

中緯度のメソ β スケール線状降水系の
形態と維持機構に関する研究

瀬古 弘

要旨

メソβスケール（100kmほどの水平スケール）の線状の降水系はしばしば、長時間持続して梅雨期の集中豪雨などの災害を引き起こす。このように長時間持続する降水系では、系内で対流セルが繰り返し発生している。対流セルの発生場所や移動方向は、線状降水系の周辺的环境（水平風の鉛直プロファイルや中層の乾燥域など）の影響を受けるため、線状降水系は環境毎に異なった形態（降水系の走向、降水域の広がり方）になる。線状降水系の内部構造（対流セルの発生衰弱や移動の様相・気流構造）を調べ、その維持機構を明らかにするために、中緯度で発達したメソβスケール線状降水系を、特別観測の観測データや数値モデルを用いて解析した。解析結果から、線状降水系の形態や維持機構として、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）型を確認した。SL型やBB型では中層風と下層の暖かくて湿った気流（下層inflow）の風向がほぼ反対向きもしくは同じ向きであることが特徴であった。これらの2つの型の他にバック アンド サイドビルディング（BSB）型と呼ぶべき新しいメカニズムを持つ線状降水系があることがわかった。このBSB型の線状降水系は、中層風が下層inflowとほぼ直交するとき形成される。降水帯は中層風とほぼ並行に延び、中層風の風上で対流セルが発生して風下に移動する。対流セルが風下に移動する間も、降水帯に直交する下層inflowが側面から連続的に流入して対流セルを発生させている。

観測した線状降水系の比較から、下層inflowに対する中層風の風向、および中層の湿度が線状降水系の形態を決める環境として重要であることが示唆された。そこで、これらの環境を変えた数値実験をおこない、線状降水系の形態を決める要因を調べた。下層inflowに対する中層風の風向が逆方向、同方向、直交方向の時に、それぞれSL型、BB型、BSB型の線状降水帯が組織化した。これらの線状降水系の形態ができるメカニズムは、「対流セルが中層風により移動すること」と「対流域から発散する気流と下層inflowが収束するところで対流セルが発生発達すること」という2つのキーポイントで説明することができる。中層風と下層inflowが同じ方向のBB型の場合は、中層風（と下層inflow）の風上側で対流セルが発生し、発生した対流セルは中層風の風下に移動して、中層風（と下層inflow）に平

行に延びた線状降水系になる。一旦、形成された対流セルの発生地点では、対流セルからの発散流と下層inflowが収束して新しい対流セルが生成する。中層風と下層inflowが逆方向きのSL型の場合は、中層風が降水帯内を下降して対流セルの発散流を強め、下層inflowと収束して新しい対流セルを発生させる。中層風が降水帯内で下降するので、対流セルは地上の収束線よりも中層風の風下側（地上inflowの風上側）には移動せず、中層風と下層inflowに直交方向に延びた線状降水系になる。中層風と下層inflowが直交するBSB型の場合は、中層風の風上で対流セルが発生し、中層風の風下に移動する。風下でも中層風の直交方向からの下層inflowにより発達を続ける。降水系は中層風の風向に延びるとともに、風下に行くほど幅が広がる。

また、中層の乾燥化は、組織化する降水帯の型を変えないが、降水量を減少させた。乾燥した中層の気流が降水域を通過するBB型で最も多く減少し、乾燥した中層の気塊が下層の収束を強めるSL型は減少が少なかった。

謝 辞

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気象研究所予報研究部の中村一室長、東京大学海洋研究所の新野宏助教授に心から感謝申し上げます。

気象研究所予報研究部の吉崎正憲室長には、“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。同研究所の加藤輝之博士・斉藤和雄博士、元気象業務支援センターの立平良三博士、科学技術庁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。また、木村龍治教授をはじめ東京大学海洋研究所のみなさま、永戸久喜さんをはじめ気象研究所のみなさま、小倉義光先生には多くの議論を通して有益な助言をいただきました。

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頂きました。ここに記して深く感謝申し上げます。

目次

要 旨

謝 辞

序論	1
第 1 部 線状降水系の形態と内部構造	6
1 はじめに	6
2 スコールライン	7
2.1 はじめに	7
2.2 観測データを用いた解析	8
2.3 数値モデルで再現したスコールライン	15
2.4 議論	17
2.5 スコールライン型の形態と維持機構のまとめ	18
3 バックビルディング型の降水帯	20
3.1 はじめに	20
3.2 観測データを用いた解析	20
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	23
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	27
3.5 議論	30
3.6 バックビルディング型の形態と維持機構のまとめ	31
4 back- and side-building 型の降水帯	33
4.1 はじめに	33
4.2 観測データを用いた解析	32
4.3 数値モデルで再現したback- and side-building型の降水帯	38
4.4 議論	41

4.5 back- and side-building型の形態と維持機構のまとめ	45
5 3つの型の線状降水系の形態と内部構造のまとめ	47
第2部 降水系の形態に関する数値実験	50
1 はじめに	50
2 数値実験の概要	51
3 下層inflowに対する中層風の効果	54
4 LeMone <i>et al.</i> (1998) との対応	59
5 中層の乾燥化の効果	63
6 降水系の形態に関する数値実験のまとめ	66
結論	67
付録 可降水量の推定とトモグラフィ法.....	70
1 GPS可降水量の推定	70
2 GPSデータによる水蒸気3次元分布の推定	71
参考文献	74
図表	79

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β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β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 (図1)。梅雨前線が中国大陸から日本に沿って延び (図1 a)、梅雨前線上には総観規模の低気圧や波長1000kmほどの低気圧性擾乱があって、その周辺は活発な雲域になっている (図1 b)。この1000kmほどの擾乱はメソα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 (図1 c)。個々の擾乱の内部を見ると、一般に、雲域の南側に数個の100kmほどの大きさ (メソβ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 (図1 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β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γスケールの積乱雲 (図1 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、衰弱期の3つの段階を経て一生を終える (図2)。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延びていく。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。図3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、どの高度でも西風で、高度が増すにしたがって風速が大きくなるような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、容易に新しい対流が発達することができる。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、古い対流セルはしだいに衰弱をはじめめる。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）。組織化しているときには、複数個の対流セルが団塊状に集まったり線状に並んだりして、“メソβスケールの降水系”と呼ばれる積乱雲の集まりを形成している。メソβスケールの降水系の例としては、団塊状のものは夏期の雷雨、線状のものはスコールラインなどが挙げられる。本研究では、対流セルが線状に並んだ線状降水系に注目する。

対流セルを自己増殖させる働きを持つ水平風の鉛直プロファイルは、線状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降水系を取り巻く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αスケールの収束、水平温度傾度なども規定している。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、以下では簡単のために“環境”と呼ぶ。環境が異なると、メソβスケールの降水系を構成する対流セルの発生場所などが変わるため、環境によっては降水系が持続できなかつたり、異なった型の線状降水系になったりする。たとえば、図4はいくつかの対流セルで構成された降水系を真上から見た模式図である。降水域から冷たい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inflowと呼ぶ）が南風と東風の2通りの場合を考えてみよう。下層inflow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inflowと発散流との収束が強い南側に発生する（図4a）。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延びた形状になる（図4b）。一方、下層inflowが東風の場合には、新しい対流セルが東側で発生して（図4c）、対流セルが集中した降水域になる（図4d）。このように環境が異なると、異なった形状や対流セルの様子になることが考えられる。

では、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（たとえば、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。図5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。強い対流域がスコールラインの進行方向（前面）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inflow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。一般にSL型は、現象が2次元的で取り扱いやすいため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。

次に、BB型は、線状降水帯の先端で次々と対流セルが発生し、対流セルが発達しながら降水系に沿って後方に移動するもので、この対流セルの様相からバックビルディング型という名前が付けられている。対流セルは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が遅いことが多く、しばしば集中豪雨の原因となる。しかし、BB型の線状降水帯の内部構造を報告した事例解析（Kato, 1998; Watanabe and Ogura, 1987）は少なく、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“テーパリングクラウド（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”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バックビルディング型の降水帯”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”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back- and side-building (BSB) 型と呼ぶべきメカニズムで維持されていることが明らかにされる。

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であろうか？ 最近、LeMone *et al.* (1998) が熱帯域の特別観測であるGATE¹やTOGA-COARE²の高層観測や航空機の観測データ、レーダーのデータを使って、下層inflow側の水平風の鉛直シアと降水系の形状との対応を調べた。LeMone *et al.* (1998) によると、下層シアや中層シアが大きい場合に、

¹ 1970年代に行われたGARP(地球大気開発計画)と呼ばれる国際協力の気象研究事業内のプログラムの一つ。熱帯域の積雲対流を研究する目的でGATE(GARP Atlantic Tropical Experiment)という国際観測実験が1974年に東大西洋海域で実施された。

² 1992年から1993年にかけて西太平洋海域で行われた熱帯西太平洋大気海洋相互作用研究。TOGA(Tropical Ocean and Global Atmosphere)-Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment.

下層シアに直交する方向や中層シアに平行な方向に延びる降水系が組織化していた。この水平風の鉛直シアと降水系の形状の関係は、環境の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うであろうか？ 図6に1993年8月1日の鹿児島豪雨の降水系（図6a）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（図6b）の降水強度を示す。これらの降水系はともにBB型であるが、鹿児島豪雨の降水系では降水強度が強く、本研究の降水系では弱い。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低相当温位で乾いており、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、環境の中層の湿度が降水強度に影響を与えている可能性を示唆している。また、“新しい対流セルが発生するメカニズム”で述べたように、不飽和の空気の中では雨水が蒸発して下降流を強めるので、中層の乾燥気塊によって地上付近の発散流が強められる。そのため、下層inflowと発散流が収束する位置が変わり、別の降水系の形態が組織化する可能性が考えられる。

本研究の2つめの目的は、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である。その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なっているかを解析して調べる。

本論文の構成は以下の通りである。第1部では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、日本付近に発生した事例の観測データと数値モデルによる再現実験に基づいて明らかにする。第2部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。

第1部 線状降水系の形態と内部構造

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降水帯がある。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、序論で述べたように、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、環境も調べることも線状降水系の内部的構造や維持機構の理解に必要である。

第1部では、SL型とBB型、“にんじん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、内部的構造、維持機構、降水帯を取り巻く環境を調べる。第1部の最後では、解析で明らかにした降水系の形態や内部的構造、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的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 スコールライン

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。図5はアメリカ中西部で観測されたスコールラインに直交する鉛直断面の模式図である (Houze *et al.*, 1989)。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見ると、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 inflow) 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を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見られる。この模式図から、前面からの下層 inflow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。

日本でも規模は小さいけれども、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)。たとえば、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に組織化し、アメリカ中西部のスコールラインと多くの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かった。石原ほか (1992) は、沖縄で発生した伝播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 inflow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していたことを示した。

本章では、“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 観測データを用いた解析

a. 解析に用いるデータ

本章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。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、郵政省通信総合研究所、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（科学技術庁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。図7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は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った。スコールラインは17時30分頃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、図5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時の地上天気図を図8 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延びていて、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、関東地方に強い降水と激しい雷雨をもたらした。スコールラインはこの寒冷前線に伴うものである。図8 cは高度500hPaの21時の高層天気図である。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様に近くなっていた。スコールライン通過前後のつくば上空の成層の変化を見るために、図9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。また、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、-2J/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あって、対流が起こりやすい成層であったことがわかる。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変わるとともに、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様に近いため、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図10と図11に示す。群馬県から北東に延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秋田県沖から北東に延びる雲域があり、滋賀県から兵庫県に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) は見られなかった。

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図12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。群馬県と埼玉県の県境付近の強い降水域 a を例にとって見てみよう。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る。

e. スコールラインの構造

スコールラインが典型的な降水パターンを示していた16日17時の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図13aに示す。スコールラインの南側の陸上では気温が30度以上であったのに対し、北西側では25度以下であった。また、湿度は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%以上と湿っていて、スコールラインの先端を境に気温や湿度のコントラストがはっきりしていた。こうしたコントラストは房総半島や東京都の内陸部で気温が高いことから、南側では日射による加熱が、北側では降水の蒸発による冷却が効いていたためと考えられる。

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を図13bに示す。流線は距離で加重平均（影響半径20km）した水平風から求めた。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、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、スコールラインの先端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（図13c）。収束域の北側には、幾つかの発散域が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。

スコールラインの南側の下層inflowと収束する気流は、寒冷前線に伴う大きなスケールの循環による一様な北西風でなく、降水帯内の対流活動により作られた低温の発散する気流であったことから、降水帯は寒冷前線本体ではなく、寒冷前線の前面に発達したスコールラインであったと考えられる。

・スコールライン通過時の気象要素の変化

スコールラインが通過する時に地上の気象要素は激しく変動した。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（図14）。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。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分頃に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。気温の急激な下降には降水の蒸発が寄与していたと考えられる。雨は、風が10m/sほどに弱まった頃から降り始め、16時40分には、降水強度が80mm/hourほどの強い雨となった。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、気温の下降の直前に風が弱まると気圧が上昇し始めた。強風時に小さな風の変動がみられるが、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た。その後、降水がやむ頃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、図5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。そのため数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法で見積もった水平風から求め、観測した細かい解像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の風が一様と仮定して求めたことにほぼ相当する。

図15は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方法で求めたものを細い矢印で示し、重ねて表示したものである。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では、強い降水域で発散し、その発散域からスコールラインの前面に向かう流れとスコールラインの前面からの南東風が収束していた (図

15a)。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（図15b）。

スコールラインにほぼ直交した方向（方位角315度）の鉛直断面図を図16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付近に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ることがわかる。

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見るためにドップラーレーダーで観測した高度1.0kmの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（ガスト）の当時線を図17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）をガスト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、神奈川県にガスト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、ガストフロントと強い降水域の先端がほぼ一致しており、スコールラインの先端と冷気流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り、北西側の降水域とガストの位置が離れたために、冷気塊により持ち上げられた空気が北西側の降水域に供給されず、茨城県南部と千葉県のスコールラインの降水域は衰弱し始め、千葉県の降水域は18時24分に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見てみよう。図18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分頃に12m/sの強風が吹き、23分後の18時05分に降水が降り始めている。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。冷気流との温度差が2度と小さかったのは、通過時刻が18時なので、すで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(図14)。図18の青い破線で示した強風時の風向の時間変化は、17時35分には北東風であったが、次第に西風成分が強くなって降水の始まった18時05分には北西風になっていた。この風向の変化から、つくばから見て北東～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を通過したことがわかる(図17)。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。この長い時間差は、冷気塊により持ち上げられた空気がスコールラインに供給されていなかったことを表している。

図19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乱流による散乱、鉛直流は大気鉛直速度を示し、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。また、スコールラインがつくばを通過した時の時系列は、スコールラインが減衰しているのもので、そのままスコールラインの鉛直断面図と解釈できないけれども、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時頃には、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。スコールラインの前面側(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方(18時30分～19時00分)の高度6～8kmにも30dBZ以上の領域が後方に延びていた。反射強度と風分布との対応を見ると、スコールラインの降水が観測された18時頃は、高度5km以下では5m/s以上の下降流域、高度8.8～12kmでは2m/s以上の上昇流域になっていた。上昇流域の高度が高く、強い下降流が下層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、下層で南風（下層inflow）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。この上昇流はスコールラインの強い反射強度の位置から離れているために、下層inflowの気塊をスコールラインに供給できなかったと考えられる。スコールラインの前方がつくばを通過した17時45分頃に図20に示したような雲列が見られた。雲列は東西に延びたロール状で、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、スコールラインの後方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下降していた。この後方の強い反射強度の領域が層状性の降水域に、西風から変化した北西風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。

2.3 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、さらに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（斉藤・加藤, 1996）を用いる。NHMの水平方向の格子数は120×120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見るために5kmにした2通りをおこなった。鉛直方向の層数は38層で、最も細かい最下層の鉛直格子間隔は40m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の気象庁の前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、水平スキーム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図21aに示す。秋田県沖から北東に延びる降水帯が発達していて、本州の内陸部にも点在する降水域が発生している。GMSの赤外画像（図10）と比較すると、スコールラインの降水域が形成されていないが、秋田県沖や内陸の降水域の分布はよく似ている。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る。点在する降水域が寒冷前線よりも南側の四国地方や中国地方の内陸でも発生していることから、寒冷前線による収束の他に、陸上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ると考えられる。

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・温度の分布を図21b～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分には東西方向に延びた線状の降水系（スコールライン）になった。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inflow）が、降水域の発散する冷たい気流とスコールラインの南側で収束している。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温度傾度が大きい。高度1.82kmの水平風（図21e）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けれども、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鉛直断面図を図21fに示す。スコールラインの南側からの下層inflowが、北側の地上から高度2.5kmの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る。北に傾く上昇流の下側（ $y=275\text{km}$ ）では、収束した地上から2.5kmまでの北よりの気流が下降している。降水も、北に傾いた上昇流の下側で降っていることから、スコールライン自身の降水が、南側からの暖かい気塊の侵入を妨げない構

造になっていることがわかる。

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

寒冷前線に伴う降水帯は、スコールラインの北側の秋田県沖にもあり、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が、寒冷前線の北側の気塊であるとはただちには断定できない。そこで、スコールラインと秋田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。

図22a, 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、図21aで示したように、秋田県沖から北東に延びる降水帯が発達し、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、秋田県沖の降水帯をみると、高度0.42kmでは南側には高相当温位な気塊、北側には低相当温位の気塊があつて、降水帯付近では相当温位の水平傾度が大きい。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延びていて、その両側には低相当温位があつた。これらの分布から、秋田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塊であることわかる。

次に、格子間隔5kmの再現実験でスコールラインが再現していたFT=5h00m (21時00分) のスコールラインをみってみる。スコールラインは、格子間隔が10kmと粗いために、秋田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)。図22cは図22bの青い実線に沿った相当温位と雲水域 (赤い実線) の南北断面図である。スコールラインに対応する雲域 ($y=400\text{--}500\text{km}$) と、秋田県沖の降水帯の雲域 ($y=600\text{--}800\text{km}$) があつて、スコールラインの雲域の上空には低相当温位の気塊が存在していた。時間を遡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つた気塊で (図22b)、寒冷前線の北側ではなく、秋田県沖の降水帯の南側の気塊であつた。

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。図23は1996年8月10日の事例（吉崎ほか、1998）の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、降水域が形成されていた。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。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秋田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（図21a）。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。また、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に影響を与えていることを示唆している。

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図24に示す。線状に伸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inflowがスコールラインの先端に沿って収束していた。この収束によって暖かい下層inflow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る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inflow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ことがわかる。スコールラインの環境としては、下層inflowと逆方向からの中層風と、中層風が乾燥していることが特徴として挙げられる。

3 バックビルディング型の降水帯

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降水帯に沿って移動するもので、しばしば梅雨期のメソ α スケールの降水システム内などで観測されている。図25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に、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型の線状降水系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。1993年8月1日の鹿児島豪雨を引き起こしたのもBB型の線状降水帯であった。Kato (1998) は、鹿児島豪雨の降水帯を気象庁の現業レーダーと数値モデルを用いて解析した。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降水強度の強い線状の降水帯が幾本も東西に伸びていた(図6a)。Kato (1998) は、現業レーダーの時系列から対流セルの様相を調べ、BB型の特徴を持つ降水帯であったと指摘している。バックビルディング型のメソ β スケールの特徴を報告した事例解析は、Kato (1998) やWatanabe and Ogura (1987) の他に少なく、メソ β 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。本章では、“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 β スケールの降水域内で組織化したバックビルディング型の降水帯”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。

3.2 観測データを用いた解析

a. 用いるデータ

本章では、“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、東京大学海洋研究所、九州大学、名古屋大学などの国立研究所や大学が参加しておこなわれた。図26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点近く配置したシステムで、受信機の位置の他に水蒸気の手データを取得することができる。

b. メソ α スケールの特徴

図27は1996年7月7日07時33分から12時38分までのGMSの赤外画像である。8時39分の画像には09時の地上天気図を重ねている。梅雨前線上の九州の西の海上にはメソ α スケールの低気圧があり、これに伴って発達したメソ α スケールの降水システムがみられる。このメソ α スケールの降水システムは6日22時頃から発達しはじめ、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 β 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は低気圧から延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時頃に雲域Ⅰと併合した。12時38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い。

図28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。南西風の上側の高度2-5kmには低相当温位の気層があって、平島のCAPEは4741J/kg、CINは-4J/kgであり、対流不安定で対流の発達しやすい成層であった（表1）。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。

c. メソ β スケールの特徴

メソ β 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。図29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 β スケールの降水域で構成されていて、注意して見ると雲域Ⅰに対するメソ β 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 β 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することがわかる。そこで、雲域全体に対応するスケールをメソ β_L スケール、小さい降水帯のスケールをメソ β_s スケールと呼ぶことにする。メソ β スケールの階層にメソ β_L スケールとメソ β_s スケールの2つのスケールが存在することは、Ninomiya and 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_L スケールの降水域Ⅰの中に、2つのタイプのメソ β_s スケールの降水帯が観測された。降水域Ⅱが九州の南西部にある10時頃には、降水域Ⅰの南端に複数の線状のメソ β_s スケールの降水帯aが組織化された。また、降水域Ⅱが九州の南東部分に移動した12時頃には、1本の弧状のメソ β_s スケールの降水帯bが組織化した。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の南側のほぼ同じ場所に、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を解析し、弧状の降水帯bについては第3.4章で述べる。

メソ β_s スケールの降水帯a内の内部構造を詳しくみてみよう。図30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が南西から北東に延びていて、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見てみると、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 β 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 周辺の風分布を見てみよう。図31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章で用いた簡略化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。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 は南西から北東に延び、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。高度別に細かく見てみよう。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に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見られた。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。この高度毎の収束の分布は、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ていて、対流セルが成長しながら北東に移動し、降水帯の北東部分ではより高い高度で収束していたことを示している。

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 200×200 とし、格子間隔は計算領域がメソ α 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層で最上層の高度は19.82kmである。鉛直格子間隔は高い高度ほど大きくして、最下層の格子間隔は40m、最上層は1120mである。時間ステップは5秒である。降水過程には、雲水や雨水の他に、雲氷、雪、あられの氷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

予報課が開発した領域モデル (RSM) 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。本研究ではRSMの水平分解能は約20kmで格子数は $129 \times 129 \times 36$ とした。NHMの初期値には、RSMを1996年7月6日21時から6時間時間積分をおこなった出力を用い、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. 再現した降水域の特徴

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) の地上気圧と降水域の分布を図32a, bに示す。RSMで再現した九州の西側のメソ α スケールの低気圧の位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の出力から計算したNHMの初期値を見つめる。高度20mの相当温位と水平風の分布を図32c, 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、九州の西側ではメソ α スケールの低気圧をめぐる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、この収束によって発生していたと考えられる。高度5.91kmをみると、高相当温位の領域が南九州を横切って東西に伸びていた (図32e, 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inflowが収束している領域で、メソ α スケールの降水システムが発達して、持続した。

数値モデルで再現した降水システムの降水域を図33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 α 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時間以上持続した。降水システムの降水域は、メソ β スケールの降水域I~IIIで構成されている。降水帯Iは南九州を東西に延び、その北側を降水域IIが東に移動している。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る。このメソβ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図34に示す。降水強度でみると、図33で示した降水量に比べて、対流セルが明瞭に識別できる。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ているが、対流セルが集まって線状や弧状の形状をしたメソβsスケールの降水帯も形成されている。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延びる複数の線状の降水帯aが組織化していて、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時間ほど早いですが、メソαスケールの降水システムの場所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）の降水強度分布を図35に示す。降水帯aは線状をしていて、東に移動している。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る。再現された降水帯aは、観測したものと同一特徴を持ち、BB型であることがわかる。メソβs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るので、次に構造をみる。

c. メソβLスケールの構造

図36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βLスケールの構造をみてみよう。地上20mの下層では（図36a）、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で発散している低相当温位の気流と収束している。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（図36b）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る。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る。この

ことは、図33や図34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の特徴と矛盾しない。

d. メソ β sスケールの降水帯の特徴

再現したバックビルディング型の降水帯aの気流構造を詳細に調べるために、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解析した。図37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以上上昇したのを見てみる(図37a)。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、降水帯の南部分や側面に移動し、降水域内で高度3.0km以上に上昇している。次に下降する気流を見るために、追跡期間内に500m以上下降したトレーサーを見てみる。図37b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る。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見てみよう(図37c)。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、風向を北西風に変えて南からの気流と収束しているものがあつた。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図38に示す。2本の降水帯aのそれぞれ南西部分に低圧域、北側に高圧域がある。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、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。

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inflowのうち、南から降水帯の前面や側面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る。中層風は降水帯の間を通

て北側に移動して、ゆっくりと下降している。第2章で示したスコールラインと比較すると、降水が下層inflowの風下側に降って、下層inflow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、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。

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 s 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3.2章や第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をSL型やBB型と比較する。

a. メソ β s 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時頃に降水域 I の南部分で組織化した降水帯（図29）である。降水帯 b 内の対流セルの様相を調べるために、図39に7月7日12時07分から12時30分の気象庁現業レーダーの降水強度の時系列を示した。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見えない。降水帯 b の気流構造を、降水帯 a と同様にドップラーレーダーのデータに簡略化 VVP 法を適用して解析した。12時07分の地面に相対的な水平風分布を図40に示す。地上から下層2.0kmには降水域の後面から強い北西風が吹き込んでいて、降水帯の前面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、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見えないことや前面に発生した対流セルを吸収して移動すること、後面から気流が吹き込んでいるという特徴はSL型のものとよく似ている。

b. 乾燥気塊の侵入の有無

降水帯 b ではSL型と同じように後面から気流が吹き込んでいた。この後面から吹き込む気流がSL型と同じような乾燥した気塊であるかどうかを知るために、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調べた。まず、水蒸気量の鉛直積算値である可降水量を推定した。可降水量は観測点の標高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瞭に見えない。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。また、降水帯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降水強度も一緒に図41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（図41a）、九州の西側から可降水量の小さな領域が広がっていた（図41b）。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、これからただちに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受信機間の斜め視線方向の水蒸気量の積算値を求め、付録で述べる手法を用いて水蒸気量の3次元分布を推定した（Seko *et al.*, 2000）。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より上側で乾燥しており（図41c、d）、さらに鹿児島市付近まで侵入している様子が見られる。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の気流は九州の西側の乾燥気塊が侵入したものではなく、別の起因に基づくものであると考えられる。

c. 数値実験で再現した降水域の特徴

図34で示したように、数値実験でもメソβsスケールの降水帯aとbが組織化していた。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。図42は数値実験で再現された降水帯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、次に構造を見てみよう。降水帯bが組織化していた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図43に示す。高度20m（図43a）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

inflowが広がっている。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、降水帯 b やその西側に強い北西風や西南西風が吹いていることである。高度2.5km (図43b) では降水帯 b の南東部分が南西風、北部分は西風であった。相当温位が340Kより低い乾燥した領域をみると、乾燥した領域は降水帯 II の西側に広がっているが、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 の気流構造を見るために、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解析した (図44)。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る (図44a)。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る (図44b)。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て、南からの気流と収束していた (図44c)。この降水帯 b の気流構造を降水帯 a のもの (図38) と比較すると、下層の強い西南西風や北西風の広がりや側面における下層inflowの上昇を除いて、降水帯 a のものとよく似ている。SL型の降水帯と比較すると、降水系の形状などは似ていたものの、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る。

では、何が降水帯 b を弧状の形状にしたのだろうか？ 図45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inflow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inflowを押し上げて形成している上昇流域がある (図45a)。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 の弧状の上昇流域を形成していた。他方の降水帯 a をみると、西側の降水帯 a₁では降水帯の南部分のみで上昇し、東側の降水帯 a₂では南部分の上昇域の他に南東側に上昇流があるが弱い (図45b)。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、線状の降水帯になったと考えられる。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？ 時間を遡って北西風の気塊を追跡した。図46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、図46の赤い楕円内で南東に向かうものが、降水帯bの下層に吹き込む北西風になる気塊の軌跡である。この北西風の気塊は、FT=3h30m（6時30分）頃に降水帯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（図36aや図46で赤い矢印で示す）付近に到達したところで、気塊の高度が下がり、風向が南西から西や北西に変っている。FT=3h30m（6時30分）の高度20mの相当温位と水平風の水平分布（図36a）をみると、西風や北西風域（図36aの破線の楕円で示す）は、降水域IIの南西部分から南東にある低相当温位の領域と同じ場所に広がっている。これらのことから、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した強風であることがわかる。

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βスケールの降水域内に組織化した弧状の降水帯は、典型的な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の側面で下層inflowを持ち上げて上昇流を形成し、降水帯の南部分での収束と合わせて弧状の形状を形成していた。この降水帯bの気流構造が降水帯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であると考えられる。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が、中層の気塊が下層の発散流を強めているのではなく、他の要因で下層に強い気流が形成されているときに組織化していて、SL型とは異なっている。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環境として考慮する必要があることを示唆している。

3.5 議論

a. NHMで再現した時刻が早い原因

数値モデルで再現した降水帯 a や b が 3 時間 30 分から 4 時間ほど早く組織化した原因について考えてみよう。図 47 は、NHM を用いて再現した 1996 年 7 月 7 日 6 時 (FT=3h00m) の可降水量分布 (図 47a) と、ほぼ同じ時刻の SSM/I と GPS で観測した可降水量分布 (図 47b) である。可降水量の大きい領域は降水域におおむね対応していて、九州の北西側で可降水量が急激に減少している領域は、九州の西側の低気圧をめぐる乾燥した気塊の南端を示している。降水域にほぼ対応する可降水量の大きな領域に注目してみる。再現した可降水量の大きい領域は、九州付近では観測とほぼ同じ九州南部であるが、九州の西側では観測に比べて南にずれている。GMS の雲域の時間変化 (図 27) から九州の西側の降水域の位置をみると、時間とともに南に移動しているのだから、南にずれている数値モデルの水蒸気の分布は、観測に比べて時間的に先行していると言える。水蒸気の分布が先行しているのに、どうしてメソ α スケールの降水帯の位置や形状などが再現できたのだろうか？ 九州の西側の水蒸気量の分布が異なるのに対し、メソ α スケールの低気圧の移動は遅く、気圧や風の水平分布は時間的に大きく変化していなかった。そのため、観測した水蒸気分布に似ている分布が再現された時刻に、観測とほぼ同じ位置に似た形状や特徴を持つ降水システムや降水帯が再現したと考えられる。

3.6 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 β スケールの降水域内に、2 種類のメソ β 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。図 48 は、観測データの解析と数値実験から得られた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 inflow と中層風がほぼ同方向の南西風で、中層が乾燥していた。BB 型の降水帯は、環境の風とほぼ同方向に延びる線状をしており、その内部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 inflow が降水帯の南部分で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の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、南からの下層 inflow と収束した。しかしこの北西風は弱く、降水帯の側面で新たな対流セルの発生は起こって

いない。スコールラインと同様、BB型も降水が下層inflowの風下側で降っていて、降水帯が持続できる構造であった。

4 back- and side-building型の降水帯

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伸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、彼らを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。本章では、“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

4.2 観測データを用いた解析

a. 用いるデータ

第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、データの種類の少ない。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。図49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見られ、これから北に延びる幅500km程の上層雲の雲域がある。本事例の解析の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延び、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。

図50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見てもニンジン状（図50a）で、6時には既に銚子付近で組織化していた。降水帯は10時頃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（図50b）付近まで移動した。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で形成されているかを、天気図を用いてみる。図51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程離れたところであり、北東に進んで19時30分頃に本州に上陸した。東北地方には停滞前線が東西に延びていて、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、秋雨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見るために、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

図52と図53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、およ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（図52a）では、降水域が銚子の南西側に散在していた。降水域が散在している所では気温の水平傾度が大きく、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（図52b）には、銚子の東側の海上に移動した降水域の1つが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暖かい南風、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。図53を見ると、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延びていた。この収束線は、降水帯の付近のみにあるのではなく、さらに南西側に延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（図51）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。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、総観天気図では見えていないが、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（図53）をみると、北風は宮城県や福島県北部から郡山盆地を通して、あるいは茨城県北部から関東平野に侵入している。この北風の様子から、北風は、東北地方を横断する秋雨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。図54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、17時頃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までは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前線面であ

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時頃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り、高度2-5kmに台風の循環に起因する低相当温位の気塊が観測されている。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。

c. 降水帯の内部構造

降水帯は銚子付近で組織化して、10時頃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。

・ 降水域の特徴

まず、ニンジン状の降水帯の形態の特徴を見るために、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図55に示す。ニンジン状の降水帯の南端のところがった部分は強い対流性の降水域が主体で、北に延びた部分是对流性の降水域とそのまわりに広がる層状性の降水域から構成されていた。また、太平洋側からの下層inflowにより、降水帯内の強い降水域は南北に連続的に延びていた。このニンジン状の降水帯の南側には、小さな降水域がいくつか発生していて、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、降水帯の南端の南30km付近に小さな降水域が発生し、8-10m/sの速度で北に移動していた（図55）。小さな降水域の発生点も2m/sで北に移動していた。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、北に移動する南からの小さな対流セルは、降水帯の南端で降水帯と併合した。小さな降水域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。小さい降水域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。たとえば、図55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、茨城県南部の南端から100kmほど北の福島県南部まで移動した。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。南側の小さい降水域の発生時刻（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 $\sim 8\text{m/s}$ 、 $\sim 8\text{m/s}$ 、 $\sim 10\text{m/s}$ ）、西側に膨らんだ領域が北側に移動する速度（ $\sim 10\text{m/s}$ ）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、南側の小さい降水域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域を見るために、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図56に示す。移動する段階では、南側の小さな降水域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、降水域の面積が広くて発達していた。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のものよりも低かったが、降水帯が移動を始める10時頃になると、関東平野の西側での気圧の方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時間変化の方が顕著であったことから、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、降水帯は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

形状はニンジン状を示さなくなった。

・降水帯の風分布

降水帯内の風分布を見るために、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。図57aは29日10時38分の高度1.0-1.5km、図57bは高度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より強い降水域が南から北に延びていて、西側に弱い降水域が広がっていた。東側からは強い南東風、西側は弱風となっていて、降水域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域全体で卓越していた。詳しく見ると、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、水平風が強い降水域を避けるような分布をしていたことがわかる。図57c, dは、強い降水域に沿った南北断面図 ($x=8\text{km}$)、および強い降水域を横断する東西断面図 ($y=0\text{km}$) である。図57cを見ると、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。東西方向にも幾つか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 $x=10\text{km}$ のものが最も強い (図57d)。

4.3 数値実験で再現したback- and side-building型の降水帯

a. 用いた数値モデル

第2章のスコ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2kmとし、計算領域は242km×242kmである。鉛直方向の層数は32層で、層の間隔は最下層では40mと細かく、高度とともに間隔を長くして、計算領域の上端の高さは約16kmである。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30km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図58に示す。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 (図58a)。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（図58b, 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ほど離れた所に再現された。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もとに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る（図58d）。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帯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（図58b, 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。また浮力の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図59aに示す。再現したニンジン状の降水帯は、南北に延び、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帯が発生していて、降水帯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瞭にするために、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（図59b, c）。雨水混合比の増加域が西に延びながら北に移動している。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ることがわかる。また、高度4.5kmの雨水混合比を見てみると、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。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ると考えられる。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、形成されていることがわかる。

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、直交する下層inflow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、back- and side-building (BSB) 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図60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気流（下層inflow）が、降水帯の下で発散する北よりの気流と収束し（図60b）、降水帯の東端に沿う上昇流域（図60e）を形成していた。この収束線は降水帯の南側まで延び（図60b）、温度や相当温位の水平傾度を強めていた（図60c）。降水域は上昇流域の北西側に位置している。そのため、降水が高相当温位の下層inflow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。降水域の北西部分は95%以下の比較的乾燥した下降流域となっている。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（図60c）。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有効に働いていないように見える。

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の水平風を図61a, 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ある。FT=3h00m (6時00分) では、対流セルBが下層inflowと北よりの気流が収束する降水帯の南端で発生している（図61a）。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る（図61b）。対流セルBの北側の降水域は西にも広がり、東西方向に幾つかのピークがある。

強い降水域を横切る鉛直断面図を図62a, 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、高さと共に北に傾いている。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共に下降している。東西断面図を見ると、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inflowの供給される東端のセルが最も強い。

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inflowが降水域内の北よりの気流と収束して、上昇している。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るのに対し、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の上部分にあって、上昇流域も高さと共に北に傾いている。一方、東西鉛直断面図では、強い東よりの下層inflowが、対流セルCより西側の弱い東風と収束して、対流セルC内を上昇している。

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つの気流を議論する。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（図63）。高度0.5kmの下層inflow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、降水帯の北を通過し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氣塊の形成に寄与していないことがわかる。

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。
- (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(表2)。ここでは、第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、温度分布の影響を見るために、初期の温度場を水平一様にした。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見るために、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、図58dのホドグラフと同じものである。ケースDでは、逆に鉛直シアを取り除いた。高度20m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、蒸発をしないようにした。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の気温と水平風を図64に示す。

ケースAでは、降水域が南西に移動して、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、降水強度が弱いけれども、南北方向に延びていて、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いて、収束は必ず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、冷気塊は形成されていない。蒸発の効果は、降水帯の形成には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から、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がわかる。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？

序論で述べたように、新しい対流セルを発生させる地上付近のメカニズムと強い水平風の鉛直シアが、降水帯を長時間持続させるためには必要である。たとえば、第2章で述べたスコールラインでは、降水粒子の蒸発により形成された冷気塊が対流セルを発生させるメカニズムとして重要で、冷気塊の強風が収束を生じさせて新しい対流セルを発生させる。しかしながら、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る。しかしながら、このような湿った環境でも、下層に温度水平傾度がある時には、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る。しかしながら、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る。ここでは、南西風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る気流である。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 inflow 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。

エ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降水帯の南側にあり、そこで新しい対流セルが発生していたことが挙げられる。言い換えれば、高相当温位の気塊が中層風の風上にあつたといえる。エンジン状の降水帯にならなかつたケースAでは、新しい対流セルが降水帯の南側ではなく、南西側に繰り返し発生していた。水平一様な気温分布では新しい対流セルの発生する場所が変わってしまい、エンジン状の降水帯にならなかつた。このように、気温分布も降水帯の形状を決めるのに重要である。

水平風の鉛直シアは、コントロールランの解析で指摘したように、エンジン状の降水系の形状にとって重要である。エンジン状の降水系の形状は、下層の南東風や東風が降水帯の南端や東側に新しい対流セルを発生させ、上層の南風により北西側に対流セルを移動させることで形成されていた。また、対流セルが下層の東風の運動量を保存して西側に移動し、降水を下層inflowの風下側に降らせた。そのため、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、水平風の風向の変化は、エンジン状の降水帯の形状や維持機構にとって重要である。

b. 観測した降水帯と再現した降水帯との差異の原因

第4.3章の再現実験は、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。たとえば、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。

最初に、水平風分布を比較する。数値実験で再現した風分布は高度0.5kmを除いて、観測した風分布によく似ていたもので、違いのある0.5kmの風分布に注目する。数値モデルで再現した降水帯の下層inflow側の水平風は約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inflow側の水平風の東風成分は、観測したものよりも強い。この強い東風成分が、より多くの高相当温位の気塊を降水帯に供給し、降水強度の強い降水帯を発達させ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い。観測した降水帯の周辺の風分布を見ると、降水帯の東側の強い下層inflowは、エ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

ている（図56d）。それに対して、数値実験で再現した下層inflowの東風は、降水帯の東側で強まっているのみであった（図60b）。このことは、メソスケール前線を構成する下層inflowの北側への広がりの違いが、エンジン状の降水帯の南北方向の長さを決めていて、数値モデルが北に広がる下層inflowを再現できていなかったことを示している。

降水帯の降水強度や長さの差異は、下層inflow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inflowを再現するためには、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

エ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。たとえば、Watanabe and Ogura (1987)は、1983年7月23日の島根豪雨を観測データとJSMを用いて解析を行い、島根豪雨の降水帯はBB型の特徴を持っていたと結論している。しかしながら、本研究の解析の結果に基づくと、降水帯が1本のメソ β スケールの降水帯であることや、JSMで再現した気流を見ると、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ることから、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型を同じ型として認識してきたが、たと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っているのであれば、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2部で議論する。

4.5 back- and side-building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、エ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は発達していた。降水帯は中層風とほぼ同じ方向に延び、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として北に移動した。対流セルが北に移動する間も、東側からの下層inflowが降水域の発散流と収束して上昇し、新しい対流セルが降水帯の東端で発生した。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、back- and side-building (BSB) 型と呼ぶことができる。また、降水が下層inflowの風下側に降るために、下層inflow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inflowが収束する場所が降水帯から大きく離れないことが、降水帯の維持に必要であった。

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図65のようになる。

SL型の線状降水系は、中層風が下層inflowと逆向きで乾燥していた時に組織化し、降水帯は高相当温位の下層inflowに直交する走向に伸びていた。強い降水域は降水帯の下層inflow側に連続的に分布し、後方には弱い層状の降水域が広がっていた。強い降水域の対流セルは、BB型のように分離した形では見えず、BSB型のように降水帯内を大きく移動する事もしなかった。気流構造は、下層のinflowが対流セルの発散する気流と収束して上昇し、後方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していた。降水は下層inflowの風下側で降るので、下層inflow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であった。

BB型の降水帯は、中層風と下層inflow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伸びて持続していた。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スケールの降水域内に何本も組織化し、メソβスケールの大きさを持っていた。この特徴はKato (1998) の鹿児島豪雨の事例でも同じであった。これは、下層inflowが水平に一樣に上昇すると、中層の気流が降水系を横切れなくなるため、下層からの上昇流域と中層の気流の通過する領域が交互に並んだと考えられる。降水帯内の対流セルは風上側に発生し風下に移動した。気流構造は、下層inflowが降水帯の風上側で対流セルの発散流と収束して上昇し、中層の気流は降水帯の間を抜けて中層風の風下に移動した。SL型と異なる特徴としては、下層inflowが降水帯の側面で収束していないこと、中層の気流が降水域の地上付近に下降せず冷氣塊を強化していないという特徴があげられる。また、下層inflow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inflow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伸びていた。形状は中層風の風上側がとがったニンジン状をして

いた。降水帯の中層風の風上側に新しい対流セルが発生して、中層風の風下に移動した。移動する間も下層inflowにより側面から新しい対流セルが発生した。気流構造は、下層inflowが対流セルの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ていた。降水はSL型やBB型と同じように下層inflowの逆側で生じて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であった。

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inflowの収束が新しい対流セルが発生させること
- (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（図66）。

SL型は、対流セルの発散流が下層inflow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inflow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inflow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inflow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延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inflow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、対流セルの発散流と移動方向の側面から入ってくる下層inflow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てみる。

3つの型とも、高相当温位の下層inflow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inflowの逆側に降っており、高相当温位の気塊を供給する下層inflow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、下層inflowと対流セルの発散流との収束の位置が、降水帯の位置と大きく離れないことが必要である。観測では見られなかったが、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毎に異なっている。SL型の中層風は下層inflow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inflow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inflowと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に通過しており、下層の収束の強化には寄与していなかった。このように、降水帯の維持メカニズムについては、

- (a) 高相当温位の下層inflowが対流セルの発散流と収束して上昇すること
- (b) (a) の収束が降水帯から大きく離れないこと
- (c) 降水が下層inflowによる高相当温位の気塊の供給を妨げないこと

は、3つの型に共通していた。

さらに、SL型には

- (d) 中層風が下降して下層inflowとの収束を強化すること

という特徴があった。

第2部 降水系の形態に関する数値実験

1 はじめに

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する。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見えることを意味している。第1部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inflow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inflowに対する中層風の風向が形態毎に異なることから、下層inflow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inflow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inflow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”（図6a）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（図6b）とを比較する。2つの事例ともBB型に組織化していたが、降水系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”では降水強度が強いのにに対し、“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。

ここでは、“下層inflowに対する中層風の関係”と“中層の湿度”を線状降水系の形態などを決める環境として注目し、これらの環境が線状降水系に及ぼす影響とそのメカニズムを明らかにすることが目的である。

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。スコールライン型以外の降水帯については、最近、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、降水域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た。LeMone *et al.* (1998) は、降水域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。この報告は、本研究で注目している形態と下層inflowに対する中層風の風向の議論に密接な関係がありそうである。LeMone *et al.* (1998) による報告も、内部構造や形態のできるメカニズムについては言及していない。

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”を明らかにするために、注目する環境である“下層inflow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、どのように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比較が十分にできないことや、複数の環境が異なっているときに単純に比較することができないためである。さらに、この数値実験の結果に基づいて、LeMone *et al.* (1998) が報告している鉛直シアと降水域の形状との対応についても説明する。

2 数値実験の概要

数値モデルは第1部と同様に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、最下層で40m、高くなると間隔が大きくなるようにして、領域上端の高度

は20.9kmである。境界条件はopenであり、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ている。

数値実験は、下層inflow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 α スケールの特徴（下層の収束、温度や湿度の下層の南北傾度）の環境には、第1部で取り上げた”梅雨前線の降水帯”の再現実験の結果を元に作成した。“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時頃であった。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無く、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。そのために適当ではないと判断した。“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。これらの事例よりも、NHMを用いて再現した”梅雨前線の降水帯”の方がより観測結果と良くあっていると考えられるので、共通に与える環境として“梅雨前線の降水帯”を採用した。

“梅雨前線の降水帯”をみると、下層では南側に温暖な南寄りの気流、北側には冷たい北寄りの気流があり、それらが収束するところには温度傾度があって、線状降水帯が組織化していた。このような状態を、全24ケースの共通な環境として与える。

(1) 水平風の鉛直プロファイル

図67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までの水平風の鉛直プロファイルは、全ケースで共通である。1996年7月7日の梅雨前線の降水帯aの南側では、地表付近よりも高度1.5kmで西風が10m/sほど速くなっていたので、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。南からの下層inflow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。高度1.5kmから3.0kmまでの水平風はケース毎に異なり、図67で示したような12通りの風向と風速を与えて、下層inflow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inflowを与えたのは、“スコールライン”の事例では下層inflow側の混合層の厚さが1.5kmであり、“ニンジン状の降水帯”や”梅雨前線の降水帯”の事例では下層inflowの高相当温位層の厚さが、それぞれ1.5kmと1.0kmであったからである。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、NHMで再現した”エンジン状の降水帯”の事例では2.0km以上で、風向が一様に近くなっていたためである。

第1部で解析した降水系の環境と対応させてみると、下層inflow(0-1.5km)と中層風(3km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。

(2) 下層収束

図68aはNHMの高度20mの南北風の初期値の分布である。南北風を南北方向に変化させることにより、“梅雨前線の降水帯”と同じく東西方向に収束域が延びるようにメソ α スケールの収束場を与えた。収束を与える厚さは、下層inflow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”と同程度になるように、南北風の風速差が $x=300$ kmのところでは24m/sを与えた。この風速差はNHMで再現した”エンジン状の降水帯”(図60)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open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。

図68bは、初期値の南北風の収束による $x=300$ 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($z=20.9$ 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、(1)で作成した様々な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。(1)で作成した水平風は水平一様なので、下層収束に加算してもメソ α スケールの収束の大きさは変わらない。

(3) 気温と水蒸気の鉛直プロファイル

図69a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inflow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inflow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（図69b）。この温度差は“エンジン状の降水帯”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、鹿児島に見られたメソ α 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。

（4）初期擾乱

時間積分の初期の時間にメソ α 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 α 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（図68b）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 β 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 下層inflowに対する中層風の風向の効果

図70は、図67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、中層風の風向毎に特徴を説明する。

中層の風向が下層inflowとほぼ同じ向きのケース4, 5では、東西に延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る。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を詳細に見てみる。

中層の風向が下層inflow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延びている。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って、後で見るように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。

中層風が下層inflowとほぼ直交するケース6, 9, 12では、降水帯は東西方向に伸び、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、後で詳しく見るように、小さい降水帯は東に移動し、東側の東西に伸びる降水帯に併合するというBSB型の特徴を持っていた。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頃までは東西に伸びる降水帯が繰り返し発生していて、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、次に詳細に見てみる。

(1) ケース10 SL型

図71aは降水域と高度20mの水平風の1時間毎の時系列である。中層風と下層inflow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、降水帯は西へ伸びながら、3.3m/sの速度で南に移動した。この3.3m/sの移動速度は下層inflowや中層風に比べて小さく、降水帯に対して下層inflow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inflowに直交し、強い降水域が東西に連続的に伸びている。

対流セルの動きを見るために、10分ごとの地上付近の降水域と水平風の時系列を図71b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見えず、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inflowが降水帯の前面で収束している(図71c)。高度4.28kmでは、下層inflow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(図71e)。図71c, 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見られることから、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。

(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図72a内に黒い破線で示した東西に延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帯がFT=1h40mから形成され始め、その後、発達していく。この南側の降水帯には、南西から北東に延びる複数のメソ β sスケールの降水帯が組織化していた。初期値の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。降水帯全体の移動速度は南に約2.2m/sほどである。下層inflowと中層風の降水帯に対する風向の関係は、ともに降水帯に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。

強い降水帯を追跡するために、10分毎の降水帯の時系列を図72bに示す。降水帯が東西に延びていて、その内部に複数のメソ β sスケールの降水帯が組織化されている。SL型に比べると降水帯全体の面積が広くて降水強度が弱い。図72c, 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 s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。図72bをみると、新しい対流セルは、下層inflowの降水帯の少し風上側で発生し、時間と共に中層風の風下へ移動している。降水帯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(図72b)が、高度4.28kmでは、図72e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延びていることがわかる。下層では、メソ β s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(図72c)。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SL型のように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) ケース9 BSB型

中層風を下層inflowにほぼ直交して与えたケース9では、図73a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型の降水域に供給されなくなって、BSB型の降水域はFT=4h30m頃から衰弱を始めた。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。

図73c, 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inflowにほぼ直交方向、中層風にほぼ平行な方向に延びている。図73b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域があって、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の降水域分布に赤い矢印で示したように、西側の小さい降水域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瞭に見える。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域の併合だけではなく、西端で対流セルが発生したものもあることがわかる。これら特徴は、第1部の“ニンジン状の降水帯”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域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。

(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inflowと同じ向きで、さらに風速が大きい場合である。1時間毎の降水域と水平風の時系列を図74a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域で、時間とともに北に移動している。この降水域の南側にFT=1h40m頃に新しい降水域（黄色の破線で囲む）が発生している。その降水域の中には、中層風の風向とほぼ同じ南南西から北北東に延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、新しい降水域に発生した複数の降水帯はBB型であるといえる。FT=2h20m頃に、この降水帯のうちの1つが南に延び始め、赤い破線で囲むように東西方向に延びた降水域から南に突き出た降水帯が現れた。この降水帯は発達しながら南に延びてメソ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見るために、20分ごとの降水域と高度20mの水平風を図74bに示す。南端の強い降水域が、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域

が発生している。図74c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inflowの南風と中層風の南西風のなす角は小さいけれども、中層風は対流セルを風下に移動させ、側面からも南風が高相当温位の気塊を供給していた。このように、下層inflow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、図74b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。降水帯は図74a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inflow側（南側）の降水帯の降水強度が弱く、北側のものは強い。南側の降水帯には南南西から北北東に伸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（図74c）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1部で明らかにした水平風の関係と矛盾しない。一方の北側の降水帯では、図74cに白い破線で囲んだように低相当温位の南風が降水帯で収束している。降水帯のすぐ南側には、白い実線で示すように周りよりも相当温位の低い355度以下の領域があることから、上側から低相当温位の気塊が下降しているSL型と特徴を持っていると考えられる。この降水帯は、降水帯の北側への移動を考慮すると、北側から下層inflowが供給され、中層では下層inflowの逆方向の南風が侵入しているので、第1部で見たSL型と水平風の関係とも矛盾しない。このように幾つもの型が発達していたけれども、初期に与えた水平風の間係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帯の南側のBB型の降水帯である。

中層風が下層inflow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帯が形成されていたけれども、ケース4~12では下層inflowと中層風の間係から期待した通りの降水帯が組織化していた。理想化した数値実験によって、下層inflowと中層風の風向の間係が降水帯の形態を決めるということが確認できた。

4 LeMone *et al.* (1998) との対応

LeMone *et al.* (1998) はGATEやTOGA-COAREの観測データから、熱帯域の降水帯の形状と水平風の鉛直シアの関係を以下のようにまとめている。

- (1) 下層も中層も水平風の鉛直シアが小さいときには、降水帯は組織化されない。
- (2) 下層のみに大きな鉛直シアがある時には、下層シアに直交する弧状の降水帯が形成される。
- (3) 中層に大きな鉛直シアがあると、シアに平行な降水帯が形成される。
- (4) 中層と下層に大きなシアがあって直交するときには、(2) の下層シアでできる降水帯の走向と (3) の中層シアでできる降水帯の走向が一致するので、その方向に伸びた線状になる。
- (5) 中層と下層の鉛直シアが反対向き有的时候には、下層シアと中層シアで降水帯が伸びやすい方向が直交する。そのときには、下層のシアが降水帯の主要な走向を決め、中層のシアが二次的な降水帯を形成する。

ここで述べられている下層シアと中層シアは、降水帯の下層inflow側の鉛直プロファイルを使って評価したもので、高度1000~800hPaの100hPaあたり2m/s以上のシアを強い下層シア、高度800~400hPaの100hPaあたり1.25m/s以上のシアを強い中層シアと定義している。

第1部の解析や第3章の数値実験で述べたように、下層inflowに対する中層風の風向が降水帯の形状を決める重要な要素であった。ここでは下層シアが下層inflowと平行であると仮定し、LeMone *et al.* (1998) (以下 LeMone と略記する) の結果を下層inflowに対する中層風の風向の観点から見直してみよう。

図75は、LeMoneのまとめの図に、鉛直シアの組み合わせにあわせて降水系に相対的な水平風を書き加えたものである。LeMoneのシアの定義の高度とは異なるけれども、第3章の数値実験に合わせて、高度1.5kmより下側のシアを下層シア、高度1.5kmから3.0kmまでのシアを中層シアとしてみよう。図中の矢印は、下層inflow、高度1.5kmと3.0kmの降水帯に対する風向と風速を模式的に表している。

大きい下層シア・小さい中層シアの場合を例にとって説明してみよう。下層inflowと高度1.5kmの間は大きい下層シアであるので、高度1.5kmの水平風を、高度が高いほど右向き

の風が強くなるように与える。高度1.5kmと3.0kmの間は小さい中層シアであるので、高度3.0kmの水平風には高度1.5kmと同じものを与える。この鉛直シアの組み合わせには(2a)、(2b)、(2c)の3つの場合が考えられるので、それぞれの場合を1つずつ説明する。下層inflowには降水系の右側、あるいは左側から吹き込む場合が考えられる。右側から吹き込む場合には、高度1.5kmより上側では”スコールライン”のように降水域に下層inflowの逆方向から中層風が吹く場合(2a)、“梅雨前線の降水帯”の様に同じ方向から吹く場合(2b)の2通りがある。さらに、下層inflowが左側から吹き込む場合(2c)では、高度1.5kmはさらに強い右向きの風になる。

同様にして他の鉛直シアの組み合わせについても、鉛直シアに対応する下層inflow、高度1.5kmと3.0kmの風向に書き表した。そうしてできた水平風の鉛直プロファイルが第3章の数値実験と同じ場合には、そのケースの番号と組織化した型を、そうでない場合には下層inflowと中層風(高度3.0km)の関係から期待できる降水系の型を記入した。また、LeMoneのまとめには、下層シアと中層シアが大きくて同方向の場合(6)が欠けているので書き足した。

第3章でおこなった数値実験のケースを、LeMoneと同様に、降水帯の下層inflow側の成層で評価する。数値実験では下層収束を与えているので、全ケースは大きな下層シアの組み合わせ(2)、(4)～(6)になる。さらに、高度1.5kmの水平風は下層inflowと同じ風向であるので、それぞれの(b)の組み合わせに対応する。数値実験の個々のケースに対応する鉛直シアの組み合わせは、高度3.0kmの水平風が、高度1.5kmの水平風と大きく変わらないケース4、5では小さい中層シアの(2b)、ほぼ直交しているケース9や12は(4b)に、高度1.5kmよりも風速が大きくなるケース1～3は(5b)に、高度1.5kmの逆向きのケース10、11は(6b)になる。この対応から、(2b)はBB型、(4b)はBSB型、(5b)はBB型、(6b)はSL型という鉛直シアの組み合わせと降水系の形態の対応がわかる。

つぎに、他の鉛直シアの組み合わせを考えてみよう。ここからの議論は数値実験で確認していないので、組織化するとすればどういう型になるかという議論にすぎない。しかし、第1部や第3章で明らかにした下層inflowに対する中層風の風向の関係と降水帯の形態との対応は、様々な鉛直シアの組み合わせの時に、組織化が期待できる降水帯の型の情報を与えてくれる。以下に、組み合わせと期待できる形態を1つずつ説明する。

- (1) 小さい下層シア・小さい中層シアの場合
- (a) 下層inflowが弱い、すなわち環境風の風そのものが弱い場合
環境の風が弱い場合には一般に散在した対流セルが発生する。LeMoneのまとめの図にある降水域の形状は、この環境風の弱い場合に該当すると考えられる。
- (b) 下層inflowが強い場合
鉛直シアが弱いので、中層も下層inflowも同じ向きになる。したがってBB型の降水帯が期待される。
- (2) 大きい下層シア・小さい中層シアの場合
- (a) 下層inflowとその上の風向きが逆向きにある場合
下層inflowとその上の水平風や中層風との関係は、ケース10, 11の高度1.5kmと3.0kmの水平風の関係と同じである。SL型の降水帯が期待される。
- (c) 下層inflowに対して、その上の風が同じ向きで弱くなる場合
下層inflowと中層風が同じ風向であるので、BB型の降水帯が期待される。
- (3) 小さい下層シア・大きい中層シアの場合
- (a) 下層inflowに対して、中層の風向きが直交して強い場合
BSB型が期待される。
- (b) 下層inflowに対して中層の風が同じ向きで強い場合
BB型が期待される。
- (c) 下層inflowに対して中層の風が逆向きで強い場合
SL型が期待される。
- (4) 大きい下層シア・直交する大きい中層シアの場合
- (a) 下層inflowに対して、その上の風は逆向きになるが、さらにその上の中層の風が直交する場合
下層inflowとその上の風の関係からはSL型、下層inflowと中層の直交する風からはBSB型が期待される。下層inflowの上の逆向きの風があまり強くなければ、基本的にはBSB型になると思われる。
- (c) 下層inflowに対して、そのすぐ上の風と同じ向きで強くなり、さらに上の中層の

風が直交する場合

BSB型が期待される。

(5) 大きい下層シア・逆向きの大きい中層シアの場合

(a) 下層inflowに対して、そのすぐ上の風は逆向きになるが、さらにその上の中層の風は下層inflowと同じ向きになる場合

この水平風の組み合わせには、下層inflowの上の水平風の高度が2.0kmとやや高いけれども、TOGA-COAREの1993年2月23日に観測された事例がある。観測した水平風のプロファイルを与え、人工的な浮力の初期値から数値積分をした数値実験では、SL型の降水帯が再現されている (Pedelsperger *et al.*, 2000)。

(c) 下層inflowに対して、その上の風は強く、さらに中層で風が弱まっている場合
BB型が期待される。

(6) 大きい下層シア・同じ向きの大きい中層シアの場合

(a) 下層inflowに対して、そのすぐ上の風は逆向きになり、その上の中層の風がさらに強くなる場合

下層inflowとその上の水平風や中層風との関係は、ケース10, 11の高度1.5kmと3.0kmの水平風の関係と同じである。SL型が期待される。

(c) 下層inflowに対してそのすぐ上の風は強く、さらにその上で風が強まっている場合
下層inflowと中層風が同じ風向であるので、BB型の降水帯が期待される。

このようにすると、LeMoneの鉛直シアによる降水帯の形状の分類の中には、複数の型の線状降水帯が含まれている可能性があることがわかる。

ここまでは、実際に数値実験で確認した結果を、LeMoneの鉛直シアの組み合わせに当てはめ、さらに、組織化できればこのような型が期待できるという議論をおこなってきた。最後に、降水帯が持続しやすいかどうかという視点で、もう一度、水平風の鉛直プロファイルを見てみる。第1部で解析した“スコールライン”と“ニンジン状の降水帯”では、下層の収束と降水帯が離れると、降水帯は消滅していた。図75は降水帯に相対的な水平風分布であるので、下層の収束や降水帯の位置は動かないことを想定している。下層inflowについては、対流の発散流との収束などのメカニズムが働いていれば、風速が大きくても

問題はない。しかし、下層inflowの上の水平風は発生した対流セルを流す気流であり、風速が大きいと対流セルの位置と下層の収束が大きく離れてしまい、降水帯は上に述べた解析の事例のように持続できない。そのような組み合わせは下層inflowの上の風速が大きい(2c)、(4c)、(5c)、(6c)が考えられる。

したがって、降水帯が持続しにくい(2c)、(4c)、(5c)、(6c)の組み合わせを除くと、下層シアが大きい場合については、中層のシアが弱いときや逆方向の時にはBB型やSL型、直交するときにはBSB型、逆方向の時にはSL型が組織化すると考えられる。

5 中層の乾燥化の効果

下層inflowと中層風が同じ組み合わせの場合でも、組織化する降水系の形態が異なることがあるのだろうか？ 序論に述べた降水系を形成するメカニズムに戻って考えてみよう(図4)。降水帯の形態は、既存の対流セルの移動と新しい対流セルの発生する場所の2つの要因で決まっていた。1つ目の要因である既存の対流セルの移動は、中層風により移動しているので、同じ中層風であれば既存の対流セルの移動は同じになると考えられる。2つ目の要因である新しい対流セルの発生場所は、下層inflowと降水域の発散流の収束が強いところであった。降水域の発散流が同じ場合には、同じ下層inflowであれば、新しい対流セルの発生場所も同じになると考えられる。つまり、降水域からの発散流が同じであれば、下層inflowと中層風の組み合わせで組織化する形態は1つに決まり、異なった形態にはならないことがわかる。しかしながら、残った要因である降水域からの発散流が同じでない場合には、同じ下層inflowと中層風の組み合わせでも、異なった場所に新しい対流セルが発生し、形態が変わる可能性がある。降水域からの発散流が変わる降水帯自身のメカニズムとして考えられるのは、中層の乾燥気塊による発散流の強化である。そこで本章では、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い、第3章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。

図76は、高度1.5-4.5kmの間の湿度を減らしたとき(図69a)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広がっている。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inflow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、スコールライン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inflow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の南側に発生した降水域がより発達していて、コントロールランの降水帯は弱まっている。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inflow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 β_L スケールの降水域の南側に、東西に延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、コントロールランの降水域内のメソ β_s スケールの強い降水帯の領域が小さくなっている (特にケース4で顕著)。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域内にメソ β_s スケールの降水帯が形成され、その降水帯内では対流セルが南から北へ移動していた。BB型の特徴は変わっていないと言える。最後に、ケース1~3では、散在する降水域の中にメソ β_L スケールの細い降水帯が東西に延びている。この東西に延びる細い降水帯は、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。

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 (組織化する型が複雑なケース1~3はここでは議論しない)。ケース4~12では、中層を乾燥化させると、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けれども、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、降水域の発散流が下層inflow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、降水量の弱まりを見てみる。中層を乾燥化したときに、定量的にはどれぐ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 \times 200km内の降水量をFT=3h00mから5h00mまで積算した。そ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型の降水帯に影響しやすいのであろうか？ 一般に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inflow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できるようになる。
- (4) 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)～(4)の効果と中層風に注目して、どうして降水帯の型毎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)の効果は働くためには、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域に入るために、降水粒子の蒸発により下層の冷気流が強まって、下層inflow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、中層の風が降水帯を迂回するように流れ、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_s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スケールの降水域内を通過している。そのため、BB型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、“エンジン型の降水系”で解析した様に、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、降水帯の周囲では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。

(1) ~ (3) の効果で、中層の乾燥化によって降水量の減少が、BB型、BSB型、SL型の順に小さくなることが説明できた。また、第1部の第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や、降水帯の型を決める中層風の風向が乾燥化の影響の大きさも決めることから、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。

6 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inflowに対する中層風の風向、およ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inflow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inflow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わかった。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。また、LeMoneの分類と第3章の数値実験の結果と対応させた。下層シアが下層inflowと平行であると仮定し、さらに降水帯の持続しやすさも考慮すると、大きい下層シアのある場合については、中層シアが弱いか逆方向のときにはBB型やSL型、直交するときにはBSB型、逆方向のときにはSL型が主に組織化すると考えられる。

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inflowに対して逆方向、BB型は同方向、BSB型はほぼ直角方向であった。形態と内部構造の違いを中層風の風向の違いから説明する。

SL型では、後面からの中層風が降水帯内で下降し、降水帯の前面で強い発散流を形成していた。発散流が中層風の逆方向からの下層inflowと収束し、前面に強い降水域をもつメソβスケールの線状の降水帯となった。BB型では、下層inflowと同じ前面から吹く中層風が、降水帯の風上側で発生した対流セルを後方に移動させ、線状の降水帯となった。中層風と下層inflowが同じ風向であるため、降水域の発散流と収束した下層inflowが、中層風を遮らないで上昇するためには、上昇流域と中層風域が交互に並ぶ構造が好都合であった。そのため、メソβスケールの降水域内に複数のメソβスケールの降水帯が並んだ。最後に、BSB型では中層風が下層inflowにほぼ直角していたため、BB型の様に細かな構造を持つ必要はなく、中層の気流は降水域内の上昇流域を避けて後方に移動していた。発生した対流セルは中層風により後方に移動し、降水帯は中層風の風向と同じ走向を持つ。対流セルが移動している間も中層風とほぼ直角する下層inflowにより、側面で新しい対流セルが発生していた。中層風による後方への移動と側面の対流セルの発生により、ニンジン状のメソβスケールの降水帯となった。

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って、“下層inflow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、降水域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に違いを生じさせる可能性があったためである。中層を乾燥させると、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域の範囲が増加し、全体の降水量が減少した。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と雲水の蒸発の効果、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（たとえば Ishihara *et al.*, 1995）が、ここの数値実験では、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見られなかった。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、中層が乾燥したほうが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いうべきであることがわかった。

本研究では、“下層inflow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、強い下層風が降水域に吹き込むと、たとえば、“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に重要であったが、第2部でおこなった数値実験では、“梅雨前線の降水帯”のメソ α 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 α 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。

最後に、熱帯の降水域の形状と鉛直シアとの関係を調べたLeMoneとの対応を述べる。本研究でわかった下層inflowと中層風の間接関係を、LeMoneの鉛直シアの組み合わせに当てはめると、同じシアの組み合わせにも、異なった型の降水系が含まれることがわかった。具体的な鉛直シアの組み合わせと降水系の形態の対応は、大きい下層シアの場合には、弱い中層シアまたは逆向きの中層シアのときにはBB型やSL型、直交する中層シアのときにはBSB型、逆方向の中層シアのときにはSL型の線状降水系が組織化する。

本研究でわかった下層inflowと中層風の風向の間接関係を用いると、あらかじめ下層inflow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域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様な場合や、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inflow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の様な亜種があり、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。

付録

可降水量の推定とトモグラフィー法

1 GPS可降水量の推定

ここでは、国土地理院が測定している“全国GPS連続観測網”のデータから推定した可降水量の有効性を示し、次に、水蒸気量の3次元分布を推定する手法（トモグラフィー法）について述べる。

GPSの可降水量推定の基本原理は、GPS衛星から送信されるマイクロ波が水蒸気などの大気によって遅れる性質を利用して、GPS受信機で測定したマイクロ波の遅れ（大気遅延量）を、遅れの原因のなる水蒸気量などに変換することにある。そのため、可降水量推定の手順は、(1) 大気遅延量の推定と(2) 大気遅延量から可降水量への変換 の2つから成っている。

最初に、手順(1)については国土地理院が推定している3時間毎の大気遅延量(SINEXデータ)を用いて、その大気遅延量から変換した可降水量とGPS以外の測器で求めた可降水量とを比較する。手順(2)の変換に必要なGPS観測点の地上気圧と気温は、気象官署やアメダス観測点との距離の重み付き内挿をおこなって推定した。詳細な変換の手法は、大谷ほか(1997)、大谷ほか(1998)に従った。水蒸気に関係した平均気温には Bevis *et al.* (1992) の式を用いた。Bevis *et al.* (1992) の式が日本の大気でも有効であることは確認されている(瀬古・中村, 1998)。図77は、こうして求めた“梅雨前線の降水帯”の事例の期間を含む1996年6月16日から7月11日までの福岡県前原のGPS観測点の可降水量と福岡での高層観測による可降水量の変動である。梅雨前線との位置関係により可降水量が大きく変動しているが、GPSの可降水量は高層観測のものと変動の様子が良く合っている。図47bは7月7日06時のSSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) で観測した海上の可降水量分布とGPSによる陸上の可降水量分布である。SSM/Iは気象観測衛星DMSFに搭載されたマイクロ波センサーで、衛星から鉛直積算された水蒸気量(可降水量)を推定することができる。

図47bを見ると、梅雨前線付近の可降水量50mm以上の大きな領域が九州付近から東西に延び、朝鮮半島や日本海に近づくと次第に可降水量は小さくなっている。陸地のGPSによる可降水量と海上のSSM/Iの可降水量の等値線はほぼ連続していて、GPSで推定した可降水量が空間的にも有効であることがわかる。

図78は、1996年7月7日00時から03時の可降水量と降水域の分布である。可降水量は国土地理院が推定する3時間毎の大気遅延量から変換している。南九州の降水域では可降水量が大きく、可降水量が小さい中国地方東部や四国地方北東部では降水がないことがわかる。

(図78a, b) また、降水が3時間後に始まる四国地方西部では既に可降水量が増加していることから、可降水量の増加が降水現象に先行していたことがわかる(図78c, d)。しかしながら、国土地理院が推定する3時間毎の大気遅延量では、メソ α スケールの降水域の移動は解析できるけれども、第1部で述べたメソ β スケールの降水域IIの周辺の水蒸気場の推定には時間間隔が長すぎて、使うことができない。そこで、手順(1)についても、GPS受信機が観測したデータ(RINEXデータ)から大気遅延量を細かな時間間隔で推定してやる必要がある。降水域IIの周辺の乾燥域をみるために、降水域IIが九州南西部にあった1996年7月7日08時30分と南東部に移動した11時30分を調べる。降水域IIが40km/hourで東に移動していたことから、RINEXデータを用いて1時間毎に可降水量を推定した。まず、九州内の受信機がTrimbleである地点を取り出し、空間的に偏らないようにして幾つかのグループに分ける。それぞれグループ毎にGmit(King and Bock, 1999)で処理を行った後、GLOBKですべてのGPS観測点を統合した。図79b, cはそうして求めた1996年7月7日08時30分と11時30分における可降水量の時間平均値(図79a)からの偏差である。時間平均からの差にすることによって、水蒸気量の標高分と南北傾度の平均分は取り除かれ、移動する降水域の影響だけを抽出していることになる。降水域IとIIで構成される鉤状の降水域(図41a、図29)に注目する。鉤状の降水域周辺の可降水量を見てみると、降水域では可降水量が大きく(図79b, c)、その北西側では負の領域であった(図79c)。しかし、鉛直積算値である可降水量では、中層に乾燥気塊が入っていたかどうかまではわからない。

2 GPSデータによる水蒸気3次元分布の推定

次に、Gamtで推定するGPS受信機からGPS衛星の方向（以後、視線方向と述べる）の大気遅延量を使い、水蒸気量の3次元分布を推定した。推定法を以下にのべる（図80）。

1. まず、気象データを用いて、視線方向の大気遅延量を視線方向の水蒸気量の積算値 (b^p) に変換する。
2. 九州上空を適当な大きさ（ここでは水平方向17.0km、鉛直方向1.0km）の直方体 (i, j, k) に分割し、それぞれの直方体内の水蒸気量は一様であると仮定する。
3. 視線毎に、直方体中を通過する長さ (a^p_{ijk}) を計算する。 a^p_{ijk} と直方体毎の単位距離当たりの水蒸気量 (x_{ijk}) の積を、視線方向に通過する直方体で積算すると b^p に相当する。つまり、視線毎に、各直方体の通過距離が係数、単位距離当たりの水蒸気量が未知数、視線方向の水蒸気量の積算値が定数項である観測方程式 ($\sum_{ijk} (a^p_{ijk} x_{ijk}) - b^p = \delta^p$) ができる。この方程式が仰角 (θ) に依存しないように天頂方向に変換すると、($\sum_{ijk} (a^p_{ijk} x_{ijk} \sin\theta) - b^p \sin\theta = \delta^p$) になる。ここでは、 δ^p は天頂方向の剰余に置き直している。
4. しかし、各層の平均値分の水蒸気量は、どの視線方向でも通過するために、各層の平均値 (X_k) は求めることができない。そのため、通過する直方体内の水蒸気量から各層の平均値を差し引いた偏差 ($x_{ijk} - X_k$) を求める。視線方向のデータ数 (N) は非常に多いので、 b^p を鉛直方向に換算し、全データで平均した値 ($\sum_p b^p \sin\theta / N$) が、各層の平均値の和 ($\sum_k X_k$) と一致すると仮定する。そうすると、 b^p から $\sum_k X_k$ を視線方向に換算した値 ($\sum_p b^p \sin\theta / N$) を差し引いた値が観測方程式の定数項、 $x_{ijk} - X_k$ が未知数となる観測方程式に変形することができる ($\sum_{ijk} \{ a^p_{ijk} (x_{ijk} - X_k) \sin\theta \} - \{ b^p \sin\theta - \sum_p b^p \sin\theta / N \} = \delta^p$)。
5. 各直方体は、解析期間（ここでは1時間）内は降水系が定常のまま移動しているとみなして、降水域の移動速度で移動させる。この直方体の移動とGPS衛星の移動により、GPS受信機からGPS衛星までの通過する直方体や直方体内の通過距離が時々刻々と変化する。視線データ毎の a^p_{ijk} と $b^p - \sum_p b^p \sin\theta / N$ から、正規方程式の係数を積算し、最後に連立一次方程式を解いて、 $x_{ijk} - X_k$ の最確値を求める。
6. 推定した領域に一地点でも高層観測のデータがあれば、ゾンデが通過した直方体の水蒸気量と4で求めた $x_{ijk} - X_k$ から、領域全体の水蒸気量分布を推定できる。

この手法の有効性やGPS受信機・GPS衛星の配置などの影響を見るために、適当に与えた各直方体の水蒸気量から計算した視線方向の積算値を観測量とみなし、与えた水蒸気分布に復元できるかどうかを確認した。細かな分布は観測点や衛星の位置が空間的に一様でないために一致しないが、大まかな水蒸気の分布の特徴はよく再現できた（図81）。

鉤状の降水帯の東部分が九州南部を通過している8時30分の水蒸気量の水平平均からの偏差 ($x_{ijk} - X_k$) と、降水帯が通過して西側が見えている11時30分の偏差 ($x_{ijk} - X_k$) を比較する。8時30分には、薩摩半島上に鉤状の降水帯があり、正の偏差域が高度5.5km以上まで及んでいた（図82a）。鉛直断面図のlgの等値線に注目すると、高い高度でも等値線の位置は大きく変わらず、湿った領域が鉛直方向に6km以上まで突っ立っていたことがわかる。次に、鉤状の降水帯が、大隅半島まで移動した11時30分（図82b）をみる。鉤状の降水帯の西側では、高度4kmでlg以下の領域が薩摩半島まで広がっていた。8時30分とは対照的に、乾燥した気塊が降水帯に進入していたことがわかる。