1984年長野県西部地震による斜面崩壊とその特徴

大草重康*・安間 荘**・毎熊 弘**
藤田至則***・榎倉克幹****

Slope Failures and Debris Flow Characteristics during the 1984 Naganoken-Seibu Earthquake

Shigeyasu OKUSA, So ANMA, Hiromu MAIKUMA,
Yukinori FUJITA and Yoshimasa MOMIKURA

Abstract

On September 14, 1984, an earthquake of magnitude 6.8 (Richter) occurred at a depth of 2-3 km near an active volcano, Mt. Ontake (3063 m), in the mountainous area of central Japan.

The geology of the mountain is Quaternary pyroclastic rocks intercalated with andesite lavas and lacustrine beds on the basement of Paleozoic formations and Mesozoic acidic volcanic rocks.

Four large slope failures, Matsukoshi, Kiyotaki, Ontake, and Takigoshi failures, were associated with the earthquake shock causing the loss of 29 lives. The failures were concerned with the weathered volcanic ash, pumice, scoria and/or tuffaceous lacustrine layers.

Matsukoshi failure occurred on a village terrace and its scale was about 150 m wide, about 230 m long, the maximum depth of slide was about 40 m, and the total failure volume was 290,000 m³. The sliding material ran up on the other side slope carrying with it a ready mixed concrete plant up to 30 m from the river bed.

Kiyotaki failures consisted of five failures, which occurred on the foot slope of the mountain. Each failure was on a scale of about 50-100 m wide, 30-50 m long and 5-10 m in depth. The slip planes were in the weathered pumice and/or ash layers.

Ontake failure was inferred to have occurred in five blocks consecutively on the southern flank of Mt. Ontake at an altitude between 2550 m and 1900 m. The scale of failure was about 0.4-0.6 km wide, about 1.5 km long, the maximum depth of slide was 150 m, and the total volume was about 36,000,000 m³. The slip plane was in the highly weathered pumice and scoria layers. The failure material turned into a gigantic debris flow and traveled the valley with a thickness of about 40-90 m at the average rate of about 20 m/s. The material flowed down about 8.5 km along the valley and flowed into the main stream of the area, forming a vast sedimentary plain of 100-400 m wide and 30-40 m thick over a distance of about 3 km. Part of the earth and rocks spilled over several terraced ridges on the opposite side of the failure slope and at the corners of the valley, and flowed into other valleys. The debris flow consisted of crushed pyroclastics and lava blocks and its surface was undulated during the flow.

Takigoshi failure occurred in the lacustrine sandy soils intercalated with volcanic ash and pumice layers. The scale of failure was about 120 m wide and about 50 m long, the maximum depth of slide was 50 m, and the total volume was 500,000 m³. The material flowed about 1 km and formed a fan-like sedimentary plain on the artificial lake. The failure was inferred to have occurred by liquefaction of the sandy soil.

The failures indicate the importance of geological distribution of highly weathered volcanic ash, pumice, scoria, and/or tuffaceous lacustrine layers for the occurrence of earthquake-induced slope failures and successive flows.

* 東海大学海洋学部海洋土木工学科
** 建設基礎調査設計事務所

*** 新潟大学積雪地域災害研究センター
**** 国土庁土地局国土調査課

1. まえがき

1984 年 9 月 14 日午前 8 時 48 分に発生した長野県西部地震 ($M=6.8$) は、図-1 に示すとおり中部日本を中心に震度 II~VI の地震動をもたらした。気象庁発表による本震の震央は $35^{\circ}49.3'N$, $137^{\circ}33.6'E$ 、震源の深さは 2~3 km のごく浅いところであった。本震に続いて震央付近の東西約 15 km、南北約 5 km の範囲で多数の余震が記録されたが、中でも 9 月 15 日の $M=6.2$, $M=5.6$ および 10 月 3 日の $M=5.5$ の余震が比較的大きなものであった¹⁾。

図-1 長野県西部地震の震央と震度分布 (気象庁発表のデータより作製)

震央は活火山である御岳山 (標高 3063 m) の南東約 10 km の位置にあり、本震による災害は震央を中心に半径約 10 km の比較的せまい範囲で発生した。御岳火山に由来する安山岩質溶岩、火山碎屑物、火山灰などからなる王滝川左岸山地において多数の斜面崩壊が発生し、これによって 29 の人命が失われた。

第四紀火山噴出物の分布地域は国土の約 1/5 を占めており、地震によってこの種の崩壊がたびたび起こる可能性がある。本論文では、今回の地震による四つの主な斜面崩壊の特徴を述べ、土塊の崩落、移動および堆積の各過程で生起する諸現象の特殊な性格を示した。これは火山山地での地震による土砂災害の軽減を考える上で堆積岩、変成岩、深成岩などの山地とは異なった見方で対処する必要があることを教えるものであった。

2. 地形・地質

本地域周辺の基盤山地の山腹傾斜は $20^{\circ}\sim 50^{\circ}$ を示している。標高 2000 m 以下の火山裾野の部分は、傾斜 $5^{\circ}\sim 10^{\circ}$ の緩い斜面を作っている。本地域の年平均降水

量は約 2000 mm あり、これによる強い侵食作用と中部山岳地帯の第四紀に受けた著しい隆起運動とあいまって御岳山周辺では急速な山体破壊が進行している。谷の深さは 50~100 m で、源頭部は標高 2000 m~2400 m 付近にまで達している。

御岳火山は更新世に活動を始め、幾度かの休止期をはさむ独立活火山である。火山体の基盤は、東側が古生代~中生代の砂岩・粘板岩、西側が濃飛流紋岩からなっており、これらは南北方向に推定される断層で接している。基盤にのる御岳火山体の基底の直径は約 20 km で、基底から山頂までの比高は約 1500 m である。火山体を構成する地質は図-2 に示すように、更新世前期に形成された上野玄武岩層、中期に形成された鈴ヶ沢累層・樽沢累層および後期に形成された王滝累層に分けられ、それぞれの間には不整合関係にある²⁾。

図-2 御岳山南斜面の地質 (松本盆地図研本曾谷サブグループ²⁾の図に加筆)

これらのうち、今回の四つの崩壊に関係した地層は更新世後期の王滝累層である。伝上川付近では本累層は、下部より木曾谷層、伝上川溶岩類および奥の院溶岩類に分けられる。伝上川溶岩類の最下部には、灰白色細粒軽石層、粗粒軽石層、細粒赤褐色スコリア層、赤褐色~暗灰色のやや膠結したスコリア層の順に重なる降下堆積物が分布する。その上位はスコリア層、スコリア質火山灰層をはさむ安山岩質の凝灰角礫岩層および安山岩溶岩層からなっている。奥の院溶岩類は御岳火山体上部の斜面を作って分布する厚さ数 10 m の安山岩溶岩である。

3. 地震による斜面崩壊

今回の地震によって発生した大きな斜面崩壊は 4 個所で (図-3)、気象庁震度 VI、水平震度 0.4 g に近いあ

図-3 長野県西部地震による崩壊発生位置と土石流のはらん区域⁸⁾

表-1 長野県西部地震による斜面崩壊の地形と地質（梶倉ほか⁴⁾ に加筆・修正）

	松 越 崩 壊	清 滝 崩 壊	御 岳 崩 壊	滝 越 崩 壊
崩壊土量 (×10 ³ m ³)	290	100	36,000	500
崩壊前の斜面の傾斜 (度)	17	10~20	25	30~50
斜面の形態	凸型の段丘崖	凸型の側斜面	太った尾根	凸型の段丘崖
すべり面の深さ (m)	40	5~10	100~150	50
すべり面のかたち	重複したU型	平面型	U型	平面型
崩壊部分の地質	王滝累層 (河岸段丘を作る砂、 泥、礫、火山砕屑物)	降下堆積物 (火山灰、スコリア、 軽石)	王滝累層 (火山砕屑物) (安山岩溶岩)	王滝累層 (湖成砂・泥層) (安山岩溶岩)
斜面下部の侵食形態	河川の側方侵食	道路の切取	河川の側方侵食	河川の側方侵食

るいはそれを越えた地震動があった範囲に分布する。地表面からすべり面までの深さはそれぞれの崩壊地で異なっているが、すべり面は風化の進んだ軽石層、スコリア層あるいはこれと物性が類似するより新しい湖成層の部分にあった。それぞれの崩壊の特徴を 表-1 に示し⁴⁾、以下に説明を加える。

(1) 松越崩壊：この崩壊は震央の南約 1.4 km の松越部落で発生した（図-4）。崩壊斜面は砂礫、礫まじり粘土および火山灰からなる段丘堆積層（滝越湖成層上部）とこれを覆っている崖錐性の堆積物からなっている。この崖錐性堆積物は崩壊地上方に急崖を作っている王滝累層に由来したものである。これらの地層は中〜古生層の基盤を覆う灰白色〜淡褐色で粘土化の進んだ火山灰層、軽石層の上のっている。崩壊後に滑落崖の下端、段丘堆積層の基底から大量の湧水がみられたが、それは粘土化した火山灰層や軽石層が不透水層となり、地下水が段丘堆積層内に賦存していたことを物語っている⁵⁾。すべり面は粘土化した火山灰層、軽石層中にあった。

この崩壊によって崩壊斜面上方の平坦面にあった数軒の人家、木工所および県道御岳王滝黒沢線の一部をのせた約 29 万 m³ の土砂が大又川へすべり落ちた。この崩壊斜面の対岸河床付近にあった生コンクリート工場は、流下した崩落土砂とともに河床から約 30 m 上方の段丘面上へ持ち上げられてしまった。

松越崩壊の崩落土砂は大又川を 900 m 流下し、牧尾ダム湖（御岳湖）最上流部の堆砂面上に堆積した。堆積

原上には直径 1~2 m の小規模な流れ山が多数見られた。崩壊時に御岳湖が満水状態にあったとしたら崩土は大きな運動量をもって湖水中に突入し、津波を発生させたかもしれない⁶⁾。

(2) 清滝崩壊：震央から北北西約 2 km、御岳高原南端の 5~10° の緩傾斜の尾根の側斜面で五つの崩壊が発生した。これらの崩壊が発生した斜面は、標高 1100~1300 m の位置にあり、厚さ 2~10 m の更新世の火山降下堆積物に覆われている。御岳有料道路付近で発生した崩壊 A、B および C は 図-3 に、崩壊 A と C の地質断面は 図-5 に示した。崩壊 B と C は一つの尾根の東向斜面で起こった。前者は幅約 100 m、長さ約 50 m、深さ 5~6 m で、崩土は斜面中間を横切る御岳有料道路をのり越え、小又川の谷底に流れ落ちた。崩壊 C は幅約 100 m、長さ約 60 m および深さ 5~8 m である。崩土の大部分は小又川に流れ落ちたが、南側の一部は傾斜 2~5° の有料道路上を約 200 m 流れ下り、尾根の西側にある小又川支流に落下しさらに谷底を約 600 m 移動して止まった。崩壊 A は御岳有料道路の切取斜面上方が発生したが規模は小さく、崩土は有料道路を埋め、一部は谷底になだれ落ちた。

これらの崩壊のすべり面はいずれも風化した火山灰層上面あるいは軽石層中にあった。すべり面付近の土は乱されると流動化するため、地すべり土塊は本来の降下成層構造を大きく乱されることなく上部に植生をのせたまま板状にすべり落ちている。このような火山灰層の板状

図-4 松越崩壊の平面図および断面図

すべりは 1978 年の伊豆大島近海地震のさい、見高入谷付近で多数発生した⁷⁾。この種のすべりは強度の低い地層が相対的に強度の高い地層の下に埋積され、かつ、これらが現地地形面とほぼ平行に堆積分布しているときに起こる現象で、板状なだれのそれとよく似ている。

(3) 御岳大崩壊と土石流：御岳大崩壊は震央の北西約 8 km、御岳山（標高 3063 m）の南斜面で発生した（図-3）。崩壊は御岳火山南端にある地獄谷火口外輪山から南に延びる尾根の標高 2550 m から 1900 m までの間が抜け落ちるようにすべった。崩壊地は長く延びた馬蹄形を呈し、巾 0.4~0.6 km、長さ約 1.5 km、すべり面の深さは尾根軸付近で最大 150 m に達した。崩壊土量は約 3600 万 m³（国土地理院計測）であった。崩壊の大部分は崩壊

地下端を北東から南西に流れる伝上川を通り、濁川、王滝川に流出した。崩れた土砂は崩壊地内にわずかに残留したに過ぎず、擦りきずのある滑落面が広く露出していた。

崩壊地内の滑落面は単純な馬蹄形曲面ではなく、元の尾根軸とほぼ平行で西側にずれた位置に北北西に延びる顕著な谷が出現した。この谷から派生するいくつかの谷状地形が北北東に延び、滑落面に起伏をつけていた。

本震から 3 日後の空中写真をみるとこれらの谷状地形の源頭部から水が湧出している状態が読みとれた。本震の 2 週間後には湧水点は下り、中央の谷の周辺にかぎられていた。滑落面の中～上部はわずかに起伏しているが、ほぼ全面に灰白色～黄白色の細～粗粒軽石層が露出

図-5 清滝崩壊 (A) および (C) の地質断面図

している。この軽石層表面には複数の方向性を持った擦痕がみられた。

この崩壊は、更新世の王滝累層下部層（木曾谷層）に刻み込まれた古い谷地形を埋積した王滝累層上部層が、古い地表面を覆う弱い弱な降下堆積物層を境にすべり落ちたものである。

王滝累層上部層は、下位の火山灰、軽石、スコリアなどの降下堆積物層（厚さ 30 m 以下）と上位の御岳火山から噴出し斜面に沿って流下・堆積した火山碎屑物、安山岩熔岩などの互層（厚さ 60~120 m）に分けられる。基底部には厚さ 0.2~2 m の灰白色を呈する砂質軽石層（千本松軽石層と呼ばれている²⁾）とこれに漸移する厚さの変化のばげしい黄白色~淡黄褐色を呈する粗粒軽石層が古い谷地形を覆って分布する。これらはともに変質が進み、指頭ですりつぶすと粘土粒化する。これらの上位にあるスコリア層（S-0 スコリア層²⁾）は崩落崖下部に露出し、厚さ 3 m 以上、ところによって 15 m に達する。スコリア層の下部は赤褐色を呈し粗粒で緩いが上部は赤褐色~暗赤灰色を呈し中~粗粒でやっ締っている。スコリア層の直上を覆う地層は火山灰、火山碎屑物、角

礫状溶岩などが入り混った安山岩層で、崩落崖の西側で厚く 60 m 以上に達する。最上部には黄褐色の火山灰層を挟む 2 枚の安山岩溶岩層（全体の厚さで 30 m 以下）が覆っている。

御岳大崩壊は、すべり面の位置が深く、尾根部が尾根軸とほぼ平行に抜け落ちるようにすべっていることが大きな特徴である。崩壊後の滑落面の地形から判断して、

図-6 御岳崩壊の各ブロックと崩土の流動方向

崩壊部は 図-6 に示すように五つの崩壊ブロックに分けることができる⁸⁾。これらは崩壊主要部を構成する尾根の下部から上部へ ①～④ の順にならび、⑤ ブロックは尾根の西側にあった古い崩壊地の源頭部が、③および④ブロックの崩壊にともなって副次的に崩れたものであろう。大きな崩壊を起こした東側尾根中部～上部の ②～④ ブロックのすべり面の大部分は、細粒～粗粒の軽石層内に位置している。

崩壊の発生順序について大草ほか⁹⁾は滑落面の地形および伝上川左岸に溢流・散乱した土砂の起源から考えて、下部から ①～④ の順にわずかな時間ずつ遅れて発生したものと考えている。酒井⁹⁾は本震の衝撃で以前から崩壊が拡大しつつあった伝上川右岸の尾根先端急斜面が、一次崩壊（崩壊土量約 400 万 m³）を起こし、その後ほとんど時間をおくことなく強振動の継続時間中に上部が二次崩壊したと推定している。一方、榎倉ほか⁴⁾は、地震動による斜面の安全率の低下は千本松軽石層をすべり面とする ②～④ ブロックで著しく、上方からの荷重に ① ブロックの摩擦抵抗が抗しきれずに遅れて崩壊したと考えている。

本震が発生したとき田の原の御岳神社社務所付近にいた皆戸 勉氏の証言「地震のゆれ始めと同時に百雷の轟くようなものすごい大音響が聞こえた。外を見たが霧のため崩壊状況は目撃できなかった」が一つの手がかりを与える¹⁰⁾。

皆戸 勉氏が聞いた轟くような大音響は、単発でなくある時間続いていたが最初の音は斜面の最初の破壊に対応することにまちがいが無い。その後の音は、斜面の破壊音だけでなく滑落する崩土の衝突音、樹林を圧潰するときの音などが入り混っていたであろう。

音だけでは崩壊場所、順序を特定できないが、崩壊は本震の主要動にわずかに遅れて発生し、主要動の継続時間中（10 数秒程度か）にすべての崩壊ブロックが崩壊し始めたと考えてよいであろう。

崩壊の原因として藤田ほか⁵⁾は粗粒軽石層の上位にある赤褐色スコリア層の液状化をあげ、川上ほか¹¹⁾は千本松軽石層の液状化、クイックレイ化をあげている。これに対し石原ほか¹²⁾・後藤ほか¹³⁾は、千本松軽石層の風化・粘土化が進み、土の内部摩擦角が低下していたため地震による水平加速度で容易に崩壊が発生したと考えている。崩壊の原因についての著者らの考えは各々異なっているが、すべり面となっている細粒軽石層、粗粒軽石層、スコリア層などの降下堆積物層の本来的に持つ堆積特性、物理特性が崩壊の素因として深く関与していると

考える点では共通している。これらの地層は多孔質でもろく、高い含水比（しばしば液性限界以上の自然含水比）を示し、一たん乱されると液状化する特徴がある。

御岳山南麓では 0.4 g を越える水平加速度があったものと推定されており¹⁾、地震の水平加速度で斜面の安定性が失われ、崩壊したとする石原らの考えは首肯できる。地震動による孔隙の多い土粒子の再配列あるいは土粒子間の骨格構造の変形は当然あったにしても、これが直接的に液状化につながり崩壊に至ったという確証は今のところない。重要なことは土粒子あるいは土粒子間の骨格構造がせん断破壊されることによって生じた余剰の水が、すべり面付近の土を低粘性の液状体（潤滑剤）に変化させ、崩落土塊を高速で滑動させることを可能にしたことである。

崩壊地対岸の斜面に飛散した岩塊の分布から堀内（1981）の式を用いて逆算すると ④ ブロックの落下速度は 70～75 m/sec 程度と考えられる。崩土がこの速度を得るためにはすべり面の動摩擦係数は極めて小さくしなければならぬ（後述）。これがすべり面付近に潤滑剤となり得るものが形成されたと考える論拠で、一種のハイドロプレーニング現象とみることができる⁹⁾。

崩落した土塊の大部分は崩壊地斜面の下端を北東から南西に向って刻む伝上川の谷に落ち、巨大な土石流となって流下した。この土石流の本流は伝上川から濁川に入り、柳ヶ瀬地点で王滝川に流出しここに広い土石流堆積原を作った。柳ヶ瀬下流約 1 km の県道にいた恵工電設（株）田中亮治氏が聞いた大音響を、土石流が濁川王滝川合流点手前の屋根に突当たった時の音とすれば、ここまでの土石流の平均流速は、約 20 m/sec（8.5 km/7 分）に達したものと推定される¹⁰⁾。

崩壊ブロック ④ の崩落土塊は、先行した ①～③ ブロックの崩落土塊が滑落面を平滑化しすべり面に潤滑剤となる液状体の薄層を形成していたこと、崩落土塊の落下高が 350 m 以上あったことなどのため大きな運動エネルギーを持って落下した。崩壊地下部には崩土の落下の方向にやや斜交して北から南へ傾斜する尾根状残丘（崩壊ブロック ① の東翼に削り残された部分）がある。崩壊ブロック ④ の土塊はこれに突当たり、これを跳躍台として土塊の上半部は伝上川を跳び越えて対岸（左岸）の田の原から小三笠山北方に延びる緩傾斜面上にのし上げて飛散した。この崩土は緩傾斜面を覆う樹林帯を押しつぶし、一部は小三笠山の北および西の鞍部をのり越えて鈴ヶ沢に流入したが大部分は緩傾斜面を刻む小谷を通過して伝上川に戻り、さらに先行して伝上川の谷を埋めて

いた崩土の上を横断して右岸の伝上川と濁川の間の台地上まで達した(図-6)。小三笠山北側の緩傾斜面上に堆積している崩土は、面積約 0.3 km^2 、厚さ $0.5\sim 5\text{ m}$ で、径 4 m 以下の安山岩角礫を主とした粗粒土(火山灰、スコリアを含む)よりなり、表面に灰色～赤褐色～黄茶褐色を呈する様々の色の縞模様がみられる。これは緩傾斜面上を覆う火山灰層をすべり台として高速で移動した崩落土塊が、それ自身の外縁部を削り落しつつ流れたことを示唆している。伝上川左岸にのし上げた崩土が主として④ブロックのそれであると判断した根拠は、飛散している安山岩角礫が崩壊地斜面の最上部に分布する板状節理の発達した伝上川溶岩類の岩塊が多いこと、崩土に混入している表層土壌中に高山性～亜高山性のハイマツ、矮性のダケカンバやナナカマドなどがみられ、これらは少なくとも標高 2400 m 以上に分布する植生を示すものと考えられるからである。

また、伝上川左岸斜面に飛散した岩屑が伝上川の谷を飛び越えるためには、射出仰角を 5° とすると 70 m/sec 以上の射出速度を必要とする。もし②～④ブロックが全体としてすべった場合には 50 m/sec 程度の射出速度となり、射出仰角が 15° 以上にならないと崩土は伝上川の谷を飛び越すことができない。以上の諸点から御岳大崩壊はいくつかの崩壊ブロックに分かれ、数秒程度の時間差を置いて下部から順に崩壊したもので、伝上川左岸斜面にのし上げた崩土は、高い位置にあり大きな落下速度を持った④ブロックに由来していると判断できる。また④ブロックの崩土は、高速であったが故にハイドロブレーニング現象を起こし、伝上川左岸緩傾斜面上を覆う樹林帯を長さ 1.5 km 余にわたって破壊し、小三笠山西方の比高約 40 m の鞍部をのり越えることを可能にしたのである。これには左岸斜面の最上部に分布する火山灰層の土性が重要な役割をはたしている⁹⁾。

崩壊地から落下した崩土の大部分は、斜面下端を刻む伝上川(河床勾配: $1/7.5$)に流入し、巨大な土石流となって谷壁を削りながら約 5 km 突進し、源を御岳山南西の地獄谷に持つ濁川に流出した。伝上川は緩く南に傾く火山裾野斜面を刻む深さ $80\sim 120\text{ m}$ 、谷底巾 $40\sim 70\text{ m}$ の谷で、名産のヒノキを含む天然の針広混交林が緩斜面や谷壁を覆っていた。伝上川を流下した土石流の本流は、谷底はもちろん谷壁の大部分の植生をはぎ取り岩盤をも削って、氷河侵食によるU字谷と極めてよく似た地形を作りだした。谷底部には滑らかに削られた岩盤が広範囲に露出し、土石流堆積物はほとんど残っていない。

土石流によって侵食された谷壁下部や谷底部の岩盤面

には、流心と平行な擦痕が無数にみられ、軟質な岩盤(凝灰岩、凝灰角礫岩など)が撰択的に深くえぐり取られている。一方、谷壁上部では水平方向の擦痕はほとんどみられず、むしろ土砂の落下による縦方向のガリー侵食地形が顕著である。

谷の屈曲部や狭さく部では、土石流の流れが阻害されるため堰上げが起こり、土石流が谷壁をのり越え溢流している。崩壊地下端から約 2 km 下流、伝上川が南西から南東に曲流する地点では特に大規模な土石流の溢流があり、伝上川と濁川の間に高さ約 80 m 、巾 $500\sim 800\text{ m}$ の伝上川右岸台地をのり越え、数 100 万 m^3 の土砂が濁川に流入した。またこれより約 600 m 下流の伝上大滝直上流の屈曲部では、河床からの比高 $60\sim 70\text{ m}$ の伝上川左岸台地上に溢流し、約 1.5 km 流れて再び伝上川に戻った。

伝上川を流下した土石流の流速については芦田ら¹⁴⁾は、崩壊地下端で崩土が得た流速 $50\sim 60\text{ m/sec}$ を減ずることなく濁川合流点まで流下したと見積っている。著者らは、伝上川の直線状の谷の部分での崩土の流速は各々の崩壊ブロックの落下速度が異っても平均的には 50 m/sec 程度の速度で流下したであろうと考えている。

伝上川から濁川に流出した土石流本流は、濁川の谷の屈曲部、狭さく部で流れが阻害されて間けつ的な流れに変わり、平均流速は 15 m/sec 程度に低下したものと推定される。濁川の河床勾配は平均 $1/18$ (約 3.5°) で伝上川のそれと比べてかなり緩く、流れに対する制動要素が多い。

伝上川では土石流による谷壁の侵食が顕著であるのに対し、濁川では谷の広い部分の土砂の堆積と谷の狭い部分の侵食が交互にみられる。攻撃斜面側への土石流のはい上りは非攻撃斜面に対し 20 m 程度の高さまでしか達していない。むしろ谷の屈曲部や狭さく部の直上流で高い位置まで樹木が失われている。これらの部分では斜面にへばりついて土砂が残っており、幹の折れた樹根が直立したまま土砂に埋もれている場合がある。濁川温泉付近の谷の広い部分には直径 40 m 以上の流れ山がいくつもあり、堆積土砂の厚さも $30\sim 50\text{ m}$ に達する。

濁川が王滝川と合流する手前に西から延びる比高約 60 m の尾根があり、谷が東へ屈曲している。ここでも土石流が堰上げられ、上端部が尾根を溢流して王滝川に直接落下している。溢流した土砂の量は王滝川に堆積した土砂のオージブ縞状構造のうち溢流部を扇頂とするものの範囲は狭小であることを考えると数 10 万 m^3 を越えることはないであろう。

図-7 王滝川に流入した土石流の堆積表面構造。
オージブ縞状の Pressure Ridge の配列群は、1 つの土石流段波に対応する。

王滝川は広い鍋底形の河谷をもつ緩い勾配(約1/50)の谷で、濁川合流点の下流約1.5kmのところには餓飢ヶ咽、さらに下流1.5kmのところには氷ヶ瀬の両狭さく部がある。王滝川に流出した土石流は、氷ヶ瀬狭さく部までの約3kmの河床を埋めつくし、巾100~400mの堆積原を形成した。濁川の合流点付近に堆積した土砂は、厚さ最大40mにおよび王滝川を堰止め、王滝川上流約2.5kmにある王滝ダムまで達する貯水量約130万 m^3 の湖を形成した。

王滝川河谷に堆積した土石流堆積物は2500万 m^3 以上と推定されるが、餓飢ヶ咽トンネル西方にいてこの土石流を目撃した田中亮治氏(前出)は、1)最初の轟音で危険を感じ、山にかけ登ったが最初に来た土石流は白茶けた信州みそのような色で、段波状に三つぐらい押しよせてきた。2)それらの段波は走るというよりも飛ぶように、山の斜面に突き当たると躍ね跳び時速100km以上あったと思った。3)山の上に逃げ、濁川と王滝川の合流点左岸の尾根の上から濁川を見たとき、赤っぽい巨大な土の塊がいくつも流れるというよりもすべるように飛んでいった。4)これらの土塊の流れる時に発する轟音は同日の12時ごろまで聞えていた……と証言している(建設省土木研究所の聞き取り資料による)。

これらの証言から土石流の先端部は崩壊発生後6~7分後に目撃地点に達しているが、土石流はその後数時間にわたって段波状に流下していたことがわかる。

王滝川に流出した土石流の堆積原の表面には、直径10m以下の流れ山が点在し、オージブ縞状に配列したpressure ridge群が多数認められた(図-7)。後発した土砂流によって流心に近い部分ではこれらの一次表面構造は消されてしまっているが流出当初は堆積原全表面に形成されていたと考えられる。これら1組のオージブ縞状構造は、一つの土石流段波に対応している(土砂の二次的な移動によっても当然形成される)。このような構

造は、表面の粘性が高く、内部の粘性が低いパホエホエ溶岩流によく見られる構造で、この土石流の流れ方をしめす重要な鍵を与えている。

また、pressure ridgeの間の溝状地に多数の小噴砂丘があり、ここから水を噴き出している(図-8)ことからみて、堆積物内部に過剰な間隙水圧が生じていたと考えられる⁸⁾。

図-8 王滝川の土石流堆積原上の窪地にみられた噴砂丘の1つで直径は約9cm。少量の水が湧出しており周囲を歩くとき地面がゆれ動く。(9月28日撮影)

以上述べた土石流の流下現象および堆積表面形態から判断して著者らは図-9、図-10に示すような土石流モデルを考えている。簡単にいえば上部に不飽和の礫質土層、下部に飽和した粘性土層があり、下部の粘性土が滑材となって流下するというモデルである。上部の礫質土は谷壁との摩擦抵抗が大きいため下部の粘性土よりも流速が相対的に小さくなる。また谷の屈曲部や狭さく部では側面摩擦抵抗が大きくなるための土石流が堰上げられ、溢流を起こす。堰上げがある程度の高さに達し、堰上げ地点の上流における下部の粘性土層中の圧力が高まると、底部からこれを突き破り上部に礫質土を乗せたま

図-9 御岳崩壊にともなう土石流の流下モデル。下部の流動化した部分の流れによって上部の礫質土が移動する。屈曲部や狭さく部で土石流の堰上げが起こる。

図-10 土石流の流動とこれによる谷壁の侵食を示す模式図。

ま急速に流下する。下部の流動性の高い粘性土層の大部分が流出してしまうと再び側面摩擦抵抗が増大し、土石流の堰上げが始まる。このようにして土石流は伝上川下流部から濁川・王滝川合流点の間にある6～7ヶ所の屈曲部や狭さく部で間けつ的な土砂の流れに変えられ、段波状に流下したものと考えられる。土石流の表面の動きに着目すれば、谷の屈曲部や狭さく部の直上流では、土石流の堰上げと下部粘性土層の流出により表面の上下動が卓越するのに対し、直下流では下流に向う水平動が顕著で流速も大きい。これらの現象は、谷の地形、土石流の土層断面構造および各々の土層の性質によって規定されている。土石流の層構造（下部の飽和した粘性土と上部の不飽和礫質土）は崩壊地における地層の層位的関係（下部にある軽石、スコリアなどの多孔質火山降下堆積物と上部にある火山砕屑物、溶岩などの流下堆積物）を大局的に維持しており、崩落土砂の混合があまりおこなわれていないことを示している。

以上述べたようなモデルは、御岳山南麓に発生した巨大崩壊による土塊の崩落—移動—堆積の各過程で現われた様々な現象（崩土の流速が速く、崩土の到達距離が大であること、谷壁の侵食形態が上部と下部で異なっていること、もろい大きな土塊（流れ山）が乱されることなく10 km 以上下流まで運ばれていること、王滝川の堆積面上に多数組のオージブ縞状の pressure ridge 配列群が普遍的に認められること、pressure ridge 上には人が歩ける程度のかたさを有しているのに内部はぶよぶよで低い水溜り部に無数の小噴砂丘があり地下水が湧出していること、土石流を目撃した田中亮治氏らの証言の内容な

どを統一的に説明できる。

このような崩壊の全体像は、前述の松越・清滝両崩壊の外、十勝沖地震での八戸地区の崩壊、伊豆大島近海地震での見高入谷の崩壊など第四紀火山噴出物（特に多孔質の降下堆積物）の崩壊に共通してみられ、日本の火山地帯の崩壊形態として普遍性をもったものと考えられる。

著者らは、古い地形面を埋積した火山性堆積物が古いぜい弱面を境にすべり落ちるものを御岳型崩壊、崩土が崩壊地にあった層構造を維持したまま（通常の土石流のように土砂の回転・混合をおこなわずに）下部にある水で飽和した滑材に乗って流下するタイプの土石流を御岳型土石流と仮称している。

小三笠山北斜面の岩屑の流動は、高速で突入した粗粒土塊が在来地盤を乱して潤滑剤を作り出し一種のドロプレーニング現象を起こしたことによるものと考えている。崩壊地对岸の小三笠山北斜面にのし上げた岩屑は、主として④崩壊ブロックの崩土と考えられるがその突入速度は飛散した岩塊の分布範囲から逆算すると70～75 m/sec と推定される。これらの岩屑は、針葉樹林帯の下にある火山灰起源のボドゾル化した土壌 A₂ 層およびその下位の B₁ 層を乱し、流動化したこれらの層を潤滑剤としてすべっていったのであろう（図-11）。A₂ 層および B₁ 層の自然含水比（120～140%）は、それらの液性限界（65～85%）よりもはるかに高く、指頭ですりつぶすと容易に液状化することが確かめられた³⁾。岩屑の流れた斜面の一部には乱された平滑な面に浅い擦痕の残る火山灰層が露出しており、地山と岩屑流との間の摩

図-11 田の原—小三笠山緩斜面や伝上川右岸台地上を流れたレキ質土の流動。
表土(約 30 cm)の下の火山灰層が乱されて潤滑剤となり、ハイドロプレーニング現象が起きる。

図-12 滝越崩壊地の地質平面図および地質断面図
(梶倉ほか⁴⁾の図に加筆修正)

擦抵抗は極めて小さなものであったことがうかがえる。田の原・小三笠山付近に生育する樹木の根系は浅く、地表下 30 cm 以深にある黄褐色のかたい火山灰層 (B₂~C 層) まで侵入した毛根はほとんどみられない。また、

この地域のポドゾル化した土壌の上に生育した森林はしばしば風倒害を起こすといわれる¹⁵⁾。

このようなところでは樹林帯による突入土砂の阻止効果は少く、大きなエネルギーを持った崩落土塊によって容易に広範囲の森林が破壊されてしまったのであろう。エアクッションによって岩屑流が斜面を突進したとする見方もあるが、その具体的な証拠は見いだせなかった。

(4) 滝越崩壊: 本崩壊は震央から西約 8 km, 標高約 1200 m の台地状尾根の北西向斜面で起った。他の崩壊地と異なりこの地質は火山灰質土を含む湖成層(滝越湖成層)とこれを覆う安山岩溶岩層および砂礫層からなっていた。すべり面は主としてこの湖成層の中にあった。崩壊の規模は幅約 120 m, 長さ約 80 m, すべり面の深さ約 50 m で、崩壊土量は約 50 万 m³ であった(図-12)。崩壊土砂は約 100 m 斜面をすべった後、南西向き小さな谷に流れこみ王滝ダム貯水域に扇状の堆積原を形成した⁴⁾。すべりを起こした湖成層は、火山灰、軽石、スコリアなどを含む砂質~泥質の成層した末固結層で、湖成層中のすべり面の傾斜は緩く 5° 以下であった。崩壊は緩い砂質土部分が地震動によって液化化し、斜面全体の安定を乱したことにより発生した可能性が大きい。湖成層は一たん乱されると流動性に富む土砂となるため、崩土は植生をのせたまま崩壊地末端から約 1 km はなれた王滝ダム湖右岸にまで達した。これによる死者は 6 人であった。

4. まとめ

本論文では今回の地震によって震源域を中心に発生した多数の崩壊のうち、主要な四箇所崩壊についてのべた。これらの崩壊は、いずれも更新世後期の火山作用に関係して形成された末固結の地層が 0.4 g を越える強い地震動を契機としてすべったものである。

これらの崩壊のうち滝越崩壊は湖成層の液化化によるものと考えられる。他の三つの崩壊は傾斜堆積した火山灰層、軽石層を境にすべっている。これらはそれぞれ異なった様相を呈するが、いくつかの共通点をあげると、1) 崩壊斜面の平均傾斜は 25° 以下である。2) すべり面は冠頭部をのぞいて 10~25° の傾斜でおおむね直線状となっている。3) すべり土塊は板状あるいはブロック状に滑落している。4) すべり面は風化の進んだ火山灰層、軽石層の中にある。5) 崩土の流動性が高く落下高に對し到達距離が大きいことなどの点があげられる。

松越、清滝および御岳の三つの崩壊に大きな役割をたしている風化変質した火山灰層と軽石層の力学特性に

については前出の川上ほか¹¹⁾、石原ほか¹²⁾によってくわしく検討されている。また、田中¹⁶⁾は松越、清滝、御岳の各崩壊のすべり面となっている火山灰層や軽石層中にハロサイトが含まれていることを報告しており、他の地震による崩壊の例も合せて風化した火山灰質土の物理的性質におよぼすハロサイトの重要性を指摘している。

すべり面付近の地層ないし土層は清滝崩壊のように不飽和であっても液性限界を越える高い自然含水比をしめすことがある。田の原から小三笠山にかけて緩斜面上を覆う火山灰質土層においても同じことが確認されており、これらの地層ないし土層は一たん乱されると流動性の高い土に変化することを暗示している。

これは降下堆積物の持つ本来の堆積特性（旧地表面に沿って傾斜堆積すること、化石風化土層などのぜい弱層をはさみこんで堆積することなど）、物理化学特性（粒径がそろって密度が小さいこと、繊維状、カaramel状で粒子内の空隙が多いこと、高温から急冷されているため化学的に不安定で風化や温泉変質作用を受け粘土化しやすいことなど）、強度特性（粗粒土でありながら含水比が高く、風化すると容易に粘性土の性質をしめすようになること、セン断されると体積減少を起こすことなど）が崩壊と崩土の流動を性格づける大きな要因となっていることを示している。しかし、このような厚い火山噴出物の中に挟まれた弱い降下堆積物層の立体的分布を把握することは現実問題として極めて困難であるといわざるを得ない。

火山地帯では噴火などによる直接的な土砂災害の危険性だけでなく、地質形成の過程で埋積されたこのようなぜい弱部に起因する地震時の崩壊の危険性にも十分注意をはらっていく必要がある。

5. 謝 辞

本論文をまとめるに当たって信州大学理学部の酒井潤一博士より御岳火山の地質と層序についての有益な資料をいただいた。また、東京大学工学部の石原研而教授、京都大学防災研究所の奥田節夫教授、京都大学理学部の小林芳正教授、科学技術庁防災科学技術センターの大八木規夫博士ほかから今回の地震による崩壊と崩土の流動に関して示唆に富むかすかすの意見をいただいた。愛知工業大学飯田汲事教授をはじめとする文部省自然災害科学特別研究班の方々大変御世話になった。合せて感謝と御礼を申し上げる。

文 献

1) 大井田 徹, 山崎文人, 山田 守, 青木治三, 藤井

巖, 中村 勝, 宮島力雄 (1985): 1984 年長野県西部地震とその余震活動, 飯田汲事編「1984 年長野県西部地震の地震および災害の総合調査」, 自然災害特別研究突発災害研究成果 No. 59020202, pp. 11~20.

- 2) 松本盆地研木曾谷サブグループ (1985): 昭和 59 年長野県西部地震による地震災害と御岳山南麓の地質, 地球科学, 39, pp. 89~104.
- 3) Okusa, S., Anma, S., Maikuma, M. and Fujita, Y. (1986): Slope failures during the 1984 Naganoken-Seibu earthquake, Central Japan, Engineering Geology Problems in Seismic Areas, Bari, Italy, Proc. 2, pp. 91~103.
- 4) 初倉克幹, 安田 進, 櫛 裕介 (1985): 長野県西部地震での被災例にもとづいた斜面崩壊予測手法の検討, 土と基礎, 33-11 (334), pp. 41~46.
- 5) 藤田至則, 鈴木幸治 (1984): 昭和 59 年長野県西部地震による地震災害——液状化による斜面崩壊——, 新潟大学災害研年報, No. 6, pp. 111~116.
- 6) Boit, B. A., Horn, W. L., Macdonald, G. A. and Scott, R. F. (1975): Geological Hazard, Springer Verlag, p. 135, p. 177, p. 196, p. 242.
- 7) Okusa, S. and Anma, S. (1980): Slope failures and tailings dam damage in the 1978 Izu-Ohshima-Kinkai earthquake, Engineering Geology, Vol. 16, pp. 195~224.
- 8) Okusa, S., Anma, S. and Maikuma, H. (1985): A gigantic avalanche of earth and rocks in the 1984 Naganoken-Seibu earthquake, Central Japan, 1st. Int. Conf. of Geomorphology, Manchester, U. K. (Proceedings are in press).
- 9) 酒井潤一 (1985): 昭和 59 年長野県西部地震による斜面崩壊, 前出 1), pp. 165~178.
- 10) 奥田節夫, 奥西一夫, 吉岡龍馬, 諏訪 浩, 横山康二 (1985): 崩壊土石の流動状況の復元と流動形態に関する考察, 前出 1), pp. 187~198.
- 11) 川上 浩, 小西純一, 斉藤 豊 (1985): 長野県西部地震における斜面崩壊のメカニズムと軽石層の土質性状. 土と基礎 33-11 (344), pp. 53~58.
- 12) 石原研而, 吉田喜忠, 中角 功, 許 海能 (1985): 被災地の土質強度とすべり安定解析. 第 20 回土質工学研究発表会特別セッション「長野県西部地震における斜面崩壊の実態とその教訓」, pp. 37~45.
- 13) 後藤恵之輔, 愛甲 敬, 有沢雄二 (1985): 長野県西部地震における大規模土砂崩壊の発生・流下機構, 土木学会誌, 70-2, pp. 12~18.
- 14) 芦田和男, 江頭進治 (1985): 御岳くずれにおける崩土の挙動. 前出 1), pp. 199~205.
- 15) 松井光瑤 (1972): 表層に還元現象の認められる森林土壌について, ベドロジスト, 16, pp. 107~110.
- 16) 田中耕平 (1985): 長野県西部地震による斜面崩壊の特徴, 土と基礎, 33-11 (334), pp. 5~11.

(昭和 61 年 2 月 19 日受付, 昭和 61 年 8 月 8 日受理)