

第3章 台風降雨帯の構造の解析

3.1 はじめに*

台風に伴う降雨帯は、中心付近かららせん状にのびるためスパイラルバンドとも呼ばれ、中心をとりまく眼の壁雲とともに、台風に伴う降水雲の主要な要素となっている。

この降雨帯は気象レーダによって初めて存在が明らかにされて (Wexler, 1947) 以来、その形態、雲の分布、伝播、地上付近の温度や風の分布などが調べられた (Ligda, 1955; Senn and Hiser, 1959; Tatehira, 1961; Atlas et al., 1963; Ushijima, 1958)。

降雨帯の起源には、観測や数値実験にもとづき、重力波と関連があるという議論がある (Tepper, 1958; The staff member of Tokyo University, 1969; Kurihara and Tuleya, 1974)。一方 Yamasaki (1983) は、下降流と雨滴の蒸発による冷却が降雨帯の形成と維持に重要であると述べている。

台風の降雨帯の構造と起源を明らかにするには、詳細な観測が必要となる。これまでは、以上みてきたように、解析的研究は、主として在来のレーダ、地上観測、航空機観測にもとづいて行なわれている。ドップラーレーダを用いると、降雨帯内の対流雲スケールの気流の情報を得ることができると述べている。

ここでは、今までに気象研究所で行なった観測のうち、3つの台風の降雨帯の解析結果を示す。第1の例は1台のドップラーレーダで、他の2例は2台のドップラーで観測を行なっている。

最初の例は台風8124号内で発生し、大雨をもたらした降雨帯の解析例である。台風は温帯低気圧に変わりつつあり、大雨は台風中心の北側にある幅の広い雲の帯の南東端で発生している。この降雨帯の最も顕著な特徴は、南東側下層から北西側上層に傾いた強風軸の存在で、これは傾いた中規模上昇流を意味する。

第2の例は、台風8305号の層状性の降雨域内にうもれていた降雨帯の構造である。外側に大きく傾いた収束域、2 m/s程度のメソスケールの上昇流、境界層内の降雨帯内縁の収束域、対流スケールの鉛直流の存在などが明らかになった。そしてこの降雨帯の構造は、Yamasaki (1983) が数値モデルで示した発達期の台風内の降雨帯の構造に似ていた。

最後の例は、台風8514号のインナーバンドの構造である。降雨帯は、最盛期をやや過ぎた部分と、発達中の部分からなり、最盛期をやや過ぎた部分では、収束軸が外側に傾いており、8305号の例と似た構造をしていた。発達中の部分では、収束軸はほぼ鉛直であった。

* 田畑 明・石原正仁：台風研究部

3.2 台風8124号の降雨帯の解析*

3.2.1 周囲の状況

台風8124号の経路と中心気圧を図3.1に示す。台風は1981年10月22日から23日にかけて関東地方の南東方沖を通過した。解析対象の大雨をともなう降雨帯も関東地方を22日から23日にかけて通過した。台風の中心気圧(～965 hPa)は22日9時から23日9時まで変化しなかった。

図3.2は22日21時の500 hPa天気図と地上天気図である。この時台風中心は筑波の南南西～340 kmにある。台風は発達しつつある長波の谷の南東部にある。発達中の温帯低気圧が日本の北にある。この低気圧に伴う寒冷前線は日本海にある。他方350 K以上という高い相当温位をもつ熱帯気団が台風の東側を北上している。下降流域を示唆する晴天域が台風の西側にある。台風の西側に冷たい空気や下降流が見られるのは、台風が温帯低気圧化しつつあることを示している(村松、1982)。

GMSによる22日20時40分の雲頂温度分布を図3.3に示す。幅が広く、雲頂温度が-60°C以下となるような高い雲の帯が台風中心の250 km北方にある。大雨はこの雲の帯の南東部で起きた。雲の帯の走向は北東から南西である。雲の帯の南東側の雲頂温度傾度は北部では小さいが南部では非常に大きい。雲の帯と台風中心の間は雲はないか非常に低い雲である。これらの特徴は台風が関東地方の南方を通過中の20時頃から24時頃まで変らなかった。

図3.4は22日21時の富士山レーダによるエコーと台風の周囲の垂直安定度である。眼の壁雲に

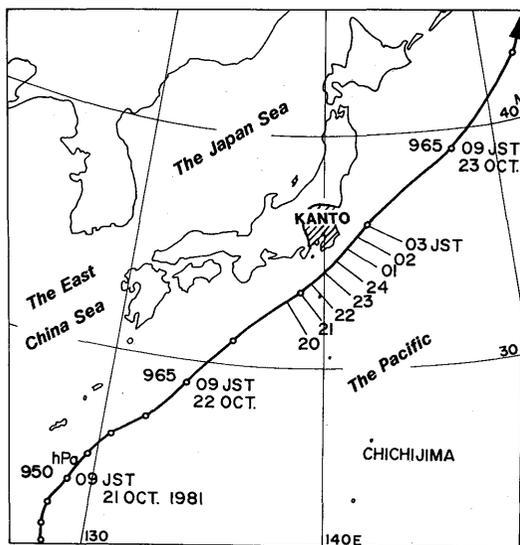


図3.1 台風8124号の経路と中心気圧。

* 榑原 均：予報研究部，石原正仁・柳沢善次：台風研究部
3.2節は Sakakibara et al. (1985) の抄訳をもとにしたものである。

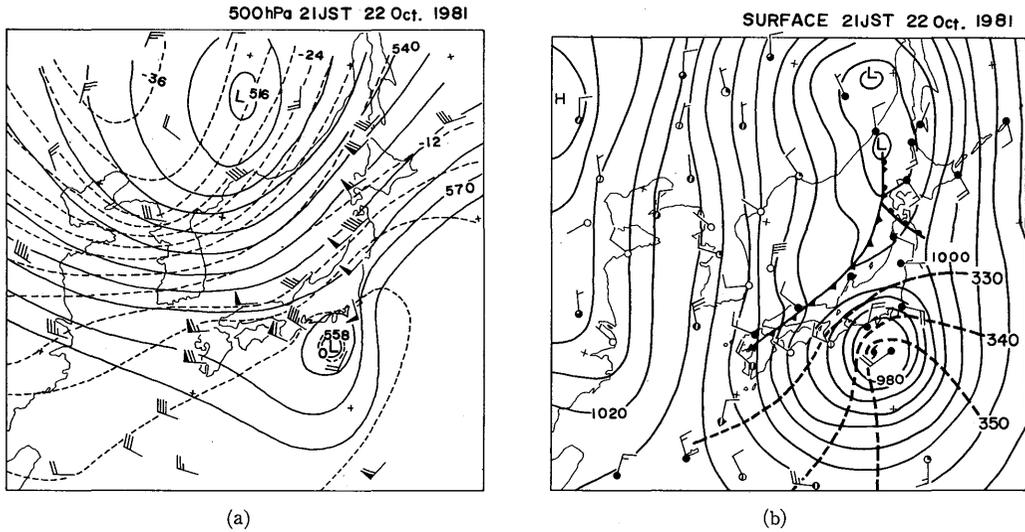


図 3.2 1981 年 10 月 22 日 21 時の 500 hPa (a) と地上天気図 (b)。実線と破線は等圧面高度 ($\times 10$ m) (あるいは海面気圧、hPa) と気温 ($^{\circ}\text{C}$) (あるいは相当温位、K) を示す。

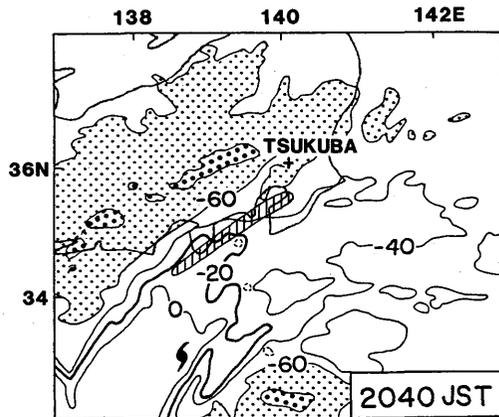


図 3.3 1981 年 10 月 22 日 20 時 40 分の GMS による等価黒体温度分布。等温線は 20°C 間隔である。薄い陰影と濃い陰影はそれぞれ -60°C 以下と -70°C 以下の領域を示す。斜線した領域は大雨域である。台風 8124 号の中心も示してある。

相当する環状のエコーは観測されない。幅の広い降雨帯 C の中に二本の降雨帯 A、B がある。降雨帯 B は上述の雲の帯の南東端にある。降雨帯 A は雲頂温度の最も低い所の下にある。降雨帯 A、B の帯状構造は、これら降雨帯内で二次元的な流れが卓越していることを示唆する。台風が北東にすすむにつれ、レーダエコーもゆっくり反時計回りに回りながら北東にすすんだ。

父島の最下層には暖かく湿った ($\theta_e > 350$ K) 空気が観測される。一方中層には $\theta_e^* \sim 342$ K の空気がある。この成層状態は顕著な対流不安定である。925-875 hPa の強い逆転層により対流不安定の

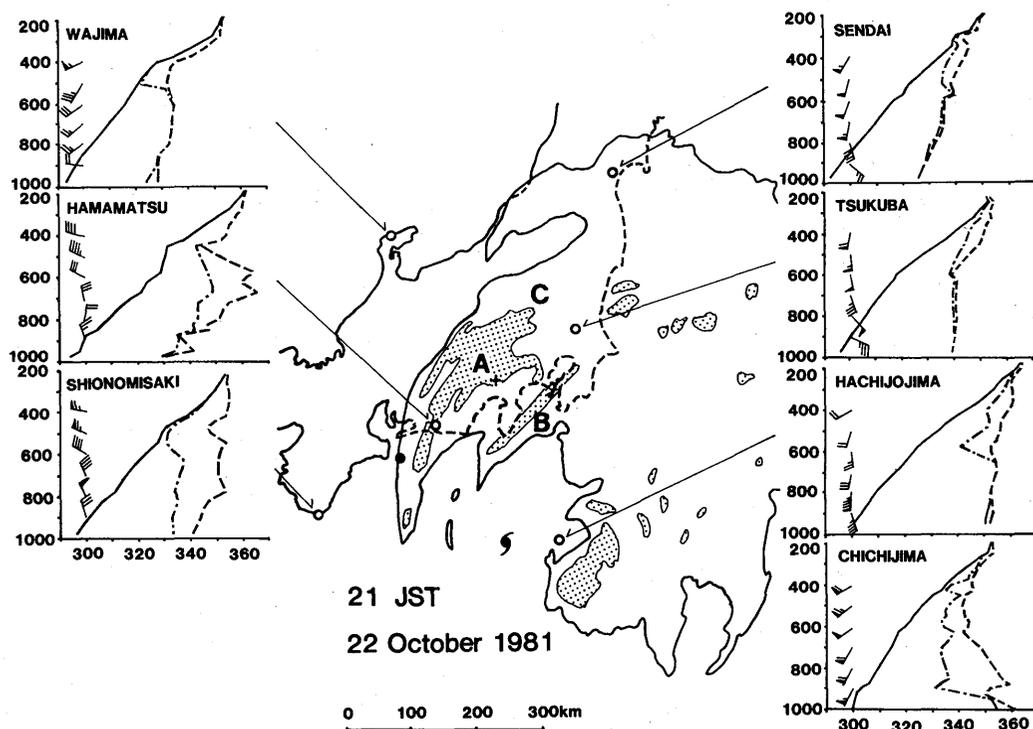


図 3.4 1981年10月22日21時に富士山レーダにより観測されたレーダエコーと
 仙台、筑波、八丈島、輪島、浜松、潮岬、父島で観測された温位 θ 、相当温
 位 θ_e 、飽和相当温位 θ_e^* の垂直分布。風の垂直分布も示してある。長い矢羽
 根が 5 ms^{-1} をあらわす。陰影部ではレーダ反射強度が 32 dBZ 以上である。
 黒丸は1時間遅れて観測した浜松の対応する位置を示す。

解消が抑えられている。海面近くの暖かい空気は台風中心に向かって流れ、八丈島付近に達する。

八丈島では 700 hPa 以下では非常に暖かく湿った ($\theta_e > 350 \text{ K}$) 空気が見られるが、 700 hPa 以上は暖かく乾燥しており、成層は安定だった。Jordan(1957)によれば台風の眼の最下層は暖かく湿っているが、その上では非常に暖かく、乾燥している。八丈島の θ 、 θ_e 、 θ_e^* の垂直分布は眼の中のものに似ている。下層の暖かく湿った空気は更に北に流れ関東平野に達する (図 3.2 b 参照)。

筑波では地表付近のこのような暖かく湿った空気は観測されていない。 θ_e が $\sim 340 \text{ K}$ の中立成層が 600 hPa 以下で観測される。これは大雨域の対流活動による垂直混合の結果であろう。

幅広い降雨帯 C の西端(浜松*)では 450 hPa 以上では飽和に近く、また $300\text{-}175 \text{ hPa}$ の間では非常に暖かい。これらはおそらく台風からの上層の流出によるのだろう。 $700\text{-}500 \text{ hPa}$ の空気は非常に暖かく乾燥している。この事実と 450 hPa 付近の強い西風は降雨帯 C の西端の 450 hPa 付近の水平収束と、この収束以下の下降流を示唆する。この状況は後に筑波のドップラーレーダにより降雨帯

* 浜松のデータは他の観測点より1時間遅れて観測された。このデータの相当する位置は図 3.4 に黒丸で示す。

の北西端で観測された状況と非常によく似ている。これについては後で詳述する。

図3.2と図3.4からわかるように、この台風ではかなりの条件付不安定をともなう最下層の暖かく湿った空気は台風の東側の南よりの風によってだけ供給されている。

3.2.2 降雨帯周辺の風と気温場

図3.5は22日18時の局地天気図である。房総半島で水平温度傾度が非常に大きい。冷氣塊は相当温位が $\sim 315\text{ K}$ で、これは21日から22日にかけての夜間に放射冷却でできたものである。暖気は台風の東側を北向きに流れた熱帯気団の北の端である。風の間では暖気と寒気の境界にほぼ停滞する収束線がある。二つの降雨域a、bが収束線に沿ってある。降雨域bによって大雨が降った。房総半島上では地上収束は顕著であるが、大雨は降っていない。これは収束層の厚さが大雨をもたらすほどには厚くなかったことを示唆する。

21時には幅の広い降雨帯は北東に移動し、収束線の北側にある(図3.6)。強雨域は収束線沿いにある。暖気と寒気の収束は大きくなっている。中規模発散域が 16°C の等温線付近にある。1時間雨量が 16 mm を超す降雨帯の幅は $\sim 120\text{ km}$ に達し、走向は南西—北東である。

24時には台風中心は関東地方に非常に接近した(図3.7)。21時から24時にかけて大雨域も台風と同様に北東に進んだ。この間、大雨域の強さと幅はほとんど変化していない。1時間雨量が 32 mm を超える強雨帯は広い降雨帯の南東端沿いにある。大雨域は収束線の北西側にほとんど限られている。これは収束層が厚くなり、上昇流が強雨をもたらすに十分なほど強くなったことを示唆する。

南北に伸びる地上風の発散域が大雨域の後方にある。また収束域が発散域のすぐ後方にある。発散域の原因については後で考察する。この発散、収束域にともなって短時間の顕著な気圧変化が観測された(Matsumoto and Okamura, 1985)。

図3.8は筑波の高層気象台で観測された降雨強度である。大雨域の北部(20時頃)では雨は間歇的であった。その後、中部、南部で降雨強度が増すにつれ、降雨は連続的になった。これは降雨強度が大の時にはその変動も大きいという我々の経験に反する。したがってこの降雨帯の構造が、これまでほとんど知られていないものであることが示唆される。

3.2.3 降雨帯の中小規模の特徴

ここではドップラーレーダによる中小規模観測の結果について述べる。降雨帯の筑波付近通過時の定常性を仮定する。そしてこの降雨帯の3つの部分を詳しく調べる。

(1) 解析方法

第1には降雨帯の走向(南西—北東)に直交する断面図を作る。図3.9は台風中心に相対的な断面 C_1 、 C_2 、 C_3 の位置である。富士山レーダによるエコー分布も模式的に記してある。これらの断面図の中では、アンテナ仰角が 14° 以下と低いので、ドップラー速度は近似的に水平速度のビーム方向成分と見なせる。

第2には、筑波上空の降雨帯の状況を反射強度と空気の垂直速度の時間高度断面図から調べる。

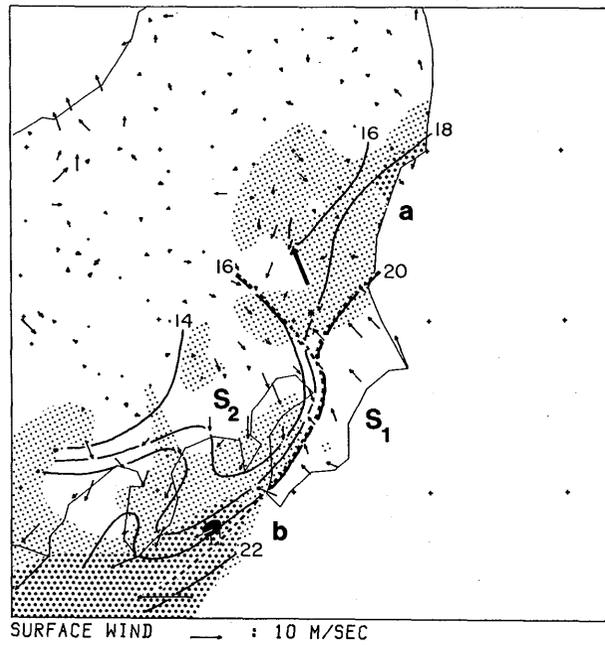


図 3.5 1981年10月22日18時の前1時間降雨量(mm)、風向、風速、気温(°C)と収束線の位置を示す局地天気図。薄い陰影、濃い陰影それに黒塗り部分はそれぞれ1時間雨量が8mm以上、16mm以上、32mm以上を示す。気温は標高の比較的低い関東南東部にだけ示してある。収束線は太い点線で示してある。筑波山(876m)の風は太矢印で示してある。

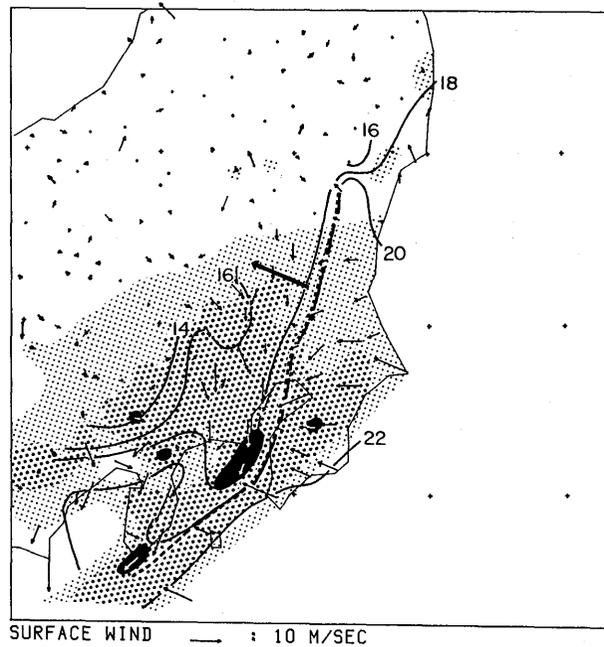


図 3.6 図 3.5 と同様。ただし 22 日 21 時。

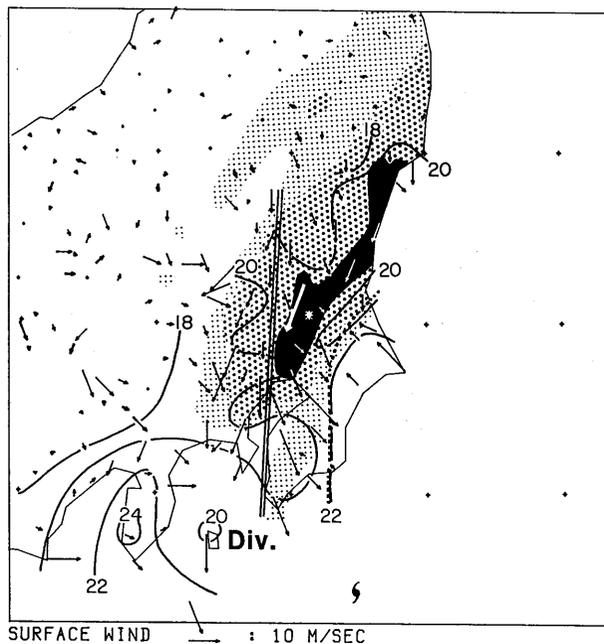


図 3.7 図 3.5と同様。ただし 22 日 24 時。細長い発散域の軸を二重線で示す。

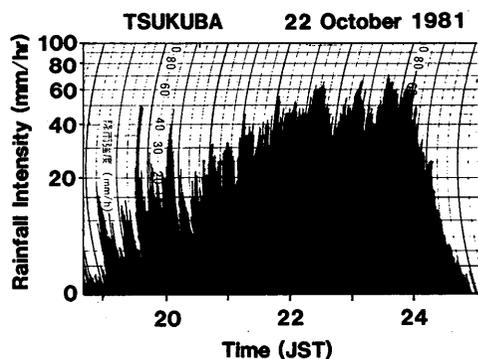


図 3.8 高層気象台における降雨強度計の記録。

データは 30 秒ごとに、約 10 分間収集した。このデータ収集は断面 C_1 、 C_2 、 C_3 の観測の直前に行った。終末速度は雨滴については Rogers(1964) の関係式を用い、雪については -1 ms^{-1} と仮定した。これらは更に空気密度の効果の補正を加えた。雨と雪、どちらの場合も、空気の垂直速度の精度は $\pm 1 \text{ ms}^{-1}$ 以内であろう (Battan, 1973)。この解析でのデータの垂直分解能は 250 m である。

最後に各垂直断面 C_1 、 C_2 、 C_3 に対応する 3 つの半径 20 あるいは 30 km の円筒状領域での質量収支を調べる。円筒状領域を水平に切る円内での平均の水平発散と垂直速度を計算する。この計算ではドップラー速度は降水粒子の終末速度の補正をした上で、水平風の円周に直交する成分として用

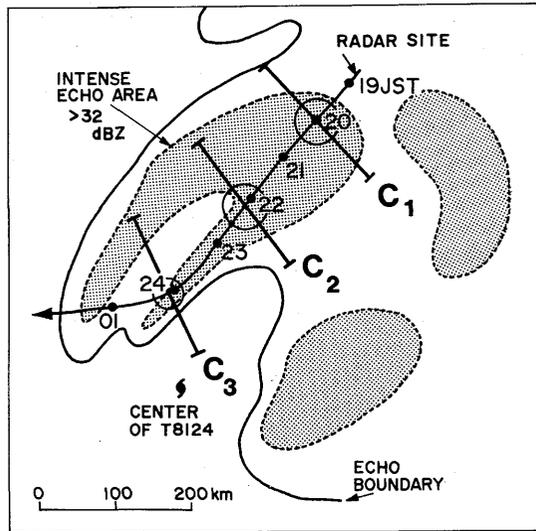


図 3.9 台風中心に相対的な筑波と図 3.10—12 の垂直断面 C_1 、 C_2 、 C_3 の位置。円は質量収支の計算を行った円筒領域を示す。富士山レーダによるレーダエコーも模式的に描かれている。

いた。また地上における発散は上部からの外挿により求めた。凝結率の計算には平均垂直速度の垂直分布と、22日21時の筑波の高層観測データを全層飽和を仮定して用いた。

(2) 降雨帯北部の構造

図 3.10 a は垂直断面 C_1 内の反射強度とドップラー速度を示す。はるか南東方では 4.5 km 以下で 30 ms^{-1} 以上であり、一方北西側では同じ層で 20 ms^{-1} 以下である。下層のドップラー速度の水平傾度は小さい ($\sim -1.7 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)。これは二次元的な流れでは弱い上昇運動を意味する。地表の収束線はレーダから北西に 5 km のところにあるが、その付近のドップラー速度分布には収束を示唆するような特徴は見られない。これは収束層が非常に薄いことを示している。

15 dBZ で定義するエコー頂高度は南東側で $\sim 8 \text{ km}$ である。エコーの上部は層状性である。明瞭なブライドバンドが 4.5 km 付近にある。ブライドバンドが存在するということは、降雨帯上部の降雪粒子が水平方向に一樣な下降流あるいは弱い上昇流中を落下して 0°C 高度以下で融けていることを示す。一方ブライドバンドの下には 35 dBZ の等値線で示されるようにいくつかの対流セルが存在する。これは高層気象台における降雨強度観測の結果 (図 3.8) とよく一致する。したがって、融解層の上では一樣な運動、以下では対流運動が示唆される。

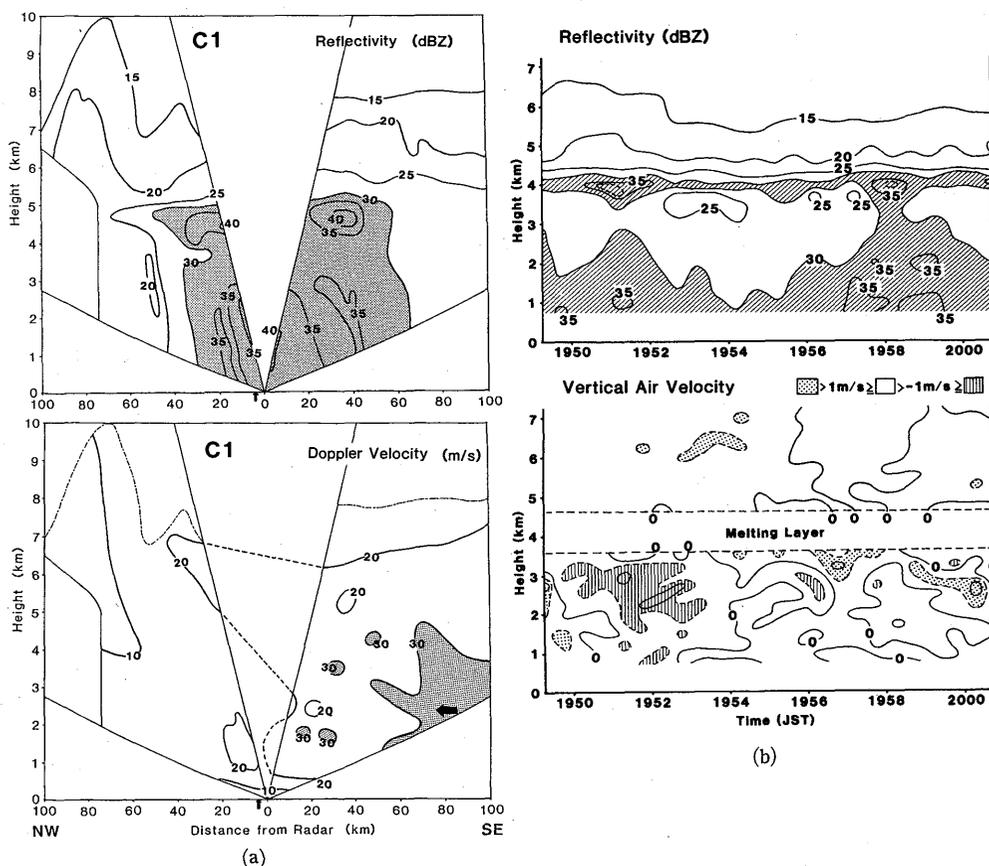
反射強度と空気の垂直速度の時間高度断面を図 3.10 b に示す。この間の平均的降雨強度は 15 mmhr^{-1} である。ブライドバンドが常に存在する。ブライドバンドの上では $0.2\text{--}0.5 \text{ ms}^{-1}$ の平均上昇流が存在する。ブライドバンド以下の反射強度の変化は地上降雨強度の変化とよく合っている。空気の垂直速度はブライドバンド以下では平均で下向き $0.6\text{--}0.8 \text{ ms}^{-1}$ である。垂直速度の変動は

融解層の上より下の方がはるかに大きい。空気の垂直速度のデータのうち4回の測定では 2 ms^{-1} をこえる上昇流があった。これは全体としては下降流であるが、その中に対流規模の上昇流が含まれていたことを意味する。

図3.10cは半径30kmの円周上の風速の半径方向成分と円内の平均上昇流、それに発散と垂直速度の垂直分布を示す。下層の空気は円筒領域に南東から入り、西ないし北西から出る。上層で発散する流れは南から北へ向い、降雨帯の走向と直交していない。5 km 以下には $\sim 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ の収束がある。

平均上昇速度は高度とともに増し、6 km で最大 0.70 ms^{-1} に達している。ところが筑波直上の融解層以下では上述のように下降流が存在していた。この相違は一部は降水粒子の終末速度の推定誤差、一部は両観測の対象領域*のひろがりの差による。

上記円筒領域の平均垂直速度より 8 km 以下の層で評価された凝結率は 16 mmhr^{-1} である。この観測の30分後に行なわれた高層観測では未飽和層が存在した。したがってこの凝結率は過大評価しているだろう。円筒内の5地上観測点の平均降雨強度は 15 mmhr^{-1} であった。このことは、この方



* 筑波直上における ~ 10 分間のサンプリングは水平風速を考慮すると水平距離10-20 kmに相当する。

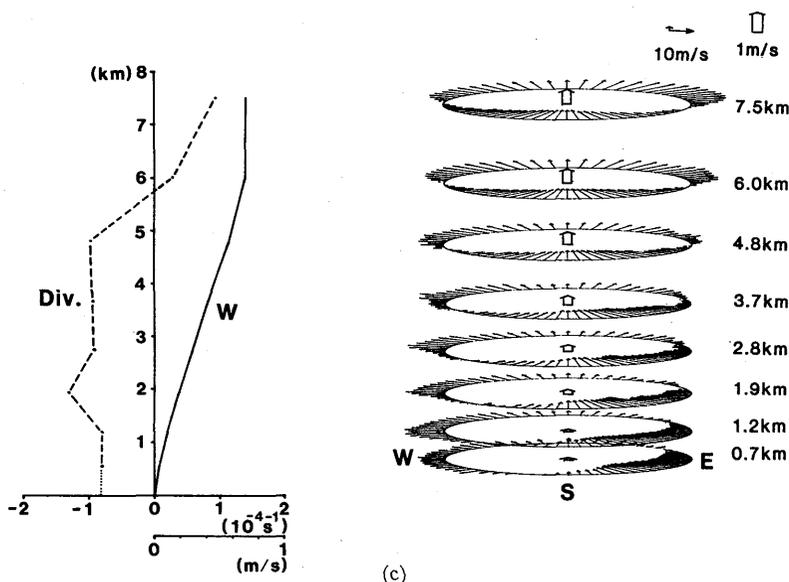


図 3.10 降雨帯北部の中規模の特徴。(a)反射強度 (dBZ) とドップラー速度 (ms^{-1}) (北西向きが正) の北西—南東断面。横軸上の矢印は地表収束線の位置を示す。北西側の空白領域では降水エコーに地面反射がまじっている。(b)反射強度と空気の垂直速度の時間高度断面。データは 30 秒ごとに収集した。速度の等値線は 4、2、0、 -2 ms^{-1} である。(c)ドップラー速度と円内の平均垂直速度の円筒表示および水平収束と垂直速度の垂直分布。

法で得られた平均垂直速度がもっともらしい値であることを示している。

(3) 降雨帯中部の構造

垂直断面 C_2 を図 3.11 a に示す。エコー頂高度は南東側で 5—6 km と低くなり、北西側では高くなっている。反射強度が 30 dBZ を超すエコー域は層状性である。これは高層気象台における降雨強度記録に時間変化が少なかったことと一致する。

この図の最も顕著な特徴は南東側下層から北西側上層に伸びる傾いた強風域である。南東側の 2 km 付近に 45 ms^{-1} 以上の強風域がある。そして北西側の上層では 20 ms^{-1} を超えている。強風域の軸の傾きは $\sim 1/20$ である。一般に、二次元の場合水平風の強風軸が傾いているということは軸の下で収束、上で発散となり、傾いた上昇流を意味する。従ってこの場合も中規模の傾いた上昇流が強風軸のところに存在した。この軸はレーダの直上では 3.5 km にあった。ドップラー速度の水平傾度は 2 km 以下の層で大きい ($\sim 4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)。しかしながら、地上収束線の北側の寒気に関係すると思われる南東向きのドップラー速度は 0.6 km 以下の非常に浅い層にしか存在しない。したがって、下層収束に対し地表寒気が重要かどうか明らかではない。

図 3.11 b は筑波直上の降雨帯の垂直構造を示している。この間の平均降雨強度は 30 mmhr^{-1} である。反射強度は北部よりはるかに大きい。この時もやはりプライドバンドが観測されている。この

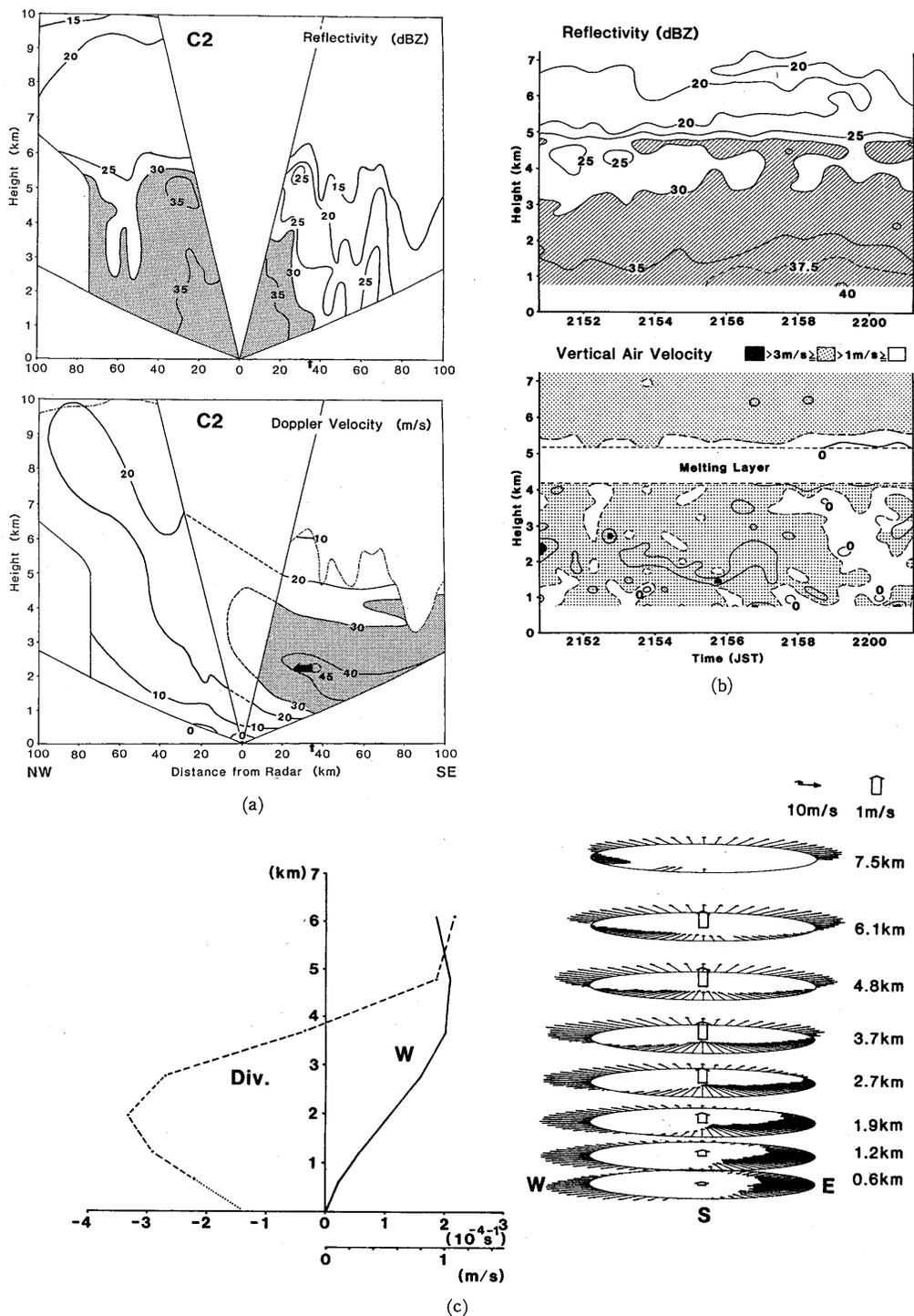


図 3.11 図 3.10 と同様。ただし降雨帯中部。

ような強雨がはっきりしたブライドバンドをともなっているのは珍しい。融解層以下では反射強度が下方にゆくほど増加している。融解層以上では $1-2 \text{ ms}^{-1}$ の上昇流がある。平均上昇流は $1.4-1.6 \text{ ms}^{-1}$ である。この上昇流は前述の傾いた中規模上昇流と一致している。この上昇流の変動は融解層以下のそれに比べて約半分である。このことは傾いた上昇流の上部は乱れの非常に少ない流れであることを示している。この間（ ~ 10 分間）全層にわたってほぼ常時上昇流が存在した。最大上昇流は 3 ms^{-1} 以上である。これは融解層以下の大きな規模の上昇流に対流規模の弱い垂直運動が重なっていることを示唆する。平均上昇流は 2 km と 3 km の間で 1.1 ms^{-1} に達した。

半径 30 km の円筒領域内の質量収支解析の結果を図 3.11 c に示す。 1.2 km と 2.7 km の間の収束する流れは南東から北西に向う。収束の最大は 1.9 km で $-3.3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ である。流れは 3.8 km 以上では発散する。 6.1 km の発散は $2.1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ である。最大の上昇流は 4.8 km の 1.1 ms^{-1} である。これはレーダ直上の平均上昇流とよく合う。上層で発散する流れの向きは降雨帯の走向にほぼ平行である。 6 km 以下で円筒領域内の平均上昇流の垂直分布から計算した凝結率は 24 mmhr^{-1} である。一方対応する地上の平均降雨強度は 35 mmhr^{-1} である。もし 6 km 以上の凝結率も計算できれば、全凝結率は観測された降雨強度とまったくよく合うであろう。

(4) 降雨帯南部の構造

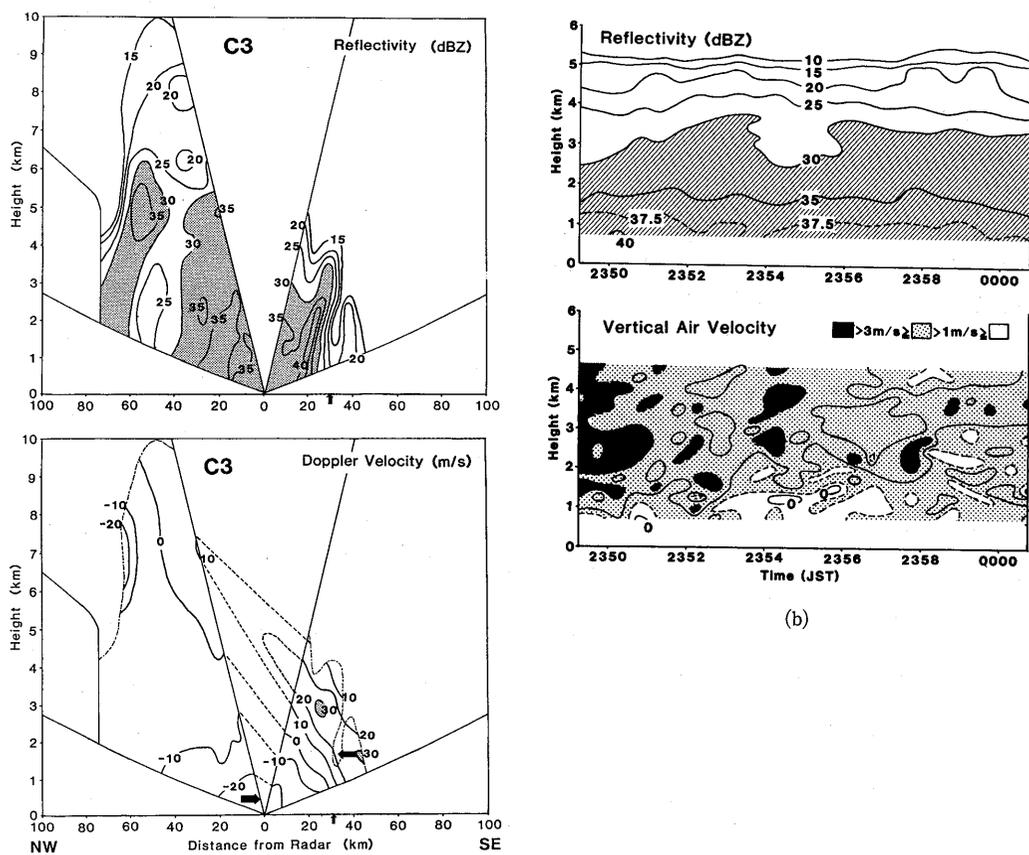
降雨帯南部の構造を図 3.12 に示す。垂直断面 C_2 で見られた特徴は C_3 ではさらに顕著な形で見られる（図 3.12 a*）。 40 dBZ 以上の強い対流エコーが南東部で観測される。地上収束線はレーダの南東 30 km にあるので、この強いエコーは地上収束線に隣接している。このことは地上収束線が引き金となって強い対流が生じていることを示唆する。 35 dBZ の等値線はレーダの北西側に対流セルの存在を示唆するが、反射強度の水平傾度は垂直断面 C_1 の場合に比べはるかに小さく、もしあってもごく弱いセルであろう。エコー頂高度は南東側で更に低くなった。

南東端下層のドップラー速度の平均水平傾度は $\sim -2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ に達する。この収束層は地上収束線の真上にある。したがって、上記の強い対流は深い収束層中で発生したものである。強風軸の傾きは急で $\sim 1/10$ である。中規模の傾いた上昇流はおそらくレーダの上 5 km にあった。 -30 ms^{-1} をこえるドップラー速度がレーダの北西側最下層で観測された**。降雨帯はこの観測時にはこの断面内で -10 ms^{-1} で動いていたが、このドップラー速度はそれよりも更に大きいものである。ドップラー速度の方位方向の変化（図省略）はこの下層の強風が北風であることを示している。これらの事実は台風の外側領域から降雨帯と同じ走向の収束帯に対し小さな角度（ $\sim 40^\circ$ ）で流入があることを示している。

降雨帯の後方（北西）端付近で、もう一つの特徴が見られる。 $6-8 \text{ km}$ 付近のエコーが窪んでい

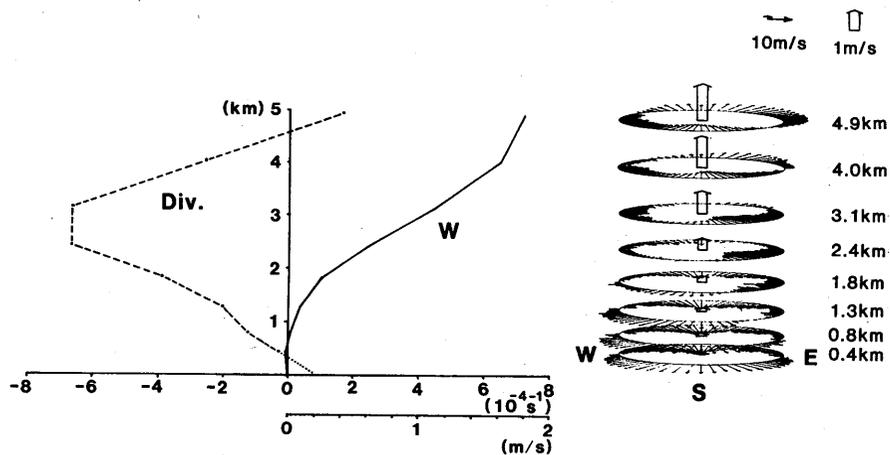
* エコーの南東側への傾きはレーダビームの走査中の降雨帯の南東側への移動による見掛け上のものと考えられる。

** -30 ms^{-1} の等値線はそれがかこまれる領域が狭いので、南東向きの大矢印と重なり表現できない。



(a)

(b)



(c)

図 3.12 図 3.10 と同様。ただし降雨帯南部。

るところで -20 ms^{-1} 以上の強風が降雨帯に吹きこんでいる。ドップラー速度の方位方向の変化(図省略)によるとこの強風は西風である。5 km 以上にドップラー速度の負の水平傾度の層がある。ドップラー速度の水平傾度は $\sim -1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ に達している。したがって、後方端のこれより高いところでは強められた上昇流が予想される。

この層の下方、最下層では水平発散の存在を示唆する正のドップラー速度水平傾度が計算される。地上風の発散域はレーダの40 km 北西側で実際に観測されている(図3.7参照)。正の水平傾度の層は地表から5 km までひろがっている。これは中層で流入する空気からの中規模の下降流を示唆する。レーダの北西40—60 km には地表から6—7 km まで達する弱エコー域がある。この弱エコー域は推測された中規模下降流域と一致する。この領域の反射強度は高度が下がるとともに減少する。これは降水粒子の蒸発によるのだろう。降水粒子の蒸発は中規模下降流の存在を支持する。

下層の地上収束線に向う強風が中規模下降流から流れ出たものであるという可能性はある。しかしながら、中層と下層の強風の風向の違いから下層の強風の源は中層の強風ではないことが示唆される。

図3.12 a ではわからないが、ドップラー速度の水平傾度がわずかに負の浅い領域が中規模下降流(北西側50 km 付近)の後方の地表近くにある。この領域は図3.7の地上発散域のすぐ後方にある収束域の上にある。この特徴は東西の垂直断面ではさらにはっきりする。上記の事実は中規模下降流のすぐ後方に浅い中規模上昇流があったことを示す。

弱エコー域のすぐ後方の35 dBZ 以上の反射強度はブライドバンドであろう。相対的に強い反射強度が降雨帯の後端で観測された理由については後で考察する。

反射強度と空気の垂直速度の時間高度断面を図3.12 b に示す。この間の地上の平均降雨強度は 51 mmhr^{-1} であった。5 km 以上におけるドップラー速度スペクトルは狭く、降水粒子が雪であることを示している(図省略)。しかしながらブライドバンドは観測されなかった。弱い反射強度が意味するように、雪粒子の数が少なかったことがブライドバンドが現れなかったことの原因であろう。2.5 km 以下では反射強度の変動は非常に小さい。これはエコーが層状性に見えることを意味している。高層気象台の降雨強度計記録(図3.8参照)も降雨帯の南部(～24時)では層状性降雨に似た時間変化を示している。このような激しい降雨が層状性エコーを伴っているのは非常にまれである。

空気の平均垂直速度は3.5 km と4.0 km の間で 2 ms^{-1} を超えている。さらに、傾いた強風軸は5 km 付近にあるので、その下でも上昇流があることになる。図3.12aのドップラー速度分布を考慮すると、下層の上昇流は南東に向う成分を持っていることがわかる。垂直速度には $\sim 4 \text{ ms}^{-1}$ の変動があり、またほぼいつも正(上昇流)であった。この事実は大きな規模の上昇流の中に存在する対流により、この降雨がもたらされたことを示唆している。

半径20 km の円筒状領域の質量収支の結果を図3.12 c に示す。最大の収束($\sim -6.6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)

は2.4 kmと3.1 kmで得られた。4.6 km以上では発散になる。0.4 kmでは流れは北から南へ向う。2.4 kmと3.1 kmの円形領域にはほとんどあらゆる方向から流入する。4.9 kmで平均上昇流は最大値 1.8 ms^{-1} となる。この値は前述のレーダ直上の上昇流の値とよく一致している。5 km以下で円筒領域内の平均上昇流の垂直分布から計算した凝結率は 23 mmhr^{-1} であり、一方半径20 km円内で観測された平均降雨強度は 35 mmhr^{-1} であった。もし5 km以上の凝結率も計算されれば、全凝結率は観測された降雨強度ともっとよく合うであろう。

3.2.4 考 察

(1) 地表付近の南東風の性質

降雨帯は台風中心の北にあったので、降雨帯付近では気圧場から東ないし北東の風が予想される。しかしながら、収束線の南東側では解析期間を通じてほとんどいつも南東風が観測された。風向は地上気圧傾度にはほぼ直交か逆向きであった。この移動する台風の前方には気圧下降域ができた。収束線はこの付近で発達した。したがって、南東風は変圧風と台風中心のまわりの傾度風から成ると考えられる。これは、台風のはるか南に東方から台風に向って流れてきた暖かい空気が台風中心には向わず、さらに変圧風により北に流れ、最終的に収束線に達したことを示唆する。

(2) 地表収束線の降雨帯における役割

3.2.2で見たように、関東地方では降雨帯による大雨が降る前から顕著な地表収束線が存在した。南東からの暖気は寒気の上を流れる。降雨域は収束線に沿って存在したが、時には地表収束が強くても弱い降水しか存在しないことがあった。ドップラー速度の北西—南東垂直断面(図3.10 a、11 a)からわかるように降雨帯の北部と中部では地表収束線による地表収束線付近のドップラー速度場への影響は有意なものではなかった。この事実から地表収束と1時間雨量との弱い相関を説明できる。地表収束は降雨帯の北部と中部では強雨をもたらすに十分な強い中規模循環をひきおこさなかった。この降雨帯における収束線の役割は北部と中部では二次的なものだった。他方、降雨帯南部の地表収束は中規模の強い傾いた上昇流とよく関連しており、強雨はそれに沿って起きた。

(3) 中規模の傾いた上昇流の機構

降雨帯南部では地表収束線に達した暖気は傾いた上昇流中を上昇する。上昇流のまわりの中規模の熱的構造を観測していないので、この中規模上昇流の性質について議論できない。傾いた中規模上昇流中の水平運動量の維持機構として、中規模対流系内の気圧傾度力が提案されている(Sanders and Emanuel, 1977; LeMone, 1983)。この降雨帯では上空の中規模気圧傾度は観測されていない。しかしながら地上気圧場からは地表の気圧傾度力により下層の流入する空気が減速されることが示唆される。したがって、傾いた中規模上昇流の機構は、下層の空気の水平運動量が上昇中保存されることによると推測される。

(4) 降雨帯中の下降流

3.2.3において降雨帯中に傾いた中規模上昇流が存在することが示された。そこでこれを補償す

る下降流の存在が問題になる。地表の中規模発散域は収束線の北西側にあったが、北西—南東断面 (C_1 と C_2) 内の地表付近の発散ははっきりしなかった。他方、断面 C_3 内の地表付近の発散域は 4 km にまで広がっている。この時降雨帯の北西端の中層 (6—7 km) に二次収束域があった。この高度では降雨帯内では南風、後方端では西風であることがドップラー速度の方位方向の変化から推定された。これらの風系は水平収束をつくる。Ogura and Liou (1980) は中緯度スコールラインの後部にこのような中層の収束を見出している。垂直断面 C_3 内の中層収束と下層発散は中規模下降流を示唆する。下層にゆくほど反射強度が減少することも、下降により乾燥した空気中の雨滴の蒸発によると考えられるので、中規模下降流の存在を示唆する。

(5) 降雨帯南部の後方端の強エコー

次に、降雨帯南部の後方 (北西) 端に比較的強い反射強度が観測された理由を考察する。図 3.13 は降雨帯南部の 2 km と 5 km における反射強度の分布である。5 km では線状の比較的強い反射強度域が降雨帯後方端で、また線状のより弱い反射強度域がそのすぐ前方で観測される。同様の特徴は 2 km でも見られる。このことは図 3.12 a で見られた降雨帯後方端の反射強度分布の特徴が中規模のひろがりを持っていることを示している。図 3.12 a からわかるようにこれら特徴的反射強度分布は上述の中層の収束域の下に位置している。したがってこの中規模で組織化された反射強度分布は中層の収束域と関連した中規模で組織化された循環によってひきおこされていると思われる。そこで循環と反射強度の中規模の組織化について次のように推測する。(1) 中層収束域の上の上昇流内で凝結が盛んになり、降雪粒子がつくられる。(2) 中層に入ってくる空気中を落下しながら、降雪粒子は風下に流される。そして反射強度の窪みができる。(3) 0°C 高度以下で降雪粒子は融けて、ブライトバンドができる。(4) ブライトバンド以下では、雨滴が前方の下降流からひろがってきた乾燥空気中で蒸発するため、反射強度は下にゆくほど減少する。

(6) 降水が層状性に見えることに対する風の垂直シャーの効果

Velocity-Azimuth-Display (VAD) 法 (Lhermitte and Atlas, 1961) により得られた風の垂直シャーは降雨帯中部および南部の下層で極端に大きい (図省略)。1 km と 3 km の間で平均のシャーがどちらにおいても $1.5 \times 10^{-2} \text{s}^{-1}$ に達した。すでに述べたように、北部と中部の間で観測された垂直安定度は下層ではほぼ中立であった。これらの事実は急速に傾いてゆく対流の発生を示唆する。このような対流があれば降水粒子は対流規模でよく混合するし、そうすればエコーは層状となって観測される。

3.2.5 結 論

1981年10月22日の強雨をもたらした台風降雨帯の構造は模式的に図3.14のように表わされる。

降雨帯の南東方の下層の暖かく湿った空気は気圧傾度力に直角または反対向きに流れる。おそらく変圧風の成分を持っていたと思われる。この空気は降雨帯に入り、傾きが $1/10$ — $1/20$ の上昇流を上昇する。この傾きは降雨強度が最大の降雨帯南部で最も急だった。この空気は上昇するにつれ、

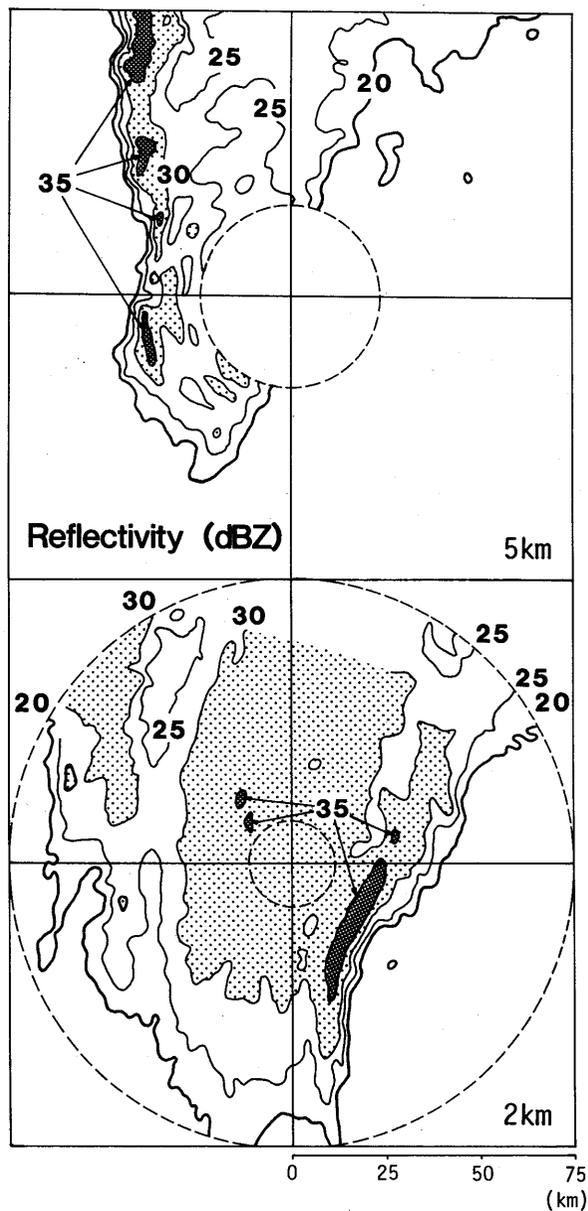


図 3.13 降雨帯南部における 5 km と 2 km の反射強度の水平分布。

向きを北北東に変えた。傾いた上昇流の軸の上では流れは層流に近かった。この流れを反映して上層に層状エコーが生じ、融解層以下ではブライトバンドがあらわれている。上昇流の軸の下では対流性の運動が観測された。しかしながらこのエコーはどちらかと言うと層状性であった。これは急速に傾く対流による混合の結果である。降雨帯後方中層の相当温位の低い空気が降雨帯の後部に入った。この空気は降水粒子の蒸発により冷され、中規模下降流となったと考えられる。地表収束

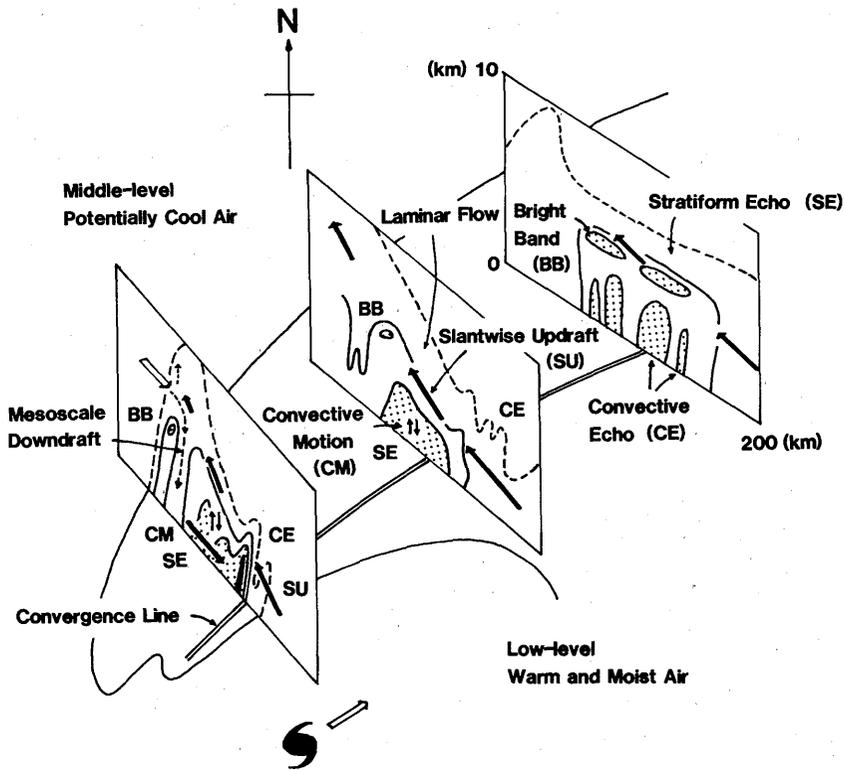


図 3.14 温帯低気圧にかわりつつある台風 8124 号の中心の北側の降雨帯の模式図。

線は常に存在したが、降雨帯の南部を除き、下層収束と直接の関係はなかった。

謝 辞

ドップラーレーダ資料の収集・解析にあたり気象衛星研究部の青柳二郎、松浦和夫両氏に多くの点でご援助頂きました。また高層および地上気象観測資料の収集にあたり高層気象台および東京・仙台管区気象台管内各気象官署のご協力を頂きました。図の一部は常岡好枝さんに描いて頂きました。

3.3 台風 8305 号の降雨帯の構造の解析*

3.3.1 台風 8305 号の概観

図 3.15 は台風 8305 号の経路を示している。2 台のドップラーレーダによる観測は、1983 年 8 月 17 日 07 時 03 分～同 46 分の間に行われた。ほぼこの時刻に、台風が握美半島に上陸した。台風は中心気圧は 974 hPa で、20 km/h の速度で北北東 (20°) の方向に進んだ。

台風は一般に、日本本土に接近するにしたがって、熱帯低気圧としての特性を徐々に失って、最

* 石原正仁・柳沢善次：台風研究部，榊原 均：予報研究部，松浦和夫・青柳二郎：気象衛星研究部

TRACK OF T8305

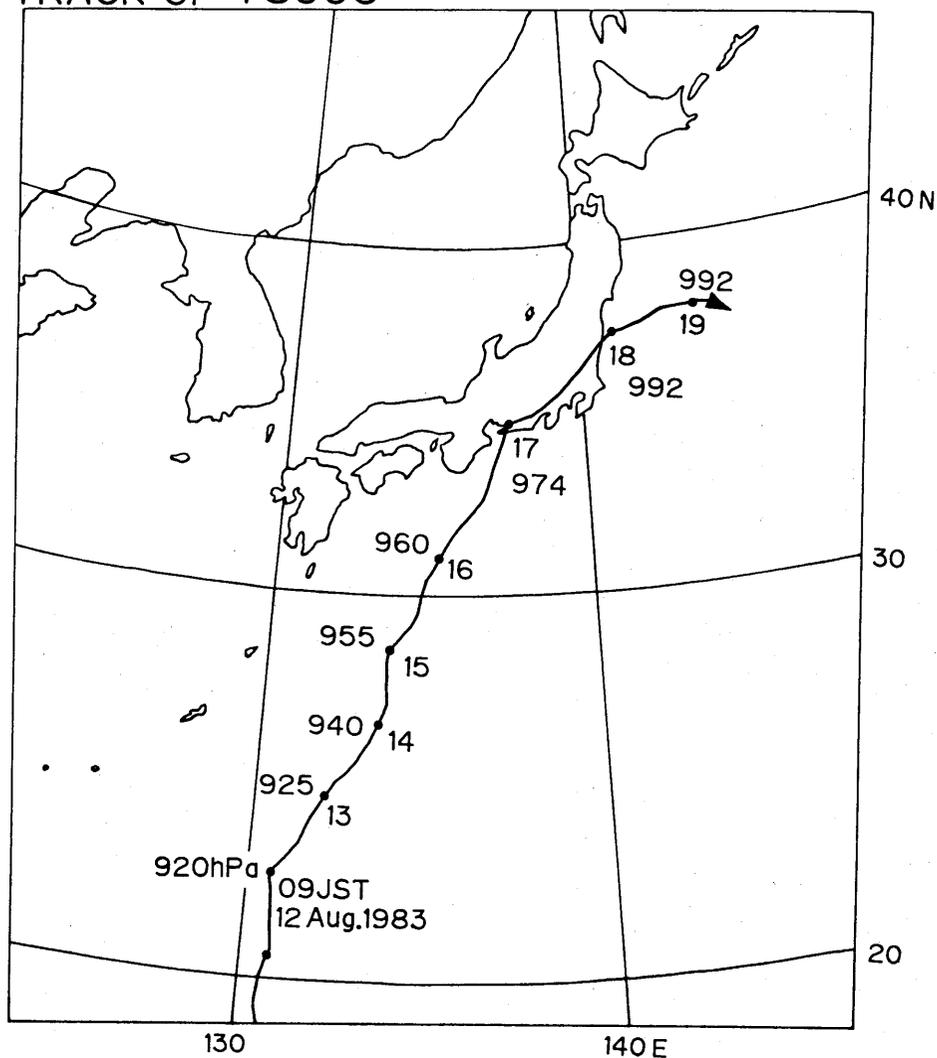


図 3.15 台風 8305 号の経路と中心気圧。

終的には温帯低気圧になる。この温帯化の過程は村松 (1982) によって調べられた。それによると、温帯化はまず台風周辺の温度場の軸対称性の喪失と、台風中心付近の暖域の消失によって始まる。

図 3.16 は 1983 年 8 月 17 日 09 時の 500 hPa と地上の天気図である。台風周辺の地上の等圧線はほぼ円形であり、対流圏下層に強い低気圧性の渦が存在している。500 hPa の偏西風は、北緯 40 度より北に見られるが、台風は、この偏西風のはるか南にある。台風周辺の温度場は、ほぼ軸対称である。200 hPa には、台風の中心付近に暖域が存在する。これらのことから、この台風は、偏西風の影響はほとんど受けておらず、熱帯低気圧としての力学的、熱力学的特性を保持していたことがわかる。

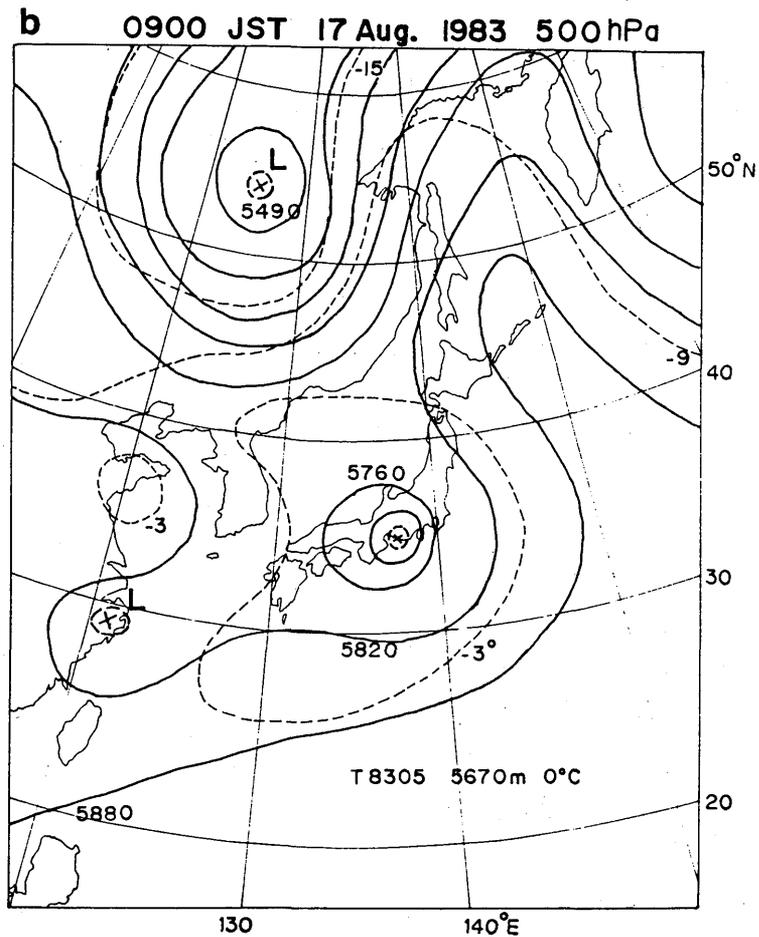
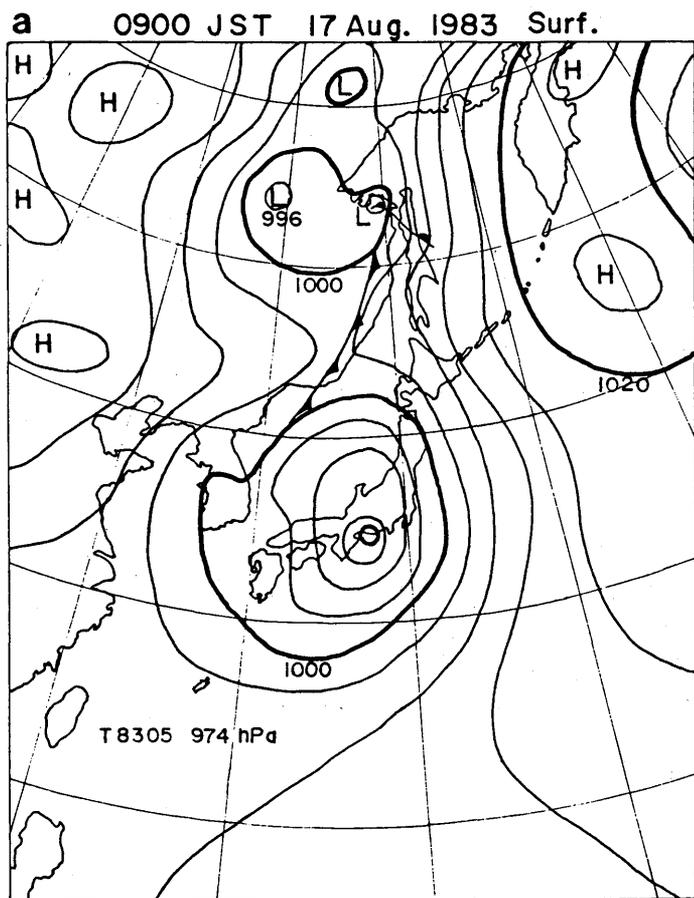


図 3.16 1983 年 8 月 17 日 09 時の地上天気図(a)と 500 hPa の天気図(b)

3.3.2 観測結果

(1) 降雨帯のメソスケールの形態

図3.17は、富士山レーダで観測されたエコーの分布である。観測された降雨帯は、台風中心の北東300 km にあって広範囲に広がった降雨域の中に存在した。

図3.18は、筑波レーダで観測した降雨帯周辺のエコーの分布である。ここで便宜的に、降雨帯を30 dBZ以上の反射強度を持った領域と定義する。いくつかの降雨帯が広がった層状性エコーの中に見られる。これらは10~20 kmの幅を持ち、50~60 kmの間隔で並んでいる。2台のドップラーレーダで観測された降雨帯は、117°~297°の方角に走っており、台風中心を中心とする円となす角は25°であった。

降雨帯内のレーダエコーの移動速度は、反射強度のコアを追跡して求めた。図3.19は、このエコーの移動速度 V_e と、台風中心の移動速度 V_c である。 V_{ec} は、台風中心に相対的なエコーの移動速度であって、これは、動径成分 V_{rc} と接線成分 $V_{\theta c}$ に分けられる。 V_{rc} と $V_{\theta c}$ は、それぞれ1と18 m/sである。 V_{rc} は、近似的に降雨帯の台風中心に対する動径方向の伝播速度と考えられるが、これが非常に小さいことから、降雨帯は、動径方向にはほぼ静止していたことがわかる。

3 cm ドップラーレーダの REI 観測によると、降雨帯のエコー頂は、約9 kmで、その周辺の層状性エコー内には、高度5kmにブライトバンドが存在した。筑波における08時30分の高層観測(図3.20)によると、この降雨帯は、地上から600 hPa に対流不安定層を持った深い湿潤層内にあったことがわかる。

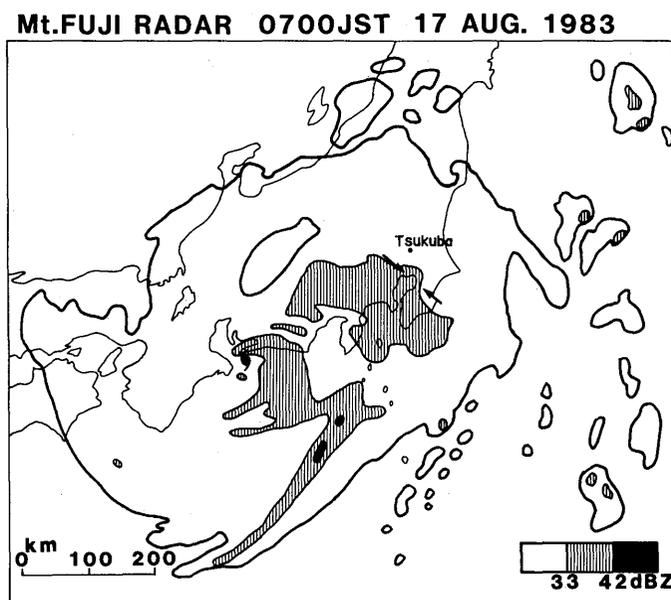


図3.17 1983年8月17日07時の富士山レーダで観測されたエコー分布。矢印は降雨帯の位置を示す。

TSUKUBA RADAR REFLECTIVITY (Z_e) 0730JST 17 AUG 1983

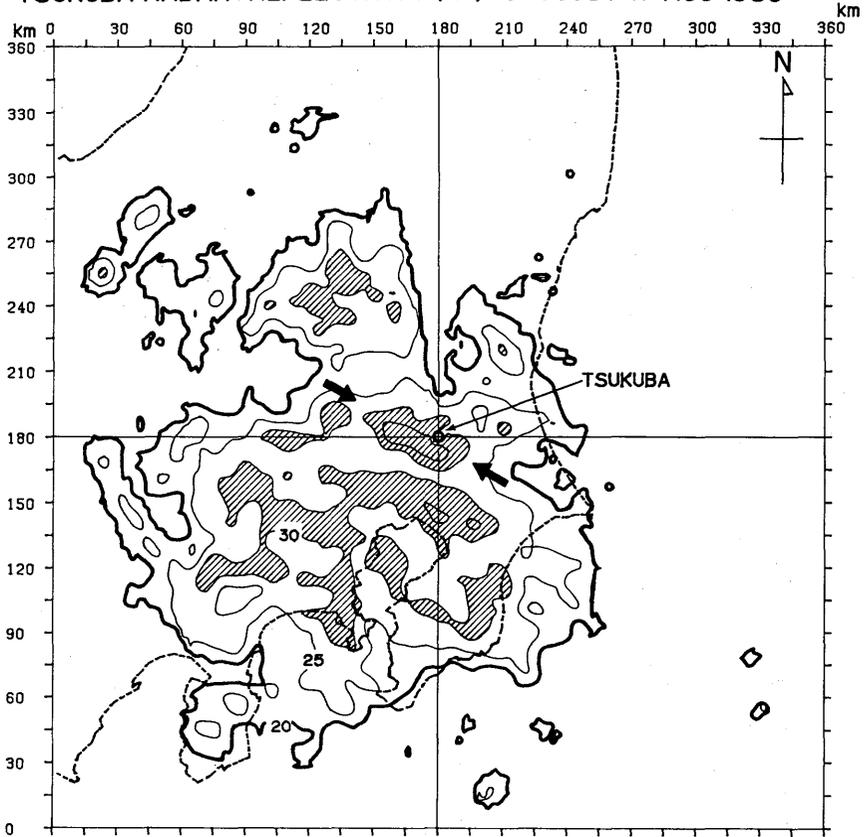


図 3.18 筑波の 5 cm レーダで観測した降雨帯周辺のレーダエコーの分布。仰角は 0.9°。矢印は問題としている降雨帯を示す。等値線は 20 dBZ から 5 dB 間隔。反射強度が 30 dBZ 以上の領域に斜影をほどこした。

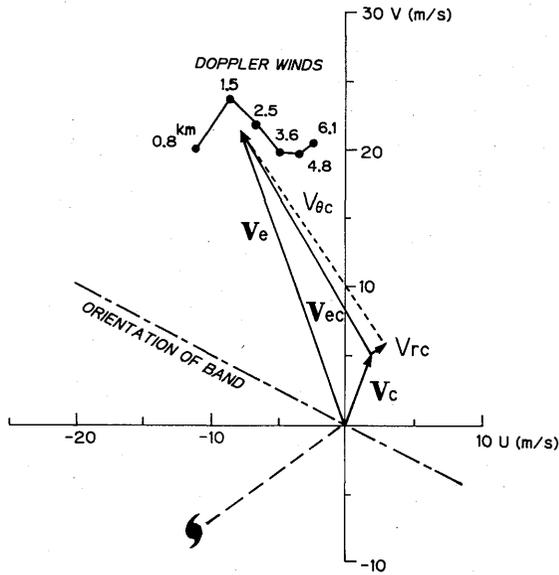


図 3.19 降雨帯を構成するエコーの移動 V_e 、台風中心の移動 V_c 、台風中心に相対的なエコーの移動 V_{ec} を示す。2 台のドップラーレーダの観測から求めた平均風のプロファイルも示す。

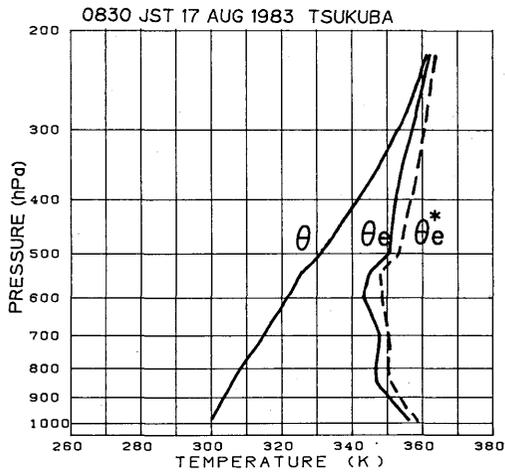


図 3.20 1983 年 8 月 17 日 08 時 30 分の筑波で観測された温位 θ 、相当温位 θ_e 、飽和相当温位 θ_e^* の鉛直プロファイル。

(2) 水平風分布

図 3.21 は、07 時 42 分における降雨帯内の、エコーに相対的な水平風(以下これを相対風と呼ぶ)の分布を示している。今後、風場の議論には、この相対風 V' を使用する。便宜上、観測領域を図 3.22 に示すように、3 つの部分に分ける。すなわち、内側領域 (inner side、台風中心側領域)、降

0741 JST 17 Aug. 1983

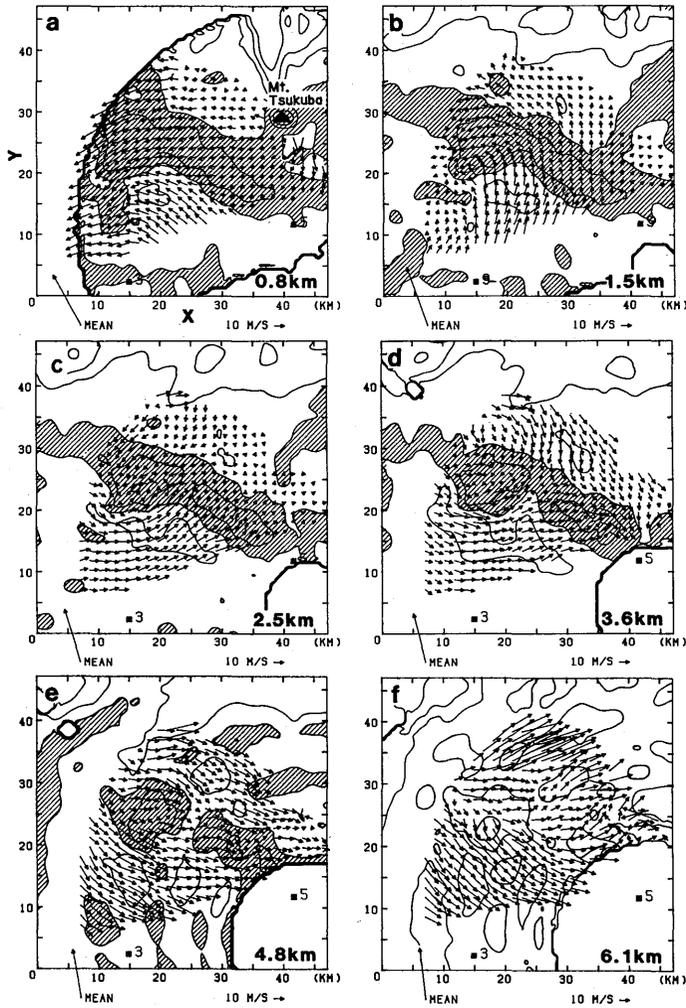


図 3.21 1983年8月17日07時41分の反射強度と降雨帯のエコーに相対的な水平風分布。(a) 0.8 km、(b) 1.5 km、(c) 2.5 km、(d) 3.6 km、(e) 4.5 km、(f) 6.1 km。反射強度の等値線は5 dB 間隔。30 dBZ 以上の領域に斜影がつけてある。各高度の平均風を図の左下に示した。また図の右下に10 m/sの風ベクトルの大きさを示した。ぬりつぶした四角形は、ドップレーダの位置を示す。

雨帯領域、外側領域 (outer side) である。外側領域から内側領域に向かう相対風を、“流入” と呼び、その逆の流れを、“流出” と呼ぶことにする。図 3.21 に示される様に、各高度の相対風は、降雨帯の北西側を除き降雨帯に沿ってほぼ2次元的である。観測領域内の平均風*は、高度0.8 kmで330°、高度6.1 kmで355°である。このような弱い鉛直シアは、熱帯低気圧の典型的な特性である。

* 各高度で観測された風のベクトル平均を平均風と呼ぶ。

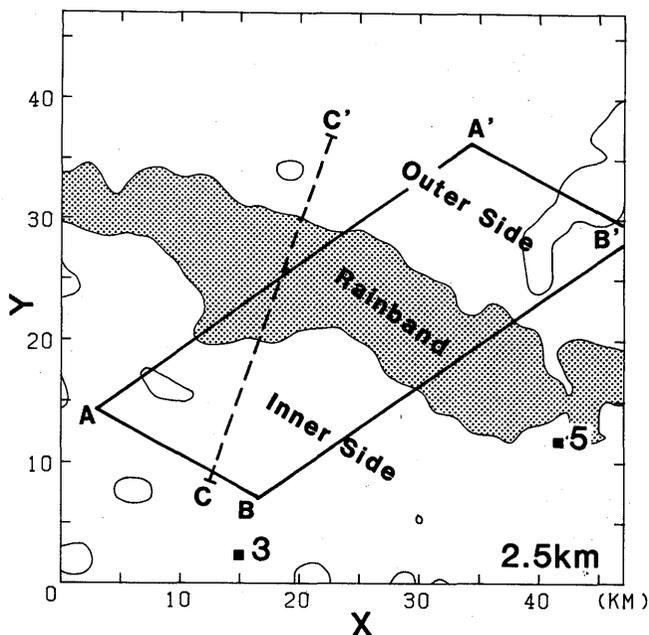


図 3.22 図 3.23～3.28 の合成断面の位置。合成断面は、A-A'-B'-B-A で囲んだ領域で作製した。陰影部は高度 2.5 km での反射強度 30 dBZ 以上の領域を示す。破線 C-C' は図 3.29 で示す 3 cm ドップラーレーダの REI スキャンの位置。観測領域は、外側、降雨帯、内側の 3 つの領域に分けられる。

25 m/s に達する最大風速は、高度 1.5 km に見られ、この高度は、Izawa (1964) と、Frank (1977) が示した台風合成図における最大風速の高度と、ほぼ一致する。

高度 0.8 km (図 3.21 a) では、相対風は降雨帯の風下側 (北西) に向っている。内側領域の流れは、降雨帯にほぼ平行である。外側領域と降雨帯内には、弱い流入が見られる。この平行流と流入成分が降雨帯の内縁付近で収束している。高度 0.5 km では (図略)、この平行流は存在せず、観測領域全域で流入が卓越している。

高度 1.5 と 2.5 km では (図 3.21 b、c)、エコーの移動速度と観測領域内の平均風がほぼ一致するので、相対風は一般に弱い。全域で流出が見られるが、外側領域の流出は非常に弱い。

高度 3.6 km では (図 3.21 d)、降雨帯の中央に両側からの水平風の収束が見られる。流れは全体に降雨帯の風上 (南東) に向かっている。

高度 4.8 km (図 3.21 e) では、流れはほぼ平行である。反射強度に同心円状のパターンが見られるが、これは融解層付近のデータの内挿法に起因している。

高度 6.1 km (図 3.21 f) では、降雨帯の中央付近に明瞭な発散流が見られる。この発散は主に外側領域の流出にもとづいている。ここでの風ベクトルの中には、降雨帯に直角にむいているものもある。内側領域の相対風は、降雨帯にほぼ平行である。

降雨帯内には、渦を持った流れも見い出された。図 3.21 b に示すように、降雨帯の北西部分には、突起状の小領域が存在し、ここには、局所的な低気圧性回転の流れが見い出される。ここを便宜的に“渦領域”と名づける。この渦領域は、局所的な上昇流域でもある。ここでの渦度の最大は、高度 2.5 km において $+3 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ で、この値は、雷雲内の渦度より 1 桁小さい (Kropfli and Miller, 1975; Ray et al., 1981)。

(3) 鉛直断面

(1) で述べたとおり、この降雨帯内の流れの場は降雨帯の走向に沿ってほぼ 2 次元的であった。これは、台風中心からの動径成分が降雨帯の形成、維持に主要な役割を果たしていることを示している。そこで、図 3.22 の A-A'-B'-B-A で囲まれる領域内の 7 つの動径方向の鉛直断面を合成して、降雨帯の動径方向のメソスケール循環を調べる。

図 3.23 は、反射強度 Z_e の合成断面図である。水平風のシャーベクトルの動径成分は、外側に向いているが、降雨帯の強雨軸は直立している。降雨帯内にはブライドバンドは存在せず、これは降雨帯内に対流性の鉛直運動があったことを示唆している。この様子は、図 3.29 の 3 cm レーダの REI 観測の結果からも確かめられる。降雨帯のすぐ近くの層状性エコーの反射強度は、他の領域のそれより小さい。

図 3.24 は、エコーに相対的な水平風の動径成分 V_r' である。高度 1.5 km 以下では、台風中心に向かう 2~3 m/s の流入成分が見られる。高度 0.8 km での地面に対する水平風は、図 3.19 で見たように、20 m/s を越えているから、この流入は Izawa (1964)、Frank (1977) が示したように、境界層内の摩擦収束による流入であろう。高度 0.5~0.7 km (図略) では、この傾向がより顕著である。流入は、外側領域の高度 3.6 km まで広がっているが、内側領域と降雨帯の内側半分では、流出成分が見られる。この流出の最大は、降雨帯内縁の高度 3 km 付近の 4 m/s である。これらの流出と流入成分によって、降雨帯内に収束域が作られている。高度 6.1 km では、流出成分が降雨帯の中央部で加速されて、発散域を形成している。

図 3.25 は、相対水平風の接線成分 V_θ' の合成図である。下層で風下 (北西) に向かう流れ、中層で風上 (南東) に向かう流れである。ただし、地面に対する風はすべての高度で風下に向かっている。 V_θ' の最大、+3 m/s は、高度 1.5 km の降雨帯内縁にあり、 V_θ' の極大域は降雨帯中央の中層にのびている。これは、下層の水平運動量が上昇流によって中層に運ばれた結果であろう。

図 3.26 は発散の合成図、図 3.27 は、 V_r' の合成図 (図 3.24) より導いた発散の分布である。両者のパターンはよく一致しており、降雨帯に沿った流れがほぼ 2 次元的であることを裏付けている。降雨帯内には、下層の内縁から中層の外縁に向かって大きく傾いた収束域が存在し、その傾きは、水平面から約 30° である。収束の最大は高度 2.5 km 付近にあり、その値は $-0.8 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ である。発散域は、降雨帯の頂部付近と、下層の強雨域付近にある。

図 3.28 は、鉛直流 W の合成断面図である。下層の降雨帯内縁から高度 6.1 km のほぼ中央に向か

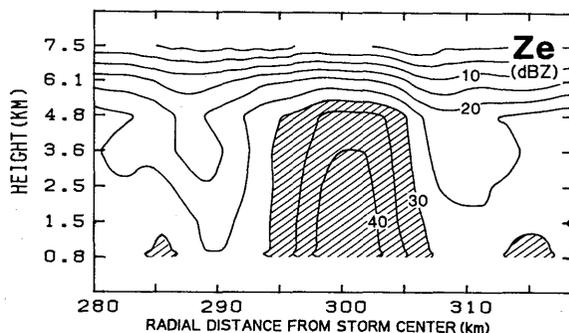


図 3.23 台風中心から動径方向の反射強度 Z_e の合成鉛直断面図。鉛直断面図は図 3.21 で示したデータから作製した。合成領域は図 3.22 に示した。等値線の間隔は 5 dB で、反射強度 30 dBZ 以上の領域に斜影をつけてある。横軸は台風中心からの距離を示す。

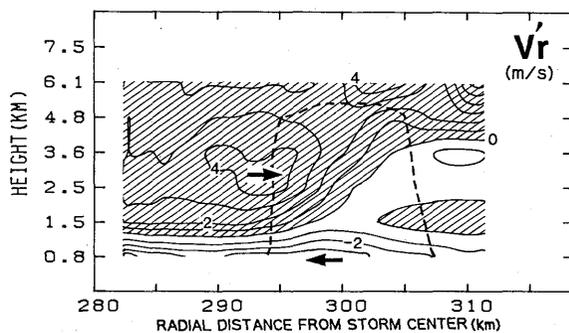


図 3.24 図 3.23 と同様。ただし降雨帯のエコーに相対的な風の動径成分 V_r' 。等値線の間隔は 1 m/s。正領域に斜影をつけた。破線は 30 dBZ の等値線を示す。

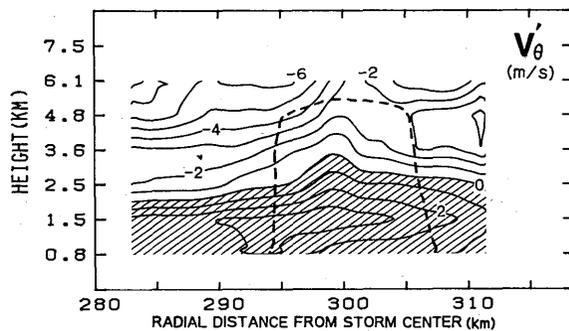


図 3.25 図 3.23 と同様。ただし相対水平風の接線成分 V_{θ}' 。

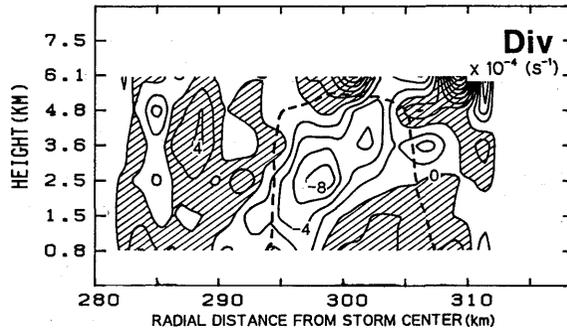


図 3.26 図 3.23 と同様。ただし合成発散分布。等値線の間隔は $2 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 。正領域に斜影をつけた。

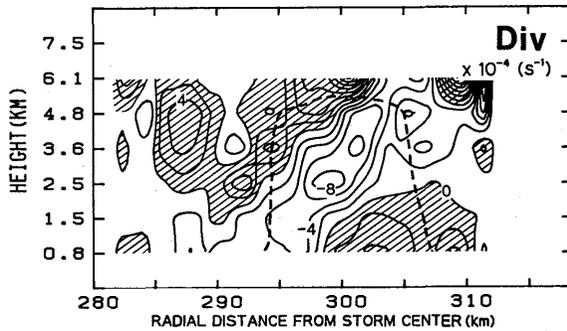


図 3.27 図 3.23 と同様。ただし V_r から求めた発散分布。

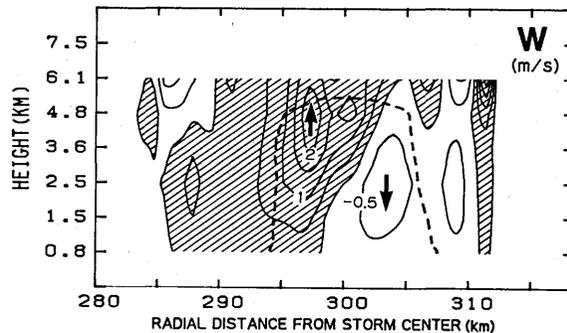


図 3.28 図 3.23 と同様。ただし鉛直流 W の合成断面図。等値線の間隔は 0.5 m/s 。正領域に斜影をつけた。

う、傾いた上昇域が見られる。上昇流の最大は約 2 m/s であり、傾きは約 70° で、前述の収束域の傾きにくらべると小さい。この上昇域の下には 1.0 m/s 以下の弱い下降流が存在し、その位置は反射強度の大きい領域の外側半分と一致している。上昇域で作られた雨滴は、初め中層の水平風の流出成分によって外向きに流され、上昇域からはずれると落下し下層の流入成分によって内側に流され

ながら地面に達する。したがって、反射強度の大きい部分は、収束域や上昇域ほど傾くことがないと思われる。降雨帯より外側の層状エコーの領域の0°C層より下に、弱い下降流が見られるが、これは降雨帯内の上昇流の補償下降流に相当すると思われる。

3.3.3 考 察

Barnes et al. (1983) の航空機によるハリケーンの降雨帯の観測は、今回の観測結果と比較し得る唯一の例である。外側に大きく傾いた収束軸は最も顕著な類似点である。彼らの軸の傾きは11°で、今回の結果(30°)より大きな値を示している。これは彼らの観測した降雨帯が中心から80 kmの位置にあり、風の鉛直シャーの動径成分が今回の場合より大きかったことに起因すると思われる。収束域の一致に伴い、上昇域の分布もよく一致し、その値(～2 m/s)もほぼ等しい。

2台のドップラーレーダの観測では得られなかった、高度0.8 kmより下での流れを調べるために、3 cm ドップラーレーダのREI観測のデータを用いた(図3.22の破線C-C'参照)。図3.29は降雨帯を横切る反射強度とドップラー速度の鉛直断面図である。大きいドップラー速度を持った部分が、前述の傾いた収束域の位置と一致して存在している。3 cm レーダから13 kmと27 kmの距離の高度1 kmより下の境界層内に、収束域が存在する。13 kmの収束域は降雨帯の内縁近くに位置し、中層の主要な収束域と連結していると考えられる。この層内の相当温位は、図3.20で示したように355 K以上である。降雨帯の外側領域から摩擦によって、台風中心方向に流入する湿潤空気は、13 km付近の収束によって上昇させられ、降雨帯の形成、維持のための主要なエネルギー源となっていると考えられる。

今回の降雨帯内に見られた、上昇、下降域の対、外側に傾いた収束域の存在、小さい外向きの伝播速度については、Yamasaki (1983) の台風の軸対称数値モデルの中で作られた成熟期の台風における、「長続きするメソ対流」の構造と類似していた。この対流においては、境界層内の強風に起因する摩擦による湿潤空気の流入と、降雨帯の下降流によって作られる下層の寒気域が重要である。

降雨帯内の対流スケールの運動を見るために、高度3.6 kmにおける鉛直流の分布を、図3.30に示す。降雨帯の内縁に沿って、4～5 kmの間隔で上昇域が並んでいる。同様な傾向が降雨帯の中心域から外側領域の下降域に見られ、対流スケールの鉛直運動が降雨帯に沿って並んでいることがわかる。

3.3.2(2)で述べた“渦領域”では、±3～4 m/sに達する上昇、下降流が存在し、ここでは熱や運動量の鉛直輸送が他の領域にくらべて大きいことが予想される。しかしこのような渦を伴う小領域の存在の一般性とその果たす役割を調べるためには、さらに多くの観測が必要である。

3.3.4 ま と め

2台のドップラーレーダを用いて、台風8305号の降雨帯の構造を調べた。大きく外側に傾いた収束域、2 m/s程度のメソスケールの上昇流、1 m/s以下の下降流、境界層内の降雨帯内縁の収束域、対流スケールの鉛直流などの存在が明らかになった。2台のドップラーレーダの観測が、メソスケ

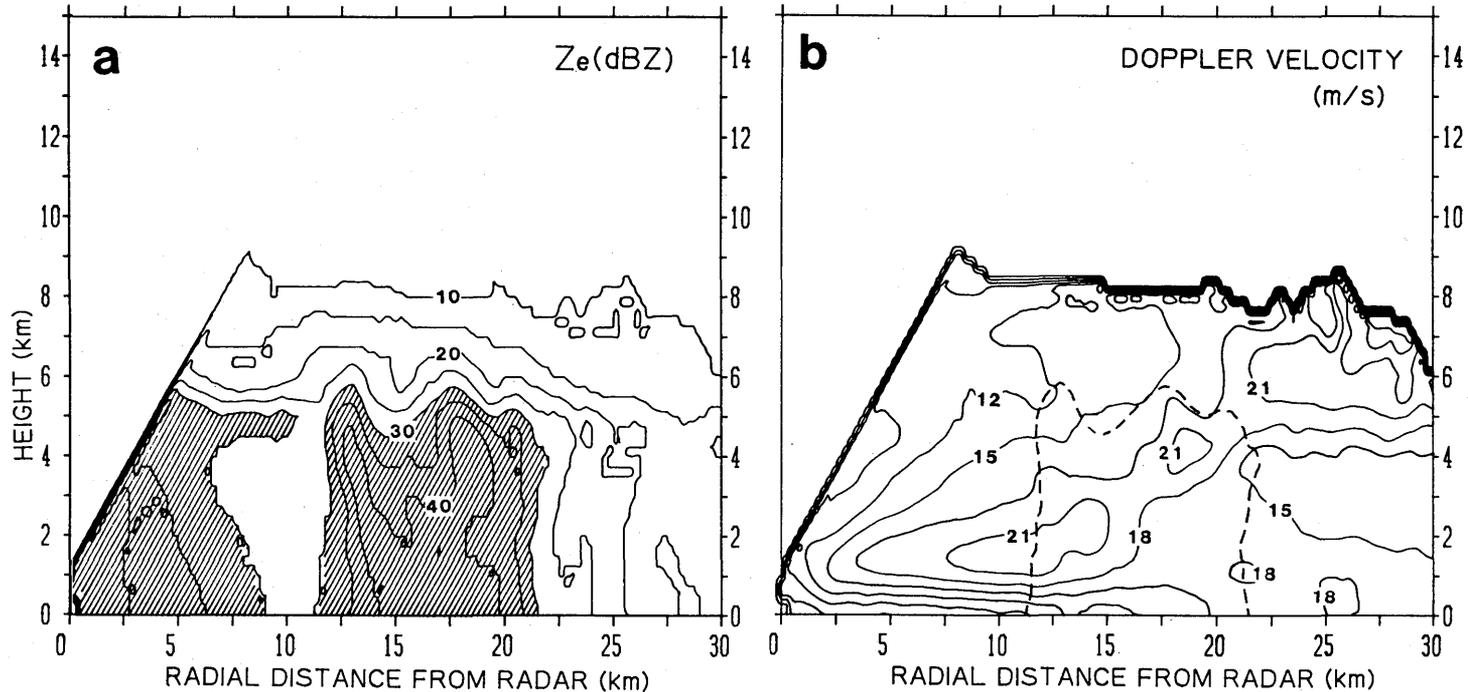


図 3.29 1983 年 8 月 17 日 07 時 30 分の 3 cm ドップラーレーダの 20° の方向の REI 観測による (a) 反射強度、(b) ドップラー速度の分布。この断面の位置は 図 3.22 に示した。等値線の間隔は 5 dB で、30 dBZ 以上の領域に斜影をつけてある。鉛直方向の倍率は、図 3.23~3.28 と異なる。(b) の破線は 30 dBZ の等値線を示す。

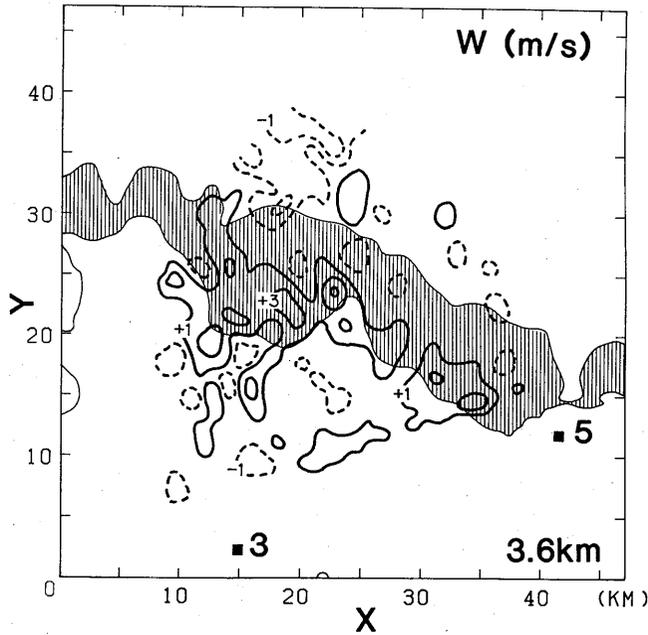


図 3.30 高度 3.6 km の鉛直流の水平分布。実線は 1 m/s から 2 m/s 間隔の上昇流、破線は下降流の等値線を示す。

ルの擾乱の構造を解明するための有力な手段であることも確認された。

謝 辞

東京レーダのデータを提供していただいた東京管区气象台、及び地上観測資料及びアメダスのデータを提供していただいた東京、仙台各管区内の各気象官署に感謝いたします。

3.4 台風 8514 号の降雨帯の解析*

3.4.1 台風的一般的特徴

台風 8514 号の経路と中心気圧を図 3.31 に示す。台風 8514 号は、1985 年 8 月 28 日 09 時に台風に発達している。その時の中心気圧 990 hPa である。その後北西に進んでいたが、30 日に進路をやや北に変え、31 日未明、関東地方に上陸し、31 日 2 時頃 2 台のドップラーレーダの間を通過している。この時の中心気圧は 996 hPa であった。解析対象の降雨帯は台風が上陸する頃 2 台のドップラーレーダの観測域を通過している。

図 3.32 は 8 月 30 日 21 時の地上天気図である。この天気図からわかるように、この台風は弱い小型 (1000 hPa の等圧線の直径約 60 km) の台風であった。しかし、レーダによると (図 3.34) 眼の

* 田畑 明：台風研究部，榊原 均：予報研究部，石原正仁・柳沢善次：台風研究部，松浦和夫・青柳二郎：気象衛星研究部

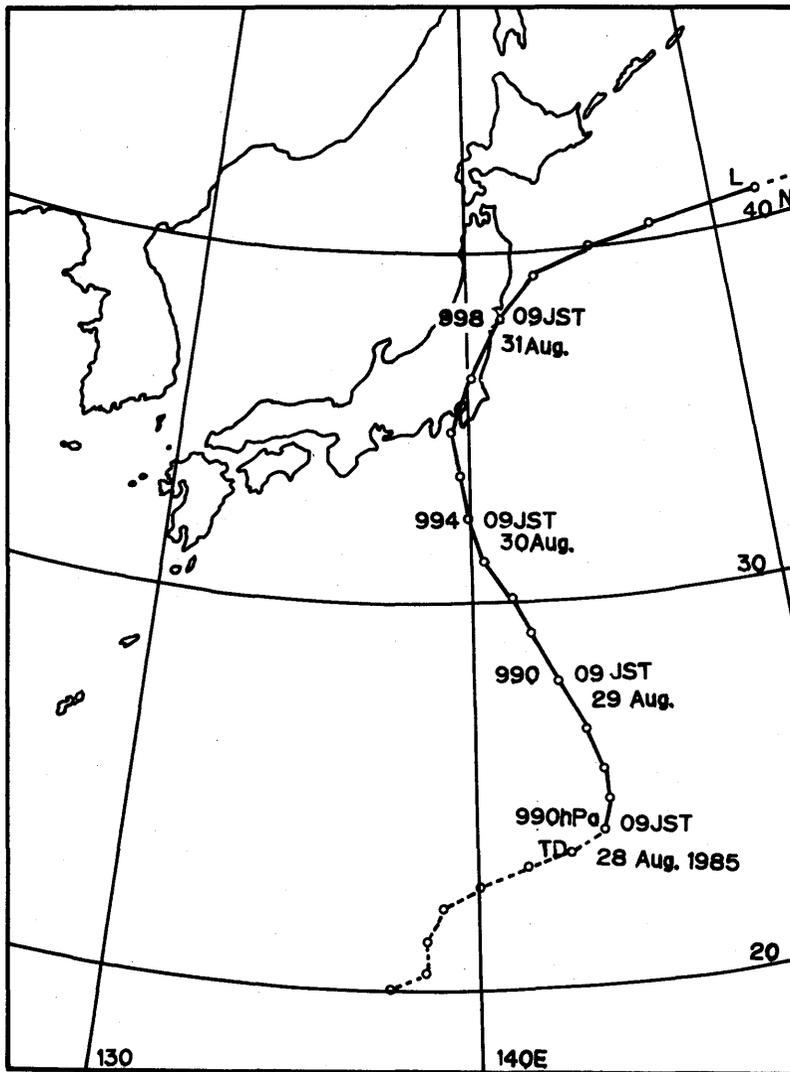


図 3.31 台風 8514 号の経路と中心気圧。

壁雲やスパイラルバンドが、はっきり観測されており、台風の構造はしっかり維持されていた。

図 3.33 は 8 月 30 日 21 時の 500 hPa の天気図である。台風 8514 号付近には、南から暖気が流入し一様な暖気場になっていて寒気の流入は見られない。したがって台風の温帯低気圧化は解析対象の降雨帯を観測した時にはまだ始まっていないと考えられる。この事は、レーダで観測されたエコー分布が台風の特徴を維持していることとも一致する。

3.4.2 レーダ反射強度分布の特徴

図 3.34 に筑波の 5 cm レーダで得られた反射強度分布を示す。8 月 30 日 21 時 46 分には直径 60 km の眼がレーダの南南西 150 km に存在している。また台風中心の北～東側に、 OUTER BAND が

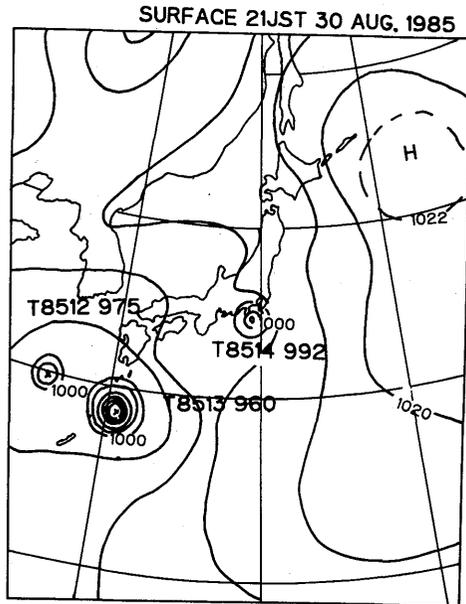


図 3.32 1985年8月30日21時の地上天気図。

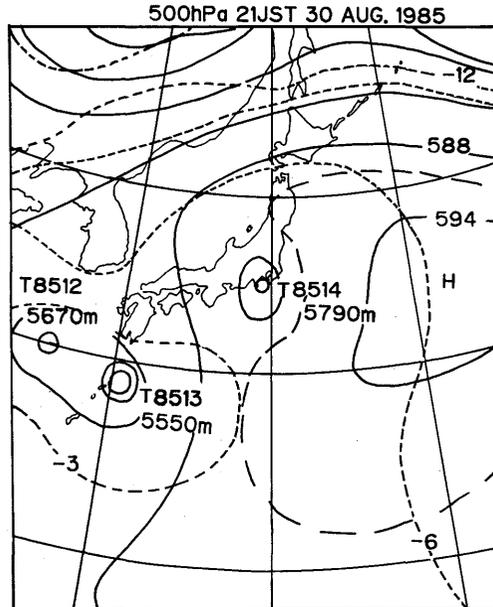


図 3.33 1985年8月30日21時の500 hPa の天気図。実線は等圧面高度(×10 m)、破線は気温(°C)を示す。

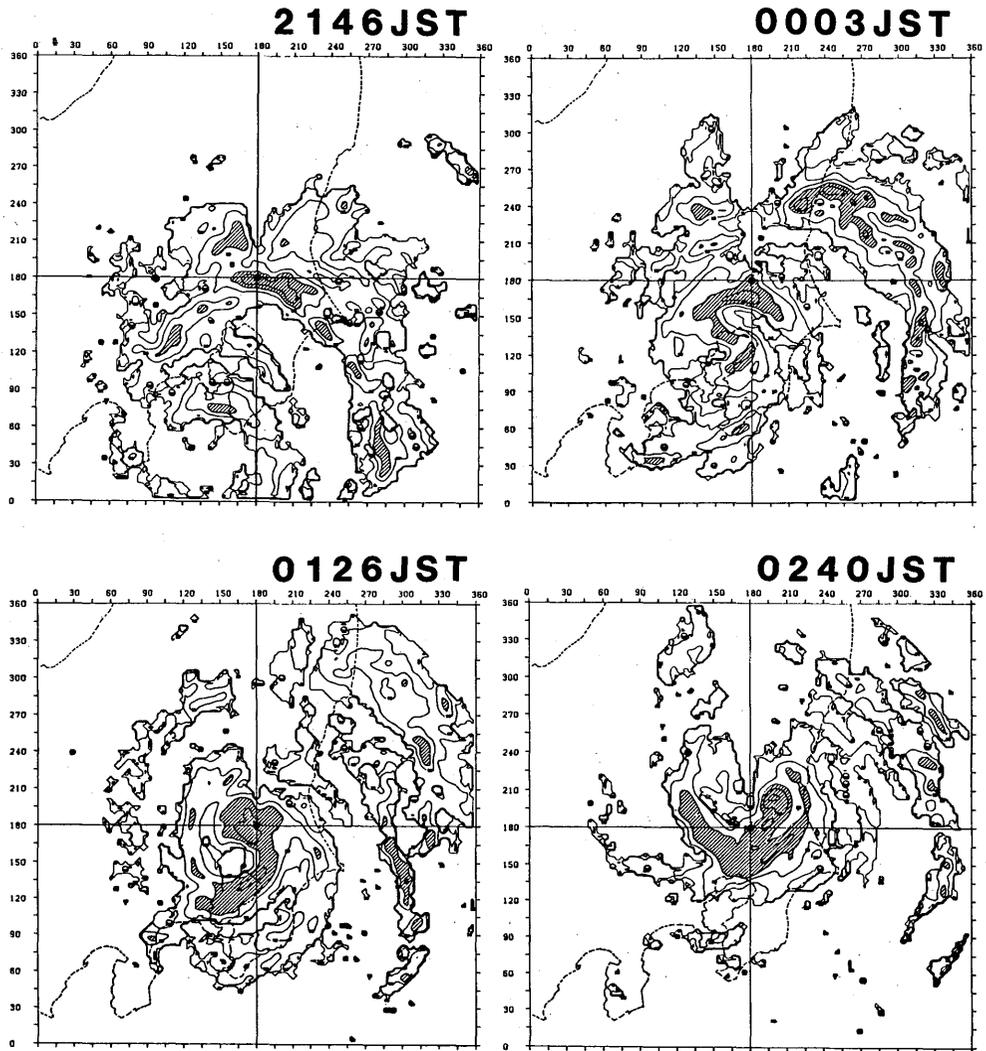


図 3.34 筑波の 5 cm レーダで得られた反射強度分布。等値線は 20 dBZ から 5 dB 毎、35 dBZ 以上の領域に陰影をつけた。

見られて、3.4.1 で述べたように、台風の構造が良く維持されている。

8月31日0時3分には、眼はうまりかける。しかし中心付近には、後に壁雲を形成する強いエコー、また中心の北側には、東西に広がる弧状エコーが存在している。地上の降水強度観測によると、このエコーは対流性のエコーであると考えられる。ここでは、この弧状エコーがさらに北上した時の構造を解析している。

1時26分になると、再び眼のはっきりしてきて、壁雲が眼の東側象限に形成される。眼の大きさは 30 km と大きくなっていく。0時3分に見られた弧状エコーはこの時にはもう存在していない。

2時40分になると、壁雲は中心の南に移動している。このパターン変化から壁雲が台風中心に対

して回転していることが推測される。眼の形は筑波山のビームカットの影響もあってはっきりしない。

3.4.3 降雨帯の性質

次に地上降雨の状況から降雨帯の性質を見てみよう。図3.35は、筑波の高層気象台で観測した降水強度の時間変化である。これと3.4.2で述べたレーダ反射強度分布を対応させて、降雨帯を分類してみる。まず、8月3日20時から23時にかけて1つの降雨帯が観測されている。これは顕著な対流性の降水であることと、21時46分の強度分布からアウターバンドによる雨と考えられる。

23時過ぎから別の降雨帯がかかってくるが、24時から31日1時にかけては、インナーバンドによる降雨、1時から2時前までは1時26分のレーダ反射強度分布から眼の壁雲による雨と考えられる。そして中心が最も近づいた2時過ぎに1時雨がやみ、そして再び後面で強雨が降っており、この降雨パターンから見ても、この台風が、台風の構造を良く維持していることがわかる。

この報告でとりあげた降雨帯は24時頃筑波を通過しており、0時20分頃にピークを持つ1つの降雨帯が対応すると考えられる。これに比べて、20時から23時の間には、このピークより小さい積雲スケールの降雨強度のピークがいくつか見られる。以上の事より、解析対象の降雨帯は、台風8514号のインナーバンドであり、アウターバンドの中に見られる降水雲よりもスケールの大きい対流性の降雨帯であることがわかる。

3.4.4 降雨帯の時間変化

解析の対象とした降雨帯はそのライフサイクルにおいてどんなステージにあったかを次に見てみよう。

図3.36は筑波の5cmレーダで観測した降雨帯の35dBZ以上の領域の時間変化をあらわしたものである。8月30日23時46分には長さ90km以上の弧状の降雨帯となっており、40dBZ以上の領域も長さ35km以上あった。これが、8月31日0時にかけて、40dBZ以上の領域も大きく1つにまとまっており、この頃が降雨帯の最盛期であったと考えられる。ここで構造を解析している0時30分には、40dBZ以上の領域は東西にわかれ、幅も狭くなり、降雨帯の衰弱が始まっている。これが1時3分には、降雨帯の長さは30km程度になり、降雨帯は2本に別かれている。2本の降雨帯のうち台風中心に近いものは40dBZ以上の領域もなくなり、衰弱しているが、遠い方の降雨帯は、40dBZ以上の領域があらわれやや発達している。

以上のことから、ここで解析しているのは全体としては、長盛期をやや過ぎた降雨帯で、その中で、台風中心に近い部分は衰弱が始まっているが、台風中心から遠い部分は、まだ発達している段階にあったと言える。

3.4.5 水平風分布の特徴

降雨帯の水平風の分布を1kmごとに、下層1kmから6kmまで求めた(図3.37)。まず気づく事は、下層から上層まで、平均の風は、東南東の風で大きな変化がなく、上下の空気がよく混合さ

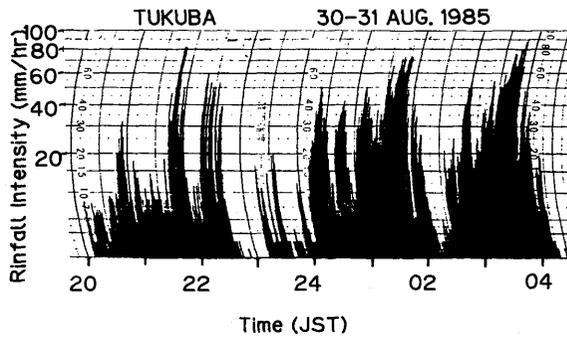


図 3.35 1985年8月30日から31日の筑波の高層気象台における降雨強度の時間変化。

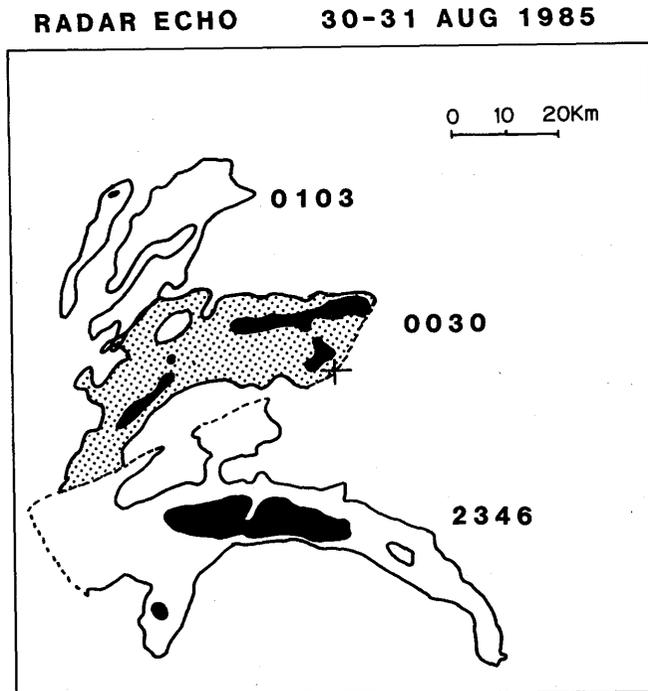


図 3.36 筑波の5 cm レーダで観測した降雨帯の 35 dBZ 以上の領域の時間変化。黒くぬりつぶしたのは 40 dBZ 以上の領域。十字はレーダ中心の位置。破線は、観測範囲外にも降雨帯が続いていることを示す。

れているのがわかる。この事は、3.4.3 で述べた降雨帯の性質が対流性であることと一致する。風の水平分布は、降雨帯に対してほぼ様な流れになっている。

次に細かく流れを見ていくと、降雨帯の外側域（降雨帯の台風中心から遠い側をここではこう呼ぶ）、では内側域（台風中心に近い側）に比べて風の東成分が大きくなっている。これは降雨帯の中では、どの高度でも北から南に向う流れ、つまり台風中心に向う流れが存在することを示唆する。

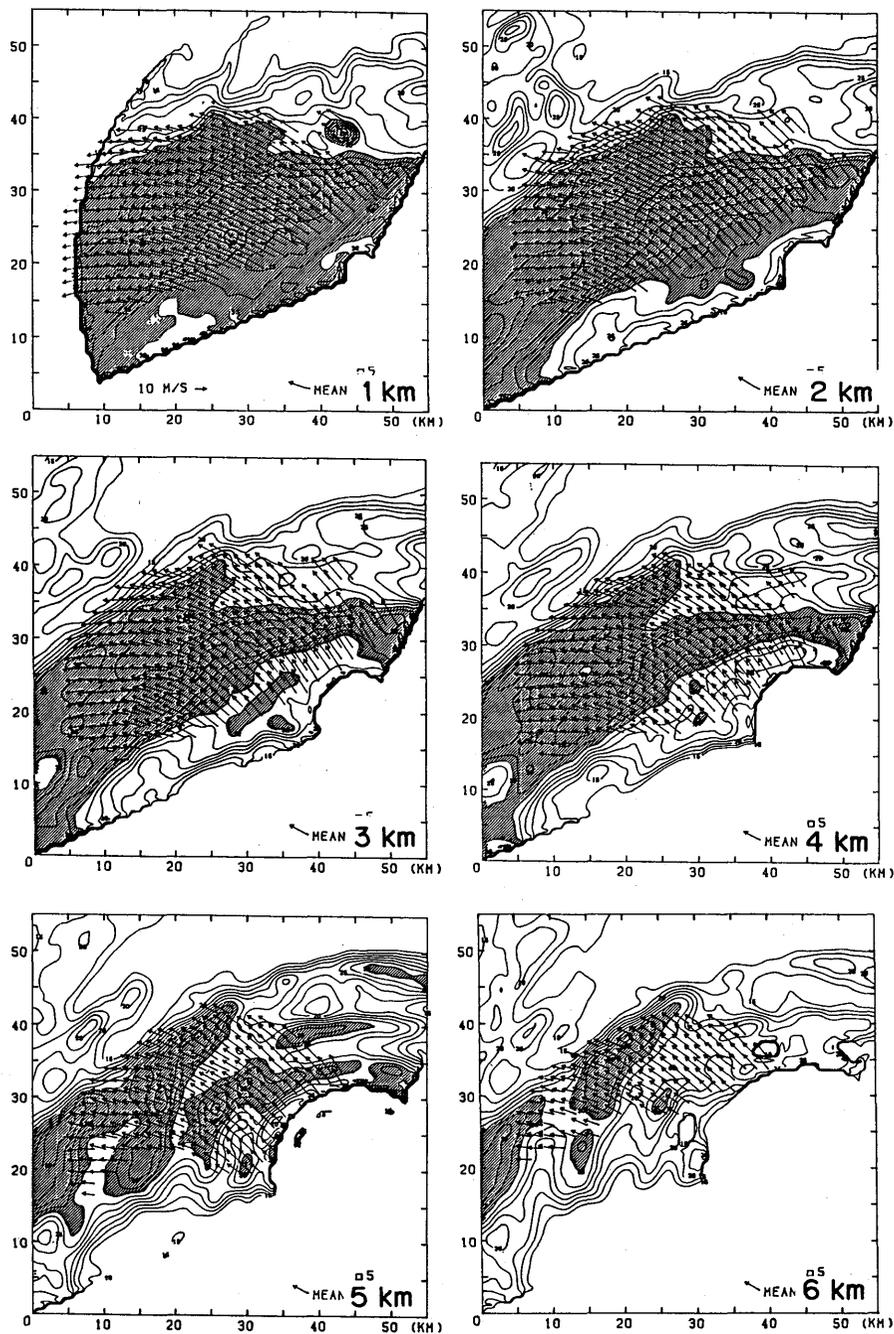


図 3.37 水平風の分布と、反射強度 (Z_e) の分布。反射強度のコンターは 15 dBZ から 2.5 dBZ 毎。斜線部は 30 dBZ 以上の領域。

3.4.6 水平発散分布の特徴

図3.37に示した水平風より発散場を求めたのが、図3.38である。

下層1 kmでは降雨帯の内側域に、降雨帯と同じ走向の収束域が存在する(図3.38 a)。降雨帯の外側域では収束と発散が交互にならんでいて、積雲対流規模の構造を示唆している。2 kmにおいても、同様なパターンが見られる(図省略)。ところが3 kmになると、収束域は降雨帯の中心域の反射強度の強い部分に移ってくる(図3.38 b)。そして外側域の発散域も、降雨帯の走向に形成されてくる。降雨帯の西の部分では、発散域をはさんで2つの主な収束域が存在する二細胞構造になる。4 kmになると、収束域はさらに降雨帯の外側域に移動する(図省略)。そして5 kmでは反射強度の極値(以下コアと言う)の部分が発散域になる。ただし、降雨帯の西の部分では3 kmにも見られた

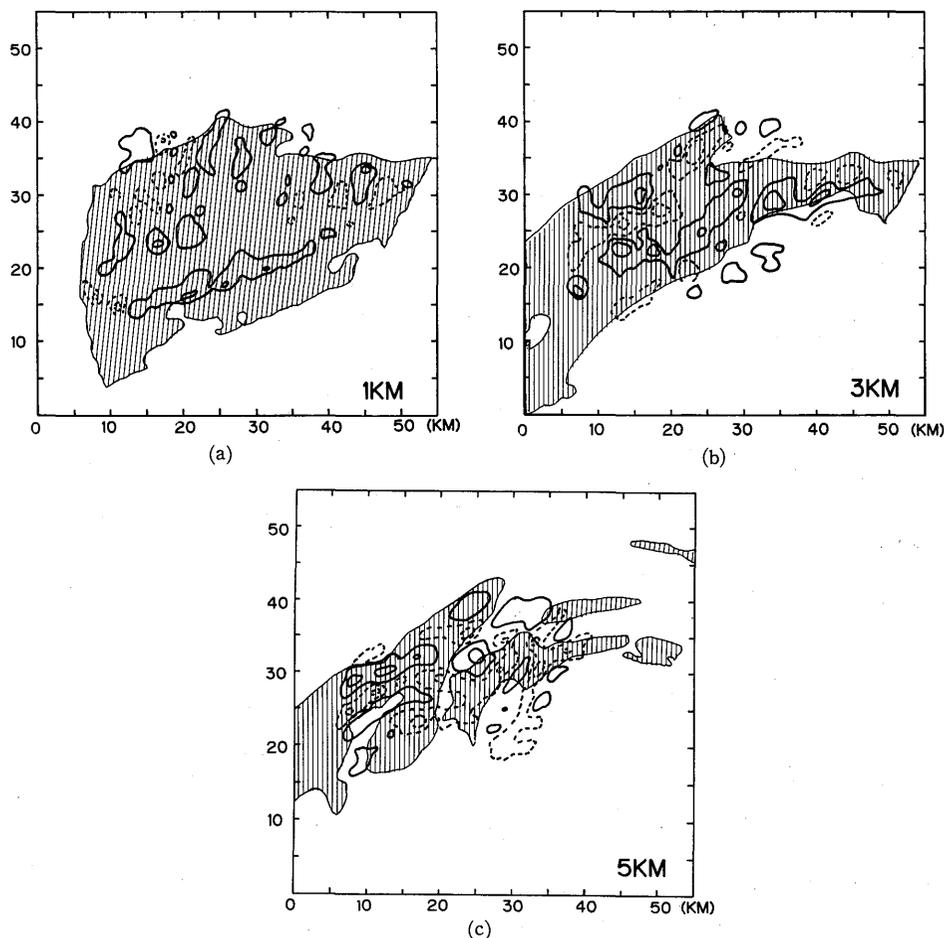


図3.38 水平発散分布。実線は収束域、破線は発散域を示す。コンターは、 $\pm 5 \times 10^{-4} \text{ S}^{-1}$ から 10^{-3} s^{-1} ごとに引いてある。

2つの収束域が5 kmでも見られる。以上の水平発散分布の特徴は、降雨帯の下層内側域から、上層外側域にのびる傾いた収束域が存在することを示唆する。また下層1 kmでは、降雨帯内側域には長さ30 kmの大きな収束域が存在し、一方降雨帯外側域には、積雲対流規模の構造が見られ、降雨帯の内側域と外側域では性質が異なっていることがわかる。

3.4.7 降雨帯の鉛直構造

(1) 断面図の作成

図3.37でみたように、降雨帯内の気流は降雨帯の走向に関してほぼ一様で、2次元性が仮定できる。したがって、降雨帯の走向の方向にずらしていくつかの鉛直断面をとり、これを1つの鉛直断面として合成して小さな規模の変動を除去した平均的な降雨帯の特徴を調べる。ここでは、台風中心の方向に5つの断面を合成して鉛直断面図を作成した。図3.39に合成した範囲を示す。以下こうして作成した断面図により降雨帯の鉛直構造を調べる。

(2) 反射強度分布

図3.40に反射強度分布を示す。降雨帯は台風中心から50~70 kmに位置している。コアが台風中心から55 km付近と65 km付近に存在し、その値は各々37.5 dBZと35 dBZである。反射強度の軸はどちらもほぼ鉛直である。

(3) 風の動径成分の分布

8月31日0時30分前後の降雨帯の動きは、 352° の方向、8 m/sであった。(3)、(4)で示す風の分布は、この動きを観測された風から差し引いたものを、降雨帯に相対的な風としている。この動径方

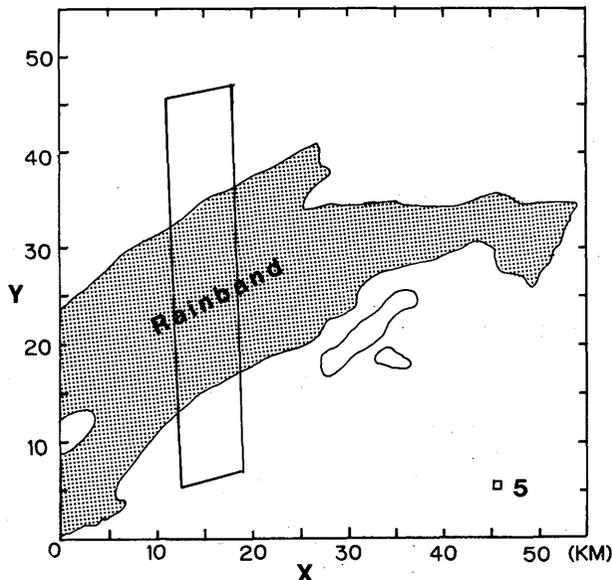


図3.39 鉛直断面を作成した領域。台風中心は図の下方(南側)にある。

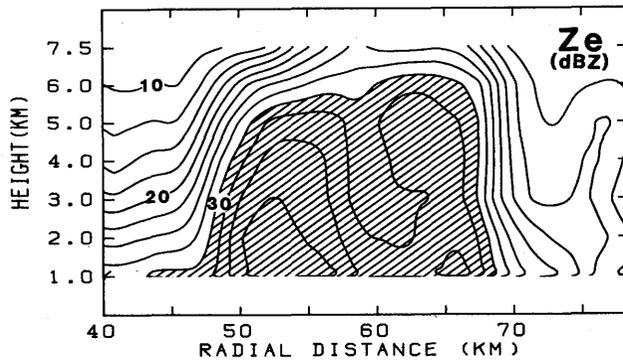


図 3.40 レーダ反射強度の鉛直分布。横軸は台風中心からの距離。縦軸は高度。等値線は 10 dBZ から 2.5 dB 間隔。斜線部は 30 dBZ 以上の領域。

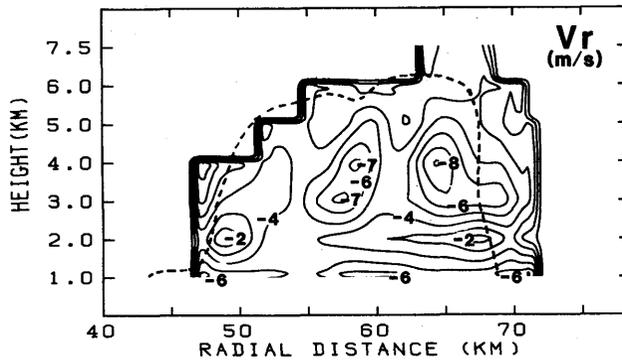


図 3.41 降雨帯に相対的な動径方向の風速分布。破線は、レーダ反射強度 30 dBZ の等値線。等値線は 1 m/s 毎。正の値は、台風中心から遠ざかる風を示す。他は図 3.40 に同じ。

向の分布を図 3.41 に示す。この断面図内の気流は上空まですべて流入（台風中心に向う流れ）で、流出は見られない。下層 1 km と、中層 3~4 km の間で流入が強く、その間の 2 km で弱くなっている。流入の極値は 65 km 付近の 4 km 層に存在するが、この位置は、外側の反射強度の強い部分と一致している。下層 1 km の強い流入は台風中心への摩擦収束によるものと考えられる。また全層とも流入になったのは、台風中心からの流出は、この降雨帯の存在する範囲よりもっと高い層にしか存在しないためと考えられる。また風速の極大値の軸が降雨帯の内側域のコア付近で、外側に傾いていることは、傾いた収束域の存在を示し、これはあとで示す収束発散の分布の特徴と一致する。

(4) 風の接線成分の分布

降雨帯に相対的な風の接線方向の分布を図 3.42 に示す。風は一樣に東風である。降雨帯の内側域では、下層 1 km で風が最も強く、上空に行くほど弱くなっている。逆に外側では 1 km で風が弱く、3 km で風が最大となっている。風速の極値は、50 km 付近の高度 1 km と 70 km 付近の高度 3 km

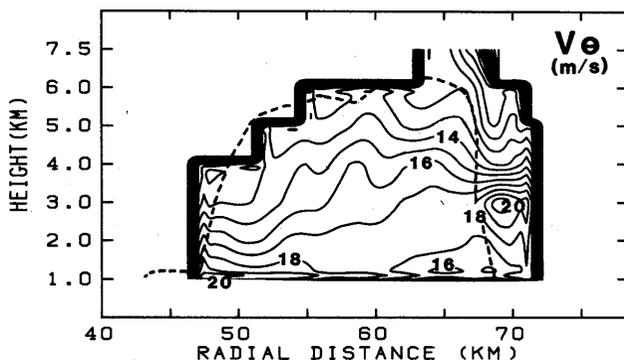


図 3.42 降雨帯に相対的な接線方向の風速分布。正の値は断面から西へ向う方向を示す。他は図 3.41 に同じ。

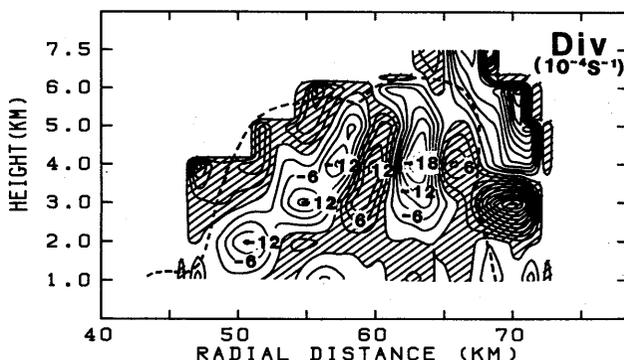


図 3.43 降雨帯内の発散分布。等値線は、 $3 \times 10^{-4} \text{S}^{-1}$ 毎。斜線部は発散域を示す。他は図 3.40 に同じ。

に存在し、20 m/s となっている。

(5) 発散分布

降雨帯域の収束・発散の分布を図 3.43 に示す。台風中心に近いコアに対応する収束帯の軸が、降雨帯内側域下層から外側域上層に大きく傾いている。この特徴は、発散の水平分布で見たとおり、降雨帯全体に見られると考えられる。外側域のコアに対応する軸は、鉛直である。

この2つの収束域の間には発散域が存在するが、この位置は反射強度の2つの極値の間で、反射強度がやや弱くなっている部分と一致している。

収束の値は、傾いた収束域では、高度 3 km と 4 km に出現し、値は $1.2 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ となっている。鉛直の収束域では高度 4 km で、 $1.8 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ となっている。

(6) 上昇流の分布

降雨帯の上昇流の分布を図 3.44 に示す。降雨帯の内側域に、収束分布と対応して、下層から外側に上昇流の軸も傾いている。また外側域には鉛直な軸を持つ上昇流が存在していて、2つの上昇域の

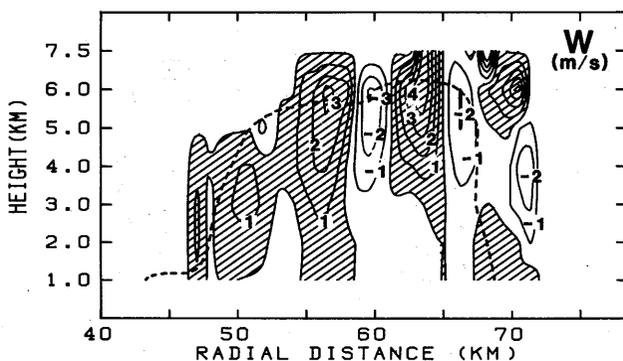


図 3.44 降雨帯内の鉛直流分布。等値線は 1 m/s 毎。斜線部は上昇流域を示す。他は図 3.40 に同じ。

間には下降流が存在し、そこでは反射強度が小さくなっている。

上昇流の最大値は、降雨帯内側域では 3 m/s、外側域では 4 m/s である。

3.4.8 考 察

図 3.40~44 より、降雨帯の構造について考察する。

先ず、降雨帯外側域のほぼ鉛直の軸を持ったコアについて考えよう。Vr の分布 (図 3.41) を見ると、65 km の高度 4 km に -8 m/s という強い流入が存在している。流入の極大値の軸は、70 km の高度 3 km までのびている。この Vr の分布からこの付近の気流を次のように考えた。70 km の 3 km 付近の降雨帯の外から流入した空気は、65 km 付近ではほぼ鉛直に上昇し、雨滴を生ずる。上昇した空気は、上昇域の上部で発散し、両側に下降域を形成する。降雨帯の内側域方向に形成された下降流中の雨滴の蒸発により、60 km~65 km に見られる反射強度の弱い領域が作られる。降雨帯内側域を下降した空気の一部は、3, 4 km でさらに台風中心の方向に流入し、内側域のコアの形成に寄与する。

次に内側域のコアについて考察する。まず内側域のコア付近の動径風速の分布を見てみる (図 3.41)。特徴としては、49 km、高度 2 km から 53 km 高度 4 km にのびる傾いた弱い流入域と、55 km、高度 3 km から 60 km、高度 6 km にのびる傾いた強い流入域の存在である。弱い流入域と強い流入域の間には、下層降雨帯内側域から上層外側域に傾いた収束域が作られる。この収束域に沿って、空気は傾いた上昇流となって上昇している。降雨帯内に、下層内側域から上層外側域に傾いた収束域が存在する事は、Barnes et al. (1983) の飛行機観測の結果や、3.3 の台風 8305 号の解析結果とも似ている。

接線方向の風速の最大が、降雨帯内側域の 49 km、高度 km にあるパターン (図 3.42) は Yamasaki (1982) の長続きする降雨帯と似ている。

図 3.36 より、この降雨帯の内側域は、その最盛期を過ぎた部分であり、外側域は、まだ発達中の

部分であることがわかっている。降雨帯内側域のコアは、降雨帯の内側域下層からのびる弱い流入域に、降雨帯外側域から強い流入成分を持った空気がぶつかり、傾いた上昇流を作り、これにより生成された雨滴は、上昇流の生成される場所より外側方向で落下するため、上昇流が弱まることなく降雨帯は長続きする。ところが外側域に別のコアが形成されると、外側の湿った空気の流入がこのコアのため特に3 kmより上層でさえぎられ、そのかわりに外側域のコアから発散、下降してきた乾いた空気が流入するようになり、内側域のコアが衰弱したと考えられる。

3.4.9 まとめ

温帯低気圧化の始まっていない台風8514号の降雨帯を、2台のドップラーレーダで観測した。解析結果は次のとおりである。

- ① 台風8514号は小型の弱い台風であったが、観測時には台風付近に寒気の流入は見られず、眼の壁雲、スパイラルバンドが存在し、台風の形は良く維持されていた。
- ② 最盛期をやや過ぎたインナーバンドを観測した。地上の降雨強度観測から、対流性の降雨帯であると考えられる。
- ③ 降雨帯内にレーダ反射強度の極値が2つ存在したが、内側域のものは最盛期をやや過ぎており、外側域のものは発達中である。
- ④ 収束域の軸は、内側域のコアに対応するものは下層内側域から上層外側域に大きく傾いていた。この収束のパターンは、Barnes et al. (1983) や、3.3の台風8305号の降雨帯の構造に似ていた。内側域の収束域が傾いていたのは、下層2 kmから上層外側域にのびる弱風域が存在し、これに外側域からの強い流入成分を持った空気がぶつかり、収束域を形成したためと考えられる。外側域のコアに対応する収束域の軸は鉛直であった。
- ⑤ 内側域のコアは、外側に別のコアが発生したため、これにより湿った空気の流入がさまたげられ衰弱したと考えられる。

謝 辞

この解析に用いた地上観測資料、高層観測資料は高層気象台から提供して頂きました。

参 考 文 献

- 村松照男、1982：成熟した台風の温帯低気圧化の過程について——台風7916号(OWEN)——、天気、29、1199-1212。
- 山岬正紀、1982：台風、東京堂、p. 171。
- Atlas, D., K. R. Hardy, R. Wexler and R. J. Boucher, 1963: On the origin of hurricane spiral bands. *Geofis. Int.*, 3, 123-132.
- Barnes, G. M., E. J. Zipser, D. Jorgensen, and F. Marks, Jr., 1983: Mesoscale and convective structure

- of a hurricane rainband. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2125-2137.
- Battan, L. J., 1973: Radar observation of the atmosphere. The University of Chicago Press. 324 pp.
- Frank, W. M., 1977: The structure and energetics of the tropical cyclone I. Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1119-1135.
- Izawa, T., 1964: On the mean wind structure of typhoons. *Tech. Note. No. 2*, Typhoon Research Laboratory of M. R. I. of Japan, 45 pp.
- Jordan, C. L., 1957: Mean soundings for the hurricane eye. National Hurricane Res. Proj. Rept. *No. 13*, 10 pp.
- Kropfli, R. A., and L. J. Miller, 1975: Kinematic structure and flux quantities in a convective storm from dual-Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 520-529.
- Kurihara, Y., and R. E. Tuleya, 1974: Structure of a tropical cyclone developed in a three-dimensional numerical simulation model. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 893-919.
- LeMone, M. A., 1983: Momentum transport by a line of cumulonimbus. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1815-1834.
- Lhermitte, R. M. and D. Atlas, 1961: Precipitation motion by pulse Doppler radar. Proc. Ninth Wea. Radar Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc., 218-223.
- Ligda, M. G. H., 1955: Hurricane squall lines. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **36**, 340-342.
- Matsumoto, S. and H. Okamura, 1985: The internal gravity wave observed in the Typhoon T 8124 (Gay). *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 37-51.
- Ogura, Y. and M. T. Liou, 1980: The structure of a midlatitude squall line: A case study. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 553-567.
- Rogers, R. R., 1964: An extension of the *Z-R* relationship for Doppler radar, Preprints 11th Wea. Radar Conf., Boulder, Amer. Meteor. Soc., 158-160.
- Sakakibara, H., M. Ishihara, and Z. Yanagisawa, 1985: Structure of a typhoon rainstorm in the middle latitudes observed by Doppler radar. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 901-922.
- Sanders, F. and K. Emanuel, 1977: The momentum budget and temporal evolution of a mesoscale convective system. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 322-330.
- Senn, H. V., and H. W. Hiser, 1959: On the origin of hurricane spiral rain bands. *J. Meteor.*, **16**, 419-426.
- Staff Members, Tokyo University, 1969: Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part 1). *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, 298-309.
- Tatehira, R., 1961: A mesosynoptic and radar analysis of typhoon rainband, (Case study of typhoon "HELEN" 1958). *Proc. Second Tech. Conf. Hurricanes*, Miami, Amer. Meteor. Soc., 115-126.
- Tepper, M., 1958: A theoretical model for hurricane radar bands. *Preprints Seventh Wea. Radar Conf.*, Miami, Amer. Meteor. Soc., k 56-65.
- Wexler, H., 1947: Structure of hurricanes as determined by radar. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, **48**, 821-844.
- Yamasaki, M., 1983: A further study of the tropical cyclone without parameterizing the effects of cumulus convection. *Papers Meteor. Geophys.*, **34**, 221-260.