

## 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まっていた。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  $\alpha$ , メソ  $\beta$  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。

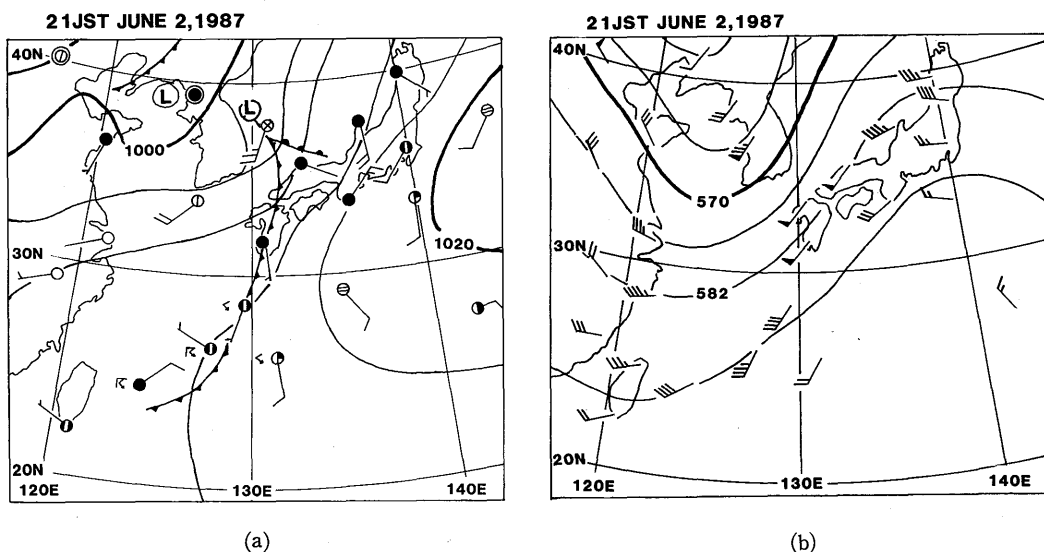


図5.1 1987年6月2日21時の地上天気図(a) および500mb天気図(b)。

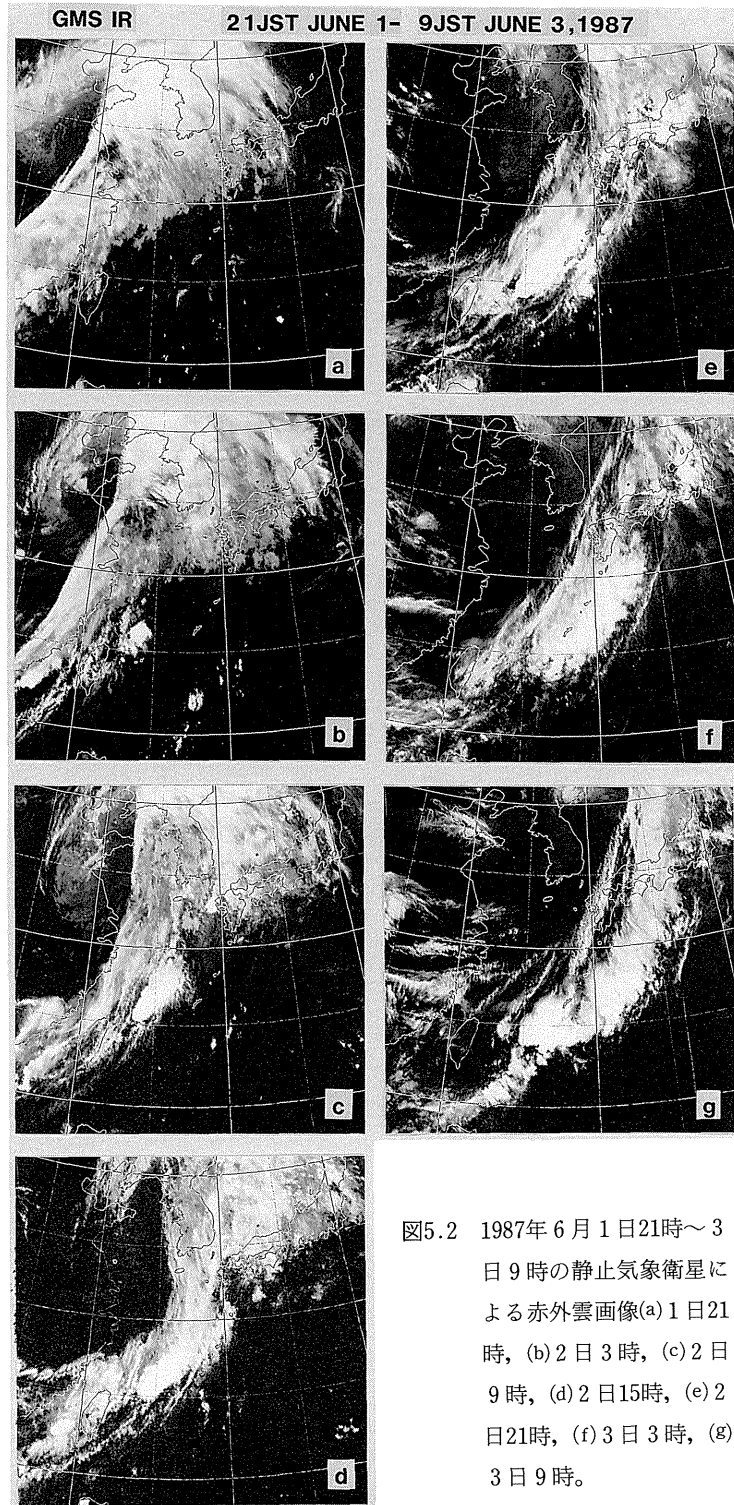
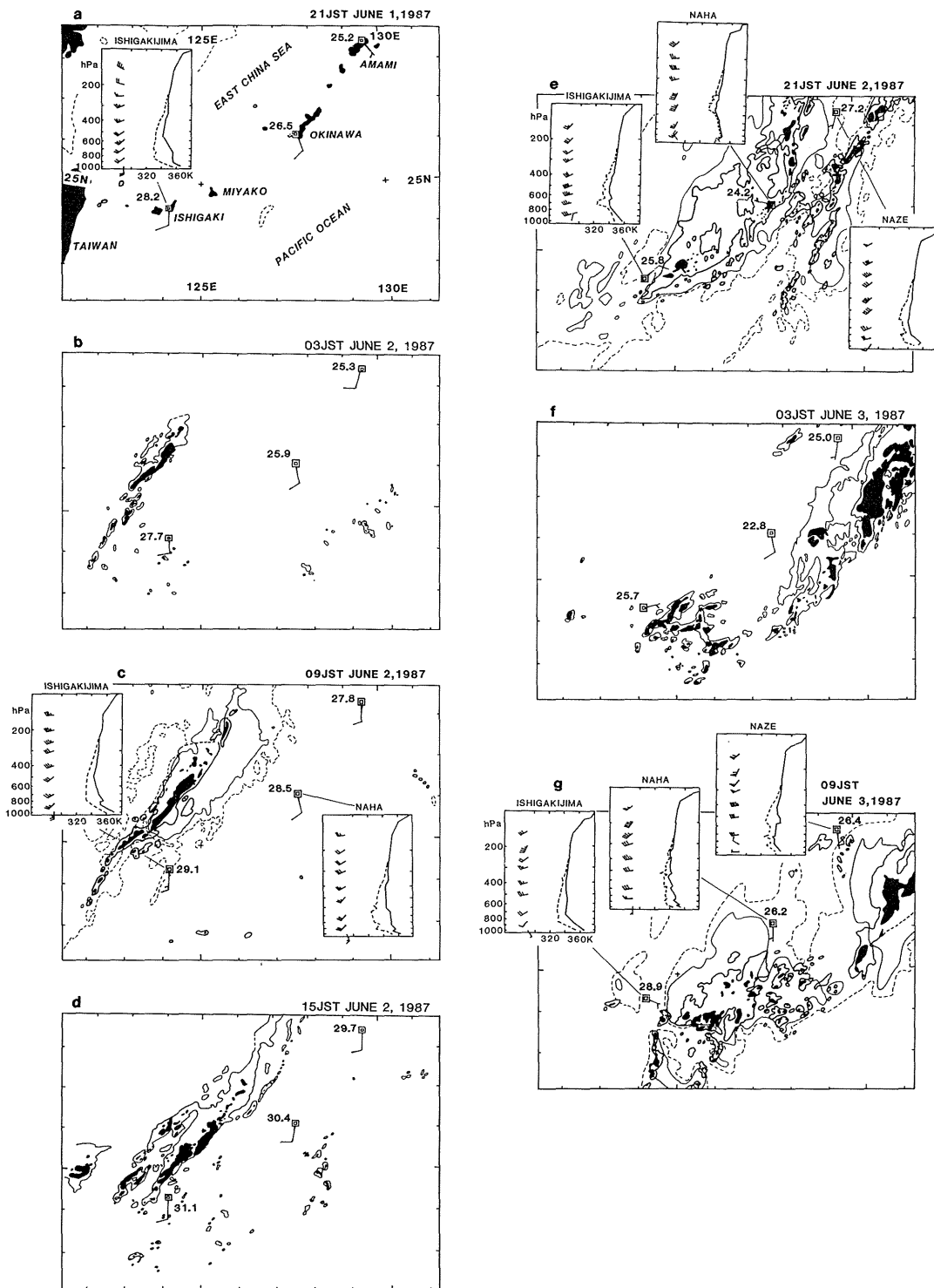


図5.2 1987年6月1日21時～3日9時の静止気象衛星による赤外雲画像(a)1日21時, (b)2日3時, (c)2日9時, (d)2日15時, (e)2日21時, (f)3日3時, (g)3日9時。



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 $\alpha$ スケール,  $20\sim 200$  kmをメソ $\beta$ スケール,  $<20$  kmをメソ $\gamma$ 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 $\alpha$ スケール現象には衛星とレーダー合成図, メソ $\beta$ ,  $\gamma$ 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 $\sim 300$  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 $25^\circ$ 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 $\alpha$ 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( $\theta$ ), 相当温位( $\theta_e$ ), 飽和相当温位( $\theta_{se}$ )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 $\theta_e$ が350 K, 500 mbの $\theta_{se}$ 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 $\sim$ 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 $-26^\circ\text{C}$ 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 $\theta_e$ が360 K、500 mbの $\theta_{se}$ 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 $\theta_e$ 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 $\theta_e$ 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 $\alpha$ 、 $\beta$ 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 $-54^{\circ}\text{C}$ 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 $-54^{\circ}\text{C}$ 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

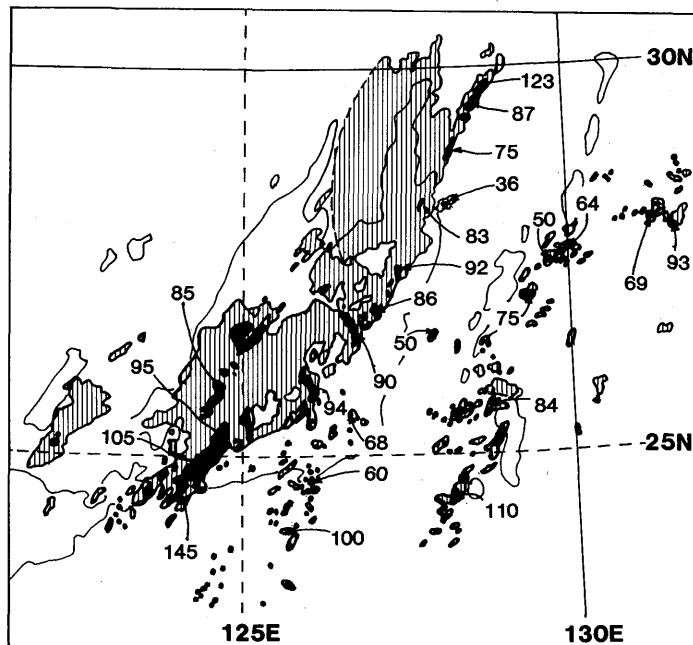


図5.4 1987年6月2日18時の石垣島、宮古島、那覇、名瀬レーダーのエコー合成図（太実線：黒塗は相当降雨強度4 mm/h以上）と $T_{BB}$ の $-54^{\circ}\text{C}$ の等温線（細実線）。数字はエコー頂高度を100m単位で表したものである。

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 $-54^{\circ}\text{C}$ 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 $-54^{\circ}\text{C}$ 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 $\alpha$ 、メソ $\beta$ 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 $\sim 8$  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 $\sim -8$  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

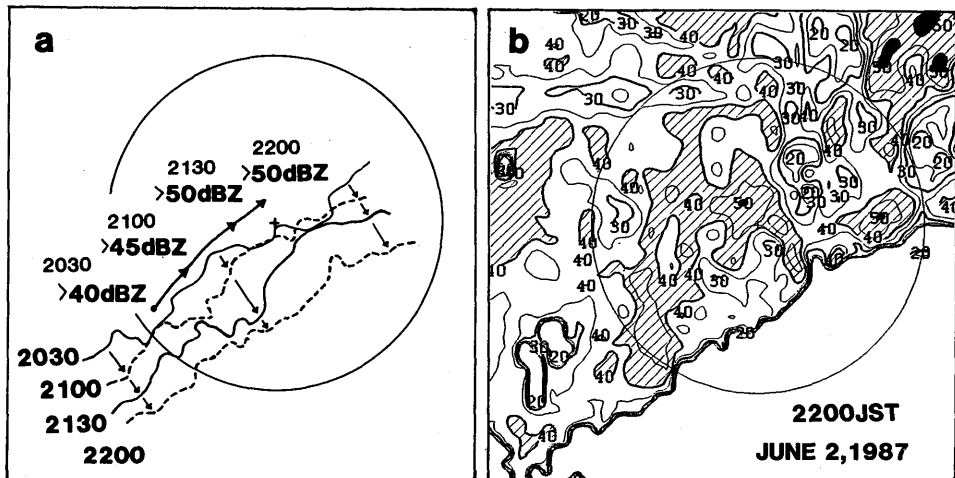


図5.5 1987年6月2日20時30分から22時までのエコーの先端とエコーセルの移動(a)と22時の八重岳レーダー雨量計のエコー分布(dBZ)(b)。円はドップラーレーダーの観測範囲を示す。50dBZ以上の領域を黒く塗りつぶしてある。



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 $\beta$ , $\gamma$ 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 $\beta$ 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 $\gamma$ 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。

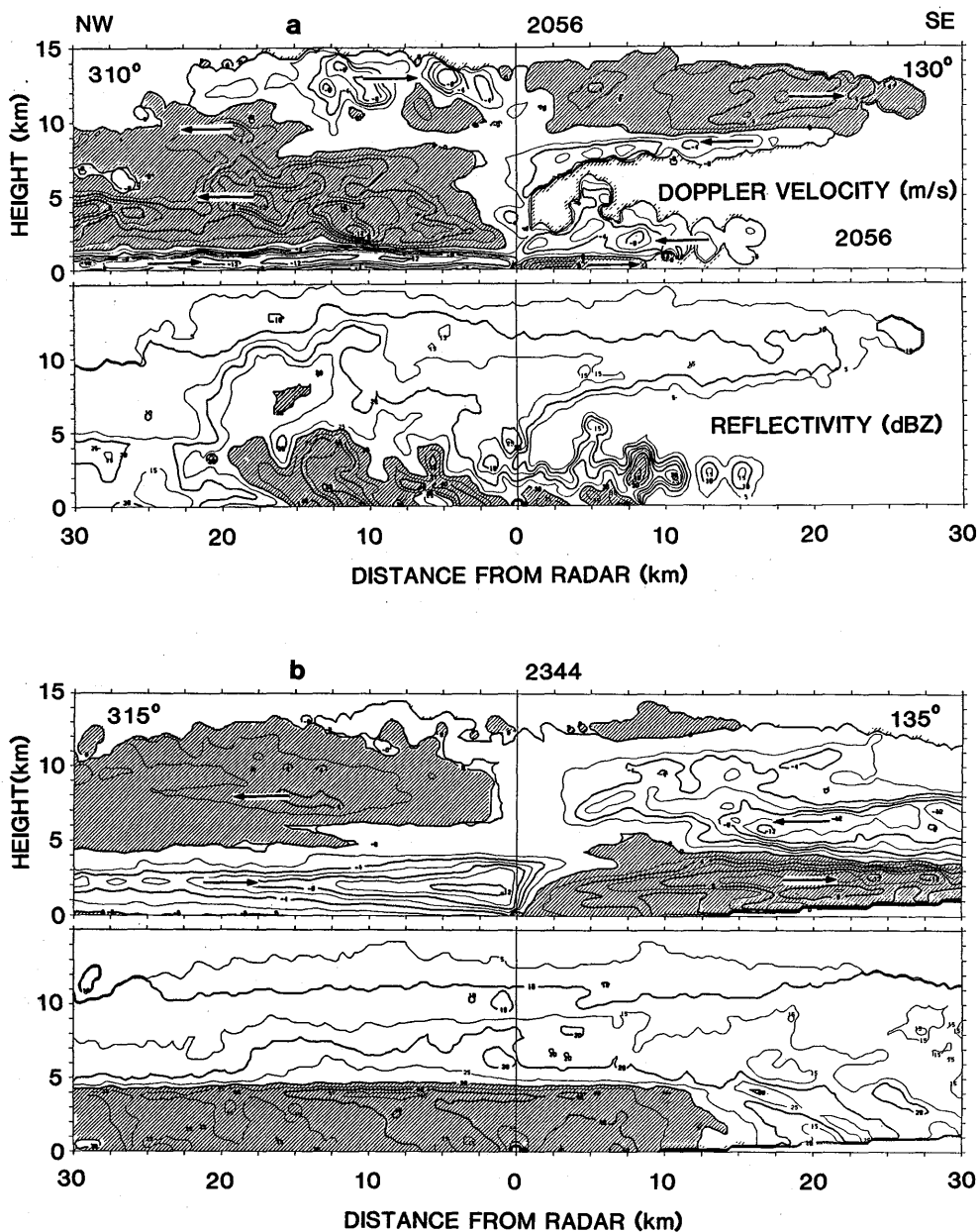


図5.6 1987年6月2日20時56分の310-130°断面(a)及び23時44分の315-135°断面(b)のドップラー速度と反射強度。ドップラー速度が正(レーダーから遠ざかる風)の領域に斜線が施してある。図の右側最下層はデータが欠けている。反射強度>30dBZの領域に斜線が施してある。

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 $\sim 1$  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  $\theta_e$  が 344 K と高いところにあるため、中層の寒気(高度 $\sim 6$  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も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、 $315^\circ$  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、 $315^\circ$  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 $\beta$ 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。

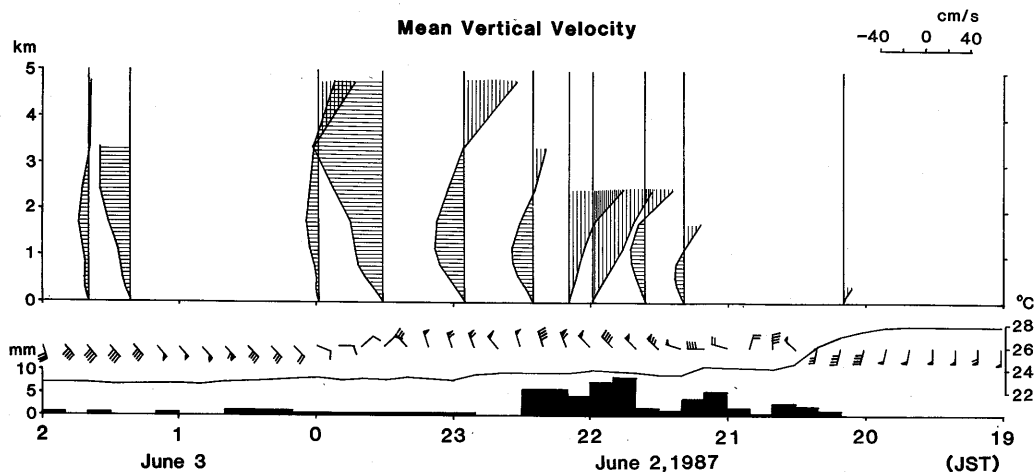


図5.7 1987年6月2日19時—3日2時のレーダーを中心とする半径10kmの円内の平均鉛直流。那覇における風、気温及び10分間降水量の時間変化も示してある。

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。

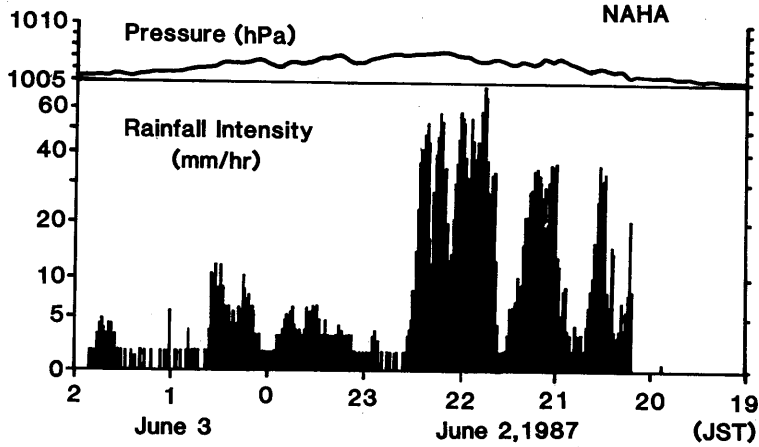


図5.8 1987年6月2日19時—3日2時の那覇における気圧と降水強度の時間変化。

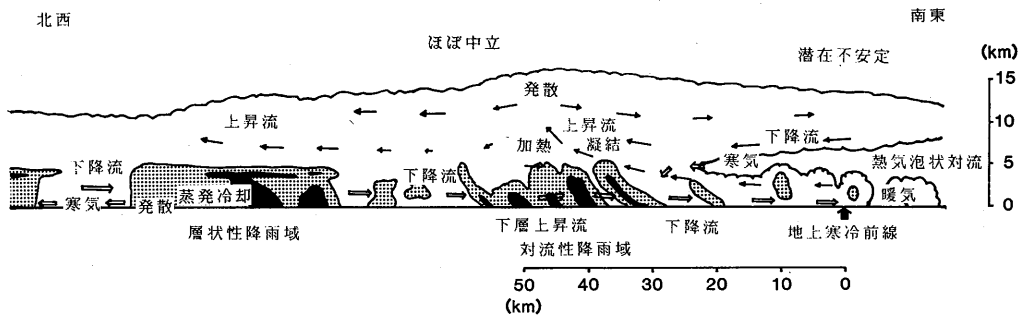


図5.9 1987年6月2日の寒冷前線降水系の模式図。流れは地表に相対的に示してある。暖気は黒矢印、寒気は白抜き矢印で示す。詳しくは本文参照。

### 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

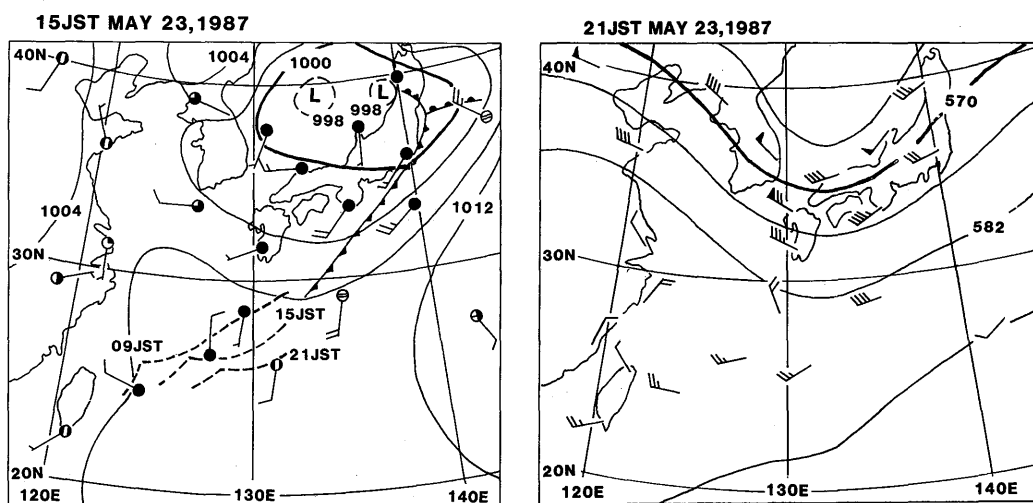


図5.10 1987年5月23日15時の地上天気図(a)と23日21時の500mb天気図(b)。(a)には6時間毎のレーダーエコーの先端の位置も破線で示してある。

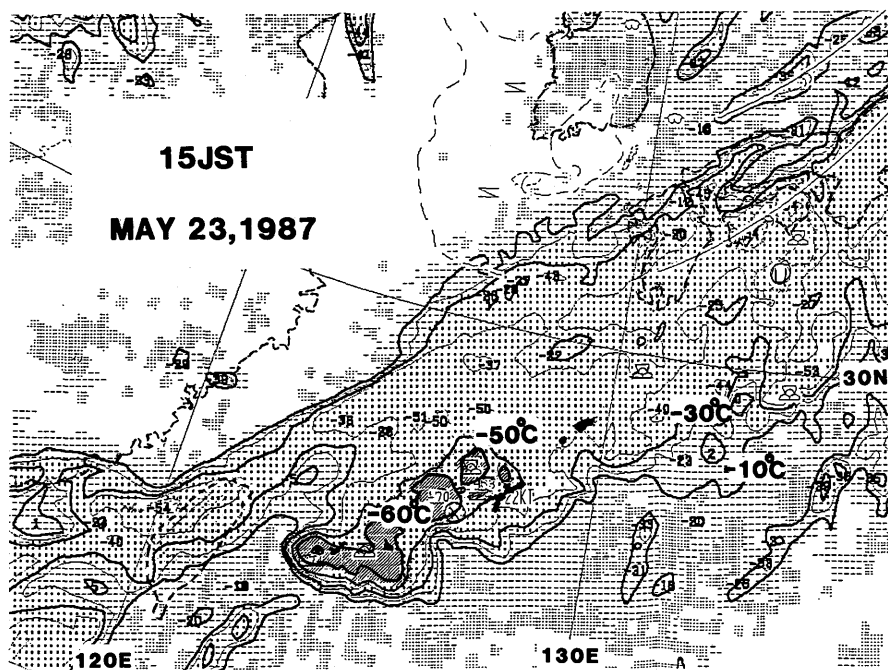


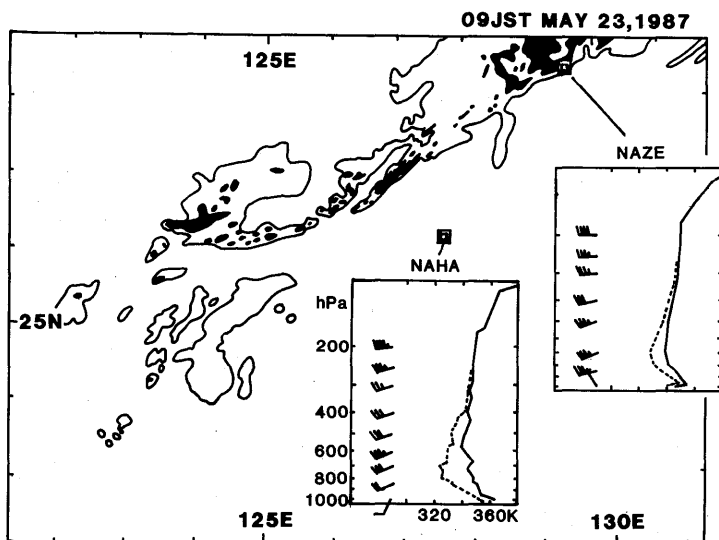
図5.11 1987年5月23日15時の静止気象衛星による相当黒体温度 ( $T_{BB}$ ) の分布。南西諸島を黒く塗りつぶしてある。

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)。

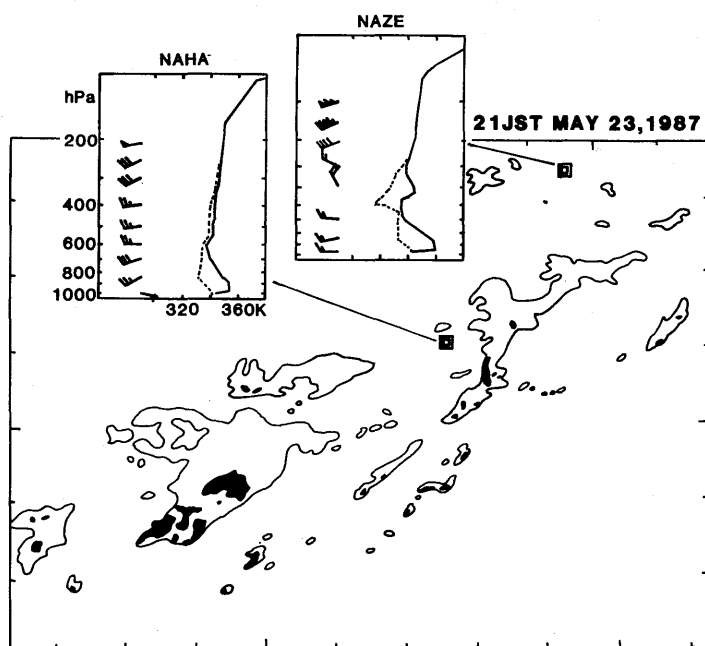
23 日 15 時の  $T_{BB}$  分布 (図 5.11) によると、この寒冷前線にとまなう雲系は幅 5~600 km で、 $T_{BB}$  は  $-40^{\circ}\text{C}$  以下 (高度 11 km 以上に対応) であった。沖縄の西にある  $T_{BB}$  が  $-60^{\circ}\text{C}$  以下の対流域は後述の屈曲点降水系に対応する。この低温域は 18 時頃沖縄の上を通過した。石垣島から本島西海上にかけての領域では、12 時頃から対流が発達して  $T_{BB}$  が低くなり、15 時頃最盛期に達した。 $T_{BB}$  分布から判断す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 $\alpha$ 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  $\sim 30$  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  $\sim 170$  mb に達する。名瀬においては地上に寒気が既にあるが、 $\sim 975$  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。



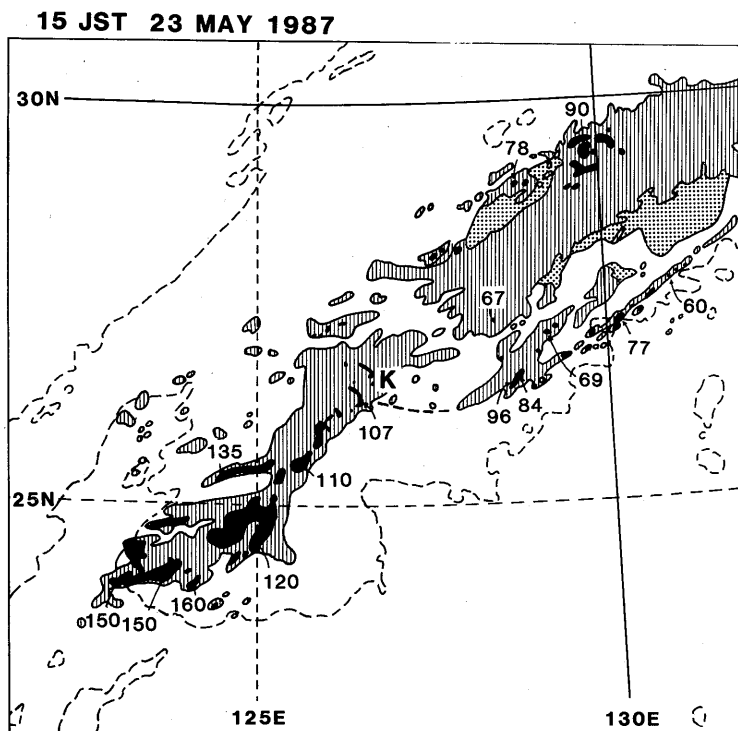


図5.13 1987年5月23日15時の石垣島、宮古島、那覇、名瀬レーダーのエコー合成図。黒塗領域は相当降雨強度 $>4\text{mm/h}$ 、縦線領域は $<4\text{mm/h}$ 、点彩領域は地上に達しない降雨域を示す。数字はエコー頂高度を100m単位で表したものである。また屈曲点を「K」で示す。破線は $T_{BB}$ の $-26^\circ\text{C}$ の等温線である。

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  $27^\circ$  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  $127^\circ$  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

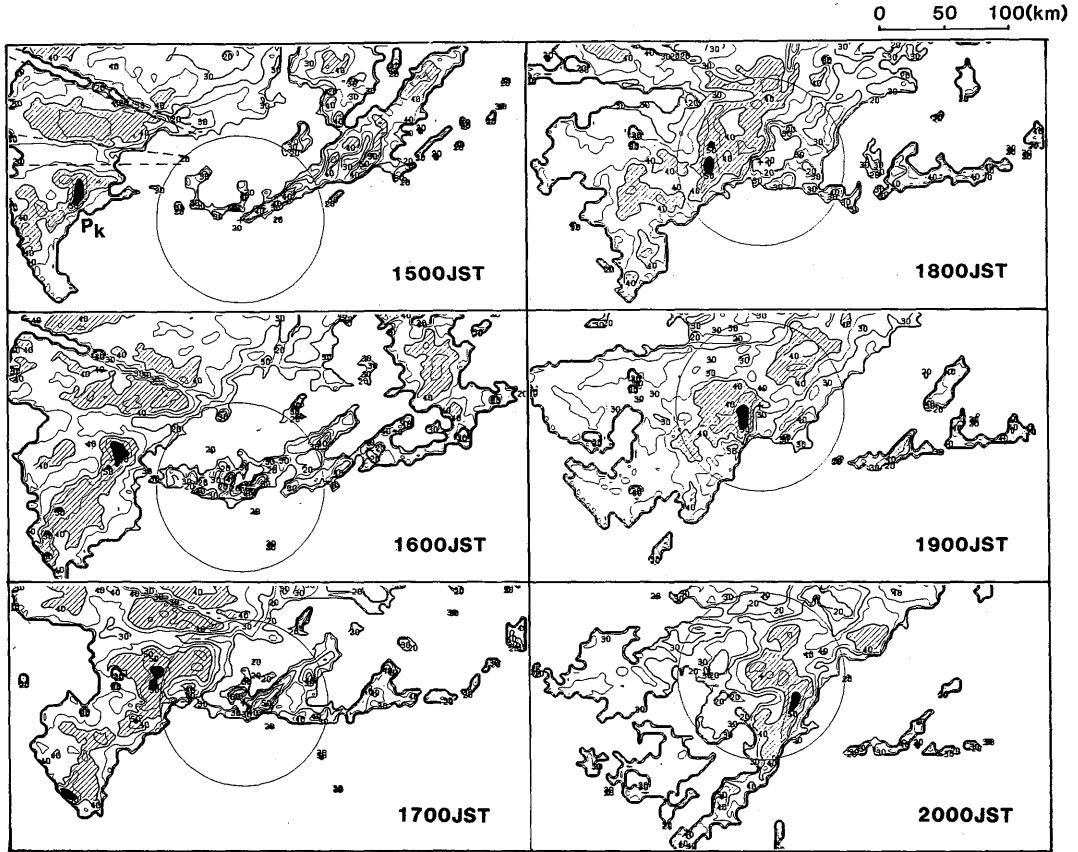


図5.14 八重岳レーダー雨量計による1時間毎のエコーの変化(1987年5月23日15時~20時)。反射強度 $>50$ dBZの領域は黒く塗ってある。斜線領域は反射強度 $>40$ dBZである。地物の陰になるため正しい反射強度の得られない領域を2本の破線ではさんで示した。円はドップラーレーダーによる観測領域であり、レーダーの位置は十字で示す。

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

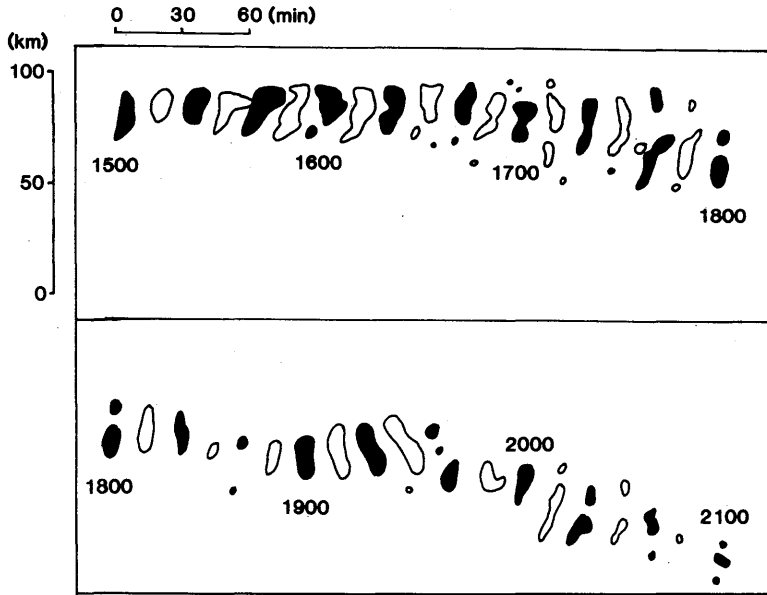


図5.15 八重岳レーダー雨量計による反射強度が50dBZ以上の領域の時間変化。時間と共に座標の原点も右に移動していることに注意。

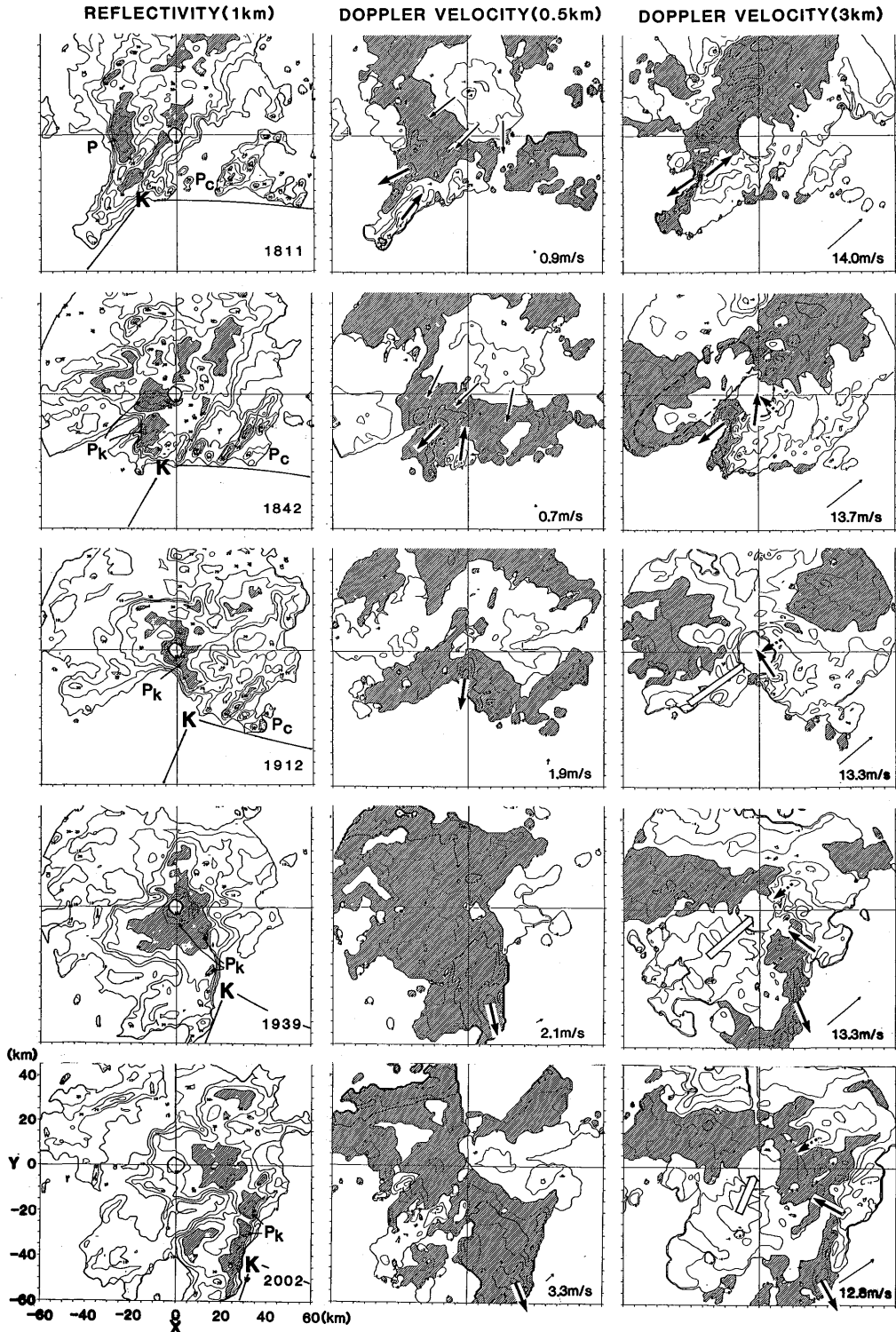
上の領域の移動を10分毎に追跡すると(図5.15), 東側の寒冷前線の南下にともない, 屈曲点付近で東北東に移動したセルの南側に新たにセルが発生していることがわかる。この結果, 全体として東南東に進んだ。この降水系の通過にともない那覇では19時20分から30分までの10分間に8mmの強い降水があった。

#### 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 ( $-30\text{km}$ ,  $-37\text{km}$ ); 18時42分では正 ( $-12\text{km}$ ,  $-14\text{km}$ ), 負 ( $-4\text{km}$ ,  $-30\text{km}$ )}. 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 ( $-13\text{km}$ ,  $-20\text{km}$ ) 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 ( $-10\text{km}$ ,  $-2\text{km}$ ) 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 $\beta$ , $\gamma$ 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。

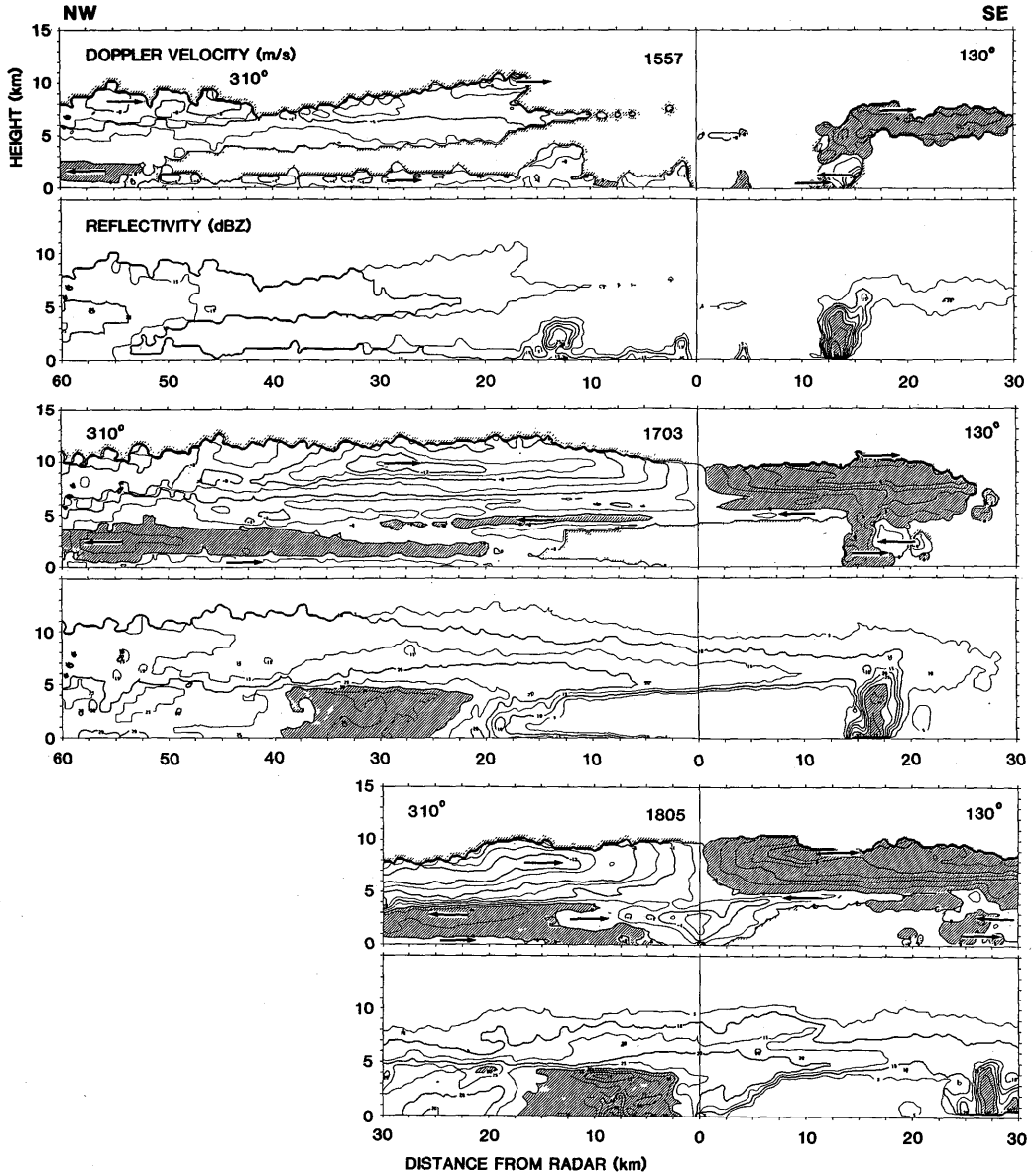


図5.17 15時57分から20時13分までの310-130°断面のドップラー速度と反射強度。ドップラー速度が正（レーダーから遠ざかる風）の領域に斜線が施してある。図の右側最下層はデータが欠けている。ドップラー速度の図の矢印は流れの向きを示す。反射強度>30dBZに斜線が施してある。

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。

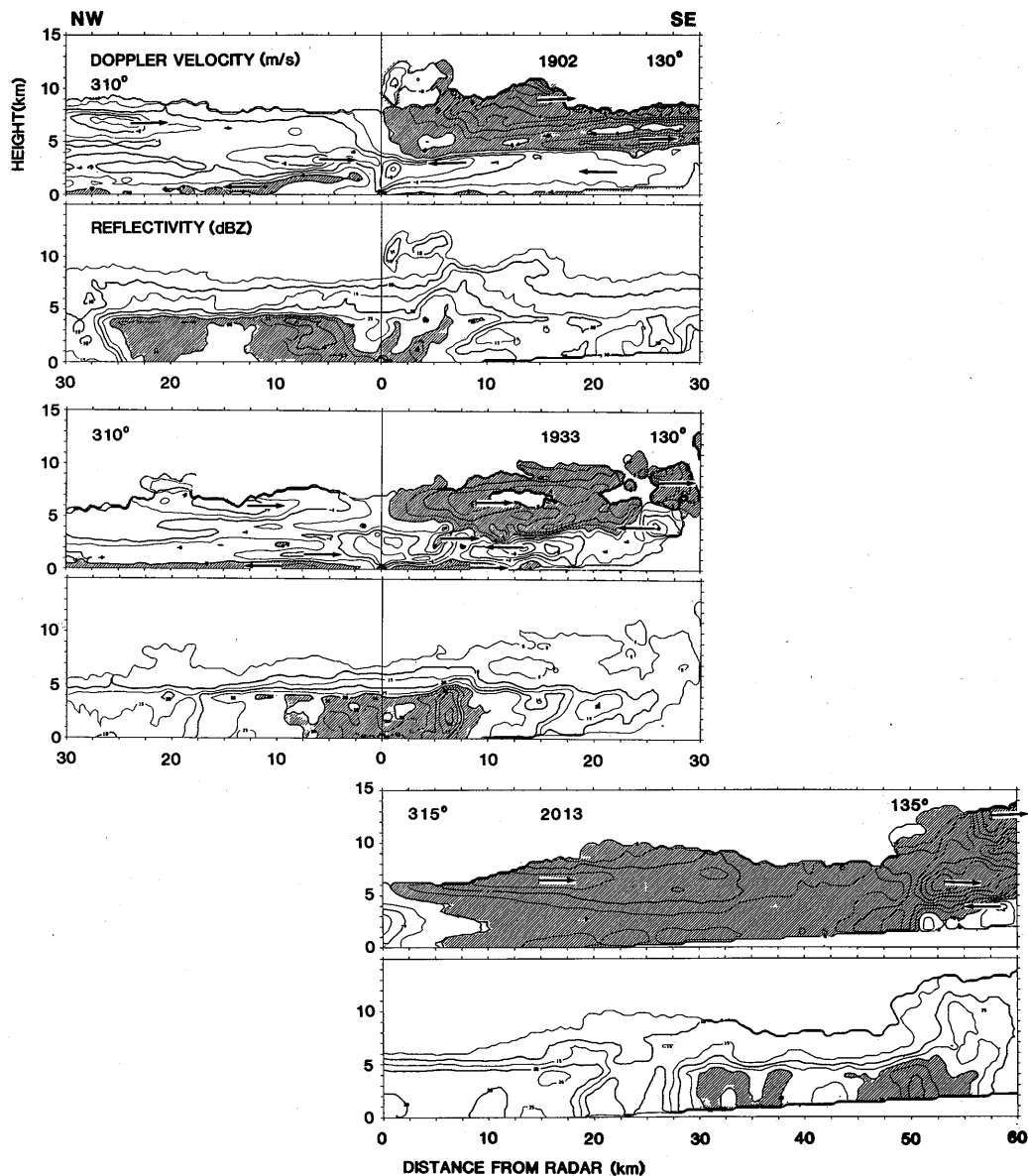


図5.17(つづき)

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



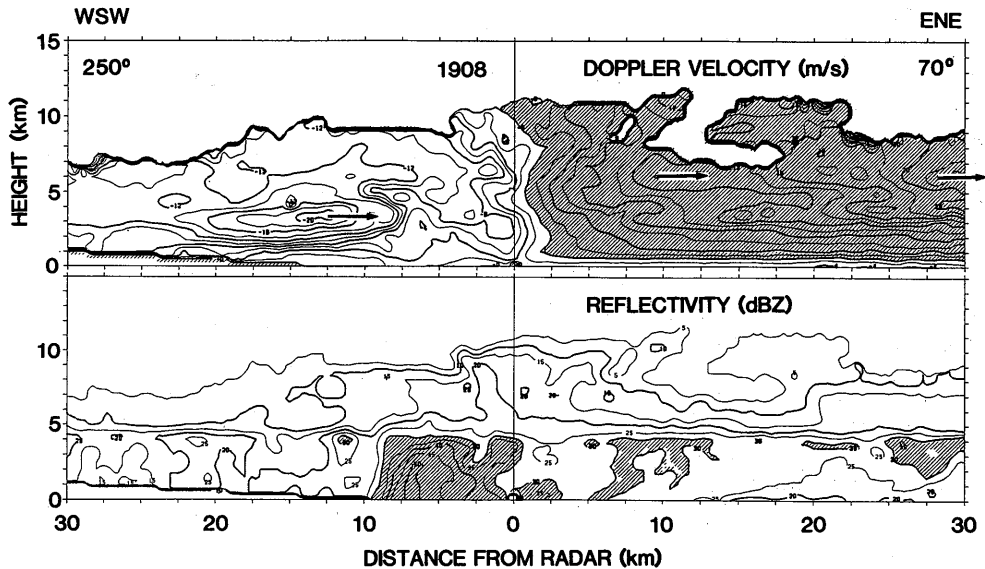


図5.18 図5.17と同様。但し、19時8分の250-70°断面。図の左側最下層はデータが欠けている。

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

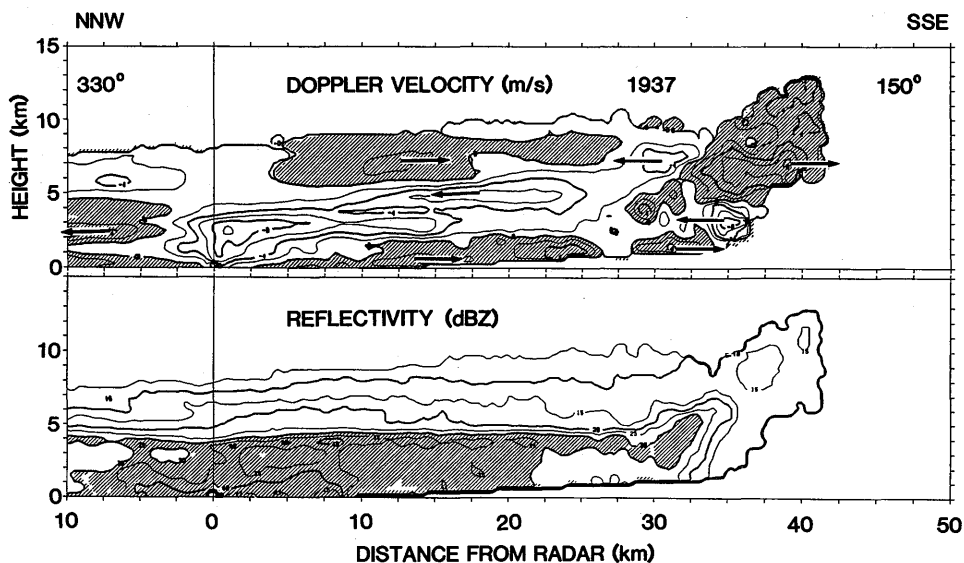


図5.19 図5.17と同様。但し、19時37分の330-150°断面。図の右側最下層はデータが欠けている。

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

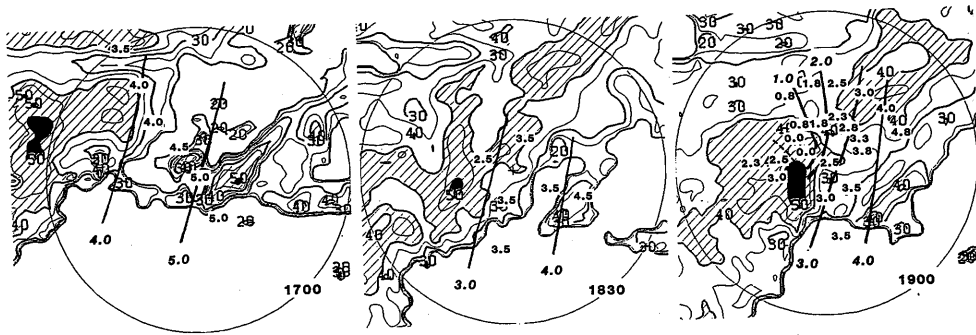


図5.20 RHI断面で観測された、かなとこ状エコー下面の流れおよび他の顕著な流れの高度分布 (単位: km) と反射強度分布 (dBZ)。実線は1 km間隔の等高線を示す。19時0分の破線は両側で流れの起源が異なっていることを示す。

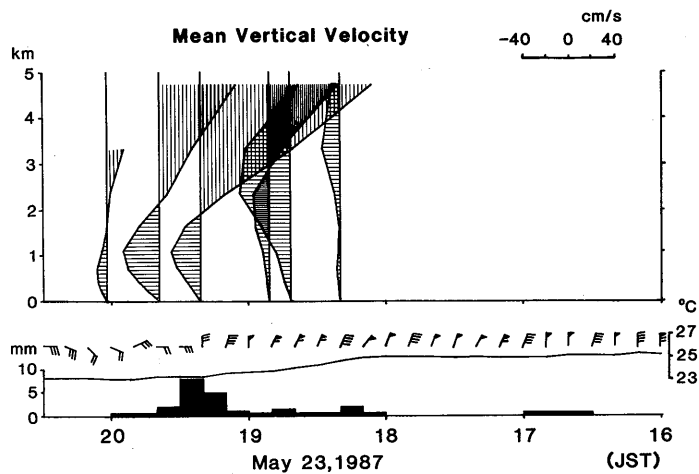


図5.21 レーダーを中心とする半径10kmの円内の平均鉛直流。那覇における風、気温及び10分間降水量の時間変化も示してある。

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

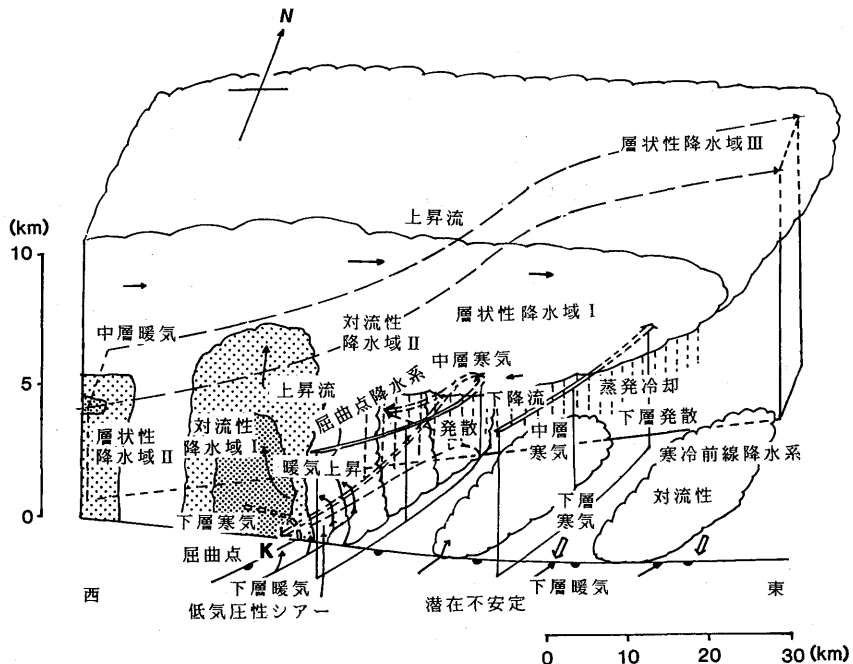


図5.22 1987年5月23日の屈曲点降水系の模式図。流れは地表に相対的に示してある。暖気は黒矢印、寒気は白抜き矢印で示す。詳しくは本文参照。

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

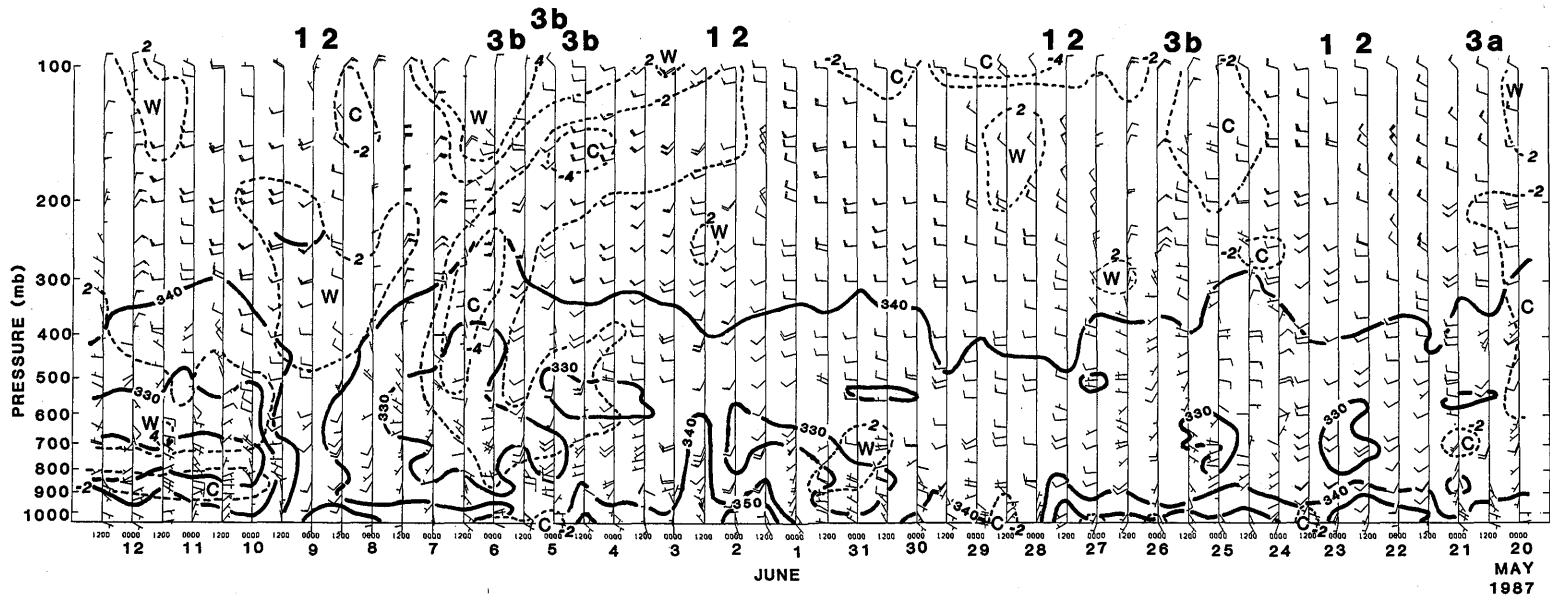


図5.23 特別観測期間中の那覇における相当温位（実線：K），観測期間中の平均気温からの偏差（破線：°C）と風の時間高度断面図。寒冷前線の通過は「1」で表示されている。「2」は暖域の雲系の発生，「3a」及び「3b」はそれぞれスコールクラスターと非スコールクラスターの発生を示す。

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

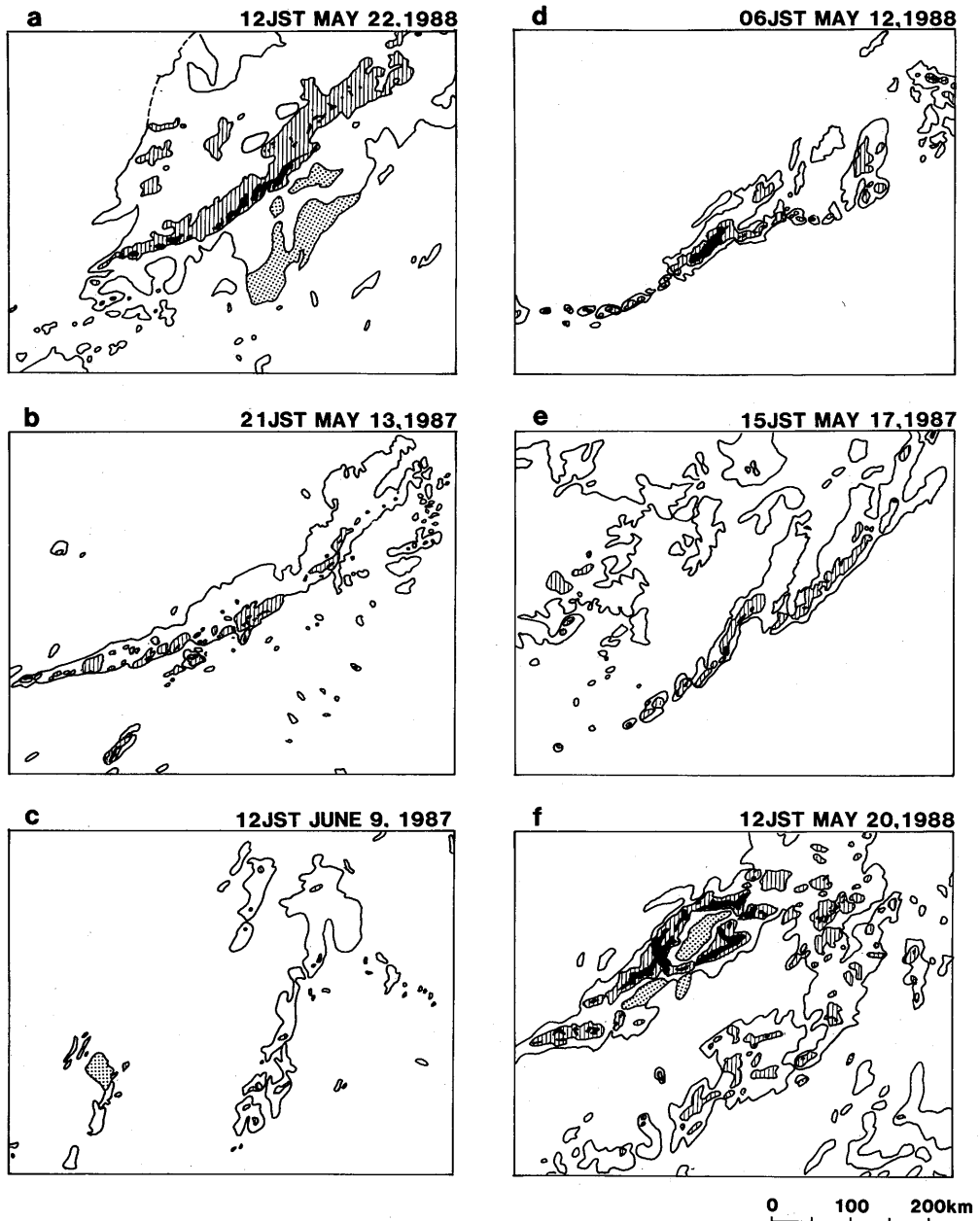


図5.24 1986-88年の梅雨期に沖縄で観測された寒冷前線降水系の例。(a)-(c)は2次元的な降水系、(d), (e)は屈曲点降水系、(f)は非常に活発で、しかも2次元的でない降水系である。縦線領域は相当降雨強度が4 mm/h以上、黒塗領域は16mm/h以上であることを示す。点彩領域は降水が地上に達していないことを示している。



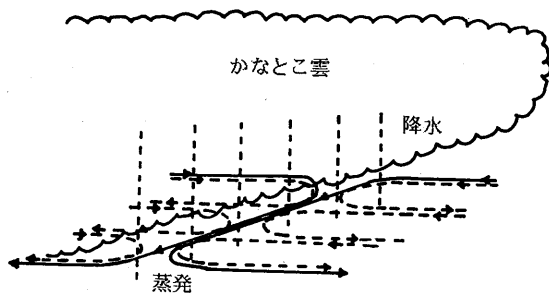


図5.25 かなとこ状エコーの下面に下降流が生ずる機構の説明図（本文参照）。

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)。

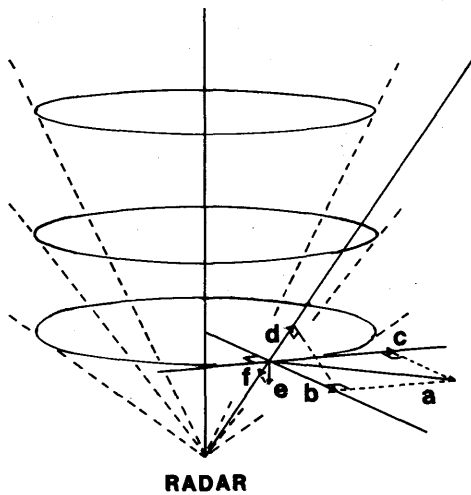


図5.26 ドップラーレーダー上空の水平発散と平均鉛直流の計算方法の説明図(本文参照)。

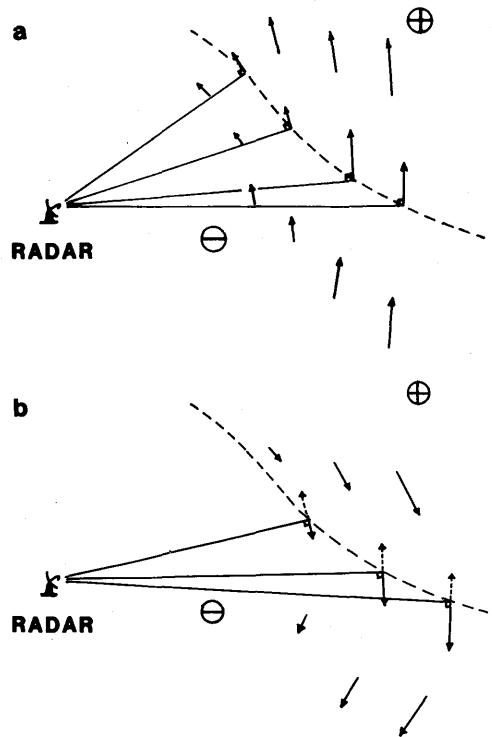


図5.27 局所的一様性がよく成り立つ場合の風向推定法(a)と曲率半径がレーダーからの距離に比べて小さいため風向が正しく推定できない例(b)。点線の矢印は局所的一様性を仮定して推定した風向を示す。

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

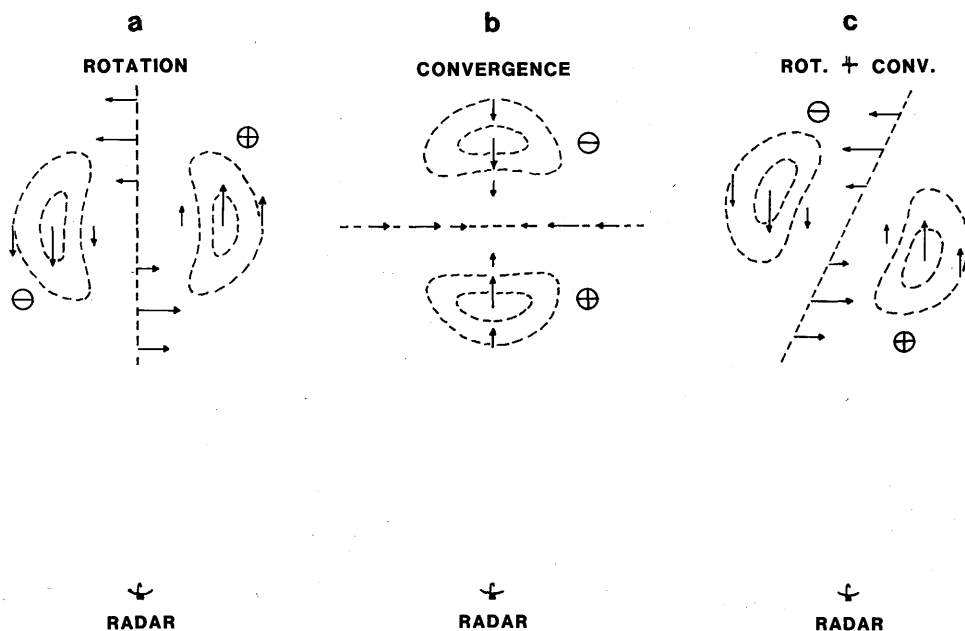


図5.28 回転及び発散(収束)の場をドップラーレーダーで観測したときに得られる特徴的ドップラー速度分布。(a)では回転,(b)では収束,(c)では回転+収束がある。矢印は速度ベクトルを示し、破線はドップラー速度の等値線を示す。

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.