

1. 集中豪雨について

二宮 洸 三*

1. はしがき

気象学会のシンポジウムは討論が少なく一般的講演になりがちである。今回のテーマ「豪雨について」も、漠然としすぎて4人の話題提供者の議論がかみあわなかった。筆者の分担は「定量的に豪雨を論ずること」になっていたがこれもわかりにくい要請であった。これを「定量化解析や数値実験を通して豪雨を理学的に理解する」とことと受け止めて話をすすめる。

筆者らはこれまで豪雨についての総合報告（気象庁技術報告86号（1974）、気象研究ノート138号（1980）、二宮（1975）など）を書いているので、これらと重複する一般的説明をさけて問題提起的な議論をしたい。

2. 豪雨に関連する現象

たとえば「台風」、「積雲対流」といえばわれわれはその現象（擾乱）について実体的なイメージを想起できる。豪雨については「小領域・短時間に集中した強雨」としての観測事実を認容しても、擾乱としての実体像を描くことがむずかしい。これは豪雨がいろいろなスケールの擾乱と関連して発生するからである。豪雨を複合的な現象として認識することが理解への第一歩であると考えたい。

豪雨の降水の集中性からみて、それが中規模擾乱と密接に関連していることは明らかであるが、同時に他のスケールの擾乱や過程との関連も考察しなければならない。豪雨に関連する擾乱、過程として次のことがらがある；

- (1) 降水物理過程
- (2) 積雲対流（雲力学過程）
- (3) 中規模擾乱
- (4) 中間規模擾乱

(5) 大規模擾乱

(6) 北半球規模の循環。

具体例として梅雨前線豪雨についての観測事実を要約しよう（紙面の制限から図は省略するので前記の総合報告参照）。

2.1. 梅雨前線帯

梅雨前線帯は6～7月期～30°Nにそって伸びる長大な雲域として認識される。さらに詳細にみればそれは大規模・中間規模の雲クラスターのつらなりとして認識されよう。前線帯の南北気温傾度は弱く前線帯は水蒸気混合比の傾度で特徴づけられる。前線の北側の中緯度の気団は安定成層を示す。南側に位置する海洋性熱帯気団の下層は、多湿で著しい対流不安定を示している。この気団（亜熱帯高圧帯圏内の）内では下降流のため～800mbに安定層がありその上層は乾燥しており、そこで対流不安定が解消されることはない。前線帯は多湿（“湿舌”として認識されている）で成層は湿潤中立である。

水蒸気収支解析から前線帯の水蒸気フラックスの収束（降水をまかない、湿舌を維持する）は主として太平洋高気圧の西縁をめぐる下層の南風風系によって引き起こされていることが示される。この風系は大規模なコンフリクションを引き起こし、フロントゲネシスの過程によって前線帯を維持している。

2.2. 大規模低気圧と中間規模低気圧

梅雨前線帯では、大規模低気圧のほかに波長1000～2000kmの中間規模低気圧が発達する。両者は単に空間スケールが異なるだけではなく、垂直構造に差異がみられる。すなわち、梅雨前線帯の中間規模低気圧のトラフは東西断面図上では東に傾き、南北断面図上では北に傾いている。中層に暖気核がみられ、擾乱の振巾は下層で大きい。理論的研究によれば、積雲対流の熱的效果をうけた湿潤中立成層内の一種の傾圧不安定波動と説明されるようである。ただし梅雨前線帯がまず存在し、そこ

* Kozo Ninomiya, 気象庁電計室

に中間規模擾乱が発生するという説明は過程の一面にすぎないかも知れない。なぜなら、相ならぶいくつかの中間規模擾乱の列として梅雨前線が形成されているとも考えられるからである。

大規模・中間規模擾乱の中心部では、特に湿舌・下層ジェットが顕著であり、下層の収束、水蒸気流束の収束が大きく、大きな降水量が観測される。強雨は大部分、中規模領域に集中する。

2.3. レインバンドと下層ジェット

大規模・中間規模低気圧の暖域前線（のトレーリングパート）には、しばしば著しいレインバンドが発生し、その近傍には下層ジェットがある。下層ジェットは一般に300~800 mb 層のはぼ一様（鉛直方向に）な風速と800~1000 mb 層の強い鉛直シアーによって特徴づけられ、700~800 mb 面では明瞭な極大風速軸が見られ、その風速は超地衡風的である。運動量の対流輸送がこのような風速プロファイルの形成に寄与していると考えられる。またこのようにして形成された非地衡風的な下層ジェットのまわりの鉛直循環が下層ジェットの北側の上昇域としたがってレインバンドを維持していると考えられる。

なお、レインバンドはこの他にも一般的に前線の微細構造として観測されることが多く、前線にパラレルなロール構造を説明しようとする理論もある。

レインバンド内部での積雲は一様あるいはランダムではなく、いくつかの中規模の降水システムが並んでいる例が多い。

2.4. 中規模擾乱と積雲対流

梅雨期（中~末期）の強雨は対流性降水であるが、大規模低気圧、中間規模低気圧、レインバンドのいずれの場合でも、中規模領域（複数）に集中する。すなわち豪雨は中規模の積雲対流のクラスター（これを中規模擾乱といってよいだろう）によってもたらされる。中規模擾乱の様相と発達過程は、レーダー・地上観測データによってかなり詳しく調べられている。いくつかのケーススタディは、気圧場と収束場が $\sim 1/4$ 波長ずれることを示し、内部重力波的な機構*を暗示している。降雨域と収束域がほぼ一致しているとする報告が多い。内部重力波の増巾については収束場における運動量の対流混合

が収束場を強化する過程を主張する論文がある。

これに対し、降水域と発散を伴った冷たい小高気圧（メソハイ）が一致しているとする報告も多い。これは主として比較的乾燥した雲底下層内での降水からの蒸発による冷却に原因するものであり、雷雨に伴って発生するケースが多い。

また、ほとんど移動せず停滞する中規模豪雨域の観測例も少なくない。これについては特別な風速シアーの状態下での長続きする積雲対流を雲力学の立場から説明する試みが行なわれている。

上述したように豪雨にはいくつかの擾乱、過程が関連している。これらのうち、中規模擾乱以外の現象については、定量解析、理論、シュミレーションがかなりの進展をみせている。豪雨の本質は中規模的性格にあるが、これについての研究はまだ十分ではない。その大きなネックは稠密な3次元的データの不足にある。総合的な新しい研究観測が切望される。

以上の概観の上に立って、以下定量解析とそれに関連するシュミレーションの話題に移ろう。

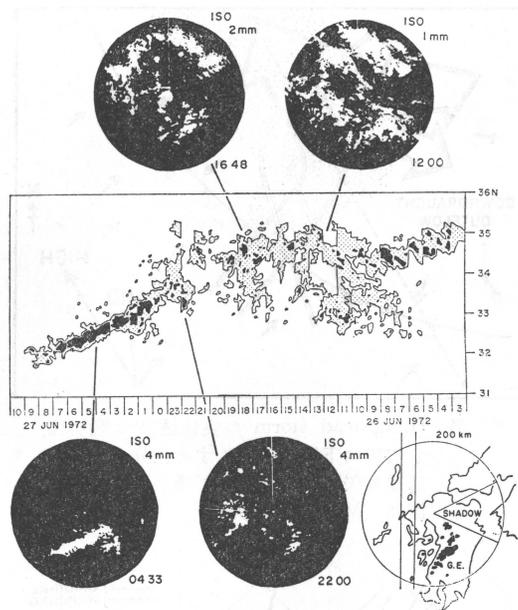
3. 豪雨域における不安定の生成と解消

この節では定量解析の一例として豪雨域における不安定の生成と解消の問題を扱おう。対象とするケースは1972年6月27日の梅雨前線低気圧に伴う九州西部の大雨のケース（Ninomiya・Yamazaki, 1979）である。

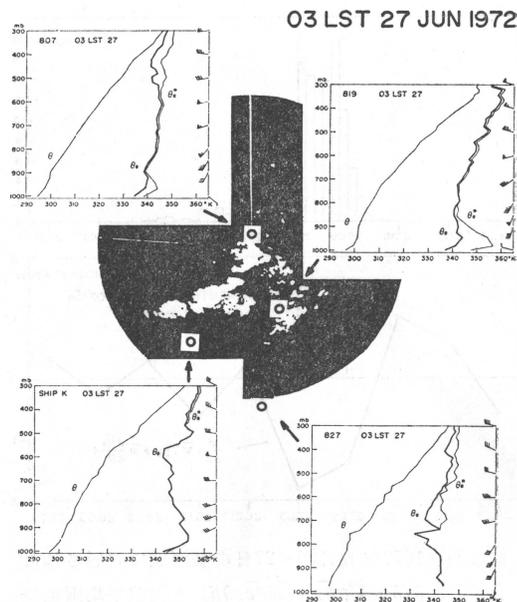
第1図は低気圧に伴うエコシステムを示す背振山レーダーによる時間合成エコー分布図と、代表的なPPI写真である。豪雨は前線のトレーリングパート（図の03~07時の部分）に発生している。第2図は27日03時の豪雨域周囲の成層状態を示したものである（ θ , θ_e および θ_e^* はそれぞれ温位、相当温位および飽和相当温位を示す）。このケースでは研究観測データが利用できたため、豪雨域での成層状態が詳しく観察できる。豪雨域南縁（ship K）では飽和して、かつ不安定な成層がみられる。注目される事実は、不安定領域が極めて局地的であることである。成層状況の分布そのものが中規模的であることを強調したい。成層は後述するように3次元的な流れの場と対流活動によって支配されるので、中規模の循環系があれば成層も中規模的な分布を示す。

成層を論ずるには θ_e と θ_e^* のプロファイルを調べる必要があるが、飽和に近づけば両者の差は少ないので、便利のため、 $\partial\theta_e/\partial p$ （つまり対流不安定）のみを考察する。 θ_e の保存性は

* この事実は個々の積雲（エコー）が内部重力波の位相速度で移動することを意味しない。個々のエコーの移動速度と異なる位相速度で内部重力波の収束場が伝播して対流活動を強化し、一方発散場が伝播して対流活動を弱めると考えられる。



第1図 1972年6月26~27日の低気圧についての時間合成エコー分布図とPPI写真。豪雨は27日03~08時に発生している。



第2図 1972年6月27日03時の豪雨域周辺の成層状況。

$$\frac{\partial \theta e}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{V} \theta e + \frac{\partial}{\partial p} \omega \theta e = 0 \quad (1)$$

であるが、われわれの考察するのは、ある領域（観測点で囲まれた）の平均場（-）であるから

$$\frac{\partial \overline{\theta e}}{\partial t} + \nabla \cdot \overline{\mathbf{V} \theta e} + \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega \theta e} = 0 \quad (2)$$

である。物理量を平均場の量（-）と乱れ（'）にわけ、水平輸送についての乱れのフラックスを無視すれば

$$\frac{\partial \overline{\theta e}}{\partial t} + \nabla \cdot \overline{\mathbf{V} \theta e} + \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega \theta e} + \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega' \theta e'} = 0 \quad (3)$$

となる。 $\nabla \cdot \overline{\mathbf{V}} + \partial \overline{\omega} / \partial p = 0$ を使えば、(6)は

$$\frac{\partial \overline{\theta e}}{\partial t} + \overline{\mathbf{V}} \cdot \overline{\nabla \theta e} + \overline{\omega} \frac{\partial \overline{\theta e}}{\partial p} + \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega' \theta e'} = 0 \quad (4)$$

となるから、成層の時間変化は

$$-\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \overline{\theta e}}{\partial p} \right) = \frac{\partial}{\partial p} \left[\overline{\mathbf{V}} \cdot \overline{\nabla \theta e} + \overline{\omega} \frac{\partial \overline{\theta e}}{\partial p} \right] \quad (A)$$

$$+ \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega' \theta e'} \right] \quad (B) \quad (5)$$

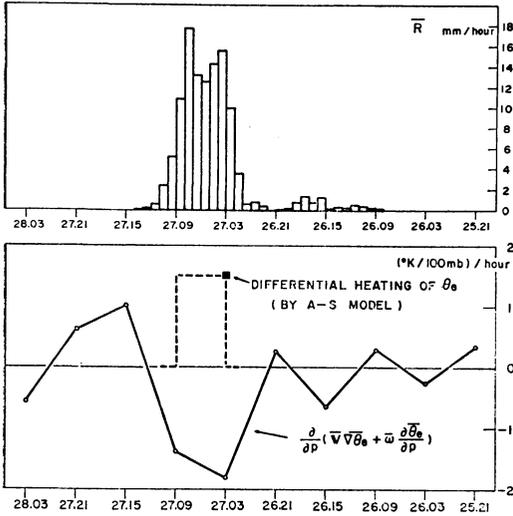
となる。(A)は differential advection (3次元的)を、(B)は differential heating (この heating は subgrid-

scale eddy による θe の鉛直収束による)を意味する。

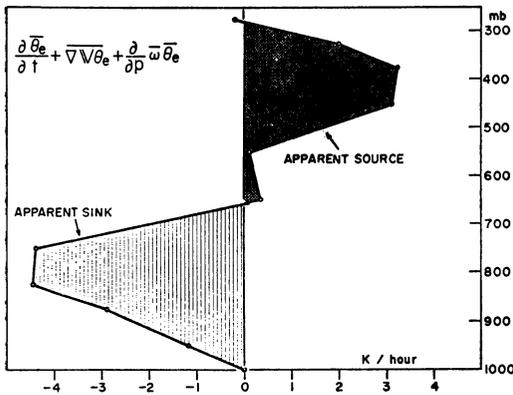
具体的には下層で3次元的な暖湿移流があり、上層で寒乾移流があれば成層は不安定化する。海面からの熱・水蒸気の補給 ($\omega' \theta e, sea$)があれば不安定化する。このような過程によって安定成層は安定性を減じ、さらには不安定となり、積雲対流が発生する。積雲対流による θe の輸送は上向きで、中層で極大を示すから、上層の θe を増加させ、下層の θe を減少させ、(B)頂は不安定を解消させる。

豪雨域をかこむ4地点（福岡・啓風丸・鹿児島・熊本の高層観測点）のデータから計算した(A)項の時間変化を第3図に示す。27日03~09時に大きな不安定の生成があり、同時にそれを解消させる積雲対流の発達があったことが、降水量の記録から確かめられる。03~09時の期間、積雲活動によって不安定が解消されたことは、高層データによって上層で θe の apparent source, 下層で θe の apparent sink が求められたことから明らかである(第4図)。

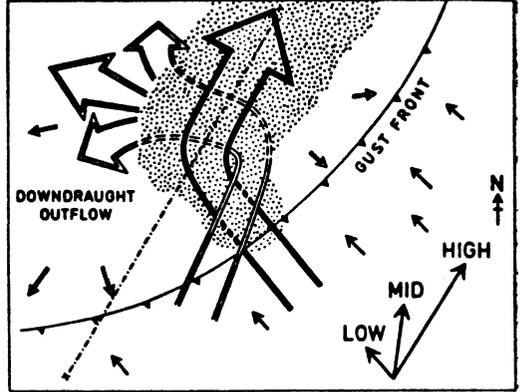
ここに示した定量解析は豪雨域における対流不安定の生成と、それに反応した積雲対流の発生と不安定の解消の過程を明示している。すでに述べたことであるが、この不安定の生成は、中規模の3次元的循環によるものであり、また中規模の豪雨の熱的効果は3次元的な循環に



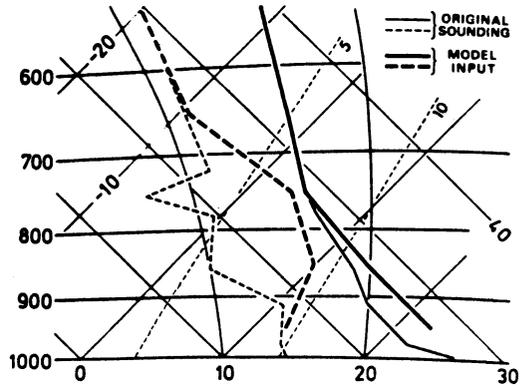
第3図 1972年6月26~27日の豪雨域で評価された $\frac{d}{dp}(\nabla \theta_e + \bar{\omega} \frac{d\theta_e}{dp})$ と面積平均雨量の時間変化。



第4図 豪雨時の θ_e の apparent source/sink の鉛直分布。不安定の解消を示す。



第5図 Hampstead storm の実験結果の説明図。太矢印は下層から侵入する上昇プランチ、二重線矢印は中層から下降プランチに入る流れ (Miller, 1978)。



第6図 Miller (1978) の初期値の成層(太線)と観測値(細線), 両者の差異に注意。

ヨンの1つの問題点となる。多くの実験で風のシアの重要性が指摘されている。積雲に入り上昇する気流と降水に伴って下降する気流とを分離し、周囲の下層風と下降流との間に収束を作り積雲対流を維持して行くために時計まわりのシアが好都合だとされている。

1975年8月14日英国 Hampstead の豪雨 (~180mm/3 hour) の積雲の数値実験で説明しようとするシュミレーションが Miller (1978) によって行なわれている。彼の結果の模式的説明図を第5図に示す。積雲は北東へ移動するが、ガストフロントに新しい積雲が発生し雨域は停滞する。ガストフロントは広がるが南端では一般流と打ち消し合って移動しない。この実験は停滞する豪雨を説明しているように思われるが、それが梅雨期の豪雨

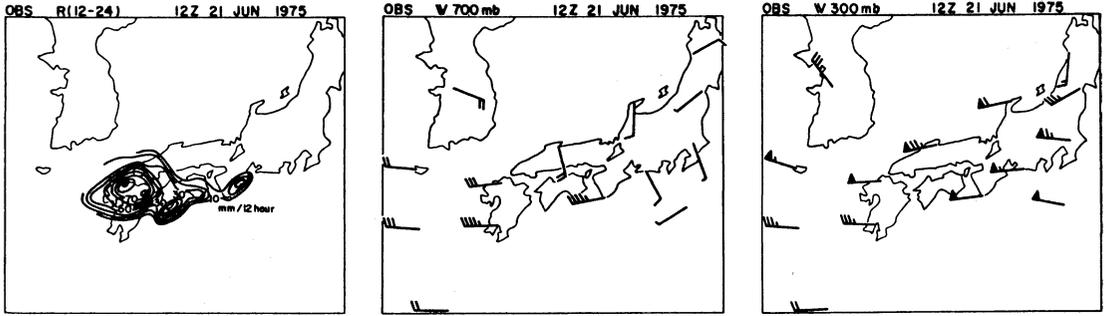
影響を与えているはずである。

以上の定量解析の結果を念頭におきつつ、以下の節のシュミレーションの結果を考察したい。

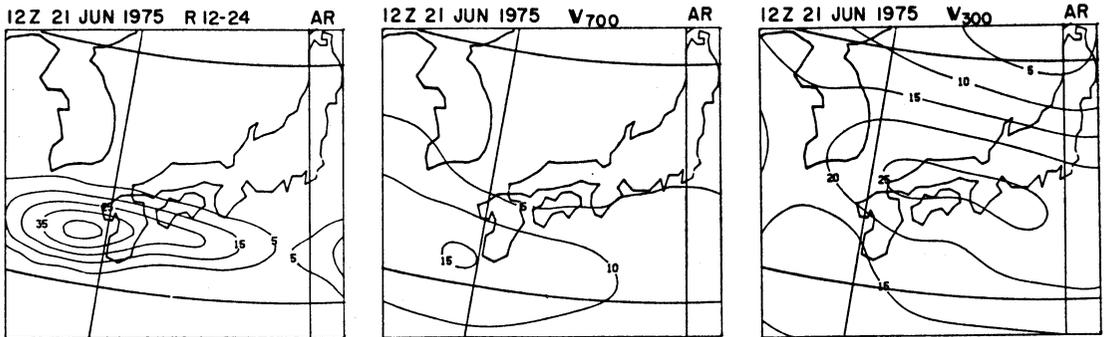
4. 積雲対流のシュミレーション

前節の定量解析の対象となった過程の一部分を切り取れば、「与えられた不安定に対する積雲対流の反応」というテーマが得られる。

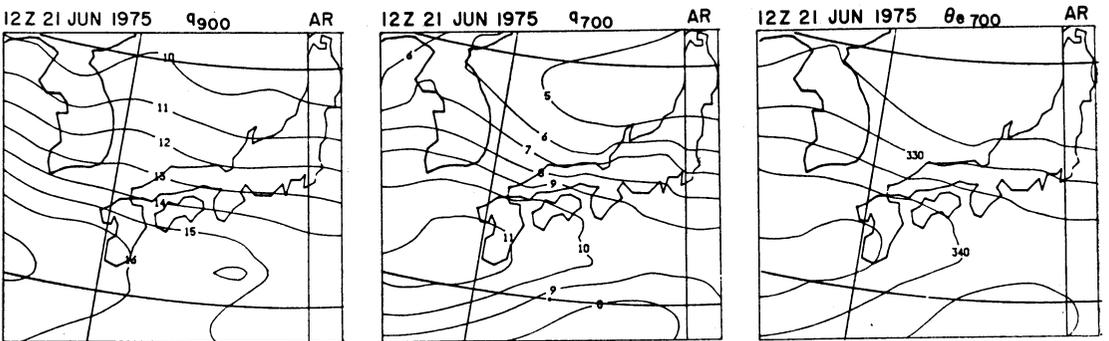
豪雨をもたらすためには積雲が組織化され長時間持続することが必要であり、これが積雲対流のシュミレーシ



第7図 1975年6月21日12時の時間雨量, 300および700mb 風速の観測値.



第8図 12時間雨量, 300および700mb 風速の予報図.



第9図 900mb および700mb 混合比および700mb 相当温位の予報図.

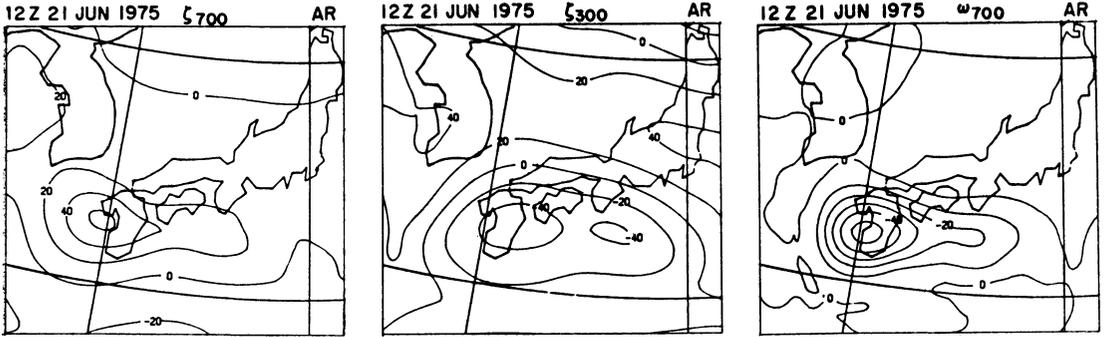
を説明するかどうかは解析によって確認する必要がある。

Miller の論文では、しかしながら、豪雨域での観測とは著しく異なった成層状況を初期条件として与えている点に注意したい。このような人工的(任意的)な初期条件の設定は多くの積雲のシュミレーションに共通している。“豪雨”のシュミレーションとしたならば、次の2点について筆者はコメントを加えたい；

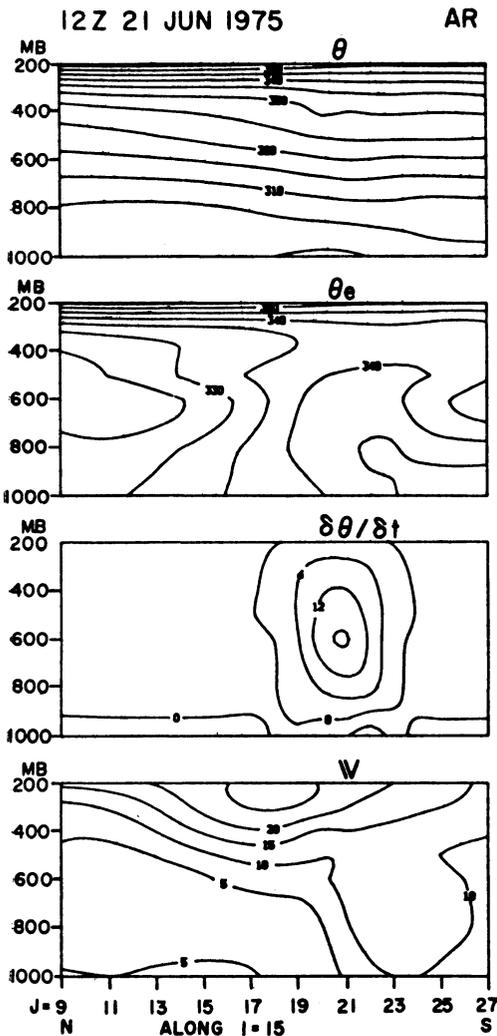
(1) もし特定の成層条件を必要とするならば、そのような成層の出現をシュミレートしないかぎり“豪雨”を再現したことになる。

(2) 使用した成層条件が、もしも自然界でしばしば出現するものであるならば、比較的発生のみれた豪雨をどのように説明するのか？

科学的研究の定石として問題とする過程を分解して、その一部をとり出して実験することは、必要であるし有



第10図 700 および 300 mb 渦度および 700 mb 上昇流 (ω) の予報図。



第11図 温位, 相当温位, θ の apparent source および風速の予報値の南北鉛直断面図。

効な方法であるけれども、その場合、外界（空間的・時間的）の接点として与えられる初期条件・境界条件を自然界の一部分として十分に吟味しないかぎり、実験が架空の物語になるおそれがある。

5. メソ格子モデルによる梅雨前線豪雨のシュミレーション

第4節の Miller の実験は仮想的な成層下における積雲対流の実験であった。次に、積雲対流そのものは極度に簡略化したパラメタリゼーションを用いる代りに、一般場による成層の不安定化の過程を重視する立場でのシュミレーションを考えたい。

この実験は Ninomiya・Tatsumi (1980) による6層77 km 格子プリミティブモデルによるものである。詳細は原論文を参照してほしいが、積雲のパラメタリゼーションとしては、下層の渦度がある数値をこした格子点上でのみ“湿潤対流調節”を行なう方式を採用している。(これは対流性降雨を擾乱の中心部に集中させるための取り扱いであるが、観測事実には反しない仮定である。)

ここでは1975年6月21日の豪雨についての実験結果を示そう。第7図は21日12時(Z)の前12時間雨量、700 mb 風速および 300 mb 風速の観測値である。第8図は、第7図に対応するシュミレーションの結果である。第9図は同時刻に対する 900 mb 混合比、700 mb 混合比および 700 mb θ_e の予報図であり、第10図は、700 mb 渦度、300 mb 渦度および 700 mb 上昇流 (ω) の予報図である。第11図は南北鉛直断面図上の θ , θ_e , $d\theta/dt$ (θ の apparent heat source) および風速の予報値である。

このシュミレーション(リアルデータ予報実験)の結果は次のように評価される；

- 1) 熱帯気団の北縁に前線帯および豪雨域が再現された。
- 2) 上層ジェット, 豪雨域, 下層強風軸の相対位置が再現された。
- 3) 低気圧の軸の北への傾が再現された。また豪雨域上空 (200~300 mb) の負渦度域が再現された。
- 4) 前線帯での湿潤中立成層, 前線帯南方での対流不安定成層が再現された。
- 5) apparent heat source の鉛直分布, および降水量の予報値はほぼ正当と思われる。

すなわち, 観測された梅雨前線豪雨の中間規模の様相はかなり正確に再現されたものと評価される。

6. まとめ

この報告の前半 (1~2 節) では梅雨前線豪雨の観測的事実を要約してみた。ついで, 定量解析と数値実験および観測の事実が比較しやすい問題として, “豪雨域における成層不安定の生成とその解消” のテーマをえらんで議論した。

まず (第 3 節), 定量解析によって中規模場での成層不安定の生成とそれに対する積雲対流の反応を調べ, かつ積雲対流による成層の安定化作用を示した。

次に (第 4 節), ある与えられた不安定成層内で, どのような積雲対流の振舞が再現するかを, Miller (1978) を引用して示した。同時に豪雨の実験として, なにが不足しているかについて, 筆者の主観的コメントを述べた。

最後に, 単純な積雲パラメタリゼーションを含むメソ格子プリミティブモデルで梅雨前線豪雨の予報実験を行

なった。実験の主目的は格子スケールでの不安定の生成と, それに反応する積雲 (パラメタライズした) とその効果のあらわれ方にある。積雲の単純化にかかわらず, 豪雨の観測事実の主要はかなり正しく再現されている。

第 3 節および第 4 節の実験の性格は大きく異なっているが, それぞれ豪雨のある性質の一面を再現している。将来, 両者がより接近することによって豪雨のシュミレーションより実際のとなるだろう。実験の判定のためにも, また実験の内容を物理的に高めるためにも, 定量解析が精密になる必要があり, そのためには, より稠密な観測データが必要となるだろう。

文 献

- Miller, M.J., 1978: The Hampstead storm, A numerical simulation of quasi-stationary cumulonimbus system. *Q.J.R.M.S.*, 104, 413-427.
- Ninomiya, K. and Y. Tatsumi, 1980: Front with heavy rainfalls in the Asian subtropical humid region in a 6-level 77 km-mesh primitive equation model, *J.M. Soc. Japan*, 58, 172-186.
- Ninomiya, K. and K. Yamazaki, 1979: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region. (II), *J. M. Soc. Japan*, 57, 399-413.
- 気象庁技術報告, 第86号, 1974: 梅雨末期集中豪雨研究報告, 第2部, 梅雨前線豪雨の気象学的実態と機構, 19-205. (松本誠一, 二宮洸三, 吉住禎夫, 秋山孝子, 時岡達志, 相原正彦, 浅井富雄).
- 気象研究ノート, 第138号, 1979: 梅雨前線帯の豪雨, 1~277 (二宮洸三, 秋山孝子, 吉住禎夫, 山崎孝治, 榎原均)
- 二宮洸三, 1976: 梅雨前線帯の豪雨, *天気*, 23, 283-295.

2. 集中豪雨の解析

古橋重利*

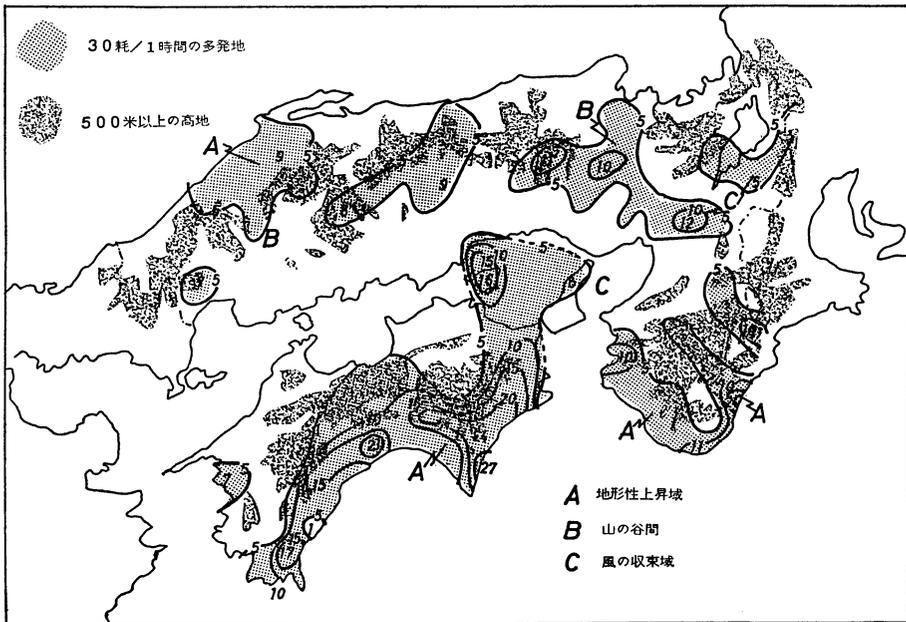
1. はしがき

雨量予想については、総観場の資料や電計による雨予測資料などから、大雨ポテンシャルの有無や降雨域、平均的な量を予測している。しかし、それらは気象官署や高層観測網の関係から、100 km のオーダーに対するもので、中小規模現象である短時間の大雨については、地域気象観測網やレーダー観測、気象衛星などを使うことになる。地方の経験豊かな予報官の中には、総観的な資料を見て、短時間大雨を予測する人もあるが、これは大規模場の中にその兆候を見付けることではじまる。しかし発生から消滅まで、数時間の寿命しかない短時間の大雨について、半日以上も前に、いつ、どこで、どのくらい降るかなどについて予想することは難しい問題である。短時間の大雨でも大規模なじょう乱に伴う場合など、そ

の一部は予測可能なものもある。予測の難しい短時間の大雨を、アメダスやレーダーを組み合わせる予想的立場で研究を進めている中で、2~3の解析的な事例を報告し、若干の私見を加えて、今後の短時間の大雨研究の一助としたい。

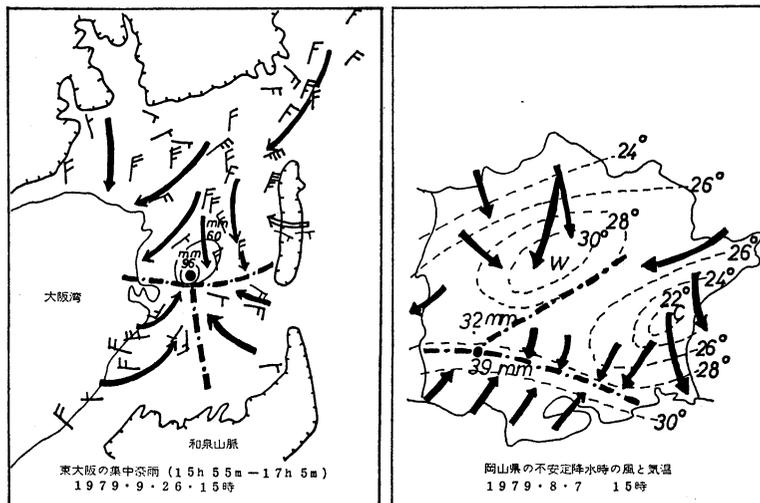
2. 短時間の大雨の発生しやすい場所

第1図は最近4年間に西日本で1時間30 mm以上の短時間の大雨が発生した回数分布である。5回以上(年1回以上)発生した地域を点の陰影であらわしてある。図の中には500 m以上の高地について、影をほどこしてあるが、短時間の大雨の起こりやすいところは次のような場所である。(1) 海岸に凹みがあり、暖湿な気流が収束しながら流入し、地形上昇で降雨となりやすい場所

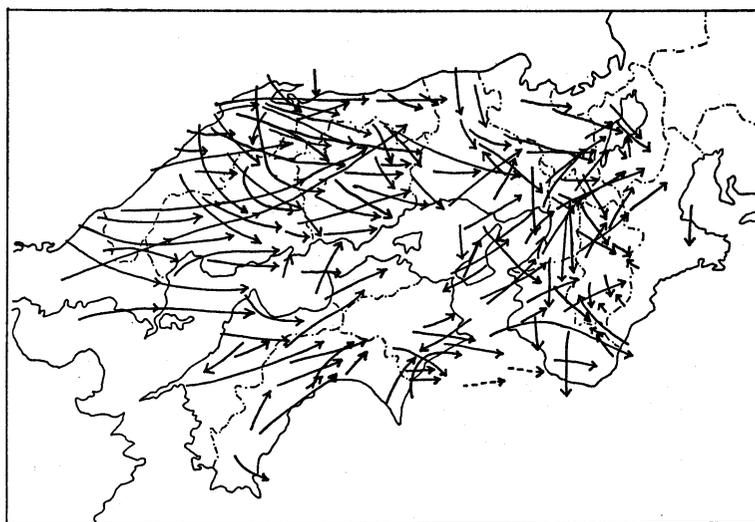


第1図 30 mm/1時間の発生数 (1975-1979).

* Shigetoshi Furuhashi, 大阪管区気象台



第2図 短時間強雨と風の収束点の関係。



第3図 30 mm/3時間以上の強雨域の移動経路。

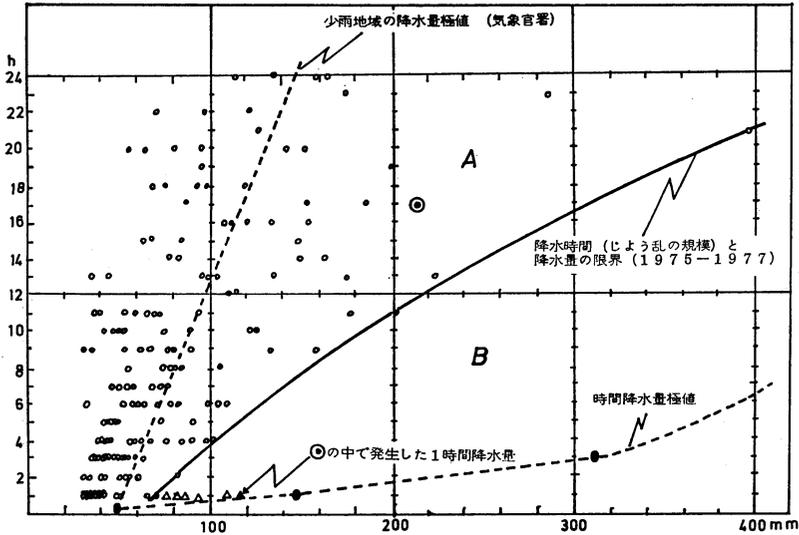
(四国南部や紀伊半島南部)、(2)山の谷間または鞍部(兵庫県中部、島根県広島県境)、(3)海峡のつきあたりや平野部で多方向の気流が収束しやすい場所(琵琶湖から大阪湾にかけての地域、小豆島付近)。

特に(3)の場合には、前線などの気象じょう乱がこの地域に達する数時間前に周辺の地上摩擦の少ない地域で風速が4 m/s以上に達することが報告されており、じょう乱がこの地域に達すると同時に地上風の収束に見あうエコーが発達し、短時間の大雨が観測される場合が

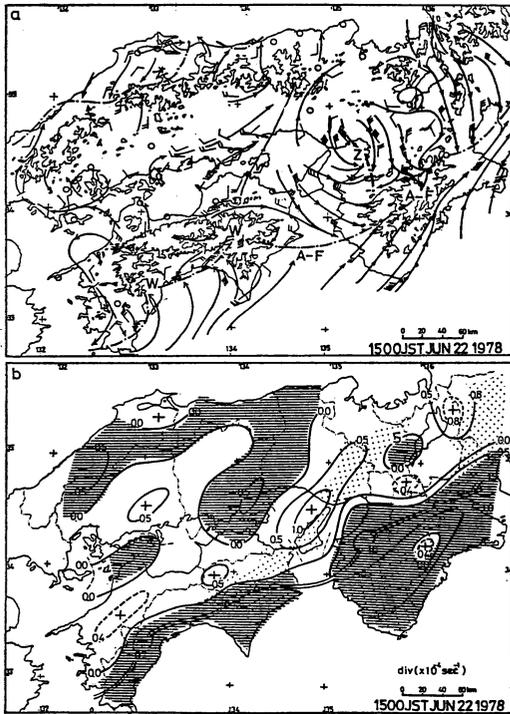
少なからずある。一方雷雨などのように、強い対流に伴う局地性の大雨は第2図に示す例のように、少なくとも3方向から風が収束して、収束点を作るようで、2方向の風の収束の場合は、前線の存在や地形の遮蔽など別の要因が加わるなどで、収束点または収束域を形成するようである。

3. 短時間の大雨域の移動

短時間の大雨域は、地形性降雨や、局発性の雷雨のよ



第4図 総降水量と継続時間 (1975-1977).



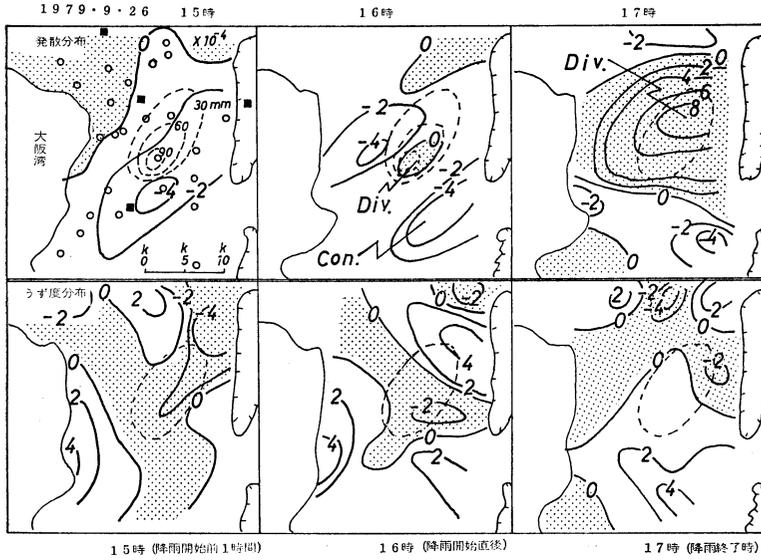
第5図 風の流線 (上段) と発散分布 (下段).

域の移動をまとめてある。これは個々のレーダーエコーセルの動きよりも、パターンの移動にそって動くという報告と、3~4 kmの高さの風に流されるという報告がある。図では地上の摩擦の少ない地域にそって、大雨域は移動する傾向がある。矢印は3時間毎の移動距離を示すが、矢印の切れた付近は、強雨域がそこで衰弱する地域で、違った風系にさえ切られる地域であったり、山岳地帯であったりする。このように移動する大雨は、下流の地域で大雨を予想するのに好都合である。また移動経路は暖湿な気流の流入しやすいところでもある。

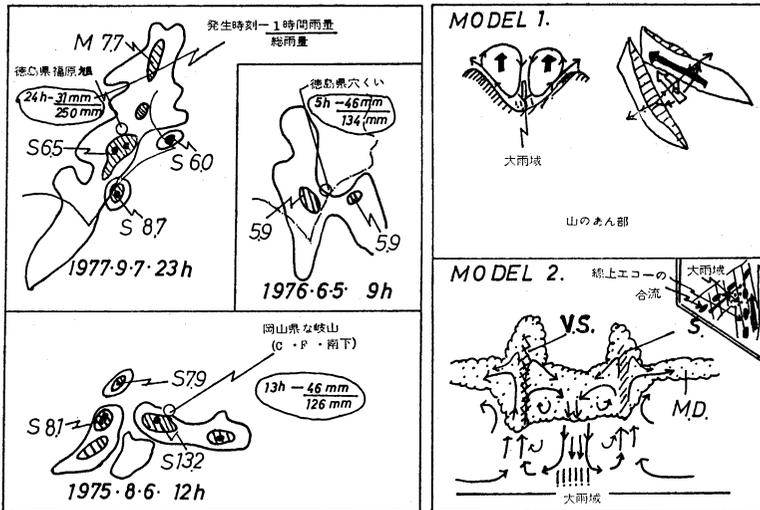
4. 短時間大雨とじょう乱の規模の関係

気象じょう乱の空間的な規模は、降水時間の長さに対応すると考えてよい。1時間30mm以上の大雨が発生した時の降雨時間(第4図縦軸)と総降水量(横軸)の関係はAの領域内にある。調査期間における各降水時間に対応する降水量の最大値を実線で結んであるが、例えば2時間で終る対流性の総雨量は80mmくらいである。日本における各時間雨量の極値は図中の下の方の破線で示してある。集中豪雨は両方の線にはさまれたBの領域の大雨と仮定すれば、大規模場に伴う大雨の中で、中小規模の強い短時間の大雨が発生することを意味している。例えばこの調査期間中に1時間100mmを越す大雨が発生した。図の△印であらわしてある。これらは降雨時間も長く、大規模な気象じょう乱に伴って発生している。通常は記録的な集中豪雨が降る場合は大規模場の中にそ

うに同じ場所で停滞するものと、低気圧や前線、高層の寒気の動きに伴うものなど、強雨域が移動する大雨がある。第3図には1975年~1978年の3時間30mm以上の雨



第6図 局地的な大雨(破線内)と発散分布(上段)渦度分布(下段)の対応。



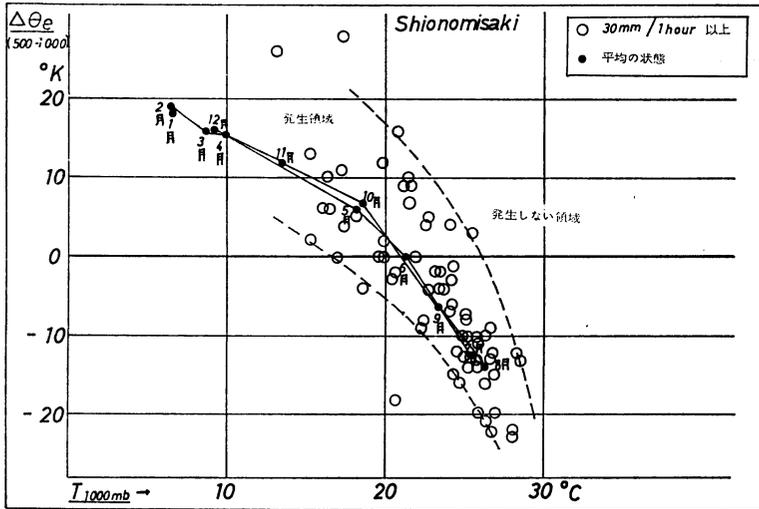
第7図 2つの強いエコーと強雨モデル。

の要因があらわれているといわれているのはそのためである。しかし高層観測網の粗さや、暖湿な気塊が海上にあるためなどで、天気図上に大雨の要因を見付けることが困難な場合もいくつかある。

5. 地上風による収束域と降雨との対応

集中豪雨は局地的に降ることが多い。そのためその降雨域を推定するためには、リアルタイムに入るアメダスの風の活用が望まれる。アメダスの風を使った収束と降

雨の関係を調べた結果では、収束域と降雨域が一致するときもあるが、収束域と発散域の境界で降るなどいろいろな調査結果が出ている(第5図)。ある一定値以上の収束量がある場合には、大雨域や雨量との対応が良いなどの例も報告されているが、必ずしも対応するとは限らない。これは風の観測値が、観測所の周囲の地形の影響とか高さによって変化することが多く、一方では大雨になる要因は水蒸気量とか気流の方向、不安定度とかいろいろなものがからんでくるからである。雷雨などのように



第8図 安定指数と1000mbの気温の関係。

鉛直シアーが小さいところで発達する対流雲などでは第6図のように細かいメッシュの資料があれば、地上風による収束と降雨がよく対応する例もある。

また特定の地域では、風と降雨の関係が非常に良く対応する場合があるので、これらの地域では、地上風による集中的な大雨を予測できる可能性がある。

6. 短時間強雨をもたらす機構の1例について

短時間強雨の時のレーダーエコー図には、降雨域の付近に直径数kmから10km程度の強い対流性エコーが複数個にあらわれる例が見られる。高気圧の縁辺で鉛直シアーの小さい時にあらわれることが多く、形としてはオープン、セル状の対流と考えてよい。第7図にいくつかの例をのせたが、2つの上昇域で生成された雨滴はその間で併合しながら落下して下降域を形成する。垂直な循環をある時間継続して行なうためには、2つの上昇域が適当な間隔で存在すれば非常に都合がよい。雨量も1つの積雲で予想される雨量の2倍くらいに達することなど、実状とよく合う。これと同じような考え方を示すものとしてモデル1の山谷風がある。谷間にそって集中豪雨が多いのは従来収束増大と考えられていたが、一面、両側の山による地形性上昇域で雨滴が生成し、谷間にそって降るという機構も考えられると思う。例えば長崎県諫早市は北に多良岳、南東に雲仙岳があり、両者の間隔は30km程度、両方の山の高さも1000m程度で、諫早市は中間の谷間にある。高知県土佐湾上で2つの線状エコーが接近することで、しばしば高知県内で集中豪雨を降

らす例が報告されるが、モデル2に示したように両方のエコーの距離がある間隔まで接近すれば、垂直循環を維持させるに都合が良く、上昇域で雨滴を生成し、下降域で降雨となる。普通いわれるように、強い上昇域で降雨があれば対流は直ぐに弱まってしまうはずである。

7. 安定指数と強雨について

短時間強雨と大気的不安定の関係は明らかである。例えば上層の寒気、下層の暖湿気流の流入などによる大雨の例は多い。そこで安定指数としてSSI、や相当温位の高度差と降雨量の関係を調べてみるとそれほど良い関係を示さない。調査の結果、不安定指数は地上付近の気温や水蒸気量との関係が深いことが第8図でわかる。図の中には、1時間30mm以上の降水があった場合の対流不安定度(500mbと1000mbの相当温位差)と1000mbの気温の関係を示してある。最近5年間の高層資料による平年値の月別変化を図中の実線で示したが、短時間強雨はこの実線付近の領域で発生している。夏は対流不安定で冬から春秋にかけては安定である。夏は対流不安定だが高気圧圏内の下降流域にあるため対流は発達せず、対流不安定を顕在化させる要因があって始めて対流が発達することが知れる。すなわち、地上気温が平均状態より、はるかに高くなると、極端な不安定状態となるはずだが、実際にはその状態は直ぐ解消してしまうことを示している。したがって安定指数を大雨の指数として使うには一考を要する。

3. 集中豪雨の解析と予想

(予報現場の立場から)

大江 健夫*

1. はしがき

予報現場の立場から、近畿地方を対象とした集中豪雨の予想について、今年の3つの例題をあげて報告する。

われわれは総観場を通じての大雨パターンやその特徴を知っている。大雨ポテンシャル場を認識した上で、その場が近畿地方にやってきてどういう振舞をするかは、レーダー・アメダスなどによる監視を強化して豪雨に至る過程を詰めて行き、最終的には局地豪雨を扱うことになる。これら一連の予報法は現場で実行しているものであり、今回の報告は検証ということにもなる。

なお、焦点は局地豪雨が例1・2では京都市付近で、例3では大阪平野の局所で急に顕在化した点の予想にしよう。

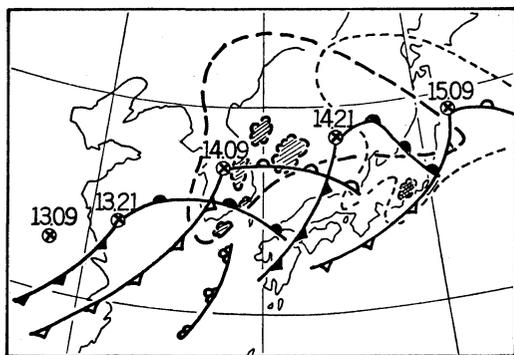
2. [例1] 1980年7月14日京都市付近の豪雨

2.1. 総観場から

第1図のとおり、850 mb の低気圧は順調に東北東進している。14日09時の衛星による雲組織のうち、寒冷前線前面の雲域（太平洋高気圧の縁辺に沿う積雲列の合流がある）が21時には北陸地方から近畿地方中・北部に達し、その後も急速に東進している。この領域の通過時の振舞が問題となるところである。

09時、850 mb では、寒冷前線前面の対流雲を含む領域には高相当温位域が南から舌状に入っており、下層ジェットが認められる。前線のところでは相当温位傾度の集中は弱く、前面のシャーラインに伴う対流雲域に注目すべき状態を示している。これは21時時点でも同様である。

500 mb の谷は浅く、渦度・上昇流など各種電計予想は擾乱の中心が日本海をはやい速度で東進し、雲組織の南端部に相当する場が近畿地方の北部寄りに夜半頃通過することを示している。



第1図 1980年7月13日～15日の850 mb の低気圧および雲組織の移動（雲域は14日09時、21時）。

このような場は、南南西～南西気流型の特徴として、大阪府から京都府・滋賀県南部にかけての、いわゆる淀川チャンネルの北部中心に、夜半頃ごく短時間の強雨を考える根拠となる。さらに15時の場が850 mb の風系など（米子では下層ジェットがあらわれる。成層は不安定で不安定降水が認められる）、衛星による中国地方西部の対流雲域、地上実況などから確認され、17時には場の補外も可能となる。

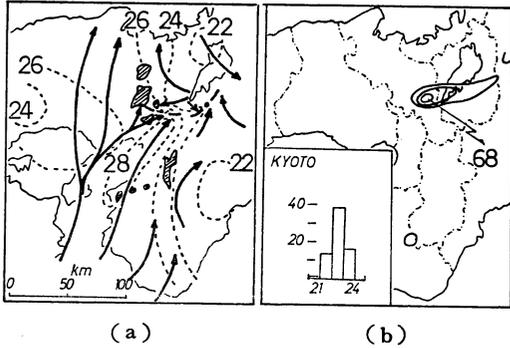
09時を初期値とする電計雨量予想は北陸から関東を中心に多い。近畿地方は中・北部が雨域となり、北部では最大のところを採用すると平均雨量 20 mm、地点最大雨量 60 mm がみこまれる。

MOS 方式による POHP, MRR 分布もほぼ同様であり、近畿地方は擾乱の中心からは外れている。北部の大雨発生確率は最大見積って20～30%、21時をさかいに減る傾向にある。MRR からは平均雨量 30 mm、地点最大雨量 90 mm がみこまれる。

2.2. アメダス・レーダーから

以上のような豪雨の場の想定ができたところで、大雨の監視を強化するわけであるが、第2図(a)のように

* Takeo Ohe, 大阪管区気象台。



第2図 (a) 1980年7月14日22時の地上流線, 気温分布, レーダーエコーの合成図(エコーは21時).
(b) 1980年7月14日21時~24時の雨量分布図(20mm以上)および京都における毎時雨量.

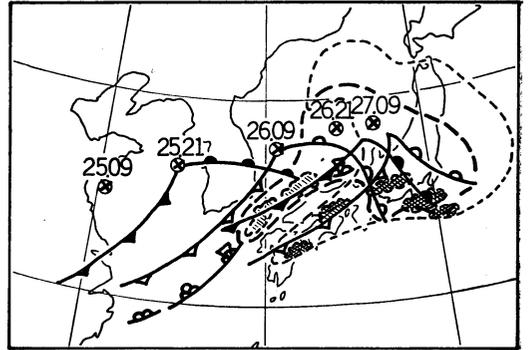
22時には京都府南部に収束域が形成された。北・中部の低温域に、南よりの強風の北上とともに高温域が突入して形成されたものである。同時に図に示す組織的なMエコーが西方から収束域に接近してくる。こういう形態をとる事例は数多くあり、このエコーは急激に発達するという手法を採用するわけである。線状構造を示して東方に移動し、京都市付近を中心に第2図(b)のような局地豪雨となった。

急に顕在化するため、直前予報においても決断には困難さを残しており、量的にも予想雨量をそのまま適用するには若干の問題があり、別の観点からもみる必要がある。今1つ、予報上収束の強化は21時には予測する必要があるが、18時に大阪府南部にあった収束域が紀伊水道から大阪湾周辺の南よりの強風域の北上とともに、急速に大阪付近を北上しており、局地天気図利用と併せて予測できそうである。

3. [例2] 1980年8月26日京都市付近を中心とした豪雨

3.1. 総観場から

第3図のとおり、850mbの低気圧は東北東進しているが、次第に速度をおそめ、寒冷前線の南下速度もおそい。26日09時の衛星による雲組織のうち、寒冷前線前面の、日本海南部から対馬海峡にのびる対流雲群(九州西方海上からの積雲列の合流がある)が21時には近畿地方の線まで南下するが、その振舞はどうかというのが問題である。



第3図 1980年8月25日~27日の850mbの低気圧および雲組織の移動(雲域は26日09時, 21時).

09時、850mbでは、前線の南側の対流雲群の帯には高相当温位域が舌状に入っている。この場合は、前線は相当温位傾度の集中帯となり、幅広い前線帯という認識ができる。21時にはその状態がさらに明瞭となる。

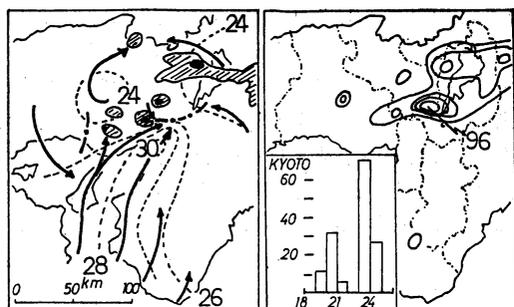
500mbの谷は深く、渦度・上昇流など各種電計予想は擾乱の中心が日本海南部、近畿地方の北部寄りに東進し、雲組織の南西にのびる帯状部分に相当する場が近畿地方を今夜から明朝にかけてゆっくり南下することを示している。

このような場合は、南西~西南西気流型の特徴として、淀川チャンネル、特に京都府から滋賀県を中心に、夜半頃を中心に、短時間の強雨がある。前線の南下速度おそく停滞性を考慮すると、集中するところでは2波くらい、時間にして3~6時間の強雨を考える根拠となる。さらに15時の場が850mbの風系など(この場合も米子では下層ジェット、不安定降水が認められる)、衛星による山陰地方から中国地方西部にかけての対流雲域、地上実況などから確認され、17時には場の補外も可能となる。

09時を初期値とする電計雨量予想は中部日本を中心に多い。近畿地方は全域とも雨域となり、北部では最大のところを採用すると平均雨量30mm、地点最大雨量90mmがみこまれる。

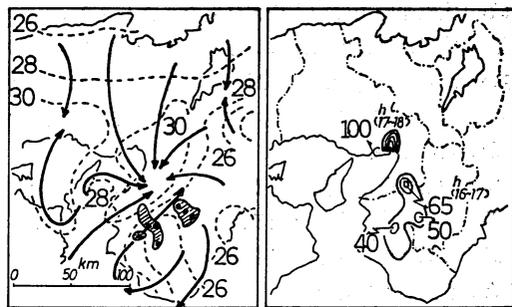
MOS方式によるPOHP, MRR分布も同様であるが、この場合近畿地方は擾乱の中心寄りに考えた方がよい。中・北部の大雨発生確率は最大見積って25~35%、27日03時から急に小さくなる。MRRからは平均雨量50mm、地点最大雨量150mmがみこまれる。

3.2. アメダス・レーダーから



(a) (b)

第4図 (a) 1980年8月26日23時の地上流線、気温分布、レーダーエコーの合成図(エコーは23時)。
(b) 1980年8月26日22時~27日01時の雨量分布図(20mm以上)および京都における毎時雨量。



(a) (b)

第5図 (a) 1980年8月7日15時の地上流線、気温分布、レーダーエコーの合成図。
(b) 1980年8月7日15時~19時の雨量分布図(20mm以上、カッコ内はピーク時)。

26日18時、例1と類似の形態で高・低温の境界付近に収束域があらわれ、京都市付近を中心に19時~21時にかけて第1次の強雨がいった。その後も大阪湾方面からは南よりの風は強く、舌状の高温域が維持され、収束域は定着している。そこへ23時には、第4図(a)に示すように西方から再び組織的なSを含むMエコーが接近してくる。京都市付近にやってきたものが急激に発達、東方に移動した。琵琶湖付近を西から東に通って抜けたエコーは地形性降水主体と思われる、大きい変化を示さずに移動した。京都市付近を中心に第4図(b)のような局地豪雨となった。

このように第1次の強雨のあと、さらに第2次の強雨を考える必要があるが、収束線の北側には当初から東西にのびる幅広い低温域が存在していたことから、南風による高温域の持続する限り、収束域も持続するとして次のエコーの到来に注目しなければならないと思われる。この場合も局地天気図の利用により、収束の強化を予測できそうである。

4. [例3] 1980年8月7日大阪平野の強雷雨

4.1. 総観場から

7日09時、500mbでは近畿地方を通過した寒冷低気圧の後面である(300mbでは低気圧性循環がさらに明瞭)。それより下層の700~850mbは弱い南東風である。安定度悪く、潮岬では不安定降水が認められる。

850mbでは、相当温位の南北傾度は大きく、南海上から、高相当温位域の突入がある。日中の熱的影響によ

り、成層の不安定は増大するので、大阪平野周辺では局地強雷雨の発生には注意の状態である。この場合大雨ポテンシャルは表現されていない。

4.2. アメダス・レーダーから

7日昼すぎから和歌山県北部を中心とした低気圧性循環があったが、15時には第5図(a)のように大阪平野南部に移り顕著である。中心付近の高温部は明瞭である。紀伊山地には組織的なSを含むMエコーがあり、南東気流によって低気圧性循環にはいつてくるのが想定される。また地上の低温域は南の方から気温下降を与えており、高温部が維持される間は温度傾度を急にして収束を強める傾向を示している。このような場合、エコーが低気圧性循環のところへはいつて発達することについては数例を知っており、次の1時間には強雷雨発生という手法を使っている。第5図(b)のように16~17時にかけて大阪府南部で局地豪雨となった。

つづいて17時には、兵庫県南東端部に、高温域をもつ低気圧性循環が移り、同時にはいつてくるエコーが発達して、17~18時をピークに19時にかけて局地豪雨となった。このような連鎖反応的な強化は、低気圧性循環の高温部が不明瞭となったときに終る。

5. おわりに

以上の例などから、総観場の大雨ポテンシャル場ないし不安定条件をふまえた上での、局地豪雨の評価についての共通的な事項をまとめると次のとおりである。

(1) 循環のスケールから、近畿地方の大部分を流れる場を含むような地上の収束域に対応する上昇流は、中規模擾乱としてかなり大きい値をもっていることが想定さ

れる（大阪平野では雄大積雲発生するとき上昇流 5 m/s の観測事実があるだけであるが）、このような収束域に小さいながら組織的なエコーがはいるときは、発達の中核部では短時間に 50~100 mm の強雨を見積ることはできないだろうか。

(2) 地形性降雨の発生しやすいところは、その領域自体がエコー発達の中心となるが、そこに醸成されたエコーがその風下に存在する収束域にはいって急速に発達するという見方ができる。

(3) 席上省略したが、地上収束強化にからむ毎 3 時間の局地天気図の利用について述べておく。例 1・2 のよ

うに大規模場における日本海低気圧の通過と前線の南下の段階には、瀬戸内に小低圧部（一般に気圧下降を伴う）が形成され東北東進することが多い。そして近畿地方に存在するローカルな地上循環場に接近すると、主として南よりの流れの顕在化として重畳し、最大の収束強化を起こす。両例とも、15時瀬戸内海西部に形成された低圧部が、18時瀬戸内海中部、21時播磨灘に進み、24時には近畿地方中部に達している。播磨灘を通過する頃が近畿地方中部における収束強化に対応するので、補外によってもある程度時間的に、また領域的にも想定できそうである。

* 5月号に続編有り。