土石流に関する最近の研究

奥 田 節 夫*

Recent Studies on Debris Flow in Japan

Setsuo OKUDA

I. 土石流研究の意義

「土石流」という言葉は、学術的にも俗語的にも広く用いられるが、学術的に限ってみても、土・石・水が混じり合って集合的運搬態をとって流動する「物理的現象」とする場合と、主として谷底に堆積していた大量の土石が、水の供給を受けて急激に流動を開始し、高速で長距離にわたって流下する「地学的現象」とする場合とで、ある程度とり扱いが異なってくる。

本稿では主として「地学的現象」としての「土石流」について、防災科学の立場から最近の研究の状況を紹介するが、「物理学的現象」としての究明過程もそのなかに部分的に含まれている。

まず防災科学の立場から、「土石流」の人命に対する直接的脅威について述べる。国土庁編防災白書1986年版の、1967～1984年の自然災害による死者・行方不明者の原因別状況の推移によると、犠牲者の数が400名を越える大災害のあった年には、土石流・山くずれなどの土砂災害によるものの割合が60%以上にも達することがうかがえる。このうちでとくに土石流によるものの割合は、被災現地でみた土石流の分類の仕方によって多少変わってくるが、従来の建設省のデータやわれわれの被災地での調査経験からみて、過半数にのぼるものと考えられる。

このように土石流が直接的に土石埋没の犠牲者を数多くもたらす理由としては、一つには洪水の発生にくらべて、土石流発生の時期・場所・規模の予測が難しいこと、また現象の発生は山奥で、被害の発生は谷の出口で起こり、直接に現象発生を確認してから避難するのが難しいことなどの理由で、全く不意打ち状態で襲われる場合がきわめて多いためであろう。したがって、土石流の発生の予測と、土石の流動形態、その到達・堆積範囲の定量的研究は、災害の防止のためにきわめて緊急な課題といえよう。

また地学的現象としての「土石流」研究では、土石流の発生・流動と谷および扇状地の地形変化との相互関連性を究明することは、地形学分野での興味ある課題となるであろう。土石流が谷の侵食と扇状地の発達をもたらすことはよく知られているが、逆に谷への土石の供給や扇状地の微地形変化は、土石流の発生・流動・堆積の過程を大きく支配している。

さらに物理学的現象としての「土石流」は、直径数ミクロンの粘土粒子から数メートルの岩塊までのさまざまな粒子群と水の混じりあった典型的な混相流 (Multi-Phase Flow) として、流体物理学の興味深い研究対象となっている。その流動体の研究の成果は、土石流の被害防止のみでなく、スラリー輸送などの他の技術分野でも利用されるであろう。

以上「土石流」現象の学術的研究は、単に防災科学分野での要求に応じるのみでなく、地形学・流体物理学分野においても有用な成果をもたらすものと考えられる。

* 京都大学防災研究所 Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

II. 土石流の現地計測

地学現象の研究は、まず自然現象そのものを忠実に観察することから始まるが、「土石流」についても例外ではなく、京都大学防災研究所の「土石流研究グループ」は、まず現地で土石流の動態を観測する手法の開発から始めた。われわれの観測手法開発以前（1970年以前）にも、現場の砂防工事関係者が土石流の

第1図 調査地点と観測機器の配置 (1985)

☒: 中継所, ☒: 雨量計, ↔: ワイヤセンサー, [SS]: 空間フィルタ流速計, [RS]: 電磁波ドップラー流速計, [S]: 振動計, [Sm]: 振動モニター, 35: 35ミリモータードライブカメラ, 8: 8ミリ定時間隔撮影カメラ, V: ビデオカメラ, Na: 堰堤・床固の番号, 黒丸: 谷壁調査点

動態をスチルカメラやシネカメラで撮影記録した貴重な記録例はあるが、その殆どは偶然のチャンスに撮影されたもので、定量的な解析に利用することは難しい状態であった。

このような実状にかんがみ、われわれは、「身の危険を冒すことなく、偶然に頼らないで、計画的に確実に土石流の動態を記録すること」を目標にして、土石流の遠隔自動計測システムの開発に努めてきた。最近では、われわれのグループの他にも、建設省や大学によって、それぞれの地域・目的に応じた土石流の現地計測が実施されつつあるが、本稿では、われわれが建設省松本砂防工事事務所と協力して焼岳の東斜面の上々堀沢に現在設置している計測システムと、それによって得られた成果の概要について説明する。

1) 計測システムの概要

1985年夏の焼岳東斜面上々堀沢における土石流計測の対象フィールドと各種計測機器類の配置を、第1図に示し、観測システムの総合的な構成を第2図に示した。各種のセンサ類は谷に沿ってセットされているが、レコーダ類は中継所及び観測センターに集められている。各種のセンサやそのデータの記録方式等(SUWA and OKUDA 1986)については、主要なものに限ってごく簡単な説明をするにとどめる。

(i) 流速測定

ワイヤーセンサは、電線を谷の横断方向に張ったもので、土石流の先端がここに到達してこれを切断すると、切断時刻が秒の精度で観測センター内のプリンタに印字記録されるようになっており、隣接センサの切断時刻の差から両センサ間の土石流の平均速度が求められる。同時にこのワイヤーセンサは、上流における土石流発生を確認し、下流での各種の計測機器(例えばビデオカメラ等)に制御信号を送る役割も果たしている。

ワイヤーセンサとは独立に、土石流の表面流速を測るために、電磁波ドップラー流速計と空間フィルタ流速計とがセットされている。土石流に対しては、通常の流速計のような機器は岩塊の衝撃によってたちまち破壊されるおそれがあり、今のところ上述のような非接触型のセンサによる表面測流に限られている。

(ii) 映像記録

土石流の動態の定量的な解析に、きわめて有効に利用できるのは映像記録である。そのために、第1図に示すように、多数の35ミリモータードライブカメラ・8ミリ定時間隔撮影カメラ・ビデオカメラが谷沿いにセットされている。これらの映像記録の主目的は、土石流の流動速度・流動形状(断面積の形・大きさなど)・流動物組成の連続的なデータの取得である。

(iii) 地盤振動

土石流が谷沿いに流下するとき地盤に大きな振動をもたらすことは、経験的によく認められており、下流の住民が上流での土石流発生を足下に伝わる振動から察知した例もある。そこで、土石流の流下にとまなう地盤の振動を測定することによって上流における土石流の発生を早期に知り、また、振動の記録(振幅・周期)から土石流の規模、

第2図 土石流の総合的な現地計測の構成。

接近の速さを求め、さらには谷岸での振動による被害の有無を検討するために、簡単な振動センサと3成分地震計による振動測定が行われている。

(iv) 雨量

上述の計測システムのほかに、土石流発生の水文学的条件を直接に支配する雨量の観測が、対象流域の上・中・下流の3地点で行われている。その記録は観測センターに集められ、刻々の雨量が分かり、土石流発生に近い状態では各種の測定機器が手動でも操作できるようになっている。

第3図 10分間雨量と土石流の発生時刻 (矢印で図示). 測定点 R_4 は焼岳上々堀沢の源流域のもので、 R_s は同じ沢の下流域のもの(約1500m だけ離れている). M. は土石流の規模が中規模であることを、S. は小規模であることを示す。

2) 現地計測の成果

以上述べたような計測システムによって、焼岳東斜面において、すでに10年以上にわたって計測が行われてきた。その結果、土石流の発生・流動態について多くの新たな知見が得られている。その具体的内容についてはすでに詳しく報告されているので（京大防災研年報14～29号 1971～1986、松本砂防技術資料 No. 5～19, 1975～1986）、本稿では主要な項目について簡単に紹介する。

(i) 降雨と土石流発生の関係

山くずれなどをふくめて、一般に斜面の崩壊の発生が、先行降雨と降雨強度に大きく支配されることはよく知られているが、第3図に示すように、焼岳東斜面においては、とくに10分間雨量のピークが土石流

写真 1 1985年7月21日に焼岳上々堀沢に発生した土石流の第1波の俯瞰写真。土石流は縦4.7m 横6.6m の視野を右向に流動。写真の中の数字は土石流先端が視野内に入り始めた瞬間からの経過時間（秒）を示す。

発生によく対応する。この現象は集水面積1 km² 程度の谷では共通の傾向と思われるが、先行降雨と降雨強度の組み合わせのみで、土石流の発生・非発生を正確に判断することはなかなか難しい。というのは、大きな土石流が発生して、谷底に溜まっていた土石がほとんど一掃され、岩盤が露出する状態では、豪雨が降っても土石流が発生し難い、という例からも想像できるように、降雨のみでなく、谷底の土石の堆積状態が土石流の発生を大きく支配するからである。なお最近、土石流発生の水文的条件をさらに詳しく調べるために、源流域における地下水分布の変化や表面流量の観測、Kinematic Wave 法による流量推定などが行われている。

(ii) 土石流の流下速度

一般に土石流は、発生直後から急勾配の谷にそって加速流下し、ある平衡速度に近づいたのち、下流の緩勾配部にさしかかって減速し、ついには停止する。われわれの計測システムによる土石流の先頭部の運動は速度の変化の実測例も、大体この傾向を示しており、中流で2.5～8 m/sec 程度の速度が測られている。実測によれば、同じ谷でも土石の量の大きさのほど高速で長距離にわたって流下している。谷の勾配、土石流の組成・規模から流速を求める一般的な流速表現式は、未だ確立されていない。

(iii) 先頭部のハイドログラフ

土石流の流動形態の大きな特徴は、先頭部に大岩塊が集まって高い盛り上がりをもつことであり、そのために大きな運動量がこの部分に集中し、土石流の被害を大きくする原因となっている。その状況を定量的に確かめるため、とくに先頭部の流速、盛り上がり形状、岩塊群の分布を測定するように、計測システムに特別な工夫が払われている。写真1は駒撮りカメラによる先頭部の岩塊群の集中状況の記録であり、第4図は先頭部から後続部への流動態の遷

第4図 1985年7月21日に発生した土石流のハイドログラフと、粒径10cm以上の石礫の濃度曲線および粒度特性値曲線

移を示すハイドログラフである。これによって、土石流の先頭部には大きな岩塊が集まって盛り上がっており、後方になるほど粒子が小さく、厚みも小さくなって、土砂流・泥流に近い形態になってゆくことが認められる。

(iv) 振動

土石流が通過する際の溪岸の地盤の振動の記録をみると、先頭部では強くて長周期の振動が、後続部では弱くて短周期の振動が生じており、これらの記録から土石流の流動方向の構成物の変化をうかがうことができる。

(v) その他

直接計測システムによる計測成果ではないが、特殊な採取装置によって土石流から流動物（砂礫以下の細粒）の採取が行われ、その分析によって、土石流のバルク密度（ $1.5 \sim 2.0 \text{ gr/cm}^3$ ）や粒径分布が調べられている。また砂防ダム袖部にとりつけた圧痕計によって、大岩塊の一回の衝突で数トン重の衝撃力が生じることが測られている。

III. 土石流の発生・流動と地形変化の相互関連性

土石流の発生・流動は谷および谷の出口の扇状地に顕著な地形変化をもたらすが、逆にまた谷の中での土石収支や扇状地の微地形変化は、土石流の発生・流動・堆積の諸過程に大きな影響を及ぼす。とくに焼岳東斜面の谷のように最近（1962年）の噴火後土石流が頻発しているところでは、10年くらいの間にきわめて顕著な地形変化が現れてくるので、その変化の追跡は、火山体の開析とそれともなう扇状地の発達 の地形学的研究に、きわめて有用なデータを供給するものである。われわれは毎年数回、谷の縦・横断形

状と扇頂の堆積域について定期的な地形測量を行い、さらに土石流発生前後の地形変化を調べるための特別測量や、特定の谷壁の季節的な微地形変化を追跡するための写真撮影などを、くり返し行なっている。その成果についてもすでに論文として発表しているので、(OKUDA *et al.* 1980) ここでは簡単な紹介にとどめる。

空中写真の比較や測量によると、上々堀沢上流の急崖部では15年間に30m に近い谷底の低下が生じており、また下流の大正池は16年間に湛水面積がほぼ半分近くに縮小しているが、これらの事実は、土石流による土石運搬量の大きさを物語っている。

いっぽう、谷壁から谷底への主として落石形態での土石の供給は、春先の凍結・融解のくり返し時期と、梅雨期・台風時の表流水によるものが多く、谷壁の形状による土石供給量の差から、谷の縦断形にステップ状の形が現れてくる。谷底に堆積した土石は、夏から秋にかけての豪雨時に発生する土石流によって大量に運び出され、ステップ状の縦断形は平滑化されてくることが多い。このように谷の形状は、横方向からの土石の供給と縦方向への土石の流出のくり返しによって、ある程度季節的な変動をくり返しているが、長年の間には、大規模土石流による土石の搬出があり、平均的には谷底の低下が進行している (SUWA and OKUDA 1987)。

谷の出口の扇状地の堆積については、土石流が扇状地に到達するたびに、新しい堆積域の測量を行っている。その結果によると、堆積形態には、土石流先頭部が盛り上がったままで停止したような「盛り上がり型」と、かなり広がって薄くなって停止した「平坦型」とが見出されたが、第5図に示すように、扇央より上流に停止したものは前者の形態であり、扇央から扇端にかけて停止堆積したものは後者のタイプである。しかし、流動形態および流動物組成とこの堆積形態との関連については、未だ明らかでない。

一つ一つの土石流は、扇状地に到達してもあまり側方には広がらないで、細長い lobe を造り、そのあとから到達した土石流は、扇頂付近の微地形変化に応じて大きく流れの方向を変えて流下し、第5図に示すように、指を開いたような分布で堆積域が形成されてゆく。そして長年の間には、等確率的にさまざまな方向に堆積してゆくから、結果的には同心円状の等高線をもった扇状地が発達してくる (奥田・諏訪 1984)。

このように、溝状の扇頂流路の変化が下流での土石流の堆積域を大きく支配することは、堆積域の予測を困難にするものであるが、いっぽう、僅かな人為的地形改変によって土石流堆積域を制御できる可能性を示すものとも考えられよう。

IV. 土石流現象の理論的・実験的研究

以上主として地学現象としての「土石流」の実態を把握するための現地計測手法による観測と、土石流と地形変化の相互関連性を調べるための現地測量の成果にもとづいたわれわれの研究を紹介した。

しかし土石流の発生の予測、流動・堆積の諸過程の究明のためには、水理学また土質力学の観点から理論的あるいは実験的な究明が必要なことは言うまでもない。

つぎに土石流の発生・流動・停止の諸過程別に、最近行われてきた理論的・実験的研究の概要を紹介する。

1) 土石流の発生過程

土石流の発生の理論的考察は、従来の無限長直線斜面の安定性の検討と本質的に異なるところはない。ただし、とくに土石流の場合に問題となるのは、堆積層の上面の表流水の影響や、崩壊が始まったのちに、単に崩れるだけでなく、堆積粒子が水をふくんで流れやすくなるという抵抗力の減少過程の説明である。また、堆積物の表層近くの粒子のみが掃流されても土石流の発生にはならない。高橋 (1983) はこのような条件を考慮して、土石流の発生とその直後の先頭盛り上がり部の形成について、理論的考察にもとづく解析式を導いている。

第5図 上々堀沢扇状地に形成された土石流堆の分布 (1977~1985年). 土石流の流走径路は1970~71年には矢印aの, 1972~75年にはbとcの, 1976~78年にはbの, 1979年にはbとcの, 1983~85年にはaの方向へと推移してきている.

また堆積物の底層での間隙水圧の急激な上昇について, 佐々ほか (1985) は, 谷底の間隙の大きい堆積層に外的な荷重 (谷壁からの土石崩落や上流からの土石流下など) が加わって間隙が圧縮する場合を想定し, 地震時の地盤液化現象に類似のメカニズムで流動が始まる可能性を指摘している。

このような考察は土石流発生過程の基礎的なモデルとして有用であるが、実際の谷の源流域での降雨（あるいは融雪）による水の地面への供給データを用いて土石流発生時期・場所・規模を予測するためには、さらに流域や谷底の地形的また水文学的な諸パラメータの情報が必要である。

2) 土石流の流動機構

従来の土石流の流動機構の説明には、水と固体粒子の混合物質を一つの均質な物質とみなして、そのレオロジー特性から流動の法則性を導こうとする立場と、水と粒子を区別し、粒子相互の衝突による応力と水の分子粘性・乱流粘性による応力とをくらべ、一方のみあるいは両方を考慮して、流動の法則性を求めようとする立場とがあった。前者は、とくに細粒分の多い濃い泥流などの場合に、ビンガム流体としてとり扱うことによって、その流動性を説明することができるが、わが国の多くの溪流に発生する粘土分が少なく砂礫成分の多い土石流には、適用できない。

後者の代表的な考え方は、BAGNOLD (1954) によって半ば実験的に導かれたもので、速度のシャーをもつ流れの中で、粒子の相互衝突・反発で生じる応力によって粒子間の空間が保持され、低抵抗の流動が続けられることを示した。高橋 (1983) はその考えにもとづいて粒子群の開水路での定常流の流速分布を導き、水理実験によって、このモデルが他の流体モデルよりも良く実測分布に適合することを示した。

なお BAGNOLD の粒子流の考えは、単にその流速分布の説明だけでなく、大きさの異なる粒子が混在する場合に、流速の分布による上下方向の衝突回数の差によって大きな粒子が相対的に浮かび上がってくる——いわゆる逆級化 (inverse grading) 現象の説明を可能にしている。これらの詳細については、高橋保のレビュー (高橋 1984) によくまとめられている。

この逆級化現象によって大きな岩塊が表層に浮かび上がると、表層は下層に比べて流速が大きいために流れの前方に運ばれることになり、先頭に大きな岩塊が集中するという観測事実が説明される。ただし逆級化の原因は、BAGNOLD の示した粒子間衝突応力のみでなく他にも存在するので (諏訪ほか 1984, 1986)、実際の土石流についてはさらに実験や実測による検討が必要である。このような理論的あるいは実験的な解析は、土石流の流動機構の解明に非常に有効であるが、その前提条件がかなり単純化されている (例えば粒径一定等) ために、現場での適用には困難な面も少なくない。

谷沿いの土石流の運動状態を上流から下流まで追跡するためには、土石流の主要部 (とくに先頭部) を一つの物質塊とみなして、これの斜面沿いの運動を質点力学的に解析することが实际的で簡明な手法であるが (例えば奥田 1986)、この場合には、物質塊と斜面の間の動摩擦係数と、運動にともなう流体抵抗をきめる抵抗係数を、具体的に求める必要がある。これらの係数は、現地での土石流の流速変化の計測結果から求められるが、流動物の運動の状態から実験的に求めることも試みられている (芦田ほか 1985)。この問題については、さらにさまざまな土石流に対する現地計測値と実験室等で求めた見積値との比較が必要であろう。

3) 土石流の堆積機構

土石流の減速・停止についての考察には、流動に関する解析結果が適用できる面もあるが、独立して配慮すべき問題も多い。急勾配の谷から緩勾配の扇状地に流れ出た土石流の停止過程については、高橋 (1983) の解析がある。しかし実際に扇状地での土石流の停止・堆積の過程を究明するためには、谷の中での運動の場合と異なり、側方への土石の拡がり、土石流の先頭部と後続部の分離の現象の考察が必要である。

扇状地が一樣な平面であれば、側方への拡がりもある程度単純な理論的解析が可能であろうが、3.で述べたように、自然の扇状地では、過去の土石流堆積による異方性をもった微起伏 (前述の指を上げたようなパターン) の存在を無視することはできない。土石流がどの方向に進むかはそのときの扇頂付近の微地形によって決定され、どれかの溝状低地に沿って流下する。そして多くの場合、土石流の先頭部が減速

し、かつ多少拡がって薄くなり始めると、後続の土砂流あるいは泥流状の流れは先頭部と分離して、先頭部をのりこえたり、先頭部の側方をすりぬけたりして、先に流下する。

このように、土石流先頭部は扇状地に到達すると変形・変質しながら減速・停止するから、その過程の理論的解析は谷の中での開水路状の流れにくらべて格段に難しくなる。しかも防災科学的見地からすると、谷を出てからの土石流の停止、土石の拡散範囲の予測がもっとも重要な課題である。そこでこの問題については、とくに模型水理実験による研究、現地観測による経験的法則性の探究、あるいはランダムウォークモデルをとり入れた確率論的推測などが試みられているが、総合的な結論は導かれていない（武居 1984）。

V. 土石流研究成果の防災対策への活用

土石流の研究成果が実際の防災に役立つためには、学問・技術・行政の連携が必要であるが、いまのところ次の二方向での研究成果の現実的利用が考えられる。一つは土石流の発生を予測して適切な避難を可能にすることであり、もう一つは土石流そのものを制御する方法を工夫することである。

前者については、IV-1)でも論じたように、土石流の発生機構が原理的に解明されても、降雨の情報から発生を予測するためには多くの地形・水文要素を具体的に知る必要があり、多数の谷でこれらを求めることはきわめて難しい。従って現段階では、それぞれの地方・地域での過去の土石流の発生例を集めて、先行雨量と現在の雨量強度の組み合わせで経験的に判断することが、もっとも現実的な方法である。

ただし先行雨量としては、単に何時間前から積算するか、先行時間が長くなるほどその重みを減じて加算するかなどの方が検討されている。

写真 2 底面スクリーン I（建設省松本砂防工事事務所の設計・施工、焼岳上々堀沢）
A. 土石流流下の前
B. 1985年7月21日の土石流流下の後

写真 3 鋼製パイプスリットダム（建設省松本砂防工事事務所の設計・施工、浦川金山沢）
A. 土石流流下の前
B. 土石流流下の後

なお、計測システム開発の成果を生かして、上流に土石流が発生したことを確認して下流にいち早くその情報を伝える、土石流モニターシステムの開発も試みられている。

土石流発生危険度の高い溪流については、最近の研究成果にもとづき、建設省の指導によって、その指定・公表が進められている。しかし土石の氾濫域までを具体的に予測することには IV-3) で述べたように難しい問題が残されており、特定の地域を対象にした水理学的手法や確率論的手法に基づく危険域の予測が研究的に試みられているが、溪流現地への行政的適用・公表は行われていない。

土石流の運動そのものを制御しようとする試みとしては、従来の、あるいは新型の、さまざまな砂防施設の機能を科学的に評価することが行われている。特に現地計測システムを利用して実際の土石流が砂防施設を通過する際の動態の変化を測定し、土石の捕捉や運動エネルギー減殺の効果を確かめようとする現地実験が、主として建設省によって行われている。

最近、河川の流域全体での土砂の収支を配慮して、通常の洪水時の流出土砂は通過させ、異常な土石流発生時に直下流に被害をもたらす大きな岩塊群のみを捕捉しようとする新しい型の砂防施設の開発が行われている。写真 2, 3 はその一例を示すもので、隙間を持つ構造物によって、大きな岩塊の集団のみを捕捉したり、水や細粒土砂と岩塊群を分離したりする方策がとられている。このような新施設の開発に際しては、土石流の物理的特性にもとづいた計画が必要であり、そのための基礎的な模型実験が大学や建設省土木研究所などで行われている。

謝 辞

本稿をまとめるに際して、防災研究所 諏訪 浩氏に多くの資料・写真をご提供をいただいた。また建設省松本砂防工事事務所には、共同研究の成果の利用、および最新の砂防施設に関する資料の提供について特別のご協力をいただいた。ここに記して謝意を表する。

引用文献

- 芦田和男・江頭進治・神矢 弘・佐々木浩 (1985) : 斜面における土塊の抵抗則と移動速度. 京大防災研年報, No. 28, B-2, 297-307.
- BAGNOLD, R. A. (1954) : Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. Roy. Soc. London*, A255, 49-63.
- OKUDA S., SUWA, H., OKUNISHI, K., YOKOYAMA, K. and NAKANO, M. (1980) : Observations on the motion of a debris flow and its geomorphological effects. *Zeits. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd.* 35, 142-163.
- 奥田節夫・諏訪 浩 (1984) : 扇状地における流出土砂の堆積の観測事例. 芦田和男編「扇状地の土砂災害」古今書院, 第二章, 45-79.
- 奥田節夫 (1986) : 斜面崩壊にともなう物質の移動過程. 地質学論集, 第28号, 97-106.
- SASSA, K., KAIBORI, M. and KITERA, N. (1985) : Liquefaction and undrained shear of torrent deposits as the cause of debris flows. *Proc. of Int. Symp. on Erosion, Debris Flow and Disaster Prevention*, 1985, Tsukuba, Japan, 231-236.
- 諏訪 浩・奥田節夫・小川恒一 (1984) : 土石流における粒度偏析過程 (その1). 京大防災研年報, No. 27, B-1, 409-423.
- 諏訪 浩・奥田節夫 (1986) : 土石流における粒度偏析過程 (その2). 京大防災研年報, No. 29, B-1, 391-408.
- SUWA, H. and OKUDA, S. (1986) : Measurement of Debris Flows in Japan. *Proc. IVth Int. Conf. and Field Workshop on Landslides*, 1985, Tokyo, 391-400.
- SUWA, H. and OKUDA, S. (1987) : Seasonal Variation of Erosional Processes in The Kamikamihori Valley of Mt. Yakedake, Northern Japan Alps. *CATENA*, COMTAG, Symp. Vol. II, in press.
- 高橋 保 (1983) : 土石流. 芦田・高橋・道上 共著「河川の土砂災害と対策」森北出版, 第3章, 73-89.
- 高橋 保 (1984) : 土石流の流れ学. ながれ (日本流体力学会誌), Vol. 3, No. 4, 307-317.
- 武居有恒 (1984) : 土砂災害の危険範囲予測. 芦田和男編「扇状地の土砂災害」古今書院, 第5章, 155-191.