

降雨機構とその応用*

(秋季大会シンポジウム予稿)

会 期：10月22日（水）14時～17時

会 場：電気ビル地下2階

座 長：沢田竜吉

話題提供：

山田三朗（福岡航空測候所）：九州における強風と大雨のメソスケールの降雨機構

武田京一（九大農），元田雄四郎（九電）：降雨機構とその応用—人工制御

駒林 誠（名大理）：降雨の雲物理的考察

九州における強雨と大雨のメソスケールの降雨機構

山 田 三 朗**

1. はじめに

一般に水平規模の小さい晴積雲や孤立した小エコーの寿命は短い。しかし、現時点ではそれらの短命な現象を予報することは出来ないし、あまり必要もないと思う。われわれが要求されており、予報の可能性もあるのはメソスケールの少くも1時間以上は寿命がある現象であり、注意警報的立場からすれば時間雨量で20mm以上の強雨、日雨量で70mm以上の大雨であって、レーダーでの複合したエコーや毎時雨量図で強雨域として数時間は追跡可能なメソスケールの現象であり、その総観資料と関連した降雨機構である。

そこで福岡管内全官署で作った時雨量20mm以上または日雨量70mm以上の場合の10～50年間における毎時雨量およびその10分間雨量資料と、3レーダー資料および富士山等の資料を用いて調べてみると、そのような条件の強雨の場合には上昇気流発生から強雨が地上に到達するまでに数時間を要しており、集中豪雨や台風による大雨も、その雨雲発生は九州近海の暖流上における

下層収束等が原因の不安定な線状域であり、その強雨はその線状又はらせん状のエコーが上陸し、最盛期を過ぎて下降気流が伴える時期と場所にきて降っていると推定される。私は1957年の諫早の集中豪雨の報告等で、地上風の収束量と強雨量とがメソスケールのには対応しにくいことなどに従来から疑問を持っていたので、この機会にメソスケールでの強雨の機構についての資料を提示して一モデルを提出したい。

2. 1時間最大20mm以上の1雨強雨の特質

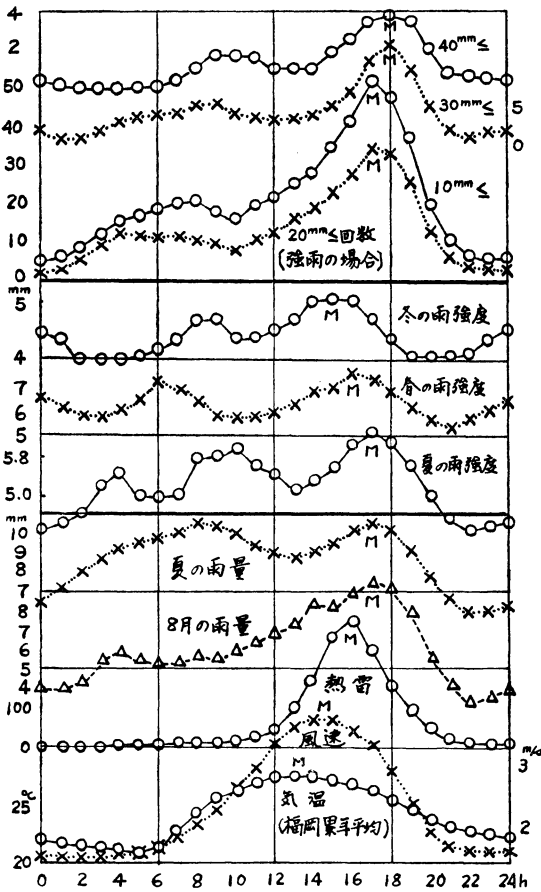
(1) 強雨の地域性

前記資料により、このような対流性強雨を調べると、熱雷の多い福岡、佐賀、飯塚、日田、熊本、人吉等では強雨が16～19時の間に特に多い。その雨の平均継続時間は3.8時間で、全体の84%がその前半に最強雨が現われている。一方熱雷が少なく界雷の多い屋久島、厳原、富江、阿久根、平戸等では夜半すぎから朝に降り出す海上で発生したとみられる強雨が朝方多く、平均継続時間は5.8時間で午後の内陸のものより長く、最強雨もその降雨期間の前半に出る場合と後半での出現率がほぼ同じである。

また、その中の代表的な21官署の強雨資料について10mm以上、20mm以上、30mm以上、40mm以上のそれ

* Symposium on the Precipitation mechanism and its application.

** S. Yamada 福岡航空測候所
—1969年8月13日受理—



第1図 各種気象要素の日変化における最大時刻の比較

それぞれの時別発現回数(移動平均により平滑化)の日変化と比較すると第1図上段のように10mm以上と20mm以上では17時、30mm以上と80mm以上では18時に最多で、強雨ほど発現時刻がおくれる傾向にある。その20mm以上における17時ごろの最多時には21~3時の夜半ごろの7倍くらいの出現率である。

(2) 時別累年原簿等からみた8月の雨の特質

第1図下段のように福岡の8月の気温・風速・降水量および季節別降水強度の日変化と九州本土の熱雷発生回数等を比較すると、福岡の気温の最高時刻と板付のガストの最多時刻は13時すぎ、風速の最大は14時すぎ、熱雷の最多発現は16時、8月の雨量ならびに夏の雨量の最多は共に17時で、降水強度は夏が17時、春が16時、冬は15時ごろに最強である。

富士山の9年間における8月の資料を調べると、気温

は13時、蒸気圧と雲量および降水観測回数は15時にMaxで、積乱雲は12時ごろから急増して16時に最も多く、雷(電光だけの場合は除く)は14時から急増してやはり16時に最多で、19時すぎからともに急減する。

(3) 雷の継続時間

九州の雷雨10年報から雷の継続時間を調べると30~60分の約100回に対し、2時間の継続が40回、3時間が20回、4時間も約10回ある。また、富士山の雷の継続時間も1時間以上続くものが全体の37%あり、4時間以上のものも7%ある。

(4) レーダーエコーの寿命

背振レーダーのシネから顕著な孤立エコーを5分ごとにスケッチして追跡した場合も1~4時間の寿命を示した場合が多く、井田らも同様な観測結果を報告している。また、近畿地方における高度10km以上に発達したエコーの8km以上の高度の継続時間も1~4時間が多いことが報告されている。

(5) 雷雲の寿命

私の写真観測においても、石丸の雲の観測資料においても、複合した水平規模の大きい雄大積雲や積乱雲の寿命は1~5時間あり、各地の電力気象報告における強雷の追跡も2~4時間追跡してあるものが多い。また、各地の人工降雨実験でも地上発煙地点と作用地域間の距離はおおむね50~200kmがとられており、発煙から降雨までの時間が2~4時間程度みであるようである。

(6) メソスケールの雲およびエコーの上昇速度

石丸の雲の写真における雄大積雲から積乱雲への雲頂の上昇速度は1~2m/s、CSIROおよびR.I. Saxの人工降雨による積雲の成長速度は2.6m/sおよび2.1m/s、Marintonの低緯度の海上における積雲頂の平均上昇速度は0.7m/s、菊地の計算による関東大震災火災時の積乱雲の平均上昇速度は約1m/sである。

また、福岡の9時におけるゾンデ気球の上昇速度から上昇気流速度を求めると、200~400mb間の平均上昇速度で2m/sをこえることは年間の1~2%しかなく、400mb以下の平均では年間を通じて2m/sをこえることはほとんどない。

Battanらの対流性エコー頂の130例の平均成長速度は3m/sとなるが、エコーの成長は母雲の中で条件がそろってから急に成長するので、母雲の上昇より速くなり、寿命はエコーの方が母雲より短い。

(7) 強雷雲の寿命とその機構

以上の資料から時雨量で20mm以上降るような大積

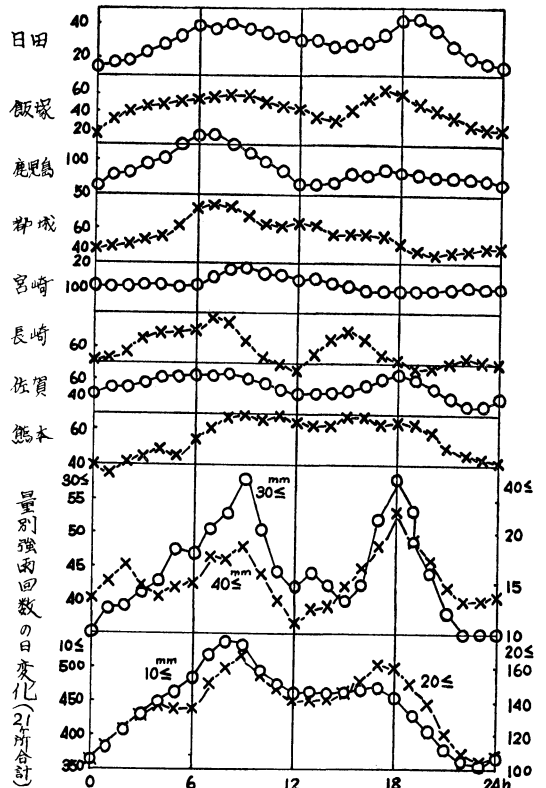
乱雲塊（そのエコー頂高度の気温等から雲頂は自然に氷晶化し、氷晶過程の降雨機構が主役と考えられる）では統計的に13時ごろの最高気温時ごろ最も強い鉛直不安定となりやすく、そのための下層の対流によるガストもそのころ最多となる。それによる上昇気流は対流雲の成長状態からすると熱気泡的で不連続であり、メソスケールの平均の上昇速度では1~3m/s といどと考えられ、10km 程度の雲頂に成長するのに一般に1時間以上かかる。その雄大積雲の成長最盛期を過ぎてから雲頂が氷晶化して積乱雲になり、その氷晶が下の0°C 高度の5km から7~8km ぐらいにある過冷却雲粒層に落下するのに1時間以上、そこで雪片が成長し、多数蓄積されるのに1時間はかかると思われるから、上昇から強雨が降るまでに一般に3時間以上を要することになる。強雨は地上気温が降下を始めて上昇流が相対的に弱まるか、地形条件等のため下降流に変るときに、それまで上昇流で支えられ蓄積されていた雲中の水分量がどっと雨になって降り出すために、一般に地上気温が大きな下降を始める17時ごろに強雨が多くなるものと考えられる。

上昇気流が長く続き、この雨雲が高く大きく発達すればするほど、成長時間は長くなり、蓄積された雲中水量は多くなるから、時雨量 30mm 以上の豪雨は18時ごろ多くなる。雲頂が自然に氷晶化する層も 0°C 層も相対的に低い春には成長時間が夏より一般に短いから最強雨時刻が16時とやや早く、冬は 0°C 層も氷晶化温度層も夏の半分以下の高さであり、成長時間が短くてすむから最強雨時刻は15時ごろ多くなるが、雨量は相対的に少なくなるものと推定される。

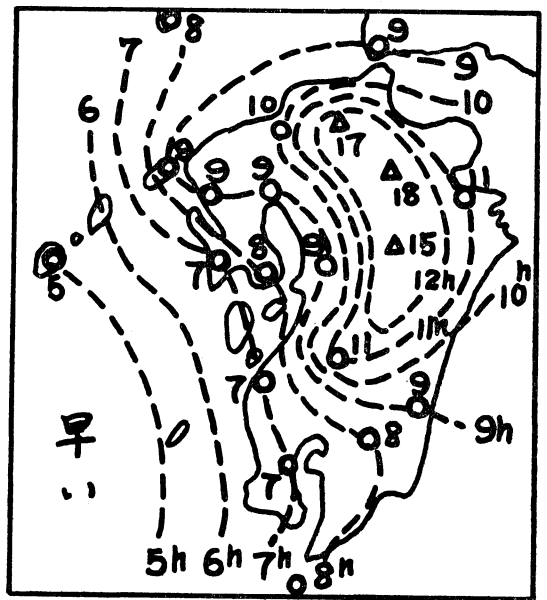
3. 日雨量 70mm 以上の大雨の特質

(1) 強雨時刻の地域性

日量 70mm 以上の大雨の毎時資料によって時雨量 10mm 以上の特別発現回数の日変化を各官署について比較すると、その一部は第2図上半に示したように熱雷の多い日田、飯塚等はやはり18時ごろに多いが、大部分を占める沿岸部や島の官署では朝の強雨が多く、第3図のように西の地ほど早い時刻に山が出る。一方、統計年数の長い21官署の合計でみると第2図下半のように、10mm と 20mm の山に対し、30mm と 40mm の山は午前、午後とも1時間おくられて現われている。なお 40mm 以上の回数では9時と19時の山が夜半の22~24時の谷の2.5倍もの発現率であり、九州の強雨は夜間より6~18時の昼間に多い。また、この大雨資料により大雨の降り始め時刻と降り終り時刻との最多出現時刻の分布図を作



第2図 九州21官署における大雨(日量70mm≤)の場合の強雨回数の日変化



第3図 強雨最多出現時刻の分布図

ってみると、対馬暖流上での夜間の雨雲の影響を受けやすい九州西岸、南岸の各地では2~5時ごろ降り始めやすく、内陸の阿蘇山や飯塚等では15時ごろ降り始めやすい。一方降り終りは東シナ海沿岸地方では昼ごろまでに止み、内陸では夜半前に降り止みやすい。

(2) 大雨時の下層風の特徴

九州における台風以外の130例の大雨について、そのときの下層風を調べると、九州本土の400地点の観測所中どこかで日量200mm以上降ったときは、福岡か鹿児島かの800mb以下の風が南西象限の風で17~30m/s吹いていた。台風による大雨のときもちろん下層風は強い。

(3) 線状エコーの特性と強雨域との関係

九州の3レーダー官署によるRAREP合成図により6~9月における線状エコーについて13km格子による出現度数分布図を作ると、第4図のように九州西岸から約100kmの南西海上から発現していることが多い。このことは、個々の集中豪雨についてエコー写真と毎時雨量図とを比較してみても、線状エコーは九州西岸沖100kmくらいの海上から発生していることが多く、エコーを発達させながら上陸し、豪雨域の風上で最強域を作り、その強エコー域の北東端末部の風下で豪雨が降っていることが多い。このことは他の地方の豪雨の場合でも強エコー域の長さは数百kmであっても、その全域で強雨が降っているのではなく、その風下側端末部の数十km



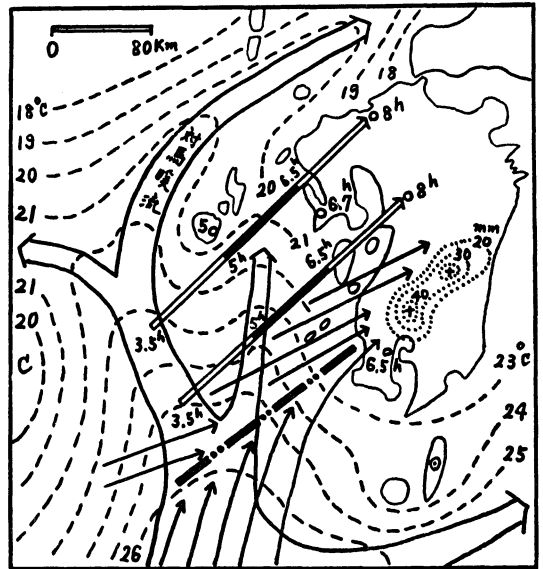
第4図 線状エコーの出現度数分布図

の地域でしか豪雨は降っていない場合が多い。

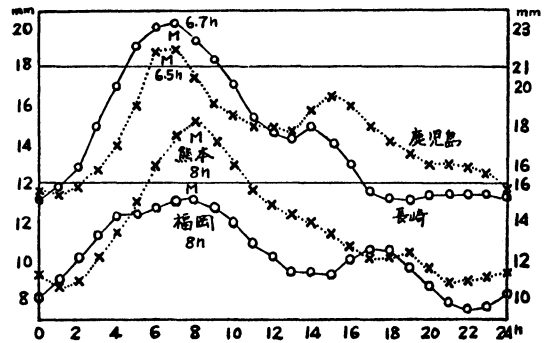
また、今門が1962年6月14日16時すぎのエコーセルによる移流線を示した強い水平収束域は第5図の下部に示したように草垣島の南西方海上にあるのに、それに対応する特別強雨域を作ってみると、その約200~300kmの風下の南九州中東部にある。この種の例は外にも示す。

(4) 特別累年原簿から見た特質

熊本、福岡、下関、長崎、鹿児島、宮崎、広島、大阪、東京における累年平均による特別降水量の日変化を月別に比較すると、各地間に系統的な差異がある。たとえば、熱雷や台風の影響の少ない6月について比較すると



第5図 6月の平均水温分布図と累年原簿による最多雨時刻との関係および16時すぎのエコーセルの移流線図(実線)と16~19時の3時間雨量図(点線)との関係



第6図 6月の特別累年原簿による各地の降水量の日変化比較

第6図のように第2図上段と同様朝の最大出現時刻が西ほど早い。これらのことから対馬暖流上で3~4時ごろ上昇気流となって発生した強雨雲域は第5図に示したように時速54kmくらいで北東進して西九州に上陸している場合の多いことが推定される。

(5) 大雨域と地形との関係

宮崎県について伊藤が5km格子で計算した地形上昇の偏東風の場合の最大域は日向なだ沿岸から6~7kmの尾鈴山と海岸との中間にあるが、多くの台風の場合や累年平均の最多雨域は尾鈴山の西約10kmの風下(海岸から約25km)の小丸川上流域にある。(宮崎県では低気圧が南九州接近通過のときの大雨も、台風が北上接近のときの大雨も下層風はおおむね偏東風である)

また、宮崎県の月別降水量を比較すると4月や10月の0°C高度の低いときは大淀川下流域までの南部沿岸地方に雨量が多く、熊本県境方面の山岳地域に最も少ない。8、9月の台風期の偏東風による雨は日向なだ沿岸と熊本県境山脈の中間の南北に伸びる地帯に多く、高知県や三重県の年降水量分布と同様沿岸から20kmくらいの带状域に多くて、最高の山岳地域では必ずしもない。なお個々の豪雨をメソスケールで調べてみても、地形上昇にはほとんど無関係な地域に降っているものも多い。すなわち、沿岸部での大雨は西九州でも同様であるが、その地形は強雨を降らせる引金作用か、強雨雲の通路としての役割であり、内陸部での豪雨における沿岸からそこまでの途中の地形上昇等は強雨雲から強雨を降らせないで、維持し発達させた程度の役割で、その地形が強雨雲の全部を成長させたわけではない。

九大の坂上らが5年間涌蓋山で観測した山岳降水量の合計の分布図は地形上昇の最も強い風上側が最小域で、風下側の山麓近くが最多雨域となっている。

九大の武田はこの地形と水平雨量との関係を理論的に解明し、また、強雨セルと地形傾斜との関係では勾配が正から負へ移る山頂付近ではセルは直ちに減衰せず5~10分後くらいまで増大してから減衰する観測事実を示し、移動性対流性降雨の場合、背の高いエコーの風下2.5~10kmに強雨域があることおよび強雨セルは多数の熱気泡からなり、その各熱気泡が順次発生した場合のRHIおよびPPIのエコーと強雨域との関係から強雨域が降雨帯より速くなること等を示している。なお、エコー域と降雨域のズレは他の人も多く観測しており、福岡の豊丸はエコー到着時より約10分おくれて地上に降雨があると報告している。

(6) 九州地方の大雨の機構

以上の資料等から気圧の谷の前面での暖湿な南西気流中における対馬暖流の主軸上または潮目付近では気温の水平シャーも風のシャーも大きくなりやすくかつ鉛直不安定で、五島列島やこしき島列島および九州西岸の地形等と相まっておおむね南西から北東に伸びる下層の集風線ができ不安定線となり、上昇気流帯を作りやすい。また、中上層での寒気移流の前面が南下してきて、この暖流上にきたときも強い不安定線を作りやすい。

一方、夜半から明け方は雲頂部の放射冷却による雲粒の水結落下を伴いやすく、あけ方の南岸西岸沖では陸風効果が、また沿岸部では地形まさつによる速度収束効果等も強化されやすい。このようにして強化された対流雲域は数時間持続しやすく、下層風はおおむね15~20m/s吹いているから上昇気流は北東に大きく傾き、時速50~70kmで九州西岸沖に流され、線状の対流雲域を作り、雲頂の氷晶化、過冷却層での雪片の成長の間にもRHIの降雪尾流等で示されるように50~100km前後流される。このため、下層での雨滴の併合、分裂、連鎖反応等が進行して九州本土に上陸したころ、又は内陸にかなり入ったころ最強の線状エコー域を形成する。このため、10分間最大雨量は阿久根、佐賀等で大きく、1時間最大も南西九州で多く、東九州は少ない。しかし名大の駒林もいっているようにエコー域は必ずしも地上の雨域ではなく、雲中に雪片や雨滴がダム的に多く蓄積していることを示す。それが上昇気流とのバランスで限度に達したとき、多くは上昇流が弱まるか、下降流域に進んだ時、その雲中のダムの水分が急にどっと降下する。したがって、強雨域には強い下降気流を伴い雷雨高気圧的なものができやすく、一般に地上気圧は上昇し、下層風は発散傾向を示し、その強エコーは拡散型となり衰弱に向う。このため、強雨域の風上の強エコー域は停滞しているようにみえやすく、その風上側での上昇気流が続き風上からの併合するエコーの補給が続けば、強エコー域の風下側端末部は下降流が続き、強雨が長くから大雨となる。なお、雨滴の落下中も強い下層風速によって10~20km前後は風下に流されるから、強エコー域と強雨域は一般にずれている。

このため地形上昇の強い所で強雨があったとしても、その場の地形上昇による雲からの雨がすぐ降ってきたのではない。また、夜半から明け方の対馬暖流上に発達した上昇気流によって雲が成長しても、強雨が降るまでには数時間を要するから、第3図および第6図のように

200km くらい風下の長崎や鹿児島等で6~7時, 300km くらい風下の宮崎, 熊本, 佐賀, 福岡等では8~9時ごろに強雨が多いことになる。

台風による大雨もらせんエコーの度数分布図と雨量分布図を比較すると, 暖流上で発生, 発達したらせんエコーが上陸し, 衰弱する地域で主に強雨となっている傾向にある。ただし, このようなメソスケールの強エコー域になってからは個々のセルの追跡はできにくいから, その個々のセルの正確な寿命は定めにくい, エコー域としては九州山脈の風下 20km くらいはその勢力を持続して, そのご急に衰弱したりしている。

4. 注意報, 警報のための対策

降雨機構とその応用—人工制御

武田 京一* 元田 雄四郎**

1. はしがき

以下に述べるものは主としてわれわれが1961~1966の5年間に科学技術庁の委託で日本人工降雨研究協会九州支部で行なった人工降雨に関する研究結果の一部である。

2. 実験方法その他

実験は従来から行なっていた熊本県人吉市周辺で実施することとし, 人吉市郊外に人工降雨専用の 3 cm レーダーを設置した。このレーダーは PPI の他に RHI を備え, エコーの強度から雨量の定量的測定も可能である。

従来の多くの人工降雨実験においては播種後はすぐに雨量計の資料の統計的判定が行なわれ, 途中の降雨形成の過程については十分な検討の為されることがないので, われわれはそこを明らかにしたいと思った。それで飛行機で所要の雲に播種し(主として雲頂付近で), その効果をレーダーを用いて調べようとしたのである。実験は毎年2回夏季および冬季にそれぞれ約1週間ずつ行なった。

3. 実験結果

A. 冬季実験

第1図および第2図はこのレーダーで始めて捕えたドライアイス散布による人工降雨のエコーである。エコー

したがって, この種の強雨・大雨の子報には既に(1963~4年)報告したように, 九州近海上での下層収束流の位置と強度を常時監視しておく必要があり, それを可能にするものは現時点ではレーダーの連続観測しかなく, エコーセルがまだ分散している時期に, その個々のセルを追跡して三次元的に下層風の収束域とその強さの時間的变化の目安をつける外ない。この方法なら連続監視ができ, 強雨の2~3時間前に強雨域をメソスケールで予想して注意報, 警報を早目に出すことも可能になると考える。

なお, 紙数の関係し文献名は省略する。

の形がとても自然に起こるようなものではないから, まず人工のものであると考えてよからう。自然エコーは停滞しているにも拘らず人工エコーは移動していることが分かる。

なお, 第1~4図に示したものは, いずれもレーダーの最大レンジは 50km であるが, アンテナの仰角は4°~10°である。

しかし何故人工エコーのみが移動するか? 人工エコーは雪であるか雨であるか? 第1図のドーナツ形の自然エコーと第2図の円形の自然エコーとの差異はどうか? などの説明は容易ではなかった。それらが自分に納得の行くように説明できるまでには, 恥ずかしいことではあるが, 数年かかってしまった。

1) 何故人工エコーのみが移動するか?

説明に苦心したのは其処の温度だった。われわれは飛行機の温度計の測定と, 現地における高層観測との2通りの温度の値をもっていた。第1図の場合にはその両者の差異が10°もあった。そしてどちらの値が正しいかを決定することができないうちに第2図の実験を迎えたが, その場合は現地は降雨中で高層観測ができなかったので飛行機観測の値 -8°C を採用した(この結果はアメリカの D. Atlas のすすめで J. App. Met. に発表された (Takeda)。さらにソ連の M. П. Леонов はその著書中に引用している (Леонов, 1967)。

さて第2図の場合ドライアイスの散布が -8°C で行

* K. Takeda 九州大学農学部

** Y. Motoda 九州電力総合研究所

—1969年8月13日受理—