

集中豪雨*

—秋季大会シンポジウム予稿—

日 時：昭和42年11月9日（木）14時～17時

会 場：気象大学校講堂

コンピナー：大谷和夫（気象庁）

座 長：松本誠一（気象研究所）

- | | |
|-----------------|-----------|
| 1. 中規模現象としての豪雨 | 二 宮 洸 三 |
| 2. 集中豪雨の雲物理的考察 | 駒 林 誠 |
| 3. レーダから見た集中豪雨 | 門 脇 俊 一 郎 |
| 4. 気候学的にみた豪雨と地形 | 河 村 武 |

集中豪雨の問題は、大きな災害を伴うという意味でとくにわが国においては重要な気象学上の問題の一つである。しかしながら学問的には著しくとり残された分野であり、日本の気象学者に課せられた責任は大きなものがある。

今回選ばれた4人の講師は、学会における会場も異なり共に討論し合うことの少ない分野をそれぞれ代表しているので、一見議論は散漫になり勝ちのように思われる。しかしながらそれぞれの間には最近とくに深い結びつきが要求される段階が到来しつつあるように思われる。そこで共通の場を鮮明にする意味で、対象とする現象のスケールを中規模・対流以下の小さいスケールに限定することとした。また共通の話題として湿舌の問題、地形の問題についていろいろの角度から見解が述べられる。会場においても議論に花が咲くことであろう。

問題解明に当って、観測の問題は最も基本的である。何を如何に観測すべきかの論議の中から、今後の学問的方向づけが生れ、さらに各分野のお互の接近が今一步進められることを期待したい。（松本誠一記）

中規模現象としての豪雨

二 宮 洸 三

1. はじめに

集中豪雨が特異な気象現象として認識されてからすでに久しい。これについての解析的研究の数は少ないがどちらかと云えば現象の定性的記述にとどまっているきらいがあって、現在まだ、現象の本質にふれる理解がなされているとは云いがたい。

総観気象的立場から豪雨を低気圧、前線系と関係づけることも有用である。事実日雨量分布図でみるかぎり、低気圧の経路や前線にそって多降水域の存在する例は少ない。しかしながら、よくみると、降水は synoptic system に対応する広い地域に一様に分布するものでもなく、その移動とともに、順調に移動するともかぎらない。

豪雨と地形の関係の重要性も万人の認めることではあるが、実際の現象については、不明な点が少ない。降水の極大域が、風上の斜面に出現することもあるし、逆に現れることもある。また地形の凹所を次々と対流セル

が通過して大量の降水をもたらす例も少くない。われわれになじみ深い地形性上昇 V_{th} にしても、実降水量が計算値とよく一致する場合さえも、対流セルの活発なのはその部分であるとは限らない。

実際におきている現象の過程をぬきにした討論では豪雨の本質にふれられないことを強調したいのである。

観測資料の不足と云う事情もあって、豪雨についてのわれわれの知識はわずかではあるが、過去数年間の豪雪の解析結果を以って、豪雨の解析例を読み返す時、両者のいくつかの共通点を見出し、また相違から新しい問題点を見つけることもできよう。ここでは、その様な立場から、中規模現象として豪雨の問題点を掘り下げてみたい。

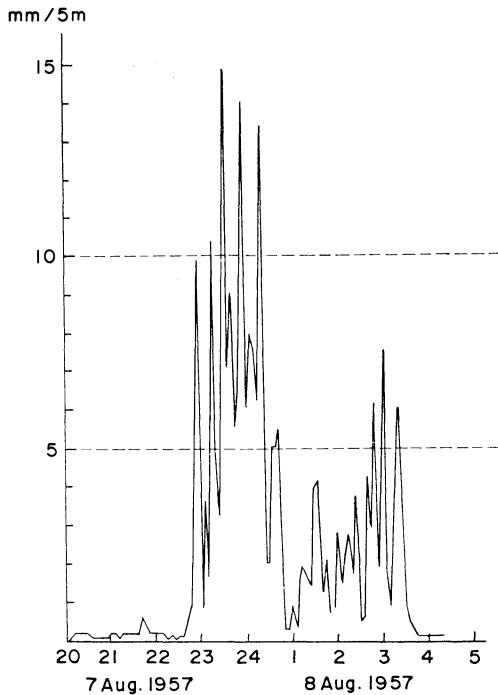
2. 降水からみた豪雨のスケール

豪雨の空間的、時間的スケールを明確にするため、まず降水の記録をみてみよう。

1957年8月7～8日、中部・関東にかけての豪雨において、多治見市での早廻し日記雨量計による記録例（安田 1959）を第1図に示そう。まず指摘したいのは10～20分程度の周期であられる強い降水の極大である。同時に強調したいのは、この短週期の強雨がけっして一様に出現するのではなく、1～2時間のなかで、群をなして出現している事実である。

* Symposium on Severe Rain Storm

—1967年9月19日受理—



第1図 1957年8月7～8日，多治見市における豪雨の早廻し自記雨量計による記録（安田 1959）。

前者は、レーダースコープ上でみられる対流の複合セル，つまり積乱雲や大きな積雲の複合セルに相当するものである。これらはもし十分に細かい自記雨量計の観測網をもって解析すれば，その移動消長を解析できるものであるが（Osawa and Ozaki 1960），その life time をよく考慮しないと誤った解析をしがちである。

後者つまり複合セルの群としての強雨域は毎時降水量の分布図上，2～5時間程度，追跡が可能である。その水平的ひろがりには 100 km の程度であって，後にのべる様な固有の気圧場または，風の間をとまなっている system であって，われわれはこれを中規模現象として理解したい。この phase speed はおそい場合で 30～40 km・hour⁻¹，はやいもので 70～80 km・hour⁻¹ に達し，大規模運動のそれとは一般に一致しない。一個の中規模系による降水量は数十 mm から 200 mm に達し，それが2～3時間の周期をもって出現する場合には数百 mm の豪雨が出現する。

特定の地域に降水域が停滞しているかの如くみられる場合にも，詳細に解析すると，移動するいくつかの擾乱を見出せることが多い。

中規模擾乱はどの様な総観的狀態のもとで，発生・発

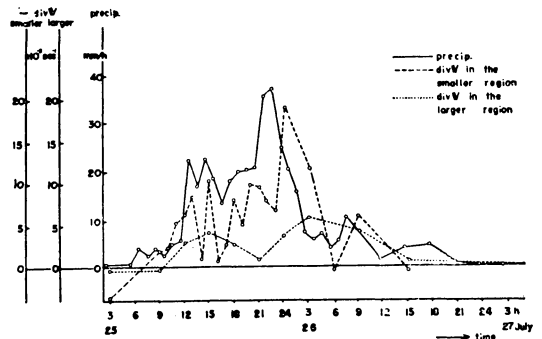
達するかは，われわれの最も知りたいことである。残念ながらこれについてはまだ，われわれは経験的・定性的な知識しか持たないが(たとえば上層の空気との関係 中島 1965)，これをよりよく知るには，まず中規模系の特性を知らなくてはならない。

3. 豪雨をとまなう中規模擾乱の構造

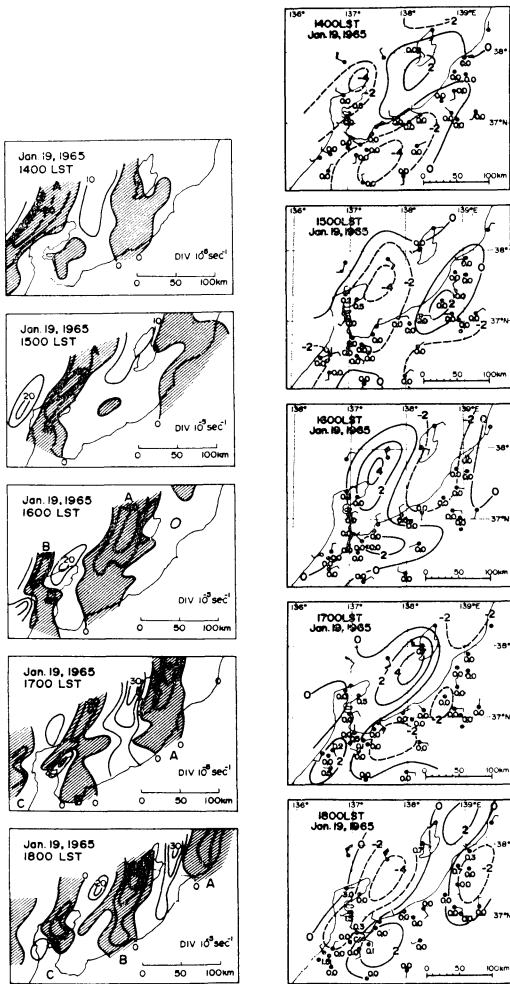
大規模擾乱の発散は 10⁻⁶～10⁻⁵ sec⁻¹ で渦度に比して1桁ほど小さい，中規模系ではどうであろうか？ 第2図は諫早豪雨にとまなう地上風の収束の時間変動（Syono et al 1959）である。豪雨の発散の水平・垂直分布の解析例がないので，冬期北陸の例を第3図，第4図にかかげよう。

この様に，発散場・温度場においても中規模擾乱は明確に解析され，その大きさはともに 10⁻⁴ sec⁻¹ であることがわかる。

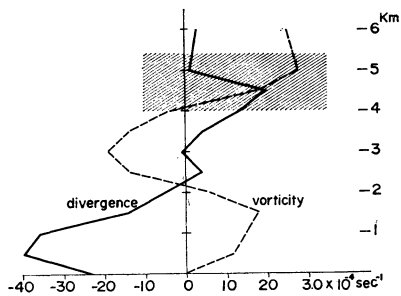
次に気圧場についてのべよう。メソ系の気圧場としてはメソ高気圧がよく知られている。Fujita (1955) はスコール・ラインにとまなうメソ高気圧の詳細な解析を行い，ついで (1959) それが sub-cloud layer における雨滴からの蒸発による冷却に起因することを示した。一般に，日本の夏期の豪雨，冬期の強雪について云うならば，sub-cloud layer も湿潤であって上記したような効果は微小である。上述の降水にとまなう，いはば二次的な気圧変化を除去してみれば，中規模系そのものの気圧場を検出できるはずである。その気圧変化の振巾は一般に小さいので，ただ漫然と局地天気図に等圧線を描いただけでは判然としなことが多く，もとの資料から現象に対応する波長の成分を取出すフィルターをかける操作が必要である。豪雨についてのメソ気圧場の解析例を筆者自身はもたないので，降雪時のそれを，第3図(左)にかかげよう。このように，中規模の低，高気圧はほぼ同程度



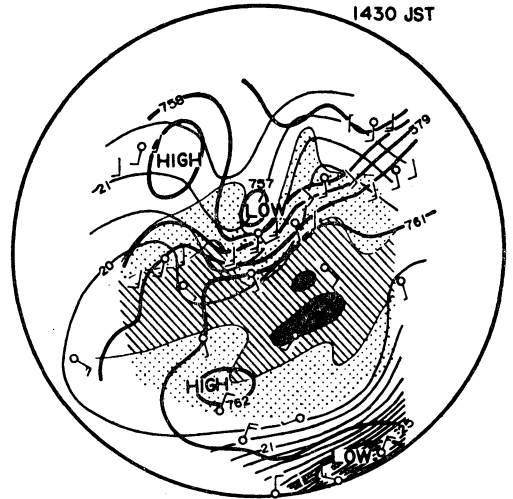
第2図 1957年7月25～27日，諫早豪雨時の地上風の収束と降水量の時間変化（Syono et al 1959）。



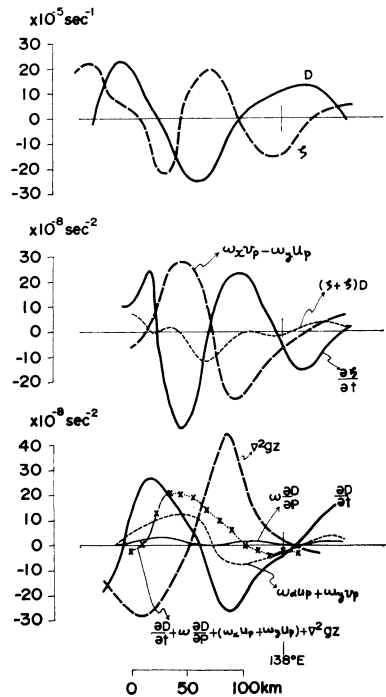
第3図 1965年1月19日 中規模擾乱の気圧場(左)と収束場(右) (Matsumoto, Ninomiya and Akiyama 1967 b).



第4図 1965年1月16日の中規模擾乱の発散と渦度の垂直分布 (Matsumoto, Ninomiya and Akiyama 1967 a)



第5図 1957年7月5日の豪雨時の降水域と中規模気圧系 (Ushijima 1959).



第6図 1965年1月19日の中規模擾乱の渦度方程式, 発散方程式のバランス.

の強さである。豪雨にさいしても、この小低気圧はよく解析されていて、例として Ushijima (1959) の解析を第5図に示す。

さて第3図からみた注意すべき点は、気圧場と発散場

が1/4波長ずれている事実であって、Sensyu (1960) なども同様な解析を示している。この事実は中規模擾乱が重力波的性格をもつものであることを暗示している。(Sasaki 1958)。

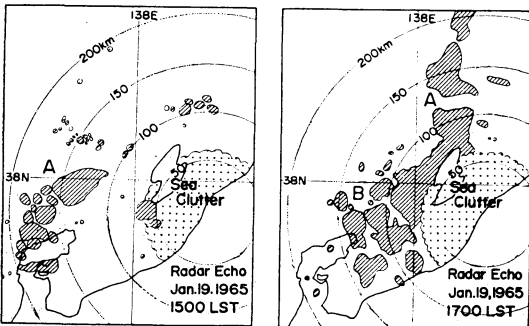
次に中規模系の力学的バランスについて触れよう。豪雨について発散方程式、渦度方程式の各項を評価した Syono et al (1959) の解析によれば、発散方程式において要求される摩擦項は渦度方程式のそれに比してきわだって大きい。同様な解析は冬期の強雪をともなった中規模系についても行われ、しかも第6図にみられるように、大きな非回転性の摩擦力は収束域にのみ現れることは、それが、対流運動による $\overline{W'\partial D'/\partial Z'}$ などの効果によって示している。

また、擾乱の下部においては、渦度方程式では立上りの項がきわめて大きい、これは強い上昇流が、となりあって存在すると同時に下層での強い風の垂直シアが存在することに起因している。この風の構造についてはのちに考察を加えよう。

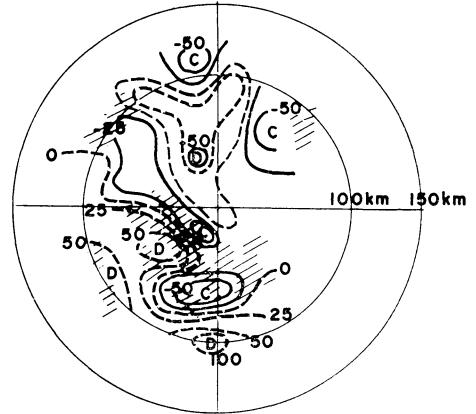
4. 中規模擾乱と積雲対流および降水量

活発な積雲対流が中規模擾乱の収束域に集中して存在する事例を次に示そう。この事実は冬期北陸の解析でいくつか見出されている。例として示した第7図はレーダー・エコーの分布で、第3図の地上風収束域とはほぼ一致していることがわかるであろう。細かい上層風の観測網がないので直接上層風の場と比較することはできないが、個々のエコー・セルの移動が上層風と一致していると仮定しても解析例はいくつもあって、その一例(山中1967)を第8図に示そう。(なおエコー・セルの移動から、上層における中規模系の回転運動を解析した報告もいくつかある(Miyazawa 1967)。

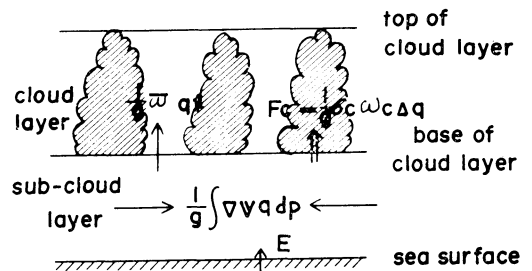
このように 10^{-4} sec 以上の中規模擾乱の下部の収束域



第7図 1965年1月19日のレーダー・エコー分布 (第3図と比較)。



第8図 エコーセルの移動から求めた発散と強いエコーの存在域 (山中 1967)。



water vapor budget in sub cloud layer

第9図 雲層下面～地表での水蒸気収支

において積雲対流が、活発であることは極めて重要な解析的事実である。その示す意味について若干の考察をこころみよう。

雲層下部から地表にいたる気層について、水蒸気の収支を考えると(第9図)

$$\frac{1}{g} \int \frac{\partial q}{\partial t} dp + \frac{1}{g} \int \nabla v q dp + \frac{1}{g} [\overline{\omega} q_f + \sigma_c \overline{\omega}_c (q_c - q_f)] = E$$

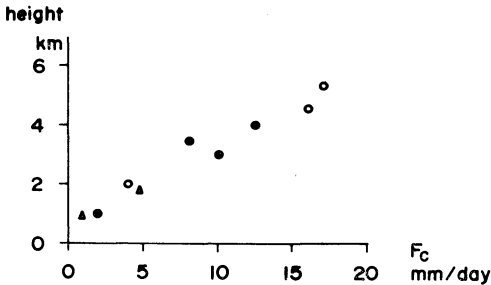
である。 $\overline{\omega}$, $\overline{\omega}_c$, q_c , q_f は雲層下面における平均上昇流、対流内部の上昇流、混合比および対流外部の混合比であり、 σ_c は対流上昇域の示める面積である。 E は地表(海面)からの蒸発量であって、雲層下面以下であるから凝結は考えない。第1項を無視して、2第項を分割して書くと

$$\frac{\Delta p}{g} \widehat{V} \nabla \widehat{q} + \frac{\Delta p}{g} \widehat{q} \widehat{V} - \frac{\Delta p}{g} \widehat{V} q_f + \frac{1}{g} \sigma_c \overline{\omega}_c (q_c - q_f) = E$$

である。ここでへは気層内の平均である。つまり、対流輸送 $F_c = \frac{1}{g} \sigma_c \overline{\omega}_c (q_c - q_f)$ は

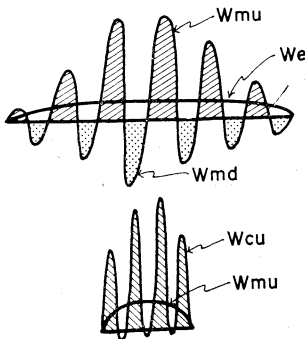
$$F_c = E - \frac{\Delta p}{g} \nabla \hat{q} - \frac{\Delta p}{g} (\hat{q} - q_f) \nabla \hat{V}$$

である。冬期では $\hat{q} - q_f$ は $1gr \cdot kg^{-1}$ 、夏期ではその数倍に達する。つまり下層での収束がある場合は、平均上昇流のみでは水蒸気を運び切れず、かならず、対流輸送によって上むきに運ばれる。10⁻⁴ sec の収束は、冬期でも数 mm·day⁻¹ の F_c の増加を意味する。いくつかの中規模系について実際に F_c を計算しそこに存在する積雲の活動度と比較すると、たとえば第10図に示した様な高い関係がみられる。これに対し、大規模運動の10⁻⁵ sec 程度の収束は、たかだか 1 mm·day⁻¹ の F_c の増加しかひきおこさない。この意味では、積雲対流、そして豪雨が中規模収束域に局在していることは当然である。



第10図 雲層下面を通過する水蒸気の対流輸送量と積雲の高さとの関係 (Ninomiya 1968)

次に計算雨量と実測のそれとについて考えてみよう。よく雨量計算の一つの方法として上昇流に凝結函数を乗じて $\omega \cdot F$ の形式で計算することが行われる。これは原理的には正しいようにも思われるのに、大規模現象の ω を使用 (例えば実測風の積上のもので) すると実降水量の 1/2~1/3 程度にしかならないのはなぜであろうか? 大規模および中規模系の上昇速度を模式的に示したのが



第11図 模式的に示した大規模および中規模系の上昇流の分布

第11図である。ある地域内での上昇流の平均は、もちろんそこでの収束量と等しいはずであるから、

$$\Sigma w_l = \Sigma w_{mu} + w \Sigma m_d$$

である (添字 l, m は大規模・中規模系の、 u, d は上昇・下降を示す)。 w_{md} の部分ではもちろん降水はないので、この面積全体での降水量を考える時、当然

$$\Sigma w_l \cdot F < \Sigma w_{mu} F$$

である。またこれを水蒸気収支の立場から言えば、集中豪雨は単に大規模な収束によるのみならず、すぐ隣接する部分の水蒸気をも集めていると云うことであって、これはしばしば報告される豪雨域に近い乾燥域出現によっても裏書きされよう (第15図参照)。

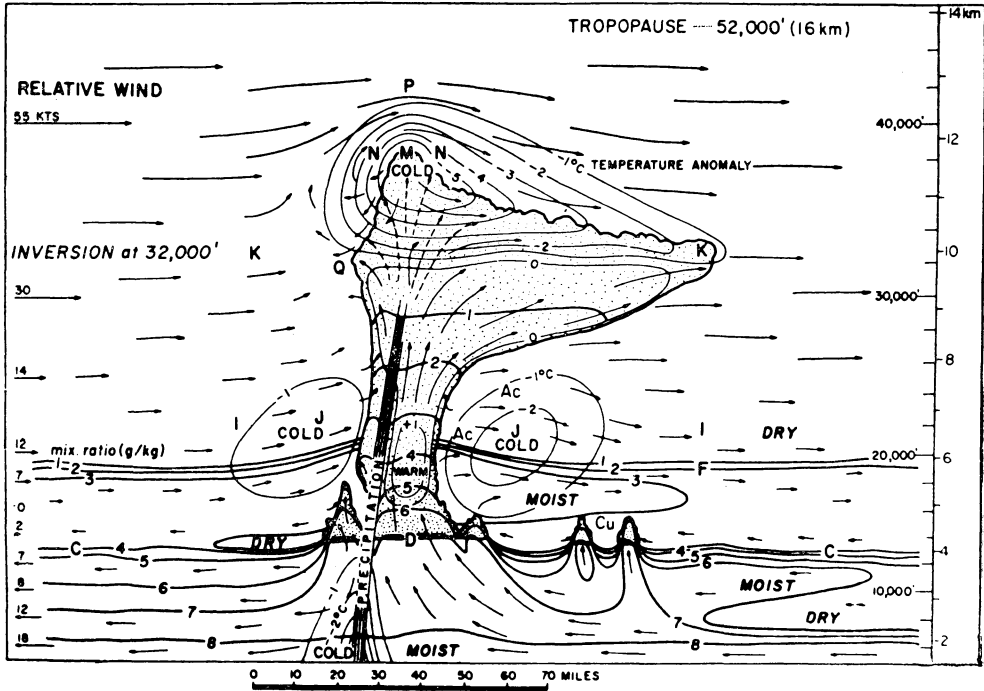
では w を計算する格子を小さくすれば計算雨量が無制限に増加するであろうか? 中規模系と積雲対流については $\Sigma w_{mu} = \Sigma w_{cu} + \Sigma w_{cd}$ (c は積雲対流を示す) においては w_{cd} 事実上小さく $\Sigma w_{mu} \approx \Sigma w_{cu}$ であるので計算雨量が一方的に増加することはない。

5. 中規模擾乱における積雲対流の役割

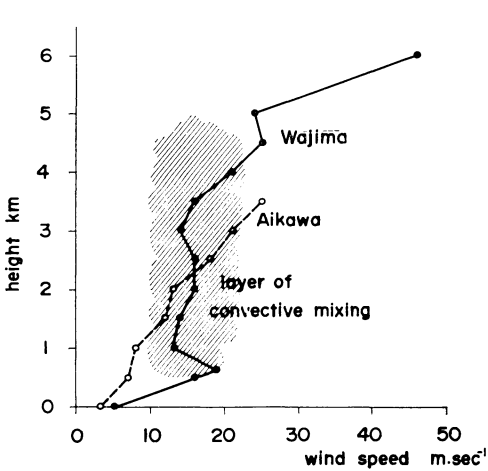
さきに中規模収束場が積雲対流を直接的に支配していることを示した。次に積雲対流の役割を言及しよう。

(a) 対流昇温。 個々の積雲の上昇流のなかで放出された凝結熱は、そのセルのみならず、周囲の気層を昇温させる。それは混合と云うかたちでもおこるし、積雲の life time が中規模系のそれに比しはるかに短いことにもよろう。北陸の降雪を伴う中規模系についてはいくつかの対流昇温を解析している。第12図は巨大な積乱雲——そのスケールからみて一つの中規模系とみなされる——の例 (Fujita and Byers 1960) である。

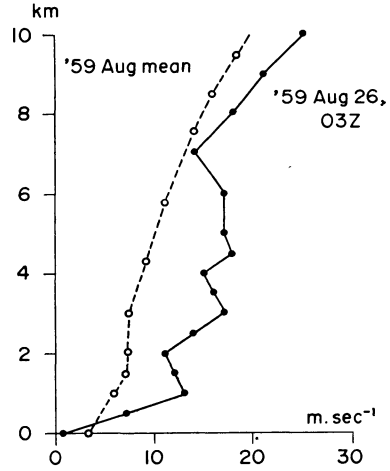
(b) 下層の強風域。 豪雨、豪雪の場合にしばしば、注目される現象に下層の強風帯あるいは下層ジェットがある。これはかならずしも豪雨の外的原因とはかぎらず、むしろ同時現象と云うべきではないかと考えられる。積雲対流の盛んな気層内では水平風速が非常に一様であることは、多くの解析例で確かめられている。その顕著な例 (1965年1月19日15時) を第13左図に示そう。中規模発散域下の相用では直線的に風速が増加するに対し積雲対流の旺盛な収束域下の輪島では 0.5~5 km の気層で風速は一様である。第13右図の1959年8月26日3時の豪雨時の輪島の風速もまったく類似している。これは積雲対流による運動量の混合によるものであって、事実下層ジェットは上下方向よりむしろ水平的な集中の顕著なことからもわかるように、積雲対流の結果とも云われるであろう。中規模収束域ではしたがって下層で相対的



第12図 巨大積乱雲内部の温度、混合比分布 (Fujita and Byers 1960)



第13図左 1965年1月19日15時中規模収束域(輪島)および発散域(相川)における風速プロファイルの比較。対流層内の一様な風速に注意

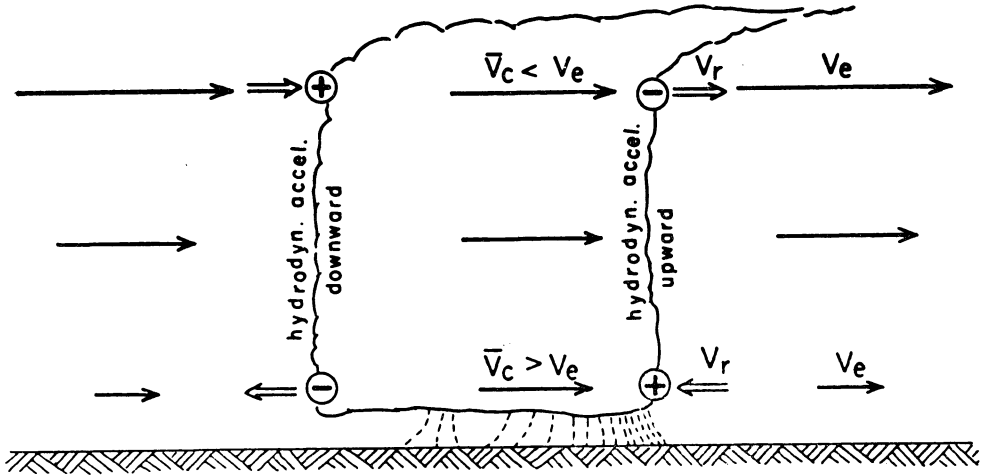


第13図右 1959年8月26日輪島豪雨時の風速プロファイル。

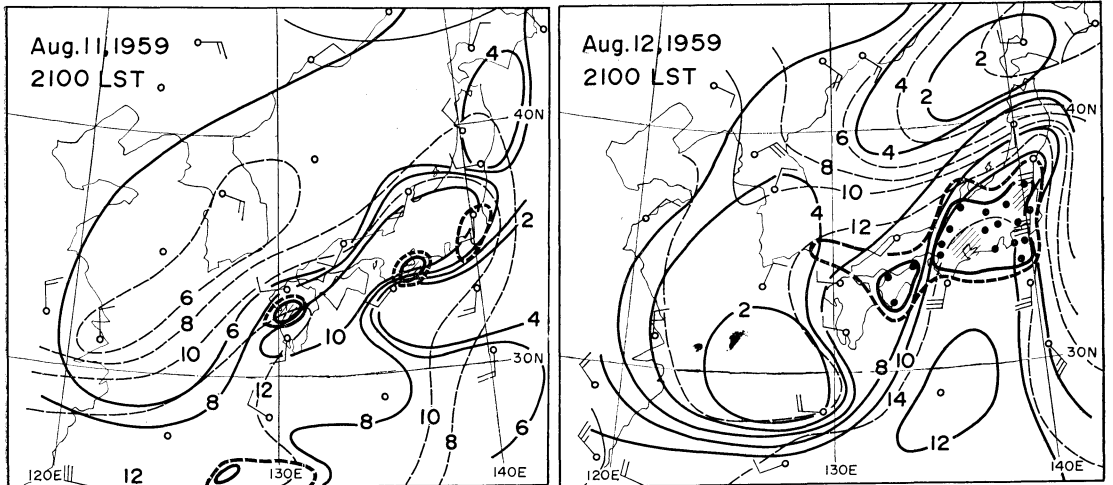
強風が出現し、前面で新しい収束域をつくり出す。これは、内部重力波的の性質と重なって、豪雨の擾乱を前進させる働きをもつ。Newton (1960) もこれと同様な考えをスコール・ラインについて提唱している(第14図)。この様に中規模擾乱と積雲対流との相互作用は、中規模系

の運動および発達に極めて重要なものだと考えられる。

(c) 湿舌と豪雨、豪雨時の上層天気図にみられる最も特徴的な現象は湿舌の存在である(Ōtani 1954)。700 mb 面上、南方から、舌状に北に侵入した湿潤域は印象的なものである。そのためか、しばしば、この湿舌の存



第14図 ストーム内部および外部の風速分布の差異と、相対的な速度差 (Newton 1960)



第15図 1959年8月11～12日豪雨時の湿舌。700 mb 混合比(実線), 850 mb 混合比(破線), および700 mb 面上層風, 斜線部分は前12時間降水量 50 mm 以上, 黒丸部分は 20 mm 以上, 太黒線内は 5 mm 上の降水域。

在があたかも豪雨の原因であるかのように思われたり, さらには, そのトラジェクトリーを逆に辿ってその水蒸気の源をはるか数千 km の遠方に求めるなどの誤解を生じたりしているように思われる。

むしろ, 湿舌は豪雨の結果あるいは少なくとも同時現象と考えるべきではなからうか? 顕著な湿舌の例として 1959年8月11～12日の豪雨時(二宮 1961)のものを第15図にかかげよう。10日21時には, 湿润域は 30°N 沿に带状に分布し, 11日21時には, 日本列島上に移動している。この時刻には日本列島上各地では散発的に驟雨また

は雷雨がつづいている。特に注意されるのは 140°E 線にそって, 南風の風系が作られているにもかかわらず, 水平移流そのものは, 逆に湿舌を弱める向に働いていることであり, これは湿舌が単に移流では説明されないことを示している。12日21時には湿舌は最も顕著であり, 前12時間降水量は 50 mm 以上に達している。また, これの北側での乾燥域の出現もまた極めて特徴的である。

水蒸気収支の式は

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla V q + \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega q} + \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega' q'} = -C$$

または

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{V}\nabla q + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} + \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega'q'} = -C$$

である。

(C は凝結量) 下層に収束があれば、第3項を通して、 q の増加または凝結の面に働くと同時に、§4でのべた様に対流輸送 $\overline{\omega'q'}$ を通して上むきに q を選びあげる。ルーチンの高層観測程度のスケールの解析においてすら、豪雨域では $\mathbf{V}\nabla q$ は $\bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ よりも小さい。中規模系の収束は、数十mm/hourの降水が期待されるに対し $\mathbf{V}\nabla q$ はその十分の一にもおよばない。

つまり中規模系の収束が同時的に降雨と湿舌とを形成すると考えるべきである。もちろん下層が十分に湿潤であることは必要条件であって、下層での南分の強い風系が出現持続することは好条件であるのは当然である。

豪雨の出現には、いくつかの中規模系のひきつづく発生と上述した大規模系の条件の持続が必要(松本, 他1962, Tatehira 1964)なのであるが、その詳しい過程も、物理的な相互関係も、ともに今後にのこされた大きな問題である。

6. 今後の発展のために

われわれの願いは、集中豪雨の機構を十分に理解——数値実験で現象を再現できるまでに——することである。その時にはじめて本当の意味での予報が可能になるはずである。不幸にして現在のわれわれの集中豪雨に関する知識は、解析的事実をとおしていくつかの重要な問題点を把かみかかった程度にすぎない。この問題を解析して行くためには、まず現象の空間的、時間的スケールに適した観測網の展開が必要である。50km間隔、毎時の高層観測、その間をうめるさらに細かい地上、海上の自記観測点はその基礎となる観測網である。同時に積雲との相互作用の観点から、レーダー、航空機、気象衛星による観測も不可欠である。

ここで列挙した問題点は単に特異な集中現象としての豪雨に関するものにとどまらず、広く、大規模運動、中規模系、積雲対流の相互作用に関する最も基本的な問題でもある。

この意味で、明年度から行なわれようとする集中豪雨の特別観測が日本のGARP計画の一環として、より広い分野の協力のもとに進められようとしていることは、よろこばしいことであり、われわれは、この計画に大きな歓びと期待をよせるのである。

文 献

- Fujita, T., 1955: Results of detailed synoptic studies of squall line. *Tellus*, **1**, 405-436.
- Fujita, T. 1959: Precipitation and cold air production in mesoscale thunderstorm system. *J. meteor.* **16**, 454-466.
- Fujita, T. and H.R. Byers, 1960: Model of a hail cloud as revealed by photogrametric analysis. Tech. Rep. No. 3. Univ. of Chicago. 9 pp.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama 1967 a: A synoptic and dynamic study an the three dimensional structure of mesoscale disturbances observed in the vicinity of a cold vortex center. *J. meteor. Soc. Japan*. **45**, 64-82.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967 b: Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field. *J. meteor. Soc. Japan*. **45**, 292-305.
- 松本誠一・他, 1962: 36. 6 豪雨の定性的、定量的解析 *天気* **9**, 213-229.
- Miyazawa, S., 1967: On vortical mesoscale disturbances observed during the period of heavy snow or rain in the Hokuriku District. *J. meteor. Soc. Japan* **45**, 166-176.
- 中島暢太郎, 1965: 西日本の降雨, *気象研究ノート* **16**, 1-7.
- Newton, C. W., 1960: Hydrodynamic interactions with ambient wind field as a factor in cumulus development. *Cumulus Dynamics*. 135-144.
- 二宮光三, 1961: 1959年8月12~13日の近畿・東海・北陸の豪雨について研究時報 **13**, 47-52.
- Ninomiya, K.: Cumulus activity in relation to the water vapour transfer across the base of cloud layer. [to be published]
- Osawa, K and K. Ozaki 1960: Rain cells on isohyetal maps. *J. meteor. Japan* **38**, 135-147.
- Otni, T., 1954: Conveging line of the porstheast trade mind and converging belt of the tropical air current. *Geophy. Mag.* **25**, 1~122.
- Sasaki, Y., 1959: a numerical expeviment for squall line fovmation. *J. Met.* **16**, 337-353.
- Senshu, T., 1960: analysis of meso scale disturbance on 30, Jan. 1955 in Western Japan. *J. meteor Soc. Japan* **39**, 58-81.
- Syōno, S. et al 1959: Broad-scalc and small-scale analysis of situation of heavy precipitation over Japan in the last period of Baiu season 1957. *Japanies. Jou. Geophy.* **2**, 59-103.
- Tatehira, R., 1964: Structure and mechanism of

a huge radar rainband. J. meteor. Soc. Japan **42**, 362-371.
 Usijima, T., 1959: medium-scale waves in the atmosphere. J. meteor. Soc. Japan **37**, 96-103.
 山中陸男, 1967: 低気圧に伴うレーダーエコー. レーダー気象月例会資料
 安田清美, 1959: 多治見の豪雨について 研究時報 **11**, 901-913.

第1表

雨量強度 (mm/時)	最大直径 (mm)
200~330	7.3
100~200	5.7~7.5
50~100	3.5

集中豪雨の雲物理的考察

駒 林 誠

はじめに

局地的な豪雨ないし集中豪雨と称することがふさわしい降水について、雲物理の立場から問題点を提出することは意外にむずかしい。その理由は2つある。

1つは集中豪雨が降っている最中に充分な雲物理的観測が行なわれた例が少いことである。短期の出張観測ではなかなか遭遇することができない。そのため観測にもとづく典型的な集中豪雨の雲物理的イメージが存在していない。

第2は雲物理的思考法が未だ充分に気象学的思考法と密着していないことから来ている。その結果降水の開始から終了にかけての全期間を通しての定量的な雲物理のモデル（これは作業仮設でよい）がない。だから沢山の観測データをとってもそれが何を意味するかわからず、データを生かし切れないうらみがある。特に雨は雪とちがって単なる水滴であって雪の観測にくらべて情報量が著しく少いこともデータの生かし難さに拍車をかけている。

1. 集中豪雨の具体例

実のところ、私も生かし切れないデータをかかえこんで困っているのであるが、ここでは私どもがたまたま最近に観測することができた局地的な豪雨の1例をあげてその特徴をさぐってみよう。

本1967年9月5日、出張観測の帰りに、岐阜県内の国鉄越美南線ではげしい雨に遭遇した。ただしにもよりの美濃関駅に途中下車し駅長若佐政吉氏の好意で雨の止むまで臨時観測をすることができた。その雨について観測データをざっとかかげてみると

1. 雨は3時間降って 150 mm の雨量
2. ピーク時の雨量強度は 330 mm/時であった。
3. 雨滴の大きさは大変大きくて雨滴の絶対不安定の臨界直径8ミリに近いことがわかった。表にすると第1表のようになる。

4. 雨水の塩分濃度は極めて低く比電導度にして10マイクロ・モー/cm 前後に変動しており、1時間程度のスケールでみると沢山の雨量強度のピーク（1つのピークは3分位つづく）を含む雨の強いときに塩分が濃く、全体として雨量強度の弱いとき塩分濃度が少い傾向がある。しかし数分のスケールで見ると関係は逆になって雨量強度のピークのときに塩分が少なく、雨量強度が弱ったときに塩分が高い傾向がある。

5. 雷とひょうは見られなかった。
6. 両隣りの駅ではそれ程降らなかった。
7. 手分けしてタクシーを走らせ、雨滴粒度を附近の国道沿いにしらべたところ、隣の駅のそばでは粒径も小さく、青空も見えた。
8. 雨の始る前、汽車の中からこの豪雨をもたらした雲のカラー及び黑白の写真をとったところ、明瞭にかなとこをもった数個の積乱雲であった。

以上の観測のうち、雨滴の大きさはウォーターブルー用紙を使用して測定し、雨量強度と雨水の比電導度は白金電極付サイフォンで日記々録（送り速度毎秒 1 mm）した。

この雨の特徴は極めて大きい直径をもつ雨滴が沢山降りつづいたことと、雨水がきれいなことである。比較のために本年9月13日に台風22号が接近したとき名古屋大学構内で測定した値をあげると、ピーク時に雨量強度は180 mm/時で最大直径は 4 mm、比電導度は北西から雲が動いている時でさえ 100マイクロ・モー/cm で前者の10倍である。

2. 集中豪雨の上空には豪雲が生じている

極めて大きい水滴が多数降ることは、——もちろん同時に小さい雨滴も沢山降っている——それが雲の低いところで成長したのではないことを示している。

雲の中で雨滴はあらゆる高さで発生するが、もし雲水量の重心が 850 mb あたりの低いところにあったなら、すべての雨滴はその層を通過する際に成長して、大きさがそろはずである。高いところで発生した水滴も中位の高度で発生した水滴も雲水量の多い低い層を通過する

際に成長するので、発生高度による成長の差が余り生じない。

これに反し雲水量の重心が高いところにあるほど、粒度分布は巾広くなって小さい水滴から大きい水滴までが降るようになる。

また雨水の塩分濃度が低いことは空気のきれいな高い層で主要な成長が行なわれたことを示している。

集中豪雨の降水要素が高いところで成長したことは氷晶過程が集中豪雨の形成に重要であることを示唆している。また成長の主な部分が空気のきれいな上層で行なわれたことは、集雨豪雨の上部に豪雪が生じていることを意味する。すると集中豪雨の問題はおのずから豪雪の集中性の問題につながってくる。

3. 集中豪雨は雷雨ではない

雪の結晶は雨滴とちがって種々の形状をとりうるので落下速度と捕捉率が質量に対して多価函数となり、バリエーションにとんだ行動をとることができる。そしてこの多様性が豪雪の集中性をもたらす原因の1つになっている。豪雪が生ずるためには次の3段階が必要であろう。

第1に余り背の高くない雄大積雲が生じ、この雲頂が氷晶化する。落下速度のおそい平板樹枝形の結晶は落下することなく層状雲となって残溜する。あられだけが地上（又は海上）へ降る。このあられは塩分が濃く、また正に帯電している。

第2に上空に残溜した樹枝状結晶は積雲の形で補給される水分で昇華成長しながら直径 3 mm 程度に成長する。この集団は層状の氷晶雲で負に帯電している。樹枝状結晶がこの大きさに発達するためには40分から1時間を要する。こうして大きな降水要素でありながら落下しない空中の貯水池が形成される。

第3に、この氷晶雲の中へあらためて特別に背の高い雄大積雲ないし積乱雲が貫入する。この新しい雲塔の中へ混入した沢山の大きな雪結晶は過冷却水と遭遇して濡れ、附着しあって急速に雪片をつくる。この雪片は負に帯電している。背の高い新しい雲塔の上部で生じた落下速度の速い立体樹枝や小さなあられ、あられから突起のていぐり結晶は先にできた雪片の上へ降り注いで捕捉される。いわば、いがぐりとあられが平板結晶の上へ積雪をおこす形で空中の貯水池はますます重みを増してくる。あられが小さいうちにこのように捕捉されるので、ひょうや大きなあられは生じ得ない。ひょうや大きなあられが生じないから雷特有の電荷分離機構が動作しない。仮りに多少動作しても雪結晶が正に帯電しなければ

ならないのに反符号の負の雪片が第2の雲から流入するので中和されてしまう。小さいがぐりと小さなあられを数10個背負った大きな平板樹枝雪片が重みに耐えられなくなって突如降下する形で、今までに貯溜した水が第3の雲の下へ集中的に落下する。この降水は負に帯電しているはずである。そしてそれは強い雷雨になることができない。

もし第3の雲が単独で発達したならば雷になったかも知れないが、第2の雲が妨害した形になっている。

この豪雪の集中性が豪雨の上部で生じているならば、地上の雨を観測していて、雨滴の電荷、雨水の塩分、雨滴粒度分布の変化をみればわかるはずである。

本稿では省略するが私どもが大台ヶ原で行った降雨観測と北陸の降雪の観測とを対比すると、今述べた特徴が共通に現われている。

4. 集中豪雨は突如発生しない

上述の過程から判断できるように、集中豪雨の降りは始める40分から1時間程前に、雄大積雲からの俄雨があるはずであり、その雨水は塩分が濃く、また雨滴は正に帯電しているはずである。先行する降水のあることは雷雨と異なる点の1つである。

その俄雨の進行中または降り止んだあとには負に帯電した氷晶雲が残溜し、徐々に成長をつづけているのだから、地上ではなかった空中電場は上方が負になるべきである。肉眼で見れば高層雲が低いかなと云ふか、乱層雲のぼけたようなものがなければならぬ。

これだけの先行現象があるところへ、負に帯電した、塩分のごく少ない大粒の雨滴が降りはじめたら集中豪雨になる公算が大きいと考えることができる。この雲は負に帯電した巨大な塔で、雷のダイポールとはちがうから、地上ではなかった空中電場は雷のときとちがって正負が交互にあらわれるジグザグ型になるだろう、これは云うまでもなく負の雲（本体）とそれをとりまく吸引された正のイオン層の効果である。

この傾向は福井地方気象台が降雪の際の空中電場を測って出された結論とも矛盾しない。

上層の風が強い場合には第1の雲又は第1の降水の生じた地点と第3の雲の生じた地点とは数 10 km はなれているから、1地点で観測したのでは、これを知ることができない。レーダーの有用性はここで発揮されるだろう。

5. レーダーは何を見るべきか

レーダーで観測すれば、第1の降水、第2の雲（高層

雲で特に大きい氷晶から成る), 第3の背の高い積乱雲のいずれをも見ることはできないはずである。勿論, レーダーでは正に帯電した雨であるか, 雨水の塩分が濃いか淡いかはわからないから, 地上観測網を張っておかなければならない。

ここで注意すべきことは, レーダーは降水そのものを観測しているのではなく, 空中の貯水池を観測しているわけである。特にグラウンドエコーの混入を防ぐために仰角をつけて PPI をみているときには, この性格がよい。

エコーが存在することは空中に貯水池があることを示しており, 降るかも知れないし降らないかも知れないわけである。強いエコーがあれば豪雨のおこる可能性を示すだけである。豪雨が生ずると空中の貯水量は減少するはずである。これはエコーの強さが時間的に減少することを示す。

だから雨量強度 R はエコー強度 Z と直接の関係があるわけではなく, その時間変化 dZ/dt と直接の関係にあるはずである。もし数時間, ほぼ一地点に定常的に豪雨が生じている場合には, x 方向の空気速度を u として $\partial Z/\partial t$ を無視し, $u\partial Z/\partial x$ と雨量強度 R を対比すべきである。即ち風下に行くにつれて Z が弱くなっているときに降水の存在を示している。

6. 集中豪雨と中規模じょう乱及び地形との関係

すでに集中豪雨が発生するためには複数の対流雲の存在が必要で, それらの雲が落下速度のおそい平板樹枝状結晶 ($15^{\circ}\text{C}\pm 2^{\circ}\text{C}$) の層状雲で媒介されていなければならないことを述べた。

平板樹枝状結晶が成長するに要する時間 τ_1 は1つの対流セルのライフタイム τ_2 より一般に長い。だから雲の力学の見方をすると雲が発生してある臨界の雲水量 (たとえば 0.5 gr/m^3) に達した瞬間から τ_1 時間のおくれをもってその雲水量は雨量に転化して落下しうる状態となる。したがって -15°C 層の高さで対流雲塔に相対的な風速を u とすると $\tau_1 u$ だけはなれた距離に2つの対流雲塔ないし対流雲列が生じることが集中性の降水をもたらす条件となる。

$\tau_1 u$ より近い距離に発生した雲は1つの雲と同じで, せいぜいあられに当る分しか降らないから俄雨にすぎない。 $\tau_1 u$ より大きくはなれ過ぎると単独の雪結晶あるいは小雪片として拡散したものが高層雲からの降雨となり, 中程度の大きさに雨滴のそろった弱い降雨になり集中性があらわれないだろう。

τ_1 はほぼ1時間, u は 10 m/sec とすると $\tau_1 u$ は約 40 km の距離になる。だから何らかの理由で 40 km 程度 (風速によってちがうが) はなれた2つ以上の平行に走る収れん線ないしは山脈の存在と, $-15^{\circ}\text{C}\pm 2^{\circ}\text{C}$ の高さが氷飽和以上の混合比をもちうる条件がみたされると降水は集中的に降下することができるだろう。

ここに中規模じょう乱や地形, 上空の湿度と集中豪雨の関係はいってくる。中規模じょう乱のライフタイムが氷晶の発生→雪結晶→雪片→大きい雨滴までのライフタイムと同じ位になるからである。

7. 暖かい雨は集中豪雨となりうるか

上記の考えにもとづくと暖かい雨の場合, 即ち上空に氷晶雲を欠く場合には集中豪雨が生じないことになる。また氷晶雲があっても成長速度のおそい -5°C 程度やまた -40°C より冷たい場合には矢張り集中豪雨が生じえないことになる。

このあたりは観測によって十分に確かめなければならないが, 私の考えでは暖かい雨は集中豪雨にはならないと思う。但し暖かい雨で2つの積雲塔が1つの層状雲で媒介された場合には毎時 40 mm 程度までの雨が生ずることは知られているから相当に強い雨は生ずることができるだろう。

1963年に大台ヶ原で降水観測をした際に, 濃い霧が来ると霧雨の形で毎時 10 mm 以上の雨が降った。名古屋の気象台のレーダーでは検出できず, このときのウォーターブルー河紙から立平良三氏が計算して, レーダーで検出できないのは当然であったと結論を出されたことがある。

この雨は大気の低い層の中に地形の影響で濃い雲水量を生じ, 雨滴として未熟の段階で近くの山を濡らした形になっているものと考えられる。この雨は平野部ではおこりえない形式であって, 山岳部の降水量のうち無視できない%がこの霧雨によって供給されている可能性がある。レーダー観測は現在の形では, この種の降水量を検出しにくいと考えられる。この種の雨でも24時間継続すると 240 mm の降水量になるから, 集中豪雨と呼ぶのはふさわしくないけれども, 軽んじることはできない。

あとがき

本稿はシンポジウムの話題提供のために書いたもので, 極端な表現をしており, また総合報告にもなっていないため, 多くの方々の研究にふれてありません。この稿を書くにあたって名大・理・水質研の樋口敬二, 高橋劭, 武田喬男の諸氏に多くの討論をいただきました。

レーダから見た集中豪雨

門脇俊一郎

1. はじめに

集中豪雨のような局地的で短命な激しい気象現象を捉えるための有力な観測手段として気象レーダに多くの期待が寄せられている。これは只一個の装置以外には情報収集手段を全く必要とせず広大な領域について適時に少くも2次元の連続観測を行うことが可能なためである。

気象レーダの機能には大別して2つの面がある。降水量の間接測定に関するものとエコーの解釈に関するものである。レーダの捉えるものは主として降水粒子による空間の電波反射能の分布と変化に関する諸量であり気温や風のような我々の感覚にうたえる気象学上の基本的要素ではない。しかし降水粒子はマイクロ・スケールの雲物理過程からマクロ・スケールの総観過程にいたる様々な物理過程の総合結果であるからそのレーダ・エコーの分布や変化のありさまを気象環境との関連において解析すれば降水形成に関係する種々の気象要素の分布や天気系の構造についての理解を進めるに役立つ。これら2つの面から集中豪雨のレーダ観測結果とその問題点を簡単にまとめてみたい。

2. エコー強度と地上での降雨量との対応

レーダによる降水強度測定には、(1)降水粒子の物理的性質とその空間分布および電波反射能の関係、(2)分布ターゲットに対するレーダ方程式、(3)降水粒子の相対運動により fluctuate する反射電波の積分、(4)レーダ・ビームとターゲットの相対的な大きさ、位置関係——beam filling factor など、(5)レーダ・サイトの地理環境、(6)装置の検定と安定度などの問題がある (Harrold 1965)。これらはレーダ気象学の基本的な分野を形成するものであるが、解決にはさらに多くの観測と解析を必要としよう。現在のところ我々の気象レーダで信頼しうる降水強度測定を行いうる見込があるのはせいぜい半径 100~150 km 以内の程度であろう。上述の諸問題が解決されても、反射信号と降水強度の関係は本質的に統計的なものと考えられいくつかのあいまいさが残されよう。2次元または3次元の降水強度分布を一目で見るためには何らかの情報処理装置が必要で、種々の積分装置、STRADAP、等エコー、GRAY SCALE、

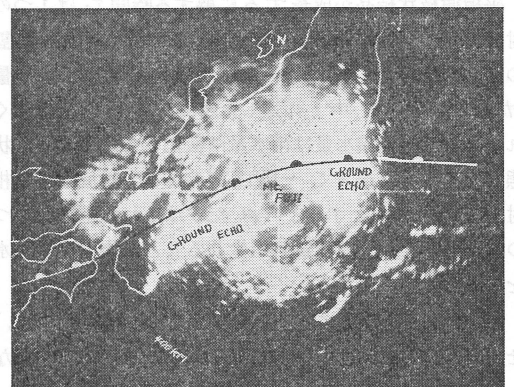
CAPPI などがある。気象庁では最近等エコーが主用されるようになり、これによるエコー強度分布と実測雨量の対応について調査が行なわれ始めた (立平・深津 1962, 立川 1963, 長井 1963, 深津・平野 1966)。

これらの報告や富士山レーダでの経験から次のようなことが言える：(1)レーダ測定の絶対値は種々の制約を取除いても係数2程度のあいまいさが残るが、測定値相互、時間変化は信頼度が高い。降雨量の絶対値の誤差が大きくても分布形、時間変化は実況とよく一致する。(2)エコーとの比較に用いる降雨データの質の吟味が大切であり、エコーの面積分装置の開発、装備や降雨量観測方法の検討が必要である。(3)レーダ測定値をそれに見合う質の実測雨量や利用上の基礎資料で Calibrate し迅速正確に降雨量の分布を得るのが現在可能な最上の利用法であろう。

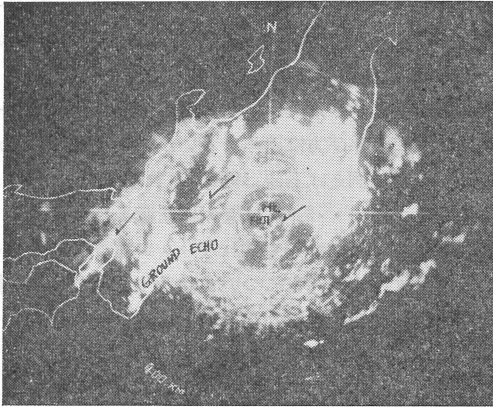
3. エコー・エレメント(セル)とその複合体(パターン)の特徴と移動

集中豪雨のレーダ・エコーの特徴は単にその強度・高度の絶対値が大きいことではなく、その配列と移動にある。富士山レーダが完成するまでは豪雨時のエコー・パターンの全貌を一個のレーダで捉えることは困難であった。第1~3図に富士山レーダによる集中豪雨の観測例を示しておく。

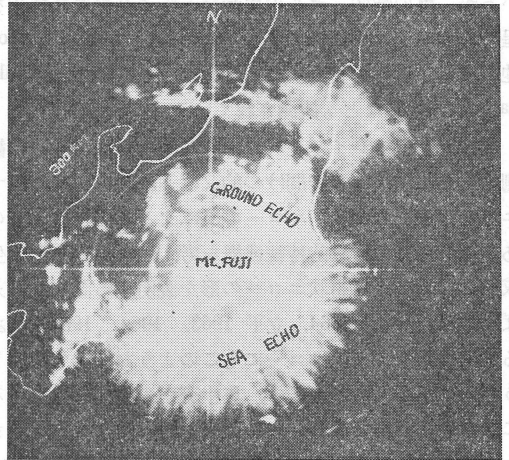
レーダ・エコー特に激しい気象現象を伴うものは線(帯)状の配列を示すことが多い。集中豪雨もその例外ではないが、広範囲に展開した弱エコーの内に連続的な外観を呈する強い線エコーが1~数本埋め込まれていることが特徴で対流性とも層状とも判別困難な特性を示す



第1図 富士山レーダによる昭和42年7月豪雨のエコー(その1)昭和42年7月9日14時54分撮影、アンテナ仰角前-1.7、線の位置は15時のもの。淡路島附近の線状強エコーは発達中。



第2図 富士山レーダによる昭和42年7月豪雨のエコー（その2）昭和42年7月9日17時23分撮影，アンテナ仰角-1.7°，神戸北方から徳島南にのびる強い線エコーが殆んど停滞している。このころ神戸では1時間に50mmを越える強雨がいった。黒い矢印は顕著な線エコーの位置と走向を示す。

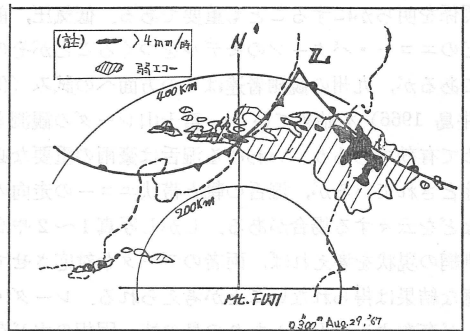


第3-1図 富士山レーダによる羽越豪雨のエコー（その1）昭和42年8月29日03時06分撮影，アンテナ仰角-1.2°。

場合があるのに対し、線状に並ぶ強雷群（長さ 1000 km に達することもある）が明りょうに対流性のエコーの discrete な列の姿を持つことと著しい対照をなす。第1, 2図の例では弱エコー域の南北 400 km, 東西 1000 km 以上に対し強い線エコーは幅 10~20 km, 長さ 40~60 km のもの数個からなり、面積比数%を占めるに過ぎぬ。しかも地上降雨量の分布と比較すると降雨量の大部分はこれら線エコーによるもので弱い不定形エコーの寄与はきわめて少ない。第1, 2図では強い線エコーはほぼ同一の間隔と走向を持つように見えるがその成因についてある暗示を与えるようにみえる。このようなパターンは第3図の羽越豪雨でも見えた時期があり集中豪雨の一段階を代表するものようである。

豪雨をもたらす線エコーの重要な特性はその極めてゆっくりした移動あるいは停滞性である。写真2の淡路島東の線エコーの例のように周囲のエコーの運動にもかかわらず一定場所に固着するかの如く見えることが多い。線エコーの外縁の小特徴を追跡するとほぼ線の走向に動いているが附近の風に対し風上側に新セルの発生による線の伸長が見られる場合もある。速度低下や停滞と共に線エコーは発達し最盛期をむかえるように見える。

小エコー（セル）があたかも大気下層の風に流されるかの如き運動をなすことはレーダ観測の初期に気付かれ、下層の種々な高度の風との相関が多くの著者達により研究されている（例えば Ligda 1954, 山中 1966）。



第3-2図 羽越豪雨のエコー（その2）第3-1図の強エコーの分布状態，思くぬりつづいた部分が4 mm/時以上の部分。

集中豪雨のエコー場ではエコー・セルやパターンに顕著な収束が見られること（深津 1966）や、線エコーの合流交差に伴う発達強化（山田 1964）などの報告がある。今門（1966）はエコーの動きから集中豪雨時のパターンを分類し合流，加重，混入，台風の4タイプを示した。しかしこれらの現象やそれに伴うエコーの変化のありさまについての記述はまだ不充分でありメカニズムの説明もなされていない。線エコーの走向とその構成要素の運動方向の一致による線エコーの停滞と豪雨の発生が多くの場合に観測されている（今間 1966, 長井 1963 室戸岬測候所 1967）。

一般に小エコー域は 850~700 mb の風に流され線エコーの走向は下層風の鉛直シアアの方向をとるとされて

いるが、風の強弱、セルの生滅などにより複雑な様相を呈する。対流エコーの大きさによる運動の相違(Newton 他 1964), セルの自転による運動方向の変化(Fankhauser 1966)なども観測されている。

最近、台風のレイン・バンドや各種の帯状エコーの観測結果から、新セルを間けつた又は連続的に作り出すエコー生成源の存在、エコーの風による移流とシアのある環境内での自動的持続機構を考え、セルの移動と生成源の移動により帯状エコーの形を説明する試み(例えば Atlas その他 1964, 立平 1963, 1964, 1966)があるが、豪雨を伴う線エコーにもこのような機構で説明するものが多い様に見える。集中豪雨の機構を追求するにはまずこれらの線エコーの形成過程や運動のありさまをエコー以外の気象環境、特に風と水分との関連において明らかにすることが重要であると考えられる。

豪雨のシノプティックな環境についてはかなり明らかになっているが、大規模な場の特徴とエコー・パターンの関係を明らかにすることも重要である。低気圧、前線などのエコー・パターンのモデルをつくることがその一つであるが、九州の観測者達はこの方面への試み(例えば牛島 1966)を始めている。富士山レーダの観測もきわめて有効であろう。いわゆる湿舌は豪雨の重要な必要条件とされているが、湿舌の軸と帯状エコーの走向の一致などを云々する場合がある。しかし写真1~2や高層観測網の現状を考えれば、両者のデータを対応させても有意な結果は得られないことが考えられる。レーダ・エコーが存在する以上、かなりの量の液・固相の水が存在するから、湿舌とエコー域の一致はむしろ当然と言わべきであろう。

地形による暖湿気流の収束が集中豪雨に大きな役割を果たすとの考えから山田(1962)は線状エコーの停滞ひん度の地域分布を作り両者の相関を係の存在を示した。しかし富士山レーダの観測効果からみると線状エコーの形成・持続に地形が大きな効果を持つとは断言できない。武田、元田(1965)は対流性エコーの生滅と地形勾配との関係を調べ一般に風上側斜面で対流性エコーが発達するとしているが、決定的な結果は得られていないようである。いずれにしてもエコーの変化に影響を与える要素を充分吟味し、エコーの性質の動気候学的な統計を行うことは重要であろう。

台風の spiral band や トーネードの Hook に似た特徴的なエコー・パターンが豪雨雪に見出されている(宮沢 1966, 荒川 1966), メソ・サイクロンや豪雨雪の発

生場所と関連づけて重要性が強調されているが、エコーの特性や運動、それに伴う気象現象の記述が充分でなく、その意義を速断できない。前線付近にサイクロニックな循環を示すかぎ形(トーネードの Hook とはスケールが異なりこの呼び方は適当でないが)エコーの存在がいくつか報告(例えば石硯 1966)されている。このような特殊なエコー・パターンは豪雨雪を起している場の2次的な特徴にすぎないかも知れない。いずれにしてもこのようなパターンの意味については、すぐれた量的な観測結果の集積を待たねばならぬ。

2. レーダ観測・調査上の問題点

豪雨の全貌について十分な観測資料を得るにはレーダ運用体制の充実強化が必要である。

さらに現在までに得られているレーダ資料の充分な利用を促進するため全国的なデータ・センターを設けることによって容易に入手し充分に利用できるようなことが望ましい。

またレーダ資料は他の気象要素との関連において解析しなければならないが、レーダ・データの質に見合う気象資料が乏しい。高層観測、観測船、飛行機などの協同観測を行う必要がある。

エコーの移動、線エコーの形成、持続などのメカニズムを明らかにする上で大気各層における風のデータが重要で測風用ドップラー・レーダの開発、配置が特に望まれる。

参考文献

- 荒川秀俊 1966: 諒早豪雨に現れたメソ低気圧 天気, 13, 175~177.
 Atlas, D and R.J. Donalson Jr. 1964: Radar in Tropical Meteorology. 2 (6) Theories of band formation. Proc. Symposium on Tropical Meteorology. New Zealand 1963.
 Fankhauser, J.C. 1966: Some physical and dynamical aspects of a singular cumulonimbus. Proc. 12th Weather Radar Conference 405~413.
 深津 林, 平野 保, 1966: レーダ反射因子 Z の比較観測, 天気, 13, 331~334.
 深津 林, 1966: 集中豪雨エコー・パターンの検討, 昭和41年レーダ技術打合せ資料, 名古屋地方気象台, 13~22.
 Harrold, T.W. 1965: Estimation of rainfall using radar. The Meteorological Magazine.
 石硯 浩, 1966: 前線附近の降雨域に発生するうず状レーダ・エコー, 福岡管区気象台要報, 21, 93~99.
 今間宗夫・堤 良造, 1966: 集中豪雨の場とレーダ・エコー, 福岡管区気象台要報, 21, 46~54.

Ligda, M.G.H 1954: On the relationship between the velocities of small precipitation area and geostrophic winds. *J. Meteor.*, 11, 421-423.

宮沢清治, 1967: On vortical mesoscale disturbances observed during the period of heavy snow or rain in the Hokuriku district. *気象集誌*, 45, 166-176.

室戸岬測候所, 1967: レーダの地方予報への利用, 室戸岬測候所.

長井達夫, 1963: 1962年7月20日の愛知県東部に於ける集中豪雨の解析, *研究時報*, 15, 59-68.

Newton, C.W. and J.C. Fankhauser 1964: On the movements of convective storms, with emphasis on size discrimination in relation to water budget requirements. *J. Appl. Meteor.*, 3, 651-668.

武田京一, 天田雄二郎, 1965: 台風降雨帯の地形による影響, *天気*, 12, 371-376.

立川勝己, 1963: レーダーの等雨量線装置による雨量測定について, 昭和38年度四国地区気象研究会誌.

立平良三, 深津 林, 1962: 梅雨前線豪雨のレーダ解析, 昭和36年度レーダ技術打合せ資料, 名古屋地方気象台, 61-76.

立平良三, 深津 林, 1963: 寒冷前線のレーダー及びメソ解析, *気象集誌*, 41, 145-157.

立平良三, 1964: 巨大な地雨性降雨帯の構造と機構について, *気象集誌*, 42, 362-371.

立平良三, 1966: Some features of huge radar rainbands as observed by Mt. Fuji Radar. *Proc. Twelfth Wea. Radar Conf.*, 426-431.

牛島敏光, 1966: 梅雨前線に伴う典型的レーダ・エコー, 福岡管区気象台要報, 21, 83-92.

山田三朗, 1962: 線状エコーの性質, 福岡管区気象台要報, 18, 36-51.

山田三朗, 1964: 集中豪雨の予報とエコー・セルの移動, 西部管区気象研究会誌, 25号, 59-63.

山中陸男, 1964: レーダ・エコーと上層風, 西部管区気象研究会誌, 25号, 53-58.

気候学的にみた豪雨と地形

河村 武

気候学の立場から集中豪雨の問題をとり上げる場合にとくに関心を抱く点は、集中豪雨が起りやすい地域があるか、またあるとすればそれはどのような地形のところであるか、また地形はどのような機構で集中豪雨に関係しているかである。これらの問題に対して、まだ不十分ではあるが、気候学的観点から得られたこれまでの知見をまとめてみる。

1. 豪雨の地域性

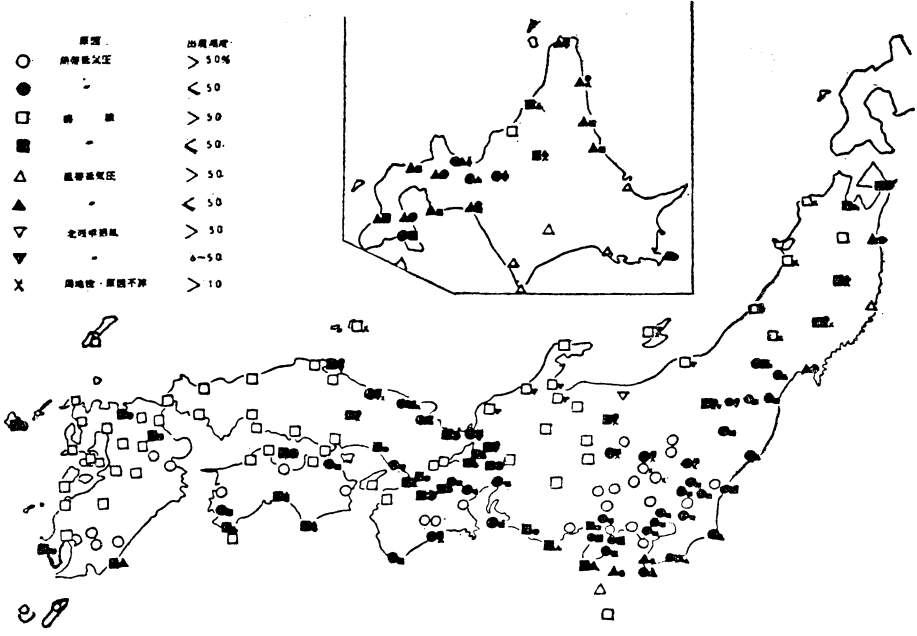
一般に短時間の強雨の原因には雷雨が卓越し、降雨時間が長くなると、台風・低気圧・前線などの原因による大雨が卓越するといわれている。しかし、実際にわが国の10分間雨量、1時間雨量などの極値の起因を調べてみると、地方によって強雨の主要原因が違うことがわかる。気候学的立場から豪雨を扱うには資料の制約から日降水量を扱う以外に方法がないので、年最大日降水量の原因別頻度を求め、その卓越原因の分布図を作成した結果、顕著な地域性を見出すことができた(水越 1962a)。紙面の都合で第1図には気象官署の資料だけが記入されているが、区内観測を行なっている多数の気象観測所の観測資料を記入した詳しい分布図によるとなお一層明確になる。たとえば、九州についていえば、九州山脈の分水界にはほぼ平行して、降水原因が画然と二分され、大隅半島から国東半島にいたる太平洋側の地域は台風が、また東支那海測では前線が卓越している。

次に問題になるのは、豪雨が降りやすい地域である。地点別に日降水量 50 mm 以上の月別度数を調べても、豪雨の降りやすい地域があることがわかるが、福井(1967)は集中豪雨を調べるために、1日間の降水量が1年間に降った全量の10%を越える日の出現度数を求めた。その結果、集中豪雨が繁発する地点と非常に稀な地点とがあり、繁発地点と季節が地域的にまとまって、しかも海岸に近いところに多く分布していることがわかった。その1例として北海道の場合を第2図に挙げた。九州の集中豪雨の頻発地点は宮崎県北部から大分県の山地(台風期)と長崎・佐賀両県の北西海岸地方と壱岐・対馬(梅雨期)に密集している。

2. 雨量分布と地形

集中豪雨には地形に余り関係しないものもあると思われるが、前述のように繁発する地域と稀な地域があることは事実である。そのような点から、地表の状態すなわち換言すれば地形が豪雨の機構に何かの形で関与していることは確かである。

地形の影響として、これまで多くの解析的研究でも取り上げられ、定量的見積がされているのは山地斜面における気塊の強制上昇である。しかし雨量分布を詳しくみると、地形の影響をこのようにだけ考えることは必ずしも現実にそぐわない。これまでの集中豪雨の事例研究で考えられた地形の影響としては、現地の地形を水平気流が収束しやすい谷間とか、一方が開いたすりばちのような地形と表現した場合がかなりある。地形により大気下



第1図 年最大日降水量の原因別頻度分布 (水越 1962 a)



第2図 北海道における集中豪雨の多発地域 (福井 1967)

層に特徴的な局地気流が生じることは周知のとおりであるが、集中豪雨の発生に対しての貢献は推測の域を出ない(裏付ける観測資料がない)。したがって、今後、集中豪雨の起りやすい地形の特徴が、今後の研究によって数量的に計測される期待はあるが、現在のところ集中豪雨を起す局地的な地形の役割は余り明らかではない。

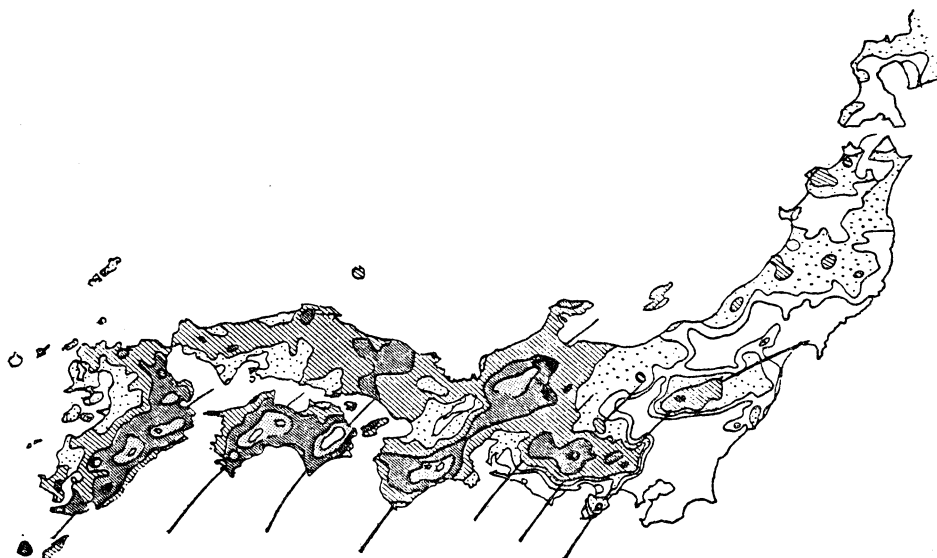
むしろ、これまでに得られた成果のうちで注目すべきものは、集中豪雨が起った現地の地形ではなくて、より広域の風上側の地形の影響である。

3. 地形性レインバンド

降水に対する海岸や陸地の影響は以前から Bergeron 等によって主張されているが、関口(1964, 1965)が明らかにした台風に伴う雨量分布に見られる地形性レインバンドもこの一例である。台風に伴う降水分布の様式は台風の中心経路、前線の有無によっても異なるが、最も数多く出現し、その代表的雨量分布型と目されるのが地形性レインバンド型である。台風の来襲に伴って上層まで強い南風が吹き込むと、風向に沿って帯状の顕著な多雨域を生じる。これが地形性レインバンドである。この多雨域の出現する地理的位置はほとんど決っていて、第3図に記入した箇所である。中でも、

- ①伊豆・丹沢——足尾・那須——(ときには福島西側山地——奥羽山地——釜石)
- ②紀伊山地——布引・鈴鹿・伊吹山地
- ③東四国——(ときには淀川右岸山地)
- ④東九州——(ときには広島西方山地)

の4本はとくに明瞭なバンド構造が見られる。このような雨量分布が現われるとき、1時間雨量とレーダーエコーとの対比をしてみると、雨域とレーダーエコーとの対応がよくつき、やはりバンド状のレーダーエコーが見られる。さらに詳細にみると、岬の先端や風上側の山地で



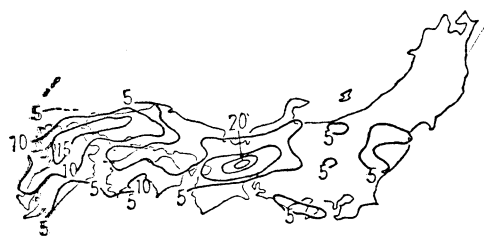
第3図 台風6118号(1961年9月13—16日)による雨量分布(等雨量線 30 mm, 50 mm, 100 mm, 200 mm, 400 mm & 600 mm), と多雨域(関口 1965)

強い対流性エコーが発達し、風下側に流されて帯状のエコー分布や雨域を生じるように思われる。この点は今井らが行なった梅雨前線に関連して起った関東地方の局地性大雨の解析で指摘した事実と一致している。地形性レインバンド型の降雨に対する地形の影響は、地形性上昇流によって多量の雨を降らせるというよりも、むしろ、地形の影響でまず上昇流が生じ、それが引き金作用となって激しい対流性エコーを生じ、風下側に影響が及ぶと考えるべきではなかろうか。なお、付記すると地形性レインバンドは風の垂直方向のシャーが生じると解消する。また、エコーは高い山脈によって阻止され、それから風下側には多雨域が延びない。これらの点は降雨に対する地形の影響を考える上で重要である。

4. 湿舌と地形

梅雨時の大雨の降る条件として、しばしば南西方からの湿潤暖気の流入が挙げられている。果して気候学的にみて、これが必要条件であるかどうかの詳しい検討が、水越によってなされた(1962b)。近畿地方で局地的に顕著な大雨が降ったとき、風上側の潮岬の上層大気中の水蒸気量の時間変化はたしかに対応関係が見られる。とくに900 mb面以下での水蒸気量の増加が顕著である。

そこで、山地がこの湿った空気の直接の流入を阻止すれば、山地の風下側で大雨が降ることは少なくなるに違いないと考え、南南西～西南西の方向が標高500m以上の山体で蔭になる地域を求めた(第5図)。他方、大雨の

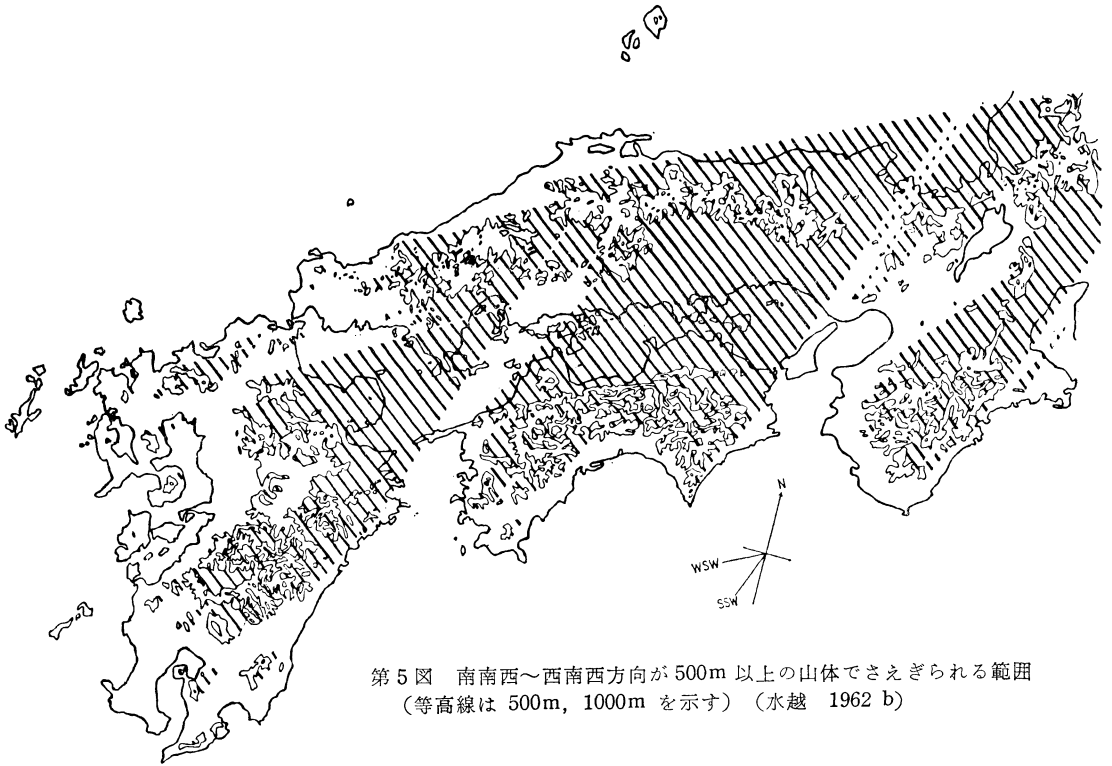


第4図 梅雨時多雨軸出現頻度分布図(単位 回, 1954~1957年)(水越 1962 b)

降る地域を表現する方法として、日雨量分布図上で、とくに顕著な多雨軸(等雨量線の形状が等高線の尾根状になっている場合に稜線に相当する雨の多い部分を連ねた線)の地域的出現頻度分布図を作成した(第4図)。その結果は一見して明らかのように、大雨の降る地域は南南西ないし西南西から湿潤暖気の流入が阻げられない地域と一致していることが判る。著者はこの他にも、これを裏付けるいくつかの証拠を挙げているが、他の研究、たとえば梅雨期のレーダーエコーの出現位置が、上述の事実と合致することを明らかにしている。

5. あとがき

集中豪雨が特定地域に起りやすいことは明らかであるが、その理由はまだ不明の点が多い。地形の集中豪雨に対する影響を考える場合、地形が集中豪雨をもたらす擾乱の発達や衰弱に関係する面と、擾乱の移動に関係する面とがあることを考える必要がある。レーダーエコーが



第5図 南南西～西南西方向が500m以上の山体でさえぎられる範囲
(等高線は500m, 1000mを示す) (水越 1962b)

地形の鞍部や谷間のような低いところを通過しやすく、高い山脈で移動が阻止されるという観測事実は後者に属する。また前者の影響を考える場合、集中豪雨が降った地点付近の局地的な地形による気流の上昇あるいは収束などのほかに、風上側の地域での集中豪雨をもたらす擾乱発達の引き金作用としての地形の影響が推測されるし、また集中豪雨発生に好都合な場を提供するという意味での効果——たとえば湿った空気が流入しやすい道となることもその一つであり、また局地気流系による収束線の形成もその一つであろう——も考えられる。これまでの気候学研究成果から推測される以上のことが、果して集中豪雨を降らせる中規模擾乱の発達や雲の生成にどのように結びついているかは今後の研究課題である。

文献 (紙面の関係で地理学関係雑誌に限る)

- 1) 明石 章, 1961: 局地的豪雨の解析の雨量分布, 東北地理, **13**, 81-84.
- 2) 福井英一郎, 1967: 日本における集中豪雨の研究, 東京教育大学地理学研究報告, **11**, 83-95.
- 3) 河村 武: 中部日本における南西気流と局地風系, 地理評投稿済 (未刊)
- 4) 水越允治, 1962a: 日本における大雨の原因, 三重大学学芸学部紀要, **25**, 1-17.
- 5) 水越允治, 1962b: 梅雨前線活動に伴う降水量分布, 地理評, **35**, 35-44.
- 6) 関口 武・吉玉卓雄・谷治正孝, 1964: 関東地方の毎時雨量分布とレーダーエコー, 地理評, **37**, 55-63.
- 7) 関口 武, 1965: 台風時の雨量分布, 地理評, **38**, 501-508.