

2001年10月10日佐原・鹿嶋に豪雨をもたらしたレインバンドの 構造と維持機構

津 口 裕 茂*・梶 原 均**

要 旨

2001年10月10日, 低気圧の接近に伴って関東地方南東部で豪雨が発生した. 千葉県佐原では, 21時から22時までの1時間に72 mmの降水を記録した. 本研究では, 気象庁の現業データとドップラーレーダーデータを用いて, この豪雨をもたらしたレインバンドの内部構造と維持機構を調べた. 関東地方には, 暖湿な南～南東風と寒冷な東～北東風が収束することでレインバンドが形成された. このレインバンドは, 最初バックビルディング型であったが, 南東風の強まりとともに側面でも収束が起こり, バックアンドサイドビルディング型となった. 側面からの下層 in-flow は降水によって妨げられなかったため, レインバンドには高相当温位の空気が供給され, 対流セルが発生, 発達し続けた. 最盛期には下層の収束の位置がほとんど移動しなかったため, 対流セルが同じ場所で発生し続けることができた. また, 下層収束の位置がレインバンドから大きく離れなかった. このため, レインバンドの停滞性, 持続性が強く, 豪雨となった.

1. はじめに

集中豪雨が発生すると, これに伴い, 土砂崩壊, 浸水, 河川の堤防決壊などによる大きな被害が生じる. 近年では, 1999年に佐原豪雨が発生した. 佐原(アメダス)では, 総降水量299 mm, 最大1時間降水量153 mmを記録した. 2000年には東海豪雨が発生した. 名古屋地方気象台では, 総降水量567 mm, 最大1時間降水量97 mmを記録した. これらの豪雨は事例解析が行われ, その発生要因やメカニズムについて調べられている(金井, 2002; 渡辺, 2002; 金田ほか, 2002; 加藤, 2002).

集中豪雨はしばしば, 線状メソ対流系によってもたらされる. 小倉(1991)によると, 日本の暖候期に起こる豪雨をもたらす降水システムの形態としては, 線状構造を持つものが圧倒的に多い. 線状メソ対流系としては, その走向や移動速度, 降水域の広がり方によって, スコールライン型, 非スコールライン型(レイン

バンド型)に分けることが提案されている(小倉, 1997).

スコールライン型とは, 進行方向前面に明瞭なライン状の積乱雲群を, 後面に層状性降水域を有するメソスケール降水システムである. 特徴としては, 移動速度が速いことと, 乾燥した中層風が後面から吹き込こんでくることである. 中層風はスコールラインに入ると下降し, 雨滴を蒸発させて地上付近の発散流を強めることで下層の収束を強める. スコールライン型は現象が2次元的で取り扱いやすいため, 事例解析が多く, その特徴や形態, 内部構造などはよくわかっている(石原ほか, 1992; Ishihara *et al.*, 1995).

レインバンド型の内, よくみられるバックビルディング型(Bluestein and Jain, 1985)とは, レインバンドの風上側先端で対流セルが次々と発生し, 発達しながらレインバンドに沿って後方に移動していく構造を持つ降水システムである. 対流セルはレインバンド内を次々と移動するが, レインバンド全体としては移動速度が遅いため, 停滞性が強く, しばしば集中豪雨をもたらす. 近年, バックビルディング型のレインバンドについては事例解析(Kato, 1998; Kato and Goda, 2001; 瀬古, 2001)が行われており, その維持機構や

* 徳島地方気象台.

** 気象大学校, 現: 気象研究所.

—2004年2月12日受領—

—2004年10月25日受理—

気流構造がわかってきている。

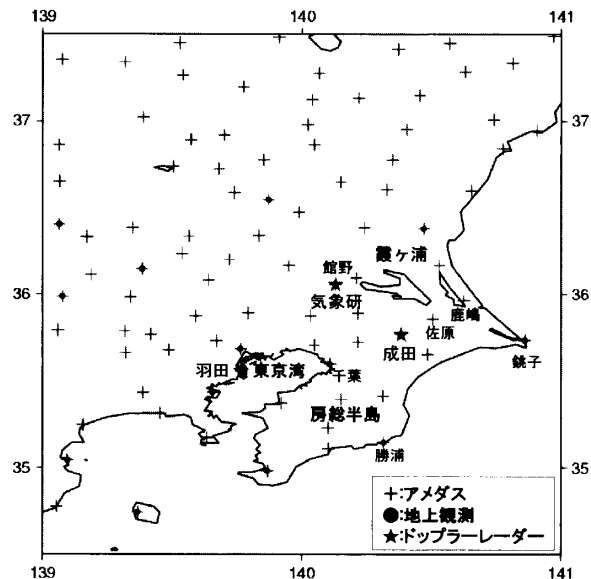
レインバンド型線状メソ対流系は衛星の雲画像上においてしばしば、先端が細く尖った三角形の形状を示す。これらはテーパリングクラウドと呼ばれ、その形からニンジン状雲とも呼ばれる(猪川ほか, 1980)。テーパリングクラウド内の降水系もバックビルディング型と同様に、長時間停滞することで集中豪雨をもたらすことがある (Seko *et al.*, 1999)。瀬古 (2001) は、観測的研究、数値的研究を行うことで、テーパリングクラウドの内部構造と維持機構について調べた。その結果、レインバンドの先端だけではなく、その側面においても対流セルが発生、強化されていることを明らかにした。降水は下層 inflow の風下側で降るため、下層 inflow が降水によって妨げられることなく降水帯に供給されることで特徴づけられる。その形成メカニズムから、バックアンドサイドビルディング型と名付けた。今までバックビルディング型に分類されていた事例のいくつかは、正確にはバックアンドサイドビルディング型の構造をしていた可能性がある。

レインバンドの構造を詳細に解析するためには、地上、高層などの現業データを使うだけでは限界がある。そこで、本研究では、2001年10月10日、千葉県佐原、茨城県鹿嶋で発生した豪雨の事例解析を現業データに加え、ドップラーレーダーのデータを用いて行う。この豪雨をもたらしたレインバンドは、東京航空地方気象台(以下、羽田)、成田航空地方気象台(以下、成田)、気象研究所(以下、気象研、MRI)に設置されたドップラーレーダーの探知範囲にあった。それらのデータを解析することで、レインバンドの内部構造を詳細に解析する。また、環境場とレインバンドとの関係を調べることで、維持機構と停滞メカニズムについて明らかにする。以上の解析結果をもとに、佐原、鹿嶋の豪雨の原因を明らかにする。

2. データと解析方法

解析には、気象庁天気図、静止気象衛星 GMS の赤外・水蒸気画像、東京レーダー、アメダス、地上観測、高層観測データなど、気象庁の現業データを用いた。また、羽田、成田、気象研に設置されたドップラーレーダーのデータを用いた。第1図にアメダス、地上観測、ドップラーレーダーの位置を示す。

ドップラーレーダーの解析には、ドップラーレーダーデータ解析プログラム“Draft”(田中、鈴木, 2000)を用いた。本事例では、豪雨をもたらしたレインバン



第1図 観測地点図。アメダス (+), 地上観測 (●), ドップラーレーダー (★) の位置を示す。

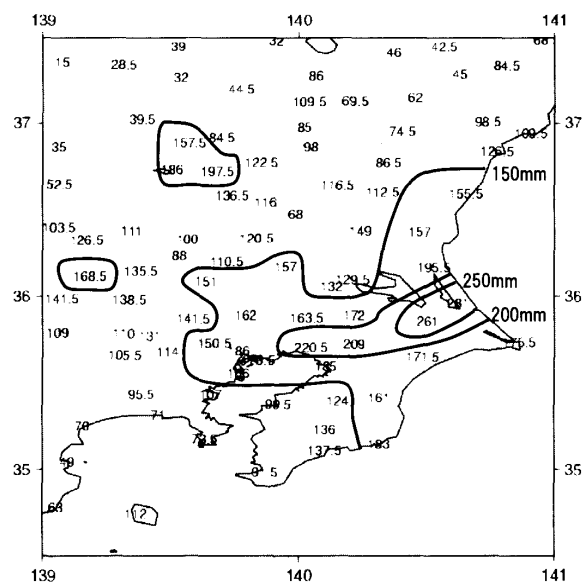
ドが3台のドップラーレーダーの探知範囲にあったことから、任意の2台のレーダーのデータを用いてデュアル解析(たとえば石原, 2001)を行った。デュアル解析では、ドップラーレーダーのデータは水平格子間隔1.0 km、鉛直格子間隔0.20 kmの直交座標系に変換される。生データの内挿方法は重み関数による。風の3成分は連続の式を用いて計算される。この時、鉛直流は上向きに積算することで求められる。以下の解析では、系の移動補正は行っているが、鉛直流の補正は行っていない。また、解析された風はすべて地上に相対的な風である。

3. 現象の概況

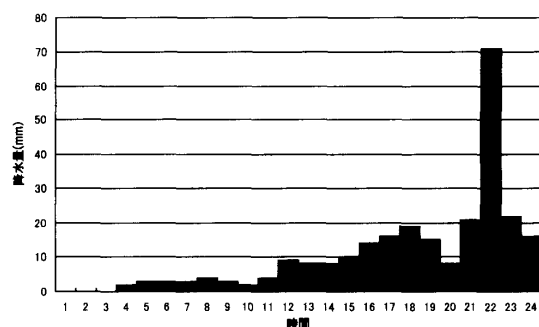
3.1 降雨の特徴

第2図は、2001年10月10日の日降水量分布図である。降水量150 mm以上を観測した地点が関東地方南東部に広がっている。房総半島のつけ根には、日降水量200 mm以上の帯状の領域がみられる。特に、千葉県佐原で261 mm、茨城県鹿嶋で281 mmと降水量が多かった。

第3図は、佐原の2001年10月10日の1時間降水量の時系列図である。10日は明け方から降水があり、午後から降水量が増えはじめた。20時を過ぎるとさらに降水量が増し、21時からの1時間に総降水量のおよそ4分の1にあたる72 mmの降水があった。同じ時間帯に鹿嶋では69 mmの降水があった。この1時間の降水量



第2図 2001年10月10日の日降水量分布図. 気象庁のアメダス観測所の雨量から算出した. 等値線は150 mm から50 mm 間隔.

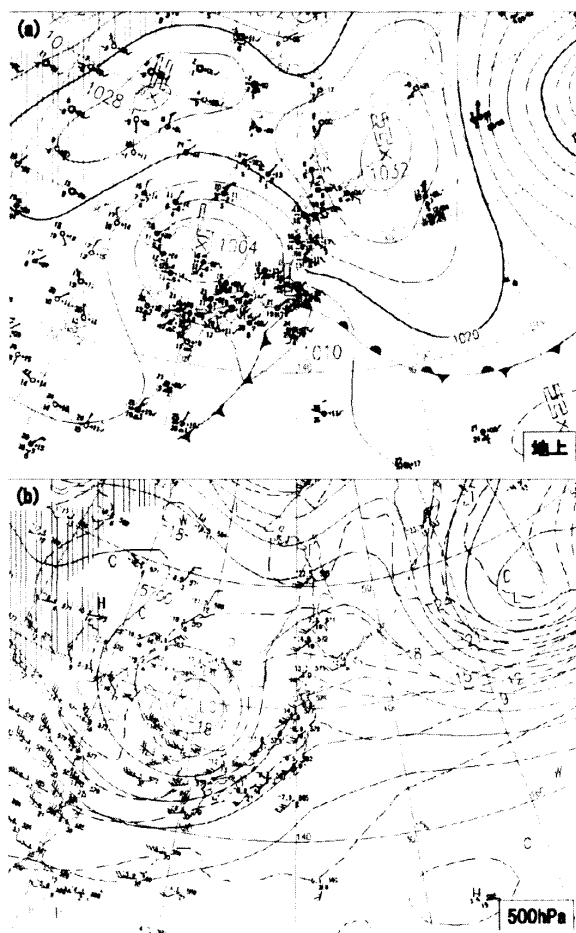


第3図 千葉県佐原の降水量時系列図. 2001年10月10日1時から24時まで.

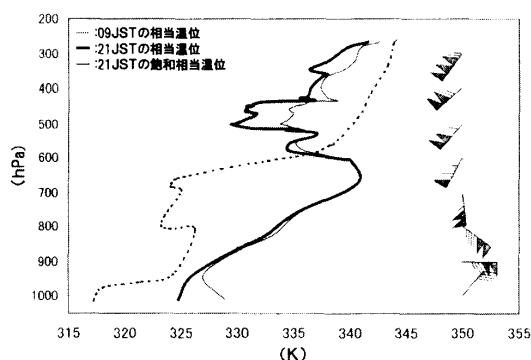
は, 他の時間と比較しても3倍以上あり, 他の地点の最大1時間降水量と比較しても約2倍以上であった. 時間的にも空間的にも集中した降雨であった. この時間帯の降水量がきわだって多かったため, 佐原, 鹿嶋では日降水量が他の地点よりも多くなった.

3.2 総観場の特徴

第4図は, 豪雨発生直前の10月10日21時の天気図である. 地上でみると(第4図a), 朝鮮半島付近には中心気圧1004 hPaの低気圧が存在していた. その域内である関東地方南岸には, 中心気圧1010 hPaの低気圧が存在していた. この低気圧の暖域側では南南西風となっていたことから, 関東地方に向かって南よりの暖湿な空気が流入していたことがわかる. また, オホーツク海には中心気圧1032 hPaの高気圧が存在していた. 銚子では東南東風となっていたことから, 関東地



第4図 2001年10月10日21時の天気図. (a) 地上, (b) 500 hPa 面 (気象庁作成).



第5図 館野の高層観測から求めた, 2001年10月10日09時の相当温位(点線), 10日21時の相当温位(太実線), 10日21時の飽和相当温位(細実線). 水平風の鉛直プロファイル. 短矢羽は1 m/s, 長矢羽は2 m/s, ペナントは10 m/s.

方には, この高気圧の縁辺に沿って寒冷な空気が流入していたことがわかる.

500 hPa 面(第4図b)では, 日本列島は朝鮮半島の



第 6 図 2001年10月10日21時の静止気象衛星
GMS の赤外画像.

東にある切離低気圧の前面となっており、南西風となっていた。館野でも南西風であった。館野では、気温と露点温度の差が 5.0°C 、相対湿度にして65%であり、下層と比較して乾燥していたことがわかる。

高層天気図と館野の高層観測で得られた鉛直プロファイル（第5図）から、以下のことがわかる。関東地方には、地上から850 hPa 面までの下層に東から相当温位の低い寒冷な空気が流入していた（相当温位325～330 K）。850 hPa 面から650 hPa 面までの上の層に南から暖湿な空気（相当温位335～340 K）が流入していた。また、500 hPa 面から400 hPa 面のあいだに南西から相当温位の低い乾燥した空気が流入していた（相当温位330 K）。そのため、地上から650 hPa 面までは対流安定な成層状態、650 hPa 面から500 hPa 面までは対流不安定な成層状態となっていた。800 hPa 面よりも下層では東風、それよりも上の層では南風となっていたことから、相当温位の鉛直プロファイルとあわせて考えると、館野付近では800 hPa 面あたりに温暖前線面があったと考えられる。ここで、館野の21時のデータはレインバンドが形成された後のものである。レインバンドは館野の南東側に位置していたため、館野の鉛直プロファイルはレインバンド周辺の気流構造に大きく影響されたものである。そのため、レインバンドが「発生する環境」とみるには難しいことに注意する必要がある。したがって、館野の高層観測データは、レインバンドが「形成されていた環境」の気流構造を推定するために用いることが適当であると考え

られる。

第6図は、10日21時（天気図と同時刻）のGMS 赤外画像である。赤外画像では白いほど温度が低い、つまり、雲頂高度が高いことを示している。朝鮮半島付近には、切離低気圧に対応した渦巻き状の雲がみられる。また、関東地方南岸に位置する低気圧の暖域側では白い雲が点々とみられることから、活発な背の高い対流雲が発生していたことがわかる。関東地方南東部には、白っぽい背の高い雲がかかっていた（点線で囲まれた領域）。この雲によって豪雨をもたらされた。図には示さないが、水蒸気画像をみると、関東地方南東部には南西から暗域が侵入していた。水蒸気画像では、暗域は中・上層の乾燥域を示していることから、関東地方の中・上層には南西から乾燥した空気が侵入していたことがわかる。このため、成層が対流不安定となり、豪雨をもたらす降水系が発生、発達しやすい環境にあった。

4. メソスケール解析

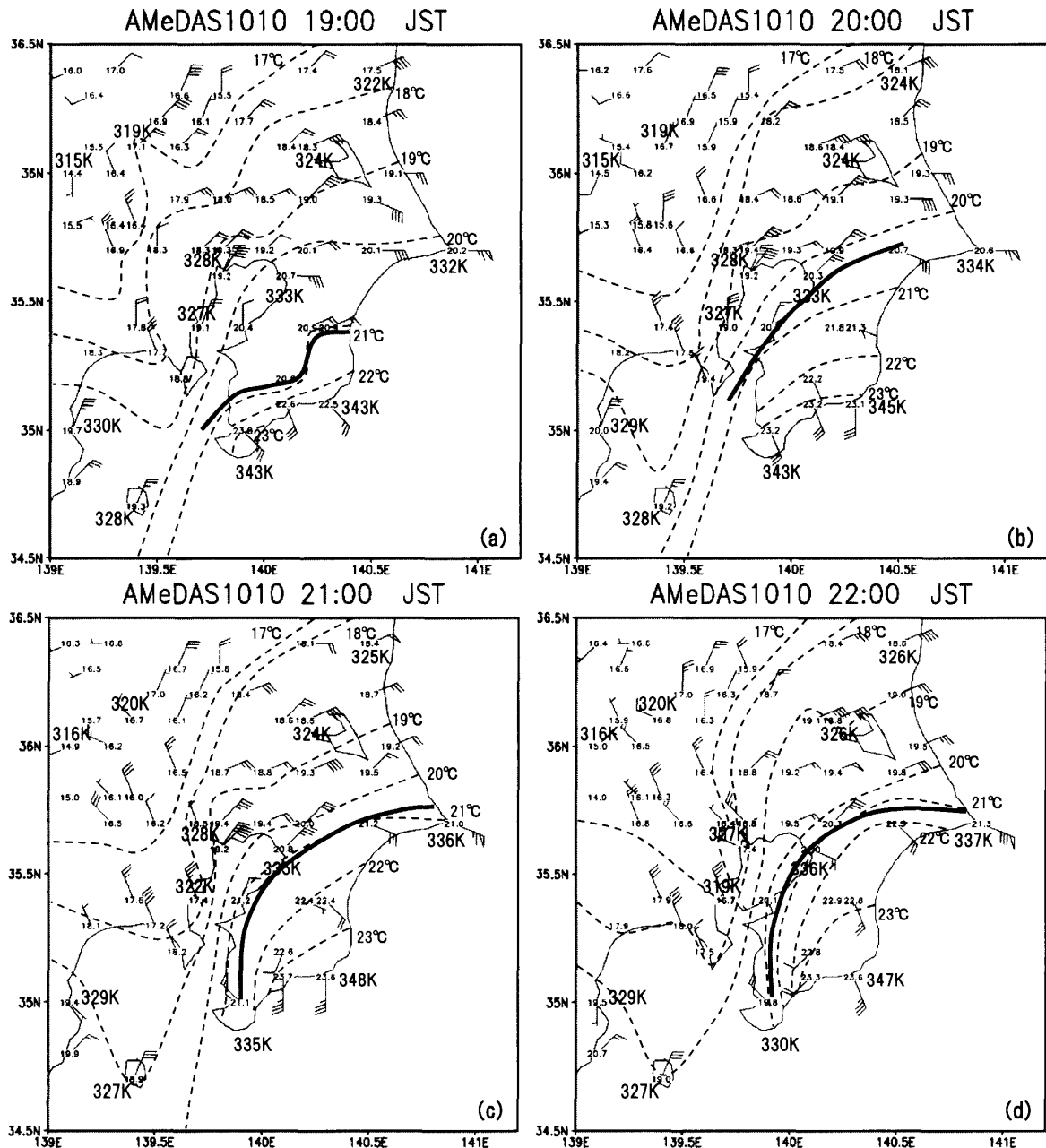
4.1 地上局地解析

豪雨をもたらしたレインバンドの発生・発達期をステージ I（19時～21時）、最盛期をステージ II（21時～22時）として、地上風系、気温場の特徴について述べる。

4.1.1 ステージ I

19時（第7図 a）、関東地方南東部は房総半島の南端を除いて東～北東風となっていた。これは、3.2節でみたオホーツク海高気圧の縁辺に沿って流れ込んだものである。また、関東地方の西部には北～北西風の領域がみられる。これらの2つの風系をみると、気温は東～北東風では $17\sim 20^{\circ}\text{C}$ 、北～北西風では $17\sim 19^{\circ}\text{C}$ となっていた。また、相当温位でみても、東～北東風で325 K 前後、北～北西風で320 K 前後となっており、ほとんど違いがみられない。このことから、2つの風系は同じ気団を起源にするものであり、関東地方北西部にみられる北～北西風は、東から吹き込んできた風が脊梁山脈を越えることができず南下してきたものであると考えられる。関東地方南東部は、寒冷な東～北東風（相当温位325 K 前後）、地形効果による寒冷な北～北西風（相当温位320 K 前後）と暖湿な南～南東風（相当温位340 K 前後）とが収束することで気温の水平勾配が強まっていた。

20時（第7図 b）には、もっとも水平勾配の強いところで $2.9^{\circ}\text{C}/30\text{ km}$ であった。収束線が形成され、気温の水平勾配が強まっていたことは、関東地方南東部に

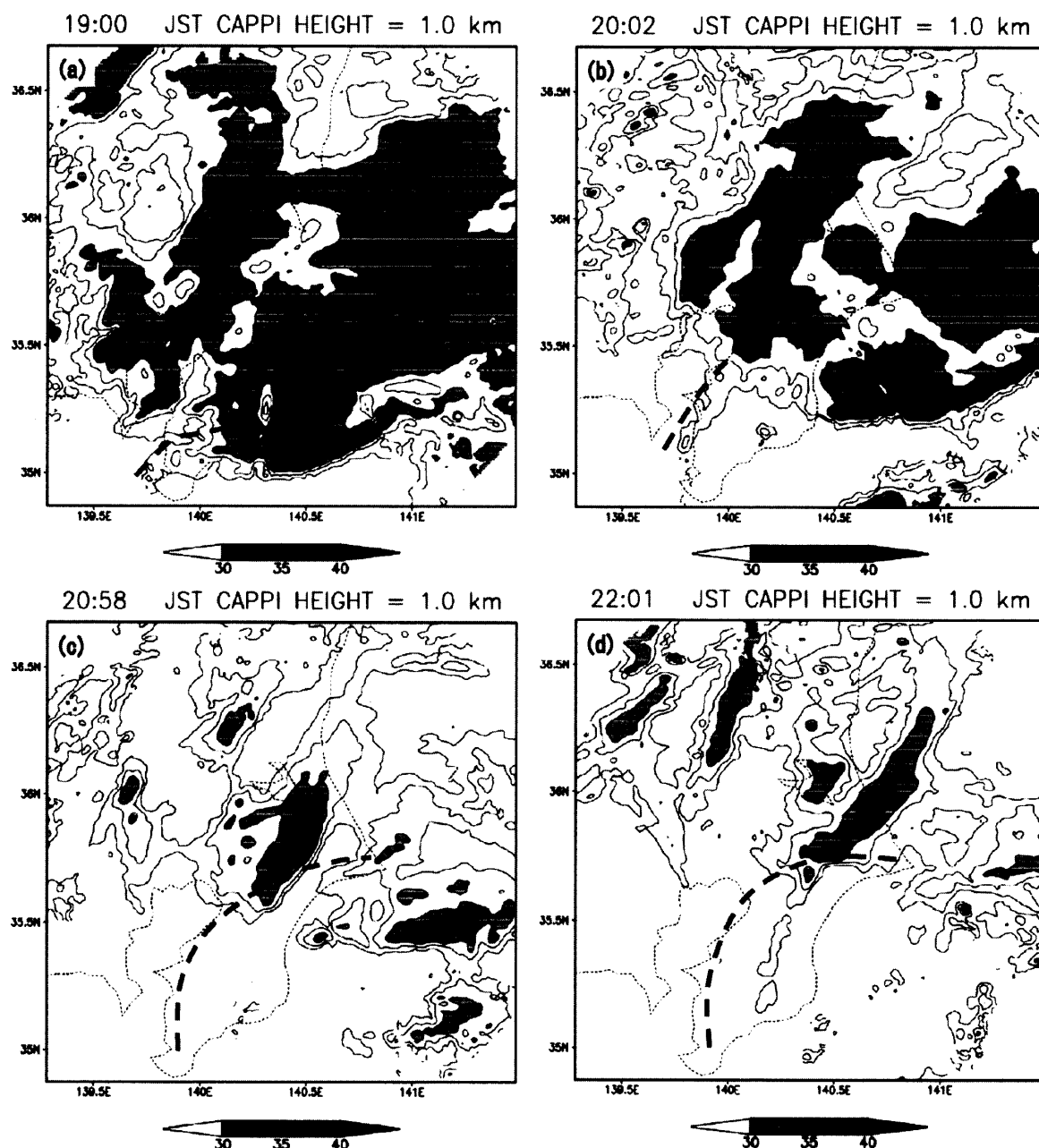


第7図 地上局地解析図. 2001年10月10日, (a) 19時, (b) 20時, (c) 21時, (d) 22時. 鎖線は気温 ($^{\circ}\text{C}$). 短矢羽は 1 m/s , 長矢羽は 2 m/s , ペナントは 10 m/s . 実線は地上に解析された収束線を示す. 数値は相当温位を示す.

沿岸前線が形成されていたことを示している. 関東地方では, 低気圧や台風の接近に伴ってしばしば, 沿岸前線が形成される. Fujibe (1992) によると, 沿岸前線にはその風系によって様々なタイプがある. 本事例は南東風タイプのメソ温暖前線である. 沿岸前線と地上天気図 (第4図 a) に解析されている温暖前線との関係は, 「沿岸前線は地形効果によって温暖前線が局地的に強化されたもの」と考える. 沿岸前線に伴う多降水域はその内陸側に存在することが多く, 本事例でも沿岸

前線の内陸側に多降水域が存在していた.

19時から21時にかけて, 房総半島の南端では南風が, 太平洋側では南東風が強くなった. 相当温位をみると, 19時から21時までに, 勝浦では 343 K から 348 K に, 銚子では 332 K から 336 K に上昇した (第7図 a および c). このことから, 関東地方南東部では低気圧の接近に伴って南～南東風が強まり, 相当温位 340 K 前後の暖湿な空気が流入していたことがわかる. この高相当温位の空気と相当温位 325 K 前後の東～北東風との境



第8図 成田ドップラーレーダーから得られた高度1.0 kmの反射強度。2001年10月10日、(a) 19時00分、(b) 20時02分、(c) 20時58分、(d) 22時01分。等値線は20 dBZから5 dBZ間隔、30 dBZ以上に陰影。海岸線を点線で示す。太破線は地上局地解析から得られた収束線を示す。

界には、収束線が解析できる。GMS 赤外画像(第6図)をみると、豪雨をもたらした活発なメソ対流系はこの収束線上で発生したことがわかる。

4.1.2 ステージII

収束線は南～南東風が強まるにつれて北側に移動していき、21時(第7図c)には房総半島に沿って位置していた。南～南東風は非常に強く、銚子では南東風で13 m/sであった。21時から22時までのあいだ、銚子の風向は南東のままであり、風速は16 m/sと強くなって

いた。また、相当温位が336 Kから337 Kに上昇したことから、暖湿な南東風の流入が持続したことがわかる。そのため、房総半島上では気温の水平勾配がさらに強くなり、22時(第7図d)にはもっとも水平勾配が強いところで3.5°C/30 kmとなっていた。暖湿な南～南東風が流入し続けることで沿岸前線が強化されていた。

21時から22時にかけて、収束線の位置はほとんど移動せず、房総半島に沿って位置していた。佐原、鹿嶋で豪雨をもたらしたレインバンドは収束線に沿って形

成されていたため、レインバンドの位置もほとんど移動しなかった。そのため、佐原、鹿嶋ではレインバンドが停滞し、1時間に72 mm, 69 mm の降水をもたらしたのである。収束線の位置がほとんど変化しなかったため、レインバンドを構成する対流セルが同じ場所で発生し続けたことが、レインバンドの停滞した原因のひとつであると考えられる。

22時以降、低気圧の通過に伴い、関東地方南東部への暖湿な南～南東風の流入はなくなった。このため、関東地方南東部に沿岸前線はみられなくなった。それにあわせて、レインバンドは弱まりながら鹿島灘へとぬけていき、豪雨は解消した。

4.2 レインバンドの構造

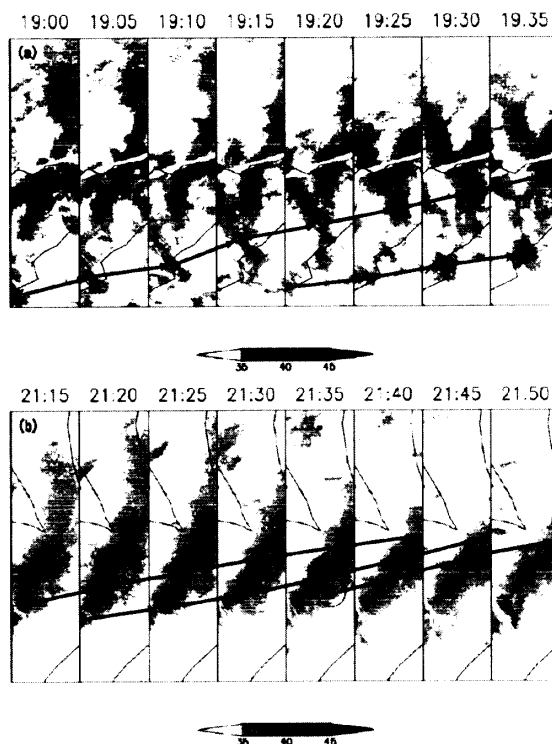
4.2.1 反射強度にみられる特徴

第8図は、成田のドップラーレーダーの観測から得られた高度1.0 km の反射強度である。このレインバンド内には、周囲より一段と反射強度の強い領域がみられる(反射強度35 dBZ 以上)。この領域は対流セルに対応しており、このことから、このレインバンドは複数の対流セルからなるマルチセル構造をしていたことがわかる。また、レインバンドを構成する対流セルは沿岸前線上で発生していた。以上の2点は、解析期間を通じてみられた特徴である。

19時00分(第8図a)、関東地方南東部は全域で降水がみられる。東京湾から霞ヶ浦の西には、反射強度30 dBZ 以上の南北に延びるレインバンドが形成されていた。レインバンドの南端では対流セルが繰り返し発生し、北側へと移動していた(第9図a)。この構造はバックビルディング型に分類できる。また、第8図aに戻ると、房総半島の太平洋側には反射強度30 dBZ 以上の降水域が広がっていた。この降水域がかかっていた房総半島の太平洋側では、18時から19時までの1時間に30 mm 前後の降水があった。この降水域は時間の経過とともに太平洋上にぬけていき、弱まっていった。GMS 赤外面像から、佐原、鹿嶋に豪雨をもたらした降水システムと太平洋側の降水システムは別のものであったことがわかる(第6図参照)。

レインバンドは時間の経過とともに東に移動していき、20時02分(第8図b)には、その南端が千葉県千葉付近に達した。南北に延びる形態はほとんど変化することなく、南端では対流セルが発生していた。この時点でバンドの南端は収束線上にあった。

20時以降、レインバンドは北東方向へ12 m/s で移動していった。20時58分(第8図c)には南南西から北北

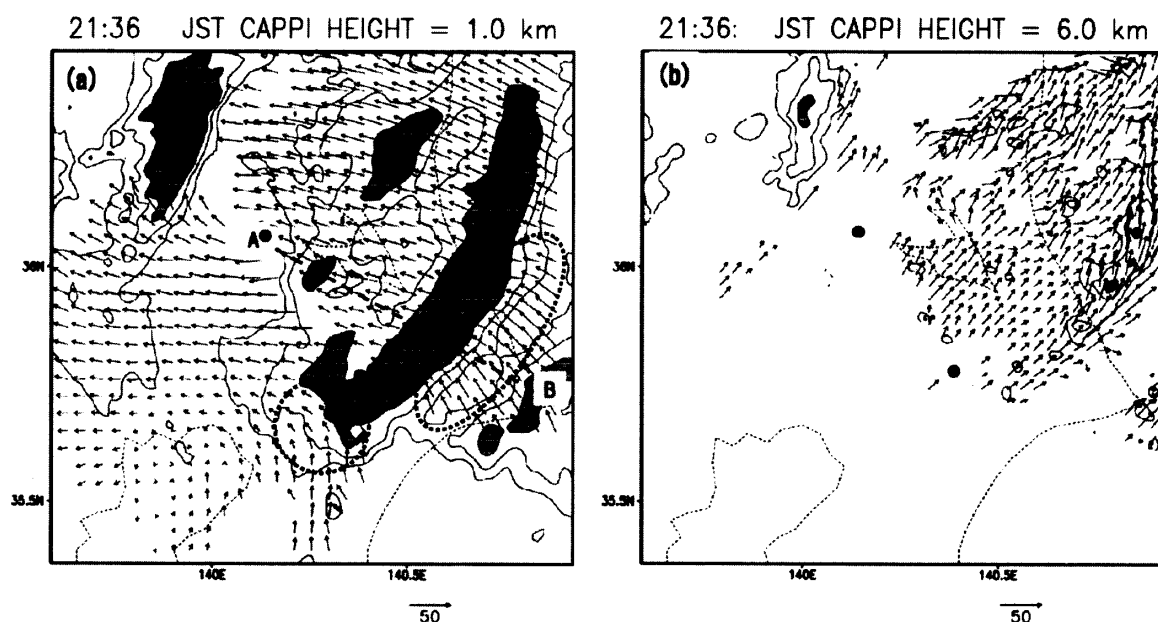


第9図 成田ドップラーレーダーから得られた仰角0.7°の反射強度。2001年10月10日、(a) 19時00分から5分間隔、(b) 21時15分から5分間隔。35 dBZ 以上に陰影。矢印は対流セルの移動を示す。

東に延びる形態となっていた。その後、レインバンドは走向の方向に伸長しながら佐原、鹿嶋に停滞した。この時間帯にはレインバンドの南端だけでなく、南東側の側面においても対流セルが発生していた。このセルの移動にはレインバンドの北西側に向かう成分があった(第9図b)。22時01分(第8図d)には南西から北東に延びる形態になっていたが、その南西端の位置はほとんど移動していなかった。これは、4.1節でみた地上の収束線の位置とほぼ一致している。レインバンドの南西端は地上の収束線から大きく離れていなかった。このため、収束線上で発生した対流セルはレインバンドに沿って北東へ次々と移動していき、佐原、鹿嶋で降水をもたらしたのである。対流セルが同じ場所で発生し続けたことがレインバンドの停滞の原因のひとつである。

4.2.2 最盛期の水平構造

第10図は、鹿嶋での10分間降水量が18.5 mm であったレインバンドの最盛期にあたる、21時36分の高度1.0 km と6.0 km の反射強度とデュアル解析から得られた水平風である。



第10図 デュアル解析から得られた高度 (a) 1.0 km, (b) 6.0 km の水平風と反射強度. 2001年10月10日 21時36分. ベクトルは風向風速 (m/s). 等値線は20 dBZ から 5 dBZ 間隔, 30 dBZ 以上に陰影. 海岸線を点線で示す. 黒丸は解析に用いたドップラーレーダーの位置を示す.

高度1.0 km (第10図 a) では, 反射強度30 dBZ 以上のレインバンドは南西から北東へ延びる形態であった. 水平風をみると, レインバンドの南西端で南風と東南東風, 南東側の側面では東風と南東風の収束がみられる (点線で囲んだ領域). これらの収束の位置は, 4.1節の地上局地解析でみた地上の収束線の位置とほぼ一致している. 収束線上で発生した対流セルが発達しながら中層風で流され, ライン状に並ぶことでレインバンドが形成された (第9図b参照). 南～南東からの相当温位340 K 前後の空気と東～北東からの相当温位325 K 前後の空気が収束し, 暖湿な空気が上昇することで対流が維持された. 図には示さないが, 収束は高度1.5 km まで確認することができた. 一方, 高度2.0 km 以上では収束はみられず, これらの収束は下層に限られたものであった. レインバンドの先端だけでなく, その側面でも収束があったことから, このレインバンドは瀬古 (2001) の主張するバックアンドサイドビルディング型の構造をしていたことがわかる. また, 収束がレインバンドの南東側の側面で起こっていたことは, 降水によって下層 inflow が妨げられなかったことを示している. そのため, 高相当温位の空気の供給が持続し, 側面においても対流セルが発生, 強化されることとなり, レインバンドは維持された. また, 最盛期において下層での収束位置がレインバンドから大きく離れていなかったこともレインバンドが維持され

た原因のひとつである. これらのことについては考察で議論する.

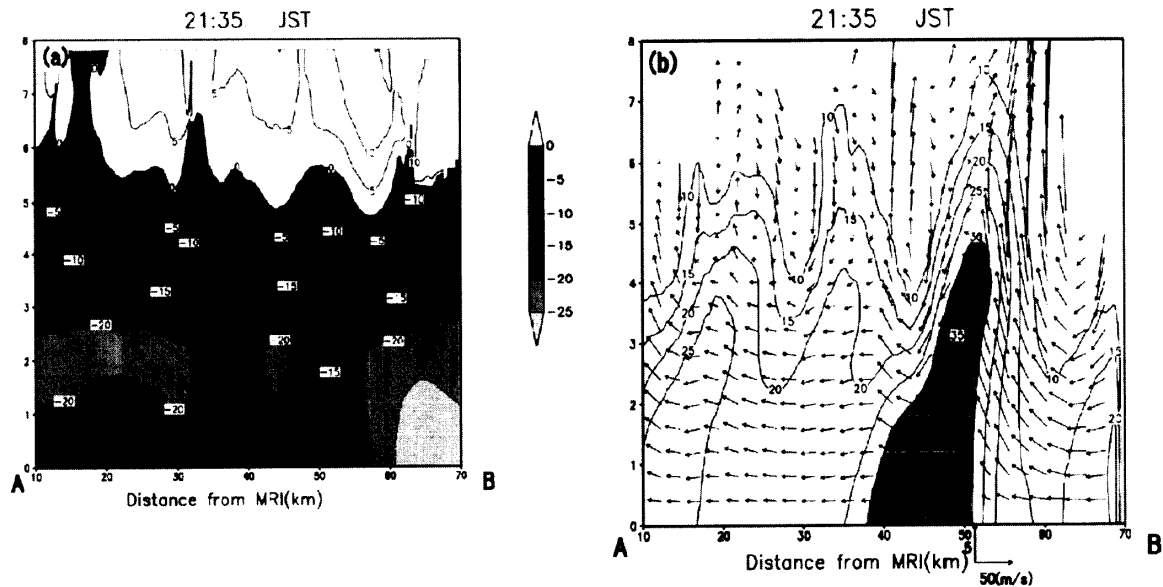
高度が上がるにしたがって風向は時計まわりに変化していき, 高度6.0 km (第10図 b) では南西風となっていた. レインバンドの上空では明瞭な発散がみられる. このように下層での収束と上層での発散があったことから, レインバンド内には活発な鉛直方向の循環があったことがわかる.

4.2.3 最盛期の鉛直構造

このレインバンドは, 21時から22時のあいだ走向に沿ってほぼ様な降水分布を示していた. これは, 走向に沿って様な循環が内部に存在していたことを示唆している. そこで, 走向に沿う成分が様であったと仮定し, 走向に直交する鉛直断面内の気流構造を解析する.

「ドップラー速度」は, 降水粒子の速度のレーダーからの視線方向の成分である. レーダーから遠ざかるときを正と定義している. レーダービームが水平に近いときは水平速度とみなせる. 第11図は, 気象研究所のドップラーレーダーから方位角120°の鉛直断面である. 第10図 a の線分 AB に沿った断面で, レインバンドの走向とほぼ直交している. 説明のために断面に沿う方向を x 軸, 鉛直方向を z 軸とする.

第11図 a は, この鉛直断面内のドップラー速度の分布である. 下層 $z=5.0$ km 以下では南東 (B) 側から



第11図 第10図(a)の線分ABに沿う鉛直断面図。2001年10月10日21時35分。(a)ドップラー速度の分布。等値線は5 m/s 間隔、負領域に陰影。(b)反射強度と断面内の風ベクトル。等値線は10 dBZ から5 dBZ 間隔、30 dBZ 以上に陰影。ドップラー速度と反射強度は気象研のドップラーレーダーで観測。風ベクトルは、成田と気象研のドップラーレーダーデータからデュアル解析で求めた。

北西(A)側への流れ(負領域)、その上空では北西(A)側から南東(B)側への流れ(正領域)となっている。 $x=60\sim70$ km, $z=1.5$ km 以下には、25 m/s 以上のレインバンドに向かう強い流入がみられる。 $x=50\sim60$ km, $z=1.5$ km 以下には、ドップラー速度が25 m/s から15 m/s 以下まで急激に減速されている領域がある。この領域では、4.2.2節でみた南～南東からの暖湿な下層 inflow と東～北東からの寒冷な空気とが収束していた。この収束によって暖湿な下層 inflow は上空に押し上げられ、対流が維持されたのである。この収束が下層 $z=1.5$ km 以下に限られていたことは、4.2.2節のデュアル解析の結果とも一致している。また、 $x=45$ km, $z=2.0$ km では x の負の方向に加速されている領域がある。これらの減速、加速は、レインバンドを構成している対流セルからの発散流によると考えられる。 $x=60$ km 付近, $z=5.0$ km よりも上空では発散しており、これは対流セルの頂上付近の吹き出しに対応している。

第11図 b は、同じ鉛直断面内の反射強度と風の分布である。 $x=40\sim50$ km には、レインバンドに対応する反射強度30 dBZ 以上の領域がみられる。降水域は上空ほど南東(B)側に傾いている。また、レインバンドの側面($x=50\sim60$ km)には上昇域がみられる。上昇流は $z=3.0\sim4.0$ km でもっとも強く、8 m/s であった。 $z=3.0$ km よりも上空では上昇域と降水域とが重なっ

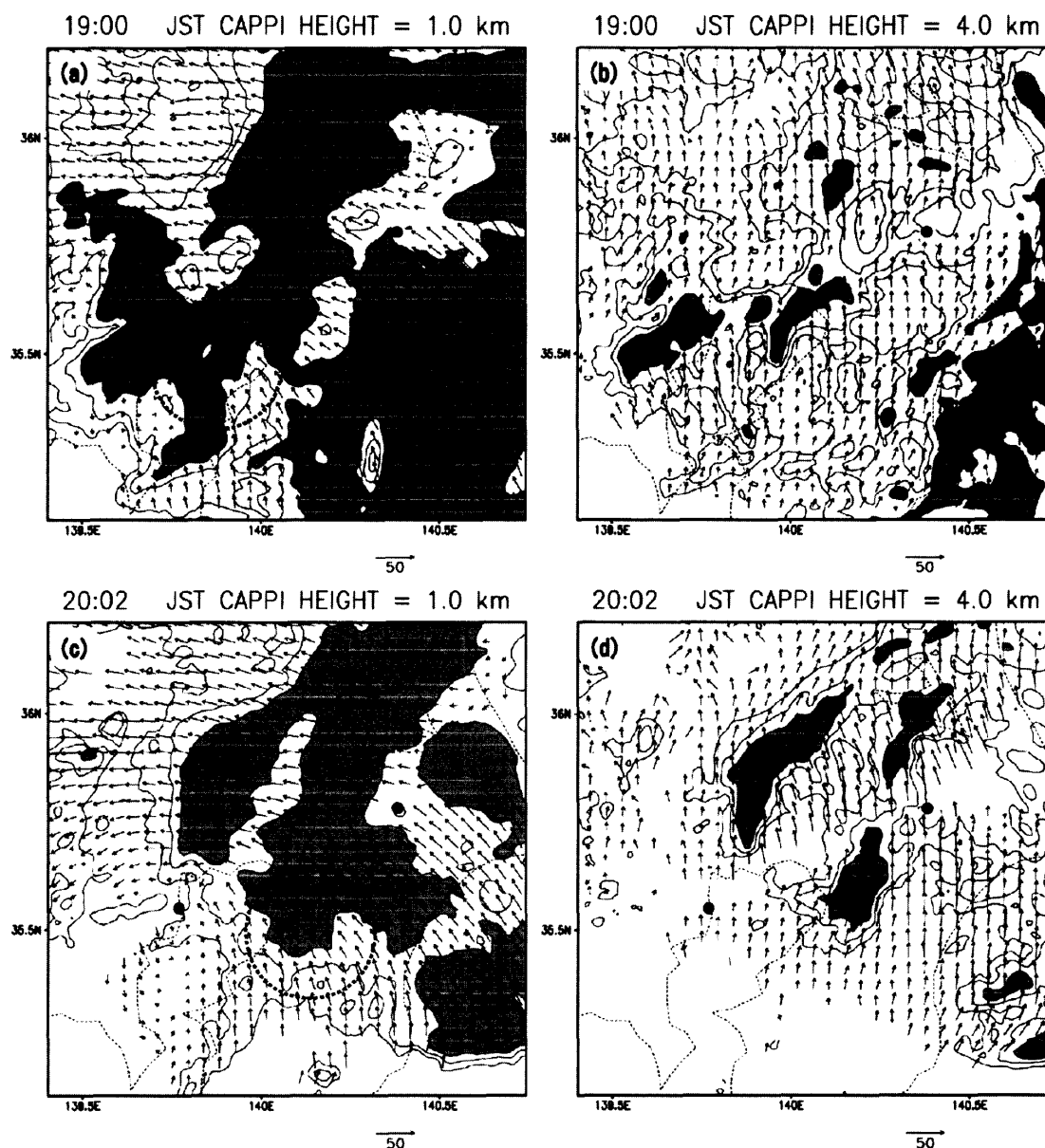
ている。このことから、降水粒子が雲粒を捕捉、あるいは併合することによって成長しやすい構造になっていたことがわかる。上昇流がレインバンドの側面で起こっていたことは、降水が下層 inflow の風下側で降っていたことを示しており、南～南東側からの高相当温位の空気の供給が妨げられなかった。また、レインバンドの $z=2.0$ km よりも下層では2 m/s 以下の下降流がみられる。上層の上昇流と下層の下降流の組み合わせは成熟期にある対流雲内の典型的な鉛直パターンであるが、対流雲では長続きしない。このレインバンドは、このパターンが長時間持続した点が特徴である。

5. 考察

5.1 環境の風とレインバンドの関係

瀬古(2001)によると、環境風とレインバンドの構造には密接な関係がある。そこで、下層風、中層風と降水域との関係をみることで、発生・発達期と最盛期のレインバンドの内部構造を比較する。その結果をもとに、21時から22時までの1時間降水量がきわだって多かった原因について考える。

第12図は、高度1.0 km と高度4.0 km における反射強度とデュアル解析から得られた水平風である。19時00分、下層の高度1.0 km (第12図 a) でみると、東京湾から霞ヶ浦の西には南北に延びるレインバンドが形成されていた。水平風の分布をみると、レインバンド

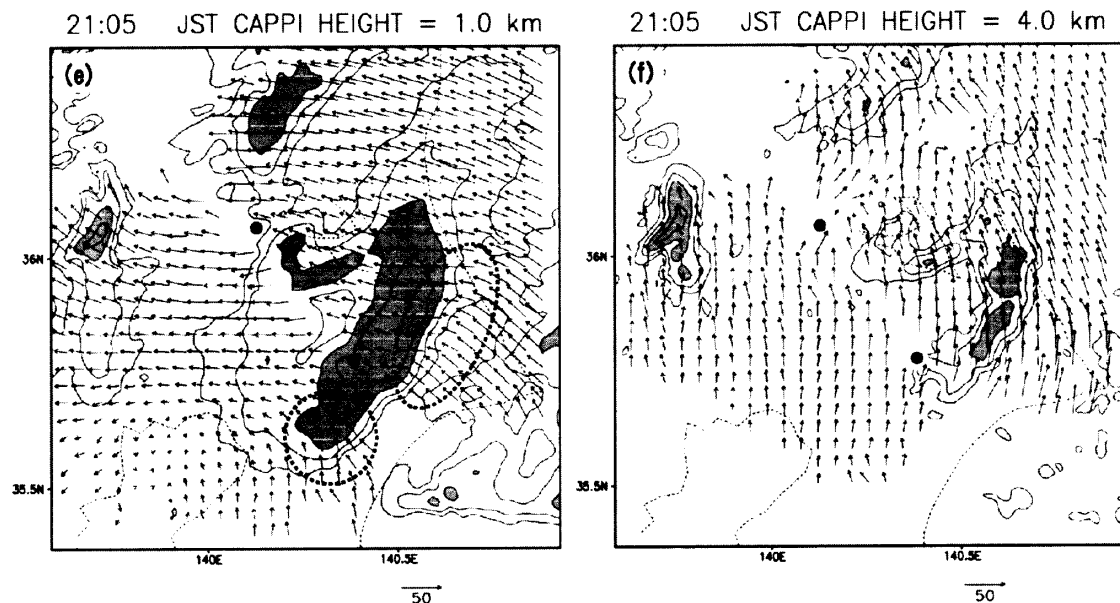


第12図 デュアル解析から得られた高度1.0 km と4.0 km の水平風と反射強度. 2001年10月10日, (a) (b) 19時00分, (c) (d) 20時02分, (e) (f) 21時05分. ベクトルは風向風速 (m/s). 等値線は20 dBZ から 5 dBZ 間隔, 30 dBZ 以上に陰影. 海岸線を点線で示す. 黒丸は解析に用いたドップラーレーダーの位置を示す.

の南端には南風と南東風との収束がみられる (点線で囲んだ領域). 水平風から計算した発散の分布をみると (第13図 a), レインバンドの南端に周囲より収束の強い領域がみられる. この収束によって, レインバンドの南端では対流セルが繰り返し発生していた. 高度4.0 km (第12図 b) では, レインバンドが位置していた領域では南風となっていた. 南端で発生した対流セルが成長しながら南風で流されて北側に移動することで, レインバンドは維持された (第9図 a 参照). 下層 in-flow と中層風が同じ風向の場合, 既存の対流セルが発

散流を生じさせながら中層風によって風下に移動するため, 風上に新たな対流セルが発生する. このため, バックビルディング型のレインバンドが形成されるのである (瀬古, 2001).

この後, レインバンドは東へと移動していった. 20時02分 (第12図 c) には, その南端が千葉県千葉付近に達した. レインバンドの南端では南風と南東風の収束がみられる (点線で囲んだ領域). 発散の分布 (第13図 b) をみると, 19時と同様にレインバンドの南端に収束の強い領域がみられる. また, 高度4.0 km (第12図 d)



第12図 (続き).

では南風であったことから、この時間もレインバンドはバックビルディング型の構造をしていた。

その後、レインバンドは北東へと移動していった。レインバンドの南端での収束は、この後の時間も持続していた。20時30分頃からは、房総半島の太平洋側からの南東風の強まりとともに、レインバンドの南東側の側面でも収束がみられるようになった(図略)。21時05分(第12図 e)には、南端で南風と南東風、南東側の側面で南東風と東風の収束がみられる(点線で囲んだ領域)。発散の分布(第13図 c)をみると、レインバンドの南端だけでなく、南東側の側面においても収束の強い領域がみられる。また、高度4.0 km(第12図 f)ではレインバンドが位置していた領域では南風となっていた。南東風の下層 inflow と南風の中層風は交差角が $\sim 60^\circ$ である。瀬古(2001)によると、下層風と中層風が直交する場合、レインバンドの先端では既存の対流セルの発散流と下層 inflow が収束して新しい対流セルを発生させ、発生した対流セルは中層風により風下に移動する。移動する対流セルは発散流を生じさせ、下層 inflow との収束によってレインバンドの側面でも対流セルを発生、強化する(第9図 b 参照)。このため、バックアンドサイドビルディング型のレインバンドが形成される。今回の事例も下層風と中層風の交差角が大きかったため、同様の機構が働いたと考えられる。

4.2.2節でみたように、最盛期の21時36分にはレインバンドの南東側側面で東風と南東風の収束がみられる

(第10図 a)。発散の分布(第13図 d)をみると、レインバンドの南東側側面に収束の強い領域がみられる。この収束によって対流セルが発生、強化されたのである。つまり、最盛期のレインバンドはバックアンドサイドビルディング型の構造をしていた。

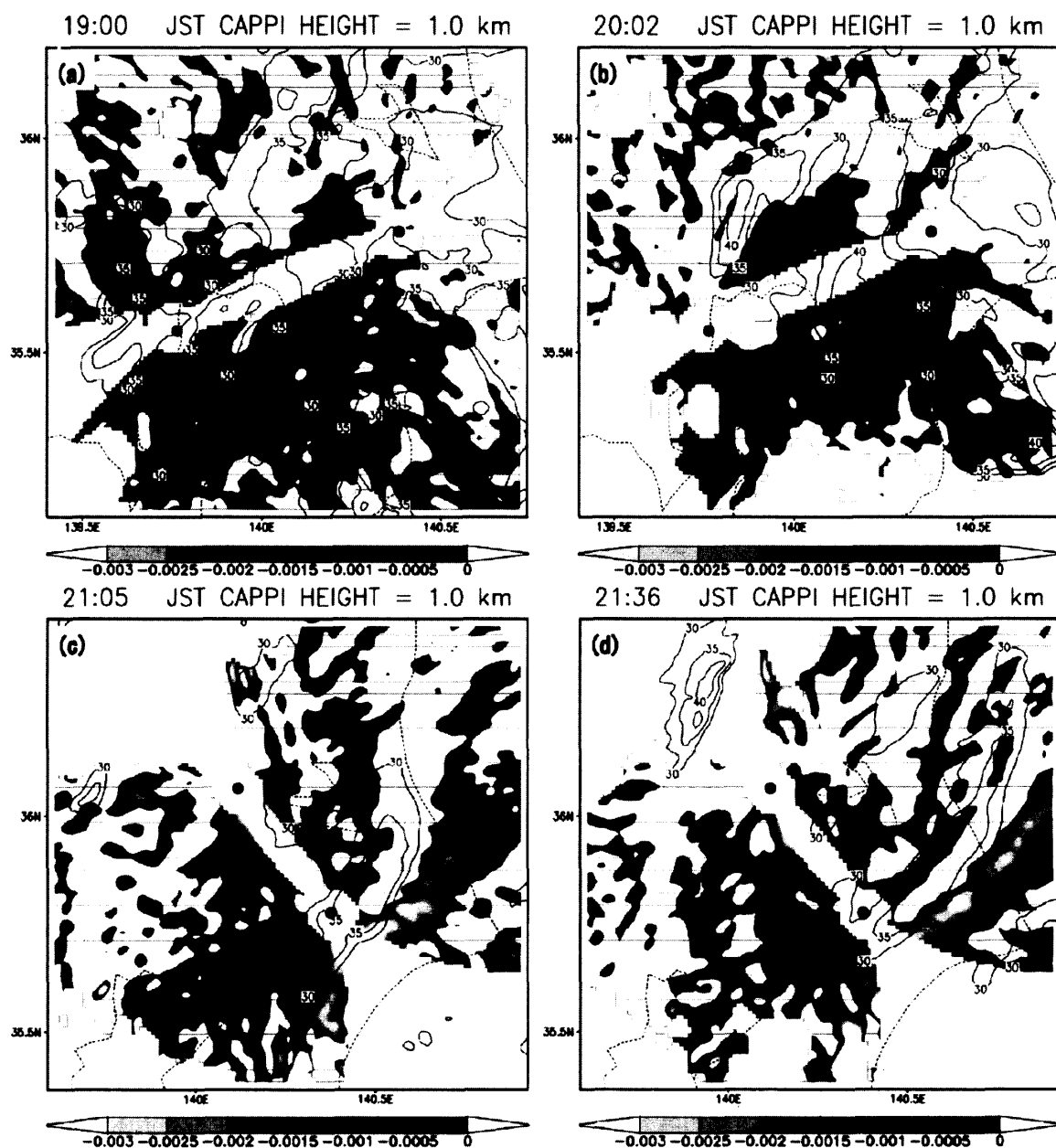
以上のことから、レインバンドは発生・発達期においてはバックビルディング型の構造であった。その後、低気圧の移動に伴って南東からの下層 inflow が強まり、中層風との交差角が大きくなることでバックアンドサイドビルディング型の構造に変化したのである。

バックビルディング型では、中層風が降水域を通して、雨滴を蒸発させて降水量を減少させるのに対して、バックアンドサイドビルディング型では、中層風が降水帯にあまり入り込まないため、降水量の減少は小さいという結果が数値実験から得られている(瀬古, 2001)。発生・発達期と最盛期の1時間降水量の差には、環境場の可降水量、下層の水蒸気の流入、レインバンドの移動が大きく関係しているはずなので、この差が「レインバンドの構造による」と結論づけることはできないが、部分的に寄与した可能性はある。

5.2 レインバンドの停滞

本事例のレインバンドは、21時から22時のあいだ佐原、鹿嶋付近にほぼ停滞していた。この停滞のメカニズムについて考える。

5.1節で示したように、レインバンドがバックビルディング型やバックアンドサイドビルディング型の維



第13図 第12図の水平風の分布から計算した高度1.0 kmの発散の分布と反射強度。2001年10月10日, (a) 19時00分, (b) 20時02分, (c) 21時05分, (d) 21時36分。等値線は30 dBZ から 5 dBZ 間隔, 発散の負領域に陰影。海岸線を点線で示す。黒丸は解析に用いたドップラーレーダーの位置を示す。

持機構を持つことでレインバンドが停滞しやすくなる。これらの維持機構は、対流セルが風上で繰り返し発生し、発散流を生じさせながら風下へ移動することで新しい対流セルが風上に発生するメカニズムである。しかし、これだけのメカニズムではレインバンドが停滞することは説明できない。すなわち、対流セルが風上で発生したとしても、発生する位置によってはレインバンドも風下へ移動してしまうのである。したがって、レインバンドが停滞するためには下層の収束の位置が移動しないことが必要である。また、下層の

収束とレインバンドが大きく離れてしまうと新たな対流セルの発生が難しくなることから、レインバンドが持続するためには収束線がレインバンドから大きく離れないことも必要である。本事例においては、4.1節でみたように21時から22時のあいだ地上の収束線の位置はほとんど変化していなかった。また、4.2節のドップラーレーダーの解析から、収束はレインバンドのすぐ側面で起こっており、降水によって下層 inflow が妨げられることなく収束が持続していた。このことから、上述の条件を満たしていたことがわかる。

それでは、下層の収束の位置がほとんど移動しなかった原因は何であろうか。Kato and Goda (2001) は、1998年の新潟豪雨の数値シミュレーションを行うことで以下のことを示唆した。それは、対流活動がある程度以上活発になり、対流セルの上昇流がある程度以上大きくなると、その上昇流に伴う下層収束が強まり、メソ対流系自体が平衡状態をつくることにより下層での風の収束線を停滞させるということである。新潟豪雨に比べると本事例では沿岸前線に沿って顕著な収束がみられた。この収束位置の停滞を以下に検討する。

収束線は、寒冷な東～北東風と暖湿な南～南東風が収束することで沿岸前線上に形成された。これを重力流の構造に当てはめると、小倉 (1997) によると、寒冷な静止流体の厚さを h 、密度を $\rho + \Delta\rho$ 、暖湿流の流速を c 、厚さを H 、密度を ρ とすると以下の関係が成り立つ。

$$c^2 = gh \frac{\Delta\rho}{\rho} \left(2 \left(\frac{H-h}{H} \right)^2 \right) \quad (1)$$

今、収束線が停滞していると仮定して (1) 式が成り立つ暖湿流の流速 c を計算する。収束線にほぼ直交する断面(図略)をみると、寒冷な静止流体の厚さは1500 m、暖湿流の厚さは3000 m である。また、静止流体の密度を寒気側に位置していた館野の地上データから、暖湿流の密度を暖気側に位置していた勝浦のアメダスデータから計算する。すると、館野での密度は1.211 kg/m³、勝浦での密度は1.186 kg/m³となる。これらの値を式 (1) の右辺に代入して計算すると、 $c=12.4$ m/s となる。観測から求まる暖湿流の水平風速は最大で20 m/s 程度である。この値は、収束線が停滞すると仮定して計算した暖湿流の流速 $c=12.4$ m/s とは若干の誤差がある。しかし、収束線が直線的でないため2次元性を仮定することが困難であることと、暖湿流の鉛直断面内の成分に鉛直シアがあることを考えると誤差が生じるのは避けられない。以上の結果から、寒冷な空気と暖湿な空気の間での圧力差と暖湿流による動圧がほぼつり合っていたため、収束線が停滞したと考えられる。

5.3 佐原豪雨との比較

今回の事例は、1999年に同じ関東地方南東部で発生した佐原豪雨 (金井, 2002) と類似していた。佐原豪雨は、1999年10月27日に発達中の低気圧の通過に伴っ

て発生した。佐原では、総降水量299 mm、最大1時間降水量153 mm を記録した。この豪雨は、関東地方に形成された沿岸前線上に形成されたレインバンドによってもたらされた。このレインバンドは複数の対流セルからなるマルチセル構造をしていた。また、先端で対流セルを発生させるとともに、その側面においても対流セルを発生させる構造をしていたことから、バックアンドサイドビルディング型であった。

本事例と佐原豪雨では上述のような類似点があったにも関わらず、最大1時間降水量に2倍以上のひらきがある。その原因について考察する。どちらの事例も関東地方には沿岸前線が形成されていた。沿岸前線の温度勾配は、本事例では3.5°C/30 km、佐原豪雨では7.0°C/30 km であった。また、銚子での相当温位は、本事例で337 K、佐原豪雨で335 K、風向風速は、本事例で南東風13 m/s、佐原豪雨で南東風22 m/s であった。相当温位はほとんど同じであるが、風速は佐原豪雨が今回の事例の約2倍となっている。以上の比較から、佐原豪雨では本事例に比べ南東からの高相当温位の空気の流入量が多く、気温の水平勾配が強かったために下層 inflow が上昇しやすい構造になっていたことがわかる。同じような状況であったにも関わらず、降水量に差がでたひとつの要因は、高相当温位の空気の流入量の差と考えられる。しかしながら、二つの豪雨の差の詳細については数値シミュレーションなどを行い、比較することが必要である。

6. まとめ

2001年10月10日、低気圧の通過に伴って関東地方南東部で豪雨が発生した。千葉県佐原では、21時から22時までの1時間に72 mm の降水を記録した。本研究では、気象庁の現業データとドップラーレーダーのデータを解析することで、環境場と豪雨をもたらしたレインバンドの内部構造、維持機構を明らかにした。

関東地方南東部には、低気圧の接近に伴って南～南東から相当温位340 K の暖湿な空気が流入していた。また、オホーツク海高気圧の縁辺に沿って東～北東から相当温位325 K の寒冷な空気が流入していた。関東地方南東部では気温の水平勾配が強まり、沿岸前線が形成された。沿岸前線は明瞭な収束を伴っており、収束線上では活発な対流セルが繰り返し発生していた。これらの対流セルがライン状に並ぶことでレインバンドが形成された。ドップラーレーダーを用いた詳しい解析によると、最盛期のレインバンドはバックアンド

サイドビルディング型の構造をしていた。先端だけではなく、その側面でも対流セルが発生、発達していた。下層収束の位置がほとんど移動せず、しかも、その収束線からレインバンドが大きく離れなかったため、レインバンドは停滞性と持続性が強かった。また、側面の下層 inflow が降水によって妨げられなかったことから、高相当温位の空気が連続的に供給された。

21時から22時までの1時間降水量がきわだって多かった原因を調べるため、環境風とレインバンドの構造との対応を調べた。その結果、本事例では、19時から20時のあいだバックビルディング型の構造をしていたレインバンドがその後、南東からの下層 inflow が強まることでレインバンドの南東側側面においても収束域が形成され、バックアンドサイドビルディング型へと構造が変化したことがわかった。下層収束の位置が移動しなかったことは、レインバンドが停滞した原因のひとつである。また、下層収束の位置が移動しなかったのは、寒冷な空気と暖湿な空気間の圧力差と暖湿流による動圧がほぼつり合っていたためであることが示唆された。佐原豪雨との比較からは、同じような環境場で組織化されたレインバンドにおいて、高相当温位の空気の流入量、気温の水平勾配がレインバンドの強さに関係していることが示唆された。

本事例において、21時から22時までの1時間降水量がきわだって多く、佐原、鹿嶋に集中した原因は以下の通りである。

- ・南～南東からの暖湿な空気と東～北東からの寒冷な空気とのあいだで沿岸前線が形成された。
- ・レインバンドの構造がバックビルディング型からバックアンドサイドビルディング型へとかわった。
- ・レインバンドはバックアンドサイドビルディング型の構造をしており、降水によって妨げられることなく高相当温位の空気を供給されることで、側面でも対流セルが発生、強化された。
- ・下層の収束線の位置がほとんど移動せず、レインバンドも収束線から大きく離れなかったため、停滞性と持続性が強かった。

近年、非静力学モデルを用いた事例解析からレインバンドの構造や維持機構が調べられている。しかし、事例によってはうまく再現できないことがある。レインバンドはその構造が複雑であり、発生、発達のメカニズムや維持機構に関しては完全には理解できていない。モデルによる再現性を高めるためにも、現象を観

測し、解析することは必要である。観測的研究、数値的研究が互いを補いながら研究をすすめていくことが大切である。

謝 辞

本研究を行うにあたり、東京管区气象台、気象研究所からドップラーレーダーデータをはじめ、多くのデータを頂きました。東京大学海洋研究所の金井秀元氏には、修士論文を参考にさせて頂きました。また、気象研究所予報研究部、台風研究部、気象衛星・観測システム研究部の方々には有益なコメントを頂きました。台風研究部（現：文部科学省研究開発局）の田中恵信氏には、ドップラーレーダーデータの解析ツールの使用方法を丁寧に教えて頂きました。予報研究部の瀬古 弘氏には、博士論文を参考にさせて頂き、たくさんのお助言を頂きました。これらの方々に深く感謝します。

最後に、数多くの有益なコメントを下さいました2人の査読者、並びに担当編集委員の方々に感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 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.
- Fujibe, F., 1992: Climatology of mesoscale warm and cold fronts in the Kanto Plain, *Pap. Meteor. Geophys.*, **42**, 157-180.
- 猪川元興, 加藤一靖, 中島 忍, 1980: 1978年4月6日, 「ひまわり」の画像にみられた「にんじん」状雲パターン, *天気*, **27**, 219-224.
- 石原正仁, 田畑 明, 赤枝健治, 横山辰夫, 榊原 均, 1992: ドップラーレーダーによって観測された亜熱帯スコールラインの構造, *天気*, **39**, 727-743.
- Ishihara, M., Y. Fujiyoshi, A. Tabata, H. Sakakibara, K. Akaeda and H. Okamura, 1995: Dual doppler radar analysis of an intense mesoscale rainband generated along the Baiu front in 1988: Its kinematical structure and maintenance process, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 139-163.
- 石原正仁, 2001: ドップラー気象レーダー, *気象研究ノート*, (200), 216pp.
- 金井秀元, 2002: 集中豪雨をもたらす温帯低気圧とそのメソスケール構造に関する研究, 東京大学理学系研究科地球惑星科学専攻修士論文, 73pp.

- 金田幸恵, 坪木和久, 武田喬男, 2002: 東海豪雨のメカニズム—その雨をもたらしたもの—, 天気, **49**, 619–626.
- Kato, T., 1998: Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over Southern Kyushu, Japan on 1 August 1993, J. Meteor. Soc. Japan, **76**, 97–128.
- Kato, T. and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Nigata on 4 August 1998, J. Meteor. Soc. Japan, **79**, 899–924.
- 加藤輝之, 2002: 集中豪雨のモデルと予想—数値実験によるアプローチ—, 天気, **49**, 626–634.
- 小倉義光, 1991: 集中豪雨の解析とメカニズム, 天気, **38**, 275–288.
- 小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 215pp.
- Seko, H., K. Kato, K. Saito, M. Yoshizaki, K. Kusunoki, M. Maki and Members of Tsukuba Area Precipitation Studies, 1999: Analytical and Numerical studies of a quasi-stationary precipitation band observed over the Kanto area associated with Typhoon 9426 (Orchid), J. Meteor. Soc. Japan, **77**, 929–948.
- 瀬古 弘, 2001: 中緯度のメソ β スケール線状降水系の形態と維持機構に関する研究, 東京大学理学研究科地球惑星科学専攻博士論文, 136pp.
- 田中恵信, 鈴木 修, 2000: レーダー解析ソフト“Draft”の開発, 日本気象学会春季大会講演予稿集, 303.
- 渡辺真二, 2002: 東海豪雨の観測と解析, 天気, **49**, 609–619.

Structure and Maintenance Mechanisms of the Rainband Causing Torrential Rain in Sawara and Kashima on 10 October 2001

Hiroshige TSUGUCHI* and Hitoshi SAKAKIBARA**

* (Corresponding Author) Tokushima Local Observatory, 2-3-36 Yamato-chou, Tokushima, Tokushima 770-0864, Japan.

** Meteorological College, (Present affiliation: Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052)

(Received 12 February 2004; Accepted 25 October 2004)
