



お天気の見方・楽しみ方 (6)

謎に満ちた不意打ち集中豪雨—2004年6月30日静岡豪雨の場合 (その2)

小倉 義光*・新野 宏*

4. 解決すべき諸問題

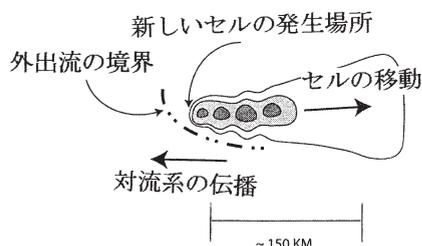
そこで問題は、何故第8図(「天気」53巻第9号719頁)に示した位置にBB型の雲が出来て、しかもそこに停滞したかである。

小倉(1991)は1980年代にわが国で起こった顕著な集中豪雨13例について調べ、その殆ど総てがBB型の線状メソ対流系によってもたらされたことを示した。さらにもう1つ、指摘された重要な点は、米国中西部でのBB型と日本の梅雨期でのそれとの違いである。米国中西部の対流雲では雲底が高く、従ってBB型の対流系の下層には厚く冷気が溜まり、そこからの冷気外出流が流入してくる一般場の風と衝突して新しい対流セルを発生させる(第9図)。これの繰り返しでBB型が形成される。これに反して、日本の梅雨期では空気が湿っているので雲底高度は低く、冷気外出流は弱い、あるいは殆どない。従って、日本では冷気外出流以外に、BB型の雲の先端で新しい対流セルが次々と発生するメカニズムを考える必要がある。ただし、日本でも関東地方の夏の雷雨については、冷気外出流が雷雨の発達や見かけ上の移動に大きな役割をしていることが指摘されている(小倉ほか, 2002)。

このような観点から、Watanabe and Ogura (1987)は1983年7月23日に起こったBB型の島根豪雨を調べ、簡単な数値モデルの結果から、地形の影響で一般風が変形を受け、島根県の西方海上に収束域ができ、そこで新しいセルが発生するとした。しかし、そのような変形された風系は、まだ実測で確認されていない。

* Yoshimitsu OGURA, Hiroshi NIINO, 東京大学海洋研究所。

バックビルディング/準定常型 (BB)



第9図 レーダーで見たバックビルディング(BB)/準定常型レインバンドの模式図(Schumacher and Johnson, 2005). 外出流境界(outflow boundary)は冷気外出流の先端を表し、多くのBB型メソ対流系で見られる。図の下端に示した距離のスケールは近似的なもので、与えられた時刻に存在する成熟期の対流セルの数などによって大きく違うことがある。

一方、梅雨前線に沿うBB型の豪雨については、Kato and Goda (2001)は1998年8月4日の新潟豪雨についてシミュレーションを行い、その結果に基づいて、梅雨前線の一部で対流活動がある程度継続すると、下層に収束ができ、そこで新しいセルが発生してBB型の豪雨となると結論している。

ちなみに、集中豪雨は梅雨期以外でも起こる。関東地方で秋の集中豪雨としては、1999年10月27日の佐原豪雨(金井, 2002)と2001年10月10日の佐原・鹿嶋豪雨(津口・榊原, 2005)がある。前者においては、佐原(アメダス)で総降水量299 mm, 最大1時間降水量153 mmを記録した。後者においては、日降水量として、佐原で261 mm, 鹿嶋で281 mmを記録し、最大1

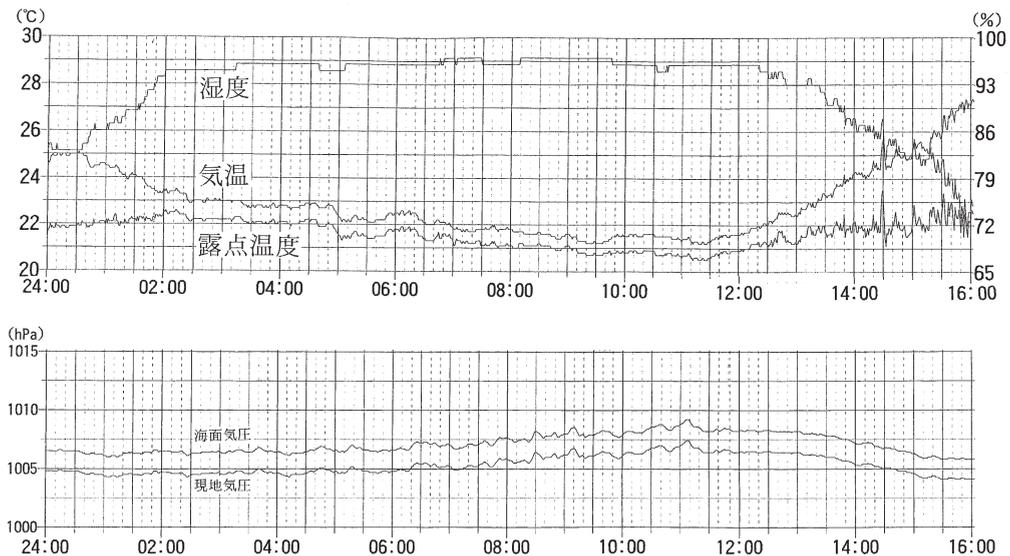
時間降水量は佐原で72 mmであった。そして両者に共通していることは、温帯低気圧が東京に接近し、温暖前線が地形効果によって強化されて、房総半島に局地的な前線ができ、その収束域から移動しないレインバンドが形成されて集中豪雨となったということである。

それでは、今回の静岡豪雨の場合はどうであったか。1998年と2004年の新潟豪雨のように、梅雨前線があるとBB型の雲の発生は事実上その線上に限定され、レインバンドも梅雨前線上に位置することが多い。しかし、今回の場合には、梅雨前線はない。豪雨発生前の静岡県におけるアメダスの気温や風の分布を調べたが、局地前線もない(図省略)。何かないかとデータを探していたら、第10図に示した静岡市における気温の1分値の時系列を見て、興味あることに気が付いた。30日00時30分頃までは25°Cでほぼ定常であった気温が、それ以後急降下を始め、02時30分には約23°Cとなる。同時に相対湿度が急上昇し、殆ど100%となる。その後も気温は05時頃ころから下降を始め、21°C前後という低温の状態となる。この状態から脱して上昇始めるのは12時ころからである。相対湿度が100%に近い状態から脱するのも、ほぼ同じ時刻である。この12時というのは、第1図(「天気」53巻第9号713頁)の1時間雨量強度図からわかるように、静岡市の雨が止んだころである。こうして見ると、気温の降下は、夜間の放射冷却によるというよりは、降雨による冷却と見

たほうが合理的である。

そう思って、改めてBB型の雲が十分発達した30日10時におけるアメダスの気温と風の分布を水蒸気雲画像に重ねたものが第11図である。丁度BB型の雲域の下に気温が22°C以下という低温の領域がある。さらに、冷気外出流が形成されるためには、冷気プールの地上気圧が周囲より高い必要がある。それで、第10図の気圧の時系列を見ると、静岡豪雨がBB型の降雨となった5時頃から気圧は上昇をはじめ、11時半頃にはピークに達する。その値は豪雨前の0時ごろより約2 hPaくらい高い。これに加えて、第11図には、風と温度から見て、豪雨前にはなかった局地的な前線と思われるものがあり、停滞前線の記号で示されている。御前崎とその北隣りの牧の原とは20 km弱しか離れていないのに6.5°Cの温度差があるのは印象的である(厳密に言うと、牧の原の標高は191 m、御前崎の標高は45 mなので、6.5°C/kmの温度減率を仮定すると、正味の温度差は5.5°C)。そして、牧の原とその北東側隣2点の風向は東北東である。これは期待される冷気外出流の風向であり、局地前線の南側の南よりの風向とは大きく違う。従って、ここに大きな風の収束があり、次々と対流雲を発生させる状況が整っている。

ちなみに、ニンジン状の雲の下は温度が低いということは、気象庁が1990~1992年に行ったメソ天気系モデルの開発プロジェクトの一環として、伊藤・桜田



第10図 2004年6月30日、静岡市における気温・露点温度・相対湿度・海面気圧・現地気圧の1分値データ(静岡地方気象台)。

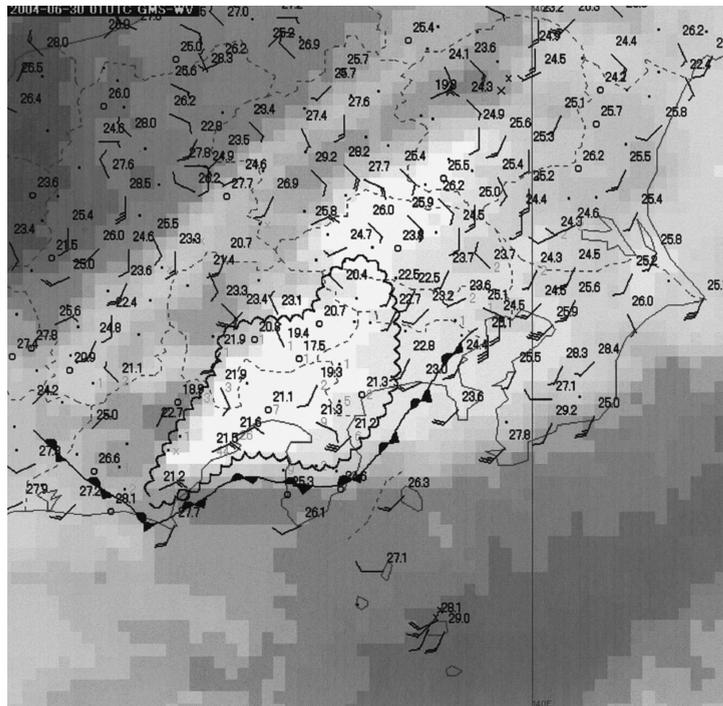
(1991), 伊藤 (1992) が報告している。

話が横にそれたが、こうして第11図は米国中西部のBB型の雲モデル(第9図)とそっくりである。しかし、少し量的に見ると、そうとはいえなくなってくる。既に述べたように、豪雨前に比べて気温は 4°C 下がり、地上気圧は2hPa上昇した。仮に雲底まで冷気プールの温度が周囲より 4°C 低いとすると、静水圧平衡の式により、地上気圧が2hPa高くなるためには、雲底の高さは1500mなければならない。これは常識的に梅雨期の雲底としては高すぎる。梅雨期には、高さ1km程度の山頂さえも雲に隠されることは、よく目にする事だ。一般的に、地上で温度 T 、露点 T_w を持つ空気が断熱的に上昇したときの雲底高度(すなわち持ち上げ凝結高度) h は、ヘニング(Henning)の式により:

$$h = 125 (T - T_w)$$

で与えられる(正野, 1960)。 h はmで測る。この公式は経験則ではなく、断熱的に上昇する空気塊では、温位と水蒸気の混合比が保存されるとして、地上での混合比を飽和混合比とする高度を与える理論式である。静岡における豪雨前の値(第10図) $T = 25^{\circ}\text{C}$ 、 $T_w = 22^{\circ}\text{C}$ を上式の式に代入すると、 $h = 375\text{m}$ となる。こんな式を知らなくても、断熱図を用いれば、持ち上げ凝結高度はすぐわかる。いずれにしても、この h の値は2hPaの気圧を作るべき1500mにはとても足りない。

さらに、雲底がこれほど低いと、雲底と地表面の間の空気が落下してくる雨滴の蒸発で冷却されて、雲底下に冷気のプールができたという考え方も怪しくなる。雲底の高さを400m、湿潤断熱減率を $6.5^{\circ}\text{C}/1\text{km}$ であるとし、雲の周囲では乱流境界層が発達していて、その温度減率を $10^{\circ}\text{C}/1\text{km}$ とすると、雲底下の地表

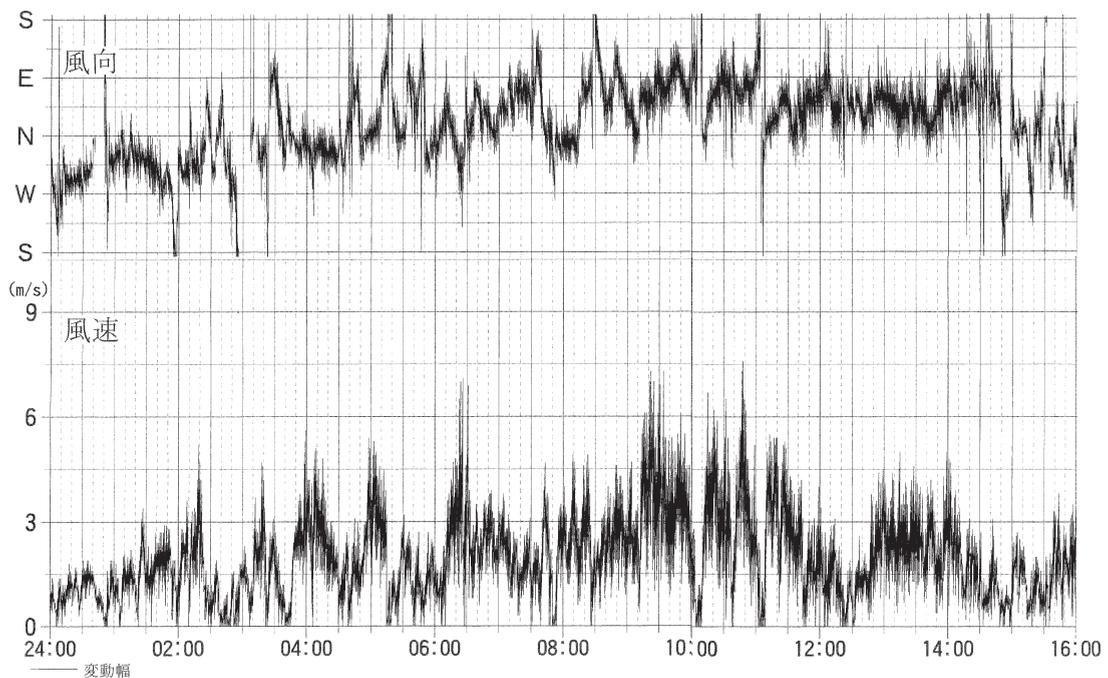


第11図 2004年6月30日10時、GMS-5赤外線画像に重ねたアメダスの風(長羽根2m/s)と気温($^{\circ}\text{C}$)。境界記号は気温が 22°C 以下の区域の輪郭を表す。停滞前線記号は気温と風の分布から決めた局地前線を表す。

面の温度は $(10^{\circ}\text{C} - 6.5^{\circ}\text{C}) \times 0.4$ 、すなわち 1.4°C しか周囲より低くしなければならず、観測された約 4°C にはならない。この矛盾を解く1つの可能性としては、高度2~3kmに融解層があるので、大量に降ってきた氷粒がそこで融解し、空気を冷やしたので、雲底の温度も周囲より低かったということが考えられる。また、中層の乾燥空気が雲中に取り込まれたという可能性もある。

風向も問題である。第12図に示した静岡地方気象台の風向・風速の1分値の時系列によると、0時には西風であったが次第に風向は時計回りに変化して、やがて第11図に示した東北東風となったのであって、豪雨の後半になって地上気圧が上昇してから風向が変化したわけではない。それで、今回のBB型の雲が第9図に示した古典的なプロセスだけで形成されたかどうか断言できない。

こうした理由で、上にも述べたように、今回のBB型の雲も米国中西部のとは違ったプロセスで形成されたと考えるべきである。やはり、時間と共に形成されて



第12図 2004年6月30日、静岡市における風速と風向の1分値データ（静岡地方気象台）。

きた局地前線の助けが必要であったのだろうか。さらに、静岡県北部や伊豆半島の山々の影響も考慮する必要がある。要するに、静岡豪雨がどうして起こったのか、我々はまだ十分に理解していない。

伊藤ほか（1992）によれば、わが国およびその周辺海域で、1989～1990年の1年間で、継続時間が4時間以上、水平距離が300 km程度 of ニンジン状の雲は41個発生したという。しかし、その大部分は海上で発生した。上に述べたように、BB型の雲にはまだ理解できていない点がたくさんある。従って、もし観測データが豊富な陸上のBB型の雲に読者が遭遇したら、ぜひ詳しく解析することをお奨めしたい。

5. 集中豪雨のシミュレーションと可降水量

近年は、スーパー・コンピュータの計算能力の増加・雲モデルの改善・ドップラーレーダーを含めた観測技術の進歩などが相俟って、豪雨を起こすような激しい対流雲もかなり現実によくシミュレーションされるようになった。これを受けて、2001年東シナ海・九州における梅雨観測（X-BAIU-01, 吉崎ほか, 2003）では、新たな試みとして、6月7日から7月8日までの期間、5 km 水平分解能の気象研究所非静力学モデル

を実験的予測モードで毎日2回走らせ、実況と比較した。その結果によると、通常は降水をうまく予報できたが、2, 3の降雨事例では失敗したという。特に、6月23日南九州で豪雨をもたらしたメソ線状対流系は、モデルでは殆ど予報できなかった（Kato *et al.*, 2003）。

そこで彼らは6月23日のケースについて、エアロゾルと呼ばれる無人気象観測飛行機で得られた風や水蒸気量などのデータ、さらに TRMM 衛星データから推測した可降水量などを用いて、この日の実験予測の初期時刻における可降水量分布を改めて推定してみると、九州西方の海上に可降水量が55 mm以上という非常に湿った領域があることが分かった。実験予測の際には、どこも50 mm以下だったのである。そこで、新たに得た可降水量分布を用いて感度実験を行ったところ、今度は、量的にはまだ不十分であるものの、南九州で線状の降水域を再現することが出来た。このように、豪雨のシミュレーションを成功させるためには、豪雨域の風上側の領域で、初期の水蒸気量とその高度分布を正確に与えることが重要であるという結論は、Kato and Aranami (2005) による「平成16年7月新潟・福島豪雨」と「平成16年7月福井豪雨」のシミュ

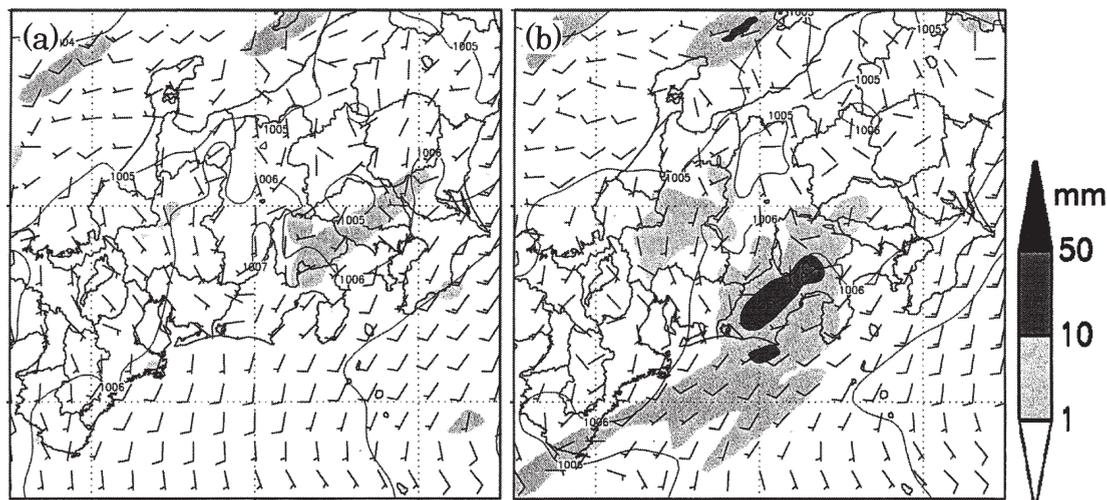
レーションでも強調されている。

さて、今回の静岡豪雨のシミュレーションは小司ほか(2005)によって行われた。ここで重要な役割をしたのがGPSデータから推定された可降水量である。ご承知のように、GPSによって地球上の受信機の位置を決定するには、まず、GPS衛星からのマイクロ波の発射時刻と受信機の受信時刻の差(伝播時間)に光速をかけて、衛星と受信機の間の距離を推定する。3個以上の衛星からの距離が分かれば、受信機の3次元的位置を求めることが出来る。しかし、電波が大気中を伝播する際には、速度は遅くなるし、大気屈折率は下層ほど大きい。このため、衛星と受信機の間の電波の経路は直線ではなく、曲がっている。従って、電波の伝播時間に光速をかけると、実際の衛星と受信機の距離より長く解析されてしまう。この見かけ上の距離の伸びを大気遅延量と呼ぶ。そして大気屈折率は気温・乾燥大気分圧・水蒸気分圧で決まるから、大気遅延量の中に水蒸気についての情報が含まれている。その情報をどう取り出すかについては、例えば、気象研究ノート、No. 192、「GPS気象学」を参照していただきたい。

わが国では、国土地理院が日本列島全体を1200点以上のGPSアンテナで、15~25 km間隔でカバーするという、世界でも類を見ない稠密なGPS観測網を整備し、連続運用を行っている。これは地殻活動の監視

など、測地学的な観測・調査が本来の目的であるが、上に述べたように、可降水量の推定にも利用できる。殊に、1日2回のゾンデ観測に比べて、5分程度の時間分解能でデータが得られるのは有利である。今回の静岡豪雨については、小司ほか(2005)が調べた結果によると、例えば静岡市では29日15時には40 mm程度であった可降水量は、多少のアップ・ダウンをしつつも次第に増加し、30日11時ころには最大の60 mm近くに達した。本シリーズ(1)序論で、6月のモンスーン季、最大の月平均の可降水量は、ヒマラヤ山塊南側の約60 mmであると述べたが、それに匹敵する量である。

現在の現業の数値予報では、データ同化という方法を用いて初期値を作成する。データ同化には幾つかのやり方があるが、小司ほか(2005)は、気象庁メソ4次元変分法データ同化システムを用いて、今回の静岡豪雨につき、29日21時の初期値を作成し、9時間のシミュレーションを行った。第13図aは初期値作成のときに、GPS可降水量を用いなかった場合、第13図bは用いた場合である。明らかに、第13図aでは静岡豪雨は殆ど「シミュレート」されていないのに、第13図bでは形状・強度ともかなりの程度の予測がなされている。そこで改めて両者の初期値を比較してみると、前者の場合に比べて、後者の場合には、九州から静岡地方の沿岸からその南方海上にかけて、数mmから10



第13図 6月29日21時を初期値として9時間シミュレーションをした場合、30日06時における前3時間の降雨量予測値。(a) GPS可降水量を初期値作成の際利用しない場合。(b) 利用した場合(小司ほか, 2005)。

mm 程度可降水量が多かった。このことは再び、シミュレーションの精度を上げるには、初期の水蒸気分布を適切に指定することの重要性を示している。さらに、小司・国井(2006)は現業の予報での使用を想定して解析した GPS 可降水量を用いて、2005年9月4日の関東地方の大雨のシミュレーションを行った。その結果によると、同化なしではうまく表現されなかった福島県西部から新潟県にかけての強雨の表現は大きく改善され、関東地方の豪雨も降水の集中が表現された。

しかし、第13図bの結果については、静岡地方の強い雨は30日06時以降減衰し、長続きしなかった。結局、何故静岡地方が選ばれたのか、何故その地方の対流雲が長続きしたのかという根本的な問いに対しては、明確な答えが出されていない。今後の研究に大いに期待したい。

それにしても、本シリーズを通して強調していることは、東アジアの天気系を理解するためには、海洋上を含めて、大気中の水蒸気量の分布を正確に知る必要があるということである。水蒸気量の観測技術の進展に期待したい。アメダスに水蒸気量測定センサーを加えることも、是非実現してほしいことの1つである。

6. テーパーリング雲という名称について

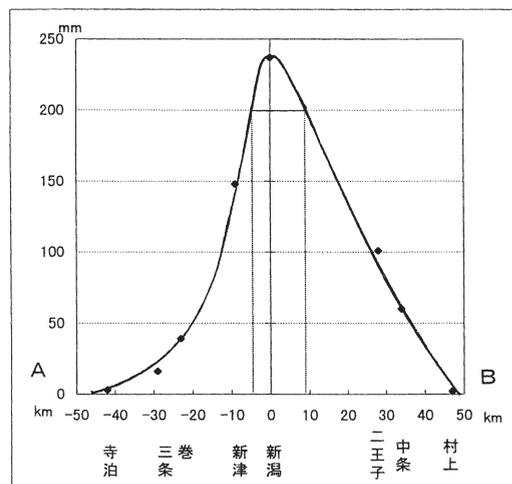
今回議論したメソ対流系は、わが国ではしばしばテーパーリング雲(tapering cloud)と呼ばれ、第3節で述べた。いつから、またどなたがこの名称を使い始めたのか、筆者は知らないが、1970年代後半から1980年代の前半にかけてのわが国の文献には、しきりに Anderson *et al.* (1969) が引用されているから、このあたりを語源として、現在に至っているものと思われる。

いずれにしても、筆者にはあまり適当な名称とは思われない。テーパーリング雲を文字通り訳せば、「先細り雲」となる。その生成の経過が、第9図で米国中西部のBB雲について示したように、冷氣外出流の先端で新たに対流セルが発生し、それが繰り返されてにんじん状の雲を形成するのであれば、確かに「先細り雲」の名称は適当である。ところが、日本とその周辺地域のBB雲で想定されているように、ある地点で収束域があり、そこで発生した対流セルが下流に流される間に発達するというプロセスが繰り返されて、にんじん状の雲が出来るのであれば、むしろ「先太り雲」か「末広がり雲」と呼んだほうが適当と思われる。あるいは、形成のプロセスがどうであれ、「BB型の雲」としたほ

うが簡単と思い、本編では使用した。アメリカ気象学会発行の気象用語辞典である Glickman (2000) や Gear (1996)、さらに WMO (1992) の事典のどれにも、tapering cloud という名称は載っていない。最近の欧米の文献で、この名称を見たことはない。

もっとも、衛星雲画像やレーダー画像で見て、米国でのBB型の雲の出現率は日本ほど多くないようだ。元祖の Bluestein and Jain (1985) の線状対流系の形態の分類では、BB型は全体の33%に過ぎない。最近 Schumacher and Johnson (2005) は、1999年から2001年までの3年間に、米国で起きた116件の大雨(extreme rain events)について調べ、その65%にはメソ対流系が関与していること、そのメソ対流系の形態を彼ら独自に7種類に分類すると、バックビルディング/準定常型(第9図)は、メソ対流系全体の19.7%しかないことを示している。

衛星雲画像で見ると、確かに日本付近ではBB型のラインバンドが目につく。それは、1つにはBB型のラインバンドにおいて、先太りの角度が米国中西部のそれより大きいような印象を受けるのかも知れない。筆者の1人(小倉)は何故角度が大きいのか不思議に思っていたが、齊藤ほか(2000)に掲載されていた図(第14図に転載)を見て、疑問が一部解けた気がした。この図は1998年8月4日の新潟豪雨の際、ラインバンドにほぼ直交する南西から北東への方向の降水量分布であるが、ラインバンドの中心線に対して著しく非対



第14図 1998年8月4日、新潟豪雨を起こした線状対流系の中心線に直交する方向(南西から北東の方向)の降水量分布(齊藤ほか, 2000)。

称な分布をしている。すなわち、降雨帯の南西側（暖気側）に対流雲が多く存在していた。その説明として、BB型の雲の頂点のみならず、BB型の雲の暖気側でも新たな対流セルが発生し、これが成長しながらBB型の雲の中心線に対して斜め後方に進行するというプロセスが考えられている。これは小倉にとって新しい型なので、Bluestein and Jain (1985) の命名法に倣って、Back-and Side-Building (略してB & SB) 型と名づけて彼なりに納得した。小倉はその後、瀬古 弘氏（気象研究所）の博士論文事前セミナーにたまたま出席していたが、セミナーの主題として、台風9426号の日本接近の際に、関東地方に豪雨をもたらしたメソ対流系の構造が議論されていた(Seko *et al.*, 1999)、それが新潟豪雨の構造と共通の点があるように見えたので、上記のことについてコメントした。その後、B & SB型という名称は同氏の博士論文(瀬古, 2001)や津口・榊原(2005)で使用されている。日本付近の気象は不安定な成層をしていることが多いし、湿っていて持ち上げ凝結高度が低いから、こうした構造をとりやすいのかもしれない。

7. 結び

今回の静岡豪雨は、南方洋上の台風の東側を巡って本州中央部に南風として吹き込んだ暖湿な空気の上に、西からの乾燥した空気が移流して生じた対流不安定な地域で発生した。その地域では幾つかのメソ対流系が発生し移動し減衰したが、静岡上空の対流系だけがBB型あるいはB & SB型の線状対流系の構造をして停滞し、豪雨をもたらした。この対流系の地表には冷気が溜まり、気圧は豪雨前より高くなっていることは確認できたが、定量的にこの冷氣塊の成因と、冷氣塊が線状対流系の維持に及ぼす効果については十分理解できていない。何よりも、なぜ静岡周辺だけでBB型あるいはB & SB型の対流系が発生し維持されたかについての答えは得られていない。この答えは不意打ち集中豪雨の予測には不可欠だと思う。

謝 辞

静岡地方気象台の観測データを提供して下さった鉢峰 猛前所長、テーパリング・クラウドについての文献を御教示くださった気象研究所吉崎正憲研究室長(現：海洋研究開発機構地球環境観測研究センター)、図を提供して下さった気象研究所の小司禎教氏、図を作成して下さった平田理沙さん、適切なコメント

をいただいた査読者と編集担当委員別所康太郎氏に感謝いたします。

参 考 文 献

- Anderson, R. K., J. P. Ashman, F. Bitter, G. R. Farr, E. W. Ferguson, V. J. Oliver and A. H. Smith., 1969 : Application of meteorological satellite data in analysis and forecasting, ESSA Tech. Rep., 51 (Washington, D. C., Air Weather Service), Supplements, 1971, 1973 (和訳：気象庁気象衛星課, 1975 : 予報と解析への気象衛星資料の利用)。
- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985 : Formation of mesoscale lines of precipitation—Severe squall lines in Oklahoma during the spring, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1731.
- Geer, I. W., 1996 : Glossary of Weather and Climate, Ed., Amer. Meteor. Soc., 269pp.
- Glickman, T. S. (Ed.), 2000 : Glossary of Meteorology, 2nd ed., Amer. Meteor. Soc., 855pp.
- 伊藤秀喜, 1992 : テーパリングクラウド。気象衛星センター, 全国予報技術検討会資料(平成3年度), 1-20.
- 伊藤秀喜, 桜田正美, 1991 : テーパリングクラウドの事例解析。気象衛星センター, 全国予報技術検討会資料(平成2年度), 12-26.
- 伊藤秀喜, 麻生 正, 桜田正美, 1992 : テーパリングクラウドの発生状況と発生時の雲パターン, 気象衛星センター技術報告, No.24, 8pp.
- 金井秀元, 2002 : 集中豪雨をもたらす温帯低気圧とそのメソスケール構造に関する研究, 東京大学理学系研究科地球惑星科学専攻修士論文, 73pp.
- 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.
- Kato, T. and H. Goda, 2001 : Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on August 1998, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 899-924.
- Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato and X-BAIU 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 simulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 993-1013.
- 河野耕平, 広川康孝, 大野久雄, 2004 : ラジオゾンデータによる気団性雷雨日の診断—太平洋高気圧下の夏の関東地方, *天気*, **51**, 17-30.
- 小倉義光, 1990 : メソ対流系の構造と組織化に及ぼす環

- 境の影響, 天気, 37, 439-465.
- 小倉義光, 1991: 集中豪雨の解析とメカニズム, 天気, 38, 275-288.
- 小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 215pp.
- 小倉義光, 奥山和彦, 田口晶彦, 2002: SAFIR で観測した夏季の関東地方における雷雨と大気環境. I: 雷雨活動の概観と雷雨発生メカニズム, 天気, 49, 541-553.
- 斉藤和雄, 2005: 集中豪雨の予知技術最前線, 地質と調査, 2005年第3号, 32-37.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito and Y. Yamazaki, 2006: The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model, *Mon. Wea. Rev.*, 134, 1266-1298.
- 斉藤 清, 鈴木紀行, 入田 央, 山田真吾, 伊藤秀喜, 2000: 平成10年8月上旬豪雨(新潟)の状況, 気象庁技術報告, (121), 13-29.
- Schumacher, R. S. and R. H. Johnson, 2005: Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems, *Mon. Wea. Rev.*, 133, 961-976.
- 瀬古 弘, 2001: 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, 東京大学理学系研究科地球惑星科学専攻博士論文, 136pp.
- Seko, H., K. Kato, K. Saito, M. Yoshizaki, K. Kusunoki, M. Maki and Members of Tsukuba Area Precipitation Studies, 1999: Analytical and numerical studies of a quasi-stationary precipitation band observed over the Kanto area associated with Typhoon 9426 (Orchid), *J. Meteor. Soc. Japan*, 77, 929-948.
- 小司禎教, 国井 勝, 2006: 地上GPS準リアルタイム解析の改良とデータ同化実験, 日本気象学会2006年度春季大会講演予稿集, D304.
- 小司禎教, 国井 勝, 小泉 耕, 川端拓矢, 瀬古 弘, 2005: 2004年6月30日, 静岡で発生した豪雨のGPSデータ同化・予測実験, 日本気象学会2005年度春季大会講演予稿集, C256.
- 正野重方, 1960: 気象力学, 岩波全書, No 246, 284pp.
- 田口晶彦, 奥山和彦, 小倉義光, 2002: SAFIR で観測した夏季の関東地方における雷雨と大気環境. II: 安定度指数による雷雨の予測, 天気, 49, 649-659.
- 津口裕茂, 榊原 均, 2005: 2001年10月10日佐原・鹿嶋に豪雨をもたらしたレインバンドの構造と維持機構, 天気, 52, 25-39.
- 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.
- WMO, 1992: International Meteorological Vocabulary, WMO/OMM/BMO, No. 182, 784pp.
- 吉崎正憲, 加藤輝之, 室井ちあし, 永戸久喜, 林 修吾, 柴垣佳明, 荒木孝輔, 鈴木賢士, 村上正隆, 黒岩博司, 民田晴也, 2003: 2001年と2002年に行われた東シナ海・九州における梅雨観測の報告, 天気, 50, 561-569.