

- Snull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1987 : Dual-Doppler radar analysis of midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2128-2148.
- Staff Members of Tokyo University, 1969 : Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part I), *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, 298-309.
- Staff Members of Tokyo University, 1970 : Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part II), *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 103-117.
- Takeda, T., 1982 : Case study of the structure and formation of a heavy-rain band, *J. Natural Disaster Science*, **3**, 40-51.
- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arao, K. Manabe and Members of X-BAIU-98 Observation, 2000 : Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 835-856.

1052 : 4011 (集中豪雨：非静力学モデル；豪雨予想)

3. 集中豪雨のモデルと予想—数値実験によるアプローチ—

加藤 輝之*

1. はじめに

日本の暖候期、特に梅雨期に起こった集中豪雨をもたらす降雨域の形態としては線状構造を持つものが圧倒的に多い。降雨域の風下部分では豪雨が持続し、時には 100 mm h^{-1} を超える局地的な集中豪雨をもたらす。2000年9月11日から12日にかけて発生した東海豪雨はその典型だと言える。そのような線状構造を持つ降雨域はメソ対流系の1つで、バックビルディング型という積乱雲（降水セル）が繰り返し発生するシステムにより維持している。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まわりの環境風の北上方向に、新しいセルが生成され、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ある。その発生メカニズムとして、第1図に示したような降水域での雨滴蒸発による冷気外出流と環境風との収束による新しいセルの発生 (Fovell and Ogura, 1988), 地形効果 (Watanabe and Ogura, 1987) や第2図に示したような準定常的な収束線での降水セルの

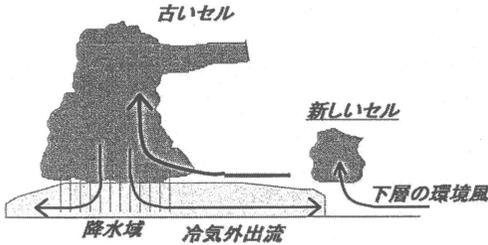
繰り返し発生 (Kato, 1998) などが考えられている。

計算機システムの進歩により、現在、気象庁では水平分解能 10 km のメソスケールモデルが現業運用され、日々の天気予報に用いられている。しかし、そのモデルでは降水セルスケール（水平 10 km 以下）を解像できないのでバックビルディング型の維持システムを再現することはできない。気象研究所では雲解像モデルである非静力学メソスケールモデル(斉藤・加藤, 1996)の開発・改良を行い、今までに集中豪雨をもたらしたメソ対流系を数多く再現している (Kato, 1998など)。さらに、水平分解能 2 km のモデルを用いることでバックビルディング型の維持システムをも再現することに成功している。

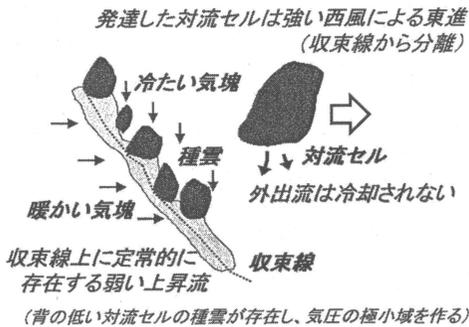
ここでは、梅雨期に集中豪雨をもたらす環境場についてのレビューを第2節で、研究で用いた数値モデルの説明を第3節で行う。集中豪雨の例として1998年8月4日に新潟地方に数時間停滞することにより豪雨をもたらしたメソ対流系（詳細についてはKato and Goda, 2001とKato, 2001を参照）について第4節で、東海豪雨についての再現実験の結果については第5節で述べる。

* 気象研究所予報研究部。

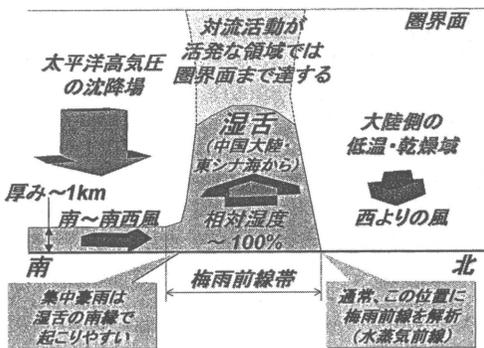
© 2002 日本気象学会



第1図 冷気外流出をとまうバックビルディング型の維持システムの例。



第2図 準定常的な収束帯上に繰り返し降水セルが発生し上空の風に流されるバックビルディング型の維持システムの例。



第3図 西日本で見られる梅雨前線帯の南北方向の鉛直構造。

2. 集中豪雨をもたらす環境場

最初に、集中豪雨を発生させる環境場を見てみよう。西日本で見られる梅雨前線帯の南北方向に見た鉛直構造を第3図に示す。中国大陸から西日本にのびる湿舌の範囲が梅雨前線帯に対応する。その梅雨前線帯下層へ南から湿った暖かい気塊が供給されていて、その鉛直の厚みは高々1 km程度である。その上空は太平洋

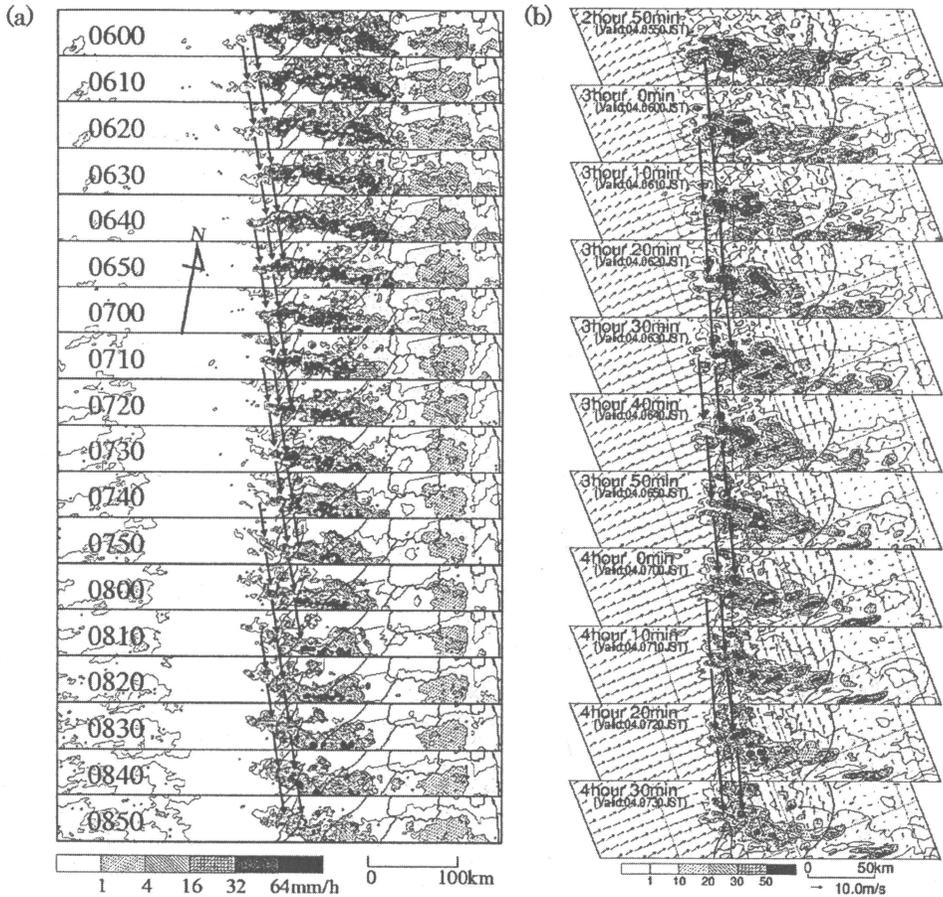
高気圧の沈降場で乾燥していて、対流不安定な成層となっている。ただ、下層の高比湿気塊を凝結高度および自由対流高度まで持ち上げてくれる外的要因がないために顕著な対流は発生しない。梅雨前線帯の北側には大陸側の低温・乾燥域が広がり、西よりの風が支配している。通常、梅雨前線帯の北縁に梅雨前線が解析される。この前線の南北では温度差が小さく比湿の差が大きいので、西日本で見られる梅雨前線是水蒸気前線とも言われる (Matsumoto *et al.*, 1971)。

次に、豪雨の発生要因を考えてみよう。南側下層から梅雨前線帯に流入する気塊の比湿(相当温位)が大きくなればなるほど凝結高度および自由対流高度も低くなり、集中豪雨が発生するポテンシャルは大きくなる。そのような気塊が梅雨前線帯に流入すると、そこにあるわずかな上昇流でも対流が発生するため、対流が梅雨前線帯の南縁で組織化され集中豪雨に結びつく場合がある。組織化されたメソ対流系の雲底高度は低く、さらに、雲底下もほぼ飽和しているために雨滴の蒸発はほとんど起こらない。そのため、水蒸気の凝結による潜熱の放出(非断熱加熱)でメソ対流系の下層に低圧部が作られる。その低圧部に向かって風の加速が起こり、梅雨前線帯の南北方向にあるわずかな温度傾度を強化し顕著な前線が前線帯の南縁に形成される。そのような場合、その前線を梅雨前線と解析するようである。通常、梅雨前線は梅雨前線帯の北縁に解析されているので(第3図)、前線が突然南方向に数100 km 飛んだかのようになる。また、南よりの風が加速されることによりメソ対流系に流入する水蒸気量が大きくなり、豪雨の強化・維持につながる。

上で述べたように梅雨期の環境下では雨滴の蒸発の影響は小さく、豪雨にともなう冷気外流出はあまり見られない。そのため、第1図で示したようなバックビルディング型の維持システムは考えにくい。また、線状の降雨域は海上からのびていることが多く、山岳の影響も少ないと考えられる。よって、梅雨期に発生する豪雨に見られるバックビルディング型の維持システムの多くは、梅雨前線帯の南側で形成した前線を準定常的な収束線だと考えると、第2図で示したようなものであると考えるのが妥当であろう。

3. 数値モデル

集中豪雨の再現に用いた数値モデルは、気象研究所の非静力学メソスケールモデル MRI-NHM で、完全圧縮系のものである。音波の扱いについては水平・鉛



第4図 (a) 1998年8月4日06時00分から08時50分までの気象庁現業用レーダーによる新潟付近の降水強度分布の時系列. 矢印は降水セルの移動を表す. (b) 2 km-NHM での再現結果. ベクトルは地上付近の水平風を表す.

直ともに陰解法とした. 降水スキームとしては氷晶まで含む微物理過程(雲水, 雨水, 雲氷, 雪, あられを直接予報)を利用した. 水平分解能は5 kmと2 kmのものを用いた. 5 km分解能モデル(5 km-NHM)の初期値・境界値は気象庁で現業に用いられている20 km分解能の領域モデルRSMの予想値を, 2 km分解能モデル(2 km-NHM)については5 km-NHMの予報値を内挿して与えた. 2 km-NHMについては移流による差分誤差が大きいために風上値による移流補正スキーム(Kato, 1998)を用いた.

集中豪雨をもたらすような発達した積乱雲の水平スケールは10 km以上あるので, 2 km分解能のモデルを用いることでそのような積乱雲を解像することができる. メソスケールの降水セルの動きや構造を解析することができる.

4. 新潟豪雨(1998年8月4日)

4.1 新潟豪雨の概要と発生過程

1998年8月4日深夜から昼頃にかけて新潟地方で発生した豪雨は新潟市で1時間降水量97 mmを観測し, 各地で日降水量が200 mmを超え, 県内1万5千強の市帯で床上・床下浸水があった.

500 hPaの高度場を見ても, 上層の谷の通過は認められず, また, 西方からの低気圧の東進も見られない. 気象庁の領域客観解析をみると, 豪雨は弱い収束が存在する梅雨前線帯上で南西方向からの下層の湿った気塊および中層の乾いた気塊の流入で対流不安定が強化されることにより発生したことが分かる(図には示さない).

4.2 メソ対流系の維持機構

気象庁現業用レーダーのデータを見ると, 午前6時

頃から2-3時間、佐渡島の西方から新潟市付近にかけて西北西—東南東の走向を持つ線状の降雨域がほぼ同じ位置に存在していた(第4図a)。より詳しく見ると、降水セルが風上で繰り返し発生し、バックビルディング型の維持機構により降雨域が停滞していたことが分かる。このバックビルディング型の維持機構を2 km-NHM でうまく再現することに成功した(第4図b)。雨滴の蒸発が効かないため雲底付近の気圧が下がり、下層の風速が 5 m s^{-1} 以上加速されたことと、梅雨前線帯で下層収束がほとんどない北西側の領域に流れ込んだ高比湿気塊に対し対流活動で作られた低圧部の方向に気圧傾度力が働き、その気塊が北西側から遅れて降雨領域に流れ込んだことが水蒸気を長期間かつ大量に降雨領域へ供給し、豪雨を維持させたと考えられる。

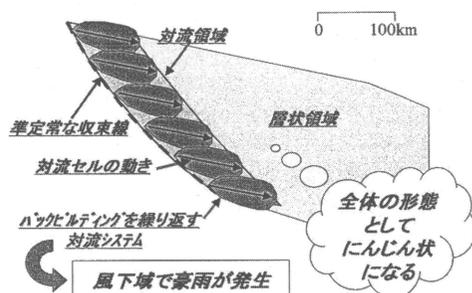
4.3 メソ対流系の停滞メカニズム

降雨域が同じ場所に停滞することで豪雨を発生させるのだが、バックビルディング型の維持機構だけでは降雨域の停滞を説明することができない。すなわち、降水セルが風上で発生したとしても、発生する位置・間隔によっては降雨域も風下に移動してしまうことが考えられる。よって、降雨域が停滞するには下層での風の収束線が移動しない必要がある。通常、この停滞は下層にある準定常状態にある顕著な冷氣プールによって説明される。

新潟豪雨のケースではどうだったのであろうか。豪雨をもたらしたメソ対流系は第4図での時間以前にさらに佐渡島西方海上50 km 付近で発生した。その位置で停滞するのではなく、当初 10 m s^{-1} 程度の速度で東進していた。対流活動により生じる下層収束は活動が活発になるに従って強くなり、発生から2~3時間後、第4図の位置でメソ対流系は停滞した。この下層収束の強化により、収束線北側の下層風のメソ対流系に平行な成分の風速が非常に弱くなった(第4図b)。

停滞状態に達したときの下層の収束線を挟む両側の温度差はわずか1度程度であり、非常に弱いものであった。また、収束線北側の冷氣層の厚さも200 m 程度とかなり薄く、温度差と冷氣層の厚さから見積もることができる重力流による冷氣域の広がる速度は非常に遅い($2\sim 3 \text{ m s}^{-1}$)。

また、このケースでは西南西方向から下層に流入してくる気塊の比湿はかなり高く、そのため凝結高度も100~200 m とかなり低い。このことは冷氣層の厚さが薄くても凝結高度・自由対流高度に達しえることを意味する。すなわち、収束線を挟む温度差が小さくても、



第5図 線状の降雨域の構造。

下層の気塊は上昇して潜熱を放出することにより収束線東側の冷氣層の上を昇り続け、自由対流高度に達することができる。以上から、収束線北側の弱い冷氣層が収束線の動きを止め、その収束線に高比湿気塊が流入したことによりメソ対流系が停滞したと考えられる。

収束線北側の冷氣層は、雨滴の蒸発による冷却ではなく、西南西方向から下層に流入してくる気塊の温度が高かったため相対的に温度が低くなったために形成された。

4.4 線状の降雨域の内部構造

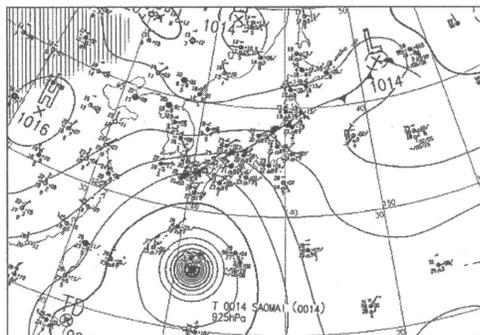
1つの降水セルが誕生し、発達・衰退する時間スケールはスーパーセルといった特異なものを除いて1時間程度である。また、降水セルの移動はおおよそ下層風と中層風のベクトル和になり、新潟豪雨のケースでは東方に約 $10\sim 15 \text{ m s}^{-1}$ であった。そうすると降水セルの一生で移動する距離は50 km 程度となり200 km を越える降雨域を1つのバックビルディング型の維持機構だけでは説明することができない。

2 km-NHM の結果を詳しく見ると第5図で示したような線状降雨域の構造が解析できた。降水セルの発生は降雨域西方の先端だけでなく、準定常的な収束線の複数の位置で起こり、バックビルディングによる降水セルの発生が繰り返されていた。そういった複数の対流システムが200 km を越える線状の対流領域を形成していた。上層雲は風に流され層状領域を形成し、全体の形態としては衛星画像から確認できるようににんじん状になっていた。

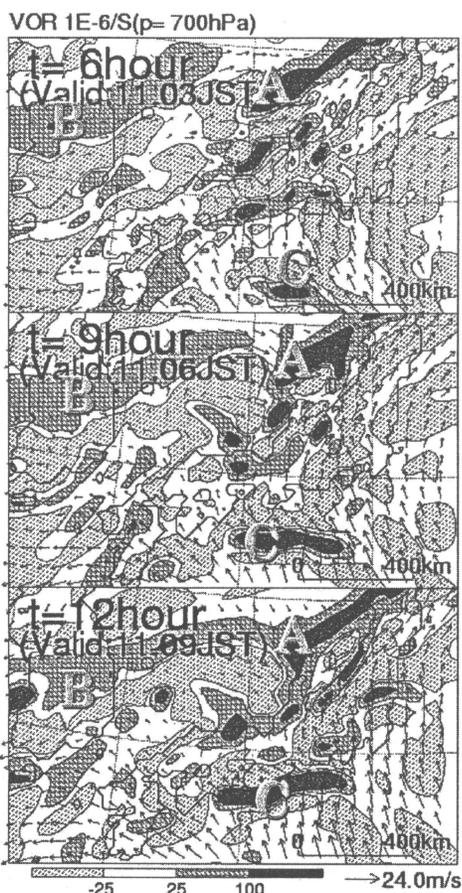
5. 東海豪雨(2000年9月11-12日)

5.1 東海豪雨を発生させた環境場

最初に、東海豪雨を発生させた環境場を見てみよう。第6図に当日9時の地上天気図を示す。秋雨前線は東



第6図 2000年9月11日09時の地上天気図。



第7図 RSMで予想された豪雨発生前(2000年9月11日3, 6, 9時の700 hPa面の渦度分布と水平風ベクトル)。

北地方を横切って、日本海沿岸に解析されている。地上温位・相当温位の南北傾度からその位置は妥当であると思われる(図には示さない)。また、東海地方は台

風の縁辺の南東風が卓越している場となっており、その南西風は海上から豊富な水蒸気をもたらしていた。しかし、前線は日本海沿岸に存在するので、南西風によりもたらされる豊富な水蒸気は日本海側に存在する前線を強化し、そこに豪雨をもたらすのではないかと想像し得る。

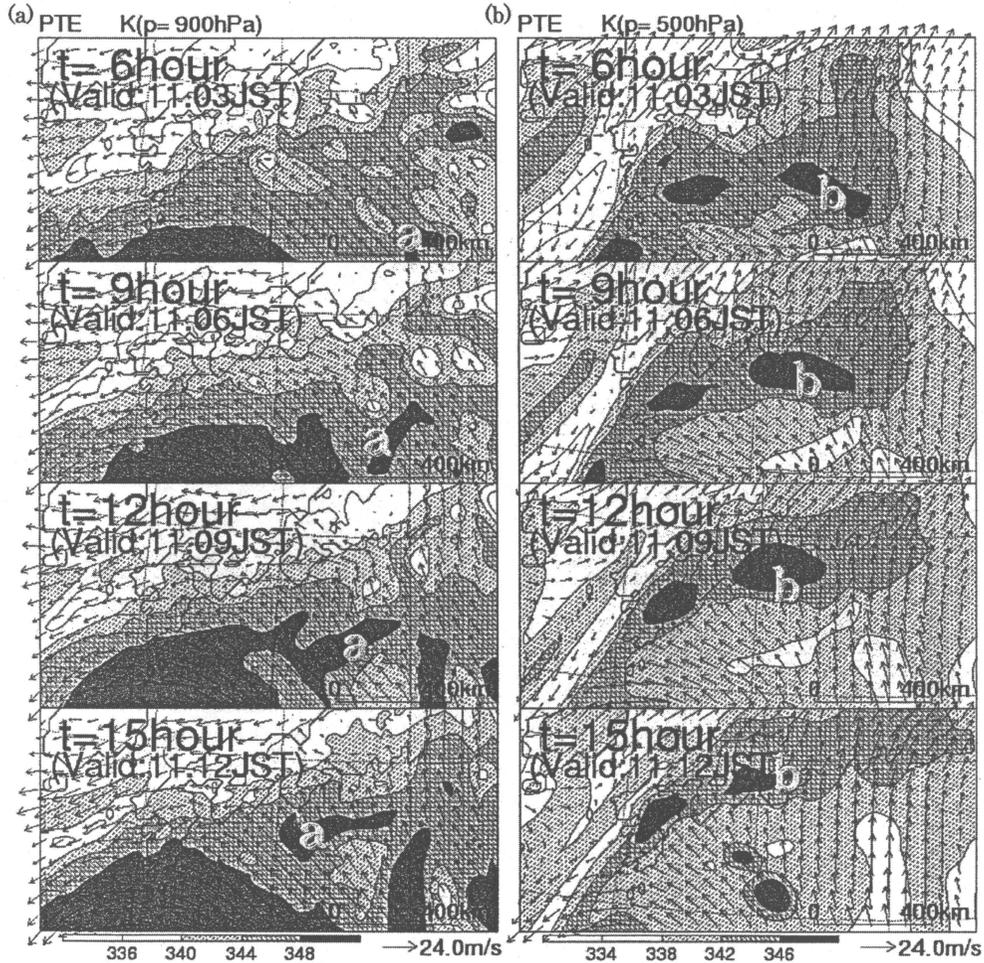
ここで、第3図に示した梅雨前線帯の南北鉛直構造を思い出して欲しい。季節的に、中国大陸からのびる湿舌は存在しないが、日本列島上に湿った領域があれば梅雨期と同様な鉛直構造が存在したことになる。高層天気図をみると確かに、湿った領域が日本列島上に解析されている(第8図b参照)。梅雨期での豪雨と同じだとすると、豊富な水蒸気が南からもたらされていたことからその領域の南縁(太平洋沿岸)で豪雨が引き起こされたと考えられる。

次に、渦度移流の観点から擾乱の発生を考えてみよう。第7図にRSMで予想された豪雨発生前(3, 6, 9時)の700 hPa面の渦度分布を示す。A, B, Cで示した3つの顕著な正渦度領域がある。強い正渦度(低気圧循環)の存在する領域は上昇流を伴うと考えられ、擾乱が発生・発達しやすい。Aは第6図で解析されている秋雨前線に伴うもので、日本海沿岸にほぼ停滞している。Bは上層の谷に伴うもので、水平スケールは500 kmを越え、朝鮮半島付近を東南東進している。しかし、東海豪雨発生時においても、まだ日本列島に達しておらず、豪雨発生に直接関係したとは考えられない。Cは台風の縁辺を北北西方向に進んできたもので、水平スケールは400 km程度だがかなり強い渦度を伴っている。その後、東海地方に達するとそこでしばらく停滞した。以上から、東海豪雨の発生にはCで示したメソスケールの正渦度の東海地方への流入が深く関与していると考えられる。

5.2 東海豪雨の発生要因

秋雨前線の南側が梅雨期の湿舌のように湿っていたことと、台風の縁辺を南南東から流入してきたメソスケールの正渦度が豪雨発生に関与していたと述べてきた。ここでは、豪雨発生の要因となる下層の高比湿気塊がどのように流入してきたか、日本列島上にどのようにして湿った領域が生成されたかを相当温位の分布から調べ、豪雨発生の要因を考察してみる。

RSMが予想した900 hPaと500 hPa面の相当温位の分布図を第8図に示す。第7図のCの正渦度領域と第8図bのbで示した500 hPa面の高相当温位領域とがほぼ一致することが分かる。この一致は、正渦度領



第8図 2000年9月11日3, 6, 9, 12時のRSMで予想された(a)900hPaと(b)500hPa面の相当温位の分布と水平風ベクトル。

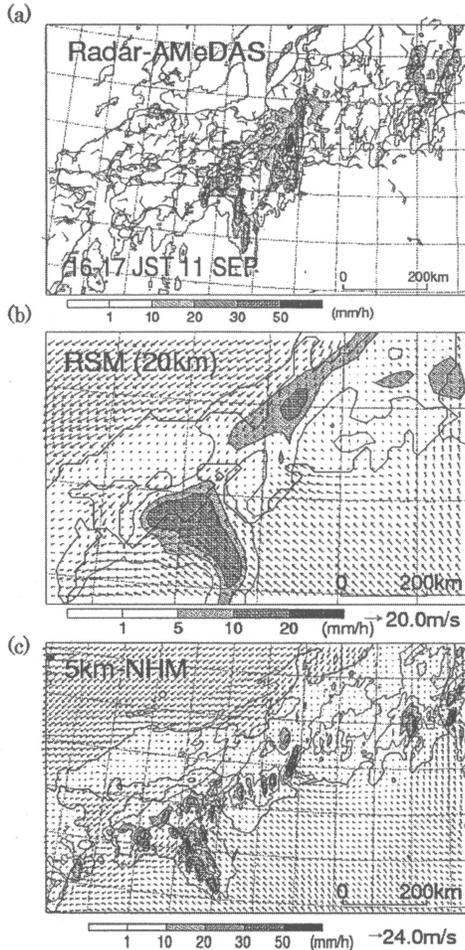
域にともなう上昇流が下層の高相当温位(水蒸気)を上層に運んだためだと考えられる。この領域の日本列島への流入が秋雨前線の南側に梅雨期の湿舌のような状態を作り出したと考えられる。

第8図bのb領域に遅れて、第8図aのaで示した900hPa面の高相当温位領域が東海地方へ向かって移動している。この領域がメソスケールの正温度領域が存在していた東海地方に達した時点(14時頃)で豪雨が発生したと考えられる。この高相当温位領域がどのように作られたかは海上のためよく分からない。ただ、台風の縁辺を移動してきたことから台風のアウトバウンドでの対流活動によって生じたものではないと思われる。

5.3 数値モデルによる再現実験

東海地方に線状の降雨域が形成された後の16時から17時にかけての1時間におけるレーダーアメダス解析雨量分布を第9図aに示す。強い降雨域は東海地方以外に、紀伊半島から紀伊水道にかけての領域と関東地方にも見られる。地上天気図に解析されていた日本海沿岸に停滞していた秋雨前線に対応する降雨は層状性降雨のためかあまり強いものではない。

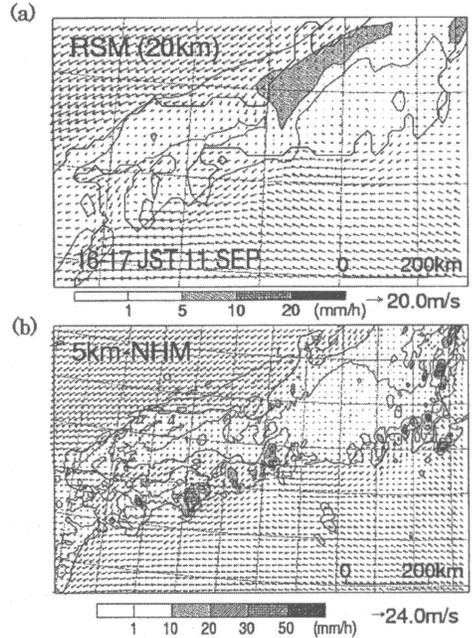
第9図bにRSMで予想された同時刻の1時間降水量分布を示す。顕著な降雨域は北陸地方を中心とした日本海沿岸と四国南東部から南東方向にのびる領域に予想されている。東海地方には 5 mm h^{-1} 程度の弱い降水を予想しているだけである。RSMの予想がうまく



第9図 2000年9月11日16-17時(1時間)の
(a) レーダーアメダス解析雨量とアメダス地上風, (b) RSMと (c) 5 km-NHM で予想された降水量と水平風ベクトル。

いかなかったのは、第3図で示したような湿潤域の南縁で対流を発達させることができず、南東から流入した下層の高比湿気塊は日本海側の秋雨前線まで達し、そこに強い降雨域を形成させたためである。

5 km-NHM が予想した1時間降水量分布を第9図cに示す。初期値は表示した時間から7時間前のRSMの予想値を内挿して与えているのだが、5 km-NHMの予想結果はRSMのものとかなり異なり、観測結果とよい一致を示している。予想された日本海沿岸の降雨は観測同様に弱く、紀伊水道や関東地方の強い降水域もよく再現している。ただし、和歌山県沖の降雨域



第10図 (a) 第9図bと同じ。ただし、紀伊半島の地形を除去。(b) 第9図cと同じ。ただし、紀伊半島の地形を除去。

はRSMの予想結果に引きずられている。東海地方については、5 km-NHMの予想結果は降水強度で見るとよく一致しているが、観測では200 kmを越える線状の降雨域が存在する一方、予想では100 km程度にすぎない。

どうしてRSMと5 km-NHMで予想された降水分布にこれほどの差が生じるのだろうか。両モデルの違いはRSMが静力学平衡(鉛直流を予想しないで、連続の式から判断)を用いている以上に、利用している降水スキームに見ることができる。5 km-NHMは第3節に述べたように雲を解像できうる微物理過程を用いている一方、RSMは豪雨をもたらす積雲対流(対流性降雨)についてはパラメタライズしている。この対流性降雨についての扱いがRSMではうまくいっていないと思われる。

5.4 線状の降雨域形成に対する地形の影響

東海豪雨をもたらした線状の降雨域の南端は志摩半島の少し南側の海上にあった。その位置では、直接、湿った気塊が山岳に当たって上昇気流を作り降水セルを形成するようなことはない。しかし、西側には標高1500 m級の紀伊山地が存在しているで、その地形が降

水セル形成に少なからず影響しているのではないかと考えられる。そこで、紀伊山地（北緯34.6度以南）の地形をモデルから除去した実験を行ってみた。5 km-NHM だけで紀伊山地の地形を除去しただけでは初期値に含まれる地形の影響が残ることが危惧されるので、RSM から紀伊半島の地形を除去し海面として実行した。

第10図に紀伊半島の地形を除去した RSM と 5 km-NHM の予想結果を示す。RSM の予想結果は四国沖の降雨域が消滅した以外はほぼ同じ結果となった。5 km-NHM の結果でも四国沖の降雨域は予想されており、四国沖の降雨域は紀伊半島の地形が強く影響していたと考えられる。さらに、5 km-NHM では紀伊水道周辺の降雨がかなり弱く予想されており、この降雨についても地峡の影響を強く受けていると考えられる。東海地方に着目してみると、線状の降雨域は全く予想されており、降雨域は地形を除去しなかった北緯34.6度以北の鈴鹿山地付近にのみ見られる。このことから、紀伊半島の地形が東海豪雨もたらせた線状の降雨域形成に強く関与していると考えられる。

以上から、山岳により地峡部分に収束が起こり、その位置が正過度場による上昇流域に当たっていたことと高比湿気塊の流入がともなったことが東海豪雨を発生させた結論付けられる。

5. まとめ

線状構造を持つメソ対流系の形成・維持については、米国中部では下層が乾燥していることで雨滴の蒸発による冷気プール形成が寄与しているとされている。しかし、特に梅雨期の日本の場合については、下層が湿っていて雲底高度が低く、雨滴の蒸発はあまり影響しない。特に、集中豪雨を発生させるような高比湿気塊が流入するケースなどでは雲底高度は200 m 程度とかなり低い。集中豪雨を発生させる要因としては、もちろん下層への高比湿気塊の流入は必要だが、さらに不安定を解消させるための総観場の収束（例えば、停滞している梅雨前線）の存在が重要である。東海豪雨のようにメソスケールの正過度領域の流入にとまないと、下層収束が形成されるケースなどもある。今回述べたケースはさらに地形（地峡）の影響を強く受けている。他にも、総観場の収束域の中に地形があると有効に不安定が解消される事例が報告されている（Yoshizaki *et al.*, 2000）。

もう一つ、重要なこととして集中豪雨は停滞前線の

100~200 km 南方で発生することがある。このことは、停滞前線付近が第3図で示したような成層構造になっているため、南方から高比湿気塊が流入してくると、その気塊は前線まで達しないのでその前線の南側に存在する湿った領域で活発な対流活動を引き起こし、豪雨を発生させることがあるためである。この場合の多くは、晴天の霹靂であるがごとく、不意打ちをくらうことになるので防災上特に注意する必要がある。

以上述べたように、非静力学メソスケールモデルの初期値として総観場の収束や下層の高比湿気塊が実際と比べても、もっともらしく与えられれば、集中豪雨を予想できる可能性はかなり大きい。しかし、初期値の解析に用いられる観測データは衛星データを除いてほぼ陸上に限られる。下層の高比湿気塊は海上で作られ、さらに多くのケースではメソ対流系は海上で形成するので、もっともらしい初期値を現状の手段で作出すことはかなり困難である。今後、的確に集中豪雨を予想するためにも多様な衛星データ利用や4次元データ同化の手法の導入が望まれるところである。

参考文献

- 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.
- Fovell, R. G. and Y. Ogura, 1988: Numerical simulation of midlatitude squall line in two-dimensions, *J. Atmos. Sci.*, **65**, 215-248.
- Kato, T., 1998: Numerical simulation of a band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 97-128.
- Kato, T., 2002: Stagnancy mechanism of a band-shaped mesoscale convective system inducing a heavy rainfall during the Baiu season, submitted to *J. Meteor. Soc. Japan*.
- Kato, T. and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 899-924.
- Matsumoto, S, K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic feature of Baiu front associated with heavy rainfall, *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 267-281.
- 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.
- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y.

Shoji, H. Seko, K. Arai, K. Manabe and X-BAIU-98 Observation Group, 2000: Structures and formation mechanisms of an orographic rainband extending

ing northeastward from Nagasaki Peninsula observed on western Kyushu in the Baiu season on 1998, J. Meteor. Soc. Japan, 78, 835-856.

1052:407 (東海豪雨災害; 都市水害; 豪雨)

4. 東海豪雨災害と新たな防災課題

河田 恵 昭*

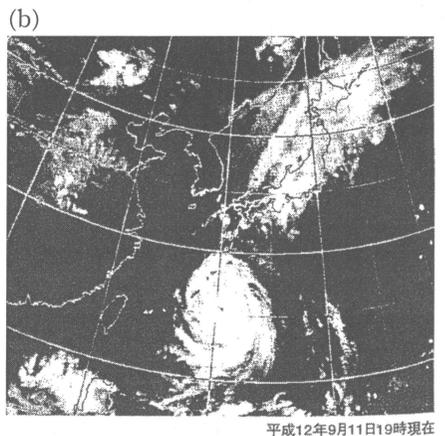
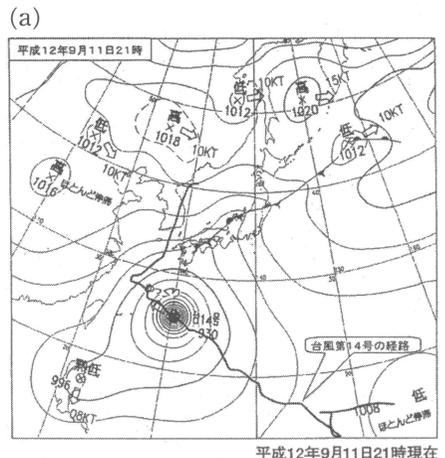
1. まえがき

2000年9月11日から12日にかけて東海地方を襲った集中豪雨は、愛知県を中心とした地域に大きな被害をもたらした。とくに、名古屋市北部を庄内川に沿って流れる二級河川新川では、河口から16 km 上流地点の名古屋市西区あしわら町では、左岸堤防が100 m にわたり破堤した。また、他の区域においてもポンプの排水能力を上回る雨水流出により内水氾濫が発生し、新川流域では氾濫面積19 km²に及ぶ深刻な浸水被害を出した。また、名古屋市内でも市域の37%が1時間の降雨強度93 mm の豪雨によって浸水した。この水害によって、愛知県では約60万人の住民に避難勧告が発令された。事業所の浸水被害を加えると約8,500億円に及ぶ甚大な被害となり、深刻な傷跡を残した。

2. 降雨の概要

9月3日にマリアナ諸島付近で発生した台風14号は、12日3時には那覇市の東南東にあり、935 hPa と非常に強い勢力を保ちながらゆっくりとした速度で西に進んだ。一方、第1図の天気図やひまわりの画像からわかるように、本州には秋雨前線が停滞し、この前線に向かって台風から暖かく湿った空気が多量に流れ込み、東海地方の大気の状態は非常に不安定になった。このため、庄内川・新川流域では、11日未明から記録的な豪雨となり、名古屋地方気象台は、11日19:00に

* 京都大学防災研究所巨大災害研究センター



第1図 台風と秋雨前線を示す天気図 (a) とひまわりの画像 (b)。