

1993年8月1日に南九州で発生したライン状豪雨の 数値シミュレーション

—1999年度山本・正野論文賞受賞記念講演—

加藤 輝之*

1. はじめに

この度は山本・正野論文賞という思ってもいなかった名誉ある賞を頂き、非常に光栄かつ大変有り難く思っています。大学時代からしばらく大循環・大気力学の研究領域に身を置いていた著者が気象研究所に移り、メソ気象・数値シミュレーションの領域でこのような賞がいただけたのも、計算機のパフォーマンスが著しく向上し数値シミュレーションにより個々の降水セルまで現象を分解・解析できるまでになった背景と気象研究所という身近に数多くの素晴らしく優秀な先輩方がおられた環境のおかげだと感じています。

受賞対象論文 (Kato, 1998) は1993年8月1日に九州南部で発生した集中豪雨の発生・維持機構について主に3次元の非静力学メソスケールモデルを用いて調べたものです。特に注目すべきことは、個々の降水セルを解像できる分解能のモデルを用いて降水セルの発生過程について調べた研究内容です。研究対象の豪雨は、鹿児島県内で昼過ぎから夜半まで1時間に30 mmを超えて降り続き、23名の死者を出し、数千家屋に被害を与えました(詳細は気象庁, 1995を参照)。以下に述べる内容は、受賞対象論文とこれに更なる研究内容を付け加えたもので著者が東京大学大学院理学研究科に提出した博士論文 (Kato, 1999) の中核になったものです。

最初に、この研究の背景を分かりやすく述べたいと思います。

梅雨期の集中豪雨については、総観場とメソスケ-

ールプロセスとの相互作用、降雨バンドの発生・維持、降雨バンドにともなう下層ジェットの形成・維持など解明されていない点が多くあります。それは、過去の研究で用いられてきた数値モデルの分解能が粗く、降水セルなどをコントロールするメソスケールプロセスを陽に取り扱えなかったためです。ここでいう降水セルとは、水平スケールが10 km程度までで寿命が1時間程度の降水をもたらす積乱雲の塊をいい、そのようなセルが併合するなどして1つのシステムとなったものをメソ対流系あるいはメソ降水系といいます。メソ対流系のスケールは数10 km~100 km程度になり、寿命も数時間となります。また、ある地域にメソ対流系が複数存在することにより、数100 kmのスケールを持つ降雨バンドを形成する場合があります。また、メソスケールプロセスの具体的例として、降雨バンドのスケール以下の現象(例えば、降水セルやメソ対流系)にともなう非断熱加熱や運動量の鉛直輸送があります。

梅雨期に起こった集中豪雨をもたらすメソ対流系の形態としては線状構造を持つものが圧倒的に多く、その全てがバックビルディング型の維持システム (Bluestein and Jain, 1985) を持つと言っても過言ではありません(小倉, 1991)。線状構造を持つメソ対流系の風下部分では発達した降水セルによる豪雨が持続し、時には時間雨量が100 mmを超える局地的な集中豪雨をもたらします。バックビルディング型の維持システムとは、既存の降水セルから見て環境の風の上流方向に、新しいセルが生成し、それが成長・発達しつつ古いセルと併合して、線状構造を作る機構です。この新しいセルの発生メカニズムとして、雨滴の蒸発による対流セルからの冷気外流出と下層の流入風とが衝

* 気象研究所予報研究部。

—1999年12月6日受領—

—2000年2月14日受理—

突して作る上昇流 (Dudhia and Moncrieff, 1987) や地形による収束線の形成 (Watanabe and Ogura, 1987) などが考えられています。

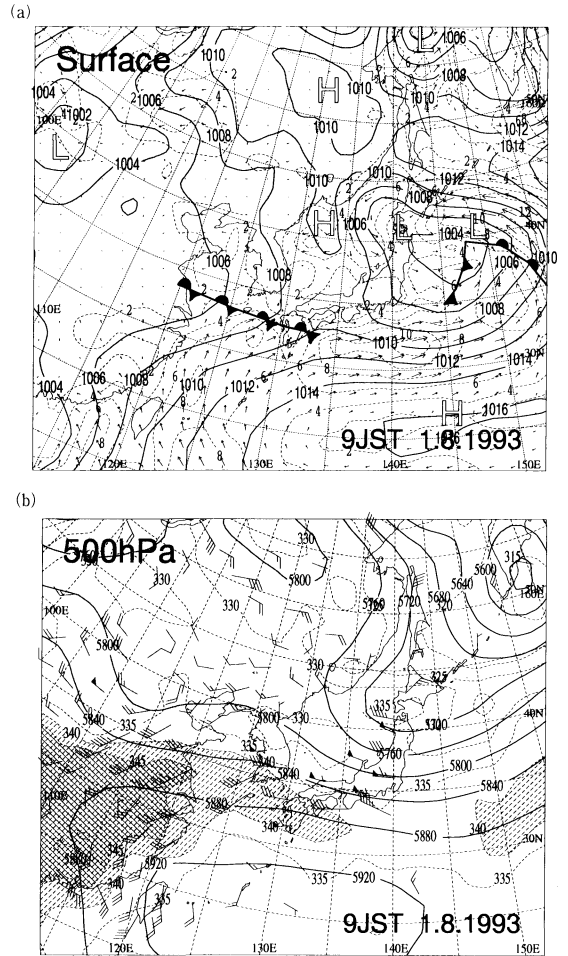
1982, 1988年梅雨期に九州北部で起こった豪雨に見られる発生要因として, 総観場での上層の谷の通過と水平スケール数100 kmのメソ α 低気圧の存在, 中層の乾燥気塊の流入にともなう雨滴の蒸発の効果が指摘されています (Nagata and Ogura, 1991; 坪木・浅井, 1995). しかし, 梅雨期に起こる多くの豪雨においては, ほぼ飽和状態にある梅雨前線帯で生じているので雲底高度が低く, 雨滴の蒸発の効果が大きいに効くというのははなはだ疑問です。

西日本の豪雨の大部分は下層ジェットをとまいます。下層ジェットとは, 高度750-850 hPa付近に200 km以上の長さを持つ強風帯のことをいいます。その形成過程として, 上層ジェットとの対流による鉛直混合 (Matsumoto and Ninomiya, 1971), 非断熱加熱 (水蒸気の凝結による潜熱の解放) で作られる気圧傾度力による加速 (Nagata and Ogura, 1991) や非断熱加熱で加速された風のコリオリ力による転向 (Chou *et al.*, 1990) などの諸説があります。ただし, その全ての研究では対流を陽に取り扱っていない (対流のパラメタリゼーションを用いていた) ために, 対流による運動量の鉛直輸送が曖昧なままとなっています。

2. 観測データ

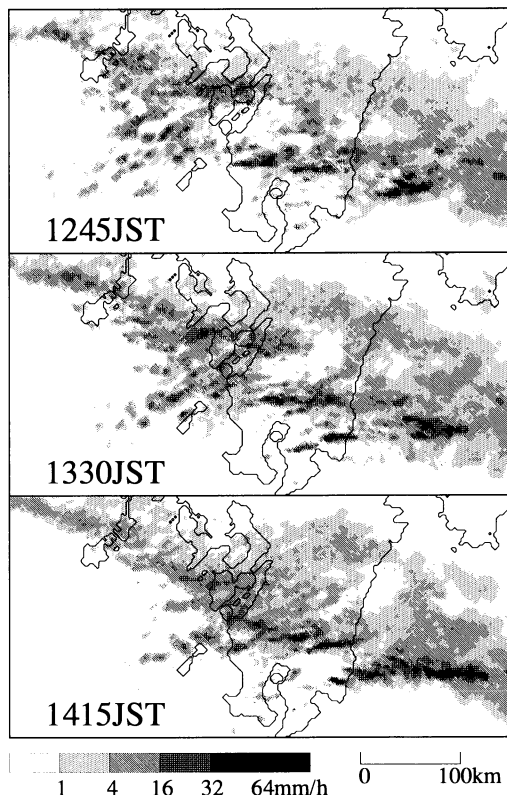
総観場の客観解析を見ると, 1993年8月の豪雨前日, 衰えていた太平洋高気圧が西方へ勢力を拡大するとともに, 大陸からの移動性高気圧の東進がともない梅雨前線が顕在化し, 東シナ海で海上風が強くなっています ($8-10 \text{ m s}^{-1}$)。第1図に豪雨当日の地上天気図 (破線は海上風速: 等値線間隔 2 m s^{-1}) と500 hPaの高層天気図 (破線は相当温位: 等値線間隔 5 K) を示します。九州上空には上層の谷の通過, 低相当温位気塊の流入は認められず, 梅雨前線にもメソ α 低気圧は存在していません。梅雨前線の南では海上風が依然として強く, 下層の水蒸気量が増大し続けていると考えられます。また, 九州南部に降雨域と重なって, 3 km 高度付近に 20 m s^{-1} を超える下層ジェットが見られます (図では示さない)。

第2図の気象庁現業用レーダ観測による降水強度 (分解能約 2.5 km) を見ると, 降雨バンドは西北西～東南東の走向を持つライン状に組織化されています (1415 JST: 日本時) が, それ以前には東西に細長い線



第1図 1993年8月1日9時 (日本時) の (a) 地上天気図と (b) 500 hPaの高層天気図 (Kato, 1999)。

状構造をもつメソ対流系が九州南部に散在しています (1245 JST)。ここで述べた降雨バンドとは第2図の全体を横切る大きな帯状の降雨域を, メソ対流系とは降雨バンドの中に複数存在する強い降雨域からなる長さ100 km程度の線状の降水系を指します。複数のメソ対流系で構成・組織化された降雨バンドが九州南部に数時間停滞し, 集中豪雨をもたらしたと考えられます。第3図aに7.5分毎のレーダ観測による降水強度の時系列を示します。矢印は降水セルの動きを示しています。降雨バンドの走向とは異なり, 個々の降水セルの移動はほぼ東向きで, 既存の降水セルの風上では新たなセルの発生が繰り返し認められます。発生したセルは発達するにしたがって上空の強い西風に流され,



第2図 12時45分、13時30分と14時15分の気象庁現業用レーダ観測による降水強度 (Kato, 1999).

既存降水セルと併合し、その結果、線状構造をもつバックビルディング型のメソ対流系が形作られていたと考えられます。

3. 数値モデル

数値モデルとして、気象研究所非弾性非静力学メソスケールモデル (Ikawa and Saito, 1991; Saito, 1994; Kato, 1996) を用いました。降水スキームとしては雲水と雨水を直接予報する暖かい雨タイプのもの (Kessler, 1969) を利用し、雨滴の落下にはボックスラグランジェ法 (Kato, 1995) を用いました。また、雲水の蒸発を制御するためのスキーム (Kato, 1998) を導入し、水平分解能 2 km のモデルでは風上値による移流補正スキーム (Kato, 1998) を用いました。

モデルの初期値・境界値は、当時の気象庁の現業用日本域スペクトルモデル (Segami *et al.*, 1989) から作成しました。非静力学メソスケールモデルの積分開始時刻は降雨バンドが形成する以前の1993年8月1日

12時 (日本時) とし、積分時間は9時間としました。

4. 降雨バンドの発生過程

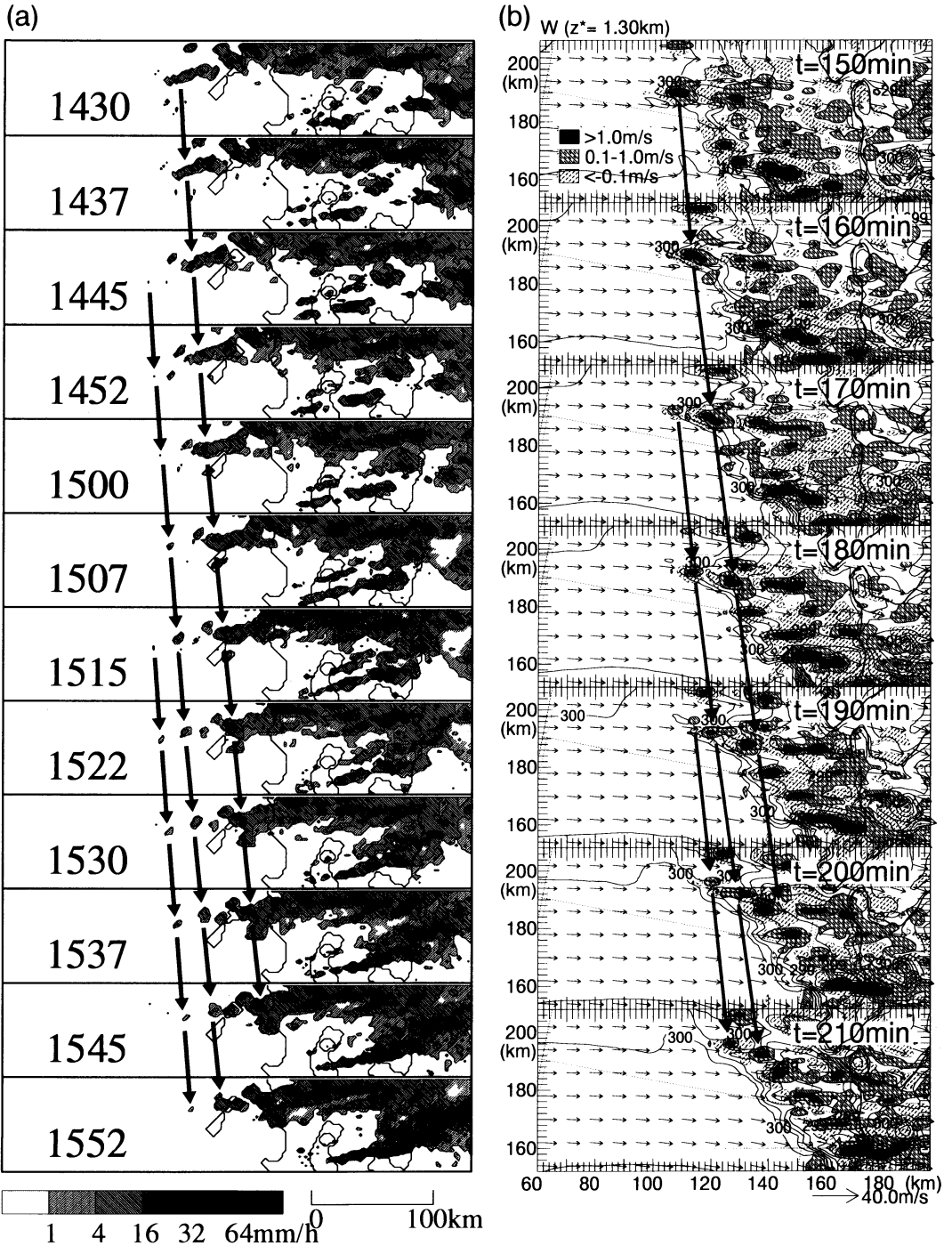
非静力学メソスケールモデルは停滞性の降雨および降雨バンドをよく再現することができました。この降雨の発生・維持機構について、水平分解能 2 km および 5 km のモデルで詳しく調べてみることにしました。

まず最初に、南西風によって東シナ海上で作られた下層の水蒸気の多い気塊 (比湿: 20 g kg^{-1} 以上) が梅雨前線帯に対応する南北温度傾度が大きい領域に運ばれ、凝結が起きました。第4図に分解能 5 km のモデルによる積分開始後から30分毎の1.3 km 高度の鉛直流場 (上昇流域と降水セルの位置はほぼ一致する) と地表面付近の気圧偏差の場を示します。最初、下層の西風に平行な背の低いロール状の対流が形成され ($t=60$ 分), そのロール状の対流から複数の降水セルが形成されます。ただ、このロール状の対流は分解能 2 km のモデルでのみ確認できました (Kato, 1998の第14図参照)。個々の降水セルは発達するにともない活発なメソ対流系へと組織化されます ($t=90$ 分)。その結果、最初に対流が形成されてから2時間で下層に、約100 km 四方の領域で1.5 hPa を超える著しい気圧低下が生じています ($t=120$ 分)。この気圧低下が風の収束を強め、南から暖かい気塊、北から相対的に冷たい気塊の流入を促し、南北温度傾度の増大を引き起こしました。この温度傾度の増大により強い収束線が形成され、降雨バンドができ上がったと考えられます。したがって、梅雨前線の強化は、梅雨前線帯に存在する相対的に強い南北温度傾度が対流活動により増大したことが原因だと思われる。

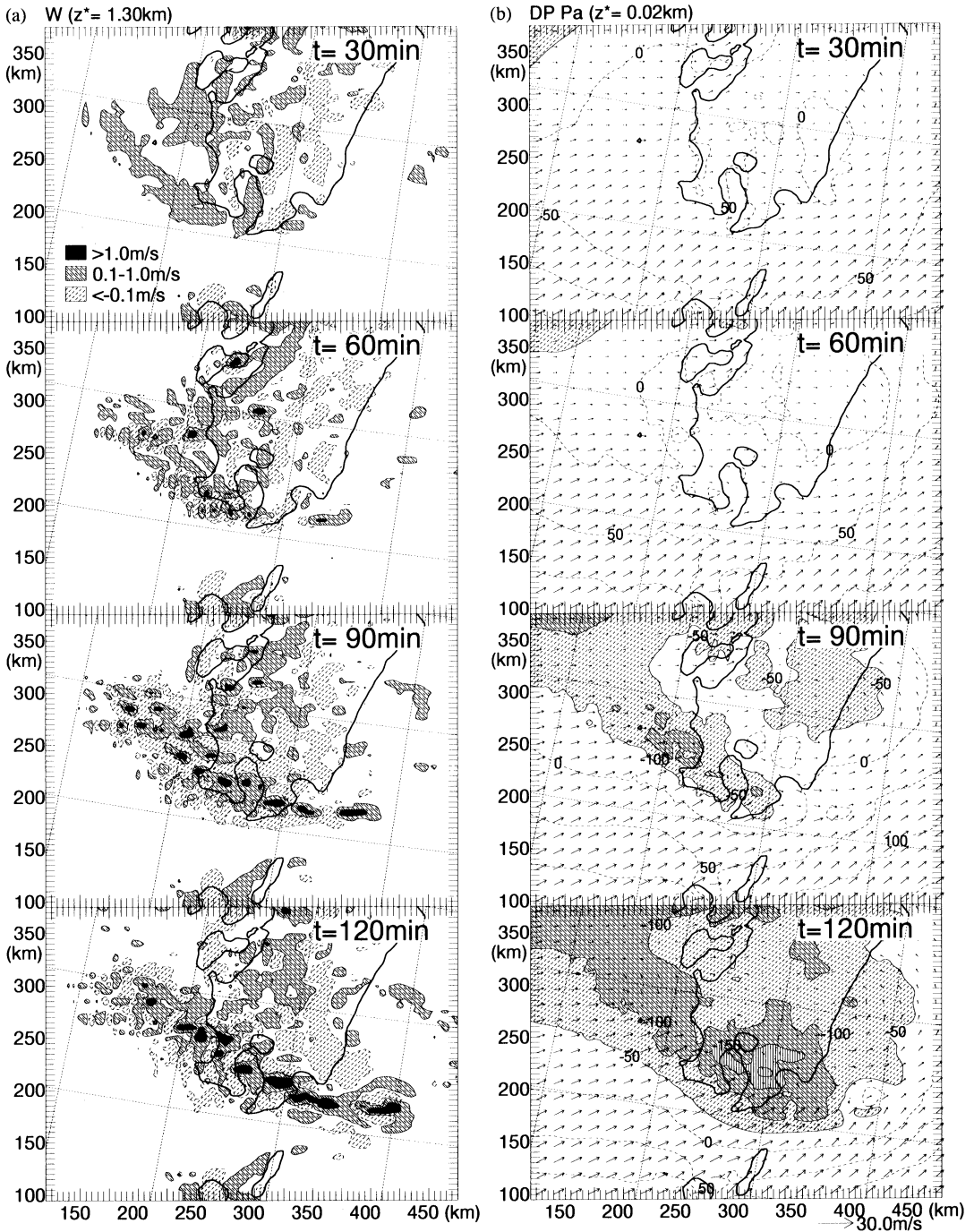
これらのシミュレーション結果は、モデルから山岳や雨滴の蒸発を取り除いてもほとんど変わることはありませんでした。よって、このケースの降水システムでは山岳による影響やスコールライン等で言われている雨滴の蒸発の効果はともに重要ではないと考えられます。

5. メソ対流システムの維持機構

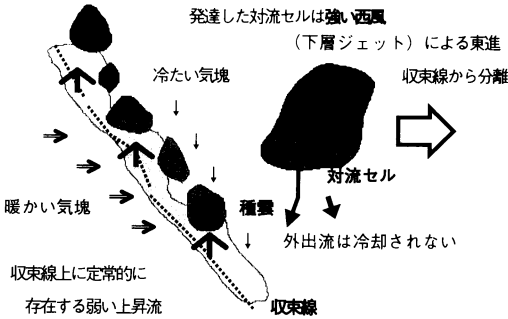
分解能 2 km のモデルでは、レーダ観測で解析されたこの降雨バンドの維持機構の特徴であるバックビルディング型のメソ対流系に見られる降水セル発生システムを再現することができました (第3図b)。レーダ観測と同様に、降水セルはほぼ東方向に移動し、既存の降水セルと併合し、線状構造のメソ対流系を形



第3図 (a) 14時30分から15時52分までの7.5分間隔のレーダ観測による降水強度. (b) 水平分解能 2 km の非静力学メソスケールモデルによってシミュレートされた $t=150$ 分 (14時30分に対応) から 210 分までの 10 分間隔の 1.3 km 高度面での鉛直渦 (Kato, 1998 ; Kato, 1999).



第4図 水平分解能 5 km の非静力学メソスケールモデルによってシミュレートされた $t=30$ 分(12時30分に対応) から2時間(14時対応)まで30分間隔の (a) 1.3 km 高度面での鉛直流, (b) 地表面付近の気圧偏差 (Kato, 1998).



第5図 降水セルの繰り返し発生の模式図。

成していました。第5図にメソ対流系の風上での対流セルの繰り返し発生のメカニズムを模式図にしてみました。まず、降水セルの発生環境として、地表面付近では南から暖かい湿潤な気塊が供給され、北から相対的に冷たい気塊が流れ込むことによって強化された梅雨前線に対応する準定常的な収束線が形成しています。その上空には、下層ジェット（強い西風）が存在しています。準定常な収束線上の種雲から新たな降水セルが繰り返し発生し、発達するにつれ下層ジェットにともなう強い西風に流され、収束線から分離していきます。また、収束線は第4節で述べたように非断熱加熱に起因する下層の気圧低下により作られました。その収束線が準定常的に存在し続けるのは、背の低い降水セルを発生させる種雲が収束線上に存在し続けることにより、弱い上昇流を作り出すとともにその位置に気圧の極小領域を作るためです。したがって、降雨バンドの風上での対流セルの繰り返し発生には準定常な収束線と環境場の強い西風の存在が重要であると考えられます。また、モデルから雨滴の蒸発を排除して調べても結果は変わらず、風上での対流セルの繰り返し発生は雨滴の蒸発による冷気外出流と環境場との収束線形成によるものではありませんでした。

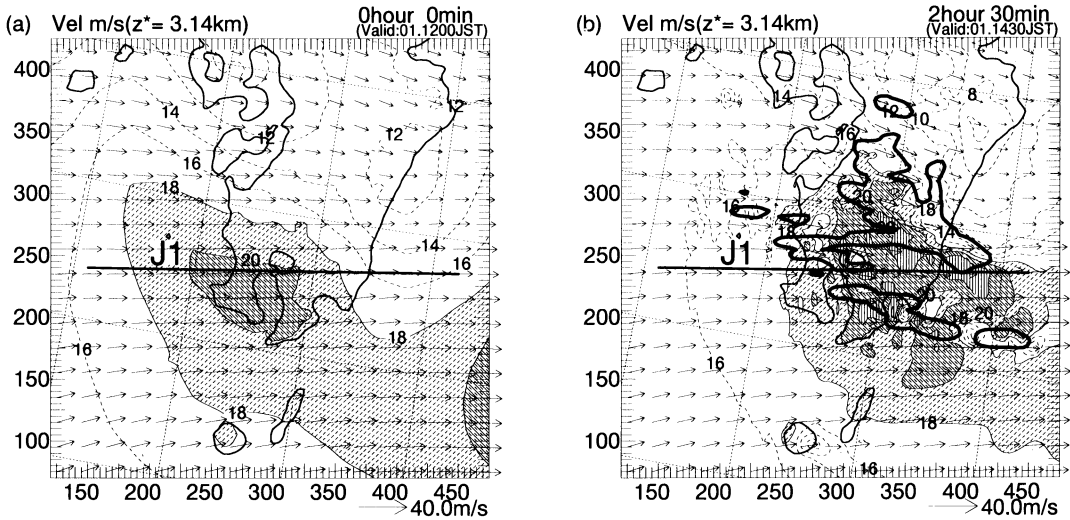
6. 下層ジェットの維持・強化過程

下層ジェットも非静力学モデルでよく再現することができました。そこで、5 km 分解能モデルの計算出力から、平均水平運動量収支を計算し、気塊を追跡することにより、下層ジェットの維持・強化過程を調べました。第6図に高度3.14 km、第7図に高度0.42 kmにおける水平風速の場（太い実線内は時間降水量10 mmの降水の等値線）をそれぞれ示します。20 m s⁻¹の水平風があると気塊は2.5時間後には180 km 移動するので、水平移流だけを考慮すれば初期場にあった高度

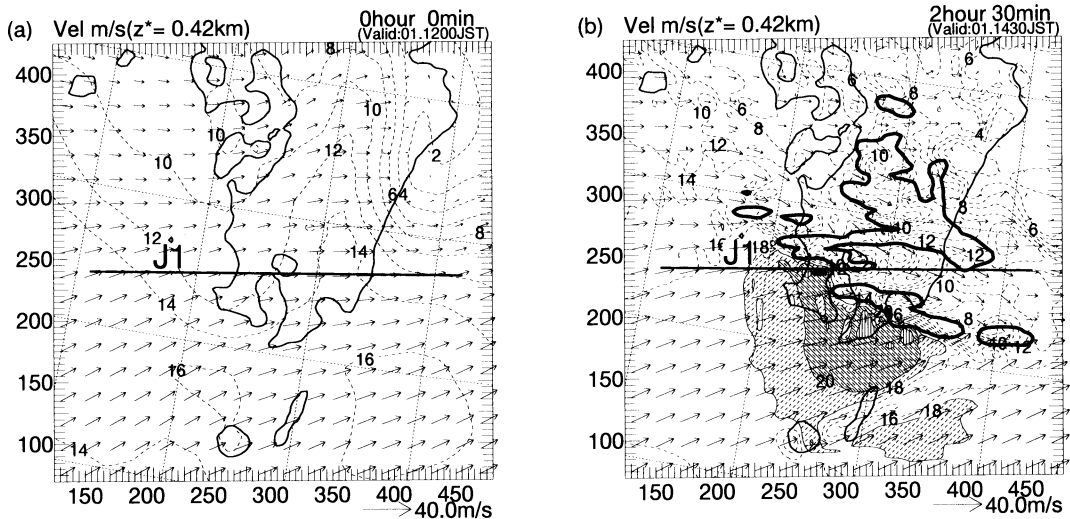
3.14 kmの強風域は九州の東海上にあるはずですが、しかし、2.5時間後には南九州上に20 m s⁻¹を超えるジェットが存在し続けるだけでなく、さらに数m s⁻¹加速しています。第6図のJ1に沿ってほぼ東西方向、約300 kmについて平均した運動量収支を第8図に示します。VEFは対流による鉛直移流、ADVは水平移流、DGBは地衡風平衡からのずれ（ \bar{v} が小さいので気圧傾度力とほぼ同じだと見なせます）、DIFは拡散による \bar{u} の加速量を表します。TotalはADV、DGB、DIFとVEFの和です。ADVとDGBが高度3 km付近で打ち消しあっていることより、下層ジェットが維持していたことがわかります。すなわち、下層ジェットが九州南部に停滞していたのは、水平移流による風速の減少分を対流活動が引き起こした低圧部にともなう気圧傾度力による加速により補っていたためであったと考えられます。また、高度1 km以下の層では収束ラインに吹き込む南西風が気圧傾度力によって積分開始後150分で6 m s⁻¹程度加速しています（第7図b）。その加速した水平風が対流によって上方に輸送され、その一部が降雨バンド北側部分の下層ジェットを強めている（第6図b）ことが、 $t=120$ 分以降にVEFの値が大きくなることからわかります。

7. まとめ

梅雨前線の豪雨の発生環境は、本研究結果を踏まえ少なくとも2つに分けられると考えられます。1つは、総観場の上層での谷の通過やメソ α 低気圧にともなう発生するもので、1982、1988年に九州北部で発生した豪雨がそれにあたると思われます。上層の谷の通過にともない、中層が乾燥した低相当温位である九州北部に梅雨前線が北上し、雨滴の蒸発の効果により梅雨前線が強化されるものと考えられます。もう1つは、1993年8月1日南九州で発生した豪雨に見られるように、上層の谷の通過やメソ α 低気圧をともなわない、顕在化した梅雨前線帯で発生したものです。この場合、梅雨前線帯下層がほぼ飽和状態にあるため雨滴の蒸発の効果は小さく前線強化につながりません。豪雨の発生に関する重要な要因としては、梅雨前線帯の相対的に大きい南北温度傾度と梅雨前線にともなう弱い収束とが根底要因となり、強風が吹く東シナ海で海面からの蒸発で作られた水蒸気の多い気塊が誘発要因となります。ライン状豪雨の形成にとっても梅雨前線帯下層がほぼ飽和状態にあることが重要であります。すなわち、その形成過程において、非断熱加熱により



第6図 5 km モデルによる (a) 初期場と (b) $t=150$ 分 (14時30分に対応) の3.14 km 高度面における水平風速の場 (Kato, 1998).



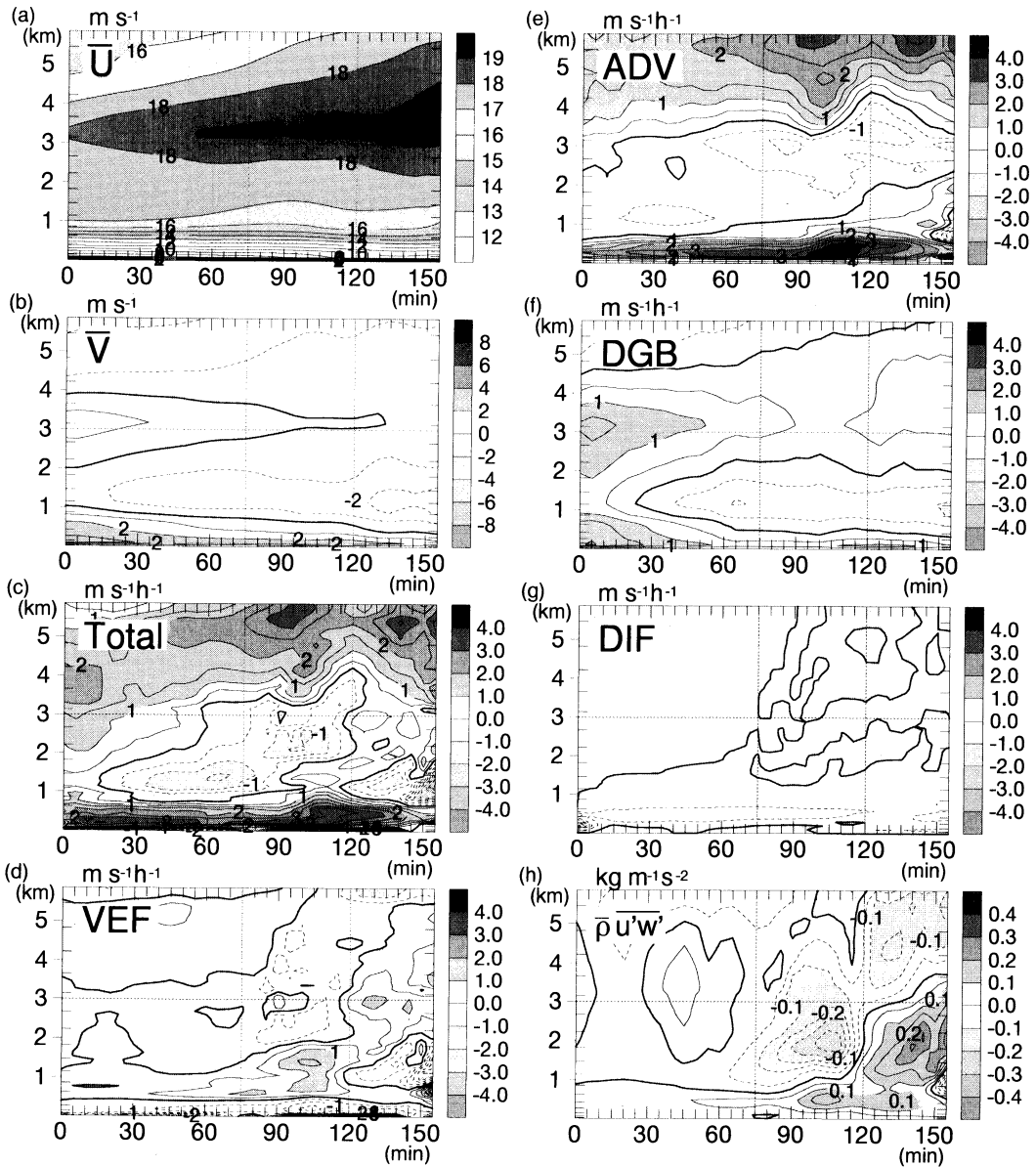
第7図 図6と同じ, ただし, 0.42 km 高度面 (Kato, 1998).

下層に著しい気圧低下が生じ, その気圧低下が風の収束, 引いては梅雨前線の強化を引き起こします. 以上のことは1996年梅雨期における九州地方の豪雨に関する統計的研究 (Kato *et al.*, 1998) からも推測されています.

この非断熱加熱により下層部がメソ低気圧になると, かなり下層, 特に雲底高度あたりに, 強風が作り出されます. 水平面上で気圧傾度力によって加速され

る運動量以外にも, 最も加速される雲底高度での水平運動量は対流により上向きに運ばれ高度3 kmあたりに強風帯を作り出すと考えられます. このことは, 今までの対流のパラメタリゼーションを用いていた研究では運動量の鉛直輸送が正確に評価できなかったため曖昧となっていた点です.

本研究によって, 豪雨形成に関わる総観場とメソスケールプロセスとの相互作用を明らかにすることができ



第8図 図6のJIに沿って計算した平均運動量収支 (Kato, 1998).

ました。まとめると以下ようになります。最初に、弱い風の収束をともなう梅雨前線帯での総観場スケールの水蒸気の多い気塊がメソスケールプロセスを駆動します。次に、降水セルの発達にともなう非断熱加熱の過程が総観場に影響を与えます。すなわち、梅雨前線が強化され、下層に強風帯が作り出されます。強化された梅雨前線に対応する収束ラインと下層ジェットにともなう強い環境風（西風）が、環境風に平行な線

状構造をもつメソ対流系を作り出す新しい対流セルの繰り返し発生に重要な役割を担います。環境風と異なる走向を持つ200 km以上の長さの降雨バンドは、複数のメソ対流系により構成されます。このような総観スケールとメソスケールプロセスとの関係を、個々の対流雲を解像できる高分解能数値モデルを用いることで不十分な観測データを補って明らかにすることができました。最後に、この研究で結論づけられた降水セル

の繰り返し発生のメカニズムと下層ジェット強化過程については、1999年6月29日北九州で豪雨をもたらした寒冷前線ともなう線状のメソ対流システムでも同じ結論が得られており(加藤ほか, 1999), 梅雨期に豪雨をもたらすメソ対流システムではかなり一般性があるのではないかと考えています。

謝 辞

まず最初に、この研究にとって必要不可欠な道具となった気象研究所非静力学メソスケールモデルの開発者であり、1度もお目にかからず(著者が気象研究所に転勤となる2か月前に)亡くなられてしまった故猪川元興博士、モデルの使い方を1から教えていただいただけでなく、数多くの助言を頂いた気象研究所の斉藤和雄主任研究官に心からお礼を申し上げたいと思います。次に、気象研究所で日頃から著者と意見交換を行って頂き、研究に対し数知れない助言を頂いた吉崎正憲室長、瀬古 弘・永戸久喜研究官、栗原和夫室長(現気象庁海洋気象部)をはじめ、気象研究所予報研究部の方々から心から感謝いたします。また、この論文作成に対し多大なる助言を頂いた小倉義光イリノイ大学名誉教授、気象庁予報部の永田 雅予報官、およびこの論文の担当編集委員であった京都大学の里村雄彦助教授に改めてお礼の言葉を述べさせていただきます。それから、博士論文作成の際、この研究の更なる発展に対しご教授して頂いた東京大学の新野 宏助教授・山岬正紀教授にも感謝したいと思います。最後に、この論文を山本・正野論文賞に推挙していただいた選考委員の方々にお礼を申し上げます。

参 考 文 献

- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of Precipitation: Sever squall lines in Oklahoma during the spring, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Chou, L. C., C.-P. Chang and R. T. Williams, 1990: A numerical simulation of the Mei-Yu front and the associated low level jet, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1408-1428.
- Dudhia, J. and M. W. Moncrieff, 1987: A numerical simulation of quasi-stationary tropical convective bands, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 929-968.
- 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**, 238pp.
- 気象庁, 1995: 平成5年(1993年)8月豪雨調査報告. 気象庁技術報告, **116**, 205pp.
- 加藤輝之, X-BAIU99観測グループ, 1999: 1999年6月29日福岡で豪雨をもたらした寒冷前線と下層ジェットの強化機構(序報), *日本気象学会1999年度秋季大会講演予稿集*, **76**, B155.
- Kato, T., 1995: A box-Lagrangian rain-drop scheme, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 241-245.
- Kato, T., 1996: Hydrostatic and non-hydrostatic simulation of the 6 August 1993 Kagoshima torrential rain, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 355-363.
- Kato, T., 1998: Numerical simulation of band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 97-128.
- Kato, T., 1999: Numerical study of the formation and maintenance mechanisms of a rainband inducing a heavy rainfall, *The Geophysical Magazine, Series 2*, **3**, 1-77 [Doctoral thesis in the Tokyo University in 1998].
- Kato, T. and K. Saito, 1995: Hydrostatic and non-hydrostatic simulation of moist convection: The applicability of hydrostatic approximation to a high-resolution model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 58-77.
- Kato, T., K. Kurihara, H. Seko, K. Saito and H. Goda, 1998: Verification of the MRI-nonhydrostatic-model predicted rainfall during the 1996 Baiu season, *J. Meteor. Soc. Japan.*, **76**, 719-735.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in the atmospheric circulation, *Meteor. Monogr.*, **32**, Amer. Meteor. Soc., 84pp.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1971: On the mesoscale and medium-scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, Special issue, 648-662.
- Nagata, M. and Y. Ogura, 1991: A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a LLJ over Japan in the Baiu season, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1309-1336.
- 小倉義光, 1991: 集中豪雨の解析とメカニズム, *天気*, **38**, 276-288.
- Saito, K., 1994: A numerical study of the local down-slope 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.
- Segami, A., K. Kurihara, H. Nakamura, M Ueno, I.

Takano and Y. Tatsumi, 1989: Operational meso-scale weather prediction with Japan Spectral Model, J. Meteor. Soc. Japan, 67, 907-924.

坪木和久・浅井富雄, 1995: 対流圏中層で梅雨前線帯に侵入する乾燥空気の豪雨形成における役割. 日本気象

学会1995年度秋季大会講演予稿集, 68, A155.

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.

Numerical Simulation of the Band-Shaped Torrential Rain Observed over Southern Kyushu, Japan on 1 August 1993

Teruyuki Kato*

* Forecast Research Department, Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan

(Received 6, December 1999; Accepted 14 February 2000)

2000年度島津賞の候補者推薦要領および研究開発助成の募集

標記の賞・助成は島津科学技術振興財団が運営しているものです。興味のある方は以下の要領で推薦・応募して下さい。

1. 島津賞

(1) 表彰の対象

科学技術、主として科学計測およびその周辺の領域における基礎的な研究において、近年著しい成果をあげた功労者

(2) 表彰の内容

賞状、賞牌、副賞賞金 300 万円

(3) 表彰件数

1 件

この賞の応募には学会の推薦が必要です。日本気象学会では、7月ごろに「学会外各賞候補者推薦委員会」を開催して推薦候補者を選考する予定です。その際の参考にするため、推薦するにふさわしい方をご存じでしたら、簡単な推薦理由を添えて2000年6月末までに日本気象学会（右記連絡先）あてお知らせ下さい。

2. 島津科学技術振興財団研究開発助成

(1) 助成の対象

科学技術、主として科学計測およびその周辺の領域における基礎的な研究

(2) 応募の資格

原則として、国内の研究機関に所属する45歳以下の新進気鋭の日本人研究者

(3) 助成金額

総額 1200 万円、1 件につき 200 万円以下

この助成の応募には学会の推薦は必要ありません。

詳しい応募要領や応募用紙は日本気象学会（下記）にありますので、各自で書類を入手の上、財団に直接送付して下さい（2000年9月30日必着）。

記

連絡先：〒100-0004 東京都千代田区大手町1-3-4

気象庁内 日本気象学会

学会外各賞候補者推薦委員会

付記：推薦用紙は下記ホームページからダウンロードできます。

<http://www.shimadzu.co.jp/SSF>