

山岳降水量に関する研究

坂上, 務
九州大学農芸化学科

<https://doi.org/10.15017/23028>

出版情報：九州大学農学部学藝雑誌. 24 (1), pp.29-113, 1969-02. 九州大学農学部
バージョン：
権利関係：

山岳降水量に関する研究

坂 上 務

Studies on the precipitation of the mountain

Tsutomu Sakanoue

第1 わいた 涌蓋山降水量分布に関する研究

1.1. ま え が き

水理計画をたてる場合最も必要な雨量が、果してその計画地域内の降水量を代表しているか否かは、従来より注意されたところであり、特に山岳地帯は気象現象の複雑さのために、実験的にも理論的にも十分研究しにくい現状である。

地表面におちた水の量、すなわち降水量は、それじしん気候型を定めるのに必要な基礎的なもので、土地管理、管農にも不可欠のものである。降水量は川の流れのように直接これを測定することができないので、流域内のいろいろな場所で標本をとつて推定しなければならない。満足の推定をするには、個々の標本はできる限り正確であり、それが応用される地域を代表するものでなければならない。普通比較的平らな人家のある地域での雨量測定技術には、大した困難はないが、山岳地方における雨量を正確に決定することには、多くの困難がある。

この論文は、山岳地方で使う雨量標本採取の技術上の諸問題と、測器の問題を研究し、山岳地帯に、どのように、どれ位の雨が降ったかを決定する雨量観測方法の問題を目的とする。特に涌蓋山を選んだのは、各傾斜面の傾斜角およそ 23° で見事な円錐形山であり、その各斜面の各高度に、多数の雨量計を配置して測定することにより、地形と降雨量などの関係を調査するのに好適な場所であるからである。このような円錐形山では、従来は山岳の降水量は、風上側に多いと考えられていた。この点についても本論文は研究の対象とした。

1.2. 研 究 史

山岳地帯の降水量観測について、従来の型の測器を使用して観測地点を特に増加し、水平分布を詳しく観

測したものは Ashmore⁴⁾ と Balchin and Pye⁶⁾ の研究がある。前者は数百呎の丘でも、降水量において少量の地形の影響があり、また地形の影響だけでは大きな雨は期待出来ず、他の気象条件を伴わねばならないことを研究している。後者は 100 km^2 に 27 箇所の雨量観測所を設け 1 年 3 カ月の間観測を行ない、風と降水分布図の間に関係のあること、ならびに山の風下に少雨域の出来ることを観測している。両者共に、いろいろな都合で長期間の継続観測が得られないので、各種の降水については観測されていない。

日本では只見川上流地区において、仙台管区気象台が、1953 年から 1957 年まで、5 年間調査したものの⁶⁾があり、これがこれまで日本で発表されたもので最大の規模であろう。

これによると $1,200 \text{ km}^2$ の中に 40 個の自記雨量計をおいて、降雨分布型の分類と出現頻度、降雨と流出を求めている。この他磯原地区で水戸地方気象台が降雨原因別雨量分布を調査しているが、⁵⁾ 規模はずつと小さい。また黒部川においてその上流域の 185 km^2 に 20 台の雨量計をおいて測定したものがあり、³⁾ 降雨分布形式は風と関係があるということを求めている。

次に山地の特殊自記雨量計を作つて測定したものがあつた。⁶⁾ ただし、これは水害対策などの多量の降雨については測定しやすいが、少量の降雨は測定し難い。方法は稀硫酸を使い、金属を腐蝕させる簡易なものである。その他 10 日巻時計とか 2 カ月巻き時計を使つた長期自記雨量計⁷⁾がある。

その他特殊形式の雨量計として、水平受水口の他、垂直受水口を 4 つ持つたもの、^{2, 5)} 水平受水口の他垂直受水口を 8 つ持つたもの、⁴⁾ 3 つの受水口を傾斜させて測定するもの¹⁾ などであるが、これ等はいずれも、山のどこか 1 箇所で測定しているが、降雨をベクトルと考えてよいという行き方である。

山岳地方の降水の水平分布については、古くから年総量、月総量などについて調査されている。降雨 1 回毎の分布については外国では前記 Ashmore,⁴⁾ Balchin⁶⁾

の外 Beebe,⁸⁾ Barns,¹³⁾ Hiser²⁷⁾ のものがあり、特に地形性降雨については Baer,⁹⁾ Bonacina,¹¹⁾ Fletcher¹⁸⁾ のものがあり、日本では管谷^{71,72)} の研究がある。これによると地形、標高と関係がある場合、関係がない場合、中間の場合と分類している。これは吉田,^{82,83)} 大阪管区気象台,⁵⁴⁾ 児玉,^{39,40)} 今田,²⁹⁾ 竹花⁷³⁾ 等の論文に見られるように、他の地区でもほぼ同様である。そして降雨をもたらす主風向とその斜面の向きが一致するか、しないかは、分布形式と非常に関係があるようである。

標高と降水量については古くから研究されており、紹介されたものも多い。^{47,63)}

この他 50 mm とか 100 mm とかの大雨をもたらしたときの大分布図から、その原因を気象学的に解明しようというのは数多くあるが、^{32,37,79)} 十分とはいえない。

山岳地帯は容易に行けない特色があるので、無線または有線で基地に連絡するロボット雨量計が必要になるが、日本では主として気象庁、電力会社が観測に利用しており、1952年実用に用いられてからかなり普及してきた。1961年6月現在約200カ所の無線ロボット雨量観測所が活躍しており、洪水時にその大要を知る上に役立つている。

雨量計としてのレーダー使用の考えはかなり前からあり、⁶⁵⁾ 将来は雨量計に代り得ることも考えられるが、実用に役立つている例はない。

1961年になつて日本で雨量計レーダーの研究も進み、最近沖電気では半径 50 km 内のレーダーエコーから、数十%以内の誤差で雨量を知ろうという試みがなされているが、発射した電波による反射因子 Z は雨の強度のみならず、雨の性質(地雨、しゅう雨)などに関係するので、雨の強度 R との間関係はかなり幅広い結果が得られている。また、現在地上観測値との比較研究されていないので、すぐに使えるわけではないが、広範囲の降雨をすぐに把握出来る点など有効な面もあるので、将来経費が十分であれば、目的によつては十分使えよう。

次に雨量観測点の密度については Fletcher¹⁸⁾ が水文学的研究をしている。また Linsley⁴⁴⁾ のものは、55個の観測値に対する1個の値、2個の値の平均値…の誤差を求め

$$E = 0.186P^{0.47}N^{-0.60}$$

E : 平均誤差(吋) P : 降水量(吋)

N : 雨量計の数

の実験式を得ている。精度については Haff and Neil

²¹⁾ の研究、Sanderson and Johnstone⁵⁸⁾ の研究があるが、まだ明瞭な結論を得ていない。山岳地帯は殊に、山岳自身の影響も十分考慮せねばならず、まだ定性的段階であり、理論的にも実験的にも余り研究が進んでいない状況である。

山岳地帯では降雨の際は、風が強いのが普通であるから、そのようなときは、どのような測定方法によつた方がよいかは Koschmieder⁴¹⁾ の研究、Hayes²⁵⁾ の研究がある。

彼らは、くぼ地設置の傾斜口雨量計が必要であろうといっている。このことは世界気象機関(W.M.O.)でも取上げ、⁷⁷⁾ 山岳地では山の斜面に平行な切口を持つた雨量計で観測することを進めている。Serra⁶¹⁾ と Helmers²⁶⁾ もこれに類した研究を行なつている。

山岳雨量の研究の中で円錐形山については Geiger の比高 100 m の小丘 Hohenkarpfen での研究¹⁹⁾ がある。これは小丘の風向および雨量の観測を行ない、受水口が水平の普通雨量計の観測では、風下側が風が弱く同時に雨量が多いという結果を得ている。Geiger は更に風上側と風下側に斜面に平行においた雨量計を増設して、水平雨量計との比較観測を行ない、風上側では僅かに斜面雨量計の方が多という結果を得た。そして、これは実際には斜面に降る雨量は風の影響と斜面の影響とが競合つた結果になると注意している。この問題については、武田⁷⁴⁾ は非圧縮流体の2次元ポテンシャル流の降雨線に直角な面上の降雨強度は、一般に風下側が大きいき、風速が大きくなると、その差が少なくなることを理論的に求め、更に水平雨量については風上で少なく、風下が多いし、斜面雨量については対称であるとの結果を得ている。これによつて降雨強度の重要性が十分認識された。

さて垂直気柱の中に含まれている水蒸気が全部凝結して降つた場合の降水量、すなわち可降水量については、応用水理学の面から重視されている。これによつて山岳地方にいくら降るといふ算定も出来るが、³⁾ 実際とはかなり隔たりがある。比較的広い地域で、雨、雪として地表に降つてくる量が、有効大気水分の何%に当るかを次式でアメリカのイリノイ州について計算した例がある。²⁸⁾

$$Dt = \frac{t \cdot v \cdot b \cdot w}{A}$$

Dt : 1カ月に入ってくる全水分量(吋)

t : 期間

v : 入つて来る気流の速度

b : 入つて来る方向に対する州の垂直線の幅(哩)

w : 単位空気に對する可降水量(吋)

A : 州の面積(哩²)

地表から5 km までの上空について Dt を計算するとほとんど最大になる。しかし地点における総降水量と比較すると春最大で7.3%, 年平均では5.6%である。この値は小さすぎるようではあるが、他にこの種の研究は見当たらない。

次に山岳自身に影響する問題として、雨滴とその山地侵食については日本にすぐれた研究⁴⁹⁾がある。これには衝撃力について考察がなされており、山地に十分利用出来よう。川口³³⁾によると侵食作用は (a) 雨滴の地表面衝撃作用, (b) 土壌の降雨吸水による不均等膨張, または放出される空気の破壊作用による土壌の安定構造の破壊, (c) 降雨が地表流下水となつての土壌分散作用, (d) 地表流下水としての土壌運搬作用の4つが考えられる。このうち (a), (c), (d) は強雨程大で, 強度が関係し, (b), (d) は量が関係している。とにかく, 侵食には種々な因子があつて, それが相互作用をしつつ働いているわけである。現在得られている資料からは, 山地からの土壌侵食量は年流出表土平均深にして, 10^{-1} mm のオーダーで, 強雨, 大雨の場合は1回の降雨で年流出土量の大半が流出すると考えられている。³⁴⁾

山岳の一般気候について調べられたものは多い。^{7,12, 14, 15, 16, 20, 24, 43, 56, 64, 78)}

この多くはその局地的問題を取扱つている。山岳気候と植物生態については矢沢⁸⁰⁾の研究があるが, 山岳の中の調査研究は極く僅かである。

山岳の植物生態と地温との関係は Aulitzky⁵⁾ の調べたものがあるが, 局地的で, また日本と比べると温度はかなり低く, 違いがある。

本論文では見事な円錐形山に雨量計を配置して降雨分布と風との関係を7年間調査した結果を述べ, 山岳の降雨は降雨線に直角な降雨強度が問題であるため, ベクトル雨量計によるベクトル観測結果と風との関係を調べ, 山岳降雨の実態を研究したものである。一方, 涌蓋山の降雨分布について普遍の特徴を見出すために, 九州大学農学部農業気象学教室の, エッフェル型風洞を使用し, 模型実験を試み, 水平雨量と斜面雨量の関係を調査研究し, またずつと小さい山として羽犬塚, 九州農業試験場の小山に傾斜雨量計と普通雨量計を併置して降雨の実態を調査した。そして, これらの研究でわかつた降水量, 風等の気候要素と実際の山の植物群落, 山の土壌状態などの関連についてもその研究の結果を述べる。

本研究は, 武田京一教授の御指導によつて開始し, その後も続けたもので, 開始当時から九州電力株式会

社の援助, 1959年は文部省科学研究費の援助を得て行なつた。

高田雄之教授には全般的な御指導と御激励を, また青峯重範教授には土壌分析などに関して御援助を, 植物名の同定には清水正元博士の御援助を, 森林生態については佐藤敬二名誉教授の御指導を得て行なつた。

実地の測定は非常に困難を伴う場合もあつたが, 松田昭美助手をはじめ農業気象学教室各員, 特に高田吉治教務員は非常によく協力され, そのためうまく観測できた。また現地の九重町筋湯, 宮川敦美氏は屢々巡回され, そのためよい記録をとることができた。その他, 鈴木義則大学院生, 福島勲研究生はよく協力された。それからデータ統計, 製図については長野スグル氏の協力を得た。

その他文献については熊谷才蔵元教授, 宮島寛教授等の方々御援助によつた。

記して, これ等の方々深く感謝の意を表する。

1.3. 涌蓋山における降水量の観測

概 要

九州中部山岳地帯で, 阿蘇山の北方およそ20 km の九重山系の1つに見事な円錐形山の涌蓋山がある。この涌蓋山は標高1,300 m, 比高600 m で, 東, 西, および北面は標高900 m の裾野に続く高原であるが, 南面は九重連峯の1,200 m の峯に続く。この涌蓋山を選んだのは円錐形山のために, 各傾斜面に, 自由な高度で雨量計等がおかれ, 研究に便利なためである。

各傾斜面の平均の傾斜角は23°であるが, これについては, IIの地形の項に詳細に述べる (Fig. 1, Fig. 2)。

研究の対象にしたのは涌蓋山およびその周辺のおよそ50 km² の範囲であるが, ここは九州第一の河川, 筑後川の最上流域で, 東側は玖珠川, 西側は杖立川が流れ始めており, これが筑後川の本流に流れ込んでいる。

観測を開始したのは1955年で, 1961年まで続けたが, 山岳のため観測しやすい暖候期の4月から11月の間である。ただし1961年のみは1~2月積雪調査を行なつた。

観 測 方 法

1955年(第1年度)

観測の対象となつた涌蓋山周辺域は面積凡そ50 km²であるが, 1955年の第1年度は次の表1のように42個の雨量計と2個の風速計を Fig. 3 のように配置し

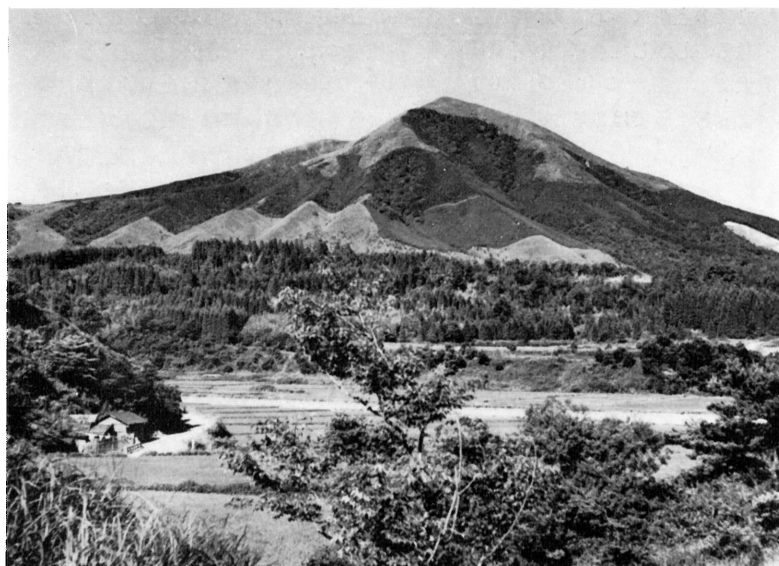


Fig. 1. 東側から見た涌蓋山.

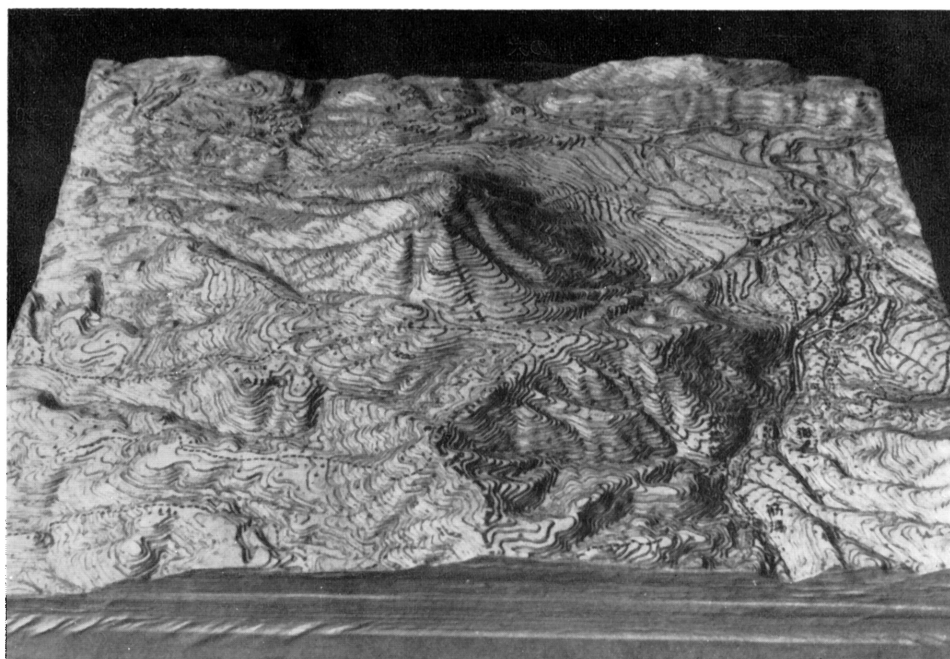


Fig. 2. 南側から見た涌蓋山模型.

た. すなわち雨量計は涌蓋山頂 1,500 m を中心にして, 1,400 m, 1,200 m, 1,000 m, 900 m の東, 西, 南および北の方向に配置し, 比較のためさらにこの近傍にも配置した. なお, 設置点一覧表は付表 1 で示す.

観測に使用した積算型自記雨量計は Fig. 4 のようなものであり, バイメタルにつけたペンを, 晴天日

は必ず変化する気温差により横に動かし, 判別できるようにしたもので, 一雨の積算量を自動的に記録できる. 受水口は直径 14.1 cm で普通の雨量計の受水面積の 1/2 であり, 下のタンクの直径は 20 cm であるから, 雨量 10 mm 降ればタンク内の水位は 5 mm 上昇し, フロートを経てドラムに巻いた用紙は 5 mm

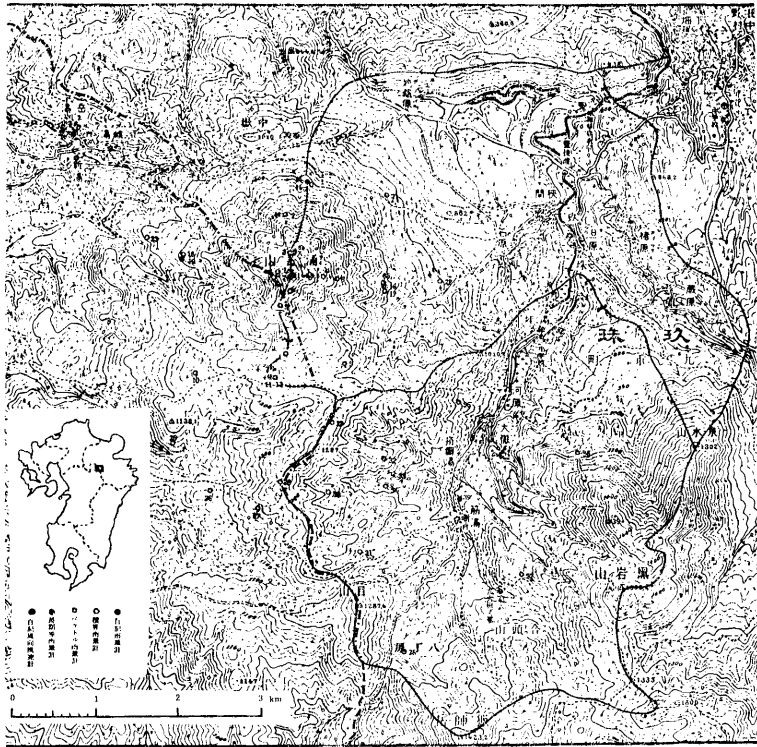


Fig.3. 1955~1959年雨量計等配置図。雨量計横の数字は観測点番号。

Table 1. 1955年初年度使用器械一覧表。

種	類	個数
長期巻自記雨量計		4
積算型自記雨量計		31
" "	(アルター型助炭付)	5
日巻自記雨量計		2
長期巻自記風向風速計		1
日巻風向風速計		1

動くのである。すなわち降雨量の1/2の縮尺で表われてくる。また2mmまでの精度を保つことが出来る。なおタンクの有効高は500mmであるのが、1,000mmの降水までは記録できる。晴天の際は自記温度計としてバイメタルが動き、何回でも横線を入れるので、他の長期巻自記雨量計と併置しておく、何月何日の降雨ということが測定出来る。その記録の1例は Fig. 5 で示す。このように原理は単純であるので長期間山岳地に放置する場合便利であり、原則として大雨直後に登山し見廻るようにした。この積算型を多数使用したので、降雨結果の解析は原則として一雨降水量をとるようにした。

なお、現地はかなり風が強いので風よけの意味をも

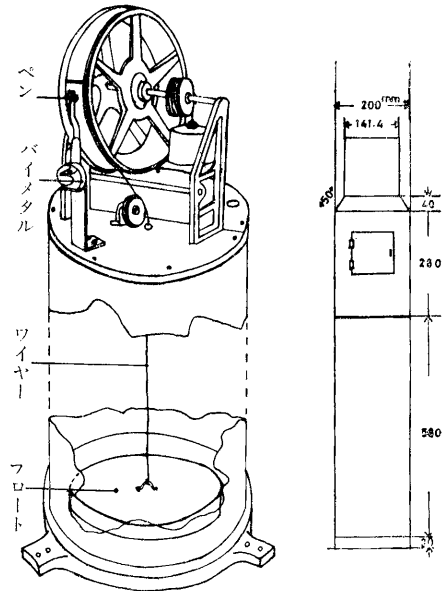


Fig. 4. 積算型雨量計内部構造 (左) および外観図 (右)。

つて、北 1,000 m 地点、東 1,000 m 地点、および西 1,000 m 地点には長期巻自記雨量計と併置して、ア

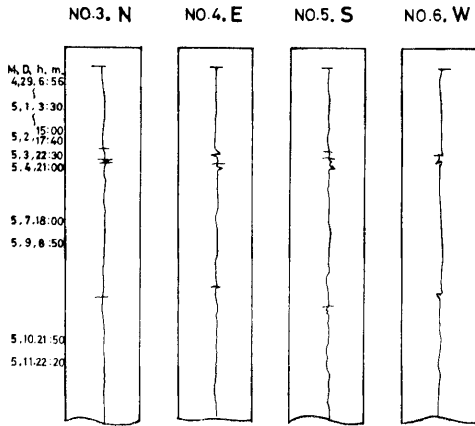


Fig. 5. 積算型雨量計記録紙図 (1955年). 東, 西, 南および北面の 1400 m のものを示す.

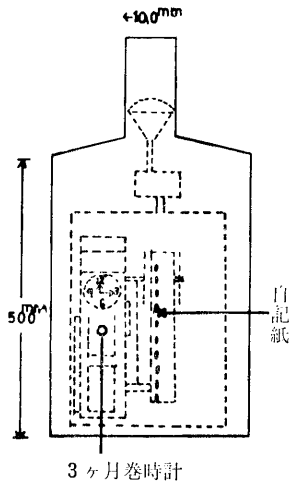


Fig. 6. 長期巻雨量計図.

ルター型助炭付積算雨量計を, 比較のため南 1,200 m 地点と同じ積算型の一方にアルター型助炭付を設置した.

長期巻自記雨量計は Fig. 6 のようなもので, 受水口は直径 10 cm で 3 カ月巻きの時計を有し, この期間 1 mm 毎の降雨を自記紙にペンで記録するものである. 全体は小型に出来ていて 1 人で運搬でき山岳に携行するに便利である. 記録の 1 例を Fig. 7 に示す. これは原則として一雨の降雨を決定するために利用した.

日巻自記雨量計は一般に使用されている雨量計であるが, これは毎日自記用紙を取替える手数を要するので, 近くに人家のある所, すなわち湯坪小学校と, 九

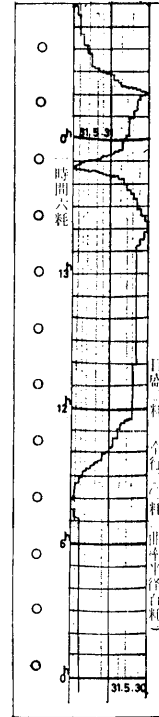


Fig. 7. 長期巻雨量計記録紙.

電地蔵原取入口に配置した.

長期巻自記風向風速計は Fig. 8 と Fig. 9 のようなもので, 3 カ月巻きの時計により自記紙が動き, そのときの風向, 風速をペンで記録するものである.

その記録の例を Fig. 10 に示す. この風速計は中央気象台で試作したものを改造して使用したものである. 風速計は 3 杯式で風程 1 km 毎に電接するようになっており, 風向計は風見が動くとき東, 西, 南, 北の 4 接点のうちの中の一つに回路が出来て, そのときの風向が自記部で記録されるようになっている.

日巻自記風速計は一般に使用されるものであり, これは九電地蔵原取入口に置いた. このような器械を配置して原則として一雨毎に観測した.

1956 年~1958 年 (第 2~4 年度)

1956 年は都合によつて黒岩山の No. 38 を中止し No. 39 は筋湯に移設した. また雨量計のフロートの一部改造した. 1957 年は No. 11, 12 を多少下に移設した. また降雨と関係のある山頂附近の風の実地観測を行なった. 1958 年はこれらの雨量計の他, 山頂の風向, 風速計を欠測なしに運転することに力を入れた. その他風の特別観測を行なった. そして山岳降水

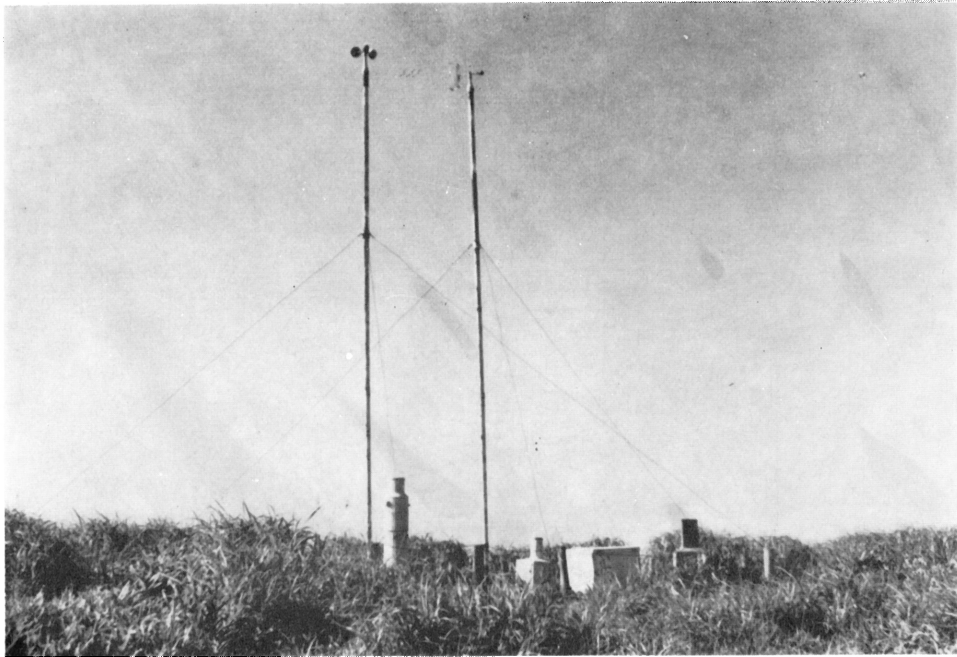


Fig. 8. 涌蓋山頂の観測器械.

左から風速計, 積算雨量計, 風向計, 長期巻雨量計,
風向速自記器およびベクトル雨量計.

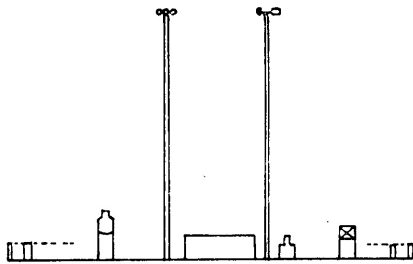


Fig. 9. 涌蓋山頂に設置した風向,
風速計と雨量計.

量分布と一般風の関係, 山の斜面への雨量などについて研究を行なった.

1959年~1961年(第5~7年度)

1959年, 1960年, 1961年はベクトル雨量計の観測を主にしたので, Fig. 11 のように大幅に変更した. なお, その一覧表は付表2, 3に示す. また1957年より使用したベクトル雨量計は受水口は水平の他, 東, 西, 南および北面の垂直の同口径の受水口を持ち, 各受水口からの雨量を下の貯水瓶に受けるので, 一雨毎に降雨直後に登山してメスシリンダーでその量を実測し, その降雨時の平均の降雨ベクトルを測定し

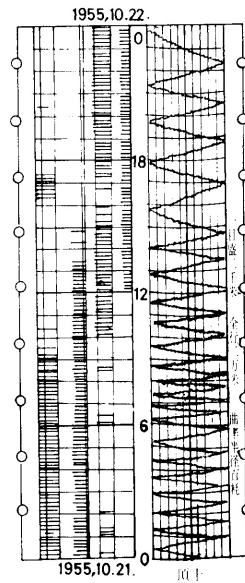


Fig. 10. 長期巻自記風向, 風速計記録紙.

た. Fig. 12 にその形態を示す. なお受水口は5面共20.0 cm の正方形とした.

1959年よりは多雨量を積算出来るように口径を14.1 cm 角とし, 受水口の形状を若干変更し, 余計



Fig. 11. 1961年配置図.

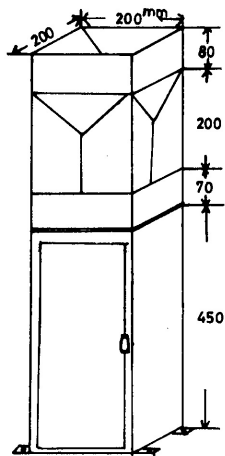


Fig. 12. ベクトル雨量計図.

な雨が流れ込まないようにした (Fig. 13, 14).

1960年よりは降雨時のベクトルの変化を知る目的で、5要素自記ベクトル雨量計を東京、ウイジン工業に依頼して試作し、2週間巻きの時計で自記紙を運

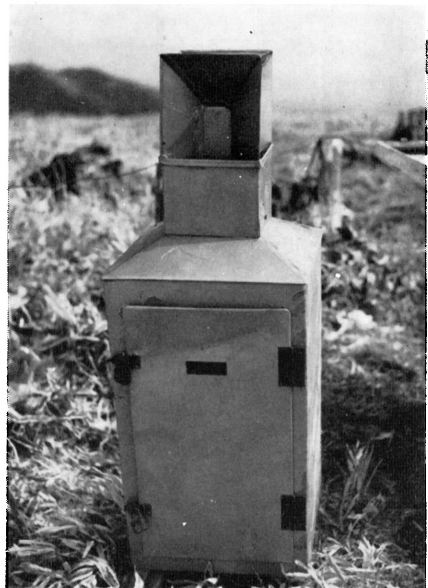


Fig. 13. ベクトル雨量計 (改造型).

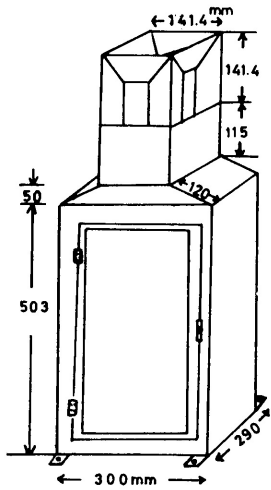


Fig. 14. ベクトル雨量計図 (改造型).

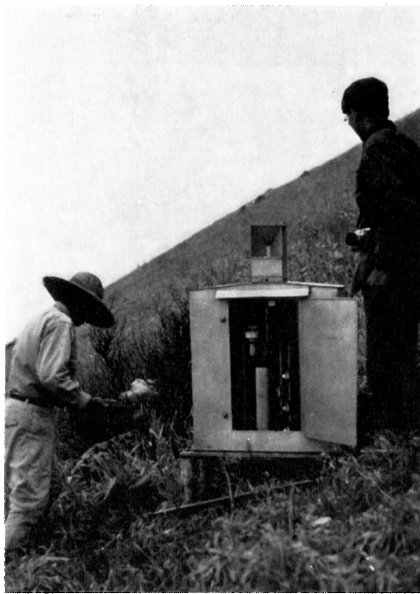


Fig. 15. 自記ベクトル雨量計.
中の白い筒は自記紙

転して、各要素の変化をペンで記録した。器械の概要は Fig. 15 に示すが、Fig. 16 はその自記紙の 1 例で、東、西、南、北、および水平の切口からの雨量の積算カーブとして記録されている。その他観測のため登山の都度、磁石、高度計の他に、アスマン乾湿計で温度、湿度を測定し、また風の特別観測としてピラム型風向風速計で随時観測を行い、一方発煙筒による風の観測も数回実施した。

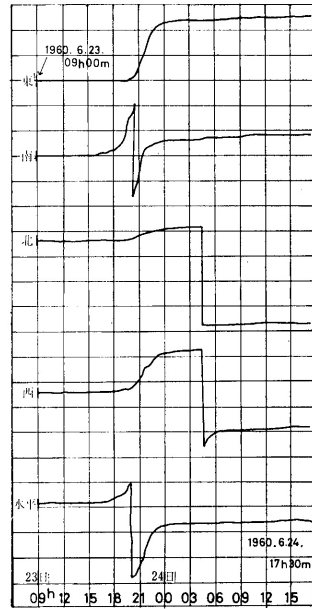


Fig. 16. 自記ベクトル計記録紙.

観測結果

大要

1955年(第1年度)

観測は水平雨量計によるものであるが、観測開始当時の1955年は、不馴れのために積算型雨量計のフロート自身が沈むもの、登山者および放牧の牛により加害されたものなどがあつて、5月～11月の観測期間、約半数の雨量記録が完全である程度であつた。また山頂の風向、風速長期自記計は故障が続出した。

1956年(第2年度)

2年度の運転状態は多少改善され、積算型のフロートの中不良なものも取替えた。

1957年(第3年度)

積算型雨量計のフロートは1956年より全部改造し、軽金属製に改めたので沈下の心配はなくなつた。ただし前半年毎月の巡回を怠つたため十分とはいえない。

1958年(第4年度)

全般として最も良く作動した年である。頂上の風向、風速自記計も修理し、巡回も毎月1回以上行つたのではほぼ完全に動いた。

1959年(第5年度)

ベクトル雨量観測を重点として観測し、全般の観測地点を減じたので作動状況は良好である。なお頂上の風向、風速長期自記計は修理のため運転しなかつた。

1960年(第6年度)



Fig. 17. 涌蓋山西斜面の傾斜口雨量計と普通雨量計。
その右の遠方に見えるのは長期巻雨量計、
下のはベクトル雨量計（旧型）。

第5年度と同じく全般に良好な作動状況で、頂上の風向、風速計も運転し、かつ積算型雨量計には傾斜口の受水口をつけたものを追加配置して、ベクトル雨量計と共に観測して山岳雨量の実態を知るようにした (Fig. 17 参照)。なお山の四周の山麓に、自記温度、湿度計をおき観測した。

1961年（第7年度）

第6年度と同じく作動状況はほぼ完全である。また1～2月、冬季積雪量の観測を行なった。

結 果

1955年の水平面雨量計による観測

この年の一雨降水量の観測は4月から11月まで48回降雨について行なった。結果は付表4のようである。

方位別水平雨量と標高を示したものが、Fig. 18であり、小雨群は山頂が多雨か麓と等雨、多雨群は方位によつて山頂より多い所と少ない所があることがわかる。

また各降雨分布図を多雨域の存在およびその位置によつて、1955年の48回降雨の中、比較的資料の揃っている30回について分類すると、つぎのような4型に分類される、

A型は最多雨域が山頂の西側にあるもの

B型は最多雨域が山頂の南側にあるもの

C型は最多雨域が山頂の東側にあるもの

D型は山頂程降雨が少なくなっているもの

Table 2. 降雨分布型と降雨番号。

型	A	B	C	D
雨 番 号 (No.)	2, 4, 8, 9, 27	1, 3, 7, 15, 17, 21, 31,	10, 12, 13, 18, 19, 20, 22, 23, 24, 25, 28, 29, 30, 39, 47, 48, 49	40
回 数	5	7	17	1

その結果は、表2のようになり、一般に多雨時には山頂の東、北斜面が多く、南、西斜面に少ない傾向がある。各型の実例を Fig. 19 から Fig. 26 に示す。また、この際のウインド・ローズ（風配図）を調べると Fig. 27 のようで、最多雨域が山頂の西側にあるA型では南東風が多く風下側に多雨域がある。山頂の南側に多雨域があるB型では北風が主風であり、山頂の東側に多雨域のあるC型では西風の成分が圧倒的に多い。またD型は山頂のすぐ東側に北へ台風が抜けた例であるが、風速も強く、また風向も漸次変つてい

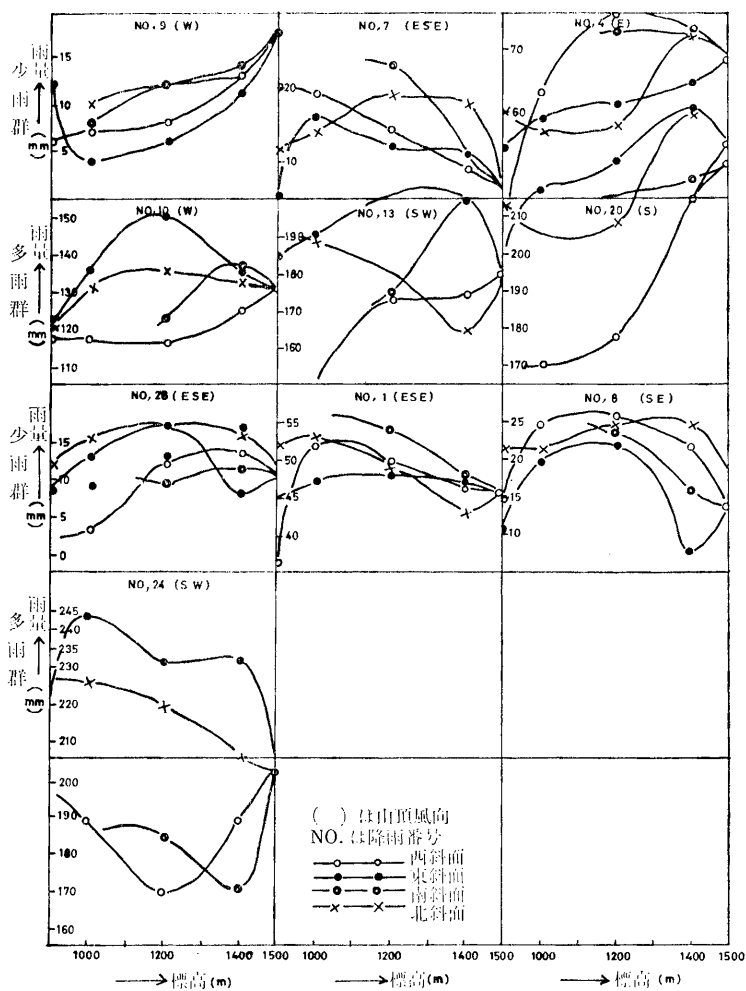


Fig. 18. 1955年方位別水平雨量と標高.

る。このようなことから雨量分布図の吟味には風が重要であることがわかる。なお、このような降雨分布型式と降雨原因によって分類すると表3のようになる。低気圧ではその通る経路によってA, B, Cの何れかの型、寒冷前線、梅雨前線で、C型が多くなっている。また1年間を通じると涌蓋山の南東側に多雨域が存在していることは Fig. 28 のようである。

1956年の水平雨量計による観測

1956年はフロートを軽金属製に取替え、自記記録用紙を湿気によって伸縮しない記録紙に取替え、良好なる資料を得ることができた。

一方、登山者による被害も特に頂上付近にひどく、自記の資料は運転開始した3月18日から、終了した11月11日まで47回の降雨があつたが、1/4程度し

Table 3. 降雨分布型式と降雨原因。(1955年)

型	A	B	C	D	計
気象現象					
低気圧	2	1	2	0	5
寒冷前線	1	3	5	0	9
温暖前線	2	1	1	0	4
梅雨前線	0	2	6	0	8
台風	0	0	3	1	4

かとなかつた(付表5)。この年も1回毎の降水量の降雨図を作り検討したが、毎月の降水量のうち主なものをあげると次のようである。

7月。6回降水があつたが、最多雨域は、東1,200m点で330mm、最少雨域は、西1,000m地点で179mmである(降水量比54%)。



●雨量観測点および番号
東の風 平均風速6m/S
△山頂

Fig. 19. 降雨分布図.

A型 No. 4.

1955年5月7日18時～5月9日8時50分,
前線および低気圧.

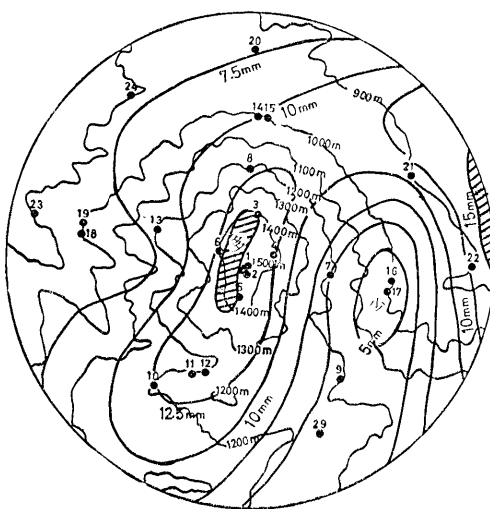


●雨量観測点および番号
北東の風 平均風速5m/S

Fig. 21. 降雨分布図.

B型 No. 1.

1955年4月29日6時50分～5月1日3時30分,
停滞前線.

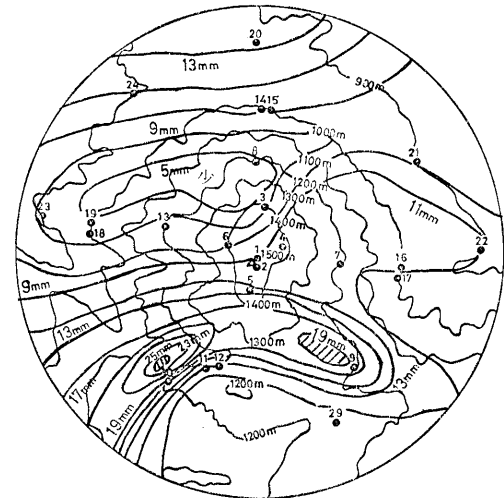


●雨量観測点および番号
東の風 平均風速3 m/S

Fig. 20. 降雨分布図.

A型 No. 9.

1955年6月5日17～21時.



●雨量観測点および番号
北西の風 平均風速6 m/S

Fig. 22. 降雨分布図.

B型 No. 15.

1955年6月22日3時～6月27日8時,
梅雨前線停滞.



●雨量観測点および番号
北西の風平均風速3 m/S

Fig. 23. 降雨分布図.
C型 No. 47.

1955年10月14日, 寒冷前線通過.



●雨量観測点および番号
南西の風平均風速3 m/S

Fig. 25. 降雨分布図.
C型 No. 35.

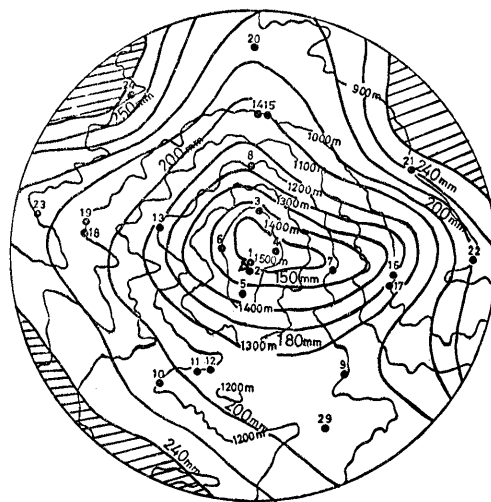
1955年9月7日, 弱い前線.



●雨量観測点および番号
南西の風平均風速6 m/S

Fig. 24. 降雨分布図.
C型 No. 49.

前線および低気圧.



●雨量観測点および番号

Fig. 26. 降雨分布図.
D型 No. 38. 台風

1955年9月28日~9月30日, 九州南部から九州縦断し北上.



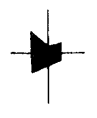

型	A	B	C	D
風向 頻度				

Fig. 27. 降雨分布型と風配図.

8月. 7回降水あり, 最多雨域は, 東 1,200 m 地点で 634 mm, 次多雨域は 1,200 m 等高線を南北の方にさらに延した所, 最少雨域は西側 900 m で 405 mm である (降水量比 64%).

9月. 8回降水あり, 最多雨域は南側 1,000~1,400 m の地点で 292 mm, 最少雨域は涌蓋山より南側 3 km の 1,100 m 地点で 148 mm である (降水量比 50%).

10月. 6回降水があるが, 大休一様な分布をなして

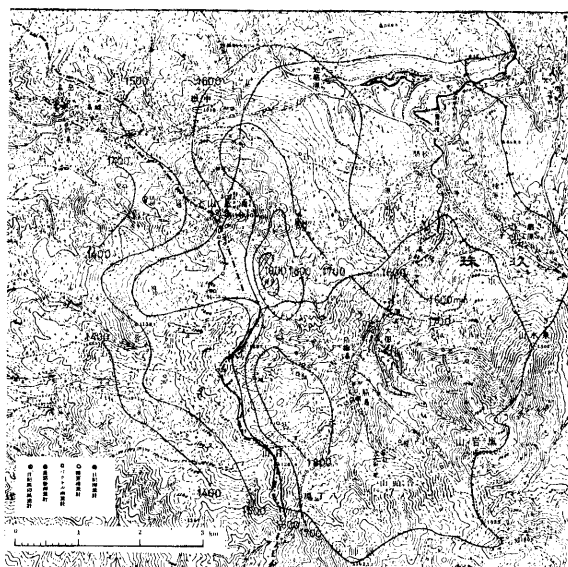


Fig. 28. 1955年暖候期総降水量図.

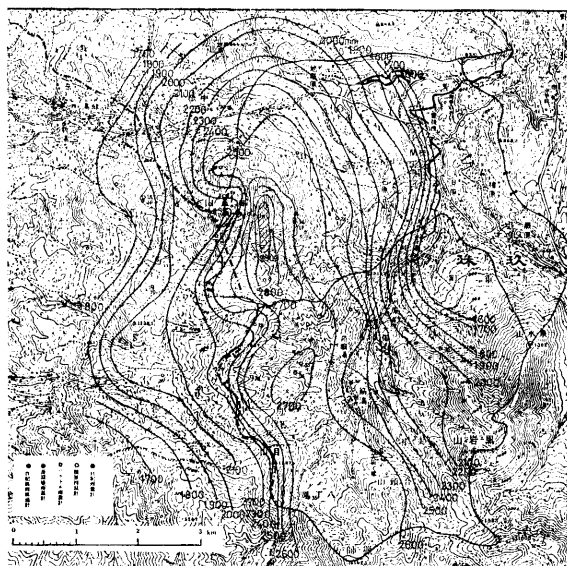


Fig. 29. 1956年暖候期総降水量図.

いる。北側 900~1,200 m 附近に広く多雨域が見られる。1年を通じては Fig. 29 の 1956 年の暖候期降水量に明らかなように、涌蓋山東 1,200~1,300 m の所に 2,900 mm の最多雨域あり、西側 900 m 地点は 1,849 mm で、東側もまた少なくなっている (降水量比 63.7%)。

なお各降雨の際の風向を調査したものは、つぎの表 4 のようである。従つて南西の風のととき最降雨をもたらしていることが多く、風向と関係があるように思われる。

Table 4. 涌蓋山降雨時の風向。(1956年)

方向	E	W	S	N	卓越風向
3 月	0	4	6	3	SW
4 月	4	4	9	4	S
5 月	7	9	10	7	SW
6 月	4	6	13	1	S
7 月	0	8	8	4	SW
8 月	2	4	8	2	S
9 月	7	3	9	3	SE
計	24	38	63	24	SW

1957年の水平雨量計による観測

この年も大体同様な調査を行ない、1年間を通じてみると、5月から11月まで42回の降雨があつたが、最多雨域は涌蓋山東南方で1,000 m の標高地点(筋湯)の2,726 mm、最少雨域は西側 900 m の標高地点

の1,924 mm で、70.6%に当り全体の分布は1955年、1956年と少し様相を異にする。付表6および Fig. 30 にその概要を示す。

1958年の水平雨量計による観測

この年は頂上の風速計もよく運転できたので、今までわかつた風の、降水量分布におよぼす影響などを更に詳しく調査した。すなわち4月6日より11月16日まで75回の降雨があつたが、この中には、小雨のものや、局部的降雨のものもあつた(付表7)。

また2 mm 以下の降雨は積算型では正確に記録しないことがわかつたので、全観測地点の平均が10 mm 以上のものを選び、38回の降雨について主に解析した。山頂風から主風向別に8方位に分けて分類した(表5)。

Table 5. 8方位風向と降雨回数。(1958年4~11月)

風向	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	計
降雨番号 (No.)	28	14	8	6	5	1	3	2	
	29	24		13	12	9	10	4	
	31	30		18	19	16	11	7	
	32			27	21	17	15	36	
	37				22	20	34		
					23	35			
					25				
					26				
				32					
				38					
回数	5	3	1	4	10	6	5	4	38

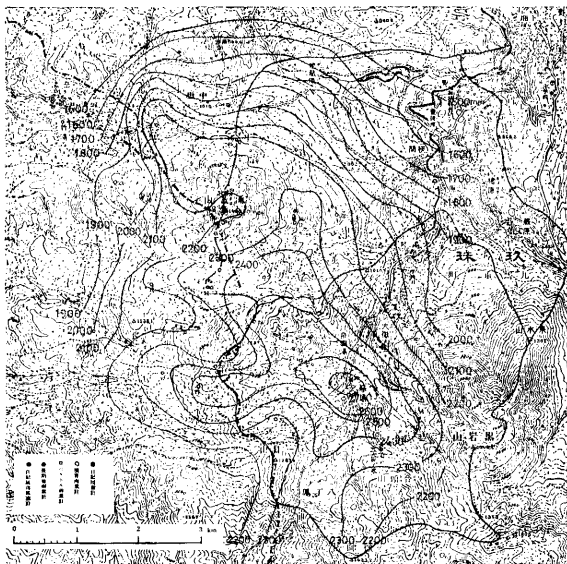


Fig. 30. 1957年暖候期総降水量図。

そして各主風向と涌蓋山の降雨分布図との関係を調べた結果は、つぎの通りである。

(1) 北風。1,200~1,400 m の東斜面から南斜面にかけて多雨域となる。山頂に多くこれを中心とした多雨域が南北に延びて西斜面と東斜面は少雨域となる (Fig. 31)。

(2) 北東風。全般に平均した降り方を示し、東斜面

1,100~1,300 m から南斜面にかけて多雨域が伸びる。全体として西半域が東半域に比べて少ない (Fig. 32)。

(3) 東風。西斜面 1,200~1,400 m に多雨域ができおり、東斜面から北斜面 1,200~1,300 m に少雨域ができている (Fig. 33)。

(4) 南東風。南西側1,000 m 附近を中心に多雨域が



Fig. 31. 北風時の降水量分布図。
1958年9月12日4時~19時, 数字は雨量 mm.

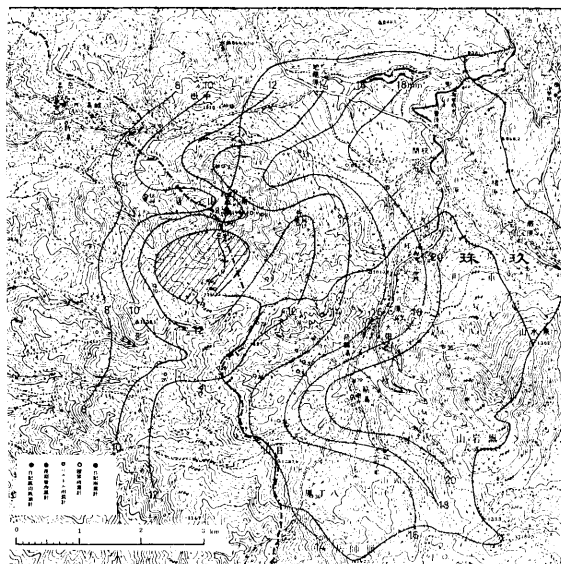


Fig. 32. 北東風時の降水量分布図。
1958年9月23日12時~9月24日17時.

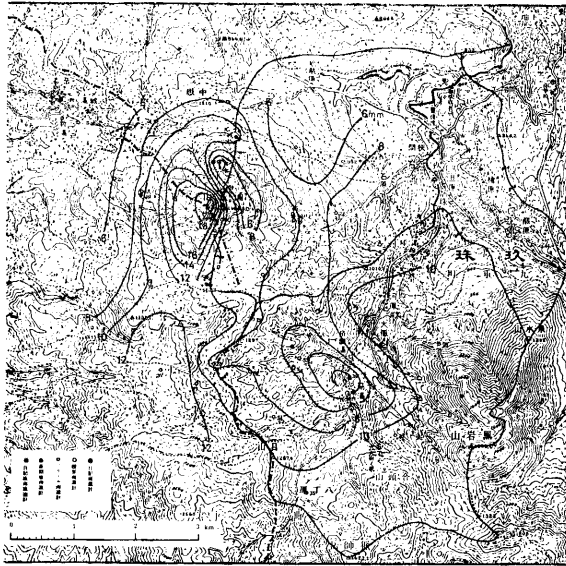


Fig. 33. 東風時の降水量分布図。
1958年5月1日18時～5月2日6時。



Fig. 34. 南東風時の降水量分布図。
1958年9月7日14時～9月10日19時。

ある。雨量は北側よりに多く出ている。山頂附近では大体一樣な分布をしている。

涌蓋山全体をみると風下側の中腹に多い。西側は少なくなっている (Fig. 34)。

(5) 南風。全体で最も例数が多い。1,000～1,200 m の東斜面より、北側をまわつて西まで多雨域ができて

いる。南斜面はやや少ない、真南の風は非常に少なく殆んど西の成分を含んでいる (Fig. 35)。

(6) 南西風。東斜面 1,100～1,300 m を中心にして多雨域が南北に延びる傾向が大きい。斜面の西側より南側にかけては小雨域となっている。900 m 以下の低地は各方向共大体同様の量である (Fig. 36)。



Fig. 35. 南風時の降水量分布図。
1958年8月28日17時～8月30日16時。

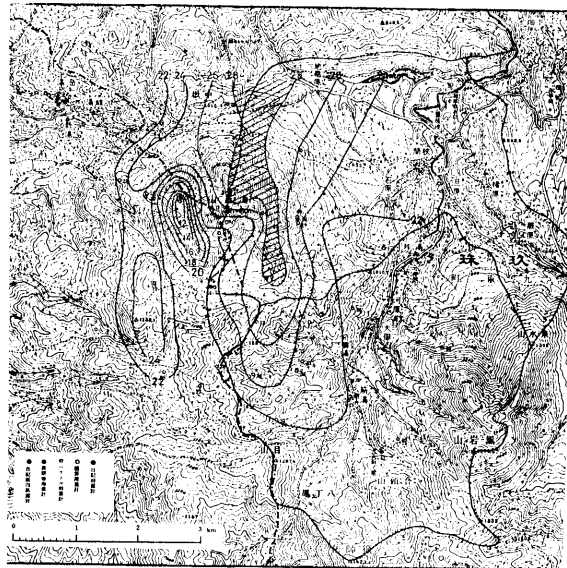


Fig. 36. 南西風時の降水量分布図。
1958年10月17日21時～10月18日17時。

(7) 西風。東斜面の1,200～1,400 m に多雨域があり、南北に延びている。すなわち全体の斜面については頂上を中心として東半域に多く、西半域に少ない (Fig. 37)。

(8) 北西風。西風の場合と大体同様で東斜面の1,200 m 付近が最多雨域であり、山頂付近の東側も

多く、また多雨域は南寄りとなっている (Fig. 38)。

このように数例を除いてほとんどの各降雨については、高度が増すにつれて雨量が多くなり、急峻な斜面の中腹の風下側に多雨域が現われている。そして、この傾向とは逆に、風上側に多雨域が現われる例も8例あり、これは風向の如何によらず低気圧が南九州を通

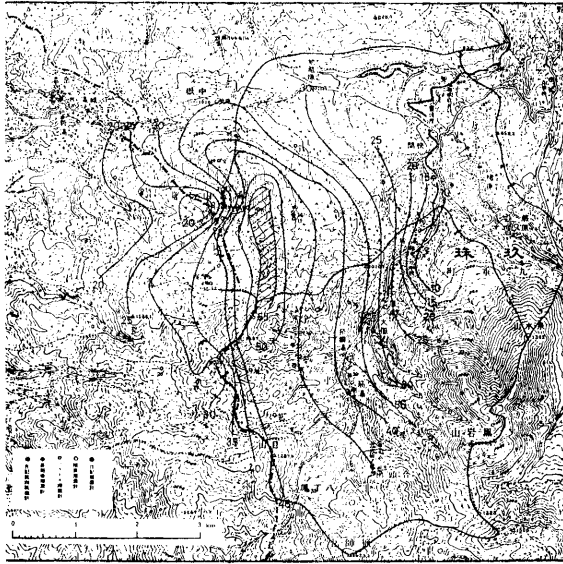


Fig. 37. 西風時の降水量分布図.
1958年5月14日23時～5月15日22時.

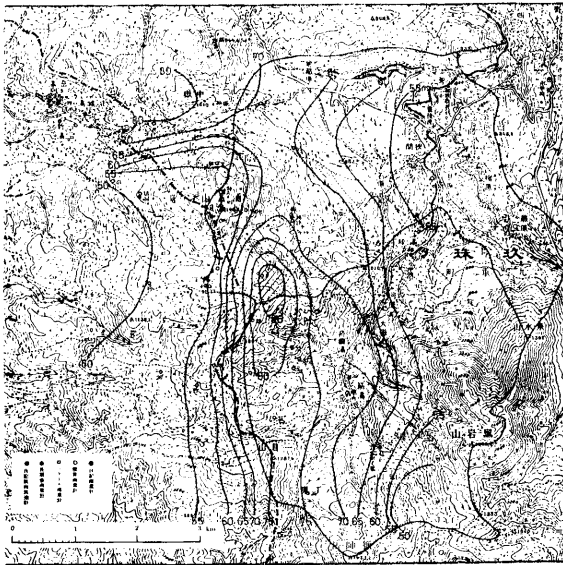


Fig. 38. 北西風時の降水量分布図.
1958年4月30日10時～5月1日5時.

つたとき、停滞前線が九州南部にあるとき、風は強く山頂風速 13~14 m/s のときである。

なお、このような各方向の風が吹く場合の降雨原因は天気図より調査すると次のようなものである。

(1) 北寄りの風、停滞前線が九州南部にあるとき、または台風が九州南部にあるとき、

(2) 東寄りの風、低気圧が九州西方海上に停滞気味るとき、または停滞前線が九州南岸にあるとき。

(3) 南寄りの風、停滞前線が九州北部にあるとき、低気圧が九州北部を東北進するとき。

(4) 西寄りの風、低気圧が朝鮮から日本海に抜け、その温暖前線と寒冷前線が通過するとき、または九州

北西の風が最も多く次に北東と南西が多い。月総雨量図を作ると東斜面の1,000~1,400 mの標高に少雨域が出ている。すなわち東西を分ける分水嶺を境にして、急峻な斜面においては東に多く西に少ない。

(2) 5月

南西の風について西の風が多く、総雨量図では1,100~1,300 mの標高の東斜面と1,200~1,400 mの標高の西斜面に多い。山頂を中心としてみると、北西より南東にかけて雨量が多く、北東より南西にかけては少ない。

(3) 6月

南西風と北東風が多い。東斜面から南東斜面にかけて多雨域があり、それについて西斜面から北側にそう標高1,200 mの附近に多雨域が連なっている。そして西斜面の1,300 mより山頂附近までが少雨域となっている。斜面のゆるやかな標高1,000 m以下では南側に多く、北側に少ない。

(4) 7月

南よりの風が多く西の成分が少し入っている。山の高度が増すにつれて多くなっており、1,200~1,400 mまでの標高の部分に、西側より北側をまわって東まで多くなっている。

(5) 8月

南々西の風が卓越している。7月と同様、標高1,300 mから頂上に至る西側のゾーンより北を回り東側まで多雨域があり、南斜面が少なくなっている。麓の

1,000 m以下の標高では南側が多く、北側が少雨域となつている。

(6) 9月

各方向の風が入り交じっている。山の急峻な斜面のみをみると山頂に近い程多くなっている。

(7) 10月

各方向の風が吹いているが、南西と北西風がやや多い。雨量分布は山頂で最も多くこれより東斜面に多雨域が延びている。西側は高度が下ると共に雨量も少なくなっている。全般的に涌蓋山の東半域、すなわち風下側に多くなっている。

(8) 11月

南の風が卓越しており、ついで北風が入っている。雨量分布は山頂に多雨域があり、高度が下ると共に各斜面共雨量も少なくなっている。

以上暖候期を合計すると南西風と南々西風が多く、降雨のある時は、大部分が南風の成分であることがわかる。Fig. 39のように最多雨帯は東斜面1,200 mの所で、この最多雨帯は東から北斜面までまわっている。逆に少雨域は南西斜面である。また標高が増すと共に雨量が増加しているが、その限界は東斜面で1,200 m、北、西斜面は1,400 mとなつている。これが最多雨帯である。なお南側には最多雨帯はみられない。

また、この調査期間中の最多雨量は南東1,200 mの2,040 mm、最小雨量は西1,000 mで1,361 mmで、水平距離2.4 kmの所で66.7%の雨量となつている

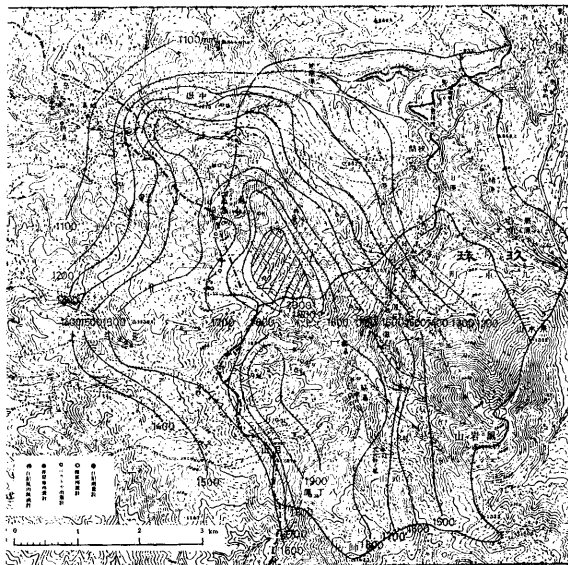


Fig. 39. 1958年 暖候期総降水量図.

のは注意を要する。このような雨量の違いは降雨分布図と風の関係であることは明らかであるが、風によってどのように影響されるかは、後述の台風時の降雨分布図を見ると、更に明らかになる。

1959年の観測

1959年はこれまでの結果で風との関係がどのように深いかを判明したので、降雨の特殊性を調査するためベクトル雨量計の観測に力を入れた。そのため積算

雨量計の観測量を減らした。その観測結果は付表8のようで、6月17日から11月4日まで53回の降雨があつた。また、この暖候期の1年間の降水量分布図はFig. 40のように、やはり東半分の中腹に多雨域がある。

1960年の観測

1960年は植物生態の観測も行ない、また土性調査もするので、降雨観測点を若干増加し、かつ雨量計も、

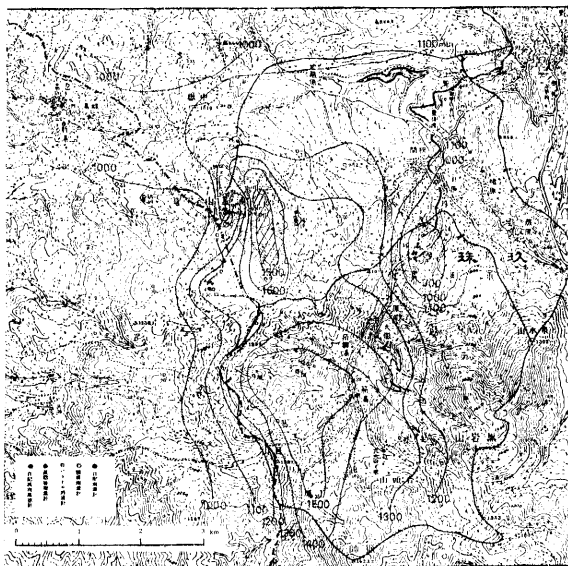


Fig. 40. 1959年 暖候期総降水量図.

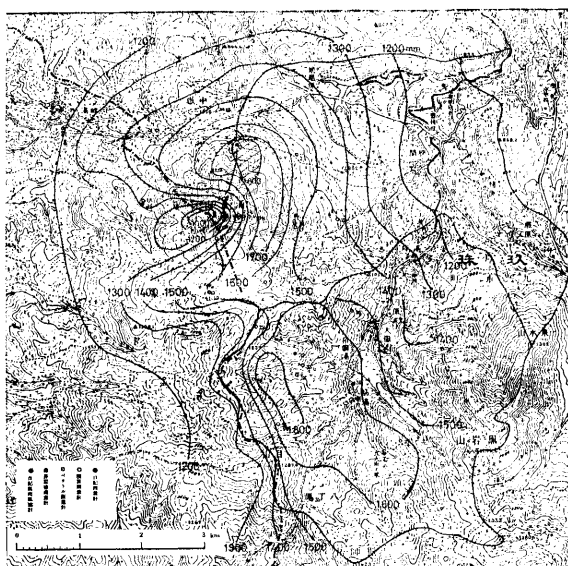


Fig. 41. 1960年 暖候期総降水量図.

W. M. O. の報告³⁸⁾による傾斜口雨量計をベクトル雨量計と共に併設して比較検討することにした。しかし傾斜口雨量計に古い積算型雨量計を使用したので、必ずしもうまく記録しなかつた。ベクトル雨量計は観測開始の5月4日から、終了時の10月30日まで26回観測できた。これについては後章で述べる。これらの5月から11月までの69回の降雨の観測結果は付表9に示す。また、この合計値を図示したものが Fig. 41 であり、今までと同じように涌蓋山の南西域が少なく、北東中腹が多雨域となつている。

台風時の降雨分布観測

台風時の降雨分布図をみると、山頂に近い程降雨量が少なくなつている。そのうち2例をあげると次の通りである。

1955年台風22号は九州を南から北に実験地のすぐ西側を縦断したので、台風時の降雨分布の測定には極めて都合がよかつた。その結果はつぎの表8の通りで、このうち22号を図示したのが Fig. 42 である。これをみると標高によつて減少している有様がよくわかる。

Fig. 42 より主風向およびこれに直角な方向の標高100m 毎の雨量を求めたものが表9で、この降雨の際は殆んど南々西の風が吹き続けている。この表9をもとにして作つたのが Figs. 43, 44 である。山頂に對

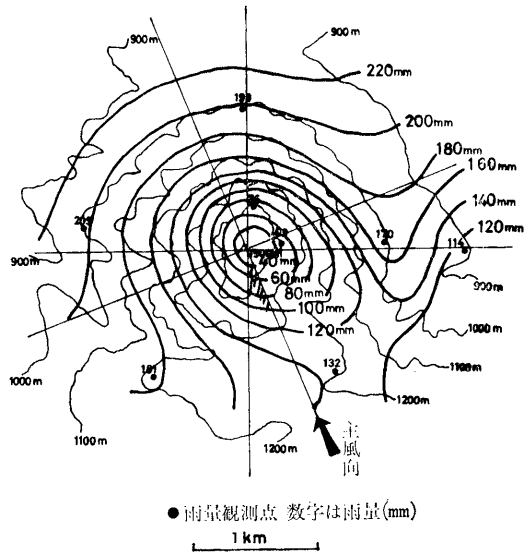


Fig. 42. 1955年台風22号の降雨量。
1955年9月28~30日

して雨量が減少していることがわかる。下方は涌蓋山の断面である。この際の雨量の減少と標高の関係のみを図示したのが Fig. 45 である。この r_1 の場合の実験式を作ると次の通りである。

$$y = -0.31x + 501$$

Table 8. 5522号, 台風時の雨量観測結果.

台 風 雨量計番号	1955年	1955年	備 考
	T5522(9月28~30日) (mm)	T5523(10月3~5日) (mm)	
15	199	54	} 長期巻自記雨量計による
16	170	58	
18	209	欠測	
3	79	30	
4	48	17	
9	132	8	} 積算型自記雨量計による
11	181	8	
12	142	8	
17	65	4	
22	114	29	

Table 9. 5522号, 台風時の標高100m 毎の各方位の雨量 (mm).

断面 標高(m)	W—E		S—N		r_1 平均雨量	WSW—ENE		NNW—SSE		r_2 平均雨量	R 全体の 平均雨量
	W	E	S	N		WSW	ENE	NNW	SSE		
900	218				(218)		184			(184)	(201)
1000	186	170	200		185	195	175	220		197	191
1100	175	135	175		162	188	150	195		178	170
1200	148	100	150		133	130	117	178	160	146	140
1300	110	80	138	106	109	95	80	100	114	97	103
1400	65	50	100	57	68	65	50	75	80	68	68
1500	25		25		25	25		25		25	25

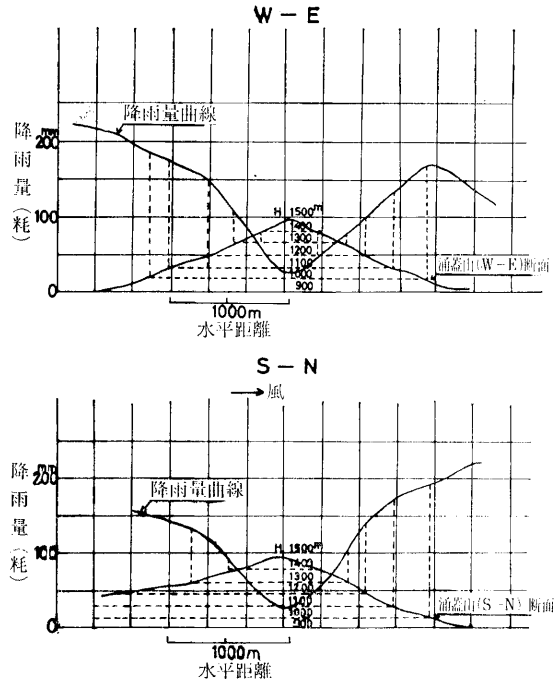


Fig. 43. 地形断面と降雨量 (a) 東西, および南北断面.

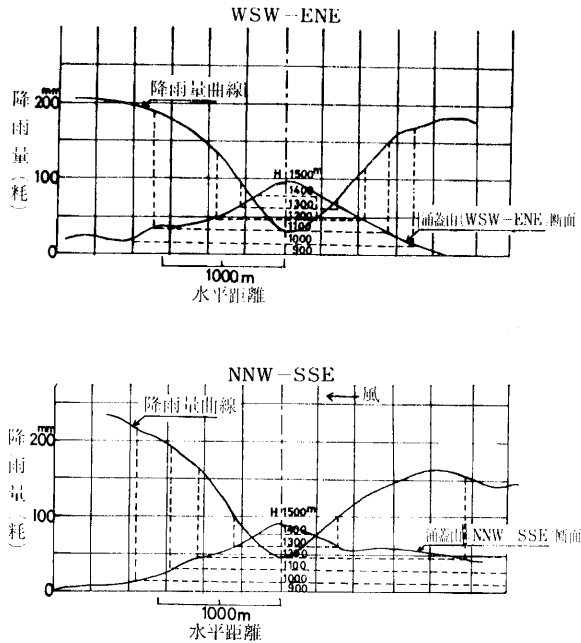


Fig. 44. 地形断面と降雨量 (b) 主風向に基いた断面.

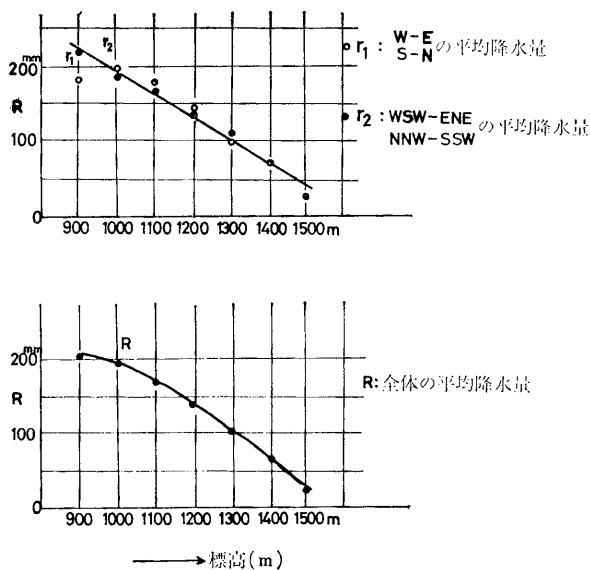


Fig. 45. 標高と降水量 (R).

また r_2 の場合は次のようになる。

$$y = -0.35x + 555.5$$

また各方向を代表するものとして R は次のようになる。

$$R = -86.75h^3 + 49.89h^2 - 43.11h + 268.82$$

但し R は雨量 mm.

h は高さ km.

またこの台風の際は涌蓋山上の風速計故障のため阿蘇山測候所のデータより推定すると最強時は約 30 m/s と考えられる。従つて上式はこのように風の強い場合、雨量計に入つた雨量についての実験式であり一般の場合を現すものではない。

次の 23 号台風は九州の東岸を北上したが、降雨量は比較的少なく、また風速も阿蘇山測候所のデータから 10 m/s 程度と推定される。この際の等降水量線図を Fig. 46 で示す。ただし観測値が少なかつたので Geiger 等^{20,34)} の研究を参考として等降水量線を描いた。風下に当る北東の斜面に 2 つの極大範囲が現れているとみてよからう。

降雪観測

降雪の観測は 1961 年 2 月 2 日～3 日にかけて、九州北西部には大雪がみられたので、登山してスノーサンプラー*によつて、2 月 4 日降雪の観測を行なつた。

* 直径 5 cm, 長さ 50 cm の垂鉛板製のものを作り、雪を入れ、バネ秤で測定した。

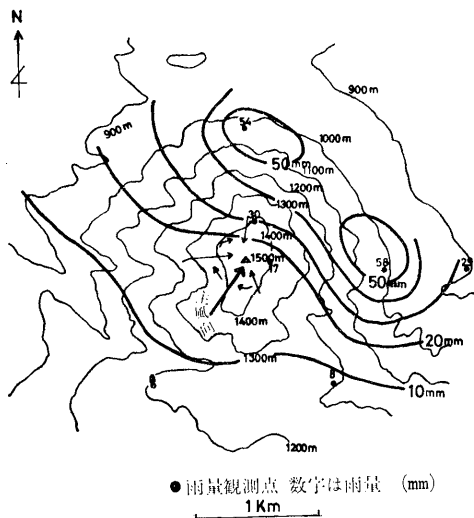


Fig. 46. 1955 年台風 23 号による降水量分布図。

その結果は表 10 の通りである。これによると高度が増すにつれて積雪深も増す。斜面別にみると一般に北～北東が多く、中でも北斜面が大きい。また西斜面は北の 45% と小さい。これは西風が卓越しているので斜面を吹き上げるためと思われる。

また融雪状態は気温 -1.0°C 前後で快晴、弱風のとき、南西、南、南東斜面がよくつけて地肌を露出させているが、北側は殆んどつけていない。これは日射の影響であろう。

Table 10. 高度別平均積雪深. (1960年2月4日)

高 度 (m)	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500
積雪深(cm)	12	16	23	18	37	24	28

1400 m 高度斜面別積雪量. (1960年2月4日)

斜 面	W	SW	S	E	NE	N	頂 上
積雪深(cm)	17	29	25	20	42	38	28
密 度	0.10	0.11	0.12	0.14	0.10	0.18	0.13
降水量(mm)	1.7	3.2	3.0	2.8	4.4	6.8	3.7

降雨分布図の考察

概 要

水平の切口を有する普通雨量計によつて観測した降水量が、我々が水資源の利用という立場から考えて斜面に実際に降る降水量を正確に測っているだろうかという疑問が生ずる。何故なら降雨中の山岳では一般によく風をとまなつているので、この風のために降雨線が傾斜して雨量計に入る量が少なくなることが考えられるからである。たとえ一様に雲から降雨があつても山の地形に伴う気流の作用と、降雨線の傾斜と雨量計の切口との作用で、みかけ上の雨量分布を生ずることが考えられる。

これは1955年から1960年の観測の中に述べたように、水平雨量計による最多雨域は殆どいつも風下側の中腹に現われる事実も、このためであろうか。

この問題と降雨量は山の風上側が多いか風下側が多いかについて検討してみる。もちろん山の規模が大きく風上側の上昇気流中に、凝結が起ると風上側は風下側の雨量より多くなるのであろうから、ここでは比較

的小規模の山について考える。

考 察

山の斜面の近くでは風は斜面に平行に吹いていると考えられるので、風向と水平雨量計のなす角は風上側と風下側で變つて来て、雨量計に入る雨滴の落下角度、すなわち降雨線角度が變つてくる。Fig. 47で R_1, R_1' は雲から落下してくる時の風上、風下の雨量で仮想雨量とする。 R_2, R_2' は風上、風下の斜面における水平雨量計で得た実測雨量、 R_3, R_3' はこれを斜面におきかえたときの雨量(斜面雨量)とする。

この斜面雨量を求めようとするのである。また $S_1, S_1', S_2, S_2', S_3, S_3'$ はそれぞれ $R_1, R_1', R_2, R_2', R_3, R_3'$ に対応する切口面積である。

また v は雨滴の落下速度で、雨滴の大きさに差がなければ風上、風下で同じ値とする。 u, u' は風上、風下側の斜面を吹き上げ、または吹き下す速度であり、一般に $u > u'$ である。 θ, θ' は風上、風下の雨滴の落下速度で、落下速度 v と斜面風速 u, u' によつて次の式で求められる。但し α は斜面の傾斜角とする。

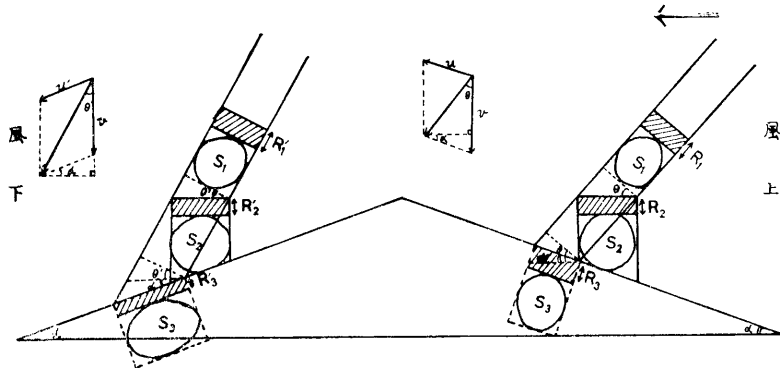


Fig. 47. 降雨線傾斜説明図。

$$\left. \begin{aligned} \tan \theta &= \frac{u \cos \alpha}{v - u \sin \alpha} \\ \tan \theta' &= \frac{u' \cos \alpha}{v + u' \sin \alpha} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1)$$

今、風上側の各雨量と切口面積の関係は、次のようになる。

$$R_1 \cdot S_1 = R_2 \cdot S_2 = R_3 \cdot S_3 \quad \dots\dots(2)$$

また水平雨量計の受水口の半径を l とすれば各切口面積は次のようになる。

$$\left. \begin{aligned} S_1 &= \pi l^2 \cos \theta \\ S_2 &= \pi l^2 \\ S_3 &= \pi l^2 \frac{\cos \theta}{\cos(\theta - \alpha)} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3)$$

従つて水平雨量計の実測値から斜面雨量を導く式は(2)から

$$\left. \begin{aligned} R_3 &= \frac{S_2}{S_3} \cdot R_2 = \frac{\cos(\theta - \alpha)}{\cos \theta} \cdot R_2 \\ R_3 &= \frac{\cos(\theta' + \alpha)}{\cos \theta'} \cdot R_2' \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

(4)において $\frac{\cos(\theta - \alpha)}{\cos \theta} > 1$
 $\frac{\cos(\theta' + \alpha)}{\cos \theta'} < 1$

であるから R_2 と R_3 、 R_2' と R_3' の間には次のような関係がある。

$$\begin{aligned} R_2 &< R_3 \\ R_2' &> R_3' \end{aligned}$$

つまり斜面雨量は風上側では水平雨量計で得られた実測値よりも多く、風下側では少ないことになる。問題は Fig. 37 の $R_2 < R_2'$ の関係がこの斜面効果で丁度相殺される程度であるかどうかである。

この風上、風下の雨量は何れが多いかについては、降雨線の傾斜角 θ 、 θ' がわかる必要があるので、これを知るためには後述のベクトル雨量計が必要になるわけである。この点については後章で述べる。

摘 要

円錐形の涌蓋山を対象として、1 km² 1個という密度で水平の切口を有する普通雨量計で7年間観測した。その結果普通に現れる降雨分布図は片側の中腹に多雨帯が出来ること、その多雨帯の出来るところは風向によることがわかった。全年の合計をすると涌蓋山の北々西～南々東の線から東北東側には中腹に多雨帯が出来ることがわかった。一方、台風時のような風の強いときは山岳の高所程雨が少なくなっているが、そ

の様を調査した。但し山岳地に実際に少ないかは、雨量計による雨量捕捉の問題もあり更に検討を要する。また山の風上、風下のどちらに実際の雨量が多いかは幾何学的には解くこともできるが、これは山の中の降雨の傾斜角を知る必要があり、この点については普通雨量計のみでは観測出来ない。特殊な雨量計の設置を必要とする。

1.4. 模 型 実 験

概 要

山岳雨量の研究に当り降雨量と風の間系があることがわかつたが、今度はこの降雨の様を模型でまず室内実験で確かめる目的で風洞実験を行なつた。すなわち涌蓋山で多数の水平雨量計をおいて降水量の水平分布を観測した結果、最多雨量域が山腹に出来、風下側であたかも山頂を抱くようになって分布していることを調査した。しかし、これは降雨線の傾斜角を考えた場合に斜面雨量、若しくはこの水平面投影雨量としては果してこのような分布になつているか、また風上、風下の雨量を比較した時には、何れが多いかの諸点を風洞内の模型で検討しようと思つたのである。つぎに福岡県筑後市九州農業試験場にある高さ2 mの小さい円錐丘に小型の水平および傾斜口雨量計を配置して中間の規模の実験として、実際の降雨時の観測を行なつた。そして風と降雨線傾斜の問題を研究した。

風 洞 実 験

実 験 方 法

使用した風洞は九大農学部、農業気象学教室にあるエッフェル型風洞である。この中の測定部に涌蓋山の模型をおき、これに雨滴をおとすようにした。模型の大きさは直径25 cm、傾斜角は涌蓋山の実測値を参考として23°とし、雨滴の代りに螢光物質を利用した。すなわち大日本塗料で製造販売している有機螢光顔料No. 11の粉末を利用した。この粉末の大きさは10～20 μであり、螢光顕微鏡装置で容易に見ることが出来る。そして涌蓋山の模型上で、実際の雨量計設置地点に相当する所にカバーガラスの2 mm角のものをおいて、これにうすく油を塗布しておく。Fig. 48のようにして、なるべく均一にこの粉末を撒布して模擬雨滴とするのであるが、均一になつたことを示すために模型の四周に検定用のプレパラートをおいて、これが余り差のないときを選んで、螢光装置付き顕微鏡の一定の視野内の数をかぞえた。落下角度は測定部横の観

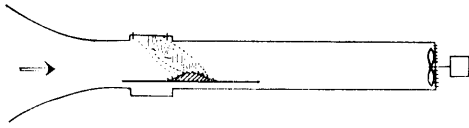


Fig. 48. 実験風洞図.

測窓から紫外線を当てて見ることが出来るが、実験したものは約 70° であつた。これは後章で述べる自然大気中の降雨落下角と比較すると風速およそ 10 m/s の場合に相当する。

このような実験装置で傾斜面に平行な場合と、水平な場合とをそれぞれ斜面雨量、水平雨量に相当する場合と考えて実験を行なつた。

結果ならびに考察

風洞を使用して行なつた実験では、用いた模型が極めて小さいので、その模型効果も考えねばならないが、定性的傾向は一致するのであろうということで吟味したい。

まず水平雨量計に相当する Fig. 49 を見ると、風上側、特に西側面が少なく、風下側は山頂を抱くように多雨域が出現している。さらに涌蓋山の水平雨量計実測値を入れてみると Fig. 50 のようで Fig. 49 に極めてよく類似している。そして風上水平雨量と風下水平雨量の比をとると模型では 60.2% 、涌蓋山実測値は 64.8% であるが、Fig. 51 のように傾斜雨量については殆んど差がないといえるようである。この点

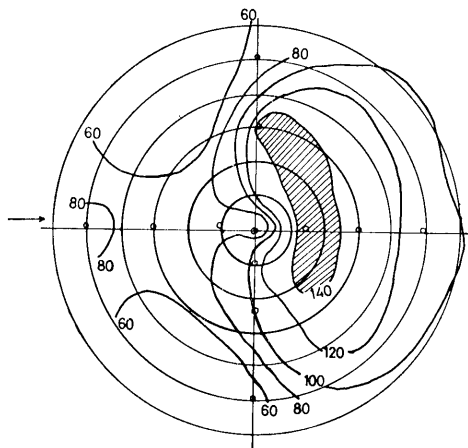


Fig. 49. 水平雨量 (模型).
平均値を100とした。

- 観測点 (模擬雨量計)
中心は標高1500 m相当、各同心円は標高差100 m毎の等高線に相等する。

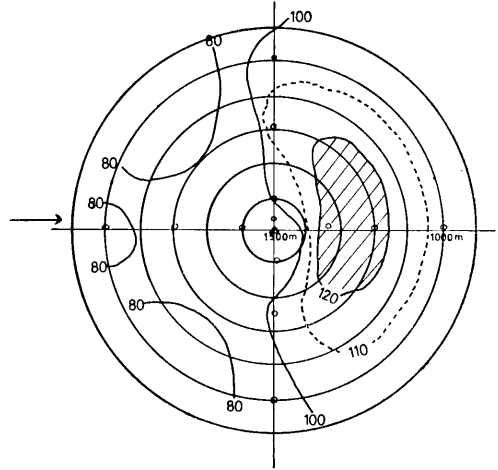


Fig. 50. 1955年, 1956年涌蓋山実測値より換算した水平雨量.
平均値を100とした。

- 観測点 (模擬雨量計)
中心は標高1500 m相当各同心円は100 m毎の等高線に相当する。

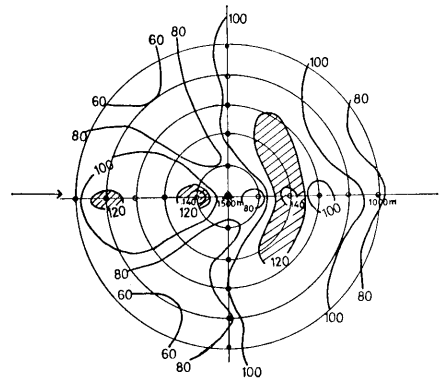


Fig. 51. 傾斜雨量図 (模型).
山の傾斜に平行においたもの。
○ 観測点

は模型では判然としないので、少し規模の大きい野外の小丘で実際の雨について、更に観測を試みたのである。

野外実験

実験方法

福岡県筑後市羽犬塚の九州農業試験場の圃場にある Fig. 52 のような小円錐丘に口径 11.4 cm の小型雨量計を、頂上に水平雨量計、東、西、南および北の四方位の中腹に水平雨量計と傾斜雨量計、そして円錐丘の 10 m 横に比較用水平雨量計を置いた。観

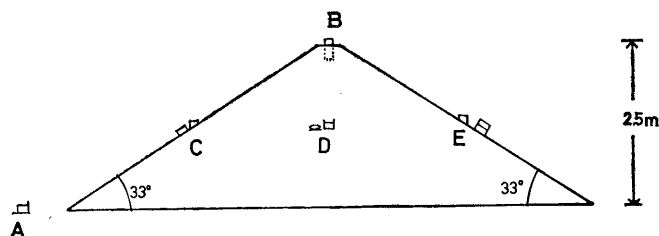


Fig. 52. 円錐丘雨量計配置図.

- A : 比較用地上雨量計, 水平口雨量計.
- B : 山頂水平口雨量計.
- C : 山腹東側水平口及び傾斜口雨量計.
- D : 山腹北側水平口及び傾斜口雨量計.
- E : 山腹西側水平口及び傾斜口雨量計.

測したのは1957年4月16日より1957年5月29日までで、降雨回数17回であつた。風のデータは100m離れた九州農業試験場、気象観測所のものを利用した。

実験結果

実験結果は表11で示す。各観測点での雨量は山頂に対する雨量比とし、対照にした平地雨量と近くの気象観測所の風のデータも併記した。また雨量比から判定される推定風向も併記した。この推定方向の決め方の1例としてFig. 53のようにした。

また全体として各斜面別の雨量比は、次の表12のようである。この結果南西が傾斜面雨量計との差が最も少なく、西がこれに次いでいて、降雨時は南風が卓越していることがわかつた。この風の影響をみるために各降雨時の風上、風下の雨量比と風速の関係は、次ぎの表13のようになる。これには風向区々なも

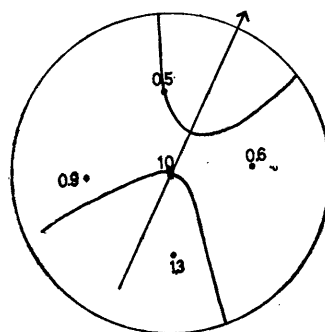


Fig. 53. 降雨番号 No. 2.
水平口, 傾斜口雨量比.

推定風向 SSW
観測風向 S
風速 7.6 m/s

Table 11. 九州農業試験場円錐丘上の雨量観測結果。(1957年)

降雨番号	降雨月日時	雨量比						平地雨量 (mm)	風向	風速 (m/s)	推定風向	備考
		山頂	N	S	E	W						
1	4. 16. 16~17. 24	1.0	0.9	0.7	0.8	0.8	9.5	W-N	0.5~1.0	N	分布不規則	
2	18. 19~20. 08	1.0	0.5	1.3	0.6	0.9	58.5	S	7.6	SSW		
3	20. 10~20. 18	1.0	0.8	0.8	0.7	0.8	21.7	不定	2.0~1.1	不定		
4	21. 12~22. 09	1.0	0.7	0.9	0.8	0.8	84.3	S, N	1.0	S		
5	22. 15~23. 05	1.0	0.8	0.9	0.7	0.8	47.1	SSE	0.9	不明		
6	24. 11~25. 02	1.0	0.6	1.0	0.8	0.7	19.6	SE	2.8	SSE		
7	28. 05~28. 10	1.0	0.9	0.6	0.8	0.4	7.1	NW	1.9	NW		
8	5. 1. 01~1. 07	1.0	0.9	0.8	0.9	0.8	5.1	N	0.7	N		
9	1. 08~2. 08	1.0	1.3	0.6	0.9	0.6	19.6	N	2.3	N		
10	4. 19~6. 05	1.0	0.8	0.9	0.8	0.8	13.2	S	1.6	S		
11	6. 23~7. 04	1.0	0.8	0.8	0.7	0.9	6.0	SSE	1.8	W		
12	8. 01~8. 03	1.0	0.5	0.6	0.6	0.6	1.8	S	1.0	SSE		
13	9. 22~9. 24	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.2	N	0.9	—		
14	10. 12~12. 09	1.0	0.8	0.9	0.8	0.8	63.0	W	3.0	S		
15	12. 10~13. 05	1.0	0.4	0.6	0.3	0.6	0.5	W	2.3	SW		
16	24. 12~25. 08	1.0	0.8	0.8	0.8	0.9	23.1	WSW	0.4	W		
17	29. 13~29. 22	1.0	0.6	0.9	0.7	0.8	7.5	S	0.2~2.0	SSW		

Table 12. 斜面別の傾斜, 水平雨量比.

斜面	東		西		南		北		計		比較雨量
	水平	傾斜	水平	傾斜	水平	傾斜	水平	傾斜	水平	傾斜	
雨量(mm)	422.3	318.5	406.8	317.1	402.9	365.1	391.2	293.1	1623.3	1293.8	387.8
比(%)	75.2		77.9		90.5		75.0		79.7		

Table 13. 風速と風上, 風下雨量比.

風速(m/s)	回数	風上側傾斜口 水平口雨量比	風下側傾斜口 水平口雨量比	降雨傾斜角(度)		
				風上	風下	
∞	5	1	1.29	0.53	14	32
∞	4	1	1.26	0.60	15	37
∞	3	0	—	—	—	—
∞	2	2	0.96	0.62	—	38
∞	1	5	0.89	0.69	—	48
<	1	4	0.88	0.80	—	55

風向不定のもの及び雨量1mm以下の4例を除く.

の, および雨量1mm以下のものを除いた13例についてとりまとめている. Fig. 54によると風が弱くなると, $\cos 33^\circ = 0.839$ に収斂することは勿論である. また, この雨量比から水平よりの傾斜角を α とすると, つぎの式から降雨傾斜角を求めることが出来る.

$$\text{風上雨量比} = \frac{\cos \alpha}{\cos(\alpha + 33^\circ)}$$

$$\text{風下雨量比} = \frac{\cos \alpha}{\cos(\alpha - 33^\circ)}$$

その結果求めた降雨傾斜角を前出の表13に掲げておく.

考察

風上, 風下の傾斜口雨量計, 水平口雨量計の雨量比については次のように考えることが出来る.

R : 降雨を直角に受けた時の降雨量

R_1 : 水平口雨量計の雨量

R_2 : 傾斜口雨量計の雨量

θ : 降雨線と水平面となす角 (水平よりの)

α : 円錐丘斜面の角度

とすると Fig. 55 から

$$\frac{R_1}{R} = \cos(90^\circ - \theta) = \sin \theta$$

$$\frac{R_2}{R} = \cos[90^\circ - (\theta \pm \alpha)] = (\theta \pm \alpha)$$

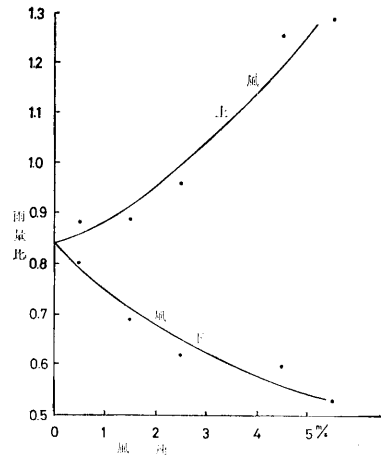


Fig. 54. 風上, 風下の雨量比と風速.

$$\sigma = \frac{R_2}{R_1} = \frac{\sin(\theta \pm \alpha)}{\sin \theta}$$

但し +: 風上側

—: 風下側

次に左右両側面については, 一般に平面 (雨量計の切口平面) と降雨線となす角 σ は次の式で表わされる (Fig. 56 参照).

$$\sin \delta = |l'l' + mm' + nn'| \tag{a}$$

但し l, m, n は降雨線の方向余弦

$$l', m', n' \text{ は平面の法線の方向余弦} \tag{b}$$

さて水平, 傾斜面の両雨量計の切口面積は,

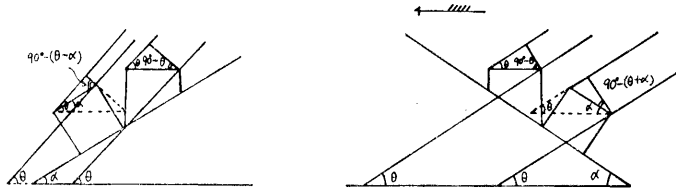


Fig. 55. 降雨線傾斜説明図.

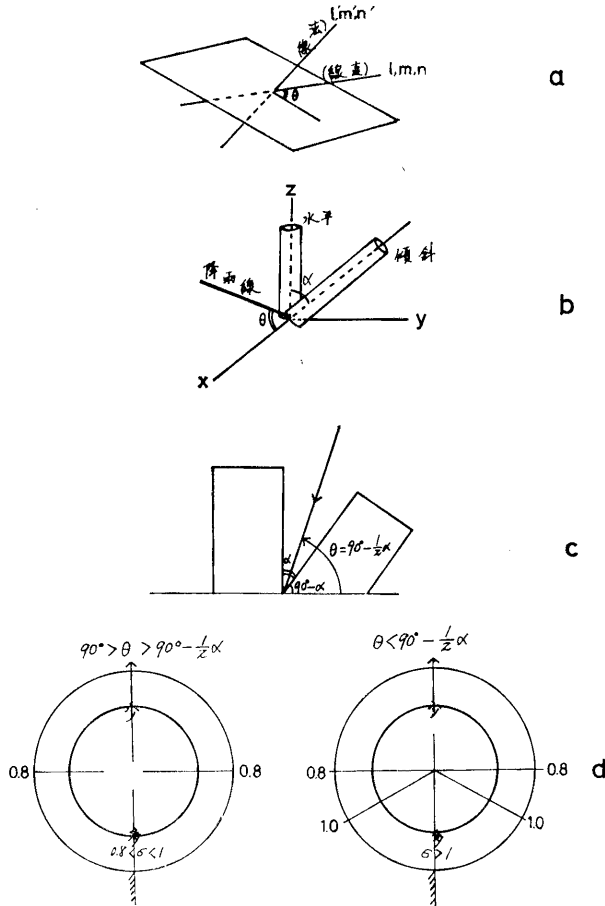


Fig. 56. 降雨線説明図.

水平雨量計: $l_1 = 0, m_1 = 0, n_1 = 0$

傾斜雨量計: $l_2 = 0, m_2 = \sin \alpha, n_2 = \cos \alpha$

降雨線: $l = \cos \theta, m = 0, n = \sin \theta$

$$\therefore \sigma = \frac{R_2}{R_1} = \frac{\cos \alpha \cdot \sin \theta}{\sin \theta} = \cos \alpha$$

従つて地形によつて一定である.

さて風上側, 風下側では降雨線の角度 θ の変化によつて $\sigma = \frac{R_2}{R_1}$ が変化する (c)

すなわち θ が $90^\circ > \theta > 90^\circ - \frac{1}{2}\alpha$

$$\theta < 90^\circ - \frac{1}{2}\alpha$$

で σ はそれぞれ特有の分布をする (d)

また θ が変化して行くときの σ の変化の模様は

$$\begin{aligned} \sigma &= \frac{\sin(\theta \pm \alpha)}{\sin \theta} = \frac{\sin \theta \cdot \cos \alpha \pm \cos \theta \cdot \sin \alpha}{\sin \theta} \\ &= \cos \alpha \pm \sin \alpha \cdot \cot \theta \end{aligned}$$

この関係から降雨線の傾斜角 θ が求められる。

$$\sigma = \cos \alpha \pm \sin \alpha \cdot \cot \theta$$

$$\therefore \tan \theta = \frac{\pm \sin \alpha}{\sigma - \cos \alpha} \quad \begin{array}{l} (+: \text{風上側}) \\ (-: \text{風下側}) \end{array}$$

(Fig. 57 参照)

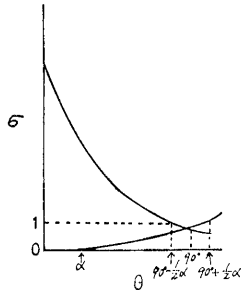


Fig. 57. σ と θ の関係.

次に降雨線と直角な面の雨量, すなわち雨量強度 R の値は次式で求められる。

$$\frac{\sin \theta}{\cos \theta} = \frac{\sin \theta}{\pm \sqrt{1 - \sin^2 \theta}} = \frac{1}{\pm \sqrt{\frac{1}{\sin^2 \theta} - 1}} = \frac{\pm \sin \alpha}{\sigma - \sin \alpha}$$

$$\therefore \frac{1}{\sin^2 \theta} = \left(\frac{\sin \alpha}{\sigma - \cos \alpha} \right)^2$$

$$\frac{1}{\sin^2 \theta} = \left(\frac{\sigma - \cos \alpha}{\sin \alpha} \right)^2 + 1$$

$$\therefore \frac{1}{\sin \theta} = \pm \sqrt{\left(\frac{\sigma - \cos \alpha}{\sin \alpha} \right)^2 + 1}$$

$$\text{また } \frac{R_2}{R_1} = \sin \theta$$

$$\therefore R = \frac{1}{\sin \theta} R_1 = \pm \sqrt{\left(\frac{\sigma - \cos \alpha}{\sin \alpha} \right)^2 + 1} \cdot R_1$$

これによつて表 11 の降雨番号 No. 4 を計算すると,

N地点	水平雨量計	88.4 mm	$\sigma = 0.7$
	傾斜雨量計	61.0 mm	
	$\theta \doteq 76^\circ$		
	$R \doteq 91.1$ mm		
S地点	水平雨量計	90.8 mm	$\sigma = 0.9$
	傾斜雨量計	80.2 mm	
	$\theta \doteq 84^\circ$		
	$R \doteq 91.3$ mm		

従つて水平口, 傾斜口の両雨量計があると, 降雨傾斜角, 降雨強度がわかるので, この降雨強度によつて円錐丘に降る雨の量がわかるが, その方位角も同時に知るために, 次章のベクトル雨量計を用いる方法が便

利である。

摘 要

山岳雨量と涌蓋山で実測した結果, わかつた降雨と風の間関係を模型で確かめようとした。降雨線の傾斜を涌蓋山での傾斜に合わせると, 水平雨量計では実測と大体同じ傾向の山頂を抱く三日月形の多雨域が出来る。また山岳斜面に平行におくところのような分布とまったく異なり山の風上, 風下どちらが多いともいえず, ただ側面は少なくなつている (Fig. 58 参照)。

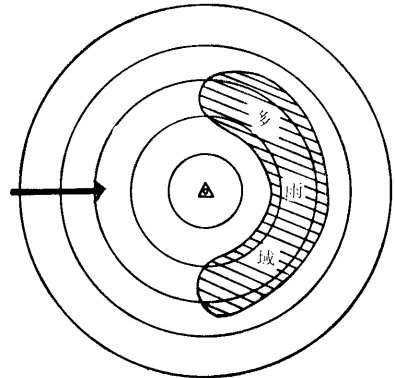


Fig. 58. 風向と水平雨量計による多雨域.

次に第二段階として, 圓場の小型円錐丘で水平雨量計および斜面に平行な切口を持つ傾斜口雨量計をおいて実験した。その結果, 風速と降雨傾斜角の推定, 風上, 風下雨量比と風速の間関係が知られ, 計算によつて風上, 風下の降雨強度が求められることを示した。

実際にはこれを山岳で知る必要があるので, そのため特殊雨量計で測定する必要がある。

1.5. ベクトル雨量計

概 要

水理学上から山地雨量を調査するには, 普通の水平口の雨量計より降雨線を調べるが必要となつてくる。すなわち降雨線の方向, 傾斜角, 強度, 水平面投影強度を求めるために, ベクトル雨量計による降雨のベクトル成分の観測が大切であることがわかつた。そこで, このベクトル雨量計による観測を始めたのである。降雨ベクトルがわかると, その山の傾斜面の方位と角度を知ることによつて斜面雨量を求めることが出来る。

観測方法

ベクトル雨量計は Fig. 12 ~ Fig. 14 のようなもので、水平の受水口の外に東、西、南および北の各側面の雨量を下貯水瓶に導いているものである。そして1回の降雨毎に登山しその量を測定するものである。

このベクトル雨量計を涌蓋山に据えつけたのは1957年10月であるが、山頂より高度で100 m 下つた標高1,400 m の所の東、西、南および北の各地点である。この辺りは比較的急傾斜で標高1,300~1,500 m の平均傾斜角は東26°, 西27°, 南29°, 北25°である。

山頂には長期巻自記風向風速計の外に、長期巻雨量計、積算型雨量計も配置してベクトル雨量算出の参考とした。この配置図を Fig. 59 で示す。山頂の風向、風速計等故障欠測の際は、阿蘇山測候所の資料も参考にした。

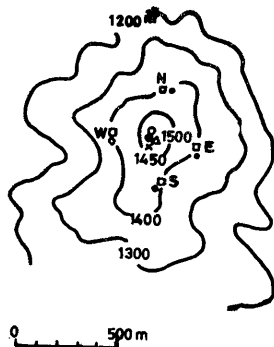


Fig. 59. 山頂付近雨量計配置図.

- △：山頂
- ：長期巻雨量計
- ⊙：自記風向風速計
- ：ベクトル雨量計
- ×：積算型雨量計

1958年よりは4側面の受水口の上に雨樋をつけ4側面の上から雨滴が落下しないように小改良した。

1960年よりは、受水口を改良し、また一雨降水量も従来の60 mm 程度まで測れるのに対し、豪雨の場合も考慮して93 mm までは測定出来るように改造したもの Fig. 10 を作り、これを山頂に配置した他、従来の研究で推定した降雨の場合の主風向の風上に当たる南西1,400 m 地点、およびこの風下に当たる東北1,400 m 地点の3点に増設した。また降雨中のベクトルを自記させる自記ベクトル雨量計を作り (Fig. 15 参照)、6月からは南西1,400 m 地点で、10月からは北東面1,400 m 地点にもつけた。

1961年よりは、従来より測定している涌蓋山1,400 m 地点の東、西、南および北の諸点と、山頂の他に、南西、北東の自記ベクトル雨量計はこれを移設してそれぞれ西1,200 m 地点、東1,200 m 地点で観測するようにした。これは1,400 m 地点は全体として山頂付近であり、雨がやや少なくて森林限界以下と想像されるので、更に下の山の中腹の状態を知るためである。

以上の他、この降雨ベクトルを知る補助目的のために、1960年よりは涌蓋山各斜面1,400 m 地点の東、西、南および北の4点に傾斜雨量計を設置して、受水口をその辺の地形に合わせたものも観測した (Fig. 17 参照)。

また1961年よりは、各ベクトル雨量計設置点に、普通雨量計を埋設し受水口の高さを地上5 cm としたものをおいて、ベクトル測定の際の一助とした。この値は付表の1961年の観測値の中に入れてある。

観測結果

ベクトル雨量観測結果は付表10に1957年分、付表11に1958年分、付表12に1959年分、付表13に1960年分、付表14に1961年分を示してある。全体の合計値は表14に示す。

Table 14. 1957年~1961年(5年間)涌蓋山ベクトル雨量計による総雨量.

方位 斜面	実 測 雨 量 (mm)					降雨方位角 α	降雨傾斜角 i	降雨強度の 水平成分 V	降雨強度 R
	水 平	東	西	南	北				
頂 上	1466.2	994.3	1289.7	1615.0	471.3	248°50'	38°50'	1178.9	1881.5
東	2743.3	1617.5	1505.7	1631.2	1240.8	344° 0'	8°16'	400.0	2773.1
西	1763.5	651.7	900.3	1165.9	500.4	200°35'	21°50'	707.1	1900.0
南	2406.5	736.8	1253.9	1344.5	527.6	212°20'	21°50'	964.3	2592.3
北	2054.3	460.0	1088.2	1127.2	1151.7	92°15'	16°53'	624.3	2147.1
東 北	756.5	379.7	193.5	299.0	367.6	69°45'	14°48'	200.0	781.0
東 南	874.7	435.9	1341.9	776.8	400.3	247°25'	23°55'	387.2	954.9
西 下	250.7	84.5	232.2	252.3	56.0	216°57'	44°24'	245.5	346.4
東 西	182.1	211.1	220.1	393.7	132.4	182°12'	50°24'	261.3	316.2

表の左半分は実測結果であり、右半分はベクトル計算結果である。

付表中には実測した各成分毎の雨量の他、それから求めた降雨ベクトルの傾斜角、方位角、強度およびその水平成分をも書いてある。また涌蓋山頂の風向、風速の値がもし欠測なら涌蓋山南方 25 km の阿蘇山測候所のデータをも () を付して記しておいた。

降雨のベクトル計算には次のような方法をとつた。

H : 水平雨量

N : 北側面垂直雨量

E : 東面垂直雨量

S : 南面垂直雨量

W : 西面垂直雨量

α : 降雨方位角 (降雨ベクトルの進んでくる方位角北を 0° として東向にはかる)

i : 降雨傾斜角 (垂直からの)

$$\tan i = \frac{V}{H}$$

α : 降雨方位角

$$\tan \alpha = \frac{E-W}{E-S}$$

R : 降雨強度 (降雨線に直角な断面上の降雨強度)

$$R = \sqrt{V^2 + H^2} \text{ (mm)}$$

V : 降雨強度の水平成分量

$$V = \sqrt{(N-S)^2 + (E-W)^2} \text{ (mm)}$$

これを図示したのが Fig. 60 である。

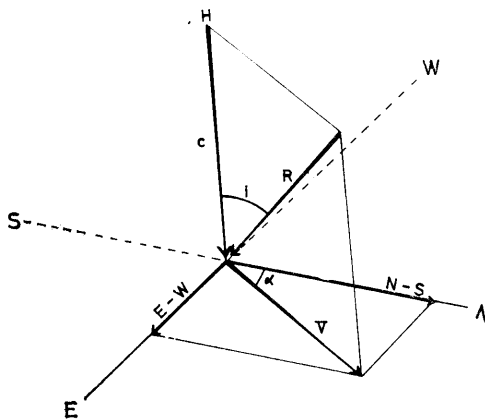


Fig. 60. 雨量のベクトル図示.

考 察

降雨ベクトル全般について

各降雨毎にこの降雨ベクトルを求めてみると、その

降雨の際の降雨線の方向、傾斜角、強度がわかるが、そのベクトルからその際の降雨線の方向、方位を決定した。その結果は前記付表 10 ~ 付表 14 に示しておいたが、この各観測年の合計値について図示すると、Fig. 61, Fig. 62 のようになる。これを見ると 1957 年は観測回数が 2 回で、降雨ベクトルの傾向はよくわからないが、この年の 10 月、2 回の降雨傾向は、東 ~ 南東方向からのものであつたこと、風下側が 10 % 程度降雨強度が強かつたことがわかる。

1958 年は多数の観測を行なつたが、その結果大多数の降雨は南々西方向から来ること、北斜面のみは西寄りの成分であつたこと。また降雨傾斜角は一般に風の強い西側が最も大きく 39° 、次は北側で東側が一番少ないが、これは降雨の際に一般に風下になるため当然であろう。

1959 年は観測数が少なく、前年程顕著ではなかつたが大体の傾向は同じである。

1960 年はベクトル観測時の頂上の風の観測とも比較のためあつて、頂上にベクトル雨量計を増設し、かつ南西と北東に水平受水口の外、東、西、南、北の垂直受水口を有する自記ベクトル雨量計を試作し設置した。その結果頂上の降雨線の方向も全体と同じく南よりであること、1,400 m 帯では最多降雨強度を得た南西側の降雨傾斜角が大きいことがわかつた。すなわち強い雨は強い風を伴っていることになる。

1961 年は観測地点を東と西の下の方、すなわち 1,200 m 地点に移した。その結果、こゝは降雨強度 (R) が弱く、最も強いのは山頂ということになる。

以上 1957~1961 年を総合すると降雨強度からは 1,400 m 帯では東、南、北、西の順で、山頂がちやうど中間ということになる。すなわち東半分の多雨帯は、やはり降雨強度も強い、すなわち主風に対し風下側が降雨強度が大で、風上側が多雨であるという一般の考え方と逆である。もちろんこれはこの位の円錐形山で言えることであつて山脈の場合ではない。

降雨傾斜角 i について

これらの観測全体を通じて調査してみると、降雨傾斜角 i は山頂が最大で 39° 、次が南西、西と南、北、北東、東の順である、1,200 m 高度の i の値は一段と大きい、これは 1,300 m 以下の高度は大低降雨時、雲の下に当つているためで、雲底を離れるとこのように大きな傾斜角となるようである。普通雨量計をつけるときには、そこが降雨時には常時雲中にあるかどうか、注意を要するであろう。

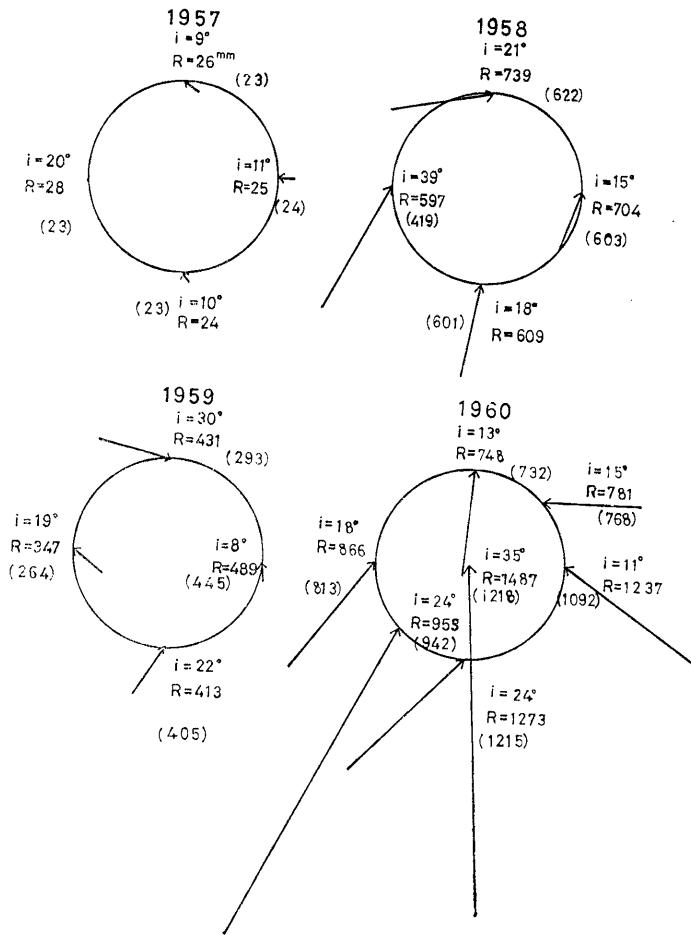


Fig. 61. 年毎のベクトル図 (Δ).
 円は 1400 m 帯を表わす, () 内の数字は斜面雨量(mm).

なお降雨強度は弱くなっているようで、この 1,200 m から下は森林帯が消えて原野帯となっていることから考えて降雨が少ないためであるか、あるいは伐採等による人為的のものである。

次にベクトル雨量計で測定した降雨傾斜角と風速との関係は Fig. 63 のようである。これについてはアメリカ、カリフォルニアのサンダイモス試験地で測定したものもあるが、風速 7 m/s までしかでていない。涌蓋山の結果からは風速 7 m/s までの低風速の所はカリフォルニアのデータと大体合うが、高風速では少し変わってくる。しかし何れ 90° をこえる所があり、水平雨量計には全然入らぬことになる。かつて富士山頂で台風時測つた結果、普通の水平型雨量計では殆んど測定出来なかつたという報告がある。これはこの i の値から考えられる。

日本は諸外国と違い、降雨強度が大きい場合が多いが、このような強い雨に対しては一般に i の値が大きいので、この点山岳雨量を考慮するときは注意を要する。すなわち風の当る山岳斜面で測つた水平雨量計による値は利用に当つては、かなり注意を要する。

降雨方向角 (α) について

降雨方向角は年による変動はかなりあるが、ほとんど南西象限である。ただ北東の方向は、これと反対、すなわち降雨方向角は山頂に向つている。降雨時でも主風と反対側の斜面を上昇していつている。このことは山岳雨量を吟味する際、注意を要することである。

山の風上に雨量が多いか、風下に雨量が多いか。

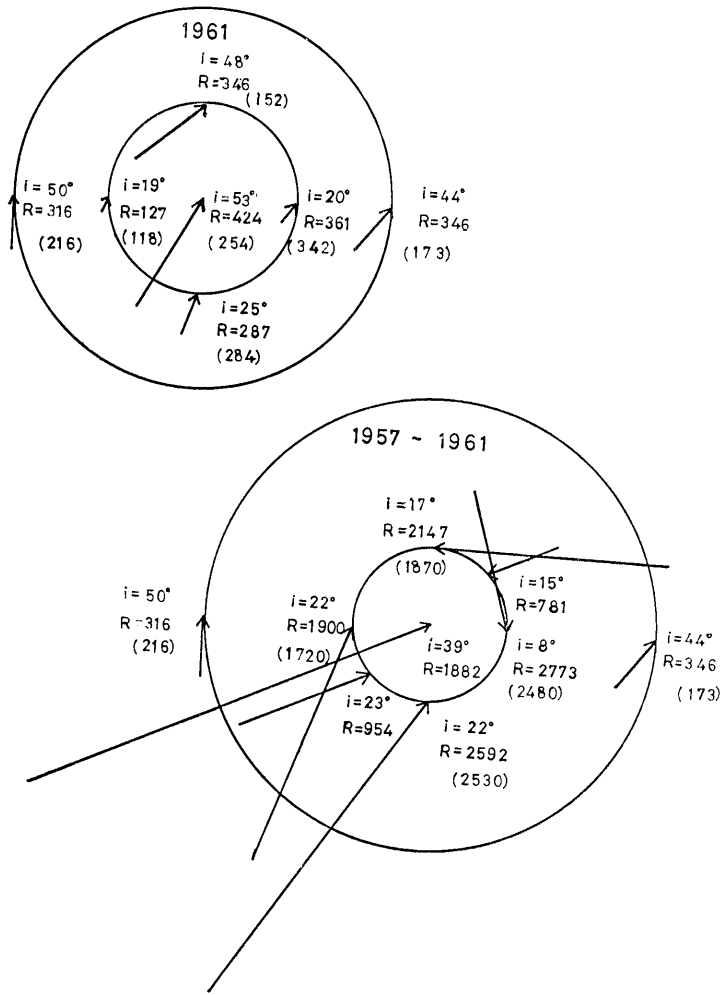


Fig. 62. 年毎のベクトル図 (B).
 中央の円は 1400 m 帯, 外側の円は 1200 m 帯を表す
 () 内の数字は斜面雨量 (mm).

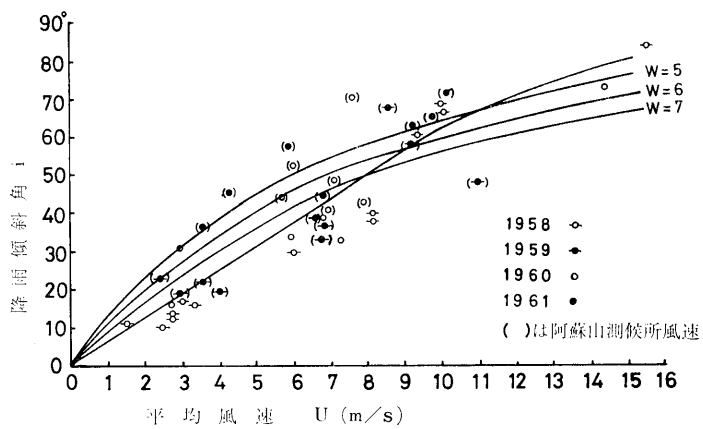


Fig. 63. 降雨傾斜角と平均風速. W は落下速度 m/s.

降雨が風上に多いか、風下に多いかは、降雨のベクトルおよびその強度がわかると、その場所の斜面の傾斜角、方位角から計算出来る。そこでこの降雨強度を風上、風下と比較したい。

既に述べたように降雨量の測定は原則として一雨ごとに行なつたので、1回の降雨中に風向が大いに変動していると、どちらが風上であつたか不明なので、風の観測結果を調査して、降雨中の風向の変動の少ない場合のみを比較した。

1957年は2回測定があるが、降雨傾斜角から見るとそれぞれ7m/s、4m/s程度の風速と考えられる。第1回目の観測結果は風下側の降雨強度が約10%強く、第2回目は反対に風上側が多くなり、強風速のとき風下側が降雨強度が強いという結果が出た。

1958年以降は表15のように、まず1958年は観測回数24回の全部が一応風上、風下と分けられるので、このときの風速を平均すると、比較的風の強いときの17回が風下に多雨となつている。1959年も観測回数13回の全部が一応風上、風下に分けられるが、やはり風下多数の場合が多く8回であり、ただ風速はこのときは弱くなつているようである。1960年は26回観測があるが、風向×々であつた12回を除くと、風上、風下多雨の回数は同一で7回宛であり、降雨強度は逆に風上が多雨となつている。1961年は観測回数8回のうち風向はほぼ一定の7回を採用すれば、風上多雨の回数が1回多く4回であり、降雨強度は強く、1958

年と同じようにこの場合も風速が強くなつている。そこで風速と関係があるようで、降雨中の風速は山頂で測り、風速計故障の場合は山頂にベクトル雨量観測のある1960年、1961年のデータを使い、山頂の降雨傾斜角から、逆に降雨中の風速を推定して統計すると、9m/sより強風時には、風下が降雨強度が大となること⁷/₉となる。

9m/sより弱いときは、風上が降雨程度大なるもの⁹/₁₉で、この場合はどちらが雨が強いかわれないことになる。なお等雨は他に5回あつた。以上のことから強風時(およそ9m/s以上)には降雨強度大なる区域が、風上側から風下側に移動することが想像出来る。1年全体の降雨時の方位角は南々西であるから、北々東の方に降雨強度大なる区域が存在することが考えられる。

つきに実際に斜面上に降る雨量(斜面雨量)を求めた。今、斜面上に立てた法線方向余弦を l', m', n' とし、降雨ベクトルのそれを l, m, n とすれば降雨ベクトルと法線のなす角を ϵ とおくと

$$\cos \epsilon = l'l' + mm' + nn'$$

しかるに降雨強度 R のとき斜面雨量は

$$R \cos \epsilon = R(l'l' + mm' + nn')$$

である。この式より求めた斜面雨量の値を Fig. 61, Fig. 62 に () をつけて記入した。これによれば斜面雨量は殆んど常に風上側が大であることが認められた。

Table 15. 風上、風下の降雨強度の比較。

1958年	風上 多雨	風下 多雨	1959年	風上 多雨	風下 多雨	1960年	風上 多雨	風下 多雨
回数 計 24 回	7	17	回数 計 13 回	5	8	回数 計 14 回	7	7
降雨強度 (mm)	219.8	466.9	降雨強度 (mm)	167.6	203.8	降雨強度 (mm)	221.0	168.8
平均風速 (m/s) 阿蘇資料18 涌蓋資料 6	4.8	7.4	平均風速 (m/s) 阿蘇資料13 涌蓋資料 0	6.7	5.5	平均風速 (m/s) 阿蘇資料11 涌蓋資料 3	8.7	5.7

1961年	風上 多雨	風下 多雨	風上多雨 合計	風下多雨 合計
回数 計 7 回	3	4	22	36
降雨強度 (mm)	70.2	202.1	678.6	1041.6
平均風速 (m/s) 阿蘇資料 7 涌蓋資料 0	6.0	7.8	6.5	6.9

自記ベクトル雨量計による観測結果について

自記ベクトル雨量計による降雨ベクトル変化を凶示すると Fig. 64, Fig. 65 のようになる。Fig. 64 は涌蓋山南西斜面 1,400 m 地点での観測結果によるもの、Fig. 65 は、南西と北東両斜面の同時記録によるものである。共に 3 時間毎に計算してある。

このような降雨中の降雨ベクトルの変化を調査研究したものは外国でもその例を見ないが、まず 1960 年 6 月 21 日の結果は次のように考えられる。この日は梅雨前線が九州南部に停滞していたが、21 日 3 時頃よりその活動が活発になり、鹿児島北部まで前線が北上して来た。そして 4 時頃から涌蓋山に降雨をもたらしている。その後、前線は更に北上し温暖前線となり、12 時頃涌蓋山上を通過している。なお、この際の低気圧は対馬西方にある。このため 12~15 時にかけて強雨となっており、降雨傾斜角から見ると風速 15 m/s 程度で、この雨では最強風速となつている。その後は前線が一時北九州に停滞し、21 時頃から低気圧が活発となり、地上天気図では 22 時頃最も涌蓋山に近い

福岡北部を低気圧が通過したが、涌蓋山頂の高度に近い 850 mb の上層天気図では翌 22 日の 2 時頃通過している。降雨のベクトルもこれに応じ降雨傾斜角は大きくなり、また降雨方位角も低気圧が過ぎ去つた後は 180° 変つている。降雨傾斜角は強雨時は明らかに大きくなつている。

1960 年 7 月 7 日の例では、まず 7 月 8 日 00 時過ぎに低気圧が朝鮮を通過したが、7 月 8 日 16 時頃は次の低気圧が朝鮮南部を通過している。ローカル天気図を見ても、次の低気圧が通過したのは 9 日 12 時過ぎであり、降雨ベクトルの変化を見ると 9 日 00 時過ぎに、天気図上で現れなかつた低気圧が通過しているようである。共に低気圧の通過に伴つて、降雨ベクトルの変化が顕著に見られる。なお 6 月 21 日の例と同様に降雨強度の強いときは、降雨傾斜角が大きい、すなわち風速の強い場合が多いようである。

Fig. 65 は、この自記ベクトル雨量計を涌蓋山の 1,400 m 地点の南西と東北においたときの記録から降雨ベクトルを計算したものである。南西~東北としたのは降雨の際の主風向は、1 年を通じるとこの方向

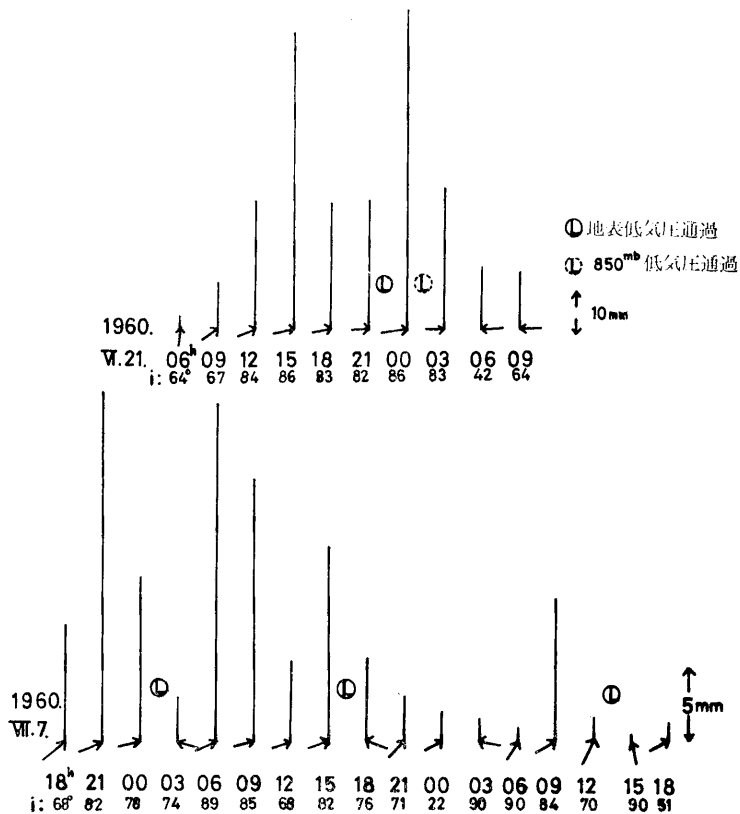


Fig. 64. 降雨線方位角 (α) と降雨強度 (R) および降雨傾斜角 (i) の変化。

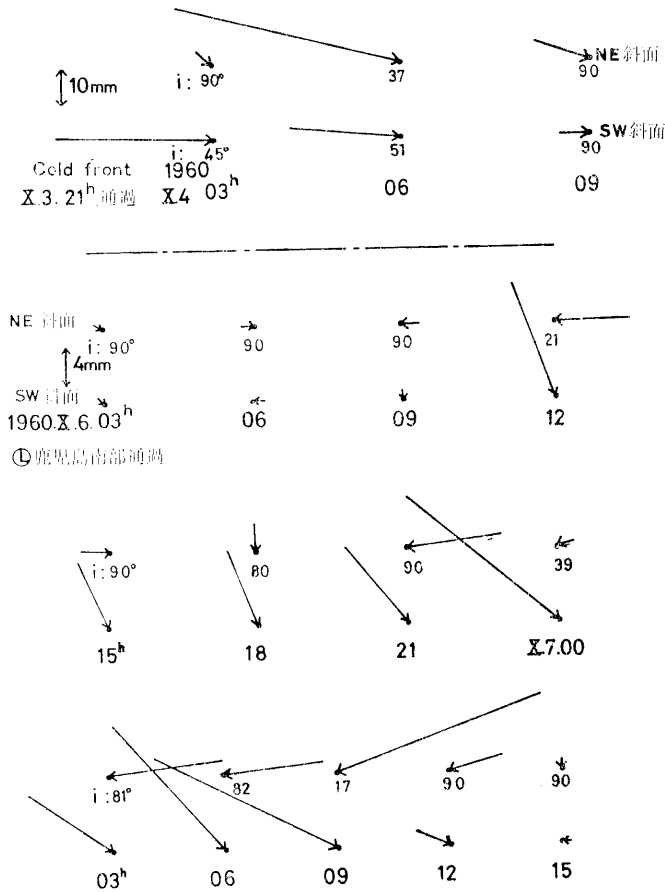


Fig. 65. 北東斜面および南西斜面における降雨線方位角 (α) と降雨強度 (R) および降雨傾斜角 (i) の変化.

であつたためであるが、不幸にして観測した場合そのような好例が現れず、従つて風上、風下何れが降雨強度が強くなるかについての気象状況は十分に解析出来なかつた。まず1960年10月4日の例は10月3日21時に寒冷前線が通過して後の降雨ベクトルの変化であるが、ほとんど一様に西寄りの風で始まり、かつ終つてゐる。寒冷前線で風速はかなり早いようである。次の1960年10月6日の例は、低気圧鹿児島南部通過後、低気圧ならびに前線活動による降雨の例であるが、北東斜面および南西斜面でベクトル方位角がかなり違う場合のある例である。ことにこの降雨の後半すなわち10月6日21時頃から、降雨終了時まで、その傾向が見られ、注意を要する。

摘 要

降雨のベクトルを観測して、5年間の結果では、降

雨ベクトルの主風向は南西方向であること、ベクトル降雨強度は、1,400 m 標高帯では東側が大きいこと、1,200 m 標高帯になると降雨強度が減少し、また降雨傾斜角が大きくなり、あたかも雲底高度より下にあるように推論出来ることなどが判つた。

また降雨傾斜角と風速の関係が判り、山の風上、風下の何れが降雨強度が強いかは5年間の観測では風下の東側が多いこと、特に風下が降雨強度が強くなる時は、風速が9 m/s より大きいときであるらしいことが判明した。

自記ベクトル雨量計を使った結果、低気圧前線の推移と降雨ベクトルとの関係がわかり、降雨構造に示唆を与えることを示した。

更に斜面雨量を求めたところ、一般に風上側の方が風下側より多いことが明らかとなつた。