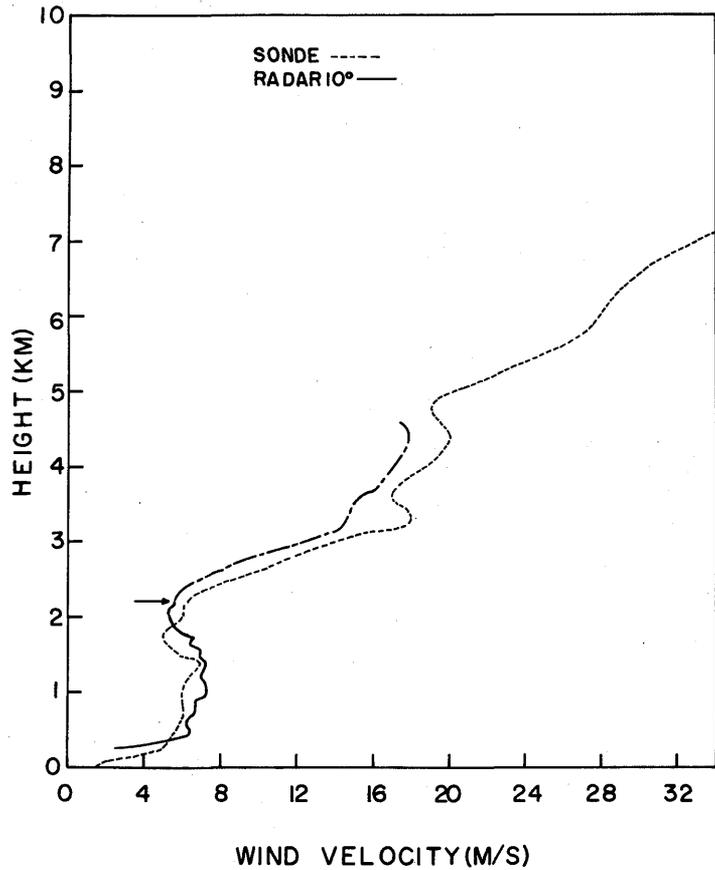


図 2. 17 仰角 10° におけるレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較。矢印より高い高度は VAD データ脱落の補正により拡大された測風範囲。
1981年6月12日09時

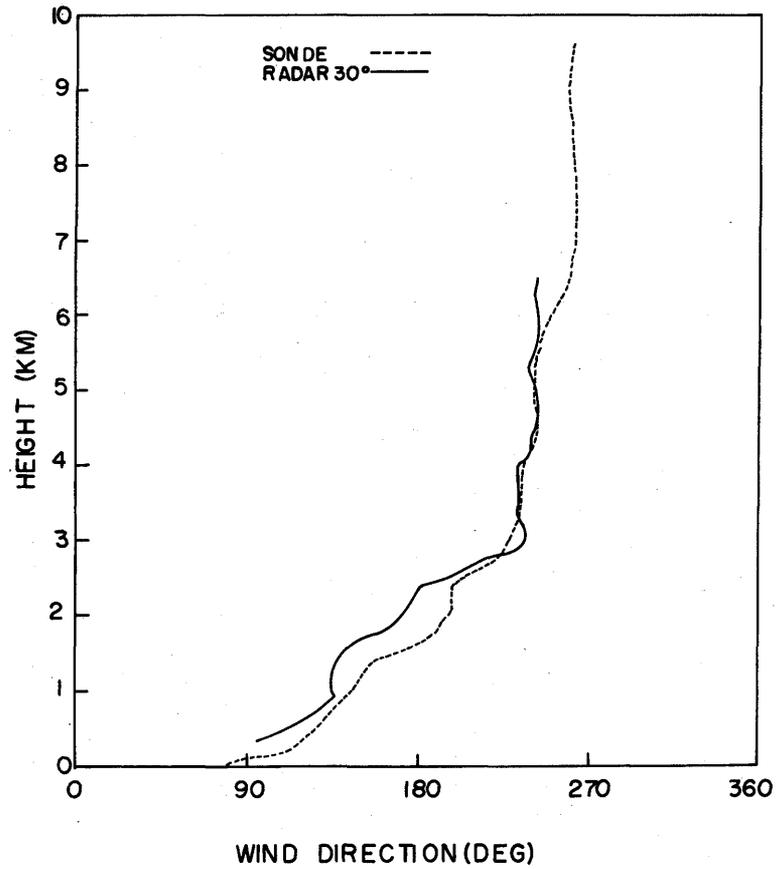
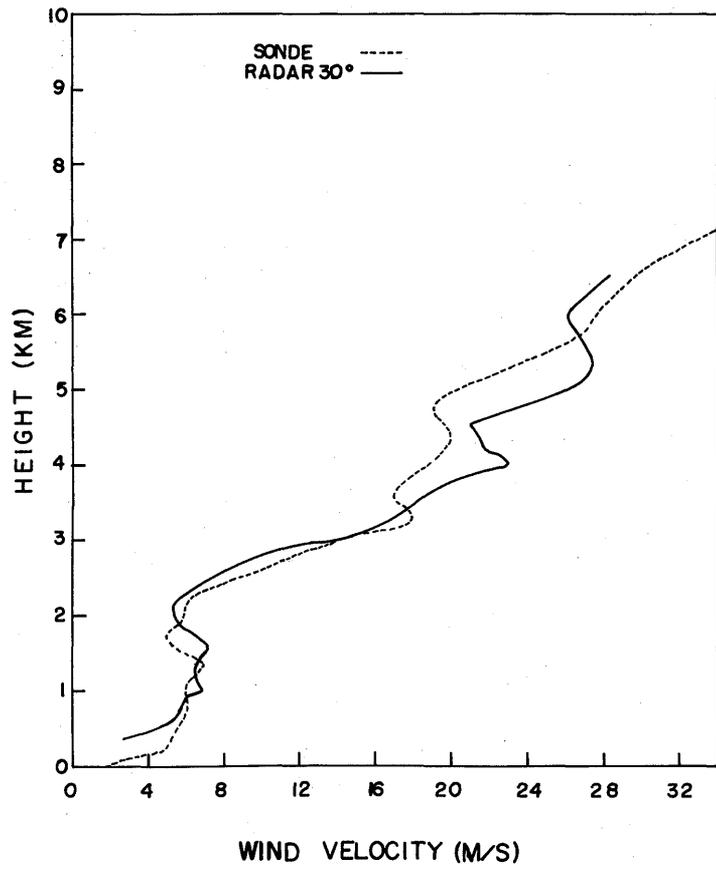


図 2.18 仰角 30° におけるレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較。
1981年6月12日09時。

あると云うことであって必ずしも一様風とは云えない。このため VAD 誤差分布だけだと、一様風のデータとして用いるかどうかはそれぞれの利用者による、rms 値のしきい値の選び方に依存することになる。

したがって実用上は次のように考える。レーダとゾンデとが異なる空間で観測している大気流が真に一様風であれば両方式による測風プロファイルは完全に一致しよう。しかし、現実に多少なりとも、じょう乱を伴っているとすれば、異なる空間で観測しているレーダとゾンデ故そのプロファイル間に差が生じて当然である。

そこで、1つの考え方として、1980年度レーダで観測した4例の中で、rms 誤差が最もすくない7月2日の場合を選び、この時の大気流は一様性であったとする。すると、この時の両方式間の測風データの不一致は一様大気流が本質的にもっている不均一性とするのである。

この時図2.9から仰角 30° における風速値の差は 2 m/s と読みとることができる。したがって図2.6から 30° におけるrms 誤差の最大として $\pm 1.6\text{ m/s}$ 、近似的に約 $\pm 2\text{ m/s}$ を認めることにすれば、この値がドップラーレーダによる一様性大気流測定の限界とすることができる。

この考え方を図2.7に示した7月9日の場合に適用すると、rms $\pm 2\text{ m/s}$ 以内の高度範囲は 4.5 km 以上であって、図2.10の風速プロファイルでも 4.5 km 以上の高度ではレーダデータ相互間の対応とゾンデに対する対応がともに良い。しかし、図2.7で高度 3.5 km 以下では仰角 40° 及び 60° はrms 誤差は $\pm 2\text{ m/s}$ を大きく越えており、これに対応してレーダデータ間のまとまりも悪い。一方、仰角 20° ではrms 誤差は大きくとも $\pm 3\text{ m/s}$ 以下でゾンデとも良く対応していることがわかる。

したがって今後単一ドップラーレーダの方式で一様大気流を測定する場合、VAD 分布のrms 誤差として、 $\pm 2\text{ m/s}$ を1つの測定規準とすることができる。

なお、今までの議論は個々のVAD 分布の実際を認識しないで、直接、観測・信号処理・表示を行う場合について求めた。この場合、個々のVAD 分布を図形表装置でモニタしながら会話方式により、その理論分布からの歪部分を除外する等の操作によってrms 誤差の改善が可能であり、一様風測定の高度範囲を拡大することができる。

2.2.8 あとがき

ドップラーレーダ測風観測域にわたって、降水エコー域が分布している場合を対象として、VAD 方式すなわち単一レーダ方式による一様性大気流の測風精度を調べた。

レーダ設定仰角は、一様風を仮定できるサンプリング空間の大きさと降水粒子の落下速度の方位別不均一性によって決るが、ゾンデデータとの比較を含めて総合的に仰角 30° 付近が適していることがわかった。

また、VAD 分布の標準偏差が $\pm 2\text{ m/s}$ 程度迄一様性大気流として扱えることがわかった。しかし、個々の例では厳密に $\pm 2\text{ m/s}$ を越えてならないものではなく高度に関する誤差分布が増加する過程において $\pm 3\text{ m/s}$ 程度でも許容できる場合があった。この原因の1つはVAD 分布において主要な

誤差を生ずる方位が風向方向にあるか否かによるものであった。

この節では VAD 分布の誤差の評価に関して相関係数による方法についても述べた。この方法は σ/V_H の正規化関数によってあたえられるので直観的に使いにくい点が不便である。ただ、 ρ と σ/V_H の関係が非常に明瞭に式 (2.6) または (2.7) で表わすことが出来たのは、相関係数に対する量的見積りをはっきりできた点で意義深いと考え得る。

今後、とり組むべき課題として3つの項目があげられる。第1は低仰角観測においては、地表付近またはレーダ近傍では降水エコーへの大地クラッタの干渉が無視出来ないで、この干渉を除去する技術を開発することである。現在シミュレーションによる研究を終了し、装置の試作に入れる段階である。

第2はドップラー速度折返し補正技術であって、孤立雲あるいは点在する雲についてはこの節で述べた方式では処理できない。このため、これら孤立雲に対しても雲域内における連続ドップラー平均速度分布を再現するための技術を開発することである。これについては、すでに概念設計を終了し、次段階としてシミュレーションを含む詳細設計を計画している。

第3は単一ドップラーレーダによって豪雨域内の複雑な風の分布を測定する技術を開発することである。気象研究所は1982年以降2台のドップラーレーダの方式によって、台風・雷雲等による雨域内の収斂・発散等を伴う複雑な風の分布の測定を行っている。

しかし、2台のレーダを用いる方式はシステムの展開、観測及び信号処理等色々の面で煩雑化し、また常に可能とは限らない。このため、将来ドップラーレーダを広く気象観測に利用する立場からは、このような場合にも、一台のドップラーレーダ方式が確立されれば極めて都合が良い。

気象研究所では上記3つの成果を総合して、ドップラーレーダによる気象観測技術の改善を指向している。このことにより、降水気象学の研究の発展は勿論のこと、現在気象庁が進めている気象レーダのデジタル化システムの展開の終了後(5~10年)を目標に定めて、ドップラーレーダの気象業務への導入を考慮している。また、特に近時、広く社会の関心を集めている、飛行場における航空機の離着陸に際して問題となる低層ウインドシャー検出システムの開発にも寄与し得るものである。

2.3 2台のドップラーレーダを用いた観測と解析*

2.3.1 観測原理

風の算出に関する基本的な方法は Armijo (1969) が提案している。3次元の直角座標上の任意の点において、2台のドップラーレーダによって測定された雨滴のドップラー速度を V_1 、 V_2 とすると、空気速度(風速)の3成分 u 、 v 、 w は次式で表わされる(図2.19参照)。

* 石原正仁：台風研究部

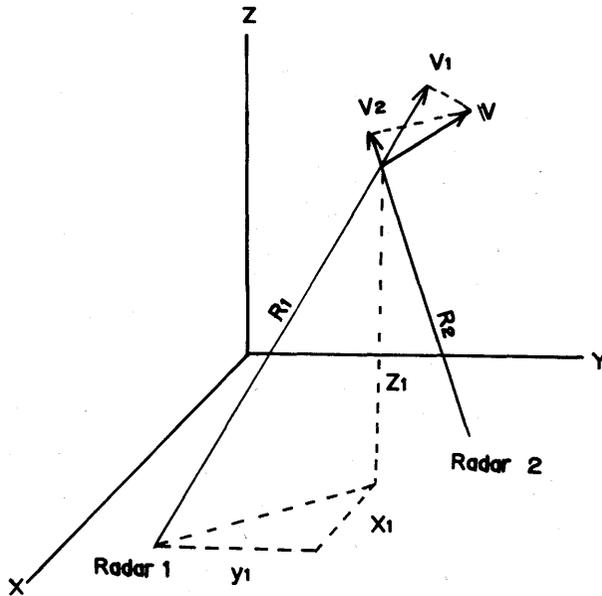


図 2.19 雨滴の速度 V と、2つのレーダで観測されるドップラー速度。 V_1, V_2, R_1, R_2 はそれぞれのレーダと雨滴の距離を表わす。

$$R_1 V_1 = x_1 u + y_1 v + z_1 (w + v_t) \quad \dots\dots\dots (2.8)$$

$$R_2 V_2 = x_2 u + y_2 v + z_2 (w + v_t) \quad \dots\dots\dots (2.9)$$

ここでは、 R_i は各レーダと雨滴までの距離で、

$$R_i = (x_i^2 + y_i^2 + z_i^2)^{1/2} \quad \dots\dots\dots (2.10)$$

(ただし、 $i=1$ 又は 2)、と表わされる。 v_t は雨滴の終端落下速度である。 v_t の直接測定はできないが、Rogers (1964) はレーダ反射因子 Z_e (以後、反射強度と言う) から v_t を導いた。この式に Foot and duToit (1969) による空気密度の補正を加えて、

$$v_t = -3.8 \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} Z_e^{0.0714} \quad \dots\dots\dots (2.11)$$

から求める。ここで ρ_0 と ρ は地上と雨滴の存在する高度での空気密度である。式 (2.8), (2.9), (2.11) から、

$$u = \frac{1}{x_1 y_2 - x_2 y_1} [R_1 V_1 y_2 - R_2 V_2 y_1 + (Z_2 y_1 - Z_1 y_2)(w + v_t)] \quad \dots\dots\dots (2.12)$$

$$v = \frac{1}{x_1 y_2 - x_2 y_1} [R_2 V_2 x_2 - R_1 V_1 x_1 + (Z_1 x_2 - Z_2 x_1)(w + v_t)] \quad \dots\dots\dots (2.13)$$

Ogura and Phillips (1962) によると、非弾性系の連続の式は、

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \dots\dots\dots (2.14)$$

上式より、

$$\frac{\partial(\rho w)}{\partial z} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0$$

したがって、高度 z_n での w は、

$$w_n = \frac{\rho_1}{\rho_n} w_1 - \frac{1}{\rho_n} \int_{z_1}^{z_n} \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \dots\dots\dots (2.15)$$

ここで、 w_1 は z_1 における境界条件を表わす。式(2.11)、(2.12)、(2.13)、(2.15)により、風速の3成分 u, v, w を求めることができる。

2.3.2 レーダの配置の理論と実際

2台のレーダをどのように配置し、どのような観測網を設定するかは、レーダの特性と算出される風の精度を考慮して決定される。

Lhermitte and Miller (1970) によると、2台のレーダと目標物の3点のつくる角度を β とするとき、各レーダによって測定されるドップラー速度の誤差分散 σ_1^2, σ_2^2 と、計算された水平風速の東西、南北成分に含まれる誤差分散 σ_w^2, σ_s^2 との間には

$$\frac{\sigma_w^2 + \sigma_s^2}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} = \operatorname{cosec}^2 \beta \dots\dots\dots (2.16)$$

の関係がある。したがって、2台のレーダを結ぶ線の中点から任意の距離にある目標物を観測する場合、レーダの間隔を $2d$ とすると、 $2d$ が大きいほど精度良く水平風が算出できる。又、 $\operatorname{cosec}^2 \beta = b$ とし、 $b(\sigma_1^2 + \sigma_2^2)$ 以下の誤差で水平風が算出できる領域の面積、 $A_1(\beta)$ は、

$$A_1(\beta) = 2d^2 \operatorname{cosec}^2 \beta (\pi - 2\beta + \sin 2\beta) \dots\dots\dots (2.17)$$

で表わされる。

一方、レーダの空間分解能 s を、ビーム幅 Δ と、レーダと目標物との距離 r によって $r\Delta$ と定義すると $s \leq r\Delta$ の領域 $A_2(R)$ は、

$$A_2(R) = 2R^2 \left\{ \cos^{-1} \left(\frac{d}{r} \right) - \frac{d}{r} \left(1 - \frac{d^2}{r^2} \right)^{\frac{1}{2}} \right\} \dots\dots\dots (2.18)$$

である。

Davies-Jones (1979) は A_1 と A_2 に共通な領域を $A_{12}(\beta, R)$ と定義し、 A_{12} を b と $2d/r$ の関数として表現した。したがって、2台のレーダの配置は、 β と r を第一義に考慮して決定されるべきである。しかしながら実際には、可搬型3cmレーダの設置場所については、周辺の見通し、電源の確保、保安等の問題も考慮する必要がある。3cmレーダは1982年には千葉県野田市の利根川の提防(2

d=23 km)に設置し試験的な観測を実施した。1983年から現在までは、埼玉県庄和町の江戸川の堤防 (2d=28 km) に設置し、7~10月の期間、観測を行っている。図2.20は南北2つの観測領域を示し、各領域内では $b \leq 4$ ($\pi/2 \geq \beta \geq \pi/16$), $s \geq 1.3$ km の条件を満たしている。

2.3.3 観測とデータの編集

観測はまず5 cm レーダによる、200 km レンジの PPI による反射強度モードによって、観測対象を見出し、その移動を追跡することから始まる (監視モード)。図2.20に示した観測領域内に対象が入ると、2台のレーダによる共同観測 (デュアルモード) を開始する。

デュアルモードの観測では、それぞれのレーダが同期して南北いずれかの観測領域を被うような扇形の PPI を行いながら、仰角を段階的に増して、反射強度とドップラー速度の3次元的なデータを取得する。これを3次元走査と言う。1回の走査に要する時間は、扇形の大きさと仰角の数に依存するが、一般に5~6分間である。3次元スキャンは通常、南北の観測領域を交互に3回ずつ行われる。これは対象の移動と発達衰弱を追跡することと、別の対象が観測領域内に侵入してきた場合の見落しを防ぐためである。2台のドップラーレーダに加えて、別の通常レーダによって対象を常時監

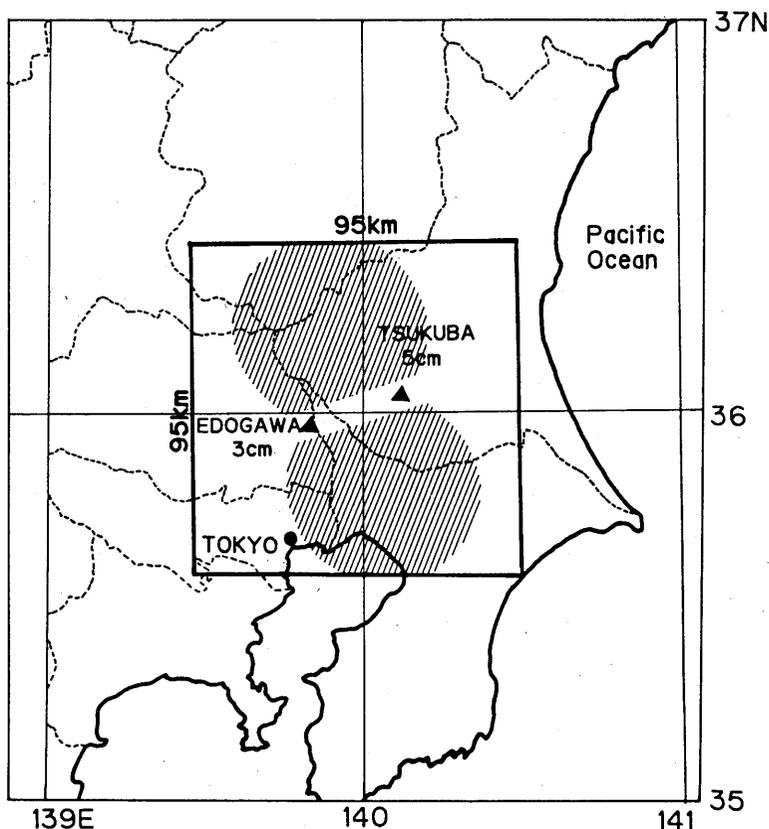


図 2.20 2台のドップラーレーダーと南北2つの観測領域 (斜線部)。

視すれば、デュアルモードの観測はより円滑に行えるであろう。

1回のデュアルモードの観測が終ると、5 cm レーダは監視モードにもどり、3 cm レーダは対象の REI 観測を行う(シングルモード)。線状エコーなどの2次元性の強い対象の解析には、このシングルモードのデータが有効である。

デュアルモードの観測には、通常約50分、シングルモードには約10分の時間を要する。対象が観測領域内にある限り、これらのモードを繰り返し、領域外に出るか消滅すると、5 cm レーダの監視モードにもどる。

以上のようにして磁気テープには種々のモードのデータが混在して取得される。データの解析にあたっては、まず3次元走査のデータだけを取り出し、1つのファイルを作製する編集作業を行う。磁気テープ上のデータフォーマットは、レーダによって異なるが、Ray(1980)によると、米国では解析者の便宜を計るために、共通のフォーマットが決められている。現在気象研究所ではこのフォーマットは採用していないが、参考のため付録3に掲載する。

2.3.4 折り返し補正

ドップラーレーダによって測定し得る最大のドップラー速度を Nyquist 速度、又は折り返し速度と言ひ、 V_N で表わす。レーダの繰り返し周波数(データ、サンプリング回数に相当)を F 、波長を λ とするとき、

$$V_N = \frac{F\lambda}{4} \dots\dots\dots (2.19)$$

である。これは、 $F/2$ より高い周波数を持つ波に対してはサンプリングが粗いため周波数を正しく認識できないことに起因している。真のドップラー速度を V とするとき、 $|V| > V_N$ であれば、 $V \pm 2V_N$ 、 $V \pm 4V_N$ 、 \dots のドップラー速度となって測定される。例えば $V_N = 16\text{m/s}$ の時、 $+18\text{m/s}$ は -14m/s に、 -35m/s は -3m/s として表現される。したがって、データの処理に際して、まず“折り返されているドップラー速度”を補正して真のドップラー速度に直す作業(折り返し補正)が必要である。

まず受信信号に適当なしき値を設定し、それより、小さい信号強度のデータをノイズとして振り落とす。次に折り返し補正を次の3つの方法によって行う。

第一は、ドップラーレーダの観測値を、ゾンデによって測定した高層風を推定値として補正する方法である。館野の高層気象台における6時間毎の高層風の観測に加えて、台風等の接近時には、気象研究所により高層風の特別観測が実施されるので、これらの値を推定値として用いる。

ゾンデによって測定した高度 Z における風速と風向を v_s 、 θ とし、この風が観測領域内で一様に吹いていると仮定する。レーダからの距離 R 、方位角 δ 、高度 Z の点において期待されるドップラー速度 V_s は

$$V_s = \frac{(R^2 - Z^2)^{\frac{1}{2}}}{R} v_s \cos(\delta - \theta) \dots\dots\dots (2.20)$$

である。レーダによって観測されたこの点でのドップラー速度を V_o とするとき、

$$|V_s - V_o + 2m V_N|, (m = \pm 0, 1, 2, \dots)$$

が最小となる m をさがす。このとき真のドップラー速度 V を次のように決定する。

$$V = V_o + 2m V_N \dots\dots\dots (2.21)$$

この方法は、推定値として実測風を用いるために信頼度が高く、これまで観測したほとんどの現象に適用できた。しかし、台風を中心付近、激しい雷雲などの風の鉛直、水平シヤーが大きい現象の場合には良い結果が得られない場合がある。このときには次の方法を用いる。

第2の方法は、Bargen and Brown (1980) によって提案された、動径方向のドップラー速度の連続性を応用するものである。気象研究所の2台のレーダでは、1つの動径方向に250 m 間隔で256個のゲート上にデータが取得される。レーダに最も近い複数個のゲートで真のドップラー速度が観測されているとし(又は推定値を与え)、これらの値の平均値を式(2.20)の推定値 V_s として用い、次のゲートの観測値 V_o を V_s と比較する。2つの値の差の絶対値が V_N より大きい場合には、折り返しが発生していると判断して、式(2.21)で V_s に最も近くなるような m の値を捜し補正を行う。補正された値は再び推定値 V_s の算出に使用し、さらに遠方のゲートの値を補正する。この操作をデータの取得されているすべてのゲートについて行う。 V_s の値としていくつかのゲートの値の平均値を採用することで、ノイズの混入やデータの欠落のために起こる補正の誤動作を少なくすることができる。この方法は、遠方にある孤立エコーに適用することがむずかしいこと、初めの推定値の見積りを誤ると、すべてのゲートで誤った補正が行われるという欠点がある。

以上の2つは計算機を用いて自動的に折り返し補正を行うことのできる方法であるが、これらの方法で補正できない場合もある。このときには、計算機と人間の対話型式によって、データをディスプレイ上に表示しながら人間が逐次補正する方法を用いる。しかし、この方法はデータ数が多い場合には多大な労力と時間を要する。

2.3.5 座標変換

それぞれのレーダのデータは、レーダを原点とする3次元極座標上に取得される。風の算出は、3次元直角座標上で行われるので、座標の変換が必要である。このためには各種の内挿法が考えられるが、現在使われている方法を述べる。

もともなる極座標の格子間隔は、動径方向250 m、方位角間隔1.0°(3 cm)、1.4°(5 cm)、仰角間隔0.5°~4.0°である。直角座標の格子間隔は水平方向785 m、鉛直方向1,000 mである。水平格子

間隔は、2つのレーダが格子点上に位置すること、レーダの空間分解能を考慮して決められた。直角座標の設定では、地球の曲率は無視されている。

最初に一定の仰角でレーダを走査したときにつくられる逆円錐形の斜面上のデータを、次の重み付き内挿法で、直角座標の水平格子点上に内挿する。 D_i を極座標上の点*i*上の値とすると、直角座標の格子点上に内挿される値 G は、

$$G = \frac{\sum_{i=1}^N D_i W_i}{\sum_{i=1}^N W_i} \dots\dots\dots (2.22)$$

である。ここで W_i を Cressman 型の重み関数を用いて、

$$W_i = \begin{cases} \frac{R_{\max}^2 - d_i^2}{R_{\max}^2 + d_i^2} & (d_i < R_{\max}) \\ 0 & (d_i \geq R_{\max}) \end{cases} \dots\dots\dots (2.23)$$

とする。 d_i は点*i*から直角座標の格子点までの距離、 R_{\max} は影響円の半径である。一般に R_{\max} は水平格子点の格子間隔としている。 N の値は、レーダ近傍で数 100、最も遠い地点で 5~7 である。 $N < 5$ の場合、データの不足として内挿は行わない。水平格子点上に内挿された値は、鉛直方向に単純内挿され、最終的に 3 次元の直角格子点上のデータが得られる。

上記の方法では、風の鉛直シャーが極端に強い場合や、融解層において、鉛直内挿に問題が生ずることが考えられる。現在、鉛直内挿の改良や、影響球の導入を考慮中である。

直角座標上のドップラー速度の値は、再度ラジオゾンデの風と比較され、その差の極端に大きいものを取り除く操作を行う場合がある。又、ノイズと短波長の変動成分を取り除くために、適当な応答を持った 2 次元又は 3 次元のローパスフィルターをかける場合もある。この座標変換が終了した時点で、2つのレーダのデータは同形のフォーマットで磁気テープ、又はディスク上のファイルとして保管される

2.3.6 風 の 算 出

直角格子点上に内挿された、2つのレーダで求めたドップラー速度 V_1, V_2 , 反射強度 Z_e , ラジオゾンデで測定された空気密 ρ の鉛直分布から、式(2.11), (2.12), (2.13), (2.15)により風の3成分 u, v, w を求める。

式 (2.15) を台形公式により書き直すと、

$$w_n = \frac{\rho_1}{\rho_n} w_1 - \frac{1}{\rho_n} \sum_{i=2}^n \frac{\Delta Z}{2} \left[\rho_{i-1} \left(\frac{\partial u_{i-1}}{\partial x} + \frac{\partial v_{i-1}}{\partial y} \right) + \rho_i \left(\frac{\partial u_i}{\partial x} + \frac{\partial v_i}{\partial y} \right) \right] \dots\dots\dots (2.24)$$

ここで、 i は鉛直格子の番号(レベル)を表わす。 u, v, w はそれぞれがお互いの関数であるから、緩和法によってこれらを求める。はじめ仮の w_n を与え、(2.12), (2.13) から u_n, v_n を求め、これらから、(2.24)によって w_n^k を求める。この w_n^k から再び u_n, v_n を求める。この操作を $|w_n^k - w_n^{k-1}|$

$<a(a \sim 0.01\text{m/s})$ になるまで繰り返す (k は繰り返しの回数)。式 (2.24) の積分は上向き ($\Delta Z > 0$)、下向き ($\Delta Z < 0$) のどちらの向きにも計算できる。現在、境界条件を設定しやすい ($Z=0\text{km}$ で $w=0$) ことと、下層の上昇流が比較的正しく表現されるという理由で、上向きの積分を採用している。

Nelson (1980) は、積分の方向が水平収束の積み上げ誤差に与える影響について述べている。いま、レベル i における水平収束の見積り誤差を ε_i とすると、レベル n において計算される上昇流 w_n^c は式 (2.24) から

$$w_n^c = w_n - \frac{1}{\rho_n} \frac{\Delta Z}{2} \sum_{i=2}^n (\rho_{i-1} \varepsilon_{i-1} + \rho_i \varepsilon_i) \dots\dots\dots (2.25)$$

である。単純に ε_i をレベルによらず一定とすると、上向きの積分においては、 $1/\rho_n$ は積分を進めるにしたがって増加し、右辺第2項の括弧内の値も相対的に大きい。ところが、対流圏の上層から下向きに積分を行うと、 $1/\rho_n$ は積分を進めるにしたがって減少し、括弧内の値も相対的に小さい。その結果、積み上げられた誤差は下向きの積分の方が小さくなる。しかし、この方法では上端の境界条件の設定に問題が残されている。

下向きの積分を行っても、収束の積み上げ誤差をゼロにすることはできない。Ziegler (1978) は、連続の式にブシネスク近似を適用し、地表から雲頂までの水平発散の積分を一定とする束縛条件を与えた変分法により、 w の値を修正する方法を提案した。Ray et al. (1980) は、各種の積分法を比較した結果、下向き積分によって求めた上昇流を変分法によって補正する方法が最良であると述べている。

2.3.7 系の移動補正

前節で述べた u, v, w の計算にあつては、観測対象(系)の移動を考慮する必要がある。系がある速度で移動していれば、静止した座標系からながめると、系の各点は数分間の観測時間内の観測時刻に応じて移流され、その結果、本来の形状が変形されて観測される。レーダの走査は水平面に対してある仰角を持って行われ仰角を順次増大させるので、直角座標上の水平面に内挿された各点は、レーダから見て遠方ほど観測時刻は早く、近づくにしたがっておそくなる。したがって、直立した積雲が斜いて観測されたり、収束発散域の移流により上昇流が正しい見積れなくなる。移動速度の大きい台風などの観測結果の解析には、系の移動補正は必須である。ここでは、現在使用している Gal-Chen (1982) の方法について述べる。

反射強度のデータについては、各格子点の観測時刻と系の移動速度から求めた移動距離に応じて、系とともに移動する座標系(移動座標系)に置き直せば良い。ドップラー速度は方向と量を持ったベクトルと考えられるから、補正にあつて、格子点とレーダの位置関係は保存されなければならない。

観測開始時刻とある格子点の観測時刻の差を t 、格子点とレーダの距離を R 、系の移動速度の x, y 成分を U_s, V_s とする。格子点の水平座標を (x, y) とすると、移動座標上に変換された点の座標は

$$x' = x - U_st \quad \dots\dots\dots (2.26)$$

$$y' = y - V_st \quad \dots\dots\dots (2.27)$$

である。一般に移動座標では格子点上にデータがないので、格子点上にデータを内挿する。移動座標上では、レーダは見かけ上移動しているので、静止座標上のレーダの位置 (a, b) は次のように移動座標上の点 (p, q) に変換される。

$$p = a - U_st \quad \dots\dots\dots (2.28)$$

$$q = b - V_st \quad \dots\dots\dots (2.29)$$

移動座標系においては、式 (2.8) 又は (2.9) は

$$R_i V_i = u(x' - p_i) + v(y' - q_i) + (w + v_t)z_i \quad \dots\dots\dots (2.30)$$

と書き改められる。同様に (2.14) は、

$$\frac{\partial u}{\partial x'} + \frac{\partial v}{\partial y'} + \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (2.31)$$

となる。式 (2.11), (2.30), (2.31) から u, v, w を前節にしたがって求める。

2.3.8 結果の表示

計算された風の3成分と反射強度（必要に応じてドップラー速度の分散）の値は、計算機の画像出力装置（X-Yプロッター、グラフィックプリンター等）によって画像として出力される。現在、水平面上の反射強度、風のベクトル、発散、渦度、上昇流の分布と、任意の位置におけるそれらの鉛直断面図を出力するためのルーチンを備えている。降水雲内の流れの場を適確に知るために、今後解析結果の3次元表示の技術の開発が望まれる。

2.3.9 ま と め

1982年から始まった2台のドップラーレーダによる降水雲内の流れの場の測定と解析の方法について述べた。次節以下で述べるように、2台のドップラーレーダによる観測は、降水雲内の流れの場の微細構造を適確に表現し、積雲スケール～メソスケール現象の運動学的、力学的構造の解明に有効な手段である。今後、上記したいくつかの問題点を修正し、より進んだ手法を取り入れて、観測解析手法の改良を進めたい。

参 考 文 献

Aoyagi, J., 1968a: A multi-channel Doppler frequency analyzer. Proc. 13th Radar Meteor. Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc., 324-327.

Aoyagi, J., 1968b: Mean Doppler velocities of precipitation near the ground. Proc. 13th Radar Meteor. Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc., 22-25.

Armijo, L., 1969: A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler

- radars. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 570-573.
- Atlas, D., 1964: Advances in radar meteorology. *Advances in Geophysics*, **10**, Academic Press, New York, pp. 318-478.
- Bargen, D. W., and R. C. Brown, 1980: Interactive radar velocity unfolding. *Preprints, 19th Radar Meteor. Conf., Miami, Fla, Amer. Meteor. Soc.*, 278-285.
- Battan, L. J., 1964: Some observations of vertical velocities and precipitation sizes in a thunderstorm. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 415-420.
- Brandes, E. A., 1977: Flow in severe thunderstorms observed by dual-Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 113-120.
- Davies-Jones, R. P., 1979: Dual-Doppler radar coverage area as a function of measurement accuracy and spatial resolution. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1229-1233.
- Foote, G. B., and P. S. duToit, 1969: Terminal velocity of raindrops aloft. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 249-253.
- Gal-Chen, T., 1982: Errors in fixed and moving frame of references: Applications for conventional and Doppler radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2279-2300.
- Kropfli, R. A., and L. J. Miller: Kinematic structure and flux quantities in a convective storm from dual-Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 520-529.
- Lhermitte, R. M. and D. Atlas, 1961: Precipitation motion by pulse Doppler radar. *Proc. 9th Weather Radar Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc.*, 218-223.
- Lhermitte, R. M. and L. J. Miller. 1970: Doppler radar methodology for the observation of convective storms. *Preprints, 14th Radar Meteor. Conf. Amer. Meteor. Soc.*, 133-138.
- Lhermitte, R. M., 1970: Dual-Doppler radar observations of convective storm circulation *Preprints, 14th Radar Meteor. Conf. Boston, Amer. Meteor. Soc.*, 139-144.
- Nelson, S. P., 1980: Hail production in a supercell storm using a Doppler derived wind field and a numerical hail growth model. NOAA Tech. Memo. ERL-NSSL-89, National Severe Storms Lab., 90pp.
- Ogura, Y., and N. A. Phillips, 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 173-179.
- Peter, S. R. and C. Ziegler: De-aliasing first-moment Doppler estimates. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 563-564.
- Pilie', R. J., Jiusto, J. E. and R. R. Rogers, 1963: Wind velocity measurements with Doppler radar. *Proc. 10th Weather Radar Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc.*, 329a-329i.
- Ray, C. L. Ziegler, W. C. Bumgarner, and R. J. Serafin, 1980: Single and multiple Doppler radar observations of tornadic storms. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 129-147.
- Rogers, R. R. and Pilie', R. J., 1962: Radar measurements of drop size distribution. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 503-506.
- Rogers, R. R., 1964: An extension of the Z-R relationship for Doppler radar. *Proc., 11th Weather Radar Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc.*, 158-161.

Ziegler, C. L., 1978: A dual Doppler variational objective analysis as applied to studies of convective storms. NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-85, National Severe Storms Lab., 116 pp.

附錄 3. COMMON DOPPLER RADAR EXCHANGE FORMAT

A tape format for Doppler radar data is reflected on the following page and was devised at the Common Exchange Doppler Format Workshop held in Boulder, Colorado, 1-2 April 1980. Since virtually all the groups using Doppler weather radar in the United States were represented at this workshop, the format as agreed upon will serve research purposes beyond SESAME in the future.

Each tape is divided into files (volume scans) and physical records. Each ray (data acquired for a given pointing direction) is written into more than one physical record only if there are too much data to fit into one 4095 16-bit word long record. In this case, the multiple records of the ray will have identical formats; they will have different field headers and data fields.

Each physical record contains the header blocks and data. Each header block is described below, and the exact format follows.

Mandatory Header. The first 45 words of each record have the same meaning for all tapes generated in this format. The first few words of this header are pointers to the start of subsequent headers.

Optional Header. This header immediately follows the mandatory header. It may be of any length including zero. The words within this header, if they exist, must have the contents indicated on the attached format, or must be flagged as bad data. (The flag is indicated in word 45 of the mandatory header.) The length of the header may be expanded from time to time, and the contents of the added words will be determined, by mutual agreement within the Doppler radar community. Such changes will not require tape reading software to be changed.

Local Use Header. This header immediately follows the optional header, may be of any length, including zero, and the words may have any meaning.

Data Header. This header, whose starting location is given by word 5 of the mandatory header, tells what data fields are associated with this ray, and whether the data field is a part of this physical record.

Field Header. This header precedes each data field, and gives information identifying the field. This header may have any length, but we have specified the contents of the first 19 words for all fields, and of a few additional words for the velocity and reflected power fields.

Data. Data are grouped by field, in 16 bit words, integers, 2's complement. The first word gives data for the sample volume nearest the radar, etc.

A block diagram of the Common Doppler Exchange Format is illustrated in Fig. 1.

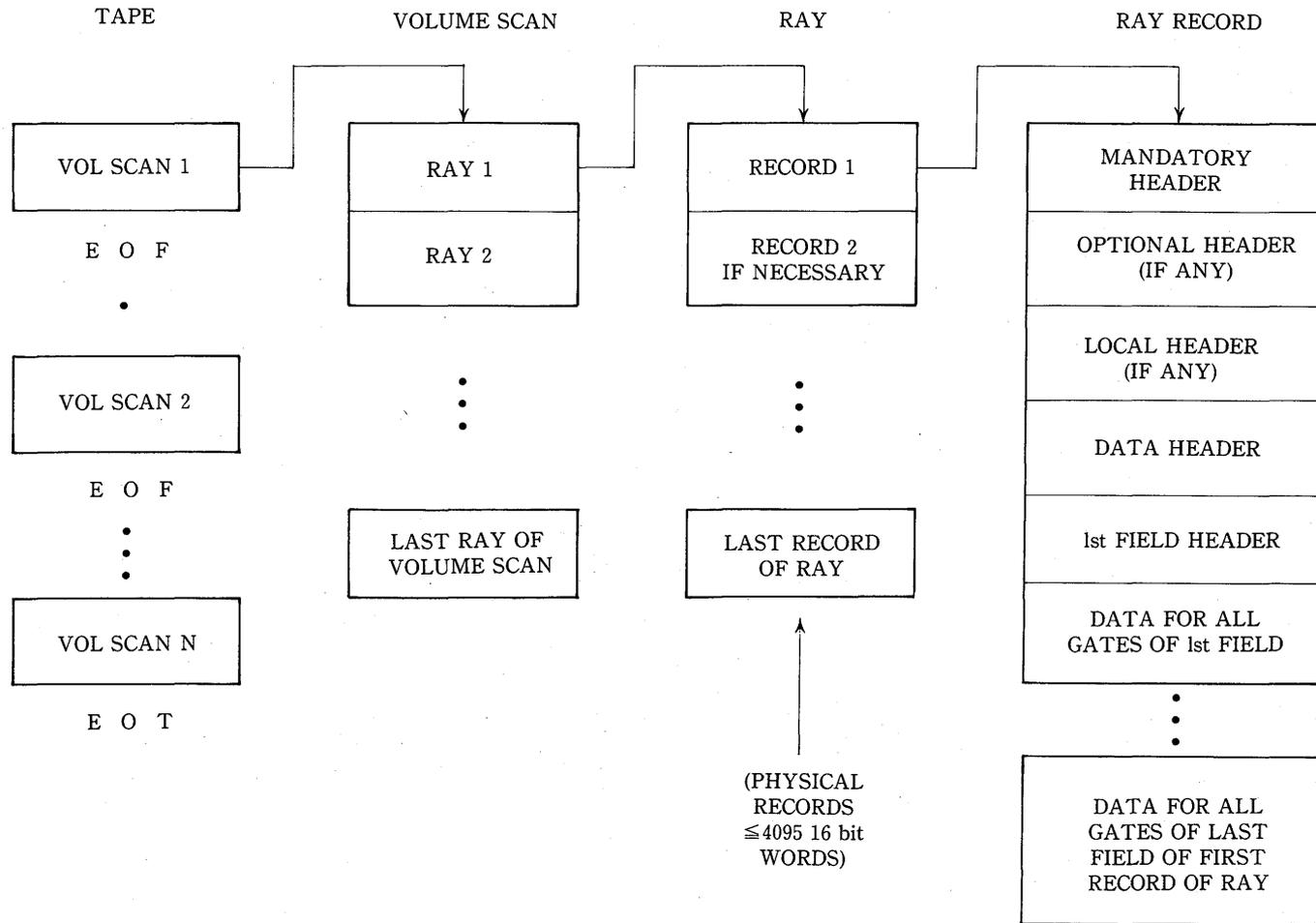


Fig. 1 Common Doppler Exchange Format.

- a. 1600 bpi, 9 track tapes
- b. 16 bit words, signed integers, 2's compliment
- c. Physical records, length ≥ 4095 words
- d. File marks between volume scans
- e. ASCII words are left justified, blank filled

Mandatory Header Block

Word

- 1 UF (ASCII)
- 2 Record length (16 bit words)
- 3 Position of first word of non-mandatory header block. (If no nonmandatory header block exists, this points to the first existing header block following the mandatory. In this way, word (3) always gives 1+the length of the mandatory header.)
- 4 Position of first word of local use header block. (If no local use header exists, this points to the start of the data header block.)
- 5 Position of first word of data header block
- 6 Physical record number relative to beginning of file
- 7 Volume scan number relative to beginning of tape
- 8 Ray number within volume scan
- 9 Physical record number within the ray (one for the first physical record of each ray)
- 10 Sweep number within this volume scan
- 11-14 Radar name (8 ASCII characters; includes processor ID)
- 15-18 Site name (8 ASCII characters)
- 19 Degrees of latitude (North is positive; South is negative)
- 20 Minutes of latitude
- 21 Seconds ($\times 64$) of latitude
- 22 Degrees of longitude (East is positive; West is negative)
- 23 Minutes of longitude
- 24 Seconds ($\times 64$) of longitude (Note: minutes and seconds have same sign as degrees)
- 25 Height of antenna above sea level (meters)
- 26 Year (of data) (last 2 digits)
- 27 Month
- 28 Day
- 29 Hour

- 30 Minute
- 31 Second
- 32 Time zone (2 ASCII-UT, CS, MS, etc.)
- 33 Azimuth (degrees \times 64) to midpoint of sample
- 34 Elevation (degrees \times 64)
- 35 Sweep mode : 0-Calibration
 - 1-PPI (Constant elevation)
 - 2-Coplane
 - 3-RHI (Constant azimuth)
 - 4-Vertical
 - 5-Target (stationary)
 - 6-Manual
 - 7-Idle (out of control)
- 36 Fixed angle (degrees \times 64) (e. g., elevation of PPI ; azimuth of RHI ; coplane angle)
- 37 Sweep rate (degrees/second \times 64)
- 38 Generation data of common format-year
- 39 Month
- 40 Day
- 41-44 8 char ASCII common format tape generator name
- 45 Deleted or missing data flag (Suggest 100000 actual)

Operational Header Block

Word

- 1-4 Project name (8 ASCII)
- 5 Baseline azimuth (degrees \times 64)
- 6 Baseline elevation (degrees \times 64)
- 7 Hr (start of current volume scan)
- 8 Minutes (start of current volume scan)
- 9 Second (start of current volume scan)
- 10-13 Field tape name (8 ASCII)
- 14 Flag (=0 if number of range gates, R min and spacing are the same for all data within this volume scan, =1 if these the same only within each sweep, =2 if these the same only within each ray)

Local Use Header Block (any length ; any contents)

Data Header

- 1 Total number of fields this ray
- 2 Total number of records this ray
- 3 Total number of fields this record
- 4 1st Field name : e. g., VE=velocity (m/s)
SW=spectral width (m/s)
DM=reflected power (dBm)
DZ=DBZ
etc.
- 5 Position of 1st word of 1st field header
- 6 2nd field name
- 7 Position of 1st word of 2nd field header, etc.

Field Header

- 1 Position of first data word
- 2 Scale factor (meteorological units=tape value divided by scale factor)
- 3 Range to first gate (km)
- 4 Adjustment to center of first gate (m)
- 5 Sample volume spacing (m)
- 6 Number of sample volumes
- 7 Sample volume depth (m)
- 8 Horizontal beam width (degrees \times 64)
- 9 Vertical beam width (degrees \times 64)
- 10 Receiver bandwidth (MHz)
- 11 Polarization transmitted (0=horizontal ; 1=vertical ; 2=circular ; >2 =elliptical)
- 12 Wavelength (cm \times 64)
- 13 Number of samples used in field estimate
- 14 Threshold field (e. g., DM) (2 ASCII)
- 15 Threshold value
- 16 Scale
- 17 Edit code (2 ASCII)
- 18 Pulse repetition time (microseconds)

- 19 Bits per sample volume (16 for exchanged tape)
- 20- ? Words for individual fields as follows :

for VE

- 20 Nyquist velocity (scaled)
- 21 FL (2 ASCII) if flagged in least significant bit with NCAR bad velocity flag (1=good ;
0=bad)

for DM

- 20 Radar constant=RC such that $dBZ = (RC + DATA / SCALE + 20 \log(\text{range in km}))$
- 21 Noise power (dBm \times scale)
- 22 Receiver gain (dB \times scale)
- 23 Peak power (dBm \times scale)
- 24 Antenna gain (dB \times scale)
- 25 Pulse duration ($\mu s \times 64$)