

日本の雨の特性

— 集中豪雨と干ばつ対策 —

九州大学助教授 坂 上 務

§ 1 は し が き

① 集中豪雨と大気現象のスケール

集中豪雨という言葉は、昭和33年7月1日、浜田の大雨のとき、ジャーナリストによってつくられたものである。時間的にも、空間的にも集中的に降る雨を言うが、梅雨前線や台風などにもなる大雨のうち、特に記録的な大雨は比較的短時間(3~24時間)にせまい地域(10~200km)に集中するのでこの名ができた。これは現象を適切にあらわしているが、厳密な定義があるわけではない。

今までも梅雨末期は、はっきりした兆候もなく、数十km程度の範囲に局部的に豪雨があり、大正時代は第2種の地形性大雨と言われてきた。最近はこの成因が少しずつわかってきた。すなわち湿舌として非常に湿った空気が流入しているが、これに台風の影響が加わることが多いとか、高層観測の結果大雨の降っているまわりは平日より乾燥しているとか、上層に低気圧塊が出来て低気圧があるとか、比較的低い上空にジェット気流(下層ジェット)を伴っているとかがわかってきた。つまり小笠原高気圧のまわりに、高層の冷たい低気圧が近づいたとき、その南東のふちで気圧傾度が強くなって、ジェット気流ができる。そして東に進む高温多湿な気流の収束を起し、舌状の川の流れとなって日本に送られるが、これが地形か何かの刺激で安定が崩されると一度に水蒸気を放出して豪雨となるといっているのである。

さていろいろな大気現象は、その規模の大小によってそれぞれの特有の寿命、周期、位相速度をもっている。1例として天気変化に密接に関連を有する高低気圧を考えると、その規模は数千km、寿命と週期は1週間程度、位相速度(移動速度)は30~40km/hrで、気圧変化量は50mbにも達する。これより規模の小さい現象としては、中規模擾乱、積雲対流などがあり、気圧変化量は規模が小さくなるに従って小さくなる。

これに反して降水現象は、逆に規模が小さい程大きい変化をもっている。降水量の強度の変化は、気圧の自記記録と著しい対照をなして、週期の短いものほど大きい変化をしている。

降水は上昇気塊の断熱冷却が原因となって起こる。降水は数mm、sec⁻¹程度の上昇流を伴う対流雲細胞が関与し、自記紙上に10分程度の週期の激しい変動となって現われる。集中豪雨の場合は、対流性降雨群が、2~6時間程度の週期をもって数波襲来してくることが多く、中規模擾乱に関連するもので、その規模は30~150km、上昇流は100~50cm、sec⁻¹の程度であり普通の低気圧の場合の数100km、数cm、sec⁻¹の比較的緩慢で一般的な上昇気流とはかなり異なる。集中豪雨といわれる場合の降水強度は100mm/hrにもおよぶ莫大なものである。そして主役をなすものは中規模擾乱であり、数時間乃至10時間程度の寿命で、位相速度は普通の低気圧より数割早い60~90km/hrである。また気圧変動量は1mbかそれ

以下であるが、最近では低気圧と称する中規模の低気圧が豪雨の際にしばしば観測されている。

この際の中規模の収束域には、周囲から水蒸気を集結して比較的狭い地域に集中的に降水をもたらすわけである。その結果豪雨域と乾燥域が接近する。水蒸気の補給は湿舌の形でなされるが、これは降水をある期間持続する効果はあるが、豪雨とは必ずしも結びつかない。この湿舌と上層の乾いた寒気の連続的流入で、いちじるしい対流不安定が起こるときに集中豪雨が降り易い。

② 雨の降り方

こゝで雨の降り方について、どの程度の強さのものが表-1にあげておく。

表-1 雨の強さとその状況

雨の強さ	1分間雨量	時間雨量	1日雨量	状 況
微 雨	0.02ミリ 以下	1ミリ以下	5ミリ以下	地面は殆どぬれない。 あるいはわずかにぬれる程度。注意しないと 雨に気付かぬこともある。
小 雨	0.02～ ～ 0.05	1 ～ 5	5 ～ 20	地面はすっかりしめる が水たまりは殆どない。
並 雨	0.05 0.25	5 ～ 10	20 ～ 50	地面に水たまりができ 雨の降る音が聞える。
大 雨	0.25～1	10～20	50～100	地面一面に水たまりが でき、はげしい雨の音 が聞える。生地のカサ 通して雨がふる。
豪 雨	1ミリ以上	20ミリ以上	100ミリ 以上	土砂ぶり、といや下水 があふれる。窓を開ける と室内の会話が聞えない。

つぎに1日どれ位降るものか統計してみると次のようになる(表-2)。

表-2 日 雨 量 頻 度

日 雨 量 地名	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	60	70	80	90	100	120mm
	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	60	70	80	90	100	120	140
福 岡	271	79	43	30	21	13	5	7	5	4	8	6	4	3	0	0	1
東 京	253	58	46	27	16	10	11	5	5	5	8	6	1	3	2	3	0
札 幌	401	94	49	24	12	6	2	3	5	1	1	1	0	0	0	1	0

これから分かるように頻度の最大は0ないし5mmで、雨量が増すと共に頻度は指数函数的に小さくなるが、50mmぐらいのところに小さな極大が見られる。すなわち雨はごく弱い雨であることが多いが、まれには平均の雨量よりも多いことがある。つぎに各月の日降水量の最大をとり、その頻度を調べてみると30～50mmぐらいのところに山が出来る。これは大雨としてこれ位のものが多い事を意味する。たとえば鹿児島県の例では次の表に示すように月により幾分変動は見られるが30～50mmに極大が見られる(表-3)。

表-3 鹿児島日量頻度分布(45年間)

降水量 月	0 10	10 20	20 30	30 40	40 50	50 60	60 70	70 80	80 90	90 100	100 110	110 120	120 130	130 140	140 150	150 160	160 170
1	6,	14,	12	5,	4,	3,	1,										
2	1,	10,	17,	0,	7,	4,											
3	0,	5,	10,	10,	6,	7,	6,	2,	1,	1,							
4	0,	2,	4,	10,	8,	5,	5,	2,	2,	0,	0,	8,	0,	1,	1,		
5	0,	1,	2,	3,	8,	10,	4,	4,	2,	2,	0,	1,	0,	1,			
6					4,	1,	3,	10,	3,	6,	7,	0,	2,	2,	1,	1,	1,
7	0,	3,	3,	2,	2,	4,	1,	2,	2,	4,	4,	0,	1,	3,	2,	2,	
8	0,	6,	4,	3,	6,	2,	2,	2,	5,	0,	1,	0,	2,	1,	3,	0,	
9	1,	4,	3,	6,	2,	9,	4,	3,	3,	6,	2,	0,	0,	0,	1,	1,	
10	2,	2,	8,	7,	3,	8,	5,	1,	1,	2,	0,	1,	0,	2,	0,		
11	2,	6,	13,	9,	5,	3,	2,	1,	1,								
12	4,	14,	12,	8,	2,	1,											

さて雨の降り方は一般にその原因が台風であるとか、フロントによるかによって違う。そして雨は一般に連続して降ることは少ない。降つたり止んだりする断続性が強く、ことに大雨の時にこの傾向が強い。

雨量を分単位にするのと、時間を単位にするのでは、いくぶん様子が違うが、普通振動的な降り方をしている。そして一つの雨は、2、3時間であり、これが何回かあらわれることが多い。一つの降水の山の時間の巾は20分から60分であり、その山と山との時間、すなわち週期のようなのは、20分ないし80分位で、雨が強くなるほど、ながくなる傾向が見られる。そして対流性の降雨について調べた結果によると、つぎの3種がある。(主山型、連山型、群山型)として山と山との間を週期として取扱うと、最大強度の週期 T_m は1降雨についての平均の週期 T のおよそ1.5倍ほどとなるらしい。また降雨強度が増すと週期の方は急激に長くなる傾向が見られ、大体これらの範囲を調べると、

$$27分 < T < 47分, \quad 0.6 \frac{mm}{10分} < T < 5.1 \frac{mm}{10分}$$

$$17分 < T_m < 70分, \quad 1.4 \frac{mm}{10分} < T_m < 10.3 \frac{mm}{10分}$$

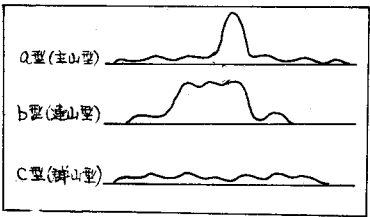


図 - 1

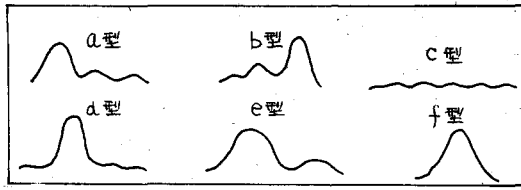


図 - 2

a 型	b 型	c 型	d 型	e 型	f 型
秋	夏および秋	冬 春	春	春で少ない	夏で多い

降り方で週期も長くないようである。沖縄で調べた結果によると、降雨時間を T_1 降雨のときれる時間を T_2 とすると、 T_1 は中心から遠く離れるにしたがつて減少するが、 T_2 は中心近くで大きく、それから減少するが中心距離600Kmでふたたび増加し、800Kmから急激に減少する。このように雨量は変動がはげしいので、1日雨量に比較すると、短時間の雨量は割合に大きい。つぎに参考までに、2、3の場所について1日量の最大の記録および1時間量の最大値を調べると、次の表-4のようになる。

表-4 1日雨量と1時間雨量の記録(開始より1963年まで)

記録 \ 地名	宮 崎	東 京	仙 台	札 幌
1 日 雨 量	587	393	329	147 mm/day
1 時 間 雨 量	134	89	94	50 mm/h
10 分 間 雨 量	30	33	30	19 mm/min

みるとつぎの実験式がよく成立つようである。

$$i = a \frac{1.31t}{1 + 0.31t}$$

t は時間であらわす。そこで24時間雨量を知つて短時間の降水量の最大値を推定するのに表-5の係数をかければよい。

表-5 時 間 と 係 数

時 間	1 分	10分	30分	1時間	2時間	4時間	8時間	12時間	24時間
係 数	0.006	0.056	0.152	0.27	0.43	0.63	0.82	0.89	1.00

たとえば、表-4によると東京の1日雨量の記録は393mmであるから、表-5より1時間雨量の最大値は、 $393 \text{ mm} \times 0.27 = 106 \text{ mm}$ となる筈である。実測は89mmであるから計算値より1割以上小さくなっているが、この式は、この程度の近似であうと見てよいであろう。

となる。八丈島で日量70mm以上の雨の降り方を分類した結果によると、図-2の6種類がある。

これらの型のあらわれやすい季節を調べてみると、つぎのようになり、季節によつて違つてくる。とくに台風による雨の降り方を調べてみると、一つの雨は、2ないし3時間であり、これが何回か

あらわれることが多い。降り方の特徴としては、いちじるしい断続性があり一種の週期性をもっている。またしゅう雨的

さて短時間の雨量についてはつぎの関係式がよく用いられる。

$$i = a \sqrt{t}$$

ただし i は t 時間の降水量の最大値、 a はある常数である。しかし日本の雨量について、しらべて

雨量の記録は洪水予報とか建物の設計をするときなど大切な量である。表-4からも分かるように九州と北海道とははじめてるしく違う。熱帯気流の流入しやすい南西日本はびっくりするような雨が降るが、台風もかなり北上するので仙台でも300^{mm}/日以上降ったことがある。

なお大雨の記録値は次のようである(表-6)。

表-6 大雨の日本記録

降雨時間	雨量 mm	年 月 日	場 所
10 分 間	40.0	1967 7 9	矢筈(佐賀県)
"	39.2	1949 9 2	洲 本
1 時 間	145.6	1938 8 3	箱 根 山
"	141.0	1967 7 9	木の宮町(佐世保市)
"	140.0	1947 8 28	銚 子
"	140.0	1944 10 17	清 水
1 日 間	1,109.0	1957 7 25	諫 早
"	1,011.0	1923 9 14	大台カ原山
"	901.7	1889 8 20	田 辺
1 カ 月	3,461.5	1938 8	大台ケ原山
1 カ 年	7,870.4	1937・11~1938・10	大台ケ原山
"	10,216.0	1950・1~12	小杉谷(屋久島)

雨が強い地方では、大雨に対する備えができているので、すこしぐらいの大雨では災害にならない。気象台の鹿児島県の大雨警報の規準は日降水量200^{mm}(奄美大島の名瀬は300^{mm})なのに、札幌は50^{mm}である。その地域の平均年間降水量の20分の1以上が1日に降ると、災害が起こり始めると考えてよい。(注意報の大まかな目安)

次に世界記録も示しておく(表-7)。

表-7 大雨の世界記録

降雨時間	雨量 mm	年 月 日	場 所
8分間	126	1920 5 25	ハバリヤ・フィーセン
15分間	198	1916 5 12	ジャマイカ・ブルムポイント
1時間	254	1819 7 26	ニューヨーク州・キャソキル
1時間20分	292	1891 8 21	カリフォルニア州・キャンボ
1日間	1,168	1911 7 17~18	フィリピン・バギオ
	1,036	1876 6 14	インド・チェラブンジ
1カ月	9,300	1861 7	インド・チェラブンジ
1カ年	31,033	1860.8~1861.7	インド・チェラブンジ

雨量の記録を縦軸に時間を横軸にとり、両方を対数目盛にして、上の両方の値をプロットすると、ほぼ一直線にならぶ。この方法はアメリカのフレッチャー (Fletcher A. L 1950) によって見出されたものといわれているが、最近の研究としては吉野のものがあり、日本の大雨の場合に、1分から1年の間の記録を1直線にのせるには無理があり、ある時間を境に直線の傾きが変わり、折線になることを指摘している。

図-3の黒い実線はチラバっている各点の上端を結んだもので、この線は世界で降り得る最大の降水量を示していると考えられる。日本の大雨記録のうち、日降水量だけが世界記録に近いのは、日本の雨の特徴の一つといえよう。

ところで、よく知られているように、雨量は直径20cmの受水口を持つ雨量計で測定される。これで計った雨量がどの程度の地域の雨を代表するかは、水理学上の大きな問題になっている。現在のところ、一般に10%ほどの誤差を覚悟すれば、50Km²に1個の雨量計で雨の総量は測定できると考えられている。日本の雨量観測地点は、気象庁が約2,400地点を持っており、その他に約4,300地点があるので、実用的観

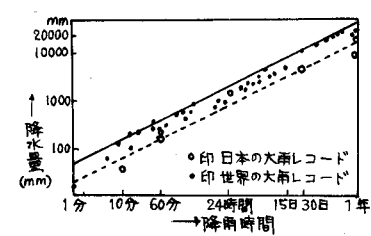


図-3 降水量と降雨時間の関係

点からみた雨の実態はほぼ正確にとらえられている。雨量と時間と降水面積の3者の関係も、上の図と同じような形式で現わされている。これらの性質はダム、堤防、道路その他の建造物を設計する際に用いられる水理気象学上の重要な法則である。

集中豪雨の季節変化と地域分布については、杉浦の調べたものがある。(表-8,表-9)これは、25Km平方に1日200mm以上の面積雨量があった時を、1回の集中豪雨として統計したものである。集中豪雨の

地域分布をみると西日本ほど多い。原因別に分けると、台風によるものは太平洋側に多く、低気圧、前線(梅雨期の集中豪雨は主に低気圧、前線による)によるものは、太平洋側にもあるが、日本海側に多い。とくに九州では両者の分布が南西から東北にのびる境界によつて画然と分けられている。これは、台風に伴う熱帯気流は南から北に流入して、日本の山脈の太平洋側斜面を上昇するのに対し、梅雨前線などの上空に流入する熱帯気流は、西から流入して、北九州の山塊西側斜面や本州の山脈の日本海側斜面にぶつけることが多いためであろう。

表-8 集中豪雨の地域別、原因別統計
(1955~58年,合計)

地域	原因	台 風	低 気 圧 ・ 前 線	計
九 州		69	66	135
四 国		70	6	76
中 国		0	6	6
近 畿		44	8	52
中 部		33	16	49
関 東		35	1	36
東 北		5	8	13
北 海 道		1	3	4

表-9 集中豪雨の月別原因別回数
(1955~58年,合計)

月	原因	台 風	低 気 圧 ・ 前 線	計
4		0	32	32
5		0	0	0
6		10	9	19
7		10	43	53
8		79	20	99
9		147	1	148
10		7	12	19
11		0	0	0
12		0	1	1
計		253	118	371

§2 集中豪雨の気候

集中豪雨の気候について、福井英一郎の詳細な研究を紹介するとつぎのようである。

まず定義として、集中豪雨の必要条件は、短時間に多量の降雨をもたらすことであるが、何らかの方法で、¹それを量的に決めることが便宜である。そこで、1日間の降水量が、その1年間の降水量の $\frac{1}{10}$ を超える場合にこれに該当するものとした。これによると、広い地域に広がらないで、特定の小地域にとどまることが多く、集中豪雨としての条件をみたしているように思われる。ただこのなかに台風による降雨は広い範囲にわたるし、成因や機構は、他の豪雨とかなり異なるので、別に考えた方がよいと思われるが、一応上記の基準にして調査すると、雨量報告からの選別することも容易である。その結果は、つぎのようである。

九州地方について1911～1960年までの50年間、なるべく20年以上連続して、観測の行なわれている地点を対象にすると表-10のようになる。

表-10 集中豪雨の月別分布

地名 \ 月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	計
福岡	0	19	2	58	32	14	31	2	71
大分	0	2	0	19	35	21	119	5	100
佐賀	0	17	1	30	15	5	23	0	121
長崎	1	16	9	29	48	22	68	5	198
熊本	0	1	16	50	24	9	19	2	91
宮崎	0	1	0	4	19	28	41	7	158
鹿児島	0	1	6	14	8	6	30	6	201
計	1	57	34	204	181	105	331	27	940

表-10で明らかなように九州では9月と6月に出現回数の極大があり、前者は主として台風による降雨に、後者は梅雨を中心とした降雨に対応するものと考えられるが、地域によって両者の順位が異なることは興味ある事実である。すなわち、南九州（鹿児島、宮崎の両県）では9月が最も多く、6月を中心とした回数は非常に少ないのに対して、北部の福岡、佐賀および熊本の3県ではこの反対の関係を示す。さらに大分県では9月の回数が残余の月にくらべて非常に多く、長崎県もまたこれに似た関係を示すのは台風の進路と大きな結びつきがあると考えられ、集中豪雨の出現季から見て鹿児島、宮崎、大分、長崎は台風の性格が強く、福岡、佐賀、熊本の諸県は梅雨の性格が濃厚と言えるであろう。また福岡、佐賀、長崎の諸県ではこのほかに4月にやゝ多くなっている事実も注目し値する。長崎県では3月に1回豪雨がおこっているが、これは平戸島の南西端にある志々伎で1939年3月10日に記録されている。低気圧に伴う前線で局地的に降ったものである。

次に九州各県について後記の階級別にその主起回数を示したのが表－１１である。

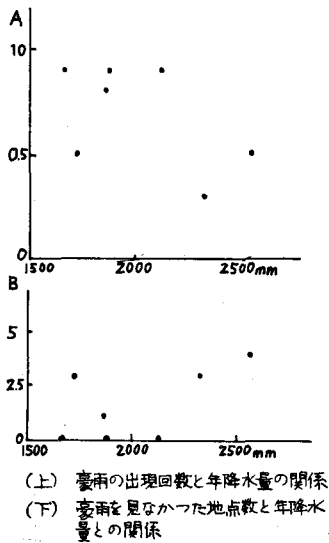
表－１１ 九州における集中豪雨の階級別回数

県	観測地点数	階 級 別 回 数					計
		1	2	3	4	5	
鹿児島	28	0	0	2	0	5	7 (3)
宮崎	31	1	1	2	7	4	15 (4)
熊本	29	0	1	4	5	12	22 (1)
長崎	34	6	1	5	9	8	29 (0)
佐賀	13	1	2	2	3	4	12 (0)
福岡	53	0	0	6	6	17	29 (3)
大分	40	2	5	7	11	10	35 (0)
計	228	10	10	28	41	60	149

上表の右端にある()内の数字は集中豪雨をその全期間にわたって1回も記録しなかった地点数で、大分県では観測地点40カ所がいずれも過去においてこの種の豪雨を経験しており、また10年に1回程度の豪雨は35地点、すなわち全体の約88%にも達していることがわかる。同様のことはある程度において九州地方についても言えるであろう。上表からわかるように、瀬戸内気候がかなりの部分をしめるために全体的にはそれほど多雨とは思われない大分県では、観測地点が40に対して10年間に1回以上の豪雨をみたのは35回にも達し、一地点あたり平均約0.9回にもなっている。さらにこの県ではその観測期間中全然豪雨がなかった場所は1カ所もないのに対して、これよりも多雨な宮崎県では10年間に1回以上の豪雨を見たのは31地点で15回、すなわち平均約0.5回であり、観測期間を通じて全く豪雨を経験しなかったのが4地点となつている。それで、これらの関係を九州の7県全部について確かめるために各県ごとにその平均雨量を求め、これと上記の諸点とを比較しようとしたのであるが、正確に平均雨量を求める時間がなかったので、こゝでは簡単にその県内にある地方気象台の年降水量をもってそれぞれの県を代表せ

表－１２ 九州各県年降水量と集中豪雨

	P	A	B
鹿児島	2337 mm	0.3	3
宮崎	2571	0.5	4
熊本	1869	0.8	1
長崎	2144	0.9	0
佐賀	1884	0.9	0
福岡	1703	0.5	3
大分	1655	0.9	0



図－４

しめることにして、これらの関係を示したのが表-12である。Pは各地方気象台の年降水量、Aは1地点当りの平均回数(10年間に1回以上の豪雨の出現数)Bは観測期間中1回も豪雨を経験しなかった地点数である。

これらの関係を明らかにするために示したのが図-4(上)、(下)で、図(上)においてはPとAとは完全に逆の関係とまでは言えないにしても、それに近い傾向があらわれており、また図(下)で、Bとの関係も一般にはPが増加するにしたがつて減少するであろうと考えられるのであるが、事実やはりこれと反対に近い傾向が非常に顕著にあらわれている。

(2) 集中豪雨の頻度別区分

前記の定義による集中豪雨をその出現回数によって階級区分するために次のような方法を採用された。ただしこの場合には統計年数がそれぞれの地点によって一定していないために、回数の絶対数だけでは比較ができないので全年数に対する%に換算したものをを用いた。また既に述べたようにあまり期間が短いと%の統計の意味も少ないので20年以上、それなるべく連続して20年以上の観測値をもつ地点だけが選ばれた。さらに主として実用上の便宜から3年に1回、4年に1回、5年に1回、7年に1回、10年に1回の出現率に対応するように階級区分の基準をとった。すなわち、上記の出現率に対応するのはそれぞれ33%、25%、20%、15%、10%であるが、これらを中心としてある幅をもたせて次のように階級区分をおこなった。

階級順位	出現率	出現回数
1.	> 29 %	約3年に1回
2	23 ~ 29	" 4 "
3	18 ~ 23	" 5 "
4	13 ~ 18	" 7 "
5	8 ~ 13	" 10 "

(3) 豪雨の最多出現地

九州地方で表-11の階級1(約3年に1回の割合で出現するもの)に属するのが10地点あるので、その出現月や地点分布の特性などについて考察してみた。表-13は各県別各月ごとにその出現回数を示したものである。表-13には“雨量報告”中に出現月日の記載されている1926年以後のものだけをとってあるので全期間中の回数とこれらの合計とは一致しない。また表-11集中豪雨の階級別回数は出現回数の最も多い地点だけをとったものであるが、その月別分布を見ると佐賀、長崎両県と大分、宮崎両県との間に明瞭なちがいが認められる。

すなわち、後者においては、そのほとんど全部が7月から9月までの間にあり、特に9月に多いのに対して、前者ではまた4月から6月までの間にも多くなっており、長崎県では7月以降にも多く、むしろこの方の回数が多くなっていて大分、宮崎の地方に近い特性をもっていることが知られる。次にその地点分布について見ると、上記の月別分布と結びついて大きな特色が認められる。すなわち第1階級に属する地点の最も密集しているのは宮崎県の北部から大分県の山地であり、他は長崎、佐賀両県の北西海岸地方と竜岐および

表-13 九州地方における階級1の豪雨の出現回数

	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月
宮崎県							
神門	0	0	0	2	5	4	0
長崎県							
世知原(北松浦郡)	2	0	1	0	0	4	0
勝本(杵岐)	0	0	6	2	1	2	0
琴(対馬)	0	0	0	1	1	3	0
仁位(〃)	0	2	1	4	2	3	0
神崎(〃)	0	0	1	2	2	4	0
小茂田(〃)	0	1	0	4	3	1	0
佐賀県							
入野(東松浦郡)	1	0	3	0	0	3	0
三瀬(神埼郡)	1	0	2	0	0	0	4
大分県							
長谷川(大野郡)	0	0	0	1	4	6	0
白杵	0	0	0	0	2	5	1

対馬である。これは台風の進路と密接な関係があり、前者は台風が九州の南東海岸にそって北上する時、後者は九州の西方海上から朝鮮海峡を経て日本海に入る時にその中心付近で生ずる豪雨に相当するものであろう。また佐賀、長崎両県の4月から6月までの間の極大は梅雨期の前線性降雨によって起こるもので1957年7月の諫早付近の集中豪雨はこの中の一つと考えられる。

④ 集中豪雨の経年変化

集中豪雨も長年の間に多い期間や少ない期間があるであろうか、九州地方で、この問題を明らかにするために各県別に10年ごとに区切ってその回数を示したのが表-14である。

表-14 九州の各県別集中豪雨の出現回数の変化

	鹿児島県	宮崎県	熊本県	長崎県	佐賀県	福岡県	大分県
1911-1920	23(317)	19(219)	7(167)	9(259)	6(96)	13(451)	31(327)
1921-1930	17(366)	32(250)	27(242)	70(355)	10(98)	30(562)	30(375)
1931-1940	20(356)	40(324)	31(392)	78(342)	23(156)	65(561)	71(374)
1941-1950	38(208)	24(242)	46(288)	50(258)	38(146)	44(233)	94(285)
1951-1960	6(226)	14(184)	25(183)	50(263)	34(142)	42(209)	35(211)

しかしここで注意しなければならないのはこれらの回数をそのままでは比較に用いられないことである。それはたとえ同一の県においてもその年その年によって観測地点の数が決して一定ではなく、かなり大きく

変っていることであり、たとえば福岡県について見ると1911年以降各年の県内における雨量観測点の数はつぎのようになる(表-15)。

すなわち一般的傾向としては時代が新しくなるにしたがって観測点の数は増しているが、こまかくみると必ずしもそうではなく、とくに第二次大戦後において激減し、その後この状態はほとんど回復していないことがわかる。

表-15 福岡県内の雨量観測点数の変化

1911 43	1920 52	1929 64	1938 68	1947 21	1956 28
12 43	21 51	30 65	39 66	48 20	57 36
13 43	22 53	31 69	40 55	49 18	58 31
14 45	23 56	32 70	41 33	50 18	59 33
15 45	24 57	33 71	42 33	51 27	60 30
16 45	25 58	34 72	43 34	52 30	
17 47	26 58	35 72	44 28	53 27	
18 47	27 60	36 67	45 22	54 24	
19 50	28 64	37 68	46 21	55 25	

したがってこのことを考慮しないと厳密な比較はできなくなる。それでここでは表-14のように区切った10年ごとの期間について毎年の観測地点数の合計を求め、()内の数字で示し、この期間の出現回数をこれで除した数値に換えることにした。換言すれば1地点当たり10年間に平均何回だけ集中豪雨が見られるかをあらわすものである。

表-16(集中豪雨の経年変化)は10年ごとに分け、九州全体についてこれらの値を示したものである。これからわかるのは1911~1920の期間が異常に少ないのに対し、1941~1950年の10年間に著しく多発しており、前者の3倍から4倍にも達していること、他の1921~1930、1931~1940、1951~1960の各10年間は前記両者の中間で、いずれもほぼ同じ回数だけ出現していることである。

表-16 集中豪雨の経年変化

	総出現回数	観測点の総数	平均1地点当たり出現回数
1911-1920	108	1,836	6×10^{-2}
1921-1930	231	2,248	10
1931-1940	328	2,501	13
1941-1950	334	1,660	20
1951-1960	206	1,611	13

次にこれら各10年間ごとの各県における平均年降水量を前と同じようにその地方の気象台の降水量で代表させて算出したものが表-17である。

集中豪雨の多かった年には果して年降水量も増加したであろうか。このことを明らかにするために集中豪

表-17 各県における10年間ごとの平均年降水量 mm

	1911-1920	1921-1930	1931-1940	1941-1950	1951-1960
鹿児島	2,273	2,056	2,046	2,407	2,576
宮崎	2,657	2,462	2,440	2,675	2,618
熊本	1,856	1,771	1,695	1,804	2,109
長崎	1,945	2,176	1,759	1,966	2,146
佐賀	1,826	1,783	1,721	1,871	2,054
福岡	1,620	1,531	1,541	1,715	1,870
大分	1,673	1,556	1,506	1,680	1,805
平均米	1,980	1,905	1,815	2,017	2,168

雨の経年変化と各地における10年間ごとの平均降水量の平均量とを比較したのが図-5である。両者の間にはほとんど関係らしいものが見られない。前に地域的には集中豪雨地域と多雨域とは一致しないでもむしろ反対の関係を示すことが多い事実を明らかにしたが、時間的には相互関係は示さないが、両者間の正の関係はほとんど認められないのであって、こゝでもまた集中豪雨が年総量に寄与する率は極めて小さいことを知り得るのであり、前者とともに興味ある事実と言わなければならない。

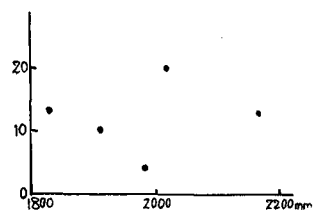


図-5 豪雨の回数と年降水量との時間的關係

§3 豪雨の機構

① 降雨の過程

大気中の水蒸気が、凝結あるいは昇華することによって水滴あるいは氷の粒ができ、それが大気中を落下する。このような落下物は降水と総称されることもあるが、その主なものとして雨・霧雨・雪・雪あられ・氷あられ・ひょうをあげることができる。

雨は降水の中で最も重要なものの一つであるから、その生成過程については多くの研究がなされており、降水の物理学と呼ばれる気象学の一部門の主要部分を占めている。しかし、ここでは降雨の場所的あるいは時間的な分布が主な対象であるから、ここでは降雨分布の特徴を理解するために必要な事柄を主として述べる。

大気中の水蒸気が雨となってある地域に落下するためには、その地域の上空に雨の製造所つまり雨雲がなければならない。雨雲は、その成因と構造に基づいて、二つ型に分類することができる。その一つは、毎秒数cm程度の比較的緩慢で様な上昇気流によって発生する高層雲や乱層雲で、この雨は連続的のほぼ一様に降る。もう一つは、対流によって生ずる毎秒数m、ときには数十mにもおよぶ急激な上昇気流による積雲あるいは積乱雲からのもので、しゅう雨性の降り方をするのが通例である。

この仮定によつてファルクス (FULKS, J. R. 1935) は降水強度 I を求める次の式を導いた。

乱層雲からは強い雨は降らないものと考えられる。1時間当たり数十mmもの強い雨は積乱雲のような活発な対流性の雲によってもたらされる。

対流性の雲は、多くの泡状の上昇気流つまりテルミックが断熱冷却することによって発生する。ある場所でテルミックの上昇があれば、その周囲は、これを補償するための下降気流が生ずる。この影響のため、対流性の雲が発生するためには、気温の垂直分布は必ずしも断熱減率よりも不安定な状態にしなければならないというわけではない。また、成層の不安定度が同程度であるときには、大気が湿潤であるほど対流性の雲の量が多いことが経験的にも確かめられている。

1) 発生期 雲全体に上昇気流が卓越し、雄大積雲あるいは無毛積乱雲になる。上昇気流は雲頂に近

い部分が強く、数十 m/sec に達することさえある。その中に含まれる水滴や氷の粒は、大部分上昇気流にささえられて生長を続ける。

2) 最盛期 雨滴が落下して地面に到達する。雲形は積乱雲である。雲の中のある部分には下降気流が卓越し、雨滴などが蒸発するために気温が下降し、冷気流になって積乱雲の雲底から吹き出す。この冷気流の吹き出しは風向の変化を伴うことが多く、不連続的な現象として観測される。ひょうや雷電が観測されるのもこの段階のセルである。

3) 衰滅期 雲底からのテルミックの補給がなくなり、雲全体に弱い下降気流が卓越している状態。降雨は弱くなり、比較的一様に降り、雲は部分的に消滅し、その上部は濃密巻雲に転ずる。

対流雲のセルは、単独で発生し消滅することもあるが、あるセルから吹き出した冷気流がヒキガネ作用をして別のセルを発生させ、いくつかのセルの集まりを形成することが少なくない。特に、地表近くに厚い対流不安定層と収束気流が存在すると、優勢な対流雲が発生し、このような状態が持続すれば大雨になる可能性が大きい。

積乱雲の群生域は、帯のように長くのび、その長さが100kmを越えることも少なくない。そうして、雲底から吹き出す冷気流に伴う風と気圧の不連続が群生域の外縁に沿って現われる。この種の不連続線は、前線つまり気団の境界に現われる不連続線と異なり、同一の気団内に発生するので、偽前線とも呼ばれるが、より一般的に不安定線といわれている。不安定線が前線の前のスコール線や気圧急昇線として現われることもある。大雨の移動盛衰を研究するには、不安定線の中気象的に解析したり、レーダーエコーとの対応を調べる事が重要であると考えられている。

③ 武田の降雨模型

武田京一は梅雨末期の豪雨をレーダーで細かく観測して集中豪雨の強雨セル発生機構を次のように説明した。

現在積雲対流を説明するのにテルミック模型によるとする。

Ludlam は大きな積雲は個々のテルミックの集合したものと

考え、雲の内部にも多数のテルミックが発生しているとし

ているいま図7aの如く一つのテルミックが凝結高度の上で

発現したとする。一般風が左方から右方に吹いているとすればテルミックは矢印の方向に上昇するだろう。

このテルミックから雨を生じるためには、理論的には衝突、併合に影響する雲底附近の大きな雲滴の如何に関係して、さらに数粒は上昇することが必要である。しかし今考えている積雲内部には既に雲滴は存在し、また対流、混合など複雑な現象が起こっているであろうから理論通りに行くかどうかはわからない。そこでここでは簡単のため偽断熱的にテルミックによって発生した水滴は直ちに平均雨滴の大きさになり、大体6 m/sec の速度で落下すると仮定する。そうすればレーダーのRHIには図7aの代りにbの如く見える筈である。cはテルミックがさらに上昇を続けた場合(ただしその間にも雨滴は落下するから下部がのびてい

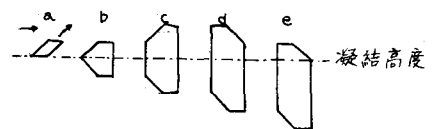


図-7 テルミックと降雨

る)、dはテルミックが上昇を止めた場合、eはテルミックはもはや存在せず発生した雨域が単に落下する場合である。

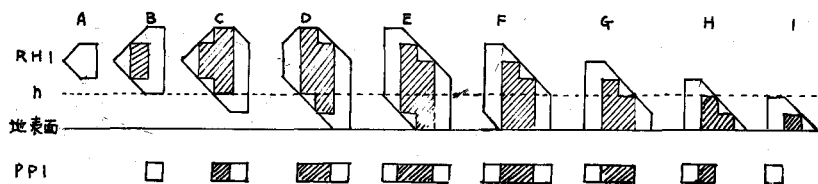


図-8 テルミックが順次発生した場合 (武田)

図-8 A~Iはこのようなテルミックが順次に発生した場合に予想されるRHI、(垂直断面像)PPI、(平面像)の時間的変化を模図的に示す。hはレーダーのアンテナのスweepする高度である。図中陰影を施した部分は降雨エコーが重なって特に強度が大きいと思われる部分であるが、簡単のため一つのテルミックによって生じた降雨エコー内では強度は一定であると仮定した。図の下方に示したPPI像を見ると強雨域は左方から出現して右方に消滅している。すなわち強雨域の移動速度は降雨帯そのものの移動速度より速くなっていることが分かる。さらにRHI像とPPI像とを比較すれば各段階ともPPIの風上側にRHIの脊の高い部分が存在することが認められる。従って定性的ではあるがこのような模型によって實際が説明できたことになる。

外国の文献中には降雨雲を模図的に示したものが種々存在するが、元来梅雨そのものがわが国に特有なものである関係上外国のものは梅雨の場合にはほとんどあてはまらないことが分かった。右図は上述のことから予想される定常的な梅雨雲の形を示したものである。風上部Aで何等かの原因(例えば地形または地上の梅雨前線)で発生したテルミックはBで凝結高度に達し、降雨を生じ乍ら或る高度まで上昇する。するとさらに同じ地上で発生した次のテルミックが降雨を生じ乍ら上昇する。矢印はこのようなテルミックの動きを示す。テルミックが雲の最高部に達すると風下側に存在すると予想される下降気流の影響を受けることが考えられるが、下降気流は風下側に発散するので余り大きな影響は及ぼさないであろう。さらに風下には雪の部分長く尾を引いている。そして濃い陰影を施した部分は対流性降雨の部分で、薄い陰影を施した部分は層雲性降雨の部分である。もちろん前者の方が降雨強度は大きい。

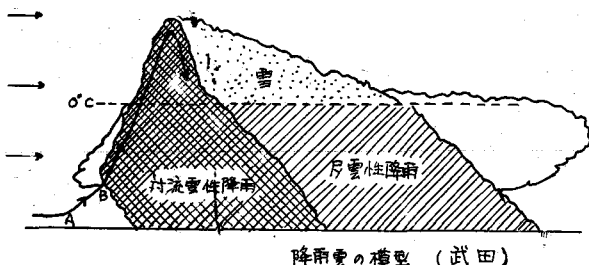


図-8 降雨雲の模型 (武田)

梅雨末期の豪雨の機構については総観的にはよく知られているように、南西日本の下層にWSW方向より吹き込む湿潤空気(いわゆる湿舌)と上層に収束する乾いたジェット気流との間に形成される著しい不安定が主原因である。その不安定は地形或は梅雨前線の屈曲などほんの僅かな作用で解消され得る。しかし何処でその解消が起こるか、すなわち何処で大きな対流が発生するかは範囲が極めて狭いため現在の気象観測網

の資料から予報することは甚だ困難である。

しかし防災の立場からすれば少しでも早く予報を出して災害を軽減することを考えなくてはなるまい。大きな対流雲が何処に起こるかが予報できないとすれば、対流雲が起こってからでも何処に豪雨が降るかが予報できるならば、災害は或る程度避けられるであろう。もしレーダー（もちろんPPIもRHIも必要である）で対流雲の発生が観測できたならば次の如く云えるのではなからうか。

“脊の高いエコーに注意せよ！その風下に豪雨の発生する恐れあり”と武田は述べているのは興味がある。

④ 大雨の実態

顕著な大雨は、たいてい数十^{mm}/時の強雨を伴うので、その原因として対流活動を考えなければならない。活発な継続的対流活動をひき起こす気象学的条件として

- 1) 比較的狭い地域に向かって大気中の水蒸気が継続的に集中すること。
- 2) 対流雲を群生させるような不安定条件が、かなりの時間にわたって維持されること。

をあげることができる。このような条件は、シノプティックな状態からいって、台風、温帯低気圧、前線などによってひき起こされることが多い。次に大雨の実態と、これをひき起こした気象状態について、梅雨前線の実例をあげて説明しよう。

① 停滞前線による大雨

暖候期の停滞前線によってかなりの大雨が降ることは少なくない。次にその最も顕著な例の一つとして、死者683、行方不明77におよぶ多数の犠牲者と被害額が259億に達するといわれた。諫早水害の大雨について述べよう。

1957年7月25日、停滞前線は北九州をほぼ西北西から東南東にのび、この前線に沿って対流性の雲が発達し、雷雲になった。雨は25日の9時頃始まり、翌日の昼すぎまで続き、島原半島北部の西郷では日降水量が1,109mmに達した。

降水量は山地よりも海岸の方が多かった。

この大雨についてはいくつかの研究調査が発表されているが、主として大沢、尾崎の調査結果を引用しよう。自記雨量計の記録から短時間の降水量の値を読み取り、これを地図上に記入し、強い降雨域の移動を追跡してみると、それが雷雨の移動に対応していることがわかる。雷雨のセルは、大たい平均的な上層風に流される方向に進行しているが、必ずしもそうでないものもある。22時30分頃の本明川中流域にあったセルは最も優勢なもので、10分間に50mmを越える降水をもたらし、このため本明川中流域（広さ37km²）の地域雨量は10分間で32mm、30分間で69mmに達した。このような強雨は数百カ所におよぶ山津波をひき起こした上、諫早市内における本明

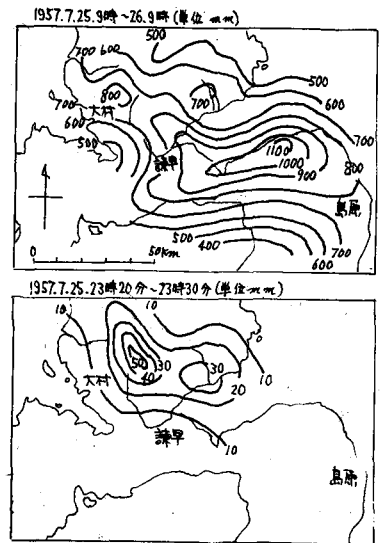


図-10 諫早豪雨の雨量分布図

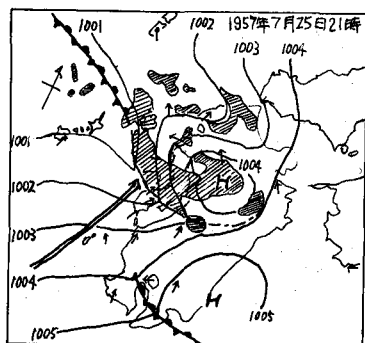


図-11 疎早豪雨の気象状況(斜線はレーダーエコー、破線は不安定線)

川の水位を10分間に1.5mも上昇させた。大雨時の気象状態を、多くの地上観測値、高層観測値、背振山のレーダーエコー等を用いて詳しく分析すると、次に述べるような特徴を挙げる事ができた。

- 1) 地表から850mb(1,500m)の高度までは著しく湿った空気がやゝ強い南西風となって大雨の地域に流入している。
- 2) 大雨域は、地表では停滞前線による収束域になっている。
- 3) 上層(500mb)は比較的乾いて寒冷な西北西の風が吹いており、その風速が極大を示すところが強雨域の上空に近いところにある。
- 4) レーダーエコーは群生した対流セルに対応するものが現われている。

その外縁に近いところは不安定線として認められるが、雷雨セルは不安定線にほぼ平行する方向に進行するので、線そのものの移動はゆっくりしている。

(B) 梅雨末期の大雨

梅雨期の雨の降り方は、その初期と末期とではかなり異なる。初期には、比較的広い地域にわたる一様な上昇気流によって発生する雲、つまり高層雲系のものからの降水が多く、ひと雨の降水量はたいへん多くはない。ところが、6月下旬から7月上旬になると気温そのものが高くなるので水蒸気量も増加し、災害をもたらすような大雨が降り易くなる。このような大雨は九州がいちばん多いが、その他の地方でも稀ではない。

1953年6月下旬に北九州で観測された大雨は、末期の梅雨前線に伴うものであるが、下関においては28日10時55分から1時間降水量が77mmに達し、筑後川上流域の総降水量は1,000mmを越えた。大雨は25日に始まり29日まで続いたが、これを4つの部分に分けることができる。第1の部分は25日から26日にかけて佐賀、福岡の両県と大分県、熊本県の北部に襲ったもので、第2の部分は26日に島原半島から

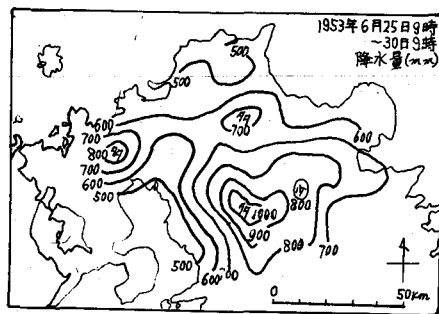


図-12 北九州大雨の降水量分布図

白川流域、大野川流域にかけてのもの、第3は27日に筑後川上流域を中心にしたもの、第4は福岡県北部から下関地方にかけて28日に降ったものである。これらの中で、第1の降雨は範囲も広く雨量も多かった。自記雨量計の記録から毎時の降水量を読み取り、1時間毎の雨量分布図を作ってみると(図-13)、北九州大雨図(1時間)に示すように、強雨域は比較的狭い帯状のことが多く、それが毎時10km~数十kmの速さで、ほぼ決まった方向に移動することがわかる。たとえば26日2時頃平戸付近に現われた降雨域は、1時間降水量20mmの強さであったが、5時頃には北九州の沿岸に進み1時間降水量50~60mmの強さになった。その後の

雨域は東南東に移動して筑後上流域に達して強さは最大になり、それから衰えながらさらに東に進み大野川中流域に入った。この雨域は、よく調べると中心域が東西に二つに分かれていることがわかるが、その動きを追跡した結果を図14に示す。前日からの降雨によって流域が十分に湿っていたので、この降雨の最盛期（6時～10時）の強雨によって筑後川、矢部川、白川は潰滅的な打撃を受けたわけである。

この大雨の際の気象状態については、いくつかの調査研究がなされているが、これを総合して主な特徴を述べよう。

1) 大雨の域は乾燥した寒気を北側に、湿潤な暖気を南側に持っており寒帯前線圏界面の南端に近いところに発生したもので、亜熱帯ジェット気流が現われている。

2) 南から入ってくるモンスーンは、下層は著しく湿潤であるが、850mbくらいのところに逆転層があり、その上方は初めは非常に乾いていて対流不安定を示す。

3) 対流不安定気団の中で顕著な降雨をひき起こす原因として、地形性の上昇気流と梅雨前線に伴う地表近くの収束が考えられるが、そのほかに(1)に述べた圏界面に関連した上層の水平収束が、重要な役割を果たしているらしい。

これまで述べた事例から、大雨の際には比較的下層（850mbつまり1,500m以下）に湿潤空気を補給するためや、強い気流があつて、水蒸気の継続的集中の役割を果たしていること、不安定気層中に対流をひき起こすために必要な収束が前線などに関連したものであること、上空の乾いたジェット気流が対流不安定の維持に役立っているらしいこと等を結論することができる。もっとも台風の場合には強い水平収束を示す気流が水蒸気集中の役割を果たしている。そして、これらの条件は他の場合においても当てはまることは確かめられている。

③ 昭和42年7月豪雨

西日本の7月豪雨は梅雨末期の顕著な豪雨であつた。7月7日～9日の3日間雨量は、実に1,000mmに達する所があり多数の損害が出た。

これは梅雨前線を台風による南よりの風が刺戟した顕著な例である。

この3日間の雨を、筆者が調べた結果は図-15のとおりである。25km×130kmの300mm以上の豪雨帯が目立つ。

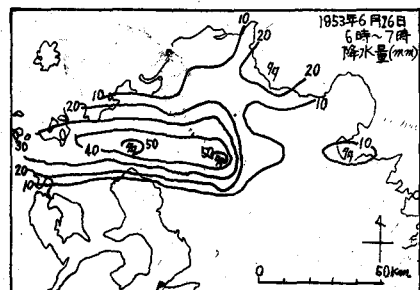


図-13 北九州大雨、1時間降水量分布図の一例

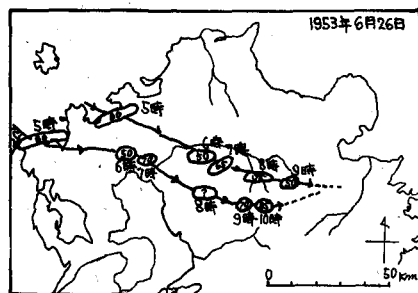


図-14 雨域の中心の移動（長円は雨域の中心位置で、数字はmmで表わした1時間降水量）

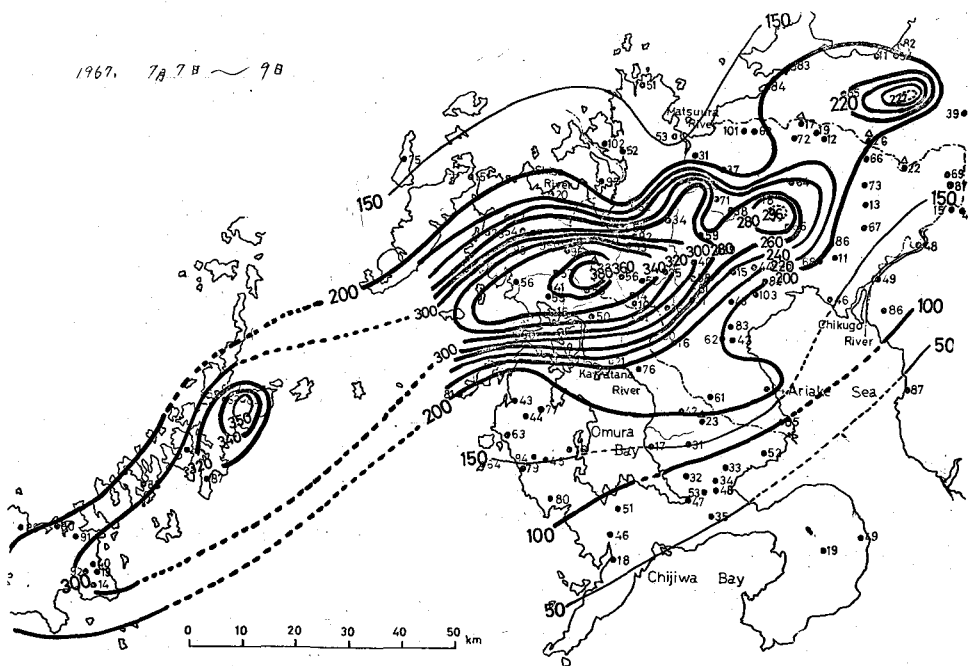


図-15 集中豪雨の1例(1967年7月7日~9日)

この中、長崎、佐賀で最強であった7月9日の正午過ぎの降雨状況は、図-16のようである。12時頃佐世保付近にあった直径8 km位の降雨セルは、10分間10 mm以下位であったが、これが12時10分頃から強くなり20分間位、長崎、佐賀県境に停滞していた。

そして、さらに勢をつけて、県境の600 mの山を越えると、主流は30 km位の距離を佐賀中部まで飛び、蛇行運動しながら、また雨勢を一進一退させながら700 mb(3 km)の風向にそうて移動している。一方停滞中にもう一つの支流を作り、これは南流となって同じようにして、おくれて移動している。そして最多雨域は、この降雨細胞が停滞した所であり、山くずれの位置も20 mm/10分以上の降雨細胞の通過停滞域と一致している。

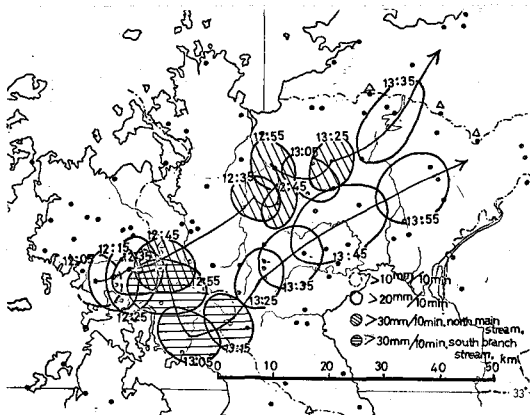


図-16 集中豪雨の降雨細胞の動き
1967年7月9日 北九州

§ 4 豪 雨 の 予 想

① 日本の豪雨の可能性

九州地方については、次のように云える。

気象庁の日本強雨資料によって継続時間別の強雨統計を行うと表-18のようになる。

表-18 各地の時間別降水量4位までの平均mm (山田)

地 点	10 分	30 分	1 時間	3 時間	6 時間	12 時間	24 時間	36 時間
平 戸	20	37	61	118	165	197	317	339
佐 世 保	20	43	75	132	194	244	305	345
長 崎	20	40	59	112	159	209	242	269
佐 賀	24	42	65	113	156	209	302	332
阿 久 根	31	44	55	97	134	194	259	282
東 京	22	47	62	87	105	135	157	188
熊 谷	26	49	72	91	120	164	240	264
和 歌 山	20	30	37	48	72	85	98	115
潮 岬	38	56	94	137	166	241	296	318
室 戸 岬	23	49	69	131	178	214	257	290
高 知	23	44	88	139	166	209	249	300

これによると、3時間以下の短時間の降雨強度は、関東地方が強いが、3時間以上の継続時間になると北西九州の方が多くなっている。

すなわち、強雨が降り続きやすい傾向にある。

九州は、日本では低緯度で、九州山脈が南北に伸び、その周囲を暖流が強く流れているので、不安定な可降水量の大きい東風や西風および南風をまともに受け易く特に亜熱帯の海上からの南西流を受け易い。

台風接近のときは、高温な偏東風が強く九州山脈にふき上げ、地形上昇の強雨が何日も続き、梅雨期には、可降水量の大きい南西流が、西南九州に襲来しながら流入し易いので、集中豪雨が多いのが特徴である。

② レーダーによる予想

レーダーエコーから見て、集中豪雨の予報をするのは、直接的で便利である。

一般にセルが線状エコーの方に移動しているときは維持か、発達するし、移動方向が、線状の向きと異なるときは、一般に発達せず停滞しない。

そこで、レーダーでセルの移動を観測し、下層風場を推定すれば、収束域が予想でき、線状エコーの発生域、発達域、停滞域などが予想できる。そこで、線状エコーの合流や、上下に重なるような位置と時期を予想すれば集中豪雨になる1～2時間前にある程度予想出来よう。

豪雨のレーダーエコー上の特徴は次の通りである。

① 東西向きの中広い帯状エコーで強く、背の高いものは強雨の可能性があり、穴やみぞを伴っているようなときは、近くで強雨が起こっているとみてよい。

② 強い背の高い帯状エコーが交差したり、強いエコー域が合体をするときは、強雨となりやすく、その停滞時間が長ければ大雨となる。

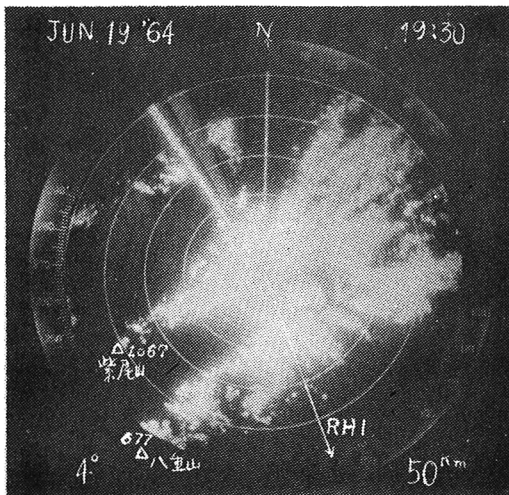
③ レーダーにうつる雨細胞は直径数km、寿命10～60分で700mb(3km)の風によって移動し、上層風と一致しない。

④ RHI(垂直断面像)レーダーでみて背の高いエコーの風下に注意が必要である。

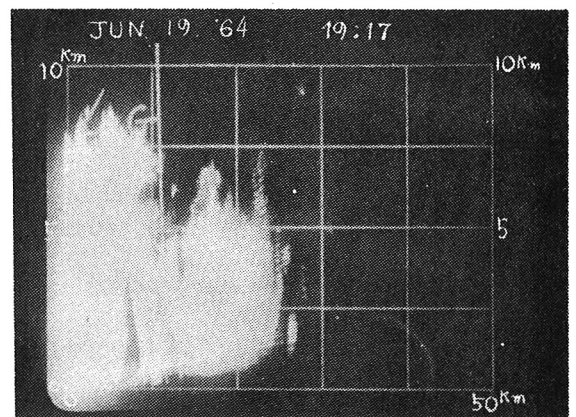
レインバンドの移動は位相の移動で、実質の動きでない。大雨は対流不安定の成層が転倒を起こしたとき生ずる。この層の厚さは、10km、転倒がおこるときの対流細胞の径は数km、一方転倒が起こるとき生ずる積乱雲の発達の手、雨滴の落下速度は10m/secの桁と考えられるので、15分位で転倒が終る。これはレーダーの観測で得られる雨細胞の寿命とほぼ一致する。そこで一つの転倒で生じた雨滴の拡がる範囲は、積乱雲を流す上層風速を10m/secとみて、8km位である。台風のように、強い風のときでも、その拡がり手、30km位であろう。

そしてさらに、雨が続いた手には、多湿の気団の補給が必要であり、多湿気団の前面にそって帯状の降雨(レインバンド)が起こる。

豪雨のレーダーエコー(筆者が八吉レーダーで撮影したもの)を写真で示す。



線状エコーによる強雨のパターン



強雨エコーのRHI標示

九州付近は寒帯ジェットと亜熱帯ジェットが合流し易い地域で、それに伴う高緯度の谷と中緯度の谷が互に接触、干渉しやすい所である。このため、暖舌や湿舌が突込みやすい。したがって局地的に気温差や、風向、風速差の大きなシャー域を水平的にも垂直的にも作り易い。

暖湿舌は低緯度方面の可降水量の大きな気塊で、西九州の地形と九州山脈で偏向、収束されやすい。又大陸からの寒気も朝鮮半島等で偏向され、対馬暖流上で水分の補給を受け、不安定化し変質して2次前線等を作りやすい。

線状エコーの分布を見ると、南西から北東に3本(北から五島-佐世保線、雲仙-熊本北部線、コシキ-人吉線)頻度の高いものがある。これは豪雨の可能性が高い。

§ 5 干ばつとその対策

本年は豪雨と干ばつの予報が出ているので、干ばつについて一言述べる。

① 気 圧 配 置

干ばつは、梅雨前線が活動せず、日本をすどおりして北上したときに起こる。すなわち、5、6月はオホーシツク海高気圧の勢力が強く、6月下旬になって、急に小笠原気団が発達して梅雨前線が北上していったときに起こる。

② 水稻の干害と降水量

干ばつは、冬は1カ月、夏は20日以上降雨がないと起こるが、問題になるのは夏の水稲である。水稻の干害は5～8月の降水量と密接な関係があり、表-19のように、特に干ばつが問題になる九州各県の限界降水量は、自然的、社会的条件でかなり違う。

表-19 水稻の干害と5～8月限界降水量

	山 口	福 岡	佐 賀	長 崎	大 分	熊 本	宮 崎	鹿児島
限 界 降 水 量 mm	450	470	550	650	500	650	900	700
1926-1955にて 限界降水量以下と なった年	3	4	1	3	2	3	3	2

限界降水量は、日本全体から見ると、南部は北部より大であり、九州は干害を受け易いことを示している。

⑤ 干ばつ対策

干ばつ対策は、水源の確保が第一である。しかし水の需要と供給は一致しないので農業上の争いもたえない。人工降雨はこの一つの補助手段として、研究されている。現在では、冬の人工降雨は、ほぼ、実用化される見込みがついているが、九州で特に必要な夏の人工降雨は、目下なお研究中である。その様子を映画で説明する。

後記 以上の原稿を書くに当つては特に次の論文、著書にお世話になった。記して感謝の意を表する。

1. 福 井 英一郎; 地理学研究報告Ⅹ	83-95 (1967)
2. 山 田 三 朗; 九州地方の水気象に関する研究	135 (1965)
3. 川 畑 一 夫 編; 水 文 気 象	268 (1961)
4. 武 田 京 一; 第4回災害科学シンポジウム論文集	3-6 (1967)
5. 杉 浦 茂; 天 気	243-249 (1961)