

集中豪雨特別観測の成果

メソスケールの現象の解析と予報の可能性の検討*

笠 村 幸 男**

要 旨

1968年から1972年までの5カ年間、九州では梅雨末期の集中豪雨特別観測が実施された。

気象研究所を始めとして多くの研究的な解析例が集積されているが、ここでは現場で利用する場合を主にし、特別観測期間中に得られた資料を用いて、集中豪雨・雷雨・たつまき・ひょうなどのメソ現象の実体把握と、それらの監視法、予報則などを考察した。

なお、この資料は昭和46・47年度に九州で行なった予報技術検討会の集約でもある。

1. ま え が き

最近、一般社会や航空からキメの細かい短時間予報の要望が、災害の激増に伴って、とみに強まってきた。

いつ、どこで、どれだけ降るかという集中豪雨の三大要素は困難な課題であるかにみられていたが、西日本における集中豪雨特別観測の実施によって、集中豪雨とそれに関連する中小規模現象が力学的、総観的にも解明され始めた。

しかし、現業作業で入手し得る資料によってこれら三大要素を予報することは至難のわざであることにかわりない。

ある時期に不断に発生し消滅する降雨細胞について根拠のある見解が得られないことに原因しているといえる。このことは昭和30年に本格的な現業用として背振山にレーダーが設置されて以来指摘され続けられた問題であった。この時期に、すでに九州西海上のエコー要素について着目されていたが、資料の不足その他の理由で解決への足どりは遅々たるものであった。

しかし、特別観測が実施されるにおよび、梅雨末期集中豪雨共同研究グループの精力的な取り組みによって、その機構も次第に解明されつつある。

福岡管区では、メソ解析の各種手法によってメソじょ

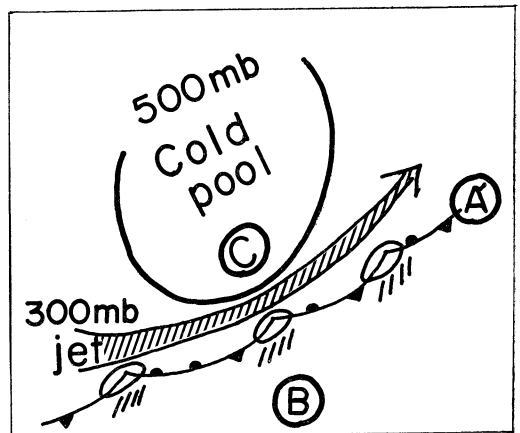
う乱の実体を明らかにし、予報の技術的境界を明らかにし、一方、将来、展開されるであろう地域気象観測網の資料を有効に利用するための基礎づくりをすることを目標に計画された。

九州で過去5カ年間特別に観測し、収集された「集中豪雨特別観測資料」を管内の予報担当官署が一斉に使って、メソ現象の実体把握と予報の可能性についての検討を行なった集約を示したい。

2. 中間規模じょう乱に関するシノプティックパターンの特長

(1) 中間規模じょう乱の発生・発達について

梅雨期間中にしばしば出現する寒冷うずの周辺をめぐる jet があって、その南がわに地上で前線を形成し、



第1図 中間規模じょう乱発生モデルパターン

* Results of Heavy Rainfall Observation Project, Studies on Analysis and Predictability of Mesoscale Phenomena

** Y. Kasamura 福岡管区気象台 (現在、宮崎地方気象台)

—1973年3月26日受理—

1,000 km 波、あるいは中間規模 じょう乱が通り、300 mb jet の南およそ、250~300 km、ときとしては jet のすぐ真下で集中豪雨の発生することが指摘されている。

モデル的には第1図のように示されるが、これは梅雨期間中しばしばみられるパターンである。

停滞前線上を次々に通過する波動や小低気圧によって降る雨にはおよそ24時間の周期が卓越することなどから、雨の降り始めをつかめばその後のタイミングには大きな誤りをおかすことはないとおもわれる。

しかし、1971年7月下旬の集中豪雨のように、主前線よりかなり離れた所で降る暖域内の対流性の降雨については、レーダーの連続監視と雨量実況の把握以外にきめ手がないのが実情で、雨がいつまで続くかはシノプティックスケールの解析できめるべきであろう。

暖域内の対流性の降雨は第1図の前線の南がわ®で降ることが示される。

さて、次に中間規模 じょう乱の発生・発達の過程はどのようなものであろうか、適当な実例で示したい。

ア. 雲の帯は露点温度の分布によって示され、高い露点温度の地域は直接降水に関連する水蒸気源ともなる。

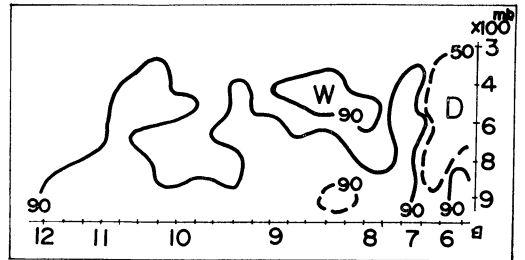
1968年7月8日から12日にかけての中間規模 じょう乱は700 mb の高露点温度の帯の中を通過して東進しているのがみられた。

この高露点温度の帯の形成は初めにシノプティックスケールの じょう乱の通過によってもたらされるようである。

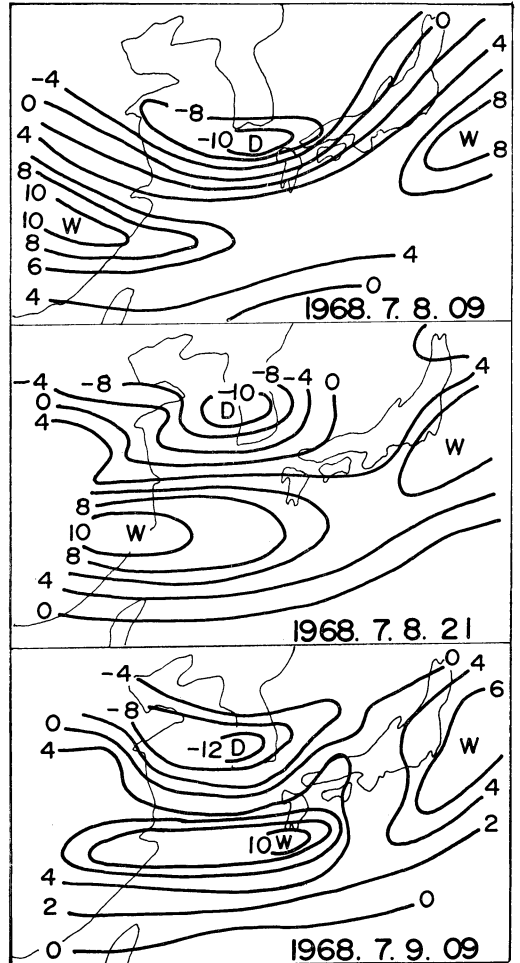
第2図は鹿児島島の垂直方向の各層における湿度の分布から飽和域の変化(90%以上)を示したものであるが、6日から7日にかけて弱い高気圧の通過による乾燥域があらわれ、その後シノプティックスケールの じょう乱の通過がみられた。この じょう乱の通過した後、800 mb から600 mb にかけて飽和は解消しているが、850 mb 以下の飽和はそのまま続いている。

これを700 mb の露点温度の分布からみると第3図のように、シノプティックスケールの じょう乱の通過したあと華南から高露点の帯が九州方面に伸びてくるのがみられ、これが中間規模 じょう乱の発生および発達に適した特有の露点温度パターンのようなものである。

すなわち、北側に著しく低い露点温度を、南側に高い露点温度の帯をもつパターンが形成されていく



第2図 鹿児島島の上層の湿度変化(1968.7.6—12)



第3図 1968年7月8~9日、700 mb の露点温度の分布図

のがみられる。

この特有の露点温度のパターンはつぎのシノプティックスケールの じょう乱の接近によってくずれ、

中間規模じょう乱の発生も終を告げるようである。

イ. 中間規模じょう乱は日本付近で発生しやすいことが調べられているが、いつでも発生するというわけではなく、対流圏下層における等温線の集中帯の南辺に発生し、しかも湿潤な暖気の継続的な流入が必要である。

風のシャーという面で見ると、下層での鉛直シャーの強化といった条件がたまたま重なった時期と場所に発生するようである。

発生する状況が限定されたものとはいえ、日本付近で中間規模じょう乱が存在することは確実である。

このことについては電計室の報告もあり、それには中間規模じょう乱の発生時における気温偏差の一例が記されている。気温偏差の計算例としては、300 km ていどの格子間隔上における気温の平均値からの偏差、あるいは松本らによる6時間ごとの観測値の5回にわたる移動平均からの偏差、さらに現業的に用いられる前24時間の変化などの方法が用いられている。

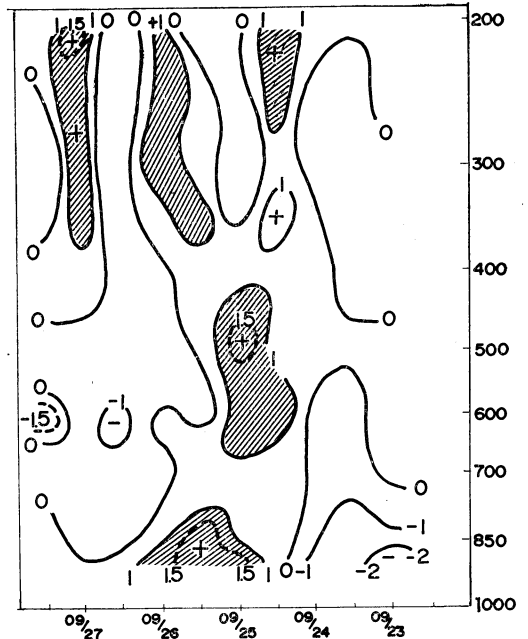
これらの間には細かいところでかなりの差のあることが示されている。

もちろん、共通点も多いので物理的な機構は同じであろうと推論されるが、季節的なちがいは上層の違いが果して中間規模じょう乱の存在にどれだけ影響しているかいないか、多くの解析例の積み重ねが必要であり、さらに興味ある事実も出てきそうである。

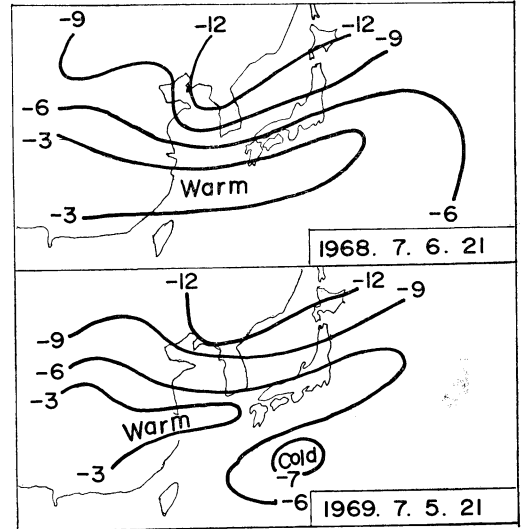
ウ. 対流圏中層から上層にかけては対流昇温の現象があらわれ、500mbの温度分布は、九州付近を東西に伸びる高温域があらわれ、その南方は寒冷域となるが、九州南方海上に寒気核が形成されることもある。

対流昇温の現象については中間規模じょう乱の発生・発達の一環として顕著な現象であり、観測地点としては少なかつたが第4図に示す1970年6月25日の鹿児島における昇温量の一例についても、おおざっぱなつもりであるがほぼ同様な結果が示され、500 mbにおける華南方面からの高温域と対流昇温が加わり、九州方面における典型的な分布になるものとおもわれる。

しかし、対流活動の活発化を示唆するであろう寒気核の存在が示されることもある。



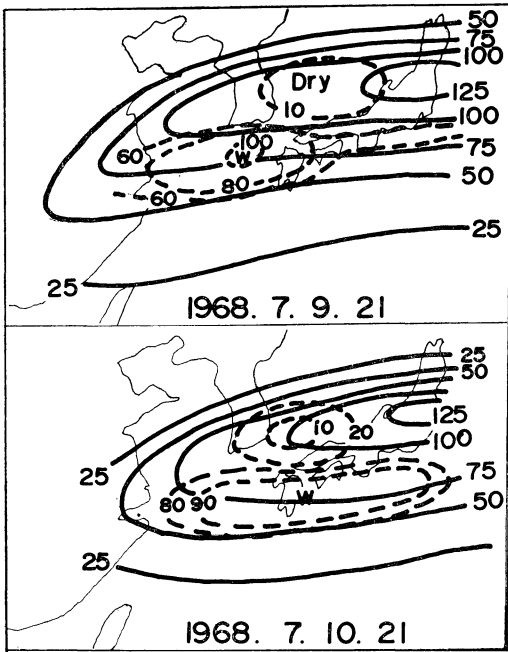
第4図 鹿児島の上昇量 (1970. 6. 25)



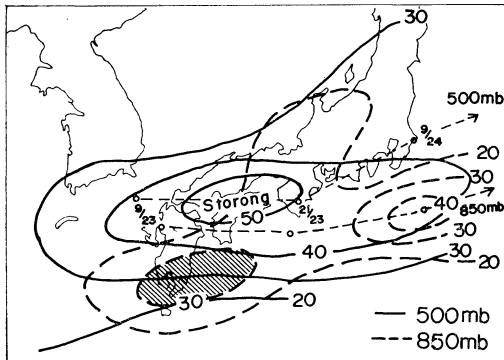
第5図 1968, 1969年の500 mb 気温分布

第5図には1968年, 1969年の500 mb の気温分布を示した。

九州南方海域における寒気核はいかにして発生するか、いまのところ推論の域をでないが、必ずしも十分なデータはないものの、力学的, 熱力学的に



第6図 200 mb jet と500 mb 湿度の分布



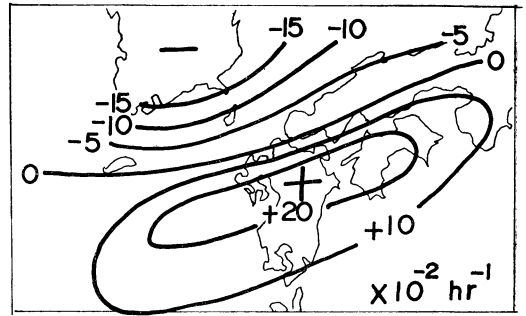
第7図 1971年7月23日の風速分布

探りを入れることは可能であろうし、レーダーや気象衛星の写真を利用して考察したい。

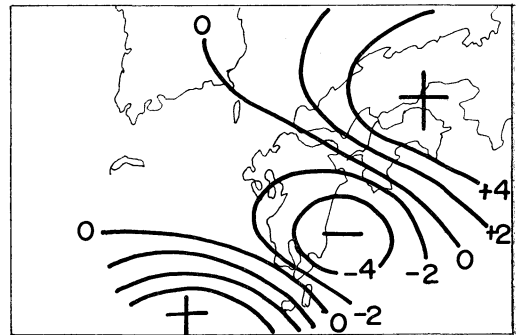
エ. 対流活動の活発化を示す中層 (500~400 mb) に強風帯があらわれ、中間規模じょう乱はこの強風帯の真下を通りやすい。

これまで述べてきた中間規模じょう乱を発生・発達させるパターンを持續させるために大規模スケールのパターンはどのようにになっているだろうか。

これをみるため 200 mb の jet の分布を第6図に示す。



23, 0900LST. JUL. 1971
300mb Div.



23, 0900LST. JUL. 1971
850mb Div

第8図 1971年7月23日の発散分布

これからわかるように、中間規模じょう乱は 200 mb jet core の南西側で発生・発達していることがわかる。

この区域は風速の分布からもわかるように発散の大きいところ、下層では収束しやすい場所である。

第6図には上昇流の分布を推定するために500mbの温度分布をも示した。

これからわかるように、jet 軸を境にしてその南側で上昇流 (高湿度域)、北側で下降流 (乾燥域) が推定される。

中間規模じょう乱の発達期におけるパターンは上層発散、下層収束の形が示されるが、1971年7月23日09時の阿久根の大雨時における九州付近における風速分布と発散分布を第7、第8図に示す。

これらの図が示すパターンから、風速分布が与えられたときの発散分布のある程度の型は推察できる

であろう。

オ. 対流圏下層 (850~700 mb) に jet があらわれ、
下層 jet があらわれたところ集中豪雨が発生する。

梅雨前線に伴う最も注目すべき下層 jet については松本らによって詳しく述べられているのでここではふれない。

以上の過程が中間規模じょう乱の発生を示すもので、このような形が維持される間は中間規模じょう乱は継続することが示される。

これらは、停滞前線を次々に通過するじょう乱によるもの、あるいは暖域内の降雨として示される。

(2) 寒冷うずの南東部に発する「たつまき」や集中豪雨

たつまきは特別観測期間中の例としては1970年7月7日の福江の一例だけであるが、1963年6月下旬の九州北部の集中豪雨と比較すると興味ある結果が得られている。

梅雨期に出現する寒冷うずの南東部ではしばしば集中豪雨が発生し (第1図中◎)、1963年6月30日早朝の九州北部地方での500 mm をこえる集中豪雨はその代表的な例である。

ところが、1970年の集中豪雨特別観測期間中に朝鮮半島南部に寒冷うずがあらわれ、その南東部にあたる九州北部では7月7日早朝、対流活動が活発になり五島ではたつまきが発生した。

1970年7月7日早朝の対流活動は運動量の水平輸送が南向きから北向きに変わった直後に起こっており、この変化に伴って寒冷うず内の南東部では急速に飽和しているが下層に湿舌はなく、第9図に示す jet 流出口の北西側で起こっている。

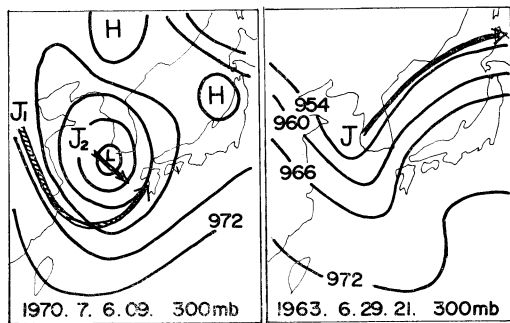
一方、1963年6月末の集中豪雨は対流圏上層における運動量の水平輸送が南向きを継続しているときに起こっており、寒冷うずの南東部では乾燥し、下層に顕著な湿舌が存在し、第10図に示す jet 流入口の南東側で発生している。

これら両者の違いによるものが、たつまきと集中豪雨の別に分けられたものとおもわれる。

特殊現象である「ひょう」については検討期間中のものとしては例がなかった。

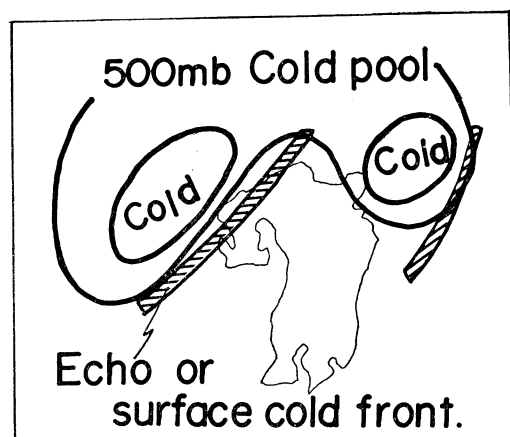
しかし、1971年11月24日15時ごろ平戸で、さらに同日17時すぎに阿久根でもひょうが降った。

これは23日21時500 mb で華北にあった -30°C の寒気の南下に伴うもので、福岡市では24日12時と15時ごろ



第9図 300 mb 天気図 (1970. 7. 6. 09)

第10図 300 mb 天気図 (1963. 6. 29. 21)



第11図 ひょう発生時の寒気のモデル

の2回にわたってにわか雨がふった。

レーダーでは九州西方海上のエコーの南東進に伴うものとして解析される。

一般に寒気の前線付近における現象として確認されるが、寒気の中でより一層冷たい寒気の南下であられるものでモデル的には第11図のパターンが考えられる。

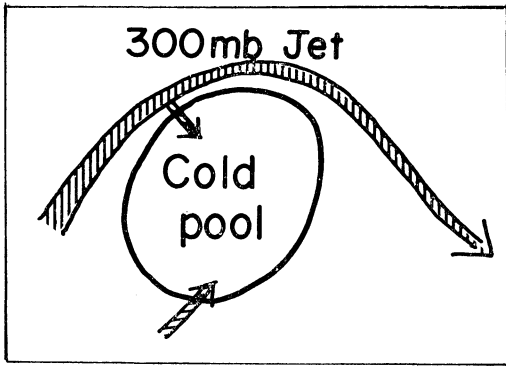
現在の上高層観測からの時間・空間間隔からは発達した対流雲からの降水が雨滴かあるいはひょうとして落下するなどの地域的、時間的なもの予想は困難であるが、雲物理的な解明も必要になってくる。

(3) 北西場の雨

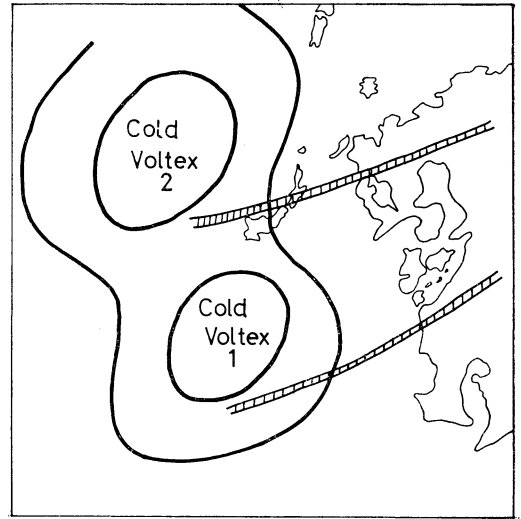
パターンとしては特殊なものではあるが、北西場の雨が九州でもまれに起こる。

モデル的には第12図に示す寒気内で起こる現象である。

1971年の集中豪雨特別観測期間中には水害を伴うよう



第12図 北西場の強雨のモデル



第13図 太平洋高気圧周辺部で集中豪雨が発生するときの寒気核の位置 (モデル図)

な大雨はなかったが、6月28日から29日にかけて北西流による強雨が観測された。

九州は寒気におおわれているとき、九州南西方からの水蒸気の流入によって下層の暖湿、中層以上の寒冷気塊による対流不安定が北西流中における強雨の原因であることが確認された。

地域的、量的なものへの問題は残るが、降雨の起こりうる状態を確認する資料として東シナ海方面での観測が期待される。

(4) 太平洋高気圧周辺部の雨

この型によるものは量的な基準を下げれば多くのものがあるが、47年7月豪雨のような集中豪雨になったものは例がない。

当時、下層の低気圧は朝鮮中部以北を通り、大局的には低気圧の暖域内の雨として示される。

しかし、当時の主ジェットは40°N以北を走っていたが、このジェット系とは別のジェットが東シナ海方面であらわれ、啓風丸付近を7月4日から5日にかけて、および6日に上層の寒気が南下した。

一方、下層では340°K以上の高相当温位の赤道気団が流入し、地形条件と一致した九州西岸で集中豪雨となった。

しかも、九州北部と南部で雨域が2段型となって振動し、北(南部)の雨が最盛期を迎えると南(北部)で大雨となる現象が数回くりかえされた。

したがって、シノップ解析では九州西方海上に寒気として認められる大きな寒気うずの中に、より低い寒気が存在し、(C₁, C₂...) それらの南下によって九州北・南部で断続的な集中豪雨になったもののようなものである。モデル的には第13図に示すものが考えられる。

3. メソ現象の実体把握

レーダーエコー、局地天気図、高層資料の解析などがおもなものになっているが項目別に示したい。

(1) 九州西方海上の海水温とじょう乱の発生・発達

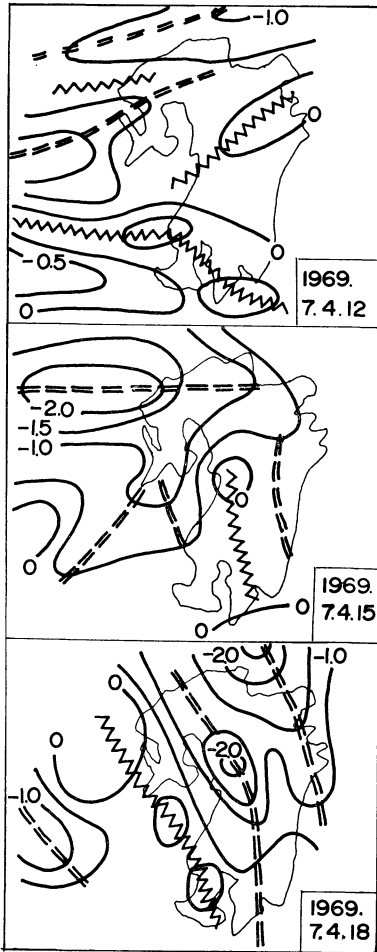
梅雨期には暖流上で気温が高く、冷水上で気温が低い分布となって、その境界は1969~1971年の結果では32°00'~32°20'N, 127°~128°Eで、この付近に気温の不連続な地域が存在することが示されていた。

さらに下層における気温分布が暖流上で低く、冷水上で高い場合は不安定化と安定化を助長させ、中層の寒気が時間的な引金作用をし、暖・冷水域の存在による下層の安定度の違いが場所的な引金作用をし、弱いエコーが暖流上で強化されることが続く。

暖流上の大気下層で不安定化が行なわれるといっても大規模な場で安定であるときにはじょう乱を発達させるほどの効果はない。したがって大気がかなり不安定化してきて下層も湿潤になってきたときに、この冷暖水の効果が引き金的役割を占めてくる。また極端に大気が不安定化すると冷水・暖水の占める役割は小さくなるので適当でない。

結局、適当な条件は主じょう乱よりやや離れているが不安定な場所、すなわち低気圧よりかなり東がわの温暖前線や停滞前線上に求めることができる。

さらに加えて中層に寒気核があると条件はさらによくなる。



第16図 3時間気圧変化の分布 (1969. 7. 4)

するにつれて弱まる状態をくりかえしたことがわかった。

女島付近の海上はメソスケールのじょう乱発生源ともわれ、とくにこの期間、九州西方海上の表面水温が 30°C 近くを示し、中層に寒気が入っていたことは推論されるが、これを確認する資料はない。

レーダーの利用技術の開発は、レーダーエコーから重要な気象現象を識別する技術に向けられていたが、次の目標はエコーパターンの予想で、レーダーを中心にした資料による細かいスケールの短時間予報を行なうよう心がけるべきであろう。

(3) 気圧偏差の解析

エコーが順調に東進している限りにおいては使用にあたって大きな問題はない。

しかし、雨域の動きの変化、すなわち降雨細胞の消長については気圧変化傾向図の解析が有効であることが植木によって示されている。

たとえば、1969年7月4日18時の時点で雨域の南下についての判断がつかなければ、九州中部の大雨の警戒については十分でない。

第16図に3時間の気圧変化の分布図を示す。

これによると、雨域が北東進している間は気圧等変化量線(日変化の効果は除去してある)は東西のパターンを示しているが、4日15時には九州の中部以南でこの傾向がくずれて、パターンは南北の傾向をあらわし始め、4日18時には完全に南北傾向に転じている。

このことから、21時に九州の北部から中部に移動した雨域の前駆現象として15時にその前兆があらわれ始めたことに注目する必要がある。

次に気圧の移動平均との差をとったものでメソ解析を行なったものがある。

気圧の自記記録から30分ごとの読みとりを行なって、その5項移動平均との差をとったもので30分間雨量との間により対応がえられ、1971年7月21~23日の例について大分の報告がある。

これによると、気圧の下降、すなわちメソじょう乱の通過に伴って降雨の山がみられるが、山は気圧下降にややおくれであらわれ、しかも降雨の最強時にはむしろ気圧が上昇している。

これは7月23日の阿久根の雨についてもいえる。

宮崎では、1968年7月9日の例について3時間の移動平均との差をとって示している。先に松本が解析したものと比較すると、数値はやや大きくなっているが、パターンはよく合っており、系の移動や降雨域との対応はよいことが示されている。

(4) シャーラインや収束域

九州南部地方では、シャーラインや収束域とレーダーエコーとの対応がよいことを示している。

しかし、シャーラインや収束域は停滞か動きのおそいものが多いのに反して、1時間雨量分布の最多雨域のほとんどはかなりの速さで移動していることが報告されている。

シャーラインや収束域には通常数個の雨域が発生しているので、降雨群の移動、盛衰の予測がより重要であろう。

解析例も少なく、今後の積み重ねに待つものが多い。

4. メソ現象の監視法と予報則

(1) 湿舌

湿舌についての明確な定義はないが、ここでは850mbの露点温度の分布によって示すことにする。

1962年から1971年までの10年間について、九州で日降水量150 mm 以上の大雨のあった日と、その前日の湿舌のパターンについて調査した。

ア. 湿舌の性質

6, 7, 8月の台風を除いた大雨は33例で、850 mb の露点温度の分布による湿舌は下記のとおりである。

(ア) 高露点域の九州地方への流入は南西モンスーンによるものであり、ヒマラヤ北回りのものは全くない。

(イ) T_d 16°C 以上が九州地方に流入し、17°C以上の値があると大雨になりやすい。

(極値は1964. 7. 18, 807: $T_d=19.8^\circ\text{C}$)

(ウ) 東シナにある $T_d=16^\circ\text{C}$ 以上の等温線で囲まれた地域が拡大しながら九州上空に進んでくる。

(エ) 湿舌の軸 (T_d の極大値を連ねた線を湿舌の軸とし、以下湿軸とする) が北上してくるときは、鹿児島・熊本県が多雨となり、軸が南下してくるときは山口・福岡・佐賀および長崎県が多雨となる。

(オ) 湿舌の南・北に乾燥域があることが大雨の必要条件であるが、北側に $T_d \leq 4^\circ\text{C}$ の乾燥域があることが多い。

(カ) 湿軸は単純なものも少なく、レーダー関係の論文に見られるように第17.1図 a, b, c の変化をしている。また、第17.2図にモデルとして示すように、二つ以上の湿軸が a, b, c の変化をし、主軸Aは華南から東シナ海を通過して九州に達し、枝軸Bは亜熱帯高気圧の縁辺から流入するものと、熱帯低気圧の外側から来るものがあり、これら枝軸Bの存在が降水の強化につながっている。

イ. 湿舌パターンの分類

前記33例について三つの型に分類して湿舌パターンを調べた。

I型: 停滞前線上をメソ低気圧がつぎつぎに通る。

II型: 暖域内の降水

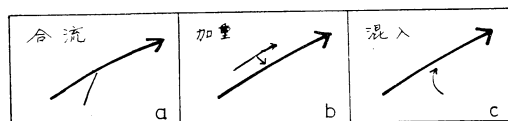
III型: 単発のもの(まとまった低気圧)

これらの分類に従ってモデルと湿舌の特長を示す次のようになる。

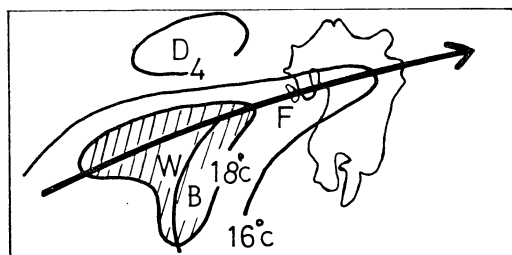
I型:

(ア) 湿舌はゾーナルである。

(イ) 地上前線と湿舌は平行で、地上前線の真上であ



第17.1図 湿軸の型



第17.2図 湿軸のモデル

るものが多い。

(ウ) 朝鮮南部から黄海および華中東部に $T_d \leq 4^\circ\text{C}$ の乾燥域があることが多い。

(エ) 降水域には局地性はない。

II型:

(ア) 湿舌は立っており、 T_d が大きく温度傾度も大きい。

(イ) 湿軸や等露点線の分布は複雑である。

(ウ) 軸は強雨終了まで停滞する。

(エ) 南シナ海やフィリピン付近に熱帯低気圧があって、太平洋高気圧周辺部の850 mb で1500 m の等高線にそって湿軸がのびている。

(オ) 降水は局地性が大きい。

III型:

(ア) 湿軸の傾きはゾーナルなものと立っているものと半々ぐらいである。

(イ) 軸は単純で変化は少ない。

(ウ) 湿軸の南下時に強雨となることが多い。

(エ) 東シナ海南部、沖縄、および台湾付近に熱帯低気圧があって、低気圧の暖域に熱帯低気圧の外側から湿軸がのびている。

ウ. 湿舌があっても大雨にならないパターン

湿舌が存在すればいつでも大雨が降るかというでもない。湿舌があっても大雨にはならないパターンをあげると

(ア) 上層の谷が大陸東部に達し、この付近での露点温度が著しく乾燥している場合。(1969. 6. 4~5)

(イ) 九州へ湿舌が入っても、500 mb で5880 m の

第1表 福岡と鹿児島県の気温と風向からみた大雨の度数(6~7月)

| | | | |
|-----|--------|----------|---------|
| 807 | TT | DD | 大雨の度数 |
| 850 | 17—18° | 220—230° | 30% |
| | 15—16 | 250—270 | 40—50 |
| 700 | 9—10 | 230—280 | 20—30 |
| 827 | TT | DD | 大雨の度数 |
| 850 | 16—17 | 210—240 | 40—70 |
| | 700 | 8—10 | 230—260 |

第2表 大雨時の Td の値

| | | 大陸方面 | 九州上 |
|------|--------|------|------|
| 6~9月 | 700 mb | ≧ 8 | ≧ 6 |
| | 850 mb | ≧ 18 | ≧ 16 |
| 3~4月 | 700 mb | 4±2 | 2±2 |
| | 850 mb | 13±2 | 9±2 |

線が九州中部以北に位置し、南大東島付近近の高気圧が位置している(130°E線が尾根の場)。このパターンは亜熱帯高気圧の急激な変動に伴って湿舌が南下する可能性があるので注意を要する。

(ウ) 下層の湿舌は顕著であるが、700mb, 500mb で日本付近が西北西流に支配されている場合。(1971. 6. 15)

エ. 湿軸と強雨域

1969年7月6~8日の大雨時の湿舌についてメソ解析を行なった。この降水はI型であるが、これによると、

(ア) 湿軸とほぼ同じ位置に強雨域がある。

(イ) 500 θ_e —850 θ_e によると、対流不安定度も湿軸とよく対応する。

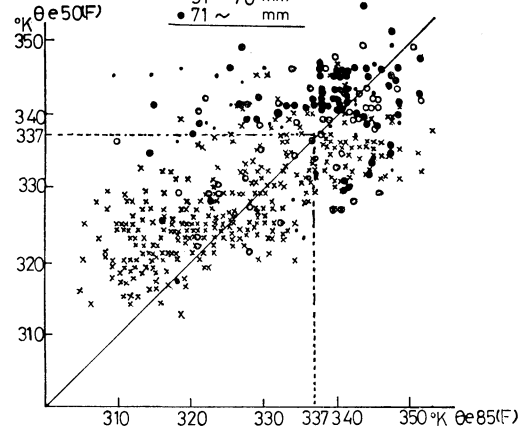
(ウ) 湿軸がありながら強雨がない場合があるが、これは成層が安定であったためである(6日21時, 7日21時)

したがって、湿軸の位置と対流不安定度、および降水量とはよく対応して、これら三者が同時に満足した場合に湿軸の位置が強雨域になる。すなわち、湿軸の走向と不安定域により強雨域を知ることができる。

オ. 大雨時の気温と風向・露点温度

6時間に25mm以上あったときの福岡と鹿児島におけるもっとも度数の高い、下層の気温と風向をみると第1表のようになっている。

× 0~09 mm
○ 31~50 mm
● 51~70 mm
● 71~ mm



第18図 福岡の相当温位と九州北部最多降水量との関係(1963~1972)

なお、大雨を降らせたときの露点温度も参考のため第2表に示す。

上に示した値は一応の目安であるが、ここに示した値よりも小さい値で100mm前後の大雨が降っていることもある。

(2) 安定度による大雨の予想

1963年から1972年の10年間の梅雨期の相当温位の解析を行ない大雨との関係を示したい。

なお、安定度の示標としては500mbの相当温位(θ_e 50)—850mbの相当温位(θ_e 85)を用いた。

ア. 安定度と12時間降水量

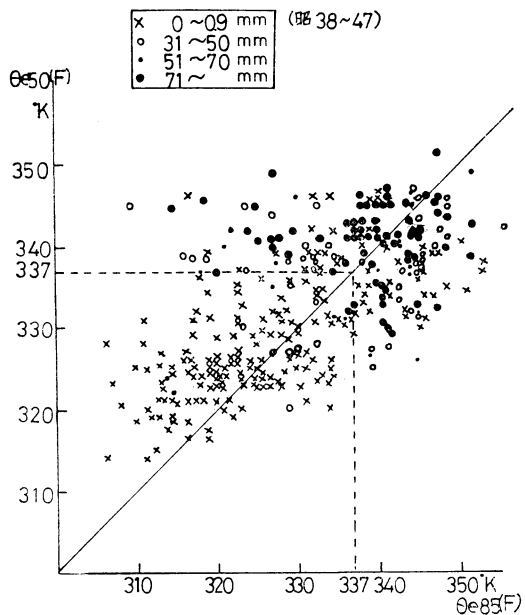
(ア) 九州北部の12時間最多降水量 R_{12} (下関、厳原)と12時間前の福岡の θ_e (09時, 21時) の関係を第18図に示した。

これから、九州北部の大雨($R_{12} > 50$ mm)と12時間前の福岡の θ_e の間には比較的に良い関係がありそうで、2~3の例外はあるが θ_e 50, θ_e 85ともに、ほぼ337°K以上で大雨が起こっていることが示されている。

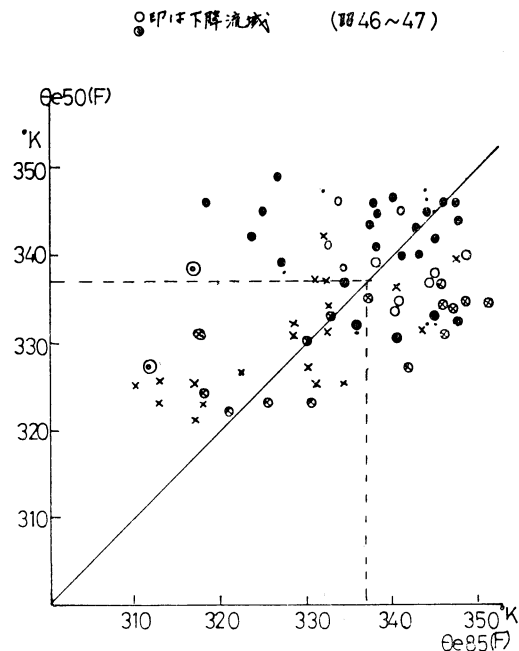
ここで、降水の型を便宜上安定型と不安定型に区分すれば(中立型は不安定型とした)、安定型のほとんどの大雨は θ_e 50 \geq 337°K で起こっており、不安定型の大雨は θ_e 85 \geq 337°K で起こっている。

$\theta_e = 337^\circ\text{K}$ の値は断面図解析をしていないのでよくわからないが、梅雨前線と関係があることは確かであろう。

また、松本・二宮・秋山によって示された発達した中間または中小規模のじょう乱は、ほとんど例外なく大雨域を伴い、対流昇温が総観規模でも現われているといえ



第19図 福岡の相当温度と福岡県内最多降水量 (24時間)



第20図 福岡県内最多降水量と ω_{70}

るかも知れない。

第18図中の $R_{12} > 70$ mm の4個の例外は、

i 朝鮮中部の寒気うず (500 mb 寒気低) による、下層の温度場の集中を伴わない非前線系の大雨とみられる。(1968年6月2日21時の $R_{12} = 70$ mm 敵原)

ii θ_{e50} の急激な上昇を伴うもの (1971年6月5日21時の $R_{12} = 71$ mm, 熊本)

iii θ_{e50} , θ_{e85} とも急激に上昇するもの (1966年6月19日21時の $R_{12} = 80$ mm 敵原, 1972年6月11日21時の $R_{12} = 242$ mm 福江)

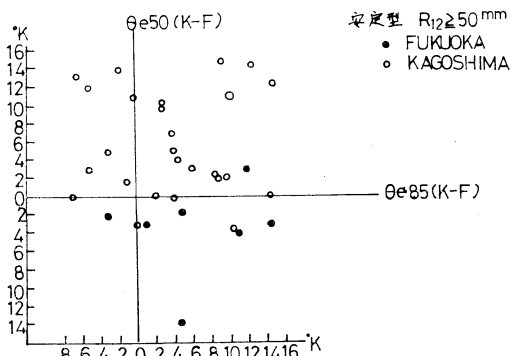
(イ) 福岡県内の24時間最多地点降水量と福岡の θ_e (F) の関係を第19図に示す。

θ_e (F) と最多降水量との関係は第18図よりも更に良く、 $R_{24} > 70$ mm に達したとき、ほとんどの場合 θ_e (F) ≥ 337 K となっていることがわかる。

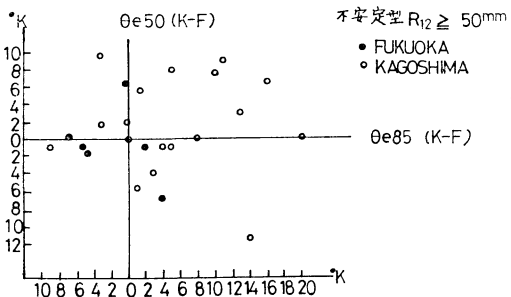
(ウ) 第20図は、第19図の关系到電計の ω_{70} ($T = 0$) を考慮した場合、どのようになるかを示した。図から、 $R_{24} > 50$ mm の大雨は上昇流域で起こっていること、 θ_e (F) ≥ 337 K でかつ上昇流域にあってもなお降水のない例がある。

これには更に下層の収束の大きさを考慮する必要があることを示しているのかも知れない。

(エ) 鹿児島と福岡の θ_e の傾度 (θ_e (K-F)) と、



第21.1図 鹿児島, 福岡の相当温度傾度と大雨の関係



第21.2図 鹿児島, 福岡の相当温度傾度と大雨の関係

それぞれの地点の大雨の関係を第21.1図と第21.2図に示した。便宜上区分した安定型と不安定型の大雨と θ_e の傾きとの関係は、

i 安定型では θ_e 50 の高いほう、すなわち中層の対流昇温が大きいほうで大雨が起こりやすいことを示している。

上の関係を九州北部最多地点降水量、南部最多地点降水量に拡張してみると、かなりのばらつきが出るが傾向として同じことがいえそうで、不安定型の大雨については下層の暖湿気がどこに流入するかが予報の一つのめやすとなるが、対流昇温も無視できないようである。

(オ) θ_e の前12時間変化 ($\Delta\theta_e$) と大雨 ($R_{12} \geq 100$ mm) の関係をみると、 θ_e 50 (F) の上昇傾向と九州北部の大雨は+0.74の相関があり、特に福岡と下関の相関は+1.00を示す。また、 $\Delta\theta_e$ 85 (F) の上昇傾向と九州北部の大雨についても+0.69、下関、福岡では+0.83の相関がある。

一方、 $\Delta\theta_e$ 50 (K) の上昇傾向と九州南部の大雨は+0.60となっているが、これは宮崎の大雨が完全に逆相関となっているためである。

また、 $\Delta\theta_e$ 85 (K) の上昇傾向と九州南部の大雨は0.90を示し、相関は非常に良い。

(カ) 安定指数の利用について

梅雨前線による大雨について、安定指数を利用したものに大分の資料がある。

i 福岡の高層観測で850 mb の露点温度が14°C以下、とくに16~18°Cで、500 mb の高度が5,000m以下に下がった場合には大分県下の日降水量が多い所で200~300 mm に達することが多い。

また、500 mb の高度が5,800m 以上である場合にはせいぜい150 mm くらいにとどまる。

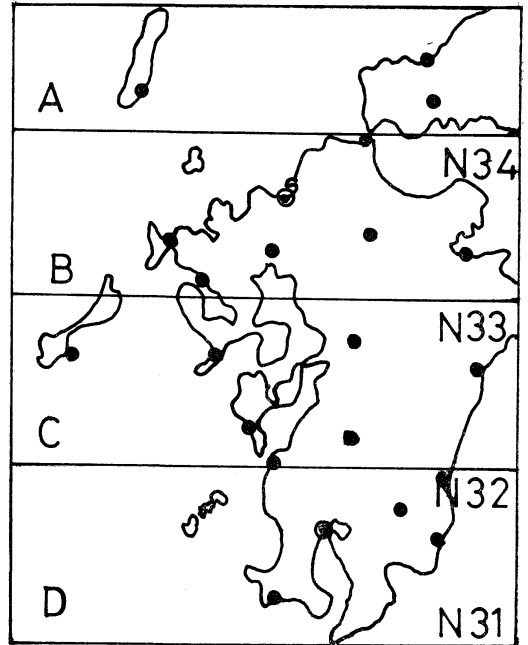
ii 梅雨前線による雨の福岡の安定指数と県内最大日降水量との関係は第3表ようになる。

(3) 高層風と降水量 (短時間降水量予報の試み)

対流圏下層に jet があらわれたとき、それは大雨について有力な示唆を与えるものとして従来から利用されてきた。

第3表 安定指数と最大地点降水量

| 福岡の安定指数 | 最大地点降水量 (24時間) |
|---------|----------------|
| +1 ~ -1 | 100 mm |
| -1 ~ -2 | 150~200 mm |
| -2 以下 | 200 mm 以上 |



第22図 地域の分割と降水量観測点

上・下層の風速の利用法について、予報則として利用できる資料を作成した。

なお、この調査は過去10か年間の九州における梅雨期間中 (6月15日~7月25日の41日間) 1640例の資料である。

ア. チェックシートとして利用する図・表の説明と利用法。

地域の分割については第22図に示すように緯度1°ごとに区分した。黒丸印は平地の雨量観測点を示し、それぞれの地区の6時間平均雨量を求めた。

第4.1, 4.2表は縦軸に300 mb の風速 (10mおき)、横軸に $V_{80} = \frac{700+850}{2}$ mb の風速 (5mおき) を目盛っている。表中の数字は A, B, C, D のそれぞれの区割の中で注意報以上の大雨 ($R \geq 25$ mm/6 hr) の起こった回数を%で示した。

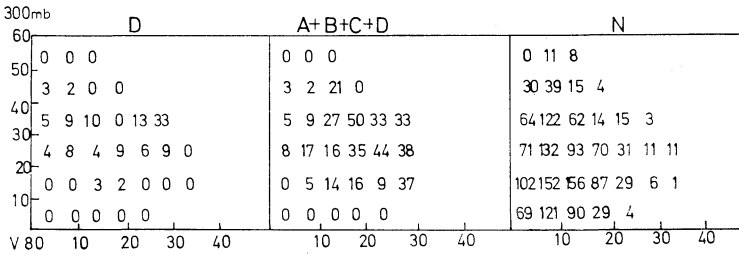
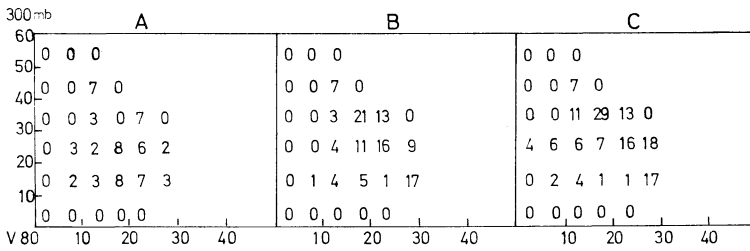
A+B+C+D は九州内のどこかということ考えた場合の%である。

Nは10年間の観測の総回数を示す。

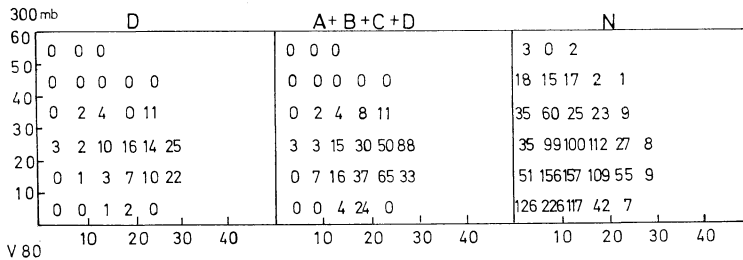
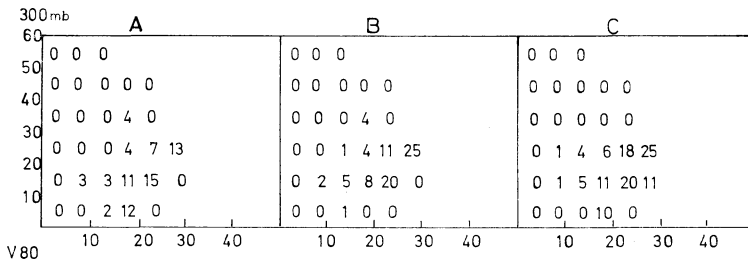
資料では、300 mb の風速が強すぎても (30m 以上)、弱すぎても (10m 以下) 大雨は起こらないことを示している。下層の風速が適当な強さで吹くことが必要である。

次に、第23図に、福岡と鹿児島700mb と850mb の

第4.1表 福岡の30と80からみた大雨度数



第4.2表 鹿児島島の30と80からみた大雨度数



平均風速のみを使って、もし警報以上の大雨が降るとしたら、その地域はどこであることを示した。

ここで

$$V_F 80; 807 \text{ の } \frac{850+700}{2} \text{ mb の風速}$$

$$V_K 80; 827 \text{ の } \frac{850+700}{2} \text{ mb の風速}$$

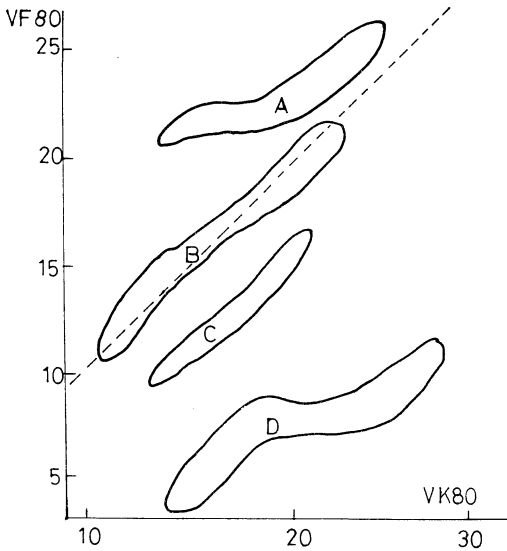
をあらわした。

この図から、福岡の風速が鹿児島島の風速より強いとA地区で、鹿児島島の風速が福岡の風速より強いとC、D地

区で大雨の起こることを示す。

なお、この図からも下層で強風を観測すると、高層観測点の1°北側の地域と対応のよいことを示している。

さて、九州地区のどこかで雨が降るか降らないか、注意報級、警報級の降水があるかないかの判定を、鹿児島の高層風 $V_K 80$ と $V_K 30$ の風速区分により行なうより簡便な一覧表を第5表に示してある。第1欄の風速区分による降水量の判定を第2欄に、その判定を下だした場合の成績を例外の100分率で表わして第3欄に記入してある。



第23図 福岡と鹿児島での80の風速からみた警報クラスの雨の区域

第5表 鹿児島上層風速による以後6時間降水量の判定基準（九州全域）

| 風速区分 | 判定 | 過去10年間の資料による成績 (警報級雨のミス) |
|------------------|--------------------|-----------------------------|
| $V_K 80 \leq 4$ | $R < 2$ | 9% |
| $V_K 80 \leq 8$ | $R < 2$ | 19% |
| | $R < 5$ | 9% |
| | 警報級雨なし 注意報級雨なし | 4% 6% |
| $V_K 80 \leq 12$ | 警報級雨なし | 10% |
| $V_K 80 \leq 13$ | $R \geq 2$ (どこかで雨) | 21% |
| $V_K 80 \geq 17$ | $R \geq 2$ | 11% |
| | 警報級雨考慮の要あり | 35% |
| $V_K 30 \leq 8$ | 注意報級雨なし | 6% |
| $V_K 30 \geq 29$ | 注意報級雨なし | 7% |

たとえば、 $V_K 80 \leq 8$ である場合、注意報級の降水はないと判定すると、過去10年間の資料では注意報級降水の6%が失敗例となっている。また最下欄は $V_K 30$ の大きな値、小さな値に対しては注意報級降水の度数が低く、その87%が $29 \leq V_K 30 \leq 8$ の範囲内で起こっていることを示している。

イ、1972年の検証

1972年の梅雨期間中について検証した結果を述べてい。

ただし、4回×41日=164個の中で、7月22日15時から7月25日21時までの14個については台風7号と9号が九州に上陸あるいは接近したためにこれを除去し、150個について検証した。

大雨を予報した (大雨になったもの25回 (51%)
もの49回 (大雨にならなかったもの24回 (49%))
大雨を予報しな (大雨にならなかったもの96回 (95%)
かったもの101回 (大雨になったもの5回 (5%))

大雨と予報して、大雨になった場合と大雨にならなかった場合とは半々で、このことは第4表からも分るように、九州内のどこかということを対象にした場合でも50%程度である。したがって、統計で求められたものが1972年度にも適用されることが示された。

以上は $R \geq 25$ mm/6hr であるが、基準を下げてみると $R \geq 20$ mm では27回適中し55%となり、25mmの場合に較べて大きな差はない。

$R \geq 15$ mm にすると35回適中し71%となり、かなりの精度となる。

われわれは平均雨量で25mm/6hrを選んだが、25mm以下の平均雨量でも地点雨量は25mm以上になっていることが多いが、1972年の例では15mm以上は全回数3分の1程度になり、15mm以上と考えれば充分適合したものとなるのであろう。

また、この期間、地域平均雨量が $R \geq 25$ mm/6hrのものから、地点雨量が $R \geq 25$ mm/6hrのものをみると31回となっている。

このうち15mm以上のものは19回 (11%)、15mm以下は12回 (39%) となつて、15mm以下のものは6時間だけで終わっているのが多い。

(4) 梅雨期間中の局地天気図による大雨の監視法

過去10カ年間の梅雨期間中の資料を基にして調査したものを示したい。

ア、風速と降水量

(ア) 九州全域について

梅雨期間中の大雨は主として次のところで発生している。

- 九州北部沿岸～山口県北部沿岸
- 長崎県南部～久留米方面
- 雲仙岳～熊本県北部
- 阿久根～人吉～阿蘇山
- 鹿児島県

これらの地域はいずれも西南西風の流入しやすい地域で、九州北部から西部の海岸で100mの等高線が九州山地の方へと湾曲したところであるが、九州北部と西部のどこで地形上昇、収束が起こっているかを実況でチェックすることが必要で、このためには九州西方海上から九州西岸のどこの地域で西～南西風が強くなっているかをみつける以外に方法はない。

梅雨期間中の地上風は弱いことが多く、流線も求めにくい場合が多いが、下層雲向で決めるのがよい方法である。

今、九州山地より西の地上風速と地域平均降水量との関係を求めてみた。

(地域、観測点の選定については jet と短時間降水量の項を参照されたい)

平均風速と警報クラス ($R \geq 40 \text{ mm/6hr}$) 以上のものとの関係を第24図に示した。

注意報クラス ($R \geq 25 \text{ mm/6 hr}$) では点のばらつきが多いが(図は省略)、警報クラスでは風速の増大につれて降水量も多くなっている。とくに九州南部のC地区で収束のきくことが示されている。

(イ) 各県の利用例

長崎県では南西風の強まりとともに雨になりやすいため、女島・雲仙岳の風がよい指標になるとしている。

大分県では、女島～雲仙岳の線で南西方向からの地上風の強風域がある場合には、熊本県北部や福岡県南部、筑後川流域の強雨域が、日田・玖珠地方に侵入し県西部の釈迦岳、日田、万年山付近が多雨域となる。

九州南西海上から牛深、阿久根の線で南西風の強風域がある場合の雨は阿蘇山から東に伸びる線上に強雨域が移り、県南西部の久住、竹田、下障子方面が多雨域となることを示している。

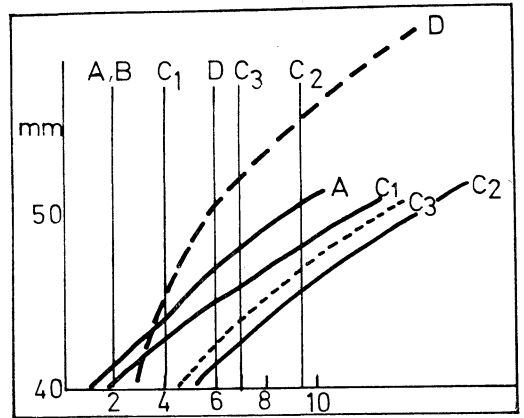
佐賀では福岡と佐賀の風に注意し、風向にシアアがある場合、また風速にシアアがある場合には県内で強雨があることに注意する。

とくに佐賀で南風が強まると県北部で降り、福岡、佐賀とも風速が弱くなる場合は強雨の地域も県下全域におよんでいる。

熊本では鏡(農観)の風速が 5 m/s 以上になると県北部で大雨が降ることがわかっている。

厳原では日降水量との対応を求め、平戸で南よりの風が日最大風速で 6 m/s 以上のときには日降水量が 50 mm 以上になるとしている。

イ. 局地天気図のパターン



第24図 平均風速と警報クラスの降水の関係

九州内のどこかで大雨があるときの局地天気図を分類すると5つに分類できる。

- a. 前線北上によるもの
- b. 前線南下 "
- c. 停滞前線 "
- d. 南西風 "
- e. 局地高気圧 "

これらはいずれも平均的なパターンであるが、局地天気図上における第圧線は $0.5 \sim 1 \text{ mb}$ くらいで描くか、あるいはエコーの転進の予報のためには3時間の気圧変化量から日変化量を除去した偏差図を描くなど、なぜこの地域で異常気象が起こっているかをたえず考究することが必要である。

また、局地天気図上で(またはアジア天気図上で)、下層ジェットと対応させると、下層ジェット軸の強まりは気圧変化の負の中心域とその深まりはほとんど一致していることが多い。

山口県では福岡の下層ジェットが利用できることに着目して、山口県東部の多降水域に対応して24時間気圧変化の負域がよく対応していることを示している。

(5) レーダーエコーの利用

1972年3月以降、背振のレーダーエコーを電送している。この資料をいかに利用・活用すべきかについて、47年7月豪雨のものについて調査したので示したい。

ア. 線状エコーの走向と上層風との関係

線状エコーの走向は 1 km から 5 km までの中下層の平均風向、とくに 700 mb 風向に平行であるといわれている。

このことについては室戸レーダーでも調査されてい

第6表 20 mm/hr 以上の降水量とエコー強度

| 地域 | エコー強度 | STG $\frac{\text{回数}}{\%}$ | MDT $\frac{\text{回数}}{\%}$ | WK $\frac{\text{回数}}{\%}$ | 合計 $\frac{\text{回数}}{\%}$ |
|---------------------|-------|----------------------------|----------------------------|---------------------------|---------------------------|
| 背振レーダー 100 km レンズ内 | | 79/94 | 2/3 | 2/3 | 83/100 |
| 101 km 以上の九州各県 | | 52/78 | 14/21 | 1/1 | 67/100 |
| 101 km 以上の山口県と福江・厳原 | | 22/61 | 10/28 | 4/11 | 36/100 |

第7表 強いエコーと1時間降水量

| 地域 | 1時間降水 (mm) | 回数 | | | 合計 $\frac{\text{回数}}{\%}$ |
|---------------------|------------|------------------------------|--------------------------------|-----------------------------|---------------------------|
| | | 0~9.5 $\frac{\text{回数}}{\%}$ | 10~19.5 $\frac{\text{回数}}{\%}$ | 20 < $\frac{\text{回数}}{\%}$ | |
| 背振レーダー 100 km レンズ内 | | 236/60 | 81/20 | 79/20 | 396/100 |
| 101 km 以上の九州各県 | | 122/49 | 106/34 | 52/17 | 280/100 |
| 101 km 以上の山口県と福江、厳原 | | 60/55 | 27/25 | 22/20 | 109/100 |

る。これによれば、

(ア) エコーがバンドを形成し始めるときは、まず 850 mb 流線の方向に並び、

(イ) 発達して高くなるにつれて 700 mb 流線の方向に並ぶようになり、

(ウ) バンド状態が継続し、安定すると 500 mb 流線に沿って並ぶようになる。

逆にバンド状態がくずれ始めると、しだいに低い層の流線上に並ぶようになり、レインバンドが 500 mb 流線上に並ぶようになると、バンド上のどこかで集中豪雨の可能性がでてくるといわれている。

イ. 下層ジェット (700 mb) とエコー帯の走向

線(帯)状エコーの走向は下層ジェット軸とほぼ一致し、暖域内のエコーの走向はジェット軸に平行になっている。また、エコーの配列はいずれも 700 mb 面の下層の風速極大高度に近く、エコー帯の走向はいずれも下層ジェット軸に平行である。

ウ. 線状エコーの走向と移動速度

暖域内の線状エコーの走向の法線方向への移動速度と走向との関係を見ると、平均的には線状エコーの走向が立ったものほど早く南下し、260°以上になえているものは北上している。また、セルの移動と線状の走向が一致している停滞性エコーの走向は 245° から 260° の間に多かった。

エ. 移動性エコーと停滞性エコー

セルの移動がバンドの走向と同一であればこのエコー帯は停滞し、走向と違う方向にセルが動き出したらバンドは移動し、またその走向が変り、衰弱し始めているよ

うである。

オ. エコー要素の寿命

セルの集合体であるエコー要素の寿命を ATT が 6 以上のものについてみると、大部分は 1 時間未満で消滅しているが、1 時間以上持続したものについてみると、持続時間 2 時間以内が 80%、3 時間以上持続したもの 20% となって寿命は 2 時間以内のものが多い。

カ. みかけ上のエコー停滞について

強いエコー要素が 3 時間以上持続するものは数が少なく、停滞性エコーを 1 時間ごとに重ねて強いエコーの重複する区域をみると、そのほとんどが重複区域が急速に狭くなり、3~4 時間後には重複する区域がなくなる。

みかけ上は強いエコー域が広範囲に停滞しているようにみえるが、実際にエコー域が重複して持続する区域は狭く、その持続時間は平均 2~4 時間である。

キ. エコー強度、エコー高度と時間降水量

この調査は 1972 年 7 月 4 日 11 時~6 日 15 時、および 10 日 10 時~13 日 09 時のものである。

(ア) 1 時間降水量とエコー強度

各観測点の 1 時間降水量と雨量観測時の前 1 時間、および同時刻の 2 枚のエコー図とを対応させて強い方のエコー強度を採用した。

第 6 表は各観測所について 20 mm 以上の降水量があったとき、その上空にどのようなエコーがかかっていたか、地域別に回数とパーセントで表わした。

レーダー観測所を中心とした 100 km 以内では 95 パーセントが 20 mm 以上の降水があり、降水量観測地点上空に強いエコーがかかって、強いエコーとの対応はよ

第8表 チェックシート

| 項 目 | 資 料 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|------------|-----------|------|-----------|------|--------|----------|----------|--------|-----------|-----------|-------|--------|-----------|-----------|---------|------------|-----------|-------|-------|--------|----------|--------|-------|----------|-------|
| 1 電計資料, シノプティックスケールの解析 メソ現象は, 低気圧前線上暖域内, 寒気内, 太平洋高気圧周辺部のいずれか, 開始, 終了の時刻の予想 | 300 mb ジェット ΔH_{24} (300, 500) ΔT_{24} (850, 700) T-Td (850, 700) 電計資料の $-\omega$ 域で -2 以下の状況下では要注意, ($+\omega$ 域では豪雨はまずおこらない) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 湿 舌 | 大雨時の Td の値 <table border="1"> <thead> <tr> <th></th> <th></th> <th>大陸方面</th> <th>九州上</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td rowspan="2">6~9月</td> <td>700 mb</td> <td>≥ 8</td> <td>≥ 6</td> </tr> <tr> <td>850 mb</td> <td>≥ 18</td> <td>≥ 16</td> </tr> <tr> <td rowspan="2">3~4月</td> <td>700 mb</td> <td>4 ± 2</td> <td>2 ± 2</td> </tr> <tr> <td>850 mb</td> <td>13 ± 2</td> <td>9 ± 2</td> </tr> </tbody> </table> | | | 大陸方面 | 九州上 | 6~9月 | 700 mb | ≥ 8 | ≥ 6 | 850 mb | ≥ 18 | ≥ 16 | 3~4月 | 700 mb | 4 ± 2 | 2 ± 2 | 850 mb | 13 ± 2 | 9 ± 2 | | | | | | | | |
| | | 大陸方面 | 九州上 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6~9月 | 700 mb | ≥ 8 | ≥ 6 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 850 mb | ≥ 18 | ≥ 16 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3~4月 | 700 mb | 4 ± 2 | 2 ± 2 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 850 mb | 13 ± 2 | 9 ± 2 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3 気温分布 | 上・下層の気温・福岡と鹿児島気温と風向からみた大雨の度数 (6~7月) 下層 <table border="1"> <thead> <tr> <th>807</th> <th>TT</th> <th>DD</th> <th>大雨の度数</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td rowspan="2">850</td> <td>17-18°</td> <td>220-230°</td> <td>30%</td> </tr> <tr> <td>15-16°</td> <td>250-370°</td> <td>40-50</td> </tr> <tr> <td>700</td> <td>9-10°</td> <td>230-280°</td> <td>20-30</td> </tr> </tbody> </table> <table border="1"> <thead> <tr> <th>827</th> <th>TT</th> <th>DD</th> <th>大雨の度数</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td rowspan="2">850</td> <td>16-17°</td> <td>210-240°</td> <td>40-70%</td> </tr> <tr> <td>8-10°</td> <td>230-260°</td> <td>25-55</td> </tr> </tbody> </table> 上層 300・500 mb の高温域の解析 700 mb 以下は低温域, 500 mb 以上高温域 | 807 | TT | DD | 大雨の度数 | 850 | 17-18° | 220-230° | 30% | 15-16° | 250-370° | 40-50 | 700 | 9-10° | 230-280° | 20-30 | 827 | TT | DD | 大雨の度数 | 850 | 16-17° | 210-240° | 40-70% | 8-10° | 230-260° | 25-55 |
| 807 | TT | DD | 大雨の度数 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 850 | 17-18° | 220-230° | 30% | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 15-16° | 250-370° | 40-50 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 700 | 9-10° | 230-280° | 20-30 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 827 | TT | DD | 大雨の度数 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 850 | 16-17° | 210-240° | 40-70% | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 8-10° | 230-260° | 25-55 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4 相当温位 | 安定型 $\theta_e 50 \geq 337^\circ\text{K}$ (中層の対流昇温) 不安定型 $\theta_e 85 \geq 337^\circ\text{K}$ (下層の暖湿気の流入) $\theta_e 50 - \theta_e 85$ の作成 (範囲は九州を中心とした地域) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 5 安定指数 (大分の例) | <table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="2"></th> <th>安定指数</th> <th>24時間最大降水量</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td rowspan="3">雨</td> <td rowspan="3">梅 雨</td> <td>+1~-1</td> <td>100 mm</td> </tr> <tr> <td>-1~-2</td> <td>150~200</td> </tr> <tr> <td>-2以下</td> <td>200以上</td> </tr> <tr> <td rowspan="3">雨</td> <td rowspan="3">合 風</td> <td>+1~-1</td> <td>100~150</td> </tr> <tr> <td>-1~-3</td> <td>200~300</td> </tr> <tr> <td>-3以下</td> <td>300以上</td> </tr> </tbody> </table> 地上風速の強弱を考慮のこと, (海岸で多い場合, 海岸でも多い) が山沿いでも多い場合 | | | 安定指数 | 24時間最大降水量 | 雨 | 梅 雨 | +1~-1 | 100 mm | -1~-2 | 150~200 | -2以下 | 200以上 | 雨 | 合 風 | +1~-1 | 100~150 | -1~-3 | 200~300 | -3以下 | 300以上 | | | | | | |
| | | 安定指数 | 24時間最大降水量 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 雨 | 梅 雨 | +1~-1 | 100 mm | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | -1~-2 | 150~200 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | -2以下 | 200以上 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 雨 | 合 風 | +1~-1 | 100~150 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | -1~-3 | 200~300 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | -3以下 | 300以上 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| | | | |
|------------------|---|--|--------|
| | ひょう発生の要素 500 mb の寒気 | 5月 $\leq -15^\circ$ 6月 $\leq -20^\circ$ | |
| | 月 | 安定指数 | エコー頂高度 |
| | 12~2月 | +1~+4 | 低い |
| | 5~9月 | 0~-5 | 高い |
| 6 上(下)層ジェット | V _K (下) 30, 80で地域量的予想 豪雨域は下層ジェットの北側, 上層ジェットの南側にある(対流によって風が上下層一様化することにも注意) | | |
| 7 局地天気図 | app - Δp 地上風の収束 偏東風 (V _K 90~85 ≥ 25 ノット) 風速と降水量 | | |
| 8 アメ03 (01), ライハ | 降水域(移動停滞の別) 予想外の地域でないか 強いエコー周辺における部内・部外資料の収集 | | |
| 9 レーダーエコー | 下層ジェットとの対応 エコーパターンの特長的なもの(停滞移動) | | |

総合判定

| | |
|--|-----|
| 大雨, 雷雨, たつまき, 突風の可能性 量的予想(強・中・弱) 地域 メソ現象の開始・終了時刻の予想 | 有・無 |
|--|-----|

い。
100 km をこえる九州各県では67%が強いエコー, 29%が並のエコーで, 距離が遠くなるほど強いエコーとの対応は悪い。

(イ) 強いエコーと1時間降水量

第7表は降水量観測時の前1時間, または同時刻に強いエコーが観測地点上空にかかっているとき, どの程度の降水があるかを回数と%で示した。

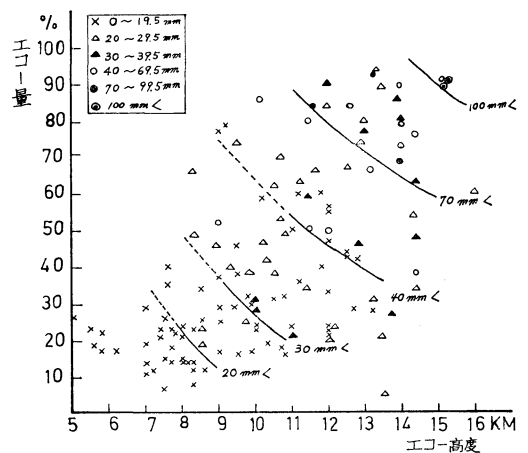
強いエコーがかかったとき, 10 mm 以上の降水は40~51%, 20 mm 以上の降水は17~20%の確率でおこっている。

(ウ) エコー高度と1時間降水量

これについては, 種子島で調査したものがある。それによると, 時間降水量の上限 y (mm) とエコー高度 x (km) の関係は $y=4.4x-1.5$ としている。

福岡では $y=6x-24$ となり, 種ヶ島より高目に出ている。

また, エコー高度 10 km 付近から指数的に増加の傾



第25図 エコー高度とエコー量との関係

向がある。

8 km 付近から 20 mm 以上, 10 km 付近から 40 mm 以上の強雨の可能性はある。

(エ) 1時間降水量とエコー高度および強いエコー量との関係

第25図は降水量がエコー高度のほかには降水量観測地点上空の強いエコー量と関係があることを示す。

エコー量は降水量観測地点を中心として $25 \times 25 \text{ km}^2$ (エコー図では 1 cm^2 の広さ) に含まれる前1時間および降水量観測時のエコー図を重ねた強いエコーの占める割合で、150 km 以内のものについて調べた。

いま高度を一定にとると、エコー量が多いほど降水量も多く、またエコー量を一定にとるとエコー高度が高くなるほど降水量も多くなる傾向を示す。

また、エコー高度、エコー量が増すにつれて大雨の確率は高くなること分る。

一般に、停滞性の線(帯)状エコーで、エコー高度が高く、幅10 km 以上の領域を持つ強いエコーが次々に通過する場合、結果的にはエコー量が多くなり降水量も多い。

(6) チェックシートの作成

われわれ現業に従事している者にとっての最終目標はチェックシートの作成であろう。

第8表に、今回の調査を通じての総まとめとしてチェックシートの一覧表を示した。

手直ししなければならないところもあるだろうが、利用できるかできないか、また改良すべき点はどれかをチェックすることが必要であろう。

5. おわりに

メソ現象の予報開発が全国的に注目されているが、過去5カ年間の特別観測期間中および過去の資料を使って九州および山口県の全予報担当官署が調査した。

メソ現象の解析から予報則へと進んだが、これで終了したとは思っていないが、暗夜に一条の光明を見出した気持ちである。

集中豪雨特別観測の成果という題命が与えられたが、すでに予定枚数を突破している。

シノプティックパターンを始めとして、多くの有効な

成果さえ削除してしまったが、これらについては福岡管区気象台要報第28号を参照するようお願いしたい。

おわりに本文作成にあたり平素ご指導いただいている松本技術部長、気象庁宮沢天気相談所長、長田調査課長、藤尾予報課長また本文の掲載についてご便宜を与えていただいた気象大学校駒林教授、さらに本文の図・表の作成・計算に援助いただいた長谷部秀子嬢に厚くお礼申し上げたい。

文 献

- 1) 福岡管区気象台, 1969: 降水の予報, 福岡管区技術解説資料(2).
- 2) 福岡管区気象台, 1973: 九州および山口県の集中豪雨, 福岡管区要報28号.
- 3) 豪雨ワーキンググループ, 1973: 高層風と降水量, 研究時報掲載予定.
- 4) 気象研究所予報研究部, 1969, 1970, 1971: 梅雨末期集中豪雨プロジェクト速報.
- 5) 松本誠一, 1971: アンバランス下層ジェットとソレノイド循環, 1971年度集中豪雨シンポジウム.
- 6) Matsumoto S., N. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of "Baiu" front associated with heavy rainfall, J. Meteor. Soc. Japan 49, 267-281.
- 7) 宮沢清治, 1970: 降水量の定量的な取り扱い(I), 福岡管区技術通信, 16, 439-448.
- 8) 宮沢清治, 矢花和一, 1971: 梅雨末期にあらわれる寒冷渦周辺の総観解析, 1971年度集中豪雨シンポジウム.
- 9) 中西 昭, 宮沢清治, 1970: 降水量の定量的な取り扱い(II), 福岡管区技術通信, 17, 85-90.
- 10) 植木九州男, 1959: 予報則の探究(第1報), 研究時報, 11, 28-43.
- 11) 矢花和一, 1968: 大雨時(台風を除く)におけるシノプティックパターンの特徴, 昭和43年度全国予報技術検討会資料.
- 12) 山口県および九州管内予報担当官署, 1971, 1972: 昭和46, 47年度予報技術検討会資料(メソ現象の実体把握と予報の可能性の検討)

(以下228ページの続き)

と思う。しかもしっかりした根拠をもって意見を述べている。たとえば、プリミティブ方程式に直ちに戻ることには賛成でないといい、所詮ノイズでしかないプリミティブ・モデルの計算誤差、初期値誤差に因る重力波の filter out をしながら、かつ近似度の高い双曲型の支配

方程式系の提案、太陽活動の天気への影響の否定など、いくつかの面白い問題提起を行なっている。推薦文で Smagorinsky も述べているように、Monin の意見に賛成するにせよ反対するにせよ本書はきわめて stimulating な内容の本で、久方振りに知的刺激を受けたのは筆者だけのことだろうか。(気象庁電計室・新田 尚)