HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	活火山における侵食地形解析による土砂流出予測に関する研究
Author(s)	安養寺, 信夫
Citation	北海道大学 演習林研究報告, 61(1), 11-71
Issue Date	2004-08
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/21486
Type	bulletin (article)
File Information	61(1)_P11-71.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

活火山における侵食地形解析による土砂流出予測に関する研究

安養寺信夫[1]

Study on Prediction of Sediment Discharge in the Active Volcano, Based upon Geomorphic Analysis of Gully Erosion

by

Nobuo ANYOJI[1]

要　　旨

火山噴火による大規模な荒廃に対する砂防計画における長期土砂流出予測は，効果的対策と土砂処理上で重要である。雲仙普賢岳における火砕流噴火によって荒廃した水無川において，13時期の空中写真を用いた地形時系列解析の結果，土砂生産はガリー侵食の拡大に対応していること，ガリー形成場とその変動は支渓ごとに異なるが火砕流流下方向に一致していること，土砂生産速度変動から不安定土砂の平衡化過程を定量的に表せること，が示された。また計44回発生した土石流の土砂流出過程から，流出土砂量は生産土砂量の変動と対応し生産土砂のステージに合致すること，滞留土砂量は生産土砂量の2割程度を占め大規模土砂流出期にはそれらが再移動して土砂収支が一致すること，が判明した。この結果から，長期間流出土砂量予測に傾向変動曲線を適用できることを明らかにした。土砂生産場の空間変動と土砂生産速度の変化に合わせた流出土砂量予測が，噴火後10年程度継続する土砂流出に対する土砂処理計画と土砂災害防止対策に有効であることを論じ，流出土砂量予測傾向曲線を用いた土砂処理計画モデルを構築した。さらに，このモデルに基づき土砂移動が顕著になった流域における土砂処理方法と実流域への適用手順を提示した。

キーワード：活火山，侵食地形解析，土砂生産速度，土砂流出速度，流出土砂量予測傾向曲線

2004年6月25日受理，　Accepted june 25, 2004

1：(財)砂防・地すべり技術センター，東京都千代田区九段南4-8-21
Sabo Technical Center, 4-8-21, Kudan-minami, Chiyoda ward, Tokyo

目 次

緒 言

第1章 土砂流出予測の課題
1.1 流域特性認識の課題
1.2 砂防計画における流出土砂量の概念
1.3 河床変動と土砂滞留
1.4 土砂流出予測の課題

第2章 研究方法
2.1 研究方法
2.2 研究対象火山と調査手法

第3章 活火山における地形と流出土砂の量的変化
3.1 活火山における噴火活動と土砂流出への影響
3.2 土砂生産域における地形の量的変化
3.2.1 ガリーの形成と推移
3.2.2 土砂収支による支渓の土砂流出特性

第4章 土砂生産・流出速度の時空間分布特性
4.1 地形変化と土石流による土砂流出の過程
4.1.1 土石流の発生と流出土砂量
4.1.2 生産土砂量の時期別変動
4.2 生産土砂と流出土砂の時空間分布特性
4.2.1 土砂生産速度と空間分布
4.2.2 流出土砂の時期別変動
4.2.3 生産土砂と流出土砂の量的関係

第5章 流出土砂量の予測
5.1 流域不安定土砂の平衡化過程
5.1.1 噴火活動期の土砂生産・流出を規定する要因
5.1.2 不安定土砂の平衡化
5.2 平衡化過程を考慮した流出土砂量の予測
5.2.1 理論的考察
5.2.2 流域の異常荒廃時における流出土砂量の評価手法
5.3 地形変動解析による流出土砂予測の課題

第6章 砂防計画への展開
6.1 総合的砂防計画の概念
6.2 大規模荒廃直後の砂防計画と土砂処理手法
6.2.1 火山噴火による大規模荒廃後の土砂処理
6.2.2 不安定土砂の平衡化期間における砂防計画
6.3 総合的砂防計画の課題

結 言

摘 要

引用文献

緒 言

45億年におよぶ地球の歴史の中で自然環境は常に変動し，変化の過程をたどって現在に至っている。人類の登場は惑星の歴史上ほんの最近のことであるが，大雨による山崩れや洪水，地震や火山噴火による環境の激変や長期的な気候変動などに耐えて，人類は地上に繁栄の礎を築いてきた。その原動力となったのは，自然から与えられる様々な事象や事物を人間の生活に役立たせるよう改変する技術である。技術は自然界に発生する様々な現象を客観的に認識し，現象と人間との何らかの関係を見出そうとする好奇心や，より良い生活を望む心に支えられて発展してきた。技術の急速な進歩をみたのは産業革命以降の最近300年余りの期間であり，これによって人類の生活はそれまでの中世的社会から一変して近代化が推進されてきた。さらに過去100年足らずの歴史の中で，人類は宇宙の原理と物質の根源の一端を覗き，膨大なエネルギーの制御技術を発見するに及んだ。ところが，このような急激なテクノロジーの進歩は一方で弊害をもたらしている。一方的な自然への技術的介入は，環境破壊や汚染として人類に対して負の財産を形成することになった。さらには，地球温暖化から全地球的な気象変動へと，人類の生活基盤に対する脅威にまで進展している。自然認識に関する新たなパラダイムが求められる所以である。

農学や工学の目的のひとつは，自然原理の理解に基づいて人間の生産と生活を保持するための応用技術を発展させることにある。このことは同時に自然の大きな力に抗して生産・生活基盤の安全を確保することをも意味している。農学と工学は共通の技術体系を有

しているが，物質工学のような微視的視点に立つ技術とは一線を画している。新たなパラダイムは自然の力と拮抗せず，むしろその力を応用する技術を求めることであると考えると，複雑で多様な自然現象の本質をいかに認識し，理解するかがより重要となってくる。砂防学はこのような自然の理解に基づく人間の生産・生活基盤，すなわち土地とそれを取り巻く環境に関わる学問といえる。とくに山地とその周辺における水と土砂の運動に対する理解を深めることが，重要な課題として継承されている。

土砂移動現象は地表において普遍的な現象である。その営力は基本的に重力による運搬作用であり，水や空気が媒体となって位置エネルギーを減少させる方向に移動する。すなわち，土砂移動現象は熱力学的なポテンシャルの安定化のプロセスといえる。

土砂移動現象を地史的時間スケールでみると，山地開析の一過程としてとらえられ，長期的時間内で平均化されて連続的に発生していると見なされる。また，歴史的時間スケールでみると，生産・生活基盤を左右するような大規模な土砂移動はほぼ10^2～10^3年単位で起こる周期的現象とみられる。個人の生活時間スケールでは，ときには生命や身体に危害を及ぼすこともあり得るが，場合によっては一生の間に一度も遭遇しないまれな現象である。換言すれば，現象の生起が間歇的であり不連続であるということになる。このように，土砂移動頻度あるいは発生速度は，異なる時間スケールの視点によって，認識過程が異なる。

砂防学の立場で土砂移動現象の理解に迫ろうとすると，現象を取り扱う場面に対応して最適な時間スケールを当てはめる必要がある。土砂移動現象は，移動物質の重力に対する抵抗力とそれを動かそうとする営力とのバランスとして捉えられるが，移動営力の生起が不連続でその規模は不定であることから，これを包括的に解釈することが困難である。

土砂移動現象をそのような視点で解釈するために，統計確率的な手法が用いられてきた。観測事実の累積により，土砂移動現象の共通部分（確率平均）を浮かび上がらせ，また逆に個々の現象に特有な事象の集合から境界部分のファジー性を知ることになる。また回帰分析結果の外挿により現象の規模を推定し，内挿により現象発生限界を判断することで，計画や対策，施工などへ応用されてきた。

もう一つのアプローチとして，土砂移動現象の連続的側面に着目し，一連の土砂移動メカニズムを明らかにすることによって現象を理解しようとする方法がある。この方法は，土砂移動の発生から停止に至るまでの運動力学的解釈が主体となり，運動の内部構造とその時間経過を微視的に解析することによって，全体像の理解に迫ろうとしている。最近は計算技術の発達により，理論の具象化が可能になり現象の理解が容易になっている。しかし，このような個々の要素を組み立てて土砂移動現象の全体像を探ろうとする還元論的手法にはおのずから限界があると考えられる。

土砂移動現象を理解することは，まさに発生と規模を予測することにあるため，このように相異なる双方の視点から，多面的に観測し解析することが求められる。しかしながら，土砂移動現象は発生条件により，また発生場と移動場の状態によって複雑な過程を示すことから，統計的手法でも運動力学的手法でも，土砂移動現象の全体像を認識することは難しい。

このように流域土砂移動を規定する各要素固有の特性を調べて，それらを再構築することによって土砂移動特性を認識するためには，構成要素すべての性質とともに相互間の影響要因も調べなければならないことは，情報を充分に得づらい流域において困難である。そこで著者は，流域からの土砂移動現象の結果として指標となる生産・流出土砂量に着目し，その推移を表すモデルを構成し，それらの全体的な変化を見ることから理解を深めようとする構成論的アプローチ constructive approach（井庭・福原，1998）によることが，問題解決の方向であると考えた。

本研究は，流域という空間における土砂移動の推移を構成論的アプローチによってとらえ，土砂生産場の特徴を表す地形変化と，系としてとらえた流域からのアウトプットに当たる流出土砂に着目し，これらの関係を構成するモデルを吟味することによって，流域の土砂移動特性を認識する方法論の構築を目指したものである。

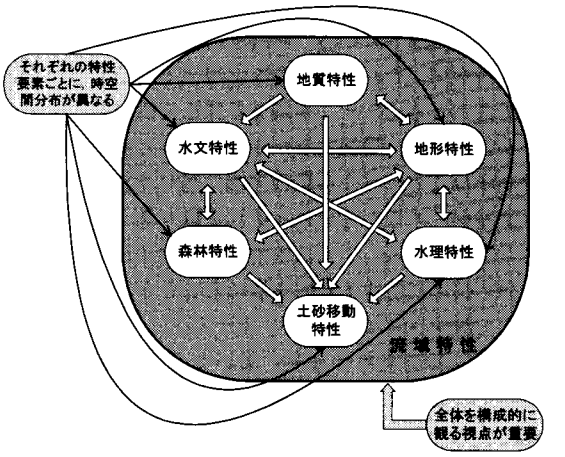
なお，本論文は「北海道大学審査学位論文」である。

第1章　土砂流出予測の課題

1.1　流域特性認識の課題

土砂移動現象の不連続性を理解するためには，土砂移動を時系列的に捉えてその出現頻度と規模の関係をみる必要がある。同時に土砂移動の空間分布を時空間的な視点で理解しなければならない。土砂移動の不連続性は経験的に見いだされており，崩壊・土石流発

生の免疫性（小出，1953），土砂流出頻度からみた河川の休眠性や活動性（柿，1949）などと表現されてきた。換言すると，土砂移動が頻繁で少量の出水でも災害となるような河川と，ある程度の出水があっても災害となるような土砂移動を生じない河川があるということである。活動性河川は，土砂生産源である上流山地に大規模な崩壊地や地すべり地のような不安定な土砂供給源をもっている。このような土砂生産空間の不安定性の継続期間については，素因である山地斜面の地質的特性（侵食耐性，粒径分布）や地形条件（傾斜や谷次数，集水面積など）が，水文特性（降雨と流出）と関連して決定されるものと理解される。それぞれの要因の時間的変化は独立しており，これらが複合した結果が流域の土砂移動特性として現れてくる。そのため，砂防学においては土砂移動に関するそれぞれの素因の時系列的な関係を求める視点が重要となっている。



図−1.1　流域特性把握の視点
Figure 1.1　the viewpoint for seizing characteristics of sediment movement in drainage scale

このような視点は，砂防の目的とその方法論から出発している。武居（1990）は，砂防の原則について「流域山地からの土砂生産を抑制することによって，根本的に流域の土砂災害を軽減すること」として，そのための砂防工事は計画流出土砂量と許容流砂量の差すなわち計画超過土砂量を一定計画期間内に消滅させることを目的としているとした。さらに，砂防の根本は計画流出土砂量の決定であり，これは侵食論における自然現象に対する理解が深められることによって，はじめてその信頼度を高めることができる。計画流出土砂量は対象とする地域の特性に応じて十分柔軟性をもって決定すべきとの方法論を示している。

山地流域における土砂移動特性の認識方法として，斜面における侵食とマスムーブメント，渓流における土砂移動をとくに堆積現象と関係づけ，これらの過程を個々の要素に着目して，それを解明する方法が多くとられてきた。山地流域における土砂移動は，次のような要素によって特徴づけられる（図−1.1）。

① 移動物質の材料に関する地質特性
② 移動物質の位置や経路などに関する地形特性
③ 流域における主たる移動営力である水の入出力に関する水文特性
④ 土砂移動を発生させる水文条件を制限する植物とくに森林特性
⑤ 土砂移動営力としての水の力学に関する水理特性
⑥ これらの要素によって構成される流域空間の土砂移動特性

空間的分布あるいは時間的な変動傾向は，それぞれの要素によって異なり，これらを個別に調べることは可能であるが，流域特性を表す要素相互間の関係をすべて見出すのは至難である。従来の研究の多くはそれぞれの要素内の機構や時空間特性，あるいは2ないし3要素間の関連についての理解を目指してきた。還元主義的な研究方法が主流である。しかし，これら一連の過程を包括的にとらえてその特性を調べる方法は必要であるにもかかわらず数少ない。とくに土砂移動の空間分布特性と時間との関係については未解明の点が多い。

活火山の渓流ではこれらの流域特性構成要素が大きく変動するため，流域の土砂移動特性の把握がとくに難しい。地質に関しては火山灰や火砕流堆積物などの火山噴出物が斜面を覆っており，表層の水文・水理特性に影響を与える。多量の噴出物が供給されると，斜面の急傾斜化や谷の埋塞など地形条件が変化し，土砂の移動条件が変動する。また，火砕流などによって森林が破壊され，植生被覆が消滅することで，樹冠遮断がなくなり，表面流が発生しやすくなる。細粒火山灰は移動限界掃流力が小さく，少量の表面流でも土砂移動が生じ，さらに流水のみかけ密度を大きくして砂礫の移動が容易になるなど，水理特性も変化する。このような要素の変化は同時に同位置で発生するのではなく，それぞれの影響程度に応じて時空間的に複雑に変動する。このことが，活火山における土砂移動特性の把握をより困難にしているといえる。

1.2 砂防計画における流出土砂量の概念

砂防計画における流出土砂量の推定は，砂防工事の対象土砂量を決定することであり，砂防工事によって有害な流出土砂を無害化するための基本である。砂防事業の目的は土砂災害の防止軽減による国民の安全で良好な生活や経済活動の確保であるが，あらゆる状況に対応できる有害土砂の無害化手法は確定されていない。現状では経験と理論を組み合わせた技術に基づいて，土砂移動の発生外力と生産・流出土砂量という出力を決定論的に関係づけて対策を実施しているが，未経験の異常荒廃やそれに伴う土砂流出に対しては対応困難である。自然界で生起する多くの事例は，土砂流出が誘因（おもに降水量）に対して常に一律の量として定められないことを暗示しているが，自然現象が本来持つ多様性や蓋然性を理解して，それを流域状況の変化に対応して効率的な災害対策に結びつけることが必要である。

このように，流出土砂量の決定は砂防計画上もっとも重要な項目であるにもかかわらず，未だ確立した設定手法がないのが現実である。本研究の位置づけを明確にするために，砂防計画論における土砂流出に関する認識の歴史を概観する。

近代的な砂防工事を制度上位置づけるために，木村（1951，1969）は河川改修計画に擬して砂防計画の考え方を次のように定義した。すなわち，洪水流砂量は洪水時に流れ出て，砂防地域内にとどまるものと，下流河川区域に流れさるものの合計の土砂量，最大洪水流砂量は現状での下流河川の計画洪水時の流砂量で，工事全体の規模を決める要素となる土砂量，最小洪水流砂量は，貯砂堰堤の計画のもととなる工事完成後の流砂量，計画流砂量は最大流砂量から直接工事によって減る量と許容流砂量の合計を差し引いたものとした。そして最大流砂量の決定方法として，災害時の流域内堆積土砂量と下流河川に流れ出たものの合計，または新規崩壊量に流れ去る際に一緒になって流れ出した堆積土砂量を加えたものを実測する実測法，あるいは，下流河川の計画洪水量か計画雨量かに結びつけて訂正する推定法，これは比流量のように1㎢あたりの崩壊土砂量を推定し，それに集水面積と流出係数をかけて求める方法で，この比流砂量は，地質，地形，雨量，集水面積の大小によって異なり，データ不足なので経験的に求めるとした。

この木村構想を発展させ，建設省河川局砂防課（1963）は次のような計画論をまとめた。流送土砂量は流域内で生産されて河川を流下する土砂量であるが，量的表現には場所と時間の観念を導入すべきである。また，砂防計画の対象流域の最下流点である砂防計画基準点を通過する土砂量をもとにして決定される。時間の問題に関して，一洪水期間中に流下する量は洪水時の洪水流送土砂量と1年間に流下する量は年間流送土砂量と定義し，砂防計画基本土砂量として妥当な量は，最大洪水流送土砂量と平均化された年平均流送土砂量であるとした。この2つの土砂量を取り扱うには二通りの計画が必要であり，この問題に対して次のような解決策を考えた。それは，最大洪水流送土砂量として，このような洪水が発生することを想定し、これを砂防計画の実施によって抑制し、直接生産を防止するとともに貯砂堰堤の調節扞止によって計画完成後において下流河川へは許容流送土砂量のみを流送させる。いっぽう，洪水による流送土砂量を包含し平均化した年平均流送土砂量を基本として，砂防計画の実施に伴って逐次これを低減し，計画完成後においては年平均流送土砂量を許容流送土砂量となるようにして，たとえ許容流送土砂量を上回るような洪水が発生しても，この土砂量は砂防計画の中に折り込まれた貯砂堰堤の調節能力によって爾後許容流送土砂量として下流河川へ無害に流送しようという構想を付加して時間的な問題が解決できるとした。

以上の考え方は「建設省河川砂防技術基準（案）」に導入され，その後の砂防計画の基本となった。しかし，その後流出土砂量を計画基準点等において水理量に応じて流しうる土砂量としたことから，流砂量計算に基づく土砂収支や河床変動計算を用い，洪水ハイドログラフに応じた計画流出土砂量を求めることが主流になって決定論的手法が定着した。

いっぽう，柿（1958）は河川の土砂生産状況に着目し，活動性か非活動性の違いによる河川特有の1サイクル期間の流砂量曲線を調べることが重要とした。柿の提唱する流砂量曲線は2つの最大洪水年流砂量とその中間にはさまれる平年流砂量より構成され，数10年から百数10年を周期とする1サイクルの流砂量を表わすもので，この違いにより「完全方式」と「防災方式」という異なる対策方法をとるべきとした。しかしながら，柿の説明には具体性が乏しく流砂量が何を意味するのか明確でない。

武居（1992）は，砂防計画は生産土砂量，流出土砂量，許容流砂量からなる計画対象土砂ありきで出発し，これは最大値と年平均値の双方を考えるべきであ

ると提案した。そこで流域規模のスケールにおいて地震や火山噴火，豪雨などの異常外力により不安定化し，不安定化によって供給される生産土砂量のうち直接流出するものと，いったん渓流に堆積した土砂が流動するものが，渓流のある断面を流下する量を流出土砂量と定義した。流出土砂量は短期的には，生産土砂量から断面近傍の河床変動による調節作用にもとづく不安定堆積物の変動量を差し引いたものであり，長期的には，生産土砂量と年平均流出土砂量がバランスするとした。さらに休眠性河川と活動性河川における生産土砂量の分布が異なるのは，生産土砂量が発生する周期だけでなく，最も起こりやすいような現象における土砂生産量にも差があるためで，このような年間生産土砂量の分布を表すために，それぞれの母分布は異なった中央値と標準偏差をもった対数正規分布に従うと仮定し，年間生産土砂量の確率密度関数を当てはめた。

この手法の特徴は土砂移動の発生頻度に着目し，本来の土砂流出の考え方に一つの方法論を示したことである。実際の流域において検証がなされてないため，理論の適合性を示す判断材料がないが，土砂流出現象を統計的に解釈する試みとして評価できる。

砂防計画における流出土砂量を正しく理解するためには，時間と空間それぞれの変化の組み合わせが重要である。その方法論にどのような理論を持ち込むのかにより，得られる概念モデルに大きな差がでるが，空間的な概念は次のようにまとめられる。

流出土砂量 V_d を断面通過量とすると，断面上流での生産土砂量 V_y と上流河道区間の河床変動に支配される滞留土砂量 V_r，水理量に対応した土砂輸送能力量 V_e との比較値として表される。

$$\left.\begin{array}{l} V_d = V_y - V_r \\ \text{when } V_y < V_e;\ V_r = 0 \quad and \quad V_d = V_y \\ \text{when } V_y \geq V_e;\ V_r \geq 0 \quad and \quad V_d = V_e \end{array}\right\} \qquad (1.1)$$

ところで，これらの諸量はそれぞれ時間総和であり，総時間は同一でなければならない。すなわち流出土砂量の予測には，次式の関係を明らかにする必要がある。

$$\sum_T \left(V_y(t) - V_r(t)\right) \lessgtr \sum_T f(A,i,R,d,t,etc.) \qquad (1.2)$$

ただし，$V_y(t)$：生産土砂量 V_y に関する時間変化関数，$V_r(t)$：河床変動による滞留土砂量 V_r の時間変化関数，f：地形量（集水面積 A，勾配 i），水文量（雨量 R），材料（粒径 d）などに関して決定される土砂輸送能力量関数である。

式（1.2）は生産土砂量と滞留土砂量の時間変化量の差と，土砂輸送能力量の時間積分に対する比較であるが，タイムスケールのとりかたによって，土砂量の算出が一定ではない。時間を一洪水程度の短期間とした場合，土砂量を連続とみなして取り扱うことができると考えられるが，いくつかの問題を含んでいる。f に関しては適切なハイドログラフと初期条件が与えられれば，流砂量計算などを用いて算出可能であるが，初期条件の設定自体が難しい。V_y については斜面の崩壊と渓床の侵食があり，一洪水期間での予測法が研究されている（例えば，吉松，1977）。しかし，この方法では崩壊を発生させる豪雨の生起までに変化する斜面の状態までを予測することはできない。下川ら（1989a）は，斜面の履歴を考慮して土砂生産場の変化を評価した予測法を提案し，この問題の解決の方向性を与えた。さらに松本ら（1999）は，斜面の植生回復と表層土厚の発達過程を考慮した崩壊発生場の予測に一方法を提案した。V_r については，流域を詳細に調査し土砂滞留場の時間的な推移を正確にトレースしても，河道各段面における変化が確率的に起こるため，任意の時系列の予測が困難である。土石流対策計画のように，小流域で土砂生産＝土砂流出とみなせる場合には，決定論的に河床変動計算を適用できることが示されている（Anyoji et. al 1989）。しかし，水系単位での適用については，生産土砂と滞留土砂の扱い方法が確立していない。

現行の砂防計画では，最大生産土砂量に対する外力について現在降雨超過確率100年に相当する連続雨量を用いているが，これは便宜的に与えたもので計画策定後100年間に生起する期待値として確率を用いているに過ぎない。いっぽう，期間が長くなると土砂移動は間歇的すなわち不連続となり，（1.2）式は土砂流出が生起するたびごとに異なる関係をもつため，一律に解くことが不可能になる。超長期では，武居（1992）が指摘するように土砂移動の不連続性を無視できることになるが，それは10^1～10^2年単位ではなく10^2～10^3年以上（清水，1998）でとらえるべきであろう。

以上のように，流出土砂の概念あるいは生産土砂を含むこれらの推定方法は未だ確立しておらず，この問題の解決が砂防学の大きな課題となっている。

1.3　河床変動と土砂滞留

土砂流出を把握する上で河道滞留土砂の概念を明

確にする必要がある。渓床における土砂滞留は河床変動として現れるのでこれを砂防学的にみると，次のような特性が挙げられる。

- 大規模土砂移動時には，河床変動を生ずる渓流区間も長く，変動量も大きい。
- 土砂の堆積（正の変動）と洗掘（負の変動）は交互に生ずるが，変動区間長は一定ではない。
- おもに地形条件の制約により，変動を生じにくい区間（いわゆる土砂通過区間）と，とくに堆積による変動の生じやすい区間が存在する。
- 渓床堆積土砂は，ある期間安定するがそれは一定ではなく，出水の発生頻度と規模に支配されて再度洗掘され，さらに下流へ流出する土砂の供給源となる。

渓床堆積土砂については土砂生産源であると同時に砂防計画でいう河道調節量にあたるため，古くからその重要性が指摘されてきた（例えば柿，1949）。渓床堆積土砂の空間分布については，堆積面と河床との比高や構成材料などで区分されるが，時間分布の把握に植生指標が導入されたこと（新谷，1971）によって，過去から現在までの渓床の土砂移動履歴を知ることができるようになった。さらに，清水（1982，1983）は渓床堆積地の形成年代から現在までの滞留期間と比累積土石量Q_a/lについて整理して

$$\log\left(Q_a^T/l\right)=\alpha\log T+\beta \qquad (1.3)$$

という関係を見出した。また，清水収（1998）は詳細な調査に基づき，具体的な生産・滞留・流出量の空間分布と平均速度を算出し，流域における土砂輸送を時間スケールごとに位置づけた。これらの研究により，流域の過去の土砂移動特性を詳しく知ることができるようになったが，これを砂防計画に適用させるためには，将来は過去の延長線上にあるという仮定が成立しなければならない。

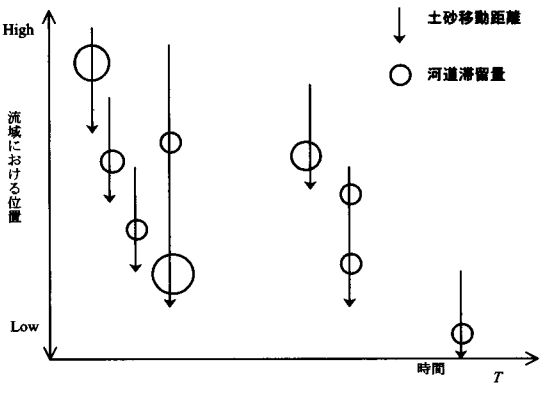
いっぽうで，渓流の土砂移動量は水理条件に対応して求めることができることから，河床変動計算のアナロジーとして一洪水単位の総土砂量に基づく土砂収支法が提案された（例えば，平尾，1978）。この手法は生産土砂の供給タイミングや量的配分が難しいという問題があるが，計算技術の進歩とともに，河道を細かい区間に分けた河床変動計算が適用できるようになり，水系単位で土砂収支を計算することが現在では一つの主流をなしている。しかし，これらの方法には以下に示す課題が残されている。

土砂移動は空間的には上流から下流へ向かって進むが，河床変動を生ずる様々な要因を空間的に詳細に記述し，さらにそれぞれが独立して変化するこれらの要因の推移を計算精度に応じて適切に配分することが必要である。また，土砂の移動営力となる降雨規模とその発生間隔を予測し，それに対応した土砂生産と河床変動の量的関係を求める必要がある。河床変動は土砂移動発生時の渓床の土砂堆積状況（渓床の履歴性）により量的にも外力に対して一律ではないが，清水の提唱する比累積滞留土石を外力のランダムな発生にどのように当てはめるかが課題になる。

河床変動による土砂滞留の概念を図示すると，河床変動がある短期間に流域の上端から下端までを通して起こることがある（図－1.2）。

図中で矢印は河道区間における移動距離，円は土砂滞留位置とその相対的規模を示している。流域サイズや流出量の規模にもよるが，一出水あるいはその直後の0.5～１年程度の間に顕著な変動が生じる。また，外力となる降雨の発生がある程度の規模以上であっても，流域内の移動可能土砂が少量であれば，河床変動規模も小さくなる。大出水の後，数10年以上も大きな変動が生じない「休眠性河川」はこのような状態である。

土砂の流出・滞留場は流域の地形条件に規制されてはいるが，その区間より上下流区間の土砂の状態にも左右される。また，このような場の推移はランダムであり，周期的には起こり得ない。このような時空間分布特性をもつ土砂移動特性を短期間の調査で見出すことは困難であり，構成する要素を詳しく調べて土砂



図－1.2　土砂の流出・滞留場の推移についての概念
Figure 1.2　Concept for transition of spatial sediment yield and retention

移動特性を再構築する還元論的な方法には限界がある。

1.4 土砂流出予測の課題

砂防計画の究極の課題は，適切な土砂流出の予測に基づく適正な土砂管理であるが，後者の個別技術を活かすためにも土砂流出予測が不可欠である。

長期流出土砂量は，ある期間の総流出土砂量であるが，武居（1992）は供給される生産土砂量に対応するような平均的な安定断面が形成されるので，年平均流出土砂量（＝年平均生産土砂量）として扱うことができるとしている。すなわち，式（1.2）におけるfは長期的には無視できるほど小さくなると仮定している。しかし実際に大きな土砂流出があっても，見かけ上長期間の河道滞留量の変化が小さい，すなわち生産土砂量と流出土砂量がほぼ等しい場合に，これを平均化することは，実際に発生していない流出土砂量を扱うことになり，本質的な解決にはならない。

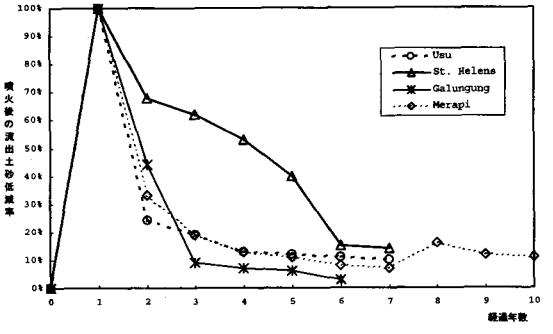
土砂の生産・流出は一様ではなく擬似周期的かつ不可逆であり，類似したことは起こるが同じことは起こらないことを認識すべきである。問題は自然現象が多様であり，われわれが知ることのできるのはその一面にしか過ぎないことである。図－1.1に示したように流域の土砂生産と流出を規定する各要因は，相互に複雑な関係をもっており，これを一意的に把握することは困難である。そこで，次のような仮説をたてる。

あるインパクトによる土砂生産環境の変化を契機に，流域規模の土砂流出は急速に活発化し（活動期），それから漸減的に減少する（安定化移行期）を経る過程をもつ。これはあるモデルで表現することができるとする。仮説の根拠を以下に示す。近年大規模な噴火をした火山における噴火後の土砂流出状況をみると，噴火直後に大量の土砂流出があるが，その後流出土砂量は漸減し，数年～10年程度で収束あるいは定常化している（Janda et al, 1984；小橋ら，1994など）。図－1.3は比較のため，1年目の総流出土砂量を1とし，2年目以降は1年目の土砂量に対する比率で示してある。

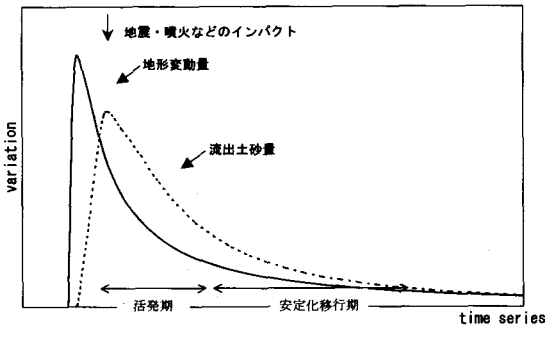
ここで取りあげた事例のうち，セントヘレンズ火山（アメリカ合衆国）は山体崩壊を伴う10^9m³オーダーの大規模な噴火であり，ガルングンとメラピ（インドネシア）は火砕流を伴う10^8m³オーダーの噴火，有珠山（1977）は大量の降灰を伴う10^7m³オーダーの噴火で（門村ら，1988），噴出物量とその性質が異なる。山体崩壊では流域形状というより，山体形状そのものが急変するため，噴火以前に形成されていた流域地形が消滅してしまう。したがって，その後の土砂移動に関しても若干異なる傾向がある。火砕流噴火や降灰による噴火後の土砂流出に関しては，移動土砂量規模に差異があるが，同様の傾向で流出土砂量が漸減している。このような噴火形態の相違を考慮しても，各火山ともに噴火直後に土砂流出のピークを迎え，流出土砂量が低減し6年から10年程度の間に収束あるいは定常的な流出土砂量に変わっていることが理解される。

このように，地形変動量と生産土砂量（流出土砂量）に比例関係があるとしたとき，あるインパクトに対する活動期，回復期の推移は図－1.4のような概念で表される。

地震や火山噴火により地形変動量が急増すると，その流域からの流出土砂量も急増する。一般には地形変動と土砂流出の発生時期には若干のずれが生じると



図－1.3　活火山における噴火後の土砂流出状況
Figure 1.3　Transitions of sediment discharge after volcanic eruptions



図－1.4　異常荒廃後における長期土砂流出の概念
Figure 1.4　Schematic images of long-term geomorphic changes and sediment discharge after catastrophic devastation

考えられる。そして，地形変動量は時間とともに漸減し，それに対応して流出土砂量も漸減する。この期間は初期のインパクトの強さや，それに伴う不安定土砂量の多寡によって変わると考えられ，10^8～10^9m³オーダーの噴出量をもつ火山噴火では，概ね７～10年程度ということが，図－1.3からも推測される。

第２章　研究方法

2.1　研究方法

土砂流出に関する課題は砂防にとって重要な流域特性である「土砂移動特性」を，時空間の変動過程の中でどのようにとらえるかにつきる。既往研究方法の課題を次のように整理した。

・土砂移動の空間変動パターンを定性的かつ量的に見いだす必要がある。変化の要因は，流域形状，傾斜，集水面積，降雨量などであるが，これらの変化を個別に分析することは可能であっても，全体変化を把握する方法がない。

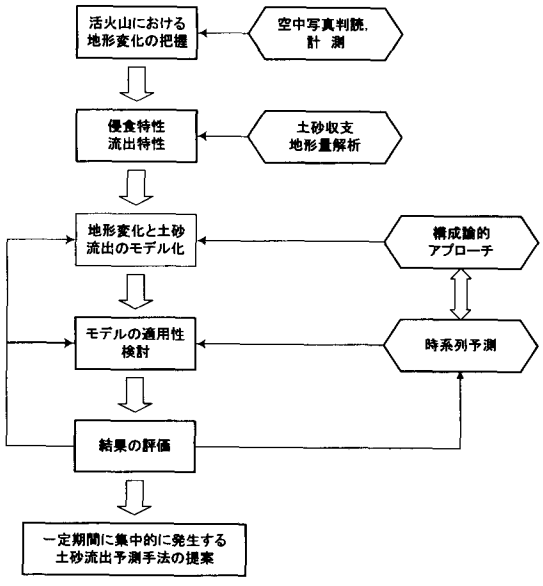
・長期土砂流出予測モデルを考える上で時間の問題がある。土砂水理学的手法による場合は水理量を与える降雨時系列予測や，河道内滞留量の変化予測が難しい。統計学的手法で過去の事実にもとづく外挿的推定方法のみでは，土砂生産場の変化状況を反映することが難しい。

このような課題を踏まえ，本研究では次のような方法によることとする。

① 土砂移動は本来複雑な現象であり，流域の土砂移動履歴の影響を無視できない。そこで，火山噴火や地震など大規模なインパクトが流域に与えられ，土砂生産場の状況が初期状態となる，すなわち土砂移動履歴を考慮しなくてもよい場合を対象とすることでこの問題を解決できる。本研究では，近年わが国で生起した火山噴火とその後の土砂災害を事例とする。

② 次に大規模なインパクトである火山噴火とその後の土砂移動による変化が端的に表れる地形変動状況を把握する。主として数時期に撮影された空中写真と，その判読ならびに地形量の計測によって，定量的なデータを取得する。

③ これらのデータを用い，地形変動とくに土砂生産に関わる侵食の推移について地形学的方法によって解析する。また流出土砂を量的にとらえるため，流域全体の土砂収支を行い，これらの結果と土石流による流出土砂量の推移とを対比させ，土砂生産場と流出土砂の変化に関する特性を把握する。



図－2.1　研究の構成とながれ
Figure 2.1　framework and flow diagram of this study

④ 土砂生産・流出機構の時空間分布の詳細が得られない条件下では，個々の要素の詳細な分析から全体像を見出すことが難しいため，流域からの土砂移動現象の指標となる生産・流出土砂量と時間の関係に着目し，その推移を表すモデルを想定し，それらの全体的な変化から土砂流出の特性を知るような構成論的アプローチ（井庭，福原1998）を試みる。

⑤ 時間推移の中で生起する地形と土砂流出の量的変動のパターンを単純なモデルで表す。最初のインパクトで土砂生産場の諸条件が初期状態になったとし，その後の変動は時系列で発生する土砂移動の履歴性傾向に影響されるものとする。

⑥ これらの結果をとりまとめ，一定期間内に集中的に発生する流出土砂量の予測方法を提示し，そのような状況での砂防計画への適用方法を考察し提案する。

2.2　研究対象火山と調査手法

本研究では近年大規模な噴火活動が発生し，大量の火山噴出物が山麓を被覆して大規模な土砂災害が頻発した雲仙・普賢岳をおもな対象とする。また，同様

に噴火後の土砂移動が頻発した例として有珠山を取りあげ，噴火様式や規模の相違による土砂移動回復モデルを比較する。気象条件の異なる2火山の比較は，本研究の成果を一般化する上で，議論の素材となる。とくに土砂移動過程が資料として揃っている，雲仙普賢岳1991－95に焦点を当てて議論を進める。雲仙普賢岳の位置を図－2.2に，地形概要を図－2.3に示す。

本研究の主題を達成するためには，活火山における土砂移動を量的に時空間で把握する必要がある。これらは次の方法によって得る。

(1) 空中写真判読による詳細なガリー発達と規模の計測

短期間に撮影された複数の空中写真は，多くの情報を有している。雲仙・普賢岳では噴火開始直後から継続的に空中写真が撮影され，1991年5月に始まった火砕流噴火による大規模な地形変化に併せて13時期の空中写真が得られている（表－2.1)。本研究ではこれらの空中写真から取得した以下のデータを使用した。

① 解析図化機による地形等高線と数値地形図（Digital Elevation Map; DEM）を作成する。

② 空中写真によるリル，ガリー地形の判読と幅，延長を計測し，これらの集水域（水無川上流・下流，赤松谷川・同左支渓，おしが谷）単位で集計する。

③ 500m四方のポリゴン（図－2.4）を設定して，DEMを用いた各撮影時期の差分による地形変化量（増分と減分）を算出する。

これらの結果を区分した渓流単位ごとの期間変動量として整理する。

(2) 変動土砂量の計測と土砂収支

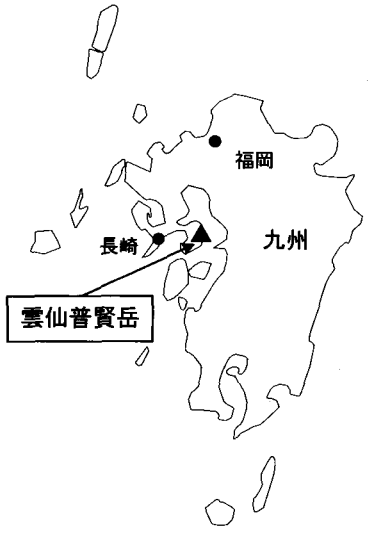
河道区間の変動土砂量は，各渓流の地形条件を考慮して作成したセグメント（図－2.5）ごとに，空中写真判読による10mメッシュDEM標高の撮影時期差（正負）を計測して単位面積に乗じて求める。さらに正負差の和から区間変動量収支を求める。これらを縦断区間別あるいは各時期別に比較することによって，河床変動特性を把握する。

(3) 土石流の流出土砂量

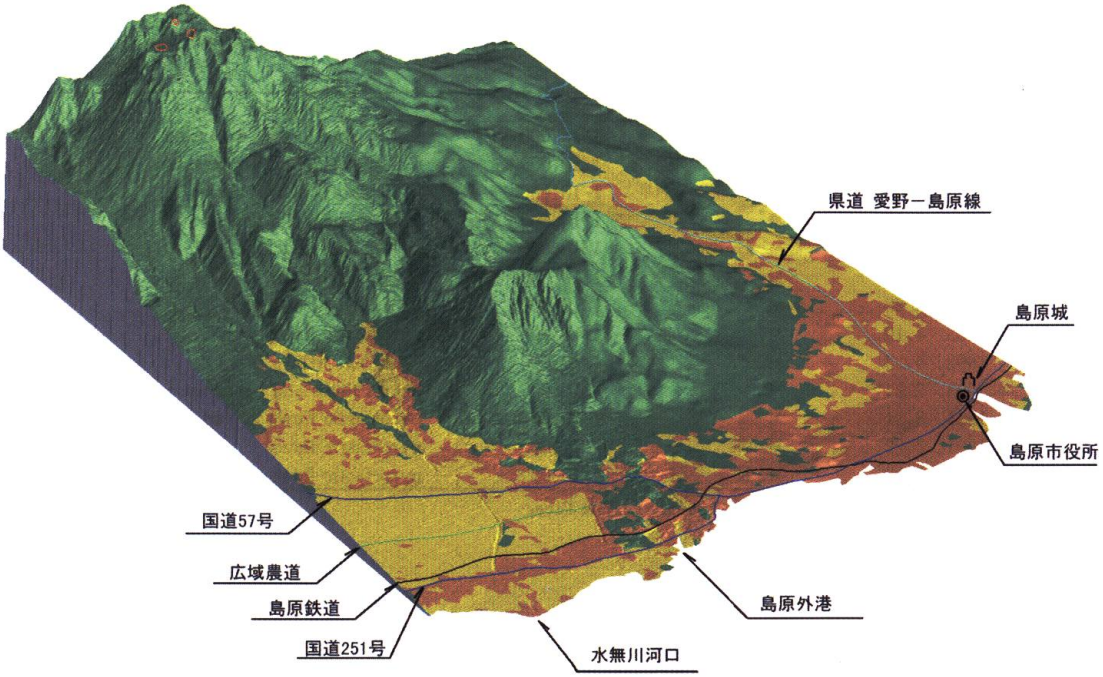
雲仙普賢岳水無川においては，長崎県ならびに建設省雲仙復興工事事務所（現国土交通省雲仙復興事務所）が噴火災害期間中に発生した土石流の土砂量を見積もっている。土砂量は基本的に国道57号が水無川を横過する地点（水無川河口より約2㎞上流）の直上流に建設されていた仮設4号遊砂地付近あるいは隣接した水無川橋より下流に流出して，陸上部に堆積した量が計測されている。計測方法は一定ではないが，土砂氾濫面積に平均堆積深を乗じたケースが殆どである。とくに1995年に発生した大規模な土石流については，主要地点において電柱や残存した建築物付近の堆積深を計測し，堆積土砂コンターマップを作成して求めている。

このようにして求められた土砂量であるため，本研究においては土砂量の精度は10^4㎥オーダーでほぼ同一の精度をもっているとして用いる。なお，扱っている土砂量はすべて空隙を含むみかけの量である。

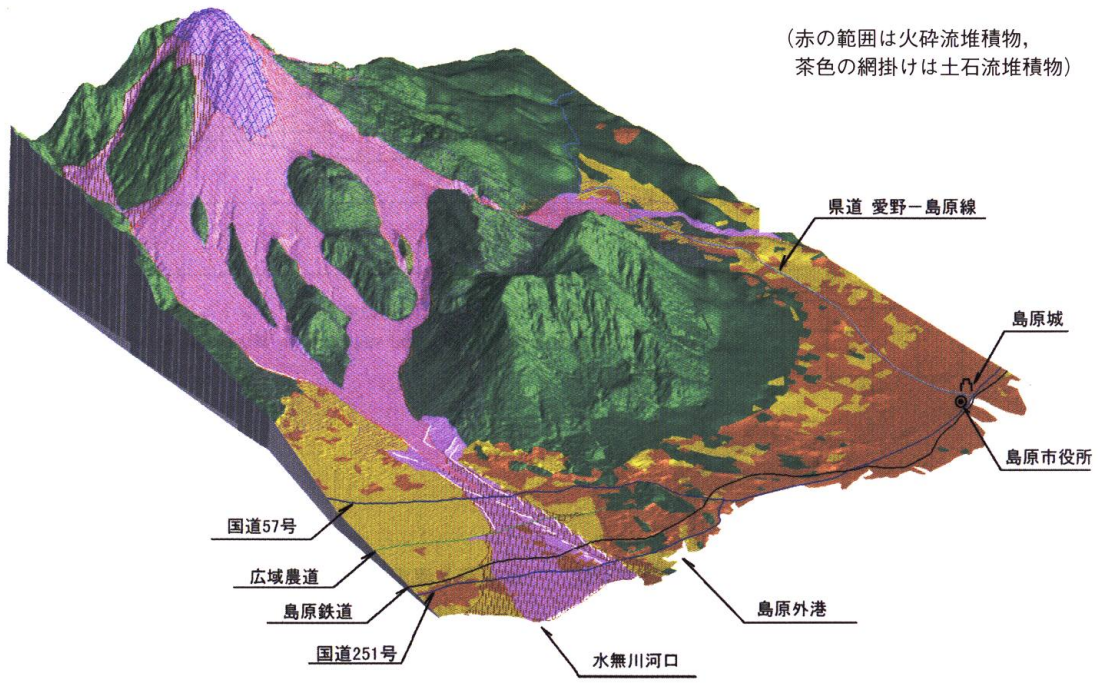
有珠山の土石流・泥流土砂量は北海道室蘭土木現業所がまとめた報告（1995）によった。これも山麓の扇状地あるいは平野部に流出・堆積した土砂量である。計測方法は明記されていないが，1978年10月24日に発生した土石流は詳細に被害状況が調査されており，これ以外は雲仙と同様の方法であったものとして扱う。



図－2.2　研究対象地位置図
Figure 2.2　Study site map



(1)　1991年３月２日撮影空中写真による火砕流発生前の地形
(1)　Geography before the eruption by the photo taken on Mar. 2, 1991



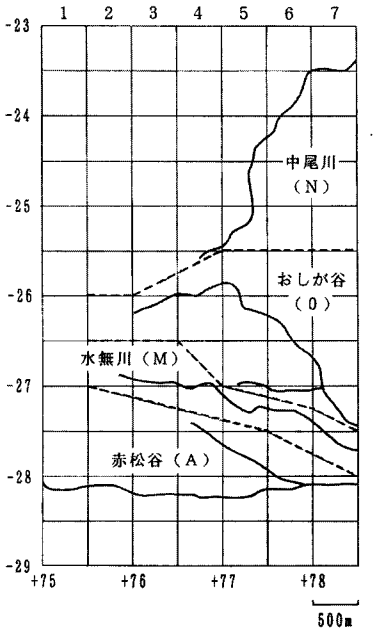
(2)　1996年８月撮影空中写真による火山活動終了後の地形
(2)　Geography after the eruption by photo taken in Aug., 1996

図－2.3　雲仙普賢岳の地形概要（国土交通省雲仙復興事務所資料）
Figure 2.3　Geographical overview of Mt. Unzen-Fugen (after Unzen restoration office, MLIT)

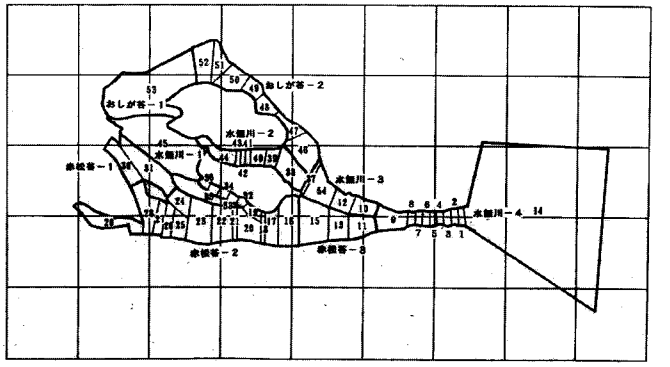
表—2.1　雲仙普賢岳噴火前後の撮影空中写真諸元
Table 2.1　Some remarks of aerial photos taken before and after the volcanic eruption of Mt. Unzen-Fugen

Date	Watershed*	Scale	Remarkable events
1991. 3. 2	M.	1/15,000	2.12 ummit crater explosion
1991. 6.16	M.	1/10,000	6.3 pyroclastic flow disasters
1991. 8. 8	M.	1/10,000	6.30 debris flow disaster
1992. 2.19	M.	1/10,000	9.15 pyroclastic flow
1992. 3.11	M.	1/10,000	3.1 debris flow
1992. 5.10	M.	1/10,000	3.15 debris flow
1992. 8.28	M.	1/10,000	8.8-15 debris flows
1993. 4.10	M.	1/15,000	pyroclastic flows
1993. 5. 3	M., N.	1/10,000	4.28-5.2 debris flows
1993. 7.24	M., N.	1/10,000	debris flows and pyroclastic flows
1994. 3.31	M., N., Y.	1/10,000	pyroclastic flows in Yue R.
1994. 7.22	M., N.	1/10,000	pyroclastic flows
1994.12.19	M., N.	1/10,000	pyroclastic flows

*M.; Mizunashi River, N.; Nakao River, Y.; Yue River



図—2.4　ポリゴン区分図
Figure 2.4　Polygons



図—2.5　水無川の地形変動集計セグメント
Figure 2.5　Geometrical segments in Mizunashi River, Unzen

第3章　活火山における地形と流出土砂の量的変化

3.1　活火山における噴火活動と土砂流出への影響

自然環境が急速に変貌する一要因である火山噴火は，規模と影響力の大きさや影響継続時間が長期に及ぶという特徴をもっているが，高熱による森林や生態系の徹底的な破壊が，他の自然災害要因と異なる。同時に噴火の影響を受けた活火山麓や周辺山地では，土砂生産と流出の活発化が生じる。

土砂流出について，火山学では以前から泥流 *mud flow, lahars* の記載があり（McDonald, 1972），火山災害の重要なファクターととらえられている（Blong, 1984）。森林学や砂防学の分野でも森林破壊（たとえば武藤，1978）や林地侵食問題（下川ら，1987a, b, c）としてとらえられてきた。歴史的事実としても

1707年の富士山宝永噴火による降灰がもたらした神奈川県酒匂川における，土砂流出と洪水被害が数十年にわたって継続したこと（南ら，2002a ；2002b）や，1783年の浅間山噴火に伴う火山泥流が利根川下流まで到達し，その後水系的な洪水頻発につながったこと（大熊，1981）などが知られている。海外でもアメリカのセントヘレンズ火山の1980年噴火後20年に及ぶ土砂流出の活発化が観測されている（Major et al., 2000）。近年の火山災害でも，桜島（1970年代以降）や有珠山（1977－78），雲仙普賢岳（1989－1995）などの噴火後の土石流頻発や，インドネシアのメラピ火山（1987など）などに多くの事例が見出せ，とくに1993年フィリピンのピナツボ火山による大規模な地形変化と土砂流出が知られている（井上ら，1994；広瀬ら，1999）。

このような火山における土砂移動現象の活発化について既往研究を整理すると，以下のようである。

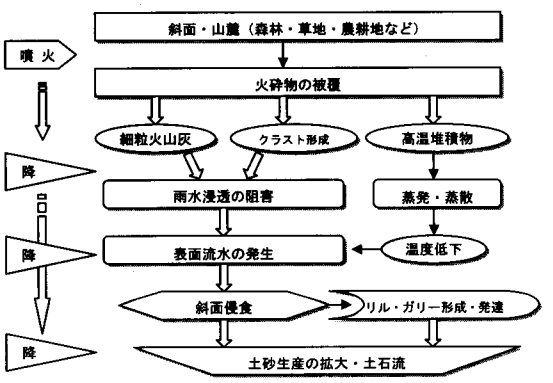
降灰の被覆による影響は，細粒火山灰による浸透能低下と表面流出の増大により，少量の降雨によって土砂生産・流出が発生する（地頭薗ら，1989）。また，雲仙普賢岳噴火後の調査研究で火砕流堆積物の影響も同様であることが明らかにされた（池谷，1993；西田ら，1996；山越ら，1998）。またその組成に石膏成分などを含む場合，雨水によってクラストが形成されることによって浸透を阻害することもある（恩田ら，1996；西田ら，1998b）。火砕流堆積物が厚く堆積する斜面では，堆積物の温度低下による侵食への影響も考えられる（西田ら，1998c）。このような土砂生産活発化の原因が究明されることによって，少量の降雨によって土石流や泥流が発生することが，合理的に説明できるようになった（図－3.1）。

さらに，土砂生産・流出の増大は徐々に低下してゆき，火山砕屑物被覆の影響が少なくなると，噴火前の状況に回復することも知られている（山越ら，2001）。その理由は表面細粒火山灰の流出による浸透能の回復が挙げられているが，この定量的評価は経験則に基づく方法（Pierson and Janda et al, 1992；水山・宮本，1993）以外には提案されていない。

土石流による被害軽減や生産地への流出土砂量低減のために実施される火山砂防計画においては，土砂生産・流出環境の変化を捉えて合理的な土砂処理計画を立案することが求められる（池谷，1994；Hashinoki and Anyoji et al, 1995）。そのためには，噴火活動による影響度の違いと，影響程度の時系列的関係を見出す必要がある。

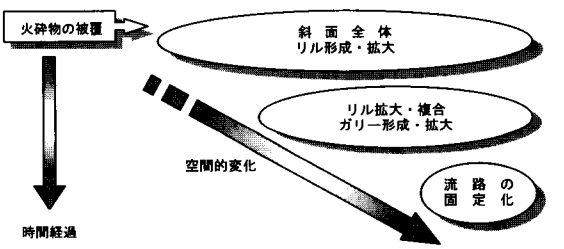
いっぽう，火山砕屑物被覆斜面の侵食過程については，定性的に表面流発生がリルを形成し，リルの拡大と結合によってガリーに発展し，その拡大によって谷が形成されることが理解されている。谷の形成によって，侵食の中心が斜面全体から谷周辺部での卓越化に推移する（図－3.2）。

土砂生産場である斜面における，火山噴火の影響を定性的に様式化することが可能となってきたが，土砂流出のプロセスについては十分に解明されているとは言い難い。有珠山1977-78噴火時の斜面侵食と，流出土砂について定量的な調査（池谷ら，1979；安養寺，1979），インドネシアのメラピ火山1984年噴火後の土石流発生過程（Jitousono et al,1996），雲仙普賢岳噴火後の土砂流出状況（下川ら，1994；寺本ら，1996, 1997, 2002b）の調査研究は，噴火後の土砂流出状況の実態把握に主眼がおかれ，噴火後経年的に年流出土砂量が減少傾向にあることを示す結果となっている。しかし，



図－3.1　火砕物被覆による山腹斜面における水文条件への影響

Figure 3.1　Influences to hydro-process on hill-slopes covered by pyroclastics



図－3.2　活火山における土砂生産に関する地形変化

Figure 3.2　Geomorphological process on sediment yield in active volcano

降雨による発生条件に着目した土砂生産条件の変化と流出土砂の関係（寺本ら，2002a）でも，場の変化にまでは言及していない。

以上から，活火山における土砂流出特性を認識するためには，火山噴火による土砂生産条件を規定する要因と，その変化がもたらす土砂の生産・流出の時空間的な関係を見いだすことが重要である。

3.2　土砂生産域における地形の量的変化

雲仙普賢岳は1990年に198年ぶりの噴火活動が始まった。1991年5月には山頂部に溶岩ドームが形成され始め，その一部が崩落して火砕流が東側斜面の水無川方向に流下するようになった。火砕流は溶岩ドームの成長方向に合わせて流下方向を変えながら，1995年まで継続し，発生回数は1万回を超えた（気象庁福岡管区気象台）。一連の噴火活動による総噴出マグマ量は約2億5千万m^3で，そのうち火砕流として山麓部に堆積した土砂量は約1億9千万m^3である（石川ほか，1996）。

3.2.1　ガリーの形成と推移

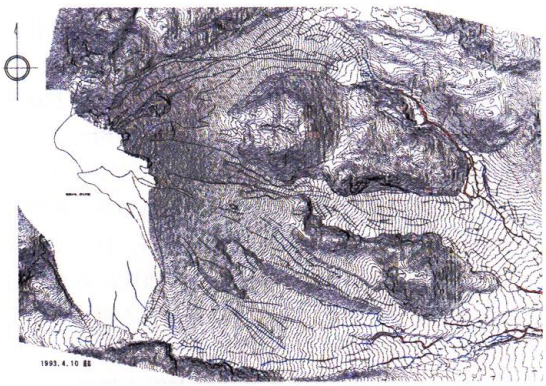
(1)　ガリー形成の概要

1991年5月に溶岩ドームが普賢岳山頂に出現し，その成長にともなって一部が崩落して火砕流が頻発するようになった。その結果，火砕流本体が堆積した山腹斜面の森林はことごとく破壊され，さらにその周辺に拡がった火砕サージが樹木を焼損させた。火砕流堆積斜面では降雨による侵食が始まり，リルやガリーが形成されていった（図－3.3～3.5）。1993年4月10日撮影写真では，おしが谷と赤松谷川では目立ったガリーが形成されているが，水無川上流では顕著でない（図－3.3(1)）。次期の1993年5月3日には，おしが谷のガリーが拡大し，赤松谷川にも新たな流路が形成された（図－3.3(2)）。1993年7月には，赤松谷川の上流で大きな崩壊が生じ，さらに南側の岩床山北斜面に接するように幅広い流路が形成された。水無川上流では，左岸から右岸に斜めに谷を横断するガリー形成が始まった（図－3.4(3)）。1994年3月になると，水無川上流の横断ガリーが拡大し，明確な流路となり，おしが谷の下流流路も明瞭になった（図－3.4(4)）。1994年7月と12月では，赤松谷に新たな流路形成がみられるが，大きな変化はなく，ガリー流路はほぼ固定し始めたと考えられる（図－3.5）。

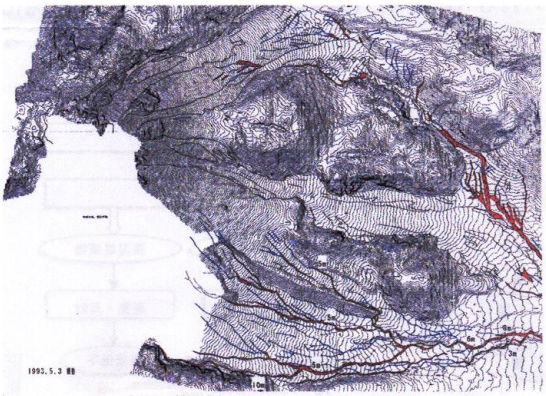
(2)　ガリー規模の推移

1991年6月16日から1994年12月19日までに実施された12時期の空中写真図化結果を用いて，ガリーを計測し，その推移を把握した。ガリーは便宜上500mで区分したメッシュごとに，解析図化機を用いて幅1～3m，3～5m，5m以上の3段階で，それぞれのガリー本数，延長を計測し，その結果を水無川本川（A＝1.386km^2），赤松谷川（A＝2.392km^2），おしが谷（A＝1.492km^2）の支渓単位で集計した（表－3.1）。

各支渓の実数は流域面積に支配されているので，渓流の比較のため流域面積で除したガリー延長密度（m/km^2），ガリー本数密度（N/km^2）を求めた（図－3.6～3.8）。



(1)　1993年4月10日撮影写真判読によるガリー分布
Gullies on April 10, 1993

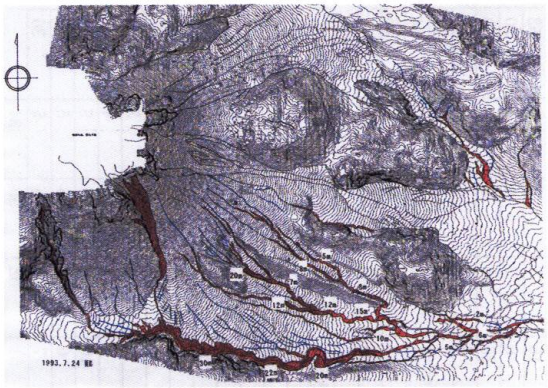


(2)　1993年5月3日撮影写真判読によるガリー分布
Gullies on May 3, 1993

(赤色：幅5m以上，青色：幅3～5m，黒：幅3m以下)
(lines in red: gully width more than 5m, blue: 3 to 5m, dark: less than 3m)

図－3.3　水無川上流部におけるガリー分布の推移（1993.3～93.5）

Figure 3.3　Gully distribution in the upper Mizunashi river (March-May, 1993)



(3) 1993年７月22日撮影写真判読によるガリー分布
Gullies on June 22, 1993

(4) 1994年３月31日撮影写真判読によるガリー分布
Gullies on March 31, 1994

(赤色：幅５ｍ以上，青色：幅３～５ｍ，黒：幅３ｍ以下)
(lines in red: gully width more than 5m, blue: 3 to 5m, dark: less than 3m)

図－3.4 水無川上流におけるガリー分布の推移（1993.7～94.3）

Figure 3.4 Gully distribution in the upper Mizunashi river (June, 1993-March, 1994)

(5) 1994年７月22日撮影写真判読によるガリー分布
Gullies on June 22, 1994

(6) 1994年12月19日撮影写真判読によるガリー分布
Gullies on December 19, 1994

(赤色：幅５ｍ以上，青色：幅３～５ｍ，黒：幅３ｍ以下)
(lines in red: gully width more than 5m, blue: 3 to 5m, dark: less than 3m)

図－3.5 水無川上流におけるガリー分布の推移（1994.7～94.12）

Figure 3.5 Gully distribution in the upper Mizunashi river (June-Dec, 1994)

ガリー延長密度を比較すると，赤松谷川で最大29,000ｍ/㎢（1993年７月）まで達したのに対し，水無川本川およびおしが谷では10,000～11,000ｍ/㎢オーダーで約1/3である。最大ガリー本数密度は赤松谷川87，水無川本川84，おしが谷108（N/㎢）と支渓による大きな差はない。ガリー延長をガリー本数で除すと，ガリー１本当たりの平均長さになり，赤松谷川では他の３倍近い（図－3.9）。単純比較ではあるが，このことは赤松谷川においてガリー侵食が下方に伸びている，すなわち縦断方向の侵食速度が速いことを意味している。赤松谷川ではとくに1993年５月から７月にかけて急増しており，赤松谷川方向に火砕流が流下した時期と一致している。

次にガリーの断面を次のように推定した。現地に立ち入りが可能になった1995年夏以降に数回の現地調査を行い，ガリー断面はほぼ矩形であることを確認した（安養寺ら，1996）。ただし，ガリーが深くなると側壁の崩落土砂が崖錐を形成して逆台形に近くなる。また，ガリー幅が広くなると深くなる傾向がある。ここでは便宜的に断面を正方形として，ガリー幅階級ごとに１～３ｍは２ｍ，３～５ｍは４ｍ，５ｍ以上は６ｍとして断面積を求めた。その値にガリー幅階級ごとの

表−3.1　雲仙ガリー計測資料　　**Table 3.1**　Gully length and numbers in Mizunashi River, Unzen

Akamatsu　A＝2.392　㎢

Gully Length

B＝1-3 m	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	700	535	601	248	0	2,083
1991. 8. 8	0	264	100	100	200	119	0	782
1992. 2.19	0	0	0	169	1,290	8	0	1,467
1992. 3.11	0	899	1,946	1,335	1,252	18	0	5,450
1992. 5.10	0	1,210	5,781	6,362	1,529	366	99	15,347
1992. 8.28	0	747	402	668	256	0	0	2,073
1993. 4.10	0	1,400	3,157	1,833	1,968	476	0	8,833
1993. 5. 3	0	33	929	2,063	1,923	130	0	5,077
1993. 7.24	0	788	1,359	236	367	437	359	3,545
1994. 3.31	549	2,051	1,618	1,535	1,369	470	716	8,308
1994. 7.22	652	1,755	1,456	911	587	0	0	5,361
1994.12.19	29	407	875	2,218	1,251	233	0	5,013
	1,230	9,553	18,324	17,965	12,590	2,505	1,173	

Gully Numbers

B＝1-3 m	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	6	1	1	1	0	9
1991. 8. 8	0	2	3	2	1	1	0	9
1992. 2.19	0	0	0	4	11	1	0	16
1992. 3.11	0	11	31	19	11	1	0	73
1992. 5.10	0	16	77	73	16	3	1	186
1992. 8.28	0	13	10	7	2	0	0	32
1993. 4.10	0	12	17	16	14	3	0	62
1993. 5. 3	0	1	9	16	14	1	0	41
1993. 7.24	0	9	13	2	1	4	3	32
1994. 3.31	7	22	11	7	12	4	5	68
1994. 7.22	3	13	14	7	7	0	0	44
1994.12.19	1	4	7	13	9	3	0	37
	11	103	198	167	99	22	9	

B＝3-5 m	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	235	56	0	0	0	291
1991. 8. 8	0	0	300	0	0	0	0	300
1992. 2.19	0	0	0	0	68	0	68	136
1992. 3.11	0	0	0	0	289	0	113	402
1992. 5.10	0	435	485	350	560	202	41	2,073
1992. 8.28	0	816	1,595	1,731	1,022	177	0	5,339
1993. 4.10	1,005	621	989	1,681	481	523	451	5,750
1993. 5. 3	0	291	4,352	11,279	1,753	2,721	428	20,823
1993. 7.24	1,637	1,898	4,159	1,360	124	38,738	313	48,231
1994. 3.31	361	0	665	168	211	146	58	1,609
1994. 7.22	457	577	1,018	722	444	999	0	4,217
1994.12.19	0	843	2,240	756	759	675	191	5,464
	3,460	5,482	16,037	18,103	5,710	44,181	1,662	

B＝3-5 m	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	1	1	0	0	0	2
1991. 8. 8	0	0	1	0	0	0	0	1
1992. 2.19	0	0	0	0	1	0	1	2
1992. 3.11	0	0	0	0	1	0	1	2
1992. 5.10	0	1	3	4	3	4	1	16
1992. 8.28	0	10	19	15	5	3	0	52
1993. 4.10	5	5	4	6	2	4	4	30
1993. 5. 3	0	3	16	26	12	9	3	69
1993. 7.24	12	11	24	6	3	4	2	62
1994. 3.31	2	0	10	3	2	2	2	21
1994. 7.22	4	2	4	4	3	7	0	24
1994.12.19	0	6	14	3	3	5	2	33
	23	38	96	68	35	38	16	

B＞5 m	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	0	0	0	0	0	0
1991. 8. 8	0	0	0	417	986	1,047	187	2,637
1992. 2.19	0	0	0	0	329	165	346	840
1992. 3.11	0	0	0	0	0	400	210	610
1992. 5.10	0	0	0	0	486	1,086	503	2,075
1992. 8.28	0	0	952	1,718	2,629	2,404	1,013	8,716
1993. 4.10	0	0	223	294	1,111	931	1,141	3,700
1993. 5. 3	0	423	2,163	6,606	2,436	1,253	1,035	13,917
1993. 7.24	1,565	2,757	3,885	3,821	2,854	2,189	927	17,998
1994. 3.31	666	1,668	2,181	2,795	2,045	1,791	950	12,096
1994. 7.22	599	1,099	1,612	2,604	2,416	1,409	1,097	10,836
1994.12.19	227	834	1,245	3,008	1,897	1,158	1,164	9,533
	3,057	6,781	12,261	21,262	17,189	13,834	8,574	

B＞5 m	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	0	0	0	0	0	0
1991. 8. 8	0	0	0	1	1	3	1	6
1992. 2.19	0	0	0	0	1	1	1	3
1992. 3.11	0	0	0	0	0	2	1	3
1992. 5.10	0	0	0	0	2	2	2	6
1992. 8.28	0	0	5	7	12	10	4	38
1993. 4.10	0	0	1	3	4	6	3	17
1993. 5. 3	0	2	8	9	8	5	3	35
1993. 7.24	7	11	16	8	6	10	4	62
1994. 3.31	4	6	15	10	6	8	5	54
1994. 7.22	3	3	7	6	7	6	5	37
1994.12.19	3	4	6	7	5	6	5	36
	17	26	58	51	52	59	34	

Mizunashi A =1.386 ㎢

Gully Length

B =1-3 m	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	subtotal
1991. 6.16	591	519	1,176	695	1,323	2,455	3,940	10,699
1991. 8. 8	0	0	537	992	582	1,607	1,279	4,997
1992. 2.19	0	0	0	427	895	2,752	1,020	5,093
1992. 3.11	0	0	0	634	784	2,787	1,714	5,919
1992. 5.10	0	0	1,334	1,172	1,473	1,996	785	6,759
1992. 8.28	0	0	265	0	0	554	361	1,180
1993. 4.10	0	0	528	1,332	2,519	1,256	681	6,317
1993. 5. 3	0	0	778	573	197	453	0	2,002
1993. 7.24	0	0	0	0	303	738	0	1,041
1994. 3.31	0	0	0	82	0	0	929	1,011
1994. 7.22	0	0	96	194	0	0	387	677
1994.12.19	0	0	0	164	837	50	354	1,405
	591	519	4,714	6,265	8,914	14,648	11,449	

B =3-5 m	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	500	200	1,323	694	644	3,361
1991. 8. 8	0	0	0	342	776	97	388	1,603
1992. 2.19	0	0	0	0	799	464	0	1,263
1992. 3.11	0	0	0	0	1,402	693	0	2,095
1992. 5.10	0	0	0	0	0	348	157	505
1992. 8.28	0	0	0	0	0	189	1,637	1,826
1993. 4.10	0	0	0	0	0	0	256	256
1993. 5. 3	0	0	173	20	0	0	126	318
1993. 7.24	0	0	434	192	276	0	0	901
1994. 3.31	0	0	21	234	0	0	42	297
1994. 7.22	0	0	0	381	0	210	0	591
1994.12.19	0	0	0	325	0	319	194	838
	0	0	1,127	1,694	4,575	3,014	3,444	

B >5 m	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	0	279	259	0	232	770
1991. 8. 8	0	0	0	300	588	543	457	1,887
1992. 2.19	0	0	0	0	307	418	0	724
1992. 3.11	0	0	0	0	295	0	0	295
1992. 5.10	0	0	0	195	756	207	320	1,477
1992. 8.28	0	0	0	0	0	62	969	1,031
1993. 4.10	0	0	0	0	0	0	46	46
1993. 5. 3	0	0	0	0	0	0	962	962
1993. 7.24	0	0	0	453	246	0	0	699
1994. 3.31	0	0	80	994	1,088	1,125	619	3,906
1994. 7.22	0	0	0	912	1,099	883	412	3,306
1994.12.19	0	0	0	752	1,091	784	270	2,897
	0	0	80	3,885	5,728	4,020	4,286	

Gully Numbers

B =1-3 m	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	subtotal
1991. 6.16	4	7	11	4	17	23	33	99
1991. 8. 8	0	0	8	9	4	14	10	45
1992. 2.19	0	0	0	2	10	39	13	64
1992. 3.11	0	0	0	2	12	29	13	56
1992. 5.10	0	0	16	21	15	23	7	82
1992. 8.28	0	0	6	0	0	7	5	18
1993. 4.10	0	0	4	9	15	12	9	49
1993. 5. 3	0	0	5	6	1	3	0	15
1993. 7.24	0	0	0	0	3	3	0	6
1994. 3.31	0	0	0	2	0	0	6	8
1994. 7.22	0	0	2	3	0	0	3	8
1994.12.19	0	0	0	1	5	1	6	13
	4	7	52	59	82	154	105	

B =3-5 m	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	1	1	2	5	4	13
1991. 8. 8	0	0	0	1	3	2	1	7
1992. 2.19	0	0	0	0	4	4	0	8
1992. 3.11	0	0	0	0	6	3	0	9
1992. 5.10	0	0	0	0	0	2	3	5
1992. 8.28	0	0	0	0	0	1	14	15
1993. 4.10	0	0	0	0	0	0	3	3
1993. 5. 3	0	0	1	1	0	0	1	3
1993. 7.24	0	0	3	1	1	0	0	5
1994. 3.31	0	0	1	3	0	0	1	5
1994. 7.22	0	0	0	4	0	1	0	5
1994.12.19	0	0	0	2	0	2	2	6
	0	0	6	13	16	20	29	

B >5 m	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	0	1	2	0	1	4
1991. 8. 8	0	0	0	1	1	1	2	5
1992. 2.19	0	0	0	0	1	1	0	2
1992. 3.11	0	0	0	0	1	0	0	1
1992. 5.10	0	0	0	1	2	2	1	6
1992. 8.28	0	0	0	0	0	2	5	7
1993. 4.10	0	0	0	0	0	0	1	1
1993. 5. 3	0	0	0	0	0	0	5	5
1993. 7.24	0	0	0	1	1	0	0	2
1994. 3.31	0	0	1	4	2	3	3	13
1994. 7.22	0	0	0	2	2	2	3	9
1994.12.19	0	0	0	3	2	3	3	11
	0	0	1	13	14	14	24	

Oshigatani　A＝1.492　㎢

Gully Length

B＝1-3 m	O-1	O-2	O-3	O-4	O-5	O-6	O-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	0	0	0	0	0	0
1991. 8. 8	128	319	0	0	0	0	0	447
1992. 2.19	0	0	1,049	1,142	1,064	938	938	5,131
1992. 3.11	0	0	1,576	2,036	1,885	1,337	1,337	8,171
1992. 5.10	0	68	2,672	2,940	446	277	277	6,681
1992. 8.28	0	594	855	1,481	603	55	55	3,642
1993. 4.10	0	0	0	31	929	400	400	1,760
1993. 5. 3	152	269	262	1,269	45	534	534	3,065
1993. 7.24	0	0	0	0	0	99	99	199
1994. 3.31	0	0	0	440	1,033	421	421	2,315
1994. 7.22	0	0	0	352	1,071	735	735	2,893
1994.12.19	0	0	0	929	818	246	246	2,239
	280	1,249	6,415	10,621	7,893	5,043	5,043	

B＝3-5 m	O-1	O-2	O-3	O-4	O-5	O-6	O-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	0	0	0	0	0	0
1991. 8. 8	0	0	0	0	0	0	165	165
1992. 2.19	0	0	0	0	65	93	0	157
1992. 3.11	0	0	0	0	0	0	0	0
1992. 5.10	0	0	0	0	533	1,216	0	1,750
1992. 8.28	119	846	901	1,068	1,111	161	1,506	5,711
1993. 4.10	0	0	0	0	528	33	426	987
1993. 5. 3	505	295	867	2,493	1,427	354	873	6,814
1993. 7.24	0	0	169	227	479	414	404	1,693
1994. 3.31	0	0	0	122	191	94	31	438
1994. 7.22	0	0	0	0	299	560	200	1,059
1994.12.19	0	0	0	0	284	795	1,088	2,167
	625	1,141	1,936	3,910	4,917	3,720	4,694	

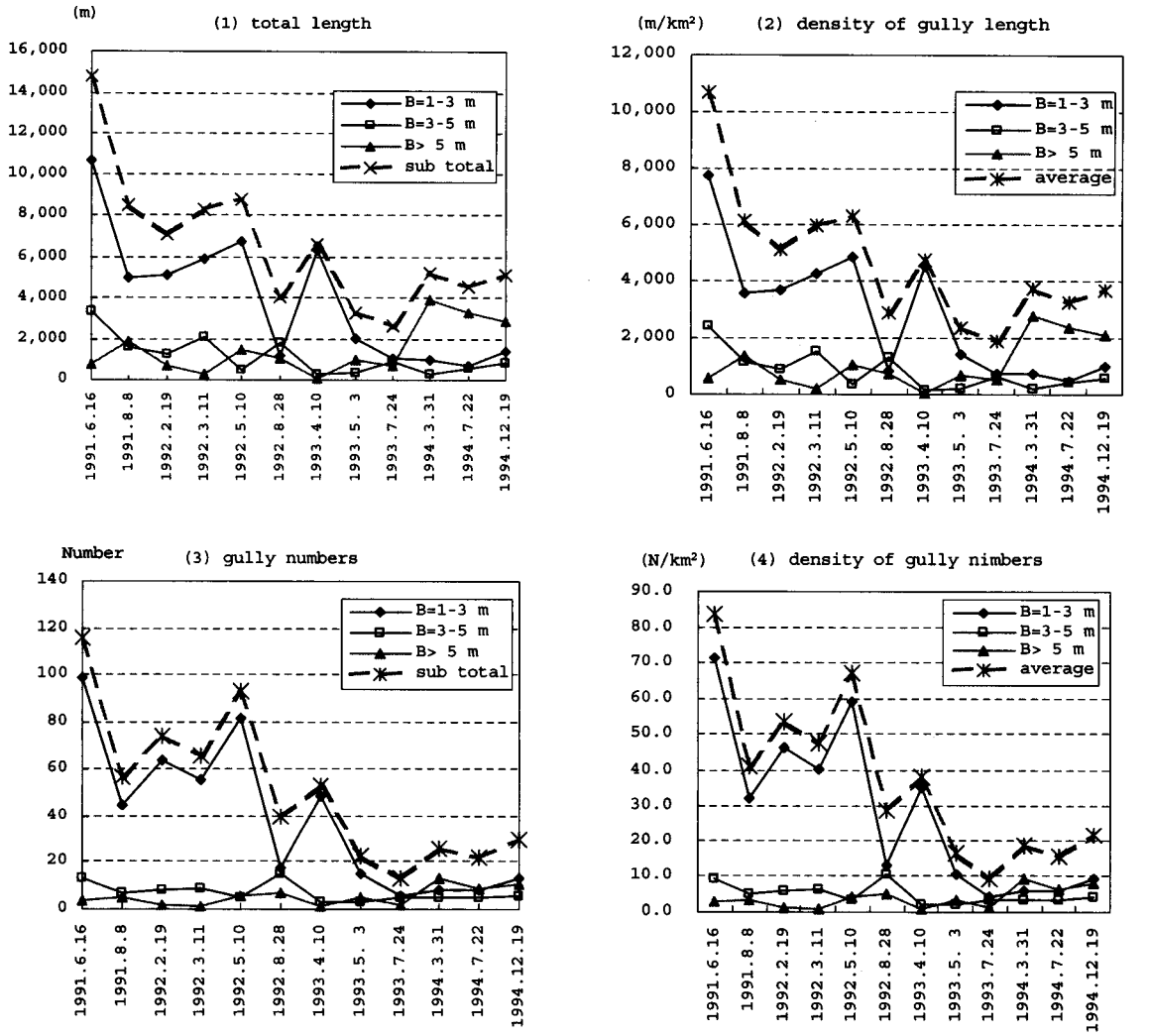
B＞5 m	O-1	O-2	O-3	O-4	O-5	O-6	O-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	0	0	0	0	0	0
1991. 8. 8	0	0	0	0	194	233	976	1,403
1992. 2.19	0	0	0	0	0	0	0	0
1992. 3.11	0	0	0	0	0	836	1,323	2,159
1992. 5.10	0	0	63	431	0	0	1,385	1,879
1992. 8.28	0	239	621	1,478	1,007	1,542	1,243	6,130
1993. 4.10	0	0	0	0	121	1,275	1,361	2,757
1993. 5. 3	89	192	950	1,495	1,577	1,353	1,346	7,001
1993. 7.24	0	0	178	174	0	286	1,246	1,884
1994. 3.31	0	0	0	0	912	1,082	1,661	3,655
1994. 7.22	0	0	0	83	867	1,155	1,188	3,293
1994.12.19	0	0	0	0	226	603	298	1,127
	89	431	1,812	3,660	4,904	8,364	12,027	

Gully Numbers

B＝1-3 m	O-1	O-2	O-3	O-4	O-5	O-6	O-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	0	0	0	0	0	0
1991. 8. 8	1	1	0	0	0	0	0	2
1992. 2.19	0	0	17	14	14	13	20	78
1992. 3.11	0	0	27	28	27	4	29	115
1992. 5.10	0	3	35	50	7	5	19	119
1992. 8.28	0	8	18	20	8	1	0	55
1993. 4.10	0	0	0	1	10	4	7	22
1993. 5. 3	3	5	6	22	1	9	3	49
1993. 7.24	0	0	0	0	0	1	0	1
1994. 3.31	0	0	0	5	7	3	4	19
1994. 7.22	0	0	0	4	10	4	4	22
1994.12.19	0	0	0	4	7	3	0	14
	4	17	103	148	91	47	86	

B＝3-5 m	O-1	O-2	O-3	O-4	O-5	O-6	O-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	0	0	0	0	0	0
1991. 8. 8	0	0	0	0	0	0	1	1
1992. 2.19	0	0	0	0	1	1	0	2
1992. 3.11	0	0	0	0	0	0	0	0
1992. 5.10	0	0	0	0	2	2	0	4
1992. 8.28	1	8	11	14	13	3	16	66
1993. 4.10	0	0	0	0	3	1	2	6
1993. 5. 3	8	4	8	23	16	3	10	72
1993. 7.24	0	0	2	2	2	9	3	18
1994. 3.31	0	0	0	2	4	2	1	9
1994. 7.22	0	0	0	0	3	4	3	10
1994.12.19	0	0	0	0	4	3	6	13
	9	12	21	41	48	28	42	

B＞5 m	O-1	O-2	O-3	O-4	O-5	O-6	O-7	subtotal
1991. 6.16	0	0	0	0	0	0	0	0
1991. 8. 8	0	0	0	0	1	2	2	5
1992. 2.19	0	0	0	0	0	0	0	0
1992. 3.11	0	0	0	0	0	3	7	10
1992. 5.10	0	0	1	3	0	0	3	7
1992. 8.28	0	1	5	6	8	9	9	38
1993. 4.10	0	0	0	0	1	3	4	8
1993. 5. 3	2	2	9	7	8	10	3	41
1993. 7.24	0	0	1	3	0	4	6	14
1994. 3.31	0	0	0	0	3	4	5	12
1994. 7.22	0	0	0	1	3	3	3	10
1994.12.19	0	0	0	0	2	1	5	8
	2	3	16	20	26	39	47	



図−3.6　ガリー延長，延長密度，本数，本数密度の変化（水無川上流）
Figure 3.6　Changes of gullies; total length, density length, numbers and density in Mizunashi River

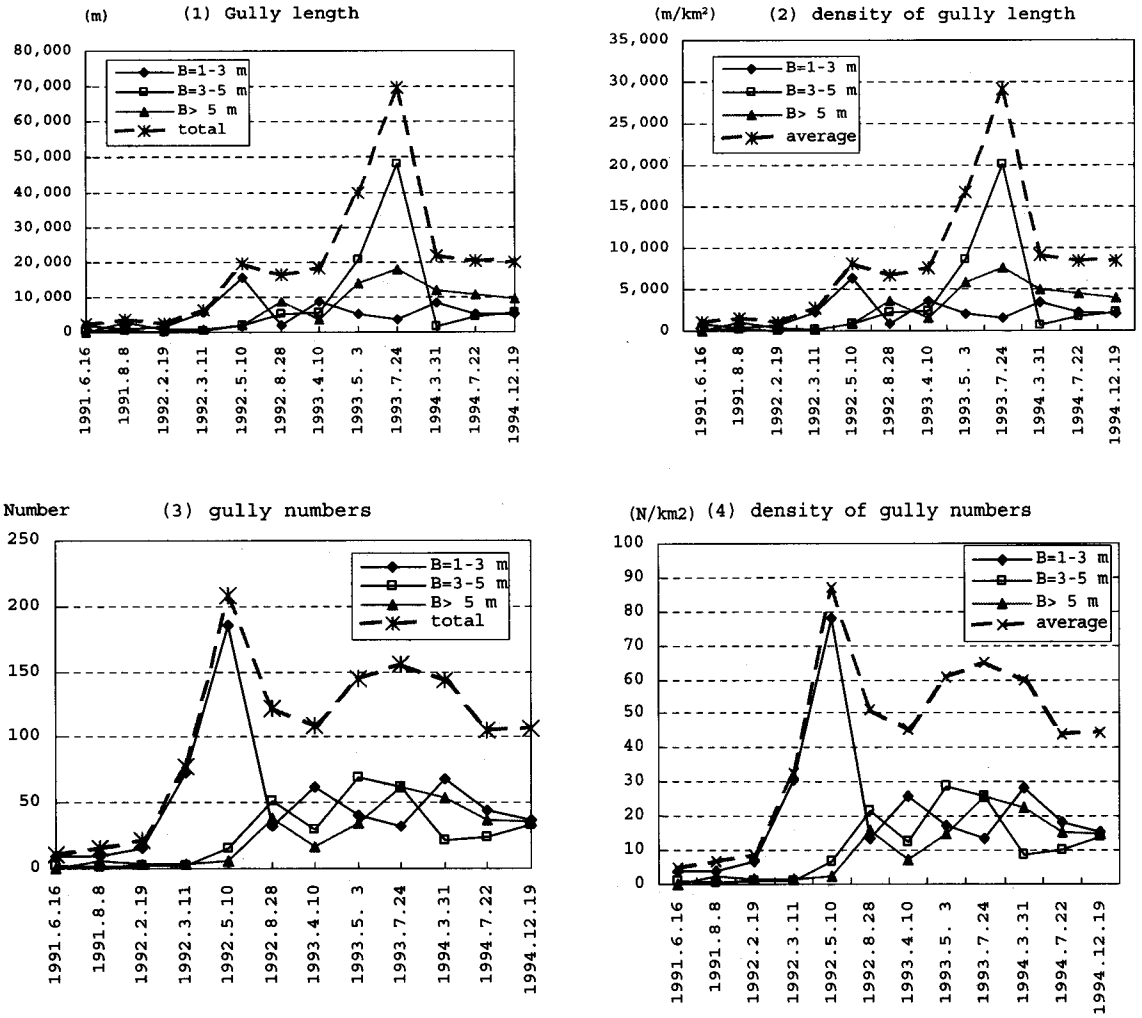
ガリー延長を乗じて，各階級の総和を計測時期のガリー断面容量とした（表−3.2）。

ここでも赤松谷川のガリー断面容量が大きく，1,400×10^3m²（1993年7月）が最大となっている。この時期に赤松谷川の侵食量が大きくなったことが判る。水無川本川とおしが谷は30～370×10^3m²の範囲に分散し，平均90～130×10^3m²で時期別に大きく変動していない（図−3.10）。

以上のようにガリー規模の時期ごとの推移をみたが，次に渓流ごとのガリー断面容量の変動を比較する。比較の方法として次式を用いて各時期間の変動量を求めた。

$$dV = V_{t+1} - V_t \qquad (3.1)$$

ただし，dVは1期間のガリー断面変動量，V_{t+1}，V_tは時期t＋1およびtのガリー断面容量である。ガリー断面容量が減少することは，ガリーが埋塞されるか，全体数が減っていることを示し，増大することはガリーが広がり，全体数が増えていること，すなわちガリーからの土砂生産が活発化することを意味している。また，時期ごとの増減が大きい場合は土砂生産の活性化と静穏化を繰り返し，変動が著しいことを示し



図−3.7 ガリー延長，延長密度，本数，本数密度の変化（赤松谷川）
Figure 3.7 Changes of gullies; total length, density length, numbers and density in Akamatsu River

ている。

この結果，変動幅が広いのは赤松谷川で，1993年4月から5月にかけて急増している。また，おしが谷では増減の変動が顕著で，土砂生産の活性化の消長を繰り返している（図−3.11）。

3.2.2 土砂収支による支渓の土砂流出特性

(1) 観測期間別の区分渓流ごとの土砂収支

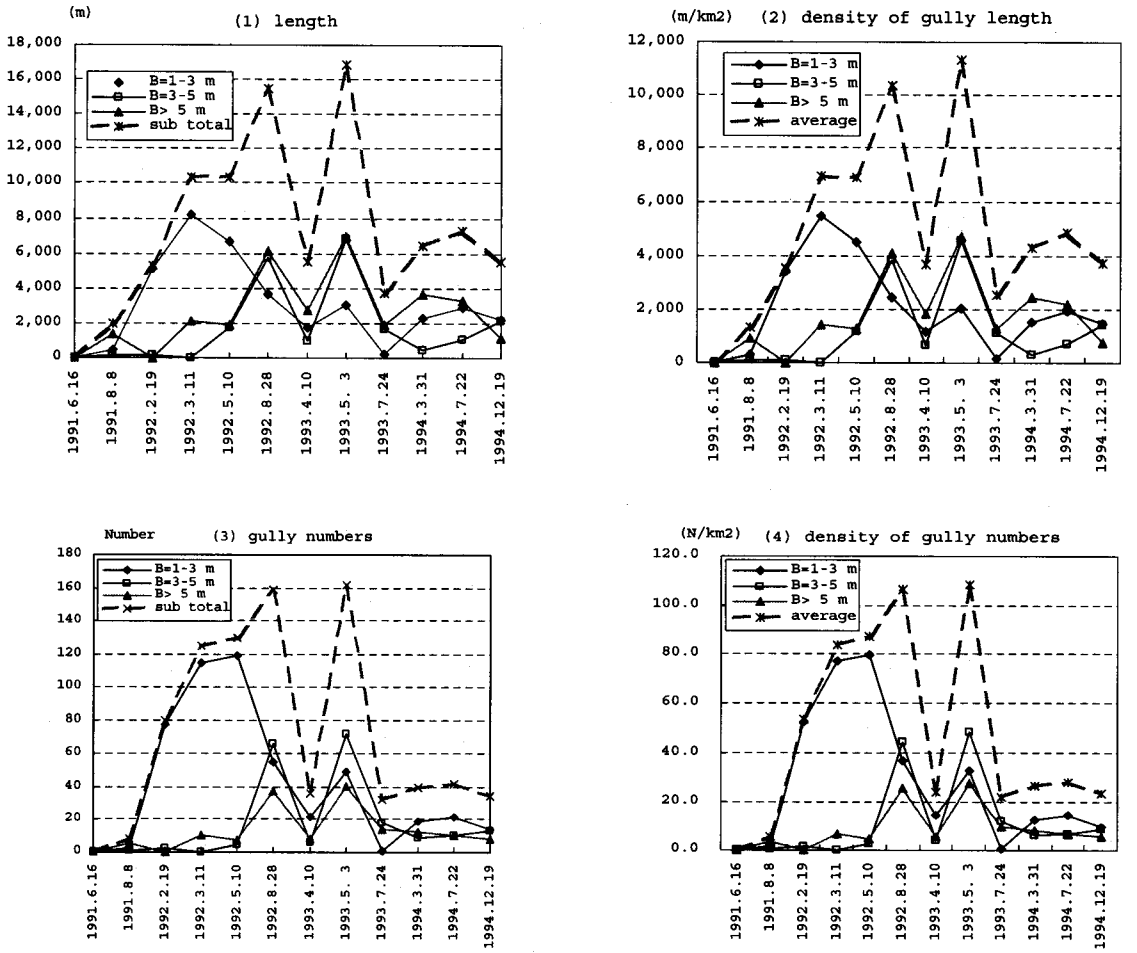
期間ごとの空間土砂移動特性を比較するため，水無川流域を水無川上流，水無川下流，赤松谷川，赤松谷左支，おしが谷の5単元流域に分割した。

堆積および侵食変動量が計測された，6期間ごとの各単元流域の変動状況を図−3.12〜3.17に示す。各単元流域の変動特性を表−3.3にまとめた。

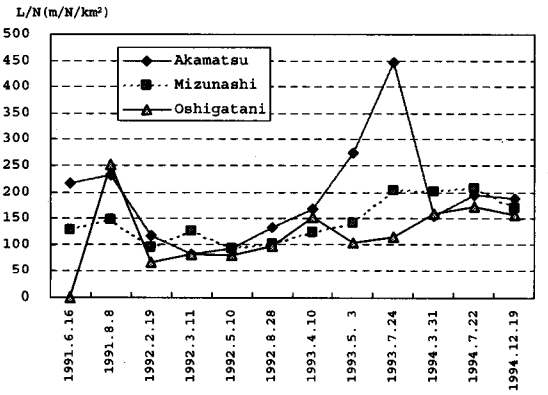
(2) 渓流ごとの区間別・期間別土砂収支比較

渓流全体の変化と区間ごとの変動を包括的に把握するため，土砂収支の3次元グラフを作成した（図−3.18〜3.22）。これらの図は空間的な変動と時間的な推移を表現しており，各渓流の時空間的な変動特性が判る。

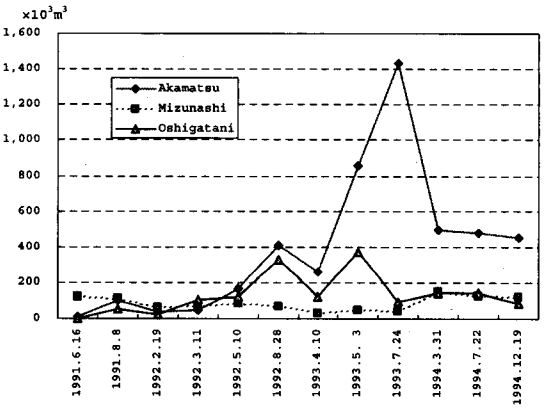
水無川上流では，最上流区間の変動が極めて著しい。これは，火砕流が頻発したことによる堆積が侵食量を上回っていることを表している。全期間，各区間を通じて堆積傾向にあるが，断面M1，M2，M5に



図—3.8　ガリー延長，延長密度，本数，本数密度の変化（おしが谷）
Figure 3.8　Changes of gullies; total length, density length, numbers and density in Oshigatani



図—3.9　平均ガリー延長の変動
Figure 3.9　Changes of average length of gully



図—3.10　ガリー断面容量の変化
Figure 3.10　Changes of gully capacity

表−3.2　雲仙土砂収支資料　　**Table 3.2** Sediment balance data in Mizunashi river, Unzen

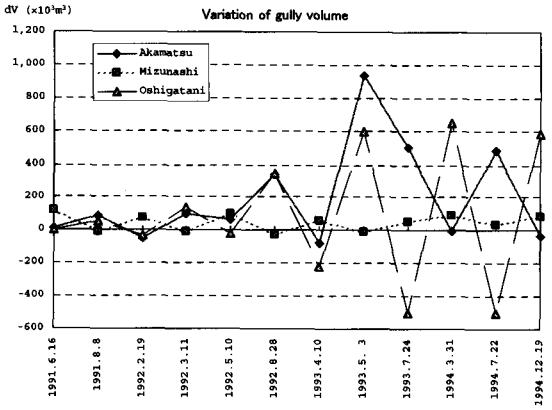
Akamatsu	92/8/28-93/4/10			93/4/10-93/5/3			93/5/3-93/7/24			93/7/24-94/3/31			94/3/31-94/7/22			94/7/22-94/12/19			total		
	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance
A1	1.8	-26.7	-24.9	63.1	-6.7	56.4	27.6	-46.3	-18.7	48.4	-131.8	-83.4	7.5	-20.9	-13.4	26.4	-1.9	24.5	174.8	-234.3	-59.5
A2	4.1	-23.6	-19.5	43.1	-8.0	35.1	18.1	-59.1	-41.0	112.2	-2.1	110.1	2.6	-31.0	-28.4	30.4	-2.5	27.9	210.5	-126.3	84.2
A3	74.5	-13.9	60.6	22.1	-29.7	-7.6	35.8	-166.4	-130.6	253.6	-12.4	241.2	7.6	-65.4	-57.8	48.4	-11.6	36.8	442.0	-299.4	142.6
A4	201.6	-27.3	174.3	66.5	-40.8	25.7	12.9	-285.5	-272.6	321.7	-1.9	319.8	9.7	-69.1	-59.4	49.8	-12.2	37.6	662.2	-436.8	225.4
A5	146.7	-40.6	106.1	67.2	-5.3	61.9	6.0	-128.1	-122.1	147.7	-1.3	146.4	10.7	-35.9	-25.2	35.3	-6.0	29.3	413.6	-217.2	196.4
A6	67.2	-12.9	54.3	23.3	-1.3	22.0	2.3	-30.7	-28.4	55.1	-0.2	54.9	4.8	-9.7	-4.9	10.2	-4.1	6.1	162.9	-58.9	104.0
A7	89.6	-61.1	28.5	129.8	-35.8	94.0	28.0	-159.8	-131.8	494.2	-17.2	477.0	28.3	-91.1	-62.8	83.6	-28.5	55.1	853.5	-393.5	460.0
A8	25.4	-12.8	12.6	28.3	-8.0	20.3	2.2	-48.1	-45.9	131.3	-3.2	128.1	1.8	-30.8	-29.0	31.2	-2.8	28.4	220.2	-105.7	114.5
A9	236.5	-46.4	190.1	63.3	-100.6	-37.3	50.4	-245.6	-195.2	619.9	-30.7	589.2	8.2	-167.0	-158.8	232.0	-11.2	220.8	1,210.3	-601.5	608.8
A10	847.8	-11.5	836.3	51.9	-174.6	-122.7	51.3	-519.6	-468.3	865.6	-59.3	806.3	95.6	-173.8	-78.2	379.3	-35.1	344.2	2,291.5	-973.9	1,317.6
A11	301.0	-4.8	296.2	3.2	-90.5	-87.3	48.4	-204.3	-155.9	65.1	-23.3	41.8	47.1	-52.8	-5.7	265.7	-15.4	250.3	730.5	-391.1	339.4
A12	336.0	-12.6	323.4	2.5	-107.9	-105.4	26.3	-221.5	-195.2	88.8	-24.6	64.2	64.9	-46.4	18.5	137.1	-9.7	127.4	655.6	-422.7	232.9
A13	505.8	-8.0	497.8	3.9	-124.2	-120.3	24.9	-188.1	-163.2	63.3	-56.5	6.8	63.5	-49.4	14.1	150.4	-10.2	140.2	811.8	-436.4	375.4
A14	2,241.4	-6.2	2,235.2	11.1	-146.2	-135.1	72.7	-220.0	-147.3	289.8	-72.2	217.6	186.8	-78.5	108.3	462.0	-22.6	439.4	3,263.8	-545.7	2,718.1
A15	753.1	-16.0	737.1	0.0	0.0	0.0	146.8	-214.6	-67.8	31.8	-864.5	-832.7	62.3	-254.9	-192.6	340.1	-97.1	243.0	1,334.1	-1,447.1	-113.0
A16	536.9	-5.9	531.0	8.9	-91.9	-83.0	44.8	-99.8	-55.0	260.4	-17.3	243.1	192.1	-27.7	164.4	76.0	-20.3	55.7	1,119.1	-262.9	856.2
A17	869.6	-166.8	702.8	63.6	-114.3	-50.7	175.0	-154.2	20.8	646.8	-136.8	510.0	34.4	-234.3	-199.9	441.0	-27.9	413.1	2,230.4	-834.3	1,396.1
A18	1,780.2	-49.0	1,731.2	0.3	-182.0	-181.7	429.5	-578.1	-148.6	246.3	-133.5	112.8	57.5	-118.1	-60.6	629.4	-50.3	579.1	3,143.2	-1,111.0	2,032.2
total	9,019.2	-546.1	8,473.1	652.1	-1,267.8	-615.7	1,203.0	-3,569.8	-2,366.8	4,742.0	-1,588.8	3,153.2	885.4	-1,556.8	-671.4	3,428.3	-369.4	3,058.9	19,930.0	-8,898.7	11,031.3

Akamatsu-L	H4.8-H5.4+			H5.4-H5.5+			H5.5-H5.7+			93/7/24-94/3/31			94/3/31-94/7/22			94/7/22-94/12/19			total		
	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance
AL1	178.1	-1.4	176.7	24.8	-3.5	21.3	0.2	-49.5	-49.3	57.7	-0.5	57.2	3.9	-17.2	-13.3	7.9	-12.4	-4.5	272.6	-84.5	188.1
AL2	38.9	-3.8	35.1	19.9	-6.1	13.8	0.2	-37.3	-37.1	30.9	-1.7	29.2	3.8	-13.2	-9.4	6.5	-9.3	-2.8	100.2	-71.4	28.8
AL3	67.6	-1.4	66.2	7.4	-10.5	-3.1	3.4	-16.4	-13.0	22.3	-2.2	20.1	1.4	-20.0	-18.6	9.7	-5.0	4.7	111.8	-55.5	56.3
AL4	73.7	-0.8	72.9	5.7	-24.3	-18.6	13.1	-22.9	-9.8	24.7	-5.2	19.5	0.4	-25.4	-25.0	13.6	-2.5	11.1	131.2	-81.1	50.1
AL5	61.9	-0.8	61.1	6.3	-12.5	-6.2	2.6	-32.4	-29.8	20.6	-6.2	14.4	1.4	-17.8	-16.4	3.7	-10.0	-6.3	96.5	-79.7	16.8
AL6	32.0	-2.0	30.0	4.8	-11.0	-6.2	5.6	-15.3	-9.7	11.8	-5.0	6.8	1.2	-13.9	-12.7	5.7	-5.8	-0.1	61.1	-53.0	8.1
total	452.2	-10.2	442.0	68.9	-67.9	1.0	25.1	-173.8	-148.7	168.0	-20.8	147.2	12.1	-107.5	-95.4	47.1	-45.0	2.1	773.4	-425.2	348.2

U.Mizunashi	H4.8-H5.4+			H5.4-H5.5+			H5.5-H5.7+			93/7/24-94/3/31			94/3/31-94/7/22			94/7/22-94/12/19			total		
	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance
M1	6.3	-88.4	-82.1	72.6	-32.1	40.5	127.7	-43.5	84.2	128.8	-4.7	124.1	4.1	-42.3	-38.2	47.0	-4.1	42.9	386.5	-215.1	171.4
M2	59.3	-21.8	37.5	53.0	-40.3	12.7	223.1	-28.9	194.2	155.6	-1.5	154.1	5.9	-40.8	-34.9	43.1	-6.0	37.1	540.0	-139.3	400.7
M3	510.4	-10.3	500.1	121.7	-50.0	71.7	958.6	-290.4	668.2	360.7	-3.8	356.9	5.8	-80.1	-74.3	56.0	-13.8	42.2	2,013.2	-448.4	1,564.8
M4	111.7	-1.0	110.7	30.5	-4.4	26.1	223.2	-3.7	219.5	57.0	-3.0	54.0	1.2	-12.2	-11.0	5.7	-4.5	1.2	429.3	-28.8	400.5
M5	1,507.6	-2.0	1,505.6	491.6	-4.8	486.8	2,048.0	-0.2	2,047.8	375.8	-2.4	373.4	7.7	-83.5	-75.8	68.9	-16.3	52.6	4,499.6	-109.2	4,390.4
M6	711.4	0.0	711.4	273.9	0.0	273.9	264.6	0.0	264.6	108.5	0.0	108.5	2.2	-28.1	-25.9	43.6	-0.6	43.0	1,404.2	-28.7	1,375.5
M7	1,388.3	0.0	1,388.3	291.6	-0.2	291.4	428.7	-1.1	427.6	82.0	-4.6	77.4	10.2	-17.1	-6.9	44.4	-3.5	40.9	2,245.2	-26.5	2,218.7
M8	549.1	0.0	549.1	114.4	0.0	114.4	129.0	-2.4	126.6	16.8	-9.5	7.3	5.6	-6.6	-1.0	17.0	-1.0	16.0	831.9	-19.5	812.4
M9	547.0	0.0	547.0	104.6	0.0	104.6	109.8	-12.6	97.2	22.1	-6.8	15.3	5.1	-3.2	1.9	17.4	-0.5	16.9	806.0	-23.1	782.9
M10	578.7	0.0	578.7	130.5	0.0	130.5	105.4	-3.9	101.5	26.4	-6.8	19.6	4.0	-5.7	-1.7	21.4	-0.3	21.1	866.4	-16.7	849.7
M11	2,738.7	-5.2	2,733.5	1,290.9	-0.4	1,290.5	1,079.3	-0.1	1,079.2	2,213.5	-14.1	2,199.4	1.2	-120.5	-119.3	243.4	-0.2	243.2	7,567.0	-140.5	7,426.5
M12	2,786.2	-887.4	1,898.8	1,097.2	-1,498.2	-401.0	1,256.6	-2,687.7	-1,431.1	15,742.1	-69.7	15,672.4	65.6	-586.7	-521.1	1,695.6	-21.7	1,673.9	22,643.3	-5,751.4	16,891.9
total	11,494.7	-1,016.1	10,478.6	4,072.5	-1,630.4	2,442.1	6,954.0	-3,074.5	3,879.5	19,289.3	-126.9	19,162.4	118.6	-1,026.8	-908.2	2,303.5	-72.5	2,231.0	44,232.6	-6,947.2	37,285.4

Oshigatani	H4.8-H5.4+			H5.4-H5.5+			H5.5-H5.7+			93/7/24-94/3/31			94/3/31-94/7/22			94/7/22-94/12/19			total		
	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance
01	313.1	-12.9	300.2	204.5	-32.0	172.5	406.5	-290.4	116.1	507.0	-5.2	501.8	8.1	-95.0	-86.9	74.5	-11.6	62.9	1,513.7	-447.1	1,066.6
02	95.7	-9.2	86.5	117.9	-28.8	89.1	107.2	-109.8	-2.6	187.1	-7.6	179.5	1.4	-54.6	-53.2	55.0	-2.2	52.8	564.3	-212.2	352.1
03	22.0	-27.6	-5.6	60.5	-14.0	46.5	180.8	-34.0	146.8	85.4	-25.2	60.2	40.3	-26.1	14.2	75.4	-2.0	73.4	464.4	-128.9	335.5
04	29.4	-20.6	8.8	112.3	-3.2	109.1	241.7	-22.1	219.6	41.7	-19.6	22.1	38.9	-7.5	31.4	1.5	-0.2	1.3	465.5	-73.2	392.3
05	564.0	-19.1	544.9	756.8	-9.5	747.3	1,284.3	-20.2	1,264.1	209.3	-27.6	181.7	64.8	-11.6	53.2	34.2	-25.7	8.5	2,913.4	-113.7	2,799.7
06	561.6	-19.5	542.1	299.8	-9.1	290.7	920.1	-4.4	915.7	290.3	-18.5	271.8	43.6	-8.5	35.1	11.5	-41.9	-30.4	2,126.9	-101.9	2,025.0
07	815.1	-12.4	802.7	423.5	-8.3	415.2	2,159.1	-2.5	2,156.6	695.1	-24.8	670.3	32.5	-37.7	-5.2	13.7	-90.2	-76.5	4,139.0	-175.9	3,963.1
08	3,664.6	-696.6	2,968.0	1,815.8	-927.0	888.8	10,291.2	-733.4	9,557.8	12,334.0	-1,071.8	11,262.2	322.3	-935.9	-613.6	879.3	-463.0	416.3	29,307.2	-4,827.7	24,479.5
total	6,065.5	-817.9	5,247.6	3,791.1	-1,031.9	2,759.2	15,590.9	-1,216.8	14,374.1	14,349.9	-1,200.3	13,149.6	551.9	-1,176.9	-625.0	1,145.1	-636.8	508.3	41,494.4	-6,080.6	35,413.8

L.Mizunashi	H4.8-H5.4+			H5.4-H5.5+			H5.5-H5.7+			93/7/24-94/3/31			94/3/31-94/7/22			94/7/22-94/12/19			total		
	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance	+	-	balance
1	50.0	-331.2	-281.2	825.5	-161.3	664.2	2,041.4	-181.5	1,859.9	1,355.6	-545.4	810.2	286.4	-1,962.8	-1,676.4	954.7	-353.8	600.9	5,513.6	-3,536.0	1,977.6
2	0.6	-17.7	-17.1	4.6	-7.7	-3.1	19.8	-4.7	15.1	6.0	-30.0	-24.0	11.1	-13.3	-2.2	6.9	-4.1	2.8	49.0	-77.5	-28.5
3	1.1	-30.3	-29.2	5.6	-11.3	-5.7	33.8	-1.8	32.0	6.0	-25.2	-19.2	10.2	-26.1	-15.9	7.4	-4.7	2.7	64.1	-99.4	-35.3
4	1.2	-85.2	-84.0	45.0	-2.3	42.7	49.0	-1.0	48.0	15.1	-28.8	-13.7	8.5	-29.1	-20.6	6.8	-16.3	-9.5	125.6	-162.7	-37.1
5	0.0	-93.6	-93.6	40.4	-1.1	39.3	50.3	-0.6	49.7	3.1	-42.0	-38.9	10.7	-5.9	4.8	3.0	-31.8	-28.8	107.5	-175.0	-67.5
6	0.3	-101.5	-101.2	29.0	-5.3	23.7	83.1	-2.4	80.7	6.4	-50.2	-43.8	19.7	-10.0	9.7	3.8	-30.4	-26.6	142.3	-199.8	-57.5
7	0.5	-20.3	-19.8	5.7	-7.0	-1.3	24.0	-16.0	8.0	14.0	-4.7	9.3	4.4	-12.6	-8.2	8.0	-5.0	3.0	56.6	-65.6	-9.0
8	0.1	-19.0	-18.9	4.9	-6.2	-1.3	19.6	-13.7	5.9	15.0	-3.7	11.3	4.2	-12.1	-7.9	6.5	-3.1	3.4	50.3	-57.8	-7.5
9	0.2	-26.8	-26.6	6.8	-7.2	-0.4	24.8	-11.5	13.3	14.4	-7.4	7.0	5.7	-11.4	-5.7	3.7	-4.4	-0.7	55.6	-68.7	-13.1
10	3.0	-114.9	-111.9	53.6	-57.6	-4.0	164.3	-18.6	145.7	59.0	-57.0	2.0	26.7	-44.8	-18.1	12.8	-30.0	-17.2	319.4	-322.9	-3.5
total	57.0	-840.5	-783.5	1,021.1	-267.0	754.1	2,510.1	-251.8	2,258.3	1,494.6	-794.4	700.2	387.6	-2,128.1	-1,740.5	1,013.6	-483.6	530.0	6,484.0	-4,765.4	1,718.6



図−3.11　ガリー断面容量の変動傾向（1991年6月16日を基準とした場合）

Figure 3.11　Variation of gully capacity (based on June 16, 1991)

おいては時期別の変動が非常に小さい。

水無川下流では，最下流区間の変動が他区間と比べて著しく大きい。とくに，1992年8月以降急速な堆積傾向となり93年5月～7月期で最高となる。その後侵食に転じて，94年3月～7月期で侵食のピークに達し，再度堆積傾向に転じている。これは，上流からの流出土砂が多かった1993年の実態と適合している。

赤松谷川では，A11断面より上流での変動が大きい。A17では1991年8～92年2月期に大きな堆積のピークをもつが，その他は1992年3～5月，92年5～8月期に堆積のピークを迎えている。それ以降の変動幅は小さくなっている。

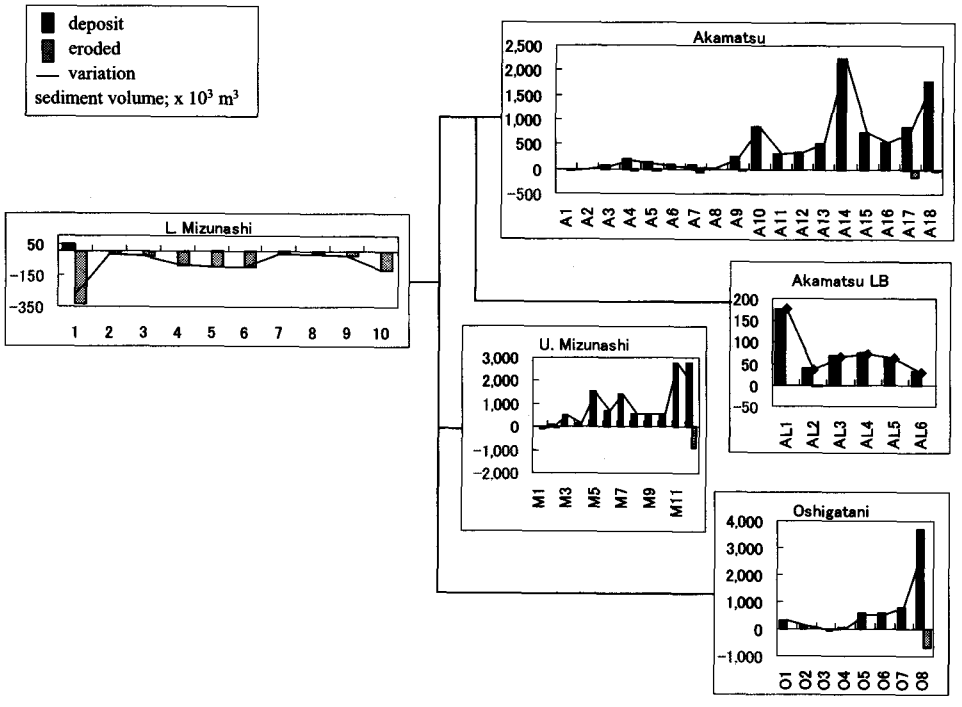
赤松谷左支では，各断面ともに変動が著しく谷全体で土砂移動が激しかったことをものがたっている。

おしが谷は最上流のO8断面の変動が大きく，1991年8月～92年2月期に堆積のピークがあり，その後も堆積傾向を維持している。水無川上流と同様に火砕流堆積の影響が直接現れている。

(3)　全期間の渓流単位土砂収支

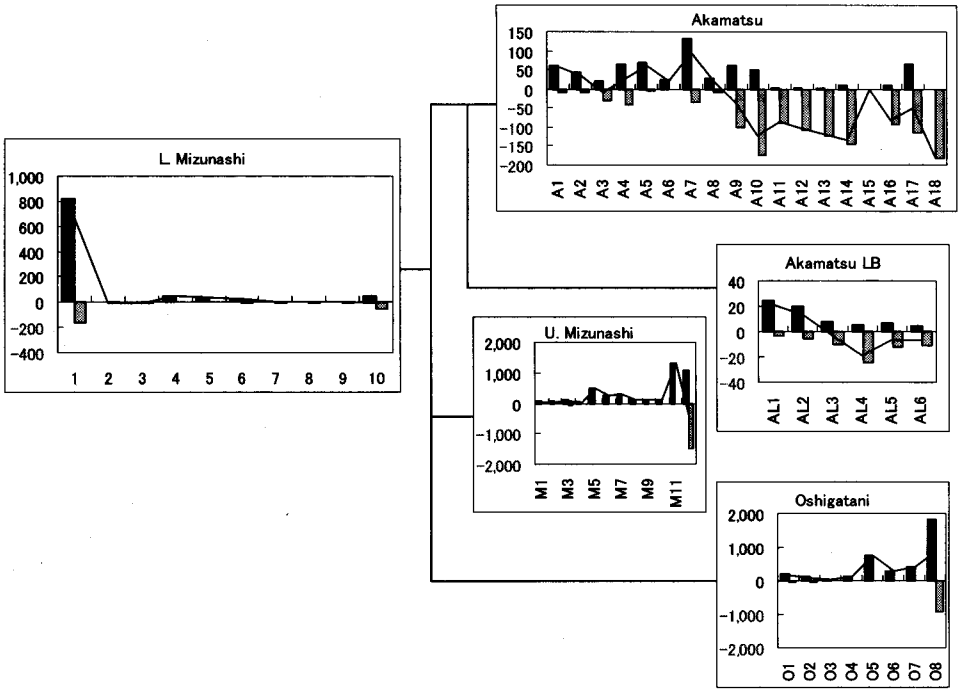
渓流ごとの各時期の土砂収支総計は，その渓流の変動特性を表している（図−3.23）。全体的には堆積傾向を示しているが，それぞれの渓流ごとに堆積のピークがずれていることと，変動幅も大きく異なっていることが渓流の土砂移動特性を示している。

変動幅と変動頻度が最も著しいのは水無川上流で，1991年8月～92年2月期と1993年7月～94年3月

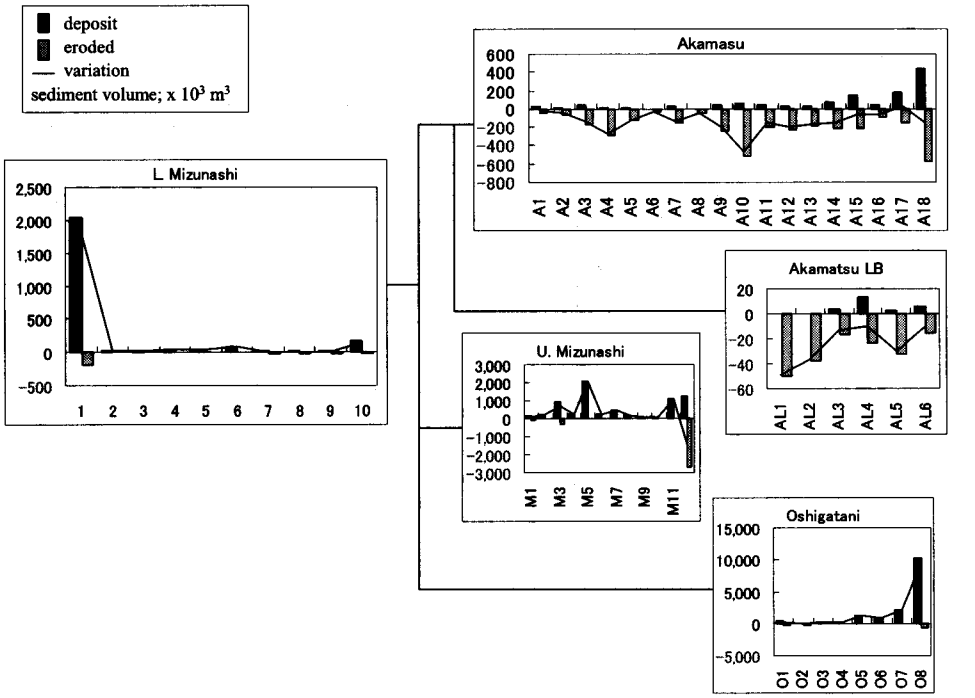


図−3.12　期間ごとの区間変動量と土砂収支(1)　1992.8～1993.4

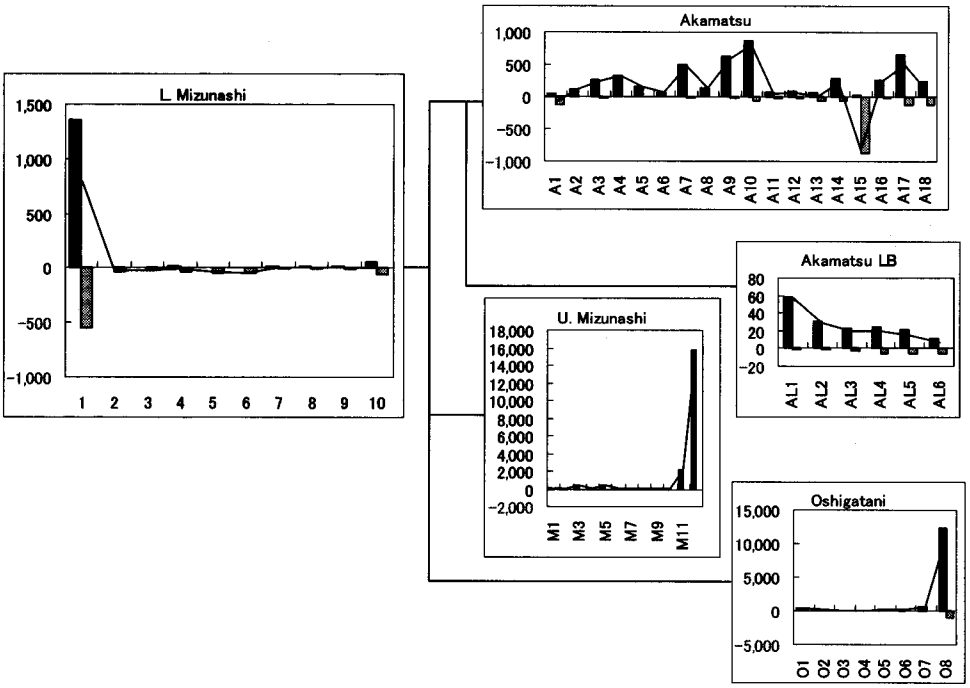
Figure 3.12　Sediment balance and variations; Aug., 1992～ Apr., 1993



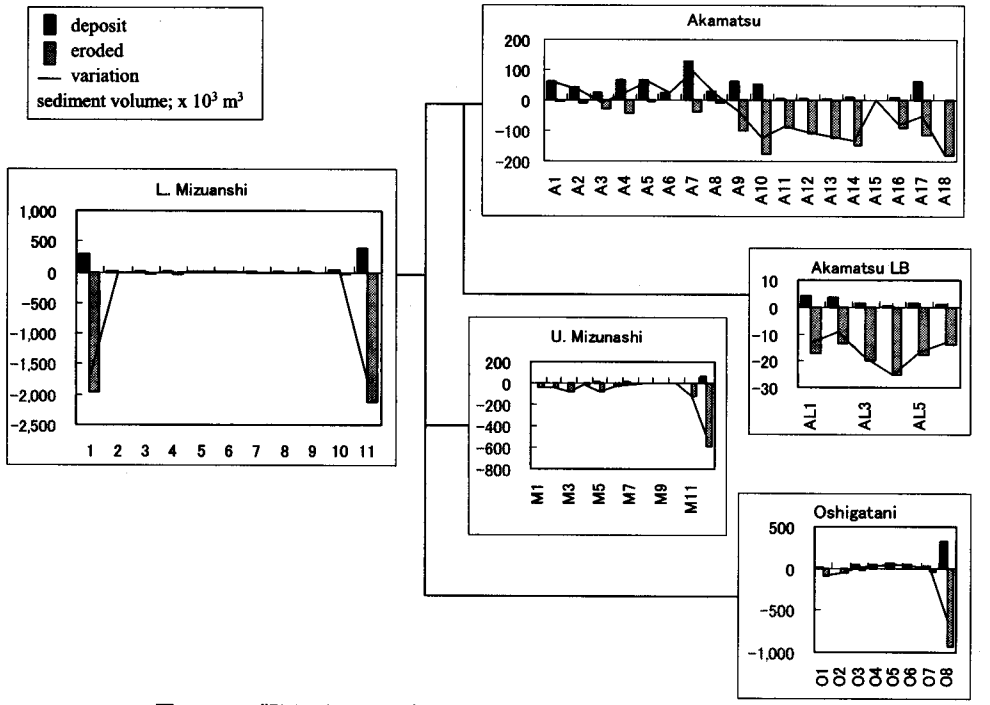
図−3.13 期間ごとの区間変動量と土砂収支(2) 1993.4～1993.5
Figure 3.13 Sediment balance and variations; Apr., 1993～ May 1993



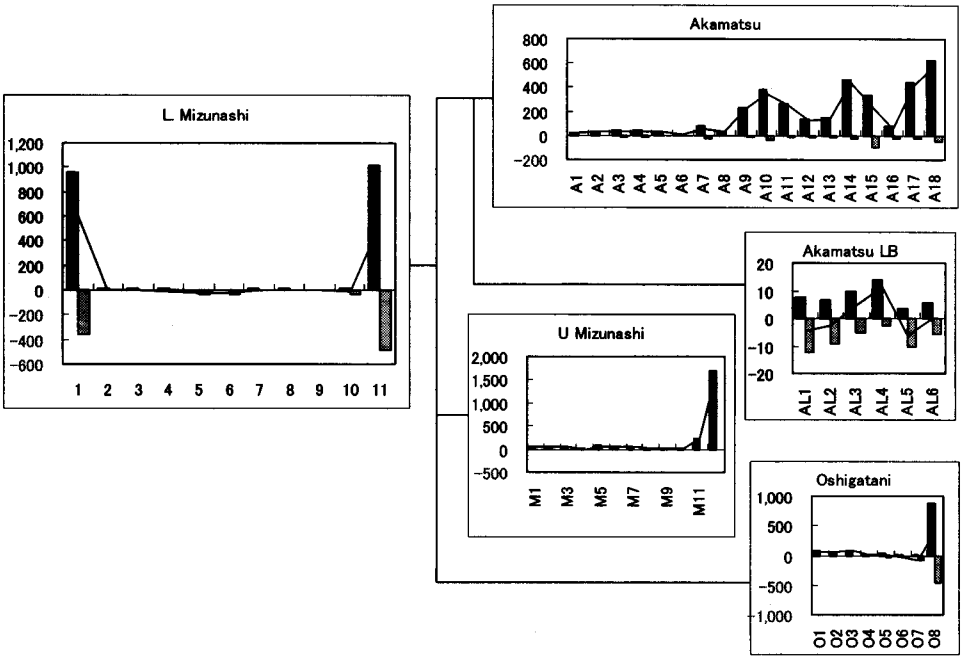
図−3.14 期間ごとの区間変動量と土砂収支(3) 1993.5～1993.7
Figure 3.14 Sediment balance and variations; May, 1993～ Jun., 1993



図—3.15 期間ごとの区間変動量と土砂収支(4) 1993.7～1994.3
Figure 3.15 Sediment balance and variations; Jun., 1993～ Mar., 1994



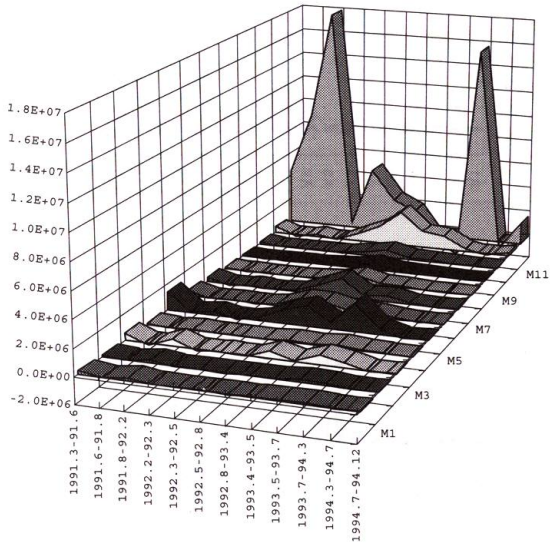
図—3.16 期間ごとの区間変動量と土砂収支(5) 1994.3～1994.7
Figure 3.16 Sediment balance and variations; Mar., 1994～ Jun., 1994



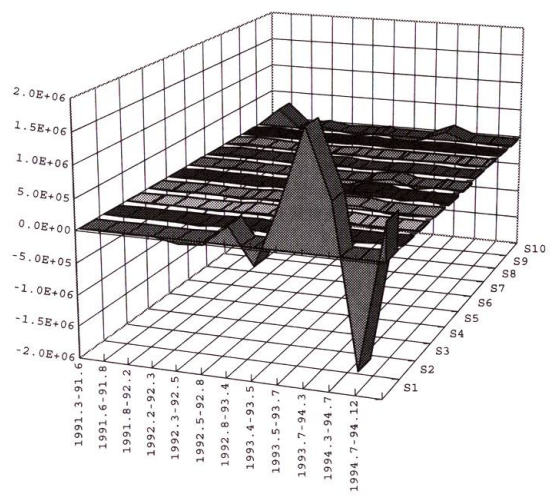
図−3.17　期間ごとの区間変動量と土砂収支(6)　1994.7～1994.12
Figure 3.17　Sediment balance and variations; Jun., 1994～ Dec., 1994

表−3.3　単元流域ごとの変動特性（土砂量は$\times 10^6 m^3$単位）
Table 3.3　Variation of erosion in each sub-basin (sediment volume in $10^6 m^3$)

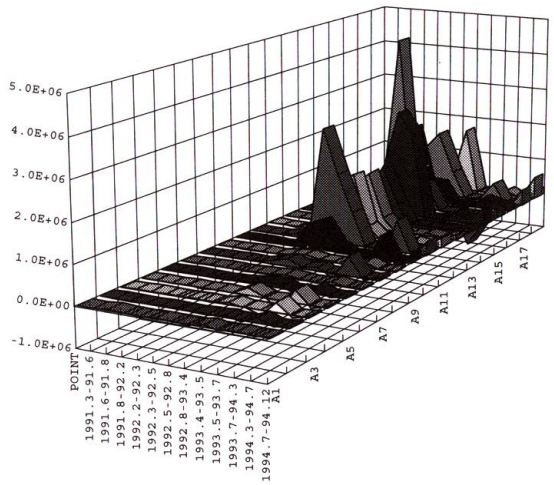
期　間	水無川上流	水無川下流	赤松谷川	赤松谷左支	おしが谷
1992.8 ～93.4	上流端と下流端で侵食が見られる。堆積量11.5, 侵食量－1.0で変動量は＋10.5	全区間を通じて侵食量が多い。堆積量0.06, 侵食量－0.8, 変動量－0.8	全区間で堆積・侵食が生じているが全体に堆積。堆積量9.0, 侵食量－0.5, 変動量＋8.5	全区間堆積でとくに下流端での堆積が著しい。堆積量0.5, 侵食量－0.01, 変動量＋0.4	最上流端で著しい堆積。堆積量6.1, 侵食量－0.8, 変動量＋5.3
1993.4 ～93.5	前期に比べて全体の変動量が小さいが同様の傾向。最上流の侵食が進む。堆積量4.1, 侵食量－1.6, 変動量＋2.4	堆積傾向に転ずるが変動の幅は小さい。堆積量1.0, 侵食量－0.3, 変動量＋0.7	上流で侵食，下流で堆積が卓越するが変動幅は小さい。堆積量0.7, 侵食量－1.3, 変動量－0.6	上流川で侵食，下流で堆積。堆積量0.7, 侵食量－0.7でほぼバランスしている。	傾向は前期と同様だが，上流端の侵食が進む。堆積量3.8, 侵食量－1.0, 変動量＋2.8
1993.5 ～93.7	上流の侵食量は大きいが，下流部で侵食が進む傾向に変わる。堆積量7.0, 侵食量－3.1, 変動量は＋3.9	前期と同様に堆積傾向だが，変動が大きくなる。堆積量2.5, 侵食量－0.2, 変動量＋2.3	全区間で侵食傾向だが，変動幅が大きくなる。堆積量1.2, 侵食量－3.6, 変動量－2.4	全区間で侵食。堆積量0.02, 侵食量－0.17, 変動量－0.15	最上流部で著しい堆積で全体に変動幅が大きい。堆積量15.6, 侵食量－1.2, 変動量＋14.4
1993.7 ～94.3	上流部に大量の土砂供給。堆積量19.3, 侵食量－0.1, 変動量＋19.2	最下流に著しい堆積が生じるが，全区間で堆積・侵食。堆積量1.5, 侵食量－0.8, 変動量＋0.7	１区間を除き堆積に転ずる。堆積量4.7, 侵食量－1.6, 変動量＋3.2	全区間で堆積に転ずる。堆積量0.17, 侵食量－0.02, 変動量＋0.15	前期と同様の傾向が続く。堆積量14.3, 侵食量－1.2, 変動量＋13.1
1994.3 ～94.7	全体で初めて侵食傾向に転ずる。堆積量0.1, 侵食量－1.0, 変動量－0.9	全体で侵食に転ずる。堆積量0.4, 侵食量－2.1, 変動量－1.7	上流区間で堆積侵食の変動が著しい。下流は侵食傾向。堆積量0.9, 侵食量－1.6, 変動量－0.7	再び侵食傾向。下流部に若干の堆積。堆積量0.01, 侵食量－0.11, 変動量－0.1	上流部で著しい侵食。中下流で変動幅が小さい。堆積量0.6, 侵食量－1.2, 変動量－0.6
1994.7-94.12	再び堆積傾向。堆積量2.3, 侵食量－0.1, 変動量は＋2.2	再び堆積傾向。下流が大きい。堆積量1.0, 侵食量－0.5, 変動量＋0.5	全体に堆積傾向になる。堆積量3.4, 侵食量－0.4, 変動量＋3.1	上下流で侵食，中間で堆積だが全体でバランス。堆積量0.05, 侵食量－0.05, 変動量±0	上流部の堆積侵食が著しいが，下流変動幅は小さい。堆積量1.1, 侵食量－0.6, 変動量＋0.5
全期間	堆積総量44.2, 侵食総量－6.9, 変動総量＋37.1	堆積総量10.1, 侵食総量－6.1, 変動総量＋3.9	堆積総量19.9, 侵食総量－8.9, 変動総量＋11.0	堆積総量0.77 侵食総量－0.43, 変動総量＋0.34	堆積総量41.5, 侵食総量－6.1, 変動総量＋35.4



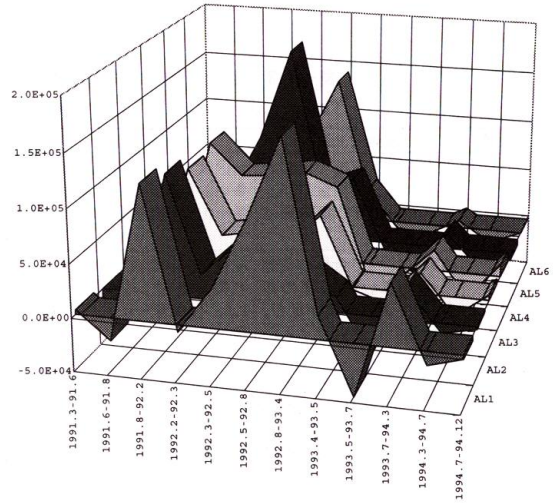
図−3.18　期間・区間変動量（水無川上流）
Figure 3.18　Sediment variation volume of terms and segments; Upper area of Mizunashi River



図−3.19　期間・区間変動量（水無川下流）
Figure 3.19　Sediment variation volume of terms and segments; Lower area of Mizunashi River



図−3.20　期間・区間変動量（赤松谷川）
Figure 3.20　Sediment variation volume of terms and segments; Akamatsu River



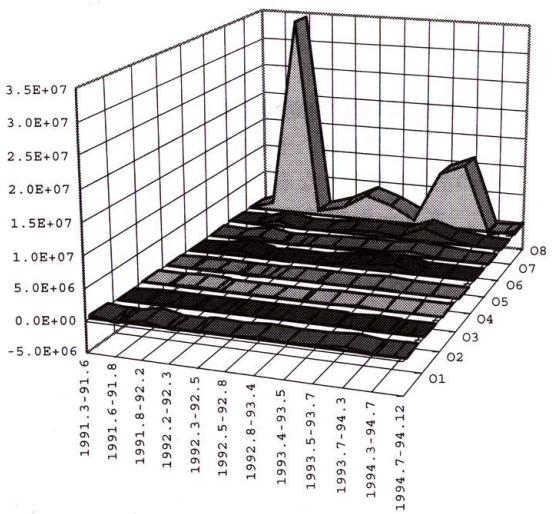
図−3.21　期間・区間変動量（赤松谷川左支）
Figure 3.21　Sediment variation volume of terms and segments; Akamatsu River, left branch

期に堆積ピークを持つ。

赤松谷川は水無川上流と異なる時期にピークを持っている。また，1993年4月～5月と1993年5月～7月期には侵食となり，この時期に発生した大規模な土石流の流出源となっていたことを示唆する。

赤松谷左支は渓流単位で見ると顕著な変動を示しているが，流域全体ではその規模は相対的に小さい。このことは，この支渓からの流出土砂が下流に寄与している割合が小さいことを意味している。

おしが谷は噴火初期には大きな変動を示していな



図—3.22　期間・区間変動量（おしが谷）
Figure 3.22　Sediment variation volume of terms and segments; Oshiga-tani

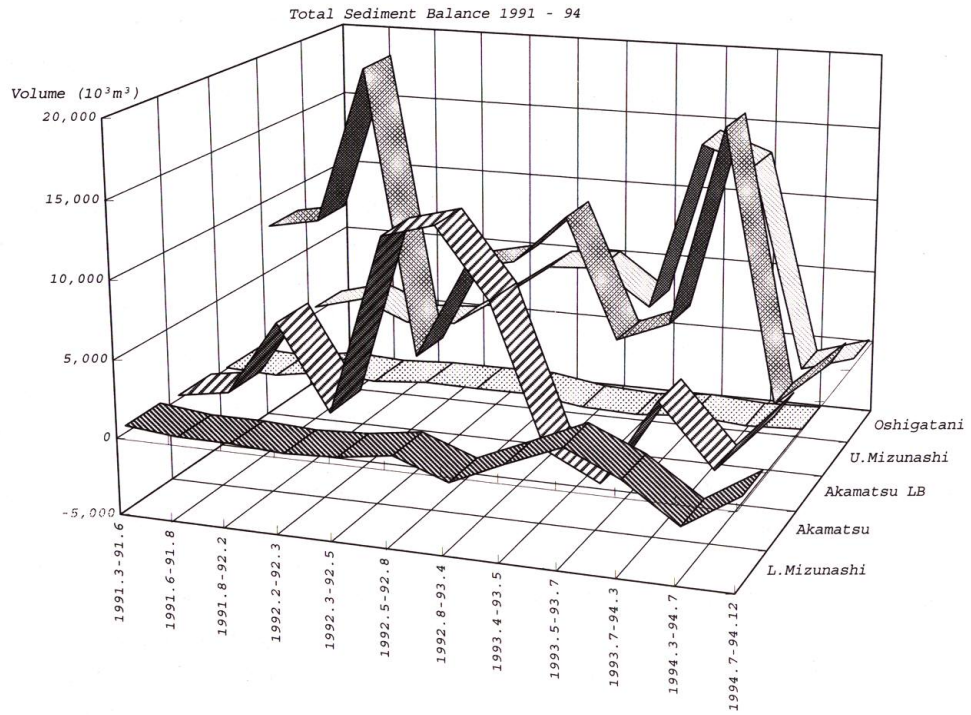
いが，後半の1993年５月～７月期，1993年７月～94年３月期に大きな堆積のピークを持っており，その直後には侵食に転じている。このことは，短期間に供給された土砂が直ちに侵食され，流出し始めていることに繋がっている。

水無川下流の変動特性は上流部からの流出土砂を反映していると考えられる。1993年４月から７月にかけての堆積は，４月28日，６月13日，18日，22日など連続的に発生した土石流による土砂流出を示しており，この３ヶ月間で約３百万m^3の土砂流出があった。主たる生産源は赤松谷川だったことが図からも読みとれる。

雲仙普賢岳のガリー変動と土砂収支から次のことが考察される。

1）同時期に火砕流による土砂供給と，おもに土石流による侵食と土砂流出が生じており，前者については土砂収支にその結果が現れ，後者はガリー変動で読みとることができる。

2）ガリー変動分析の結果，1991年３月から1994年７月の間の総計として水無川で572.9×10^3m^3，赤



図—3.23　期間別総変動量（全渓流）
Figure 3.23　Total variation in each branch streams

松谷川で2,360.1×10^3㎥，おしが谷で1,097.3×10^3㎥，3渓流合計4,030.4×10^3㎥の侵食が生じたことになる。この値が1991年5月から94年12月までに発生した27回の土石流流出土砂量の合計5,778×10^3㎥と比べると，約8割に留まっているのは，河道内の土砂滞留が2割程度あったことを示している。

3）土砂収支の分析では，下流の流出土砂量を比較的よく反映していると考えられるが，火砕流による土砂供給と土石流の堆積による違いが明確に区分できない。火砕流の発生ごとの空中写真撮影によりより詳細な変動資料が得られることが今後の課題である。

第4章 土砂生産・流出速度の時空間分布特性

4.1 地形変化と土石流による土砂流出の過程

4.1.1 土石流の発生と流出土砂量

水無川では1991年3月28日の水蒸気爆発による流域上流部の火山灰被覆と，マグマ上昇による普賢岳山体の膨張に伴う地盤の弛みなどを原因として，土砂生産と流出が活発化した。噴火開始後最初の土石流は，1991年5月15日，最大時間雨量25.0㎜，24時間連続雨量105.5㎜の降雨により発生した。その後，1991年5月21日に普賢岳山頂に出現した溶岩ドームの成長に伴う火砕流の流下によって水無川流域は徐々に火砕物に被覆されていった。1991年から99年までの8年間に計44回の土石流が確認されている。なお，ここでは水無川扇状地の扇頂部から約1㎞下流にある国道57号水無川橋付近にまで到達したものを土石流としている。土石流の総量は7,040×10^3㎥に上り，最大規模の土石流は1993年に集中的に発生し，4月28～29日に950×10^3㎥，6月18日に965×10^3㎥，6月22日に810×10^3㎥，6月13日に550×10^3㎥と短期間に集中的に土石流が発生した（表－4.1）。

流出土砂量の変動傾向をみるため，個別の土石流流出土砂量と累加土砂量を時系列順に図示した（図－4.1）。この図では，累加土砂量の曲線が急上昇した後，徐々に累加速度を緩めてある数値に漸近しているように見える。詳しくみると，1993年に発生した7回の土石流で約4,000×10^3㎥の土砂流出があり，累加流出速度が急増したが，その後は小規模な土石流が発生しているものの累加流出速度は急激に小さくなっている。水無川では1999年9月以降2002年までに土石流は発生していない。ちなみに1991年から99年までの土石流流出土砂量累計は約7,050×10^3㎥となり，火砕流堆積物総量190×10^6㎥（石川ら，1996）に対する比率は3.7％となる。

4.1.2 生産土砂量の時期別変動

ガリー長の変動は，土砂生産と対応しており，土砂移動の活発化指標となる。ここでは各時期の日数で除した，ガリー形成速度 R_g ；gully forming rate (m/day) であらわす。ガリー形成速度は流域内で一様ではなく期間と位置（渓流）による相違がある（図－4.2），1991年から94年までの各期間の変化状況は表－4.2のようである。

水無川上流では，1991年5月15日から6月16日にかけての1ヶ月に約330m/dayの伸長を見せ，ほぼ同規模のピークが1992年2月19日から3月11日までの間でも生じた。その後はガリー形成速度が低下し，1993年4月10日から5月3日までの間に一度増加するが，1994年12月までは20～30m/dayになった。

赤松谷川では，1992年2月までの間はガリー形成速度は小さいが，その後1992年3月からの81日間には130m/dayオーダーにまで急増する。最も顕著なのは1993年4月から5月上旬にかけての23日間で，720m/dayと測定期間中最大値となった。この期間には4月28～29日にかけて発生した最大規模の土石流があり，この土石流の主たる生産源が赤松谷川であったことになる。その後，ガリー形成速度は急減するが，測定最後の期間でも50m/dayと3渓流中で最も大きい。この期間以降に発生した土石流はすべて赤松谷川中心であることが，このことからも説明できる。

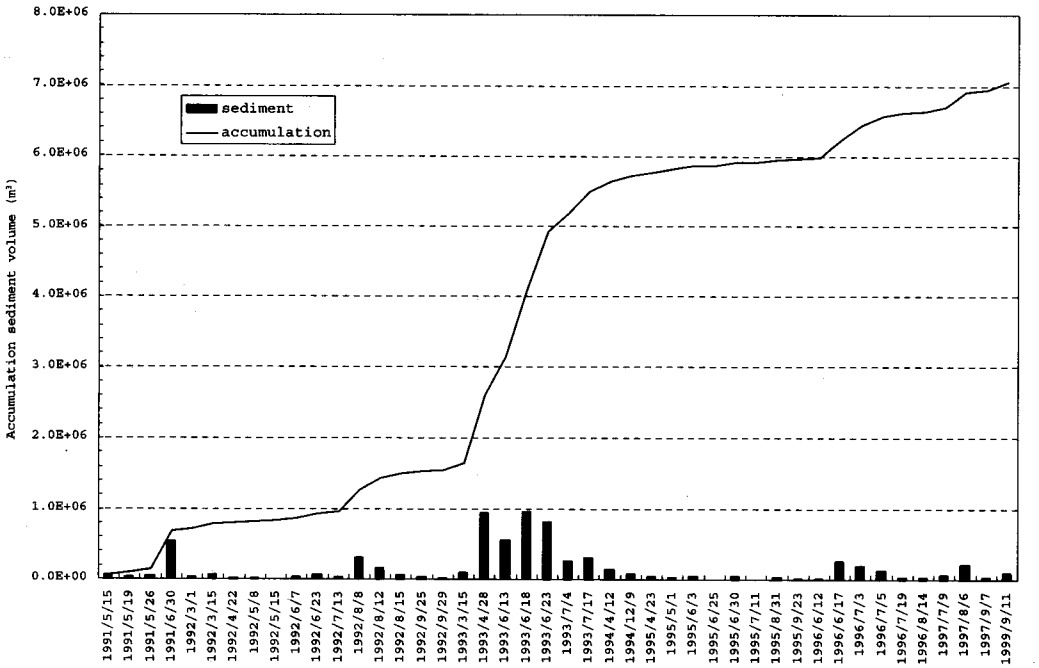
おしが谷では，ガリー形成速度のピークは赤松谷川と同様に1993年4月からの23日間で，その値は490m/dayであるが，その前の1992年2月からの21日間に第2のピークがあり（330m/day），水無川上流より2時期遅れて土砂生産が活発になってきた。

このように，ガリー形成速度の時空間分布が異なっていることの原因として，火山活動の推移の中で，火砕流の流下方向すなわち火砕物供給場所が変化したことが挙げられる。とくに大規模な土砂流出が発生した1993年4月から7月の2期間では，赤松谷川とおしが谷ではガリー形成速度が土砂流出に対応して急速化したが，水無川上流では大きな変化は生じなかった。むしろ水無川上流でのガリー形成速度のピークは，土砂流出の前半である1991年6月にあり，この時期の主要な土砂生産源が水無川上流にあったことを示唆す

表−4.1 水無川における土石流発生状況（雲仙復興工事事務所資料）

Table 4.1 Debris flows occurred in Mizunashi River (after Unzen Restoration Office, MLIT)

No.	Date	days	Total R_T (mm)	hourly r_{max} (mm/hr)	sediment Vd (m^3)	accumilation	annual subtotal
1	1991/ 5/15	0	105.5	25.0	*70,000*	*70,000*	
2	1991/ 5/19	4	78.0	10.5	*30,000*	*100,000*	
3	1991/ 5/26	11	71.0	20.5	*47,000*	*147,000*	
4	1991/ 6/30	46	230.0	72.5	*534,800*	*681,800*	*681,800*
5	1992/ 3/ 1	291	69.5	32.0	*35,000*	*716,800*	
6	1992/ 3/15	305	103.0	26.5	*70,000*	*786,800*	
7	1992/ 4/22	343	54.5	10.5	*15,000*	*801,800*	
8	1992/ 5/ 8	359	77.0	10.5	*17,000*	*818,800*	
9	1992/ 5/15	366	28.5	10.0	*5,000*	*823,800*	
10	1992/ 6/ 7	389	60.0	17.0	*34,000*	*857,800*	
11	1992/ 6/23	405	108.5	18.0	*72,000*	*929,800*	
12	1992/ 7/13	425	108.0	14.0	*29,000*	*958,800*	
13	1992/ 8/ 8	451	142.0	54.5	*308,400*	*1,267,200*	
14	1992/ 8/12	455	85.0	40.0	*158,600*	*1,425,800*	
15	1992/ 8/15	458	13.5	7.0	*66,000*	*1,491,800*	
16	1992/ 9/25	499	57.5	20.0	*37,000*	*1,528,800*	
17	1992/ 9/29	503	67.0	16.0	*20,000*	*1,548,800*	*867,000*
18	1993/ 3/15	670	58.5	16.5	*95,000*	*1,643,800*	
19	1993/ 4/28	714	329.0	43.0	*950,000*	*2,593,800*	
20	1993/ 6/13	760	297.0	36.5	*550,000*	*3,143,800*	
21	1993/ 6/18	765	339.0	46.5	*965,000*	*4,108,800*	
22	1993/ 6/23	770	211.5	35.0	*810,000*	*4,918,800*	
23	1993/ 7/ 4	781	239.0	29.0	*266,000*	*5,184,800*	
24	1993/ 7/17	794	171.0	42.5	*310,000*	*5,494,800*	*3,946,000*
25	1994/ 4/12	1,063	97.5	22.5	*145,000*	*5,639,800*	
26	1994/12/ 9	1,304	85.5	16.5	*88,000*	*5,727,800*	*233,000*
27	1995/ 4/23	1,439	39.0	9.5	*50,000*	*5,777,800*	
28	1995/ 5/ 1	1,447	105.0	22.5	*36,000*	*5,813,800*	
29	1995/ 6/ 3	1,480	138.0	19.5	*50,000*	*5,863,800*	
30	1995/ 6/25	1,502	105.0	10.5	*2,000*	*5,865,800*	
31	1995/ 6/30	1,507	113.0	18.5	*45,000*	*5,910,800*	
32	1995/ 7/11	1,518	38.0	15.0	*6,000*	*5,916,800*	
33	1995/ 8/31	1,569	115.0	13.5	*36,000*	*5,952,800*	
34	1995/ 9/23	1,592	112.5	19.0	*14,000*	*5,966,800*	*239,000*
35	1996/ 6/12	1,855	92.0	22.5	*13,000*	*5,979,800*	
36	1996/ 6/17	1,860	202.0	20.0	*255,000*	*6,234,800*	
37	1996/ 7/ 3	1,876	124.5	42.0	*202,000*	*6,436,800*	
38	1996/ 7/ 5	1,878	91.5	47.0	*137,000*	*6,573,800*	
39	1996/ 7/19	1,892	237.5	34.5	*37,000*	*6,610,800*	
40	1996/ 8/14	1,918	204.0	66.0	*31,000*	*6,641,800*	*675,000*
41	1997/ 7/ 9	2,247	308.0	38.0	*62,000*	*6,703,800*	
42	1997/ 8/ 6	2,275	240.0	72.5	*206,000*	*6,909,800*	
43	1997/ 9/ 7	2,307	287.5	44.0	*40,000*	*6,949,800*	*308,000*
44	1999/ 9/11	3,041	185.0	29.0	*100,000*	*7,049,800*	*100,000*



図−4.1 水無川で発生した土石流の累加土砂量曲線
Figure 4.1 Accumulated sediment discharge volume of debris flows in Mizunashi River

る。また，火砕流の流下方向が水無川方向であったこととともよく一致する。

4.2 生産土砂と流出土砂の時空間分布特性

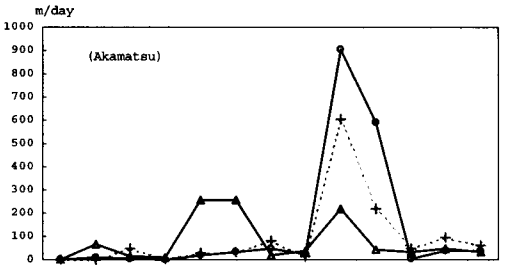
4.2.1 土砂生産速度と空間分布

ここではガリー断面容量は生産土砂量と同等と見なし，期間ごとのガリー断面容量を期間日数で除した値を土砂生産速度 R_e ； *erosion rate* ($10^3m^3/day$) として表す。図−4.3に各時期の変動を示す。当然のことながら，ガリー形成速度（図−4.2）の変動傾向と一致するが，形成されるガリー規模が異なるため，R_e 値の渓流ごとの差に相違が現れる。すなわち，前期1991年5月から1993年4月までは，渓流による土砂生産速度は$10\times10^3m^3/day$ 以下である。1992年3月11日ではおしが谷の R_e が水無川上流の R_e を上回っており，ガリー形成速度の値と逆転する。これはこの期間に形成されたガリー規模を反映しており，おしが谷において大きなガリーが発達したことと一致する。このことから，ガリー形成速度は侵食の進み具合を表すが，生産土砂量に直接結びつけることは難しく，単位流域の侵食進行傾向を示す指標として扱うことが妥当であろう。

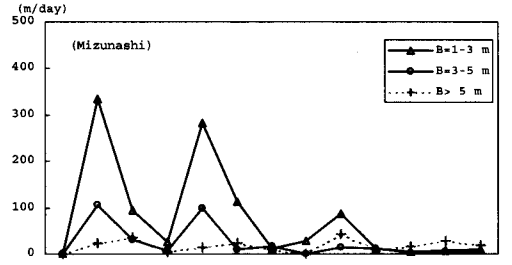
土砂生産速度 R_e を支流域ごとに対比するため，流域面積で除した値を単位土砂生産速度 R_{ue} ； *unit erosion rate* ($10^3m^3/km^2/day$) と表す。表−4.3に各支渓の時期別単位土砂生産速度を示す。

水無川上流においては観測期間を通じてほぼ一定で平均値は $\overline{R}_{ue}=0.95\times10^3m^3/km^2/day$ であった。赤松谷川においては1993年4〜7月の期間で $R_{ue}=15.5\times10^3m^3/km^2/day$ と急速化し，その後はほぼ以前の速度に戻っている。おしが谷も同様であるが，以前の速度に回復したのが赤松谷川より1時期早く，1993年5月以降である。流域平均の単位土砂生産速度は，赤松谷川とおしが谷の急速化に影響され，1993年4月以降に急速化し，漸減して以前の速度レベルに回復した。赤松谷川とおしが谷において，1993年4月から7月にかけて単位土砂生産速度が急速化したことは，明らかにこの期間に連続的に発生した大雨の影響を受けている。水無川上流で同時期に単位土砂生産速度の急上昇が見られなかったことは，降雨量の増大に影響されない要因（例えば表層の浸透能が回復していたため表流水の発生が小さかった）が働いていたことを示唆するが，これを裏付ける資料はない。

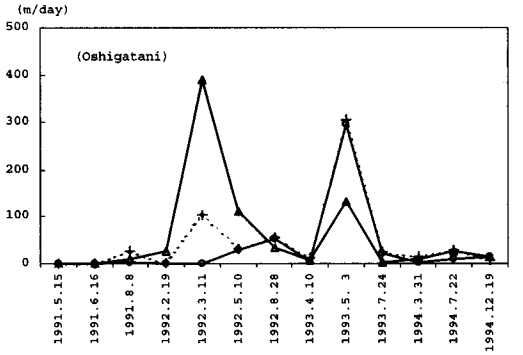
生産土砂量と降雨量との関係をみると，期間内の



(1) 赤松谷川　Akamatsudani river



(2) 水無川　Mizunashi river

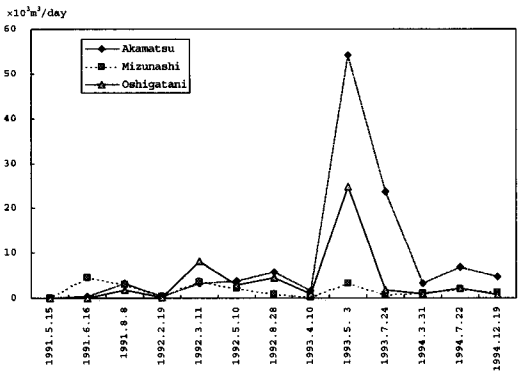


(3) おしが谷　Oshigatani

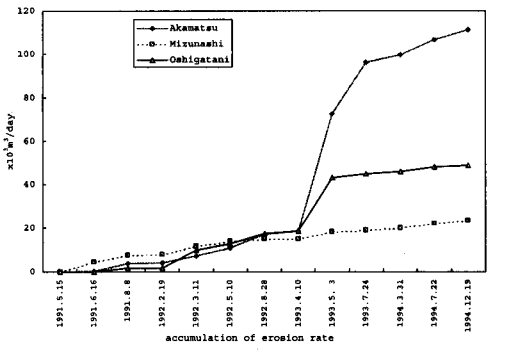
図—4.2 ガリー形成速度の推移
Figure 4.2 Variation of gully forming rate of each sub-basin

表—4.2 期間ごとのガリー形成速度からみた侵食特性
Table 4.2 Erosion events on the gully-forming rate in each term

期　間	赤松谷川	水無川上流	おしが谷
910515 ～910616	R_gは100以下。3 m未満のガリーの形成が進む。	小規模ガリー形成 R_gが300と急速化。全体でもガリー形成速度がピーク。	ガリー形成無し。
～910808	R_gは低い。	一旦R_gが鈍化。大規模は漸増。	大規模ガリー形成が急速。
～920219	R_gは低く，10以下。	全体に R_g50以下と鈍化。	小規模のみ急速化。大規模は無変化。
～920311	小規模ガリーの R_gが急速化し，250となる。中・大規模ガリーの R_gも徐々に高くなる。	小規模ガリー形成が R_g280と急速化。中規模もR_g約100。第2のピーク。	小規模 R_g390，大規模100R_gまで急速化，中規模は無変化，2番目のピーク。
～920510		小規模，中規模ともに鈍化。大規模 R_g漸増。	中規模 R_g0から30まで急速化，小と大規模 R_gは1/3にまで鈍化。
～920828	小規模ガリー R_gが急減。大規模ガリー R_gは徐々に増加。	全体に R_g10オーダーにまで急減。	全体に30～50とほぼ一律の R_g。
～930410	全体にR_gが鈍化。	小規模 R_gは増加だが，中・大規模は殆ど0近くまで減少。	全体に R_g10台まで鈍化。
～930503	全体に R_gが急速化。特に中規模900，大規模600と3渓流中最大を示す。最大のピーク。	全体に R_g急速化だが，小規模90，大規模40程度。他渓流 R_gよりかなり小さい。	全体に急速化。特に中・大規模 R_g300と全期間中最大。
～930724	R_gは減るが，高い値。小規模は以前の水準に戻る。	全体に R_gは一桁台まで急速な鈍化。	全体に R_gは一桁台まで急速な鈍化。
～940331	全体には R_g30～50で安定。大規模のみ0722の期間で1回急増するが，また戻る。		
～940722		大規模 R_gのみ増加。	小・大規模微増。
～941219		大きな変化無し。	大規模 R_gのみ一桁台まで鈍化。



(1) 各渓流 each stream

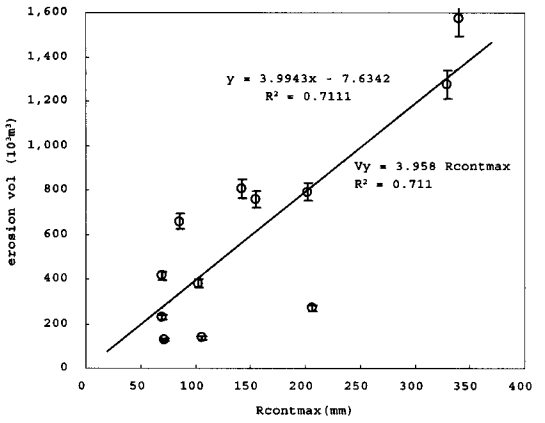


(2) 累加 accumulation

図—4.3 土砂生産速度の変動
Figure 4.3 Variation of erosion rate

表−4.3 時期別単位土砂生産速度
Table 4.3 Unit erosion rate in every term of measurement

term	date	days	Unit erosion rate (10^3m³/km²/day)			
			Akamatsu	Mizunashi	Oshigatani	total
			2.392km²	1.386km²	1.492km²	5.270km²
1	1991/ 5/15	0	0.00	0.00	0.00	0.00
2	1991/ 6/16	32	0.17	2.80	0.00	0.81
3	1991/ 8/ 8	53	0.81	1.55	0.69	0.97
4	1992/ 2/19	195	0.08	0.25	0.08	0.12
5	1992/ 3/11	21	1.00	2.33	3.52	2.06
6	1992/ 5/10	60	1.18	1.06	1.37	1.20
7	1992/ 8/28	110	1.55	0.47	1.99	1.39
8	1993/ 4/10	225	0.48	0.10	0.36	0.35
9	1993/ 5/ 3	23	15.53	1.50	10.88	10.52
10	1993/ 7/24	82	7.31	0.38	0.78	3.64
11	1994/ 3/31	250	0.83	0.43	0.40	0.60
12	1994/ 7/22	113	1.77	0.84	0.87	1.27
13	1994/12/19	150	1.26	0.59	0.38	0.83
	average		2.46	0.95	1.64	



図−4.4 期間内の最大連続雨量と生産土砂量の関係
Figure 4.4 Relationship between maximum continuous precipitation and erosion volume

表−4.4 期間内雨量と生産土砂量
Table 4.4 Correlation precipitation and erosion volume

期間雨量種類	$y = a_1x$		$y = a_2x + b$		
	a_1	r_2	a_2	b	r_2
総雨量mm	0.6127	0.1929	0.4072	262	0.3067
平均雨量*mm	24.763	0.5109	21.678	101	0.5255
最大24時間雨量mm	4.723	0.4479	4.6516	11.469	0.4480
最大連続雨量**mm	3.958	0.7110	3.9943	-7.6342	0.7111
最大1時間雨量mm/hr	16.625	0.1197	11.895	194.56	0.1464

＊；総雨量を期間内の雨量日数で除した平均日雨量
＊＊；無降雨6時間で区切った時間の総雨量

最大連続降雨量（6時間無降雨を区切りとした場合）との相関が最もよい（図−4.4，表−4.4）。期間内生産土砂量 V_y は，最大連続雨量の約4倍となる（決定係数 $r^2=0.71$）。土石流による土砂流出は，期間内の最大連続雨量時にほとんど発生していることから，ガリー侵食による土砂生産は大雨時に一気に進んでいることが理解される。

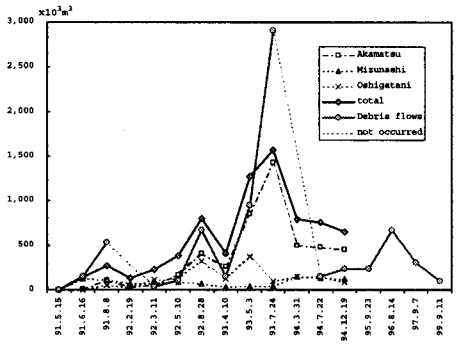
4.2.2 流出土砂の時期別変動

各期間ごとのガリー侵食量と土石流流出土砂量を比較する。図−4.5に各時期の生産土砂，流出土砂量の推移を示す。火砕流噴火開始後1年間の各期間生産土砂量は，100～300×10^3m³オーダーで微少な変動をしているが，1年3ヶ月の1992年8月に最初のピークを迎える。次期間にいったん下がるが，1993年に入って土砂生産が急増し，7月末までの期間で最高に達する。同じ期間の流出土砂量もほぼ同様の傾向を示しているが，1993年7月末のピークでは，生産土砂量を大きく上回った。その後，流出土砂量は急速に減少し，生産土砂量の漸減傾向とは異なる変動傾向を示し出す（図−4.5(1)）。

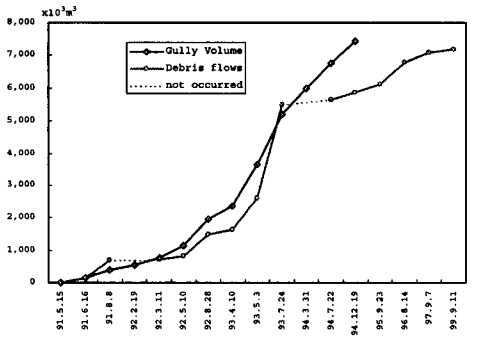
この変動傾向の差異をみるため，各時期の生産・

流出土砂の累加量を示したのが図－4.5(2)である。図からも明らかなように，生産土砂，流出土砂ともに1993年7月24日までの期間に累加曲線の傾きが増加している。その後，累加生産土砂量の傾きは若干緩やかになるが，累加流出土砂量の傾きは顕著に緩やかになり，生産土砂と流出土砂の対応が変化していることが判る。

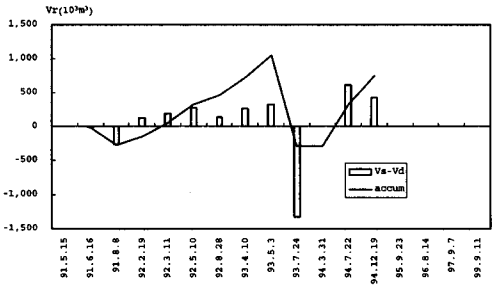
生産土砂量と流出土砂量の差が，正値のとき土砂滞留が生じており，0では両者がバランスし，負値ではそれ以前の滞留土砂が生産土砂に加算されたとみることができる。この傾向を図－4.5(3)に示す。棒グラフは各時期の滞留量，折れ線グラフはその累加を表す。



(1) 生産土砂量と流出土砂量の推移
(1) Sediment volume transition of yield and discharge

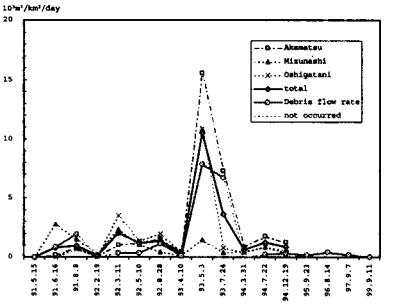


(2) 生産土砂量と流出土砂量の累加変動
(2) Cumulative variation of sediment yield and discharge

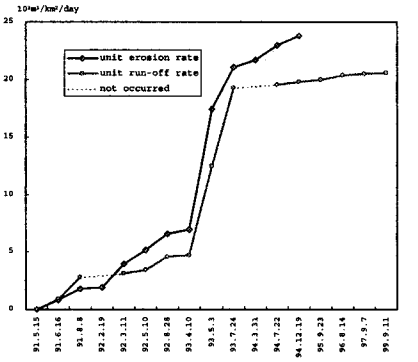


(3) 滞留土砂量の推移
(3) Transition of sediment retention volume

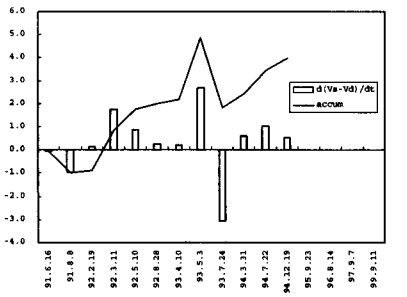
図－4.5 生産土砂量と流出土砂量の推移比較
Figure 4.5 Transitional comparison of sediment yield rate and discharge rate



(1) 単位土砂生産速度と単位土砂流出速度の推移
(1) Transition of unit sediment yield rate and unit sediment discharge rate



(2) 単位土砂生産速度と単位土砂流出速度の累加変動
(2) Cumulative variations of unit sediment yield rate and unit sediment discharge rate



(3) 土砂滞留速度の推移と累加変動
(3) Transition of sediment retention rate and cumulative variation of sediment

図－4.6 単位土砂生産速度と単位土砂流出速度の変動比較
Figure 4.6 Comparison of variation between unit sediment yield rate and unit sediment discharge rate

1993年5月までは累加滞留土砂量が増加傾向にあるが1993年7月には滞留土砂量がすべて吐き出され，その後再び滞留土砂量が増加し始めたことがわかる。

単位土砂生産速度 R_{ue} と単位面積あたりの土砂流出速度 unit run-off rate; R_{ur} ($\times 10^3 m^3/km^2/day$) を同様に比較する（図−4.6)。全体の変動傾向は単純な生産土砂・流出土砂量の比較とほぼ一致するが，累加土砂量曲線の傾き変化をみると，1993年4月10日から同年7月24日までの期間の変動が顕著であることがわかる。単位流出土砂速度の傾きは，1993年7月末以降にはほとんどわずかとなり，流出土砂の発生が定常的になったことがわかる（図−4.6(2))。単位面積あたりの累加滞留土砂量の変動も同様の傾向を示すが，1993年7月末で負値にはならない（図−4.6(3))。これは，見かけ上は滞留土砂がなくなったのではなく，流域内に潜在的に不安定土砂量が存在することを示しており，以後の土砂生産ポテンシャルを予測する上で，重要と考えられる。

4.2.3 生産土砂と流出土砂の量的関係

水無川では通常表流水はみられず，ほとんどの流出土砂は土石流によって流送されている。したがって，流出土砂量の変化については土石流土砂量に着目すればよい。いっぽう，生産土砂量についてはガリー侵食速度との対応がよいことがわかった。

ガリー侵食量から求めた各時期の生産土砂量 V_y と流出土砂量 V_d の関係を調べると，

$$V_d=1.1027V_y \qquad (4.1)$$

となる1次相関式が得られる（決定係数 $r^2=0.6099$)。なお，最小自乗法では

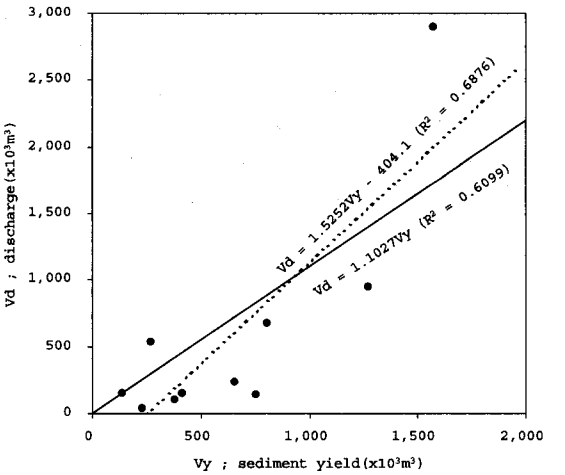
$$V_d=1.5252V_y+404.1 \qquad (4.2)$$

となるが（$r^2=0.6879$)，生産土砂量の発生に対して流出土砂が生じない範囲があることから，前者の方が妥当であると考える。ただし，V_d はある期間の流出土砂量，V_y は生産土砂量で土砂量単位は $10^3 m^3$ である（図−4.7)。

単位土砂生産速度 R_{ue} と単位土砂流出速度 R_{ur} の関係はさらによい相関を示し，

$$R_{ur}=0.831R_{ue} \qquad (4.3)$$

となり（$r^2=0.74$)，単位流出土砂速度は単位生産土砂速度の約8割となっている。このように単純な生産土砂量−流出土砂量より良い相関が得られたことにより，本来流域がもっている土砂移動ポテンシャルが単位面積で除すことによって表現されたことを意味する。



図−4.7　ガリー侵食量による生産土砂量と土石流流出土砂量の関係

Figure 4.7　Relationships between sediment yield and discharge volume

土砂収支に基づく累加生産土砂量と累加流出土砂量の関係は，よく適合しており次式で表される。

$$V_d=0.9026V_y \qquad (r^2=0.9809) \qquad (4.4)$$

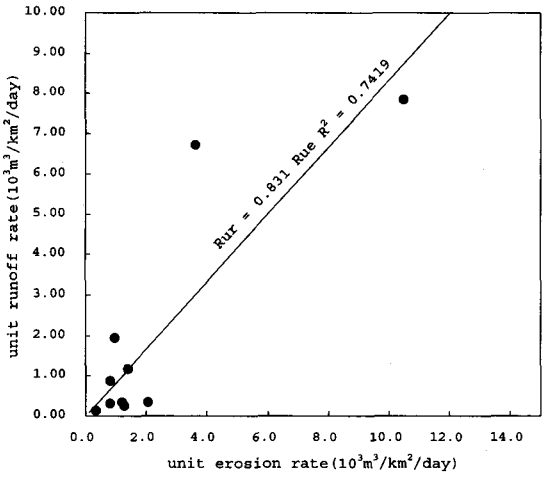
以上の解析結果をまとめる。

(1) 土砂生産場である斜面の侵食傾向を示す指標として，観測期間内に伸長したガリー長をその期間日数で除したガリー形成速度 R_g を用いることができる。この R_g は量的な変動傾向をみるには充分ではないが，ガリー幅や深さなど規模を推定する資料が得られないときには，生産土砂速度の傾向を推し量る指標として有用である。

(2) 生産土砂量の変動傾向は，ガリー容積（ガリー長×幅×深さ）を期間日数で除した土砂生産速度 R_e，あるいは R_e を集水面積でさらに除した単位土砂生産速度 R_{ue} を指標とすることができる。

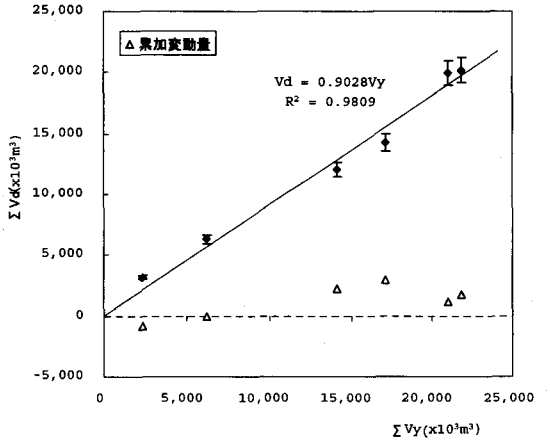
(3) 生産土砂量と流出土砂量の関係は，有意な相関が認められ（$r^2=0.98$)，この時系列変動傾向は累加土砂量で表すと明瞭になる。大規模な土砂生産発生時には，それまでに流域内に滞留していた土砂がすべて吐き出され，さらに大きな生産が生じている。

(4) R_e または R_{ue} と流出土砂量との関係は良い相関を示すが，後者の単位面積当たりの関係から流域が



図－4.8　単位土砂生産速度 R_{ue} と単位土砂流出速度 R_{ur} の関係

Figure 4.8　Relationship between unit erosion rate R_{ue} and unit runoff rate R_{ur}



図－4.9　土砂収支に基づく累加生産土砂量，累加変動量と土石流流出土砂量

Figure 4.9　Accumulations of sediment yield, discharge and variation by sediment balance

その時点でもっている土砂移動ポテンシャルを表現していると考えられる。このことから，単位土砂生産速度の期間ごとの変動傾向が把握されれば，単位土砂流出速度すなわち流出土砂量の変動傾向もこれにほぼ対応するので，砂防計画において次期の流出土砂量を予測できる可能性がある。

(5)　雨量と生産・流出土砂量との関係には線形相関があるが（池谷，1995a ； Hashinoki and Anyoji et al, 1995），必ずしも雨量と流出土砂量が1対1に対応していない。このことは，降雨のみによる流出土砂量予測の限界を示すものと言える。

第5章　流出土砂量の予測

5.1　流域不安定土砂の平衡化過程

5.1.1　噴火活動期の土砂生産・流出を規定する要因

活火山における流出土砂予測には，火山噴出物被覆による斜面土砂生産環境の変化状況とその回復過程を調べることが重要と判った。ここでその概念を再整理する。

(1)　火山噴出物の被覆

火山噴出物の種類によって山腹斜面への影響が異なる。溶岩や微量の火山砕屑物はほとんど土砂移動の活発化には寄与しない。火山砕屑物の粒度組成が問題になると考えられるが，細粒火山灰の構成による土砂生産活発化の相違を示した研究はない。ちなみに火砕物に占める細粒分の割合は，有珠山1977-78噴火時では火口から2.4～2.9kmの50％粒径 d_{50}＝0.125mm（ϕ＝－3）程度（鈴木ら，1982），雲仙普賢岳1993噴火の火砕流起源の火山灰や火砕サージでは $\phi 50$＝－0.1～5.3（1.1～0.025mm）であり（宮縁ら，1999），おおよそ d_{50}＝0.1mmが指標となると考えられる。

火山灰などの堆積深に関しては，桜島1914噴火による大隅半島の土石流頻発が20cm以上の山地で生じ（下川ら，1989b），有珠山1977-78噴火でも20cm（門村ら，1988）などの報告がある。また，富士山宝永噴火では丹沢山地などの土砂流出が10cm以上の火山灰堆積斜面から生じたという報告もある（南ら，2002a）。火山灰の物性によってはさらに薄い堆積深でも土石流（泥流）が発生した事例もある（清水ら，1999 ； Anyoji et al, 2002）。

火砕物の被覆は降雨にともなう表面流によって侵食され，次第に流出する。土砂水理学的輸送理論によると，粒径と輸送土砂量の関係は水深・粒径比 h/d で規定され，同じ掃流力が働く条件下では細粒子の輸送量が大きいことが判っている。そのため表層の粗粒化が生じる。粗粒化が進むと，粒子の移動は起こりにくくなる。このような過程を経て表面侵食量が低下し火砕物被覆の影響から回復すると考えられる。

(2)　浸透能の低下

浸透能の低下に関しては，雲仙普賢岳において噴火前の斜面の浸透能が100cm/hr以上であったのに対し，火砕物の被覆によって50mm/hr以下になりさらに

10mm/hr オーダーに低下した（地頭薗ら，1996)。この結果，時間雨量10mm以下の雨によって表面流が発生して，火砕物被覆斜面の侵食が進行した。さらに時間が経過すると浸透能は回復傾向に向かうが，火砕物被覆で急激に低下したときと異なり，回復速度は遅い(寺本ら，2002a)。

いっぽう，火山噴出物量がさほど多くないと，斜面を被覆する細粒火砕物の流出分布に差異が生じる。ガリー部や斜面下部の表流水が集中するような場所では，浸透能が回復するより早く被覆火砕物の流出によって透水係数の高いスコリア層などが露出してしまう(山越ら，2002)。そのため，土砂生産は限定された区域でのみ生じ，流出土砂量も降雨量に対応しなくなる。

(3) リル・ガリーの形成と発達

新しい火山噴出物の斜面被覆によって，それ以前の起伏は解消されてなだらかになる。とくに噴出火砕物量が多いと，斜面は平滑化して小起伏はほとんどなくなり，相対的に大きな谷形状が残る。若い火山体では開析が進んでいないため，とくに山腹斜面上部では小起伏が平滑化される傾向がある。このような斜面では，新たに形成されるリル・ガリーは必ずしも元の谷方向へ流下せず，斜面傾斜の最大方向に流れるので，流域争奪が生じて水系網の発達も不規則となる。

リルの発達は，定量的には単位面積あたりのリル本数の増加から始まるが，リル断面の拡大による隣接リル同士の合体によって本数が減少してくる。リルとガリーの地形学的な定義は明確ではないが，リル/ガリー断面が侵食材料の最大粒径 d_{max} より大きくなると，相対的に掃流力が増して土砂移動量が多くなるので，これを一つの目安とすることも考えられる。

さらにガリーが発達してくると，ガリーの河床変動が著しくなってくる。火山砕屑物の内部摩擦角は大きいので，ガリー断面は側岸が切り立った矩形を示すことが多い。河床変動は上流からの流出土砂による縦断的な変化と，側岸の侵食による横断的な変化の組み合わせによって進展する。被覆火砕物が厚い場合には，縦断的な平衡状態に近づくように縦侵食が進む。ガリーを流下した土砂は山麓部の緩傾斜付近でいったん停止堆積し，小規模な扇状地を形成する。このような地点でガリーの平面的な流路変動が生じ，流域争奪の原因となる（西田ら，1998a)。

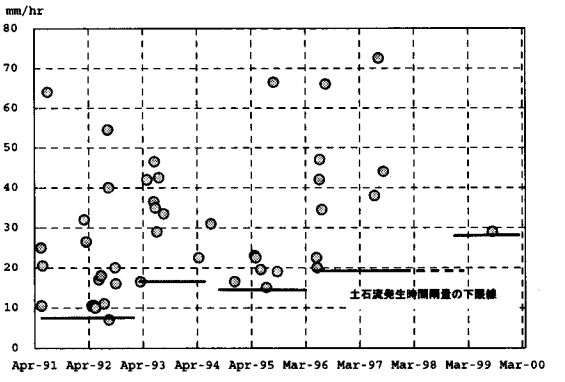
噴火活動が長期間にわたる場合には，途中で新たに火砕物が供給されるのでリル・ガリーの形成による地形発達は一様には進まないことがある（安養寺ら，1996)。このような場合には，火砕物の供給斜面の範囲を同定することが地形発達予測に重要である。

(4) 降雨条件

降雨は斜面や渓床の土砂移動営力となる地表面の流水を発生させる。表流水は未固結地表面の土粒子を運搬するので侵食が生じる。表流水による侵食条件は，土砂水理学表現が可能で，基本的には水深 h と粒径 d，勾配 i に支配される掃流力によって評価され，

$$h/d > \tau_c = ghi \qquad (5.1)$$

で土粒子が移動しはじめる関係がある。斜面上の表流水によってリルを流下し始めた土粒子はリルの合流，ガリー内の水深増加に伴ってある渓床のせん断応力と掃流力のつり合いが崩れて土石流となる(高橋，1977)。土石流が発生する最上流部の渓床区間を考えると，掃流力の変化は水深 h に依存している。h は流量と勾配の関数であり，流量は集水面積と降雨強度の関数になるので，同一の集水域に対しては降雨強度 r の変化をみれば良いことになる。この指標が土石流発生限界雨量である。図－5.1には雲仙普賢岳における土石流発生時の時間雨量 r_1 の推移を時系列で示してある。図からもわかるように土石流発生時の時間雨量にはばらつきがある。しかしそれらの下限値の推移をみると，噴火初期には10mm/hr 程度であったが，噴火停止の1995年には15～20mm/hr になり，噴火後の1996年以降は20から30mm/hr と徐々に増加している。この指標を追跡することによっても，土砂流出発生頻度の回復傾向を知ることができる。



図－5.1 雲仙普賢岳噴火後の土石流発生降雨強度の推移
Figure 5.1 Variation of rainfall intensity triggered debris flow after eruption of Unzen Volcano

5.1.2 不安定土砂の平衡化

斜面の安定性は複雑な要因の相互作用によって生じているが，基本的には移動土層の荷重変化と斜面傾斜に支配される移動層の底面抵抗とのバランスによっている。移動土層の変化とは風化による不可逆的な土壌生成と雨水浸透による間隙水の重量追加に伴う一時的変化である。底面抵抗は粘着力によって評価され，土砂材料による相違はあるが，ある一定期間内では時間的な変化について無視しても差し支えない程度の変位しか生じない。

比喩的にはマスムーブメントに対する斜面の耐性が回復することが，移動発生限界や移動量の差異をもたらしていると考えられる。このような現象に対して斜面発達の履歴性 hysteresis という概念を当てはめる考え方がある。たとえば表層土の生成速度や崩壊裸地の植生回復などと表層崩壊発生の周期性について研究され，同一斜面で発生する崩壊予測については斜面がもつ崩壊履歴を知ることが重要であると理解されてきた（たとえば下川ら，1989a）。また同一斜面における崩壊発生の周期性（下川ら，1989a）とそれに関与する植生の役割なども明らかにされ（松本，1999），斜面における土砂移動履歴の問題についての理解が深まっている。

安養寺ら（1987）は，数時期の航空写真判読による流域単位の表層崩壊地推移を調べ，履歴を考慮した崩壊地面積の予測手法にロジスティック関数を適用した次式の可能性を提案した。

$$C_2(t)=C_p(R_t)-C_2(t_0)+r(t) \tag{5.2}$$

$$C_p(R_t)=\frac{1}{b+exp(-aR_t)} \tag{5.3}$$

ただし，$C_2(t)$；時期 t における崩壊地面積率（崩壊地面積／流域面積），$C_p(R_t)$；降雨関数 R_t に対する崩壊ポテンシャルで（5.3）式を当てはめる，$r(t)$；崩壊地の縮小率である。

これは斜面のみならず流域全体の荒廃ポテンシャルを評価する場合にも適用できると考えられる。そこで，本論では前項で述べた土砂生産・流出を規定する様々な要因の変化が，要因ごとにもつ履歴に支配されて，次に起こる土砂生産・流出イベント（土石流）を規定すると考え，その結果が流出土砂量の多寡に影響するようなモデルを当てはめることにする。このモデルの基本的な概念は次のようになる。

火山噴火というインパクトによって土砂生産が容易に発生するようになり，同時に流出土砂も発生する。第4章で明らかになったように，これは定性的にも定量的にも良い対応を示している。しかし，このような状況は土砂生産場の条件の変化とともに変わってくる。第1章で立てた仮説では，インパクトが与えられた後に土砂生産のピークを迎え，徐々に土砂生産速度が減少し，土砂流出もわずかな時間的遅れ time rag をもって同様の傾向を示すという一連のパターンであった（図－1.4参照）。このようなパターンを定式化することができれば，流域全体からのアウトプットである流出土砂量の変動傾向のみを用いる構成論的アプローチのモデルとすることが可能である。

いっぽうで，雲仙普賢岳水無川の侵食土砂量解析の結果から，土砂生産速度と土砂流出速度の変動傾向が示された（第4章）。支渓単位での土砂生産の変動傾向に差があり，時間とともに土砂生産場が変化しているが，流域全体での土砂生産速度は緩－急－緩と変化し，土砂流出速度もこれに対応して変化している。このことは，土砂生産場の条件変化に伴って土砂生産＝土砂流出が変動し，土砂流出速度の急速状況を迎えた後に，漸減して定常的な速度を保つ状態に移行することを意味する。これは不安定土砂の平衡化にほかならない。

このような解析結果から，仮定した変動パターンは土砂生産速度≒土砂流出速度で表すことが可能で，これらの速度の累加で表現することにより，累加曲線の傾きが変動傾向を明確に示す。このような変動傾向は，不安定土砂の平衡化すなわちこのパターンを用いた流出土砂量の予測に適用が可能であると考えられる。

5.2 平衡化過程を考慮した流出土砂量の予測

5.2.1 理論的考察

地形発達の視点では，ある流域における崩壊や土石流のようなマスムーブメントは一様に進展するのではなく，間歇的で不連続に発生すると理解されている。たとえば，斜面表層崩壊を引き起こす降雨の発生は，気象条件に支配されており，連続して発生することなく間歇的である。同時にそれらの規模はランダムに生起し，長期的に見れば確率的評価が可能である。

Scheidegger and Langbein（1966）によると，大規模な流域地形の変化に関する熱力学的アナロジーが成り立つことが示されている。エントロピー S において，温度 T が地形の高さ $h(x, y)$，熱量 Q が質量 M

に対応するとして，$dS=dh/M$であり，熱力学第1法則によりある種のポテンシャルUの変化は，$U_2-U_1=M+W$または$dU=dM+dW$と表される。ここにMは流入する質量で，Wは仮想的な仕事である。このアナロジーから地形における高さに対しても拡散方程式が成立する。Dを何らかの定数とすると，

$$\partial h/\partial t = D\nabla^2 h \tag{5.4}$$

であり，一次元の一般解は次式で表される。ただし，xは地形縦断方向の距離，tは仮想的な時間である。

$$h=\frac{1}{\sqrt{4\pi Dt}}exp\left(-\frac{x}{\sqrt{4Dt}}\right) \tag{5.5}$$

$$h=\frac{1}{2}-\frac{1}{2}erf\left(\frac{-x}{\sqrt{4Dt}}\right) \tag{5.6}$$

上式に関して，Scheidegger et al.は理想化された山脈と斜面の壊変を当てはめた。とくに式（5.6）は誤差関数を含む関数であり，その解を図示すると図−5.2のようになる。

斜面における土砂移動は斜面地形の変形プロセスの結果であり，移動土砂量は質量の位置エネルギー変位量を表す。時間tにおける移動土砂量$dV(t)$は，変換点$x=0$の通過量であるので，式（5.6）を用いて，

$$dV(t)=\int_0^{\infty}(h(t-1)-h(t))dx \tag{5.7}$$

と表すことができる。$t=1$，2，3･･･とした時のdVは図−5.3のようになり，これは平衡化のパターンと類似している。すなわち，理論的斜面発達過程において斜面形状の平衡化は斜面から生産される土砂量の平衡化につながっていることを意味していると考えられる。

土砂流出速度が，噴火後比較的早い時期に最大となり，その後徐々に鈍化して平衡化に至るパターンを，時系列解析における傾向変動の代表的な理論曲線であるロジスティック曲線で表すことにする。ロジスティック関数は，多様性，自己相関性，多時間性が生み出す予測困難な複雑系の定式化に多く用いられている。ロジスティック曲線は微分方程式

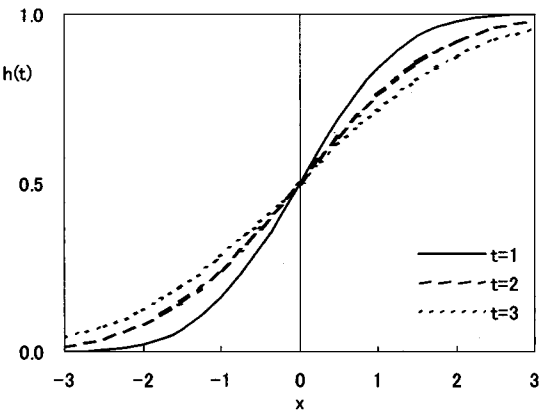
$$dt/dy = ay - a/b\,y^2 = y\left(a - a/b\,y\right) \tag{5.8}$$

の解であり，経過時間$dy(t)$に伴う対象量yの変化量dyは，現在の量の1次相関増分成分をもち，一方現在の量の2次相関減少成分を持つ。初期状態（dy(t)=0，y=0）の近傍では，全体量が少ないため，1次要素が効いて増加傾向がみられる。全体量が増加すると，2次項が効いてくるため，次第に増加量が減少し始め，パラメータで決められる一定値へ漸近する。その一般解は次式で与えられる。

$$y=\frac{b}{1+c\cdot\exp(-at)} \tag{5.9}$$

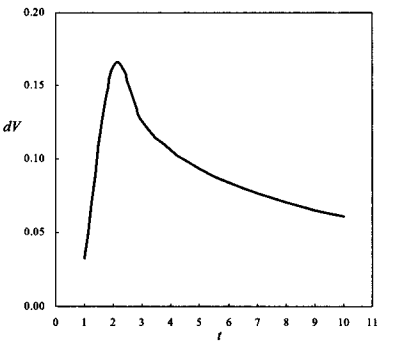
ただし，y；出現関数，t；時系列で発生する順序，a, b, cは係数であり，aはyの増加率（$=dy/dt$），bは極値，cはy切片を表す。

ここで，流域の土砂生産・流出系においてロジス



図−5.2　斜面の理想的発達過程（式5.6で$D=0.5$とした時の解）

Figure 5.2　Theoretical processes of slope evolution (solutions of equation 5.6 when $D=0.5$)



図−5.3　斜面の理想的発達による流出土砂量の時系列変化

Figure 5.3　Sequential distribution of theoretical sediment movement

ティック関数を適用して流出土砂量を予測する際，各係数の物理的意味を考察する。

式(5.9)において，yを累加流出土砂量とすると，時系列のある時点tにおける流出土砂量$y(t)$は傾きaをもって変化するので，土砂流出速度R_{ur}を表していると考えられる。また，bは$t\rightarrow\infty$の収束値すなわち平衡化に至った時点での累加流出土砂量を意味する。式（5.8）から理解されるように，a/bは曲線の傾きを示しており，流出土砂量の限界を表す係数ということになる。いっぽうcは複雑な係数と考えられる。5.1でとりまとめたように，著しく荒廃した流域の平衡化に至る過程で，様々な要因が関係して土砂生産・流出速度を変化させる。それらの要因は，ガリーの発達による地形変化，浸透能の回復と土砂生産発生雨量の変化，さらに表層の粗粒化やそれらの条件に支配される土砂生産・流出の履歴性などからなると考えられる。これらの要因の関係を見いだすには至っていないが，定性的に係数cは次式のような多変数関数となるであろう。

$$c=F\left(G(t),I_f(t),R(t),S_c(t),H_t,etc\cdots\right) \qquad (5.10)$$

ただし，G；ガリー発達状態の時間関数，I_f；浸透能の変化関数，R；降雨の発生順と量を表す関数，S_c；斜面表層の状態変化を表す関数，H_t；土砂生産・流出履歴の状態関数である。さらに，関数形からはcはy切片を規定する値であるが，累加流出土砂量の概念から判断するとcは$y(0)=0$となる値でなければならないので$c\rightarrow\infty$であるが，実用上は充分に大きい値をとればよいことになる。

5.2.2 流域の異常荒廃時における流出土砂量の評価手法

(1) 雲仙普賢岳の土砂流出実績に基づく評価

第2章で議論した雲仙水無川における侵食解析結果によると，流出土砂量の変動傾向は累加土砂流出速度を指標として用いると，よく把握できることがわかった。これは，場の条件と外力規模の変化により，単純増加ではなく緩急緩の速度変化をもつ非線形関数で表されることを意味している。

前述の若干の理論的考察によって，このようなパターンをもつ雲仙1991－1995の土石流発生実績データの累加変動に対してロジスティック関数の適用を検討する。

まず全流出土砂量の累加である1991年6月30日から1999年9月11日までの土石流44回のデータに基づいて，式（5.9）の定数を求める。

$$y=\frac{b}{1+c\cdot\exp(-at)} \qquad (5.9再掲)$$

ここで，上式を流出土砂量累加変動式 equation for trend of accumulated sediment discharge volume と名付け，$y(t)$を土石流発生回数t時点の累加流出土砂量，bを予測累加流出土砂量，aを流出土砂速度，cを立ち上がり係数と定義する。

式（5.9）は式（5.8）の一般解であることは既に述べたが，数点のデータからロジスティック関数で予測する方法は以下のとおりである。ロジスティック関数の3つのパラメータa, b, cの最適予測値を求める。$\Delta y/\Delta t=ay-a/by^2$とし，測定時間間隔$\Delta t=1$とすると$\Delta y/y=a-a/by$となり，変換変数$z=\Delta y/y$として，$z=a-a/by=a-dy$とする。与えられたサンプルから，$y-z$散布図を求め，1次回帰曲線によってパラメータ$a, b$を推定する。$y-z$散布図は$\Delta t$が一定であるという条件下での$y\Delta y$の関係を表す。表－4.1の土石流発生順序を$t$とし，土石流累加土砂量を$y$として，$\Delta y$，$\Delta y/y$をそれぞれの$t$ごとに求め，最小自乗法によって$z=\Delta y/y$と$y$の関係を求めると$a$と$b$が得られ，$a=0.262$，$b=6.51\times10^8$となる。この$a$と$b$を用い最適化分析によって残差変動総和$\Sigma\varepsilon^2=\Sigma i(y(c,x_i)-y_i)_2$が最小となるような$c=17.689$を得る。なお，この操作にはMicrosoft Excelのsolver機能を用いた。

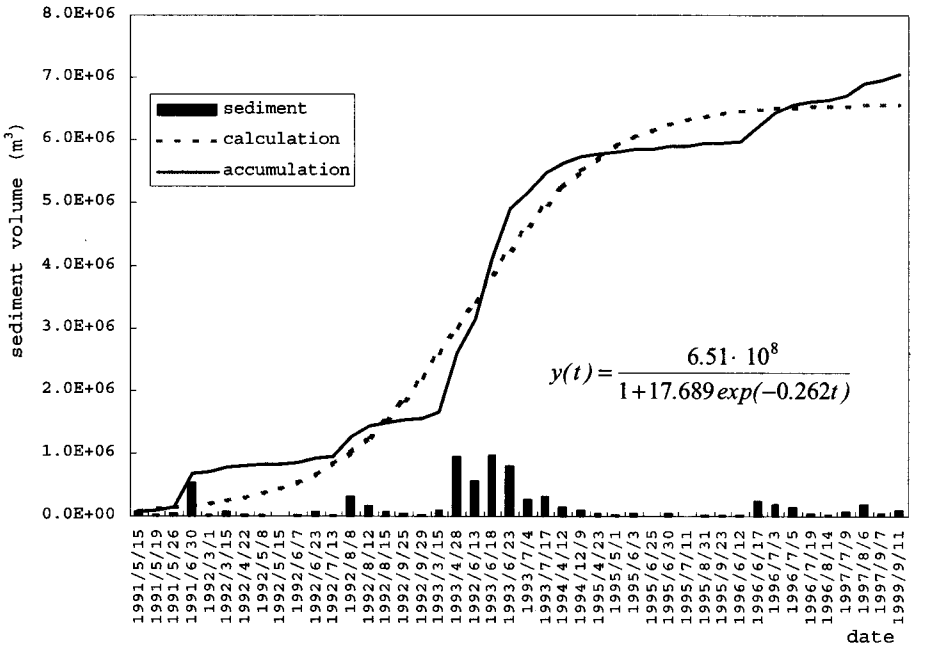
全データに対する累加流出土砂量時系列のパターンは，

$$y(t)=\frac{6.51\times10^8}{1+17.689\,exp(-0.262t)} \qquad (5.11)$$

と表現される。実績累加流出土砂量と流出土砂量累加変動式で予測した（5.9）式の関係を図－5.4に示す。式（5.11）は土石流の発生がほぼ頭打ちとなった時点までの実績に基づいた結果であるが，最終的な累加流出土砂量は実績の7.04×10^8m³に対して，誤差率0.075で有意である。いっぽう，全期間の実績流出土砂量を期間日数で除した平均土砂流出速度は$R_r=0.21$であり，係数aとの誤差率は0.20と若干適合性が良くないが，ほぼ妥当と考えられる。

(2) 有珠山1977の実績に基づく評価

比較のため，有珠山1977噴火に伴う，1977－1981



図−5.4 水無川の実績累加流出土砂量と流出土砂量累加変動式の比較
Figure 5.4 Comparison of actual debris flow and estimation by eq. (5.11)

の土石流（泥流）の発生時系列について検討する。有珠山では1977年8月8日に発生した最初の噴火の8日後，8月16日に南麓泉地区において最初の土石流を観測している。その後1981年9月4日まで計32回の土石流が有珠山麓の17の渓流で発生した（表−5.1）。そのうち，10回の土石流については流出土砂量が見積もられていない。

流出土砂量の計測に不確実な事例については除外しても，実績の累積流出土砂量では1978年10月に一度収束値らしい値に到達するが，1981年8月に到る期間でもう一度極値に向かう新たなカーブを描くようにも見える。単純に1977−1981の全実績資料に基づいて，(5.9) 式の適用を試みると，

$$y(t)=\frac{6.46\times10^5}{1+18.25\exp(-0.132t)} \qquad (5.12)$$

となり，最終実績値5.1×10^5に対して誤差率0.20と比較的妥当な予測結果となるが，中間1978年10月におけるステップまでは適合していない。この理由として前半1978年6月12日から9月26日までの間に発生した7回の土石流（発生渓流数は延べ23）の土砂量が把握されていないことが，全体の予測に影響を与えていると考えられるので，これの補填を試みた（表−5.2，図−5.5）。方法は池谷（1995）と同様に連続雨量−土石流土砂量の関係を見出すもので，用いた土砂量は渓流単位で明らかな32データで，連続雨量（24時間あるいは日）は発生渓流に最も近い位置を採用した。その結果，

$$Vs=82.412R_T+4408 \quad (R^2=0.066) \qquad (5.13)$$

を得た（ただし$R_T>0$）。相関係数は良くないが，とりあえずこれを用いて全発生土砂量を補完し，同様の解析を行った。その結果，

$$y(t)=\frac{5.78\times10^5}{1+21.5\exp(-0.181t)} \qquad (5.14)$$

となり，収束値が実績にかなり近くなったものの，全体的パターンは前の結果と大きな相違は得られなかった（図−5.6）。

以上の結果より，本来土石流の発生はトリガーとなる降雨に支配されるので一律に当てはまるとはいえないが，火山活動に伴う土砂移動量の上限値を推定する手法として，流出土砂量累加変動式の適用がある程度可能なことが分かった。

(3) 流出土砂量累加変動式による累加土砂量予測

次に，実際の雲仙普賢岳の土石流発生経緯に沿っ

表—5.1 有珠山1977噴火後の土石流流出土砂量（北海道室蘭土木現業所1995）

Table 5.1 Sediment discharge volume from mud-debris flows after 1977 eruption of Usu volcano (after Muroran Work Office, Hokkaido 1995)

sediment discharge (m^3)

year	date	Izumi	Irie-1	Tokotan	Tohya Spa 1)	Nishiyama	Ko-Usu	Kousu-R	Katorea	Showa Shinzan	Showa	Negishi	Itaya	Donan-seika	Ohdaira-L	Oh-Usu	Soubetsu Spa	Genta	actualdata sub total	accumilation	add estimation sediment volume	accumilation
1977	8/ 8	0	*	*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	*	0	7,000	7,000
	8/16	*	21,810	870	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22,680	22,680	22,680	29,680
	9/11	*	7,530	1,410	*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8,940	31,620	8,940	38,620
	9/14	*	26,100	2,190	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	28,290	59,910	28,290	66,910
	9/21	*	13,050	1,500	0	0	0	0	0	*	0	0	0	0	0	0	0	0	14,550	74,460	14,550	81,460
1978	6/12	*	*	0	0	0	0	0	*	*	0	*	*	0	0	0	0	0	*	74,460	8,000	89,460
	7/ 7	0	0	0	0	0	0	0	*	*	0	*	0	0	0	0	0	0	*	74,460	7,000	96,460
	7/13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	*	0	0	0	0	0	*	74,460	6,000	102,460
	8/14	0	*	0	0	0	0	0	*	*	0	*	0	0	0	0	0	0	*	74,460	8,000	110,460
	8/16	0	0	0	0	0	0	0	*	*	0	*	0	0	0	0	0	0	*	74,460	7,000	117,460
	8/21	0	0	0	0	0	0	0	*	*	0	*	0	0	0	0	0	0	*	74,460	5,000	122,460
	9/26	0	0	0	0	*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	*	74,460	6,000	128,460
	10/16	0	0	0	48,900	*	*	*	*	*	0	0	*	*	0	0	0	0	48,900	123,360	48,900	177,360
	10/24	*	0	0	142,300	*	*	*	16,200	10,200	*	*	0	*	0	0	0	0	168,700	292,060	168,700	346,060
1979	6/27	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	800	0	0	0	800	292,860	800	346,860
	7/ 2	800	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	600	1,000	2,500	0	0	4,900	297,760	4,900	351,760
	7/ 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	200	500	0	0	0	700	298,460	700	352,460
	7/25	500	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	800	700	200	0	0	2,200	300,660	2,200	354,660
	8/ 1	600	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,000	600	1,300	0	0	3,500	304,160	3,500	358,160
	8/27	*	0	0	0	0	*	0	0	0	0	0	0	0	200	3,500	0	0	3,700	307,860	3,700	361,860
	9/ 5	500	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	500	4,000	8,000	0	0	13,000	320,860	13,000	374,860
	9/30	1,500	0	0	0	0	*	0	0	0	0	0	0	300	1,700	4,000	4,700	0	12,200	333,060	12,200	387,060
	10/19	800	0	0	0	0	*	0	0	0	0	0	0	300	1,000	2,500	5,000	0	9,600	342,660	9,600	396,660
1980	7/24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	*	0	*	342,660	11,000	407,660
	8/31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	900	1,000	0	1,900	344,560	1,900	409,560
	10/21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,000	1,300	0	3,300	347,860	3,300	412,860
1981	4/24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10,800	0	10,800	358,660	10,800	423,660
	7/21	0	0	0	0	0		700	0	0	*	0	0	0	0	2,200	*	*	2,900	361,560	2,900	426,560
	8/ 4	0	0	0	0	0		4,400	0	0	3,800	0	0	0	0	200	21,600	2,300	32,300	393,860	32,300	458,860
	8/12																1,000		1,000	394,860	1,000	459,860
	8/23	0	0	0	0	0	10,100	38,300	0	0	9,000	0	0	0	0	5,000	39,000	8,000	109,400	504,260	109,400	569,260
	9/ 4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	*	0	*	504,260	9,000	578,260
total	32	4,700	68,490	5,970	191,200	0	10,100	43,400	16,200	10,200	12,800	0	0	3,700	10,500	32,300	84,400	10,300	504,260			

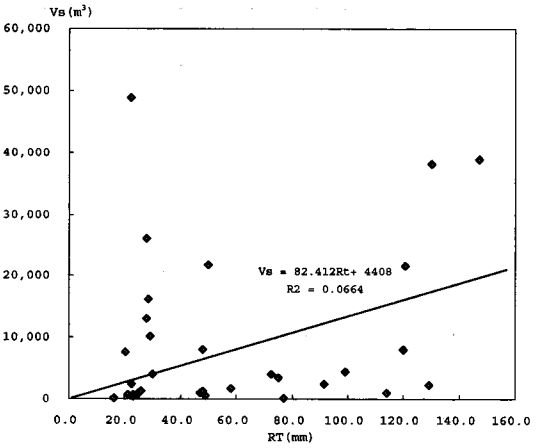
1) Sediment discharges in Tohya Spa are accumulation of Nishiyama river, Ko-usu river and Kousu-R river

* ; occurrence without volume estimation value "0" means no occurrence of debris flow

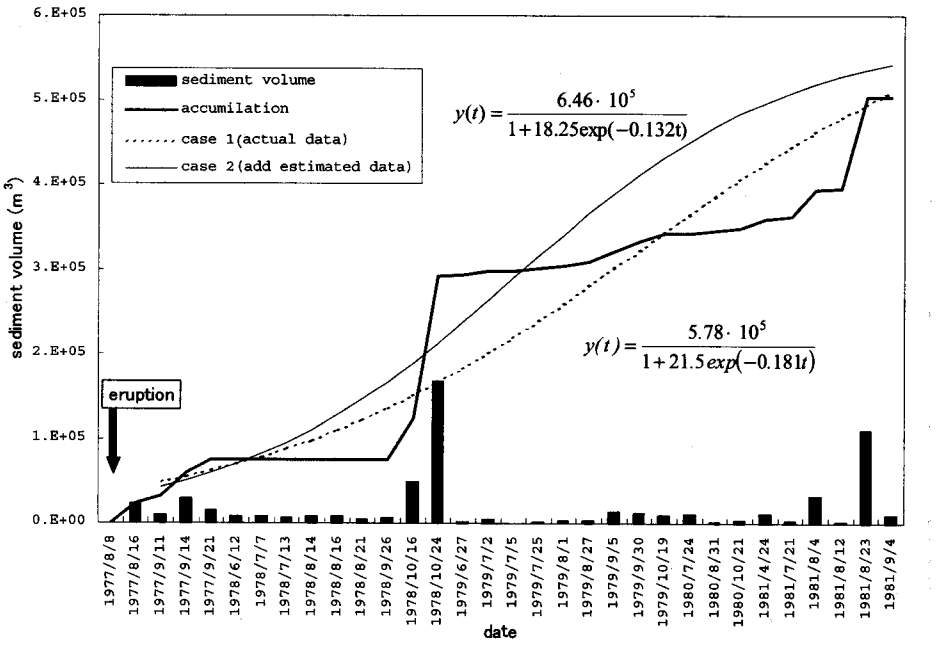
表−5.2 有珠山土石流発生最大時間雨量と流出土砂量*
Table 5.2 Relationship between maximum hourly rainfall and debris flow volume during volcanism of Usu, 1977-1981

year	date	R_T	V_s	year	date	R_T	V_s
1977	8/16	49.9	21,810	1979	7/ 2	22.5	2,500
	9/11	20.3	7,530		7/25	16.0	200
	9/14	27.8	26,100		8/ 1	48.0	1,300
	9/21	27.8	13,050		8/27	75.0	3,500
	10/16	22.0	48,900		9/ 5	48.0	8,000
	10/24	28.5	16,200		9/30	72.5	4,000
	10/24	29.0	10,200		10/19	91.5	2,500
1979	6/27	25.0	800	1980	8/31		1,000
	7/ 2	25.0	1,000		10/21		1,300
	7/ 5	23.0	500	1981	7/21		700
	7/25	21.0	700		8/ 4		4,400
	8/ 1	49.0	600		8/ 4		21,600
	8/27	77.0	200		8/ 4		2,300
	9/ 5	30.0	4,000		8/23		38,300
	9/30	58.0	1,700		8/23		39,000
	10/19	47.0	1,000		8/23		8,000

*北海道室蘭土木現業所（1995）より作成



図−5.5 最大時間雨量と土石流土砂量の関係（有珠山1977-1981）
Figure 5.5 Relationship between maximum hourly rainfall and debris flow volume during volcanism of Usu, 1977-1981

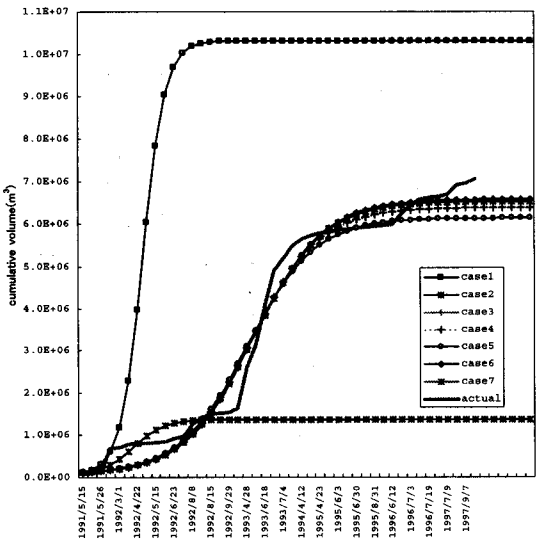


図−5.6 有珠山の実績累加流出土砂量と流出土砂量累加変動式の比較
Figure 5.6 Comparison of actual debris flow and estimation by eq. (5.12) & (5.14)

て，平衡化途中での各時点における予測式を具体的に当てはめてみる。

表−4.1に示したように雲仙水無川の土石流発生実績は降雨年の状況によっており，降雨量の多寡によって土石流流出土砂量が変動している。わが国の気象特性では冬期に豪雨で土石流が発生する事はきわめてまれであることから，暦年で区切ってそれまでのデータに基づく予測をする。

表－4.1のデータから，1991年，92年とその年に発生した土石流を加えて上記と同様の解析を行い，流出土砂量累加変動式の係数 a, b, c を求めると表－5.3のようになる。これを用いて時系列50の予測曲線を描いた（図－5.7）。Case 1と2は予測サンプルとなるデータ数が少ない例で，とくにcase 1は4サンプルのみであるために，最終予測値が過大となった。2年目のcase 2では17サンプルになったが，それぞれの土砂量が少ないため，逆に最終予測値が少なくなった。3年目以降の各caseでは，ほぼ 6×10^6 m³オーダーに収束する結果となった。この程度の範囲に収まれば，砂防緊急対策計画のための予測精度としては適用可能と考えられる。



図－5.7　流出土砂量累加変動式による時期ごとの流出土砂量予測

Figure 5.7　Some estimation using ETAS according to each period data

同様に有珠山の土石流についても流出土砂量累加変動式の適用を試みる。表－5.1の流出土砂量の欠測を（5.13）式で補填した値を用いる。水無川と同様に暦年ごとの集計値に基づいて予測の適合性を見るが，有珠山では1978年10月に2回の大きな土砂流出が発生し，これらが流出土砂量を急増させているので，その前後で区切った時点での相違も見る。

表－5.4のようにデータ数を段階的に増やして流出土砂予測と実績値を比較した。case 1，2は1977年8月～78年9月の流出土砂量が多くないことから，予測値は10^5 m³オーダーに留まっている。1978年10月に発生した2回の土石流流出土砂量を含むcase 4～6では，$4.0\sim5.0\times10^5$ m³の予測となり，オーダー的には最終の累加土砂量に収束しているが，雲仙に比べると精度は良くない結果となった（図－5.8）。そこで，1978年10月の流出土砂量の多い2回の土石流発生前後で分けて試算した（表－5.5）。図－5.9に示すように，1978年10月から1981年8月までのデータで再計算したcase add 2では，やや最終の累加土砂量に近づく。しかし，1978年10月から1980年7月のデータを用いたcase add 3の場合には途中までの実績累加値に適合するが，最終値を下回る結果となった。

この理由として次のようなことが考えられる。有珠山では，1977年8月中に起こった4回の大きな噴火によって，山体周辺に1m近い軽石や火山灰が堆積した。この火砕物は噴火と同時に起こった降雨によってモルタル化し，浸透能を下げた結果その後の土石流頻発の原因となったが，モルタル化表層部分が侵食されると，粗粒の軽石層が現れ土石流が発生しにくくなった。1978年9月には水蒸気爆発によって細粒の火山灰が周辺に堆積したが，その量は1977年に比較すると少なかったが，表層の浸透能を低下させるのに充分で1978年10月に続いて起こった土石流のトリガーになり

表－5.3　流出土砂量累加変動式による時期ごとの流出土砂量予測（雲仙水無川）

Table 5.3　Some estimations using the equation for trend of accumulated sediment discharge volume according to each period data in Mizunashi river

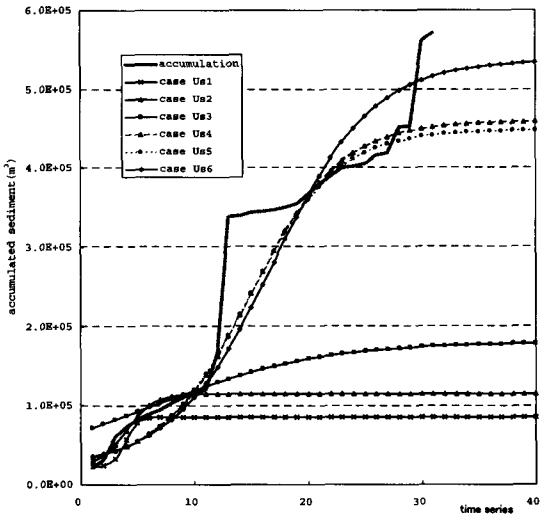
Case	period	Data N	coefficients			notes
			a	b (10^3)	c	
1	1991-1991	4	0.8092	10,241.8	463.851	Less data could not fit the result
2	1991-1992	17	0.6127	1,298.1	55.250	Less data could not fit the result
3	1991-1993	24	0.2648	6,461.3	182.774	
4	1991-1994	26	0.2661	6,313.0	174.073	
5	1991-1995	34	0.2686	6,066.1	164.789	
6	1991-1996	40	0.2622	6,505.8	176.827	
7	1991-1997	43	0.2630	6,457.6	176.724	

表−5.4 流出土砂量累加変動式による時期ごとの流出土砂量予測（有珠山実測資料）
Table 5.4 Some estimation using the equation for trend of accumulated sediment discharge volume according to each period data in Usu volcano's actual data

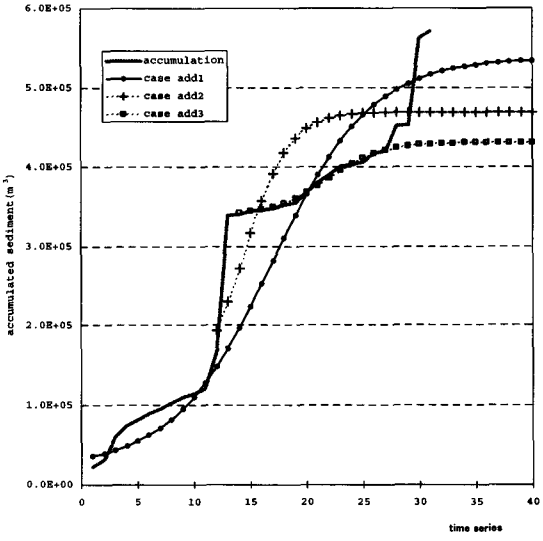
Case	period	Data N	coefficients			notes
			a	b (10^3)	c	
1	1977/8-1977/ 9	5	1.7995	63.4	1109.892	Less data could not fit the result
2	1977/8-1978/ 9	11	0.8325	92.5	28.661	Less data could not fit the result
3	1977/8-1978/10	13	0.1395	157.5	2.513	
4	1977/8-1979/10	22	0.2526	437.2	43.938	
5	1977/8-1980/10	25	0.2549	426.0	43.070	
6	1977/8-1981/ 8	31	0.2263	514.5	46.427	

表−5.5 流出土砂量累加変動式による時期ごとの流出土砂量予測（有珠山補填資料）
Table 5.5 Some estimation using the equation for trend of accumulated sediment discharge volume according to each period data in Usu volcano's actual and filled data

Case	period	Data N	coefficients			notes
			a	b (10^3)	c	
add 1	1977/ 8-1981/8	31	0.2263	514.5	46.427	全資料に基づく計算
add 2	1978/10-1981/8	21	0.4957	358.9	5.415	1978/10から再計算
add 3	1978/10-1980/7	11	0.4249	91.7	101.427	1978/10～1980/7のデータで計算



図−5.8 予測ケースと実績の適合性（有珠山）
Figure 5.8 Compatibility of actual sediment discharge and applied results, Usu volcano



図−5.9 1978/10から再予測した場合の適合性（有珠山）
Figure 5.9 Compatibility of actual sediment discharge and applied results in case of tried from the data of 1978/10, Usu volcano

得た。

(4) 累加流出土砂量の予測手順

以上の方法を用いることによって，火山砕屑物で被覆された流域から，土砂生産流出環境が回復するまでの間に流出しうる土砂の総量が推定できる。具体的な予測手順を以下に示す。

① 火山噴火が発生し，火山灰や火砕流堆積物に被覆された渓流あるいは火山を抽出する。

② 噴火後，最初数回の土石流による流出土砂量を観測する。観測困難な場合には図−5.1のような土石流限界時間雨量 r_c の変化を参照にし，例えば r_c ＝10mm/hr として実際の総雨量から流砂量式を用いて流出土砂量を計算する。

③ 数例の流出土砂量が得られたら，第1段階の予

測を行う。場合によっては，過去の実績による降雨時系列を用いて，仮想の数値を用いることもかまわない。

④　以上の計算で得られた土砂量を仮時系列データとして初期値にする。

⑤　tを時系列順位，$y(t)=\sum_{t} y_t$，$dy(t)=y(t+1)-y(t)$としてデータ表を作成する。

初期データ表（サンプル）

時系列順	$y(t)$	dy	dy/y
1	30,000	30,000	1.0000
2	77,000	47,000	0.6104
3	611,800	534,800	0.8741
4	646,800	35,000	0.0541
5	716,800	70,000	0.0976
⋮	⋮	⋮	⋮

表中，$dy/y=a-a/b\cdot y=a-dy$，として最小自乗法によって，(5.9) 式の a, b を求める。さらに最適化分析によって，残差変動総和 $\Sigma\varepsilon^2$ が最小となるような c を求める。

⑥　これらの定数を用いて，(5.1) により第1回目の予測を行う。当然のことながら，この予測値は実績を伴わないものであり，初期値としての目安を示すものと考えねばならない。

⑦　さらに土石流が発生して流出土砂量が把握されたら，その値を入れて計算する。

⑧　以降，この繰り返しを行う。

(5)　累加流出土砂量変動式の特性

以上の結果，累加流出土砂量変動式の特性は次のようにまとめられる。

大規模噴火により著しく荒廃した流域において，土砂生産・流出が活発化し，数年を経て平衡化に向かうパターンを，ロジスティック関数でモデル化することができる。

累加流出土砂量変動式$y(t)=b/(1+c\cdot\exp(-at))$の係数については，微分方程式$dy/dt=cy-a/b\,y^2=y(c-a/b\,y)$の係数である，$c$と$a/b$がもつ意味が火山の土砂生産・流出特性に関連していると考えられる。雲仙水無川では初期データのみによる予測を除くと，a/bとcがほぼ一定の範囲にまとまってくる。このことは，土砂生産・流出速度変化が平衡化に至る全期間で一定してくることを意味しており，雲仙水無川のように，土砂生産・流出の増減が，ほぼ単純に緩→急→緩という経過をたどるような土砂流出特性を表現していると考えられる。

いっぽう，有珠山では，噴火1年後に発生した水蒸気爆発による細粒火山灰の再被覆が原因となって土砂生産・流出速度が急速化した。このような場合には，a/bとcは一定にならず，土砂流出過程の中で大きく変化する。

このような係数の変動に関しては，とくに土砂移動の発生を支配する条件のうち，浸透能の変化が大きく関与していると考えられる。浸透能の再度の低下は細粒火山灰の被覆に影響されているからである。また，土砂移動規模を規定する一因として降雨量が挙げられるが，年変動が大きく不確定な要因であり，これだけで土砂流出特性を議論することは難しい。

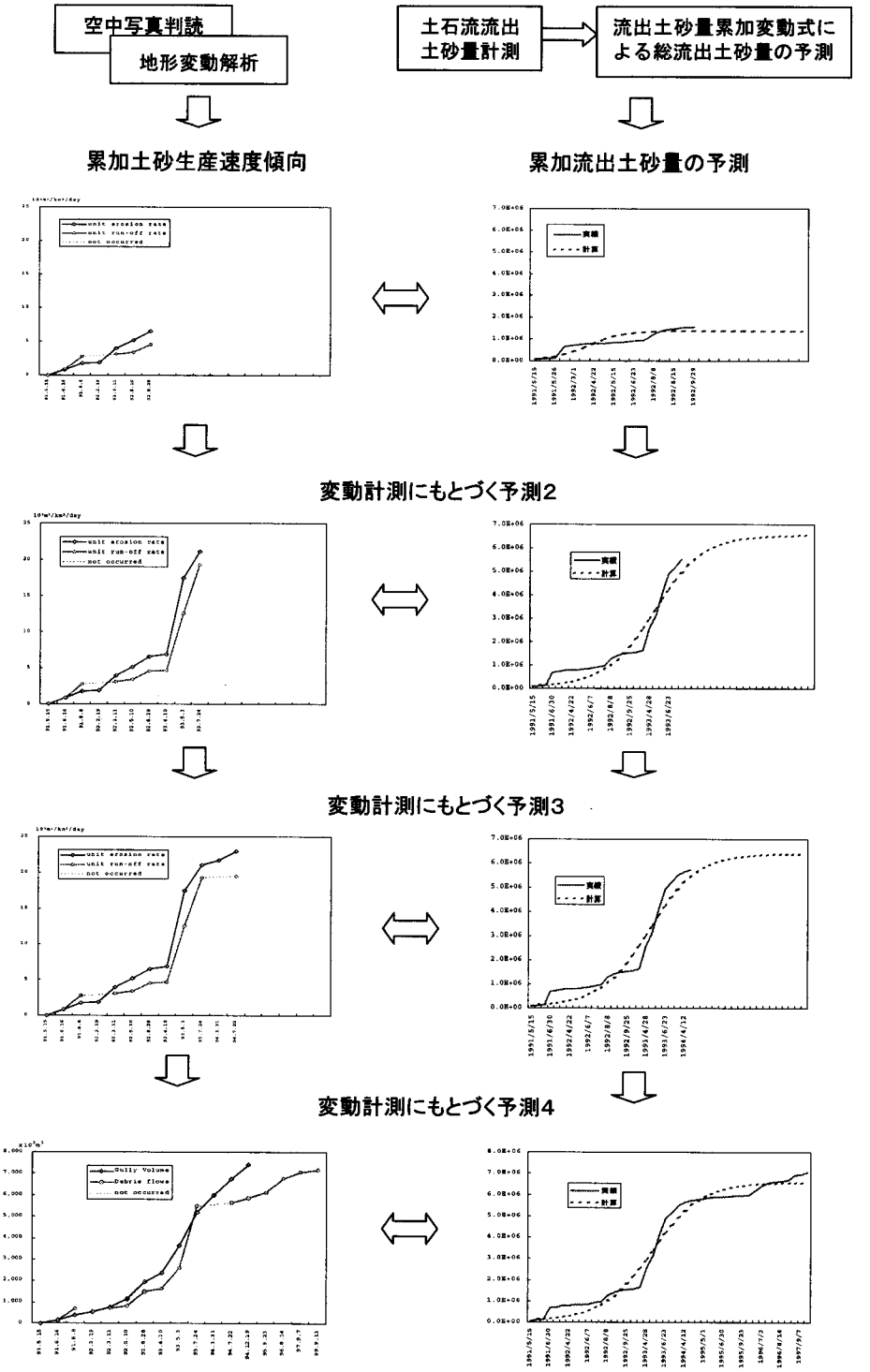
この問題に関して，その他の火山ではどのようになるかが興味あるが，図－1.3に示したインドネシアやフィリピンなどの資料はほぼ年単位で得られているため，本研究のような詳細な検討はできない。今後の課題として，本研究で提案した流出土砂量累加変動式の一般化が必要である。

5.3　地形変動解析による流出土砂予測の課題

雲仙普賢岳1991噴火後の活発な土砂流出の過程について，新たに考案した流出土砂量累加変動式によって分析した。また，比較のために有珠山1977噴火後の土砂流出についても検討した。その結果，時系列順の土砂流出パターンを流出土砂量累加変動式に適用させて表現できることが判った。火山噴火などによって急増した不安定土砂が平衡化し，時間とともに累加流出土砂量がある値に漸近するという考え方に一つの解決方法を提示できた。流出土砂量累加変動式は，最初のインパクトから徐々に平衡化に向かう場合には，土砂流出実態とよい適合性をみせるが，平衡化の途中で新たなインパクトが加えられた場合には，複雑な変化過程を示すので適合性が良くない。

土砂移動現象の誘因である降雨発生時系列の量的予測は不確定性を持っている。そのため，降雨量の発生時系列が評価されることが必要である。また，広域の移動土砂量の計測には空中写真撮影と判読が要求され，土石流の発生ごとに変動データを得られないという問題もある。

そこで，本章で提案・検証した方法に加えて，第4章で分析したような地形変動解析による期間ごとの土砂生産速度と土砂流出速度の関係を用いると，さらに本手法の適用性が深まる（図－5.10）。



図—5.10 地形変動解析と流出土砂量累加変動式による土砂流出予測
Figure 5.10 Predicting scheme by geomorphic analysis and equation for trend of accumulated sediment discharge volume

水無川の地形変動解析結果では，土砂生産速度 R_e と土砂流出速度 R_r の累加変動は，ほぼ類似した傾向をもっている。それは，土砂生産が活発化している前半期間では，R_e が R_r を上回る，すなわち河道に土砂滞留が生じているが，R_r が急速化すると R_e と R_r はほぼ同値となり，その後平衡化が進むにつれて R_e，R_r ともに低下するが，両者の差が広がるというものである。全期間を通じて単位面積当たりで評価すると，R_{ur} は R_{ue} の約8割となり，残りの約2割は滞留土砂になることも判った。この結果は，流出土砂量の大まかな予測に適用できる。

この結果，噴火直後の火山砂防計画における対象土砂量をオーダーとして設定するには使用可能で，土砂流出状況の変化に対応した砂防計画の対象土砂量を適宜見直す手法に適用できると考えられる。

本章のようなアプローチはデータの信頼性や解釈に対する吟味が要求される。今回用いた資料はその意味では充分に厳密なものではないが，砂防計画対象土砂量を推定するオーダーには合致していると考える。今後は流出土砂量の計測方法や降灰被覆斜面の変化に関する調査など，現地情報を導入した予測手法へ展開することが必要と考える。

第6章　砂防計画への展開

6.1　総合的砂防計画の概念

理想的な砂防計画とは，土砂生産場の変動状況が把握された状態で，土砂生産ポテンシャルと外力との関係が明らかにされ，山地流域の任意の地点における流出土砂量を予測し，この土砂を処理できる技術をもって，短時間で集中的に移動する土砂を時間的に分散させて無害化することである。第1章で述べたように，流域の土砂移動特性を詳しく理解して，多様な土砂移動現象すべてに対応することは極めて困難である。したがって，有害土砂の無害化には場と時間を相対的に分割して，そこで対応可能な技術を導入することが合理的であると考えられる。

誘因，現象，規模，発生場，時間を軸にそれぞれの現象のもつ災害特性に対応した砂防計画を立てるため，砂防事業の対象とする土砂移動現象について整理する（表−6.1）。

砂防の対象現象は，主として水によって移動する土砂であるが，その誘因は降雨による浸透・流出系，地震による震動，噴火による火砕物の被覆や山体規模の地形変動と理解される。降雨が地表流や浸透流となって生起する土砂移動現象は，侵食（洗掘），表層崩壊，深層崩壊，地すべりなどであるが，これらに対する防止対策は従来から実施され，効果を上げてきている。その土砂移動規模は10^2〜10^6m³程度で，継続時間は主として豪雨時を中心とする数日から数ヶ月程度以内である。地震に起因する土砂移動は，小規模な落石から大規模な山体崩壊まで規模の幅は広いが，砂防計画で特記すべきは後者による流域の異常荒廃である。立山の鳶崩れや安倍川の大谷崩れなどに代表される大規模な山体崩壊は，崩壊後100年以上を経ても土砂生産・流出が活発であり，水系下流域への有害土砂を減少させるため砂防事業による土砂処理が続けられている。最近は直下型地震を起因とする初生崩壊（地すべり）への対策が求められているが，危険斜面の抽出や崩壊発生予測など基礎的調査の段階である。

噴火による火山地の異常荒廃も，地震と同様に噴火により活発化した土砂生産・流出への対応が主である。最近は噴火に直接起因する土砂災害である融雪型火山泥流や溶岩流への直接対策も実施されているが，噴火規模が最大10^9m³オーダーになると，全量の処理は不可能で，警戒避難や土砂移動監視などのソフト対策を主体に実施することになる。

地震や噴火による土砂移動現象の特徴は，最初のイベントによる規模が極大で影響範囲が広いだけでなく，その後も不安定土砂が安定化するまでの長期間にわたって土砂移動が頻繁に生じることである。とくに最初のイベントから数年〜数10年間は，集中的な土砂生産と流出により，山麓部ばかりでなくこのような重荒廃地を水源に持つ水系下流平野にも多大な影響を与える。火山噴火では最初の10年間程度に噴出物量の数〜10数％の土砂が流出する。

砂防計画では，このような土砂移動に対して対策を実施することも重要であり，水系の総合的な土砂管理計画を確立するためには，地先保全の土石流対策と併せた総合的砂防計画が必要となる。同一の山系あるいは水系において，誘因と土砂移動現象の種類や規模が異なることがあり，このような状況においては複数の対策が合理的に実施されなければならない。

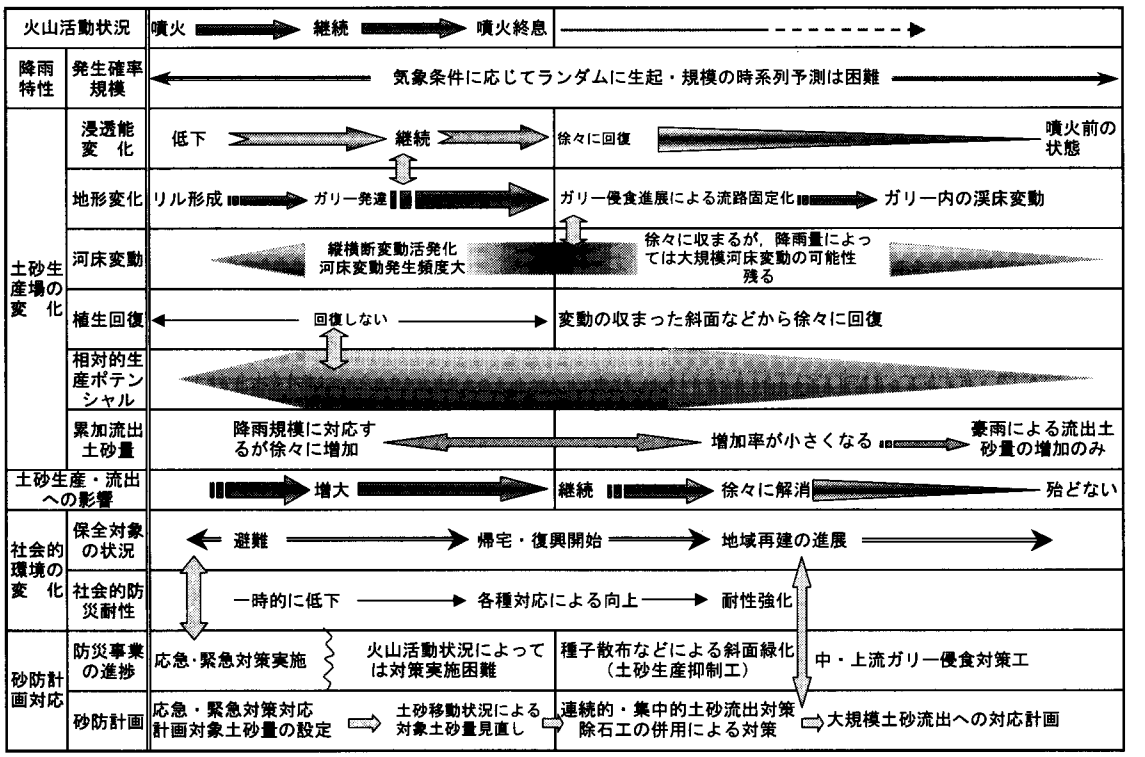
本研究では火山噴火に起因する流域の異常荒廃と土砂生産場の変動を議論しており，そのための土砂災害対策の考え方を整理する（図−6.1）。

火山の噴火活動の継続期間中には土砂生産・流出が増大し，これが継続する。土砂生産の原因となるのは降雨の生起と土砂生産場の浸透能や地形条件などで

表−6.1　砂防計画の対象現象の特徴と土砂処理の考え方

Table 6.1　Characteristics of sediment related phenomena for Sabo plan and concept of measure

誘　因	土砂移動現象	規　模 m^3/event	場 km^2	影響期間 年	災害の特徴	土砂処理方針	対　策
降雨→表流水浸透水	侵食(洗掘) 表層崩壊 深層崩壊 } 土石流	10^2～10^6	～10^2	10^{-2}～10^{-1}	発生場が限定的 発生場付近での比較的小さい被害 単発的・突発的	流出土砂の直接処理 崩壊地や渓床の固定化	砂防施設によるハード対策が基本 監視・警戒避難などソフト対策の併用
地　震	表層崩壊 深層崩壊 } 土石流 大規模崩壊 →岩屑なだれ	10^2～10^8	10^2～10^3	10^1～10^2	発生場は限定されるが，広域に影響 発生場周辺では大きな被害 地震に直接起因する以外に二次移動による被害が長期間継続する	災害発生前の直接処理は困難 大規模崩壊地の侵食防止 二次移動による流出土砂の調節・捕捉	発災時は監視・警戒避難などソフト対策中心 二次移動に対する砂防施設配置
噴　火	大規模崩壊 →岩屑なだれ 溶岩流 融雪型火山泥流 火砕流 降　灰 } 土石流	10^4～10^9	10^2～10^3	10^1～10^2	発生場は火山周辺の面的範囲 降灰は広域に影響を及ぼす 発生場周辺では大きな被害が長期化 噴火に直接起因する以外に二次移動による被害が長期間継続する	噴火現象に対する直接処理は困難 火山泥流や溶岩流は規模により，導流・捕捉 二次移動による流出土砂の調節・捕捉	噴火時は監視・警戒避難などソフト対策中心 噴火の推移状況によっては緊急施設配置 二次移動に対する砂防施設配置 除石工



図−6.1　火山活動状況・土砂生産環境・社会環境などの変化を考慮した砂防計画の概念

Figure 6.1　The concept considered vatiation of volcanic activities, erosion conditions and social circumstance

ある。降雨の生起は火山活動と無関係な気象現象であり，降雨規模の発生時系列は土砂生産場の変化とは独立しているとみなせる。火砕物に被覆された斜面では，浸透能低下により地表侵食が進行する。リルの発達・ガリー形成にともない下流への流出土砂が増大するとともに途中河道における河床変動（縦横侵食）によって土石流規模も大きくなる。斜面上では侵食による土砂生産が進行するとともに噴火活動による新たな火砕物の供給や火山ガスの影響など不安定な状態が続くため，植生回復は困難である。

扇状地から山麓平野部にかけては噴火活動の直接的影響を避けるため，住民避難や生産活動の一時的停止が生じ，直接人命にかかわる土砂災害からの保全策は必要ではない。しかし，噴火沈静化後の生活再建・地域復興を迅速かつ経済的に実施するためには，社会資本や家屋・事業所などをできる限り保全しておくことが望ましい。当然のことながら，社会的な防災耐力は噴火災害により一時的に低下するが，各種防災対策の実行が軌道にのるにつれて徐々に向上してくる。火山砂防事業はこのように噴火発生から土石流頻発期間のみならず，地域復興準備から復興完了後までの長期間にわたって，事業効果の発現法を替えながら，地域の保全に寄与する。これは雲仙普賢岳の復興事業によって証明されつつある（高橋，2000）。

6.2　大規模荒廃直後の砂防計画と土砂処理手法

6.2.1　火山噴火による大規模荒廃後の土砂処理

噴火直後あるいは噴火が予測される場合には，既設砂防ダム堆砂地の除石や導流堤の建設など応急的な対策が実行されることがあるが，火砕流や土石流の危険性が高いと谷出口や扇頂部での対策実施が困難となってくる。無人化施工技術による対策実施は掘削や運搬などの土工中心であり，施工期間が限定されると大規模施設が建設困難であるため，万能ではない。活火山地域の砂防計画は，従来の水系砂防計画のように計画規模に対応した流出土砂総量の抑制・調節を目指すのではなく，土砂流出の実態を考慮した計画的な除石工を取り入れた計画策定を目指す必要がある（Anyoji et al，1983；水山，1989；池谷，1994）。

そのためには流出土砂量と除石対象土砂量の関係を把握する必要がある。流出土砂と遊砂地などの堆砂容量の関係を時系列で表現するには，累積マスカーブの作成が有効と指摘されている（Hashinoki & Anyoji et al，1995）。累積マスカーブは流出土砂量の累加と除石などによる土砂処理速度の相対的関係を図示したもので，次のような関係がある。

$$|V_d|_t^{t+1} = |V_d|_{t-1}^{t} + v_t \qquad (6.1)$$

ただし，t：土石流の発生時期，$|V_d|_t^{t+1}$：期間 t から $t+1$ における累加土砂量，v_i：時間 t における流出土砂量である。

雲仙普賢岳水無川の実績流出土砂量を用いて描いた累積マスカーブを示す（図－6.2）。図には土石流発生時ごとに階段状に累加する線と，日除石量を2,000m³（これは雲仙における無人化施工の平均値である）として土石流発生翌日から除石工を実施した場合の低減線が示してある。ただし，土石流非発生降雨時にも作業を行うとしている。この図からも明らかなように，最初の土石流発生直後から除石工を連続的に実施して，約670日後にはそれまでの累積土砂の除石が完了するが，その直後からの連続的な土石流土砂量が莫大であるため，それから約1,580日後（最初の土石流から2,250日後）にならないと，頻発する土石流の流出土砂を処理できないことになる。仮に除石工を実施しないで遊砂地などの捕捉容量のみで土砂処理を計画すると，約7,000,000m³の容量が事前に必要となる。

このような累積マスカーブを応用して土砂処理計画を立てるためには，次に発生する土石流の流出土砂量を予測する必要がある。噴火直後から継続期にかけて土石流土砂量は降雨量にほぼ比例すると考えられるので，(6.2～6.3) 式の適用が可能である。

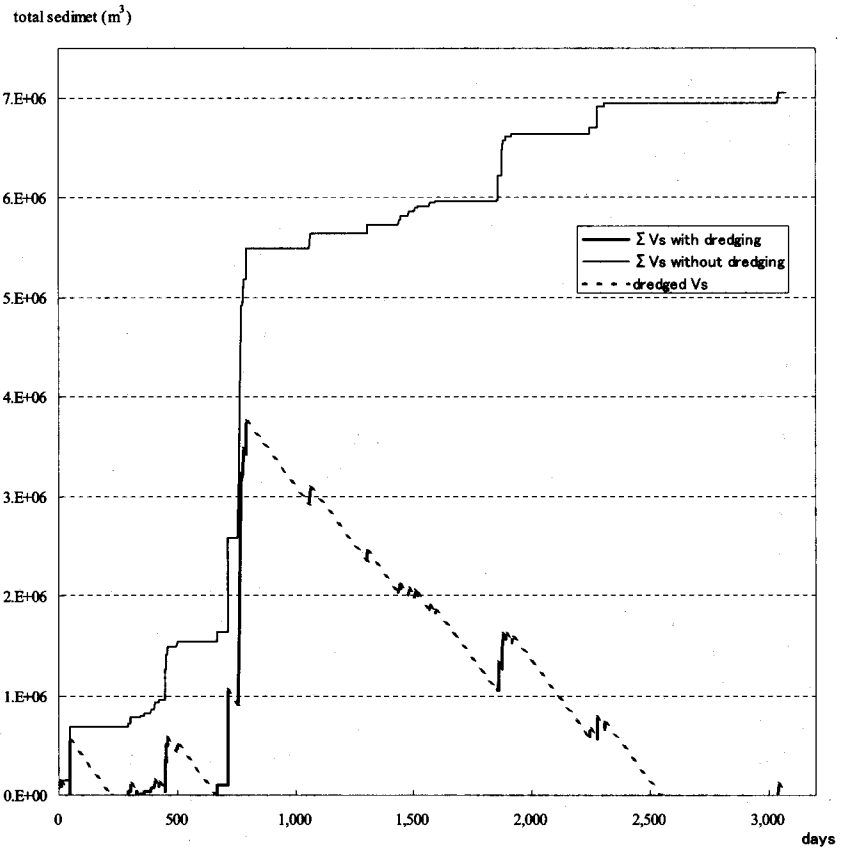
$$Ve = \frac{1}{1-\lambda} \cdot \frac{C_d}{1-C_d} \cdot R_T \cdot A \cdot f_r \qquad (6.2)$$

ここに，Ve；土石流流出土砂量，R_T；土石流発生に関係する総雨量，A；土石流発生渓流の流域面積，λ：堆積土砂の空隙率，Cd；土石流容積土砂濃度，fr；流出補正率である。土石流濃度式には高橋の平衡濃度式（1977）を適用する。

$$Cd = \frac{\rho \tan\phi}{(\sigma-\rho)(\tan\phi - \tan\theta)} \qquad (6.3)$$

ここに，ϕ：堆積土砂の内部摩擦角，θ；土石流流下区間の渓床傾斜角，σ，ρ：それぞれ土石と流水密度である。

土石流の土砂量を支配する降雨量の予測は困難であるので，実務的には過去の降雨資料に基づく統計確率解析による，再現確率規模ごとの降雨量によること



図−6.2 マスカーブ(雲仙普賢岳の実績に基づく試算例)
Figure 6.2 An example of mass-curve (after actual debris flows of Unzen-Fugen volcano)

になる。池谷 (1994) は雲仙水無川で発生した1995年4月28日の土石流がほぼ10年確率24時間雨量に相当していることから，応急対策の当面の対象を10年超過確率程度としている。実際には，それ以上の降雨が生起することもあるので，降雨規模を予め設定することに計画上大きな意味をもたせられない。

以上のように噴火初期から活動継続期にかけての砂防計画の手順をまとめる。

(1) 大規模な土砂流出が予想されるような噴火活動が開始すると，以下の調査・解析を準備する。

① 地形変動調査：火山活動の推移に合わせて空中写真を適宜撮影・図化する。複数時期の写真比較に基づき，実際の斜面侵食・リルやガリーの形成過程を把握し，土砂収支を得るとともにガリーの拡大を予測する。

② 土砂流出調査：実測あるいは空中写真によって河床変動状況を把握する。とくに土石流イベントごとの流出土砂量を計測する。

③ 流出特性調査：火砕物斜面における降雨の浸透能測定や，河道部における水位計・流速計あるいはTV画像解析を用いた流量を測定する。

(2) 火砕物被覆直後では，斜面全面の浸透能が低下し，面的な表面流出が生じる。このような状況での生産土砂量は，表流水の土砂輸送能力に平衡して生じると考える。したがって，斜面の表面流量が適切に推定できれば，従来の土砂水理学的手法によって流出土砂量を算出することができる。そこで，地形変動調査，土砂流出調査，流出特性調査の結果を用いて，ガリー形成状況を反映させた斜面区分に基づく流出解析と適切な流砂量式を用いた数値シミュレーションによる河床変動解析を行う。

(3) 土砂処理計画は，土石流の集中的・連続的な発生に対応して，累加流出土砂量の増大を考慮して検討する必要がある。既設砂防えん堤の除石や，緊急遊

砂地の建設を進める。最終的に必要な土砂量は，侵食速度を使ってその時点における係数 a, b, c を求め，総流出土砂量予測式 (5.9) を用いて予測する。この結果と河床変動解析結果を総合的に判断して，トラブルスポットにおける河床上昇を予測する。土砂氾濫による災害予測が砂防計画のきっかけとなる。二次元氾濫シミュレーションは，土砂の氾濫範囲を予測するのに視覚的効果を与えるので，保全対象区域と被害の想定に有効である。

(4) 得られた計画対象土砂量は，河床変動解析による1洪水あたりの土砂量と，(5.9) 式により予測された総流出土砂量である。これらの処理計画には，次のような考え方が適用できる。

① 土石流の規模は降雨規模に依存するが，1出水あたりの流出土砂量を決める降雨量設定が困難である。そこで時系列予測曲線の傾きを読んで，それに対応する土砂量を対象量として設定する。このとき，対象降雨規模を逆算しておくと，その値の妥当性や計画決定の根拠となる。

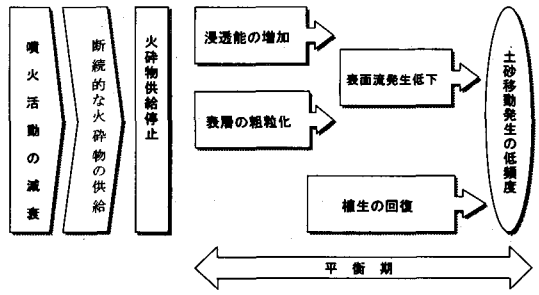
② 計画検討時点までに完成して機能が維持されている砂防施設の土砂捕捉容量と，設定した対象土砂量を対比させて，不足する土砂量を設定する。土砂処理の方法としては，既設堆砂地の除石と応急遊砂地などの建設の組み合わせとなるが，施工期間と土石流発生頻度を考えると除石工が中心となる。

③ 除石工の効果については，実行可能な土工システムに基づいて計画日除石量を設定し，マスカーブを用いて検証する。

(5) 噴火活動が継続している間は，土石流の連続的・集中的な発生が考えられるため，地形変動調査，土砂流出調査，河床変動解析などを継続し，上記の手順を繰り返して，土石流発生イベントごとに計画を見直す。活火山地域における噴火直後の土砂処理計画は，状況変化を的確にとらえたフレキシブルな対応をとることが必要である。

6.2.2 不安定土砂の平衡化期間における砂防計画

火山活動とくに大量の火山灰や火砕流堆積物の影響によって山腹斜面の土砂生産環境が激変した直後は，土砂流出の頻度，量ともに急増することは2章で詳しく述べた。さらにこのような噴火直後に発生する集中的な土砂流出に対応するためには，遊砂空間の確保と導流による土砂氾濫の軽減が対策の原理となる。



図—6.3 平衡化過程期間の概念
Figure 6.3 Scheme of duration in equilibrium of unstable sediment

不安定土砂の平衡化過程では流出土砂量累加変動式を用いた推定が可能であるが，噴火活動の長期化や活動フェーズの変化などが作用して，回復過程にも中途で変化が生じる。このような変化に対応した砂防計画を進めるには，地形・河床変動や火山活動の再活発化などをモニタリングしておく必要がある。ロジスティック関数による予測は，あくまで傾向変動によるものであるから，条件が変化した場合には改めて再予測しなければならない。

火山活動からの回復期を，噴火活動とくに火砕物の影響が徐々に解消されてゆく期間と定義すると，土砂生産・流出環境の変化は図—6.3のように表される。

噴火活動の減衰にともなって火砕物供給も低下するが，その間にも火山活動の振幅があり断続的に火砕物が供給されるため，斜面表層の浸透能は連続的には増加しない。しかし，火砕物供給が完全に停止すると，降雨を経験するごとに表層の細粒成分が流下して浸透能が増加し始める。表層の粗粒化はおもにリルやガリー底で進行し，降雨強度に対する表面流発生頻度が低下する。このことから土砂移動そのものの発生頻度が低下することになり，下流への土砂流出量が減少して，災害発生の危険性も低下する。

水文・土砂水理学によって以上の推移を説明することができる。

$$\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial r}{\partial t}-\frac{\partial i_s}{\partial t} \tag{6.4}$$

$$\tau_{*c}=\frac{\sin\theta}{(\sigma-\rho)g}\cdot\frac{\rho\cdot h}{d} \tag{6.5}$$

ただし，h：単位斜面任意地点の表面流水深，r：降雨強度，i_s：浸透強度，τ_{*c}: 無次元限界掃流力，θ：

エネルギー勾配，σ，ρ：砂礫ならびに流水密度，g：重力加速度，d：砂礫の粒径である。

(6.4) 式は表面流水深が降雨強度と浸透能の差であり，浸透能が高くなると水深が浅くなりさらに $r<i_s$ では表面流が発生しないことを意味している。(6.5) 式は砂礫粒子の移動限界掃流力あるいは流砂量を示しており，水深・粒径比との比例関係を表している。両式から明らかなように，図－6.3に示した関係が説明される。

回復期の砂防計画においては，火砕物に影響された斜面における浸透強度の増加傾向を調査することが重要である。とくに噴火活動が沈静化し斜面が徐々に安定化に向かうと，植生の回復が進んでくる。草本の被覆や先駆樹種の樹冠による遮断のほか，蒸発散も増えるので透水係数の増加に加えて，雨水の表面流化が少なくなる。土砂処理計画はこのような状況を踏まえたものとしたい。

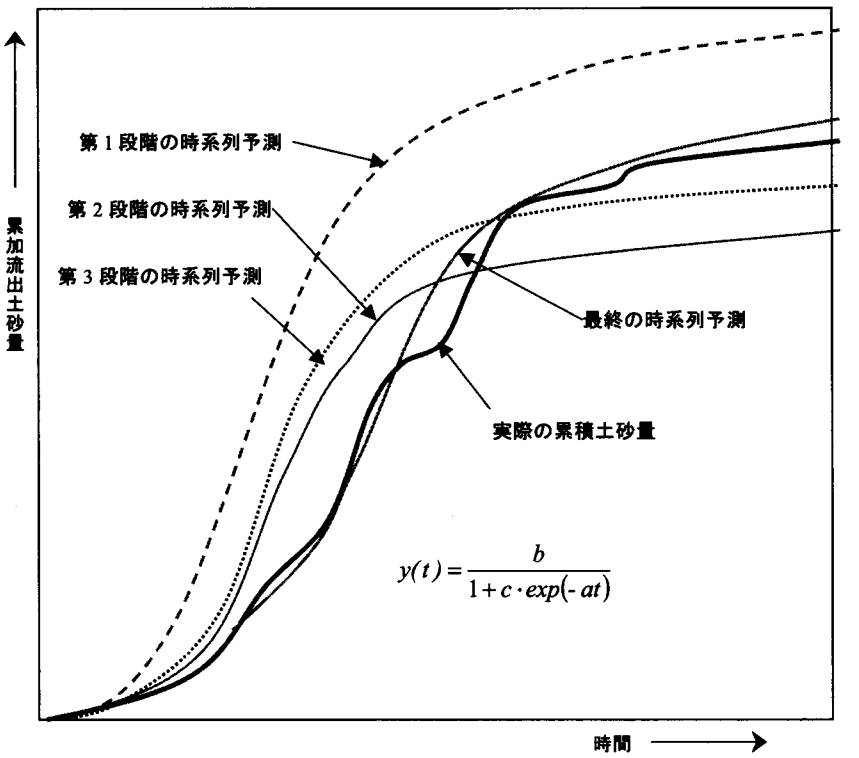
以下に回復期の砂防計画の手順について述べる(図－6.4)。

(1) 地形変動は徐々に規模が小さくなり，航空写真による調査は精度の面で難しくなる。また，変動は谷筋中心となり経済的にも不効率である。その他の調査は継続期と同様に進める。

(2) 火山活動が沈静化し土砂移動頻度が減衰し始める時期の解析は，継続期と同様である。しかし，土砂移動が渓流主体であることから，土砂水理学的手法による河床変動予測に基づく対応が主体となる。この時期の総流出土砂量予測値は，ほぼ最終値に近くなるので，新たな施設計画は限定されてくる。

(3) とくに回復期後半には土砂移動の発生が大規模降雨時のみを想定すればよい状態になるので，1出水対応の土砂処理計画にシフトさせる必要がある。そのタイミングは，最終的な時系列予測曲線の傾きが小さくなる時期とすることが考えられる。

(4) 土砂処理計画の目的は，流出土砂による災害の防止軽減であるが，建設した砂防施設は次の土砂生産環境の変化までの間において，地域社会に対して有効なものとしておく必要がある。砂防施設とその周



図－6.4 回復期における総流出土砂量予測の概念
Figure 6.4 Schematic procedure for estimating total sediment discharge

辺区域（主として砂防指定地）の利活用を地元と調整して進めることが肝要である。また，噴火活動によって破壊された森林の復元を促すため，とくに流域の中上流域に配置された砂防施設を効果的に用いることが考えられる。

6.3 総合的砂防計画の課題

前節までに述べたように，総合的砂防計画を確立するためには計画の対象となる流域や水系において，土砂移動様式，規模，発生頻度，影響期間などの異なる土砂移動現象を総体的に把握しなければならない。そのためには，場と時間が変化する条件下で，流域の地質・地形・水文・水理・植生などの要因と関係する土砂移動特性に関して，要因相互間の特性を認識する必要がある。これらの関係を認識するには，時系列で変動状況を把握できる資料が必要であるが，多くの流域においては十分な資料が得られないのが実態である。そこで，過去の土砂移動実績を調査してその流域に特徴的な土砂移動現象を把握する。とくに土砂生産場の移動様式と河道の滞留状況，さらに土砂流出について，発生頻度と規模，発生場の変化が把握されることが望ましい。このような資料から，砂防計画で想定すべき現象が選定される。

これらの資料に基づいて，対象流域において総合的砂防計画の立案の可否を判断することになる。地震による大規模崩壊の可能性が低く，活火山が存在しない流域においては，通常は間歇的に発生する崩壊や土石流などによる土砂生産と，降雨量に基づく一洪水による流出土砂量を想定し，従来ある計画手法に則って砂防計画を立案すればよい。しかし，将来において地震による大規模崩壊の可能性があったり，火山噴火による異常な流域荒廃が生じる可能性があったりする場合には，このような現象を想定した砂防計画を検討する必要がある。このような現象に起因する土砂移動規模の想定は困難であるので，災害発生前に一定規模の対策を実施することは不合理である。したがって，必要最小限の対策のみを実施しておき，山体崩壊や火山噴火による土砂移動状況を見ながら，その時発生する流出土砂量に対応することが現実的である。

このような計画手法は，従来の砂防計画にはなかったものであるが，流域の状況に応じた流出土砂量を，本研究で提案した手法によって求めることが可能となるので，不安定土砂が平衡化するまでの期間内に適切な対策が実施されれば，被害の軽減や拡大防止が図られることになる（図－6.5）。

砂防計画の立案にあたっては，技術的判断だけでなく，下流保全対象の社会状況や経済政策などの判断要素が加わり，どこまで対策を実施するのかが決められる。このような行政判断の材料として，技術的裏付けが必要になってくるが，できる限り詳細な流域の土砂移動特性資料が求められることになる。その意味でも総合的砂防計画の検討が必要と判断される流域においては，異常な荒廃を生じる地震や噴火活動が生起する頻度が重要になる。

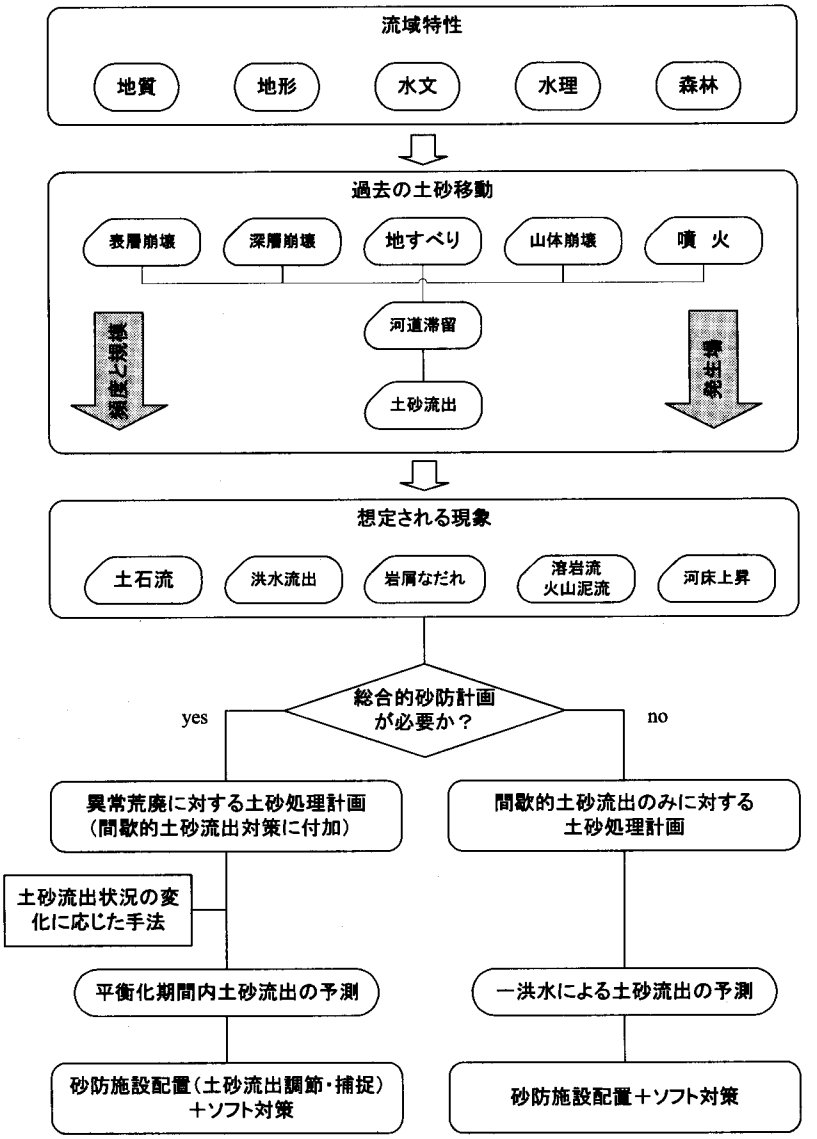
総合的砂防計画は，水系の総合的土砂管理計画における，危機管理対応としても重要であり，その基礎となる流域特性を把握するための資料調査と，異常荒廃状況に対応するための体制の確立が課題となる。

結　言

火山噴火や大規模地震は，特定の山地や流域に限定すると発生頻度が低く，豪雨による土砂流出に比べて砂防計画の対象となりにくい現象であった。しかし，近年のテクノロジーの発達，国民総生産の上昇に伴う生活意識の変化とともに，従来危険地帯とされてきた火山麓や山地域の開発が進展し，砂防事業の保全対象が質，量ともに多様化する中で，大規模な自然災害に対する危機管理意識の重要性が認知されてきた。いっぽうで治水事業の進展による平野部の治水安全度が向上し，防災事業に対する社会経済的価値観が高まったことも，大規模な自然災害対策が社会的に認知されるようになった一因である。

このような背景のもとで，土砂災害対策を担っている砂防に対する期待が増大している。今までは砂防堰堤に代表される施設の建設が着目されていたが，砂防事業自体も土砂災害の広域化と複雑化に対応するため，土砂災害危険区域の設定や警戒避難基準などいわゆるソフト対策が充実され，また火山砂防や地震対策など危機管理的要素の強い災害対策を展開してきた。同時に社会資本整備としての説明責任を明確にするため，効率的かつ投資に対して効果的な事業評価が求められる中で，管理の重要性が顕在化してきている。

砂防事業そのものの展開は多様化しているが，土砂管理の基本である生産，流出土砂量の予測は永遠の課題である。自然現象の複雑性や時空間的な変動を広い視野でとらえ、土砂移動特性をより深く理解することが重要であるが，流域特性を構成する個々の要素を追求するだけでなく，これらの相互関係を見いだすこ



図−6.5 総合的砂防計画の立案手順
Figure 6.5 Procedure for planning of the Comprehensive erosion control measure

とが必要である。本研究はその意味でも従来の研究で看過されていた流出土砂量の時系列変動について，具体的資料を用いた初めての研究である。

今後，地球温暖化などを原因とする気象変動により，大規模な自然災害の発生が懸念されているが，地球上あまたに拡がって生活している人類の保全を図るための様々な防災対策が議論されるべきであろう。その中でも，大規模地震や火山噴火に伴う土砂災害は，直接的・間接的にも人類の生命や社会生活を脅かすものであり，砂防事業の必要性は今後も益々高まっていくものと考えられる。

本研究において提案した流出土砂量予測手法は，このような土砂災害対策を効率的かつ効果的に実施することにつながる。

本研究のとりまとめにあたり，北海道大学大学院農学研究科新谷融教授，中村太士教授，山田孝助教授，北海道大学北方生物圏フィールド科学センター笹賀一郎教授より，懇切なご指導を賜った。本論文の資料の

うち雲仙普賢岳に関するものは国土交通省雲仙復興事務所古賀省三前所長のご配慮による。雲仙普賢岳噴火直後の現地調査には，雲仙復興工事事務所歴代所員各位のご協力を頂いた。有珠山調査には北海道土木部砂防災害課，室蘭土木現業所の各位に協力を頂いた。東三郎北海道大学名誉教授にはとくに学部，大学院修士課程において砂防で対象とする自然現象の本質を理解することの重要性をご指導賜った上，社会人となってからも高橋正佑宮崎大学名誉教授とともに慈愛のこもった激励を賜った。北海道大学砂防研究室の先輩・同輩・後輩諸氏には多くの激励とご支援を頂いたが，とくに先輩である清水宏博士には機会あるごとに砂防計画に関する議論の相手になっていただいた。Adikari Yognas君には英文について示唆していただいた。本研究をとりまとめている期間，(財)砂防・地すべり技術センターの友松靖夫理事長，池谷浩専務理事，松井宗広総合防災部長をはじめ職員各位には，終始激励と暖かいご援助を頂いた。記して以上の方々に心より感謝の意を表する次第である。

摘　要

雲仙普賢岳噴火を契機に，火山噴火による土砂災害を防止軽減するための砂防計画手法原理構築が緊急課題となっている。とくに継続的土石流災害の軽減には，最大流出土砂量だけでなく，長期流出土砂量にも対応しうる土砂処理計画手法の構築が必須となった。砂防計画にあっては，従来長期流出と最大流出の推定が欠かせないものとされてきたが，全国的に頻発した局所的土砂災害への応急対策の展開から長期土砂流出予測手法の構築が遅れてきた。長期土砂流出予測には，流域土砂移動（土砂の生産・滞留・流出）時系列解析による土砂移動の時空間変動特性の解明が必須となる。本研究は，土砂の生産から流出に至る土砂移動時系列変動特性の解明とこれに基づく長期的砂防計画手法の構築を目的としたものである。

Ⅰ．研究課題の設定と方法

流域土砂移動現象の時空間的な概念整理を行い，本研究における土砂流出予測の課題を明確にした。すなわち，火山噴火に伴う火砕物被覆・地形変貌流域においては，数～10年程度の土砂生産・流出活発増大期とその後の減少回復期とからなっていること，この土砂流出平衡化現象は斜面侵食特性解析から解明し得ることを論じ，さらに複数時期の空中写真判読・地形量計測に基づく侵食地形解析，および土砂の生産・流出時系列における相互関係解析の方法について述べた。研究対象火山・流域については，火砕流噴火によって流域土砂移動環境が激変した初期段階から土砂生産・流出平衡化段階まで地形変動・土砂流出情報が蓄積されている雲仙普賢岳・水無川とした。

Ⅱ．地形侵食と土砂流出の時系列変化解析

活火山噴火活動の土砂流出への影響については，細粒火山灰被覆による浸透能低下・表面流発生が最大要因としてあげられるが，流域表土層水文構造の変動推移把握が困難なことから，土砂生産変動指標として侵食地形に着目し，13時期の空中写真解析により斜面地形変動実態解析をおこなった。その結果，水無川本川の土砂生産はガリー侵食によるものであること，水無川支流（赤松谷・水無川上流・おしが谷）にみられる土砂生産活発化時期のずれは火砕流流下方向変化に対応していること，土砂流出変動の土砂収支解析結果は土砂生産変動の斜面地形解析結果に対応していること，などを明らかにした。

Ⅲ．土砂生産・流出速度の時空間分布特性

土砂の生産・流出速度に着目した流域侵食の時空間変動分析の結果，土砂生産速度の推移には緩急があり，急速化と定常化を繰り返して平衡化に至ることを明らかにした。すなわち土砂生産と土砂流出との量的関連について検討し，土砂生産速度の定常時には，土砂流出量が土砂生産量を下回り土砂滞留するが，この滞留土砂が大規模移動時に流出すること，したがって期間内土砂収支は土砂生産量と土砂流出量がほぼ一致するという結果を得た。したがって，ガリー形成速度から求められる単位土砂生産速度は単位土砂流出速度に良好に対応すること，その結果，土砂生産情報に基づいた土砂流出予測が可能であるとの新知見を得た。

Ⅳ．土砂流出量の予測

土砂生産・流出の時系列変動解析から得た土砂流出平衡化過程における土砂流出速度と土砂生産速度の対応をもとに，任意時点の累加土砂流出量について，土砂流出速度（＝土砂生産速度－滞留速度）を微分係数とし平衡化時に収束値に至る変動傾向モデル（土砂流出量累加変動式）を提示した。このモデル式を雲仙普賢岳の実測資料で検証し，土砂流出実績（44回土石流）の中途約1/2（24回）段階からの予測が最終実績に良好に適合する結果を得た。さらに，有珠山1977-78噴火時土砂流出（土砂流出速度に2回のピーク）に適用を試み，土砂流出量累加変動式の2分割によって本モデルが適用できることを確認した。

V. 砂防計画への展開

侵食地形解析に基づく土砂生産速度からの土砂流出予測は，侵食様式の異なる他降灰流域においても適用が可能であること，大規模地形変動にともなう土砂流出継続流域では土砂氾濫域が拡大するために段階的予測に基づいた土砂処理計画が必要となること，また多様な変動状況と近未来の流域危機管理に対する砂防計画展開が可能となることなどを論じた。

引用文献

Anyoji N, Tomomatsu Y, Suzuki H (1983): Countermeasure for debris flow disasters in volcanic area, Proceedings of the Symposium on erosion control in volcanic area, Seattle and Vancouver WA, USA, Technical memorandum of PWRI, No.1908, 273-294

Anyoji N, Kurokawa O, Hata K, Nishimoto H (1989): Development of planning methods for preventing debris flow disasters,Proceedings of International Symposium on Erosion and Volcanic debris flow technology, Yogyakarta, Indonesia, C24-1－C24-17

Anyoji N, Matsui M, Hirakawa Y, Nishio T, Fuji F (2002): On emergency measures against sediment related disasters during volcanic eruptions, INTERPRAEVENT 2002 in the Pacific Rim, 247-254

安養寺信夫（1979）：山地小流域における生成土砂の流出過程に関する研究，北海道大学大学院農学研究科修士論文

安養寺信夫，矢澤昭夫，水山高久（1987）：崩壊地の履歴と発生について，昭和62年度砂防学会研究発表会概要集，22-26

安養寺信夫，宮本邦明，山下伸太郎（1994）：火山噴火に伴う土砂災害の被害想定，火山工学シンポジウム論文集，土木学会，7-14

安養寺信夫，伊藤英之，尾関信幸（1996）：雲仙普賢岳噴火による火山砕屑物の堆積形態，雲仙火山砂防研究報告第2号，(社) 砂防学会

新谷 融（1971）：荒廃渓流における土石移動に関する基礎的研究，北海道大学農学部演習林研究報告28(2)，339-419

Blong R. J. (1984): Volcanic hazards, a sourcebook on the effects of eruption, Academic Press, London, 42-47

Hashinoki T, Anyoji N, Ikeya H, Matsui M (1995): On the measure against debris flow in active volcanoes, Proceedings of the International Sabo Symposium, Tokyo, Japan, JSECE, 247-254

平尾公一（1978）：山地河川の土砂移動モデルに関する研究－砂防計画の基礎として－，京都大学学位論文

広瀬典昭，井上公夫（1999）：ピナツボ火山噴火後の地形変化と土砂災害、地形20(4)，431-448

北海道室蘭土木現業所（1995）：昭和新山，有珠山の噴火と災害対策，27pp.

井庭崇，福原義久（1998）：複雑系入門，NTT 出版，20-28

池谷浩，米沢谷誠悦（1979）：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（新砂防）32(2)，22-27

池谷浩（1993）：雲仙・水無川の土石流発生機構について，砂防学会誌47(2)，15-21

池谷浩（1994）：活動中の活火山における土石流対策計画，砂防学会誌．47(2)，23-29

池谷浩（1995a）：雲仙水無川における流出土砂量の推定方法，砂防学会誌．47(5)，36-42

池谷浩，ヘンドロヤント，小杉賢一朗，水山高久（1995b）：火山噴出物の被覆による浸透能の減少－雲仙における比較試験，砂防学会誌48(2)，22-26

井上公夫，大野宏之，渡辺正幸，大石道夫，広瀬典昭，井上美公（1994）：ピナツボ火山噴火後の地形変化と防災計画，砂防学会誌47(2)，52-60

石川芳治，山田孝，千葉達郎（1996）：雲仙普賢岳噴火に伴う溶岩流出及び火砕流による土砂量と地形変化，砂防学会誌．49(1)，38-44

Itoh H, Ozeki N, Anyoji N (1995): Alluvial fan formation process in Mizunashi river, Fugendake volcano, Proceedings of the International Sabo Symposium, Tokyo, Japan, JSECE, 231-238

Janda R. J, Meyer D. F and Childers D. (1984): Sedimentation and Geomorphic Changes During and Following the 1980-1983 Eruptions of Mounts St. Helens, Washington, 砂防学会誌37(1)，10-21

地頭薗隆，下川悦郎（1989）：火山灰に覆われた桜島山腹斜面における表面流出，砂防学会誌42(3)，18-23

Jitousono T., Shimokawa E. and Tsuchiya S. (1996): Debris flow following the 1984 eruption with pyroclastic flows in Merapi volcano, Indonesia, Journal of JSECE, Vol.48, Special Issue, 109-116

地頭薗隆，下川悦郎，寺本行芳，永田治（1996）：雲

仙普賢岳周辺斜面における火山灰の分布と浸透能，砂防学会誌49(3)，33-36
地頭薗隆，永田治，寺本行芳，下川悦郎（1997）：火砕流堆積物および火山灰に覆われた雲仙普賢岳山腹斜面における表面流出，砂防学会誌49(5)，42-47
門村浩，岡田弘，新谷融編著（1988）：有珠山－その変動と災害，北海道大学図書刊行会，258pp.
鈴木建夫，勝井義男，新井田清信（1982）：有珠山1977年軽石・火山灰の堆積様式，火山，2(27)，119-140
柿徳市（1949）：治山砂防工学特論（Ⅲ），新砂防3，21-23
柿徳市（1958）：流砂量と砂防計画について，新砂防31，20-22
建設省河川局砂防課（1963）：砂防基本計画樹立について，河川，昭和38年8月号，2-10
木村弘太郎（1951）：砂防計画樹立に対する構想，河川，昭和26年5月号，p.
木村弘太郎（1969）：砂防計画の発展のあゆみ，土木技術資料，11-5，3-8
小橋澄治（研究代表）（1994）：平成5年度科学技術庁振興調整費「火山地域における土砂災害予測手法の開発に関する国際共同研究」のうち「火山体水収支に関する研究，降水による泥流発生場に関する研究および土砂災害危険区域予測手法に関する研究」研究成果報告書，(社)砂防学会，63-90
小出博編著（1953）：日本の水害－天災か人災か－，東洋経済新報社，117-119
Macdonald G. A. (1972): Volcanoes, Prentice-Hall, New Jersey, 170-181
Major J. J., Pierson T. C., Dinehart R. L. and Costa J. E. (2000): Sediment yield following severe volcanic disturbance - A two-decade perspective from Mount St. Helens, Geology 28(9), 819-822
松本舞恵，下川悦郎，地頭薗隆，黒木健二（1999）：しらす急斜面の表層崩壊跡地における植生回復と表層土の発達，砂防学会誌52(4)，4-12
南哲行，花岡正明，中村一郎，安養寺信夫，井上公夫，角屋ひとみ（2002a）：富士山宝永噴火（1707）後の土砂災害，平成14年度砂防学会研究発表会概要集JSECE Publication No.35，20-21
南哲行，花岡正明，中村一郎，安養寺信夫，井上公夫，角谷ひとみ（2002b）：富士山宝永噴火（1707）後の土砂災害②，平成14年度砂防学会研究発表会概要集JSECE Publication No.35，252-253
宮縁育夫，清水晃，竹下敬司（1999）：雲仙普賢岳1990-95年噴火堆積物の粒度組成と浸透能，地形20(2)，85-96
水山高久（1989）：活火山の土砂移動と砂防計画，砂防学会誌42(4)，50-51
水山高久，宮本邦明（1993）：火山噴火後の土砂流出と植生の回復，砂防学会誌46(2)，45-47
武藤憲由（1978）：有珠山噴火に伴う森林被害とその回復，有珠山噴火と環境変動，北海道大学，327-334
西田顕郎，小橋澄治，水山高久（1996）：雲仙普賢岳の土砂流出域における堆積物の浸透能変化，砂防学会誌49(1)，49-53
西田顕郎，小橋澄治，水山高久（1998a）：雲仙普賢岳における火砕流堆積とガリー侵食の相互作用による地形変化，地形 19(1)，35-48
西田顕郎，水山高久（1998b）：雲仙普賢岳火砕流堆積物の表面構造，砂防学会誌51(3)，44-46
西田顕郎，水山高久（1998c）：火砕流堆積物の冷却と土石流発生，砂防学会誌51(3)，11-18
大熊孝（1981）：利根川治水の変遷と水害，東京大学出版会，63-104
恩田裕一，竹中千里，水山高久（1996）：雲仙火山灰が浸透能低下を起こす原因，砂防学会誌49(1)，25-30
Pierson P.C, Janda R.J, Umbal J and Daag A.S (1992): Immediate and long-term hazards from lahars and excess sediment in rivers draining Mt. Pinatubo, Philippines, U. S. Geological Survey, Water Resources Investigations Report 92-4039, 37
Scheidegger A.E. and Langbein W.B. (1966): Probability concepts in geomorphology, U. S. Geological Survey professional paper, 500-C, C3-C5
清水宏（1982）：渓床堆積土石の滞留期間と流域の土砂移動について，新砂防（砂防学会誌）34(3)，11-18
清水宏（1983）：渓流における砂防計画手法に関する研究，北海道大学農学部演習林研究報告40(1)，101-196
清水収（1998）：土砂収支解析による流域土砂輸送の時空間特性に関する研究，北海道大学農学部演習林研究報告55(1)，123-215
清水収，新谷融（1999）：北海道駒ヶ岳1998年10月噴火による降灰，砂防学会誌52(2)，31-34
下川悦郎，地頭薗隆（1987）：桜島における表面侵食による土砂生産，砂防学会誌39(6)，11-17
下川悦郎，地頭園隆（1987）：桜島におけるリル・ガ

リー侵食による土砂生産，砂防学会誌.40(1)，19-24
下川悦郎，地頭園隆（1987）：火山灰の被覆が火山体の侵食速度に及ぼす影響—桜島火山を中心にして—，地形8(4)，269-286
下川悦郎，地頭薗孝，高野茂（1989a）：しらす台地周辺斜面における崩壊の周期性と発生場の予測，地形10(4)，267-284
下川悦郎，地頭薗隆，原口勝則（1989b）：大正三年桜島噴火が火山周辺域の侵食に及ぼした影響，平成元年度砂防学会研究発表会概要集，47-50
下川悦郎，地頭薗隆（1994）：普賢岳火山活動にともなう崩壊・土石流の履歴に関する研究，（社）砂防学会・雲仙火山砂防特別委員会編，雲仙火山砂防研究報告1，47-55
高橋和雄（2000）：雲仙火山災害における防災対策と復興対策，九州大学出版会，319-434
高橋保（1977）：土石流の発生と流動に関する研究，京都大学防災研究所年報20B-2，405-435
武居有恒（1990）：砂防学，山海堂，4-10
武居有恒（1992）：砂防計画における基本土砂量について，平成4年度砂防学会研究発表会概要集，90-93
寺本行芳，地頭薗隆，下川悦郎，永田治（1996）：雲仙普賢岳における土石流・出水の観測，砂防学会誌49(3)，28-32
寺本行芳，地頭薗隆，下川悦郎，安養寺信夫（1997）：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50(3)，35-39
寺本行芳，地頭薗隆，下川悦郎，古賀省三（2002a）：雲仙普賢岳における土石流発生降雨条件と流出特性の経年変化，砂防学会誌54(5)，50-54
寺本行芳，下川悦郎，地頭薗隆（2002b）：雲仙普賢岳における水文・侵食環境の変遷と土砂流出，平成14年度土砂災害に関するシンポジウム講演論文集，土木学会西部支部，46-49
山越隆雄，諏訪浩（1998）：雲仙普賢岳火砕流堆積斜面における植生回復に伴う降雨流出・土砂流出特性の変化，砂防学会誌51(3)，2-10
山越隆雄，水山高久，諏訪浩，奥西一夫，仲野公章(2001)：焼岳上々堀沢源流域斜面における降雨流出特性の20年間の経年変化，砂防学会誌54(4)，22-31
山越隆雄，内田太郎，水山高久，野村康裕，安養寺信夫，杤木敏仁（2002）：三宅島噴火後1年間の火山灰堆積斜面の浸透能と土砂流出の変化，砂防学会誌55(2)，36-42
山本博，門村浩，鈴木利吉，今川俊明(1980)：1977-1978年噴出物に覆われた有珠山西山川流域における泥流の発生，地形1(1)，73-88
吉松弘行（1977）：山腹崩壊の予測式について，砂防学会誌（新砂防）29(3)，1-8

Summary

The eruption of Unzen-Fugen Volcano and following sediment related disasters have brought the tasks of restructuring the principle of Sabo planning methodology to prevent and mitigate the sediment related disasters caused by volcanic eruptions. Structuring the sediment control measures in required especially for reducing frequent debris flows hazards, and it is effective for both expected largest debris flow and sequential and concentrated sediment discharge over the long term. It has been recognized the designs to estimate maximum sediment discharge and long-term sediment discharges is the fundamental in the erosion control plan, but structuring the appropriate method to estimate long-term sediment discharges has not been developed because urgent measures against local debris flow hazards have been developed as a priority nationwide since 1960s. It is essential estimating long-term sediment discharges to solve sediment movement variation in space and time by a time-series model. This study focuses on illuminating the characteristics of sediment movement variation from the initial erosion process to discharge through retention of unstable sediment in spatial and time series, and establishing the procedure of sediment control against sequential sediment discharge over a long period after a catastrophic devastation of watershed due to volcanic eruption.

Ⅰ. Method of the study

To clarify above-mentioned objectives the author reconstructed the space and time concept of sediment movement in torrential streams as follows. Topography change is prominent in heavily devastated watersheds covered by juvenile pyroclastics since the process of sediment transport consists of activating period of sediment yield and discharge following a period of decreasing sediment movement. This event, named "equilibration of sediment

movement" by the author, can be clarified by analyzing characteristics of gully erosion process on slopes. The relationship between gully erosion and run-off in debris flows was estimated by interpreting aerial photos taken in various time and by analyzing gully erosion morphometry. According to the concept and the methodology of this study, the research field was chosen at the Mizunashi River watershed in Unzen-Fugen Volcano where topography has been changed drastically with the sediment yield and discharge by series of and pyroclastic eruptions.

Ⅱ. Analysis of gully erosion and sediment discharge time series

The impact of volcanic eruption on sediment movement on the surface flow is mainly caused by lowering infiltration due to fine pyroclastics cover. The author focused on the changes of topography due to surface erosion as the indicator of sediment yield variation, then carried out geomorphic analysis by interpreting 13 aerial-photo sets to clarify the process and spatial variation on the devastated slopes. The research revealed the following three results. Sediment yield in Mizunashi River is by gully erosion. Deviation of accelerating sediment yield period in Akamatsu-tani, Upper Mizunashi and Oshiga-tani is connected to the variation of direction of pyroclastic flows. In addition, the results of the variation of sediment discharge analysis using the sediment balance method correlated with the result of the geomorphic analysis on slopes affecting the variation of sediment yield.

Ⅲ. The spatiotemporal characteristics of sediment yield and runoff rate

The author studied the erosion processes and distribution in the total drainage area focusing on erosion and sediment discharge rates. The analysis shows the erosion rates fluctuate and come to equilibrium after repeating acceleration and static condition. The volumetric correlation of sediment yield and run-off shows that the amount of sediment discharge becomes less than the sediment yield at first and the sediment accumulates on streambed at the equilibrium condition. When the accumulated sediment reaches a certain limit, the sediment moves and discharges from the area, hence the balance between the sediment yield and runoff in each period is nearly equivalent. As the results of this study, monitoring and geomorphic analysis methods are recommended to estimate sediment discharge amount.

Ⅳ. Estimating the amount of sediment discharge

The author proposes the stochastic model that express quantitative tendency of sediment discharge variation. The model, called the "equation for trend of accumulative sediment discharge", shows the cumulative amount of sediment discharge at discretional time. It is obtained by the convergent value of total amount of sediment with the differential coefficient which is the sediment run-off rate calculated by subtracting the retention velocity rate from the sediment discharge rate. Out of 44 debris flow data sets collected from Mizunashi River, 24 data sets were good enough for the model equation to verify the final amount of sediment discharge. The result is well corresponded to the actual data. Additionally, the equation is examined by comparing estimated amount of sediment with the actual sediment discharge data of Usu Volcano, erupted in 1977-78, which has two peaks of sediment discharge rate. The sediment discharge model could be applicable to calculate the actual cumulative sediment discharge when the discharge is calculated in two steps fixing individual starting coordinates.

Ⅴ. Application to erosion control planning

This study explains the method of estimating sediment discharge using erosion rate based on geomorphic analysis is applicable to volcanic areas those have different erosion processes due to the variety of eruption events. It is significant for organizing erosion control plans to estimate sediment volumes in every type of sediment related events. It is essential to study sediment control plans at every phase of estimating sedimentation in heavily devastated drainage area where the sediment discharge rate changes rapidly and intensively to prevent expansion of inundation area by sedimentation in alluvial fan and plain. Finally, this study is applicable for the evolution of the erosion control plan against multimodal variation of sediment movement and watershed scaled risk management in the near future.

key words : active volcano, geomorphic analysis on erosion, erosion rate, sediment discharge rate, equation for trend of accumulative sediment discharge