

## 長野県西部地震における斜面崩壊の特徴

Features of slope failures induced by the Naganoken-Seibu Earthquake, 1984

田 中 耕 平\*

### 1. ま え が き

1984年長野県西部地震は昭和59年9月14日に長野県木曾郡王滝村で発生した。この地震により御岳山の南麓一帯で多数の崩壊が起きた。その中でも特に御岳山八合目付近の「伝上川源頭部」で、巨大な斜面崩壊が発生し、その崩土は伝上川から濁川を経て王滝川へ流下し、王滝川を閉塞して天然のダムを形づくった。この崩土の流れについては災害直後より、多くの研究者により「粉体流」「土石流」「岩屑流」との見解が出され論議されてきた。また、この巨大崩壊以外でも大規模な崩壊が「松越」「御岳高原」「滝越」で、さらに小規模な崩壊は御岳山南麓の至る所で発生した。

ここではこれらの斜面崩壊の特徴を要約し、あとに続く8編の論文の理解を助けると共に、1984年長野県西部地震によって発生した斜面崩壊の全体像を把握することを目的とした。

本研究を行うにあたって、富山大学 小林武彦助教授にはいろいろとお世話になった。また、国立防災科学技術センターの研究者の皆様には日頃から種々討論していただき、得るところが大きかった、ここに感謝の意を表します。

### 2. 1984年長野県西部地震の概況

長野県西部地域は1976年以降、地震活動が活発で、1979年の御岳山噴火との関連性が注目されていた地域であり、今回の地震も1976年以降の地震活動と深いかわりがあると考えられている<sup>1)</sup>。気象庁の発表によれば今回の1984年長野県西部地震は昭和59年9月14日8時48分49.4秒に北緯35°49.3′、東経137°33.6′、深さ2kmで発生し、マグニチュードM=6.8であった。また今回の地震の発震機構は、圧縮軸が北西—南東ないしは西北西—東南東方向で、strike-slip (ストライク—スリップ)型であり、余震域の走向(東北東—西南西)に近い方を断層面とすれば、右横ずれ運動と解釈されている<sup>2),3)</sup>。しかし、地震を発生させたと思われる断層は地表では発見されなかった。王滝村において墓石転倒状況から推定された加速度は最大の場所で370~390 galを示し、震度VIの上位の振動があった<sup>2)</sup>。また局所的には1gを越す加速度を生じたとの報告もある<sup>4)</sup>。この振動によって大多数の崩壊が発生したが、一部はその

後の余震によっても発生した。

### 3. 御岳山の地質概説

御岳山は古生層と濃飛流紋岩を基盤とし、更新世中期に活動を開始した第四紀の火山である。小林ほか<sup>5)</sup>によれば、その活動は古期と新期に大別され、古期は主に安山岩質の噴出物により、大きな成層火山を形成した時期である。その後、長い非活動期に入り、山体は著しく侵食された。約8万年前に始まった新期の活動のうち、その前半は流紋岩質、後半は安山岩質のマグマの活動で特徴づけられる。後述のごとく「御岳高原」や「松越」等の崩壊は、新期の流紋岩質の降下軽石層と、また小規模な崩壊は新期の流紋岩質の溶岩層や安山岩質の溶岩層と密接な関係がある。

### 4. 斜面崩壊

1984年長野県西部地震によって発生した崩壊は、発生域の地質・地形条件によって、大きく2つのグループに分けることができる。第1のグループは、崩壊発生の原因が主として地質構造に求められるもので、図-1に示すように

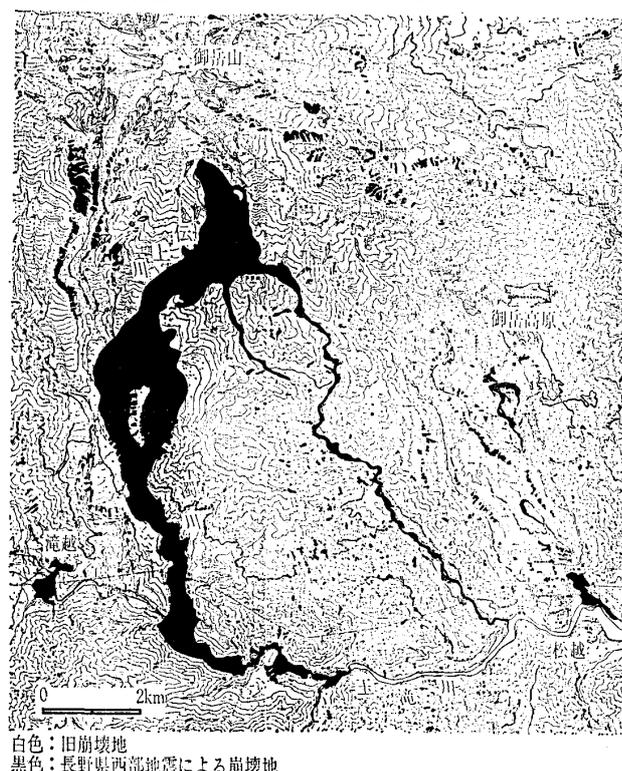


図-1 崩壊分布図

\*国立防災科学技術センター 第3研究部 地表変動防災研究室長



写真-1 伝上川源頭部の崩壊 (D. Keefer 氏撮影)

「伝上川源頭部」, 「松越」, 「御岳高原」, 「滝越」の崩壊がこれに属する。このグループの崩壊は規模が大きいが、数は少ない。また第2のグループは、地形要素が大きく影響しているもので、その発生場所は御岳山の南側に広く分布する。このグループの崩壊は個々の規模は小さく、いわゆる「崖くずれ」に相当するが、その数は多い。

#### 4.1 地質条件に起因する崩壊

##### (1) 伝上川源頭部 (御岳くずれ)

(i) 崩壊源 (写真-1) この崩壊の発生地点は、御岳山の山頂部から南東に伸びた尾根で、標高2550mから1850mに達する地域である。尾根そのものが崩壊をおこし、谷地形を呈しているため、尾根が途中で切られ、急に沢が始まっているように見える。崩壊の規模は奥行1300m, 最大幅450m, 最大厚180m, 崩壊面積40万 $m^2$ , その土量は3400万 $m^3$  (国土地理院) に達した。崩壊源の岩質は下部より、角礫岩層、軽石まじり火山灰層、スコリア層、溶結した降下火砕岩層の順に重なっている。このうち、軽石まじり火山灰層は谷地形を呈する崩壊源を覆うように広く分布しており、水を含んで滑りやすくなっていた。この軽石まじりの火山灰層は、侵食でできた谷に後期の噴出で一様に降下したもので、その上にスコリア層、火砕岩層と重なり、崩壊前には古い谷は完全に埋積されていたばかりではなく、この地域は尾根状を呈していた。以上のことから、今回の崩壊は、埋積谷に堆積していた軽石まじりの火山灰層が地震の振動で破断したため、これがすべり面となり、その上に重なる岩体が滑り落ちたと考えられる。また崩壊の移動様式は、谷壁斜面についている擦痕の統計的解析から、上部はほぼ斜面に平行し、下部は水平に近い角度でついていることが判明しており、上部からの圧縮により下部が前方に押し出された形が考えられている。また、

岩塊はあまりばらばらにならず、ほぼ一体として滑ったと考えられる。

(ii) 谷壁斜面の削剝 今回の大崩壊により発生した崩土の流れは伝上川—濁川—王滝川に沿い、下流13kmの水ヶ瀬まで達した。伝上川の谷では、現在の谷底より100m以上の高さまで谷壁斜面が削剝されており巨大な崩土の集合体が高さまで谷を埋め、谷壁を削りながら高速で流下していったことを物語っている。さらに削剝の高さは波うっていて、崩土が左右に振れながら流下したと考えられている。この現象から求められた最大流下速度は131 km/hであり、また理論計算も行われている<sup>6),7)</sup>。伝上川では崩土の堆積はほとんどみられないが、濁川では崩土の一部が堆積している。しかし、崩土の主体は王滝川にまで流下したと考えられる。

(iii) 縞状の堆積構造 (口絵写真-11) また、崩土が台地状の尾根部に乗りあげた場所で、色の違った岩石が縞状に配列した堆積構造がある。これは崩壊源の対岸や伝上川から濁沢への溢流部等で見られ、褶曲した地層のような模様を描いている。この模様は、地質構造を保った状態で、高速で流れてきた崩土が台地の上にとり残していった部分で、色の帯は崩壊源の地質の違いの反映であろう。

(iv) 堆積物の状況 今回の堆積物を空中写真で詳しく見た場合、小規模で部分的なものを除けば、全体として3種類の堆積物を識別することが可能である。第1と第2の堆積物は、今回の本質的な崩土の流れに対応しており、ここではそれぞれ下部層と上部層と呼ぶ。構成物は上部層、下部層ともに岩屑部と泥状部よりなる。岩屑部の起源は、崩壊源に求められるが、泥状部の起源は、根茎がたくさん含まれていることや、泥状部が谷壁に近いところで厚くなる傾向があることから、前に述べた地表部の削剝に求められている。空中写真の判読では、下部層に比して上部層の方が水分が多いように見えるが、現地調査の結果では、上部層の上部に、特に水分の多い泥状部が1m内外で連続していることが判明している。第3の堆積物は、洪水流堆積物で、第1、第2に比べ副次的なもので、規模も小さく、上部層を水流が掘り込んだ場所に薄く分布している。

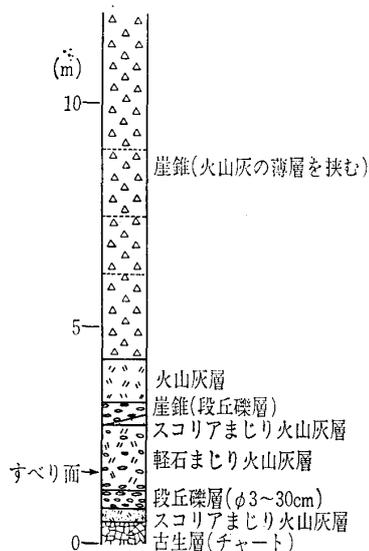
(v) 流れ山 さらに崩土の上に小さな突起を形づくる流れ山の問題もある。流れ山はどの流れ山も、その主体は岩屑からなるが、上部に薄く泥状の部分が被っている。しかも流れ山が存在する場所は流れが弱まったと考えられる場所にあり、その傾向は流送域でも堆積域でも同じである。

##### (2) 松越地区 (写真-2)

松越地区は王滝川に沿って形成された河岸段丘が大又川との合流で狭くなる所に位置し、背後に倉越山がせまっている。この松越地区で、地震とほぼ同時に大又川と松草川の合流点付近の右岸側が幅約150m, 奥行約200m, 深さ約30mにわたって崩壊した。この地区の基盤は古生層で、段丘礫と思われる円礫の上に、御岳山の降下火山灰を挟む



写真一2 松越地区の崩壊(信濃毎日新聞社撮影)

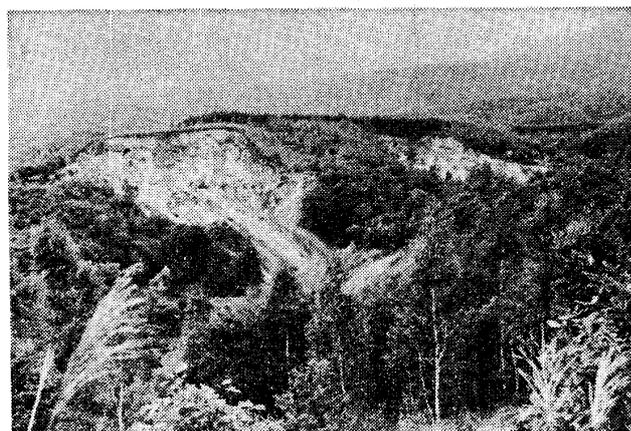


図一2 松越地区の模式柱状図

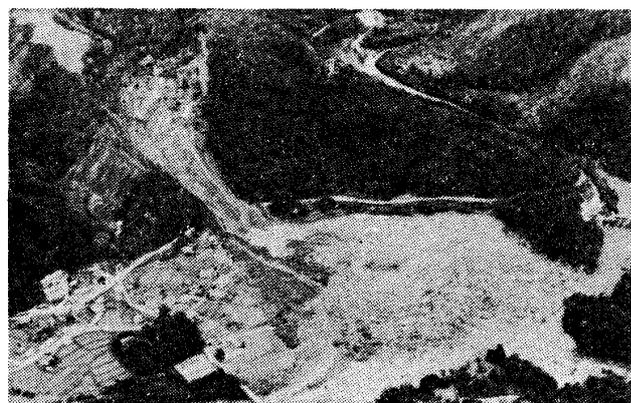
崖錐性堆積物が河岸段丘を形成している(図一2)。崩壊源は軽石まじりの火山灰層が、滑落崖を除いたほとんどの場所に分布している。その分布状況は、崩壊後に現れた地形の起伏に沿って連続している。このことは、軽石まじりの火山灰層の堆積が、初めから元の地形を被うように堆積したことを示しており、この地域にはもともと現在見るような谷地形があり、その上に軽石まじりの火山灰層、さらに崖錐性堆積物等が厚く被ったと考えられる。それが今回の地震により、軽石まじりの火山灰層で破断を生じ、その層から上の堆積物が崩壊したと考えられる。この谷地形は地下に浸透した雨水を集中する機構にもなっていたであろう。

(3) 御岳高原(写真一3)

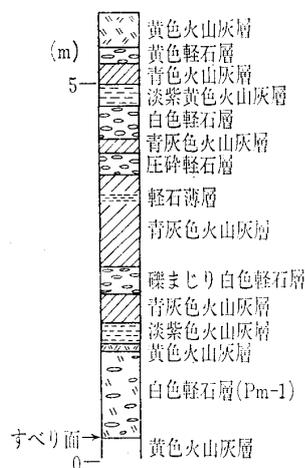
御岳霊場付近の有料道路に沿い3か所、さらにその付近の道路以外の場所で2か所、同じような性質のやや規模の大きな崩壊(最大のもので幅約100m、奥行約80m、深さ3~4m)が計5か所で発生した。これらの崩壊はいわゆる“層すべり”の特徴を示しており、崩壊面積に比して崩壊深が浅く一定で、すべり面は平板状を呈している。これは斜面に平行に形成された地層のうち、ある特定の層準で破断が生じ、崩壊が発生したことを物語っている。すべり面



写真一3 御岳高原の崩壊



写真一4 滝越地区の崩壊(中日本航空撮影)



図一3 御岳高原の模式柱状図

となったのは、白色の軽石層で、御岳新期テフラのPm-1層(小林ほか<sup>9)</sup>の第II期の噴出物)である(図一3)。

(4) 滝越地区(写真一4)

この崩壊は王滝川ダムの狭窄部を形成する形で、北東側から伸びてきている尾根の北西側に発生した崩壊である。崩壊の規模は幅約150m、奥行約50m、深さ15mで、尾根の北西側の沢に落ちた崩土と直接西側斜面を下ったものが一体となって滝越部落の東端を襲った。この結果、家屋4棟が破壊され、1人が死亡した。この崩壊の滑落崖が直線状であることから、滑落崖に沿う断層が推定される。また崩壊を起こした尾根には、湖成堆積物が厚く堆積している

総説

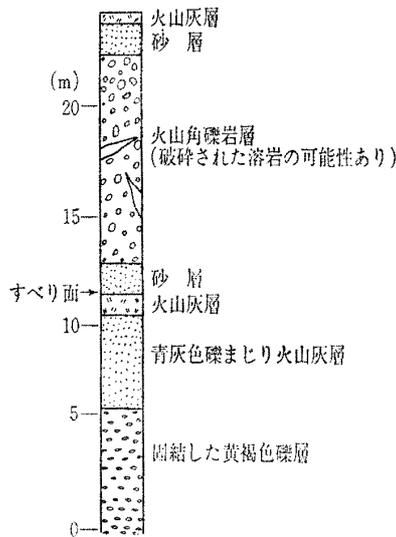


図-4 滝越地区の模式柱状図

が、すべり面は不透水層の火山灰層と上部の火山砂層の間と考えられる(図-4)。ここでも先行降雨の影響が考えられ、火山灰の不透水層の上に地下水がたまっている状態で、地震が起き、火山灰層の上の砂層が振動により破断したと考えられる。

(5) すべり面となった軽石層の分析

伝上川源頭部(御岳くずれ)、松越地区、御岳高原の崩壊は軽石層ないしは軽石まじりの火山灰層をすべり面として発生している。このためすべり面となった軽石層について種々の検討を行った。また滝越地区の崩壊についても、あわせて検討した。

(i) X線回折分析<sup>9)</sup> 試料は各崩壊のすべり面から採取したが、滝越の試料はすべり面直下の水中堆積したと考えられる軽石まじりの白色火山灰層から採取した。各試料は約150gを取り、2 $\mu$ m以下の粘土分だけを分離し、X線回折分析を行った。どの試料にもハロイサイトの回折線が認められるが、松越地区と御岳高原の試料では特にハロイサイトの回折線が顕著である(図-5)。

(ii) 電子顕微鏡観察<sup>9)</sup> X線回折分析を行った試料に対して、加速電圧200kV、倍率5万倍で電子顕微鏡観察

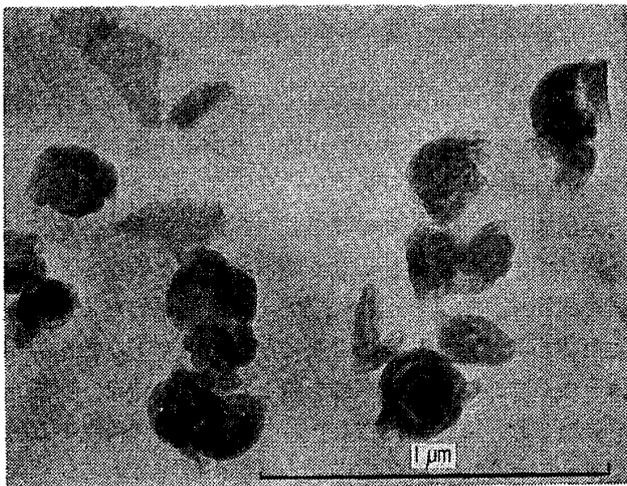


写真-5 すべり面粘土の電子顕微鏡写真

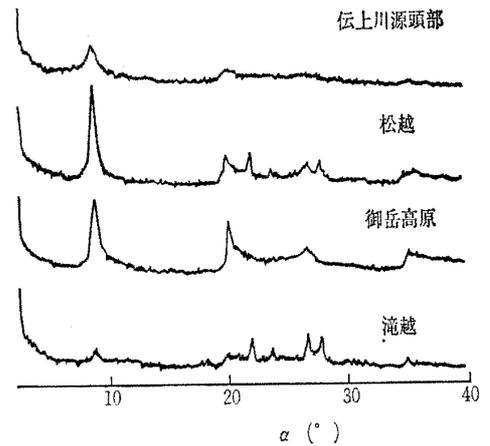


図-5 すべり面粘土のX線回折分布

をした。その結果はX線回折分析のデータと良く一致している。松越地区と御岳高原の試料ではハロイサイト球粒体(写真-5)が認められるが、伝上川源頭部の試料では火山ガラスとハロイサイトの中間のようなイメージが観察された。

(ii) せん断試験

御岳高原における崩壊のすべり面となった軽石層と、その上に重なる軽石層のせん断試験を行った<sup>10)</sup>。試験方法は静的三軸圧縮試験で、不飽和状態の試料を圧密非排水条件で圧縮した。結果はすべり面となったPm-1層の値がもっとも小さく、一般に上部にいくほど値が大きくなる傾向がある。風化の程度を示す粘土鉱物としては、すべり面を含む下部の軽石層にハロイサイトが、また上部の軽石層にはアロフェンが含まれている。このように風化の程度の違いがせん断強度に大きく影響している、同一の軽石層でも場所により、強度に差異を生じている可能性が大きい。

4.2 地形条件に起因する崩壊

(1) 小規模崩壊

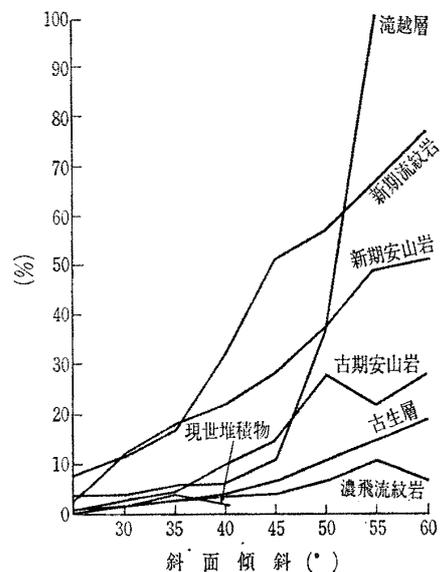


図-6 崩壊発生頻度図

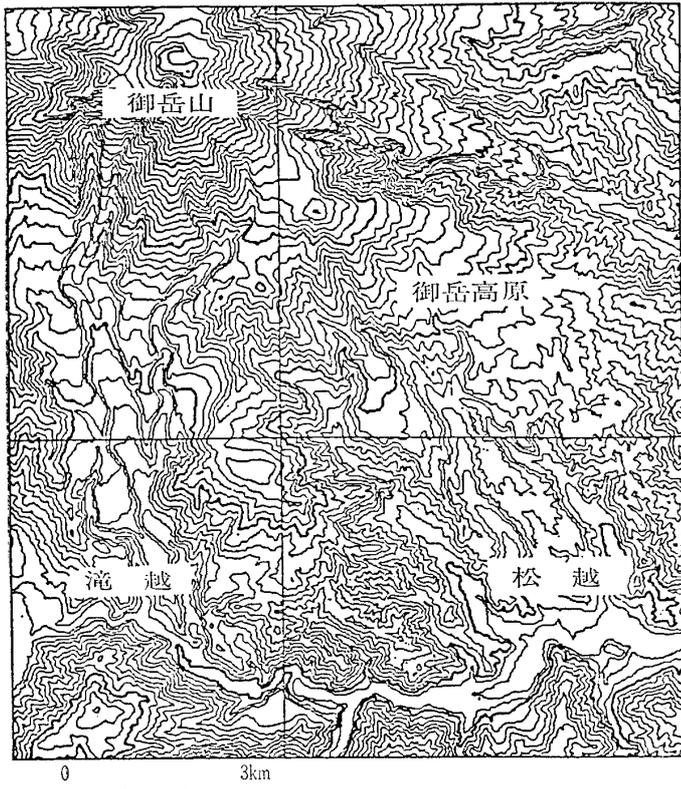
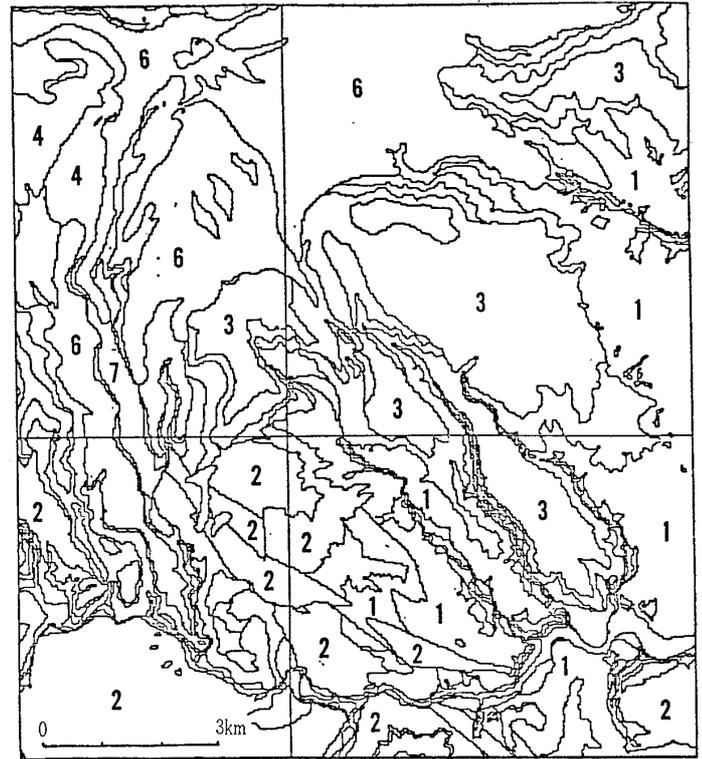


図-7 調査地域の地形図



1 古生層 2 濃飛流紋岩 3 古期安山岩 4 新期流紋岩  
5 滝越層 6 新期安山岩 7 現世堆積物

図-9 地質編纂図

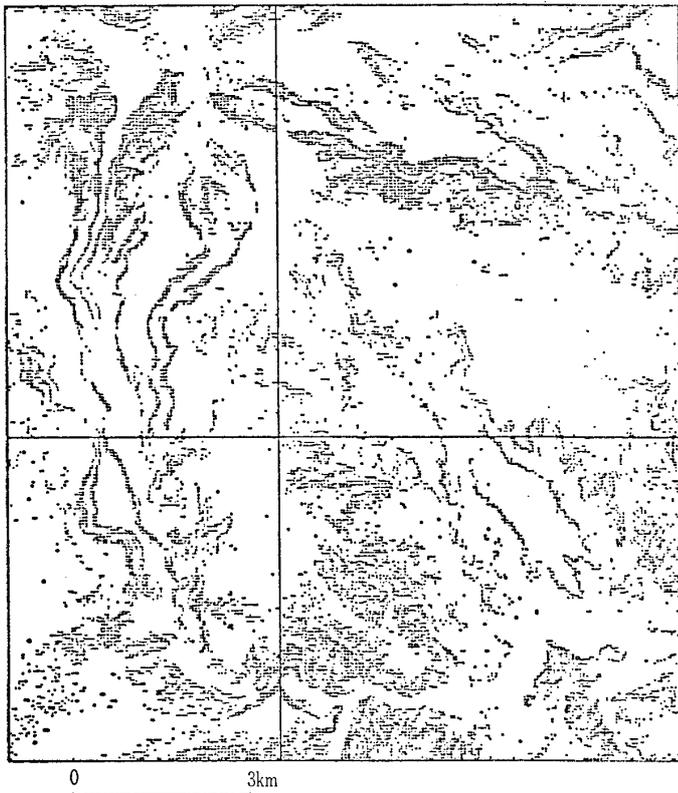


図-8 傾斜分布図

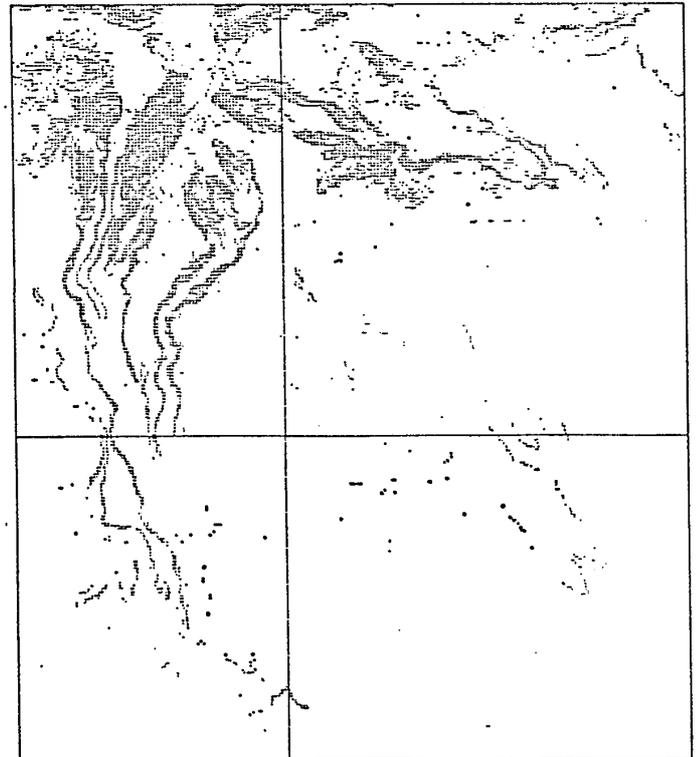


図-10 崩壊発生予測図

このタイプの崩壊の調査範囲は東経  $137^{\circ}27'$  から  $137^{\circ}34'30''$ 、北緯  $35^{\circ}47'$  から  $35^{\circ}54'$  の範囲で国土地理院発行の  $1/25000$  の地形図の「御岳山」、「御岳高原」、「滝越」、「王滝」にわたる地域である。この地域は御岳山の南東麓にあたり、今回の地震でもっとも被害が大きかった場所で

ある。この調査範囲内で、今回の地震により新たに発生した小規模崩壊の数は 591 箇所、既存の小規模崩壊が拡大ないしは再発したものが 156 箇所を数えた。なお既存の小規模崩壊で拡大ないしは再発が明りように認められないものが 361 箇所あるが、これも崩壊分布図(図-1)に示して

## 総 説

ある。

次に、調査地域に経度方向を400等分し、緯度方向を448等分したメッシュをかけ、各格子内の地質と傾斜を求め、地質と傾斜別の崩壊発生頻度を出した。その結果を図-6に示す。小規模崩壊の発生頻度が最も高いのは、御岳山噴出の新时期流紋岩で、以下新时期安山岩、滝越層、古期安山岩、濃飛流紋岩、古生層、現世堆積物の順序に並ぶ。ただし、滝越層の高角度側は母集団の数が少ないことを考慮しておく必要がある。

### (2) 発生予測

地形条件に起因する崩壊の発生予測としては Wilson et al.(ウィルソン)<sup>11)</sup>や田中<sup>12)</sup>によって述べられた方法を適用する。この方法は地震加速度を静的慣性力に換算して作用させる方法で、ある斜面が地震の時、崩壊を起こす臨界の加速度( $a_c$ )は次式で示される。

$$a_c = g[(c/\gamma h) + (\cos \theta \tan \phi - \sin \theta)]$$

このため同一のメッシュをかけた傾斜分布図と地質図から、各格子毎に対応する  $\theta$  (斜面角度),  $c$  (粘着力),  $\phi$  (内部摩擦角),  $\gamma$  (物質の単位重量),  $h$  (土層深) を求め、上記の計算をし、発生予測を行う。

(i) 傾斜分布図 前述したメッシュを調査範囲(図-7)にかけると、メッシュ間隔は約28mとなり、1/25000の地形図上で約1.1mmの間隔である。このメッシュの格子点180049点の各々に1/25000の地形図から高度データをデジタイザを用いて入力した。その後、隣接する格子点4点の標高データから、1つの曲面を想定し、中心点における傾斜を計算した。ここでは図-8に斜面傾斜が40°以上の点のみ打出した。

(ii) 地質編纂図 調査地域の地質は基盤の古生層が東部地域に、中生代白亜紀後期の濃飛流紋岩、花崗岩類が南西部地域に分布し、この基盤を被って第四紀更新世の御岳火山の噴出物が中央部に広く分布している(図-9)。御岳火山噴出物の地質に関しては、富山大学・小林武彦助教授の未発表のデータを使用させていただいた。また基盤岩関係は主に「阿寺断層周辺地域の地質構造図」<sup>13)</sup>を参考にして分布を把握した。以上の結果、地質区分は全部で45種類となったが、これでは多すぎるため以下の7種類に大別した。1. 古生層, 2. 濃飛流紋岩, 3. 古期安山岩, 4. 新时期流紋岩, 5. 滝越層, 6. 新时期安山岩, 7. 現世堆積物

(iii) 発生予測図 崩壊発生頻度等を参考にして、各岩

石群の  $\theta$ ,  $\gamma$ ,  $\phi$ ,  $c$  を仮定して、発生予測図を作成した(図-10)。発生予測図を崩壊分布図(図-1)と比較すれば、御岳山の山頂周辺は良く一致しているが、調査範囲南部の古生層の破碎帯の分布域では、発生予測の適中率が低下する。これは古生層を破碎帯と非破碎帯に分けなかったためでこの区別をすれば、適中率はさらに上昇するであろう<sup>14)</sup>。

## 5. ま と め

### 5.1 岩屑流

巨大崩壊の発生と、それに引き続く崩土の長距離移動のメカニズムについては、すでに海外の多くの研究者により種々の仮説が立てられているが、それらは大きく2大別されており、崩土それ自体の「流れ」と見る見方と、底部部に滑剤を考えた「すべり」と見る見方に分かれている<sup>15)</sup>。「すべり」と見る見方では Shreve (シュリーブ)<sup>16)</sup>が米国カリフォルニア州の Blackhawk (ブラックホーク) 地すべりで考えたエアークッション仮説がよく知られている。これは崩土の下に空気層をまき込み、ホバークラフトのように崩土が浮いた状態で移動したとする説である。最近の中国の酒勒山の地すべり<sup>17)</sup>でも空気層の存在が考えられている。また、これ以外でも巨大崩壊の崩土の長距離移動のメカニズムとして、空気や水(薄層流)が関係していると考えられる人が多い。しかし、一方では同じ「すべり」と考えても空気や水の関与なしで、そのメカニズムを考えている研究者もいる。

前出の Blackhawk 地すべりの崩土の移動に関しても Johnson (ジョンソン)<sup>18)</sup>は粘土層が滑剤となっていると考えている。また、規模は小さいが、同様の現象として伊豆大島近海地震の際の大池地すべりにおいても、トレンチ調査の結果、崩土の移動は粘土層が滑剤となっていることが確認されている<sup>19), 20)</sup>。

今回の伝上川源頭部で発生し、王滝川にまで至った崩土の移動が、「流れ」なのか、あるいは「すべり」なのかという点に関しては、溢流部の縞状構造の存在などから考えて、やはり大きな意味で「すべり」の形であったと考えられる。その場合の滑剤としては堆積物のところで述べた「泥状部」が考えられている。ただし、この点に関しても今後十分に検討していく必要がある。

### 5.2 地質条件に起因する崩壊とハロイサイト

伝上川源頭部(御岳くずれ)、松越、御岳高原の試料か

表-1 最近の地震による崩壊発生地の地質と被害

	マグニチュード	死者・行方不明	負 傷 者	全壊家屋	半壊家屋	すべり面の地質	粘 土 鉱 物
(1) 今市 (1949)	6.4 6.7	8	?	290	2994	火山灰	ハロイサイト
(2) えびの (1968)	5.7	3	42	368	636	シラス(軽石)	ハロイサイト
(3) 十勝沖 (1968)	7.9	52	330	673	3004	軽石	
(4) 伊豆半島沖 (1974)	6.9	29	78	46	125	火山岩	
(5) 大分県中部 (1975)	6.4	0	19	31	90	火山岩	(ハロイサイト 混合層)
(6) 伊豆大島近海 (1978)	7.0	25	139	94	539	火山灰	ハロイサイト
(7) 長野県西部 (1984)	6.8	29	8	14	73	軽石	ハロイサイト

らX線による粘土鉱物の組成分析で、いずれもハロイサイトが検出されていることと、過去の地震によって発生した地質条件に起因する崩壊の地層の粘土鉱物分析からも表1に示すごとく、そのほとんどからハロイサイトが報告されている<sup>21)</sup>。現状においては、地層中のハロイサイト（特にハロイサイト球粒体）の存在と地震による破断の起きやすさについて、直接の因果関係を述べた報告は見当たらないが、ハロイサイトの存在が地層の物理的性質に影響を及ぼしている可能性は大きい。このため、地質条件に起因する崩壊の発生予測としては、ハロイサイトの有無が予測を行う上で有効であろう。

また、このタイプの崩壊と似た事例としては、1968年十勝沖地震の崩壊があげられるが、十勝沖地震の際にも約200 mmの先行降雨があり、その後地震に見舞われて緩斜面で多数の崩壊が発生し、多くの人命が奪われた。今回もやはり165 mm（地震前5日間の気象庁アメダス御岳観測点）の先行降雨があった。しかも伝上川源頭部（御岳くずれ）、松越地区、滝越地区の現地調査では、地質構造は地下水が集中するような傾向にあったと考えられる。このようなことから、今後このタイプの発生予測には、ハロイサイトの存在とあわせて、先行降雨の影響ならびに地下水の集中機構等も検討する必要があるであろう。

### 5.3 地形条件に起因する崩壊の発生予測の問題点

地形条件に起因する崩壊の発生予測図を作成するためには、実際に岩石の物理定数を野外で直接測定し、そのデータが利用できればよいのだが、現在の測定技術では小さな試料の物理定数の値は測定できても、亀裂を含む大きな岩体の物理定数を求めることは困難である。今回の発生予測に利用した物理定数のうちで、もっとも見積りが難しいのは $c$ （粘着力）と $\phi$ （内部摩擦角）である。これも事例を積み重ねれば、その値を見積ることが可能となるが、現場の測定により、 $c$ 、 $\phi$ の値を決定できるような手法の開発も急がねばならない。

#### 引用文献

- 1) 石川有三・三上直也・浜田信生・柏原静雄：長野県西部地震とそれに先行した地震活動，昭和60年度地震学会春季大会講演予稿集，p. 1, 1985.
- 2) 植原茂次・田中耕平・井口 隆・木下繁夫・井元政二郎・幾志新吉・岩崎正樹：昭和59年（1984年）長野県西部地震災害調査報告，国立防災科学技術センター，141 p., 1985.

- 3) 名大理 高山地震観測所・名大理 地震予知センター：長野県西部地震について，一発震機構一，昭和60年度地震学会春季大会講演予稿集，p. 11, 1985.
- 4) 黒磯章夫・伊藤 潔・飯尾能久・梅田康弘・村松郁栄：地震で飛び上った石および埋れ木，一長野県西部地震に際して一，昭和60年度地震学会春季大会講演予稿集，p. 17, 1985.
- 5) 小林武彦・大森江い・大森貞子：御岳火山噴出物の化学的性質，地質調査所月報，第26巻，第10号，pp. 497~512, 1975.
- 6) Moriwaki, N., Yazaki, S., Oyagi, N.: A Gigantic Debris Avalanche and Its Dynamics at Mount Ontake Caused by the Naganoken-seibu Earthquake, 1984, IVth International Conference and Field Workshop on Landslides, (in press), 1985.
- 7) 芦田和男・江頭進治：御岳くずれについて，昭和59年度災害科学総合研究，河川分科会シンポジウム，pp. 11~23, 1985.
- 8) 小林武彦：長野県西部地震における崩壊と御岳火山の地質，昭和59年度災害科学総合研究，河川分科会シンポジウム，pp. 1~10, 1985.
- 9) 田中耕平・大八木規夫・井口 隆・植原茂次・高橋 博：長野県西部地震による岩屑流と崩壊，天然資源の開発利用に関する日米会議，耐風・耐震構造専門部会第17回 合同部会，1985.
- 10) 田中耕平・古長孟彦・安田 進・中道育夫・榊 裕介：長野県西部地震で崩壊した御岳軽石層の物理・力学特性，第20回土質工学研究発表会，1985.
- 11) Wilson, R., Wicczorek, G. and Harp, E.: Development of Criteria for Regional Mapping of Seismic Slope Stability, 1979 Annual Meeting of the Geological Society of America, 1979.
- 12) 田中耕平：地震によるランドスライド発生予測図，一その現状と問題点一，地すべり，第19巻，第2号，pp. 12~19, 1982.
- 13) 山田直利ほか：特殊地質図「阿寺断層周辺地域の地質構造図」，地質調査所，1976.
- 14) 田中耕平・大倉 博：長野県西部地震による崩壊の発生予測，第24回地すべり学会研究発表会，1985，印刷中.
- 15) Davies, T.R.H.: Spreading of Rock Avalanche Debris by Mechanical Fluidization, Rock Mechanics 15, pp. 9~24, 1982.
- 16) Shreve, R.L.: The Blackhawk Landslide, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 108, 47p., 1968a.
- 17) 甘肅省科学技術委員会：酒勒山滑坡総合考察報告，水土保持通報（森脇 寛訳，1983年中国甘肅省酒勒山地すべり，地すべり，20巻，4号，pp. 28~33）1983.
- 18) Johnson, B.: Blackhawk landslide, U.S.A., Rockslide and Avalanche 1 (Editor B. Voight) pp. 481~504, 1978.
- 19) 田中耕平・大八木規夫・古谷尊彦：伊豆大池ランドスライドのトレンチ調査，第21回地すべり学会研究発表会，p. 112, 1982.
- 20) 田中耕平・大八木規夫・古谷尊彦：伊豆大池ランドスライドとBlackhawk ランドスライドについて，第19回自然災害科学総合シンポジウム，pp. 141~143, 1982.
- 21) Tanaka, K.: Some Earthquake Induced Landslides in Japan, IVth International Conference and Field Workshop on Landslides, (in press), 1985.

(原稿受理 1985.7.29)