

## 降水量分布に及ぼす筑波山地の影響

真木雅之\*・八木鶴平\*

国立防災科学技術センター

### Effect of Mt. Tsukuba on Surface Precipitation Amount

By

Masayuki Maki and Tsuruhei Yagi

*National Research Center for Disaster Prevention, Japan*

#### Abstract

Radar and rain gauge observations of orographic precipitation were carried out from June 17 to July 17, in 1986. The purpose of this study was to investigate the effects of Mt. Tsukuba on surface precipitation amount.

It became clear from rain gauge observations that the surface precipitation was enhanced at the downwind slope of the mountain. The average enhancement ratio of precipitation at the downwind slope of the mountain to that at upwind plain area was about 1.4.

The case when maximum enhancement was observed was investigated in detail. By analyzing the REI data, a two-layered structure of precipitation echo distribution was seen over the mountain. This structure was composed of a large scale precipitation with a bright band at the height of about 4.5 km and a lower layer over the mountain where precipitation was enhanced systematically. It can be said that such an enhancement in precipitation was due to the "seeder-feeder cloud mechanism" over the mountain. This was ascertained by a two-dimensional numerical model similar to that of Bader and Roach (1977). The result of calculation was reasonable in comparison with the observations.

---

\* 第1研究部異常気候防災研究室

## 1. はじめに

地形と降水量の関係についての研究はこれまで数多くの研究者によって行われてきた。特に、山地地形と降水の関係は気象学的な興味(気象学会(1977))に加えて、水資源の有効利用や豪雨災害の防止(文部省(1978))といった観点からも重要視されている。しかしながら、これまでの観測事実によれば、山地斜面での強制上昇流のために山地では降水量が多くなることはわかっているが、山地のどの場所(風上斜面, 山頂, 風下斜面)でどの位降水量が増加するのかは個々のケースによって異なり、山地地形と降水の関係を一一般化するにはまだまだ不明な点が多い。そこで、本研究では筑波山を対象として、レーダー観測及び数値モデルにより降水現象に及ぼす地形の影響を調べた。

## 2. 茨城県地方における降水量の分布

筑波山という小さなスケールの山塊が降水量分布にどのような影響を与えるのかを議論する前に、茨城県地方における降水量分布に地形との関わりが見られるかどうかをAMeDASのデータを用いて調べた。図1は茨城県内のAMeDAS観測点の位置と地形を示したものである。高度200m以上の所は茨城県北部の阿武隈高地と八溝山地、それに県西部の栃木県境の山地帯及びその南端に位置する筑波山である。本研究の観測期間中(6月17日から7月17日)の各

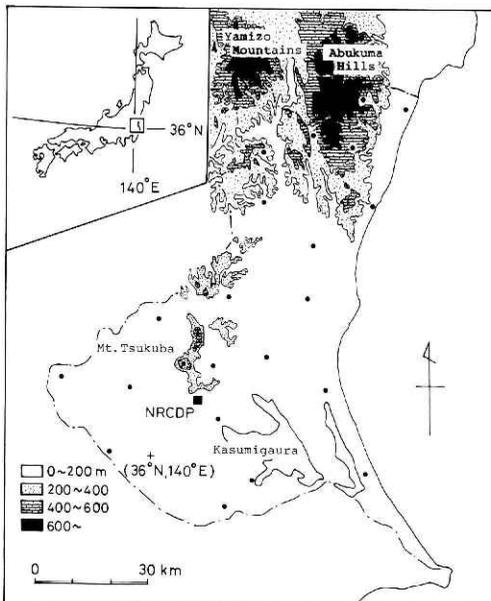


図1 茨城県の地形とAMeDAS観測点の配置図

Fig. 1 Schematic map showing the topography in Ibaraki prefecture, Japan and the distribution of observation points of AMeDAS (Automated meteorological Data Acquisition System). NRCDF: National Research Center for Disaster Prevention.

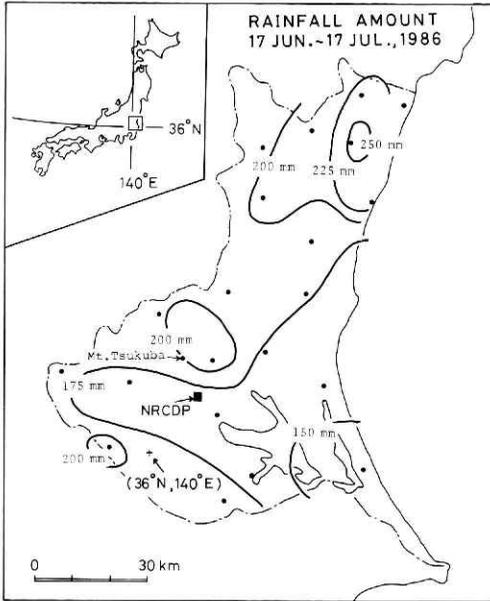


図2 茨城県地方における梅雨期の降水量分布  
 Fig. 2 Distribution of rainfall amount during Baiu season.

AMeDAS点の総降水量を図2に示したが、それによれば、総降水量は平地では150mmから175mmであるのに対して阿武隈高地の東側斜面では250mm、筑波山及び柿岡盆地では約200mmと多くなっており、山地地形による降水量の増幅作用が認められる。この傾向は、1986年の年間の総降水量の分布パターンにも認められた。

このような地形による降水量の増加の理由としては従来多くの研究者が指摘しているように、山地斜面による強制上昇流が重要な役割を果たしていると考えられる。即ち、水蒸気を多量に含んだ空気が山地斜面により強制的に上昇せられることにより大気下層に

雲(種まきされる雲—feeder cloud)が形成され、既に存在していた大規模な気象スケール(例えば、前線、台風)に伴う降水雲(種まきをする雲—seeder cloud)からの雨滴がこのfeeder cloud中を落下する時、雲粒を捕捉して成長し、地上での降水を強めるという、いわゆる“seeder-feeder mechanism”である。この考えによれば地形による強制上昇流の強さが一つの重要な要素となるが、その上昇流の強さは風速の大きさと風が斜面に対してどの様な向きで吹いているのかによって決まってくる。図3は図2と同じ期間における各観測点における地上風の風向分布を示す風配図であるが、この図から、地上

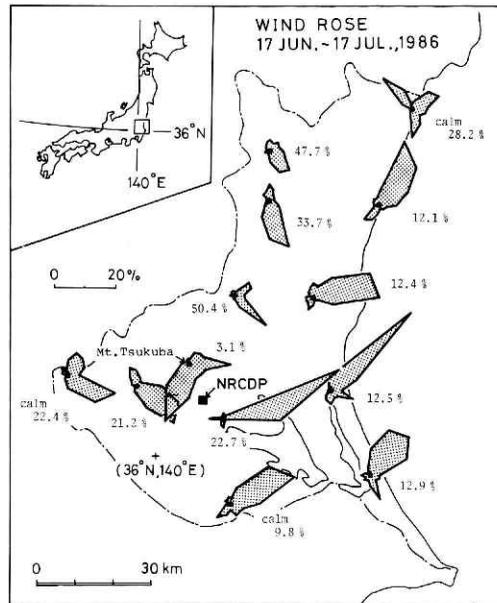


図3 茨城県地方における梅雨期の地上の風向分布  
 Fig. 3 Wind rose showing surface wind directions in the same period as in Fig. 2.

付近の風がどのような角度で山地斜面に当たっているかを推定することができる。まず、阿武隈高地について言えば、山地地帯に観測点がないので正確なことは言えないが、高地東側にある海岸近くの観測点での風配図を見ると、地上付近の風は北北東の風が卓越しており山地の走向に平行しているのがわかる。一般に風向は上空に行けば時計回りに変化することを考えれば、阿武隈高地の頂部までの大気層では風向は山地の走向にほぼ直交するような向きに変化していると考えられる。一方、筑波山について言えば筑波山頂の風配図と筑波山周辺の平野部での風配図からこの時期の風は筑波山に対して南東風が支配的であると言える。

このように、アメダスのデータを用いた解析からも山地地形が降水量を増加させる働きがあることがわかったが、以下では筑波山を対象にして行った観測の結果と seeder-feeder cloudモデルによる計算結果について述べる。

### 3. 筑波山による降水の増幅

#### 3.1 観測の概要

観測は1986年6月17日から7月17日の梅雨期の約1か月間、筑波山を対象地形として行った。図4に筑波山の地形と観測の概要を示す。筑波山系は南北に約20km、東西に約10kmの幅をもった低い山地であり、その最高峰は海拔876mである。筑波山系は関東平野のほぼ中央部に位置する孤立した山塊であるため降水量分布に及ぼす山地地形の影響を調べるには格好の対象であると言える。

図4の黒丸印はAMeDAS観測点の配置点であるが、筑波山系の降水量分布に及ぼす影響を詳細に見るためには各観測点の位置は離れ過ぎている。そこで、我々は図に示したA, B, C, Dの各点に新たに自記雨量計を設置して、筑波山系のどこで降水量が多くなっているのかを調べた。A点は平坦地であり、そこでの降水量は山地地形の影響を受けていないものと見なせる。これに対して、B点は山地の西側山麓、C点は山地頂部、D点は山地の東側山麓にあたる。これらの地上の特別観測点による雨量の観測に加えて、国立防災科学技術センター(図中NRCDP)の屋上に設置されたセンチ波レーダーによるPPI (Plan Position Indicator) 観測とREI (Range Elevation Indicator) 観測を適宜実施して筑波山周辺の降水エコーの3次元的な分布を求めた。図4に示された一点鎖線はREI観測の方位であり、7°, 17°, 32°, 310°の4方位について行った。

以上の観測データに加えて、解析には館野高層気象台のゾンデ観測のデータを利用した。館野高層気象台は国立防災科学技術センターから南南東約8kmの所にあり、観測期間中は東から南の風が卓越していたことを考えると、そこでのゾンデのデータは筑波山系の影響を受けていない大気の状態を表すものと考えてよいであろう。

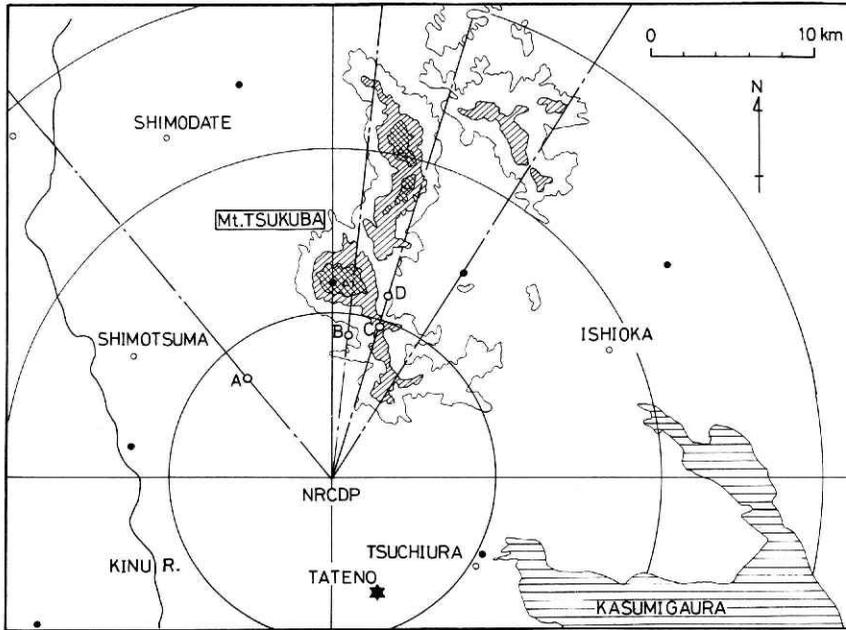


図4 筑波山の地形とレーダー観測の概要。A, B, C, D点は雨量計の設置点, 黒丸印はアメダス観測点を示す。一点鎖線はREI観測の方向である。

Fig. 4 Schematic map showing the topography in and around the observation area. A, B, C and D are locations of rain gauges and black dots show locations of AMeDAS points. Directions of REI are shown by four chain lines.

### 3.2 観測結果

観測期間中の一般場の特徴を表すものとして、館野における高層気象データから求めた風の場の時間—高度断面を図5に示した。図によれば、高度約3 km以上の層では西風が支配的であるのに対して、地上付近の風は東成分が優勢であることがわかる。また、大気中の水蒸気量を表すものとして混合比の時間—高度断面を図6に示した。前に述べた“seeder-feeder mechanism”によれば、風が強かつ大気中の水蒸気の量が多ければそれだけ山地による降水の増幅作用は大きくなることが期待される (Smith, 1979) が、実際に後で詳しく述べるように、6月25日には大きな増幅作用が観測された。

図7は観測期間中のA—D点での日降水量を示したものである。一見して、降水量は平地(A点)に比べて筑波山地の頂部(C点)と東側斜面(D点)で多くなっているのがわかる。このことをより定量的に見るために、日降水量が10mm以上あった日を選び出して表1にまとめた。括弧内の数値は平坦地であるA点での降水量を1とした場合の値で降水の地幅の程度を表す。表によれば、6月25日の例ではA点に比べD点では約2倍の降水量となっている。7例の平均値について見てみると、降水量は筑波山地東側斜面ほど多くなっており、D点ではA点の約1.4倍の降水量となっている。以下では地形による降水量の増幅が最も大きかった6月25日の

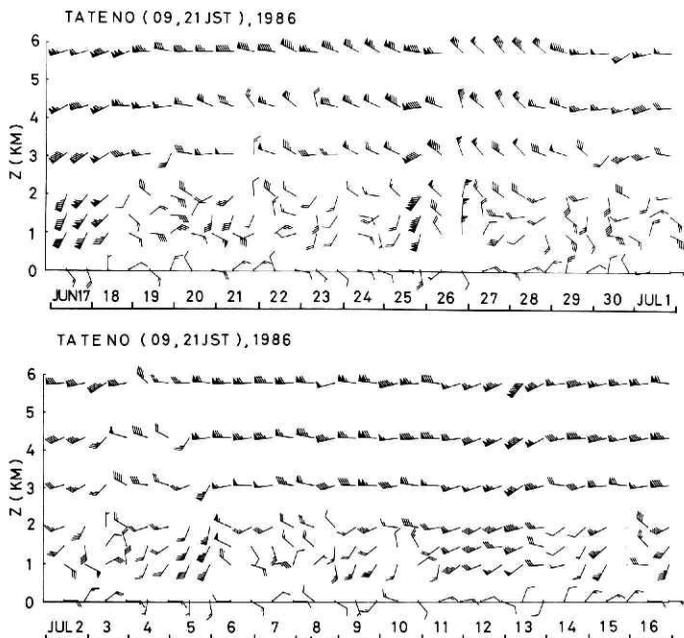


図5 観測期間中の館野における風向風速の時間-高度断面図  
 Fig. 5 Time-height cross section of wind speed and wind direction over Tateno.

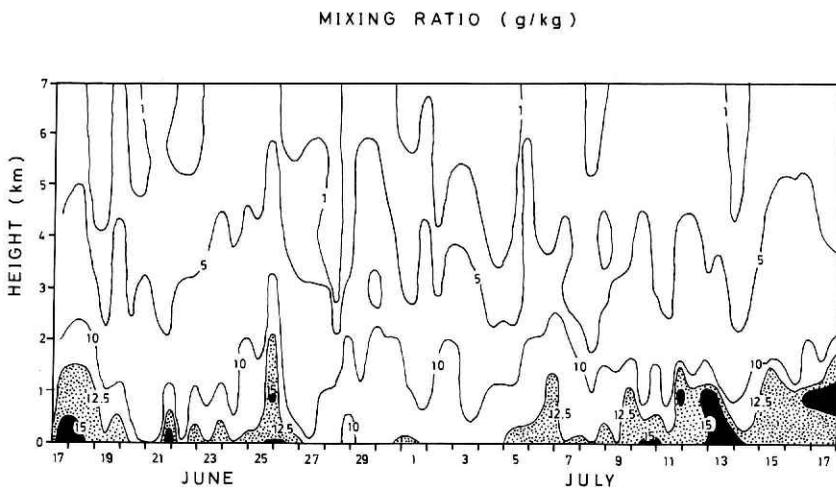


図6 観測期間中の館野における混合比の時間-高度断面図  
 Fig. 6 Time-height cross section of mixing ratio over Tateno.

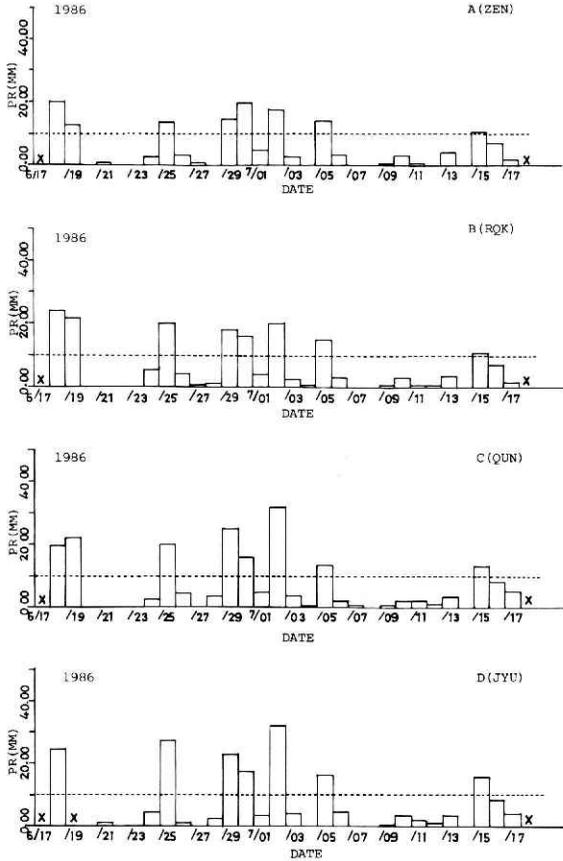


図7 観測期間中のA, B, C, D点における日降水量の記録

Fig. 7 Daily amount of precipitation at A, B, C and D.

表1 日降水量が10mm以上の日についての山地地形による降水量の増加

Table 1 Summary of orographic enhancement of surface precipitation amount.

		mm			
	DATE	A	B	C	D
1986	JUN 18	20.0(1.00)	24.0(1.20)	19.5(0.97)	24.5(1.22)
	JUN 25	13.5(1.00)	20.0(1.48)	20.0(1.48)	27.5(2.04)
	JUN 29	14.5(1.00)	18.0(1.24)	25.0(1.72)	23.0(1.59)
	JUN 30	19.5(1.00)	16.0(0.82)	16.0(0.82)	17.5(0.89)
	JUL 02	17.5(1.00)	20.0(1.14)	32.0(1.83)	32.0(1.83)
	JUL 05	14.0(1.00)	15.0(1.07)	13.5(0.96)	16.5(1.17)
	JUL 15	10.5(1.00)	11.0(1.04)	13.0(1.23)	16.0(1.52)
	AVERAGE	15.6(1.00)	17.7(1.13)	19.9(1.28)	22.4(1.44)

例について、詳しい解析を行った。

図8に6月25日の天気状況を示す。25日の21時に朝鮮半島沖にあった低気圧は6時間後の26日の03時には関東地方を通過し、前線の一部は閉塞した状態となっている。図9に示したように、この日の降水があった時間帯は16時から24時であり、天気図及び降水の状況から、

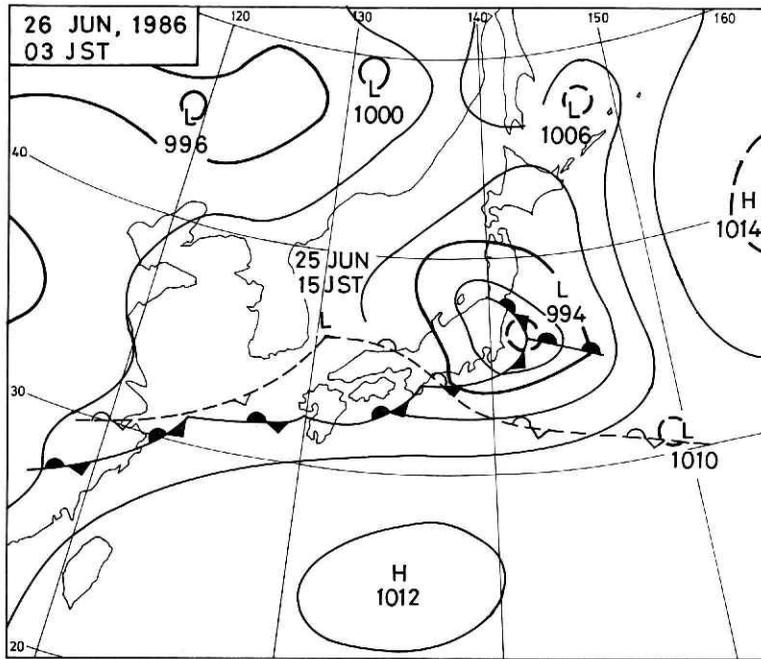


図8 1986年6月26日の天気状況  
 Fig. 8 Synoptic situation at 03 JST on 26 June 1986.

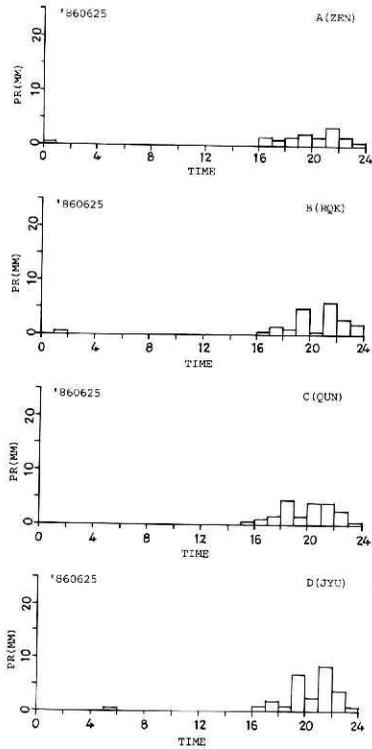


図9 1986年6月25日の時間降水量  
 の変化  
 Fig. 9 Time variation of hourly  
 amount of precipitation at  
 A, B, C and D on 25 June  
 1986.

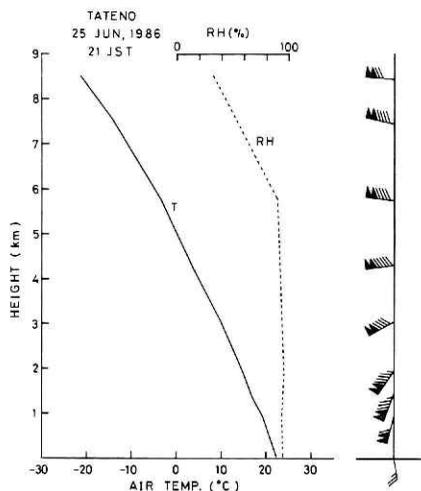


図10 館野における1986年6月25日21時の気温、湿度、風の鉛直プロファイル

Fig. 10 Vertical profiles of air temperature, relative humidity and wind at Tateno at 21 JST on 25 June 1986.

この降水は温暖前線の通過に伴うものであると考えられる。図10は6月25日21時の館野高層気象台の気温、相対湿度、風の垂直プロファイルである。風については、下層大気では南風成分が卓越し、風速は高度1 kmで $22 \text{ ms}^{-1}$ と強くなっており、筑波山による大きな強制上昇流が期待される。また、水蒸気のプロファイルを見ると高度約6 kmに達する降水雲が存在しており、この日は、種まきをする上空の雲(seeder cloud)の存在、湿った大気、強風といった山地地形が降水を強めるのに必要とされる条件が整っていたと考えられる。

筑波山による降水の強化は、レーダーデータの解析結果に明瞭に現れている。図11(a)は筑波山の影響を受けていないと考えられる平地上空のRHIエコーデータの4時間積算値である。図によれば、高度約4.5 kmのところ

にブライトバンドに対応する反射強度の強いエコー層が見られるが、それ以下の高度では特に組織的に強められているところは見られない。これに対して、筑波山上空のRHIエコーデータの4時間積算値を示した図11(b)によれば山地上空の高度約3 kmまでのところに降水が組織的に強められている領域が存在しており、ブライトバンドに代表される上層の降水雲と山地上空の下層大気の降水強化域という2層構造が見られる。このようなエコー構造は図10の高層データと考えあわせて、“seeder-feeder mechanism”が作用していたことを示すものである。即ち、湿った空気が強い南風(図11(b)ではほぼ左から右方向)のために筑波山の斜面で強制的に上昇させられ、地形性の雲が約3 kmの高度にまで形成される(種まきされる下層の雲—feeder cloud—の形成)。そして、前線に伴って既に存在していた、約6 kmの高度にまで達する降水雲(種まきする雲—seeder cloud—)からの雨滴がこのfeeder cloudの中を落下する際に雲粒を捕捉して成長するためにレーダー反射強度の大きな層が山地上空で観測され、図11(b)のような2層構造となったと考えられる。

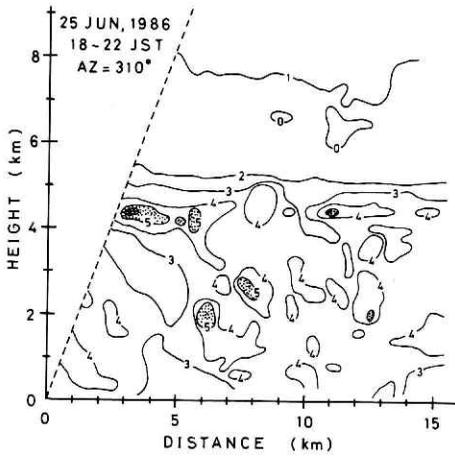


図11(a) 降水エコー強度の4時間積算値(mm)  
平地上空(方位角=310°)

Fig. 11a Distribution of the time-integrated echo intensity (mm) over the plain (azimuth=310°).

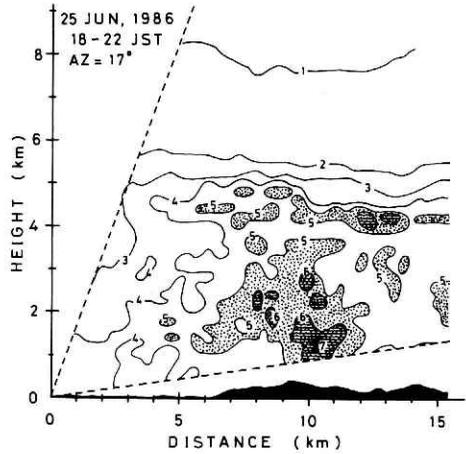


図11(b) 降水エコー強度の4時間積算値  
筑波山上空(方位角=17°)

Fig. 11b Distribution of the time-integrated echo intensity (mm) over the mountain (azimuth=17°).

## 4. 数値実験

### 4.1 数値モデル

6月25日のレーダーの観測結果から“seeder-feeder mechanism”が作用していたことが示唆されたが、この考えで実際に観測された降水量の増加(約2倍)が説明できるかを数値モデ

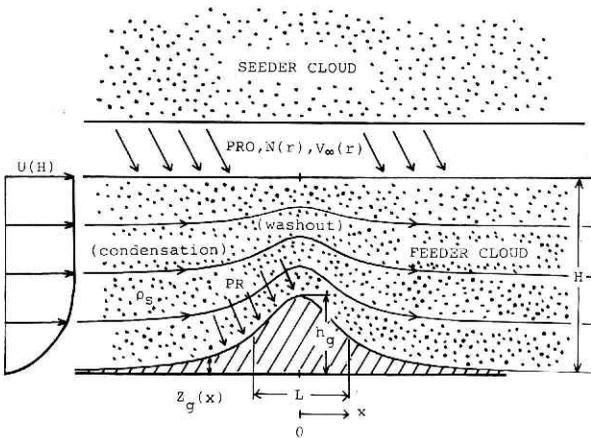


図12 “seeder-feeder mechanism”を説明する模式図

Fig. 12 Schematic picture showing the “seeder-feeder mechanism”.

ルを用いて確かめた。モデルは基本的にはBader and Roach (1977)のものと同じであるが、本研究では風による降水域のドリフトを考慮した。図12にモデルの概念図を示した。

種まきされる雲(feeder cloud)内の雲水量についての保存則は、2次元定常状態のもとで次式で表される。

$$u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = C - A. \quad (1)$$

$q$  : 雲水量 ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ )

$u$  : 風速の水平成分 ( $\text{ms}^{-1}$ )

$w$  : 風速の垂直成分 ( $\text{ms}^{-1}$ )

$C$ は飽和大気が山地斜面に沿って上昇する時に凝結する水蒸気の割合で、

$$C = -W \frac{\partial \rho_s}{\partial z}. \quad (2)$$

ここで $\rho_s$ は飽和水蒸気密度でTetensの式より

$$\rho_s = \rho_a \times \frac{3.8}{p} \times 10^{\frac{7.5t}{237.3+t}}. \quad (3)$$

$\rho_a$  : 空気の密度 ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ )

$p$  : 気圧 (mb)

$t$  : 気温 ( $^{\circ}\text{C}$ )

$A$ は種まきをする雲(seeder cloud)からの雨滴による捕捉されるfeeder cloud内の雲粒の量であり、雨滴の粒径分布 $N(r)$ 、雲粒捕捉率 $E(r)$ 、落下速度 $V_{\infty}(r)$ より

$$A = \pi \int_0^{\infty} N(r) E(r) V_{\infty} r^2 q dr. \quad (4)$$

ここで $N(r)$ はMarshall and Palmer(1948)より

$$N(r) = N_0 \exp(-Ar), \quad (5)$$

$$N_0 = 8 \times 10^3 \quad (\text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}),$$

$$A = 8.2 (3600PR)^{-0.21} \quad (\text{mm}),$$

で表される。ただし、 $r$ (mm)は雨滴の半径、 $PR$  ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$ )は降水強度である。 $E(r)$ はBader and Roach(1977)と同様に考えて、半径 $10\mu\text{m}$ の雲粒に対する捕捉率

$$E(r) = \begin{cases} 0.4 \log_{10} r + 1 & (r \leq 0.4 \text{mm}) \\ 0.9 & (r > 0.4 \text{mm}) \end{cases} \quad (6)$$

を用いた。また、 $V_{\infty}(r)$ はGocho(1978)より

$$V_{\infty}(r) = \begin{cases} 1.26 \times 10^2 r^2 & (r \leq 0.063 \text{mm}) \\ 8r & (0.063 < r \leq 0.6 \text{mm}) \\ 14(0.2r)^{0.5} & (0.6 < r \leq 2.5 \text{mm}) \\ 9.9 & (2.5 \text{mm} < r) \end{cases} \quad (7)$$

とした。

地上における降水強度の増加量はfeeder cloud内で捕捉された雲粒の量に等しいから

$$PR^{(0)} - PT0 = - \int_0^H A dz \quad (8)$$

となる。ここで $PR(0)$ は地上で観測される降水強度、 $PR0$ はseeder cloudからの降水強度、 $H$ はfeeder cloudの上端高度である。

(1)及び(2)式中の $u$ 、 $w$ は次式から計算した。

$$u(z) = UH \left( \frac{z}{H} \right)^{0.5}, \quad (9)$$

$UH$ ：高度 $H$ での風速

$$w(x, z) = u(z) \cdot \tan\beta, \quad (10)$$

$\tan\beta$ ：流線の勾配

ここで、流線の勾配は流線が次式で表わされるとして求めた。

$$s(x, z) = \frac{H \{z - z_g(x)\}}{H - z_g(x)} = \text{const.} \quad (11)$$

ここで $z_g(x)$ は地形を表わす関数で

$$z_g(x) = \frac{h_g}{1 + \left( \frac{x}{L} \right)^2} \quad (12)$$

$h_g$ ：山頂高度

$L$ ：山地の半値幅

である。

風による降水域のドリフトについては次のように考えた。雨滴は空気中を落下するときある大きさ以上になると不安定になり分裂する。雨滴の最大粒径を $r_{\max}$ とすればこの雨滴が $\Delta z$ だけ落下するときに風で流される距離(ドリフト距離) $\Delta d$ は

$$\Delta d = \frac{u \cdot \Delta z}{V_{\infty}(r_{\max}) - w} \quad (13)$$

で与えられる。そして上式は降水域のドリフトされる最小の距離を与えるものであり本研究では $r_{\max} = 8\text{mm}$ として計算した。

#### 4.2 計算結果

計算に用いたパラメータは以下の通りであり、これらは6月25日のレーダー観測，地上降水量データおよび6月25日の21時の館野高層気象データに基づいたものである。

$$\begin{aligned} h_g &= 500\text{m} \\ L &= 4000\text{m} \\ R0 &= 1.6\text{mmhr}^{-1} \\ H &= 3000\text{m} \\ UH &= 28\text{ms}^{-1} \\ \Gamma &= 0.0042^{\circ}\text{Cm}^{-1}(\text{気温減率}) \\ T0 &= 22.5^{\circ}\text{C}(\text{地上付近の気温}) \end{aligned}$$

図13は計算された風の垂直成分 $w$ の分布を示したものである。風は図の左から右に向かって吹いているが、このモデルでは流線が(9)式で表されると仮定しているため、 $w$ が最大になるのはベル形の地形断面を表す曲線(10)式の変曲点の上空であり、その大きさは $1\text{ms}^{-1}$ となっている。また山頂の右側の破線は下降流であることを示している。図14(a)は飽和大気が図13に

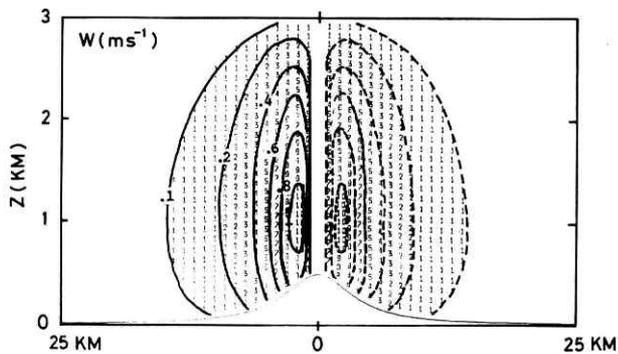


図13 計算された風速の垂直成分の分布

Fig. 13 Calculated distribution of vertical component of wind speed.

示された上昇速度で持ち上げられる時に単位時間に凝結する水蒸気量の分布を示したものであるが、最大の上昇流が観測されるところで $C$ は最大となり、 $w$ が0となる山頂上空で0となっている。山頂右側の破線は、下降流のために雲粒が蒸発することを表している。一方、図14(b)によればseeder cloudからの雨滴がfeeder cloud中を落下するときに単位時間に捕捉する雲粒の量の割合(washout rate) $A$ は山頂上空で最大となっており凝結率が最大となる位置から風下側にシフトしている。また、山頂から右側の領域では $A$ は急速に小さくなっているがこれは山頂右半分が雲粒の蒸発領域であることを反映している。雲水量 $q$ の分布は $C$ と $A$ の分布によって決まるが、(1)式から $q$ は $C=A$ となる所で最大値となる。図14(c)に示したように、その位置は山頂付近で $A$ の分布と類似したものとなっている。

図15は計算された地上の降水量の増幅率( $PR/PR_0$ )を示したものであるが、頂上付近で約2.3倍の増幅率となっている。この計算値は観測された値(2倍)と比べて妥当なものである。

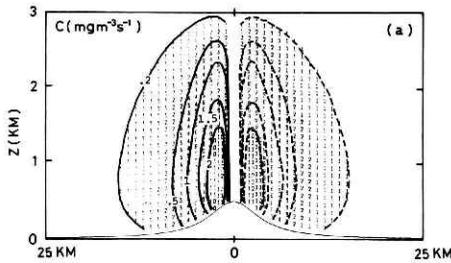


図14(a) 計算された水蒸気の凝結率 $C$ の分布  
Fig. 14a Calculated distribution of condensation rate  $C$ .

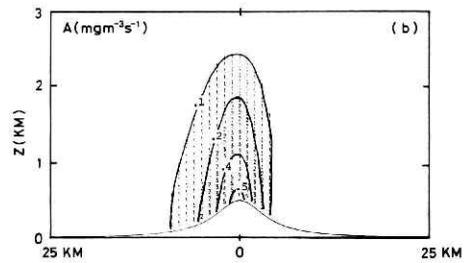


図14(b) 計算された雨滴によって捕捉される雲粒の割合 $A$  (washout rate)の分布  
Fig. 14b Calculated distribution of washout rate  $A$ .

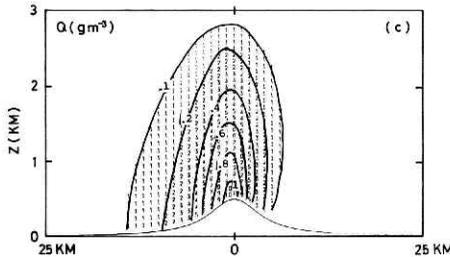


図14(c) 計算されたfeeder cloud内の雲水量 $q$ の分布  
Fig. 14c Calculated distribution of liquid water content  $q$  in an orographic cloud.

しかしながら、増幅率が最大になる位置については、観測では風下斜面であったのが計算では山頂となっている。これは、本研究で用いた風による降水域のドリフトの計算式が最小のドリフト量を計算するものであったためと考えられる。また、増幅率の距離方向の変化を見ても山頂より風下側での減少の仕方が急になっているが、これは図14(c)に示された非対称な雲水量の分布によるものである。

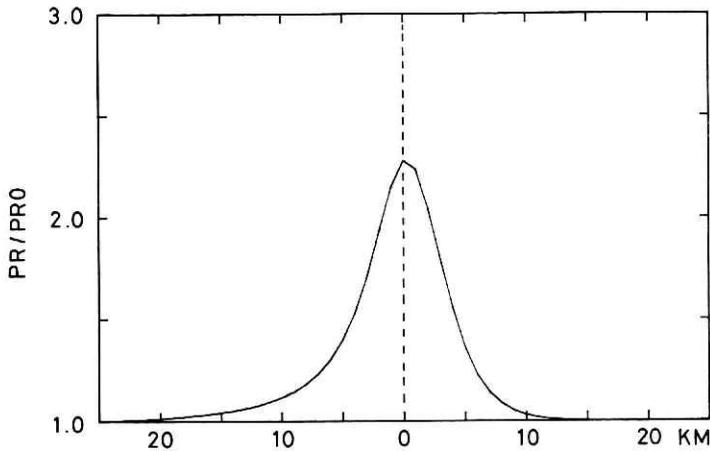


図15 計算された地上の降水量の増幅率(=  $PR/PRO$ )  
 Fig. 15 Calculated precipitation enhancement ( $PR/PRO$ ).

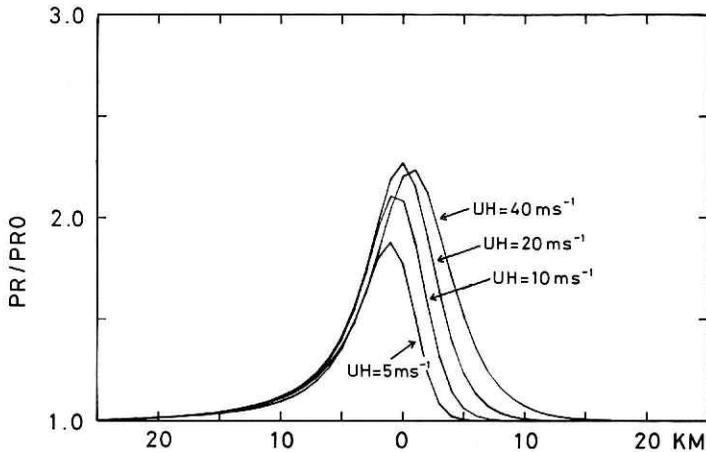


図16 降水量の増幅率に及ぼす風速の影響  
 Fig. 16 Effect of wind speed on the precipitation enhancement.

以上は6月25日の例についての計算結果であったが、その結果に重要な影響を与えると考えられるパラメーターのうち、風速  $UH$  と feeder cloud の厚さ  $H$  が地上の降水量の増幅率に及ぼす影響について調べた。 $UH$ 、 $H$  以外のパラメーターについては前に述べた値を用いた。

図16によれば  $UH$  が大きくなれば降水の増幅率も大きくなり、同時に増幅率が最大となる位置は風上から風下側にシフトする傾向が見られる。しかしながら、 $UH = 40 \text{ ms}^{-1}$  の場合には増幅率の最大値は  $UH = 20 \text{ ms}^{-1}$  の場合とほぼ同じとなっている。これは風が強くなって増幅率が最大となる位置が山頂より風下側に来たため、蒸発の効果が作用したことによる。一方、降水の増幅率に及ぼす feeder cloud の厚さの影響は図17に示したように  $H$  が大きくなれば増幅率も大きくなることわかる。

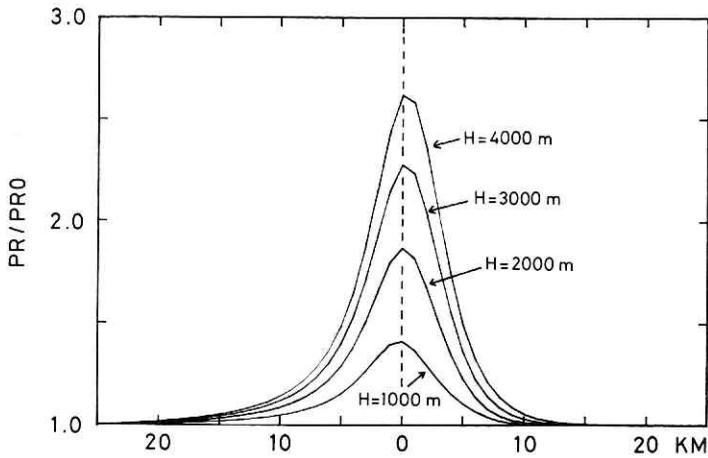


図17 降水量の増幅率に及ぼすfeeder cloudの厚さHの影響  
 Fig. 17 Effect of the depth of feeder cloud on the precipitation enhancement.

## 5. ま と め

山地地形と降水の関係を調べる目的で1986年の梅雨期の約1カ月間、筑波山を研究の対象地形として観測を行った。地上に設置した雨量計による降水量の観測結果によれば、筑波山の風下側斜面(八郷盆地側)では降水量が多く、その増幅率(筑波山の影響をうけていない平地での降水量に対する割合)は7例の平均では約1.4倍であり、最大では約2倍の増幅率が観測された。

観測期間中、最大の山地地形による降水の増幅作用があった6月25日について詳細な解析を行った。この日のレーダーによるREI観測によれば、筑波山上空では、高度約4.5kmに位置するプライトバンドに代表される前線に伴った降水雲の下に、降水が組織的に強められている層が約3 Kmの高度まで存在していた。このような二層構造は平地上空では見られなかった。このことは、山地地形による降水の増幅の理由として、いわゆる“seeder feeder mechanism”が作用していたことを示すものである。

この考えを2次元の数値モデルを用いて確かめた。モデルは基本的にはBader and Roach (1977)のもと同じである。計算結果は観測された降水の増幅率に比べて妥当なものであった。

## 謝 辞

地上での降水量の観測に当たって、全国農業共同組合連合会飼料畜産中央研究所の古川則

夫氏、八郷町十三塚の桜井植一氏、筑波町六所の長戸文一氏には雨量計の設置場所に便宜を計っていただいた。ここに記して感謝致します。

参 考 文 献

- 1) Bader M. J. and W. T. Roach (1977): Orographic rainfall in warm sectors of depressions. *Roy. Quart. J. Meteor. Soc.*, **103**, 269-280.
- 2) Gocho, Y. (1978): Numerical experiment of orographic heavy rainfall due to a stratiform cloud. *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 405-423.
- 3) 気象学会(1977): 昭和51年秋季大会シンポジウム「地形と豪雨」の報告, *天気*, **24**, 27-53.
- 4) Marshall, J. S. and W. M. Palmer (1948): The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- 5) 文部省(1978): 集中豪雨の実態に関する研究, 文部省科学研究費自然災害特別研究成果, No.A-53-4, 1-14.
- 6) Smith, R. B. (1979): The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geoph.*, **21**, 87-230.

(1987年11月30日 原稿受理)