

## 上層の資料からみた鬼怒上流域の雨について

青木 慶一郎\*

1953~55年の、5月から10月にわたる期間の鬼怒上流域の一雨の面積雨量である。上層の資料は宇都宮観測候所でルーチンに作成している700mb天気図およびエネロロジカル・データーを用いた。調査は次の3項目にわかれている。

1. 雨量分布型と850mbの風との関係。2. 降雨最盛時の700mbパターンの特徴と分類。3. 面積雨量の計算と対流不安定度。

雨量強度を表わす式の各項を別々に計算、その和に継続時間を乗じて求めた計算値は必ずしも充分でなかった。それで更に分離するパラメーターとして対流不安定度の指数を導入した。

## 1. ま え が き

本調査の対象としてぬき出した雨の資料は、1953年~55年の、各年とも5月から10月にわたる期間の一雨雨量(面積雨量)である。鬼怒上流域のどこかで日雨量が30mm以上あった場合を基準として、全部で50のサンプルを得た。上層の資料は、当所でルーチンに作成している00Iの700mb天気図、12Iの700mb、500mb天気図および気象庁のエネロロジカル・データーである。

## 2. 雨量分布型と850mbの風との関係

鬼怒上流域の雨量分布型については、すでに1953年度報告会に報告され、しかも1.5kmの風に関連するといわれている。これは、暖候期の凝結高度(数百m)と流域内の山岳の高度(1500~2000m)を考え合せると、妥当と思われる。また、一流域に関する局地雨量と、流域外の一地点の上層風を対比させる点に問題はあるが、上層風は或る拡りに対して代表性をもつものであり、現在地方で入手可能な資料という意味で館野の上層風を用いた。対象域の雨量分布と上層風との関係を求めておくことは、たとえ定性的なものであっても、有用であろうし、1953年当時と比べると資料が集積されサンプル選択の基準も変わったので再検討してみた。

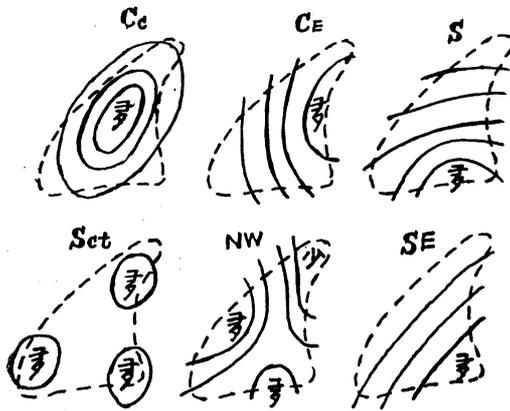
1953年度報告会のモデルを援用させていただき、第1図のような6型を設けると、各型に属するサンプル数は、第1表の(a)のとおりであって、Cc, S, SE型の順に多い。1953年の場合多かったCe型は、雨量基準が変わったためか最も少ない。雨量分布型と850mbの風との関係は、第1表から総合すると、

- (i). Cc型は風向がSE~SSW、風速は $15\text{m/s} \leq$ で他の型に比べ最も大きい。雨の降り方は最も強い。
- (ii). S型は風速が比較的弱く $10\text{m/s}$ 内外、風向はまちなちで傾向はみとめがたい。降り方は弱い方である。
- (iii). SE型は風、降り方ともにCc型に似ており、この型はCc型の多雨域が南東方にずれただけのものである。

第1表 雨量分布型と850mbの風との関係

要素	分布型	S	SE	Cc	Sct	Ce	NW	計
	最強六時間平均面積雨量	0~5	1	—	—	—	—	—
6~10		4	1	2	—	1	—	8
11~15		3	3	7	2	—	2	17
16~20		2	2	6	—	1	1	12
21~30		1	1	2	1	—	1	6
31~40		1	—	2	—	—	—	3
41~50		—	—	1	—	—	—	1
51~60		—	1	—	—	—	—	1
61~70		—	—	—	—	—	—	—
71~80		—	—	—	—	—	—	—
mu	81~90	—	—	—	—	—	—	—
	91~100	—	—	1	—	—	—	1
	計	12	8	21	3	2	4	50
最強雨時の主風向	N~NE	1.0	1.5	2.0	—	—	—	4.5
	NE~E	1.0	0.5	1.0	0.5	—	0.5	3.5
	E~SE	2.0	2.5	3.5	1.5	0.5	1.0	11.0
	SE~S	2.5	1.5	8.5	—	0.5	0.5	13.5
	S~SW	2.0	4.0	7.5	0.5	—	3.0	17.0
	SW~W	2.5	1.0	0.5	0.5	1.0	2.0	7.5
	W~NW	1.0	—	—	—	—	—	1.0
最強雨時の風速	NW~N	—	—	—	—	—	—	—
	0~10	8	5	5	3	2	3	
	11~20	3	1	7	—	—	1	
	21~30	1	2	4	—	—	—	
	31~40	—	—	3	—	—	—	
	41~50	—	—	—	—	—	—	
	51~60	—	—	1	—	—	—	
m/S	平均	m/S 10.6	11.5	19.8	5.0	6.5	8.0	

\* 宇都宮測候所 —1956年7月13日受理—



第1図 雨量分布のモラル

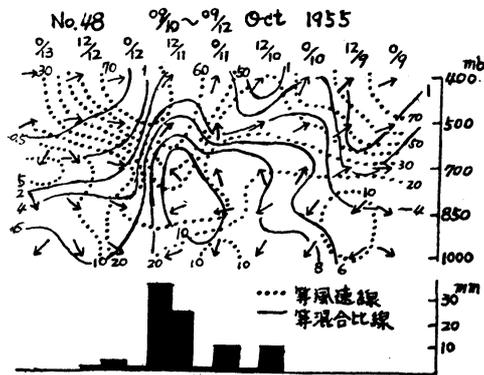
㊦. NW型は風向がSW寄りのとき現れやすく、風速は10m/s $\geq$ である。

㊧. Sct, CE型は風が最も弱く5m/s程度で、風向の傾向は不明である。

3. 降雨最盛時の700mbパターンの特徴と分類

当所ではルーチンに700mb天気図を作っているので鬼怒上流域でききに述べた基準以上の雨がふる時、700mb天気図のパターンにどのような特徴があるかを調べ、さらに共通点に着目して7つの型に分類を試みた。

700mb天気図は、例えば第2図の混合比・風を参照し、原則としては6時間面積雨量ヒストグラムのピークに最もちかい時刻のものを採り、これを降雨最盛時の状態とした。50回の降雨について共通の特徴を見出すため



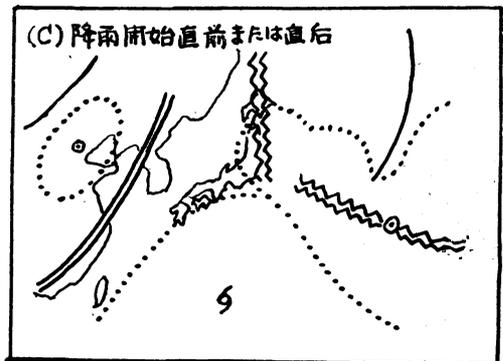
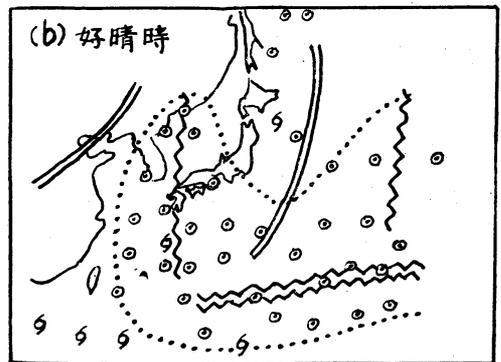
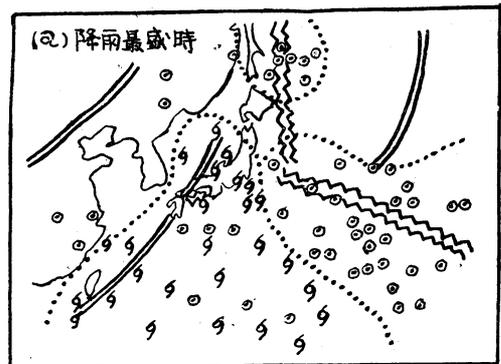
第2図 館野のインプレット (一例)

に、リッチ・高気圧の中心・トラフの位置をまとめたのが第3図の(a)である。悪天時の特徴を明らかにするために、これと対比的な好晴時の700mb天気図を採り出し、前記と同様の操作をして第3図の(b)を作った。この両者を見較べると、リッチ・トラフの位相が全く逆になっており、降雨最盛時のパターンの特徴が、はっきりする。

(a)の特徴としては、㊦. 大きなリッチが150°Eを中

心に145°~155°Eの間にある。㊧. オホーツク海方面にカット・オフ高気圧の中心をもつことが多い。㊨. 北太平洋高気圧のリッチは30°~40°Nの間で、東方から張り出してきている。㊩. トラフは西日本にあり、さらに西のトラフは満洲西部よりも西方にある場合が多い。㊪. 本州の南方海域に台風または熱低が接近している。

後日類似を探す場合に分類した。その結果は第2表のとおりで、また各型の代表例を第4図の(a), (b), (c), (d), (e), (f), (g)に示す、実際の予報には、まだ降雨最盛時の状態は与えられておらず、デッド・ラインの天気図を用いるので、その時刻のものを総合して第3図の(c)を作ると、大体は前述の第3図の(a)と同ようである。



第3図 700mbパターンの特徴

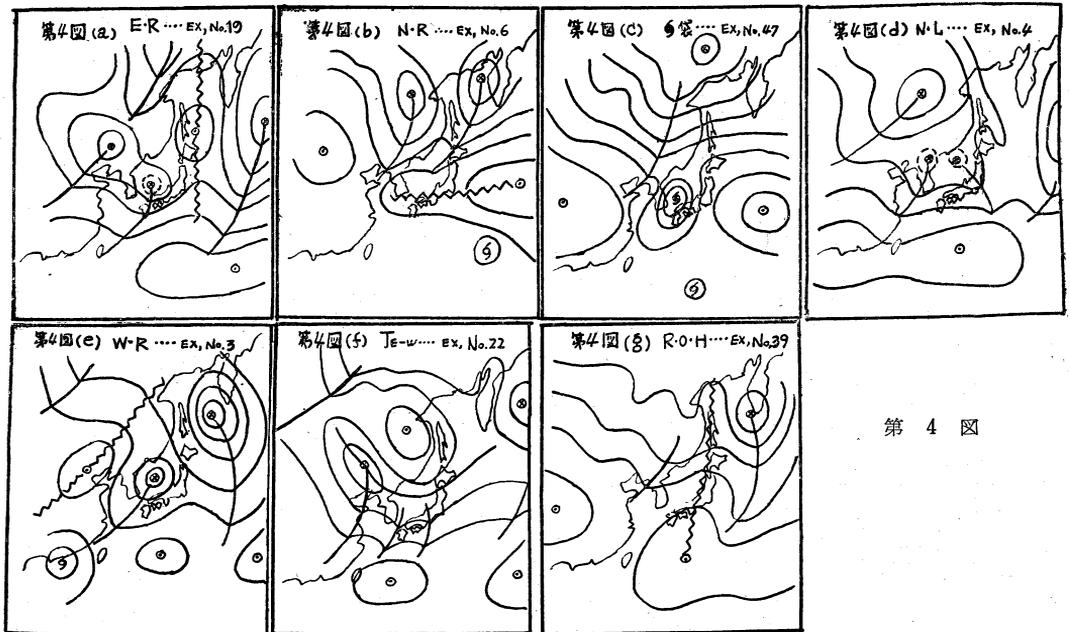
第2表 降雨最盛時の 700mbパターン分類

型の記号	特 徴	例数
E・R	顕著なリッチが本州の東方洋上にある	15
N・R	北太平洋高気圧のリッチが全体として北偏	11
⊖	いわゆる台風または熱低の袋型	7
N・L	南高北低	5
W・R	主なリッチが本州の西方にあるが、その前方(西日本)に小トラフがある	4
TE-W	本州附近に東西方向のトラフがある	4
H・O・R	リッチが東日本にあり東方へ去りかけている	3
		計 50

$$-I = -\frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{g} \int_{\sigma}^{p_0} \sigma dp + \frac{1}{g} \int_V \Delta \sigma dp + \frac{1}{g} \int_{\omega}^{p_0} \frac{\partial \sigma}{\partial p} dp$$

盛岡測候所では、上式の各項を個別に計算し、加えたものを標準雨量強度とし、それを別に予想した継続時間で積分して総雨量を求める方式をとっている。瀬下技官の場合は、台風によるテビカルな場合なので、第1、2項は第3項に比べ無視できるとして計算された。本調査の場合は種々のケースを含んでいるので、第1、2項も考慮した方が妥当と考え、大体、盛岡の方法にならって、50例全部につき計算を行い、実測値と比較してみた。各項の表わし方は、

第1項＝降雨開始の直前または直後の館野における過去24時間の混合比(700mb層)の変化( $\Delta\sigma$ )を延長す



第 4 図

4. 面積雨量の計算と対流不安定度

館野の 850mb の風向からみると、鬼怒上流域で降雨があるときの主風向は SE~SW であり、さらに第2図をみても混合比の増加はこれらの風向のとき行われている。これらと、栃木県の地形 (NE-SW 県境に防壁をめぐらす) を考え合わせると、鬼怒上流域の降雨は多くの場合、地形性降雨の性格をもっていることがうかがわれる。また、台風により SE 風が卓越するテビカルな場合、鬼怒上流域の降雨は地形性降雨として扱いは得ることは、当所の瀬下技官によって、すでに示されている。

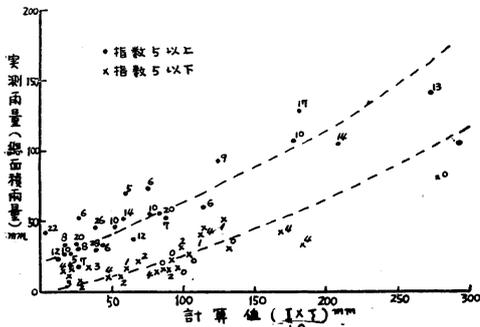
一般に雨量強度を表わす式は、

る.  $\frac{\Delta\sigma(g)}{24(hs)} \times 10 = \text{混合比の局地変化 mm/hs}$

第2項 =  $(\sigma_{潮岬} - \sigma_{館野}) 700mb + \frac{(510km (= \text{潮岬} \cdot \text{館野の距離}))}{(700mb \text{ 地衡風速の SW 成分 km/hs})} \times 10 = \text{水蒸気の移流 mm/hs}$

第3項 = 瀬下技官の提出された式を用いる  $= 0.302 V_{1.5} \cos\beta (\sigma_{1000} - \sigma_{700})_{\text{館野}}$

以上3つの項を加えたものを標準雨量強度 I とすると総雨量  $Rs = I \times \tau$  ( $\tau$  は雨量継続時間で未知であるが、本調査ではシノプテックに予想し得たものとした)。

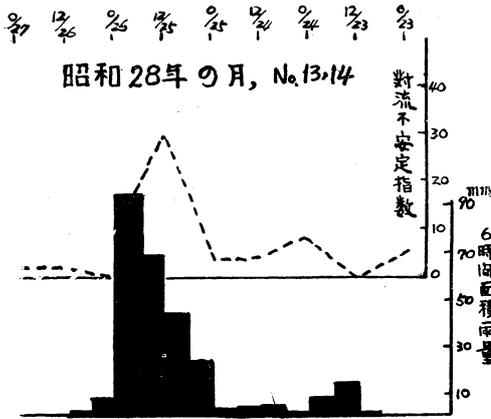


第6図 実測値と計算値との関係

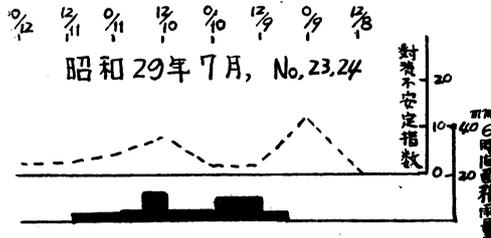
かくして求めた計算値と実測値との関係は、第5図のとおりである。ただし、計算値のうち第3項は最盛時の状態が継続時間中持続すると考えていることになるので、実測より大きく出る。今回の場合、計算値の $1/10$ をとると実測と桁が合った。図をみると、高層観測の時間間隔が12時間あるため、計算の際、最盛期をうまくとれなかった点も一因と考えられるが、かなりばらついていて、何か他のパラメーターで分離されねばならない。

さきの第3項を計算する式中、混合比の垂直傾度には安定度も加味されているが、山岳地帯の降雨を考える場合、対流不安定度が重要であることはすでに多く指摘されている。そこで対流不安定度を表わす指数として

$$\text{指数} = \frac{\text{輪島における } (T-T_d)_{500\text{mb}}}{\text{館野における } (T-T_d)_{850\text{mb}}}$$



安定性の降水

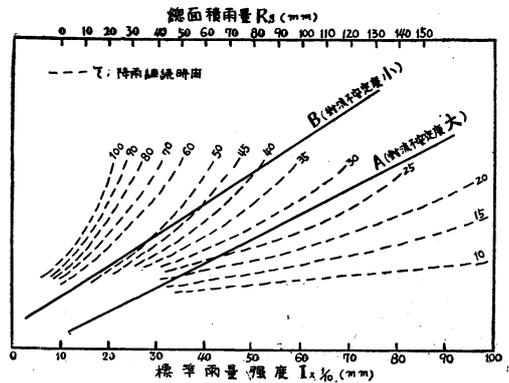


第7図 対流不安定指数と雨の降り方

この指数の大・小と降雨の不安定性・安定性との関連性は、第6図でうかがわれる。

結局、対流不安定指数が大きいほど降雨に大きなピークが現われるから、 $\tau$ が同じならば、 $R_s$ は多くなるはずである。それでこの指数を、第5図の各点の傍らに記入してみると、かなりの程度に分離できる。I,  $\tau$ , 対流不安定の程度をパラメーターとして、直接、鬼怒上流域の面積雨量を得られるように図を作ると第7図のようになる。実際としては、将来の上層のTdを予報できない現状では、上層で乾燥の状態を主観的に予想して、下層で湿潤の線A, Bを使いわけを要する。

以上のようにして行った予報の精度を検すると、 $\pm 10$  mmの誤差を許容すれば、スキル・スコアが54となった。



第7図 I,  $\tau$ , 対流不安定の程度から $R_s$ を求める図

終りに、本調査に際し御教示いただいた吉成所長・瀬下技術課長・中央気象台測候篠原技官に感謝いたします。

参考文献

1. 久保時夫・箕輪年雄1953; 利根川水系鬼怒川降水量調査報告。
2. 瀬下慶長1955; 台風に伴う地形性降雨について、昭和30年秋季北関東地区研究会プリント。
3. 草野和夫1955; 平均雨量と地形効果, 第4回洪水予報技術検討会誌。
4. 高橋浩一郎・安藤 正1955; 降水量の予報について、最近の気象学第2集。

