

八ヶ岳火山における山体崩壊と岩屑流
— 日本における火山体の山体崩壊と岩屑流 (その2) —

井口 隆*

国立防災科学技術センター

**Gigantic landslides and debris avalanches
on Yatsugatake volcano**
— Case studies on volcanoes in Japan (part 2) —

By

Takashi INOKUCHI

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

The eruption of Mt. St. Helens in 1980 resulted in a gigantic landslide which turned into debris avalanches and left widely distributed thick deposits with hummocky hills in the foot area. This paper describes the characteristics of gigantic landslides and related debris avalanches on Yatsugatake volcano, in central part of Honshu, Japan. Debris avalanches occurred more than seven times at different stages on Yatsugatake volcano. Each volcanic debris avalanche is described under the following format ; geologic setting, source areas of debris avalanches, flow routes, landforms of deposition areas, facies of deposited materials, age and geohistoric stage of the volcano, course of debris avalanche, and possibility future disaster. Finally, those phenomena are compared with each other.

The Yatsugatake volcano consists of many volcanic cones and domes.

The oldest debris avalanche took place on the northern slope of Mt. Yatsugatake, and its deposit called "Kan'onji mud flow deposit" covered 90 km² in area. The origin of this debris avalanche might be an other volcano. The next debris avalanche was caused about 0.9 million years ago and flowed down along the Aikigawa river. The biggest debris avalanche in Japan, named Nirasaki debris avalanche occurred and is characterized by large hummocky hills. The latest one of 0.3 km³ in volume occurred on the eastern slope of Tengu-summit in 888 and flowed down along the Otsukigawa River. It flowed over twelve kilometers. It was called "Otsukigawa debris avalanche".

* 第3研究部地表変動防災研究室

1. はじめに

前報(井口, 1988)では, 磐梯山・鳥海山・岩手山の東北日本の3火山において発生した巨大山体崩壊と岩屑流について若干のレビューを行なった。その結果, いずれの火山においても山体崩壊を3回以上を発生させたことを明らかにし, さらに日本列島に限定しても複数回岩屑流を発生させた火山が他にも多数あることにふれた。中部日本においては妙高・富士山・八ヶ岳などの火山がそれに該当する。その中でも八ヶ岳は特に数多くの岩屑流堆積物・

表1 岩屑流記載のフォーマット

Table 1 Description format of debris avalanches in this research.

<p>I. 当該火山の概要</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. 位置および地形：(火山体のタイプ, 側火山) 2. 地質：(活動史, 構造, 断裂系など) 3. 火山の活動記録：(歴史的記録, 火山活動史上の位置づけ) 4. 当該火山の岩屑流堆積物：(回数, 方向, 文献) 5. 当該火山の大規模崩壊地形 <p>II. 各岩屑流の特徴</p> <p>A. 岩屑流の名称(出典)</p> <ol style="list-style-type: none"> ①岩屑流の概況 (崩壊源, 流送域, 堆積域の概略, 規模, 文献, 研究史全体の構成) [② 経過—歴史的記録のあるものは記述する] ②崩壊源(供給源) <u>崩壊地形・馬蹄形カルデラ</u>：(幅, 深さ, 規模, 方向) ③流送域： <u>流路</u>：(幅, 長さ, 流下厚, 流下形状) ④堆積域： <u>分布</u>：(分布範囲, 面積, 到達距離, 層厚, 堆積土量) <u>堆積地形</u>：(流れ山, 湖沼) <u>流れ山</u>：(大きさ, 比高, 数, 特徴) <u>堆積物の岩相</u>：(粒径, 岩塊相・マトリクスの状況) <u>二次的影響</u> (堰止め湖, 二次泥流, 土石流) ⑤時代(歴史的記録, $^{\circ}\text{C}$年代, 火山灰層序) ⑥原因(崩壊原因, 推定の根拠) ⑦まとめ <u>岩屑流かどうかの判断(移動形態の判断)</u>： <u>問題点</u>： <u>今後の研究課題</u>： <p>III. 当該火山のまとめ</p> <p>当該火山体における岩屑流の総括 山体形成史と岩屑流の関係 今後予想される災害のタイプ, 岩屑流発生の可能性</p>	<p>(図表類)</p> <ul style="list-style-type: none"> • 実体視地形図(全体) • 実体視地形図(山体部) • 地形分類図 • 地質図 • 岩屑流分布図 • 崩壊地形分布図 <ul style="list-style-type: none"> • 崩壊源の空中写真 • 地形図 <ul style="list-style-type: none"> • 堆積物分布図 • 堆積物柱状図 • 分布域の地形図 • 断面のスケッチ • 露頭の写真 • 堆積域の空中写真 <ul style="list-style-type: none"> • 当該火山の岩屑流総括表
---	--

“泥流”堆積物が報告されている。八ヶ岳は活動史が長く、日本における最大級の体積を持つ火山体であり、かつ我国において最大の岩屑流が流下したことが知られている火山でもある。本報告では八ヶ岳火山をとりあげ、そこで発生した岩屑流とその可能性があるものについてまとめた。

本報の研究目的・研究内容等は前報で記した。また、各岩屑流の記載様式も前報で設定したフォーマットにしたがった（表1）。ただし八ヶ岳は活動史の長い火山であり、古い岩屑流が多いことから、山体崩壊に関しては不明な点が多い。その場合は記述の順を変え、堆積域に関する記述を先に行かない（②堆積域）、次に③崩壊源・④流送域の順で記述した。なお本報告で用いる「岩屑流」は、既存の火山体の大規模な崩壊によって生ずる比較的含水量の少ない流下形態をさし、1926年の十勝岳、1978年の有珠山、1985年のネバドデルルイス火山などで発生したような水に飽和した泥状の流れである「泥流」とは区別して用いる。ただし「岩屑流」も含めて最近まで広く用いられてきた「泥流」の語をそのまま用いざるを得ない時には“ ”で囲み、“泥流”の形で用いた。また、層名など固有名詞的に用いられ

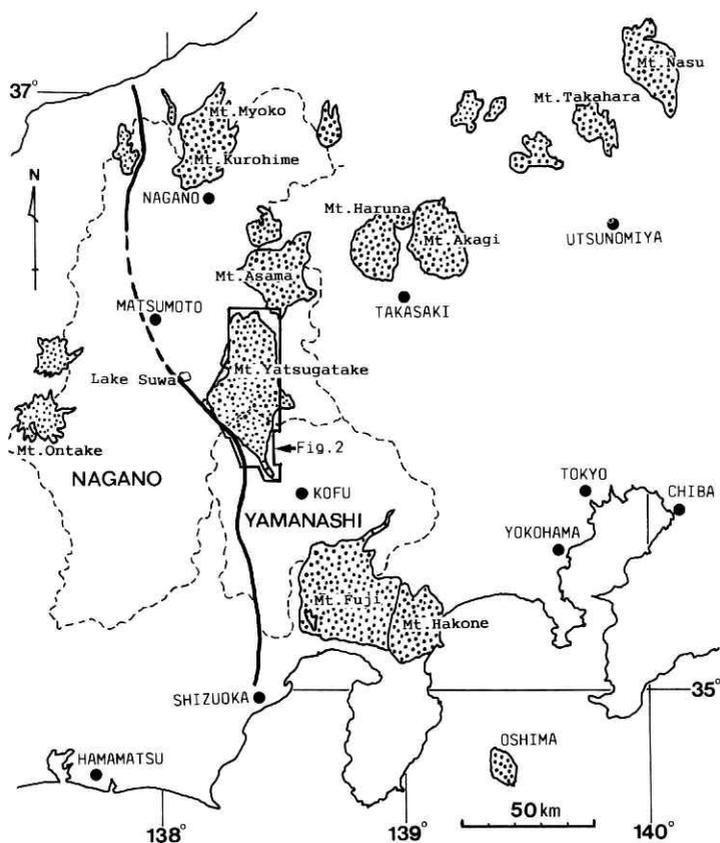


図 1.-a 八ヶ岳火山の位置図（点部は火山噴出物）

Fig.1.-a Locality map of Yatsugatake volcano.

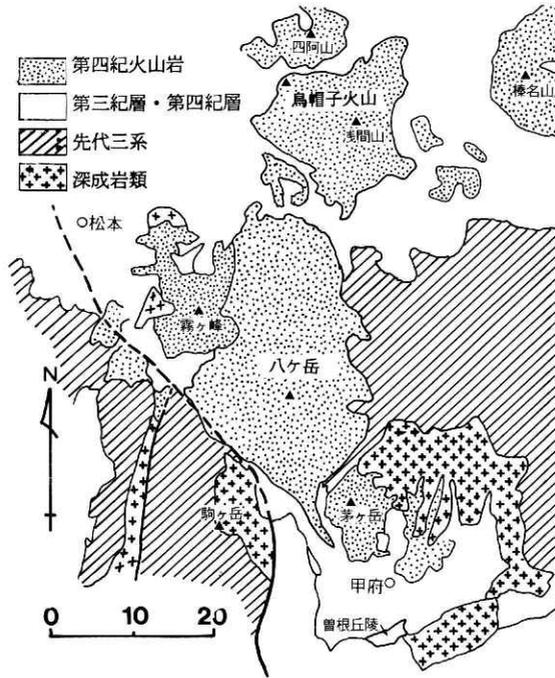


図1-b 八ヶ岳火山の位置図

Fig.1-b Locality map of Yatsugatake volcano.

ている場合にもそのままの名称を用いた。

2. 八ヶ岳火山の概要

2.1 位置および地形

八ヶ岳は諏訪湖の東方、長野県から山梨県にまたがる南北に長く伸びた火山である(図1-a)。北は蓼科山(2530 m)から南の編笠山(2524 m)まで南北約20 km間に約20の山頂・峰が孤状に連なっており(図2)、典型的な火山列を構成している。八ヶ岳の火山噴出物に覆われる地域は南北60 km、東西25 kmに広がっている(図1-b)。最高峰は赤岳(2899 m)である。

この八ヶ岳火山の地形を分かり易く示すため、立体視地形図*を掲げた。図3に八ヶ岳の全体像を、図5に山体主部の立体視地形図を示す。南北に長い八ヶ岳は、図3を見ても明らかなように夏沢峠付近を境にしてその南側と北側ではその地形が大きく異なっている。北部の北八ヶ岳の山頂部は南に比べてなだらかで、溶岩流や溶岩円頂丘などの火山地形がよく残されている。一方、北八ヶ岳山麓部は鬚状に開析された火山麓が広がっている。それに対し

* 立体視の方法は空中写真の実体視と同様である。裸眼視、あるいは簡易実体鏡を用いて、右目で右の図を左目で左の図を見ることによって立体地形が浮び上がる。

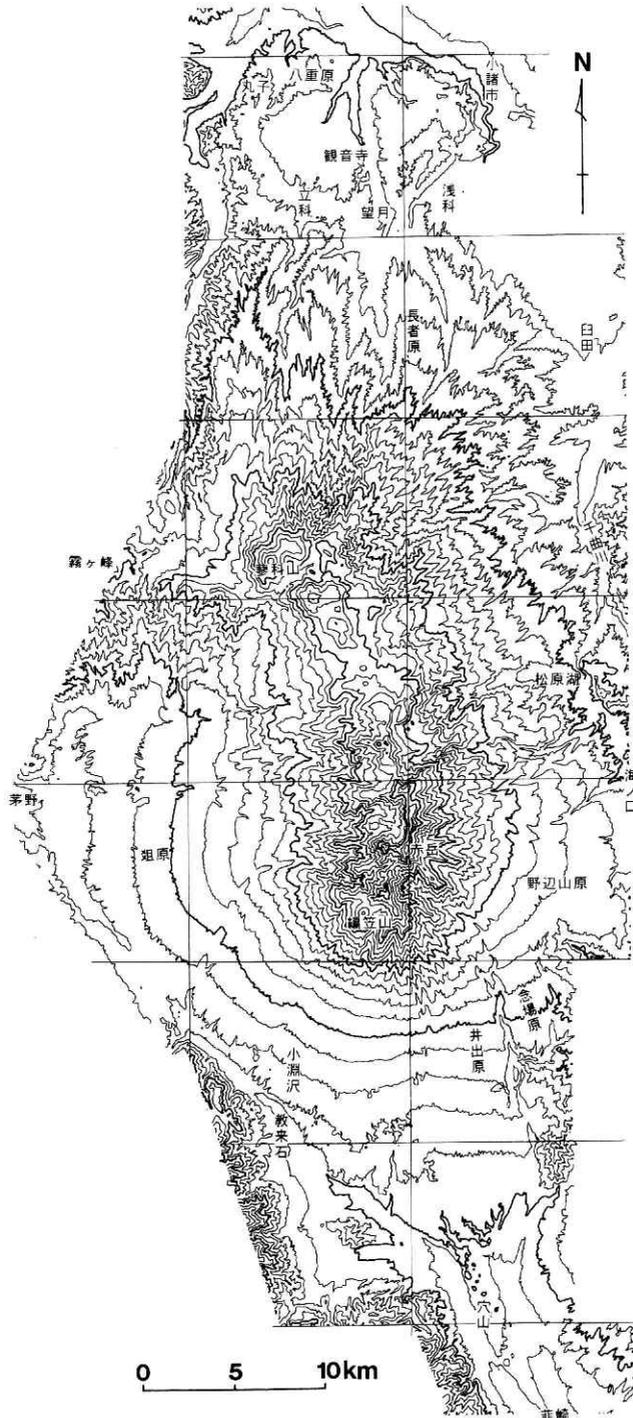


図2 八ヶ岳周辺地域地形図（原図：国土地理院 1/25000 地形図，小諸，白田，高野町，松原湖，八ヶ岳東部，谷戸，若神子，韭崎，丸子，春日本郷，蓼科山，蓼科，八ヶ岳西部，小淵沢，長坂上条，霧ヶ峰，南大塩，茅野，信濃富士見）

Fig.2 Topographic map of surrounding area of Yatsugatake volcano.

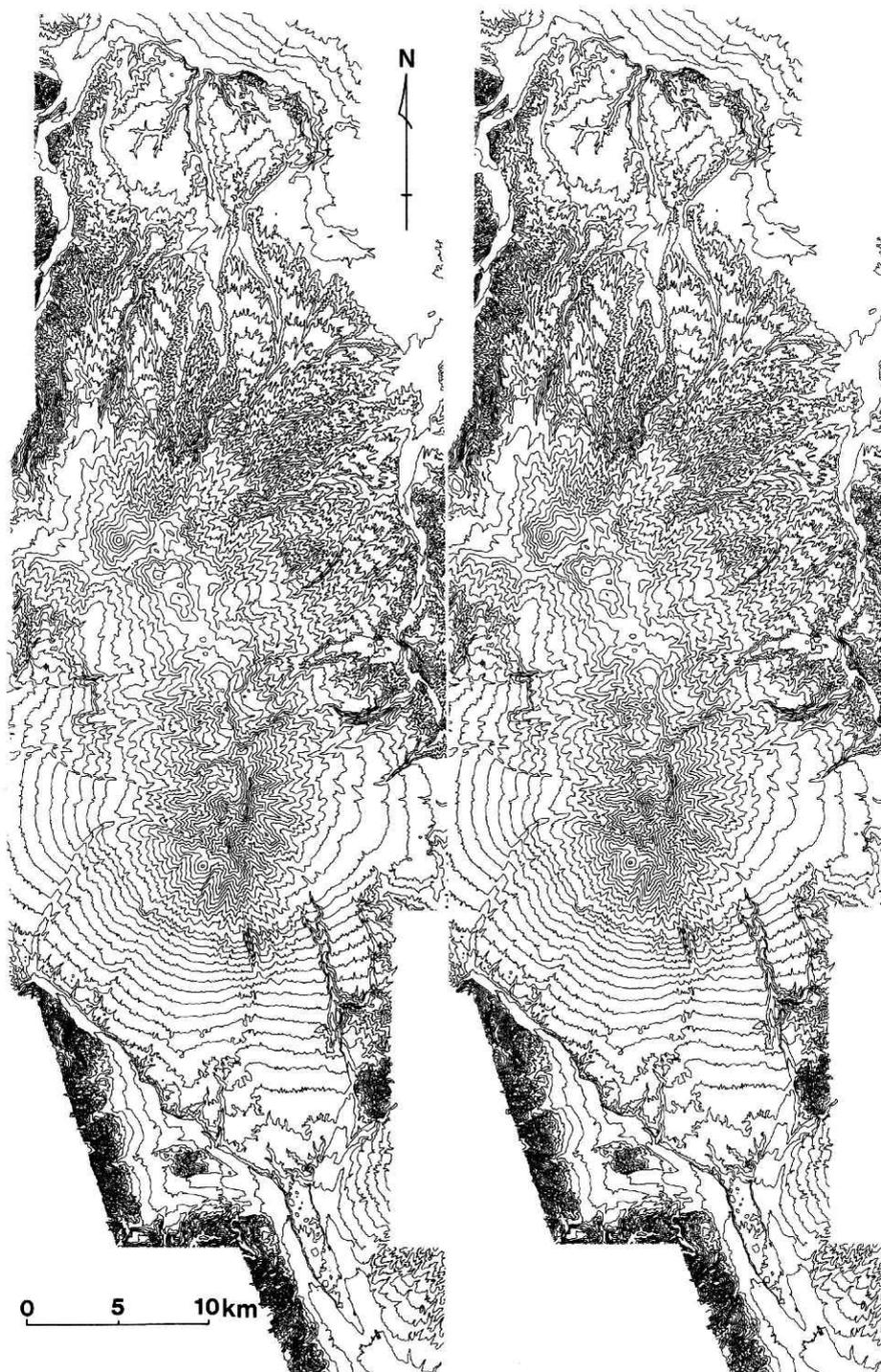


図3 八ヶ岳周辺地域立体視地形図（原図：国土地理院1/25000地形図，小諸，臼田，高野町，松原湖，八ヶ岳東部，谷戸，若神子，韭崎，丸子，春日本郷，蓼科山，蓼科，八ヶ岳西部，小淵沢，長坂上条，霧ヶ峰，南大塩，茅野，信濃富士見）

Fig.3 Stereographic pair maps of surrounding area of Yatsugatake volcano.

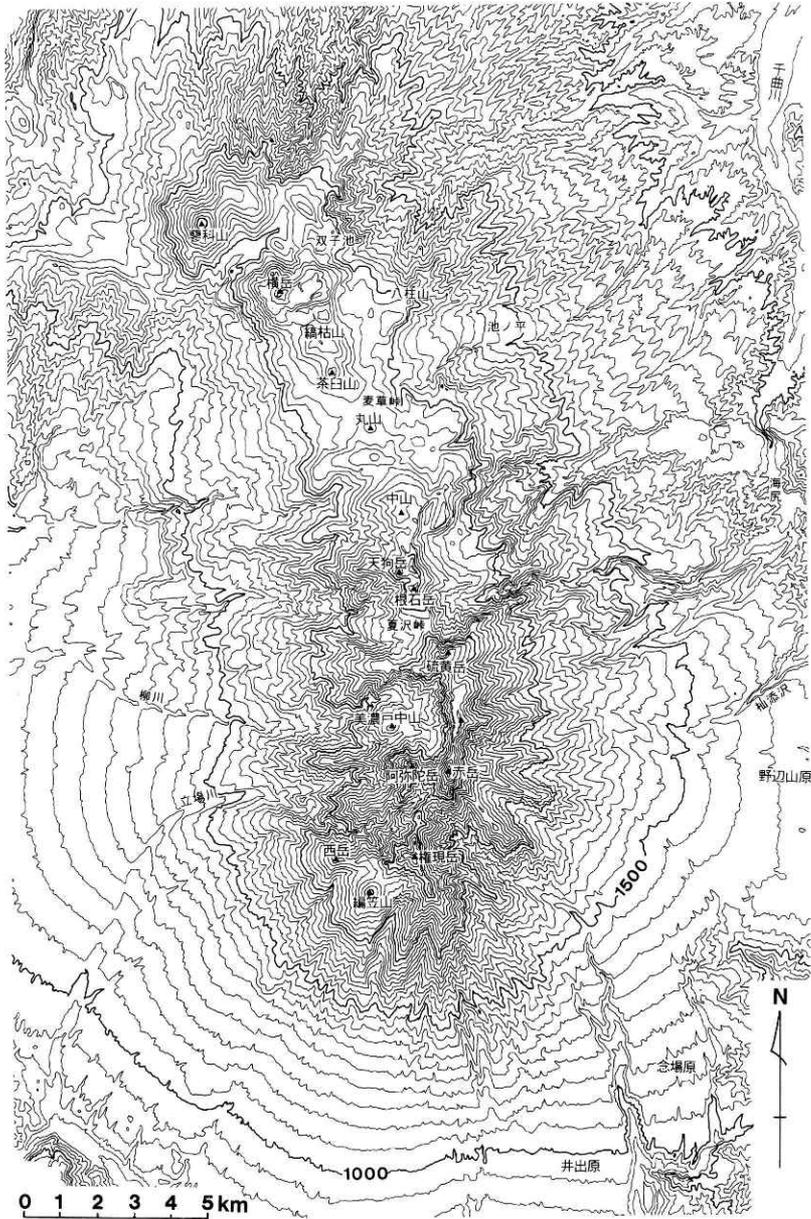


図4 八ヶ岳山体部地形図（原図：国土地理院 1/25000 地形図，高野町，松原湖，八ヶ岳東部，谷戸，蓼科山，蓼科，八ヶ岳西部，小淵沢）

Fig.4 Topographic map of Yatsugatake volcano.

南八ヶ岳の山頂部は著しく開析の進んだ険しい山容を示す。侵食作用のため切り立った峰が幾つも連なり八ヶ岳の名称の由来となったとされている（写真1）。また山頂部から長い尾根が放射状に伸び、その間を深い谷が刻んでいる。いくつかの谷の上部には過去の崩壊地形の名残とも言える大きな凹地も認められる（2.5項参照）。南八ヶ岳山麓部には大規模な火山

麓扇状地が形成されている。東麓の野辺山原，南東麓の念場ヶ原，南麓の井出原，南西麓の三里原そして西麓には俎原といった巨大な扇状地が南八ヶ岳の周囲を連続的に取り囲んでいる（図2）。このような巨大な火山麓扇状地の存在から，かつての南八ヶ岳は標高3000m以上の山頂を持つ成層火山体を形成していたと推定されている（大木ら編，1987）。

河内（1974，1977）は，地質の項でも触れるように火山列に東西二重の配列構造の存在を指摘している。この配列は北八ヶ岳では明瞭であるのに対し，南八ヶ岳では顕著ではない。

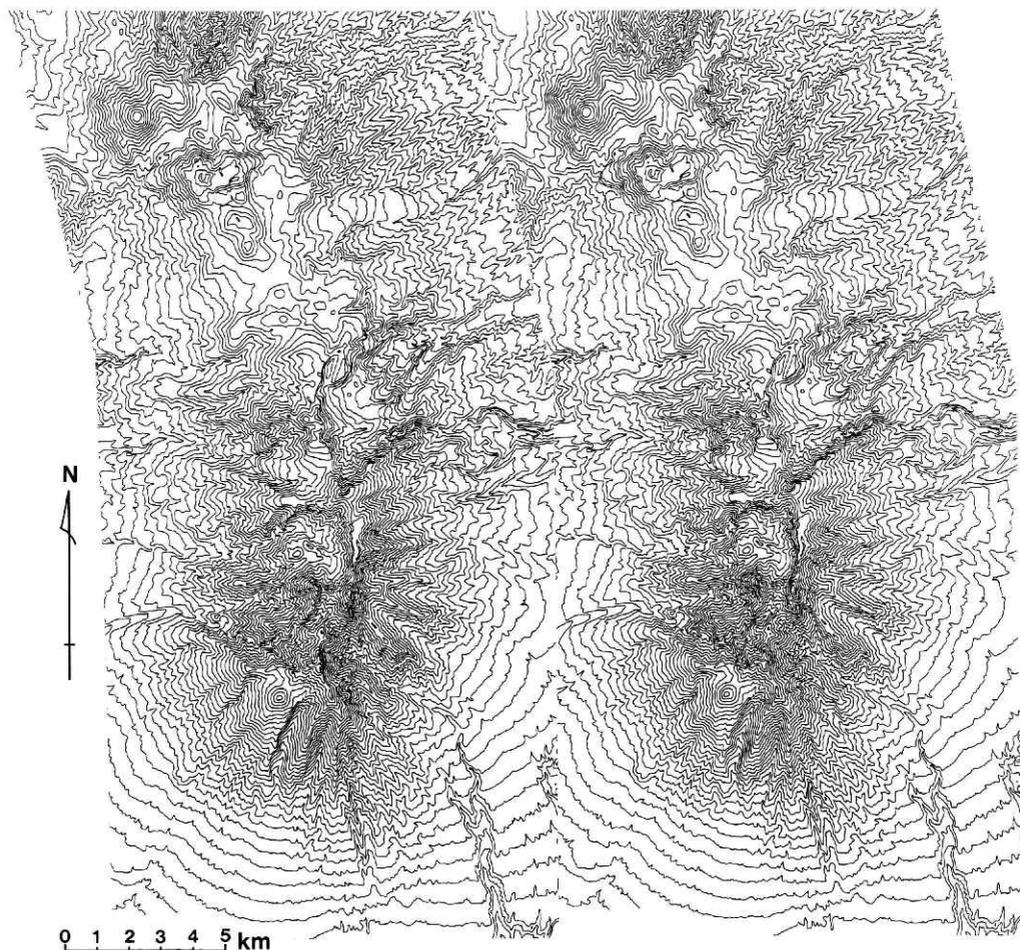


図5 八ヶ岳立体視地形図（原図：図4と同じ）

Fig.5 Stereographic pair maps of Yatsugatake volcano.



写真1 南八ヶ岳全景（茅ヶ岳山麓付近よりの眺望）

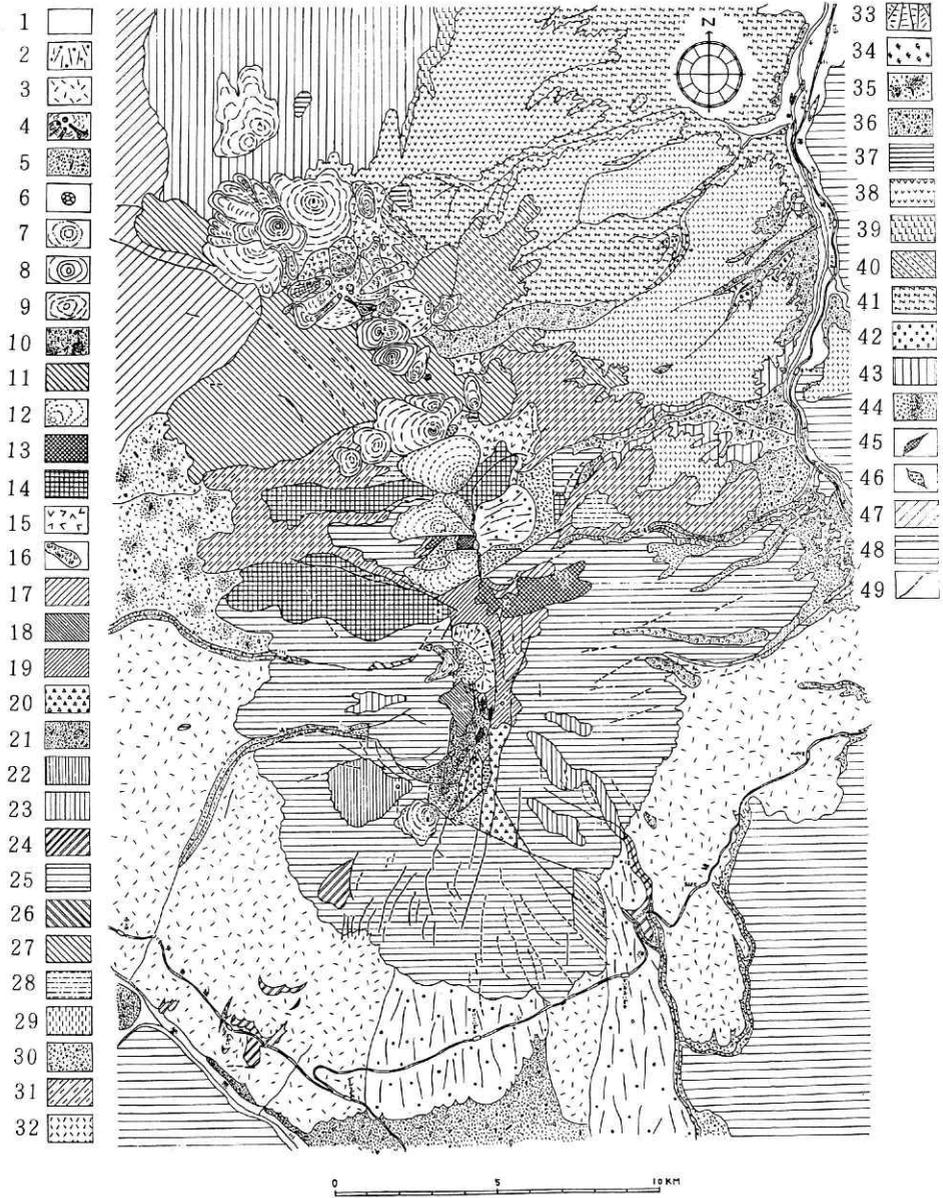
Photo.1 Minami-Yatsugatake volcano view from the foot of Mt. Kayagatake.

2.2 地質

八ヶ岳火山の山体部の地質については河内（1961）とその共同研究者たちによる一連の研究が行なわれている（図6）。特に5万分の1地質図幅の小諸（河内・荒牧，1979），蓼科山（河内，1974），八ヶ岳（河内，1977）3葉の発行により，八ヶ岳噴出物に覆われる地域のほとんどがカバーされている。河内（1961）は明瞭な侵食期の挟在から八ヶ岳の火山活動を古八ヶ岳期と新八ヶ岳期に分け，古八ヶ岳期の火山活動は北から始まり南へと移動し，東側の火山列を形成したことを明らかにした。新八ヶ岳期の活動は逆に南から北へと移動し，主に現在の西側の火山列を形成したことを明らかにした。さらに南八ヶ岳では，古期の活動において安山岩・ひん岩の岩体の形成に引き続き成層火山群が形成され，その現存する最高点は権現岳であること，また新期の活動では現在の赤岳を中心とした成層火山群の形成期の後に編笠山・美濃戸中山の溶岩丘形成期が続き，最後に硫黄岳が形成されたことなどを明らかにした。

一方，山麓部の地質については飯島ら（1968）をはじめとした塩川研究グループおよび一連の八ヶ岳団体研究グループ（1988など）の研究がある。塩川研究グループは山麓のローム層を古・中・新の三つに区分している。八ヶ岳団体研究グループは八ヶ岳の北麓～東麓を中心に火山灰層調査し，更新世前期に北八ヶ岳からの噴出物を中心とした八千穂層群が，更新世中期には南・中八ヶ岳の火山活動により南佐久層群が，そして更新世後期には中・北八ヶ岳からの佐久ローム層と段丘構成層が堆積していることを明らかにし，八ヶ岳火山の活動史の概略を示した。また火山活動の中心と堆積湖盆の関係を明らかにし，火山活動に伴う沈降運動を推定している。

以上述べた山体部と山麓部との調査結果は，時代区分や地層名および，それに基づく活動史にも若干の食い違いが見られることから，今後の研究に余地を残している。



1: 沖積層 2: 崖壁・扇状地堆積物 3: 岩屑・ローム層 4: 熔岩円頂丘 5: 油の平泥流 6: 地獄谷熔岩 7: 熔岩円頂丘 8: 熔岩円頂丘 9: 熔岩円頂丘 10: 六月川泥流 11: 立科高原熔岩 12: スリパチ池熔岩 13: 新直岳熔岩 14: 葦子岳熔岩 15: 葦の松山頂丘 16: 樽の口牧場熔岩 17: 横岳熔岩 18: 横岳熔岩 19: 赤岳熔岩 20: 横岳集塊岩 21: 垂崎泥流 22: 西岳熔岩 23: 真教寺山熔岩 24: 池袋熔岩 25: 立場谷熔岩 26: 御川北沢熔岩 27: 天女山熔岩 28: 1986.6m 霧峰熔岩 29: 千ガ滝熔岩 30: 西川黒色スコリヤ層 31: 一の坂熔岩 32: 八部池磐石流 33: 湯川熔岩 34: 五箇熔岩 35: 芹ガ沢泥流 36: 相木川泥流 37: 屏風岩熔岩 38: タタミ石黒色スコリヤ層 39: 細小路川熔岩 40: 八柱山熔岩 41: 大石川赤褐色降下スコリヤ層 42: 大石川熔岩 1~5, 小海熔岩, 杉尾熔岩 1~2 43: 春日火山角礫岩 44: プロピライト (本沢熔岩, ミノト熔岩, キボシ岳熔岩など) 45: プロピライト (中岳熔岩, ツルネ熔岩など) 46: 権現沢角閃石安山岩 47: 八子ガ峯熔岩 48: 基盤の古期岩類 49: 断層 A: 龍が峯 B: 割立山 C: 立科山 D: 横岳 E: 横岳山 G: 丸山 H: 中山 I: 天狗岳 J: 磯原岳 K: 葦の松山 L: 横岳 M: ミノト中山 N: 阿弥陀岳 O: 赤岳 P: 権現岳 Q: 西岳 R: 霧笠山

図6 八ヶ岳火山地質図(河内, 1961)

Fig. 6 Geological map of Yatsugatake volcano (Kawachi, 1961).

2.3 火山活動の記録

歴史上明確な火山活動の記録はない。ただし最近、河内（1983）は、天狗岳付近の山体崩壊によって生じた大月川岩屑流が、古文書に災害記録のある888年（仁和4年）に起きたと推定し、この山体崩壊の原因として何らかの火山活動があったのではないかと考えた。ただしこの火山活動を証拠づける噴出物などは発見されていない。

2.4 八ヶ岳火山における岩屑流堆積物の分布

八ヶ岳の山麓部には、多数の岩屑流堆積物・“泥流”堆積物の分布が知られている。特に南麓および東麓には韭崎岩屑流堆積物（三村ら，1982）、相木川泥流、大月川岩屑流堆積物（河内，1983）を始めとして多くの堆積物が認められる。それらの層序区分、名称に関しては、研究者や研究グループによって異なり不一致点も多い。そこで互いの対比を明確にする

表2 八ヶ岳火山の岩屑流対比表（※印は本報告で個別に記述した岩屑流，数字は3章での項）
Table 1 Comparison table of debris avalanche deposits on Yatsugatake volcano.

時代	信州研究グループ(1969)	河内(1975, 1977)、河内ら	百瀬(1982)	八ヶ岳団体研究グループ(1988)	記載項の番号	
完		大月川岩屑流	大月川 D A	大月川泥流	※ 3.7	
更新世後期		八千穂泥流?	海ノ口 D A	海ノ口泥流		
				千曲川泥流		
				雀ヶ森泥流		
更新世				野辺山原泥流		
				打越泥流		
				西沢泥流		
		小海原泥流?		芦平泥流		
		韭崎火砕流	韭崎岩屑流	韭崎泥流		} ※ 3.6
				大門川泥流		
新世		濁川火砕流	尾白川泥流	濁川泥流	※ 3.5	
				広河原泥流	} ※ 3.4	
		小海原泥流?	海ノ口火砕岩	大芝 D A		C 沢泥流
			野辺山原層下部の泥流堆積物			杣添沢泥流・奈良井川泥流
	南牧泥流?		広瀬 D A	A 沢泥流		
中期			久保 D A			
				松葉川泥流		※ 3.3
				大窪泥流		
更新世前期	相木川泥流	相木川泥流	相木川 D A	本間川泥流	} ※ 3.2	
				土岩泥流		
	布引層	布引累層 II		観音寺泥流	※ 3.1	

③ 完は完新世の意，D Aは百瀬(1982)が用いたDry Avalancheの略称

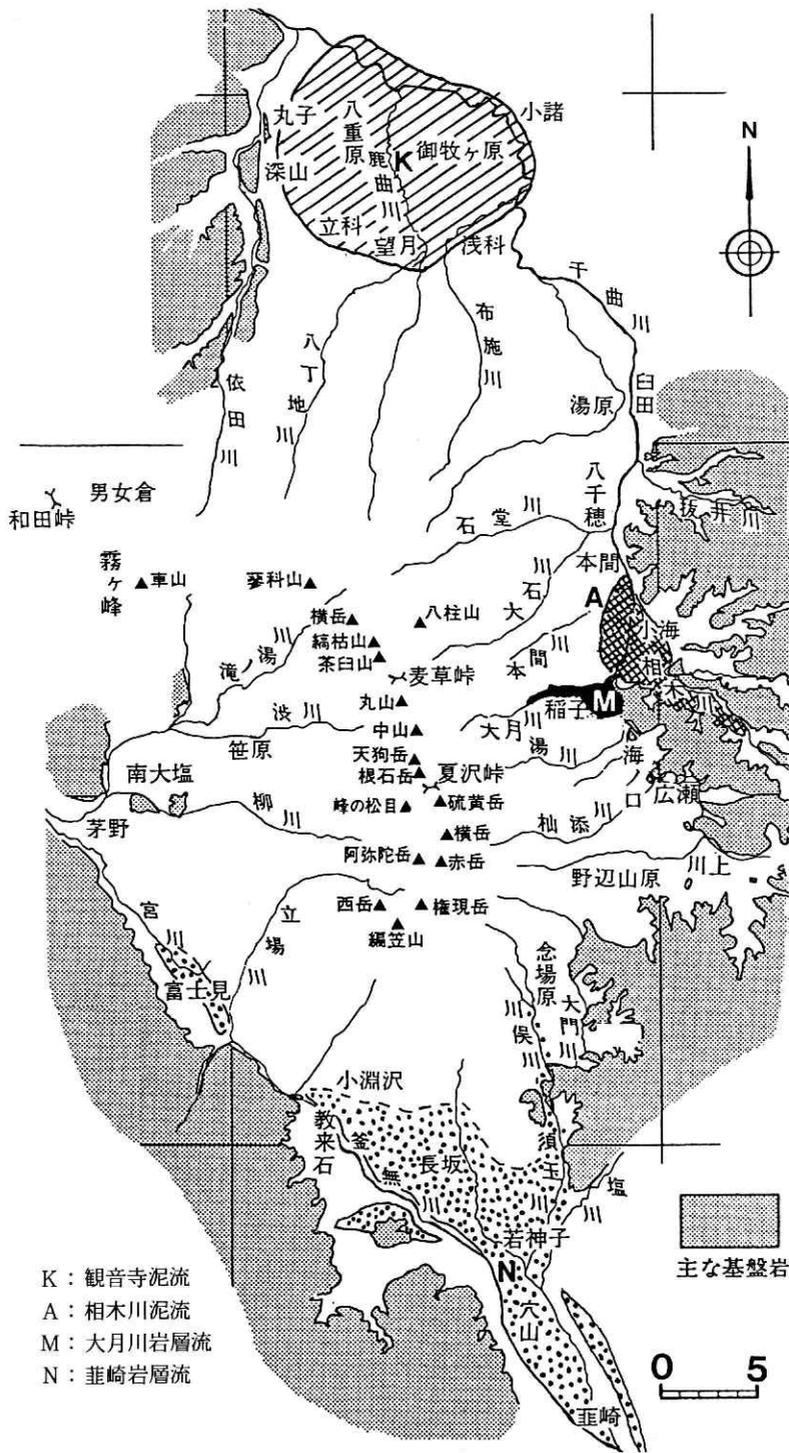


図7 ハケ岳周辺の主な岩屑流堆積物の分布図 (基図はハケ岳団体研究グループ, 1988)
 Fig.7 Distribution map of major debris avalanche deposits on Yatsugatake volcano.

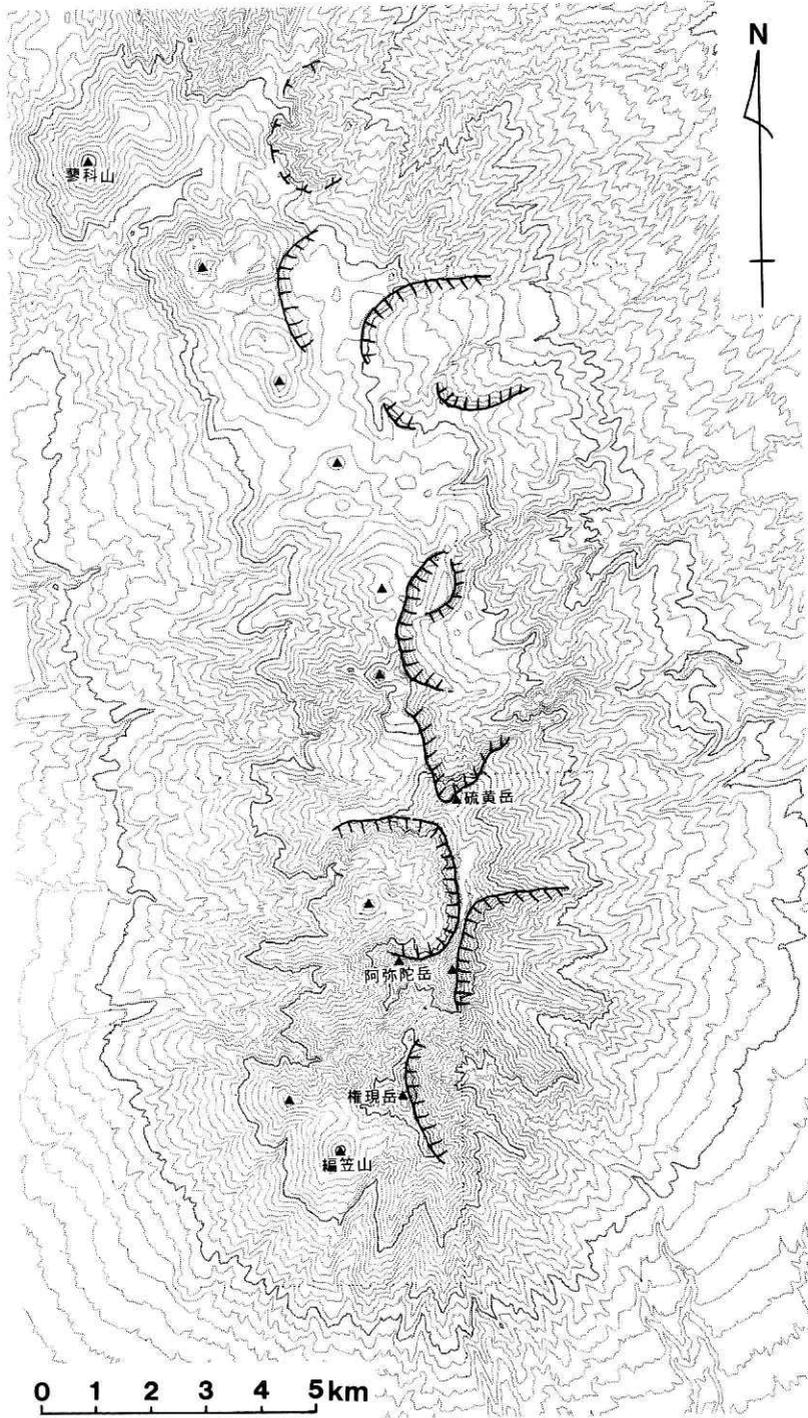


図8 八ヶ岳火山崩壊地形分布図

Fig.8 Landslide map of Yatsugatake volcano.

ため、表2に堆積物の対比を示した。このうち本報告でとりあげるものには、表中に*印を入れた。また分布範囲が広いいくつかの堆積物については図7にその分布域の概略を示した。

北麓に分布する観音寺泥流は現在のところ八ヶ岳山麓における最も古い岩屑流堆積物である。東麓の相木川流域に分布する相木川泥流は、八ヶ岳東麓における代表的な“泥流堆積物”である。韭崎岩屑流堆積物はわが国でも最大級の岩屑流堆積物であり、多くの研究が行なわれてきた。最近の堆積物としては、大月川から千曲川にかけて分布する大月川岩屑流がある。

2.5 八ヶ岳における大規模崩壊地形

八ヶ岳の山体には大きく欠けた部分がいづつか存在し、かつての崩壊地であったとも想像される。これらはいずれも開析が進み、元の形状は不明瞭になっているため、大規模崩壊以外の要因で形成された可能性も考慮する必要があるが、崩壊と仮定した場合に推定される滑落崖の位置を図8に示した。崩壊地形を呈する場所としては、権現岳からキレットの東側の谷、西岳・権現岳・阿弥陀岳に囲まれた部分、大月川岩屑流の崩壊源である天狗岳の東側、さらに丸山の北東や茶臼山の東側などがある(図8)。

また、赤岳の東側の3本の尾根(県界尾根、真教寺尾根)は標高2400m~2100m付近の勾配でかなり緩くなっており(図5)、そのすぐ北の杣添尾根がほぼ均一の勾配で低くなっているのは対照的である。この3本の尾根の緩斜部はいずれもほぼ同じ高さを持つことから、かつて連続した面を作っていたと推測できる。通常は山体部にこのような緩斜面は形成されにくいことから、この面は古い崩壊地形の底面に対応する可能性が考えられる。同じような形状の尾根は西斜面にもある。そのいずれもが真教寺溶岩で構成されている。この溶岩は、その下位の立場谷溶岩とは著しい不整合関係にあるとされる(河内, 1977)ことから真教寺溶岩は立場谷溶岩の噴出後に発生した崩壊の跡地である馬蹄形凹地の中を流下し埋めた溶岩である可能性も考えられる。

上記の崩壊状の地形と山麓部の堆積物との関係は、大月川岩屑流堆積物を除いて明確にされていない。崩壊によって形成された地形かどうかを含めて検討の余地がある。

3. 八ヶ岳における各岩屑流の特徴

この章では八ヶ岳山麓周辺に分布する堆積物のうち岩屑流の可能性のあるものについて、時代の古い順にとりあげて記述する。時間的・地域的に近いものについては一括して記載した場合がある。

3.1 観音寺泥流(北八ヶ岳サブグループ, 1988). 布引累層Ⅱ(河内・荒牧, 1976)

① 観音寺泥流

八ヶ岳の北麓に広がる御牧ヶ原から八重原にかけて広く分布する大規模な“泥流”堆積物。河内・荒牧（1976）の布引累層Ⅱに相当する。

② 堆積域

分布：小諸市の南西，立科から望月にかけて広がる御牧ヶ原の南東半部および八重原を構成して広く分布する。北八ヶ岳サブグループ（1988）が示した分布範囲の図（図9）によると，主な分布域は丸子，八重原，立科，望月，浅科である。一方，河内・荒牧（1976）の地質図（図10）によるとその分布域は御牧ヶ原周辺に限られている。千曲川対岸での分布は確認されていない。分布面積90km² 最大層厚は120 m（図a），堆積土量6 km³（北八ヶ岳サブグループ，1988）。

堆積地形：御牧ヶ原の表面は観音寺泥流以後の堆積物で覆われているため，堆積地形は認められない。この御牧ヶ原は緩やかな起伏に富み，流れ山状の小丘がいくつか認められるが（写真4参照），これは観音寺泥流とは関係しない。

観音寺泥流の主要な分布域である御牧ヶ原は，地形的に北八ヶ岳の火山麓とは不連続であり，独立した台地状の地形を呈する。立体視地形図でも明らかなように，御牧ヶ原の上面は全体的に北西側に緩く傾斜し，南東側の端は断層で切られたかの様に直線的に落ち込んでい

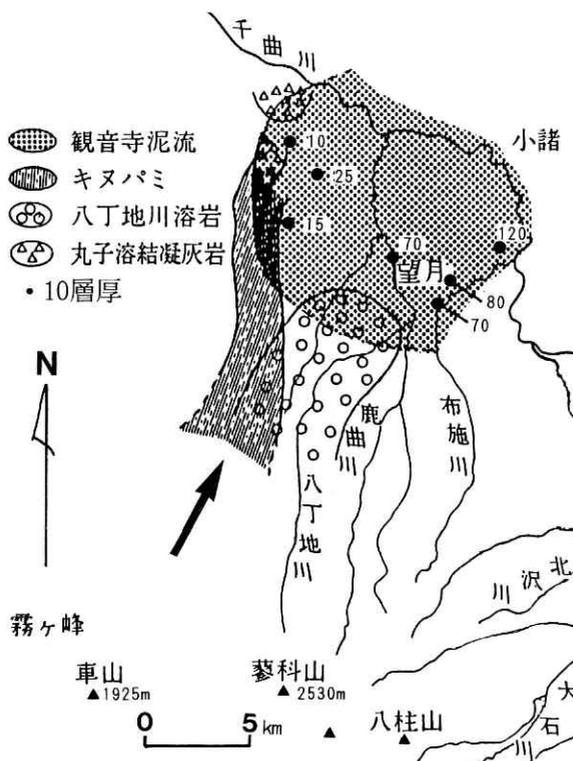


図9 観音寺泥流分布図（北八ヶ岳サブグループ，1988の一部）

Fig.9 Distribution map of “Kan'onji mud flow” deposit (Research Group for Mt. North Yatsugatake, 1988)

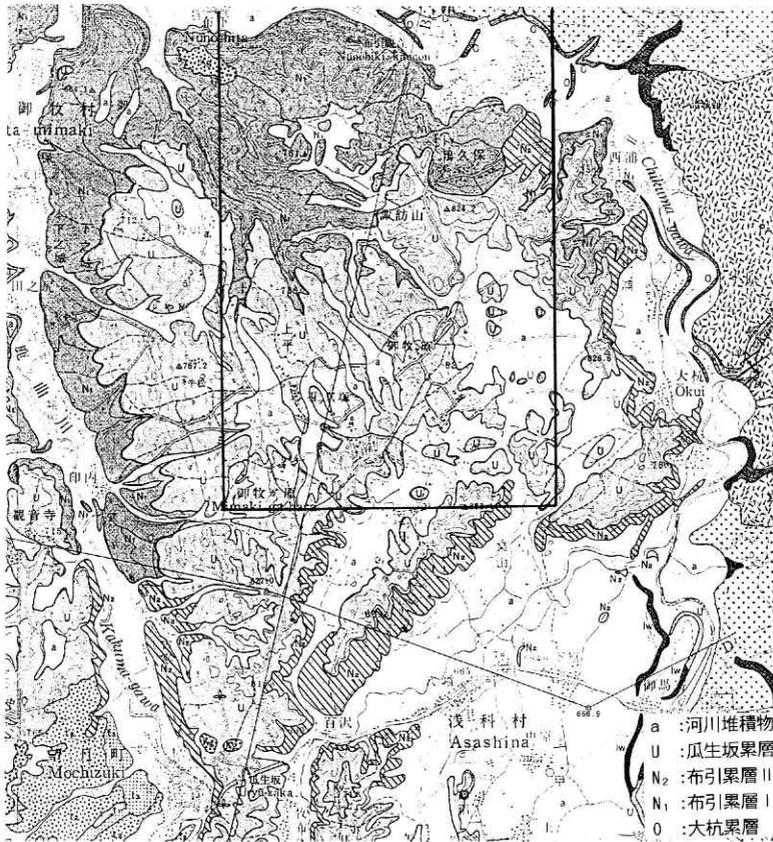


図10 ハケ岳北麓地質図(河内・荒牧, 1979) 枠は写真4の範囲を示す。

Fig.10 Geological map on the north slope of Yatsugatake volcano (Kawachi & Aramaki, 1979)

る。その様子から御牧ヶ原は北西側に傾動した構造的な地塊の様にも見える。これが構造的な地塊であれば、周囲の地形から見て相対的な上昇運動によって形成されたものと考えられ、観音寺泥流はより低位置に堆積した可能性が考えられる。千曲川が御牧ヶ原の北東で狭谷を作るのは、この地塊の上昇運動に起因すると考えられる。この狭谷部では千曲川による斜面脚部の侵食が進み、千曲川の狭谷に面した斜面には大きな地すべりが発達している(中川, 樋口, 1986)。

堆積物の岩相: 観音寺泥流は、河内・荒牧(1979)が記載した布引累層Ⅱ中の「凝灰角礫岩層」に相当する。河内・荒牧(1979)は、「無層理・無淘汰で、最大径3mに達する玄武岩・苦鉄質～中性の安山岩・デイサイト・流紋岩角礫などのほか、10mに達する砂・泥・軽石・スコリヤ凝灰岩・火山礫凝灰岩の成層ブロック、砂岩・粘板岩・チャート・石英閃緑岩などの角～円礫多数と無炭化の木片などを含む。基地は淡褐色の火山灰・砂からなる」と記

載している。また北八ヶ岳サブグループ（1988）は「黄灰色の火山灰質シルト～砂を基質とし安山岩を主体とする角礫を含む」、「最大30mに達する巨大なブロックを含む」と記載している。千曲川左岸の道路際の露頭で見ると、灰白色の無層理・無淘汰の堆積物で、固結度が高くよく締まっている（写真2）。両者の記載内容はいずれも岩屑流堆積物の特徴を示している。



写真2 朝科付近の観音寺泥流堆積物

Photo.2 Debris avalanche deposit of "Kan'nonji mud flow" at Asashina.

③ 崩壊源（供給源）

古い堆積物であることから、崩壊源の位置を確認することはできない。北八ヶ岳サブグループ（1988）は霧ヶ峰から流下したと考え、八ヶ岳からの可能性もあると指摘しているが、その根拠は明らかでない。本堆積物の分布域は現八ヶ岳の最北端のピークである蓼科山から北へ約26km隔たっている。流下距離と落差の比（ H/L ）をこの程度の規模の岩屑流の一般的な値である0.08（Ui, 1983）と仮定した場合、26kmの落下距離に対して必要な岩屑流の落差は2080mになる。これに堆積域の先端部での標高600mを加えると、崩壊時の山体の標高は2680mあればいいことになる。この高さは現在の蓼科山の標高より150m高いだけであり、構造運動による御牧ヶ原の上昇を考慮すると、古期八ヶ岳火山列北端付近に崩壊源を想定しても不都合ではない。一方、霧ヶ峰付近（標高1925m—車山）を崩壊源と想定した場合は流下距離は28kmと更に長くなるため、元の山頂は2840m以上ないと不都合である。現在の霧ヶ

峰の標高とは900mの差があり 霧ヶ峰がかつてこのような高さがあったとは考えにくい。

④ 流 送 域

流路：この岩屑流が流下した当時の山麓域はその後の火山噴出物に覆われて、流送域での状況は不明である。

⑤ 時 代

火山灰層序：北八ヶ岳サブグループ(1988)によると、火山灰の層序から、更新世前期の堆積物であるとされる。

⑥ 原 因

崩壊源が確認されておらず、原因を推定することは困難である。

⑦ ま と め

移動形態：前記の堆積物の記載内容、特に10~30mの巨大なブロックを含むという点、および堆積物の分布域が広く(90km²)かつ大量に(6km³)堆積している事実から、山体崩壊に起因する大規模な岩屑流堆積物である可能性が大きい。ただし、この堆積物の存在から予想される山体崩壊の位置および原因については現在のところ不明である。

問題点：八ヶ岳火山の最北端に堆積していることから、この堆積物の供給源としては八ヶ岳以外の可能性も指摘できる。八ヶ岳団体研究グループは霧ヶ峰を供給火山体と考えているがその根拠は明らかではない。千曲川の右岸側にも分布している可能性があり、分布域の確認が今後の課題として残されている。

今後の課題：このように古い岩屑流の場合、供給源の特定は困難であり、溶岩の鉱物組み合わせや化学組成などの特徴を手掛かりにして供給した火山体を特定する必要がある。

3.2 相木川泥流(信州研究グループ, 1969; 河内, 1961)土岩泥流・本間川泥流(北八ヶ岳サブグループ, 1988)

① 相木川泥流の概況

千曲川左支の相木川沿いに厚く堆積している“泥流”堆積物は、信州研究グループ(1969)、河内(1974)などによって相木川泥流とされてきたが、北八ヶ岳サブグループ(1988)はこれを本間川泥流と土岩泥流の2つに分けている。

② 堆 積 域

分布：相木川流域を主な分布域とするが、千曲川流域や本間川・三沢川沿いにも分布が見られる(図11)。主たる分布域である相木川谷沿いでは崖をなして、祝平、久保付近にまで続いている。最大層厚 100 m。堆積状況について百瀬(1982)は谷を埋積した堆積物で、谷壁にへばりつくように堆積していると述べているが、これに対し、八ヶ岳団体研究グループ(1988)はこれと異なる断面図を示した(図13)。

この堆積物を2回の堆積物に分けられるとした北八ヶ岳サブグループ(1988)は、下位の

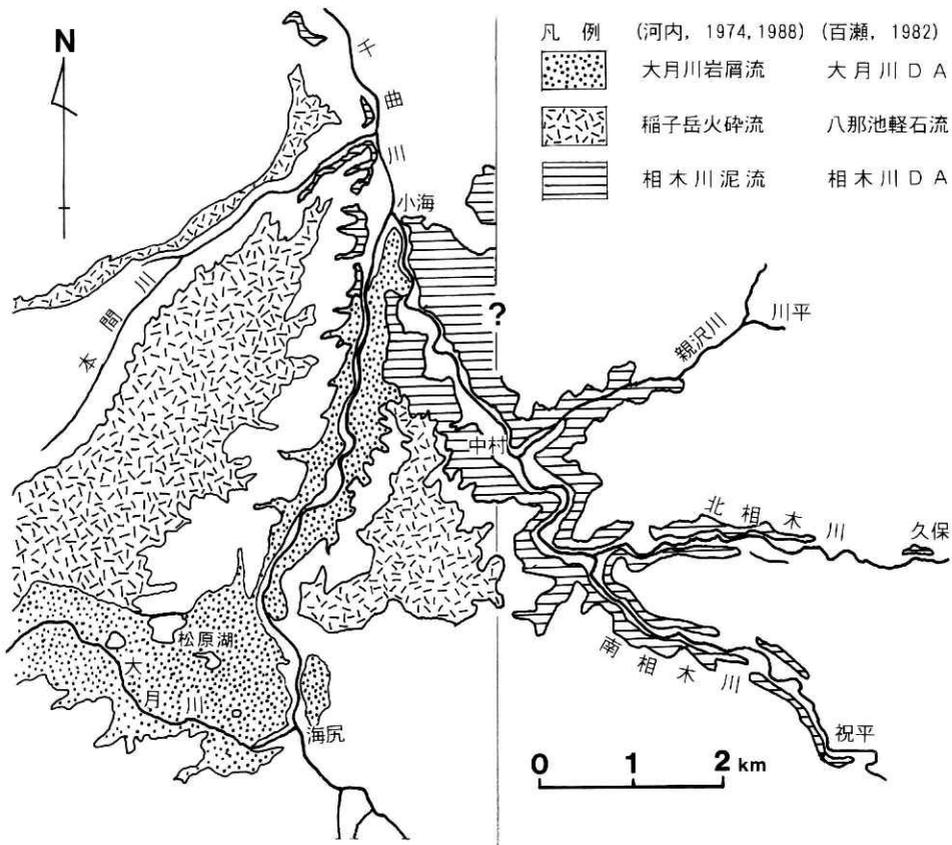


図11 相木川泥流堆積物の分布（百瀬，1983 および河内，1974 から作成）

Fig.11 Distribution of Aikigawa "mudflow" deposit. (from Momose, 1983 & kawachi, 1974)

土岩泥流について、分布面積 10km^2 以上、堆積量は 0.4km^3 以上、上位の本間川泥流について、堆積物の分布面積は 20km^2 、堆積土量 0.8km^3 、最大層厚 70m に達すると述べ、各々の分布範囲を示した（図12）。北八ヶ岳サブグループ（1988）は“泥流”堆積物の間に千代里溶岩が狭まれることを、2つに分けた理由としているが、この千代里溶岩は千代里付近のごく狭い範囲に分布する（河内，1974）ことから、検討の余地があるように思われる。なお、河内（1974）はこの千代里溶岩を相木川泥流より上位と考えている。

堆積地形：その後の噴出物に覆われ、堆積面が地表に露出していないため、流れ山などの表面地形は認められない。本層は一般に相木川などの川沿いに急崖を作って分布しているが、前述のようにその堆積状況に関する解釈には相違が見られる。

堆積物の岩相：河内（1974）は「一般に無層理・無淘汰。基地は非常に固く、垂直に近い崖を作る。岩片の粒径は $20\sim 30\text{cm}$ 大、時には数 m 大に達する。その岩種はカンラン石玄武岩、

各種苦鉄質安山岩を主とし、かなりの量の砂岩・粘板岩・チャートなどの基盤岩類を伴う」と述べた。北八ヶ岳サブグループ(1988)は下位の土岩泥流について、「層厚45m程度(三沢川付近)で上下の2層に分けられる。基質は砂混りのシルト、下位の層序のブロックを多量に含む。堆積量の50%を最大径3mのブロックが占める。このようなブロックの存在から、この泥流は山体の一部が崩壊したことによって生じた岩屑流堆積物であると堆定される」と述べ、上位の本間川泥流について、「多孔質の輝石安山岩溶岩を多量に含むが、ブロックの量は少ない。山体崩壊によって生じた泥流かどうかは不明である」としている。写真3に示す中村付近の相木川沿いの堆積物は、成層構造を残した岩塊からなる堆積物である。

2次的影響：日影層(河内, 1974)などの湖成堆積物が上流側に堆積していることから、この岩屑流により相木川が比較的長時間にわたり、堰き止められたことが推定できる。

③ 崩壊源(供給源)

北八ヶ岳サブグループ(1988)はこの“泥流”の発生源を土岩泥流については古蓼科火山、本間川泥流については麦草峠付近と推定しているが(図12), その根拠は明示されておらず、対応する崩壊地形も残されていない。

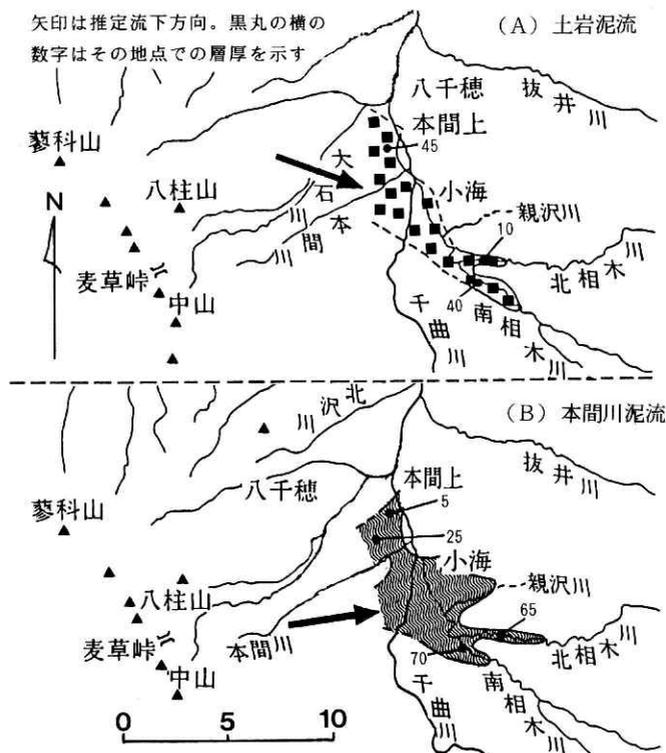


図12 土岩泥流・本間川泥流の分布(八ヶ岳団体研究グループ, 1988の一部を簡略化)

Fig.12 Distribution of Tsuchiwa and Honmagawa "mudflow" deposit. (simplified from Collaborative research group for Yatsugatake, 1988)

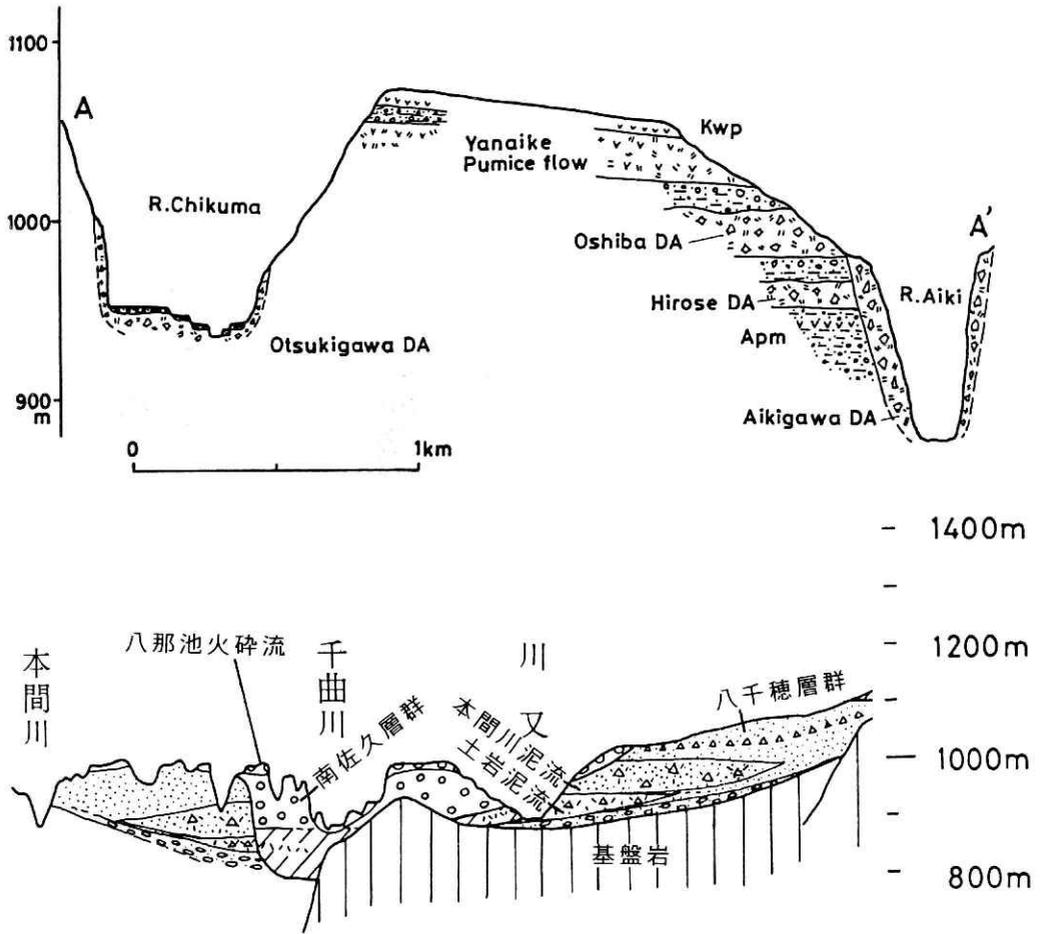


図13 相木川泥流の堆積断面図（百瀬，1983（上）と八ヶ岳団体研究グループ，1988（下）
 Fig.13 Geological section of aikigawa "mudflow" deposit.



写真3 中村付近の相木川泥流堆積物

Photo.3 Debris avalanche deposit of "Aikigawa mud flow" at Nakamura.

近辺には他に火山がないことから供給源としては八ヶ岳以外には考えられない。また相木川に沿ってかなり上流にまで遡上するように分布している事実から考えて、比較的北の方向から流下してきた可能性が大きい。

④ 流送域

前述のように供給源が八ヶ岳火山列以外には考えられないことから、火山列から東方に向かって流下したと考えられる。ただ千曲川で標高900m付近に分布しているのに対し、それより東部の小海町市の沢では1100m付近に堆積している(河内, 1974)事実から、山麓部でもかなりの速度を持ち、基盤の山地にまで乗り上げたと推定される。

⑤ 時代

河内(1974)は本層を鍵掛層・日影層が覆う事実と付近の層序関係から更新世前期の堆積物であるとした。八ヶ岳団体研究グループ(1988b)は火山灰層序の検討から、本層を下部更新統に位置づけた。一方、百瀬(1982)は、八那池軽石流(河内, 1974)の稲子岳火砕流に相当)が構成する地形面を切った谷の中に本層が流れ込んでいるとし、後期更新世の堆積と考えた。ここでは層序関係から確認された前二者の見解を採用する。

⑥ 原因

山体崩壊の発生位置やその形状が不明であるため、原因を推定することは困難である。

⑦ まとめ

移動形態：これまでに記載された堆積物の岩相と現地調査での観察結果から考えて、岩屑流堆積物である可能性は大きい。

問題点：本層に関しては、時代・区分等研究者によって相違点がいくつかあったが、本堆積物が2層に分かれるかどうかなどの点について明確にできなかった。表層地質図において本層は主として相木川沿いに分布し、ほかの岩屑流堆積物のような拡がりを持たない理由についても明確にはできなかった。八ヶ岳山麓の下により広く分布している可能性も考えられるが、明確ではない。

今後の課題：堆積物が2枚に分けられるかどうか、またそれをもたらした崩壊はどこに発生したのかなど解明すべき点が多く残されている。

3.3 松葉川泥流（八ヶ岳団体研究グループ，1982）

① 全体の概況

八ヶ岳北麓，望月町観音寺を模式地とし，御牧ヶ原に分布するやや厚い“泥流”堆積物。八ヶ岳団体研究グループ（1982，1988 b）以外の記載はない。

② 堆積域

分布：図14に示すように松葉川および望月町観音寺から羽毛山にかけて分布する最大層厚

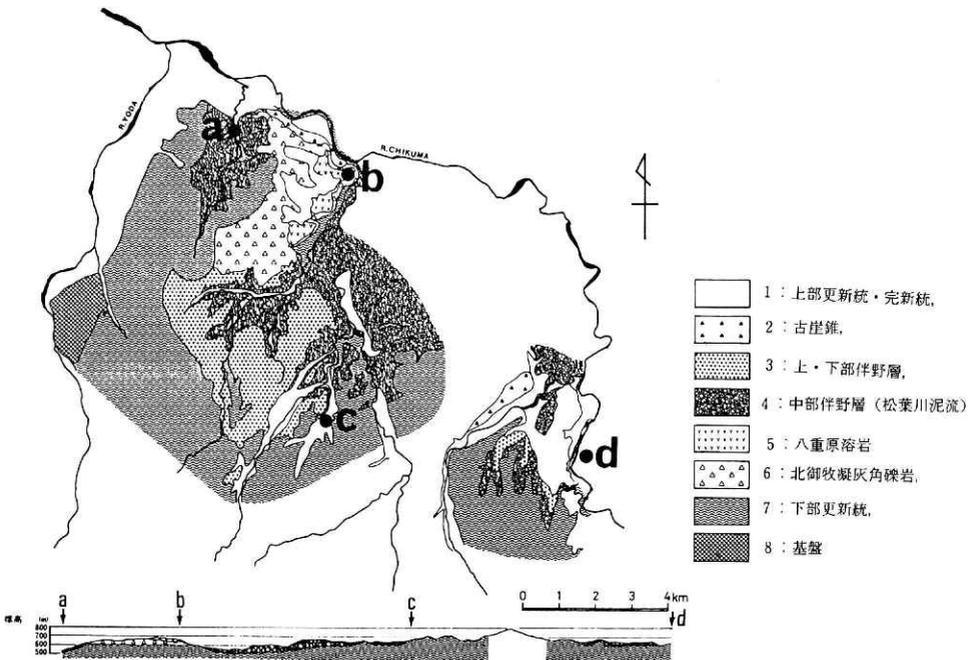


図14 八ヶ岳北麓の中部更新統地質図（八ヶ岳団体研究グループ，1988）

Fig.14 Geological map of the north slope of Yatsugatake during Middle Pleistocene. (Collaborative research group for Yatsugatake, 1988)

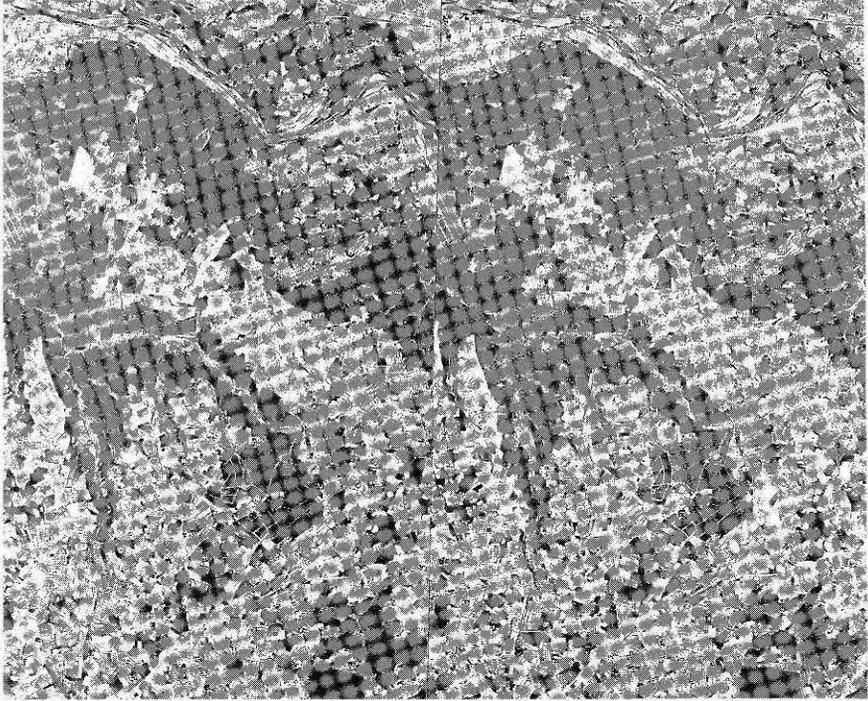


写真4 諏訪山付近の御牧ヶ原の地形（空中写真＝国土地理院 KT-71-11Y, C5-14, 15）

Photo.4 Vertical stereo-photographs of hummocky hills on Omakigahara.

80mに達する“泥流”堆積物（八ヶ岳団体研究グループ, 1988b). この図では御牧ヶ原の主要部は空白にされているが、周辺の状況などから考えると空白部のかなりの部分に本“泥流”堆積物が分布していると考えられる。

堆積地形：諏訪山付近（図14の空白部）の御牧面上はゆるやかな起伏にとみ、流れ山状の地形も認められる（写真4）。この地形が本堆積物と関係する可能性はあるが、確認はされていない。

岩相：八ヶ岳団体研究グループ（1988b）によると、本層は褐色ないし暗黄灰色の火山灰質のシルトないし砂を基質とし、径5～20cmの両輝石安山岩、珪化岩、チャート、閃緑岩、花崗閃緑岩、頁岩、グリーンタフなどの円礫～垂円礫からなる“泥流”堆積物。本層中には最大数10mのブロックが含有されるが、それは中期更新世前期の堆積物である八千穂層の最下部～下部に由来するものが多いとされる。

③ 崩壊源（供給源）

どの火山が供給源かも含め、地形的にも地質的にも議論されていないため、不明である。観音寺泥流とはほぼ同じ地域に分布していることから、H/Lの議論に関しては観音寺泥流と

同様に八ヶ岳を供給源としても不都合ではない。しかし、距離的に近いところにある鳥帽子火山など浅間山の西方に連なる火山から流下した可能性も考えられることから、検討の余地がある。

④ 流送域

流送域に関して記述する情報はない。

⑤ 時代

八ヶ岳団体研究グループ（1988b）は火山灰層序に基づき、本堆積物が中期更新世最下部の伴野層に含まれるとした。その当時の堆積環境について同グループ（1988b）は、その上下の伴野層の層相から湖沼性であったとしている。

⑥ 原因

不明。

⑦ まとめ

八ヶ岳団体研究グループ（1988b）以外には記載がなく詳細は確認できないが、層厚や岩相などの記載内容から見て、岩屑流である可能性があると思われる。しかし、その供給源は明確ではなく、八ヶ岳火山が有力ではあるが、浅間山の西方に連なる火山についても検討の余地がある。

3.4 野辺山原層下部（河内ら，1969）・海の口火砕岩（河内ら，1974），A沢泥流・柚添沢泥流・C沢泥流（八ヶ岳団体研究グループ，1988），大柴 DA（ドライアバランシュの略）・久保 DA（百瀬，1982）

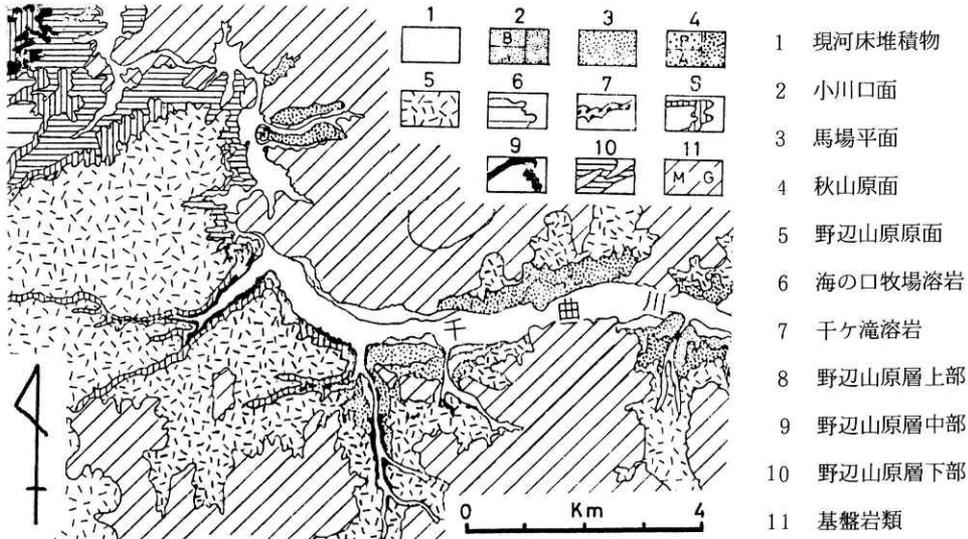


図15-a 広瀬付近の地質図（河内ら，1969）

Fig.15-a Geological map of Hirose district (Kawachi et al., 1962)

① 全体の概況

千曲川と柚添沢の合流点付近から広瀬にかけて更新世中期の数枚の“泥流”堆積物が分布している。河内ら(1969)はこの付近に堆積する数枚の“泥流”堆積物を野辺山原層下部に含め、一括して記載している。またハケ岳団体研究グループはこの地域に分布する“泥流”堆積物としてA沢泥流、柚添沢泥流、C沢泥流を挙げ各々別個に記載している。また、吉田(1980)は、広瀬層全般について記載する中で、“A沢泥流”についてふれている。また百瀬(1982)は大柴D Aと久保D Aの2つを記している。ここでは堆積時期、分布域とも比較的近い以上の数層の堆積物を一括して記述する。

② 堆積域

分布：河内ら(1969)による野辺山原層下部層は柚添川流域に分布している(図15-a)

“A沢泥流”は川平付近から柚添沢、湯川流域にかけて認められる(図15-b)。ハケ岳団体研究グループ(1988b)によれば層厚は12mとされるが、吉田(1980)の断面図上には最大100m近い層厚に描かれている(図17)。地質上では“A沢泥流”は四十十帯の基盤に直接アバットして堆積している地点が多い。

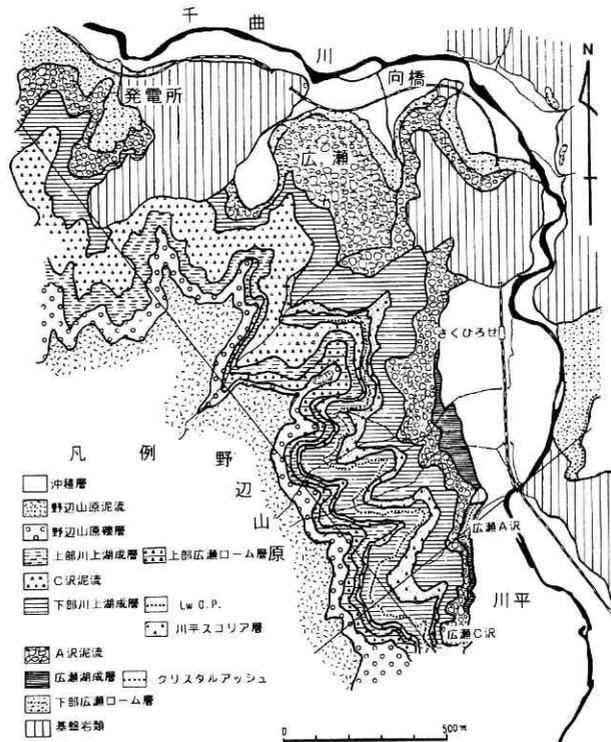


図15-b 広瀬付近の地質図(ハケ岳団体研究グループ, 1977)

Fig.15-b Geological map of Hirose district (Collaborative research Group for Yatsugatake, 1977)

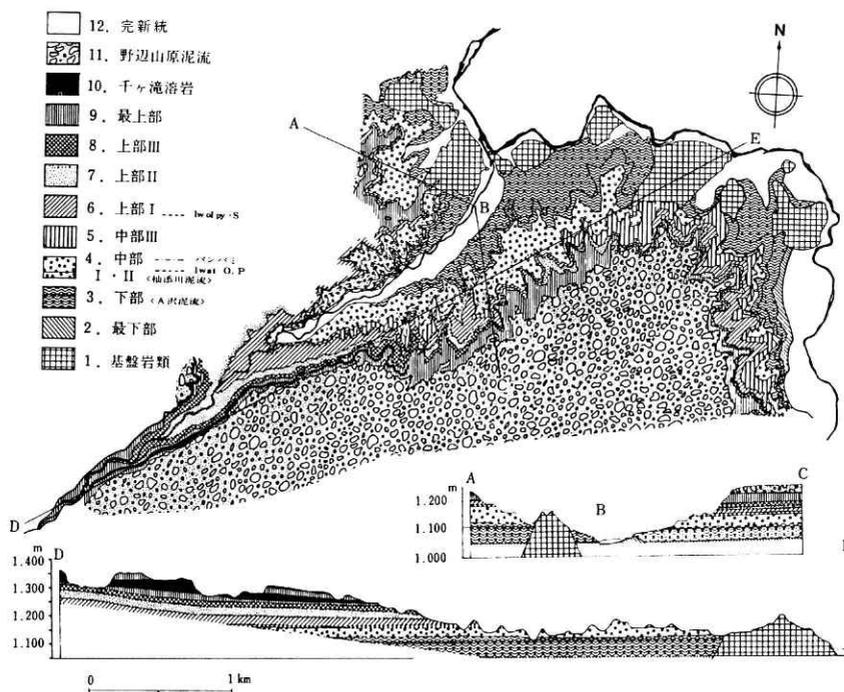


図16 杣添川付近の地質図（八ヶ岳団体研究グループ，1988）

Fig.16 Geological map of Somazoe-gawa

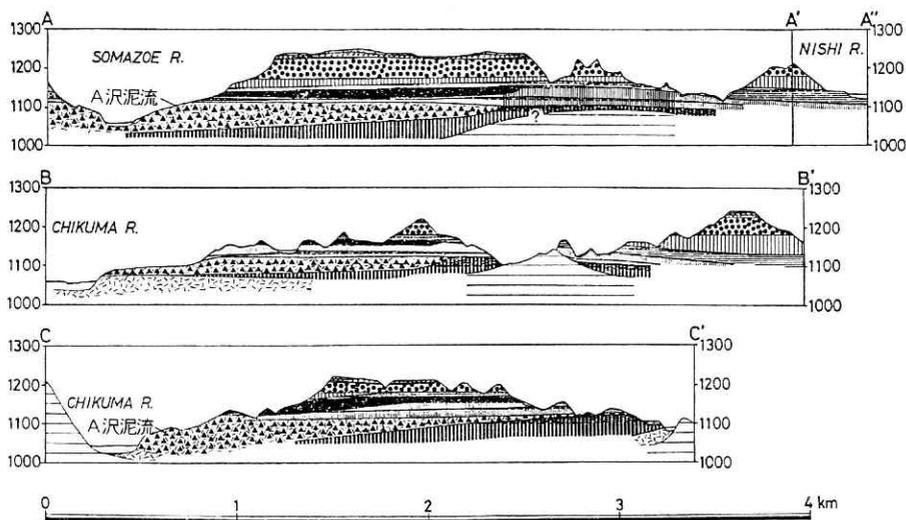


図17 杣添川付近の地質断面図（吉田，1980）

Fig.17 Geological section at the river Somazoe (Yoshida, 1980)

“杣添沢泥流”は杣添沢の下流域に分布している。最大層厚20mで北方に向かって薄くなる(図16)。“C沢泥流”はA沢泥流とはほぼ同じ地域の杣添沢と湯川流域に分布している(図15-b)。

岩相：河内ら(1969)は野辺山原層下部中に挟まれる泥流堆積物の岩相を、「無層理・塊状で赤褐色～黒色スコリアを含む硫黄臭の強い砂質の基地に数cm以下の火山岩や基盤岩片を伴う。また凝灰角礫岩・黒色～赤褐色のスコリア・黒色火山灰やラミナの発達した火山灰・泥などの数m大に達する岩塊を伴う。さらに無炭化の木片を伴う」と記載している。

個別の堆積層ごとの記載としては、“A沢泥流”について八ヶ岳団体研究グループ(1977)は「比較的良好に固結した暗灰ないし淡灰褐色時には海青緑色の淘汰不良シルトの基質に、主として複輝石安山岩および含カンラン石複輝石安山岩の中礫をとり込んだ泥流堆積物である。基質に対して礫は比較的少ないが、杣添川下流部などでは本層中に下位層から剝削してきた径1m以上もあるスコリア層や火山灰質シルト層などの偽礫ブロックを多量に含んでいるため、基質部分が10%以内の部分もある。基質部分には含角閃石白色軽石や黒雲母かんらん石、普通輝石の結晶粒が点在し、しばしば硫黄臭を発する」と述べている。一方、吉田(1980)は「角閃石含有白色軽石を散点する塊状暗灰色火山灰質中～細粒砂の基質を持ち、安山岩や砂岩の垂円～垂角礫、下位のブロックを含有している」と述べている。また、八ヶ岳団体研究グループ(1988)は「淘汰不良の火山灰質シルトを基質とし、角閃石・黒雲母の結晶や角閃石含有軽石を含んでいる。主として両輝石安山岩および含カンラン石両輝石安山岩の中礫を取り込んでいる」と述べた。

“杣添沢泥流”の岩相について八ヶ岳団体研究グループ(1988b)は「暗灰色から黒褐色を呈する細粒火山灰ないし火山灰質粗粒砂岩を基質とし、多孔質な両輝石安山岩の中礫を多くとり込んでいる」と記載し、さらに“C沢泥流”について「淡黄褐色の風化火山灰を基質とし、軽石やスコリアを多く含む固結の良好な泥流堆積物である本層中には最大長径3mに達する巨大な風化火山灰層やスコリア質礫岩、凝灰角礫岩などの偽礫ブロックを大量にとり込んでいる」と述べている。

2次的影響：吉田(1980)はこの時期の広瀬層の湖成層と陸成層の分布から当時の湖水準の変化について検討し、泥流の流下後に湖水準の上昇があったと推定されることから、泥流堆積物による堰止めがあったことを示唆している。

③ 崩壊源

崩壊源の場所に関してこれまで議論されていない。しかし堆積域との地理的關係から考えると現八ヶ岳の赤岳以北、天狗岳以南に存在した可能性が高い。

④ 流送域

流送域に関して記述すべき資料はない。

⑤ 時代

八ヶ岳団体研究グループ（1988）は火山灰層序の検討から、この地域の“**A沢泥流**”，**杣添沢泥流**，“**C沢泥流**”の3つの“**泥流**”を中部更新統の南佐久層群に含めている。河内ら（1969）は野辺山原層下部層の堆積時期は八ヶ岳の火山活動がきわめて旺盛な時期に当たるとしている。

⑥ 発生原因

発生原因の推定は難しい。

⑦ まとめ

以上の堆積物は、その記載内容からいずれも岩屑流堆積物の可能性も考えられる。しかし百瀬（1982）は広瀬DA（“**A沢泥流**”）と大芝DA（“**C沢泥流**”）が浅間山1783年の鎌原火砕流による堆積物の鎌原村付近の層相（Aramaki, 1981）に似ているとし、同じタイプの堆積物ではないかと考えた。

崩壊源、流送域に関する事項はほとんど未解明であり、今後の研究が望まれる。

以上の堆積物の名称のうち八ヶ岳団体研究グループの“**A沢泥流**”“**C沢泥流**”はおそらくフィールドネームの広瀬A沢、広瀬C沢からとった名称であると思われるが、固有の地名ではない名称を付けることはあまり適当でない。

3.5 尾白川泥流（甲府盆地第四紀研究グループ、1969；河内、1981）

濁川火砕流（信州研究グループ、1969）、濁川泥流（八ヶ岳団体研究グループ、1988b）、

① 概況

釜無川左岸から尾白川流域にかけて、この付近のほぼ基底に近いところに堆積している“**泥流**”堆積物。信州研究グループ（1969）はこれを濁川火砕流と名付け、八ヶ岳団体グループ（1988）は濁川泥流と呼んだ。一方甲府盆地第四紀研究グループ（1969a）はこれを尾白川泥流と名付けた。

② 堆積域

分布：尾白川中流部、および釜無川左岸の花水南東、国堺橋付近の崖に露出する（図18）。地質図上での分布は限られているが、三里原など火山麓扇状地の下部にある程度の広がりを持って分布していると考えられる。層厚は約10m。

堆積地形：堆積当時の地表面は以後の堆積物に覆われており、堆積物は崖面にしか露出していないため不明である。

堆積物の岩相：信州研究グループ（1969）の記載によると、その岩相は火砕流状の部分と泥流状の外観を持つ部分からなる。火砕流状の外観を示す露頭は、前沢部落東方の釜無川左岸などにあり、白～紫色の火山灰・砂からなる基質中に角閃石石英安山岩の30cm大の岩塊を含んでいる。この岩塊の岩質は、八ヶ岳の権現沢、カマタ沢で見られる角閃石安山岩脈に類似している。一方、泥流状の岩相は濁川川口付近や中山北西方に見られる。全体が黒～褐色

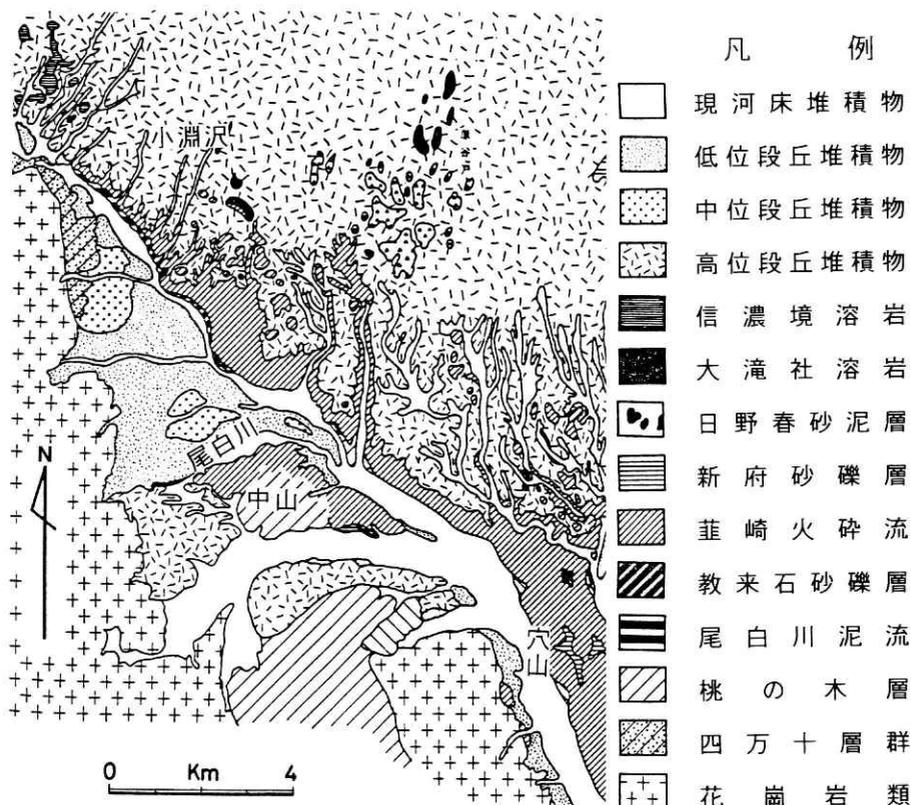


図18 尾白川泥流（濁川泥流）分布図（甲府盆地第四紀研究グループ，1969 a）

Fig.18 Distribution of Oshirokawa "mudflow" deposit. (Kofu basin Quaternary research group, 1969)

を呈し、基質は火山砂に花崗岩砂を混入しており、中に1~50cmの岩塊を無秩序に含んでいる。岩片や含有鉱物として、花崗岩、ホルンフェルス、粘板岩、砂岩、アプライト、ガラス質安山岩、泥岩、輝石安山岩、花崗岩質砂岩、輝石単結晶および花崗岩源黒雲母などが含まれている。また、無炭化木片を含んでいる。一方甲府盆地第四紀研究グループ(1969 a)は、「(淡)褐~赤紫色を呈する碎屑性の砂および火山灰の基地に、1~30cm大のときに2m大の輝石安山岩、角閃石安山岩角礫・凝灰集塊岩角礫を主体として、火山灰質泥・砂岩および泥灰層の塊、更に花崗岩・アプライト・ホルンフェルス・粘板岩・砂岩などの外来岩片をも伴う無層理・無淘汰の地層」と記載した。また八ヶ岳団体研究グループ(1988)は「基質は輝石・角閃石・黒雲母の結晶を含む火山灰質砂質シルトであり、礫は輝石安山岩および角閃石安山岩の径約数cm~数mの垂角~角礫からなる。本層中には最大20mに及ぶ砂、シルト互層のブロックや材化石が包含される」と記載している。

③ 崩壊源（供給源）

不明である。霧ヶ峰、茅ヶ岳などの火山から流下することはH/Lが小さくなりすぎた

め不可能であり、供給源となった火山としては八ヶ岳以外にはなく、おそらく南八ヶ岳の一部の崩壊によって生じたと考えられる。

④ 流送域

流下経路など流送域に関する記載は行なわれていない。流下当時の地形は残されておらず流送域に関して新たに記載することはできなかった。

⑤ 時代

主としてこの付近の基岩を不整合に覆い、教来石砂礫層を挟んで韭崎岩屑流堆積物に覆われる。層序学的に見て、この堆積物は韭崎岩屑流以前の堆積物である。

⑥ 原因

一般的には火山活動に起因する可能性が考えられるが、崩壊源が不明であるため、発生原因を推測することは困難である。

⑦ まとめ

移動形態：火砕流状の部分と泥流状の部分からなるという信州研究グループ（1969）の記載は、両者が同一の流下堆積物であるならば、岩屑流堆積物である可能性を考えることができる。この場合、火砕流状の部分は宇井（1987）のいう岩塊相に、泥流状の部分はマトリクス相に相当するとも考えられる。しかし一方で花崗岩、ホルンフェルスなど南アルプス起源の礫が多数含まれているという記載から、後者は土石流堆積物の可能性も考えられる。

今後の課題：現在判明している露出はほとんどが川沿いの崖面であり、それ以外の地域にどれくらい拡がって分布しているのかなどを明らかにしていく必要がある。

3.6 韭崎岩屑流（三村ら，1982；八ヶ岳団体研究グループ，1988b），韭崎火砕流（甲府盆地第四紀研究グループ，1969a，b）韭崎泥流（鈴木，1966）

① 韭崎岩屑流の概況

八ヶ岳の南方、釜無川と塩川間の台地には流れ山を伴う厚い岩屑流堆積物が覆っている。この堆積物については比較的古くから研究が行なわれ、この種の堆積物の成因について議論されて来た。また流れ山の成因についても数多くの説が出された。そのなかで岩屑流という概念の用語が作られた。

② 堆積域

分布：図19に三村ら（1982）による本岩屑流堆積物の分布を示す。この堆積物は八ヶ岳の南麓、主として釜無川と塩川沿いに分布する。釜無川沿いでは立場川河口付近から国界橋・韭崎にかけて、また塩川沿いでは若神子から韭崎にかけて厚く堆積している。それらの多くは河岸の崖沿いに露出する。さらに塩川の支流である須玉川、大門川の谷沿いに上流部に連続的に分布している。それらの状況から火山麓扇状地である念場原・井出原の下にも広く分布していると考えられる（図20）。その範囲は延長21km以上におよび、分布面積は256km²と

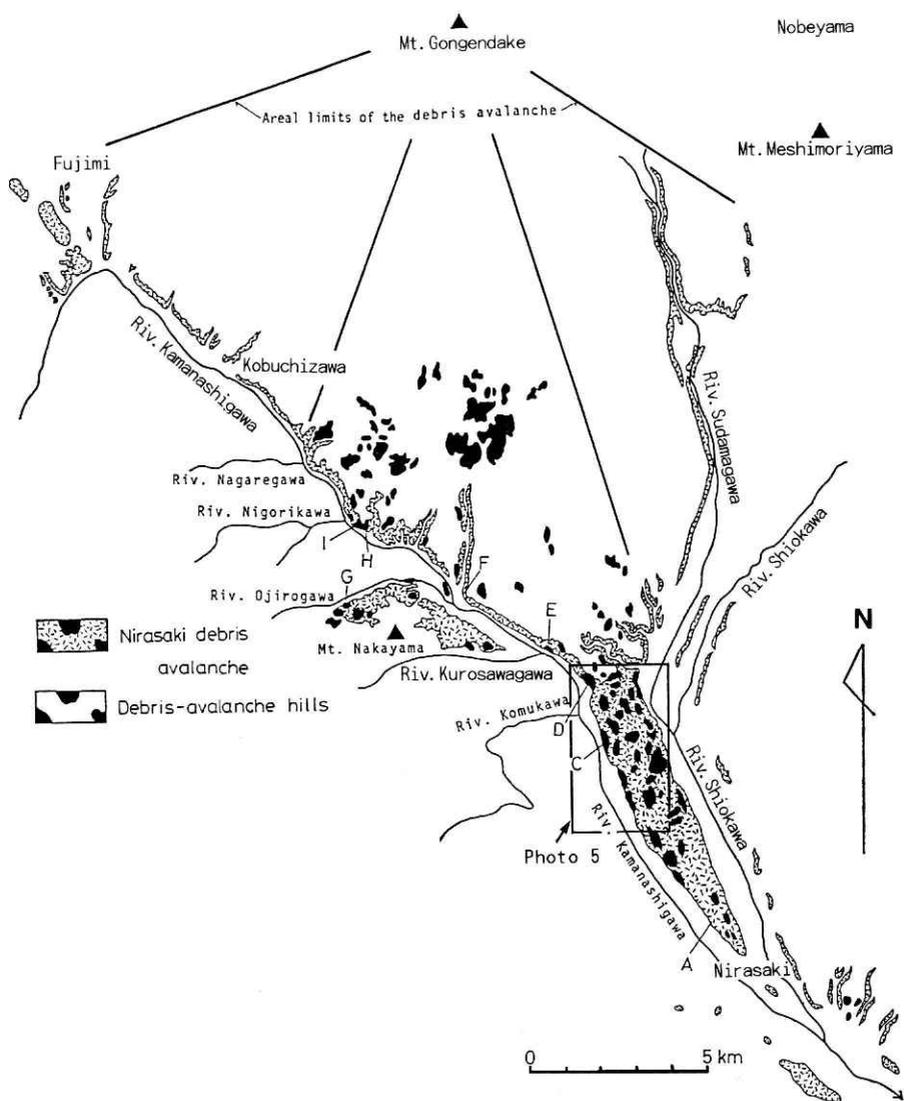


図19 斐崎岩屑流分布図 (三村ら, 1982)

Fig.19 Distribution of Nirasaki debris avalanche deposit. (Mimura et al., 1982)

される (甲府盆地第四紀研究グループ, 1969a). しかし, 釜無川の下流, 甲府盆地の南部に位置する曾根丘陵にも同じ堆積物の分布が認められる (曾根層群, 片田 1956) ため, 分布範囲は延長40km以上, 分布面積は 300 km²以上におよぶと推定される. 最大層厚 200 mの堆積物で表面に多数の流れ山を持つ.

分布範囲がこれ程大規模な岩屑流では, 分布図に示されている南麓以外の地域にも流下した可能性が考えられる. 東麓において記載されているいくつかの“泥流”堆積物のうちのあ

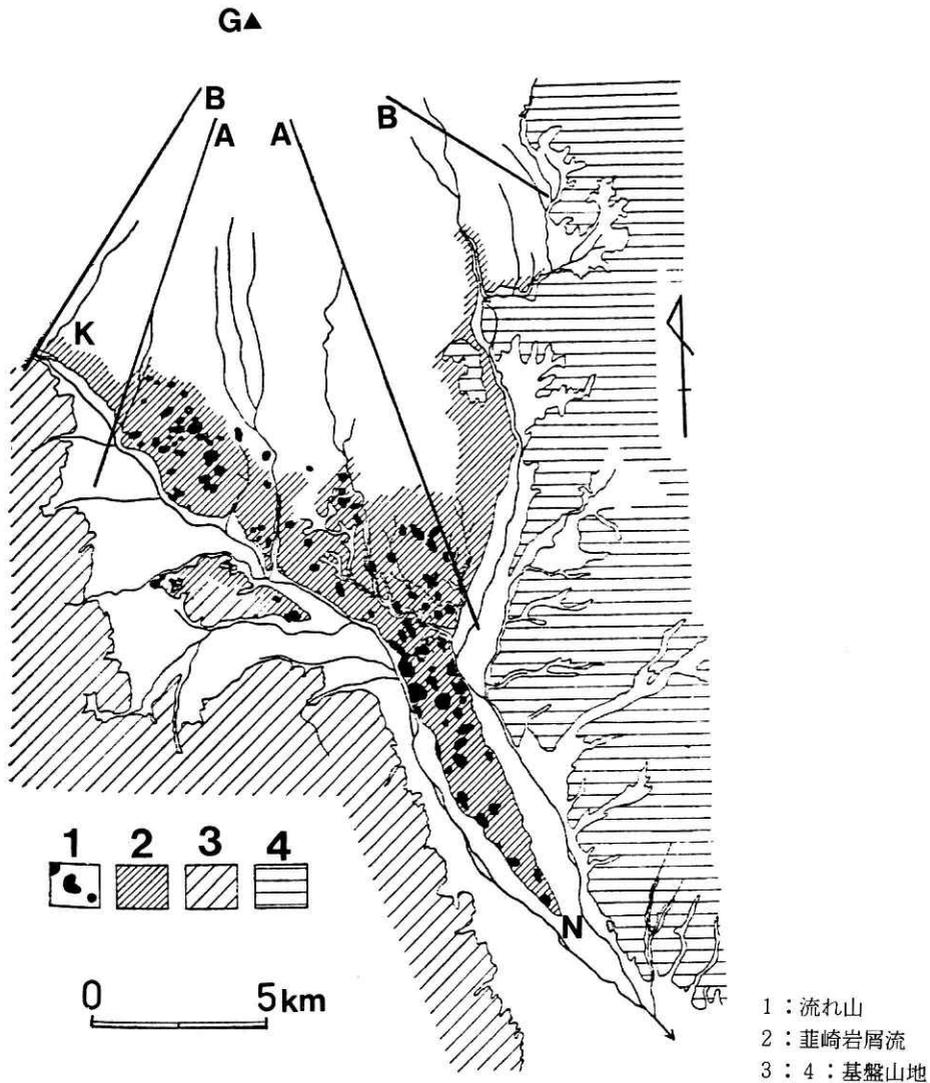


図20 韭崎岩屑流および流れ山の分布図（甲府盆地第四紀研究グループ，1969 a）

Fig.20 Distribution of hummocky hills and Nirasaki debris avalanche. (Kofu basin Quaternary research group, 1969)

るものは韭崎岩屑流と同源である可能性も考えられる。

体積：岩屑流の堆積土量については、甲府盆地第四紀研究グループ（1969a）によって 9 km^3 と推定されている。この土量は、韭崎より上流側に分布する堆積物の総量であり、堆積物が甲府盆地南部にまで分布していることを考えると、総堆積土量は少なくとも 10 km^3 以上、場合によっては $12 \sim 15 \text{ km}^3$ に達することも考えられる。 9 km^3 という土量にしても、現在までに日本で知られている岩屑流のなかで最大の規模である。なお現在全世界に分布する岩屑流堆積物

の最大はアメリカカリフォルニア州の Shasta山の岩屑流の26㎥である。

堆積地形：堆積当初に近い表面地形を保っていると考えられる地域は、釜無川と塩川に挟まれた穴山面と呼ばれる台地状の部分である。この面上には大型の流れ山が数多く分布している（写真5）。一方、井出原、三里ヶ原など火山麓扇状地斜面の下部にも流れ山が多く分布している。その他の地域での露出は谷の断面であり、堆積地形は見られない。

流れ山：萑崎岩屑流の流れ山は、標高850m以下、特に600～500mの付近に多く存在する。その数は約100個程数えられる。流れ山の大きさは、平均的には径200～300m、高さ10～50mで、中には最大径が500mに達するものもあり、他の岩屑流に見られる流れ山よりはるかに大きい。流れ山の形態について橋本ら（1976）は、横断面は対称であるが縦断面は

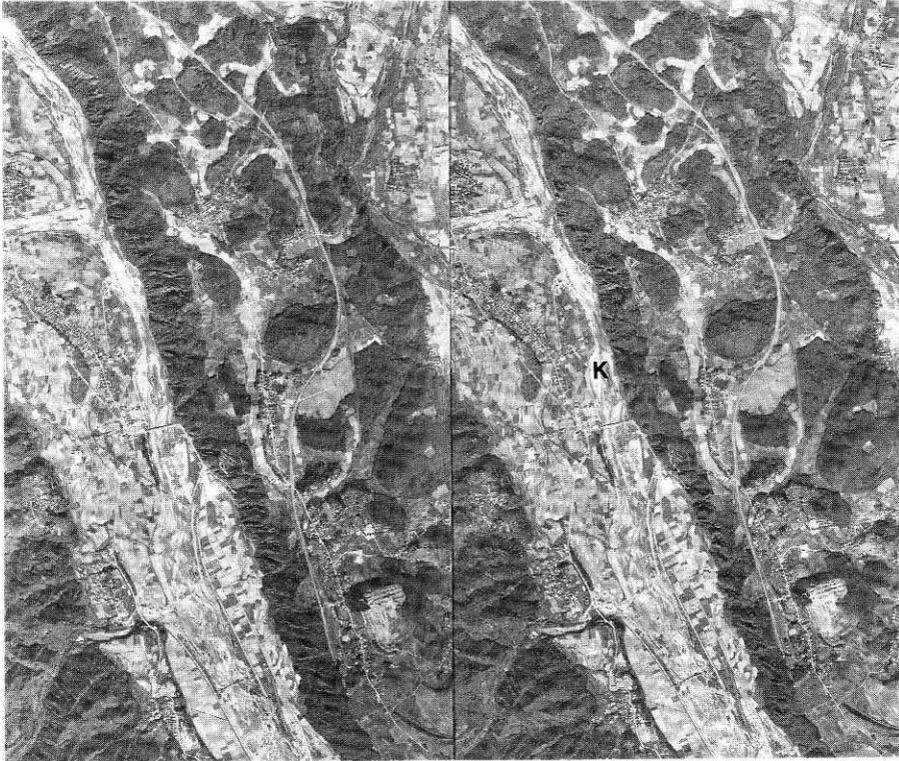


写真5 穴山付近の萑崎岩屑流の堆積地形（空中写真＝国土地理院 CB-73-7Y, C13-17, 18）
Photo.5 Vertical stereo-photographs of Nirasaki debris avalanche deposit on Anayama area.

非対称であるとのべている。これは水野（1958）が磐梯山の翁島岩屑流の流れ山で指摘したのと同様である。

これらの流れ山の成因については1960年代までに盛んに議論されてきた。主な成因説としては、侵食による残丘説（三沢，1924），基盤の凸起（守屋，1967），火砕流堆積後の二次噴火による堆積丘（石塚，1965），ガス圧の増大による盛り上がり～爆発説（小林ら，1965），extruded hill（Mason & Foster，1956），既存山体の大岩塊（鈴木，1966）など様々な説が上げられてきた（甲府盆地第四紀研究グループ，1969b）。しかし，三村ら（1982）はこの流れ山を構成する溶岩の残留磁気測定を行ない，流れ山は既存山体の巨大な岩塊であることを明らかにした。それによると，同一の巨大岩塊（流れ山）を構成する岩石の磁化方位は一定方向に集中するが，巨大岩塊が異なればその集中方向は異なること（図21）から，この流下堆積物はキューリー温度より低い温度で運ばれてきたこと，また流れ山はかつて八ヶ岳を構成していた山体のブロックであり，この堆積物によって生じたことを明確にした。

河内（1979）の地質図によると，八ヶ岳の南麓には韭崎岩屑流の流れ山とされる小丘のほかにも原谷戸溶岩，信濃境溶岩，大滝社溶岩などから構成される小丘が散在している（図22）。これらのうち信濃境付近に分布する信濃境溶岩は，形態的に見て流れ山状の外観を呈す

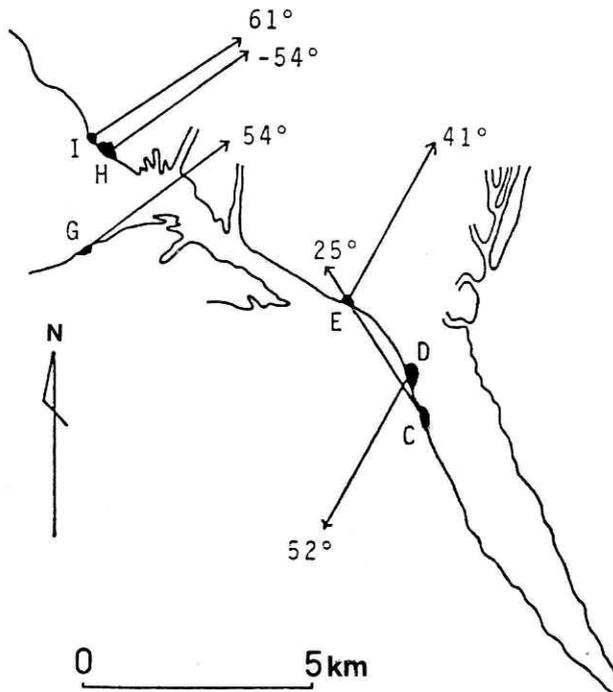


図21 韭崎岩屑流および流れ山の残留磁化方位（三村ら，1982）

Fig.21 Distribution of the NRM direction on each block forming a hummocky hill. (Mimura et al. 1982)

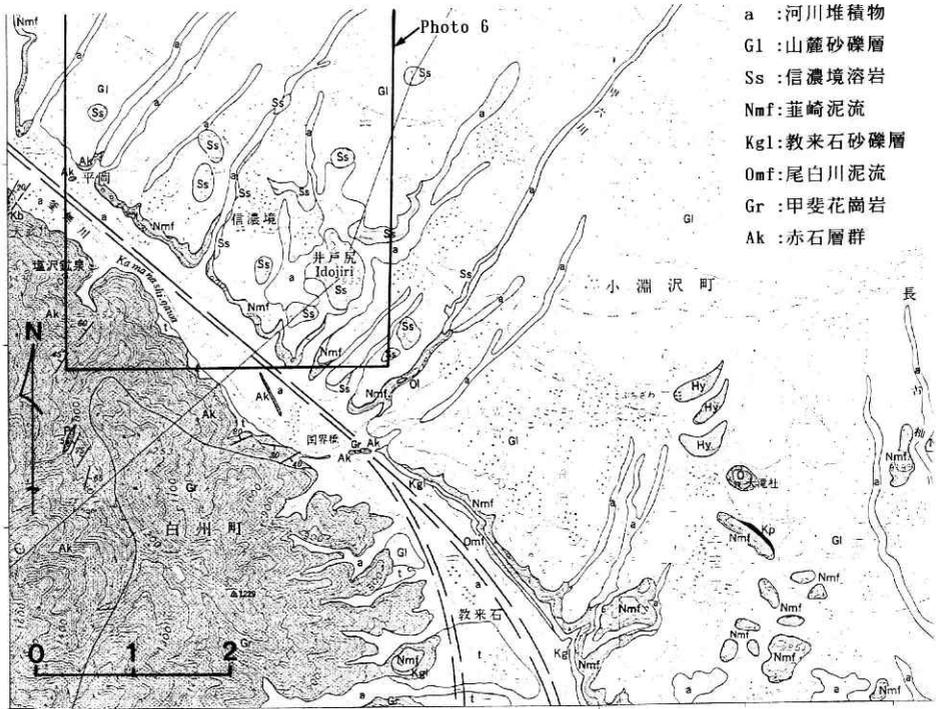


図22 信濃境付近地質図(河内, 1977の一部)

Fig.22 Geological map of Shinanosakai district (Kawachi, 1977)

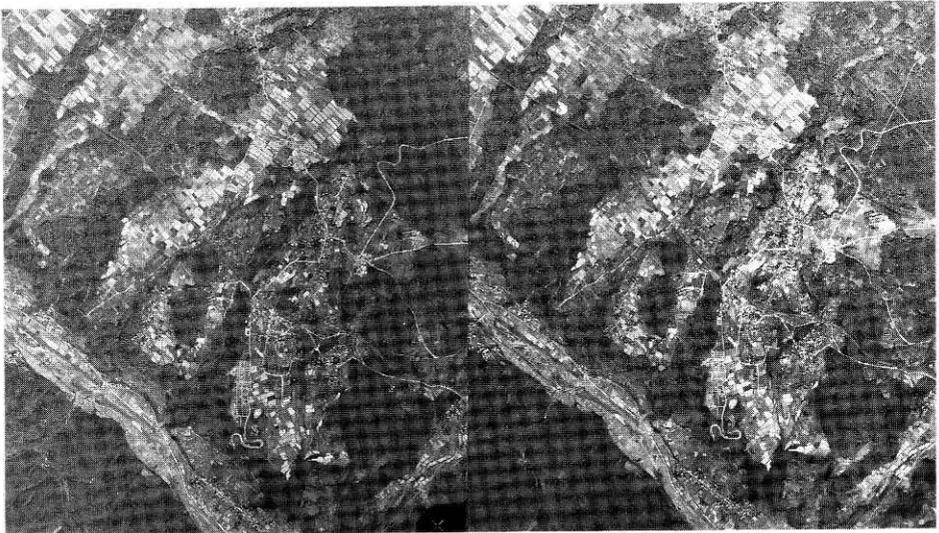


写真6. 信濃境付近の信濃境溶岩の表面地形(空中写真=国土地理院 CB-73-7Y, C9-12, 13)

Photo.6. Vertical stereo-photographs of "Shinano-sakai lava flow" on Shinano-sakai area.

る(写真6)。しかもこの溶岩のすぐ下位には韭崎岩屑流堆積物が堆積していることから、この小丘が韭崎岩屑流堆積物の流れ山である可能性が考えられる。しかし、溶岩流がこのような流れ山状の形態を呈する例もある(例えば苗場山溶岩-守屋, 1984)ため、外見のみでは溶岩であるか流れ山であるかの判断は難しい。これが溶岩の場合には、この近傍に噴出源となるような寄生火山が見当たらないことから、山体上部から流下したと考えるのが自然である。噴出源から遠く隔たった場所まで溶岩流が到達するためには、粘性が低く流動性に富む必要があるが、その場合は流れ山状の表面構造はできにくいと考えられる。あるいは、粘性が高くても溶岩流がかなり厚ければ長い距離を流下したうえ流れ山状の地形ができやすいと考えられるが、信濃境溶岩の層厚は「5 m+」と記載されており(甲府盆地第四紀研究グループ, 1969 a)いずれの場合にも当たらない。そのためこの溶岩流とされる小丘が、溶岩部の卓越した流れ山である可能性も考えられる。したがって今後の研究課題としては、溶岩中

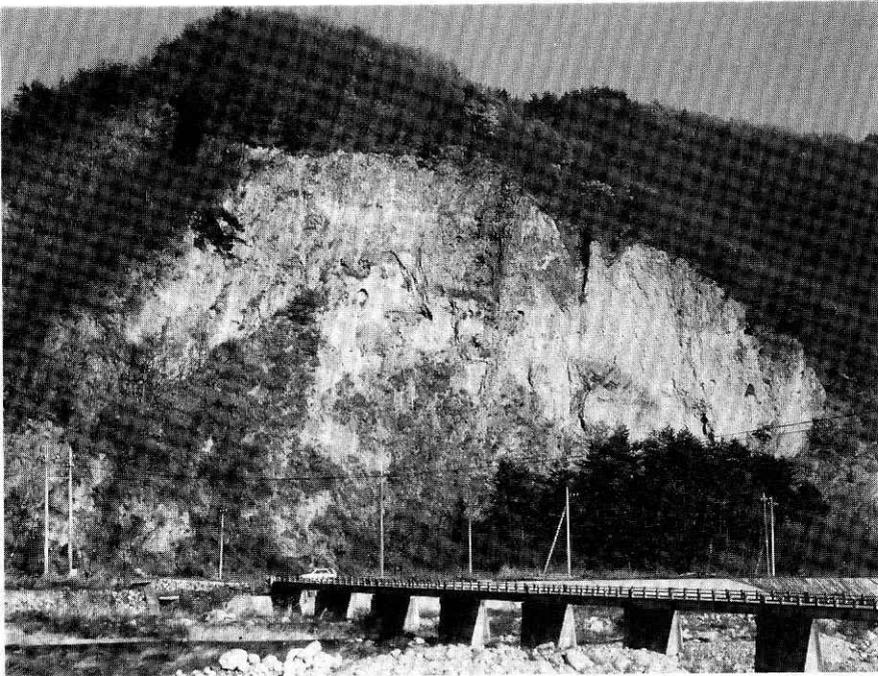


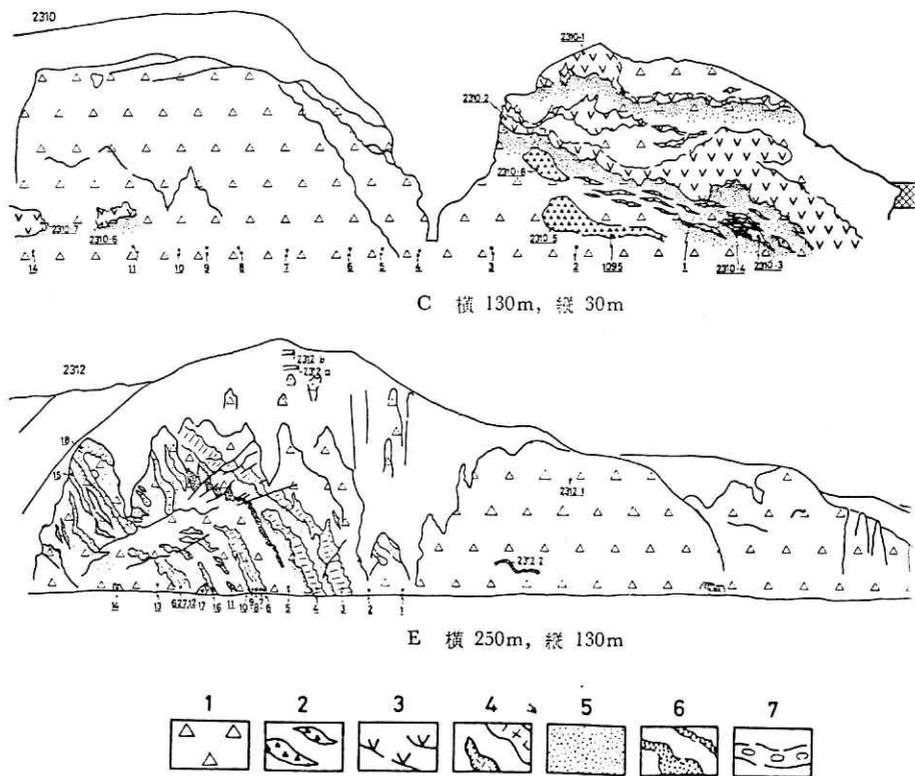
写真7 釜無川沿いの七里ヶ岩

Photo.7 Hichirigaiwa cliff along the river Kamanashi.

にジグソーックがないかなどの観察や、各小丘ごとに岩石の残留磁化方位測定による検証が必要である。

堆積物の岩相：釜無川左岸と穴山台地の間には河食によって形成された比高50~100 mの崖が連続的に続く。この崖は韭崎から小淵沢付近まで約25km連続していることから、七里ヶ岩と呼ばれている。この崖はその一部で下部に礫層（教来石礫層）が露出する以外はほとんどが岩屑流堆積物から構成される。そのため日本で最も明瞭に岩屑流堆積物の巨大な断面が露出しており、岩屑流堆積物の内部構造を見る好露頭となっている（写真7）。この崖などの観察に基づき、甲府盆地第四紀研究グループ（1969 a）、三村ら（1982）など韭崎岩屑流堆積物の岩相に関する詳しい記載が行なわれている。三村ら（1982）の記載を中心にそれらを要約すると以下のとおりである。

この堆積物の岩相は露頭によって大きく異なり、複雑で規則性を欠くが、大きく見て“巨



1：火砕岩 2：自破砕溶岩 3・4 破碎されていない溶岩 5・赤紫色を呈する基底 6：火山灰・Kgl・Omf：第1表の記号に対応。図中下線を引いた数字はサンプル No. .

図23 韭崎岩屑流の流れ山の断面スケッチ（三村ら，1982）

Fig.23 Sketch of the cross section of hummocky hills of Nirasaki debris avalanche (Mimura et al., 1982)



写真8 韭崎岩屑流の岩塊相の露頭（立体写真）

Photo.8 Block facies of Nirasaki debris avalanche deposit.



写真9 韭崎岩屑流の主相部（マトリクス相）の露頭

Photo.9 Matrix facies of Nirasaki debris avalanche deposit.

大岩塊”と“主相部”に分けられる。

“巨大岩塊”は図23に示すように多数の溶岩あるいは火砕岩の互層から構成されている(写真8)。このうち溶岩が挟在する露頭はいずれも流れ山に相当する。溶岩の岩質は角閃石安山岩、輝石安山岩、カンラン石輝石安山岩などであり、これらは現在の八ヶ岳の南端中心部の古八ヶ岳期山体(河内, 1961・1977)の構成岩と同質である。また火砕岩からなる部分は成層構造が発達し、同じく古八ヶ岳期の火山体を構成する安山岩類である。

“主相部”は巨大岩塊の大小の“ほぐれ岩体”を含むほか、種々の岩片・無炭化の木片・球果化石を含み、淘汰はきわめて悪く、粒径分布の規則的変化は認められないなどいわゆる“泥流”堆積物のみかけを呈する(写真9)。含まれる岩片の種類としては八ヶ岳起源の多種類の輝石安山岩、基岩または河床起源のホルンフェルス・粘板岩・砂岩・花崗岩および黒富士火山起源のデイサイトが含まれている。全体に均質に混じり、堆積物中において系統的な差は見られない。基質は概して軟弱であり、指で簡単に砕くことができる。量的にはこの主相部が亜崩岩屑流堆積物の主体をなしている。

“巨大岩塊”と“主相部”の境界は、一般にはかなり乱れきわめて不明瞭である。巨大岩塊の一部は大小様々にほぐれて、主相部中に拡散している様子を観察することができる。

以上の記載のうち“巨大岩塊”とされる部分は Ui(1985)の Block facies に相当し、“主相部”とされる部分は Matrix facies に当たると解釈できる。尚、甲府盆地第四紀研究グループ(1969)の記載においても、火砕流上部と泥流状部の2つの層に分けられるとしているのもほぼこれに相当すると考えられる。

③ 崩壊源(供給源)

本堆積物の中にふくまれる礫種の調査(甲府盆地第四紀研究グループ, 1969a)により、構成岩片の34%が権現岳から中岳にかけて分布する広河原溶岩・キレット安山岩溶岩・中岳溶岩・立場谷溶岩などの溶岩であることが明らかにされた(表3)。この点をとらえ河内(1977)は現在の権現岳付近に崩壊源があったと推定している。しかし、山体部の溶岩との対比が明確でないものが、礫種の中で第1位(多孔質複輝石～カンラン石安山岩)と第3位(多孔質灰白色角閃石安山岩)の比率を持ち、両方で岩片の半分以上を占めていることから、崩壊源を確定するためにはそれらも含めたより詳細な岩相対比が必要であると考えられる。一方、八ヶ岳団体研究グループ(1988b)は南八ヶ岳の非整合関係から、阿弥陀岳溶岩類(河内, 1977)の阿弥陀岳溶岩、赤岳溶岩、真教寺溶岩に相当)を噴出した火山体(古阿弥陀岳と仮称)の大崩壊によると推定した。溶岩の走向傾斜からこの火山体は現在の阿弥陀岳の東南東0.6 kmに噴出源を持つ標高約3400 mの成層火山であったと推定している。現在の八ヶ岳の山体にはいくつかの大崩壊を示す崩壊地形の痕跡が認められる。しかし、少なくとも9 km²の岩屑流堆積物に見あう規模の崩壊地形は残されていない。また、それらの崩壊地形は東西いずれかを向いている。堆積物や流れ山の分布状況から考えて、岩屑流はほぼ南へ流下したと推定さ

表3 斐崎岩屑流堆積物中の岩片の特徴と構成比 (河内, 1977)
 Table 3 Characteristics and ratio of rock fragments in Nirasaki debris avalanche deposit (Kawachi, 1977)

タイプ	肉 眼 的 特 徴	構成比 (%)	所 属
A	多孔質・黒色・ガラス質・比較的細粒の複輝石安山岩～かんらん石安山岩. しばしばバン皮火山弾をなす.	3.7	
B	緻密・黒色・堅硬の複輝石安山岩. まれに大型角閃石斑晶を伴う.	2.3	広河原沢溶岩・キレット安山岩
C	緻密・暗灰色・堅硬・中～粗粒のひん岩	2	中岳ひん岩
D	多孔質～緻密・暗灰色の輝石安山岩. 大型の輝石斑晶が散在. ときに角閃石を含む.	9	
E	緻密・灰白色・粗粒の輝石安山岩	9	立場谷溶岩
F	多孔質・灰黒色・1cm大角閃石を含む角閃石安山岩.	1.7	
G	多孔質・灰白色・中粒・角閃石テイサイト	3	黒富士火山岩類
X	粘板岩・ホルンフェルス・花崗岩など	—	基盤岩類

れる。権現岳の南側は三つ頭溶岩・観音平溶岩などより新しい溶岩に覆われているため、現段階では崩壊源の位置を具体的に特定することはできなかった。今後の研究課題としては、崩壊前の溶岩層と、崩壊後の溶岩層を区別し、その3次元的な境界を明らかにすることにより崩壊源の位置を解明することが求められる。

④ 流 送 域

山腹には流下状況を示す痕跡は残されていない。岩屑流堆積物および流れ山の分布範囲から考えて、岩屑流はほぼ南～南南西に向かって流下したと推測される。甲府盆地第四紀研究グループ(1969)が推定した流送域の範囲は、崩壊源の可能性が指摘されている権現岳から見て流れ山を残すような主体の部分は約40°に広がり、また堆積物全体は140°に拡散している(図19)。岩屑流がこのように広い角度に分散して流下する例はあまり知られていない。1888年の裏磐梯山岩屑流では60°位、St. Helens 火山 1980年の時には山腹で70°などの値に比べるときわめて大きい。このように拡散して流下するためには、崩壊源が特別の形状を持っていた、発生時に爆発的な現象を伴っていた、あるいは流送域に障害物があったなどの要因が考えられる。

斐崎より下流、甲府盆地にまで達した岩屑流は、現在の釜無川に沿って流下したと考えられる。

⑤ 時 代

火山灰層序: 斐崎市付近の岩屑流堆積物の表面を御岳山起源であるPM-I軽石層が覆っている。PM-Iは約8万年前に降下したテフラである(小林, 1985)ので、斐崎岩屑流はそれ以前に流下したことになる。

山体部での各溶岩の噴出時期と岩屑流発生の前後関係について、河内(1977)は、立場谷溶岩はその上下の溶岩と不整合関係にあり、しかも立場谷溶岩の岩片が岩屑流堆積物中に含まれることから、韭崎岩屑流の発生はこの溶岩の噴出後、この上位の真教寺溶岩の噴出前と推定した。

⑥ 原因

この岩屑流の崩壊源は明確にされていない。そのため具体的に山体崩壊の原因について考察することは難しいが、一般的にこのように大規模な山体崩壊では何らかの火山活動が関与した可能性が大きいと考えられる。

堆積物のマトリクス相に含まれる礫の中には、山体部の溶岩と対比されていない岩種の礫があるが、これが St. Helens 火山の岩屑流の原因になったとされる Cryptodome と同様の高温岩体起源の岩片である可能性も考えられる。発生原因解明の手掛かりともなり得るので、今後の研究課題として重要である。

⑦ まとめ

移動形態：この岩屑流については三村ら(1982)の研究により、既存の山体の崩壊によって発生したことが明確にされた。また、流れ山は既存の山体の一部であり、流れの一部として流下したことを明らかにし、岩屑流という運動形態の存在を明確にした。

今後の課題：崩壊源の位置を解明するために、崩壊前の山体と、崩壊後に生じた山体を区別し、その境界を明らかにすることが求められる。また、韭崎以南での堆積物の分布状況を明らかにし、この岩屑流の全体像を明らかにする必要がある。

3.7 大月川岩屑流(河内, 1983 a, b), 大月川泥流(八ヶ岳団体研究グループ, 1988 c), 大月川 DA(百瀬, 1982).

① 大月川岩屑流の概況

八ヶ岳東麓を流れる大月川源流の天狗岳付近には崩壊地形が残されており、また大月川の下流には流れ山を有する岩屑流堆積物が分布することから、大月川上部の山体崩壊によって生じた岩屑流が大月川に沿って流下したとされている。河内(1983)は崩壊源から堆積域の全体の図を示している(図24)。

② 崩壊源(供給源)

明瞭な崩壊地形が残されている。空中写真(写真10)にしめすように、天狗岳から中山にかけて明瞭な冠頂が連続的に残存している。直下の崖は比高140~200mの急傾斜。崩壊源内部は他の馬蹄形カルデラと異なりやや複雑な地形をしている。脚部は明瞭ではないが標高2000m付近と推定される。これによって囲まれる崩壊範囲は、長さ1km、幅1.5kmにおよび、推定崩壊土量は0.35km³である。また背後と前方に滑落崖を持つ稲子岳は大きな地すべり土塊で、この前方のブロックが崩壊して岩屑流として流下したため、支えを失い不安定化

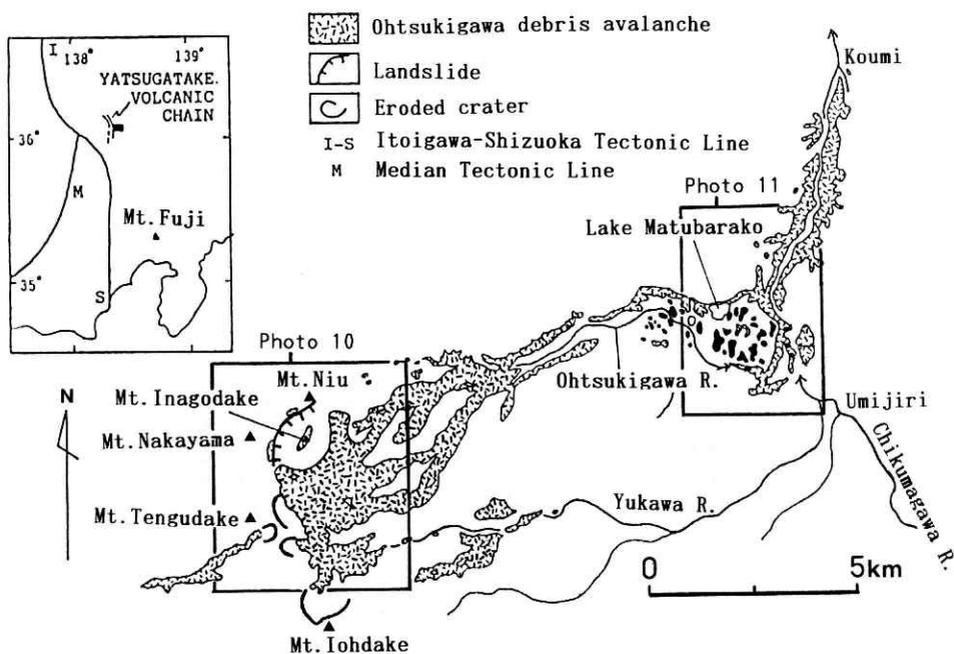


図24 大月川岩屑流全体図（河内，1983） 枠は写真10，11の範囲を示す

Fig.24 Distribution of Otsukigawa debris avalanche (Kawachi, 1983)

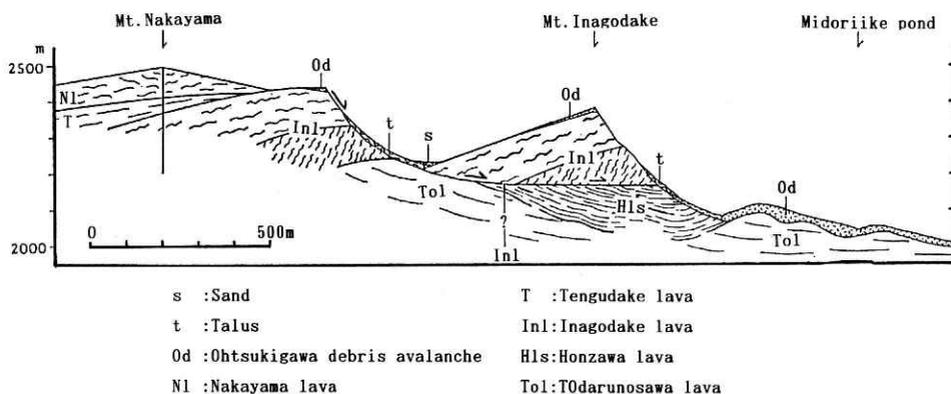


図25 大月川岩屑流崩壊源付近の地質断面図（河内，1983）

Fig.25 Geological section of source area of Otsukigawa debris avalanche on Yatsugatake volcano. (Kawachi, 1983)

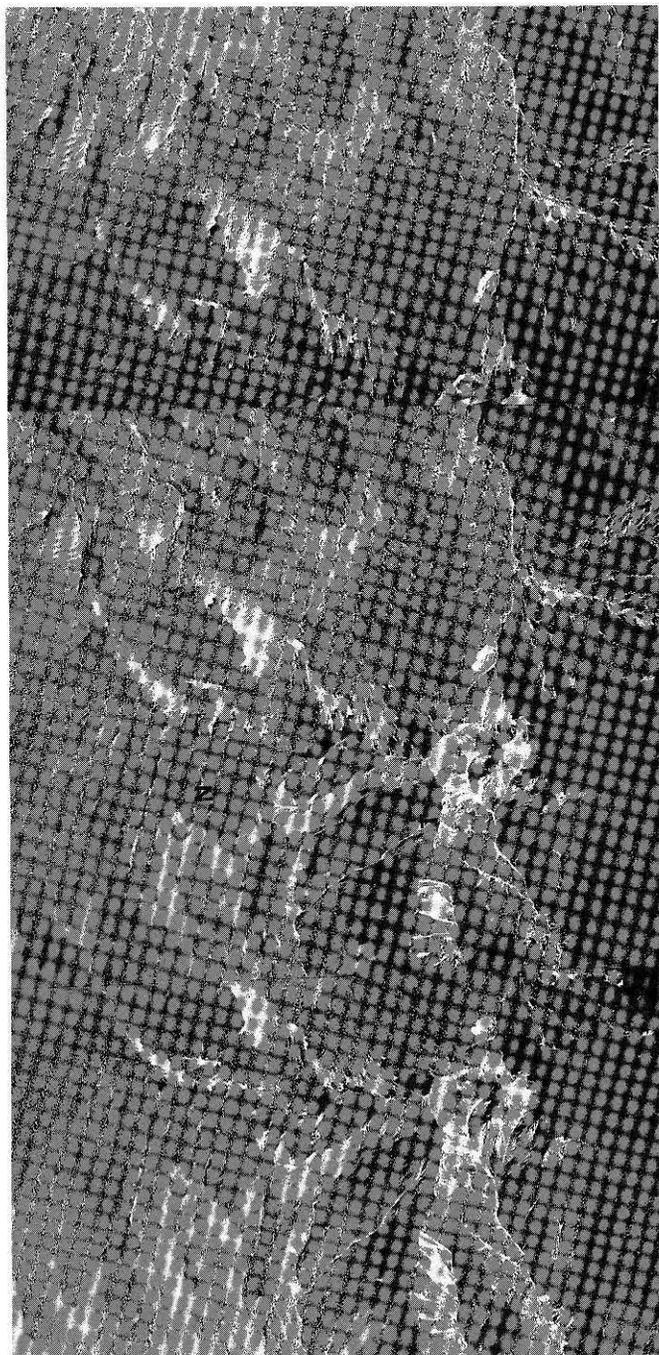


写真10 大月川岩屑流の崩壊源 (空中写真=国土地理院 CB-73-7Y, C5-13, 14, 15)
N: 中山, T: 天狗岳

Photo.10 Vertical stereo triplet of source area of Otsukigawa debris avalanche.

し滑りかけたと考えられる（図25）。

③ 流送域

崩壊によって生じた岩塊の主部は大月川に沿って東向きに流下した。そして海の口付近を南北に流れる千曲川右岸を構成する基盤山地にぶつかり、大部分をそこに堆積させた（図23）。そのため松原湖周辺には流れ山を持つ堆積物が30m以上の厚さで堆積した。千曲川両岸に残存する堆積物の存在から、河内（1983a）は、この岩屑流が千曲川にそってさらに流下を続けたと推定している。

岩屑流の主流が流下した大月川は、立体視地形図（図3）にも示されるように、周囲の他の河川と比べると谷の幅は広く、下刻量も大きい、これについて河内（1983a）は大月川岩屑流が流下時に削剝したと考えた。しかし、主要な堆積域である松原湖付近の堆積物がこの谷の中に堆積し、しかもその表面は周囲の山麓斜面よりはるかに低くしかもその谷幅はほかよりも広いことから、流下前に形成されていた幅の広い谷の中を大月川岩屑流が流下したと考えた方が自然である。この谷の形成は、以前に起きた崩壊などにより、谷の侵食が進んだ結果と考えられる。

④ 堆積域

分布：図24に河内（1984）による分布図を示す。この堆積物は主として大月川沿いと千曲川沿いに分布している。特に大月川が千曲川に合流する松原湖の周辺では、千曲川をふさぐような形で厚く堆積している。ここには流れ山を持つ堆積物が分布している。これより下流の千曲川沿いでは川の両岸に堆積している。千曲川の上流側には堆積していない。大月川の1本南の谷である湯川川沿いに分布するものは崩壊源から南側に分岐した流れによる堆積物と考えられる。一方天狗岳の西側にも同様の堆積物が分布するとされている。火山列の西側にも岩屑流の一部が流下した。この方向に流下するためには爆発的な現象による拡散を考える必要がある。中山付近の滑落崖の背後の上にも層相上は本質的な差異の見られない岩屑流堆積物が分布するとされているが、これは崩壊源との位置関係から考えて多少疑問があると思われる。分布の総面積は17.25km²、総堆積土量は0.349km³と推定されている（河内，1983）。

層厚：八那池から海尻にかけての千曲川左岸で90m余（飯島ら，1969）。河内（1983）はみどり池東方で50m以上、千曲川沿いで最大25mとしている。

堆積地形：松原湖付近には多数の流れ山といくつかの湖沼を持つ凹凸の多い典型的な岩屑流堆積地形を呈している（写真11）。この付近の流れ山については後述するが、湖沼としては松原湖（古くは猪名湖）、長湖、大月湖などがあり、東麓のリゾート地になっている。

これに対し千曲川に沿って分布する堆積物の表面は比較的平坦であり、流下時の運動様式に変化が生じた可能性を示唆している。

流れ山：流れ山は松原湖周辺の1.5km以内の範囲に限って分布している。その数約30。大

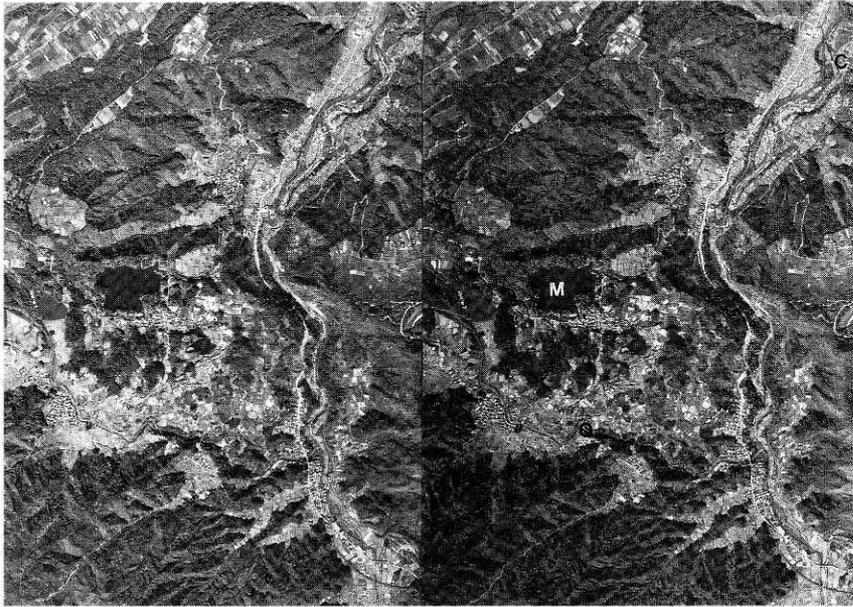


写真11 松原湖付近の大月川岩屑流の堆積地形（空中写真＝国土地理院 CB-73-7Y, C4-19,20）
C：千曲川，M：松原湖，O：大月川

Photo.11 Vertical stereo-photographs of Otsukigawa debris avalanche deposit on Matsubarako area.

きさは直径数mから400mに達し、比高は1～50m。最大のもは南北400m，東西200m，比高50mである。流れ山を断面で見ると稲子岳を構成する安山岩塊の積み重なりから成り、間隙を細粒の岩片や基地がうめている（河内，1983）。

堆積物の岩相：河内（1983 a）によると堆積物の層相は、直径3mをこえる多数の巨大岩塊を含む岩塊・火山礫と火山灰・粘土などの基地からなる無層理・無淘汰の堆積物で、各地で無炭化の木片を産する。基地は赤褐色，黄，灰，白色などを呈し，硫化変質などを受けている場合が多く，ルーズである。岩片の岩種は7割が稲子岳溶岩である。松原湖周辺より得られた岩片の自然残留磁化方位は集中せず低温の流下堆積物であることを示している。千曲川河岸の露出では，黄色の基地の中に2m×5mの大きさの成層した火山灰層のブロックがとりこまれている（写真12）。

堰止め湖の形成：この岩屑流によって千曲川が堰き止められ，堰止め湖ができたことは，松原湖付近の堆積物が千曲川をふさぐように堆積していることや，「海の口」や「海尻」といった湖の存在を示す地名がすぐ上流に残っていることから確実であり，この堰止め湖は，「海の口」，「海尻」が地名として現在まで残っていることから，かなり長期にわたって存在したと考えられる。この堰止め湖がいつごろ消滅したかは不明である。またその時に，堆積物が徐々に掘り下げられてなくなったのか，あるいは一気に決壊して消滅したのかについても不明である。

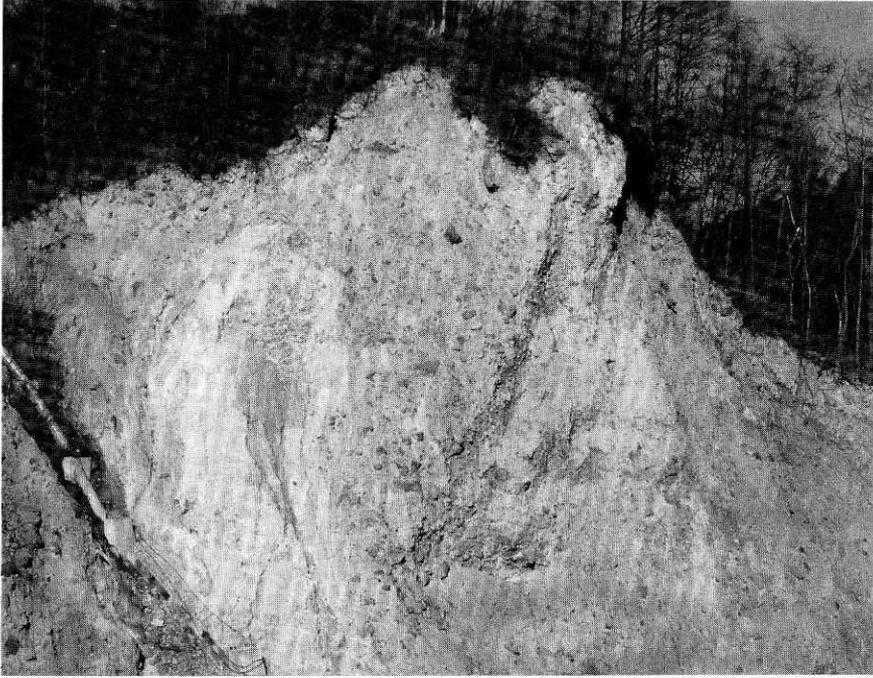


写真12 大月川岩屑流堆積物の露出

Photo.12 Outcrop of Otsukigawa debris avalanche deposit.

⑤ 時 代

^{14}C 年代：河内（1983a, 1983b）によると、埋没木片による ^{14}C 年代は1780±110年前（A.D. 170頃）年と950±90年前（A.D. 1000年頃）を示している。また八ヶ岳団研（1988）は2120±90年前と報告している。

歴史的記録：河内（1986）は、上記年代のうち若い値が、信濃の国における六郡の洪水が起きたと古文書に記録される888年に近いことから、これに当ると推定している。古文書に記されている内容は、信濃の国で大山が崩れ、六つの郡に洪水が襲ったというもので、場所は明記していないが、内容的には八ヶ岳がこれに相当する可能性が高いと考えられる。同様の推定は鷹野（1965）などによっても行なわれている。

古文書の記録が八ヶ岳を記したものである場合でも、この洪水発生の年代と山体崩壊・岩屑流の発生が同じであるとは断定できない。洪水は岩屑流によっても発生するが、岩屑流によって堰止められた天然ダムが決壊すれば発生する可能性もある。前述のように、海の口や海尻などの地名が現在残されていることから、堰止め湖はある期間継続して存在したと考えられる。これが一気に抜ければ鬼怒川の五十里湖や善光寺地震の犀川の事例のように大洪水を起こす。決壊による洪水の被害が古文書に残った可能性もあり、これについて検討の余地があるように思われる。

⑥ 原因

崩壊源はかなり明瞭に残されている。崩壊地形には、大規模な噴火活動の痕跡は認められない。そのため崩壊の原因としては、地震などの非火山性的原因である可能性が高いと考えられる。また火山活動を原因とする場合でもその規模は小さかったと推定できる。

⑦ まとめ

移動形態：山体部における崩壊地形、流送域に沿った堆積物の分布、流れ山の存在する堆積物などから、岩屑流として流下したと考えられる。

問題点：発生原因については十分に解明されていない。火山活動によるという河内の考えについても他の火山の事例からの類推であり明確ではない。

流送域の項でも述べたように、 ^{14}C 年代測定値が2000年頃と1000年前頃の2つに分かれることから、大月川を流下した岩屑流は1回ではなく2回であった可能性が考えられ、今後の研究課題である。

3.8 その他の岩屑流堆積物・泥流堆積物

八ヶ岳の山麓には“泥流”という名称が付けられた堆積物が、上記の堆積物以外にも数多く報告されている。八ヶ岳団体研究グループ(1988)は、大窪泥流、芦平泥流、西沢泥流、打越泥流、野辺山原泥流、雀ヶ森泥流、千曲川泥流、海の口泥流などを記載している。また、百瀬(1982)は、Dry Avalanche 堆積物として、記述の大月川DAと相木川DA以外に久保DAを記載している。しかし以上の堆積物は分布が限られていたり、層厚が薄いなど岩屑流堆積物かどうかは明確に判断できない。また記載内容に乏しく、詳細は分からない。しかしこれらの堆積物の中にも岩屑流堆積物が含まれる可能性があるため、これらの堆積物についてそのまま引用する形で紹介する。

大窪泥流(八ヶ岳団体研究グループ,1988b)は八千穂村の大窪付近を中心に分布する。普通輝石と角閃石結晶を含む淡褐色のシルト質火山灰を基質とし、最大径150cm、平均20cmの両輝石安山岩、角閃石安山岩などの垂円-垂角礫からなる泥流堆積物である。本層中には、赤褐色スコリア、火山礫、白色軽石などと共に角閃石含有軽石層のブロックを包含する。層厚は4mである。

大門川泥流(八ヶ岳団体研究グループ,1988b)は、大門川下流(高根町弘法坂周辺)を模式地とし、念場原南部から若神子付近までの須玉川流域に分布する層厚50m以上の泥流堆積物である。本層下底は河床面に没するため下位の堆積物との関係は不明であるが、分布縁周辺部では基盤岩類にアバットする。層相はシルト質粗粒火山灰を基質とする部分とがあり、両者は不規則に分布する。礫は数cmから数10cmの角礫-垂角礫であるが、まれに径3mの巨礫も含まれる。礫種は多種あるが、輝石安山岩、角閃石安山岩が卓越する。この地域の堆積物を河内(1977)は葦崎泥流に含めているが、須玉川支流甲川付近に境界があり、大門

川泥流の上を韭崎岩屑流が覆うのが観察される。

西沢泥流（八ヶ岳団体研究グループ, 1988 b）は八ヶ岳南麓の川俣川支流の西沢に分布する層厚25mの“泥流”堆積物。岩相は、基質が暗褐色～暗紫灰色スコリア質粗粒火山灰。カンラン石角閃石両輝石安山岩質の径数10cmの青灰色火山礫を含む。

打越泥流（八ヶ岳団体研究グループ, 1988 b）は高根町下黒沢字打越模式地とする泥流堆積物で、茶灰色ないし暗褐色のシルト質砂を基質とし、両輝石安山岩の径10～20cmの垂角～垂円礫から構成される。層厚は8 mで、植物化石を多産する。

雀ヶ森泥流（八ヶ岳団体研究グループ, 1988 c）は八ヶ岳西麓、立場川大橋右岸を模式地とし、柳川、弓振川、立場川の3流域に分布する層厚20mの泥流堆積物。層相は、山体を形成する中部更新統の阿弥陀岳溶岩類などの溶岩礫を含む。柳川流域での基質は、褐色から赤褐色のスコリア質粗粒火山灰であり、礫が卓越する部分は礫層に類似した層相を示す。立場川流域での基質は、暗褐色から黄褐色のスコリア質火山灰である。一般に上面付近は風化が進み、基質は粘土化が進んでいる。下部佐久ローム層に相当する風化火山灰層中に挟在される泥流堆積物であることから、その時代は後期更新世の下部とされる。

千曲川泥流（八ヶ岳団体研究グループ, 1977, 1988 C）は、千曲川本流沿いでは高見沢合流点まで高石川では1060 m付近まで、湯川沿いでは1080 m付近まで分布している。谷沿いの岸壁に“へばりつき”の状態で堆積している。岩相は一般には固く固結した泥流ないし火砕流堆積物の様相を呈する。礫種は普通輝石安山岩ないし、含カンラン石普通輝石安山岩である。基質は黒褐色あるいは茶褐色の火山砂ないし淘汰不良の火山灰からなり、所々、礫の密集部を形成するほかは、礫と基質との比はほぼ同率である。

対比：八ヶ岳団研グループ（1977）は岩相上の類似、層位上の同一性、分布高度の同一性から本層を相木川泥流に含めている。

崩壊源については不明である。時代は後期更新世とされる。

海ノ口泥流（八ヶ岳団体研究グループ, 1977, 1988 C）は、高石川と千曲川の合流点付近をはじめ千曲川沿いに断片的に分布する堆積物で、層厚は10 m以上。その岩相は「含角閃石複輝石安山岩質の泥流堆積物で、礫は同質の中ないし小垂円礫が少量含まれる程度である。」とされる。基質は黄色軽石を多量に含有する淡褐色の火山砂ないし火山灰である。

崩壊源については不明である。時代は後期更新世とされる。

久保D A（百瀬, 1982）北相木川上流の久保付近においてのみ確認されている。層厚10 m以上、黒～黒灰色の火山岩片や火山灰を基質とし、相木川沿いに分布の見られる湖成堆積物のブロックを取り込んでいるが、火砕物のブロックは見出されていない。百瀬（1982）はこれを磐梯山型の“ドライアバランシュ”としている。

表4 八ヶ岳岩屑流総括表

Table.4 Data Table of debris avalanche deposits from Yatsugatake volcano.

岩屑流堆積物 名称		崩壊源	発年代	分布 面積 km ²	最大 層厚 m	体積 km ³	流走 距離 km	落差 (H) m	等価摩 擦係数 H/L
大月川岩屑流		天狗岳	A. D. 888	17	50	0.35	12	1400	0.12
韭崎岩屑流		(権現岳)	更新世中期	90	200	>9	44	3150	0.07
尾白川泥流		(南八ヶ岳)	更新世中期	10	10	--	?	--	--
野 辺 山 屑 層	C沢泥流		更新世中期	--	--	--	--	--	--
	杣添泥流		更新世中期	--	20	--	--	--	--
	A沢泥流		更新世中期	--	12	--	--	--	--
松葉川泥流			更新世中期	--	80	--	--	--	--
相 木 川 流	本間川泥流	(古麦草火山)	更新世前期	20	50	0.8	--	--	--
	土岩泥流	(古蓼科火山)	更新世前期	10	45	0.4	--	--	--
観音寺泥流		(霧が峰付近)	更新世前期	90	120	6	30	--	--

4. 八ヶ岳のまとめ

本報告では規模が大きく、比較的調査の進んでいる7例をとり上げて検討を行なった。それを総括したものが表4である。更新世の中期に比較的活発に岩屑流を出していた様にも見える。しかしその絶対年代は明確にされておらず、その点は今後の課題である。また、八ヶ岳では堆積物の記載が殆んどで、崩壊源・流走域に関する知見はほとんど得られていない。火山列全体の調査はかなり進んだとはいえ、未解明の問題は数多く残されている。

八ヶ岳は長い活動史を持つ火山であり、火山噴出物の種類は多くその総量も大きい。岩屑流堆積物は降下堆積物などと違い分布範囲が限られているため、今回とりあげた堆積物以外にも岩屑流による堆積物が見落とされている可能性はある。八ヶ岳は詳細な地質調査が進んでいるとはいえ、調査ルートのはほとんどは沢沿いであり、露出の悪い山麓緩斜面は殆んど調査されていない。特に南八ヶ岳山麓は大規模な火山麓扇状地に覆われているため、今後の調査によっては更に多くの岩屑流堆積物が見つかる可能性も残されている。八ヶ岳全体ではかなりの回数の岩屑流が発生したと考えられる。

今回はほとんどの岩屑流の発生源の確認ができなかった。これは時代的に古いものが多く、崩壊地形が明瞭に残されていないためである。いくつかの崩壊地形は認められるが、それと堆積物の関係は大月川岩屑流を除いては確認されていない。今後、堆積物に含まれる岩塊の岩相と山体部における溶岩の層序・分布を対比させることなどによって推定を行なっていく必要があると考えられる。

一つの成層火山において山体崩壊・岩屑流が3回以上発生しているという前報の“まとめ”は、今回の八ヶ岳火山においても裏付けられた。それ以外の“まとめ”については、崩壊源が不明確であるため積極的な事実は見出されていないが、少なくともそれを否定するような事実は出していない。

今後の山体崩壊と岩屑流の発生の可能性

八ヶ岳火山自体はかなり開析されたとはいえ依然急峻な地形を持つ火山であることから、山体崩壊の危険性は残されており、岩屑流について関心を払う必要がある。八ヶ岳山麓は近年特に観光開発が進み、広大な山麓には別荘地やペンション村などが作られている。そのため災害に対するポテンシャルは年々増加している。それに加え、山体上部で発生する斜面崩壊は小規模であっても、土石流として流下する可能性は大きく、氾濫・堆積域となる谷の出口付近や勾配変換点では注意が必要である。八ヶ岳は歴史時代には火山活動の記録はないとはいえ、完新世まで活動していた火山であるので、完全に活動を停止した火山とはいいい切れず、依然として何らかの警戒は必要である。

5. あとがき

引用文献リストには、八ヶ岳の岩屑流に関する参考資料として、本文中に引用しなかった文献についてもできる限り掲載した。

この報告書を書くに当たっては第3研究部の大八木規夫部長と田中耕平地表変動防災研究室長からは研究の進め方および報告の内容などに関して多くの助言を頂いた。また、清水主任研究官からは文献等の紹介、地形学の面での助言を頂いた。また旧降雨実験室の諸氏からは報告を書くに当たっての基本的な点に助言を頂いた。国立防災科学技術センター所長高橋博博士からは、引き続きこのテーマでまとめるよう助言を頂いた。以上の方々に深く感謝を申し上げます。

引用文献

- 1) Aramaki, S. (1981): The sequence and nature of 1783 eruption of Asama Volcano, IAVCEI symposium Abstracts, 11-12.
- 2) 郷原保真・熊井久雄・酒井潤一 (1978): 第四紀の不整合について—八ヶ岳火山山麓を列として—。不整合討論会予稿集, 141-155.
- 3) 橋本尚幸・川野辰男・磯山 功・窪木時雨郎・奥海 靖 (1976): 韭崎火砕流および流れ山 (泥流丘) の地形学的考察。地調月報, 27, 625-683.
- 4) 飯島南海夫・田口今朝男・片岡健治 (1966): 千曲川上流地方の第四紀地質。第四紀, 8, 52-55.
- 5) 飯島南海夫・田口今朝男・片岡健治・友野邦彦・六川忠信・小林将喜 (1968): 千曲川上流地方の第四紀地質 (その1, 2)。地球化学, 22, 1-10, 78-85.
- 6) 飯島南海夫・山辺邦彦・甲田三男・石和一夫・小宮山孝一 (1969): 千曲川上流地方の第四紀地質 (その3)。一とくに上小湖成層について。地球化学, 23, 63-72.
- 7) 井口 隆 (1988): 日本における火山体の山体崩壊と岩屑流。一磐梯山, 鳥海山, 岩手山一, 国立

- 防災科学技術センター研究報告, Vol.41, 163-275.
- 8) 石田 高 (1972): 韭崎火砕流の新産地, 山梨地学, 16・17, 6-10.
 - 9) 片田正人 (1956): 5万分の1地質図幅「甲府」及び同説明書, 地質調査所, 27P.
 - 10) 河内晋平 (1961): ハケ岳火山列, I・II・地球化学, 55, 56, 1-8; 11-17.
 - 11) Kawachi, S. (1972): On the arrangements of Volcanoes in the Yatsugatake Volcanic Chain with special reference to the basement. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 4, vol.15, 1-2, p.139-155.
 - 12) 河内晋平 (1974-75): 蓼科山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 119p.
 - 13) 河内晋平 (1977): ハケ岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 93p.
 - 14) 河内晋平 (1981): ハケ岳大月川「泥流」. 地質学会88年演旨集, 295.
 - 15) 河内晋平 (1983a): ハケ岳大月川岩屑流. 地質雑, 89, 173-183.
 - 16) 河内晋平 (1983b): ハケ岳大月川岩屑流の¹⁴C年代. 地質雑, 89, 599-600.
 - 17) 河内晋平・荒牧重雄 (1979): 小諸地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所,
 - 18) 河内晋平・北沢和男・小林武彦 (1967a): ハケ岳北西山麓の火砕流堆積物. 地質雑, 73, 139-150.
 - 19) 河内晋平・北沢和男 (1967b): ハケ岳大塩火砕流 (円頂丘形成期)の絶対年代. 地球化学, 21, 21-22.
 - 20) 河内晋平・北沢和男・那須孝梯 (1969): ハケ岳東麓の地質. 地質雑, 75, 21-25.
 - 21) 木崎善雄 (1955): 御牧ヶ原の地質. 北佐久郡誌, 67-106.
 - 22) 北沢和男・河内晋平 (1967): ハケ岳北西山麓のローム層. 地質雑, 73, 199-206.
 - 23) 北ハケ岳サブグループ (1980): ハケ岳北東麓における鮮新-更新統. 島弧変動, 2号, 39-47.
 - 24) 北ハケ岳サブグループ (ハケ岳団体研究グループ) (1988), ハケ岳山麓の鮮新・下部更新統一特に八千穂層群について, 地団研専報 No.34, 15-52.
 - 25) 小林武彦 (1985): 御嶽火山の活動史と長野県西部地震による崩壊地の地質. 日本地形学連合シンポジウム資料質「火山体の解体およびそれに伴う土砂移動」, 48-58.
守谷以智雄 (1984): 苗場火山北麓の溶岩流. 日本火山学会編「空中写真による日本の火山地形」, 24-25, 東大出版会.
 - 26) 河野義礼・青木謙一郎 (1959): 八幡平およびその周縁火山群の岩石. 火山, 2集, 4巻, 2号.
 - 27) 甲府盆地第四紀研究グループ (1969a): ハケ岳南麓の地質. 地質雑, 75, 406-416.
 - 28) 甲府盆地第四紀研究グループ (1969b): 韭崎型火砕流の提唱と流れ山の成因について. 地質雑, 75, 485-489.
 - 29) 三村弘二 (1971): 韭崎火砕流の自然残留磁気 (演旨). 火山, 2集, 12, 149.
 - 30) 三村弘二 (1967): 黒富士火山の火山層序学的研究. 地球科学, vol.21-3, p.1-10.
 - 31) Mimura, K. & Kawachi, S. (1981): Nirasaki debris avalanche, a catastrophic event at the Yatsugatake volcanic chain, central Japan. 1981 IAVCEI Symposium. Tokyo and Hakone, p. 237.
 - 32) 三村弘二・藤本丑雄・日向忠彦・市川重徳・河内晋平・種市瑞穂 (1971): 韭崎火砕流の自然残留磁気 (演旨). 火山, 第2集, 15, 146-147.
 - 33) 三村弘二・河内晋平・藤本丑雄・種市瑞穂・日向忠彦・市川重徳・小泉光昭 (1982): 自然残留磁気からみた韭崎岩屑流と流れ山. 地質学雑誌, Vol.88, 653-663.
 - 34) 三沢勝衛 (1942): ハケ岳火山西南山麓に於ける小円丘群. 地理教育, vol.1, p.69-75.
 - 35) 水野 裕 (1958): 翁島泥流の地形 一特に流れ山について一, 東北地理, Vol.11, 22-24.
 - 36) 百瀬 貢 (1982): ハケ岳東麓の Dry Avalanche. 駒沢大学大学院地理学研究, Vol.12,
 - 37) 守屋以智雄 (1983): 日本の火山地形. 東京大学出版会, 135p. 守屋以智雄 (1984): 苗場火山北麓の溶岩流. 日本火山学会編「空中写真による日本の火山地形」, 24-25, 東大出版会.
 - 38) 中川 鮮・樋口和男 (1986): 小諸地域の地すべりについて (序報). 京大防災研年報, Vol.29, B-1, 331-340.
 - 39) 韭崎団研グループ (1968): 韭崎団研. 第四紀, vol.12, p.67-71.
 - 40) 大木靖衛・小林忠夫編著 (1987): 日本の火山. 平凡社, 113p.
 - 41) 斉藤 豊 (1958): 野辺山原の地質. 信州大学教育研究集, 9, 219-226.

- 42) 信州研究グループ (1969): 中部地方山間盆地の第四系. 地団研専報, No.15, 217-262.
- 43) 塩川団研 (1963): 八ヶ岳東麓の第四紀地質—多摩ロームの起源—. 第四紀, vol. 4, p.24-26.
- 44) 鈴木隆介 (1966): いわゆる韭崎泥流について (予報). 地理評, Vol.39, 363-364.
- 45) 鷹野一弥 (1965): 長野県南佐久郡松原湖沼群の生成年代の考察. 信濃, 17, 726-731.
- 46) 田口今朝男・友野邦彦・塩川層研究グループ (1976): 小諸層群における二・三の問題点 (演旨). 昭和51年地質学会演旨集, 171.
宇井忠英 (1987): 火山体で発生する岩屑流の流動プロセス. 地形, Vol 8, 83-93.
Vi, T. (1983): Volcanic dry avalanche deposits—Identification and Comparison with nonvolcanic debris stream deposits • Jour.Volcanol. Geotherm. Res., 18, 135-150.
- 47) 山崎直方 (1898): 八ヶ岳火山群地質調査報文, 震予報告, vol.20, p.13-70.
- 48) 八ヶ岳団体研究グループ (1976): 八ヶ岳火山活動の概要—とくに中期洪積世以降の火山活動について—. 地球科学, vol.30, p.87-94.
- 49) 八ヶ岳団体研究グループ (1977): 八ヶ岳火山東麓の中部更新統. 地質学論集, 14号, 103-125.
- 50) 八ヶ岳団体研究グループ (1982): 八ヶ岳山麓に分布する更新統一火山活動にともなう湖盆の変遷について—. 地団研専報, 24号, 287-298.
- 51) 八ヶ岳団体研究グループ (1988a), 八ヶ岳山麓の地質概要, 地団研専報 No.34, 1-13.
- 52) 八ヶ岳団体研究グループ (1988b), 八ヶ岳山麓の中部更新統, 地団研専報 No.34, 53-89.
- 53) 八ヶ岳団体研究グループ (1988c), 八ヶ岳山麓の上部更新統, 地団研専報 No.34, 91-109.
- 54) 八ヶ岳団体研究グループ (1988d), 八ヶ岳の火山活動と湖盆の変遷, 地団研専報 No.34, 249-272.
- 55) 吉田充夫 (1980): 八ヶ岳東麓野辺山原周辺の第四系—特に広瀬層群の層序と古地磁気について. 地球化学 Vol.34, 183-199.

(1988年12月19日 原稿受理)