

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE NO. 27

**CHARACTERISTICS OF PRECIPITATION SYSTEMS
DURING THE BAIU SEASON IN THE OKINAWA AREA**

BY

TYPHOON RESEARCH DIVISION

気象研究所技術報告

第 27 号

沖縄地方における
梅雨期の降水システムの特徴

台風研究部

気 象 研 究 所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

FEBRUARY 1991

Meteorological Research Institute

Established in 1946

Director : Dr. Yasushi Okamura

Forecast Research Division	Head : Mr. Muneharu Kamita
Climate Research Division	Head : Mr. Harushige Koga
Typhoon Research Division	Head : Mr. Shin Ohtsuka
Physical Meteorology Research Division	Head : Dr. Yasushi Okamura
Applied Meteorology Research Division	Head : Dr. Koji Shigehara
Meteorological Satellite and Observation System Research Division	Head : Mr. Akio Kurosaki
Seismology and Volcanology Research Division	Head : Dr. Masaaki Seino
Oceanographical Research Division	Head : Mr. Masatake Kikuchi
Geochemical Research Division	Head : Dr. Yukio Sugimura

1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan

Technical Reports of the Meteorological Research Institute

Editor-in-chief : Masatake Kikuchi

Editors : Yukio Misumi Tsugunobu Nagai Tetsuo Nakazawa
 Shigeru Chubachi Junji Sato Tomohiro Nagai
 Takashi Yokota Hiroshi Ishizaki Hisayuki Yoshikawa

Managing Editors : Yoshitsugu Nagasawa, Yukihiisa Nakajima

The *Technical Reports of the Meteorological Research Institute* has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute since 1978 as a medium for the publication of survey articles, technical reports, data reports and review articles on meteorology, oceanography, seismology and related geosciences, contributed by the members of the Meteorological Research Institute.

The Editing Committee reserves the right of decision on acceptability of manuscripts and is responsible for the final editing.

序

梅雨期の降水は台風に伴う降水と共に南西日本の降水の主要な部分を占める。この降水は水資源として重要であるが、一方、浸水、洪水、斜面崩壊などの災害をもたらすことがある。このため、これまでも梅雨前線およびそれに伴う中間規模低気圧の構造を中心に、大規模場の影響、梅雨前線帯の降水の組織化などが調べられてきた。しかしながらこれまでの研究はおもに九州以北の緯度の比較的高いところを対象としていた。このため、亜熱帯の沖縄地方の梅雨期の降水については未知の部分が多く残されていた。また降水系の構造については沖縄地方はもちろん九州以北においてもほとんど未知のまま残されていた。

台風研究部と予報研究部は昭和62年度気象研究所推進調整費により「沖縄における台風と梅雨の観測」を共同で行った。この観測は台風研究部の「台風における対流雲群の構造とその維持機構に関する研究」、「台風に伴う降雨帯に関する研究」、予報研究部の「中小規模降水系の解析的研究」の3研究課題に関連して行われたものである。その目的は「亜熱帯の（台風および梅雨前線に伴う）降水はどのような系に組織化されているか、降水系はどのような構造を持っているのか、他の地域の降水系との差異はどうか」を明らかにすることであった。

1987年5月20日から6月15日の約1ヶ月にわたり沖縄県那覇市において可搬型ドップラーレーダー及びレーウィンゾンデによる観測を行った。この間、台風は沖縄に接近せず台風の観測はできなかった。しかしながら梅雨前線の活動は活発で、梅雨期の降水系に関する多くのデータが得られた。

本報告はこの観測データを中心に静止気象衛星、従来型レーダー、アメダスのデータ、全球モデル用初期値等を解析した結果を取りまとめたものである。以下では、観測の概要、1987年の沖縄地方の梅雨期における大規模場の特徴、降水の特徴と降水システムの分類、前線性及び非前線性の降水系の事例解析および統計的解析についてまとめられている。まだまだ不十分ではあるが、沖縄の梅雨期の降水についての組織的な研究としては初めてのものである。この研究により梅雨期の降水についての理解が深まり、ひいては沖縄地方の気象業務に貢献できれば幸いである。

この研究の実施にあたり沖縄気象台からは全面的な協力を受けた。さらに琉球大学、沖縄開発庁、及び福岡管区気象台から多大な援助を頂いた。心から感謝の意を表する。

平成3年2月

台風研究部長 大塚 伸

目 次

序	
要旨 (和文)	1
要旨 (英文)	3
第1章 はじめに.....	5
第2章 観測とデータ.....	11
第3章 大規模場・総観場の概要	13
3.1 梅雨期の平均的特徴	13
3.2 10日平均場	15
3.3 九州, 本州の梅雨期との比較	15
第4章 降水システムの分類	21
4.1 降水システムの分類	21
4.2 成層状態の時間変化	24
第5章 沖縄地方の梅雨期の寒冷前線に伴う降水系の構造	29
5.1 まえがき	29
5.2 解析方法	30
5.3 1987年6月2日の寒冷前線	33
5.3.1 総観場の状況	33
5.3.2 メソ α スケールでの垂直安定度と風の垂直分布	33
5.3.3 クラウドクラスター内の降水, 風, 温度の時間変化	34
5.3.4 エコーの発生・移動と降水系の移動	36
5.3.5 寒冷前線降水系のメソ β , γ スケール鉛直構造	37
5.3.6 寒冷前線通過時の地上気象要素の変化	40
5.3.7 寒冷前線降水系の模式図	41
5.4 1987年5月23日の寒冷前線	42
5.4.1 総観場の状況	42

5.4.2	メソ α スケールでの垂直安定度と風の垂直分布	43
5.4.3	クラウドクラスター内の降水分布	45
5.4.4	エコーの発生・移動と降水系の移動	46
5.4.5	屈曲点降水系に伴う低気圧性シア	47
5.4.6	屈曲点降水系のメソ β , γ スケール鉛直構造	49
5.4.7	屈曲点降水系（および寒冷前線降水系）の模式図	56
5.5	考 察	57
5.5.1	寒冷前線通過時の成層の特徴	57
5.5.2	沖縄の梅雨期の寒冷前線降水系	57
5.5.3	かなとこ状エコーの下部で観測される下降流の成因	59
5.6	ま と め	61
	〈付録 5.A〉	62
第 6 章	非前線系降水システムの概要	65
6.1	発生状況	65
6.2	発生環境	65
6.3	形 態	65
6.4	面 積	68
6.5	寿 命	68
6.6	発生場所と移動	69
6.7	他の降水システムとの比較	70
	〈付録 6.1~6.19〉	71
第 7 章	スコールクラスターの内部循環と維持機構	91
7.1	はじめに	91
7.2	スコールクラスターの概要	93
7.2.1	スコールクラスターの生涯	93
7.2.2	総観場とクラスターの周辺の間	96
7.3	スコールクラスターの構造	99
7.3.1	特徴的形態	99
7.3.2	水平構造	102
7.3.3	鉛直構造	105
7.4	議 論	112

7.4.1	鉛直断面内の気流場	112
7.4.2	平均鉛直プロファイル	113
7.4.3	スコールクラスターの維持機構	115
7.4.4	他のスコールクラスターとの比較	117
7.5	まとめ	120
	〈付録 7.A: 最小二乗法による局所 VAD 法〉	121
	〈付録 7.B: 鉛直面内でのドップラー速度から u , w を求める方法〉	125
第 8 章	発達期から成熟期におけるメソ β スケール対流雲群内の循環と 微細構造の時間変化	129
8.1	はじめに	129
8.2	一般場の特徴	130
8.3	対流雲群の概観	132
8.4	各ステージの特徴	137
8.4.1	発達期	137
8.4.2	成熟期	141
8.5	ガストフロントの細かい特徴	143
8.6	まとめ	145
第 9 章	クラウドクラスターに伴う降水の構造 (1987 年 6 月 5 日沖縄地 方で見られた降水の解析)	149
9.1	はじめに	149
9.2	解析された降水	149
9.3	解析結果	151
9.4	まとめおよび議論	161

要 旨

1987年5月20日から6月15日の25日間、沖縄県那覇市（北緯27°，東経128°）において主に可搬型ドップラーレーダーを用いて降水雲の観測を行った。観測の目的は、

- 1) 亜熱帯海洋上の梅雨前線付近の降水はどのような降水システムに組織化されているのか〈形態〉、
 - 2) それらの降水システムはどのような構造を持っているのか〈構造〉、
 - 3) 他の地域の降水システムとの差異はあるのか〈比較〉、
- を調べることである。

沖縄地方の梅雨は梅雨前線帯の形成初期のステージに属する。この期間、この地方は太平洋高気圧西縁の南～南南西流とインドモンスーン域に源を発する南西流との大規模合流域となる。1987年の梅雨期間（5月13日～6月26日）の前半は熱帯変質気団に、後半はモンスーン気団の勢力圏内にあった。対流圏下層は平均的には条件付不安定の成層であり、本州や九州の梅雨期間の成層と比べ不安定度が大きかった。

1987年のこの地方の梅雨期間の降水を現象別に分類すると約70%の降水が前線にともなってもたらされ、30%が前線とは無関係であった。「前線系降水システム」は気団の交替をともなうが「非前線系降水システム」は中層での中緯度からの寒気移流がトリガーとなって太平洋高気圧の圏内で発生した。

寒冷前線に伴う降水システムについては6月2日と5月23日の事例を中心に調べた。その結果南西諸島で暖候期に観測される寒冷前線降水システムではこれまでよく知られている寒候期の強制対流的降水システムとは異なり、(1) 地上近くに相当温位が非常に高い空気が流れ込むため、成層が潜在不安定であり、寒気による持ち上げのある前線付近では自由対流が発生する、(2) 先端付近に自由対流による降水域があり、その前面には厚いかなとこ状の降水域を、後面には幅の広い層状性降水域を伴っている、ことが分かった。また、これまで知られていなかった寒冷前線屈曲点付近の降水システムの構造も明らかになった。そこでは低気圧性シアーの集中があり、その南部には下層の暖気が上昇する対流域があり、北部には南西からの中層暖気が中層から降りてきた寒気の上を上昇する対流域があった。

非前線系の中規模（メソスケール）降水システムはこの地方の梅雨期の降水を特徴づける現象のひとつである。これらは形状と移動によって3つのグループに分類された。すなわち、不定形クラスター、列状クラスター、スコールクラスターである。不定形クラスターは対流性降水域が特定の形に組織化されずシステムは下層風の風向と一致して移動する。列状クラスターはいくつかの線状エコーが列をなすクラスターである。スコールクラスターは対流性降水域が線状に組織

化され、寿命が長く地上付近の風の風上に向かって移動する。これらのクラスターの水平規模は北米の Mesoscale Convective Complex (MCC) より小さく、GATE 期間中に観測された熱帯のクラスターと同程度かそれよりやや大きかった。

期間中、長さ 460 km、寿命 21 時間の大規模なスコールクラスターがドップラーレーダー上空を通過しその微細構造が調べられた。このクラスターは前部層状性領域、対流性領域、遷移領域、後部層状性領域の 4 つの部分から構成されていた。対流性領域は活発な降水セルからの outflow と下層風との収束によって新しいセルが次々と前方に作られ、システムは下層風の風上、下層と中層の風の鉛直シアに直角の方向、に伝播した。遷移領域は下降流が卓越し反射強度が小さかった。後部層状性領域にはごく弱い鉛直流しか存在せず対流性領域の上部から運ばれた降水粒子が層状性降水雲を形成していた。前部層状性領域はこのスコールクラスターに特有な部分であり、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維持されていた。

不定形クラスターを構成するメソスケール対流雲群の形成期の循環と微細構造の時間変化を解析した。対流雲群は、形成初期の停滞性のステージ I とその後の移動性のステージ II に分けることができる。ステージ I においては、対流雲群内では対流雲の雲スケールの上昇流、下降流が卓越しているのに対し、ステージ II においてはこのような対流雲スケールの上昇流、下降流に加え、メソスケールの循環が卓越していた。このような内部の循環の変化に伴い、ステージ II においては、地上付近で 25 m/s を越えるガストが形成された。

比較的小規模なスコールクラスターでは弱い降水を長時間もたらず降水雲によって構成されていたが、その中に 10 km 程度のスケールの降水セルを含む構造になっていた。このクラスターには高度 3~4 km 以下では西寄りの風で水蒸気が供給され、その上の 5~6 km には北から乾燥した相当温位の低い大気が侵入し、その境界で対流不安定となっていた。この雲クラスターはこれら性質の異なる大気が高度方向に接することにより形成・維持されていたと考えられる。

Summary

Doppler radar observation was made in Naha, Okinawa (27°N latitude and 128°E longitude) during the Baiu period, *i.e.* 20 May to 15 June 1987. The objectives of the observation were

- 1) to describe the morphology of convective systems developed over the maritime subtropics during the Baiu period ;
- 2) to understand the structure of these systems ; and
- 3) to compare the structure with that of convective systems occurring in other regions of the world.

The Baiu period of Okinawa is the formative stage of the Baiu (or Mei-Yu in Chinese) front over eastern Asia. Okinawa in the Baiu period is located in a large-scale confluent zone between the south-southwesterly wind at the western edge of the subtropical Pacific high and the southwesterly wind originating in the Indian Monsoon region. The modified tropical airmass was replaced by the Monsoon airmass over Okinawa in the 1987 Baiu period (from 13 May to 26 June 1987). The lower layer of the troposphere was conditionally unstable and the unstable condition was stronger than that of Kyushu and Honshu, Japan, which are located at higher latitudes.

70% of the total rainfall amount during the Okinawa Baiu period was from frontal systems and 30% was not associated with the Baiu front. The frontal convective systems were accompanied by the alternation of the middle-latitude airmass and the subtropical airmass. The nonfrontal mesoscale convective systems occurred within the Pacific high triggered by cold air advection from the mid-latitudes in the middle troposphere.

Two cases of convective systems associated with the Baiu cold fronts are analyzed. The characteristics of these cold frontal systems are 1) the existence of a deep latent unstable layer in the lower troposphere and free convection triggered by cold air, and 2) a leading edge of free convection, an anvil-like precipitation area aloft ahead of the leading edge and a rear stratiform cloud area. The structure of the convective systems around a kink of a cold front is also examined. A cyclonic shear zone was found to exist at the kink. In the southern part of the kink area updrafts originated from low levels. In the northern Part, updrafts started from southwestern middle levels.

Nonfrontal mesoscale convective systems were one of the typical convective systems

characterizing the Okinawa Baiu period. These systems were categorized into three groups based on the structure and the manner of motion: nonsquall cluster, line-type cluster and squall cluster. Non-squall and line-type clusters did not have a distinctively organized convective region and moved in a direction similar to the lower level wind of the troposphere. Squall systems had unique band-shaped convective regions and traveled against the lower level wind. The horizontal dimension of these systems was less than that of the mesoscale convective systems (MCC) of North America and almost the same as that of GATE mesoscale convective systems.

A well-organized squall cluster was observed in the observation period. It had a length of 460 km and a lifetime of 21 hours. The cluster was divided into four parts: forward stratiform region, convective region, transition zone and rear stratiform region. In the convective region, outflow from convective cells converged with the environmental airflow in the lowest level and new cells were successively formed ahead of the old cells. The system traveled against the lower level winds or perpendicular to the shear vector between the middle and lower level winds. The transition zone consisted of relatively intense downdraft and low radar reflectivity. The rear stratiform region made very weak vertical motion and was formed by precipitation particles which originated in the top of the convective region. The forward stratiform region was one of the unique features of this squall cluster. The descending precipitation particles from anvil clouds aloft and weak updrafts in the lower layer produced this region.

The circulation and structure of a nonfrontal squall cluster were examined. The evolution of this system was divided into two stages: Stage I and Stage II. Convective-scale updrafts and downdrafts prevailed and the system was stationary during Stage I. In Stage II, a mesoscale circulation was formed in the system and began to travel. Strong gusts greater than 25 m/s were observed.

The relatively small squall cluster consisted of long-lived cloud with weak precipitation, with convective echo cells embedded in it. Water vapor was supplied to this cluster by the westerly wind below the 3-4 km levels. This potentially warm layer was overlaid by the dry air coming from higher latitudes with low equivalent potential temperature, and a convectively unstable condition was produced. This differential advection of two airmasses played a main role in maintaining the convective system.

第1章 はじめに*

梅雨前線帯は東アジアの春～夏期に形成されるこの地域特有の亜熱帯前線帯である (Ninomiya, 1984)。梅雨前線に関する研究はこれまでさまざまな立場から数多く行われてきた。梅雨前線に関連する降水雲は水平スケール 1,000 km 程度の中規模クラスターに組織化され、さらにそれを構成する数百 km のスケールの中規模降水システムから大雨・豪雨をもたらされると理解されている (Matsumoto and Akiyama, 1970; Ninomiya and Akiyama, 1972, 1973, 1974; Yoshizumi, 1977; Akiyama, 1979; Ninomiya, 1978; Ninomiya and Yamazaki, 1979; Ninomiya *et al.*, 1981; Akiyama, 1984a, b; Takeda and Seko, 1986; Ninomiya *et al.*, 1988a, b)。これらの中規模～中間規模降水システムの形態や構造については、これまでおもに北緯 28°～36° に位置する中国の中部から九州、本州地方を中心とする領域において、下層ジェットと降雨との関連、降水システム内の豪雨セルの振舞い、降水システムの成長過程、前線帯周辺での水や熱の収支、等を中心に調べられてきた。

中規模降水システムにおいては降水の集中度が高く、それによってもたらされる被害が大きいことから、近年世界各地で特別観測を通して研究が進められている。その代表的なものは、米国北西海岸やヨーロッパ西部で発達する極前線ともなう降雨帯 (Hobbs *et al.*, 1980; Houze and Hobbs, 1982; Browning and Harrold, 1970)、米国中部の大規模な積乱雲の集合体であるスコールライン (Ogura and Liou, 1980; Smull and Houze, 1985) や Mesoscale cloud complex (Maddox, 1980)、アフリカ大陸西部から大西洋上で発生する熱帯スコールライン (Houze, 1977; Roux *et al.*, 1984) 等である。観測によってその実態や構造が明らかにされたこれらの現象は、数値モデルによって再現され観測結果との比較によってさらに詳しい研究が進められている。

(Yoshizaki, 1986; Fovell and Ogura, 1988; Lafore *et al.*, 1988; Weisman *et al.*, 1988)。梅雨前線に関しては九州地方を中心とした大規模な特別観測が 1969-1971 年に気象庁によって行われた (JMA, 1974)。さらに今回の特別観測とほぼ同時期の 1982 年 5, 6 月には台湾周辺において梅雨前線のメソ構造と地形の効果を調べる目的で米国と台湾の研究者が共同で Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX) を実施した (Jorgensen and LeMone, 1989; Kuo and Chen, 1990)。

梅雨前線帯は 3,000 km～4,000 km のスケールを有する雲域であり (Akiyama, 1973), Yoshino (1966) が示したように夏期モンスーンの開始に関連して、東アジアにおいて 5 月中旬に北緯 20° 付近に発生し 7 月下旬には北緯 40° 付近まで北上する (図 1.1)。沖縄地方をおおよそ沖縄

* 担当：石原正仁・榊原 均・田畑 明・赤枝健治・横山辰夫

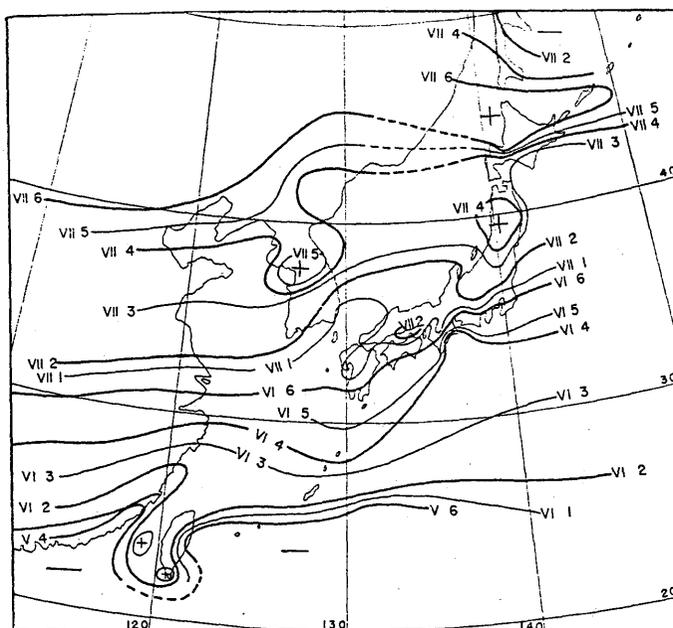


図1.1 半旬平均降水量の最大値の出現域。V, VI, VIIはそれぞれ5月, 6月, 7月を表す。1, 2, 3...6はそれぞれの月の第1, 第2, 第3...第6半旬を示す。Yoshino (1966)より引用。

本島, 与那国島, 南大東島の3点で囲まれる領域として定義すると, この地方は北緯 $24^{\circ}\sim 27^{\circ}$ に位置し, ここでは梅雨前線は5~6月に活動する。Yoshino (1965)は東アジアにおける梅雨の活動期間を4段階に分けたが, それによればこの地方の梅雨前線は第1~2期の活動期間に該当する。一方, 九州地方における梅雨期は6~7月であり, これは第2~3期の活動期間に属する。したがって, 低緯度に位置するという地理的要因によって沖縄地方の梅雨は九州地方のそれに約1ヶ月先行する。さらに沖縄地方では梅雨前線は海洋上にあり, そこで発生する降水システムが九州地方や中国大陸のそれに比べて地形の影響を受けて変質することが少ないと考えられる。

沖縄地方における梅雨期の中小規模降水システムを総合的に取り扱った研究はこれまでにに行われていない。さらに豪雨・大雨をもたらすとされる中規模降水システムの解析には既存のデータだけでは不十分である。したがって, 我々はこれらの降水システムを対象とした特別観測を計画し, 主にドップラーレーダーを使って1987年5月20日~6月15日の期間に沖縄県那覇市において観測を実施した。ドップラーレーダーを用いることによって中小規模降水システム内の3次元的な降水分布の微細構造に加え, これまでの観測手段では得られなかった降水システム内の循環(流れ)が理解される。これらから梅雨前線付近の降水システムの力学的構造をこれまでの研究より一歩立ち入って議論することが可能となる。さらにドップラレーダー観測を補足するために

ラジオゾンデによる高層観測も適宜行った。

本研究の目的は

- 1) 比較的低緯度の亜熱帯海洋上にある梅雨前線付近の降水がどのような形態の降水システムに組織化されているのかを知ること〈形態〉,
- 2) それらの降水システムはどのような微細構造を持っているのかを知ること〈構造〉,
- 3) 得られた結果を比較的高緯度の梅雨前線付近や熱帯や中緯度に発生する他の降水システムと比較しその構造の差異を論じること〈比較〉,

である。

本報告では、第2章において観測の概要を述べ、第3章では1987年の沖縄地方の梅雨期における大規模場・総観場について概説する。第4章では、この年の梅雨期の降水の特徴とそれをもたらした降水システムを分類する。第5章では寒冷前線と関連した降水システムを解析する。第6章では、梅雨前線とは関連せずに発生した降水システムの統計的解析を行い、第7章ではそのうちの典型的なスコールクラスタータイプの降水システムの構造を示す。第8章では、同じく梅雨前線とは関連せずに発生した降水システムの発生期から成熟期への構造の変化に着目した解析を行い、第9章ではおもにそれらの層状性降水領域の構造を議論する。

本観測の実施に際しては沖縄気象台の方々に多大なご協力をいただきました。ドップラーレーダーの設置場所の選定と観測終了後の気象資料の提供、さらに宿舍の手配については観測課の方々に、観測本部を気象台内に設置させていただくにあたっては予報課と通信課の方々に世話になりました。観測期間中には毎日予報会報に参加させていただいて生の情報を提供していただきました。これは沖縄の梅雨と気象業務の現場を肌で実感する良い機会でもありました。不慣れた高層観測は高層課の方々にご協力いただきました。業務課と総務課の方々にはドップラーレーダーの用地借用の手続きを始め観測全般についてたいへんお世話になりました。改めて感謝いたします。気象資料の収集では、沖縄開発庁沖縄総合事務局北部ダム総合管理事務所及び福岡管区気象台にお世話になりました。ドップラーレーダーの設置のための敷地を提供していただいた琉球大学に感謝します。また同大学石島教授には那覇滞在中にお世話になりました。気象研究所海洋研究部の柴田彰氏にはレーダーサイトの選定に協力していただきました。

この観測は昭和62年度気象研究所推進調整費と台風研究部、予報研究部の経常研究費によって実施された。

参 考 文 献

Akiyama, T., 1973: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu front—With special emphasis on the relation among the ageostrophic low-level jet stream, moist tongue, convective warming, convergence zone within Baiu front and heavy rainfall. *Pap. Met. Geophys.*,

24, 157-186.

- Akiyama, T., 1978: Variation of thermal stratification in subtropical medium-scale disturbances. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 587-598.
- Akiyama, T., 1984a: A medium-scale cloud cluster in a Baiu front. Part 1: Evolution process and fine structure. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 485-504.
- Akiyama, T., 1984b: A medium-scale cloud cluster in a Baiu front. Part 2: Thermal and kinematic fields and heat budget. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 505-520.
- Browning, K. A. and T. W. Harrold, 1970: Air motion and precipitation growth at a cold front. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 369-389.
- Fovell, R. G. and Y. Ogura, 1988: Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimension. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3846-3879.
- 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.
- Jorgensen, D. P. and M. A. LeMone, 1989: Vertical velocity characteristics of oceanic convection. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 621-639.
- Kou, Y. and G. Chen, 1990: The Tawiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX): An review. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 488-503.
- Lafore, J. P., J. L. Redelsperger and G. Jaubert, 1988: Comparison between a three-dimensional simulation and Doppler radar data of a tropical squall line: Transports of mass, momentum, heat, and moisture. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3483-3500.
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- Matsumoto, S. and T. Akiyama, 1970: Mesoscale disturbances and related rainfall cells embedded in the Baiu front with a proposal on the role of convective momentum transfer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 91-102.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1972: Medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo map. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 558-569.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1973: Medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo map. *J. Meteor. Soc. Japan*, **51**, 108-118.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1974: Band structure of mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream. *J. Meteor. Soc. Japan*, **52**, 300-311.
- Ninomiya, K., 1978: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region (1) synopticscale features. *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 253-265.
- Ninomiya, K. and K. Yamazaki, 1979: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asia subtropical humid region. Part 2. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 399-413.
- Ninomiya, K. and M. Ikawa and T. Akiyama, 1981: Long-lived medium-scale cumulonimbus cluster

- in Asia subtropical humid region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 564-577.
- Ninomiya, K., T. Akiyama and M. Ikawa, 1988a: Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone. Part 1. Evolution and meso- β -scale characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 331-349.
- Ninomiya, K., T. Akiyama and M. Ikawa, 1988b: Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone. Part 2. Evolution and meso- γ -scale characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 351-370.
- Ogura, Y. and M. T. Liou, 1980: The structure of a midlatitude squall line: A case study. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 553-567.
- 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**, 3104-3120.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1985: A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: Radar satellite observations. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 117-132.
- Takeda, T. and K. Seko, 1986: Formation and maintenance of band-shaped convective radar echoes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 941-954.
- Yoshino, M., 1965: Four stages of the rainy season in early summer over east Asia (Part 1). *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 231-244.
- Yoshino, M., 1966: Four stages of the rainy season in early summer over east Asia (Part 2). *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 209-217.
- Yoshizaki, M., 1986: Numerical simulations of tropical squall-line clusters: Two-dimensional model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 107-120.
- Yoshizumi, S., 1977: On the structure of intermediate-scale disturbances on the Baiu front. *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 107-120.
- Weisman, M. L. and R. Rotunno, 1988: The structure and evolution of numerically simulated squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1990-2013.

第2章 観測とデータ

沖縄気象台の発表した1987年の沖縄地方の梅雨期間は5月13日から6月26日の45日間である。ドップラーレーダー観測は5月21日から6月15日の25日間行われた。

図2.1は今回の特別観測で使用した気象研究所の可搬型ドップラーレーダーと沖縄気象台管内の3つの現業レーダーの位置と観測範囲を示す。表2.1は可搬型ドップラーレーダーの諸元を示す。ドップラーレーダーは那覇市首里当蔵町の標高100mの岡の上に設置された。特別高層観測は那覇市の沖縄気象台構内で行われた。現業の高層観測地点は沖縄本島那覇市、石垣島、南大東島である。

解析にはこれらの観測から得られるデータに加えて、沖縄気象台管内の気象官署の地上観測データ、気象庁気象衛星センター提供のGMS赤外ヒストグラムデータ、気象庁数値予報課作製の全球客観解析データ(Global Analysis Data, 略してGANALデータと呼ぶ)、気象庁観測部作製のAMeDAS地上観測データ、沖縄開発庁八重岳5cm気象レーダーのデータを用いた。

なおこの観測の参加者は以下のとおりである。

- ・ドップラーレーダー観測および高層観測

石原正仁, 田畑 明, 赤枝健治 (台風研究部)

横山辰夫 (学術振興会特別研究員後に気象衛星・観測システム研究部, 現福岡管区気象台)

- ・気象研究所における気象情報収集と観測支援作業

榊原 均 (予報研究部, 現台風研究部)

表2.1 気象研究所可搬型ドップラーレーダーの諸元

波長 (cm)	3.06
パルス幅 (μ sec)	1.0
尖頭出力 (kW)	50
最少受信感度 (dBm)	-105
ビーム幅 (deg)	1.0
繰り返し周波数 (Hz)	2000
折り返し速度 (m/s)	± 15.3
探知範囲 (km)	
(ドップラー速度の場合)	64
レンジ分解能 (m)	250
設置場所	可搬

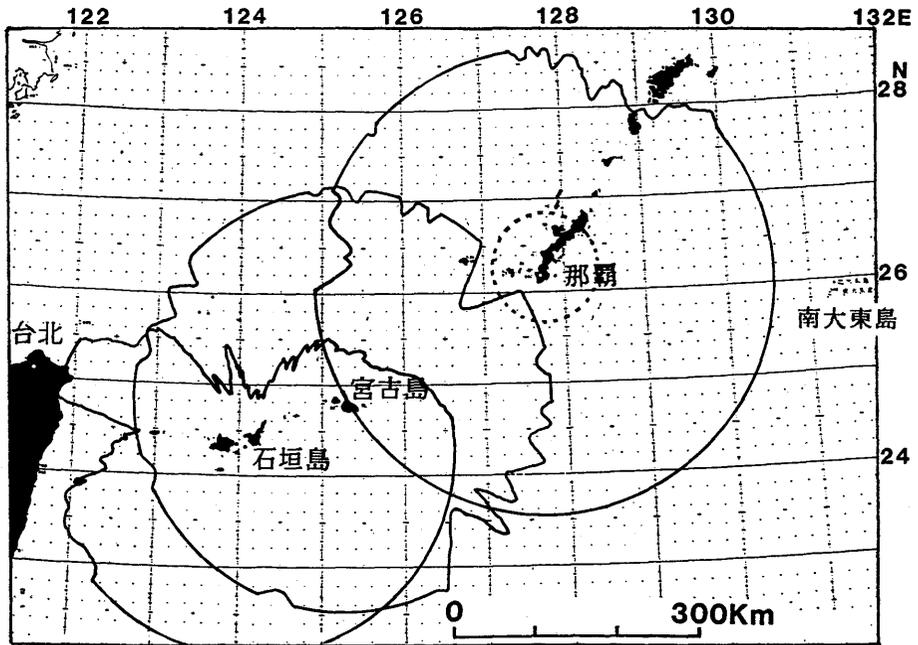
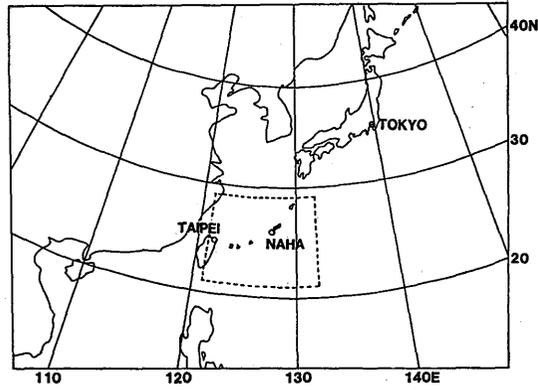


図2.1 「沖縄地方」と那覇、宮古島、石垣島の現業レーダー(実線)とドップラーレーダー(破線)の観測範囲。

第3章 大規模場・総観場の概要*

3.1 梅雨期の平均的特徴

気象衛星センターが作製したGMSヒストグラムデータは1日8回の緯度 0.25° 、経度 0.25° の領域における黒体放射温度(T_{BB})のヒストグラムから成る。このヒストグラムから各領域における平均の T_{BB} を計算した。図3.1はこの領域平均 T_{BB} を1987年の沖縄地方の梅雨期間(5月13日~6月26日)の45日についての期間平均マップであり、これは梅雨期間の平均的な雲分布を与える。図3.1によると沖縄地方から九州にかけての南西諸島に沿って -5° 以下の低温域がありこれが梅雨前線に対応する雲域(雲域A)である。さらにこの南東800km付近にも北東-南西の走行を持った低温域(雲域B)があるが、これは後述するように6月10日以後に梅雨前線帯が沖縄地方から東の太平洋上に移ったことに起因する。中国南部沿岸の雲域Cも梅雨前線帯に対応している。

図3.2はGANALデータをもとに作製した850mbにおける梅雨期間平均の流線である。沖縄付近では2つの流れが顕著である。1つはインドシナ半島から南シナ海上を通過して沖縄地方に達する南西流であり、これはインドモンスーン域に源を発している。もうひとつは東経 150° 以東に中心を持つ太平洋高気圧の西端に位置する南~南南西の流れである。沖縄地方はこれら2つの大規模な流れの合流収束域である。梅雨前線帯はこの合流域と一致している。これら2つの流れはそれぞれNinomiya and Muraki (1986)が指摘した日本列島に水蒸気流入をもたらす西南西風系と南シナ海風系に対応している。図3.3は700mbの風の場の梅雨期間平均マップである。図3.1の梅雨前線帯に対応する雲域Aの南端に南西流の強風域が存在し、これはAkiyama (1973)が指摘した梅雨前線帯南端の対流圏下層の強風軸に対応している。

図3.4は850mbにおける相当温位(θ_e)の梅雨期間平均図である。Saito (1966)は700mbと850mbの相当温位分布によって東アジア夏期の気団分類を行った。これに従うと、北緯 25° より南では、中国南部とインドシナ半島にはモンスーン気団(Monsoon air mass, 略してM, $\theta_{e_{850}} > 340K$, $\theta_{e_{700}} > 340K$)があり、東経 110° 以東の海洋上はほぼ熱帯変質気団(Modified tropical air mass, 略してT', $\theta_{e_{850}} > 340K$, $330K < \theta_{e_{700}} < 340K$)におおわれている。M気団は上に述べた大規模な南西流とよく一致している。沖縄地方は平均的に見るとT'気団の北縁に位置している。

* 担当：石原正仁・田畑 明

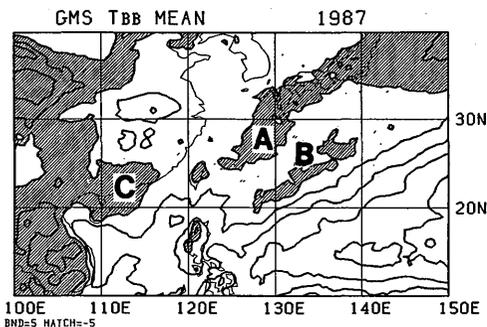


図3.1 1987年の沖縄地方の梅雨期間(5/13~6/26)におけるGMSの平均 T_{BB} 分布。等値線の間隔は 5°C 。斜線部は -5°C 以下の領域。

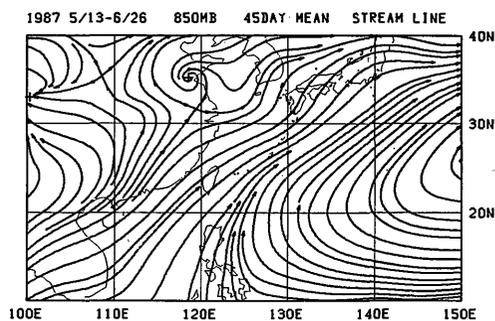


図3.2 1987年の沖縄地方の梅雨期間(5/13~6/26)における850mbの平均流線分布。

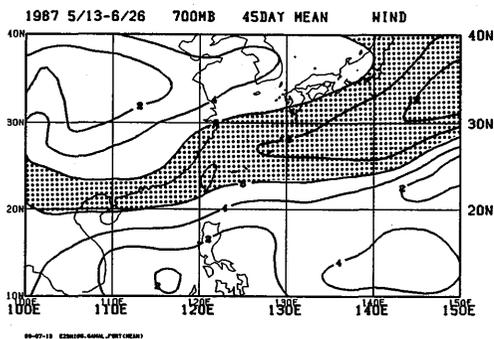
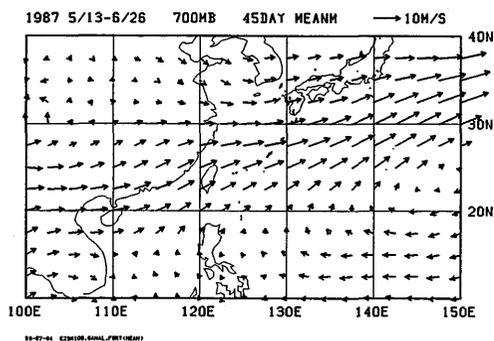
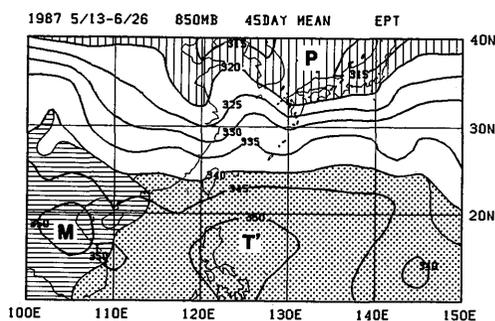


図3.3 1987年の沖縄地方の梅雨期間(5/13~6/26)における700mbの平均風ベクトルと平均風速。等値線は 2 m/s 間隔で 6 m/s 以上の領域にハッチ。



P : Polar air mass
M : Monsoon air mass
T : Modified tropical air mass

図3.4 1987年の沖縄地方の梅雨期間(5/13~6/26)における850mbの平均相当温位分布と気団分布。等値線の間隔は 5°K 。3つの気団P, M, Tについては図中を参照のこと。

3.2 10 日平均場

5 月 11 日～6 月 29 日を 10 日間の 5 つの期間に分け、各期間の平均場によって沖縄地方付近の梅雨前線帯の変動を調べる。

図 3.5 の T_{BB} 分布によって対流活動の変動を見る。5 月 11 日～5 月 20 日には、沖縄地方の北部に梅雨前線帯と思われる雲域が現れた。5 月 21 日～5 月 30 日の期間は華南沿岸では対流活動が顕著であるが、沖縄地方では対流活動は弱く、梅雨前線を雲域で定義することはむずかしい。5 月 31 日～6 月 9 日の期間には沖縄地方に梅雨期間中最も低温の T_{BB} 分布が現れ、対流活動が活発であったことが分かる。6 月 10 日～6 月 19 日には梅雨前線帯と思われる雲ベルトが東経 $130^{\circ}\sim 140^{\circ}$ にあり、沖縄地方はこの雲ベルトの北西端に位置している。6 月 20 日～6 月 29 日の期間にはこの雲ベルトはさらに東に移動した。

850 mb の 10 日平均流線場 (図 3.6) によると、3.1 節で述べたように、梅雨前線帯に対応する雲域が南西流と南～南南西流の合流域に形成されており、この合流域が沖縄地方から次第に太平洋上を東に移動したことを示している。なお、6 月 10 日～6 月 19 日の北緯 19° 東経 117° 付近を中心とする広い雲域と低気圧性循環はこの期間中に発生した熱帯低気圧にともなう流れである。

図 3.7 の気団分布によると、沖縄地方は 5 月 11 日～6 月 9 日の期間は T' 気団の北端にあったが、その後華南から次第に東に広がってきた M 気団の北縁に位置するようになった。したがって、梅雨期前半期には沖縄地方は太平洋高気圧の西端に位置していたが、その後半期には太平洋高気圧の勢力圏が東に移動したため、代わって南西モンスーンによって支配されるようになった。

3.3 九州、本州の梅雨期との比較

対流活動をコントロールするパラメータである熱的成層と風の鉛直シアを比較することによって、沖縄地方の梅雨を本州、九州地域のそれと比較する。図 3.8 は館野 (北緯 36.1°)、福岡 (33.6°)、鹿児島 (31.6°)、那覇 (26.2°)、石垣島 (24.3°) におけるそれぞれの地域の 1987 年の梅雨期間で平均した温位 (θ)、相当温位 (θ_e)、飽和相当温位 (θ_e^*) の鉛直分布である。 θ_e の分布は各地点とも地上から 700 mb までの層が対流不安定である。しかし、 θ_e^* の分布は、那覇と石垣島では条件付不安定の成層を示しているのに対して、館野では全層で安定成層であり、福岡、鹿児島でも、条件付不安定な層は地上付近のごく限られた層に限られている。さらに、 θ_e と θ_e^* の分布は、那覇と石垣島では、地上付近の気塊を持ち上げると自由対流高度より上で正の浮力を周囲の場から得て 250 mb 付近まで上昇し得ることを示し、深い潜在不安定層が形成されていることがわかる。一方、館野、福岡、鹿児島の平均場は、地上付近の気塊は自由対流高度を持たず、持ち上げによって周囲の場から浮力を得ることはない。これらのことは、沖縄地方の梅雨期が九州や本州の梅雨期より対流に対して平均的に不安定度の大きい成層を待っていることを示している。

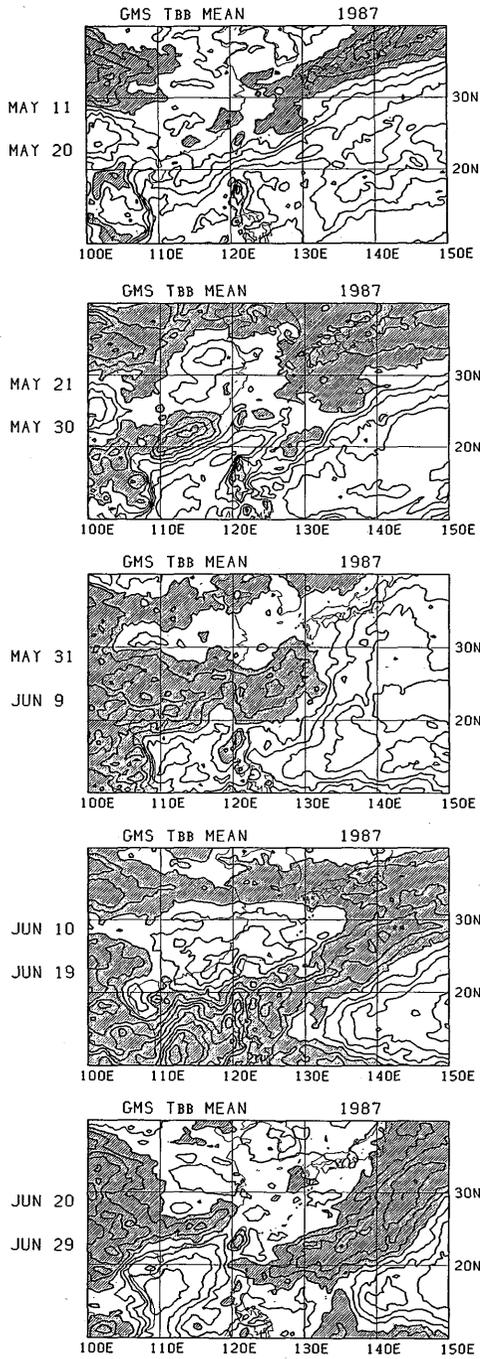


図3.5 1987年5、6月の10日平均 T_{BB} 分布。等値線の間隔は 5°C 、斜線部は -5°C 以下の領域。

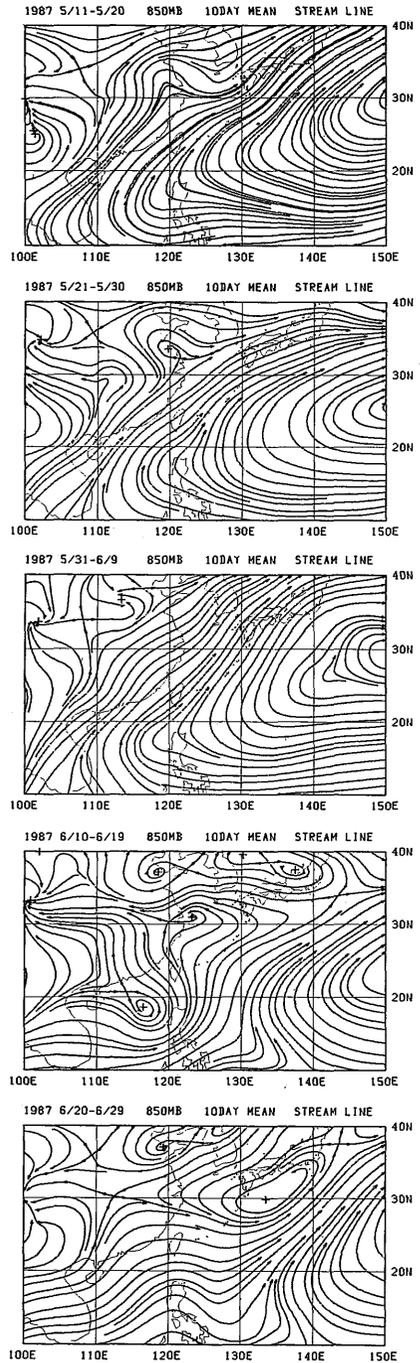


図3.6 1987年5、6月の10日平均の850 mbにおける流線分布。

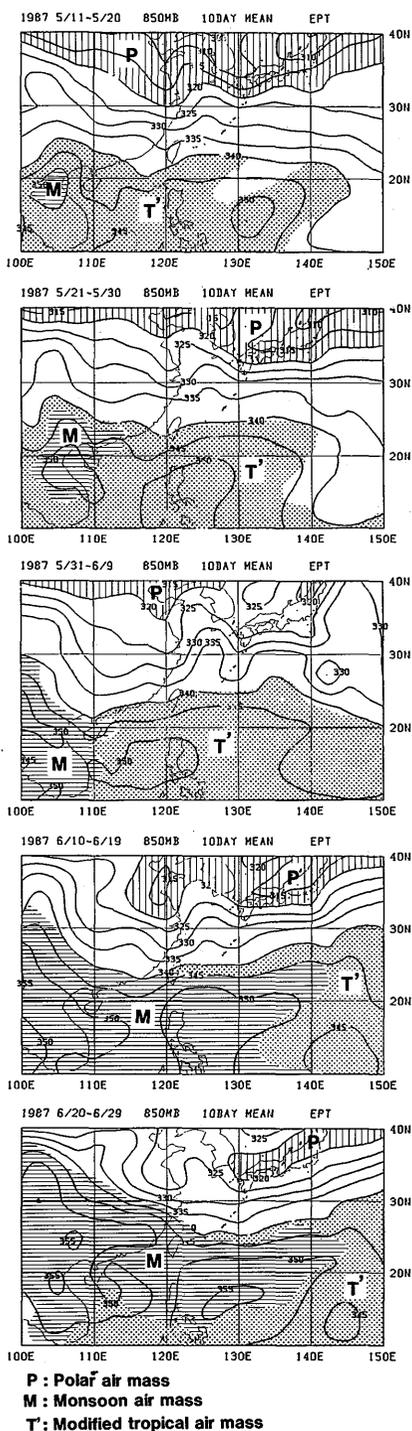


図3.7 1987年5、6月の10日平均850mb
 における相当温位と気団分布。等
 値線は図3.4と同じ。

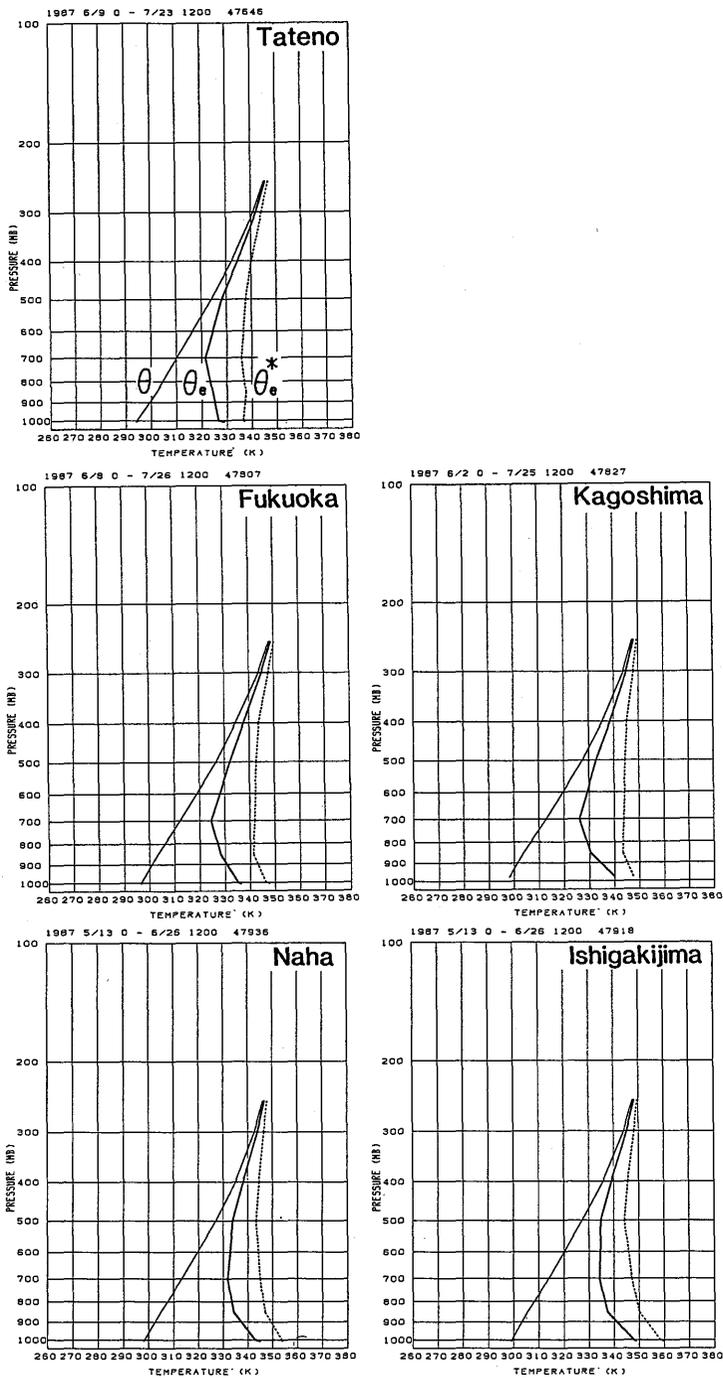


図3.8 館野 (47646), 福岡 (47807), 鹿児島 (47827), 那覇 (47936), 石垣島 (47918) の1987年の梅雨期間における平均の温位 (θ), 相当温位 (θ_e), 飽和相当温位 (θ_e^*) の鉛直分布。

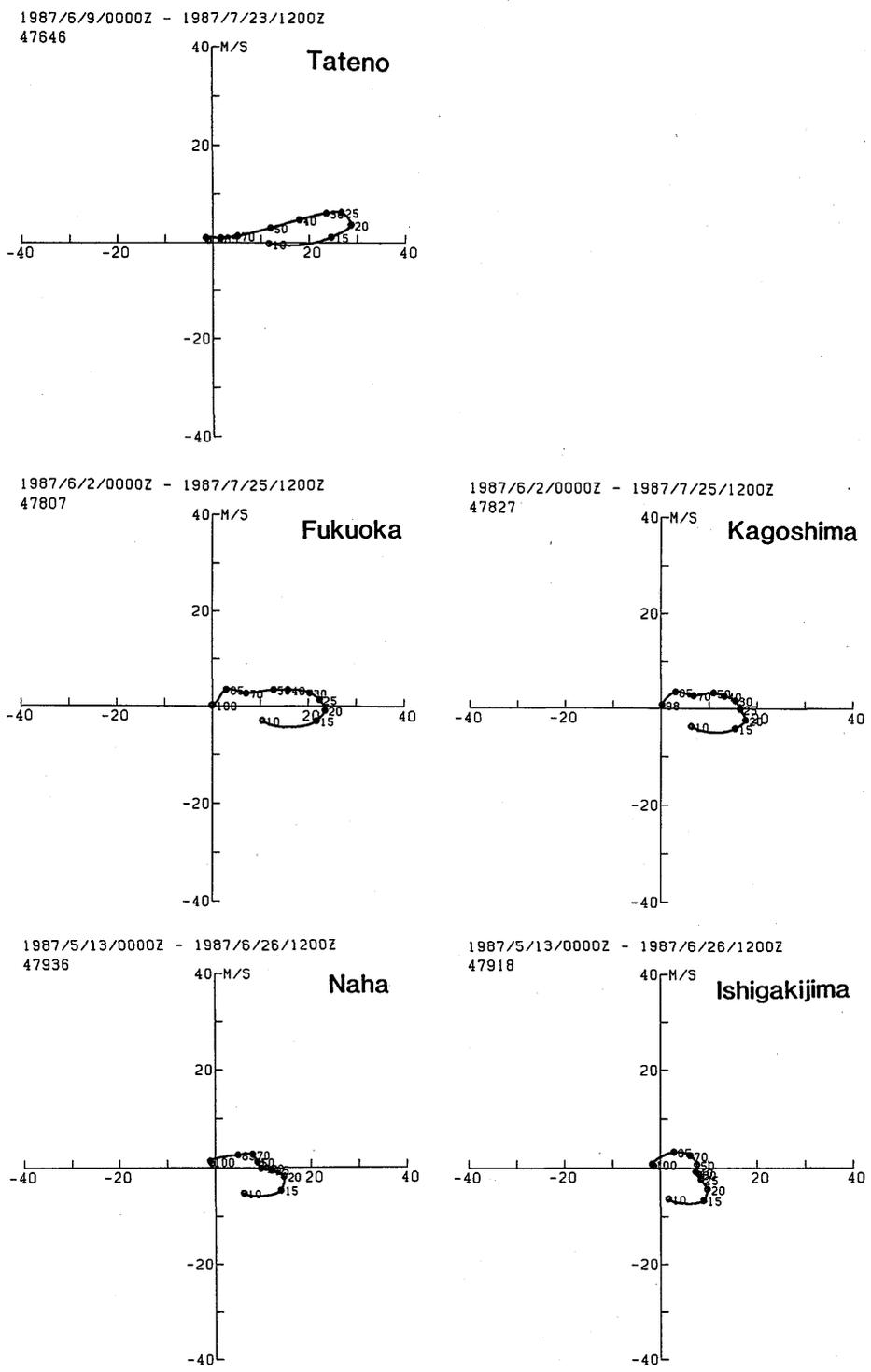


図3.9 図3.8と同じ。ただし、平均ホドグラフ。

図3.9は、上記5地点でのそれぞれの1987年の梅雨期間での平均風のホドグラフである。最も大きな差異は200 mb付近の風速に表れており、緯度が高いほど、この高度での風速が大きい。しかし、500 mb以下の中～下層では各ホドグラフはほとんど同じ形を示しており、顕著な差異は見出せない。Weisman and Klemp (1982, 1984) は、中～下層の風の鉛直シアーは対流雲の種類を決定する重要なパラメータのひとつであると述べている。図3.9は平均的状況を見る限り、沖縄、九州、本州において対流雲の種類に差異を及ぼすほどの風の鉛直シアーの差異がないように見える。

参 考 文 献

- Akiyama, T., 1973: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu front—With special emphasis on the relation among the ageostrophic low-level jet stream, moist tongue, convective warming, convergence zone within Baiu front and heavy rainfall. *Pap. Met. Geophys.*, **24**, 157-186.
- Ninomiya, K. and H. Muraki, 1986: Large-scale circulations over East Asia Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 409-429.
- Saito, N., 1966: A preliminary study of the summer monsoon of southern and eastern Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 44-59.
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2479-2498.

第4章 降水システムの分類*

ここでは、1987年の沖縄地方における梅雨期間中の降水の日日変化、発生した降水システムの種類、降水システムに伴う成層状態の変化について述べる。

4.1 降水システムの分類

表4.1は期間中、那覇（沖縄気象台）、宮古島（宮古島地方気象台）、石垣島（石垣島地方気象台）における日降水量と、降水がどのような現象によってもたらされたのかを表している。現象の特定には気象庁発行地上天気図と沖縄気象台作製のレーダー合成図を使用した。レーダー合成図の占める範囲はおおよそ北緯22~29°、東経122~131°の面積 $3.2 \times 10^5 \text{ km}^2$ の領域である。3地点での期間中の総降水量はそれぞれ701, 425, 613 mmであり、それらの総量（以後、これを「期間全降水量」と呼ぶ）は1,739 mmであった。

期間中、沖縄地方には合計8回の前線の通過または停滞があった。寒冷前線の通過は5月13, 17, 23, 27日、6月2, 9日の6回であり、停滞前線による降雨は5月28~30日、6月17~18日、6月20~24日の3回である。これらの前線によってもたらされた総降水量は那覇において501 mm、宮古島において341 mm、石垣島において388 mmであり、これらは各地点での期間中の総降水量のそれぞれ71%, 80%, 63%であった。また、これらの総降水量1,230 mmは期間全降水量に対して71%を占めた。

ただし今回行った現象の分類では、前線にともなう降水システムは広義に解釈されている。すなわちレーダー合成図で見ると、前線帯付近では地上における気温の急変と風向の変化で定義される前線上またはそのすぐ後面（北側）に位置する降水システム（前線本体）と、前線の前方（南側）のいわゆる「暖域」に発生する降水システムに分けられる。後者は必ずしも前線のすぐ近傍にあるとは限らないが、形成や維持において、前線の影響を受けていると考えられている。Nozumi and Arakawa (1968) が種子島レーダーのデータを用いて報告した低気圧の暖域内に観測される prefrontal rainband はその1例である。今回はこの両者をまとめて「前線系降水システム」と分類した。

一方、梅雨前線が沖縄地方付近に存在しないような総観場においても降水が観測された。これらの降水は、

- ① 水平規模が数10 km以下の小規模な対流雲が孤立して存在するもの（Cu），
- ② ①のCuがある領域に散在するもの（Cu群），

* 担当：石原正仁・田畑 明

表4.1 1987年の沖縄地方の梅雨期間における那覇、宮古島、石垣島での日降水量と、降水をもたらした現象。

日付	那 覇		宮 古 島		石 垣 島	
	R (mm)	現 象	R (mm)	現 象	R (mm)	現 象
May 13	11	cold front	10	cold front		
14	1	Cu	3	Cu	2	Cu
15	32	Cu群				
16						
17	55	cold front	6	cold front	15	cold front
18	38	St front	32	St front	14	St front
19						
20	16	Cu群	3	cluster (2)	63	cluster (2)
21	51	squall cluster (4)	27	squall cluster (4)	19	squall cluster (4)
22	22	Cu群	3	Cu群	3	Cu群
23	24	cold front	11	cold front	52	cold front
24					21	cluster
25			2	cluster (7)		
26			5	Cu	2	cluster (9,10)
27	2	cold front			32	cold front
28	1	cold front	8	cold front	1	cold front
29			6	St front	49	St front
30	21	St front	8	St front		
31						
June 1	1	Cu	1	Cu群		
2	52	cold front	59	cold front	16	cold front
3	6	cold front			22	cluster (11)
4					5	cluster (12)
5	13	squall cluster (13)	30	cluster (14)	22	cluster (14)
6	54	cluster (18)	10	Cu群	4	cluster (17)
7					30	cluster (19,20)
8	2	cold front	39	cold front	32	cold front
9	4	cold front	23	cold front		
10						
11						
12						
13						
14						
15						
16						
17	49	St front	36	St front	1	St front
18	5	熱帯低気圧	40	熱帯低気圧	116	熱帯低気圧
19					62	熱帯低気圧
20	5	St front	4	St front		
21	160	St front	7	St front	30	St front
22	5	St front	19	St front		
23	33	St front	27	St front		
24	38	St front	6	St front		
25						
26						

③ 水平規模が数10 km～数100 kmに組織化された中規模降水システム (cluster), の3種類の降水システムによってもたらされた。これらをまとめて「非前線系降水システム」と呼ぶことにする。これらはおもに梅雨前線から遠く離れているか、太平洋高気圧の南西～西の縁辺の温度や気圧の水平傾度が比較的一様な場 (傾圧性の小さな場) において発生する。したがって総観天気図上にはこの種の降水システムは表現されない。

非前線系降水システムがもたらした那覇、宮古島、石垣島での総降水量はそれぞれ200 mm, 84 mm, 225 mmであり、この総降水量509 mmは期間全降水量の29%を占めていた。内訳は、①と②は1回に1 mm～32 mmの降水をもたらし、これらによる期間中の総降水量は那覇では50 mm, 宮古島では7 mm, 石垣島では5 mmであった。したがって①と②による総降水量62 mmは期間全降水量の4%であった。一方、③は1回に2 mm～63 mmの降水量をもたらし、これによる総降水量は那覇で150 mm, 宮古島で77 mm, 石垣島で220 mmであった。したがって③による総降水量447 mmは期間全降水量の26%を占めた。図4.1は前線系と非前線系降水システムがもたらした総降水量のまとめである。

前線系降水システムについては、比較的高緯度に位置する英国 (Browning and Harrold, 1970) や米国北西沿岸 (Houze and Hobbs, 1982) において多くの観測と解析が行われ概念的なモデルが作られている。しかし、沖縄地方が亜熱帯に位置するという気候的要因と降水システムが海洋上に発生・発達するという地形的要因が作用して、この前線系降水システムは英国や米国のものとは異なった形態や構造を持っている可能性が十分にあり、その場合には新しい概念モデルの導入が必要となるだろう。さらに九州地方で見られる前線系降水システムと比較しても、成層状態の差異や地形の有無を考慮すると、両者の間には相違点があるかも知れない。第5章では前線系

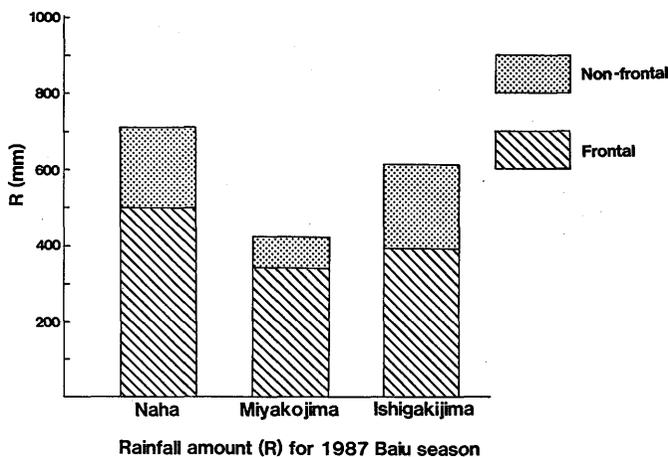


図4.1 1987年の沖縄地方の梅雨期間における那覇、宮古島、石垣島での前線系と非前線系降水システムによる総降水量の比較。

降水システムについて考察する。

梅雨期間の降水について考えているのであるから、期間中の総降水量に対する寄与率が前線系降水システムにおいて最も高いのは当然としても、非前線系降水システムの中でも特に中規模降水システムの寄与率が約26%であることは次の3つの点から注目される。

- ・同じ梅雨期であっても九州や本州ではこの種の降水システムが観測されたという報告が少ないこと。
- ・この種の降水システムがまとまった降水量をもたらすにもかかわらずその実態がほとんど明らかにされていないこと。
- ・この種のシステムが比較的一様な傾圧性の小さい大気の中場で発生・発達するので、発生・発達予測が困難であること。

この非前線系降水システムについて第6章以降で詳しく議論する。

4.2 成層状態の時間変化

図4.2は1987年の梅雨期間中の那覇における、(a)日降水量(R)、(b)気象庁全球客観解析データから求めた850 mbでの温度傾度(∇T_{850})、(c)対流有効ポテンシャルエネルギー (convective available potential energy 略して $CAPE$)、(d)相当温位 (θ_e) の鉛直分布、(e)気温の梅雨期間中の平均値からの偏差 (T')、(f)風の東西成分 (u)、(g)風速、の時間変化である。さらに各降水システムの通過時刻が記入されている。

$CAPE$ は上昇する気塊が周囲の場から得る浮力の総量であり、場が持っている熱的不安定度を表現する示標である。Weisman and Klemp (1982) によると、

$$CAPE = -R_d \int_{p_2}^{p_1} (T_p - T_e) d(\ln p) \quad (1)$$

である。このとき p_1, p_2 はそれぞれ自由対流高度と正の浮力がゼロとなる高度の気圧、 T_p は地上の気塊が持ち上げ凝結高度から湿潤断熱的に上昇したときの温度、 T_e は周囲の気温、 R_d は乾燥空気の気体定数である。 $CAPE$ のすべてが鉛直方向の運動エネルギーに転換され周囲からのエントレインメント、雨滴の loading や蒸発がないとすると p_2 での上昇流 w は

$$w = [2(CAPE)]^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

で与えられる。

4.1節で述べたように沖縄地方の1987年梅雨期の総降水量の29%が非前線系システムによってもたらされた。非前線系降水システムは3つの期間に集中して発生し、それらを cluster period I (5/20~5/22)、同II (5/24~5/26)、同III (6/3~6/7) と呼ぶことにする。

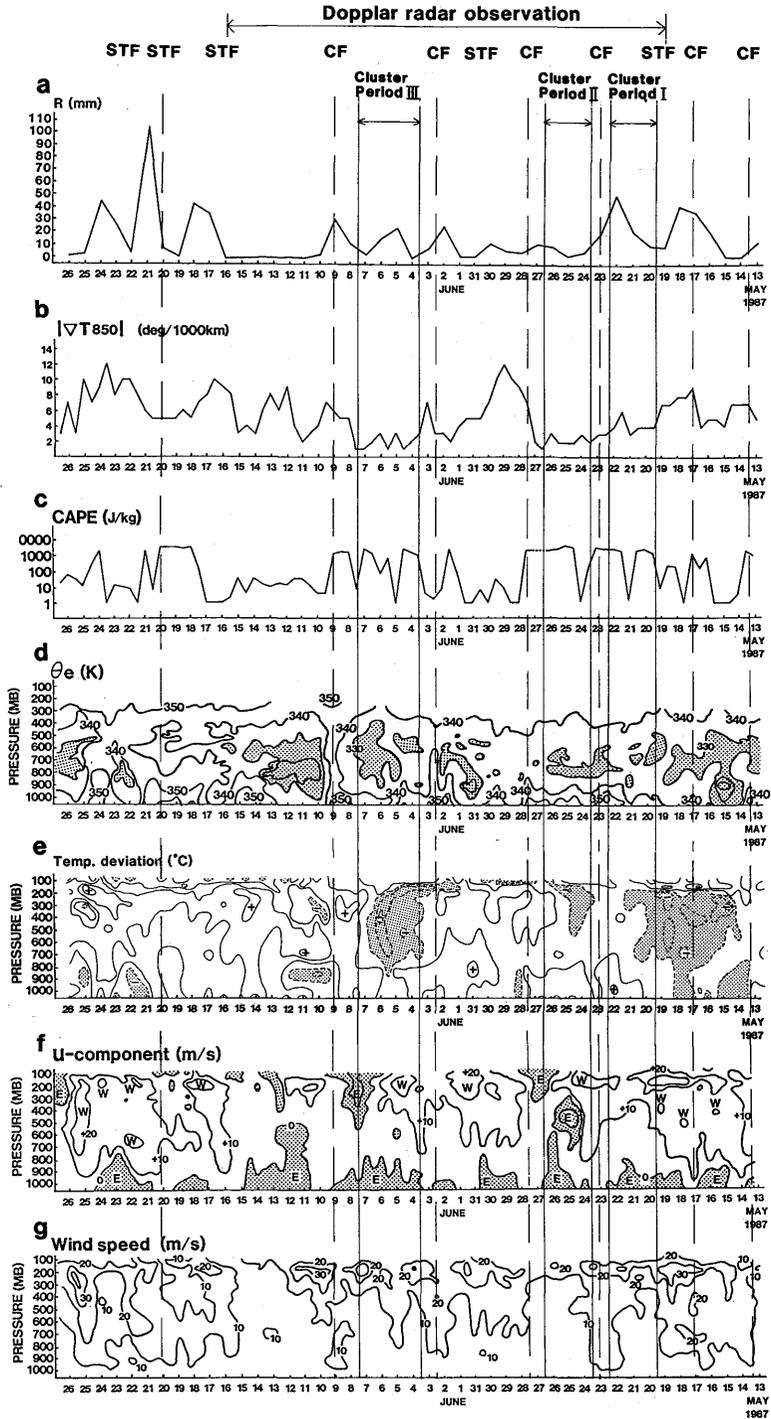


図4.2 1987年の沖縄地方の梅雨期間における那覇での降水量 (R), 850mb温度傾度 ($|\nabla T_{850}|$), 対流有効ポテンシャルエネルギー ($CAPE$), 相当温位 (θ_e), 梅雨期間中の平均気温からの偏差, 風の東西成分 (u -component), 風速 (Wind speed), の時間変化。

図4.2bの ∇T_{850} は、cluster periodと前線通過時に特徴的变化を示す。前線通過前後には ∇T_{850} は一般に大きくなり6~12deg/1,000kmの値となり前線接近に伴う傾圧性の増加を示している。ところが3つの cluster period ではこの値は小さく1~5 deg/1,000 kmである。これから非前線系降水システムは比較的傾圧性の小さい太平洋高気圧の縁辺で発生していることが分かる。

図4.2cの CAPE の変化を見ると、3つの cluster period では CAPE の値はほぼ2,000 J/kg 以上であり、成層不安定度が大きい。5月21日、6月5日には CAPE が減少しているが、これは降水システム通過直後の降水によって不安定が一時的に解消された結果である。一方、前線の通過にも CAPE は大きくなるが、その値は1,000 J/kg 程度で cluster period における値よりも小さい。

一方、 θ_e の鉛直分布の時間変化(図4.2d)を見ると、前線の通過直前に850~900 mbより下で θ_e が増加し $\theta_e > 350\text{K}$ になることが多く、これはモンスーン気団の侵入によるものである。中層の θ_e に変化はなく下層の θ_e の増加によって成層の不安定化が起きている。前線通過後下層の θ_e は減少し、前線通過による気団の交替があったことを示している。前線の通過直後には θ_e の鉛直傾度が小さくなる傾向があり、5月27日、6月2日、6月9日においてこれが顕著である。これは前線に伴う対流による対流圏中下層の鉛直混合の結果であろう。

cluster period には中規模降水システムが特によく発達する。この期間には最下層の θ_e の増大は明瞭ではなく成層の不安定化は中層の θ_e が低下することによって起こっている。 T' (図4.2e)の分布から cluster period には中~上層に寒気域が現れることが分かる。cluster period I ではそれ以前の5月17日の寒冷前線の通過とともに現れた中上層の寒気はその通過後も上空に残っていた。cluster period II では500 mbより上空に $T' \sim -2^\circ\text{C}$ の比較的規模の小さい寒気が見える。cluster period III は非前線系降水システムに関する対流活動がこの梅雨期間中最も活発な期間である。この期間東風をとまなう寒気が700 mb~400 mbに現れ、6月6日の400 mbには $T' = -6^\circ\text{C}$ の期間中最低の低温域が出現した。この寒気は6月3日に朝鮮半島北部付近にあったトラフから切り離された寒気渦に源を発している。この寒気渦は正の渦度を伴って沖縄地方付近まで移流し、6月4~8日に沖縄地方上空にとどまりこの期間の成層の不安定化に大きく寄与した。cluster period 期間中の大きな CAPE の値の出現はこのような中下層の不安定化に対応している。

非前線系降水システムの通過時には、前線の通過時に見られたような明瞭な鉛直混合(θ_e の鉛直方向の均一化で表される)は現れない。この種の降水システムは均一な気団の中で発生・消滅し、システムの通過が周囲の場に大きな変化を与えないこと、システムの水平規模が比較的小さく対流による鉛直混合があっても12時間間隔の高層観測ではそれらが見落とされやすいことの2点その原因としてあげられる。

6月18, 19日には熱帯低気圧が東シナ海にあり, これを取り巻く下層の南西風によってモンスーン気団が沖縄地方の下層に侵入し, 梅雨期間中最高の $\theta_e \sim 360\text{K}$ の値が現れた。

このように梅雨期間中の沖縄地方では梅雨前線が支配的な期間と, 太平洋高気圧におおわれて非前線系降水システムが発生する期間では総観場の成層状態には特徴的な差異があることが分かった。

参 考 文 献

- Browning, K. A. and T. W. Harrold, 1970: Air motion and precipitation growth at a cold front. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 369-389.
- Houze, R. A. Jr. and P. V. Hobbs, 1982: Organization and structure of precipitating cloud systems. *Advances in Geophysics*, **24**, 225-305.
- Nozumi, Y. and H. Arakawa, 1968: Prefrontal rain bands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 487-492.
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.

第5章 沖縄地方の梅雨期の寒冷前線に伴う 降水系の構造*

5.1 まえがき

寒冷前線に伴う降水系については、イギリス及びアメリカ北西海岸において研究観測が行われ、構造が明らかにされている (Houze and Hobbs, 1982; Browning, 1985)。その特徴は寒冷前線先端における強制対流的な幅の狭い降雨帯とその後方に続く上層の対流による幅の広い降雨帯である。しかし、亜熱帯湿潤域に属する日本の夏季の寒冷前線** にもない観測されるものはこれら温帯の大陸西岸で観測されるものとは異なった構造を持つものと考えられる。

わが国における寒冷前線の研究としては立平・深津 (1963), Nozumi and Arakawa (1968), 村木 (1978), 榊原他 (1986) などがあげられる。立平・深津は寒冷前線に伴いほぼ同一走向の降雨帯が存在すること、寒冷前線のすぐ寒気側にあるエコーセルの発生場所とエコーセルがそれぞれ異なる移動速度を持つことにより降雨帯の走向が決まることを示した。Nozumi and Arakawa は低気圧にともなう降雨帯について統計的な研究を行い、その中で寒冷前線にともなう幅の狭い降雨帯の例について記述している。村木は、寒冷前線にともなう帯状降雨帯は前方では対流性、後方では層状性と対流性の降雨からなることを示した。榊原他は冬の日本海側の寒冷前線に伴う幅の狭い降雨帯が安定な成層中の強制対流であり、降雨帯前方の南西からの強風が降雨帯にとって重要であることを示した。しかしこれらの研究は榊原他 (1986) を除けば地上観測とレーダー観測のデータを基に調べているため、降水系の構造の理解に必要な鉛直構造が不明であった。また榊原他も含め寒候期の成層の不安定度の小さい寒冷前線を対象としていた。このようにわが国においても成層の不安定な暖候期の寒冷前線の構造 (特に鉛直構造) についてはこれまで知られていない。

亜熱帯の降水系の構造と維持機構を調べる目的で気象研究所は 1987 年 5 月 21 日から 6 月 15 日にかけて沖縄県那覇市においてドップラーレーダー観測を行った。この期間は沖縄の梅雨期に当たる。観測期間中の 5 月 23 日 14 時頃, 5 月 27 日 22 時頃, 6 月 2 日 21 時頃および 6 月 9 日 9 時頃寒冷前線が沖縄を通過した。5 月 23 日と 6 月 2 日の寒冷前線は活発な降水系を, 5 月 27 日の寒冷前線は並の降水系を, 6 月 9 日の寒冷前線は不活発な降水系をともなっていた。これらの寒冷前線降水系のうち 5 月 23 日と 6 月 2 日の降水系のメソ α , メソ β スケールの構造について報告す

* 担当: 榊原 均・石原正仁

** 寒気移流が弱いため「寒冷前線」と呼ぶのが適当かどうかについて議論がある (たとえば二宮, 1981)。

る。

以下では5.3, 5.4節でそれぞれ6月2日, 5月23日の事例解析の結果を示す。6月2日の事例は2次元性の比較的高い寒冷前線で, 一般性が高い。5月23日の事例は寒冷前線降水系が屈曲している部分でみられたもので, 上述のこれまでの寒冷前線降水系の研究ではこの型の降水系は取り上げられていない。しかし, 比較的強い降水をともっており, 特に5.5節でも触れるように寒冷前線降水系が全体として衰弱する段階でもその強度を保つ傾向にあるので重要である。

両節とも静止気象衛星と従来型レーダーにより観測されたクラウドクラスター内部の降水系の構造およびドップラーレーダーにより観測されたこの降水系の内部構造を中心に調べる。5.5節でははじめに寒冷前線通過時の成層の特徴を示す。次に観測期間以外の寒冷前線降水系との比較を行い, 今回の観測例の一般性を考察する。最後にかなとこ状エコーの下部で観測される下降流の成因について調べる。

5.2 解析方法

ドップラーレーダーによる観測はRHI, 三次元走査を中心モードとした。鉛直流は三次元走査による円筒状領域の水平発散データの鉛直積分により求めた。RHIデータにもとづくその鉛直断面内のドップラー速度の水平傾度を「発散」と呼ぶことにする。3cm波ドップラーレーダーでは降雨による電波の減衰が激しいため, 強雨域より遠方ではデータが得られていないことに注意する必要がある。しかし, ドップラー速度の値は減衰によって影響されないので, 得られたデータは解析に用いることができる。

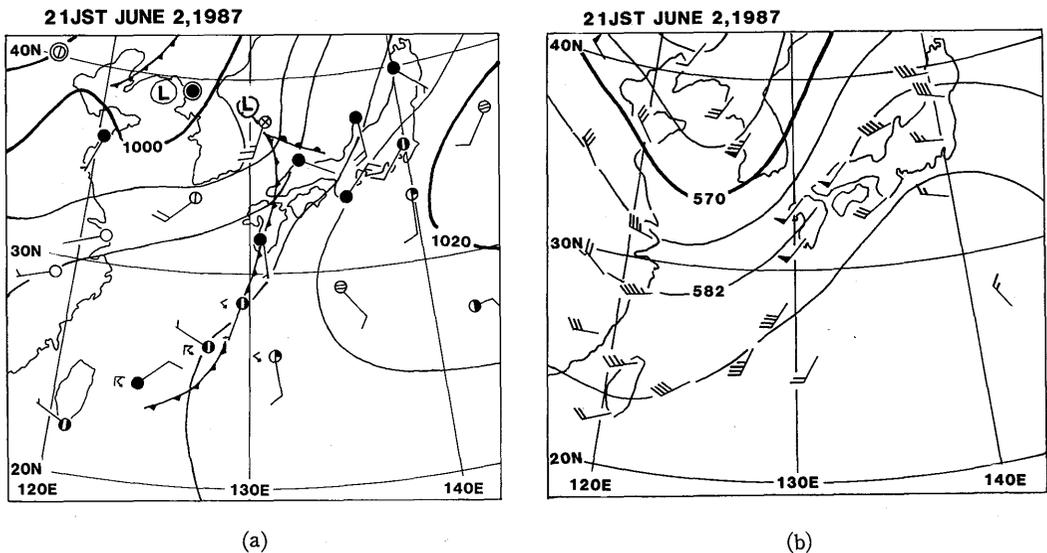


図5.1 1987年6月2日21時の地上天気図(a) および500mb天気図(b)。

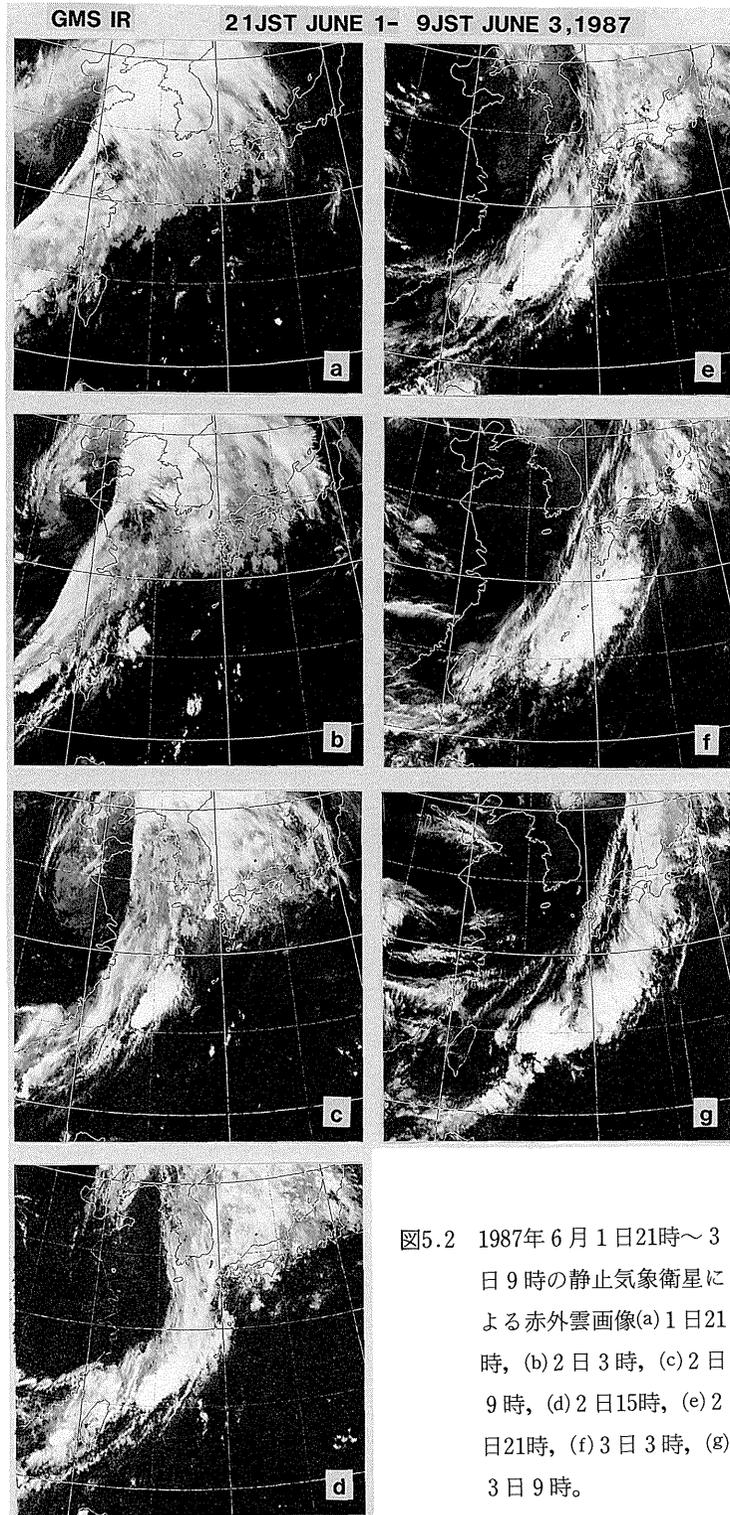
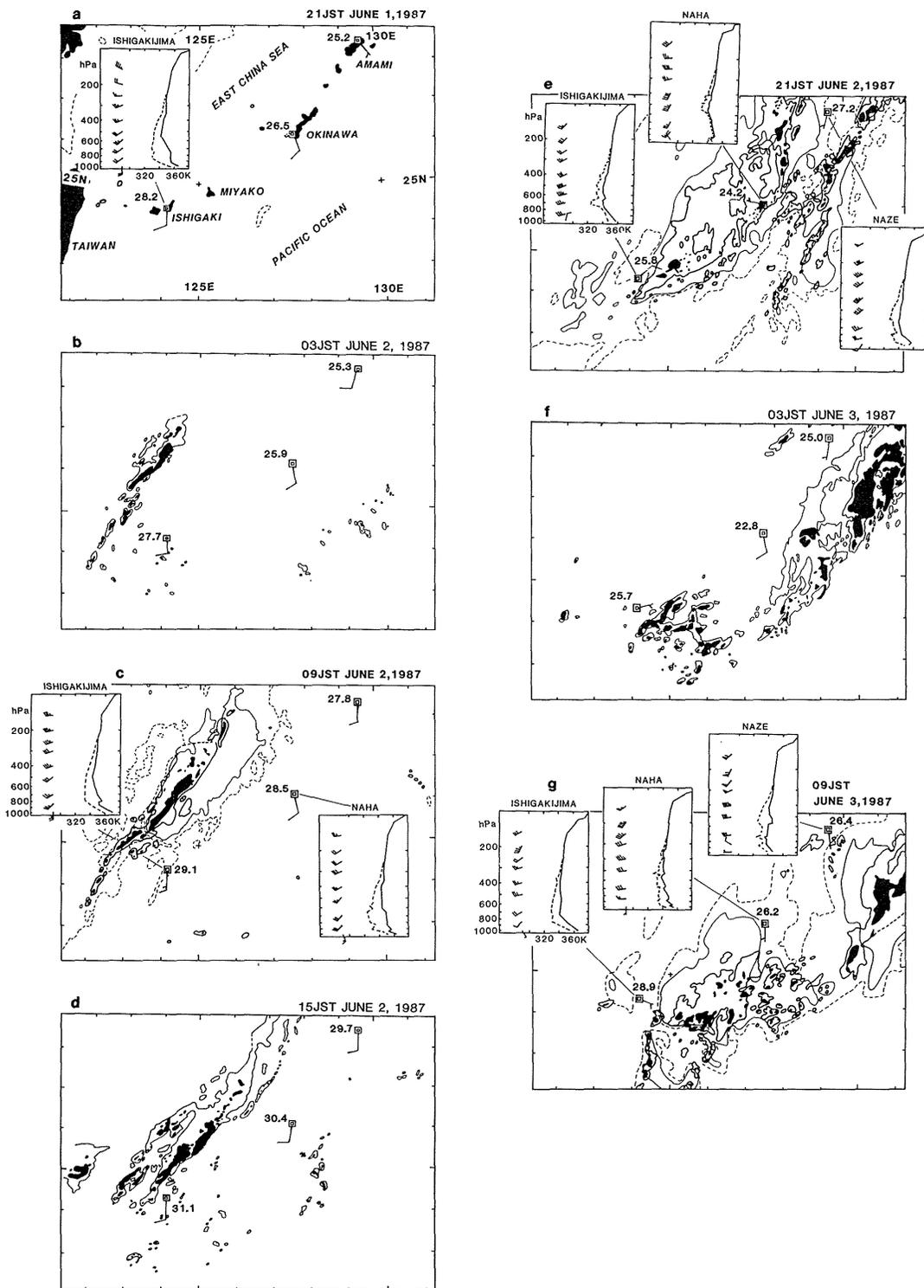


図5.2 1987年6月1日21時～3日9時の静止気象衛星による赤外雲画像(a)1日21時, (b)2日3時, (c)2日9時, (d)2日15時, (e)2日21時, (f)3日3時, (g)3日9時。



ここでは現象の水平スケール $>2,000$ kmを総観スケール、 $200\sim 2,000$ kmをメソ α スケール、 $20\sim 200$ kmをメソ β スケール、 <20 kmをメソ γ スケールと定義して、総観スケールの現象の解析には天気図、メソ α スケール現象には衛星とレーダー合成図、メソ β 、 γ スケールの現象にはドップラーレーダーデータを主に用いる。なお「寒冷前線」は3次元的な前線帯を指し、「地上寒冷前線」は前線帯の地上での先端を指すこととする。

5.3 1987年6月2日の寒冷前線

5.3.1 総観場の状況

6月2日21時の地上および500 mb天気図を図5.1に示す。地上では朝鮮半島を横断して東に進む低気圧があり、寒冷前線が九州をとおって南西に伸びている。寒冷前線付近では降雨時に雷雨が観測されている。500 mbでは朝鮮半島西部から中国大陸東岸沿いに伸び台湾海峡に達する気圧の谷がある。南西諸島はこの谷の前方に当たり南西風が卓越している。

沖縄で観測された降水系は低気圧の暖域内に発生したクラウドクラスターに前線系が追いついたものである。図5.2は6月1日21時から3日9時までの静止衛星赤外雲画像である。1日21時には中、上層の前線帯に対応する雲は大陸南岸にあった。2日0時ごろ前線帯の雲の前方 ~ 300 kmの暖域内の東シナ海南部にクラウドクラスターが発生し、その後9時には前線帯の雲がクラウドクラスターのすぐ西まで接近している。21時には動きの遅いクラウドクラスターは沖縄付近で前線帯の雲に追いつかれ一体となっている。3日9時には北緯 25° 以北は衰弱しながら東に抜けているが、沖縄と宮古島の間では新たなクラウドクラスターが発生している。この例のように暖域内に発生したクラウドクラスターに前線が追いつき一体となることは、南西諸島付近ではまれなことではない。

5.3.2 メソ α スケールでの垂直安定度と風の垂直分布

この寒冷前線付近の安定度の特徴は前方(南東側)における大きな不安定と前線降雨帯内における不安定の解消である。石垣島、那覇、名瀬における温位(θ)、相当温位(θ_e)、飽和相当温位(θ_{se})の鉛直分布と風の鉛直分布及び石垣島、宮古島、那覇、名瀬各レーダーの合成エコー図を図5.3に示す。クラウドクラスターの発生域に近い石垣島では1日21時は地上では θ_e が350 K、500 mbの θ_{se} が343 Kで非常に大きな潜在不安定があるが、750 mb以下の安定層のため対流は

図5.3(32ページ) 1987年6月1日21時～3日9時の南西諸島における飽和相当温位、相当温位及び風の鉛直分布、レーダーエコーおよび等価黒体温度(T_{BB} : $^\circ\text{C}$)。アメダスによる風と気温($^\circ\text{C}$)も示してある。風は矢羽1本が5 m/sを表す。石垣島、那覇及び名瀬の位置は二重の正方形で示してある。太線はレーダーエコーを示し。黒塗の領域は相当降雨強度4 mm/h以上を示す。細実線は $T_{BB} = -54^\circ\text{C}$ 、細破線は -26°C の等温線である。(b), (d), (f)の T_{BB} 等温線は省略してある。

ほとんど発生しない。2日9時には地上の θ_e が360 K、500 mbの θ_{se} が342 Kで非常に大きな潜在不安定がある。これは寒冷前線による持ち上げにより不安定が解消するときには活発な対流が生じることを意味する。一方那覇においては2日9時には920—950 mb付近の安定層以下は湿潤であるが、地上付近の暖気の流入がやや弱く、また650 mb付近までやや安定なため対流は発生しない。21時は降水系内の観測である。名瀬、石垣島ではともに地上付近の θ_e が348 K、那覇では345 Kである。石垣島では潜在不安定が残っているが9時に較べると下層の温度低下が著しい。那覇では地表付近には寒気が入っているが、その上は不安定な成層となっている。9時にくらべ600 mb以下の湿潤化が顕著である。前線面の上の滑昇と対流活動によると思われる。23時には那覇で特別高層観測を行ったがそれによると不安定はほとんど解消している。名瀬には前線降水系が接近していたがまだその前方であったため潜在不安定が残っている。3日9時には、那覇及び名瀬では潜在不安定がなくなっている。しかし、石垣島では地上で θ_e が355 Kとなり、潜在不安定が再び増大している。

5.3.3 クラウドクラスター内の降水、風、温度の時間変化

つぎに図5.3でメソ α 、 β スケールのレーダーエコーの特徴を調べる。クラウドクラスターはその中央に南西から北東に伸びる線状エコーをともなっていた。

レーダーエコーは6月1日21時に台湾と石垣島の間で発生した(図5.3 a)。このエコーは3時間後の2日0時には長さ200 kmの線状エコーに発達した(図省略)。エコーは対流性で、層状性のエコーはほとんど認められない。衛星雲画像ではこのころからクラウドクラスターとして認められるようになった。すなわち、クラウドクラスターの発生初期にすでにエコーは線状に組織化されていた。

3時になるとエコーは更に南北に広がり450 km以上に伸びた(図5.3 b)。南部のエコーは対流性であるが、北部は対流性エコーと層状性エコーとからなっていた。北部のエコーは南東部が対流性で北西部が層状性であった。6時のエコーは基本的には3時のものと変わっていない(図省略)。

9時(図5.3 c)にはエコーは発達し、600 km以上に伸びている。特に北東側での発達が著しい。静止気象衛星による等価黒体温度(T_{BB})が -54°C 以下(高度約13 km以上)である領域は長さ350 km幅100 km以上となった。北東部のレーダーエコーはこの高い雲の中心にあった。これはその下にある強い対流からの上層の発散が降水系に対し前方、後方に同じ様に起きていることを示唆している。南西部のレーダーエコーは高い雲をともなっていない。南西部の約150 kmを除くと残りの部分は南東部(進行方向)に対流性エコー、北西部に層状性エコーをともなっている。北東部のエコーはほぼ T_{BB} が -54°C 以下の領域内にある。レーダーエコーは12時には奄美大島の北西300 kmまで伸びている(図省略)。

18 JST 2 JUNE 1987

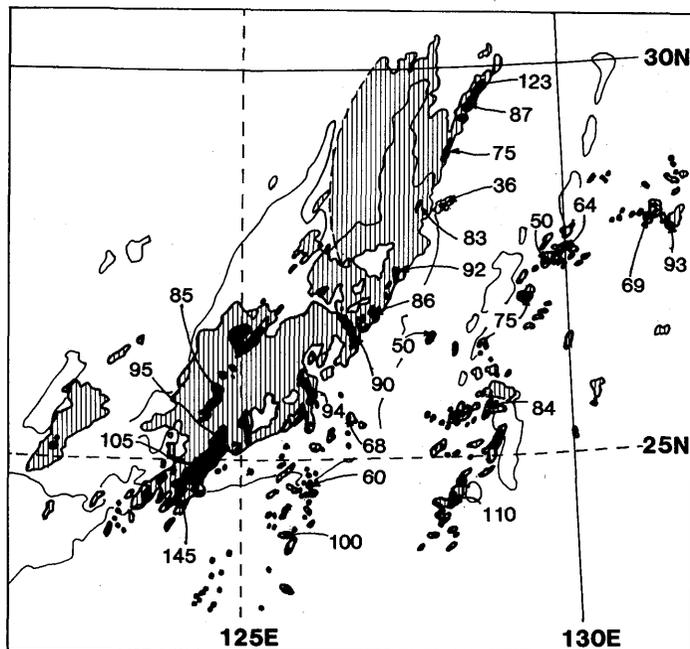


図5.4 1987年6月2日18時の石垣島、宮古島、那覇、名瀬レーダーのエコー合成図（太実線：黒塗は相当降雨強度4 mm/h以上）と T_{BB} の -54°C の等温線（細実線）。数字はエコー頂高度を100m単位で表したものである。

15時になると石垣島の北で対流性エコーが非常に発達した(図5.3 d)。エコー頂高度は15 kmに達した。これに対し北東部のエコーは衰弱している。しかしながら、雲画像の T_{BB} が -54°C 以下の領域は広がり続けており、雲頂以下で起きている降水系の変化は検出できない。18時には北東部のエコーは再び強くなった(図5.4)。南東側に対流性エコー、北西側に層状性エコーがあり、エコーの幅は約150 kmに達した。南西部の石垣島付近の対流活動はやや弱くなった。18時の時点ではレーダーエコーと T_{BB} が -54°C 以下の領域はよく対応している。寒冷前線の降水系の南東側暖域内に対流性エコーが発生し始めた。寒冷前線のエコーと暖域のエコーはまだ離れているので、前者のエコーの特徴はこの図に最もよく表れている。

21時(図5.3 e)には寒冷前線降水系のエコーは $T_{BB} -54^{\circ}\text{C}$ で表されるクラウドクラスターに対応し、全長1,000 km以上、幅は約140 kmであった。エコーは必ずしも二次元的ではなかったが、近似的には、先端近くは対流性で、後方は層状性であった。全体として南東へ約8 m/sの速さで移動していた。南西部の対流性エコーは高度は14~15 kmと高いままであるが強度は更に弱くなった。対流活動は北東部で活発となった。とりわけ寒冷前線降水系の南東側に発生した対流性エコーは強くなった。寒冷前線降水系の通過にともない、沖縄本島から石垣島にかけては風が北

よりに変わり気温が低下した。3日0時には寒冷前線降水系のエコーと前方にできたエコーが奄美大島付近でつながり、前者の北東部と後者の南西部が著しく衰弱した(図省略)。その結果、寒冷前線降水系の構造は18時、21時と同様に南東側(先端)で対流性、北西側で層状性であった。

3日3時(図5.3f:エコーは4時30分)には寒冷前線降水系は南または南東に抜けている。東経125°より東の降水系は、南東側に対流性エコー、北東側に層状性エコーをともないこれまでの構造を保っていた。しかし宮古島南方の対流雲群は新たに発生したものでまだ組織化されていない。風は沖縄本島で再び南よりになったが、気温は低下したままである。9時(図5.3g)には寒冷前線降水系は東経130°より東に進んだ。

このようにドップラーレーダー観測を行った20時から3時にかけて、降水系全体としては成熟期でその構造は準定常であった。従って後出のこの期間の南西諸島での観測値の時間変化はメソ α 、メソ β スケールでは空間変化として扱うことができる。

5.3.4 エコーの発生・移動と降水系の移動

この降水系の移動はエコーの移動ではなく、南東端における新しいエコーの発生によって起こる。図5.5は2日20時30分から22時にかけての沖縄本島付近の降水系とエコーの動きを示したものである。降水系は $\sim 135^\circ$ に ~ 8 m/sで移動している。エコーの移動は図5.5 aの例のように降水系にほぼ並行かやや後方(北西側)に向いており、降水系に直交する面内の移動速度は -2 m/s ~ -8 m/s(南東向きを正とする)である。したがってエコーの動きでは降水系の動きは説明で

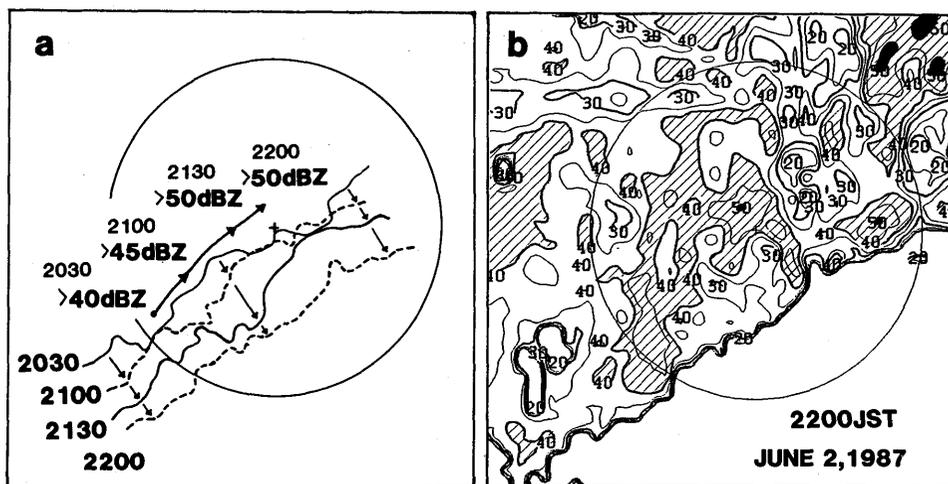


図5.5 1987年6月2日20時30分から22時までのエコーの先端とエコーセルの移動(a)と22時の八重岳レーダー雨量計のエコー分布(dBZ)(b)。円はドップラーレーダーの観測範囲を示す。50dBZ以上の領域を黒く塗りつぶしてある。

きない。降水系の全体としての移動は、南東のはしにおけるエコーの発生によっている。この図で22時0分に反射強度50 dBZ以上の領域が先端から40 kmほど内側にみられるが、このエコーは20時30分頃先端に発生し、発達しながら北東に進んだ。この間に降水系の先端は南東に約30 km移動したため、先端からかなり内側で反射強度が最も強くなるエコー分布となった。

5.3.5 寒冷前線降水系のメソ β , γ スケール鉛直構造

寒冷前線降水系の構造をよりよく理解するために前線にほぼ直交する鉛直面内のレーダー反射強度とドップラー速度を調べる。図5.6はドップラーレーダーを通る南東—北西断面内の反射強度とドップラー速度である。エコーの動きはこの面に直交する成分が卓越している。したがって前線は大きく見れば2次元的であるが、ここでみているエコーは南西から北東に(紙面に垂直に)動き常に入れ替わっている。

(a) 寒冷前線降水系の先端部 (図5.6 a)

20時56分の反射強度の分布では130°/5-15 kmに見られる高さ約3 km, 直径約5 kmの熱気泡状の対流性エコー*と、310°/5-20 kmに見られる北西側に傾いた高さ約5 km, 幅10-15 kmの強い対流性エコーの集団が特徴である。前者は発生間もないエコーであり、後者は強雨をもたらす最盛期のエコーである。エコーは高さ15 kmに達しており8-14 kmには厚いかなとこ状のエコーが前方にみられる。

ドップラー速度の分布を見ると先端付近(130°/10 km—310°/30 km)では最下層に北西側からはいる空気とその上部を南東から北西に流れる空気がみられる。ゾンデのデータからこれらの空気はそれぞれ寒気と暖気であることがわかる。熱気泡状対流性エコーはこの暖気内に発生している。強雨をもたらす最も活発な対流性エコーが傾いていたのはこの暖気と寒気の強い鉛直シアーのためである。

また強エコー上部のドップラー速度の大きい領域は南東から北西に傾いて存在している。すなわち、暖気はメソ β スケールで傾いて上昇している。勾配は約1/2である。そしてその中にメソ γ スケールの対流セルに対応すると思われるドップラー速度のピークがいくつか見られる。この上昇流中の凝結と降雨により、中・上層が加熱されていると思われる。

ドップラー速度のもう一つの特徴は強い対流性エコーの真上(310°/15 km, 高度8-14 km)で速度が水平方向に急変していることである。ここより降水系前方では前方のかなとこ状エコーに向かう風、後方では後方の層状性エコー上部に向かう風になっている。これはエコー頂付近に達した暖気がそこで前後に強く発散していることを示している。

* 図5.5において熱気泡状のエコーがみられなかったのは、元のデータを水平スケール4 kmで平滑化したためである。

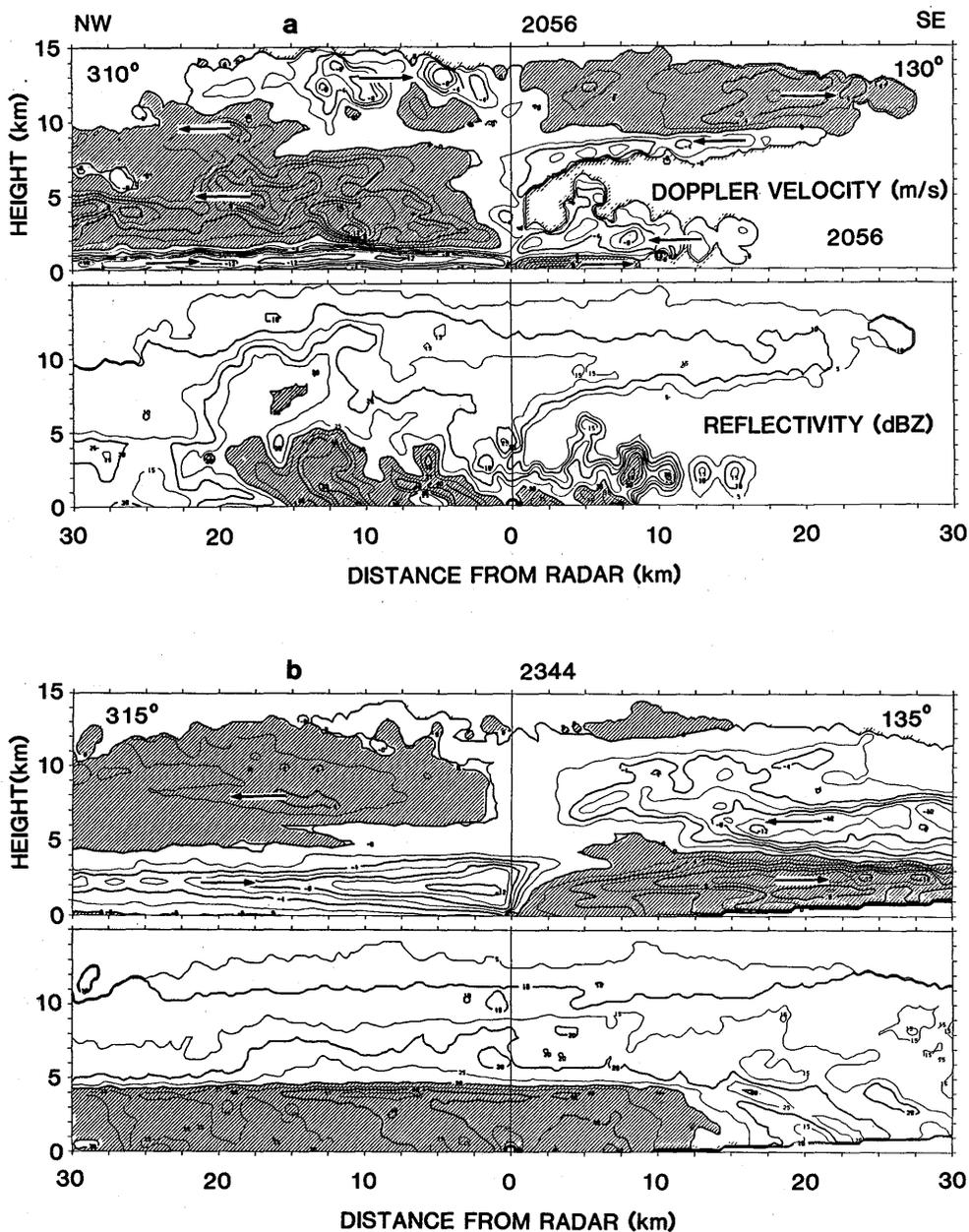


図5.6 1987年6月2日20時56分の310-130°断面(a)及び23時44分の315-135°断面(b)のドップラー速度と反射強度。ドップラー速度が正(レーダーから遠ざかる風)の領域に斜線が施してある。図の右側最下層はデータが欠けている。反射強度>30dBZの領域に斜線が施してある。

また、かなとこ状エコーの下面 ($130^\circ/5-20$ km, 高度 8-9 km) には下降流を示唆する流れがみられる。鉛直上向きのドップラー速度から鉛直流を推定すると、ここでは確かに最大 ~ 1 m/s の下降流になっていることがわかる(図省略)。この流れの機構については 5.5 節で考察する。この流れはその源が 9 km 付近の θ_e が 344 K と高いところにあるため、中層の寒気(高度 ~ 6 km で $\theta_{se} \sim 340$ K) 中には下降できない。しかしながら、下層の対流が次第に発達して中層が下層の空気の上昇で温まり($\theta_{se} > 344$ K になり)、しかもこの流れが十分な降水粒子の蒸発により湿潤断熱的に下降すれば、この流れはさらに地上まで下降することが可能である。

中層の寒気は降水をとまなっていないことやこの断面内の速度成分が小さいことにより、ドップラー速度からその振舞いを知ることができない。しかし下層からの対流セルが発達するのに伴い、対流セルの間で下降、もしくは衰弱期の対流セルに取り込まれて下降すると考えられる。

亜熱帯の寒冷前線では成層が潜在不安定であるため強制対流とはならず、地上付近の暖気が寒気による持ち上げをきっかけに上昇し、また中層から寒気が下降する自由対流となる。

(b) 寒冷前線降水系の後部 (図 5.6 b)

後方では不安定が対流活動により次第に解消し 22 時 30 分のゾンデによると 650 mb 以下では成層はほぼ中立、それ以上でやや不安定となる(図省略)。23 時 44 分には層状性エコーが広がり、融解層にブライトバンドが存在する。このブライトバンドは上空の降雪粒子が 1 m/s 以下の上昇流または下降流中を落下しながら融解していることを示している。ドップラー速度の空間的変動は図 5.6 a の降水系の先端部に較べて少ない。これはエコーが層状であることと対応している。しかし、 315° 側 13 km, 高度 8 km に正のドップラー速度のピークがあり、その北西側での収束と上昇流を示唆している。そこではたしかに反射強度が周囲に較べてやや強くなっており、その傾向はブライトバンドの下まで続いている。これは上層での対流により生じた降雪粒子が降雨を強めていることを示唆する。北西側中層からはいる寒気の層と南東からはいる暖気の層はそれぞれ中心の高度が 2 km および 5 km 以上と高くなる。また、 315° 側 25 km 以遠の地上付近のごく浅い層には北西側へ流出する流れが存在し、さらに北西側 30 km 以遠では次第に厚さを増している。これらは下層の発散及び下降流を示唆する。またこの付近では反射強度が下層で減少しており雨滴が蒸発していることを示している。

(c) 寒冷前線降水系内のメソ β スケールの鉛直流

以上二つの小節で存在が推定された鉛直流を水平収束の鉛直積分により求めてみる。水平収束はドップラーレーダーのまわりの直径 20 km の円柱上で観測されたドップラー速度から求めた(付録(1)参照: 今回のデータでは直径 20 km の場合は高度約 5 km までの鉛直流が求められ、直径 40 km にすれば高度約 10 km まで求められる。ここでは水平スケール 20 km で鉛直流分布を見るため、高度 5 km 以下の鉛直流に注目する)。5.3.3 で示したように降水系は全体として準定常状態にあったので、時間高度断面の結果を鉛直断面図として示す。

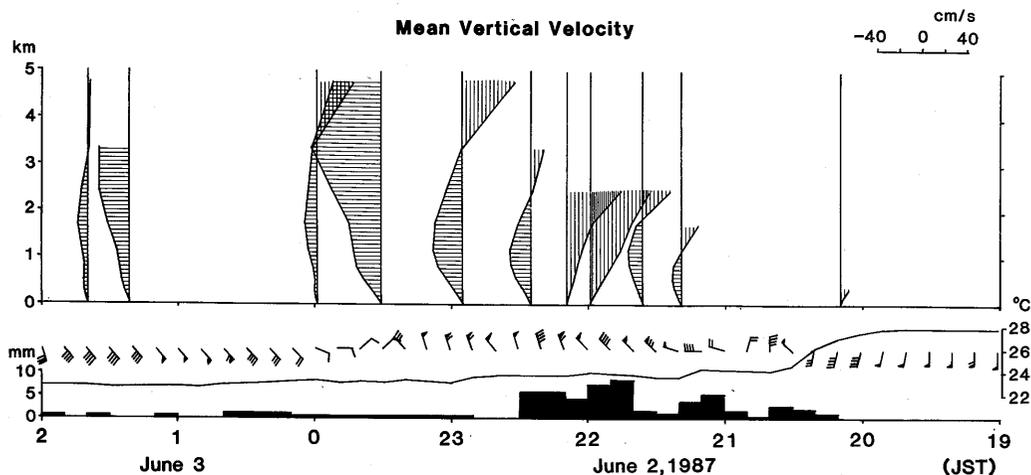


図5.7 1987年6月2日19時—3日2時のレーダーを中心とする半径10kmの円内の平均鉛直流。那覇における風、気温及び10分間降水量の時間変化も示してある。

鉛直流の時間高度断面図を図5.7に示す。これを見ると寒冷前線の到着前の20時過ぎには地上付近に上昇流が、寒冷前線通過後は北西からの冷たい流れに対応して下層には下降流が存在する。地表付近の下降流の上には南東から北西に向かう流れに対応して上昇流がある。22時前後の激しい対流が存在していたときには地表から上昇流となっている。これは寒気が上昇しており、一見奇妙に見える。しかし1 km以下の発散は平均 $-2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ であるのに対し、発散の推定誤差は最大でも $0.4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ である。したがってこの上昇流は奇妙に見えるが実在したものである。この上昇流は RHI 断面 (図5.6 a) 内では下層強風軸の上昇として認められる。更に、図5.7の23時30分頃には深く強い下降流が認められる。その後3日0時頃には高度3.5 km以上に再び上昇流が存在する。

5.3.6 寒冷前線通過時の地上気象要素の変化

レーダーサイトから西南西に3.5 km離れた沖縄気象台の地上観測データ (図5.7下部) によると20時頃から対流性の雨が降り始め、22時前後に1時間30 mmをこす強雨が降った。その後は層状性の弱い雨となり約4時間続いた。層状性の雨は降水時間は長いものの、降水強度が弱いため総降水量に占める層状性降水量の割合は~15%と小さい。気温は20時過ぎから4°C低下し露点は3°C低下した。気圧は地上に寒気が入るとともに上昇を始め、降雨域の中心付近の22時過ぎに日変化以外に~1.5 mb高くなった (図5.8)。その後、気圧は再び下降した。これは地上天気図で寒冷前線付近に気圧の谷が認められないことと対応している。

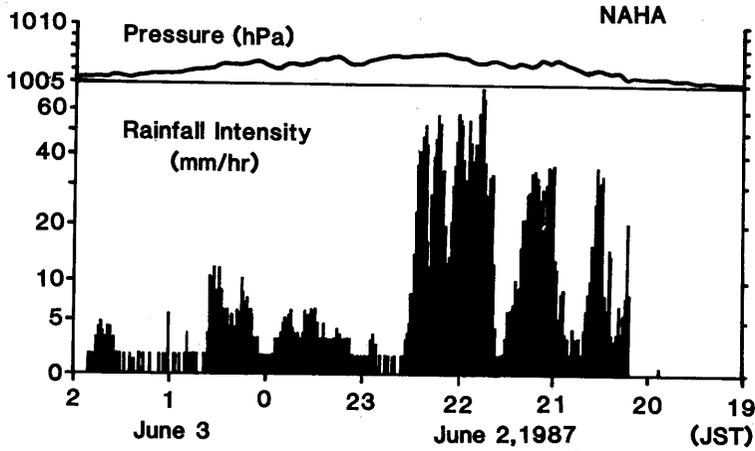


図5.8 1987年6月2日19時—3日2時の那覇における気圧と降水強度の時間変化。

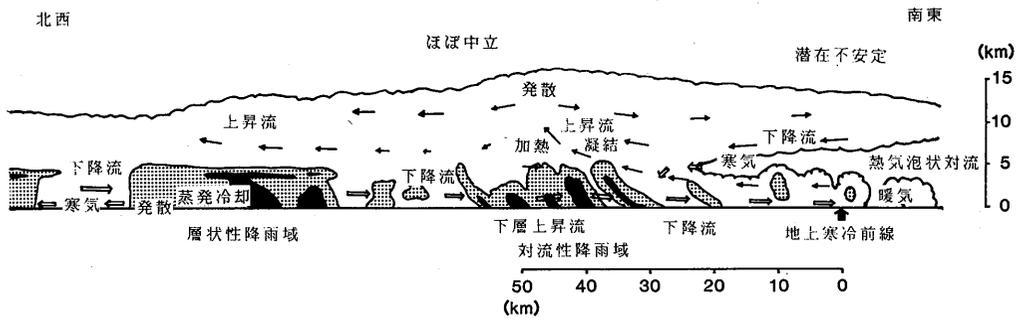


図5.9 1987年6月2日の寒冷前線降水系の模式図。流れは地表に相対的に示してある。暖気は黒矢印、寒気は白抜き矢印で示す。詳しくは本文参照。

5.3.7 寒冷前線降水系の模式図

これまでみてきたこの降水系の構造を事実および推測をもとにまとめると図5.9のようになる。以下推測の部分は括弧をしてある。前線の進行方向前面には潜在不安定な成層をした空気があり、前線に向かって流れる。前線では寒気がくさび型に暖気の中に進行してくる。このくさび型寒気の上を流れる暖気中に対流が発生する。この対流は前線の走向よりやや寒気側に向かって移動する。そして地上の前線より30~40 km 寒気側に入ったところで最盛期を迎え、強い降水をもたらす。対流は風の強い鉛直シアーのため、後面に向かって傾いている(中層の寒気は上昇する暖気の間を下降する以外に強い降水にとっても下降する)(中層、上層が対流により加熱され、中層に高温部ができる)。最盛期の対流の上方では強い発散があり、それにとっても両側に

かなとこ雲が広がっている（前方のかなとこ雲の下面には蒸発冷却によりひきおこされる下降流がある）。上層の発散域の後には成層がほぼ中立で幅の広い層状性降水域がある。層状性降水域の中にも（上層の収束・上昇流域に対応して）周囲よりやや強い降水域が存在している。後方からの寒気は下降し前方からの暖気は上昇しているが、寒気も最盛期の対流の下では上昇している（この上昇により下降流中の雨滴の蒸発が減少している）。

このように、この寒冷前線降水系と Houze and Hobbs (1982) や Browning (1985) が示した寒冷前線降水系とは後部の層状性降水域では似た構造をしているが、先端部は成層の違いを反映して全く異なる構造をしていることがわかる。

5.4 1987年5月23日の寒冷前線

5.4.1 総観場の状況

5月23日15時には日本海に低気圧があり、それから南西に寒冷前線が伸び沖縄の南に達している。この前線は6時間毎のレーダーエコーの移動からわかるように非常にゆっくり南下している（図5.10 a）。この前線による沖縄の地上気温の低下は $\sim 3^{\circ}\text{C}$ でそれほど顕著ではない。また気圧の変化もごく少ない。21時の500 mb（図5.10 b）では気圧の谷が日本海中部から九州の南にかけて存在している。南西諸島では北の気圧の谷の延長上に西ないし北西の風と南西の風との間のシアラインが認められる。しかし気圧の谷ははっきりせず、シアラインの西の寒気移流もほとんどない。21時の300 mb（図省略）では、南西諸島では南西風が吹いており、東シナ海のシアラインの西では北西風による寒気移流が認められる。気象庁数値予報課の解析では23日9時には

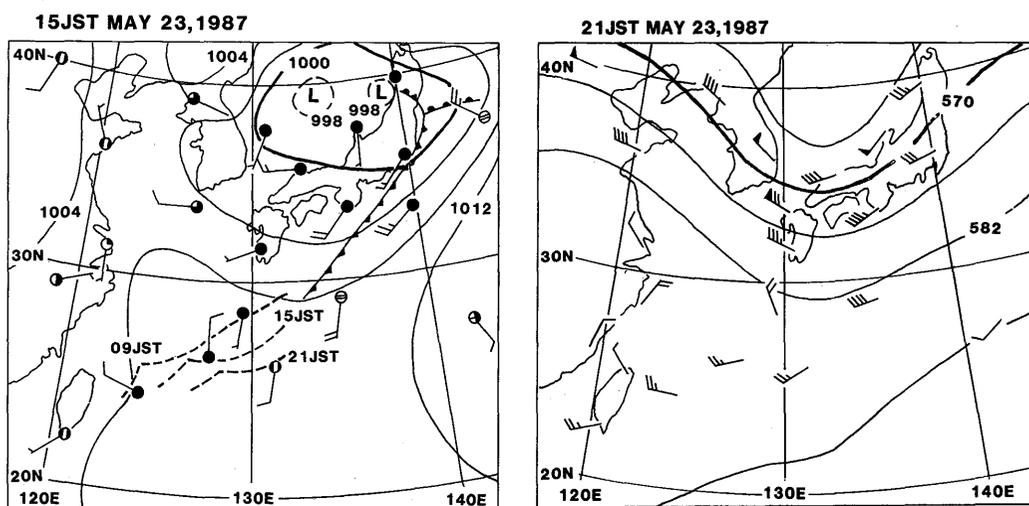


図5.10 1987年5月23日15時の地上天気図(a)と23日21時の500mb天気図(b)。(a)には6時間毎のレーダーエコーの先端の位置も破線で示してある。

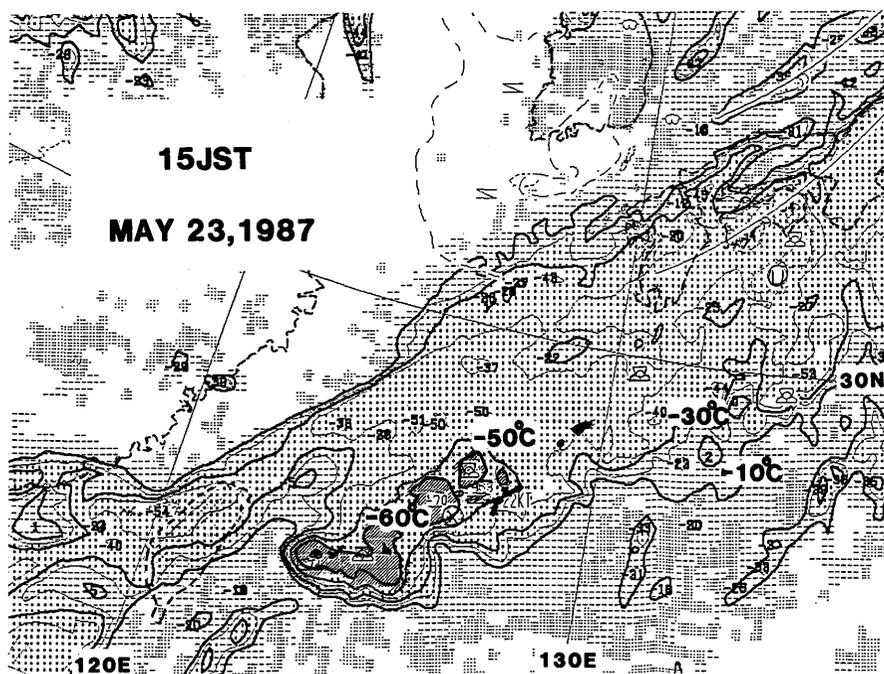


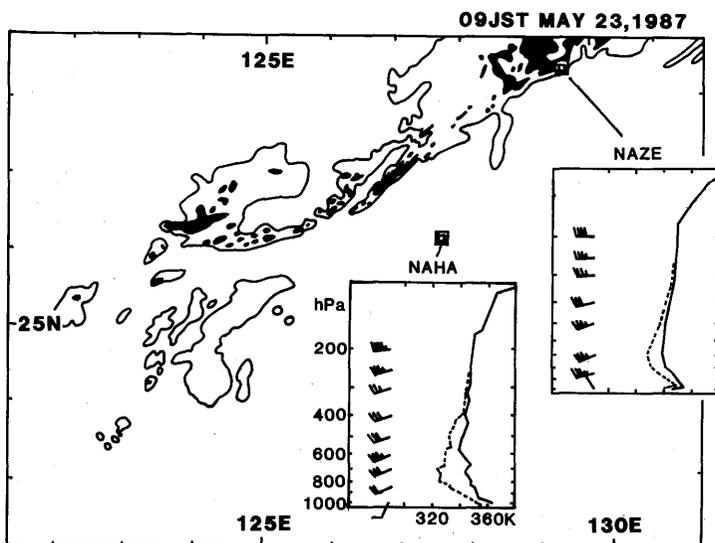
図5.11 1987年5月23日15時の静止気象衛星による相当黒体温度 (T_{BB}) の分布。南西諸島を黒く塗りつぶしてある。

南西諸島から東シナ海では 700 mb では弱いながら上昇流がある。しかし 21 時には 700 mb では下降流があり、15 時以降の解析期間是对流活動が次第に弱くなる時期にあっていた (図省略)。

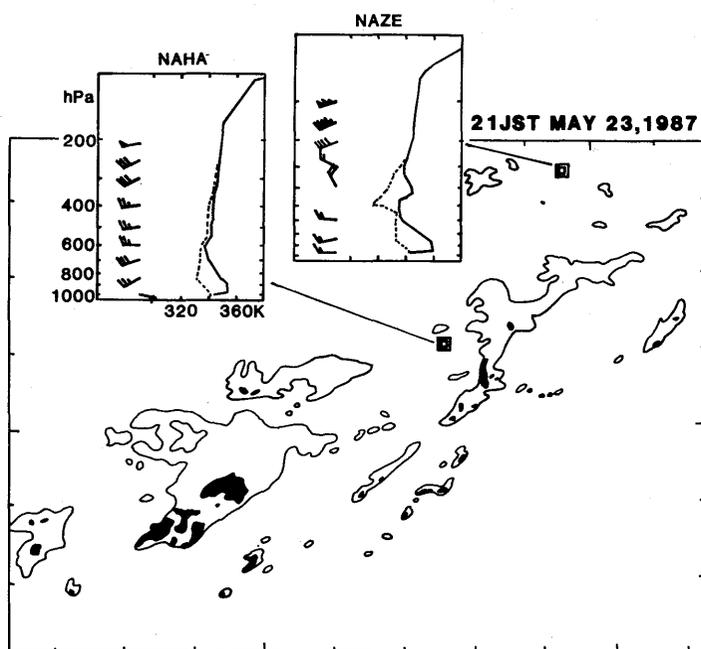
23 日 15 時の T_{BB} 分布 (図 5.11) によると、この寒冷前線にとまなう雲系は幅 5~600 km で、 T_{BB} は -40°C 以下 (高度 11 km 以上に対応) であった。沖縄の西にある T_{BB} が -60°C 以下の対流域は後述の屈曲点降水系に対応する。この低温域は 18 時頃沖縄の上を通過した。石垣島から本島西海上にかけての領域では、12 時頃から対流が発達して T_{BB} が低くなり、15 時頃最盛期に達した。 T_{BB} 分布から判断すると石垣島付近の対流の方が活発であったが、本島西海上の低温域の方が長続した。

5.4.2 メソ α スケールでの垂直安定度と風の垂直分布

この寒冷前線の前方では、潜在不安定が非常に大きかった。図 5.12 は 23 日 9 時と 21 時の名瀬及び那覇における温位、相当温位、飽和相当温位の垂直分布である。23 日 9 時には那覇では地上の気塊は ~ 30 mb の持ち上げで自由対流高度に達し、その気塊はエントレインメントがなければ ~ 170 mb に達する。名瀬においては地上に寒気が既にあるが、 ~ 975 mb 以上では依然かなり大きな潜在不安定がある。23 日 21 時には名瀬、那覇共に地表付近は寒気内に入っている。地上の相当



(a)



(b)

図5.12 1987年5月23日9時(a)及び21時(b)の那覇及び名瀬における飽和相当温位(実線), 相当温位(点線)及び風の鉛直分布。風は矢羽1本が5 m/sを表す。レーダーエコーも示してある。黒塗の領域は相当降雨強度 > 4 mm/hの降雨域を示す。那覇及び名瀬の位置は二重の正方形で示してある。地図及び緯度, 経度は図5.3aを参照のこと。

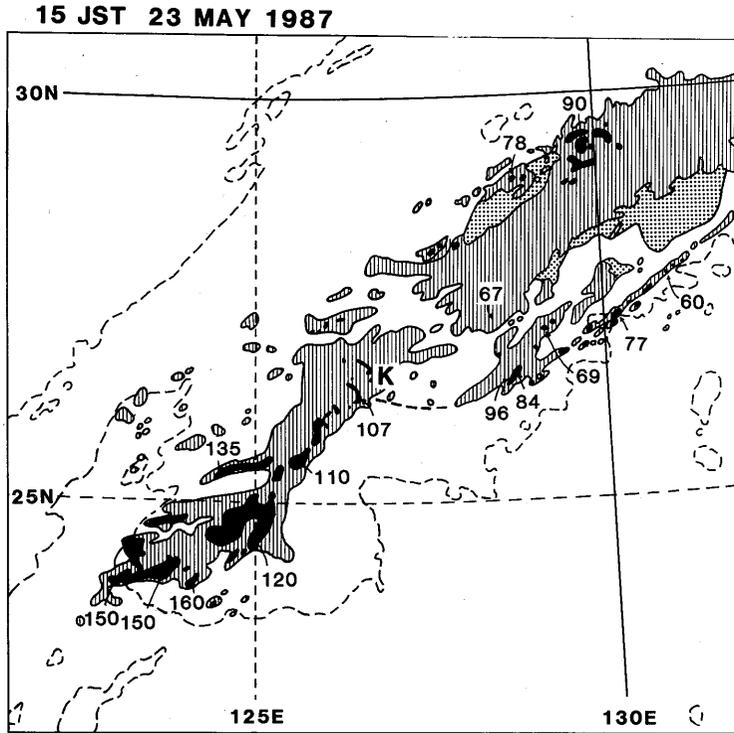


図5.13 1987年5月23日15時の石垣島、宮古島、那覇、名瀬レーダーのエコー合成図。黒塗領域は相当降雨強度 $>4\text{mm/h}$ 、縦線領域は $<4\text{mm/h}$ 、点彩領域は地上に達しない降雨域を示す。数字はエコー頂高度を100m単位で表したものである。また屈曲点を「K」で示す。破線は T_{BB} の -26°C の等温線である。

温位が約 10 K 低下したため、成層は安定である。

5.4.3 クラウドクラスター内の降水分布

このクラウドクラスターは、図 5.11 で示したように東北東～西南西 ($60\sim 240^\circ$) の走向を持つが、降水も 15 時の合成レーダー図 (図 5.13) に示すように同じ走向である。この走向は 15 時の 600~500 mb の風向と同じである。エコー頂高度は南西側で高く、北東側では低い。沖縄本島付近では $\sim 10\text{ km}$ と特に高くはない。北緯 27° 以北では先端部 (南東端) に幅の狭い対流性のエコー、その後ろにやや弱いエコーがあり、そのさらに後ろに広い層状性のエコー (幅約 100 km) が広がる。この層状性エコーは気象衛星で観測される雲頂温度の低い領域の中央に当たる。そしてエコーの後端部 (北西端) は再び対流性となっている。後端部の対流性を除けばこの降水分布は 6 月 2 日のクラウドクラスターに伴うもの (図 5.4 参照) に非常によく似ている。東経 127° 付近を境として北東と南西でエコーの走向、分布が異なり、屈曲点 (K) があることがわかる。この屈曲部が沖

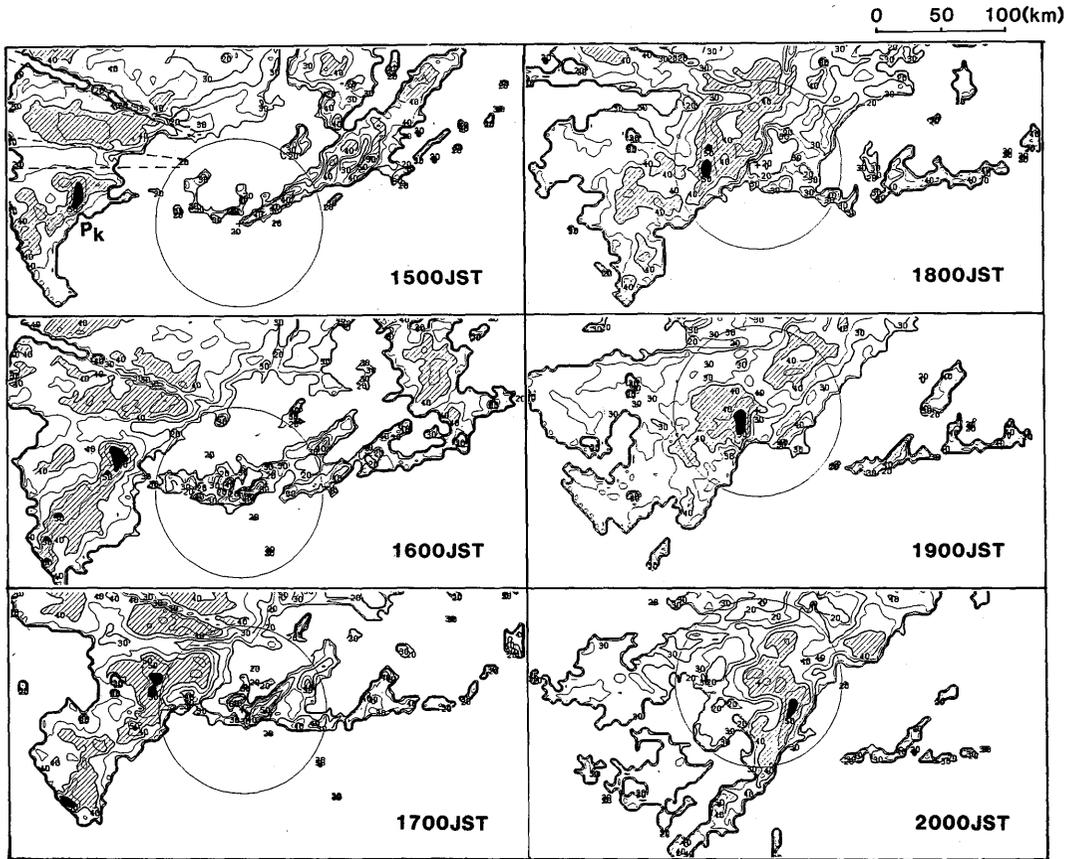


図5.14 八重岳レーダー雨量計による1時間毎のエコーの変化(1987年5月23日15時~20時)。反射強度 >50 dBZの領域は黒く塗ってある。斜線領域は反射強度 >40 dBZである。地物の陰になるため正しい反射強度の得られない領域を2本の破線ではさんで示した。円はドップラーレーダーによる観測領域であり、レーダーの位置は十字で示す。

繩本島を通過した。

5.4.4 エコーの発生・移動と降水系の移動

図5.14は八重岳レーダー雨量計のエコーの時間変化である。このレーダーは5cm波であるので減衰はほとんど無い。地上寒冷前線は14時30分~15時頃那覇を通過した。沖縄本島付近では走向はほぼ東西で南下は遅い。移動距離は15時から16時の1時間で10km以下である。この北東側のエコーは弱くなりながら南下した。

一方15時から20時にかけて屈曲点付近の50dBZ以上の強エコー域(以後「屈曲点降水系」:Pkと呼ぶことにする)は30km/hで東南東に進み、19時30分ごろ那覇を通過している。50dBZ以

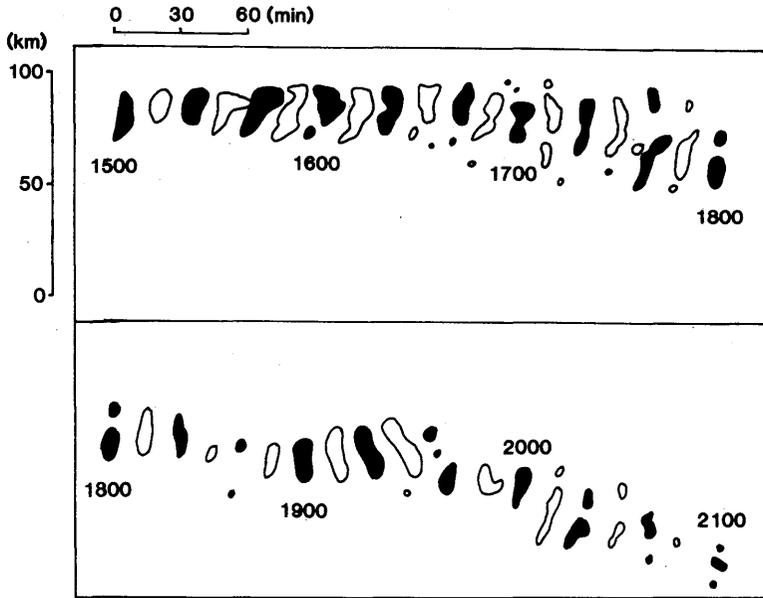


図5.15 八重岳レーダー雨量計による反射強度が50dBZ以上の領域の時間変化。時間と共に座標の原点も右に移動していることに注意。

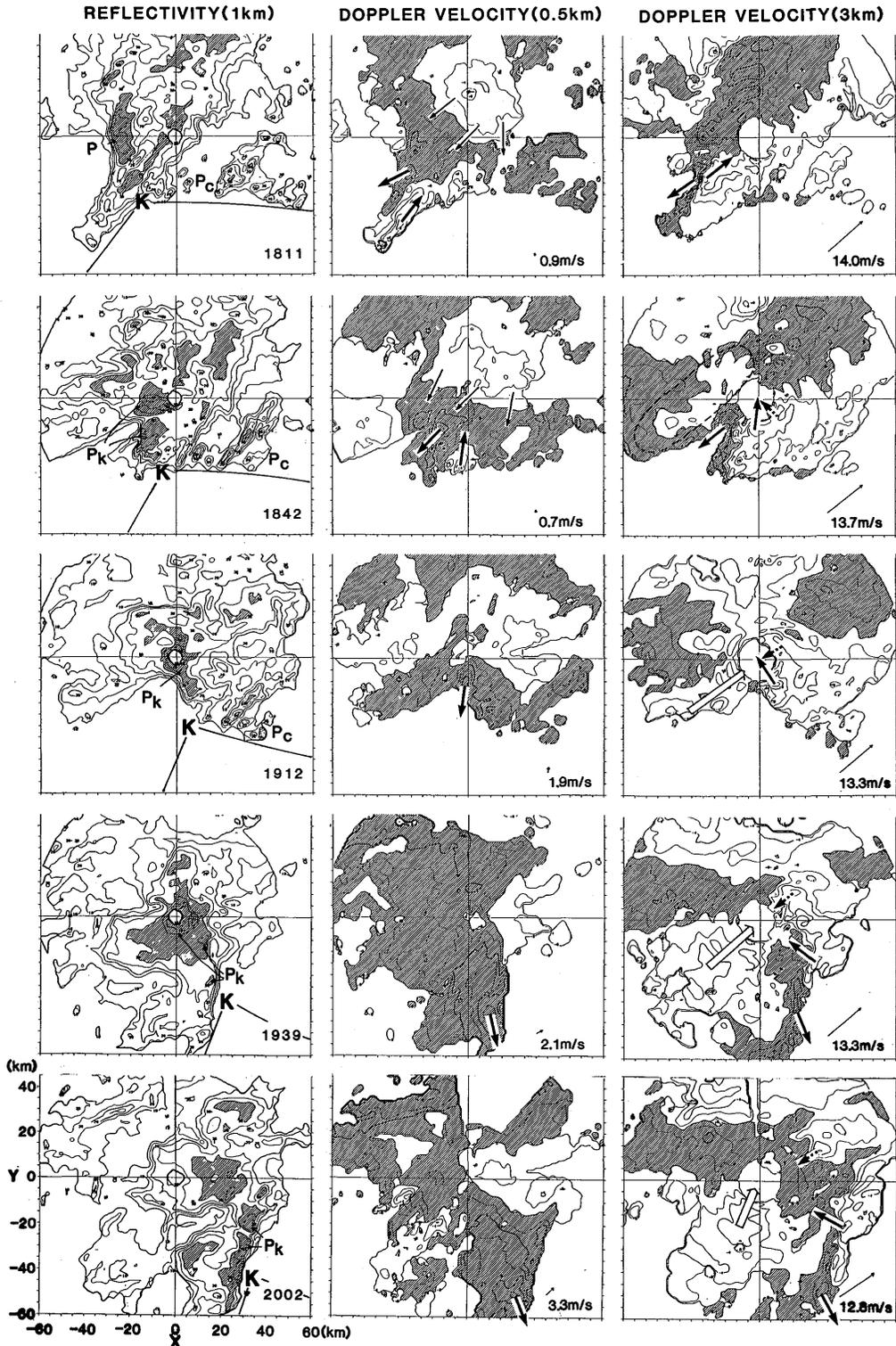
上の領域の移動を10分毎に追跡すると(図5.15), 東側の寒冷前線の南下にともない, 屈曲点付近で東北東に移動したセルの南側に新たにセルが発生していることがわかる。この結果, 全体として東南東に進んだ。この降水系の通過にともない那覇では19時20分から30分までの10分間に8mmの強い降水があった。

5.4.5 屈曲点降水系に伴う低気圧性シア

屈曲点降水系の水平循環の特徴は, 前線付近の一般場の正渦度が対流活動にともなう収束により大きくなったと思われる低気圧性シアである。図5.16に高度0.5kmおよび3kmのドップラー速度偏差及び高度1kmの反射強度の時間変化を示す。このドップラー速度偏差は観測されたドップラー速度からその高度の平均風と降水粒子の落下速度の寄与分を引いたものである。平均風をベクトル表示してある。平均風を差し引いているので全体に値は小さくなっている。以下で用いるドップラー速度から水平循環を推定する方法を章末の付録(2), (3)に示す。

反射強度分布を図5.14と比較すると, 強いエコーより遠方で減衰が激しいことがわかる。このため, 屈曲点降水系の移動は図5.14ほどにはよく見えない。八重岳レーダー雨量計のエコーとの比較により同定した屈曲点降水系をPkで示す。また屈曲点の東側の寒冷前線降水系をPcで示す。

高度0.5kmでは18時11分と18時42分にはドップラー速度に正負の極値の対があり, 負の



極値は正の極値より遠方にある {18時11分では正 ($X = -26\text{km}$, $Y = -15\text{km}$), 負 (-30km , -37km); 18時42分では正 (-12km , -14km), 負 (-4km , -30km)}. 19時12分から20時2分には負の極値は観測されていない。章末付録に示すように収束を伴う回転があるときは、このようなドップラー速度分布が観測される。18時11分および18時42分では平均風がごく弱いで、表示された相対風はほぼ元の風と同じと見なせる。寒冷前線降水系の北側では、屈曲点降水系 (Pk) の北側の対流性の弱い降水域 ($X = \sim 10\text{km}$, $Y = \sim 20\text{km}$) から発散する北よりの風がみられる。これと同じような北よりの風がアメダスで観測されている。

高度3.0 kmでは南西風が卓越している。この中の屈曲点付近に低気圧性シアアがみられる。この低気圧性シアアは18時10分頃から20時2分にかけて観測された。このように低気圧性シアアは約2時間にわたって観測された。観測領域外にでも持続したものと思われる。

反射強度の図と比較すると、18時42分では南側の強いエコー (-13km , -20km) は高度0.5 kmのシアアの中心付近に位置していることがわかる。北側の強いエコー (-10km , -2km) は上空(高度3 km)の低気圧性シアアと対応している。低気圧性シアアの東側の高度3 kmでは北西に向かう成分が観測されており、これは南の暖域から北上しながら上昇してきた空気がシアア領域の西側のほぼ平均風と同じ南西風(ドップラー速度偏差がほぼゼロの領域。図中に破線で示す)との間で収束していることを示唆する。19時12分, 19時39分, 20時2分の3 kmのドップラー速度分布を見ると、低気圧性シアア領域の北では北西～南西に向かう成分が広い範囲に観測された。これは低気圧性シアアにともない回転があることを示唆する。低気圧性シアア領域の東側を回る空気は、南西からの一般場より強い風との間で収束している(図のPk付近)。

5.4.6 屈曲点降水系のメソβ, γスケール鉛直構造

(a) 相対的に弱い対流性エコーと強い層状性エコー

この降水系の特徴はエコー頂高度は高いが対流性は強くなかったことである。図5.17に130-310°の断面の15時57分から20時13分までの時間変化を示す。降水系が西から近づきレーダーのやや南を通るので、この断面は始めは北側の層状性降水域、19時頃からは対流性降水域を

図5.16(48ページ) 反射強度(1 km)とドップラー速度(0.5, 3.0 km)の時間変化。ドップラーレーダーは座標原点にある。反射強度 $>30\text{dBZ}$ の領域に斜線が施してある。ドップラー速度は各高度の平均風(右下に表示)からの偏差を表示してあり、レーダーから遠ざかる風の偏差の領域に斜線が施してある。「K」は屈曲点、「Pk」と「Pc」はそれぞれ屈曲点降水系と寒冷前線降水系を示す。太い矢印はシアア領域の風がレーダーに向かうかレーダーから遠ざかるかを示す。細い矢印はドップラー速度分布から推定される風向を示す。破線で囲んだ領域は低気圧性シアア領域の西のほぼ平均風が吹いていると推定される領域を示す。白抜き矢印は低気圧性シアア領域の西の南西風を示す。

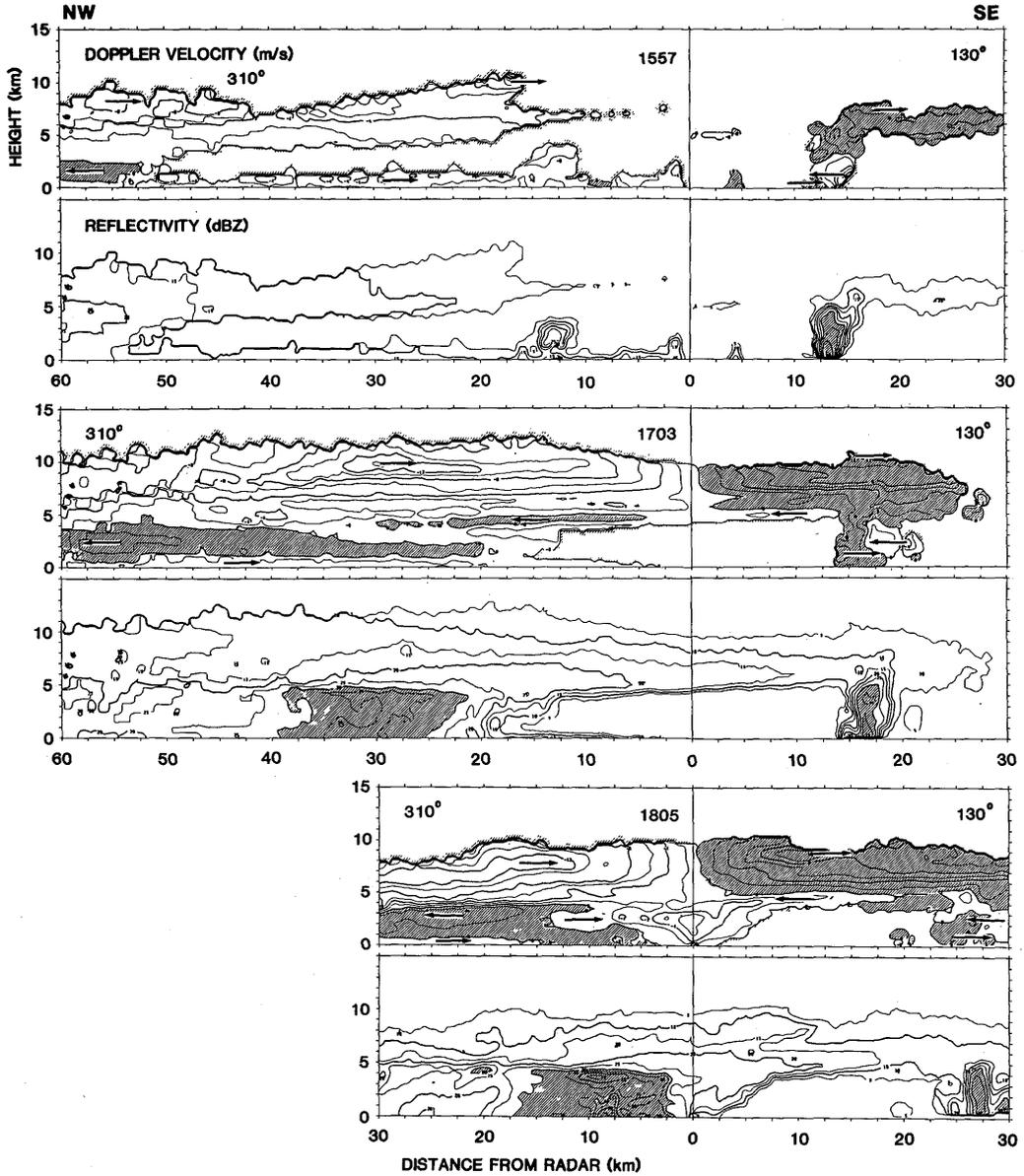


図5.17 15時57分から20時13分までの310-130°断面のドップラー速度と反射強度。ドップラー速度が正（レーダーから遠ざかる風）の領域に斜線が施してある。図の右側最下層はデータが欠けている。ドップラー速度の図の矢印は流れの向きを示す。反射強度>30dBZに斜線が施してある。

通っている。

15時57分には南東13kmの地上寒冷前線付近に強い対流(反射強度>40dBZ)がある。循環はこのエコー付近だけで強い。北西のエコーは弱い。北西のエコーから上空4-10kmにかなとこ状にエコーが広がっている。

17時3分になるとレーダーサイト上空には北西側の降水系からかなとこ雲が伸びてきている。

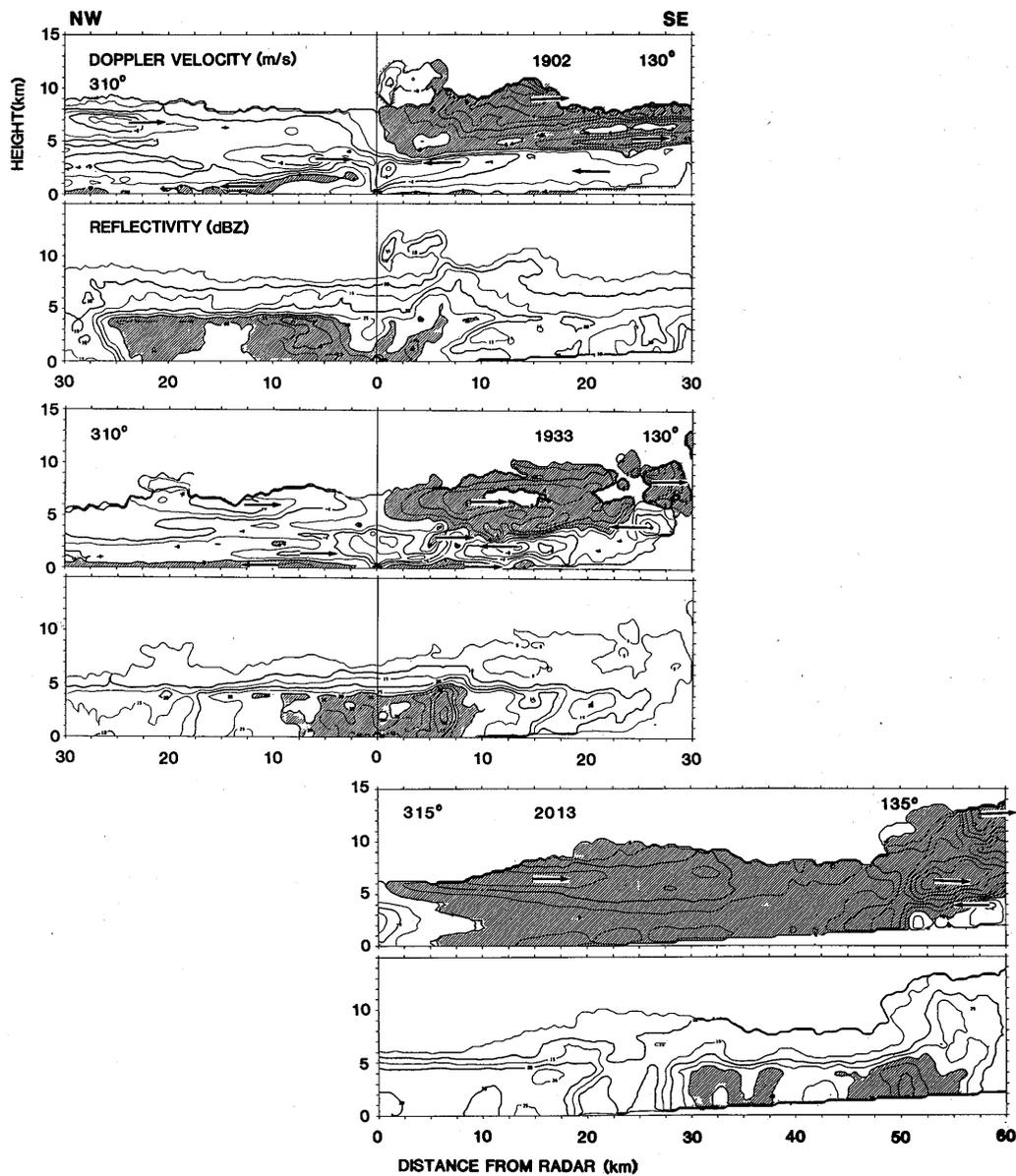


図5.17(つづき)

北西側の 25-40 km にはブライトバンドをともなった 30 dBZ 以上の層状性エコーがあり、エコー頂高度は 12 km に達している。北西 30 km の高度 10 km 付近には南東に向かう成分が 14 m/s 以上の風が吹いており、その北西の 8 m/s 程度の領域との間に発散がみられる。南東側では対流性エコーが存在し、その一部はかなとこ雲に貫入している。この断面内ではかなとこ雲の上部には南東方向に、下部には北西方向に向かう流れがある。また地表付近には南東に向かう寒気とみられる流れがある。

17 時 3 分の流れの特徴はかなとこ雲下面から降水系本体に向かって高度が下がる (5 → 4 km) 南東から北西に向かう流れである。この流れの傾きは緩やかな下降流を示唆している。この流れは 330-150° 断面では顕著であるが 310-130° 断面ではかすかに認められる程度なので、その風向は 310-130° 断面にほぼ直交する ~220° であろうと思われる。かなとこ雲の下面にみられるこの特徴的な流れは、5.3 節でみられたものと同じ機構によると考えられる。この機構については 5.5 節で議論する。

18 時 5 分になると強いエコー域がレーダーサイトの北西 2 km に達している。このエコーはブライトバンドをともない、層状性であることを示している。310-130° 断面内では 310° 方向 8 km には 55 dBZ に達する強いエコーがある。しかしこの強いエコーに伴う強い垂直循環は認められない。このエコーは 45 dBZ をこえるブライトバンドの下にあり、上層からの大量の降雪粒子の供給がこの強いエコーに寄与していると考えられる。18 時 11 分の CAPPI (図省略) によるとこの断面の風上に当たるレーダーの南西側約 20 km、高度 6 km には南西から北東に伸びる線状の 20 dBZ 以上の領域がある (これよりレーダーに近いところはデータがない) ので、この領域から降雪粒子が流されてきたものと考えられる。

19 時 2 分には層状性降水域の先端の 130°/7 km に対流性エコーがみられる。エコー頂高度は 12 km である。25 dBZ 以上のエコー域はブライトバンド以上に伸びている。しかしながら 310-130°, 330-150° 断面にはこの対流性エコーに対応する下層の収束は認められず、収束は中層の高度 3 km 付近にある。他方かなとこ状エコー下面に始まる流れの北西側への低下は顕著にみられ、150°/15 km では 3 km 付近にあったものが 330°/13 km では 1 km に低下している。

南北に伸びるバンド状エコーにほぼ直交する 19 時 8 分の断面 (図 5.18) 内では高度 3 km で低気圧性回転の東側を回ってきたドップラー速度の小さい空気がレーダー付近にあり、一方、西南西側中層から負のドップラー速度の大きな空気が入り、この面内の 250°/8 km 付近で両者が収束している。屈曲点降水系はこの収束域にある。ドップラー速度 12 m/s 以上の領域は西南西側では高度 4 km 付近に中心があるが東北東側では 6 km 付近が中心である。このことは西南西からの空気が上昇し屈曲点降水系を形成していることを示唆する。

図 5.17 の 19 時 33 分においても 19 時 2 分と同様に層状性エコーとその南東端 (130°/7 km) における対流性エコーの存在が特徴である。この対流性エコーの通過時に那覇で最も激しい降雨が

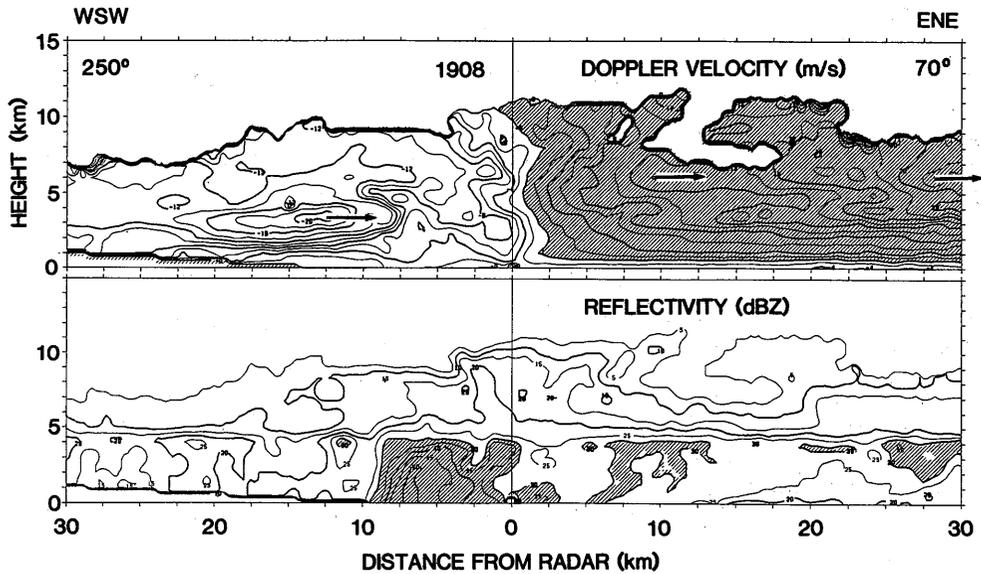


図5.18 図5.17と同様。但し、19時8分の250-70°断面。図の左側最下層はデータが欠けている。

あった(19時20-30分の10分間に8mm)。この対流性エコーの高度2km付近に収束があり地上付近では発散が認められる。対流性エコー領域の南東の130°/8-18kmには高度2kmにレーダーに近づく風がある。これは中層高度4kmから下降してきて、対流性エコー付近で地上に達し、発散しているように見える。対流性エコー領域の北西の端(130°/5km)に310°側高度2kmから対流性エコーを通過して上昇し130°側上層(>3.5km)に向かう風がある。300-120°断面ではこの上昇の様子はよりはっきり認められ、上昇する風は西よりであることを示している(図省略)。この風はごく狭い範囲でしか観測されていないが、これは風上に当たるレーダー上空では観測されるドップラー速度への水平風の寄与が小さく、降水粒子の落下速度の寄与が大きいためである。130°側10km以遠ではエコーが弱い、八重岳レーダー雨量計では強いエコーが観測されており、これは降雨による電波の減衰のためと思われる。130°側5km以遠ではドップラー速度のパターンがかなり不規則で、対流が活発であることを示している。

これまで見てきたのは屈曲点降水系の対流性エコーのうち北部にあるものであった。そこでは成層の不安定がすでに一部解消していると考えられる。収束は19時2分には~3km、19時33分には~2kmで観測され、これより低い高度では相当温位が低くなっていることが示唆される。一方、対流性エコーの南部では不安定が北部より大きく、最下層の空気が上昇していると考えられる。実際、19時37分の330-150°断面では150°/35km付近で南東側の下層の暖気が北西からの寒気と収束し、上昇して、高度7km付近で発散している様子がみられる(図5.19)。このように屈曲点降水系の対流性領域でも南部と北部では安定度が異なり、従って上昇する気流の起源が異

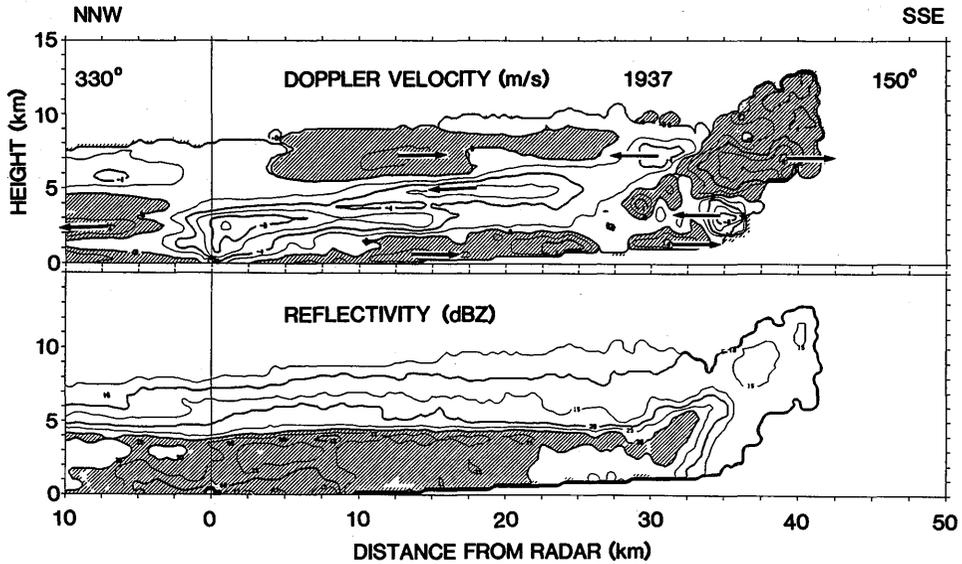


図5.19 図5.17と同様。但し、19時37分の330-150°断面。図の右側最下層はデータが欠けている。

なっている。

5.17図の20時13分では対流性エコーは南東側50kmにある。残念ながら高度2km以下はデータが得られていない。しかし3km付近では収束、それ以上では発散が認められる。北西側にはやはり層状性エコー域を伴っている。エコー頂は層状性エコー域では8-10kmであるが、対流性エコーを含む先端では13kmに達している。この断面内では北西から南東に向かう風が卓越しているが対流域の前部(距離~55km, 高度~3km)と対流域の後部(距離~50km, 高度~11km)には北西に向かう風も観測されている。

このように屈曲点降水系は北部では層状性が強く、南部では層状性降水域の他に対流性降水域があった。対流性降水域では、さらにその南部と北部で対流の性質に差があった。対流性降水域の南部は低気圧性シアー領域の東を通る暖気流と北側の強エコー域から南下する寒気流との収束により維持されており、対流性領域の北部は高度2-3kmにおける南西からの風と低気圧性シアー領域の東のかなとこ下面を下降してきた風との収束により維持されていた。

(b) 気流高度の変化によるかなとこ状エコー下面の下降流存在の推定

かなとこ状エコー下面の気流の高度変化がRHI断面内でどの様に観測されるかを時間別に反射強度の図の上にまとめた(図5.20)。図5.17~図5.19からわかるように屈曲点降水系の東側ではかなとこエコーは高いので、それにともない気流の中心は5kmにある。屈曲点降水系の北東側~50kmでは3.5~4.0kmとやや低くなっている(17時0分)。南北に伸びる屈曲点降水系に直交する断面内では屈曲点降水系に近づくほど気流は低くなる(18時30分には~20km東で3.5

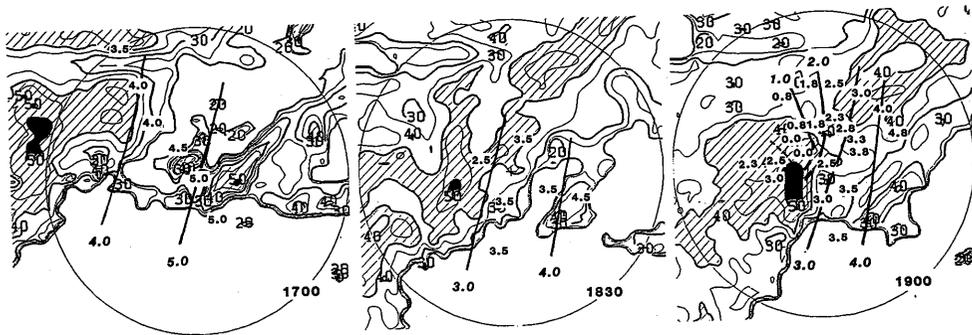


図5.20 RHI断面で観測された、かなとこ状エコー下面の流れおよび他の顕著な流れの高度分布 (単位: km) と反射強度分布 (dBZ)。実線は1 km間隔の等高度線を示す。19時0分の破線は両側で流れの起源が異なっていることを示す。

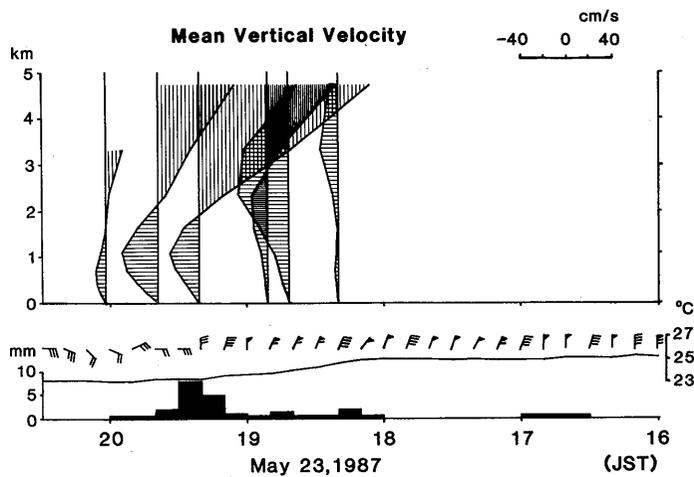


図5.21 レーダーを中心とする半径10kmの円内の平均鉛直流。那覇における風、気温及び10分間降水量の時間変化も示してある。

km, 19時0分には~10 km 東で3~2.5 km)。19時には屈曲点降水系の北側で気流の高度は著しく下降している。これは屈曲点降水系の東側を回った中層の空気がかなとこエコーの下面沿いに下降し、ついに地上付近に達したことを示唆する。19時には屈曲点降水系の西のやや高い位置 (2.3~3.0 km) に南西側からの気流が観測されている。この気流は図5.18で示したように下降流の上を上昇している。これらは次に示すレーダー上空の平均鉛直流の時間変化と矛盾しない。

(c) 屈曲点降水系内のメソβスケールの鉛直流

ここではレーダーを中心とした直径20 kmの円柱状領域で平均鉛直流を求めた (計算方法は5.3節と同様)。その時間変化 (図5.21; 屈曲点降水系の東側から北西にかけての断面に相当) に

よると、屈曲点降水系の東側(18時30分頃)には中層から下層にかけて深い下降流があり、下降流の中心高度は西側にいくほど(時間と共に)低くなる。

那覇では19時30分ごろ屈曲点降水系の通過により強い降水が観測されたが、その強雨に対応して強い上昇流が2 km 以上にあり、4.5 km では150 cm/s 以上の上昇流となっている。しかし下層1 km には25 cm/s の下降流がある。

その後次第に上昇流は弱くなり、20時前には5 km 付近で37 cm/s となった。下降流は最大値が14 cm/s と小さくなるとともに、その最大値をとる高度が0.75 km と低くなっているのが特徴である。

この図にみられる高度2-3 km 以上での上昇流、以下での下降流はREI断面から推定された「2-3 km での収束」を支持する。また下降流の中心高度が西側ほど低くなることはかなとこ状エコー下面の気流の高度が西側ほど低くなること(図5.20)とよくあう。

5.4.7 屈曲点降水系(および寒冷前線降水系)の模式図

この屈曲点降水系の構造を事実および推測をもとにまとめると図5.22のようになる。以下推測の部分は括弧をしてある。屈曲点付近の低気圧性シアー領域の東側を北上する下層暖気と西側を

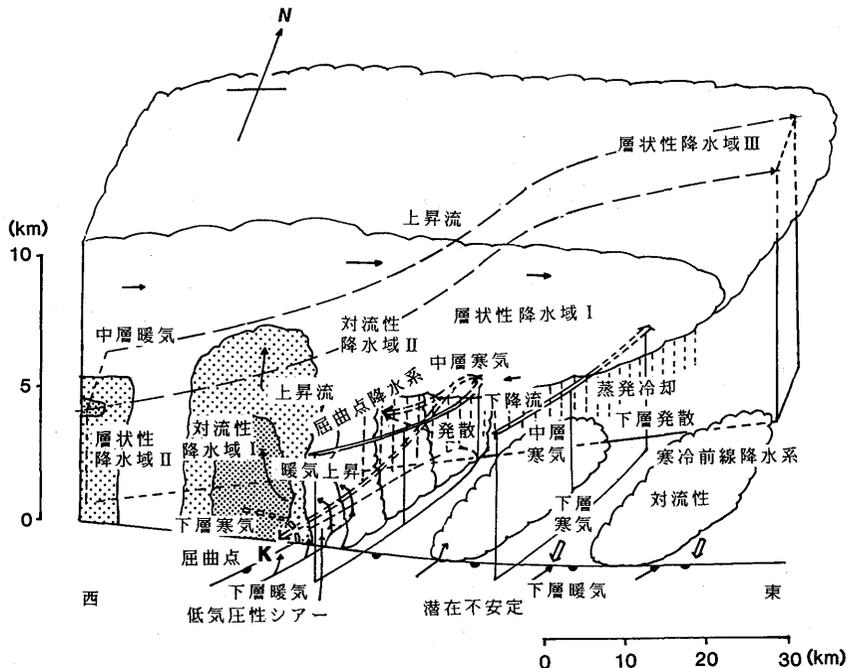


図5.22 1987年5月23日の屈曲点降水系の模式図。流れは地表に相対的に示してある。暖気は黒矢印、寒気は白抜き矢印で示す。詳しくは本文参照。

南下する下層寒気が収束し、暖気が上昇して進行前面（東南東側）に対流性降水域 I（南部）、上層風の風下に当たる東側に層状性降水域 I を形成する。この層状性降水域の降水粒子（雨滴または雪結晶）は乾燥した中層寒気中で蒸発し、地上には達しない。蒸発による空気の冷却域は屈曲点降水系に近いほど低くなる（この層状性降雨域下面の傾いた冷却域の効果で下面沿いに傾いた下降流が形成される。すなわち低気圧性シア領域の東側の中層に南西から来る寒気は屈曲点降水系に向けて下降し、かつ低気圧性の回転をしながら対流性領域の北部に入り、地上に達する）。この下降流から発散する寒気は屈曲点の東側まで広がり寒冷前線を南下させる。また一部は低気圧性回転の西側に入り南下する（さらに対流性降水域 I の北側では低気圧性シア領域の東側を北上しながらかなとこ下面を下降してきた中層寒気の上を西南西からきた中層の暖気が上昇し対流性降水域 I の西側に層状性降水域 II、下降してきた中層寒気の上に対流性降水域 II（北部）、その東北東側に層状性降水域 III を形成する）。

5.5 考 察

5.5.1 寒冷前線通過時の成層の特徴

寒冷前線は観測期間中に沖縄を4回通過した。5月23日、5月27日、6月2日及び6月9日である。これらの前線を成層の安定度で比較する。図5.23は那覇における相当温位の時間高度断面図である。5月23日と6月2日の寒冷前線はともに地上に350 K以上の暖気と700 mbに329 K以下の寒気をともっており、成層は非常によく似ている。一方、5月27日は下層に暖気が入っているものの中層の寒気は顕著でない。これに対応して、弱～並の対流性エコーが散在していた。また、6月9日の寒冷前線も地表付近に暖気が入っているが中層の寒気は次第に弱くなっており、かなり中立に近い成層であった。降水系も弱い層状性エコーの中に対流性エコーが混じる状態であった。

いづれの寒冷前線の場合も下層に相当温位が350 K以上の暖気が入っている。この暖気は高気圧の西側の南風により南方から運ばれて来たものである。降水系の活動度は中層（600～700 mb）の寒気の強さによって決まっている。これは、前線に関連しないスコールラインタイプの降水系（次章参照）が地上の暖気より中層の寒気によって特徴づけられること、すなわち寒冷前線通過時より寒気の位置が高く（500～600 mb）、地上の暖気は顕著ではないこと、と大きく異なっている。

5.5.2 沖縄の梅雨期の寒冷前線降水系

5.3節、5.4節で調べた2例の一般性を調べるため、1986、87、88年の梅雨期の他の寒冷前線降水系のレーダーエコーと比較した。1986、87、88年の沖縄の梅雨期の観測された寒冷前線は、表5.1のように11例あった。このうち86年5月30日の寒冷前線の降水系は非常に弱かったため比

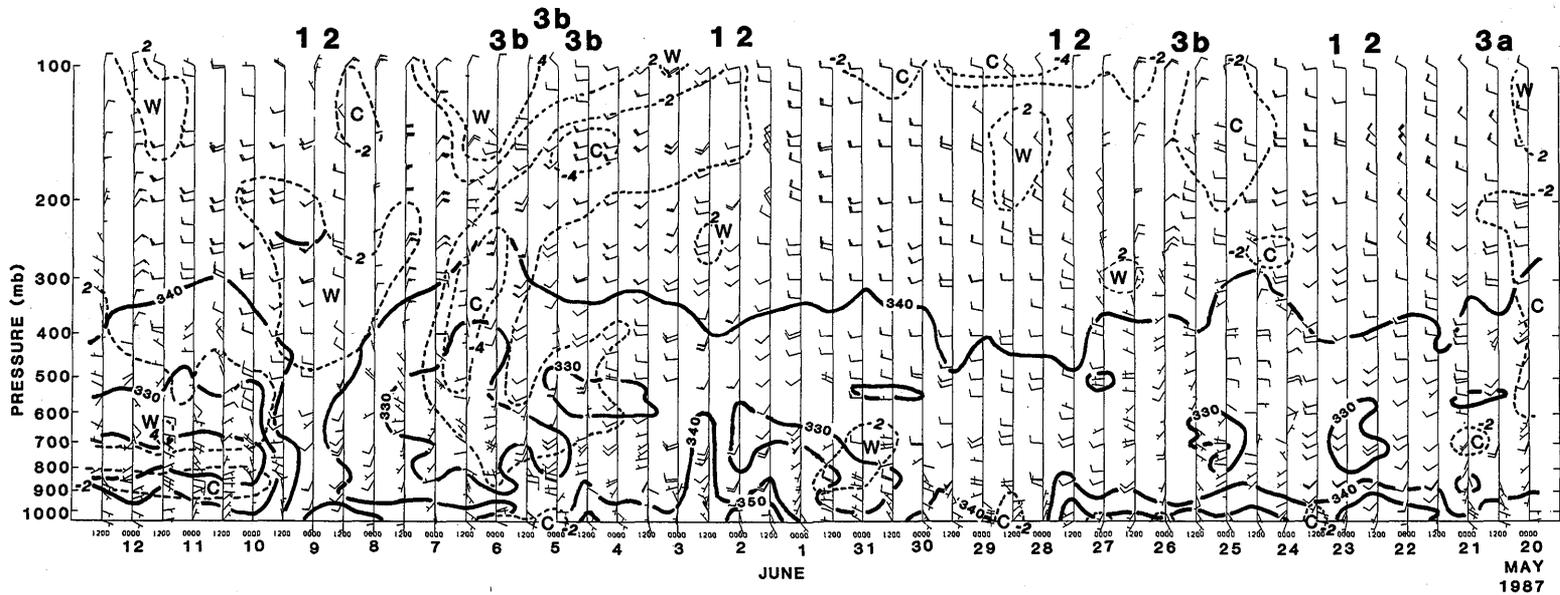


図5.23 特別観測期間中の那覇における相当温位（実線：K），観測期間中の平均気温からの偏差（破線：°C）と風の時間高度断面図。寒冷前線の通過は「1」で表示されている。「2」は暖域の雲系の発生、「3a」及び「3b」はそれぞれスコールクラスターと非スコールクラスターの発生を示す。

表5.1 沖縄の梅雨期に観測される寒冷前線降水系の性質 (1986-88年)

年月日	エコーパターン	エコー強度	エコー頂高度	エコー幅
86/5/20	やや二次元的 (屈曲点)	強	8~10km	100km
86/5/30		極弱		
87/5/13	二次元的	強	10~14km	70km
87/5/17	やや二次元的 (屈曲点)	やや強	5~10km	100km
87/5/23	やや二次元的 (屈曲点)	やや強	6~12km	100km
87/5/27	セル状エコーの散在	並	8~11km	200km
87/6/2	二次元的	強	9~15km	150km
87/6/9	二次元的	弱	4~8km	100km
88/5/12	やや二次元的 (屈曲点)	強	7~12km	80km
88/5/20	非二次元的	極強	10~17km	200km
88/5/22	二次元的	極強	10~11km	220km

較の対象から除いた。代表的な降水系を図5.24に示す。

結局、5.3節で調べた87年6月2日の例は87年5月13日(図5.24 b), 87年6月9日, 88年5月22日(図5.24 a)に類似している。5.4節の87年5月23日の屈曲点降水系と類似の降水系は86年5月20日, 87年5月17日(図5.24 e), 88年5月12日(図5.24 d)にみられる。屈曲点降水系は全体の対流活動が弱まるにつれ目だつようになる傾向がある。87年5月27日はセル状エコーが寒冷前線帯に沿って散在しており、組織化は弱かった。残る88年5月20日の寒冷前線降水系(図5.24 f)は二次元性が弱く、レーダーエコーは非常に強かったが、このような例は観測期間中に観測されなかった。そこで、「寒冷前線の降水系のうち今回観測できなかったタイプ(例: 88年5月20日)もあるが、他の代表的な寒冷前線の降水系は観測できた」と考えることができる。

5.5.3 かなとこ状エコーの下部で観測される下降流の成因

5.3節の6月2日の例でも、5.4節の5月23日の例でも、前方にひろがるかなとこ状エコーの下面に下降する流れを示唆するドップラー速度分布がみられた。かなとこ状エコーの下面が傾い

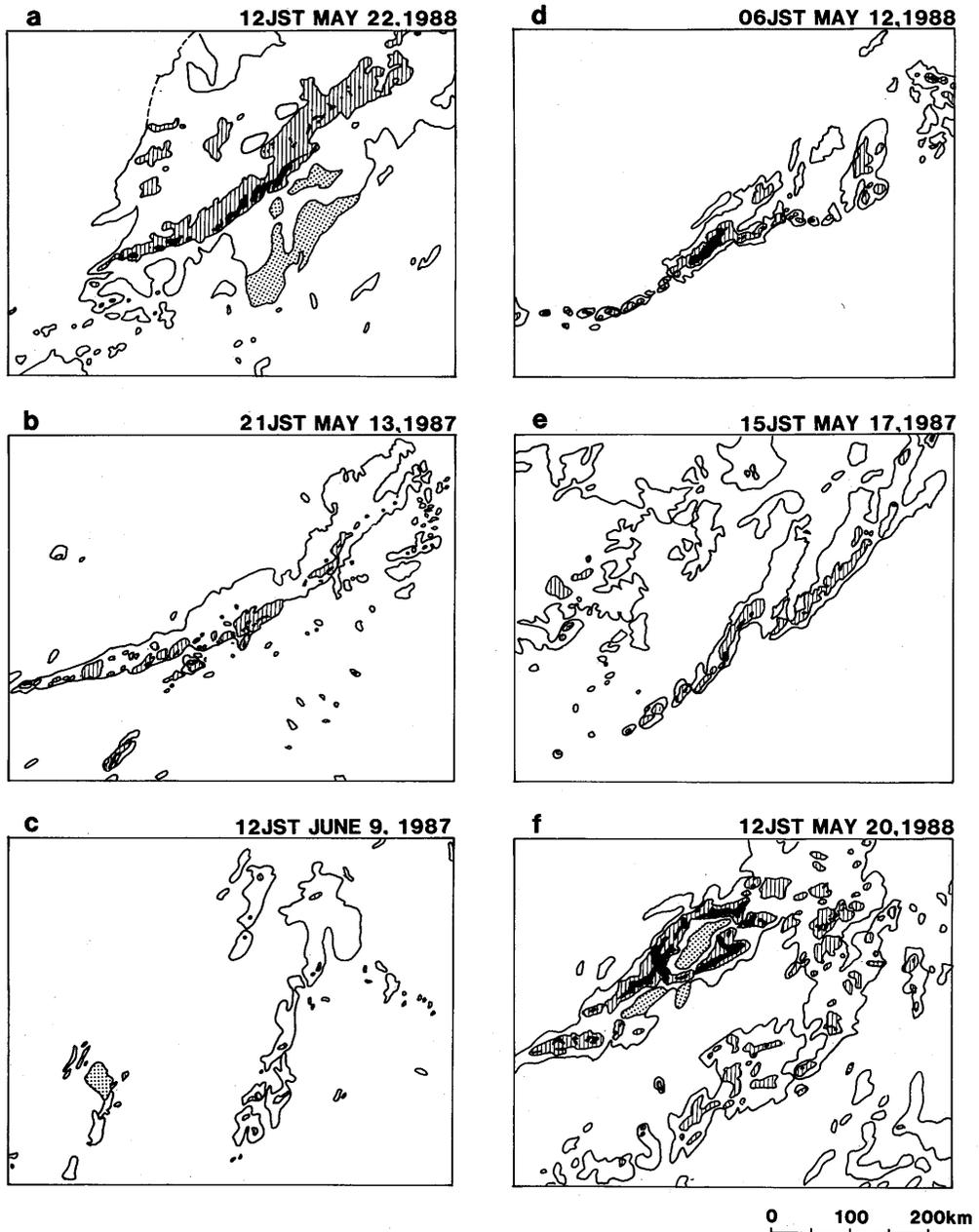


図5.24 1986-88年の梅雨期に沖縄で観測された寒冷前線降水系の例。(a)-(c)は2次元的な降水系、(d), (e)は屈曲点降水系、(f)は非常に活発で、しかも2次元的でない降水系である。縦線領域は相当降雨強度が4 mm/h以上、黒塗領域は16mm/h以上であることを示す。点彩領域は降水が地上に達していないことを示している。

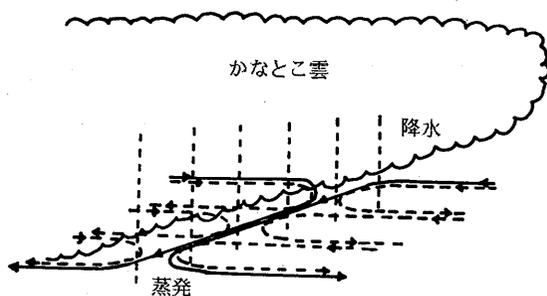


図5.25 かなとこ状エコーの下面に下降流が生ずる機構の説明図（本文参照）。

ているとき、下面に沿って下降流が生じるかどうかを考察する(図5.25)。かなとこ状エコーの下面付近では安定成層であり、かつ十分乾燥していると仮定する。かなとこ状エコーの下面は降水粒子が蒸発により消滅する場所である。したがって下面より上に蒸発による冷却域がある。この冷却域はかなとこ状エコーの下面と同様に傾いているので、そこに傾いた下降流ができる。下降流中の気塊は冷却域の高度の低い方向、すなわちより強い降水域に向かって移動する。このようにしてかなとこ状エコー下面に下降流が形成されたものと考えられる。

5.6 まとめ

南西諸島で暖候期に観測される寒冷前線降水系はこれまでよく調べられてきた寒候期の寒冷前線降水系と以下の点で大きく異なっていた。

- (1) 地上近くに相当温位が非常に高い空気が流れ込むため、成層が潜在不安定である。
- (2) このため寒気による持ち上げのある前線付近では自由対流が発生する。
- (3) 二次元的な降水系では先端付近に自由対流による降水域があり、その前面には厚いかなとこ状の降水域、後面には幅の広い層状性降水域がある。そして対流性降水域と後面の層状性降水域との間には降水の弱いところがある。
- (4) かなとこ状降水域に流れ出す降水粒子（雪、あられ、雨滴等）が多いため、その下面付近の空気の相当温位が低い場合は、蒸発冷却による循環が十分発達する。

また、これまで知られていなかった屈曲点付近の構造も明らかになった。そこでは低気圧性シアーの集中域があり、その南部では下層暖気が上昇する対流域があり、北部では南西からの中層暖気が中層から降りてきた寒気の上を上昇する対流域があった。今回の観測で多くの事がわかったが、中層寒気の下降する過程、かなとこ下面及びその下の循環の実態など、不明のまま残された課題の方が多い。これらは充実した観測網によってのみ明らかにされうるものであり、近い将来新しい体制で観測を行う必要がある。

〈付録 5.A〉

(1) 円柱状領域での平均鉛直流の計算方法

ドップラーレーダーによる平均鉛直流の求め方を図5.26に示す。初めに水平風の発散に寄与する成分の求め方を示す。ドップラーレーダーで観測されるのは水平風(a)のビーム方向成分(d)および降水粒子の鉛直速度(e)のビーム方向成分(f)の和である。降水粒子の鉛直速度は空気の鉛直速度と降水粒子の空気に相対的な落下速度の和である。空気の鉛直速度は平均鉛直速度と同じと仮定し、空気に相対的な降水粒子の落下速度は反射強度から経験式に従って推定する。これにより降水粒子の鉛直速度のビーム方向成分(f)が推定でき、従って水平風のビーム方向の成分(d)が推定できる。最終的には水平風の発散に寄与する成分(b)はビーム方向の成分(d)から求められる(水平風の他の成分(c)はビームに直交しているので測定できない)。

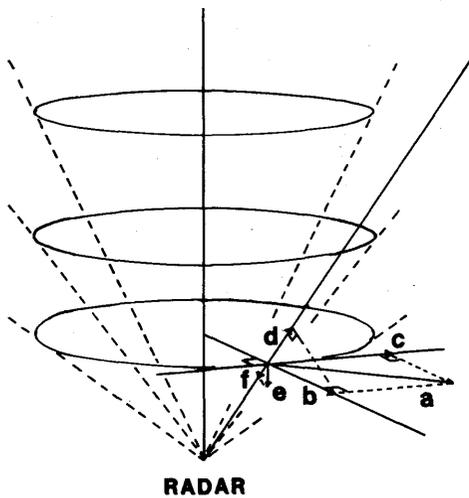


図5.26 ドップラーレーダー上空の水平発散と平均鉛直流の計算方法の説明図(本文参照)。

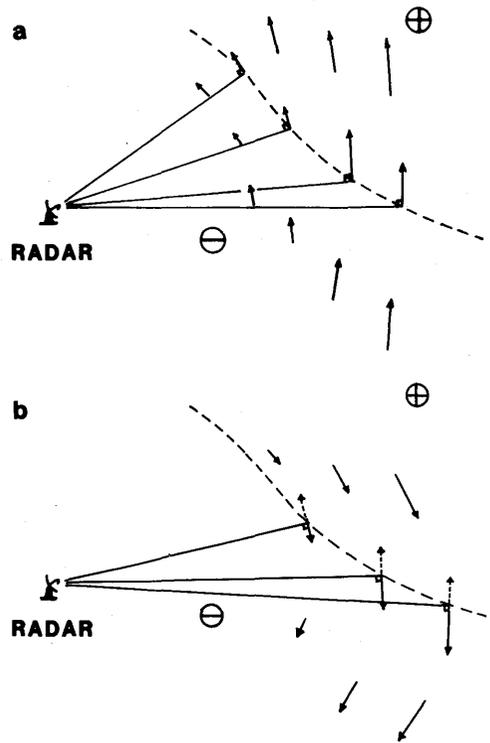


図5.27 局所的一様性がよく成り立つ場合の風向推定法(a)と曲率半径がレーダーからの距離に比べて小さいため風向が正しく推定できない例(b)。点線の矢印は局所的一様性を仮定して推定した風向を示す。

次に平均水平発散と平均鉛直流の求め方を示す。ドップラーレーダーで全周の走査を仰角を変えて繰り返し行う。ある半径の円周上のドップラー速度($d+f$)から水平速度の円周に直交する成分(b)を求める。これからこの円内の平均の発散が求められる。各仰角のデータに対し同じ大きさの円周で発散を求め、鉛直方向に積分すると平均鉛直流が得られる。

(2) ドップラー速度分布からの風向の推定 (図 5.27)

1台のドップラーレーダーのデータからは一般には風向は推定できない。しかしドップラー速度=0の所では速度場の局所的一様性が成り立てば風向を求めることができる。すなわちドップラー速度=0は真の速度=0であるか速度ベクトルと位置ベクトルとが直交する場合に限られる。一般に速度ベクトルと位置ベクトルが直交する場合が多い。この時、速度ベクトルはドップラー速度が正の領域に向く(図 5.27 a)。平均風からの速度偏差に対して得られるドップラー速度に対しても同様なことが言える。この推定をするに当たっては局所的一様性が成り立つかどうか細心の注意を払う必要がある。ドップラー速度の傾度の大きいところは速度の変化も大きいと推定され、この方法を適用するのは適当ではない。ドップラー速度の傾度の小さいところでも、速度

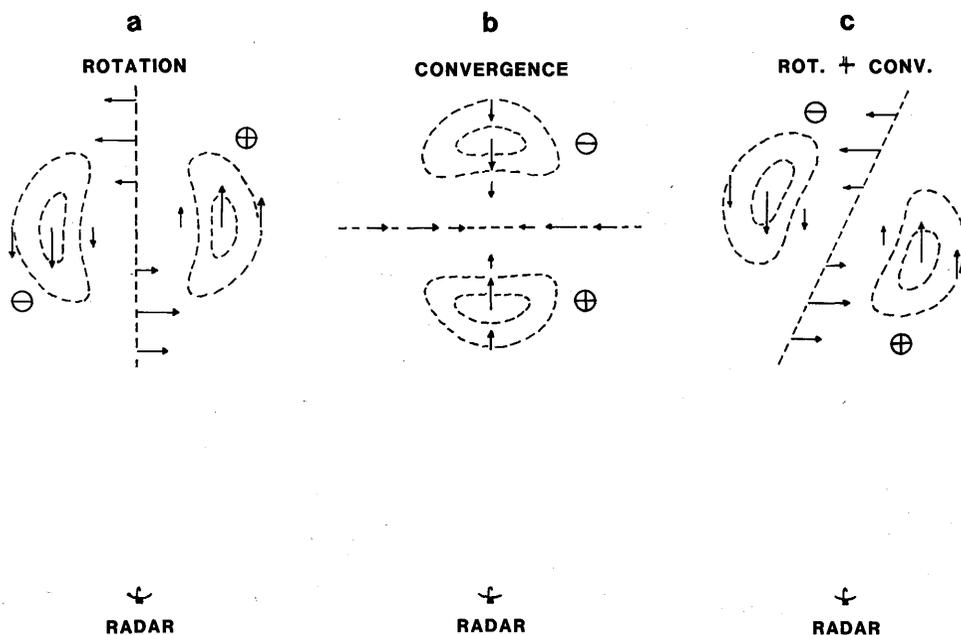


図5.28 回転及び発散(収束)の場をドップラーレーダーで観測したときに得られる特徴的ドップラー速度分布。(a)では回転、(b)では収束、(c)では回転+収束がある。矢印は速度ベクトルを示し、破線はドップラー速度の等値線を示す。

場の曲率半径がレーダーからの距離より小さいときのように真の速度の向きと逆に推定される場合がある(図5.27b)ので、注意が必要である。

(3) ドップラー速度分布からの回転及び収束の存在の推定(図5.28)

回転のある速度場をドップラーレーダーで観測すると図5.28aのようになる。すなわち、低気圧性の回転の場合、レーダーから回転に向かって右側に正、左側に負の極値が対で現れる。一般場の流れがあるとパターンは変形するので回転に相当するパターンを求めるにはドップラー速度から一般場の流れに相当する分を差し引く必要がある。

また一点に向かう収束のある速度場を観測すると図5.28bのようになる。すなわち、収束の中心よりレーダーに近いところでは正、遠いところでは負のドップラー速度が観測される。一般場の流れの影響は回転の場合と同様にして除くことができる。

収束を伴う低気圧性回転のドップラー速度分布はこれらの重ね合わせとなり、図5.28cのように、レーダーから回転に向かって右側手前に正、左側向こう側に負の極値が現れる。

参 考 文 献

- Browning, K. A., 1985: Conceptual models of precipitation systems. *ESA Journal*, **9**, 157-180.
- Houze, R. A., Jr. and P. V. Hobbs, 1982: Organization and structure of precipitating cloud systems. *Advances in Geophysics*, Academic Press, **24**, 225-315.
- 村木彦麿, 1978: 寒冷前線に伴う帯状エコーの本州中部付近における変化. *天気*, **25**, 723-730.
- 二宮洸三, 1981: 雨とメソ・システム. 東京堂出版, 242頁.
- Nozumi, Y. and H. Arakawa, 1968: Prefrontal rainbands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean. *J. Geophys. Res.*, **73**, 487-492.
- 榊原 均・田畑 明・柳沢善次・石原正仁, 1986: 冬期北陸地方西部で観測される寒冷前線降雨帯の構造. 気象研究所技術報告第19号, 133-143.
- 立平良三・深津 林, 1963: 寒冷前線のレーダーおよびメソ解析. *気象集誌*, **41**, 145-157.

第6章 非前線系降水システムの概要*

第4章で述べたように、前線に関連せず発生する中規模降水システムは沖縄地方の梅雨期の降水を特徴付ける現象のひとつである。この節ではこの非前線系の中規模降水システムについてその形態の概要を議論する。今回は非前線系の中規模降水システムを「面積 $10,000 \text{ km}^2$ 以上、寿命3時間以上の組織化されたひとかたまりの降水域」と定義し、以後単に「中規模降水システム」と呼ぶ。小規模な Cu および Cu 群については今回は取り扱わない。第6章では、これらのシステムの概要を述べ、第7～9章では、いくつかの代表的なシステムについての詳しい事例解析を行いその構造について議論する。

6.1 発生状況

4.2節では1987年の梅雨期において沖縄地方では非前線系の中規模降水システムは3つの期間に発生したことを示した。すなわち cluster period I (5/20-5/22), cluster period II (5/24-5/26), cluster period III (6/3-6/7) である。表6.1はこの3期間に3つの現業レーダーの観測範囲内に発生または現れた中規模降水システムの一覧表である。 $3.2 \times 10^5 \text{ km}^2$ の観測範囲内においてこれら3つの期間中に20個の中規模降水システムが領域内に発生または現れた。cluster period I には5個、cluster period II には5個、cluster period III には10個であった。このような降水システムの発生する総観場の状況は4.3節で述べた。

6.2 発生環境

表6.1は期間中に発生した20個の中規模降水システムの一覧であり、付録6.1～6.19はそれらが最盛期にある時のレーダーエコー図とGANALデータによる地上と850 mbの流線、さらにGMSの T_{BB} 分布図である。これらの中規模降水システムの発生時には沖縄地方には梅雨前線は存在せず太平洋気圧の圏内にある。850 mbの流線図を見ると前述のようにこの付近は南西モンスーンと太平洋高気圧の西端の南～南南西流の大規模収束場であるが、地上天気図上には中規模降水システムに対応するじょう乱は解析されない。4.2節で述べたように、 ∇T_{850} の値が小さいことでも示されるように、傾圧性が弱い総観場の中でこれらの中規模降水システムは発生した。

6.3 形態

20個の降水システムはエコーの形状と移動によって次の3種類に分類される。図6.1では3種

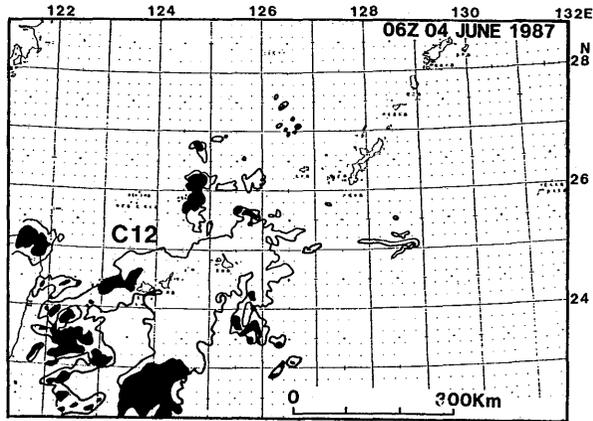
* 担当：石原正仁・田畑 明

表6.1 1987年の沖縄地方の梅雨期に発生した非前線系降水システム

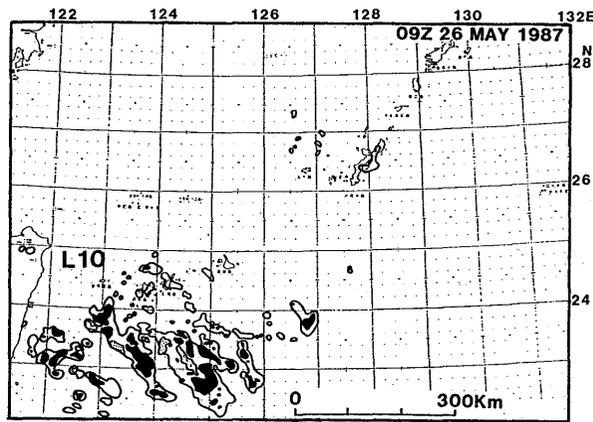
No.	発生-消滅 1987	寿命 hr	最盛期の場所	同echo面積 km ²	移動方向, m/s	分類
1	181800-190600Z May	12	石垣SE200km	14718	75°, 25.1	不定形クラスター
2	191200-200900	21	石垣付近	49506以上	70°, 8.3	不定形クラスター
3	200300-200900域外	> 6	石垣のNNE150km	28544	50°, 9.4	不定形クラスター
4	200600-210300	21	那覇のSE	46384	125°, 6.0	スコールクラスター
5	210300-210900	6	宮古のN200km	20962	40°, 11.1	不定形クラスター
6	240300-241200	9	石垣のW	20070	定まらず	不定形クラスター
7	240900-250900域外	>24	石垣のS	74036以上	定まらず	不定形クラスター
8	250900-251200	3	那覇のW100km	18286	340°, 5.6	不定形クラスター
9	251600-252100	5	石垣のS	28990	定まらず	不定形クラスター
10	260600-262100	15	石垣のS	30328	定まらず	列状クラスター
11	021800-031200 June	18	那覇のS200km	42370	定まらず	不定形クラスター
12	031800-041200	18	石垣, 宮古のS	84294以上	定まらず	不定形クラスター
13	041500-050600	15	那覇上空	24976	80°, 5.1	スコールクラスター
14	041500-050600	15	石垣, 宮古上空	57088	60°, 5.6	不定形クラスター
15	041800-150000	6	那覇NW150km	10258	180°, 6.9	スコールクラスター
16	050300-051200域外	> 9	石垣, 宮古のS	74928以上	定まらず	不定形クラスター
17	051800-061500域外	>21	石垣のSW	42370以上	定まらず	列状クラスター
18	052100-060600	9	那覇のE	24530	130°, 4.4	不定形クラスター
19	070300-071200	9	石垣上空	16948	50°, 7.9	列状クラスター
20	071200-080000	12	石垣, 宮古	50398以上	75°, 6.9	不定形クラスター
平均		12.7		38000		

類のクラスターの代表的な例を示し、さらに章末にはすべてのクラスターの形態と周囲の環境を付録として掲載する。

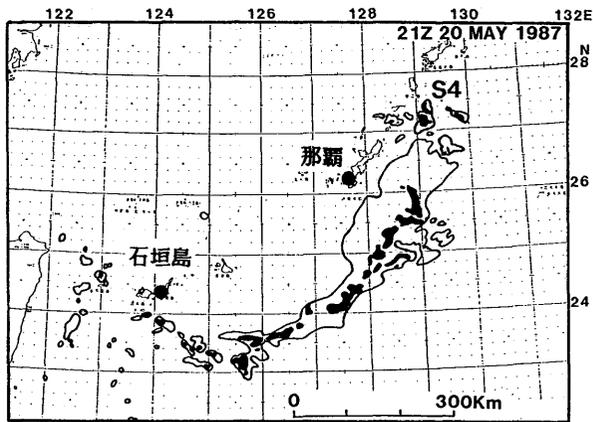
(1) 不定形クラスター：層状性降水域と対流性降水域からなる降水システムである。層状性降水域の中に対流性降水域が含まれるが対流性降水域の分布は不定形である。この降水システムは850~700 mb 付近の風と一致して移動する。期間中最も数多く発生し、付録中のシステム 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 14, 16, 18, 20 の 14 個がこれに該当する。このタイプのクラスターは GATE 期間中に観測された non-squall cluster (Leary and Houze, 1979) に形態が類似している。



(a) 不定形クラスター



(b) 列状クラスター



(c) スクールクラスター

図6.1 1987年の沖縄地方の梅雨期間内(5/13~6/26)に発生した非前線系降水システムの不定形クラスター(a), 列状クラスター(b), スクールクラスター(c)の例。

(2) 列状クラスター：いくつかの線状エコーが列をなして並ぶ降水システムで、付録中のシステム 10, 17, 19 がこれにあたる。線状エコーの走行は下層風に沿うことが多く、いわゆる下層風に対して「longitudinal mode」の降水帯を形成する。個々の線状エコーの持続時間は短い。これらは台湾の東や石垣島の南の海上に発生し、システム全体としての移動速度は小さいか停滞する。Chen (1978) は梅雨期には台湾の南東近海にメソスケール低気圧が発生しやすいと述べている。これは大気下層の南西モンスーン流が台湾の高い山岳の影響を受けてその風下側に低圧部を生じさせるからである。列状クラスターの発生位置とほぼ停滞するという性質から考えて、このタイプのクラスターの発生はこのメソスケール低気圧と関連があるかも知れない。

(3) スコールクラスター：反射強度の強い対流性降水域が線状に組織化され長続きするシステムであり、線状降水域の走行は地上付近の流れにほぼ直角であり、下層風に対して「transverse mode」の降水帯を形成する。全体の形状は熱帯や米国中西部のスコールライン (Zipser, 1977; Ogura and Liou, 1980) に類似する。システムは地上付近の風の風上に向かって移動する。周囲にはシステムの移動と一致する高層風がなく、いわゆる“steering level”を持たない。おもに対流性降水域の進行方向後面に層状性降水域を有する。付録のシステム 4, 13, 15 がこれに該当する。システム 4 は長さ 460 km, 寿命 21 時間に達する大型のスコールクラスターであり、これについては第 7 章で詳しい事例解析を行う。システム 13 は線状の降雨帯があまり明瞭でない比較的小型のシステムであったが、移動の特性からスコールクラスターに分類された。第 9 章で解析を行う。

6.4 面積

レーダーエコーから求めた 20 個の中規模降水システムの降水域の最大到達面積(それぞれのシステムの一生の間に達した最大の面積)は $10,300 \text{ km}^2$ から $84,300 \text{ km}^2$ 以上(「以上」とは降水システムの一部がレーダーの観測範囲にあってシステム全体の面積が求められないことを示す)の範囲である。仮にこの「以上」の面積をシステムの最大到達面積とすると 20 個の中規模降水システムの面積の平均値は $38,000 \text{ km}^2$ である。図 6.2 は面積別の発生頻度を表している。 $20,000 \sim 30,000 \text{ km}^2$ に 6 個のピークがあり、 $70,000 \text{ km}^2$ 以上にも 3 個のピークがある。面積に関してはタイプによる系統的な差異は見出せない。

6.5 寿命

図 6.3 は中規模降水システムの発生から消滅までの寿命の頻度分布である。寿命は 3 時間から 24 時間以上に分布しており、とくに際だったピークはない。平均寿命は 12.7 時間である。図 6.4 の面積と寿命の散布図は、一般に面積の増加とともに寿命が増加することを示している。 $30,000 \text{ km}^2$ 以下の降水システムは 18 時間以上の寿命を持つことはなく、 $50,000 \text{ km}^2$ 以上の降水システ

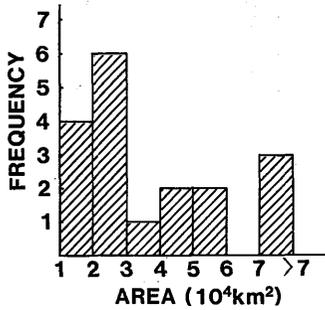


図6.2 1987年の沖縄地方の梅雨期間内(5/13~6/26)に発生した非前線系降水システムの最大レーダーエコー面積の頻度分布。

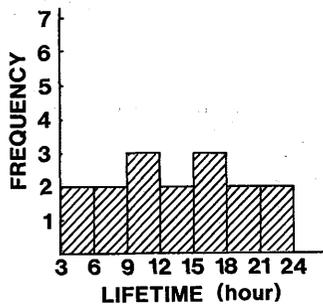


図6.3 1987年の沖縄地方の梅雨期間内(5/13~6/26)に発生した非前線系降水システムの寿命の頻度分布。

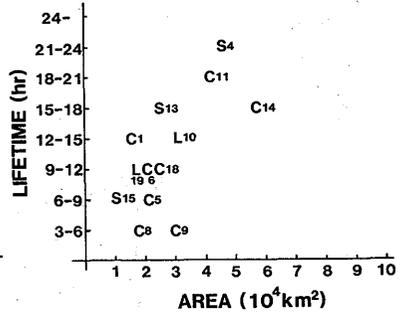


図6.4 1987年の沖縄地方の梅雨期間内(5/13~6/26)に発生した非前線系降水システムの寿命-最大レーダーエコー面積の散布図。

ムは15時間以上の寿命を保っている。不定型クラスターの面積-寿命の相関は明瞭ではない。一方、スコールクラスターは同じ面積の不定型クラスターにくらべ寿命が長いという傾向が見られる。

6.6 発生場所と移動

図6.5は中規模降水システムの発生場所の移動を示している。全期間をとおして発生場所は3つのsub-areaに分けられる。石垣島を中心とする半径200kmの円内(12個, 沖縄地方南西部A領域), 沖縄本島の西(4個, 沖縄地方北部B領域), 北緯26°東経124°付近(2個, 沖縄地方北西部C領域), その他(1個)である。A領域に発生した降水システムは停滞または北東~東北東に移動した。また観測範囲の限界からレーダーでは降水システムの一部しか観測されずその移動が不明なものもあった。列状クラスター(10, 17, 19)はA領域に限って発生した。列状クラスターはシステムとしてはほぼ停滞していた。B領域で発生した降水システムの移動方向は2つは南東であり, 北, 東, 南がそれぞれ1つであった。スコールクラスター(4, 13, 15)はB領域で観測された。領域Cの2つの降水システムの移動方向は北東~東北東であった。全領域では北東~東北東に移動したものが7個, 東が1個, 南東が2個, 南が1個, 北が1個であった。移動速度は停滞ないし不明が8個であり, 残り12個は4.4 m/sから11.1 m/sの範囲にあった。全体として北東~東北東への移動が多いことは, おもに対流圏下層の流れがシステムの移動を決定していることを示している。一方, 東~南東~南への移動方向を持つ降水システムは, 熱帯のスコールラインに似た構造を持ち, 降水セルの伝播がシステムの移動に大きく寄与していたことが第7章の事例解析で示される。

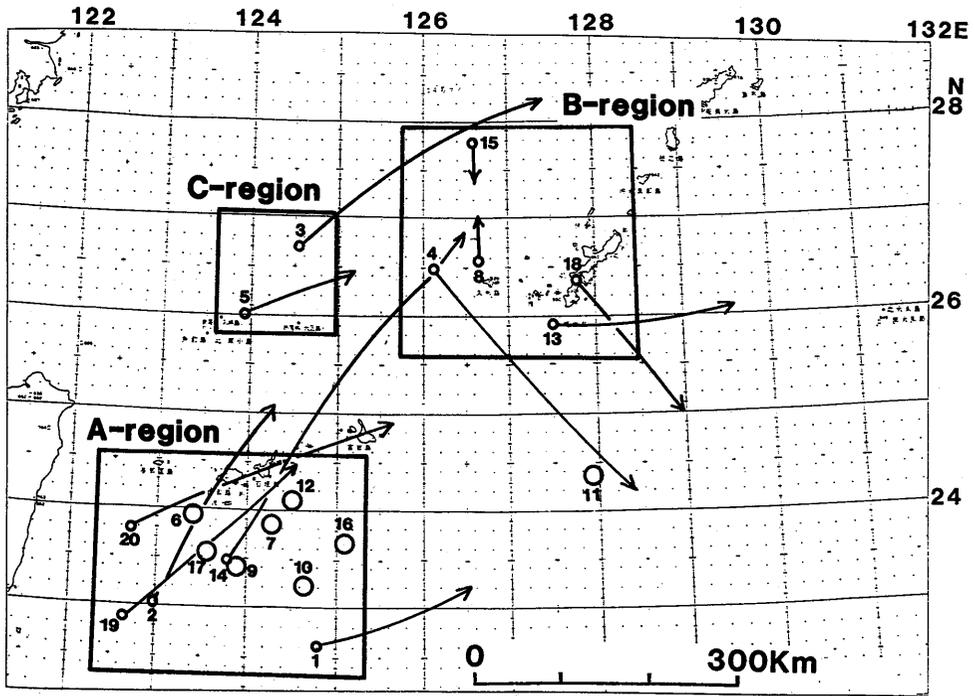


図6.5 1987年の沖縄地方の梅雨期間内(5/13~6/26)に発生した非前線系降水システムの発生から消滅までの移動。○印は停滞ないし移動不明のもの。

6.7 他の降水システムとの比較

中規模降水システムの代表的な例は、北米大陸の Mesoscale Convective Complex (MCC) と GATE 期間中に観測された熱帯クラスターである。McAnelly and Cotton (1989) は、雨量計のデータをもとに 122 の MCC の統計を取り、MCC の降水域の平均面積として $9 \times 10^4 \text{ km}^2$ を得た。今回の沖縄地方の中規模降水システムのモード(最頻値)は 6.3 図に示すように $2 \sim 3 \times 10^4 \text{ km}^2$ であるから、北米の MCC よりサイズは小さい。GATE については、Pestaina-Haynes and Austin (1976), Zipser (1981), Leary (1984) が、クラスターのサイズについて議論している。それらによると、沖縄の降水システムは GATE の熱帯クラスターと同程度ないし、それよりやや大きいサイズを持っていた。

Akiyama (1978), Ninomiya *et al.* (1988a) は九州、本州地方の梅雨前線上に発生する 700~1,000 km の規模のメソ α スケールのクラウドクラスターがいくつかのメソ β スケールの対流システムから成っていることを示した。このメソ β スケールの対流システムの水平規模は 100~200 km であり、沖縄地方の非前線系システムの規模とほぼ同じである。しかし、前者は前線付近の傾圧帯に、後者はそれよりはるかに傾圧性の小さい場の中に発生するという性質において両者は異なっている。

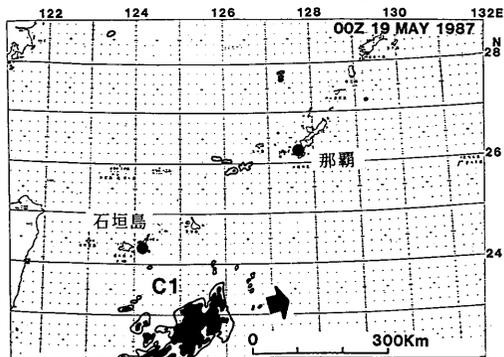
参 考 文 献

- Akiyama, K., 1978 : Mesoscale pulsation of convective rain in medium-scale disturbances developed in Baiu front. *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 267-282.
- Chen, G. T.-J., 1978 : On the mesoscale systems for the Mei-Yu regime in Taiwan. Proceedings, Conference on Severe Weather in Taiwan area., 27-28 May 1978, National Science Council, Taipei, 150-157 (in Chinese).
- Leary, C. A., 1984 : Precipitation structure of the cloud clusters in a tropical easterly wave. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 313-325.
- Leary, C. A. and R. A. Houze, Jr., 1979 : The structure and evolution of convection in a tropical cloud cluster. *J. Atmos. Soc.*, **36**, 437-457.
- McAnelly, R. L. and W. R. Cotton, 1989 : The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the central United States. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 784-807.
- Ninomiya, K., T. Akiyama and M. Ikawa, 1988a : Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone. Part 1. Evolution and meso- β -scale characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 331-349.
- Pestaina-Haynes, M. and G. L. Austin, 1976 : Comparison between maritime tropical (GATE and Barbados) and continental midlatitude (Montreal) precipitation lines. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 1077-1082.
- Zipser, E. J., 1977 : Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568-1588.
- Zipser, E. J., R. J. Meitin and M. A. LeMone, 1981 : Mesoscale moiton fields associated with a slowly moving GATE convective band. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1725-1749.

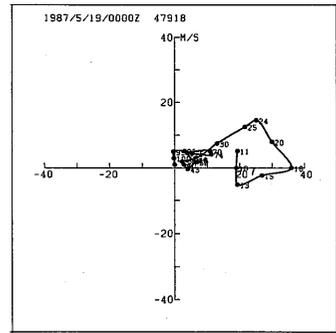
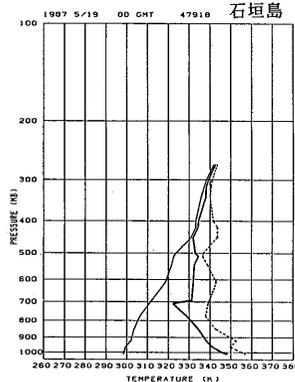
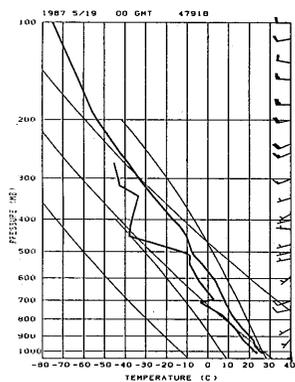
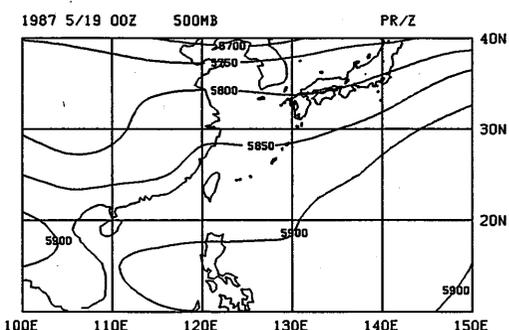
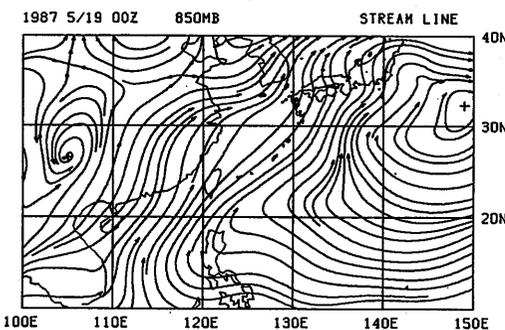
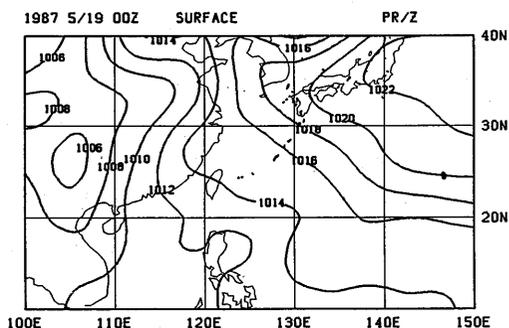
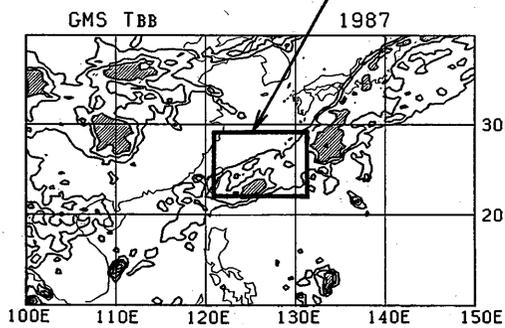
<付録 6.1~6.19>

1987年の沖縄地方の梅雨期間内(5/13~6/26)に発生した20個の非前線系降水システムのレーダーエコーと発生時の周辺の様子。GMS, T_{BB} , 地上天気図, 850 mb 流線, 500 mb 等高度線と, 最も近い高層観測地点におけるエマグラム, θ , θ_e , θ_e^* 分布, ホドグラフ。

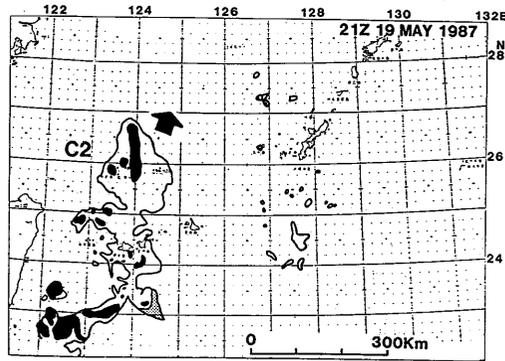
<付録6.1>



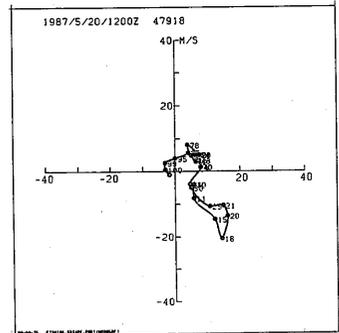
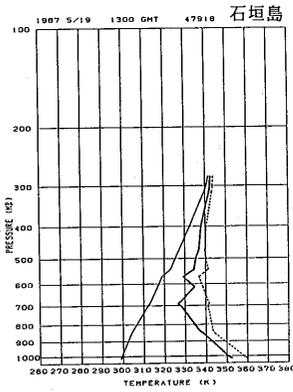
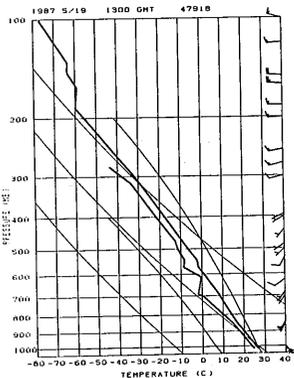
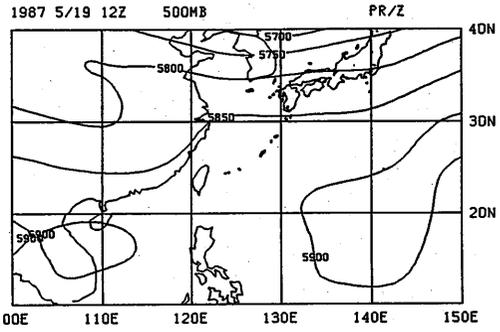
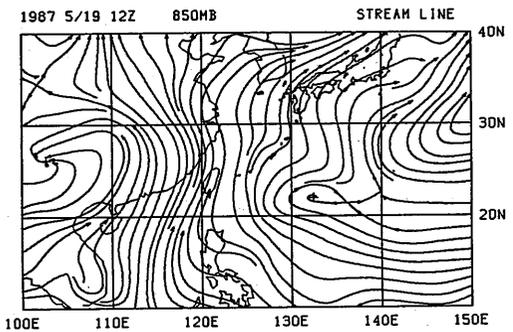
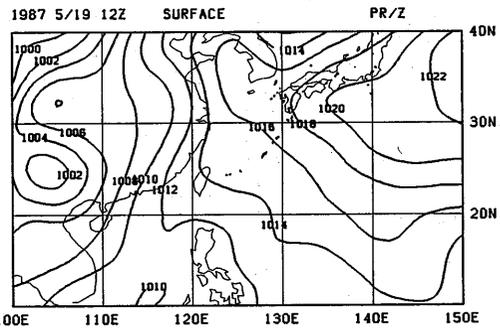
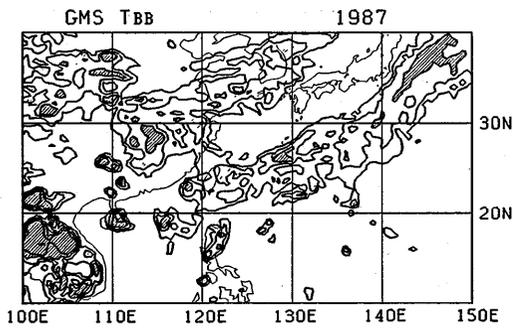
C1 : 不定形クラスター



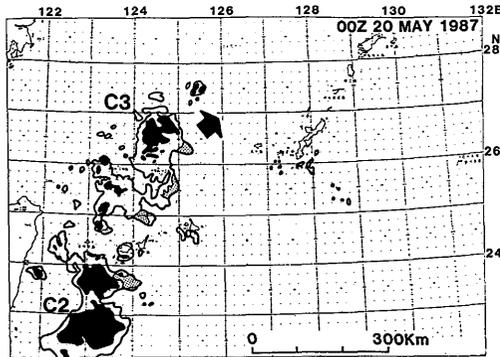
<付録6.2>



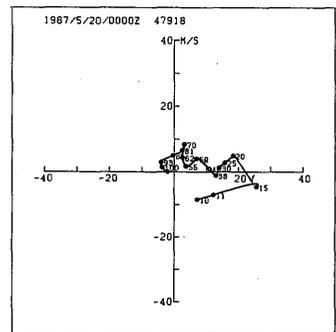
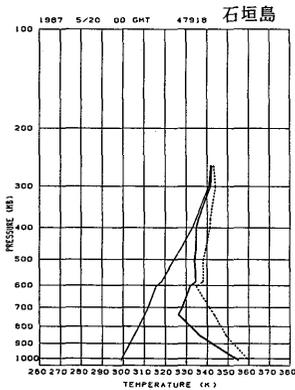
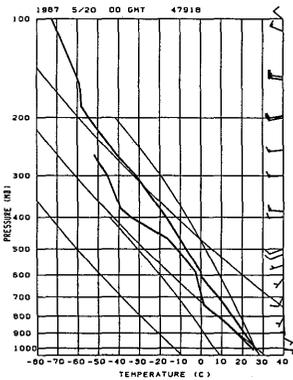
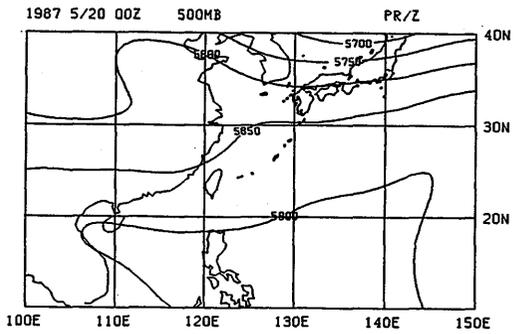
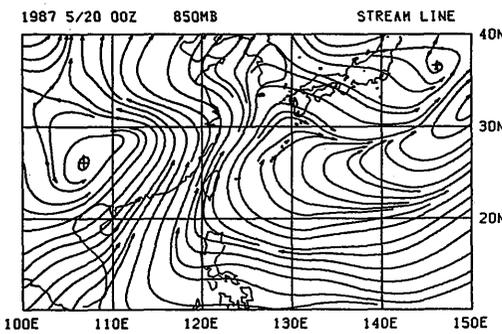
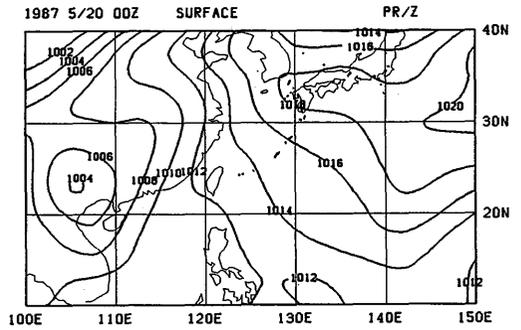
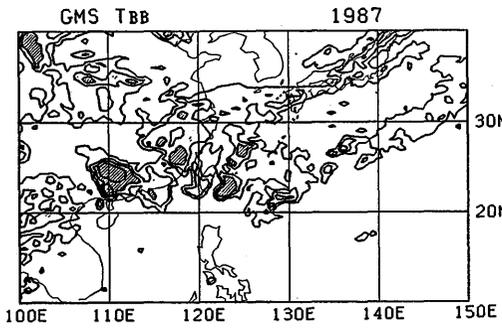
C 2 : 不定形クラスター



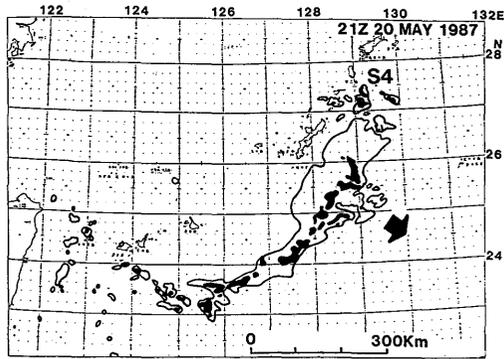
〈付録6.3〉



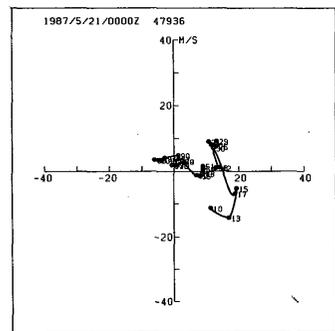
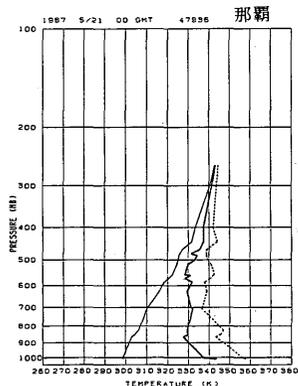
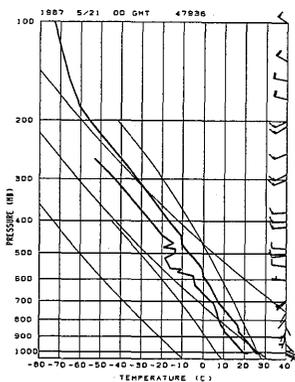
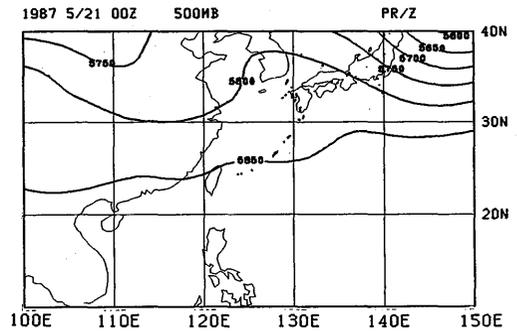
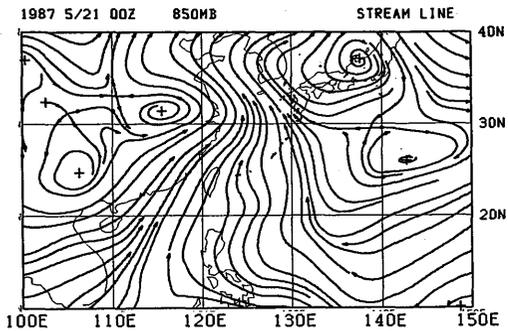
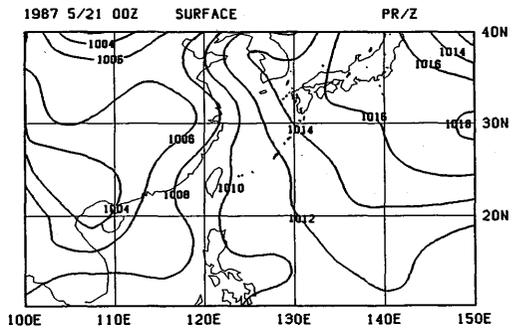
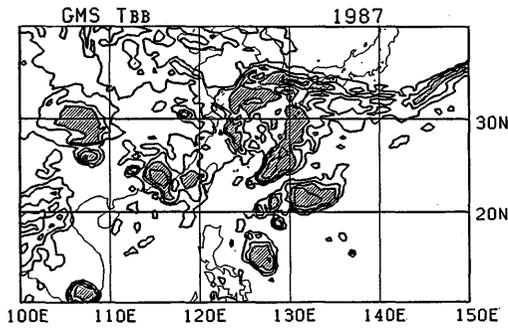
C3 : 不定形クラスター



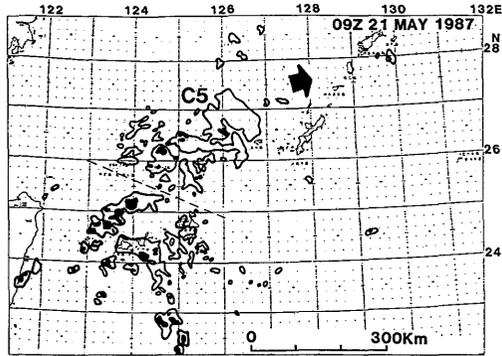
<付録6.4>



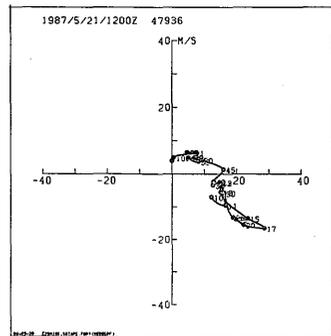
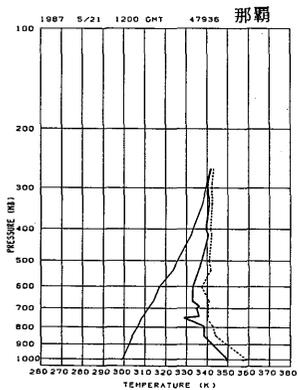
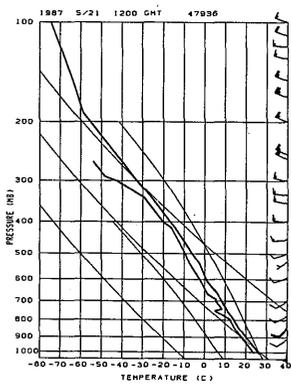
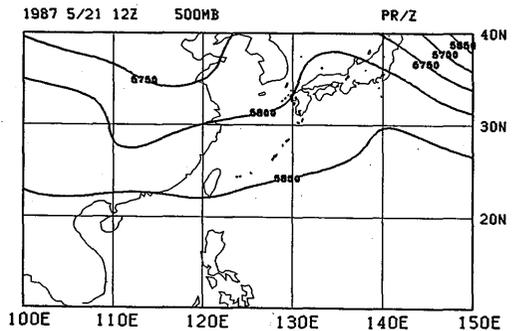
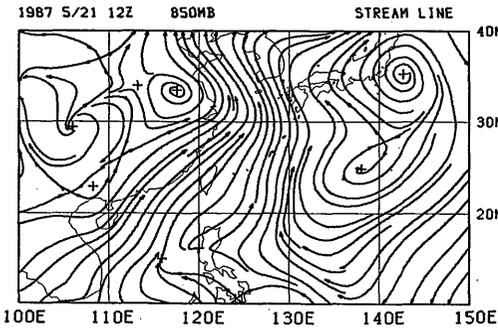
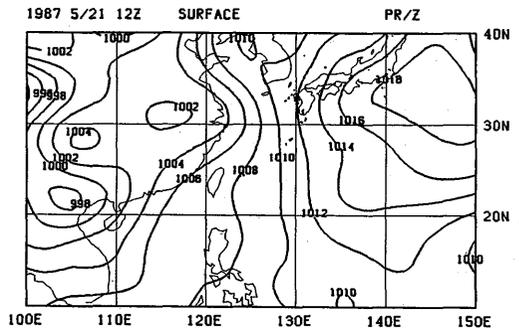
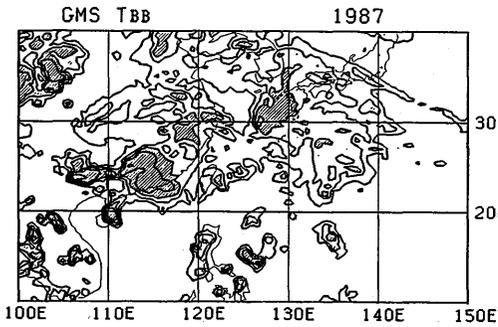
S4 : スコールクラスター



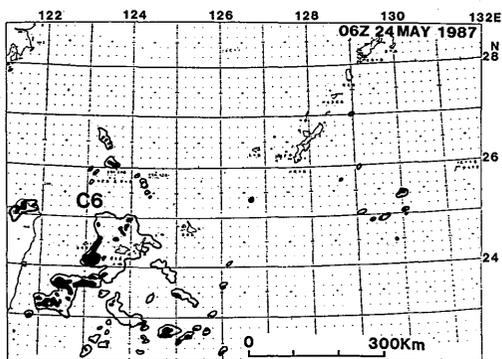
<付録6.5>



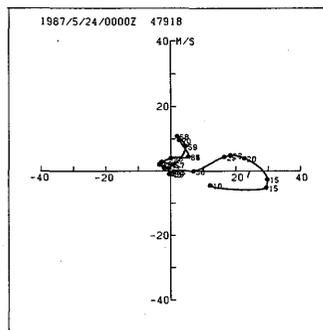
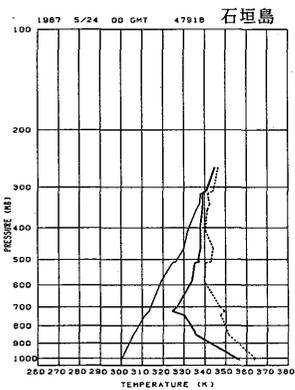
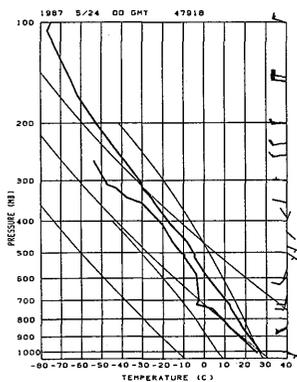
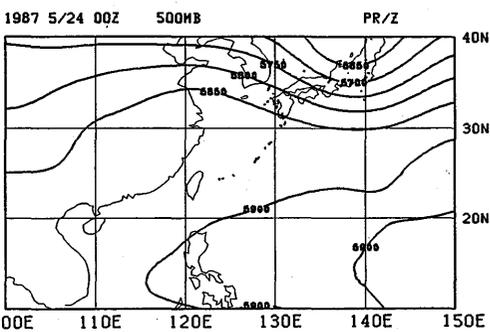
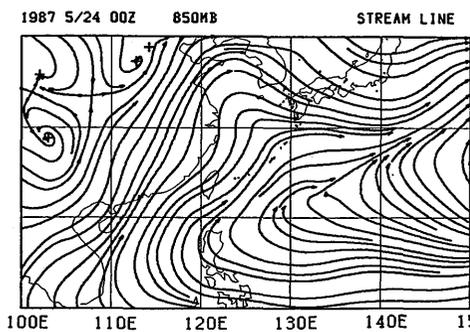
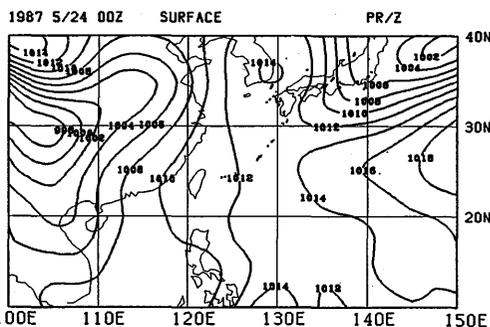
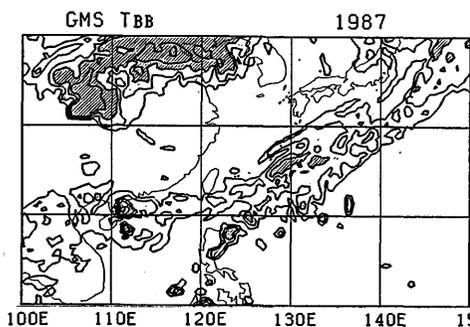
C.5 : 不定形クラスター



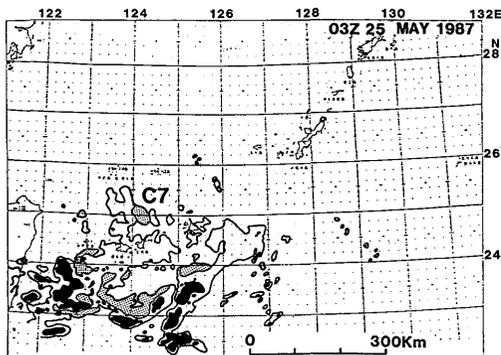
<付録6.6>



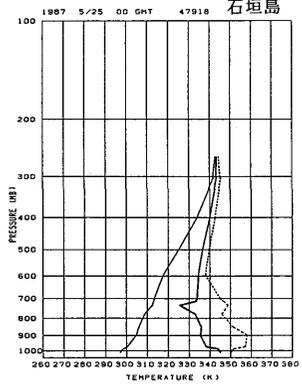
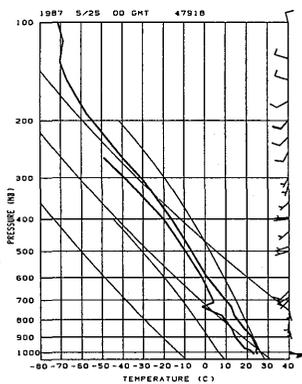
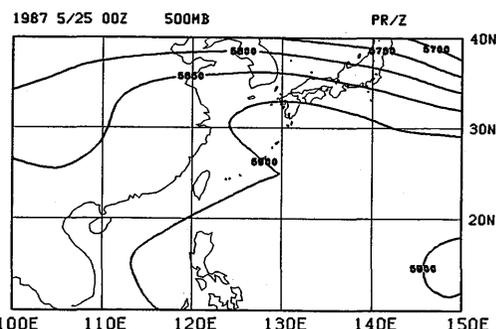
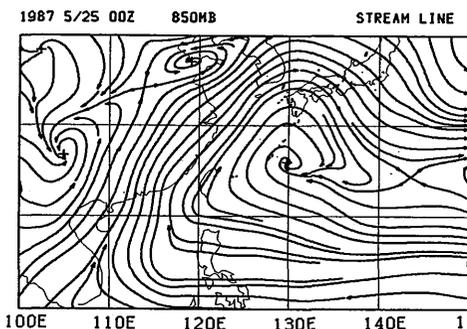
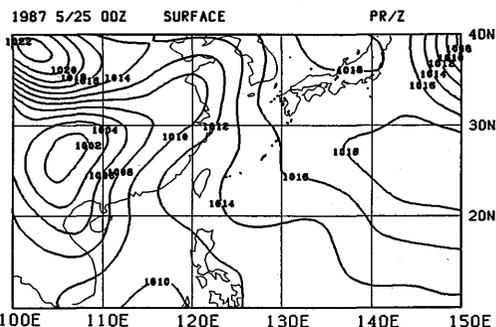
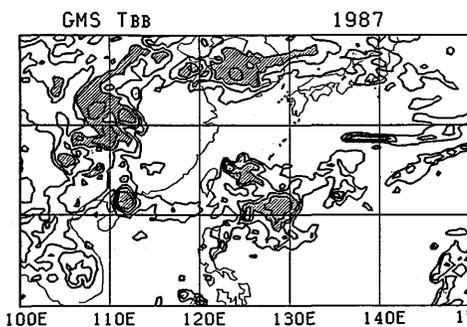
C 6 : 不定形クラスター



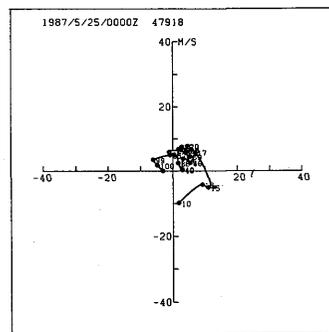
<付録6.7>



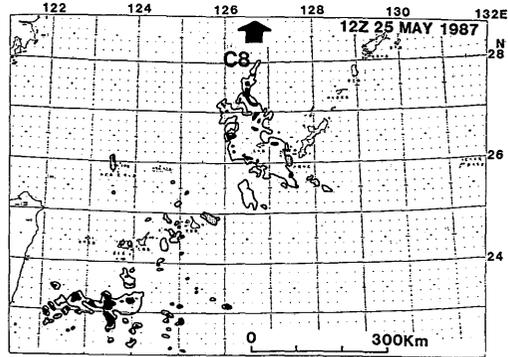
C7: 不定形クラスター



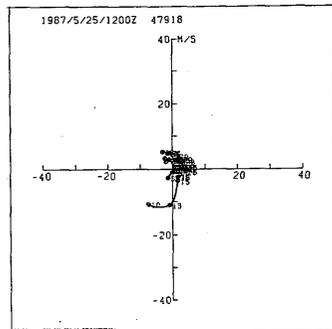
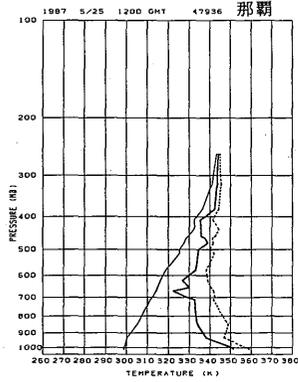
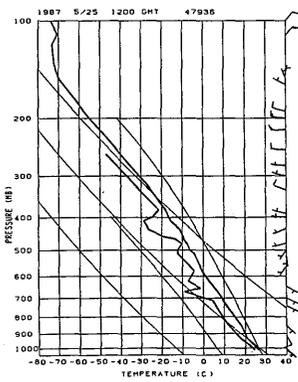
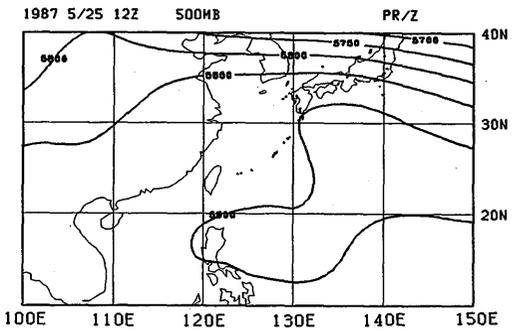
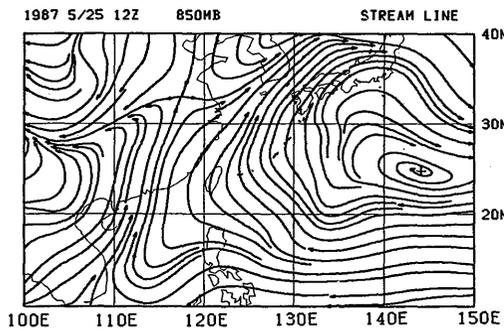
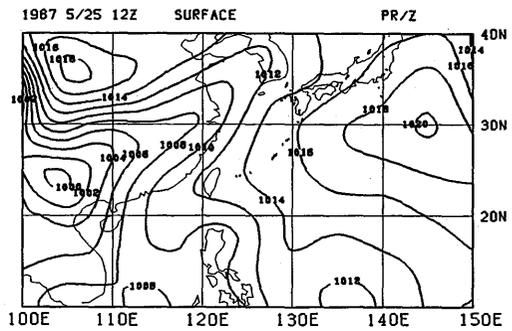
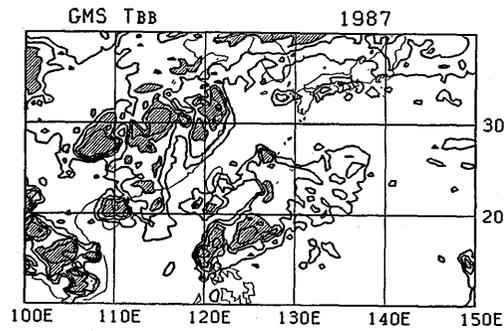
石垣島



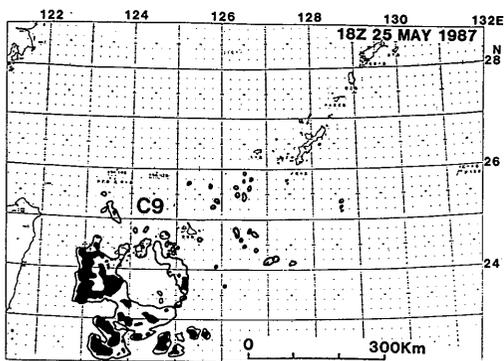
<付録6.8>



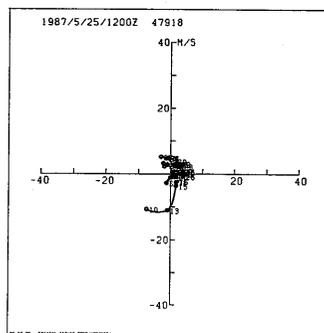
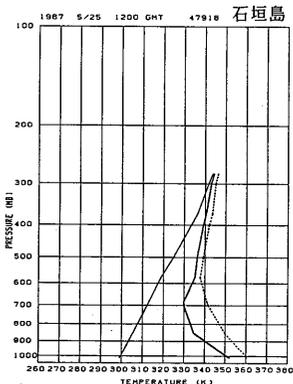
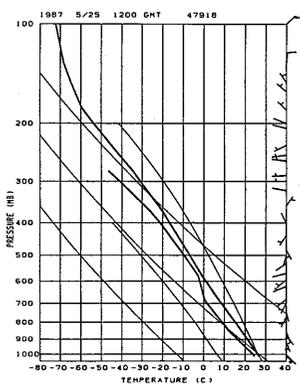
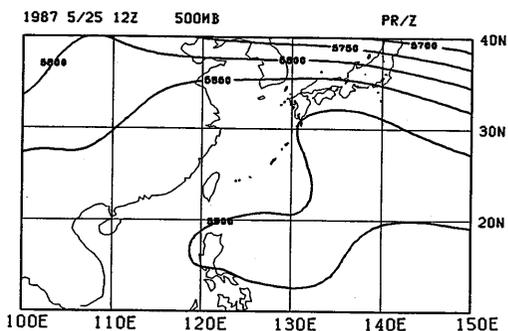
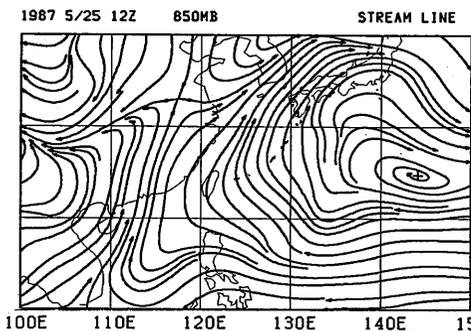
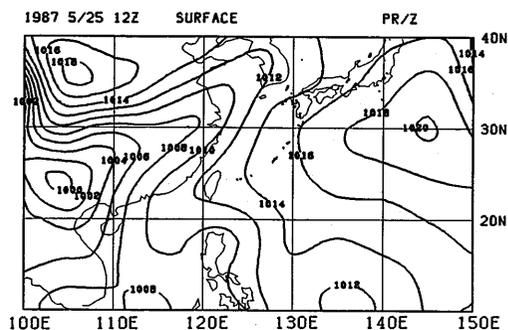
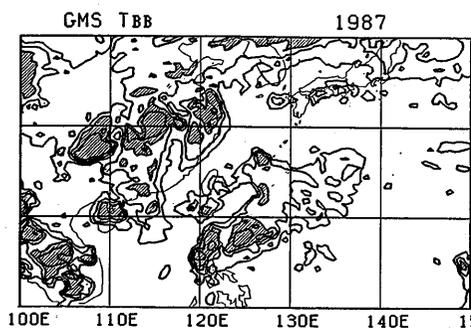
C 8 : 不定形クラスター



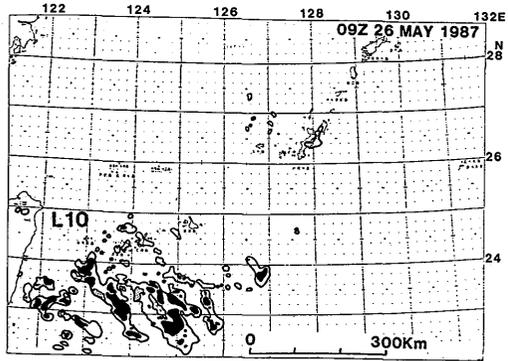
<付録6.9>



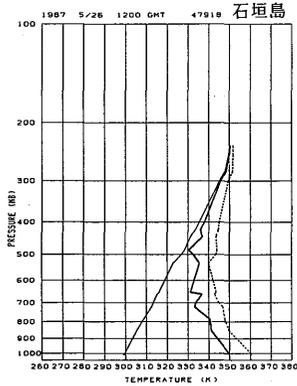
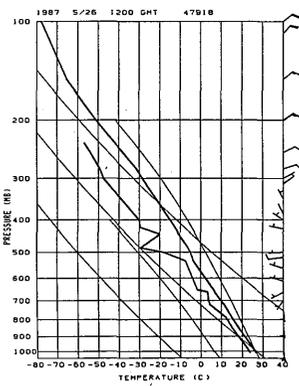
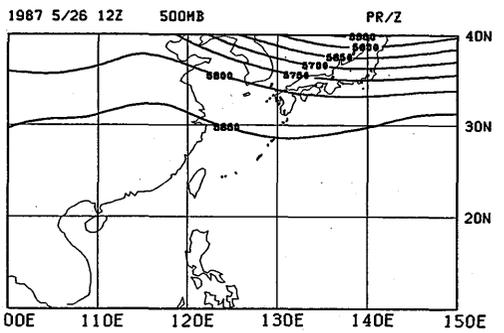
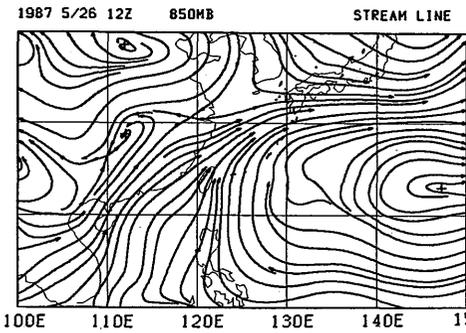
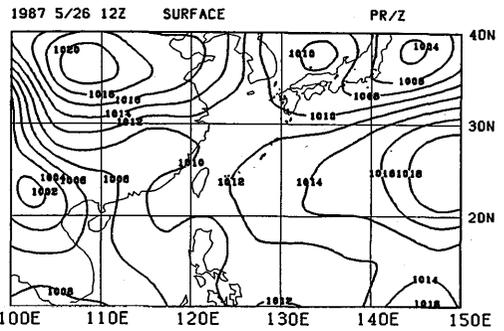
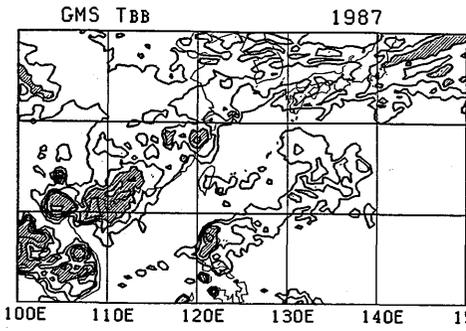
C 9 : 不定形クラスター



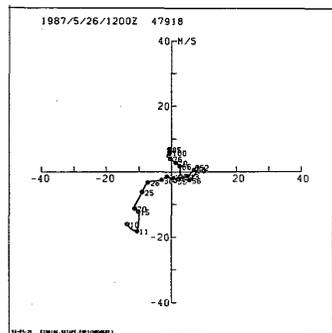
<付録6.10>



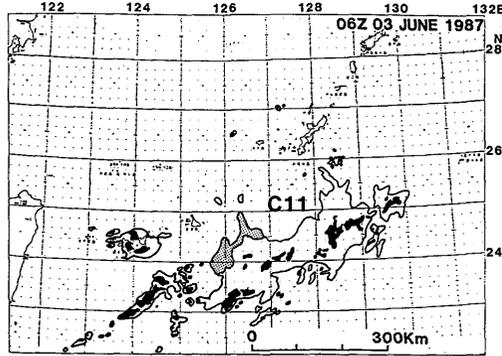
L10 : 列状クラスター



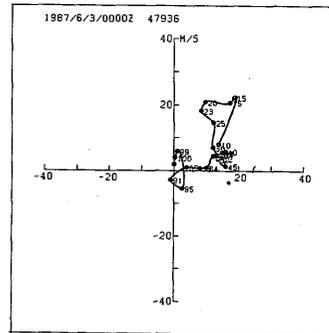
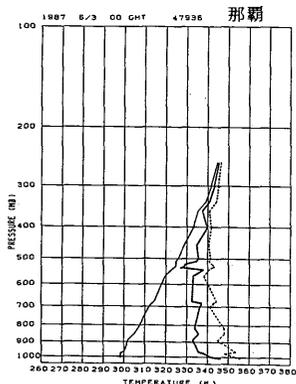
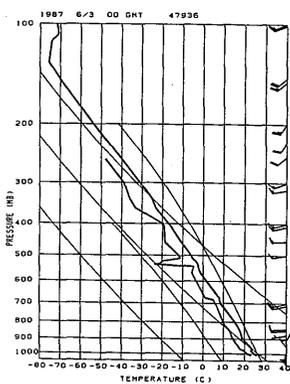
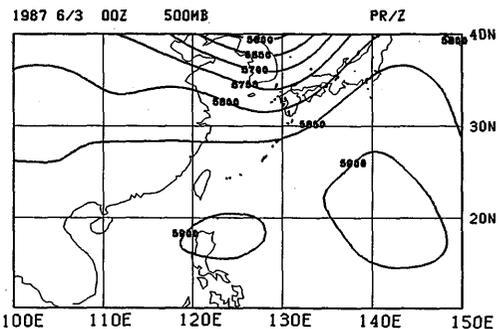
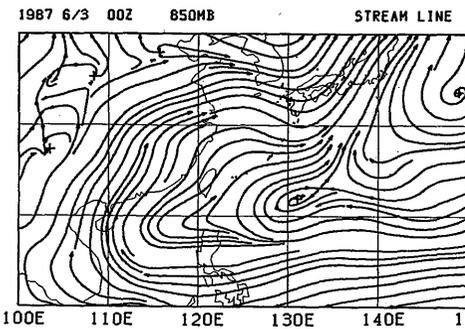
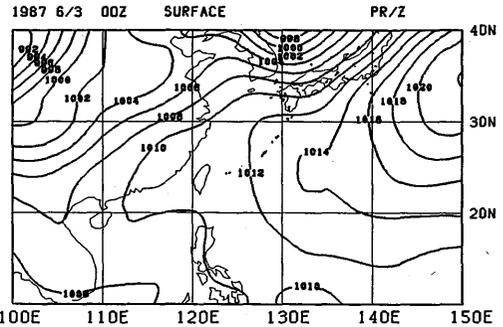
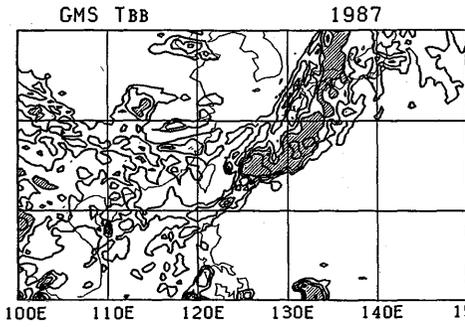
石垣島



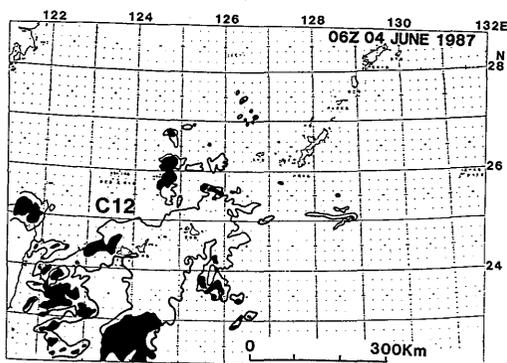
<付録6.11>



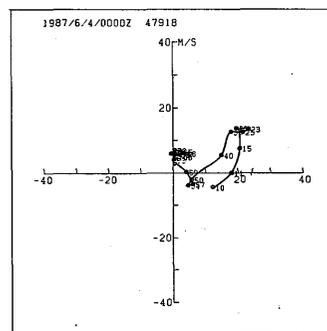
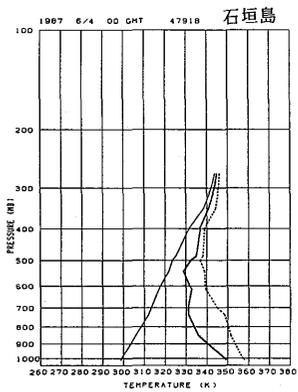
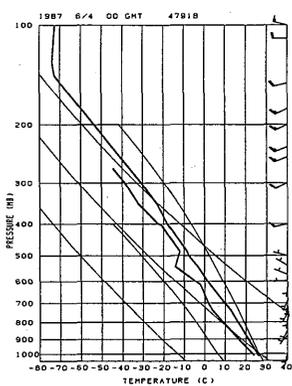
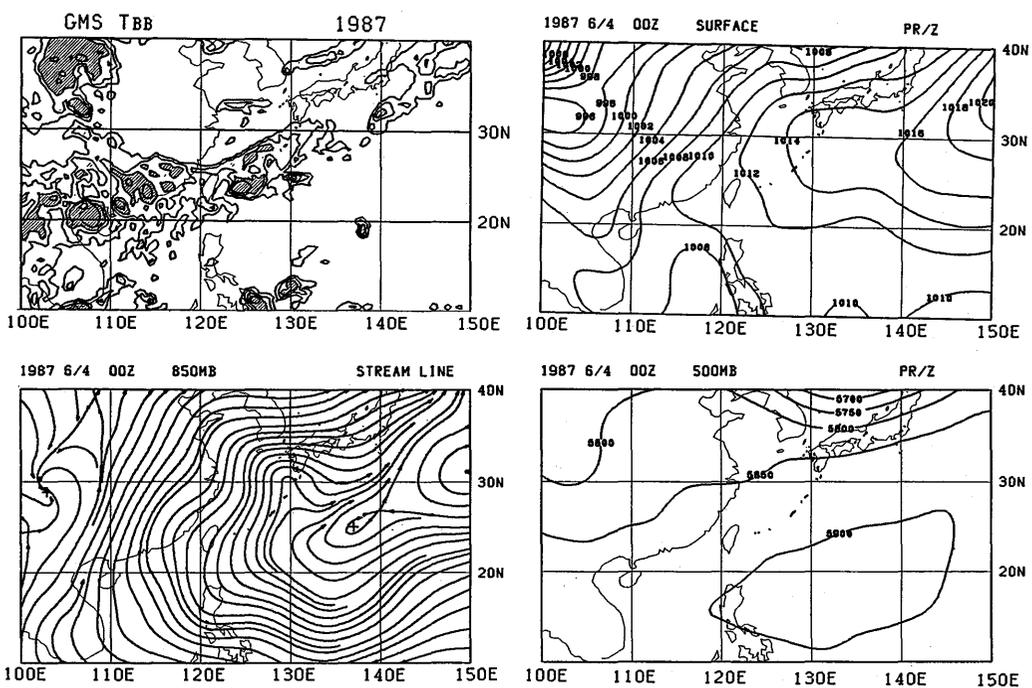
C11 : 不定形クラスター



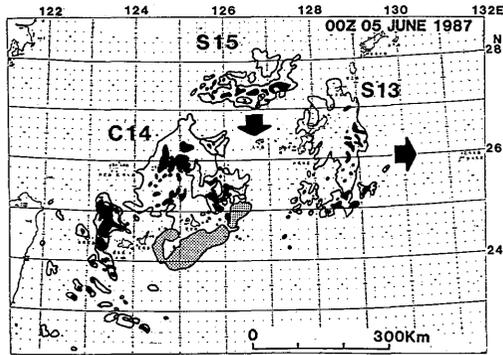
〈付録6.12〉



C12 : 不定形クラスター

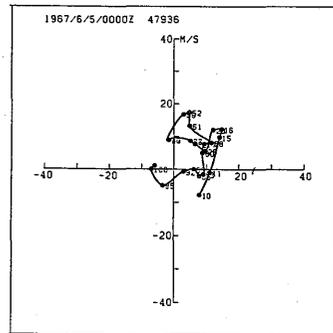
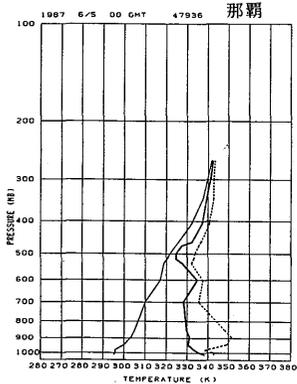
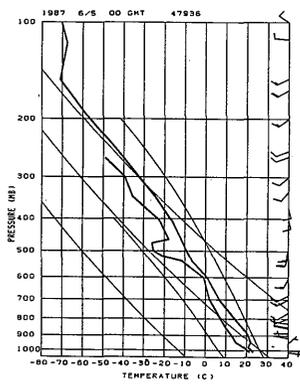
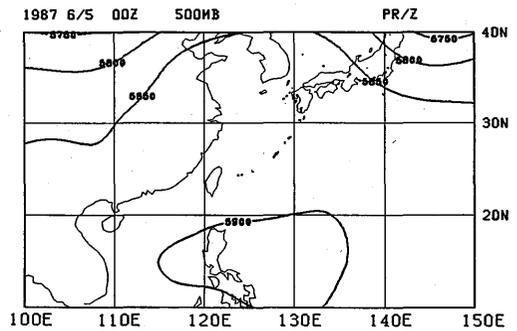
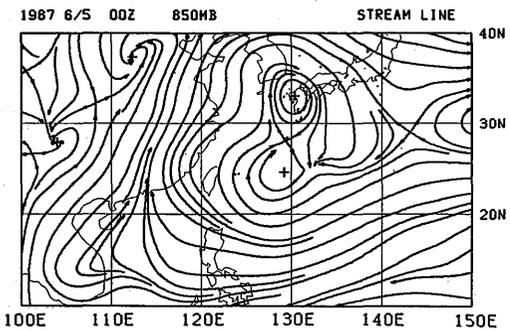
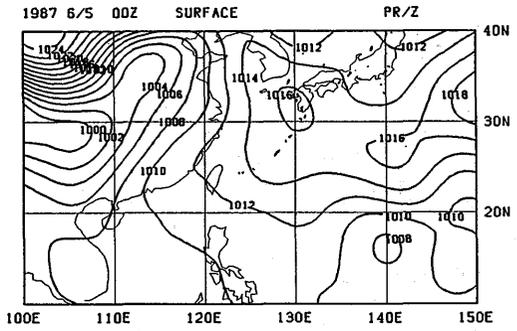
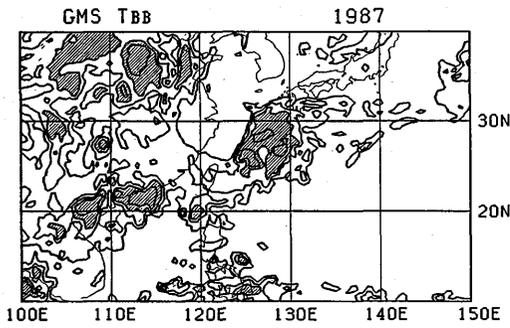


<付録6.13>

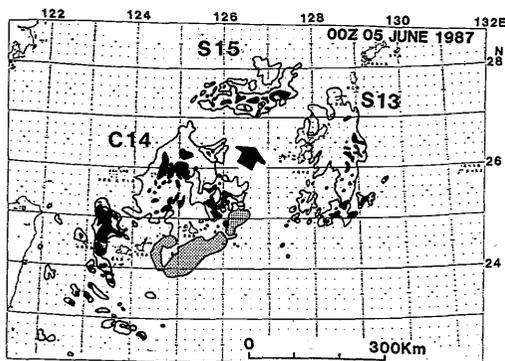


S 1 3 : スコールクラスター

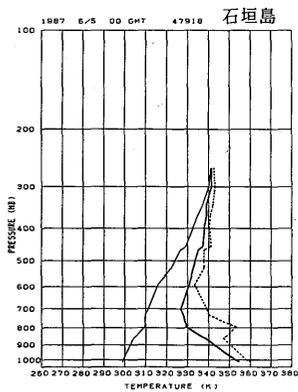
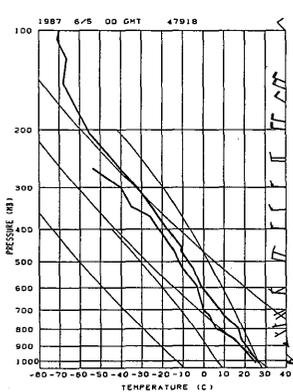
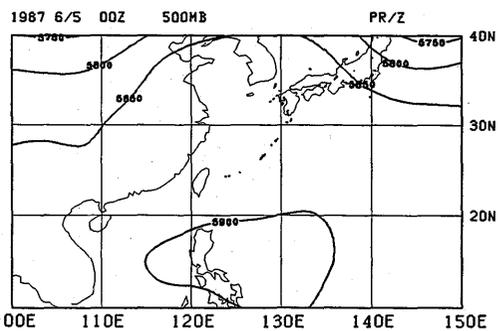
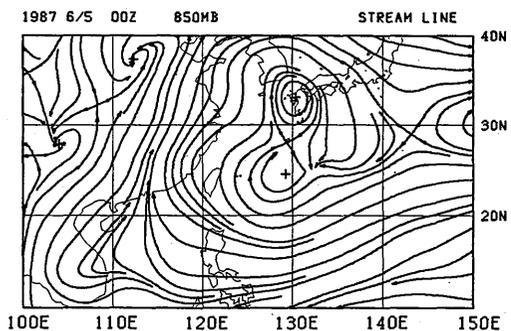
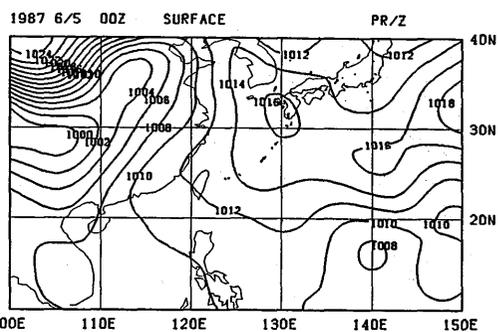
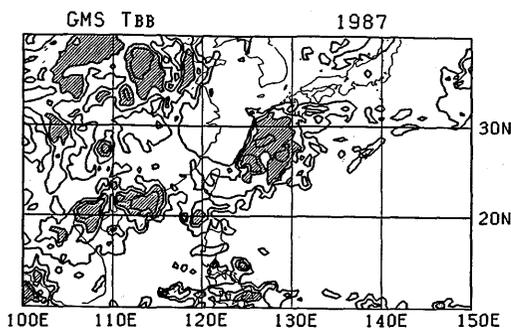
S 1 5 : スコールクラスター



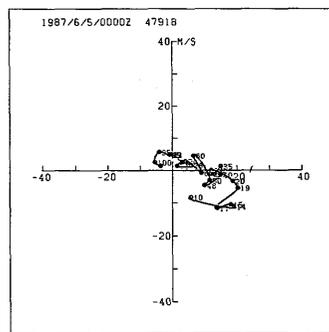
〈付録6.14〉



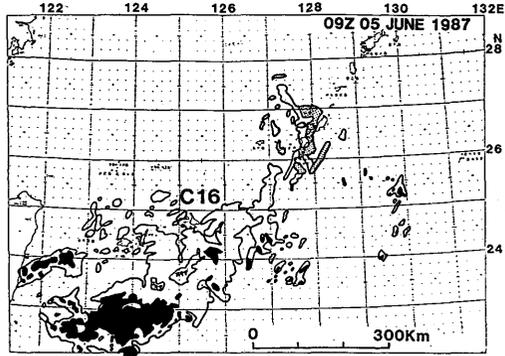
C14 : 不定形クラスター



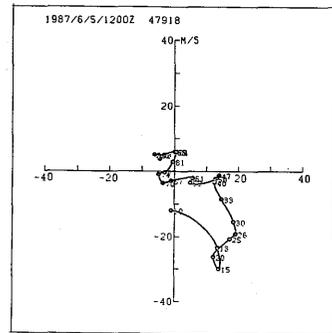
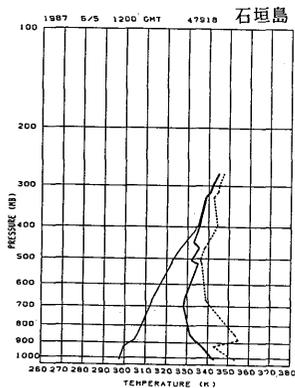
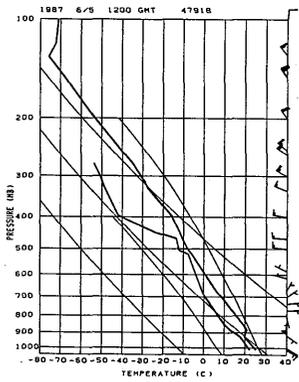
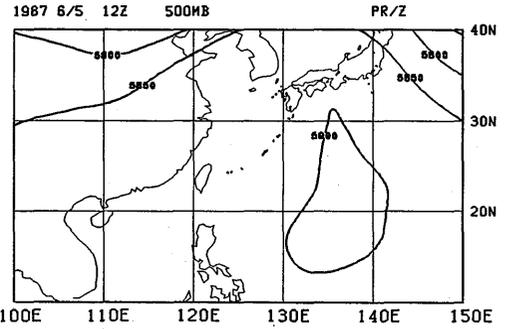
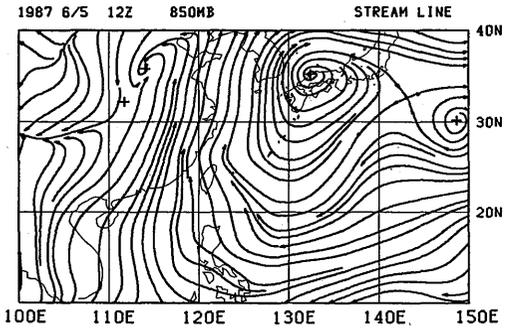
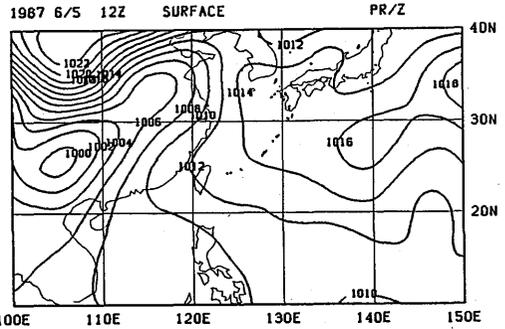
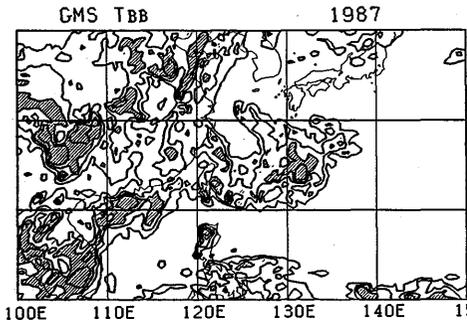
石垣島



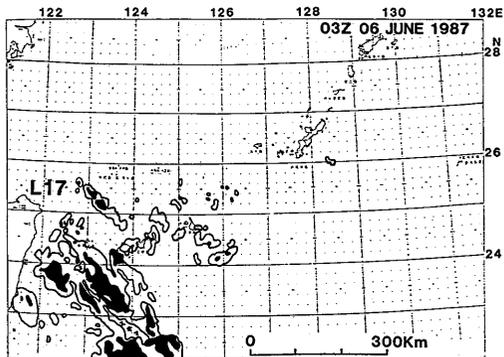
<付録6.15>



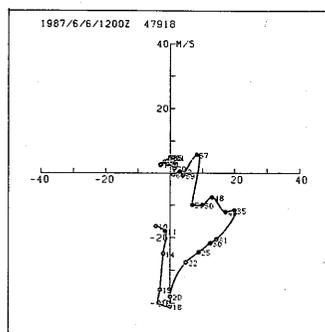
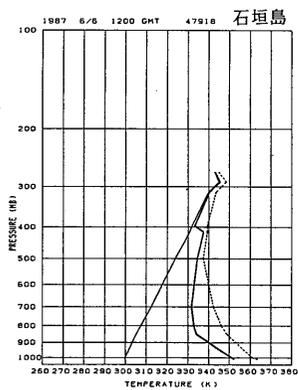
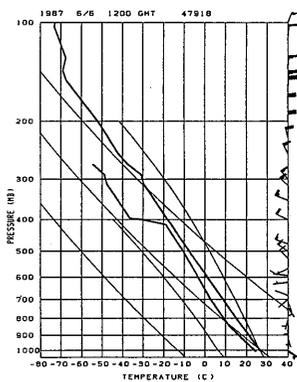
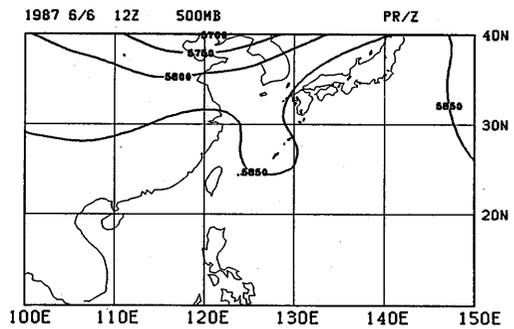
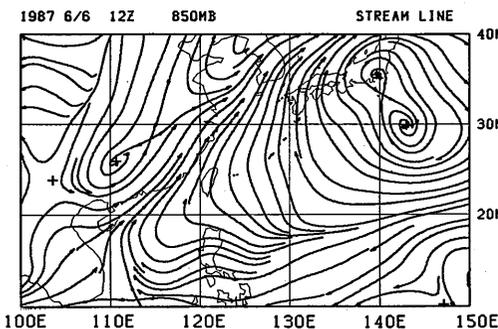
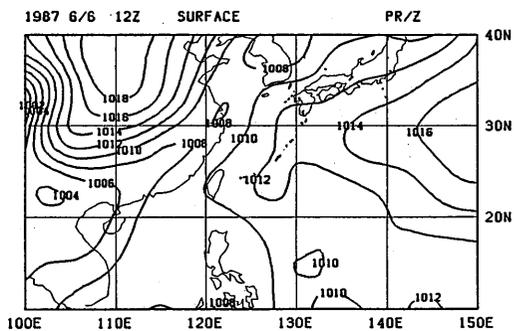
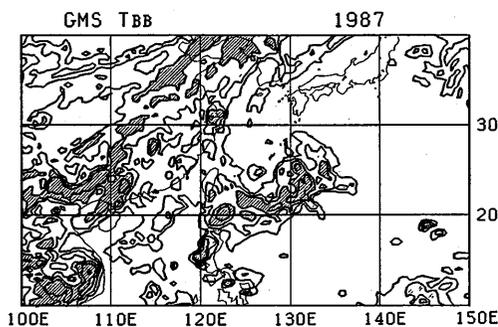
C16 : 不定形クラスター



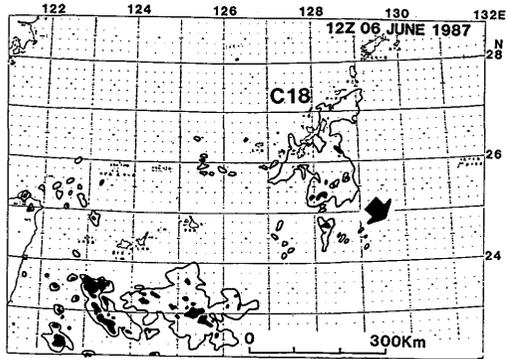
<付録6.16>



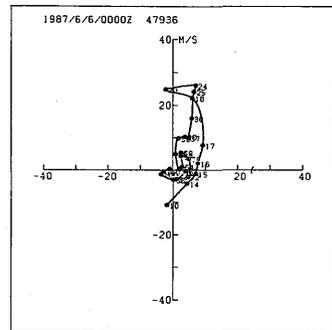
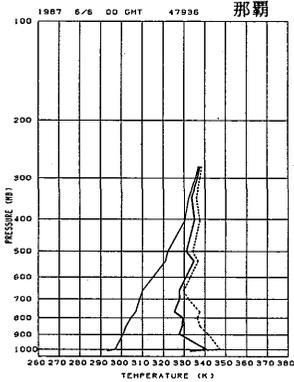
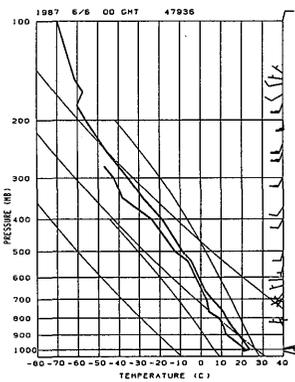
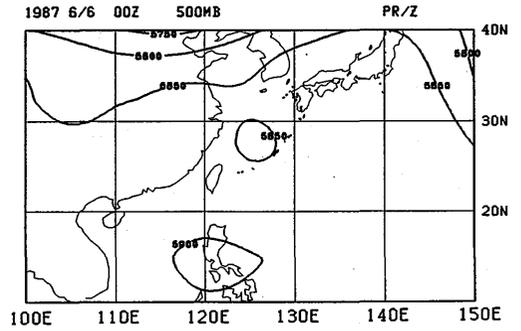
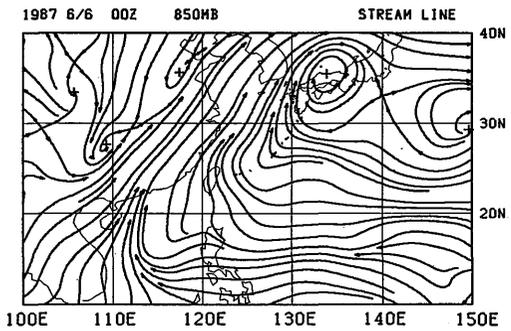
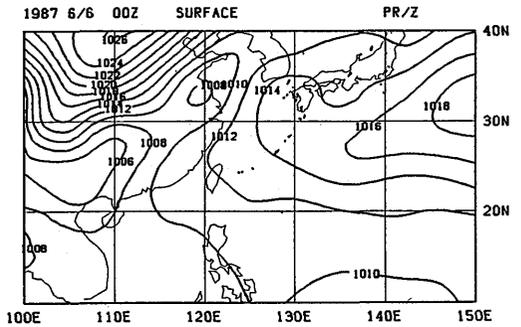
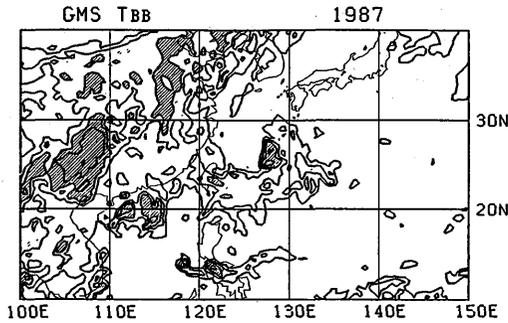
L17: 列状クラスター



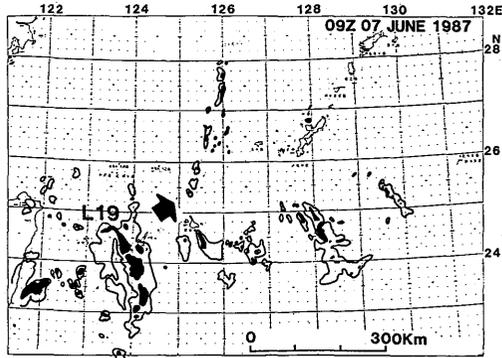
<付録6.17>



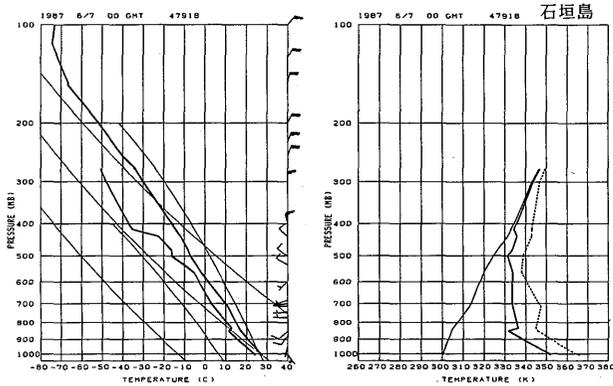
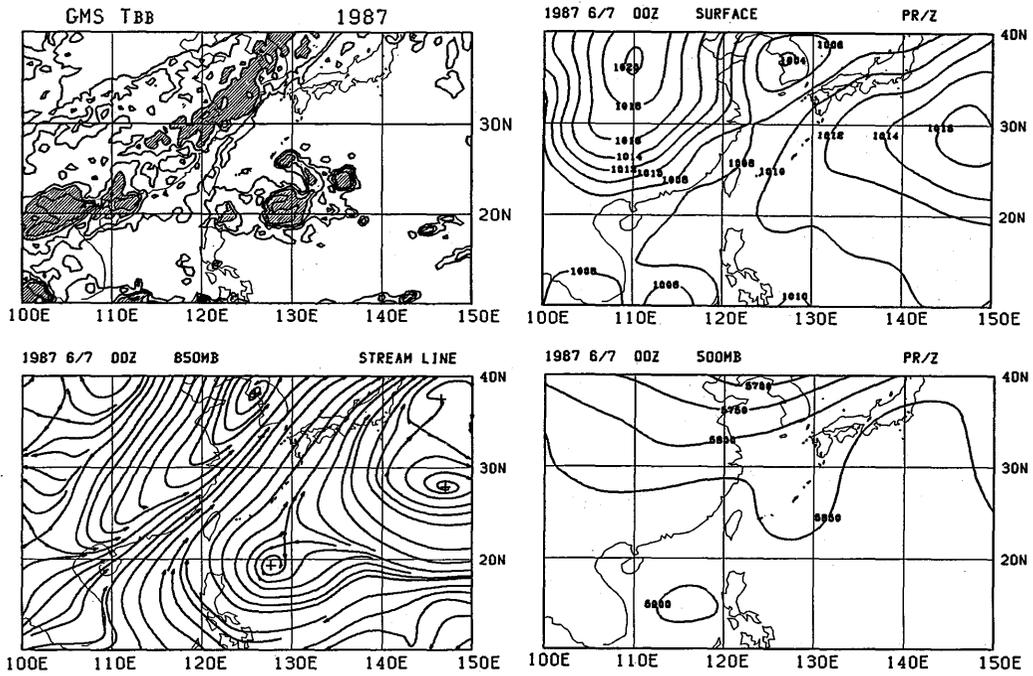
C18 : 不定形クラスター



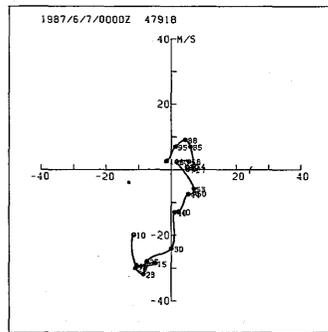
<付録6.18>



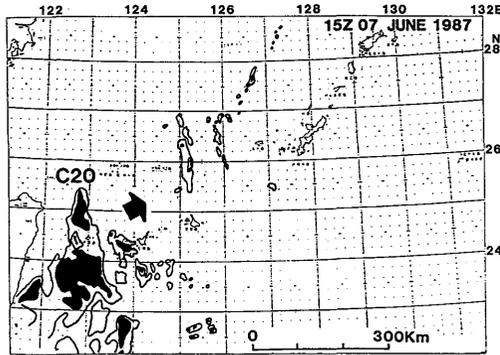
L19 : 列状クラスター



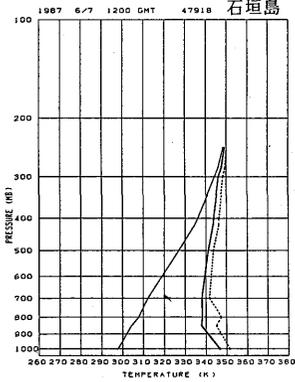
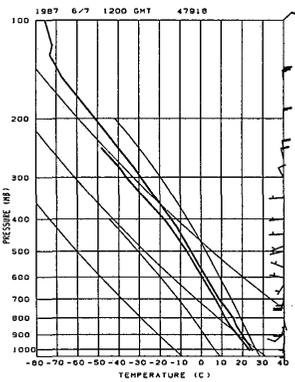
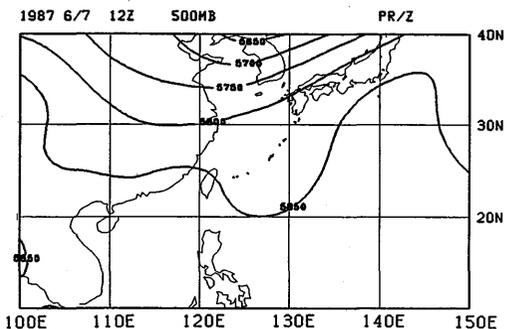
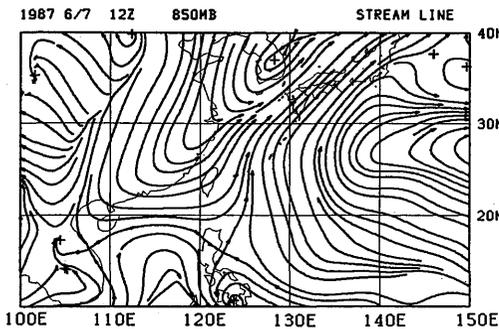
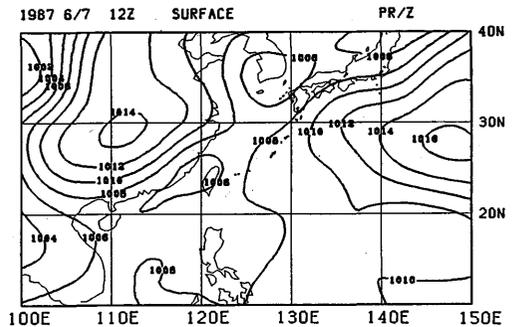
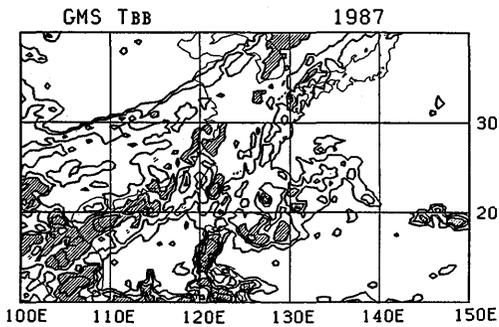
石垣島



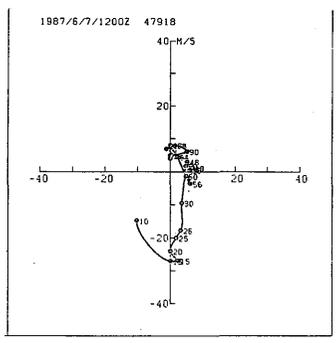
〈付録6.19〉



C 20 : 不定形クラスター



石垣島



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

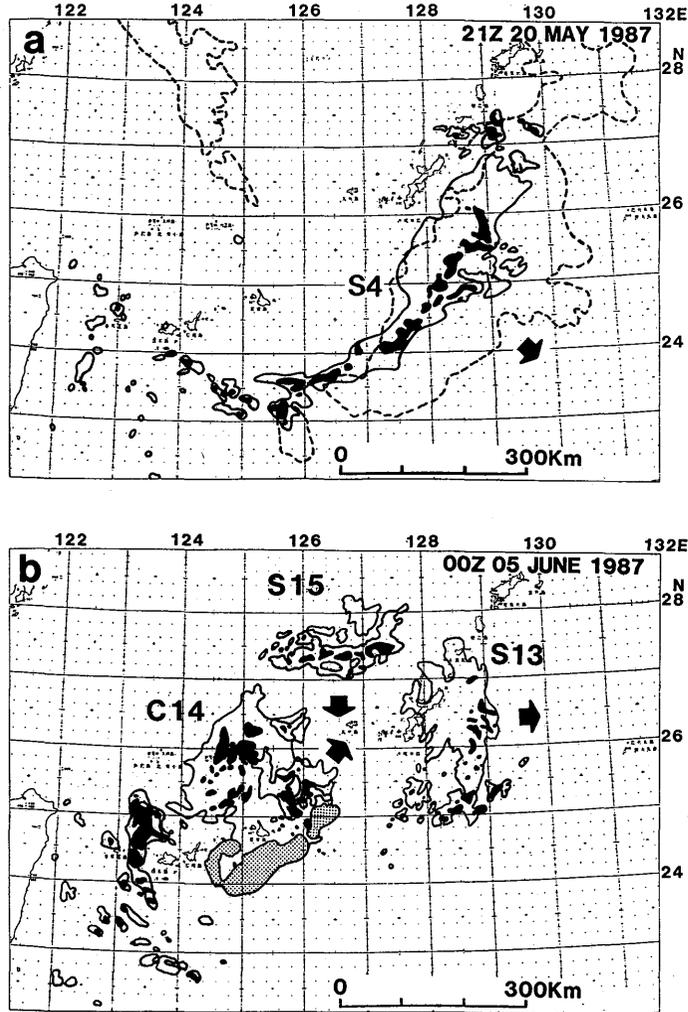


図7.1 1987年の沖縄地方の梅雨期間中に発生した3つのスコールクラスター(S14, S13, S15)。ただし、(b)図のC14はスコールクラスターではない。沖縄、宮古島、石垣島の3つのレーダーの合成図(沖縄気象台作製)を示す。黒い領域は反射強度が33dBZ以上のところ。ハッチ領域は上空エコーを表す。矢印はクラスターの移動方向を示す。(a)図の破線はGMSのIRデータによる $T_{BB} = -51^{\circ}\text{C}$ の等値線。

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250 kmの東シナ海上で発生した。その後発達しながら平均6 m/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460 km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 km²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10～100 km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7.2 c）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7.5 a）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7.5 b）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7.1 aの $T_{BB}=-51^{\circ}\text{C}$ （高度約11.5 km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

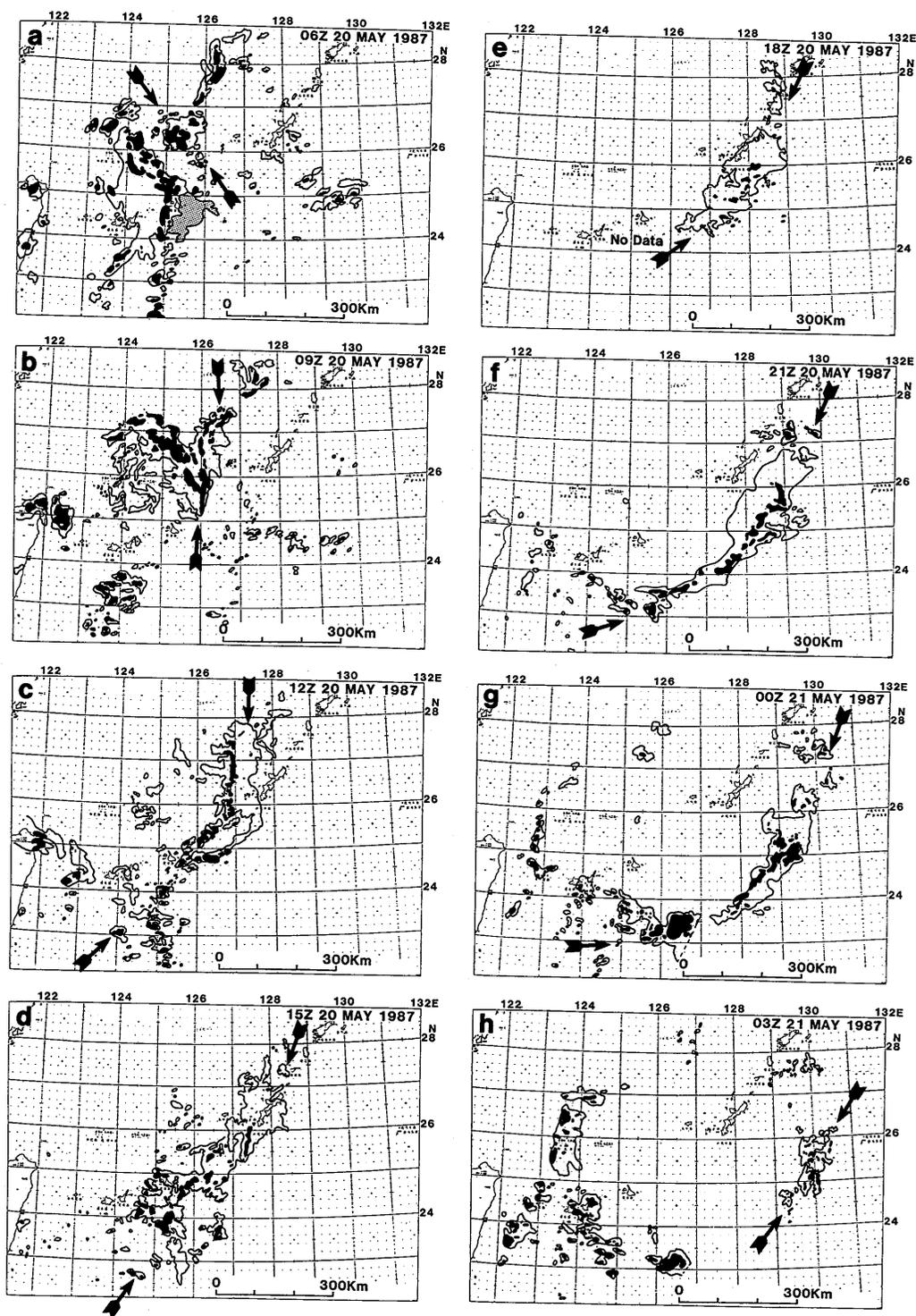


図7.2 5月20日～21日のスコールクラスターの発生から消滅までの過程。沖縄、宮古島、石垣島の3つのレーダーの合成図(沖縄気象台作製)を示す。黒い領域は図7.1と同じ。矢印はスコールラインを示す。

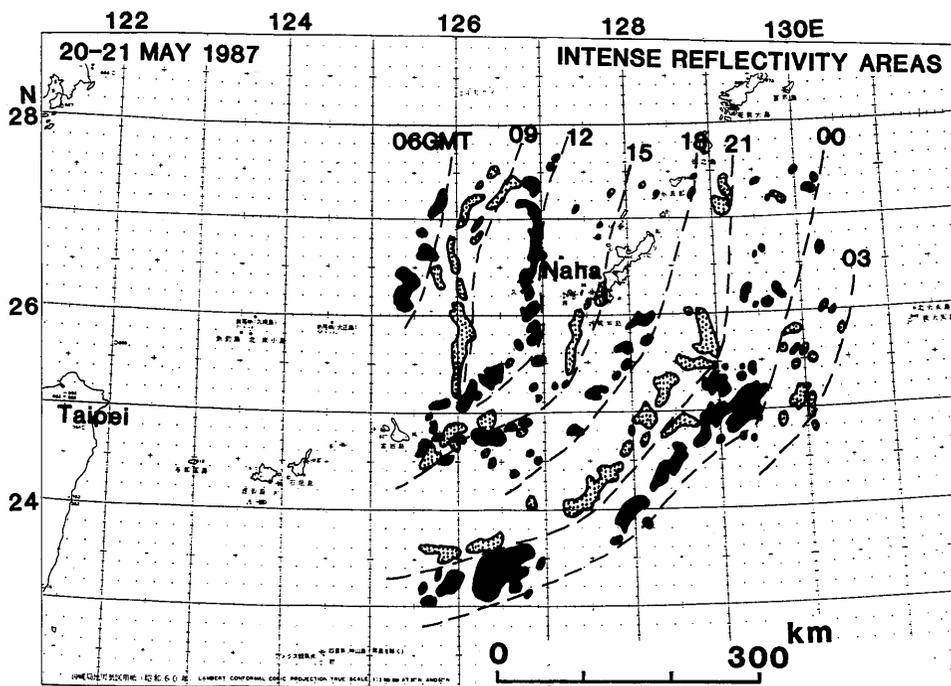


図7.3 5月20日～21日のスコールクラスターの反射強度が33dBZ以上の領域の位置の変化。

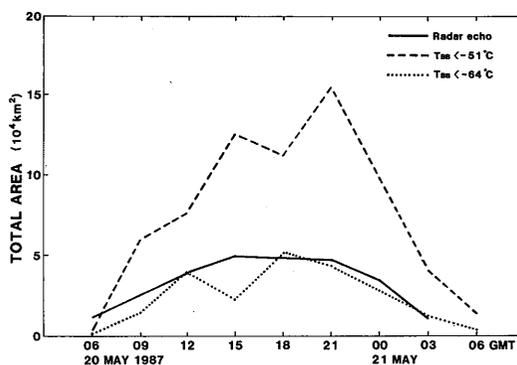


図7.4 5月20日のスコールクラスターのレーダーエコー域、 T_{BB} が -51°C 以下の領域、 -64°C 以下の領域の面積の時間変化。

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。

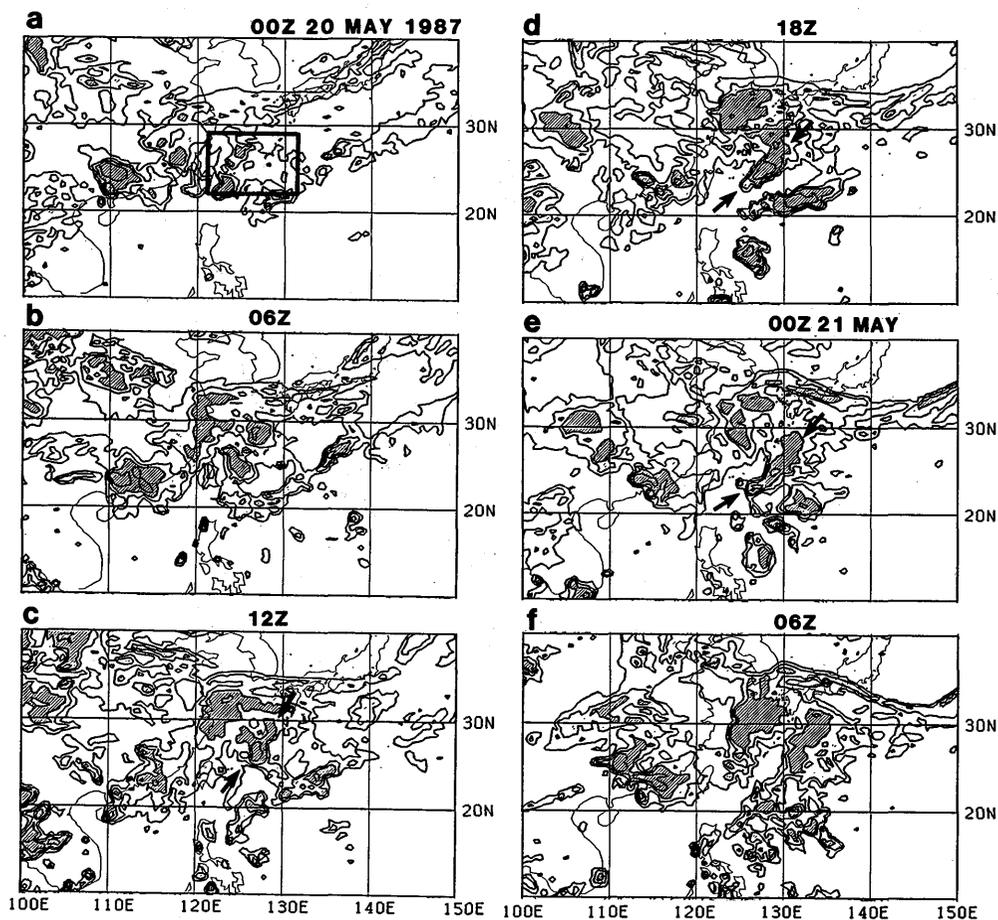


図7.5 GMSのIRデータによる T_{BB} 分布。5月20日00Z～20日06Zの6時間間隔、等値線は 0°C から 20°C の間隔。 -40°C 以下の領域を斜線で表す。(a)図中の太実線の四角形は図7.1, 7.2, 7.3の範囲を表す。

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

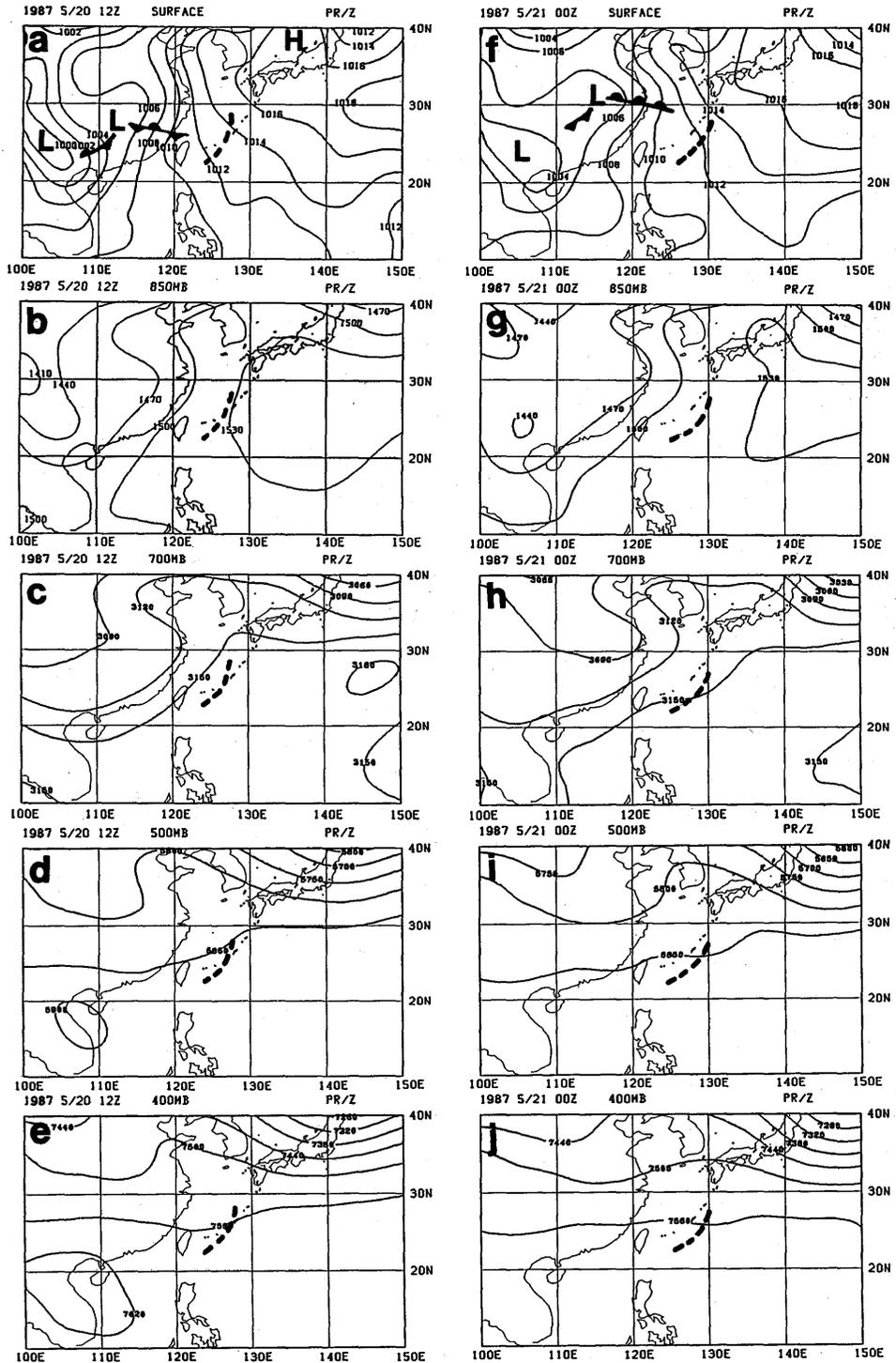


図7.6 1987年5月20日12Zと21日00Zの地上, 850mb, 700mb, 500mb, 400mbの天気図。太破線はスコールクラスター的位置を表す。

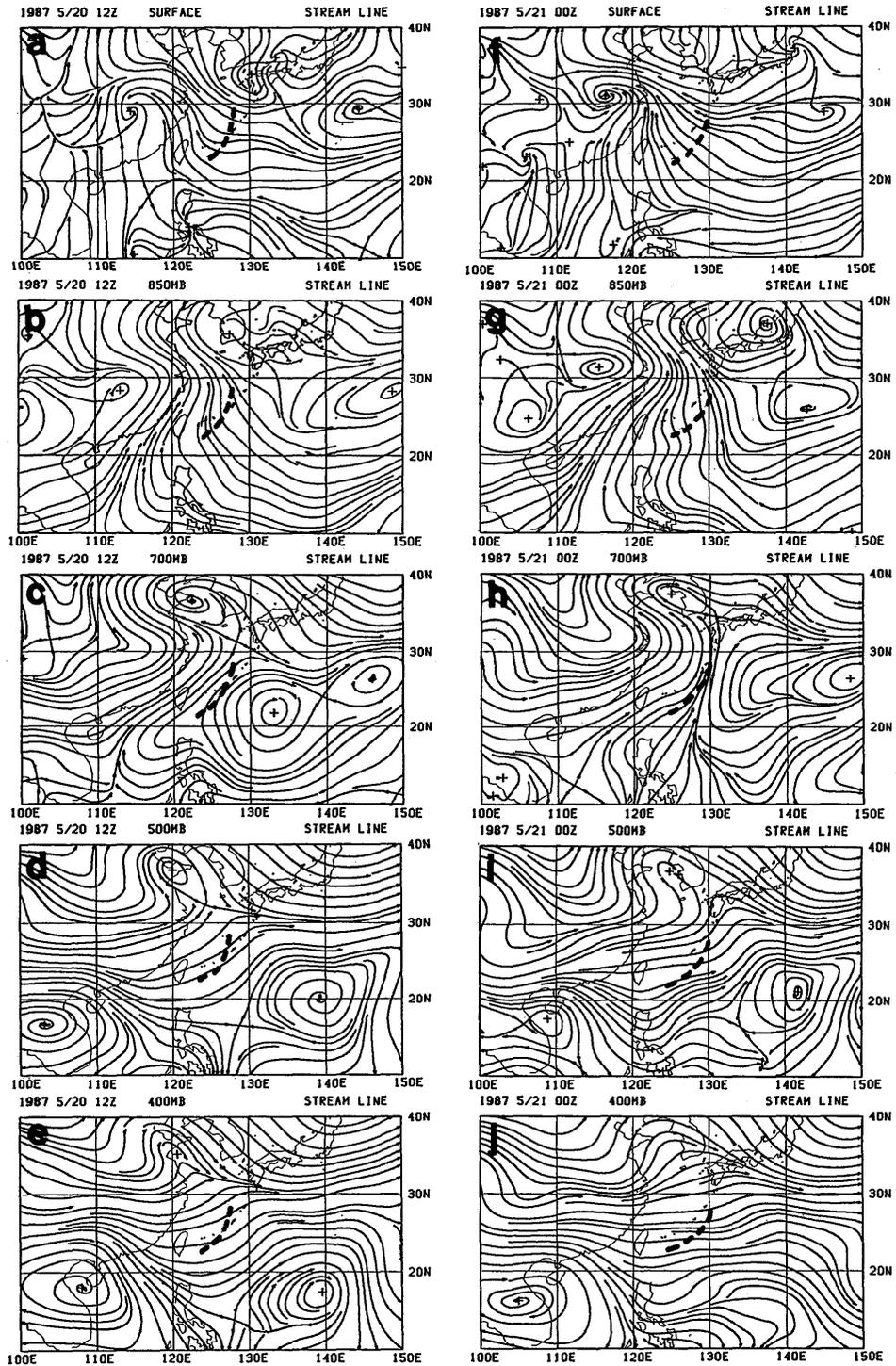


図7.7 図7.6と同様。ただし、風の分布から描いた流線。

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

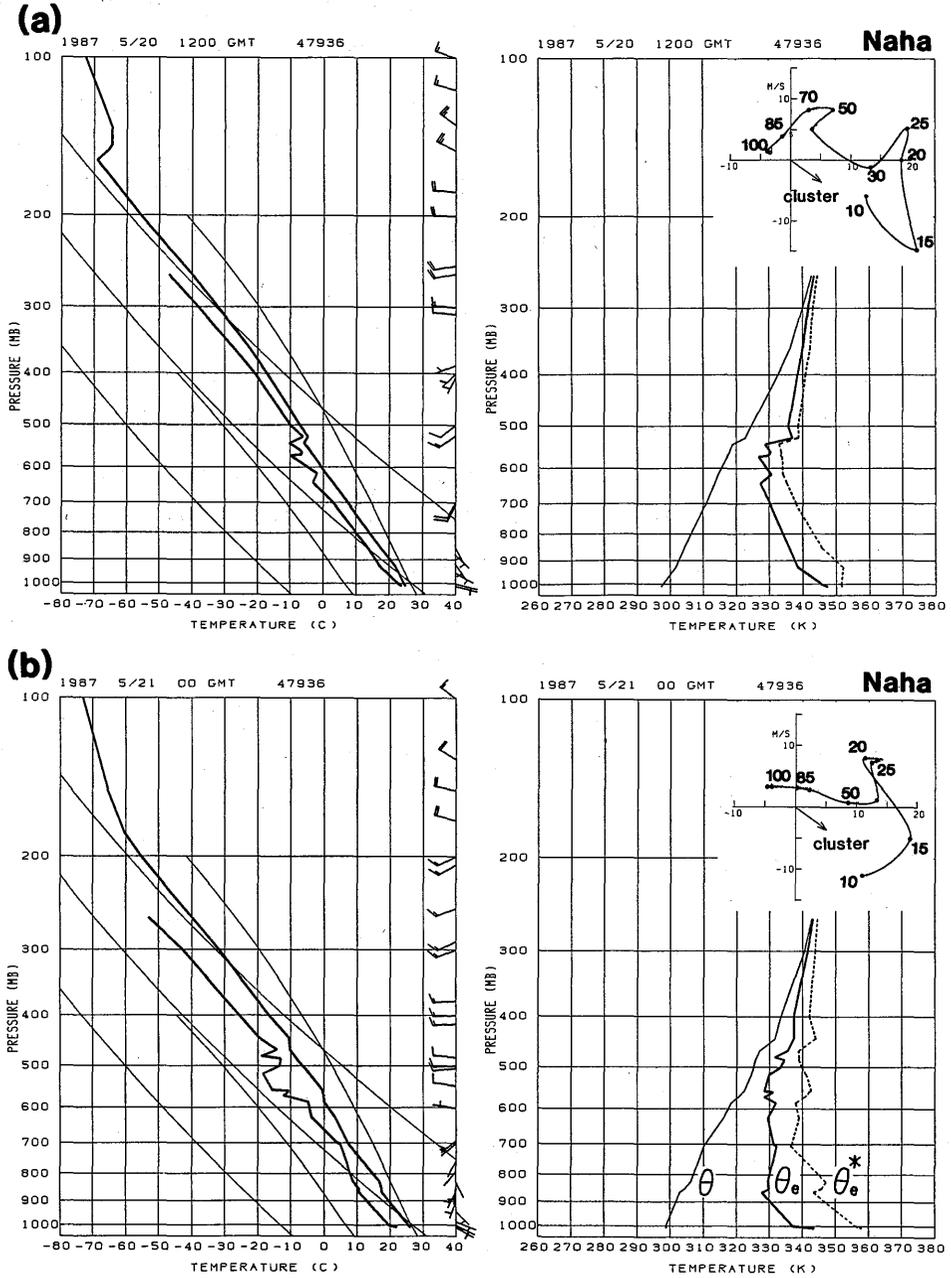


図7.8 1987年5月20日12Z(a)と21日00Z(b)の那覇におけるエマグラムと温位 (θ)、相当温位 (θ_e)、飽和相当温位 (θ_e^*) の分布。その右上はホドグラフ。

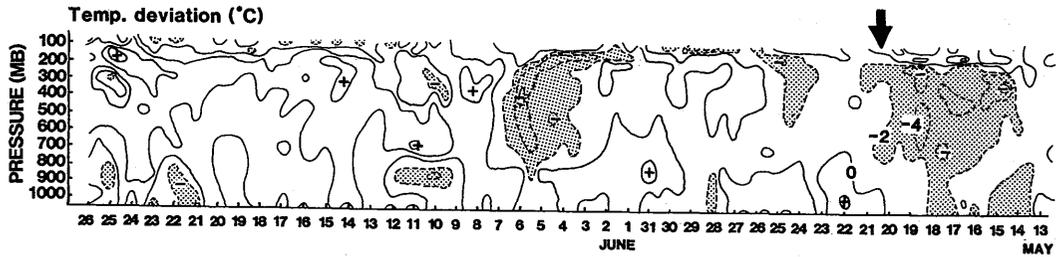


図7.9 1987年の沖縄地方の梅雨期間中那覇での平均気温からの偏差の鉛直-時間断面図。等温線は2°Cごと。ハッチは-2°C以下の領域を表す。矢印はスコールクラスターの通過時刻を示す。

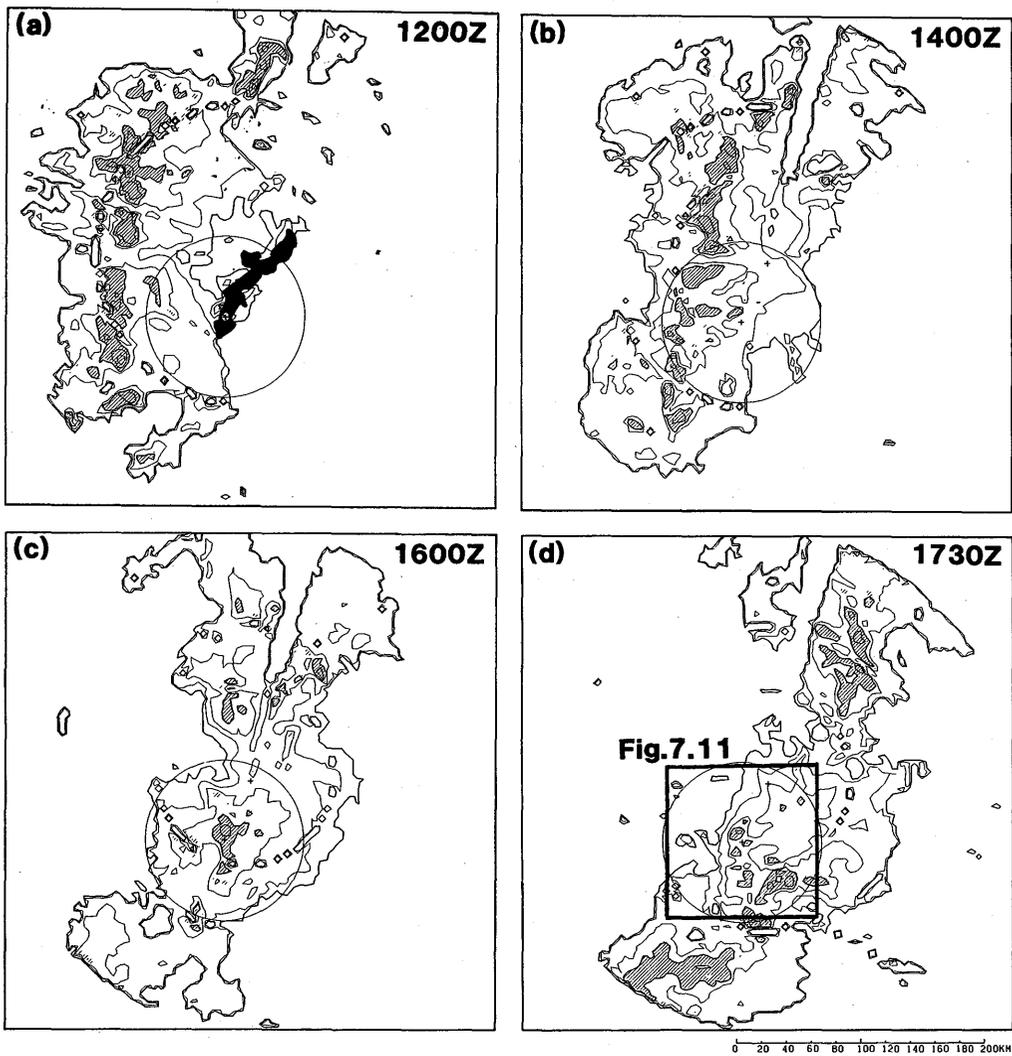


図7.10 沖縄開発庁八重岳レーダーのPPI画像。1987年5月20日, (a)1200Z, (b)1400Z, (c)1600Z, (d)1730Z。等値線は20, 30, 40, 50, 55dBZ。45dBZ以上に斜線。図の中の円はドップラーレーダーの観測領域を, (d)の太実線の四角形は図7.11のCAPPIの領域を表す。

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

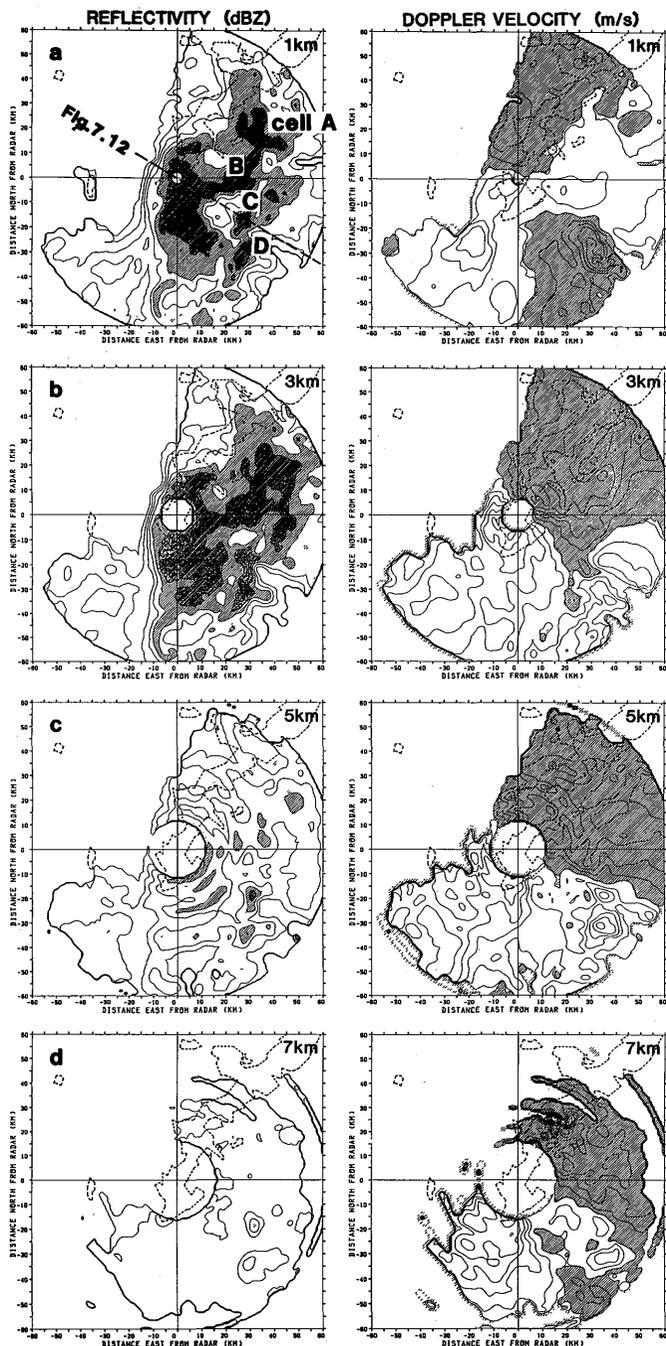


図7.11 1987年5月20日1725Zにおけるドップラーレーダーで得られたスコールクラスターの反射強度とドップラー速度の高度1, 3, 5, 7 kmのCAPPI画像。反射強度の等値線は5 dBZから5 dB間隔。25dBZ以上に薄い斜線を30 dBZ以上に濃い斜線をほどこす。ドップラー速度は2 m/s間隔で、正領域(レーダーから遠去かる成分を持つ領域)を斜線で示す。さらに沖縄本島を細破線で示す。A, B, C, Dは降水セルを示す。図(a)の中の太破線は図7.12と図7.13の鉛直断面図の位置を示す。

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

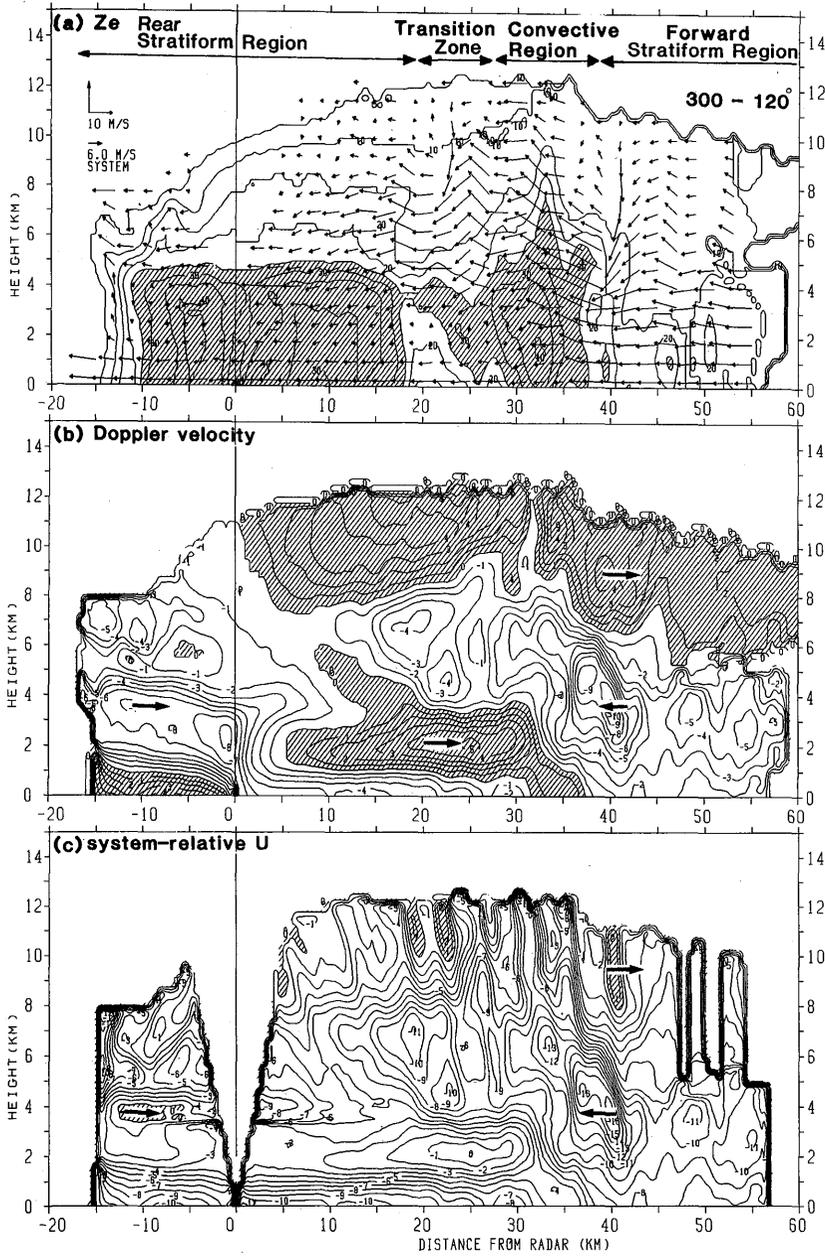


図7.12 ドップラーレーダーで得られた方位300°-120°のスクールクラスターの鉛直断面図。1987年5月20日1723Z。(a)反射強度の分布。等値線は10dBZから5 dB間隔。25dBZ以上に斜線。矢印はシステムに相対的な水平風(図7.12c)と鉛直流(w)から求めた風ベクトル。(b)ドップラー速度(V_r)の分布。等値線は1 m/s間隔。斜線は正領域。(c)システムに相対的な水平風(u_s)の分布。等値線は1 m/s間隔で正領域(左から右への流れ)に斜線。

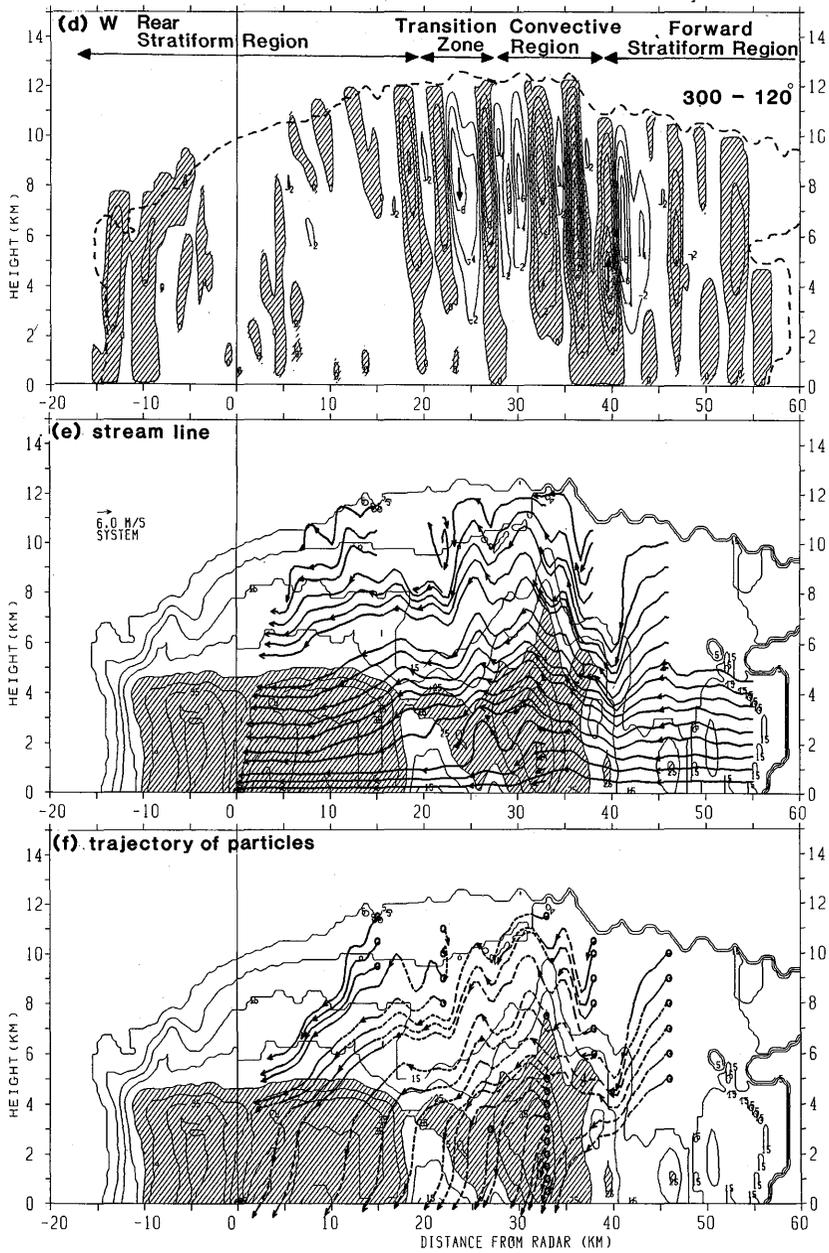


図7.12(つづき) (d)鉛直流(w)分布。等値線は2 m/s間隔で、上昇域に斜線。(e) u_s と w から求めた流線。(f) u_s , w と降水粒子の終端落下速度から求めた降水粒子の軌跡。

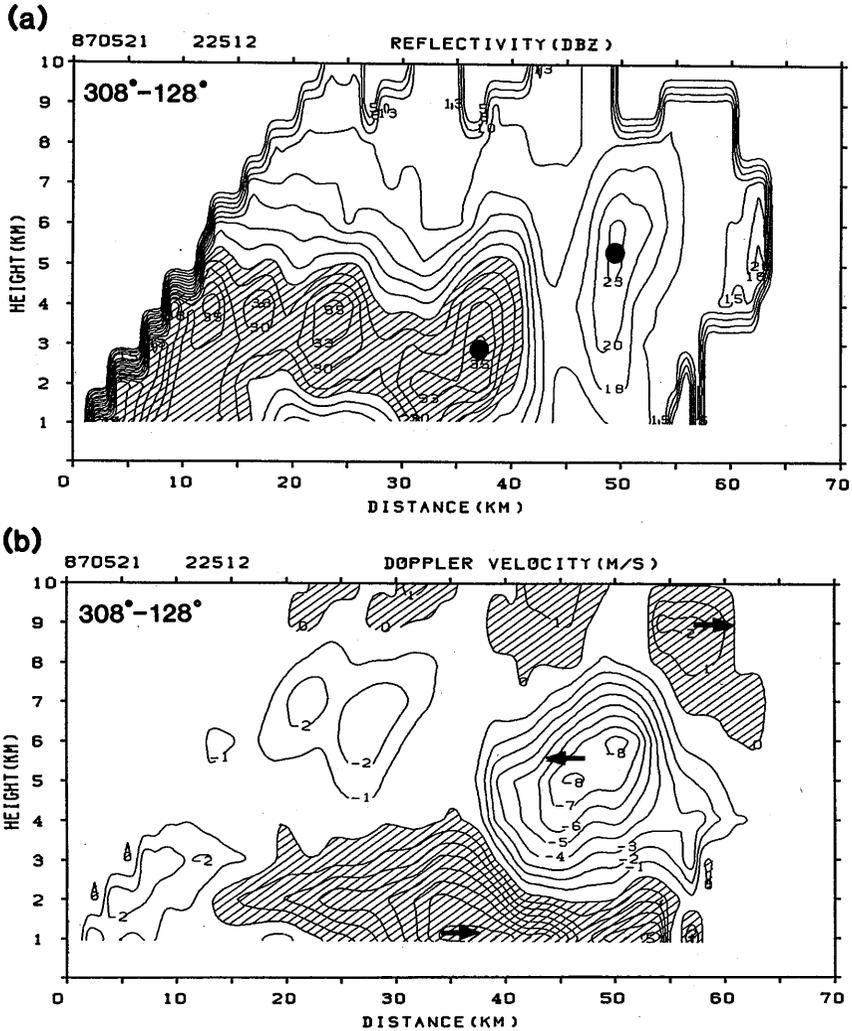


図7.13 図7.11のCAPPIから描いたレーダーから方位角 128° の方向に沿う鉛直断面図。(a)反射強度。2.5dBZ間隔で25dBZ以上に斜線。(b)ドップラー速度。等値線は1m/s間隔で正領域に斜線。(a)図の黒丸は降水セルの位置を示す。

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、

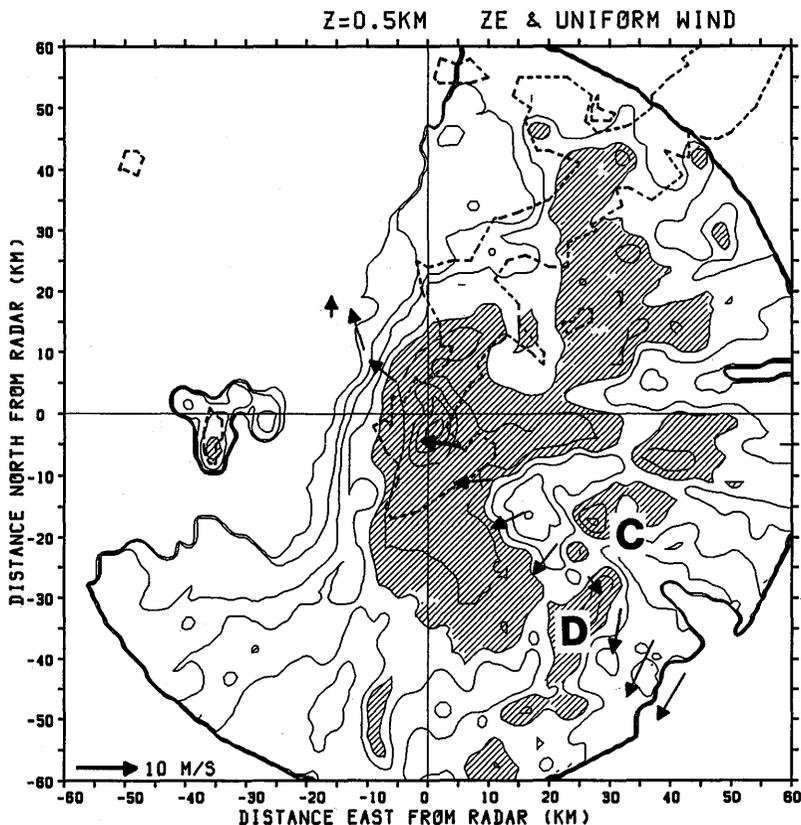


図7.14 1987年5月20日1725Zにおける、局所VAD方式により求めたスコールクラスターの進行方向(130°)に沿う高度0.5kmでの水平風ベクトル(矢印)。反射強度は5 dBZから5 dB間隔で25dBZ以上に斜線。

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($x=33\text{km}$)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

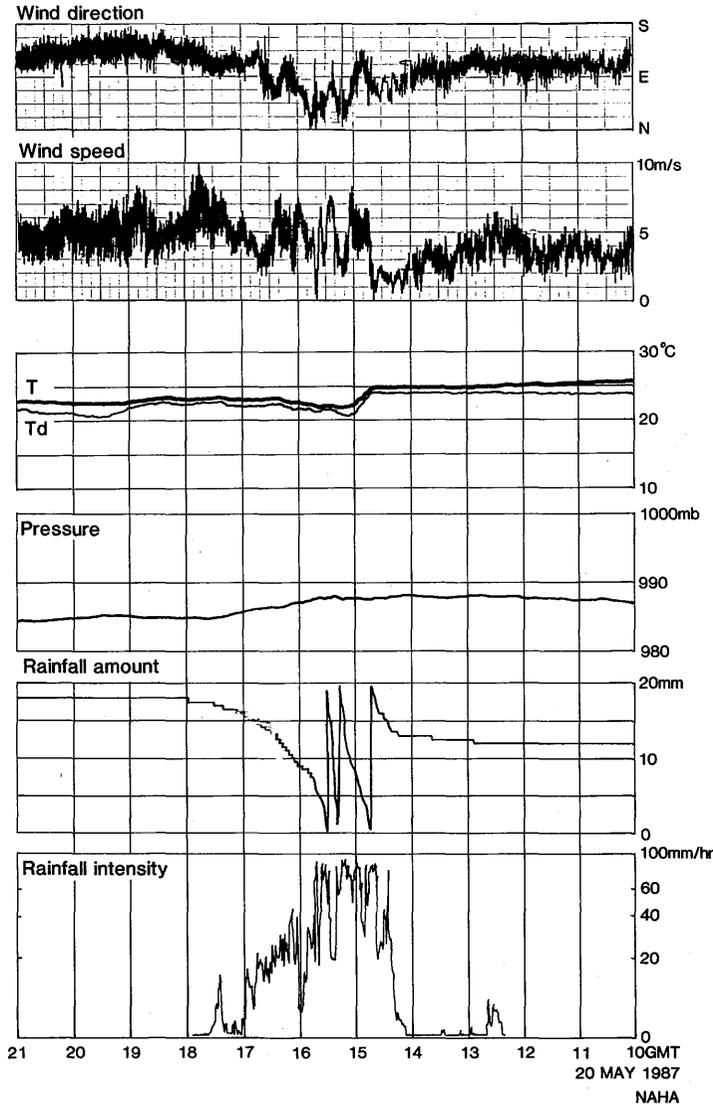


図7.15 1987年5月20日10Z~21Zの那覇（沖縄气象台）における自記記録。

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

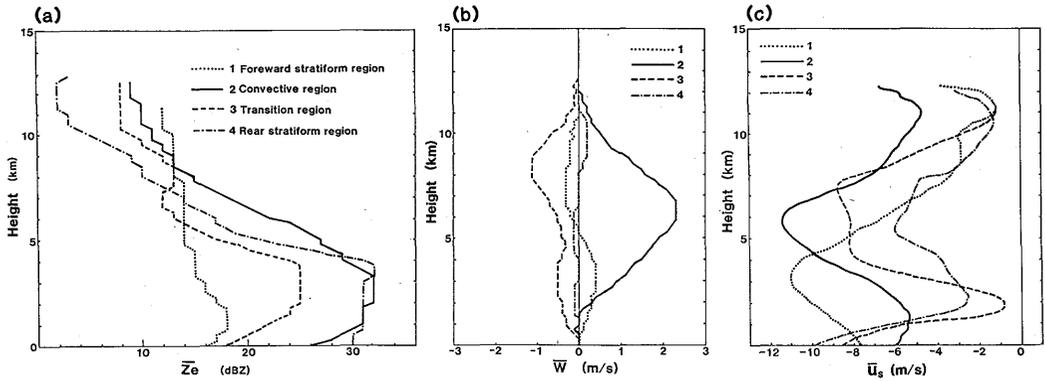


図7.16 図7.12の鉛直断面図内の4つの領域(前部層状性領域, 対流性領域, 遷移領域, 後部層状性領域)における(a)平均反射強度 ($\overline{Z_e}$), (b)平均鉛直流 (\overline{w}), (c)システムに相対的な平均水平流 ($\overline{u_s}$)。

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もな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つ。

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7.12cと図7.12dから求めたシステムに相対的な流線を図7.12e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7.12fに示す。

図7.12e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7.12f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7.12f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

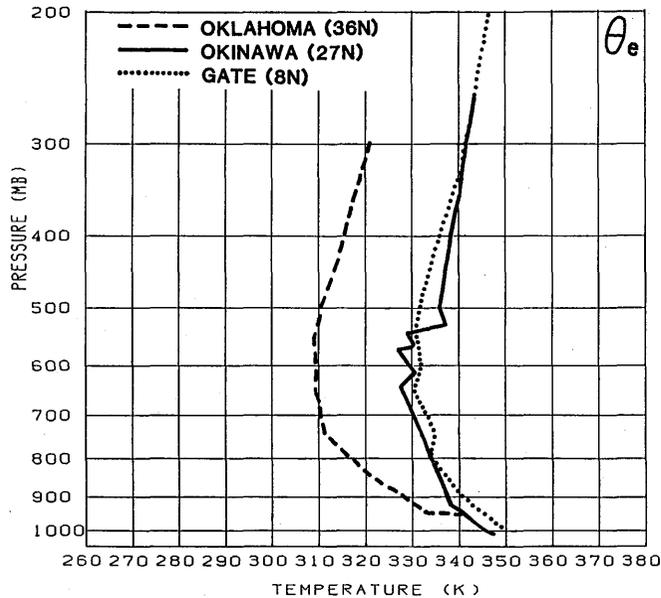


図7.17 沖縄(今回), 米国オクラホマ州(Ogura and Liou, 1980), 東大西洋GATE (Barnes and Sieckman, 1985) で観測されたスコールクラスター周辺の相当温位の鉛直分布。

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

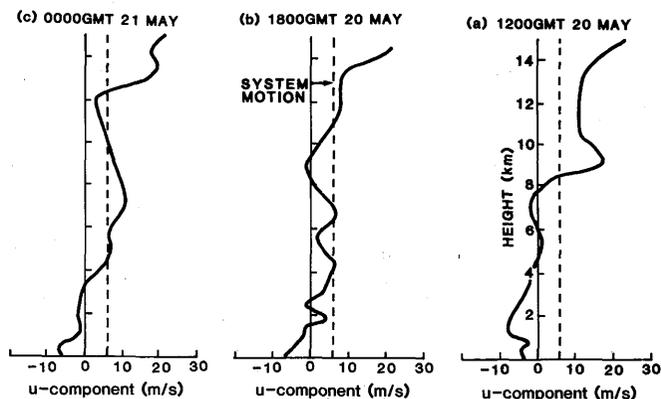


図7.18 今回のスコールクラスター周辺の風のクラスターの移動方向 (130° ~ 310°) に沿う成分。(a)1987年5月20日12Z (スコールクラスターの前方100km), (b)5月20日18Z (同後部) (c)5月21日00Z (同後方100km)。沖縄気象台の高層観測データ。(a), (b), (c)の図はスコールクラスターの進行方向を考慮して右から左に並べられている。破線はスコールクラスターの移動速度を表す。

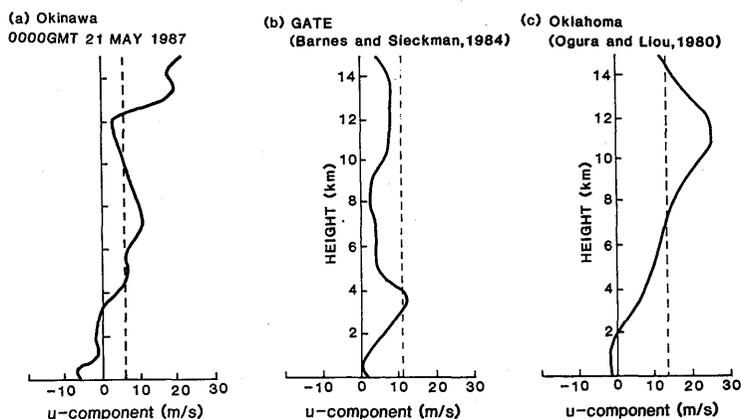


図7.19 図7.17と同じ3地点での風のスコールクラスターの移動方向に沿う成分の鉛直分布。破線はスコールクラスターの移動速度を表す。

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向へ延びている。

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向へ作られるので、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向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向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

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

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。

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

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：鉛直面内で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、

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

ここで $\mathbf{V} (u, v, w)$, $\mathbf{v}_t (0, 0, v_t)$ 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.

第8章 発達期から成熟期におけるメソ β スケール 対流雲群内の循環と微細構造の時間変化*

8.1 はじめに

クラウドクラスターは、組織化された対流雲群によって構成されている。これまで、このようなクラウドクラスターの1つのタイプとしてスコールラインが様々な人によって研究されてきた (Houze, 1977; Zipser, 1977; Smull and Houze, 1985; Heymsfield and Schotz, 1985; Smull and Houze, 1987a)。スコールラインにも通常の動きの速いもの以外に動きの遅いもの (Houze and Rappaport, 1984)、マルチセルで構成されているものやスーパーセルで構成されているもの (Bluestein and Jain, 1985)、後面中層からの流入の強いものや弱いもの (Smull and Houze, 1987b) がある。また、ガストフロントの先端部で強い上昇流をもつもの (Chong *et al.*, 1987)、ガストフロント後方の上層で強い上昇流をもつもの (Roux, 1988; Chalon *et al.*, 1988) など、様々なタイプのものがある。

一方、ノンスコールのクラウドクラスターは、1個もしくは複数個のメソスケールの対流雲群によって構成されている。Leary and Houze (1979) は、個々のメソスケールの対流雲群はスコールラインと似た構造を持っていることを示した。また、メソスケール対流雲群の移動は各々異なっており、対流雲群の分裂・併合が起こることを示している。McAnelly and Cotton (1986) は、アメリカ中西部に発生する MCC について、メソ α スケールの MCC 内で、各種のメソ β スケールの対流雲群が生成・併合・分裂・消滅し MCC のライフサイクルを決めていることを示した。

日本付近においては、これまで主にノンスコールのクラウドクラスターの観測が行われてきた。Ogura *et al.* (1985) は、クラウドクラスターのステージによって、移動性の対流雲群と停滞性の対流雲群が存在し、後者は豪雨をもたらしたことを報告した。Akaeda *et al.* (1987) は、クラウドクラスター内の対流雲群の分布が、クラスター形成初期と後期で異なっていることを示した。Ninomiya *et al.* (1988a) は、メソ α スケールのクラウドクラスターがメソ β スケールの対流雲群によって構成されており、メソ β スケールの対流雲群の振舞いによってメソ α スケールのクラウドクラスターの振舞いに変化することを述べている。新しいメソ β スケールの対流雲群が古いメソ β スケールの対流雲群の前方に形成されるパターンと、後方に形成されるパターンがあり、前者は移動性のクラスター、後者は停滞性のクラスターに対応していることを示している。Ninomiya *et al.* (1988b) は、メソ β スケールの対流雲群のメソ γ スケールの特徴を調べ、クラウドクラスターのステージや、クラスター内の相対的な位置によって、寒気の広がりや周囲の風

* 担当：赤枝健治・横山辰夫

の場が異なっていることを示した。Iwasaki and Takeda (1989) は、海上においても停滞性のクラウドクラスターが存在することを示している。

これまで、このようなクラウドクラスターを構成するメソ β スケールの対流雲群について、その成熟期における内部の循環に関する解析例は数多いが、成熟期に至る内部の循環の時間変化を調べた研究は数少ない。又、内部の循環の変化と、対流雲群の発達、移動の関係を調べた研究もほとんど見あたらない。本論文においては、メソ α スケールのクラウドクラスターを構成するメソ β スケール対流雲群の発達期から成熟期の微細構造と動きの時間変化について、ドップラーレーダーで得られた内部の循環の時間変化との関係を報告する。対象となるノンスコールクラウドクラスターは第6章で述べた不定形クラスターC18 (付録6.17) である。

8.2 一般場の特徴

1987年6月6日9時の地上天気図を図8.1に示す。沖縄周辺には、前線、低気圧等の擾乱は、存在していない点が特徴的である。沖縄は、日本南東海上に中心を持つ高気圧の周辺部に位置している。

図8.2は、那覇市上空における相当温位の時間変化を示したものである。この期間、下層と上層には相当温位の高い気塊が存在し、中層には相当温位の低い気塊が存在している。このような相当温位の分布は、熱帯での分布と似ている (Jordan, 1958)。中層の寒気の強さは、約1週間周期で強弱をくり返しており、6月6日周辺には、この2週間内でも比較的強い寒気が存在している。この寒気は、中国大陸上からゆっくりと南東進して来たもので、水平的には、1,000 km の広

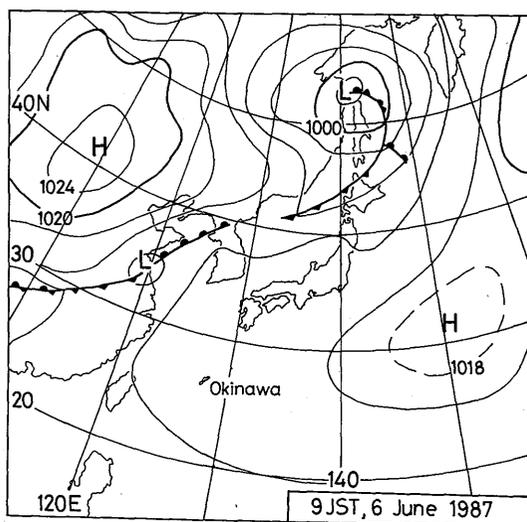


図8.1 1987年6月6日9時の地上天気図。

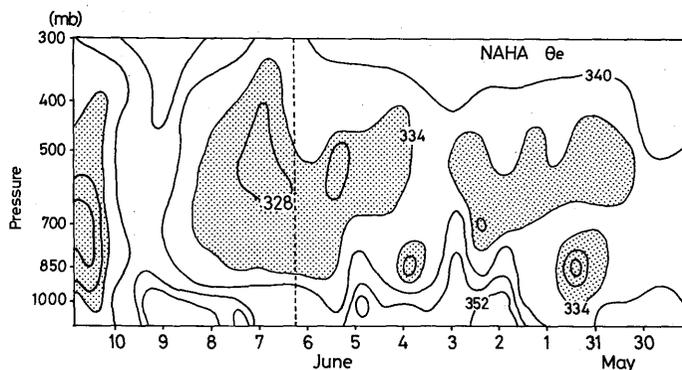


図8.2 5月29日から6月11日までの那覇上空での相当温位の時間高度断面図。相当温位の単位はK。ハッチした領域は、相当温位が334Kより低い領域。破線は、今回解析した対流雲群が発生した時刻を示す。

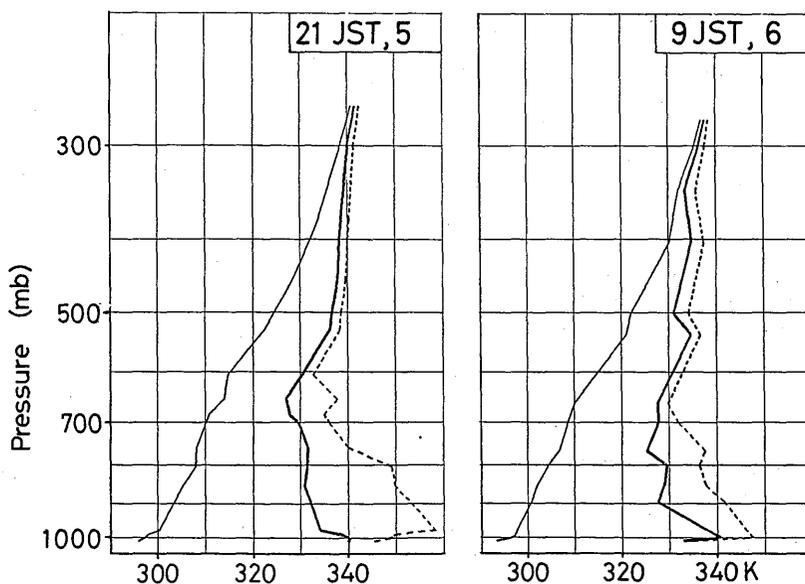


図8.3 対流雲群通過前（6月5日21時）と、対流雲群通過中（6月6日9時）の温位（細実線）、相当温位（太実線）、飽和相当温位（破線）の鉛直分布。

がりを持っていた。

図8.3は、対流雲群発生前（5日21時）と、対流雲群通過中（6日9時）における温位・相当温位・飽和相当温位の鉛直分布を示したものである。対流雲群発生前は、下層650mbレベル以下では、対流不安定（ $\Delta\theta_e/\Delta p=3.7K/100mb$ ）だが、地表付近の空気は750mbレベルまで上昇さ

せないといふ自由対流は生じない。これは、下層が比較的乾燥しているためである(1,000-800 mbの平均相対湿度は60%)。対流雲群通過中の相当温位の鉛直分布より、最下層1,000 mbレベル以下に湿潤で安定な寒気の薄い層が存在している。この寒気の上層には比較的乾燥した領域が700 mbレベルまで広がり、その上部に湿潤で安定な層が存在している。

対流雲群発生前(6日3時)と、対流雲群通過中(6日9時)における風の鉛直シアーを図8.4に示す。対流雲群発生前は、全体として右廻りで、中程度の強さのシアーである。下層から上層へのシアーベクトルは、西から東向きである。これに対し、対流雲群内の風の分布は、最下層で弱い東風、その上層に北西風、4 km以上では南風となり、高度と共に、風速は増加している。対流雲群内の高度5~8 kmの風は、周囲の3~4 kmの風と対応しているが、それ以外の下層風、上層風は、発生前の風のシアーのどのレベルの風とも対応していない。このことは、対流雲群内に、独自の風の循環が存在していることを示している。

8.3 対流雲群の概観

図8.5は、静止気象衛星ひまわりの赤外データから、1時間毎の T_{BB} 分布を描いたものである。6時30分には、沖縄本島周辺には、2個の小雲塊が観測されている。1つは、沖縄本島上空に存在

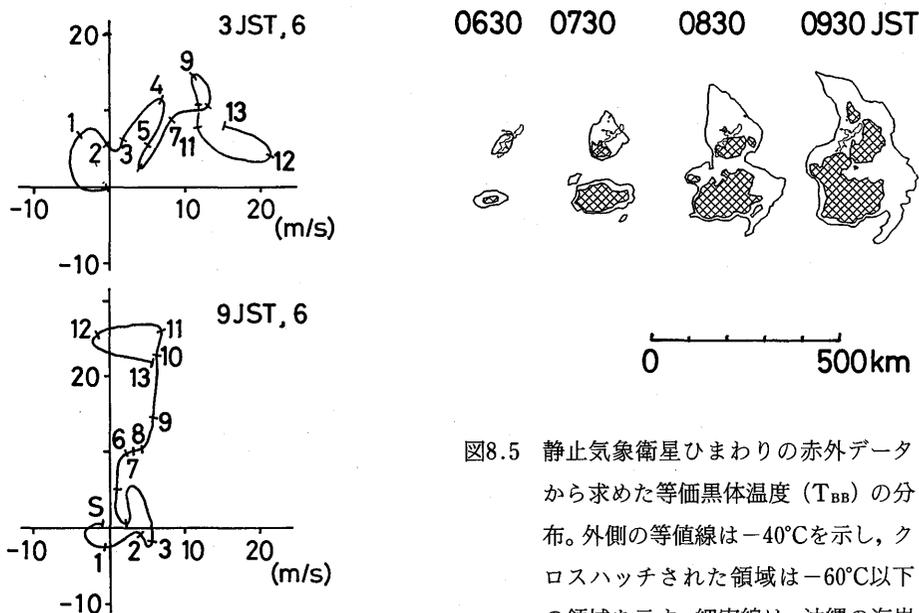


図8.4 対流雲群通過前(6月6日3時)と、対流雲群通過中(6月6日9時)の風の鉛直分布。

図8.5 静止気象衛星ひまわりの赤外データから求めた等価黒体温度(T_{BB})の分布。外側の等値線は -40°C を示し、クロスハッチされた領域は -60°C 以下の領域を示す。細実線は、沖縄の海岸線を示す。

する雲塊であり、他は、沖縄本島の南約 100 km の海洋上に存在する雲塊である。これら 2 個の雲塊は、ほぼ同じ時刻に発生し、発達を開始している。7 時 30 分までに、これら 2 個の雲塊は、おのおの発達し、 $T_{BB} - 60^{\circ}\text{C}$ 以下の領域も拡大している。南側の雲塊では、 -60°C 以下の領域が雲塊の中央部に存在しているのに対し、北側の雲塊では、 -60°C 以下の領域は、雲塊の南端に存在している点特徴的である。その後、両雲塊は、1 つの大きな雲塊にまとまり、北米で発生する MCC に相当する雲塊に発達している (Maddox, 1980)。この T_{BB} 分布より、メソ α スケールのクラウドクラスターは、南北 2 個のメソ β スケールの雲域から構成されており、今回解析を行った対流雲群は、北側のメソ β スケールの雲域に対応している。

図 8.6 は、八重岳レーダーによるエコーの水平分布の時間変化である。5 時 30 分頃、エコーが沖縄本島の西側に形成され始める。6 時には、これらのエコーは、島と同じ走向を持つ線状のエコーとなる。7 時には、強エコーの領域が拡大するが、線状エコー全体の位置は、ほとんど変化していない。これに対し、7 時以降 8 時までの間に、エコー全体は、線状から団塊状に変化し、強エコーの領域も、南東側に拡大した。その後、強エコーの領域は、その面積をほぼ保ちつつ、東へ移動した。

図 8.7 は、この強エコー領域の面積の時間変化を示したものである。6 時から 8 時の間は、強エコー領域の面積は、時間とともに増加しているが、それ以降は、ほぼ一定の面積に保たれている。図 8.8 は、強エコー領域の先端部の位置を 30 分毎に示したものである。6 時から 7 時の間は停滞性で、先端の位置はほとんど変化していない。これに対し、7 時以降先端は東向きに移動を開始する。7 時から 8 時の間の移動速度は 4 m/s だが、8 時以降は 7 m/s の速度で東進している。これらのことから、次章では、線状で停滞性の 6 時から 7 時の間を発達期、団塊状でゆっくり東進する 7 時以降を成熟期に分けて扱うことにする。

図 8.9 はドップラーレーダー上空の反射強度と那覇での 10 分間降水量の時間変化、及びドップラーレーダー上空のドップラー速度の時間変化を示したものである。図 8.6 より、今回の対流雲群は、ドップラーレーダー上空を通過し、特に、7 時から 8 時の間は、強エコー領域がドップラーレーダー上空を通過している。図 8.9 より、7 時 10 分から 7 時 20 分の 10 分間に 80 mm/h の強雨が続き、この時刻に強い対流の中心が上空を通過したと考えられる。また、この前後の時間帯でも $20\sim 40\text{ mm/h}$ の降雨が約 1 時間半続いている。また、ドップラーレーダーサイトから南東に 8 km 離れた糸数においては、7 時 20 分から 8 時 20 分の 1 時間に 120 mm の降雨を記録している。レーダー反射強度の分布から、エコー頂は約 $13\sim 15\text{ km}$ に達している。7 時から 7 時 20 分の間エコー頂が低下しているのは、地上付近の激しい降雨のため、レーダー電波の減衰によって、上空のエコーが見えていないためだと考えられる。融解層の存在を示すブライトバンドは、存在していない。図 8.9 より、この対流雲群内での上昇流・下降流の分布には、次のようないくつかの特徴的な領域が見い出される。

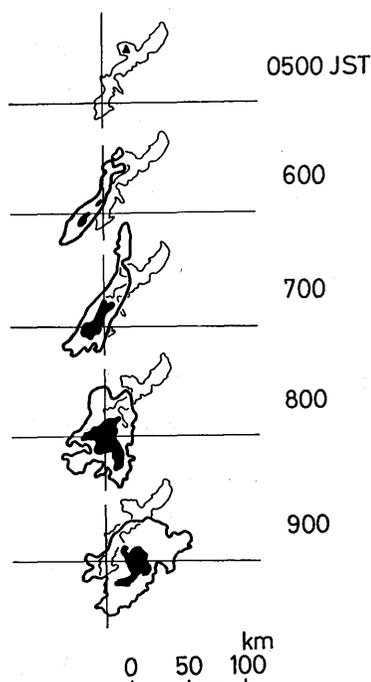


図8.6 沖縄開発庁のレーダーで得られた、1時間毎のレーダーエコー分布。外側の等値線が20dBZの反射強度を示し、黒い領域は45dBZ以上の反射強度をもつ領域を示す。最上図の▲印が、沖縄開発庁の八重岳レーダーの位置を示し、各図の十字の中心が、気象研究所のドップラーレーダーの位置を示す。細実線は、沖縄の海岸線を示す。

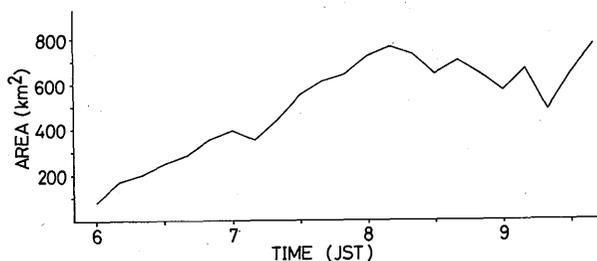


図8.7 沖縄開発庁のレーダーで得られた、対流雲群内の45dBZ以上の反射強度をもつ領域の面積の時間変化。

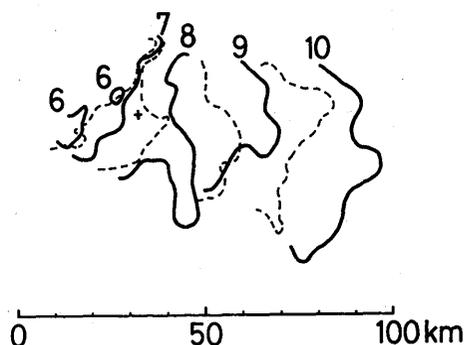


図8.8 沖縄開発庁のレーダーで得られた、対流雲群内の45dBZ以上の反射強度を持つ領域の先端部の動きを30分毎に示す。十字の中心が、気象研究所のドップラーレーダーの位置を示す。

(1) 20 m/s を越える、強い上向きのドップラー速度が、7時10分から7時37分の高度8~13 km に存在している。特に、最大で28 m/sのドップラー速度が、7時25分の高度11 km に記録されている。雪の平均落下速度を1 m/s と考えると、最大で29 m/sの上昇流が存在していたと考えられる。

(2) 10 m/s を越える強い下向きのドップラー速度が、7時から8時の高度1~5 km に存在して

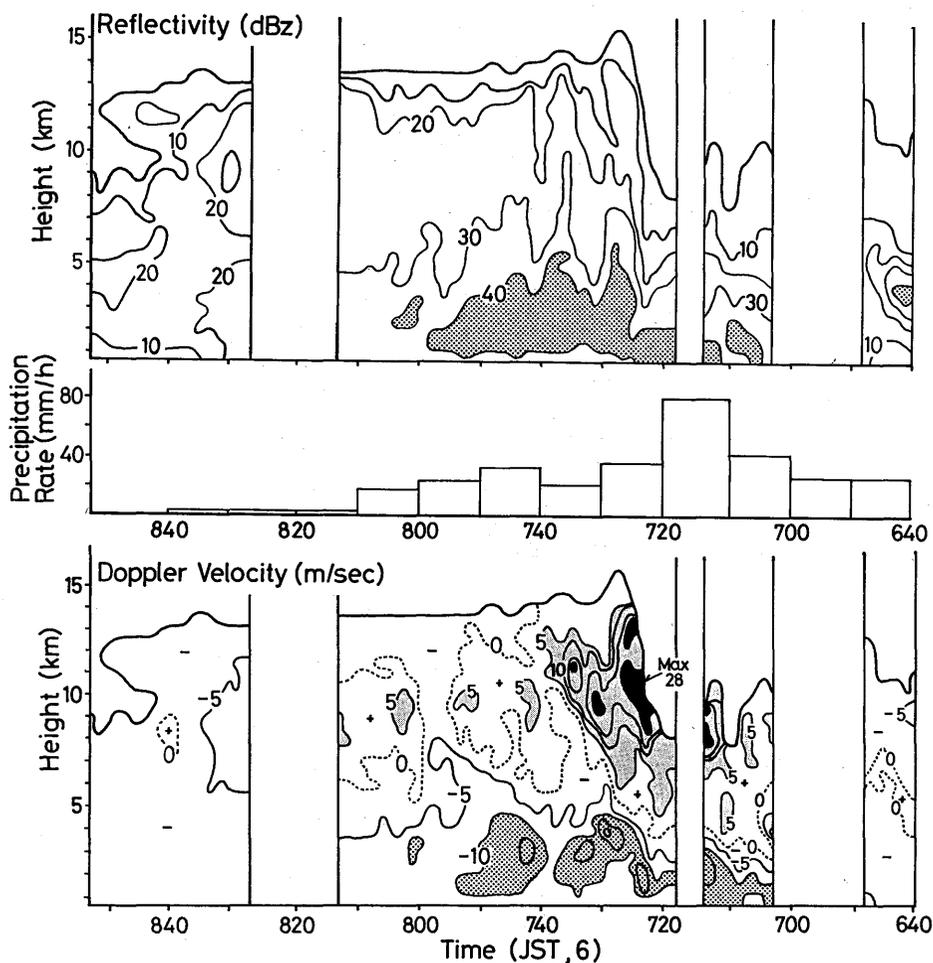


図8.9 上段は、気象研究所のドップラーレーダーで得られた、レーダー上空の反射強度の時間高度断面図。等値線は10dBZ毎に引かれており、40dBZ以上の領域はハッチされている。中段は、沖縄気象台における10分間降水量。下段は、気象研究所のドップラーレーダーで得られた、レーダー上空の鉛直方向のドップラー速度の時間高度断面図。正の値は、レーダーから遠ざかる速度（上向き）を示し、負の値は、レーダーに近づく速度（下向き）を示す。等値線は5 m/s 毎に引かれており、破線は0 m/s の等値線を示す。黒い領域は20m/s 以上の領域、薄いハッチは5 m/s 以上の領域、点々によるハッチは-10m/s 以下の領域を示す。

いる。雨滴の最大落下速度は9 m/s であり、この領域が雨滴のみで構成されていると仮定すると、下降流の存在する領域を示していることになる。一方、直径1 cm 以上の雹が存在した場合その落下速度は、9 m/s を越える (Auer, 1972)。今回のケースでは、地上での降雹は報告されていないが、レーダー反射強度は50 dBZ を越える値が観測されており(図8.11)、雹の存在を否定するこ

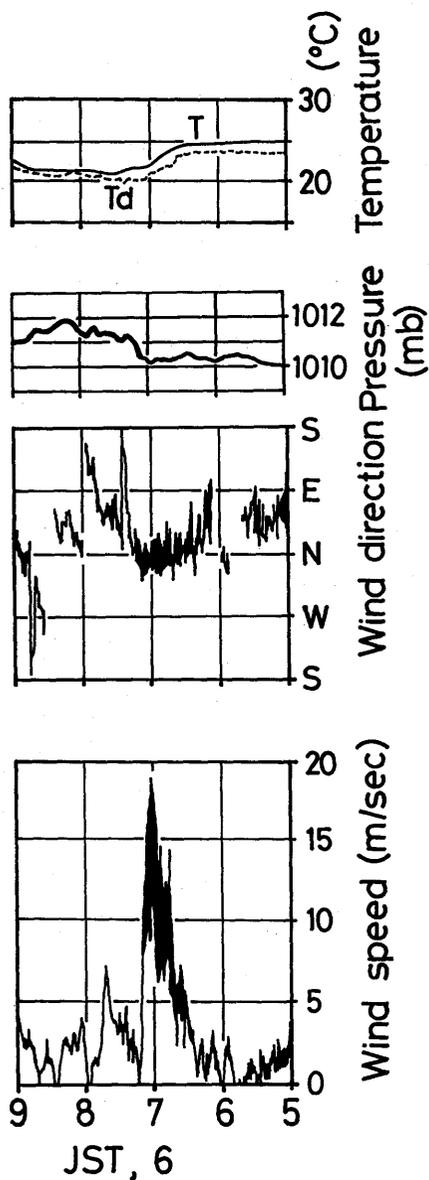


図8.10 沖縄気象台における対流雲群通過前後の各種地上気象要素の時間変化。

とはできない。10 m/sec を越える下向きドップラー速度が、直径 1 cm を越える雹の存在を示している可能性もある。今回の観測データだけでは、これらの可能性から結論を出すことはできない。

- (3) 7時40分から8時15分の高度10 km付近に、10分周期で上向きドップラー速度が5

m/s を越える領域が存在している。周期性が、はっきりしている点、ドップラー速度の値が、どの領域も 5 m/s 以上と、比較的大きな値である点が、興味深い。

図 8.10 は、沖縄气象台における、地上気温、露点温度、気圧、風向、風速の時間変化を示したものである。これらの地上要素は、スコールライン通過時によく見られる変化と似ている (Ogura and Liou, 1980)。但し、北米中西部での地上要素の変化 (Heymsfield and Schotz, 1985) と比較すると、地上気温の低下が 3°C であり小さい。那覇で強雨が始まる直前の 7 時に、19 m/s の北風のガストが記録されているが、ガストの直前・直後での風向は変化していない。強雨の始まりに対応して、数 mb の気圧の上昇が見られる。

8.4 各ステージの特徴

6 時 24 分から 8 時 11 分間の約 30 分毎のドップラーレーダーで得られた対流雲群の北西-南東方向の鉛直断面を図 8.11 に示す。また、沖縄開発庁のレーダーで得られた、6 時 10 分から 8 時 50 分の 10 分毎のエコー水平分布を図 8.12 に示す。

8.4.1 発達期

図 8.11 の 6 時 24 分の断面図に着目すると、エコー強度の断面より、-6 km 付近に中心を持つ、エコー頂 14 km の対流エコーが存在していることが分かる。アンビル雲は、この対流雲から南東方向に 15 km 延びており、この方向は図 8.4 にみられる高度 12 km を中心とする西風と対応している。ドップラー速度の断面図より、地上付近には、距離 -7 km の地点に $2.7 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の弱い発散場、距離 -4 km の地点に弱い収束場が見られる。この発散場は、強い降水による下降流にともなう気塊が地上付近で水平方向に発散したもの、収束場は、この発散流と南東からの一般風によって形成されたものと考えられる。

一方、対流エコーの上層にあたる距離 -8 km、高度 12 km 付近に、25 m/s に達する正のドップラー速度域が存在している。この正の速度域は、対流雲に伴う強い上昇気流の領域を示していると考えられる。

上昇域は地上付近の距離 -3 km から、高度 12 km の距離 -8 km へと北西へ傾いており、この傾きは、一般風のシアアの風上側に傾いた構造になっている。このように、この時刻では、対流雲に伴う上昇流・下降流が卓越した循環となっている。

6 時 47 分での断面は、対流エコーの中心部を通過していないため、6 時 24 分ほど強い上昇流に相当するドップラー速度は観測されていない。しかし、6 時 24 分に比べると対流雲群に、北西側中下層 4 km から流入する流れがはっきりとし始めている。

図 8.12 より、6 時 10 分から 6 時 50 分の線状が、はっきりしている時間帯では、対流雲群は、

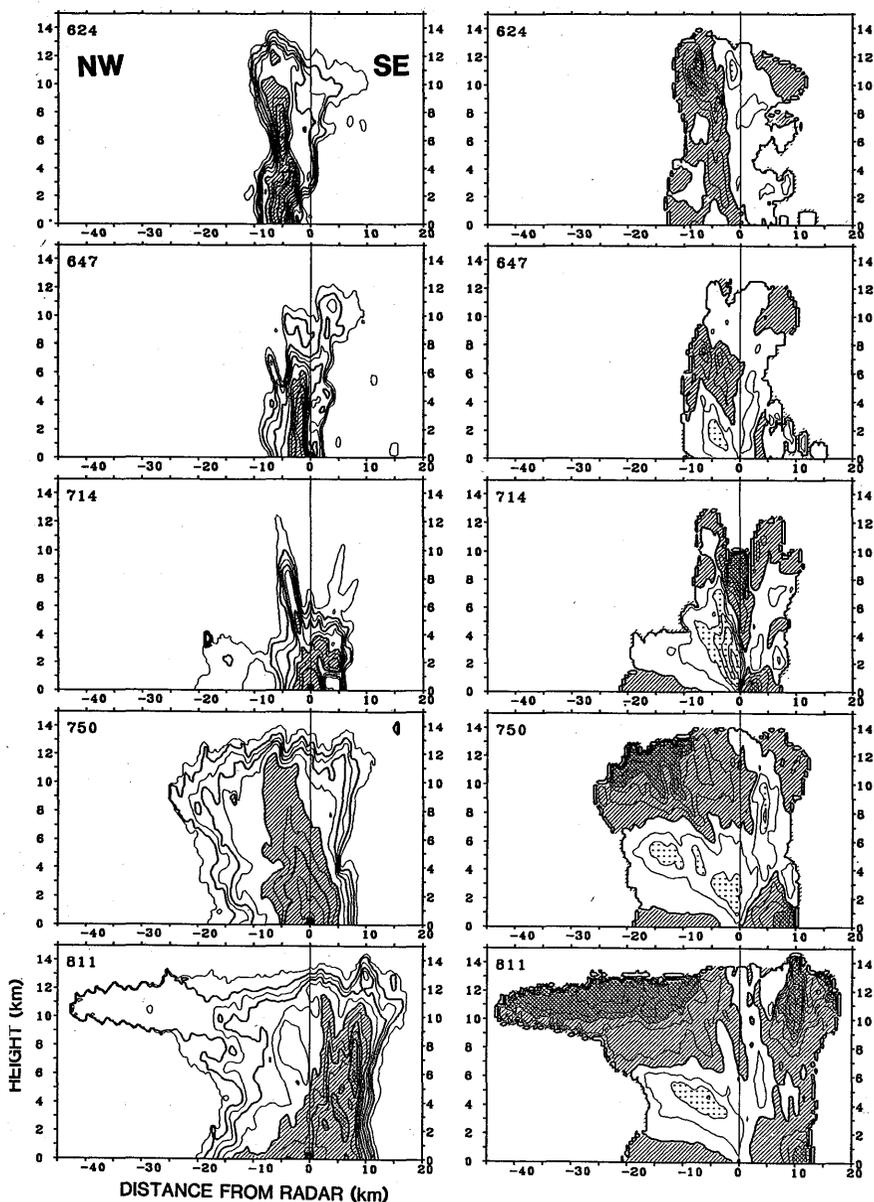


図8.11 気象研究所のドップラーレーダーで得られた、6時24分から8時11分の間の約30分毎の反射強度(左列)と、ドップラー速度(右列)の断面図。6時24分と6時47分の図は、左側が方位角325°、右側が方位角145°を示し、7時14分、7時50分、8時11分の図は、左側が方位角315°、右側が方位角135°を示す。反射強度の等値線は5 dBZから5 dBZ毎に引かれており、斜線領域は30dBZ以上の領域を示す。また、ドップラー速度の等値線は、0 m/sを中心に5 m/s毎に引かれており、斜線域はドップラー速度が正の領域(レーダーから遠ざかる速度)を示す。クロスハッチは、15m/s以上の領域、点々のハッチは-10m/s以下の速度域を示す。

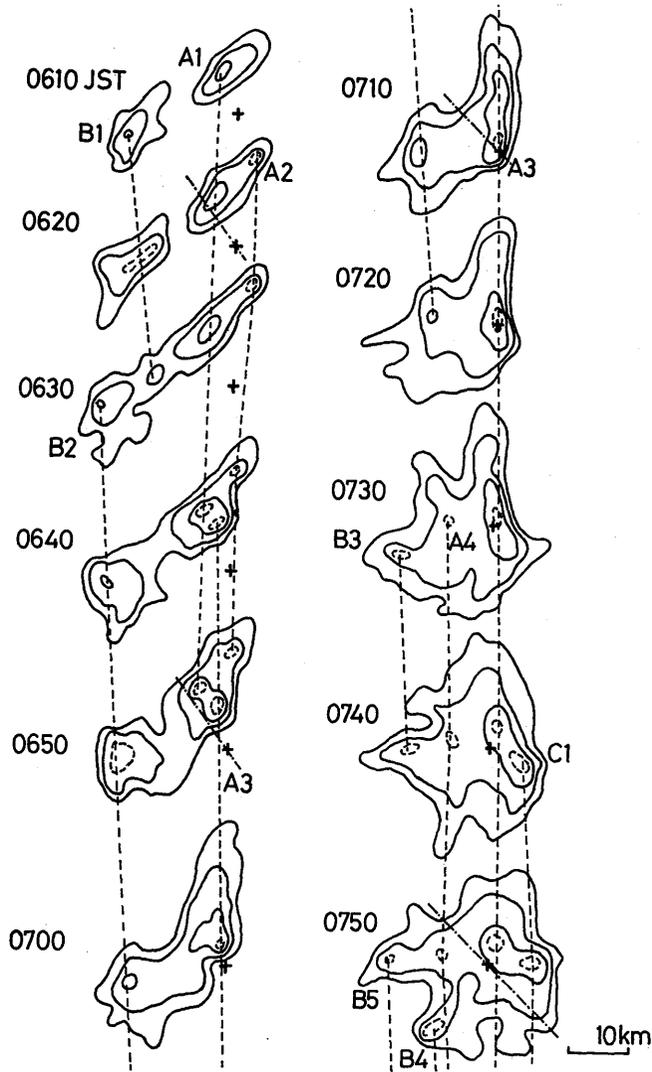


図8.12 沖縄開発庁のレーダーで得られた、10分毎のレーダーエコーの分布。実線の等値線は、45dBZから5 dBZ毎に引かれており、破線の等値線は、その間の任意の値における等値線である。各図の中の十字の印が、気象研究所のドップラーレーダーの位置を示す。また、一点鎖線は、図8.11の断面に対応した位置を示す。

2種類のセルから構成されていた。即ち、北東側の停滞性のセル（以下Aタイプと呼ぶ）と、南西側の移動性のセル（以下Bタイプと呼ぶ）である。Aタイプのセルは発生後、その位置をほとんど変えず、A1からA3への入れかわりのように南東側に新しいセルを形成することもあるが、

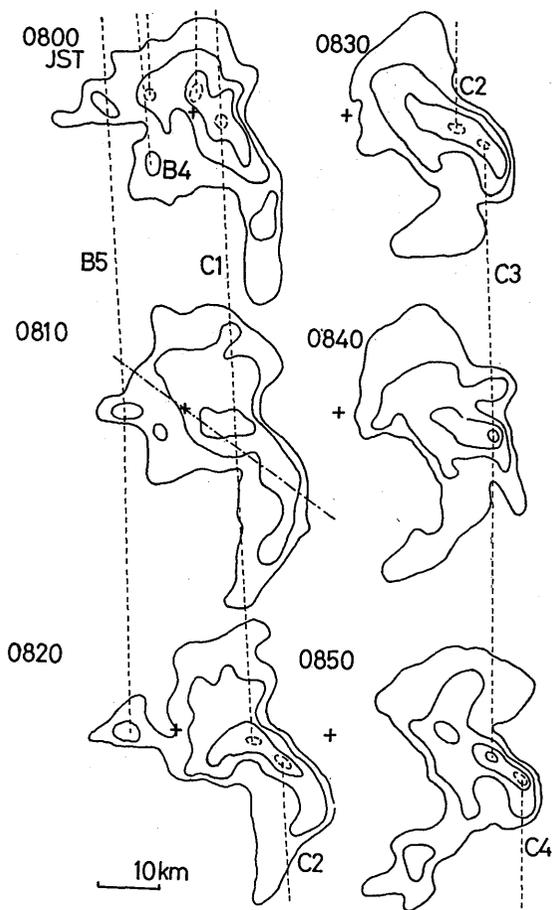


図8.12(つづき)

新しいセルの形成は規則的ではない。これに対し、Bタイプのセルは発生後、約5.5 m/sの速度で北東方向に移動し、北東方向に移動した後、既存のセルの南西側に新しいセルが発生するという過程をくり返している。このように、発達期において、対流雲群全体が停滞性を示していたのは、この対流雲群が北東側の停滞性セル群と北東に動きながら南西側に新しいセルを形成するセル群によって、構成されていたためである。図8.11の6時24分の断面は、セルA1の北西-南東方向の断面に相当している。

7時頃、対流雲群の中央部に位置するセルA3が、ゆっくり南東方向に移動を開始し、全体の形状も線状から中央部が南東に突き出したV字型へと変化する。このセルのA3の南東方向への移動は、図8.11に示したように対流雲群に北西方向の中層から組織的な流入が始まる時刻と対応している。

8.4.2 成熟期

図8.11より、7時14分の断面図においては、対流雲の中心がレーダー上空に存在するため降水強度は80 mm/hに達し、エコー強度の分布はレーダー電波の雨滴による減衰によって不規則になっている。ドップラー速度の分布から、レーダー上空では、4 km以上の高度で上向きのドップラー速度(特に高度9 kmには、25 m/sの上向きのドップラー速度)が見られる。また、4 km以下では、下向きのドップラー速度になっており、その値は高度2 kmで最大で15 m/sに達している。6時47分頃から顕著になりつつある北西側中層から対流雲群への流入は、さらに顕著になっている。また、7時14分のドップラー速度の分布の中で特徴的なことは、地上の距離2 kmに南東へ向かう20 m/sに達するガストフロントが存在していることである。ガストフロントは、7時以前のドップラー速度の分布には、どの場所にも見いだすことができなかつたものである。対流雲群全体の流れがレーダーによってとらえられた7時50分以降の流れの特徴は、発達期初期(6時24分)の対流スケールの上昇流・下降流が卓越した循環に対して、個々の対流雲スケールより大きいメソスケールの流れが卓越していることである。7時50分の断面図より、対流雲群内の流れは、3層構造を示している。即ち、下層、上層での流出と、中層での流入である。これらの流れの場の特徴は、スコールライン内にみられる流れの場と類似している(Houze *et al.*, 1989)。

i) 下層の流れ

下層での流出は、特に前面(南東側)に向かう流れが顕著であり、先端部では、25 m/sを越える流れとなっている。下層後面(北西側)に向かう流れも存在するが、強さは、5 m/s未満である。

ii) 中層の流れ

中層では、前面・後面いずれの方向からも流入が認められるが、特に、後面からの流入が、特徴的である。流入は、高度2~7 kmの厚い層で起きており、最大で10 m/s程度である。

iii) 上層の流れ

前面・後面への流出が存在するが、後面への流出は、強い場所で25 m/sを越えている。7時50分の時点では、この流出に起因するアンビル雲の広がりには、はっきりしないが、8時11分では、対流雲群後方に数10 km延びたアンビル雲が形成されている。上層での一般風は、西風であり、これらのアンビル雲は、一般風に逆らう方向に延びている点は興味深い。また、アンビル雲の下には、ブライトバンドを伴う層状性の降雨域は形成されていない。一方、対流雲群前方に延びるアンビル雲は図8.11では顕著ではない。これはレーダーの東側に存在する強い対流雲によるレーダー電波の減衰のためであると考えられる。

図8.12より、成熟期に入った後も、停滞性のAタイプ、北東進するBタイプのセルは発生しているが、7時40分頃より、新しくCタイプのセルが発生するようになる。このセルは、既存の

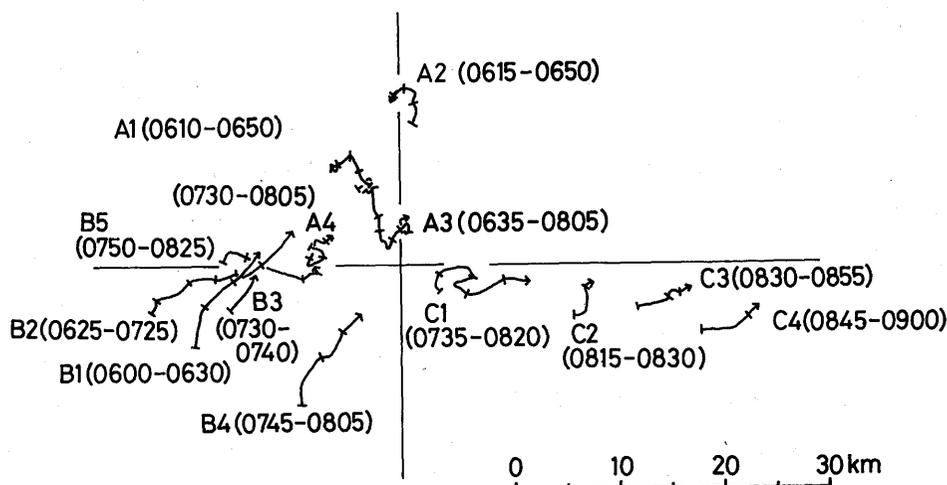


図8.13 図8.12に示されている3個のタイプのセルの軌跡を気象研究所のドップラーレーダーを中心にした座標の中で示す。各軌跡の上の小さい縦棒は、10分毎のセルの位置を示す。また、各セル番号の横のカッコ内の数字は、そのセルの存在していた時刻を示す。

セルの南東側に発生し、東進する特徴を有している。このマルチセルタイプのセルが、この後、対流雲群を構成する中心的なセルとなる。図8.11より、このような南東側への新しいセルの発生は、下層での南東方向へのガストフロントの強まりと対応している点が興味深い。

図8.13は、これまで述べた3個のタイプのセルの軌跡を示したものである。発達期においては、停滞性のAタイプと、北東方向に進みながら、南西側に新しいセルが発生するBタイプが中心的なセルであったため、対流雲群全体は、南西から北東の走向を持つライン状エコーとしてほとんど停滞していた。これに対し、成熟期においては、東に進みながら既存のセルの南東側に新しいセルを発生するCタイプが中心的なセルであったため、対流雲群全体は、東へ移動していた。対流雲群を構成する中心的なセルのふるまいの発達期と成熟期での違いは、対流雲群内部の循環の変化と対応していた。即ち、Cタイプの発生は、中層後面からの組織的流入に続き、下層でのガストフロントが強まった時期に始まっている。

発達期においては、タイプの異なるAタイプとBタイプのセルが共存していた。Aタイプは停滞性だが、Bタイプは平均すると5.5 m/sで北東に移動していた。Bタイプの移動速度は、図8.4より高度5-6 kmの風と対応しており、Bタイプのセルは発生後高度5-6 kmの風に流されて移動していたと考えられる。このような、移動性と停滞性のセルの共存の理由として、地形の影響が考えられる。即ち、Bタイプのセルは、すべて陸地から離れた海洋上で発生し移動しているのに対し、Aタイプのセルは、沖縄本島の西側で発生し停滞していた。Yoshizaki and Ogura (1988)は、山脈の東側斜面で停滞した対流雲群のシミュレーションを行い、山の斜面の頂上側に降る雨

の蒸発によって形成された寒気ドームが斜面を降り新しいセルを形成することによって、対流雲群が停滞することを示している。

Ikawa *et al.* (1987) は、スコールラインタイプの雪雲の2次元のシミュレーションを行い、雪雲の発達過程には2つのステージがあることを示している。即ち、発達期には1つのセルだけで形成されていたシステムが、成熟期にはマルチセルタイプになる過程が示されている。彼らは、この変化は寒気ドームの発達によるガストフロントの強まりによって説明できるとしている。この過程は、今回のケースで、発達期においてはAタイプのセルで構成されていたシステムが、ガストフロントの強まりと共に、マルチセルのCタイプに変化している過程と共通している。

8.5 ガストフロントの細かい特徴

今回の対流雲群における特徴的な風の場合は、強いガストフロントの存在である。図8.10に示されているように、ドップラーレーダーサイト付近においては、7時に19 m/sの北風のガストが記録されている。また、ドップラーレーダーサイトから、南東に8 km離れた糸数における各種地上要素の値より7時40分から7時50分の10分間に平均風速15 m/sの西北西の風が記録されており、この頃ガストフロントが通過したと考えられる。また、これらのデータからガストフロントの移動速度は、約3 m/sと考えられる。

図8.11より、発達期には、エコー頂14 kmに達する発達した対流雲は存在していたが、強いガストフロントは存在していない。これに対し、対流雲群後面の中層からの流入が始まった後、強いガストフロントが発生している。このことより、強いガストフロントが発生するためには、ただ単に発達した対流雲が存在するだけでなく、その対流雲に運動量を運び込む組織的な流入が存在することが重要であると考えられる。Smull and Houze (1987b) は、スコールライン後面の中層からの流入が強く対流雲の下層に達している場合、この流入が対流雲の下降流にともなう地表付近での発散と重ね合わさってガストフロントを強化していることを示しており、この点は今回の解析と共通している。また、Lafore and Moncrieff (1989) は、下層の寒気ドームの質量収支を考える上で、中層後面からの流入による運動量輸送が、重要であることを示している。

図8.14は、強いガストフロントが発生した後の7時14分から、1時間のガストフロントの鉛直断面の変化を示したものである。7時22分までは、ガストフロント内の最大の風速は、20 m/s程度である。これに対し、7時29分には距離8 kmの高度1 kmに25 m/s以上の強風域が現われ、その後、徐々に下降し7時43分には完全に地上に達している。このように、ガストフロント内の強風域が上空から、降下している点は、興味深い。

図8.15は、7時10分から1時間の強エコーのふるまいを5分毎に示したものである。7時10分にレーダーサイトの北西3 kmに存在するセルは、図8.12, 13のA3である。7時35分には、A3の南東7 kmに新しいセルC1が発生している。この時刻は、図8.14において、上空に存在した

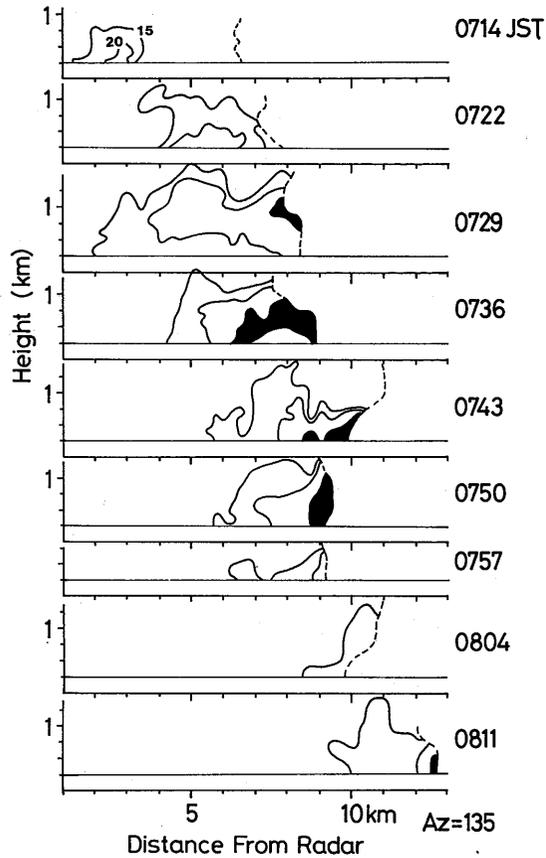


図8.14 気象研究所のドップラーレーダーで得られたガストフロントの断面の約7分毎の時間変化。図の右側が方位角135°を示す。等値線は、15m/sから5 m/s毎に引かれており、黒い領域は25m/s以上の領域。各図の右側の破線は、レーダーエコーの検出限界を示す。

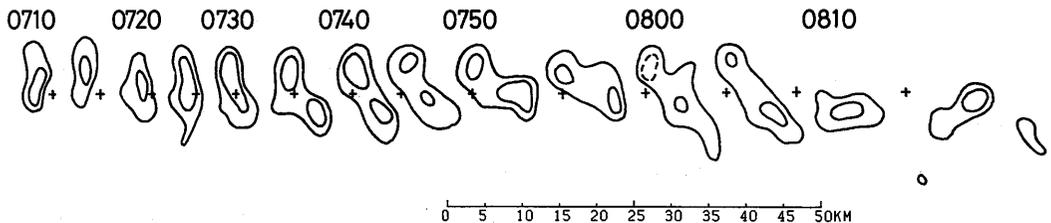


図8.15 沖縄開発庁のレーダーで得られた、図8.14に対応した時間帯の5分毎のエコーの水平分布。外側の等値線が55dBZ, 内側の等値線が57dBZの反射強度を示す。また、8時の破線は56dBZを示す。

強風域が、地上に達し始めた時刻に対応している。このことから、ガストフロントの形成維持過程は、次のようであると考えられる。最初、対流スケールの下降流に伴う地表付近での発散と対流雲群に中層後面から流入する流れ（この中層後面からの流れは、対流雲群中層に形成される低圧部に吹き込む流れとして存在している）が組み合わせられ、対流雲群先端部にガストフロントが形成される。この時のガストの強さは最大 20 m/s である。このガストフロントでの収束のため、新しいセルが形成される。このセルの内部に 25 m/s を越える強風領域が形成され、セル内の下降気流によって下方に輸送され、ガストフロントが強化維持される。この強化されたガストフロントでの収束で、再び新しいセルが発生、発達しその運動量輸送でガストフロントを強化維持する。

このように、今回の対流雲群においては、強いガストフロントの形成には、対流スケールの下降流にともなう地表付近での発散と対流雲群に中層後面から流入する流れが共存することが重要であると考えられる。さらに、強いガストフロントを維持するためには、ガストフロント先端で発生した新しいセルが発達し、その下降流により、既存のガストフロントを強化する過程が重要である。ガストフロントと新しく形成されるセルが、相互作用を及ぼしながら、強いガストフロントが維持されていたと考えられる。

8.6 ま と め

今回の対流雲群は、沖縄本島の西約 10 km で早朝に発生した。Houze *et al.* (1981) は、島の近傍で発生するクラウド・クラスターの成因として、一般風と陸風の収束を考えている。しかし、今回のケースでは、下層の一般風は東風であり、一般風と陸風の収束で最初の対流雲群が形成されるとすると、島の東側に発生するはずであるが、実際には西側に発生している。Chang and Yoshizaki (1990) は、今回の対流雲群の 2 次元の数値シミュレーションを行い、山岳波がきっかけとなり山の風下側で対流が発生することを示している。

今回の対流雲群は、発生直後からその成熟期にかけて、対流雲群内部の循環が大きく変化した。即ち、発達期には、対流雲群スケールの上昇流・下降流が卓越していたのに対し、成熟期には、スコールラインの内部によく見られるメソスケールの流れが卓越している。今回の対流雲群は、成熟期において進行方向に直角に延びるライン状のエコー域を形成しておらず、また、移動速度も遅いことから、これまで熱帯や北米で観測された典型的スコールラインとは異なっていると考えられるが、このメソスケールの循環が形成された後、対流雲群内の強エコーの領域の面積がほぼ一定に保たれ、対流雲群が長続きしていた点を考えると、スコールラインタイプの循環が形成されることが強い対流雲群を維持する上で重要であると考えられる。ノンスコールのクラウドクラスターを構成するメソ β スケールの対流雲群の中にも、内部の循環がスコールラインに似ているものが存在することは興味深い。

発達期と成熟期における対流雲群内の循環の変化に対応して、対流雲群を構成するセルの振舞

いにも、変化がみられる。即ち、発達期においては対流雲群は、停滞性のセル群と、北東方向に移動しながら、既存のセルの南西側に新しいセルを発生させるセル群で構成されていた。これに対し、成熟期においては、既存のセルの南東側に発生し、東進する特徴を持ったセル群が中心的なセルとなる。このような、セルの東進や、南東側への新しいセルの発生は、対流雲群中層後面からの流入、下層でのガストフロントの強まりと対応しており、この点は興味深い。このようなセルの振舞いの変化に対応して、対流雲群全体の動きも、発達期には停滞性であったものが、成熟期には東に7 m/sで動く状態に変化している。

Chang and Yoshizaki (1990) は、シミュレーションの結果、寒気ドームが山によって遮られている期間は停滞性、寒気が山を越えて流れ出した後は移動性になることを示している。

発達期と成熟期において、アンビル雲の伸びる方向やその広がり様子が大きく異なっていた。発達期においては、アンビル雲は一般風と一致した方向に伸び、その広がり方は10 km程度であった。これに対し、成熟期においては、アンビル雲は一般風と逆らう方向にも大きく広がっており、その広がり方は40 kmを越えていいる。さらに図8.9より、成熟期においては、このアンビル雲内にドップラー速度で5 m/sを越える強い上昇流域が周期的に存在している。これらのことから、発達期においては、対流雲上部で一般風に流される形でアンビル雲が形成されていたのに対し、成熟期においては、古い対流セルがアンビル雲内に取り込まれることにより、そのセルが持っている一般風とは逆向きの方を持つ水平運動量がアンビル雲に供給されて、アンビル雲が一般風と逆らう方向に発達したと考えられる。

参 考 文 献

- Akaeda, K., K. Ninomiya and T. Takeda, 1987: Case study of a long-lived cloud cluster. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 129-144.
- Auer, A. H., Jr., 1972: Distribution of graupel and hail with size. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 325-328.
- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Chalon, J. P., G. Jaubert, F. Roux and J. P. Lafore, 1988: The west African squall line observed on 23 June 1981 during COPT81: Mesoscale structure and transports. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2744-2763.
- Chang, C. Y. and M. Yoshizaki, 1990: Numerical study of the mesoscale convective system observed over the Okinawa island in the Baiu season. Submitted to *Mon. Wea. Rev.*
- Chong, M., P. Amayenc, G. Scialom and J. Testud, 1987: A tropical squall line observed during the COPT81 experiment in west Africa. Part I: Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 670-694.
- Heymsfield, G. M. and S. Schotz, 1985: Structure and evolution of a severe squall line over Oklahoma. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1563-1589.

- Houze, R. A., Jr., 1977 : Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1540-1567.
- , S. G. Geotis, F. D. Marks, Jr. and A. K. West, 1981 : Winter monsoon convection in the vicinity of North Borneo. Part I : Structure and time variation of the clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1595-1614.
- 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.
- , S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff and B. F. Smull, 1989 : Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70**, 608-619.
- Ikawa, M., H. Sakakibara, M. Ishihara and Z. Yanagisawa, 1987 : 2-dimensional simulation of the convective snow band observed over the Japan Sea : The structure and time evolution of the organized multicellular convection. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 605-633.
- Iwasaki, H. and T. Takeda, 1989 : Behavior of cumulonimbus-cloud cluster groups in a slow-moving meso-scale cloud cluster over the ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 575-586.
- Jordan, C. L., 1958 : Mean soundings for the West Indies area. *J. Meteor.*, **15**, 91-97.
- Lafore, J. P. and M. W. Moncrieff, 1989 : A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 521-544.
- 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.
- Maddox, R. A., 1980 : Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- McAnelly, R. L. and W. R. Cotton, 1986 : Meso- β -scale characteristics of an episode of meso- α -scale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1740-1770.
- Ninomiya, K., T. Akiyama and M. Ikawa, 1988a : Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone. Part I : Evolution and meso- β -scale characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 331-350.
- , —— and ——, 1988b : Ibid. Part II : Meso- γ -scale characteristics of precipitation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 351-371.
- Ogura, Y. and M. T. Liou, 1980 : The structure of a midlatitude squall line : A case study. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 553-567.
- , T. Asai and K. Dohi, 1985 : A case study of a heavy precipitation event along the Baiu front in northern Kyushu, 23 July 1982 : Nagasaki heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 883-900.
- Roux, F., 1988 : The west African squall line observed on 23 June 1981 during COPT81 : Kinematics and thermodynamics of the convective region. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 406-426.
- 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**, 117-133.

- and ——, 1987a: Dual-Doppler radar analysis of a midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2128-2148.
- and ——, 1987b: Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2869-2889.
- Yoshizaki, M. and Y. Ogura, 1988: Two-and three-dimensional modeling studies of the Big Thompson storm. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3700-3722.
- Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568-1589.

第9章 クラウドクラスターに伴う降水の構造 (1987年 6月5日沖縄地方で見られた降水の解析)*

9.1 はじめに

梅雨期に日本列島付近で起こる降水は、集中豪雨によって災害をもたらしたり、また、水資源の問題を考える上でも重要である。このため、中緯度に位置する日本列島付近で起こる梅雨前線に伴う降水については、これまでに多くの研究がなされてきた。例えば降水系の微細構造については、Akiyama (1978) がレーダーエコーや地上観測のデータをもとに梅雨前線上に発達した中間規模擾乱の降水について詳しく調べている。また、Ninomiya and Akiyama (1974) は、下層ジェットと降雨帯の関係について調べている。このように日本列島付近の梅雨前線に伴う降水は、その微細構造、大規模な構造、水蒸気の供給過程、降水雲の形成のメカニズム等が明らかになってきている。

これに対して亜熱帯に属する沖縄地方の梅雨期の降水は、中緯度地方と様相が異なっていることがある。すなわち、クラウドクラスターによってもたらされる降水が見られ、地上天気図には対応する前線や低気圧のような顕著な擾乱が現れていないことがある。クラウドクラスターについて Takeda and Iwasaki (1987) によって衛星画像をもとに東アジアにおけるクラウドクラスターの特性が明らかになっている。しかし、その微細構造や形成・維持過程についてはまだ不明の部分が多い。そこで気象研究所では、1987年梅雨期に沖縄地方における降水の特性、微細構造などを明らかにするために、ドップラーレーダーによる観測を実施した。レーダーの設置場所及び探知範囲を図9.1に示す。本論文では、比較的弱い降水が長時間連続するような特徴を持ったクラウドクラスターの構造、形成・維持のメカニズムを明らかにする。

9.2 解析された降水

1987年6月4日深夜から翌6月5日夕方にかけて沖縄地方で約20時間にわたって連続する比較的弱い降水が観測された。このクラウドクラスターは第6章で述べたスコールクラスターS13(付録6.13)である。同じスコールクラスタータイプではあるが第7章で解析されたS4にくらべると、このスコールクラスターの規模は小さく寿命も短く、組織化の程度は低かった。なお、本論文では時刻については日本時間で表す。6月5日6時30分のレーダー観測によれば、エコー頂は12 kmに達しており、0°C高度付近に所々に弱いブライトバンドが見られ、その下でエコーが急激に強くなっていた。図9.2に雲の分布を示すが、沖縄地方は、幅が500 km、長さが1,000 km

* 担当：横山辰夫・赤枝健治

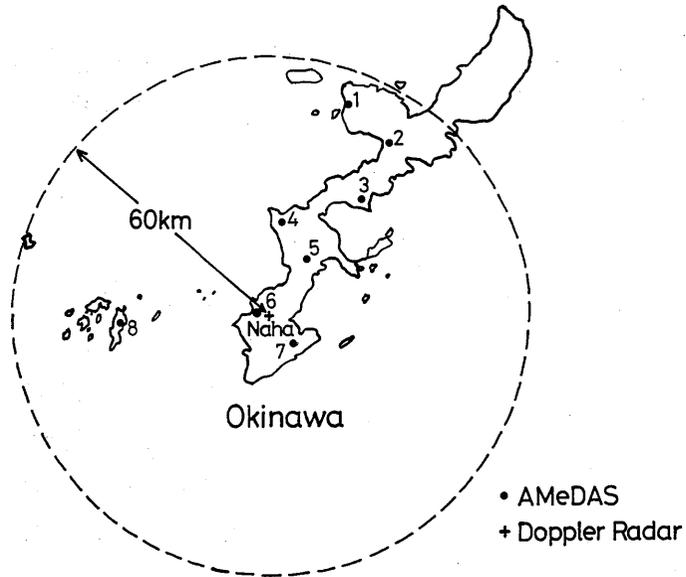


図9.1 レーダーの設置場分（沖縄県那覇市），および，アメダス観測点の場所。

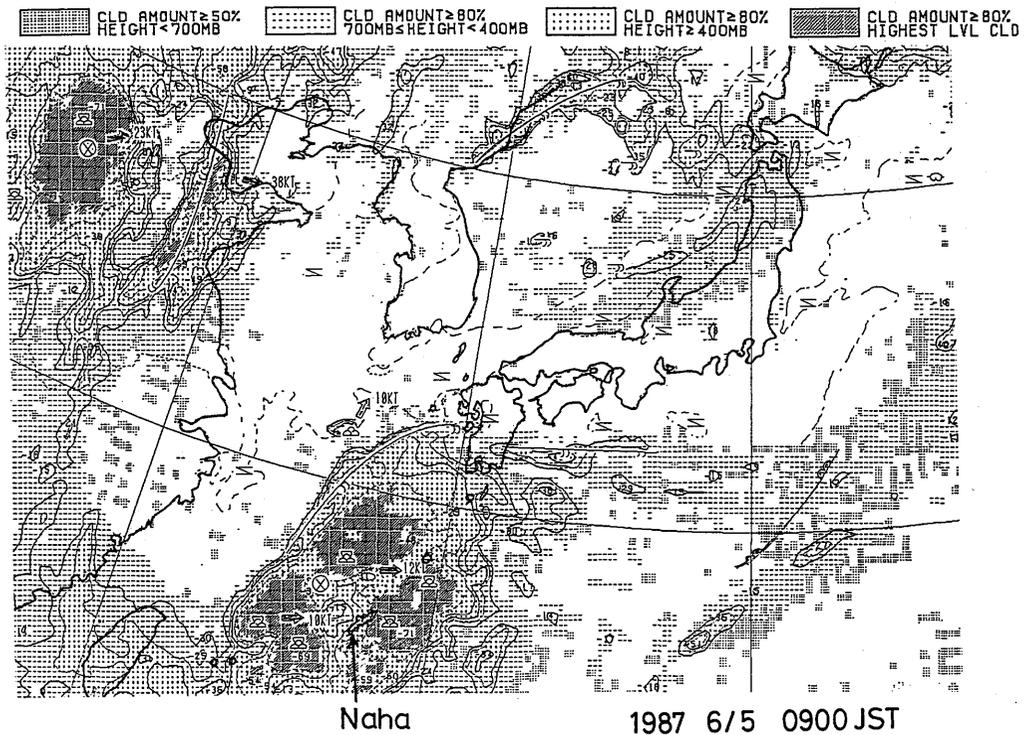


図9.2 静止気象衛星（GMS）による，6月5日9時における雲の分布（雲写真解析図）。

に達する発達したクラウドクラスターに覆われており、雲頂の等価黒体温度 (T_{BB}) が -70°C 以下になる部分もあった。このように雲の分布で見れば発達したクラウドクラスターに伴う降水であったことがわかるが、図 9.3(a) に示した地上天気図には、低気圧や前線のような顕著な擾乱は解析されていない。しかし、図 9.3(b) に示した 500 mb 天気図には、東シナ海上に温度の低い低気圧性の回転(寒冷渦)が見られるのが特徴である。さらに、図 9.3(c) に示した 300 mb 天気図では、顕著なトラフが東シナ海から南西諸島付近にみられ、500 mb 以上の高度、特に 300 mb 付近で強い寒気の南下が認められる。

図 9.4 に示した地上における降水量を見ると、雲頂高度が高い割には全体の降水量は多くない。また、場所によって短い時間 (1~2 時間) に強い降水がみられ、これに伴い気温の下降、風向の変化が認められた。図 9.4 から、アメダス地点 2, 3, 5 では、3~4 時に強い降水が起こっているが、これらに比較的近いアメダス地点 4 では起こっていないことがわかる。アメダス地点の番号については図 9.1 参照。また、6~7 時の強い降水はアメダス地点 7 のみで起こっており、隣接する地点も含めて、他の地点では起こっていない。これ以外の時間帯では弱い降水が連続している。この地上での降水の特徴から、弱い降水をもたらす降水雲が広い範囲に広がって、その中に線状あるいはセル状の強雨域が含まれていると考えられる。

9.3 解析結果

約 20 時間にわたった降水のうち、6 月 5 日の未明から早朝にかけて数時間を重点的に解析したので、その時間帯について述べる。

図 9.5 にレーダー反射強度の水平分布を示す。ただし、仰角が $1.7\sim 1.8^{\circ}$ なので、距離が違い領域では上空を見ていることになる (距離 60 km で、高度 1.8 km)。これより低い仰角のデータはグランドクラッターの影響があるので適さない。6 月 5 日の 4 時 35 分(a)から、7 時 28 分(d)まで約 1 時間毎のエコーの分布である。この時間帯、アメダス地点 7 (レーダーサイトの南東約 10 km) では 6 時から 7 時の 1 時間に約 10 mm の降水があったが、他の地点では 1~2 mm 程度の弱い降水しか見られない。図 9.2 の衛星雲写真解析図によれば、雲の系全体としては東進している。また、図 9.5 のレーダーエコーの時間と共に東に広がっており、前述の雲の動きと対応している。エコーは少なくともレーダーの視野 (直径 130 km) のスケール以上の広がりを持っており、所々に 40 dBZ 以上でスケールが 10 km 程度の比較的強いエコー域 (降水セルと呼ぶことにする) が存在している。降水セルは南南西から北北東へ並ぶ傾向があるが、この傾向はそれほど顕著ではない。系全体としては前述のように東進しているが、図 9.6 のように個々の降水セルの動きを追跡すると、ほぼ南南西から北北東へ移動していることがわかる。この移動方向は降水セルが並ぶ方向と一致している。図 9.6 の b で示した降水セルは、5 時 3 分と 5 時 21 分の間が発生し、北北東へ移動しながら 7 時 12 分頃まで移動を追跡することができる。つまり、この降水セルの寿命は約

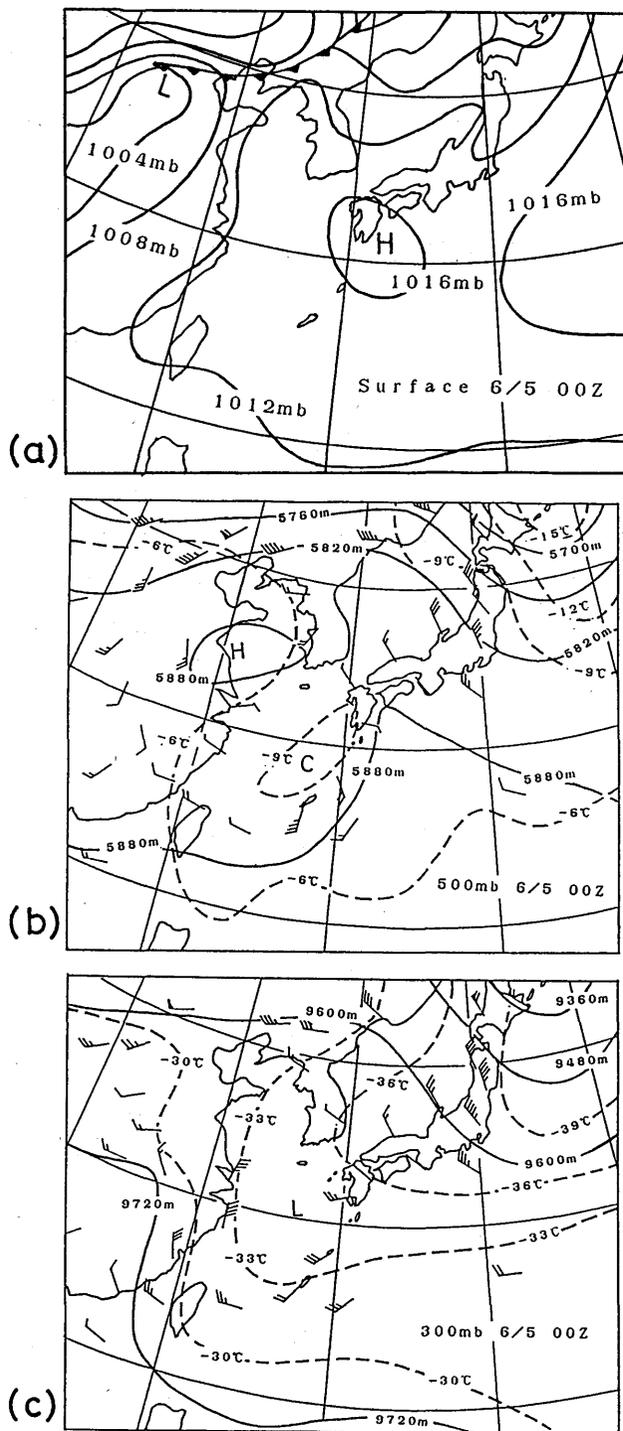


図9.3 解析の対象とした降水が起こったときの天気図(6月5日9時)。(a)地上, (b)500mb, (c)300mb。

87.6/5

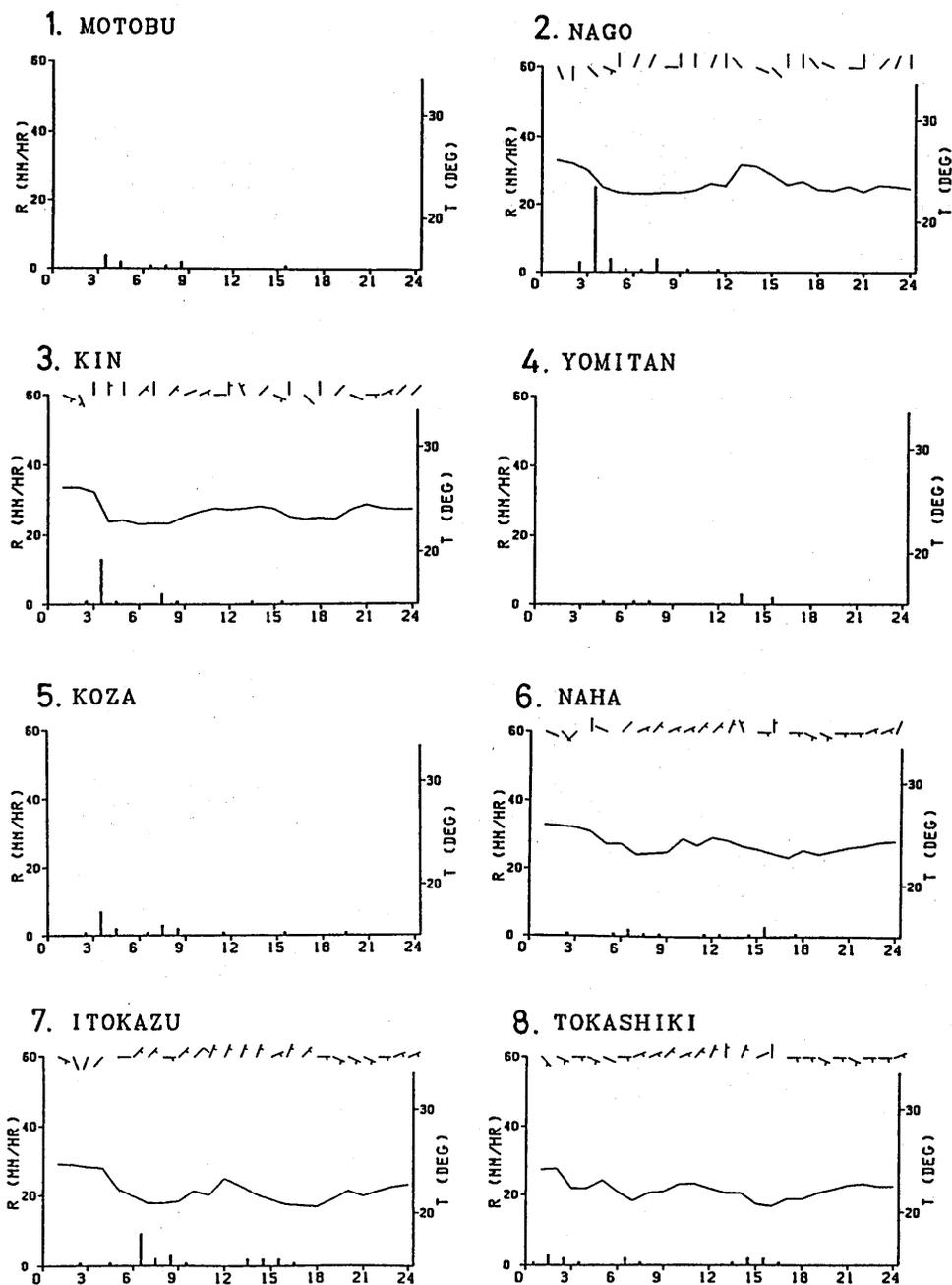


図9.4 アメダス (AMeDAS) によって観測された地上における気温、降水量、風の変化 (1987年6月5日)。観測地点の番号は図9.1の地図の中に示した番号に対応する。風については矢羽根で示す。

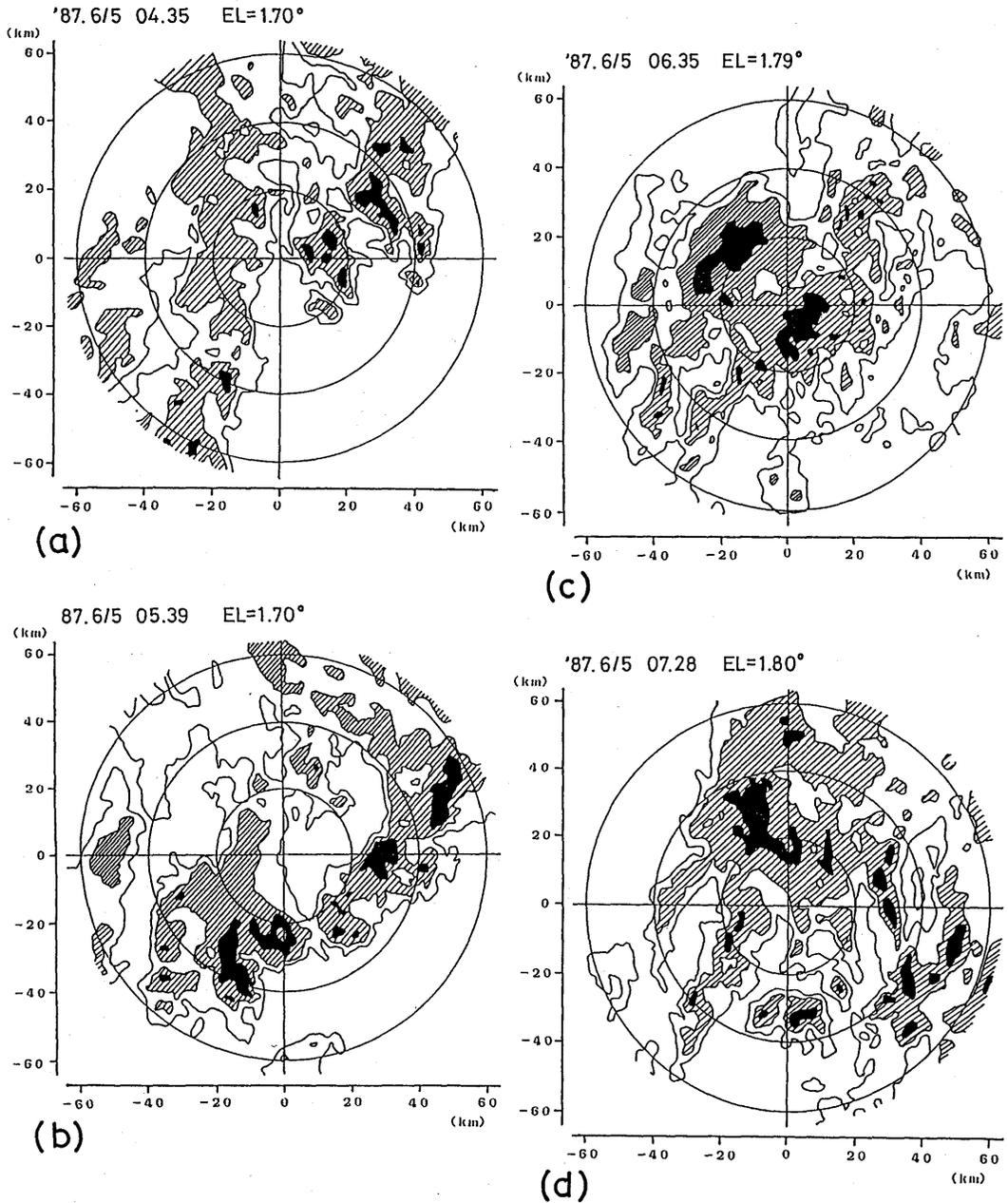


図9.5 レーダーによって観測されたレーダー反射強度の水平分布(仰角1.7~1.8°のPPI)。(a)6月5日4時35分(b)5時39分(c)6時35分(d)7時28分で、約1時間毎の変化を示す。レンジマークは20km毎で、探知範囲は半径64kmまで。等値線は10dBZ毎で、斜線をつけた領域は30~40dBZ、黒く塗りつぶした領域は40dBZ以上である。

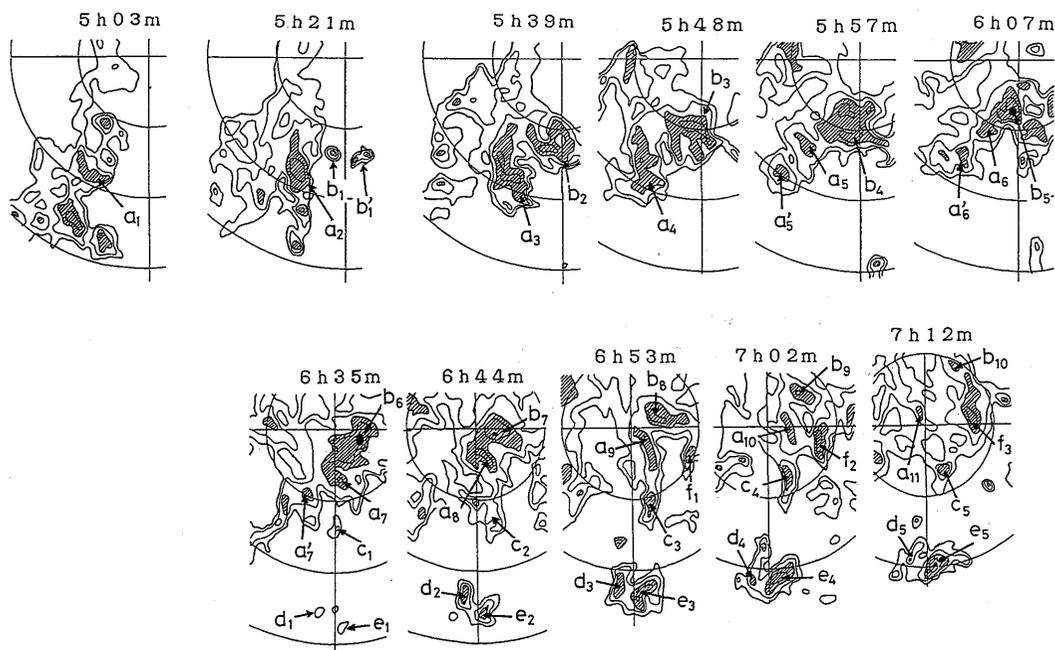


図9.6 仰角 $1.7\sim 1.8^\circ$ のPPIデータによるレーダーエコーの移動。30dBZ以上のレーダー反射強度を持つ領域のみを示した。等値線は5 dBZ毎。斜線をつけた領域は40~50dBZ、黒く塗りつぶした領域は50dBZ以上。時間間隔はほぼ9分毎であるがそれ以上になっている時間帯もある。各時刻に対応すると考えられる降水セルをアルファベットで示した。

2時間で、この間に約40 km 移動しており、移動速度は約5 m/sということになる。このほかの降水セルについても移動方向・速度は同様である。レーダーサイトの南方の海上で新しいセルが次々に発生し(図9.6のセルb, c, d, eなど)、これが北北東へ移動しながら発達・衰弱している。このため、この移動方向に降水セルが並ぶことになる。

この個々のエコーの移動方向にほぼ沿った南北断面を図9.7に示す。これはアンテナの鉛直走査によって得られたRHIである。6時30分というのは図9.6の降水セルbが最も発達した時間帯であり、これに対応してアメダス地点7では時間雨量10 mmの強い降水が観測されている。(a)はレーダー反射強度の鉛直断面を示す。図9.2で雲頂温度が -70°C 以下の部分があるのに対してエコー頂も高く、12 kmを越える部分もあることがわかる。この中でレーダー反射強度が30 dBZ以上の領域は高度6 km以下に見られる。6 km以上ではレーダー反射強度は30 dBZ以下で、水平方向には比較的一様である。これに対して、6 km以下では40 dBZ以上の領域も見られ、水平方向には不均一である。このときの 0°C 高度は約4.5 kmであるが、距離-20 km(図では右側20 km)付近にはブライトバンドも見られる。また、この付近の高度より下で急激にレーダー反射強度が増加する傾向があることがわかる。地上における降水の特徴も考慮すると、このクラウドク

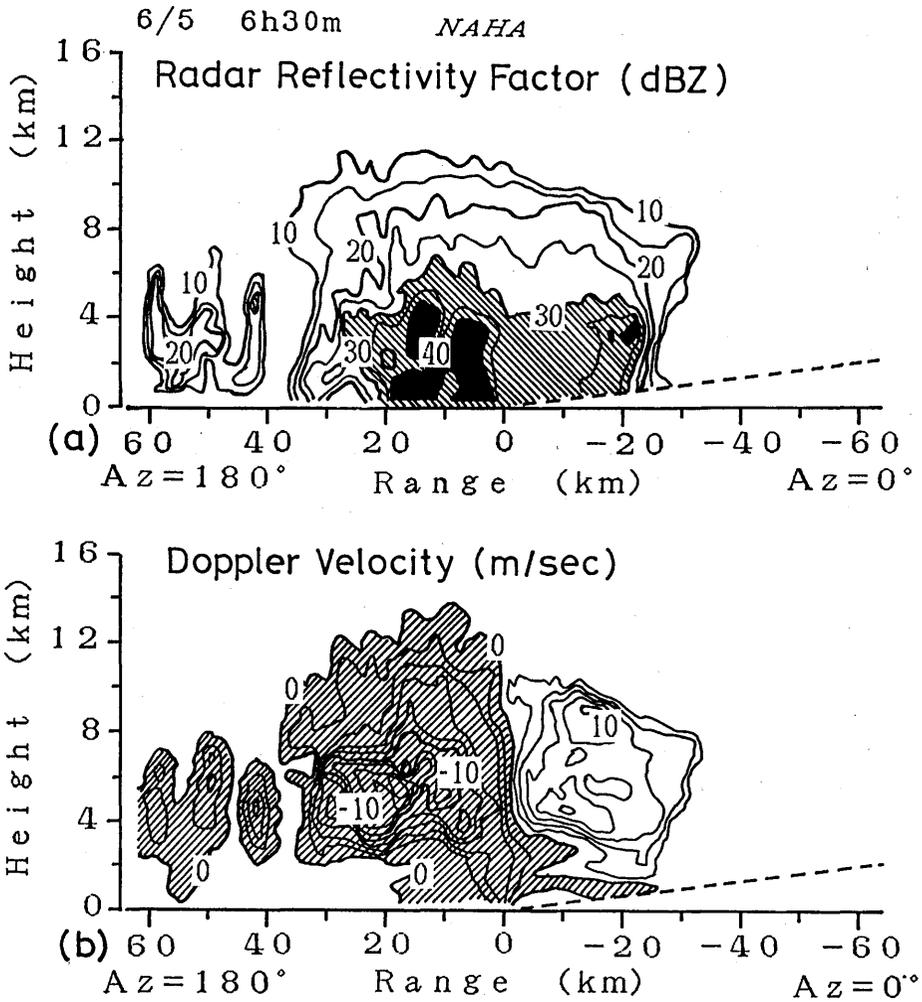


図9.7 6月5日6時30分の南北方向の鉛直断面 (RHI)。図の左側が南、右側が北。降水セルの移動方向は左(南)から(北)。(a)は、レーダー反射強度の分布。10dBZ以上について示し、等値線は5 dBZ毎。斜線の領域は30~40dBZ, 黒く塗りつぶした領域は40dBZ以上。(b)は、ドップラー速度の分布。等値線は2 m/s毎。斜線をつけた領域はドップラー速度が負で、ビーム方向にレーダーに近づく風速成分であることを示す。斜線をつけていない領域はドップラー速度が正で、遠ざかる風速成分。

ラスタは全体としては広い範囲で弱い対流活動があり、その中に降水セルに対応する活発な対流が含まれる構造をしていると考えられる。上層の生成セルと下層の強いエコー域の対応は、この場合明確に見出すことができない。一方、図9.7(b)のドップラー速度の鉛直面内での分布を見ると、高度4~6 kmに降水セル(図9.6の降水セルaおよびb)の位置に対応してドップラー速度の急変域があることがわかる。この高度では、後述するようにVAD法で求めた一般風は南風

(図9.7では左から右) 10~13 m/sである。つまり、降水セルの後面(図では左側)の狭い範囲に一般風より強い風の領域があり、セルの位置に、一般風より弱い風の領域があることがわかる。このことは、この高度領域に部分的に収束が存在していることを示唆している。

次に、大きなスケールでの風の場合について見てみる。ここで風の場合の解析は、VAD法および多仰角VAD法によっているので、大きなスケールというのはレーダーの走査円程度のスケールである。ちなみに、この走査円の大きさは、仰角 12° で高度5 kmでは半径24 kmになる。図9.8にはVAD法により求めた(a)風ベクトル、および、(b)風速の絶対値、(c)多仰角VAD法により求めた収束・発散を、6月5日2時30分頃から8時までの間について示す。この図によれば、高度3 km付近を境にして、その上では南風、下では西風になっていることがわかる。また、南風、西風がそれぞれに風速の極大を持ち、高度3 km付近を境に二層構造をとっていることがわかる。収束・発散の高度分布からは顕著な特徴を捉えることは難しいが、6時30分~7時00分頃のレーダーサイト付近を降水セル(図9.6の降水セルaおよびb)が通過した時間帯について見てみると、高度3~5 km付近に収束の層がある。このことは前述したドップラー速度の分布の鉛直断面から示唆された収束の存在と一致する。

ドップラーレーダー観測によって得られたデータ(レーダー反射強度およびドップラー速度のデータ)によって、今回解析したクラウドクラスターの構造の特徴、クラウドクラスター内の風の場合などが明らかになった。次にこのようなクラウドクラスターが形成・維持される機構、特に水蒸気の供給過程を考えるために、さらに大きなスケールでの大気の力学的、熱力学的構造を見る。

図9.9には今回解析した降水の起こった時間帯をはさむ4日間の那覇における高層気象データの時間・高度断面図を示す。この図から、解析を行った時間帯(6月5日3時~8時)には、高度4 km付近を境にしてその上下で大気の性質が異なっていることがわかる。すなわち、湿った大気(相当温位は高い)の上に乾燥した大気(相当温位は低い)が乗った形になっている。この境界にあたる高度4 km(6月5日9時では、この境界の高度が少し高く約5 kmとなっている)では、強い対流不安定になっていることが相当温位の分布からわかる。この時間帯には、地表から高度1 km付近も対流不安定になっているが、その中間の高度はほぼ中立である。一方、風の場合を見てみると、図9.8で見たのと同様に、乾燥した層では南風成分が卓越している。これは図9.6で見た強いエコー域の移動方向とほぼ一致している。ただし、風速と移動速度の対応を見ると、移動速度よりも風速の方が大きい。境界より下の層では、西風成分が卓越している。地表付近では東風成分が卓越している。ここで相当温位の低い層の風が南寄りであることは一見奇異であるが、図9.3の500 mb, 300 mbの風の水平分布を見ると納得することができる。すなわち、300 mb高度には顕著なトラフが見られ、沖縄地方はその前面(東側)にあたる。500 mb高度ではトラフは見られないが寒気の低気圧性の回転を持った渦が見られ、同様に沖縄上空がその前面にあたって

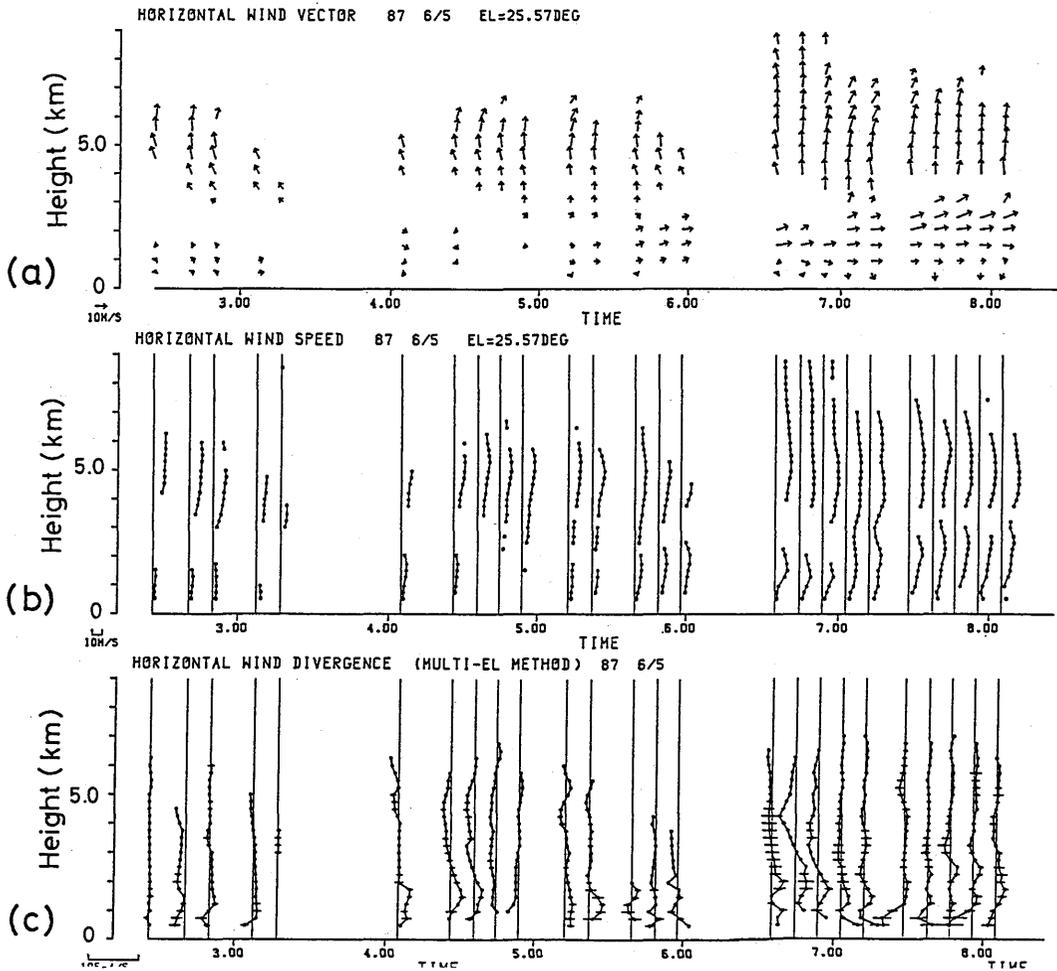


図9.8 VAD法および多仰角VAD法によって解析された水平風の各パラメータの高度分布の時間変化。(a)VAD法で求められた水平風(高度0.5km毎)。風ベクトルで表し、矢印が上向きならば南風、右向きならば西風であることを表す。(b)VAD法によって求められた水平風の風速(絶対値)の分布(高度0.25km毎)。(a)および(b)は仰角25.6°の観測データを解析した結果。また、データをプロットしていない高度では、風の水平方向の不均一などの理由により、VAD法で一定の精度以上で水平風が求められていない。(c)多仰角VAD法によって求められた水平風の発散(高度0.25km毎)。各時刻の直線よりも左側は収束、右側は発散であることを表す。4~25°の6仰角のデータをもとに求めた。

いる。そのため、この高度では、北の相当温位の低い大気が一度南へ回って沖縄地方上空に達していることがわかる。

次に、解析した降水が始まる直前にあたる6月4日21時の高層気象データの南西~北東方向の

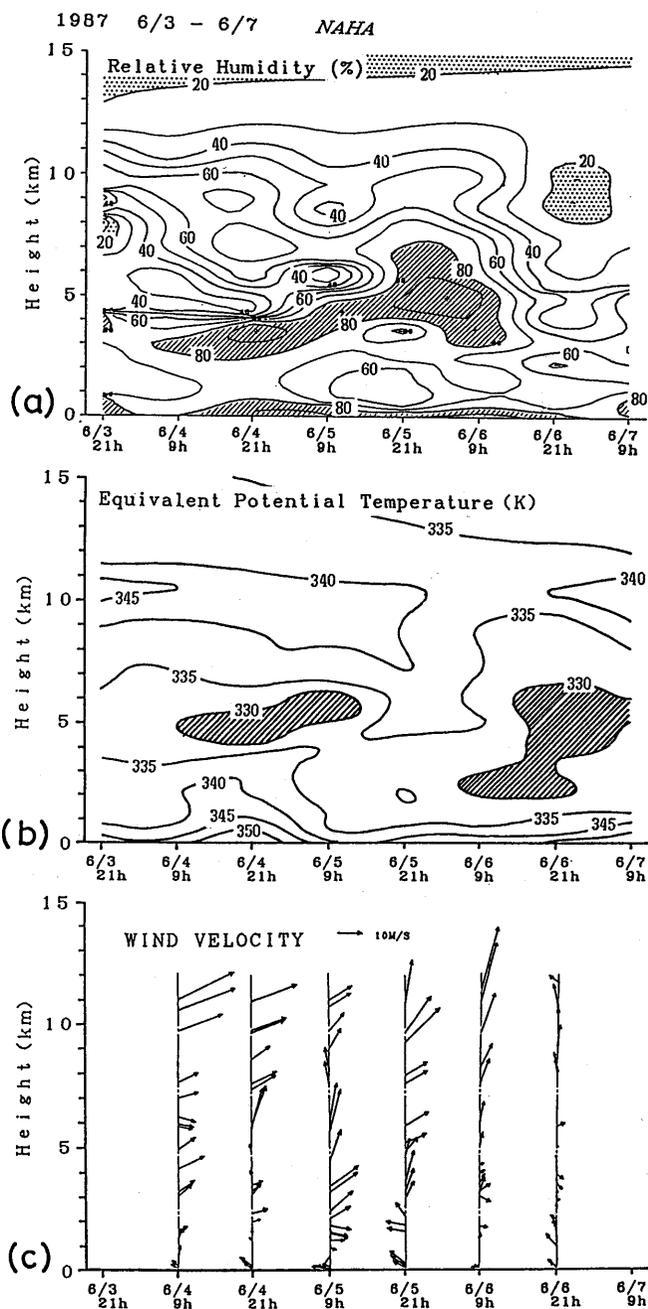


図9.9 那覇における高層観測データの時間・高度断面図。レーダーデータ解析期間を含む4日間について示す。(a)相対湿度。等値線は10%毎で、ドットをつけた領域は20%以下の乾燥、斜線をつけた領域は80%以上の湿潤。(b)相当温位。等値線は5 K毎で、斜線をつけた領域は330K以下。(c)風の高度分布。ベクトルで表し、矢印が上向きならば南風、右向きならば西風であることを表す。

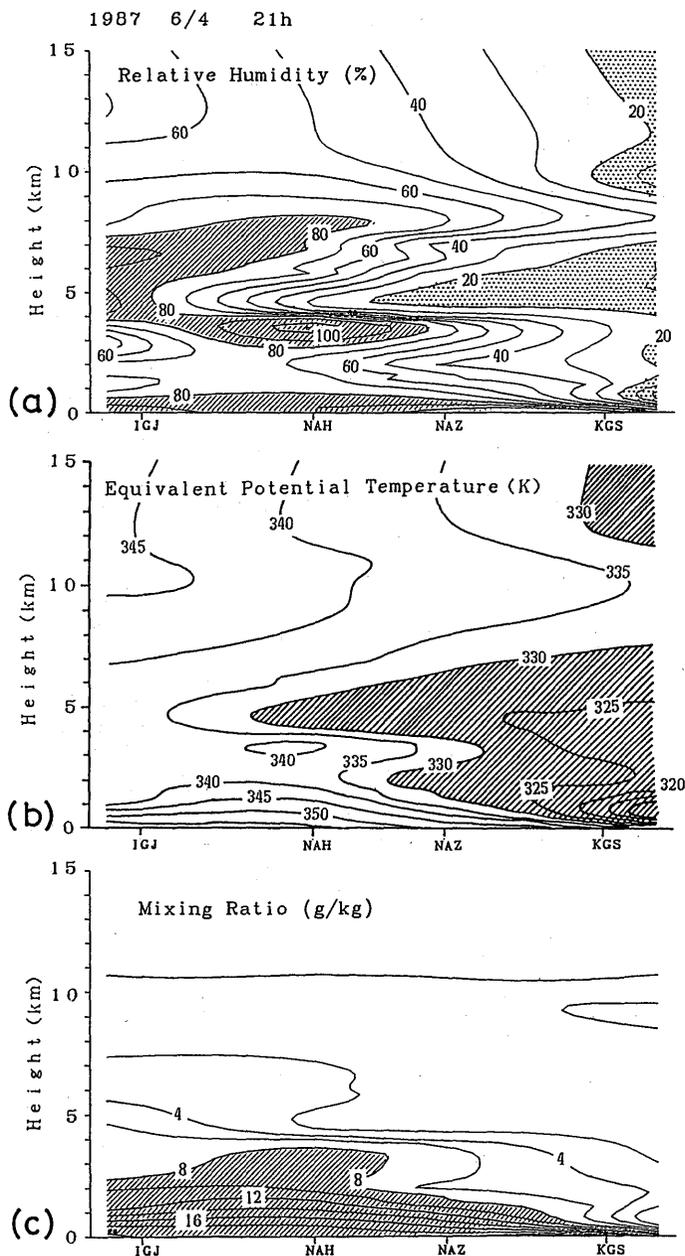


図9.10 那覇を含むほぼ南西～北東方向の鉛直断面内における高層観測データの分布。石垣島 (IGJ), 那覇 (NAH), 名瀬 (NAZ), 鹿児島 (KGS) の高層観測データをもとに描いた。(a)相対湿度。等値線は10%毎で、ドットをつけた領域は20%以下の乾燥, 斜線をつけた領域は80%以上の湿潤。(b)相当温位。等値線は5 K毎で, 斜線をつけた領域は330K以下。(c)水蒸気の混合比。等値線は2 g/kg毎で, 斜線をつけた領域は8 g/kg以上。

断面を図9.10に示す。これは、石垣島(IGJ)、那覇(NAH)、名瀬(NAZ)、鹿児島(KGS)における観測値をもとに描いたものである。図では左が南西、右が北東になる。この図から、図9.9で那覇において見られた高度4~6 km付近の相当温位の低い大気が、この高度に北からくさび形に侵入していることがわかる。また、広い範囲で相当温位の高い大気の上に相当温位の低い大気が乗り、その境界付近で対流不安定になっていることがわかる。相当温位の低い大気は北から侵入してきているが、沖縄付近ではこの付近の高度でトラフの前面にあたるため、南風となっている。今回解析したクラウドクラスターで、雲が発生する原因の一つとして、中層への寒気の侵入によって生じた対流不安定が考えられる。高度1~3 kmの層では一般風は西寄り(西~南西)であるので、この図では左から右へ吹いていることになる。図9.10(c)の水蒸気の混合比の分布を見ると、水蒸気がこの西寄りの一般風によって輸送されていることがわかる。したがって、下層(1~3 km)の西寄りの一般風で水蒸気が供給され、これが沖縄地方の上空で中層(4~6 km)に北から侵入してきた相当温位の低い大気と接することにより、広い範囲で対流不安定を生じている。これが大きなスケールのクラウドクラスターの形成・維持の原動力の一つとなっていると考えられる。ただし、クラウドクラスター内での上昇流は一律ではなく、3~5 kmの高度に降水セルに対応して、風速の不均一(収束)が見られた。この高度での水平風の収束が降水セルの成因なのか、あるいは、降水セル内の上昇流の影響として収束が生じているのかは今回の観測からは明らかにできなかった。

9.4 まとめおよび議論

梅雨期に沖縄地方で見られるクラウドクラスターによる降水を、ドップラーレーダー観測によって得られたデータを中心に解析した。

今回解析したクラウドクラスターは、水平方向のスケールが数100 kmで、雲頂温度は -70°C 以下、エコー頂が12 km以上という大きな規模のものであった。地上での降水の特徴やエコーの構造からは、大きなスケールの降水雲の中に、スケールが10 km程度の降水セルがいくつか埋め込まれているような構造をしていた。個々の降水セルは2時間程度の寿命を持ち、次々に発生して中層の風向と同じ方向に移動しているため、この方向に並ぶ傾向があった。地上での降水は、全体的には弱い降水が長時間(約20時間)続いたが、場所によっては降水セルの通過に伴い、強い降水が起こった。また、レーダー反射強度は 0°C 高度以下で急激に強くなり、あまり鮮明ではないがブライต์バンドが見られるときもあった。このクラウドクラスターは、地上天気図では前線や低気圧のような擾乱としては現れていなかった。風の場合や大気の熱力学的構造については次のようなことがわかった。3~4 km以下の高度では、西寄りの風で湿潤な大気(相当温位が高い)が流れ込んでいた。この上の4~6 km付近の高度は乾燥しており(相当温位は低い)、那覇市の上空では南寄りの風であった。500 mb天気図上には寒気の低気圧性の回転を持った流れがあり、300

mbでは顕著なトラフが解析されていた。沖縄地方はこのトラフの前面(東側)にあたるため、この高度では南寄りの風であるにもかかわらず相当温位は低くなっていた。これらの性質の異なる大気の接する高度4 km付近は強い対流不安定となっていた。つまり、この高度での広範囲の対流不安定が大きなスケールのクラウドクラスターの形成・維持の原動力になっていると考えられる。この場合、水蒸気は下層の西寄りの風で供給されている。また、中層と下層で風向が異なっていることが長時間維持されるために重要であると考えられる。つまり、一般的には、対流が起こってしまえば不安定は解消されるが、この場合にはその後ろから新たに中層と下層で異なる方向から大気が入ってくるため、不安定な状態が持続することになる。一方、この大きなスケールのクラウドクラスターの中に含まれる10 km程度のスケールの降水セルは、対流不安定な高度に存在する水平風の不均一(収束)と対応が見られた。この降水セルのレーダー反射強度が強い部分は上層までは達しておらず、0°C高度より下で急激に強くなっていた。このように今回解析したクラウドクラスターは高度方向に性質の異なる大気が接して対流不安定が生じ、下層における西寄りの風で水蒸気が供給され長時間維持されているという構造を持っていることがわかった。

中緯度の本州付近における梅雨前線に伴う降水は、南北方向に性質の異なる気団が接し、暖気が寒気の上を強制上昇する過程で広範囲に生じた層状性の雲から起こることが多い。これに対して今回解析した降水は、下層では水平方向の温度傾度が小さく、地上天気図では顕著な擾乱が見られないにもかかわらず、高度方向に性質の異なる大気が接することによって生じた大規模なクラウドクラスターによるものであった。この中には10 km程度のスケールの降水セルがいくつか含まれるような構造を持っていた。

参 考 文 献

- Akiyama, T., 1978: Mesoscale pulsation of convective rain in medium-scale disturbances developed in the Baiu front. *J. Met. Soc. Japan*, **56**, 267-283.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1974: Band structure of mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream. *J. Met. Soc. Japan*, **52**, 300-313.
- Srivastava, R. C., T. J. Matejka and T. J. Lorello, 1986: Doppler radar study of the trailing anvil region associated with a squall line. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 356-377.
- Takeda, T. and H. Iwasaki, 1987: Some characteristics of meso-scale cloud clusters observed in east Asia between March and October. *J. Met. Soc. Japan*, **65**, 507-513.

気象研究所技術報告一覧表

- 第1号 バックグラウンド大気汚染の測定法の開発 (地球規模大気汚染特別研究班, 1978)
Development of Monitoring Techniques for Global Background Air Pollution (MRI Special Research Group on Global Atmospheric Pollution, 1978)
- 第2号 主要活火山の地殻変動並びに地熱状態の調査研究 (地震火山研究部, 1979)
Investigation of Ground Movement and Geothermal State of Main Active Volcanoes in Japan (Seismology and Volcanology Research Division, 1979)
- 第3号 筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設 (花房龍男・藤谷徳之助・伴野 登・魚津 博, 1979)
On the Meteorological Tower and Its Observational System at Tsukuba Science City (T. Hanafusa, T. Fujitani, N. Banno and H. Uozu, 1979)
- 第4号 海底地震常時観測システムの開発 (地震火山研究部, 1980)
Permanent Ocean-Bottom Seismograph Observation System (Seismology and Volcanology Research Division, 1980)
- 第5号 本州南方海域水温図——400 m (又は500 m) 深と1000 m 深——(1934-1943年及び1954-1980年) (海洋研究部, 1981)
Horizontal Distribution of Temperature in 400 m (or 500 m) and 1000 m Depth in Sea South of Honshu, Japan and Western-North Pacific Ocean from 1934 to 1943 and from 1954 to 1980 (Oceanographical Research Division, 1981)
- 第6号 成層圏オゾンの破壊につながる大気成分および紫外日射の観測 (高層物理研究部, 1982)
Observations of the Atmospheric Constituents Related to the Stratospheric Ozone Depletion and the Ultraviolet Radiation (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1982)
- 第7号 83型強震計の開発 (地震火山研究部, 1983)
Strong-Motion Seismograph Model 83 for the Japan Meteorological Agency Network (Seismology and Volcanology Research Division, 1983)
- 第8号 大気中における雪片の融解現象に関する研究 (物理気象研究部, 1984)
The Study of Melting of Snowflakes in the Atmosphere (Physical Meteorology Research Division, 1984)
- 第9号 御前崎南方沖における海底水圧観測 (地震火山研究部・海洋研究部, 1984)
Bottom Pressure Observation South off Emaezaki, Central Honshu (Seismology and

- Volcanology Research Division and Oceanographical Research Division, 1984)
- 第10号 日本付近の低気圧の統計 (予報研究部, 1984)
Statistics on Cyclones around Japan (Forecast Research Division, 1984)
- 第11号 局地風と大気汚染物質の輸送に関する研究 (応用気象研究部, 1984)
Observations and Numerical Experiments on Local Circulation and Medium-Range Transport of Air Pollutions (Applied Meteorology Research Division, 1984)
- 第12号 火山活動監視法に関する研究 (地震火山研究部, 1984)
Investigation on the Techniques for Volcanic Activity Surveillance (Seismology and Volcanology Research Division, 1984)
- 第13号 気象研究所大気大循環モデル-I (MRI・GCM-I) (予報研究部, 1984)
A Description of the MRI Atmospheric General Circulation Model (The MRI・GCM-I) (Forecast Research Division, 1984)
- 第14号 台風の構造の変化と移動に関する研究——台風7916の一生——(台風研究部, 1985)
A Study on the Changes of the Three-Dimensional Structure and the Movement Speed of the Typhoon Through Its Life Time (Typhoon Research Division, 1985)
- 第15号 波浪推算モデルMRIとMRI-IIの相互比較研究——計算結果図集——(海洋研究部, 1985)
An Intercomparison Study between the Wave Models MRI and MRI-II——A Compilation of Results—— (Oceanographical Research Division, 1985)
- 第16号 地震予知に関する実験的及び理論的研究 (地震火山研究部, 1985)
Study on Earthquake Prediction by Geophysical Method (Seismology and Volcanology Research Division, 1985)
- 第17号 北半球地上月平均気温偏差図 (予報研究部, 1986)
Maps of Monthly Mean Surface Temperature Anomalies over the Northern Hemisphere for 1891-1981 (Forecast Research Division, 1986)
- 第18号 中層大気の研究 (高層物理研究部・気象衛星研究部・予報研究部・地磁気観測所, 1986)
Studies of the Middle Atmosphere (Upper Atmosphere Physics Research Division, Meteorological Satellite Research Division, Forecast Research Division, MRI, and the Magnetic Observatory, 1986)
- 第19号 ドップラーレーダによる気象・海象の研究 (気象衛星研究部・台風研究部・予報研究部・応用気象研究部・海洋研究部, 1986)
Studies on Meteorological and Sea Surface Phenomena by Doppler Radar (Meteorological Satellite Research Division, Typhoon Research Division, Forecast Research

Division, Applied Meteorology Research Division and Oceanographical Research Division, 1986)

第20号 気象研究所対流圏大気大循環モデル (MRI・GCM- I) による 12 年間の積分 (予報研究部, 1986)

Mean Statistics of the Tropospheric MRI・GCM- I based on 12-year Integration (Forecast Research Division, 1986)

第21号 宇宙線中間子強度 1983-1986 (高層物理研究部, 1987)

Multi-Directional Cosmic Ray Meson Intensity 1983-1986 (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1987)

第22号 静止気象衛星「ひまわり」画像の噴火噴煙データにもとづく噴火活動の解析に関する研究 (地震火山研究部, 1987)

Study on Analyses of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data Obtained by the Geostationary Meteorological Satellite (GMS) (Seismology and Volcanology Research Division, 1987)

第23号 オホーツク海海洋気候図 (篠原吉雄・四竈信行, 1988)

Marine Climatological Atlas of the Sea of Okhotsk (Y. Shinohara and N. Shikama, 1988)

第24号 海洋大循環モデルを用いた風の応力異常に対する太平洋の応答実験 (海洋研究部, 1989)

Response Experiment of Pacific Ocean to Anomalous Wind Stress with Ocean General Circulation Model (Oceanographical Research Division, 1989)

第25号 太平洋における海洋諸要素の季節平均分布 (海洋研究部, 1989)

Seasonal Mean Distribution of Sea Properties in the Pacific (Oceanographical Research Division, 1989)

第26号 地震前兆現象のデータベース (地震火山研究部, 1990)

Database of Earthquake Precursors (Seismology and Volcanology Research Division, 1990)

気 象 研 究 所

1946 (昭和 21) 年設立

所 長：理 博 岡 村 存

予 報 研 究 部	部 長：	嘉味田 宗 治
気 候 研 究 部	部 長：	古 賀 晴 成
台 風 研 究 部	部 長：	大 塚 伸
物 理 気 象 研 究 部	部 長：理 博	岡 村 存
応 用 気 象 研 究 部	部 長：理 博	重 原 好 次
気 象 衛 星 ・ 観 測		
シ ス テ ム 研 究 部	部 長：	黒 崎 明 夫
地 震 火 山 研 究 部	部 長：理 博	清 野 政 明
海 洋 研 究 部	部 長：	菊 地 正 武
地 球 化 学 研 究 部	部 長：理 博	杉 村 行 勇

気 象 研 究 所 技 術 報 告

編 集 委 員 長：菊 地 正 武

編 集 委 員：三 角 幸 夫 長 井 嗣 信 中 澤 哲 夫
忠 鉢 繁 佐 藤 純 次 永 井 智 広
横 田 崇 石 崎 廣 吉 川 久 幸
事 務 局：永 沢 義 嗣 中 島 幸 久

気象研究所技術報告は、1978 (昭和 53) 年の初刊以来、気象研究所が必要の都度発行する刊行物であり、気象学、海洋学、地震学その他関連の地球科学の分野において気象研究所職員が得た研究成果に関し、技術報告、資料報告および総合報告を掲載する。

気象研究所技術報告の編集は、編集委員会が行う。編集委員会は原稿の掲載の可否を判定する。

気象研究所技術報告 ISSN 0386-4049

第27号

平成 3 年 2 月 25 日 発行

編 集 兼 気 象 研 究 所
発 行 者
〒305 茨城県つくば市長峰 1-1
TEL. (0298)51-7111

印 刷 所 アサヒビジネス株式会社
〒305 つくば市竹園 2-11-6