

新潟平野東縁, 五頭山地西麓の土石流発達史*

高 浜 信 行**・野 崎 保***

Geohistoric development of Debris flow at the western foot of Gozu Mts.
to the east of Niigata Plain, Japan*

Nobuyuki TAKAHAMA** and Tamotsu NOZAKI***

Abstract Debris flow composes the important part of mass movement and is called *dosekiryu* in Japan.

Debris flow deposits, from the middle Pleistocene to the Recent, are widely distributed at the western foot of the Gozu mountains.

It is divided into the following seven gravel beds in ascending order; the Gozu gravel bed and the Nakayama gravel bed (the middle Pleistocene), the Dainichigahara gravel bed (the last interglacial stage), the Imaita gravel bed (the early Würm glacial stage), the Murasugi gravel bed (the end of the Würm glacial stage), the Tsubeta gravel bed (the Johmon age of the Holocene) and the 1967 gravel bed (Aug. 28, 1967).

The Gozu Debris flow did not occur at the maximum Würm stage, and main part of the Gozu debris flow occurred at the middle Pleistocene, that is, at the extreme upheaval stage in the Island Arc Disturbance.

Investigation of the geohistoric development of the late Quaternary Gozu debris flow leads to the conclusion that the most important cause of occurrence of the Gozu debris flow is not the paleoclimatic effect but is the growth of the Gozu mountains.

はじめに

1967 年 8 月 28 日, 新潟県北部の花崗岩からなる五頭^{ゴザ}・^{クシガタ}楡形山地西麓は, 羽越豪雨による土石流の発生で大きな被害をうけた(Plate I-1). 一般的に, 土石流は, 花崗岩山地や火山地域で, その発生が多く認められ, 巨礫をふくむ石礫と土砂, 水との混合物が, 溪流を異常に速い速度で流れくだる現象で, マスムーブメントの主要な一形態を構成している. 土石流の発生機構, 移動形態, 堆積機構, 堆積物の性質などについては, 小出(1973), 奥田(1973), 今村(1977), 小橋ほか(1979)などの総括的研究をはじめ, 多数の事象研究が報告されている. また, 奥田, 京大防災研, 建設省松本砂防工事事務所は, 焼岳(土石流研究グループ, 1971; 奥田, 1972; 奥田ほか,

1976), 浦川(建設省松本砂防工事事務所, 1972)で土石流の直接観察と発生条件, 流下状況の諸計測に成功した. 現在までの土石流研究の概要は河西(1980)によりまとめられている.

これらによれば, その発生条件としては次の諸点が重視されている.

- 1) 地質条件 花崗岩, 火山地域や破碎帯などで, 巨礫から土砂までの風化崩壊物を生産しやすいこと. また, これらの堆積物が河床に厚く堆積していること.
- 2) 地形条件 山地崩壊が発生しやすい地形条件; たとえば, 遷急点付近の上部斜面などで, 河床勾配もある程度, 急であること.
- 3) 大量の出水があること 大量の降雨, 融雪あるいは, 河川水流の一時的なダムアップなど.

五頭・楡形山麓でも, 1967 年の土石流災害発生後, 地質学的(西田ほか, 1968; 茅原ほか, 1968), 砂防工学的(尾張ほか, 1968), 気象学的(是沢, 1968), 水質化学的(北野ほか, 1968)などの総合的な調査がおこなわれ, そ

1981 年 4 月 16 日受理

* 日本地質学会第 88 年学術大会で一部講演.

** 新潟大学積雪地域災害研究センター. Research Institute for Hazards in Snowy Area, Niigata Univ., Niigata, 950-21 Japan.

*** 新潟市山二ツ 1111, 1111, Yama-Futatsu, Niigata City. 950 Japan.

の概要が明らかにされた。

従来の報告は、土石流が人命をふくむ大きな災害ともなり現象であることから、当然のことながら、土石流発生時の臨界状態、移動形態に焦点がしばられていたと思われる。一方、土石流を地史的に検討し、その発達史および、発生の主要な原因(素因)を考察することも基礎的な重要なテーマと考えられるが、このような研究例はあまりみられない。

本来、上記の両面での調査研究が有機的に結合して、土石流の本質が理解されるものであろう。土石流、地すべりなどマスマーブメントの発生、発展を第四紀地史的に検討することの重要性については、すでに柴崎(1966)の先見的な指摘以来、多数の人により確認、強調されてきたところでもある。

笹神団研グループ(1980)は、五頭山麓、笹神丘陵の地質調査の過程で、現在の地形の大勢が決定された中期更新世以降、多数の土石流が発生し、その堆積物が広く分布していることを確認した*。その過程で、サブグループとして、筆者らが中期更新世以降、現在までの土石流の発達史を検討、考察することを目的として調査をすすめてきた。

発達史を基礎としての今後の土石流発生の予測、対策など、現実の重要な問題については、今後の課題として残されたままであり、その意味では、本報は五頭土石流研究の第一段階のまとめである。

地形・地質概説

笹神団研グループ(1980, および未公表資料)をもとに、本地域の地形・地質を概観すると以下のようである。

本地域は、新潟平野と越後山脈の境界部に位置し、西側から、北北東—南南西方向に、新潟平野、笹神丘陵、村杉低地帯、五頭山地に地形区分される。五頭山地は南限を阿賀野川、北限を加治川に境され、延長約 20 km、幅約 5 km の山塊で、最高点は菱ヶ岳の海拔 974m である。接峰面図(Fig. 1)ではほぼ 500m の等高線を境に、その上位の急峻な山地地形と、下位のよりなだらかな地形とに区分される。その主部は白亜紀後期の五頭花崗岩(SASADA, 1975)より構成され、山頂部のごく一部と西縁部、北縁部には中新統・山の神層の礫岩、凝灰角礫岩、安山岩などが分布する。

* 五頭土石流の新期の部分については、すでに茅原ほか(1968)、安田町教育委員会(1972)により、先縄文期以降、数回の土石流が発生したことが確認されている。また、古期のものについては、高浜・青木(1979)に予察的にふれられている。

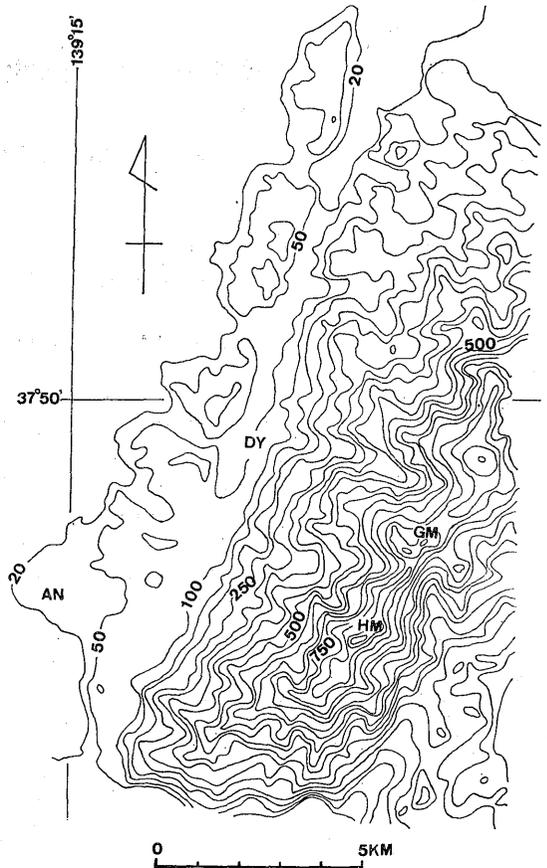


Fig. 1. Summit level map in the Sasagami Hills and the Guzu Mts.

GM: Gozu Mt., HM: Hishigatake Mt.
AN: Anchi, DY: Deyu.

笹神丘陵は、五頭山地の西麓に発達する延長約 20 km、幅 1~2 km の丘陵で、五頭山地から流下する水系により、計 11 の単位丘陵に分断されている。本丘陵は、上部中新統~第四系から構成され、五頭山地とは地形、地質ともに大きな差が認められる。この差は、本地域が新潟新生代堆積盆地と東方の隆起基盤地塊との境界部にあたるためのものであり、五頭山地と新潟平野の第三紀以降の相対的な垂直総変位量は 5,000 m 以上に達する。新潟新生代堆積盆地東縁のこの境界は新発田一小出線(山下, 1970)とよばれている。

丘陵部では、鮮新統・大日層の基底、下部更新統・山寺層*の基底、中部更新統・笹神層*の基底に顕著な不

* 笹神団研(1980)の「笹神層」は、その後の調査で不整合関係で二分されることが明らかとなった。笹神団研では、その下位層を山寺層、上位層を笹神層(再定義)と改めた。詳細は笹神団研により、公表される予定である。

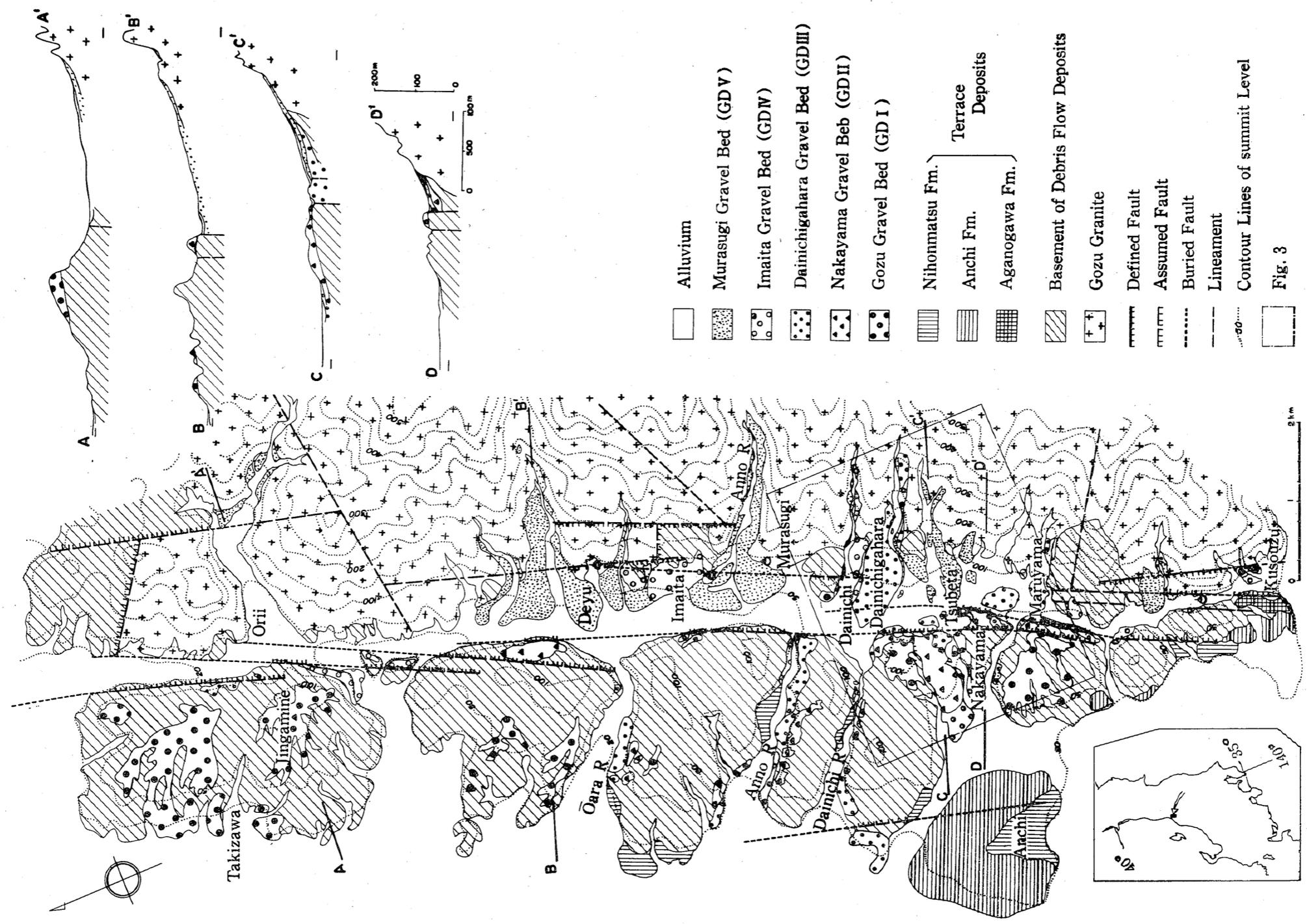


Fig. 2. Surface geological map and cross sections.

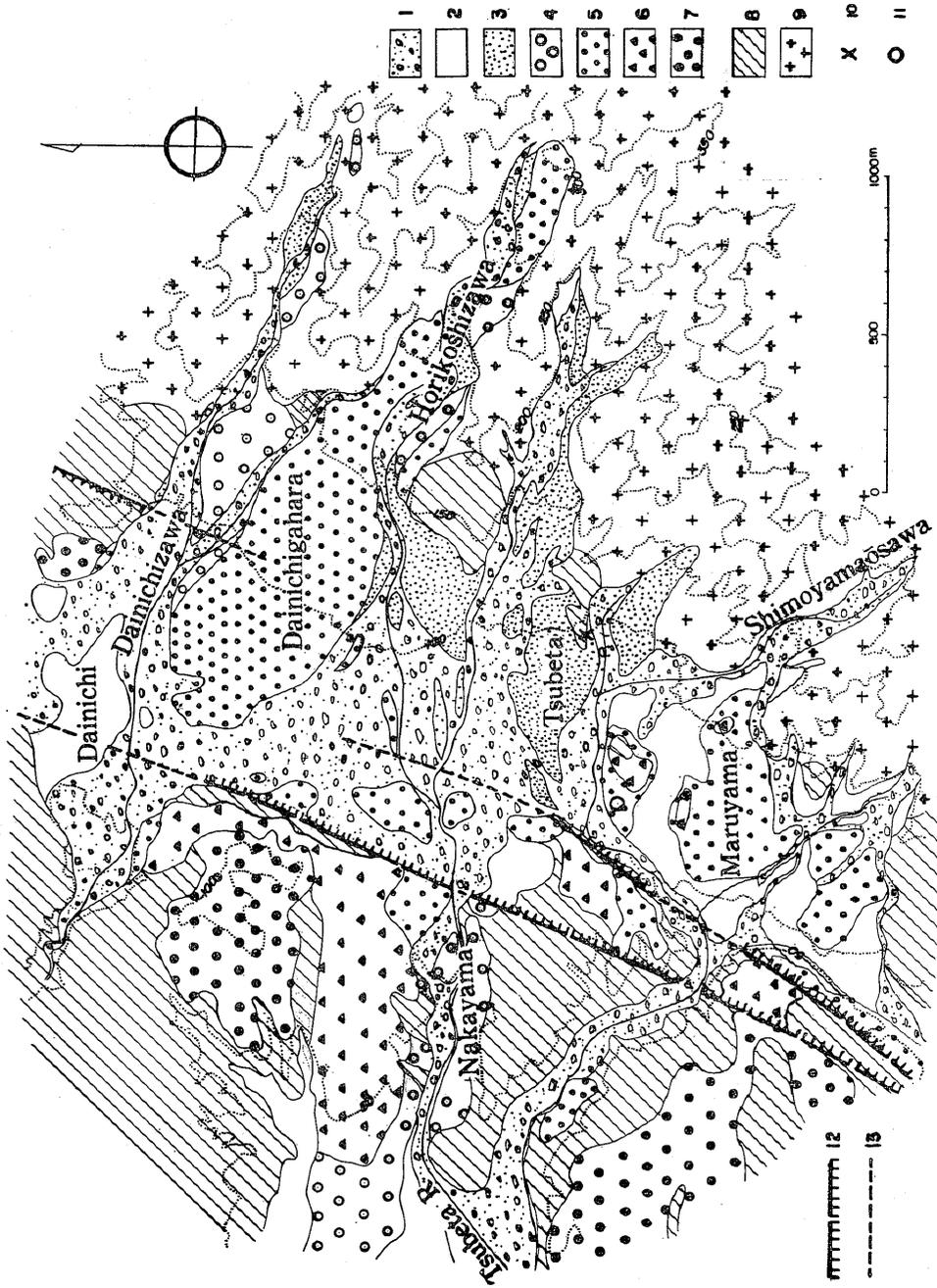


Fig. 3. Surface geological map at the Tsubeta Fan and the Dainichigahara Fan.
 1: 1967 Gravel Bed (GD VII), 2: Tsubeta Gravel Bed (GD VI), 3: Murasugi Gravel Bed (GD V), 4: Imita Gravel Bed (GD IV), 5: Dainichigahara Gravel Bed (GD III), 6: Nakayama Gravel Bed (GD II), 7: Gozu Gravel Bed (GD I), 8: Basement of Gozu Debris Flow Deposits, 9: Gozu Granites, 10: point of ¹⁴C datings (Fig. 5), 11: buried the Johnson site (Fig. 6), 12: Assumed fault, 13: Buried fault.

Table 1. Geologic succession and correlation of the Quaternary deposits at Sasagami area (after Collaborative research group for the Sasagami Hills (1980, partly modified)).

Geol. age	Niigata basin	Sasagami area		
Holocene Quaternary Pleistocene middle early		<u>Terrace deposits</u>	<u>Debris flow deposits</u>	
			1967 Grv. Bed (GD VI)	
			Tsubeta Grv. Bed (GD VI)	
			Murasugi Grv. Bed (GD V)	
			Maximum Würm* valley deposits	
	Würm Gl.	Lower terrace deposits	Nihonmatsu F.	Imaita Grv. Bed (GD IV)
	Intergl.	Middle terrace deposits	Anchi F.	Dainichigahara Grv. Bed (GD III)
		Higher terrace deposits	Aganogawa F.	Nakayama Grv. Bed (GD II)
				Gozu Grv. Bed (GD I)
		Uonuma G.	Sasagami F.	
		Yamadera F.		

* ^{14}C dates 30,900 ± 925 years B.P. (N3727)
18,300 ± 165 years B.P. (N3728)

整合が確認されるが、丘陵から西へ約 1.5 km はなれた平野部の七石では、石油ボーリング資料により、中新統の七谷層以上、更新統の魚沼層(山寺層、笹神層)まで整合に重なるとされている。丘陵部のせまい範囲に限ってあらわれる上記の不整合は、中新世末以降の五頭山地、笹神丘陵地域の断続した上昇過程を示していると判断できる。換言すれば、これは新発田一小出線の活動史であり、第三紀後期以降、現在まで2回の顕著な活動が認められる。最初は、中新世末～鮮新世初頭に、山地側の著しい隆起で特徴づけられる運動で、鮮新統の大日層が東方に向かって大規模にアバットし、現在の新発田一小出線の基本が確立され、次に、中期更新世に再び東側地域の著しい隆起にもなって、現在の五頭山地が形成され、新潟平野との今日の地形的な対立が明確になった。

中～後期更新世に形成された段丘は、阿賀野川北岸と庵地地域を模式として発達しており、高位から阿賀野川面(阿賀野川層で構成)、庵地面(庵地層)、二本松面(二

本松層)の三段丘群に大別されている。庵地面は、面の保存も比較的良好で広く発達し、本地域では示準となる面で、最終間氷期に形成されたものと推定されている。これらの段丘形成と同時に、五頭山地では長期にわたり、大量の土石流が発生し、その堆積物が山麓、丘陵部に広く発達している。丘陵部では、土石流堆積物は段丘を形成している。

なお、笹神層の下部層と上部層には、一部、土石流堆積物が挟在する。これらは、層厚も薄く、かつ地層中に埋没されたもので、後の五頭土石流発生の前駆現象ともいえるものである。

土石流堆積物の記載

A. 土石流堆積物の層相、層序区分の基準

五頭山麓、笹神丘陵では、第四系の多くの層準にわたる礫層が広く分布するが、これらの中で次の層相を示すものを土石流堆積物と判定した。

1) 非常に不淘汰な礫層で, 花崗岩の巨礫(最大1~2 m)が普遍的に多く認められる。また逆級化現象が認められることも多い(Plate I-2, 4)。

2) 礫の組成は8~9割が, しかも大礫以上はすべて五頭花崗岩起源で, 基質も同質砂からなる。このほか, “古生層” 起源の礫も少量ふくまれる。

3) 新期の礫層でも, 新鮮な礫とともに, 一部風化した花崗岩礫がまじることがある。これは, 通常の掃流堆積物ではありえないことである。

4) 礫層が主体ではあるが, 一部に砂層部も挟まれる。しかし, これらにも通常の水域で分級, 淘汰された堆積構造は認められない。

5) 新期の礫層は山麓で扇状地地形を形成する。

これらの諸特徴は, 花崗岩山地での崩壊物や, 河川上流域の河川堆積物が礫, 砂, 水の混合状態で短い距離を運搬され, 堆積したことを意味し, 土石流堆積物の諸特徴をよく示している。

五頭土石流堆積物の層序区分にあたっては, 上記の特徴は対象とした新旧の礫層のすべてに基本的に共通しており, また, 本地域では第四紀テフラも認められないため, 次の点を層序区分の指標とした。

基本的には, 各礫層相互の累重関係と, 第四紀地形学

的な新旧区分(地形層序区分), 段丘との対比などを基準に, 堆積以降の時間経過量を概念的に示す赤色土壌の発達規模や礫の風化度にも注目して層序区分を試みた。

また, 一部をのぞいては, 単一土石流発達ごとの層序区分が困難なため, 数回以上の土石流の累積された堆積物を一つの層序単位としている。現に, 一単元の土石流堆積物の中でレンズ状に発達する未成熟土壌の存在や, 礫層, 砂層の互層状部が認められ, 土石流の発生回数をよみとれる露頭もある。

その結果, かなり粗い精度である点は免がれないが, 以下の層序区分の範囲内では, 各々の層序区分の指標相互間の基本的な矛盾は認められず, 大きな誤りはないものと考えられる。

B. 五頭土石流堆積物の層序

五頭山麓地域の土石流堆積物の層序記載を Table 2, その分布を Fig. 2, さらに, 新旧の土石流堆積物が集中して分布する大日原扇状地~ツベタ扇状地の拡大分布図を Fig. 3 に示した。本節ではこれらをもとに, 各層序の区分基準を中心として記述する。

五頭礫層 Gozu gravel bed (GDI)

模式地: 笹村陣ヶ峰。

分布: 陣ヶ峰, 中山北方, 丸山西方などの笹村丘陵の

Table 2. Description of the Gozu Debris Flow Deposits.

Dosekiryu deposits	Type locality	Topography	Weathering and Soil development	Thickness (estimated volume)	Remarks
1967 Grv. Bed (GD VII)	Tsubeta Fan		Fresh	1 ~ 3 m ($2 \times 10^9 m^3$) 0.1 %	Occurred on Aug., 28, 1967
Tsubeta Grv. Bed (GD VI)	Tsubeta Fan	Tsubeta alluvial Fan	Fresh	1 ~ 5 m ($1 \times 10^7 m^3$) 0.7 %	Buried Johnson site (5,000 ~ 3,000 y.B.P.)
Murasugi Grv. Bed (GD V)	Anno River	Valley - fills. along valleys in Gozu Mts.	Yellowish brown soil (10 YR 5/8)	5 ~ 10 m ($4.2 \times 10^7 m^3$) 2.9 %	Maximum Würm valley incision <i>Pinus koraiensis</i> <i>Tsuga cf. diversifolia</i> 30,900 ± 925 (N 3727) 18,300 ± 165 (N 3728)
Imaita Grv. Bed (GD IV)	Dainichigahara Fan	Dissected by Maximum Würm valley continued to Nihonmatsu terrace surface	Brown soil (7.5 YR 5/6)	5 ~ 10 m ($4.3 \times 10^7 m^3$) 3 %	
Dainichigahara Grv. Bed (GD III)	Dainichigahara Fan	Dainichigahara dissected Fan, continued to Anchi terrace surface	Brown soil (7.5 YR 5/6) moderately weathered gravels	10 ~ 20 m ($2 \times 10^8 m^3$) 13.5 %	
Nakayama Grv. Bed (GD II)	Nakayama	Moderately dissected surface distributed on slope of Sasagami hills	Yellowish red soil (5 YR 4/6) strongly weathered gravels	10 ~ 25 m ($3 \times 10^8 m^3$) 21 %	Appearance of Sasagami Hills
Gozu Grv. Bed (GD I)	Jingamine	Deeply dissected surface, distributed on top of Sasagami Hills Covered by terrace deposits along Agano River	Red soil (2.5 YR 5/8) strongly weathered gravels	10 ~ 30 m ($8.5 \times 10^8 m^3$) 59 %	

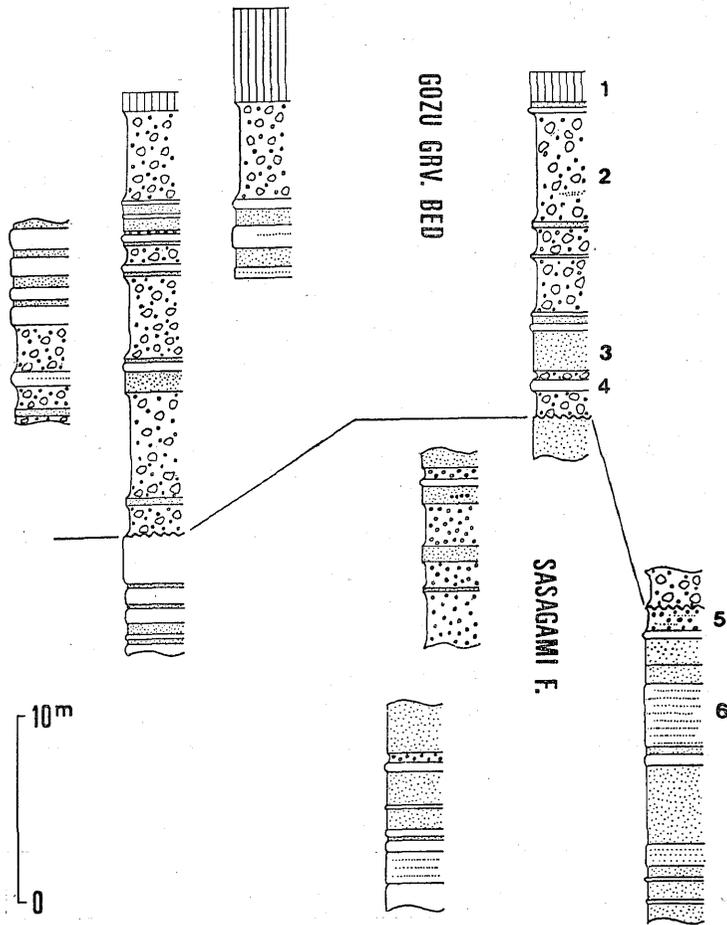


Fig. 4. Columnar sections of the Gozu Gravel Bed (GD I) at the Jingamine (unpublished date of Collaborative research group for the Sasagami Hills).

1: Red soil, 2: boulder gravel, 3: sand, 4: silt and clay, 5: pebble gravel, 6: alternation of sand and silt.

頂部に断片的に分布する。このほか、北部の滝沢周辺では、丘陵の西縁まで分布が認められ、南端部の阿賀野川北岸では、阿賀野川層の下位に不整合関係が発達する。層厚：陣ヶ峰では 28 m, 阿賀野川北岸で 14 m。地形・堆積物：地形面の解析が著しく、面の識別は難しいが、接峰面図では復元可能である。表層の赤色土壌(マンセル記号・2.5 YR)は本地域の土石流堆積物の中では、最も赤色土化が進んだもので、その厚さは 5~6 m に達し、礫層も風化が著しく、上部では土壌化している。模式地の陣ヶ峰では、通常の水域で堆積したシルト層と互層しており (Fig. 4)、水域に流下した土石流堆積物と推定できる。

下位の笹神層との不整合関係は陣ヶ峰で、山寺層との不整合関係は村杉南方で確認できる。

中山礫層 Nakayama gravel bed (GD II)

模式地：安田町中山西方の大露頭。

分布：中山周辺、大日川沿いなど笹神丘陵の山腹部とツベタ扇状地礫層の下部を構成して広く分布している。層厚：中山で 20 m+, ツベタ扇状地では 10 m+。

地形・堆積物：地形面の開析はかなり進んでいるが、面の識別は可能である。表層の赤色土(5 YR)は層厚 3~4 m でかなり厚い。礫も風化が強く、一部は土壌化している。五頭礫層とは風化度、分布位置、地形面の開析度などによりかなりの差が認められる。ツベタ扇状地では、現在確認される礫層の最下部を構成し、風化の進んだ礫層と埋没赤色土壌(5 YR)からなり、上位を大日ガ原礫層に被覆されている。

大日ガ原礫層 Dainichigahara gravel bed (GD III)

模式地：水原町大日ガ原扇状地(陸上自衛隊演習場)。

分布：大日ガ原でのまとまった分布のほか、ツベタ扇状地など南部地域に分布が広い。安野川、大荒川に沿っては段丘を形成する。

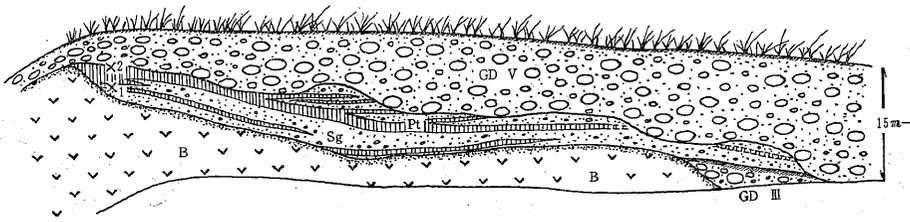


Fig. 5. Sketch showing the maximum Würm buried valley at the Tsubeta Fan.

GD V: Murasugi Gravel Bed, GD III: Dainichigahara Gravel Bed, PT: peaty layer, Sg: sand and gravel, $\times 1: 30,900 \pm 925$ y. B. P. (N 3727), $\times 2: 18,300 \pm 165$ y. B. P. (N 3728).

地形・堆積物：本礫層のつくる地形面の保存は良好で、その識別は容易である。表層の褐色土(7.5 YR)は層厚2 m前後で礫の風化も中程度である。地形面の保存度、堆積物の風化度に、下位の中山礫層と顕著な差が認められる。なお、安野川・大日沢下流部で、本礫層が形成する段丘面は、庵地面に対比できる。

今板礫層 Imaita gravel bed (GDIV)

模式地：大日ガ原扇状地北端の射撃場。

分布：今板^{いまいた}東方，大日沢，ツベタ川流域のほか，全域に点在して分布する。

層厚：5~10 m.

地形・堆積物：模式地では，大日ガ原扇状地面の一段下位に発達する小規模な扇状地形を形成している。地形面の保存は良好で，ツベタ川，安野川沿いに二本松面と連続する。表層には約1 mの褐色土(7.5 YR)が認められ，礫も新鮮である。なお，五頭山地の谷に沿っては，本礫層中に後述するウルム氷期最盛期頃に開析されたと推測できる旧谷地形が形成されている。この谷地形を埋めて堆積した上位の村杉礫層との区別が可能である。

村杉礫層 Murasugi gravel bed (GDV)

模式地：安野川上流域。

分布：五頭山地を流下する主要な水系から村杉低地帯にかけて広く分布する。

層厚：5~10 m.

地形・堆積物：村杉低地帯に面しては，小規模ではあるが，新鮮な扇状地形を示し，これより上流部の五頭山地の谷では段丘地形を形成している。堆積面の現河床との比高は，扇状地の部分では，2 m 以下であるが，上流に向かい急に大きくなり，約 1.5 km 上流では約 30 m に達する。礫層の表層は最大 1 m 程度の黄褐色土(10 YR)が発達し，礫も新鮮である。

ツベタ扇状地では，第三系中に切りこまれた，深さ 5 ~15 mの埋没谷地形が観察できる(Fig. 5)。この谷地形をうめている主体は村杉礫層であるが，その基底には層

厚 2 ~ 5 mの砂礫層と，炭質層からなる埋没河床堆積物が認められる。炭質層からは *Pinus koraiensis* SLEB. et Zucc(チョウセンゴヨウ)，*Tsuga cf. diversifolia* MAXIM(コメツガ)などの寒冷気候を示す植物化石(斎藤 道春同定)を産出し，埋没木片の¹⁴C年代測定で下部が $30,900 \pm 925$ y. B. P. (N3727)，上部は $18,300 \pm 165$ y. B. P. (N3728)の値をえた。

したがって，この埋没谷地形は，ウルム氷期最盛期頃の五頭山地に発達した谷地形の一部で，確認地点は支流の末端部に位置するものであることから，主要水系ではさらに深く切りこまれていたものと推測できる。前述の今板礫層は，この谷地形に開析された地形状況を呈している。

村杉礫層は，この谷地形を埋積して発達していること

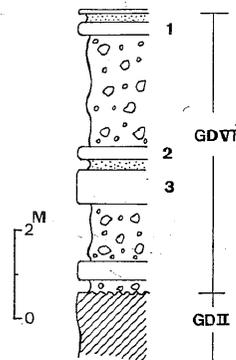
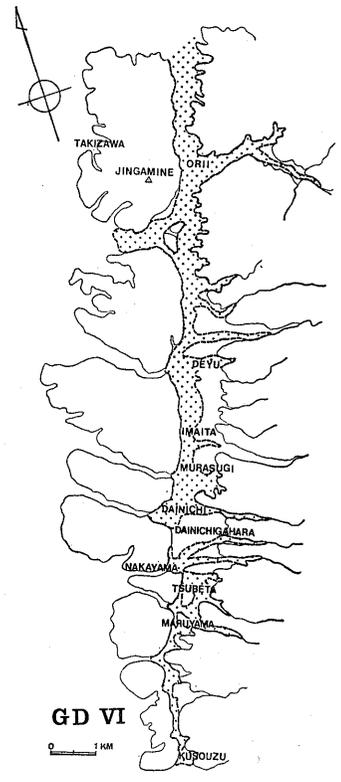
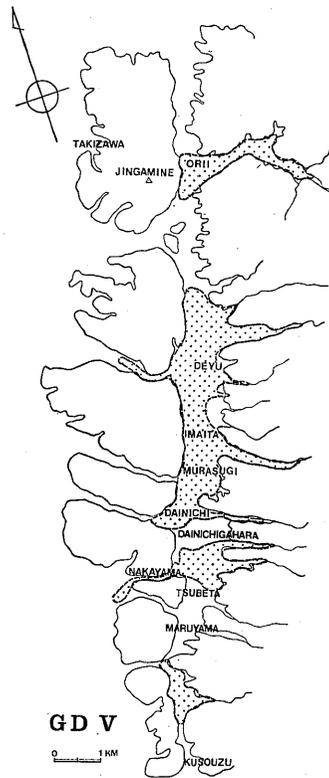
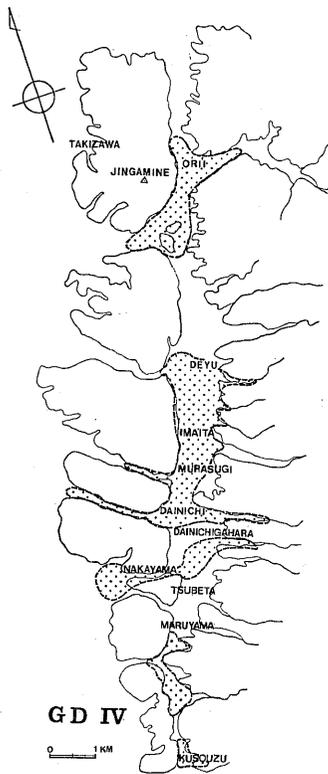
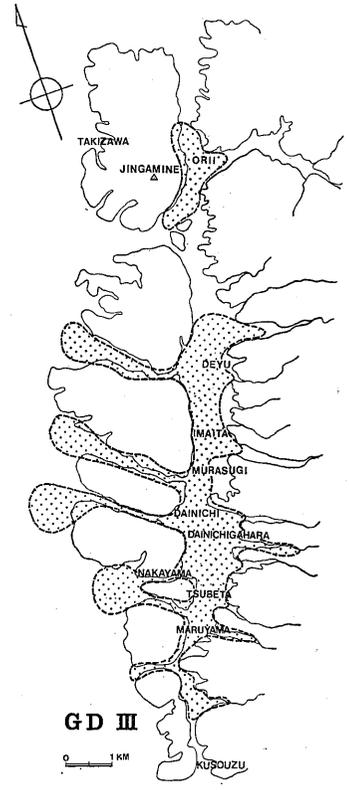
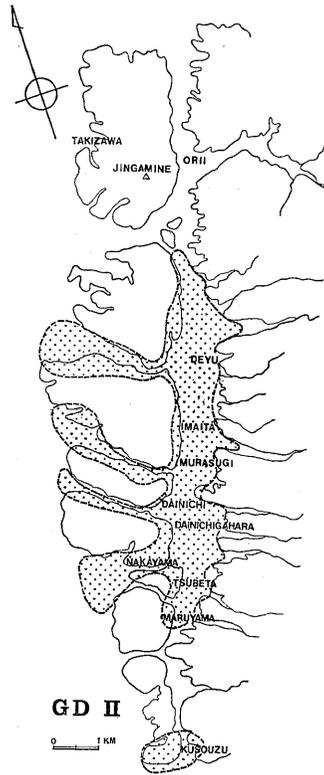
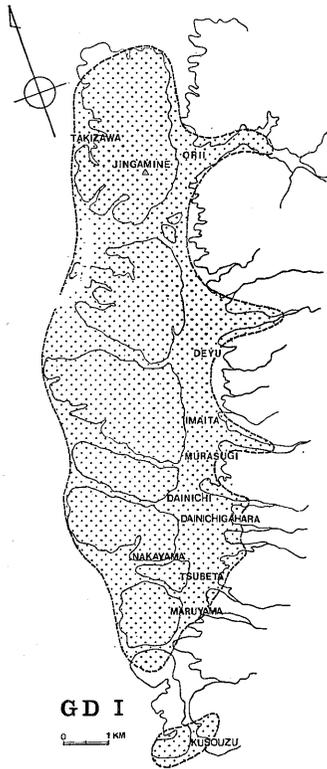


Fig. 6. Stratigraphic succession of the Tsubeta Gravel Bed (modified and added from the Board of Education of Yasuda Town (1972)).

GD VI: Tsubeta Gravel Bed, GD II: red soil of the Nakayama Gravel Bed, 1: humus layer bearing the earthenware of the later stage of the Jōmon age, 2 and 3: humus layer bearing the earthenware of the middle stage of the Jōmon age.



が大きな特徴で, 主要水系流域で, 地形的にその状況がよく読みとれる。

ツベタ礫層 Tsubeta gravel bed (GD VI)

模式地: ツベタ扇状地の採石場。

分布: ツベタ扇状地の表層をうすく覆って分布する。

層厚: 1~5 m。

地形・堆積物: ツベタ扇状地を構成する。模式地では本礫層は, 縄文時代中~後期の遺物をふくむ腐植土層(安田町教育委員会, 1972)などによって, 4~5 単位の土石流, 土砂流堆積物に細分される(Fig. 6, Plate I-3)。また, 本礫層は新期の礫層であるにもかかわらず, 基質は褐色(7.5 YR)を示す。しかし, これは下部から上部まで一様であり, 堆積後の風化によるものではない。五頭山地の南部では花崗岩が赤色マサ化している部分がかかなり認められ, この部分から供給されたことを意味する。

1967 礫層 1967 gravel bed (GD VII)

五頭土石流の中で, 最も新しく発生した土石流の産物であり, ツベタ川でその発達規模が大きく, 大日川, 安野川その他の水系でも発生している(Plate I-1, 2)。この土石流の移動状況, 分布状況については, 茅原ほか(1968), 尾張ほか(1968)にくわしくのべられている。

C. 対 比

地形, 地質概説でのべた笹神団研グループの段丘堆積物層序(未公表資料)と, 上で区分した土石流堆積物の層序対比は Table 1 のようにまとめられる。大日ガ原礫層は丘陵部の安野川・大日沢沿いで段丘面を形成し, 庵地層に対比できることから, 大日ガ原礫層と庵地層はほぼ同層準層で, また, 同様に, その一段下位の今板礫層がつくる段丘面と, 二本松面もツベタ川, 安野川沿いで対比でき, 今板礫層と二本松層も同層準層と判断できる。

五頭礫層は, 笹神層に不整合に重なり, 阿賀野川北岸において, 最古の段丘堆積物・阿賀野川層に不整合に被覆されることから, 笹神層堆積後, 明確な段丘形成前に堆積したものである。中山礫層は堆積面の分布高度, 開析度, 堆積物の風化度などから, 阿賀野川層に対比するのが妥当と判断できる。

時代については, 次のように考えられる。新期の礫層は, 前述のウルム氷期最盛期頃の旧谷地形との前後関係を基準に, 今板礫層はこの谷によって開析され, かつ堆積物も新鮮であることから, ウルム氷期の前半に, 村杉礫層はウルム氷期最盛期後に, その谷地形を埋積して堆

積していることから, ウルム氷期末期に対比されるであろう。ツベタ礫層は含有する土器片から縄文時代中~後期に対比できる。

阿賀野川, 庵地層の時代については, 現在のところ不明な点が多く, 今後の笹神団研の調査をまたねばならないが, 庵地層は地形面の発達状況, 堆積物の風化度などから, 新潟平野周辺の「中位段丘」に相当し, 最終間氷期に対比できるものと推測される。

以上を整理すると, 五頭礫層, 中山礫層は最終間氷期以前の中期更新世に, 大日ガ原礫層は後期更新世の最終間氷期に, 今板礫層はウルム氷期前期, 村杉礫層はウルム氷期末期, ツベタ礫層は完新世の縄文時代中~後期に形成されたものと考えられる。

考 察

A. 五頭土石流発達史

上記の土石流堆積物の層序区分にもとづき, 各土石流堆積物の分布復元図(Fig. 7)を作成した。この図をもとに, 五頭山地西麓地域の土石流発達の推移を検討した。

五頭礫層堆積期(GD I 期)

現存する五頭礫層の分布は, 断片的ではあるが, 笹神丘陵の頂面を主として, 全域にその分布が認められる。丘陵頂面に広範に分布することから, この時期には, 笹神丘陵, 村杉低地帯はまだ形成されていず, 五頭山麓から直接, 現在の新潟平野に面して, 広大な土石流扇状地が広がっていたものと推測される。現在, 分布が確認できるところでは, いずれも厚層で陣ヶ峰では 30 m 近く, その堆積量は, $8.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ とみつもられ, 後の時代とくらべ, 極めて多量の土石流が発生したことが大きな特徴である。

笹神層堆積時まで, 現在の五頭山地は, 基本的には, さほど高い山地を形成した様子は認められず, この時期に至り, 五頭山地が大量の土石流を発生させる高度をもったものと推測される。また, 前述したように, 陣ヶ峰では, 下部は水中に流下した土石流と判断されることから, 現在の丘陵地域には, 一部池沼の存在したことが推測できる。

中山礫層堆積期(GD II 期)

中山礫層は, 笹神丘陵を横切る水系に沿って, また, 村杉低地帯に面して丘陵の中腹部に分布することから, 本礫層堆積時には, 笹神丘陵の原形は, すでに形成され

Fig. 7. Restored distribution maps of the Gozu Debris Flow Deposits at each stage.

GD I : Gozu stage GD II : Nakayama stage, GD III : Dainichigahara stage,
GD IV : Imaita stage GD V : Murasugi stage, GD VI : Tsubeta stage.

たものと推測できる。五頭礫層と同様に、現在の分布は断片的ではあるが、Fig. 7 では、五頭山麓と丘陵部にかなり広大な分布が復元でき、その堆積量は約 $3 \times 10^8 \text{ m}^3$ とみつもられる。本礫層堆積面と丘陵頂面との高度差は 50 m 以内で、この当時の笹神丘陵の起伏量は現在の約 1/2 程度と判断できる。

大日ガ原礫層堆積期(GDⅢ期)

GDⅡ期以前の土石流は、その主要な堆積の場が現在の笹神丘陵地域であるのに対し、この時期には、大日ガ原を中心とした五頭山麓から村杉低地帯にかけて、その主体が堆積している。丘陵部では、これを横断する河川沿いに、やや小規模に発達しているにすぎない。

これは、土石流の主要部の流下が笹神丘陵にさえぎられたことを示し、この時期に笹神丘陵、村杉低地帯、五頭山地の現在の地形対立の基本が完成したとみれる。

また、現在の大日ガ原～ツベタ扇状地も、この時代にその骨格が形成されたものであろう。堆積量は $2.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ とみつもられる。

今板礫層堆積期(GDⅣ期)

ツベタ扇状地を構成する礫層の中部を構成し、また、大日沢、ツベタ川、村杉低地帯に面して小規模に発達する。堆積量は $4.3 \times 10^7 \text{ m}^3$ とみつもられ、GDⅢ期以前とくらべて一桁少ない。五頭山麓において、ウルム氷期前半に対比されるこの時期に、土石流の発生が小規模で、また、ウルム氷期最盛期にはめだつた土石流堆積物が認められないことは興味深く、後に検討を加えたい。

村杉礫層堆積期(GDⅤ期)

ウルム氷期末期の土石流は、五頭山地の主要な谷の下流部を埋めて、現在の分布はかなり広い。しかし、丘陵への流出はごく限られ、その層厚も比較的うすく、 $4.2 \times 10^7 \text{ m}^3$ とみつもられる。

ツベタ礫層、1967 礫層堆積期(GDⅥ、Ⅶ期)

完新世の土石流で、ツベタ礫層は、現在の村杉低地帯をうめているものと推測されるが、確認できるものとしては、主として、南部のツベタ地域に堆積しており、分布はせまく、層厚もうすい。1967 礫層も同様に、その主要な堆積の場は南部地域である。ツベタ礫層の堆積量は $1 \times 10^7 \text{ m}^3$ 、1967 礫層の堆積量は $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ とみつもられる。

B. 五頭土石流発生の主要な原因

土石流発生の予測、直接の対策にあたっては、崩壊可能地点、その規模、溪流堆積の状況、降水・出水状況などの“諸臨界条件”の詳しい予測、検討が必要で、これらの点については、今まで多数の調査、研究例が報告さ

れていることはすでに述べた。

一方、土石流は山地崩壊と直接、間接に深く関係し、また、斜面堆積物、渓床堆積物などの運搬に重要な役割をもっている。したがって、土石流が山地の侵食過程の主要な部分を構成していることも広く認められている。

ここでは、五頭土石流の発達史、発生原因を地質時間的な尺度で考察する目的で、山麓部に残された土石流堆積物の層序、堆積量の変遷をもとに、五頭山地の侵食史＝岩屑生産史という面から検討を加えたい。

現在、第四紀後期の山地の岩屑生産を支配した主要因として、第1に、主として地形学分野において支配的な気候支配を重視する見解と、第2に、必ずしもこれを否定はしないが、山地の隆起運動を第一義的な支配要因とみる小林(1962a, b)、藤田(1978)などの見解がある。

本報は、五頭山地の岩屑生産史を、はじめに気候変遷から、次に五頭山地の成長過程から検討を加える。

1) 岩屑生産と気候支配の検討

氷期の影響

氷河の発達にともなう直接の侵食、あるいは周氷河地域の凍結融解作用によるソリフラクションなどで、活発な岩屑生産がおこなわれることは広く認められている。ヨーロッパアルプスの周辺では、段丘礫層はモレーンと連続し、寒冷気候が岩屑生産を支配する典型例とみなされている。日本でも、寒冷気候にともなう岩屑の生産を重視する研究者が多い。たとえば、日本アルプスにおいては、深井(1960)、小笠原(1970)、斉藤(1977)、式(1975)などの、北海道の日高山脈周辺では、橋本・熊野(1955)、平川・小野(1974)、小野・平川(1975)、藤木(1974; 1975)など、また、より一般的な形では戸谷ほか(1971)、小疇(1977)、貝塚(1977)などの研究、報告があり、これによれば、山地の岩屑生産において寒冷気候を主要因とする見解が、現在、支配的とみてよいようである。

五頭山地で、寒冷気候の岩屑生産支配について、最も新しい、したがって詳細に検討ができる最終氷期の状況についてみてみたい。

すでに、五頭土石流の層序の項で記したように、現在のところ、最終氷期以降の土石流堆積物の層序はかなり詳細に確立されたが、この中でも寒冷期のウルム氷期最盛期に対比されるべき、めだつた土石流堆積物は認められない。また、貝塚(1969)のウルム氷期極相の諸現象の垂直分布図によれば、北緯 $37^{\circ}45' \sim 50'$ 、海拔 1000m 弱の五頭山地は、森林限界以下に位置し、凍結融解作用

が強く支配した周水河地域の範囲からはずれていたものと思われる。

したがって、五頭山地の岩屑生産は、ウルム氷期の寒冷気候に主要な支配をうけたものではないと判断できる。

間氷期の影響

間氷期の温暖気候にともなう強い風化作用が、山地崩壊にあたえた影響も検討の必要があるであろう。とくに、古期の土石流堆積物は強く赤色風化, “クサリレキ” 化し, また, 五頭花崗岩は広範囲にわたり, 深部まで著しく“マサ化”している。

しかし, 五頭花崗岩の“マサ化”は, 深さ 100m以上

に達すると推測できる部分も稀ではなく, また, 断層, 被砕帯に沿って特に顕著な風化が認められる。これは, 五頭花崗岩が, 鮮新世以降, 活発に活動した新発田一小出線に接しており, このため, 構造的な破碎作用を強くうけたことが, 深部風化の主要因であろう。間氷期の風化作用は無視できないまでも, 二次的な影響しかあたえなかったであろうと判断できる。したがって, 間氷期の風化作用が, 山地崩壊, 岩屑生産の主要な原因とみることとは難しい。

降水量の変遷

第四紀後期の降水量の変遷については, 一般に, 氷期には, 梅雨前線, 台風の南下にともない少雨, 間氷期は

Table 3. Geologic development in the Cenozoic Era at Sasagami area (after Collaborative research group for the Sasagami Hills (1980, partly modified)).

Geol. age	Stage	Sedimentary environment	Geological development	Geomorphological development							
Holocene	GD VII Substage	terrestrial	Upheaval	Sasagami hills							
	GD VI Substage										
Pleistocene	GD V Stage				Continental	Transgression	Gozu Mis. stage				
	GD IV Stage										
	GD III Stage										
	middle							GD II Stage			
								GD I Stage			
	early							Sasagami Stage	lake ~ lagoon	Volcanism	Gozu hills stage
								Yamadera Stage	shallow sea		
Pliocene	Dainichi Stage				shallow sea	Volcanism	Gozu submarine stage				
Miocene	Haguro Stage	deep sea									
	Sakanaiwa Stage	shallow sea									
	Yamanokami Stage										
	Arakawa Stage	Continental	Gozu peneplain stage								

★ remarkable unconformity

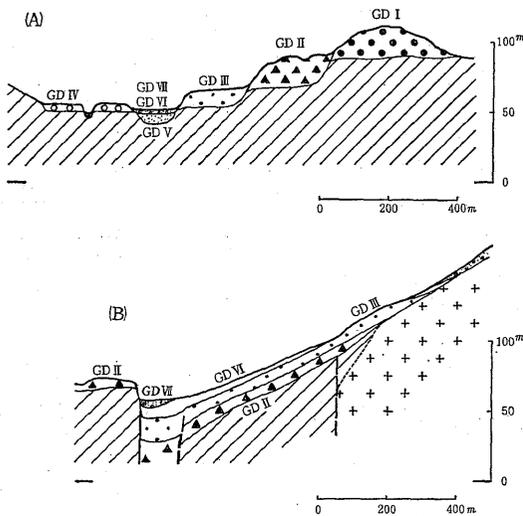


Fig. 8. Idealized cross sections of the Gozu Debris Flow Deposits.
(A) : Sasagami Hills, (B) : Tsubeta Fan.

これとくらべて、多雨期とみられている(貝塚, 1969; 鈴木, 1975)*。したがって、氷期の凍結融解作用により山地で生産された岩屑が山腹、源流部に堆積し、間(後)氷期の豪雨で上流から運搬され、下流に堆積するというモデル(貝塚, 1969)が提出されて、黒部川源流部(斉藤, 1977)では、この典型例が報告されている。

この問題については、本地域でも慎重な検討が必要であろう。しかし、現時点では地域的な降水量の変遷には、不明な点が多く、また、五頭山麓では、ウルム氷期最盛期後に堆積した村杉礫層が、特に大量であるという事実も認められない。

以上のように第四紀後期に本地域でおこった範囲での古気候変化が、五頭山地での岩屑の生産に、主要な支配をあたえた要因とみならず積極的な根拠は現在のところみ

あたらない。

2) 五頭山地の生長と岩屑の生産

次に、中期更新世以降の五頭土石流発生期における本地域の降起運動を検討し、土石流発生との関係について考察したい。

笹神団研グループ(1980)は、五頭礫層堆積前は、その堆積物の状況から、現在の五頭山地地域は起伏量も小さい丘陵地であったと推定している(Table 3)。

現在の笹神丘陵、村杉低地帯の出現は、前述のように、五頭礫層堆積後で、これ以降、現在までの丘陵部における垂直変動量は、100m以上に達する(Fig. 8, 9)。これらのことは、現在の五頭山地、笹神丘陵などの地形の形成は中期更新世以降であることを示している。

問題の五頭山地の運動はどうであろうか。大日ガ原扇状地では、大日ガ原礫層堆積面の平均勾配が112/1,000と極めて大きい値を示し、かつ、大日ガ原扇状地の扇頂部では、扇面が五頭山麓の支尾根の一部に連続する(Fig. 3)。また、Fig. 9の山麓部での各時期の土石流堆積面の高度分布も古いものほど急勾配である。これらは、五頭土石流発生期における五頭山地西麓部での顕著な傾動隆起運動を示しているものと解釈できる。山地部では中部更新統以上の地層の分布に限られるため、具体的な運動量の推測は難かしいが、地形状況からも、丘陵部を大きくうまわる隆起量を推定することに基本的な誤りはないと考えられる。

なお、地質図(Fig. 2, 3)に示したように、本地域には、土石流堆積物、段丘堆積物を切る新期の断層がいくつか認められ、地形からも多くのリニアメントが識別できる。新発田一小出線の南方延長では更新世末に活動した村松断層(高浜ほか, 1980)の存在もしられている。新発田一小出線は第四紀後期にも顕著な活動をくりかえしているもので、五頭山地、笹神丘陵など現在の地形形成

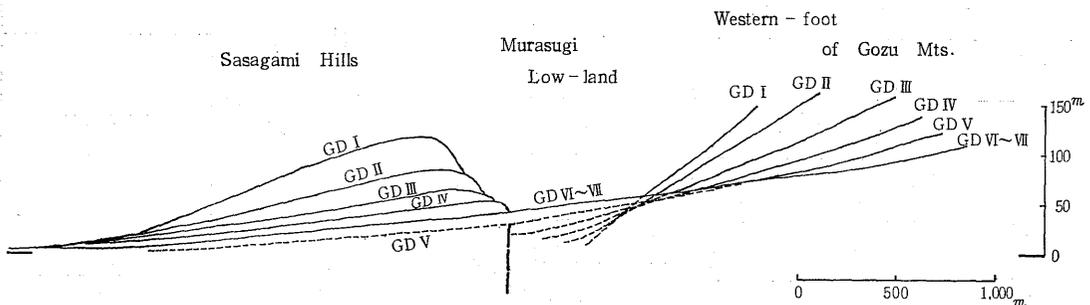


Fig. 9. Idealized cross section of depositional surface of the Gozu Debris Flow.

* 他方、堀江・山本(1977)は琵琶湖底堆積物の分析から、めだった多雨期は著しい寒冷期と一致するとのべている。

を大きく規制したものと判断できる。

すなわち, 土石流の発生源としての岩屑の生産と五頭山地の成長は, 少なくとも時代的には一致する現象で, さらに, 上記のように, 本地域では岩屑生産における古気候支配が副次的なものであったと考えざるをえない以上, 五頭山地における岩屑生産は, 山地の成長(隆起運動*)に基本的な支配をうけたとみるのが妥当であろう。

ここで, もし PENCK(1924)の隆起(内営力としての地殻変動)と侵食作用(外営力)とがバランスするという「動的平衡説」を五頭山地に適用できると仮定すれば, 岩屑の生産規模=土石流の発達規模から, 五頭山地の隆起の変遷を推測することも可能となるであろう。

C. 他地域における岩屑生産の主要因について

ウルム氷期に, 周氷河地域からもはずれていたと推測される五頭山地に対し, 日本アルプス, 日高山脈など, この時期に, 山岳氷河が発達し, 広く周氷河現象に支配されたとみられる地域での岩屑生産は, どのようにみたらよいであろうか。

これらの地域では, 多数の研究者が前述のように, 寒冷気候にともなう現象が岩屑生産の主要因と考えている。

しかし, 少数ながらも, 次の見解も存在することは注目される。まず, 小林(1962a ; b)は火山灰層の対比から, 日本アルプス周辺の段丘, 扇状地の主堆積期はウルム氷期以前に対比され, ウルム氷期に対比される段丘は侵食段丘にすぎず, ウルム氷期以前の厚い礫層堆積の主要因は地殻運動にあると考えた。また, 日高山脈では, 十勝団研(1978)は, 十勝平野の扇状地群の発達史を検討し, 約 150 m 近い層厚をもち, 広範囲に分布する中部更新統の光地園礫層および, その相当層の堆積期が主要な堆積期で, 忠類礫層に代表されるウルム氷期の新期扇状地礫層はいずれもすすく, 地形面も侵食性のものであるとのべ, 光地園礫層の厚い堆積物の起源を, この時代の日高山脈の急激な隆起に求めている。さらに, 日高山脈では, 後氷期にいたり, 特に大量の岩屑が流出したという証拠も認められないようである。小林ほか(1971), 十勝団研(1978)とも氷期の岩屑生産を否定しているわけではないが, あくまで, 2 次的なものとみなしているようである。

* 構造運動に伴う五頭花崗岩の破砕作用も当然ながら, 岩屑生産に大きな影響をもったであろう。茅原・西田(1978)は, 新潟地域の隆起花崗岩山地を土石流生産型(楕円形山地, 五頭山地)と土石流非生産型(飯豊山地, 朝日山地)にわけた。そして, この原因については, 後者は中期中新世以降, すでに隆起, 陸化した山地であるのに対し, 前者は鮮新世以降に急速に隆起した山地であり, これにともなう風化度, shear fracture の発達程度の差にあるものと考えた。

詳細は今後の検討をまたねばならないが, 現在, 筆者らは次のように考えている。

すでに, 小林(1962, a ; b)が指摘したように, ヨーロッパのような安定大陸で, しかも広大な氷河が発達した地域と, 新期の島弧変動帯で, 限られた地域にしか氷河, 周氷河現象が認められない日本列島とでは, 第四紀後期の山地における岩屑生産の基本条件が全く異なるものであると思われる。

日本列島では, 山地の成長=隆起運動が岩屑生産の最も主要な条件で, 古気候, とくに寒冷気候の影響は, あくまで 2 次的なものにすぎないと思われることを, 改めて指摘したい。日本の山地の侵食速度が, 世界の平均値とくらべて, 一桁大きい(貝塚, 1977)ということも同じ意味をもつものであろう。

D. 五頭山地の隆起運動

次に, 土石流堆積物の発達規模から, 五頭山地の隆起運動に若干の検討をくわえたい。

中期更新世以降, 現在までの長い歴史をもつ五頭土石流の“堆積量史”を復元すると, 全体の約 60% が五頭礫層(GD I)堆積期に集中し, これに中山礫層(GD II)もあわせた中期更新世の堆積量は, 全体の 80% を占める。

復元された堆積量は, 土石流発生量と完全に一致するものとも思えないが, 両者の間に強い比例関係があるとみることが許されるであろう。

堆積量の復元の精度が粗く, しかも, 年代データが不明な現段階で, 詳細な検討はできないが, いずれにして, 五頭土石流の大半が中期更新世に発生したことは確実で, この時代に五頭山地が著しく隆起したことを意味するものであろう。これは, 島弧変動の最盛期(藤田, 1970)と一致するものである。

E. 五頭土石流発達の偏在性について

五頭土石流堆積物の分布をみると, 大日ガ原からツベタ地域にかけて, 新旧の土石流堆積物が集中している(Fig. 2, 3)。1967 年に発生した土石流も, この地域での発達が最も顕著であった。この地域に, 特に新期の土石流が集中する理由として, 次の点が考えられる。

1) 五頭山地の接峰面図(Fig. 1)では, 500m を境界に, その下位のややなだらかな山地地形と, 上位の急峻な地形とにわけられることはすでにのべた。しかし, 南部では, 500 m 以下のなだらかな地形が北部ほど明確にはあらわれていない。すなわち, 南部の方がより新しい時代まで活発な隆起をしているものと推測できる。

2) 概査の結果では, 花崗岩の“マサ化”は南部の方

が顕著である。これは、五頭花崗岩の断裂系解析を実施中の笹神団研構造グループによっても確認されている。

3) 大日ガ原からツベタにかけては、第三系の分布が北部よりも、東方の山地側に入りこんでいる。これは副次的な意味で、土石流堆積の場としての扇状地を発達させる基盤地質の側の条件とみれる。

ま と め

1) 五頭山麓に発達する土石流堆積物とその形成期を、古いものから、中期更新世の五頭礫層と中山礫層、最終間氷期の大日ガ原礫層、ウルム氷期前期の今板礫層、ウルム氷期末期の村杉礫層、縄文時代中～後期のツベタ礫層、1967年発生の1967礫層の計7層準に区分した。

2) 五頭土石流発生の主要な原因を地史的に検討した結果、古気候支配は2次的な要因で、島弧変動後期の五頭山地の隆起運動ともなる山地の成長が主要な原因であると推測することができる。

3) 五頭土石流の大半が中期更新世に発生したものであり、この時期の五頭山地の隆起運動を直接反映したものと考えられる。

4) 将来の土石流発生の予測、対策については、すべて今後の検討課題である。

謝辞 本報をまとめるにあたり、笹神団研グループの各位からは、多くの御援助と、未公表資料の利用を許可していただいた。新潟大学の藤田至則教授には、有益な御助言を多数いただき、また、原稿の校閲をお願いした。植物化石の同定は新潟県豊栄地区理科教育センターの斉藤道春氏、¹⁴C年代測定は日本アイソトープ協会の峰村氏をお願いした。以上の方々から心からお礼申しあげる。

文 献

- 茅原一也・島津光夫・吉村尚久, 1968: 本災害における崩壊地の地質条件に関する研究・その3—五頭山塊および阿賀野川流域一。羽越豪雨(昭和42・8・28)による崩壊の調査とその防災研究, 35—56。
- ・西田彰一, 1978: 新潟県北部における昭和42年8・28羽越豪雨による土石流(新潟県下の土石流の研究, その2)。新潟大地理地盤研年報, no., 4, 1—34。
- 土石流研究グループ, 1971: 土石流の総合的観測, その1。京大防災研年報, no., 14—B, 691—705。
- 藤田至則, 1970: 北西太平洋の島弧周辺における造構運動のタイプとそれらの相関性。星野通平・青木 斌編: 島弧と海洋, 1—30, 東海大出版会, 東京。
- , 1978: 島弧変動からみた崩壊現象。新潟大地理地盤研年報, no., 4, 35—46。
- 藤木忠実, 1974: 北海道主部における最終氷期の河川地形変動。第四紀研究, 12, 211—221。
- , 1975: 北海道主部における最終氷期の堆積地形の成因。式 正英編, 日本の氷期の諸問題, 88—97, 古今書院, 東京。
- 深井三郎, 1960: 飛騨山脈とその山麓地域の地形発達。地理評, 33, 247—268。
- 橋本誠二・熊野純男, 1955: 北部日高山脈の氷蝕地形。地質雑, 61, 208—217。
- 平川一臣・小野有五, 1974: 十勝平野の地形発達。地理評, 47, 607—632。
- 堀江 正・山本淳之, 1977: 気候変化。日本第四紀学会編, 日本の第四紀研究, 177—188, 東大出版会, 東京。
- 今村遼平, 1977: 静的地形・地質情報からの土木地質に必要な動的地質情報の把握に関する研究(II)。応用地質, 18, 89—106。
- 貝塚爽平, 1969: 変化する地形。科学, 39, 11—19。
- , 1979: 日本の地形。234p., 岩波書店, 東京。
- 河西秀夫, 1980: 土石流の調査研究の現状について(I), (II), 応用地質, 21, 132—144, 207—215。
- 建設省松本砂防工事事務所, 1972: 浦川土石流調査。新砂防, 82, 24—29。
- 北野 康・加藤喜久雄・吉岡竜馬, 1968: 羽越豪雨で崩壊をうけた村杉・黒川・中条地域の天然水の水質について。羽越豪雨(昭和42・8・28)による崩壊の調査とその防災研究, 51—60。
- 小嶋 尚, 1977: 化石周水河現象。日本第四紀学会編, 日本の第四紀研究, 163—170, 東大出版会, 東京。
- 小橋澄治・中山政一・今村遼平, 1979: 土砂移動現象の実態。武居有恒監修, 地すべり・崩壊・土石流, 28—64, 鹿島出版会, 東京。
- 小林国夫, 1962a: 過去および現在の日本の氷河周辺地域。地球科学, no., 60・61, 53—57。
- , 1962b: 日本のウルム氷期における Accumulation Terracing の問題。第四紀研究, 2, 91—99。
- ・小林武彦・清水英樹, 1971: 御岳火山噴出物による Tephrochronology。竹原平一教授記念論文集, 191—218。
- 小出 博, 1973: 日本の国土。556p., 東大出版会, 東京。
- 是沢三郎, 1968: 本災害における集中豪雨の特性に関する研究。羽越豪雨(昭和42・8・28)による崩壊の調査とその防災研究, 3—14。
- 西田彰一・津田禾粒・長谷川美行・吉村尚久・松沢 勲, 1968: 本災害における崩壊地の地質条件に関する研究—その2, 樺形山脈および荒川流域一。同上, 23—34。
- 尾張安治・川瀬金次郎・丸山岩三・霜島重雄, 1968: 土石流流出に関する研究。同上, 61—86。
- 小笠原和夫, 1970: 1969年8月の黒部川洪水—集中豪雨の発生機構と山地崩壊の原因解析一。芝浦工大工学

- 研報, no., 2, 1—15.
- 奥田節夫, 1972: 土石流の計測法に関する研究. 京大防災研年報, no., 15-A, 35—41.
- , 1973: 集中豪雨の災害, 齊藤鍊一・奥田節夫・斎藤亮平著. 集中豪雨. 151—258, 日本放送出版協会, 東京.
- ・諏訪 浩・仲野公章・横山康二, 1976: 土石流の総合観測. 京大防災研年報. no., 19-B, 385—402.
- 小野有五・平川一臣, 1975: ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理評, 48, 1—26.
- PENCK, W., 1924: *Die Morphologische Analyse*. (町田貞訳. 地形分析. 401p., 古今書院. 東京).
- 斎藤敬三, 1977: 黒部川上流部における洪積世末期以降の河川地形変動. 応用地質, 18, 173—186.
- SASADA, M., 1975: Petrological Study of the Gozu Granitic Mass, Niigata Pref., Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 81, 407—422.
- 笹神団体研究グループ, 1980: 新潟平野東縁部笹神丘陵の地質. 地球科学, 34, 119—137.
- 柴崎達雄, 1966: 第四紀地質学の生産にはたす役割. 地球科学, no., 85・86, 19—24.
- 式 正英, 1975: 岩石氷河, 気候段丘の地形的特性と意義. 式 正英編, 日本の氷期の諸問題, 57—71, 古今書院, 東京.
- 鈴木秀夫, 1975: 氷河時代. 234p., 講談社, 東京.
- 高浜信行・青木 滋, 1979: 新潟県における最古の化石マスマーブメント堆積物について—新潟堆積盆における更新世中期の隆起運動との関連—. 新潟大災害研年報, no., 1, 57—67.
- ・福沢恵美子・岡田裕子・1980: 新潟平野東縁・村松地域の活断層. 地球科学, 34, 156—158.
- 十勝団体研究会, 1978: 十勝平野. 433p., 地団研専報, no., 22.
- 戸谷 洋・町田 洋・内藤博夫・堀 信行, 1971: 日本における扇状地の分布. 矢沢大二・戸谷 洋・貝塚爽平編, 扇状地, 97—120, 古今書院, 東京.
- 安田町教育委員会, 1972: ツベタ遺跡発掘調査報告. 42p., 安田町文化財調査報告(2).
- 山下 昇, 1970: 柏崎—銚子線の提唱. 星野通平・青木 斌編, 島弧と海洋, 179—192, 東海大出版会, 東京.

Explanation of Plates

- Plate I. 1: Aerial photograph of the Debris flow occurred on Aug., 28, 1967 (photographed by Niigata Prefecture) Left side is the north. Central part is the Dainichigahara Fan and its right hand is the Tsubeta Fan.
- 2: 1967 Gravel Bed showing reversed grading at Imita.
- 3: Tsubeta Gravel Bed at the Tsubeta Fan. Dark colored layers are the humus layer bearing the earthenware of the Jomon age.
- 4: Gozu Gravel Bed at the north side of the Agano River.

