

昭和51年秋季大会シンポジウム「地形と豪雨」の報告*

1. 大きなスケールでみた地形と豪雨**

二 宮 洸 三***

1. はし が き

“地形と豪雨”という問題は、いろいろな側面をもっている。たとえば空間スケールからみても、モンスーン季の降水とインド亜大陸の地形との関係という非常に大きなスケールの問題もあれば、微細な地勢の降水分布に及ぼす影響のような微気象的な問題もあろう。この報告では“大きなスケールでみた地形と豪雨”について議論してみたい。ここでいう“大きなスケール”とは日本列島の総観気象観測網で把握できる程度のスケールを指す。

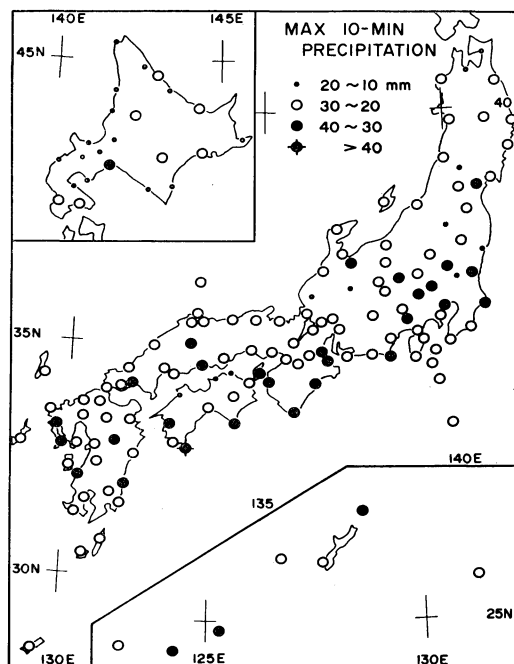
このようなスケールの地形性降雨については、Sawyer (1956) の短いが、端的な解説がある。彼は“気候学的・統計的にみれば、地形と降雨の関係は明かであるが、個々のケースを十分に説明するメカニズムはまだよくわかっていない”とのべており、さらに“地形性降雨を考察するにあたって、1) 総観気象条件、2) 山地をこえる気流の力学的振舞、3) 降水物理過程、の3つ factor が重要である”と指摘している。

Sawyer のこの指摘は、20年を経た今日でも、そのまま通用する価値をもっているけれども、ここでは、いくたの人々による日本列島域での調査・研究例を引用しつつ、さらに議論を進めてみよう。

2. 豪雨の時間スケールと大雨の地理的分布

Sawyer (1956) は気候学的に見れば地形と降水分布の関係はかなり明瞭であるとのべたが、日本列島域ではどうであろうか？ 例えば、水越 (1962 a, b.)、関口 (1965)、福井 (1967)、河村 (1967)、奥田 (1970) などの気候学的調査では、暖候季の大雨の頻度分布・雨量分布は、水蒸気量の分布 (南北差)、日本列島の大規模な地形と卓越風向によって支配されていることが記述されている。

日本列島の地形と大雨の関係は、これらの調査によって気候学的には調べつくされたかのような印象を受けるけれどもはたしてそうであろうか？ 大雨の発生には種々の気象擾乱が関係している (二宮, 1976) から、大雨の分布を問題にするには、どのような時間スケールの降水を議論の対象とするかをまず明確にしなければならないはずである。従来の気候学的調査ではこのような観点からの考察が不足していたように思われる。二宮 (1977 a) は上記の問題を明確にするため、気象官署における、10分間・1時間・1日雨量の極値の地理的分布を観察した。第1図は10分間雨量極値の分布図であり、極値のゆるやかな南北傾度はみられるけれども、従来の気候



第1図 10分間雨量極値の分布。

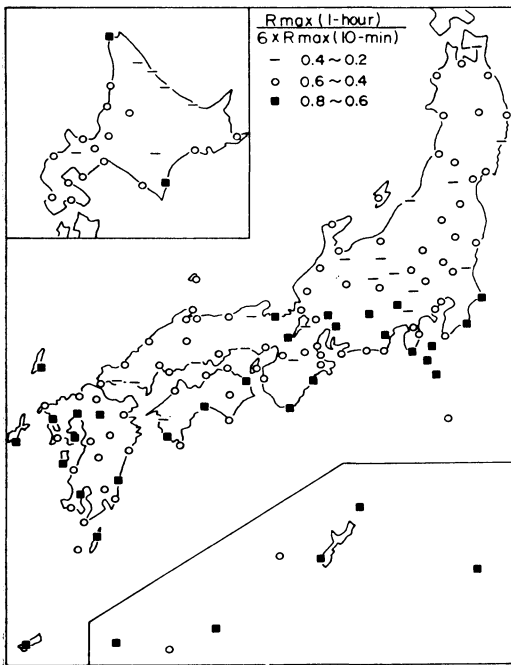
* Symposium on Topography and Heavy Rainfall.

** Large-scale aspect of orographic rainfalls.

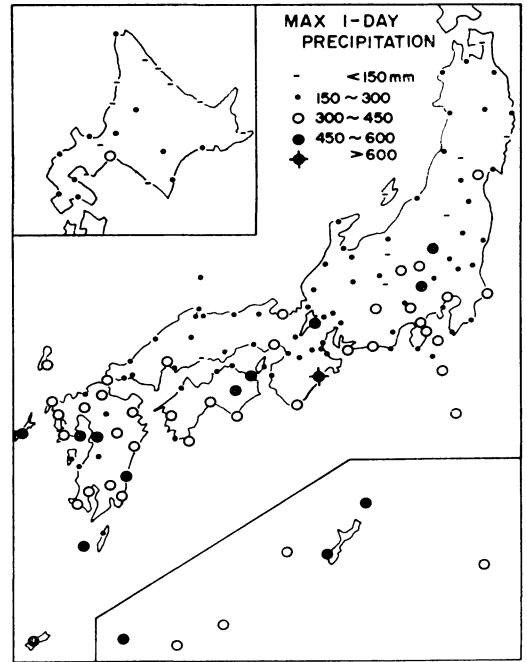
*** K. Ninomiya, 気象研究所予報研究部

学的調査(日雨量に関する)で強調された大雨分布の著しい地域性は認められない。短時間雨量に直接関係する擾乱は積雲対流であり、短時間雨量は1回の気柱の転倒によって放出される雨量にほぼ相当するだろう。こころみに7月の平均可降水量 $1/g \int_{700\text{mb}}^{1000\text{mb}} q \, dp$ の分布図をつくると、その分布は、第1図の分布と良く一致する。この事実、10分間雨量の上限は可降水量によって限定されていることを示している。10分間雨量極値の分布には局地性が見られないが、さらに 30 mm/10 min. 以上の強雨の発現回数の分布を調べてもやはり局地性は見られなかった。

1時間雨量極値の分布図においても、南北差が主要な特徴であるが、10分間雨量極値の南北傾度と比較して、1時間雨量極値の南北傾度ははるかに大きい事実は注目に値する。比 $(1\text{時間雨量極値})/[6 \times (10\text{分間雨量極値})]$ を各地点で求め、その分布を第2図に示した。換言すれば、この比は1時間に最大級の10分間降雨が何回発生し得たかの measure である。第2図に見られるように、この比の分布にも、きわだった南北傾度がみられる。つまり南西日本で1時間雨量が大きいのは、単に1つの積雲スケールの降水系によって放出される雨量が大きいこ



第2図 比 $(1\text{時間雨量極値})/[6 \times (10\text{分間雨量極値})]$ の分布。



第3図 日雨量極値の分布。

とだけによるのではなく、1時間内にそれが何回かくり返されるからである。ひきつづく積雲対流の発達は中規模の収束の存在を暗示するが、第2図から、高温多湿の領域か、あるいは、日本列島南岸の大規模な水蒸気流束収束域で、中規模擾乱が発達しやすいと考えるのも一つの解釈かも知れない。

第3図は日雨量極値の分布図である。日雨量極値の南北傾度は1時間雨量極値の南北傾度よりさらに大きく、かつ明瞭な局地性も観察される。比 $(\text{日雨量極値})/[24 \times (\text{時間雨量極値})]$ の分布を調べると、日雨量極値で大きな地点では、他に比してこの比が大きい。つまり、ここでは強い中規模降水系がくり返して発生したことを意味する。強い中規模降水系は一般に総観規模擾乱の近傍で発達するが、総観規模擾乱の速度が普通なら(偏西風帯では、 $\sim 1000 \text{ km/day}$)その影響が1地点で、1日間も継続することはない。したがって、第3図にみられる大きな極値は、単に地形の影響のみならず、その近傍に総観規模擾乱が停滞するか、速度がおそかったかにもよるであろう(例えば、本邦南岸で、台風の転向点付近では、その速さがおそくなる)。日雨量分布の局地性は大雨頻度分布においても観察される。400 mm/day 以上の大雨の発生頻度が尾鷲で著しく大きいのはその例である。

地勢の複雑な日本列島で、約 150 点の気象官署の資料のみで雨量の極値分布を観察するのは心もとないので、次に、気象官署と雨量観測所の雨量極値を比較する。1974 年まで、120 mm/hour 以上の 1 時間雨量は、22 回報告されているが、このうち気象官署は 14 回、雨量観測所は 8 回で、両者はほぼ同等である。他方、640 mm/day 以上の日雨量は 23 回報告されているが、このうち気象官署はただ 1 回、雨量観測所は 22 回と、後者の記録が圧倒的である。この事実については、下記の解釈が可能であろう；「日雨量の強雨の発現には地域性があるので、数少ない気象官署では記録が少く、稠密な雨量観測所によってはじめて本来の最大値を pick up できる。一方、時間雨量の最大値の発現には地域性がないので、観測総数さえ多ければ（気象官署は地点は少ないが、観測期間が長いので、観測数は多い）、空間密度が少くとも本来の最大値をよく pick up できる。」

以上の考察によって「短時間（積雲スケール）雨量の

極値の分布は、空間的に homogeneous であるに対し、日雨量極値分布は極値性が著しい」と結論される。従来の気候学的調査で強調された地形と豪雨の関係は、実は“地形と日降水量の関係”についての事柄であったのである。そしてその関係も、短時間降雨の上限が特に地形によって増強されたのではなく、ある程度以上の短時間強雨が継続するという状況を通しての関係なのである。

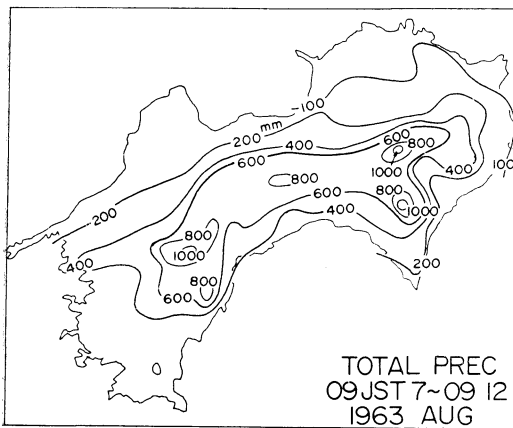
3. 地形性豪雨の総観気象的観察

Sawyer (1956) は、地形性降水に関係する因子の一つとして、総観的気象条件をあげている。彼は具体的には、地形性降水に有利な条件として、(i) 山脈を横切る強い風、(ii) 十分に厚い湿潤で、かつすでに雲層を含んだ気団、(iii) 安定層・逆転層などに境されない、中立に近い成層状況、(iv) $\partial^2 u / \partial z^2$ が正であるような上層風のプロファイル（これは地形波が減衰しない条件を示す）、をあげている。上記した条件の正当性については、今日でも誰もが異論はさしはさまないであろう。

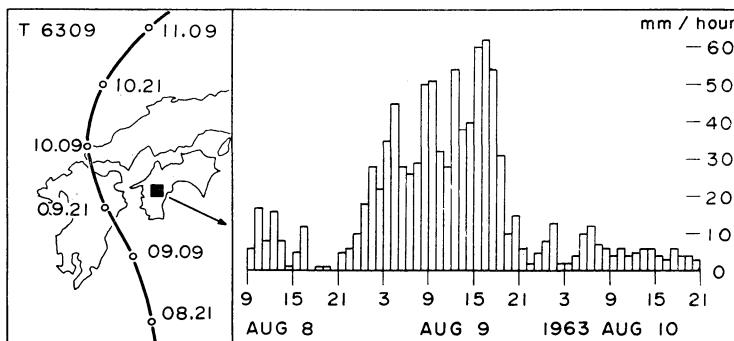
ただし、英国のような高緯度では、降水量そのものは、われわれ日本人の目から見るとはなはだ僅かで、たとえば Sawyer (1956) のかかげた大雨の例では、日雨量 25~100 mm にすぎない。

日本の地形性大雨の報告例は、数多いが、ここでその典型例を眺めておこう。

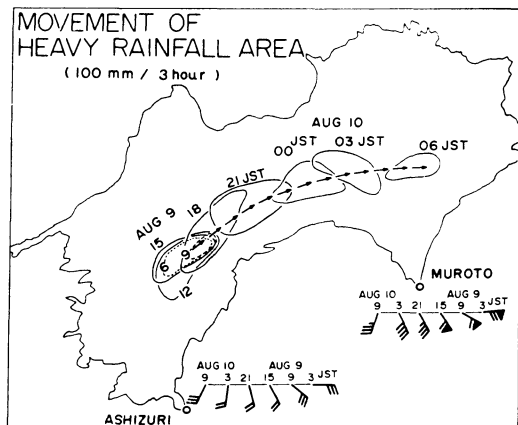
第 4 図は四国の西方を通過した台風 6309 号によって四国にもたらされた総雨量の分布であり、背後山脈の南側にそって大雨域がみられる。合田 (1965) によればこれは四国の西側を通過する台風による地形性降雨分布の典型例であるという。第 5 図は台風の径路図と、船戸における時間雨量の変化を示す。台風の降雨帯の通過に対応すると思われる強雨の変動はあるけれども、むしろ 40 mm/hour 程度の強雨が長時間継続した事の方が特徴



第 4 図 台風 6309 号による四国の総雨量分布。



第 5 図 台風 6309 号の径路と船戸の時間雨量の推移。

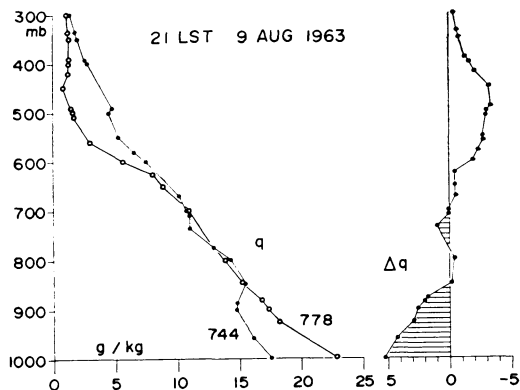


第6図 台風6309号による大雨期間の室戸・足摺の地上風の推移と 100 mm/3 hour 以上の大雨域の移動。

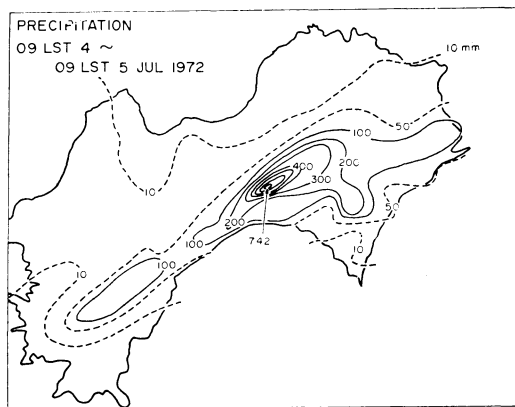
であろう。第6図は 100 mm/3 hour 以上の雨域の移動と室戸・足摺における地上風の変化を示したものである。台風の移動にともなう四国南岸の風向は、東→南東→南→南西と変化し、これに追従して、大雨域は、土佐湾に円弧状にひらいた背稜山脈の南縁にそって西から東にむかって移動している。つまり第6図の大雨域の移動は実体的な擾乱の移動を意味するものではなく、地上風向の変化によって、地形性上昇の場所が移動したことを示している。地形性降雨分布の例は多くの報告に記載されているが、第6図は、その最も明瞭な実例の一つであろう。地形性降雨はこのように地上風向に sensitive であるので、地形性降雨量の算出（第4節参照）にあたって、どのような風の分布を使用するかでその結果が左右される（複雑な地形では、雨量分布が複雑であるように、風の分布もまた複雑なのである）。

降水をもたらす上昇流の原因がなんであろうとも、降水量と水蒸気場とは水蒸気の連続の式を満足させる関係で結ばれていなければならない（ある種の地形性降水の計算方式では、降水にともなう水蒸気の減少を無視しているのは、実用上の簡便さのためである）。第7図はこの大雨時（8月9日21時）の潮岬・米子の混合比の垂直分布の比較であり、風下（米子）の 800~1000 mb 層の混合比は、風上（潮岬）のそれに比し $\sim 5 \text{ g/kg}$ 減少しているのは、降水に見合う、moisture sink があることを示している。

次に、これとは異質な大雨の例として、1972年7月5日9時の前1日雨量の分布を第8図に示す。合成レーダスケッチ図からみると、低気圧（朝鮮半島南部に位置し

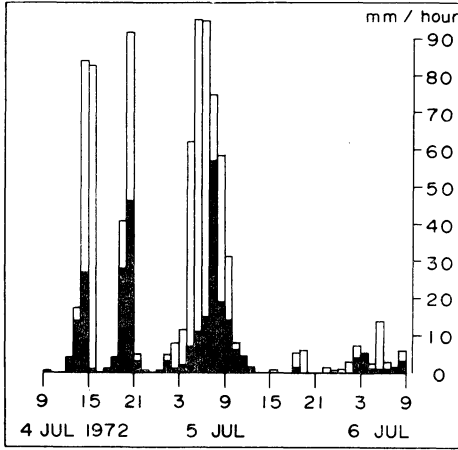


第7図 1963年8月9日21時の潮岬・米子における混合比の垂直分布の比較。



第8図 1972年7月4～6日の四国の総雨量分布。

た)の南東象限、かつ太平洋高気圧の北西縁辺に存在した大きな帯状エコー（その走向は下層風とほぼ一致していた）によってこの大雨の帯状分布がもたらされたことがわかる。降雨の極大が帯状エコー（ここは、小スケールの降水系の径路と考えてよい）と山脈の交差する高知県東部にあらわれ、その風下で急に雨量の減少する事実は、帯状構造と地形性降雨の相互作用を暗示している。レーダエコーが海上ですでに発達していることは、Sawyer の指摘した条件の(ii)に適合しているであろうが、それにしても、この雨量は大きなものである。第9図は、最大日雨量の観察された、天坪とそれより約 20 km 風上の高知における時間雨量の変動を示したものである。両地点とも数時間間隔でくり返される鋭い強雨のピークが共通した特徴であるが、わずか 20 km (エコーセルが30分間に移動する距離である)の間にこのように雨量が増加している事実はどのように説明されるもの



第9図 1972年7月5日豪雨の天坪と高知（黒ぬりのグラフ）との時間雨量の推移。

であろうか？ さて両地点における雨量変化は平行しているが、高知の peak 時の雨量（40～60 mm）に対応する天坪の peak 時の雨量（80～90 mm）の比は2倍程度であるに対し、peak の前後では、高知の雨量に比し天坪のそれは、10倍以上に達している。高知に対する天坪の雨量の増加を、かりに“増幅”と表現すれば、“増幅作用”は一様でなく、最強強度の降水系に対する“増幅作用”は弱く、弱い降水系に対する“増幅作用”が特に著しいことが注目される（二宮，1976b参照）。

4. 地形性降雨の計算

上昇流 w と凝結率 F の垂直分布がわかれば、降水量

は $R=1/gf\omega Fdp$ で算出される。大気の垂直運動の要因はいくつかあるが、ここでは地形性上昇のみを考える。地表における地形性上昇は、 $W_s = \mathbf{V}_s \cdot \mathbf{p}Z$ で与えられる。実際の地表風 $\mathbf{V}_s$ はすでに地形の影響を受け、山地を迂回したり、斜面をのりこえたりしているから、この表現は、真実である（実際の計算では、地上風が正確にわかっていないので、その近傍の一般風がそのまま山地をはい上ると仮定しているが、実際の風は山地を迂回して、はい上らないかも知れない）。

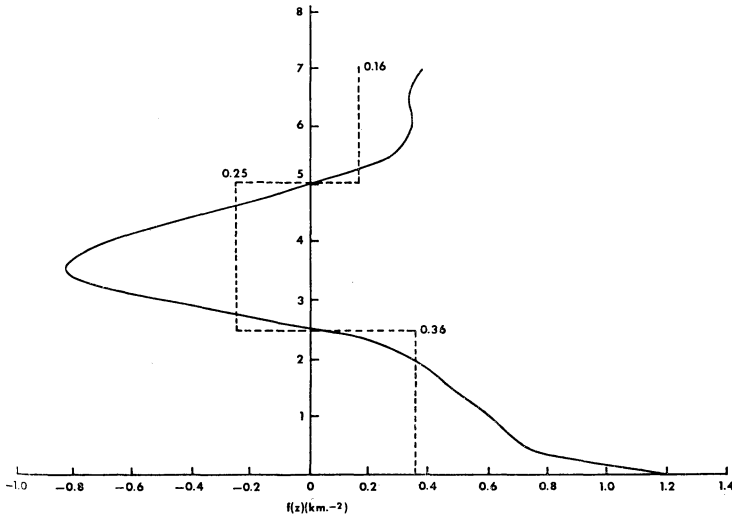
地表における地形性上昇が与えられれば、次にその垂直分布の決め方が問題となる。筆者の目を通した報告物でみたかぎりでは、次の3通りのとりあつかいがあるようである；a）山岳波としてあつかうもの、b） w -方程式であつかうもの、c）経験的な減衰係数を与えるもの。以下これらについて簡単にふれておこう。

a）山脈による山岳波

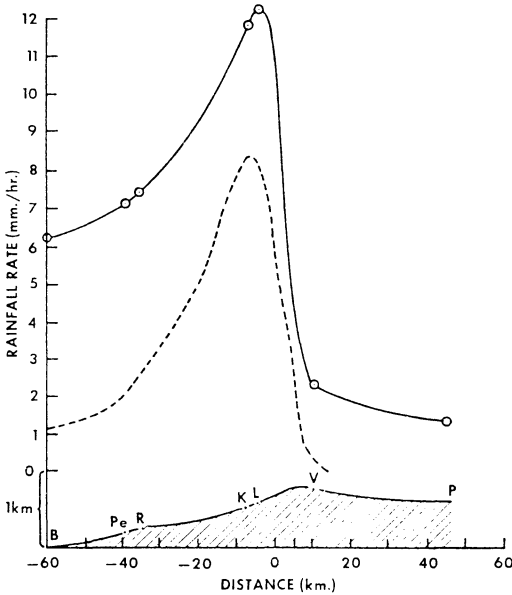
Sawyer (1956), Sarker (1966) などの取扱ったもので、一次元的な山脈を越す、上昇流は、

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + [f(z) - k^2]w = 0$$

によって与えられる。ここで k は水平方向の波数であり、 $f(z)$ は安定度や風のプロファイル（ $\partial^2 u / \partial z^2$ など）によってきまる量である。上式の〔 〕のなかの数値の正か負かで、 w の分布が、3角関数か双曲関数型になるかがきまる。ここでは Sarker (1966) の行なったインド西側の Western Ghats 山脈での計算例の1例を示そう。



第10図 $f(z)$ の分布例 (Sarker, 1966)。



第11図 Western Ghats 山脈の計算雨量と実測雨量の比較 (Sarker, 1966).

第10図は、1961年7月5日についての $f(z)$ の垂直分布（実線）であるが、これを点線で示した分布で代表させて、下層では三角関数型、中層では双曲関数型、上層では、 $e^{-\lambda z}$ 型の解を求め、 $w, \partial w / \partial z$ が連続的につながる様にする。得られた w は、 ~ 2 km の高度で、最大 30 cm/sec 程度である。第11図は地形の断面（東西）と実測雨量・計算雨量を示している（この地方の地上気温は $25 \sim 27^\circ$ 、日降水量は、200 mm の程度らしい。なお、彼の論文の 559 頁右側の説明は、筆者には理解しがたい）。いうまでもないが山岳波はこの報告の主題ではないし、筆者も門外漢であるので、詳しくは、専門の報告を読みたい。なお、地形性降雨の計算例ではないけれども、2次元的な山（富士山を想定した）のまわりの流れの数値実験が、Magata (1969) によって行われていることを付記しよう。

b) ω -方程式による決定

ω -方程式は準地衡風のな流れに適用されるものであるが、その式から、温度移流や層厚移流に関する項を除いて、

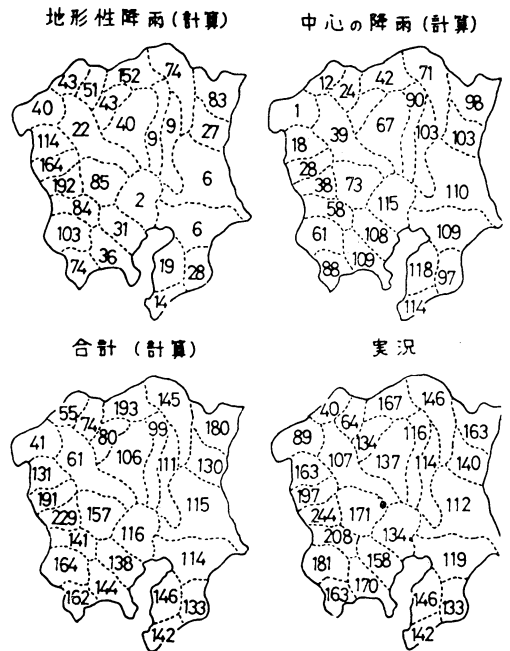
$$\nabla^2 \omega + \frac{f^2 k}{g} \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = 0$$

として、これから地形性上昇流の垂直分布を決定しようとするものである。ここで、 $k \equiv -1/(\alpha/g)(\partial \ln \theta / \partial p)$ である。これについては、斎藤 (1957) の詳しい議論があ

り、また川畑 (1961) の教科書にも、紹介されている。地表における上昇流 ω_s が2次元のフーリエ級数（波長 L_μ ）に展開されれば、各成分に対する ω の減衰率は $\sinh$ 型となり、 L_μ の短いものほど減衰がはやい。実用的には、日本列島の地形を、10, 20, 40, 80 km の波に分解してそれぞれの減衰係数を求めた上、重ね合わせるが行われたようである。計算機が使用できない場合のために、OPRC (Orographic Precipitation Rate Computation)-unit Graph が使用されてきたが、これは、単位風速・単位凝結率に対する降水量を、上記した手法により、各格子点で求めておき（図表として用意しておき）、それに、風速・凝結率を乗じてやればよいという原理であって、かつて気象台などで、使用された人も大勢おられるであろう。

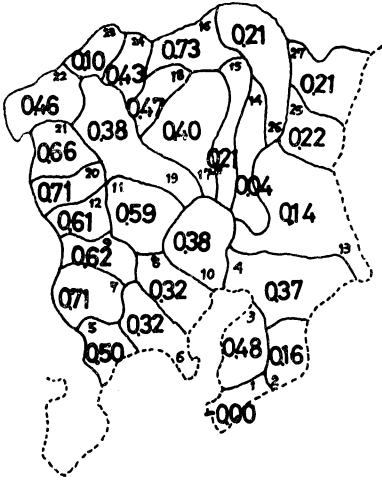
c) 経験的な減衰係数を与えるもの。

ω_s の減衰係数を経験的に与えたものであるが、その物理的な意味は、前項のものと同じであろう。これについては石原ほか (1957)、杉浦・普世 (1971) など多数の報告例があるが、ここでは、杉浦・普世 (1971) の結果の一部分を紹介しよう。第12図は1941年7月22日の台風についての計算雨量（この例では地形性降水の他台風固有の上昇流による降雨量も計算して加算してある）と



昭和 16 年 7 月 22 日

第12図 1941年7月22日の計算雨量と実測雨量の比較(単位 mm/day). (杉浦・普世, 1971).

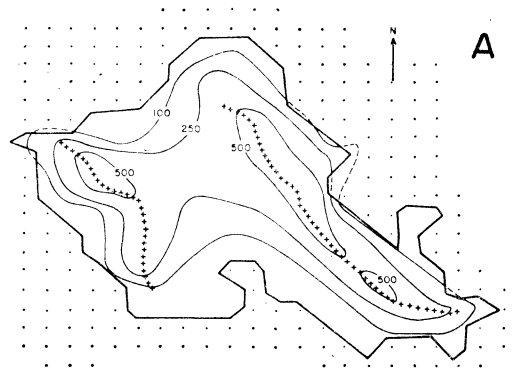


第13図 日雨量の予報値と実況値の相関係数 (大きな字体の数字). 小さな字体の数字は地域番号を示す (杉浦・普世, 1971).

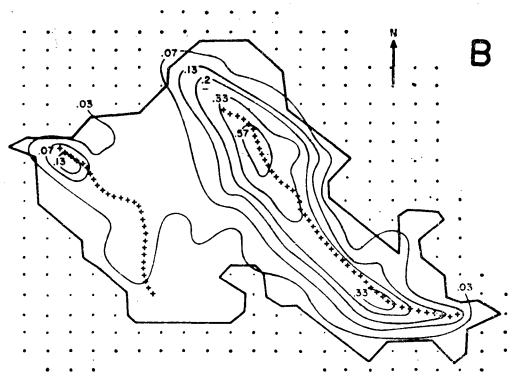
実測雨量を比較したものである. 第13図は多数例について日雨量の計算値と観測値の相関係数を各ブロック別に図示したものである.

uniform lifting と convect rain

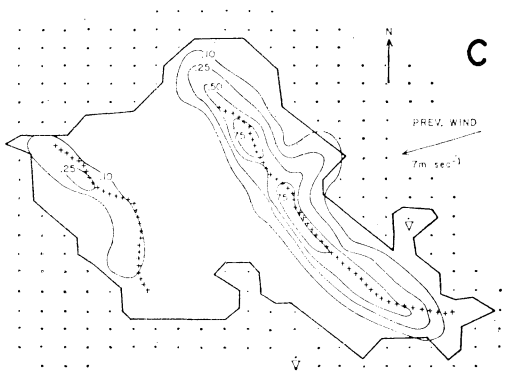
さて, 以上の議論で, 地形性上昇流の算出方法にウェイトを置いて紹介してきた. 雨量の算出そのものは, 単に ω と F を乗ずるだけであって, いわば, uniform lifting を想定しているのである. 実際の山地の大雨では対流性のもも少なくないだろう. uniform lifting と扱っているのも, それが物理的に正当と考えたからではなく, 一つの表現の方法 (大げさにいえば, 最も簡単な, parameterization である) として採用しているのであろう. この種の簡単なやり方でも, 他の表現の方法がないわけではない. 地形性の大雨ではないが, Oahu 島の地形性降雨についての Lavoie (1974) の数値実験が面白いので, 簡単に紹介しておく. Oahu 島の東側に高さ数百 m の山脈があり, trade wind inversion の下で東風によって地形性降水がおこる. 彼は混合層 (その内部では, θ , V などが垂直に一樣であると仮定する) 一層 primitive model による数値実験を行っている. 降水量 M は $M = (\varepsilon w_{cb} + 1) \cdot a(D - D_0)^2$ で parameterize される. 雲底における平均上昇流 w_{cb} は $w_{cb} = \bar{V} \bar{p} z_0 - (z - z_s) \cdot \bar{p} \bar{V}$ で与える. D は雲層の厚さ (予報される混合層の高さと, 凝結高度の差) として予報する. つまり, 雲層が一定値 D_0 をこすと降水があり, $w_{cb} = -1/\varepsilon$ の下降流があ



第14図 (A), Oahu 島の地形図



(B), 6 ~ 7 月の平均雨量 (inche/day)



(C), 計算雨量 (図中の shower 記号は trace amount を示す), Lavoie, 1974).

るまで降水がある。この計算では半実験式的に $\varepsilon=0.5 \text{ sec} \cdot \text{cm}^{-1}$, $a=0.1$, $D_0=1 \text{ km}$ を与えている(水蒸気連続の式では、海面からの蒸発が source として、 M が sink として入っており、 q の予報値が凝結高度をきめる)。この雨量の表現で、 q , F がおもてむき入っていないが、それに相当する内容が係数に含まれているのである。第14図に Oahu 島の地形図、実および計算雨量をかかげた。

以上いくつかの計算例の原理や仮定は一見もっともにみえる。しかしよく考えるとわからない点もある。降水の物理過程は不問にふされているし、上昇運動による潜在不安定の解消は考えられていない。降水量の算出方法も唯一ではないし、計算に使われた風速分布が本当の地表風分布に近いという確証もない。複雑な現象のエッセンスを取り出すためにこそ、大胆な簡略化が要求されるのであるが、いろいろな報告が、それぞれに良好な結果を与えていることは、不思議に思われないわけではない。

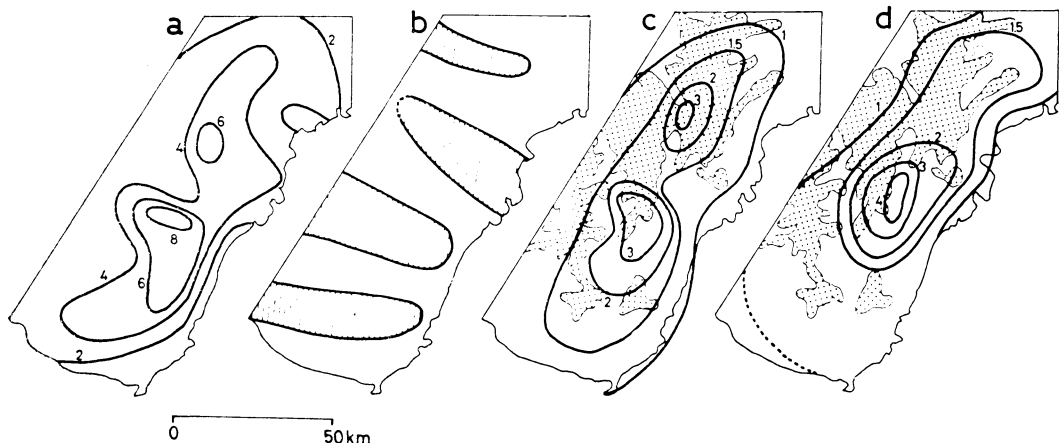
5. 地形による降雨の増幅作用

第4節の議論では、特定の降水系が地形で変形を受けることは考えていなかった。すなわち平均的な風の場合に対応する地形性上昇による降雨のみを単独に取扱っている。Sawyer (1952) は、英国上を通過した温帯低気圧にともなう降水の解析において、その降水強度が斜面で増幅されると同時に、降水期間も永くなった事実を指摘し

ている。Sawyer (1956) はさらに、地形性上昇による凝結と、擾乱にともなう降水との相互作用による、地形による降雨の増幅作用を論じている。以下このような観点からなされた日本列島上の解析例を紹介しよう。

Staff Members of Tokyo University (1970) は1959年の伊勢湾台風にともなう降水の詳細な解析を行なっている。毎時雨量の分布図をみると、台風にともなう大雨域はほとんど風にむかう斜面に停滞し、その分布はほとんど地形に依存しているかのようにみられる。しかし、20分雨量の時系列 $R(t)$ の時間変化 $\delta R(t) \equiv 2R(t) - [R(t-20 \text{ min}) + R(t+20 \text{ min})]$ の空間分布を解析すれば、台風中心を相互に取囲む、強雨・弱雨のよく組織された帯が存在し、それが、レーダで観測される rain band に対応したことが示されている。さらに、この雨量の時間変動の度合 δR が雨量観測所の高度に依存していることが示されている。彼等は、この事実、地形性降雨と台風の rain bands に併う対流性降雨との相互作用を暗示していると結論している。

この考え方をさらに定量的に発展させたのが、Sakakibara・Takeda (1973) の解析である。彼等は、台風7002号による紀伊半島における降水の増幅をみようとした。その基本的な考え方は、地点 (x, y) における降水量 $R(x, y, t)$ は、もし地形の影響がないとした時にあらわれるであろう仮想的な降水強度 $f(x, y, t)$ と地形による amplification factor $k(x, y)$ の積として $R(x,$



第15図 台風7002号(1970年7月5日)の紀伊半島における降雨の増幅作用の解析結果。

(a) 1800~1810 LST における $R(x, y, t)$ 。

(b) 1800~1810 LST における $h(x, y, t)$ 。

(c) 1800 LST における $k(x, y)$, (点域は、600 m 以上の山地を示す)。

(d) 1900 LST における $k(x, y)$ 。

(Sakakibara・Takeda, 1973)

$y, t) = k(x, y) \times f(x, y, t)$ とあらわされると仮定する。適当な時間帯 τ についての平均値を求めれば、 $f/\bar{f} = R/\bar{R} = k(x, y, t)$ となる。もし、 $f(x, y, t)$ が現象の進行方向に対して直角な方向に一樣であれば、 $\bar{f}$ はほぼ constant と考えられをから、 $f(x, y, t) \propto k(x, y, t)$ となるであろう。彼等は、このようなフィルターによって、地形の影響を受けない降水の擾乱部分を検出した。

次に彼等は擾乱の進行方向に、 X 軸をとり、かつ f は Y 方向に一樣であること、および擾乱の定常性を仮定して、 $R(X, Y, t) = k(X, Y) \times f(X - Vt)$ と表現する。すなわち、 $X_2 - X_1 = V(t_2 - t_1)$ であれば、 $f(X_1, Y_1, t_1) = f(X_2, Y_2, t_2)$ である。したがって点 (X_1, Y_1) と点 (X_2, Y_2) における amplification factor の比は、 $k(X_1, Y_1)/k(X_2, Y_2) = R(X_1, Y_1, t)/R(X_2, Y_2, t_2)$ とあらわされる。地形の影響のない海岸で $k=1$ とすれば、上記の手続で、 k の分布が求まる。第15図に、1970年7月5日について求めた、 $R(X, Y, t)$ 、 $h(X, Y, t)$ 、 $k(X, Y)$ の分布を引用する。この図 ((c), (d)) で1800時と1900時における amplification factor $k(X, Y)$ の分布が異なるのは、台風の移動によって“地形による amplification factor”が変化するからである。“地形による amplification factor”が地形のみによって決定されるものではないことは当然のことであろう。

さて上記の考察によれば、山地での大きな降水量は、そこを通過する降水系のそれぞれが増幅されることに起因していることになる。したがって、短時間降水量も、その積算値であるところの日雨量も、同じような増幅を受けることになる。これは、第2節で紹介した、二宮 (1977a) の結果 (すなわち、短時間降水極値に局地性がなく、日雨量極値分布に局地性が著しい) と一見、矛盾するようにも思われる。これは、おそらくは、極値に相当するような最強の短時間強雨は、地形によっても、それ以上著しく増幅されることはなく、元来それ以下の強度の降水系が山地では増幅されると考えればよいのではなかろうか？

この節で紹介した地形による降雨の増幅は、現象論あるいは解析的事実としては明確なものであるが、その物理的内容については明らかではない。たとえば Sawyer (1956) の指摘した降水過程との関係も明瞭ではなく、今後、その物理的解釈が必要となろう。

第4節で紹介した、地形性降雨の計算では、凝結した水蒸気がただちに降水として落下することを仮定しており (但し、Sarker, (1966) では、雨滴が落下中、風で風

下に流されることは計算してある)、かつ凝結によって水蒸気が減少することは無視 (但し、Lavoie (1974) では、水蒸気連続の式で sink を取入れてある) しているし、もちろん Sawyer (1956) の示唆したような降水過程も考えていない。

立平 (1976) は Sawyer (1956) の示唆したような降水過程を含む、実用的な地形性降雨の計算方法を提出した。地形性上昇そのものの計算は従来の計算方式と同一であるが、地形性上昇による雨滴の成長、すでに存在している擾乱にともなう非地形性降水粒子が地形性雲水を捕捉して降水をもたらす機構、および降水として落下した水蒸気量を気塊から除去することなどを含むのが、その計算の特徴である。その論文にかかげられた“西谷村豪雨の計算例”を第16図にかかげる。彼の論文では、

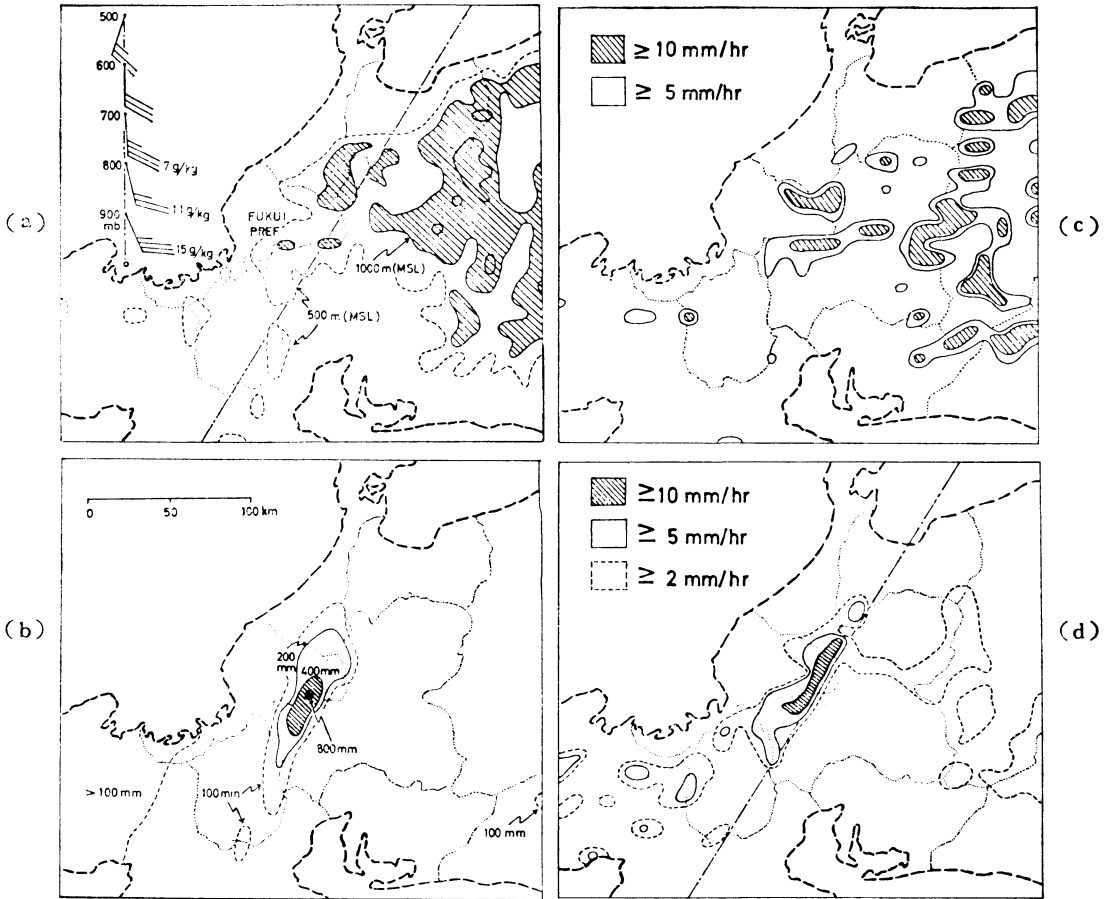
(d) 図の鎖線から西の領域で 4 mm/hour の非地形性降雨 (その存在はレーダ観測によって示されている) があるとして計算が行われている。その結果は従来の方式に比し改善されたと結論されている。なお実用的な大雨予報の一方式として、この方法の verification が行われその結果は中山 (1976) によって報告されている。

地形による降雨の増幅作用に関しては、上記したような、比較的大ずかみな把握を行うだけではなく、個々の降水系の振舞をより詳細に観察する (例えば、Takeda *et al.*, 1976) ことが必要であろう。

この節の最後に山地風下の降水にふれておこう。第4節で紹介した地形性降雨の計算方式では、風下に地形性降雨はあらわれない。事実、日本の多くの豪雨のケースでは山地の風下で雨量が減少しているのが普通であるし Sawyer (1952) の解析でも同様な記述がある。一方これとは、やや異なる見解もある。たとえば、Browning・Harrold (1969) の英国上の解析では、山地が trigger となって発達した対流性の降雨の影響が風下に伸びる雨域となってあらわれるという記述 (推論) がなされている。わが国においても、地形 (たとえば、岬とか、山とか) に励起されたように思われる大雨が、その風下に带状に伸びる雨域をつくったかのように思われる場合も少なくない。これらについては、実証的な検討が今後望まれる。

6. むすび

“比較的大きなスケールでみた地形と豪雨の関係”について、気候学的見地・総観気象の見地・雨量計算・地形による降雨の増幅作用など4つの見地から論じてみた。多くの研究の積み重ねによって多くの知見の得られ



第16図 1965年9月14日21時を中心とした西谷豪雨の地形性降雨分布。

- (a) 地形図と計算に使用された風向風速と混合比。
- (b) 15日09時前1日降水量。
- (c) 従来の計算による地形性雨量。
- (d) 雨滴成長を考慮した方式による地形性雨量。鎖線の西側にのみ 4 mm/hour の非地形性降雨があると仮定して計算している (立平(1976),)。

つつあることは事実であるけれども、なお、解明すべき点が多い。たとえば、第9図に示したような雨量は、どのような機構で説明されるのであろうか？あるいは、竹永(1976)の報告したような地形性豪雨のメソスケールの構造なども、もっと調査されるべき問題であろう。

地形と豪雨の問題については、今後も、解析的研究も行われるであろうし、力学的・雲物理学的な数値実験の手法による研究も、ますます盛んになって行くであろう。一方、計測すべきもの、計測可能なものごとについては、議論するだけにとどめず、実際に、観測を行って

確かめるという観測的研究も、積極的に推進しなければならぬ。

文献

- Browning, K.A. and T.W. Harrold, 1969: Air motion and precipitation growth in a wave depression, *Quart. J.R. Met. Soc.*, **95**, 288-309.
- 福井英一郎, 1967: 日本における集中豪雨の研究, 東京教育大学地理学研究報告, **11**, 83-95.
- 合田 勲, 1965: 四国南部の降雨の特性, 気象研究ノート, **16**, 154-167.
- 石原健二, 野口敏正, 杉浦 茂, 藤原滋水, 福井

- 篤, 畑 賢秀, 土屋 清, 1957: Small scale の雨量予報 (第1報), 研究時報, 9, 615-632.
- 川畑幸夫, 1961: 水文気象学 (上), 138 pp, 地人書館.
- 河村 武, 1967: 気候学的にみた豪雨と地形, 天気, 14, 335-338.
- Lavoie, R., 1974: A numerical model of trade wind weather on Oahu, Mon. Wea. Rev., 102, 630-637.
- Magata, M., 1969: On the study of the airflow over mountains by the numerical experiment, Pap. Met. Geophy., 20, 91-110.
- 水越允治, 1962 a: 日本における大雨の原因, 三重大学・学芸学部紀要, 25, 1-17.
- , 1962 b: 梅雨前線活動に伴う降水分布, 地理学評論, 35, 35-44.
- 中山 嵩, 1976: ファイン・メッシュ・プリミティブ・モデルと大雨予想, 天気, 23, 297-305.
- 二宮洸三, 1976: 梅雨前線帯の豪雨, 天気, 23, 283-296.
- , 1977 a: 豪雨の時間スケールからみた降水強度極値の地理的分布, 天気, 24, 00-00.
- , 1977 b: 四国南部の強雨の事例, 天気 (投稿中).
- 奥田 稔, 1970: 日本における大雨の気候学的研究, 気象研究所研究報告, 21, 323-379.
- 斎藤直輔, 1957: 雨量予報序論, 105 pp, 気象協会.
- Sakakibara, H. and T. Takeda, 1973: Modification of Typhoon 7002 rainfall by orographic effect, J. Met. Soc. Japan, 51, 155-167.
- Sarker, R.P., 1966: A dynamical model of orographic rainfall, Mon. Wea. Rev., 94, 555-572.
- Sawyer, J.S., 1952: A study of the rainfall of two synoptic situations, Quart. J.R. Met. Soc., 78, 231-249.
- , 1956: The physical and dynamical problems of orographic rain, Weather, 11, 375-381.
- 関口 武, 1965: 台風時の雨量分布, 地理評, 38, 501-508.
- Staff Member, Division of Met., Tokyo Univ., 1970: Precipitation Bands of Typhoon Vera in 1959 (Part II), J. Met. Soc. Japan, 47, 298-309.
- 杉浦 茂, 普世泰吉, 1971: 台風に伴う雨量予想の計算プログラムについて, 研究時報, 23, 21-28.
- Takeda, T., N. Moriyama and Y. Iwasaka, 1976: A case study of heavy rain in Owase area, J. Met. Soc. Japan, 54, 32-41.
- 竹永一雄, 1976: 台風7505による集中豪雨の解析的研究, 日本気象学会1976年春季大会講演予稿集, 70.
- 立平良三, 1976: 雨滴成長を考慮した地形性降雨の計算, 天気, 23, 96-100.

2. 東海地方の強雨と地形 (I)*

小 花 隆 司**

要 旨

東海地方の強雨発生域と、潮岬の下層風向・混合比・不安定度との関係を調査した。

強雨は南より多量の水蒸気が流入したとき、対流不安定の成層のもとで起きている。発生域は下層風向によって変わり、南東風系のときは紀伊半島南東部、南系のときは紀伊半島南東部と岐阜県西部、南西風系のときは岐阜県北部と静岡県が多い。また、風上側斜面や川筋の奥では特に多くなる傾向もある。

1. ま え が き

豪雨・強雨と地形との関係についての調査は多い。特に比較的広い地域の広がりの中での気候調査は多い (たとえば、水越, 1968; 河村, 1968; 福井, 1970; 安田,

1970)。ここでは地形が雨に与える影響の1つの例として、東海地方という比較的せまい地域内のどのような地形のところに強雨が発生しやすいかを、気象庁地域気象観測網および名古屋レーダ資料によって調査した結果を示し、その物理的意味をも考察することにした。

2. 時間雨量 20 mm 以上の強雨域と潮岬の下層風

東海地方には下層風によって降水域が変わるという経験

* The influence of topography on locally heavy rainfall in the Tokai Region (I).

** R. Obana, 名古屋地方気象台