

レーダー気象月例会シンポジウム “こん後の レーダー利用のあり方について”*

気象レーダー利用技術研究会**

去る3月10日、東京管区気象台会議室で、レーダー気象の研究発表に引続いて、当研究会の主催で、上記のテーマのシンポジウムが開かれた。例年どおり気象庁全国気象レーダー技術打合せ会に引続いて行なわれ、名瀬から釧路にいたる気象庁のレーダー現場従事者が多数出席されたうえ、この例会としては異例とも言える気象庁以外に所属される会員も参加され、活潑な討論が行なわれて有意義であった。

気象レーダーはハイドロミタの電波反射能を測定するもので直径 1000 km 程度の観測範囲と数百mの分解能を持ち、その観測成果は総観解析から雲物理にいたる広範囲の研究者から関心を持たれている。気象業務の面では、最近の交通機関の発達や都市の過密化が進むに伴って、台風、雷あるいは集中豪雨による災害が急激に増大しており、これらの天気系を real time に捕捉する手段として気象レーダーがますます重要度を増している。また、前述のようにレーダーの観測範囲は半径数百 km に及び、この範囲を時空四次元的にはほぼ連続的に測定し得る。従って、抽出できる情報量がきわめて多く、効果的な利用には何らかの高速の情報処理手段が必要となる。気象衛星のデータ処理についても同様な問題があるかと考えられるが、情報処理の面からも気象レーダーは興味ある対象と言えよう。そこで、今回のシンポジウムは気象庁でレーダーの運用や利用に従事している会員のみならず、一般の会員にも有意義な問題点を含んでいると考え、ここに話題提供者の講演内容と討論のあらましを掲載させていただくこととした。

講演要旨にはいる前に、気象レーダー利用技術研究会とは？ と不審を抱かれる方も多いかと思われるので、簡単に紹介させていただく。

気象庁では昭和29年以来、台風や雷のような Severe Weather の迅速な捕捉手段として気象レーダーの開発と観測網展開に努力してきた。最近ようやく全国的な観測網がほぼ完成し観測成果の有線ファクシミリによる伝送網の建設が始った。昭和48年には全国の主な都市や飛行場の気象官署で豊富なレーダー情報を受信できるようになる計画である。レーダー情報の利用技術については、近年 Severe Weather の探知（識別）、追跡や雨量の測定などが重視され、多数の調査研究がなされてきた。しかし、その成果の多くは、現場のレーダー業務担当者によって互いに連携なくばらばらに行なわれたうえに、相互に関係づけ組織化する努力が中央の管理部門に欠けていたため、成果が十分に利用されているとは言いがたい。一方、社会の気象事業への要求は急速に高度化しつつあるが、その一つに数時間先までの Severe Weather の予測がある。このためには従来行なわれてきたようなレーダー・エコーの単なる外挿に止まらず、発生消滅をも含む数時間の予測技術を開発する必要がある。現在の気象庁では、レーダーの観測と利用（予報）を行なう部門が官庁機構上分断されていること、気象研究所にもレーダー気象を名乗る部門を欠くこと、短時間予報技術の開発を主体的に行なう部門が実質的には欠けていることなどが原因してか、レーダーをさらに有効に利用するための技術開発がややなおざりにされている感がある。そこで昨年春、気象庁、気研、気大の何人*** が集ってレーダーの利用技術の開発を行なおうとしているものである。会の当面の目標は次のようなものである。一つはレーダー・エコーの予測ひいてはメソ気象系の予測により2～6時間の短時間予報を行なう方式を開発すること、もう一つは、レーダー・エコーから大気構造や熱・水蒸気の収支を推測する技術を開発

* Symposium on Use of Weather Radar for 3-6 Hour Forecasting.

** Group for Utility Development of Weather Radar.

*** 窪田正八、新田尚、山岸米二郎（電計室）；立平良三、黒沢真喜人、門脇俊一郎（予報課）；浅田暢彦（のち成川二郎）（測候課）；中山章（東京管区）；二宮悦三（気象研）；駒林誠、齊藤実（気象大）。

することである。これによって既存の観測網では入手不可能な情報が得られ、数値予報の初期条件が改善され、中規模擾乱の予報精度向上に役立つであろう。

われわれ数名の研究会で以上のような大きな課題のすべてをこなし得るとは考えていない。現在までに得られた多数の調査結果を体系的に整理し組織化して利用効果をあげると共に、うゑに述べた課題について気象庁の現場で孤立しながら利用技術の向上に取り組んでいる人々との情報交換に努め方向づけと組織化を行なって分散している個々の力を一つの大きな流れに合流させることが出来ればと考えている。またこのようにして現在の官庁機構の不備を幾分なりとも補なえるのではなからうか。

わが国では気象レーダーはほとんど気象庁の独占とも言うべき状態であり、多数の大学や研究機関が優秀な機材と研究者を持ちレーダー気象とその関連分野の研究をリードしている米国や英国とはかなり事情を異にしていることは残念である。しかし前述の課題は災害の防止という面で気象事業の当面している最大の問題の一つであろう。近い将来に、いずれかの大学あるいは研究機関にレーダーを主要な観測手段とする研究グループが生まれ、この面で強力な推進力となることを期待している。また、現実の進め方としてレーダーを改善していく必要が起こったとき、付加的措置によって成果が期待されるようなときには、その部分だけ気象研究所予算として推進するような方策も考えられよう。この方法は予算の規模が適当な大きさに収まるといふ利点がある。

それはさておき、このシンポジウムで論じられた問題に関心を持たれる会員はぜひ私共の研究会と連絡を保っていただくようお願いしたい。当研究会の宛名は、東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁測候課レーダー係 気付 気象レーダー利用研究会である。

日本における集中豪雨の三つの型について

島 田 守 家*

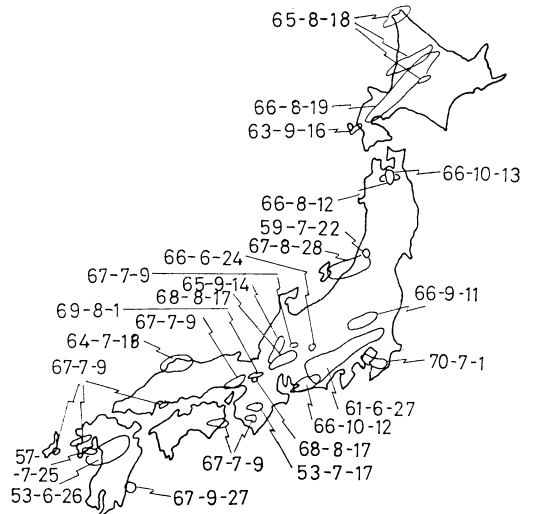
1. はしがき

日本における大雨・豪雨についての総観的特性については、すでに多くの研究がある。それ等の多くは気象官署の予報技術者によって、主として各地域毎に調査されている。著者は、気象庁予報部編予報作業指針シリーズの一編である雨量予報編の一部を担当するに当たって、全国的スケールで大雨・豪雨の総観的特性を述べ、顕著な事例として21例をあげた。また、それ等は高層天気図によって割合簡明に分類されることが判った。以下にその概要を述べる。

2. 事例と資料

事例の選出に当たっては、メソ系の大きさを考慮して、全国をいくつかの地域に分け、各地の予報中核から出されている各種報告をもとに、21の事例を選んだ。選出の期間は主として1960年代の後半にとり、これに36.6豪雨、諫早豪雨、28年紀伊半島豪雨などの顕著な豪雨を加えた。したがって近年における日本の代表的な豪雨例はほとんど含まれているといえよう。地域分布と日付を第

1図に示す。



第1図 21例の豪雨の発生場所と日付。等雨量線の値は各例によって異なる。

* 気象庁統計課

3. 集中豪雨の三つの型

以上の21例について、これをなるべく簡潔に体系づけるために、主な検討対象を、1) 500 mb 面の風の分布と高度分布、2) 850 mb 面における風の分布と温度分布の二点にしばった。21例についてこれ等の総観図を整理すると、日本における集中豪雨（厳密に言えば、集中豪雨を含む豪雨または大雨）は、500 mb 面天気図から大別して、三つの型に分類できることが判った。

A. 第Ⅰ型（太平洋高気圧周辺型）

これは太平洋にある中緯度高気圧の周辺部に発生するもので、21例中11例がこれに属し、日本列島の太平洋側に発生する豪雨はこの型が多い、第1図の中で第Ⅰ型に属するものは、65年北海道北部、66年北海道中部、66年8月青森、66年北関東、61年天竜川、65年福井西谷村、68年飛騨川、53年紀伊半島、67年西日本、64年山陰、53年九州中部であった。このうち、64年山陰、53年九州中部は、第Ⅰ型とするには他例に比べて当を得ない点もあるが、太平洋高気圧の位置に着目した場合、その他の第Ⅰ型の例と一連の関連があるので、この型に属するとしておいた。第Ⅰ型は第2図に見るごとく、太平洋にある中緯度高気圧の高気圧性曲率の中心点（500 mb 面における主として5880 gpm の等高線から簡単な作図で求められる）からほとんど一定の、緯度にして約 8° の距離に発生しており、高気圧が南または西に移動するにつれ

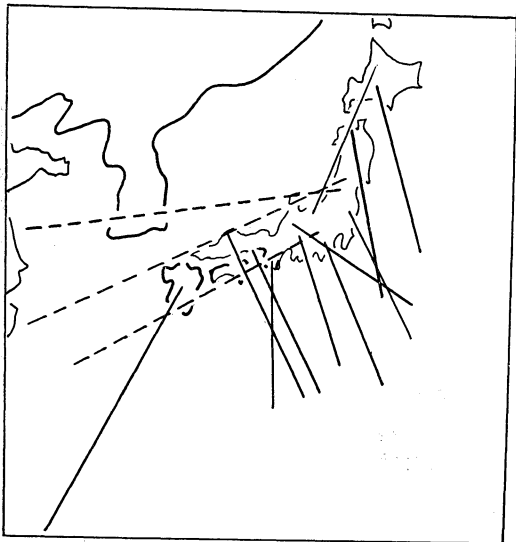
て発生域も移動している。第Ⅰ型豪雨は、500 mb 面天気図で5820~5880 gpm 等高線の間領域に発生することが多く、中層ジェット（500 mb 面における強風域で、上層の極ジェットに結びついているものが多い）の南側であり、下層における暖気突入の先端付近に当たっている。また、下層ジェットも認めることができる。第3図に各型のモデルの表現を示してあるが、第3図上に示した第Ⅰ型の典型は65年9月14日の福井県西谷村における豪雨に見ることができる。

B. 第Ⅱ型（寒冷低気圧型）

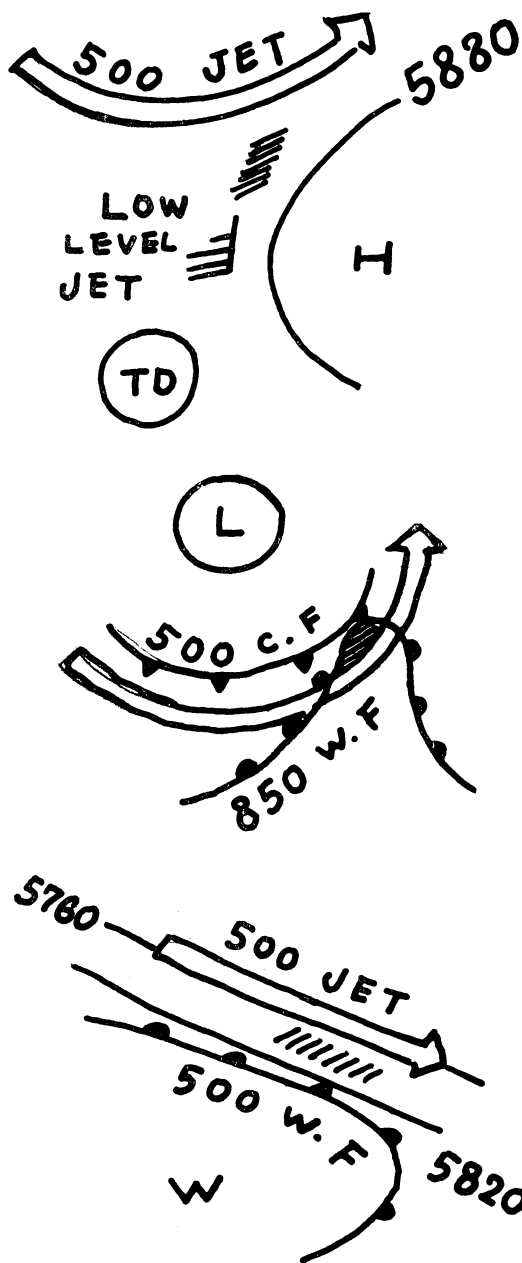
これは寒冷な上層低気圧の周辺に発生するもので、21例中7例あった。発生する地域は、上層低気圧の位置によって決まり、中心の南東側の3~7°の距離である。上層低気圧が沿海州北部にあれば、豪雨は北海道南部に発生し、日本海中部にあれば、本州中部に、また東シナ海北部にあれば、九州南部に発生している。また、例えば70年7月1日の房総半島の豪雨のように、明瞭な上層低気圧は解析されていないが、500 mb 面で、等高線が極めて強い低気圧性シアを示している場合もあり、この場合には、発生地域は低気圧性シアの中心から、より近くなり、房総半島豪雨の場合は約1°であった。第Ⅱ型に属するものは、第1図の中で、63年北海道南部奥尻島、66年10月青森、70年房総半島、66年豊橋、69年京都・大津、57年諫早の各例であった。典型的なものは、66年豊橋豪雨であろう。諫早豪雨は、特に上層低気圧に伴われたものではないが、前期の70年房総半島豪雨の例と同じく、朝鮮半島南部に中心を持つ、強い低気圧性シア（朝鮮半島における高層観測網が充実していれば、低気圧が解析されたかもしれない）によっているとして第Ⅱ型に分類した。これ等の第Ⅱ型はいずれも、第Ⅰ型とは反対に、中層ジェットの内側（北側）に発生している。下層の暖気移流は第Ⅰ型程ではないが認められる。第3図中にモデルを示した。

C. 第Ⅲ型（北西流型）

これはいわば、第Ⅰ型の変形ともいえよう。第Ⅰ型は中緯度高気圧が、太平洋にあったのに対して、第Ⅲ型では中緯度高気圧は大陸方面に位置する。第Ⅲ型は21例中3例であった。これに属するものは、59年山形西部、67年羽越、66年木曾谷の各豪雨があげられる。これ等はいずれも500 mb 面天気図で、北西流の場に発生している。一般に、気圧の谷の後面は下降流の場であるという概念が強く、予報の実務家にとって、この北西流の場に発生する第Ⅲ型の豪雨は予測が極めて難しい。第2図に



第2図 第Ⅰ型(実線)豪雨の発生位置と太平洋高気圧の位置の関係および第Ⅲ型(破線)豪雨の発生位置と中緯度高気圧の位置との関係



第3図 各豪雨のモデル的表現

上：第Ⅰ型豪雨 中：第Ⅱ型豪雨 下：第Ⅲ型豪雨

見る通り、これも第Ⅰ型と同様に、中緯度高気圧の中心からの距離はほぼ一定で、約 15° である。典型的な例は、67年羽越豪雨である。第3図下にモデルを示した。北西流であることから、この型の豪雨は当然のことながら、日本海側に多いが、66年木曾谷のように中部地方に

も発生するし、追試によると、関東地方でも発生している。この豪雨は、500 mb 面の 5820 gpm 線付近に多く、中層ジェットの前側近くか、またはジェットの前側である。風速としては、第Ⅰ型程に強くはない。下層ジェットも第Ⅰ型程にシャープではなく、むしろ西方または南西方から幅ひろく暖気を伴っており、風速も第Ⅰ型程に強くはない。

4. 各型の特徴

以上に述べてきた事項を含めて、その他の各型の特徴を第1表に示す。項目によってはやや概念的なものもある。

湿舌 この問題は古くてかつまた新しい。最近気象衛星からの写真が数多く得られる。これ等を見る限り、豪雨の際（この21例に限らず）には、西方または南西方から日本付近に達する雲列がつづいており、しばしばこれは 700 mb 面における飽差とのよい対応が見られる。そしてそれ等は決して日本の真南からではなく、南西方または西方からであって、羽越豪雨のような比較的高緯度または日本海側の場合には西方からのびる雲列が見られる。

中下層風速差 これは、500 mb 面と 850 mb 面の風速の差をとった。英国における研究では、この差の等風速線の極大域の先端付近に多く対流性ストームが発生するとしている。

うず度・垂直流など 300 km 程度の格子間隔で計算される現用の電計解析では、豪雨域と、上昇流極大域とでは必ずしも一致はしない。うず度分布は0線と $-3 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ 線との中間地域に多く、第Ⅱ型では正域であった。層厚は第Ⅱ型がトラフで、その他はリッジの場であった。安定度は、各型とも不安定の極大域よりは、安定域と不安定域との境界付近に発生している。

時刻・地域など 第Ⅰ型は数時間から数日にわたることがあるが、強い雨はほとんど夜間に起こっており降雨域も広範囲である。雨の降り方は前線性に対流性に加っている。これに比べて第Ⅱ型は昼夜ともに発生し小地域で、3時間以内に終わることが多い。雨の降り方は対流性で、しばしば雷を伴ない、ひょうや突風・たつ巻が発生する。第Ⅲ型はどちらかといえば、夜間に多くこれも小地域である。雨の降り方は羽越水害の例をとると対流性降雨のくり返しであ

第1表 各型別の豪雨の諸特性

| | I (太平洋高気圧周辺型) | II (寒冷低気圧型) | III (北西流型) |
|--------------|--|------------------|---|
| 中層ジェット | 南 2~5° | 北 1~3° | 近傍または南 1~2° |
| 下層ジェット | ◎ | ○ | ○ よわい |
| 湿舌 | ◎ 南西から北東へ | ○ | ◎ 西から東へ |
| 暖気移流 | 南からシャープ | ○ | 南西からワイド |
| 寒気移流 | ○ | ◎ | ○ |
| 500 mb 高度 | 5820~5880 gpm | | 5820 gpm 付近 |
| 850 mb 温度 | 15~18°C | 12~18°C | 15~18°C |
| 中層 Low からの距離 | | 南東 3~7° | |
| 中下層風速差 | 極大域の右側傾度大 | 極大域の先端付近 | 極大域 |
| 中層の垂直流 | 上昇極大域の南 | 上昇域 | 上昇極大域の南 |
| 中層のうず度 | 0~ $-3 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ | 正 | 0~ $1.5 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ |
| 中下層層厚 | リッジ | トラフ | リッジ |
| 中下層安定度 | 境界・傾度大 | 境界・傾度大 | 境界・傾度大 |
| 時刻 | 夜間に多い | 昼夜ともに起こる | どちらかといえば夜間に多い |
| 地域 | 広地域 | 小地域 | 小地域 |
| 継続時間 | 数時間~数日 | 3時間 (×n) | 3時間 ×n |
| 現象 | 雨(雷) | 雨, 雷, ひょう突風, たつ巻 | 雨(雷) |
| 雨の性格 | 前線性+対流性 | 対流性 | 対流性のくり返し |
| 支配的エネルギー | 熱エネルギー | 運動エネルギー | 熱エネルギー, 運動エネルギー |

るといえる。

5. 何が支配的か

第I型は夜間に多いことから、下層ジェットが支配的であることは明らかである。下層ジェットは日変化をし、夜半から明け方にかけて最も強くなり、豪雨の時刻と一致している。豪雨は単なる収斂効果だけでなく、下層ジェットが運んでくる熱と湿潤による、凝結の潜熱のような熱的効果が有効であると考えたい。これに比べて第II型は、寒冷低気圧の南下による上層の寒冷化と、正のうず度移流または発生による旺盛な対流活動であって、むしろ運動エネルギーが支配的であると考えられる。第III型は第1表でみる通り、第I型と第II型の両方を兼ねたような型で、例によって性格がやや異なる。羽越豪雨の例では、明らかに温暖前面に沿って対流雲が東西に点在しており、西北西の上層風によって流されている。第III型は、これ等の事実から見て、どちらかといえば第I型の変形と考えてもよいであろう。

6. 追試とむすび

以上の分類を、1969年~71に異常気象報告の出された全国の豪雨21例に、その他の若干の例を加えて検討した

結果、いずれも前記の三つの型に該当することが認められた。例えば、1971年の重大災害であった9月10日の尾鷲豪雨は第I型(53年紀伊半島豪雨の類似)であり、7月18日の兵庫県相生市の豪雨は第II型(69年京都・大津豪雨と類似)であった。したがって、日本における豪雨は、これによって十分に要約できると考えられる。

なお特にうず度などの電計解析資料については、日中に発生している豪雨については収集した資料例が少ないので、さらに調査を進めたい。よって第1表の項目およびその内容は若干訂正されるかも知れない。

討 論

齊藤(気象大): 羽越豪雨の例では雲写真の晴天域と $-\omega$ の極大域がまったく一致しているように見えたが?

島田: 時刻が12時間ずれている。計算で出る $-\omega$ の極大域が必ずしも降雨の極大域と一致しない。

齊藤(気象大): 第II型の説明で上下層の風速差の分布が示されたが、この差はベクトルのか算術的か、また豪雨の起きるのは風速差の弱まるところなのか。

島田: 風速差は算術的に求めたもの。豪雨の発生場所

はこの等値線の舌状の極大域の先端、つまり傾度と曲率の極大域である。

藤原（気研台風）：500 mb より上層は使わないのか、昨年9月の尾鷲の雨は第Ⅲ型か。

島田：非発散高度から上の方はあまり必要ないとの考えだ。尾鷲の雨は注目している高気圧の位置から第Ⅰ型とした。

駒林（気象大）：各型の雨の降り方と有効エネルギーの与えかたに矛盾があるのではないか。

島田：例えば第Ⅰ型の場合、集中豪雨は前線性の一連の弱い雨の中に discrete に含まれていると見る。有効エネルギーはこの discrete な部分に対して考えている。豪雨が夜間に発生することが多いのは下層ジェットの日変化が関係するのだろう。下層ジェットは夜半から未明にかけて最も強くなる。

窪田（気象庁電計）：さきの ω 分布と雲写真との対応にも関係するが、大きなスケールの層状性の雨の降り易いところが必ずしも大雨に対応しないことに注意する必要がある。同じエネルギーでも小さなシャワーのようなものが多数散発して消費されてもよい。大雨のときには雨域停滞とか、ソースの続発とかが大切だと思う。

新田（気象庁電計）：水蒸気の分布も見る必要がある。

村木（東京管区）：第Ⅰ型と第Ⅲ型との本質的な相異はなにか。

島田：分類は500 mb のパターンを主とし、ジェット的位置を考慮して行なった。高気圧の位置が九州南方に東にあるのをⅠとした。羽越豪雨は温暖前面に東西に積乱雲ができた。500 mb の走向の問題であるが詳しくはメソ解析を必要としよう。

駒林（気象大）：豪雨の後遺症ともいべきもの、例えば warm core 構造の擾乱が豪雨のあと天気図に残ることがあるか。

島田：現在の12時間々隔の天気図では判らない。より短い時間々隔で作成すれば変化が認められるかも知れないが。

駒林（気象大）：3つの型のうち、サイクロゲネシスに関係するのはⅡだけか、これらの天気図パターンで大雨が降らないときがあるか。

島田：前者についてはそのとおり、後者については確めていないが、これらのパターンはしよちゅう起きるものではない。

駒林（気象大）：これらの豪雨のレーダーで見た特徴は何か。

立平（気象庁予報）：例えば西谷村（福井県）豪雨と羽越豪雨の相異は带状エコーの走向とスケールが異なる（前者が大）。第Ⅱ型のものはごく局地的なものようだ。

門脇（気象庁予報）：羽越豪雨でも長大な带状エコーが形成された時期があった。エコーの特性その他から見てⅠ型とⅢ型との違いはエコー帯の走向が異なるだけのようなのだ。ⅠとⅢは中緯度高気圧の位置の差によるのではないか。またⅡは昨年兵庫県相生の例のように強雷のエコーに近い、飛騨川豪雨のように第Ⅰ型で長大なエコー帯を示すが、雨の降り方から第Ⅱ型に近いような場合もある。

駒林（気象大）：Cold vortex というがほんとうに冷いのか。

島田：等圧面天気図で等温線の形を見ると確かに冷い。

窪田（気象庁電計）：北陸での豪雨については予報官は500 mb の気温が -40°C ぐらいになったと言うようなことを重視するが、この数字にどんな物理的意味があるか。

駒林（気象大）：雲物理的には意味はない。

中間規模じょう乱に対する数値予報モデル

新 田 尚*

周知のように、現在までの所、数値予報では大規模じょう乱（波長5,000~6,000 km の長波や10,000 km 前後の超長波）を予報の対象としている。移動性の高・低

気圧も、大部分は上層の長波に伴うものだから、当然対象とされている。

所で一方、レーダー・エコーは、非常に規模の小さいもので、その変動を数値予報の対象とするのははるか将来のことだろう。先づ、変動の力学的、熱力学的メカニ

* 気象庁電計室

ズムを明らかにする必要がある。しかし、既にレーダー・エコーと高・低気圧、中間規模じょう乱、メソ現象との関係やこれら相互の関連について、かなり調査もすすんでいる。

数値予報が現業化されるにつれて、その有効性が認められる一方、欠点についても次第に理解されるようになってきた。ひと口にいうと、現在のルーチ的な数値予報は『帯に短く、たすきに長い』所があって、週間予報には少し物足りないし、中間規模じょう乱の予報にも必ずしもむいていない。そこで、現在この両方向にむかって開発が進められているわけである。

一見、レーダーの月例会とは関係ないテーマであるが、上のような関連からレーダー・エコーの変動を考える上でのバック・グラウンドとして、簡単に中間規模じょう乱も対象を含む数値モデルについて述べる。

中間規模じょう乱は、波長 1,000~2,000 km のじょう乱で背が低いし、凝結熱の効果も大きい。こういうじょう乱を対象にするためには、次のような要請を満足する必要がある。

(1) 物理的要請

スケールが相対的に小さくなると共に、非断熱効果に対しても柔軟に対応できるように、プリミティブ方程式モデルを用いる。したがって、力学的には一般性をもっている。所で非断熱効果であるが、とりわけ対流群の集団効果による凝結熱放出のパラメタリゼーションが焦点である。これには未だ決定的な解決策はないが、技術的にみて最も安定した方式を採用することになるだろう。さし当りは、いわゆる対流調整を用いる予定である。

(2) 数値計算的要請

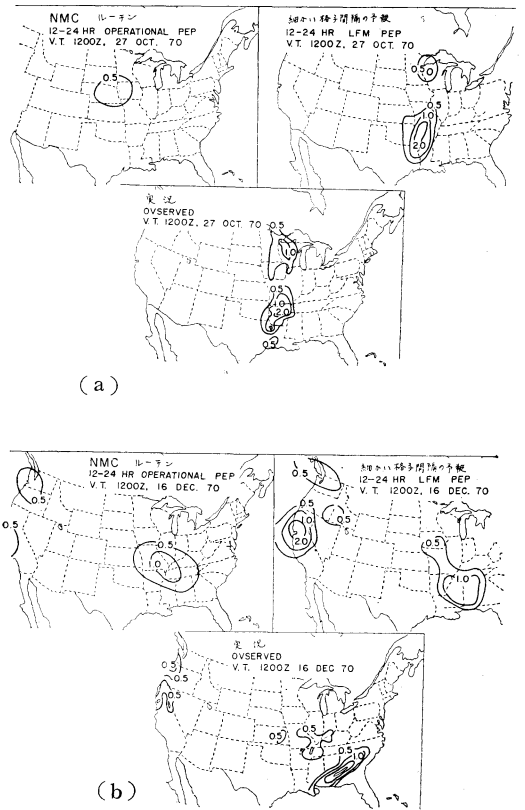
格子間隔はなるべく小さいことが望ましいが、実際問題としては電子計算機の能力と現業としてのデッドラインの制約から、水平格子間隔 150 km、鉛直方向の層の数 6 層という所におちつきそうである。

(3) データの問題

格子間隔を細かくとすることは、あくまで数値計算の精度向上をめざしてのことで、必ずしもデータ観測網を直ちに密にすることを意味しない。しかし、そうはいつでも最低限中間規模じょう乱が検出されねば意味がない。海上を除いて、現在の観測網はその最低限の要請を満しているものと考え。なぜならば、われわれは一応日々の天気図上で中間規模じょう乱をみることができから、海上では見落す可能性はゼロではない。しかし、中間規模じょう乱は独立に存在するものではなく、大規

模じょう乱などによって用意された場の中で発生・維持するわけだから、そういった背景は海上でもある程度とらえることができるだろう。したがって、モデルさえ適切であれば、初期に見落しがあっても予報している間にモデル自身でつくり出すこともできよう。

現在、気象庁の電子計算室では、上のような考えで中間規模じょう乱に対する数値モデルを開発中である。もし、このモデルによって正確なプログノがつくり出されるならば、それからの応用、発展のひとつとして、より局所的な現象を対象にしたモデルや境界層モデルを開発することも可能となってくる。すなわち、大規模じょう乱を対象とするモデルに対して中間規模じょう乱を含めるモデルを開発するように、中間規模じょう乱に対する



第1図 アメリカの国立気象センター(NMC)での実験予報。左上は北半球ルーチン・モデル(格子間隔 381 km)、上右は半分の格子間隔(190.5 km)を用いたときの、それぞれ12時間後から24時間後にかけての積算雨量(単位: インチ)。下図は実況。
(a) 1970年10月27日12Zを初期値とする予報。
(b) 1970年12月16日12Zを初期値とする予報。

モデルからより小さいスケールの現象に対するモデルの開発をしていくことになる。

最後に、実例をみてみよう。不幸にして、今の所まだ日本の結果を示すことができない。第1図はアメリカの国立気象センター(NMC)での例である。これは、元来北半球の6層プリミティブ方程式モデルとしてルーチン用に開発されたものを使い、ほかはいじらないで水平の格子間隔だけを半分にしたものである。北半球領域に対しては381 km(マップ・ファクターを1としたとき)を用いていたから、半分だと約190 kmとなる。この2例に関する限り、水平の格子間隔を細かくして計算精度を向上させた成果は著しい。この場合の雨がどういう性質のものかよくわからないので、この例から直ちに中間規模じよう乱が正確に予測されたとはいえない。しかし、他の国での例も考えあわせると、雨量予報の結果の向上は、よりスケールの小さい現象に対する数値予報の精度の向上を示唆していると思う。

討 論

藤原(気研台風):米国の fine mesh の例には対流の adjustment は入っているか。

新田:入っている。我々が考えているモデルは格子間隔 150 km, 6層である。対流調整については現在まだ決定的な solution がない。いくつかテスト中で、そのうち良い結果を得たものを使うことになる。adjustment の方法自身も、全く独立にやるという意味でも新しいものだ。

窪田(気象庁電計):新田の実験では水蒸気の分布は一樣か。

新田:25°~65°の間を3つの zone にきり, zonal に一樣な分布を与え, 南方ほど湿った状態にしてある。凝

結などで初めに与えた値以上となった場合はただちに初めの値に戻される。つまり wet surface 上での実験である。

窪田(気象庁電計):結果は水蒸気源の分布に independent では無いように考えられる。

駒林(気象大):目視で観測されるような上・中・下層雲の分布が表現できるモデルとはどんなものか。

新田:大規模擾乱に伴う雲の構造に関しては、水平方向は格子間隔 50~100 km もあれば十分だ。鉛直方向の切り方が問題で今までの例では最大20層ぐらいに分けられている。これぐらいやるとかなり細かく層別の分布を表現できよう。水蒸気分布は上空ほど exponential に減少するので、数値モデルではこれを表現できる鉛直の分解能が必要だ。

駒林(気象大):数値予報でそれだけ表現できるとなると実際の状態をレーダーでどの程度観測できるか。レーダーの resolution は、

門脇(気象庁予報):Resolution はターゲットの距離、分布、レーダーの性能による。富士山の例では、動径方向の分解能は約 600m, 方位分解能約 1.5° である。

山川(仙台管区):現用のレーダーでは、単に層状エコーと対流性エコーの区別ができるという程度ではなく RHI で3層ぐらいは見分けがつくようだ。

藤原(気研台風):いま強い対流が現われ気象に影響しているとするとき、これに対する adjustment を初期条件に入れることができるか。

新田:対象とする現象のスケールが違いすぎるのでふつうはできない。しかしそれらが群をなし対流群としての活動が活発な場所が初期状態にあるならば気温や水蒸気の初期分布に反映させることはできる。

中層の層状エコーの利用について

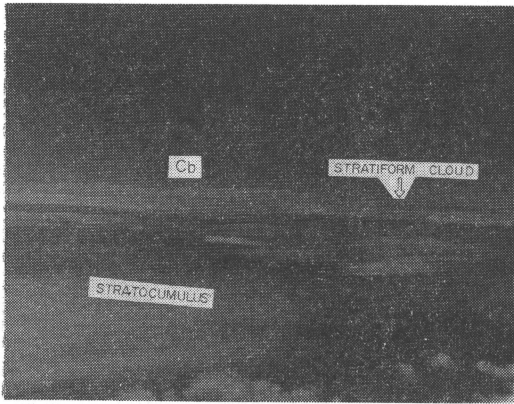
中 山 章*

日常、われわれが用いている大規模運動を表現した天気図と積乱雲の発達域とを対応させても、なかなか実用になる程の結果の得られないことは周知の事実である。この理由は組織化された積乱雲は中規模擾乱と結びつい

ており、しかも中規模擾乱と大規模擾乱との関連がまだ明らかでないからである。

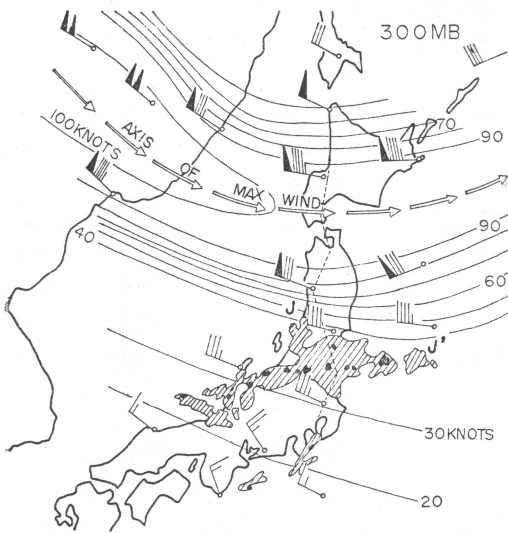
本文においては、実用的な目的から積乱雲を発達させる中規模擾乱のできる領域をなるべく狭い拡がりとしてとらえるのに中層の層状エコーの利用が役立つであろうという一つの提案をしたい。

* 東京管区気象台



第1図 新庄市上空より撮影した積乱雲の写真 (1967年8月29日10時40分)

手前の SC の雲頂は 1,500~1,600m で、この雲は下降流により形成された逆転層のため頂部を抑制された形をしている。積乱雲の横に拡っている雲は雲頂 7.3 km の中層雲で第2図の層状エコーは、この雲によるものである。



第2図 1967年8月29日09時の300mbの等風速線とレーダー・エコーの関係。

層状エコーの北の境界 JJ' が風向の走向と一致していることに注意。

なお、この考えは次のことから出発している。

- (1) 大雨を降らせた大きな積乱雲(第1図にもその一例が示されている)は中層の層状雲と共存していることが多いことをパイロットはしばしば指摘し、筆

者も航空機による観測で、このことを経験している。

- (2) 組織化された積乱雲の発達する地域と対流圏下層の天気図との関係は余りはっきりしないが、中・上部の天気図とは関連が大きい。

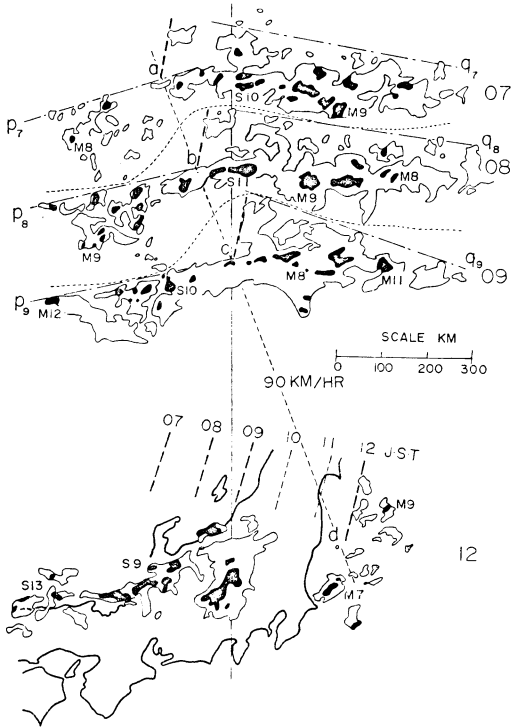
本文で対象としている中層の層状雲は積乱雲が形成されたことによって、できたものではなく、積乱雲よりも、もう一桁大きいスケールをもった運動によって形成されたものである。たとえば第1図の写真の東西に拡った層状雲がこれである。この層状雲は高さが5 km から7 km の層に拡っていて、この雲の中では降水のあることは航空機による観測で確かめられており、この降水を富士山レーダーでは第2図の斜線域としてとらえている。また、この層状雲の南北の拡りは約200 km で、この領域の中に第2図に黒く塗った積乱雲が存在している。

この積乱雲と中層の層状雲分布の大きな特徴は第2図に見られるように層状エコーの北の縁 JJ' が 300 mb の風のシャアと平行して、しかもその境界が明瞭なことである(レーダーでは探知能の関係で多少デコボコしているが航空機による観測だと明瞭である)。このことは JJ' の北側の下降気流流域の境界がはっきりしていることを示すものである。今までに商業航空機を利用して風のシャアと鉛直流分布との関係をこまかく測定した結果によると層状雲の境界が明瞭になるのは境界付近に風のシャアが集中している時に多い(この例でも第2図の風速分布に示されているように秋田と仙台の間の風のシャアは 10^{-4}sec^{-1} である)。

第2図の JJ' の北側では下降流のあるであろうことは第1図の写真の手前の雲の形から判断することができるが、問題はこのくらいのスケール(3~400 km ぐらい)の現象の鉛直流を現在用いている天気図から推定することができるかどうかである。そこで次の考え方でいくつかの観測を行ない雲の分布と天気図との関連を求めた。すなわち大きなスケールの運動を考えれば

$$\text{div } \mathbf{V} = -\frac{(\mathbf{V}-\mathbf{C}) \cdot \nabla \zeta_a}{\zeta_a} \quad (\mathbf{V}: \text{風速}; \mathbf{C}: \text{系の移動速度}; \zeta_a: \text{絶対うず度})$$

の関係が成立し、しかもうず度はジェット流付近に集中しているの、ジェット流高度の発散域の下方では上昇流、収束の下方では近似的には下降流に対応するので、この関係が2~400 km ぐらいの拡りをもった中層の層状雲の発生とどんな関係にあるかの観測調査をしたところ、可成りよい結果が得られた。したがって、対流圏上部の天気図をおよその上昇・下降流域を知るために第1次近似として利用することができる。ところがこれだけで

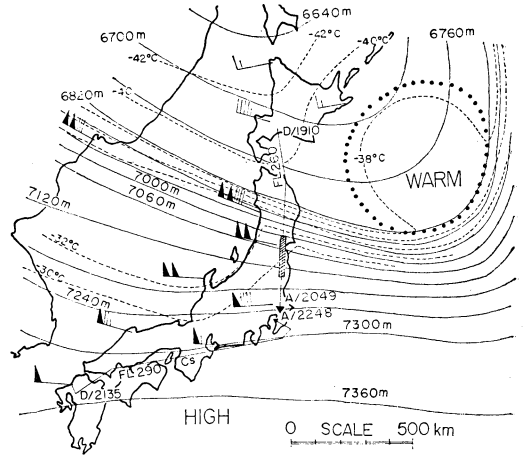


第3図 1967年8月29日07時～12時のレーダー・エコーの変化

縦の線は富士山レーダーの南北の方向、エコーの中の数字はレーダー・エコー頂、黒い部分はエコー強度が moderate 以上の地域、W, M, S はエコー強度がそれぞれ, weak, moderate, strong を示す。下の図の破線は第1図のエコーの幅の広がっている場所で、太いものはエコーの実測値から、細いものは外推から決めたものである。

は鉛直流の符号の異なる場所がどこであるかを、正確に知ることはできないので、これを何かの手段で確かめることが必要であり、この手段として中層の層状エコーの縁の部分の情報をういようとするのが本文の主旨である。

第2図の場合、比較的大きいスケールから見ると集中豪雨は下降流域の先端(JJ')の南下と共に、その南の地域で発達している。更にエコーの変化を小さいスケールの現象として見ると集中豪雨は能登半島の東の層状雲の雲域が広がっている地域に起こっており、この様子は第1図の写真で、ここを境にして積乱雲頂が急に高くなっていることでもわかる。そこで、この層雲の拡りの急変している境界の変化をレーダーの資料を用いて追跡してみると(第3図参照)、この境界は 90 km/hr で東進している。そして第3図の下側の図では12時には谷の西



第4図 1965年3月5日21時 400 mb 天気図

細い実線は等気線、破線は等温線、斜線域は高度 26,000 ft で B-727 が自動操縦では飛べなかった地域で、これは等温線分布からは下降気流域に対応している。

側ではエコーはほとんど消滅している。

ところで、このジェット気流の高気圧性シャー域を東進する積乱雲の発達を抑制する程の下降流を起こさせるものが何であるかは、この例では上層資料が不足のため、わからないが次の観測事実から推測すると一応考えられる。

第4図は日本航空の B-727 型機が矩形的斜線域で強い下降気流のため自動操縦では飛べなかった時の 400 mb 天気図(飛行高度 7.8 km)であるが、この上の 300 mb では非常に大きなわず度(秋田と仙台の間では 10^{-3}sec^{-1})があり、しかも

$$\omega \sim -\frac{\partial}{\partial p} (\mathbf{V} \cdot \nabla \zeta)$$

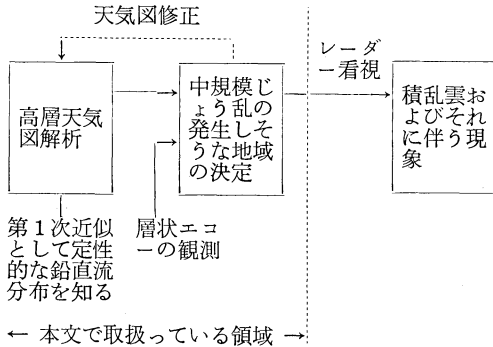
の関係から下降流が推定され、実際に等温線分布もいちじるしい下降運動を表現している。この第4図の下降運動を表わした等温線の形は東進していることから判断すると第3図のように東進する下降流域の存在することが容易に想像がつく。

この強い下降流は、この下降流域の南側を西の方から収束しながら東進してきた下層の湿潤暖気の収束を一層強化し、強い積乱雲を発達させたと考えられる。

以上述べたことから理解できるように、中規模擾乱の発生する地域を決めるために天気図を第1近似として用い、次にレーダーを用いて中層の層状エコーの分布をたしかめることによって細かい部分がわかり有機的に監視

ができそうである。

上述の関係を要約すると次のようになる。



討 論

駒林 (気象大)：下限流は層状雲の切れているところなのかそれともエコーの切れ目にあるのか、また層状雲と対流圏上部の鉛直流との関係は？

中山：エコーの切れ目に一致する。イギリスの研究例では対流圏上部の上昇流と積雲の鉛直・水平分布がよく一致していると報告されている。

柳沢 (気研台風)：上層での鉛直流の大きさは？ レーダーでいう generating cell の発生に対応するのか。

中山：2~3 m/秒の程度である。いま述べた例は擾乱のちかくの clear air 中の上昇流で generating cell の場合ではない。

降水のレーダー・エコー・パターンを予報する
簡単な方程式について

駒 林 誠*

1. 序 論

日本の気象官署に最初の気象用レーダーがおかれてから19年が経過して、日本のレーダー気象学の第1期が終わろうとしている。この期間に日本の気象用レーダーの常設地点は20地点となり、観測によって、エコーの形状の分類、降水強度との関係、移動の方角の頻度、気圧配置との関連などが経験的に明らかにされた (たとえば北陸地方予報作業指針)。

第2期にはいろいろとしている日本の気象レーダーにとって、その気象学上の利用のし方がクローズアップされてくる。利用上の重要な目標は3つあると考えられる。1つはエコーの時間変化を支配する法則を見つけ出して、降雨域の予測に利用することである。これは数時間以内の短時間予報の問題である。

他の1つは、エコーの分布をあたえられたとき、そのエコーを含む数10 km ないし数100 km の領域全体で、水蒸気と熱が上方へ輸送されている速度を評価する方法を確立することである。実用的な面からみると、海洋上の下層大気の中に擾乱が発生する状態を予測するか、あるいはごく初期のうちに検出する問題へつながっている。

最後の1つは海上の降水量を評価することで、レーダーを気象衛星と組み合わせて、洋上の水収支を解明するために利用する。陸上にくらべて海上は電界強度が一樣であるから、陸上よりは正確な降水量を知ることができるはずである。

今回のシンポジウムでは上記3つのレーダー利用法の中で、第1の問題に関連して、すなわち降雨降雪域の短時間予報に関連して、気象レーダー利用技術研究会の中で筆者が考えたことを話題として提供したい。

2. 問題の所在

降雨のエコーの動きを、あたかも船舶なり飛行機なりの動きに見立てて、エコー・セルの位置と速度から次の時刻のエコーセルの位置を予測する研究がいくつかおこなわれている (たとえば Wilk and Gray, 1970)。洋上や米国の大平原地方のように、広い範囲にわたって条件が似ている領域ではこの方法もある程度は役に立つかもしれない。

しかし日本のように山岳地形や海岸線の影響の大きい地域では各瞬間ごとにエコーを強化させあるいは衰弱させる因子がはげしく作用すると考えられるので、エコーを船舶や飛行機に見立てて追跡する考え方には根本的な無理があると思われる。

原則論に立って考えると、レーダー・エコーを支配す

* 気象大学校

る法則をみちびくためには、空気の運動を支配する法則と、エコーの本体であるマイクロ波散乱体の凝結、成長、蒸発、3次元的な移動などを連立して考察しなければならないだろう。

しかし、いずれの手法をえらぶにしても、高層観測網と地上観測網からえられる情報に立脚して議論を進めるわけであるから、時間的にも空間的にもかなり平均化した状態を対象にして論旨を組み立てなければならない。今後、気象観測がさらにち密になったとしても、エコーが全くない状態を初期条件にして、エコーがどの時刻にどの地点に発生するかを具体的に予測することは極めて困難であろう。

したがって、今回は、すでにエコーが存在する場合を考察の対象とし、どの地点にもエコーが全く存在しない場合を考察の対象から除外する。またブラウン管上に各瞬間に見出される個々のエコーセルそのものではなく、時間的にも空間的にも平均化したものを取扱うことにする。

考える方程式の項は必要最小限にとどめる。われわれは、すでにエコーに関する断片的な知識をいくつか持っているが、それらの知識に振りまわされずにできる限り簡単に取扱うことにし、もしこの手法が有効であるらしいという見通しがえられたら、その手法を改良発展させる段階で順次に複雑な知識をおこめばよいと思う。

3. 基礎方程式

レーダー・エコーの強度を Z とし、これを時間的に平均（バーで表わす）と、さらに空間的に平均（かぎかっこで表わす）した量を ψ とする。

$$\psi = \langle \bar{Z} \rangle \quad (1)$$

平均化されたエコーはレーダーの PPI 表示から定義することにして、高さの関数とはみなさないことにする。すなわち $\psi(x, y, t)$ は平面的な場所と時刻できまると考える。

平均化されたエコーに対する発生項を Q とすると

$$\frac{d\psi}{dt} = Q \quad (2)$$

エコー発生項をできる限り単純化して、これ以上簡単にしたら意味を失うところまで切りつめて考えると、エコーが強くなる項と、エコーが弱くなることを意味する項との2つが最小限に必要である。今回は、エコーが全くないノー・エコーの状態から出発する場合はあきらめているので、現存するエコーの平均状態からその2つの項を表現できれば簡単である。最も単純な組み合わせとして次の表現を考えてみる。

$$Q = V(x, y)\psi + K\rho^2\psi \quad (3)$$

ただし ρ^2 は x, y に関する2次元のラプラシアンとする。右辺第1項は平均エコーが自分自身を強化する項にあたり、第2項は平均エコーが自己の周囲へ拡散してうすまる項にあたる。すなわち、 $V(x, y)\psi$ は、降雨塊とそれが置かれたメソまたは中規模な場との相互作用を示す項で、 $V(x, y)$ は水平的にはメソまたは中間規模の下層収束に関連し、鉛直的には対流不安定または潜在不安定に関連する項である。 V の値を正にとれば、現存するエコーは時間的に自己を強化して発達することを示す。同じ V の値に対して、すなわち同じ強さの場に対しては、 ψ が強いほど、すなわち強い平均エコーがあるほど平均エコーの時間変化を大きいと考えて、 $V\psi$ のように積の形にしてある。

雲物理的な意味としては、すでにエコーとして見えている降水粒子が、エコーに見えていない小さい降水粒子すなわち雲粒や単独の氷晶を併合によって自身の上へ付着させて、エコーがますます強くなることを意味する。したがって $V(x, y)$ の中には、雲水量や氷晶の個数に関連する項も含ませておかなければならない。この場合に平均エコーの強さ ψ は雨滴、あられ、雪片など雨水量ないし大きい降水粒子の個数を表現しているとみなされる。

雲力学的な側面から述べるならば、エコーとして見えている対流活動の存在は潜在不安定ないし対流不安定が破れて解放しつつあることを示しており、その地点めがけて下層の収束が誘発されて対流がますます強くなることを意味する。この場合には、平均エコーの強さ ψ は対流活動の強さの目安として取扱われることになる。不安定性をもつ大気では V は正であり、完全に安定な大気で V は負であると考えられる。 V は場所の関数である。本当は時刻 t の関数でもあるが、高層観測の時間間隔の間では、その変動の情報がえられないので、一応時間によらないとしておく。次の高層観測の時刻がきて新しいデータが入手できれば、そのとき $V(x, y)$ をあたえなおす方法をとるのがよいと思う。

(3) 式の右辺第2項の $K\rho^2\psi$ は、平均エコーが自己の周囲へ拡散する項であり、 K は水平の渦動拡散係数で正の定数と考えることにする。レーダー・エコーとして見えている水滴や雪片が気流によって周囲へ拡散することを示す。また、かなとこ雲が氷晶をまき散らす結果、今までレーダーに見えていなかった周囲の積雲が、氷晶のたねまきを受けてレーダーに見えるようになる

効果をも表現することができるだろう。なお K の値は日によって変わることがありえて、風のシヤの大きいときに大きく、シヤの小さい日に小さくなるだろうし、またより大きい現象を考察の対象とするときほど、 K の値を大きくとるべきであろう。

(2) と (3) から、基礎方程式は

$$-\frac{d\phi}{dt} = V(x, y)\phi + K\nabla^2\phi \quad (4)$$

である。なお d/dt を局所微分になおすときに現われる移動速度としては、もしドップラー・レーダーが各気象レーダー観測点に併設されるならば、それからえられる情報を使うべきであるが、それが無い場合には SPA wind (small precipitation area の移動速度を風速とみなしたものを) を使うほかにはないだろう。

4. 方程式の基本的な性質

(4) 式を現実の問題にあてはめて解く場合には、観測から $t=0$ の $\phi(x, y)$ を出して、右辺に入れ、 $V(x, y)$ と K は高層観測の資料から求めて時刻によらない数値としてあたえ、ある程度平均した SPA wind も時刻とともに変わらないとして $\partial\phi/\partial t$ を求めることができる。この操作は単層モデルであるから簡単で、中型のコンピュータで処理することができるだろう。また図式解法を使って手計算でもある程度のテストをおこなうことができるだろう。

今回のシンポジウムでは、方程式がもっている基本的性格を明らかにするために、移流項を考えないでよい場合について、変数分離をおこなって簡単な条件下の解を求めることにとどめたい。

エコーが前線や降雨塊と併進運動をしている場合に、座標軸をその前線または降雨塊とともに移動させることにして、移流項が方程式の上に表れないようにする。このとき (4) 式は、

$$\frac{\partial\phi}{\partial t} = V\phi + K\nabla^2\phi \quad (5)$$

となる。(5) 式において

$$\phi(x, y, t) = e^{\sigma t}\phi(x, y) \quad (6)$$

と変数分離する。 σ は平均エコー ϕ の発達速度の時定数の逆数にあたり、 $\phi(x, y)$ は空間的パターンである。

(6) 式を方程式 (5) に代入すると、

$$\sigma\phi = V\phi + K\nabla^2\phi \quad (7)$$

となる。(7) 式は未知の関数 $\phi(x, y)$ に関する方程式で、各パターン ϕ に応じた発達速度 σ が固有値として同じ式から定まることを示す。

ところで、非相対論的な量子力学で使われるシュレー

ディンガーの方程式で、波動関数を時間と空間パターンに変数分離したときにえられるところの

$$E\phi = V\phi - \frac{\hbar^2}{2m}\nabla^2\phi \quad (8)$$

と (7) 式とは同じ形である。ただし (8) 式では E がエネルギー準位、 V はポテンシャルであり、(8) では $\nabla^2\phi$ の係数が負の値をとることが (7) と異なる。したがって、(8) 式で E と V の両方が負の値をとったときの式の性質が、(7) 式で σ と V の両方が正の値をとったときの式の性質と似ていることがわかる。

5. 簡単な条件下の解の例

例 (1) 1次元問題 (無限に長い前線など)

長い寒冷前線を y 軸にとり、前線をよこ切って直角に x 軸を寒気側を負に暖域側を正にあたえる。暖域では、温暖湿潤な空気が南から大気の下層にはいついて、西からくる冷たい空気の下にあって不安定が強く、 $V(x)$ を正であると見ることができる。前線の西側では冷たい空気が下層にはいついて、静力学的には安定度が強いからそれは $V(x)$ を負にするセンスであるが、一方下層に収束をおこしやすい傾向もあり、それは $V(x)$ を正にするセンスなので、ここでは $V(x)$ をゼロとみなすことにする。もっとも簡単な場合として y 軸方向に現象がいちようと仮定して、さらに暖域の $V(x)$ の正の値は x によらず一定とすれば、(7) 式は

$$K\frac{d^2\phi}{dx^2} + V(x)\phi = \sigma\phi \quad (9)$$

$$x > 0: V(x) = V_0$$

$$x < 0: V(x) = 0$$

となる。境界条件として、無限遠で $\phi \rightarrow 0$ 、および $x=0$ で ϕ と $d\phi/dx$ がそれぞれ連続であるとする。量子力学の教科書に見られるように、(9) 式の解は

$x > 0$ で

$$\begin{aligned} \phi(x) = & A\sqrt{\frac{\sigma}{V_0 - \sigma}} \sin\sqrt{\frac{V_0 - \sigma}{K}}x \\ & + A\cos\sqrt{\frac{V_0 - \sigma}{K}}x \end{aligned} \quad (10)$$

$x < 0$ で

$$\phi(x) = Ae\sqrt{\frac{\sigma}{K}}x \quad (11)$$

となり、暖域では前線に平行なバンド状構造を示し、寒気側では前線からはなれるにつれて弱くなる減衰型の構造を示す。

例 (2) 円形 (軸) 対称の問題 (台風など)

円形の領域内に収束または対流不安定などエコーを発

達させる場があって、その外側の領域で中立であるとする。台風や下層大気内の小さい低気圧などがこれにあたるだろう。簡単のために、半径 a の中の領域で $V(r)$ が正の一定の値をとり、 a の外側で $V(r)$ がゼロであるとして、(7) 式は、

$$K \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left(r \frac{d\phi}{dr} \right) + V(r)\phi = \sigma\phi \quad (12)$$

$$r < a: V(r) = V_0$$

$$r > a: V(r) = 0$$

境界条件は無遠慮で $\phi \rightarrow 0$ 、および $r = a$ で ϕ と $d\phi/dr$ がそれぞれ連続であるとする。(12) 式の解は

$$r > a \text{ で}$$

$$\phi(r) = AK_0 \left(\sqrt{\frac{\sigma}{K}} r \right) \quad (13)$$

ただし $K_0(r)$ は第 2 種の変形されたベッセル関数で、 $r \rightarrow \infty$ のとき

$$K_0(r) \sim \sqrt{\frac{\pi}{2r}} e^{-r}$$

である。(12) 式の解は

$$r < a \text{ で}$$

$$\phi(r) = A \frac{K_0(\eta)}{J_0(\xi)} J_0 \left(\sqrt{\frac{V_0 - \sigma}{K}} r \right) \quad (14)$$

ここに

$$\xi = \sqrt{\frac{V_0 - \sigma}{K}} a, \quad \eta = \sqrt{\frac{\sigma}{K}} a \quad (15)$$

であって、 ξ と η とは次の連立方程式の解である。

$$\begin{cases} \xi \frac{J_1(\xi)}{J_0(\xi)} = \eta \frac{K_1(\eta)}{K_0(\eta)} \\ \xi^2 + \eta^2 = a^2 V_0 / K \end{cases} \quad (16)$$

$$(17)$$

(17) と (18) から、一般に ξ と η はとびとびの何組かの値をとるので、(15) から平均エコーの発達速度 σ の固有値が離散的に定まり、(13) と (14) からおのおの σ に対応して空間的パターン $\phi(r)$ が定まる。

ここでえられる平均エコーのパターンは台風の中心のまわりを同心円をなして取り囲むバンド状構造で、遠くではにじんでいて、ちょうど原子核のまわりの電子軌道に似ている。

例(1)にえられた寒冷前線に平行なバンド構造の間隔ないし波長 L は、(10) 式から

$$L = 2\pi \sqrt{\frac{K}{V_0 - \sigma}} \quad (18)$$

である。 K として大気の水平拡散係数の普通の値 $K = 10^8 \text{cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ をとり、 V_0 としては、もし仮に $K = 0$ ならば $\tau = 1/V_0$ だけ時間がたつと平均エコーの強度が e

倍になる時間として $\tau(\phi = \phi_0 e^{V_0 t})$ 、メソ擾乱のライフ・タイム $\tau = 10^4 \text{sec}$ をえらべば $V_0 = 10^{-4} \text{sec}^{-1}$ である。 σ は (10) の解では連続固有値の場合にあたっていて、 V_0 より小さい任意の値をとりうるが、ほぼ定常として σ が V_0 よりかなり小さいとすれば、(18) 式にこれらの数値を入れて $L = 60 \text{km}$ をえる。

大気の不安定度が大きい場合、現象のタイム・スケールとして、しゅう雨の $\tau = 10^3 \text{sec}$ を採用するならば、 $V_0 = 1/\tau = 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ となる。 K と σ は先の例と同じとおけば $L = 20 \text{km}$ をえる。

清水喜允ら (1971) は、福井県の東尋坊のレーダー観測によってえられたバンド状エコーの間隔 (波長) は、 $10 \text{km} < L < 70 \text{km}$ であって、発現頻度のピークは 30km と 40km の間にあると報告している。清水らの観測値と、(18) 式からえられた波長とは、同じ範囲にはいつている。

富士山レーダーのように、広範囲のエコーを大局的に観測する場合とか、いくつかのレーダー観測点の P P I 写真を張り合わせてコンポジット・マップをつくる場合のように、低気圧のかなりの部分をおおって観測する場合には、水平の渦動拡散係数として上の例より 1 桁大きい値 $K = 10^9 \text{cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ を採用すれば、 $V_0 = 10^{-4} \text{sec}^{-1}$ 、 σ は V_0 よりかなり小さいとして (18) 式から $L = 200 \text{km}$ がえられる。この値も富士山レーダーの P P I 写真によく出現する態野灘から遠州灘へかけて走るバンド、中部山岳を走るバンドなどと比較して不自然でない値であるように見える。

参考文献

- 新潟地方気象台編, 1971: 北陸地方予報作業指針その 1, 第 1 部 1.2b-1 より 1.2b-11.
 清水喜允, 猿橋増造, 川畑 仁, 原 武智, 1971: 冬期季節風吹出し下のクラウドストリート. 東京管区地方気象研究会誌 No. 4 (昭和46年度), p. 57.
 Wilk, K.E. and K.C. Gray, 1970: Processing and analysis techniques used with the NSSL weather radar system. Preprints of 14th Radar Met. Conf., Nov. 1970. Tucson Arizona, pp. 369-374.

討 論

窪田 (気象庁電計): 引用した清水さんらの資料には、バンドのライフ・タイムが出ているか。

清水 (福井地気): 出ていない。時間的に連続な観測資料がほとんどないのでできなかった。レーダー資料の

とり方について検討する必要がある。現在のごま切れ資料では十分でない。

二宮（気研予報）：前線系の動きと個々のエコーの動きは異なるから、座標軸を前線とともに動かしても、たとえば $(C-V) \text{ grad } \phi$ のような項が残るのではないか。

駒林：そのとおりだが、ここで扱うエコーは時間的空間的に平均したものだから、残るのはさしあたり線形場だけで、収束発散、回転、変形が少し加わるだけである。また移流項を残しても、計算の手間はコンピュータを使えば余り変わらない。

二宮（気研予報）：実際の気象に現われるバンド構造は熱輸送その他の物理的なモードで定まっていると思われるが、ここでえられた解のモードと実際の現象のモードとの関係はどうなっているか。

駒林：計算のモードはエコーの自己発達と拡散がちょうど釣り合ってパターンが時間の関数にならないように現われている。実際の気象の中で、対流の発達、成熟、減衰段階に応じて異なった方程式を使わなければ、物理的なモードを適切に表現できないかもしれない。

榎原（名大）：2時間ぐらい先まで予報すると考えると、予報できるエコー・パターンは限定されると思うが、どういうパターンに適用しようとするのか。

駒林：限定されると思う。はじめには九州の南西海上など洋上のエコーでテストしたい。榎原さんが発表している尾鷲・大高原の地形などによる雨量の増幅因子とエコーとはどのような関係にあるか聞きたい。

榎原（名大）：増幅は尾鷲地方では下層のみの問題だから、下層あるいは地上で雨が沢山降っているいないにかかわらずレーダーに見える高さのエコー・パターンの予報はできると考えられる。たとえば今日の山川（仙台管区）さんの発表にあった上空の層状エコーの移動の予想は、下層に発達する対流エコーに関係なくできそうだ。

駒林：私もそう思う。地上での雨量の予想については、レーダーで見えるエコー・パターンの予報ができるようになってから、もっと経験的、工学的な手法を入れて、inverse problem としてやってみたい。

清水（福井地気）： $\sigma \sim 0$ の定常状態の解に関連するが、実際には引用例のような線状エコー・パターンは6時間ぐらいは持続するようだ。先にも言ったが、このような資料は現有のレーダー資料では連続観測が少なく出て出にくい。

駒林：バンド間隔ごとに持続時間の頻度を調べるとか、清水さんらのバンド幅の頻度分布曲線が、ライフ・タイムの長さごとにえられると大変役に立つと思う。

エコーパターンとエコーの発生消滅域について

齋 藤 実*

1. はじめに

レーダーの観測結果をもちいて短時間の降水予報を行なうためには、エコーの単純補外の有効な限界はどれくらいか、その限界を越えた予報（たとえば3～6時間先の）をどのような方式で行なったらよいかを知る必要がある。

エコーの単純補外の限界は、(1) エコーのライフタイム、(2) エコーの移動の法則、(3) エコーの発生・発達の状況によってきまってくる。より長い時間に対する予報も、これらの関係をいかにとりいれてゆくかが問題となる。

また、このような予報を行なうためには、エコーを定

量的に表現し、予報式を公式化し、電子計算機による計算によらなければ予報内容をよくしてゆくことも、短時間予報として大切な速報性をもつこともできないだろう。エコーを表現する量としてはレーダー反射能 $Z = \sum D^6$ (D は雨滴の直径)を用いるのが、最適である。 Z は観測にかかる量であり、降水強度ともっとも密接に結びついた量である。また、数値計算に必要な可加算的な性質をもっている量だからである。

Z を用いた予報方程式をつぎのように表現する。

$$\frac{\partial Z}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla Z = Q \quad (1)$$

ここで、 \mathbf{V} はエコーの移動速度であり、 Q はエコーの発達・衰弱を意味し、上記の(1)や(3)を公式化したものといえる。 Q はエコー自体の特質やエコーの存在

* 気象大学校

している領域の気象の状態によっているはずであり、それらの量の関数として表現されなければならないものである。

しかし、ここでは Q の公式化に触れる以前の問題として、実際にエコーパターンと関連して Q がどのように分布しているかを調べてみた結果を述べる。また、計算上の問題点についても触れる。なお、移流項の算出についても問題はあるが、第一次近似としてその誤差は無視する。

2. Q の計算方法について

通常、 Z はレーダースコープ上に $\zeta = a \log_{10} Z + b$ (a, b は定数) の形で表現されることが多い。第3図にその例を示した。この例では $\zeta = 5$ がほぼ $Z = 10^3$, $\zeta = 7$ が $Z = 10^4$ に相当している。これを第4図のように大きさ10 km 四方のメッシュにおいて表現し、(1) 式の左辺を計算して Q を求めた。その結果は第2図に示されている。

ζ を用いる場合と初めから Z で計算する場合では、その結果に差はあるが、その差は小さく Q 分布の大勢は変わらない。 Z を用いる方が計算の簡便化はできるが、数字表現のうえでも、電算機による計算の場合にも ζ を用いる方が都合がよい。 ζ を用いる場合

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta = \frac{C}{Z} \left(\frac{\partial Z}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla Z \right) = \frac{C}{Z} Q$$

$$Q = -\frac{Z}{C} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta \right) \quad (2)$$

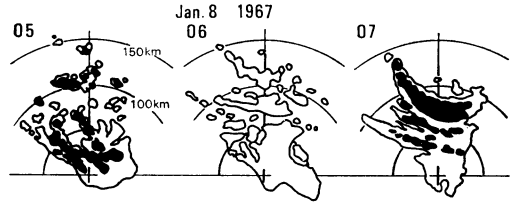
となるが ($C = \log_{10} e$)、(2) 式の右辺の Z として、 t_i と t_{i+1} における Z の平均値を用いた。

3. エコーパターンと Q の分布

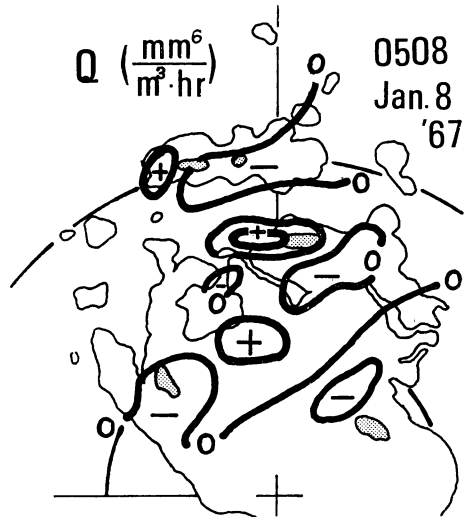
二つの例について Q の分布を求めてみた。

(1) 第1図は1971年1月8日、札幌付近に大雪を降らせたエコーの状態を示している。05時ころまでは散乱した対流性のエコー群だったが、次第に弧状のバンドに組織化され07時にみられるようになった。このエコーバンドは強まりながらゆっくり南下し、やがて停滞し局地的な大雪をもたらしたものであるが、 Q を計算したのはバンドの形成期にあたる05時から07時の間についてである。

第3図は07時のエコー強度の分布を7つのレベルで表現したもので、そのうちレベル5と7の等値線を示した。レベル5で $Z_5 = 2 \times 10^3 (\text{mm}^6/\text{m}^3)$ に相当しており、各レベルは4~5 dB づつ異なっている。これを第4図のように10 km のメッシュで表現し計算を行なった。



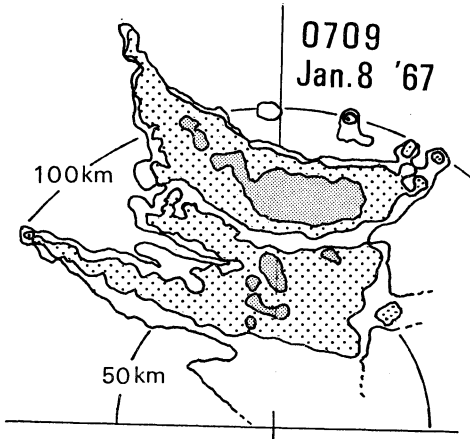
第1図 1967年1月8日05~07時のエコー分布の変化。黒い部分は $Z \geq 6 \cdot 10^3$ の範囲を示す……札幌レーダー。



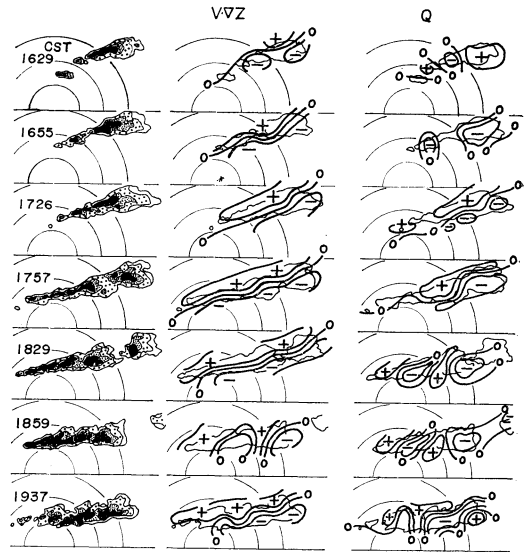
第2図 レーダー・エコー (0508 I) と05~07時の間の Q の分布。エコーの陰影部分は $Z \geq 2 \cdot 10^4$ を示す。 Q の等値線は0, 10^4 および $10^5 (\text{mm}^6/\text{m}^3 \cdot \text{hr})$ についてひかれてある。

結果は第2図に示した。05時のエコー分布とともに Q の等値線を記入したが、強いエコーの風上側に Q の大きい部分があり、それらの部分が07時のエコーバンドの中心およびエコーの風上側の先端部に相当している。量的にも $\partial Z/\partial t$ のオーダーと同じで、エコーの変化に占める Q の役割の重要性を示している。なお、第2図は Z を用いた計算結果であるが、 ζ を用いた結果と大きな違いはなかった。

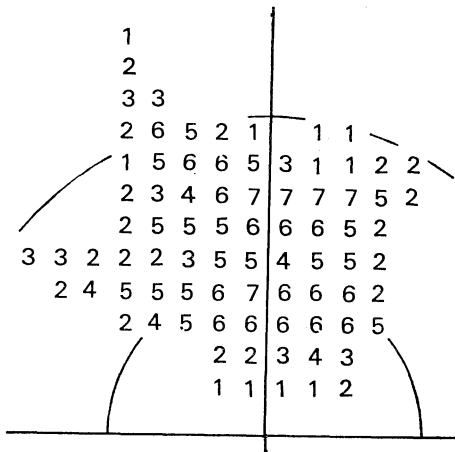
(2) 図5は1969年6月22日、アメリカのオクラホマ州に出現し、雷雨やトルネードをもたらしたバンド状エコーに対する例である。この雷雨は Kessler⁽¹⁾ がいろいろな資料によって解析しているが、その中で使われている5段階のグレースケールで表現されたエコーバンドの



第3図 エコー強度分布, 1967年1月8日7時9分, 陰影部はそれぞれ $Z \geq 5 (Z \geq 2 \cdot 10^3)$ および $Z \geq 7 (Z \geq 2 \cdot 10^4)$ の強さである。



第5図 エコー強度の分布と $V \cdot VZ$ および Q の分布, 1969年6月22日, アメリカ, オクラホマ, エコー強度はほぼ $Z = 10, 10^2, 10^3, 10^4 (mm^6/m^3)$ で区分されている。
 $V \cdot VZ$ および Q の等値線はそれぞれ $0, 10^2 (mm^6/m^3 \cdot hr)$ である。
レンジマークは20溼ごと……(a)は E. Kessler⁽¹⁾ から引用。



第4図 第3図の強度分布をデジタル化したもの, メッシュサイズは10 km.

変化を示す写真を用い、前例と同様の解析を行なったものの一部である。

このエコーバンドは15時過ぎに発生し、約3時間持続し、次第に弱まった。バンドを形成するエコーセルはほぼ WNW 11 kt の速度で移動したが、(1) 式の V としてこの値を用いた。

第5図(c)から Q の分布の特徴がよくわかる。発達初期には Q の正負域が団塊状に分布しその値も小さいが、その後、最盛期に至る間はエコーバンドの後面に正、前面に負の領域が分布している。衰弱期にはいる

と、ふたたび正負域が団塊状に分布するが、発達初期とは様相も異なり、正負とも絶対値は大きい。それぞれの分布の特徴は1時間くらいづつ継続している。また、 Q の正域は前例と同様に強いエコー域の風上側に位置している。低層の風の資料によると、エコーバンドの後面の Q の正域は低層の強い収束域に対応している。

4. おわりに

2例の解析例からも、エコーパターンの変化の予報に Q が重要な役割をもっていることがわかった。また、 Q の分布とエコーパターンの分布の関係があるようにみうけられるが、もっと多くの解析をつみ重ねなければ正しいかどうか判断できない。

Z の分布の特徴だけでなく、その他の量を含めて Q を公式化する必要がある。そのためは、第4図に示したように Z をデジタル化して、気象要素などとの関係を調べる必要がある。

また、デジタル化する際のメッシュ・サイズはエコー系の大きさを考えて荒すぎないようにとる必要がある。また計算の時間間隔も同様である。第5図(b),

(c) はメッシュ・サイズ 10 哩であるが、2 哩にとった計算結果 (図省略) はやや異なる特徴を示した。

参考文献

- 1) E.Kessler (1970); Thunderstorms over Oklahoma-
22 June 1969, Weatherwise, Vol. 23, 56~69.

討 論

藤原 (気研台風): V として何を用いたか、レーダー資料をデジタル化すれば V は機械的に出せるか。

斉藤: V はエコー・セルの速度の平均である。デジタル化して行なう方法はすでに米国で行なわれている。これはエコー・パターンを 3 段階ぐらゐの等エコー強度線で表現し、これを機械的に追跡する。

清水 (福井地台): エコー系全体としての速度を V とするほうが良いのではないか。また地方で現業的に調査する場合は一般場の風を使ってはどうか。

斉藤: それでも結こうだが、小さな帯状エコーの存在範囲の代表風を何にとるかが問題で、この場合、小範囲の風の代表としてセルの流れをとった。

柳沢 (気研台風): 私も同様な理由でセルの方が良いと思う。 Q の正の値がバンドの進行後面にあるようだが、前線のようなものではこれと反対になるのではないか。

斉藤: 確かに Newton のモデルなどとは反対になっている。このエコー・バンドは大きく見ると寒冷前線に伴ったもので、バンドは前線のやや後面から前方へ伸びていた。1,500 ft 以下の風の観測結果からみればエコー・バンドの後面に強い収束が存在しており、私の結果を説明できる。

青木 (東京航空地台): デジタル化するとき高さによる Z の変化はどう処理するか。

斉藤: CAPPI 表示でも使えればよいが、現状ではデ

ータが得にくい。いまの例は一つの仰角での PPI 写真によるもので、最も遠いエコーはレーダーから 100 哩ぐらゐである。一つの高度についてやる場合は鉛直方向に積分した Z を使う必要があろう。

青木 (東京航空地台): シンポジウムの前に発表があった山川氏の東北地方の東風時の大雨の解析による層状エコーが上陸するところからその下に対流セルが発達する。これから見ても鉛直分布を考慮することが大切だと思う。

斉藤: 確にそのとおりだ。米国でのデジタル化の例ではレーダーからの距離範囲を小さく制限して行なっている。しかし現在入手できるデータを使う場合はかなり単純化しなければならない。

藤原 (気研台風): 対流性エコーの die out するものは高度も低くなるというようなことを考えれば CAPPI を使うことを考えてはどうか。手でアンテナを動かし異なった仰角での写真を撮れば大げさな装置は無くても CAPPI をつくることができる。また、かなり単純化して行なわれているが、現在は地域特性なども含めて、経験的に Q の特性を調べてゆく段階と思われる。その場合、始めから単純化しないほうが良いのではないか。使い方を考えて、必要な資料がとれる能力をもつ測器についての要求をどんどん出してゆくほうが良いのではなからうか。Hard ware の面で現在のものより高度なものをという要求を強く出すべきではないか。

斉藤: そのとおりであると思う。レーダー・エコーのデジタル化はこのような研究や将来の実用化のためにどうしても必要だ。また現在の機械でもかなり詳細な資料がとれるはずだから現場ではもっと資料のとり方を工夫することが大切ではなからうか。具体的には例えば、等エコーでの撮影間隔を短かくするとか、長時間の連続撮影を行なうとかである。