

## 論 文

中緯度のメソ $\beta$ スケール線状降水系の  
形態と維持機構に関する研究

瀬古弘\*

Study of the shapes and maintenance mechanisms of  
meso- $\beta$  scale line-shaped precipitation systems  
in the middle-latitudes

Hiromu SEKO

## 要 旨

しばしば、梅雨期の集中豪雨などの災害を引き起こすメソ $\beta$ スケールの線状降水帯について、特別観測の観測データや数値モデルを用いて、内部構造や維持機構を明らかにした。これまで報告されてきたスコールライン (SL) 型、バックビルディング (BB) 型の他に、バック アンド サイドビルディング (BSB) 型と呼ぶべき形態があって、それらでは、中層風と下層インフローの風向が、反対向き、同じ向き、ほぼ直交していたことがわかった。また、中層の乾燥化は、降水帯の型を変えないが、中層の気流が降水域を通過する BB 型で最も多く降水量が減少し、中層の気塊が下層の収束を強める SL 型は減少が少ないことがわかった。

## 1. 序論

梅雨期の集中豪雨などの災害は、しばしば線状の降水系によってもたらされる。この線状降水系は 100km ほどの長さを持ち、降水系内で対流セルが次々と生成消滅することにより持続している。この 100km ほどの大きさはメソ $\beta$ スケールと呼ばれている (Orlanski, 1975)。様々なスケールの現象から構成される梅雨期の降水現象 (Ninomiya and Akiyama, 1992) の中で、このメソ $\beta$ スケールの現象がどのような位置づけにあるのかをみてみよう (第 1 図)。梅雨前線が中国大陸から日本に沿ってのび (第 1 図 a)、梅雨前線上には総観規模の低気圧や波長 1000km ほどの低気圧性擾 (じょう) 乱があ

って、その周辺は活発な雲域になっている (第 1 図 b)。この 1000km ほどの擾乱はメソ $\alpha$ スケール低気圧 (あるいは中間規模低気圧) と呼ばれている (第 1 図 c)。個々の擾乱の内部をみると、一般に、雲域の南側に数個の 100km ほどの大きさ (メソ $\beta$ スケール) の強い対流性の降水域があって、その北側には弱い降水域が広がっている (第 1 図 d)。この対流性の強い降水域は、しばしば線状の持続する構造になって、集中豪雨などの災害を引き起こす。さらに、このメソ $\beta$ スケールの降水域は、複数の対流セルから成る 10km ほどのメソ $\gamma$ スケールの積乱雲 (第 1 図 e) で構成されている。

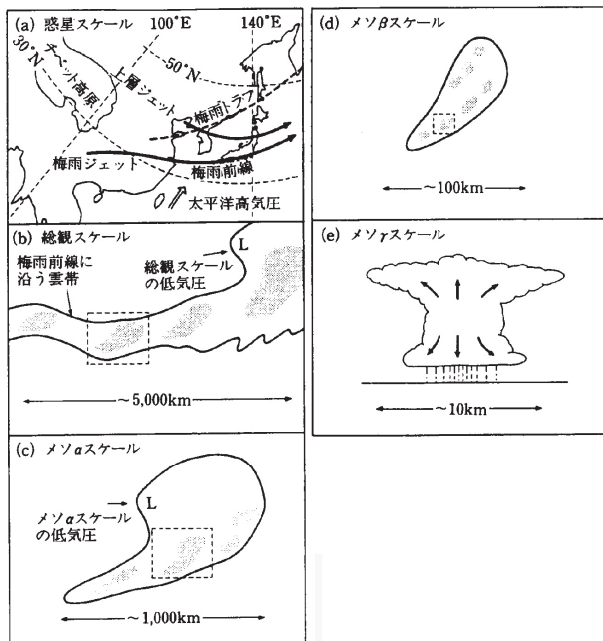
積乱雲を構成する対流セルは、発生期と最盛期、

\* 気象研究所

(2009 年 6 月 1 日受領, 2010 年 4 月 30 日受理)

衰弱期の3つの段階を経て一生を終える(第2図)。対流セルの寿命は通常30分から1時間ほどである。発生期には、下層の収束により地面近くの気塊が上昇して、気塊中の水蒸気が凝結する。そのため、雲の内部は周囲よりも暖かくなって雲が上方にのびていく。対流セルの上部では雲水から雨粒や氷粒子の形成が始まっているが、まだ地上には達していない。最盛期になると、雲頂が対流圏上部に達し、やがて大きく成長した雨粒や氷粒子は上昇流に打ち勝って落下を始める。このとき、周りの空気を一緒に引きずりおろして下降流が始まる。このように最盛期では、対流セルの上部分に上昇流、下部分に下降流があって、上昇流と下降流が共存している。落下する雨粒や氷粒子が不飽和の空気内や気温0度の高度を通過するとき、蒸発や融解をして周りの空気を冷やす。冷やされた空気は重いために下降流が強まり、冷たい下降流は地表にぶつかって発散する気流を形成する。衰弱期に入ると、下層の気塊を対流セルに供給する下層の上昇流がなくなるため、対流セル内は弱い下降流になって、残っていた雨粒が弱い降水として降る。

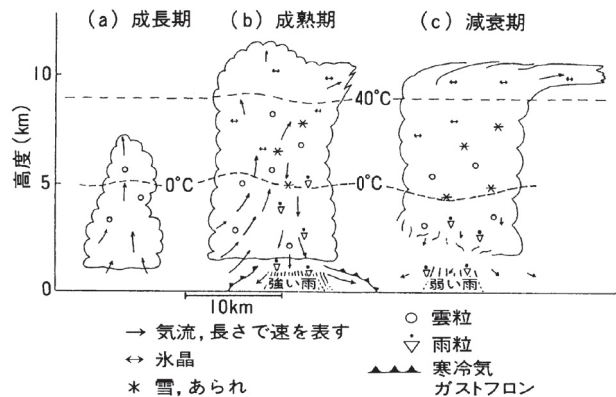
以上の対流セルの時間変化は、対流セルを取り巻く水平風の鉛直シアが弱いときの様子である。対流



第1図 梅雨期の降水現象の階層構造 (小倉, 1997より引用).

セルを取り巻く水平風が鉛直シアを持つときには、上に述べた対流セルの一生とは異なり、既存の対流セルが次々と新しい対流セルを発生させることができる。第3図は“新しい対流セルが発生するメカニズム”の模式図である。簡単のために、対流セルや水平風を二次元でとらえ、高度が増すにしたがって風速が大きくなるような西風の鉛直プロファイルを考える。対流セルは中層の強い西風により東に移動する。そのため下層では対流セルに相対的に東風が吹き込むこととなり、この東風と先に述べた発散する気流が収束する。下層の東風が十分に暖かくて湿っているときには、収束して上昇した東風の気塊内の水蒸気が凝結し、容易に新しい対流を発生させることができる。新しい対流セルが発達した位置が下層の東風の風上側であるために、風下にある古い対流セルには下層の暖かくて湿った気塊が供給されず、古い対流セルは次第に衰弱を始める。このように水平風や温度、水蒸気の鉛直プロファイルの都合がいいときには、対流セルは新しい対流セルを次々と発生させて自己増殖をし、長時間持続できる構造を持つ(長時間持続する構造を持つことを“組織化”と呼ぶ)。

では、対流セルや水平風を三次元でみた場合にはどうなるか。いくつかの対流セルで構成された降水系を真上からみた模式図で考えてみる(第4図)。降水域から発散する気流が円弧状に広がっている。環境の中層風が西風で、暖かく湿った下層風(以後、下層インフローと呼ぶ)が南風と東風の2通りの場



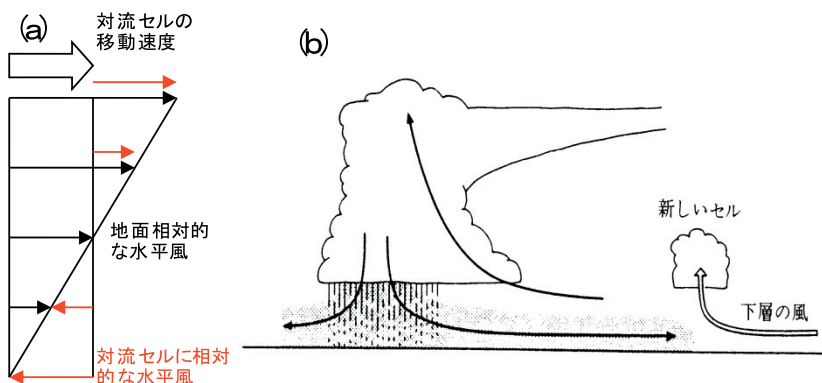
第2図 環境の風の弱いときの孤立した対流セルの一生 (小倉, 1999より引用).



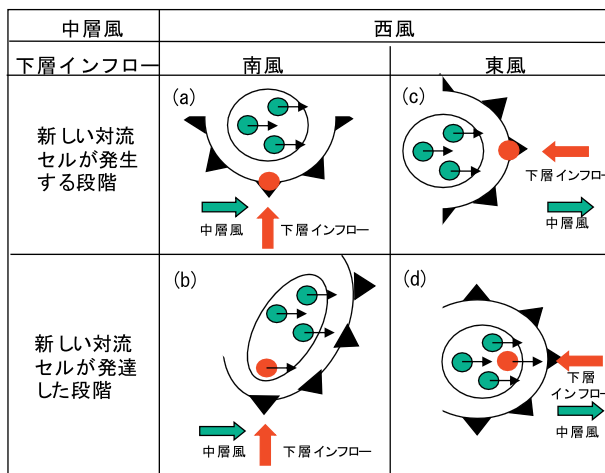
合を考えると、下層インフローが南風である場合には、既存の対流セルは中層風によって東に移動し、新しい対流セルは下層インフローと発散流との収束が強い南側に発生する（第4図 a）。南側で発生する新しい対流セルと東側へ移動する既存の対流セルによって、降水域は南西から北東にのびた形状になる（第4図 b）。一方、下層インフローが東風の場合には、新しい対流セルが東側で発生して（第4図 c）、対流セルが集中した降水域になる（第4図 d）。このように、複数個の対流セルからなる“メソス

ケールの降水系”は、“中層風による対流セルの移動”や“新しい対流セルを発生させる下層インフローが供給される場所”の違いにより、団塊状や線状など異なった形状になることが想像できる。

対流セルを自己増殖させたり降水系の形状を決めたりする水平風の鉛直プロファイルは、降水系よりも大きなスケールの擾乱によって決められている。大きなスケールの擾乱は、水平風の鉛直プロファイルのみでなく、温度や湿度の鉛直プロファイル、メソ $\alpha$ スケールの収束、水平温度傾度なども規定して



第3図 環境の風のシアが強いときの対流セルの世代交代（小倉，1999より引用）。（a）は環境の水平風の鉛直プロファイル。黒い矢印は地面に相対的な風、白い大きな矢印は西風に流されて東に移動する対流セルの移動速度で、対流セルに相対的な水平風を赤い矢印で示す。（b）は既存の対流セルから発散する気流と、環境の風による新しい対流セルの発生モード図。既存の対流セル内へ上昇する気流や下層で発散する気流を黒い矢印で、発散する気流と収束する対流セルに相対的な下層の東風を白い矢印で示す。



第4図 新しいセルの発生と降水系の形状変化の模式図。中層風が西風で、下層インフローが南風と東風の場合について、降水系の形状と対流セルの様相の変化を示す。緑と赤の丸は既存の対流セルと新しい対流セルで、対流セルを取り囲む丸は降水系である。太い赤い矢印と緑の矢印、対流セルからの矢印は、下層インフローと中層風の風向、対流セルの移動方向を示す。降水系の周りの前線の記号は、対流セルから発散する気流と下層インフローとの収束線である。

いる。このようなメソβスケールの降水系を取り巻く環境場を、簡単のために“環境”と呼ぶこととする。本論文では、組織化した“メソβスケール降水系”のうち、対流セルが線状に並んだ線状降水系に注目し、これまで明らかになっていない環境と線状降水帯の形態の関係について調べる。

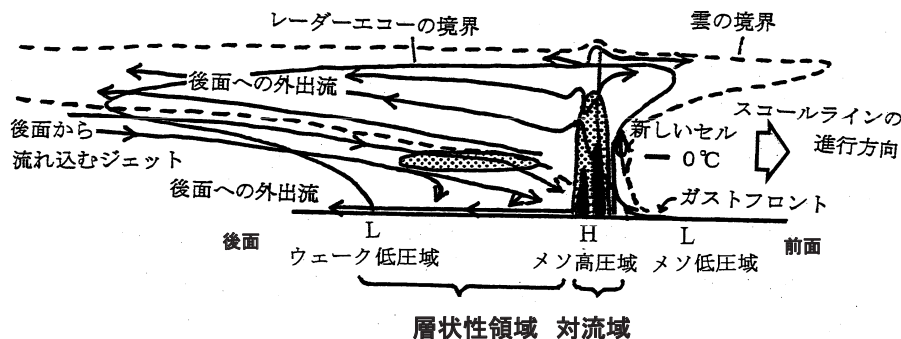
実際に組織化したメソβスケールの線状降水系は、どのような形状や内部構造をしているのだろうか。これまで集中豪雨や突風などの災害や激しい現象を引き起こしたメソβスケール線状降水系の解析から、線状降水系の走向や降水域の広がり方、対流セルの発生・衰弱の様子によってスコールライン(SL: squall line)型、バックビルディング(BB: back-building)型というメカニズムが提案されている(例えば, Bluestein and Jain *et al.*, 1985)。

SL型は、熱帯域やアメリカ中西部で多く観測されるスコールラインと同じ特徴を持った型である。第5図にアメリカ中西部のスコールラインに直交した方向の鉛直断面の模式図(Houze *et al.*, 1989)を示す。強い対流域が前面(スコールラインの進行方向側)にあり、弱い降水域が後面に広がっている。暖かく湿った下層インフローが強い対流域の前面で上昇し、新しい対流セルを発生させている。後面の弱い降水域の下では、ゆっくり下降しながら前面へ向かう流れがあって、対流域の後面側に到達している。このようにSL型では、中層風が後面からスコールラインに侵入している点が特徴的である。アメリカ中西部で発生するスコールラインについては、

発生数が多く、現象が2次元的で取り扱いやすいために、事例解析や数値的解析が多く、その特徴や形態、内部構造は比較的によくわかっている。しかし、日本付近のスコールラインについては、発生数が少ないために報告例も少なく、数値的な解析例についてもほとんどない。

次に、BB型については、豪雨や大雨を引き起こした降水系がBB型であったと幾つかの論文で報告されている(例えば, Kato, 1998; 横田, 1993)。これらの線状降水帯では、新しい対流セルが降水帯の先端で繰り返し発生する(バックビルディング)とともに、降水帯内の対流セルが発達しながら降水帯に沿って後方に移動する(第6図)。このようにBB型では対流セルが線状降水系内を次々と移動するが、降水系全体の移動速度は遅いことが多く、しばしば集中豪雨の原因となる。しかし、事例解析数は多くなく、その維持機構や気流構造までは十分にわかっていない。

SL型やBB型の他に、豪雨を引き起こす線状降水系には“テーピングクラウド(tapering cloud)”とも呼ばれる“ニンジン状の雲域(carrot-shaped cloud)”を持つものもある。この線状降水系は海上で発達することが多い。そのため、これまでは主として現業の高層観測や気象衛星のデータを用いた解析がおこなわれてきた(猪川ほか, 1980; 長谷川ほか, 1981)。しかしながら、これらのデータでは時間や空間の分解能が粗いために、ニンジン状の雲域を伴う降水系の内部構造や維持機構はほと



第5図 スコールラインの模式的な鉛直断面図(Houze *et al.*, 1989より引用)。破線は雲の境界を示す。実線は等反射強度線であり、ドット域と黒い領域は強い反射強度域である。層状性領域の温度0度の高度付近にある強い反射強度域はブライトバンドである。矢印のついた細かい実線は流れを示し、白い矢印はスコールラインの移動方向を示す。HとLは地上における高圧域と低圧域を表す。

んどわかっていない。

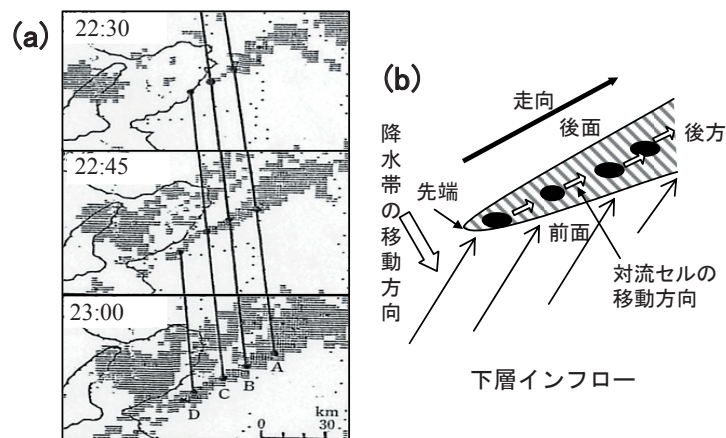
本研究の目的の1つは、これまで十分に明らかになっていないメソβスケールの線状降水系、特にSL型以外のものについて、形態と内部構造、維持機構を明らかにすることである。そこでSL型とBB型、“ニンジン状の雲域を持つ線状降水系”の3つの型について、それぞれ特別観測で観測した事例を一つずつ選び、観測データと数値モデルによる再現実験の結果を用いて解析し、線状降水系の内部構造や維持機構、環境を調べた。

SL型とBB型の線状降水系としては、“つくば域降雨観測実験”で観測した1995年8月15日に“関東平野を通過したスコールライン”(瀬古ほか, 1998)と“九州豪雨観測実験”で観測した1996年7月7日の“梅雨前線のメソβスケールの降水域内で組織化したBB型の降水帯”(Seko and Nakamura, 2005)を取り上げた。ニンジン状の雲域を持つ線状降水系としては、“つくば域降雨観測実験”で観測した1994年9月29日の“台風接近時に組織化したニンジン状の降水帯”(Seko *et al.*, 1999)を解析した。このニンジン状の降水帯は関東地方をゆっくりと通過したため、降水帯付近の気象要素や水平風の分布が詳細に観測されており、本研究はニンジン状の降水帯の内部構造を明らかにした初めての報告となっている。解析の結果から、ニンジン状の降水帯はバックアンドサイドビルディング(BSB:back- and side-building)型と呼ぶべき

メカニズムで維持されていたことが明らかになった。

このようなメソβスケールの線状降水系の形態を決める環境は何か。上記の3つの事例について、水平風の鉛直プロファイルと比較したところ、下層インフローが降水帯にほぼ直交する南東側や南側から供給されていた点が共通しているが、その上側では、SL型やBB型は下層インフローの逆方向や同じ方向から、BSB型は下層インフローに直交方向からの水平風が卓越していた。これらの事例の比較結果は、水平風の鉛直プロファイルが降水帯の形態の決定に大きな役割を果たすことを示唆している。

降水系を取り巻く水蒸気の鉛直プロファイルの影響はどのようになっているかをみってみる。第7図は1993年8月1日の鹿児島豪雨の降水系(第7図a)と本研究の事例研究で取り上げる1995年7月7日の降水系(第7図b)の降水強度である。これらの降水系はともに、数100kmの長い降水域内に赤丸で示した何本もの短い強い降水帯が存在し、それらがBB型の特徴を持っていた。しかし、これらの降水帯は降水強度が異なり、鹿児島豪雨の降水系では強く、本研究の降水系では弱かった。それぞれの水蒸気の鉛直プロファイルと比較してみると、降水強度が弱い本研究の事例では中層が乾いており、降水強度の強い鹿児島豪雨の事例では中層も湿っていた。これらの事例の降水強度と中層の湿度の関係は、中層の湿度が降水帯の降水強度に影響を与える可能



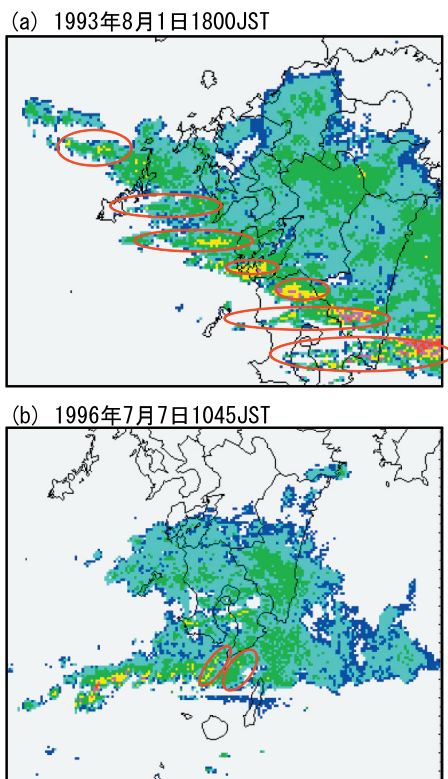
第6図 (a)1988年9月11日に発生した淀川チャネル大雨(横田, 1993より抜粋して引用)。現業レーダで観測した降水域と対流セルの移動を影域と実線で示す。(b)降水帯の形状や対流セルの位置を示す降水系の模式図。



性を示唆している。

中層の湿度は、降水強度ばかりでなく、降水系の形態にも影響を及ぼす可能性も考えられる。中層がより乾燥していれば、蒸発する雨水の量が増えて気温がより下降し、下降流や地上付近の発散流が強められる。そのため、“新しい対流セルが発生するメカニズム”で述べた下層インフローと発散流が収束する位置が変わり、別の降水系の形態に組織化する可能性がある。

これらをふまえ、線状降水系の形態などを決める環境として“水平風の鉛直プロファイル”と“中層の湿度”に注目し、それらの環境が降水帯の形態に及ぼす影響とそのメカニズムを明らかにすることも、本論文の目的とした。これらの環境の影響を取り出すために、理想化した数値実験を行い、水平風の鉛直プロファイルや中層の湿度を変えたときにどのように降水帯が組織化するか、またそのときの形態や内部構造がどのようにになっているかを解析して調べる。



第7図 1993年8月1日18時00分と1996年7月7日10時45分の現業レーダーで観測した降水強度分布。赤い実線の楕円は、BB型の線状降水系を示す。

本論文の構成は以下の通りである。第2章では、日本付近に発生した事例について、観測データと数値モデルによる再現実験を用いて、SL型とBB型、ニンジン状の雲域を持つBSB型の線状降水系の形態や内部構造、維持機構を明らかにする。第3章では理想化した数値実験をおこなって、線状降水系の形態を決める環境とその影響について議論する。結論では、全体のまとめを述べる。

## 2. 線状降水系の形態と内部構造

### 2.1 はじめに

メソβスケールの線状降水系には、SL型やBB型のメカニズムを持つものやニンジン状の雲域を持つものがある。これらの降水帯のうち、SL型については解析例が多く比較的内部的構造や維持機構がわかっているが、BB型や“ニンジン状の雲域を持つ線状降水帯”については十分にわかっていない。また、メソβスケールの線状降水系は、第1章で述べたように、水平風の鉛直プロファイルなどの降水系を取り巻く環境の影響を受けているので、環境を調べることも線状降水系の内部構造や維持機構の理解に必要である。

第2章では、SL型とBB型、“ニンジン状の雲域を持つ線状降水帯”を、1つの型について1事例ずつ選び、特別観測データと数値実験の結果を用いて、線状降水系の形態、内部構造、維持機構、降水帯を取り巻く環境を調べる。第2章の最後では、解析で明らかにした降水系の形態や内部構造、維持機構を環境に関係づけて体系的にまとめる。これまでのメソβスケール降水系の事例解析の報告には、1つの事例を詳細に解析しているものが多く、他の型と一緒に議論しているものはほとんどない。複数の事例の解析結果を用いて、環境と線状降水系の形態や内部構造を体系的にまとめることは、本研究の特長の1つである。

## 2.2 スコールライン

### 2.2.1 はじめに

スコールラインは、アメリカ中西部や熱帯域でしばしば発生し、その特徴や維持機構について数多く



の報告がなされている。第5図で示したアメリカ中西部で観測されたスコールラインの模式図をもう一度みてみよう。スコールラインの進行方向の前面には対流性の強い降水域があり、後面には層状性の弱い降水域が広がっている。スコールラインの循環をみると、前面からスコールラインに流入した暖かく湿った気流（下層インフロー）が、ガストフロントの近くで上昇し始め、対流域で急激に上昇した後、層状性の領域を緩やかに上昇し続けながら後方へ流出する。また、同時に層状性の雲の下では緩やかに下降する流れがあり、層状性領域を通過して対流域の下層の後ろ側に流れ込む。さらに、地表近くでは対流域から後方への流れがみられる。この模式図から、前面からの下層インフローはスコールラインの降水によって妨げられずに対流域に入っていて、スコールラインが持続できる構造であることがわかる。

規模が小さく発生頻度も小さいけれども、日本でもスコールラインが寒冷前線や雷雨などに伴って組織化することがある（小倉ほか，1991；石原ほか，1992；Ishihara *et al.*,1995；Kawashima *et al.*,1995）。例えば、小倉ほか（1991）は、寒冷前線に伴う降水域が関東平野を通過している時にスコールラインが組織化し、アメリカ中西部のスコールラインと似た構造を持っていたことを示した。しかし、これは主に気象官署の現業データを使ったもので、微細な構造までは示されていない。石原ほか（1992）は、沖縄で発生した伝播（ば）速度の遅いスコールラインの構造や振る舞いについて、ドップラーレーダーを用いて詳細に解析している。さらにIshihara *et al.*（1995）は、梅雨前線上で組織化した弧状のスコールラインを、ドップラーレーダーや高層ゾンデのデータを用いて解析した。彼らは、後面から降水域に貫入する乾燥した中層風が雨滴を蒸発させて地上の冷気塊を強化するので、乾燥した中層風が下層インフローとともに降水帯の維持に重要であると指摘している。Kawashima *et al.*（1995）は、同じ事例のスコールラインを、ドップラーレーダーの風データにリトリーバル法を適用して、対流域の高度4km以上に正の温度偏差を再現すると

もに、乾燥気塊中での雨滴の蒸発によって冷たい発散流が形成されていたことを示した。

本節では、“関東地方を通過したスコールライン”について、ドップラーレーダーや地方自治体の地上気象データ、数値モデルの出力を用いて、線状降水系の気流構造や地上の気象要素の特徴を調べる。これらの特徴がスコールラインのものと同じであることを確かめ、線状降水系の形態や内部構造、維持機構についてまとめる。

## 2.2.2 観測データを用いた解析

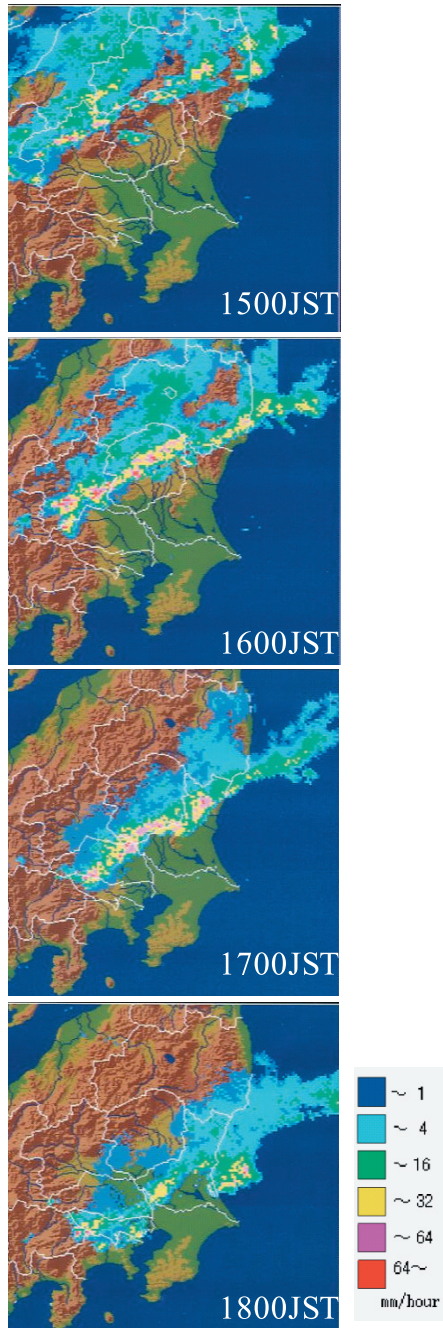
### a. 解析に用いるデータ

本節で用いる観測データは、“つくば域降雨観測実験”が1995年7～8月におこなった特別観測のデータと気象庁の現業観測データ、地方自治体（茨城県・栃木県・群馬県・埼玉県）が観測した地上気象データである。“つくば域降雨観測実験”は、1994年から1999年まで、関東地方で観測される雷雨や南岸低気圧、局地前線などのメソスケール現象を観測対象とした観測実験で、関東地方の研究機関や大学が、それぞれが自前の気象測器を使って同一の現象を観測し、観測で得た情報や観測データを交換してお互いに協力しようというものである（吉崎ほか，1999）。主な参加機関は、気象庁気象研究所、科学技術庁防災科学技術研究所（（現）独立行政法人 防災科学技術研究所）、郵政省通信総合研究所（（現）独立行政法人 情報通信研究機構）、東京大学海洋研究所、筑波大学、群馬大学、埼玉大学、防衛大学校などである。特に、1995年7～8月の特別観測ではドップラーレーダーをつくば市（気象研究所；Cバンド、観測レンジ128km）や熊谷市（防災科学技術研究所；Xバンド、観測レンジ64km）に、高層観測サイトを前橋市（群馬大学・東京大学海洋研究所）や丸沼（筑波大学）に展開して、観測をおこなった。ここでは、“つくば域降雨観測実験”の特別観測データのうち、つくばのドップラーレーダー、高層観測、ウィンドプロファイラーのデータを用いて解析をする。

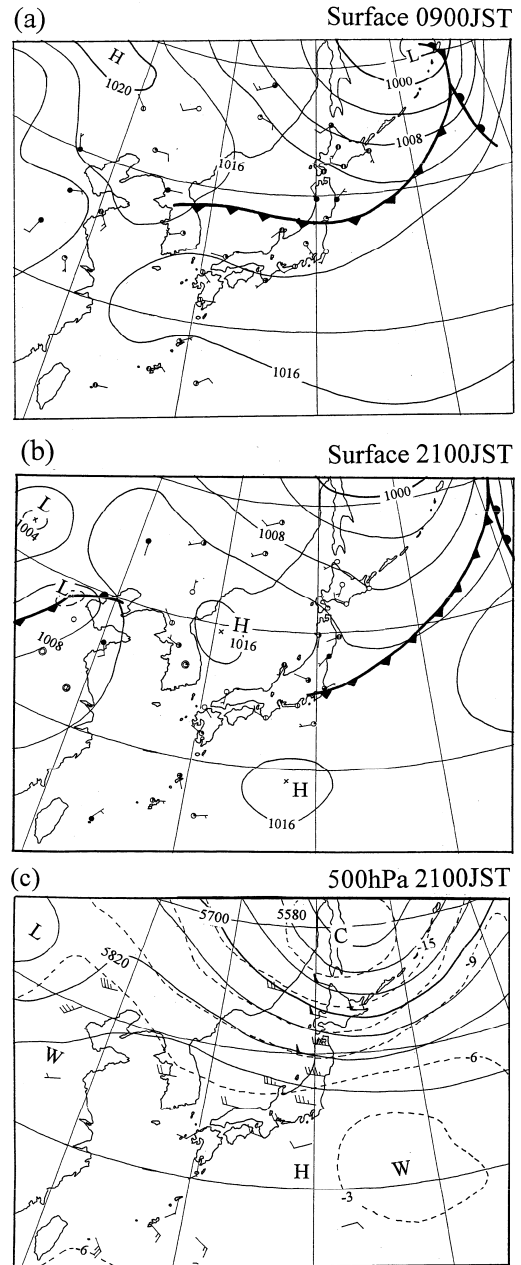
b. スコールラインの概要

1995年8月16日に寒冷前線に伴うスコールラインが関東地方を通過した。第8図は8月16日の15時から18時までの1時間毎の気象庁現業レーダーの降水強度分布を示したものである。北陸地方から東北地方に散在していた降水域が14時には新潟

県から福島県にかけて線状になり、強い降水が前面（進行方向である南東側）に並び始めた。15時には栃木県と福島県の県境の山地でも強い降水域が現れ、群馬県から福島県まで連なるスコールラインになり、17時30分ごろまで大きく形状を変えることなく南東に移動した。スコールラインの前面



第8図 1995年8月16日15時00分から18時00分までの1時間毎の現業レーダーの降水強度 (mm/hour)。数値は反射強度から換算している。



第9図 1995年8月16日の (a)09時と (b)21時の地上天気図と (c)21時の高度500hPaの高層天気図。(a)と(b)の実線は等圧線 (hPa), 短い矢羽は1m/s, 長い矢羽は2m/s, ペナントは10m/s である。(c)の実線は等高度線 (m), 点線は等温線 (°C), 短い矢羽は2.5m/s, 長い矢羽は5m/s, ペナントは50m/s である。

には 32mm/hour 以上の強雨，後面の北西側は 1～4mm/hour の弱い降水域が広がっていて，第 5 図で示したアメリカ中西部のスコールラインと似た典型的な降水パターンを示していた。

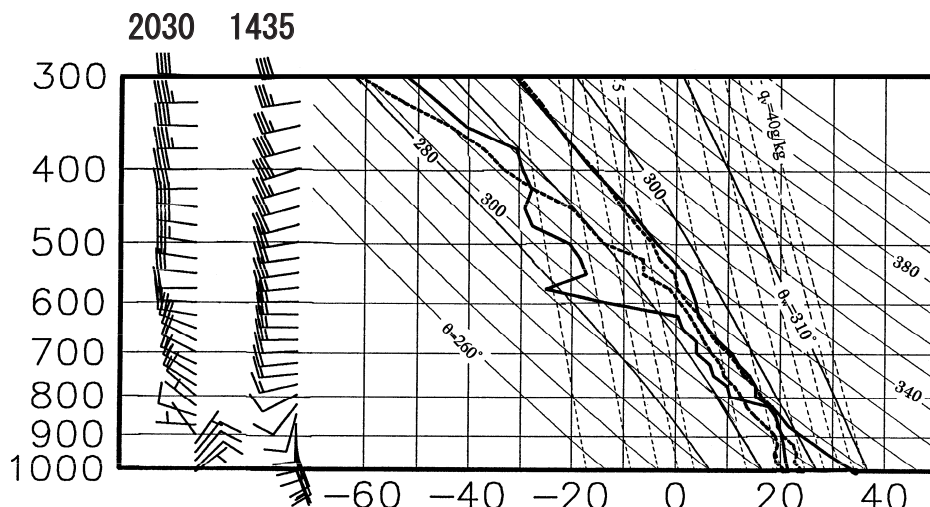
### c. 総観スケールの特徴

1995 年 8 月 16 日の 09 時と 21 時の地上天気図を第 9 図 a, b に示す。寒冷前線が 09 時には東北地方を横切って朝鮮半島までのびていて，西日本は太平洋高気圧に覆われていた。その 12 時間後の 21 時になると地上の寒冷前線は関東平野まで南下し，寒冷前線に伴うスコールラインにより，関東地方は激しい雷雨となった。高度 500hPa の 21 時の高層天気図を第 9 図 c に示す。高度 500hPa では 21 時に浅いトラフが既に北日本を通過したが，北日本より南側では東西に一樣に近くなっていた。スコールライン通過前後のつくば上空の変化をみるために，第 10 図に 14 時 35 分と 20 時 30 分のエマグラムと水平風の鉛直分布を示す。通過する約 3 時間前の 14 時 35 分では混合層は 825hPa 近くまで発達し，その混合層の上部では湿度は 90% を超えていた。混合層のすぐ上の 800～775hPa や 500～600hPa には安定層があって，そこでは露点温度が大きく変化していた。対流有効位置エネルギー (CAPE) を計算すると，混合層中の高度 885hPa の気塊を持ち上げたときに最大になり，その値は 2313J/kg と大

きかった。一方，対流の起こりにくさの指標として，自由対流高度までの負の浮力エネルギー (CIN) を計算すると， $-2\text{J/kg}$  と小さかった。これらから，スコールラインの通過前の成層はとても不安定で，対流が起こりやすい成層であったことがわかる。水平風の鉛直プロファイルに注目すると，下層の 1.5km 以下では南風，その上側では徐々に西風になり，高度 2km より上層では，ほぼ一樣な西風になっていた。

スコールライン通過後の 20 時 30 分には，900hPa より下層の風向が北東風になるとともに，下層の混合層が無くなり，地上から 600～500hPa まで湿った状態に変化した。900hPa より上層では，上層のトラフの通過に伴って，南よりの西風から北よりの西風に変わったが，関東地方では温度場が東西に一樣に近いため，混合層の発達していた下層と安定層以外の温度変化は小さかった。

スコールラインが関東地方を通過している 17 時の GMS の赤外面像とアメダスの水平分布を第 11 図と第 12 図に示す。群馬県から北東にのびる発達した雲域がスコールラインに対応している。スコールラインの北側には寒冷前線に対応する山形県沖から北東にのびる雲域があり，滋賀県から兵庫県でも小さい雲域が発達していた。スコールラインや滋賀県から兵庫県に発達した小さい雲域では，気温は周りより低くなっていた。以後，関東地方のスコール

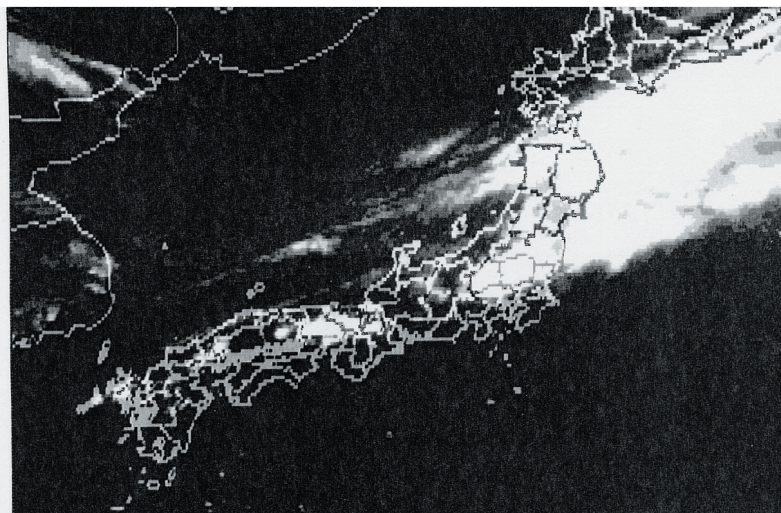


第 10 図 1995 年 8 月 16 日 14 時 35 分 (実線) と 20 時 30 分 (破線) につくばで放球した高層データの温度と露点温度，水平風の鉛直プロファイル。短い矢羽は 2.5m/s，長い矢羽は 5m/s である。

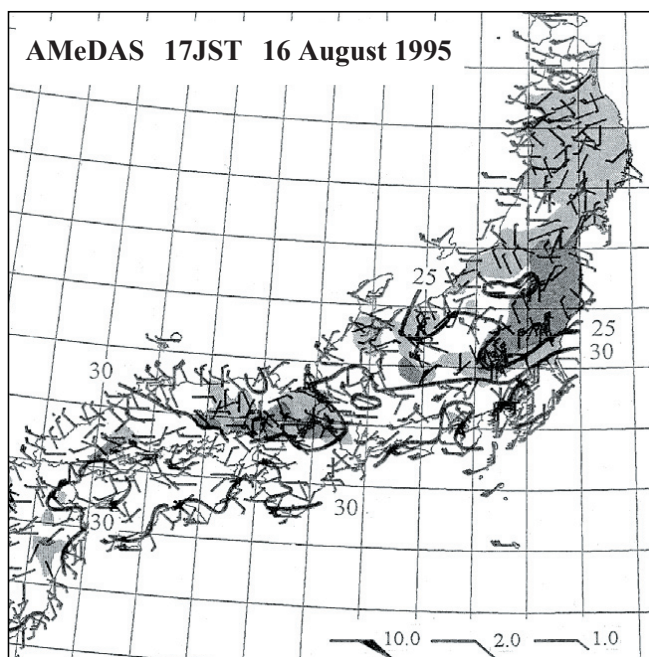


ラインだけに注目する。スコールラインの降水域では25度以下の冷たい北風、スコールラインの南側では30度以上の暖かい南風であり、この北風と南風がスコールラインの南東側で収束していた。寒冷前線が中部の山岳を通過しているときには(a)本州南岸からの関東平野に向かう気流、(b)関東山地を越える気流、(c)東北地方の東側を南下する気流

がある場合が知られている(山本, 1984)。本事例ではスコールラインの南側の南風が(a)に、スコールラインの降水域の冷たい北風が(b)に対応すると考えられ、東北地方の東岸を南下する北風(c)はみられなかった。



第11図 1995年8月16日17時のGMS画像。群馬県から北東にのびるスコールラインの雲域の他に、山形県沖から北東にのびる雲域と兵庫県から滋賀県に発達した雲域がある。



第12図 1995年8月16日17時00分のアメダスで観測された水平風、高度補正をした気温(実線)、日照のない曇り域(薄い影域)と降水域(濃い影域)。短い矢羽は1m/s、長い矢羽は2m/s、ペナントは10m/sである。



#### d. 対流セルの移動

スコールライン内の対流セルの振る舞いをみるために、現業レーダーで観測した7分毎の降水強度分布を第13図に示す。スコールラインの前面の対流域は幅が狭く連続的に分布していたため、対流域を構成する個々の対流セルを識別することは困難である。そこで、対流域内の32mm/hour以上の強い降水域を追跡する。群馬県と埼玉県の間境付近の強い降水域aを例にとってみよう。降水域aは大きさが約30kmと大きいことから、多くの対流セルで構成された複数の積乱雲の集まりと考えられる。降水域aは16時22分から45分まで強い降水強度を保ちながら、スコールライン内の相対的な位置を大きく変えることなく、スコールラインとともに移動していた。降水域aは強い降水強度を30分以上の間保持していたことから、新しい対流セルが降水域aの極近傍で発生して、古い対流セルと入れ替わっていたと考えられる。降水域aでの新しい対流セルの発生の様相とは異なり、スコールラインから離れて発生する対流セルも存在した。16時30分にスコールラインの前面から南東側へ5kmほど離れたところに対流セルbが発生し、7分後には発達してス

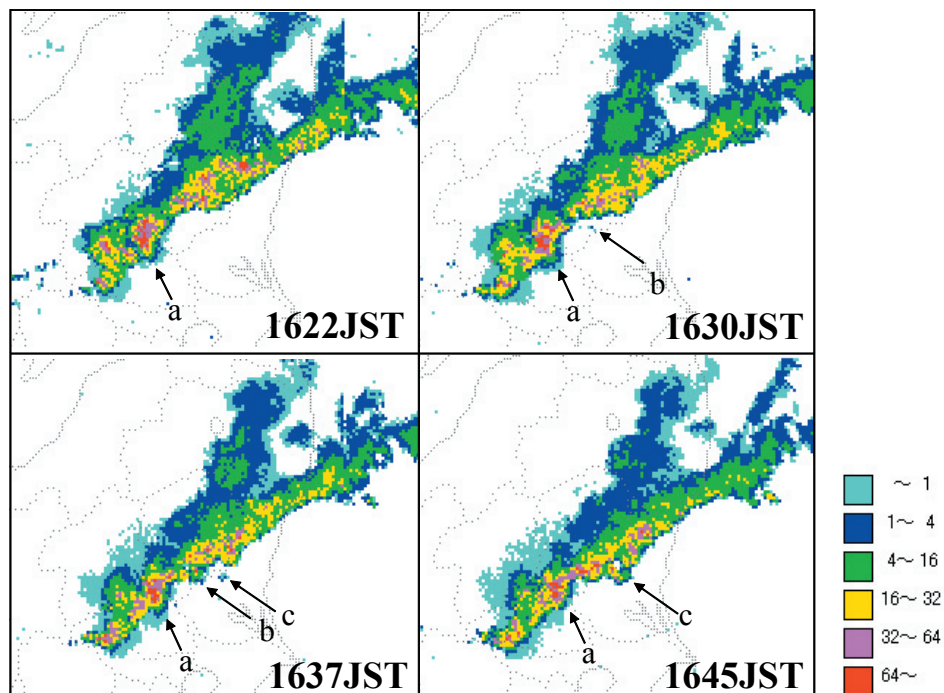
コールラインの降水域の一部となっていた。16時37分に発生した対流セルcも同様な変化をしていた。

#### e. スコールラインの構造

スコールラインが関東地方を南西から北東に横断してのびていた16日17時に注目して、地上の水平風と気温の分布、スコールライン通過時の気象要素の変化、ドップラーレーダーから求めたスコールラインの風分布をみる。

##### ・地上における風と気温分布

アメダスの気温と地方自治体データの湿度の水平分布を第14図aに示す。スコールラインの南側の陸上では気温が30度を超えていたのに対し、北西側では25度以下であった。湿度もスコールラインの後面側（進行方向の逆側である北西側）のすべての湿度観測点で80%以上と湿っているのに対して前面にはそのような観測点はなく、スコールラインの前面を境に気温や湿度のコントラストがはっきりしていた。房総半島や東京都の内陸部で日射の加熱によって気温が上昇したことや、その北側で降水の蒸発によって気温が下降したことが、強いコントラ



第13図 1995年8月16日16時22分から16時45分までの7分毎の現業レーダーで観測した降水強度(mm/hour)。数値は反射強度から換算している。

ストの原因と考えられる。

第 14 図 b はアメダスと地方自治体の観測データから求めた前 3 時間の気温変化と流線である。流線はアメダスの水平風分布を元に、距離が近いほど重みが大きくなるようにして加重平均して求めた（影響半径 20km）。気温の時間変化をみると、スコールラインの後面側で 5 度以上下降していた。特に激しい対流域が通過した埼玉県北部では 12 度以上も下降していて、そこでは顕著な発散がみられた。風と水平収束の分布に注目すると、スコールラインの前面に沿って収束域があり、その南側では南よりの風がほぼ一様に吹いていた（第 14 図 c）。収束域の北側は、発散域がいくつもあって流線も複雑である。それらの発散域は、気温が 12 度以上下降していた埼玉県北部を含め、激しい降水の後面側に位置していた。

#### ・スコールライン通過時の気象要素の変化

スコールラインの通過時には、地上気象要素の激しい変動が観測された。激しい降水が観測された埼玉県の熊谷地方気象台では 16 時 10 分から気温が急激に下降し、10 分後には 9 度、30 分後までにさらに 2 度下降した（第 15 図）。露点温度も気温とともに 2 度下降し、その後、徐々に上昇していった。風は気温が下降する 5 分前から弱まり始め、風向が南から北に変化した。また、気温の急激な下降と同時に北風が急激に強くなり、16 時 15 分ごろに 24m/s 以上の強風（ガスト）が吹いた。この気温の下降を伴う強風は、露点温度も低下していたことから、乾燥した気塊であったことがわかる。乾燥した気塊内での降水の蒸発が、発散する冷気流の形成に寄与していたと考えられる。雨は、風が 10m/s ほどに弱まったところから降り始め、16 時 40 分には、降水強度が 80mm/hour ほどの強い降水となった。地上気圧にもスコールラインに伴う変化がみられた。前後 1 時間 30 分の時間平均からの偏差をスコールラインによる気圧変化と考えると、16 時 03 分までは気圧が次第に下がり、その後、気温下降の直前に風が弱まると気圧が上昇し始めた。強風時に数分の周期を持った 0.3 ~ 0.4hPa ほどの気圧の変動がみられたが、これは強風による動圧の影響と考

えられる。そして、降水強度が強くなるにつれて気圧は徐々に上昇し、降水強度の最大のときに気圧も最大になった。その後減少して、降水がやむころには気圧は極小になり、再びゆっくりと上昇していった。これらの気象要素の時間変化は、第 5 図で示した典型的なスコールラインの構造とよく似ている。

#### ・ドップラーレーダーから求めたスコールライン内部の風分布

つくばのドップラーレーダーの観測データを用い、次の 2 つの方法を適用して水平風を見積もった。1 つは簡略化 VVP (Volume Velocity Processing) 法 (立平・鈴木, 1994 ; 立平ほか, 1995) である。この手法は、レーダーの動径方向に 10km、接線方向に 16 度の扇形を 1 単位としてデータをサンプリングし、この扇形内で水平風が一様であると仮定して水平風を求める。この仮定のため、数 km スケールの細かな変化はみることができないが、10km スケール程度の風の様子は十分にみることができる。もう 1 つは、より細かな水平風の変化をみるために、レーダーが直接測定できない接線方向の風成分を簡略化 VVP 法で求めた水平風から見積り、観測した細かい解像度の動径方向の風分布と合成する方法である。こうして求めた風は、サンプリングした扇形で、接線方向は一様で動径方向には変動していると仮定して求めたことに相当する。この仮定は不自然なため、この手法で得られる風は、必ずしも細かな水平風分布を表現できていないが、簡略化 VVP 法で見積もった空間的に粗い解像度の水平風を補間し、動径方向の発散や収束などを表現する風分布になっている。

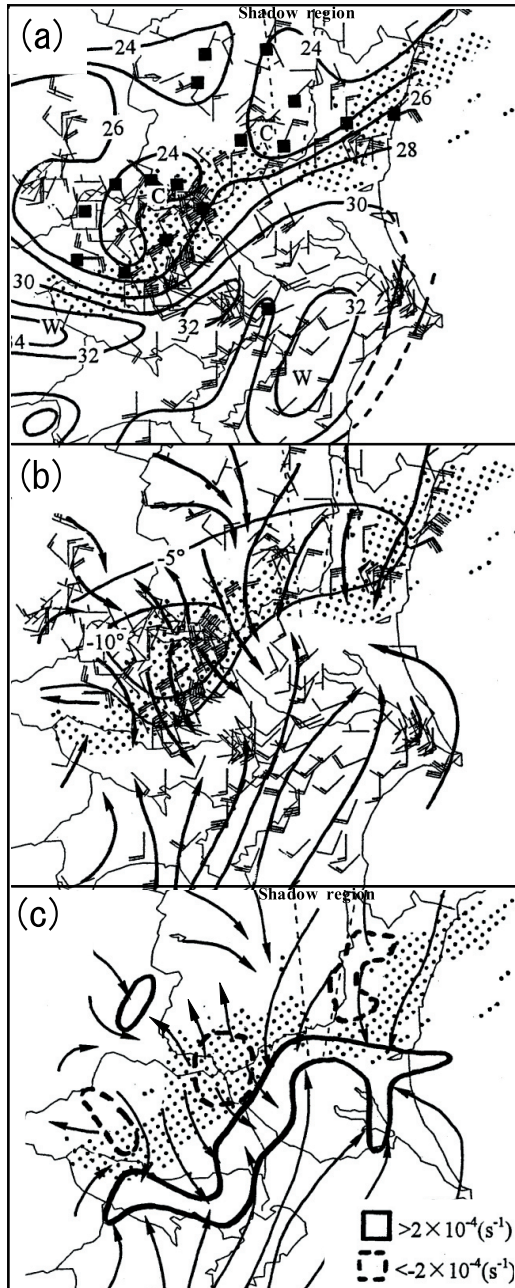
第 16 図はこれらの手法を用いてスコールラインの移動速度を差し引いた 17 時 02 分の水平風分布である。簡略化 VVP 法で求めた水平風を太い赤い矢印、動径方向の風分布と合成した手法で求めたものを細い矢印で示し、重ねて表示している。等値線はレーダーで観測した反射強度分布で、40dBZ 以上の強い反射強度の領域は、強い対流性の降水域を示している。高度 1.0km をみると、強い降水域に発散する気流があり、その気流のうちスコールラインの前面へ向かう流れとスコールラインの前面側か



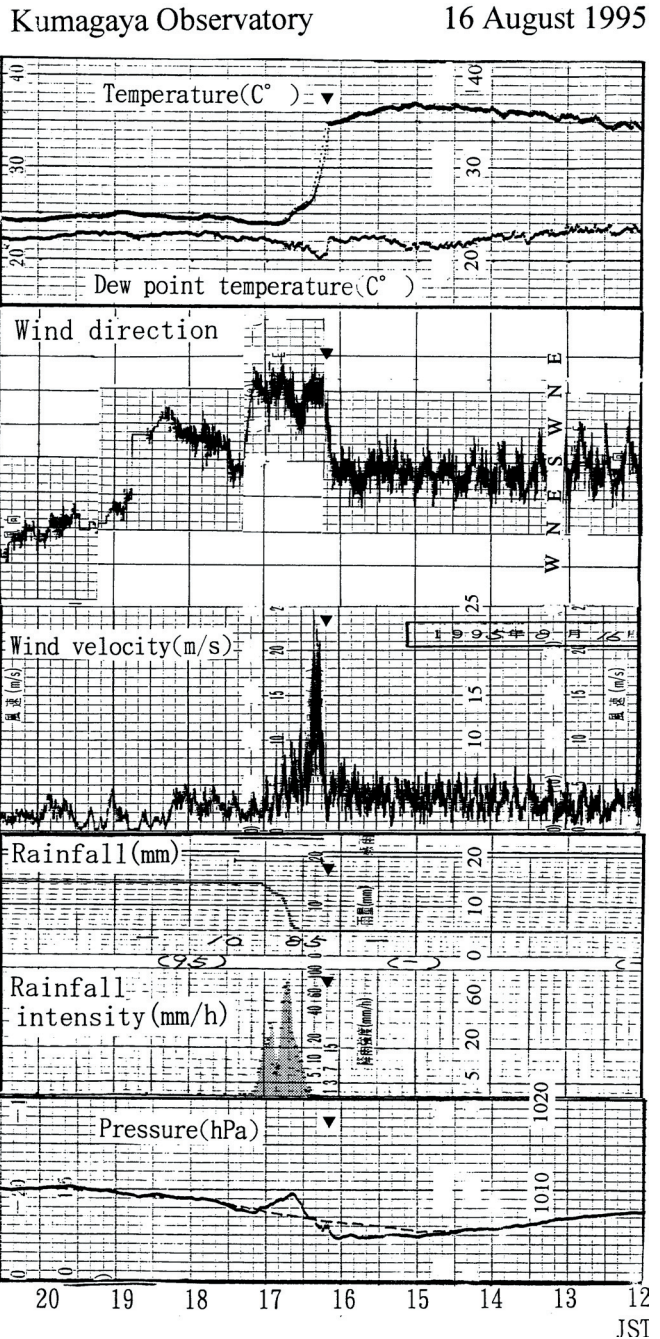
らの南東風が、スコールラインの前面で収束していた(第16図a)。また、後面に突き出た強い降水域からも風が発散している様子がわかる。高度4.0kmは高度1.0kmとは異なっていて、強い降水域内で

スコールラインの前面から後面に向かう流れ、その後ろの弱い降水域では後面から強い降水域に向かう流れがみられた(第16図b)。

スコールラインにほぼ直交した方向(方位角315



第14図 1995年8月16日の(a)17時の気温と湿度と地上風、(b)17時の地上風、流線と14時から17時までの気温変化の水平分布、(c)17時の流線と水平収束の水平分布。ドット域は20dBZ以上の降水域、(a)の■は湿度80%以上の観測点の位置を示す。短い矢羽は1m/s、長い矢羽は2m/s、ペナントは10m/sである。



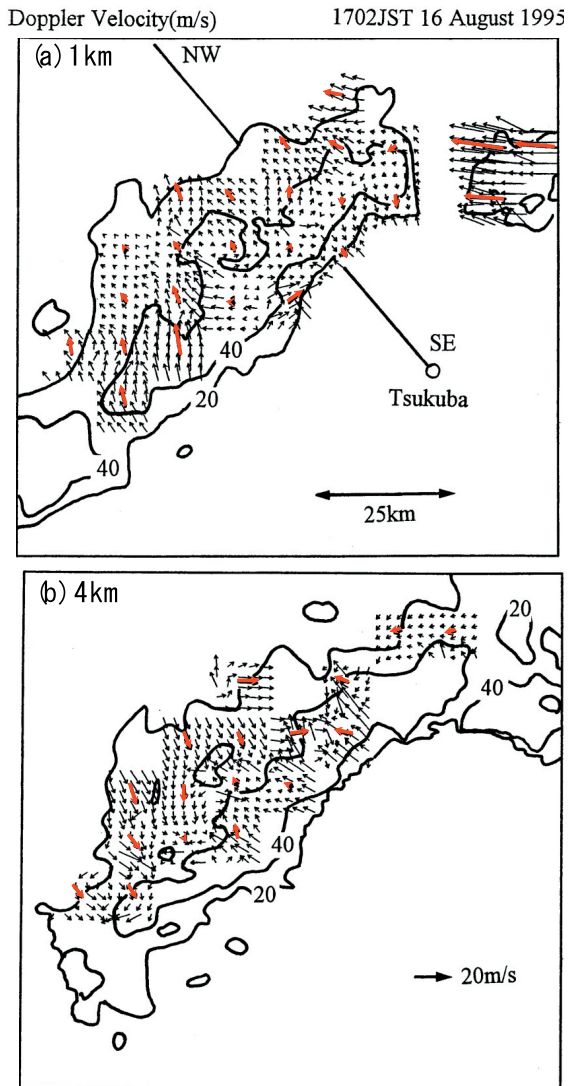
第15図 1995年8月16日12時から20時30分までの熊谷地方気象台の自記紙。▼はスコールラインの通過に伴って気温の下降が始まった16時10分を示す。気圧の時系列の破線は前後1時間30分の移動平均を示す。

度)の鉛直断面図を第17図に示す. RHIモードでなく4仰角のPPIモードから作成したため, 微細な構造や高い高度はみることができないが, レーダービームの通過する領域の大まかな風の流れはみることができる. レーダーから35km付近の高度1.0kmより上空には50dBZ以上の強い降水域があり, そこよりも南東側(レーダーに近い側)はレーダーから遠ざかる風が, 北西側(レーダーから遠い側)では強い降水域に近づく風がみられた. また,

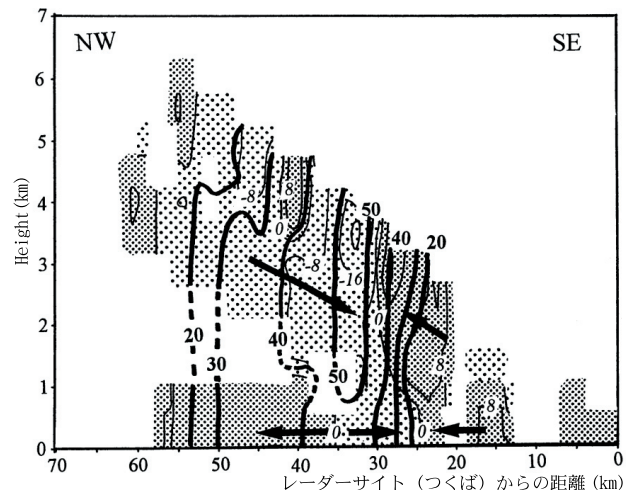
地上近くではスコールラインの前面(レーダーから25kmほど)で収束が, 強い降水域の下では発散がみられた. 強い降水域の下層の発散, その上側の収束という水平収束の鉛直分布から, 強い降水域では下降流になっていたことがわかる.

f. スコールラインの維持機構

スコールラインと冷気流の位置関係をみるためにドップラーレーダーで観測した高度1.0kmにおける20dBZ以上の領域の南東端と, 自記紙から得た冷気流に伴う強風(ガス)の等時線を第18図に示す. ここでは, アメダスの風の10分値データを参照して, 気象官署や地方自治体(埼玉県・栃木県・茨城県)の自記紙から, 風向の急変後に風の極大値が観測された時刻(群馬県は気温が急下降した時刻)をガスフロントの通過時刻と定義した(18時30分以後は, 自記紙を入手しなかった東京都や千葉県, 神奈川県にガスフロントが移動したため, 位置の特定はできなかった). 降水帯の形状がライン状を保っていた15時30分から17時30分までは, ガスフロントと強い降水域の先端がほぼ一致してお



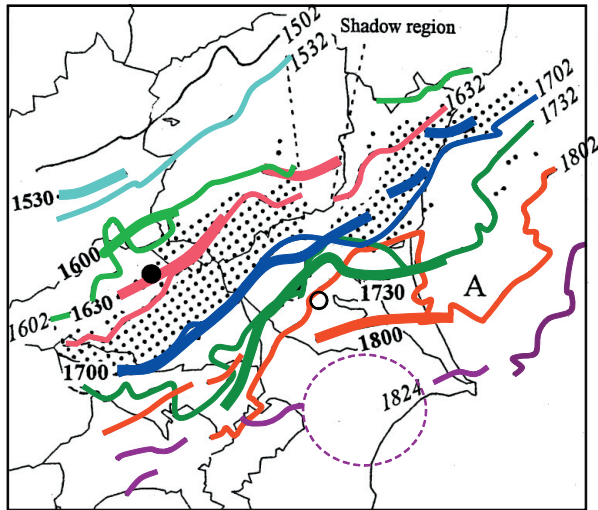
第16図 1995年8月16日17時02分の高度(a)1kmと(b)4kmのスコールラインに相対的な水平風分布. 赤い矢印は簡略化VVP法で求めた水平風, 黒い矢印は簡略化VVP法で求めた水平風から, レーダーに対して接線方向の風速を求め, 観測した動径方向の風速と合成した水平風である. 実線は20dBZ毎の降水域を示す.



第17図 1995年8月16日17時02分のつくばから北西方向(315度)に沿ったスコールラインに相対的なドップラー速度(細い実線)と反射強度(太い実線)の鉛直断面図. 鉛直断面は図16(a)のNW-SEの線に沿っている. 濃い(薄い)ドット域はレーダーから遠ざかる(近づく)風を示す. 黒い矢印はドップラーレーダーから見た風向を示す.



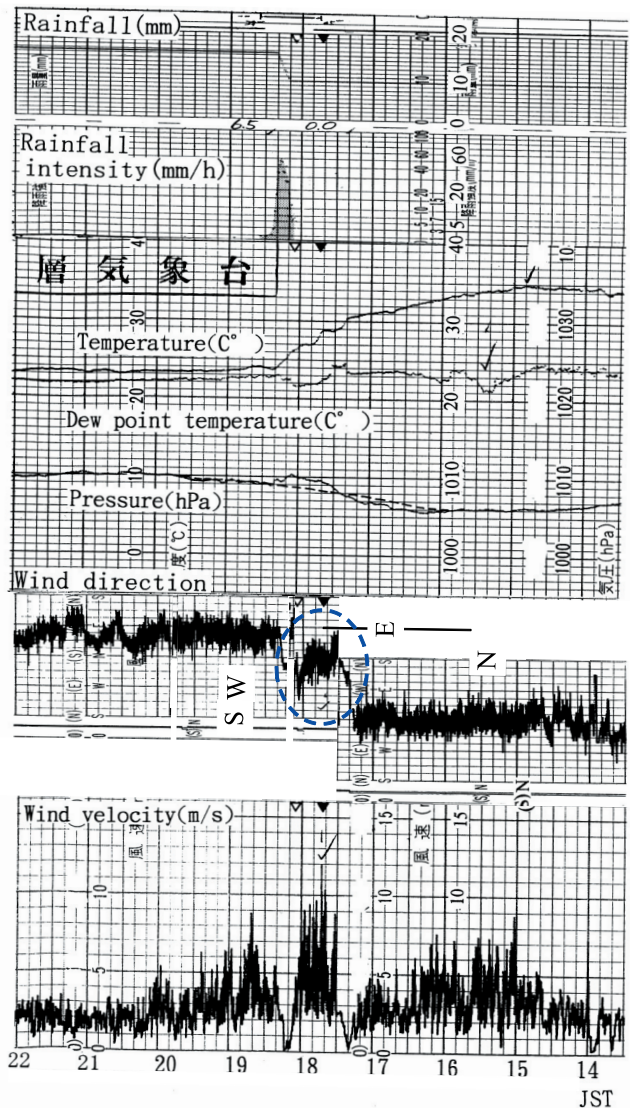
り、スコールラインの先端と冷氣塊の先端が大きく離れていなかったことがわかる。しかし、18時00分には茨城県東部の対流が強くなり、そこからスコールラインの一部（降水域A）が南東にせりでてきた。つくばを含む茨城県南部では、北西側の降水域からではなく、降水域Aからと考えられる冷気流が先に観測された。この降水域Aからの冷気流が茨城県南部に広がったために、北西側の降水域とガストの位置が離れ、冷気流により持ち上げられた下層の気塊は北西側の茨城県南部の降水域に供給されなかった。そのため、茨城県南部のスコールラインは衰弱し始めた。下層の気塊の持ち上げられる場所がスコールラインの前面付近であれば、降水域付近の水蒸気が既に飽和に近づいているため、容易に凝結して対流セルを発生させることができる。しかし、本事例の茨城県南部のように、既存の降水から離れてしまうと、水蒸気が多くて上昇流もより強くないと、下層を十分に湿らせて対流を発生させることができない。この事例の場合、上昇流の強さや水蒸気量が十分でなく、新しい収束域で対流を発生させる



第18図 ドップラーレーダーで観測したスコールラインの高度1kmにおける20dBZ以上の領域の南東側の先端(細い実線)と、自記紙から求めたガストフロントの位置(太い実線)。ドット域は17時02分における20dBZ以上の降水域、熊谷市とつくば市の位置を、それぞれ●と○で示す。18時02分のスコールラインの南東に突き出した降水域をAで示す。18時24分にスコールラインの降水域が消滅した部分を紫の破線の楕円で示す。

ことができず、千葉県は降水域は消散してしまったと考えられる。

つくばの高層気象台の自記紙やウィンドプロファイラーのデータから、衰弱を始めたスコールラインの特徴をみてみよう。第19図は高層気象台の自記紙である。スコールラインの通過に伴って17時42分ごろに12m/sの強風が吹き、23分後の18時05分に降水が始まっている。気温と露点温度が、強風の通過とともに2度下降している。冷気流との

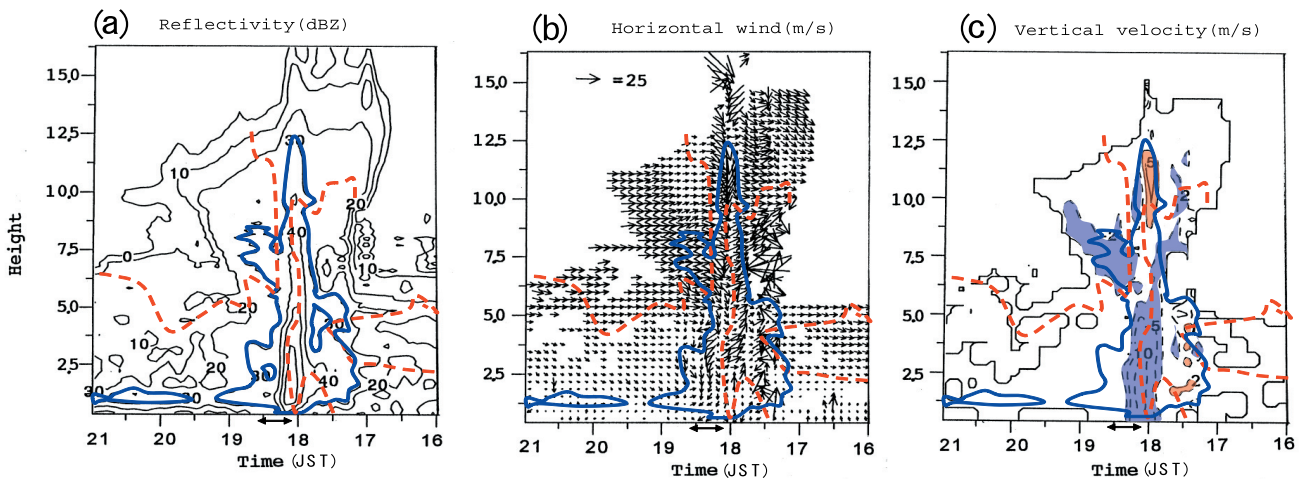


第19図 1995年8月16日13時30分から22時00分までの高層気象台の自記紙。▼はスコールラインの通過に伴う12m/sの強風が観測された17時42分、▽は降水が始まった18時05分である。気圧の時系列の破線は前後1時間30分の移動平均を示す。青い破線で囲んでいるのは、強風時の風向の時間変化である。

温度差が2度と小さかったのは、通過時刻が18時なので、既に日射が弱くなって徐々に気温が低下していたためである。その他の露点温度の低下や地上気圧の時間変化の特徴は、熊谷地方気象台で観測されたものによく似ていた(第15図)。第19図の青い破線で囲んだ強風時の風向をみると、17時20分に風向が南から北東に変わり、その後、西風成分が次第に強くなって、降水の始まった18時05分には北西風に変っていた。この風向の変化は、つくばからみて北東～北側で発達していた降水域Aによる冷気流が先につくばに到達したことを示している(第18図)。冷気流による強風が観測された時刻と降水が降り始める時刻の差は、最盛期のスコ

ールラインが通過した熊谷地方気象台の観測データでは約5分程であるのに対し、つくばでは23分と長い。この長い時間差のため、冷気塊により持ち上げられた空気はスコールラインに供給されていなかったと考えられる。

第20図につくばのウィンドプロファイラーで観測した反射強度と水平風、鉛直流の時系列を示す。ウィンドプロファイラーは降水時と非降水時では計測しているものが異なっていて、非降水時には反射強度は大気の流れによる散乱、鉛直流は大気の流れ速度を示し、降水時には反射強度は降水粒子による散乱、鉛直流は降水粒子の落下速度を示している。つくばを通過したスコールラインは減衰中のもので



第20図 つくばのウィンドプロファイラーで観測した1995年8月16日16時から21時までの(a)反射強度、(b)水平風、(c)鉛直流。非降水時の反射強度は大気の流れによる散乱、鉛直流は大気の流れ速度を示し、降水時の反射強度は降水粒子による散乱、鉛直流は降水粒子の落下速度を示している。時刻の矢印は、高層気象台で観測された降水期間である。(a)～(c)の赤い破線は水平風が北風成分を持つ領域を示す。(a)～(c)の青い実線は30dBZ以上の反射強度の領域である。(c)の赤い影域と青い影域は、2m/s以上の上昇流域と5m/s以上の下降流域である。

(a) 1746JST



(b) 1749JST



第21図 1995年8月16日の(a)17時46分と(b)17時49分につくばで撮影された下層の雲列。防災科学技術研究所 中井専人博士提供。



あるので、第 20 図の時系列は、減衰期のスコールラインについての知見を与えてくれる。

スコールラインの降水が観測された 18 時ごろには、30dBZ 以上の反射強度の強い領域が高度 12.5km まで達していた (第 20 図 a)。スコールラインの通過前の 16～17 時では、下層の 1.5km が下層インフローの南風、高度 2.5km より上側がほぼ一様な西風になっていた。この西風が中層風と考えられる。高度はスコールラインの前面 (17 時 30 分～18 時 00 分) の下層 1.3～2.5km には 40dBZ 以上の強い反射強度の領域があり、スコールラインの後面 (18 時 30 分～19 時 00 分) の高度 6.0～8.5km には、後面の層状雲に対応する 30dBZ 以上の領域がみられた。反射強度と風分布との対応をみると、スコールラインの降水が観測された 18 時ごろは、高度 5km 以下では 5m/s 以上の下降流域、高度 8.8～12.2km では 2m/s 以上の上昇流域になっていた (第 20 図 c)。上昇流域の高度が高く、強い下降流が中層以下を占めている鉛直流分布は、スコールラインが減衰期であったことを示している。スコールラインの前面側に強い反射強度の領域があった 17 時 30 分は、下層の南風 (下層インフロー) が北東風と収束していて、高度 2.0km に 2m/s 以上の上昇流を形成していた。この上昇流の位置が、スコールラインの強い反射強度の領域から離れていることから、持ち上げられた下層インフローの気塊がスコールラインには供給されなかったと考えられる。スコールラインの前面がつくばを通過した 17 時 45 分ごろに第 21 図に示したような雲列がみられた。雲列は東西にのびたロール状で、北から南に移動していた。この雲列は高度 2.0km の上昇流により発生したものと考えられる。一方、高度 6.0～8.5km にある後面の強い反射強度の領域では、西風が風向を北西風に変えて、高度 5km 付近まで下降していた。この後面の強い反射強度の領域がスコールラインの層状性の降水域に、後面の強い反射強度の領域を通過して西風から北西風に変化する気流が、ドップラーレーダーで観測した後面からの気流に対応していると考えられる。

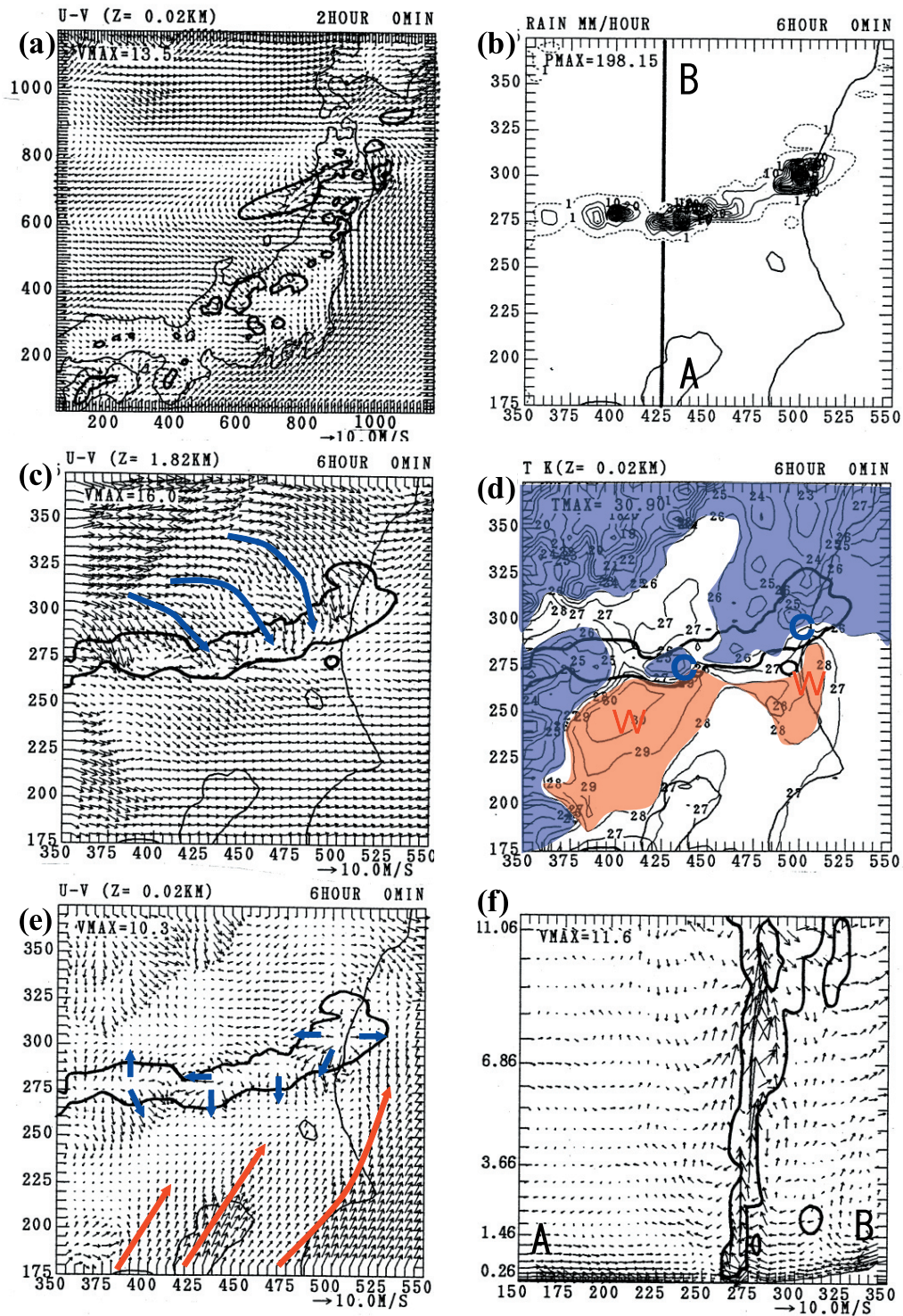
## 2.2.3 数値モデルで再現したスコールライン

### a. 用いる数値モデル

気象研究所非静力学メソスケールモデル (NHM) を用いて、スコールラインの再現実験をおこなった。NHM は当初、気象研究所の Ikawa and Saito (1991) によって開発され、格子の間隔の粗い数値モデルの初期値や境界値が使用できるように開発が進められた (Saito, 1994)。ここでは、NHM の非弾性バージョン (齊藤・加藤, 1996) を用いる。NHM の水平方向の格子数は  $120 \times 120$  とし、水平格子間隔はスコールラインと寒冷前線を再現するために 10km にしたものと、スコールラインを詳細にみるために 5km にした 2 通りをおこなった。鉛直方向の層数は 38 層で、最下層の高度は 20m である。降水過程には雨と雲水を予報した。NHM に与える初期値や境界値には、水平分解能約 30km の気象庁の元現業モデルである日本域モデル (JSM), (Segami *et al.*, 1989) を用いた。JSM はスコールラインが組織化した 18 時間前の 15 日 21 時から時間積分を行い、18 時間後の 16 日 15 時の結果を初期値に、24 時間後まで時間積分した結果を時間空間的に内挿して境界値にした。JSM はプリミティブ方程式系の静力学モデルで、水平方向の差分にはスペクトル法を用いている。降水過程にはパラメタリゼーションである対流調節の他に、大規模凝結や雨滴の蒸発を導入している。JSM の鉛直方向の層数は 23 層で、境界値と初期値にはアジアモデル (Tatsumi, 1986) の予報値を用いている。

### b. 格子間隔 10km の NHM で再現した降水域

格子間隔 10km の NHM で 2 時間時間積分した 16 日 17 時 00 分の降水域と高度 20m での水平風の分布を第 22 図 a に示す。山形県沖には、寒冷前線に対応する北東にのびる降水帯が発達していて、本州の内陸部にも降水域が点在していた。GMS の赤外面像 (第 11 図) による雲分布と比較すると、ともに内陸や山形県沖に分布していて、よく似ている。中部地方から東北地方にかけての内陸部の点在する降水域は、日本海側からの北西風や西風と太平洋側からの南よりの気流が収束する場所で発生してい



第22図 (a) 格子間隔10kmのNHMで再現した1995年8月16日17時 (FT=2h00m)の降水域 (実線) と高度20mの水平風分布。格子間隔5kmのNHMで再現した16日21時 (FT=06h00m)の (b) 降水強度, (c) 高度1.82kmでの水平風, 高度20mの (d) 気温と (e) 水平風。 (f) は (b)の実線ABに沿った南北鉛直断面図。 (c) ~ (e)の実線は1mm/hour以上の降水域, (f)のベクトルは南北風と鉛直流, 実線は1g/kg以上の雲水量の領域を示す。 (d)の気温が28℃以上と26℃以下の領域を赤と青の影域で示す。



た。点在する降水域が寒冷前線よりも南西側の四国地方や中国地方の内陸でも発生していたことから、寒冷前線による収束の他に、地面が加熱されて生じた局地循環による収束が内陸の降水域の発生に大きく寄与していたことが示唆される。

#### c. 格子間隔 5km の NHM で再現したスコールライン

格子間隔を 5km にして 6 時間時間積分した 21 時 00 分の降水域と高度 20m の水平風・温度の分布を第 22 図 b ~ d に示す。内陸に発生した点在する降水域が東に移動し、さらに対流セルが並んで発生して、21 時 00 分には東西方向にのびた線状の降水帯（スコールライン）になった（第 22 図 b）。高度 20m では、スコールラインの南側からの暖かい南西風（下層インフロー）が、降水域の発散する冷たい気流とスコールラインの前面で収束している（第 22 図 e）。スコールラインの南側では気温が 28 度以上であるのに対し、降水域の発散する気流は 26 度ほどで、スコールラインの前面を境に大きな温度傾度がみられた（第 22 図 d）。高度 1.82km の水平風（第 21 図 c）をみると、スコールラインの北側では、西風が北西風に向きを変えて降水帯の後面から侵入していた。観測に比べて後面から侵入する気流の高度は低いが、NHM で再現した気温や水平風の分布は、観測したスコールラインの特徴と良く似ている。

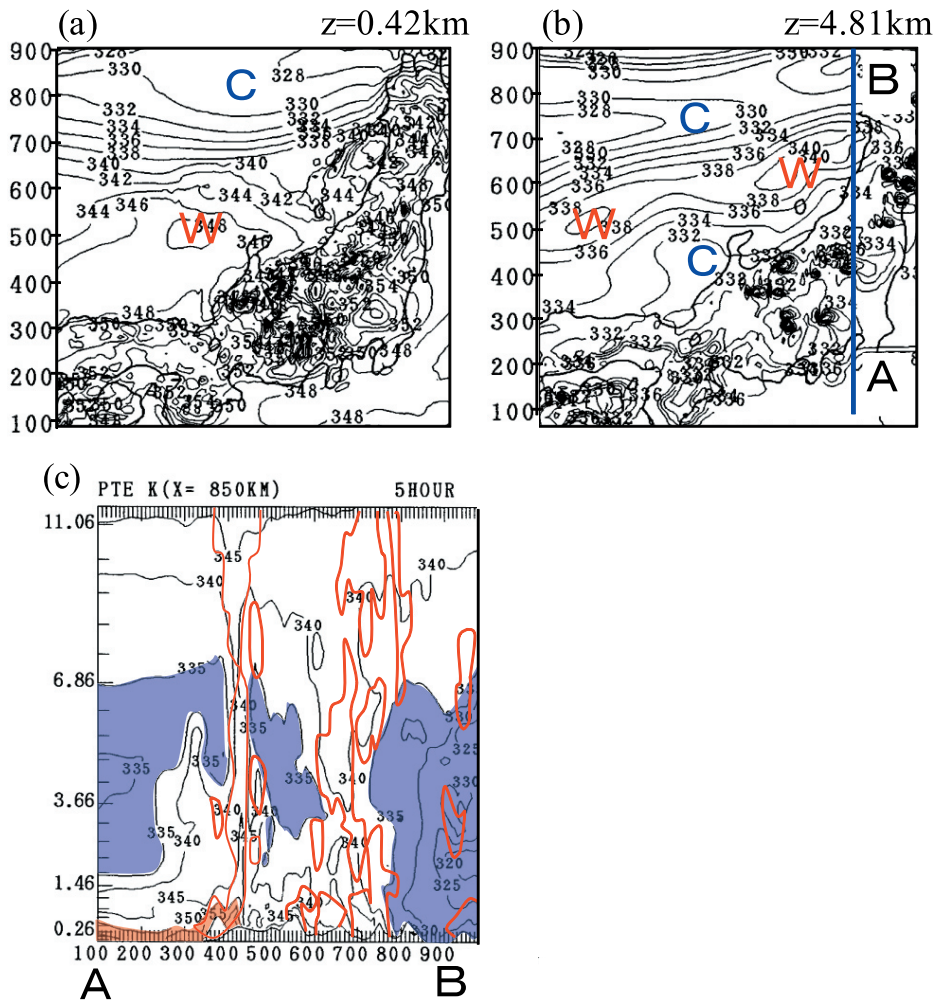
次に、スコールラインにほぼ直交した南北断面図を第 22 図 f に示す。スコールラインの南側からの下層インフローが、北側の地上から 2.5km ほどの厚みを持つ北寄りの気流と収束して、高さとともに北に傾く上昇流を形成していた。北に傾く上昇流域の下側（ $y=275\text{km}$ ）では、収束した北よりの気流が下降していた。降水も、北に傾いた上昇流の下側で降っていたことから、スコールライン自身の降水が、南側からの暖かい下層インフローの気流の供給を妨げない構造になっていたことがわかる。

#### d. 数値モデルで再現したスコールラインを伴う寒冷前線の構造

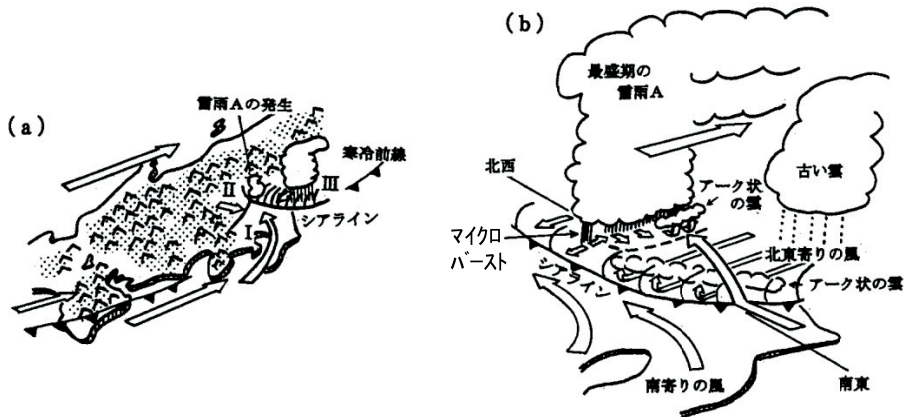
スコールラインの北側にも、山形県沖から北東にのびる寒冷前線に伴う降水帯があり、寒冷前線全体の構造は複雑である。そのため、スコールラインの後面に侵入した気流の起源が、寒冷前線の北側の気塊でないことを確認する必要がある。そこで、山形県沖の降水帯を再現した格子間隔 10km の NHM の結果を用いて、寒冷前線全体の構造とスコールラインの後面に侵入する気流の気塊を調べた。

第 23 図 a, b は、格子間隔 10km の NHM で再現した FT=2h00m（17 時 00 分）の高度 0.42km と 4.81km の相当温位の分布である。FT=2h00m（17 時 00 分）は、第 22 図 a で示したように、山形県沖から北東にのびる降水帯が既に発達し、内陸にはスコールラインに組織化する小さい降水域が発生している時刻である。まず、山形県沖の降水帯をみると、高度 0.42km では南側に高相当温位な気塊、北側には低相当温位の気塊があって、降水帯付近では相当温位の水平傾度が大きくなっていた（第 23 図 a）。高度 4.81km では、降水帯から南西側に高相当温位の領域が帯状にのびていて、その両側には低相当温位の気塊があった（第 23 図 b）。これらの分布から、山形県沖の降水帯の北側は、下層も中層も低相当温位な寒冷前線の北側の気団であり、この気団が関東地方まで到達していないことがわかる。

次に、格子間隔 5km の再現実験でスコールラインが発達していた FT=5h00m（21 時 00 分）のスコールライン付近をみてもみる。スコールラインは、格子間隔が 10km と粗いために、山形県沖の降水帯の南側で複数の孤立した小さい降水域として発達していた（図省略）。第 23 図 c は第 23 図 b の青い実線に沿った相当温位（黒い実線）と雲水域（赤い実線）の南北断面図をみると、スコールラインに対応する雲域（ $y=400 \sim 500\text{km}$ ）と、山形県沖の降水帯の雲域（ $y=600 \sim 800\text{km}$ ）があって、スコールラインの周辺の高さ 3 ~ 7km では低相当温位な気塊が存在していた。時間をさかのぼってこの気塊を追跡すると、FT=2h00m（17 時 00 分）には輪島の南西側にあった気塊で（第 23 図 b）、寒冷前線の北側ではなく、山形県沖の降水帯南側の気塊であった。



第23図 (a) 格子間隔10kmのNHMで再現した1995年8月16日17時 (FT=2h00m)の高度 (a)0.42kmと (b)4.81kmの相当温位 (K)の分布. (c)は1995年8月16日21時 (FT=5h00m)の (b)の青い実線に沿った相当温位 (K)と雲水域の南北断面図. 雲域を赤い実線で示す. 相当温位の350K以上の領域を赤い影域で, 335K以下の領域を青い影域で示した.



第24図 (a)1995年8月10日に関東平野で観測された雷雨の概念図. 気流I~IIIが収束したところに雷雨Aが発生している. (b)最盛期の雷雨Aの周りの流れの概念図. 東北地方から南下する気流IIIと暖かい南からのIが収束し, 雷雨Aが持続していた. 吉崎ほか, 1998から引用.

## 2.2.4 議論

### a. 寒冷前線を伴う降水帯の他の事例との比較

寒冷前線通過に伴う降水帯の他の事例と比較する。第24図は1996年8月10日の事例(吉崎ほか, 1998)における地上付近の気流と降水域である。関東平野では、太平洋側の南西風(I)、関東山地を越える気流(II)、東北地方の東海上を南下する気流(III)の3つの気流が観測されていて、太平洋側からの気流が他の気流と収束するところに、降水帯が形成されていた。気流IIIが関東平野の北東側から広がったため、スコールラインの形状にはならなかったと考えられる。寒冷前線通過時に、降水帯が本事例のようなメソβスケールの線状の形状になるためには、東北地方の東側を南下する気流が弱いことが必要であると考えられる。本事例では、スコールラインから離れた山形県沖に降水帯が発達し、その降水帯の南側の東北地方南部では南東風が吹いていた(第22図a)。そのため、スコールラインになることができたと考えられる。東北地方の東岸から関東平野に広がる北風があるとスコールラインが形成できないという関係は、下層風の分布が降水帯の形状や発生場所に影響を与えていることを示唆している。

### 2.2.5 スコールラインの形態と維持機構のまとめ

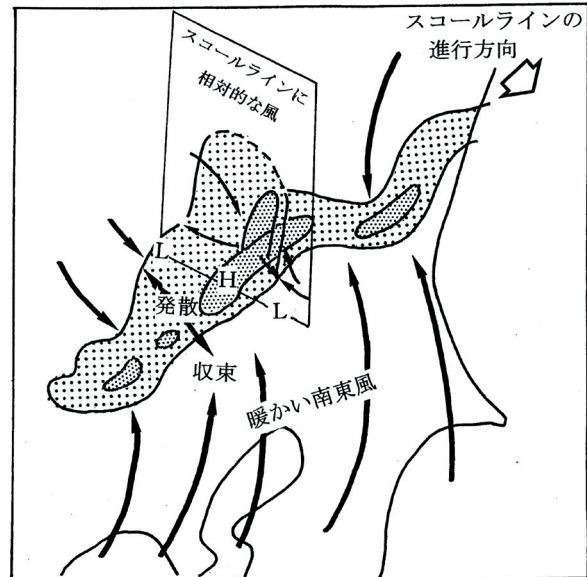
1995年8月16日に寒冷前線が南下したときに、関東平野を通過するスコールラインが観測された。関東地方を通過したスコールラインは、熱帯域やアメリカ中西部で観測されるスコールラインと同じ特徴を多数持っていた。本事例のスコールラインの模式図を第25図に示す。線状にのびたスコールラインの進行方向の前面には対流性の強い降水域があり、後面側には層状性の弱い降水域が広がっていた。スコールライン内の対流セルは、幅の狭い強い降水域内で発生発達を繰り返していると考えられ、個々の対流セルは識別できなかった。強い降水域では冷気塊が地上付近で発散し、発散により強化された強い北風と暖かい下層インフローがスコールラインの前面に沿って収束していた。この収束によって暖か

い下層インフローがスコールラインに供給されて、スコールラインが持続していた。一方、スコールラインの後面では、高度2.0kmより上側にある北西風が、強い降水域の下層に向かって吹き込んでいた。この後面からの北西風は、熊谷市でガストフロントの通過時に冷たく乾燥した気塊が観測されたことから、雨滴を蒸発させて冷気塊を生じさせた乾燥した気塊であったと考えられる。また、このスコールラインに流入する南よりの下層インフローは、降水に妨げられずにスコールラインの前面で冷たい発散流と収束しており、対流活動が持続できる構造であった。スコールラインの環境としては、中層風が下層インフローと逆方向から吹いていることや中層風が乾燥していることが特徴として挙げられる。

## 2.3 バックビルディング型の降水帯

### 2.3.1 はじめに

BB型の降水帯は、降水帯の先端で新しい対流セルが次々と発生し、発生した対流セルが発達しながら



第25図 本事例のスコールラインの模式図。濃い(薄い)ドット域は強い(弱い)降水域、太い実線は地面に相対的な地上風、白い矢印はスコールラインの進行方向を示す。模式図中にスコールラインにほぼ直交する方向の鉛直断面図を示す。鉛直断面図中の実線はスコールラインに相対的な気流であり、LとHは鉛直断面に沿った地上での低圧域と高圧域である。



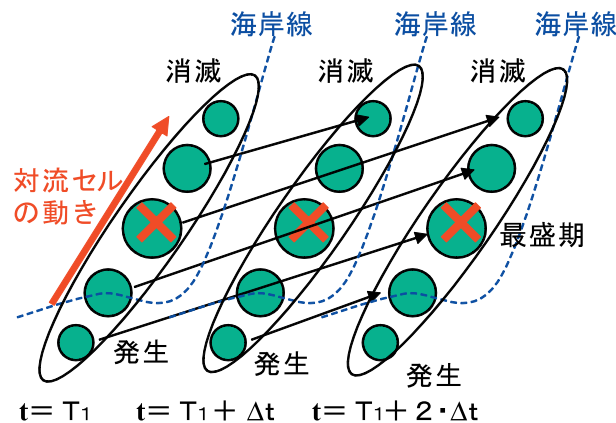
ら降水帯に沿って移動するもので、しばしば梅雨期のメソ  $\alpha$  スケールの降水システムなどで観測されている。第 26 図は BB 型の降水帯の模式図である。降水帯の先端で発生した対流セルが後方へ移動した後、また先端の同じ場所に新しい対流セルが発生している。そのため、降水帯内は対流セルが世代交代を繰り返しているにもかかわらず、降水帯全体では定常な状態になっている。また、BB 型の線状降水帯は降水系全体の移動速度が遅いことが多く、しばしば集中豪雨の原因となる。BB 型の線状降水帯が引き起こした豪雨の一例として、1993 年 8 月 1 日に発生した鹿児島豪雨が挙げられる（第 7 図 a）。鹿児島豪雨をもたらした降水域は九州上に停滞していて、その降水域の南西側に沿って降水強度の強い線状の降水帯が幾本も東西方向にのびていた。Kato (1998) は、鹿児島豪雨を気象庁の現業レーダーと数値モデルを用いて解析し、BB 型の線状降水帯が豪雨を引き起こしたと報告している。BB 型のメソ  $\beta$  スケールの特徴を報告した事例解析には、Kato (1998) や横田 (1993)、Watanabe and Ogura (1987) の他に少なく、メソ  $\beta$  スケールの維持機構や気流構造は十分にわかっていない。本節では、“九州豪雨観測実験”で観測した 1996 年 7 月 7 日の“梅雨前線のメソ  $\beta$  スケールの降水域内で組織化した降

水帯”の解析をおこなって、BB 型の降水系の形態と内部構造や組織化しているときの環境を明らかにする。

### 2.3.2 観測データを用いた解析

#### a. 用いるデータ

本節では、“九州豪雨観測実験”（榊原ほか、1996）の観測データと気象庁の現業観測データ、国土地理院の“全国 GPS 連続観測網”のデータを用いた。“九州豪雨観測実験”は、1996 年の 6～7 月に梅雨前線の降水システムを対象にした観測実験で、気象研究所をはじめ、郵政省通信総合研究所（現）独立行政法人 情報通信研究機構、東京大学海洋研究所、九州大学、名古屋大学などの研究所や大学が参加しておこなわれた。第 27 図は“九州豪雨観測実験”の主な観測サイトの配置図である。観測サイトを南九州に集中的に配置し、ドップラーレーダーは種子島（名古屋大学）と屋久島（気象研究所）で、高層観測サイトは南から平島（気象研究所）と硫黄島（東京大学海洋研究所）、南種子（名古屋大学）、内之浦（名古屋大学）、名瀬・鹿児島・福岡（気象庁）と啓風丸などの気象観測船（気象庁）の 10 地点で、ウィンドプロファイラーは山川（通信総合研究所）で観測をおこなった。これらの特別観測デー



第 26 図 停滞しているバックビルディング型の降水帯の模式図。緑の丸は対流セルで、対流セルを囲む楕円は降水帯を示す。丸の大きさで発生から消滅までの対流セルの降水強度の強さを示す。赤い矢印は対流セルの移動方向を示し、細い矢印は  $t=T_1$  から  $t=T_1 + 2 \cdot \Delta t$  までのそれぞれの対流セルの位置を結んだものである。対流セルは、降水帯内部で発生から消滅を繰り返しているが、降水帯自体は定常である。赤い×の位置では常に降水強度が強く、積算降水量が非常に大きくなる。

タのうち、高層観測と屋久島のドップラーレーダーのデータを使って解析をする。“全国 GPS 連続観測網”は国土地理院が地殻の動きを監視するために、GPS 受信機を全国に 1000 点ほどの地点に配置したシステムで、受信機の位置の他に水蒸気のデータを得ることができる。

#### b. メソ $\alpha$ スケールの特徴

第 28 図は 1996 年 7 月 7 日 07 時 33 分から 12 時 38 分までの GMS の赤外面像である。8 時 39 分の画像に 09 時の地上天気図を重ねている。梅雨前線上の九州の西側にはメソ $\alpha$ スケールの低気圧があり、これに伴って発達したメソ $\alpha$ スケールの降水システムがみられる。このメソ $\alpha$ スケールの降水システムは 6 日 22 時ごろから発達しはじめ、17 時間以上も南九州付近で停滞していた。この降水システムは 3 つのメソ $\beta$ スケールの雲域 I ~ III から構成されていた。雲域 I は低気圧の暖域内で発達して停滞し、雲域 I 内では、後述するように BB 型の線状降水系が組織化した。雲域 II と III は低気圧からのびる梅雨前線付近で発達し、雲域 II と III は時間とともに東に移動して、12 時ごろに雲域 I と併合した。12 時 38



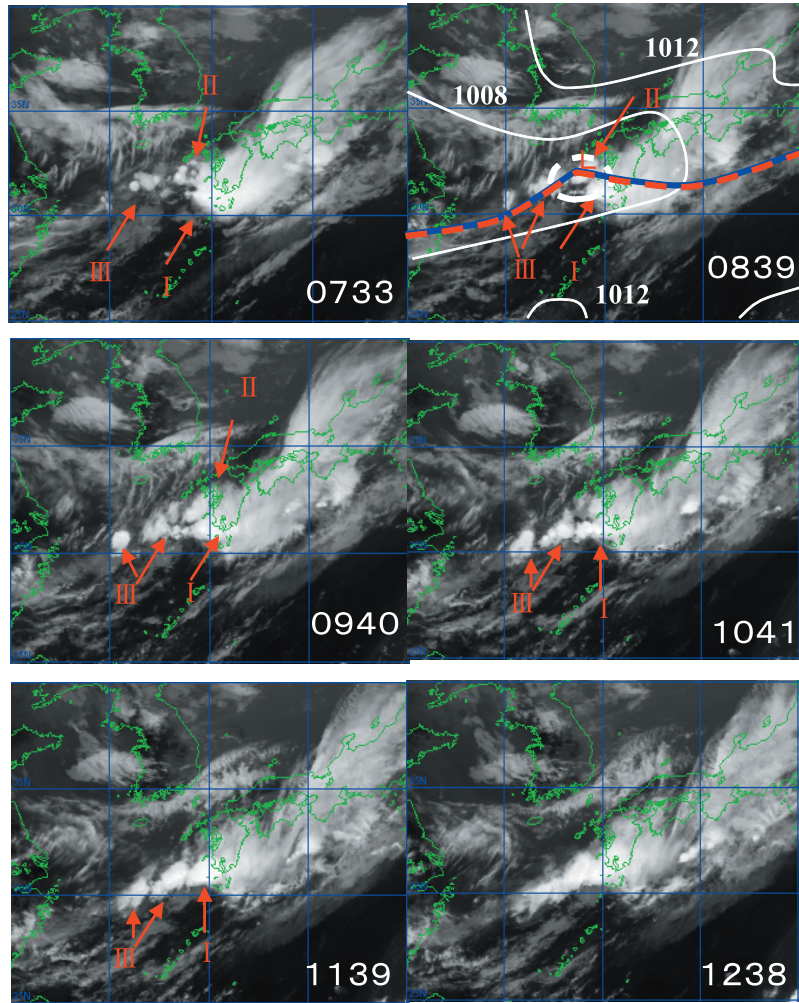
第 27 図 “九州豪雨観測実験”の高層観測とレーダーの観測点の配置図。影域は 1996 年 7 月 7 日 9 時の降水域を示す。図 29 の南北鉛直断面図は赤い点線に沿う観測点と名瀬測候所のデータから作成した。

分には雲域 I ~ III が 1 つになって、個々の雲域を識別できなくなった。

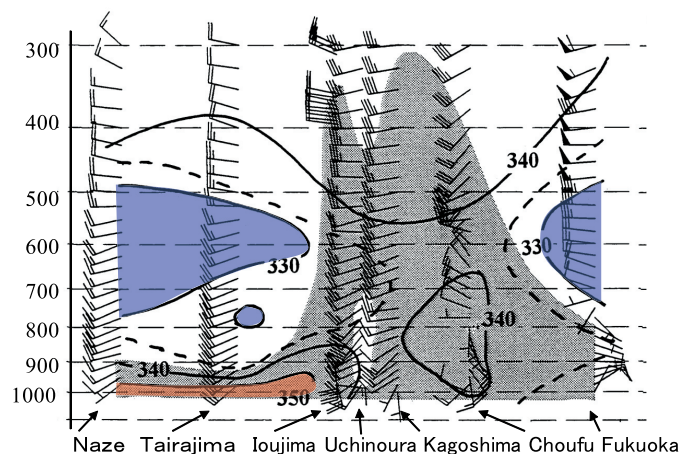
第 29 図は高層観測から作成した 7 月 7 日 09 時の降水システムを南北に横切る相当温位と湿度、水平風の鉛直分布図である。硫黄島から長風丸までの観測サイトが降水システム内にあり、そこでは湿度 80% 以上の湿った気塊が高い高度まで達していた。降水システムの南側の下層 1.0km は高相当温位の南西風域で、降水システムはこの南西風が供給する高相当温位の気塊によって持続していたと考えられる。南西風上側の高度 2 ~ 5km には低相当温位の気層があって、平島での CAPE と CIN は、それぞれ 4741J/kg と -4J/kg で、不安定で対流の発達しやすい成層であった(第 1 表)。降水システムの南側のみでなく、北側にも中層に低相当温位の気塊があり、降水システムには南北両側から中層の乾燥気塊が入り込み得る状態であった。降水システムの南側では、下層の高相当温位の気流も、その上側の低相当温位の気流もほぼ同じ風向であったので、風向からは下層インフローと中層風を区別できない。そこで、相当温位の分布から、下層 1.0km の高相当温位の南風が下層インフロー、その上側の低相当温位の気流が中層風に相当すると判断した。

#### c. メソ $\beta$ スケールの特徴

メソ $\beta$ スケールの雲域に対応する降水域の特徴は、レーダーで良く把握することができる。第 30 図は、気象庁の現業レーダーで観測した降水強度分布である。降水システムの降水域も、雲域に対応したメソ $\beta$ スケールの降水域で構成されていて、注意してみると雲域 I に対するメソ $\beta$ スケールの降水域は、さらに小さなスケールの降水帯とその周りの弱い降水域で構成されていることがわかる。すなわち、一口にメソ $\beta$ スケールといっても、雲域全体にわたる降水域と小さな降水帯の 2 つのスケールが存在している。そこで、雲域全体に対応するスケールをメソ $\beta_L$ スケール、小さい降水帯のスケールをメソ $\beta_S$ スケールと呼ぶことにする。メソ $\beta$ スケールの階層にメソ $\beta_L$ スケールとメソ $\beta_S$ スケールの 2 つのスケールが存在することは、Ninomiya and



第28図 1996年7月7日07時33分から12時38分までのGMSの赤外画像。緑線は海岸線、青線は10度毎の緯度経度線である。08時39分の画像中の白い実線は地上気圧の等圧線、赤と青の破線は梅雨前線を示す。I～IIIは、低気圧周辺で発達したメソ $\alpha$ スケールの降水システムを構成するメソ $\beta$ スケールの雲域を示す。



第29図 1996年7月7日09時のメソ $\alpha$ スケールの降水システムを南北方向に横切る水平風と相当温位、湿度の南北鉛直断面図。黒い影域は80%以上の湿った領域、矢羽は水平風を示す。短い矢羽は2.5m/s、長い矢羽は5m/s、ペナントは50m/sである。実線と破線は等相当温位線で、350K以上の高相当温位の気層と320K以下の低相当温位の気層を赤と青の影域で示す。高層観測点の配置は第27図で示している。

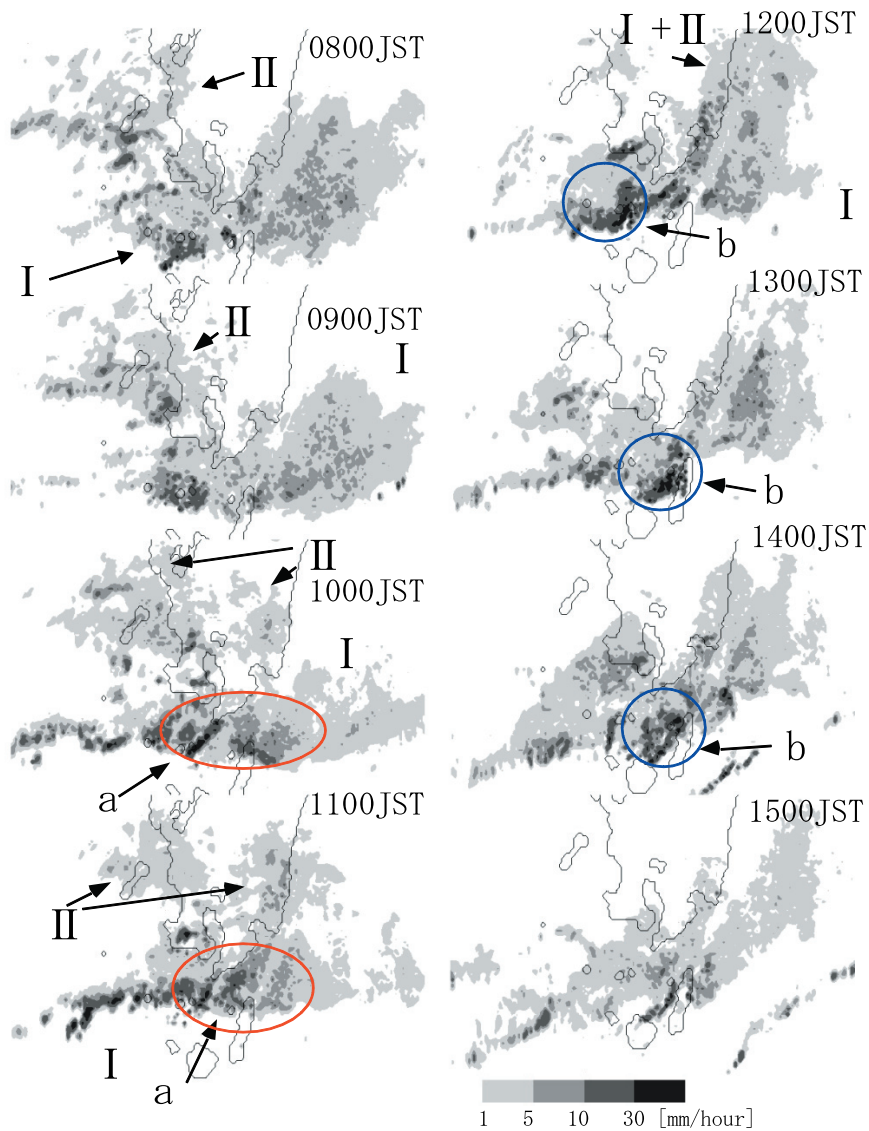


第1表 1996年7月7日09時の平島, 鹿児島, 福岡の高層観測データから計算したCAPEとCIN, SSIと可降水量.

	Tairajima	Kagoshima	Fukuoka
CAPE (J/kg)	4741.1	500.5	97.3
CIN (J/kg)	-4.0	2.2	10.9
SSI (°C)	-3.5	-1.5	1.6
PWV (mm)	50.5	64.0	45.0

Tanageshima Radar

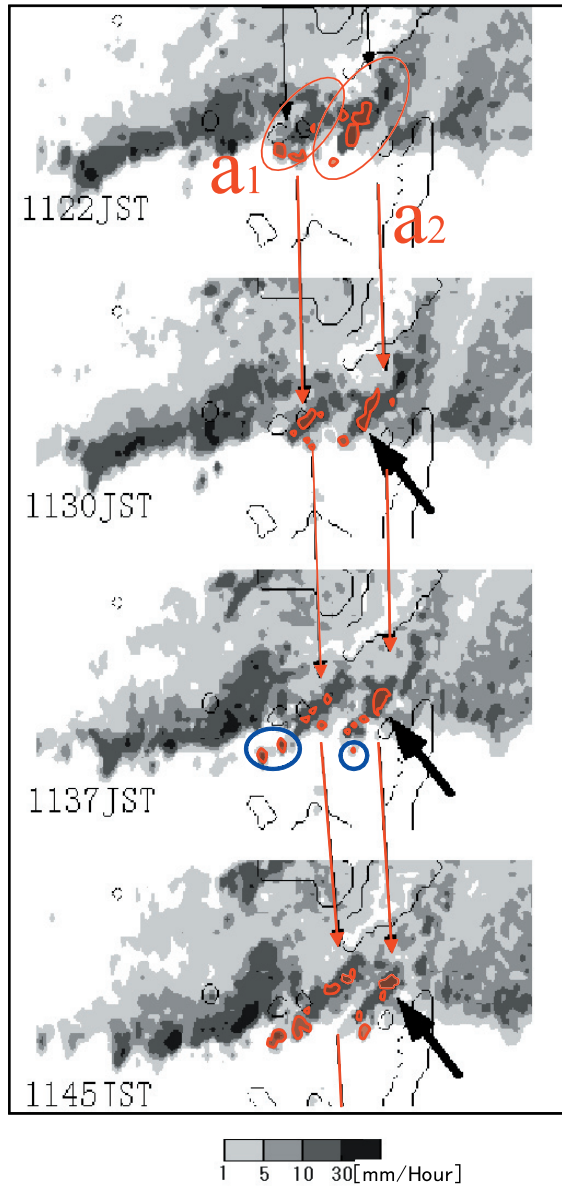
7 July 1996



第30図 現業レーダーで観測した1996年7月7日8時00分から15時00分までの1時間毎の降水強度分布. メソβ<sub>L</sub>スケールの雲域をI, IIで示す. 赤と青の楕円はメソβ<sub>S</sub>スケールの線状の降水帯aと弧状の降水帯bを示す.

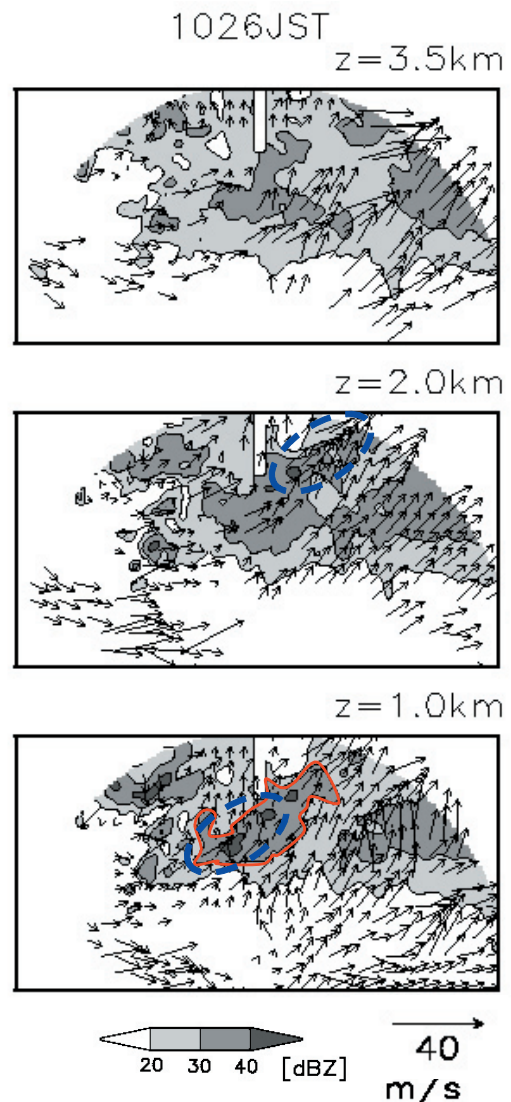
Akiyama (1992) の階層構造では報告されていない特徴である。また、雲域Ⅰ～Ⅲに対応する降水域を、降水域Ⅰ～Ⅲと呼ぶことにする。

本事例では、メソβ<sub>L</sub>スケールの降水域Ⅰの中に、2つのタイプのメソβ<sub>S</sub>スケールの降水帯が観測された。一つ目は、降水域Ⅰの南端から北東へのび



第31図 現業レーダーで観測した1996年7月7日11時22分～45分の降水強度の時系列。赤の楕円と細い実線は降水帯aの位置と移動を示す。降水帯a内の小さい赤い領域は周囲よりも強い降水強度の対流セルである。降水帯a内で対流セルが北東に移動している様子を11時30分～45分の黒い矢印で示す。降水帯の南西側で新しく発生した対流セルを青い丸で囲んだ。

た複数の線状降水帯aで、降水域Ⅱが九州の南西部にある10時ごろに組織化していた。二つ目は、降水帯aと同じように降水域Ⅰの南端に形成された1本の弧状の降水帯bで、降水域Ⅱが九州の南東部分に移動した12時ごろに組織化していた。この降水域Ⅱの移動は降水域Ⅰの環境の変化を示唆していて、環境の変化により降水域Ⅰのほぼ同じ場所に、2時間の間に線状と弧状の2種類の降水帯が組織化したと考えられる。ここでは線状の降水帯aを解析



第32図 屋久島のドップラーレーダーで観測した1996年7月7日10時26分の降水帯a周辺の水平風分布。高度1.0kmの降水帯aの反射強度30dBZ以上の領域を赤い実線で示した。高度1.0mでの降水帯の南西部分の収束と高度2.0kmでの降水帯の北東部分の収束を青い点線で囲んだ。水平風は降水帯aに相対的である。

し、弧状の降水帯bについては第2.3.4章で述べる。

メソ $\beta_s$ スケールの降水帯a内の内部構造を詳しくみてみる。第31図は11時22分から約7分毎の現業レーダーの画像を示したものである。降水域Iの南端から2本の降水帯aが南西から北東にのびていて、それぞれ東に移動していた。それぞれの降水帯aには幾つかの降水強度の強い領域があって、降水帯に沿って並んでいた。これらの降水強度の強い領域は、大きさは10km以下で積乱雲のスケールよりも小さく、対流セルによる降水域であると考えられる。対流セルの移動の様相をみてみると、対流セルは時間とともに北東に移動し、降水帯の南西端で新しい対流セルが発生していた。この対流セルの様相から、降水帯aはBB型であったことがわかる。

#### d. メソ $\beta_s$ スケールの降水帯内の風分布

降水帯aは、ドップラーレーダーの観測サイトがある屋久島付近を通過した。ドップラーレーダーの風データを用いて、降水帯a周辺の風分布をみてみよう。第32図はドップラーレーダーで観測した高度1.0kmから3.5kmまでの反射強度と降水帯に相対的な水平風分布である。水平風はドップラーレーダーで観測した風データから簡略化VVP法を用いて求めた。この事例に適用した手法は、第2.2.2で用いた簡略化VVP法の解析単位である扇形をさらに細かくしたもので、動径方向には2km、接線方向には8度を用いている。解析単位を細かくしたため、速度分布の推定精度は悪くなっているが、より細かな分布をみることができる。降水帯aの高度1.0kmにおける反射強度30dBZ以上の領域を赤い実線で囲んだ。降水帯aは南西から北東にのび、40dBZ以上の対流セルも同じ方向に並んでいた。降水帯a付近の水平風は南風や南西風で、スコールライン周辺の風分布のような逆方向の水平風はなかった。次に、高度別に細かくみてみる。高度1.0kmでは降水帯の南西部分で、降水帯の北側の弱い南風に南側から比較的強い南西風が収束していた。降水帯の北東部分では降水帯の両側とも南西風になっていて収束が弱かった。高度2.0kmでは、降水帯の北東部分に強い収束がみられた。高度3.5kmで

は推定できた水平風は少ないが、南西風と南風が推定されている。高度とともに降水帯周辺の強い収束の位置が後方になっていくことは、降水帯の南西部分では低い高度の収束により対流セルが発生し、その後、対流セルが北東に移動しながら成長して、降水帯の北東部分では高い高度での収束が顕著になったことを示している。

### 2.3.3 数値モデルで再現したバックビルディング型の降水帯

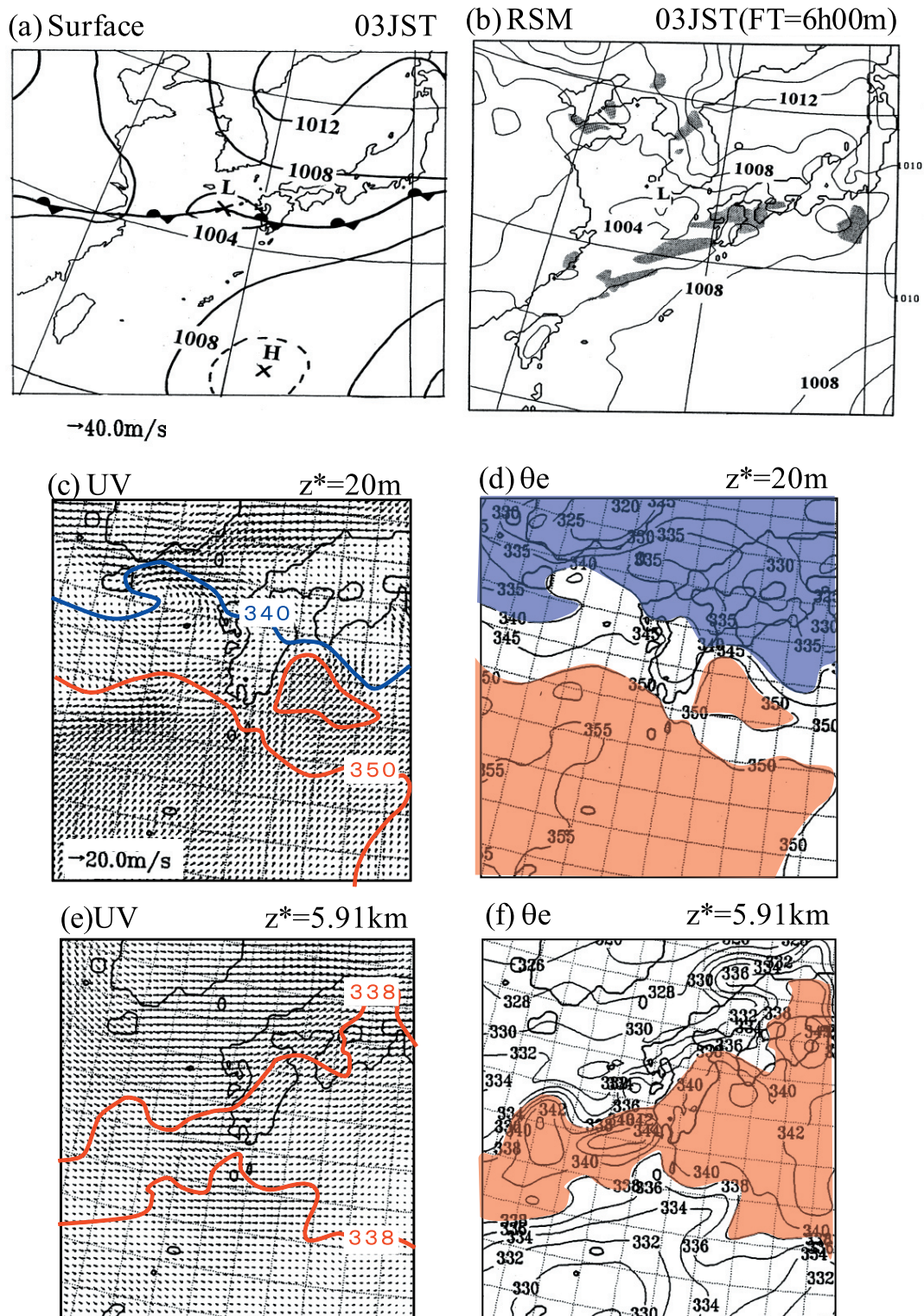
#### a. 用いる数値モデル

第2.2.3章と同様にNHM(斉藤・加藤, 1996)の完全圧縮バージョンを用いて、降水帯の再現実験をおこなった。水平方向の格子数は $200 \times 200$ とし、格子間隔は計算領域がメソ $\alpha$ スケールの降水システム全体を覆うように5kmを用いた。鉛直方向の層数は38層で、最下層の高度は20m、最上層の高度は19.82kmである。時間ステップには5秒を用いた。降水過程には、雲水や雨水の他に、雲氷、雪、あられの水相も直接予報している。NHMの初期値と境界値の作成には、気象庁数値予報課が開発した元現業モデルである領域モデル(RSM)(JMA, 2002)を用いた。RSMはJSMと同じプリミティブ方程式系の静力学モデルで、降水過程にはパラメタリゼーションであるArakawa-Schubertスキーム、対流調節の他に、大規模凝結や雨滴の蒸発を導入している。境界値と初期値には気象庁現業モデルである全球モデルの予報値を用いている。この事例で用いたRSMは、水平分解能を約20km、格子数を $129 \times 129 \times 36$ とした。NHMの初期値には、RSMを1996年7月6日21時から6時間時間積分した出力を用い、境界値には24時間後までの1時間毎の出力を時間空間的に内挿して作成した(Saito, 1994)。

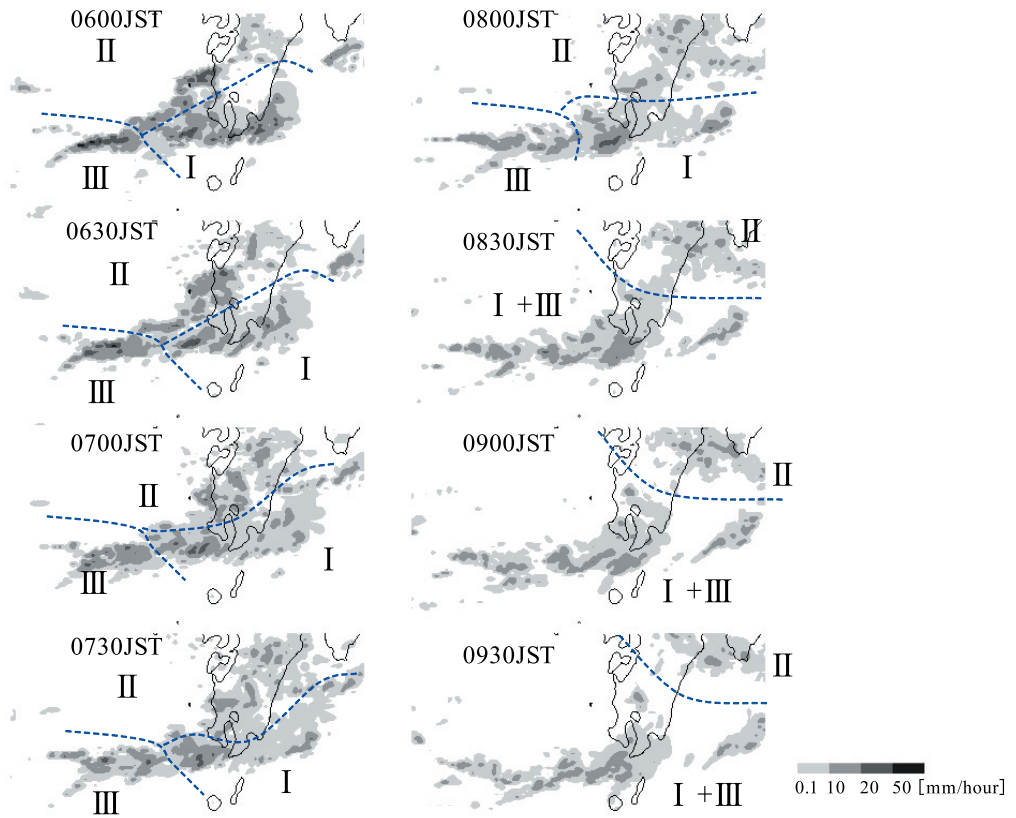
#### b. 再現した降水帯の特徴

最初に、1996年7月7日03時の地上天気図とRSMで再現した同じ時刻(FT=6h00m)の地上気圧と降水帯の分布を第33図a, bに示す。RSMで再現した九州の西側のメソ $\alpha$ スケールの低気圧の位

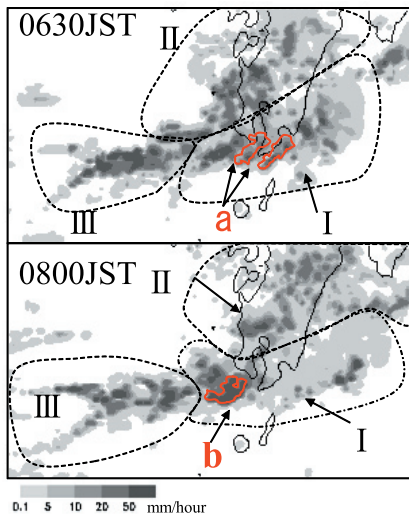




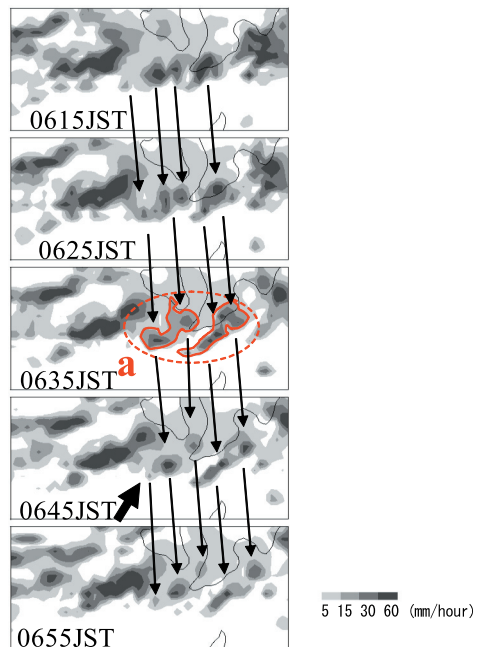
第33図 (a)1996年7月7日03時の地上天気図。(b)RSMで再現した1996年7月7日3時(FT=6h00m)の地上気圧と降水域。(b)の影域は降水域である。(c)~(f)はRSMの7日3時の出力から作成したNHMの初期値で、高度20mの(c)水平風と(d)相当温位、高度5.91kmの(e)水平風と(f)相当温位である。(c)の赤と青の実線は、350Kと340Kの等相当温位線、(d)の赤と青の影域は相当温位が350K以上と340K以下の領域、(e)の赤い実線は338Kの等相当温位線、(f)の赤い影域は相当温位が338K以上の領域を示す。



第 34 図 NHM で再現した降水域の時間変化. 前 15 分間の降水量を時間降水量に変換している. メソβスケールの降水域 I ~ III が区別できるときには, それぞれの降水域を点線で区切って示した.



第 35 図 NHM で再現した 1996 年 7 月 7 日 6 時 30 分 (FT=3h30m) と 8 時 00 分 (FT=5h00m) の降水強度分布. 破線で囲んだ I ~ III はメソβ<sub>L</sub>スケールの降水域を示し, 再現した降水帯 a と b の形状を赤の実線で示す.



第 36 図 NHM で再現した 1996 年 7 月 7 日 6 時 15 分 ~ 55 分 (FT=3h15m ~ 55m) の降水強度分布. 赤の実線は降水帯 a を, 細い矢印は降水帯 a 内の対流セルの移動を示す. 6 時 45 分 (FT=3h45m) の太い矢印は降水帯 a の先端で発生した新しい対流セルを示す.



置や等圧線の配置は地上天気図とほぼ一致していて、気圧分布を良く再現している。降水域については、RSMは東シナ海に実際には存在していない降水域を発生させているが、本州の南側から九州にかけての降水域の位置はGMSで観測した位置とほぼ一致している。

次にRSMの出力から作成したNHMの初期値をみる。高度20mの相当温位と水平風の分布を第33図c, dに示す。相当温位の340Kと345Kの等相当温位線の間隔が比較的狭く水平傾度が大きい。この水平傾度の大きな領域の南側には350K以上の高相当温位の南西風があって、九州の西側のメソ $\alpha$ スケールの低気圧をめぐり北西風と収束していた。RSMが再現していた九州の西側の降水域は、これらの気流の収束により発生していたと考えられる。高度5.91kmをみると、338K以上の高相当温位の領域が南九州を横切って東西にのびていた(第33図e, f)。この高度5.91kmの高相当温位の領域は、高度20mで南側からの高相当温位の気流が収束している場所にほぼ対応している。この初期値から数値実験をおこなうと、高相当温位の下層インフローが収束している領域でメソ $\alpha$ スケールの降水システムが発達し、観測された降水システムを再現することができた。

数値モデルで再現した降水システムの降水域を第34図に示す。この図で示した降水量は15分間降水量を時間降水量に換算したものである。メソ $\alpha$ スケールの降水システムは、観測と同様に南九州で発達し、6時間以上持続し、メソ $\beta$ スケールの降水域I~IIIで構成されていた。降水帯Iは南九州付近を東西にのび、その北側を降水域IIが東に移動していた。また、降水域IIIも東に移動して、09時00分(FT=6h00m)には、東側の降水域Iに追いついて区別できなくなった。このメソ $\beta$ スケール降水域の変化も、現業レーダーで観測した特徴を良く再現している。次に、6時30分(FT=3h30m)と8時00分(FT=5h00m)の降水システムの降水強度を第35図に示す。降水強度でみると、第34図で示した降水量に比べて、対流セルが明りょうに識別することができる。それぞれの降水域は強い対流セル

とその周りの弱い降水域で構成され、対流セルが集まって線状や弧状の形状をしたメソ $\beta_s$ スケールの降水帯も形成されていた。降水域IIが九州の南西部にあるFT=3h30m(6時30分)には、降水帯Iの中に南西から北東にのびる複数の線状の降水帯aが組織化して、降水域IIが九州の南東部に移動したFT=5h00m(8時00分)には、南東側が膨らんだ降水帯bが組織化した。降水帯aやbを再現した時刻が3時間30分から4時間ほど早い。観測されたメソ $\beta$ スケールの降水システムの場合や形状などの特徴を良く再現していると言える。ここからは、観測データによる解析と同様に降水帯aのみについて議論する。

降水帯aのFT=3h15m(6時15分)からFT=3h55m(6時55分)の降水強度分布を第36図に示す。降水帯aは線状をしていて、東に移動していた。降水帯内では対流セルが北東に移動し、新しい対流セルが南西端で発生していた。再現された降水帯aは、観測したものと同じ特徴を持ち、BB型であることがわかる。メソ $\beta_s$ スケールの降水帯の形態や内部の対流セルの動きがよく再現されていたので、次に構造をみる。

### c. メソ $\beta_L$ スケールの構造

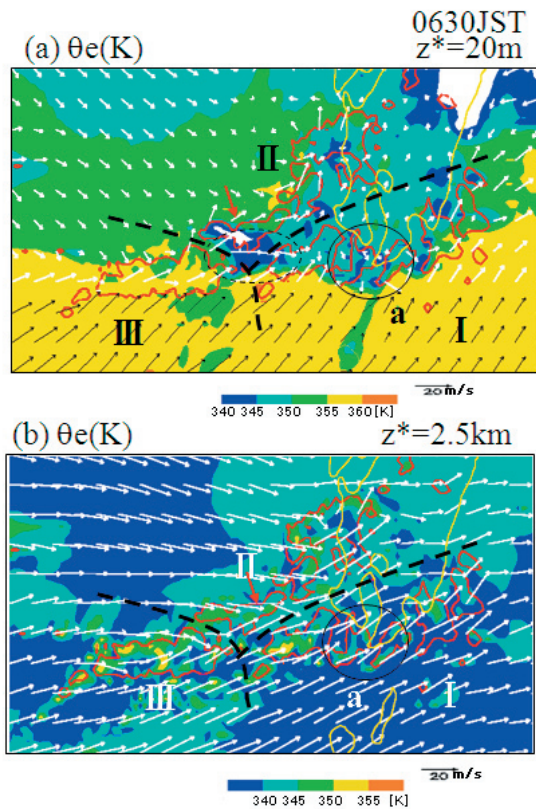
第37図は、降水帯aが再現されているFT=3h30m(6時30分)の相当温位と水平風の水平分布である。メソ $\beta_L$ スケールの構造をみてみよう。地上20mの下層では、南側から355K以上の高相当温位の南西風が降水域IとIIIに向かって吹き、降水域IとIIIから発散している低相当温位の気流と収束していた(第37図a)。このことから、降水域IとIIIは南側からの南西風により供給される高相当温位の気塊により持続していたことがわかる。降水域IIには、相当温位350~355Kの気塊が北西風によって供給されていた。南側からの気流よりも相当温位が低いけれども、この北西風によって降水域IIが持続していたと考えられる。高度2.5kmをみると、降水域IIとIIIの周辺は340K以上の高相当温位な領域で主に西風であるのに対し、降水域I内の降水帯aの周辺は低相当温位な南西風であっ



た(第37図b). このように降水域Ⅰ～Ⅲでは, 降水域に供給される気流や高度2.5kmの気流の様相がそれぞれ異なっていた. このことは, 第34図や第35図で示したメソβスケールの降水域Ⅰ～Ⅲは, ただ単に降水域の位置が離れているだけの差異ではなく, 供給される気流が異なるなどの降水系の構造にも差異があったことがわかる. 注目している降水帯aについては, 降水帯a周辺の水平風は中層・下層とも南西風であり, ドップラーレーダーで観測した降水帯aの特徴と矛盾していない.

#### d. メソβ<sub>s</sub>スケールの降水帯の特徴

再現したBB型の降水帯aの気流構造を詳細に調



第37図 NHMで再現した1996年7月7日6時30分 (FT=3h30m)の(a)高度20mと(b)2.5kmの相当温位と水平風の分布. 赤い実線は1mm/hour以上の降水強度の降水域, 黄色の実線は海岸線, 黒い破線はメソβスケールの降水域Ⅰ～Ⅲの境界である. 実線の楕円は降水帯aを示している. (a)の破線の楕円は, 赤い矢印で示した衰弱している降水域Ⅱの南西部分によって形成された西風や北西風の領域を示している.

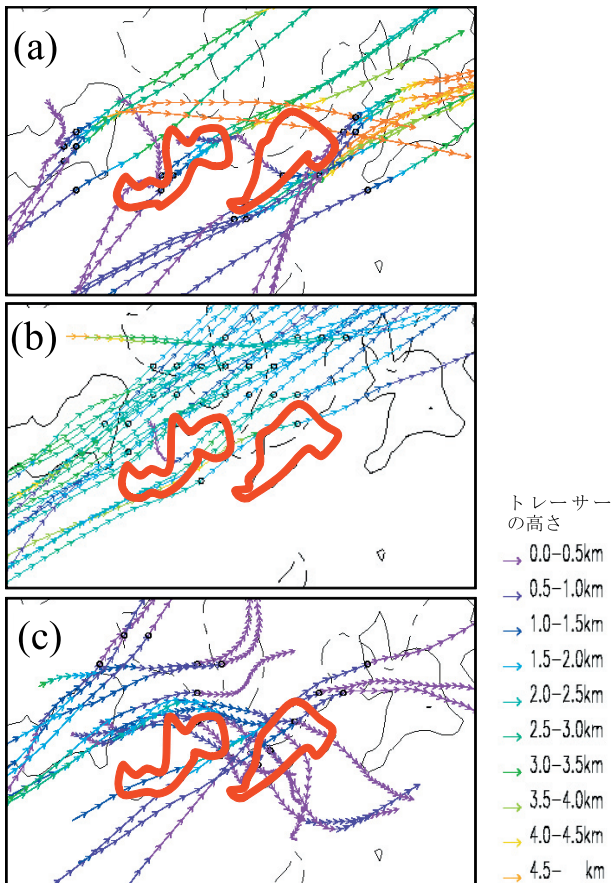
べるために, 空気と一緒に移動するトレーサーを降水帯a付近に10km毎におき, FT=3h30m(6時30分)から前後2時間のトレーサーの動きを追跡した. 第38図はトレーサーの軌跡を水平面に投影した図で, トレーサーの高度は軌跡の色で表現している. 軌跡の色は青い色から赤い色になるほど高い高度である. まず, 下層から上昇する気流を調べるために, FT=3h30m(6時30分)に高度1.0kmにあるトレーサーで, 追跡期間内に2.5km以上上昇したものをみてる(第38図a). 降水帯aの南側から1.0km以下の高さにあるトレーサーが, 降水帯の南部分に移動し, 降水域内で高度3.0km以上に上昇していた. 次に下降する気流をみるために, 追跡期間内に500m以上下降したトレーサーをみてる. 第38図bは, FT=3h30m(6時30分)に高度2.0kmにあるトレーサーの軌跡を示す. トレーサーは南西側から降水帯aの間を通過して北側に移動し, ゆっくりと下降していた. FT=3h30m(6時30分)に2.0kmよりも高い高度にあったトレーサーも, 高度2.0kmと同じように降水帯の間を抜けて北に移動していた(図省略). 最後に, 降水帯の地表近くの気流をみてみよう(第38図c). FT=3h30m(6時30分)に高度1.0kmにあったトレーサーには, 高度2.0kmからのトレーサーと同様に北に移動するものの他に, 降水帯aの西側から風向を北西風に変えて下降し, 降水帯aの下に移動して, そこで水平方向に広がっていく気流があった. 降水域aの領域でトレーサーの軌跡が水平方向に広がっていることは, 降水帯a内を下降した気塊ではないけれども, 降水帯a付近の気圧分布の影響を受け, 降水域aから発散している気流の一部になっていたと言える. どうして西風が北西風に風向を変えたかを調べるために, FT=3h30m(6時30分)の地上気圧の水平分布とトレーサーの受けた外力を第39図に示す. 2本の降水帯aのそれぞれ南西部分が低圧域, 北側が高圧域になっていた. トレーサーの受ける気圧傾度力, コリオリ力, 拡散項をみると, 赤色で示した気圧傾度力が他の2つに比べて大きく, トレーサーの移動方向を南東に変えるように働いていたことがわかる.

以上のトレーサーを用いた解析から気流構造をまとめると、下層インフローのうち、南から降水帯の南部分に移動したものは降水域に入って上昇し、降水帯の間に移動したものは降水域の間を抜けて、隣の降水帯の後ろへ回り込んでいた。中層風は降水帯の間を通過して北側に移動して、ゆっくりと下降していた。第2.2章で示したスコールラインと比較すると、降水が下層の収束に対して下層インフローの逆側に降って、下層インフローによる高相当温位の気塊の供給を妨げない点は同じであるが、中層風が下層インフローと同じ側から吹いている点や降水帯の地上付近に中層の気塊が下降していない点が異なっ

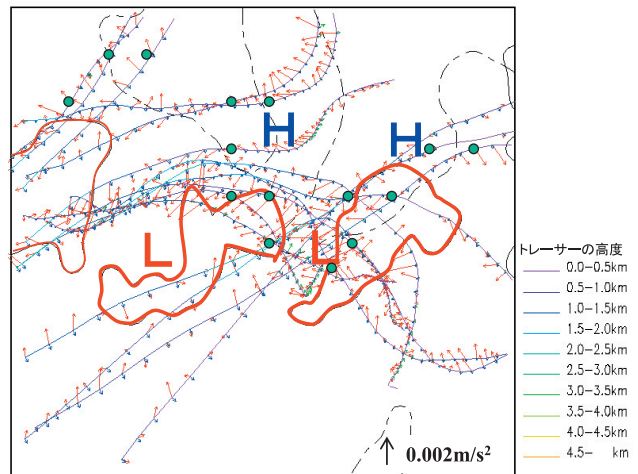
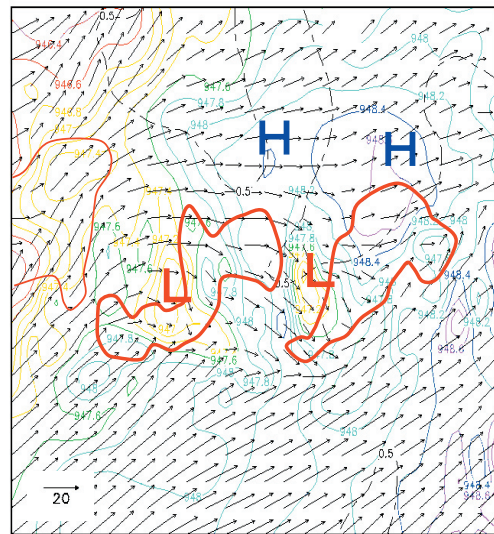
ている。

### 2.3.4 弧状の降水帯b（バックビルディング型の亜種）の形態と構造

降水域 I 内で形成されるメソβ<sub>s</sub>スケールの降水帯には、降水帯 a 以外にも弧状の降水帯 b があることを第2.3.2章や第2.3.3章で述べた。ここでは、この弧状の降水帯 b を解析し、その形態や内部構造



第38図 FT=3h30m(6時30分)に空気と一緒に動くトレーサーを降水帯 a 付近に置き、トレーサーを前後2時間追跡した軌跡。赤い実線は降水域 a を示す。(a)は高度1.0kmに置き、前後2時間に2.5km以上上昇したトレーサーの軌跡、(b)と(c)は高度2.0kmと1.0kmに置き、前後2時間に500m以上下降したトレーサーの軌跡を示す。○はトレーサーをFT=3h30m(6時30分)に置いた位置を示す。



第39図 (a) FT=3h30m (6時30分)の高度500mの気圧と水平風の水平分布。(b) FT=3h30mに高度1.0kmにあって前後2時間の間に500m以上下降したトレーサーの受けた外力。トレーサーの高度は軌跡の色で表している。○はFT=3h30mのトレーサーの位置を示す。ベクトルはトレーサーが受けた5分毎の気圧傾度力(赤)、拡散(緑)、コリオリ力(青)である。

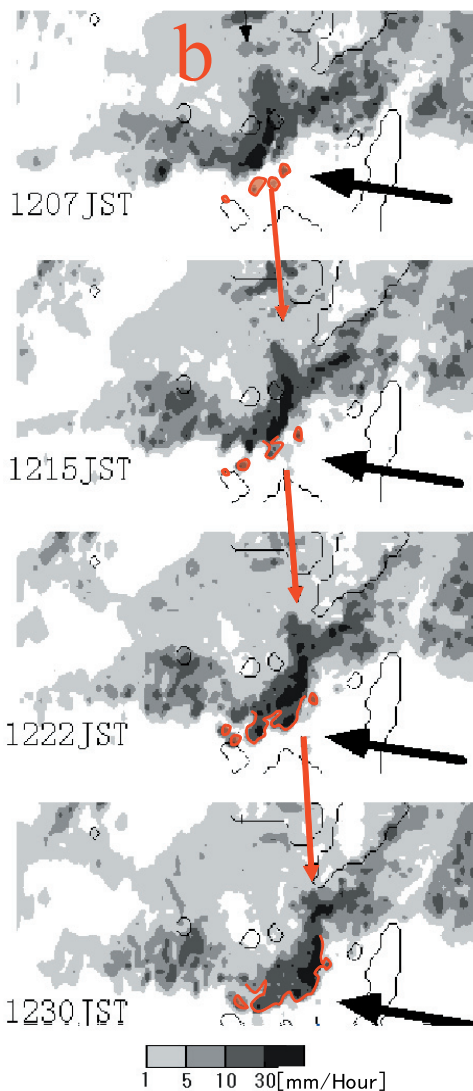


を SL 型や BB 型と比較する。

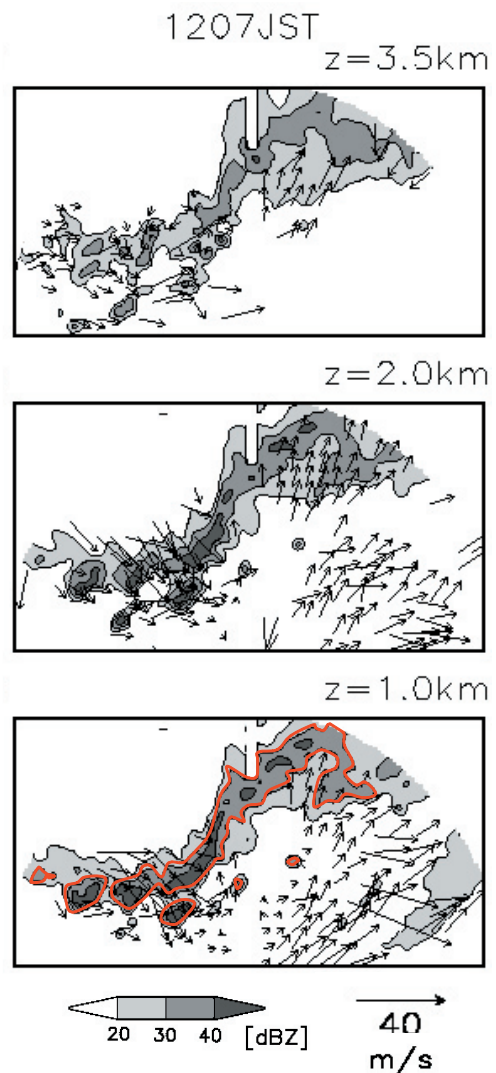
a. メソβ<sub>s</sub>スケールの特徴

弧状の降水帯bは、降水域Ⅱが九州の南東部分に移動した12時ごろに降水域Ⅰの南部分で組織化した降水帯である。降水帯b内の対流セルの様相を調べるために、7月7日12時07分から12時30分までの気象庁現業レーダーで観測した降水強度の時系列を第40図に示す。降水帯bは南東側に膨らみを持ち、南東側に発生した小さな降水域を吸収して

南東に移動していた。降水帯内の対流セルは弧状に連続的に分布していて、降水帯aのように個々の対流セルが分離してみえない。次に、降水帯bの気流構造をみるために、降水帯aと同様の手法を用いて水平風分布を求めた。12時07分の地面に相対的な水平風分布を第41図に示す。地上から高度2.0kmまでは降水域の北西側から強い北西風が吹き込んでいて、降水帯の南東側で弱い風と収束していた。この収束の近くで新しい対流セルが発生していたことから、北西風が降水帯の南側の気塊を持ち上げて、



第40図 現業レーダーで観測した1996年7月7日12時07分～30分の降水強度の時系列。赤い実線は降水帯bの移動を示す。黒い矢印と赤い領域は、降水帯bの南東側にある小さな対流セルが降水帯bに併合される様子を示す。



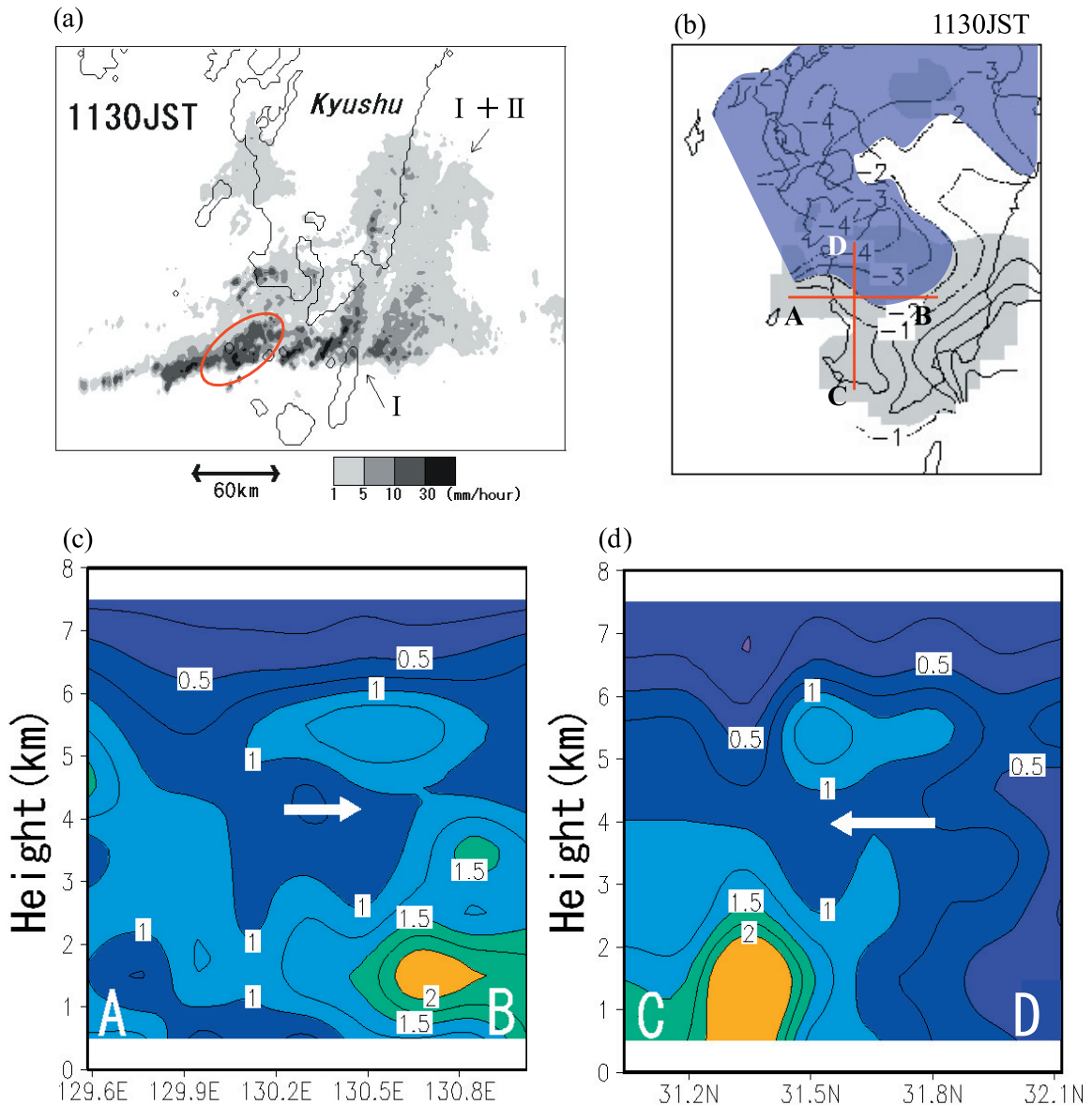
第41図 屋久島のドップラーレーダーで観測した1996年7月7日12時07分の降水帯b周辺の水平風分布。高度1.0kmの降水帯bの反射強度30dBZ以上の領域を赤い実線で示した。水平風は地面に相対的である。



新しい対流セルを発生させていたと考えられる。対流セルが分離してみえないことや降水帯の進行方向に発生した対流セルを吸収して移動すること、進行方向の逆の方向から気流が吹き込んでいるという特徴は SL 型のものによく似ている。

降水帯 b では SL 型と同じように進行方向の逆側から北西風が吹き込んでいた。この気流が SL 型と同じような乾燥した気塊であるかどうかを調べるために、国土地理院の“全国 GPS 連続観測網”の GPS データを用いて乾燥域の広がりを調べた (Seko *et al.*, 2000)。まず、水蒸気量の鉛直積算値である可降水量分布を推定した。可降水量は観測点の標高

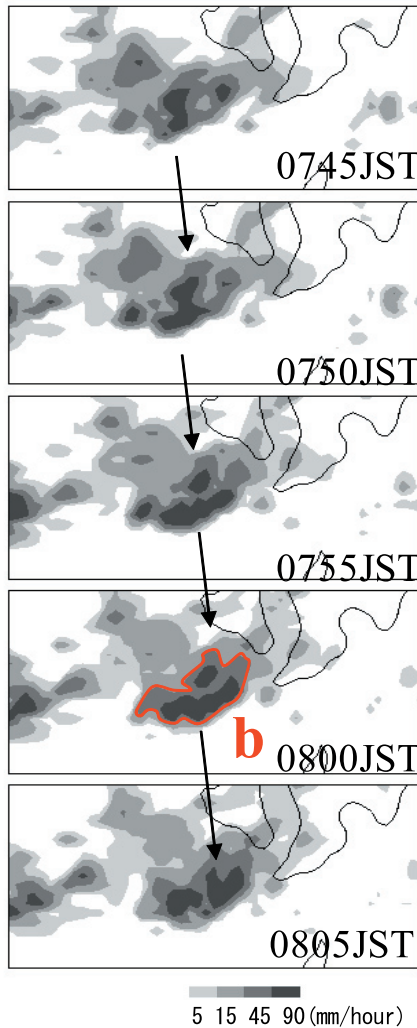
b. 乾燥気塊の侵入の有無



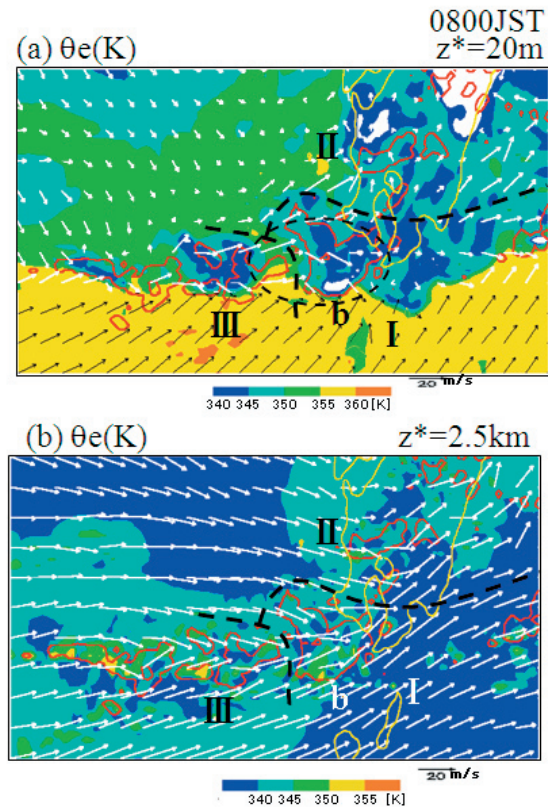
第 42 図 (a) 1996 年 7 月 7 日 11 時 30 分の現業レーダーで観測した降水強度。注目している降水帯 b に組織化する降水帯の位置を赤い楕円で示した。(b) 1996 年 7 月 7 日 11 時 30 分の GPS データから求めた可降水量の偏差。標高の影響を除くために 1996 年 7 月 7 日 00 ~ 18 時までの可降水量の時間平均を 11 時 30 分の値から差し引いた。等値線間隔は 1mm である。2mm 以上少ない領域を青い影域で示した。(c) と (d) は、(b) 内の赤い実線に沿った 11 時 30 分の水蒸気量の水平平均からの偏差の鉛直断面図である。(c) と (d) の白い矢印は乾燥した気塊の侵入を示す。

の影響を受けているので、そのままでは可降水量の変動が明りょうにみえない。そこで解析期間全体の平均からの偏差を計算し、平均よりも可降水量の小さい領域の水平方向の広がり調べた。降水システムと可降水量の小さい領域との位置関係を見るために、気象庁の現業レーダーで観測した同じ時刻の降水強度も一緒に第42図に示す。降水帯bが組織化する30分前の11時30分は、降水域IIが九州の南東部に移動していた時刻で(第42図a)、九州の西側から可降水量の小さな領域が南九州に入り込んでいた(第42図b)。しかし、その可降水量の小さな領域は鹿児島県北部には到達しているものの、九州の南にある降水帯bには達していないように見え

る。可降水量は水蒸気量の鉛直積算値であるので、これから直ちに中層や下層に乾燥した気塊が存在していないとは断定できない。そこで、さらにGPS衛星とGPS受信機との視線方向における水蒸気量の積算値を求め、トモグラフィ法を用いて水蒸気量の3次元分布を推定した。その結果によると、乾燥気塊が北西から侵入している11時30分には、高度2kmより上層で乾燥しており(第42図c, d)、さらに鹿児島市付近まで侵入している様子がみられる。しかし、乾燥気塊は九州の南にある降水帯bには達しておらず、その高度はドップラーレーダーで観測した後面からの気流の高度とも一致していないことから、降水帯bの下層の北西風は九州の西側の乾燥気塊が侵入したものではなく、別の起因によるものと考えられる。



第43図 NHMで再現した1996年7月7日7時45分～8時05分(FT=4h45m～5h05m)の降水強度分布。赤い実線と細い矢印は降水帯bの位置と移動を示す。



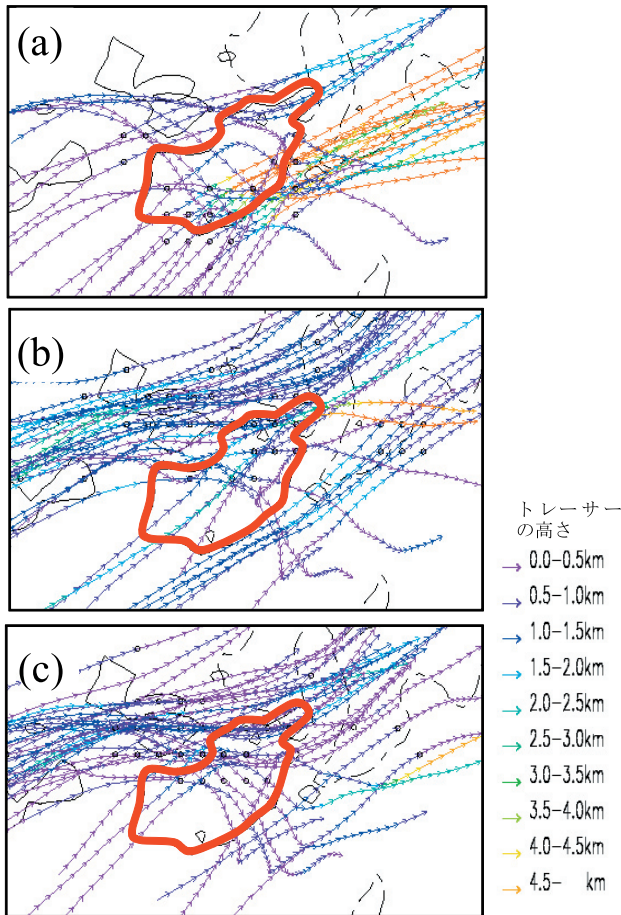
第44図 NHMで再現した1996年7月7日8時00分(FT=5h00m)の(a)高度20mと(b)2.5kmの相当温位と水平風の分布。赤い実線は1mm/hour以上の降水強度の降水域、黄色い実線は海岸線である。(a)の破線の楕円は、降水帯bとその西側の強い北西風や西南西風の領域を示している。



c. 数値実験で再現した降水域の特徴

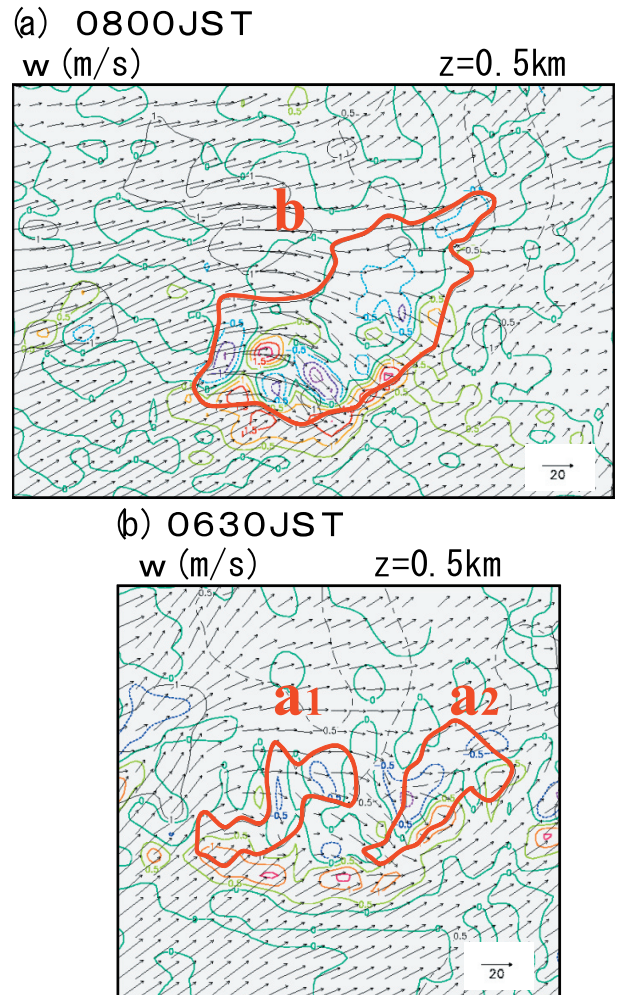
第35図で示したように、数値実験でもメソβ<sub>s</sub>スケールの降水帯aとbが組織化し、降水帯aについては、観測した内部構造や形態がよく再現していることを既に述べた。次に、降水帯bについても同様に内部構造や形態を調べる。第43図は数値実験で再現した降水帯bの5分ごとの降水強度である。降水帯bの南東側の小さい対流セルは発生していないが、降水帯bは南東側が膨らんだ形状になって南東に移動していた。

降水帯bの形状を良く再現していたので、次に構造をみでみる。降水帯bが組織化していた



第45図 FT=5h00m(8時00分)に空気と一緒に動くトレーサーを降水帯b付近に置き、トレーサーを前後2時間追跡した軌跡。赤い実線は降水域bを示す。(a)は高度1.0kmに置き、前後2時間に2.5km以上上昇したトレーサーの軌跡、(b)と(c)は高度2.0kmと1.0kmに置き、前後2時間に500m以上下降したトレーサーの軌跡を示す。○はトレーサーをFT=5h00m(8時00分)に置いた位置を示す。

FT=5h00m(8時00分)の高度20mと2.5kmにおける相当温位と水平風の水平分布を第44図に示す。高度20m(第44図a)では、降水帯aが組織化していたFT=3h30m(6時30分)と同じように、降水域Iの南側には、降水域IやⅢに高相当温位の気塊を供給する南西風の下層インフローが広がっていた。降水帯aの組織化していたFT=3h30mと大きく異なっていたのは、第44図aに破線で示すように、降水帯bに強い北西風が吹いていたことである。高度2.5km(第44図b)では降水帯bの南東部分が南西風、北部分は西風になっていた。相当温位が340Kより低い乾燥した領域をみでみると、九州の西に広がる乾燥した領域は降水域Ⅱの西側に広がっ



第46図 (a)FT=5h00m(8時00分)と(b)FT=3h30m(6時30分)の高度0.5kmにおける鉛直流と水平風の分布。黒い実線は1mm/hour以上の降水域、破線は海岸線を示す。赤い実線は降水域bとaを示す。



ていたが、降水帯bには到達していなかった。この乾燥気塊の広がり、GPSの観測データによる解析と矛盾していない。

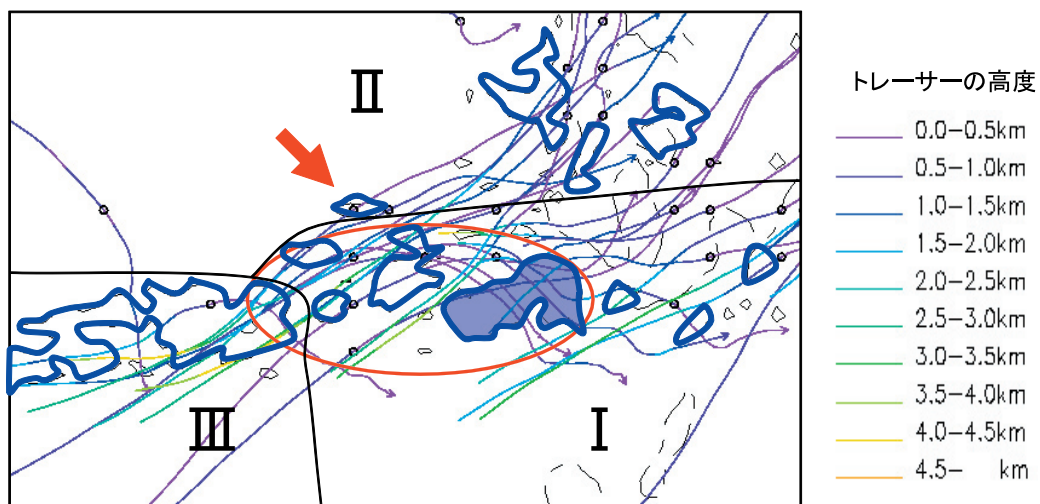
#### d. メソβsスケールの降水帯の特徴

降水帯bの気流構造をみるために、トレーサーを降水帯b周辺の10km毎に置き、FT=5h00m(8時00分)から前後2時間のトレーサーの動きを追跡した(第45図)。FT=5h00m(8時00分)に高度1kmにあって追跡期間内に2.5km以上上昇したトレーサーは、降水帯bの南側や側面に到達して急激に上昇していた(第45図a)。高度2kmの高度にあって追跡期間内に500m以上下降するトレーサーは、降水帯bの北側や南東側を通過して下降していた(第45図b)。下層1kmから下降するトレーサーは、降水帯bの西側の強い西南西風が北西風に風向を変えた領域を通過し、降水帯bの下に移動していた(第45図c)。この降水帯bの気流構造を降水帯aのもの(第38図)と比較すると、下層の強い西南西風や北西風の広がり、降水帯bの側面における下層インフローの上昇を除いて、降水帯aのものとよく似ていた。一方、SL型の降水帯と比較すると、降水系の形状の特徴は似ていたものの、降水帯

bの気流には後面から下降する中層の気流がなく、SL型の気流構造とは大きく異なっていた。

では、何が降水帯bを弧状の形状にしたのだろうか。第46図に降水帯aとbの高度0.5kmの鉛直流と水平風の分布を示す。降水帯bの上昇流域は、下層インフローが降水帯bの南部分で収束して上昇している領域の他に、下層の強い北西風が降水帯bの南東側で下層インフローを押し上げて上昇流域を形成していた(第46図a)。この南東側と南部分の2つの上昇流域によって降水帯bの弧状の上昇流域が形成されていたと考えられる。他方の降水帯aをみると、西側の降水帯a1では降水帯の南端のみに上昇域があり、東側の降水帯a2では、東側面の南部分の弱い上昇流域と南端に比較的強い上昇流域があった(第46図b)。降水帯の側面の上昇流が弱い場合や無い場合に、主に降水帯の南端で対流セルが発生し、線状の形状になると考えられる。また、降水帯bに沿った北西風による上昇流域は、一見、SL型のようなものであるが、下層の北西風は中層風が下降して強化されたものではなく、SL型とは全く異なるものである。

最後に、降水帯bの北西風はどうして形成されたのだろうか。時間をさかのぼって北西風の気



第47図 FT=4h00m(7時00分)に500mの高度にあって、FT=1h00mからFT=7h00m(4時00分から10時00分)に500m以上下降したトレーサーの軌跡。小さい○はFT=4h00m(7時00分)でのトレーサーの位置を示す。青い実線はFT=4h00m(7時00分)の降水域を示し、青い影をつけた領域は降水帯bに組織化する降水域である。赤い矢印は衰弱している降水域IIの南西部分の降水域を示す。赤い楕円は、降水帯bの下層に北西側から侵入している気流を示している。

塊を追跡し、北西風の起源を調べた。第 47 図は、FT=4h00m (7 時 00 分) に 500m の高度にあって、FT=1h00m から FT=7h00m (4 時 00 分から 10 時 00 分) に 500m 以上下降したトレーサーの軌跡を示したものである。これらの軌跡の内、第 47 図の赤い楕 (だ) 円内で移動方向を南東に変えたものが、降水帯 b の下層に移動する北西風になっていた。これらのトレーサーの移動を詳細にみると、FT=3h30m (6 時 30 分) ごろに降水帯 I と III の間を北へ移動し、降水域 II の衰弱している南西部分 (第 37 図や第 47 図で赤い矢印で示す) 付近に到達したところで、高度を下げ、風向を南西から西や北西に変えていた。トレーサーが降水域 II の南西部分に到達した FT=3h30m (6 時 30 分) ごろの高度 20m の相当温位と水平風の水平分布 (第 37 図 a) をみると、トレーサーが移動方向を南東に変えた西風や北西風 (第 37 図 a に破線の楕円で示す) は、降水域 II の南西部分やその南東側にある低相当温位の領域でみられた。これらのことから、降水帯 b の下層に移動する北西風は、降水域 II の衰弱している南西部分の冷気流として東側に吹き出た強風であったことがわかる。

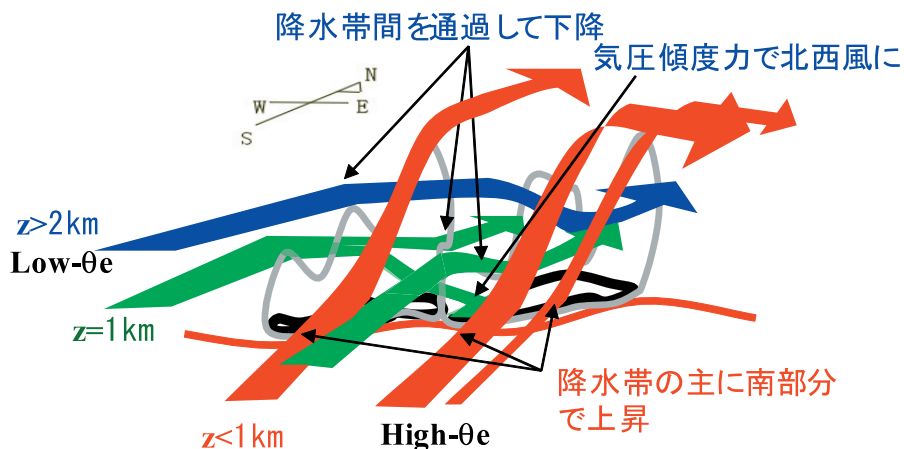
#### e. 降水帯 b の形態と維持機構のまとめ

1996 年 7 月 7 日に梅雨前線上で発達したメソ  $\beta$  スケールの降水域内に組織化した弧状の降水帯は、BB 型の降水帯 a と似た気流構造を持っていたが、

地表付近に強い北西風が広がっていた点が異なっていた。すなわち、強い北西風が降水帯の南東側で下層インフローを持ち上げて上昇流を形成し、降水帯の南部分から発散にする気流により形成される上昇流と合わせて弧状の上昇流を形成していた。この降水帯 b は、気流構造が降水帯 a と似ていることから、BB 型の降水帯が強い下層風により変形した亜種と考えられる。また、降水帯 b は、SL 型と比較すると降水帯の形状などはよく似ているものの、中層の気塊が下層の発散流を強めているのではなく、他の要因で生じた下層の強い気流によって形成されていて、SL 型とは異なっていた。このような降水帯の存在は、既存の降水域からの冷気流なども、降水帯の形状等に影響を及ぼす環境として考慮する必要があることを示唆している。

#### 2.3.5 バックビルディング型の形態と維持機構のまとめ

梅雨前線上で発達した降水システムのメソ  $\beta_L$  スケールの降水域内に、2 種類のメソ  $\beta_S$  スケールの降水帯が組織化した。そのうちの 1 種類は典型的な BB 型の降水帯であった。第 48 図は、観測データの解析と数値実験から得られた BB 型の降水帯の気流構造の模式図である。本事例の BB 型の降水帯の環境は、下層インフローと中層風がほぼ同方向の南西風で、中層が乾燥していた。降水帯は、環境の風とほぼ同方向にのびる線状をしており、その内部



第 48 図 降水帯 a の気流構造を示す模式図。黒い実線は地上の降水帯の降水域、灰色は降水帯の 3 次元の形状、赤い矢印は降水帯の主に南側で上昇する高相当温位の下層インフロー、緑と青い矢印は降水帯の間を通過する気流を示す。

は幾つかの対流セルで構成されていた。降水帯内では、下層インフローが降水帯の南部分で降水域から発散する気流や西側から入り込んだ北西風と収束して対流セルを発生させ、対流セルは中層風により風下側である北東側に移動していた。中層の低相当温位の気流は、降水帯の間を抜けてゆっくりと下降していた。地表付近の降水帯間を通過した気流は、降水帯の南部分の低圧部により北西風に向きを変え、BB型の降水帯の下まで到達していた。しかし、この北西風は弱く、降水帯の側面では新たな対流セルの発生も弱かった。SL型と同様、BB型も、降水が下層の収束に対して下層インフローの逆側で降っていて、降水帯が持続できる構造であった。

## 2.4 バック アンド サイドビルディング型の降水帯

### 2.4.1 はじめに

集中豪雨などを引き起こす線状降水系には、SL型とBB型の他に、“テーパリングクラウド”とも呼ばれるニンジン状の雲域を持つものがある。ニンジン状の雲域を持つ降水帯は海上で発達することが多く、これまで主に気象衛星や現業の高層観測のデータを用いて解析がおこなわれてきた(猪川ほか, 1980; 長谷川ほか, 1981)。これらの解析によると、(1)降水帯はいくつかの対流セルで構成されている、(2)新しい対流セルが先端で発生して発達しながら中層風の風下に移動する、(3)前線の暖気側に位置する舌状にのびる高相当温位の気塊の北縁で組織化する、(4)600hPaよりも上層が乾燥していることなどの特徴が明らかになっている。しかしながら、彼らが用いた現業の高層観測や衛星画像データは時間空間分解能が粗いため、メソβスケールの線状降水系やメソγスケールの対流セルを解析するには不十分であり、維持機構や気流構造まで十分にわかっていない。本節では、“1994年9月29日の台風接近時に組織化したニンジン状の降水帯”の解析をおこなって、降水系の形態と内部構造、環境を明らかにする。

### 2.4.2 観測データを用いた解析

#### a. 用いるデータ

第2.2章のスコールラインと同様に“つくば域降雨観測実験”の特別観測データと気象庁の現業観測データを用いた。本事例の降水帯が観測された1994年9月29日は、観測機器を持つ研究機関や大学が連絡し合って観測した通常の特別観測期間である。1995年7~8月のように観測機器を関東地方に展開しておこなった観測ではないために、スコールラインの解析に用いたデータよりも、データの種類は少ない。しかしながら、約3時間毎のつくばの高層観測、つくばと平磯の2台のドップラーレーダー(つくばは気象研究所のCバンドのレーダー、平磯は防災科学技術研究所のXバンドのレーダー)のデータを用いて、詳細に解析することができた。

#### b. 雲域の形状と降水帯の移動

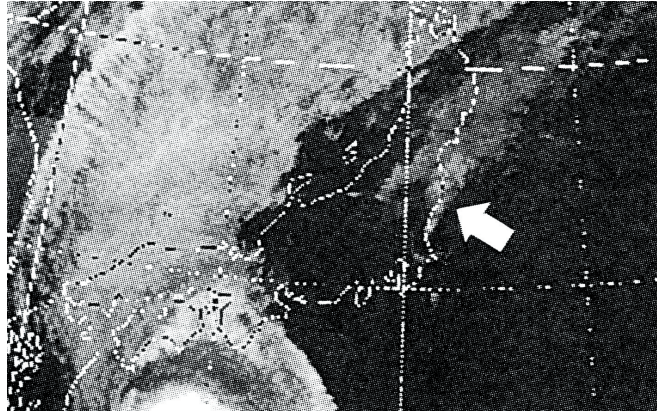
台風9426号(Orchid)が日本に接近した1994年9月29日に、ニンジン状の雲域を持つ降水帯が台風から離れた関東地方で発生した。第49図は9月29日15時のGMSの赤外画像である。四国の南には台風に伴う円形の雲域がみられ、これから北にのびる幅500km程の上層雲の雲域がある。本事例の解析対象の降水帯の雲域は、茨城県の太平洋側に沿って南北にのび、南端がとがって北側が広がった典型的なニンジン状の形状をしていた。

第50図は6時と15時のレーダーアメダス合成図である。この降水帯の形状は降水域でみてもニンジン状(第50図a)で、6時には既に銚子付近で組織化していた。降水帯は10時ごろから形状を保ちながらゆっくりと西に動きはじめ、15時には霞ヶ浦付近まで移動した(第50図b)。降水帯の動きは遅く、茨城県北部の花園で29日の2時から19時までの17時間の間に267mmの降水量が観測された。19時以後になると、降水帯全体が関東山地に移動し、降水域の形状はニンジン状を示さなくなった。

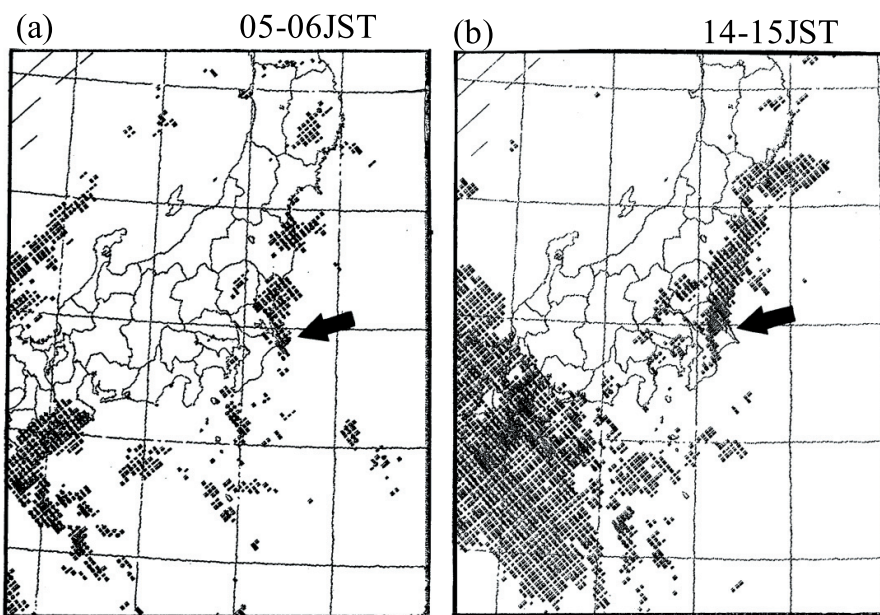
#### c. 総観スケールの解析

最初に、降水帯がどのような総観スケールの状態

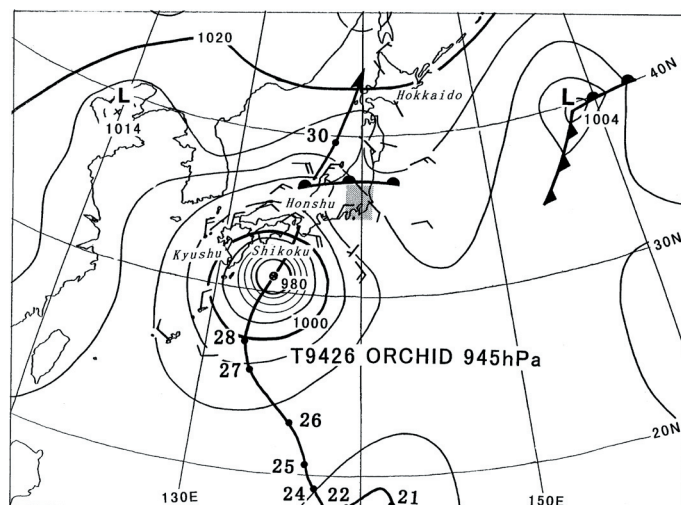




第49図 1994年9月29日15時のGMSの赤外画像. 白い矢印でニンジン状の雲域を示す.



第50図 1994年9月29日の(a)05～06時と(b)14～15時のレーダーアメダス合成図. ドット域は降水域を示す. 矢印はニンジン状の雲域を持つ降水帯を示す.



第51図 1994年9月29日09時の地上天気図. 台風9426号(Orchid)の進路を太い実線で, 毎日の09時の台風の位置を●で示す. 影域はニンジン状の雲域を持つ降水帯が組織化した関東地方を示す.

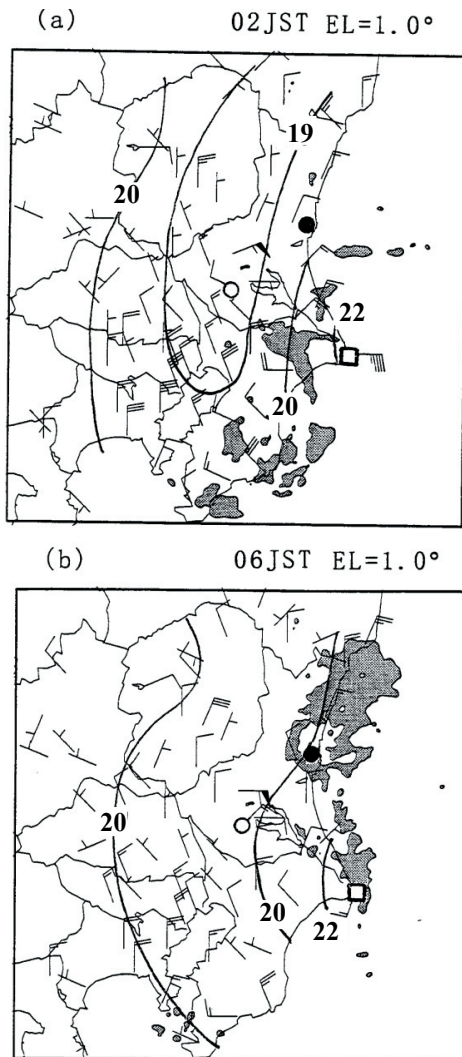
で形成されているかを，天気図を用いてみる。第51図は，ニンジン状の降水帯が組織化している1994年9月24日09時の気象庁の印刷天気図をトレースしたものである。09時には，台風9426号は四国から南へ300kmほど離れたところにあり，北東に進んで19時30分ごろに本州に上陸した。東北地方には停滞前線が東西にのびていて，ニンジン状の降水帯が組織化していた関東地方は停滞前線の暖域側になる。地上風をみると，停滞前線の南側の銚子や八丈島では南よりの気流，停滞前線の北側

では東よりの気流であって，停滞前線ではこれらの2つの気流が収束をしていたことがわかる。さらに，降水帯が組織化した関東地方付近を詳しくみるために，アメダスで観測した地上風と降水域の分布を調べる。

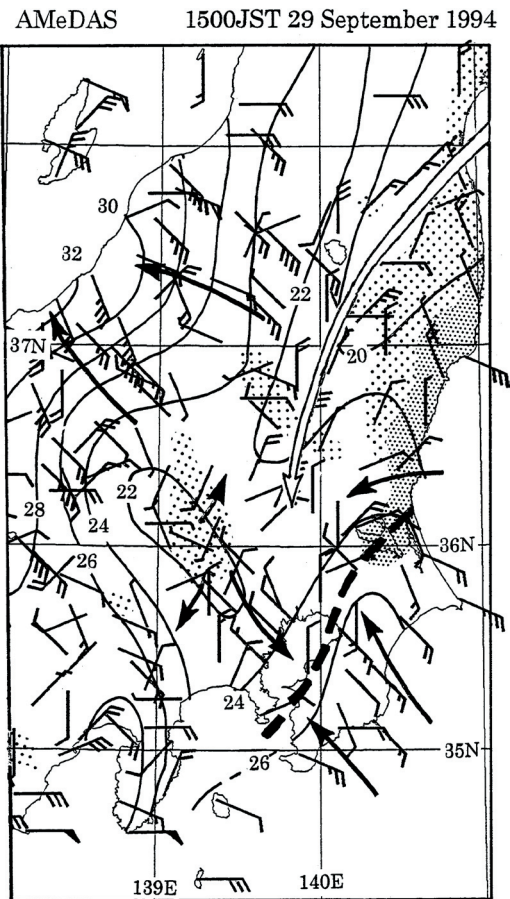
d. 降水帯付近のメソスケールの状況

・降水帯付近の地上の風と気温分布

第52図と第53図は，29日2時と6時，15時のアメダスによる地上気温と水平風，及び降水域の水平分布である。降水帯が組織化する前の2時00分(第52図a)では，降水域が銚子の南西側に散在していた。降水帯が散在している茨城県南東部



第52図 1994年9月29日(a)02時と(b)06時のアメダスで観測した地上の気温(°C)と水平風の分布。影域は，つくばのドップラーレーダーで観測した仰角1度での反射強度20dBZ以上の降水域を示す。矢羽は2m/s，ペナントは10m/sである。実線は地上気温の等温線である。○と●，□はつくばと平磯，銚子の位置を示す。



第53図 1994年9月29日15時のアメダスで観測した降水域と地上の気温，水平風の分布。濃い(薄い)影域は，10mm/hour(1mm/hour)の降水域を示す。白い矢印は，奥羽山地に沿って南下した北風を示す。矢羽は2m/s，ペナントは10m/sである。太い破線はメソスケール前線を示す。

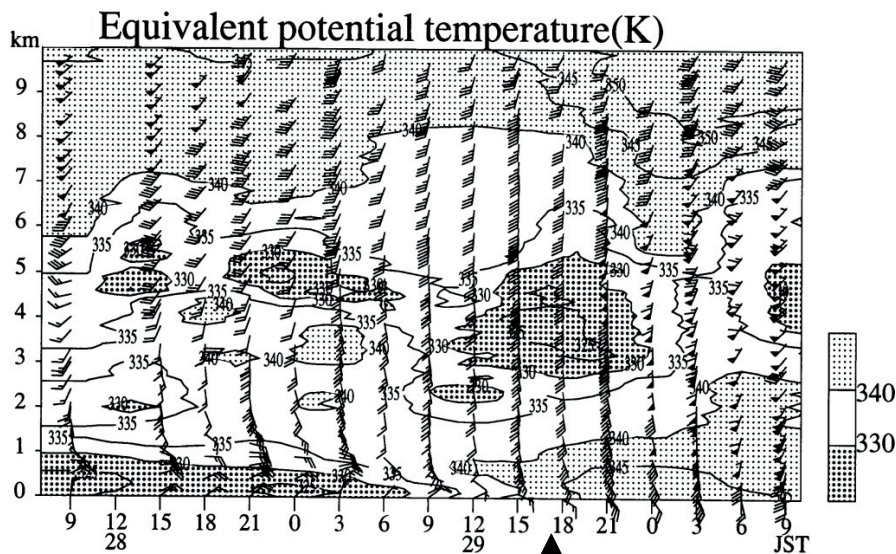


や千葉県北東部では気温の水平傾度が大きく、そこでは関東地方の内陸の冷たい北風や西風と銚子で観測された暖かい東風が収束していた。この収束により、散在する降水域が発生していたと考えられる。6時00分(第52図b)には、降水域の1つが銚子の東側の海上に移動し、南側にとがったニンジン状の形状になった。降水域近傍の銚子では温かい南風、西側は低温の北よりの気流であり、2時00分と同じような下層風の収束と温度傾度が持続している。15時になると降水帯が関東平野の内陸まで移動したため、降水帯の東側の気象要素を地上観測点によって観測することができた。第53図をみると、銚子付近に形成されていた収束が内陸に移動して、収束線が東京湾から霞ヶ浦にのびていた。この収束線は、降水帯の付近のみにあるのではなく、さらに南西側にのびたメソスケール前線であったことがわかる。メソスケール前線の南東側では太平洋からの暖かい南東風が吹いており、北西側には北東方向からの移流による冷たい北風が吹いていた。総観天気図(第51図)をみると、太平洋からの暖かい南東風は、八丈島などで観測された台風をめぐる南風であることがわかる。一方の北東方向からの移流による関東平野内部の冷たい北風は、総観天気図ではみえていない。この北風はどのように形成された風であろう

か。アメダスによる地上風の分布(第53図)をみると、北風は宮城県や福島県北部から郡山盆地を通過して、あるいは茨城県北部から関東平野に侵入している。この様子から、北風は、東北地方を横断する停滞前線の北側の東風が、奥羽山脈を越えられずに山脈に沿って南下したものであると考えられる。このようにして形成されるメソスケール前線は、台風接近時にしばしば観測される(藤部, 1992)。

#### ・高層観測による降水帯の断面

水平方向の特徴がわかったので、次に鉛直方向の特徴を調べる。第54図はつくばにおける3時間毎の高層観測データによる時間高度断面図である。降水帯はゆっくりと西に移動し、29日17時ごろにつくばを通過した。降水帯の構造の時間変化を無視すると、この時系列を降水帯に直交する鉛直断面図と解釈することができる。17時より前(降水帯の西側)では、下層に北東風の低相当温位層があり、その上側の高度4kmまで高相当温位な南風であった。下層の低相当温位層とその上側の高相当温位層との境界が、メソスケール前線の frontline 面であると考えられる。17時以後(降水帯の東側)は全層が南よりの風であった。29日の08時ごろから下層は低相当温位な気塊から徐々に高相当温位な気塊に入れ替わ



第54図 1994年9月28日09時～30日09時までのつくばで観測した高層観測データから作成した水平風と相当温位の時系列。矢羽は5m/s, ペナントは25m/sである。濃い(薄い)影域は、相当温位が330K以下(350K以上)の領域である。▲はメソスケール前線がつくばを通過した時刻を示す。



り、高度2～5kmには低相当温位の気塊が観測されていた。この相当温位の鉛直プロファイルから、降水帯が発達していた時には、対流の発達に好都合な対流不安定な状態であったことがわかる。

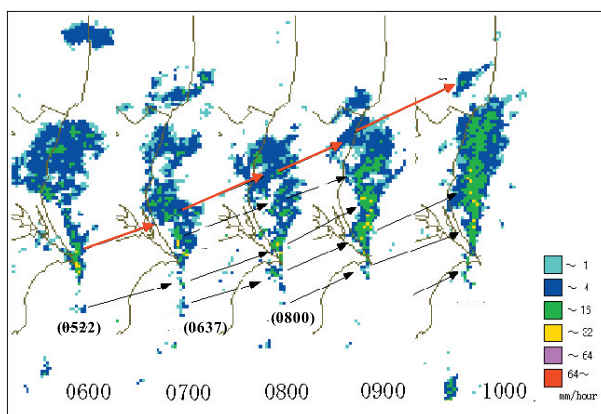
降水帯の東側の水平風の鉛直プロファイルを見てみると、下層のインフローである南東風の厚さがとても薄くなっていた。これは、東風成分が弱い降水帯の南端付近が、つくばを通過したためと考えられる。ここでは、高相当温域に注目して下層1.5kmが下層インフロー、それよりも上層を中層風の高度とした。

### c. 降水帯の内部構造

降水帯は銚子付近で組織化して、10時ごろから西に移動を始めた。降水帯の移動の様相から、降水帯の組織化から衰弱までを、準定常な段階（10時まで）、移動する段階（10時から15時）、衰弱する段階（15時から19時）の3つの段階に分ける。

#### ・降水帯の特徴

まず、ニンジン状の降水帯の形態の特徴をみるために、きれいなニンジン状の形状をしている準定常な段階の降水強度分布を第55図に示す。ニンジン状の降水帯の南端のとがった部分は強い対流性の降水帯が主体で、北にのびた部分是对流性の降水帯とそのまわりに広がる層状性の降水帯から構成されて



第55図 1994年9月29日06時00分～10時00分の現業レーダーで観測した降水強度の時系列。矢印は降水帯の南側の小さい降水帯と西側に膨らんだ領域の動きを示す。括弧内の時間は、南側の小さい降水帯の発生時刻である。

いた。また、太平洋側からの下層インフローにより、降水帯内の強い降水帯は南北に連続的にのびていた。このニンジン状の降水帯の南側には、小さな降水帯がいくつか発生して、南北に並んでいた。

#### ・対流セルの様相

##### (a) 準定常な段階

準定常な段階では、降水帯の南端から南30km付近に小さな降水帯が発生し、小さな降水帯は8～10m/sの速度で北に移動していた（第55図）。それに対して、降水帯の南端の位置は大きく移動していなかった。そのため、南から移動してきた小さな対流セルは、降水帯の南端で降水帯と併合した。小さな降水帯が併合した降水帯の部分は、対流セルがより発達して、西側に膨らんだ領域になり、10m/sほどの速度で北側に移動した。小さい降水帯が降水帯に併合していないときも、降水帯の南端の位置が大きく移動していないことから、新しい対流セルが降水帯の南端でも常に発生していたことがわかる。

次に、西に膨らんだ領域の寿命と南北方向の間隔について議論する。例えば、第55図の赤い矢印で示すように西に膨らんだ領域は4時間以上をかけて、茨城県南部にある降水帯の南端から100kmほど北の福島県南部まで移動していた。西に膨らんだ領域が4時間以上の寿命を持っていたことは、西に膨らんだ領域内で対流セルが世代交代していたことを示唆している。西に膨らんだ領域の南北方向の間隔は30km程であった。南側の小さい降水帯の発生時刻（時間順に5時22分、6時37分、8時00分）と移動速度（発生順に～8m/s、～8m/s、～10m/s）、西側に膨らんだ領域が北側に移動する速度（～10m/s）を用いて、西側に膨らんだ領域の間隔を計算すると34kmと30kmになった。これらの値は観測された間隔の値に近く、西側に膨らんだ領域の南北方向の間隔は、南側の小さい降水帯の発生時刻と移動速度などから計算できることがわかる。

##### (b) 移動する段階

移動する段階と衰弱する段階の降水帯をみるために、9時00分から17時00分までの降水強度と地上気圧の分布を第56図に示す。移動する段階では、南側の小さな降水帯A、Bが降水帯の南100km付

近で発生していた。これらの降水域は準定常な段階のときよりも発達していて、降水域の面積も広い。南側の降水域A、Bは10m/sの速度で北に移動し、降水帯に近づくにつれてさらに発達した。併合するまでに大きな降水域に発達していたため、降水帯と併合すると降水帯の南部分となった。この降水域AとBが降水帯のやや西側で北上して併合したことにより、降水帯の走向は南-北から南南西-北北東に変化した。

地上気圧の時間変化と降水帯の移動の関係について説明する。降水帯が銚子付近にあって準定常なときには、降水帯付近の銚子の地上気圧が関東平野の西側よりも低かったが、降水帯が移動を始める10時ごろになると、関東平野の西部分の気圧がより急激に下降して、銚子よりも低くなった。地上風の時間変化に比べると地上気圧の方が顕著に変化してい

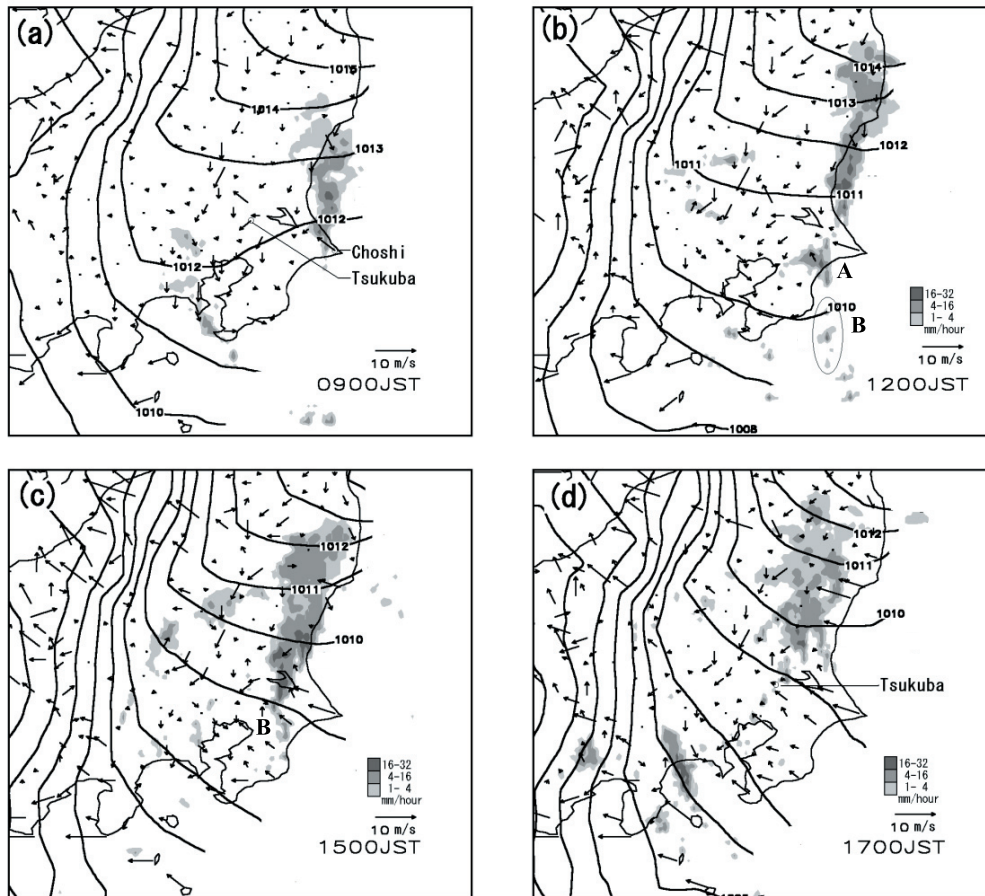
たことから、地上気圧の時間変化が降水帯の西側への移動を引き起こしたと考えられる。

#### (c) 衰弱する段階

衰弱する段階になると、太平洋からの暖かい南東風は降水帯の西側にも侵入した。そのために、メソスケール前線の収束と降水帯の位置が大きく離れてしまい、降水帯の南部分は衰弱した。このことは、降水帯がメソスケール前線の収束に近くないと強い対流が維持できないことを示している。さらに2時間後には、降水帯は関東山地に接近し、降水帯の形状はニンジン状でなくなった。

#### ・降水帯の風分布

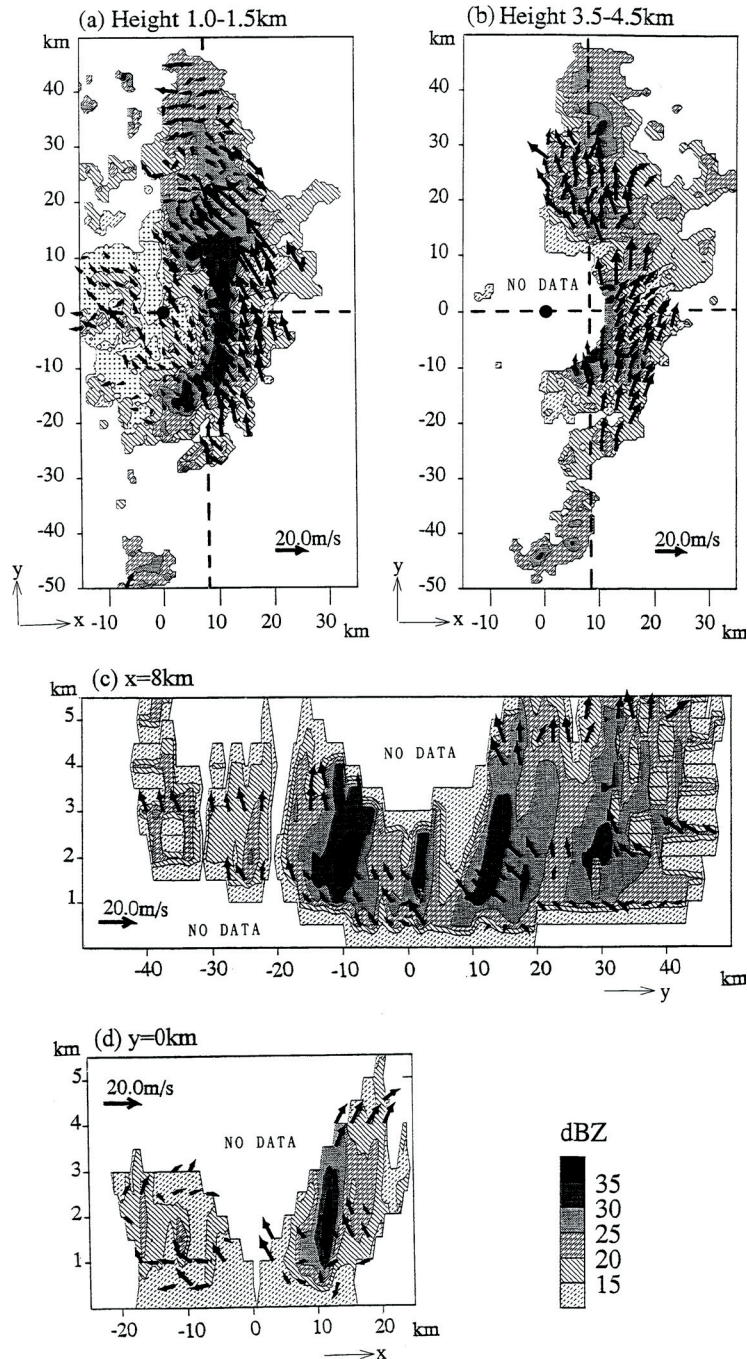
降水帯内の風分布をみるために、つくばと平磯に設置した2台のドップラーレーダーのデータを用いて、デュアル解析をおこなった。第57図aは29日10時38分の高度1.0～1.5km、第57図bは高



第56図 1994年9月29日09時00分～17時00分の現業レーダーで観測した降水強度と地上気圧、アメダスの地上風の分布。地上気圧は気象官署のデータから、近いほど重みが大きくなるように距離の重み付け平均（影響半径100km）をおこない、格子点値を作成して、描画した。

度 3.5 ~ 4.5km の降水強度と水平風の分布である。図中の黒丸は平磯のレーダーの位置を示す。高度 1.0 ~ 1.5km では降水帯の 30dBZ より強い降水帯が南から北にのびていて、西側に弱い降水帯が広がっていた。東側からは強い南東風、西側は弱風とな

っていて、降水帯で収束している様子がわかる。高度 3.5 ~ 4.5km では、強い南よりの風が降水帯全体で卓越していた。詳しくみると、強い降水帯の南東側では南西風が、北側では南東風が吹いていて、水平風が強い降水帯を避けるように分流していた



第57図 1994年9月29日10時38分の(a)高度1.0~1.5kmと(b)高度3.5~4.5kmの水平風と反射強度の水平分布。水平風はつくばと平磯に設置したドップラーレーダーのデータからデュアル解析で求めた。黒い丸は平磯のドップラーレーダーの位置である。(a)と(b)の破線に沿った鉛直断面図を(c)と(d)に示している。



ことがわかる。第57図c, dは、強い降水域に沿った南北断面図 ( $x=8\text{km}$ )、及び強い降水域を横断する東西断面図 ( $y=0\text{km}$ )である。第57図cをみると、南北方向には幾つかの降水強度の強い対流セルが高さとともに北に傾いて並んでいた。東西方向にも数個の降水強度の強い対流セルがあるが、降水帯の東端に近い  $x=10\text{km}$  のものが最も強くなっていた (第57図d)。

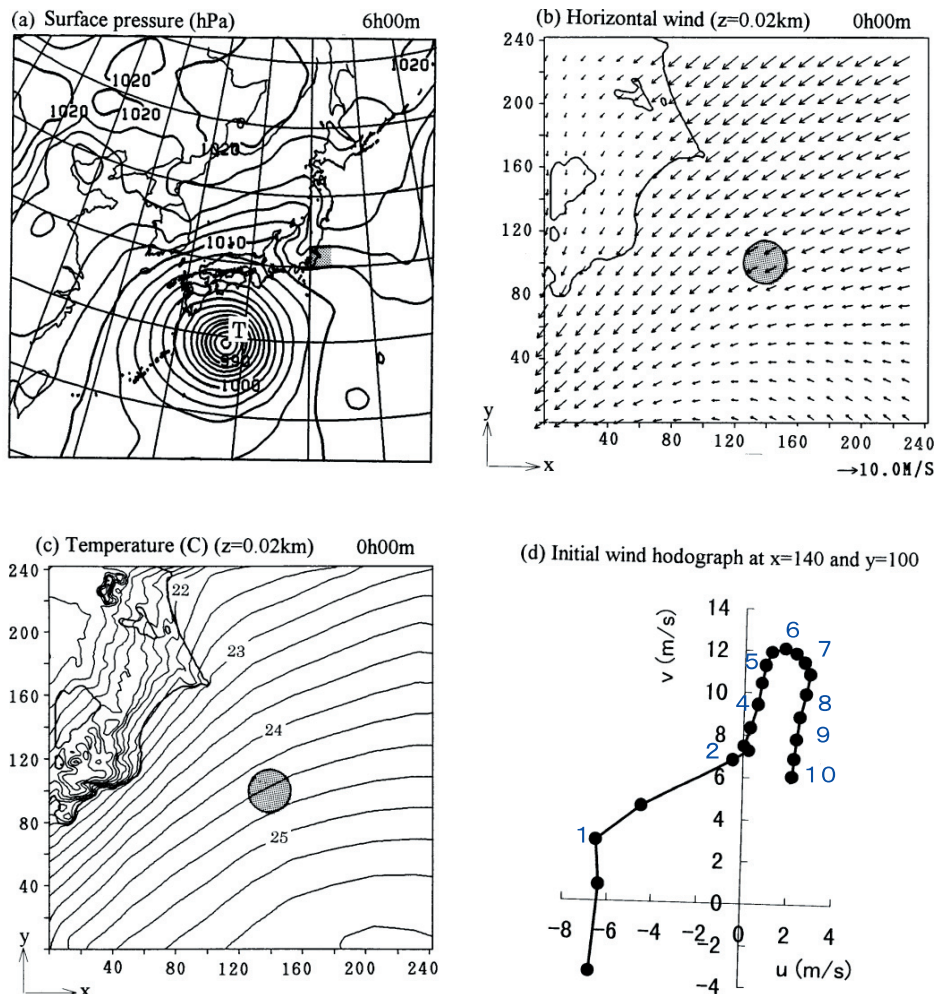
### 2.4.3 数値実験で再現したバック アンド サイドビルディング型の降水帯

#### a. 用いた数値モデル

第2.2章のスクールラインと同様に、JSMと

NHMを用いて再現実験をおこなった。格子点の水平間隔は  $2\text{km}$  とし、計算領域は  $242\text{km} \times 242\text{km}$  である。鉛直方向の層数は32層で、高度とともに間隔を長くして、計算領域の最下層の高度は  $20\text{m}$ 、上端の高さは約  $16\text{km}$  とした。時間ステップは6秒とし、降水過程は雲水と雨水を予報した。NHMの初期値には、格子間隔  $30\text{km}$  のJSMを1994年9月28日21時から時間積分をおこない、6時間後の29日03時の予報結果を用いた。NHMの境界値には、JSMを24時間時間積分して、その期間の予報結果を時間空間的に内挿して作成した。

JSMによる29日3時の予報結果と、それから作成したNHMの水平風と温度の初期値を第58図に



第58図 格子間隔約  $30\text{km}$  のJSMを28日21時00分から6時間時間積分した (a) 地上気圧と高度  $20\text{m}$  の (b) 水平風と気温の分布。 (a) の影域はNHMの計算領域である。 (b) と (c) はJSMの結果を内挿した分布で、NHMの初期値として使用した。 (b) と (c) の影域は初期に与えた人工的な浮力の位置と大きさを示している。 (d) は人工的な浮力の位置の風の hodograph である。青い数字は高度 (km) を示している。黒い●を高度  $500\text{m}$  毎に付けた。

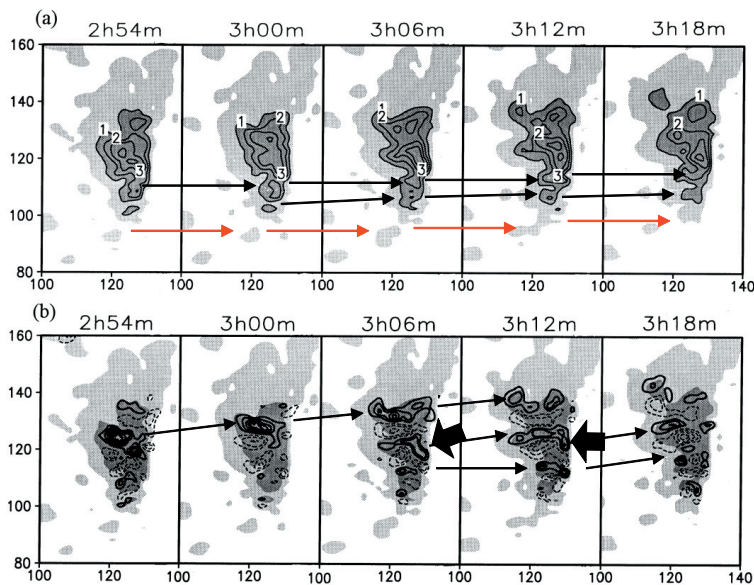
示す。まず、JSM で再現した 03 時の地上気圧分布を観測したものと比較すると、地上気圧の分布は良く似ていて、台風の位置も再現されている (第 58 図 a)。JSM の出力を内挿して作成した初期値は、低温な北西風の領域に、南東側から高温な南東風が収束している状態になっていることがわかる (第 58 図 b, c)。北寄りの気流に南東風が収束しているメソスケール前線の場所は、観測では銚子付近であったが、JSM では銚子から南東に 100km ほど離れたところに再現された。100km 程のメソスケール前線の位置のずれは、格子間隔約 30km の JSM のおおよそ 3 格子分で、JSM の予報精度を考慮すると避けられないものであると考えられる。

次に、初期値のメソスケール前線付近の水平風や温度、水蒸気量の鉛直プロファイルを 29 日の 00 ~ 06 時に観測したものと比較する。再現した水平風は下層の北東風から、高度が増すとともに風向を時計回りに変えて南南西風になっていた (第 58 図 d)。温度や水蒸気の鉛直プロファイルは、おおむね

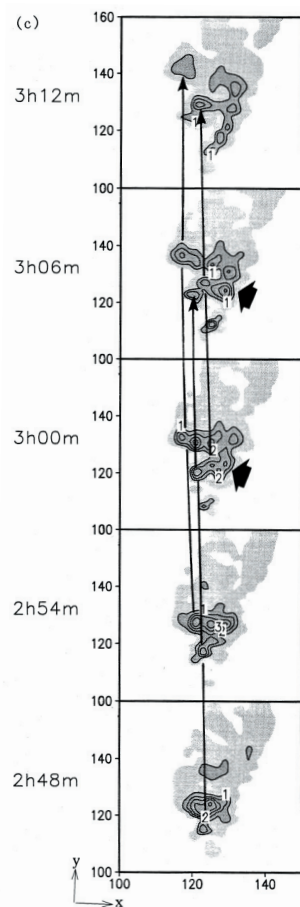
湿潤中立に近く、水蒸気は下層の 2km ではほぼ飽和していた (図省略)。これらの水平風や温度、水蒸気の鉛直プロファイルは観測したものとよく似ていた。しかし、格子間隔 2km の NHM の初期値は、格子間隔約 30km の JSM の予報結果から内挿して作成したため、そのまま NHM を数値積分すると収束が弱く、収束が再現された場所に弱い降水域が散在して発生して、ニンジン状の形状の降水帯は形成されなかった。そのため、再現したメソスケール前線の位置に人工的な浮力をおいて収束を強めた (第 58 図 b, c)。人工的な浮力は、半径が水平方向 14.0km、鉛直方向 1.0km の大きさで、温度偏差は中心で 2.0 度とし、周辺になるほど小さくなるように与えた。また浮力を与えた領域は加湿して飽和させた。

b. 降水帯の形状とセルの移動

NHM で再現した降水帯は、FT=1h40m (4 時 40 分) にはニンジン状になり、FT=4h30m (7 時 30



第 59 図 NHM で再現した FT=2h54m (5 時 54 分) から 3h18m (6 時 18 分) までの (a) 高度 20m での雨水混合比と (b) 前 6 分からの雨水混合比の増加量、(c) 高度 4.5km での雨水混合比の時系列。(a) と (c) の等値線の間隔は 1g/kg、(b) は 0.5g/(kg・6min) である。降水帯内の対流セルの移動を黒い矢印で、南側の小さい対流域の移動を赤い矢印で示した。(b) と (c) の太い矢印は降水帯の東端での対流セルの発生による雨水混合比の増加を示している。



分)まで持続した。FT=2h54m (5時54分)から3h18m (6時18分)までの地上付近の雨水混合比の時系列を第59図aに示す。再現したニンジン状の降水帯は、南北にのび、いくつかの雨水混合比の大きい対流セルで構成されていた。ニンジン状の降水帯の南西側には小さい降水域が発生していて、降水域は赤い矢印で示すように、北東に移動して降水帯の南端で降水帯と併合していた。南から併合する対流セルの他に、降水帯の南端では対流セルが時間間隔24~36分で発生していた。降水帯の南端で発生した対流セルは西側に膨らみ、さらに移動速度8 m/s程で北に移動した。対流セルの移動を明らかにするため、地上付近の雨水混合比の前6分からの増減と、高度4.5kmでの雨水混合比の時系列を示す(第59図b, c)。雨水混合比の増加域は西にのびながら北に移動していた。増加域の東端では、黒い矢印で示すように雨水混合比が増加していて、降水帯の東端でも新しい対流セルが発生していたことがわかる。また、高度4.5kmの雨水混合比をみると、雨水混合比の大きな領域が南端から北西に移動していた。これらの北西に移動する対流セルが、雨水混合比の西側への広がりをもたらしていたと考えられる。これらのことから、降水帯のニンジン状の形状は、降水帯の南端から北西に移動している対流セルと降水帯の東端での新しい対流セルの発生によって、形成されていたことがわかった。

ニンジン状の降水帯の対流セルの発生や移動がわかったので、BB型と同様に、対流セルの様相に基づいた名前を付ける。対流セルが降水帯の中層風の風上側で繰り返し発生することから、バックビルディングと呼ぶことができる。さらに対流セルが北に移動する間も、降水帯に直交する下層インフローによって新しい対流セルが側面で発生することから、サイドビルディングとも呼べる特徴も同時に持っている。これらの2つの特徴から、本事例のニンジン状の降水帯は、バック アンド サイドビルディング(BSB:back- and side-building)型と名前を付けることができる。

### c. 降水帯の構造と維持機構

FT=3h00m (6時00分)の高度20mにおける気象要素の水平分布を第60図に示す。降水帯の東端では、気温や相当温位の高い東よりの下層インフローが、降水帯の下で発散する北よりの気流と収束し(第60図b)、降水帯の東端に沿う上昇流域(第60図e)を形成していた。この収束線は降水帯の南までのび(第60図b)、温度や相当温位の水平傾度を強めていた(第60図c)。また、降水域は上昇流域の北西側に位置していた。そのため、降水が高相当温位の下層インフローを妨げることがなく、降水帯が長時間持続できる構造であったことがわかる。さらに、降水域の北西部分は湿度が95%以下の比較的乾燥した下降流域となっていた。このため、降水域では雨滴が蒸発し、地上に弱い冷気塊を形成していた(第60図c)。ただし、この冷気塊は、周りに比べて1度ほどしか低温でなく、中層の乾燥気塊による冷却効果は、それほど有効に働いていないと考えられる。

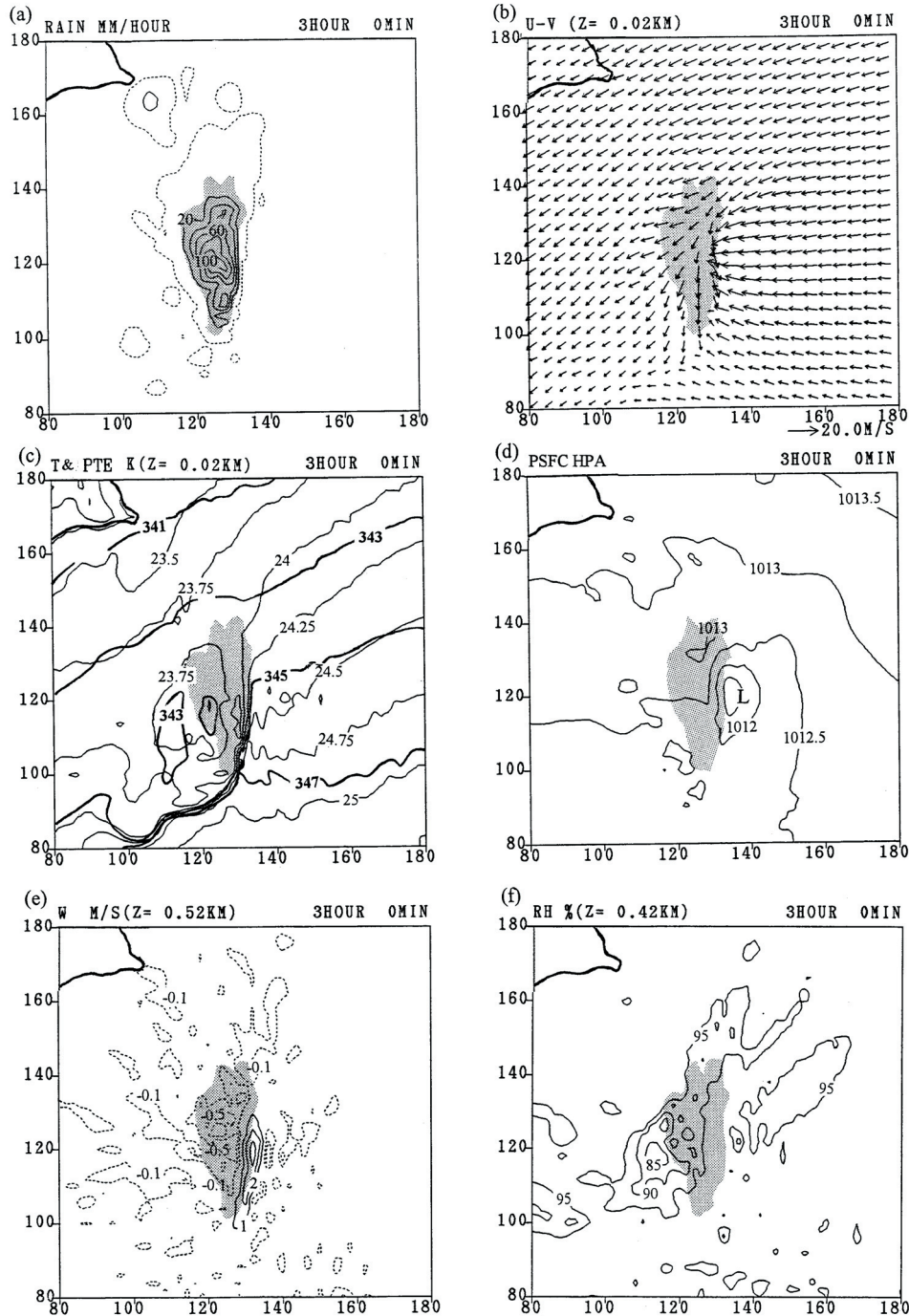
次に、3次元的な構造を調べる。雨水混合比の等値面と高度20mの水平風を第61図a, bに示す。等値面には対流セルに対応するいくつかの背の高いピークがみられる。FT=3h00m (6時00分)では、対流セルBが下層インフローと北よりの気流が収束する降水帯の南端で発生していた(第61図a)。6分後には、新しい対流セルAが対流セルBの南に現れ、対流セルBは背が高くなって発達していた(第61図b)。また、対流セルBの北側の降水域は西にも広がって、東西方向に幾つかのピークがみられるようになった。

強い降水域を横切る鉛直断面図を第62図a, bに示す。降水帯の南北断面をみると、いくつかの対流セルがあって、高さとともに北に傾いていた。新しく発生している対流セルAや発達している対流セルBの他に、減衰期の対流セルCとDがあって、これらの対流セル内では大きな雨水混合比の領域が、時間とともに下降していた。東西断面をみると、南北方向と同様に複数の対流セルで構成されているが、セルの数は南北方向に比べて少なく、下層インフローの供給される東端のセルが最も強かった。



次に、降水帯内の風分布を述べる。南北鉛直断面図では、南側からの下層インフローが降水域内の北よりの気流と収束して、上昇していた。この北よりの気流は、高度 20m では降水帯の南側まで広がっていたのに対し、高度 500m では対流セル B より

北側にしか存在しないことから、北側ほど厚いことがわかる。強い上昇流は、対流セル B、C、D の上部分にあつて、上昇流域も高さとともに北に傾いていた。一方、東西鉛直断面図では、強い東よりの下層インフローが、対流セル C より西側の弱い東風



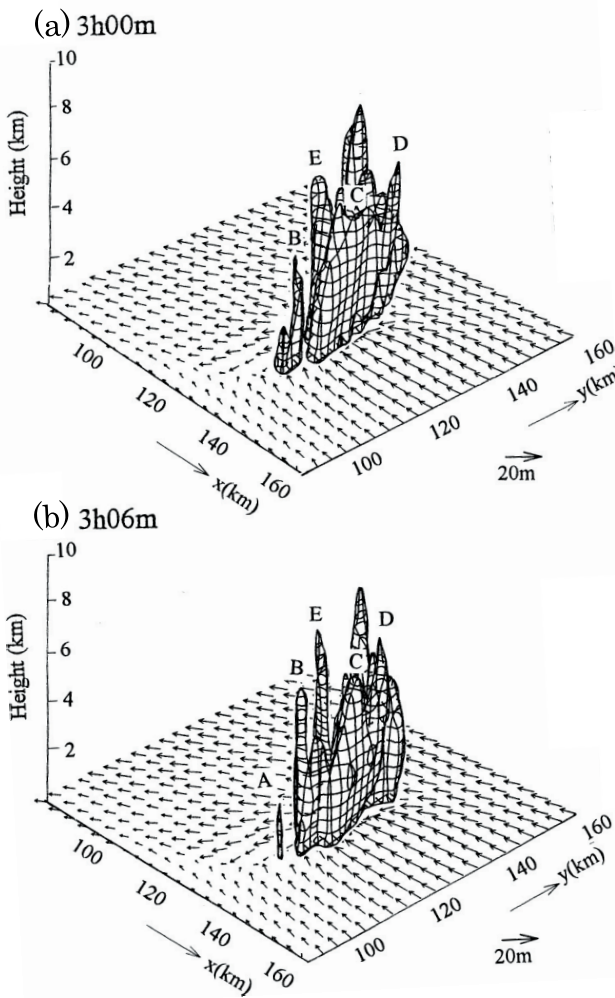
第 60 図 NHM で再現した FT=3h00m (6 時 00 分) の (a) 降水強度 (mm/hour), 高度 20m の (b) 水平風, (c) 気温 (°C) と相当温位 (K), (d) 地上気圧 (hPa), 高度 0.42km の (e) 鉛直流 (m/s) と (f) 相対湿度 (%). 影域は降水強度 10mm/hour 以上の領域である。左上端の太い実線は海岸線である。

と収束して、対流セル C 内を上昇していた。

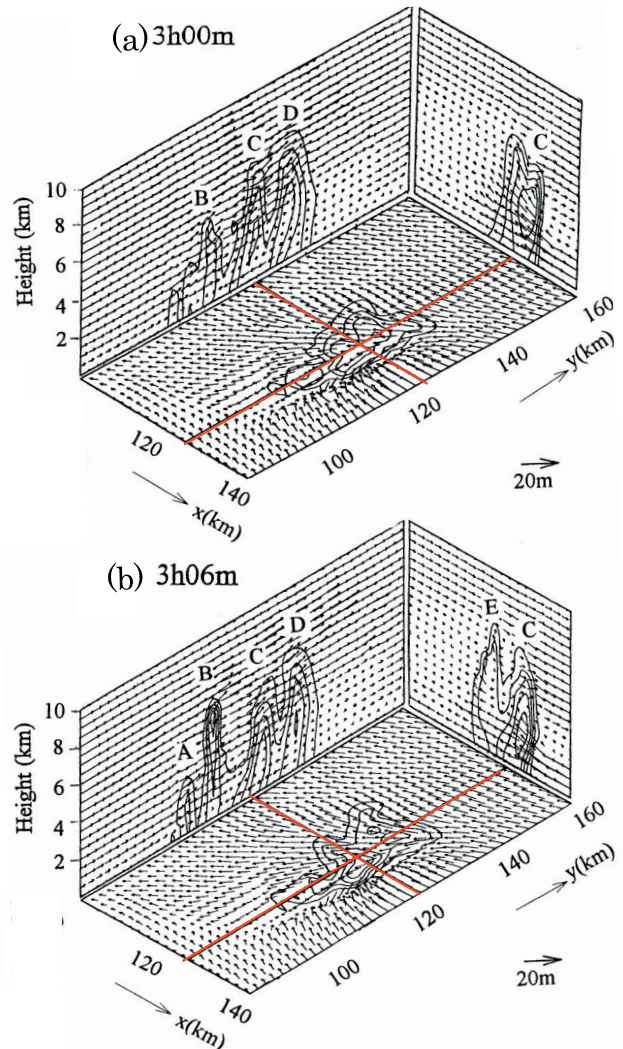
d. 降水帯の気流構造

ここでは、メソスケール前線を構成する下層の南東風と北よりの風、さらに中層の南風の3つの気流について述べる。そのために、空気と一緒に移動するトレーサーを高度0.5kmと3.0kmの水平風の風上側において、FT=2h00m(5時00分)から4h00m(7時00分)まで追跡した(第63図)。高度0.5kmの下層インフローにおいたトレーサーAは降水帯の東部分に入って上昇し、降水帯の内部を

北北西に移動した。降水帯の北東側の冷たい気流の領域においたトレーサーBは、降水帯の北を通って南西に向きを変え、降水帯の西部分の低温域に移動した。高度3.0kmで降水帯の南側においたトレーサーC、Dは、降水帯の南端の前で東西に分岐して北に移動した。このトレーサーCやDが地上付近まで下降していないことから、中層の低相当温位の気塊が地上の冷気塊の形成に寄与していないことがわかる。



第61図 (a)FT=3h00m(6時00分)と(b)FT=3h06m(6時06分)の高度20mの水平風と2g/kgの雨水混合比の等値面。



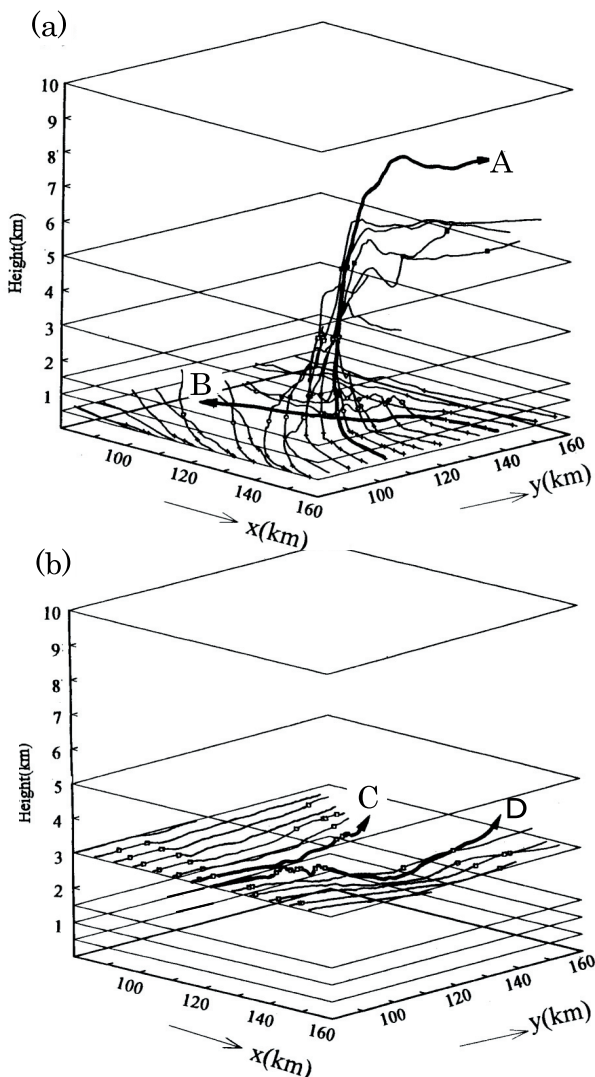
第62図 (a)FT=3h00m(6時00分)と(b)FT=3h06m(6時06分)の雨水混合比と風の分布。水平分布は高度20mの分布を示し、鉛直断面図は赤い実線に沿った分布を示している。

2.4.4 議論

a. 感度実験

ニンジン状の降水帯が組織化する要因を調べるために、感度実験をおこなった。ニンジン状の降水帯が長時間持続していた台風接近時の降水帯の環境には以下のような特徴があった。

(1) 降水帯は、温度傾度の大きいメソスケール前線上で発達していた。メソスケール前線の西側では冷たい北東風、南側や東側は暖かい南東風であった。



第63図 高度 (a)0.5km と (b)3.0km の高度からトレーサーを追跡した軌跡。トレーサーは FT=2h00m ~ 4h00m (5時00分 ~ 7時00分) の間を追跡した。軌跡上の×, ○, ●, □, ■は高度 0.5km と 1.0km, 1.5km, 3.0km, 5.0km を通過した位置を示す。

(2) 下層の水蒸気量は飽和に近く、非常に湿っていた。

(3) 風向が高さとともに時計方向に変わり、下層の北東風から上層の南南西風に変化していた。

(4) 降水域では、孤立した低温域が形成されていた。降水粒子の蒸発が降水帯の形成に寄与している可能性を示唆している。

これらの環境と雲物理過程の効果を調べるために、次の5つの感度実験をおこなった(第2表)。ここでは、第2.4.3章で述べた再現実験をコントロールランと呼ぶことにする。まず、ケースAでは、温度分布の影響をみるために、初期の温度場を水平一様にした。このケースでは、人工的な浮力を置いた位置の各層の気温を、層毎に一様に与えた。ケースBでは、水蒸気量を水平一様にした。このケースも人工的な浮力の位置の水蒸気量を用いた。ケースCでは、風の鉛直シアの影響をみるために、一様な水平風を与えた。言い換えれば、水平収束を取り除いている。与えた水平風は、気温や水蒸気量と同様に、人工的な浮力の位置のもので、第58図dの hodograph と同じものである。ケースDでは、逆に鉛直シアを取り除き、高度2.0mの水平風を全高度に与えた。ケースEでは、雨滴や雲水の蒸発の効果を見るために、蒸発しないようにした。ケースA~Dでは、地衡風平衡は満足していない。しかし、初期に与えた環境場の特徴は、数時間は保たれていて、降水域に影響を与えている。すべてのケースについて時間積分を3時間行い、組織化した降水系を調べる。ケースD以外の3時間後の降水強度、高度20mの気温と水平風を第64図に示す。

ケースAでは、降水域が西に移動して、ニンジン状の降水帯にならなかった。温度の水平傾度が、ニンジン状の降水帯の形成に重要であると言える。

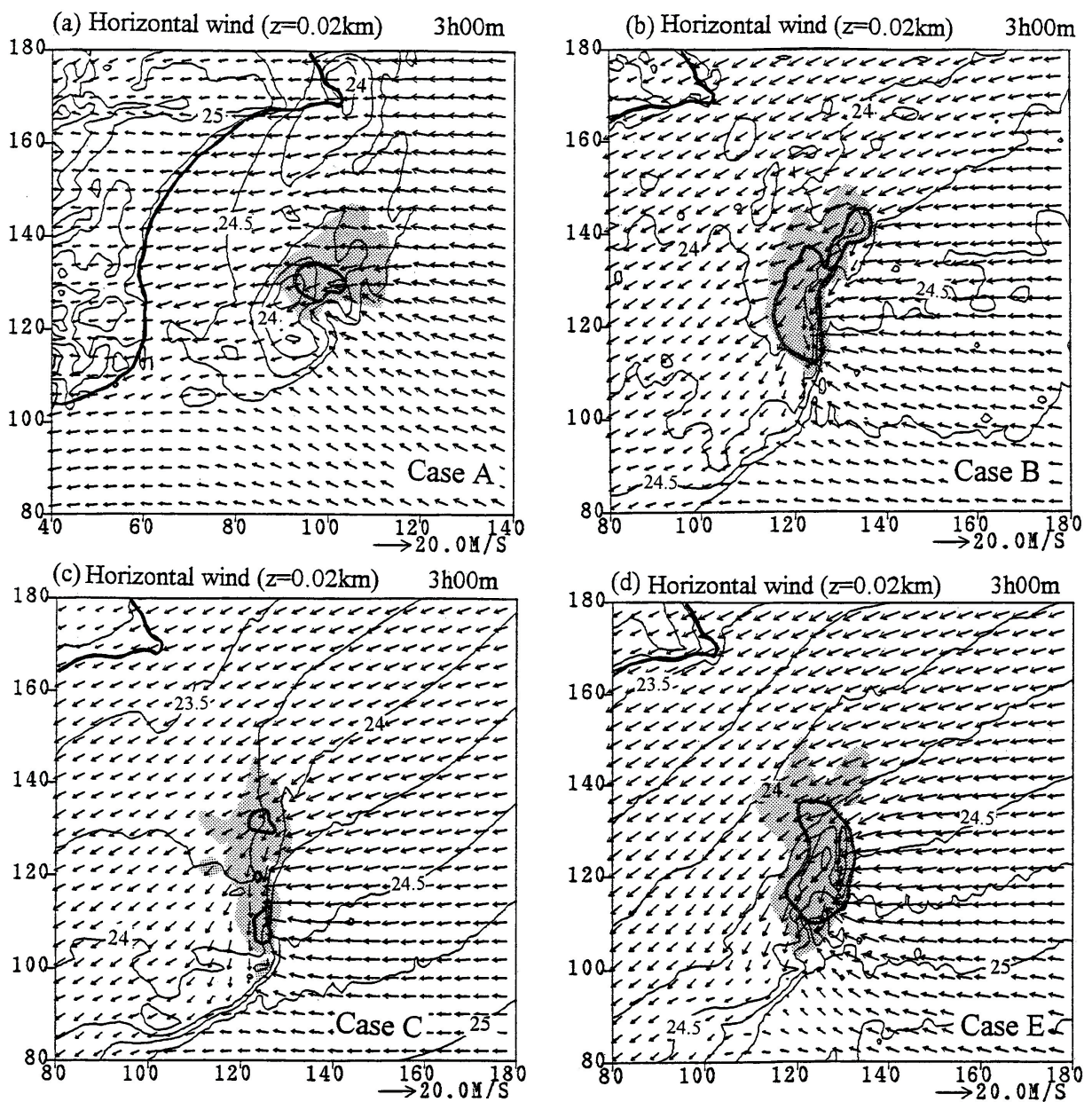
ケースBでは、降水強度や気温分布もコントロールランとほぼ同じになった。コントロールランの水蒸気分布が水平一様に近く、水蒸気量を変えたことの影響が小さかったためと考えられる。

ケースCでは、再現した降水帯は、降水強度が弱いながら、南北方向にのびていて、幾つかの対流セルで構成されていた。降水強度が弱いのは、暖か



第2表 感度実験のケース. 最後の列は, コントロールランとの比較を示している. コントロールランに似た降水帯の構造が再現できたときには○, できなかったときには×を記入した.

Case	Environmental fields			Convergence	Cloud physical process Evaporation of cloud and rain droplets	Similar structure to the Control run, or not?
	Horizontal field of temperature	Horizontal field of relative humidity	Vertical shear			
A	Uniform		Yes	Yes	Yes	×
B		Uniform	Yes	Yes	Yes	○
C			Yes	No	Yes	○
D			No	Yes	Yes	×
E			Yes	Yes	No	○



第64図 (a) ケースAと (b) ケースB, (c) ケースC, (d) ケースEの降水強度と高度20mの気温, 水平風の水平分布.

影域と太い実線は3mm/hourと10mm/hourの降水強度の領域を示す. 左上端の太い実線は海岸線である.

い気塊を供給する南よりの風の領域が小さかったためと考えられる。しかしながら、再現した降水帯は、コントロールランによく似ており、大規模な収束は必ずしも必要な条件でないことがわかる。

ケース D では、再現した降水域や温度分布は、コントロールランから大きく変わっていた。初期に与えた擾乱から発生した降水域は南西に移動し、多くの組織化されていない降水域が発生した（図省略）。ケース C と D の結果から、鉛直シアが重要であることがわかる。

ケース E では、再現した降水強度や水平風はコントロールランのものに似ている。しかし、暖かい北東風が降水域の中央で発散していて、冷氣塊は形成されていない。蒸発の効果は、降水帯の形成に必ず必要な条件ではないと言える。

これらの感度実験の結果は、気温の水平傾度と水平風の鉛直プロファイルがニンジン状の降水帯の形成に重要であることを示している。なぜ、これらの2つの環境がニンジン状の降水帯の形成に重要なのであろうか。

まず、これらの要因のうち、気温の水平傾度について考えよう。第1章で述べたように、降水帯が長時間持続する構造を持つためには、新しい対流セルを発生させる地上付近のメカニズムが必要であった。例えば、第2.2章で述べたスコールラインでは、雨水などの蒸発により強化された冷気流が対流セルを発生させるメカニズムとして重要で、発散する冷気流が南からの下層インフローとの収束を強化させて、新しい対流セルを発生させていた。しかし、本事例のように湿った状態では、蒸発による気温の低下も小さく、温度傾度も大きくならない。しかしながら、このような湿った環境でも、下層に強い収束と水平温度傾度があるときには、Kato (1998) が指摘しているように、強い下層収束が温度傾度を強めて、新しい対流セルを発生させることができる。ここでの感度実験のケースでは、コントロールラン、ケース B と C には降水帯に沿って大きな温度傾度があり、Kato (1998) の指摘を裏付けている。しかし、ケース E では、降水帯の南部分では温度傾度が小さいけれども、降水帯が発達していた。このケース

で下層インフローが収束しているのは、降水の蒸発ではなく、降水粒子が周りの空気を引きずりおろす loading の効果によって下降し、地上付近で発散していた気流であった。つまり、新しい対流セルの発生には必ずしも温度傾度は必要なく、下層インフローを上昇させるメカニズムであれば、loading の効果による発散流でも構わないことがわかる。

気温の水平傾度は、下層に収束がある場合に大きな温度傾度を生み出すという要因のほかに、水平風の鉛直シアとともに、対流セルの発生場所を決める要因としても寄与する。ニンジン状の降水帯が形成したケース B, C, E の共通した特徴として、「対流セルの発生に都合がよい高相当温位の気塊が下層インフローの風上である降水帯の南東側にあり、下層インフローで供給される高相当温位の気塊により新しい対流セルが発生していた」ことが挙げられる。ニンジン状の降水帯にならなかったケース A では、新しい対流セルが降水帯の南端や東側ではなく、南西側で繰り返し発生していた。そのため、新しい対流セルの発生する場所が変わってしまい、ニンジン状の降水帯にならなかった。このように、下層の気温分布も、新しい対流セルの発生場所を通じて降水帯の形態を決める重要な要因の一つである。

次に、水平風の鉛直シアは、温度の水平傾度で述べたように、新しい対流セルの発生場所を決める要因であるほかに、対流セルの移動にも寄与する。南東からの下層インフローは、降水帯の南端や東側で新しい対流セルを発生させ、発生後は、保存される下層インフローの運動量より対流セルを北西側に移動させる。また、中層の南風は対流セルを北側に移動させる。これらの新しい対流セルの発生と対流セルの移動の結果として、ニンジン状の形状が形成されると考えられる。また、本事例で与えた鉛直プロファイルでは、降水を下層インフローの風下側に降らせるため、降水が高相当温位の気塊の供給を妨げることなく、降水帯は長時間持続することができた。このように、水平風の鉛直シアは、ニンジン状の降水帯の形状の決定や維持機構にとって重要である。

水平風の鉛直プロファイルと線状降水帯の形態との関係については、第3章の“降水系の形態に関する

る数値実験”で詳しく述べる。

#### b. 観測した降水帯と再現した降水帯との差異の原因

第 2.4.3 章で述べたコントロールランの再現実験は、観測した降水帯を定性的に良く再現しているが、定量的には再現できていない。例えば、再現した降水帯の降水強度は強く、降水帯の長さも短い。ここでは、どうしてこのような差異が生じたのかを考察する。

数値実験で再現した水平風分布を観測したものと比較すると、水平風の鉛直プロファイルはよく似ていたが、下層の風分布に大きな違いがみられた。そこで、高度 0.5km の風分布に注目して説明する。数値モデルで再現した降水帯の下層インフローの水平風は約 17m/s の東南東風、観測では 17 ~ 20m/s の南東風であった。数値モデルで再現した下層インフローの東風成分は観測したものよりも強く、この東風成分の強い下層インフローにより、より多くの高相当温位の気塊が降水帯に供給され、降水強度の強い降水帯が発達していたと考えられる。降水帯の南北方向の長さについても、再現したものは観測に比べてかなり短かった。観測した降水帯の周辺の風分布をみると、降水帯の東側の強い下層インフローは、ニンジン状の降水帯が発生した銚子よりも北側の福島県まで広がっていた（例えば、第 56 図 d）。それに対して、数値実験で再現した下層インフローの東風は、降水帯の東側で強まっているのみであった（第 60 図 b）。このことは、メソスケール前線を構成する下層インフローの北側への広がりの違いが、ニンジン状の降水帯の南北方向の長さを決めていることを示していて、数値モデルでは下層インフローの北への広がりが弱かったために、降水帯の長さが再現できなかったことがわかる。

降水帯の降水強度や長さの差異は、下層インフローの風速や広がりの違いが原因であった。本研究では、初期値の弱い収束を強めるために人工的な浮力を用いたが、より現実的な下層インフローを再現するためには、同化手法を用いた初期値の改善が必要である。

#### c. これまでのバックビルディング型の認識

ニンジン型の雲域を持つ BSB 型の降水帯は、降水帯の先端で新しい対流セルが発生し、後方に移動している。この特徴は BB 型と共通しているため、これまでの報告では、BB 型と BSB 型の 2 つの型は同一のものとして報告されている。例えば、小倉 (1991) は Watanabe and Ogura (1987) で解析した 1983 年 7 月 23 日の島根豪雨の事例について、バックビルディングの特徴を持っていたと述べている。しかしながら、本研究の解析の結果に基づく、降水帯が 1 本のメソβスケールの降水帯であったことや、JSM で再現した気流では、中国山地によって風向が曲げられた気流が降水帯の側面で収束していたことから、島根豪雨の降水帯は BSB 型の降水帯であったと言える。これまで BSB 型と BB 型を区別せずに認識してきたが、例えば中層の乾燥気塊の影響を受けやすいなどの降水帯の性質が異なるのであれば、区別して認識する必要があると考えられる。これらの型が中層の乾燥気塊の影響を受けやすいかどうかについて、第 3 章で議論する。

#### 2.4.5 バック アンド サイドビルディング型の形態と維持機構のまとめ

台風 9426 号 (Orchid) が日本に接近していた 1994 年 9 月 29 日に、ニンジン状の降水域をもつ降水帯が組織化して 10 時間以上持続していた。地上付近の降水帯の南東側では高相当温位の南東風が吹き、北西側では冷たい北風が吹いていて、これらが収束するメソスケール前線上で降水帯が発達していた。降水帯は中層風とほぼ同じ方向にのび、複数の対流セルで構成されていた。対流セルは降水帯の南端（中層風の風上）で発生し、中層風によって北に移動して、降水帯と併合していた。その後、西に膨らんだ強い降水域になり、降水域内を北に移動した。対流セルが北に移動する間も、東側からの下層インフローが降水域から発散する気流と収束して上昇し、新しい対流セルが降水帯の東側で発生していた。この対流セルの発生と移動の様相から、本事例のニンジン状の雲域を持つ降水帯は、BSB 型と呼ぶことができる形態であった。また、降水が、下層の収



東に対して下層インフローの逆側に降るために、下層インフローによる高相当温位の気塊の供給が持続し、降水帯が長時間維持できる構造であった。さらに、下層インフローが収束する場所が降水帯から大きく離れていないことが、降水帯の維持に必要であった。

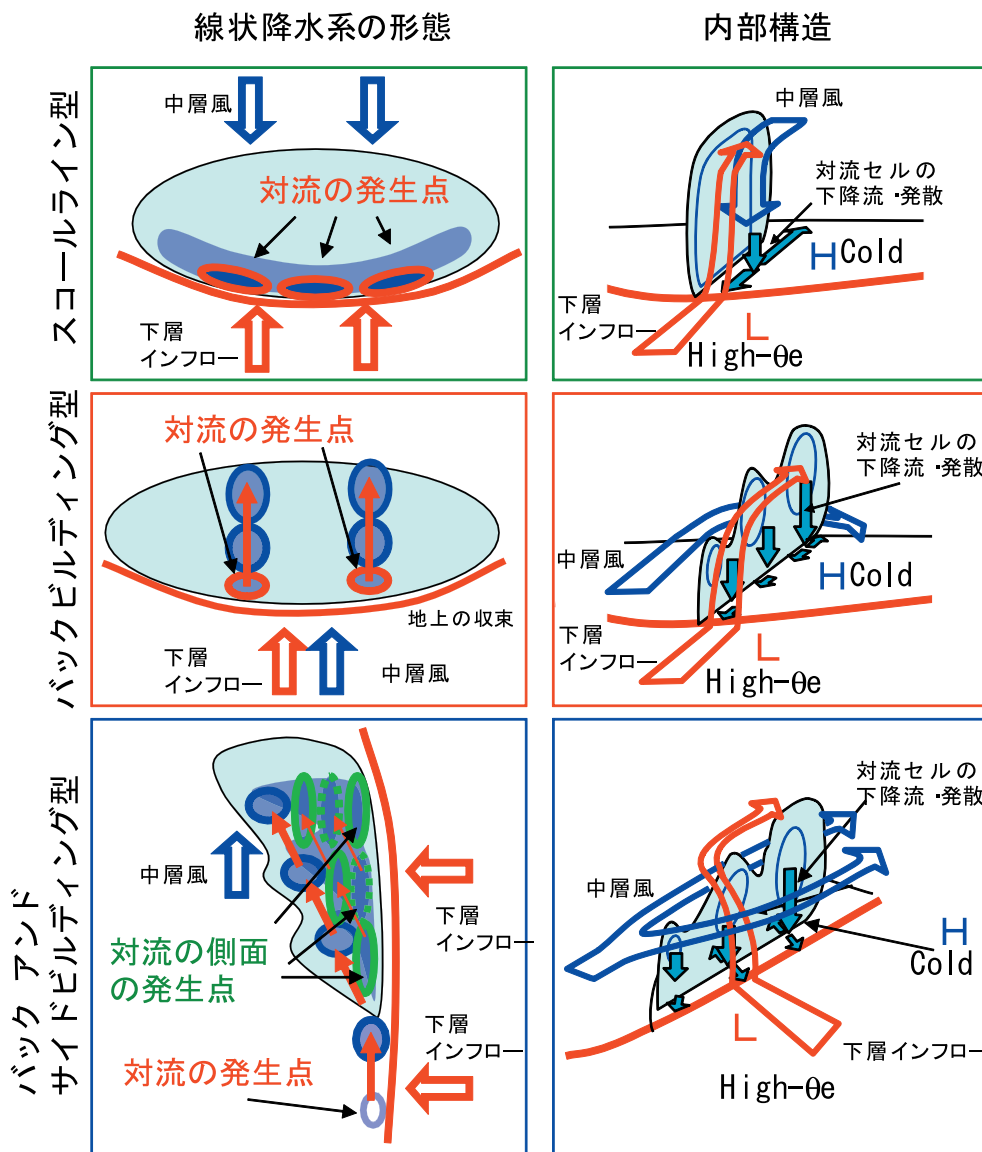
2.5 3つの型の線状降水系の形態と内部構造のまとめ

a. 3つの型の線状降水系の形態と内部構造

事例研究で解析したSL型とBB型、BSB型の線

状降水系の環境と形態、維持機構をまとめると第65図のようになる。

SL型の線状降水系は、乾燥した中層風が、下層インフローの逆方向側（後面側）から降水帯に貫入するとき組織化し、降水帯は下層インフローに直交する走向にのびる。強い降水域は、降水帯の下層インフローが流入する側（前面）に沿って連続的に分布し、その反対側（後面側）には弱い層状の降水域が広がる。強い降水域内の対流セルは、BB型のように分離した形ではみえず、BSB型のように降水帯内を大きく移動することもない。気流構造は、



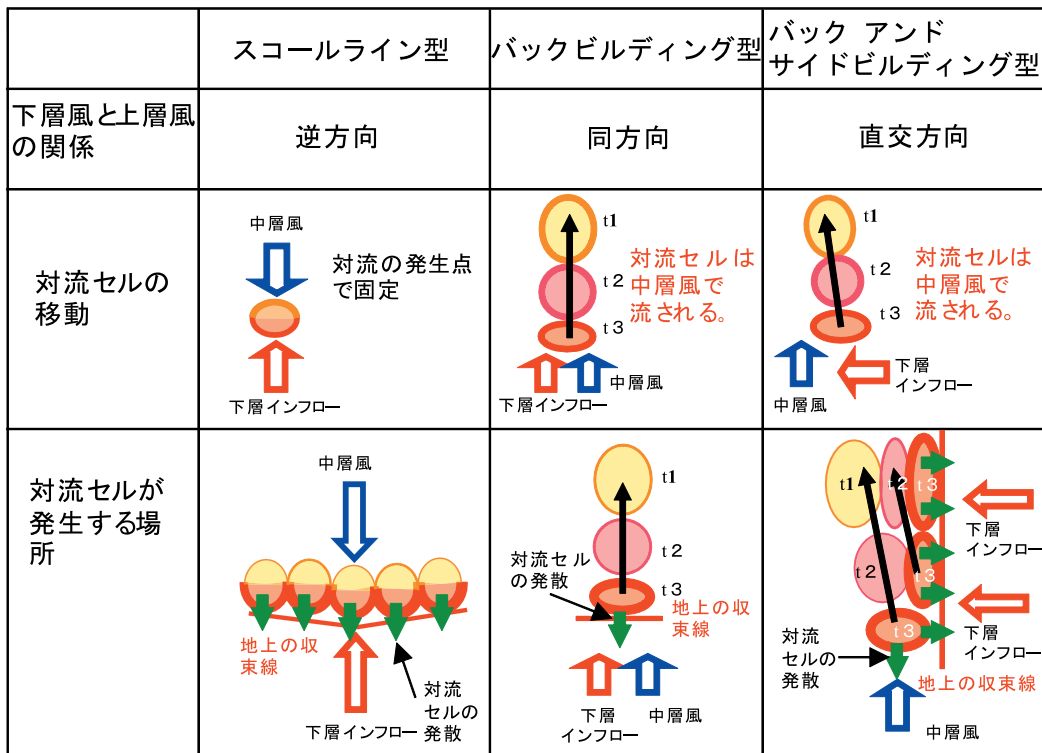
第65図 SL型とBB型、BSB型の降水系の形態と内部構造の模式図。左側の図は対流セルの様子である。丸は対流セルを表し、赤い矢印は対流セルの移動を示す。右側の図は降水系の内部構造である。赤と青の太い矢印は下層インフローと中層風を示し、青い矢印は対流セルの下降流と発散する気流である。

下層のインフローが、降水帯の前面で対流セルから発散する気流と収束して上昇し、後面からの乾燥した中層の気流は降水帯内で下降して地表付近で発散する。降水は下層の収束に対して下層インフローの逆側で降るので、下層インフローの供給は降水によって妨げられず、降水帯は長時間持続することができる。また、下層の収束と降水帯の位置が大きく離れないことが、降水帯の持続に必要である。

BB 型の降水帯は、中層風と下層インフローがほぼ同じ風向という環境の中で、中層風の風向とほぼ同じ方向にのびて持続する。メソβスケールの大きさをもつ SL 型や BSB 型の線状降水帯とは異なり、本事例の BB 型の線状降水系は、メソβ<sub>s</sub>スケールの降水域内に何本も組織化し、メソβ<sub>s</sub>スケールの大きさを持つ。これは Kato (1998) の鹿児島島豪雨の事例でもみられた特徴であった。メソβ<sub>s</sub>スケールの降水帯内の対流セルは、降水帯の中層風の風上側で発生し、中層風によって風下に移動する。気流構造は、下層インフローが降水帯の先端で対流セルの

発散流等と収束して上昇し、中層の気流は降水帯の間を抜けて後面側に移動する。SL 型と異なる特徴としては、下層インフローが降水帯の側面で収束していないこと、中層の気流が降水帯の地上付近に下降せず、冷気塊を強化していないという特徴が挙げられる。また、下層インフローは降水帯の先端に常に供給され、降水帯は長時間持続できる構造であった。

最後に BSB 型は、中層風と下層インフローがほぼ直交している環境の中で組織化し、降水帯は中層風とほぼ同じ方向にのび、形状は中層風の風上側がとがったニンジン状になる。降水帯の中層風の風上側に新しい対流セルが発生して、中層風により風下に移動した。移動する間も下層インフローにより側面から新しい対流セルが発生する。気流構造は、下層インフローが対流セルから発散する気流と収束して上昇し、中層の低相当温位の気流は降水帯の手前で分岐して風下に流れる。降水は SL 型や BB 型と同じように下層の収束に対して下層インフローの逆



第 66 図 メソβスケール線状降水系の形態と対流セルの移動の模式図。丸と黒い矢印は対流セルとその移動を示す。対流セルの色は、発生時刻の新しいものは赤く、古くなると黄色になるように配色した。緑の矢印は対流セルの発散流、赤と青の矢印は下層インフローと中層風の風向を示す。t1～t3はそれぞれの対流セルの発生した時刻を示す。

側に降り、降水帯は長時間持続できる構造であった。また、下層の収束と降水帯の位置が大きく離れないことが、降水帯の持続に必要なであった。

以上の3つの降水帯の形態は、次の2つのキーポイントで説明することができる。

- (1) 降水域から発散する気流と下層インフローの収束が新しい対流セルを発生させること。
- (2) 対流セルが中層風により移動すること。

各型の形態をこのキーポイントで説明する(第66図)。

SL型は、対流セルの発散流が下層インフローと収束して、新しい対流セルが発生する。中層風が後面から強い降水域に入って下降するため、対流セルは発生点より風下には大きく移動しない。したがって、対流セルは下層インフローに対して直交する方向に並び、線状の降水帯を形成する。BB型では、対流セルの発散流が下層インフローと降水帯の先端で収束し、新しい対流セルが発生する。発生した対流セルは中層風により風下に移動する。この対流セルによる発散流が、下層のインフローと収束して次の新しい対流セルが風上に発生する。このように、先端で対流セルが次から次へと発生して風下に流されることにより、中層風と同じ向きにのびる線状の降水帯が形成される。BSB型は、降水帯の中層風の風上端で、対流セルの発散流が下層インフローと収束し、新しい対流セルが発生する。発生した対流セルは中層風により風下に移動する。移動している対流セルは、移動方向の側面から入ってくる下層インフローと対流セルの発散流との収束により、側面でも新しい対流が発生する。降水帯の中層風の風上側の先端では、対流セルが移動したため、次の新しい対流セルが発生する。こうして、中層風の向きに沿って対流セルが並び、中層風の風下側ほど幅が広い降水帯が形成される。

#### b. 3つの型の線状降水系の維持メカニズム

次に、この3つの型の線状降水帯が持続するメカニズムと、それに関連する気流構造についてまとめる。

3つの型とも、高相当温位の下層インフローは対

流セルの発散流と収束して上昇していた。凝結した雨滴は、下層の収束に対して下層インフローの反対側に降っており、高相当温位の気塊を供給する下層インフローの流入を妨げていない。したがって、新しい対流セルが次々と発生し線状降水帯は持続することができた。また、観測したSL型とBSB型の降水帯では、下層の収束と降水帯が大きく離れると衰弱していたことから、降水帯の維持には、下層インフローと対流セルの発散流との収束の位置が降水域の位置と大きく離れない必要がある。観測ではみられなかったが、この条件はBB型にもあてはまると考えられる。一方、中層風は線状降水帯の型ごとに異なっている。SL型の中層風は下層の収束に対して下層インフローの逆側から降水帯に侵入し、降水帯内で下降した。この下降流は、対流セルの発散流を強化して下層インフローとの収束をさらに強め、強い対流を維持させていた。一方、BB型やBSB型は、下層インフローとはほぼ同方向や直交方向の風向を持つ中層風が、降水帯の上昇流域を避けて後方通過しており、下層の収束の強化への寄与は小さいと考えられる。これらから、降水帯の維持メカニズムについては、

- (1) 高相当温位の下層インフローが対流セルの発散流と収束して上昇すること。
- (2) (1)の収束が降水帯から大きく離れないこと。
- (3) 降水が下層インフローによる高相当温位の気塊の供給を妨げないこと。

が、3つの型に共通していた。

さらに、SL型には

- (4) 中層風が下降して下層インフローとの収束を強化すること。

という特徴があった。

### 3. 降水系の形態に関する数値実験

#### 3.1 はじめに

第2章で取り上げたメソβスケールの線状降水系は、水平風や湿度の鉛直プロファイルなどの降水系を取り巻く環境に大きく影響を受け、環境が異なると形態も異なる線状降水系に組織化していた。このことは、形態の異なる線状降水系の環境同志を比較



すれば、線状降水帯の形態を決める環境が相違点としてみえることを意味している。第2章で解析した線状降水系の結果を用いて、形態の異なるSL型とBB型、BSB型の環境を比較すると、SL型とBB型、BSB型の降水帯は、中層風の風向が下層インフローとそれぞれ逆方向と同方向、直交方向のときに組織化していた。下層インフローに対する中層風の風向が形態ごとに異なることから、下層インフローに対する中層風の風向が線状降水帯の型を決める可能性を表している。

水平風以外の環境の寄与を調べるためには、“下層インフローに対する中層風の風向の関係”が同じである事例同志を比較することが必要である。そこで、下層インフローと中層風が同じ風向である1993年8月1日の“鹿児島豪雨の降水帯”(第7図a)と、本研究で事例解析を行った1996年7月7日の“梅雨前線の降水帯”の降水帯a(第7図b)とを比較する。2つの事例ともBB型の降水帯が組織化していたが、降水帯の降水強度が異なっていた。すなわち、“鹿児島豪雨の降水帯”では降水強度が強かったのに対し、“梅雨前線の降水帯”では弱かった。2つの事例の環境を比較すると、中層の湿度が大きく異なっていて、降水強度が強い“鹿児島豪雨”では中層が湿っていて、逆に降水強度が弱い“梅雨前線の降水帯”では乾いていた。この降水強度と中層の湿度との対応は、中層の乾燥化が線状降水系の降水強度を弱める可能性を示している。

本章では、線状降水系の形態などを決める環境として、“下層インフローに対する中層風の関係”と“中層の湿度”に注目し、これらの環境が線状降水系に及ぼす影響やそのメカニズムについて調べた結果を報告する。

メソβスケールの降水帯の特徴と環境に関する研究は、これまで主に解析例の多いスコールラインについて報告されている。Barnes and Sieckman(1984)は、西大西洋の熱帯域でおこなわれた特別観測であるGATEのデータを使って、スコールラインの移動速度が7m/s以上の速いfast-movingと3m/s以下の遅いslow-movingについて、それぞれの環境を比較した。fast-movingは、中層が低相当

温位であって、スコールラインに直交する水平風の鉛直シアが高度4km以下で強いときに組織化している。一方のslow-moving型は、水平風の直交成分が平行成分よりも小さく、ほとんどゼロのときに組織化していた。SL型以外の降水帯については、LeMone *et al.*(1998)が、熱帯域の特別観測であるGATEとTOGA-COAREの航空機や高層観測のデータ、レーダーの反射強度のデータを使って、降水帯の形状と水平風や湿度の鉛直プロファイルとの対応を調べている。しかし、LeMone *et al.*(1998)は、降水帯の形状には水平風の鉛直シアと良い対応があったと指摘しているものの、内部構造や形態のできるメカニズムまでは言及していない。

本研究では、Barnes and Sieckman(1984)やLeMone *et al.*(1998)では述べていない“環境が降水系の形態に及ぼす影響”と“組織化した降水帯の形態と内部構造”を調べるために、注目する環境である“下層インフローに対する中層風の風向と風速”や“中層の湿度”を数値モデルの初期値として与え、これらの環境を変えて数値実験をしたときに、どのような線状降水系が組織化するか、また、そのときの形態や内部構造がどのようになっているかを解析する。観測した事例でなく、数値モデルで組織化した降水系を用いるのは、観測した線状降水帯の解析のみでは事例数が少なくて比較が十分にできないことや、特定の環境のみを変えることによって、環境が線状降水帯に与える影響の議論が明りようにできるからである。

### 3.2 数値実験の概要

数値モデルは第2章と同様にNHMを用いた。水平格子間隔は2kmとし、水平方向の計算領域はメソβスケールの線状降水系が再現できるように水平は400km×400kmである。鉛直方向の格子間隔は、高くなると間隔が大きくなるようにし、領域の最下層の高度は20m、上端の高度は20.9kmである。境界条件は境界の内側の値から境界値を作成する開境界条件(open boundary condition)とし、コリオリ力は入れていない。降水過程は、雨水と雲水を予報し、対流調節やKain-Fritschなどのパラメタリゼー

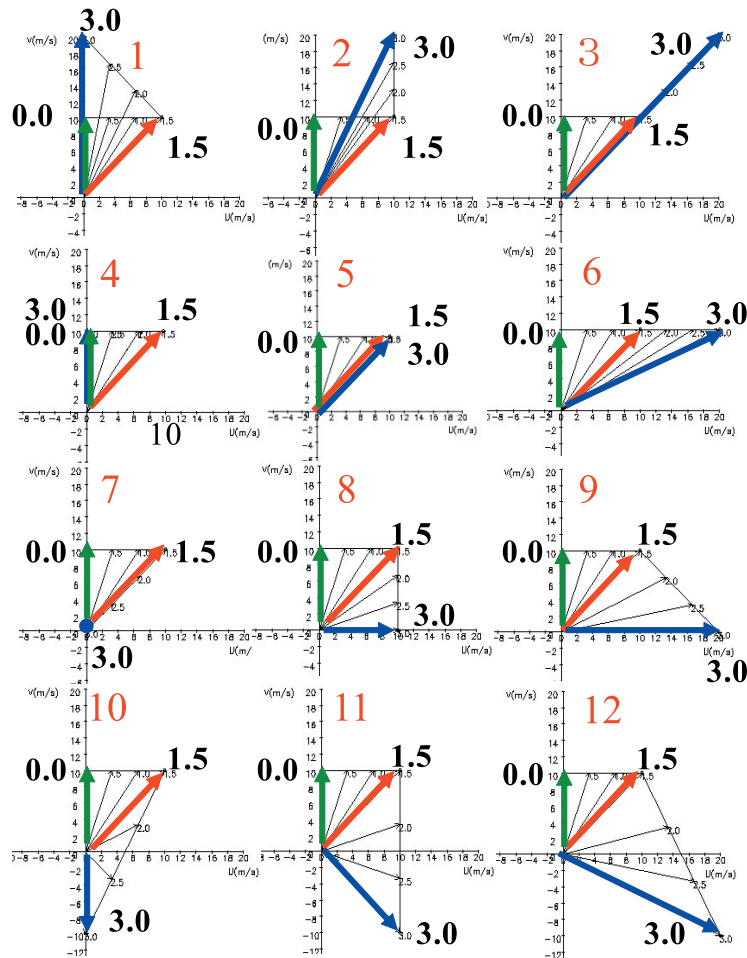
ションは用いていない。

数値実験は、下層インフローに対する中層風の風向を変えた 12 ケースと、それぞれについて中層の湿度を乾燥させた 12 ケースの計 24 ケースを行う。24 ケースに共通に与える温度と湿度の鉛直プロファイル、メソ  $\alpha$  スケールの特徴（下層の収束、下層の温度や湿度の南北傾度）の環境には、第 2 章で取り上げた 3 つの事例から、NHM が最も現実に近い環境を再現していたものを選んだ。まず、“スコールライン”の事例では、“スコールライン”が組織化していた時刻が、観測では 15～18 時であったのに対し、数値モデルでは 21 時ごろであった。そのため、数値モデルで再現した 21 時の成層には下層の混合層が薄く、実際に組織化していた 15～18 時の成層と大きく異なっていた。“ニンジン状の降水帯”の事例でも、下層の収束が弱すぎたため人工

的な浮力を用いる必要があった。これらの事例に比べ、NHM で再現された“梅雨前線の降水帯”の事例の環境がより現実に近いと考えられ、数値実験に共通に与える環境として最も適切と判断した。“梅雨前線の降水帯”の環境をみると、下層では、降水システムの南側には温暖な南寄りの気流があり、北側には冷たい北寄りの気流があつて、降水システムが再現された場所で、これらの気流が収束していた。これらの NHM で再現された環境を、次のようにして、全 24 ケースの共通な環境として与えた。

### 3.2.1 水平風の鉛直プロファイル

第 67 図は、注目している環境である水平風の鉛直プロファイルを示したホドグラフである。地上から高度 1.5km までの下層の水平風の鉛直プロファイルは、全ケースで共通である。共通の環境として

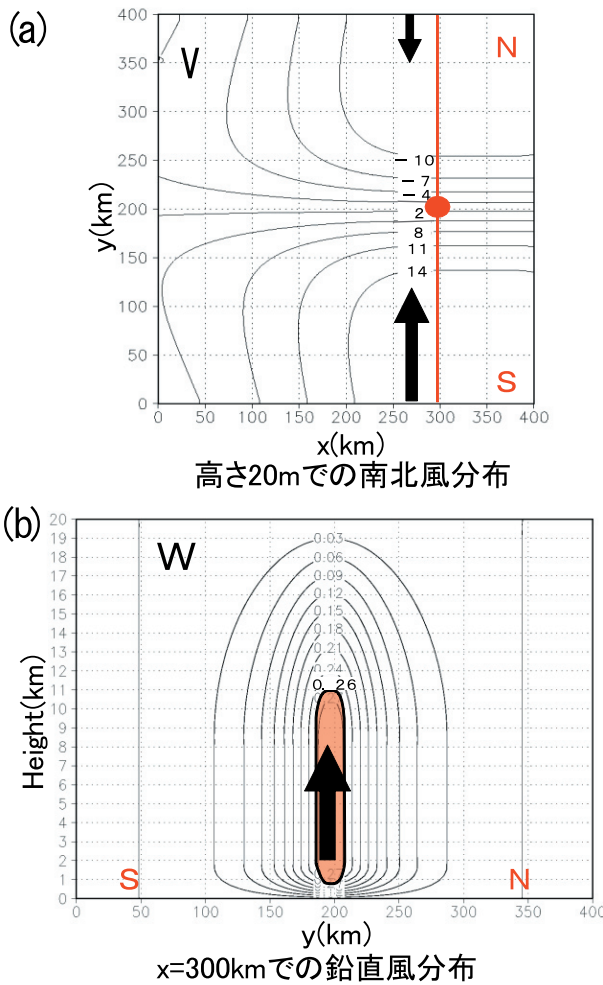


第 67 図 環境として初期値に与える水平風のホドグラフ。赤い数字はケースの番号を示す。矢印の先の数字は、その水平風の高度を示す。

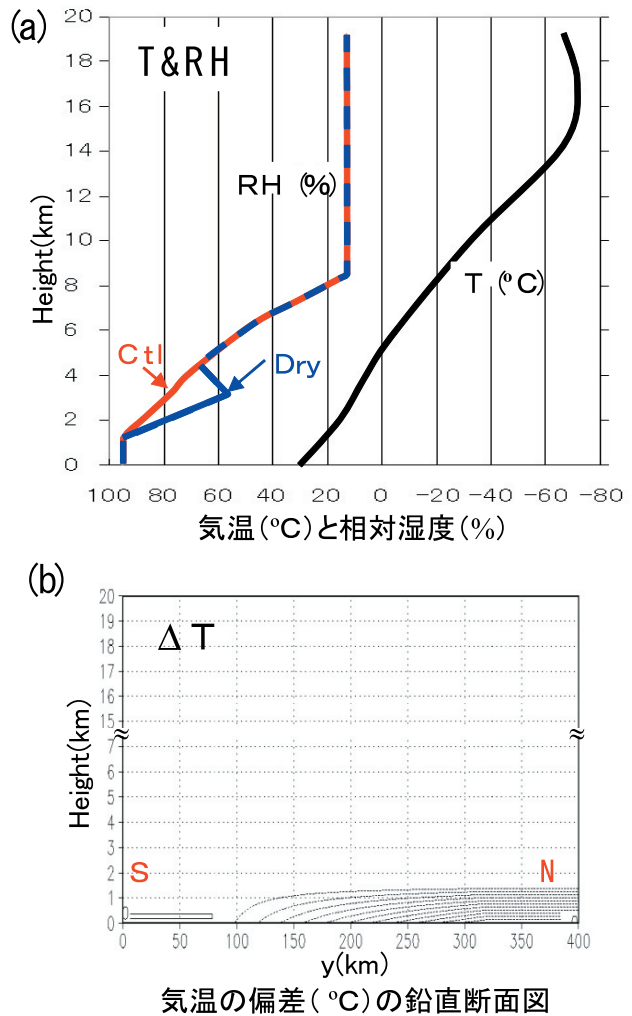
採用した“梅雨前線の降水帯”の事例では、南からの下層インフローは強く、北側からの風は弱かったので、それと合うように地表から下層1.5kmに10m/sの南風を与えた。また、降水システムの南側では、高度1.5kmで地表付近よりも西風が10m/sほど速くなっていたことから、数値実験でも地上と高度1.5kmの間に10m/sの鉛直シアのある東西風を与えた。高度1.5kmから3.0kmまでの水平風

はケースごとに異なり、第67図で示したような12通りの風向と風速を与えて、下層インフローと異なる中層風を作った。高度3.0kmより上空の風向と風速は一様とした。

高度1.5kmより下層に下層インフローを与えたのは、“スコールライン”の事例で観測された下層インフローの厚さが1.5kmであり(第20図)、“エンジン状の降水帯”や“梅雨前線の降水帯”の事例では下層インフローの高相当温位層の厚さが、1.5kmと1.0kmほどであったからである(第54図と第29図)。また、風向を一様にする高度に3.0kmを与えたのは、観測した“スコールライン”の事例では2.5km以上で、風向が一様に西風になってい



第68図 (a) メソ $\alpha$ スケールの収束を与える南北風分布と (b) 収束に伴う鉛直流分布. 高度20mで南北両側の風速差が24m/sになるように、下層1.5kmに南北風の収束を与えた。(a)の計算領域の西部で収束が弱いのは、高度1.5kmに与えた10m/sの西風により西側の境界で不自然な対流が発生しないようにするためである。第67図のホドグラフは(a)の赤丸の地点の水平風である。(b)の赤い影域は加湿して飽和させた鉛直流0.26m/s以上の領域を示す。



第69図 メソ $\alpha$ スケールの収束域の南側の (a) 温度(°C)と湿度(%)の鉛直プロファイルと (b) 温度偏差の南北方向の鉛直断面図。(b)の等値線は0.2°C毎である。



たためである (第 20 図).

第 2 章で解析した降水系の環境と対応させてみると, 下層インフロー (0 ~ 1.5km) と中層風 (3.0km 以上) がほぼ同じ向きのケース 1 ~ 6 では BB 型, ほぼ逆向きのケース 7 や 10 では SL 型, ほぼ直交しているケース 9 や 12 では BSB 型の環境になっている.

### 3.2.2 下層収束

第 68 図 a は NHM の高度 20m における南北風の初期値の分布である. 観測された“梅雨前線の降水帯”と同じような東西方向にのびる収束域になるように, 南北風を南北方向に変化させて, メソ  $\alpha$  スケールの収束場を与えた. 収束を与える厚さは, 下層インフローの厚さと同じ 1.5km とした. 収束の強さは, NHM で再現した“梅雨前線の降水帯”と同じ程度になるように, 南北風の風速差が  $x=300\text{km}$  のところで 24m/s を与えた. この風速差は NHM で再現した“ニンジン状の降水帯” (第 60 図) の東西両側の東西風の風速差 20m/s とも近い値である. また, 南北風の収束を計算領域の西側で弱くしているのは, 高度 1.5km に 10m/s の西風を与えているため, 強い流入のある計算領域の風上側の境界で不自然な対流が立たないようにするためである. 流入側の境界の近傍に対流が発達すると, 境界条件を開境界条件で与えているために, 境界からの流入が強まりすぎて不自然な対流パターンができる恐れがある. これを防ぐために, 風上の境界付近での収束が弱くなるような設定を与えた.

第 68 図 b は, 初期値の南北風の収束による  $x=300\text{km}$  に沿った上昇流の鉛直断面図である. 高度 8km よりも上側には, 計算領域の上端 ( $z=20.9\text{km}$ ) で鉛直流がゼロになるように発散を与えている. このようにして作った下層収束を, 第 3.2.1 章で説明した鉛直プロファイルに加算して, NHM の初期値の風分布とした. 鉛直プロファイルで与える水平風は水平一様なので, 下層収束に加算してもメソ  $\alpha$  スケールの収束の大きさは変わらず, すべてのケースで同じ値になる.

### 3.2.3 気温と水蒸気の鉛直プロファイル

第 69 図 a に収束域の南側に与える気温や湿度の鉛直プロファイルを示す. 収束域の南側の気温や湿度のプロファイルには, NHM で再現した“梅雨前線の降水帯”の下層インフロー側の成層を与えた. 地表から下層の 2km 程まではおおむね乾燥中立に近く, またほとんど飽和していて, 対流セルの発生しやすい環境である.“梅雨前線の降水帯”には, 降水帯の南北両側で気温や湿度の水平傾度があったので, 下層インフローの厚さ (1.5km) に, NHM で再現したものと同程度の水平温度傾度 (降水帯の南北両側の気温差は 2.4 度) を与えた (第 69 図 b). この温度差は“ニンジン状の降水帯”の事例で観測された降水帯の東西両側の気温差 (2 ~ 3 度) と同じ程度である. 初期値となる気温分布は, 南側の温度プロファイルに下層の温度傾度を加算したものになる. 湿度分布も同様に降水帯の南側ではほぼ飽和, 北側では約 70% になるように与えた (図省略).

中層を乾燥化させるケースでは, 高度 1.5 ~ 4.5km の間の湿度を減少させた. 最も減らしたのは高度 3.5km で, 乾燥化させないケースの水蒸気量の 60% になるようにした. 湿度を減らす高度 1.5 ~ 4.5km は, “梅雨前線の降水帯”の事例で, 硫黄島と内之浦, 鹿児島にみられたメソ  $\alpha$  スケールの降水システムに入り込んでいる低相当温位層の高度とほぼ同じである.

### 3.2.4 初期擾乱

時間積分の初期の時間にメソ  $\alpha$  スケールの収束域に降水帯が発生し, 凝結熱によって上昇流が持続してメソ  $\alpha$  スケールの収束が維持できるようにするため, 初期に与えた上昇流が 0.26m/s 以上の領域 (第 68 図 b) を加湿して飽和させている. 時間積分を始めると, 飽和した上昇域で降水帯が発生する. やがて, 降水帯内や降水帯付近に新しい対流セルが発生して, 次第に様々な型のメソ  $\beta$  スケールの線状降水系に組織化される. 数値積分を開始して 3 時間が経過すると (FT=3h00m), 降水帯の形態がはっきりと現れる.

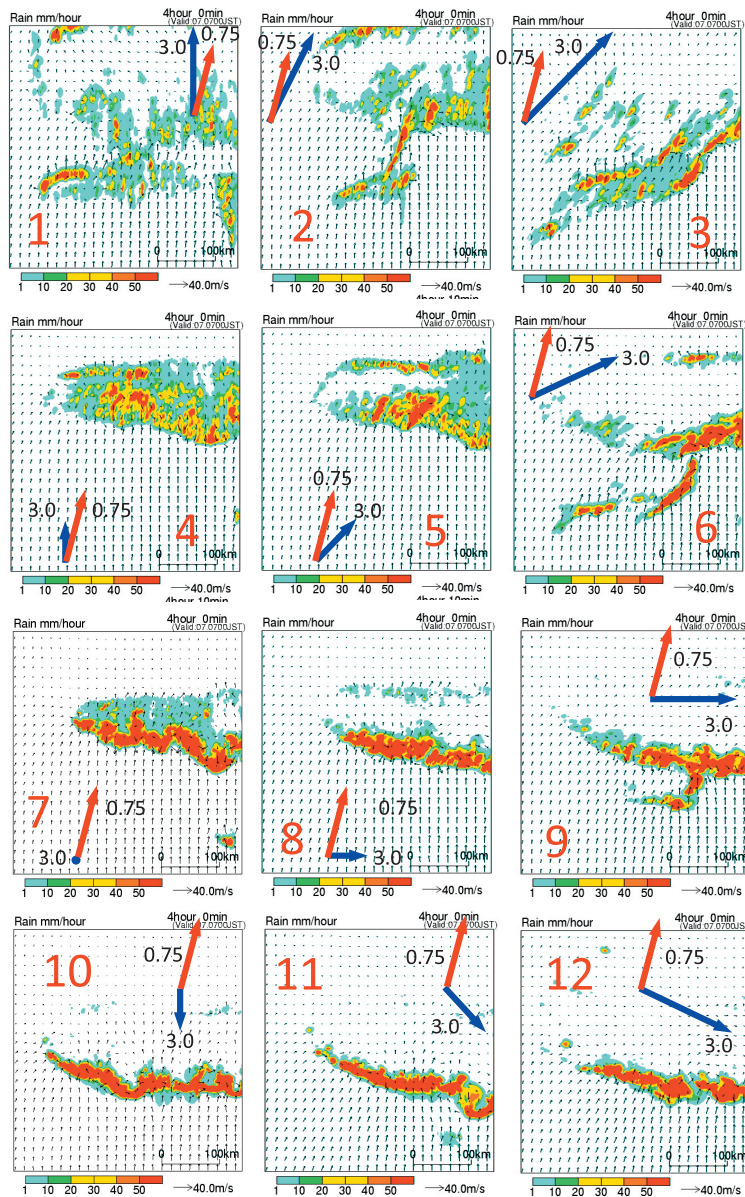
### 3.3 下層インフローに対する中層風の風向の効果

第70図は、第67図で示した中層風の異なる12ケースのFT=4h00mの降水域と高度20mの水平風の分布である。最初に、中層風の風向ごとに特徴を説明する。

中層の風向が下層インフローとほぼ同じ向きのケース4、5では、東西にのびた降水域の幅が南北に広く、降水域には中層風の風向にほぼ沿った複数の降水帯が形成されていた。この降水帯は後で示すようにBB型の特徴を持っていた。これらの代表とし

て、ケース5を詳細にみている。

中層の風向が下層インフローと逆向きのケース10、11や、中層風が弱いケース7、8では、南北方向の幅の短い降水帯が東西にのびていた。ケース1~5の降水域に比べると、強い降水域が東西方向に連続的であることが大きく異なっている。ケース8では降水帯近傍の低相当温位の気塊がはっきりしていなかったが、ケース10、11、7の降水帯では中層から下降している低相当温位の気流があつて、後でみるようにSL型の特徴を持っている。代表としてケース10を取り上げる。



第70図 FT=4h00mの組織化した線状降水系の降水域の分布。下層インフロー側の下層風と中層風の代表として、高度0.75kmと3.0kmの水平風を赤と青の矢印で示した。赤い数字はケースの番号である。



中層風が下層インフローとほぼ直交するケース 6, 9, 12 では, 降水帯は東西方向にのび, 南北方向には幅が短い. これらの形態の特徴は SL 型のケース 10 とよく似ている. しかし, 降水帯の西部分に幾つかの小さい降水域があって, 後で詳しくみるように, 小さい降水帯は東に移動し, 東側の東西にのびる降水帯に併合するという BSB 型の特徴を持っていた. 代表としてケース 9 を取り上げる.

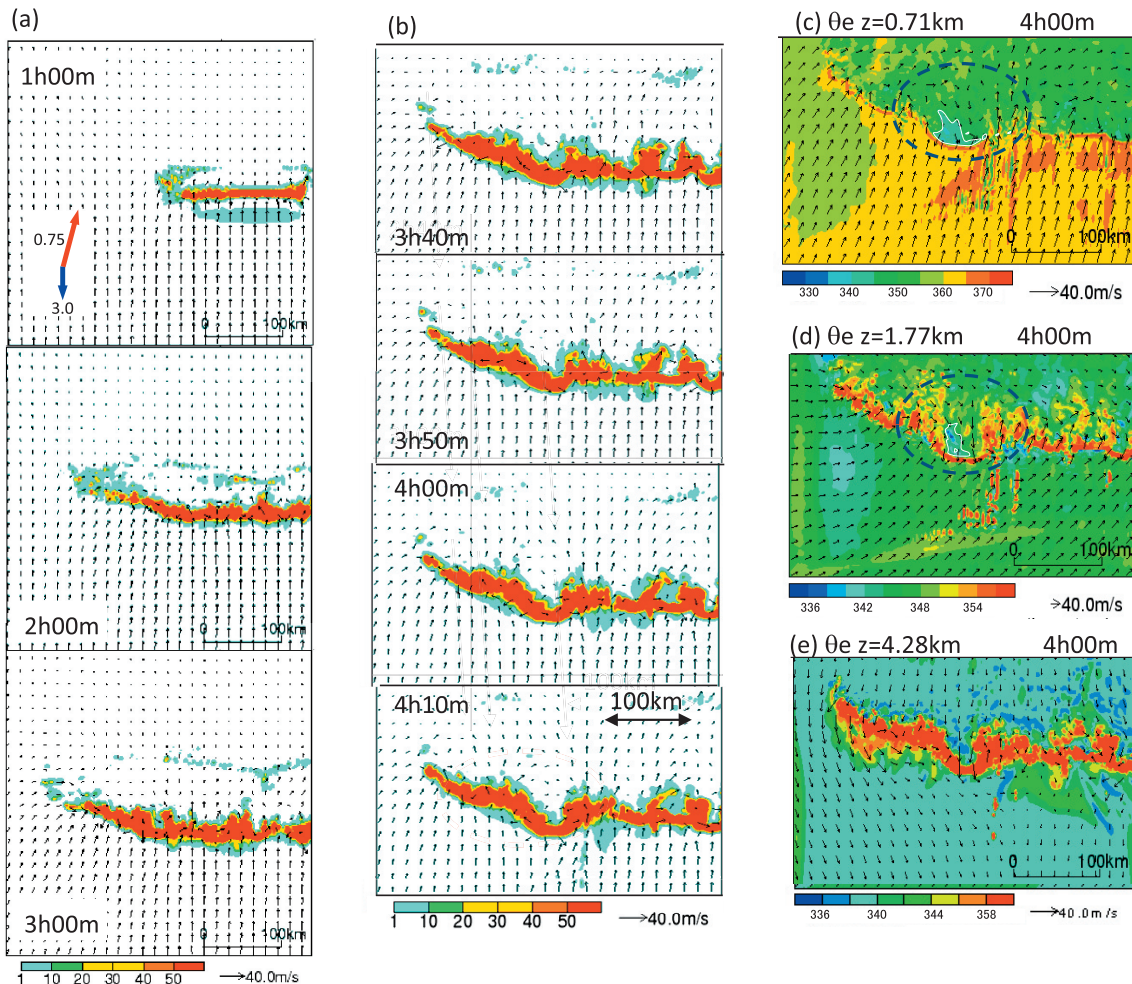
ケース 11 の降水帯は, 中層の気塊が下層に降りていると同時に, 降水帯の西端で新しい対流セルが発生して, 東に移動していた. 中層風が降水帯の斜め後方から吹いているケース 11 では, SL 型と BSB 型の両方の特徴を持っている.

最後に, 中層の風速が大きいケース 1 ~ 3 は,

FT=4h00m ごろまで東西にのびる降水帯が繰り返し発生している, 他のケースとは異なった振る舞いを示している. FT=6h00m になると, ケース 1 では降水が弱まり, ケース 2, 3 は中層の風向に沿った降水帯や降水域が発達していた. これらのケースの代表としてケース 2 を取り上げて, 詳細にみてる.

### 3.3.1 ケース 10 SL 型

第 71 図 a は降水域と高度 20m における水平風の 1 時間毎の時系列である. 中層風と下層インフローが逆向きであるケース 10 では, まず初期に与えた収束によって降水帯が発達し, その後, 降水帯は西へのびながら, 3.3m/s の速度で南に移動した. こ



第 71 図 ケース 10 の (a)FT=1h00m ~ 3h00m の 1 時間毎の降水域の時系列と (b)FT=3h40m ~ 4h10m の 10 分毎の降水域の時系列, FT=4h00m の高度 (c) 0.71km と (d) 1.77km, (e) 4.28km の水平風と相当温位の分布. (c) と (d) の破線の楕円は, 降水帯の北側の低相当温位の北風の領域を示している. それぞれの破線の楕円内の 345K 以下と 342K 以下の相当温位の領域を白い実線で囲んだ. 下層インフローと中層風の代表的な風を (a) に示した.



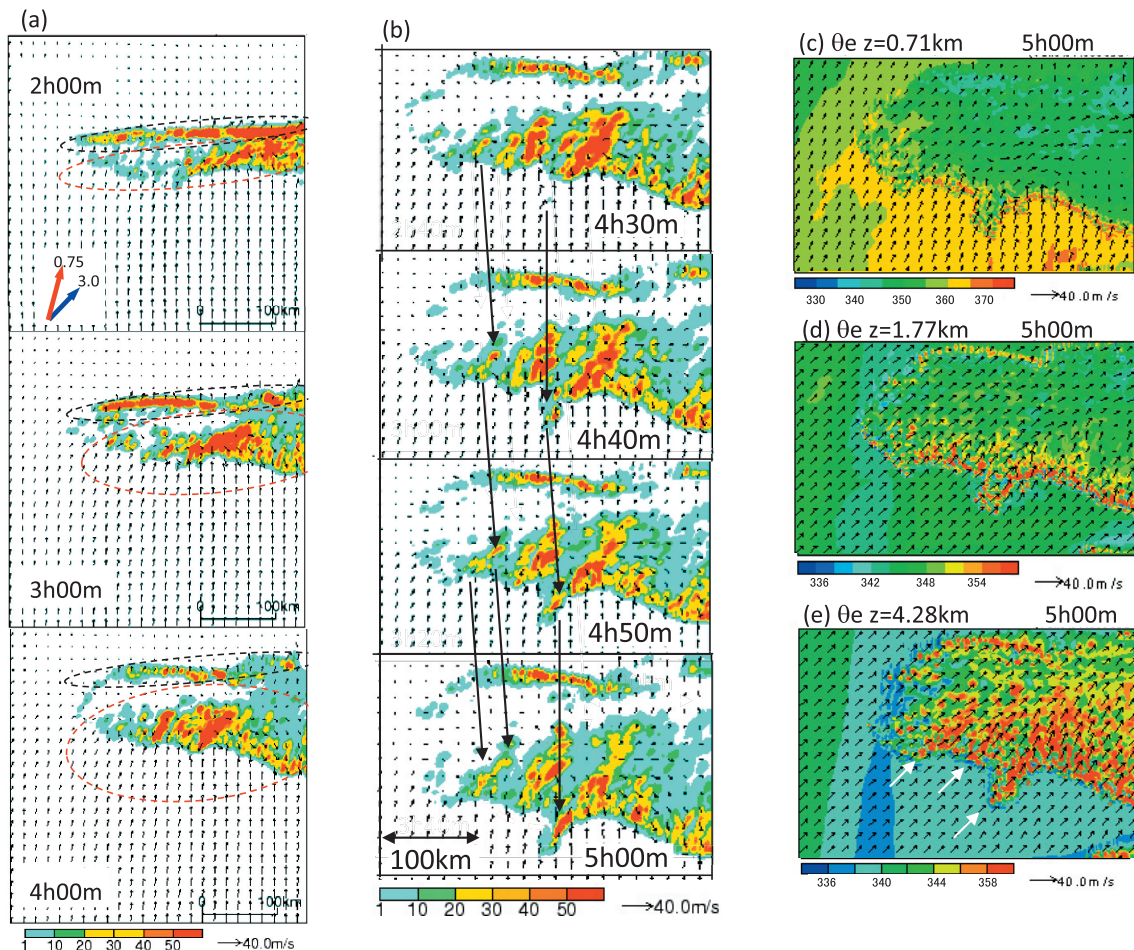
の 3.3m/s の移動速度は下層インフローや中層風に比べて小さく、降水帯に対して下層インフローと中層風が逆方向になるように与えた初期の風向の関係は変わっていない。発達している降水帯の走向は下層インフローに直交し、強い降水域が東西に連続的にのびている。

対流セルの動きをみるために、10分毎の地上付近の降水域と水平風の時系列を第71図bに示した。強い降水域を構成する個々の対流セルは分離してみえず、強い降水域の中で新しい対流セルが発生し衰弱していると考えられる。下層では降水帯から発散する気流と南からの高相当温位の下層インフローが降水帯の前面で収束している(第71図c)。高度4.28kmでは、下層インフローと逆方向に吹いている中層風が降水帯内で収束している(第71図e)。

第71図c, dに破線で示すように、高度1.77kmや0.71kmでも降水帯のすぐ北側に低相当温位の北風の領域がみられることから、高度4.28kmの低相当温位の気塊が降水帯のすぐ北側で下降していたことがわかる。この降水帯の後面から前面に下降する気流はSL型の典型的な特徴である。

### 3.3.2 ケース5 BB型

下層風と中層風がほぼ同方向のケース5では、初期に与えた収束から第72図a内に黒い破線で示した東西にのびる降水帯が発達した。その降水帯のすぐ南側に、赤い破線で囲んだ降水域がFT=1h40mから形成され始め、その後、発達していく。この南側の降水域には、南西から北東にのびる複数のメソβ<sub>s</sub>スケールの降水帯が組織化していた。初期値の

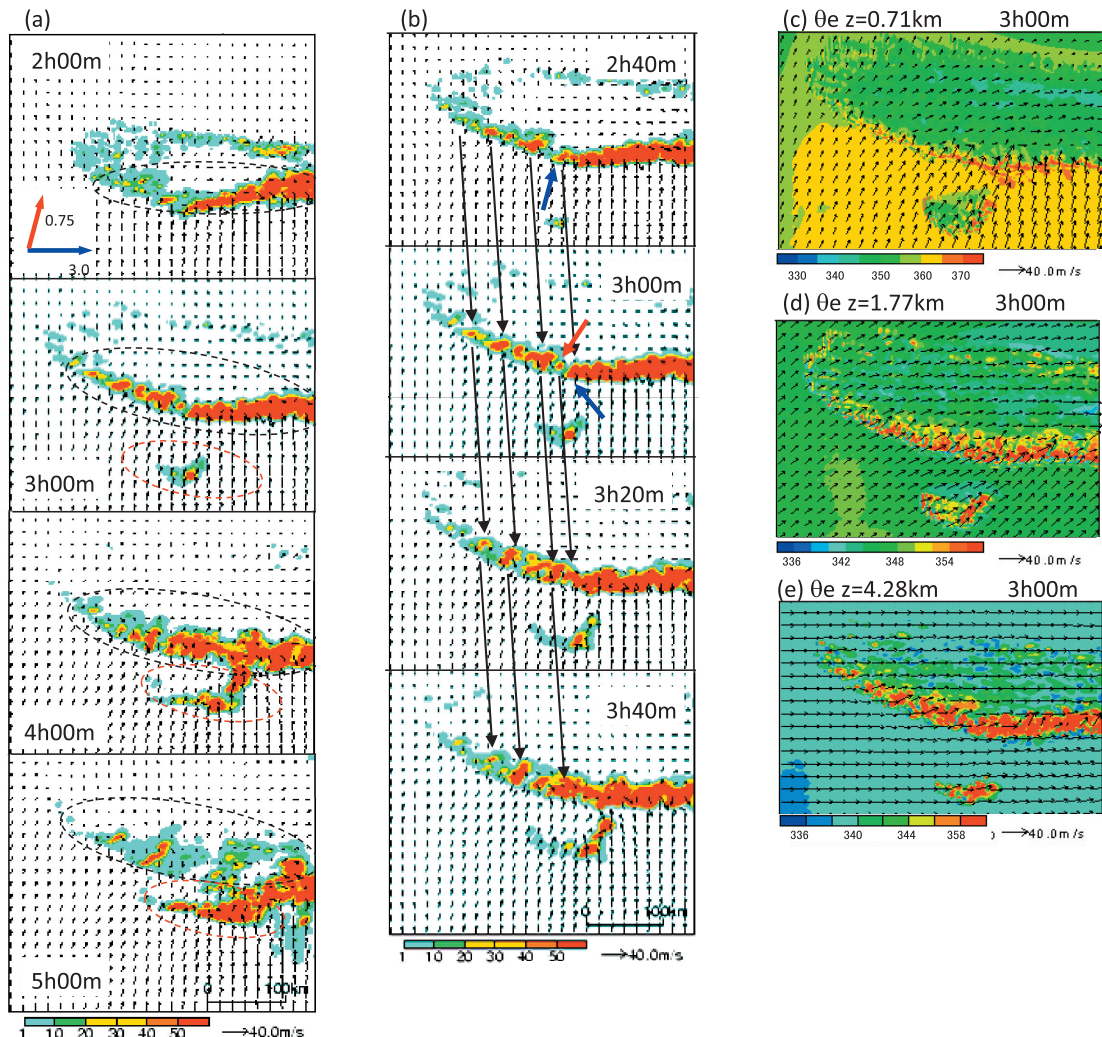


第72図 ケース5の(a)FT=2h00m~4h00mの1時間毎の降水域の時系列と(b)FT=4h30m~5h00mの10分毎の降水域の時系列, FT=5h00mでの高度(c)0.71kmと(d)1.77km, (e)4.28kmの水平風と相当温位の分布。(b)の矢印は、降水域内で組織化した降水帯内の対流セルの移動を示している。下層インフローと中層風の代表的な風を(a)に示した。(e)の白い矢印は、降水帯に対応する高相当温位の領域である。

収束から発達した降水帯は、北に移動して、次第に弱まっていく。降水域全体の移動速度は南に約2.2m/sほどである。下層インフローと中層風の降水帯に対する風向の関係は、ともに降水帯と同方向から吹いていて、初期に与えた風向の関係と変わっていない。

強い降水域を追跡するために、10分毎の降水域の時系列を第72図bに示す。降水域が東西にのびていて、その内部に複数のメソβ<sub>s</sub>スケールの降水帯が組織化されている。SL型に比べると降水域全体の面積が広くて降水強度が弱い。第72図c, d, eで示した高度0.71km～4.28kmの水平風の分布をみると、メソβ<sub>s</sub>スケールの降水帯周辺の風向は全層で南～南西風が吹いていて、降水帯の走向とほ

ぼ同じ方向であった。第72図bをみると、新しい対流セルは、下層インフローの降水帯の少し風上側で発生し、時間とともに中層風の風下へ移動している。降水域内では発達した対流セルが幾つか南西から北東に並んでいる(第72図b)が、高度4.28kmでは、第72図eの白い矢印で示すように、降水帯に対応して高相当温位の領域が南西から北東にのびていることがわかる。下層では、メソβ<sub>s</sub>スケールの降水帯の南端で、南からの高相当温位の気流が収束している(第72図c)。降水帯の走向や対流セルの様子、収束の位置などの特徴は、ケース5がBB型であることを示している。下層の収束線のすぐ北側や降水強度の強い領域付近には、SL型のような相当温位の特に低い領域はみられない。このことは



第73図 ケース9の(a)FT=2h00m～5h00mの1時間毎の降水域の時系列と(b)FT=2h40m～3h40mの20分毎の降水域の時系列、FT=3h00mでの高度(c)0.71kmと(d)1.77km、(e)4.28kmの水平風と相当温位の分布。(b)の矢印は、降水帯の西部分の対流セルの動きを示している。下層インフローと中層風の代表的な風を(a)に示した。



SL 型と異なり中層の気流が降水帯内で下降していないことを示している。

### 3.3.3 ケース 9 BSB 型

中層風を下層インフローにほぼ直交して与えたケース 9 では、第 73 図 a の黒い破線で示すように、初期に与えた上昇流で発達した降水帯が BSB 型に組織化した。FT=2h30m に新しい降水帯（赤い破線で示す）が BSB 型の降水帯の南側に発生して発達し、そのために高相当温位の気塊が BSB 型の降水帯に供給されなくなると、BSB 型の降水帯は FT=4h30m ごろから衰弱を始めた。降水帯の南北方向の移動速度はほぼゼロで停滞していた。

第 73 図 c, e で示した高度 0.71km, 4.28km の相当温位と水平風の分布をみると、降水帯は下層インフローにほぼ直交方向、中層風にはほぼ平行な方向にのびている。第 73 図 b をみると、この降水帯の中層風の風上部分（西部分）には幾つかの小さい降水帯があって、発達しながら下層の収束に沿って移動し、降水帯と併合している。また、FT=3h00m の降水帯分布に赤い矢印で示したように、西側の小さい降水帯からの発散流と東側の降水帯の弱い発散流が収束して、その間に新しい対流セルが発生している。降水帯の西端でも、青い矢印で示すように FT=2h40m から FT=3h00m の間に降水強度が強くなっているのが明りょうにみえる。また、降水帯の東部分には連続的な強い降水帯が、下層インフローに直交してのびている。このように、降水帯で発達している対流セルは、西側からの小さい対流セルの併合だけではなく、西端で発生して降水帯の南側で強化されるものもあることがわかる。これら特徴は、第 2.4 章の“エンジン状の降水帯”と同じで、ケース 9 の降水帯は BSB 型であると言える。また、ケース 5 と同様に下層の収束線の北側や強い降水帯に低相当温位の特に低い領域はみられない。このことから、中層の低相当温位の西風が下層に降りていないことがわかる。

### 3.3.4 ケース 2 BB 型 (BSB 型, SL 型)

ケース 2 は、中層風の風向が下層インフローと同

じ向きで、さらに風速が大きい場合である。1 時間毎の降水帯と水平風の時系列を第 74 図 a に示す。黒い破線で囲んだ領域が、初期値の収束によって発生した降水帯で、時間とともに北に移動している。この降水帯の南側で FT=1h40m ごろに新しい降水帯（黄色の破線で囲む）が発生している。その降水帯の中で、中層風の風向とほぼ同じ南南西から北北東にのびる複数の降水帯が組織化した。降水帯の中の対流セルは南端で発生し、北北東に移動していた。この時刻の収束の位置は降水帯の南端であるので、新しい降水帯に発生した複数の降水帯は BB 型であるといえる。FT=2h20m ごろに、この降水帯のうちの 1 つが南にのび始め、赤い破線で囲むように東西方向に走向を持つ降水帯から南に突き出た降水帯になった。この降水帯は発達しながら南にのびてメソβスケールの長さになった。

赤い破線で囲んだ降水帯を時間的に細かくみるために、20 分ごとの降水帯と高度 20m の水平風を第 74 図 b に示す。南端の強い降水帯が、矢印で示したように時間とともに北北東に移動している。また、FT=5h50m には、黄色の破線で示したように降水帯の南端で新しい降水帯が発生している。第 74 図 c は高度 0.71km ~ 4.28km の相当温位と水平風の分布である。高度 4.28km や 1.77km では、初期に与えた風向と同じ南西風が吹いている。高度 0.71km では、赤い破線で囲んだ降水帯の南東側からの高相当温位の南風と北西側の南西風が降水帯の側面で収束していた。側面での収束や対流セルの移動から、赤い破線で囲んだ降水帯は BSB 型であると言える。この降水帯を取り巻く水平風は、下層インフローの南風と中層風の南西風のなす角がケース 9 に比べて小さいけれども（ケース 9 は 45 ~ 90 度程、赤い破線は 30 度程）、中層風は対流セルを風下に移動させ、側面からも下層の南風により高相当温位の気塊を供給していた。このように、下層インフローと中層風は BSB 型の水平風と同じ特徴を持っていたことがわかる。

次に、第 74 図 b の緑の破線で囲んだ降水帯の FT=5h10m 以後の変化に注目する。降水帯は第 74 図 a の FT=4h00m に緑の破線で囲んだ降水帯が南

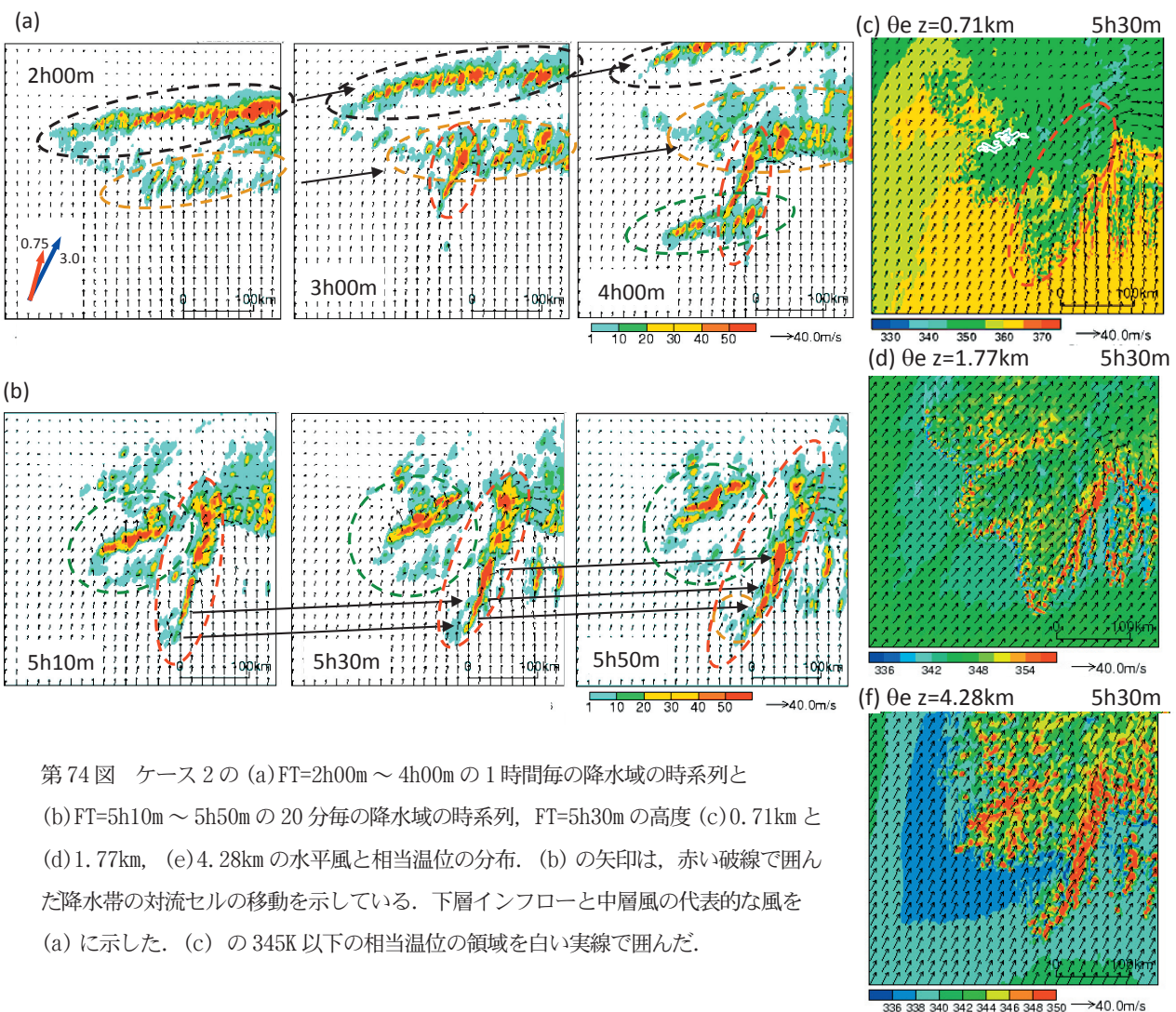


北の2つに分かれたもので、下層インフロー側（南側）の降水域の降水強度が弱く、北側のものは強い。南側の降水域には南南西から北北東にのびる数本の降水帯が形成されている。また、南側から高相当温位の気塊が降水帯の先端で収束している（第74図c）ことから、FT=1h40mに発生した降水帯と同じBB型であると考えられる。降水帯を取り巻く水平風もほぼ同じ風向で、第2章で明らかにした水平風の関係と矛盾しない。一方、北側の降水域では、第74図bの水平風分布で示すように、降水域からの強い南風が、その北側の気塊と収束している。高度0.71kmの降水域では、白い実線で示すように周りよりも相当温位の低い345度以下になっていて（第74図c）、上側から低相当温位の気塊が下降していることを示唆している。降水帯の北側への移動を考

慮すると、この降水帯は、下層では、降水帯北側の気塊が降水域から発散する南風によって持ち上げられて上昇し、中層では、下層の気塊が降水帯に供給される方向の逆側（南側）から南風が侵入して下降する構造であったことがわかる。この構造や水平風の関係は、第2章でみたSL型とよく似ている。

ケース2では、このように幾つもの型が発達していたが、初期に与えた水平風をそのまま使って解釈できたのは、FT=1h40mのBB型の降水帯とFT=5h10m以降に緑の破線で囲んだ降水域南側のBB型の降水帯だけである。

以上のケースをまとめると、中層風が下層インフローよりも風速が大きいケース1～3では、BB型の降水帯の他に、いくつもの他の型の降水域が形成



第74図 ケース2の (a)FT=2h00m～4h00mの1時間毎の降水域の時系列と (b)FT=5h10m～5h50mの20分毎の降水域の時系列、FT=5h30mの高度 (c)0.71kmと (d)1.77km、(e)4.28kmの水平風と相当温位の分布。(b)の矢印は、赤い破線で囲んだ降水帯の対流セルの移動を示している。下層インフローと中層風の代表的な風を(a)に示した。(c)の345K以下の相当温位の領域を白い実線で囲んだ。

されていたけれども、ケース 4～12 では下層インフローと中層風の関係から期待した通りの降水帯が組織化していた。このように、理想化した数値実験によって、下層インフローと中層風の風向の関係が降水帯の形態を決めるということが確認できた。

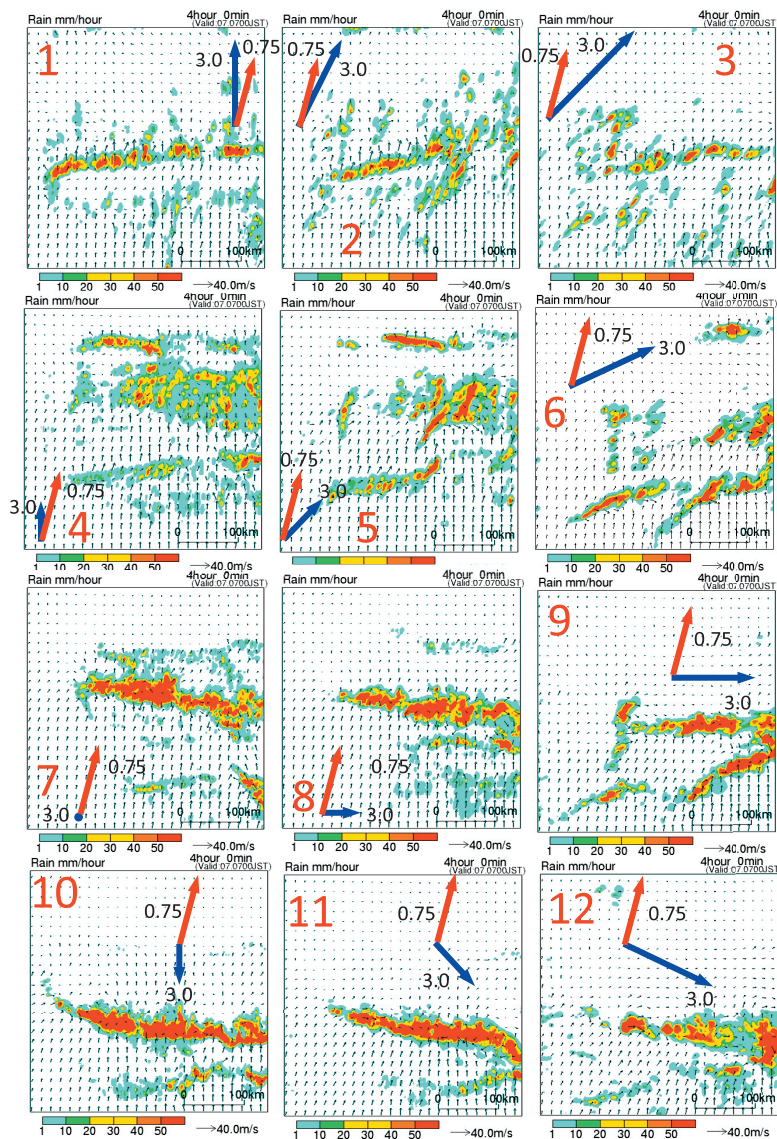
### 3.4 中層の乾燥化の効果

中層が乾燥していた場合、下層インフローと中層風の風向の組合せで実現する降水系の形態が変わることがあるのだろうか。本節では、中層の乾燥化が降水帯の形態などに及ぼす効果を調べるために、中層の湿度を減らした数値実験を行って、第 3.3 で詳

細に解析した降水系（以下、コントロールランと呼ぶ）と比較する。

第 75 図は、高度 1.5～4.5km の間の湿度を減らしたとき（第 69 図 a）の降水域の分布である。コントロールランと比較すると、すべてのケースで弱い降水域がより広がっていることがわかる。次に、個々のケースについて、強い降水域の形状と対流セルに注目して変化を調べる。

中層風が下層インフローと逆向きのケース 10、11（SL 型）では、降水帯の走向に大きな変化はなく、SL 型の特徴である降水帯に沿った連続的な強い降水域も弱まっていない。降水帯の SL 型の特徴



第 75 図 高度 3.5km で湿度がコントロールランの 60% になるように高度 1.5～4.5km の湿度を減少させたときの第 70 図と同様の図。



は中層の乾燥化によって変わらなかったことがわかる。次に、中層風と下層インフローが直交するケース 6, 9, 12 (BSB 型) については、コントロールランの降水帯は弱まり、降水帯の南側に発生した降水帯がより発達していた。コントロールランの降水帯や南側の新しい降水帯の対流セルの移動を調べると、中層風の風上側で新しい対流セルが発生し、風下に移動する BSB 型の特徴を持っていた。降水帯の中層風と下層インフローが同じ風向のケース 4, 5 では、コントロールランで組織化したメソ  $\beta_L$  スケールの降水帯の南側に、東西にのびる新しい降水帯が発達している。また、コントロールランに比べて、降水帯内のメソ  $\beta_S$  スケールの強い降水帯の領域が小さくなっており、特にケース 4 で減少が顕著であった。降水強度は弱くなったけれども、コントロールランの降水帯内にメソ  $\beta_S$  スケールの降水帯が形成され、その降水帯内で対流セルが南から北へ移動していることから、BB 型の特徴は変わってはいなかったと言える。最後に、ケース 1~3 では、散在する降水帯の中にメソ  $\beta_L$  スケールの細い降水帯が東西にのびている。この東西にのびる細い降水帯は、コントロールランのケース 2 と同様に、既存の降水帯の南に発生して北に移動し、またその南に新しい降水帯が発生するという変化を、1~2 時間という短い周期で繰り返していた。ケース 1~3 は組織化する形が複雑なため、以後、議論しない。

これらの結果から、中層の乾燥化が形態に与える効果をまとめる。SL 型や BB 型、BSB 型が形成されたケース 4~12 では、中層を乾燥化すると、南側に新しい降水帯が発生したり、降水強度が弱まったりしたが、降水帯の持つ型の特徴はコントロールランと変わらなかった。これは、中層を乾燥化しても、降水帯の発散流が下層インフローと収束する場所が大きく変わらなかったためと考えられる。

次に、降水量の変化をみとめる。中層を乾燥化したときに、定量的にはどれくらい降水量が変化するのだろうか。計算領域の境界周辺 (10 格子分) を除くすべての格子点で、降水強度の最も強い点を探し出し、その点を中心にして 200km × 200km 内の降水量を FT=3h00m から 5h00m まで積算した。こ

うして求めた積算降水量を、コントロールランと中層を乾燥化させた場合とで比較すると、乾燥化させた場合には、BB 型のケース 5 では 87% に、BSB 型のケース 9 では 91% に、SL 型のケース 10 では 95% に減少していた。BB 型、BSB 型、SL 型の順に、中層の乾燥した気塊の影響を受けやすかったことがわかる。

どうして中層の乾燥化が BB 型や BSB 型の降水帯に影響を与えやすいのであろうか。中層の乾燥化には以下のような効果があると考えられる。

- (1) 発達した対流セルからの降水粒子が中層の乾燥した気塊を通過すれば、蒸発によって気塊の温度が下がり、地表まで下降して発散流を強化する。強まった発散流が下層インフローとの収束を強める。
- (2) 中層の乾燥化した気塊内で雲水が蒸発するために、雲水が減少して降水量が少なくなる。
- (3) 発生した対流セルの雲水が中層の乾燥化した気塊に達すると、雲水が蒸発するために中層の気温が低くなる。中層の気温の低下のために成層が不安定になって、対流セルが容易に発達するようになる。
- (4) 中層が乾燥していると、対流セルが発達するときに、より多くの水蒸気を下層から持ち上げないと飽和できず、対流セルが発生できない。そのため、下層の収束が弱い形態のものは、降水量が減少する。
- (5) 乾燥化によって大気中の水蒸気の総量が減り、降水量が減少する。

これらの (1) ~ (5) の効果と中層風に注目して、どうして降水帯の型ごとに中層の乾燥化の影響の大きさが異なるのかを説明してみよう。

まず、(1) の効果が働くためには、乾燥した中層風が降水粒子の降っている領域に入り込むことが必要である。SL 型では中層の乾燥した気塊が降水帯の後面の降水帯に入るために、降水粒子の蒸発により下層の冷気流が強まって、下層インフローの収束が強化され、降水量が増加する方向に働くと考えられる。他方の BB 型や BSB 型では、中層の風が強い降水帯を迂 (う) 回するように流れ、乾燥域は降



水帯内にあまり侵入しないので、(1) の効果はさほど働いていないと考えられる。したがって SL 型のみ (1) のメカニズムが有利に働くと考えられる。

次に (2) の効果を考える。BB 型の“梅雨前線の降水帯”の降水帯 a では、中層の気流がメソβ<sub>s</sub>スケールの降水帯の間を抜けて下降していた。この中層の気流は南北に幅の広いメソβスケールの弱い降水域内を通過している。そのため、BB 型では雲水が多く蒸発できたと考えられる。BSB 型では、中層の乾燥気塊の気流は、“ニンジン型の降水系”で解析したように、メソβスケールの降水帯を避けている。そのため雲域を通過する気流は少なく、雲水の蒸発は少ないと考えられる。

(3) の効果は、(2) と同じ雲水の蒸発の効果なので、(2) の効果と同じように考えられる。すなわち、BB 型ではより広い範囲で中層が冷えて不安定になっていて、BSB 型では中層風が迂回するので BB 型よりも不安定になっていない。SL 型については、中層の気塊が冷えて生じる不安定は、降水帯内で下降することにより解消している。そのため、BB 型、BSB 型、SL 型の順に、対流セルが発生しやすかったと考えられる。より不安定になっていた BB 型や BSB 型では、新しい降水帯が広い範囲で発生していた。そのため、広い範囲の中層を湿らすための水蒸気が必要になり、さらに降水量を減らしていると考えられる。

(4) の効果は、中層が良い広い範囲で乾燥していたり、同じ範囲でもより乾燥していると、下層の収束が弱い場合に、(3) の効果で中層が冷えて不安定になっても、中層を飽和させるだけの十分な水蒸気量が供給できず、対流セルを発生させることができない。今回の実験の環境では、強い冷気流が形成されないために相対的に下層の収束が弱いと考えられる BB 型のケースでも、乾燥した場合に弱い降水帯がより広がっていた。これは、今回の乾燥化したプロファイルは、BB 型でも中層を飽和させることができる程度の乾燥化であったことを示していて、(4) の効果は、すべての型の降水帯について降水量の変化に大きな影響を与えなかったと考えられる。さらにより乾燥化したプロファイルを与えた場合

には、比較的に下層の収束が弱い BB 型、BSB 型、SL 型の順に対流セルが発生しにくくなり、同じ順で降水量が減少することが考えられる。

(5) のメカニズムはすべての型について降水量・強度を弱める方向に働くと考えられる。これは、すべての型で降水量が減少していたことと矛盾しない。

今回の中層の乾燥化の実験で得られた“BB 型、BSB 型、SL 型の順に降水量が小さくなる”という結果は、上記の (1) ~ (3) の効果により説明することができた。また、第 2.4.4 章で述べたように、これまで、BB 型と BSB 型は同一視されてきたが、中層の乾燥化に対する影響の大きさが異なっていることから、BB 型と BSB 型は区別して認識する必要があると考えられる。

### 3.5 降水系の形態に関する数値実験のまとめ

降水帯の形態を決める要因として下層インフローに対する中層風の風向、及び中層の湿度に注目し、これらの環境を変えた数値実験をおこなった。その結果、下層インフローに対する中層風の風向を変えると、SL 型や BB 型、BSB 型の降水帯が組織化され、下層インフローに対する中層風の風向が、降水帯の形態を決める重要な要因であることが確認できた。また、中層を乾燥させた場合には、降水帯の型は変わらないが、BB 型、BSB 型、SL 型の順で降水量が減少していた。

## 4. 結論

これまで、“つくば域降雨観測実験”や“九州豪雨観測実験”で観測されたメソβスケールの線状降水系を、特別観測の豊富な観測データや数値モデルを用いて、降水帯の形態、内部構造、維持機構、降水帯を取り巻く環境について詳細に解析した。解析結果から、これまでに報告されてきた SL 型と BB 型の他に、しばしば集中豪雨を引き起こす“ニンジン状の降水帯”には、BSB 型というメカニズムがあることがわかった。

3つの型の線状降水系を比べると、環境や形態、内部構造に顕著な違いがある。環境は、SL 型は中

層風が下層インフローに対して逆方向、BB型は同じ方向、BSB型はほぼ直交方向であった。形態と内部構造の違いを新しい対流セルの発生場補と中層風の風向の違いから説明する。

SL型では、下層インフローが前面に沿って収束し、強い連続的な降水帯を形成していた。後面からの中層風は降水帯内で下降し、降水帯の前面で強い発散流となった。中層風により強化された発散流が、下層インフローと収束を強めていた。

BB型では、メソ $\beta_L$ スケールの降水帯内の下層インフロー側に、中層風の風向と同じ走向を持つ複数のメソ $\beta_S$ スケールの降水帯が組織化された。下層インフローがメソ $\beta_S$ スケールの降水帯の先端に対流セルを発生させ、中層風が対流セルを後方に移動させて、降水帯は線状の形状になった。

最後に、BSB型では、中層風の風向と同じ走向を持つメソ $\beta$ スケールの降水帯が組織化された。下層インフローは降水帯の先端に対流セルを発生させ、中層風が対流セルを後方に移動させていた。対流セルが後方に移動している間も、下層インフローにより、側面で新しい対流セルが発生し、下層インフローの運動量の保存から、対流セルが後面側にも移動していた。これらの対流セルの発生と移動により、メソ $\beta$ スケールの降水帯はニンジン状の形状となった。

ここで述べた線状降水系の差異の説明は、解析結果から解釈したものであるが、さらに、中層風の風向のみを変えた数値実験を行い、“下層インフローに対する中層風の風向”が線状降水系の型を決めていることを確認した。

数値実験では、“中層の湿度”を変えただけの実験も行った。これは、“中層の湿度”を変えると、降水帯の発散流が強化して降水帯の形態が変わる可能性があるのと、解析結果から降水強度の違いを生じさせる可能性があったためである。中層を乾燥させた実験の結果、降水帯の型は変わらないが、新しい降水帯が発生して降水帯の範囲が増加し、全体の降水量が減少していた。この変化は、BB型、BSB型、SL型の順に顕著で、この変化の度合いは、中層風による内部構造の差異や雲水の蒸発の効果、雨

滴の蒸発による発散流の強化の効果などで説明することができた。中層の乾燥気塊がSL型の維持にとって重要であると結論づけられることが多い（例えば Ishihara *et al.*, 1995）が、本研究の数値実験では、中層を乾燥化してもSL型の降水強度が強まるという変化はみられなかった。他のBB型やBSB型よりも降水強度の弱まりが小さいことから、中層が乾燥した方がSL型にとって都合が良いという解釈までは言えず、乾燥しても強い降水強度を保てるとうべきであることがわかった。

本研究では、“下層インフローに対する中層風の風向”と“中層の湿度”に注目してきた。しかし、強い下層風が降水帯に吹き込むと、例えば、“梅雨前線の降水帯”の降水帯bのような亜種というべき降水帯が形成されることがわかった。また、“ニンジン状の降水帯”の感度実験では“温度分布”がニンジン状の形状の形成に重要であったが、第3章で行った数値実験では、“梅雨前線の降水帯”のメソ $\alpha$ スケールの温度場の特徴を全ケース共通に与えていて、“温度分布”の効果も調べていない。したがって、降水帯の組織化を理解するには、上の2つの環境の他に“非一様な下層の強風”や“メソ $\alpha$ スケールの温度分布”などの環境要因も考慮する必要がある。

本研究でわかった下層インフローと中層風の風向の関係をを用いると、あらかじめ下層インフローと中層風が予想できる場合には、そこで組織化するであろう降水帯の形態を予測することができ、防災上有効である。逆に衛星や現業レーダーで線状降水帯の形態がわかる場合には、その線状降水系付近の風の鉛直プロファイルなどが推測できる。また、さらに進んだ応用として、1次元モデルで対流の特徴を表現するような場合や、格子間隔が粗い数値モデルで格子間隔より小さな線状降水系をパラメタリゼーションする場合には、下層インフローと中層風の関係や中層の湿度も考慮しないといけないことを示している。

上で述べたように、3種類の線状降水系の型の他にも“梅雨前線の降水帯”の降水帯bのような亜種があり、本研究で線状降水系の特徴を網羅したとは

言えない。考察した環境は2つのみであり、十分であるとは言えないだろう。今後も線状降水系の解析を通じて降水系の形態と、それを決める要因を明らかにしていくことが必要である。

## 謝 辞

本論文は、著者の博士論文を抜粋したものです。用いた数値モデルなど古いところもありますが、ここで示した解析手法が地方官署の方の事例解析に少しでも役立つものがあればと思います。投稿いたしました。気象庁研究時報への投稿を勧めていただいた気象研究所気象衛星・観測システム研究部の石原正仁部長に心から感謝いたします。

また、この研究をまとめるにあたり、熱心に指導して励ましてくださっただけでなく、論文の草稿に目を通して丁寧にコメントをくださいました木村龍治教授（放送大学教授、東京大学名誉教授）、東京大学海洋研究所の新野宏教授、元気象研究所予報研究部中村一室長に心より感謝申し上げます。

海洋研究開発機構の吉崎正憲博士には、“つくば域降雨観測実験”で観測したスコールラインやニンジン状の降水帯について、ご指導をいただきました。気象研究所の斉藤和雄博士、元気象庁長官の立平良三博士、防災科学技術研究所の島田誠一博士には、気象研究所非静力学メソスケールモデルの使用法、簡略化 VVP 法などのドップラーレーダーデータの利用法、GPS データの解析法をご教授いただきました。小倉義光先生（元海洋研究所所長、イリノイ大学名誉教授）、東京大学海洋研究所のみなさま、小司禎教さん、永戸久喜さんをはじめ気象研究所予報研究部のみなさまには多くの議論を通して有益な助言をいただきました。特に、小倉義光先生には、“バック アンド サイド ビルディング型”の命名をしてくださいました。本研究で使用したデータは、気象庁の現業データの他に、気象庁数値予報課の数値予報モデルのデータ、“つくば域降雨観測実験”や“九州豪雨観測実験”の特別観測データ、国土地理院の“全国 GPS 連続観測網”のデータを用いました。群馬県大気環境保全課、栃木県環境対策課、茨城県公害対策課、埼玉県大気保全課から観測データを、防

災科学技術研究所の中井専人博士にはスコールライン通過時の写真を提供していただきました。ここに記して深く感謝申し上げます。

## 参考文献

- Barnes, G. M. and K. Sieckman, 1984: The environment of fast- and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1782-1794.
- 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.
- 藤部文昭, 1992: 台風接近時の南東風場で関東平野に現れるメソ前線 - 事例と統計 -, *天気*, 39, 697-706.
- 長谷川隆司, 中村和信, 1981: 寒冷前線に伴う Carrot-shaped cloud, *天気*, 28, 865-868.
- Houze, R. A. Jr., S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff and B. F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler weather radar displays in mid latitude mesoscale convective systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 70, 608-619.
- 猪川元興, 加藤一靖, 中島忍, 1980: 1978年4月6日、「ひまわり」の画像に見られた「にんじん」状雲パターン, *天気*, 27, 219-224
- Ikawa, M. and K. Saito, 1991: Description of a nonhydrostatic model developed at the: Forecast Research Department of the MRI. *Tech. Rep. of the MRI*, 28, 238 pp.
- 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 Kinematic Structure and Maintenance Process, *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 139-163.
- 石原正仁, 田畑明, 赤枝健治, 横山達夫, 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.
- Japan Meteorological Agency, 2002: Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency, pp157.
- Kato, T., 1998: Numerical simulation of band-shaped torrential rain observed over the southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 97-128.
- Kawashima, M., K. Tsuboki and T. Asai, 1995: Maintenance mechanism and thermodynamic structure of a Baiu frontal Rainband retrieved from dual Doppler Radar Observations. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 717-735.
- LeMone, M.A., E.J.Zipser, and S.B.Trier, 1998: The role of environmental shear and thermodynamic structure in determining the structure of mesoscale convective systems during TOGA-COARE, *J. Atmos. Sci.*, 55, 3943-3518.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1992: Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and East Asia, 70, 467-495.
- 小倉義光, 集中豪雨の解析とメカニズム, 1991: 天気, 38, 276-288
- 小倉義光, 永田雅, 田畑明, 1991: 関東北・西部山系を越える寒冷前線の変容: 事例解析, 天気, 38, 635-644
- 小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論, 初版, 東京大学出版会, 東京, 215pp.
- 小倉義光, 1999: 一般気象学, 第2版, 東京大学出版会, 東京, 308pp.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, 527-530.
- Saito, K., 1994: A numerical study of the local downslope wind Yamaji-kaze in Japan. Part 3: Numerical simulation of the 27 September 1991 windstorm with a non-hydrostatic multi-nested model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 301-329.
- 斉藤和雄, 加藤輝之, 1996: 気象研究所非静水圧ネスティングモデルの改良について. 天気, 43, 369-382.
- 榊原均, 吉崎正憲, 九州豪雨観測実験グループ, 1996: TREX 期間の九州付近の梅雨前線活動, 日本気象学会 1996 年秋季大会予稿集, 70, 117.
- Segami, A., K. Kurihara, H. Nakamura, M. Ueno, I. Takano and Y. Tatsumi, 1989: Operational mesoscale weather prediction with Japan Spectral Model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 907-924.
- Seko, H., S. Shimada, H. Nakamura and T. Kato, 2000: Three-dimensional distribution of water vapor estimated from tropospheric delay of GPS data in a mesoscale precipitation system of the Baiu front. *Earth Planets Space*, 52, 927-933.
- Seko, H., T. 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.
- Seko, H., and H. Nakamura, 2005: Analytical and numerical studies on meso- $\beta$  scale precipitation bands observed over southern Kyushu on 7 July 1996, *Papers in Meteorology and Geophysics*, 55, 55-74.
- 瀬古弘, 吉崎正憲, 楠研一, つくば域降雨観測実験グループ, 1998: 1995年8月16日に関東地方を通過したスコールライン, 天気, 45, 21-31.
- 立平良三, 鈴木修, 1994: 単一ドップラーレーダーによる上層風推定の精度, 天気, 41, 761-764
- 立平良三, 笠原塔子, 鈴木修, 1995: 単一ドップラーレーダーによる上層風推定の誤差特性と精度改善, 天気, 42, 773-777.
- Tatsumi, Y., 1986: A spectral limited-area model with time-dependent lateral boundary conditions and its application to a multi-level primitive equation

model, J. Atmos. Sci., 64, 637-664.

Watanabe, H. and Y. Ogura, 1987: Effects of orographically forced upstream lifting on Mesoscale heavy precipitation: A Case study, J. Atmos. Sci., 44, 661-675.

山本晃, 1984: 春期, 中部日本を通過した前線による風と気温のメソ解析, 研究時報, 36, 1-14

横田寛伸, 1993: 大阪の淀川チャンネル型大雨における back building, 1993 年春季気象学会講演予稿集, 日本気象学会, 63, A106.

吉崎正憲, 上清直隆, 瀬古弘, 高山大, 楠研一, つくば域降雨観測実験グループ, 1998: 1995 年 8 月 10 日に関東域に発生した雷雨の解析, 天気, 45, 19-33.

吉崎正憲, 中村一, 中村健治, 1999: つくば域降雨観測実験, 気象研究ノート, 日本気象学会, 東京, 288pp.