

## 第 8 章 気象学的ターゲット

嵐やその他の気象現象を検出することは、レーダの最も価値のある用途の一つだろう。激しい嵐や竜巻の警告、ハリケーンの観測、洪水の警告、ウィンドシアの警告は全てレーダに基づいており、毎年多くの人命と財産を救っている。この章では、レーダがさまざまな気象事象を検出する方法と、その制約や制限について説明する。気象学的に検出可能なほとんどのエコーの源となる降水粒子から始め、気象情報を提供する他のエコー源についても検討する。

### 雲

通常、雲はほとんどのレーダでは検出できないが、状況とレーダによっては検出できる場合もある。この議論のため降水雲と非降水雲を区別する。非降水雲は、雲粒子が小さすぎて下に落ちないか、雲が新しく降水に至る大きさの雲粒子を生成するのに十分な時間が経過していないか、雲粒子をほぼ一定の高度で浮遊させ続ける一定の安定した上昇気流がある。

雲は温度やその他の要因に応じて、非常に小さな水滴、氷の結晶、またはその両方で構成されている。多くの雲は液体の降水粒子として始まり、最終的には全て氷または氷と過冷却の水滴（過冷却の水滴は  $0^{\circ}\text{C}$  より低い；  $-40\sim 0^{\circ}\text{C}$  の液体；  $-40^{\circ}\text{C}$  未満では存在しない）の組み合わせに変わる。

雲粒子の大きさや凝集度は長年にわたって研究されてきた。雲の中での粒径分布は、雲の種類、年齢、高さ、および地理的な場所によって異なる。一般に、雲底から離れるほど、雲粒子は大きくなる。雲が成長すると、通常、雲粒子は大きくなる。また、海上または海上近くで形成される雲と内陸部で形成される雲は明確に異なり、海洋雲は大陸雲よりも単位体積あたりの雲粒子が少ない傾向がある。いずれの種別でも雲粒子の大きさは  $5\mu\text{m}$  から  $100\mu\text{m}$  以上である。図 8.1 (Fletcher, 1966) は様々な種類の雲の平均雲粒子粒径分布を示している。雲の場所や種類によって詳細は異なるが、一般的な特性は類似しているだろう。

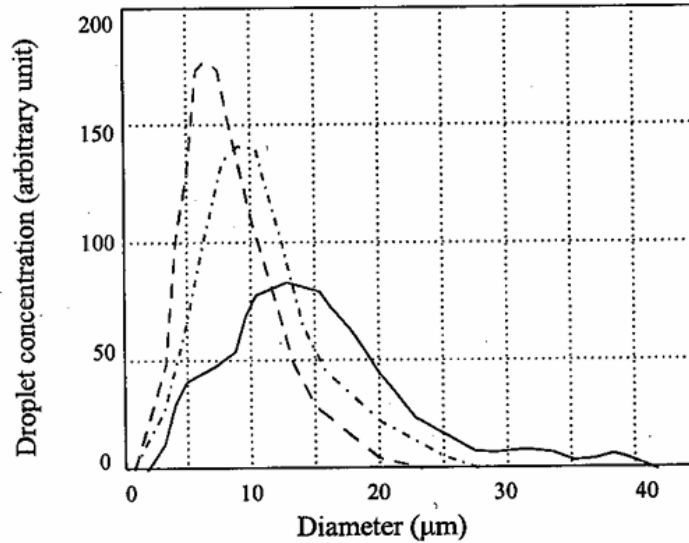


Figure 8.1 The mean droplet size distributions for various cloud types. Cumulus congestus (solid); altostratus (dash, dot, dash); stratus (dash). Based on Fletcher, 1966.

一般的に雲のレーダ反射率は非常に弱い。 $z = \sum N_i D_i^6$ の関係から、一部の雲から生じる可能性のある反射率を計算できる。大陸雲における雲粒子の粒径分布は次の表が妥当だろう。

Diameter (mm)	Number/cm <sup>3</sup>	$N D^6$ (mm <sup>6</sup> /m <sup>3</sup> )
5	100	$1.56 \cdot 10^{-6}$
10	100	$1.00 \cdot 10^{-4}$
15	50	$5.69 \cdot 10^{-4}$
20	25	$1.60 \cdot 10^{-3}$
25	10	$2.44 \cdot 10^{-3}$
30	5	$9.19 \cdot 10^{-3}$
35	1	$4.01 \cdot 10^{-3}$
		<b>Total = <math>1.80 \cdot 10^{-2}</math></b>
		<b>=&gt; -17.4 dBZ</b>

反射強度の合計-17 dBZは非常に弱く、数キロメートルを超えるとほとんどの気象レーダでは検出されない；一部のレーダでは距離によらず検出できない。航空機に搭載されているほとんどの気象レーダは雲を検出するのに十分な感度がない。

上記の表から言及すべき興味深い点が1つある。それは、小さな雲粒子の数は大きな雲粒子を1桁以上上回っているにもかかわらず、反射率への寄与は無視できるという事実である。反射率のほとんどは最もサイズの大きい雲粒子に起因する。これは、反射率の式において直径の6乗の項の結果である。同じ特徴が雨粒の粒径分布にも当てはまる。

## 雨

雨はほとんどのレーダで容易に検出される。雨は小雨（西海岸の「オレゴンミスト」）から目がくらむほどの激しい豪雨まで様々な強度で降ることがある。レーダによる雨の観測はレーダの重要な定量的用途の1つである。次のセクションでは、雨の特性の一部と、雨がレーダによる検出可能性にどのように影響するかを述べる。

### 雨粒の粒径分布

雨粒の粒径分布も過去30年から40年にわたって広範囲に研究されてきた。これらの分布をサンプリングするために多くの手法が開発されてきた。最も使用された技術の1つは、個々の雨粒を測定できるほどの解像度で大量の雨を撮影するレインドロップカメラである。これらの粒径分布から降雨強度 (mm/h など)、液体の水分含有量 (g/m<sup>3</sup> など)、レーダ反射因子 (mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup>) を容易に計算できる。

図8.2は、オタワで収集され、J. S. MarshallとW. McK. Palmer (1948)によって使用された3つの粒径分布を示している；これらは、おそらく気象学全体、特にレーダ気象学で最も広く知られている粒径分布であり、マーシャル・パルマー分布として知られる関係の基礎となっている。これは、雨粒のおおよその粒径分布を雨量の関数として与える便利な関係である。そのため、さまざまな分析の応用問題や他の関係を導き出すのに役立つ。

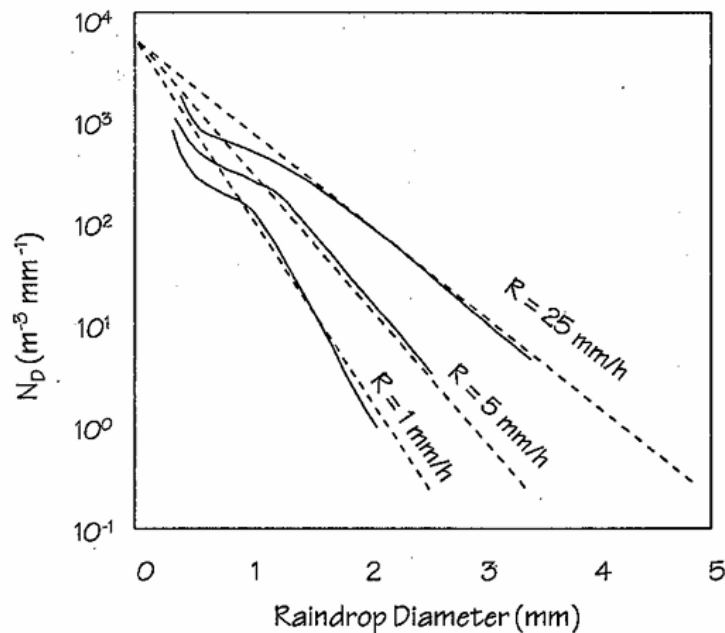


Figure 8.2 Marshall and Palmer drop-size distribution functions compared with the results of Laws and Parsons. Based on Marshall and Palmer, 1948.

マーシャルとパルマーの関係は、次の式で与えられる。

$$N_d = N_0 e^{-\lambda D} \quad (8.1)$$

ここで、 $N_0 = 8000/(m^3 \text{ mm})$ 、 $D$ は雨粒の直径(mm)、 $\lambda$ は次式で与えられる。

$$\lambda = 4.1 R^{-0.21} \quad (8.2)$$

$R$ は降雨強度(mm/h)である。

この関係により、ある雨量強度の下で任意の粒径について、単位体積、単位粒径区間あたりの水滴数を計算できる。粒径分布は雨のレーダ反射率や含水率 (LWC: Liquid Water Content) の計算に用いられる。

### Z-R 関係

これまでの議論から、雨量強度とレーダ反射率との間に関係があることは明らかである。実験で計測された粒径分布は、レーダ反射率と雨量強度の両方を計算するのに広く使用されている。反射率に対する雨量強度をプロットしたり、これらの統計的な相関を求めたりすることで、2つのパラメータの関係を決定できる。最もよく用いられる反射率と雨量強度の数学的関係は、以下の経験的関係である。

$$z = A R^b \quad (8.4)$$

ここで、 $R$ は降雨強度 (mm/h)、 $z$ はレーダ反射因子 ( $\text{mm}^6/\text{m}^3$ )、 $A$ と $b$ は経験定数である。Battan (1973)は、60以上の実験的に決定されたZ-R関係を示した；1973年以降、さらに多くのZ-R関係が決定されている！それぞれが特定の時間と場所、暴風雨に適用されるが、多くの場合、それぞれにはほとんど違いはない。特定の状況に対するZ-R関係が存在しない限り、実際に使用する必要があるのは3つか4つだけである。これらでさえ劇的に異なるわけではない。

最も一般的に使用されるZ-R関係はマーシャルとバルマーによるもので、 $z = 200 R^{1.6}$ である。これは多くの研究の基礎であり、レーダデータから降雨量を計算するために広く使用されている。実際、第10章で説明するように、レーダは広い範囲の降雨量を測定するための非常に便利な方法である；Z-R関係はこの根幹である。

### DVIP レベル

レーダは降雨量に関する定量的な情報を優れた解像度で提供できる。雨によるレーダ反射因子は、おそらく20 dBZ ( $100 \text{ mm}^6 / \text{m}^3$ )から50 dBZ ( $100000 \text{ mm}^6 / \text{m}^3$ )以上までさまざまである。嵐では75 dBZという高い反射率が測定されるが、約55 dBZを超える場合はしばしば雹と関連する；反射強度が高いほど大きな雹が存在する可能性が高くなる。

レーダ信号処理は、反射率のわずかな違いを解像できる。多くのレーダには80~90dBのダイナミックレンジ（検出可能な最も強い電力と最も弱い電力の差、通常はデジベルで表される）がある；この範囲はしばしば256段階に分割され、1/3 dB程度の分解能が得られる。

しかし、常に高い解像度ができるわけではない。デジタル信号処理がレーダに適用された当初、今では当たり前となっているような多くの強度レベルを扱うことはできなかった。初期のシグナルプロセッサの中には、強度レベルがほんの一握りしかないものもあった。

アメリカ国立気象局 (NWS: National Weather Service) は、嵐の反射率を比較的少数のレベルに分割して非常に実用的な成果を得た。このために使用されるプロセッサは、デジタルビデオインテグレートプロセッサ (DVIP) と呼ばれていた。NWS はレーダの反射因子ではなく雨量に基づいて嵐の強度を6つのレベルに分割した。ヤード・ポンド法からメートル法への転換前であった；これらの分割には、in/h の降雨量が使用された。表 8.1 は、これらの強度レベルと、対応する降雨量と反射率を示している。

航空機レーダの場合は NWS レーダで使用される強度レベルを少し変形して使用する。航空機に搭載されているレーダは、レベル 1、2、3、5 の4つのレベルの強度しか使用しない。

*Table 8.1 DVIP intensity levels based on rainrates and the corresponding radar reflectivity factors. Reflectivities are based on  $z = 200 R^{1.6}$ .*

<b>DVIP level</b>	<b>Rainrate (in/h)</b>	<b>Reflectivity (dBZ)</b>
1	0.1	29.5
2	0.25	35.9
3	0.5	40.7
4	1.25	47.0
5	2.5	51.9
6	4.0	55.1

DVIP を使用する際には、表示されたレベルの強度は下限値であり、実際の強度はより強い恐れがあることを意識すること。たとえば、航空機のレーダで DVIP レベル 3 と表示される場合、強度は 0.5 in/h ( $Z \geq 40.7$  dBZ)以上、2.5 in/h ( $Z \leq 51.9$  dBZ)未満であることを意味する。安全上の問題として、判定された反射強度または降雨強度は下限値ではなく上限値（つまり、1段上の DVIP レベル）に近いと想定するのが賢明である。

## 雪

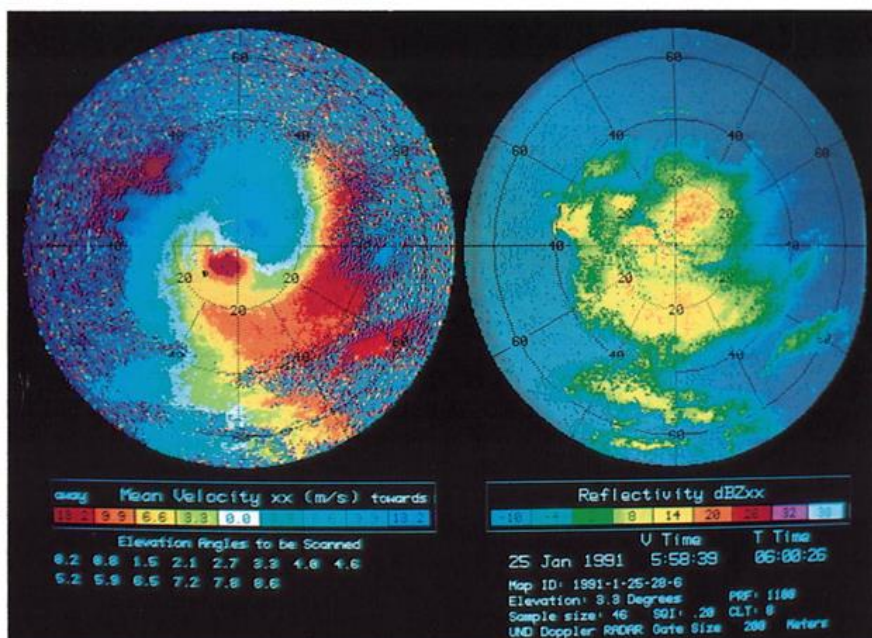
冬の間、アメリカのテレビの天気予報では、しばしば予報官がレーダは雪をうまく検出しないと。ある意味では彼らは正しいと思うが、レーダの責任を嵐に責任をなすりつけているのかもしれない。吹雪は、できるだけレーダから隠れようとしているようだ。なぜそうなるのか見てみよう。

実際には、雪はレーダで簡単に検出できる。しかし、雪と雨の間にはいくつかの重要な違いがある。大きな違いの1つは、雪の降水量は通常、雨よりもはるかに少ないことである。この比較は、「水換算」の降水量に基づいている。雪の量は液体に変換され、溶けた水の降雨量 (mm/h)と同様に測定されることがある。大気が保持できる水分の量は温度に強く依存する；温度が高いと大気は低温よりもはるかに多くの水蒸気を保持することができる。この結果、最も激しい降雪（および降雨）は最も暖かい温度で発生する。最も重い雪は、表面の温度が氷の融

解温度をわずかに上回っているとき、つまり 33° F から 36° F のときに降ることが多い。もちろん、表面上の温度はこれよりも低い；さもないと、雪ではなく雨になる。

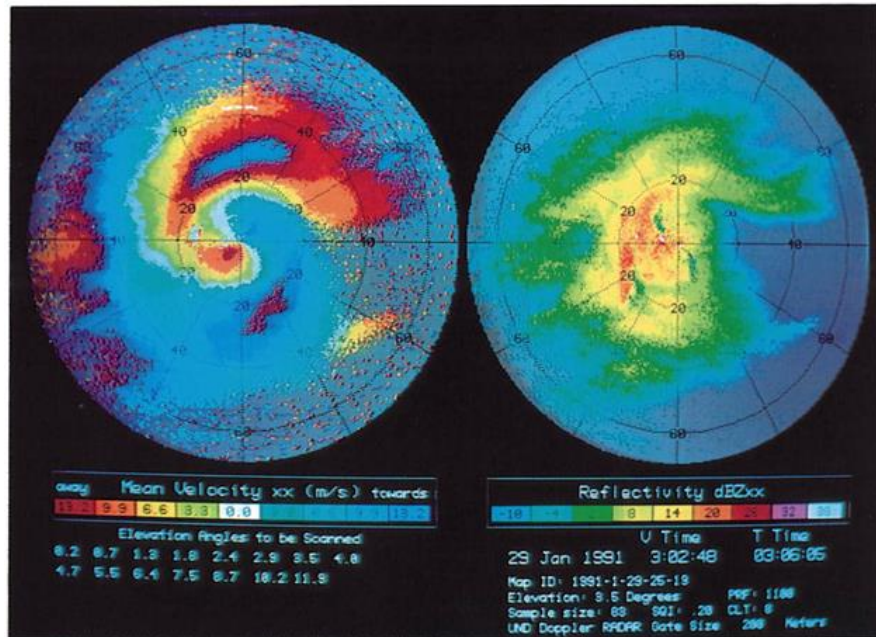
雪と雨の2番目の大きな違いは、氷の誘電率が水の誘電率よりも小さいことである。ビーム内に分布した標的に対するレーダ方程式の $|K|^2$ 項は、水の値は0.93だが、氷の値は0.197である[これらの数値は両方ともレーダの周波数や温度にわずかに依存する；ほとんどの気象レーダと温度では、これらの変動は無視できることに注意する]。この違いにより、レーダが雪や氷から受け取る電力は液体の場合よりも約7 dB 小さくなる。氷の結晶は通常、雲の粒よりも大きいですが、レーダには氷の結晶は同じ質量の固体の氷球のように見える (Battan, 1973)。通常、雪の密度は純水や固体の氷よりもはるかに低いため、見た目の大きさほど受信電力は大きくならない。

数値的な例を考えてみよう。カラー図13と14は、コロラド州デンバー近郊の2つの雪の状況を示している。これらの嵐のレーダ反射率は、20~25 dBZ のオーダーであった。WSR-88Dレーダの場合、付録Dのレーダ定数は64.9dB；検出可能な最小信号電力は-113 dBm である。式5.19は、20 dBZのエコーを検出できる最大範囲を計算するために使用できる。



Color Figure 13





Color Figure 14

$$z = C_3 + P_r + 20 \log_{10} r$$

式 5.19

値を代入して距離 $r$ について解くと、最大距離 2540 km が得られる。これは、これまでに検出された最も背の高い雷雨よりもはるかに遠い！したがって、雪を検出できない理由は反射率の低さではなく、そのエコー高度にある。

雪が常にレーダで検出できるとは限らない主な理由は、典型的な吹雪の高さが低いことである。吹雪は通常、ほとんどの暴風雨、特に雨や雹を発生させる非常に背の高い雷雨と比べてはるかに低い。吹雪はしばしば非常に広範囲に及ぶが、地表から数千メートルしか伸びない場合がある。約 120km 先にある高さ 1500m の吹雪はレーダビームの下方にある（標準的な屈折率でレーダの最小仰角は  $0.5^\circ$  と仮定）。

これらの影響により、雪は雨よりも検出されにくくなる傾向がある。通常、レーダは非常に遠方の雨まで検出できるが、雪はレーダの最大範囲までは見えない。

## ブライトバンド

気象学の事実として、多くの降水量が全水のプロセスとしてではなく、氷のプロセスを通じて形成される。地面に降る雨の多くは、氷や雪として始まる。雪から雨への移行ではいくつかの興味深い変化が起り、レーダの観測結果に影響を及ぼす。

前述のように、同じ直径（またはほぼ同じ質量）の粒子の中では、氷からの反射率は水からの反射率よりも低くなる。雪と雨の間にはもう 1 つ特筆すべき違いがある。それは終端速度である。自由落下する物体の終端速度は、物体を下方に引っ張る重力と、物体を減速させる空気抵抗とのバランスがとれているときに発生する一定の速度である。粒子の終端速度は、その密度と形状、および大気密度と粘度に依存する。球体やその他の滑らかな物体は、（同じ質量の粗い物体よりも速く落下する。密度の高い物体は、（同じ大きさの）軽い物体よりも速く落下する。物体は、密度が低い大気中では、大気密度が高い地表付近よりも速く落下する。

さて、雪が降り、溶けて雨になるとどうなるだろうか？大気中の融解レベルより上（すなわち、0°C等温線より上）では、雪は比較的遅い終端速度で降る。溶けるレベルに達するとすぐに溶け始める。雪は氷点下をわずかに上回る温度で降っているため、外側から内側に向かって溶け始める。これは、雪の先端が最初に溶けることを意味する。十分な融解が起こると、雪の結晶は適度に大きく不規則な形をしたまま、水によってコーティングされ始める。したがって、レーダには、溶けた雪片は、ゆっくりと落下する大きな水滴のように見え始める。レーダが受け取る電力は $|K|^2$ に比例するため、氷から水への変化により、最初に反射率が7dBも増加する。

水に覆われた雪が降って溶け続けると、そのサイズは小さくなり終端速度が増加する。最初の効果として、反射率は雪と水滴の間の有効直径の変化に応じて多少減少する。2番目の効果は、融解レベルを下回る水滴は、そこに入ってくる水滴よりも速く移動するということである。これにより、雪片の数密度や濃度がいくらか減少し、この領域の反射率がさらに減少する。

これら全ての効果を組み合わせると、反射率には次のような特徴がある（図 8.3 および 8.4 を参照）。融解高度より上の雪の反射率から考えると、雪から最大受信信号まで反射率が約 5~15 dB 増加する。この最大値を過ぎると反射率は 5~10 dB 減少する。通常、融解高度より下の反射率の方が上よりも高い。

この現象がレーダディスプレイに表示されるかどうかは、使用されているディスプレイの種類によって異なる。RHI では、融解レベルのすぐ下にある反射率の強化された層になる。古いアナログディスプレイでは、通常、このレベルは他の領域よりも明るく表示される；それゆえ「ブライト」バンドという名前が付けられた。色を使用して反射率を表示する最新のディスプレイでは、ブライトバンドは反射率の高い色付きバンドになる。

PPI ディスプレイでは、特に地上レベルに配置され、表面のどこかに明るいバンドがある場合、ビームが明るいバンドと浅い角度で交差するように、アンテナを少し上に傾ける必要がある。次に、アンテナが方位角でスキャンすると、レーダは反射率が強化されたリング状の領域を表示する。融解高度は、明るいバンド領域の最も遠い部分に対応する高さになる。

ブライトバンドは、主に層状または安定した状況で発生する。強い対流（convection → convection?）が存在する場合は同じ物理学が適用されるが、雪と雨の間の遷移は、ほとんどの場合検出できないほど混沌としている。エコーが広範囲に広がり落ちていていると、ブライトバンドを検出しやすくなる。ただし、雷雨の減衰部分では、ブライトバンドが検出されることがよくある；それらの存在は通常、嵐（または少なくともブライトバンドを含む嵐の部分）が消えつつあることを示している。

ケニアで雹を抑制するための cloud-seeding プロジェクトに取り組んでいる際、衰弱する雷雨のブライトバンドを観察して驚いた。嵐の中でブライトバンドが明らかになったとき、それは通常、嵐がもはやその地域にとって雹の脅威ではなくなったことを意味した；通常、その日の作業はブライトバンドが現れた頃に終了した。



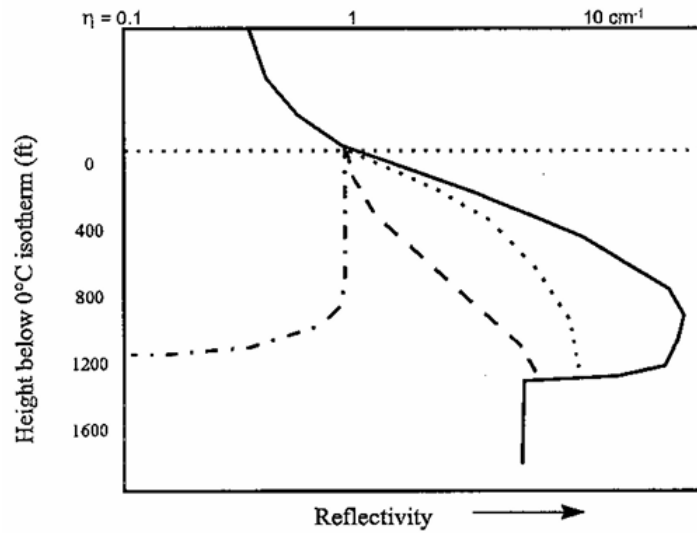


Figure 8.3 Schematic drawing showing the effects of particle coalescence (dotted), melting (dash), and changes in the terminal velocity (dot-dash-dot) on radar reflectivity through the bright band. From Austin and Bemis, 1950. Zero height is the freezing level. Radar reflectivity  $\eta$  is given along the top of the figure.

図 8.3 粒子合体（点線）、融解（ダッシュ）、および終末速度（ドット-ダッシュ-ドット）の変化がブライトバンドを介したレーダ反射率に及ぼす影響を示す模式図。オースティンとベミス、1950 年より。高さゼロは融解高度。レーダの反射率 $\eta$ は、図の上部に沿って示されている。

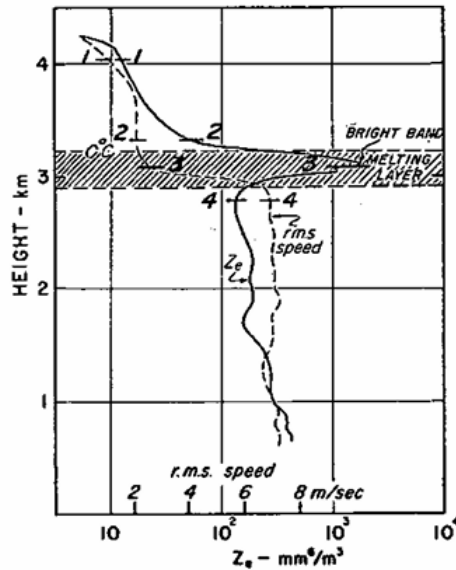


Figure 8.4 Simultaneous profiles of reflectivity factor  $Z$  and root-mean-square particle fall speeds in light (1 mm/h), steady precipitation with a bright band. Based on Lhermitte and Atlas, 1963.

## 雹

雹は直径 5mm 以上の氷の粒が降ることと定義される。たいていの場合は雷雨で発生するが、雷や雷を発生させない暴風雨から降ることもある；ただし、これはややまれである。一方で、多くの雷雨は稲妻と雷を生成するが雹は降らない。一部の推定によると、全ての雷雨の 85% がその事例期間中に雹を含むと言われている。

雹の直径は 5mm から約 10cm の範囲だが、1972 年 9 月 14 日にカンザス州コーヒービル近郊に降った世界記録の雹は、最長の寸法で 14cm であった。しかし、本当に大きな雹はかなり珍しく、通常は大量に発生することはない。

同時に異なる大きさの雲粒と雨粒が存在するように、降雹の粒径分布もそれを引き起こした嵐に依存する。雹は小さなものから大きいものまで幅広いことがあり、雹の速度は粒径によって決まるため、最初に大きい雹が降り、徐々に小さい雹が降ってくることは珍しくない。これを生み出す重力による選別と、ほとんどの雹の嵐が適度な速度で移動していることが組み合わせ、地上の 1 つの地点に大きな雹が降り、その近くではるかに小さな雹が降ることがある。

前述のように、雹の終端速度はその直径に依存する。また、雹の形状（つまり、その「抗力係数」）と空気の密度にも依存する。雹の終端速度の計測や計算によると、通常、雹の終端速度は、 $V_t = AD^{0.5}$  の形式の力関係で表せることがわかった。ここで、 $D$  は雹の直径（通常は cm）で、 $V_t$  は m/s である； $A$  は経験定数である。ある計測では  $A$  は 11.45 と示された（Matson and Huggins, 1979）。これは地上レベルで適用される；高度が高く大気密度が低くなるにつれて、終末速度は速くなる。

雹からの反射率は、外面が濡れているか乾いているか、または雹に水が含まれているかどうか（つまり、海綿状の雹）によって異なる。乾いた雹は同じ大きさの湿った雹よりも反射率

が低くなる。これもまた、氷と水の誘電率が異なる結果である。単一の雹（または同じ場所で同様の条件で落下する雹の集まり）からの反射率は、融解レベルを下回ると変化する可能性がある。

雹の最終的な問題は、レイリー散乱条件が適用されないほど大きいことが多いことである。つまり、雹はミーム領域にあるのである。波長 3 cm および 5 cm のレーダの場合、ほとんど全ての雹がミーム領域にある；波長 10cm のレーダで検出される小さな雹は、まだレイリー領域にあるが、大きな雹はミーム領域にある。第 10 章では、特に雹の検出に 2 波長レーダ（つまり、波長の異なる 2 つの同じ位置に配置されたレーダのセット）の使用について説明する。

ミーム領域に雹が降ることの 1 つの結果は、雹が溶けて小さくなるにつれて、雹の後方散乱断面積が増加する可能性があることである。ただし、レーダのパルス量は通常非常に大きいため、数千とは言わないまでも数百の個々の雹が同時に受信電力に寄与するため、この影響はレーダでは検出できない場合がある；多数の雹が存在するため、個々の雹の影響はそれほど重要ではない。

## 減衰

電磁波は経路中に存在する物質の種類と密度に応じて弱まる。一部の物質は他よりも大きく電磁波を減衰させる。物質がない自由空間（例えば、地球と月の間のほぼ真空の空間）では減衰は起こらない；大気圏内では多かれ少なかれ減衰が生じる。減衰はレーダの利用に際して非常に重要な影響を及ぼす可能性があるため、その原因について詳しく調べよう。

### 大気による減衰

雲や降水のない大気には、窒素、酸素、水蒸気、その他のガスが少量含まれている。レーダの波長においては、窒素や他の多くのガスは大きな減衰を引き起こさない。図 8.5 (Bean and Dutton, 1968) は、酸素と水蒸気の両方の減衰を周波数の関数として示している。この図から、約 10 GHz 未満の周波数では減衰がそれほど問題にならないことは明らかである。ただし、水蒸気が図に使用した量よりも多い場合、減衰は大きくなる。

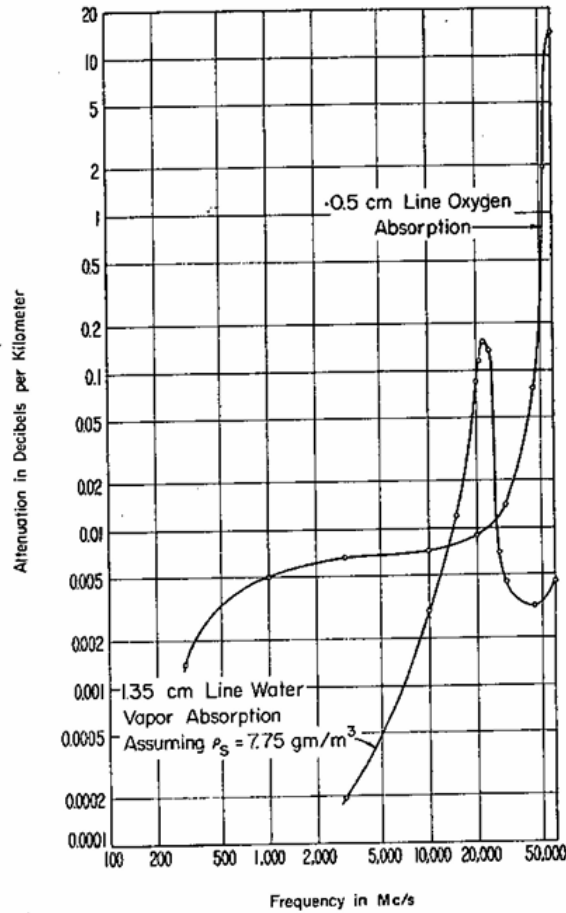


Figure 8.5 Atmospheric attenuation from water vapor (dashed curve) and oxygen (solid curve) at standard pressure (1013.25 mb) as a function of frequency. The water vapor curve assumes an absolute humidity of  $7.5 \text{ g/m}^3$ . From Bean and Dutton (1968)

縦軸に示した減衰の単位は dB/km であることに注意すること。0.01 dB/km は 100 km で 1 dB 減衰することを表す。また、レーダは送信した信号の反射波を受信することで機能するため、レーダの電磁波が移動する経路はこの距離の 2 倍になり、上の例では合計 2dB の減衰が発生することになる。

地球の曲率により、レーダからの距離が長くなるほどビームは高くなるので、減衰の大部分はレーダの近くで生じる。図 8.6 は周波数に応じた双方向レーダの減衰（仰角  $0^\circ$  と  $5^\circ$ ）を示したものである。

結論として、大気によって引き起こされる減衰は通常非常に小さく、無視されることが多い。正確な測定が必要な場合は、大気による減衰量を距離と仰角の関数として求め、反射率を補正する。

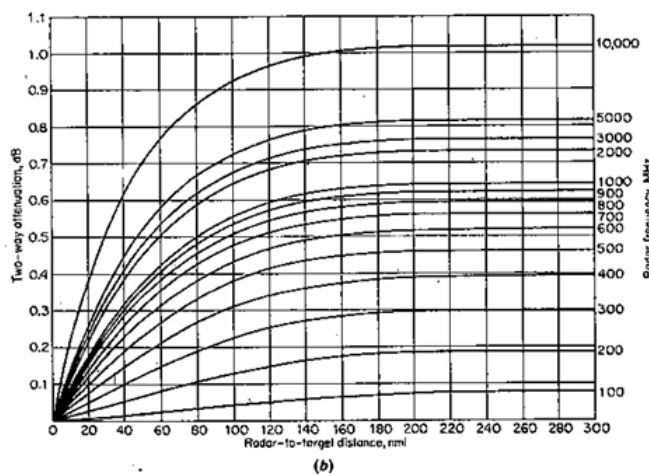
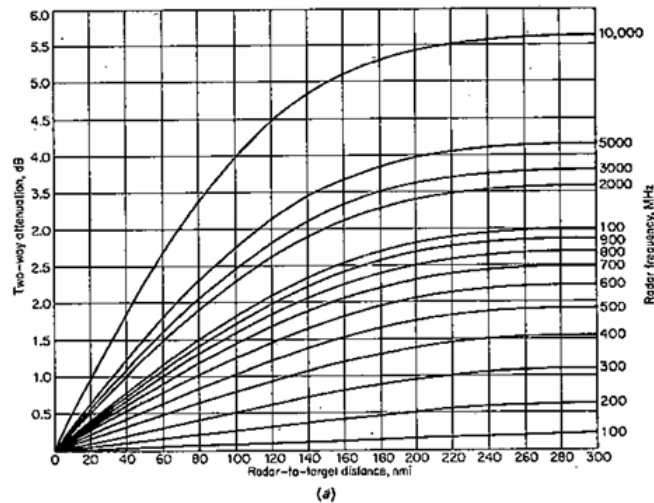


Figure 8.6 Attenuation for two-way radar propagation as a function of range and frequency for elevation angles of  $0^\circ$  (a) and  $5^\circ$  (b). From Skolnik, 1980, Introduction to Radar Systems, with permission of McGraw-Hill, Inc.

### 雲による減衰

雲による減衰は、大気による減衰よりも大きく変動する。これは雲自体が、非常に薄い雲から非常に厚い雲まで多様であるためである。さらに、雲が水滴で構成されているのか、氷の粒子で構成されているのかにも依存する。氷の雲を通る際の減衰は、非常に長い経路を通過する場合を除いて無視できるだろう。

表 8.2 は、レーダの波長、雲の温度、および水か氷かの関数としての雲の減衰率を示している。氷の状態の減衰率は約  $0.0006$  から  $0.009(\text{dB}/\text{km})/(\text{g}/\text{m}^3)$  の範囲である。ここでも、高い周波数（短い波長）は低い周波数よりも減衰が大きいことがわかる。氷雲の減衰率が低いことは明らかである。



Table 8.2. One-way attenuation coefficient  $K_1$  in clouds in (dB/km)/(g/m<sup>3</sup>). From Gunn and East, 1954.

	Temp. (°C)	Wavelength (cm)			
		0.9	1.24	1.8	3.2
Water	20	0.647	0.311	0.128	0.0483
	10	0.681	0.406	0.179	0.0630
	0	0.99	0.532	0.267	0.0858
	-8	1.25	0.684	0.34*	0.122*
Ice	0	0.00874	0.00635	0.00436	0.00246
	-10	0.00291	0.00211	0.00146	0.00081
	-20	0.00200	0.00145	0.00100	0.00056

\* extrapolated

水雲については、雲が少しでも密集していたり広範囲であったりする場合、ほとんどのレーダ波長で減衰量を無視することはできない。例えば、波長 3.2cm のレーダを使用したとき、液体の含水量が 4g/m<sup>3</sup>、温度が 20°C、片道の経路長が 25km の雲の合計減衰は 10dB になる。

### 雨による減衰

当然ながら、雨による減衰は雲よりもずっと大きい。表 8.3 と 8.4 は、雨の減衰率をそれぞれ降雨率とレーダ反射率の関数として示している。X バンドレーダの減衰率は高いため、多くの雨の状況、特に雷雨で深刻な減衰が発生する可能性がある。たとえば、3.21 cm の波長でのミューラーとジョーンズの関係によれば、降水量が 100 mm/h の雷雨を通る 10 km の経路で減衰は 11.6 dB になる。経路が長くなったり降雨量が多かったりすると、さらに減衰は大きくなる。

別の例で、X バンドレーダが DVIP レベル 6 (Z=55.1 dBZ) で 10 km に渡る嵐を検出した場合、11.6 dB の減衰が発生する。これはおそらく、嵐の向こうにある弱いまたは中程度の嵐が検出されないほどの減衰ではないが、遠くの嵐の強度は大幅に過小評価されるだろう。

Table 8.3 One-way rain attenuation  $K'$  in (dB/km)/(mm/h). From Wexler and Atlas, 1963.

$\lambda$ (cm)	M-P (at 0°C)	Modified M-P (0°C)	Mueller- Jones (0°C)	Gunn and East (18°C)
0.62	0.50-0.37	0.52	0.66	
0.86	0.27	0.31	0.39	
1.24	$0.117R^{0.10}$	$0.31R^{0.07}$	0.18	$0.12R^{0.06}$
1.8				$0.045R^{0.11}$
1.87	$0.0045R^{0.10}$	$0.050R^{0.10}$	0.065	
3.21	0.005-0.007*	0.0053	0.0058	
4.67	$0.011R^{0.15}$	$0.013R^{0.15}$	0.018	$0.0074R^{0.31}$
5.5	0.003-0.004*	0.0031	0.0033	
5.7				$0.0022R^{0.17}$
10	0.0009- 0.0007*	0.00082	0.00092	0.0003

\*First value applies at 2 mm/h, second at 50 mm/h, and there is a "smooth transition" between them.

Table 8.4 Attenuation by rain expressed in terms of  $z$  ( $\text{mm}^6/\text{m}^3$ ). Except for those from McCormick, the values are based on the modified MP data in Table 8.3 and a Z-R relationship of  $z = 300 R^{1.5}$ .

Frequency (GHz)	Wavelength (cm)	$k_p$ (dB/km)
15.0	2.0	$7.15 \cdot 10^{-4} z^{0.725*}$
9.3	3.21	$1.18 \cdot 10^{-4} z^{0.67}$
8.0	3.75	$1.16 \cdot 10^{-4} z^{0.806*}$
5.5	5.5	$6.9 \cdot 10^{-5} z^{0.67}$
3.0	10.0	$1.83 \cdot 10^{-5} z^{0.67}$

\* From McCormick, 1970

### 雪による減衰

雪は雲よりも減衰が大きいですが、その総量は通常無視できる。雪による減衰が小さいのは、一般的な雪の観測で説明したのと同じ要因、つまり誘電率の差異、雨に比べて雪の融解降水強度が小さいこと、一般的に雪雲が低高度にあることである。

表 8.5 は、4つの異なる波長と3つの異なる降水速度の減衰率を示している。10 mm/h の降水量で雪の中を往復 50 km 通過しても、減衰はわずか 2 dB である。正確な測定以外では無視できるだろう。

Table 8.5 One-way attenuation coefficients (dB/km) by low-density snow at 0°C calculated from:  $k_s = 3.5 \cdot 10^{-2} R^2 / \lambda^4 + 2.2 \cdot 10^{-3} R / \lambda$  (Battan, 1973).

Wavelength (cm)	Precipitation rate $R$ (mm/h)		
	1	10	100
1.8	0.0046	0.344	33.5
3.2	0.0010	0.040	3.41
5.4	0.00045	0.0082	0.45
10.0	0.00022	0.0026	0.057

## 雹による減衰

雹による減衰を定量的に推定することは非常に難しい。雹の持続時間や範囲、強度は幅広い。実際には、雹は非常に珍しい大気現象であり、滅多に発生しない。嵐の中に雹が存在する場合、しばしば非常に激しい雨を伴う。雨と雹の両方の正味の影響は、雹がない場合よりも減衰が大きくなることである。

## 減衰の補正

前のセクションでは、条件（雨量強度や反射率など）を正確に得られれば、減衰の量を推定できる可能性があることがわかった。その知識を武器に、失われた信号を補正できるだろうか？答えは、明白な「たぶん」または「時々」だ！

ガスによる大気中の減衰を除いて、通常、減衰を引き起こしている領域全体の範囲は実際にはわからない。ガスの減衰は非常に簡単である。レーダ信号の経路を考えれば、ガスの減衰を簡単に計算して補正できるはずだ。時間と空間で大きく変動する水蒸気でさえ、多くの場合、損失を補正する程度には十分正確に決定できる。なお、これらによる損失は通常かなり小さく、しばしば無視される。

雲や降雨による減衰を補正するのは、それほど簡単ではない。通常、雲はレーダでは検出できないが、雲による減衰は大気中のガスによる減衰を上回ることがある。一方の降雨は、通常レーダで見ているように、少なくとも嵐の遠い端まではっきりと表示される！これが問題である。減衰が一定量を超え、嵐の中を信号が戻ってなくなると、その方向のエコー検出の最大範囲は減衰の大きさに応じて短くなるだけとなる。したがって、レーダが嵐の向こう側で見ているものは、すでに減衰の影響を受けている可能性がある。エコーが検出されている限り、減衰がなかった場合のエコー強度を推定できる可能性がある。減衰を補正しようとする、反射率や降水強度の推定値が非常に不正確になる恐れがある。補正を試みる場合は、最終的な推定値が無限大になり始めないように注意すること！

ただし、特定の目的において、安全に行うための状況が十分に知られている場合は、依然として減衰の補正が重要になる場合がある。例えば、降雨量の推定値は、減衰量を正確に把握して補正することにより改善できる可能性がある。減衰によって失われたエコーを推定する手法はある。しかし、エコーが完全になくなると、欠落している情報を埋めるための他の仮定や情報が利用できない限り、その先にある何かを回復することは不可能である。たとえば、別の

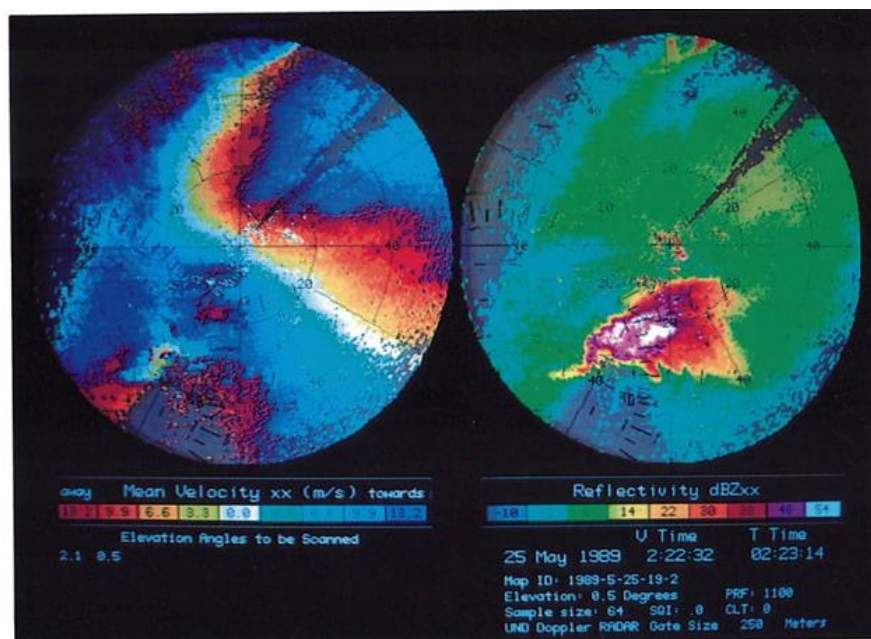
方向から嵐を監視する別の（または2つ、3つの）レーダを使用すると、減衰損失を補正するのに十分な情報を提供できる。これは、レーダネットワークのデータを結合する際に、ネットワーク内で最も強い反射強度を採用することの本質である。

## 減衰の存在の認識

レーダの減衰が問題となる場合を認識できるだろうか？たまたま。それは、検出される降水の種類、強度、および程度に依存する。雷雨や非常に強いエコーの間では、ある程度の減衰が起こることはほぼ確実である。

減衰が問題であることが明らかな場合がある。非常に強い減衰が発生すると、エコーの先に非常に弱いエコーまたはエコーがまったく含まれていない放射状領域がよく発生する。この減衰の「影」は、減衰を発生させる嵐が非常に激しいことの証拠である。しかし、嵐の向こう側の領域が減衰しているかどうかは明らかではない。同じような形をした無害な嵐もある。どうすれば違いを見分けることができるだろうか？嵐の向こう側に別の嵐がない場合、地上のレーダで見分けるのは難しいかもしれない。遠方に嵐が存在する場合、それらは手前の嵐が実際に何をしているのかについての手がかりを与えるかもしれないし、そうではないかもしれない。

カラーの図 11 は、UND レーダの南西 20~40 km にある、竜巻を発生させる強い雷雨の向こう側にある減衰領域を示している。信号の減少は、この図の反射率と速度特性の両方で明らかである。損失した信号の大きさを正確に推定することは困難だが、エコーの一部が欠落していることは容易に確認できる。一般的な地域での澄んだ空気のエコーの反射率と嵐の向こうで検出された反射率を比較すると、竜巻の嵐は 10~15dB もの減衰を引き起こしたように見える。



Color Figure 11

飛行機では、レーダの操作により減衰の有無を認識する可能性を高められる。そのためには、アンテナを下に傾けてレーダの最大範囲付近で地面が検出されるようにする。レーダの最大範囲までの間に嵐が存在し、その背後に地面のエコーがなければ、減衰が存在することの明



確な証拠となる。この手法は、Archie Trammell(1989)が空中レーダの使用に関するトレーニングコースで提案した。レーダの最大範囲付近で地上のエコーを検出する程度にアンテナを低く向けて飛行するという彼の提案は、レーダが適切に機能していることを確認するだけでなく、非常に大きな減衰が生じている状況を警告する優れた方法である。

## その他の気象目標

すでに議論したもの以外にも気象学的に興味深いターゲットがある。まだ言及されていないものの中には、竜巻、ハリケーン、メソ対流系、およびさまざまな風の現象がある。風の現象については、次の章で澄んだ空気のターゲットについて説明する。1953年にイリノイ州水質調査所の Don Staggs がレーダで最初の竜巻を検出して以来、竜巻はレーダによって検出され、広く研究されてきた。地球上のどこであれ竜巻が発生することは非常にまれではあるが、米国中部では、ほぼ毎年、単一のレーダの **観測範囲内** で竜巻が発生することはまったく珍しくない。実際、竜巻は米国内で多く発生するので、これらをより良く検知できるように、WSR-88D(NEXRAD)レーダにはドップラー速度を測定する機能が与えられた。NEXRAD アルゴリズムは、特にメソサイクロンと竜巻の検出に使用されている。

カラー図 11 は、ミズーリ州カンザシティ地域の UND C バンドレーダによって検出された竜巻に関連する渦パターン(TVS: Tornado Vortex Signature)の例を示している。距離約 35 km、方位角 215° に位置する小さな領域が TVS だ。この時点では、非常に小さな領域内に竜巻に起因する様々な速度が見られる。反射率の画像では、メインの嵐の南西側にエコーの付属物があり、フックエコーの特性がある（古典的な「フックエコー」の完全な例ではないが）。ただし、前述のように、これは減衰が起こっている領域の端にあるため、減衰がエコーの見かけの形状に寄与している可能性がある。

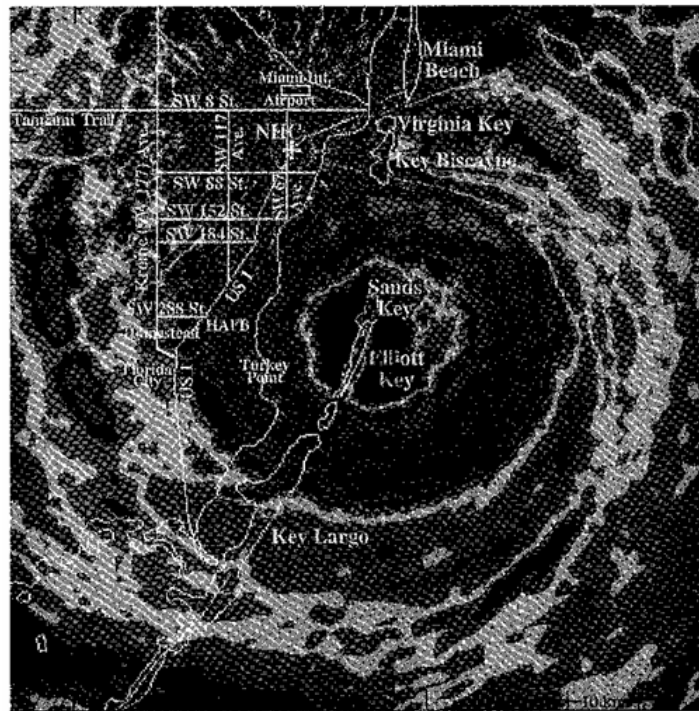
レーダに探知可能な範囲に接近していれば、ハリケーンもまたレーダによる調査に適している。ハリケーンは一般的に、陸地から数百キロメートルまたは数千キロメートル離れた場所で発生する。地上レーダの探知可能な射程は約 400km 程度であるため、ハリケーンは、すでに問題となるほど陸地に近づくまで検出されない。一方、航空機に搭載されたドップラー気象レーダは、ハリケーンの研究に非常に効果的に使用されている（山もしわれに来たらずば、われ山へ行くべし！）。ハリケーンがレーダの射程内に入ると、レーダは（嵐を生き延びた場合！）、ハリケーン中に降る大量の雨を測定するのに非常に役立つ。また、多くのハリケーンは、上陸直後に1つ以上の竜巻を発生させる；これらは、前述のアルゴリズムを使用して検出され、警告を発することもできる。

図 8.6 は、レーダから撮影したハリケーンの写真の中で、私がずっと気に入っているものの1つだ。これは、1992年にハリケーン・アンドリューによって破壊される前に、マイアミのWSR-57レーダによって収集された最後の全円画像だ！写真は、フロリダ州のホームステッド空軍基地近くの陸上に移動するアンドリューの目をはっきりと示している。このレーダはその後、新しいWSR-88Dレーダに置き換えられた。

メソ対流系（MCC: Mesoscale Convective Complex）は、名前の最後の単語が示すように、巨大なユニットとして機能する多数の嵐の複合体である。そのため、さまざまな構成要素は、個別に発生した場合と同様に検出可能である。ただし、MCC は非常に大きいため、1つのレー



ダでイベント全体をカバーできない場合がある；それらはあまりにも広範囲である。幸いなことに、複数のレーダからのデータは定期的に組み合わせられているため、地上のレーダネットワークでイベント全体を監視できる。NEXRAD ネットワークは、すでに利用可能な反射率測定に速度測定を追加し、これらのイベントを研究するためのさらに有用な情報を提供するはずだ。



*Figure 8.6: PPI from the Miami, Florida, National Weather Service WSR-57 radar just before Hurricane Andrew destroyed the radar.*