

II-5 火山活動の推移に伴う泥流発生危険度評価と規模の予測手法に関する研究

研究予算：運営費交付金（治水勘定）

研究期間：平 13～平 17

担当チーム：火山・土石流チーム

研究担当者：栗原淳一、山越隆雄

【要旨】

火山噴火に伴って細粒火山灰が堆積した斜面では、地表面の浸透能が低下し、表面流が発生しやすくなるといわれている。その結果、火山灰が堆積した流域では、噴火前には泥流や土石流が発生しなかった小雨でも泥流・土石流が発生するようになる旨と指摘されている。噴火時には噴火活動の推移に応じて、火山灰の堆積範囲や厚さなどが変化するため、泥流や土石流の発生危険度や規模等は刻々と変化する流域特性に応じて変化する。そのため、火山活動の推移に伴う泥流発生危険度および規模の予測手法に関する研究が必要とされている。本研究では、三宅島を対象として現地観測を行うことで、噴火後の火山における降雨時の水と土砂の流出特性を把握し、それをもとに泥流ハイドログラフ推定モデルの構築や移動可能土砂量の推定手法について検討を行い、火山噴火後の泥流発生危険度と規模を予測する手法を提案した。

キーワード：火山噴火、火山灰、泥流ハイドログラフ、移動可能土砂量、三宅島

1. はじめに

火山噴火時には、噴火活動の推移に応じて、降灰範囲や厚さ、火山灰の特性などが変化するため、泥流の発生危険度や規模は経時的に変化すると考えられ、このような火山活動の推移に伴う流域特性の経時変化を考慮した泥流発生危険度および規模の予測手法に関する研究が必要とされている。そこで、本研究では、①降灰の影響による流域の降雨流出、土砂流出特性の変化を評価した泥流ハイドログラフ予測手法の検討と、②溪流の移動可能土砂量推定手法の検討を行い、これらの検討成果を総合した泥流発生危険度および規模の予測手法を提案することを目的とした。

本研究では、2000年に大量の火山灰噴出を伴う噴火をした三宅島を対象として主に研究を実施した。

これまで、泥流発生規模や氾濫計算を行う上で必要な噴火後のハイドログラフを求める際には、合理式によりピーク流量を求める方法や、単位図法(中安等)によりハイドログラフを求めることが多かった。このような計算は簡便であり、緊急的な対応としては有効であるが、降灰の影響を考慮した泥流ハイドログラフにはなっておらず、噴火後の状況変化を反映したものになってはいない。したがって、降灰の影響による泥流の危険度や規模を予測するためには、流域における降雨に対する水と土砂の流出を物理的に追跡した流出解析モデルが必要であると考えられる。本研究では、雨水の浸透・流下過程、表面流の流下過程、斜面上および河道の土砂流出過程を物理的

に追跡する分布型モデルを開発した。このモデルを用い、現地観測や現地の試料を用いた試験結果を基に各物性値を与えて解析を実施し、噴火後の三宅島における泥流ハイドログラフを算定した。

また、噴火後の斜面におけるガリーの形成は、雲仙普賢岳、有珠山、桜島などこれまでに噴火した火山においても報告されており、噴火後に流出する土砂の主な生産源となることが既往の研究でも報告されている⁴⁾。本研究では、三宅島において空中写真判読やレーザー測量結果を用いた解析を用い、噴火後のガリー形成特性について把握し、移動可能土砂量推定手法を検討した。

そして、これらの検討結果を総合し、泥流発生危険度評価と規模の予測手法を提案した。

2. 三宅島における現地観測・調査結果

2000年噴火によって新規に火山灰が堆積した三宅島島内の溪流において、2002年(H14年)より降雨流出観測を実施してきた。これまでの調査・観測結果を示すとともにその結果に基づいて三宅島の新規火山灰堆積斜面の降雨流出特性について考察する。また、2002年と2005年に実施した植生調査結果を整理した。

2.1 観測地の概要

三宅島島内における現地観測箇所の分布を図-1に示す。観測斜面には、量水堰を設置し、堰内の水位を計測することで流量を求めた。また、併せて雨量計を設置した。各観測斜面の集水面積、平均勾配(流出観測点と最上流

点の間の勾配), 各斜面における火山灰堆積厚(設置当時)を表-1に示す。また, 各斜面の表層部から採取した火山灰の粒度分布を図-2に示すが, 島内の東側のカニガ沢および南側の立根沢に位置する観測斜面は50%粒径が0.1mm以下を示すのに対し, 西側の榎木沢に位置するEUでは他斜面と比べて粒度が粗い。

2.2 観測結果と考察

各観測斜面において観測開始から2005年3月までに得られた全流出データを, 縦軸に全流出高, 横軸に一連の降雨の総雨量として図-3に示す。

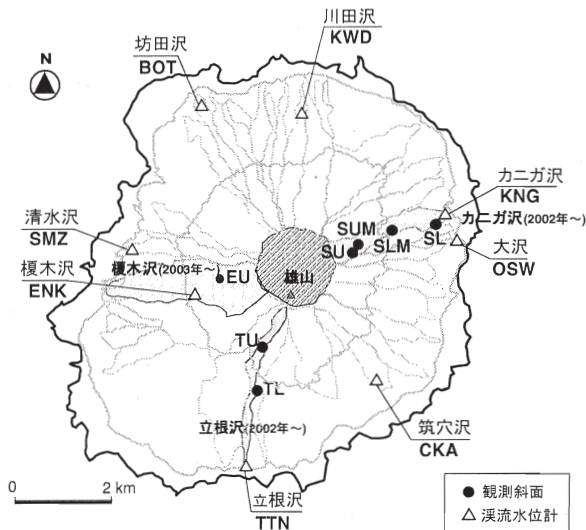


図-1 観測箇所位置図

表-1 各観測斜面の諸元

	集水面積(m ²)	平均勾配(°)	火山灰堆積厚(cm)
SU	82	28	60
SUM	36	21	46
SLM	475	14	26
SL	138	19	11
TU	204	20	15
TL	455	10	5
EU	163	26	60

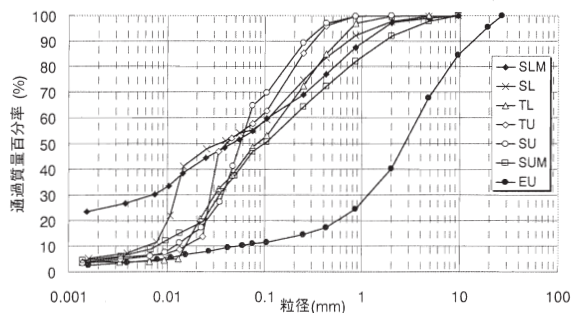


図-2 各観測斜面に堆積した火山灰の粒度分布

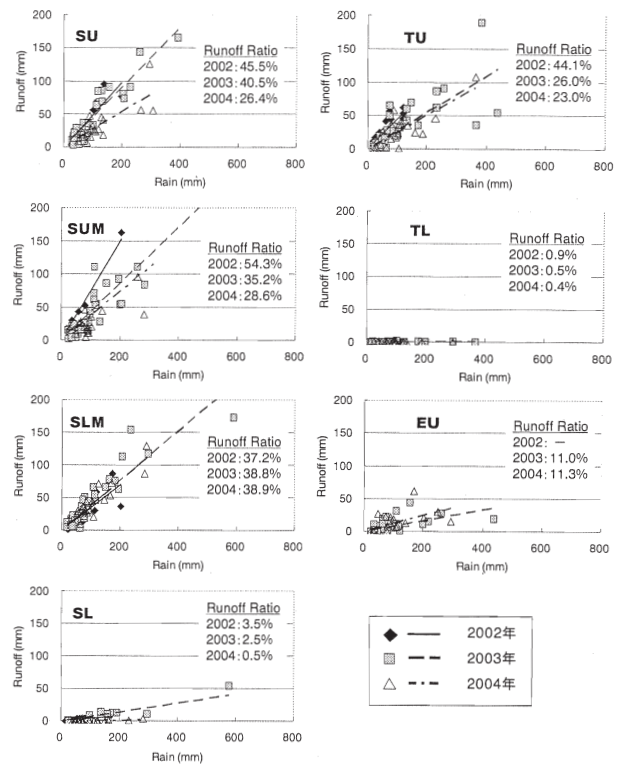


図-3 各観測斜面における降雨流出関係

カニガ沢についてみると, 上流域に位置するSU・SUMの2つの斜面でグラフの傾きが大きく, 流出率が高いことがわかる。次いで, 中流域に位置するSLMの流出率が高くなっている。一方, 下流域に位置するSL斜面での流出率は非常に低い。これは, SLでは下層植生や落葉層が地表を覆っていることが影響しているものと考えられる。立根沢流域についても, カニガ沢と同様に植生等の影響によりTLでは流出がほとんど発生しておらず, 極めて低い流出率となる。一方, カニガ沢や立根沢に比べて粗い粒径の火山灰が堆積しているEUでは, 同程度の火山灰堆積厚のSUやSUMより低い流出率を示している。これは, 堆積している火山灰の粒径が粗く, 透水性がよいことが影響していると考えられる。

経年的な推移をみると, SU・SUMでは観測を開始した2002年と比べ, 2003年, 2004年では流出率が低下してきている。既往の研究では火山灰堆積後の浸透能の回復には植生の回復や地表面の粗粒化が挙げられる⁴⁾が, SUおよびSUMでは植生の回復はみられておらず, その影響ではないと考えられる。流出率低下の原因として, リル内の一部に浸透能の高い元の地表面が露出してきており, 徐々に浸透能が回復していることが考えられる。

次に, 各溪流からの出水を観測した結果を述べる。計測した水位を流量に換算し, 流域面積で除して流出高として表示している。図-4は2003年9月20日から22日

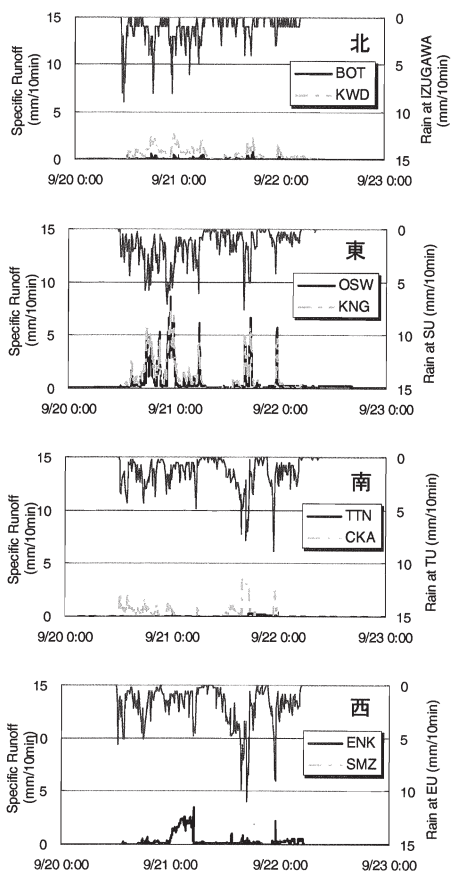


図-4 各溪流におけるハイドログラフ

表-2 各溪流の流出率の違いに及ぼす要因

流出率*	北	東	南	西
流出率*	低	高	低	低
要因	<ul style="list-style-type: none"> 火山灰の影響範囲が小さい。 植生のダメージが小さい。 	<ul style="list-style-type: none"> 火山灰の影響が大きい。 溪床に溶岩が露出している。 	<ul style="list-style-type: none"> 溪床にスコリアが大量に堆積している。 	<ul style="list-style-type: none"> 火山灰の粒径が粗い。

*: 相対的な評価

にかけてのハイエト・ハイドログラフであり、上から順に北・東・南・西の溪流を表している。4方位のグラフを比較すると、東側のカニガ沢、大沢で降雨に対する応答が最もよく流出率も高い。それぞれの方位における流出率の差に及ぼす要因について、以下のように考察される(表-2 参照)。

現地にて観察した結果によると、カニガ沢や大沢では上流斜面に細粒火山灰が厚く堆積しており浸透能が低いのに加え、溪床にはほぼ全面にわたり溶岩が露出していることが高い流出率を示す要因であると考えられる。一方、西側に位置する榎木沢の上流域に堆積した火山灰は粒径が粗く、透水性が高いことが東側溪流と比較して流出率が低い要因であると考えられる。また、南側の立根

沢は上流域の火山灰の影響面積が小さいことに加え、中流から溪流出口にかけて溪床に堆積した透水性のよいスコリアが低い流出率を示すことに関与していると考えられる。

2.3 植生の状況

噴火から2年後の2002年と2005年に植生調査を実施し、その回復状況を把握した。なお、調査はカニガ沢のSU・SUM・SLM・SL、立根沢のTU・TLの各観測斜面で実施しており、榎木沢のEUでは2005年のみ調査を実施している。

まず、各調査斜面における10m×10mあたりの生木本数を図-5に示す。カニガ沢、立根沢ともに、標高の高い調査斜面で植生はほとんど枯死しており、樹木密度が低い傾向がみられる。また、現地で観察すると下流側のSLやTLでは草本類が繁茂しているのに対し、上流域では草本類の生育がほとんどみられない(写真-1)。これは、火口に近い上流側ほど火山ガスや火山灰の堆積の影響が大きく、生木や草本類の生育を阻害しているものと考えられる。また、経年的な変化をみると、ほとんどの斜面で2002年から2005年にかけて樹木密度が低下していることがわかった。

2.4 まとめ

噴火後の火山灰が堆積した斜面や流域下流端において

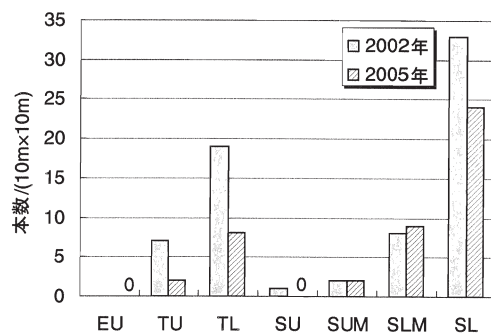


図-5 樹木密度(生木)の経年変化



写真-1 上流域の状況(SU)

現地観測を実施し、降雨流出特性を把握した。その結果、以下の知見が得られた。

- 1) 島内7カ所の斜面における観測の結果、細粒火山灰が堆積した同一流域内でも、上流域では流出率が高いのに対して下流域では流出が低いことがわかった。また、同程度の厚さの火山灰が堆積した箇所でも、火山灰の粒径が細かい斜面では流出率が高く、粗い斜面では流出率は低い傾向を示す。
- 2) 島内の溪流を4方位に分割すると、北～東側の溪流で降雨に対する応答が非常によく高い流出率を示すのに対し、西側や南側の溪流ではあまり高くない。
- 3) これら流出特性に影響を及ぼす要因は、噴火により堆積した火山灰の透水性をはじめとする物性と違いによるものと推測される。
- 4) 2002年と2005年に植生調査を実施した結果、火山ガスや火山灰の影響が大きい上流域における樹木はほとんどが枯死し、噴火から5年経過しても新たな生育はみられない一方で、影響の少ない下流域では樹木の生育は悪化しているが2005年には新たな草本類の生育が顕著であり、今後は遷移を経て植生が回復するものと考えられる。

3. 降灰の影響を考慮した泥流ハイドログラフ推定モデルの検討

火山噴火後の推移に応じ、新しい情報に基づいた流出計算を行う場合には、降灰の影響を反映した雨水の浸透過程や水や土砂の流出過程を物理的に追跡した流出解析モデルが必要であると考えられる。そこで、本研究では

降雨浸透や水・土砂の流れを物理的なモデルで表現する分布型流出解析モデルを構築した。本モデルの概要を図-6に示す。

3.1 解析モデルの概要

3.1.1 分布型モデル

一般に、流出解析モデルは集中型と分布型に分けられる。集中型は従来から用いられている方法で計算が比較的容易であるという長所をもつが、降雨に対する流出量の応答関係から必ずしも物理的でないパラメータが決定される。特に火山噴火後の流域においては、噴火前と水文環境が大きく変化しているため、その適用精度が高いとは言い難い。一方、分布型モデルは計算が煩雑で時間がかかるといった短所をもつものの、近年では計算機の進歩によりその問題は解消されつつある。また、流域内の土壌や地質条件等の物理的な特性を組み込むことができるため、降灰の影響により場の特性が空間的・時間的に変化する噴火後の火山においては非常に有効な手法であるといえる。そこで本研究では、火山噴火により降下・堆積した火山灰の物性を考慮した分布型モデルを用いた。

3.1.2 非構造格子を用いた流域地形モデルの生成

立川ら¹⁾は地形モデルをグリッドモデル、等高線図モデル、三角形網モデルに分類している。降水や土砂の流出解析を行う場合には、地形モデルの構築や計算機による処理が容易であるグリッドモデルが一般的に用いられるが、谷・尾根地形などの微地形の表現が曖昧になるという欠点をもつ。また、等高線モデルデータ量が膨大となり、流域規模での適用が困難であるという欠点をもつ。一方、三角形網モデルは三角形網間での雨水の授受を取り扱うことが難しいという欠点をもつものの、流域地形に即して地形を表現できる利点をもっている。本研究で扱うような火山地域の地形は、過去の噴火による溶岩流や火砕流の流下跡地があり複雑な形状を示すため、三角形網モデルを用いることが有効であると考え、主に三角形による非構造格子モデルで表現した。

3.1.3 物理現象のモデル化

本モデルでは、流域を斜面部と河道部にわけて、それぞれの物理現象をモデル化した。斜面部は雨水の浸透現象と表面流の発生過程を境界条件の与え方に工夫を施した1次元不飽和浸透流で表現し、発生した表面流ならびに浸透した雨水の流下過程をKinematicWave法で追跡した。また、表面流の流下による斜面侵食は掃流砂量式と浮遊砂量式で求めている。河道部については、斜面部からの水と土砂を横流入として与え、1次元の不定流計算を用いた。流砂量として、芦田・道上式(掃流砂量式)およびItakura and Kishiの式(浮遊砂量式)を与えた。

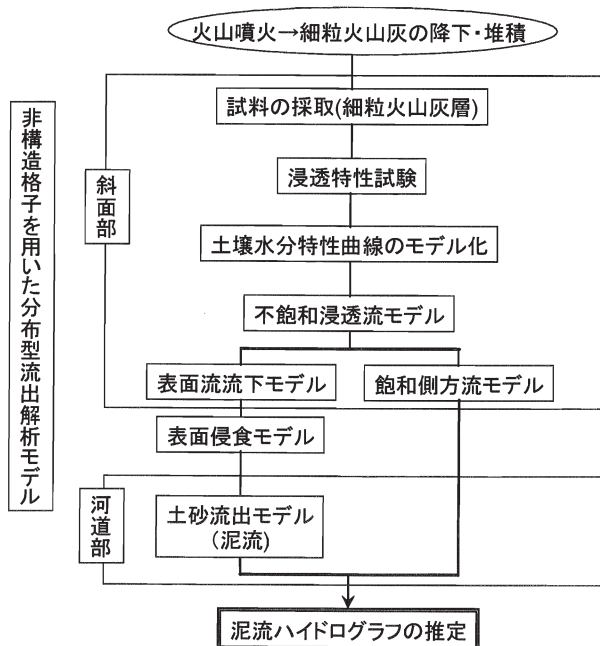


図-6 泥流ハイドログラフ推定モデルの概要

(1) 表面流の発生と雨水の浸透過程

噴火後に細粒火山灰が堆積した箇所では Horton 型表面流が発生するケースが多いと考えられる。本研究では、より物理的に表面流の発生と地中への浸透を表現するために、ダルシー則を不飽和領域に拡張した Richards 式(式1)を用い、時々刻々と変化する土壌水分量に対応するモデルを考えた。

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ kr \cdot \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right\} \quad \dots (式1)$$

ここに、 θ : 体積含水率(cm^3/cm^3)、 C : 比水分容量($=\partial \theta / \partial \psi$)、 t : 時間(sec)、 ψ : サクシオン値($\text{cm} \cdot \text{H}_2\text{O}$)、 kr : 不飽和透水係数(cm/sec)、 z : 鉛直方向深さ(cm) である。

通常の一次元不飽和浸透流解析においては、地表面の境界条件として降雨強度を与えることが多いが、本研究では、前述のように Horton 表面流の発生を考慮するため、不飽和浸透流解析の地表面での境界条件の与え方に工夫をした。

地表面における浸透能を q_{inf} とし、実際の浸透流量(地表面を横切って土中に浸入する単位時間・単位面積当たりの水量)を q_{zin} とする。降雨強度(R)より地表面の浸透能が大きい場合には、従来と同様に、浸透流量は降雨強度と等しいとする。

$$R \leq q_{inf} \text{ の場合 } q_{zin} = R \quad \dots (式2)$$

逆に、地表面の浸透能より降雨強度が大きい場合は、浸透流量は浸透能に等しいとする。

$$R > q_{inf} \text{ の場合 } q_{zin} = q_{inf} \quad \dots (式3)$$

ここに、 q_{inf} : 地表面の浸透能、 R : 降雨強度、 q_{zin} : 地表面の浸透流量 である。

ここで、浸透能(q_{inf})について以下のとおりに考える。通常、一次元の鉛直不飽和浸透流計算では、上下のセ

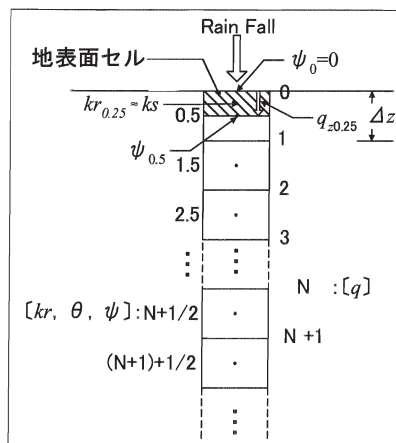


図-7 浸透流モデル概念図

ル間のサクシオン勾配と、そのセルおよび上下のセルの土壌水分状態に応じた不飽和透水係数によって浸透流量が計算させる。本研究では、最上層セルの上半分の間(図-7の斜線部)を地表面の水分状態を表す層として考え、近似的にこのセルの中心における浸透流量($q_{z,0.25}$)を地表面に入る浸透能とした。このとき、表面流が発生する条件であるので、地表面セルは常に飽和していると考え、地表面のサクシオン値(ψ_0)を0として、地表面セルの透水係数を飽和透水係数(で与えて浸透能を計算した。以上を式で表すと以下のとおりである。

$$q = -kr \cdot \frac{\partial \psi}{\partial z} + kr \quad \dots (式4)$$

ここに、 q : 鉛直下方向の水分フラックス、 kr : 不飽和透水係数、 ψ : サクシオン値、 z : 鉛直方向深さ である。

$$\psi_0 = 0 \quad \dots (式5) \quad kr_{0.25} = ks \quad \dots (式6)$$

ここに、 ψ_0 : 地表面のサクシオン値、 $kr_{0.25}$: 地表面セルにおける透水係数、 ks : 飽和透水係数 である。

(式4)~(式6)より、 q_{inf} は以下のとおりである。

$$q_{inf} = -kr_{0.25} \left(\frac{\psi_{0.5} - \psi_0}{\Delta z / 2} \right) + kr_{0.25} = -ks \left(\frac{\psi_{0.5} - 0}{\Delta z / 2} \right) + ks = -ks \left(\frac{2\psi_{0.5}}{\Delta z} - 1 \right) \quad \dots (式7)$$

q_{inf} : 土壌表面の浸透能、 $kr_{0.25}$: 土壌表面層の透水係数、 ψ_0 : 土壌表面のサクシオン値、 ks : 飽和透水係数

以上より、降雨量から同じ時刻の浸透能を差し引いた余剰量が表面流として発生すると考えた。いったん浸透した雨水は不飽和浸透流解析にて逐次計算される。

(2) 浸透した雨水の流下過程

地中に浸透した水はいったん基岩まで達し、基岩上に形成された飽和帯から斜面下方に流出することを考え、二次元飽和側方流でモデル化した。地中の流速はダルシー則に従うものとした。以下に基礎式を示す。

【連続式】

$$\lambda \cdot \frac{\partial h_g}{\partial t} + \frac{\partial q_{gx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{gy}}{\partial y} = q_{zin} \quad \dots (式8)$$

【運動方程式】

$$q_{gx} = h_g \cdot k_s \cdot i_{gx} \quad \dots (式9)$$

$$q_{gy} = h_g \cdot k_s \cdot i_{gy} \quad \dots (式10)$$

λ : 土の有効間隙率、 h_g : 地中流水深、 q_{gx} : X軸方向の地中流流量、 q_{gy} : Y軸方向の地中流流量、 q_{zin} : 鉛直方向の浸透流量、 ks : 飽和透水係数、 i_g : 動水勾配

(3) 表面流流下過程と表面侵食過程

(1)項の過程で発生した表面流の流下とそれに伴って表

面侵食が生じるとして以下のように表す。なお、表面流の流速は Manning 則に従うとし、流砂形態は個別運搬過程して流砂量式に掃流砂量式(芦田・道上式)を、加えて浮遊砂量式(Itakura and Kishi の式)を用いた。

【水の連続式】

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} + \frac{\partial q_{sx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{sy}}{\partial y} = r - q_m \quad \dots (式 11)$$

h_s : 表面流水深, q_s : 表面流流量, q_m : 浸透流量, r : 降水量

【運動方程式】

$$q_{sx} = \frac{1}{n_s} \cdot h_s^{\frac{5}{3}} \cdot i_x^{\frac{1}{2}} \quad \dots (式 12)$$

$$q_{sy} = \frac{1}{n_s} \cdot h_s^{\frac{5}{3}} \cdot i_y^{\frac{1}{2}} \quad \dots (式 13)$$

【流砂の連続式】

$$\frac{\partial z_{sh}}{\partial t} + \frac{1}{(1-\lambda)} \left(\frac{\partial q_{Bsh-x}}{\partial x} + \frac{\partial q_{Bsh-y}}{\partial y} \right) = 0 \quad \dots (式 14)$$

n_s : Manning の粗度係数, i : 勾配, z_{sh} : 地表位, λ : 砂礫層の空隙率, q_{Bsh-x} , q_{Bsh-y} : x 方向, y 方向の単位幅流砂量

(4) 河道部の水と土砂の流下

本モデルでは一次元の不定流計算を基に、流れの抵抗則として Manning 則を用いた下記の基礎方程式で取り扱った。また、流砂量式には、掃流砂量式は芦田・道上式を、浮遊砂量式には Itakura and Kishi の式を用いた。

【水の連続式】

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Au}{\partial x} = q_m \quad \dots (式 15)$$

【土砂の連続式】

$$C_s \frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial q_B}{\partial x} = 0 \quad \dots (式 16)$$

【運動方程式】

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \beta \frac{\partial uM}{\partial x} = -gh \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\tau_b}{\rho} \quad \dots (式 17)$$

【抵抗則】

$$F = \frac{gn_b^2 u^2}{h^{\frac{3}{2}}} \quad \dots (式 18)$$

ここに、横流入流量 q_{in} = 斜面表面流 q_{sw} + 飽和側方流 q_{sb} , A : 断面積, u : 平均流速, h : 流体の流動深, $M = uh$, τ_b : 底面せん断応力, ρ : 密度, n_b : 粗度係数(河道), h : 水深 である。

3.2 解析結果

3.2.1 計算対象地の概要

上記までに説明した解析モデルを用い、2000年に大量の火山灰噴出を伴う噴火をした三宅島のカニガ沢流域を対象として計算を行った。カニガ沢は三宅島の東側に位置しており、流域面積は約 0.88km², 流路長は約 3km, 平均勾配 1/5 の流域である。2000年の噴火後には、流域

内に細粒火山灰が厚く堆積しており、現在でも流域の上流側は火山灰に覆われたままである。本流域においては 2002 年から現地観測を実施しており、図-8 示す観測斜面(4カ所)で量水堰を設置して降雨時の流量の時間的変化を計測するとともに、雨量や土壌水分(テンシオメータ)を計測している。また流域下流端(KNL)には水位計を設置し、降雨時の水位を計測することで流域からの流出流量を算出している。2章で示したように、観測地点のうち、上流～中流域の SU・SUM・SLM では地表面が 2000 年噴火時の細粒火山灰で覆われているのに対し、最下流の SL では火山灰が薄く残るものの下層植生や落ち葉で覆われている。水文観測の結果では、SU・SUM・SLM で降雨に対して非常に応答良く表面流が発生しているのに対し、SL では降雨時にほとんど表面流がみられないことがわかってきている。

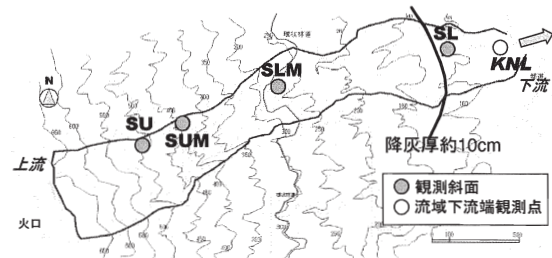


図-8 カニガ沢における流出観測地点

3.2.2 計算条件

対象地の地形モデルは、2001年9月作成のレーザープロファイラデータを用いてメッシュ平均幅約 30m の非構造格子で作成した。

また、本解析では図-9 に示すように浸透特性の空間分布を考慮した。平面的には、難透水性であり表面流の発生に大きく影響する細粒火山灰層と、比較的透水性のよい元地山層を設定する。ここでは、現地観測結果およびこれまでの研究結果^④や各火山におけるハザードマップの検討により土石流やガリーの発生条件の目安とされている降灰厚 10cm が表面流の発生に影響を及ぼす境界と仮定し、降灰厚 10cm 以上と以下の区域に分割した。また、降灰厚 10cm 以上の範囲では、鉛直方向にも細粒火山灰層と元地山層を想定して鉛直セルの浸透特性を 2 分割した。

計算に用いた各種パラメータを表-3 に示すが、細粒火山灰層の浸透パラメータについては、現地不攪乱試料を用いた土壌水分特性試験を行い、van-Genuchten の式を用いて土壌水分特性曲線をモデル化して求めた(図-10 参照)。一方、元地山層については様々な材料で構成されており場の均一性がなく、一概に決めることはできないと考えられるため、ここでは、一般的な砂の浸透特性 η を参考に設定した。斜面上の粗度係数については、単一斜面を対象に観測結果と一致する値を試行錯誤で求め、0.1 とした。また、河道部における粗度係数は、現地観測結果

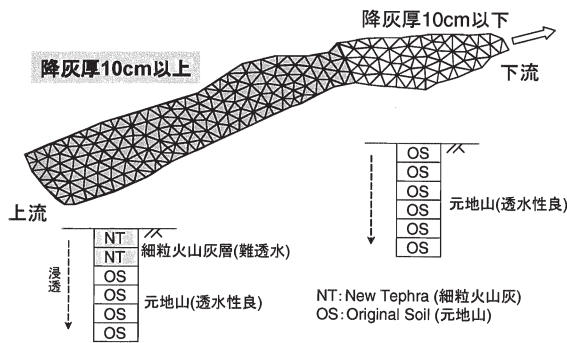


図-9 浸透特性を分布させたイメージ

表-3 計算条件一覧

表面流発生域(火山灰層)		表面流非発生域(元地山層)	
飽和透水係数(cm/s) k_{s1}	Run1~3	飽和透水係数(cm/s) k_{s2}	1.0×10^{-3}
飽和体積含水率 θ_s	0.491	飽和体積含水率 θ_s	0.43
最小水分容量 θ_r	0.281	最小水分容量 θ_r	0.045
van-Genuchten α	0.1835	van-Genuchten α	0.145
van-Genuchten n	1.6	van-Genuchten n	2.68

飽和透水係数 k_{s1}		粗度係数(斜面部) n_s	
Run1	1.0×10^{-4} (cm/s)	粗度係数(斜面部) n_s	0.1
Run2	2.0×10^{-4} (cm/s)	粗度係数(河道部) n_b	0.022
Run3	1.0×10^{-5} (cm/s)	平均粒径(河道部) D_{50}	3mm

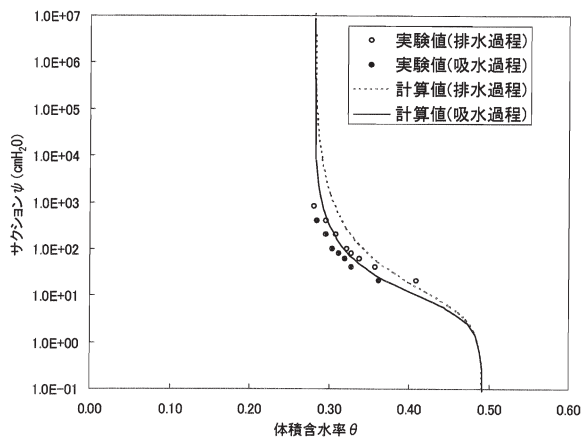


図-10 試験で得られた火山灰の土壌水分特性曲線

から逆算して算定した値 0.022 を用いた。計算は、細粒火山灰の透水係数を変化させた Run1~Run3 の3ケースで実施した。

3.2.3 計算結果

まず、水の流出計算を行い、観測結果との再現性を検討した。ここでは、2004年12月14日の降雨(最大10分間雨量5.3mm、積算雨量102mm)を与え、細粒火山灰の透水係数を変化させた3ケースの流域下流端における実測値と計算値のハイドログラフを比較したものを図-11 に示す。その結果、Run1~Run3を比較すると、表面流の流量は細粒火山灰の透水係数に敏感に反応し、Run1の透水係数 1.0×10^{-4} cm/s のケースでピーク流量が実測値とよく合う結果を示した。また、透水係数の変化により流出量が大きく変化しており、透水係数を適切に把握できれば、流出量を精度良く予測することが明らかとなった。

次に、土砂流出現象を考慮した計算を実施した。降雨の浸透や流下に関するパラメータは2004年12月14日の再現計算の Run1 と同条件として、ここでは、台風による比較的大きな降雨があり、カニガ沢における流出土砂量が把握されている2002年8月19日の降雨を与えた。その結果を図-12 に示すが、下流端における流出土砂量の

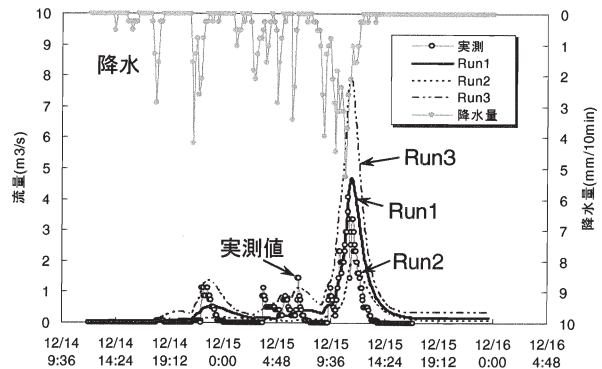


図-11 水の流出の再現計算結果

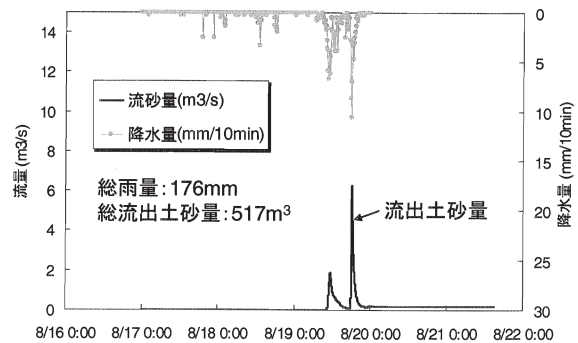


図-12 土砂流出計算結果

総量は約 500m³であり、このときの流出土砂量は 180m³以上であったと報告されていることから⁸⁾、概ね良い結果であるといえる。

3.3 まとめ

火山灰の影響を考慮した泥流の規模を推定するために、流出解析モデルを開発し、三宅島を対象として解析を実施した。以下に、本モデルの特徴と解析結果のまとめを記す。

- 1) 表面流の発生過程やその流下過程、雨水の浸透・流下過程をより物理的に表現する総合的な流出解析モデルを開発した。
- 2) 火山地域特有の複雑な地形形状を表現するために、非構造格子により地形をモデル化した。
- 3) 火山噴火により一変する場の特性変化や噴火後の時間経過による場の特性変化を、より詳細に反映することができる分布型モデルとした。
- 4) 三宅島の流域に堆積した細粒火山灰層の浸透特性試験結果をパラメータとして計算した結果、実測値と良く適合する結果を得た。
- 5) 2002年の台風に伴う降雨を対象に土砂流出計算を実施した結果、これまで報告されている流出土砂量と概ね合う結果を得た。

4. 移動可能土砂推定手法の検討

噴火後の火山では火山灰の影響により著しく水文環境が一変し、噴火前には降雨時に水の流出すら見られなかった溪流でも、わずかな降雨で泥流が発生する。降雨による泥流の継続期間やその規模を知る上でも移動可能土砂量を把握することは非常に重要である。ここでは、2000年に噴火した三宅島において、各侵食形態別の土砂流出量を見積り、どの形態による侵食が卓越しているかを把握した。このうち、主な生産源となることが確認されたガリー侵食の推移(時間)、幅や長さ(規模)、形成箇所(場所)といった形成特性を把握し、噴火後の火山における移動可能土砂量の推定手法を検討した。

4.1 各侵食形態による土砂生産量

まず、噴火後の火山においてどの侵食形態が卓越するかを把握するために、ガリー侵食、リル侵食、表面侵食による生産土砂量の概算の検討をおこなった。三宅島東側に位置するカニガ沢の上流域 0.39km²を対象に、ガリー侵食量はレーザースキャナデータ(以下、LP データとする)を用いた解析、リル侵食ならびに表面侵食量は現地調査にて把握した。

ガリー侵食量の算定は、噴火直後の 2000 年 7 月と噴火から 11 ヶ月後の 2001 年 6 月の LP データを用い、2 時

期の標高データの差分をとることで地形変化量を算出し、侵食量とした。その結果、対象範囲におけるこの期間中の侵食量は 4.1×10⁵m³と見積もられた。

リル侵食量の算定は、現地調査により横断形状とリル長、単位面積あたりのリル本数を計測することで単位面積あたりのリル侵食量とした。その量にリルが発生している面積を乗じることで対象範囲のリル侵食量となる。なお、現地調査を実施したのが 2004 年 4 月であるので、噴火した 2000 年 7 月から 2004 年 4 月までのリル侵食量を求めていることになり、1.6×10⁴m³と見積もられた。

表面侵食量の算定は、現地にて火山灰堆積層を地表面から垂直に掘削し、堆積している火山灰の厚さを直接計測する方法とした。ここで、平坦面は全く侵食されていないものと仮定し、これと計測箇所における堆積深との差を侵食深とした。なお、表面侵食についてもリル侵食と同様、噴火から 2004 年 4 月までの侵食深を表している。その結果、3.4×10⁴m³と見積もられた。

これらの結果から、各侵食形態による侵食量とその割合を表-4 に示すが、ガリー侵食量は約 1 年間のものを示しているのに対し、表面侵食及びリル侵食は噴火後約 4 年間の値であり、各侵食量を算出している期間が異なる。ここでは、リル侵食および表面侵食量を多く見積もることになるが、表面侵食およびリル侵食量が初めの 1 年間で発生したと想定し、噴火後 1 年間での侵食量割合を比較した。表面侵食およびリル侵食を極端に多く見積もつ

表-4 各侵食形態による侵食量とその割合

侵食形態	侵食量(m ³)	割合(%)
表面侵食	3.4×10 ⁴	7.5%
リル侵食	1.6×10 ⁴	3.5%
ガリー侵食	4.1×10 ⁵	89%
合計	4.6×10 ⁵	

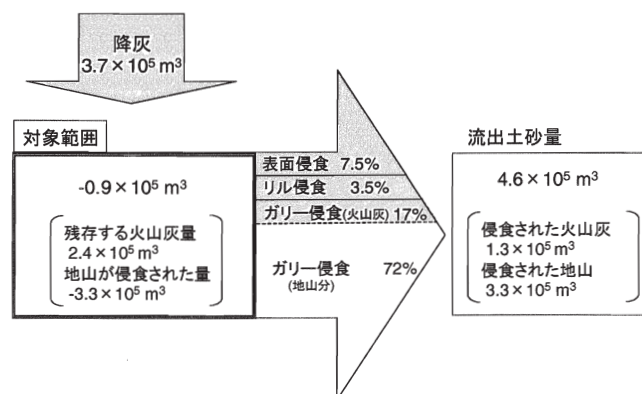


図-13 対象範囲における土砂収支図

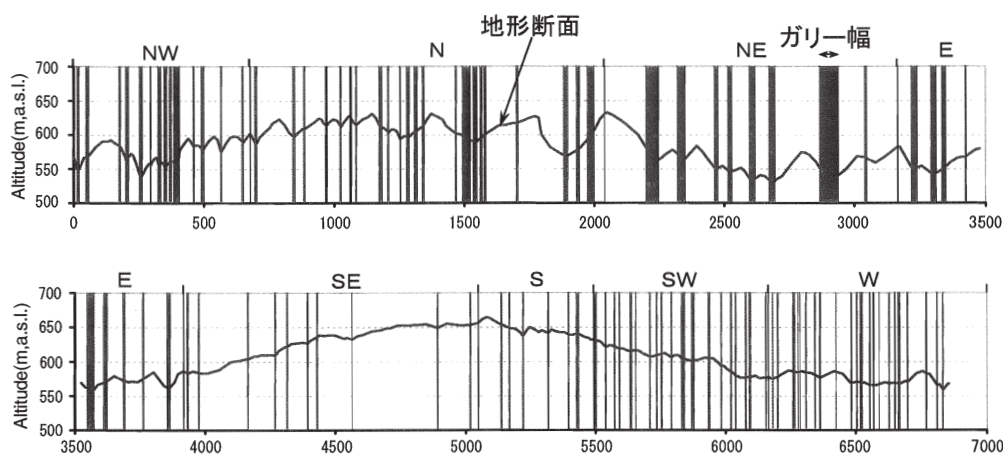


図-14 三宅島上部斜面の地形断面と2001年6月時点のガリー形成状況

(横軸：地形断面をとる円周上における西斜面と北西斜面の境界から時計回りに積算した距離(m)，
縦軸：地形断面の標高(m)，図中の縦線はガリーの位置と幅を表す)

ているにも関わらず、ガリー侵食が89%と大部分を占めており、噴火後の三宅島における数年間の侵食形態としてガリー侵食が量的に卓越していることがわかる。有珠山などでもガリー侵食が卓越することが報告されており²⁾、三宅島でも同様の傾向を示していることがわかった。

また、現地におけるガリー侵食の状況の観察により、2000年噴火に伴って降下・堆積した火山灰のみならず、その下層の地山層を侵食していることが明らかとなった。そこで、2000年噴火による新規火山灰と古い火砕物やスコリアなどで構成される元々の地山分がどのような割合で侵食されたかを調べたところ、ガリー侵食では侵食量のおよそ80%が地山層を侵食しているという結果を得た。これらの結果から、2000年噴火後数年間の三宅島における主な土砂生産源はガリーによって侵食された地山分であったといえる。これは、火山灰が堆積することにより浸透能が著しく低下した斜面では、降雨時に表面流が発生して谷部に集中する。そして、谷部に集中した流れによる侵食営力に伴い、ガリー侵食が進む。一旦、流路が固定されると、流水はその部分に集中するために急激に縦侵食が進行する。これにより、谷部に堆積した火山灰層のみならず、地山分を大幅に侵食するというメカニズムが考えられる。これは、地山層が脆弱で侵食されやすい場合に生じる現象と考えられるが、火山灰だけでなく地山層も相当に侵食されることがわかった。図-13に上記までの結果を整理し、2000年噴火後数年間の土砂収支図を示す。灰色部分が2000年噴火による火山灰を表している。対象範囲に降下・堆積した火山灰量は約 $3.7 \times 10^5 \text{m}^3$ と見積もられる。この範囲より各侵食形態によって流出した量は表-4に示すように算定され、総流出土砂量は $4.6 \times 10^5 \text{m}^3$ と見積もられた。

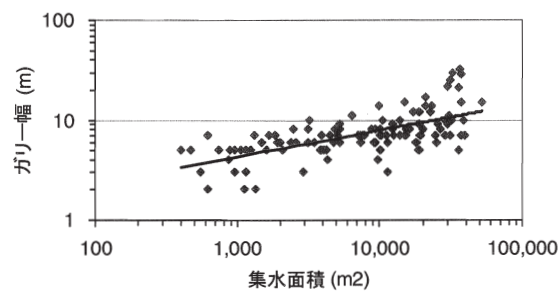


図-15 三宅島北東斜面におけるガリー幅と集水面積の関係(2001年6月)

4.2 ガリー形成場所と形状の特徴(場所と規模の検討)

上記の検討で、噴火後の侵食形態としてガリー侵食が卓越することが確認された。ここでは、そのガリー侵食の特徴について検討した。

三宅島上部斜面に同心円を描き、その円周に沿って地形断面とガリー幅を示したものを図-14に示す。噴火前の地形で凹地形を呈した場所にガリーのほとんどが形成されていることがわかる。すなわち、三宅島上部斜面のガリーは噴火前に谷地形を呈していた場所に形成されたといえる。

また、この時点のガリー形状は北西～東側の斜面では太いガリーが疎に形成されているのに対し、西～南斜面には細いガリーが密に形成されている。北西～東側斜面は100～500mおきに谷と尾根が繰り返す断面形状を呈するが、西～南側斜面では高まりを一つもつだけの緩やかな起伏と、数十m程度の間隔で谷と尾根が繰り返す起伏を重ね合わせたような断面形状を有している。この地形的な特性がガリーの形状や幅の違いに影響していると考えられる。図-15にガリー集水面積とガリー幅の関係を

示す。これは、図-14に示した断面の測線と交わるガリーについてガリーの幅を測定し、それぞれについてそこから上流側の集水面積を読みとって作成したものである。この図によると、ばらつきが大きいものの集水面積とガリー幅の間には正の相関があることがわかる。火口からの同心円に沿って地形断面をとっているため、集水域の長さはどの溪流もほぼ同じであると考えられ、集水面積の大小は、谷地形の幅(その谷地形を挟む尾根と尾根間の距離)の大小とほぼ比例するため、幅が広い谷地形に、幅の広いガリーが形成されているといえる。

ガリー侵食の規模は幅と深さで決まる。そこで、次にガリーの深さについて検討を加えた。カニガ沢上流域におけるガリー侵食深は5m~20m程度に及ぶが、現在のカニガ沢の溪床には強固な溶岩層が露出している。ガリーによる縦侵食はこの層で規制されていると考えられ、噴火後のガリーによってこの層の上部に堆積していた地山層が削られたものと推測される。すなわち、このような強固な層が露出するまではガリーによる縦侵食が進行する可能性があると考えられる。縦侵食が規制される層を把握することで、ガリー侵食深の推定が可能となるものといえる。

以上のとおり、噴火後の三宅島を対象に解析を行った結果、山腹斜面におけるガリーの形成箇所は噴火前の谷地形と相関性が高く、規模はその谷地形の幅が大きいほど大きいことが示された。なお、ガリーの延長は火山灰の厚さにあまり関係なく、河口まで続いている事例も多い(延長約3km)。

4.3 ガリー形成推移(期間の推定)

ガリー侵食の空中写真判読の結果得られた、噴火後の三宅島上部斜面における時期Ⅰ~Ⅲのガリー形成状況を図-16に示す。なお、噴火前のガリー分布については、2000

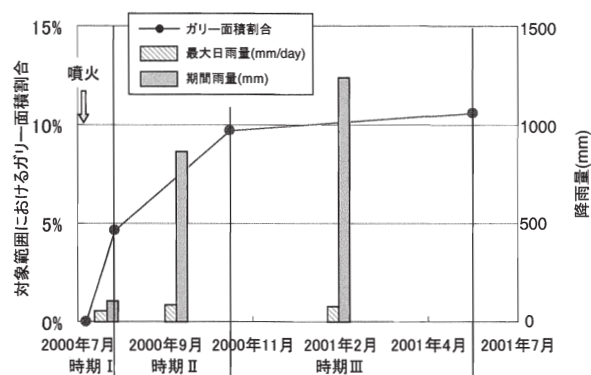


図-17 三宅島北東斜面におけるガリー面積割合の推移

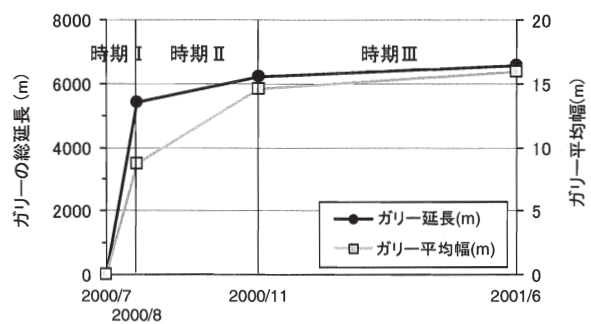


図-18 三宅島北東斜面におけるガリー総延長と平均幅の推移

年7月22日に撮影された空中写真を判読することによって確認を行った。この時点では火山灰の降下を伴う噴火が始まって以降、三宅島においては一度も降雨を経験していない状態であり、新たなガリーの形成はまだ行われていなかった。図-16の左図(時期Ⅰ)から、この時点では、7月14-15日の噴火によって火山灰が堆積した北~東斜面にガリーが分布しているのが分かる。そして、図-16の中図(時期Ⅱ)より、2000年8月18日の噴火で全方位の斜面に火山灰が堆積した後はほぼ全斜面にガリーが形成されるようになり、右図(時期Ⅲ)によれば、その後の翌2001

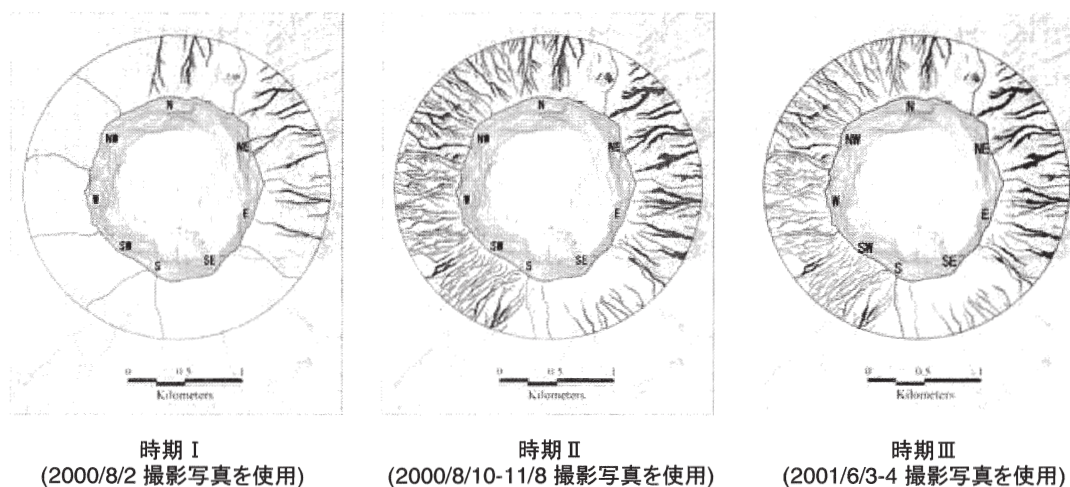


図-16 三宅島上部斜面における時期毎のガリー形成状態の推移

年6月に至るまでガリーの分布に大きな変化はないことがわかる。次に、図-17および図-18にガリー面積、総延長、平均幅の時系列的な推移を示す。ガリー面積は、時期Ⅰで5%程度、時期Ⅱで10%程度に達し、時期Ⅲを通じてはほとんど増加していない。この時期に降った雨量をみると、時期Ⅰでは降雨量が格段に少なかったにもかかわらず、ガリー侵食の進行が顕著であったことがわかる。ガリー延長と平均幅をみると、ガリー延長は時期Ⅰで急速に増大し、その後はほとんど増加していないのに対し、ガリー平均幅は時期Ⅱにおいても拡幅が続いている。これらから、ガリー網の伸長がほぼ終了した後もガリーはしばらく拡幅が続くという形成特性を有している。

一方で、Chinen&Kadomuraは、1987年8月～1978年9月にかけて噴火した北海道有珠山の第4火口側壁斜面におけるガリーの形成特性について報告している²⁾。それによると、噴火終了後に同斜面下流端に形成され始めた主ガリーは、拡幅を伴いつつ上流へと伸長し、その流路網は1979年9月の時点でほぼ完成した。しかし、ガリーの拡幅はその後も治山工事が始まる1982年まで続いた。また、寺本らは、雲仙普賢岳湯江川流域および水無川流域で噴火後の流域に占めるガリー面積の割合の経年変化を追跡しており、噴火から3年間はガリー面積が増加し、その後は増加割合が減少することを報告してい

る^{9) 10)}。表-5に三宅島のガリー形成特性の有珠山と雲仙普賢岳との比較を示す。三宅島においても噴火後に形成されたガリーは、流路網が完成した後も拡幅がしばらく続くという点で、有珠山の例と共通しているが、ガリーの発達速度という点では有珠山や雲仙普賢岳と大きく異なっており、両火山と比較すると非常に短期間でガリーの形成が終息したという特徴がある。火山噴火を経た流域において、流出土砂量が経年的に変化する理由として、流域の水文環境の変化や不安定な土砂の減少が挙げられるが¹¹⁾、両火山と三宅島で発達速度が異なる点については、地形や噴火形態、気象条件など多くが異なるため不明であり、今後の課題である。

以上をふまえ、三宅島のように地山層が火山灰層よりも侵食されやすい場合の噴火後のガリーの移動可能土砂量を推定する手法を表-6に整理した。

4.4 まとめ

三宅島において、噴火後の侵食実体を調査し、以下の知見が得られた。

- 1) 噴火後数年間の侵食形態としては、ガリー侵食が卓越し、侵食量の約90%を占める。
- 2) 三宅島のように地山層が火山灰堆積層よりも脆弱で侵食されやすい場合、一旦流路が固定されたガリーは縦方向への侵食が進み、新規に堆積した火山灰のみならず下層の地山部を侵食し、ガリー侵食量全体のおよそ80%が元地山分であった。
- 3) 上部斜面の東側と西側ではガリーの形成状況が異なり、東側斜面では太く疎に、西側の斜面では細く密にガリーが形成される。
- 4) ガリーは噴火前の地形図で谷地形とみられる場所に形成されており、ガリーの幅は元地形の谷幅に規定されていることが明らかとなった。
- 5) この他、三宅島の噴火後の侵食状況を調査し、脆弱で侵食されやすい地山層の上に火山灰が堆積したときの移動可能土砂量の推定手法をまとめた。

5. おわりに

表-6 三宅島における移動可能土砂量の推定

形成場所	形成規模	形成期間
・噴火前に谷地形を呈していた箇所形成される。	・元々の谷地形の幅に応じて、ガリー幅が推定できる。 ・新規に堆積した火山灰だけでなく、強固な溶岩層に達するまで地山部も侵食される。 ・溶岩層が極端に深い位置にある場合、どこまで侵食が進行するかは不明であるが、三宅島の場合、最大で20m程度の侵食深が確認されている。	・三宅島の場合、噴火後約4ヶ月でガリーの伸長、拡幅は終息した。 ・一方、有珠山や雲仙普賢岳では噴火から数年間はガリー侵食が進行した。 ・ガリーの発達速度に支配的な要因については今後の課題である。

表-5 三宅島ガリーの有珠山、雲仙普賢岳との比較

対象流域	三宅島(2000) カニガ沢	雲仙普賢岳(1991) ¹⁰⁾ 湯江川	有珠山(1977) ²⁾ 第4火口側壁斜面
対象範囲における火山灰の厚さ	100cm～25cm	—	125cm～100cm
ガリー侵食の進行が終息するまでの期間	約4ヶ月	約3年	約5年
ガリー侵食の規模	幅：10～50m 深さ：5～20m	幅：1～25m 深さ：1～5m	幅：15～30m 深さ：5～15m
単位面積あたりのガリー侵食量 (ガリー侵食量(m ³)/流域面積(m ²)/期間(yr))	0.47	0.05～0.1	0.136

本研究では、火山活動の推移に伴う泥石流発生危険度評価と規模の予測手法を提案することを目的とし、①荒廃の影響を評価した泥流ハイドログラフ予測手法の検討、②溪流の移動可能土砂量推定手法の検討を実施した。主に、2000年に噴火した三宅島を対象とした現地観測・調査を実施し、噴火後に水文環境が一変した流域における降雨流出特性を把握するとともに、噴火後の流域で支配的な Horton 型表面流の発生に着目した総合的な流出解析モデルを構築した。そして、そのモデルにより、現地観測データを精度良く再現することができた。また、空中写真判読やレーザープロファイラデータを用いた解析により、噴火後の主な土砂生産源であるガリー侵食の形成特性を検討し、移動可能土砂量の推定手法を提案した。今後の火山噴火時には、これらの知見や解析モデルを総合的に用いることで、火山活動の推移に伴う泥石流発生危険度評価と規模の予測が可能である。

参考文献

- 1) 池谷浩・米沢谷誠悦：有珠山西山川流域における土砂移動について、砂防学会誌, Vol.32, No.2, pp.22-27, 1979
- 2) Chinen, T. and Kadomura : Post-eruption sediment budget of a small catchment on Mt. Usu, Hokkaido, Z.Geomorph, N. F., Suppl.-B.d.60, pp.217-232, 1986
- 3) 谷口義信：現地観測に基づいた土石流に起因する活火山性荒廃地域の農林災害の予測とその軽減工法に関する研究, 文部省科学研究費(No.63601032)報告書, 54p.pp.5-8, 1989
- 4) 西田顕郎・小橋澄治・水山高久：雲仙普賢岳火砕流堆積斜面における植生回復による表面流・土砂流出の変化, 日緑工誌, 第23巻, 第4号, pp.249-255, 1998
- 5) 立川康人・椎葉充晴・高棹琢馬：三角形要素網による流域地形の数理表現に関する研究, 土木学会論文集, No.558, II-38, pp.45-60, 1997
- 6) 平川泰之・安養寺信夫・鈴木崇・今野雄悟：三宅島の噴火後の二次泥石流発生条件, 平成14年度砂防学会研究発表会概要集, pp.16-17, 2002
- 7) (社)地盤工学会編：不飽和地盤の挙動と評価, p.37, 2004
- 8) 峰岸正孝・村上治・松井宗広・安養寺信夫・脇山勘治：2002年における三宅島の泥石流発生状況と発生雨量について, 平成15年度砂防学会研究発表会概要集, pp.342-343, 2003
- 9) 寺本行芳・下川悦郎・地頭菌隆：雲仙普賢岳水無川流域における土石流の流出過程の経年変化, 砂防学会誌, Vol.56, No.3, pp.3-11, 2003
- 10) 寺本行芳・下川悦郎・地頭菌隆：雲仙普賢岳湯江川流域における侵食および土砂流出過程, 砂防学会誌, Vol.57, No.4, pp.15-25, 2004

- 11) 寺本行芳・地頭菌隆・下川悦郎・安養寺信夫：雲仙水無川流域における流出土砂量の経年変化, 砂防学会誌, Vol.50, No.3, pp.35-39, 1997