

山地流域での降雨特性に関する統計的解析

山田 正¹・日比野忠史²・荒木 隆³・中津川 誠⁴

¹正会員 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科 (〒112 東京都文京区春日 1-13-27)

²正会員 工博 広島大学助手 工学部第4類(建設系)

³学生員 中央大学大学院 理工学研究科

⁴正会員 工博 北海道開発局開発土木研究所

本研究は気候、地形、標高の異なる3つの山地流域に著者らが設置した数多くの雨量計から得られた降雨量データに基づき、これを統計的に解析し、かつレーダー雨量計出力との比較を通して地形性降雨の水文学的特性を抽出することを行ったものである。この結果、1) 山地斜面の降雨量は標高に対してはほぼ線型に増大しており、その実験式を提案した。2) この線型回帰式の勾配も降雨強度、降雨量とともに大きくなっている。3) 非地形性降雨の雷雨の場合には1)の結果はあてはまらない。4) 山麓あるいは平地で観測した降雨量から山地流域の平均降雨量を推定する式を提案しており、その結果山地部は平地の約3割増しの降雨があることがわかった。5) 観測時間スケール(5分から60分)ごとの最大降雨強度を推定する式を提案した。

Key Words : rainfall distribution, orographic effects, radar raingauges, precipitation

1. はじめに

山地流域では降雨強度は高度とともに増幅されることが知られている^{1)~5)}が、標高の高い山地部での雨量を実測することは困難であり、山地流域での降雨量が定量的に評価される例は少ない。近年、建設省及び北海道開発局により、日本国内の20数ヶ所にレーダ雨量計が設置され、広範囲の雨域を同時に観測でき、雨域の移動や発達を時々刻々と再現することが可能となった。レーダによる降雨観測ではその実用性のため観測メッシュが3km×3km程度となっており、1つの観測メッシュ内に地形の起伏が含まれてしまう場合もある。このためレーダ雨量計は降雨量に及ぼす地形の影響が平均化され、3km以下の起伏に対する降雨の増幅量を測定することが困難な地域も存在している。実際に河川やダムの管理を効率的かつ、精度良く行うには流域での降雨量分布に関する詳細な情報が必要となる。地形の起伏を考慮した降雨量分布式をレーダの観測メッシュ内の降雨量分布の補完に用いることによってレーダ雨量計から得られる情報とその精度は飛躍的に増大すると考えられる。1960年代には大規模なダムの建設にともない、山地流域での降雨量の統計的な研究がなされ⁶⁾、面積雨量や最大可能降水量、さらに観測点の選定等について多くの実験式が提案されているが、山地流域において標高の増加に伴う降雨強度の増幅量は明かにされていない。山地流域での降雨強度の分布特性を把握するには実際に降雨を観

表一 観測を行った流域とその特性

流域	夕張岳	御在所山	尾鷲(九鬼半島)
所在地	北海道 夕張山地	三重県 鈴鹿山脈	三重県 紀伊半島
標高	1667m	1210m	318m
平均斜面勾配	13/100	24/100	25/100
観測期間	1988~現在 (8~9月)	1993~現在 (4~10月)	1993~現在 (通年)
観測項目 (括弧内は設置者を示す。)	雨量 ・転倒桁型 11基(著者ら) 7基(開発局) ・レーダ (開発局)	雨量 ・転倒桁型 7基(著者ら) 気温、湿度 (著者ら) 風向・風速 (株御在所山 ロープウェイ)	雨量 ・転倒桁型 7基(著者ら) 風向・風速 (尾鷲市)

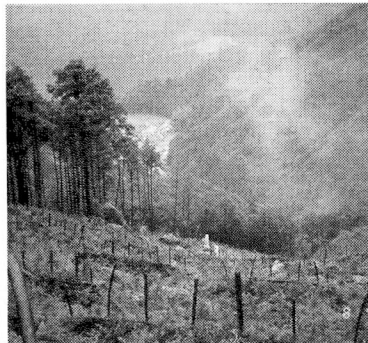
測することが必要になるが、現在では山地流域での地上における降雨観測はほとんど行われていない。気象庁のアメダスデータにおいてもその大部分は標高200m以下の低い場所の降雨量を測定しているのが現状である。本研究では表一に示すように気候、地形の異なる3つの山地流域の山斜面に転倒桁型雨量計を高密度に設置し、降雨の地上観測を行なった。これらの観測データを基に山地流域全体の降雨特性を統計的に整理し降雨に及ぼす地形及び風の影響を考察するとともに、これらの成果から斜面による影響を考慮した実用的な降雨量の算定手法の提案を行っている。



(a) 北海道夕張岳 (標高 1300 m から西側斜面を見下ろす.)

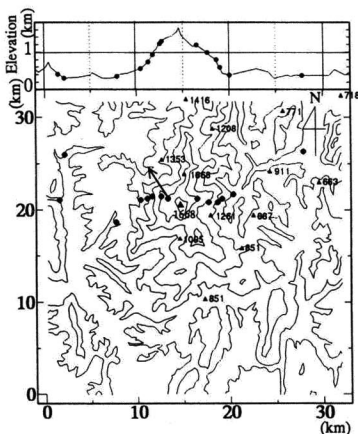


(b) 三重県御在所山 (標高 1100 m から伊勢湾方向を望む.)

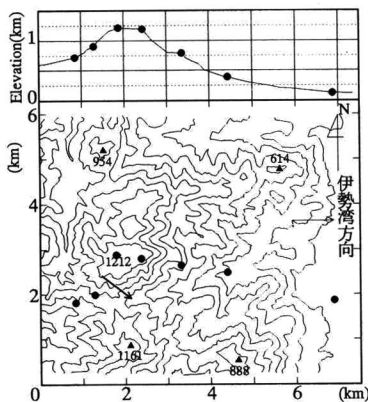


(c) 三重県尾鷲 (九鬼半島) (標高 300 m から九鬼湾を望む.)

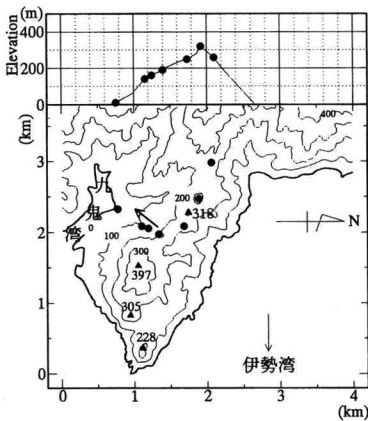
図-1 観測対象とした流域の様子



(a) 夕張岳の地形図



(b) 御在所山の地形図



(c) 尾鷲, 九鬼半島の地形図

図-2 観測対象とした流域の地形図

(●は雨量計設置位置, →は図-1のそれぞれの流域を撮影した位置と方向を示す.)

2. 流域スケールでの降雨特性に関する従来の研究

従来から降雨の統計的な研究が行われ、降雨についての観測精度や種々の実験式が報告されている。

(1) 雨量計の観測精度

山地流域では風と斜面に影響され降雨の捕捉率が変化することが指摘されている⁶⁾。山地斜面においては傾斜雨量計による降雨観測の必要性が言われており^{6),7)}、受水口に傾斜や風よけを付けて雨量の捕捉率についての研究が行われている^{6),8)-11)}。これらの研究では風上斜面で14%多く捕捉され風下斜面では5%少なくなることが報告されている。しかし、風や斜面による降雨量の補正はそれ自体が未だ十分に確立されていないので、本研究では雨量計から得られたデータを真値として解析している。

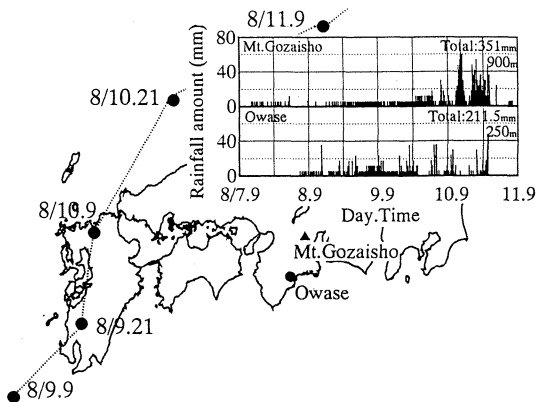
(2) 山地斜面における降雨量に関する統計的研究

川畑 (1961)⁶⁾ は山岳での降雨量が平地での降雨量よりも多いことを指摘している。この中で山地での降水量分布はある高度で最大値を示し、それ以上の高度では少なくなる傾向にあることを示している。最大降雨量 P (mm) と降雨期間 D (hour) との関係は $P = K \times D^m$ ($m \cong 1/2$) で表され、R. D. Fletcher (1950) は全世界における最大降雨量 P (mm) と降雨期間 D (hour) の関係を $P = 363 \sqrt{D}$ と表すことができることを報告している⁶⁾。高橋 (1956)¹²⁾ は降雨期間 D (hour) と D に対して期待できる D 時間降雨量 P (mm) との関係は次式の実験式で表される¹²⁾。

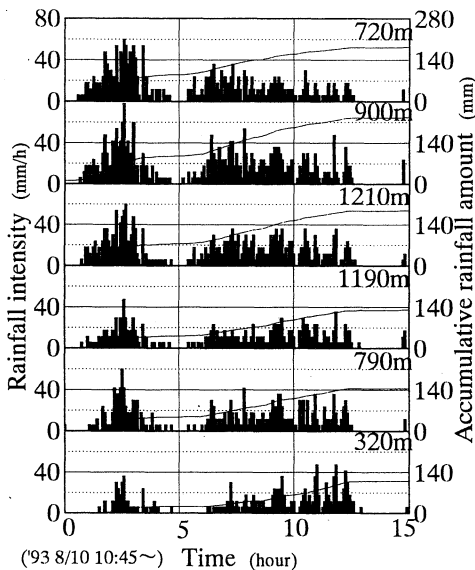
$$P = (\text{constant}) \cdot \frac{1.31D}{1+0.31D}$$

D 時間降雨強度 R (mm/h) は上式を D で割ることによって次式が求まる。

$$R = (\text{constant}) \cdot \frac{1.31}{1+0.31D} \quad (1)$$



(a) 台風通過にともなう御在所、尾鷲での降雨
(台風が上陸する2日前から御在所山で雨が降り始め尾鷲では1日前に雨が降り始めている)



(b) 地形の影響による降雨量の増加 (御在所山)
(棒グラフは時間降雨量、実線は積算降雨量、図中の数字は標高を示す。)

図-3 台風にともなう豪雨

最近の研究では山田(啓)(1984)¹²⁾が利根川の上流域での台風に伴う28個の降雨データを用いて風と地形の効果についての研究を行っており、風を遮る地形の断面が大きいほど雨が強くなることを指摘している。榊原、武田(1973)¹³⁾はレーダを用いて降雨量を地形の影響がない場合の雨量と地形及び一般風の風向・風速の影響を含む増幅係数の積として表し、降雨のケーススタディーを行うことにより各地特有の降雨増幅係数の存在を明らかにしている。沖(1989)¹⁴⁾は広域のアメダスデータを用いて地形の効果が風向別平均降水量に反映されていることを示している。岡本(1984)²⁷⁾は山地部の面積雨量を精度良く測定するため、雨量計の配置間隔やその精度

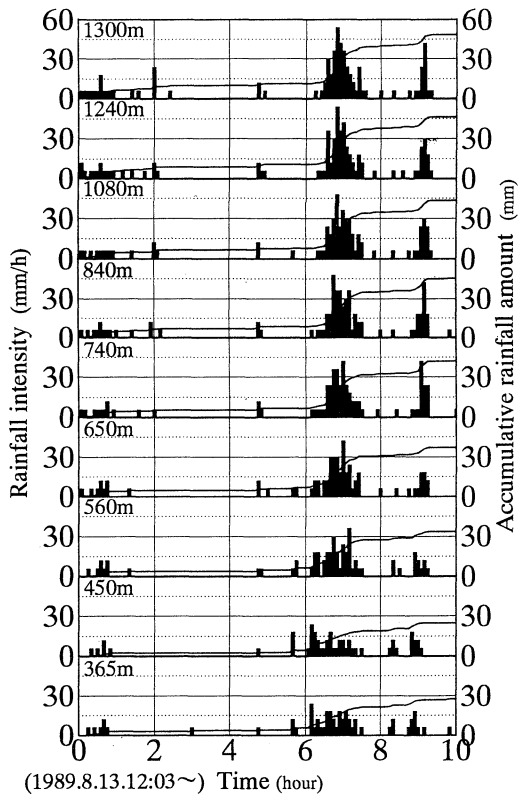


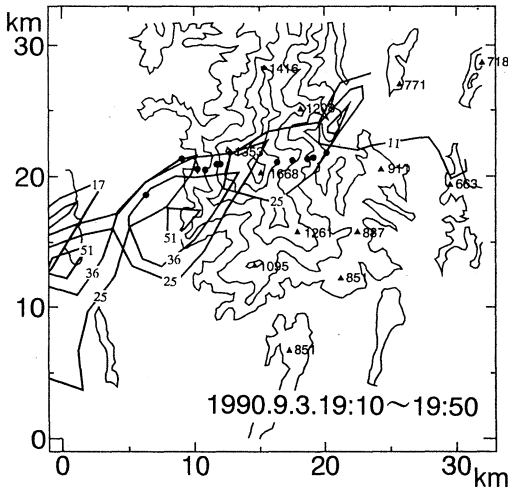
図-4 地形の影響による降雨量の増加(夕張岳)
(棒グラフは時間降雨量、実線は積算降雨量、図中の数字は標高を示す。標高が高くなるにつれて降雨強度は増加する。)

について数多くの雨量計を設置することによって検討を行っている。

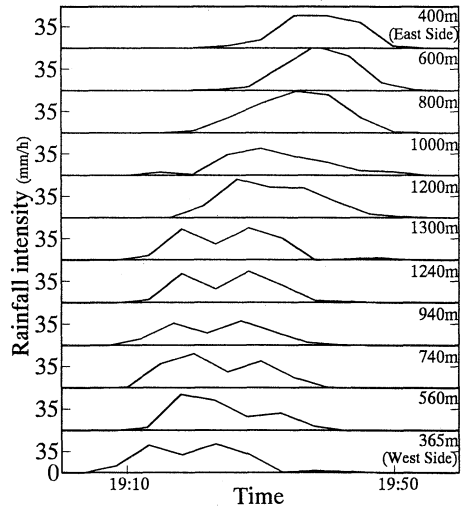
3. 夕張岳、御在所山及び尾鷲の地形及び気象特性と解析に用いたデータ

(1) 地形及び気象特性

図-1及び図-2の(a)~(c)に夕張岳、御在所山及び尾鷲の流域写真及び地形図を示した。夕張岳流域は北海道中央部に位置し、北から南にかけて1400m~1600mの尾根が縦断しており、標高1667mの夕張岳をはさんで北海道中央部を西と東に分断している地形である。東西両斜面の勾配は約13/100である。御在所山は鈴鹿山脈のほぼ中央に位置し北西側に琵琶湖、南東側に伊勢湾に挟まれている。西側は山地地形であり、東側は図-1(b)に示されるように伊勢湾から御在所山に至るまで全くの平地地形である。このため、琵琶湖側の斜面と伊勢湾側の斜面では降水の形態が異なり、琵琶湖側で降水量が多くなっている。斜面勾配は夕張岳の勾配と比べると急峻で約24/100である。尾鷲市は背後に大



(a) 夕張岳を移動する対流セル
(10分毎のレーダ情報を50分間表示、図中の実線は等降雨強度線を示す)



(b) 図-6 (a) に対応して夕張岳を通過する雨域の様子
(地上雨量 1990.9.3.19:10~19:50)

図-5 雨域が移動する情況

台カ原をひかえ日本有数の豪雨地帯である。雨量計を設置した九鬼半島は太平洋から山地が発達し、300 m 前後の低い孤立した山が連続している。雨量計を設置した山の標高は318 m で斜面勾配は約 25/100 である。流域スケールで見ると夕張岳、御在所山は南北に連なる蒲鋒状の山脈で尾鷲は海岸線から孤立した山々が連なった地形である。夕張岳では降雨量は少なく6年間に観測された月降雨量の最大値は470 mm であり、一雨降雨量(本論文では前後12時間以上降雨がないときを一雨降雨と定義している)が50 mm 以上の降雨は10回であった。これに対し御在所・尾鷲の1993年の月降雨量の最大値はそれぞれ700 mm と530 mm であった。

(2) 解析に用いたデータ

降雨観測は表-1に示す流域、観測項目で行われている。図-2 (a)~(c)にはそれぞれの地域に設置した雨量計の位置を●で示している。夕張川流域では点で捕えた降雨と流域全体の降雨との比較を行うため、北海道開発局がピンネシリ山に設置したレーダ雨量計による雨量データを用いている。御在所山、尾鷲では雨量と同時に風向・風速を計測している。著者らの設置した雨量計は降雨量0.5 mm 毎に1回桁が転倒し、この時刻がメモリーに記録される。ダム管理用の雨量計は1時間毎の降雨量と時刻が記録されている。

4. 観測結果と考察

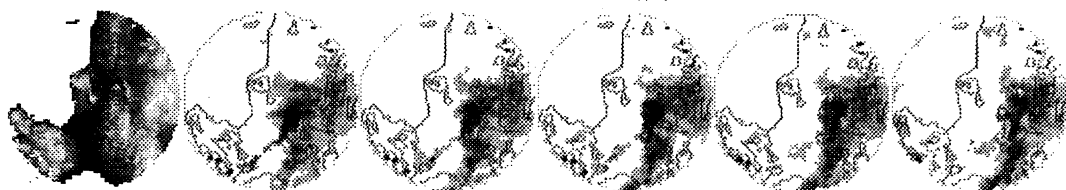
(1) 地形の効果

a) 地形性降雨

図-3 (a) は台風の経路及び尾鷲と御在所山に設置された降雨量の観測値を示している。台風の中核は九州から日本海に向けて北上している。台風の中核が九州に上陸する2日前から御在所山で雨が降り始め尾鷲では1日前に雨が降り始めている。特に台風が御在所山に対して北西に位置した時(図-3 (a)の8/10.21)には御在所山では60 mm/h を越える豪雨が観測されている。このとき図-7に示すように台風の南東側に位置する尾鷲や御在所では南成分の風が非常に強くなっている。図-3 (b)は御在所山に強い雨が降った8月10日11時10分から15時間の降雨を標高毎に示している。降雨強度は標高が高い程強く、かつ長い期間継続しており、降雨は標高が上がるにつれて強くなっていることがわかる。図-4には夕張岳で観測された降雨が図-3 (b)と同様の整理方法で示されている。夕張岳においても御在所山と同じく降雨は標高が上がるにつれて強くなっており、流域が異なっても地形によって降雨強度は増幅されることがわかる。

b) 雷雨性(非地形性)降雨

図-5は夕張岳付近を移動する局地的な降雨を示している。図-5 (a)には降雨レーダで1990.9.3に観測された10 mm/h以上の強い降雨強度の範囲が10分おきに示されている。図-5 (b)にはこの時の地上雨量計による観測結果が示されている。強い雨域は西側から東側



(a) 夕張山地によって雨域が成長しその後雨域が移流していく様子 1993.9.30 (3:40~4:20)

ピンネシリ山



夕張岳

(b) 前線の移動に伴って夕張岳によって雨域が成長する様子 1992.9.19 (13:00~13:50)

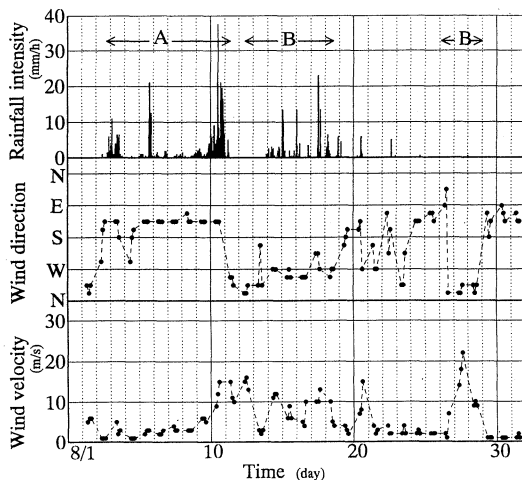
図一六 地形の影響を受けた場合のレーダ画像の例 (一雨の総降雨量が 100 mm 以上の降雨)

((a) の左の図端はレーダ観測範囲の地形図であり、白い場所ほど高い。(a), (b) とも時間軸は右向きが正で雨域を 10 分おきに表示している。黒い程度降雨強度が強いことを表している。雨域が南から北に移動しているのがわかる。)

に向かって流れてきており、約 10 km の水平距離を約 10 分 (約 16 m/sec) で進んでいる。最も強いところでは 5 分間降雨強度が 70 mm/h 以上に達している。しかし夕張岳を越える頃には降雨強度は弱くなっており、40 分程度で減衰している。この降雨では台風に伴う地形性降雨とは異なり、図一 3, 4 及び 5 (b) を比較してわかるように標高が高くなるにつれて降雨強度が大きくなる現象は観測されていない。

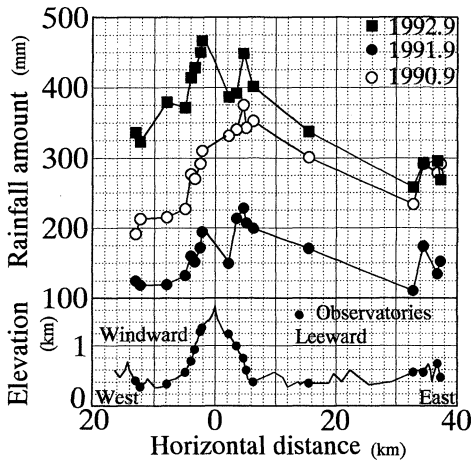
(2) 風と降雨量の関係

図一六にはレーダ雨量計が設置されているピンネシリ山 (1100 m) を中心とした半径 120 km の範囲のレーダ画像が示されている。図中には 2 つの異なる降雨域の変化の様子が 10 分毎に示されている。図の雨域の移動方向から夕張岳では両降雨ともほぼ西風が吹いていることが観測されており、北海道上空の高層天気図 (500 hPa) からこの時に西風が吹いていた。さらにどちらの降雨も山地流域で降雨域が成長しており、風と地形の関係で降雨強度が増大しているのがわかる。(a) には夕張山地によって雨域が成長しその後雨域が東方向に移流していく様子が示されている。(b) には前線の移動に伴って雨域が移動する様子が示されている。前線の通過ともない流域全体に降雨域が広がっているが、図中の矢印近傍を見ると暑寒別岳及び夕張山地を通過するとき降雨強度が強くなっていることがわかる。図一七は御在所山における時間降雨量と風向・風速の関係を示したものである。上段には時間降雨量、中段には風向、下段には風速が各々時間の経過と共に示されている。御在所山では風速 10 m/s を越える強い風が伊勢湾方向 (南東風) から吹くときに降雨強度が強くなり (図中 A 範囲)、琵琶

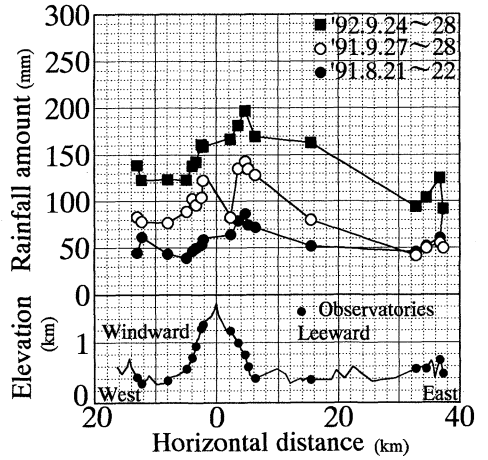


図一七 御在所山における降雨量と風向・風速の関係 (1993 年 8 月 1 日から 31 日までの記録、上段が降雨強度、中段が風向、下段が風速を示す。)

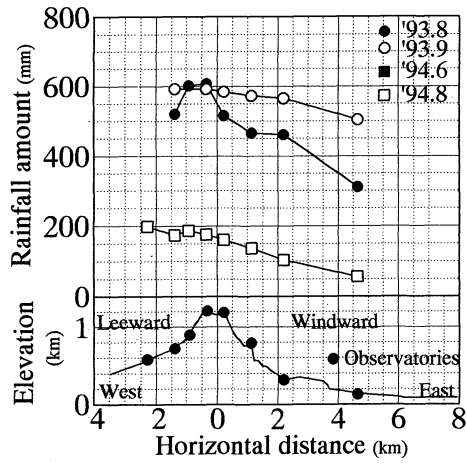
湖方向 (北西風) から 10 m/s を越える強い風が吹いても雨になることは少ない (図中 B 範囲)。これは伊勢湾方向から風が吹くときには海上の湿った空気が強い風によって輸送され、風と地形によって水蒸気が収束し雨粒子が形成される。これに対し琵琶湖側から風が吹くときには御在所山に至るまでに水蒸気を費やし御在所山では既に乾いた空気となっており、強い風が吹いても雨粒子は形成されないものと考えられる。以上のことから強い風が吹く時に地形の影響を受けて降雨強度は増大することや夏季において強い雨が降る夕張岳では東側斜面が風下斜面となり、御在所山では西側斜面が風下斜面となることがわかる。



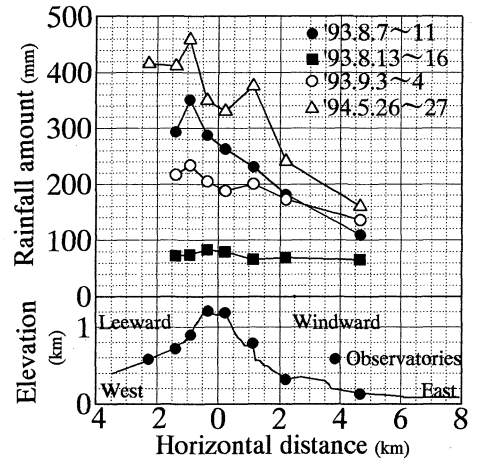
(a) 夕張岳 (1 カ月降雨量)



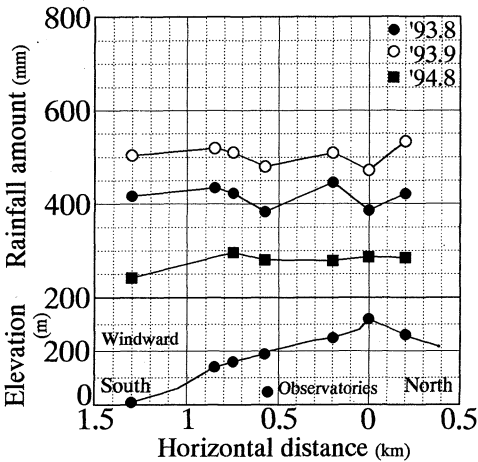
(a) 夕張岳 (一雨降雨量)



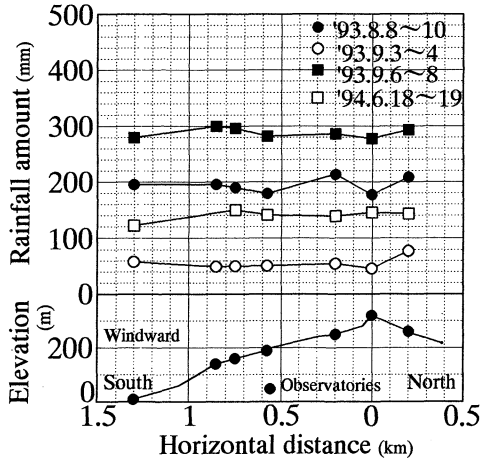
(b) 御在所山 (1 カ月降雨量)



(b) 御在所山 (一雨降雨量)



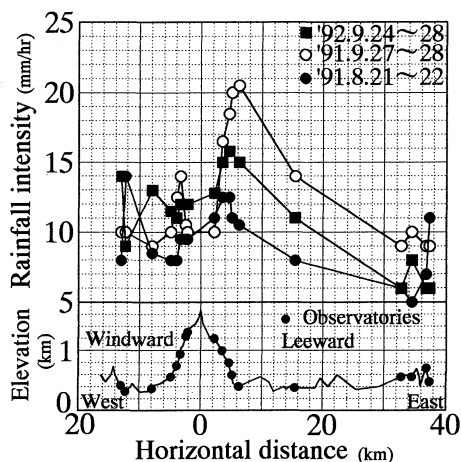
(c) 尾鷲 (1 カ月降雨量)



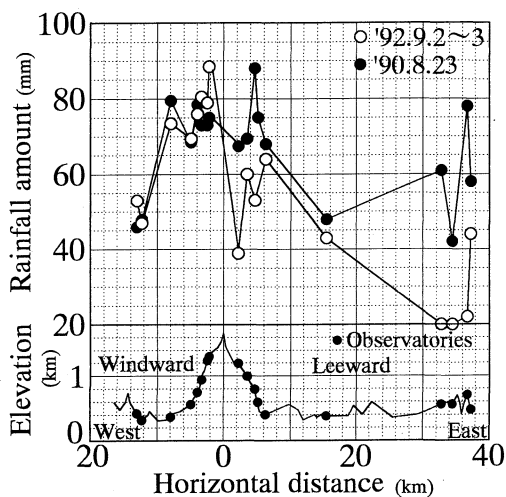
(c) 尾鷲 (一雨降雨量)

図—8 1 カ月の降雨量と地形の関係

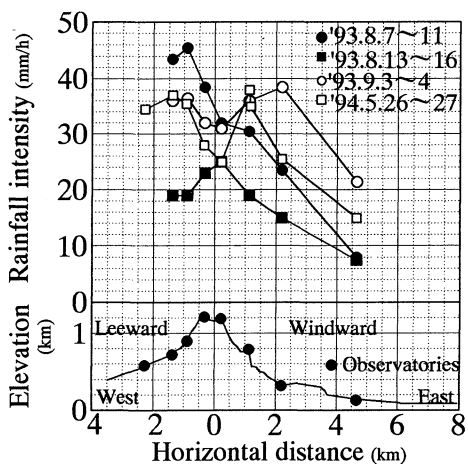
図—9 一雨の降雨量と地形の関係



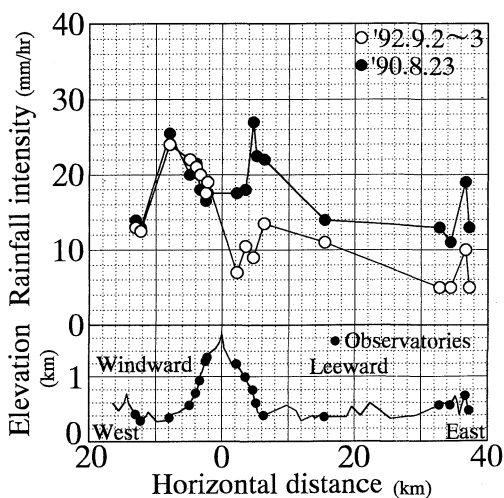
(a) 夕張岳(一雨の中での時間最大降雨強度)



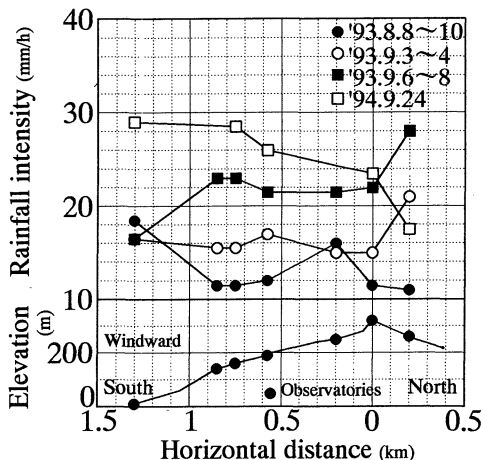
(a) 一雨



(b) 御在所山(一雨の中での時間最大降雨強度)



(b) 一雨の中での時間最大降雨強度



(c) 尾鷲(一雨の中での時間最大降雨強度)

図-10 一雨の時間最大降雨強度と地形の関係

図-11 夕張岳における降雨強度と地形の関係
(降雨量の分布形と地形形状が一致していない場合)

(3) 地形の形状と降雨量分布

図-8, 9, 10 (a)~(c)は夕張岳, 御在所山, 尾鷲で観測された1カ月, 一雨及び時間最大の降雨量の分布を地形の縦断面と並べて示したものである。図中の下段の●は斜面上に設置された雨量計の位置を示している。

a) 1カ月降雨量の分布

図-8 (a) から, 夕張岳における降雨量の分布は山の縦断面形状に類似しており, これをさらに詳細に見ると山頂を境にして降雨量の分布形状は異なっていることがわかる。風上側斜面(西側斜面)では降雨量は標高に比例して増加しているのに対し, 風下側斜面(東側斜面)の中腹でピークを持つ傾向にある。特に1990年9月の

降雨量の分布 (図中○) は西側斜面から東側斜面にかけて降雨量が連続的に変化した形状になっている。図-8 (b) から、御在所山は夕張岳に比較して急峻であるが、1993年8月における降雨量の分布 (図中●) は先に述べた夕張岳における降雨量の分布と同様な傾向を示している。また1993年9月及び1994年8月の降雨 (図中○, □) では降雨量が東側から西側にかけて単調に増加しているのがわかる。これに対し尾鷲では標高が低いことによると思われるが降雨量の標高に対する依存性は現れていない。

b) 一雨降雨量の分布

図-9 から、観測時間のスケールを一雨とした場合も1カ月降雨量と同様に、夕張岳及び御在所山の両流域において一雨降雨量は地形の影響を受けて増幅され、その分布形状は風上側斜面では単調に増加し、風下側斜面の中腹でピークをとるのがわかる。このことは観測を行った夏季 (8月, 9月) の降雨においては夕張岳流域では西風、御在所山流域では南東風が卓越することに起因すると考えられる。また御在所山での降雨量分布では降雨量が多くもたらされる降雨ほど地形によって大きく増幅されているのがわかる。これに対し尾鷲では標高と降雨量との間に顕著な関係は現れていない。

c) 一雨中の1時間最大降雨量の分布

図-10 に示すように、1時間最大降雨量で整理した場合においても、降雨量の分布は図-9 で示された分布と同様な形状を有している。このことから降雨量の分布が山の形状に類似するのは、短い時間スケールでの降雨が地形の起伏によって増幅されるためであることがわかる。尾鷲においては、1カ月降雨量及び一雨降雨量の分布と地形の関係は顕著でなかったが、1時間降雨量は標高に依存して増加する場合がある。

d) 雷雨性 (非地形性) の降雨

図-11 (a), (b) は夕張岳において短時間に強い降雨量をもたらした雨 (雷雨性) の一雨降雨量及び1時間最大降雨量の分布と地形形状との関係を示したものである。図-9 と 10 に示した降雨では月単位、一雨単位及び1時間毎に観測したどの時間スケールでも風上側斜面での降雨量が標高に依存して増加しているのに対し、図-11 (b) に示す1時間降雨では標高の増加に対し降雨量が減じる傾向がある。このことは強い降雨をもたらす雨域の動向が降雨形態を決めてしまうためと考えられる。

(4) 観測の時間スケールと降雨強度の関係

図-12 は夕張岳、御在所山及び尾鷲において一雨降雨の観測の時間スケールを5分、10分、20分、30分、40分、60分と変えた時の降雨強度の最大値を観測時間に対してプロットしたものである。図中の実線は一雨降

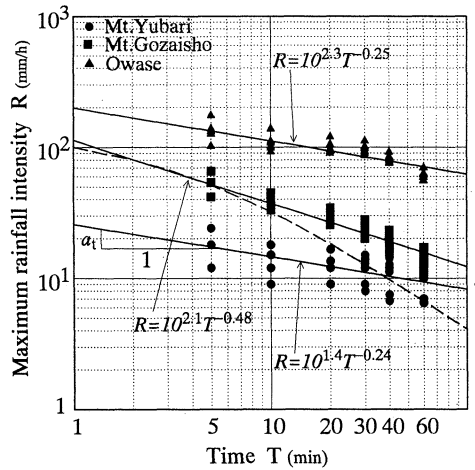


図-12 一雨の最大降雨強度と観測時間の関係 (観測した90降雨の内の一例、破線は式(1)による。)

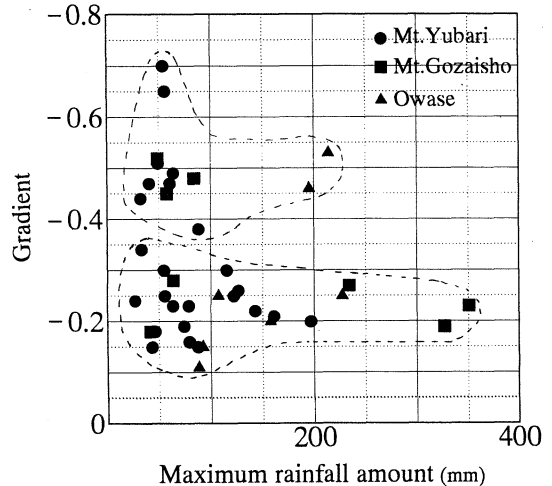


図-13 時間スケール-最大降雨強度線の傾き (a_i) と一雨の総降雨量との関係 (a_i 値は流域や降雨量の違いには影響されず、2つのグループに分けられる。)

雨毎に全箇所平均で求められたものである。降雨強度を観測の時間スケールを変えて表すと長い時間スケールで観測するほど降雨強度が平均化されその値は小さくなっていく。この傾向は図中の破線に示す雷雨性の降雨ではさらに顕著となり、5分間の最大降雨強度は60分間の最大降雨強度に比較して約2~2.5倍の強さとなっている。図-13には図-12の時間スケール-最大降雨強度線の傾き a_i と一雨の総降雨量との関係が示されている。 a_i 値は-0.2と-0.5を示す2つのグループに分れており、流域、斜面の違いや時間降雨量の大小に影響を受けていない。一般に言われている層状性の降雨や台風に伴う降雨では a_i 値は-0.2程度をとる。 a_i 値が-0.5付近の値をとるのは短時間に強い雨を降らせる雷雨性の

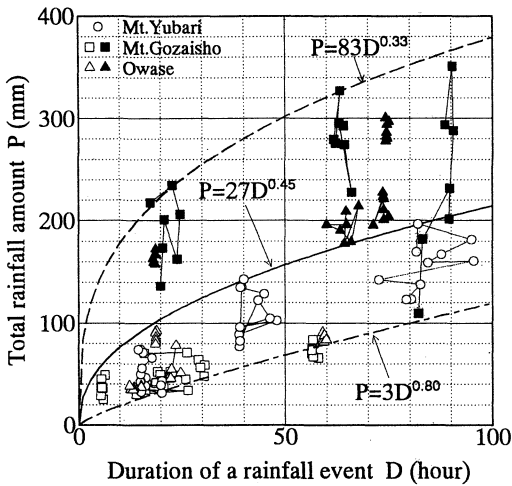


図-14 総降雨量と降雨時間の関係 (○は夕張岳, ■, □は御在所山, ▲, △は尾鷲での降雨を表している。■, ▲は台風による降雨を表し, ○, □, △はそれ以外の雨を表している。)

降雨である。この関係を用いると観測した90降雨につき通常観測されている1時間降雨量から1時間以下のスケールでの降雨強度を求めることができる。

$$\text{層状性の降雨 } R = 2.3R_0T^{-0.2} \quad (2)$$

$$\text{雷雨性の降雨 } R = 7.7R_0T^{-0.5} \quad (3)$$

ここに、 R_0 は一雨降雨中に1時間で測定された降雨量の最大値 (mm/h)、 T は求めたい1時間以下の時間スケール (min.)、 R は観測時間スケール T (min) で推定される降雨強度の最大値 (mm/h) である。

(5) 一雨の降雨期間と総降雨量の関係

図-14は夕張岳(○)、御在所山(□, ■)及び尾鷲(△, ▲)における一雨の総降雨量と降雨期間の関係を示している。■, ▲は台風による降雨を表し, ○, □, △はそれ以外の降雨を表している。台風による降雨とそれ以外の降雨とでは総降雨量に大きな差があり, 台風による降雨は多くの降雨量をもたらしていることがわかる。またシンボルが実線で結ばれているのは各々同一の降雨であることを示している。総降雨量が縦方向に分布しているのは標高の増加に伴って降雨量が増加していることを示している。破線は台風性の降雨において地形の影響を受けた場合に期待される降雨量の最大値, 実線は台風性の降雨において地形の影響を受けた場合に期待される降雨量の最大値, 一点鎖線は台風以外の降雨での期待される平地での降雨量と降雨期間の関係を表している。いずれの場合も一雨の総降雨量 P (mm) と降雨期間 D (hour) の間には $P = (\text{定数 } K) \times D^m$ の関係が成立している。この関係は3つの異なる流域においても実際

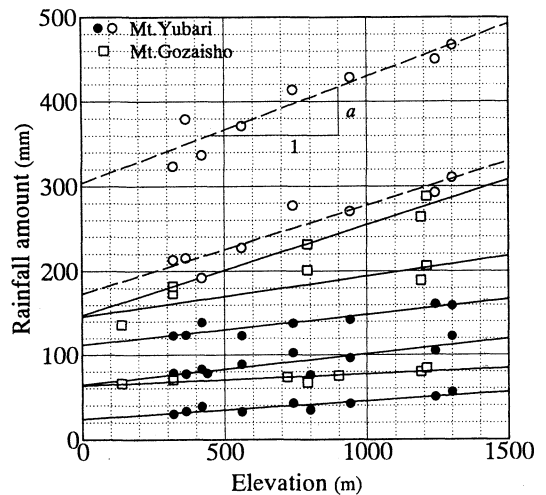


図-15 風上斜面での降雨量と標高の関係 (夕張岳及び御在所山で観測した80降雨の一例)

の観測データの範囲内で一雨の総降雨量と降雨期間の間に次の関係が成り立っている。

- ・台風性の降雨において地形の影響を受けた場合に期待される降雨量の最大値

$$P = 83D^{0.33} \quad (4)$$

- ・台風以外の降雨において地形の影響を受けた場合に期待される降雨量の最大値

$$P = 27D^{0.45} \quad (5)$$

- ・台風以外の降雨での期待される平地での降雨量

$$P = 3D^{0.8} \quad (6)$$

式(4)~(6)は降雨期間に対して降雨量を推定する実験式である。台風性の降雨とそれ以外の降雨は2つのタイプに分けることができ、降雨のタイプや地形の影響によって期待される降雨量は異なることがわかる。なお川畑(1961)によると既往最大の降雨量 P (mm) と降雨期間 D (hour) の関係に関しても $P = K \times D^m$ と表すことができ、 m は1/2に近い値をとることが報告されている⁶⁾。

(6) 標高と降雨量の関係

図-15は夕張岳及び御在所山の風上斜面での降雨量と標高の関係を示している。図中には2カ月間、1カ月間、一雨の総降雨量と標高との関係が示されている。降雨の観測時間をかえても降雨量は標高に依存して増加しており、総降雨量が大きくなるにつれて降雨量の標高への依存性は高くなっているのがわかる。図-15からわかるようにいずれの時間スケールで観測された降雨においても総降雨量と標高との関係は次式の回帰直線で表される。

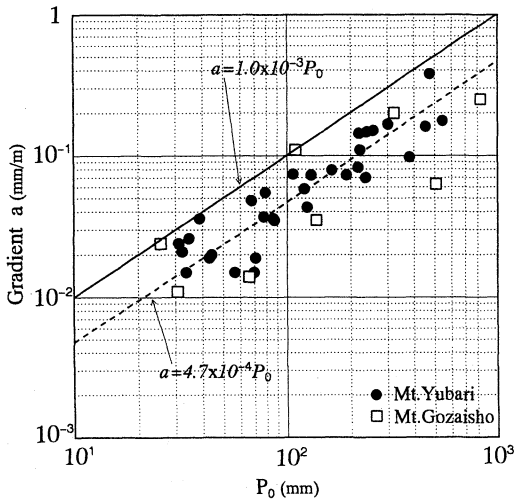


図-16 標高に対する降雨量の増加率 (a) と地上 (山麓) での降雨量 (P_0) との関係

$$P = a \cdot (z - h_0) + P_0 \quad (7)$$

ここに P (mm) は標高 z (m) における降雨量であり a は地形効果を表すパラメータ、 P_0 (mm) は標高 h_0 (m) で観測した降雨量である。図-16は図-15で示した標高に対する降雨量の増加率 (a) と地上(山麓: 標高 h_0) での降雨量 (P_0) との関係を示している。図中の●は夕張岳、□は御在所山での値を示しており、一雨~3カ月間の降雨期間の値がプロットされている。 a 値は降雨量の増加にともない大きくなっており、2つの流域で同様の増加傾向にあり、観測期間が月単位まで長くなっても a 値は一雨での a 値の延長上にプロットされている。すなわち2つの流域の地形形状や観測期間に関わらず a 値と降雨量には一定の関係があり、この関係は次式で表される。

$$a = CP_0 \quad (8)$$

ここに、 a は標高に対する降雨量の増加率 (mm/m)、 P_0 は標高 h_0 において任意の観測期間で実測された降雨量 (mm) である。 C (1/m) は定数で降雨量の最大値を期待する時 $C = 1.0 \times 10^{-3}$ 、降雨量の平均値を期待する時 $C = 4.7 \times 10^{-4}$ の値をとる。この値を用いて図-15の関係で標高と降雨量との関係を表すと、各標高での降雨量は式 (7) と式 (8) から次式によって表すことができる。

$$P = P_0 \{ C(z - h_0) + 1 \} \quad (9)$$

ここに、 P は P_0 を実測した降雨観測期間に対する標高 z (m) で推定される降雨量 (mm) である。

(7) 実流域の流域平均降雨量の推定

山地流域における降雨は地形の影響を受け、標高が高

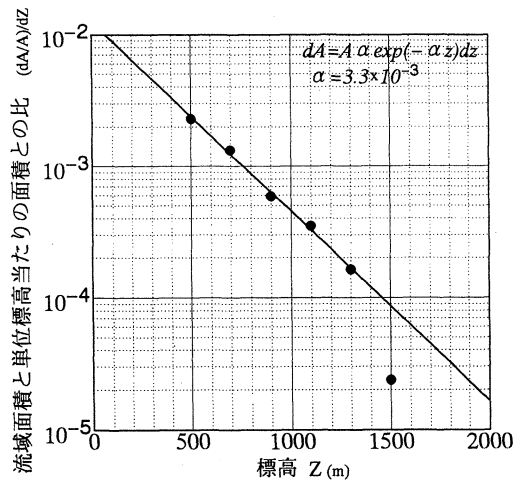


図-17 大夕張ダム流域総面積に対する等高線 200 m 間隔毎の面積比と標高との関係

くなるにつれて降雨量は増加していることは既述のとおりであるが、流域全体を考えた場合にどれほどの降雨量の増加が見込まれるかについて明らかにする。ここでは地形の影響による降雨量の増加分を実流域に当てはめることにより流域平均降雨量の推定を行う。

図-17は大夕張ダム流域総面積に対する等高線 200 m 間隔で囲まれる標高毎の面積との比 (dA/A) と標高 (z) との関係を示したものである。この図から標高に対する面積の分布は次式の指数関数で表わされることがわかる。

$$dA = \bar{A} \cdot \alpha \cdot \exp(-\alpha z) dz \quad (10)$$

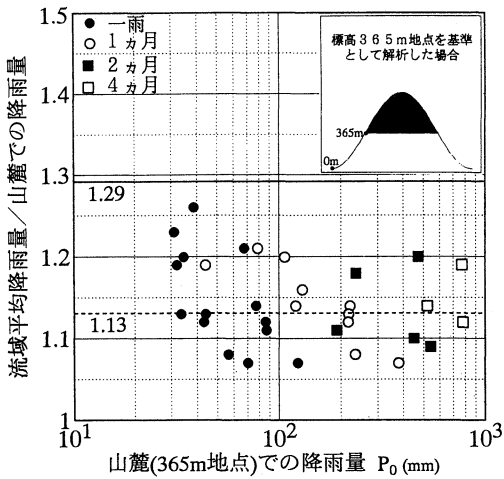
ここに $\alpha = 3.3 \times 10^{-3} (\text{m}^{-1})$ 、 \bar{A} は実流域の総面積である。大夕張ダム流域における平均降雨量 \bar{P} は標高による降雨量の増加を表す式 (6) と標高に対する面積の増加分を表す式 (9) を用いて次式により求めることができる。

$$\begin{aligned} \bar{P} &= \frac{1}{\bar{A}} \int_A P(z) dA = \int_{h_1}^{h_2} \alpha (a(z - h_0) + P_0) \cdot \exp(-\alpha z) dz \quad (11) \\ &= F(h_1) - F(h_2) \quad (\cong F(h_1) \text{ (} h_2 \text{ が十分大きい時)}) \end{aligned}$$

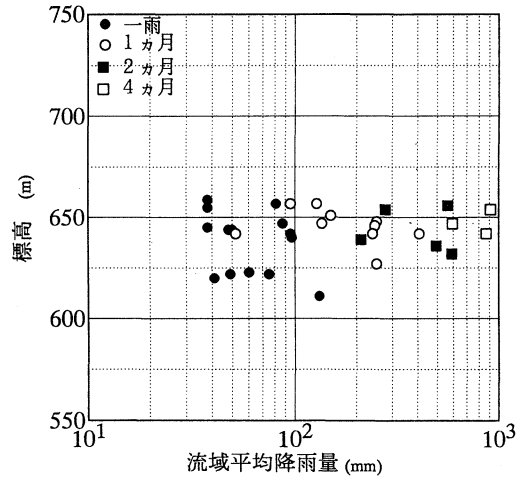
ここには h_1 地上の標高、 h_2 は山頂の標高で $F(h)$ は次式で表される。

$$F(h) = \left\{ P_0 + a \left(\frac{1}{\alpha} + h - h_0 \right) \right\} \cdot \exp(-\alpha (h - h_0)) \quad (12)$$

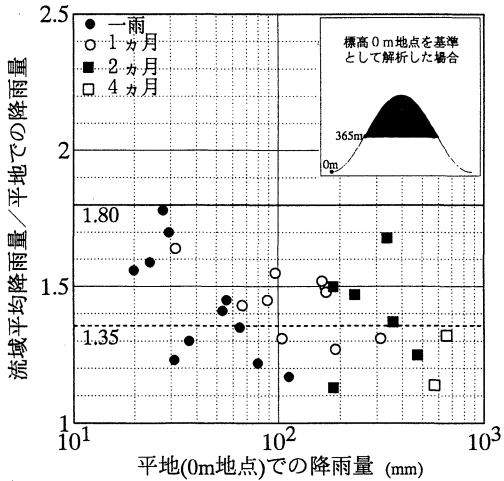
式 (11) に夕張流域の地上の標高 400 m と山頂の標高 1667 m を入れて流域平均降雨量を計算する。図-18には夕張岳での1988年から1993年までの6年間の2カ月間 (図中の●) と1カ月間 (図中の○) 及び一雨 (図中の■) の32個のデータから式 (11) を用いて推定された流域平均降雨量と山麓 (365 m 地点) の降雨量とが



図—18 山麓 (365 m 地点) の総降雨量と推定された流域平均降雨量との関係



図—20 流域平均降雨量を示す雨量計の標高 (夕張岳流域)



図—19 推定された流域平均降雨量と平地 (0 m 地点) の降雨量との比較

比較されている。図中の実線 ($C=1.0 \times 10^{-3}$) 及び破線 ($C=4.7 \times 10^{-4}$) は式 (8) を用いて式 (11) から求められた値を示している。夕張岳流域では山麓での降雨量の最大で約 1.3 倍の流域平均降雨量もたらされており、流域平均降雨量は山麓で観測された降雨量の 3 割程度大きく見積もれば良いことがわかる。さらに一般に降雨観測が行われている平地 (ここでは標高 0 m 地点とする) での降雨量と比較したのが図—19 である。なお、0 m 地点の降雨量は図—15 から推定している。流域平均降雨量は平地での降雨量と比較して 1.3~1.8 倍大きく、平地での観測結果から山の降雨量を推定する場合には最大で 8 割程度割り増すことが必要となる。図—20 は図—18 と 19 で求めた流域平均降雨量が示す雨量計の

標高を示している。流域平均降雨量は標高 620 m から 660 m における降雨量の値になっており、流域平均降雨量を観測するためには夕張岳流域では標高 650 m 付近に雨量計を設置することが必要であることがわかる。このように平地で計測した雨量を流域降雨量として評価することは実際に流域全体に降っている雨量に比較して過小に評価していることになる。流域全体を考えた降雨量の算定には地形による降雨の増幅分を割増すか、標高の高い場所で降雨観測を行う必要がある。

5. まとめ

本研究では夕張岳、御在所山及び尾鷲の 3 つの流域での降雨の特性について地上雨量計やレーダ雨量計の観測データを用いて解析を行った。以下に本研究の成果を要約する。

- (1) 山地流域では降雨量は標高が高い地点ほど多い傾向があり、降雨量の分布はピークが山の風下側にズレた形状である。
- (2) 山地流域での降雨特性は降雨のタイプによって様々であるが、観測時間のスケールと降雨強度の関係で整理すると短時間に多量の降雨をもたらす雷雨性の降雨とその他の降雨に分けられ、降雨時間と降雨量の関係で整理すると長い時間で多量の降雨をもたらす地形の影響を強く受ける台風性の降雨とその他の降雨に分けることができる。降雨のタイプを分類することにより、降雨強度、降雨雨量を推定する実験式を提案することができた。
- (3) 風上側斜面において、地形によって増幅される降雨量と標高の間には線型的な関係があり、山麓で観測した降雨量から標高の高い地点での降雨量を推

定することができる。

- (4) 山地流域における平均降雨量は流域面積に対する単位標高当りの面積が占める割合と流域を代表する標高毎の降雨量から求めることができる。本研究で対象とした大夕張ダム流域の場合、流域内にもたらされる平均降雨量を平地での観測結果から推定する場合には、最大で8割程度割り増すことが必要となり、平均降雨量を観測するためには標高650 m付近に雨量計を設置することが必要であることがわかった。

謝辞：本研究は文部省科学研究費一般研究(c)(代表山田正)の援助を受けている。また本研究において御在所山と尾鷲市九鬼町に雨量計を設置するに当たり、(株)御在所ロープウェイ、滋賀県甲賀郡森林組合、尾鷲市役所、南尾鷲森林組合の協力を受けた。ここに記して謝意を表すものである。

参考文献

- 1) 浅井富雄, 武田喬男, 木村竜治: 大気科学講座 2 雲や降水を伴う大気, 東京大学出版会, pp.139-144, 1981.
- 2) 二宮洗三: 雨とメソシステム, 東京堂出版, 1981.
- 3) 武田喬男: 水環境の科学, 東京堂出版, p.90, 1987.
- 4) 小倉義光: 一般気象学, 東京大学出版会, 1978.
- 5) 小倉義光: 気象力学通論, 東京大学出版会, 1984.
- 6) 川畑幸夫: 水文気象学, 地人書館, p.33, 1961.
- 7) WMO: Guide to International Meteorological Instrument and Observing Practice, 1955.
- 8) Grunow, J.: Niederschlagsmessungen am Hang, *Met. Rundschau*, 516, pp.85-91, 1953.
- 9) 正務 章: 山岳地域の水文気象に関する解析的研究, 気象庁研究時報第16巻, pp.1-50, 1964.
- 10) Röstad, A.: Über der Wirkung des Nipherschen Schutztichters, *Met. Zeit.*, 42, pp.266-272, 1925.
- 11) ETH/IAHS/WHO Workshop on the Correction of Precipitation Measurements 23, 1985.
- 12) 高橋浩一郎: 気象統計, 地人書館, p.56, 1956.
- 13) 山田啓一: 大雨の空間的分布と地形条件について, 土木学会水工学論文集 28, pp.509-513, 1984.
- 14) Sakakibara, H. and Takeda, T.: Modification of Typhoon 7002 Rainfall by Orographic Effect, *Journal of the*

Meteorological Society of Japan, Vol.51, No.3, pp.155-167, 1973.

- 15) 沖 大幹: 地形と風向とを考慮した降雨空間分布に関する研究, 東京大学大学院工学系研究科土木工学専攻修士論文, 1989.
- 16) 今川正春: 筑後川流域における時間雨量の総降雨量に対する関係, 気象庁研究時報 8, pp.581-584, 1956.
- 17) Henderson, R.D.: Extreme storm rainfalls in the Southern Alps, New Zealand, IAHS Publ. No.213, pp.113-120, 1993.
- 18) Thompson, S.M.: Estimation of probable maximum floods from the southern Alps, New Zealand, IAHS Publ. No.213, pp.299-305, 1993.
- 19) Tateya, K., Nakatsugawa, M. and Yamada, T.: Observations and Simulation of Rainfall in Mountainous Areas, *International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar*, Salford, 1989.
- 20) Tateya, K., Nakatsugawa, M. and Yamada, T.: Investigation of Rainfall by Field Observations and A Physically Based Model, *Pacific International Seminar on Water Resources Systems*, Tomamu, pp.385-403, 1989.
- 21) Hibino, T., Nakatsugawa, M. and Yamada, T.: Wind Field in Meso- β Scale Caused by Orographic Effect., *Proceedings of XXV Congress of IAHR*, pp.135-142, 1993.
- 22) 中津川誠, 竹本成行, 山田 正: 流域スケールの降雨特性の研究 (その3)—山地流域における気流と降雨のシミュレーション—, 北海道開発局開発土木研究所月報第447号, pp.20-35, 1990.
- 23) 中津川誠, 竹本成行, 山田 正: 流域スケールの降雨特性の研究 (その4)—降雨予測について—, 北海道開発局開発土木研究所月報第449号, pp.19-29, 1990.
- 24) 荒木 隆, 日比野忠史, 中津川誠, 山田 正: 地上雨量計による地形性降雨の観測と解析, 第48回土木学会年次講演会概要集II, pp.160-161, 1993.
- 25) 山田 正: 降雨予測と洪水予測, 水文・水資源学会研修会講義集, pp.109-129, 1993.
- 26) 山田 正: 地形性降雨とその解析, 土木学会・水工学に関する夏期研修会講義集, A-8, pp.1-21, 1992.
- 27) 岡本芳美, 石橋邦彦, 米沢富信: 距離40 kmにわたる連続的な雨量観測 (統報), 水文・水資源学会研究発表会要旨集, pp.228-229, 1994.

(1994.6.29 受付)

STATISTICAL CHARACTERISTICS OF RAINFALL IN MOUNTAINOUS BASINS

Tadashi YAMADA, Tadashi HIBINO, Takashi ARAKI
and Makoto NAKATSUGAWA

In order to investigate the statistical and hydrological characteristics of rainfall in mountainous basins, we have installed a series of tipping bucket type-raingauges along the slopes of Mt. Yubari in the center of Hokkaido, Mt. Gozaisho in Suzuka Mountains and Owase in Mie prefecture, and the observations of rainfall were carried out from August to October, 1988~1993. From the observation, we could obtain rainfall intensity R (mm/min, mm/h, mm/day) for various observation time and total rainfall amount P (mm) for each rainfall events. The following knowledges concerning with rainfall characteristics in mountainous basins are obtained. (1) In Mountainous basins, total rainfall amount observed at each gauge sites increases linearly with their elevation, and its gradient also increases linearly with rainfall intensity(amount). (2) The relation between the total rainfall amount P (mm) and duration of a rainfall event D (hour) shows $P \propto D^n$, $n=0.3\sim 0.8$, and the relation between the maximum rainfall intensity R_{\max} (mm/h) and various observation time T (5~60 minutes) also shows $R \propto T^{-m}$, $m=0.2$ or 0.5 , which depend on meteorological classification of rainfall types(stratiform or convective). The exponents, n and m are different from the meteorological types of rainfall (typhoon, front and sunder storm). (3) We could obtain the expression to estimate the basin-averaged rainfall amount \bar{P} , which shows 10~80% larger than the amount observed at the foot of the mountain.