

琉球大学学術リポジトリ

沖縄島北部地方における土壤侵食の実証的研究(農業工学科)

メタデータ	言語: 出版者: 琉球大学農学部 公開日: 2008-02-14 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 翁長, 謙良, Onaga, Kenryo メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/20.500.12000/3925

沖縄島北部地方における土壤侵食の実証的研究

翁 長 謙 良 *

Kenryo Onaga: Practical studies on soil erosion in the northern parts
of Okinawa.

目 次

Summary.....	113
本論文の要旨	117
まえがき	119
第1章 緒 論	121
第1節 土壌侵食	121
第2節 土壤侵食の背景	122
第3節 土壤侵食の要因	124
1) 降雨要因	124
2) 土壌要因	125
3) 地形要因	127
4) 植生要因	128
5) 人為的要因	128
第4節 土壤侵食の研究動向	128
1) アメリカ合衆国の場合	128
2) 我が国の場合	131
引用文献	133
第2章 沖縄における土壤侵食の実態	137
第1節 作目と土壤侵食	137
1) パイン畑の侵食	138
2) さとうきび畑の土壤侵食	142
第2節 造成中の土壤侵食	148
1) 圃場末端の浮遊土砂量	148
2) 潜水の生産・流出過程と浮遊土砂量	150
第3節 流域と土壤侵食	153
1) 耕区単位の土砂流出	155
2) 圃区単位の土砂流出	155
第4節 現地試験	158
1) 試験地の概況及び試験方法	158
2) 試験結果及びその考察	158
第5節 考 察	161

* 琉球大学農学部農業工学科

引用文献	162
第3章 沖縄の降雨特性	163
第1節 概 説	163
第2節 降水量	163
1) 降水量の年々変動と季節変化	163
2) 月別降雨量	164
3) 旬別降水量	166
4) 階級別降水量	167
第3節 降雨強度特性	170
1) 確率降雨強度	170
2) 降雨強度	173
第4節 雨滴と降雨エネルギー	174
1) 雨滴の粒径	174
2) 降雨エネルギー	178
第5節 考 察	183
1) 降水量	183
2) 降雨強度	183
3) 降雨エネルギー	184
引用文献	184
第4章 国頭マージの地形・地質と土壤特性	185
第1節 概 説	185
第2節 地形・地質的特性	185
第3節 土壤の理工学的特性	187
1) 比重・粒度	188
2) 耐水性団粒	189
3) 保水性	190
4) 透水係数及び浸入能	190
第4節 室内実験による国頭マージの受食性の検討	194
1) 実験装置と方法	194
2) 実験結果および考察	195
第5節 考 察	197
引用文献	198
第5章 傾斜因子特性の実験的解明	198
第1節 目 的	198
第2節 実験方法	199
1) 人工降雨装置	199
2) 土壤槽及び供試土	199
第3節 実験結果及びその考察	200
1) 流去水量	200
2) 降雨エネルギー	200
3) 流亡土量と傾斜	202
4) 流亡土量と降雨強度	203
5) 限界斜面長	204

第4節 室内実験の結論	205
引用文献	205
第6章 土壤侵食に対する総合考察及び防止対策	205
第7章 要約と今後の問題点	207
第1節 要 約	207
第2節 侵食防止対策についての今後の問題点	208

Summary

The phenomenon of soil erosion of farmlands has been a societal problem all over the world since ancient times. Although there have been numerous studies of the mechanism and prevention of soil erosion, it is difficult to find a universal method of erosion control because of the differences in the factors that affect soil loss. Therefore, in order to understand the complicated nature of the factors that influence soil erosion and to formulate some effective erosion control measures that conform to the local conditions, such as those of the northern parts of Okinawa, it is essential for extensive studies to be undertaken.

This dissertation presents the results of practical studies based on actual conditions occurring in the investigation of rainfall erosion in the northern parts of Okinawa Island during March 1975~Feb. 1985.

Okinawa Island consists of gently sloped terrain in the central and southern parts, but in the northern parts the slope is steep with many valleys, for which reason runoff to the rivers and ocean is rapid in the north. Additionally, the annual rainfall is about 2,300 mm, which is more than that of the central and southern parts of the island. And finally, the predominant soil in the north, which is red and yellow in color, is readily erodible.

Reclamation of land under these conditions usually involves the moving of great quantities of soil by heavy equipment. As a consequence, the natural resistance of the soil against dispersion by rainfall is weakened because of the destruction of its structure and because of the augmented transportation power of the runoff. Moreover, the reclaimed fields are often planted with pineapple, which is generally regarded as a soil-eroding plant. Such fields as these are therefore more erodible than other vegetated fields.

In brief, the northern part of Okinawa Island has a high potential for soil erosion caused by rainfall.

Based on the investigation of actual circumstances, the situation may be summarized as follows:

During reclamation construction, erosion control facilities, such as sedimentation tanks, soil catch dams, and gabions, do not function sufficiently well to purify the muddy runoff. Therefore great quantities of soil are carried

off by runoff to the rivers and ocean, and this has a deleterious effect on the situation of the watershed environment.

Observation reveals that one storm (97 mm) caused more than one hundred tons of wash load to be carried by runoff from reclaimed fields located two kilometers above the mouth of a river. In another case, 433 m³ of soil loss was confirmed from a field lot of 2 ha. which had been recently reclaimed. This was caused by a 600 mm rainstorm. It was also observed that one field, 5 months after reclamation, lost 11 mm of surface layer because of a rainfall of 1,000 mm. Furthermore, the degree of the muddiness of the runoff from pineapple fields (10,000 ppm) showed that there was significant soil erosion taking place in the Kunigami Maaji farmland area.

It was observed that in pineapple fields great quantities of soil loss were caused by as little as 9 mm rainfall because of lack of good management. This fact indicates that the management factor is very important in erosion control.

The results of such investigation indicates that the factors primarily responsible for soil erosion, other than human factors, are soil properties, rainfall characteristics, and surface inclination. Therefore, these factors should be thoroughly analyzed.

1. Soil properties

Okinawa is located in the monsoon region of Asia and has a humid subtropical climate. Therefore the properties of the soils in this district reflect the climatic factors. One particular kind of soil, called Kunigami Maaji because of the locality and the local dialect, is distributed mainly in the northern parts of Okinawa island, Ishigaki island, and Iriomote island. Kunigami Maaji soil is red-yellow in color and is regarded as a problem soil from the point of view of erosion.

This soil is classified into two large groups, namely, red soil and yellow soil, and these groups are subdivided into 13 soil series. Although the soil has been categorized into soil series, the removal of separate layers in the fields of reclamation and consolidation revealed that each of such layers was actually a mixture of different types of soil.

Some of the physical soil properties that were identified by broad investigation are summarized as follows:

- 1) The clay content of the soils ranged from 9.0 to 58.5 percent. This means that the soils extend from sand to clay in texture.
- 2) The measurement of the aggregating degree of the main soils of Okinawa shows that Kunigami Maaji soil has the least aggregating capacity; based on an aggregating degree of more than 80%, the soils may be ranked as follows: Shimajiri Maaji (dark red soil), Jaagaru (grey terrace soil), and Kunigami Maaji, with 9 samples out of 10, 6 out of 8, and 7 out of 35 aggregating, respectively.
- 3) According to the Japanese criteria for dispersion ratios, the soil samples with a dispersion ratio of more than 40 were in order of the degree of desorption as

follows: Kunigami Maaji, Jaagaru, Shimajiri Maaji, with 16 out of 34, 4 out of 13, and 2 out of 22 samples dispersing, respectively.

- 4) Concerning infiltration capacity, when compared to those of mainland Japan, Okinawan soils are a little different at the initial stage of infiltration, having a basic intake rate that decreases significantly with time. Intake rates of Kunigami Maaji and the soil of mainland Japan are 7 mm/hr-95 mm/hr, 81 mm/hr-360 mm hr, respectively, after 4 hours.

In cases of intake rate measurement using artificial rainfall on a field of plowed and non-plowed plots, runoff occurred after 17-18 min. and 12-13 min., respectively, under the conditions of 3° inclination of the plots and a rainfall intensity of 65 mm/hr.

2. Rainfall energy

The erosivity of rainfall is estimated according to its energy. The energy is determined by the type of raindrop distribution and the rainfall intensity. Therefore, the energy of rainfall is dependent on the location.

According to the distribution of 120,000 raindrops obtained in Naha, Okinawa, the volume ratio of the drops below 1.0 mm in diameter (in relation to the total rainfall) is only several percent, so this figure can be neglected in the calculation of rainfall energy. When that is done, the WIBLE DISTRIBUTION is found to fit fairly well for the purpose of describing the drop diameter as a function of rainfall intensity and energy.

On the basis of the raindrop distribution, with consideration of the energy of individual raindrops, an equation was formulated relating rainfall energy and intensity. The equation is of the same type as that of Wischmeier and Smith.

A comparison of these two equations indicates that the rainfall energy in Okinawa is influenced more by rainfall intensity than is the rainfall energy in America.

3. Slope factor vs. soil loss

The slope factor is one of the most important factors that affect soil erosion. A field test was done so as to understand the relationship between the slope factor and soil loss. The test consisted of three plots with inclination of 3°, 5°, and 8°. The plots measured 20 meters long by 2 meters wide, and two types of soil were used in the test, sandy soil and clayey soil. The plots were bare and exposed to natural rainfall.

The following equation was obtained from the test with the two soils.

$$q = C \sqrt{\tan(\theta - \theta_0)} \quad (1)$$

where q is soil loss in ton/ha., θ is slope degree, and C, θ_0 are constant. This equation means that there was a slope degree where no erosion occurred while $\theta \leq \theta_0$. The θ_0 is defined as the critical slope.

Critical slope length was also investigated by means of measuring gully

types in pineapple fields. Critical slope length is defined as the interval from the water-divided contour to the head of the gully, namely, the non-eroded width of the fields.

From the result of the investigation the following equation was obtained.

$$U = C_0 \{ \tan(\theta - 1.5^\circ) \}^{-1.14} \quad (2)$$

where U is critical slope length in meters, θ is slope degree, C_0 is constant. The equation indicates that when $\theta = 1.5^\circ$, U becomes infinite and this means there was a critical slope where no erosion occurred for a given slope length.

To confirm this, more detailed examination was made by laboratory testing using artificial rainfall. Testing soil boxes which were 60 cm in length, 15 cm in width, and 8 cm in depth were used. Kunigami Maaji soil was used in the test and the soil boxes were set at slopes of 3°, 5°, 8°, 12°, and 15°. During the test, it was ensured that drop size distribution of artificial rainfall was almost the same as that of natural rainfall. The quantities of soil loss and intake rate were measured under rainfall intensities of 10 mm/hr to 60 mm/hr. The result of the experiments showed that the relationship between soil loss and slope degree was almost the same as the observed tendency in the field plots.

Both field and laboratory studies thus indicated that soil loss is zero when $\theta \leq \theta_0$. In other words, θ_0 is the critical slope and is nearly equal to 1.5°.

Additionally, the constant coefficient C of equation (1) was investigated in relation to rainfall intensity and the following equation was obtained from the results.

$$C = C'(1 - P)^{0.8} \quad (3)$$

Where I is the rainfall intensity in mm/hr., P is intake rate in mm/hr. and C' is constant.

Equation (3) shows that there is no soil loss when $I \leq P$, meaning that no erosion occurred while rainfall intensities were less than intake rate.

Moreover, the relationship between soil loss and artificial rainfall energy was examined by the same method as described 2.

Consequently the relationship between C (constant coefficient) and E (artificial rainfall energy) was described by equation (4).

$$C = C''(E - E_0)^\alpha \quad (4)$$

where E is rainfall energy in $J/m^2 \cdot hr$, C'' is 2.9, E_0 is 145 $J/m^2 \cdot hr$, and α is 0.88.

This equation indicates that no erosion occurred when $E \leq E_0$. Furthermore, it was found that E_0 is equivalent to 9 mm/hr of rainfall intensity, a figure which is nearly equal to the infiltration capacity of the soil.

In conclusion, this study has reported analysis of soil erosion in the northern parts of Okinawa based on a combination of field observations and laboratory experiments. The results of the analysis are summarized as follows:

- 1) It is clear that Kunigami Maaji soils vary widely in physical properties and are easily liable to rainfall erosion.
- 2) By measuring the amount of soil loss both in the field and in the laboratory as influenced by differences of slope, as empirical equation was derived.
- 3) In order to predict soil loss from the equation, it was necessary to determine C' and C'' of equation (3) and (4).
- 4) These coefficients vary according to soil properties, vegetation, slope length, etc., and, therefore, the relationships among these must be further investigated.
- 5) It is of practical value that the critical slope against soil erosion was confirmed to be about 1.5° and that the critical rainfall energy, as indicated by rainfall intensity, was found to be equivalent to the infiltration capacity of the soil.

In other words, in order to decrease erosion to such a level as to be ignored, it is necessary to have a slope of less than 1.5° and to improve the infiltration capacity of the soil.

本論文の要旨

農地における土壤侵食現象に関しては国内外を問わず古くから大きな社会問題とされてきた。侵食の機構やその対策に関してはこれまで世界各地で多くの研究があるが、各地域によって侵食要因の特性が異なり、その間に普遍性は見出せない。これは侵食量に影響をおよぼす各因子が複雑に錯綜するので、定量的把握は困難であることによる。したがって侵食度の高い沖縄地方においても現地に即した研究が必要である。

本研究は沖縄島北部地方の降雨侵食の要因についての実態調査に基づく実証的研究である。

まず沖縄島北部地方における侵食の概況について記述する。

沖縄島の地形、地質を概観すると、中南部は緩傾斜地であるが、北部は山岳地帯でミクロ的には傾斜地が多く、谷密度が高い。従って降雨による表流水は速やかに河海に達する。また土壌は、受食性の高い赤・黄色土が卓越しており、降雨量も中南部より多く、年雨量の平均が約2,300mmである。

このような自然条件の下で区画の大きい農地を造成する際は改良山成工が採用されるので土壌の大量移動が伴う。

従って土壌構造が破壊され、脆弱化され、降雨による分散、表流水の運搬に対する抵抗性が弱くなる。しかも、受食性作物とされるパイナップルが植栽されているので侵食は益々受け易くなる。

以上のように沖縄島北部地方は降雨による土壤侵食性のポテンシャルが高い。このことを現場における実態調査結果から要約するとつきのとおりである。

農地の造成中は、砂防施設等の滞砂や濁水浄化の機能が十分に発揮されてなく、大量の土砂が河川や沿岸に流失し流域環境の悪化を招いている。河川の中流域で浮遊土砂量を観測した結果、1雨(97mm)で100トン余に上る土砂量(乾燥重量)が流亡した事例があり、造成初期の畠地において、600mmの雨により、2haの圃場から433m³の土砂流亡が観測され、造成後やや落着いた農地からでも5ヶ月間で1,000mmの雨量によりその表土層が1.1cmも侵食される事例もある。さらにパイナップル畠での流出水の濁度観測では濁度のピークが10,000ppmにも達することも認められ、土壤侵食はかなり顕著に出現している。

侵食の実態調査結果からこのような現象を出現させる要因を検討すると、人為的作用によるほかは、主として土性、降雨、傾斜要因であることが考えられたので、これらの要因についての解析結果をつぎに述べる。

① 土性

沖縄地方は湿潤亜熱帯のアジアモンスーン地域に位置している。それ故その地域の気候を反映して本土と異なる特殊な土壤（赤黄色土：国頭マージ）が分布している。中でも沖縄島北部や石垣島、西表島などではこの種の土壤が卓越している。国頭マージは沖縄県の国頭（北部）地方に分布する赤い土という意味の沖縄方言による呼称であるが、土壤の大分類では赤色土・黄色土とされている。細分類としては13の土壤統に区分され、それぞれの特徴づけがなされているが、造成・整備農地ではその性質が異なる種々の土壤が混在している場合が多い。したがって物理性の記述に関しては国頭マージとして扱った。この土壤の侵食に関与する2, 3の物理性について広範な調査に基づき、粘土含有量、団粒化度、分散率、浸入能を検討すると次の結果が得られた。

- 1) 粘土含有量は9.0~58.5%の広い範囲にまたがっており、土性が砂土から植土まで多岐にわたっている。
- 2) 沖縄の主要な土壤について団粒化度を調べた。その結果島尻マージ（暗赤色土）10試料中、ジャーガル（灰色台地土）8試料中については団粒化度80%以上のものがそれぞれ9試料、6試料であったのに対し国頭マージは35試料中わずかに7試料であり、耐水性団粒が極めて少ないとわかった。
- 3) 分散率について、わが国の基準にしたがって分類すると、分散率が40以上の受食性域にある土壤は国頭マージ、ジャーガル、島尻マージでそれぞれ、34試料中16, 13試料中4, 22試料中2であった。
- 4) 浸入能について本州土壤のそれと比較すると浸入の初期においては大差はないが時間の経過につれて小さくなり、ベーシックインテークレートはかなり低くなる。なお4時間後の浸入能を比較すると国頭マージ（4試料）では7mm/h~95mm/hの範囲にあるが本州土壤（5試料）では81mm/h~360mm/hの範囲にある。また現地裸地圃場での散水インテークの試験結果では畠面勾配が3°、降雨強度65mm/hのとき耕起、不耕起別の浸入能は散水開始後それぞれ、17~18分、12~13分で、降雨強度以下になり表面流出が見られた。さらにパイン畠では9mmの雨でも大量の流亡土が観測されるなど、圃場条件によってもかなりの差があることが認められた。以上によりこの地方のとくにパインナップル畠では土壤の受食性が高いことが明らかになった。

② 降雨エネルギー

降雨の侵食能力はそのエネルギーである。このエネルギーは雨滴の分布型と降雨強度に左右され、当然、地域特性をもつものである。沖縄の降雨に関して約12万個の採取雨滴の分布を調べてみると直径1.0mm以下の雨滴量の全雨量に占める割合は数%にすぎず、降雨エネルギー的には無視できる程度である。そこで直径1.0mm以上の雨滴を重視してエネルギー計算に必要な各雨滴径の個数分布を検討した結果、ワイブル分布がかなりよく適合することが明らかとなった。このような雨滴の分布型をもとに個々の水滴の落下による運動エネルギーを考慮して降雨エネルギーと降雨強度の関係式を誘導した結果アメリカにおけるWischmeierらの式と同型の関係式が得られた。また、両式の係数を検討すると沖縄の降雨エネルギーはアメリカのそれより、降雨強度の影響が大きいことが確認された。

③ 傾斜因子と土壤流亡

傾斜因子は土壤侵食を支配する重要な因子の一つである。この関係を把握するため、まず現地試験を行った。即ち、砂壤土と粘質土の2種の土壤について3°, 5°, 8°の傾斜別に自然降雨による流亡土量を観測し、傾斜角との関係を検討した結果、砂壤土、粘質土の双方とも流亡土量qと傾斜角度θとの間に

$$q = C \sqrt{\tan(\theta - \theta_0)} \quad C, \theta_0: \text{定数} \quad \dots \dots \dots \quad (1)$$

なる関係式が成り立つことが確認された。 (1)

式は $\theta \leq \theta_0$ で $q = 0$ なることを示す。

また分水線からガリの発生する地点までの限界斜面長についても傾斜との関係を検討した結果

$$U = C_0 \{ \tan (\theta - 1.5^\circ) \}^{-1.14} \quad \dots \dots \dots \quad (2)$$

を得た。ここに U :限界斜面長(m), θ :傾斜角度, C_0 :定数。この式は $\theta=1.5^\circ$ で $U \rightarrow \infty$ となるが、(1)式と同様流亡土が出現しないことを表す。

流亡土量と傾斜についてさらに詳細に検討するため、室内実験を行った。

まず国頭マージを長さ60cm、幅15cm、深さ8cmの容器に現地圃場の乾燥密度を考慮して充てんし、表面の傾斜角度を3°、5°、8°、12°および15°とした。

つぎに人工降雨による自然降雨のそれとほぼ同一であることを確かめ、 $10\text{mm}/h \sim 60\text{mm}/h$ の降雨強度を与えて流亡土量や浸入能を測定した。その結果上記の圃場における関係と同様になった。この関係は $\theta \leq \theta_0$ では流亡土量が 0 になることを表わす。即ち θ_0 は限界傾斜角度であり、約 1.5° であった。

また(1)式の比例定数Cについて降雨強度との関係を検討した。その結果

なる関係式が成り立つことを認めた。ここに I : 降雨強度, P : 浸入能, C : 定数

(3)式は $I \leq P$ では流失土量が 0 になることを表わす。即ち降雨強度が浸入能以下では、侵食を受けない事になりこれは当然の帰結である。

さらに降雨エネルギーとの関係について検討するため、②で述べたのと同様の方法で人工降雨についてもエネルギーと降雨強度の関係式を導き、Cと降雨エネルギーとの間に

が成立することを認めた。

ここに E : 単位時間、単位面積当たりの降雨エネルギー ($J/m^2 \cdot h$)、 $C'' = 2.9$ 、 $E_0 = 145$ ($J/m^2 \cdot h$)、 $\alpha = 0.88$

(4)式は $E \leq E_0$ では流亡土量が生じないことを示す。

また E_0 は 9 mm/h の降雨強度に相当し、これは浸入能とほぼ等しい。

以上のように本研究は、沖縄島北部地方における土壤侵食について現地調査と室内における補足実験により、解析を行ったものである。まず国頭マージは受食性の高いことを明らかにし、さらに流亡土量と傾斜および、降雨強度との関係を検討し、それらの間の実験式を導いた。この式により、流亡土量を求めるためには(3), (4)式の C' , C'' が必要である。これらの係数は土性や、植生、さらに斜面長等によっても変化すると考えられるが、これについては今後なお検討を必要とする。

しかし、侵食に対する限界傾斜度が約 1.5° であり、限界降雨エネルギーは浸入能に相当する降雨強度によるものであることが確認されたことは実用的にも有意義であろう。即ち少なくとも侵食量を無視できる程度に小さくするためには、傾斜度を約 1.5° 以下にし、また浸入能を大きくすべきであると言えよう。

まえがき

沖縄における土壤侵食が顕著になったのは1950年代後期のパイナップル（以下パインと記す）導入に伴う開畠がはじまってからである。

農業収入に乏しい沖縄の農家にとって換金作物であるパインの導入は画期的なものであった。このため重機類の使用等により、沖縄の農業史上かつてない規模と速さで山地での農地開発が行われてきた。このような急速な開発は、自然の地被状態や土壤構造を改変し、ひいては降雨による侵食のポテンシャルを高めるに至った。

それにも拘らず侵食問題は当初の間、社会問題とはなり得なかった。その理由としては、開発が個々の農家レベルでなされており、侵食防止対策に意を注ぐゆとりがなかつたからと考えられるが、侵食を容認する農業的、政策的な側面があつたことも否めない。

*例えは農業的には表土が侵食されてもバインの生産性は金肥で補えること。政策的には米軍による土地接収の結果、県内での域内移

民が行われ、移民地における山地開発の過程で、パインが取り入れられたこと。(沖縄農業読本、沖縄アルヌナック別冊、社会経済研究所、那覇市1980年)

何れにしても一枚一枚の圃場が小さく、侵食されても土砂は沿岸を極度に汚濁するには至らなかった。さらに当時侵食問題が研究テーマとしてとりあげられなかつたのは侵食の問題を身近かなものとしてとらえていなかつたことにもよるが、戦後本土との施政権の分離により、本土学者との交流が少なく、また貧弱な琉球政府の財政のため、教育・研究に要する予算が貧困であったことも理由の一つと思われる。このことは1973年の本土復帰を契機として、侵食問題が研究テーマとして多く取りあげられたことからも察せられる。

また農業面では本土復帰を契機として立ちおくれた農業基盤整備事業が実施されるようになり、圃場は働き易い農地の形態に造成・整備された。しかし必ずしも防災的ではなく、結果として土壤侵食問題がクローズアップされるようになった。そのことは沖縄における土壤侵食や保全に関する研究の蓄積がなく、本土の基準に準じて事業が実施されなければならなかつたことによるものと考える。

本土においては昭和30年頃から、土壤侵食、保全に関する研究が活発に行われ相当な蓄積がある。にもかかわらず侵食問題が後をたたないのは従来の研究で十分であるとはいえないことを示すものであろう。まして研究蓄積の乏しい沖縄ではなおさらである。

沖縄島北部では北と南を結ぶ道路が東西ともに沿岸を見渡せるような形で走っており、降雨の際に流入する濁水が沿岸海域の潮流に従って拡散されていくさまは走行中の車窓から手にとるように見える。「この現状を何とかしなければ」と思うのは筆者のみではない。農業土木事業の推進のうえからも沖縄の風土に適した農地保全のあり方が十分検討され、早急な防止対策がたてられなければならない。筆者は長年にわたり沖縄における農地保全に関する基礎的研究を重ねてきた。その結果、特に沖縄島北部地方における侵食について重要な因子である降雨や土性等について基礎的な知見を得、今後の農地保全対策に寄与できると思われる所以以下に達告する。

本論文は7章からなり、その構成はつきのとおりである。

第1章は土壤侵食の歴史的背景、侵食の要因、分類について概略的に記述した。研究動向については我が国の場合を主として沖縄に関するものをとりまとめた。

第2章は沖縄島北部における侵食の実態を地被の状態別に例えば裸地とパイン畑およびさとうきび畑の受食性(Erodibility)の相異を、また造成中における土砂流出の実態を河川での浮遊土砂観測により、明らかにした。現場枠試験による侵食実態調査では勾配と流亡土砂量との関係を明らかにし本論文の要点の1つとした。

第3章では沖縄の降雨特性を土壤侵食との関連でとらえて分析した。降雨の量的特性については既存の資料をもとに年変化、旬別の雨量を解析し、質的には、強度と確率年を地域別にとりまとめた。また雨滴の粒径分布特性をくわしく調べ、降雨エネルギー算定式を誘導し、沖縄の降雨エネルギー特性を明らかにすることことができた。

第4章では国頭マージの地質・土壤的特性についてとりまとめた。侵食に關係の深い土壤の物理性の中で、特に粒度組成、団粒、分散性について考察し、浸入特性については主要な土壤については試験を行い、国頭マージの浸入特性を明らかにした。

第5章では、第2章の現場枠試験結果を踏まえて、傾斜因子特性の実験的解明を試みた。降雨強度別、傾斜別に室内実験を実施し、傾斜因子と流亡土量との関係を明らかにした。

第6章では、前章まで得られた成果の要約をし、現場枠試験の中間的なとりまとめから得た知見に基づく提言を行った。

第7章では従来実施された工法とその検討から今後の問題点と土壤保全のあり方を提示し、熱帯湿润地域へ適用を示唆した。

〔謝辞〕

本研究の本格的な取りくみは筆者が昭和57年に東京大学農学部にて文部省による内地研修の機会が与えられたときからである。研修時以来同学部農地工学講座の故竹中肇教授、富田正彦助教授には多くの御指導、御鞭撻を賜った。本研究に関する室内実験及び論文のとりまとめに際しては同学部農業地水学講座の白井清恒教授の御指導によるところが大である。同教授には筆舌に尽くし難い御厚情を賜った。また研究室主催のゼミ等を通じて、農業地水学講座、農地工学講座の先生方の御指導を仰いだ。

沖縄県環境保健部には現場の土砂流出の実態調査にあたり多大の御支援を仰いだ。

調査、現地試験にあたり、沖縄総合事務局や沖縄県庁の現場技術者の方々、屋嘉土地改良組合、地元農家の方々の御協力が得られた。

与儀阿佐子、礼子嬢姉妹には数年にわたり、研究資料の整理や論文の清書等に多大の労をおかけした。また気象資料の入手には沖縄気象台業務課の玉城実通氏の御協力が得られた。さらに現地実態調査や本論文の資料づくりにあたり琉球大学農学部利水工学講座の吉永安俊助手、同学部呉屋昭技官をはじめ農業工学科の諸先生方の御協力が得られた。

農地工学講座の専攻生（元・現）諸氏には本研究に関する調査や実験で惜しみない御協力を得た。

このように本研究は多くの方々の御厚情の賜である。常々筆者をはげましてくださった多くの方々とともにここに深甚の謝意を表します。

第1章 緒 論

第1節 土壤侵食

土壤侵食とは土壤が何等かの外力によってはく離し亡失し去る現象と定義されている⁵³⁾が営力の種類または進行速度により地質学的侵食（正常侵食、自然侵食）と加速侵食とに区別される。地質学的侵食は、自然条件下で土壤の生成と流失の間にバランスが保たれている——地質学的基準——状態をいい、極めて緩慢な土壤の移動現象（風化作用）である。加速侵食は Bennett⁶⁾ や Gustafson²⁶⁾ によると「人的誘発による土壤の加速的移動現象」と定義されており、その営力（素因）は人為的工作であり、侵食速度は通常地質学的侵食をはるかに上回るものである。従って加速侵食は肥沃な土地を劣悪化する最も強力な要因とされている。また加速侵食の誘因は降雨、融雪および風であるが前二者による場合を水食、後者による場合を風食というが以下本論文では水食に限って論述する。

圃場における水食の形態上の分類は、当初は表流水の流れに端を発するという見解から、侵食の発達段階ごとに面状侵食、リル侵食、ガリ侵食に区分されるのが一般的であった。面状侵食（Sheet erosion）は表層土が一様にはく離、運搬される現象で、初期の段階では侵食の形跡は識別しにくい。面状侵食のつぎの段階は土壤面にいくつかの小溝（リル）が形成され、侵食の形跡が明らかにみられるリル侵食（Rill erosion）である。リル侵食が更に発達すると谷状の大きな溝が形成され、ガリ侵食（Gully erosion）となる。リル、ガリの区別は明確でないが、通常の耕うん作業で、修復できるものをリル侵食、修復が土運機などの重機にたよる場合をガリ侵食と定義されている事例がある^{33),81)}。

然しながら現在では雨滴侵食が侵食の第1の過程であることが明らかにされており、地表面がほぼ一様に侵食される面状侵食（Sheet erosion）と同じ過程であるとされている³²⁾。Meyer⁵⁰⁾は表流水が薄層流をなす場合は、通常の表流水よりさらに速い流速のときであるとし、Sheet erosionの代りにinter rill侵食の導入がより適切であるとした。インターリル侵食は、雨滴の飛散作用による土粒子の移動と、雨滴により分散された土粒子の薄層流による運搬過程であり、雨滴の衝撃作用による表流水面下の土粒子の攪乱作用が一層表流水の侵食能を増長せるものとした。

かくして水食の形態上の分類は、雨滴侵食をインターリル侵食に含めると、第1の段階でインターリル侵食、第2段階でリル、ガリ侵食となる。以下本論文ではリル、ガリの区別をせず、水食により圃場

面に出来た地隙をガリ（侵食）と呼ぶことにする。

第2節 土壤侵食の背景

土壤侵食の歴史は農耕の歴史の主要部分を占めるといわれている。人類は古くから農地の土壤流亡に悩まされてきた。ギリシャ、ローマは傾斜地農業による土壤流亡の苦節をなめ、プラトン（B.C.427-347）も「対話」の中で祖国の肥沃な土壤の流亡を嘆いたといわれる²⁹⁾。またB.C.590年頃、独裁者ソロン（B.C.600年頃アテネで土地所有法を制定したといわれている。）は、ギリシャの傾斜地では、既に新鮮な石灰岩土壤は流亡し、穀物栽培に不適となったことを指摘し、沿岸農耕のパターンを果樹栽培に変えたが、山腹のエロージョンを防ぐことは出来なかったといっている²⁸⁾。その頃ギリシャは人口増に対処するため農地を林地に求めざるを得なくなり、そのことも侵食の大きな素因になったものと思われる。また一見、非能率的な農業の基盤、即ち土壤の保全事業の重大さなどは、都市文明の繁栄を謳歌していた大方の人々には関心の的とはなり得なかった。またBennett⁶⁾によると古代イタリアではシバリスの都市はクロトニアンに征服された際（B.C.510），かんがい施設が破壊され、クレタ川の水はあふれ、都市は洪水と化した。その頃既に山の森林は切り倒されてなく（林木は軍事に利用）、洪水の制御は出来なかった。イタリア全土にわたる森林の伐採と傾斜地の耕作は洪水をますます増幅させた。一度耕作された農用地は人の住めない沼地と化し、農民はより高い標高——さらに侵食の危険なところ——での耕作を余儀なくされたという。

かつてエジプト、クレタ、ファニキヤの時代からギリシャ、カルタゴ、ローマの時代に数多くの都市を育て、沿岸文明の栄華を誇った人々は、その食糧生産を被征服者にゆだね、その上土壤保全の努力を怠ったため、雨は土壤に対して、浸透より流亡の因子として作用し、国土は著しくやせる一方になってしまったという。

アメリカ大陸では1607年の開拓移住者の入植と同時に土壤侵食が始まったと言つてよい。

開拓は、人間の居住地としてまた食糧生産の場としては最も見通しの暗い森林地帯で始められたが開拓者たちはこれらの障害を問題とせず、西へ西へと開拓を進めて行った。

北アメリカでは白人が入植するまでは自然の均衡が殆んど完璧なまでに保持されていた。アメリカインディアンは彼等自身を自然に適応させ、自然を破壊しなかったので土壤侵食の問題をもたなかつたのである。然しながら白人は森林を切り倒し、草原の土壤を耕起した。北東部では地形に何等の考慮も払うことなく、数千エーカーにも及ぶ森林で樹木が切り倒された。樹木の殆んどが焼かれた。灰や灰から抽出される炭酸カリウムはヨーロッパの市場で売られた。当時カリの生産業は開拓者たちにとって、最も重要な現金収入源であったのである。また南部では松が用材として切り倒され、テレピン油採取のために樹液抽出のための穴があけられた（Boxing）。Boxingは木が風で吹き倒される程にダメージを与える。そのように森林は破壊されていった。

M. K Lowdermilkは当時の移住者達の開拓観をつぎのように述べている⁴⁶⁾。

『発見された無尽蔵の如き富源は、最初の移住民およびその後継者達の脳裡に、結果を考慮することなく、土壤を無限に開発し得るという考え方を植えつけた。非計画的な開発と土壤肥沃度の保持に対する無配慮は、アメリカ人の典型的な特徴となつた。——若し土壤が「消耗」してしまっても四方にはなお征服することのできる新しい土地があるのでないか——というふうに移住者達は考えた。移住者の主要目的は、資本と労働を出来るだけ少なく費して出来るだけ大なる利益をあげることにあった。土地およびその中に賦存する富源が、消耗し尽されないものであるというこの早期に発生し強く根を張った信念は、土地利用の方法に掠奪的性格を帯びるに至らしめ、現在においては、既に国民の将来の幸福に対する脅威となっていることは一般に認められている。』

つぎに我が国の侵食の背景について考えてみる。古来水田農業を主体としてきた我が国の農地は傾斜地での千枚田等にみるように、見事な段畑に造成され、平坦部はもとより、傾斜地でも1枚1枚の田が

貯水と洪水調節の機能をもつようになっているので水田からの大量の土砂流出はなかったようである。傾斜畠の少ない場合は大雨の際の土砂の流出源は殆んど林地とみなされ、そこから流失した浮泥が河川によって運ばれ、河口に滞積するのであるが、この場合土砂の流出源は河川流域全体であり、流出形態は層状侵食的なものとみなされる。従って裸地や、崩壊地が主な土砂流出源でない場合は被侵食域は特定できず、顕在化しないのが一般的である。

さて我が国で土壤侵食問題が大きく取り上げられるようになったのは、第2次大戦以後（昭和20年）のことであり、食糧増産のため、平坦地はもとより、各地の傾斜地が農地造成の対象地となった。その結果、土壤保全に対する配慮がなされない中で土壤侵食が激化するにいたった。「農地保全」が農学に関係する人々の間に大きな研究課題となったのはその頃からである。

沖縄では古くはアワ、サトイモ等の作物を焼畑農業により栽培する際、たいていの山地では3年も使用すれば表土が流れるので他の場所に^{*}移動して焼畑農業を続けたと伝えられている。焼畑農業によらない場合でも土壤流亡があったことは蔡温の農務帳⁵⁴⁾に記されている「土地の保全」にみることができる。

（＊蔡温（1682-1761）、三司官、真志頭親方とも呼ばれる。）

その内容を要約すると、①排水施設を整え、溝の土、芥などを田畠に戻すこと（イフ返し）を疎略にすると、雨水のために田畠の受ける損失が大きくなり、ひいては地力がしだいに衰える原因となる。②山間の傾斜地の草木を刈り払って開墾し、山肌をだしたままにしておくと、荒れ土が流れ落ちて本田畠をだいなしにしてしまうので禁止する等々である。また明治時代（26、27年頃）には奈良原県令の開墾政策に対して謝花は奈良原の計画によると急激に森林の伐採を伴うので、それは干害と風水害の原因となり、一面又木材資源を涸かつさせて農民を苦しめるとしてその政策に反対したという³⁶⁾。沖縄の風土からして森林の伐採、開墾による災害、農地からの土壤流亡は当然考えられることであるが、土壤侵食による河海への二次災害については古くから昭和の20年代まで記録にみることはできない。

（＊謝花算（1865-1908）、行政官、社会運動家。）

古来沖縄は本土と異なり、畠作の面積が水田面積よりもはるかに多く（表1-1），土壤や気候的条件と併せて土壤侵食のポテンシャルは高いにもかかわらず、現在のような激しい侵食が起らなかつたのは那辺にあるだろうか。

表1-1 王府時代の竿入帖から集計した土地面積（単位：反）

	田	畠	計	比率
百姓地	31,220	106,932	138,152	67.1%
地頭地	9,790	18,190	27,980	13.0
オエカ地	4,516	9,991	14,507	7.0
ノロクモイ地	716	1,968	2,684	1.3
仕明請地	7,149	4,656	11,805	5.7
仕明知行	2,277	867	3,144	1.5
請地	1,667	2,377	4,044	2.0
払請地	462	3,106	3,568	1.7
計	57,797	148,087	205,884	100.0

（注）1. 仲吉朝助、琉球の地割制度 2. 宮古、八重山を含まず。

以下に現在の侵食現象の因果関係について要約し、その間の答の一部としたい。

前述したように沖縄の土壤侵食は昭和20年代の初期までは極めて微々たるものであったと思われる。土壤侵食を顕著にしたのは、1950年代後期のパイン導入に伴う開畠であろう。山地を急速に農地化する重機類の使用は土壤構造を破壊し、土壤の物理性の悪化を招き、侵食の受動要因（圃場条件）のポテンシャルを高めていった。そこへエネルギーの高い降雨に会うと両者による侵食の相乗効果は一層高くなる。更に侵食を容認する社会、経済的な側面があったことも否めない。

沖縄の農家にとって換金作物としてのパインの導入は画期的なものであった。沖縄の農業史上かつてない規模と速さで農地開発は進行していった。それ故に農業と自然との一体化を慣行的に育んできた人々は、自然保護、或いは農地保全という立場を堅持するいとまがなかったようと思われる。

このことはまさにアメリカ開拓史の超縮小版であり、土壤侵食に最も関心のある米国の統治下の時代に起きたことは農家の経済的背景の他に軍事基地維持優先の政策的背景があったからだと理解すべきであろう。やがて赤土流出問題が社会的関心事となり、農地整備や造成の際、とくに流出防止に留意しているが、十分に対応するまでには至っていないのが現状である。

第3節 土壤侵食の要因

自然の生態系のバランスが保たれている場合、山地等からの土砂の流出を規制する自然的因子は、降雨、地形、土壤、植生である。これら因子間の相互作用からみると降雨は能動（加害）因子、土壤は受動（被害）因子、植生は抑制因子、地形は能動と抑制の両側面をもつ因子として特徴づけることができる。このような場合、土壤の流失（侵食）は微少で、その風化生成と均衡を保っている。然しながらこのような均衡が、人為的インパクトにより破壊されると侵食の要因は上記の因子に人為的作用が加わり、因子間の相互作用の態様が変わってくる。Bauer⁴⁾は侵食とそれに関与する因子との関係を次式で表わし、侵食は個々の因子の陽関数として、また各因子はそれぞれの陰関数として関係づけている。即ち

$$E = f(C \cdot T \cdot V \cdot S \cdot H)$$

ここに、E：Erosion（侵食）、C：Climate（気候）、T：Topography（地形）、V：Vegetation（植生）、S：Soil（土壤）、H：Human work（人為的作用）。

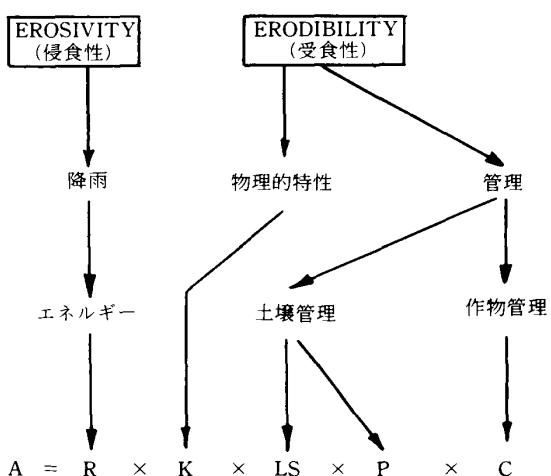


図1-1 降雨侵食に関する因子 (Hudson)

また Wischmeier, Smith ら⁹¹⁾が中心となって開発した侵食流亡土量予測式 (Universal Soil loss Equation: USLE式) は前述の H の要因を、C, P で表わしたもので各因子を数量化してそれらの積により侵食量を算出するものである。即ち

$$E_r = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P$$

こゝに、 E_r ：侵食流亡土量、R：降雨係数

K：土壤係数、LS：傾斜斜面長係数

C：作付管理係数、P：保全係数である。

Hudson³³⁾は侵食は降雨の侵食性 (Erosivity) と土壤の受食性 (Erodibility) の関数であるとし、USLE式の各係数との関係を図1-1のように示している。以下これらの要因について概説する。

1) 降雨要因

土壤侵食に関与する気候要因には降雨、気温、風、湿度、太陽熱がある。気温と風は、蒸発散に関与

する。「風はまた雨滴の速さと地面への衝撃角度を変える役目をもち、湿度、太陽熱は気温に関係しているので直接的には侵食に影響はしない。」と Schwab ら⁸⁰⁾は指摘している。ここでは気候要因の中で最も重要な降雨要因について記述する。Baver⁴⁾は降雨のもつ特性の中で、量、強度、時間的分布が降雨の土壤に対する分散性、流去水の量と速度、そして侵食による土壤流亡量を決定する主な要因とした。即ち強度の低い雨は雨量が多くてもまた、降雨時間が短い雨は強度が高くても侵食量が少ない。量と強度が高い場合侵食性の降雨となる。また Wischmeier ら⁹⁰⁾は如何なる雨の場合もその量と土壤流亡との間には相関関係が乏しく、5分、15分、30分強度との間にても概して相関関係が薄く、最大30分間強度の雨が流亡土量と良い相関がみられるのは、傾斜地かまたは砂壌土の場合であるとしている。更に降雨エネルギーの方が降雨量や、短時間降雨強度よりも流亡土量との間により高い相関関係があり、降雨量、降雨強度、降雨エネルギーおよびこれらの組合せによる要因の中で一雨の降雨エネルギーと流亡土量との間に最も相関が高いことを提唱した。Wischmeier⁸⁰⁾らは Laws らのデータをもとに単位降雨量（1 inch）、単位面積（1 acre）当たりの降雨エネルギー KE (foot · tons/acre · inch) と降雨強度 I (inch/hr) との関係式として次式を提案した。

$$KE = 916 + 331 \log I$$

これより単位面積当たりの一雨の降雨エネルギーは $\Sigma \{ KE \cdot I \Delta t \}$ で与えられ、これに I_{30} をかけたものを USLE 式の降雨係数 R とした。

ここに Δt は強度 I の降雨時間である。

降雨係数 R は一連降雨ごとの降雨エネルギー (KE) とその降雨の30分間ピーク降雨強度 (1時間当たりに換算) I_{30} の積の年間合計値である。ここで 1 降雨とはその合計雨量が 0.5inch 以上であり、その間無降雨期間は 6 時間以内のものである。ただし、降雨強度が 15 分間に 0.25inch 以上ならば 1 降雨とみなす。

Wischmeier らは降雨の侵食性 (Erosivity) の最も有力な指標を 1 降雨のエネルギーとしたが、Hudson³²⁾はローデシアでの実験結果から 2.5cm/hr 以上の強度の雨の積算エネルギーが土壤流亡に対して相関が高いことを指摘している。彼は 25mm/hr 以下の雨は侵食能力がないとしている。また Lal⁴²⁾はナイジェリアにおいて種々のパラメータと侵食土量との関係を小さな試験区を用いて実験した結果、AIm なる新しい指標が最も相関が高いことを見い出した。ここに A は総降雨量、Im は 7.5 分間以上の最大降雨強度である。

このように降雨の侵食性の指標の評価が異なるが、その地域特有の降雨の物理性がその指標に関与しているものと思われる。Holy³⁰⁾はアメリカ合衆国で立証された降雨エネルギーは他の条件においても幾分か修正を行えば適用できるとしている。例えば我が国では気象関係の刊行物から I_{30} は得られないで I_{60} を用いることなどである。

細山田ら³¹⁾は I_{60} をもとに計算した降雨エネルギーはアメリカにおける US 慣習単位法による数値と R 値 (年間の合計値) において数%以内の違いでほとんど一致することを確認している。

2) 土壤要因

降雨が土壤侵食の営力の一つで加害要因であるのに対し侵食を被る側の土壤は営力に対して抵抗する性質で Erodibility (受食性) として表現されている。この土壤の受食性は農地土壤の物理性とその管理に左右されるものとして、それぞれ USLE 式の K および LS, P, C に対応するものであるが (図 1-1) ここでは土壤の特性 (K) について記述する。

Ellison¹³⁾は土壤侵食を侵食作用による土壤の分離と輸送の過程であると定義した。水食の場合はこれらの作因は降雨と表流水である。彼はその降雨と表流水のそれぞれが分離能力と輸送能力を併せもつものであり、それらは別々に考慮されなければならないことを指摘した。従って土壤の受食性の評価には土の被分散性と被輸送性を研究することが必要である。これらの性質は土の物理的、化学的性質によって影響される。

Bennett⁶⁾はこれらに関する主な特性としてつぎのものを挙げている。

(1) 土の機械的組成

(2) 土壌構造

a. 分散性

b. 団粒化度

c. 孔隙率

d. 透水性

(3) 有機質含量

(4) 化学的性質

これらの特性は前述した土壤の被分散性、被運搬性の他に雨水の浸透能に関する土壤物理性を主要な因子とするものである。

① 土の機械的組成

土の機械的組成は土壤の被分散性、被輸送性の他に透水性に関与する。Ellison¹³⁾は細砂、シルト、粘土について細砂が最も分散され易く、シルトが中間で、粘土が最も分散されにくいとし、被運搬性はその逆であると述べている。また一般的に粗砂質の土壤は透水性が高く、土粒子を移動させるには比較的流速の速い表流水が必要となる。

② 土壌構造

土壤構造の因子の中で一般に Middleton の分散率 (Dispersion ratio) および侵食率 (Erosion ratio) は土壤の被侵食性を質的に示す指標として採用されている。土壤の分散率は土壤の集合体 (Aggregate) の水に対する安定度を量的に示すものであって、土壤の受食性の大小に正比例することから、このもの単独で侵食性の指標になるとされている⁴⁰⁾。

また団粒（水に安定な集合体）の程度は団粒分布によって示され、土壤の団粒構造を表わすものとして利用される。そして耐水性団粒の多い土壤は、水食に対して抵抗が強いといわれている⁸⁶⁾。

間隙率は土壤の保水性、透水性、通気性に関与し、間隙率が少なくなると、雨水の浸透が遅くなり、表流水が増加し、土壤が侵食を受け易くなる。

③ 有機質含量

「有機質含量は土壤の受食性の立場から非常に重要である。」と Bennett⁶⁾は指摘している。即ち土壤中の有機質は鉱物質より土壤の吸水能と保水能を増大させる。さらに重要なことは耐水性団粒を形成し、土壤の間隙率と透水性の増加に寄与することである。殆んど例外なく、有機質含量の乏しい土壤は比較的侵食を受け易く、通常これらの土壤は水分保持力が弱く、作物への水の供給が少ない。

④ 化学的性質

土壤のコロイド粒子は直接的にはその物理性に影響を与えることにより、また間接的には植物の生育に影響するということで土壤の受食性に関与すると Bennett⁶⁾は指摘している。彼は化学分析の結果 $\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$ (シリカ三二酸化物比) が最も重要な受食性指標であるとした。また Fletcher¹⁵⁾はアリゾナ、ニューメキシコの Gila 上流域の土壤について「① Ca や Na を多く含む土壤、Fe や K の少ない土壤は受食性が高い。② Fe/Ca が減少すると受食性が増す。③受食性に大きく関与する全ての化学成分の割合において Fe, Ca, Na, K のうち少なくとも 1 つが影響している。」と受食性と土壤の化学的性質との関係を明らかにしている。

以上述べた他に土壤の受食性の影響する指標としてつぎの事例があげられる。即ち、Lyle and Smerdon⁴⁵⁾は土壤の耐食性に関与する要素として、塑性指数、分散率、ペーン剪断強度、有機質をあげ、とくに前の三者は最も重要なものであると指摘している。岩垣ら³⁸⁾は空隙率と含水比を受食性の指標としてあげ、また川村⁴⁰⁾は毛管飽和状態での粒径0.5~0.25mm以上の耐水性集合体と風乾状態におけるそれとの比率（耐水性集合体の風乾率）を受食性の指標としてあげており、風乾率の小なる程受食性は大で

あると指摘している。このことは受食性が土壤の耐水性団粒の含量によって支配されることを意味している。

3) 地形要因

水食は地表流去水によって引き起こされ、その程度は流去水の量と速度に支配される。従って降雨の量と土壤の浸透性が同じであれば、流去水の速度は傾斜角、傾斜面長、傾斜面の形状によって変る。一般に傾斜角と傾斜面長の増加は流去水の速度を高め、侵食作用を強め、斜面勾配の低下に伴って侵食強度は弱まる。

(1) 勾配の影響

斜面の勾配が侵食におよぼす影響を調べるために Bennett⁶⁾ は現地で測定を行った。彼はテキサス、ミズリーラーの土壤について年間の流亡土量と傾斜度との関係について調べた結果、流亡土量と傾斜度との間に一定の傾向がないことを確認した。

また Swanson⁸³⁾ らは、Silt loam を用いた人工降雨による侵食試験で傾斜 3 %から 12 %の間で 1° 増すごとに 1.27tons/acre の流亡土量の増加があることを明らかにした。侵食の発生過程で地表面の荒廃が発生しはじめる勾配（限界勾配）は侵食能力や、被侵食要因の態様によって異なるものであるが、Holy³⁰⁾によると侵食に対する限界勾配は抵抗の低い土壤では 1 ~ 2° の範囲で、中間の抵抗の土壤では 6 ~ 7° となっている。

(2) 斜面長の影響

雨水流の量と速度が斜面長に応じて増加する場合は土壤流亡も大きくなる。このことは土地や降雨特性の異なる条件下でも一般的である。

Zingg⁹⁹⁾ は斜面長と流亡土量の関係を

$$X = CL^n$$

ここに X : 流亡土量, C : 定数

L : 斜面の水平長 (ft), n : 指数

(3) 勾配と斜面長の相乗効果

Meyer⁴⁸⁾ は土壤の代りにガラス玉 (50μ ~ 500μ) を用い勾配と斜面長および粒径が侵食機構におよぼす影響を降雨と表面流による室内実験で各因子の関係を明らかにした。この中で彼は低い勾配、短い斜面長では勾配 (S), 斜面長 (L) とも、侵食が殆んどみとめられない限界値があるとして次式を提案した。

$$Er = C_s(S - S_c)^m$$

$$Er = C_L(L - L_c)^n$$

ここに Er = 流出土量

C_s, C_L : 定数

S_c : 限界勾配

L_c : 限界斜面長

m, n : 指数

(4) 斜面の形状の影響

侵食の強度は斜面の勾配と長さおよび両者の組み合せの関数として表わされるが、ミクロ的には両者は斜面の形状の影響を受ける。斜面の形状には、凸状、凹状、直線状およびそれらの複合形があるがそれぞれの形状に応じて直線状以外は部分的にいくつかの異なった斜面長と勾配を有する。従って侵食の態様は斜面の形状を反映したものとなる。Young ら⁹⁷⁾ は圃場レベルでの斜面形状の違いによる土の移動で一様傾斜面は凹状斜面より大きく、凸状斜面より小さいことを明らかにした。また Holy³⁰⁾ は種々の斜面での侵食強度の比較をし、長さと標高が同じ斜面で、最高強度は凸状斜面で、最低強度は凹状斜面で観測されたことを示している。

4) 植生要因

土壤侵食は自然の地被状態が人為的に改変されたことに端を発している。このことは、植生被覆が侵食効率の抑制に大きくあずかっていることを示すものである。これらの抑制作用として i) 枝葉による降雨エネルギーの減殺, ii) 流去水の速度の減少, iii) 土壤の団粒化と孔隙率の増大等があげられるが、その他に植生の根による土壤の保定作用も指摘されている⁸⁸⁾。これらの作用の結果として流去水の量の減少、浸透、蒸散の増大、土壤移動の遅滞が出現し、侵食量を著しく減ずるのである。これらの抑制効果は植生の種類、生育状態、土壤の種類、気候、植生の根や地上部の状態により異なるものである。

地被の種類別での侵食抑制効果は森林が最もすぐれており、ついで草地、畑作物の順である。また作物の種類別では、ルーサン、クローバーなどの密生する多年生牧草が最も効果が高く、タバコ、ワタ、トウモロコシ、ジャガイモなどは効果が低い。またエンバク、ライムギ、一年生牧草、サツマイモは中間性作物とされている⁹⁴⁾。同じ作物の場合は栽培様式により、侵食抑制効果が異なるものである。

5) 人為的要因

土壤の受食性に関する要因で人為的にコントロールできるものとその方法について検討してみる。前述したように土壤侵食は、降雨の侵食性 (Erosivity) と土壤の物理性や、管理の方法によって評価される受食性 (Erodibility) の関数である。侵食性は降雨の特性によって決まるもので、人為的にコントロールできない要因である。受食性はある程度は土壤の性質に左右されるが、大部分は農地の利用管理の態様や、作物管理の方法に支配される。そしてこの両者はすぐれて人為的にコントロールできる要因である。

農地の利用管理に関しては農地の選定、圃場面の適切な勾配や、斜面長、承水路の設置、適当な耕作方法等であり、作物管理に関しては、栽培作物の選定と配置および営農技術である。

USLE式のH要因は、Baver⁴¹が述べているように人類はこれまで侵食過程の加速に大きく加担しており、これからも土壤侵食の抑制に重要な役割を演ずるものである。またUSLE式のC・P要因は土地の生産力を長く維持するために種々の栽培条件の中での作物の品種や、種々の地形条件によってよりよい耕作の方法を編み出す人為的要因である。

第4節 土壤侵食の研究動向

1) アメリカ合衆国の場合

アメリカ合衆国における土壤侵食研究の推進には三つの過程があったといわれている⁴⁸⁾。

第一の段階は水食に影響すると考えられる降雨特性、地形、植生、耕うんや作物管理、土壤特性の要因をいろいろ組合せて自然降雨による現地試験を主とするものである。この方法は現在でも土壤保全の研究に大きな役割を果しており、土壤流亡と侵食要因との関係式を確立した。

侵食研究の第2段階の推進方法は、解明された主要な因子に基づく侵食現象やその制御方法に伴うあらゆる物理力や侵食過程の解析や評価を包含したものである。1936年までは侵食過程に伴う基本的な要因の完全な理解は土壤保全計画を成就するために必要であるとの認識は得られていなかった。雨滴の特性に関する研究では雨滴の衝撃作用が侵食過程に重要な影響をおよぼすことが明らかにされ、雨滴の粒度分布や落下速度のより精確な測定結果は降雨エネルギー算定式を誘導するに至った。

侵食研究の第3段階でのアプローチは、疑似降雨を用いる方法で、1930年代に始められた。多くの降雨装置が開発され、実験に用いられたが最初の頃は主として望ましい降雨量と強度が要求されていた。その頃までは実際の雨滴の特性が十分に理解されておらず、自然降雨を模倣することはできなかった。1940年代初期の Laws and Person⁴⁴⁾による雨滴特性の解明以来この研究は雨滴の特性に焦点をあてるようになり、降雨装置も雨滴の終速度や分布を考慮したものが作られるようになった。その後も多くの研究者により、数多くの降雨装置が開発され、それぞれの用途や目的に応じた研究に対応している。

以下本節では従来の研究成果の一部を侵食の要因別に概略的に記す。

(1) 降雨の特性に関する研究

降雨の侵食性を解明するには雨滴のもつ特性を把握しなければならない。降雨や水滴の落下速度に関する初期の研究として P. Lenard や Wilhelm Schmidt の成果が紹介されているが⁵⁶⁾、土壤侵食現象との関係で雨滴の特性についての注目すべき研究は1940年代の初期に Laws⁴³⁾ や Laws and Parsons ら⁴⁴⁾によってなされた。Laws はカメラを用いて 1 mm～6 mm の水滴について種々の高さ (0.5m～20.0m) ごとの落下速度を測定し同時に水滴の形も調べた。また Laws and Parsons は雨滴径の大きさを小麦粉を用いて測定し、雨滴径の中間値 (D_{50}) と降雨強度との関係について調べ、雨滴ごとの終速度を測定した。1949年に Gunn and Kinzer²⁵⁾ は電気的な方法で雨滴の落下速度をより精確に測定することに成功した。Ellison は1944年雨滴侵食の研究を行い、水滴径とそれによる飛散距離および粒径について調べた。彼は1947年に雨滴による土壤の飛散に関する研究を更に推進し、Soil Erosion Studies (Part I～Part VII) として報告している¹³⁾。この中で彼は土壤侵食は侵食作用による土壤物質の分離と輸送の過程と定義した。水による土壤侵食の場合には、水食の労力は降雨と表面流去水である。そして雨滴の主な作用は土壤を分離することであり、表面流去水は分離された土壤粒子を運搬することであるが両者とも二つの作用を兼ね備えておりそれらは別々に考慮されなければならないことを指摘した。また雨滴の衝撃による団粒の破壊と流去水の泥ねい化は共に浸透能を減じ、土粒子の飛散と流去水は土壤の腐植や粘土物質を放出し土壤を固く締ったものにすることなどを提示した。

Marshall and Palmer は1948年オタワにおいて採取した雨滴径の分布を解析し、経験的な指数方程式を発表した²¹⁾。この分布に関する研究は後の降雨エネルギーの算定に大きく貢献した。雨滴分布に関する研究には他に Fujiwara¹⁷⁾ が Miami で行ったものがある。彼はカメラを使って34の降雨の雨滴分布を調べた。初期の雨滴分布の調査、分析には多くの時間と労力を必要としたが近年（1983年）雨滴径の大きさと分布を測定する簡単な方法が Eigel and Moore¹¹⁾ によって紹介された。Oil Method と呼ばれるもので、粘性の高い液体の中では水滴がその表面張力により球形に殆んど近い形を保つことを利用したもので、写真をもとに調べる方法である。

Bisal⁸⁾ はある雨滴径がもつ個有の速さで地表面を打撃する有効エネルギーを評価するために、砂の飛散におよぼす雨滴径とその衝撃の影響について研究しそれらの間の数理的関係を見いたした。

侵食に関与する運動量やエネルギーの計算には、それらを規制する雨滴の大きさ、分布、速度などに関する知識が要求された。

運動量を直接に測定しようとしたのは Neal and Baver であるといわれる³³⁾。彼等は1937年トーション秤での測定を試みたが、風の遮へいの困難さや、水滴の粘着のため測定器具の開発をみるまでには至らなかった。Hudson³³⁾ は金属シリンダーの上に水滴受の振動板をおき、その上に落下する際の衝撃音を高感度のマイクロホンで受信する装置を考案し、降雨エネルギーの測定を試みた。音響測定機による他の方法は1972年 kinnell が試みている³³⁾。

その他の方法として圧力変換器による方法、ピエゾ電気計器による方法などが Hudson³³⁾ により紹介されているが未だ実用に供されていないのが現状である。

現在用いられているエネルギー算定法は、降雨強度との関係で導かれたもので主なものは Wischmeier ら、Hudson, Zanchi and Torri の経験式がある³²⁾。Wischmeier ら⁸⁹⁾ の降雨エネルギー算定式は Laws and Parsons の雨滴分布のデータを使って開発されたもので、USLE 式の基礎となった。

土壤の分離と輸送における降雨とのかかわりについての研究にはその他に Young and Wiersma⁹⁸⁾、Park ら⁷⁷⁾ の成果がある。Young らは模擬降雨による室内実験の結果、降雨強度を減ずることなく、雨の衝撃エネルギーを89%減することにより、90%以上土壤流亡を減ずることを確認した。そしてこのことは雨滴の衝撃作用が土壤のはく離作用の最初の主要な外力であるとした。Park ら⁷⁷⁾ は、雨滴径分布と雨滴の終速度や落下速度の数理的解析に基づく関係から飛散侵食量は、降雨強度の関数であり、降雨

のパラメーターは飛散侵食に重要な意味をもつとしている。

USLE式における降雨要因の最近の研究には、日降雨量とEI値の関係を調べたRichardsonら⁷⁹⁾によるもの、降雨指数(R値)の再検討に関するもの⁵⁾がある。

Ekern¹²⁾は降雨による土壤輸送として下方へ移動する全飛散土壤の割合は勾配のパーセンテージに50を加えた値に等しいことを報告している。

Palmer⁷⁶⁾は水滴の衝撃力に関する研究で、水滴の衝撃力は土壤表面が薄い水膜におおわれている際に増加すると述べている。

(2) 表面流の侵食性に関する研究

降雨強度が土壤の侵食能を上まわると水面勾配が形成され、表面流が生ずる。表面流は降雨侵食の際の土壤輸送の主要な営力であり、それは種々の形をとりながら斜面を流れしていく。Ellisonら¹³⁾はそのタイプを薄層流となって目に見えない小溝を作りながら広範囲の土壤面を横切っていくいわゆる表層流とリル、ガリ、或いは谷に流入して流れる水流に分けた。そして雨滴が薄層流に伝える運動エネルギーは表流水の運搬能力を高めるばかりでなく、停滞水に土粒子の分散能を与えるとした。Bennet⁷⁷⁾は表流水の土砂輸送能は流速の4乗に比例し、移動される単一粒子の直径は流速の5乗に比例するとした。

Meyerら⁴⁹⁾は耕作うねの表流水が土砂を運搬する能力を調べた。土砂の粒径別、うねの傾斜別、表流水の量別に実験を行った結果、1.0%勾配のうねは0.2%のそれより10~100倍の輸送能力をもち、流去水量は勾配ほど土砂の輸送能ではなく、粒径が大きい程輸送能は減るとした。Neal⁵²⁾は1ポンドの土壤移動に必要な表流水の量は降雨初期と降雨後1時間の時点とでは後者は前者の1.5~2.0倍必要であるとした。このように表流水による土壤侵食は土壤のはく離性と運搬性によって規制される。前述のようにはく離された土粒子の運搬性は表流水の掃流力や土粒子個々の被運搬性によって評価されようが土壤のもつ被はく離性は土性的には前者と相反するものである。このことは砂質土壤では表流水の運搬能が、粘質土壤でははく離に対する抵抗力が侵食現象を支配することを意味する。この結果粘質土壤における表流水による侵食現象は極めて複雑で粘質土壤がおもな対象となる土壤保全学の分野においては表流水による土壤の輸送を単独で扱った研究は極めて少ないようである⁴⁷⁾。

(3) 土壤の受食性(Erodibility)に関する研究

土壤の受食性は侵食要因(雨滴、表流水)による土壤の被侵食性である。Hudson³⁾は受食性は土壤の物理性、土地と作物の管理方法に左右されたとした。以下これらについて記述する。

土壤の受食性に関する物理性については長年にわたり室内や圃場で研究されてきた。この種の研究の草分けは、Lutsであるといわれている³³⁾。彼は1930年代に初期の現場侵食試験の成果をもとに受食性の物理、化学的性質を表現しようとした。Middlton, Bouyoucos, 及び Wischmeierらはそれぞれ1934年、1935年、1971年に粒径組成の観点から受食性の指標を見い出した。

Fletcher¹⁵⁾は現地の土壤侵食試験の結果から土壤の母材や粒径組成等が受食性に関与する要因であるとした。

Barnnetら¹⁾は現地圃場での実験結果から、侵食土量は粒度組成、初期含水比、雨の大きさに直接に関連すると述べている。

Barnnetら²⁾は更に人工降雨により、流去と侵食に関与する土壤の物理性について調べた。

彼らは、34の土壤要因のいくつかの物理性との組み合わせと侵食量(単位EI当りの)との間には重相関回帰式が適用でき、それらの要因は休閑地の受食性や流出強度の予測に最も有効なパラメータであるとした。

Farmer¹⁴⁾は同じく人工降雨により土粒子の相対的な分離性を調べた。彼は土壤面に表流水がない場合は雨滴による土粒子のはく離性は粒径110~1,450μのものが最も高く、表流水のある場合は219~2,034μのものが最も高いことを見い出した。

Dongら¹⁰⁾は粘土の分散比と有機質(C)含量との関係を表層土、下層土について調べた結果をつきの

ように要約している。即ち①粘土の分散性は有機質含量の逆数と相関関係が極めて高い。②粘土の分散性が土壤の受食性に直接的に関与するならそれは受食性の評価に役立つ。また Hartmann ら²⁷⁾は土壤改良剤 (Polyurea) による表層土の団粒化は、降雨期間中（人工降雨）の浸透能を著しく減少させ、また実質上蒸発も減少させることを実験により確かめた。

また、土壤管理要因に関する研究をその傾斜要因と作物管理要因についてみてみる。

Swanson ら⁸³⁾は降雨履歴による土壤の団粒化の変化と侵食土壤の団粒と粒径の相異を傾斜別に調べた。結果を要約するとつぎのことおりである。

- ① 63.5mm/h における流亡土量は試験区の傾斜が 3 %から 12% の間で 1° 増すと 1.27tons/acre の増加がある。
- ② 降雨の初期における団粒分布の変化は顕著である。
- ③ 勾配がより急な試験区からの流亡土量の団粒は大きい。
- ④ 表流水により侵食された土壤の粒度は、傾斜に関係なくもとの土壤の粒度より細かい粒子を多く含む。

Neal⁵²⁾は流去と侵食に影響する要因の中から土地の勾配、降雨の特性、土壤の状態を選び、それぞれの効果を調べ、つぎのことなどを示した。

- ① 浸透能は勾配や降雨強度の影響を受けないが、土壤の初期含水比によって変わる。
- ② 1 %以上の勾配で、勾配の程度が表流水の流出率におよぼす明確な影響はみられない。
- ③ 鮫和状態から生ずる土壤流亡は勾配の 0.7 乗、降雨強度の 2.2 乗に比例して増加し、降雨時間とは直線的に比例する。

侵食と傾斜要因との関係についての研究には、その他に Zingg⁹⁹⁾、Meyer ら⁴⁹⁾の成果がある。彼らは土壤流亡と土地の勾配および斜面長との関係式を提示した。

また不規則斜面が水食におよぼす影響について Foster ら¹⁶⁾は数学的シミュレーションに基づき解析し、USLE 式の L, S 要因への適用を試みた。

つぎに作物管理・保全との関連での侵食研究について概観してみる。この種の研究は、地被条件と耕作方法による侵食抑制効果をねらったもので、地被は植生、マルチが関与し、耕作方法は、耕うん、作畝、栽培様式などを含む。

地被による侵食抑制効果に関する研究は、1940年頃から広範囲に行われたがそれらの殆んどが1958～1961年の間に行われており、Smith ら⁸²⁾によってその成果が紹介されている。植生が侵食抑制におよぼす効果についての Baver³⁾の記述は第3節に要約したとおりであるが、麦ワラマルチによる被覆の程度と土壤侵食現象の関係についての Mannerling ら、その他の研究者による研究成果は松本⁴⁷⁾が要約し、紹介している。ここでは管理・保全に関する最近の研究について概略記述する。

Dickey ら⁹⁾は小麦一休耕の輪作体系における冬期の耕地管理（耕起、切株マルチ、不耕起）の状態別による侵食量を調べた。結果の要約はつぎのことおりである。休耕期間中、不耕起の場合は 95% まで土壤侵食を減ずる。等高耕作は上下耕に比べて侵食を減じるが、不耕起、切株マルチ状態における勾配と等高耕作との違いは認められなかった。

Qwinn⁷⁸⁾はトウモロコシの被覆がそれを通過した後の雨滴の大きさと速さに与える影響について研究した。植生被覆を通して落下する雨滴エネルギーと被覆のない場合の雨滴エネルギーとの相対的な比較を、うねの栽植密度、作物の生育状況、うねの中の作物の位置などの関連で行ったものである。

その他に年間の土壤管理に関連して必要と思われる研究に、土壤の受食性の年変動について調べた Mutchler ら⁵¹⁾、Imeson ら³⁷⁾の研究がある。前者は USLE 式の K との関係を明らかにし、後者は土壤の受食性を決定する際のサンプリングの最適時期を示している。

2) 我が国の場合

古来水田農業を主体とした我が国では畠作は農業立地の悪い傾斜地などで営まれていたようである。雨量が多いことと併せて考えると、古くから土壤侵食は起っていたと考えられる。然しながら土壤侵食への農民の対応は無関心な場合と、保全技術を講じて耕土を流さないよう配慮したケースがある。前者の無関心の理由として黒ボク地帯では侵食により表土が失われても、心土がやわらかいので耕うんの苦痛がなかったからだといわれている⁹⁵⁾。

一方後者の場合は階段畠の造成、ノリ面の石積や畝立て等による保全工が行われていたようである。いずれにしろ開畠や、耕作が人畜にたよった時代の侵食は看過される程現在に比べて微少であったにちがいない。農地保全が農業土木技術者の意識の中に技術としてはいり込むようになったのは第二次世界大戦後のことであるといわれ、終戦以前は、畠地の土砂流亡は耕作者が自ら処理するはずのもので農業土木技術者が取り上げる技術ではないと思われていたようである⁹²⁾。以上のような背景が戦前の我が国において農地保全に関する研究が芽生えなかつた主な理由ではないかと考える。

我が国で土壤侵食が顕著になったのは終戦直後の1945年から始められた緊急開拓に端を発している。従って土壤侵食の問題が大きく取り上げられ、研究が活発になったのは1950年代以降である。これらの研究は水食に関する基礎的な研究から現地圃場試験および調査研究をもとにした保全技術に至るまで広範囲にまたがっており、現在の侵食研究や保全技術の推進に役立っている。我が国における土壤侵食現象や保全に関する研究成果の概要については、種田⁸⁵⁾が1976年までのものを、松本⁴⁷⁾が1977～1980年までのものを取りまとめているのでここでは最近の関連分野のものと沖縄に関するものをとり上げてみる。

水滴の研究については福桜ら²²⁾および福桜²³⁾のレインガンによる散水試験、水滴の衝撃試験がある。前者は散水による水滴径と到達距離の関係式を導き、これにより水滴の粒度分布を求めた。また運動エネルギーを求めて自然降雨との対比を行った。後者では水滴の衝撃がその破碎によって緩和されることから、水滴の破碎されやすさに着目し、これに関与する因子の効果を明らかにしようとした。さらに福桜²⁴⁾は土壤の飛散に関する基礎的知見を得るために、これに関与する因子としての水滴径、表面張力、運動エネルギーおよび衝突面の硬さを取り上げて実験を行った。

降雨エネルギーに関しては藤原ら²⁰⁾のその算定式に関する研究がある。雨滴空間密度 N_D を用いて理論解析を行った結果、降雨エネルギーとして $KE = 10.7 \cdot I^{0.22}$ ($KE: J/m^2 \cdot mm$, $I: mm/h$) なる式を誘導し、実測結果からその妥当性を実証した。

土の水食性の評価について、藤川ら¹⁸⁾は新しく土の粘土比、水食量増加率、水食危険率を導入して検討した結果粘土比は降雨と地表薄層流による土の初期水食において用いられる最も重要な因子とし、土の総合的な水食性は、土の粘土比と水食量増加率でもって評価できるとした。小川⁵⁵⁾は土壤団粒の安定性の評価を崩落率と分散率からなし得ることを示し、太田⁷⁵⁾は土壤の耐水食性の判定に際しては、土壤自体の性質のみならず、傾斜度、集水状態などの自然条件も考慮する必要があるとした。

つぎに沖縄の土壤侵食に関連する研究について概観してみる。

沖縄でも古くから土壤侵食があったことは、史書が実証しているとおりである⁵⁴⁾。しかし溝や、低部に滞砂した表土を元へ戻す事を心掛けるよう指導したことからも侵食は圃場レベルのものであったことがわかる。そのような状態は以後大きな土地改変がなかったので1940年代まで続いたと考えられる。沖縄において土壤侵食を顕著にしたのは、1950年代後期のパイン導入に伴う開畠である。その結果土砂流出現象がやがて社会的関心事となり、侵食防止対策が叫ばれるようになった。そして侵食に関する実態調査や研究が行われたのは1960年代に入ってからである。

一戸^{34),35)}は1962年沖縄の開畠地の侵食実態を調査し、「山地農業の現況と問題点」として報告している。この報告書が沖縄の土壤侵食問題を提起した最初のものである。その後1964年に山田ら⁹³⁾は現地圃場に試験区を設置し、パイン園の土壤侵食防止効果の試験に着手した。パイン園における侵食の実態調査は藤川ら¹⁹⁾、筆者⁶⁰⁾の報告があり、前者はパインは植付後1年後は受食性作物の形態をとることを指摘し、後者は侵食の起こる限界斜面長を勾配との関係で経験式を提示した。またパインの植生としての侵食抑

制効果についての研究は筆者ら^{63),66)}によるものがある。

土壤侵食との関連で沖縄の降雨特性を研究したのは少なく筆者⁵⁸⁾、藤原²⁰⁾の成果があるのみである。

筆者は降雨量の年変動を月別、旬別に細分し、侵食危険期における土壤管理を強調した。さらに多くの雨滴採取から粒径分布を解析し沖縄の降雨特性を位置づける基礎とした。藤原²⁰⁾は筆者らの採取した雨滴をもとに、沖縄の降雨エネルギーの算定式を降雨強度の関数として表している。土壤の物理性との関連では水滴による土壤の破壊試験、人工降雨による侵食試験の2～3の事例がある。

水滴の落下による土壤の破壊試験は筆者ら⁶⁴⁾によってなされ、破壊率と含水比および水滴の運動エネルギーとの関係について2、3の知見を得ている。筆者⁵⁹⁾は土壤の種類別に人工降雨による侵食試験結果から2種のマージの被侵食特性について調べ、国頭マージが受食性の高い土壤であることなどを明らかにした。内田⁸⁷⁾は国頭マージ、クロボク、シラス、マサ等の土壤について、初期水食性を調べ、勾配20°程度まではクロボク、マージの方が微粒子が流出し初期水食量が大きいとした。また筆者ら^{74),86)}は沖縄の主要土壤について侵食に関与する物理性について調べ国頭マージが他の土壤に比べ受食性の高い土壤であることを明らかにした。日下ら⁴¹⁾は国頭マージと他の7種の本土土壤との侵食試験結果から、国頭マージが表層流によって最も侵食を受け易い特性を示しているとした。

現場枠試験における研究成果については筆者の一連の報告^{61),62),65)}があるが、その中で土壤面勾配と土壤流亡量との関係を明らかにし、土壤流亡量が極めて少なくなる限界勾配があることの知見を得たことは以後の研究推進に大いに役立つものとなっている。

現地における侵食の実態調査と侵食試験を踏まえた調査報告⁷⁰⁾は土壤特性の広範な調査、区画整備、営農改善等の観点から農地保全施設の設計指針をもりこんでいる。

以上の研究は実験室や圃場レベルでの侵食の現象や実態調査に主眼をおいたものであるが、流域単位における圃場の流亡土砂量や河川の浮遊土砂量の定量的な把握に関しては、2、3の報告書^{68),69)}がある。大見謝⁵⁷⁾は沖縄本島北部の赤土汚濁の現況について調査し、赤土汚濁の変動、流出源、沿岸汚染域などを明らかにした。

土壤侵食に対する環境問題からのアプローチは赤土汚濁状況からして当然の課題である。この種の調査研究には、人為的インパクトによる流域システムの変化と赤色土流亡のメカニズムを解析した吉川⁹⁶⁾の報告や、門村ら³⁹⁾の沖縄北部の開発に伴う侵食速さを強調した調査研究および、武内⁸⁴⁾の流域単位における土地改変とそれに伴う環境変化の実態とその要因分析をもとに赤土流出防止対策を提言した報告がある。また筆者⁶⁷⁾は沿岸地域の開発と環境保全について、沖縄島北部を事例として、そのあり方について提言した。以上のように侵食の基礎的研究や実態調査を主とした研究報告は比較的多くあるが、侵食抑止対策に関する研究報告は少ない^{71),72),73)}。ソフトな面と併せて今後の研究がまたれるところである。

引用文献

- 1) Barnet. A. P., Rogers. J. S., Holladay. J. H. and Dooley. A. E. 1965 Erodibility factors for selected soils in Georgia and South Carolina. Trans. ASAE, 393～395.
- 2) Barnet. A. P. and Rogers. J. S. 1966 Soil physical properties related to runoff and erosion from artificial rain fall Trans. ASAE, 123～128.
- 3) Baver. L. D. 1956 Soil Physics 3rd ed. John Wiley & Sons Inc., New York.
- 4) Barnet. A. P. 1966 Soil Physics. John Wiley & Sons Inc., New York. London. Sydney.
- 5) Bengtson. R. L. and Carter. C. E. 1983 Erosion index (R) value for East Central Louisiana Trans. ASAE, 1140～1141・1144.
- 6) Bennett. H. H. 1939 Soil Conservation. McGraw-Hill Book Company Inc., New York and London.

- 7) Bennett. H. H. 1955 Elements of Soil Conservation. McGraw-Hill. New York, Toront, London, Tokyo.
- 8) Bisal. F. 1960 The effect of raindrop size and impact velocity on sand splash. Canadian J. Soil., 242~245.
- 9) Dickey. E. C. Fenster. Laflen. J. M. Michelson. R.H: 1983 Effect of tillage on soil erosion in a Wheat-Fallow Rotation. Trans. ASAE, 814~820.
- 10) Dong. A. Chesters. G. and Scinsman. G. V. 1983 Soil dispersibility. Soil Science. 136: (4) 208~212.
- 11) Eigel. J. D., and Moore. I. D. 1983 A simplified technique for measaring raindrop size and Distribution Trans. ASAE, 1079~1084.
- 12) Ekern. B. P. 1953 Problem of raindrop impact erosion. Agri. Eng., 34:(1). 23~25, 28.
- 13) Ellison. W. D. 1947 Soil erosion studies. Agricultural Engineering. 28. 145~146, 197~201, 245~248, 297~300, 349~351, 353, 402~405, 408, 442~444, 450.
- 14) Farmer. E. E, Relative Detachability of soil particles by simulated rainfall, 1973 Soil Sci. Soc. Amer. Proc, 37. 629~633.
- 15) Fletcher. J. E. 1941 Erodibility investigation on Some Soils of the Gila watershed. USDA Tech. Bulletin №794.
- 16) Forster. G. R. Wischmeier. W. H. 1974 Evaluating irregular slopes for soil loss prediction. Trans. ASAE, 305~309.
- 17) Fujiwara Miyuki: 1965 Raindrop-size distribution from individual storms, Journal of the Atmospheric Sciences. 22. 585~591.
- 18) 藤川武信, 内田勝利, 1981 亂した土の初期水食の判定要因, 土の初期水食に関する土質理工学的研究 (II), 農業土木学会論文集 91, 1~7.
- 19) 藤川武信, 翁長謙良, 1974 沖縄北部におけるパインアップル園の土壤侵食, 第11回災害科学総合シンポジウム講演論文集, 239~240.
- 20) 藤原輝男, 1975 沖縄の降雨特性, 沖縄開発に伴う土地環境の変化と防災に関する研究, 文部省科研費, 自然災害特別研究, 研究成果 (代表者・藤川武信), 38~45.
- 21) 藤原輝男, 塩月善晴, 南信弘, 小椋正澄, 1984 降雨エネルギーの算定式に関する研究, 農土論集 114, 7~13.
- 22) 福桜盛一, 今尾昭夫, 長堀金造, 高橋強, 1978 侵食機構解明のための人工降雨の基礎的試験—傾斜地における開発農地の侵食機構と保全に関する実証的研究 (I) —農土論集 76, 38~44.
- 23) 福桜盛一, 1978 侵食機構解明のための人工降雨の基礎的試験—傾斜地における開発農地の侵食機構と保全に関する実証的研究 (II) —, 農土論集 102, 7~14.
- 24) 福桜盛一, 1978 侵食機構解明のための人工降雨の基礎的試験—傾斜地における開発農地の侵食機構と保全に関する実証的研究 (III) —, 農土論集 105, 11~17.
- 25) Gunn. R. and Kinzer. G. D. 1949 The terminal velocity for water droplets in stagnant air. J. Meteor., 6. 243~248.
- 26) Gustafson. A. F. 1937 Conservation of the Soil. Mcgrawhill book campany Inc. New York and London.
- 27) Hartman, R. and Boodt, M. D. 1983 Infiltration and Subsequent evaporation from surface-aggregated layered soil profiles under sinulated laboratory conditions. Soil Science. 137. (3) 135~140.
- 28) 畑地農業振興会, 1979 畑地農業 210, 4 ~ 5 .

- 29) 畑地農業振興会, 1979 畑地農業 247, 18
- 30) Holy. M. 1980 侵食—理論と環境—, 岡村俊一, 春山元寿訳, 森北出版, 東京。
- 31) 細山田健三, 藤原輝男, 1984 侵食流亡土量の予測に関するUSLEの適用について I, —USLE適用の背景および降雨係数—, 農業土木学会誌 52, (4), 315~321.
- 32) Hudson. N. 1971 Soil Conservation. Batsford, London.
- 33) Hudson. N. 1981 Soil Conservation. Cornell. University Press. Ithaca. New York.
- 34) 一戸貞光, 1962 琉球における山地農業の現況と問題点, 沖縄農業 1 (2), 56~65.
- 35) 一戸貞光, 1963 琉球における山地農業の現況と問題点, 沖縄農業 2 (1), 80~89.
- 36) 池原真一, 1979 概説 沖縄農業史, 月刊沖縄社
- 37) Imeson. A. C. & Vis. M. 1984 Seasonal valiations in soil erodibility under different land-use types in Luxembourg. Journal of Soil Science 35, 323~331.
- 38) 岩垣雄一, 土屋義人, 1956 水滴による地面侵食に関する二, 三の実験, 土木学会論文集, 1 : 62
- 39) 門村浩, 山本博, 1978 土地改変に伴う加速的侵食—侵食の速さと沖縄島北部の事例—地学雑誌 87, (1), 1~15.
- 40) 川村秋男, 1972 土壌の耐食性, 土壌物理測定法, 東京, 養賢堂
- 41) 日下達朗, 田中宏平, 藤田則之, 四ヶ所四男美, 1981 表層流に対する粘性土壌の抵抗性条件と侵食量—雨水流による土壌侵食特性 (II) —農土論集, 92 1~7.
- 42) Lal. R. 1976. Soil erosion on Alfisols in western Nigeria III . Effects of rainfall characteristics. Geoderma. 16, 389~401.
- 43) Laws. J. O. 1941. Measurments of the fall-velocity of water-drops and raindrops. Trans. AGU. 22, 709~721.
- 44) Laws. J. O. and D. A. Parsons. 1943 The relation of raindrop-size to intensity. Trans. AGU. 24, 452~460.
- 45) Lyle. W. M and Smerdon. E. T. 1965 Relation of compaction and other soil properties to erosion resistance of soils. Trans. ASAE. 8 (3) 419~422.
- 46) 満鉄調査局訳 1943年 土壌侵食防止の研究, 博文館
- 47) 松本康夫, 1981, 開畠地におけるガリ侵食過程と保全工法に関する研究 京都大学, 学位論文
- 48) Meyer. L. D. 1964 Mechanics of soil erosion by rainfall and runoff as influenced by slope length. Slope steepness and particle size. Doctorship thesis. Purdue University.
- 49) Meyer. L. D. and Monke. E. J. 1965 Mechanics of soil erosion by rainfall and overland flow. Trans. ASAE. 8: (4) 572~577, 580.
- 50) Meyer. L. D. 1979 Water Erosion in: The encyclopedia of soil science part 1. Editor by: R. W. Fairbridge and C. W. Finkl Jur. Dowden. Hutchinson and Ross. Stroudsburg. P. A.
- 51) Mutchler. C. K, Carter. C. E. 1983 Soil Erodibility variation during the year. Trans. ASAE. 1102~1104.
- 52) Neal. J. H. May 1938 Effect of degree of slope and rainfall charsteristics on runoff and soil erosion. Agri. Engin. 213~217.
- 53) 農業土木標準用語事典, p.61
- 54) 農務帳 (琉球) 日本農書全集, 1983 農文協
- 55) 小川和夫 1981 土壌団粒の安定性 (崩落率, 分散率) の測定法および安定性と土壤型との関係 土壌の物理性 43, 14~20.
- 56) 大田正次 1970 雨, コロナ社, 東京
- 57) 大見謝辰男 1985 沖縄県の赤土汚濁の調査研究 (第1報) —沖縄本島北部の赤土汚濁の現況—沖

- 縄県公害衛生研究報 18 71~86.
- 58) 翁長謙良, 1974 沖縄における農地保全の基礎的研究IV—土壤侵食に関する2, 3の降雨特性について(2)—琉球大学農学部学術報告 21, 173~180.
 - 59) 翁長謙良, 1974, 沖縄における農地保全の基礎的研究V—人工降雨によるマージ土壤の侵食試験—琉球大学農学部学術報告 21, 181~188.
 - 60) 翁長謙良, 1975, 沖縄における農地保全の基礎的研究VI—パイン園における土壤侵食の調査研究(1)—琉球大学農学部学術報告 22, 229~307.
 - 61) 翁長謙良, 1978, 沖縄における農地保全の基礎的研究VII—国頭マージの土壤侵食標準試験区における流亡土量について(1)—琉球大学農学部学術報告 25, 351~359.
 - 62) 翁長謙良, 1979, 沖縄における農地保全の基礎的研究VIII—国頭マージの土壤侵食標準試験区における流亡土量について(2)—琉球大学農学部学術報告 26, 329~335.
 - 63) 翁長謙良, 末吉常彦, 1979, 沖縄における農地保全の基礎的研究IX—パインアップル土壤侵食抑制効果について(1)—琉球大学農学部学術報告 26, 337~340.
 - 64) 翁長謙良, 照喜名良達, 1979, 沖縄における農地保全の基礎的研究X—水滴による土塊の崩壊に関する研究(1)—琉球大学農学部学術報告 26, 341~346.
 - 65) 翁長謙良, 1980: 沖縄における農地保全の基礎的研究XI—国頭マージの土壤侵食標準試験区における流亡土量について(3)—琉球大学農学部学術報告 27, 257~264.
 - 66) 翁長謙良, 宮城武治, 1980, 沖縄における農地保全の基礎的研究XII—パインアップル土壤侵食抑制効果について(2)—琉球大学農学部学術報告 27, 265~273.
 - 67) Onaga Kenryo 1981 Development and Environmental Protection in Coastal zones. Proceeding of the Okinawa Conference. The Importance of Bypassed areas in Asian Economic Development. National Institute for Research Advancement. Japan Center for International Exchange.
 - 68) 翁長謙良, 吉永安俊, 1981 赤土流出機構調査, 沖縄県環境保健部
 - 69) 翁長謙良, 吉永安俊, 1984 赤土流出機構及び流出防止対策に関する調査, 研究報告書, (財)沖縄協会
 - 70) 翁長謙良, 1981, 1982, 1983, 1984, 農用地開発調査, 農地造成に伴う流出変化量調査および農用地開発調査, (財)日本農業土木総合研究所
 - 71) 翁長謙良, 奥屋昭, 1983 造成形態による土壤侵食抑制方法について, 農業土木学会九州支部講演集, 農業土木学会九州支部
 - 72) 翁長謙良, 吉永安俊, 志茂守信, 1984国頭マージ地帯の流出特性とホ場の侵食抑止形態に関する一考察, 農業土木学会九州支部講演集, 農業土木学会九州支部
 - 73) 翁長謙良, 1983 土壤侵食と抑制工, 土の安定のための設計, 施工上の諸問題, 土質工学会九州支部
 - 74) 翁長謙良, 宜保清一, 1984日本の特殊土壤—沖縄の特殊土壤(マージ, ジャーガル) —農土誌 52 (6), 49~56.
 - 75) 太田弘毅 1981 耳納山麓土壤の理工学的性質, 土壤の物理性, 44, 44~51.
 - 76) Palmer. R. S. 1965. Waterdrop impact forces. Trans. ASAE. 69~70, 72.
 - 77) Park. S. W., Mitchell. J. K., and Bubenzer. G. D. 1983 Rainfall characteristics and their relation to Splash Erosion. Trans. ASAE. 795~804.
 - 78) Quin. N. W. Laflen. J. M, 1983 Characteristics of raindrop throughfall under corn Canopy Trans. ASAE. 1445~1450.
 - 79) Richardson. C. W., Foster. G. R., and Wright. D. A., 1983 Estimation of erosion index from

- daily rainfall Amount. Trans. ASAE. 153~156, 160.
- 80) Schwab. G. O., Frevert. R. K., Edminster. T. W. and Bannes. K. K. 1966 Soil and water conservation engineering. John Wiley & Sons. Inc., New York, London, Sydney.
- 81) Schwab. G. O., Frevert. R. K., Edminster. T. W. and Bannes. K. K. 1966 Elementary soil and water engineering. John Wiley & Sons. Inc. New York.
- 82) Smith. D. D. and Wischmeier. W. H., 1962 Rainfall erosion. Advance in agronomy. 14, 109~148.
- 83) Swanson. N. P. and Dedric. A. R. 1967. Soil particles and aggregate transported in water runoff under various slope conditions using simulated rainfall. Trans. ASAE. 10 (2): 246~247.
- 84) 武内和彦, 1983 沖縄島北部の土地改変と環境変化, 「地理」9月号, 78~83.
- 85) 種田行男, 1979 農地保全, 農業土木史, 農業土木学会, 1056~1061.
- 86) 土の理工学性実験ガイド編集委員会 1983 土の理工学性実験ガイド (財農業土木学会)
- 87) 内田(田能)勝利, 1981 亂した土の初期水食性, 土壤の物理性 44, 9~13.
- 88) Weaver. J. E., 1973 Effects of vegetation in erosion U. S. Dept. Agri. Soil Conserv. Ser. Mimeo Paper 2666 [Baver. L. D. 1966. Soil physics 441-449. John and Willy & Sons. Inc.]
- 89) Wischmeier. W. H. and Smith. D. D. 1958 Rainfall energy and its relationship to soil loss. Trans Amer. Geophys. Union. 30. pp.285~290.
- 90) Wischmeier. W. H. and Smith. D. D. 1965 Predicting rainfall erosion loss from cropland east of the Rocky Mountains. Agricult. Hand book. 282. Washington.
- 91) Wischmeier. W. H. and Smith. D. D. 1978 Predicting rainfall erosion losses—A guide to conservation planning, USDA. Agriculture Handbook No.537.
- 92) 八幡敏雄, 1979, 農地保全, 農業土木史, 農業土木学会, pp.881~887.
- 93) 山田重信, 宮城恒夫, 1964 傾斜地パイン園における土壤侵食防止の効果について(予報), 琉球農学試験場研究報告 1, 113~120.
- 94) 山崎不二夫, 1981 農地工学下, 東京大学出版会, 東京
- 95) 山根一郎, 1974 日本の自然と農業, 農文協, 東京
- 96) 吉川博也編著, 1978 環境アセスメントの基礎手法—地域計画への導入—鹿島出版会
- 97) Young. R. A. and Mutcheler. C. K. 1969 Soil movement on irregular slope. Water resource Research. 1084~1089.
- 98) Young. R. A. and Wiersma. J. L., 1973 The role of rainfall impact in soil detachment and transport. Water Resources Research. 1629~1636.
- 99) Zingg. A. W. 1940 Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. Agricultural Engineering. 21: 59~64.

第2章 沖縄における土壤侵食の実態

第1節 作目と土壤侵食

植生(作物)が土壤侵食抑制に寄与する主な作用として「(1)雨滴の土壤面への直接落下を遮断し、降雨エネルギーを弱める。(2)流去水の速度を減じ、侵食を遅滞させる。(3)土壤の移動を妨げる。(4)植物の根や残りかすによる土壤の団粒化と孔隙率の増大をはかる。(5)土壤中の生物を増殖させる。(6)蒸散作用により土壤水分の減少をはかる。」こと等があるといわれている¹⁵⁾。このほか(4)の作用以外に植物の根が降雨並びに流去水の侵食作用に抗って土を保持する効果も指摘されている¹⁷⁾。これらの効果は植生の種

類、生育状況、土壤の種類、気候、植生の根や地上部の状態により異なるものである。

1) パイン畠の侵食

(1) 圃場における侵食の形態

沖縄本島北部におけるパイナップル（以下パインと記す）畠の土壤侵食は1950年代の後期から顕著に出現した。当時沖縄県の農地が急速に地形急峻な山地へ侵入した背景は、①国頭マージ地帯に適した換金作物としてパインが俄かに脚光を浴びたこと。②山地を大規模に且つ急速に開発する重機類が導入できしたこと。③このような開発方式を容認する社会的な側面があつたことなどである。このような状況下でパインの栽培面積は表2-1のように推移していった。以下にパイン畠の調査事例をもとに侵食実態を記述する。

表2-1 パイン栽培面積の推移 (1954~1978)

	沖 縄 合 計	沖 縄 島 計	八重山諸島 計
1954	89ha	18ha	71ha
1955	174	55	120
1956	453	165	288
1957	1,245	407	839
1958	1,852	581	1,272
1959	2,154	685	1,469
1960	2,794	890	1,905
1961	3,235	1,420	1,815
1962	3,357	1,477	1,880
1963	3,738	1,494	2,245
1964	4,037	1,674	2,363
1965	4,655	2,117	2,538
1966	5,067	2,490	2,577
1967	5,380	2,701	2,679
1968	5,210	2,850	2,360
1969	4,997	2,768	2,229
1970	4,823	2,689	2,134
1971	5,115	2,838	2,276
1972	4,446	2,645	1,800
1973	4,390	2,596	1,790
1974	3,940	2,485	1,460
1975	2,952	2,047	906
1976	2,792	1,755	1,037
1977	2,590	1,641	945
1978	2,830	1,706	1,120

沖縄のパイン畠における土壤侵食の調査研究や問題研究は前述したように2~3の報告書^{3),5),8)}にみられるが、降雨特性との関連で調査した例はない。筆者は1974年3月から1975年3月までの期間に生じたパイン畠の土壤侵食を種々の要因とともに調査し、併せてその間の降雨量をも調べた。本調査研究は侵食とそれに関与する要因との関係を現地の傾斜畠で調べたものである。

調査対象畠は沖縄本島恩納村以北のパイン畠で1974年3月以後に作付されたパイン株令6ヶ月~1年の畠である。調査項目は表2-2に示すとおりであるが表で示すガリはいわゆる谷状の大きなものではなくリル状的なものであるが、パイン畠の面積との対比からガリという言葉を使った。ガリの条数は畠の中央部における20m幅当たりの数であり、長さ、幅、深さはそれらの中で代表的なもの1条の諸元である。限界斜面長は畠面上端からガリ発生点までの長さで20m幅に生じたガリの中から、4条を選びその平均値を採用した。パイン生育令は主として聞きとりによるものであるが、1年株のいくらかは1~2ヶ月の誤差があるものと思われる。なおパイン作付時は畠面に土壤侵食がなかったものとみなした。調査は1975年3月11日~4月1日に行ない、降雨資料はそれぞれの侵食調査地域に最も近い恩納村名嘉真、名護市名護、東村川田のものである。

表2-2 パイン畑の侵食調査事例

No.	調査所	傾斜	表土層厚さ	ガリの形態				限界斜面長	パイン生育年数
				ガリの条数	ガリの長さ	ガリの幅	ガリの深さ		
1	宜野座	度	cm	m	m	cm	cm	m	year
2	"	16	25	5/20	22.0	50	20	9.3	1
3	"	17	27	6	12.1	25	22	-	0.5
4	金武	4	13	8	18.0	17	12	14.7	0.5
5	恩納	12	27	3	30.0	25	15	-	1
6	"	6	16	13	16.5	35	17	7.8	1
7	"	7	18	6	10.0	10	6	6.4	0.5
8	"	9	19	11	30.0	17	15	9.2	0.5
9	屋部	14	12	13	17.2	30	15	4.4	0.5
10	"	12	10	13	13.0	18	12	5.6	1
11	伊豆味	13	9	18	26.0	25	20	9.7	1
12	今帰仁	14	11	10	23.0	25	30	4.5	1
13	"	19	20	11	14.1	20	18	4.8	1
14	嵐山	12	21	8	12.2	23	20	5.4	0.5
15	"	9	15	7	17.5	15	17	13.3	0.5
16	寄合原	13	18	11	14.5	17	12	5.5	1
17	"	12	10	16	7.6	17	8	4.0	1
18	屋我地	8	16	8	8.0	23	7	5.0	0.5
19	"	5	20	7	20.3	30	20	7.2	1
20	"	4	17	6	24.0	33	7	16.0	0.5
21	"	6	18	5	20.6	23	12	21.4	1
22	大宜味	10	33	9	28.5	12	12	6.8	1
23	"	10	27	6	12.6	19	10	8.7	0.5
24	"	9	30	8	7.7	12	8	5.5	0.5
25	東	6	23	5	12.8	18	12	11.5	1
26	"	5	26	6	15.2	30	22	10.0	1
27	"	10	18	10	20.2	8	13	7.8	1
28	"	8	19	9	8.5	12	10	10.7	1
29	"	7	22	6	18.5	30	12	13.0	1
30	"	13	18	19	18.5	15	11	8.8	1

1974年3月～1975年3月までの降雨資料から連続雨量13mm以上のものをとりだし、それぞれの降雨時間を調べ、それらをもとに降雨エネルギーを計算し図化したものが図2-1である。降雨エネルギーの計算は Wischmeier, Smith¹⁸⁾による次式をもとに行なった。

$$KE = 916 + 331 \log I \quad \dots \quad (2-1)$$

式中 KE: 降雨の運動エネルギー (ft · t/acre · inch)

I: 降雨強度 (inch/hr)

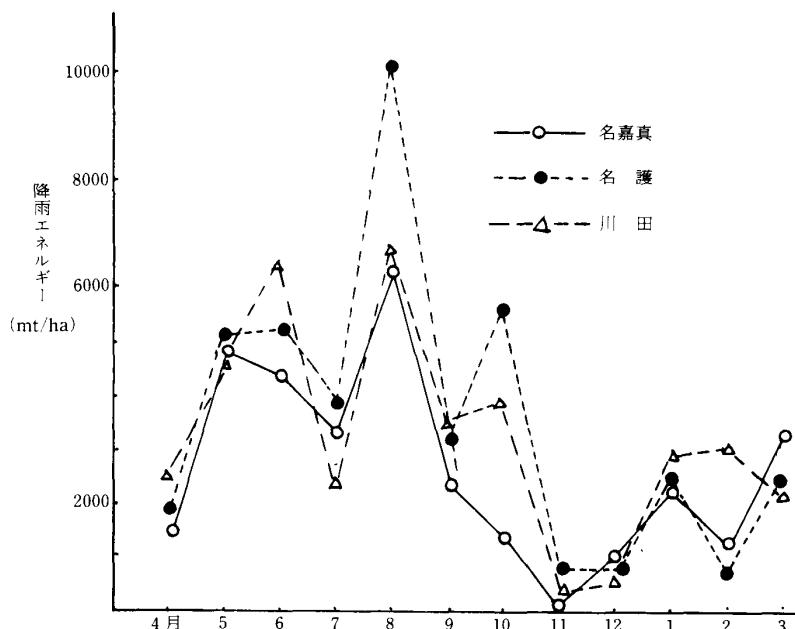


図2-1 月別降雨エネルギー (1974年4月～1975年3月)

に下方で合流してその数が減少していくのが一般的である。従ってガリ条数の測定位置は傾斜面上下方のほぼ中央にした。図2-2でみると傾斜角度と条数の間には相関関係がない。このことはガリ網形成に他の要因、特に土壤要因と傾斜面の状態が関与することによるものと思われる。同様のことが、傾斜度とガリの長さとの関係においてもみられ（図2-3），前述したように緩傾斜の場合でもかなり長いガリが発生することを示している。

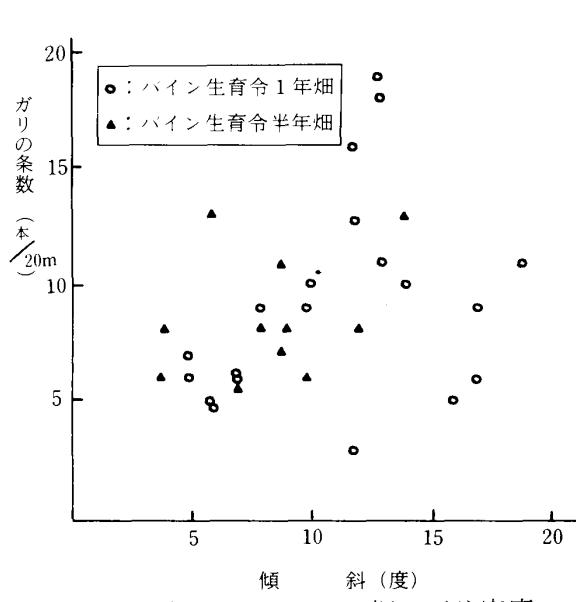


図2-2 パイン畠のガリ密度

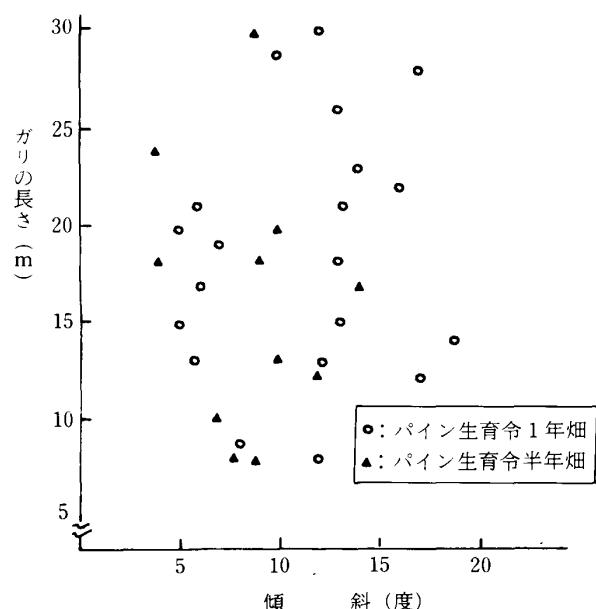


図2-3 傾斜とガリの長さ

図2-1において月別に降雨エネルギーをみると名護の場合5, 6月のピークが降雨量の年変化（図3-7）に比べやや低い以外は概して降雨量の年変化と同じ傾向を示している。

以上の降雨条件下で発生したガリや流亡土量、限界斜面長について傾斜との関係を調べてみた。

① 傾斜とガリの条数および長さ

図2-2において傾斜面におけるガリの条数は、斜面上端からの距離によって異なり、ガリ発生個所から下方に行くにしたがって少なくなる傾向がある。比較的緩傾斜面に発生するガリは、上方から下方まで連続した長いガリがみられるが、急傾斜の場合は上方に出来た小ガリが中央部で合流し、更

② 傾斜と限界斜面長

ある傾斜畠において他からの流入水がなく、その畠に降る雨によって侵食が発生する場合、その個所から畠の上端の分水線までの距離を限界斜面長とすると、傾斜角度と限界斜面長との関係は図2-4のとおりである。傾斜角度が大きくなるにつれて限界斜面長は短くなるが、その相関係数は0.57であり、回帰式を求めるとき式のようになる。

$$U = 14.69 - 0.612\theta \quad \dots \dots \dots \quad (2-2)$$

式中 U : 限界傾斜長 (m)

θ : 傾斜角

である。限界斜面長と傾斜角との相関関係はそれほど高くはない。畠面の起伏の状態や表土層の物理性が大きくあずかっているからだと思われる。

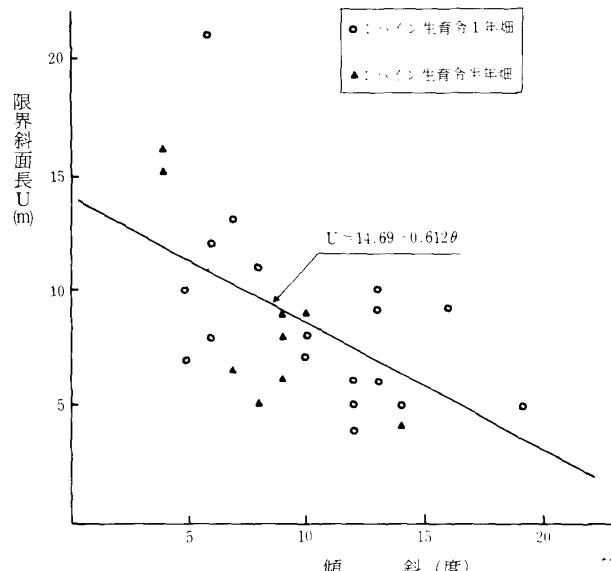


図2-4 傾斜(度)別限界斜面長

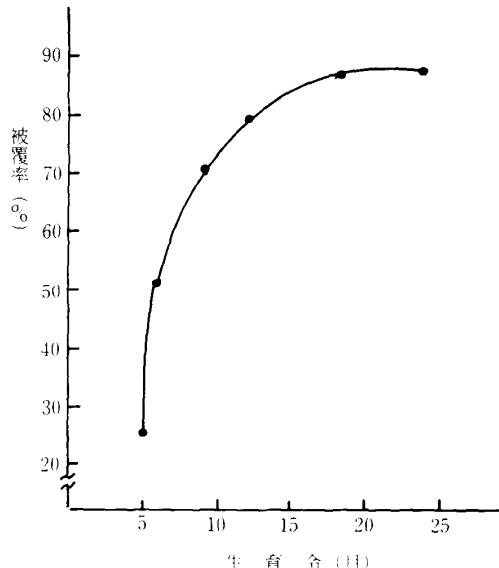


図2-5 パインの生育令と被覆率

(2) 表流水による土砂流出

パイン畠の流出の実態を造成後5～6年経た圃場を対象に調べた。対象地区は金武町屋嘉の国頭マージ地帯で圃場面積は0.4haで、傾斜角は2～6°である。調査時点における地被状態はパインが植栽されている。生育令は8ヶ月で被覆率は約65%である(図2-5)¹²⁾。

調査方法は耕区末端に設けられた土砂留マスを利用し、マス内に自記雨量水位計を設置し、セキを設け、雨量、流量を観測した。濁度は沈砂マスのセキ越流水(写真2-1)を採取し、乾燥秤量して求めた。写真2-2、2-3、2-4は承水路の濁水の流れと河川や海岸汚濁の状況を示すものである。

観測の結果を図2-6に示す。降雨、流出条件は同図に示すとおりであるが比較的強度の低い雨でも濁度(ppm)においていずれも10,000を越す値が出現する。このことは主として流出特性に起因するもので、造成形態、圃場管理の面で十分な対応が要求される。



写真2-1　流量観測用に土砂留マスに設置された自記水位雨量計と濁水流出口状況

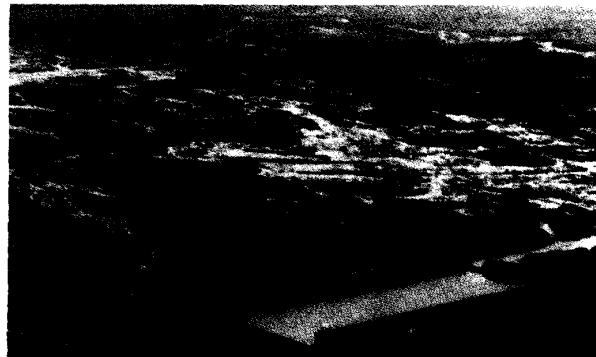


写真2-2　圃場面の表流濁水は土砂留マス、集水路に流出する。



写真2-3　河川に流入、堆積した土砂と汚濁状況

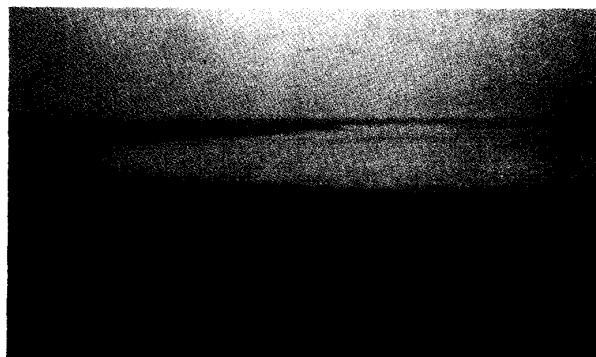


写真2-4　沿岸海域に拡散する赤土の微細粒子

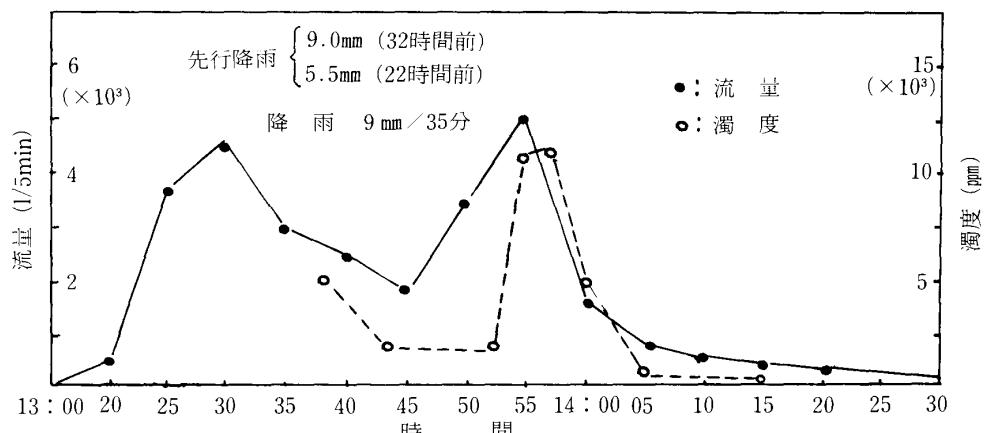


図2-6　流出量と濁度の関係 (屋嘉 S. 57. 3. 12)

2) さとうきび畑の土壤侵食

(1) 松田地区

さとうきび畑の観測事例を松田地区と真平原地区について示す。

松田地区は図2-7に示すように作目は、若干の牧草、パインはあるが殆んどが、さとうきびである。

翁長：沖縄北部地方における土壤侵食の実証的研究

沈砂池の流域は13.6haでそのうち12.7haが造成農地である。流域の平均勾配は9%で昭和54年度に完工している。



図2-7 松田地区（A流域）植栽状況図（昭和60年3月時点）

1983. 8. 29					1983. 12. 26				
8	-28	-12	10	67	11	-22	3	22	78
	-61	-56	-53	-9		-41	-41	-23	4
	-66	-63	-59	-27		-40	-43	-17	45
	-62	-58	-68	-34		-43	-46	-46	-23
	-44	-41	-43	-15		-25	-32	-34	6
					V = 47.06m³				
					V = 24.84m³				
(a)					(b)				

図2-8 松田地区沈砂池堆砂状況調査

流失土量は沈砂池へのコンクリート導水路の路床を基準にして堆砂面までの深さを測定して算出した（図2-8）。即ち図において基準面より上方をプラス、下方をマイナスで表示し、基準面から堆砂面までの空間容積をそれぞれ求めその差をその期間に堆積した土砂量とした。それぞれの空間容積を点高法で求めると8月29日は47.06m³、12月26日は24.8m³となる。8月29日は調査時の堆積土砂は水面下にあつ



写真 2-5 乾燥・収縮により亀裂が生じた
堆積土砂、足場は土砂量測定用
に設置

たが、1月26日の時点では湛水がなく堆積土砂は乾燥、収縮により亀裂が生じ（写真2-5）、粘土分の多い所は10cm程土壤面が沈下している。測定結果平均6.6cmの沈下があったので両調査時点の堆砂量の差を求める13.32m³となった。図2-7からわかるように松田地区は殆んどが夏植サトウキビの植付直後のため被覆率が低く、9月末の台風による雨（83.5mm）によって土砂が流出したものと考えられる。

(2) 真平原地区

圃場面が裸地の場合と植生被覆またはマルチがある場合について侵食状況を検討する。筆者ら¹⁴⁾は真平原第3ブロックのさとうきび畑においてその植生履歴と流出特性との関係を昭和58~60年にわたり調

査した。各圃場の植生履歴を表2-3に示す。また図2-9は昭和57年3月から8月までの裸地期間において形成されたガリの平面図である。これらのガリの容積を点高法により求めると全部で433m³であった。6ヶ月で600mm余の影響降雨という条件下である。この圃場の流出率の経年変化は図2-10のとおりである。図から明らかなように、経年ごとに流出率は低下する傾向にある。この原因はさとうきびの栽培面積の増加に伴って、畝間形成による一時湛水部分、植生の降雨遮断量、植生の根による土壤空隙の増加により、浸入能が高くなつたことによるものと考えられる。裸地状態では土粒子は雨滴で分散され、土中の空隙を埋め、土壤クラストが形成されることや、乾湿くり返しによる団結のため、浸入能は小さくなっている。さらにガリが形成されるとガリは表流水の水みちとなり流下を促進し、流出率は増大する。図2-10でみると裸地の多い期間（●印）では降雨強度が大きければ5～10mm程度の雨量でも50～60%の流出率が出現するが、さとうきびの繁茂している圃場（○、△印）における流出率は小さくなる。これは5～10mm程度の雨量ならば浸透量が大きくなることによるものと考えられる。

表2-3 さとうきび畑の栽植履歴の概要（真平原第3ブロック）

期 間 番 号	昭和57年			昭和58年			昭和59年			昭和60年		
	5	月	9	5	月	9	5	月	9	5	月	9
1	裸	地	夏植	→	收穫	(夏植)	→					
2	裸	地	夏植	→								
3	春植	夏植	收穫(春植)	株出	收穫(夏植)	株出	收穫	(株出)				
4	春植	夏植	收穫(春植)	株出	收穫(夏植)	株出	收穫	(株出)				
5	春植	夏植	收穫(春植)	株出	收穫(夏植)	株出	收穫	(株出)				

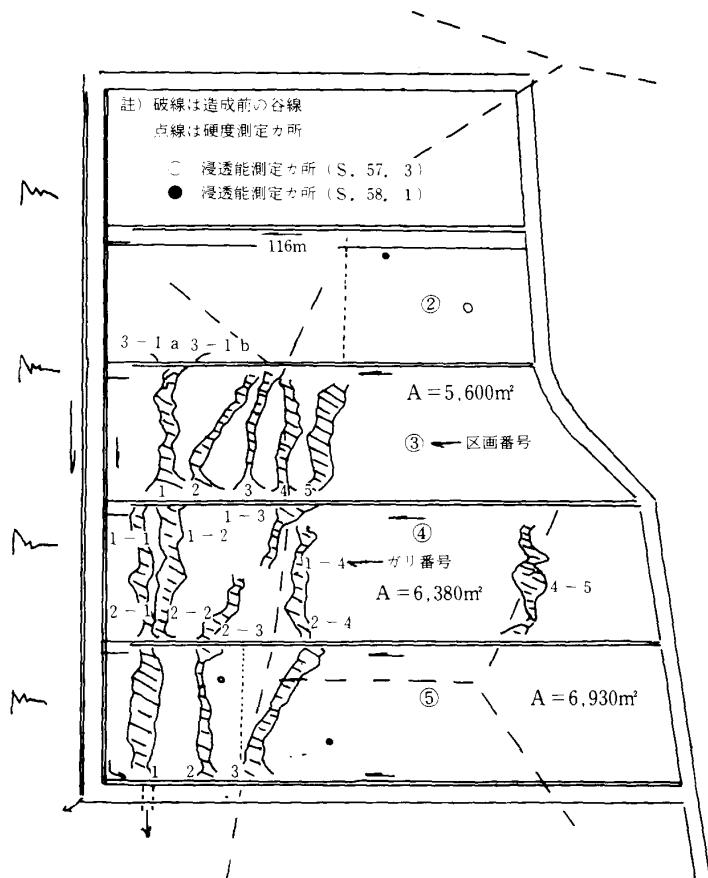


図 2-9 造成後のガリ網図と物理性測定カ所（真平原）

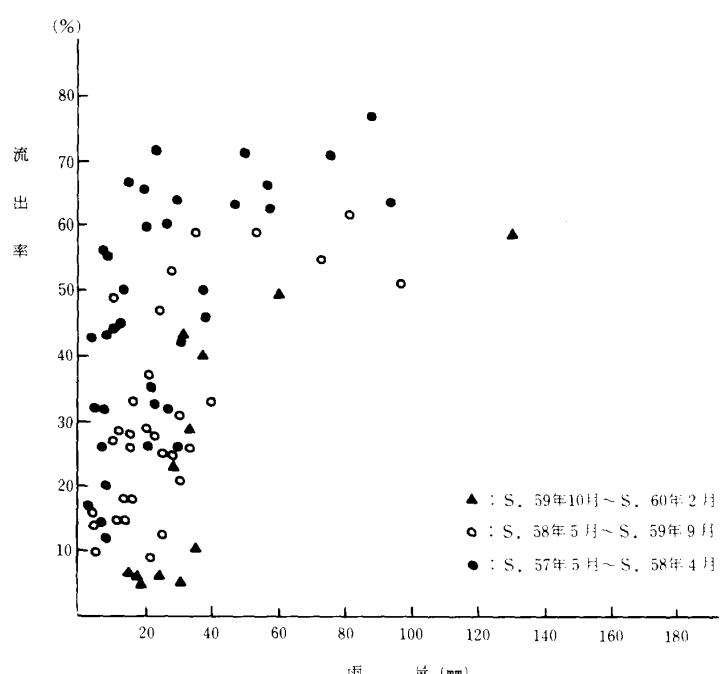


図 2-10 農地造成流域の雨量と流出率の関係

図2-11は真平原地区(図2-18)の砂防ダム(3号)流域の雨量と流出率の関係を示したものである。この流域は面積が32.6haで中流部以下にパイン畠ときとうきび畠がわずかにあるが、大部分は自生の広葉樹が繁茂している林地である。この図で○印は第3ブロックにおける昭和59年10月～60年2月の資料である。図からさとうきび圃場の流出率は林地とほぼ同程度であることがわかる。

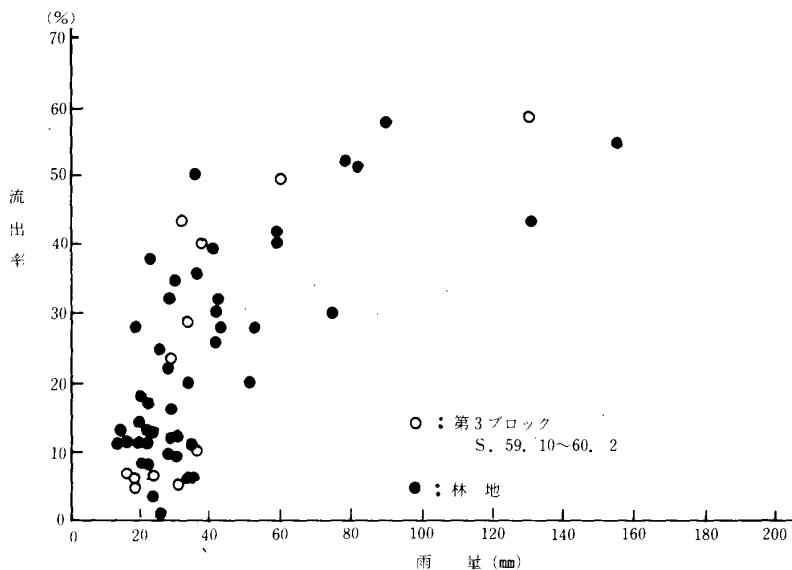


図2-11 3号砂防ダムの雨量と流出率との関係

このような流出特性の変化は当然濁度又は流亡土量の経年変化にも影響をおよぼす。図2-12は昭和57年と60年にそれぞれ6雨、2雨($38\text{mm}/9\text{h}$, $47.5\text{mm}/5\text{h}$)について観測した結果を整理したものである。造成後間もない(昭和57年)裸地状態における流出水の濁度と3年後の(昭和60年)さとうきび生育期における流出水の濁度の差は明らかに顕著である。

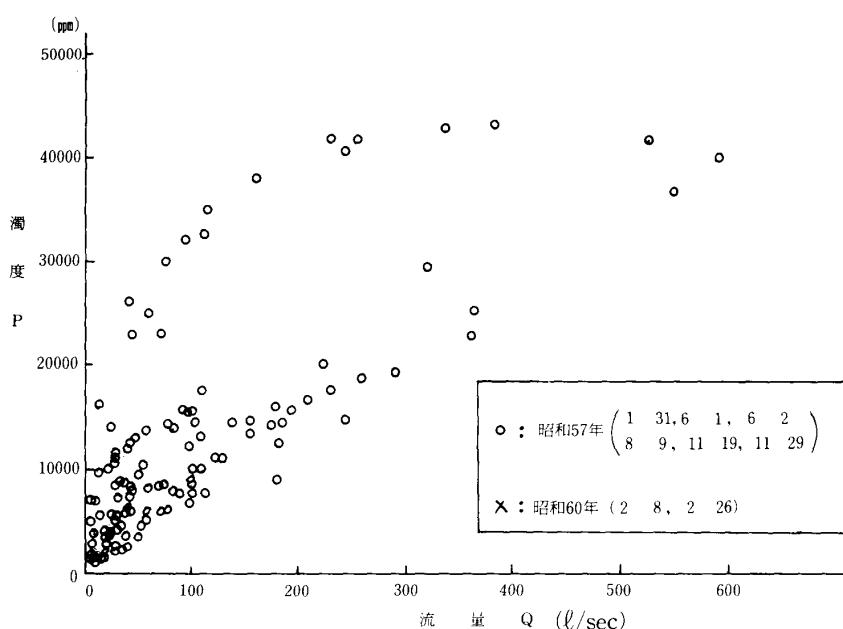


図2-12 濁度と流量との関係(宜野座村真平原)
(流域面積は 0.326km^2)

図2-13及び図2-14はそれぞれ昭和57年、昭和60年における流量と浮遊土砂量との関係を示したものである。両図ともべき関数の関係が成り立ち、それぞれ図に示した実験式で近似できる。式中 S は浮遊土砂量、Q は流量である。2001/secにおける昭和57年、昭和60年の浮遊土砂量を求めるときそれぞれ3,100 g, 90g でその比は34:1になる。即ちさとうきびの繁茂につれて浮遊土砂量が減少している。

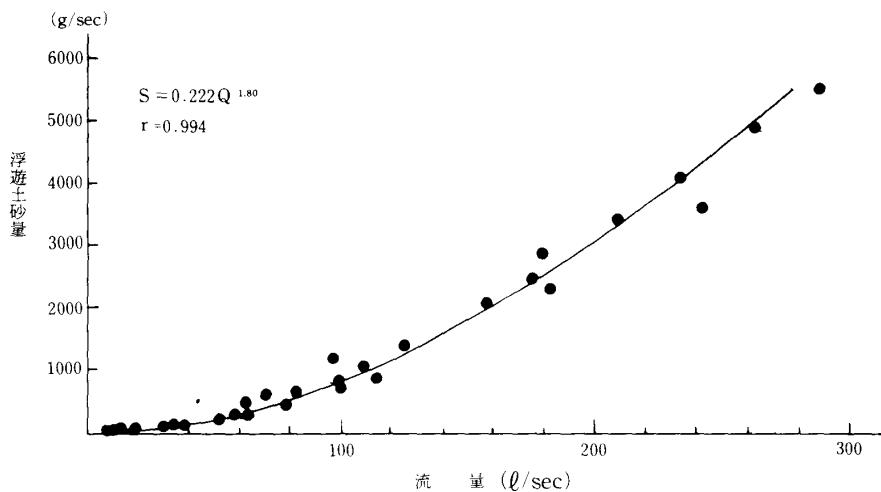


図2-13 三角ゼキにおける流量と浮遊土砂量の関係 S 57. 11. 29

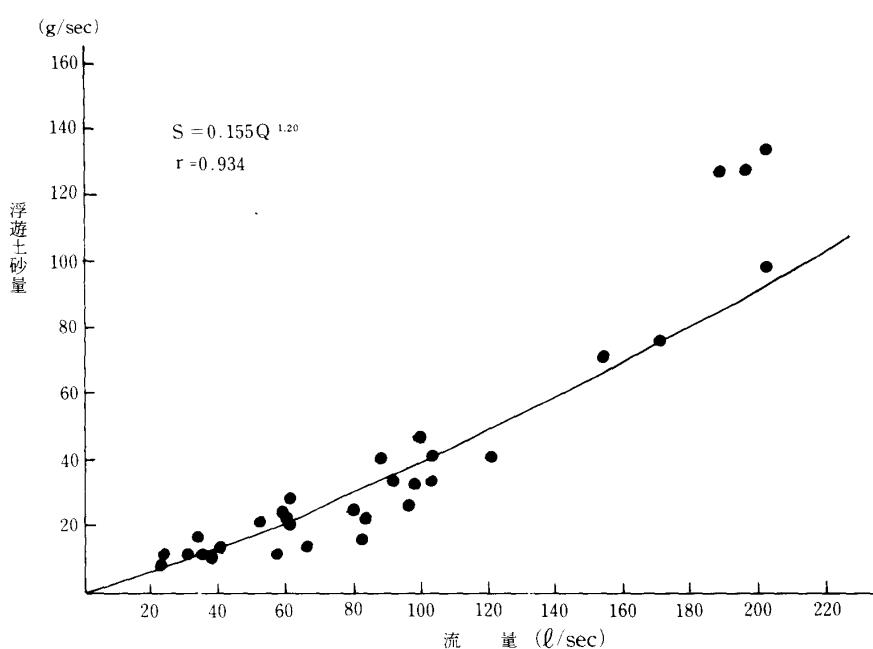


図2-14 三角ゼキにおける流量と浮遊土砂量の関係 S 60. 2. 26

以上の結果により、さとうきびは流出率や流亡土砂量を減少させることができた。即ち侵食防止に役立っているといえよう。この事実は前述のパイン畑における流亡土量が植付後8ヶ月経ても比較的多い(図2-6)ことを考えあわせるとき少くともパインに比べてさとうきびは耐食作物であるといえる。

第2節 造成中の土壤侵食

農地の造成方法が改良山成工による場合は一般に大規模な地形改変を伴う。自然の植被状態から解放された土地は機械施工により土地の環境の急激な変化を来す。凹凸の地形が緩和され、表土、心土が攪拌され、土壤構造が脆弱化する。そして造成中の工区は降雨侵食に対して植被的には全くの無防備の状態にある。従って降雨による侵食のポテンシャルが高くなる。筆者ら¹³⁾は国頭マージ地帯の56年度施工地区3.72haを対象地区に選び、圃場末端と河川において、流量、濁度観測により、浮遊土砂量を求めた。

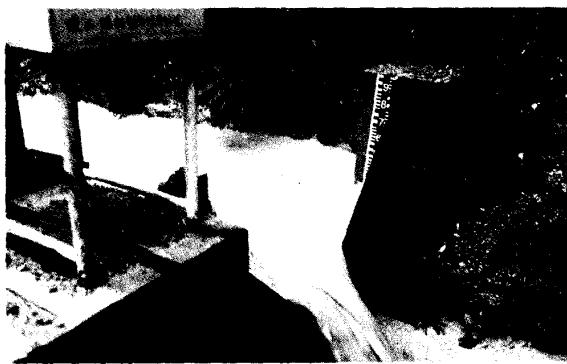


写真2-6 流量観測用に設置された三角ゼキと越流濁水

1) 圃場末端の浮遊土砂量

造成農地直下の自然流路に三角ゼキを設け、自記水位計と雨量計を設置して流量、雨量観測を行った(写真2-6)。浮遊土砂量は降雨の際、濁水を採取し、炉乾により懸濁粒子を秤量し濁度(ppm)をもとに算出した。表2-4に56年の測定結果を示す。

表2-4 流出水の濁度調査(久志オ一川)

観測年月日	時 刻	採取カ所	濁 度 (mg/l)	日 月 日 ・ 雨 量 (mm)
S. 56				
10. 21	9:40	上 流	753	10. 20 8.5
"	9:58	下 流	70	10. 21 91.5
10. 22	15:20	上 流	23	10. 22 2.5
"	15:36	下 流	21	
11. 27	11:30	上 流	69	11. 25 6.5
"	"	下 流	34	11. 26 9.0
"	12:00	上 流	70	11. 27 10.5
12. 28	11:40	上 流	7,087	12. 27 1.0
"	12:33	下 流	40	12. 28 18.0
12. 29	17:00	上 流	1,903	12. 29 4.5
"	17:30	下 流	107	

流量観測資料がなく、土砂量の把握はできないが、この調査では造成期あるいは降雨の量によって濁度が影響を受けていることがわかる。造成が進行しない中は90mm程度の雨でも濁度は表2-4に示すように753mg/lだが、造成中期は7,000台にも達している。つぎに昭和57～58年の観測事例について述べる。濁度観測は昭和57年5月～58年3月までの間に12回行なった。流量と濁度観測の1例を図2-15に示す。図において、1)～(2)で示したパイン畑末端での観測事例と同様流量と濁度のピークが一致する。また同一流量では増水期より減水期の方が濁度が高い。この現象は他の観測事例でも確認できる。土砂流出は雨滴の衝撃により土塊がはく離分散し、表面流によって起る場合と、パイン畑等のように表面流の掃流力によるガリ侵食の場合と考えられる。前述の濁度、流量の経時変化の特性は主に表面流の掃流力によるガリ侵食の影響と考えられ増水期より減水期の方が濁度が高いのは、降雨初期より末期の方が土粒子が分散、運搬され易い状態にあるからと考えられる。

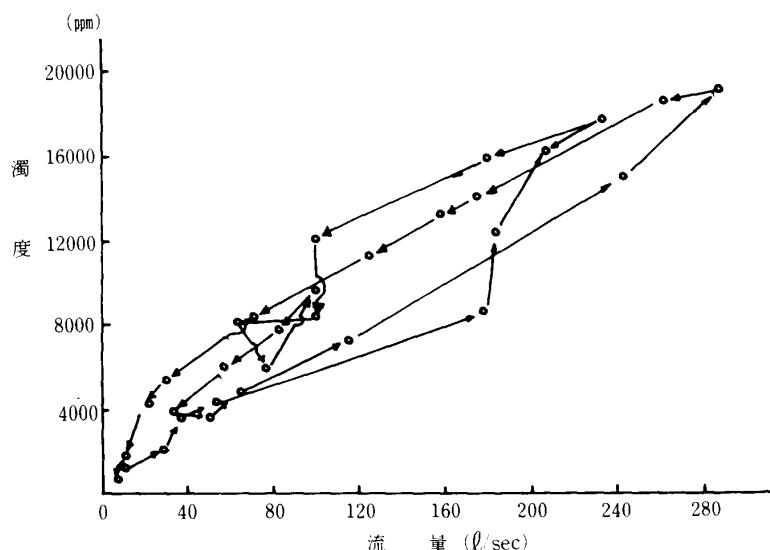


図2-15 流量と濁度の関係
(S57. 11. 29 真平原三角ゼキ)

前述のような流量、濁度観測をもとに両者の関係を示したのが図2-16、図2-17である。一般の平常の河川においては流量と濁度の関係は観測場所や、流量が同一でも日により季節により異なることが考えられるが、本観測の場合流量と濁度の間には2つの時期別において図に示すような関数関係が成り立ちそれにより任意流量に対応する濁度を求めることができると考察された。従って、ある降雨のハイドログラフにより、それらに対応する濁度の経時変化が求められ、さらに濁度とそれに対応する流量との積により浮遊土砂量が定まる。また雨量と流量の関係により、日雨量をもとに浮遊土砂量を求めてみた。結果は表2-5に示す。

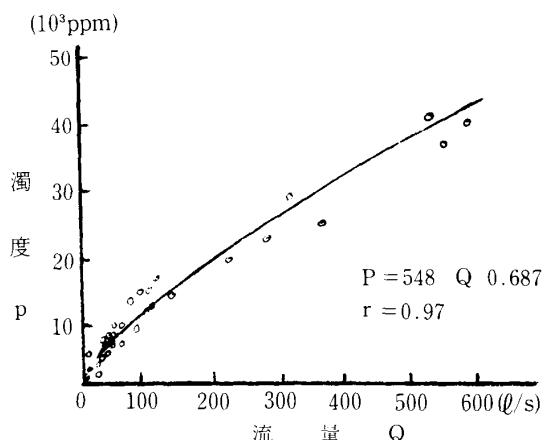


図2-16 昭和57年5月31日、6月1日、
6月2日の濁度と流量の関係 (真平原)

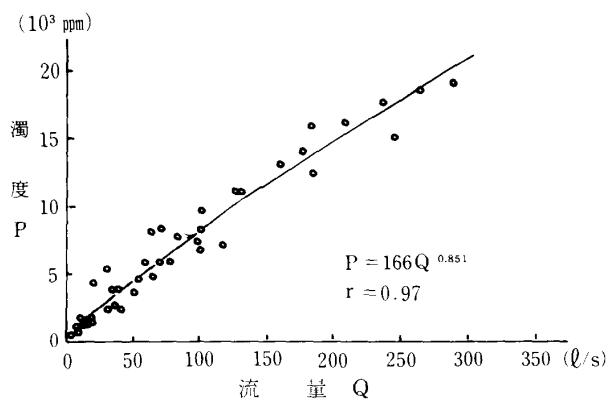


図2-17 昭和57年11月19日、11月29日の
濁度と流量の関係 (真平原)

表2-5 浮遊土砂測定結果 (久志オ一川 S 60. 2. 26)

時 刻	流 量 ℓ/sec	濁 度 ppm	浮遊土砂 mg/sec
12:00	5.1	405	2,066
15	5.3	259	1,373
30	5.2	206	1,071
45	5.2	170	884
13:00	5.1	171	872
30	4.7	102	479
45	4.5	102	459
14:00	4.4	90	396
15:00	3.2	101	323
15	3.0	115	345
30	2.9	106	307
16:15	2.4	71	170
17:15	1.9	72	137

地形は微視的には急峻だが、大きな崩壊による土石流ではなく土砂の流出源は殆んど人工裸地斜面とみなしてよい。従って上記分類では③のみが該当する。③は山腹崩壊地や道路法面などの裸地斜面も含まれ、それらが雨水流により侵食されるもので、斜面から流出した微細土砂は、小溪流を経て河道へ到達する。造成農地等からの流出土砂は小溪流に流入する前に沈砂池、砂防ダム等の砂防施設を経る。

2) 濁水の生産・流出過程と浮遊

土砂量

(1) 濁水の生産・流出過程

江頭ら²⁾は濁水の主成分となる微細土砂(濁質物質)の生産・流出過程をつぎのように分類している。

① 山腹・河岸の崩壊や、土石流などの集合運搬形式の一部としての流出。

② 河道流による河岸および河床堆積物・土石流堆積物などの侵食。

③ 自然および人工の裸地傾斜における雨滴侵食、並びに雨水流によるリル、ガリ侵食。

観測対象河川は造成農地を流域の一部とする河川で図2-18に示すとおりである。河川の上流、中流は山地流、下流は平地流の形態をとっている。河川の調査域は中流でその流路長(土砂の流出源から流量観測点まで)は820mで勾配は1/180である。

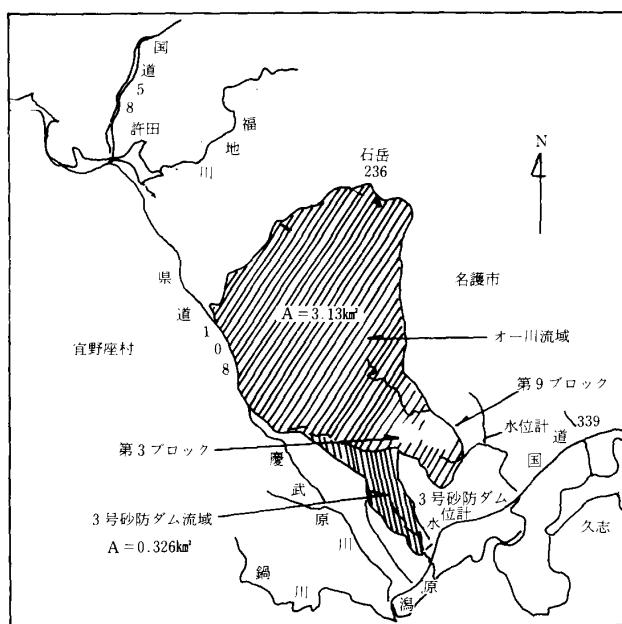


図2-18 久志オ一川流域及び3号砂防ダム流域

また以上の濁質物質の生産流出過程をまとめると図2-19のようになる⁹⁾。

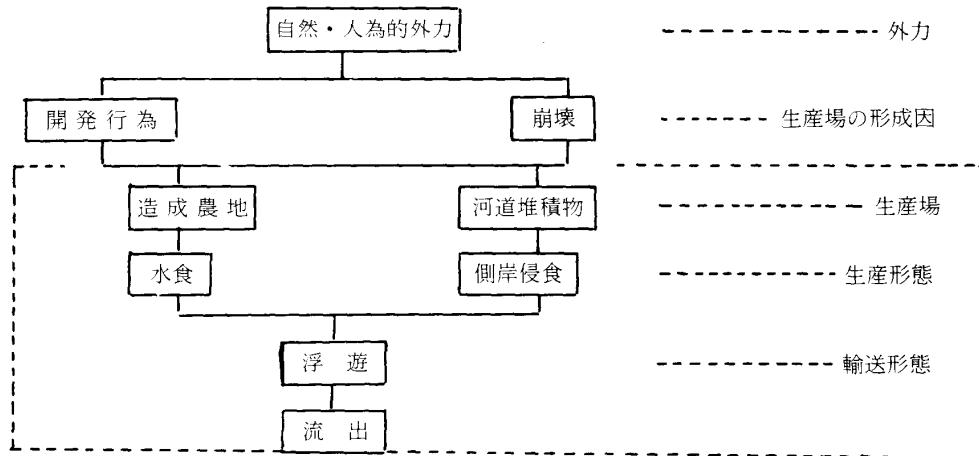


図2-19 微細土砂の生産場の形成および流出過程

(2) 浮遊土砂量

1)で述べたように調査対象地区からの流出水は圃場末端およびその直下の支流において極めて高濃度で放流される(写真2-6)。この高濃度の流出現象は、河川の中流部においてもみられ国頭マージの土色土性と相まってこれら地域に特徴的なものとなっている。このような現象は、濁水現象として取り扱われるのが一般的である。

濁水中に含まれる濁質物の生産・流出は、流域における土砂移動形態のうち、とくに粒径の細かい土砂成分の流水に伴う挙動ができる。土砂が流水によって運搬される現象は、流量、勾配、粒径に応じて変化するが、図2-20のように区分されるのが一般的である¹⁰⁾。

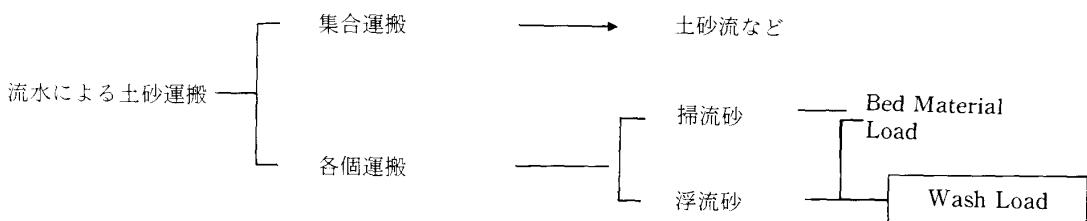


図2-20 流水による土砂礫の移動形態

wash load(浮流砂)とは通常「河床材料より細かい(河床材料に含まれないような)粒子からなる流砂が、浮遊して流れるもの」¹⁰⁾として表現されているが、調査対象河川の土砂運搬はその中に含まれる濁度物質が後述するように主に微細な無機物質(シルト、粘土)から構成されることから図2-20の分類によれば、濁水の主体はwash loadとみなすことができる。

河道のある地点におけるwash loadの濃度は、それより上流域における土砂生産源の分布状況や面積、その構成材料、河岸の侵食量などの土砂生産条件と、土砂を生産、運送し、また希釈する降雨・流量条

件に支配され、一断面における降雨や河道の水理条件のみを用いて算定することは困難であるとされている⁹⁾。そのため本観測においては、濁水現象の機構や流出過程をブラックボックスにした濁水予測式を適用した。即ち流量 Q (m^3/sec) と濁度 C (ppm) または、流出土砂量 Q_s (kg/sec) の関係を表わした次式において、流量、濁度

$$Q_s = \alpha_1 Q^n \quad \dots \dots \dots \quad (2-3)$$

$$C = \alpha_2 Q^m \quad \dots \dots \dots \quad (2-4)$$

(α_1, α_2 : 定数, n, m : 指数)

観測の結果から諸係数を求めると (2-3), (2-4) 式はそれぞれ

$$Q_s = 0.166 Q^{2.35} \quad (r=0.93) \quad \dots \dots \dots \quad (2-3)$$

$$C = 168.5 Q^{1.33} \quad (r=0.81) \quad \dots \dots \dots \quad (2-4)$$

となり、観測時点での流域条件ではかなりよく適合できると思われる。

図2-18に示す観測点で雨量、流量を測定し(自記紙)、同じ場所で経時的に濁水を採取した。採水位置は水面下0~10cmの表面流である。河川の浮遊物質の垂直分布については、粒子が小さくなるにつれて表層と底層との濃度の差が減じ、粒径1/16mm以下の浮泥(Silt)あるいは粘土などの細粒は上下ほとんど均一分布に近くなるといわれているので⁶⁾、採取濁水は概ね平均的な濁度と考えられる。

昭和57年3月27日の12回の観測結果をまとめ、流量と濁度の経時変化をみたのが図2-21である。この図をもとに観測時間内の流出浮遊土砂量を算定すると148トンにも及び極めて大量の微細粒子の流亡である。また浮遊土砂の流径組成は表2-6に示すとおりでシルト分以下が99%近くを占め、濁水はwash loadをみなすことができる。

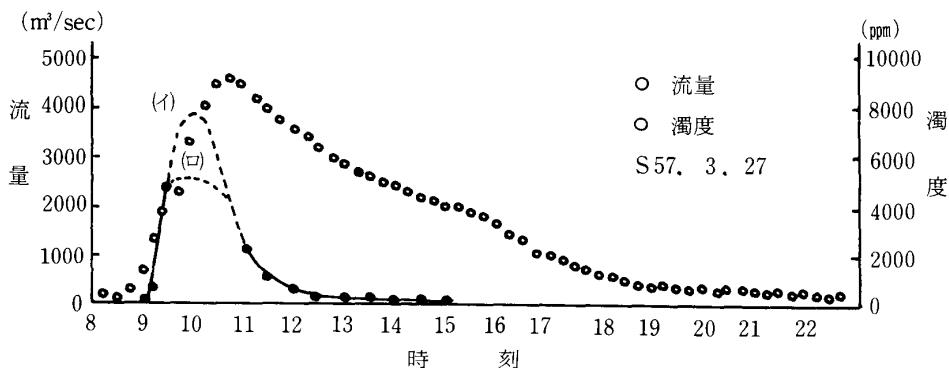


図2-21 久オ一河における流量及び濁度の経時変化

(流域面積は3.3km²)

表2-6 浮遊土砂の粒度

粒径 (μm)	残留質量百分率(%)
420	0.22
250	0.14
105	0.38
74	0.47
74以下	98.79

(3) 他流域の事例

各流域の濁水流を評価する場合、経験的に流量と濁度の相関関係を用いることがある。これは流域内が地形、地質的にみて安定していれば流量と濁度の関係が相当長期間にわたって存在することによる。一般に流量と濁度の関係は

$$C = aQ^b$$

の関係で表示する場合が多い。ここに C は濁度、 Q は流量、 a, b は係数である。表2-7は本州、四国、九州と沖縄島北部の河川における濁度と流量の回帰式を示したもので⁹⁾、図2-22はこれをグラフにしたものである。

表 2-7 流量と濁度の相関

水系名	流域名	流域面積	流量-濁度の回帰式
新宮川	風屋ダム	456.9	$C=0.26Q^{1.35}$
新宮川	池原ダム	338.6	$C=0.5Q^{1.35}$
吉野川(紀ノ川)	大迫ダム	114.3	$C=3.0Q^{0.566}$
揖斐川	横山ダム	362.3	$C=0.21Q^{1.35} C=0.04Q$
矢作川	矢作ダム	504.5	$C=0.37Q^{0.94}$ (Q:比流量)
吉野川	早明浦ダム	108.2	$C=56.77Q^{0.75}$ (Q:比流量)
名取川	釜房ダム	195.3	$C=190.0Q^{1.245}$ (Q:比流量)
川瀬川	川瀬川ダム	135.0	$C=1.17Q^{1.01}$
緑川	緑川ダム	—	$C=1,458.81Q^{2.03}$ (Q:比流量)
筑後川	松原ダム	191.0	$C=0.25Q^{1.03}$
一ツ瀬川	一ツ瀬ダム	415.0	$C=1.3Q$
櫛田川	蓮ダム	91.49	$C=0.45Q^{1.52}$
東屋部川	—	7.47	$C=75.8Q^{0.52}$
有銘川	—	2.47	$C=1,819Q^{1.09}$
西屋部川	—	7.36	$C=1,148Q^{2.1}$
辺野喜川	—	11.94	$C=78.9Q^{0.449}$

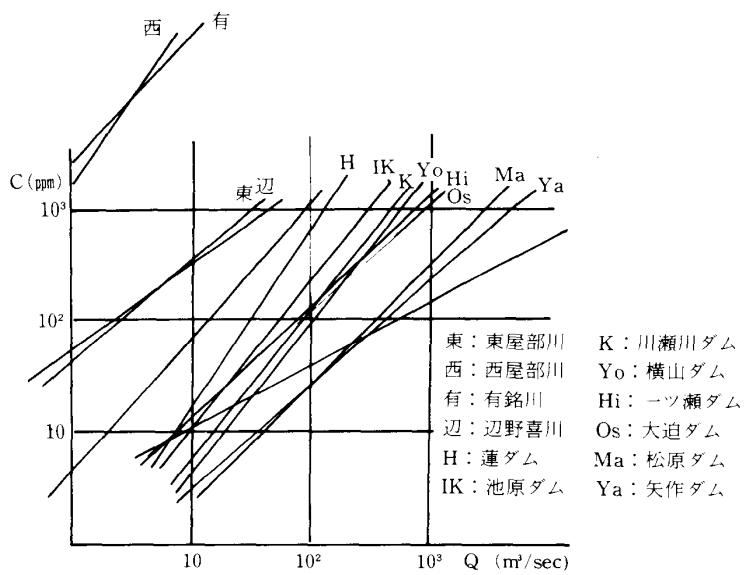


図 2-22 流量・濁度の相関図

第3節 流域と土壤侵食

流出土砂量を規定する要因は流域面積、流域の地表条件（土地利用、裸地面積等）等の内的要因と降雨、人為的作用の外的要因である。従って流域面積の大小による土砂流出の差異は他の要因を同一にして評価すべきであるが、圃区、工区単位を対象にする場合は、それが可能であるが、ある河川の全流域を対象にする場合は規模の面から前者等と条件を異にせざるを得ない。本調査は、圃区、工区は裸地を

これらの結果から、沖縄北部の河川の濁水（赤土砂）は、本州、四国、九州の各河川に比較して、流量の割に濃度の高いことが言える。このことは、国頭マージの侵食を受け易い土壤条件、急傾斜で河川が短小である地形条件、さらに集中豪雨が頻繁に起る特有の気象条件といった悪条件が重なりあってることによる。また図2-22に示す沖縄各河川流域については、パイン畑が広く分布し、パインの栽培時期の表層土壤侵食が赤土砂生産、流出源となっている。

表2-8 沈砂施設の体積土量

	面積 (m ²) ①	堆砂深② (m)	①×②	堆砂量 (m ³)	流域面積 (m ²)	堆砂率
真平原西区 沈砂池	41.4	0.70	28.98	28.98		100%
No. 1	4.5	0.43	1.94	1.40	848	82%
土 2	"	0.50	2.25	1.71	915	100%
砂 3	"	0.50	2.25	1.71	1,611	"
留 4	8.0	0.50	4.00	3.28	2,488	"
マ 5	"	0.50	4.00	3.28	1,671	"
ス 6	4.5	0.50	2.25	1.71	1,149	"
7	"	0.50	2.25	1.71	620	"
				43.78	9,302	
真平原東区 沈砂池 1	54.24	0.62		33.69		89%
" 2	155.5	0.85	132.18	132.18		100%
No. 1	4.5	0.25	1.13	0.59	369	35%
2	"	0.35	1.58	1.04	908	61%
土 3	"	0.45	2.03	1.49	800	87%
砂 4	"	0.45	2.03	1.49	706	87%
留 5	"	0.39	1.76	1.22	804	71%
マ 6	8.0	0.5	4.00	3.28	1,474	100%
ス 7	"	0.25	2.00	1.28	1,797	39%
8	"	0.30	2.40	1.68	1,918	51%
9	"	0.33	2.64	1.92	2,026	59%
10	"	0.33	2.64	1.92	2,096	59%
11	"	0.50	4.00	3.28	1,788	100%
12	4.5	0.25	1.13	0.59	467	35%
				185.65	15,153	
真平原南区 沈砂池	27.0	0.60	16.20	16.20		86%
土マ No. 1	8.0	0.30	2.40	1.68	1,861	51%
砂ス 2	"	0.50	4.00	3.28	1,809	100%
留 3	"	0.50	4.00	3.28	2,384	100%
				24.44	6,054	

対象とし、河川は自然および人工の裸地斜面（農耕地）を有する林地を対象にした。

1) 耕区単位の土砂流出

国頭マージ地帯の造成農地の砂防施設は一般に圃場内の承水路、耕区末端に設置された土砂留マス、圃区単位を支配する沈砂池、流域単位に設置される砂防ダムから成り立っている。従って耕区単位からの流出土砂量は概ね土砂留マスの堆砂量とすることができます。この際土砂留マスの越流濁水に含まれる微細粒子や、マスが収容できない土砂は測定されないが観測は満ぱい又は満ぱい前のマスを対象にし、越流濁水による流出土砂は含めなかった。表2-8は真平原第9ブロックの耕区単位の土砂留マスおよび圃区単位の沈砂池の堆砂状況を示したものである。

沈砂池の堆砂率が100%未満の場合は沈砂池を越流した浮遊土砂を除けば各土砂留マスと沈砂池の堆砂量の和がその流域（圃場）からの流亡土量である。堆砂率100%の沈砂池からの流出土砂量を除いた各区の1ヶ年の流亡土砂量を土層厚でみると西区、東区、南区においてそれぞれ7.8mm、23mm、6.7mmとなる。これらの土砂流出への影響降雨（1雨13mm以上の和）は1,713mmである。

2) 圃区単位の土砂流出

圃区の形状、大きさは作物、作業体系、造成形態、経営条件などの観点から種々のタイプが考えられるが、国頭マージ地帯の農地における実施例は図2-23、2-24のとおりである。調査対象地区は天仁屋地区と真平原地区であるが両者の間には排水系統と沈砂池の規模で大きな相異がある（図2-25、表2-9）。

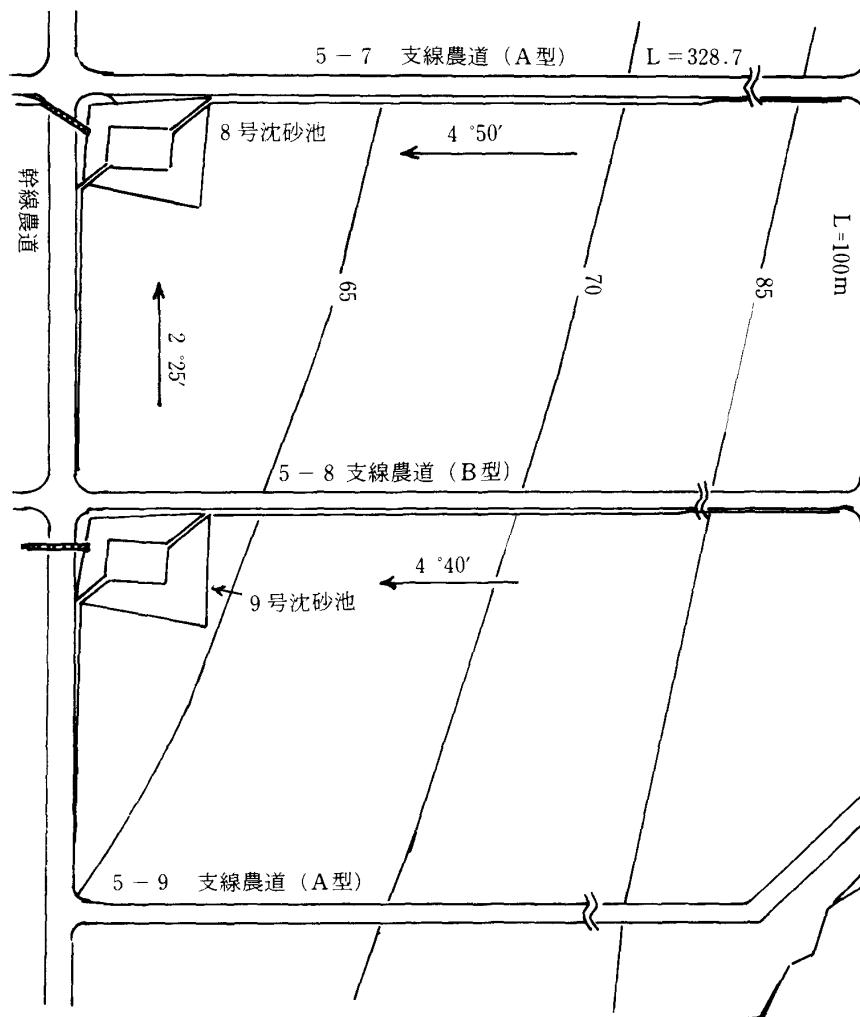


図2-23 滞砂土量調査圃場（天仁屋地区）

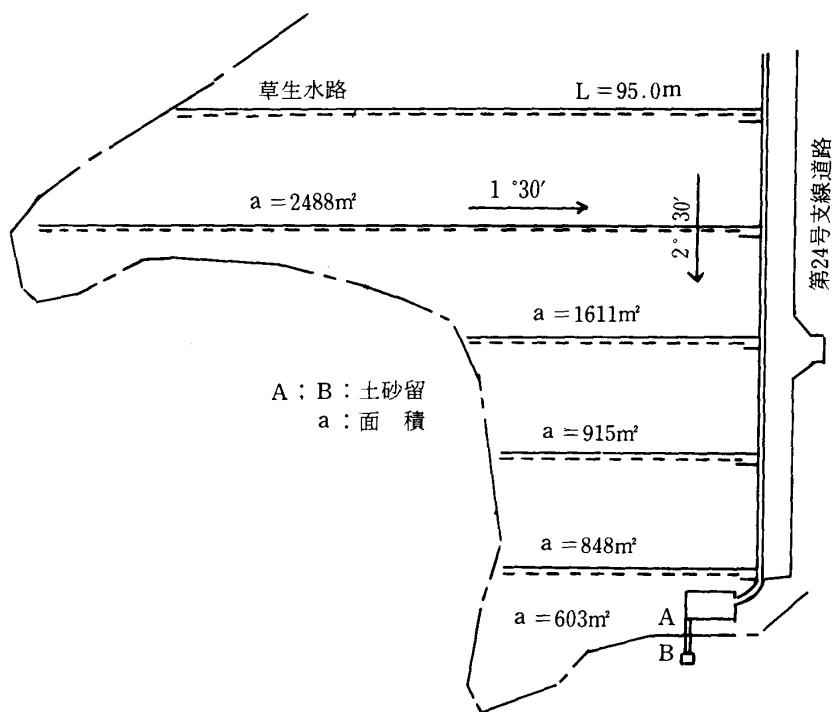


図2-24 真平原第9ブロック

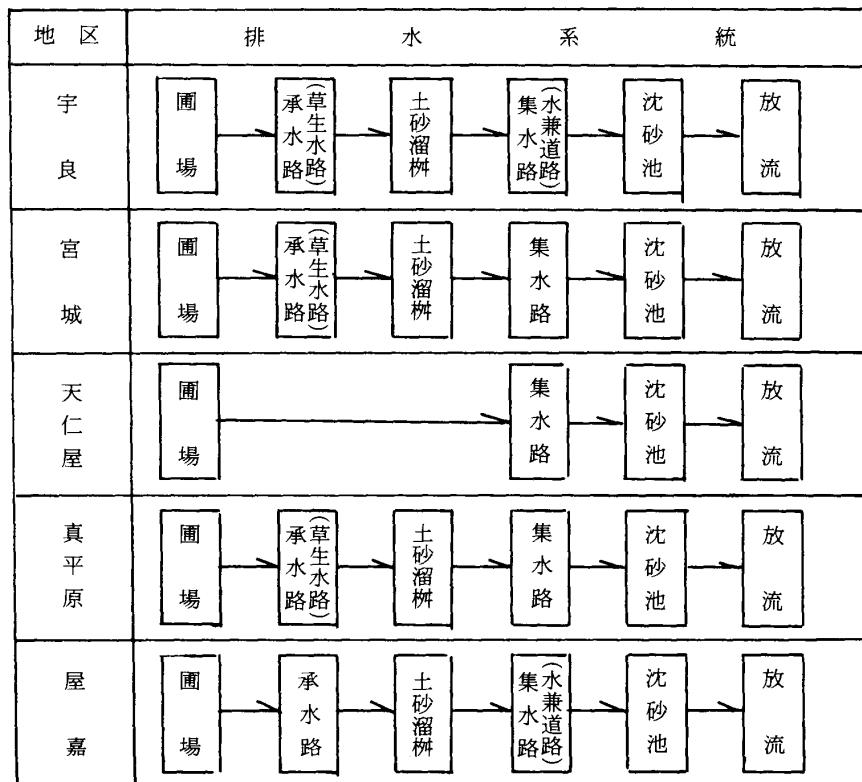


図2-25 造成地区別排水系統図

表 2-9 単位支配面積当りの土砂留樹・沈砂池容量

地 区 名	① 土 砂 留 (m ³)	② 支配面積 (a)	① ② (m ³ /a)	③ 沈 砂 池 (m ³)	④ 支配面積 (ha)	③ ④ (m ³ /ha)
宇 良	20	80	0.25	136	5.4	25
宮 城	5	20	0.25	70	3	23
天 仁 屋	—	—	—	740	3	247
真 平 原	5	20	0.25	40	0.98	41
屋 嘉	5	20	0.25	230	2.7	85

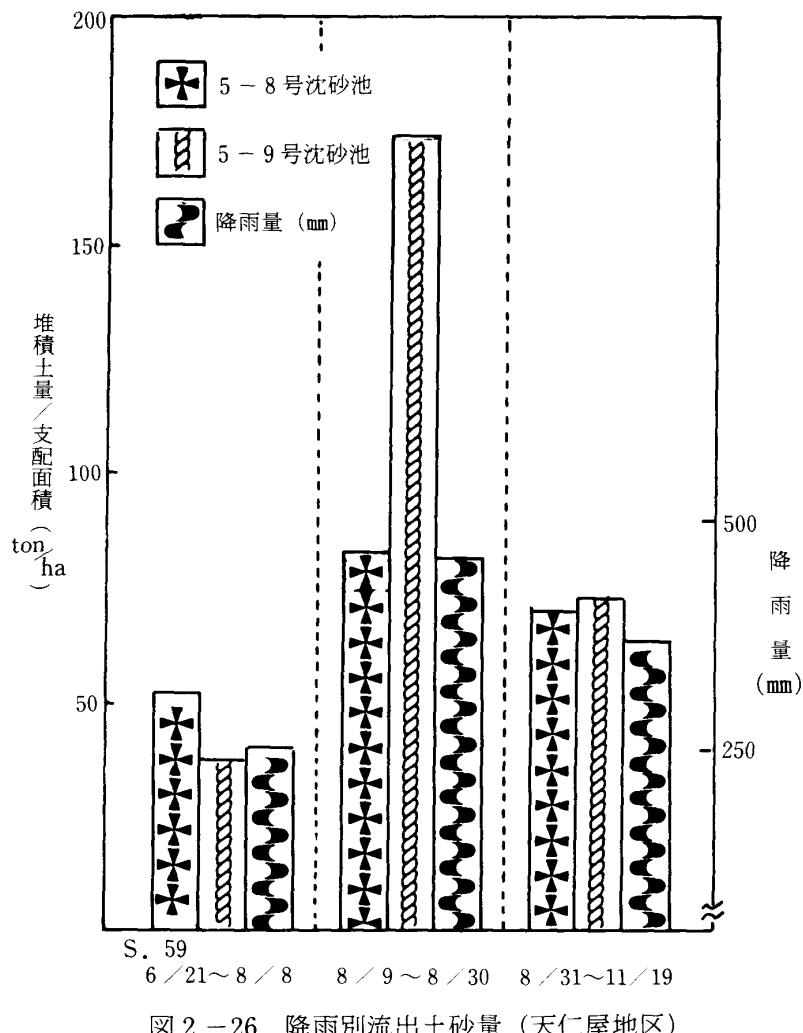


図 2-26 降雨別流出土砂量 (天仁屋地区)

圃場からの表流水（濁水）はほぼセンター沿いに設けられた承水路で遮断、浸透、転流の形態をとり、耕区末端の土砂留マスへ送られる。土砂留マスは流入する濁水を減勢させ、浮遊土砂の沈澱を図る。土砂留マスから越流する濁水は集水路を経て沈砂池で再び減勢され、一部の浮遊土砂は沈澱する。さらに沈砂池から放流される流出水は自然排水によって河川から沿岸へと流入する。以上が農地造成地区における一般的な排水系統だが、天仁屋地区には承水路と土砂留マスが設置されてなく、大規模沈砂池がそれらを補完する排水組織になっている。このような圃場条件下における土砂流失の実態を2つの沈砂池に堆積した土砂を地形測量により算出し、図2-26に示した。8号、9号沈砂池の流域面積（圃区）はそれぞれ3ha, 2.45haである。

図に示した3つの観測期間における8号、9号沈砂池の堆積土砂量は、それぞれ、54.7m³, 34.0m³（第1回）、83.3m³, 169.8m³（第2回）、64.9m³, 77.1m³（第3回）である。観測期間がわずか5ヶ月であることを考えると極めて大量の流失土砂であるといえる。8月9日～8月30日の期間において9号沈砂池の堆積土砂量が極端に多いのは、被覆の割合がそれぞれの支配圃場において約70%（8号）、40%（9号）であったことに起因するものと考えられる。

第4節 現地試験

筆者は先に米国で適用されている農地の土壤流亡の予測式 (USLE式: $A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P$) が我が国にも適用できるような各指標の係数化を図る必要があることを提起したが¹⁰⁾, 理由は裸地標準試験区 (斜面長20m, 傾斜10°) を設けて毎降雨ごとの流亡土量を測定し, 降雨係数で除した値を土壤係数として用いることを提案し, 昭和52年にはわが国の土壤で受食性とされているシラス (宮崎), 安山岩風化土 (香川), 洪積土 (滋賀), 火山灰山 (北海道) の4種の土について実測を行いその成果を報告している¹⁶⁾。

筆者は昭和53年から2ヶ年余にわたり沖縄の赤黄色土 (国頭マージ) について, 降雨による流亡土量に対する傾斜や植生の影響を調査するため, 現地に20m×2mの試験区を設け試験したのでその結果について以下に記述する。

1) 試験地の概況及び試験方法

試験地は沖縄島のほぼ中央に位置する金武町屋嘉で, 国頭マージが広く分布する南限に近い所でさとうきびやパインの栽培がさかんである。試験区は2ヶ所に設け, 1ヶ所 (第1試験地) は傾斜別の, 他 (第2試験地) は植生, 裸地の試験区である。両試験区の距離は約500mである。試験地の土壤の物理性と粒度分析結果を表2-10に示す。また第1試験地のB土壤と第2試験地の土壤についてはその他に次のような記述がある⁷⁾。すなわち「非固結堆積岩を母材とする洪積世堆積土で赤色土に属し, 土層の深い細粒質土壤である。中ないし強酸性を呈し, 侵食に弱くガリが生じ易い」。しかし, 土壤の分散率は国頭マージの中では図4-5で示すように比較的低い方に属する。また粘土鉱物はカオリナイトが多く, つぎにバーミュキュライトあるいはイライト類が含まれる。この種の土壤の他の特性として, 含水比27% (PF3.7) 前後に水滴による崩壊性が急増し, 15% (PF5.0) 附近で最大になることがあげられる¹¹⁾。

表2-10 試験地土壤の物理性と粒度組成

土壤比重	液限性界	塑限性界	塑指性数	レキ	粗砂	細砂	シルト	粘土	コロイド	
A	2.68	37.5	25.8	11.7	29.7	11.4	17.6	17.4	23.9	12.0
B	2.78	69.0	33.6	34.4	6.0	7.2	16.8	10.4	59.6	40.0

第1試験地土壤はA, B両土壤 第2試験地土壤はB土壤

試験方法は第1試験地には3°, 5°, 8°区を設置し全て裸地状態で観測し, 第2試験地には当初, 裸地2区 (ともに約10°) を設けたが, 2ヶ月後に1区はパインを栽植した。

流亡土の測定は, 土砂受槽に留った泥土の容積とサンプリングした泥土の乾土重より算出した。降雨資料は第1試験地から200m程離れた小学校に設置されている有線ロボット気象計のものを用いた。

2) 試験結果及びその考察

① 傾斜別裸地区

観測期間は昭和52年6月～54年11月であるが (53年5月から54年4月までは中断), その間24回の観測を行った。その結果を表2-11に示す。表中観測番号13まではレキ質で粘土分の少ない土壤で (表2-10中のA土壤), 観測番号14からは粘土分の多い土壤 (表2-10中のB土壤) である。観測番号9, 12で5°区の方が8°区よりやや大きい値を示すほかは傾斜度の高い方が流亡土量は多い。流亡土量を傾斜別, 土壤別に表2-12に示す。

翁長：沖縄北部地方における土壤侵食の実証的研究

表 2-11 降雨エネルギー (EI 値) * と流亡土量

観測番号	降雨量 (mm)	EI 値 $m^2 t/ha \cdot hr$	流亡土 (t/ha)			影響降雨 (mm) と降雨月日
			8°区	5°区	3°区	
1	71	109	62.68	44.26	12.21	6/2
2	36	27	13.28	9.08	4.66	6/6
3	84	46	33.10	20.78	11.87	6/18(21), 6/19(28), 6/21(35)
4	59	9	17.19	10.43	3.61	7/8
5	183	186	110.65	83.61	63.89	8/16(15), 8/21(59), 8/22(101)
6	86	164	73.53	60.21	27.73	9/25
7	33	12	49.21	21.34	6.45	11/30
8	34	11	11.69	7.26	4.14	12/5
9	59	18	15.87	16.10	9.26	53, 2/14(25), 3/4(34)
10	104	118	58.66	33.74	26.80	3/9
11	59	45	12.74	11.56	9.06	3/18(14), 3/21(45)
12	50	16	6.33	6.86	5.93	4/6(31), 4/10(19)
13	96	33	40.75	27.85	16.61	4/16(30), 4/23(14), 4/29(52)
14	73	10	7.11	2.94	1.29	54, 5/4(18), 5/10(16) 5/12(20), 5/14(15)
15	94	17	4.09	2.30	0.41	5/16(27), 5/22(42)
16	104	8	1.66	1.28	0.07	6/6(13), 6/9(13), 6/11(28)
17	88	19	9.06	6.33	0.54	6/16(44), 6/23(13), 6/23(13)
18	101	28	20.14	18.03	4.08	7/19(14), 7/19(20) 7/21(16), 7/23(24)
19	61	4	6.16	5.76	1.32	8/8(19)
20	40	9	25.37	17.13	4.51	8/15(29)
21	65	3	13.67	11.70	4.47	8/23(26)
22	106	83	21.83	16.73	9.60	8/26(18), 8/27(64), 8/27(22)
23	101	12	4.12	3.92	1.54	9/27(71), 9/27(25)
24	275	162	26.54	24.80	11.79	10/28(23), 11/2(185)
	2038	1149	645.49	464.00	241.84	

※ Wischmeier らによる。

表 2-12 傾斜別土壤別流亡土量

試験区	流亡土量 (t/ha)
8°	A 土壤 505.74
	B 土壤 139.75
5°	A 土壤 353.08
	B 土壤 110.92
3°	A 土壤 202.22
	B 土壤 39.62

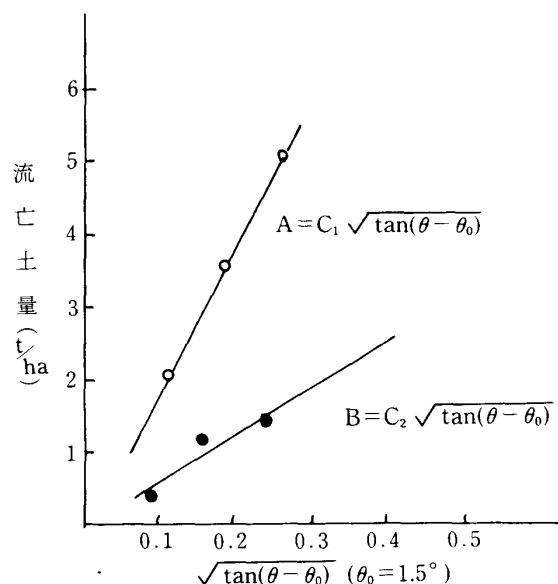


図 2-27 傾斜別土壤別流亡土量

表2-13 降雨エネルギー (EI値) と流亡土量

観測番号	降雨量 (mm)	EI値 m ³ t/ha·hr	流亡土 (t/ha)		影響降雨 (mm) と降雨月日
			植生区	裸地区	
1	59	13.66	21.67	17.41	43(7/8)
2	59	7.17	38.15	23.25	32(7/29)
3	202	182.46	84.74	76.06	59(8/21), 101(8/22)
4	146	30.97	44.24	39.47	98(9/9)
5	130	170.40	89.95	84.27	86(9/25), 17(10/7)
6	112	57.40	18.80	10.86	90(11/7)
7	106	18.29	8.10	9.58	16(12/29), 35(12/30), 30(12/31), 25(1/1)
8	138	132.97	98.45	77.86	34(3/4), 21(3/9), 83(3/9)
9	59	44.97	14.63	10.52	14(3/18), 45(3/21)
10	50	16.46	44.61	35.40	31(4/6), 19(4/10)
11	215	156.16	88.76	97.82	30(4/16), 14(4/23)
12	17	3.86	3.19	4.16	17(5/8)
13	15	5.52	28.27	32.98	15(5/10)
14	64	26.61	40.53	59.97	28(6/18), 36(6/19)
15	254	98.80	115.81	173.00	13(7/9), 17(7/12), 19(7/14), 32(7/28), 16(7/29), 20(7/30), 90(7/31), 18(8/1), 29(8/4)
16	165	104.40	64.70	132.70	19(8/11), 23(8/12), 107(8/15), 16(8/16)
17	135	168.45	18.38	65.05	32(8/26), 78(8/27), 25(9/9)
18	99	90.35	2.17	12.43	54(9/6), 45(9/8)
19	81	40.31	20.42	57.28	15(9/10), 35(9/11), 31(9/21)
20	54	29.36	4.34	11.77	26(9/22), 28(9/24)
21	157	80.30	27.42	58.78	31(10/12), 18(10/13), 66(10/13), 42(10/14)
22	70	65.15	18.45	41.13	50(12/9), 20(12/10)
23	184	81.02	6.37	28.02	51(1/29), 13(1/30), 27(2/5), 36(2/10),
24	45	17.33	3.06	27.92	13(3/17), 32(3/19), 44(2/14), 13(2/14)
25	243	58.88	4.30	41.10	30(4/19), 77(4/26)
26	58	11.55	7.50	30.10	24(5/1)
27	73	9.66	1.50	12.80	18(5/4), 16(5/10), 20(5/12), 15(5/14)
28	94	17.22	0.40	6.50	27(5/16), 42(5/22)
29	104	8.33	3.60	15.70	13(6/6), 13(6/9), 28(6/11)
30	88	18.44	4.40	40.40	44(6/16), 13(6/23), 13(6/23)
31	101	27.77	9.30	36.00	14(7/19), 20(7/19), 16(7/21), 24(7/23)
32	61	4.12	3.20	4.10	19(8/8)
33	40	8.93	16.00	32.50	29(8/15)
34	65	2.68	9.90	14.00	26(8/23)
35	106	83.21	47.20	46.50	18(8/26), 64(8/27), 22(8/27)
36	47	9.87		5.26	15(9/5), 17(9/19)
37	101	11.64	1.59	2.10	71(9/27), 25(9/27)
38	141	25.99	1.85	11.57	118(10/18)
39	275	162.38	3.74	35.43	23(10/28), 185(11/2)
40	95	3.18	0.22	1.45	13(11/18), 13(12/23), 16(12/23)
計	4308	2106.22	1019.91	1523.2	

表の傾斜と流亡土量の関係は図2-27のように表わすことができ、両土壤とも

$$q = C \sqrt{\tan(\theta - \theta_0)} \quad \dots \dots \dots \quad (2-5)$$

が成り立つ。

ここに q : 流亡土量 (t/ha)

C : 定数

θ, θ_0 : 傾斜 (度)

いま $\tan(\theta - \theta_0) = I$ とすれば $A = CI^{\frac{1}{2}}$ となり、第3節の3), (2)で述べた Zingg の式と同じくべき関数となる。Zingg は流亡土量と傾斜度 (%) の関係を圃場での実験結果から全流亡土量は勾配のべき関数で表わされるとした¹⁹⁾。また Holy は侵食に対する限界勾配の存在を示し、それは土性によって異なるとした⁴⁾。

本試験の実測結果は国頭マージにおいて流亡土量と傾斜度との間に極めて高い相関関係があることを示している。そして (2-5) 式は、 $\theta = \theta_0$ なる限界勾配の存在を意味しており、Zingg や Holy の提示と一致する。このことは国頭マージについては新しい知見であり、今後更に検討が必要である。

② 植生・裸地区

観測は昭和52年7月～昭和54年12月にわたる。この間40回の観測を行った。結果を表2-13に示す。表において観測番号5までは両区とも裸地状態のみである。観測番号6以下は植生区にパインを栽植した(昭和52年10月)。表において植生区の方が裸地区よりも流亡量が大なる場合がある。これはパインの植付初期の段階であり、6ヶ月以降は裸地区の方が流亡土量は大きくなる。然しながら、植生区は生育令1年以上でも、かなりの流亡土量が観測されている。このことは植生としてのパインは植付後約1年間は被覆度が低く、さらに生長しても、地上部の繁茂に対して根は95%までが地表下20cmの浅い部分に分布しているからである。その結果被覆効果が低く、根による抱土力も極めて弱いことによるものと思われる。

第5節 考 察

本章では沖縄島北部の国頭マージ地帯の土壤侵食の実態を地被の状態別と流域の規模による相異から検討した。また現場枠試験と室内実験により、傾斜要因、降雨要因、土壤要因と流亡土量との関係を明らかにした。

作目別に圃場における侵食の相異をパイン畑とさとうきび畑についてみると、明らかにパイン畑の方が受食性が高い。このことはパインの栽植様式が畝立てや、中耕などを必要とせずまたパインの作条がセンター沿いでないことも手伝って表流水が生じ易く、流出率が高くなることにもよるが、生態的にも、根による土壤の保定作用が弱いことにもよる。一方さとうきびは肥培管理の点から畝立て培土を必要とし、また根による土壤の保定作用、枯葉によるマルチング等の侵食抑制作用が高く比較的に侵食は少ない。一般にパインは植付後1年、さとうきびは半年まで地被による侵食抑制効果がないとされているのでこの間の土壤管理が重要である。

つぎに造成中の土壤侵食について考察する。改良山成工による造成方法が一般化している現在、計画、施工段階における流出防止方法が種々講じられているが十分な対応がなされてないのが現状である¹⁴⁾。

このような状況下での流亡土砂量は工区末端の砂防施設の堆砂状況からみても極めて大きい量と考えられるが、河川への流出も無視できないものである。流量、濁度の経時観測によりある地点の浮流土砂量を推定することができるが本観測事例では90mmの降雨による侵食は河川の中流部で176トン以上の浮遊土砂を出現させた¹³⁾。

圃場における耕区、圃区単位の土砂流亡は排水系統や土砂留マスや沈砂池の配置と規模に左右される。耕区の短辺長が、限界斜面長をはるかに上まわる場合は沈砂池の容量では対応できず、かりに対応できても圃場からの大量の土砂流出は免れないものである。

河川への土砂流出は山地流域の土砂生産の特性即ち自然的嘗力—降雨、崩壊性地形—および人為的嘗力—伐採、開畠など—、土砂の粒度分布および河川の土砂輸送能力などにより規定される。

現地における侵食試験区での土砂流亡の観測は、傾斜度別・裸地、植生・裸地の試験区で行った。前者では傾斜度 (θ°) と流亡土量 (q) との間に2種の国頭マージ（粘土分24%と60%の土壤）で $q = C \sqrt{\tan(\theta - \theta_0)}$ (C , θ は定数) の関係が成り立ち、それぞれ0.999, 0.959の相関関係が認められた。また $\theta_0 = 1.5^\circ$ が土砂流亡限界勾配であることを確認した。このことは、Holy⁴⁾ の提示した、抵抗の弱い土壤の土砂流亡限界勾配 (1° ~ 2°) と一致する。

植生・裸地の試験区ではパイン植生区は裸地区よりも徐々に侵食抑制効果を発揮することが確認されたが、植付後1年以上経っても土砂流亡が認められた。

以上の侵食実態の調査および侵食試験の結果に鑑み、侵食嘗力（降雨、地形）が大きく、且つ土壤の被侵食性も大である国頭マージ地帯ではその地域特性に見合った造成方法や土砂流出防止対策が確立されねばならない。

引 用 文 献

- 1) 芦田和男：1983 河道における土砂災害，森北出版
- 2) 江頭進治、芦田和男、金屋敷忠義：1981 微細土砂の流出解析法とその適用に関する研究，第25回水理講演会論文集
- 3) 藤川武信、翁長謙良 1974 沖縄北部におけるパインアップル園の土壤侵食，第11回災害科学総合シンポジウム講演論文集 239~240.
- 4) Holy. M: 1980. 岡村俊一、春山元寿、共訳：侵食——理論と環境対策，森北出版
- 5) 一戸貞光：1963 琉球における山地農業の現状と問題点（続），沖縄農業，2 (1): 80~89
- 6) 野満隆治、瀬野錦蔵 1959 新河川学，206 地人書院
- 7) 沖縄県農業試験場，1976 昭和50, 51年度地力保全基本調査書（北部編）36~37
- 8) 沖縄県農林建設課 1974 沖縄北部傾斜地指針案
- 9) 沖縄総合事務局、北部ダム事務所、アジア航測株式会社，1985, 漢那ダム赤土流出現況調査業務，報告書
- 10) 翁長謙良 1976 沖縄本島土壤の侵食性について 第47回農業土木学会九州支部講演会（シンポジウム）14~20
- 11) 翁長謙良、照喜名良達，1979 沖縄における農地保全の基礎的研究X——水滴による土塊の崩壊に関する研究(1)——琉球大学農学部学術報告 26, 341~346.
- 12) 翁長謙良、宮城武治，1980 沖縄における農地保全の基礎的研究XII——パインアップルの土壤侵食抑制効果について(2)——琉球大学農学部学術報告 27, 265~273.
- 13) 翁長謙良、吉永安俊，1981, 赤土流出機構調査結果，沖縄県環境保健部 3~30.
- 14) 翁長謙良、吉永安俊，1985, 昭和59年度沖縄県委託調査、赤土流出機構および流出防止対策に関する調査研究報告書 沖縄協会 1~19.
- 15) Schwab. G. O, Frevert. R. K, Edminster. T. W, and Barness. K. K, 1966: Soil and Water conservation Engineering. Jhon and Willer & Sons. Inc. New York. London. Sydney.
- 16) 種田行男：昭和51年度文部省科学研究費自然災害特別研究報告集録，災害科学総合特別班 116~117.
- 17) Weaver. J. E, 1973. Effects of vegetation in erosion U. S. Dept. Agr. Soil conserv ser. Mimeo. Paper 2666.

- 18) Wishmeier, W. H, Smith, D. D, 1962. Rainfall Erosion. Advance in Agronomy 14: 109~148 [6]
 19) Zingg, A. W. 1940. Degree and Length of Land Slope as it affects soil loes in run off. Agricultural engineering. 21: 59~64.

第3章 沖縄の降雨特性

第1節 概 説

降雨による土壤侵食の要因は、その営力の形態から、降雨、浸潤水、流去水に分類される。その中で、降雨要因は侵食を蒙る土壤条件に無関係な指標として取扱うことができる。即ち浸潤水や流去水の侵食性（Erosivity）は土壤条件に左右されるのに対し、降雨のそれは風、湿度等他の気象条件の影響を受けるが、降雨それ自体の特性によるところが大である。土壤侵食に関与する降雨特性は降雨量、降雨強度、降雨エネルギーであるが、農地保全の立場からは、降雨の時間的変化も重要である。

即ち降雨の月別、旬別等の変化に対する土壤の対応の形態が植生との関連において侵食を左右するからである。

表3-1 世界の降水量 (2000~2500mm)

地名	国名	降水量 (mm)	緯度	温度(°C)
Bombay	インド	2078	18° 54' N	27.3
Colombo	スリランカ 共和国	2397	06° 54' N	26.9
香港	中国	2265	22° 18' N	22.6
台北	台湾	2100	25° 02' N	22.1
恒春	"	2462	22° 00' N	24.8
Aparri	フィリピン	2312	18° 22' N	27.0
Tacloban	"	2322	11° 15' N	27.3
Iloilo	"	2122	10° 42' N	27.1
Chumphon	タイ	2033	10° 27' N	26.8
Kuala Lumpur	マレーシア	2499	03° 07' N	27.1
Singapore	シンガポール	2282	01° 21' N	27.1
Balikpapan	インドネシア	2228	01° 16' S	26.1
Medan	"	2029	03° 34' N	26.4
Rabaul	パプア ニューギニア	2012	04° 13' S	27.3
Guam I.	マリアナ諸島	2249	13° 34' N	26.2
Honiara	(太平洋諸島) ガダルカナル島	2097	09° 25' S	26.6
Georgetown	ギアナ・英	2253	06° 49' N	26.7
Manaus	ブラジル	2095	03° 08' S	26.7
Santarem	"	2102	02° 25' S	26.0
Sao Luiz	"	2088	02° 32' S	27.0
Santos	アルゼンチン	2238	23° 55' S	22.5
Ancud	チリ	2035	41° 47' S	10.6
Abidjan	コートジボアール	2144	05° 15' N	26.5
Port Harcourt	ナイジェリア	2421	04° 51' N	25.9

本章では特に沖縄地域を中心として降雨特性について記述する。

第2節 降水量

1) 降水量の年々変動と季節変化

降水の分布は基本的には緯度で決定され、その量は水蒸気と上昇流の大きさで決まるといわれている¹³⁾。表3-1は我が国の多雨地帯と年降水量 (2,000~2,500mm) が同程度の国々の緯度をしたものである。チリを除くと赤道を中心に南北25°以内に位置している。日本列島は南北に細長く (北緯24°~45°5')、北と南の気候の差がかなり大きい。降水量の地域分布や年々変動、季節変化も他の気象要素同様地域により大きな差があることが考えられる。

沖縄諸島はほとんどの島が奄美群島について南西方向に細長く走る琉球弧上にあり、35万km²の海域を有している。また沖縄島は、北東から南西方向に長く、長さ100kmを越えている。表3-2は我が国各地における年降水量の年々変動を示したものである。概して沖縄地方は変動が高い。このことは沖縄地方の年降雨量の分布についてみると梅雨期 (5月~6月) と冬 (12月~2月) 以外の月の降雨量の年変動が大きいことに起因しているものと思われる。また図3-1は那覇、名護の年雨量の年々変動を示すものである。沖縄地方

は地域により年雨量の平均が約1,900~3,400mmであることを考えれば、年により地域により年雨量にかなりの偏差があることがわかる。

表3-3、図3-2は降雨量の地域差を示すもので、北部地方の降雨量は大きい。

表3-2 年降水量の偏差値と変動度
(1951~1980)

	年降水量(mm)	標準偏差	変動度
東京	1,460.2	211.8	0.145
京都	1,669.0	242.1	0.145
高知	2,665.3	471.7	0.177
宮崎	2,489.5	490.9	0.197
鹿児島	2,374.6	406.7	0.171
那覇	2,128.2	527.3	0.248
宮古	2,196.5	521.3	0.237
石垣	2,071.9	489.3	0.236

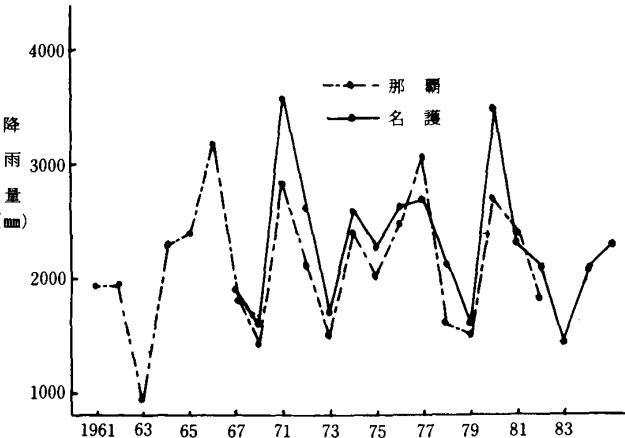


図3-1 那覇・名護における降雨量の年々変動

表3-3 日降水量の地点間相関係数(右上部資料数349)と降雨有無の地点間一致率(左下部資料数79)

	オク	ナゴ	キン	ナハ	イトカズ
奥	100	49	43	41	50
名護	65	100	63	51	52
金武	62	71	100	64	61
那覇	70	68	79	100	67
米数	54	56	80	79	100

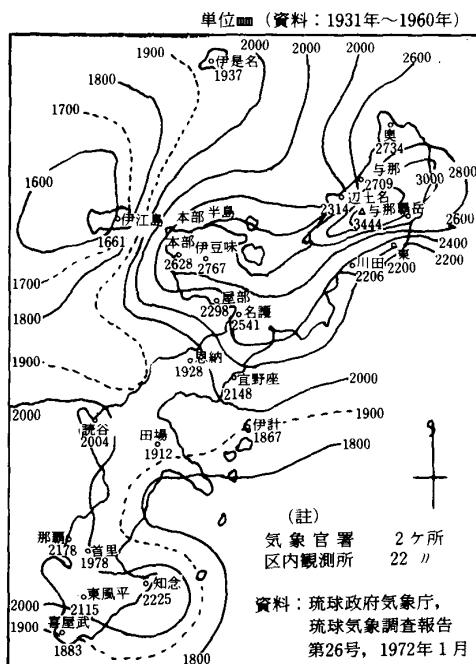


図3-2 沖縄本島における平年雨量分布図

2) 月別降雨量

つぎに月別降水量について検討してみる。図3-3は我が国80ヶ所の観測点における降水量の総和を月別に示したものである。全国的には6, 7, 9月に極大が出現する型である。地域別に降雨の型をみると図3-4のとおりである。琉球型や台風型はそれぞれ屋久島、室戸が代

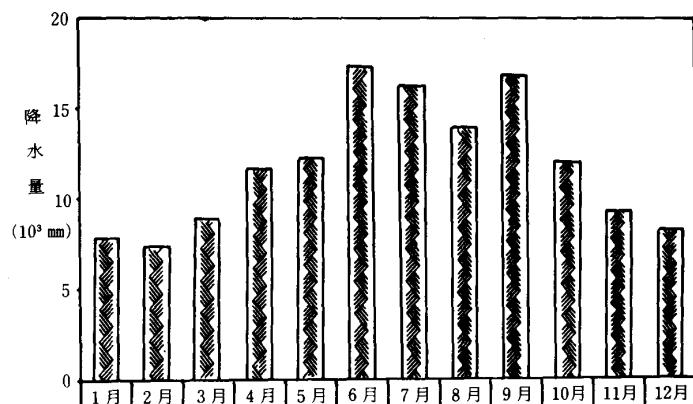


図3-3 日本の観測地点(80ヶ所)の月別降水量の総和

表するものであるが、便宜上屋久島、室戸の代りに型のほぼ近似した那覇、高知を採用した。いずれも梅雨期と台風期に極大を示す点で共通している。東京は9月の秋雨、高田は冬の降雪による極大が出現するのが特徴的である。また沖縄各地における月別の降雨量は図3-5に示すように全て琉球型に属し、那覇と同様年雨量の年々変動は大きいものの、平年値に対する月の変動度は小さいようである。図3-4からもうかがえるが、東京、高知、宮崎、那覇の月変動度はそれぞれ、0.404, 0.545, 0.542, 0.334と年々変動とは逆に那覇が最も小さい。このことは那覇の降水現象は平年値としては年間を通じて変動は少ないことを意味するものと思われる。

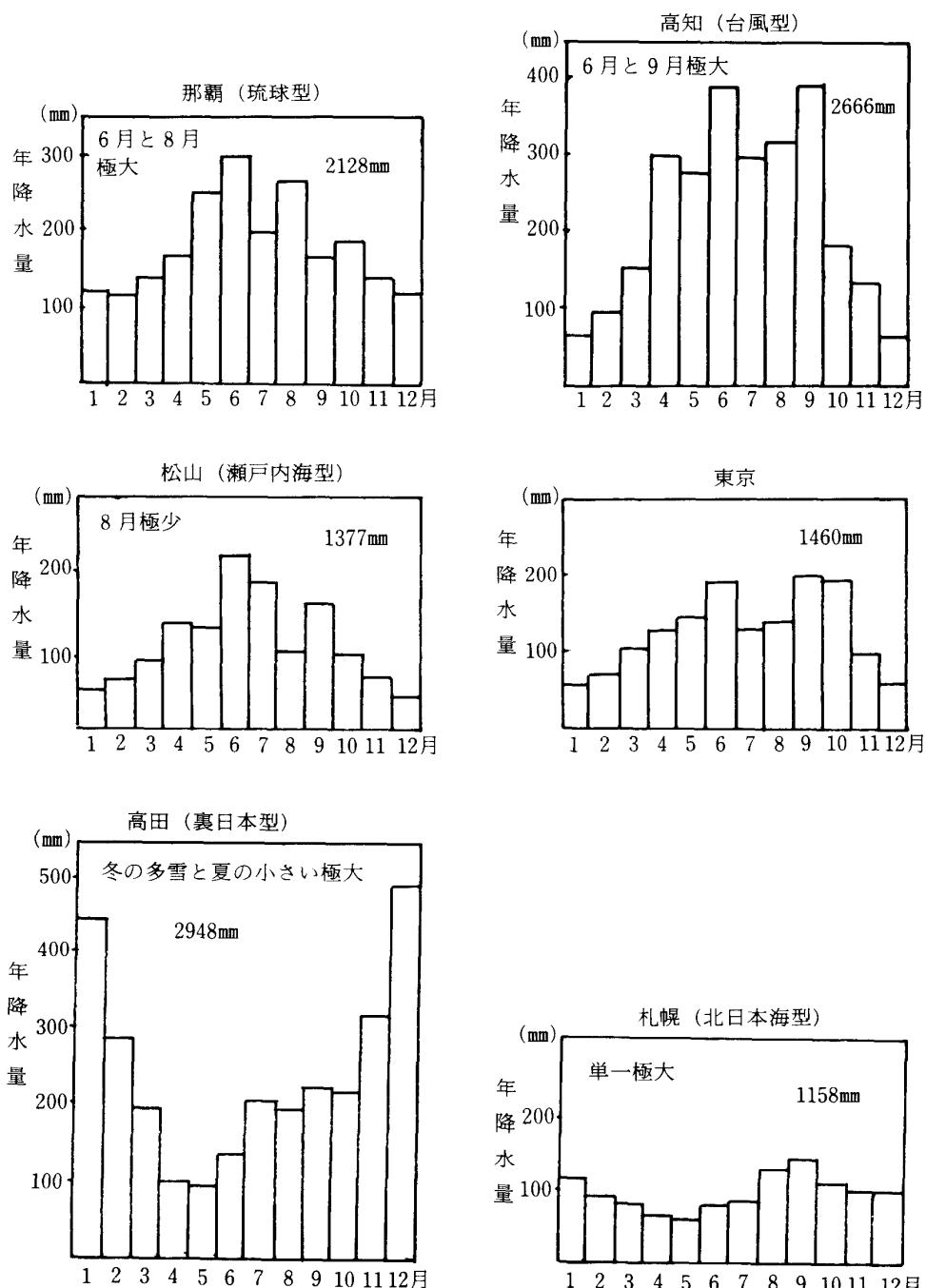


図3-4 日本各地の降水量の年変化の型

(1950~1980年の平均値)

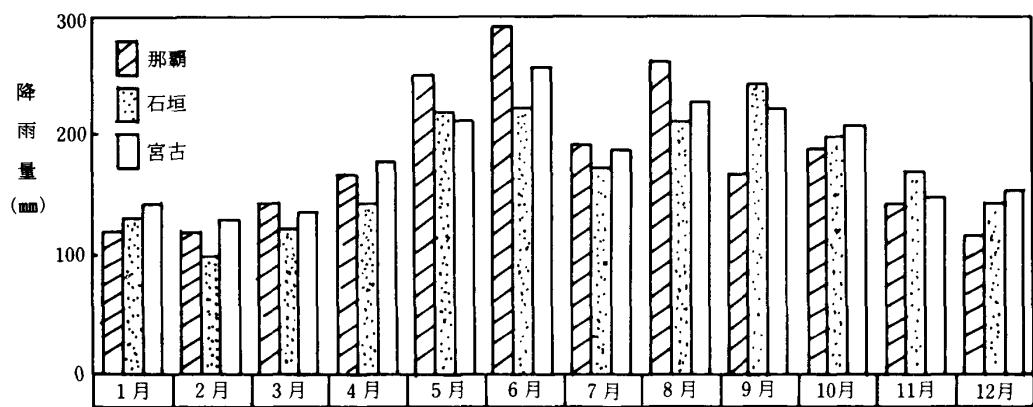


図3-5 月別降雨量

3) 旬別降水量

東京、高知、宮崎、沖縄地方における月別の降水量を更に細分し旬別でみると図3-6のとおりである。東京に除いて6月上旬、中旬、8月上旬で大した差はなく、10月下旬、11月の上旬で全ての観測点で殆んど同じ値である。宮崎、高知は6月下旬～7月上旬にかけて突出しており、梅雨期に雨の多いことを示している。また高知は8月の下旬～9月の中旬の台風期に多く出現している。沖縄地方の旬別降水量を図3-7でみるとおおむね3つのピークがみられる¹⁶⁾。第1のピークは5月中旬から6月上旬に現われ、「小満芒種（スマンボース）」と呼ばれる梅雨期のものであり、第2のピーク（7月下旬～8月中旬）および第3のピーク（9月下旬～10月上旬）は台風又は熱帯性低気圧によるものである。これらピークにおける月別最大日雨量の平均値（那覇1965～1978）はそれぞれ95mm（6月）、106mm（8月）、65mm（10月）である。

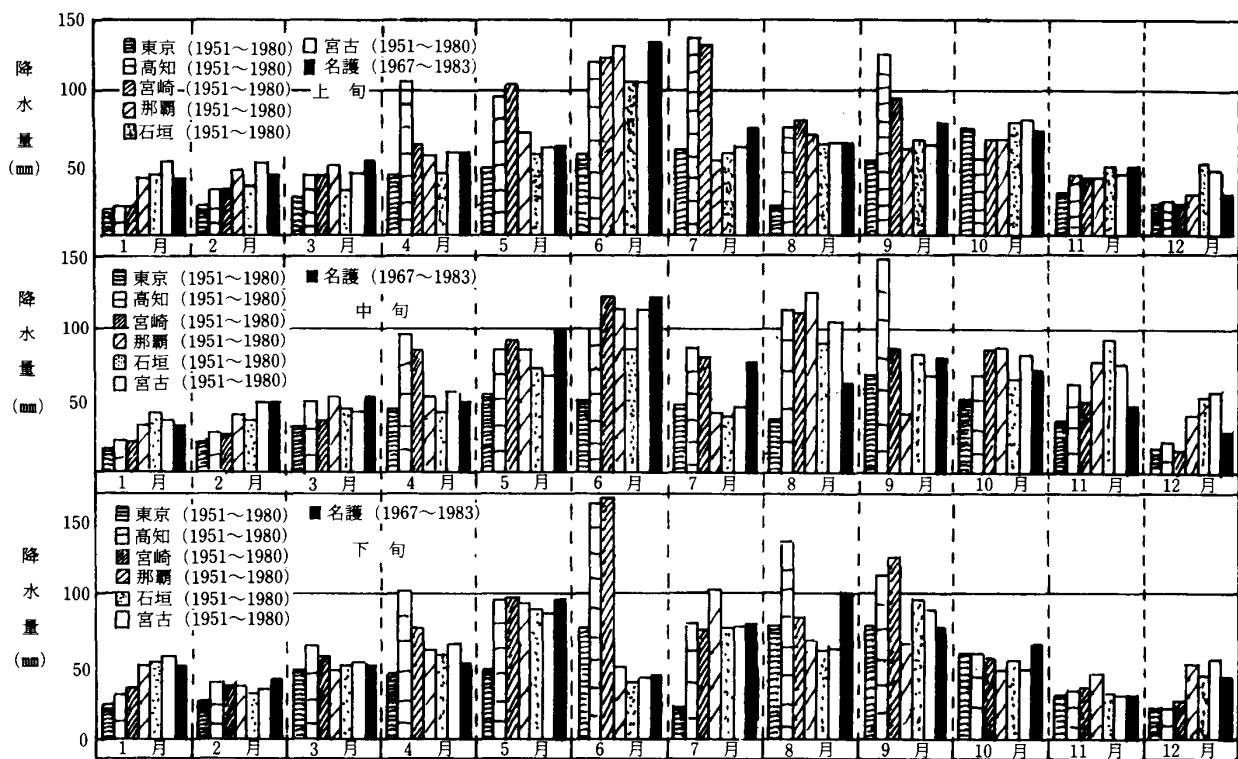


図3-6 旬別降水量の年変化

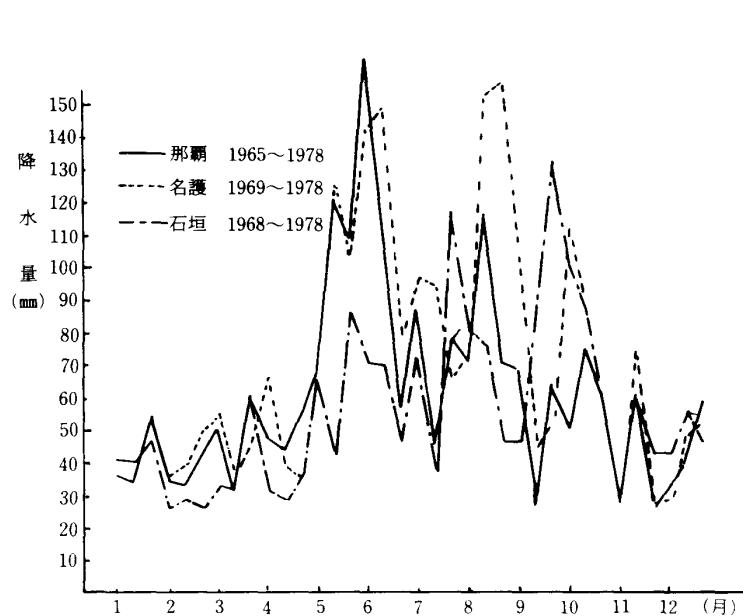
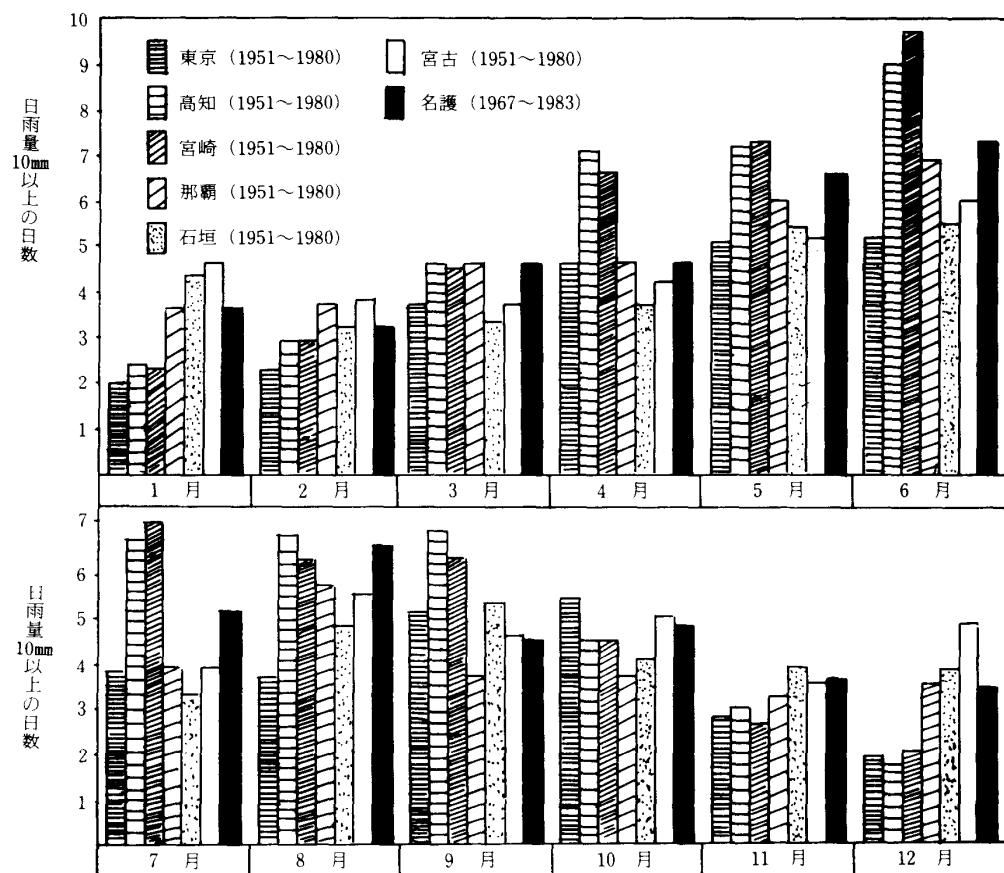


図 3-7 旬別降水量の年変化

4) 階級別降水量

図 3-8, 9, 10はそれぞれ東京、高知、宮崎、沖縄地方の日雨量 10mm , 30mm , 50mm 以上の年間日数の月別平均値を表わしたものである。これらの出現頻度は当然年降雨量に直接影響するものである。時期的にみると、いずれの階級の降雨も、また東京を除くいずれの地域においても6月の梅雨期に最も多く出現するが東京では 30mm 以上の日数が9月に、 10mm 以上と 50mm 以上の日数が10月に出現している。また地域性として沖縄地方では 10mm 以上の雨は、11, 12, 1, 2の各月に、 30mm 以上の雨は12, 1, 2の各月にまた 50mm 以上の雨は12月と1月により多く出現する傾向がみられる。

図 3-8 日雨量 10mm 以上の月別日数

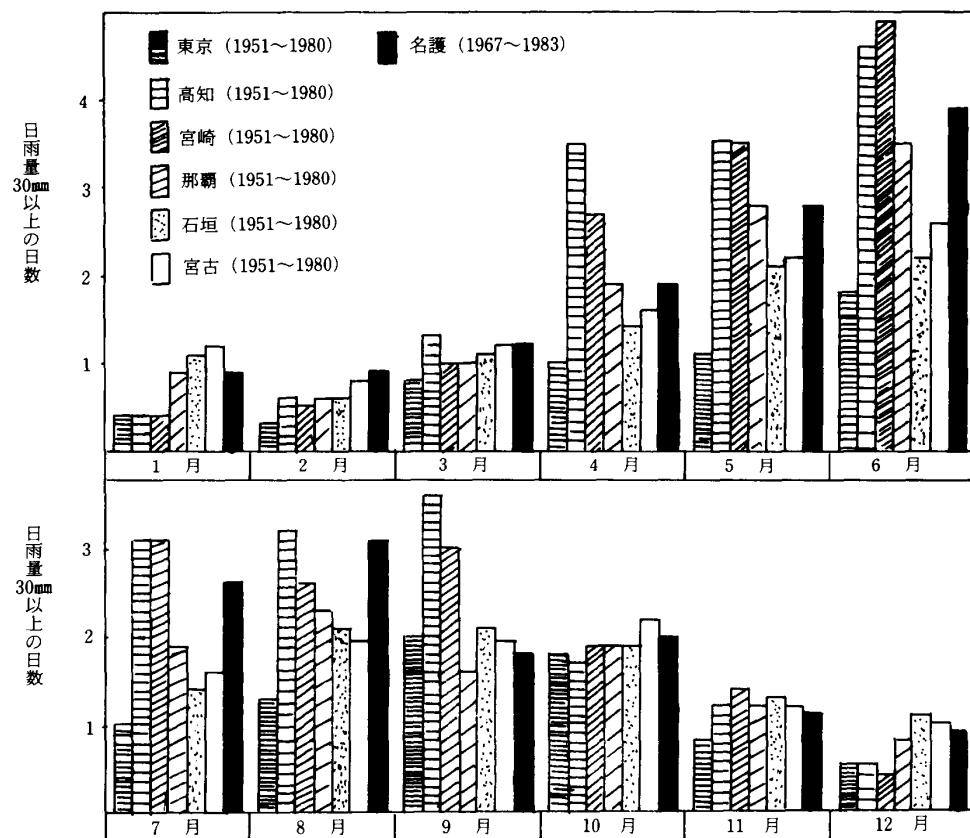


図3-9 日雨量30mm以上の月別日数

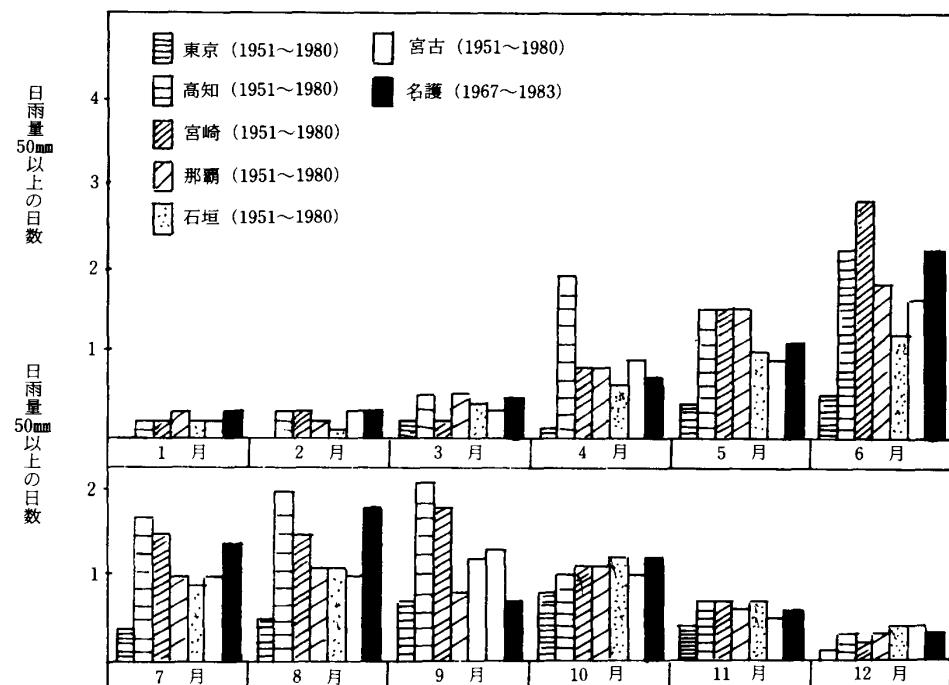


図3-10 日雨量50mm以上の月別日数

表3-4 月別10分間・60分間確率降雨強度

那覇 1941～1979
統計年 名護 1966～1979
(a) 月別 10 分間確率降雨強度 石垣 1898～1979

確率年	月 場所	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		名護	那覇	石垣									
2	名護	6.5	6.8	9.4	8.3	12.4	15.7	11.9	14.6	9.8	11.5	6.1	6.3
	那覇	7.3	8.2	8.4	8.4	12.5	13.1	9.3	11.3	9.7	8.8	8.2	6.4
	石垣	6.9	7.2	9.1	9.8	11.1	11.2	9.2	9.6	10.6	8.9	6.6	6.4
5	名護	10.5	12.1	13.8	12.2	17.8	20.5	16.7	21.2	14.0	16.1	10.8	9.0
	那覇	11.7	12.1	13.6	13.1	17.1	16.9	13.2	15.2	12.8	13.5	13.0	11.4
	石垣	11.0	11.4	14.6	15.1	17.1	15.7	14.2	13.4	15.1	13.3	10.7	10.8
10	名護	13.2	16.1	16.9	14.8	21.6	23.5	19.8	25.6	16.9	18.8	14.6	10.5
	那覇	14.7	14.7	17.3	16.5	19.6	19.1	15.6	17.5	14.5	16.6	16.2	15.5
	石垣	13.8	14.3	18.3	18.5	21.1	18.6	17.8	15.5	17.9	16.1	13.8	14.3
20	名護	15.8	20.1	20.0	17.1	25.3	26.2	22.7	29.9	19.6	21.3	18.7	11.7
	那覇	17.6	17.2	21.1	19.8	21.7	21.1	17.8	19.7	16.0	19.5	19.3	20.0
	石垣	16.6	17.3	21.9	21.7	25.0	21.2	21.3	17.4	20.7	18.8	16.9	18.0

那覇 1966～1979
統計年 名護 1900～1979
(b) 月別 60 分間確率降雨強度 石垣 1898～1979

確率年	月 場所	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		名護	那覇	石垣									
2	名護	15.1	14.6	18.9	20.7	35.1	41.4	28.2	39.7	24.9	27.6	15.0	12.7
	那覇	13.5	15.0	19.8	18.5	25.3	30.4	21.9	24.9	19.6	17.3	15.2	12.3
	石垣	13.4	15.5	19.8	21.2	28.5	26.9	20.5	22.2	24.8	22.2	16.4	16.3
5	名護	26.3	29.0	27.4	30.1	50.7	58.1	46.9	64.2	33.3	45.1	26.6	20.2
	那覇	22.8	24.6	33.0	29.9	40.2	45.3	35.3	37.3	31.9	31.4	27.8	21.3
	石垣	22.1	25.6	35.9	35.7	47.2	43.0	36.6	36.1	39.4	35.2	28.1	31.1
10	名護	34.9	41.5	33.5	36.3	59.6	67.7	61.1	81.1	37.9	59.1	35.4	25.0
	那覇	29.7	31.5	42.6	38.4	50.7	55.7	44.6	45.8	40.7	42.2	38.1	28.3
	石垣	28.7	32.8	48.8	45.7	60.7	54.2	49.4	46.6	49.9	43.8	36.9	44.2
20	名護	44.1	55.9	39.5	42.1	67.3	76.0	76.0	97.5	41.7	74.2	44.6	29.5
	那覇	37.0	38.3	52.5	47.4	61.1	65.8	54.0	54.3	49.5	53.7	49.3	35.8
	石垣	35.7	39.9	62.8	55.6	74.4	65.3	63.2	57.4	60.7	52.0	46.2	59.3

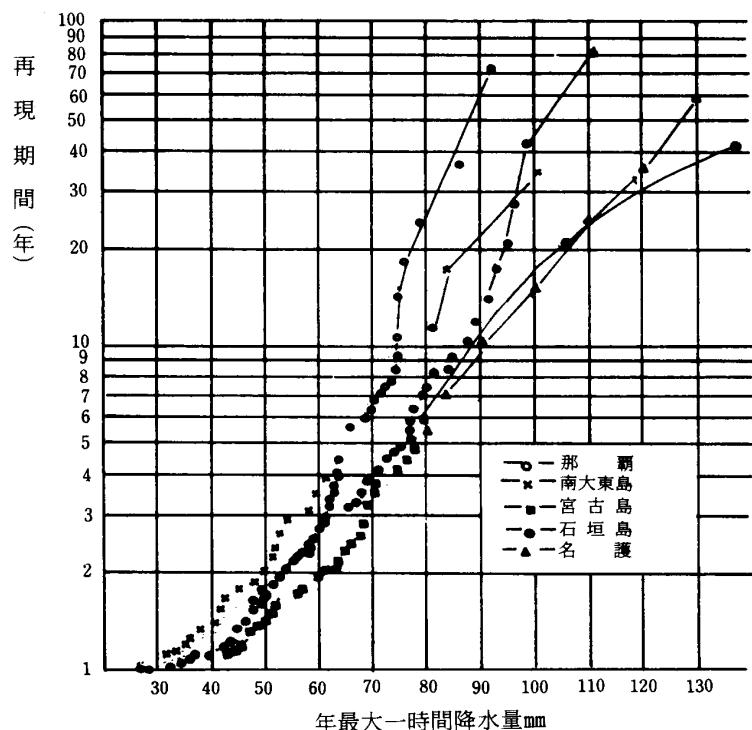
以上のように沖縄地方における雨の降り方は複雑でその分布も年により、月により変動が大きい。石垣⁸⁾は「沖縄島の降水量の特性を決定している要因として、局所的には山地（500m以下）、丘陵地、平坦地によってできた特殊な地形であり、又広域的には、四方を海にめぐらされ、北部と中・南部との間に海拔高度にして数百mの差があり、凡そ北東—南西方向にのびた沖縄島独特の線状地形に起因するものであろう。」と述べている。

第3節 降雨強度特性

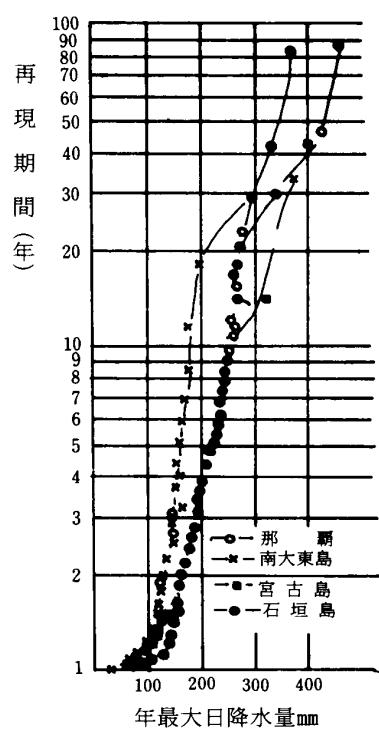
1) 確立降雨強度

ある強度の雨の発生頻度は流域の災害対策を立てる場合極めて重要である。特に農地等の小流域の排水計画にあたっては短時間降雨特性を知る必要がある。洪水到達時間の早い沖縄の河川洪水量の推定に当っては日雨量を単位とした降雨強度式は適当でないといわれている。また畠地における有効降雨強度を算出する場合にも、短時間の確率降雨強度が重要である。畠地の浸透能を上回る強度の降雨の発生頻度は当然、侵食の大小に影響する。表3-4は名護、那覇、石垣におけるそれぞれ10分間、60分間強度の確率降雨強度で、月別に、2, 5, 10, 20年の再現値を岩井法で求めたものである。石垣で5月に、那覇では6月に、名護では6月（10分強度）と8月（60分強度）に最も強い雨が出現している。

また図3-11は降雨強度別再現期間を地域別に表したものである。(a)図において名護以外の資料は玉城ら²⁰⁾によるものであるが、名護のそれは沖縄総合事務局¹⁵⁾に基づくものである。なお統計期間は名護の年最大一時間降水量は1967-1978年で、その他は表3-5に示すとおりである。



(a) 年最大一時間降水量の再現期間



(b) 年最大降水量の再現期間

図3-11 降雨強度別再現期間

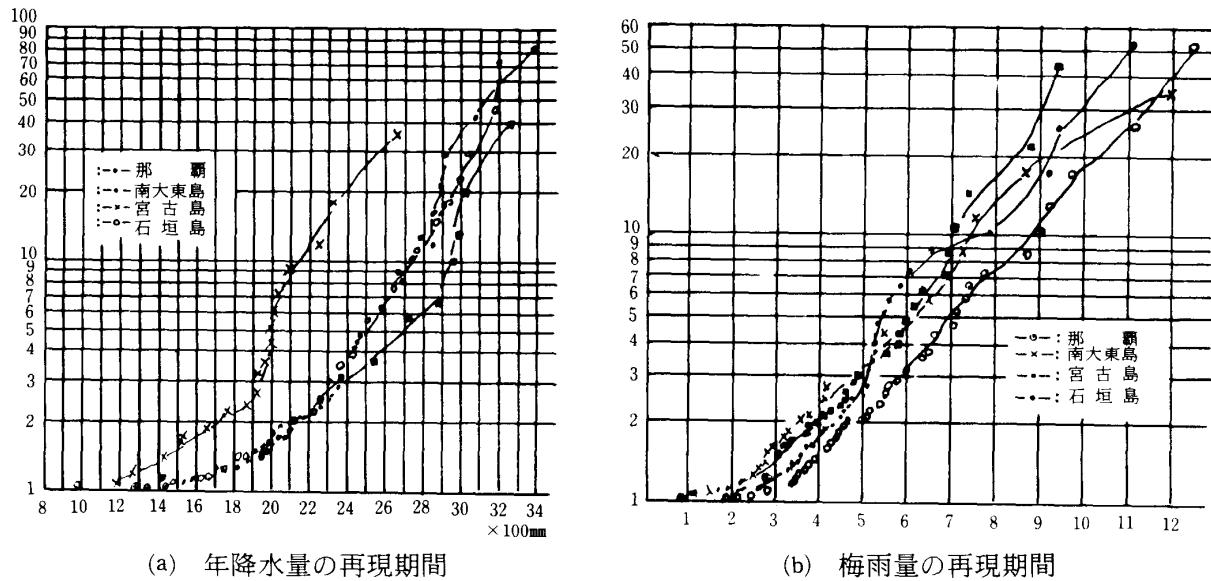


図3-12 年降水量と梅雨量の再現期間

表3-5 計算に使用した期間

要素	地名	那覇	宮古島	石垣島	南大東島
年最大一時間降水量		1900~1980	1938~1980	1898~1980	1947~1980
年最大日降水量		1891~1980	1938~1980	1898~1980	1947~1980
年降水量		1891~1980	1941~1980	1898~1980	1947~1980
梅雨量		1930~1980	1938~1980	1930~1980	1947~1980

年最大一時間降水量60mmをこすような大雨の再現期間は名護と宮古において2年、石垣、那覇で3年、南大東で3.5年の割合である。降雨強度が増加しても殆んどこの傾向は変わらない。110mm/h以上の大暴雨の再現期間は宮古島が最も短いがそれ以下の大雨については名護が最も短かく、70mm/hの雨については那覇が最も長い。

玉城ら²⁰⁾は図3-11、3-12から日降水量、年降水量、梅雨量の再現期間を調べつぎのように考察している。

①日降水量300mmをこすような大雨は那覇・石垣・南大東島では、平均して25~30年に一度の割合で起き、宮古島では平均して13年に一度の割合で起こる。②年降水量2,600mmをこすような年は那覇と石垣では平均して7年、宮古島4年、南大東島では平均して32年に一度の割合で起こり、明白な地域性を示している。③梅雨量が700mmをこすような年は、那覇で平均して5年に一度の割合で起こるが、その他の地方では平均して7年~10年に一度の割合で起こる。

また比嘉⁶⁾は1955年から1964年までの10年間の那覇における日最大10分間降水量の超過日数を月別に図3-13(a, b)に示した。侵食限界降雨とされる3mm/10minの雨は6月と8月に最も多く(80日)、次いで5月と9月に70日をかぞえ、7月は45日まである。いずれも梅雨期と台風期に多く出現している。6月と8月においては、5mm以上の雨についても出現頻度が他の月に比べて高く、この2つの月は降雨侵食のポテンシャルが高いことがうかがえる。

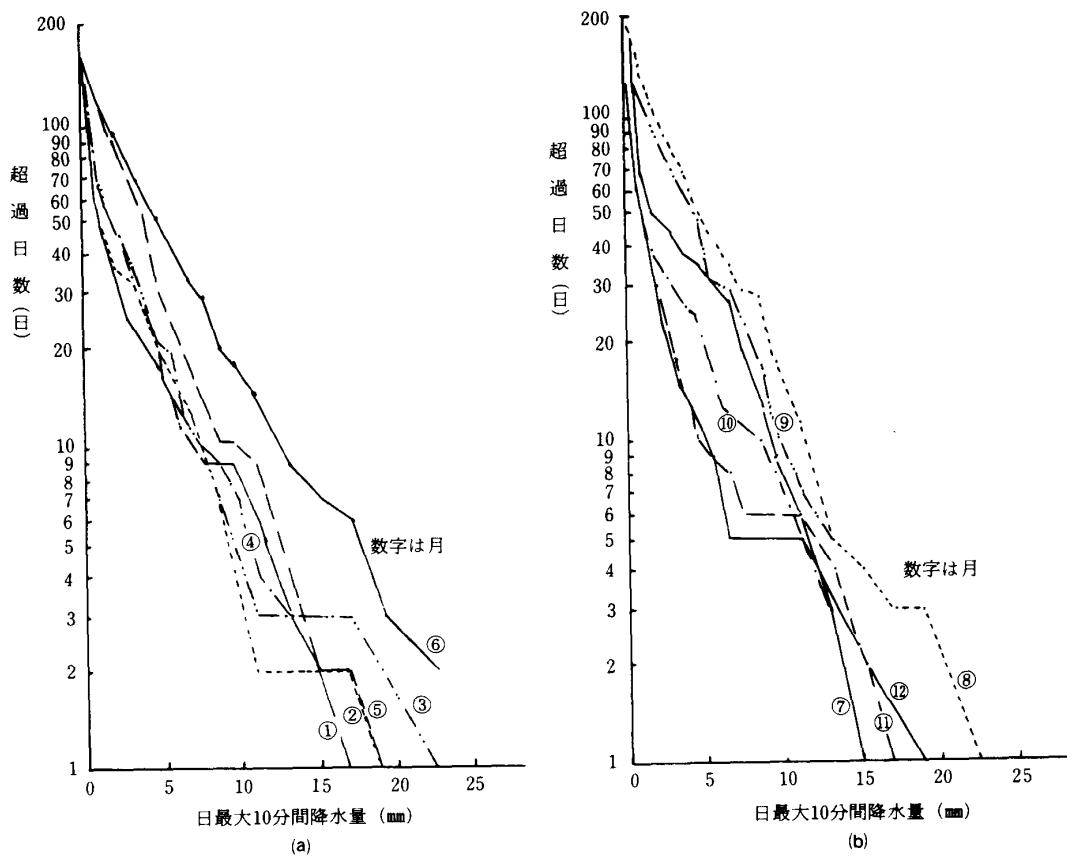


図3-13 日最大10分間降水量の超過日数折線

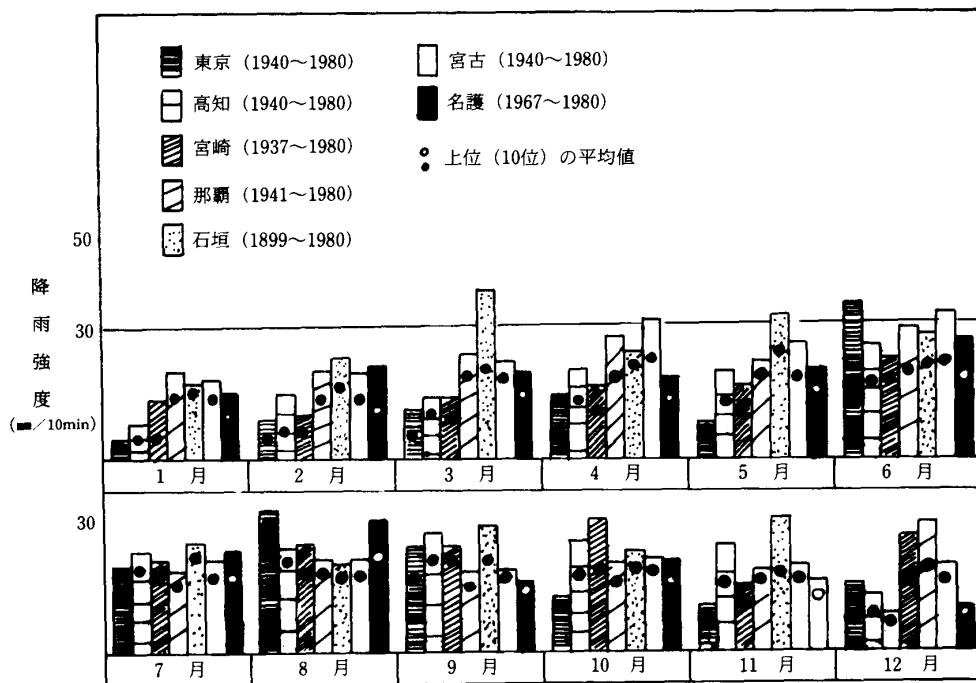


図3-14 月別10分間降雨強度の最大値と上位10位の平均値

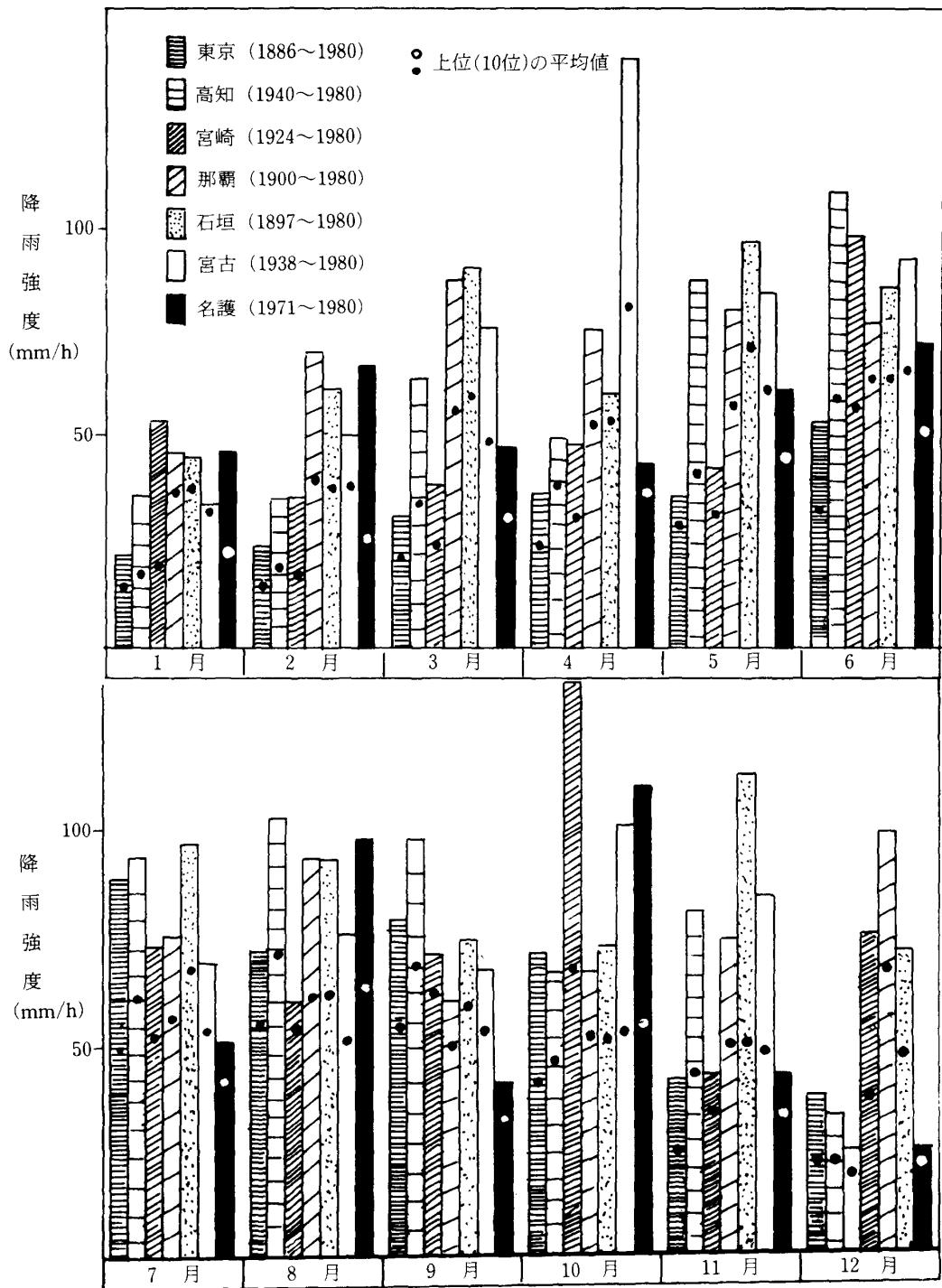


図 3-15 月別 1 時間降雨強度の最大値と上位10位の平均値

城間¹⁸⁾は那覇、石垣における月雨量の超過確率を求め、非超過確率との対比で沖縄地方の降雨量の年々変動が大きいことを指摘している。

2) 降雨強度

土壤侵食に関与する降雨要因の中で降雨強度は最も重要な意味をもつものとされている。Neal¹²⁾は降雨強度は流去や侵食に影響をおよぼす最も重要な因子であるとし、種田¹⁹⁾は裸地の土壤侵食は降雨量よ

りも降雨強度の影響が大きく、とくに短時間のものほど高い相関関係を示すことを明らかにしている。Barnett²⁾は降雨強度の中で最大60分間強度が土壤侵食に最も密接な関係にあると指摘している。

降雨エネルギーを降雨強度の関数として数式により求める方法は Wischmeier, Smith²¹⁾が提唱したものだが、何分間強度を採用するか、また何mm以上の雨を基に計算するかはその地域の侵食要因の特性によって異なるものと思われる。Hudson⁷⁾はアフリカの亜熱帯地方で時間雨量25mm以上の降雨強度による運動エネルギーが他のどの降雨要因によるよりも土壤流亡との関係が深いとしている。

以上のことから沖縄の降雨の侵食性(Erosivity)を知るために降雨強度を調べてみた。

降雨強度(雨の強さ)は単位時間当たりの降雨量である。雨量の経時変化を連続的に示す自記紙の読み取りから5分、10分、15分と5分きざみの降雨強度を知ることができるが気象台または測候所の降雨資料では通常10分、60分、日、24時間の雨量が掲載されている。いま各地の降雨強度の最大値と上位10位の平均値をみると図3-14、15のとおりである。いずれも月別に表示しているが、10分間降雨強度については30mmを越える観測地点と月はそれぞれ、石垣(3月)、宮古(4月)、石垣(5月)、東京、宮古(6月)、東京、名護(8月)、宮崎(10月)、石垣(11月)であり、沖縄地方では寒期にも強度の強い雨が出現しているのが特徴的である。

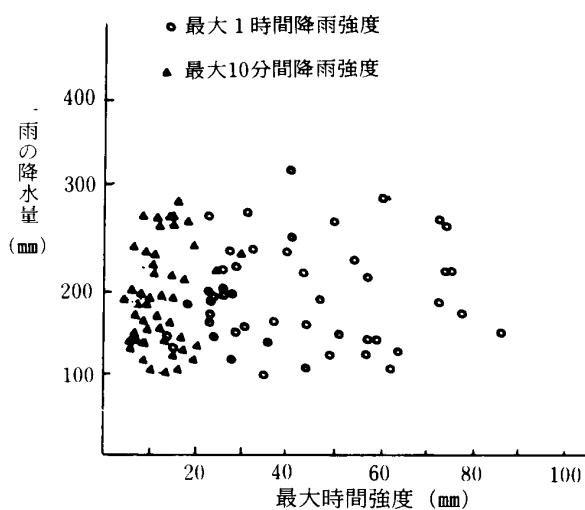


図3-16 一雨の降雨量と最大時間降雨強度

つぎに沖縄地方の大雨の強度特性について沖縄気象台の資料¹⁴⁾をもとに検討してみる。

図3-16は一雨100mm以上の大雨とその最大1時間および最大10分間降水量との関係を示したものである。50回の降雨の一雨、1時間および10分間降水量の平均値はそれぞれ213mm, 42mm, 12mmである。従ってそれぞれの強度の降水量の一雨に占める割合は平均して19.7%, 5.7%である。

一般に侵食に対しては降雨のエネルギーが原動力となるが、このエネルギーは、総降雨量は勿論降雨強度にも大きく影響される。Wischmeierらの降雨エネルギー計算はこれらの要素を取り入れたものである。

図3-16では降雨時間の要素が関与してい

ないので、2つの時間強度との関係は明白でない。そこで一雨の総雨量を継続時間で除して、時間雨量(平均)との関係を調べてみると50回の降雨の1時間平均降雨量は5.23mm/hrである。総雨量と継続時間との間には殆んど相関がない。もとより雨の降り方は複雑多岐にわたるものであり、第4節で述べるように、短時間でもその強度がめまぐるしく変化する場合がある。従って長時間降雨における短時間(1時間、10分間)の平均強度は降雨の時間分布を一応化するものであり、強度特性を埋没させるものである。

ある降雨の強度特性は自記紙における降雨量の変換点ごとの勾配を調べることにより、明確にできる。降雨エネルギーは一連降雨についてそれぞれの変換点の区分ごとの平均降雨強度を求め、それらをもとにそれぞれの区分内のエネルギーを計算し、それらの総和をもって表わすことができる。

第4節 雨滴と降雨エネルギー

1) 雨滴の粒径

雨滴の研究については古くから多くの研究者によって紹介されている。雨滴の粒度分布に関しては、

三原, Niederdorfer, Marshall and Palmer, その他等の研究がある。ここに述べる雨滴の粒度分布は主として1972~1973の2ヶ年間に採取した数多くの雨滴からその粒径の分布を調べた結果である。

①雨滴径の測定法

雨滴の採取方法には Bentley の小麦粉法, Wiesner の吸収紙法, Blanchard の網法¹⁾, 三原の硝子板による方法¹¹⁾等がある。小麦粉法は細滴が見失なわれる危険性があり、吸収紙法は強い雨では飛沫が飛んで不適当であるとされており、強雨を対象とする場合は、三原は硝子板による方法を Blanchard は網法を推奨している。吸収紙法は上記のような短所の他に採取後の資料の整理に膨大な労力を要するが採取の準備や実施が比較的簡単なため、また硝子板法よりも資料整理の労力が少ないので筆者はこの方法を用いた。

吸収紙による雨滴の採取要領は、ウォーターブルーロ紙を用い雨の強弱により露出時間は適宜変化させ(1.0~20.0秒), 採取間隔は通常2~3分とした。大雨の際は露出時間を0.1秒まで短かくして測定した。ろ紙上に落下した雨滴の痕跡を大きさ別に読み取り(読み取り面積10×10m²), 雨滴痕の実直径への補正を行ない、降雨強度を算出した。これらの方法は塩月ら¹⁷⁾の方法によった。即ち実直径への補正是、雨滴痕と実直径との Calibration Curve から得られた換算表によった。また降雨強度 I (mm/hr) は

$$I = 0.1885 \frac{\sum ND^3}{t} (\text{mm/hr}) \quad \dots \dots \dots \quad (3-1)$$

により計算した。

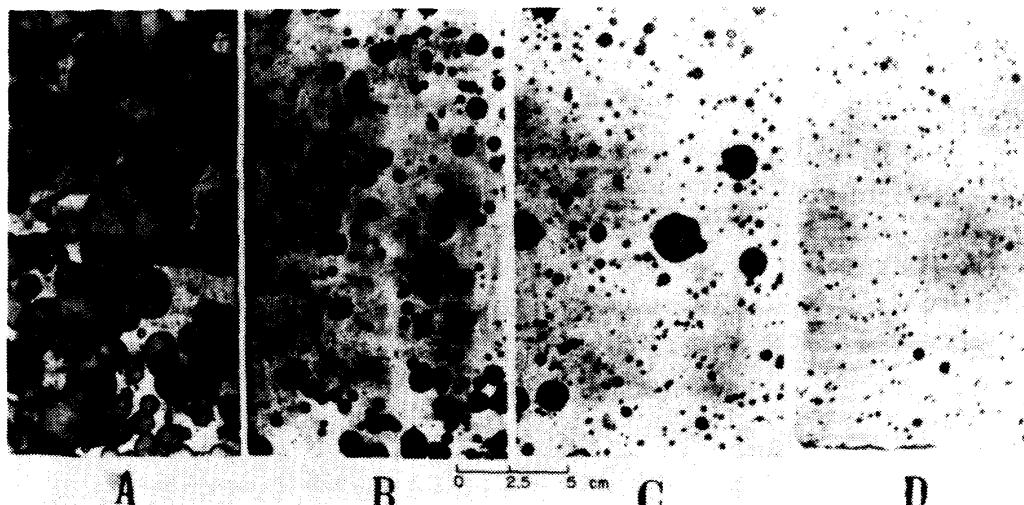
但し, D: 雨滴の実直径 (mm)

N: 雨滴の数

t: ろ紙の露出時間 (sec)

②測定結果

以上のような方法で得られた雨滴径およびその強度 (mm/hr) のサンプルを図3-17に示す。



サンプル	A	B	C	D
採取年月日	1973・5・18	1973・5・18	1973・5・18	1973・5・18
採取日時	8:32	8:33	8:34	8:35
露出時間	5.0	10.0	10.0	20.0
強度 (mm/hr)	31.36	2.36	1.60	0.07

図3-17 降雨強度別粒径分布

表3-6 降雨の現象別採取回数 ()内は降雨数

現象	月						計
	1	4	5	6	7	9	
台風					74 (4)		74 (4)
低気圧		5 (1)	12 (1)	9 (1)	21 (1)	47 (4)	
気圧の谷					2 (1)		2 (1)
前線	30 (2)	44 (4)	130 (6)	168 (6)		15 (1)	383 (19)
計	20 (2)	44 (4)	135 (7)	176 (7)	85 (6)	36 (2)	506 (28)

前記の方法で採取した雨滴の測回数を月別および降雨の原因別にまとめて表3-6に示した。()内は降雨の回数で、合計28の雨に対して506回の採取を行なったが全体の70% (回数にして76%) が前線による雨である。表3-7、図3-18、表3-8はそれぞれ雨の強弱別、原因別による雨滴径の分布を示したものである。雨滴径の区分単位は0.5mmであるが1.0mm未満の雨滴については0.15mm、0.30mm、0.50mm、0.70mm、0.90mmの5階級に区分して細滴の分布を調べた。このように細分してそれぞれの頻度を全雨滴数に対する割合で示したのが図3-19である。図3-20は原因別による3種の降雨をそれぞれ1例につき強度(mm/hr)の経時変化を示したものである。つぎに那覇の雨滴の分布と福岡のそれとの相異をみたのが図3-21である。前者は前述の採取雨滴6万5千余滴の分布特性であり、後者は三原¹¹⁾が16回の降雨から採取した約3万滴の分布である。両者の間に降雨強度が異なるので正確な比較はできないが、ほぼ類似した分布を示している。

表3-7 降雨強度別雨滴径の分布

1) 強雨型 (雨滴数 : 21733)
雨滴径 < 0.5 ≤ 0.5 ≤ 1.0 ≤ 1.5 ≤ 2.0 ≤ 2.5 ≤ 3.0 ≤ 3.5 ≤ 4.0 ≤ 4.5
% 47.18 16.37 15.43 8.91 6.32 3.58 1.23 0.71 0.14 0.14
2) 中雨型 (雨滴数 : 10126)
雨滴径 < 0.5 ≤ 0.5 ≤ 1.0 ≤ 1.5 ≤ 2.0 ≤ 2.5 ≤ 3.0 ≤ 3.5 ≤ 4.0 ≤ 4.5
% 47.39 23.71 17.59 6.78 3.16 1.09 0.22 0.06
3) 弱雨型 (雨滴数 : 33454)
雨滴径 < 0.5 ≤ 0.5 ≤ 1.0 ≤ 1.5 ≤ 2.0 ≤ 2.5 ≤ 3.0 ≤ 3.5 ≤ 4.0 ≤ 4.5
% 66.30 23.26 7.64 1.99 0.64 0.13 0.02 0.01

表3-8 降雨の原因別雨滴径の分布

1) 前線 (雨滴数 : 55443)
雨滴径 < 0.5 ≤ 0.5 ≤ 1.0 ≤ 1.5 ≤ 2.0 ≤ 2.5 ≤ 3.0 ≤ 3.5 ≤ 4.0 ≤ 4.5
% 59.09 21.27 11.25 4.37 2.35 1.12 0.33 0.17 0.02 0.03
2) 低気圧 (雨滴数 : 4750)
雨滴径 < 0.5 ≤ 0.5 ≤ 1.0 ≤ 1.5 ≤ 2.0 ≤ 2.5 ≤ 3.0 ≤ 3.5 ≤ 4.0 ≤ 4.5
% 48.95 18.76 13.45 9.58 6.00 2.29 0.63 0.21 0.04 0.08
3) 台風 (雨滴数 : 4585)
雨滴径 < 0.5 ≤ 0.5 ≤ 1.0 ≤ 1.5 ≤ 2.0 ≤ 2.5 ≤ 3.0 ≤ 3.5 ≤ 4.0 ≤ 4.5
% 41.46 20.04 15.42 8.29 6.80 4.32 1.74 1.29 0.33 0.31

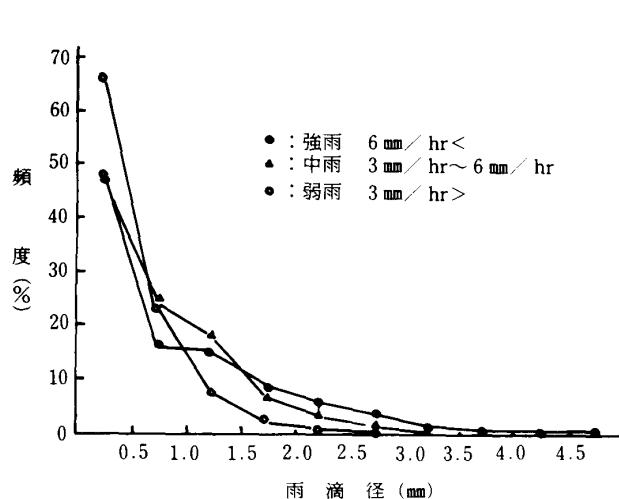


図 3-18 降雨強度別雨滴粒度分布

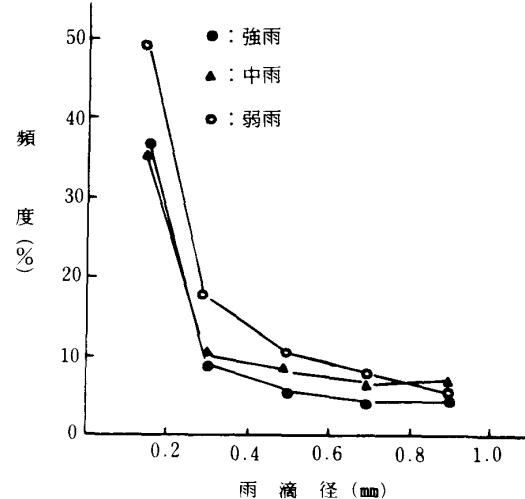


図 3-19 1.0mm以下の粒度分布

那覇において採取された上記の雨滴の中で最大のものは6.4mmであり、表3-7に示すように4.0mm以上の雨滴数はわずかに0.28%、1.0mm未満の雨滴が全体の60%以上を占めている。

図3-22は雨滴の分布とそれによってもたらされる雨量との関係を示したものである。図3-18の雨滴に更にその後に採取した6万余滴を追加した12万6千余滴についての分布である。1.5mm以上の粒径分布以外は図3-18と大体同じ傾向を示しているが中雨による頻度が1.0~1.5mmの区間で比較的高いことがいえる。

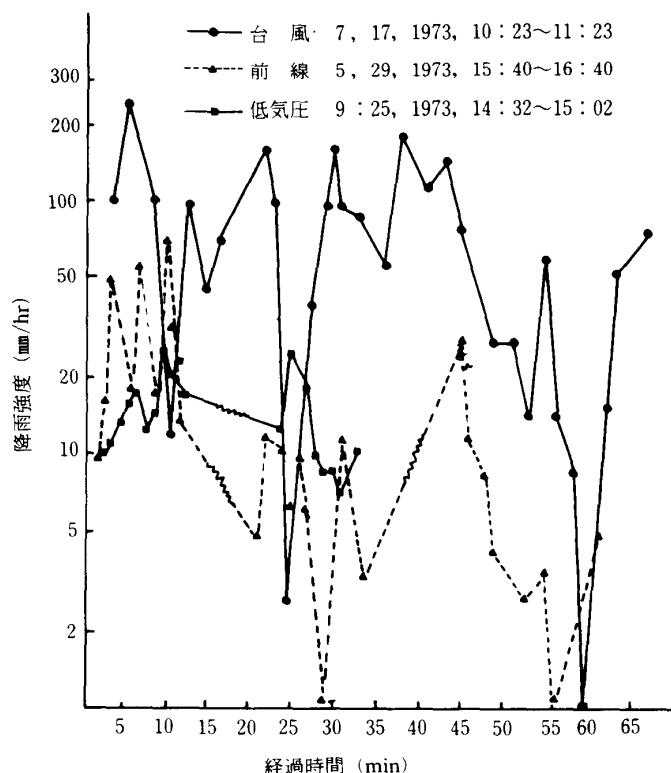


図 3-20 降雨強度の経時変化

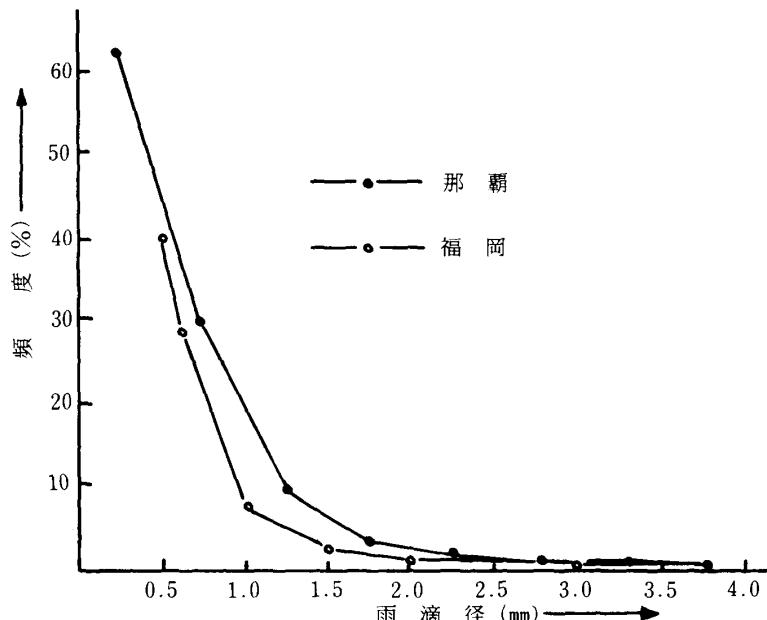


図3-21 那覇と福岡における雨滴径の分布

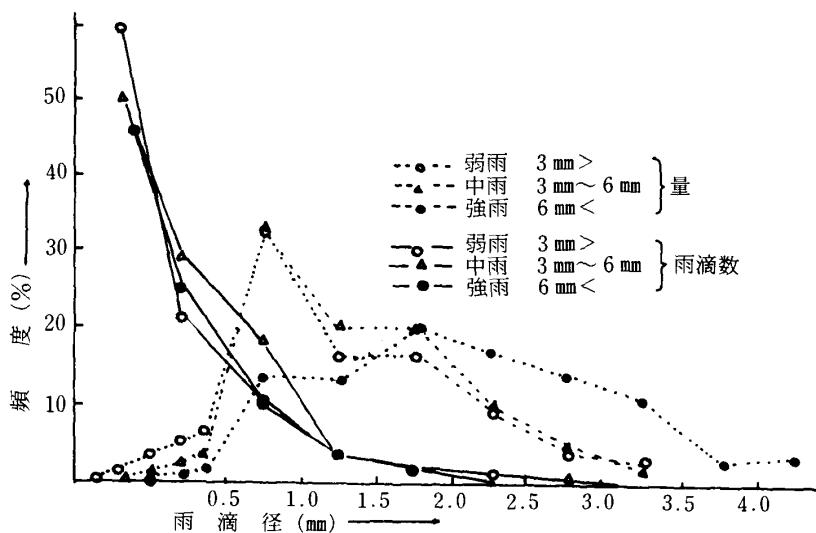


図3-22 那覇における雨滴と量の粒径分布 (126556滴)

として、

$$E = 75.9I^{1.20} \quad \dots \dots \dots \quad (3-2)$$

なる指數式を提唱した。

ここに E: 降雨の運動エネルギー ($\text{erg}/\text{cm}^2 \cdot \text{min}$)

I: 降雨強度 ($\text{mg}/\text{cm}^2 \cdot \text{min}$)

SI 単位を用いると

$$E = 8.40I^{1.20} \quad (\text{E: J/m}^2 \cdot \text{h}, \text{ I: mm/h}) \quad \dots \dots \dots \quad (3-3)$$

この他に降雨エネルギー算定式の代表的なものとして、Wischmeier・Smith²¹⁾による式がある。

Wischmeier らは Laws らの雨滴分布のデータをもとに、代表雨滴による簡便法（降雨がその均一な雨滴から成るという仮定の下に、降雨エネルギーを求める方法）から KE と I の間に次式の関係があることを提唱した。

以上の分析結果からつぎの知見を得た。

1. 強雨程大きい雨滴が、弱雨程小さい雨滴 (0.8mm 以下) が多く存在する。
2. 降雨の原因別による雨滴分布については 1 とほとんど変わらない。
3. 一連の降雨について比較的短時間内でも降雨強度に激しい変化があり、雨の息がみとめられる。

2) 降雨エネルギー

降雨の運動エネルギーは降雨の構成単位である個々の雨滴のエネルギーの総和として与えられる。 $E = \frac{1}{2} \sum M_i V_i^2 = \frac{\pi}{12} \sum N_i D_i^3 V_i^2$ により算出するものでこれには三原¹¹⁾の計算事例があるが、一連降雨全体に亘っての雨滴採取とその整理はかなりの労力を要し、面倒である。しかし限られた地域では雨滴分布特性と降雨強度との間に高い相関があると考えられるのでこれを用いて降雨強度とエネルギーとの関係を求める事が有用となる。

三原は後者による算定式

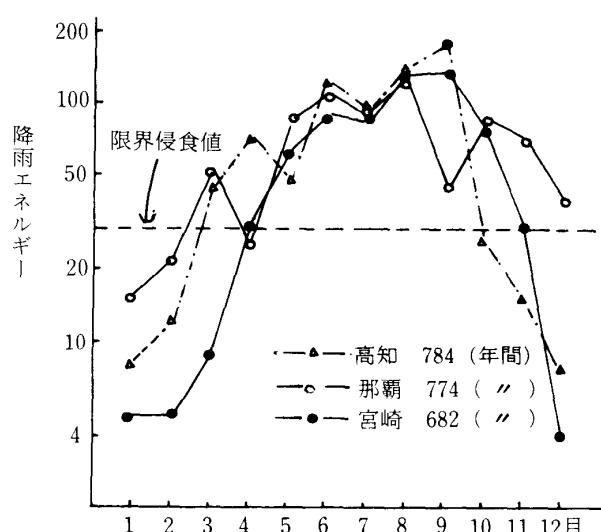


図3-23 月別降雨エネルギー ($m^2 \cdot t/ha \cdot hr$)
(昭和34年～48年の15年平均値)

$$KE = 916 + 331 \log_{10} I \quad (3-4)$$

ここに KE は I (in/h) の雨について、単位降雨量 (1 in), 単位面積 (1 acre) 当りの降雨エネルギーで foot · tons/acre · in の単位である。但しこの場合の ton は米トン (小トン) であり、1 ton = 2,000, 16 ≈ 907 kg 重である。

この式は一連降雨のエネルギー算定式でこの E 値とその降雨の30分間ピーク降雨強度 I_{30} の積 $E \cdot I_{30}$ の年間合計値が USLE (Universal Soil-Loss Equation) 式の降雨係数 R である。ここで一連降雨とは米国慣習単位で、その合計雨量が 1 inch (12.7 mm) 以上のもので、その間無降雨期間は 6 時間以内のものである。ただし降雨強度が 15 分間に 1 inch (6.4 mm) 以上ならば、一連降雨と考える。我が国における長期間の降雨データは I_{30} が不備であり、上記の E 値を求める

には、それに代るものが必要となる。そこで種田¹⁹⁾は I_{60} (最大60分間降雨強度) を I_{30} の代りに用い、我が国57ヶ所の月 EI 値および R 値を計算した。降雨データのとり方は一雨13 mm 以上をとり、1 mm/hr 以下を無降雨としている。図3-23はその中の一部地域の月別 EI 値を図化したものである。図3-23において我が国の多雨地帯を代表する高知、宮崎と那覇を比較すると緩期 (5月, 6月, 7月, 8月) は殆んど差がないが、寒期 (11月, 12月, 1月, 2月) は那覇の方がやや高い EI 値の出現があることがわかる。即ち那覇は周年的に降雨エネルギーが高いことを示している。降雨エネルギーを降水量との対比でみると表3-9のとおりであり、那覇は高知、宮崎に比べエネルギー指数が降雨指数よりも高いといえる。

表3-9 各地の降雨特性の比較

降雨特性 観測所	降水量 (mm) (1951～1980)	指数	降水量 (mm) (1954～1974)	指数	USLE 式 の R 値 ($m^2 t/ha \cdot hr$) (1955～1974)*		指数
					指	数	
那覇	2,123	80	2,092	84	774		99
宮崎	2,490	93	2,437	98	682		87
高知	2,666	100	2,493	100	784		100
東京	1,460	55	1,371	55			

* 種田行男：農業土木学会論文集 第65号「降雨侵食の可能性を示す降雨係数の算定」より引用

藤原⁵⁾は那覇^{*}と山口で採取した雨滴をもとに、雨滴のエネルギーに重点を置いて理論解析を行った結果沖縄の雨は山口のそれより、強度が大であるとした。また種田¹⁹⁾は京都の試験地における EI 値と流亡土量との関係から、EI 値 30 以上を限界侵食値としている。このことから那覇は 1 月, 2 月, 4 月を除く

全ての月が侵食期となっている(図3-23)。

さてWischmeierらのエネルギー算定式は前述したように代表雨滴径を仮定した簡便法によるものとされているが、理論的にはつぎのように誘導される。

*那覇の雨滴採取は筆者らによる。

(1) エネルギー算定式の誘導

降雨強度と雨滴の分布型との関係を把握すれば降雨強度をもとに降雨エネルギーの算定が可能となる。

$$f(D) = AD^m e^{-(BD)^n} \quad \dots \quad (3-5)$$

とする。

ここにD:雨滴径, A, B, m, n:実測から求める係数

このとき径 $D \sim D + \alpha D$ の雨滴の小数は $f(D)dD$ となるから、単位面積当りの総戸数は

$$A \int_0^\infty D^m e^{-(BD)^n} dD = \frac{A}{nB^{1+m}} \Gamma\left(\frac{1+m}{n}\right)$$

である。ここで実際の採取雨滴径は $D_{max} \approx 6.5 \text{mm}$ であるが積分上限値としては ∞ までをとる。

また降雨強度 I は

$$I = A \int_0^\infty \frac{\pi D^{3+m}}{6} e^{-(BD)^n} dD = \frac{\pi A}{6 n B^{4+m}} \cdot \Gamma\left(\frac{4+m}{n}\right) \quad \dots \quad (3-6)$$

で表わされる。

次いで降雨の運動エネルギーはつぎのように求められる。

雨滴の落下速度は一般に

$$V = \sqrt{K_1 D^\alpha} \quad \dots \quad (3-7)$$

で表わされる。

ここに K_1 , α :係数

従って单滴の運動エネルギー (e) は

$$e = \frac{1}{2} mv^2 = \frac{\pi}{12} D^3 \rho_w K_1 D^{\frac{2\alpha}{3}} = K D^{3+2\alpha} \quad \dots \quad (3-8)$$

ここに e : 单滴エネルギー

ρ_w : 水の密度

$$K = \frac{\pi}{12} \rho_w \cdot K_1$$

故に単位面積 (1 m²), 単位時間 (1 h) 当り降雨エネルギー E_t (J/m² · h) は

$$\begin{aligned} E_t &= A \int_0^\infty K D^{3+2\alpha+m} e^{-(BD)^n} dD \\ &= \frac{AK}{n(B)^{4+2\alpha+m}} \Gamma\left(\frac{4+2\alpha+m}{n}\right) \quad \dots \quad (3-9) \end{aligned}$$

$$(3-6) \text{ 式より } A = \frac{6 n (B)^{4+m}}{\pi \Gamma\left(\frac{4+m}{n}\right)} \cdot I$$

$$\therefore E_t = \frac{\rho_w K_1}{2 B^{\frac{2\alpha}{3}}} \cdot \frac{\Gamma\left(\frac{4+2\alpha+m}{n}\right)}{\Gamma\left(\frac{4+m}{n}\right)} \cdot I \quad \dots \quad (3-10)$$

また単位面積 (1 m²), 単位降雨量 (1 mm) 当りの降雨エネルギー KE (J/m² · mm) は $KE = \frac{E_t}{I}$ で表わされる。

$$\therefore KE = \frac{\rho_w K_1}{2(B)^{2\alpha}} \cdot \frac{\Gamma(\frac{4+2\alpha+m}{n})}{\Gamma(\frac{4+m}{n})} \quad \dots \dots \dots \quad (3-11)$$

となり KE, I, B の関係式が導かれた。

B は降雨強度によって変化する雨滴径の分布を示す係数であるから I と B の関係を知ることにより KE を求めることができる。

(3-5) 式で $m=n-1$ の場合ワイブル分布と云われる。

このときいわゆる雨滴径 (D) より大きい雨滴径の個数を F(D) とすると

$$F(D) = \int_D^\infty f(D)dD = \left[-\frac{A\bar{e}^{(BD)^n}}{nB^n} \right]_D^\infty \\ = \frac{A}{nB^n} e^{(BD)^n} \quad \dots \dots \dots \quad (3-12)$$

両辺の対数をとると

$$\ln F = \ln \frac{A}{nB^n} - B^n D^n \quad \dots \dots \dots \quad (3-13)$$

となり、 D^n と $\ln F$ とが直線関係にある。

このことを利用すれば雨滴分布の実測より、降雨エネルギーの計算式を導くことができる。その方法を以下に示す。

(2) 沖縄の降雨エネルギーの計算

筆者は沖縄の降雨エネルギー算出のため、1)で述べた雨滴の粒径分布について更に検討を加えてみた。12万余りの雨滴についてその分布型をくわしく調べてみると粒径1.0mm以上の分布についてはワイブル分布がかなりよく適合することが明らかになった。

雨滴径のワイブル分布適合の検証は、(3-13) 式より雨滴の径を D とし、 D^n の指數 n を変えることにより、ある雨滴径より大きい雨滴の個数の累積頻度 F と D^n の関係がほぼ直線で表わされることを利用して行った。

さて表 3-10 で雨滴の分布をみると直径 1mm 未満の雨滴の占める容積はわずかに数%である。従って降雨エネルギーを計算する場合直径1.0mm以上の雨滴の分布型が重要な意味をもつことがわかる。そこで雨滴径1.0mmおよび1.5mm以上の雨滴数の頻度との関係で D^n の n の値を検証すると $n=1.5$ が最もよく適合することがわかった。また $D^{1.5}$ と 1.0mm および 1.5mm 以上の累積頻度との相関係数は極めて高くそれぞれ 0.998, 0.999 であった (図 3-24)。従って雨滴径1.0mm以上をワイブル分布に適用した。

表 3-10 雨滴粒度分布 (126,556滴)

雨滴径 (mm) D 以上	0~	0.5~	1.0~	1.5~	2.0~	2.5~	3.0~	3.5~	4.0~	4.5~
$D^{1.5}$	0.00	0.35	1.00	1.84	2.83	3.95	5.20	6.55	8.00	9.55
累加 (%) (個数)	100.00	37.22	16.13	5.82	2.99	1.24	0.52	0.20	0.05	0.02
累加 (%) (容積)	100.00	99.36	92.98	72.91	57.77	37.90	23.09	12.00	4.32	2.45

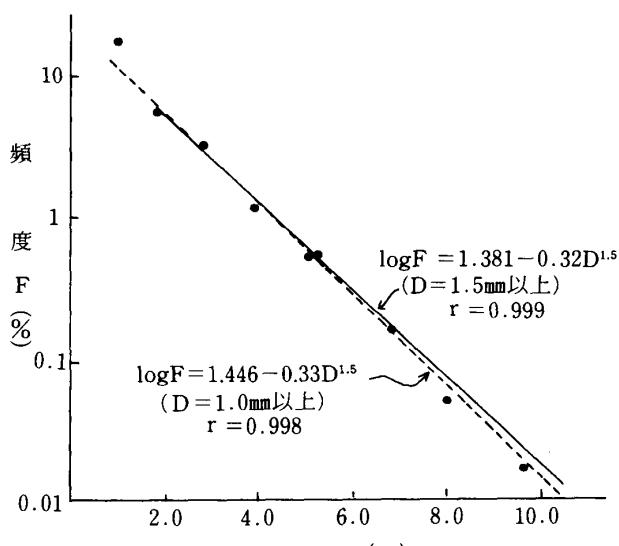


図3-24 雨滴径の累加頻度

そこで沖縄における降雨エネルギーの算定方法は以下の条件のもとに行つた。

- ① (3-5) 式の m, n の関係は $m=n-1$ (ワイブル分布) であるので, $n=1.5$, $m=0.5$ である。
- ② 雨滴の落下速度の算定式の係数は Newton の抵抗則にしたがい, $\alpha = \frac{1}{2}$ また $\sqrt{K_1} = 4.43$ とした⁴⁾。
- ③ 種々の降雨強度について上述の方法によって B の値を求めこれと I との関係を示したのが図3-25である。図により

$$\frac{1}{B} = 0.5 + 0.54 \log_{10} I$$

を得る。従って (3-11) 式は

$$KE = (0.5 + 0.54 \log_{10} I) \times 4.43^2 \times \frac{4.01}{2 \times 2}$$

$$= 19.62(0.5 + 0.54 \log_{10} I) \quad \dots \dots \dots \quad (3-14)$$

となる。

ここに $KE : J/m^2 \cdot mm$, $I : mm/h$

(3) Wischmeier らによる降雨エネルギー算定式との比較

降雨エネルギー算定式の代表的なものとして Wischmeier らによる次式がある。

$$KE = 916 + 331 \log_{10} I \quad \dots \dots \dots \quad (3-15)$$

ここに KE は降雨強度 I (in/h) の雨について, 単位降雨量 ($1 in$), 単位面積 ($1 acre$) 当りの降雨エネルギーで, $foot \cdot tons/acre \cdot in$ の単位である。

(3-4) 式を SI 単位で表わすと (3-16) 式のようになる。

$$KE = 11.9 + 8.7 \log_{10} I \quad \dots \dots \dots \quad (3-16)$$

ここに $KE : J/m^2 \cdot mm$, $I : mm/h$

いま (3-16) 式を

$KE = 11.9(1 + 0.73 \log_{10} I)$ と変形すれば, 降雨強度 I のエネルギーへの影響度合は()内の $\log I$ の係数に左右される。 $I = 1 mm/hr$ の降雨エネルギーを E_1 とすると (3-16) 式における KE と E_1 の比 ϵ_A は

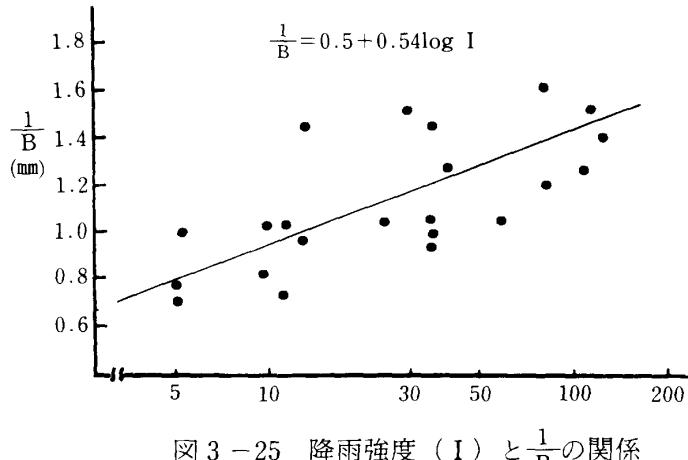
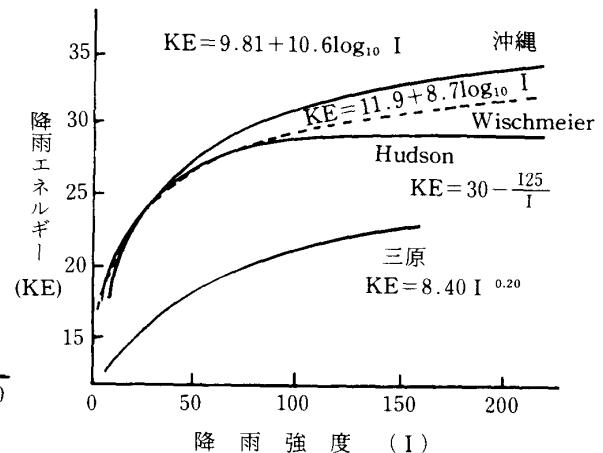
$$\epsilon_A = \frac{KE}{E_1} = 1 + 0.73 \log_{10} I \quad \dots \dots \dots \quad (3-17)$$

一方沖縄の降雨エネルギー算定式は (3-14) 式から

$KE = 9.81(1 + 1.08 \log_{10} I)$ である。この式における KE と E_1 の比 ϵ_0 は,

$$\epsilon_0 = \frac{KE}{E_1} = 1 + 1.08 \log_{10} I \quad \dots \dots \dots \quad (3-18)$$

以上のことより沖縄の降雨エネルギーは, アメリカのそれよりも降雨強度の影響が強いといえる。従来得られた降雨エネルギーと降雨強度の関係を図化すると図3-25のようになり, 沖縄の場合高強度の雨のエネルギーは最も高いことがわかる。

図 3-25 降雨強度 (I) と $\frac{1}{B}$ の関係図 3-26 降雨エネルギー ($J/m^2 \cdot mm$) と降雨強度 (mm/h) の関係

第5節 考 察

以上述べたことから以下の項目について考察するとつぎのようになる。

1) 降水量

沖縄の降雨現象の特性とし平年値は2,000mmを越えるが、年々の変動がはげしく豪雨も干ばつも出現することがあげられる。変化には周期性があって、雨量差も大きく、最大は、2,000mmを越える。1959年～1969年の那覇の降雨データによると年降水量への梅雨期（5～6月）の雨と台風期（7～9月）の雨の寄与率はそれぞれ0.24, 0.23で合計0.47である⁸⁾。沖縄地方の年降水量の多少は梅雨および台風による雨に左右されるといえよう。

月別、旬別降水量の季節変化の変動度は、高知、宮崎等より小さく、平年値的には周年性があるといえる。また、日雨量、10mm以上、30mm以上、50mm以上の雨の出現頻度の年平均値は高知、宮崎に比べ低いが、寒期（11月～2月）には両地域を凌いでいる。

2) 降雨強度

降雨強度や、降雨エネルギーを支配する雨滴について考察すると、1mm未満の雨滴は全体の60%以上を示しており、弱雨型、前線による雨の場合は特にこのことが顕著である。また強雨型程大きな雨滴が存在する。

1.0mm未満の細滴の分布を雨滴径の区分単位を細分しその分布をみると図(3-18)のとおりである。これらの分布を検討すると三原の私的するような分布型とは弱雨型、中雨型において異なり、Niederendorferの波形の分布³⁾とも差異がある。しかし塩月ら¹⁷⁾の分布とは殆んど変っていない。また Laws and Person⁹⁾の分布は強弱いずれも0.4mm付近まで直線的に増加しており、その近傍でのモードはみられない。しかしながら Marshall and Palmer ら¹⁰⁾の分布は強弱いずれの雨(1.0mm～23.0mm/hr)についても1.0～1.5mm以下の雨滴の増加率が少なくなっていることを示している。

降雨の原因別による径の分布においては、台風による雨の粒径分布が2.5mm径以上の頻度において他の二者より著しく大である以外表3-6との差異はないといえる。しかし台風による雨は一般的に強度が大で大粒であるといえよう。降雨の強度変化を調べるために、台風前線、低気圧による雨から息の長い雨(採取時間の長い)をそれぞれ一つずつ選び、それぞれの強度の経時変化をみるとその変化のはげしいのに気づく。とくに台風や前線による雨の強度変化は激しく、連続降雨の途中の2分間で100mm/hrから3mm/hrへと急激に変る場合もあり、この例でみる限り極めて不規則な息をしていることになる。しかしながら降雨強度はより大きい雨滴に支配されるので、単位面積、単位時間当たりの大滴の状態が雨の息

に大きく関与すると考えられ、採取間隔も雨の強弱によって考慮されなければならないであろう。

3) 降雨エネルギー

降雨エネルギーに関しては土壤流亡を起こす雨滴の物理量はおよそその雨滴のもつエネルギーによるものであるため、雨滴の粒径分布と降雨強度から、理論的に降雨エネルギーを求める式を提示した。しかし、土壤流亡との関係に関しては今後更に研究を重ねる必要がある。

その意味で Wischmeier らの EI 値は土壤流亡と関係づけられており米国における USLE 式の R 値の算定に供されたのである。米国での EI 値の算定はある一定値以上の降雨量 ($\frac{1}{2}$ inch), 単位時間当りの降雨量 (mm/hr), 降雨強度 (I_{30}) をもとにしているので基本的に降雨強度との関連が深い。我が国ではこれらの要素と土壤流亡との関連を調べたデータの蓄積は少なく今後研究を重ねる必要があるが、現在では便宜上 I_{30} の代りに I_{60} を用いて計算した種田の事例¹⁹⁾ があることを紹介した。それにより全国57ヶ所の R 値をみると、700以上の地点は潮岬 (1,097), 高知 (784), 那覇 (774) の3ヶ所である。表3-9や図3-23でもみたように、那覇の降雨はエネルギー指数が高くかつ周年性をもつという点で特徴的であり、Erosivity が極めて高いことを示している。また、降雨エネルギーの算定式を沖縄の雨滴径の分布をもとに誘導し、Wischmeier らの経験式と比較してみると沖縄の降雨エネルギーは、アメリカのそれよりも降雨強度の影響が大であることがわかった。また従来得られたエネルギー算定式を比較てみると三原の式は過小な値を示しているが、沖縄の算定式は Wicshmeier, Smith や、Hudson の式とやや同じ傾向を示している。沖縄の降雨エネルギーは、17mm/h 以上で Wischmeier らの値をしのぎ、50mm/h 以上で Hudson の値より大きくなり、高強度の降雨のエネルギーが最も大きいことがわかる。

引用文献

- 1) Blanchard. D. C. 鳥羽良明訳：1970 海と大気 東京 河出書房
- 2) Burnett. A. P. 1958 How intense rainfall affects runoff and soil erosion, Agricultural Engineering, 39: 703~707.
- 3) 藤川武信, 加来研, 吉田勲, 三輪晃一 1973 土質理工学研究報告 第17号
- 4) 藤原輝男, 塩月善晴, 南信弘, 小椋正澄 1984 降雨エネルギー算定式に関する研究, 農業土木論文集 114 1~13.
- 5) 藤原輝男 1975 沖縄の降雨特性 38~45 沖縄開発に伴う土地環境の変化と防災に関する研究, 文部省科研費研究成果
- 6) 比嘉信昭 1971 那覇における強雨について 琉球気象調査報告 25 110~120.
- 7) Hudson. N. 1981 Soil Conservation. Cornell University.
- 8) 石島英 1975 沖縄本島付近における降水量の解析, 日本気象学会紙“天気” 22 (2), 27~31
- 9) Laws. J. O. and Person. D. A. 1943 The relation of raindrop-size to intensity. Trans. Amer. Geophys. Union. 24. Part II , 452~460.
- 10) Marshal. S. J. and Palmer. W. Mck. 1948 The distribution of raindrops with size. J. Met. 5: pp. 165-166.
- 11) 三原義秋：1951 雨滴と土壤侵食 農業技術研究報告, A 第1号農林省農業技術研究所
- 12) Neal. J. H. 1938. Effect of degree of slope and rainfall characteristics on runoff and soil erosion. Agricultural engineering, 19: 213~217. [3]
- 13) 二宮洸三 1981 雨とメソシステム 7 東京堂
- 14) 沖縄気象台 1974 沖縄各地の雨資料—降水強度—解説資料 第1号

- 15) 沖縄総合事務局：昭和54年度降雨強度解析業務報告書
- 16) 翁長謙良 1980 農地保全調査報告書 2 沖縄総合事務局農林水産部
- 17) 塩月善晴, 藤原輝男, 清野豁, 早川而 1971 レーダー雨量に関する研究（第1報）山口大学工学部研究報告 22 (1) 27~36.
- 18) 城間理夫 1981 沖縄の降雨特性 11~36. 南西諸島における農業用水に関する諸問題 第57回農業土木学会九州支部シンポジウム
- 19) 種田行男 1976 降雨侵食の可能性を示す降雨係数の算定 農業土木学会論文集65号 15~19.
- 20) 玉城実通, 武村啓太郎 1982 降水量の経験的再現期間, 沖縄技術ノート第19号 沖縄気象台 21~24.
- 21) Wishmeier. W. H, Smith. D. D: 1958 Rainfall energy and its relationship to soil loss. AGU, Trans. 39. 285~291.

第4章 国頭マージの地形・地質と土壤特性

第1節 概 説

沖縄諸島、先島諸島、大東諸島を包含する琉球列島は地体構造上「琉球弧」と呼ばれ、1,000kmにも達する島弧である。沖縄島はほぼその中間に位置している。この島弧の列に含まれる島々はそれぞれ特徴的な地形、地質を形成しており、そのため土壤や地下水は本土にみられない特殊な分布、賦存形態をもつている。

沖縄県に分布する主な土壤の呼称は前述したように土色的に区分（大分類）された赤黄色系のマージと灰色系のジャーガルである。マージは真地（マーチ）と書かれており⁹⁾、我が国の江戸時代の農書にみる真土一生産力の高い土の意（土の真のあるべき姿）一との関連はジャーガルの方が土地生産性の方が高いので矛盾があり、その呼称の由来は明らかでない。

これらの土壤の分布は島尻マージが全耕地面積の41% (15,757ha), 国頭マージが31%, ジャーガルが18%となっている。これを県土面積 (224,543ha) に占める比率でみると、国頭マージが55.1% (123,665ha), 島尻マージが27.4%, ジャーガル8%, その他9.5%となっている¹⁴⁾。北部地域についてみると、北部総面積 (82,136ha) のうち国頭マージが78.7%を占め、島尻マージ11.5%, 沖縄土壌9.8%の順となっている。

この章では主として国頭マージについて記述するが、特性把握のため他の土壤についても言及する。

第2節 地形・地質的特性

地形的特徴は標高数百mの急峻な山地を形成する古期岩類を侵食した段丘地形、堆積物の地域および琉球石灰岩分布地域によって示される。また地質的には琉球列島に平行する三帯の地質構造によって特徴づけられる。これを大陸側から順に旧・新火山帯（内帯）、古期岩帯（中帯）および第三系帯（外帯）と呼んでいる。

沖縄島北部は古期岩帯に属する。古期岩帯は中・古生代の地層あるいは火成岩からなり、屋久島、奄美大島、徳之島、与論島、伊平屋島、伊是名島、伊江島、沖縄島北部、慶良間諸島、石垣島などを連ねる帶で、島によっては残丘状にごくわずかしか露出していないところがある。また沖縄島中南部は第三紀層およびそれ以後の若い地層からなる第三系帯に属している。

沖縄島北部地域の地層は図4-1⁵⁾に示すように、第三紀の嘉陽層と白亜紀～三疊紀の名護層が大部分を占めている。嘉陽層は粘板岩、千枚岩、砂岩、礫岩等の互層からなり、名護層は千枚岩、绢雲母片岩、緑泥片岩、粘板岩、綠色岩等の互層からなりたっている。本部半島には古生代、新生代の石灰岩からなる琉球層群、今帰仁層および砂岩、泥岩からなる本部層が存在する。後述するマージはこれらの地

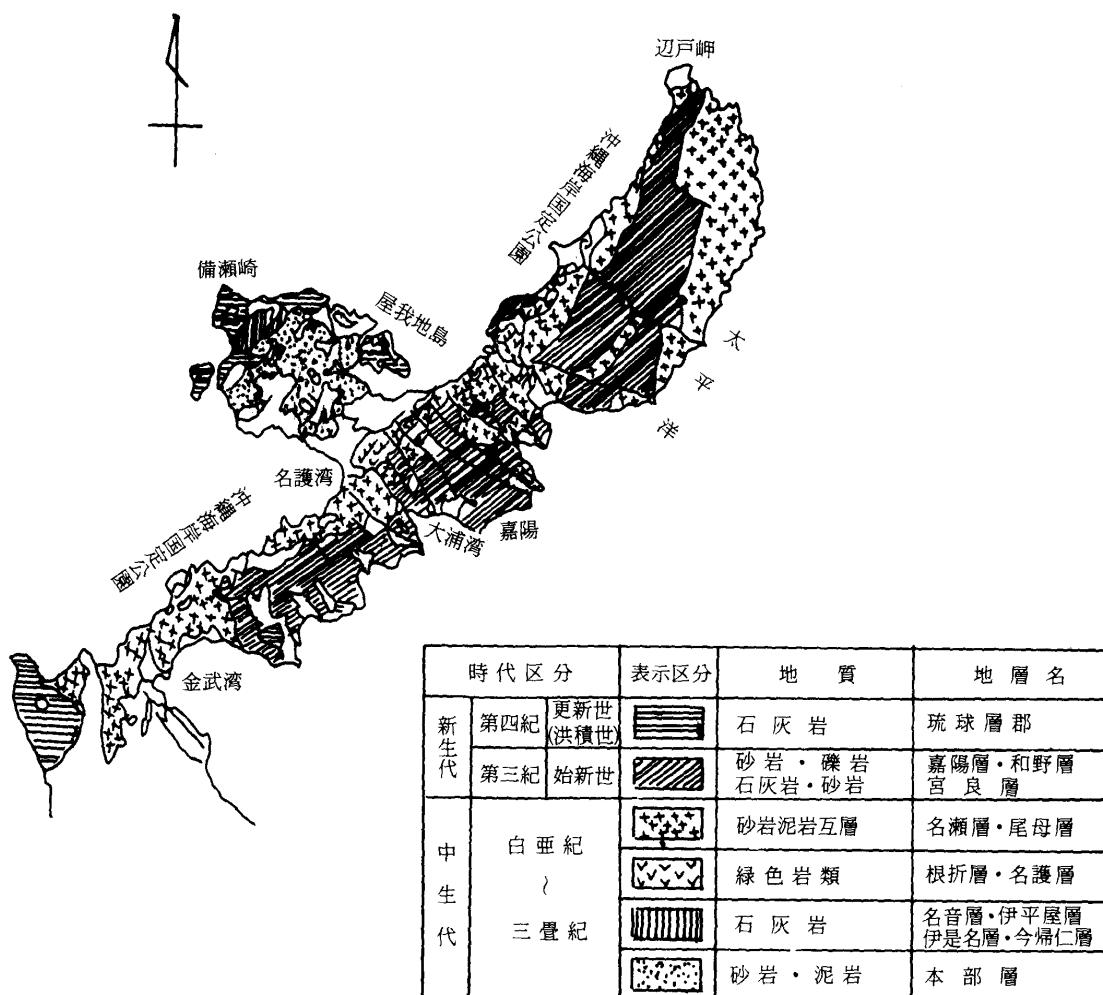


図4-1 沖縄島北部の地質分布図

層をおおって分布する。

地形的にはそれぞれの地域に分布する土壤によって①北部から中部の石川市にいたる標高500～200m（最高峰与那覇岳498m、最低標高石川岳204m）の山並の東西に展開する山腹の傾斜地—国頭マージ地帯。②標高200～100m前後の丘陵の山腹傾斜地に展開している波状性緩傾斜地、東海岸の沖積地帯—ジャガル地帯。③標高100m以下の数段の段丘を形成し段丘面は平坦でその縁辺部にはカルスト微地形が発達している南部地方の地形—島尻マージ地帯に分類することができる。北部および南部の代表的な地形断面は図4-2のA-A'、およびB-B'によって示され、北部地域は南部に比べ、標高が高く急傾斜地であることがわかる。

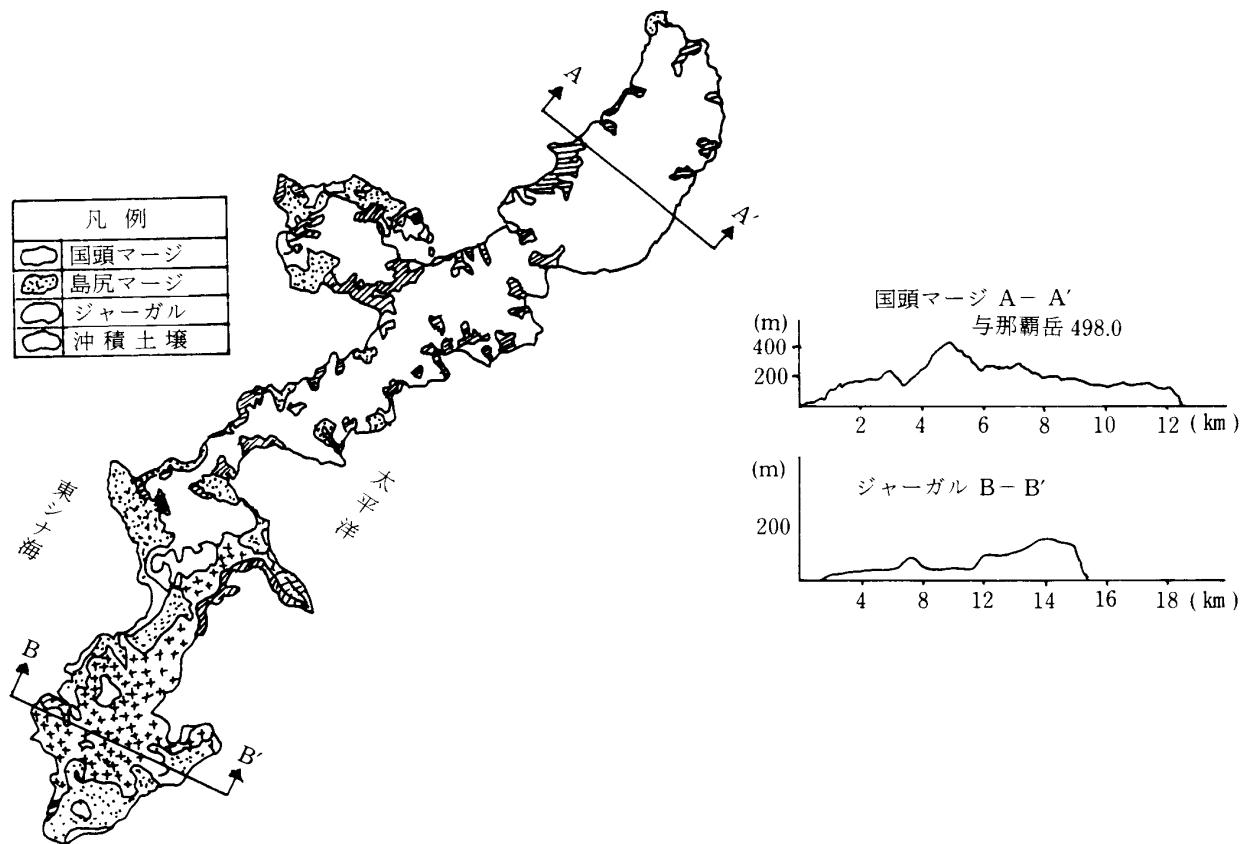


図 4-2 沖縄島の土壤分布

第3節 土壌の理工学的特性

隆起サンゴ石灰岩類や段丘堆物および沖積層は上記の地層をおおって各地に分布する。とくに徳之島、喜界島以南においては琉球石灰岩によって形成された地域や島々が多数分布しており、南西諸島地質の大きな特徴となっている。したがって、土壤的にはこれら地質や母材を反映した分布、特性をもつている。

沖縄県に分布する主な土壌は沖縄方言で古くから親しまれている呼称で表現すると、①国頭マージ（非石灰質母材に由来する黄色土と赤色土）、②島尻マージ（石灰岩質母材に由来する暗赤色土）、③ジャーガル（泥灰質母材である島尻層泥岩に由来する残積性未熟土）である。浜崎³⁾、大政¹³⁾は最近の土壤調査の結果、非石灰質に由来する土壤にフェイシチャと呼ばれる表層グライ系赤黄色土を組入れている。これらの土壤の母材と分布を図4-3に示す。

粘土鉱物は黄色、赤色両土壤においてA・B両層ともメタハロサイトを多く含むのが特徴的で、黄色土のA層でバーミュキュライトを多く含むほかイライト、ギブサイト、ゲータイトが両層に、混層鉱物がA層で普通に分布し、赤色土ではバーミュキュライト、泥層鉱物が少ない³⁾。

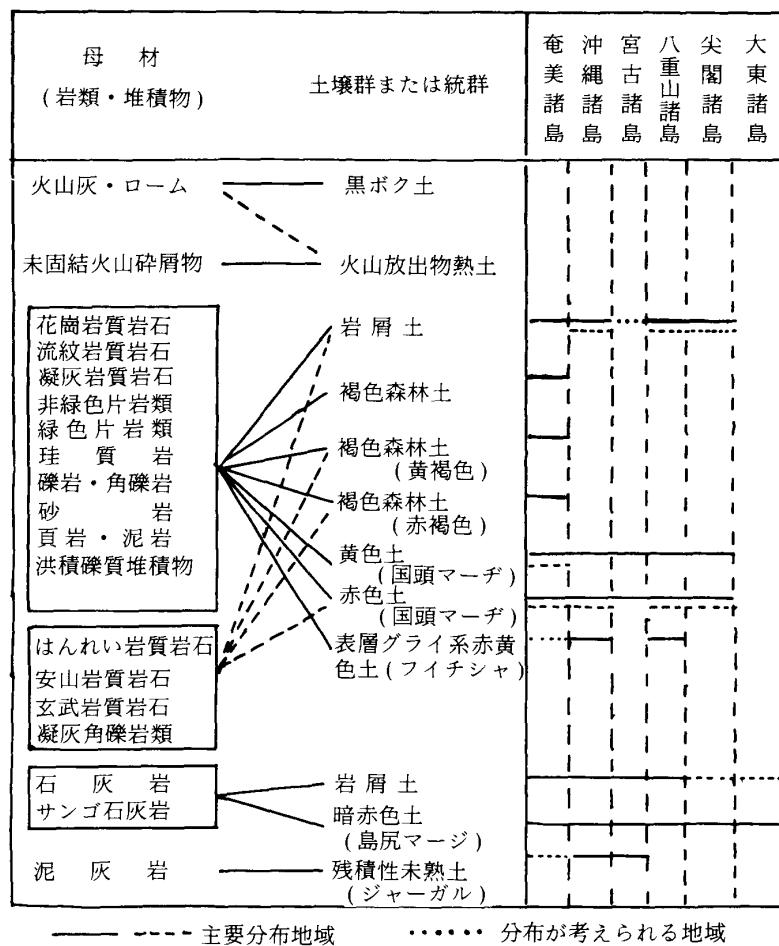


図4-3 南西諸島における母材と土壤との関係およびそれらの分布*

※浜崎忠雄：南西諸島の母材と土壤、ペトロジスト, 23(1), P.45 の図より編成。

1) 比重・粒度

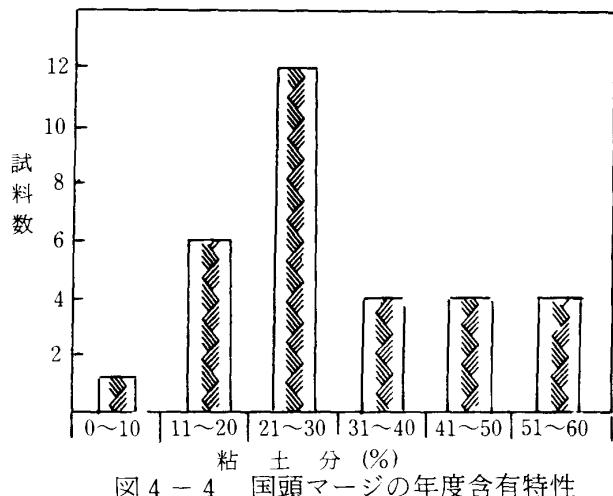
表4-1に代表的な3種の土壤の比重を示した。試料Kは筆者らの資料で K_1 , K_2 はそれぞれ他の調査事例^{6),7)}によるものである。3種の土壤とも2.66~2.80の範囲のものが多いが、国頭マージは2.54~2.85の広範囲にまたがっており、島尻マージやジャーガルにない特性を示している。一般に比重が小さいと流亡され易いので、国頭マージは流亡し易い土粒子を含むと言える。

表4-1 主要土壤の比重

比重	土壤名	K	K_1	K_2	S	J
2.54		—	1	—	—	—
2.60~2.65		4	5	—	—	—
2.66~2.70		9	—	2	4	
2.71~2.75		9	1	6	2	5
2.76~2.80		11	1	7	3	3
2.81~2.85		2	—	3	—	—

K, K_1 , K_2 : 国頭マージ, S: 島尻マージ, J: ジャーガル

沖縄島北部、石垣島、西表島の畠地土壤の粘土含量をそれぞれ24, 4, 3個の試料で調査した結果は図4-4のようであり、9.0~58.5%の広い範囲にまたがっている。前述の分析例では6.0~43.0% (16試料)⁶⁾, 13~80% (18試料)⁷⁾の範囲を示し、土性が砂壌土から重粘土まで多岐にわたっている。



前述したように沖縄の主要土壤の呼称は土色を反映した大分類であり、このような呼称では土壤の諸性質が特定されないので、地力保全調査の分類基準によって分類され、表4-2に示すように全国共通の名称がつけられている。同表によると国頭マージの畑土壤は7土壤統群、13土壤統に分類されている。これらの土壤統の診断結果をもとに主な特徴を列挙すると①表層腐植層がない（全土壤統）②侵食に弱くガリが生じ易い（8土壤統）ことである。①の特性は灰色台地土（ジャーガル）、暗赤色土（島尻マージ）の全ての土壤統に共通的なものであるが、②の特徴は赤黄色土のみであり、このことからも国頭マージの受食性が確認できる。

表4-2 耕地土壤の分類

大分類 (土壤群)	中分類 (土壤統群)	小分類 (畑土壤統)	大分類 (土壤群)	中分類 (土壤統群)	小分類 (畑土壤統)
		(水田土壤統)			(水田土壤統)
灰色台地土 (ジャーガル)	細粒灰色台地土	0	1	細粒褐色低地土・斑紋あり	2
	灰色台地土・石灰質	2	0	中粗粒褐色低地土・斑紋あり	1
赤色土 (国頭マージ)	細粒赤色土	2	0	礫質褐色低地土・斑紋あり	2
	中粗粒赤色土	1	0	灰色低地土	細粒灰色低地土・灰色系
	礫質赤色土	1	0		中粗粒灰色低地土・灰色系
黄色土 (国頭マージ)	細粒黄色土	4	0		礫質灰色低地土・灰色系
	中粗粒黄色土	2	0	グライ台地土	細粒グライ台地土
	礫質黄色土	2	0	グライ土	細粒強グライ土
	細粒黄色土・斑紋あり	1	2		中粗粒強グライ土
暗赤色土 (島尻マージ)	細粒暗赤色土	2	0		礫質強グライ土
	礫質暗赤色土	2	0		細粒グライ土
褐色低地土	細粒褐色低地土・斑紋なし	3	0		中粗粒グライ土
	中粗粒褐色低地土・斑紋なし	1	0		グライ土・下唇有機質
	礫質褐色低地土・斑紋なし	2	0	8土壤群	27土壤統群
					34土壤統
					17土壤統

また、宜保²⁾は化学的性質との関連でつぎのように考察している。

「国頭礫層土壤は、多量に存在する遊離酸化鉄によって土粒子の一部が被覆されるために水を媒体とした粒子間結合力が弱く、団粒構造の発達が低下する結果、水食を受けやすくなる。いわゆる外的エネルギーとしての水食に弱い、分散的な崩壊の形態を示す土壤といえる。」

なお造成前後の粒度組成の相異については本章5節で記述するが、造成の際の土層の混合、移動の状態により当然変わることが考えられる。

2) 耐水性団粒

土壤の受食性に関与する要素の一つに川村⁴⁾は毛管飽和状態での0.25~0.50mmの耐水性集合体の重量と風乾状態におけるそれとの比率（耐水性集合体の風乾率）をあげ、風乾率の小なる程受食性は大であ

ると指摘している。このことは受食性が土壤の耐水性団粒の含有量に支配されることを意味する。

図4-5は団粒分析の結果から団粒化度を土壤別にそれぞれの頻度で示したものである。団粒分析は水食を重視する立場から水中ふるい分け法によった。同図をみると耐水性団粒は、島尻マージ、ジャーガルで多く、国頭マージで少ないことがわかる。

侵食性の指標としての分散率は、基準粒子に Middleton の 0.05mm を用いて求めた。その結果を図4-6 に示した。Middleton はアメリカの土壤について分散率が 13.0~66.0 を受食性土壤、5.2~15.1 を耐食性土壤として分類している⁴⁾。しかしながら我が国では 40 以上を受食性、20 以下を耐食性土壤としているので図4-6 はわが国の分類に従った。図をみると 3 種の土壤は異なる分散特性を示し、国頭マージ、次いでジャーガルと受食性が大きく、島尻マージでは受食性が大きい。

以上のように国頭マージは一般に耐水性団粒が少なく分散率も 36.81~83.52 (屋名座統、安田統) と高く受食性土壤に属することが明らかである。

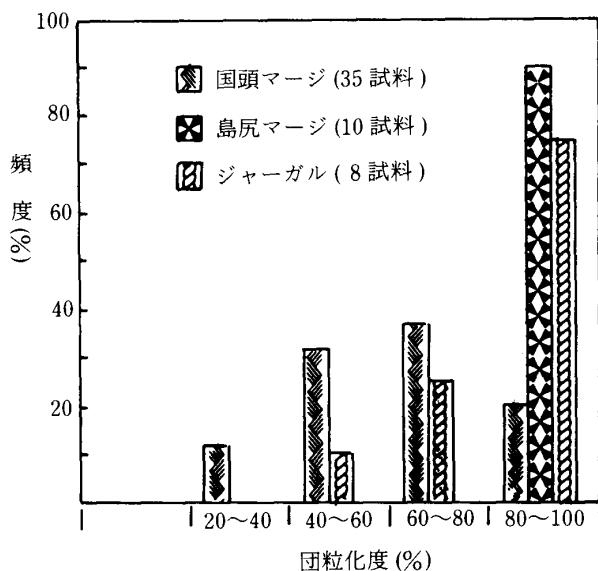


図4-5 沖縄県の主要土壤の団粒化度

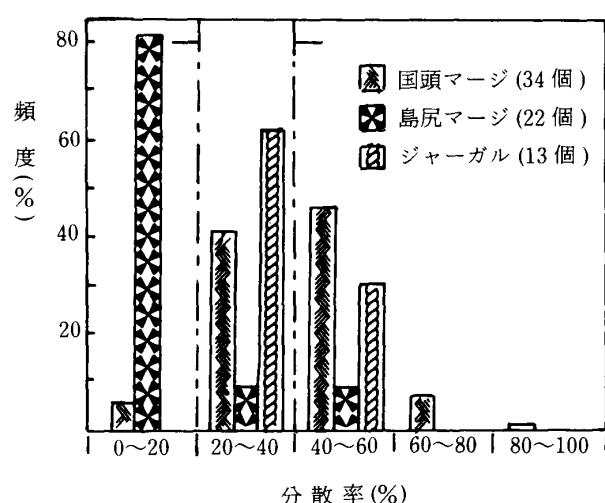


図4-6 分散率の区別頻度

3) 保水性

造成農地の保水性については造成前の林地の心土が露出するので林地の表層土の保水性より低くなり、初期流出が大きくなる。PF 2 以下の水分量は降雨～流出特性に大きな影響をもつとされているが筆者らの調査では林地における表土と心土では PF 2.0 における両者の含水比の間に 7 ~ 8 % の差（心土が少ない）がみとめられた¹⁰⁾。このことは造成地においては初期流出が大であることを意味する。

つぎに造成後の保水性の変化を知るために、国頭マージの造成農地において圃場の区画ごとに水分特性曲線の経時変化を調べたのが図4-7である。水分特性曲線は固相の変化を反映して経時に水分量が増加する傾向がみられる。

4) 透水係数及び浸入能

畑地の土壤の透水係数や浸入能の値が小さいほど降雨は土壤に浸透する部分が少なく、表面滞留や表面流出が多くなって流出率も大きくなる。したがってこのような場合表層土は侵食を受け易い。

表4-3は、国頭マージ、島尻マージおよびジャーガルの3種の土壤について透水係数を示したものであり、国頭マージは一般に透水係数が小さい。なお宇良、松田両地区はさとうきび畑であり、土層が比較的膨軟であったため、大きな値を示したと思われる。

表4-3 透水係数

国頭マージ		島尻マージ		ジヤーガル		
採取地点名	透水係数	採取地	点名	透水係数	採取地点名	透水係数
宇良頭(国頭)(上)	2.786×10^{-3}	大富(西表)	(上)	2.42×10^{-2}	翁長(豊見城)(上)	1.761×10^{-2}
"(下)	2.43×10^{-2}	"	(中)	6.82×10^{-3}	"(中)	1.307×10^{-5}
松田(宜野座)(上)	2.687×10^{-3}	"	(下)	6.60×10^{-3}	"(下)	2.783×10^{-5}
"(下)	7.091×10^{-3}	真壁(糸満)	(上)	5.08×10^{-2}	安里又原(南風原)(上)	4.05×10^{-3}
大原(西表)(上)	4.96×10^{-3}	"	(中)	5.48×10^{-2}	"(中)	1.42×10^{-3}
"(中)	3.38×10^{-3}	"	(下)	7.87×10^{-3}	"(下)	6.00×10^{-3}
"(下)	1.54×10^{-3}	新里(本部)	(上)	7.85×10^{-2}	登又城(中城)(上)	1.49×10^{-2}
真平原(宜野座)(上)	7.31×10^{-3}	"	(中)	3.01×10^{-2}	"(中)	7.11×10^{-2}
"(中)	1.08×10^{-3}	"	(下)	1.12×10^{-2}	"(下)	3.58×10^{-2}
"(下)	7.04×10^{-3}					
嘉陽護(名護)(上)	3.25×10^{-3}				(上)：上層(0~10cm)	
"(中)	4.67×10^{-3}				(中)：中層(10~20cm)	
"(上)	1.05×10^{-3}				(下)：下層(20~30cm)	
"(中)	3.31×10^{-4}					
"(下)	1.40×10^{-3}					

造成直後の地被状態の畑では一般に $10^{-3} \sim 10^{-5}$ (cm/sec) の範囲であるが、以後次第に小さくなる傾向がある。図4-7には造成後の圃場における透水係数の変化についても示されているが、いずれも低くなっている。これは雨滴や表流水による分散土粒子が目詰りや、クラスト形成等により透水性が減少するためと思われる。このことも国頭マージ造成畑の土壤特性の一つである。

つぎに浸入能について述べる。浸入能の測定はシリンドラ法、散水インテーク法を用いた。前者はシリンドラ内で湛水状態での測定であり、後者は人工降雨により散水を行い、地表水が流出している状態での測定である。したがって土壤侵食調査の立場からは後者の方が実態に即しているといえよう。即ち土性

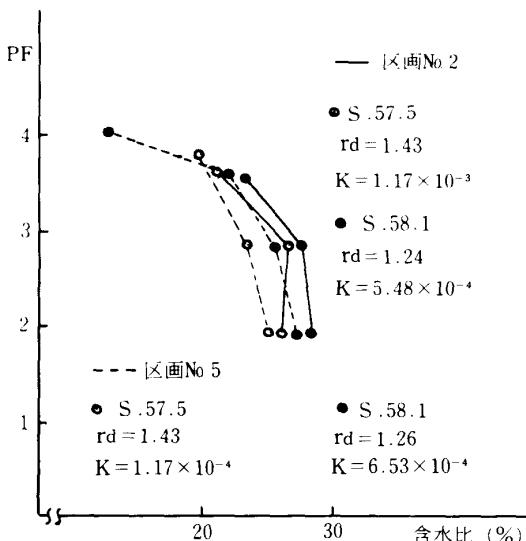


図4-7 透水係数と水分保持力の経時変化

の比較にはシリンドラ法が適しているが、直接侵食と結びつけるのは散水法が適切であろう。

図4-8は3種の土壤の積算浸入両曲線の一例である。ジャーガルは熟畑で、収穫前のさとうきびが生育しているが、浸入量が極めて少ない。

図4-9は新植畑と古株畑の浸入能の相異を示したものである。これより古株畑の方が乾燥密度が大きく浸入量が小さいことがわかる。株出栽培^{*}を続けるとともにジャーガル畑は下層土が締固まり、不透水層を形成する傾向がある。しかし造成直後の畑や、乾燥により亀裂が生じやすいジャーガル畑は一般に浸入能は高い。

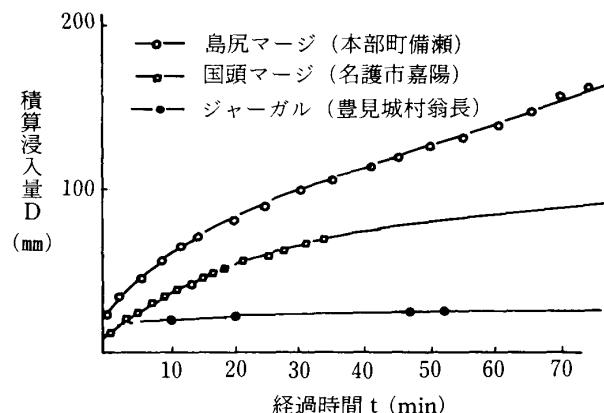


図4-8 各土壤の積算浸入量曲線

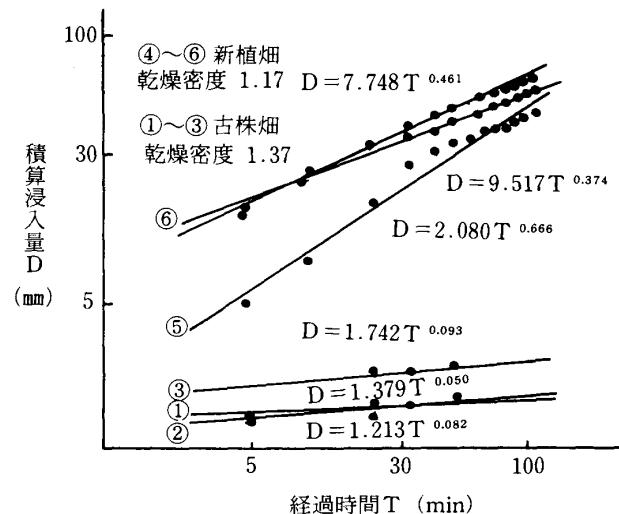


図4-9 パイン畑の浸入能

*サトウキビの作型の1つで収穫後の切株から発芽させ栽培する方法。

島尻マージでは土層が浅くかつ下層に多孔質の琉球石灰岩が存在する場合は一般に浸入能は高い。一方国頭マージの造成畑において浸透能の経時変化を調べた事例¹²⁾を見ると図4-10のとおりで、裸地において明らかに浸透能は経時的に減少している。造成中にこね返された土壌が、降雨の度に締固まり粗孔隙が減少するためであり、裸地状態の土壤条件ではこれが助長される。

また国頭マージと本州土壤とのインテークレートを比較してみると表4-4のとおりである。観測番号①は造成後6年経た圃場で、パイン更新後約2ヶ月後の測定事例である。植付時には耕うんされているが、下層土が肥培管理や収穫時の踏圧により締固められ極めて透水性の悪い土壤条件をかもし出している。

表4-5は他の本土土壤との比較の事例である。島尻マージは本土土壤の浸入能と大差ないが、国頭マージは全て極めて低い値を示していることがわかる。

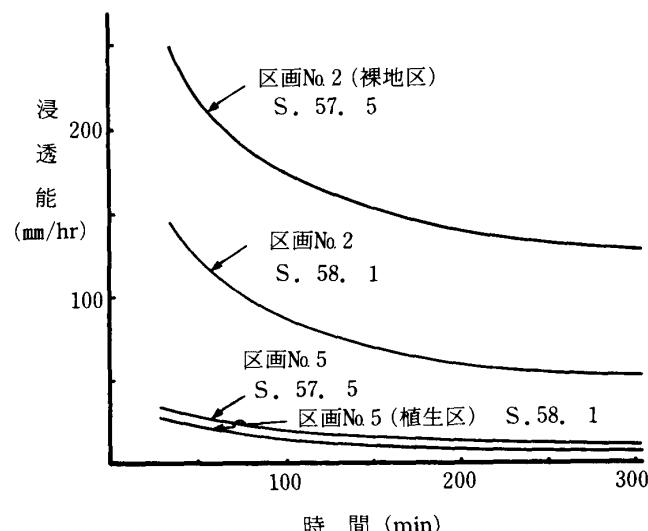


図4-10 浸透能の経時変化

表4-4 各地のインテークシート実測例 (1)

観測番号	測定場所	土 壤	実験式		$I_0^{(1)}$ (mm/hr)	$I_4^{(2)}$ (mm/hr)	$D_{60}^{(3)}$ (mm)
			侵入速度	積算侵入量			
①	沖縄県屋嘉*	植壤土	$I = 211t^{-0.63}$	$D = 9.5t^{0.37}$	211	7	43
②	沖縄県宜野座村	植壤土	$I = 574t^{-0.34}$	$D = 14.5t^{0.66}$	574	95	216
	新規造成畑 (裸 地)	植壤土	$I = 716t^{-0.66}$	$D = 35.1t^{0.34}$	716	19	141
		植壤土	$I = 297t^{-0.67}$	$D = 15.0t^{0.33}$	297	8	58
③***	千葉県小見川町	壤 土	$I = 680t^{-0.30}$	$D = 16.2t^{0.70}$	680	125	280
	広島県赤崎村	植壤土	$I = 624t^{-0.20}$	$D = 13.0t^{0.80}$	624	199	340
	群馬県神流村	壤 土	$I = 514t^{-0.34}$	$D = 13.0t^{0.66}$	514	81	200
	静岡県北浜村	砂壤土	$I = 865t^{-0.2}$	$D = 17.5t^{0.3}$	865	340	440
	神奈川県平塚市	砂 土	$I = 728t^{-0.12}$	$D = 13.8t^{0.79}$	782	360	510

1) $I_0 = 1$ 分後の浸透能 2) $I_4 = 4$ 時間後の浸透能 3) $D_{60} = 60$ 分後の積算侵入量

※ パイン新植畑 ※※川畑幸雄「天文気象学」より引用

表4-5 各地のインテークレート実測例 (2)

測定場所	土 壤	試験地		I_0 (mm/hr)	I_4 (mm/hr)	I_{60} (mm)	備 考
		侵入速度	積算侵入量				
沖縄県屋我地	国頭マージ	$I = 33.2t^{-0.55}$	$D = 1.23t^{0.45}$	33	16	8	パイン畑
沖縄県嵐山	国頭マージ	$I = 81.7t^{-0.54}$	$D = 2.96t^{0.46}$	82	39	20	林 地
宮古城辺	島尻マージ	$I = 265t^{-0.32}$	$D = 6.51t^{0.68}$	265	170	105	裸 地
石垣市上原	国頭マージ	$I = 5.33t^{-0.92}$	$D = 1.11t^{0.08}$	5.3	1.5	1.5	さとうきび畑
栃木県西那須町	砂 土	$I = 310.0t^{-0.18}$	$D = 6.3t^{0.82}$	310	242	181	
	砂 土	$I = 137.05t^{-0.19}$	$D = 28.2t^{0.81}$	137	105	777	
石川県輪島柳田	壤 土	$I = 884t^{-0.33}$	$D = 22t^{0.67}$	884	559	342	
	植壤土	$I = 585t^{-0.25}$	$D = 13t^{0.75}$	585	414	280	
福岡県耳納山麓	壤 土	$I = 354.2t^{-0.18}$	$D = 7.2t^{0.82}$	354	276	207	
	植壤土	$I = 126.4t^{-0.19}$	$D = 2.6t^{0.81}$	126	100	72	

1) $I_0 = 1$ 分後の浸透能 2) $I_4 = 4$ 時間後の浸透能 3) $D_{60} = 60$ 分後の積算侵入量

つぎに散水インテークレート図4-11に示す。同図は2年近く放置された国頭マージの裸地圃場で散水枠内畑面勾配が約3°, 降雨強度が耕起, 不耕起とも平均65mm/hrという条件下での実験結果である¹¹⁾。

浸入速度は時間につれて減少し, ある時間で表面流出強度よりも小さくなるが, この時間は耕起畑では約20分, 不耕起畑では約12分である。また約40分で耕起, 不耕起畑の間で浸入強度の差がなくなっているので耕うんの効果はこの場合約40分と推定される。この時間は耕うんの程度によることはもちろんである。

国頭マージでの他の散水実験の結果でも, 国頭マージにおいて地表流出を起こす降雨強度(限界降雨

強度) は本土の鉱質土壌(最も地表流出を起こしやすい土壌)よりもさらに小さな値であり、受食性の極めて大きい土壌であることを指摘している⁷⁾。

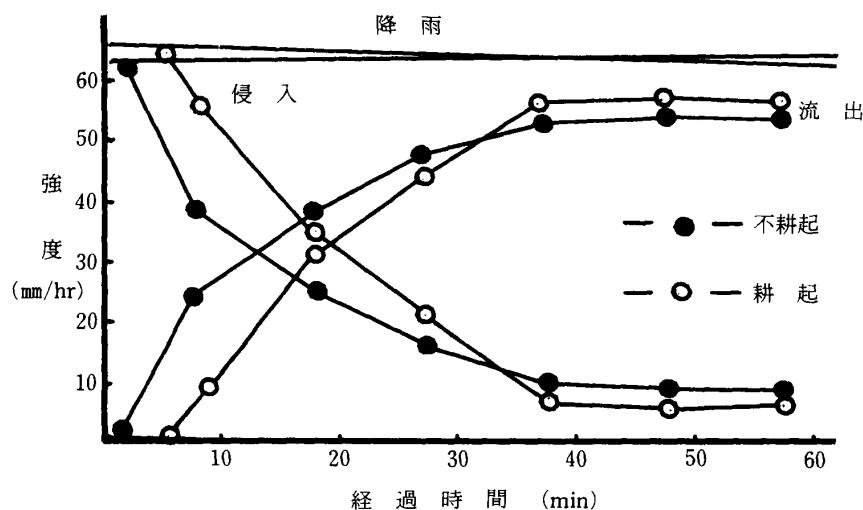


図4-11 国頭マージの散水インテーク試験

第4節 室内実験による国頭マージの受食性の検討

前節では、土壌の物理性から国頭マージの受食性が大きい事を示したが、これを確めるため人工降雨により国頭マージと島尻マージの侵食特性を調べる室内実験を行なった。人工降雨による乱した土壤の侵食試験で最も重要なことは、雨滴と土壤をできるだけ、自然

状態に近づけることである。とくに降雨装置による雨滴の形成や、エネルギーの問題は重要であり、今日まで種々の装置が考案され、実験に供されてきた。この実験は、降雨特性と土壤特性との関連で考え、前者は雨滴径の分布、後者は雨滴に対する両マージ土壤の抵抗性で、把え、両者の侵食性を比較してみた。

1) 実験装置と方法

実験装置は図4-12に示すとおりであるが降雨用水は水道より定水位槽を経て、降雨装置へ送られる。スライドレギュレーターと調節弁は、雨滴径の分布および降雨強度を適宜変える役目をもつ。

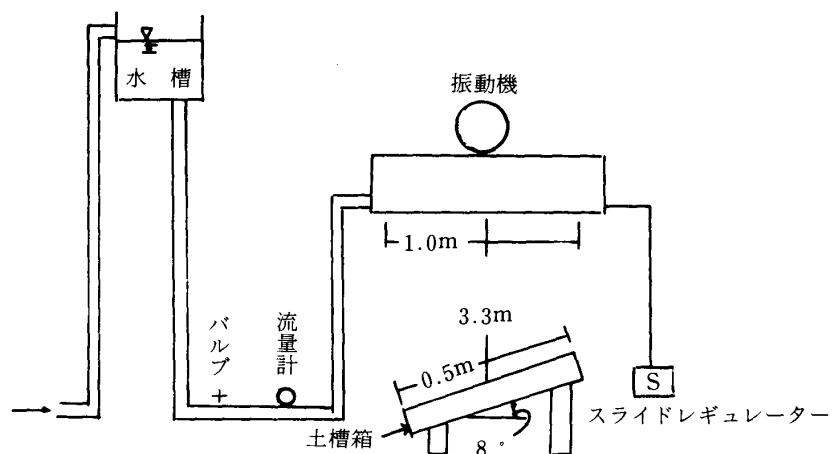


図4-12 実験装置の模式図

土壤槽（木製）は $L=80\text{cm}$, $W=42\text{cm}$, $D=25\text{cm}$ で底はブリキ板を張り、小穴を空けて浸透水が排除できるようにした。供試土の詰込みは土壤槽の底に網を張り、その上にそれぞれ砂利、砂を 5cm ずつ敷き、 10mm フルイ通過の風乾土一定重量を均等に詰めた。その後土壤を飽和状態にし、傾斜 10° の台上にセットし降雨強度を測定した後実験に供した。

両供試土の比重、粒度組成（%）はつぎのとおりである。

	比 重	粘土分 (%)	シルト分 (%)	砂 分 (%)
国頭マージ	2.74	46	19	35
島尻マージ	2.78	83	14	3

両供試土の団粒分析結果を図 4-13 に示す。これより、 0.5mm 以上の粒子において団粒化の程度にかなりの差が認められ、島尻マージは大きい団粒が多い。

流亡土と流去水は流出が生じた時間より、各経過時間（ $30''$, $2'30''$, $4'30''$, $6'30''$, $9'30''$, $14'30''$, $19'30''$ ……）ごとに 1 分間ずつ流去水を採取した。流去水量はその濁水容量とし、流亡土はその中に含まれる土粒子を乾燥秤量して求めた。

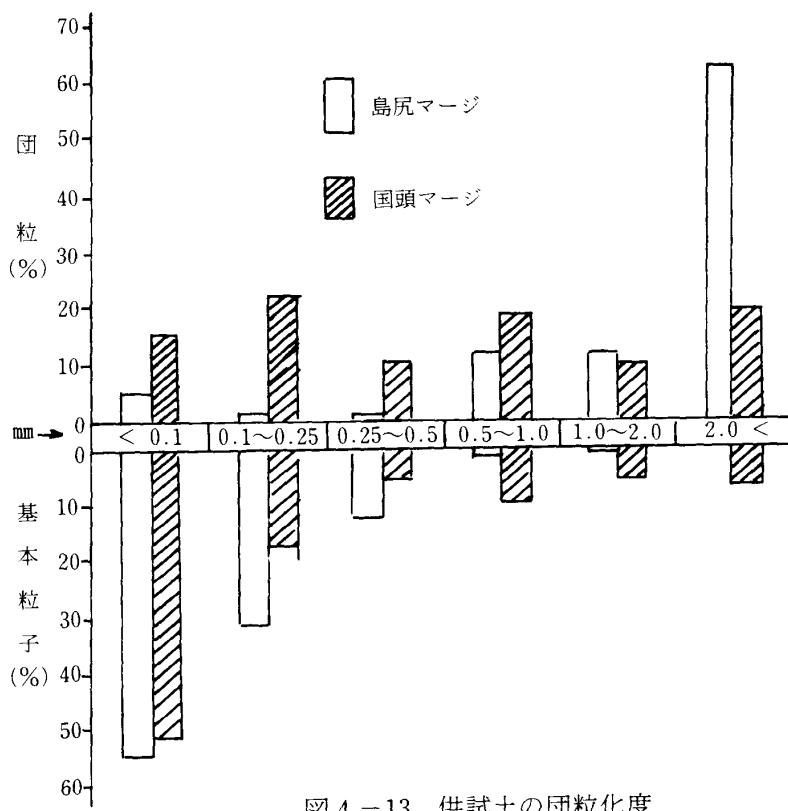


図 4-13 供試土の団粒化度

2) 実験結果および考察

図 4-14、4-15 にそれぞれ両供試土の流亡土量と流去水量の経時変化を示した。図 4-14 により両供試土とも概して降雨強度が大きい程流亡土量も大きくなり、降雨開始後ある時間にピークが現われる。国頭マージは実験開始後 25 分までに全ての供試降雨において流亡土量のピークが現われるが、島尻マージは強度の弱い降雨に対してはかなり遅く現われる。また降雨強度に関係なく国頭マージは島尻マージよりも流亡土量が極めて大きい。このことを図 4-15 と対応させてみると、両供試土とも流去水量が多い程流亡土量は多く、小強度の降雨 (44mm/hr , 47mm/hr) に対しては流去水に占める割合は

経時変化に關係なく殆んど一定である。しかし 79mm/hr 以上の降雨に対してはその割合が一定でない。その上 116mm/hr , 12mm/hr の降雨による両供試土の流出土量は、流去水量がほぼ同じであるが両者の間にかなりの差がある。

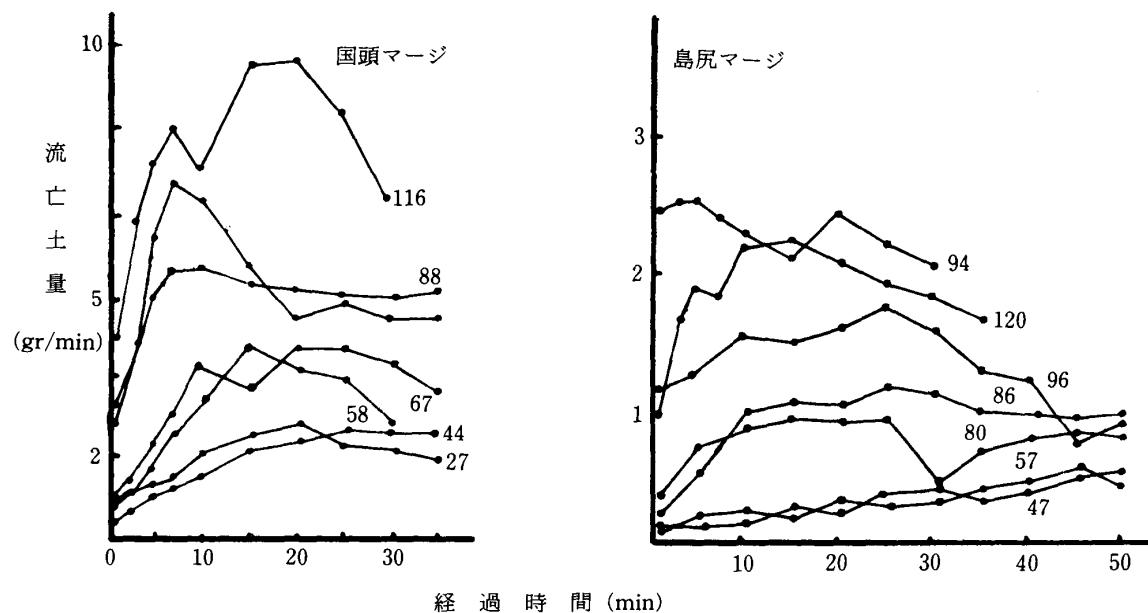


図 4-14 流亡土の経時変化 (図中の数字は降雨強度, mm/h)

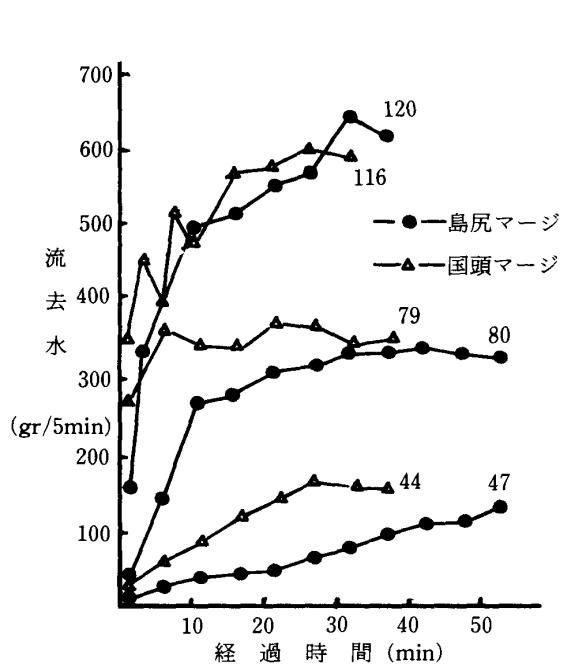


図 4-15 流去水の経時変化

(図中の数字は降雨強度, mm/h)

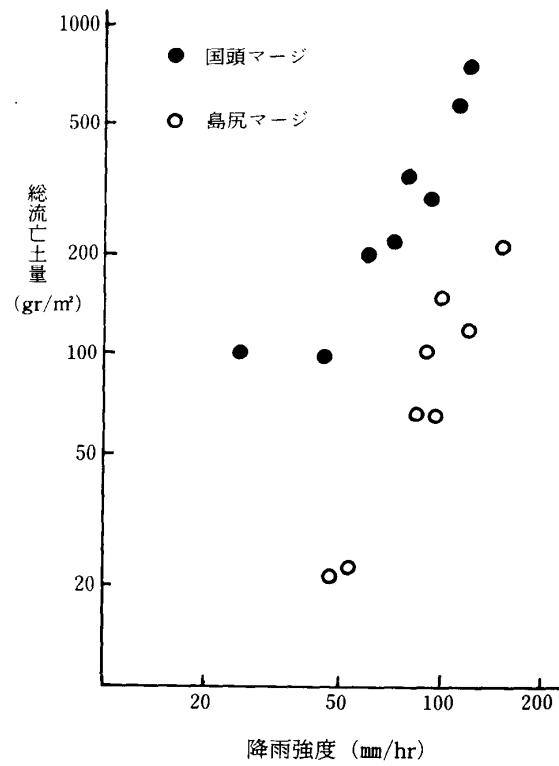


図 4-16 降雨強度別流亡土量

つぎに総流亡土量（乾土）と降雨強度の関係を $\log-\log$ グラフ（図 4-16）に表わした。

降雨の性質と流亡土量との関係についての従来の研究成果の一部は先に引用したが、本実験における総流亡土量と降雨強度の関係は図により極めて高い相関関係が認められる。 $E = aI^b$ で E を流亡土量 (gr/

$3,600\text{cm}^2$), I を降雨強度 (mm/hr) として実験定数 a , b および相関関係 r を求めると次のようになる。

	a	b	r
国頭マージ	0.3668	1.293	0.940
島尻マージ	0.0024	2.074	0.934

これらの値は実験中の降雨が殆んど一定強度とみなされるのでそのことが相関関係に大きく影響していると考えられる。

なお、人工降雨と自然降雨とでは、同じ降雨強度でも粒度分布が異なるから降雨エネルギーも異なるはずである。従ってここで求めた流亡土量と降雨強度の関係式を自然降雨に適用するには問題がある。このことについては第5章で考察する。

以上は主として土壤の物理性の相異による侵食性の比較において国頭マージの受食性を立証したものだが、このような受食特性が他の侵食要因との関連で土壤流亡にどのようなかかわりをもつかということは土壤保全上極めて重要なことである。その意味で国頭マージにおける傾斜要因と流亡土量の関係を明らかにする必要がある。このことについては第5章でくわしく検討する。

第5節 考 察

国頭マージ地帯は全般にミクロ的には谷密度が高く急峻な山地をなしている。このような地形条件を改変して造成された圃場は、元の地山のもつオリジナルな土壤、土層特性の殆んどが変っている。

粒度組成に関しては前述したように調査試料を総合すると粘土分が6.0%~80.0%と多岐にまたがっているが、造成前（表層土）の土壤と造成後（混層土）の比較をするとつぎのとおりであり物理性が多少変ってくる。

	造成前	造成後
比重	2.726	2.750
砂 分 (%)	37.00	26.94
シルト分 (%)	25.96	25.06
粘 土 分 (%)	37.04	48.00
乾燥密度 (g/cm^3)	1.26	1.14

比重についても2.54~2.85の広範囲にまたがっており、島尻マージや、ジャーガルにない特性を示している。

土壤の耐水性に関する要素の一つに川村⁴⁾は毛管飽和状態での0.25~0.50mm以上の耐水性集合体と風乾状態におけるそれとの比率（耐水性集合体の風乾率）をあげ、風乾率の小なる程侵食性は大であると指摘している。このことは侵食性が土壤の耐水性団粒の含有量に支配されることを意味する。国頭マージは一般に耐水性団粒が少なく¹⁰⁾、分散率も36.81~83.52（屋名座統、安田統）と高く⁹⁾、受食性土壤に属することが明らかである。国頭マージ地帯でシルト質土壤の卓越するところは特に降水による土壤の分散、運搬が容易であり、緩傾斜に造成した圃場面でも平坦に近くなるまで侵食が止まないケースが多く、造成勾配の点で特に留意する必要がある。

造成農地の水分保持力は造成前の林地の心地が露出するので林地の表層土のそれより低くなる。PF 2以下の水分保持特性は降雨~流出特性に大きな影響をもつとされている¹¹⁾が筆者らの調査では林地における表土と心土では PF2.0における両者の水分保持力に 7~8 % (含水比) の差がみとめられた¹¹⁾。このことは造成地においては初期流出が大であることを意味する。

透水性に関しては造成直後の裸地状態の畑でも、 $10^{-3} \sim 10^{-5}$ の範囲を示すが、透水係数や浸透能が比較的高い土壤でも、雨滴や表流水による分散土粒子の目詰りや、クラスト形成により透水性が著しく減少

するのが国頭マージ造成畑の土壤特性の一つである。

沖縄の畠地土壤の浸入特性に関してはその下層の状態や、造成方法、乾湿履歴によって異なるが、島尻マージは下層の状態、国頭マージは造成方法、ジャーガルは乾湿履歴に左右される。特にジャーガル畠では浸入能測定の際は亀裂の深さと、打込板の打込み深さが問題となるので注意を要する。西表島の国頭マージ（林地）における場合は樹木の枯死根による孔隙が問題となる。

本土土壤との対比ではいずれの場合も、沖縄の土壤の浸透能がわるく、土壤の物理性がもたらす土壤管理の困難さが痛感される。

前述したように沖縄の主要土壤の呼称は土色を反映した大分類であり、このような呼称では土壤の諸性質が特定されないので、地力保全基本調査の分類基準によって分類され、表4-2に示すように全国共通の名称がつけられている⁸⁾。同表によると国頭マージの畠土壤は、7土壤統群、13土壤統に分類されている。これらの土壤統の診断結果をもとに主な特徴を列挙すると①表層腐植層がない（全土壤統）、②侵食に弱くガリが生じ易い（8土壤統）ことである。①の特性は灰色台地土（ジャーガル）、暗赤色土（島尻マージ）の全ての土壤統に共通的なものであるが、②の特徴は赤黄色土のみであり、このことからも国頭マージの受食性が確認できる。

引用文献

- 1) 愛媛大学農学部土地改良学研究室、大州喜多開拓建設事業流出機構その他調査業務（中間報告）
- 2) 宜保清一 1975 乾燥過程と雨滴の衝撃作用による土塊崩壊、沖縄開発に伴う土地環境の変化と防災に関する研究、文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果
- 3) 浜崎忠雄 1979 南西諸島の母材と土壤、ペドロジスト、23(1): 43~57
- 4) 川村秋男 1972 土壤の耐水食性、土壤物理性測定法 養賢堂
- 5) 木崎甲子郎 1983 奄美・沖縄地質図「沖縄大百科事典」付録 沖縄タイムス社
- 6) 宮城調勝 1983 国頭まあじ、九州沖縄の特殊土、九州大学出版会、215~225
- 7) 沖縄県農林水産部・太陽コンサルタンツ株式会社 1975 沖縄県農地保全事業指針（案）
- 8) 沖縄県（47） 1979 地力保全基本調査総合成績書
- 9) 大井浩太郎 1976 沖縄農村社会文化史 効文社、那覇市
- 10) 翁長謙良 1976 沖縄本島土壤の侵食性について、沖縄の特殊土壤、第47回農業土木学会九州支部講演会（シンポジウム） 14~20.
- 11) 翁長謙良、吉永安俊 1983 流出機構調査、赤土流出機構調査結果（昭和56年度）沖縄県環境保健部
- 12) 翁長謙良 1983 沖縄県の造成畠土壤、農地工学へのエンジニアリング・ペドロジーの適用、昭和57年度科学研究費（総合研究B）研究報告集（研究代表者・須藤清次）
- 13) 大政正隆 1977 土の科学 NHKブックス
- 14) 大城喜信、浜川謙 1959 よみがえれ土 琉球新報社

第5章 傾斜因子特性の実験的解明

第1節 目的

筆者は、本研究において、前章まで降雨による土壤侵食量を予測するための要因について種々の観点から検討してきた。

即ち、降雨による土壤侵食の研究で最初に侵食を支配する因子として、植生、降雨、地形、及び土壤、などをあげ、さらにこれら要因の1次因子や2次因子などを抽出し、これら個々の或いは相互の作用が

侵食現象にどのように関わるかを検討してきた。これらの研究は全て農地の保全——土壤侵食防止方法——に資するためのものである。その中でも、第2章で指摘した農地の傾斜因子と土壤流亡との関係の解明は実用的に最も重要な意味をもつものである。特に造成・整備農地において土壤侵食防止や農作業機械の作業効率の立場から耕地組織——その中で特に耕区の短辺長とその傾斜——を決定する上で重要である。

従来、改良山成畠工では造成コストや、各種作業機の利用限界と傾斜度の関係から $7^{\circ} \sim 8^{\circ}$ を造成勾配の限度とされていた——土地改良計画設計基準（開畠）——が、トラクターによる作業実験の結果 8° ではセンター沿いの作業に難点があるとされ、造成勾配を最大 5° にしている事例もある。また造成、整備農地における耕区の傾斜方向の長さは各種作業機の作業効率を勘案した場合は $20 \sim 25m$ の整数倍の長さにするのがよいとされている¹⁾が農地保全上からの制約も不可欠である。この場合、短辺の長さは畠面を流下する雨水による土壤侵食を起こさない制限斜面長以内にしなければならない。したがってその長さは畠面勾配に左右される。

畠面において表流水により侵食が生ずる地点から上端の分水線までの最短距離を限界斜面長とすると国頭マージで草生法で保護した場合の畠の限界斜面長は傾斜 5° のとき $20m$ 程度であるとの調査結果があるが⁴⁾、筆者が国頭マージのパイン畠（パイン生育令半年～1年）を対象に調査した結果、限界斜面長 U (m) と勾配 θ (度) との間には前述の図2-4のような関係があり、傾斜 5° , 3° の場合限界斜面長はそれぞれ $11.6m$, $12.9m$ となり、前記草生保護の畠の事例の場合よりかなり短い値である。このように耕区の短辺の傾斜要因は土壤保全上、機械作業上の面から重要な意味をもつものであり、これら要因と土砂流亡量との関係を明確にすることは緩傾斜圃場の土壤侵食抑制の手法に役立つものである。第2章4-1の現場枠試験で明らかにしたように流亡土砂量は傾斜度の平方根にほぼ比例することが確認された。そのことを詳細に検討するため、降雨強度との関連において室内実験を行ったので以下に述べる。

第2節 実験方法

1) 人工降雨装置

第4章4節で用いた雨滴発生装置を用い、雨滴落下高は土壤槽の土壤表面より $4.0m$ とした。

実験に供する降雨強度は沖縄の降雨特性との対応から① $10mm/h$ (1雨 $10 \sim 15mm$ の雨の平均強度), ② $20mm/h$, ③ $40mm/h$ ($\frac{1}{2}$ 確率), および④ $60mm/h$ ($\frac{1}{5}$ 確率)の降雨強度を目標とし、実験時に正確に測定した。

2) 土壤槽及び供試土

土壤槽は $L=80cm$, $W=15cm$, $D=8.0cm$ で、底には浸透水が抜けるように、小穴を開けたブリキ板を用い、その上にガーゼ、マットを敷いて供試土を詰めた。

土壤侵食の室内実験で留意すべきことは、土壤的には各実験毎の土槽内の供試土を均等に詰めることと降雨特性としては雨滴の分布を自然降雨に近づけることである。そのため供試土は $2mm$ 以下の土粒子を用いるのが一般的であるが、今回の実験は現地圃場との対応から $5mm$ 以下を用いた。

その物理性は表5-1のとおりである。供試土の詰め方は、含水比 15% 前後に調整し湿潤密度 1.5 に設定してほぼ均等に詰めた。その後土壤槽を水槽にて飽和状態になるまで浸水した後、約24時間放置し、重力水の排除を行った。

実験は降雨量の調整を行った後、支持台に土槽箱2個をそれぞれ異なる傾斜度に設置し、所定の降雨強度の雨を降らせ、土槽下流端において流

表5-1 試験地土壤の物理性

比 重	2.70	間ゲキ率	54%
塑性限界	24%	透数係数	5.290×10^{-3}
液性限界	47%	分 散 率	42.0
塑性指数	23	侵 食 率	61.8

出土水量を測定し、これより流亡土量を求めた。測定時間は実験開始後、5分、10分、15分、20分、25分、30分である。

第3節 実験結果及びその考察

1) 流去水量

図5-1は各降雨強度別の流去水量の経時変化を示したものである。図では角度につれて流去水量は必ずしも大きくなっているが、このことは実験時の降雨強度と実際のそれとがかなり異なることによるものであろう。

いずれの場合も流出に経時変化がみられる。そして、実験開始後ある時点で急速に多くなる場合があり、その後は一定になる傾向を示す。これは浸入能の経時変化によるのは勿論であるが、表面の粗度如何により表流水による運搬作用が妨げられることも考えられる。

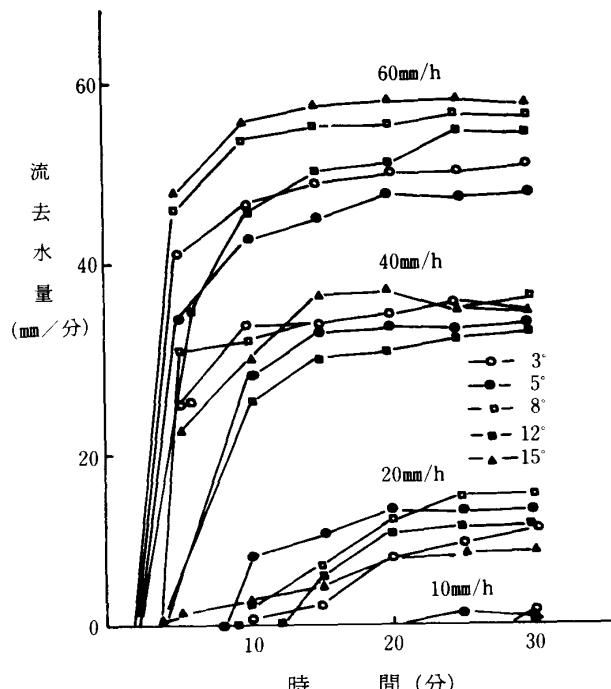


図5-1 流去水量の経時変化

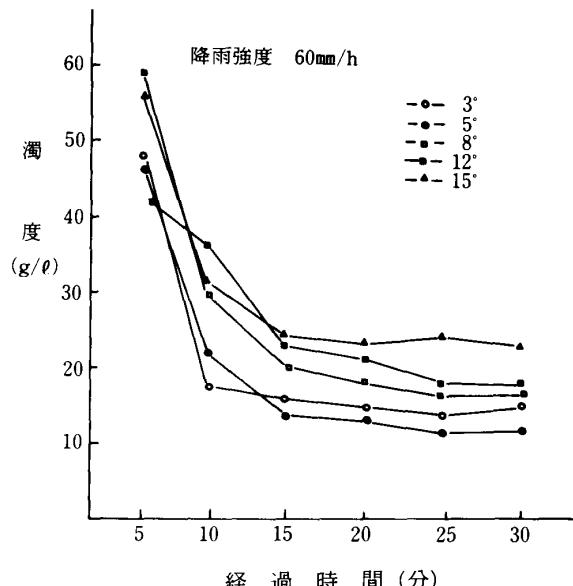


図5-2 流去水の濁度の経時変化

表流水が一様流れになると短時間の供試降雨の際は濁度がほぼ一定になる。図5-2は供試降雨60mm/hの際の流去水の濁度の経時変化を示したものであるが、いずれの角度の場合も実験開始後12分前後で濁度がほぼ一定になる。以後に用いる測定値等はこの安定状態で求めた。なおこの安定状態における浸入能は約9mm/hrであった。

2) 降雨エネルギー

第3章で行った自然降雨の場合と同様、人工降雨についてもその粒度分布を求め、降雨エネルギーを算出する。

① 雨滴の粒度分布

粒度分布は図5-3に示すとおりである。自然降雨に比べ1.0mm以下の小滴の個数の頻度が少ないが、より大きい雨滴の頻度は自然降雨のそれと類似している。また雨滴の分布型を検討してみると雨滴径の個数の頻度と雨滴径(D^n)の関係はワイブル分布が適合し図5-4に示すように直線である。この場合

$n=1.3$, $m=0.3$ となる。また強度別に第3章4節で行った方法で降雨強度(I)と $\frac{1}{B}$ との関係を示したのが図5-5である。ほぼ直線と思われる所以次式を得る。

$$\frac{1}{B} = 0.055 + 0.79 \log I \quad \dots \dots \dots \quad (5-1)$$

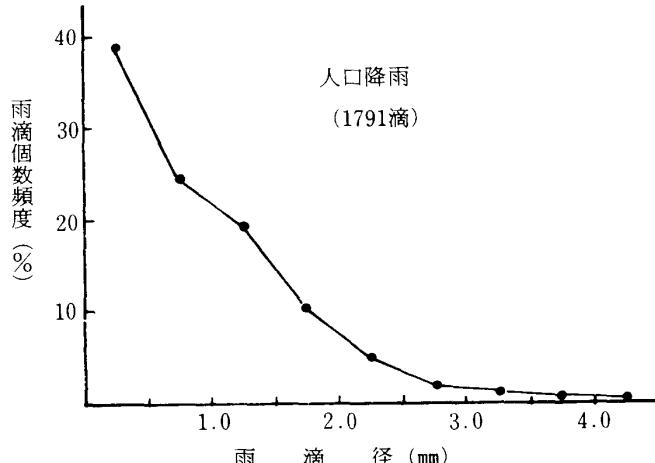


図5-3 雨滴粒度分布

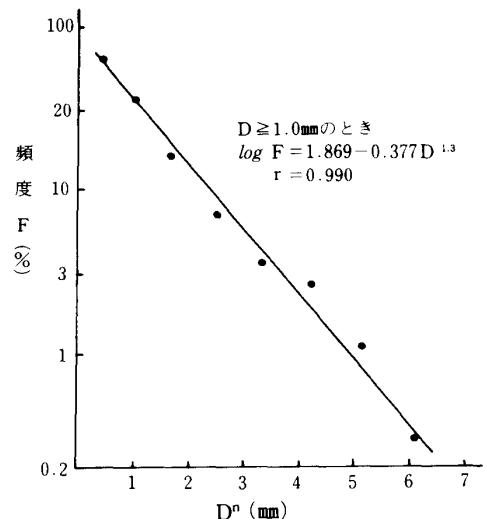


図5-4 雨滴径の累加頻度

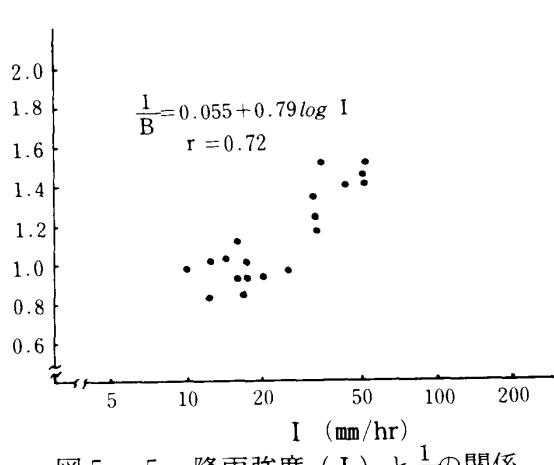
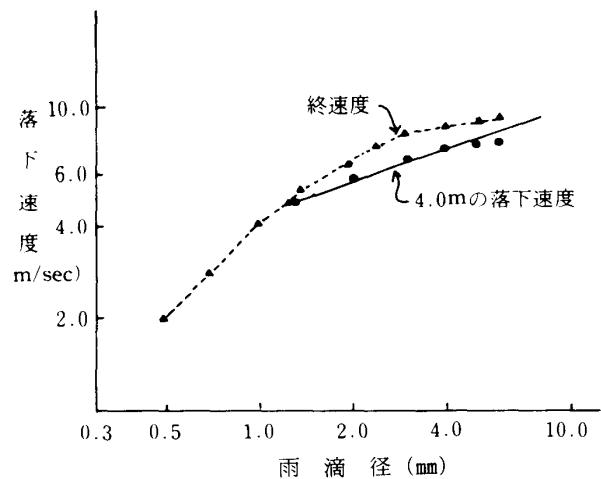
図5-5 降雨強度(I)と $\frac{1}{B}$ の関係

図5-6 雨滴径と落下速度

② 単滴の落下速度

前節で示したようにここで用いた人工降雨装置による雨滴の落下高さは4.0mである。Gunn²⁾らによると1.0mmの雨滴が終速度を得るには4.03m以上の落下高さを必要とする。従って本実験の場合終速度に達しているとは思われないので、落下速度の検討を行う。

図5-6はGunn and Kinzer²⁾, Laws³⁾の示した値をもとに雨滴径と落下速度の関係を両対数紙に示したものである。図でみると落下高さ4.0mにおける速度は1.0mm~4.0mmまでの雨滴において直線で近似できるのでそれをもとに単滴の速度(V)と雨滴径(D)の関係式を求めるとき次式を得た。

$$V = \sqrt{K_1 D}^{\alpha} \quad (5-2)$$

ここに V: 落下速度 m/sec, $\sqrt{K_1}$, α : 定数

D: 雨滴径

図より $\sqrt{K_1}$, α を求めると $\sqrt{K_1} = 4.55$, $\alpha = 0.35$ となり、自然降雨の単滴の場合は第3章で述べたように $\sqrt{K_1} = 4.43$, $\alpha = \frac{1}{2}$ であるから若干異なる。

③ エネルギーの算定式

人工降雨のエネルギーは自然降雨の場合と同様、(3-11)式、即ち

$$KE = \frac{\rho_w K_1}{2(B)^{2\alpha}} \cdot \frac{\Gamma(\frac{4+2\alpha+m}{n})}{\Gamma(\frac{4+m}{n})}$$

で求められる。上式に前述した諸係数を代入すると

$$KE \cdot I = \frac{4.55^2}{B^{0.7}} \cdot \frac{\Gamma(\frac{5}{1.3})}{\Gamma(\frac{4.3}{1.3})} \cdot I = 19(0.055 + 0.79 \log I)^{0.7} \cdot I \quad (5-3)$$

上式による計算結果を図5-7に示す。なお、比較のため自然降雨の KE・I (3-14式による) も同図に示した。図により人工降雨の場合は自然降雨に比べて KE・I が小さくなっている。このことは雨滴の分布型と落下速度の相異がエネルギーに影響するからである。なお、とくに落下速度が終速度に達していない事が大きく影響していると考えられる。

3) 流亡土量と傾斜

表5-2は傾斜や降雨強度と流亡土量の測定結果である。

第2章で流亡土量は現地試験の結果から、 $\sqrt{\tan(\theta - 1.5^\circ)}$ に比例することを認めた。これにもとづき表5-2の室内実験の結果を整理する。降雨強度は、10mm/hr, 20mm/hr, 40mm/hr, 60mm/hr にまるめて、 $\sqrt{\tan(\theta - 1.5^\circ)}$ との関係を示したのが図5-8である。図は第2章の現地試験の結果とほど同じように直線関係にあると考えられる。即ち

$$q = C \sqrt{\tan(\theta - 1.5^\circ)} \quad (5-4)$$

の関係が成り立つ。しかしこの式のCは降雨強度によるものと思われる。

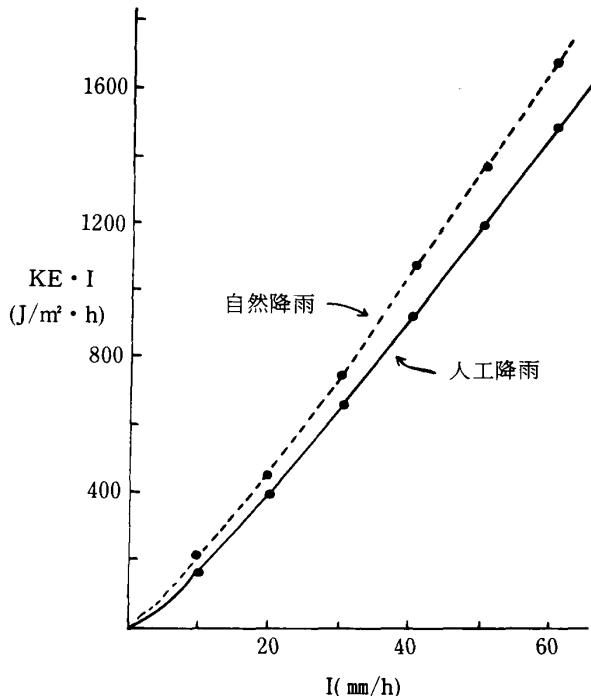


図5-7 KE · I と I の関係

表 5-2 傾斜角、降雨強度と流亡土量の測定結果

$\theta = 3^\circ$		$\theta = 5^\circ$		$\theta = 8^\circ$		$\theta = 12^\circ$		$\theta = 15^\circ$	
I (mm/h)	q (g/m² · 0.5h)	I (mm/h)	q (g/m² · 0.5h)	I (mm/h)	q (g/m² · 0.5h)	I (mm/h)	q (g/m² · 0.5h)	I (mm/h)	q (g/m² · 0.5h)
9.4	6.2	9.4	9.8	9.7	21.5	10.4	30.3	22.0	520.5
21.4	98.3	20.8	208.5	19.6	248.0	21.8	299.1		
42.2	230.5	22.0	252.2						
		43.0	394.4	42.8	439.2	40.2	557.4	43.2	822.8
60.0	340.1	43.0	424.9						
		60.0	362.1	60.0	376.2	60.0	758.6	60.8	982.8

θ = 傾斜角, I = 降雨強度, q = 流亡土量

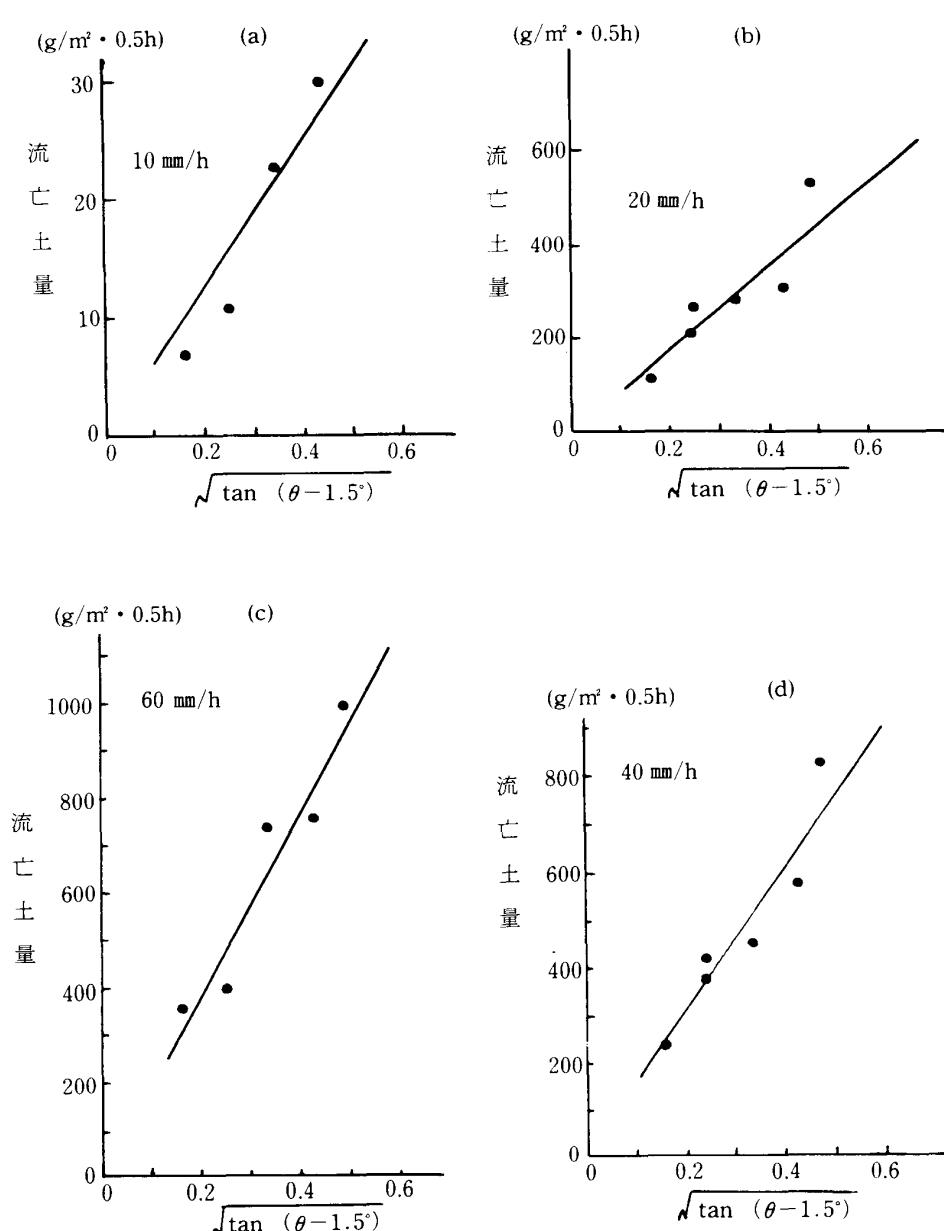


図 5-8 傾斜と流亡土量の関係

4) 流亡土量と降雨強度

流亡土量と傾斜角との関係は現地試験、室内実験の結果とも両者の間に前述したように (5-4) 式の関係が成り立つ。そこで (5-4) 式の比例定数 C について降雨強度との関係を検討した。

表 5-2 の傾斜角 θ と流亡土量 q の測定値より (5-4) 式の C を求め、C と $(I-P)$ の関係を両対数紙に示したのが図 5-9 である。図により

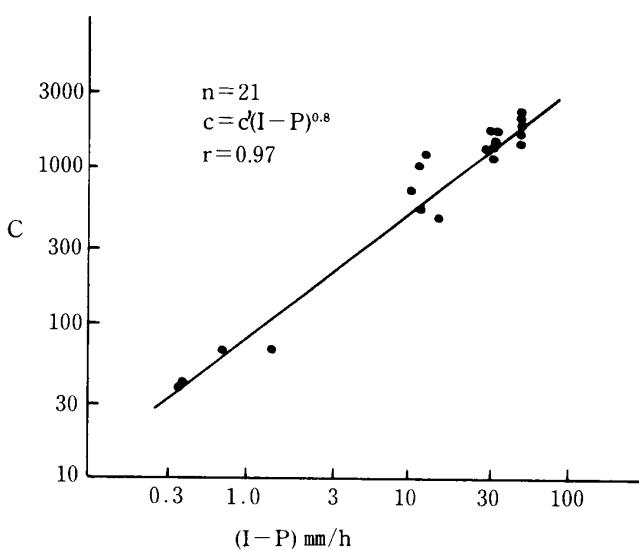
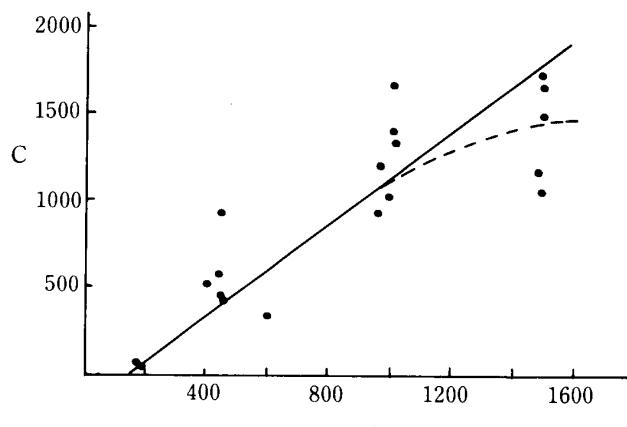
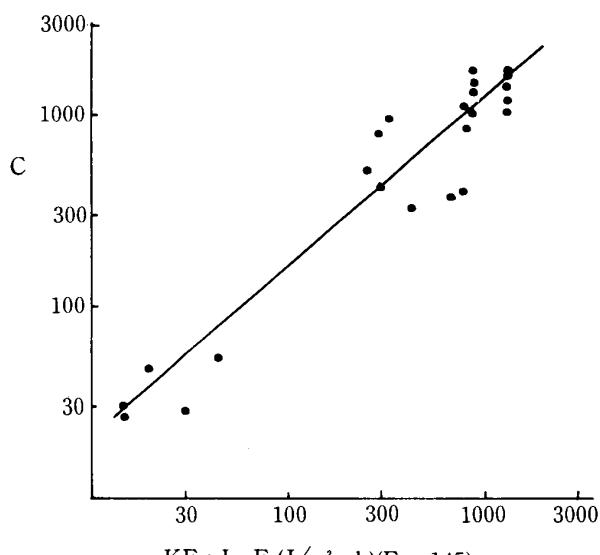
$$C = C'(I-P)^{0.8} \quad \dots \dots \dots (5-5)$$

なる関係式が成り立つ。

ここに I : 降雨強度 P : 浸入能 (本実験では 9 mm/hr)

C : 定数

(5-5) 式は $I \leq P$ では流亡土量が 0 になることを表わす。

図 5-9 $(I-P)$ と流亡土量の比例定数 C の関係図 5-10 $KE \cdot I$ と C の関係図 5-11 $(KE \cdot I - E_0)$ と C の関係

(5-5) 式を自然降雨に適用することは、同じ降雨強度でも、降雨エネルギーが異なるので問題である。

そこで先に求めた図 5-7 を用いて降雨強度 (J) より降雨エネルギー ($KE \cdot I$) を求め、 $KE \cdot I$ と C との関係を示したのが図 5-10 である。

図により $KE \cdot I$ が $1,000 (\text{J}/\text{m}^2 \cdot \text{h})$ 以下では、ほぼ直線である。これによって $C = 0$ のときの $KE \cdot I$ 即ち E_0 を求めると $145 (\text{J}/\text{m}^2 \cdot \text{h})$ を得る。これは、図 5-7 により $9 \text{ mm}/\text{h}$ の降雨強度に相当し、本実験の浸入能と一致する。

しかし、 $KE \cdot I > 1,000$ では直線とは認められない。そこでこの場合にも適用できるよう実験式を求めるため $(KE \cdot I - E_0)$ と C との関係を両対数紙に表わしたのが図 5-11 である。図によりほぼ直線と認められるので次式を得る。

$$C = 2.9(KE \cdot I - 145)^{0.88}$$

以上3), 4) より単位面積、単位時間当りの流亡土量 q ($\text{g}/\text{m}^2 \cdot \text{h}$) は

$$q = 2.9(KE \cdot I - E_0)^{0.88} \sqrt{\tan(\theta - 1.5^\circ)} \quad (5-6)$$

で与えられる。ここに E_0 は浸透能に相当する降雨強度に対する $KE \cdot I$ である。

上式を自然降雨に適用するときは降雨強度から第3章 (3-14) 式より $KE \cdot I$ を求め、さらに、圃場の浸入能から E_0 を求めればよい事になる。

5) 限界斜面長

限界斜面長については第2章で傾斜角との関連で (2-2) 式として示した。しかしここで明らかにしたように、流亡土量と傾斜との間で限界傾斜角 θ が 1.5° であることが確かめられた。即ち傾斜角が 1.5° のときは侵食を受けないことになり、このとき限界斜面長は無限大になる事が予想される。

図 5-12 は図 2-4 のデータを用い限界斜面長と $\tan(\theta - 1.5^\circ)$ との関係を両対数紙に示したものである。図により直線と考えられるので、最小自乗法により

$$U = C \{ \tan(\theta - 1.5^\circ) \}^{-1.14} (C = 0.79)$$

..... (5-7)

を得た。

図5-12は図2-4より直線性は良好であるがそれでもなお散らばりは大きくCは0.4～1.4の間にある。現地調査の結果であるから止むを得ない事であるが、降雨が必ずしも一様でない事も大きな原因であろう。これらについては今後検討を要する。

第4節 室内実験の結論

人工降雨による室内実験の結果、国頭マージの流亡土量を表わす式として次式を得た。

$$q = 2.9(KE \cdot I - E_0)^{0.88} \sqrt{\tan(\theta - \theta_0)} \quad (5-8)$$

ここで E_0 は浸入能に相当する降雨エネルギーである。

さらに第2章の限界斜面長U (m)について再検討し、 $U = 0.79 \{ \tan(\theta - 1.5^\circ) \}^{-1.14}$ を得た。

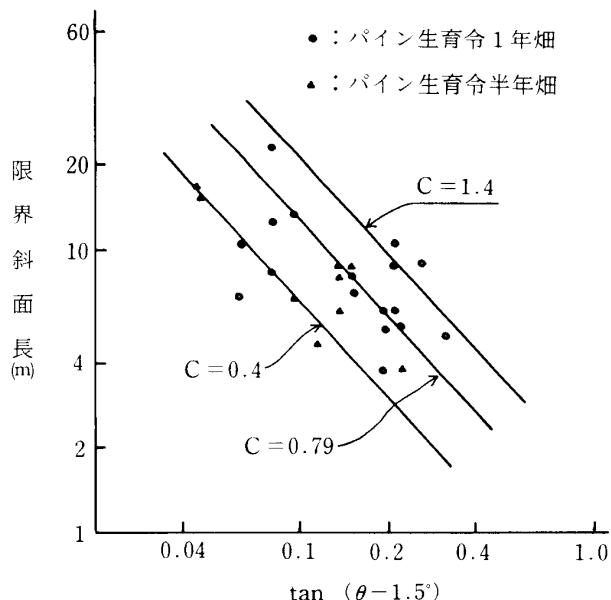


図5-12 $\tan(\theta - 1.5^\circ)$ と限界斜面長の関係

引用文献

- 1) 穴瀬真、小出進、竹中肇、1983 農地工学 文栄堂 東京
- 2) Gunn. R. and Kinzer. G. D. 1949. Terminal Velocity of fall for water droplets in stagnant air, J. Met. 6, 243~248.
- 3) Laws. J. O. 1941. Measurment of the fall-velocity of water-drops and raindrops. Trans. Am. Geophys. Un. 22, 709~727.
- 4) 農業土木学会九州支部：1980 沖縄県のほ場整備、農業土木学会九州支部第11回研修会

第6章 土壤侵食に対する総合考察及び防止対策

沖縄地方は湿潤亜熱帯のアジアモンスーン地域に位置し多雨地帯に属している。従って前述したように土壤特性とも相まって、土壤侵食の自然要因のポテンシャルが極めて高く、我が国で侵食が最も顕著に出る地域である。然しながら農地造成や整備方式は、内地の方式を殆んど踏襲しており地域特性を十分に踏まえた方式がとられてなく、大量の土壤流亡は避けられない状態にある。現行の農地造成方式では農作業の機械化を指向するので改良山成畠工による大区画緩傾斜圃場に仕上げるのが一般的である(写真2-18)。従って造成中は扱土量が多く、土壤の構造も破壊され、降雨侵食に対して無防備の状態にある。また造成後も維持管理如何によっては依然として侵食が続くものである。本論文は以上のこととかんがみ沖縄島北部地方を事例として調査、研究を積み重ねた結果に基づくものである。

沖縄島北部の国頭マージ地帯の土砂流出は道路、河川、ダム、観光施設などの土木工事とそれに伴う

土石採取、米軍演習、農用地開発などに起因するものであるが、本研究では主として農地の開発にかかる土壤流亡の実態とその要因の解明に焦点をあてた。

土壤流亡の実態では、農地造成に伴う大規模な土地改変がもたらす土地的変化による受食性の助長、造成された農地の形態と、地被状態の変化による土壤流亡の相異を検討した。造成中における土壤構造の脆弱化と土砂流亡の抑止対策の不備は降雨侵食のポテンシャルを高め、1降雨で100トン余の浮遊土砂量が観測されることは造成中の侵食速度が異常なまでに高いことを物語っている。

また造成された農地のパイン畑においてはパインの生態や、肥培管理、農地の物理性などが受食性を発現し、サトウキビ畑に比べて、著しく土砂流亡が大きい。植生の種類により栽培様式により、侵食量が変るが、牧草、サトウキビなどは、その被覆性と根の土壤保定作用がすぐれているので耐食性作物といえよう。

またサトウキビ栽培に例をとると、株出し栽培は営農上消極的だが土壤保全上最もよい栽培様式である。パインやサトウキビの更新の際は裸地化され、再度侵食の危険にさらされるからである。とはいえ収量が極端に低下する場合の株出し栽培は推奨できない。

流域別の流亡土量は耕区、圃区単位では承水路や集水路の配置や間隔、畑面勾配の影響を受け、承水路のない又は機能が低下している農区は侵食が激しい。また勾配4°でもはげしいガリが発生しており、5°の事例では1ヶ月で409mmの降雨により566m³/haの土砂流亡が認められた。山地流域単位の流出土砂は流出水中の浮流砂量の殆んどがwash loadで占められていることから河道のある地点における濁水の濃度をはかることによりその地点より上流域からの流出土砂量を計算した。

土砂の生産源が観測地点より上流域の流域全体にまたがっている場合は流量Q (m³/s) と濁度C (ppm) または、流出土砂量QS (m³/s)との関係式はベキ関数で表現できるが、流域の中流部のみが土砂生産源である場合はそれより上流の流出が影響するのでそれらの相関関係は高くない。両者の場合の観測結果はそのことを実証しているが、後者の場合、ある時間帯に観測地点を通過するwash loadを濁度観測により算出したが、この流域条件に対してはかなり精度よく濁度や流出土砂量を予測できる。

降雨特性については、降雨量の平年値の絶対量は多いが、年々変動が大きく、干ばつ年が出現する反面、多雨年も多く、土壤侵食を受け易い降雨型に属している。加えて梅雨や台風による雨のエネルギーが高いのみならず、侵食限界降雨の年間頻度が高いことも沖縄の降雨特性としてとりあげができる。従来降雨と土壤侵食量の関係については降雨強度との関係で論じられていたが、現在では降雨エネルギーとの関連で解析されることが多くなった。降雨エネルギーは雨滴の分布型と関係が深く、Wischmeierらによる降雨エネルギー算定式は、Lawsらの雨滴分布のデータをもとに誘導されたものとしている。

雨滴の分布型は雨の強弱により異なり、したがって地域性が反映される。

沖縄の降雨の雨滴分布は、図3-21に示したとおりであるがそれを雨滴の容積を考慮してさらに分析するとワイブル分布に適応できることが明らかになった。この分布をもとにエネルギーの計算式を誘導し、Wischmeierらの式と比較し、沖縄の降雨エネルギーはアメリカのそれより降雨強度の影響を強く受けことを提示した。このことは本論文の新しい知見の一つである。

つぎに侵食を受ける側の農地の特性、特に浸入能について考察すると、造成農地の初期において浸入能が極めて低い。微細粒子の凹地での滞留によるクラスト形成の他に、造成中の機械のこね返しによって土壤構造が悪化し、降雨の度に締固まり、粗孔隙が減少することなどによるものである。国頭マージと本州土壤との浸入能の相異は表4-5にみるとおりである。

図4-10は、65mm/hrの降雨条件下での散水インテーク試験の結果である。耕うんによる浸透促進効果は散水後20分程度まで続き、その後は表面流出強度が浸入能を上回り、40分近く以降は両者ともほぼ一定値に近づく。一方不耕起の場合は表面流出は散水後10数分で出現し、以後は耕起の場合と殆んど同じ傾向をとる。高強度の降雨条件下では耕うんによる浸透能の大きな促進は期待できない。

そこで、島尻マージと国頭マージの侵食特性を比較するための室内実験を行った。両土壤の団粒特性をみると2mm以上の団粒で島尻マージが63.6%に対し国頭マージは20.0%とかなり低く、そのことが両者の流亡土量の差の大きな要因であろう。

このことは両土壤の成因、物理性の他に、土地的、営農的な面でも実際農地において、土壤侵食に深くかかわっており、国頭マージ地帯の農地保全には特に留意する必要があることを示唆している。

造成農地における侵食の実態調査から侵食と土壤の物理性、植被の状態、圃場の区画、傾斜要因等との関連で考えると特に傾斜要因が大きくかかわっていると考えられる。実際農地で得られた知見の一つは、降雨強度が土壤の浸入能を大きく上回り、流去水が容易に出現し、侵食量の増大につながること、およびそのことは結局被侵食地の傾斜要因と結びつくものであり、傾斜要因と侵食量との関係の解明は侵食抑止上重要な位置を占めると考察したことである。

そのために現地の実態と併せて実験的な解明も必要になる。実験の結果、流亡土量 q は傾斜角 θ 、降雨エネルギー $KE \cdot I$ によって次式で与えられる。

$$q = 2.9(KE \cdot I - E_0)^{0.88} \sqrt{\tan(\theta - \theta_0)}$$

さらに限界斜面長 U は次式で与えられる。

$$U = 0.79 \{ \tan(\theta - \theta_0) \}^{-1.14}$$

以上の試験結果は前述した Meyer や Holy の提唱した限界傾斜角 θ_0 の存在を立証するもので、この研究では $\theta_0 = 1.5^\circ$ を得た。この値は、Holy の示した抵抗の弱い土壤の限界勾配の値 ($1^\circ \sim 2^\circ$) とほぼ一致する。

以上の侵食要因の解析結果からつぎのような侵食抑止対策の基本的な考え方方が導出される。即ち前述の USLE 式 $A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P$ の左辺 A を許容量以下におさえることであるが、今のところその許容量の基準設定が困難であるので A を限りなく 0 に近づける方法を考えなければならない。そのため上記各要因の侵食抑止対策を講ずる必要がある。降雨要因 R に対する対策は沖縄の降雨エネルギーが高いことを考えると、植被やマルチング等による土壤面保護を強化することである。要因 K (土壤) に関する抑止対策としては有機物の投与、深耕 (土中湛水)、牧草の栽植、マルチングが考えられる。要因 LS (斜面長、斜面) に対しては斜面長を短かくし、傾斜角を小とすることである。要因 C に対しては耐食性作物の栽植、マルチング、 P に対しては承水路等の機能強化をはかるなどである。

以上の（侵食抑止対策の）基本的な考え方につけて、本研究から得られた成果をもとに侵食抑止対策に関しては LS 要因の対策、即ち土壤流亡限界勾配に関して有力な手がかりを得ることができた。即ち勾配 1.5° 程度がその値である。また斜面長は機械の作業効率等を考慮して耕区短辺を20m前後にとることが望ましいと考える。

以上の成果は、その他の残された要因とともに今後さらに検討を重ねる積りであるが沖縄におけるこの種の研究成果は沖縄地方と降雨・土壤条件の類似した東南アジア地域にも十分適用できると考える。

第7章 要約と今後の問題点

第1節 要 約

第1章では主として土壤侵食研究の動向について述べたがこのことに関しては前述したように他にくわしい記述があるので本稿では特に、この種の研究の先進国であるアメリカ合衆国の場合について本研究と関連の深いと思われるものについて記述した。我が国の場合には沖縄との関連で簡単なまとめにとどめた。

第2章では国頭マージ地帯の造成農地での土砂流亡の実態調査の結果をまとめた。要約するとつぎのとおりである。

- ① 作目的には、パインはその生態的な面から受食性作物であり、その圃場の管理方法と併せて、パ

イン畑はとくに植付後1年間は侵食を受け易い。

- ② 造成直後の圃場が裸地状態にある場合は土壤構造がもろく、2haの圃場から6ヶ月で600mmの降雨による土砂流亡は433m³にものぼる観測事例もある。
- ③ 造成農地から河川への流出土砂の中で懸濁物質（浮流砂）を濁度観測により定量すると5時間で143トンにものぼった。
- ④ 現場枠試験区での流亡土量観測結果は、3°, 5°, 8°のそれぞれの試験区において流亡土量qと傾斜度θとの間には $q = C \sqrt{\tan(\theta - \theta_0)}$ なる関係が成立し、その相関係数は極めて高い。またそれにより土壤流亡限界傾斜角 θ_0 を検討した結果約1.5°であった。

第3章では主として沖縄地方の降雨特性について記述したが本土との対比も行ってみた。要約すると、

- ① 降雨量の平年値の絶対量は地域によって異なり1,900～3,400mmもあるが、年々変動が大きく、干ばつ年が出現する反面、多雨年も多く土壤侵食を受け易い降雨型に属している。
- ② 降雨エネルギー、侵食限界降雨の年間頻度が高い。
- ③ 沖縄の降雨の雨滴分布を検討した結果、ワイブル分布がかなりよく適合することが明らかになった。この分布型をもとに沖縄の降雨エネルギーの算定式が誘導され、アメリカにおけるWischmeierらの式と比較すると沖縄の降雨エネルギーはアメリカのそれより、降雨強度の影響が強いことがわかった。

第4章では侵食を蒙る側の農地（国頭マージ）の特性について扱った。その物理性、浸入特性等に関してはつきのように要約できる。

- ① 粒度組成では粘土分が6.0%～80.0%と多岐にわたっており、その理工学性が特定できない。
- ② 比重は2.54～2.85の広範囲にあり、島尻マージにない特性を示す。
- ③ 国頭マージは一般に耐水性団粒が少なく、分散率も36.81～83.52と高い。
- ④ 沖縄の主要土壤と本土土壤との浸透能を比較すると、いずれの場合でも沖縄の土壤は浸透能が低い。特に国頭マージのパイン畑では極めて低い。
- ⑤ 島尻マージと国頭マージについて人工降雨により侵食の室内実験を行った結果、国頭マージの受食性が高いことを認めた。

第5章は第2章の侵食実態調査における現場枠試験結果の室内実験による検証である。実験の結果を要約するとつきのとおりである。

- ① 流亡土量と傾斜因子（3°, 5°, 8°, 12°, 15°）の関係はいずれの降雨強度（10mm/h～60mm/h）の場合でも現場枠試験結果と同じ傾向を示し流亡土量qと傾斜度θとの関係は $q = C \sqrt{\tan(\theta - \theta_0)}$ なる関係が成立し、 $\theta_0 \approx 1.5^\circ$ であった。
- ② 上記の式の比例定数Cについて降雨強度との関係を検討した結果 $C = C'(I - P)^{0.8}$ が成り立つが、これは $I \leq P$ では流亡土量が0になることを示す。
- ③ 人工降雨の雨滴径分布や降雨エネルギーについて第3章の自然降雨と同様の方法で求めた。その結果、降雨エネルギーと流亡土量との関係は、 $q = C''(KE \cdot I - E_0)^\alpha \sqrt{\tan(\theta - \theta_0)}$ なる関係式が得られ $KE \cdot I \leq E_0$ では流亡土量が生じない限界降雨エネルギーが存在することを確かめた。 E_0 , α を求めるとそれぞれ $145(J \cdot m^{-2} \cdot mm^{-1})$, 0.88である。 $E_0 = 145$ は浸入能に相当する降雨強度で 9 mm/hr^{-1} であることがわかった。

第6章は第5章までの結果をふまえ土壤侵食に対する総合考察を行い防止対策に言及した。

第2節 傷食防止対策についての今後の問題点

すでに述べてきたように傷食を起こす加害要因は降雨、流去水であるが、圃場の造成形態や管理が傷食の大小を決定づけるものである。土砂流出防止の基本原理は降雨や浸潤水による土塊の分散性の減殺と流去水の低濁度処理と合理的放出方法である。造成中は砂防ダムなど防災施設を設けて土砂流出防止

に対処しているが、まだまだ十分でない。さらに造成地からの流出水の濁水浄化の機能をもつ施設も効果的でない。また造成後の畑では造成形態と排水組織が侵食抑止、浮遊土砂流出防止上問題がある。現行の造成形態は緩傾斜大区画で圃場面勾配が3°～8°に仕上げられている。また耕区の幅や承水路の構造も侵食防止上難点があり、表流水は、承水路から土砂留マスを経て縦道路に沿った排水路または水兼農道へと導かれるが高濁度のまま流れるケースが多い。表流水が上記の経路に導かれない場合は、承水路が欠かいし低位部の圃場を侵食し、大量の土砂流亡を招く。

また土砂留マスを構造的、規模的にみると微細粒子を沈澱させる機能はもっていない。構造のタイプはいろいろあるが、いずれも流入口付近で粗大粒子、出口付近で微細粒子の沈澱、堆積を期待する形である。このことは流入水（流出水）の流水の状態により各粒度の沈澱力所が決まるとすることによるものである。実際、一般的にはそのようなケースが多い。しかし、流速の大小は降雨強度、圃場、導水路、沈砂マスの状態に支配されるものであるので、堆積土砂の土層をみると、ときには種々の粒度の土砂が互層をなして堆積しているのがみられる。また素掘りの沈砂マスでも微細粒子の堆積により浸透機能が抑制され湛水能が増大する。従っていずれの場合でも流入水量が土砂留マスの容量を上まわる限り流出水は生じ、濁度の高い流出水の場合は大量の土砂が地区外へ運ばれることになる。さらに前述したように造形後数年経た作付圃場からの土砂流出の例もあり、圃場の維持管理の強化が望まれる。特に浸透能が著しく低いパイン畑では流亡土砂が大量に出現する。このことはパインは植付後約1年間は植被としての侵食抑制効果が殆んどなく、さらに根の分布が浅く全般的に根による粗大間隙形成が地表面下20cm以下にまで及ばないことによるものである。また承水路の欠壊は表流水が承水路のたるみの部分に停滞し、越流する場合に起り、低位部の圃場を侵食する。

以上述べたことは土壤流亡が、工法上、施設の構造や配置、圃場の造成形態および営農上の点から侵食抑止対策が不充分であることをとりまとめたものである。従ってそれぞれの抑止対策が相乗効果を発揮するような方法を見い出すことが必要である。例えば造成工法を変えることができなければ他の抑止対策を更に強化することである。

濁水浄化や濁水処理の方法、区画の大きさの見直し、土砂留マスの機能の検討、承水路の間隔と欠かい防止、営農面からの侵食防止の強化、さらにソフトな面からの侵食防止方法の検討等々、今後の問題点としてとりあげることができる。

沖縄総合事務局は「沖縄地域における農業基盤整備の現状と将来展望（試案）」の中で、農業基盤整備推進の将来展望として、①農地面積54千haを確保する。②目標農地整備率は、おおむね70%とする。③畑については圃場の区画整理、農道の整備を中心に22千haの整備を行う。④農業経営の規模拡大、大・中型機械化営農の推進及び国土資源の効率的利用に資するため8千haの農用地造成を行う。そのほか3千haを農用地整備事業で実施する。ことなどをあげている。以上は農地の整備、造成のみに関する事項で計画実施年は「第2次沖縄振興開発計画」の最終年（昭和68年度）までである。これを北部地域についてみると、計画期間内の農地造成を含めた圃場整備量は約9,000haであり、現在の北部地域の耕地面積の47%に相当する。以上の計画（案）は「今後の農業基盤整備事業をめぐる諸情勢の進展に対応し、弹力的な推進を図るものとする。」としているが、いずれにしても農地の整備拡大は必須なことである。それに農地の拡大は地理的、地形的にも不利な条件の土地に求めざるを得なくなる。必然的に土砂流出のポテンシャルが現在よりも高くなる。効果的な土壤流亡抑止対策が急務であり、土壤保全（土壤侵食防止）は流域環境保全に直接結びつくものであるといえよう。