

土石流の現地調査について

土石流研究グループ 代 表 奥 田 節 夫

わが国では毎年豪雨時に発生する土石流によって、人命財貨に多大の損失を被っており、この現象を究明して有効な対策を立てることは、災害科学の対象のなかでもとくに急を要する課題であろう。

土石流の研究にはさまざまな手法が考えられるが、現実の土石流発生地域において発生、流動、停止の過程を観察することは、現象の実態を理解し、被害発生機構を把握するためには欠くことの出来ない手法である。

しかしこの方法を実施するためには、危険な豪雨時に山間、山麓で調査活動をつづける必要があり、従来あまり実行されていなかった。

そこで1970年から京大防災研の研究者を中心とした土石流研究グループはまず土石流の動態を自動的に計測、記録するシステムの開発につとめ、部分的ではあるが、土石流の物理的特性の解明に手がかりが得られるようになった¹⁾²⁾。

しかし土石流の発生条件を知り、またその流下した下方扇状地などにおける被害形態を明らかにするためには、単に物理的な計測にとどまらず、地質学および地形学的な調査を同時に併用する必要があり、われわれのグループはさらに関連諸分野の研究者をふくめて、組織的、総合的な現地調査の実施をこころみて来た。

本稿はわれわれのグループが物理計測、地質調査、地形調査の三班にわかれて、それぞれの特徴を發揮しながら、相互に批判検討し、あるいは総合的な討論を進めて土石流の現地調査を行なって来た経過を報告するものである。

なお本稿では主として調査の方法とそれによる主要な成果の説明に重点をおいたので、個々の地域における土石流災害の詳しい紹介については、それぞれの報告書³⁾ または別記資料集⁴⁾ を参照されたい。

1. 物 理 的 計 測

土石流の動態を主対象にした自動計測システムの開発は1970年から京大防災研の土石流研究者によって進められ、毎年焼岳東麓において現地計測が実施されて来た。

その成果はその都度発表されているが、本稿では1972年夏に焼岳東麓上々堀沢で建設省北陸地建松本砂防工事事務所と協力して実施した計測について概要を報告する。

1.1 計 測 方 法

使用した計測システムは大体昭和46年度のもの²⁾ と同じであるが、とくに下流での土石流の減速、停止過程に重点をおき、従来の方法のほかに、圧痕計による衝撃力の測定、染料投入による後続泥流の測定、および新型速度センサーのテストが新たにつけ加えられた。

圧痕計は従来雪崩（なだれ）の研究に使用されていたものをそのまま使用したが、アルミ板に鋼製円錐の先端を垂直に接触させておき、円錐に衝撃力が働くとこの先端がアルミ板にめりこんで力に応じた痕跡（円形のくぼみ）を残すものである。実験室で既知の力を加えて、これと痕跡（円形の直径）の関係を一度調べておけば、あとは痕跡から作用した力の大きさを求めることが出来る。

つぎに染料投入による泥流の測定は、土石流先端盛り上り部通過のあと、ひきつづいて流れる濃い泥流の流況を観察しようとするもので、染料着色水を一定時間間隔（10秒くらい）でサイフォンと転倒マスを利用して泥流表面に投入し、その流動状況を8ミリシネカメラのこまどりで記録するように計画した。実際には

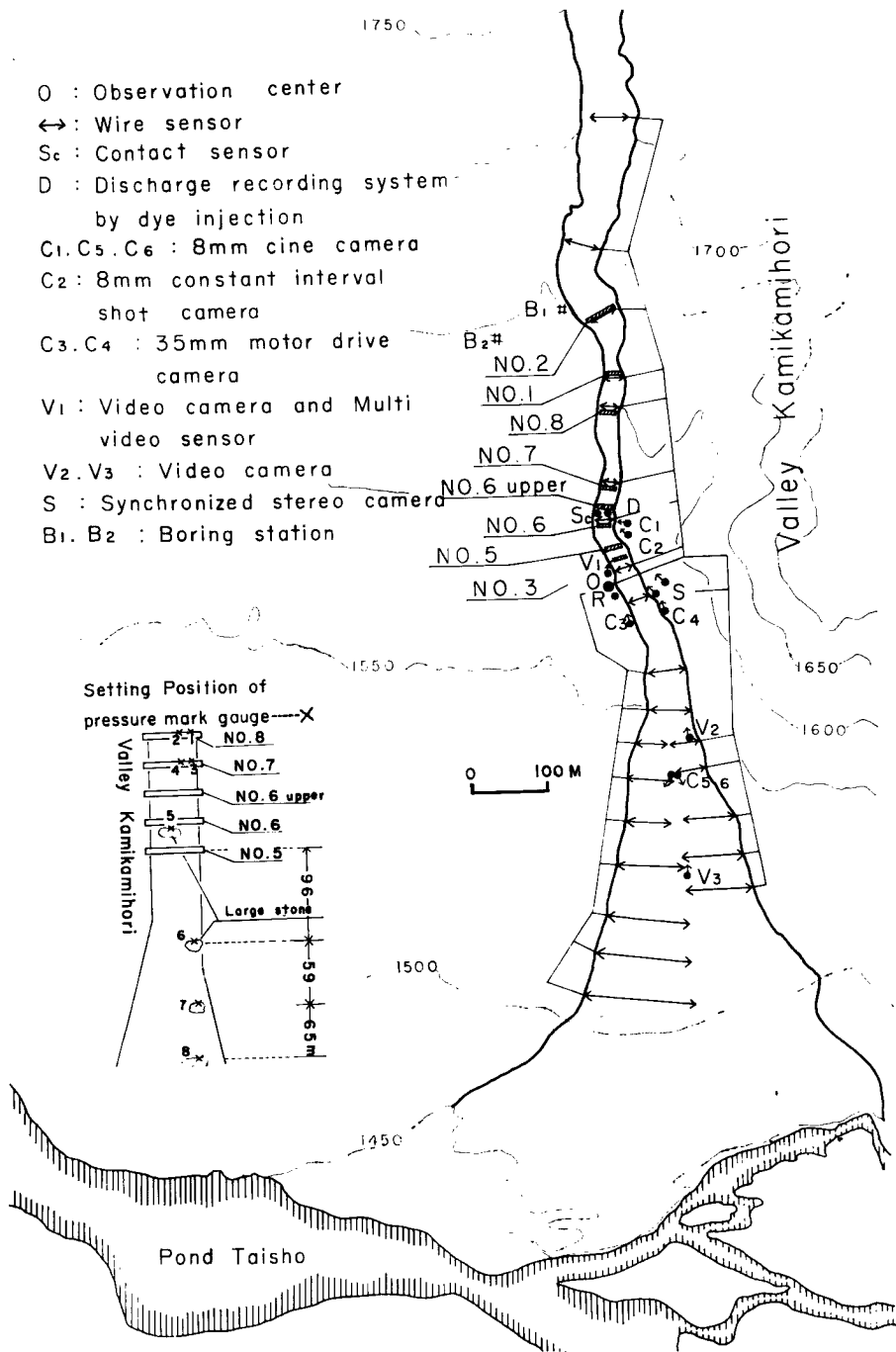


Fig. 1 Location of observation system for mudflow along Valley Kamikamihori.

土石流発生直前の暴風で信号回路が断線して成果が得られなかった。

土石流先端の速度をはかるセンサーは従来微弱電流を通じている電線が土石流によって切断されたら信号を送ってその時刻を記録するようになっている。このワイヤーセンサーはとりつけは比較的簡単であるが、一度土石流が通過して断線すると、はり直すまでは役に立たず、豪雨後の危険なときに作業が必要になるという欠陥があり、これを補うためにつぎのような新型センサーが工夫された。

一つはコンタクトセンサーと称するもので、空中からしなやかな導線をたらしてこれに対地電圧を加えておき、土石流先端の盛り上りが到来して、線の下端が接触するとアース電流が通じて信号が送られ、土石流が通過したのちはしなやかな線はふたたび鉛直に垂下する。

この回路は現地で人為的に接地してその作動をたしかめていたが、雷雲接近時にノイズの影響を受けやすく、その対策としてノイズフィルターを付加するための回路改造中に土石流が発生し、残念ながらその実際の性能をたしかめることができなかった。

さらにもう一つのビデオセンサーと称するものは、NAC 社が開発した器機をそのまま土石流の監視に利用しようとするもので、同社の協力によって現地で部分的なテストをこころみた。

これは工業用監視カメラの視野の中に、4カ所の「ターゲット」（指定目標わく）をセットしておき、このターゲット内の明暗が変化すると信号が送られるようになっている。このターゲットを溪流の適当な部分（たとえば砂防ダムの水通し部など）にえらんでおけば、直接にその部分に何もおかなくても土石流到着による映像の変化（明暗の変化）によって、自動的に到着時刻を記録したり、ビデオカメラ撮影を始めたりすることができるはずである。しかし土石流が発生するような豪雨時には、降雨や霧によってターゲット内の明暗の変化が生じやすいから、土石流の発生のみをとらえるには、さらに特別な工夫が必要であり、今回は山間での適用性に対する予備的なテストの段階にとどめた。

これらの計測器機類は **Fig. 1** に示す位置に配置された。

1.2 主要観測成果

昭和47年9月17日早朝に台風にとまなう豪雨によって上々堀沢に発生した土石流は、上述の計測システムによってとらえられたが、発生が深夜でカメラによる映像記録ができず、また暴風による一部回路の断線や、測定室の屋根破損、浸水によってシステムの機能が阻害された部分も生じた。しかし記録されたデータにもとづいて考察、解析を進め、つぎのような成果が導かれた。

- (i) 上々堀沢においても上堀沢（昭和46年観測）におけると同様に、10分間平均降雨量のピークと土石流の発生に密接な関連が存在する。
- (ii) 圧痕計（設定場所は **Fig. 1** 左下に示す）による衝撃力測定値は受圧板（15cm×15cm）に 0.7～6ton 重の力がはたらいたことを示しており、巨礫の衝突による大きな力の発生が確められた。
- (iii) 一回の土石流で直径 0.5～2m の岩塊が 500～800m ぐらい移動し、またこれらは土石流流路の外縁部に列状に堆積することが多い。
- (iv) 土石流先端から採取された流動土砂の粒度分析の結果、上堀沢（昭和46年採取）のものと同様に50%粒径が 1mm をこえるあらい砂が多いことがわかった。
- (v) とくに先端速度の測定結果は **Fig. 2** に示すような減速過程を明らかにした。

すなわち砂防ダム1号（**Fig. 1** の No.1）の直上付近で 1m/sec 程度以下の低速の土石流は砂防ダムの堆砂域で停止しているが、5m/sec をこえる高速の土石流は何段もの砂防ダム、床固をこえてもなかなか減速せず、No.5 より下流の緩勾配域に達してから約 550m 流走して減速停止している。

1.3 減速、停止過程の近似的解析

土石流は運動中に構成物質が洗掘、堆積作用によっていれかわり、先端盛り上り部の質量が一定とは考え難いが、あまり流路幅の変わらないところでは極めてあらい近似として、一応質量の変化を無視すると、つぎのようなとり扱いが可能になる。

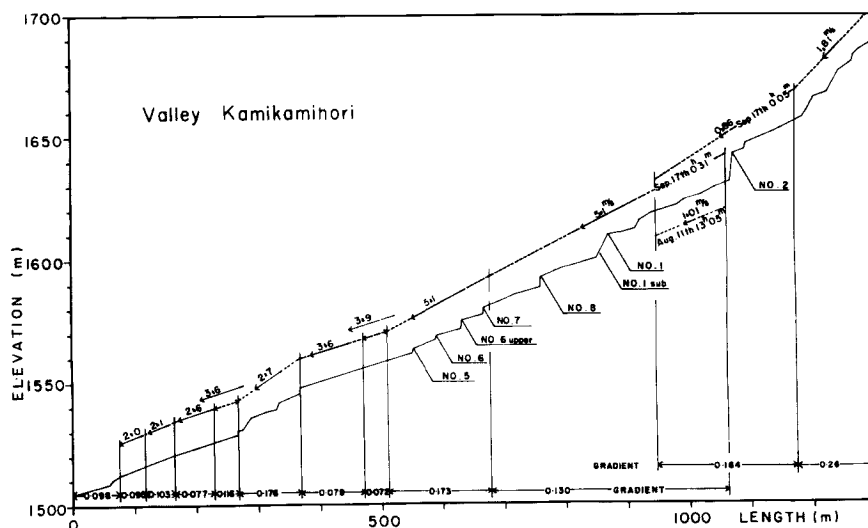


Fig. 2 Change in front velocity of mudflow along Valley Kamikamihori.

$$m\ddot{x} = mg(\sin\theta - \mu\cos\theta) - k\dot{x}^2$$

ここで m は質量, x は流下距離, $\dot{\cdot}$ は時間微分 d/dt , g は重力加速度, μ は動摩擦係数, k は抵抗係数 (抵抗力は速度 $\dot{x}$ の 2 乗に比例すると仮定), θ は傾斜角度

渓流下流の緩勾配域 (θ の小さいところ) では上式の右辺は つねにマイナスで減速がつづき, 最終的には停止するが, いま一定の勾配の減速域にさしかかったときの先端速度を v_0 とすると, 減速過程での速度 $v(=\dot{x})$ と流下距離 x との関係および停止までの流走距離 l は上述の微分方程式を解いてつぎのような式で与えられる。

$$x = \frac{1}{2k} \log \frac{kv_0^2 + A}{kv^2 + A}, \quad \text{ただし } A = g(\mu\cos\theta - \sin\theta)$$

$$l = \frac{1}{2k} \log \left(1 + \frac{kv_0^2}{A} \right) \quad \text{上式に } v=0 \text{ を入れたもの}$$

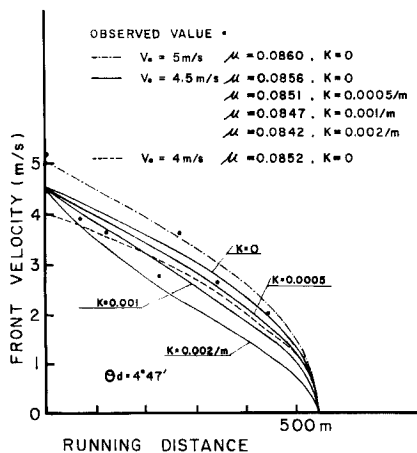


Fig. 3 Relation between front velocity and running distance of mudflow at lower region of Valley Kamikamihori.

上々堀沢で観測された減速, 停止過程での流速と流下距離の関係は Fig. 3 の・印で与えられ, また

前述の式を用いて μ, k のさまざまな組合わせに対する計算値は同図中の曲線群に対応する。

この図から観測された範囲は, 大体 k は 0.002m^{-1} 以下であり, μ はほぼ 0.084 と 0.086 の間の値をとることが認められる。

この計算はすでに述べたように質量 m が一定と言うきわめてあいまいな前提のもとに進められたものであるが, 観測値のばらつきをみると, ある段階ではこのようなデータを集めて k, μ の大体の範囲が経験的に求められれば, それから流走距離 l の大体の目安をたてることも一応ところある価値がありそうである。

今後の問題としてはとくに下流の緩勾配の扇状地にお

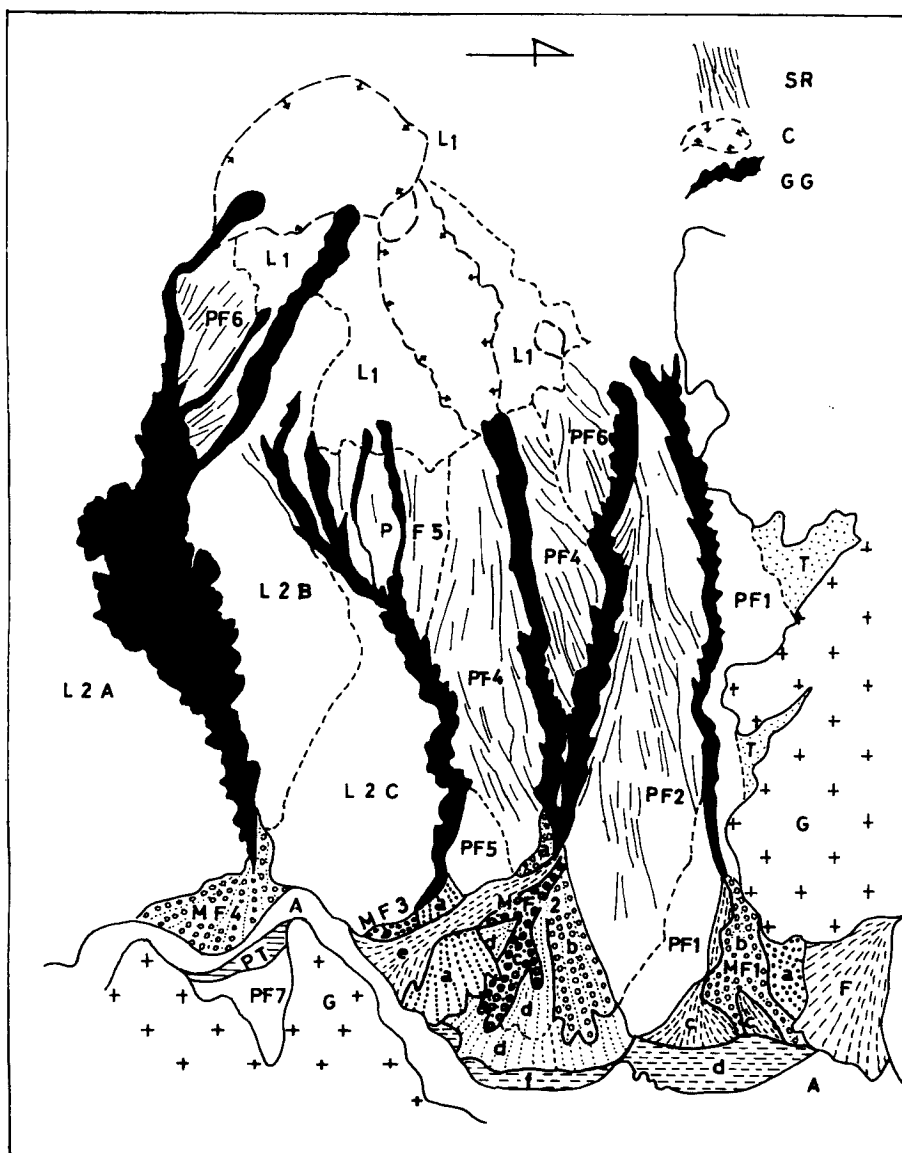


Fig. 4 Geomorphological map of Yake-dake Volcano. (KOTANI-A. 1972)

A : Floodplain of R. Azusa-gawa. F : Fan. T : Talus. PT : Lacustrine deposits of Paleo Taishyo-ike Lake. G : Mountains of granitic rock. MF1 : Rocky mudflow deposits from Kamikamihori-Sawa Great Gully (a : older. b : before 1962. c : after 1962. d : deltaic). MF2 : Rocky mudflow deposits from Kamihori-Sawa Great Gully (a : older. b, c, d, e : younger. f : deltaic). MF3 : Rocky mudflow deposits from Nakahori-Sawa Great Gully (a : older. b : younger). MF4 : Rocky mudflow deposits from Shimohori Great Gully. PF1~7 : Initial surface of pyroclastic flow. L1 : Yake-dake lava dome. L2A~C : Initial surface of lava flows. SR : Shoe string rills.

いて土石流が平面的に拡がりながら、厚みを減じて、速度が低下し、最後に停止する過程が詳しく計測され、土石流停止の物理的条件が把握されるならば、その結果はさらに地形学、堆積学的な考察と対比することによって、自然のままの土石流による危険域の判定や、人為構造物による土石流の誘導、抑止の方法の工夫に有効に利用されるであろう。

2. 土石流の発生、堆積域の地形学的調査

土石流は岩塊、崩土の生産が行なわれる斜面上流域と、それらが運搬されて停止堆積する下流域の地形的特性に支配される面が大きく、また土石流現象自体が侵食、堆積作用によって長年にわたって大きな地形変化をもたらすから、土石流発生地域の地形学的調査は非常に重要な意義を有する。

本項では主として火山性山地の焼岳東斜面と花崗岩風化山地の南木曽岳周辺において実施された地形学的調査の成果について報告する。

2.1 焼岳東麓の地形学的考察

焼岳周辺の土石流発生域は、人為的な環境変化がほとんど加わっておらず、純自然地域としての考察に適している。

小谷⁴⁾は焼岳東麓において、空中写真判読と地上踏査によって、微地形組織、大ガリの発達および土石流扇状地構造を明らかにしたが、とくに土石流現象に関連の深い特性のみを次に説明する。

この地域の火砕流堆積面は火山体中下部の緩斜面を形成し、地形学図 (Fig. 4) に示すように PF-1 から

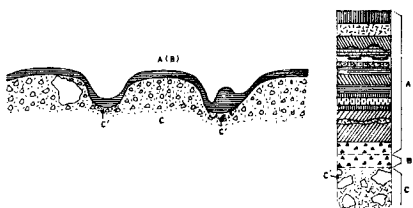


Fig. 5 Cross profile of shoe string rills.
A : Ash fall B : Pumice C : Pyroclastic flow C' : Aqueous sand.

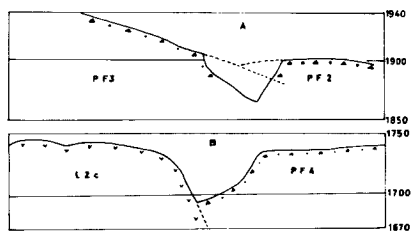


Fig. 6 Cross profiles of great gullies.
A : Kamihori-sawa great gully.
B : Nakahori-sawa great gully.

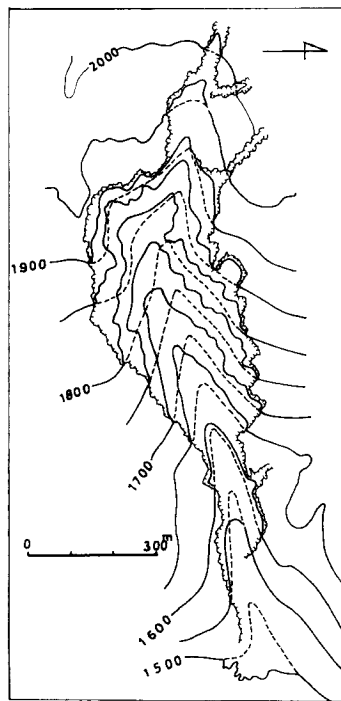


Fig. 7 Contour map of the Shimohori-sawa great gully, Yake-dake Volcano, to illustrate the reconstructed initial formation. The short black lines shows the reconstructed contour lines.

6までの6個の単位地形面に区分される。この堆積面には consequent な無数の shoe string rill (Fig. 5 参照)が発達しているが、これらは大ガリにくらべて浅い凹形斜面の谷である。

火山灰層は約18枚の火山降下物に細分され、この間に soil profile の発達から3回の安定期をふくむサイクルが認められる。

この地域の5本の大ガリの形成は Fig. 6 に示すように前述の火砕流単位堆積面相互接触線または溶岩流と火砕流、溶岩流相互の接触線の凹部に沿って進行している。降水は単位火砕流堆積面上の rill 群を経てこの接触線の凹部に集められ、侵食を進めている。

土石流動物の一部は火山体上部の溶岩ドームそのものおよびその付近に厚く堆積した新しい火山灰層から供給されるが、大部分はガリ侵食にともなってガリの側壁から供給されている。

ガリから流出した土量を推定するためには、その原地形面の復旧が必要であり、下堀沢についてこれをこころみた例が Fig. 7, 8 に示されている。

このような復旧断面と現断面の比較から、ガリ形成以来の侵食量を算定すると、下堀沢で $6.5 \times 10^6 \text{m}^3$ 、上堀沢右支で $1.4 \times 10^6 \text{m}^3$ 程度で、両者の集水面積比が 3.9:1 であることを考えると、下堀沢の侵食がとくに異常な原因によるとは言えない。

土石流の流出する沢の出口の扇状地の平面構造を分析すると、土石流性堆積地形、扇状地性堆積地形およびデルタ性堆積地形に分類される。

個々の土石流の末端は巨岩群からなり、 $11^\circ \sim 14^\circ$ の勾配を示しているが、土石流が集合運搬態を維持しながら流下する勾配の限界は 4° ぐらいである。

その下流の扇状地性堆積域の勾配は 2.5° ぐらいであり、さらに下流の大正池周辺ではきわめて低平な三角州状の堆積が認められる。

ちなみにソビエトのコカサス地方では土石流は溪流勾配 $2 \sim 4^\circ$ の付近で停止するとされている。(京大留学中のグルジャ水理実験所テプザゼ技師の談による)

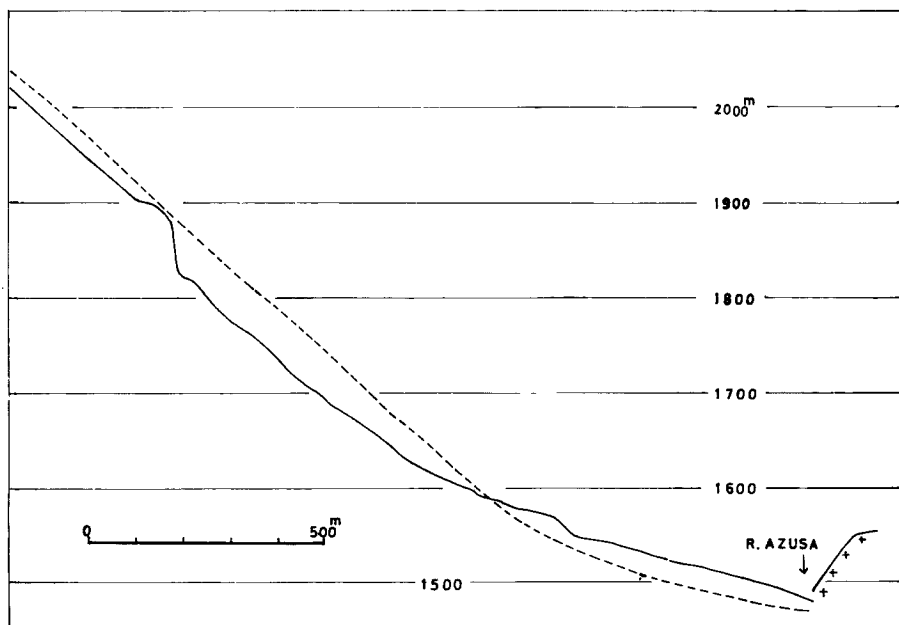


Fig. 8 Longitudinal profiles of the Shimohori-sawa great gully. The short black line shows reconstructed longitudinal profile.

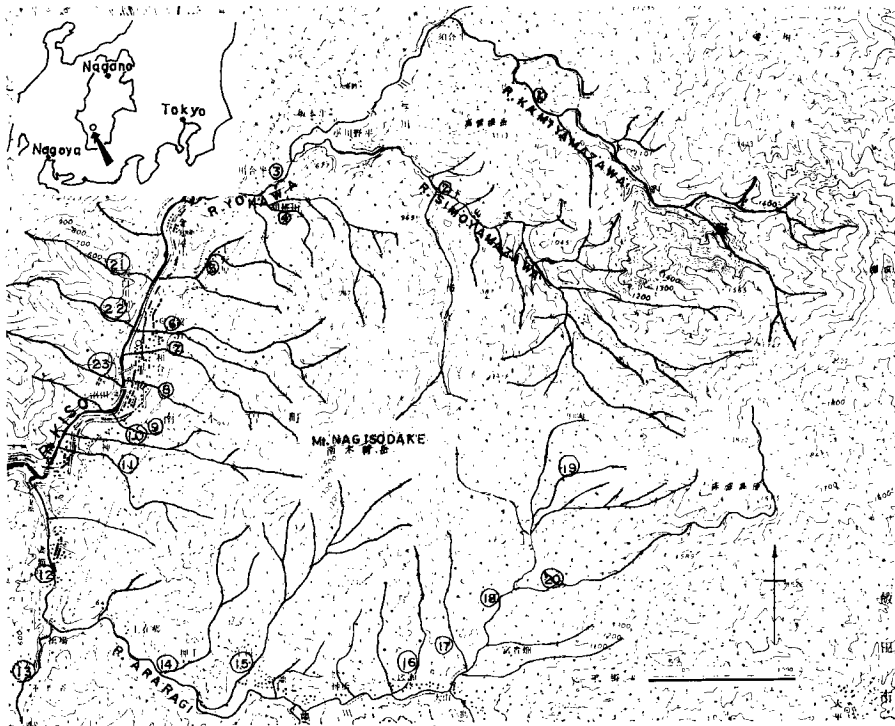


Fig. 9 Index map of the area around Mt. Nagisodake.

2.2 南木曾岳周辺の地形学的考察

南木曾岳周辺は花崗岩風化の進んだ地域で、昔からたびたび土石流（当地方では「蛇めけ」と言われている）が発生しているが、その発生状態は同地方の中でも地域差がある。水山、古藤田、井上⁴⁾は Fig. 9 に示す各沢の土石流発生状況と地形的特性の関係を調査したが、南木曾岳西斜面（梨沢、大沢田川、蛇抜沢）では斜面が急で（20～30°）しばしば土石流が発生する。それに対し、北斜面の与川流域（上流は上山沢、下山沢など）では小出⁵⁾のいう土流が多く出現するが、大出水時には土石流が発生する。また南斜面（蘭川など）では上述の2流域の中間的特性を示す。

とくに上山沢（流域面積 9.9km²、主流路延長 7.2km）では山腹の崩れによって溪流堆積物が供給される点が、ガリの側方侵食で供給される焼岳と異なっており、その特徴を明らかにするための地形学的調査が重点的に行なわれたのでつぎにその内容を報告する。

上山沢の埋積切峯面（Fig. 10-1 参照）によると、源流部付近の標高 1600～2000m に床浪高原の小起伏面がひろがり、その面上に摺古木山などの残丘状の小丘がみられる。

この高原のまわりの急斜面の北側に上山沢が刻みこまれ、西の南木曾岳との間の清内路断層を境にして階段状に西へ低くなり、階段上には小起伏面地形が残っている。

この流域の平均傾斜は Fig. 11 に示されるように標高 2000m 近くではもっとも急で 40° くらいで、標高 1600～1900m 付近では 28°～38° くらいでやや不規則であり、1100～1500m 付近では 31° くらいでそろっている。

水流の数 N_u と次数 u の間には $\log N_u = 3.30 - 0.66u$ の関係があり、いわゆる Horton の法則をみたし、また水流の分岐率は 4.5 である。

とくに溪流堆積物の供給に関連の深い山腹崩壊地の分布は Fig. 10-2 に示されているが、崩壊地は流域中

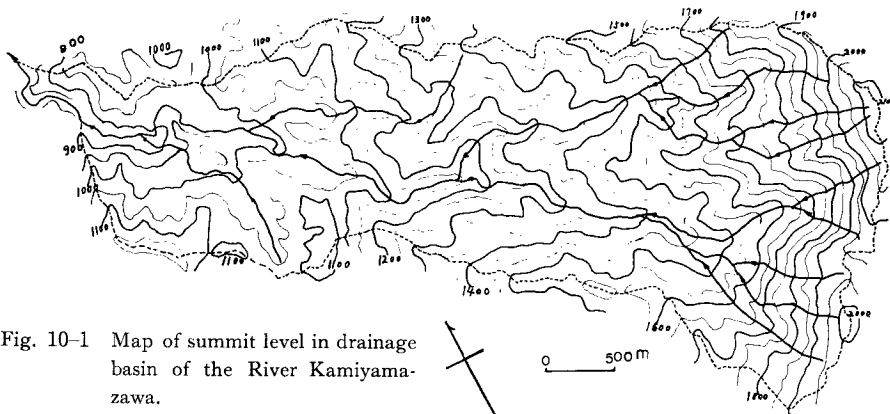


Fig. 10-1 Map of summit level in drainage basin of the River Kamiyamazawa.

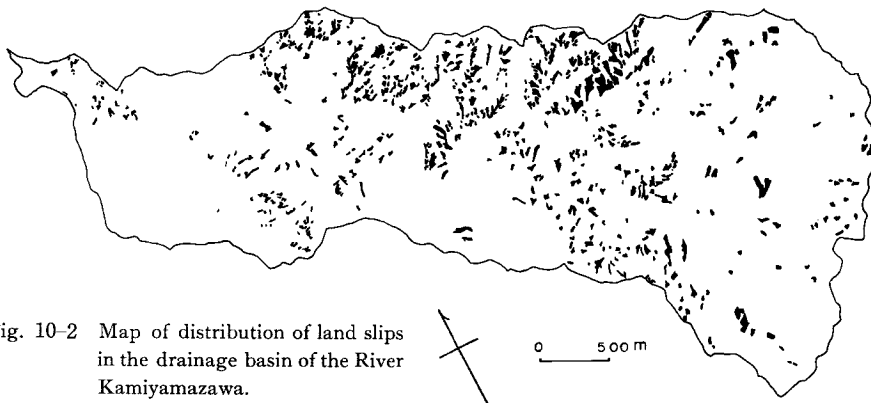


Fig. 10-2 Map of distribution of land slips in the drainage basin of the River Kamiyamazawa.

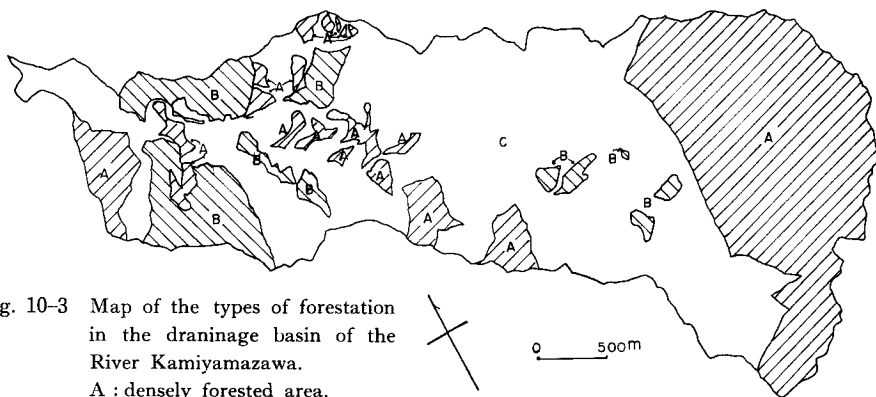


Fig. 10-3 Map of the types of forestation in the drainage basin of the River Kamiyamazawa.
A : densely forested area.
B : thinly forested area.
C : deforested area.

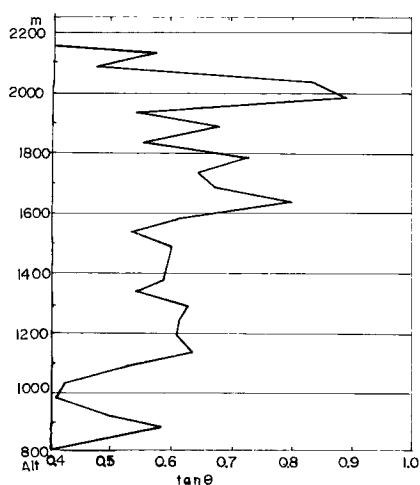


Fig. 11 Relation of frequency of average gradient to height of land surface in the drainage basin of the River Kamiyamazawa.

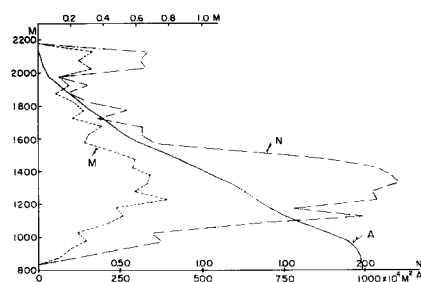


Fig. 12 Relation of frequency of land slips to height of land surface in the drainage basin of the River Kamiyamazawa.
A : hypsothetic curve of land surface.
N : relation of index numbers of land slips per mesh to height of land surface
M : relation of mesh numbers of land slips to height of land surface

流部の北側に多い。水流次数1ないし2の小溪流では山腹斜面から供給された土石は、平常の気象条件下ではほとんど流水がないために、溪床に堆積している。

方眼法 (100m メッシュ) で求めた崩壊発生率 M (高度別に崩壊の生じている方眼数を方眼総数で除した値) と高度の関係は Fig. 12 に示されているが、崩壊は標高 1100~1500m の範囲に多いことが認められる。

つぎに崩壊地の規模を表現するために、平均崩壊強度 N (高度別に崩壊地の谷頭の総数を方眼総数で除した値) と高度の関係が同じく Fig. 12 に示されているが、やはり標高 1100~1500m の範囲にピークが現われている。

さらに標高 2000~2200m の範囲でも崩壊がやや多いことが認められるが、同図中のヒプソグラフ (折れ線 A) でわかるように、この高さの面積が小さいから、供給土石に対する寄与は大きくないものと考えられる。

この沢とは異なるが南木曽岳南側の蘭川 (あららぎ川) の土石流堆積状況の調査は木村⁴⁾ ほかによって行なわれた。

一般に土石流の停止する場所は (i) 支流が本流に合流するところ、(ii) 堰堤の上流側など溪流勾配のゆるいところ、(iii) 溪流の屈曲部、狭さく部の上流側、(iv) 溪床中の急に拡がるところ、(v) 中州その他の障害物の上流側であり、いずれも土石流の流下速度が急に小さくなる場所である。この地域における土石流の停止した溪流の勾配は $4^{\circ} \sim 8^{\circ}$ の範囲で、堆積土石量と停止地点の溪流勾配の間には逆の相関が認められる。

土石流の堆積形態は溪床幅が大きく勾配が急にゆるくなる場合の扇型と、溪床幅が狭いままで減速する場合の短冊型とに分類されるが、実際には中間型のものも現われる。とくにたびたび土石流の発生する溪流の出口では、多くの堆積物の累積や後続泥流による掃流、侵食によってさまざまな堆積形態が出現する。

2.3 その他の地形学的考察

土石流が湖に直接に流入する場合には湖盆堆積物の編年と計量によって、土石流出の頻度と容量が推定出来るが、小谷⁶⁾ は富士五湖西湖の北岸に流入する桑留尾川河口について調査を行ない、土石流の発生の周期は 420 年ぐらいであることを指摘した。

また奥田、横山は全国の大規模な土石流発生地の空中写真を収集し、判読と簡易図化によって発生溪流沿いの発生地点と停止地点の関係を調べている。

3. 土石流に関する地質学的、堆積学的調査

土石流発生の素因を検討し、過去の土石流の発生形態を知り、また堆積状況から流動形態を考察するためには、地質学的または堆積学的な現地調査が必要である。

本稿では他の章と同じように焼岳周辺と南木曽岳周辺を対象とした調査の概要を報告する。

3.1 焼岳周辺の古土石流

沢田⁴⁾は焼岳周辺に多発する土石流に関連してガリの発達と古土石流について火山砕屑岩の堆積層の観察にもとづいて考察を進めている。

焼岳火山体の地質図は **Fig. 13** に示されるが、図から判るように大きなガリは東および北斜面に発達し、土石流はこれらのガリに沿って発生する。

このようなガリの発生時期推定については、いろいろな問題があるが、足洗谷下流部の火山砕屑岩堆積層中に含まれる木炭による C^{14} の年代測定⁷⁾によれば、その堆積の最上部の形成は約1500年前と推定される。現在のガリはこの堆積層の形成後に発生して、これを侵食して発達して来たものと考え、ガリの発生は約1000年前と仮定しても差支えないであろう。北部斜面のガリの侵食土量を1/5,000地形図から求めて、平均的な年間侵食量を概算すると $2 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{year}$ となり、もし数年に一度の割合で土石流として流出するとすれば一ケの土石流の平均は 10^4 m^3 程度のものになるであろう。

さらに足洗谷の30 mにもおよぶ火山砕屑岩堆積層の中に土石流として運ばれた堆積物が存在するかどうかについて考察を進めるために詳しい観察を行なった。

その結果つぎのような興味深い事実が認められた。

- (i) 堆積層の中に炭化した木材が多く含まれている。
- (ii) それらは樹木としての原形を良好にとどめている。
- (iii) その堆積層は下位層の土じょうや樹木を埋没している。
- (iv) その堆積層の構成岩種は同一種のものである。
- (v) その堆積層は礫と砂との配列によってほぼ数層に区分される。

(v) の事実はこの堆積層が一度に形成されたものではなく、数回の堆積によることを示すが、現在のような土石流によるものかどうかの判断は難しい。

Fig. 14 と **Photo. 1** は樹木 (T) の埋没状況を示すもので地層 (A) に根をおろしている。(B) は炭化した樹木をふくむ地層で直径数mの巨岩をふくむが、この層に含まれる木炭は表面が無傷であり、(T) の樹木が炭化されていないことから、別の場所で炭化されて、そっと運ばれて来たものと考えられる。したがってこの (B) 層は内部にあまり乱れのない集合運搬形態で流下し、堆積したのと考えられる。

3.2 南木曽岳周辺の土石流の堆積学的調査

南木曽岳南麓蘭川 (あらぎ川 **Fig. 9** 参照) にお

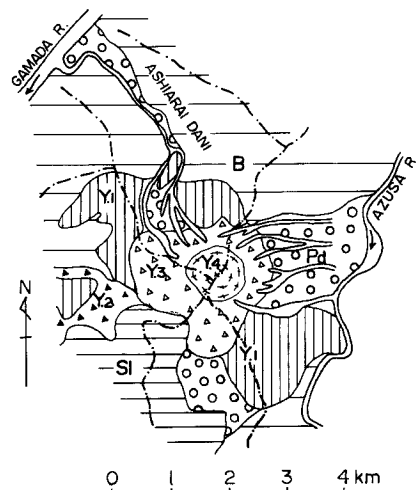


Fig. 13 Geological map of the Yakedake volcano
B : Basement rocks, Y1 : Yakedake lower lava, Y2 : Yakedake avalanche breccia
Y3 : Yakedake pyroclastic deposits, Y4 : Yakedake lava dome Pd : Pyroclastic flow deposits

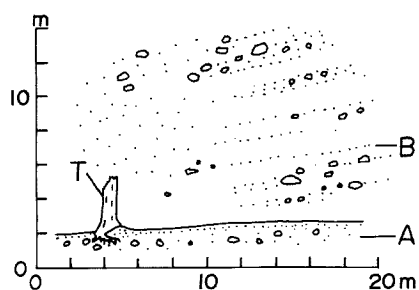


Fig. 14 Sketch of the buried tree under the pyroclastic flow deposits in the Ashiaraidani
T : tree, A : old deposits, B : pyroclastic flow deposits



Photo. 1 View of the buried tree under the pyroclastic flow deposits. This photo is the same as Fig. 14.

いて土石流堆積物の堆積構造，堆積物の粒度分析などが木村ほか⁴⁾によって行なわれた。

土石流堆積物は巨礫，大礫，砂泥および流木からなる。

これらの分布についてみると，巨礫，大礫，流木は土石流堆積の先端および両側の外縁に集中する傾向が認められる。流木は先端部では流下方向に直交し，外縁部では平行して配列され，礫は先端に近いほど径が大きくなる傾向がある。

このような堆積物の直径の平面的分布は崖錐性堆積物と似ているがそれほど顕著ではなく，土石流堆積物は崖錐のような重力性堆積と扇状地のような掃流性堆積との中間的な段階にあたることを示している。

土石流堆積物を礫とマトリックスにわけ，礫については写真測量法で，マトリックスについては篩による機械分析法で粒径分析を行なった。

本地域では礫の大部分は花崗岩質の岩で球状風化の核および節理性崩かいのブロックであり，土石流堆積物は，巨礫の多いものと，大中礫の多いものと差はあるが，これは土石流の規模よりも発生地域の地質条件に支配されている。土石流堆積物の頭部 (Photo. 2) と尾部 (Photo. 3) の礫径の中央値をくらべてみると，



Photo. 2 Head part section of mudflow at Natsuyake valley containing many stones.



Photo. 3 Tail part section of the mudflow shown in Photo. 2. Matrix is composed of sand "Masa."

巨礫の多いもので頭部 2.9m、尾部 1.45m、中礫の多いもので頭部 0.73m、尾部 0.36m でいずれも尾部では頭部の $\frac{1}{2}$ ぐらいの径になっている。

つぎにマトリックスは無層理部と層理部とに分けられ、大部分は前者にあたる。

無層理部は粒度分布ヒストグラムにモードが2カ所あらわれ分級が悪く集合運搬の特徴を示している。層理部は存在しないこともあるが、存在する場合には粒度分布のモードは一カ所で分級が良く、掃流形式による二次的堆積物であることがわかる。

全体的にみて土石流堆積物の粒度分布は分級がきわめて悪く、大中の礫群と、マサからなるマトリックスの砂泥が主体で中間の小礫が少ない。

このことは生産源において中間粒度のものが少なく、かつそれらが多少生産されても掃流による各個運搬で流出しやすいからであろう。

すなわち、このような選択的運搬はマサの粒度および中礫以上の粒径が本地域においてそれぞれ木村の分類⁹⁾による第一安定粒度および第二安定粒度に相当することからおこるものと考えられる。

なお溪流の堆積物の粒径分布と層理の有無から土石流と掃流による運搬形式の差異を見出そうとするところみは建設省⁹⁾においても進められていたが、巨礫に対する限界掃流力および土石流型式の掃流力に対する定量的知識が現在充分でなく、また数回の土石流の累積による層理の形成、破かいのくり返しの可能性もあって実際には効果的に作業が進められていない。

4. 土地利用形態と土石流災害の関連性

以上の調査研究は土石流現象に関係の深い純自然的因子を対象として行なわれたものであるが、実際の土石流発生地域では自然環境と人為的活動との相互関連によって災害が生じている。現実の複雑な災害発生状況から自然因子と人的因子の客観的な区分や定量的因果関係を明示することは困難ではあるが、人的因子を見落とすことなく、災害の実態を追求することは、災害防止の対策を立てるに際して欠くことの出来ない研究態度であろう。

このような観点から土石流発生地域における土地利用形態と被害の関連性について、少数の調査結果例ではあるが簡単に報告する。

4.1 焼岳東麓における土石流災害

焼岳東麓の溪流のうち下堀沢は直接に梓川本流に土石を押し出しているので局所的には被害が少ない。

しかし中堀沢、上堀沢、上々堀沢から流出する土石はそのまま直進すれば大正池に流入して、発電用調整池（東京電力梓川発電所利用）としての機能を減少させ、また観光地としての景観を変えるおそれがある。このうち中堀沢と上堀沢からの流出土石はたくみにつくられた導流堤によって流向を転じて大正池下流の梓川に導かれて直接の被害をもたらさないが、上々堀沢からの流出土石は2.1で述べられた扇状地を形成しながら大正池上流端付近に流入している。しかしこの沢でも礫群は池から500m位はなれたところで停止し、直接に池に流入するのは細砂のみであるから、本流の洪水流によって掃流される可能性があり、流出土砂が全部大正池に埋積するとは考えられない。

現況では大正池西岸が砂防工事用以外に開放されていないために、土石流の直接被害は発生していないが、今後とも大規模な土石流の発生に備えて一般観光者への開放は避けるべきであろう。

なお最近では自然景観の保護と砂防工事のあり方、あるいは電力会社の貯水池上流の砂防工事経費負担などに関連して広い視野の検討が要求されている。

4.2 南木曽岳周辺の土石流災害

南木曽岳周辺（長野県木曽郡南木曽町）の土石流については住民の記録^{10,11)}や京都教育大の調査⁴⁾によって災害史的な資料が収集されているが、同地方では梅雨期末あるいは台風による豪雨によってたびたび土石

流災害が発生し、とくに近年その被害が顕著になっている。

水山、古藤田、井上はとくに前述の上山沢について崩壊地の分布と林相の関係を調べるために、航空写真判読によってつぎのような林相(植生)のタイプ区分を行なった。

- A. 密林型(壮・老令林が密集して繁っている林地)
- B. 疎林型(壮・老令林がまばらに繁っている林地)
- C. 貧植生型(伐採跡地・裸地・草地・幼令林地)

この分布は **Fig. 10-3** に示されている。

上山沢では崩壊地分布と林相の相関関係は、地形起伏量、地質、水系密度などに比較して最も高く、密林型の地区の平均崩壊強度(**2.2**で説明)は0.45、疎林型の地区では0.47、貧植生型の地区では1.85が得られた。

すなわち密林型の地区と疎林型の地区との差はわずかであるが、貧植生型の地区では崩壊は極めて多く、いちじるしく土砂を生産して溪流に供給し、土石流の誘因をつくり出している。

また木村、光吉、久保⁴⁾は蘭川上流において同様の調査を行ない、「崩壊発生率(**2.2**で説明)が起伏量のほぼ白乗に比例し、粗粒花崗岩地域では細～中粒花崗岩地域にくらべて発生率が1.1～1.4倍とやや高くなる」と言う地形、地質的因子のほかにとくに植生との関係についてつぎのような特徴を見出した。

- (i) 伐採地(植林不能地を含む)の崩壊率は自然林地域の2.3～2.5倍に達する。
- (ii) 人工林地域の崩壊率は自然林地域の1.7～1.8倍である。
- (iii) 10年未満の幼令林地域の崩壊率は30年以上の壮令林にくらべて5～9倍に達する。(10～30年の林令地域は面積が小さいため対象から除外した)
- (iv) 林道沿いの地域の崩壊率は、それ以外の地域の1.4倍である。

これらの関係から本地域では崩壊の発生は植生に大きく支配され、国有林における皆伐、一斉造林、林道開発などの営林方式が崩壊を増加させて溪流堆積物を供給し、土石流災害発生の頻度を高める可能性が指摘された。(Photo. 4,5 参照)

さらに木村、北川⁴⁾は南木曽町田立地区についても同様の調査を実施し、崩壊率は起伏量および花崗岩質の岩相にはほとんど関係がなく

- (i) 人工林地域の崩壊率は自然林地域の1.5倍である。
- (ii) 15年未満の幼令林地域の崩壊率は15年以上の壮令林地域の1.8倍である。
- (iii) 林道沿いの地域の崩壊率は、その他の地域の2倍強である。

ことを指摘し、この地区でも伐採や林道開発が土石流の発生に及ぼす影響のきわめて大きいことを示した。

このような調査結果からこの地方の植生と山腹崩壊、土石流発生には極めて密接な相関が見出されており、同地方は林業を中心にして発達して来た地域であるが、今後の産業形態と防災計画については慎重な検討が必要であろう。



Photo. 4 Serious landslips in Tokonami region caused by deforesting.



Photo. 5 Many landslips along a road newly built and in a deforested slope.

4.3 音羽川流域（修学院地区）の土砂災害

1972年9月16日夜近畿地方を通過した台風20号による豪雨は京都市修学院地区の比叡山麓扇状地に大きな被害をもたらした。この災害の被災面積は小さいが、性格からみると、花崗岩風化域から流出土石が直接に市街地に流入した点で、六甲山麓の神戸市の過去の大災害に相似であり、土石流の発生とその変形と言う点でも貴重な資料なので志岐⁴⁾による調査内容を報告する。

この地域の災害は、後で説明するように、直接に土石流が市街地を襲ったものではないが、約 $7 \times 10^4 \text{m}^3$ の砂礫や流木が居住域、道路を埋積した。とくに被害の甚だしかったのは **Fig. 15** に示されている市街地上流端の石掛町出水（でみず）付近で、ここでは径 1.5m もある巨木や岩塊、鉄の橋桁などが川の S 字カーブ付近で直進して正面の家屋に激突している。この地点から約 200m 上流の橋にせきとめられていた流木や砂礫が、橋の決潰とともに一挙に流下してこのような災害をもたらしたが、流木等がせきとめられる以前から流水が橋の上面を越流するほど水位は上昇していたと言われている。したがって上流からの土石流が直接に市街地に到達したのではなく、橋でせきとめられた流木、砂礫が段波状に流下したもので、このような現象はさらに下流市街地の幅 2 m 程度の水路にかかっている多くの橋の決潰のたびにくり返されて被害の拡大の要因となっている。

中流の砂防ダムには明らかに土石流堆積物が認められるが、その規模は小さく、礫の最大長径は 2.5m ほどで、巨礫の堆積域も幅数 m、長さ数 10m にすぎず、コンクリート製のダムはほとんどこわれていない。

礫種には比叡山頂付近にしか分布していないホルンフェルスもみられるが、その数は少なく、径 15cm 以下のものがほとんどであった。花崗岩の岩塊にはノミの跡のあるものもあり、多くはかつて採石の行なわれた中流域あるいは上流域下部からもたらされた可能性が高い。

Fig. 15 に示されるように今回の豪雨による山腹崩壊は地盤の肩に当る中流域の一カ所を除いて規模は小さく、また崩壊土石は直下に停止して、あまり下流に運ばれていない。

これに対して溪床の侵食は叡山閣から約 1.5km にわたって 2~4m の侵食による低下が認められ、比較的最近の溪床堆積物が $1.5 \sim 2 \times 10^4 \text{m}^3$ 程度掃流されたものと考えられる。（**Photo. 6** 参照）

このような激しい侵食はほかの北側支流にあまり見られず、叡山閣から始まる溪流だけに発生したことに対しては、その源流付近に崩壊が多く、またその下の小池が決潰埋積していることなどから、この付近で土石流が発生し、上述のような大量の溪床堆積物が掃流された可能性が考えられる。しかしこの土石流が発生したとしても前述の砂防ダムで停止した土石流とは運搬量からみて別のものと考えられる。

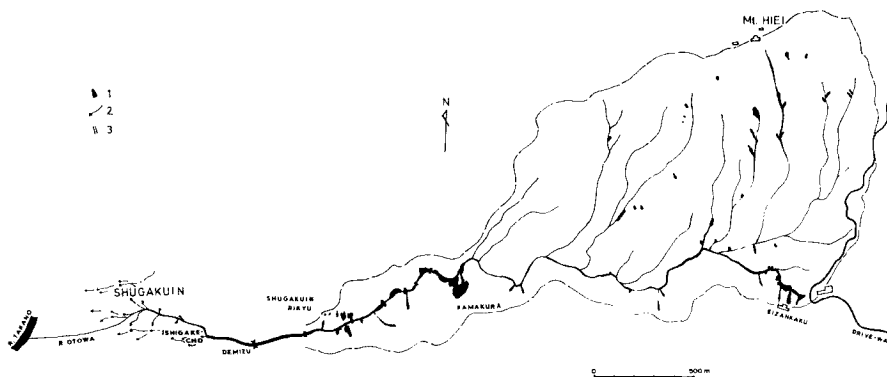


Fig. 15 Map showing the position related with the Shugakuin-Otowagawa (River Otowa) disaster, 1972.

1: landslide and erosion. 2: flood stream. 3: erosion control dam. (Surveyed by the Research Group of the Shugakuin Disaster)



Photo. 6 Old deposits in upper course of Otowa River scoured by mudflow in 1972. Sept.

このように音羽川では上流でかなり大きな土石流の発生があり、また実際に中流の砂防ダムで土石流堆積物が認められているが、直接に市街地に土石流は到達しておらず、一度発生した土石流が途中で形態を変えたことが考えられる。その原因としては、すでに述べたように流木などが下流に流出する前から多量の水が多くの沢から流出しており、部分的に土石流が発生しても本流では多量の水と混合して洪水型の掃流形式に変化することが考えられる。なおすでに流量が減少した後で発生した小さい土石流はそのまま流下するが、砂防ダムでせきとめられて堆積するであろう。

このように多くの沢から集水する溪流では土石流が洪水流に変形する可能性は考えられるが、土石流の発生はやはり流水流量に突発的な変化をもたらし、段波状の鉄砲水的流出をおこして災害発生のかきかけをつくることが予想される。

したがってこのような急傾斜流域に近接した市街域では、単に降水強度からの流出量算定法（たとえば rational 公式による）に頼ることなく、実際の洪水時の流出量の変動の観測値にもとづいてピーク流量を想定し、それに応じた水路断面をとり、また流木などに

よるせきとめを防ぐための流木よけスクリーンの設置あるいは橋の構造の変更を積極的に進めるべきであろう。

む す び

以上各項において、土石流災害に対するいろいろな観点からの現地調査の実状が報告されているが、既存の専門分野別の考察では到底土石流の実態は把握し難く、またとくに総括的表現のまずさのために単なる断片的記述の寄せ集めの内容にとどまった面が多かった。

このような欠陥を補うために、各地域で行なわれた総合的な調査報告書（別掲⁴⁾）を参照されたいが、本質的には土石流の実態を現地調査にもとづいて総合的に究明してゆく研究体制の歴史が浅く、十分な成果が上っていないことを反省し、さらに関連諸分野の研究者と協力して積極的な調査研究を推進してゆきたい。

引 用 文 献

- 1) 奥田ほか土石流研究グループ (1971): 土石流の総合的観測 (その1), 京大防災研年報, 第14号B, pp. 691~705
- 2) 奥田ほか土石流研究グループ (1972): 土石流の計測法に関する研究, 京大防災研年報, 第15号A, pp. 35~41
- 3) 京大防災研土石流研究グループ, 松本砂防工事事務所共編(1973): 土石流調査成果報告書一上々堀沢に発生した土石流
- 4) 奥田ほか土石流研究グループ(1973): 1972年度土石流現地調査報告資料集, 土石流研究グループ編
- 5) 小出博(1955): 日本の地回り, 東洋経済新報社
- 6) 小谷昌(1972): 湖盆堆積物の量的把握による山地の侵食量および土石流発生周期の研究, 水成地形の変動による河川災害の総合的研究総括報告 (京大防災研芦田編)

- 7) 藤井昭二, 沢田豊明, 武沢正(1971): 岐阜県足洗谷の火砕域と C¹⁴ 年代, 第 4 紀研究, 第10巻, 第 1 号 pp. 41-42
- 8) 木村春彦(1956): 堆積機構の基礎的研究(その 3) および (その 7), 地質学雑誌, 705号 (昭29.6) および732号 (昭31.9)
- 9) 建設省河川局砂防課, 土木研究所砂防研究室(1970): 土石流に関する研究調査実施要領
- 10) 南木曾町災害対策連絡現地協議会(1967): 南木曾災害一昭和41年 6 月集中豪雨
- 11) 読書中学校(1951): 読書村の山津波年表, 南木曾創刊号

FIELD SURVEY ON ROCKY MUDFLOW

by *Settsuo* OKUDA, Group Leader of Mudflow Research

Synopsis

Among various methods of scientific study on rocky mudflow, the field survey plays an important role in order to clarify the complex phenomena and real damage occurrence.

For the synthetic investigation, physical measurement, geomorphological and geological survey have been carried out concurrently by small groups, and the methods and results of each groups were discussed by all group members.

This paper describes the physical measurement on the moving state of rocky mudflow at the eastern slope of Mt. Yake, geomorphological and geological survey on erosion and deposition regions around Mt. Yake and Mt. Nagiso, and some considerations were taken into about the relation between land utilization and mudflow damage at mountainous regions (Mt. Yake and Mt. Nagiso) and urban area (Shugakuin district, Kyoto City).