

第24回「メソ気象研究会」の報告

—集中豪雨のメカニズム・予測可能性に迫る—

コンピーナー：加藤輝之 (気象研究所予報研究部)

1. はじめに

加藤輝之 (気象研究所予報研究部)

2004年は静岡県で発生した豪雨(6/30)から始まり、新潟・福島豪雨(7/13)、福井豪雨(7/18)、四国での豪雨(8/1, 8/19)と豪雨災害が立て続けに発生し、世間での関心も非常に強い。そういった背景のもと、日本気象学会秋季大会前日の2004年10月5日(火)に福岡市九州大学国際研究交流プラザで「集中豪雨のメカニズム・予測可能性に迫る」をテーマにメソ気象研究会を開催した。参加者は100名を超えた。

集中豪雨は台風の直接的なものを除き、ほとんどが線状の降水帯によりもたらされる。ある場所では時間100 mmに近い降水量が観測されても、そこから20~30 km離れた場所では降水が観測されない場合がある。そのような場合、集中豪雨があったからと言っても100 km格子で平均してより大きなスケールで見ると、時間降水量は10 mm程度にしかならない。このように文字通り、集中豪雨はある場所に降水が集中・局在化した結果である。それでは、そのような線状の降水帯がどのような環境下で発生し、どのような構造をしているのだろうか。

集中豪雨を引き起こす正体は積乱雲そのものである。そのことから集中豪雨を数値モデルで再現するためには、その積乱雲を取り扱うことができるモデルと分解能が必要である。そのようなモデルとして昨今、雲解像非静力学モデルが用いられてきている。ところで、現在そのモデルを用いて、どの程度集中豪雨が予測可能であるのだろうか。

豪雨を引き起こす湿潤対流の発生・発達条件として、大気状態を鉛直方向に捉えることにより2つの不安定度が考えられる(第1図)。1つは潜在不安定で、

ある高度の気塊を乾燥断熱線に沿って凝結する高度(持ち上げ凝結高度)まで持ち上げ、その後湿潤断熱線で持ち上げた時、その気温が持ち上げた高度の気温より高い場合を意味する。すなわち、潜在不安定な状態では自由対流高度が必ず存在することになる。もう1つは対流不安定で、上下2層間の気塊が持つ全エネルギー(内部エネルギー+位置エネルギー+潜熱エネルギー)を表す相当温位で見た時、上層より下層の方が大きい場合を意味する。この2つの不安定の大きな違いは、上層の気塊の水蒸気量を考慮しているかしていないかである。

豪雨の発生・維持を考える時、潜在不安定や対流不安定で評価しようとするが、その不安定度は通常、高層ゾンデデータなどを用いて鉛直1次元で見積もっている。しかし、不安定度を見積もった位置(例えば、ゾンデの観測点)と豪雨が発生した位置とのずれに問題はないのだろうか。すなわち、風の場合は通常、高度とともに風向きが異なっているため、豪雨は下層収束がある場所(例えば、停滞している梅雨前線上)の下層と中層に異なる方向から流入する状態の異なる気塊によって発生する。このことから、潜在不安定・対流不安定と豪雨の発生・維持との関係を見直す必要があるのではないだろうか。

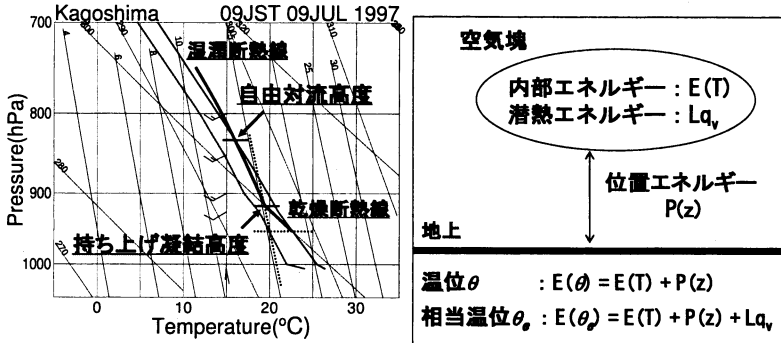
対流が発生する場合、持ち上げ凝結高度や自由対流高度は低いので、その程度の高度差においては風向の変化はほとんどないものだと考えてもいい。潜在不安定の程度を表すCAPEについてはそれを求めるためにかなり高い高度の情報が必要となる場合があるので、下層と上空の風向きが異なると有益な指標にはならない。一方、対流不安定については、下層と中層の大気状態としてそれぞれの層に通常、異なった方向から流入してくる気塊で評価してやる必要がある。すなわち、一般的には、豪雨の発生・維持を考える上で有

潜在不安定の概念

湿潤対流が発生するためには自由対流高度の存在が必要で、その高度が低いほど発生しやすい

対流不安定の概念

湿潤対流が発達するためには対流不安定度が強いことが条件



よって形成されていた。中でも乾燥貫入が本事例では顕著であり、地上の寒冷前線を追い越して暖域上空まで侵入して低気圧中心から南側にかけて広く対流不安定領域を形成していた。豪雨発生時の関東地方東部はこの対流不安定領域に位置しており、さらにそれを解消する温暖前線に伴う大規模上昇流と暖域からの高相当温位空気の供給という要素が加わり豪雨の発生しやすい状況であったことが分かる。

益な概念としては持ち上げ凝結高度、自由対流高度、3次元的に考えた対流不安定度で、あまり有益ではないものとしてはCAPEや1次元で考えた潜在不安定・対流不安定であるといえる。

今回のメソ気象研究会では豪雨が発生する環境場や数値モデルによる再現性を中心に、5名の方のお願いして最新の研究内容について講演を行ってもらった。その中で、中層の乾燥気塊の流入が豪雨発生 of キーポイントとなった。また、集中豪雨を予測するための問題点については総合討論で議論された。

上述のような豪雨の発生しやすい環境にあった房総半島上には低気圧の接近時に強い水平温度勾配を伴うシアラインに沿って南西から北東に延びるレインバンドが形成され、数時間にわたり停滞した。このレインバンドは梅雨期に集中豪雨をもたらすことで知られるバックビルディング型の特徴を示しており、レインバンドの南端で発生した積乱雲が発達しながらレインバンド上を次々と北東に移動し大雨をもたらした。このレインバンドの維持強化にはレインバンドの南東側での収束による低気圧の暖域からの高相当温位空気の供給が重要であった。

2. 1999年10月27日佐原豪雨

金井秀元 (東京大学海洋研究所)

1999年10月27日、本州南岸を通過した低気圧に伴って関東地方東部では激しい降水をもたらされた。中でも千葉県佐原ではアメダス観測史上1位タイとなる153 mmの1時間降水量が記録された。集中豪雨といえば梅雨期を中心とする暖候期に発生するものがほとんどであるが、なぜこの時期にこのような激しい降水をもたらされたのであろうか。

この大雨をもたらした低気圧は東シナ海で発生し急激に発達しながら本州南岸を進んだが、その発達期から最盛期にかけて見られた特徴としてコマ状の非対称な雲域が挙げられる。このような雲域は暖域内から温暖前線面に沿って上昇し低気圧前面の雲域を形成する温暖コンペヤーベルトと低気圧後面から下降し後面の晴天域を形成する乾燥貫入の2つの大きな流れに

3. 2003年7月19日九州北部豪雨の降水システムについての考察

松本 積 (福岡管区気象台)

2003年7月19日の早朝、九州西岸から東岸まで100 km 超の線状降水システムが形成され、福岡県を中心に大雨が発生して土石流や河川の氾濫など大きな被害をもたらした。

各種の観測資料を用いた解析では、九州北岸付近では大気下層から上層にかけては風の鉛直シアが小さく、約25 m s⁻¹のほぼ様な南西風であり、下層では湿潤な流れであった。ここでは、その風の流れを帯状流と呼ぶことにする。さらに、高さ2000 m 以下の下層ではこの帯状流に向かって九州中部以南からさらに湿潤な南南西流が広い範囲に流れ込んでいた。両者の合流により広い範囲で上昇流が形成された中で、帯状流の中上層には北西側から乾燥気塊が流れ込み、対流不安

定の増大により帯状流の南端に積乱雲が多く発生した。発生した積乱雲は発達しながら帯状流により流され線状降水システムを形成、最盛期に達した降水セルが数多く通過した地域では大雨となった。その後、南南西流の弱まりとほぼ同タイミングで線状降水システムが風上側から消滅し始めていることから、南南西の湿潤気流が降水システム形成に不可欠であったことがうかがえる。

水平分解能10 kmのNHMでは、実際よりも数10 km北側ではあるが、下層や中層の風の場合を解析に近い形で予想し、下層の合流域には線状の降水システムを表現していることから同様の大雨予測について期待がもてる。その一方で、下層の南南西流の弱まりの予想が線状降水システムの消滅につながっていないことは問題と思われる。

太宰府などに大雨をもたらした積乱雲群の発生地域は一定の場所が推定され、発生のトリガーの1つが九州北部の地形であった可能性が大きい。また、全体的な上昇流形成にも筑紫山地の影響が加わっているであろうし、線状降水システムの北側に広がる地表付近の冷氣域も降水系の強化に関わっている可能性があると思われるが、今回は調査しなかった。

4. 雲解像モデルを用いた水俣豪雨のシミュレーション

坪木和久 (名古屋大学地球水循環研究センター)

梅雨前線付近で発生する豪雨は、梅雨前線に沿って発生するものばかりではなく、その南側で発生するものもある。そのような豪雨の形成原因にも様々なものがあるが、これまでの事例でみられたものとして、甌島や長崎半島の風下にできるライン状の降雨帯はそのひとつの例である。その他に、豪雨が発生するとき、対流圏の中上層に乾燥域が観測されることがある。1988年の九州特別観測 (浅井, 1990) では、降水域の北側の対流圏中層からの乾燥空気の侵入が、下層の冷氣塊を形成し降水を強化していることが示された (Ishihara *et al.*, 1995; Kawashima *et al.*, 1995)。

坪木・浅井 (1995) は、この降水強化が梅雨前線南側でメソフロントの形成とともに起こったことを示した。本研究ではこのような梅雨前線の南側で、上層乾燥空気の侵入に伴って起こる降水強化のプロセスを、雲解像モデルを用いたシミュレーション実験により調べたものである。

ここで注目した事例は2003年7月19日から20日に、

熊本県から鹿児島県で発生した豪雨である。この豪雨は水俣市周辺に6時間で200 mmを越える豪雨をもたらした。このとき梅雨前線は朝鮮半島南岸にあり、豪雨はその南側の大規模場の顕著な擾乱のない領域で発生した。気象庁のレーダー観測では、九州西海上の甌島からのびる降雨帯があり、その北西の海上に形成されたメソ降水システムに伴う強い降水域が九州西岸に侵入した。これらの両方によって強い降水が形成されたと考えられる。

本研究で用いた数値モデルCRESS (Cloud Resolving Storm Simulator) (Tsuboki and Sakakibara, 2002) は雲解像の非静力学モデルで、特に Ver. 2は Ver. 1.4から大幅に改良され、地球シミュレータに最適化された (性能評価で、ベクトル化率99.4%、並列化率99.985%、ピーク性能比33%)。実験は地球シミュレータを用いて水平解像度 2 kmと500 mで行い、計算領域を東シナ海と九州を十分広く含む領域に設定した。初期値には2003年7月19日00 UTCの気象庁領域モデルの予報値を用いた。

シミュレーションにおいてもまず甌島の風下に降雨帯が形成される。初期値から20時間目の降水分布をみると、甌島ラインの他に九州西岸に東西に伸びる強い降雨帯が形成されている。これらは観測によく対応している。この降水帯の北側上空 6 km付近には、相対湿度で20%以下の非常に乾いた領域が存在していた。地上気温の分布は降水帯の北側に冷たい領域があり、下降流と地上発散がある。発散風の南に向かう部分は、南側の南西風と収束を形成し、その結果強い上昇流を形成した。南北方向の鉛直断面では、降水帯のすぐ南で相当温位傾度が大きく、これは降水帯が発達するとともに形成されたメソフロントと考えられる。このメソフロントに沿って、下層収束が強化され、降水強化が起こったと考えられる。この強化された降水は時間と共に甌島の風下に形成された降雨帯と併合し、水俣を中心とする九州西岸に強い降水をもたらした。

5. 2004年新潟・福島豪雨、2004年福井豪雨の発生要因および高解像度非静力学モデルでの予想結果と問題点

加藤輝之 (気象研究所予報研究部)

梅雨期には、梅雨前線帯上で局在化した集中豪雨が多発する。2004年7月13日と18日には新潟・福島と福井地方で集中豪雨が発生し、洪水により多数の家屋が浸水し、多数の死者が出た。両ケースとも、長さ100 km

を越える線状のメソ対流系が12時間以上にわたり停滞し、200 mm を越える降水量が観測された。これらの豪雨は下層の湿った気塊と中層の乾いた気塊が梅雨前線帯に流入し、大気状態を不安定化させたことにより発生した。湿った気塊は太平洋高気圧の縁に沿って海上を移動してきたものであった。その一方、乾燥気塊は中国大陸上での下降流により形成されたものであった。したがって、乾いた気塊は周囲より冷たくはなく、逆にかなり暖かい。また、等温位面渦度 (IPV) 解析を行ったところ、両ケースとも上層の高渦位とは全く無関係であることが分かった。

新潟・福島豪雨に対して、水平分解能10 km の気象庁メソモデル MSM (静力学モデル、非静力学モデル NHM になったのは2004年9月1日以降) は新潟地方に降水域を予想しているが、線状ではなかった。水平分解能1.5 km の NHM (1.5 km-NHM) は線状の降水域の再現に成功した。さらに、水平スケール10 km、時間スケール1時間ほどの積乱雲の発生・発達・衰退の様子をよく再現した。

福井豪雨については、MSM が強い降水を全く予想できておらず、1.5 km-NHM を用いても豪雨を予想することはできなかった。このことは、豪雨の観測された付近に粗い分解能のモデルが強い降水をほとんど予想できていない場合、雲解像モデルを用いても豪雨を再現することができないことを意味している。豪雨を予想できなかった原因はゾンデによる高層観測が行われていない海上での解析の不確かさによると考えられる。このことから、豪雨の再現に失敗したのはその気塊の動きを決める海上の風の解析が良くなかったためではないかと考えられる。Kato *et al.* (2003) が指摘している下層の水蒸気場だけでなく、他の要素を含めた海上での高い解析精度が豪雨を予想するためには必要であることが示唆される。詳細については Kato and Aranami (2005) を参照していただきたい。

6. 気象庁非静力学モデル-3次元同化システム (JNoVA0) で再現した練馬豪雨

瀬古 弘 (気象研究所予報研究部)

1999年7月21日に発生した通称「練馬豪雨」について、成田空港と羽田空港のドップラーレーダの動径風 (Vr) や、国土地理院の GPS 全国連続観測網から得た可降水量 (PWV) と視線水蒸気量 (SWV) を、気象庁メソスケールモデル (MSM) の4次元同化システム (石川, 2002) や気象庁非静力学モデル (JMANHM)

の3次元同化システム (JNoVA0) (三好, 2003) に適用して、豪雨を引き起こした降水系を再現し、降水系の発生・発達のメカニズムを調べた。

まず、同化していない初期値やゾンデなどの通常の観測データを同化した解析値から MSM を時間積分すると、降水系は東北地方に停滞したままであったり、関東山地に小さな降水域が発生するだけで、豪雨の降水系は再現されなかった。Vr と PWV を通常の気象データと一緒に同化させると、下層の湿った気流の収束が再現され、観測された位置に降水域は遅れることなく発達することができた。さらに、高仰角の動径風や SWV を同化すると、降水域がより広がり、水蒸気の鉛直分布もより尤もらしく再現することができた。これらから、豪雨の降水系には下層の湿った気流の収束が重要であり、これらの情報を含む動径風や GPS 水蒸気量は、豪雨の予報を改善させることが分かった。また、高仰角の動径風は、再現した中層風を通じて降水系に影響を与えること、視線水蒸気量を用いると水蒸気の3次元分布が再現されることが示唆された。

MSM で再現された降水強度は観測に比べて弱いため、対流を陽に表現する JMANHM に、Vr と PWV を JNoVA0 を用いて同化した。さらに、JMANHM で表現されている降水域内の湿度と上昇流の関係を用いて、強い上昇域を湿らせると、豪雨をもたらした降水系と同程度の強い対流が、観測と似た分布に発達した。しかし、鉛直流の大きさのみでは対流の発達段階が表現できないため、観測では減衰中であった対流も発達してしまった。発達段階を表現するために、反射強度から求めた雨水や雪を導入し、さらに、降水域内の下降流の湿度も先述と同じ関係に従って与えると、降水強度や分布がより現実になくなり、時間積分を始めて5時間後の20時まで観測と似た時間変化を再現した。これらから、高分解能の JMANHM を用いて降水系の強度と分布を再現するためには、対流スケールの水蒸気分布や発達段階の情報を持つ降水の導入が必要であることが分かった。

これらの再現した豪雨の降水系から、降水系の発生・発達のメカニズムを調べると、降水系は、東京都東部の低圧部に向かう下層の湿った気流の収束によって発生・発達したこと、さらに梅雨前線の南下に伴う北西からの中層の低温な気流の貫入により、降水系の西部分の発達が維持されていたことが分かった。これらの結果は、GPS 可降水量の解析やドップラーレーダのデュアル解析とも矛盾しないものであった。

7. 総合討論

検討事項として、解析値（数値モデルの初期値）の精度、解析値の精度向上に向けてデータ同化手法、事例解析の積み上げを提示した。

集中豪雨を解析するに当たって3次元的に場を評価するには高層ゾンデデータだけでは不十分で、客観解析データに頼るしかないのが現状である。その解析値、特に水蒸気場の精度は豪雨を解析する場合、十分な精度を持っているのだろうか。集中豪雨は、大気下層に大量に水蒸気を含んだ気塊が、大気中層の高度4~5 km付近に乾燥気塊が流入し、大気状態が非常に不安定になることにより引き起こされることが非常に多い。問題はそれぞれの気塊の通り道にある。日本は海に囲まれており、海上では上空の大気状態の直接観測はほとんど行われていない。豪雨を引き起こす気塊は主に海上を通過してくる。すなわち、海上での観測が不十分なためにどうしても大気状態をしっかりと把握することができないのが現状であり、解析値は必ずしも信用できるものではない。

それでは、海上における解析値の精度向上に向けてどのような方法があるのだろうか。1つは衛星などで測定されるリモートセンシングデータの同化である。しかし、これらのデータを有益に活用するためには直接観測のデータ（例えば、高層ゾンデデータや飛行機による観測データ）ができれば欲しい。すなわち、海上での新たな観測方法を考えていく必要があると思われる。

近年、集中豪雨が多発しているように思われるし、温暖化により集中豪雨が増えるだろうという研究成果も発表されている。こういった中、雲解像モデルを用いた事例解析を積み上げることにより、集中豪雨の発生・維持機構の更なる解明や解析値の問題点を指摘していくことが必要であろう。

謝辞

今回のメソ気象研究会を開催するに当たって、会場

の予約・準備・運営をしていただいた九州大学の川野哲也氏をはじめ、その学生達に感謝します。

参考文献

- 浅井富雄, 1990: 集中豪雨のメカニズムと予測に関する研究, 科学研究費補助金研究成果報告書, 458pp.
- Ishihara, M., Y. Fujiyoshi, A. Tabata, H. Sakakibara, K. Akaeda and H. Okamura, 1995: Dual Doppler radar analysis of an intense mesoscale rainband generated along the Baiu front in 1998, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 139-163.
- 石川宜広, 2002: メソ4次元変分法, 数値予報課報告別冊, **48**, 37-47.
- Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato and X-BAIU-01 observation group, 2003: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01—Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations—, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 993-1013.
- Kato, T. and K. Aranami, 2005: Formation factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a cloud-resolving model, *SOLA*, **1**, 1-4 DOI. 10. 215/sola. 2005-001.
- Kawashima, M., K. Tsuboki and T. Asai, 1995: Maintenance mechanism and thermodynamic structure of a Baiu frontal rainband retrieved from dual Doppler radar observations, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 717-735.
- 三好建正, 2003: 3次元変分法 (JNoVA0) の開発, 数値予報課報告別冊, **49**, 148-155.
- Tsuboki, K. and A. Sakakibara, 2002: Large-scale parallel computing of Cloud Resolving Storm Simulator, *High Performance Computing*, Springer, H. P. Zima *et al.* Eds, 243-259.
- 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, 日本気象学会秋季大会予稿集, **68**, A155.