

月例会「レーダー気象」の報告

はじめに

1991年度の月例会、「レーダー気象」は、12月13日に開かれ5題の発表があった。以下講演の概要を報告する。

はじめに2題のドップラーレーダーを用いた降雪雲の観測結果の講演があった。はじめの講演では、低い丘陵の降雪雲に対する影響を調べた結果として、丘陵風上側で、強制上昇によると考えられる反射強度の強まりと、風の場の変化とが示された。次の講演では、地吹雪を発生させる降雪雲の構造、特に地吹雪の原因となる突風の発生するメカニズムが示された。反射強度だけではわからなかった降雪雲の構造が、ドップラー速度の情報を加えることで分かるようになってきた。

次にドップラーレーダーによる竜巻の観測結果が示された。それによるとドップラー速度の分布からメソサイクロンが検出でき、その移動は、竜巻の移動とほぼ一致していた。

後の2題は、偏波レーダーに関連した発表で、2偏波レーダー観測における誤差評価と、2偏波レーダーによる台風の観測結果が示された。偏波レーダーを用いることにより、レーダーによる降水量観測の精度向上がはかれるばかりでなく、降水雲に含まれる降水粒子の識別ができ、今後の降水雲の構造の研究に寄与することが期待される。

これからもこの月例会で、降水システムに関する新しい観測法を取り上げたいと考えているので、奮って参加していただきたい。

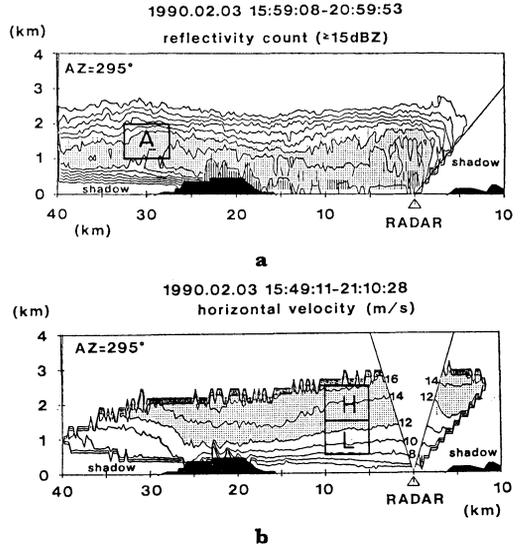
(田畑 明, 榊原 均, 気象研究所)

1. 低い丘陵地形の降雪と気流への影響について

中井専人 (防災科学技術研究所)

遠藤辰雄 (北海道大学低温科学研究所)

降雪雲に対する低い丘陵地形の影響を明らかにするため、標高約0.6kmの丘陵地形上空を通過する降雪雲について、1台のドップラーレーダーと丘陵をはさむ2カ所のレーウィンゾンデによる観測を行った。今回の発表は、1990年2月3日の寒冷前線の通過に伴う降雪について解析した結果である。ここでは、方位角295°のRHI

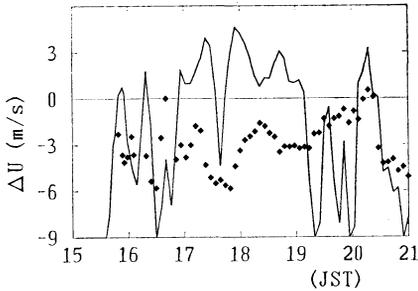


第1図 方位角295°のRHI走査で得られた平均的な特徴。データは水平、鉛直とも0.25km間隔の格子点に落としてある。距離18km以遠では、高度0.75km以下で地形エコーが混じるか丘陵の影となっている部分が多い。(a):各格子点に対する強度15dBZ以上のエコーの出現頻度。点描部分は出現率52%以上に相当する。(b):ドップラー速度から求めた、水平風速の方位角295°鉛直面内の成分。

走査のデータとレーウィンゾンデのデータを用い、丘陵を横切る方向と鉛直方向の2次元を仮定して議論する。

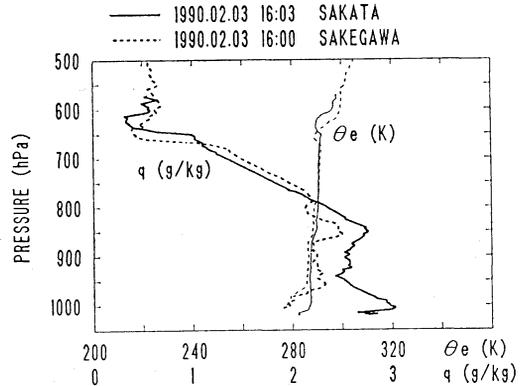
まず、平均的にみられた特徴について述べる。第1図aに並程度以上(15dBZ以上)のエコーの出現頻度を示す。距離30kmを中心に等値線が上にふくらんだ形をしており、上空の領域A付近から始まって風下、低高度へとエコー出現頻度の増加がみられた(ただし丘陵上の縦線域は地形エコー)。平均水平風速の分布(第1図b)には、丘陵上空に明瞭な風速の強まりがみられた。

次に、時系列での変化について、領域A(第1図aに示した)の反射強度値に対して、丘陵上空および風下の水平風速を比較した。水平風速を求めた領域によって程度は異なるものの、両者の変化に対応のあることが見



第2図 方位角295°のRHI走査で得られた時系列での特徴の例(1990年2月3日)。

実線：領域A(第1図aに示す)内で平均した反射強度値の変化。縦軸は任意。
 ◆：領域L(第1図bに示す)内で平均した水平風速から領域H(同図に示す)内で平均した水平風速を差し引いたもの(ΔU)。



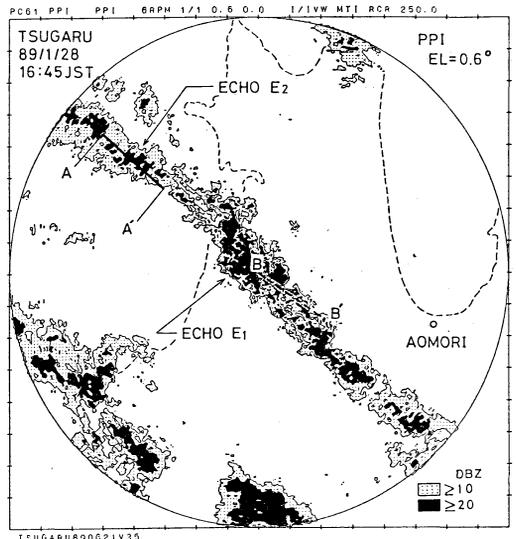
第3図 丘陵をはさむ2点のレーウィンゾンデ観測の結果。相当温位と比湿のプロファイルを示す。SAKATAは丘陵風上, SAKEGAWAは風下の観測点である。

だされた。特に、丘陵線から約15 km 風下では高度0.5~1.5 km (第1図bの領域L)と高度1.5~2.5 km(同図領域H)とで水平風速が全く逆の変化を示した。これらの水平風速の差(ΔU)を求めたところ、領域Aの反射強度値の増加に対して0~20分遅れて低高度(領域L)の風速が相対的に増加していたことが示された(第2図)。

このことから、丘陵上空での風速の強まりは、力学的な効果に加えて降雪粒子の挙動にも関係していると考えられる。領域A付近のエコー出現頻度の増加が雲粒付着成長によるものであれば、粒子の落下速度の増加に伴う下方への運動量輸送の増加が特に丘陵付近で顕著に起こっていたと考えることができる。

雲粒付着成長が特に丘陵風上斜面で起こる原因としては、強制上昇に伴う凝結が考えられる。3日16時のゾンデ観測によると、丘陵風上と風下で相当温位には差がなく、比湿には790 mb以下で差が現れていた(第3図)。丘陵に垂直な方向の水蒸気フラックスの減少量は5.2 kg m/sと見積もられ、これは丘陵をはさむ2ゾンデ観測点間の平均で0.53 mm/hourの降水に相当する量である。しかし、この時には丘陵付近に降雪エコーは観測されておらず、凝結と降雪粒子の成長との関係は今後の課題のひとつとして残された。

観測にあたっては山形県新庄市、鮭川村、および建設省酒田工事事務所の方々にお世話になりました。記して感謝いたします。この研究は科学技術振興調整費によります。



第4図 線状降雪雲のPPIエコー(1989年1月28日16時)。アンテナのスキャン高度角は0.6°、B-B'は地上から高度3 kmまでの低層ゾンデの軌跡。線状降雪雲を構成する1つのエコーE1がレーダー上空を通過し、地上では吹雪、地吹雪状態となった。破線は海岸線を示す。

2. 降雪雲からの下降流と地吹雪

真木雅之・中井専人・八木鶴平・中村秀臣
 (防災科学技術研究所)

地吹雪は地上の風速が強まり、地上に積もった雪粒子

が舞い上げられることによって発生する。その地上の強風の原因の一つに降雪雲からの下降流が地表面に衝突、発散して突風を生じさせるというメカニズムが考えられる。このことを確かめるために、青森県津軽平野で観測された、線状降雪雲の通過にともなって発生した吹雪・地吹雪の事例について調べた。降雪雲はその走向が風の鉛直シアの方向に一致する典型的な Lモードであった。線状降雪雲はその走向に約 5 km 間隔で配列するセル状の降雪雲から構成されていて、そのうちの 하나가レーダー上空を通過した(第4図)。それにともなって地上では地吹雪、吹雪となり、視程が極端に悪化した。ドップラーレーダーによる鉛直流の観測によると、突風の原因と考えられる下降流は線状降雪雲の中心部分の高度 1.3 km 付近から始まっていた。その強さは 1 m/s 以上で、下降流は地上で発散して cold outflow となり突風を形成した(第5図)。cold outflow の厚さは、ドップラーレーダーおよび低層ゾンデのデータから降雪雲の進行方向の前部境界付近で約 600 m と推定された。また、cold outflow の先端部に相当する突風前線までの距離は、降雪雲の中心から約 9 km であった。突風の強さは、夏の積乱雲からの cold outflow と同様に重力流の理論式で説明することが出来た。一方、低層ゾンデの観測によると、吹雪の中での気温は約 1.5°C 程度、降雪雲の外

側に比べて低くなっていた。このことは降雪雲からの下降流の成因として、落下する雪粒子の昇華が重要な役割を果たしていることを示すものである。

3. 竜巻時のドップラーレーダー観測

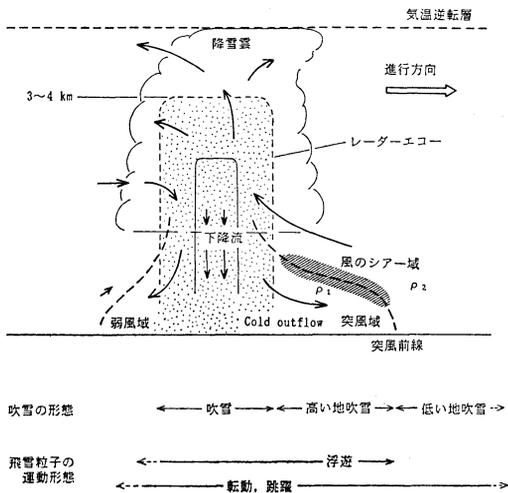
—1990年9月19日栃木県壬生町, 12月11日千葉県茂原市の事例—

鈴木 修, 大野久雄(気象研究所)

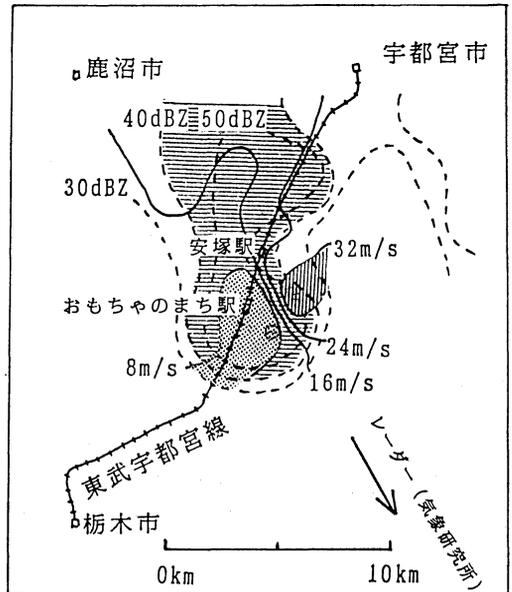
1990年12月11日夕, 気圧の谷の通過に伴って千葉県茂原市などで竜巻が発生し、死傷者や建物の全半壊などを含む戦後最大級の被害を与えた。また、これより約3カ月前の9月19日にも栃木県壬生町などで竜巻が発生し被害を出している。

これらの竜巻について、ドップラーレーダーを用いた連続観測を行った結果、竜巻親雲中にメソサイクロン(直径数 km ~ 十数 km 程度の小低気圧で、竜巻と密接な関係がある)を見出すことができた。わかったことをまとめると以下のとおりである。

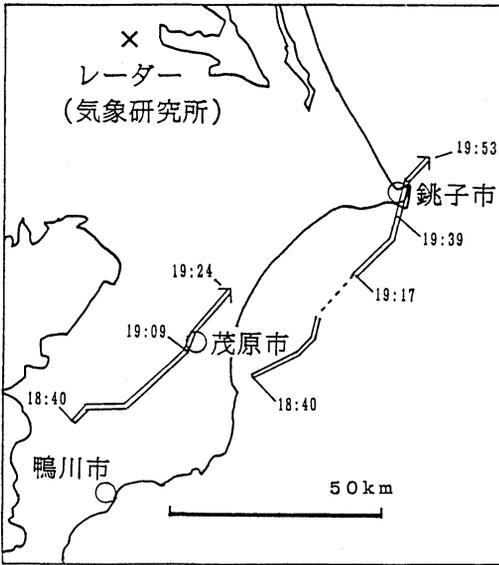
i) 竜巻親雲中に、ドップラー速度場を用いてメソサイクロンが検出された(第6図)。



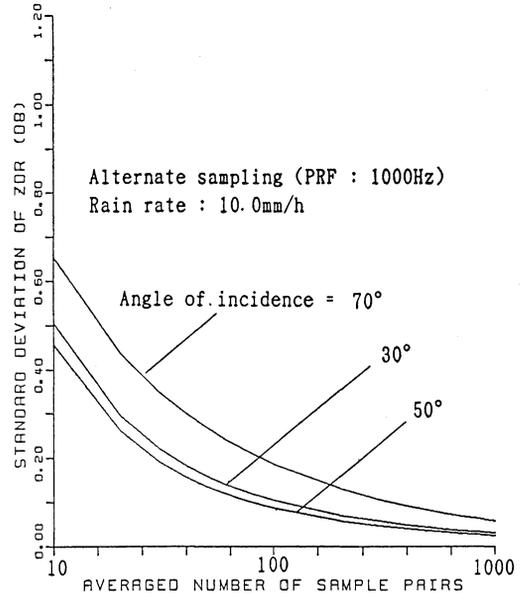
第5図 降雪雲と吹雪、地吹雪発生との関係を説明する模式図。気流は系に相対的なものを表す。降雪雲の中心には下降流があり、地上で cold outflow となり突風域を形成し、そこでは強風のため地上に積もった雪粒子が高く舞い上げられ、高い地吹雪となる。



第6図 1990年9月19日22時15分のレーダー-反射強度(点線)とドップラー速度(実線)の仰角1.4°の PPI 表示。壬生町付近、ハッチした領域は、強度は 40 dBZ 以上(≡), ドップラー速度は 32 m/s (||||) 以上と 8 m/s (⊖) 以下。



第7図 茂原市の竜巻と銚子での被害に関連したメソサイクロンの中心の移動経路 (1990年12月11日18:40~19:53).



第8図 対数検波増幅器を用いて、降雨強度が10.0 mm/h の場合の Zdr の誤差と平均化個数の関係。

ii) 両事例ともメソサイクロンは竜巻発生以前から存在しており、それらは30分~1時間30分程度の時間におわたって連続な追跡が可能であった (第7図)。

iii) メソサイクロンの中心の移動経路は、竜巻発生位置と数 km 以内で一致していた。

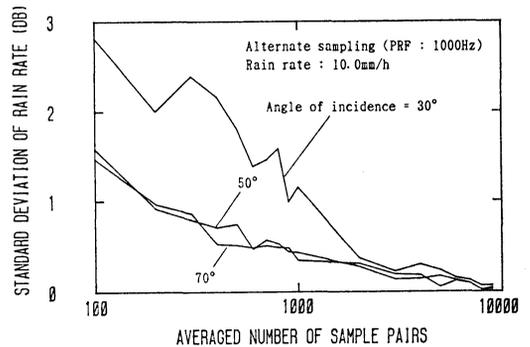
iv) メソサイクロンの中心付近下層 (~2 km 付近) の渦度は、竜巻発生時頃極大値をとった。

これらの結果はドップラーレーダーによってメソサイクロンをモニターすることにより、竜巻現象のモニターの可能性があることを示す例になっている。今後さらにデータを蓄積し、メソサイクロンや竜巻現象の解明やその探知可能性について研究を進めていきたい。

4. 計算機シミュレーションによる2偏波降雨レーダ観測における Zdr と降雨強度の誤差評価

大崎祐次 (通信総合研究所関東支所)

レーダによる高精度の降雨観測を実現するためには、雨滴からの後方散乱電力の測定だけでは不十分であり、雨滴粒径分布に関する情報も併せて測定する必要がある。2偏波降雨レーダは、偏波間の受信電力の差を利用して雨滴粒径分布に関する情報を得ることができる。ところでレーダエコーは非干渉性散乱であるために、レーダ受信電力はパルス毎に大きく変動する。したがって有



第9図 対数検波増幅器を用いて、降雨強度が10.0 mm/h の場合の降雨強度の誤差と平均化個数の関係。

意な受信電力を求めるためには平均処理を行う必要がある。しかし偏波間の受信電力の差は僅かであり、この差を利用する2偏波降雨レーダの場合、偏波間の受信電力の比 ($Zdr = Zh/Zv$) を高精度で測定することが要求される。本報告では6 GHz の2偏波降雨レーダで偏波を1 msec 毎に切り換えて観測する場合を想定し、電波の雨滴への入射角を考慮して、Zdr の誤差と平均化個数の関係および Zdr から推定した降雨強度と平均化個数の

関係を理論とシミュレーションにより明らかにした。

Zdr の誤差評価に関しては、いくつかの理論的な検討結果が存在するが、本報告では新たに H および V 偏波の受信電力を同時に観測した場合の両受信電力の相関係数の入射角および降雨強度依存性を考慮して、自乗検波増幅器と対数検波増幅器を用いた場合の誤差評価を行った(第 8 図)。

理論的に降雨強度の誤差評価を行うには、Zdr と Zh の確率密度関数が必要である。しかしこの関数は様々なパラメータに依存するために容易に求めることはできない。そこで多数の雨滴からの反射波をベクトル合成することによりシミュレートした 2 偏波降雨レーダ信号を用いて降雨強度の誤差評価を行った(第 9 図)。両図から Zdr と降雨強度の誤差の入射角依存性はお互いに異なることが分かる。

5. 航空機搭載 マルチパラメータレーダーによる 台風観測

熊谷 博 (通信総合研究所), R. Meneghini (NASA/GSFC), 古津年章 (宇宙開発事業団)

航空機搭載マルチパラメータレーダおよびマイクロ波ラジオメータを用いた日米共同降雨観測実験を、1990年9月に沖縄近海において実施した。1カ月の実験期間中に、台風19号(9019)を含む数個の熱帯低気圧に伴う降雨を上空から観測した。航空機は NASA/DC-8 を使用し、通信総研で開発された航空機搭載二周波降雨レーダおよび NASA 側から数チャンネルのマイクロ波ラジオメータを搭載した。本実験はレーダ/ラジオメータ同時観測による上空からの降雨観測として、TRMM 衛星の予備実験としても位置づけられる。本報告では、実験で得られた降雨の徹視的な物理を中心に述べる。

降雨レーダの周波数は Xバンド (10 GHz) と Ka バンド (34 GHz) で、アンテナは機体から真下向き固定

して設置された。今回新たに Xバンドは、水平、垂直の両直線偏波が受信できるように改造された。受信偏波はパルスごとに切り替えを行い、LDR (Linear Depolarization Ratio) を取得する。LDR 観測の主目的は、雨、雪、融解粒子などの降雨の相を識別することである。鉛直方向の観測であるため、通常の Zdr (Differential Reflectivity Ratio) では十分な識別はできないと考えられる。

キャンペーン期間中、1回7時間程度のフライトを11回実施し、大量の降雨のデータを取得した。航空機の飛行高度は概ね 2 km 程度である。特に、台風19号では、9月17日と18日の両日、数度にわたり眼を通過し、眼の壁や台風中心部の興味あるデータを取得した。

台風の中心部であっても、大部分の時間帯では降雨は層状性に分類される。層状性の降雨では、明瞭なブライトバンドにより融解層が検出される。同時に融解層では非常に大きな LDR (最大 -12 dB 程度) が検出された。LDR は、不規則な形状を持つ融解粒子から発生すると考えられる。同時に融解層高度で、Xバンドのレーダ反射因子 (Z) と Ka バンドのそれとの比が増加する。これは、Mie 散乱の影響によるもので、融解層高度において、粒子の平均的な粒径が増加することを示唆している。

対流性降雨中では、対流による粒子の混合によるためか、検出される LDR の値は小さい (-20 dB 以下)。眼の壁などの強い対流性降雨の中では、LDR がレンジの広い範囲にわたり連続して検出される。これは、多重散乱などの電波伝搬の影響によるものと考えられる。

レーダデータとともにマイクロ波ラジオメータデータも取得されている。特に鉛直入射のデータはレーダデータと直接比較が可能であり、各降雨粒子の成分の推定や、今後の宇宙からの降雨観測のためのアルゴリズム開発の観点からも興味深い。