

局地雨量の予報

草野和夫*角野迪夫*菊池徹夫*

§ 1. 平均雨量と局地雨量

降水現象そのものは大気現象であるが、その結果として生れる雨量は、大気と陸水との中介、すなわち水理気象的要素として取扱われることによって、正当に評価される。これを予報的に見るならば、必要な規模と精度をもつ流量の予報のために、与えられるべき雨量予報の規模と精度がきまり、さらにこのために必要とする解析の規模が決定されるのである。

すべて自然現象には、大規模なかなりゆっくりした変動と、無数の小規模なめまぐるしい振動⁽¹⁾があって、これらが重なり合っている。われわれが必要とするものが、如何なる現象を対象とするかによって、変化の大筋を与える代表値のとり方やその予想の立て方も違って来る。これを雨量で見ると、集水面積数百平方斤の貯水池に流入する水量を見積る場合には、雨量の代表値として、数百平方斤の平均雨量が得られればこと足りる。しかしながら、数千平方斤の流域をもつ河川全体から見ると、もはや代表値ではなく、単なる乱れとしての、局地雨量と呼ぶべきものとなってしまふ。

大気現象としての降雨は、いわゆる総観尺度によって解析される。総観解析によって精確に掴むことのできる変動は、水平的には100~1000斤、時間的には3~36時間である。これが予報の問題になった場合は、300斤、6時間くらいが、最も適当しているようである。われわれはこのような尺度の現象として予報されるものを平均雨量と名づけ、これの乱れと見做される小地域の平均雨量を、すべて、局地雨量と名付けることにする。

観測網を密にすることによって、把握できる変動を、幾らでも小さくすることは、原理的には可能である。しかし小規模現象ほどその寿命は短いのので、予報的にはかえって大筋を失う恐れがある。したがってわれわれの雨量予報の態度としては、降雨の大筋を与えるものとして、総観尺度による平均雨量を求め、局地的変動を与えるものとしては、地形効果および、密な観測網より得られる不安定度の変動効果を求める。これら2つの予想はそれぞれ独立性を保つことができるならば、加え合わせることによって終局的な局地雨量予報が得られるという見地に立つて行われる。

§ 2. 予報の限界

予報というものが観測値に基盤をもつ限り、予報精度

の限界は、観測所の密度を観測値の精度によって、まず第一に制約される。近代総観解析に絶対不可欠な高層観測網について言えば、日本附近における観測網は、やや充実しているとは言え、周辺の海上や中国大陸における観測の欠除は、われわれの作業に致命的な欠陥をなしている。地上気象観測網についても、海上と大陸の資料の欠除は同一である。本土周辺の地上観測はかなり充実しているが、東北地方については、なおかなり観測網があらいため、局地天気図解析には精密さを欠いている。また最近レーダーが気象観測に用いられるようになったが、これは地上観測網の不備を補うものとして、短期予報のためには、大いにその充実が望まれる。

一般に観測値を代表値として使用する場合には、乱流などの振動による乱れ⁽¹⁾の他に、器械的または測定方法による誤差に注意しなくてはならない。地上観測器械の精度はかなりよいが、ラジオゾンデやレーウィンの誤差はまだ相当に大きい。現状においては、温度 2°C 、湿度20%、風速20%、風向 10° が精度の限界と考えられている。

雨量予報の精度を制約するものの第2はその予報方法にある。すなわち如何なる仮定のもとに組立てられた予報式を、如何なる仮定によって計算したかという、仮定の厳密さによって精度が異なって来る。

最近、東京大学地球物理学教室のグループによって行われた数値予報方式は、その厳密さにおいても、その精度においても、極めて優秀なものであるが、その反面莫大な計算量のために、このままの形でルーチン化することは、高速度電子計算機を準備しないかぎり不可能である。

すべての資料が整った後に、純然たる計算のために使うことのできる時間は、4時間を限度とする。また計算に動員できる人員は、管区气象台においても2名が限度であるから、われわれの計算手段として、算盤と手動計算機しか持たない現状においては、仮定を思い切ってゆるくし、計算量を軽減しなければならぬ。

次に、時間的制約に関連して、通報に要する時間の問題がある。計算時間は一応4時間とおさえたが、実は観測時刻以後9~12時間に完了しなければ、予報的には意味のない発表となるおそれがある。このことは通信網の充実によって解決されるが、詳しくは述べない。

§ 3. 基礎の理論

* 仙台管区气象台

—1955年12月6日受理—

空気柱における水蒸気の収支計算を行えば、地上に降る雨量はその剰余として表わされる。これをストレージの形で表わすと

$$I = -\frac{1}{g} \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{p_0} \sigma l p - \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \nabla_H \cdot \sigma \nabla_H dp - \frac{1}{g} \sigma_0 \omega_0 \dots \dots \dots (1)$$

となる。ここで、 σ : 混合比、 p : 気圧、 t : 時間、 ∇_H : 水平風速ベクトル、 $\nabla_H = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y}$ 、 ω : p 方向の垂直速度、 g : 重力の加速度、 I : 降雨強度である。なお脚符 0 は地上の値であることを示す。

3つの項のうち、第1項の見積りは、将来の変化であるために、厳密に計算するには数値予報方式によらなければならない。そこでわれわれは次のような仮定を設けて、第1項を消去することにした。

「一点の混合比の時間変化は、不飽和度が増加(減少)するような空気塊が流込むときに行われ、この変化、量に等しい量だけ、混合比は増加(減少)する」
しかるときは、(1)は次のように変形される。

$$I = -\frac{1}{g} \int_0^{p_0} \nabla_H \cdot \sigma^* \nabla_H dp - \frac{1}{g} \sigma_0^* \omega_0 \dots \dots \dots (2)$$

ただし $\sigma^* = 2\sigma - \sigma'$ σ : 飽和混合比 \dots (3)

降雨強度が得られたならば、雨量を計算するには、これを時間積分しなくてはならない。ここで基本的な第2の仮定を設ける。

「降雨強度は、降雨原因としての擾乱と一しょに動くような保存量である。」

しかるときは、時間積分は空間積分に置きかえられて

$$R_T = \int_0^S \int_0^S \frac{1}{C} \frac{\partial I}{\partial S} dS^2 \dots \dots \dots (4)$$

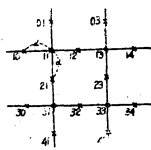
$$\tau = - \int_0^S \frac{dS}{C} \dots \dots \dots (5)$$

によって与えられる R_T は、 τ 時間後までの連続雨量である。ここで S は流れにそってその方向にとった距離、 C は流速である。 R_T と τ を両軸としてグラフを描けばマスカーブが得られる。

(4)の積分路として何をとりか、予報的にはそう困難ではないが、客観性を持たせるためには700mbにおける Z の場が有効である。

§ 4. 平均雨量の予報

平均雨量はかなり広い面積の大勢を示すものであるから、総観尺度の観点から水平風速として地衡風を近似させることができる。さらに地形の起伏等も省略することができるから、(2)第2項は省略し

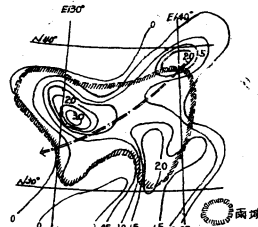


第1図 地衡風ストレージに用いる格子

てもよい。そこで第1図のような格子を用いれば、 $\square ABCD$ 内の平均ストレージは

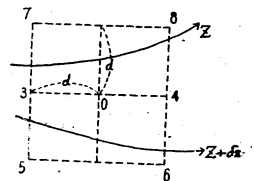
$$-\frac{g}{8d^2} f \left\{ \begin{aligned} &\sigma^*_{11} (Z_{12} + Z_{01} - Z_{10} - Z_{21}) \\ &+ \sigma^*_{31} (Z_{21} + Z_{30} - Z_{41} - Z_{32}) \\ &+ \sigma^*_{33} (Z_{32} + Z_{43} - Z_{34} - Z_{24}) \\ &+ \sigma^*_{13} (Z_{23} + Z_{14} - Z_{03} - Z_{12}) \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (6)$$

で表わされる、 f はコリオリのパラメーター、 d を 220 km, 等圧面高度 Z を 10feet 位、 σ^* を gr/kg 単位で表わせば、(6)の係数はわれわれの必要とする緯度圏では、 $3 \times 10^{-3} (hr^{-1})$ である。 d を緯度、経度それぞれ 2° とすれば、係数は $4 \times 10^{-3} (hr^{-1})$ となる。このような計算を 850mb, 700mb, 500mb, の各等圧面について行い、これを上下に合計して降雨強度を求めたものが、第2図である。



第2図

地衡風ストレージによる降雨強度分布 (mm/hr) 1955. May 29 0h



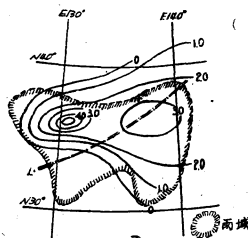
第3図

実測風ストレージに用いる格子、実線は流線

ストレージに地衡風近似を用いるときは、理論的には $\nabla_H \nabla g = 0$ となるから、(6)によって与えられるストレージは、そのほとんど大部分を移流に負っていて、水平発散は、実際よりかなり下廻って見積られていることになるであろう。そこで風速としては、等風速線から求め、風向のみを、等高線に平行にとれば、第3図のような格子を用いて、ストレージを書き直せば

$$\frac{1}{4d} \left\{ (V_3 + V_4) (\sigma^*_3 - \sigma^*_4) \right\} + \frac{1}{2d} (\sigma_3 + \sigma_4) \left\{ \frac{V_3 \times |Z_8 - Z_6| - V_4 \times |Z_7 - Z_5|}{|Z_7 - Z_5| + |Z_8 - Z_6|} \right\} \dots (7)$$

となる。 V をノット、 d を 100N.M. とすれば、第1項の係数は $2.5 \times 10^{-3} (hr^{-1})$ 、第2項は $5 \times 10^{-3} (hr^{-1})$ である。この方法によって、第2図と同じ5月末の大雨について、降雨強度を計算した結果を第4図に掲げる。実測風を用いたために雨域の実況に非常によく適合して来るが、等風速線の描画は、かなり骨の折れる作業であるがこの方法の欠点である。



第4図

実測風ストレージ I の分布

降雨強度の分布が得

られたので, これを(4)によって積分するのであるが, 積分路として, 700mbにおけるZを, 格子間隔 300km にとって図計算を行って, この地衡風を用いることにし*

※た. 第2図, 第4図には, 東北地方のほぼ中間点を出発する積分路を示しているが, 第1表には, これによって求めた雨量強度変化と, 合計雨量とを表示した. **▽

第1表 5月29日積分路にそう3時間毎の降雨強度

地衡風ストレージ	0.4	0.5	0.4	0.4	0.7	0.7	0.8	1.1	1.2	1.5	2.0	1.4	1.0	0.5	0.2
実測風ストレージ	2.0	2.1	2.3	2.7	3.0	3.3	3.5	3.2	2.9	2.3	1.0	—	—	—	—

▽積分の出発点を変えれば, 得られる雨量は異なるが, いずれにしても格子間隔に相当する面積の平均雨量であることには変りはない. これよりも小さな面積の平均雨量は, 大面積のそれより大きな値となり得る筈である. 統計的にこの乗数を求めて見ると第2表のようになっている. ただし, この係数はかなり大きな標準偏差を持って◇

◇おり, かつこれだけで分布を決定することは危険である. 5月末の大雨について各県毎の平均雨量を求めると, 第3表に示す通り, 実況とかなり一致している. 地衡風ストレージの方法がかえって適合していることは, 大筋の予報のためには, 地衡風近似がよく当てはまる証拠である. ◎

第2表 型別による東北平均と県平均との比

	青森	岩手	秋田	宮城	山形	福島	2000km ²	備考
M S L	0.6	0.9	0.7	1.6	0.9	1.2	2.7	中緯度トラフ 南海低
M N L	0.9	1.1	1.4	0.8	1.0	0.8	2.5	// 日本海低
M S F	0.5	1.0	0.8	1.6	1.4	1.0	3.4	// 前線波動
H C F	1.2	0.8	1.6	0.6	1.3	0.7	3.5	高緯度トラフ 前線
H N L	1.2	0.7	1.6	0.6	1.5	0.6	3.1	// 日本海低
Er · Y	0.9	1.0	0.9	1.3	0.9	1.0	2.8	台前 · 赤道前線
X	0.7	0.9	1.0	1.0	1.2	1.1	2.8	南北に深い谷

第3表 5月29日平均雨量予報と実況との比較

	東北平均	青森	岩手	秋田	宮城	山形	福島	2000km ²	備考
予報	49	29	44	34	78	44	59	132	地衡風ストレージによる
実況	45	35	70	32	75	20	35	110	M · S · L

◎§ 5. 降雨分布の予想

雨量分布を支配するものは摩擦層内の現象であることはすぐ気付かれる. 斎藤, 川本両氏はエクマンスパイラルの式を用いて, 地形の影響を含む雨量予報法を発表した.⁽²⁾ 斎藤氏はかつて筆者の1人に地形上昇流の計算法を

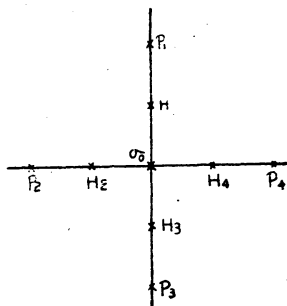
示唆したが, Smagorinsky も同じような考えを用いる基本式を与えた.⁽³⁾ 筆者等は地形上昇流だけでなく, これと地上混合比を結合させることによって分布の適合度をさらに増すことを確めて見た.

地表にごく近い層では, 空気は山体にそって流れると仮定し, 地上風には局地天気図上の地衡風を近似させると, 第5図のような格子を用いて, (2)式第2項は

$$\frac{\sigma_0^*}{2d^2f} \left\{ - (P_2 - P_4) (H_1 - H_3) + (P_1 - P_3) (H_2 - H_4) \right\} \dots \dots \dots (8)$$

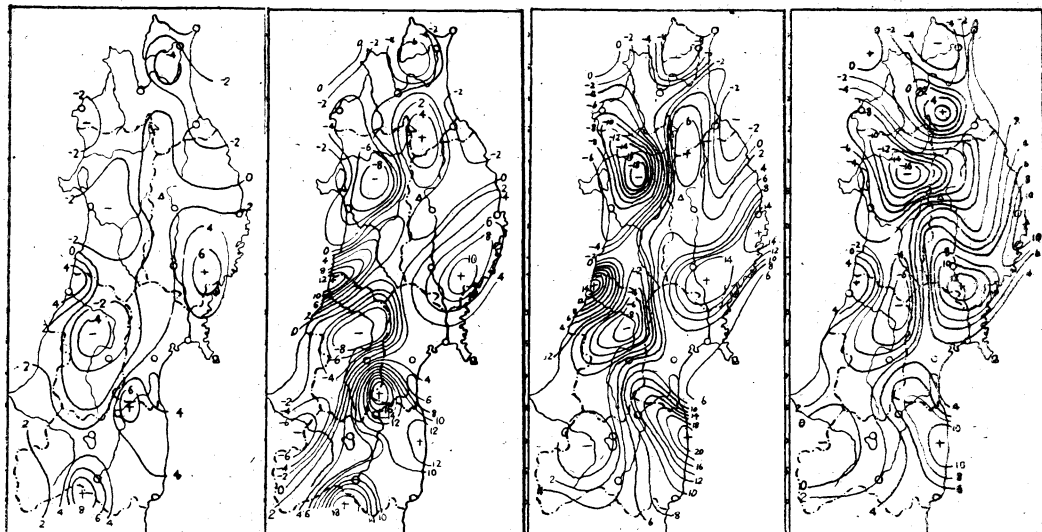
で表わされる. ここでHは海拔高度, Pは海面気圧である. dを43.8km, Hを100m単位, Pをmb単位にとれば, 降雨強度は10⁻¹mm/hrで表わされる.

得られた結果は瞬間の値であるが, 第6図 a~d に示す通り, 12時間毎に求めた降雨強度の分布は, かなり高



第5図 地形上昇流計算に用いる格子

** 雨域の実況と照合して, 降雨初期の強度は割引きしている. 計算法の詳細は「仙台における雨量予報の現状 (I II III)」参照.



第6図 a
地形効果による降雨強度分
布図 1954. June 6th 9h

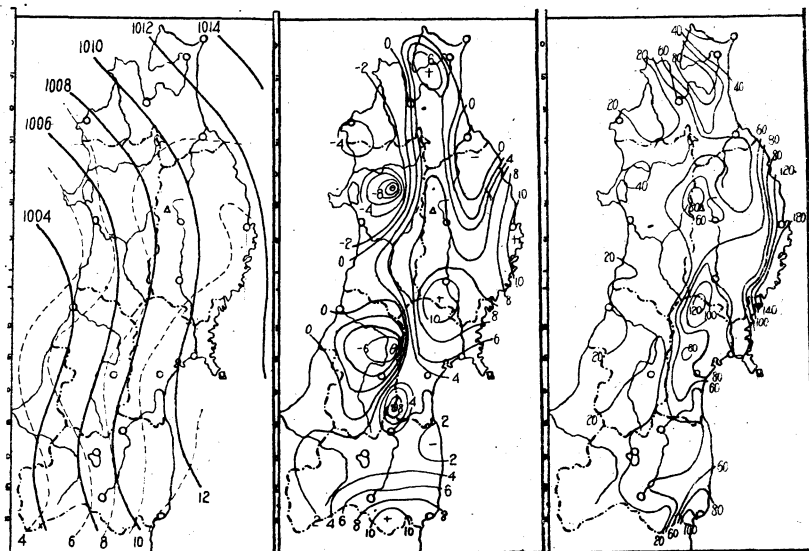
第6図 b
同
1954. June 6th 21h

第6図 c
同
1954. June 7th 9h

第6図 d
同
1954. June 7th 21h

い相関をもって最初の分布と一致している。したがって計算の時期が適当に選ばれているならば、最初の計算値をもって、一降雨期間引きのぼすことができる。また逐次修正も可能である。⊖

⊖このような計算を5月末の大雨について行った結果を第8図に掲げる。また第7図には計算の基礎となった局地天気図を示した。実際の雨量分布図は第9図の通りであるが、分布はかなり一致していると言える。



第7図
局地天気図, 実線等圧線
(mb) 点線等 σ^* 線(gr/kg)
1955. May 29th 9h

第8図
地形効果による降雨強度
分布 (mm/hr)
1955. May 29th 9h

第9図
雨量分布図(実況)
1955. May 28th 9h~30th 9h

§ 6. 不安定効果の問題点

雷雨等のごく局地的大雨は、地形効果のみによって説明がつかない。どうしても、対流不安定の解消ということ考慮せざるを得ないであろう。

対流不安定度と雨量との定量的結び付きはいろいろと行われているが、その大部分は統計的であり、理論的に行われたものも、時間の次元の導入法に疑問がある。(4)

野口氏は、力学における等加速度運動の式を用いて、理論的結び付けを試みたが、まだ完結していないようである。(5)

正野教授はその著書の中で、垂直発散と安定度との関係を示唆しているの、われわれは此処に手懸りをまづ(7) 摺むことにした。Beebe もこの関連を述べているが、結び付きが完全ではないようである。そこでわれわれは予

備調査として Beebe にならって, 水平発散の計算を行い, 上昇気流に直して, 雨量を計算して見た. これを予報に引直すことも, また対流不安定度との関連も, 充分検討されてはいないが, 問題解決の捨石ともなれば幸である.

ソレノイドを無視し, 定常状態を仮定すれば, 渦度方程式から

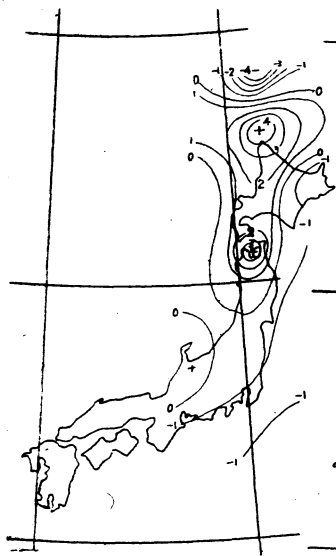
$$\nabla_H \cdot \mathbf{V} = -\frac{\mathbf{V} \cdot \nabla \eta}{\eta} - \frac{\partial \eta}{\partial S} \dots \dots \dots (9)$$

が得られる. ここで η は絶対渦度の垂直成分である. 上昇気流 w 降雨強度 I は ☆

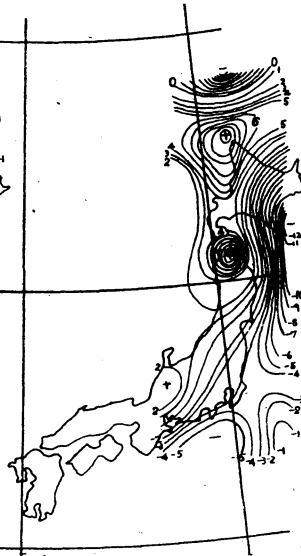
$$\star \quad w_h = -\frac{1}{\rho_h} \int_s^h \rho \nabla_H \mathbf{V} dz + w_s \frac{\rho_s}{\rho_h} \dots \dots \dots (10)$$

$$I = \int_0^{\rho_0} \rho w \frac{\partial \sigma}{\partial z} dz \dots \dots \dots (11)$$

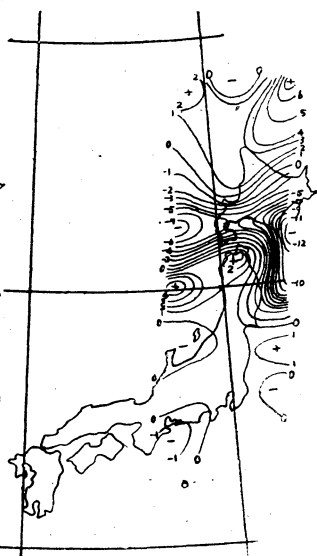
で与えられる. ここで ρ は空気の密度, w_s は考えている層の下面における上昇気流であって, $z=0$ では 0 とする. 水平風速はすべて等風速線から読取った. 8月末の東北地方北部の局地的大雨について, このような計算を行った結果を第10図および第11図に示す.



第10図a 温度方程式を用いて計算した垂直速度 (cm/sec) 1955. Aug 31st 0h + 上昇気流 - 下降気流



第10図b 左同. 3000m



第10図c 同左. 6000m

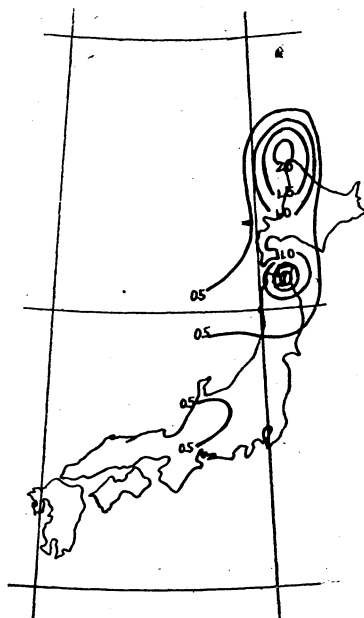
§ 7. 局地雨量の計算

以上述べて来た雨量計算法はそれぞれ独立なものであるならば加え合わせることができる筈であるが, ストレージに実測風を用いたときと § 6の結果とは明らかに独立ではない. 地形効果は一応他の項から独立であるが, まだ予報になっていないので, そのまま加えるわけにはいかない. したがって最終的な雨量分布, すなわち局地雨量を与える方法は, 厳密には存在しないが, つぎのような総合法によって, 求めることができる.

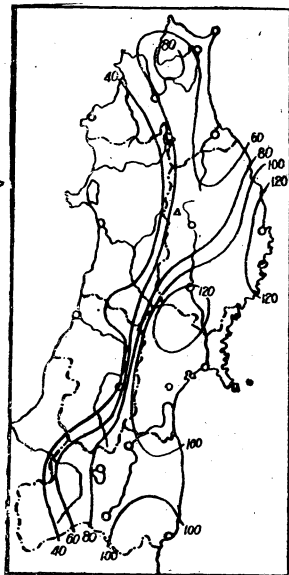
(1) 地衡風ストレージによる各県平均雨量と地形効果による降雨強度分布を勘案する方法.

たとえば, 第12図は第8図と第3表から得られる.

(2) 地衡風移流による各県単位平均雨量と地形効果による降雨強度分布および上昇気流



第11図 上昇気流より求めた降雨強度分布 (mm/hr) 1955. Aug 31st 9h

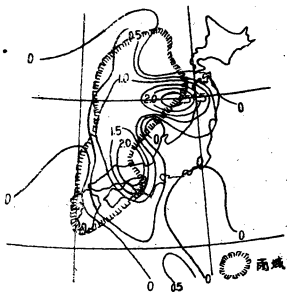


第12図 予想雨量分布図 (mm) 1955. May 29th 9h

第4表 8月30日平均雨量予報と実況との比較

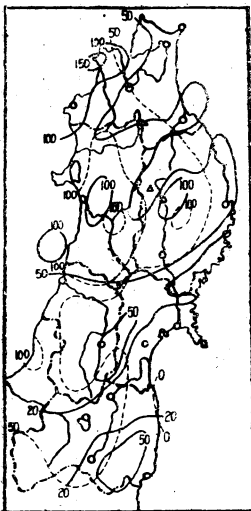
	東北平均	青森	岩手	秋田	宮城	山形	福島	2000km ²	備考
予報	33	40	21	53	20	50	20	102	地衡風移流による
実況	66	65	50	65	25	35	20	100	H・NL

効果による降雨強度分布を勘案する方法。地衡風移流はストレージを少し変形するだけで得られる。第13図および第4表は8月末の雨について移流によって計算した降雨強度分布および各県単位平均雨量である。



第13図 地衡風移流によって計算した降雨強度分布 (mm/hr) 1955. Aug 30th

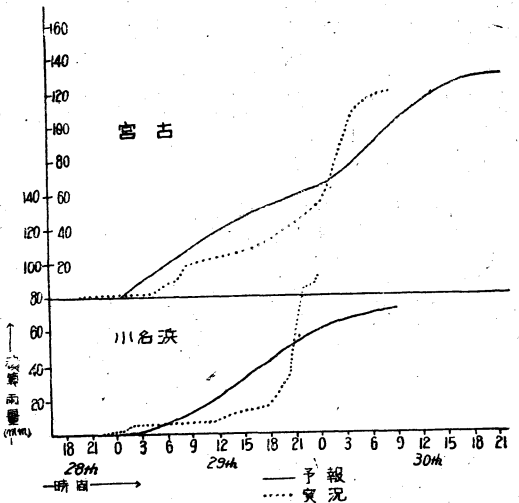
例：第14図は第4表および第11図から総合された雨量分布図である。実況と予想はかなり一致しているが、細部についてはまだまだ不十分である。



第14図 雨量分布図(実線実況, 点線予想) (mm) 1955. Aug 30th 9h ~ Sept 1st 9h

雨量予報においては、連続雨量の外に、時間雨量すなわちマスカープの予想が行われなければ、利用価値が半減する。理論的には数値予報方式をまたなければならぬが、大雑把なところは、§3にのべられたように、本邦周辺の広い範囲で計算された強度分布を、いろいろな地点から引いた積分路にそって、逐次積分を行えばよい。ただしこれだけでは、最後の合計雨量が、その地点の最終的予想雨量分布図上で得られる値と、かならずしも一致しないから、適宜倍率をかけて修正しなければならない。第15図は5月末の大雨について行ったマスカープ予想の一例である。

感謝—これ等一連の研究は仙台管区気象台・間野台長の雨量予報に関するなみなみならぬ関心に支えられ、内海部長、福田予報課長の指導によって行われたことを記して深く感謝する。此の予報方式を徹底的に検討して頂いた正野、岸保両博士および東京数値予報



第15図 マスカープ 1955. May 28~30th

グループの方々や野口学兄に感謝すると共に、面倒な計算や製図をして頂いた真田(顕)氏に深謝します。(55". Dec. 5)

《参考文献》

- (1) 沢田竜吉：予報研究ノート 6 No.45, 3~17.
- (2) 斎藤直輔, 川本敏夫：第5回および第6回全国水気象研究会資料.
- (3) Smgorinsky & G. O. Collins, 1955: Month. Weath. Rev. 83 No.3, 53~68.
- (4) 石原健二：中央気象台彙報, 39 No.1, 44~56.
- (5) 野口和則：昭和30年岩手、青森地区気象研究会資料.
- (6) 正野重方, 1954：気象力学序説, 岩波書店, 80~81.
- (7) Robert G. Beebe & Ferdinand C. Bates, 1955: Month. Weath. Rev. 83 No.1
- (8) 東大気象研究室, 1955：雨の数値予報, 気象集誌, I, 33, 205~216.