

第7章 スコールクラスターの内部循環と維持機構*

7.1 はじめに

第6章では1987年の沖縄地方の梅雨期間(5/13~6/26)内に「非前線系降水システム」が20例発生したことを述べた。このうちの3例はいわゆる「スコールクラスター」と呼ばれるメソスケール降水システムであった。ここではこのうちの一例について詳しく解析する。

スコールクラスター(スコールラインとも呼ばれる)の定義は必ずしも明確ではないが, Houze and Hobbs (1982)によると, 進行方向に明瞭な線状又は弧状の積乱雲群を有し後面には層状性降水域が広がるメソスケール降水システムであり, 比較的大きな移動速度と長い寿命を持つ。スコールクラスターはこれまでに中緯度ではアメリカ大陸中西部 (Newton, 1950; Ogura and Liou, 1980; Kessinger *et al.*, 1987; Smull and Houze, 1985; Smull and Houze, 1987a) において, 熱帯では東大西洋 (Houze, 1977; Zipser, 1977; Gamache and Houze, 1982; Houze and Rappaport, 1984), 西太平洋 (Zipser, 1969; Ishihara and Yanagisawa, 1982), アフリカ大陸上 (Chong *et al.*, 1987; Roux *et al.*, 1984), ベネズエラ (Botts *et al.*, 1976), 西大西洋のバルバドス (Zipser, 1977), 北オーストラリア (Drosowsky, 1984) において観測されている。しかし, 日本を含めた東アジアではこれまでにスコールクラスターについて系統立った観測や詳しい解析が行われたことはない。

スコールクラスターは通常メソスケールクラスターにくらべてその発生頻度は低い (Houze and Hobbs, 1984)。それにもかかわらず多くの研究者が注目する理由は, その通過にともなって強い降水や突風がもたらされること, その内部に組織化された循環が存在しそれが長い寿命, 大きな移動速度, 広い層状雲の形成維持の要因となっていることなどである。さらに, スコールクラスターの発生場所, 発生後の移動等の予測は困難であり, 予報従事者にとってもその形態や構造を理解することは大切である。

図7.1は, 1987年の沖縄地方の梅雨期間中に発生した3つのスコールクラスターである。図7.1 bのスコールクラスターS13とS15の2つは比較的小規模で短寿命であったが, 図7.1 aのスコールクラスターS4は最大長は460 kmに達し21時間の長い寿命を持ち, 非常に発達したメソスケール降水システムであった。

本章の目的は1987年5月20~21日に東シナ海上に発生し, 那覇市上空を通過したスコールクラスターS4(第6章付録6.4)の形態と内部構造, 特にその鉛直構造を主にドップラーレーダーのデータを使って解析することである。7.2節では, このスコールクラスターの概要と周辺の大気

* 担当: 石原正仁・田畑 明

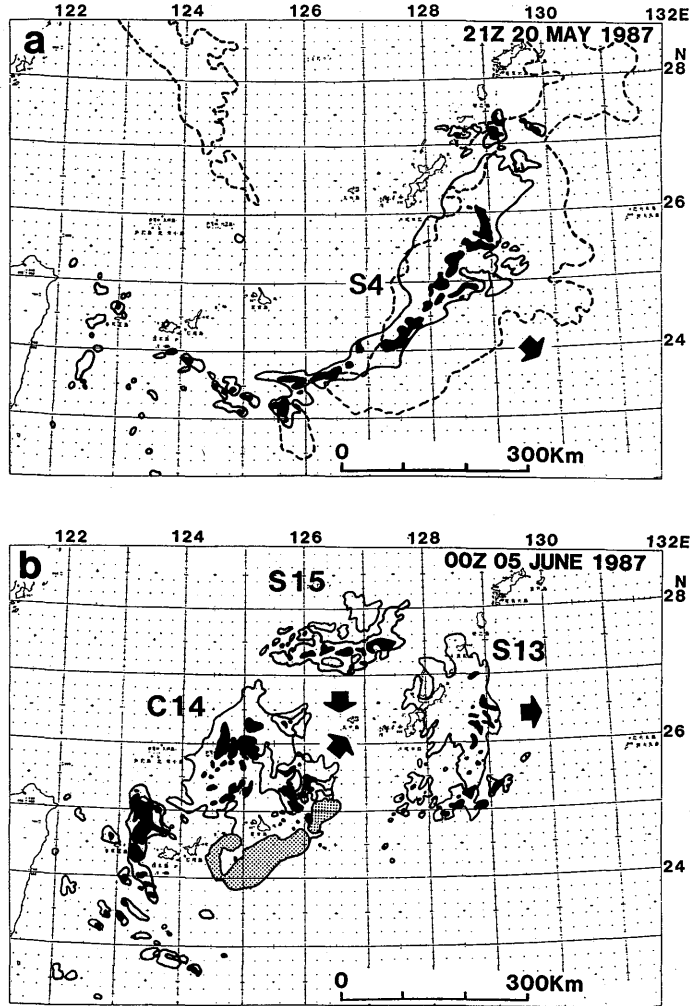


図7.1 1987年の沖縄地方の梅雨期間中に発生した3つのスコールクラスター(S14, S13, S15)。ただし、(b)図のC14はスコールクラスターではない。沖縄、宮古島、石垣島の3つのレーダーの合成図(沖縄気象台作製)を示す。黒い領域は反射強度が33dBZ以上のところ。ハッチ領域は上空エコーを表す。矢印はクラスターの移動方向を示す。(a)図の破線はGMSのIRデータによる $T_{BB} = -51^{\circ}\text{C}$ の等値線。

場を取り扱い、7.3節では主にドップラーレーダーのデータをもとにしてその内部構造を議論する。7.4節ではこのスコールクラスタの維持機構について考察し、他域のスコールクラスタとの比較を行い、概念的（観測的）モデルを作る。

7.2 スコールクラスタの概要

7.2.1 スコールクラスタの生涯

図7.2は20日06Zから21日03Zまでの3時間間隔の那覇、宮古島、石垣島の3つの現業レーダーによって観測されたスコールクラスタの形状の変化である。さらに図7.3はスコールクラスタの強エコー域（反射強度が33 dBZ以上）の位置の時間変化である。このクラスタは1987年5月20日06Zに那覇の西250kmの東シナ海上で発生した。その後発達しながら平均6m/sの速度で東南東へ進み5月20日15Z頃には那覇の上空を通過し、5月21日03Z頃南大東島の西の太平洋上で消滅した。20日21Z～21日00Z頃には線状の強エコー域はわずかに曲率を持ち北東から南西に並び長さは460kmに達した。図7.4はこのスコールクラスタのレーダーエコーの総面積と T_{BB} が -51°C 以下と -64°C 以下の領域の時間変化である。このスコールクラスタの寿命は21時間、降雨域の最大面積は29,000 km^2 に達した。寿命、エコー面積ともにこの年の沖縄地方の梅雨期間に発生したクラスタの中では最大級のものであった。Maddox (1980)は米国中西部に発生する大型で長寿命の降水システムをMesoscale Convective Complex (MCC)と名付けた。今回のスコールクラスタは、形状の縦横比を別にすれば静止衛星のIRデータによって定められたこのMCCの基準を満たしており、中緯度のMCCに匹敵する規模と寿命を持っていた。

図7.2によると、線状のエコー域の周辺には数10～100kmの幅の層状性エコー域が分布しており、この層状性エコー域はスコールクラスタの発生初期（図7.2c）には強エコー域の東側つまり進行方向前面に多いが、時間の経過とともに進行方向後面に多く広がるようになる。図7.5はGMSの T_{BB} 分布である。これによると、レーダーエコーが現れる以前の20日00Z（図7.5a）には東シナ海上にはすでに低温の雲域が存在している。これはこのスコールクラスタが発生する以前に存在していた別のクラスタに対応している。20日06Z（図7.5b）までは、スコールクラスタはレーダーエコーではまだはっきりした線状にはなっておらず、これに対応する雲域を T_{BB} 分布上に見出すことは困難である。12Zには沖縄本島のすぐ西に -40°C 以下の T_{BB} 領域が現れ、18Zには明瞭なアーク状の雲域が形成され、最低温度は -60°C 以下を示している。その後この雲域は南東に進み、レーダーエコーの衰弱と一致して21日06Zには分散し始め、09Z（図省略）にはほとんど消滅した。20日18Z～21日00Zに見られたアーク状の雲域の形状はレーダーで観測された曲率を持った線状の強エコー域の形状（図7.2）とよく一致する。図7.1aの $T_{BB}=-51^{\circ}\text{C}$ （高度約11.5kmに相当する）の等温線（破線）を見ると、上層の雲は強エコー域を中心に

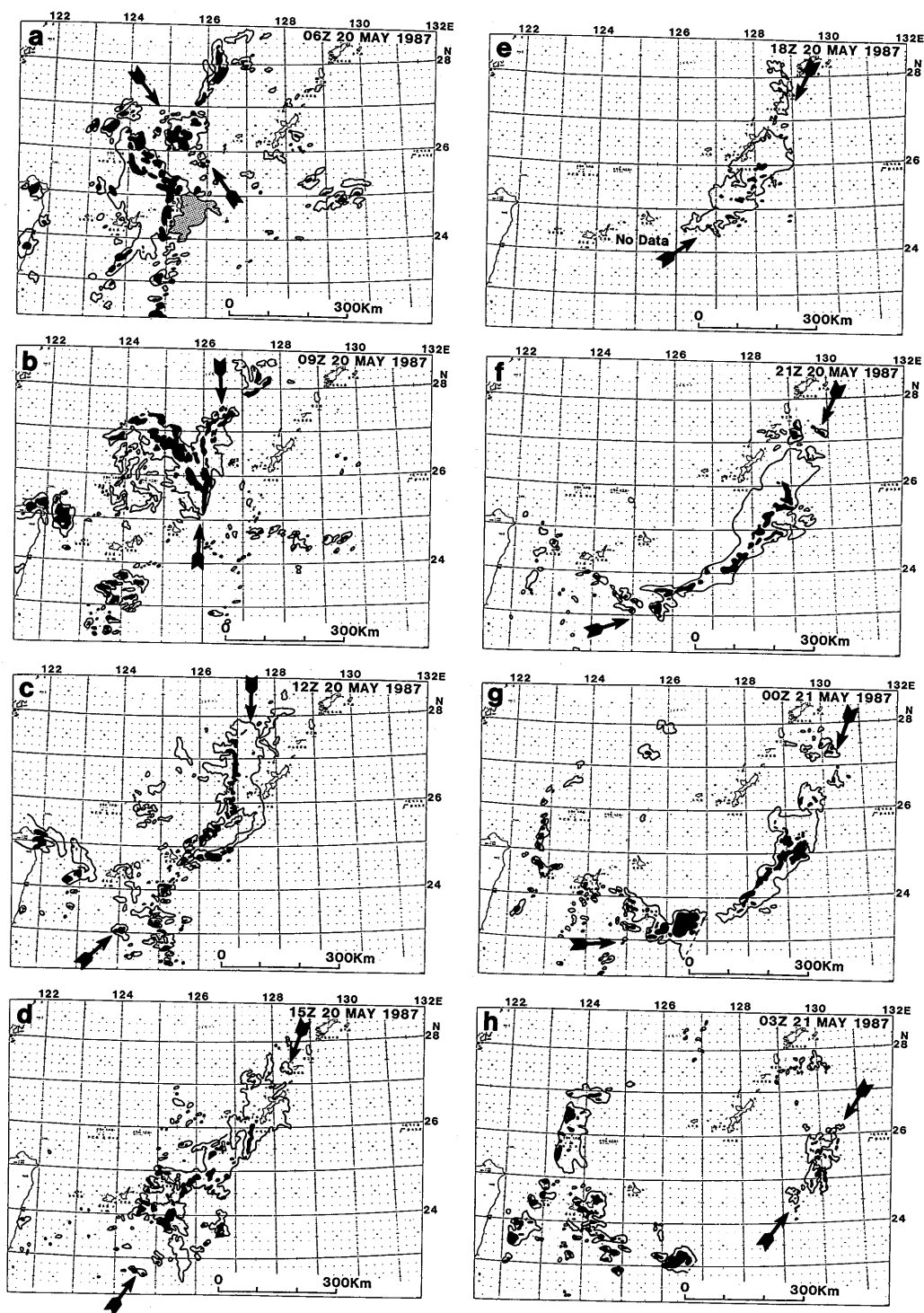


図7.2 5月20日～21日のスコールクラスターの発生から消滅までの過程。沖縄、宮古島、石垣島の3つのレーダーの合成図(沖縄気象台作製)を示す。黒い領域は図7.1と同じ。矢印はスコールラインを示す。

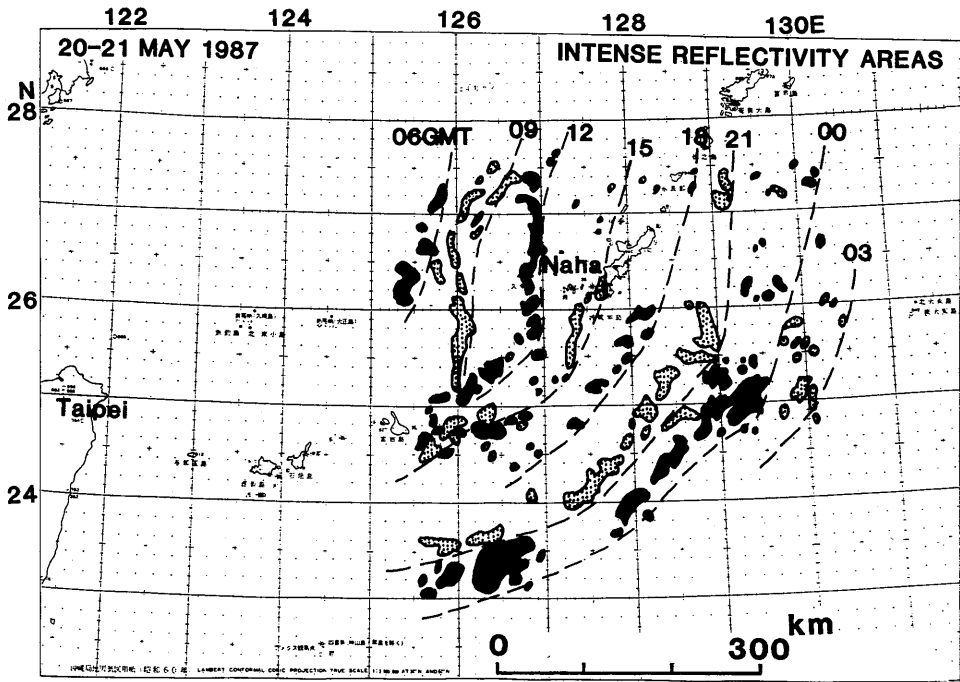


図7.3 5月20日～21日のスコールクラスターの反射強度が33dBZ以上の領域の位置の変化。

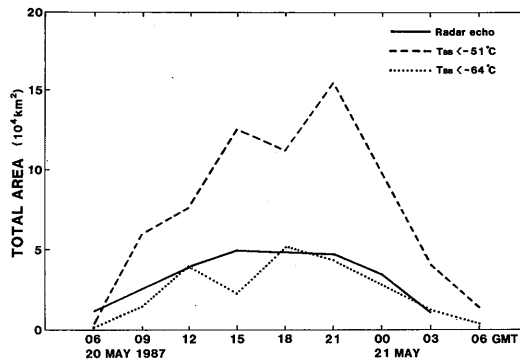


図7.4 5月20日のスコールクラスターのレーダーエコー域、 T_{BB} が -51°C 以下の領域、 -64°C 以下の領域の面積の時間変化。

前後（北西と南東）に広がっていることが分かる。ただし、レーダーエコー（地上の降水域）の前方（南東）では上層雲はレーダーエコー域より前方に広がっている。これは強エコー域でつくられた上層雲が上層の風によって南東に運ばれていることを示唆している。

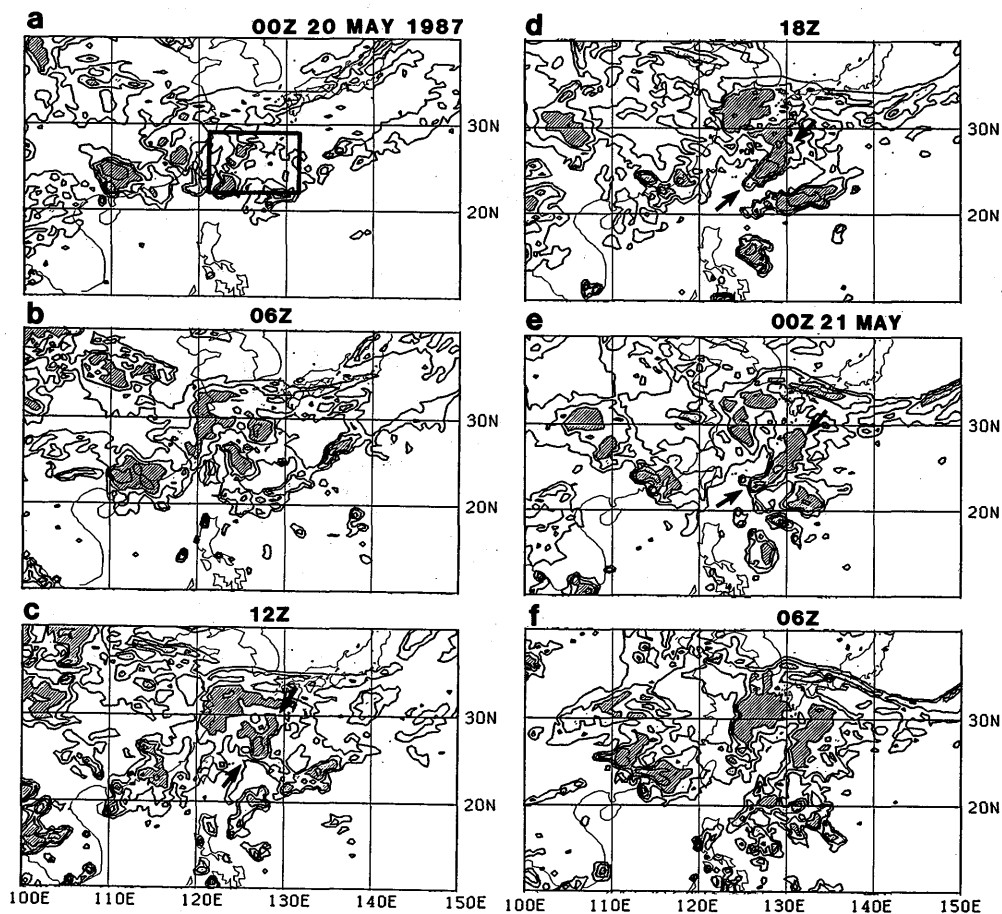


図7.5 GMSのIRデータによる T_{BB} 分布。5月20日00Z～20日06Zの6時間間隔、等値線は 0°C から 20°C の間隔。 -40°C 以下の領域を斜線で表す。(a)図中の太実線の四角形は図7.1, 7.2, 7.3の範囲を表す。

7.2.2 総観場とクラスター周辺の場合

図7.6はスコールクラスター発生6時間後の20日12Zと21日00Zの地上から400mbまでの天気図である。これらはGANALデータをもとにして作った。20日12Zの地上天気図(7.6a)によると中国大陸南部には低気圧と梅雨前線が見られるがそれらは沖縄地方には達していない。このスコールクラスターは東経 150° より東に中心を持つ太平洋高気圧の西縁に発生した。500mb(図7.6d)においては東シナ海は弱い正渦度場であるが偏西風トラフ等の際立った擾乱は見られない。このような総観状況は12時間後の21日00Zにおいてもほとんど変わらない。

図7.7は20日12Zにおける地上から400mbまでの水平風の流れを表している。スコールクラスター周辺の地上から850mbまでの流れ(図7.7a, b)は南東から北西に向いている。スコール

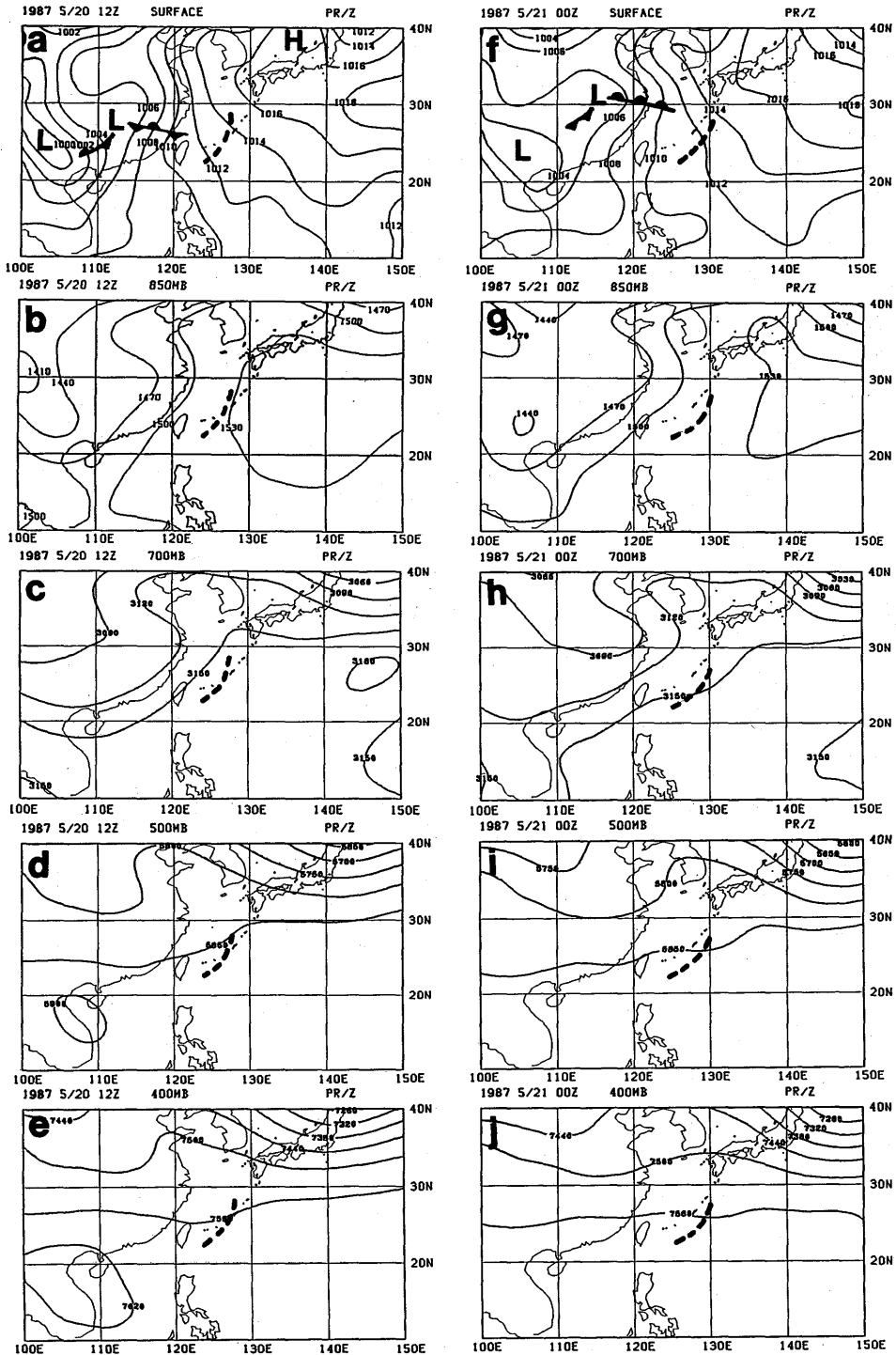


図7.6 1987年5月20日12Zと21日00Zの地上, 850mb, 700mb, 500mb, 400mbの天気図。太破線はスコールクラスター的位置を表す。

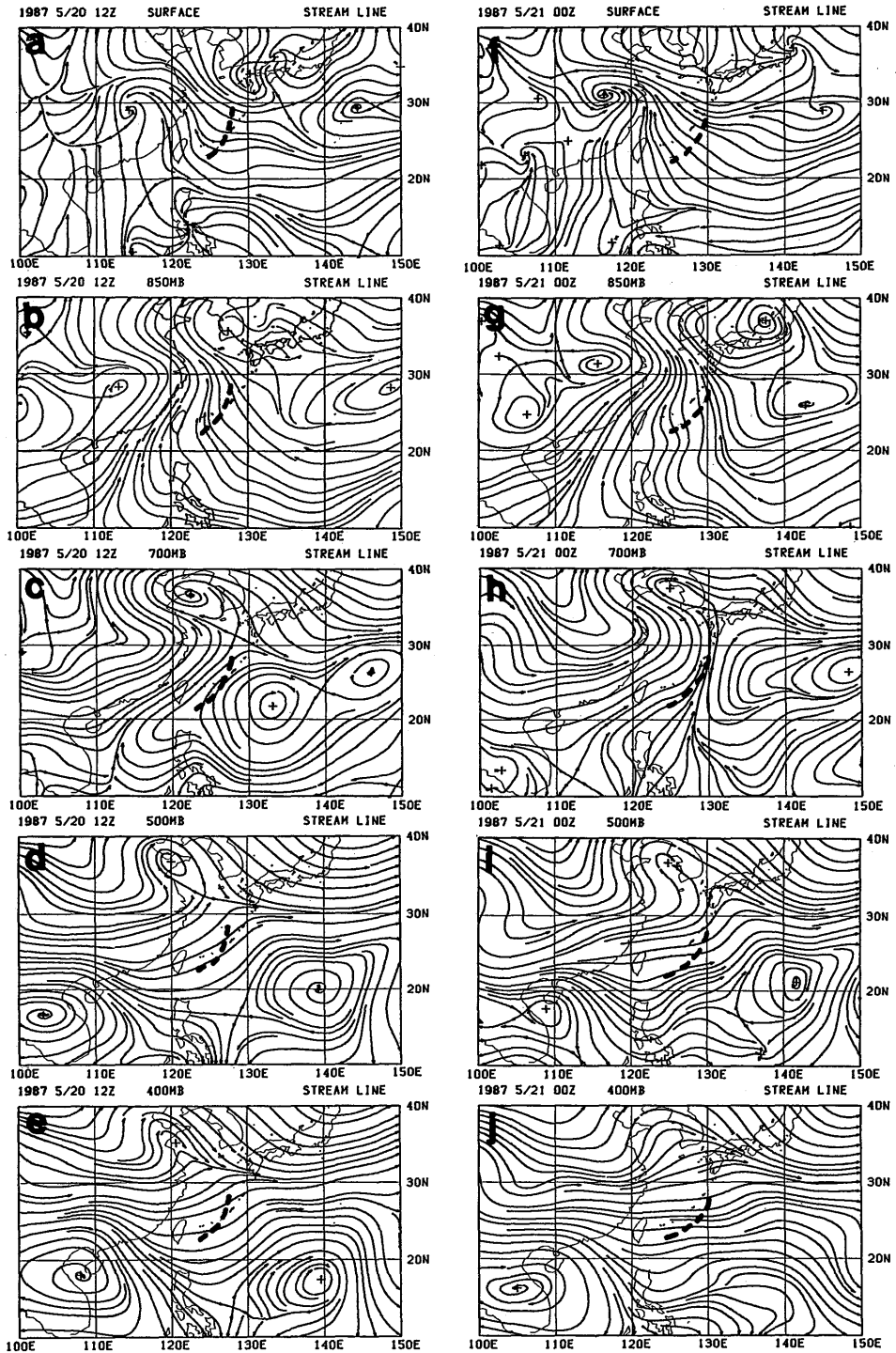


図7.7 図7.6と同様。ただし、風の分布から描いた流線。

ルクラスターの線状の強エコーはこの下層風と垂直な方向に（北東—南西）並びこの流れの風上側に移動している。このような下層風とスコールクラスターの走向や移動方向との関係は GATE に期間中に発生した熱帯スコールクラスターにおいても認められた（Leary and Houze, 1979）。700~400 mb（図 7.7 c, d, e）では流れは南西から北東に向かっており、スコールクラスターの強エコー域の走向と一致している。このようなスコールクラスター周辺の流れの状況は、クラスターの消滅 3 時間前の 21 日 00 Z においてもほとんど変化ない。ただし 21 日 00 Z の 200 mb の流れの場ではスコールクラスターの走向に沿って明瞭な収束域が見られる。収束域はスコールクラスターの位置とよく一致しているので成熟期に達したスコールクラスター内の対流がこの収束域を作り出したのかも知れない。

次にスコールクラスター周辺の成層状態を見る。図 7.8 は 20 日 12 Z と 21 日 00 Z における那覇での高層観測の結果である。20 日 12 Z ではスコールクラスターの進行方向前方（南東側）100 km, 21 日 00 Z ではスコールクラスターの後方（北西側）150 km の成層状態を表している。スコールクラスターの前方では地上から 640 mb までの層は対流不安定である。自由対流高度は 882 mb であり、地上付近の気塊がこの高度まで持ち上げられると周囲の場から 2,095 J/kg の正の浮力を得て 153 mb の高さまで上昇する。したがってスコールクラスター前方の気層の潜在不安定度は非常に大きい。梅雨期間中の平均場からの気温の偏差の時間—高度断面図（図 7.9）によると、15 日から 20 日の 700 mb より上層には -2°C を越える寒気域が存在し、この潜在不安定の形成に寄与していた。一方、スコールクラスターが通過した後の 21 日 00 Z では成層は最下層を除くとほぼ中立状態にあり、スコールクラスター内の対流による鉛直混合が成層の安定化をもたらしたことを示している。

風の鉛直シアーについて考えると、20 日 12 Z の hodograph（図 7.8 a）では風は高度とともに順転する鉛直シアーを持っており、矢印で示されたスコールクラスターの移動ベクトルと一致する風は見当たらない。地上~500 mb シアーベクトルは北東に向いており、スコールクラスターはこのシアーベクトルに直交しその右前方に向かって移動したことが分かる。

7.3 スコールクラスターの構造

この節ではスコールクラスターの内部構造についての観測事実を述べる。

7.3.1 特徴的形態

沖縄開発庁八重岳レーダーのデジタルデータ（図 7.10）によると、スコールクラスターは沖縄本島の通過前の 20 日 12 Z では線状の強エコー域とそれを取り囲む層状性降水雲から成っている。システムの進行方向（東南東—西北西）に沿った幅は 150 km 程度である。南北方向にはシステムは図 7.10 の外まで広がっている。線状の強エコー域はシステム全体のほぼ中央に北北東から

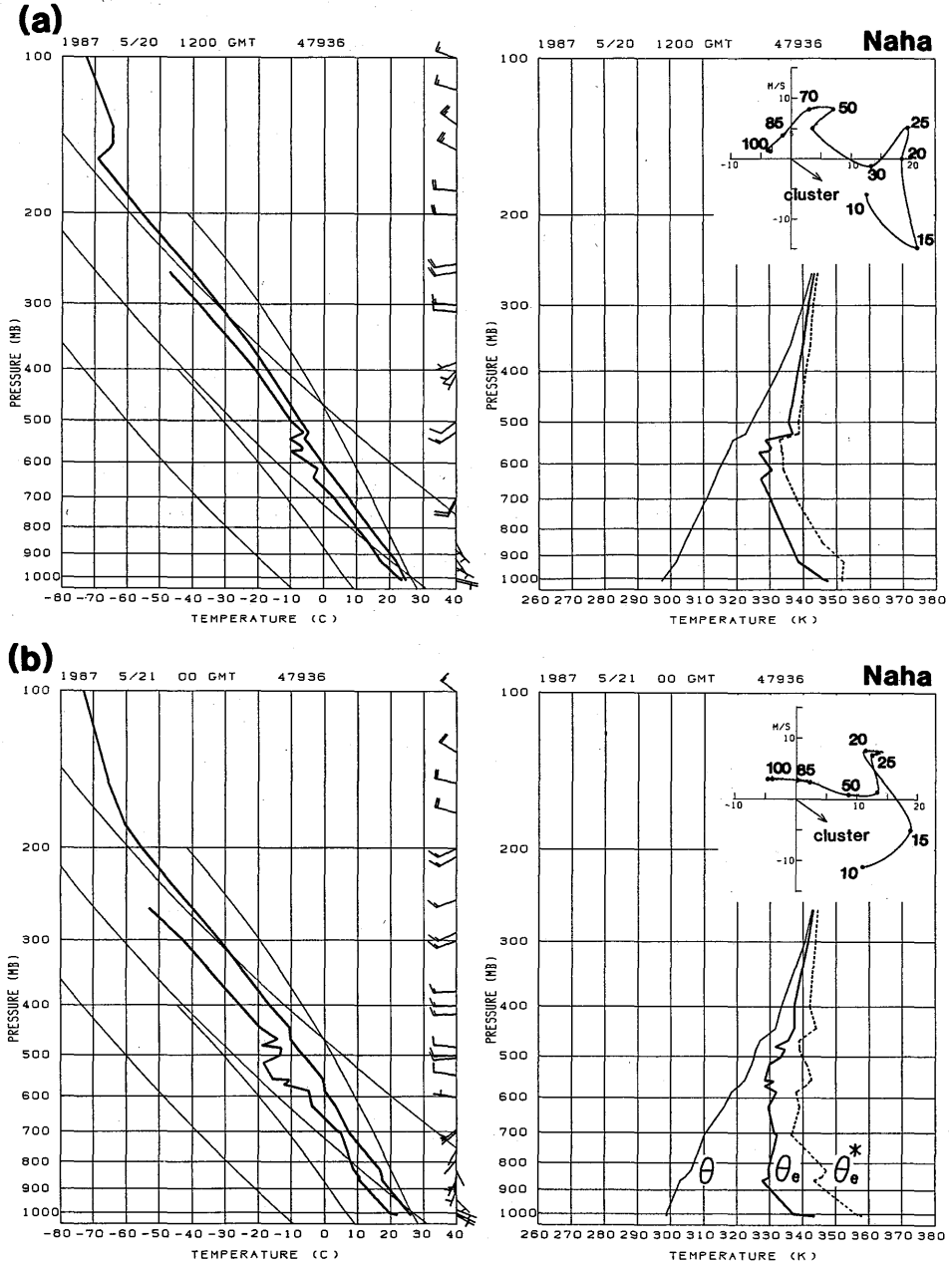


図7.8 1987年5月20日12Z(a)と21日00Z(b)の那覇におけるエマグラムと温位 (θ)、相当温位 (θ_e)、飽和相当温位 (θ_e^*) の分布。その右上はホドグラフ。

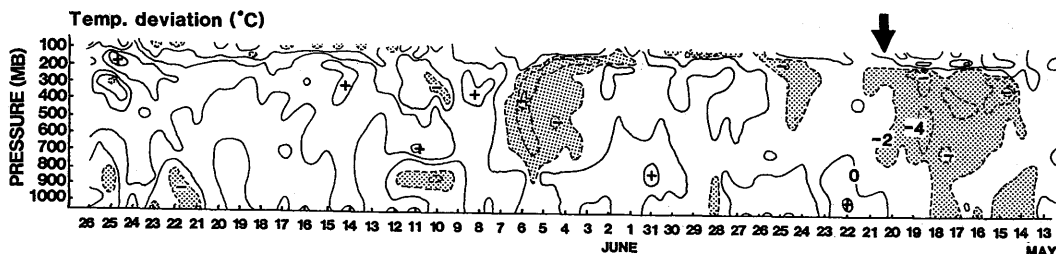


図7.9 1987年の沖縄地方の梅雨期間中那覇での平均気温からの偏差の鉛直-時間断面図。等温線は2°Cごと。ハッチは-2°C以下の領域を表す。矢印はスコールクラスターの通過時刻を示す。

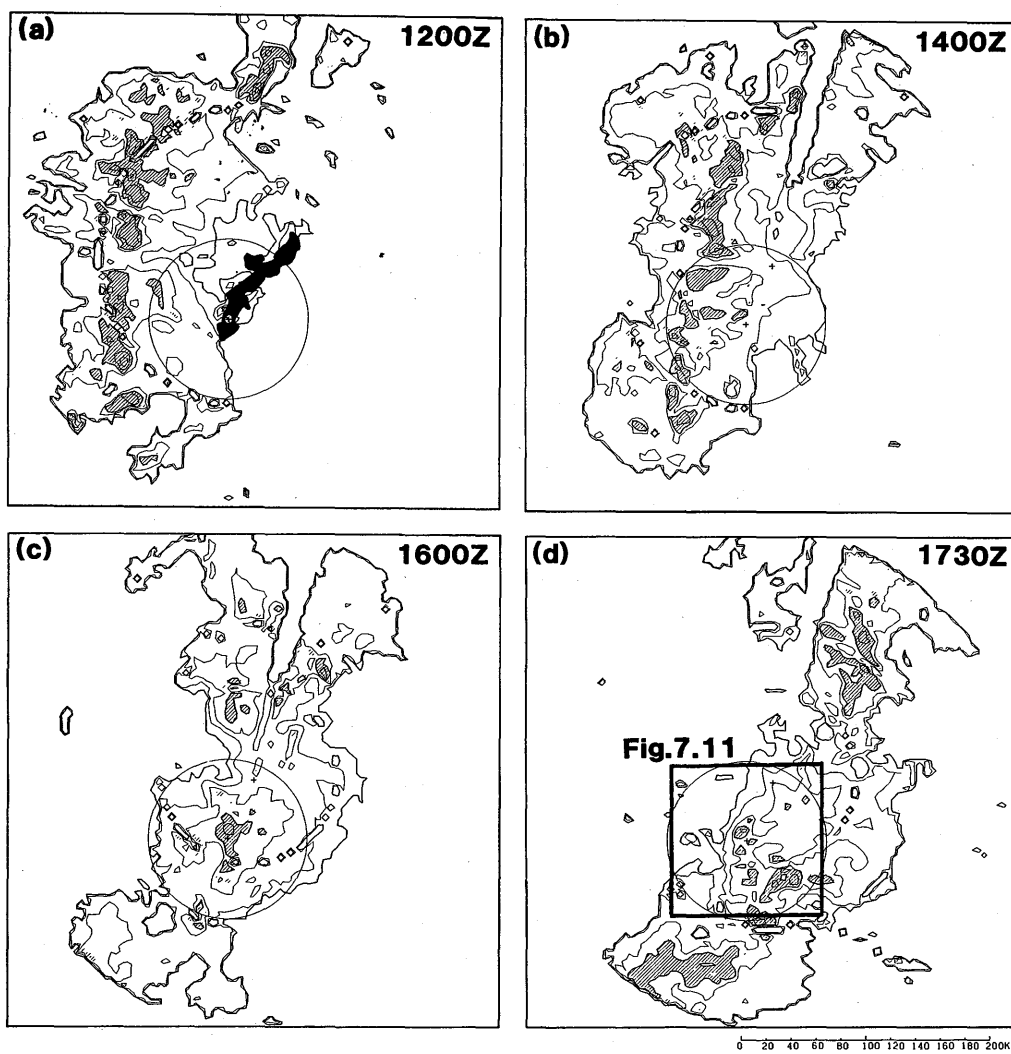


図7.10 沖縄開発庁八重岳レーダーのPPI画像。1987年5月20日、(a)1200Z、(b)1400Z、(c)1600Z、(d)1730Z。等値線は20、30、40、50、55dBZ。45dBZ以上に斜線。図の中の円はドップラーレーダーの観測領域を、(d)の太実線の四角形は図7.11のCAPPIの領域を表す。

南南西に向かって並んでいる。45 dBZ 以上の反射強度を持つ領域を「降水セル」と定義すると、それぞれの降水セルは 20~30 km の水平規模を持ち、それらの間隔は 30~40 km である。このような状況は 2 時間後の 14 Z (図 7.10 b) までほとんど変化しない。ところが、さらに 2 時間後の 16 Z では沖縄本島付近の降水セルの多くは消滅し、システムの一部が一時的に衰弱したように見える。この時刻にはスコールクラスターは沖縄本島の上空に達しており、図 7.2 にも示されているように降水セルの衰弱が起こった部分は沖縄本島の位置と一致している。このことから、沖縄本島の地形が降水セルの形成・維持を困難にさせる作用を及ぼしたと考えられる。つまり、新しい降水セルの形成に必要な古い降水セルから出た下層の冷気塊 (cold pool) の流出が本島の地形によって一時的にせき止められ、そのため新しい降水セルの形成が阻上されるか、形成の時期が遅れたと推測できる。本島の走向は降水セル群の走向とほぼ一致しており、このような効果を起こさせるには都合がよかったであろう。Chang and Yoshizaki (1989) は、この梅雨観測期間中に沖縄本島のすぐ近くで発生し数時間本島上空で停滞した今回とは別のクラスター (第 8 章参照) を 2 次元数値モデルでシミュレーションし、このような地形の作用によって対流雲の停滞が起き得ることを示した。ただし沖縄本島の山の標高はたかだか 500 m である。この程度の山が今回のスコールクラスターのような大規模な降水システム内の降水セル群の形成、維持にどの程度影響を及ぼしたのかは、AMeDAS 等の既存のデータを調べてみた限りではよく分からなかった。このような地形による降水セルの一時的な衰弱は興味あるテーマであるが、今回はこれ以上議論しない。

スコールクラスターの強雨域が沖縄本島上空を通過した 1 時間後の 1730 Z には降水セル群は再編成され始め通過前の形にもどりつつある。次の副節ではほぼこの時刻のスコールクラスターの微細構造をドップラーレーダーのデータを用いて解析する。

7.3.2 水平構造

図 7.11 は、スコールクラスターの強雨域が沖縄本島の上空を通過した約 90 分後の 20 日 1725 Z に得られたドップラーレーダーの CAPPI (水平断面図) である。これによると、直径 5~10 km の 4 つの降水セル A, B, C, D がレーダーの東 30 km に北北東から南南西の走向を持って並んでいる。ただし、このドップラーレーダーのデータでは反射強度が 35 dBZ 以上の領域を降水セルと定義する。7.3.1 節での定義と異なるが、反射強度の値は同一目標に対しても各レーダーによって多少異なった値を示すのが一般的である。図 7.10 の降水セルと図 7.11 の降水セルの大きさが異なるのはレーダーの空間分解能の違いによるものである。分解能の高いドップラーレーダーで見ると対流性降水雲の基本的な大きさは 5~10 km であり、それらが 10~15 km 間隔で並んで、強エコー域を構成していることが分かる。

7.3.1 節で述べたように、沖縄本島上空とそのすぐ東側にあるエコーは地形の影響を受けて一

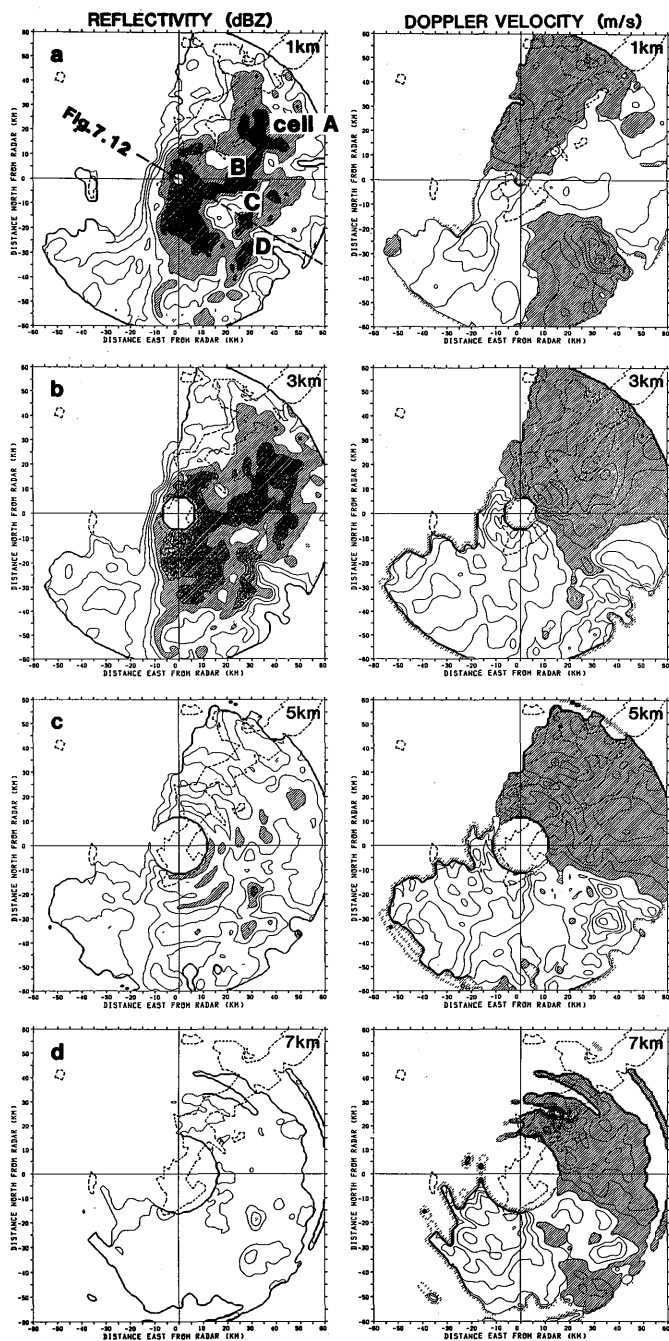


図7.11 1987年5月20日1725Zにおけるドップラーレーダーで得られたスコールクラスターの反射強度とドップラー速度の高度1,3,5,7kmのCAPPI画像。反射強度の等値線は5dBZから5dBZ間隔。25dBZ以上に薄い斜線を30dBZ以上に濃い斜線をほどこす。ドップラー速度は2m/s間隔で、正領域(レーダーから遠くなる成分を持つ領域)を斜線で示す。さらに沖縄本島を細破線で示す。A,B,C,Dは降水セルを示す。図(a)の中の太破線は図7.12と図7.13の鉛直断面図の位置を示す。

時的に衰弱している。そこで、島の影響が少なかったと思われるレーダーの南東 35 km にある降水セル C 付近について見る。降水セル C と降水セル D は 35~40 dBZ の反射強度を持ちほぼ南北に並んでいる。そのすぐ後方（西北西側）には反射強度が周辺より 10~15 dB 程度減少するゾーンがある。更にその後方には反射強度が比較的一様（~30 dBZ）な領域が 30~40 km の幅で広がっている。

このような「列状の降水セル群」—「反射強度減少ゾーン」—「層状性領域」、というレーダーエコー域の配列は、これまで観測された中緯度や熱帯のスコールクラスターに共通しており、Smull and Houze (1987a) はこれらの領域をそれぞれ「対流性領域；Convective region」, 「遷移領域；Transition zone」, 「層状性領域；Stratiform region」と呼んだ。今回はこれらの名称を用いる。アフリカ西部のスコールクラスターを解析した Sommeria and Testud (1984) はこの「Transition zone」を「反射強度のトラフ；Reflectivity trough」と呼んだ。ただしそれぞれの領域の大きさは他の地域のそれとは必ずしも一致しない。特に層状性領域について見れば、熱帯のスコールクラスターは 100~200 km の幅を (Houze, 1977; Gamache and Houze, 1982; Hauser *et al.*, 1988), 一方米国中部の中緯度スコールラインでは 80~100 km の幅 (Smull and Houze, 1987) を持つが、今回のスコールクラスターでは 35 km に過ぎない。

今回のスコールクラスターにはさらにもうひとつの層状性領域が存在する。図 7.10 によるとほとんどの時刻において対流セル群の前方（東南東側）にかなり広い幅（30~80 km）を持った層状性領域がある。図 7.11 ではレーダーの観測範囲が狭いためこの領域の全貌は見えていないが、対流セル群の前方に層状性エコー域が広がっていることがわかる。ここでの反射強度は 15~20 dBZ であり、先に述べたスコールクラスター後部の層状性領域の反射強度（~30 dBZ）より小さい。今回はこの領域を「前部層状性領域」(Forward stratiform region) と呼び、後部の層状性領域を「後部層状性領域」(Rear stratiform region) と呼んで両者を区別する。

対流性領域は 130° の方向に 6.5 m/s の速度で動く。これはシステム全体の移動（伝播）速度~6 m/s とほぼ一致する。一方、その対流性領域を構成する個々の降水セルを八重岳レーダーの PPI データによって詳しく追跡すると、それらは 300~330° の方向に 0~10 m/s の速度で動いている。つまり、降水セルは対流性領域内をシステムの移動方向とはほぼ逆の方向、スコールクラスターの後部に向かって動いている。個々の降水セルの寿命は 20~40 分である。したがって対流性領域全体としてはシステムの中での相対的位置を変えないが、その構成要素である降水セルはシステムに相対的に 6~16 m/s の速度でシステムの後方に移動していることになる。このことは、新しい降水セルが対流性領域の前面（南東側）で次々に発生し、時間の経過とともに対流領域内を後方（北西）に向かって後退することを意味する。降水セルが 10 m/s の相対速度で後退しその寿命が 30 分であるとすると、降水セルは発生から消滅まで 18 km 移動する。この距離は対流性領域と遷移領域の合計の幅にほぼ対応する。スコールクラスター前面で新しい降水セルが形成され古い

降水セルが後方へ移動するこのようなプロセスは、Small and Houze (1985) が中緯度のスコールクラスタの中で見出した事実と一致する。新しい降水セルは中一下層の風の鉛直シア（図 7.8 b によると東南東向き）の右前方（南東側）に発生するが、この様子は Rotunno and Klemp (1982) が周囲の風の鉛直シアと新しい上昇流の発生位置との関連を線形論で議論した結果と一致している。

次にドップラー速度の分布からスコールクラスタ内の流れについて考える。まず図 7.11 のドップラー速度 (V_r) のゼロ線 (V_r の正とはレーダーから遠去かる成分を示す。 V_r のゼロ線とは正領域と負領域の境界を示す) に注目する。ゼロ線上の水平風はゼロ線とレーダーとを結ぶ直線に垂直な方向に向かって V_r の負領域から正領域に向かって吹く。したがって、レーダーから 20 km までの距離にある層状性領域における風向は、高度 1 km では南～南南東、高度 2 km と 3 km では南西である。これらの風の鉛直分布は図 7.8 で示した 20 日 12 Z のラジオゾンデで求めたスコールクラスタ前方での風の鉛直分布とほぼ一致する。ところが、対流性領域（降水セル C, D の付近）と前部層状性領域付近（同セルの南東）には特異な V_r 分布が見られる。高度 1 km では負の V_r 領域の中に最大 8 m/s に達する正領域が埋め込まれていて、ここでは層状性領域とは逆にレーダーから遠去かる成分を持った流れ（北東～北～西の風を予想させる）がある。この傾向は高度 2 km にも現れている（図略）。高度 3 km では平均的には南西風が卓越するが降水セル C, D 周辺にはわずかではあるがやはり正の領域が見られ、この高度でも降水セルに対応した特有な流れがあることを示唆している。高度 5 km では全体として南南西の風が卓越しているが、降水セル C, D 付近には下層とは逆に V_r の負のピークがあり、スコールクラスタの前面から降水セルに向かう流入の存在を示している。高度 7 km では平均的には南西風であるが、降水セル D 付近にはやはり負のピークがある。さらにこの南東～南には正領域があり、スコールクラスタの前方へ流出する領域の存在を示唆している。

以上のことをまとめると、スコールクラスタ内の対流性領域を除いた領域では平均的に最下層（1 km）では南南東の風が、高度 2 km より上空では南西風が支配的である。一方、対流性領域付近では最下層では前方（南東）への流出、高度 5 km 付近では前方からの流入、さらにその上では再び流出という、周囲とは異なる局所的な流れが見られた。

7.3.3 鉛直構造

7.3.2 節では、スコールクラスタ内の降水分布と流れの水平構造を調べた。図 7.2 で示したように、このスコールクラスタは 21 時間の長い寿命と最大の長さ 460 km に達する線状の対流性領域を維持していた。このように降水分布が線状の 2 次的分布を持っていることは、その内部の循環にもかなりの確かさで 2 次元性が成り立っていることを推測させる。ここでは主にドップラーレーダーの RHI データをもとに、スコールクラスタの走向にほぼ垂直な鉛直断面内の構

造について詳しく議論する。

図 7.12 a と図 7.12 b は、それぞれ 20 日 1723 Z におけるドップラーレーダーからの方位角 300° から 120° への反射強度 (Z_e) とドップラー速度 (V_r) の鉛直断面図である。この断面図のスコールクラスター内の位置は図 7.11 に示されている。降水セル C を横切って、東南東—西北西の方向にスコールクラスターのほぼ全域を網羅している。ここでは断面に沿う方向を x 軸、鉛直方向を z 軸とする。

反射強度の分布(図 7.12 a)は、7.3.2 節で述べたスコールクラスター内の領域分類をよく表現している。すなわち、進行方向前面(右側)から後面(左側)に向かって、前部層状性領域 ($x=38\sim 60\text{km}$)、対流性領域 ($x=27\sim 38\text{km}$)、遷移領域 ($x=10\sim 27\text{km}$)、後部層状性領域 ($x=-15\sim 19\text{km}$) の 4 領域である。次に各領域の構造を見る。

前部層状性領域 ここでは反射強度は 20 dBZ 以下であり 4 つの領域の中で最も小さい。この領域の高度 3 km 以下の層では、 $x=47\text{km}$ と $x=51\text{km}$ に弱い対流セルと見られる反射強度のピークがいくつか見られる。 0°C 層付近(20 日 12 Z の観測では高度 4.4 km)にはブライトバンド(融解層)は見られず、 0°C 層より下では弱いながらも対流性降水が存在することを裏付けている。高度 5 km より上空では反射強度は 10~15 dBZ でほぼ均一であり、層状性の傾向が強い。高度 10~11 km 以上では 10 dBZ 以上の反射強度は見られない。この高度の反射強度がエコーの縁で急激に減少していることと、GMS の IR 分布から見るとこほ領域に背の高い上層雲が存在していることから判断して、高度 11 km より上空はレーダーの電波が対流性領域を通過する際に降水粒子によって減衰したために現れた見かけの上の無エコー域であり、実際には降水粒子が存在していたと思われる。

この領域では、ドップラー速度(図 7.12 b)は高度 5 km より下では負(スコールクラスターの前方から後方への流れ)、その上では正(後方から前方への流れ)である。領域の前部では特に際立った特徴は見られない。しかし、対流性領域との境界付近の $x=40\text{km}$ 、 $z=4\text{ km}$ には 10 m/s に達する負のピークが見られ、ここには前方から対流性領域に向かう強い流入が局所的に存在することがわかる。一方、その上空の高度 9 km 付近には 4 m/s 程度の正領域があり、高度 4 km とは逆に対流性領域から前方へ向かう「吹き出し」のあることが分かる。

対流性領域 この領域は $y=33\text{km}$ 付近の背の高い降水セル C によって特徴づけられる。反射強度の最大値(40 dBZ)は高度 1.5 km 付近に見られる。対流性降水雲の場合、一般に反射強度のピークは降水セルの発達ステージに応じて高度を下げるから(Ogura and Takahashi, 1971)、この降水セルはステージの後半である「成熟期」~「衰弱期」にあつたと考えられる。

一方、 $x=37\text{km}$ 、 $z=5\text{km}$ には 30 dBZ のピークが見られる。これは $x=33\text{km}$ の降水セル C と

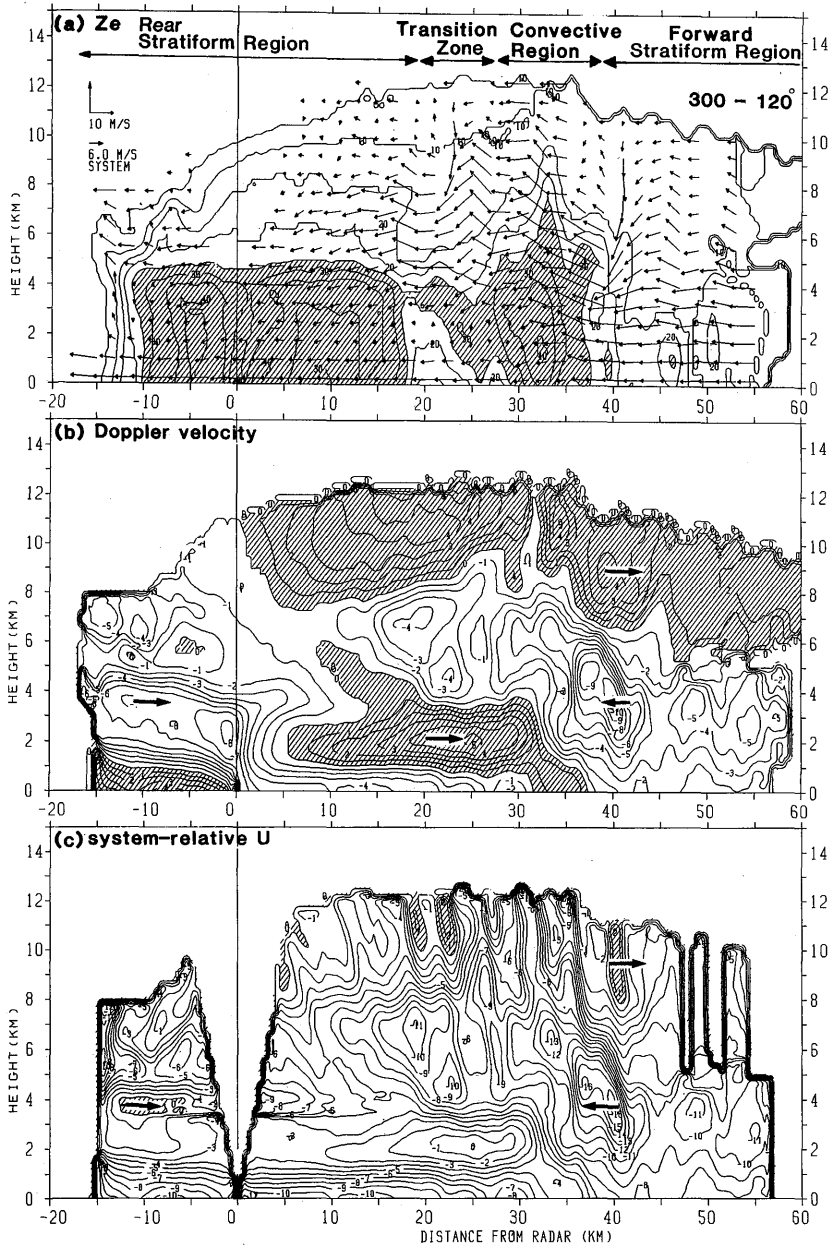


図7.12 ドップラーレーダーで得られた方位300°–120°のスクールクラスターの鉛直断面図。1987年5月20日1723Z。(a)反射強度の分布。等値線は10dBZから5 dB間隔。25dBZ以上に斜線。矢印はシステムに相対的な水平風(図7.12c)と鉛直流(w)から求めた風ベクトル。(b)ドップラー速度(V_r)の分布。等値線は1 m/s間隔。斜線は正領域。(c)システムに相対的な水平風(u_s)の分布。等値線は1 m/s間隔で正領域(左から右への流れ)に斜線。

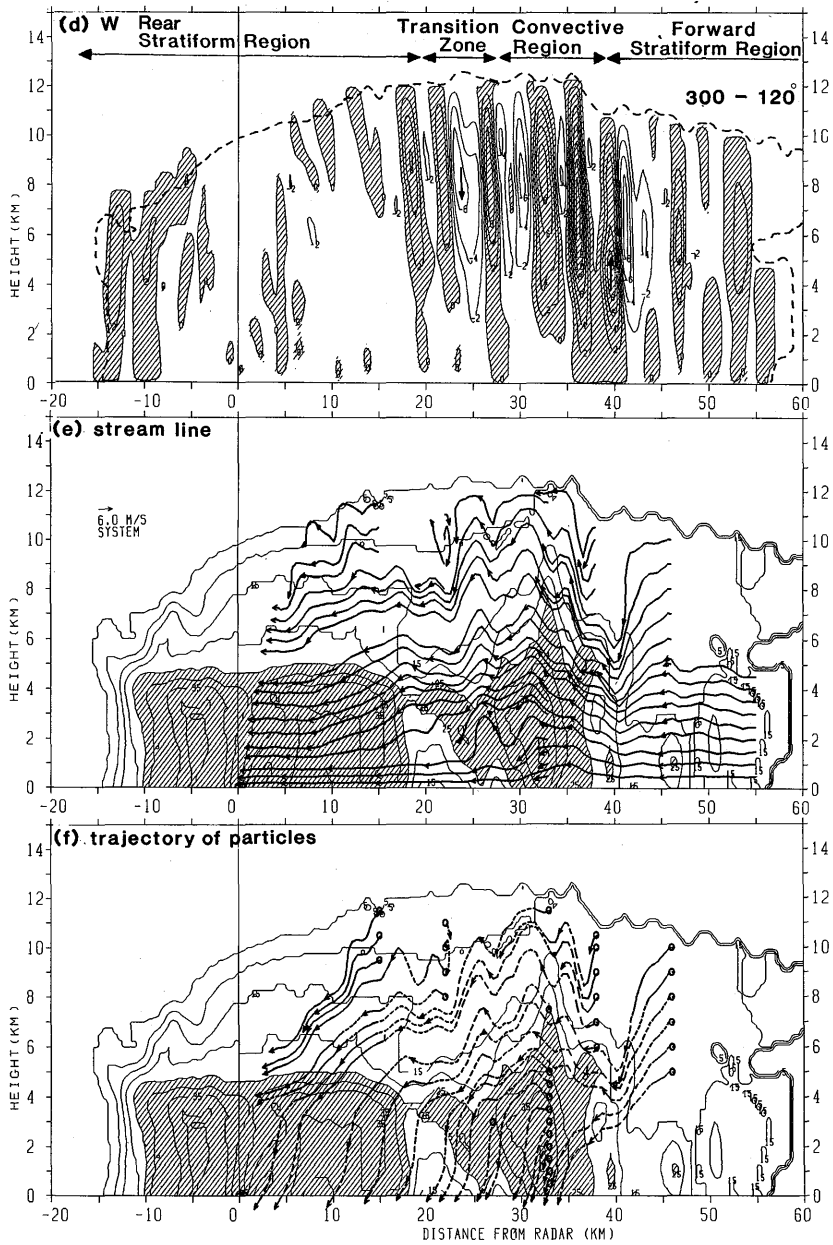


図7.12(つづき) (d)鉛直流(w)分布。等値線は2 m/s間隔で、上昇域に斜線。(e) u_s と w から求めた流線。(f) u_s , w と降水粒子の終端落下速度から求めた降水粒子の軌跡。

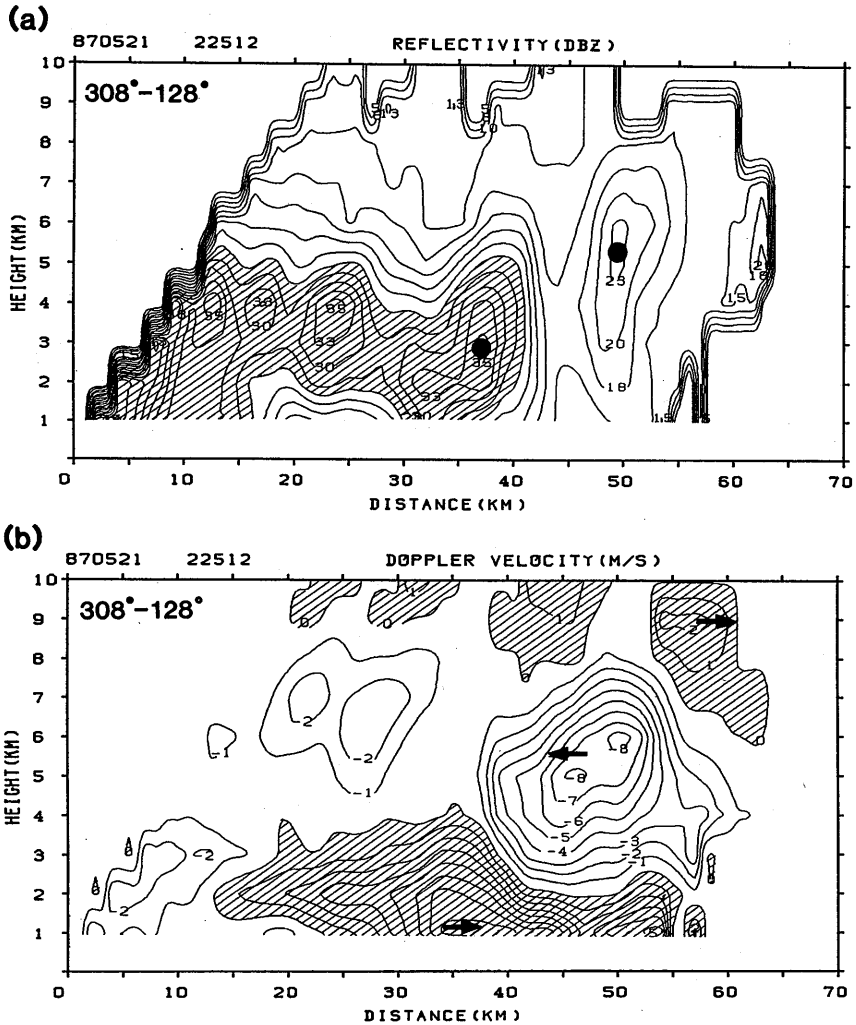


図7.13 図7.11のCAPPIから描いたレーダーから方位角128°の方向に沿う鉛直断面図。(a)反射強度。2.5dBZ間隔で25dBZ以上に斜線。(b)ドップラー速度。等値線は1m/s間隔で正領域に斜線。(a)図の黒丸は降水セルの位置を示す。

は別の「発達期」の降水セルである。図7.13は図7.11のCAPPIデータから作った図7.12と同時刻のそれよりわずかに南を向いた方位角128°の鉛直断面図である。この発達期の降水セルは $x = 37\text{km}$, $z = 3\text{km}$ に 35 dBZ のピークとして現れている。図7.13では、更に前方の $x = 50\text{km}$, $z = 5.5\text{km}$ に 23 dBZ のピークを持つ降水セルが見える。反射強度のピークがさらに高い高度に存在することから、この降水セル $x = 37\text{km}$ の発達期の降水セルよりさらに新しい、いわば「発生期」のセルであろう。したがって、図7.13の中にはスコールクラスターの前面から後面に向かって、

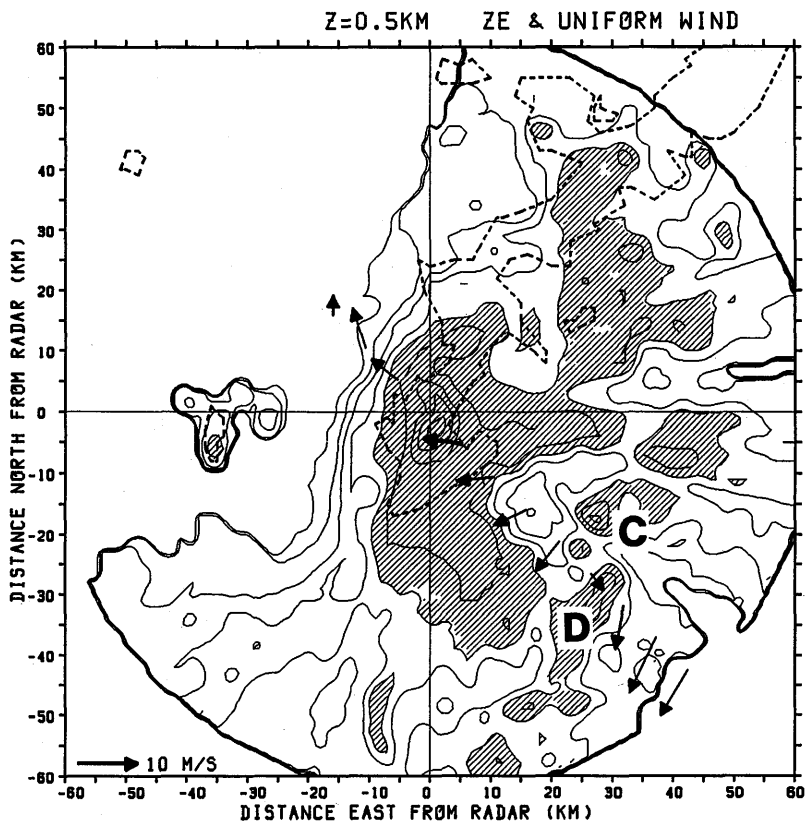


図7.14 1987年5月20日1725Zにおける、局所VAD方式により求めたスクールクラスターの進行方向(130°)に沿う高度0.5kmでの水平風ベクトル(矢印)。反射強度は5 dBZから5 dB間隔で25dBZ以上に斜線。

発生期—発達期—成熟期の3つのステージに降水セルが存在していたことになる。

この対流性領域でのドップラー速度の分布(図7.12 b)の特徴は、高度2~6 kmでの前方からの流入層(負領域)と、成熟期の降水セル(x=33km)を先頭にする高度1.0~3.5 km層に見られる前方へ向かうジェット的な流出層(正領域)である。このような流れの存在は7.3.2節でも確認されている。これらの二つの流れの境界付近は明瞭な収束域になっている。

この流出層の先端は地上に達しており、ここではそれまでの一般風であった南南東の風がガストをとまなう北寄りの風へと急変する。この前方へのジェット的な流れは、遷移領域、後部層状性領域の正の速度領域へと続いている。

図7.14は、高度0.5 kmの方位角130°を中心とする45°の円弧上で一様な風が吹いていると仮定し、VAD法(Browning and Wexler, 1968)をその局所領域に適用してドップラー速度の分

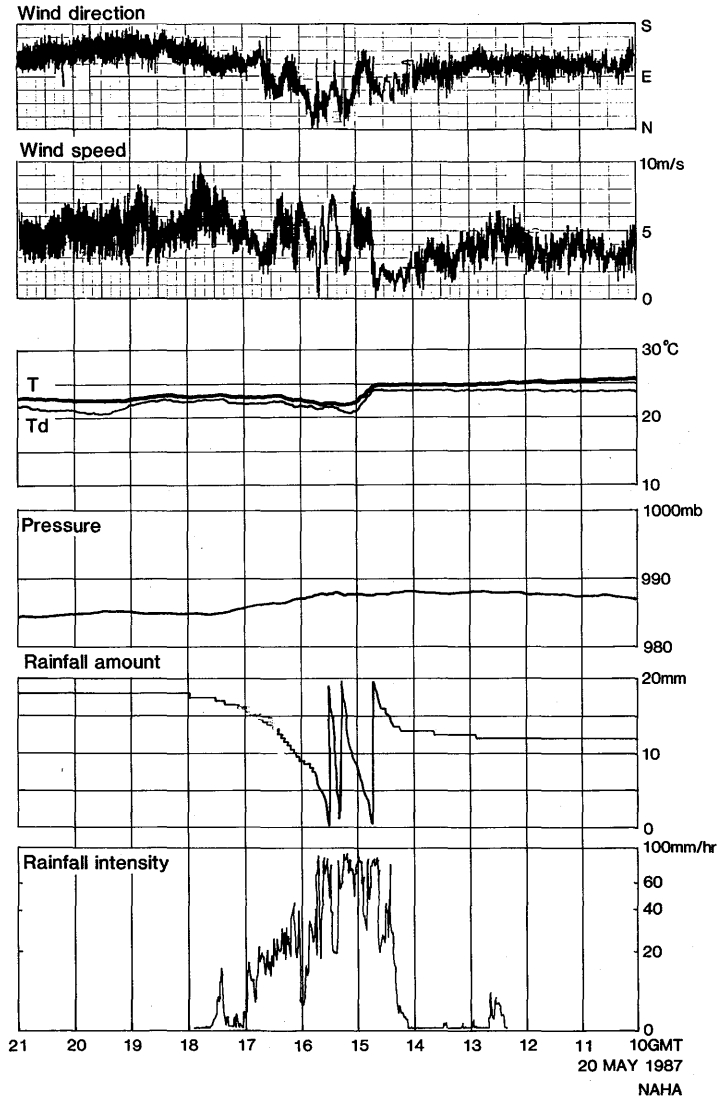


図7.15 1987年5月20日10Z~21Zの那覇（沖縄气象台）における自記記録。

布から求めた水平風である。詳しい計算方法は付録7.Aを参照のこと。これによると対流性領域のその前方には10 m/s以上の強い北寄りの風が現れている。この北寄りの風が対流性領域最下層の流出層先端部に対応する。

図7.15は那覇での地上観測自記記録である。20日1440Z前後に3°Cの気温の低下とともに上に述べたような風速の増加と北成分の出現という風の変化が見られる。この気温の低下は成熟期の対流性降水雲の最下層に一般的に見られる冷気塊(cold pool)によるものであろう。さらに、新しい降水セルは古い降水セル前方のやや南に発生するが、これはこの冷気塊が北成分の風に

よって南に運ばれこれがトリガーとなって新しい降水セルが発生したからであろう。さらに、 $x=33\text{km}$ 、 $z=11\text{km}$ 付近にはドップラー速度の正のピークが見られ、これは対流セル上層の「吹き出し」と関連していると思われる。

遷移領域 ここでは図 7.11 に見たように反射強度がその前後の対流性領域と後部層状性領域より小さいという特徴を持っている。図 7.12 a によると、反射強度は高度 2~3 km より下で特に小さくなっており、これは Smull and Houze (1987a) の記述と一致する。又、高度 5~10 km の層でも反射強度の減少が顕著であり、ほぼ鉛直に立った 15 dBZ の等値線が後部層状性領域との境界 ($x=19\text{km}$) を形成している。

この遷移領域では、高度 1.0~3.5 km に見られる対流性領域に向かうジェット的な流れ (V_r の正領域) と、その下のクラスター後部に向かう流れ (V_r の負領域) が特徴的である。対流領域に向かう流れの最大は 6 m/s に達しており、この様な成分を持つ風はスコールクラスターの周辺の場合 (図 7.8) には見られず、クラスター内部に形成された独自の循環のひとつである。

後部層状性領域 スコールクラスターの最も後部に存在するこの領域は 4 つの領域の中では最も広い面積を持つ。反射強度は水平方向にかなり均一であり、 0°C 高度のすぐ下の高度 4 km 付近にはブライトバンドが見られ、顕著な層状性降水雲の特徴を呈している。高度 5 km より上では反射強度は後方に向かうにしたがって小さくなり、 $x=17\text{km}$ ではエコー頂は 12 km であるが、最後部の $x=-15\text{km}$ は 7 km に減少する。

後部層状性領域のドップラー速度分布にも遷移領域で見られたように高度 1.0~3.5 km の層に正領域のジェットが見られ、最後部の $x=-12\text{km}$ 、 $u=3.5\text{km}$ では -6 m/s を越える。これは、その位置と高度から判断して Smull and Houze (1985) がスコールクラスター特有の流れのひとつとして名付けた“rear inflow”と同一のものと思われる。ただし図 7.2 c では、レーダー ($x=0\text{km}$) に近づくとつれアンテナの仰角が増加してドップラー速度への水平風成分の寄与率が減り計算誤差が増えるので、レーダーから 10 km 以内では水平風を算出していない。

7.4 議 論

この節では 7.3 節まで示した観測事実をもとに、スコールクラスターの構造と維持機構、降水セルの振舞い、cold pool とガストフロントについて議論し、終わりに他の地域で観測されたスコールクラスターとの比較を行う。

7.4.1 鉛直断面内の気流場

7.3.3 節ではドップラー速度の分布を通して、スコールクラスターの走向に垂直に (あるいは、

スコールクラスタの移動方向に沿った鉛直面内での流れを議論した。ここではこれをさらに発展させ、その走向に沿った構造に2次元性が高いと仮定し（北北東—南南西方向には構造が一様であるという仮定）、この鉛直面内での気流を詳しく解析する。断面に沿った水平の風を u 、鉛直流を w とし、 u と w を観測されたドップラー速度 V_r から計算する。詳しい計算方法は付録7.Bを参照のこと。図7.12 c, 7.12 d は計算された u と w の分布である。ただし u についてはスコールシステムの移動速度を差し引いて、システムに相対的な主として表されている。ここではこれを u と区別して u_s と呼ぶ。

u_s はシステム全体でほとんど前面から後面へ向かっている。前方へ向かう流れは前部層成領域の上層、遷移領域の上層、システムの最後部の高度4 kmの3ヶ所にわずかに見られるだけである。このようなシステムに相対的な流れで見ると、前部層状性領域と対流性領域の境界付近($x=45\text{km}$, $z=4\sim 5\text{km}$)での対流性領域への流入は15 m/sを越える強い流れであることがわかる。ドップラー速度の分布(図7.12 b)では、対流性領域から後部層状性領域の高度1.0~3.5 kmの正領域のジェットは、 u_s で見るとほとんど淀んだ領域となっている。

鉛直流分布(図7.12 d)では、前部層状性領域の最後部と対流性領域の前部($x=32\sim 41\text{km}$)での上昇流群が特徴的である。 $x=36\text{km}$, $u=6\text{km}$ と $x=40\text{km}$, $z=4.5\text{km}$ のそれぞれ12 m/sと8 m/sに達する上昇流のコアは高度5 km付近にある成長期の対流セルと対応しており、 $x=33\text{km}$, $z=8\text{km}$ を中心とする上昇流は成熟期の対流セルと対応している。この成熟期の対流セルの高度2 kmより下では2 m/sを越えない下降流が見られる。上層に残された上昇流と下層の下降流の組み合わせは成熟期から衰弱期にある対流雲に見られる典型的な鉛直流パターンである(Ogura and Takahashi, 1971)。これらの一群の幅の狭い上昇流はZipser (1977)が熱帯スコールクラスタ内に見出した“convective updraft”に相当するだろう。

前部層状性領域では、鉛直流はほぼ2 m/s以下であり、鉛直流分布には組織的な構造が見られない。遷移領域では $x=24\text{km}$ に比較的大きな下降流が存在しており、特に高度3 kmより下ではこの領域のほとんどが下降域である。Smull and Houze (1987a)は2台のドップラーレーダーによる解析によってこの領域では鉛直流が比較的強いことを解析しており、今回の結果と一致する。後部層状性領域は4つの領域の中で最も鉛直流の小さい領域であり、最後部($x=-10\text{km}$)の中層に2 m/s程度の上昇流があることを除くと、鉛直流はごく弱い。

7.4.2 平均鉛直プロファイル

図7.12 a, 12 c, 12 dで得られた解析結果を使って、4つの領域でのそれぞれの反射強度、鉛直流、システムに相対的な水平流の平均鉛直分布を図7.16に示す。

前部層状性領域では、高度9 km以上では反射強度は他領域にくらべてわずかに大きく13 dBZを示すが、それより下では最も小さい値を示している。反射強度の鉛直方向の変化は小さい。高

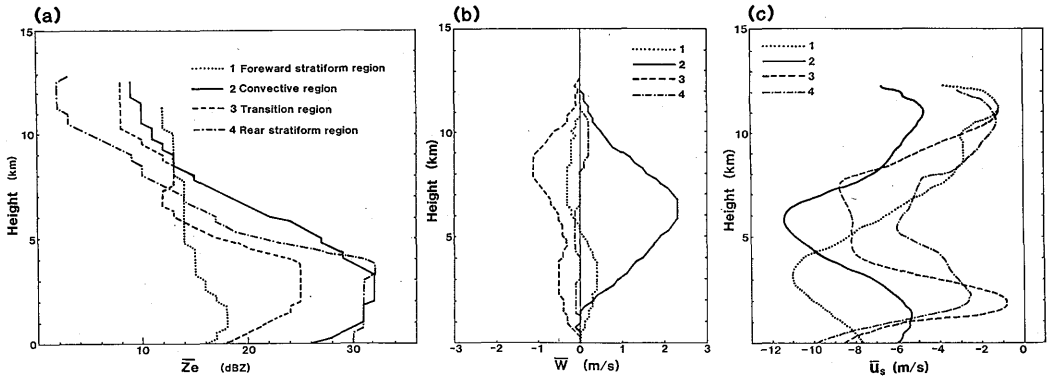


図7.16 図7.12の鉛直断面図内の4つの領域(前部層状性領域, 対流性領域, 遷移領域, 後部層状性領域)における(a)平均反射強度 ($\overline{Z_e}$), (b)平均鉛直流 (\overline{w}), (c)システムに相対的な平均水平流 ($\overline{u_s}$)。

度2 kmに18 dBZの小さいピークが見られ, これは高度5 km以下に見られる0.6 m/s以下の弱い上昇流と対応している。高度5 kmより上層には0.4 m/s以下のごく弱い下降流がある。

対流性領域では高度1.5 kmより上ではすべて上昇流で, そのピークは高度6 kmの2.3 m/sである。高度1.5 km以下にはごく弱い下降流が見られる。反射強度は高度4~9 kmでは他領域にくらべて大きく, ここではSmull and Houze (1987a)の言うように, 上昇流中で作られた過冷却水滴が上空から落下する雪片に付着併合することによって反射強度が急増しているのかも知れない。高度3 km付近では反射強度は32 dBZであるが, 高度1.5 km以下では反射強度は急激に減少しており, これは未飽和の下降流中を落下する雨滴が蒸発し粒径が減少していることを示唆している。

遷移領域の高度9 km以上では反射強度は対流性領域とほぼ同じであるが, 高度8 km以下では急激に減少し, 高度7 kmに12 dBZの極小が見られる。この反射強度の急激な減少域は1 m/sの下降流のピークの位置と一致する。反射強度は高度3 km付近で最大に達した後高度2 km以下で急減するが, これは雨滴の蒸発によるものであろう。

後部層状性領域では, 高度7 kmより上空では反射強度は他領域にくらべて小さいがその下では反射強度は次第に大きくなり, Rutledge and Houze (1987)が指摘したようにここでは雪片同士の併合による成長があることを示唆している。0°C層(~4.4 km)のすぐ下にはブライトバンドが見える。その下では地上まで反射強度がほぼ一定であるので雨滴の蒸発はほとんど起きていないだろう。平均鉛直流(図7.16 b)はごく弱く, 高度6.5 km以下で0.1 m/sの下降流が, 高度9 km付近に0.2 m/sの上昇流が見られる。これらの上層の弱い上昇流, 中下層の下降流はZipser (1977)が熱帯スコールラインに見出したメソ上昇流, メソ下降流と同じものかも知れない。これについては次節で議論する。

前部と後部層状性領域は、同じ「層状性」と名付けられていてもその構造はかなり異なる。後部層状性領域はごく弱い鉛直流しか存在せず、ブライトバンドをとともう一様性の高い反射強度分布が示すように典型的な層状性降水雲の性質を持っている。一方前部層状性領域では反射強度は小さいがブライトバンドは見られず、中下層には弱いながら上昇流がある。このことは前部層状性領域には規模は小さいながら対流性の鉛直循環があることを示唆している。

u_s の平均プロファイル (図 7.16 c) は、これまでに述べてきた水平流分布のまとめである。前部層状性領域では、高度 3 km に前方からスコールクラスターへ向かう -11 m/s の流入のピークが見られ、このピークは対流性領域では高度 6 km に移っている。この流入層のピークの高度の変化はここでの強い上昇流 (図 7.16 b) による水平運動量の上方輸送の結果であろう。7.3.2 節では対流性領域を構成する降水セルが系に相対的には $6\sim 16$ m/s の速度で後方へ移動していることを述べた。この前方からの流入層が降水セルを後方へ移流させているのであろう。遷移領域と後部層状性領域の高度 3 km には、後方から前方への加速による u_s の -1 m/s と -3 m/s のピークが見られる。これらは 7.3.3 節で述べた“rear inflow”と関連がある。ただし、このスコールクラスターではこの層はシステムに相対的に流入 (図 7.16 c 中で正) になる程には加速されておらず、Smull and Houze (1987b) が分類した“Stagnation zone”に相当する。スコールクラスター中下層に見られる前方からの流入と後方からのこれら 2 つの流入はともに周囲の場には見られず、クラスター内部に作られたクラスター独自の流れである。鉛直流分布と反射強度分布から考慮すると、発達期の対流セル内の上昇流中に生じた対流加熱によって局所的な水平気圧傾度が作られ、そのため前方からの流入が生じたと考えられる。後方から前方へ向かう流入は対流性領域の下降流に、さらに地上で前方へ向かう発散流に続いている。この下降流は落下する雨滴の蒸発による冷却と雨滴の drag force によって作り出されたと思われる。後方から前方への流入はこの下降流を補償するのに役立っている。

7.4.3 スコールクラスターの維持機構

対流性領域はこのスコールクラスターを維持する上で最も重要な領域である。ここでは線状に並んだ降水セルが新しい降水セルをその前方に次々に作り出し、その結果対流性領域は前方に伝播して行く。図 7.14 で示したように、新しい降水セルは高度 $5\sim 6$ km 付近に発生し、その後方にある発達期の降水セルとは $10\sim 12$ km 程度の間隔がある。発達期の降水セルのさらに後方には成熟期～衰弱期の降水セルがある。このようなマルチセル (多細胞) 型の対流は Smull and Houze (1987a) が示した中緯度のスコールクラスターのモデルとよく一致している。ただし、これらの事例では伝播速度 (15 m/s) は今回のそれ (6 m/s) より 2.5 倍ほど大きかった。新旧二つの降水セルの間隔と発生時間間隔によってスコールクラスターの伝播速度が決まる (間隔が広く、発生時間間隔が短いほど伝播速度は大きい)。セルとセルの間隔は彼らの場合には 15 km 程度であり

今回の例の約 1.5 倍である。このことから Smull and Houze の事例では、セルの発生時間間隔が今回のスコールクラスターのそれより短かったことが推測できる。

図 7.13 のドップラー速度分布を見ると、成熟期～衰弱期の降水セルの最下層には、下降流からの冷氣塊の outflow と見られる正の速度領域が広がっていて、この層は新しい降水セルの下 ($x = 50\text{km}$) まで達している。この層の先端のいわゆるガストフロントでは、前方からスコールクラスターに向かって吹く暖かく湿った南南東の気流が冷氣塊の上をはい上がり上昇流が作られている。冷氣塊の地上付近の風速は $5\sim 7\text{ m/s}$ であり、これはシステムの伝播速度とほぼ一致しているから、システムに相対的に見るとこの冷氣塊は常にスコールクラスターの中央部の対流性領域の最下層にとどまることになる。

遷移領域は領域平均ではかなり強い下降域となっており、隣の対流性領域の強い上昇流に対する補償下降流として作用している。下降域が未飽和であれば落下する粒子は蒸発しその粒径は下層に行くほど減少するので、ここの最下層では反射強度が極端に減少したと推測される。

Smull and Houze (1987a) は、対流性領域の上層から吐き出された氷晶や雪片などの降水粒子が、後方へ向かう気流によって遷移領域のさらに後方へ移流し落下することによって層状性領域が形成されると考えた。この考えの是非を確かめるため、図 7.12 c と図 7.12 d から求めたシステムに相対的な流線を図 7.12 e に、反射強度から付録 7.B (7) 式により終端落下返度を推定しさらに系の定常性を仮定して求めた降水粒子の軌跡を図 7.12 f に示す。

図 7.12 e ではほとんどの領域で見られる前方から後方へ向かう流れと対流性領域での上昇流が特徴的である。図 7.12 f によると、対流性領域の上層から雪片として出発した粒子は遷移領域の中～上層を通過して後部層状性領域に達している。そこでは粒子は始めゆっくりと落下し、融解層を通過した後は落下速度を増加しながら地上に達する。計算誤差を考慮してレーダー付近では水平流と鉛直流の分布を計算していないので図 7.12 f の軌跡はレーダー付近で終わっているが、対流性領域の最上部から出発した粒子は後部層状性領域の最後部に達することができそうである。したがって Smull and Houze (1987a) の考えた後部層状性領域の維持機構は今回の例では支持される。

後部層状性領域の鉛直循環について考える。7.4.2 節で述べたようにここでの平均鉛直流の大きさは高度 $8\sim 11\text{ km}$ において 0.2 m/s の上昇流であった。これは Zipser (1977) が熱帯スコールクラスターの中に見出したメソ上昇流と同じものかもしれない。このメソ上昇流については Ogura and Liou (1980) と Smull and Houze (1987a) が米国オクラホマのスコールラインについて解析し、それぞれ 0.6 m/s と 0.4 m/s という値を得た。さらに Gamache and Houze (1982) は GATE 期間中の熱帯スコールクラスター中に平均 0.15 m/s のメソ上昇流を解析した。このメソ上昇流は層状性領域中～上層での降水粒子の成長を促しこの領域を維持するために重要な役割を果たしていると考えられている。しかし、上記の他の例ではメソ上昇流は 0°C 層より上に組織的

に存在するが、今回のスコールクラスターではこのメソ上昇流はかなり高い高度にしか見られずその値も小さく、あまり組織的な循環を形成していない。このことが7.3.2節で述べたように、今回のスコールクラスターの層状性領域の水平規模が他のものにくらべて小さかった理由のひとつだと考えられる。

前部層状性領域はこのスコールクラスター特有の領域である。7.1節で述べたようにこれまで世界各地でスコールクラスターが観測されているが、それらはみな進行方向の最前部に対流性領域を有していた。今回の例では、前部層状性領域の幅は図7.10に示したように60 kmを越えることもあり、時には後部層状性領域より幅広くなる場合もある。この領域の成因については2つのことが考えられる。ひとつは、対流性領域上層から前方へ吹きだした氷晶が作る上層雲(anvil) (図7.12 aでは電波の減衰のためよく見えていない。衛星のIRデータで見ると存在が確認できる)とそこからの降水粒子の落下である。図7.16で示したように5 km以上では高度による反射強度の変化がほとんどないことは、ここでは単純に雪片が上空から落下していることを思わせる。アメリカ中西部のスコールラインも前方に広がる上層雲を持つが(Newton, 1950)、中層の極端な乾燥域が落下する降水粒子を地上に到達する前にすべて蒸発させてしまい、地上には降水をもたらさない。一方今回の場合には中層には際だった乾燥域がないので降水粒子は地上まで達することができる。さらに今回は下層層に小規模な対流雲群がある。図7.16 bで示した5 km以下の弱い平均上昇流はその対流群の存在を裏付ける。この対流雲群の成因は明らかでないが、この存在は上層から落下する降水粒子の成長に役立っているであろう。

一方、前部層状性降水域が存在する場合をそれが無い場合にくらべると、対流による鉛直混合のため対流性領域前方の成層は熱的に安定化する。さらにこれらの小規模な対流雲群のために対流性領域の降水セルへ到達する暖湿気流の量は小規模対流雲群が存在しない場合より減少するであろう。したがって前部層状性領域は対流性領域の対流活動を抑制する方向に働いていると予想される。

7.4.4 他のスコールクラスターとの比較

これまで観測された典型的なスコールクラスターの例としてアメリカ中西部のスコールライン(Ogura and Liou, 1980; Oklahoma スコールラインと呼ぶ)とGATE期間中の東大西洋上の複数の熱帯スコールクラスター(Barnes and Sieckman, 1984; GATE スコールクラスターと呼ぶ)の解析例をとり上げ、今回のスコールクラスターとの比較を行う。

図7.17は、各スコールクラスターの周囲の場の相当温位(θ_e)の鉛直分布を示す。 θ_e の分布を見ると今回のスコールクラスターの熱力学的な発生環境はGATEのそれと非常に近いことがわかる。さらに対流の活動度を決定する鉛直不安定度はLeMone and Zipser (1980)の言うように、Oklahomaの場合はGATEや今回の場合よりはるかに大きいことがわかる。Oklahoma スコー

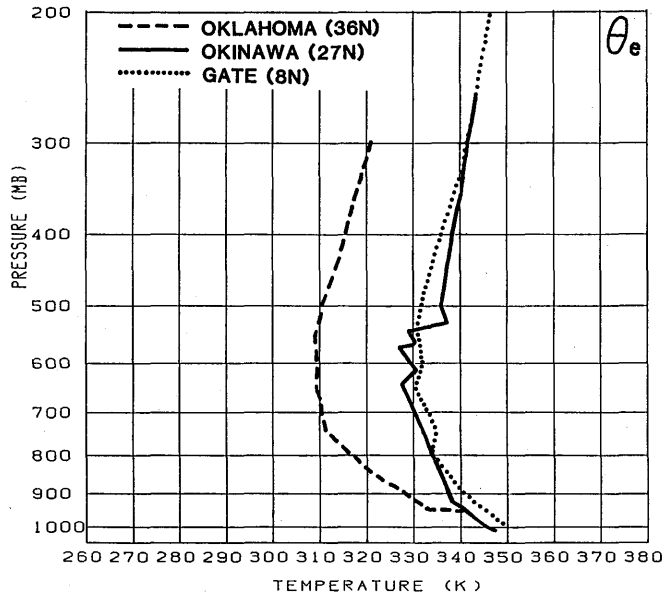


図7.17 沖縄(今回), 米国オクラホマ州(Ogura and Liou, 1980), 東大西洋GATE (Barnes and Sieckman, 1985) で観測されたスコールクラスター周辺の相当温位の鉛直分布。

ルラインは中層のトラフの前面, 地上の寒冷前線の前方に発生する。中層での寒気移流と下層での南からの暖気移流が中下層に見られる大きな不安定の要因である。これに対し, 今回のスコールクラスターは傾圧性の小さい亜熱帯高気圧の縁辺で発生している。水平温度傾度が小さいという環境は GATE のスコールクラスターの場合とよく似ており, したがって今回のスコールクラスター内の対流は, Oklahoma のスコールライン内の対流のようには激しくなかった。事実図 7.12 a で見られるように, 今回のスコールクラスターでは対流性領域における反射強度は 40 dBZ 程度であり, このような比較的小さい反射強度は対流活動の弱さを裏付けている。

図 7.18 は今回のスコールクラスターの移動方向に沿う風の成分の鉛直分布を示している。20 日 12 Z (a) はクラスターの前方 100 km の場, 20 日 18 Z (b) のクラスターのすぐ後方のクラスターの影響を大きく受けた領域のプロファイル, 21 日 00 Z (c) は後方 150 km の場を示している。図 7.18 c のクラスター後方の鉛直プロファイルがこのクラスターの周囲の風の場合を代表していると見なし, これを GATE (図 7.19 b) と Oklahoma (図 7.19 c) の場合と比較する。

この 3 例に共通する点は, 高度 4 km 以下での前方からスコールクラスターへ向かう強い流入である (Oklahoma では高度 6 km 以下)。この流れは前方最下層の高温で水蒸気を多く含む気塊をクラスター内に輸送するために必要である。このようなプロファイルが下層にあるか否かが発

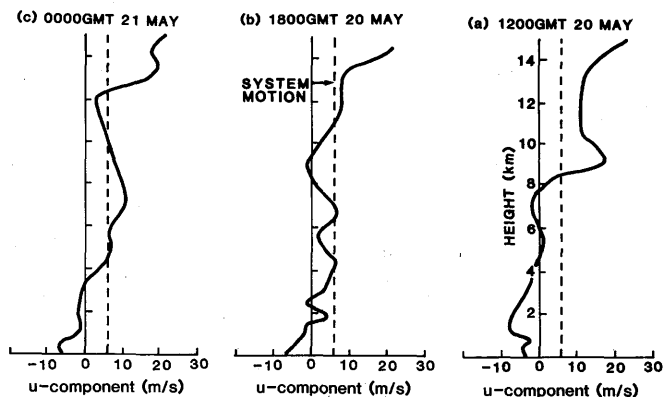


図7.18 今回のスコールクラスター周辺の風のクラスターの移動方向 (130° ~ 310°) に沿う成分。(a)1087年5月20日12Z (スコールクラスターの前方100km), (b)5月20日18Z (同後部) (c)5月21日00Z (同後方100km)。沖縄気象台の高層観測データ。(a), (b), (c)の図はスコールクラスターの進行方向を考慮して右から左に並べられている。破線はスコールクラスターの移動速度を表す。

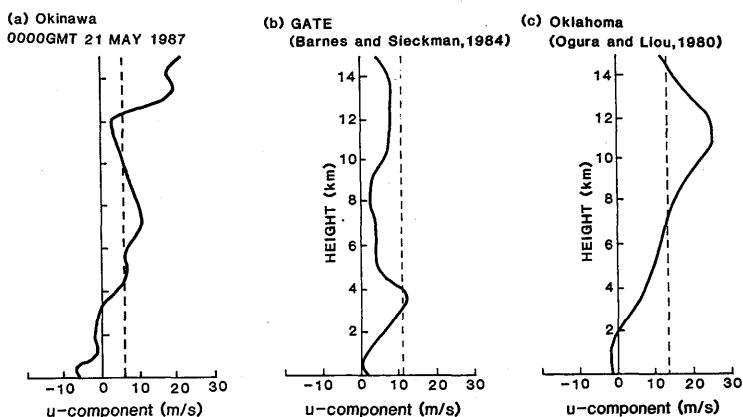


図7.19 図7.17と同じ3地点での風のスコールクラスターの移動方向に沿う成分の鉛直分布。破線はスコールクラスターの移動速度を表す。

生じたクラスターがスコールタイプに発展できるか否かを決定する要因のひとつであると思われる。

中層に関しては GATE では高度 4 km 付近に顕著な偏東風ジェットがあり、これは他の地域に

は見られない特徴である。Oklahoma や GATE スコールクラスターの伝播速度はそれぞれ 11 m/s, 13 m/s であり、これらの伝播速度は GATE では 4 km 付近の偏東風ジェットに、Oklahoma では高度 7 km の風速成分と一致している。今回の伝播速度 (～6 m/s) は高度 5 km の風成分とほぼ一致していた。スコールクラスターの伝播速度を決定しているのにこれら中層の風速成分のようであり、これが降水セルの発生間隔をきめるひとつの要因になっているように見える。

上層に限れば今回の風の鉛直分布は Oklahoma スコールラインのものによく似ている。つまり、スコールクラスターの前方向かう大きな (～20 m/s) 流れが高度 13～14 km 付近にある。この流れはシステムに相対的に見てもシステムの前方向へ吹き出し、これによって前部層状性領域上層の厚い上層雲が作り出されたと考えられる。衛星の雲画像で見ると、今回のスコールクラスターは Oklahoma スコールラインと同様に上層雲が降水域の前方向へ広がった雲分布を示している。これに対して GATE スコールクラスターでは上層雲はシステムの後方に延びている。

以上をまとめると、今回のスコールクラスターを発生させた周囲の場合は、熱力学的成層について見ると GATE の場合によく似ていた。風の鉛直シアーについて言えば下層では今回の例、Oklahoma, GATE の 3 例はお互いによく似ていた。中層はそれぞれ異なっていた。上層に関しては今回の例は Oklahoma の場合とほぼ一致していた。これらのことは下層における風の鉛直シアーと熱的成層がスコールクラスター発生をコントロールする大きな要因であることを示している。

7.5 まとめ

1987 年の梅雨期に沖縄地方で発生した中規模降水システムのひとつであるスコールクラスターの構造について解析した。

クラスターは反射強度の分布から 4 つの領域に分けられた。前部層状性領域は、上層の anvil からの降水粒子の落下と下層での弱い対流によって作られた弱い降水領域である。対流性領域はスコールクラスターの維持に本質的役割を持つ活発な対流が存在する場所である。ここは発生期、発達期、成熟期～衰弱期の 3 つの降水セルが前後に並ぶマルチセル型の対流であり、古い降水セルはシステムに相対的に見ると後方向へ進む。新しい降水セルが次々に前方に作られるので、スコールクラスターは下層の風に逆らう方向に伝播することができた。成熟期の降水セルの最下層には前方向かう寒冷な流出層が見られた。又、発生期や成熟期の降水セルの中層には前方から降水セルに向かう強い流れ込みが見出された。遷移領域は、対流性領域のすぐ後に位置する反射強度の小さい領域であり、平均的に見ると下降流が支配的である。スコールクラスターの最後部には後部層状性領域がある。ここでは対流活動はほとんど見られず、システムに相対的に前方から後方向かう流れによって対流性領域の上層から運ばれてきた降水粒子が落下し、ブライ

バンドを有する層状性降水雲を形成していた。

これらの形態や構造はこれまで中緯度や熱帯で観測されたスコールクラスターのそれと共通する点が多かった。しかし、今回の例で見られた前部層状性領域はこのスコールクラスターに特有な降水領域であった。また後部層状性領域は狭い範囲に限られていた。これらはこのスコールクラスターの形態上の大きな特徴であった。

〈付録 7.A : 最小二乗法による局所 VAD 法〉

ドップラーレーダーによって測定できる風の情報は風のレーダービームに沿う成分（ドップラー速度）である。このドップラー速度からある領域の水平風をもとめる方法を Waldteufel and Corbin (1979) にしたがって考える。

ある領域で水平風が一定であるとする、得られるドップラー速度 V_r は、

$$V_r = (u_0 \sin \phi + v_0 \cos \phi) \cos \theta + w_0 \sin \theta + \varepsilon \quad (1)$$

ここで、 (u_0, v_0) は風の水平成分。 $w_0 = w + v_t$, v_t は粒子の落下速度、 θ は仰角、 ϕ は方位角、 ε は V_r の観測誤差である。ある領域とは一般の VAD 法 (Browning and Wexler, 1968) ではレーダーから一定距離上の円周上であるが、これに限らず円周の一部（円弧）や任意の形状の小領域でもよい。今回は 45° の角度の円弧上で一様な風が吹いていると仮定した。

今、 V_r について、 $V'_r = (V_r - w_0 \sin \theta) / \cos \theta$ とするとき、 V'_r が

$$\begin{aligned} V'_r &= u \sin \phi + v \cos \phi \\ &= \sum_{j=1,2} \frac{\partial F}{\partial u_j} u_j \end{aligned} \quad (2)$$

と表される linear function F で表されるとする。ただし、 $u_1 = u$, $v_2 = v$ 。 F を見出すことは最小二乗法を使うと、 n 個の測定値について、

$$H = \sum_i^n \frac{(V'_{ri} - F_i)^2}{\sigma_i^2} \quad (3)$$

ここで、 σ_i は V'_r の測定誤差についての誤差分散で、 σ_i は i によらず一定するとき、問題は H を最小にする u_j を見出すことに帰着する。ゆえに、 H を u_k で微分して、

$$\frac{\partial H}{\partial u_k} = -\frac{2}{\sigma^2} \sum_i^n (V'_{ri} - F_i) \frac{\partial F_i}{\partial u_k}$$

$$= -\frac{2}{\sigma^2} \sum_i^n (V'_{ri} - \sum_j^2 \frac{\partial F_i}{\partial u_j} u_j) \frac{\partial F_i}{\partial u_k}$$

$$= 0 \tag{4}$$

(4)を満たすような u_j を見出せば良い。(4)式から、

$$\sum_j^2 \left(\sum_s^n \frac{\partial F_i}{\partial u_j} \frac{\partial F_i}{\partial u_s} \right) u_i = \sum_i^n \frac{\partial F_i}{\partial u_k} V'_{ri} \tag{5}$$

今、 $F_i = u_1 \sin \phi_i + u_2 \cos \phi_i + c$ だから、

$k=1$ では、(5)式の左辺

$$= \sum_i^n \left(\frac{\partial F_i}{\partial u_1} \frac{\partial F_i}{\partial u_1} \right) u_1 + \sum_i^n \left(\frac{\partial F_i}{\partial u_2} \frac{\partial F_i}{\partial u_1} \right) u_2$$

$$= \sum_i^n (\sin \phi_i \sin \phi_i) u_1 + \sum_i^n (\cos \phi_i \sin \phi_i) u_2$$

$k=2$ では、(5)式の左辺

$$= \sum_i^n \left(\frac{\partial F_i}{\partial u_1} \frac{\partial F_i}{\partial u_2} \right) u_1 + \sum_i^n \left(\frac{\partial F_i}{\partial u_2} \frac{\partial F_i}{\partial u_2} \right) u_2$$

$$= \sum_i^n (\sin \phi_i \cos \phi_i) u_1 + \sum_i^n (\cos \phi_i \cos \phi_i) u_2$$

$k=1$ では、(5)式の右辺

$$= \sum_i^n \frac{\partial F_i}{\partial u_1} V'_{ri}$$

$$= \sum_i^n V'_{ri} \sin \phi_i$$

$k=2$ では、(5)式の右辺

$$= \sum_i^n \frac{\partial F_i}{\partial u_2} V'_{ri}$$

$$= \sum_i^n V'_{ri} \cos \phi_i$$

もう一度書くと

$k=1$ で

$$\sum_i^n (\sin \phi_i \sin \phi_i) u_1 + \sum_i^n (\cos \phi_i \cos \phi_i) u_2 = \sum_i^n V'_{ri} \sin \phi_i$$

$k=2$ で

$$\sum_i^n (\sin \phi_i \cos \phi_i) u_1 + \sum_i^n (\cos \phi_i \sin \phi_i) u_2 = \sum_i^n V'_{ri} \cos \phi_i$$

これらを matrix 表示すると

$$\begin{matrix} \left| \begin{matrix} \sum_i^n \sin \phi_i \sin \phi_i & \sum_i^n \cos \phi_i \cos \phi_i \\ \sum_i^n \sin \phi_i \cos \phi_i & \sum_i^n \cos \phi_i \sin \phi_i \end{matrix} \right| & \left| \begin{matrix} u_1 \\ u_2 \end{matrix} \right| & = & \left| \begin{matrix} \sum_i^n V'_{ri} \sin \phi_i \\ \sum_i^n V'_{ri} \cos \phi_i \end{matrix} \right| \\ \mathbf{M}_{jk} & \mathbf{U}_j & & \mathbf{N}_j \end{matrix} \quad (6)$$

ただし, $i=1 \sim n$: n は V'_r の観測個数

$j=1, 2$: 変数 u_1, u_2 (u, v) に対応

$k=1, 2$: 同上

(6)式が正規方程式である。このとき最小二乗解は

$$\mathbf{U}_j = \mathbf{M}_{jk}^{-1} \mathbf{N}_j$$

となる。つまり, 線形最小二乗解 \mathbf{U}_j は観測値 V'_r の線型結合で表される。

ところで

$$\mathbf{P}_{nj} = \begin{bmatrix} \sin \phi_1 & \cos \phi_1 \\ \vdots & \vdots \\ \sin \phi_n & \cos \phi_n \end{bmatrix}$$

という行列を考えると,

$$\begin{aligned} \mathbf{M}_{jk} &= \begin{bmatrix} \sin \phi_1 & \cdots & \sin \phi_n \\ \cos \phi_1 & \cdots & \cos \phi_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \sin \phi_1 & \cos \phi_1 \\ \vdots & \vdots \\ \sin \phi_n & \cos \phi_n \end{bmatrix} \\ &= \mathbf{P}_{nj}^T \mathbf{P}_{nj} \end{aligned}$$

T : 転置行列を表す

さらに

$$N_j = \begin{bmatrix} \sin \phi_1 & \cdots & \sin \phi_n \\ \cos \phi_1 & \cdots & \cos \phi_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V'_{r1} \\ \vdots \\ V'_{rn} \end{bmatrix}$$

$$= P_{rj}^T V_n$$

ゆえに(6)式は

$$(P_{nj}^T P_{nj}) U_j = P_{nj}^T V_n \quad (7)$$

したがって求める U_j は

$$U_j = (P_{nj}^T P_{nj})^{-1} P_{nj}^T V_n \quad (8)$$

つまり $(P_{nj}^T P_{nj})$ の逆行列を求める問題に帰着した。誤差について考えると、(8)式によって求められた最小二乗解 U_j 使うと、 V_r についての計算値 \hat{V}'_{ri} が次のように求められる。

$$\hat{V}_n = P_{nj} U_j \quad (9)$$

$$\text{ただし } \hat{V}_r = \begin{bmatrix} \hat{V}'_{r1} \\ \vdots \\ \hat{V}'_{rn} \end{bmatrix}$$

そこで、観測値 $V_n = \begin{bmatrix} V'_{r1} \\ \vdots \\ V'_{rn} \end{bmatrix}$ との差 (残差) は

$$E_n = V_n - \hat{V}_n$$

$$= V_n - P_{nj} U_j \quad (10)$$

そして残差二乗和は

$$s^2 = E_n E_n^T \quad (11)$$

である。 u_j についての共分散 matrix C_{jj} は, Koscielny *et al.* (1982) によると,

$$C_{jj} = (\mathbf{P}_{nj}^T \mathbf{P}_{nj})^{-1} s^2 \quad (12)$$

であり、 C_{jj} の対角成分が U_j の誤差の分散を表す。

〈付録7.B：鉛直面内のドップラー速度から u , w を求める方法〉

まず、図7.11に示した方位 300° - 120° に沿う直線を x 軸にそれに垂直（ほぼスコールクラスターの走向に平行）な方向に y 軸をとる。観測されるドップラー速度 V_r 、風の3成分を u , v , w 、降水粒子の終端落下速度を v_t とすると、

$$V_r = (\mathbf{V} + v_t) \mathbf{r} \quad (1)$$

ここで $\mathbf{V} (u, v, w)$, $v_t (0, 0, v_t)$ であり、 \mathbf{r} は、レーダーサイトから目標物までの位置ベクトルである。(1)から

$$V_r = \frac{x}{R} u + \frac{y}{R} v + \frac{z}{R} (w + v_t) \quad (2)$$

ただし、 R はレーダーと目標物との距離で、

$$R = (x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

非弾性系の連続の式 (Ogura and Phillips, 1962) は、

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (4)$$

ここで ρ は空気密度。レーダービームは x 軸に沿って発射されて、スコールクラスター内の流れについて y 方向への一様性があると仮定すると、 $y/R=0$, $\partial v/\partial y=0$ だから(2), (4)式はそれぞれ

$$V_r = \frac{x}{R} u + \frac{z}{R} (w + v_t) \quad (5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (6)$$

となる。 V_t については、 0°C 層より下では、Rogers (1964) と Foote and duToit (1969) による

$$V_t = -3.8 \left[\frac{\rho_0}{\rho} \right]^{0.4} Z_e^{0.0714} \quad (7)$$

の式から導く。 ρ_0 は地上の空気密度、 Z_e はレーダー反射強度である。 0°C 層より上では雪片の代

表的落下速度として -1.0 m/sを使う。地上で $w=0$ という境界条件で(5), (6), (7)を解き u , w を求める。さらに, エコー頂においては水平風の観測誤差の積み重ねにより $w=0$ にはならないので, $w=0$ という仮定のもとに O'Brien (1970) の方法によって各高度の w を補正する。

参 考 文 献

- Barnes, G. M. and K. Sieckman, 1984: The environment of fast-and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1782-1794.
- Betts, A. K., R. W. Grover and M. W. Moncrieff, 1976: Structure and motion of tropical squall-lines over Venezuela. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **102**, 395-404.
- Browning, K. A. and R. Wexler, 1968: The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 105-113.
- Chang, C. Y. and M. Yoshizaki, 1989: Modeling study of the squall line observed at the Okinawa island: A preliminary report on sensitivity of orographic convective system to mountain height and low-level wind. TAMEX Workshop in Taipei, 1-8.
- Chong, M., G. Scialom and J. Testud, 1987: A tropical squall-line observed during the COPT 82 experiment in West-Africa. Part I: Kinematic structure inferred from dual Doppler-radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 670-694.
- Drosowsky, W., 1984: Structure of a northern Australian squall line system. *Aust. Met. Mag.*, **32**, 177-183.
- Foote, G. B. and P. S. duToit, 1969: Terminal velocity of raindrops aloft. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 249-253.
- Gamache, J. F. and R. A. Houze, Jr., 1982: Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 118-135.
- Hauser, D., F. Roux and P. Amayenc, 1988: Comparison of two methods for the retrieval of thermodynamics and microphysical variables from Doppler radar measurements: Application to the case of a tropical squall line. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1285-1303.
- Houze, R. A. Jr., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1540-1567.
- Houze, R. A. Jr. and P. V. Hobbs, 1982: Organization and structure of precipitating cloud systems. *Advances in Geophysics*, **24**, 225-305.
- Houze, R. A. Jr. and E. N. Rappaport, 1984: Air motions and precipitation structure of an early summer squall line over the eastern tropical Atlantic. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 553-574.
- Ishihara, M. and Z. Yanagisawa, 1982: Structure of a tropical squall line observed in the western Pacific during MONEX. *Pap. Met. Geophys.*, **33**, 117-135.
- Kessinger, C. J., P. S. Ray and C. E. Hane, 1987: The Oklahoma squall line of 19 May 1977. Part I:

- A multiple Doppler analysis of convective and stratiform structure. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2840-2863.
- Koscielny, A. J., R. J. Doviak and R. Rabin, 1982: Statistical considerations in the estimation of divergence from single-Doppler radar and application to prestorm boundary-layer observation. *J. Appl. Meteor.*, **21**, 197-210.
- Leary C. A. and R. A. Houze Jr., 1979: The structure and evolution of convection in a tropical cloud cluster. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 437-457.
- LeMone, M. A. and E. J. Zipser, 1980: Cumulonimbus vertical velocity events in GATE. Part 1: Diameter, intensity and mass flux. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2444-2456.
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- Newton, C. W., 1950: Structure and mechanism of the prefrontal squall line. *J. Meteor.*, **7**, 210-222.
- Ogura, Y. and N. A. Phillips, 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 173-179.
- Ogura, Y. and T. Takahashi, 1971: Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell. *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 895-909.
- Ogura, Y. and M. T. Liou, 1980: The structure of a midlatitude squall line: A case study. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 553-567.
- O'Brien, J. J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 197-203.
- 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.
- Rotunno, R. and J. B. Klemp, 1982: The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 136-151.
- Roux, F., J. Testud, M. Payen and B. Pinty, 1984: West African squall-line thermodynamic structure retrieved from Dual-Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3104-3210.
- Rutledge, S. A. and R. A. Houze, Jr., 1987: A diagnostic modeling study of the trailing stratiform region of a midlatitude squall line. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2640-2655.
- Sommeria, G. and J. Testud, 1984: Copt 81: A field experiment designed for the study of dynamics and electrical activity of deep convection in continental tropical regions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 3-10.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1985: A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: Radar and satellite observations. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 117-132.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1987a: Dual-Doppler radar analysis of a midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2128-2148.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1987b: Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2869-1889.
- Zipser, E. J., 1969: The role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 799-814.

Zipser, E. J., 1977 : Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct componets of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568-1588.

Waldteufel, P. and H. Corbin, 1979 : On the analysis of single-Doppler radar data. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 532-542.