

# 有珠山噴火による火山灰堆積層に関する研究

## —降雨の表面流出と浸食について—

森 脇 寛\*・広部良輔\*\*・熊谷貞治\*\*\*・高橋 博\*\*\*\*

国立防災科学技術センター

### Study of the Accumulated Volcanic Ash Layers of Usu Volcano

By

H. Moriwaki, R. Hirobe, T. Kumagai and H. Takahashi

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

#### Abstract

The eruption of Usu volcano took place on August 7th, 1977. An enormous amount of volcanic ashes spouted out of its crater. Their total volume reached about eighty million cubic meters. These volcanic ashes change occasionally into mud flow on days of heavy rainfall.

Rainfall water infiltrates partly into volcanic ash layer and overflows partly from the surface. Entry water causes fall by decreasing the strength of ash layer and runoff causes surface erosion by running on ash surface. Loose ash soil caused by fall and erosion is occasionally washed away by rainfall water and forms mud flow.

In one experiment various amounts of pumping water were fed on an ash column in plastic cylinder as corresponding to the rainfall water and the overflow from its ash surface was measured as corresponding to the surface runoff water. A relation of the flux density of infiltration to feed time was obtained.

In another experiment artificial rainfall was fed on volcanic ash layer uniformly accumulated on an inclined curved floor in a box. The transformation of curved volcanic ash layer was measured during rainfall time. A relation of critical rain intensity to slope was obtained.

#### 1. 緒 言

1977年8月7日午前9時12分、北海道南部に位置する標高727mの有珠山が噴火し、約1年4カ月にわたり断続的に噴火を繰返した。約8,000万 $m^3$ ともいわれる大量の火山灰が噴出した。分布範囲は山麓の壮瞥町、虻田町、伊達市はもとより、遠く名寄市、女満別町に

\* 第3研究部降雨実験室, \*\* 雪害実験研究所第1研究室, \*\*\* 第3研究部地表変動防災研究室  
\*\*\*\* 第2研究部

までおよんでいる。火山灰堆積層の厚さは山麓で数 mm~100 cm である。

熊谷他 (1978) の報告によると、1977 年 8 月中旬から 9 月中旬にかけて、虻田町、壮警町において数回にわたり泥流が発生し、かなりの物的被害を生じた。泥流の発生はいずれも降雨によるもので、雨量は日雨量 30 mm 程度、1 時間雨量 15 mm 程度であった。1978 年 10 月に噴火活動が終了したが、その直後の 10 月 24 日午後 9 時 30 分頃、前夜からの豪雨のために大規模な泥流が発生し、虻田町の洞爺湖温泉街で死者 2 名、行方不明 1 名を生じた。

広範囲に分布した火山灰から成る堆積物は、広域の地形を変化させる。堆積物の強度が長い地質年代を経たものに比して弱いということに加えて、地形自体の変形がある。長い年代を経た地形は、部分的には不安定で変動する箇所はあっても、広域的には安定とみるべきで、短い時間の尺度で差し迫った危険を感じることは少ない。火山灰堆積物のように新たに形成された地層は、平均厚さが 1 m 前後であっても、新たな地形を安定化するには繰返し変動を経験することになる。このため斜面の崩壊や泥流の発生を回避することは困難で、今後暫くの間、このような危険に直面することになる。

この研究においては、有珠火山灰に対する降雨の表面流出機構と堆積層の浸食機構を明らかにし、有珠火山灰の特性を示す数値を求めると共に両機構の関連を明らかにすることを目的とした。降雨の土中への浸透は表面流出と密接な関係があるばかりでなく、堆積層の強度変化や旧地表での浸透水の貯留などに関連し、斜面の崩壊と密接に結びついている。

泥流の発生は堆積層の浸食と崩壊が複雑に関連している。表面流出は浸食を行うと同時に崩壊した火山灰を流送し、さらに浸食を進展させるであろう。崩壊のメカニズムや堆積層からの土砂流出機構については、この研究では取上げていない。これらの問題は今後の研究に期待することとし、ここでは泥流の発生の原因となる基礎的なメカニズムの一端を解明することとした。

## 2. 実験装置および方法

### 2.1 試料

黒色の火山灰および白色の軽石を、有珠山南東の伊達市付近で採取した。表 1 に火山灰の粒度分布と比重を示す。採取日時は 1977 年 10 月 14 日である。

### 2.2 表面流出試験

図 1 に実験装置を示す。堆積層に相当する土柱部分、降雨に相当する散水を行なう給水部分および表面流出に相当する流出量の計測部分の 3 箇所から成っている。

土柱部分には直径 5.5 cmφ、長さ 30 cm の透明な硬質塩化ビニール管を用い、底部にはゴム栓が施してある。円筒上部に逆三角形の切欠きをつけ、火山灰表面から越流した水を円筒

表 1 火山灰の粒度分布  
Table 1 Grain size distribution of volcanic ash

粒度分布 (%)			比重
2000 μ>	74 μ>0	5 μ>	
97.8	41.1	6.4	2.47

外に取出せるようになっている。火山灰の充填方法としては円筒上約 10 cm の高さから落下させた。土柱は下部 10 cm は軽石、その上 20 cm は黒色の火山灰から成っている。充填した火山灰表面と切欠きの下端は同じレベルになるようにしてある。火山灰の充填密度は  $1.25 \sim 1.30 \text{ g/cm}^3$  であった。降雨を想定した散水部分は三陽理化学社製 T-63 型微量定量ポンプを用い、時間降雨強度 30, 60, 90, 120, 150 mm/h に相当する水量を散水した。落下する雨滴によって火山灰表面が雨滴浸食をうける危険があるため、沓紙を敷いて表面を保護した。表面流出量は、切欠きから流出する水を自動直示天秤上のピーカーに受け、時間経過と共に変化する重量により測定した。

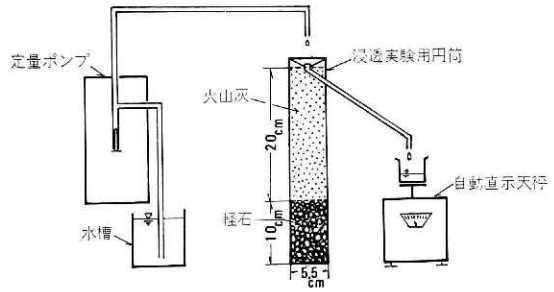


図 1 表面流出試験装置  
Fig. 1 Apparatus for surface runoff experiment.

2.3 湿潤前線

浸透する水によって黒色火山灰は暗黒色に変色するので、変色の境界を透明な塩ビ管の外側から観測し、経過時間との関係を求めた。

### 2.3 湿潤前線

2.4 浸食試験

降雨装置は大起理化工業製の移動型雨滴発生機を用いた。ノズルの振動によって粒径の調整が可能になっている。写真 1 に装置を、図 2 に土槽の側面図と平面図を示す。巾 25 cm、長さ 140 cm で、3.6 cm につき 0.1% ずつ勾配が急になるような凸型の斜面より成ってい

### 2.4 浸食試験

降雨装置は大起理化工業製の移動型雨滴発生機を用いた。ノズルの振動によって粒径の調整が可能になっている。写真 1 に装置を、図 2 に土槽の側面図と平面図を示す。巾 25 cm、長さ 140 cm で、3.6 cm につき 0.1% ずつ勾配が急になるような凸型の斜面より成ってい



写真 1 降雨装置  
Photo. 1 Rainfall apparatus.

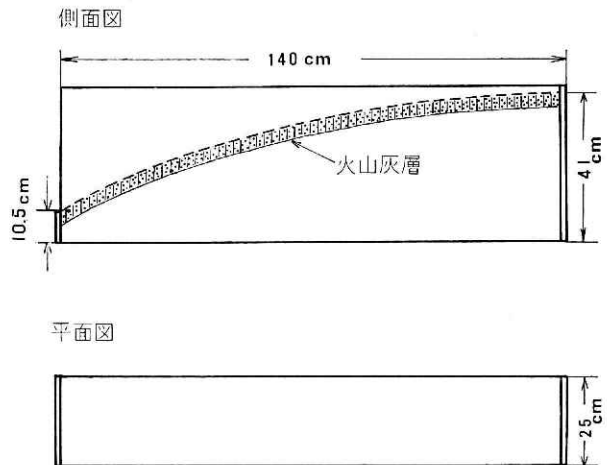


図 2 浸食試験土槽  
Fig. 2 Flume for erosion experiment.

る。傾斜曲面上に厚さ 4 cm に黒色火山灰を堆積させた。写真 2 にこの状況を示す。堆積方法は含水比 2.7% の風乾状態の火山灰を高さ 10 cm から自然落下させる方式をとった。実験に先立って土槽の斜面上に堆積した火山灰層の上端から少量の水を供給し、毛管現象によって堆積層全体が湿潤状態になるようにした。浸食試験は降雨強度 30, 60, 90 mm/h について行なった。降雨開始後、30 分ごとにクリノメータを用い、斜面の全長にわたり勾配を測定した。

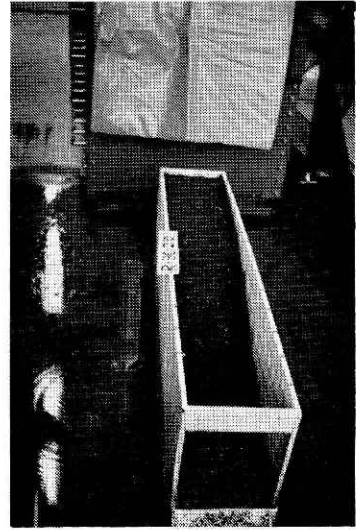


写真 2 浸食試験土槽  
Photo. 2 Flume for erosion experiment.

### 3. 実験結果

#### 3.1 表面流出試験

越流量と降雨量の差を求め、単位時間当りの上中への浸透水量  $q$  (flux density,  $Q/A/t$ ) を求め、経過時間  $t$  との関係を図 3 に示す。  $Q$  は全降水量 ( $\text{cm}^3$ )、  $A$  は円筒断面積 ( $\text{cm}^2$ ) である。相対降雨強度 (relative rain intensity) は降雨強度 (rainfall intensity) と上の飽和透水係数 (saturated hydraulic conductivity)  $q_r$  との比である。降雨開始後、暫くの間は全降水が土中に吸収されて越流水はゼロであるため浸透水量は水平線を示し、一定となる。次いで越流水が生じ、時間と共に増大するためカーブは下降し、最終的には一定値に漸近し浸透水量は一定になる。この傾向はすべての降雨強度について同様であるが、降雨強度の大きいものほど、短い経過時間の後に越流水が生じている。

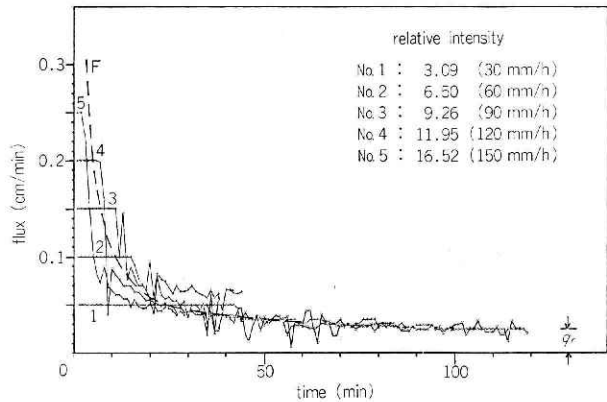


図 3 浸透速度と経過時間の関係  
Fig. 3 Relation between surface runoff and elapsed time.

#### 3.2 湿潤前線

湿潤前線の変化状況を図 4 に示す。縦軸の数値は前線が地表面から降下浸透した距離を示している。降雨強度の大きいものほど前線の発生は早いですが、約 10 分経過した後では降雨強度の大きいものと小さいものの浸透速度に大きい差は認められない。

#### 3.3 浸食試験

降雨が継続すると浸食が発生し土槽の下端から順に次のような浸食地帯が形成される。1)

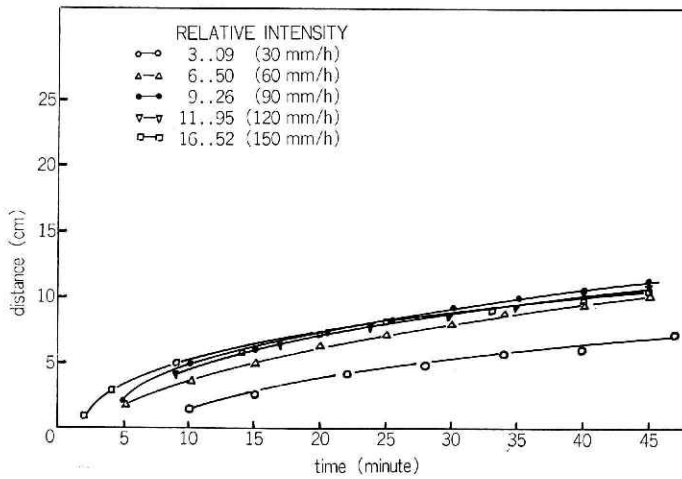


図 4 湿润前線と経過時間の関係

Fig. 4 Relation between advance distance of wetting front and elapsed time.

ガリ地帯 (zone of gullying), 水筋状浸食とも言われ, 深い溝が多く形成される. 2) リル地帯 (zone of rilling), 浸食は急速に進むがガリは生じない. 細流浸食とも言われる. 3) 遷移地帯 (zone of transition), 浸食と非浸食の中間の所である. 土の表面は乱されていないが, 層状一様浸食は発生していると考えられる. 4) 非浸食地帯 (zone of no erosion), 土の表面は乱されていない. 図 5 に土槽の下端からの距離と勾配の変化状況を示す. 時間の経過につれ下端に近い方の勾配が増大し, 最終的には下端は流下した土壌のため勾配は小さくなり, 浸食の遷移地帯の勾配は一定値に近づく傾向を示す.

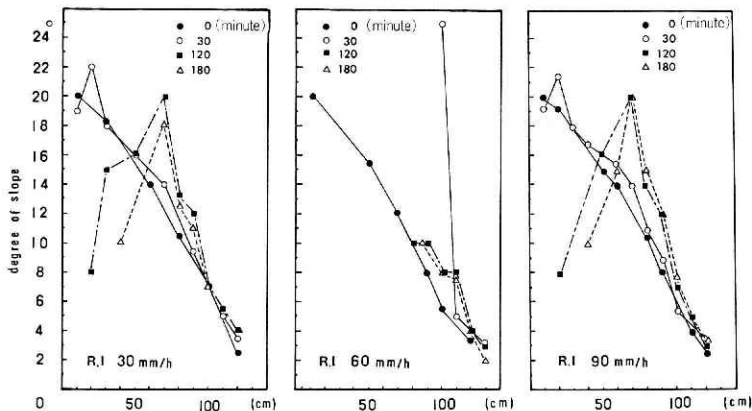


図 5 下端からの距離と勾配変化の関係

Fig. 5 Relation between change of slope-gradient and distance from lower end of flume.

## 4. 考 察

### 4.1 表面流出 (surface runoff)

#### 4.1.1 湛水浸透 (flooding infiltration)

一般に浸透の解析にしばしば利用されているが、地表面に湛水を常時有する場合である。一定の水圧が地表に保持された状態で浸透速度は図3の破線Fのように変化する。湛水浸透は地表面の吸水能力が降水量を上回ることはない。したがって地表面に水がたまらない状態は出現しない。これは降雨強度が極めて大きい時の降雨浸透に相応する。

#### 4.1.2 降雨浸透 (rain infiltration)

浸透開始後、降水のすべてが土壤中に吸収される期間がある。図3における水平線の部分である。降雨強度に相応して土中への浸透速度がきまり、降雨強度が大きいほど浸透速度も大きい。浸透速度が減少を開始するまでの時間は、降雨強度の大きいものほど短く、浸透速度が減少するカーブは、降雨強度が異なるとずれて一致しない。これは雨滴により土壌表面が乱されたり、土中の空気圧が変化したりするためである。これらのカーブの最終的な漸近値は一致し、飽和透水係数  $q_r$  になる。もし降雨強度が  $q_r$  より小さいと無限時間降雨が続いても表面流出を生じることはない。Rubin (1963, 1966), Rubin and Steinhardt (1964), Rubin *et al.* (1964) は降雨浸透についての一連の研究を行ない、次のように区分している。

1) 非貯水浸透 (non-ponding infiltration) これは降雨強度が飽和透水係数より小さい場合である。

2) 前貯水浸透 (preponding infiltration) 降水のすべてが土壤中に吸収される期間である。降雨開始後、かなり早い時期に地表近くは飽和に達するが、飽和層の下は不飽和層が続き下端は急に土の初期含水率に変化している。地表の透水係数は時間と共に変化し、最終的には降雨強度に一致する。

3) 初期貯水浸透 (incipient ponding infiltration) 前貯水浸透において飽和状態になった土壌の表面は、暫くの間は負圧を有しており、だんだんゼロに近づく。このゼロになった点から初期貯水浸透になる。浸透速度は減少せず、降雨のすべてが土壤中に侵入する。降雨強度が大きいほど地表の飽和層は浅くなり、飽和層と不飽和層の境界の湿分勾配は急になる。降雨強度の大きいほど初期貯水浸透は早い時期に出現する。

4) 降雨貯水浸透 (rain ponding infiltration) 地表に水たまり (water puddle) ができたり、水の膜 (water mantle) が形成されたりするようになると、浸透速度が減少を開始する。最終的には飽和透水係数に到達するまで減少する。この減少開始後を降雨貯水浸透とよんでいる。

#### 4.1.3 湿潤前線 (wetting front)

Rubin and Steinhardt (1964) によると湿潤前線の下降速度  $u$  は降雨浸透の場合には降

雨強度  $R$  が大きいほど大きく、時間経過によってあまり変化しないという。一方、湛水浸透では時間と共に速度は減少するという。降雨浸透の場合、Pubin *et al.* (1964) によれば、次式ようになる。

$$u = [R - K(W_i)] / [W_L - W_i] \quad (1)$$

$W_L$  は境界部分の含水率、 $W_i$  は最初の含水率である。図4において時間の変化に対し大きな変化はない。降雨強度の変化に対しても大きな変化はない。前線が出現する時間は降雨強度の大きいものほど早い。この点を考慮すれば降雨強度の大きいものほど前線は早く進むことになる。図4によると降雨量 30 mm/h では、1 時間当り 8 cm、90 mm/h では1時間当り 14 cm 程度の速度で湿潤前線が降下する。したがって有珠山の火山灰堆積物では、たとえば、厚さ 10 cm の堆積層では降雨量 30 mm/h の場合、1 時間 15 分、厚さ 100 cm の堆積層では 12 時間 30 分で堆積層の上から下まで湿潤したことになる、崩壊の危険性があることになる。

#### 4.1.4 表面流出 (surface runoff)

降雨貯水浸透が開始される時から、浸透量を降雨量が上回ることになり、表面流出が始まる。実際には地表のおうとつ(凹凸)や植生などの表面貯留能力があるため、厳密には一致しない。図3において降雨強度 30 mm/h に相当する No. 1 の場合、降雨貯水浸透が開始するまでに 40 分位の時間が必要である。120 mm/h の場合には、10 分程度となる。降雨強度がどうであっても、1 時間も連続して降雨があれば、極めて降雨量の少い時に相当する非貯水浸透以外は表面流出があることが予想できる。前述の泥流の発生が日雨量 30 mm 程度、1 時間降雨量 15 mm 程度であったことを考えると、表面流出が辛うじて生じる位の条件で物的被害を生じる泥流が発生していることになる。これより大きな降雨条件では、かならずと言えるほど泥流は発生すると考えられる。このように豪雨の際には泥流の発生の危険度は大きいと誰しもが認めているが、雨量は少いが降雨経過時間の長い場合の泥流の発生は誰しも把握が困難である。表面流出を生じるための誘導時間に相当するしきい値 (threshold value) と降雨強度の関係は、集中豪雨のような異常状態でない日々の降雨によって発生する泥流を予知するための重要な手掛りである。降雨貯水浸透における浸透速度の下降カーブは、降雨強度により異なり一致しないが、近似的には湛水浸透のカーブと一致すると考えてよく、数値計算が容易である。

降雨条件が一定の場合は図3のようになるが、現実の降雨は断続的で増減が激しい。降雨強度が一定か増加関数の場合はよいが、減少する過程ではヒステリシス効果が生じて複雑となる。Rubin (1967) はこの場合について研究し、数値計算を可能にした。

#### 4.2 浸食 (erosion)

浸食現象は雨滴による地表面の破壊と流下水による土粒子の輸送に大別できるが、浸食土の 80% は雨滴衝撃により剝離されたものだと言われている。雨滴浸食は図3における前貯水

浸透および初期貯水浸透に相当するしきい値の期間に発生すると考えられ、剝離された土粒子が流送されて浸食に発達する。表面流出水による掃流の浸食は次のようになる。1) 層状一様浸食 (sheet erosion), 斜面全体が薄層流で浸食される状態で、雨裂は生じない。2) 細流浸食 (rill erosion), 流下水が集まって細流になり、雨裂を生じる。3) 水筋

状浸食 (gully erosion), 流下水がさらに集まり、水量も流速も増加し、V字型の深い溝を生じる。浸食の成長はまず層状一様浸食に始まり、やがてリルやガリが発生し、流水はガリに集中して流れ、シート状はなくなり、ますますガリを深くするようになる。図6において降雨強度 30 mm/h が継続すると 12 度以上の勾配の斜面にガリ浸食が発生し、90 mm/h の場合は 5 度以上がすべてガリ浸食をうける。延降雨時間にして 2~3 時間である。図3において降雨量 30 mm/h の表面流出開始には 40 分を要し、90 mm/h では 10 分程度である。集中豪雨になると分単位の継続時間での浸食が重要となることがわかる。また比較的ゆるやかな斜面でも浸食が進むことが予想される。

Gardner (1948) および Gardner & Lauritzen (1946) は、限界降雨量と斜面の間に次の関係のあることを示した。

$$q_c = b/S^\gamma \quad (2)$$

$q_c$  は限界降雨量,  $S$  は斜面勾配,  $b$  は土壌の特性値,  $\gamma$  は無次元数である。

図6から降雨時間と遷移領域の勾配の関係がわかるが、遷移領域の漸近勾配値を求めることができる。(2) より

$$\log q_c = \log b - \gamma \cdot \log S \quad (3)$$

図7に限界降雨量  $q_c$  と勾配  $S$  の関係を示す。 $q_c$  を  $\text{cm}^3/\text{sec}$ ,  $S$  を割合で示すと  $\gamma=1.4$ ,  $b=7.572 \times 10^{-3} \text{ cm}^3/\text{sec}$  となる。これは有珠山の火山灰堆積物の浸食の難易度 (erodibility) を示す値である。(2) 式は降雨の継続時間は問

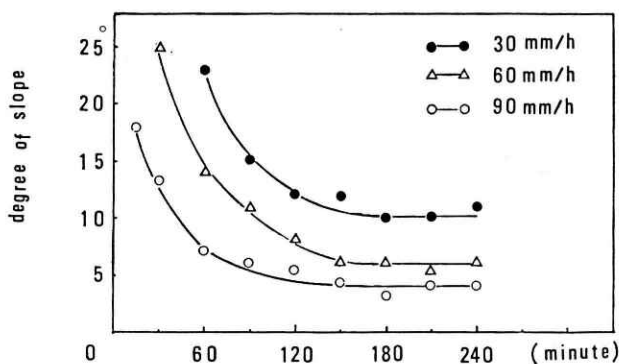


図6 遷移領域の勾配変化  
Fig. 6 Change of slope-gradient with time at transition zone.

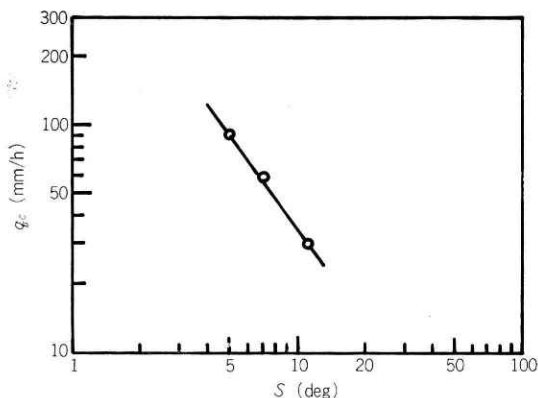


図7 限界降雨強度と安定勾配の変化  
Fig. 7 Relation between critical rainfall intensity and stable slope-gradient.



題としていないが、非常に長い年月の間には、局地的な降雨条件とこの関係式から求まる地形が形成されることになる。

## 5. 結 語

降雨浸透、表面流出および表面浸食の関係が実験的に求められた。表面流出を発生させるまでの期間は、雨滴浸食にも関係があり、表面流出開始後は掃流浸食に関連があることがわかった。浸透速度—降雨時間の関係から有珠火山の堆積物に特有の浸透および表面流出条件がえられた。浸食試験からは限界降雨量と斜面の勾配の関係式がえられ、浸食が発生するための領域を確認できるようになった。泥流の発生は堆積物の崩壊と浸食が密接に結びついているが、湿潤前線の下降速度から考えると、堆積層の厚さ全体が湿潤するには数時間を要し、浸食が停止する限界に達するには 2~3 時間であることから考えると、長雨や融雪期以外での降雨では、崩壊より浸食の方が活発に発生することがわかる。また浸食によりガリを発生すれば大量の剝離土が流れることから考えても、これに降雨や崩壊が重なると大きな泥流を生ずるものと考えられる。この意味でも日常の浸食防止対策が重要である。この実験のみで泥流の発生条件を決定することはできないが、発生条件の一端を明らかにすることができた。

## 謝 辞

この研究は昭和 52 年度特別研究促進調整費「1977 年有珠山噴火に関する特別研究」の一環として行なったものである。浸食試験は農林水産省農業土木試験場造構部において行なったもので、関係各位に御礼申上げる。特に第 4 研究室古谷保氏には、御助力を賜わり厚く御礼申上げる。

## 参 考 文 献

- 1) Gardner, W. (1948): Detemination of the critical stream for various slopes, *Soil Science*, **66**, 205-215.
- 2) Gardner, W. and C. Lauritzen (1948): Erosion as a function of the size of the irrigating stream and the slope of the eroding surface, *Soil Science*, **66**, 233-242.
- 3) 熊谷貞治・田中耕平・大八木規夫・清水文健・小池幸男 (1978): 1977 年有珠山噴火による災害現地調査報告, 国立防災科学技術センター, 主要災害調査, 第 14 号, 70 pp.
- 4) Rubin, J. (1966): Theory of rainfall uptake by soils initially drier than their field capacity and its applications, *Water Resources Research*, **2**, 739-749.
- 5) Rubin, J. (1967): Numerical method for analyzing hysteresis affected, post-infiltration redistribution of soil moisture, *Soil Science Society of America Proceedings*, **28**, 246-251.
- 6) Rubin, J. and R. Steinhardt (1963): Soil water relations during rain infiltration, *Soil Science Society of America Proceedings*, **28**, 246-251.
- 7) Rubin, J. and R. Steinhardt (1964): Rain infiltration, *Soil Science Society of America Proceedings*, **28**, 614-619.

- 8) Rubin, J., R. Steinhardt and P. Reiniger (1964): Soil water relations during rain infiltration, *Soil Science Society of America Proceedings*, **28**, 1-5.

(1979年6月8日 原稿受理)