

研究展望

集中豪雨の研究

STUDY OF HEAVY RAINFALL

武田 喬男*

By Takao TAKEDA

1. はじめに

集中豪雨は、大気が水蒸気を大量に含み不安定となったとき、ある地域に発達した積乱雲の集団が形成され、そこにまわりから水蒸気が集まり局所的に大量の雨が降る現象であり、いわば大気の破壊現象である。したがって、当然のことながら、いつどこでそれが起こるかを数時間以上前から予測することは大変難しい。このことはまた、集中豪雨をもたらしている雲の構造およびまわりの大気の構造を、特別観測により調べるのが難しいということにもなる。集中豪雨の発生のメカニズムは、まだ十分に明らかにされていないが、実態については徐々に明らかにされてきている。集中豪雨に関する最近の研究の状況、問題点、展望などを以下に概括することにする。なお、気象学的には、数時間から1日くらいの間、さしわたし数10 km から100 km 程度の地域に数100 mm の雨が降る中規模現象を、集中豪雨とよぶことが多いが、最近では、さらに狭い地域に大量の雨が集中する例も報告されており、また、1時間以内に数10 mm から100 mm の雨が降ることによる災害も多くなっている。これらは現象的にはやや異なるが、ここではそれらも含めて事例を挙げながら述べることにする。

2. 発達した積乱雲の集団による集中豪雨

降雨を伴う積乱雲は、通常は、上昇気流が雲の中で卓越する段階、地上に雨が降り、雲の中と下で冷たい下降気流が発達する段階、弱い下降気流が占め雲が消えていく段階の3つの段階を、1時間以内で終えていく。この

間レーダーによりエコー（降水粒子の集団）が観測されるのは30分程度である。積乱雲を構成する単位をセル（細胞）とよぶことがあるが、このような生涯をたどる積乱雲は1つのセルで構成されていることになる。積乱雲が集まって集中豪雨が起るためには、一般には、次の3つのことが必要である。1つは、数個から10数個の発達した積乱雲の集団が形成され、数時間維持されることである。個々の積乱雲は積乱雲としての寿命をもっているから、次々と新しい積乱雲が生まれなければ集団は維持されないことになる。通常の積乱雲の集団は全体として移動していくことが多いが、集中豪雨が起るためには集団が停滞することが次に必要になる。そして、局所的に豪雨が集中するには、集団内を移動していく積乱雲のそれぞれが、その雨を同じ地域に集中攻撃するように降らすことが必要である。集中豪雨の激しさは、集団を構成する積乱雲がいかに関連するか、個々の積乱雲の雨の集中攻撃がいかに関連する狭い地域に対して行われるか、いかに多くの積乱雲がこの集中攻撃を続けて行うかに依存することになる。これらの条件がそろえば大変な量の雨が集中するのであり、57年7月の長崎豪雨はその典型例である。

発達した積乱雲の集団が形成、維持される機構と過程を明らかにすることが、集中豪雨の発生のメカニズムの解明の1つのポイントであるが、いつどこで生まれるかわからない積乱雲の集団について、形成される過程を観測することは大変困難である。また、雲の三次元的構造を定量的に観測しようとする研究用レーダーは、一般に、処理するデータ量の関係もあり、広域の観測には必ずしも適していない。積乱雲の集団の多くは移動するものであるから、1つの研究用レーダーのみで、積乱雲の集団

* 理博 名古屋大学水圏科学研究所教授
(〒464 名古屋市千種区不老町)

が形成、維持されている過程を三次元的に観測し続けることはできない。昭和59年6~7月の梅雨末期に行った九州北西部降雨特別観測は、北海道大学、名古屋大学、九州大学が協力して、積乱雲の集団が生まれるところから死ぬところまでの一部始終を、主にレーダーを用いて調べようとしたものである。すなわち、気象庁背振山レーダーと建設省釈迦岳レーダーの観測域内に、三次元的観測が可能な3大学のレーダーを約50 km 離して設置し、

分解能1 kmのレーダー観測の網をはって、積乱雲の集団が網にかかるのを待ったわけである。このような特別観測は日本では初めてであるが、観測期間中に集団が形成、維持される過程を何度か観測するのに成功し、貴重なデータを得ることができた。その一例を図-1、図-2に示し、それをもとに、積乱雲の集団についての考察をいろいろと行うことにする。

7月6日3時から8時頃まで、梅雨前線は九州の北約100 kmの所に位置していた。図-1は7時に背振山レーダーにより観測されたレーダーエコーの水平分布である。梅雨前線に対応して幅の広い帯状エコーが九州の北にあるが、それとは別に南西から北東に伸びる2つの帯状エコーがある。有明海に向かって南西から伸びている帯状エコーの北東部分が、大牟田市に設置した研究用レーダーにより詳細に観測された。

図-2に帯状エコーの水平断面図、鉛直断面図を示す。帯状エコーは直径10 km程度の強いエコーで構成されているが、これらのエコーがそれぞれ発達した積乱雲に対応している。強いエコーは、さらに内部に強い小さなエコーを含んでいるが、これらは前述のセルに対応している。ここでは、前者のエコーを対流性エコー、後者をセル状エコーとよぶことにする。対流性エコーのエコー頂は10 kmを越えることが多く、時には15 kmに達することもあった。

注目すべきことは、セル状エコーの寿命は30分前後であったのに対し、対流性エコーには短寿命のものと長寿命のものがあったことと、帯状エコーを構成していた対流性エコーは、セル状エコーの入れ替りを行いながら長寿命であったことである。レーダーエコーの三次元的構造の時間変化を詳細に解析した結果は、長続きした対流性エコーに対応する積乱雲は、実は、組織化された多重セル型の積乱雲の構造、性質をもっていたことを示している。

北米における観測をもとにつくられた組織化された多重セル型の積乱雲のモデルを図-3に示す¹⁾。この積乱雲は4個のセルで構成されている。(n+1)のセルは生まれてすぐのもの、nは上昇気流が卓越している段階にあるもの、(n-1)は上昇気流と下降気流が共存している段階にあるもの、そして(n-2)は衰弱期にあり下降気流が卓越しているものである。この型の積乱雲の特徴は、積乱雲内のセルの配列、新しいセルが形成される位置が規則的であることで、セルの入れ替りを行いながら全体としては長寿命である。北米ではこの積乱雲から大きなひょうがもたらされることが多い。

図-1、図-2に示した帯状の積乱雲群は、南西端に次々と生まれた積乱雲が、南側に新しいセルをつくっていく組織化された多重セル型のものとして、北東に移動

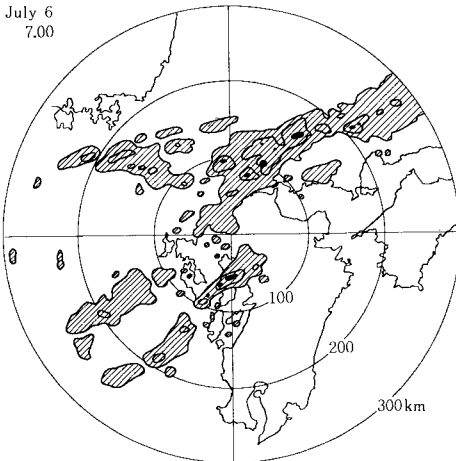


図-1 昭和59年7月6日7時の気象庁背振山レーダーのエコー分布図

(エコーの強さは外側から弱、中、強である。有明海付近の帯状エコーが観測対象の積乱雲の集団。)

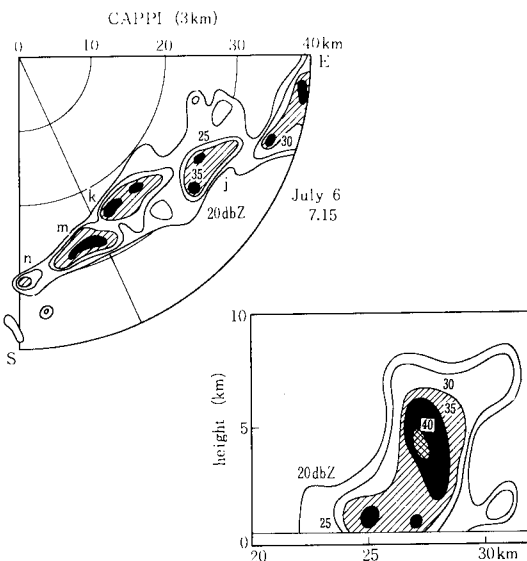
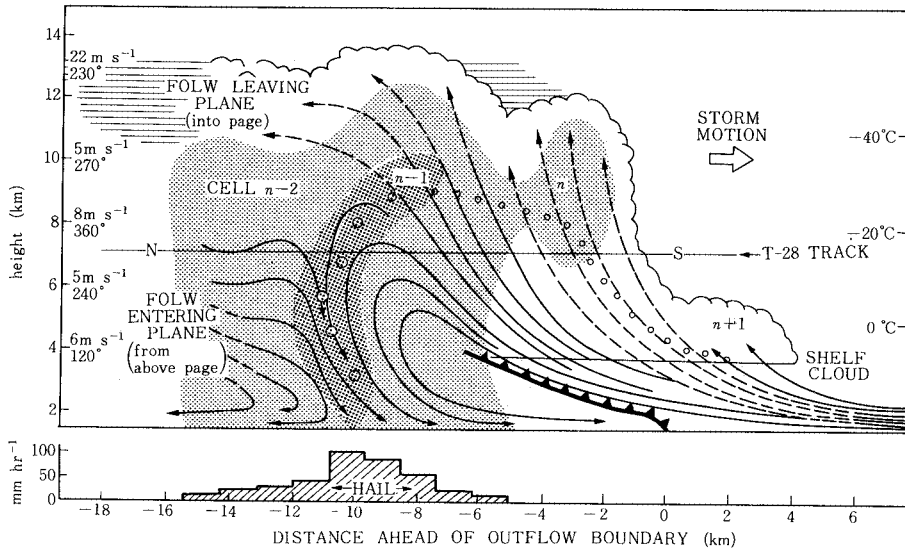


図-2 図-1の帯状レーダーエコーの構造

(左図が高度3 kmの水平断面図で右図がエコーmの鉛直断面図。等値線はエコー強度に対するもので、n, m, k, jは個々の積乱雲に対応するレーダーエコーである。)



図—3 組織化された多重セル型の積乱雲の構造 (Browning et al., 1976)

していくことにより維持されていた。また、組織化された多重セル型の長寿命の積乱雲が次々と生まれ始めたことに対応して、帯状の積乱雲の集団が形成されたわけである。これらの事実は、積乱雲の集団の形成、維持の過程を示す興味ある新しい事実である。

もう一つの興味ある事実は、北東に移動する個々の積乱雲が、上陸に際して変質し、急激に激しい降雨をもたらす傾向にあったことである。発達した積乱雲が上陸に際し、急激に強い雨を降らすことは各地でよく観測される現象である。ここに示した帯状積乱雲群は全体としてゆっくりと南へ移動していたため、集中豪雨にはならなかったが、もしも停滞していたならば、次々と積乱雲が上陸する地域で間違いなく集中豪雨が発生していたものと考えられる。停滞した帯状積乱雲群が集中豪雨をもたらした例は、数多く報告されている。

発達した積乱雲の集団が形成される過程が、このように具体的に観測により示されたわけであるが、集団が形成される機構はどのように考えたらよいのだろうか。積乱雲あるいはその集団の振舞いの複雑さは、1つの降水粒子の生成、成長過程と気流の発達過程の相互作用による。発達した積乱雲から激しく雨が降る際、落下する雨滴は空気をひきずり下ろすとともに、雨滴の蒸発は空気を冷やし、下向きの浮力を与えている。そのために、降雨とともに冷たい下降気流が、雲の下部および雲の下で発達することになる。この下降気流は数 $m/s \sim 10$ 数 m/s の速さをもって地面にぶつかり、周囲に強い風となって発散していく。発達した積乱雲の下および周辺で冷たい突風(陣風とよばれる)を経験することはよくあることである。この突風はまた、家屋破壊などの災害を

ひき起こし、欧米ではバースト、あるいはマイクロバーストとして、その災害の防止は大きな関心事になっている。興味深いことは、勢いよく周囲に発散していく冷たい風が、寒冷前線と同じようにまわりの温かくて湿った空気を押し上げることである。大気が十分に不安定ならば、これをきっかけとして新しい対流雲が形成され、発達していく。図—3に示した組織化された多重セル型の積乱雲のモデルでは、右はじの新しいセル($n+1$)は、左側のセルから発散してくる冷たい風に関係して形成されている。

このように、降雨に伴って形成される冷たい下降気流は、新しいセルを既存のセルの周辺につくる可能性もっている。ただし、周辺のどこに新しいセルをつくるかは、雲のまわりの風の吹き方、それも風の鉛直方向の差(風の鉛直シアという)に依存する。つまり、発散する冷たい風が、下層の風とどこで最も勢いよくぶつかるかに新しいセルの形成が依存し、それにはどの高さから下降気流が下りてくるか、言い換えると雲の中での降水粒子の成長のしかたが関係してくることになる。積乱雲には、1つのセルからなるもの、組織化された多重セル型、不規則な多重セル型、そして、後で述べるスーパーセル型といわれるものなど、いろいろの型があるのは、大気不安定度、風の鉛直シア、降水粒子の成長の速さなどが積乱雲の構造と振舞いに複雑に影響するからである。図—1、図—2に示した帯状の積乱雲群においても、積乱雲内の新しいセルの形成、群の南西端の新しい積乱雲の形成は、当然これらの因子の影響を受けているわけである。

しかし、積乱雲の振舞いに関する最近の数値モデリン

グの研究は、上に述べたような過程のみでは積乱雲の集団はできにくいことを示唆している。数値モデリングでは、積乱雲における気流、降水などの発達過程を表現する微分方程式系を、大気的不安定度、風などを初期条件として与え、また変えながら、大型コンピュータを用いて数値積分するのであるが、大気の下層に、単なる風でなく、水平方向に収束する風を与えないと、積乱雲の集団化は起こりにくいという結果が示されている。積乱雲が発達することは、大気的不安定を解消することである。下層の風の水平収束は、おそらく、次々と積乱雲を発達させるのに必要な暖かくて湿った空気を効率よく補給する役目をもっているのであろう。問題は、自然の場合には、風の水平収束を積乱雲が集団化していくときに自分自身でつくっていくものなのか、集団ができる前からその地域に他の原因で存在しているものなのかである。このことは、残念ながら観測によりまだ確認されていない。かなり大規模な特別観測が必要であるが、下層の風の水平収束の存在、規模、時間変化を調べることは、発達した積乱雲の集団化の機構、つまり集中豪雨発生機構を解明するための重要な鍵の1つである。

3. ごく局地的な豪雨

日本の気候が大きく変わらない限り、日本の豪雨の特徴はそれほど変わらないはずであるが、最近の降雨災害の特徴は、これまで述べてきた集中豪雨よりはるかに狭い地域に雨が集中して降ったことによる災害、あるいは1時間前後の時間帯の激しい雨による災害の報告がしばしばあることである。これらは、大体、発達した積乱雲によりもたらされる雨で、報道関係ではやはり集中豪雨として紹介されている。

まず、図-4と図-5に、名古屋市の降雨の例を示す。昭和58年9月28日15~16時の1時間に名古屋市内最大83mmの雨が降り、500戸以上が床上浸水、10000戸以上が床下浸水し、学童5名が死亡した。台風10号の接近に伴い、積乱雲が次から次へと南西から北東に移動しながら雨をもたらし、図-4にみられるように、14~15時あるいは16~17時の間に市内で30~40mmの雨が記録された。そのような状況下で、1つの積乱雲が高さ15kmに達するほど急激に発達し、15~16時に市内に大量の雨を降らせたわけである。アメダス雨量観測点は平均17kmであるが、図-5からわかるように、この豪雨域はアメダス観測点のみでは把握できないものである(この例ではたまたま1つの観測点が豪雨域内にあった)。積乱雲が移動していたため、豪雨域が北東へ伸びているが、もしも移動がより遅かったならば、さらに集中した豪雨になったものと考えられる。発達の原因はその時々で異なるが、ある1つの積乱雲が急激に発達

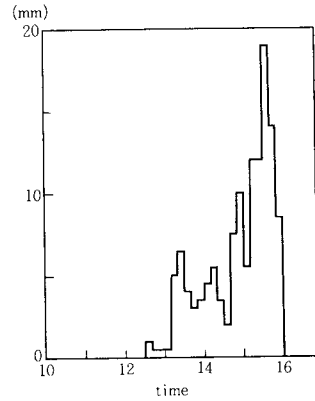


図-4 昭和58年9月28日の名古屋地方気象台の10分間雨量

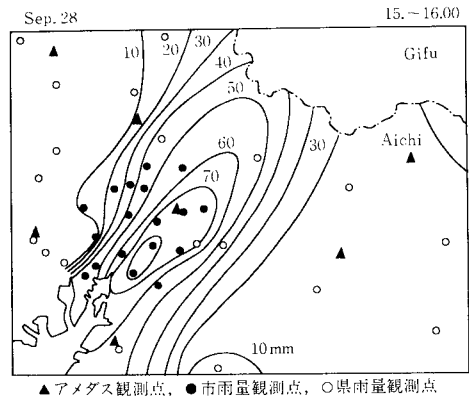


図-5 昭和58年9月28日15~16時の雨量の分布図

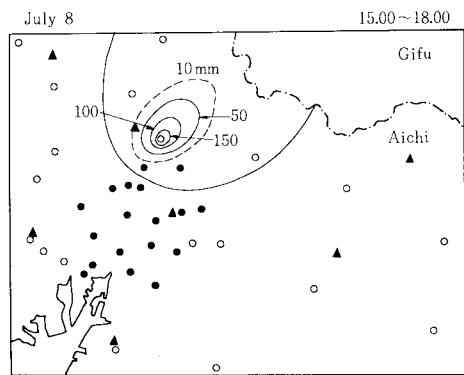


図-6 昭和58年7月8日15~18時の雨量の分布図
(記号の意味は図-5と同じ)

(多くの場合は、降雨が急激に発達)する例は決して珍しいものではない。特に、海上から上陸するときによく起こり、海岸から10~20km以内に大量の雨が集中して降ることはよくあることである。

昭和58年7月8日愛知県春日井市に起こった豪雨は、非常に狭い地域に集中して起こったものとして大変興味

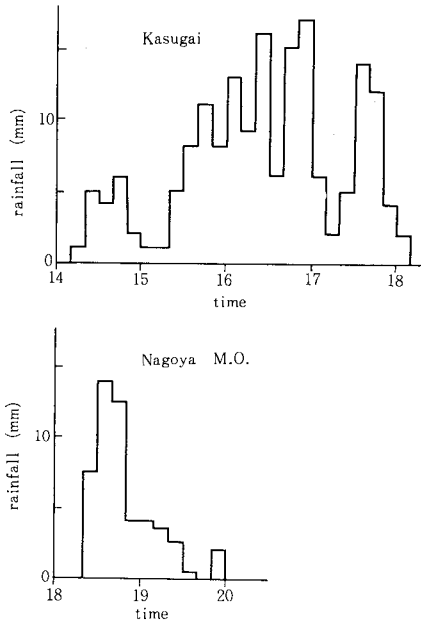


図-7 昭和58年7月8日春日井市と名古屋地方気象台の10分間雨量

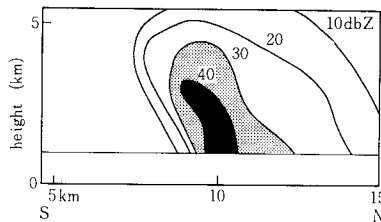


図-8 レーダーエコーの平均的な南北鉛直断面図 (等値線はエコー強度を示す)

深いものであるし、これをもたらした積乱雲がスーパーセル型の構造をもっていたことも注目すべきである。図-6に15～18時の3時間雨量の分布図、図-7に春日井市と名古屋地方気象台の10分間雨量の時間変化を示す。図からみられるように、県の雨量観測点により春日井市では183 mmの豪雨が起ったことが記録されているものの、アメダス観測点では3時間に10 mm程度の雨量しか記録されていない。1つの積乱雲がもたらしたものとして、183 mmの雨量は記録的である。この積乱雲は3時間以上春日井市の上に停滞し、その後構造をあまり変えず南へ移動した。図-7が示すように、春日井市と名古屋地方気象台とで最大10分間雨量はあまり差がない。春日井市の豪雨は積乱雲が停滞していたことが1つの大きな原因である。

この積乱雲の特徴の一つは、その三次元的構造がほぼ定常的に維持されていたことである。移動した後も含め

ると、約5時間その構造が維持されていたことになる。図-8は定常状態がほぼ保たれていた間のレーダーエコーの平均的な南北鉛直断面図である。エコーの強い部分は南側に片寄り、エコーの中心部は南へ傾いている。

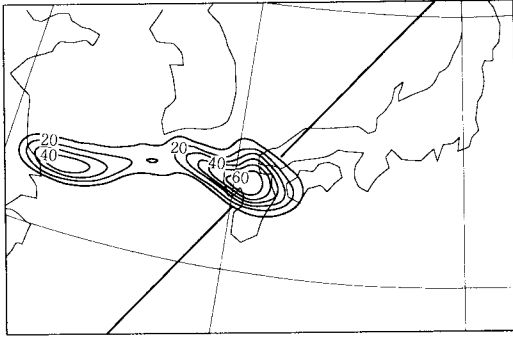
定常的なレーダーエコーの構造が形成されていたことは、定常的な循環がこの積乱雲内で行われていたことを示している。浜松、輪島、潮岬の高層気象観測、および地上の風などを総合すると、この積乱雲では、上昇気流が南側（鉛直シアアの風下側）、下降気流が北側（鉛直シアアの風上側）にあったと推測できる。このような気流の配列は、同じ風の中のできる通常の積乱雲とは逆の配列である。このような気流の配列ができると、上昇気流、降水、下降気流が維持されやすくなる。既存のセルの冷たい下降気流の結果としてできる新しい上昇気流が、既存のセルの上昇気流と位置が同じになることになり、1つのセルが長続きすることになる。この型の積乱雲はスーパーセル型（超巨大単一セル型）とよばれるもので、組織化された多重セル型よりもさらに、雲へのエネルギーの補給、エネルギーの解消が継続しやすく、組織化が理想的に行われていて発達しやすいものである。北米、ヨーロッパでは大きなひょう、激しいトルネードをもたらすものとして、災害防止の立場からも関心の高い積乱雲である。

実は、北米などに比べて大気がかなり湿潤な日本で、はたしてスーパーセル型の積乱雲が存在するのだろうか、これまでは明らかでなかったのである。春日井市の積乱雲は、幸い、名古屋大学のレーダーによりその三次元的構造が5時間以上にわたって詳細に観測されており、その結果としてスーパーセル型の存在が確認されたものである。三次元的な構造を観測した例には他にはないが、昭和58年の登別市の豪雨、福岡市の豪雨のように、アメダス観測網よりもさらに狭い地域に豪雨が集中して起こり災害がもたらされた例は国内各地で報告されている。春日井市の積乱雲と同じ型の積乱雲は、これまで観測にひっかかっていたいだけで、日本でも意外に多く形成され、ごく局地的な豪雨をもたらしているのであろう。

4. 集中豪雨の予測

集中豪雨発生メカニズムが十分に明らかにされていない現在、6時間以上前から集中豪雨発生を予測することは大変難しい。しかし、大気の状態から豪雨が発生しそうであるということは予測がつく。いつどこに集中豪雨が起るか予測することができないのである。

気象庁では現在大型コンピュータを用いて数値予報が行われているが、豪雨の数値予報も実験的に行われている²⁾。図-9は、通常の数値予報の格子よりもさらに細かい42 kmの格子を用いて行った長崎豪雨についての



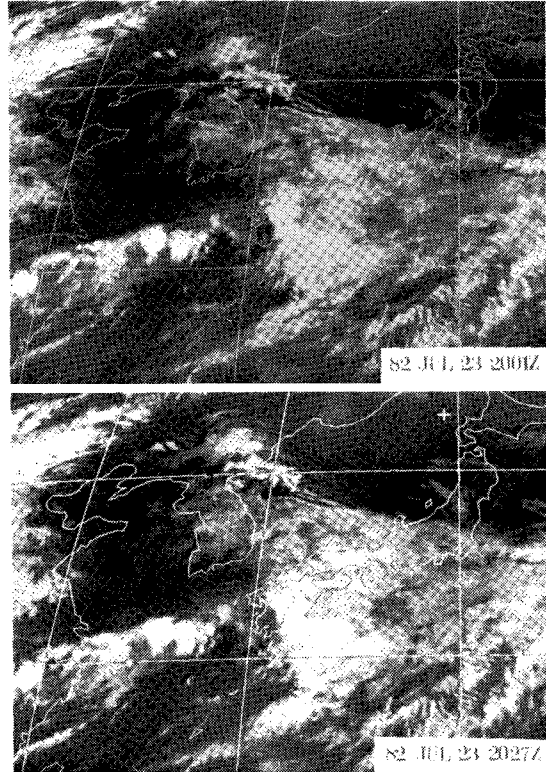
図—9 7月23日15~21時の6時間雨量の予報値
(二宮その他, 1984)

実験予報の結果で、7月23日21時の大気の状態を初期値としたときの23日15~21時の6時間雨量予報値の分布図である。長崎市における地点雨量（数値予報の雨量はある面積の地域の平均的雨量）が6時間で約300mmであったのに比べ、予報値は少ないが、従来の数値予報に比べればかなり大きい雨量をわりに正確な場所に予報しており、豪雨の数値予報の可能性を示している。もちろん、多くの問題点は残されている。第一は初期値としての大気の状態をより細かい空間スケールでより正しく与えることであり、第二は格子の間隔をさらに小さくすることである。そして、第三は、格子の間隔よりさらに小さい積乱雲の効果をパラメタライズすることである。

集中豪雨発生の予測を行うためには、豪雨の形成機構を解明することがもちろん必要である。2., 3. で述べたように、豪雨の実態を調べる手段としてレーダーは大変有効である。しかし、レーダーは大きく成長した降水粒子の集団を検知するものであり、小さい雲粒から成る雲、ましてや空気の流れを観測するものではない。豪雨の形成機構を解明していくためには、雲そのもの、雲の内外の気流、大気構造を、さまざまな手段を用いて総合的に観測することがどうしても必要となる。

積乱雲の構造と振舞い、あるいは積乱雲がもたらす災害の予知の研究において、世界各地で重用されているものはドップラーレーダーであり、しかも複数のものが同時に用いられる。このレーダーは、降水粒子あるいは人為的に散布した粒子の動きを観測することにより、気流の分布、速度を知るものである。わが国は、ドップラーレーダーの利用についてはかなり遅れていたが、遅れさせながら国内の研究機関で整備され始め、積乱雲とその集団の構造について貴重なデータが徐々に得られてきている。

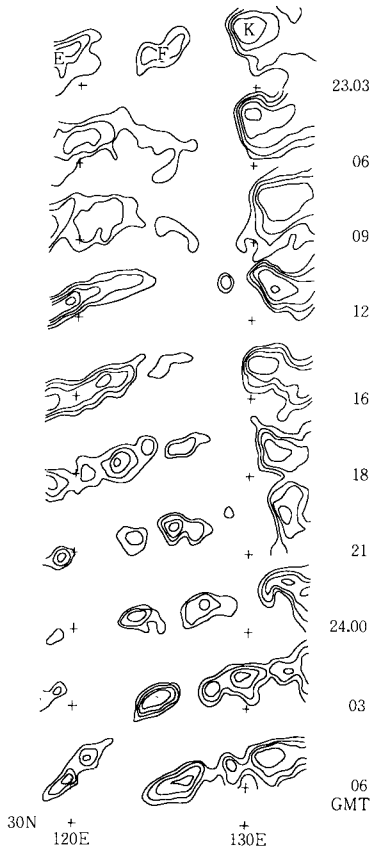
これからの豪雨の予測の研究において重要となる観測手段は、おそらく気象衛星であろう。気象衛星で得られる赤外の雲画像は、雲頂の温度に大体対応する等価黒体



図—10 昭和57年7月23日20 GMTの気象衛星ひまわりの赤外雲画像

輝度温度 (T_{BB}) を一般には白黒の濃淡で示してくれる。発達した積乱雲の集団は、他の雲に比べて非常に低い T_{BB} を示すため、雲画像の中では直径数10 km~数100 kmの白く輝く雲の塊としてかなり顕著である。これら中規模空間スケールの雲の塊はクラウド・クラスターとしばしばよばれている。

昭和57年7月の長崎豪雨の際も、クラウド・クラスターが顕著にみられている。その例を図—10と図—11に示す³⁾ (これらの図では、時間はすべてグリニッジ標準時間 GMT で表わされていることに注意)。図—10の気象衛星ひまわりの赤外雲画像はすでに長崎豪雨が起こった後であるが、九州の西の海上にクラウド・クラスターがいくつかみられる。この豪雨の特徴の1つは、このように、華中から東シナ海にかけて次々と移動してくるクラウド・クラスターであり、それらは21日の18 GMT 頃から明らかになった。図—11には23日3 GMT から24日6 GMT まで気象衛星ひまわりで観測された T_{BB} 分布図を示す。等値線は最も外側の -30°C から -10°C ごとに描かれている。西から次々と移動してくるクラウド・クラスターとは別に、九州北西部から南部にかけてゆっくり南東に移動している直径約250



図一11 昭和57年7月23日3時から24日6時までのクラウド・クラスターの T_{bb} 時系列分布 (長谷川・二宮, 1984)

kmのクラスター K がある。このクラスターが長崎豪雨に関係したものであり、8～13 GMT に強い雨が降っていた。23日14 GMT 以後、東進してくるクラスターとクラスター K が合わさるようになっていく。

長崎豪雨に関係したクラスター K の特徴は次のようにまとめられる。 T_{bb} が低い領域は9～13 GMT の間長崎市付近に停滞し、14 GMT 以後南下を始めた。9～13 GMT の間低温域の面積は減少し、11 GMT 頃に雲頂温度は最も低下した。1時間50 mm 以上の豪雨があった10～14 GMT は -70°C 以下の低温域がみられ、11 GMT に極小値 -78°C が観測された。クラスターの西側での温度傾度は大きく、特に豪雨時にはきわめて大きい。

このように豪雨に関係するクラウド・クラスターにはいくつかの特徴がある。一方、日本およびその周辺には、海上および中国大陸上のものを含めると、4月～11月の間に数100個のクラウド・クラスターが現われる。その中には、中国大陸の上チベット高原の東側に現われ3日

間かかって移動をしてきた後、梅雨前線に近づき日本に豪雨をもたらしたものもあり、低気圧に關係して現われ低気圧に伴って移動しながらも、低気圧とは全く異なる速度で移動したクラスターもある。クラウド・クラスターの生成、移動、ふるまいなどの気象衛星による研究はまだこれからの課題であるが、豪雨の形成に直接関係する積乱雲の集団の生成、移動、ふるまいを、雲そのものを直接調べるかたちでの研究である。レーダー観測と異なり、降雨、豪雨が始まる前からの観測が可能で、集中豪雨の予測に有効なばかりでなく、豪雨発生メカニズムの研究にも有効なものであろう。気象衛星にはひまわりのほかにも、NOAA があり、可視2波長、赤外3波長で観測を行っている。異なる波長で雲を観測すると、雲頂温度のみでなく、雲のタイプ、雲層の厚さなどいろいろな情報を得ることができる。また、気象衛星ひまわりの雲画像を1時間ごとに入手することがいずれ可能になる。気象衛星によるクラウド・クラスターの観測は、集中豪雨の研究と予測にとって大いに期待できるものであろう。

5. レーダーの利用

集中豪雨発生を6時間以上前から予測するには、豪雨発生メカニズムが解明されていることが必要であるが、現時点ではそのような予測は難しい。現段階では、現に起こっている降雨についての雨域の大きさと移動、雨量などの観測結果をもとに、数時間以内の豪雨の発生を予測することが有効であり、また各方面で実施、あるいは開発されている。つまり、実況に近い予測である。この場合、雨域の移動の予測、降雨の発達、衰弱の予測などが問題となるが、それらのいずれについてもレーダーの利用法が重要な課題である。豪雨の実態の研究においてもレーダーは大変有効なものであるが、豪雨の短時間予測においてレーダーは中心的な手段である。いくつかの問題点があるが、ここではレーダー雨量(レーダー反射強度から推定される地上雨量)の補正法と狭域用レーダーの利用について触れることにする。

降雨の空間的な変動は大きく、特に強雨のときには、数100 m 離れただけでも雨の強さは変わってしまう。そのために、地上雨量観測点をかなり密に配置したとしても、雨量の地域分布を正しく評価することは大変難しい。一方、レーダーは広域の雨の強さの分布を細かく測定することができるが、レーダーにより地上雨量を推定するにはいくつかの問題点がある。主に、レーダーから直接得られるレーダー反射強度因子 Z と雨量強度 R との関係式 ($Z = BR^{\beta}$) の係数 B 、 β が雨のタイプによりかなり異なること、レーダーが測定している上空の降雨が地上までの間に変質し、雨量強度がその間で変わって

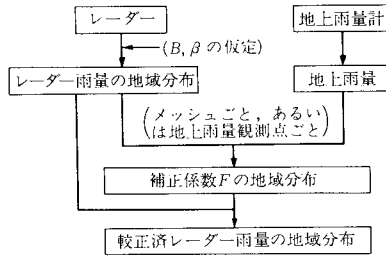


図-12 レーダー雨量の補正の方法

しまうことなどのために、レーダー雨量と地上雨量は一般に量的に異なる。

地上のある一点の雨量を正しく測ることのできる地上雨量計と、広い領域内の雨量分布を詳しく観測できるレーダーとを、それぞれの長所を生かしながら組み合わせ、地上の雨量の地域分布をできるだけ正しく評価しようという試みは、すでに多く行われている。特に、レーダー雨量を校正用雨量計で補正して用いる方法は、有望なものとして、その方法の開発、問題点が調べられてきた。国内でも、気象庁、建設省その他の調査がある。

それらの調査はすべて基本的には次のことを行っている(図-12)；

(1) $Z=BR^\beta$ の関係式の係数 B 、 β を適当に仮定して、レーダーの測定データをもとにレーダー雨量の地域分布を求める。

(2) 校正用雨量計により得られる地上雨量とレーダー雨量を比較して、レーダー雨量を地上雨量に一致させる補正係数 F を求める。

(3) 各地点で求められた補正係数 F をもとにして、 F の地域分布を求める。

(4) これらの F を用いて、レーダー雨量から地上雨量を求め、検証用雨量計の雨量により検証を行うか、あるいは実際に次の時間の雨量分布を予測する。

B と β の値は雨のタイプにより異なり、 B は 100 から 1000、 β は 1.0 から 2.0 くらいまで変わるが、(1) においては B として 200、 β として 1.6 前後の値を仮定してレーダー雨量を求めることが多い。また、レーダー雨量と地上雨量の比較では、1 時間よりも短い時間の雨量を用いることもあるが、1 時間雨量を用いることが多い。調査例によって一番異なるのは、 F の地域分布を求める方法である。各地点のレーダー雨量を校正用雨量計の測定値にできるだけ近づけることと、 F の地域分布を複雑なものではなく、なるたけなめらかにすることの、どちらかという矛盾する 2 つの要請をどう考慮するかで、方法に差が生ずるようである。

これらの調査の結果、補正係数 F としてどのような地域分布が妥当なのか、校正用雨量計の数はどのような

影響を与えるのか、 F の時間的変化はどの程度あるのかなどが示されている。注目すべきことは、弱い雨については F の変化が大きい傾向にあり、補正することによりかえって誤差が大きくなることがあること、および、校正用雨量計がまばらに配置されているときには、空間的変化の大きい雨については補正が必ずしもよい結果をもたらしていないことである。

いずれにしても、調査の多くのものが、補正係数 F の地域分布を求めるのに、1 つの方法をすべてのタイプの雨に適用することは決してよくないことを示している。雨量計が代表する範囲は雨のタイプによって異なるのであるから、イギリスでも試みられているように、雨のタイプをある程度考慮して、 F の地域分布の求め方、校正用雨量観測点の数を変えることが必要であろう。補正係数 F が意味する内容は複雑なものであるが、 F の地域分布の求め方を開発する一方で、 F の地域分布の降水機構的な意味を調べる研究が必要であろう。そのような研究があって初めて、雨のタイプ、地域に応じた適当な F を求めることが可能になるのであろう。

レーダーの利用のもう 1 つの課題は、狭域用システムの利用である。気象庁、建設省の広域用レーダーは、適宜補正され、それぞれレーダーアメダス合成図、レーダー雨量計システムデータとして出力され、広域の降雨状況を観測するものとして重要な役割を果たしている。しかし、日本のように地形の複雑なところでは、地域特有の降雨の変質があり、広域について共通して用いられるレーダー雨量の補正法はない。また、降雨現象の変化は激しいため、広域用レーダーのみでそれぞれの地域の降雨の急激な変化を予測することは難しいであろう。

各地域ごとのシステムとして考えられる 1 つの方法は、気象庁あるいは建設省の広域用レーダーのデータをリアルタイムで入手し、各地域に適正に配置された地上雨量計を用いた補正を行う方法である。東京都のように、関東地方建設局のレーダー雨量計システムの詳細なデータをリアルタイムで受け、5 km メッシュの東京都の雨量計ネットワークのデータを併用しながら降雨の予測を行っているシステムが、1 つの具体例である。しかし、このようなシステムは大がかりで、都道府県単位では可能でも、それより小さい単位の地域に適用するには最適でないかもしれない。その場合に考えられるのは、狭域用のレーダーシステムである。現在は、パーソナルコンピュータの技術の進歩もあり、レーダーデータの処理もかなり簡易に行えるようになってきている。狭域(おそらく 100 km 以内)を対象としたレーダーシステムで雨域の移動、降雨の発達をモニターしながら、その地域に適した雨量計ネットワークを利用したレーダー雨量の補正を行うことを考えてもよいのではないであろうか。現に、

このようなシステムの必要性が各方面で指摘されている。もちろん、その場合でも、広域用レーダーのデータが広域の降雨の把握に必要なことはいままでのない。

レーダーの使い方は、決して水平面的なデータを得るだけのものには限らない。先に述べたように、発達した積乱雲にも、スーパーセル型、組織化された多重セル型などいろいろあり、レーダーエコーの三次元的構造が異なり、それに応じて地上の雨量の分布、変化が異なる。また、積乱雲のレーダーエコーのエコー頂が急激に伸びたり、エコーの構造と強さが変わり、それに応じて地上に急激に強い雨が降ることがある。発達した積乱雲の集団が形成、維持されることにも構成する積乱雲の型が影響しているようである。豪雨の実態、発生メカニズムの研究のみでなく、豪雨の短時間予測のためにも、積乱雲の三次元的構造あるいは鉛直方向の急激な発達も観測できるようなレーダーの利用も必要とされるであろう。特に、狭域用レーダーにはそのような使い方が有効であると考えられる。

6. おわりに

これまで、集中豪雨の研究について、集中豪雨の実態というより、集中豪雨をもたらす発達した積乱雲とその集団の研究、および集中豪雨の予測の研究に関する展望などを中心に述べてきた。日本の雨の特徴の1つは、1時間から1日の間の時間帯に大量の雨が降ること、つまり集中豪雨が起りやすいことである。言い換えると、日本付近の大気は発達した積乱雲の集団が形成され、維持されやすい性質をもっているということである。そして、発達した積乱雲が、北米などでは大きなひょう、激しいトルネードをもたらすのに対し、日本の場合は豪雨をもたらす傾向にある。日本の集中豪雨は、災害防止の立場からも重要な問題であるが、大気科学としても地球上の大変興味深い降雨現象である。

しかし、集中豪雨の形成には、積乱雲内の降水粒子の成長過程と気流の発達過程の相互作用、積乱雲あるいは

その集団とまわりの大気との相互作用、さらに地形の作用などの複雑なフィードバック機構が関与しており、その発生、維持のメカニズムの解明は大変難しい課題である。このように複雑な現象をできるだけ素過程に分解していき、それら素過程を理解し、そのうえでそれらが複合したものとして理解していこうとすることは、もちろん大事である。自然科学は一般にそのような立場をとっている。ただし、一種の大気の破壊現象である複雑な集中豪雨という現象が、そのような理解のしかたのみで解明されるのかどうか、一方では疑問をもたざるを得ない。地形の作用など素過程に分解し切れないもの、相互作用が複雑すぎて人間が簡単には理解し切れないものもあるであろう。そのような現象を理解するには、現象をいたずらに素過程に分解することなく、大気の中の大きな水の流れの変化の中で集中豪雨の発生、あるいは積乱雲の集団のふるまいの法則性を、丸ごと理解してしまおうという立場、つまり素過程を総合するのではなく、現象を総合的に理解しようとする立場も必要と考えられる。集中豪雨の研究には、そのような立場に立った研究が必要であり、実は、気象衛星からの雲の観測およびレーダーによる降雨の観測は、そのような立場の研究に有効なものである。

参考文献

- 1) Browning, K.A., Fankhauser, J.C., Chalon, J.P., Eccles, P.J., Strauch, P.G., Merrem, F.H., Musil, D.J., May, E.L. and Sand, W.R.: Structure of an evolving hailstorm, Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression, *Mon. Wea. Rev.*, 104, pp. 603~610, 1976.
- 2) 二宮洗三・古賀晴成・山岸米二郎・巽 保夫: 微格子ブリミティブ・モデルによる長崎豪雨の予報実験, *気象集誌*, 62, pp. 273~295, 1984.
- 3) 長谷川隆司・二宮洗三: 静止気象衛星データからみた長崎豪雨(1982年7月)の特徴, *天気*, 31, pp. 565~572, 1984. (1985.9.9・受付)