

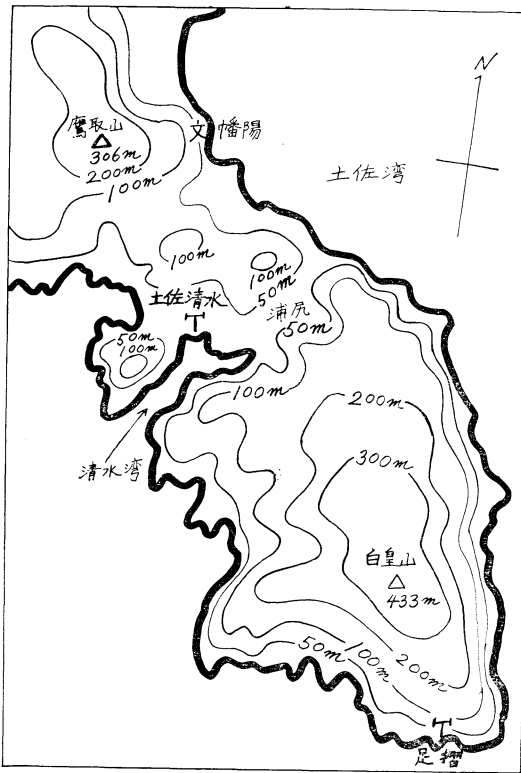
土佐清水の地形効果による大雨機構*

福原 一 雄**

要旨；清水測候所の存在する土佐清水の市街地はその周辺と比べてかなり雨量が多い。その原因について足摺と比較検討した結果、それは強い北東風に伴う土佐湾の多湿気塊の地形上昇により生じた層雲のV状地形効果による取れんと、上層前線面からの落下雨滴による雲粒捕そく現象とにより生成された大雨滴によるものと推定した、そこでこれを見出す間接的方法として、V状地帯の入口に雨量計を設置し、その観測記録のうちからこれに適合する条件を備えたものを抽出し、かなめに当る清水測候所の記録と比較することにより地形効果の有効性がある程度実証することが出来た。

1. まえがき

高知県南西部は、南からの高温多湿な空気が南側斜面



第1図 土佐清水周辺地形図 (縮尺1: 50, 000)

* The Topographic Effect on the Heavy Rain at Tosa-Shimizu

** Fukuhara Kazuo 清水測候所 (現在の所属長崎海洋気象台)

—1968年3月30日受理, 1968年7月17日改稿受理—

1968年8月

に直接流入するため多雨地域として知られ、山岳地帯はもちろん、海岸地方でも年間雨量は2000mmを越えている。第1表に示されているように土佐清水はそのうちでも特に多く、日雨量100mmを越す大雨は過去35年間に162回もあり、年間約5回の割合となる。この原因究明については今までにもかなり行われて来たが、今回はこれが特殊な地形効果によるとの見地から調査を進めてみた。

2. 大雨原因の調査

(1) 必要条件の探求

先ず昭和27年より40年までの雨量100mm, 150mm, 200mm以上の日数をそれぞれその降雨時中の最大風速とその風向(象限)別に分類すると、第2表(1), (2), (3)となる。

これらから、土佐清水における大雨には、第1象限の強風が伴っている場合が多いことが発見出来た。

次に大雨の起る気圧配置を調べるため、第2表(1)のうち風向が第1象限である39日をそれぞれの降雨時間に該当または至近な天気図と対照すると、いずれも四国南方近距離に顕著な温暖前線が存在していることが見出された。従って、土佐清水における大雨の要因としては、第1象限の強風と上層温暖前線面の存在が必要となる。

(2) 足摺との相違

調査の比較対象として、土佐清水と直線距離にしてわずか8kmしかない足摺を取り上げて大雨(日雨量100mm以上)回数を調べたところ、第3表に示されているように、その年によって異なるが、全体としてかなりのひらきがあらわれている。

次に、過去20年間で日雨量較差が100mmを越えたのは4回あり、当日の降雨時間を強度別にするすと第4

第1表 高知県南西部における年雨量(mm)

観測地	年	S. 40	S. 39	S. 38	S. 37	S. 36	S. 35	S. 34	S. 33	S. 31	S. 30	計
宿毛		2340	1681	1987	2031	2125	1775	1766	1802	2197	1886	19590
土佐清水		2824	2703	3266	2822	3531	2257	2982	2864	3238	2275	28907
足摺		2456	2422	2747	2442	2757	2052	2535	2098	2319	1967	23795
中村		2712	2407	2732	2628	3412	2172	2887	2737	2910	2330	26927

第2表(1) 日雨量 ≥ 100 mm

風速 m/s	風向(象限)					計
	I	II	III	IV		
≤ 4.0	0	1	0	0	0	1
4.1~10.0	30	8	2	0	0	40
>10.0	9	5	3	0	0	17
計	39	14	5	0	0	58

第2表(2) 日雨量 ≥ 150 mm

風速 m/s	風向(象限)					計
	I	II	III	IV		
≤ 4.0	0	0	0	0	0	0
4.1~10.0	11	2	0	0	0	13
>10.0	5	1	0	0	0	6
計	16	3	0	0	0	19

第2表(3) 日雨量 ≥ 200 mm

風速 m/s	風向(象限)					計
	I	II	III	IV		
≤ 4.0	0	0	0	0	0	0
4.1~10.0	2	0	0	0	0	2
>10.0	3	0	0	0	0	3
計	5	0	0	0	0	5

第3表 大雨回数の比較

観測地	年										計
	40	39	38	37	36	35	34	33	32	31	
土佐清水	6	3	8	3	6	—	3	5	5	1	40
足摺	6	1	2	—	2	1	3	2	—	2	19

表(1)となる。

これをみると、総降雨時間においてはあまり大きなひらきがないのに引き換え、強雨時間は土佐清水の方がはるかに多くなっている。降雨量は降雨時間と雨滴の数およびその大きさによって定まることと関連し、第4表にあらわれている 100 mm 以上の較差は雨滴の数およびその大きさの相違によって生じたものと考えられる。

第4表(1) 強度別降雨時間の比較

年月日	観測地	日雨量 mm	降雨時間(時)		
			総	強度1	強度2
29. 6. 19	土佐清水	154	12	1.9	3.3
	足摺	42	9	3.3	0.7
29. 6. 25	土佐清水	268	18	2.8	3.6
	足摺	117	17	2.2	1.3
32. 5. 19	土佐清水	184	23	16.5	1.5
	足摺	73	21	3.6	1.9
32. 9. 25	土佐清水	299	24	3.6	6.9
	足摺	77	22	4.9	0.3

(3) 地形的上昇による不合理性

一般に、降雨量は力学的上昇によるものと地形的上昇とによるものとの和とされているが、土佐清水と足摺とでは至近距離にある関係上前者は同一と見なされるため、第3表および第4表(1)における較差はすべて後者、近のみの影響と考えられる。そこで土佐清水における大雨の原因が地形的上昇のみによるものとするればかなりの不合理が生れてくる。それは地形図からも明らかなおおむね存在する山々はすべてが高さ 500 m 未満のものばかりである上に、海拔についても足摺 29.8 m に対し土佐清水 2.4 m という点である。さらに、足摺の方には半島先端部に位置する関係上、海岸線特有の摩擦収束効果まで加わってくるため矛盾が増してくる。従って、これらの大きな較差の原因は別の見地による地形効果ということが出来よう。

(4) 対流性上昇による考察

なお、大雨には当然対流不安定が付随するため、第4表(1)における較差は地形効果が引金作用となり取れん気流から成層不安定に伴う対流性上昇が土佐清水の方にだけ起り積乱雲が発生したのが原因とも考えられる。従ってその時の成層状態を調べるため、各前夜における鹿児島上空の気塊がそのままの状態です佐清水に移ったと

第4表 (2) 大雨時各定層の相当温位 (°K)

年月日	850 mb	700 mb	500 mb	400 mb
29. 6. 19	340	345	343	350
29. 6. 25	332	338	335	338
32. 5. 19	323	329	330	330
32. 9. 24	331	317	326	332

の観点に立脚し、各定層の相当温位を列記すると第4表の2となる。

これより、較差が 200 mm を越す第4番目を除いて他はすべて成層が安定していることがわかる。このことから、観点に対して多少問題は残るが、一応対流不安定は較差をさらに増大させ効果はあるが常に較差をもたらす直接の原因ではないといえるようである。従って、ここで何らかの地形効果を見出すことが是非とも必要となってくるのである。

3. 土佐清水の地形と大雨機構の推察

土佐清水付近の地形を詳細に調べてみると、北西方の鷹取山 (306 m) と南東方の白皇山 (433 m) を両極とし、土佐清水をかなめとするV状形の山系が存在し、その間は浦尻けいこくを底として両側へいくつかのそれぞれ異なった高さの山からなる階段状をなす壁が形成されており、これが土佐湾より清水湾へ抜ける格好の流通路となっている。これを基にして、前節で探求された要因を加味して検討した結果、次のような地形効果による大雨の機構的推察が浮び上った。

四国南岸に温暖前線が存在する場合において、下層で北東気流が起ると、土佐湾上にある湿った気塊はこのV状通路に入り、階段型をなす壁を形成するいくつかの山のため地形の上昇によりそれぞれ異なった高さの層雲が発生する。そして Bernoulli 効果による強い風の圧力を受け次々にちぎれて流され、かなめに当る土佐清水上空で幾層にも重なって収れんする。この過程においては下降気流が伴うため発散状態となるのであるが、風下側は風上側に比べて傾斜がゆるやかなため、かえって雲粒間における衝突併合継続により大きな水滴を作り出そうとする作用が起るため相殺し、ほとんど影響はなくなるものと考えられる。さて、上層にある前線面から降り注ぐ落下雨滴がこれらの幾層にも重なった層雲を順次通過するのであるが、一層づつ通過するごとに雲粒捕そく現象により次第に成長して行く。雲層通過による雨滴の直径の増加速度は、

$$\frac{da}{dZ} = \frac{\pi}{2D} \sum_i n_i d_i^2 E_i$$

a: 雨滴の直径, Z: 落下距離, D: 水の密度

n: 雲粒の数, d: 雲粒の直径, E: 捕捉率

であるから、捕捉率が増すにつれて大きくなる。さらに一定限界内においては、捕捉率と落下雨滴の大きさとは互に連鎖反応を起す関係上、増加速度はますます増大する。こうした落下雨滴は終局においてはかなりの大きさとなるわけである。また場合によっては、これらの落下雨滴が途中における過度成長の結果その大きさが限界を越えることも起りうるから、その時には分裂してそれぞれの破片が再び捕集を始めるため雨滴数の増加を来たすことになり、また雨滴が途中にて強風に流され風下に落下する効果をも考慮すれば、さらに雨滴数は増加することになる。

4. 機構の間接的実験調査

前節で述べた機構を直接実験することはまず不可能と思われるので、地形効果の有効性を示す間接的方法としてV状地帯の入口とかなめとにおける降雨量の比較を案出したところ昨年実施の運びとなり、昭和42年5月17日足摺半島東岸の幡陽小学校 (清水測候所北方約 7 km) に自記雨量計を設置することが出来たので、これより得られた同年10月末日までの記録と清水測候所におけるものとの比較調査を行った。

はじめにこの期間中の総降雨量を月別に分類すると第5表となる。

この中には各型の気象状態が含まれているので、調査

第5表 実験期間の月別降雨量 (mm)

観測地	月	5	6	7	8	9	10	計	比率
土佐清水 幡陽	5	80.7	260.5	351.8	123.1	192.3	193.7	1102.1	1.15
	6	55.8	244.7	331.8	105.9	43.6	174.9	956.7	1

第6表 実験期間における抽出条件該当降雨量 (mm)

観測地	月	5	6	7	8	9	10	計	比率
土佐清水 幡陽	5	30.9	59.0	114.2	58.4	27.1	169.4	459.0	1.46
	6	23.5	41.5	90.5	40.4	17.0	102.2	315.1	1

第7表 実験期間における降雨時間 (時)

観測地	月	5	6	7	8	9	10	計
土佐清水 幡陽	5	11	25	33	20	7	70	166
	6	11	25	32	20	8	70	166

対象として前節の推論に適合する条件を備えた場合を取り出す必要がある。このため第2節(1)における大雨要因よりその抽出条件として、降雨時間中の風向がすべて第1象限内にあり、かつ地上温暖前線が四国南方(30°N)近辺に存在する場合と定め、これに該当するものを第5表中より日別で抽出すると第6表となる。

次にこれらの場合における降雨時間の比較を自記紙より時間単位で行うと第7表となる。

これにより両地における降雨時間はほとんど同一となるから、第5表と第6表とにおける比率の相違は地形効果の有効性を示す実証であるといえよう。

なお、風の強さについては幾多の問題点があるので抽出条件から除外した。このことに関しては次節で述べる。

5. 問題点——気塊の湿潤度と風の強さ

この調査における問題点として残されるものは、気塊の湿潤度とそれに伴う風の強さがV状地帯入口にて生じる地形上昇降雨におよぼす影響との関連である。

幡陽における地形上昇降雨量を R とすれば、

$$R = \rho_0 \cdot \sigma_0 \cdot \alpha \cdot V_0 \cdot \nabla H \cdot \tau - \frac{\sigma_0}{g} \frac{\alpha}{\alpha} \cdot \Delta P$$

ρ : 空気の密度, σ : 混合比, α : 減衰係数,

V : 風ベクトル, H : 山の高さ, ΔP : 気圧で示した凝結高度, τ : σ_0 の計算単位時間。

(脚符0は地上を, 上部の-は平均をあらわす。)

ΔP を mb で示すと, $\Delta P = 12.2(T_0 - Td_0)$

T : 気温, Td_0 : 露点温度

従って, $R = \rho_0 \cdot \sigma_0 \cdot \alpha \cdot V_0 \cdot \nabla H \cdot \tau$

$$- \frac{\sigma_0}{g} \frac{\alpha}{\alpha} \cdot 12.2(T_0 - Td_0)$$

ここで α , $\bar{\alpha}$ および ∇H は同一地形のため定数となり, σ_0 はその基本式より飽和水蒸気圧の仲介で Td_0 に対応するから, R は Td_0 , V_0 (地形により E 方向にて最大) および $T_0 - Td_0$ によって左右されることになる。

しかし、これらの要素は同時に土佐清水での地形効果による降雨量にもかなり影響しているのである。すなわち, Td_0 , V_0 の増加と $T_0 - Td_0$ の減少はV状地帯における層雲の発生を盛んにし, さらに V_0 はこれらの層雲をちぎって下流に押し流す作用をも営むためである。このことについて検討するため, 第6表にあげられたものを個別に列記すると第8表となる。なお使用した要素の値はいずれもその日の最強雨時における最大値である。

これによると, V_0 , $T_0 - Td_0$ の増加と Td_0 の減少が雨量較差の増大をもたらしている傾向がみられるため, 観

第8表 実験期間における抽出条件該当日

V_0 は土佐清水, Td_0 , $T_0 - Td_0$ は足摺での観測値を使用

月日	雨量 (mm)			Td_0 °C	$T_0 - Td_0$ °C	V_0
	土佐清水	幡陽	較差			
5. 27	30.9	23.5	7.4	18.4	0.7	E 7.0
6. 8	37.5	25.5	12.0	21.0	0.7	NE 8.0
6. 22	21.5	16.0	5.5	20.6	1.0	E 3.7
7. 1	41.8	35.5	6.3	21.0	0.9	NE 5.7
7. 24	25.6	18.5	7.1	21.7	0.7	NE 9.0
7. 25	46.8	36.5	10.3	25.4	1.3	NE 8.3
8. 21	58.4	40.4	18.0	22.4	2.1	NE 8.3
9. 30	27.1	17.0	10.1	21.7	1.6	NE 6.7
10. 4	25.3	23.4	1.9	17.5	2.0	NNE 2.8
10. 17	36.1	18.0	18.1	17.5	1.2	ENE 5.3
10. 26	47.5	20.8	26.7	14.2	2.1	NNE 9.0
10. 27	60.5	40.0	20.5	12.5	2.5	N 12.2

測値の現地に対する適応性についての疑問はあるが、降雨現象におよぼす影響と要素との関連については一応次のような目安が得られる。それは、風の強さは地形効果による降雨の方に大きく作用し、気塊の湿潤度はこれと逆に地形上昇降雨の方へ大きく貢献しているということである。しかし、これらの要素の限界決定となるとこの少ない資料では到底不可能なので、今後資料の十分な蓄積を待って改めて検討を要する問題点といえるだろう。

7. あとがき

この調査は、大阪管区気象台の援助により清水測候所における重点業務として行ったもので、昭和41年に推論を樹立し、昭和42年にその実験観測を実施した。ところが観測期間が短い上にその間大雨が一度もないという悪条件が加わっているため、大雨機構調査として充分ではないかも知れぬが、一応満足すべき結果を得たのであえて中間報告として発表した次第である。今後もお引き続いて長期間この調査を行えば完全な結論を得られるものと確信している。

終わりに、御指導ならびに雨量計設置に御尽力いただいた野本前所長と大阪管区気象台の方々、御援助願った西田所長、協力していただいた所員の方々および幡陽小学校の先生方と生徒諸君に感謝いたします。

引用文献

草野和夫他, 1957, 地形性降雨の数値予報, 研究時報, 9, 811-813.
正野重方, 1958, 気象学総論, 地人書館, 114-118.