

佐陀川源頭部における砂礫流下と流路変動

奥村武信^{*}・郡典宏^{**}・高橋研二^{***}・谷口博之^{****}

Debris Movement and Channel Travelling in Wild Headwaters of the Sada

by Takenobu OKUMURA,^{*} Norihiro KORI,^{**} Kenji TAKAHASHI^{***}
and Hiroyuki TANIGUCHI^{****}

Summary

In autumn of 1977, we started the study on the debris movement or flow on a talus in Misenzawa, headwaters of the Sada, cutting in Mt. Daisen. However, just after the start, an event of great interest happened: a debris flow ran over into the brush and incised a shorter way toward another channel.

Therefore, our researches concentrated upon this event, by a follow-up survey of the channel configuration during one year, and by an investigation of the variances in the size characteristics of the gravel deposit, as well as the vegetative cover growth and damaged trees on the former course.

We recognized, also, through aerial photographs taken in 1958, 67 and 74, that such channel travelling occurred frequently in the surroundings, associated with breakings of the talus or blocking of the channels by deposits.

In such wild regions as the headwaters of the Sada, where abundant debris allow only shallow channels to dissect, even constructions for channel stabilization may cause such blocking and channel travelling, to say nothing of those built for checking debris or the frontal deposit of debris flows.

はしがき

大山火山の主峰弥山を北側から侵食する佐陀川源頭部には、多数の崖錐が現在も盛んに発達している。そのため源頭部支溪群は、周辺林地とわずかの落差しか有さない、砂礫堆積地あるいは流過帯と

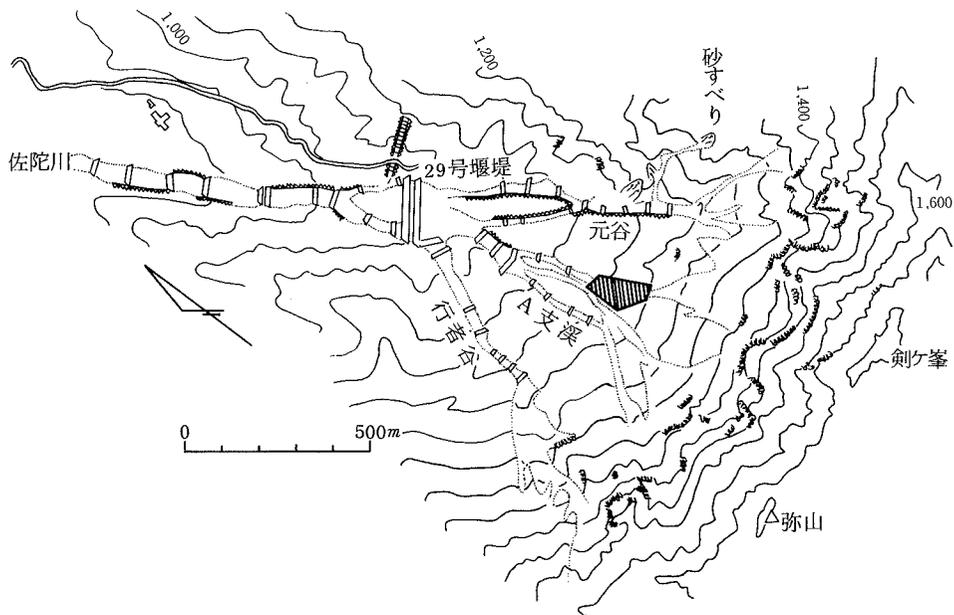
* 鳥取大学農学部砂防工学研究室；Laboratory of Eorsion Control, Fac. of Agr., Tottori Univ.
 ** 新洲；Shinsyu Surveying Co.
 *** 国際航業；Kokusai Aerial Surveys Co, Ltd.
 **** 東興建設；Tokyo Construction Inc.

して存在するにすぎない。流水は、融雪、降雨時にも砂礫堆積内の微低地にわずかに認められるだけで、強雨時の流水は土石流の形で流下する。したがって、その流路も頻々と変化している。このことは既知のところであるが、その実態について従来調査されたことはない。発達しつつある崖錐周辺の砂礫流下に関する研究を一支溪で始めようとしていた1977年11月に、たまたま流路変動をもたらすような土石流が発生したので、2・3調査した。

本文は一事例の記載に止まるところがあるけれども、構造物の配置等かかる流域で治山・砂防工事を計画する上で一つの示唆を与えるものとする。

1. 調査地域の概況

中国地方随一の巨峰大山火山の主峰弥山（1,711 m）に続く主稜北側斜面には、爆裂により現出し



図一 佐陀川源頭部地形図

たと想像されている馬蹄形の破壊面が急崖をなす巨大な谷が形成されている。これが佐陀川源頭部であり、144 haの面積に掌状に展開する各支溪は、標高1,000 m付近までに1本の流れとなる。

角閃石安山岩質のきわめてもろい熔岩流、火砕流堆積物そして板状節理の発達した熔岩円頂丘からなる¹⁾安定しない山腹崩壊面からは絶えず風化岩屑が崩落している。とくに融雪期後期には、落石の音の絶える間がない。面積約66 haの特殊崩壊地が、年間約 $2 \times 10^4 m^3$ の砂礫を生産していると推定されている²⁾。これら崩壊面から落下する風化物質が急崖下部に形成する崖錐は未だ平衡せず、強雨時、崩雪時に安定をくずし溪流に多量の砂礫を供給している。また、流下砂礫の流路となるべき溪流には、平時には水が伏流し、表面流がほとんどなく、ごく微細なものを除く砂礫は豪雨時のみ土石流となって流下しており、流路は固定的なものといえない。

今回流路変動を起こした調査対象区間は、図-1に斜線をほどこした、佐陀川B支溪通称中の沢の1部である。この支溪は、写真-1にみられるように、剣ヶ峯直下の縦横それぞれ750m、200m程度の椀状崩壊下部に形成された崖錐の西縁部壁面との境を流下してくるものであり、対象区間では西側の比較的安定した崖錐との間の凹部を流下している。崩壊面からの落石は無雪期でも対象区間最上流端



写真-1 29号堰堤から見たB支溪

まで転動到達しており、対象区間は、北壁と呼ばれる特殊崩壊地から崖錐面に落下した砂礫が移動形態を変えて下流域へ流下する流路であるといえる。なお、剣ヶ峯直下の崖錐は、一つの尾根を飲みこんで発達する大山周辺で現在も生長中のもののうち最大規模のものであり、東縁辺は元谷に達する。

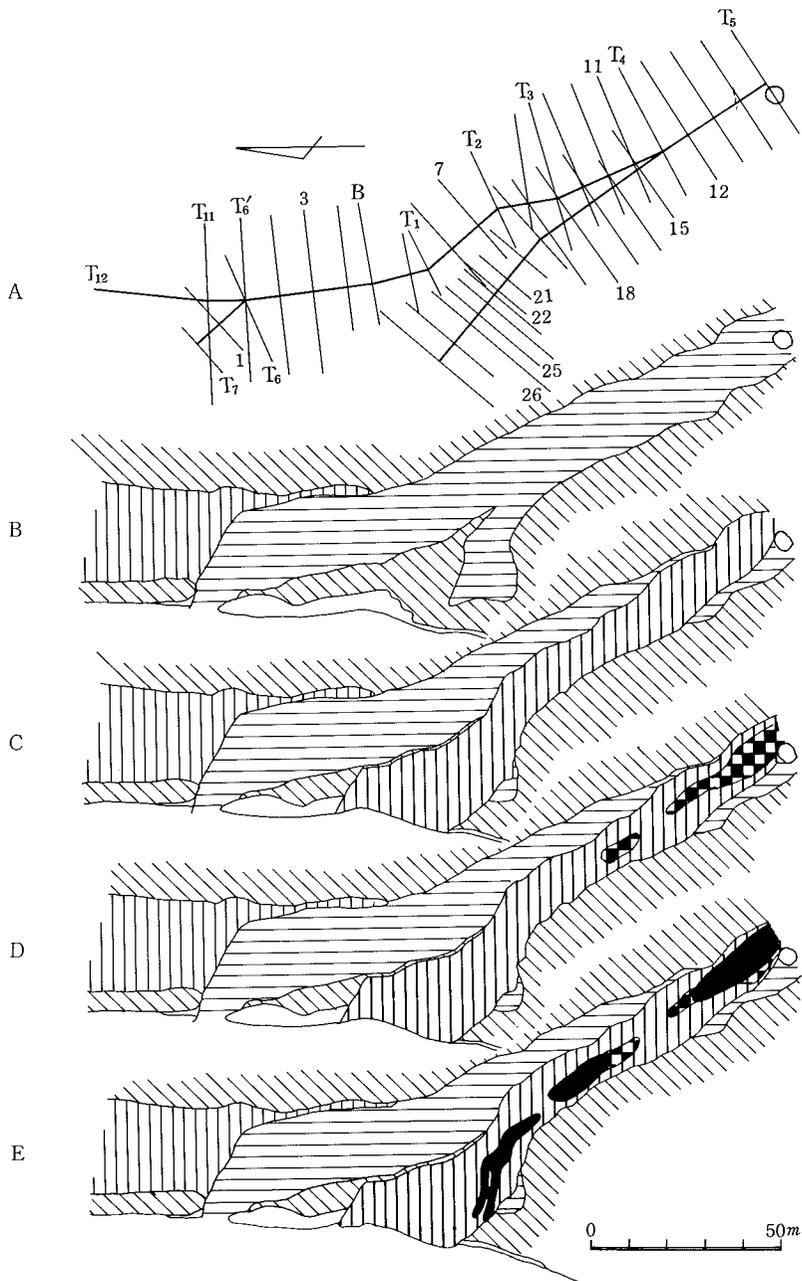
佐陀川流域の治山事業は1919年に始まっているが、標高1,000m合流点から上流域への構造物の築設は1951年以降である。上述のような状況からこの地域を「生産・堆積地帯」と規定したうえで、1,000m合流点の2基の高堰堤への貯砂により溪床勾配を緩和するとともに低堰堤群で各野溪の勾配修正を図り、生産土砂礫を生産源近くへ可能な限り留止する方針のもとに²⁾、既に約50基の堰堤、床固群と護岸工が施工されてきている。

2. 1977年10月末のB支溪の状況

1977年10月末～11月初に、B支溪の1部分で砂礫移動の調査をすすめるべく溪床形状把握のための計測を行った。計測は、図-2Aに示す骨格での縦横断測量によった。

1977年10月末の流路の形態は以下のとおりであった。

巾2m、高さ6mを越す大転石の障害物でせばめられたT₅を抜けた流路は、T₄まで兩岸に明瞭な堤をつくる。それからT₃までは、流心部に浅い洗掘部をもつ上に凸な土石流堆積に特有な横断形を示す。T₃からT₂の間、右岸側は崖錐面端部に生育する狭い樹林帯縁辺に5～6mの急斜面をつくり、左岸側に堤をつくる。この堤の1部を越した土石は、22～26に小規模な砂礫円錐をつくる。この円錐は、径5～10cm、樹高3mをこすダイセンヤナギ、ヒメヤシャブシを主体とする疎林の中に堆積したもので、数条の流跡がみられる。T₂から流路は次第に比高の大きい堤にとりまかれるようになり、T₁～3では兩岸に比高3～5mの堤を残すV～U字型の侵食溝となる。この侵食溝はT₆で左に



図一2 調査区間における流路の平面的変動

A : 計測測線の骨格 B : 1977年10月末 C : 11月8日発生土石流の流過域(太縦縞)
 D : 1978年8月中旬までに横断形が変化した範囲(格子) C : 10月下旬までに横断形
 が変化した範囲(黒塗)

大きく転向し、 T_7 で小規模の砂礫円錐を形成し弥山沢に落ちこむ。

T_{11} から T_{12} に向っていた流路は、数 10 m 間隔に流跡の明瞭でない堆積をくり返しなが、弥山沢に合流していた。堆積の強いところでも、樹林帯との間にはわずかながらも落差を残しており、兩岸は明確である。図-1 に示されるように、この流路には 1952 年、53 年に床固が 3 基築設されていたはずであるが、最上流のものは確認できず、他の 2 基も袖の天端のごく 1 部分が堆積砂礫の下に探し出されるにすぎない。

図-3 は、1978 年 8 月に流路に巾 2 m の調査帯をつくり、木本類の出現頻度を調査した結果を単位面積あたりの値で示したものである。出現木本は、ダイセンヤナギ 583、ヒメヤシャブシ 288、その他イタヤカエデ、ヤマハンノキ、オノエヤナギ各約 20、コミネカエデ、タニウツギ、ハウチワカエデ各数本で、その約半数は T_{12} 下流の調査帯に出現している。それらの多くは未だ数 10 cm にしかないものであるが、 T_6 断面と比較しても流心部で 10 倍以上の頻度で出現していることは、砂礫の移動が比較的長期間なく、堆積物が安定していることを明確に示している。

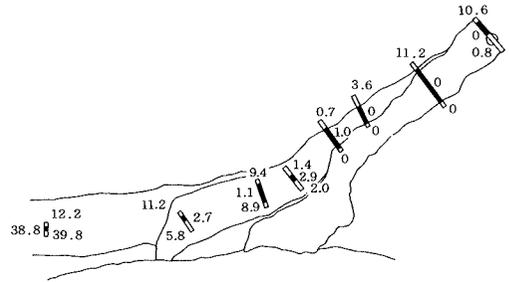


図-3 流路における木本出現頻度(本/m²)

$T_{11} \sim T_{12}$ 間は、よく分級された礫におおわれ、同様粒度の堆積が右岸側樹林の内部に拡散していること、後述するように平均勾配の $\frac{1}{2}$ に近い緩勾配部分を残し、右岸樹林の中に至るまで単一の勾配をもつ堆積をつくっていることから、B 支溪を流下した土石流が堆積したものの舌端部であると考えられる。

1953 年頃 B 支溪には溪床を洗掘するような砂礫移動があったので、床固を築設した。この床固の効果もあって、それ以後に発生した土石流は先行土石流が形成した堆積上流側にそれぞれの舌端部を置く形で停止していた。もちろん、先行土石流より大規模の土石流は、先行土石流の形成した堆積地形を押し流してしまったであろう。けれども、兩岸への偏流は比較的堅固で落差のある安定した溪岸によって阻止されていた。ところが、舌端部を $T_{11} \sim T_{12}$ 間におく土石流は、兩岸の拘束を解く高さにまで堆積した。その後の土石流はこの堆積を越えるほどの慣性をもたず、欠壊口を弥山沢の方向に求めた。欠壊口を得た後の流れは、 $T_4 \sim$

T_{11} 間に堆積をつくる土石流までは規模の大きい土石流が発生しなかったこともあって、新しい平衡に向かっている侵食を繰り返して、明確な溝を形成してきた。この部分の流路変動の経緯を、下流部流路の堆積状況などから考察して、以上のように語られる。

3 断面から下流部の横断形状を図-4 に示

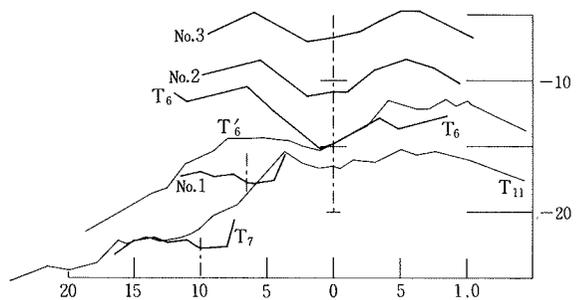


図-4 No. 3 より下流断面の形状

したが、欠壊口と元の流路、堆積面との間に約6 mの落差がついたこと、T₇の左岸側に小規模な砂礫円錐を形成していることがわかる。

図-2 Bでは、T₇に欠壊口を得てからの流路とそれ以前のものを、それぞれ横縞、縦縞で表わした。斜縞は、樹高約2 m以上の樹木のある範囲である。

この区間のB支溪の流路平均勾配は約 $\frac{2}{5}$ であるが、T₄~11間およびT₁₁直下流部ではそれぞれ $\frac{3}{10}$ 、 $\frac{2}{10}$ と緩勾配になっており、25断面上流では $\frac{1}{8}$ と極端にゆるい。いずれも、砂礫円錐が流路内に堆積が卓越する個所である。

ところで、T₇に欠壊口を形成した流路変動はいつ越ったのだろうか。また22~26に砂礫円錐を形成した土石流はいつ頃から発生したのだろうか。流路周辺の傷痕木にみられる樹皮巻き込みの時期を、年輪解析から推定してみた。解析幹の径はせいぜい5 cmであった。図-5はその結果を示すものであるが、調査木採取地点と各調査木の樹皮巻き込み状況から判定した傷痕形成時期を表現した。調査木の数が少なく採取個所も分散しているために、また落石が転動到達している区域でその衝突による傷痕が含まれる可能性があるにもかかわらず土石流による傷痕との差を明確に判別する手段がないために、各時期の傷痕木の分布を系統的に示すことができなかった。たとえば、流路東側崖錐縁辺の樹林帯縁で1977年晩椏形成期に傷痕のある調査木を2本採取しているが、溪床砂礫の色調や植生の侵入状況からみてこの時期この部分に砂礫移動の影響が及んでいとは考えられない。落石の衝突による傷痕が土石流によるものかの判定には、流路の状態が情報となる。また、53年床固の位置でも割目が新鮮な角礫がみられ、落石の到達可能な場所であることを示す。傷痕をつくった原因が何れであったかの判別は調査木を可能な限り多数にすること、あるいは傷痕木が分散的に存在するか集中的に存在するかが明確にされることにより容易になるが、場所がらそれは不可能であった。

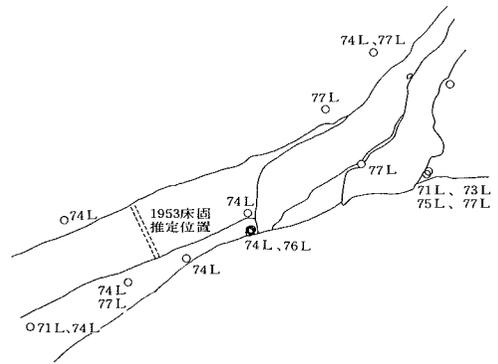


図-5 流路周辺残存木にみられる傷痕形成年代

E: 早椏形成時
L: 晩椏形成時

しかしながら、74年夏期にはT₁₁下流への砂礫移動が広範囲で傷痕木をつくっていること、同時期に弥山沢への欠壊口下流部弥山沢側壁部に集中的に傷痕木を創っていることはわかる。すなわち、T₇への決壊口は74年夏期に決定されたものであると考えられる。また75年秋の傷痕が流路南側の2本の調査木にみられることは、この時期すでに26方向への土砂移動のあったことを示すものであろう。

3. 1977年11月8日の流路変動

ここに流路変動が起こったことは11月9日に確認したが、以後降雪のため、変動後の計測は融雪

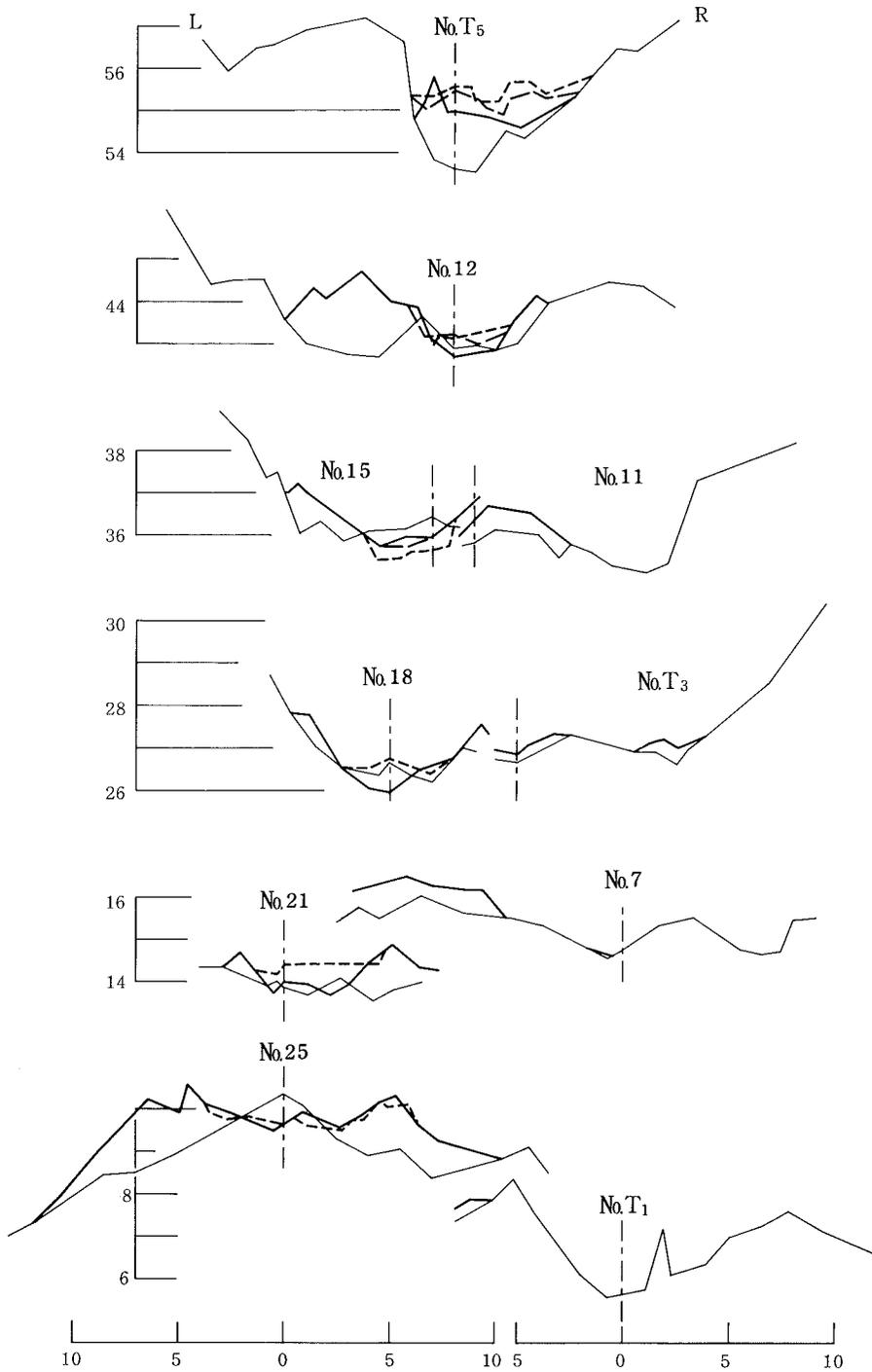


図-6 横断形状の変化

細線：1977年10月末
 実線：1978年5月下旬
 長破線：8月中旬
 短破線：10月下旬

が完全に終了した5月下旬となった。この期間、標高800mの大山寺で2mを越す積雪が観測されており、対象区間ではそれを大きくこえる積雪があったと思われるけれども、積雪直前の12月下旬に流路に適宜置いた着色礫がすべて原位置に確認できたので、地形は保存されていたものとする。

いくつかの断面での形状変化を図-6に示す。

最上流断面T₅では、大転石と崖縁縁部に狭まれた狭い流路に1.5m程度の砂礫堆積が生じ、堆積面はその後約1年間わづかづつ上昇を続けている。T₅~T₄間で流れは右岸側の既存の堤に規制され、新しい石列をその流心側につくるのみであるが、左岸側の堤が比較的低かった断面、たとえば12断面では、右岸堤と同じ規模の堤を形成した。12断面では、その後1年間わずかに堆積が進んでいる。T₄~T₃の、上に凸な断面形を示す堆積上をわずかに洗掘していた流路区間で、流向は左岸側へふれている。この傾向は10月末までも幾分認められたけれども、今回の土石流で明確になった。15、11断面、18、T₃断面にみられるように、せいぜい20~30cmの高さの石列が流跡を示すだけで、明瞭な流路をもっていなかった。これに対し、土石流内部の流れは、T₅~T₄間右岸側に発達していた堤に強く規制され、左岸側に向きをとっていた。この傾きは、T₄~T₃のように流れを規制するほどの堤がない部分で変わることがない。しかも流れは、12断面にみられるほどの堤を左岸側に形成できるだけの規模であった。そのために、既成の浅い流路に規制されることなく、流れは左岸側へ進行した。この部分での流路変動の機構は、以上のように説明できよう。土石流内部に左岸方向への流れがあったために、15、11断面、18、T₃断面でも、左岸側により高い堤を形成することになったと考える。もっとも、右岸側の堤を1部分越える派流が生じているが、7断面までの最深部に薄い堆積をつくっているにすぎない。右岸側の堤の尻は、最深部まで至っていない。

22~26断面に形成されていた砂礫円錐はその規模を拡大し、流路も明瞭になった。25断面左岸側の堤に3条の石列が

みられることは、11月8日の土石流も数波の流れから成り立っていたことを示す。右岸側の堤は、ここでは既往の流路T₂~T₁~T₆の左岸堤上にあった石列をこえることができず、植生のある細い帯を残した。27断面では、以前はほとんど堆積がなかったが、今回の土石流は最高3mに

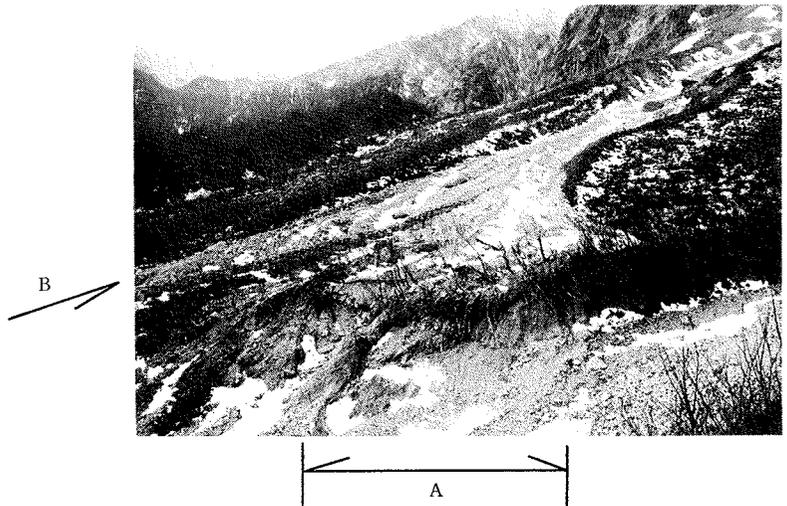


写真-2 1977年12月下旬の流路

A: 弥山沢への氾濫

B: T₂~T₆流路の堤

及ぶ堆積を作った。その後流れは分散するが、主流は弥山沢右岸の高さ約 5 m の岸崩壊頭部に深さ約 2 m の欠壊口をつくり、岸崩壊脚部に砂礫円錐を形成した。(写真-2)

今回の土石流の堆積物の範囲を、図-2 Cに太い縦縞で示した。また、78年8月中旬、10月下旬の横断形状に変化のあった範囲をそれぞれD、Eに示した。これを見ると、図-7に示すように、流路変動をもたらした土石流の誘因となった降雨以上に強い強度の降雨があったけれども、78年の砂礫移動は前年11月の土石流が形成した堤に拘束される程度の小規模なものであったことがわかる。そして、これらの砂礫移動は縦断形の凸部を侵食し凹部に堆積をすすめており、流路は新しい平衡勾配への修正の過程にある。この期間佐陀川源頭流域では、11月の同じ雨によってA支溪で、5月下旬～8月中旬の間にはA支溪および弥山沢で、9月29日の雨でA支溪および元谷の支溪「砂すべり」で、流路の様相が一変するような大規模な砂礫移動があった。この流路でも、上流端の巨石によって作られる狭窄部上流には砂礫堆積は進行しており、その影響は12断面にまで現われている。この堆積が不安定になるほど進行すれば、今回と同じ規模の土石流の再び発生する可能性は十分ある。その場合、今回形成された流路にも土砂堆積が進行し、堤が流れを規制するだけの比高をなくしておれば、新しい流路変動が起るであろう。

この今回形成された流路が恒常的なものとなることは、周囲の地形から判断して考えられない。

形成された流路が安定であるのは、ある程度の比高をもつ堤が存在しつづける限りにおいてであるといえよう。T₁₁断面や11断面のように、流路への堆積が進行し勾配が緩和され明瞭な堤をなくしたとき流路は変動する。どの程度の堤であれば流れを規制し流路を固定しつづけるか、どの程度の勾配であれば土石流の停止による勾配の緩和、堤の比高の減少を生じないか。それは、砂礫移動の規模によっても支配されるであろう。その関連を解明することは今後の課題であり、土石流の制御のための構造物の規模・配置を考察する上でも解明されるべき課題であろう。

4. 流路堆積砂礫の粒度組成

流れの状態に関する先の記述は、流路変動を説明するための恣意的な解釈であったかも知れない。流路に堆積する土砂礫の粒度を明らかにすれば、そこに生じた流れの状態の説明がより確かなものになると考え、いくつかの断面において流路表面を覆う砂礫の粒度を1978年8月に調査した。

調査および整理の手法は、つぎのとおりである。

① できるだけ平面的な堆積面をえらび、1 m 四方枠の表面礫を可能なかぎり垂直上方から写真撮影し、40 mmフルイを通過する礫の1部は持ち帰る。

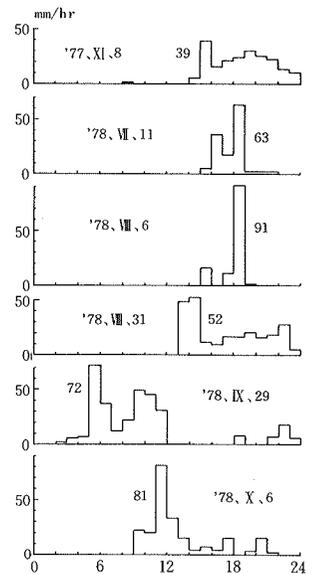


図-7 主な降雨の時間強度
(大山治山事業所、標高 800 m)

② 写真はスライド投影し、粒径階 ($d_i \sim d_{i+1}$) ごとの礫の個数を数える。このばあい、礫径は像の短径を採用し、縮尺は四方の枠につけたスケールの縮率の単純平均とした。また、計数する範囲は 40 mm 網フルイの opening 38 mm 以上のもので、礫形が推定できる 50% 以上撮影されているものまで 1/10 位で計数した。

③ 映像における枠内の面積 A_0 と、計数された礫の占有面積 A を測定する。

④ 表面の状態が最大礫の深さ d_{max} まで同様にくりかえされていると仮定すれば、 $1 m \times 1 m \times d_{max} m$ の礫層に存在する各粒径階の礫の重量および重量百分率は、それぞれ

$$W_i = C \cdot N_i \cdot d_{max} \cdot d_i \cdot d_{i+1},$$

$$W_i^* = \frac{W_i}{\sum W_i} \times \frac{A}{A_0} \times 100$$

と計算できる。ここに、 C は空隙率と比重により決まる係数であるが、とくに問題とはならない。

⑤ 持ち帰った礫は標準網フルイで篩分する。各粒径階の重量 ω_i が $1 m \times 1 m \times d_{max} m$ の礫層に占める重量百分率は、

$$W_i^* = \frac{\omega_i}{\sum \omega_i} \times \frac{A_0 - A}{A} \times 100$$

と計算できる。

⑥ 以上のように計算された重量百分率から、表面を覆う砂礫の粒度曲線が描ける。ただし、空隙率が粒径によって相違しないとの仮定がある。

各調査地点での平均粒径、90% 粒径、分級度 ($\sqrt{d_{75}/d_{25}}$) を、調査時点での横断形とともに図-8 に示した。

最上流断面 T_5 流心付近の 5 月以後の堆積物は、細粒で分級は中程度である。小規模な流れが掃流的に輸送したものと考えられる。

11 月の土石流で形成された右岸石列外側斜面の砂礫は分級が悪く、崖錐面を落下した礫斜面と考えるよりも、より大規模な土石流堆積の崩れ面と考えた方がよい³⁾。その堆積面は、左岸側巨石の高さに近かったろうと推定できる。巨石外側の砂礫が、10% 粒径も 20 mm と大きく細粒部を欠き分級がかなりよいことから、土石流が形成した堤頂部外側の堆積と考えられるからである。

11 月の土石流で 70 cm ほど侵食され 8 月まで目立った形態変化のなかった 18 断面中心部では、堤構成砂礫よりも粗粒でよく分級されている。数波の土石流後期の濃度が低い流れや梅雨期の流れが細粒部分を掃流的に選択流出させた結果できたアーマーコートであろう。堤構成砂礫は右岸側で幾分粗粒であるが、25% 粒径は 2~3 mm

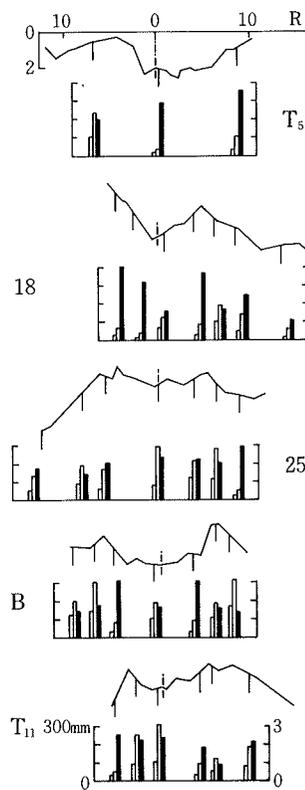


図-8 堆積物表面の粒度棒グラフは、左から平均粒径(mm)、90%粒径(mm)および分級度 ($\sqrt{d_{75}/d_{25}}$)

でさほど違わない。左岸堤上部の斜面の砂礫は、分級が悪く、ここも古い土石流堆積の崩れ面であることを示す。細粒で分級が非常によい、この断面最右翼の調査砂礫は、T₃断面右岸低部に11月土石流の派流が堆積したものであって、この流れが非常に小規模で浅いものであったことを示す。

この粒度特性や右岸堤外側さらには25断面堤外側の砂礫の粒度特性を比較すれば、土石流により形成される堤頂部から外部に向かっての粒度特性の変化についてよく知られている傾向を示している。

B断面各調査砂礫の粒度特性は、土石流により堤が形成されその後流心部で掃流形態の土砂移動が卓越しアーモークコートが形成されてきたことをよく示している。

T₁₁断面左岸側2箇所、T₁₂断面右岸側の砂礫は、いずれも土石流堆積の崩れ面のものであるが、粒度組成は全く異なっている。層相変化など堆積学的調査をしなければ明確なことはいえないけれども、この堆積はただ1回の土石流によって形成されたものではないようだ。右岸内側の堤外側面の砂礫が非常によく分級されていることから、この堤はこれより左岸側を通った土石流が形成したものであることがわかる。また、その土石流の規模は、この部分の砂礫がさらに右岸側の堤外側の堆積物に比較して細粒であることから考えると、T₁₁断面に高く堆積した土石流に比してかなり小さかった。T₁₂下流約10mでの堆積物は、平均粒径85mm、90%粒径190mm、分級度2.09と、T₁₁断面最右岸の調査砂礫と全く同様の特性を有しており、この2箇所は同一の土石流による堆積と考えられる。T₁₁～T₁₂に舌端部を置いて堆積した土石流がいかに大規模なものであったかを想像させる。T₁₁断面低部では、やはり細粒分が選択的に流出している。

5. 空中写真にみられる流路変動

佐陀川源頭部流域において過去にいかなる流路変動があったかを明らかにするために、1958年6月(山103)、67年(CG-67-1X)および74年(74TOTTORI PASCO)に撮影された空中写真の判読をこころみた。一対の写真を実体視しスケッチしたものにすぎずその正確さはきわめて低いものであるけれども、この流域における流路変動がいかに頻りに、広範囲に起っているかを知るには十分な結果を得た。1,000m合流点より上流の各支溪についての判読結果を図-9に、また77年11月土石流による流路変動調査対象区間B支溪近傍についてのそれを図-10に示した。横縞および縦縞はそれぞれ、移動がはげしく安定しない、写真上に白っぽく映っている砂礫堆積および比較的安定したと判読できる砂礫堆積である。高い溪岸の崩れ面は後者に含まれているであろう。また、斜縞は灌木以上の植生のみとめられる部分、図-9の空白、図-10の塗りつぶし部分は残雪である。さらに、確認できる横断構造物および埋没して判読不可能な構造物の位置をそれぞれ太線、2重線で示し、標高100m間隔の等高線のみを描いておいた。

1958年当時、1951年竣工の堰堤(27号堤)①の個所では、左岸側の流れが深く砂礫も活発に流下していたが、右岸側には元谷②の狭く浅い流れにわずかな砂礫流下があるのみで植生も旺盛に繁茂していた。元谷の流下砂礫は、本来の流路②よりも、現在ではまったく砂礫流下のみとめられないC支溪とよばれる流路③を通っていた。1974年ごろまでもこの流路への砂礫流下は継続しているが、

最上流床固地点への砂礫堆積が流下量を減少させたために、下流部の床固を埋没するには至っていない。一方この堆積が流路②への砂礫流下を促進させることになった結果、流路②は次第にその巾を拡大してきたと考えられる。

行者谷下流部④では、1958年当時、54年竣工の堰堤の効果もあってか、砂礫流下は余り激しくなく安定した砂礫上に灌木の生育もみられていたけれども、67年までにはこの2基の堤もほとんど埋没してしまい、27号堤堆積域へ多量の砂礫を吐出している。A支溪⑤とB支溪⑥には1958年までに構造物の築設は終わっているのに対して、その間の2～4で弥山沢と呼んだ流路には現在も構造物がまったくないことは、治山事業所で個々の名称を与えていない（あえて呼ぶばあいはD支溪）ことをあわせ考えると、この流路が、写真-2で見られたようにB支溪そしてA支溪よりも低い個所を通るものであるけれども、比較的遅く形成されてきたもの、あるいは砂礫移動が活発になってきたものと考えられる。58年の写真で⑦、⑧のように、この流路上流でA支溪とB支溪に向かって分岐していた形跡がみられることは、この考えを強くさせるものである。

2で述べたように現在ではその所在の確認が非常にむつかしくなっているB支溪の3基の床固のうち、下流のものは67年までに、上流のものは74年までにすっかり埋没してしまった。中流の床固は、2で述べた74年夏～秋の大規模な土石流によって埋没したのであろう。

58年から67年の間に、B支溪と元谷の間の大崖錐が大規模に崩れたことがわかる。しかし、この崖錐上の砂礫移動は継続的なものでなく、C支溪に向けた流跡上⑩では67年にはすでに植生の回復がみられ、74年までにはかなりの部分で回復している。この崖錐の崩れは、今回流路変動を起した個所ではB支溪をつき切り弥山沢に達していた。

さらに、1953年A支溪下流な竣工した床固への堆積が、A支溪の弥山沢への合流点を上流へ移動させたことがみられる。しかしこの堆積上の流れは不安定で固定せず、もとの合流点と67年当時の合流点⑩との間の灌木帯にわたって振れ、広く堆積をすすめるとともに、溪岸侵食を伴った左岸側へのふれをも起こしていることがわかる。

さて、今回の流路変動調査対象区間最上流端にある巨石⑨は、1958年当時からあったようである。

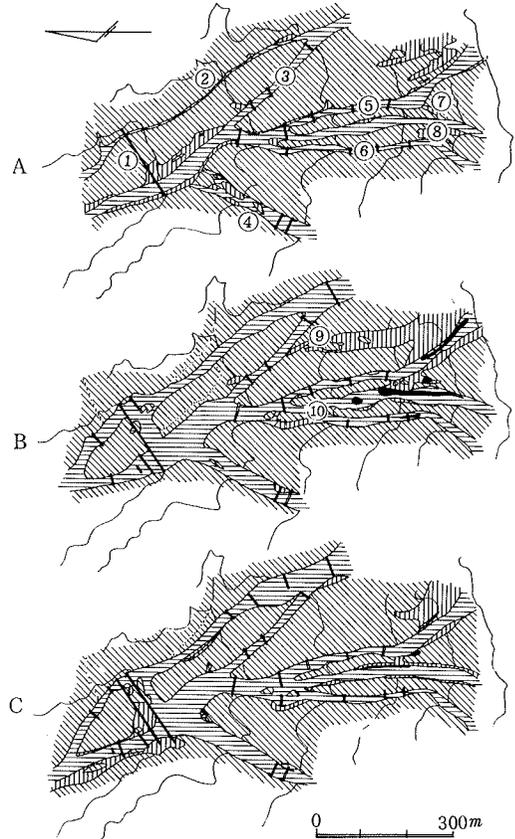


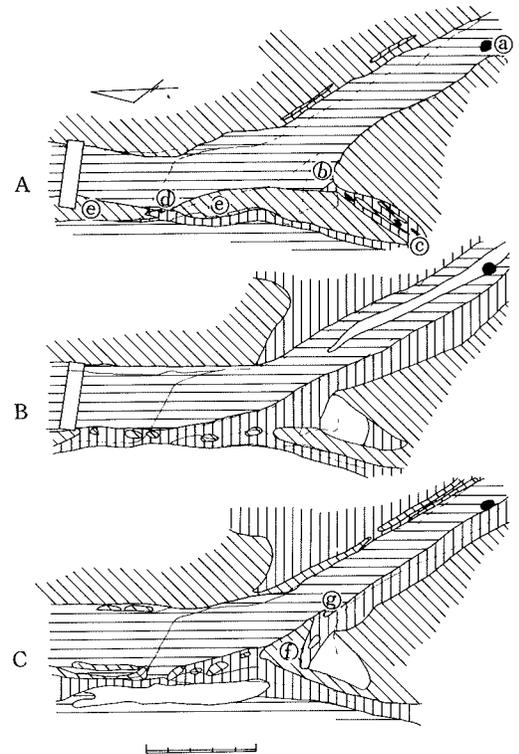
図-9 佐陀川源頭支溪の流路状況

A : 1958年
B : 1967年
C : 1974年

また1958年当時、この区間のB支溪は77年10月時点よりもかなり巾広く砂礫移動が起っており、とくに22~25断面に相当する部分へのふくらみ④が大きくみられる。このふくらみは、B支溪の流れの偏流によるものとも、弥山沢からのかつての流入流路②が不安定なまま残ったものとも考えられる。また、T₇断面での欠壊口の端緒も58年の写真にみられなくもない。(④)しかし、B支溪と弥山沢の間の灌木帯③は、58年~67年の間に大崖錐からの大規模な砂礫移動により一度まったく破壊されており、地形の変化もあったはずで、現在の欠壊口とこれとが同じものとは考えられない。しかし、この個所で74年の写真にみられる欠壊口は、2で述べたように、現在の欠壊口に引きつがれるものであろう。53年竣工の床固が埋没するほどにはB支溪での堆積が進行していない時点でこのように弥山沢への欠壊の端緒がみられることから、弥山沢右岸の岸崩壊がこの個所でB支溪流路にまで進んだこともB支溪の流下砂礫を

弥山沢へ誘導する一因となっていることが考えられる。58~67年に起った大崖錐からの大規模な砂礫流下はまた、53年床固上流部のB支溪の巾を大きく拡げてしまった。4で述べた、T₅断面両岸部および18断面左岸の崩れ面にあらわれた堆積は、この移動時に形成されたものであり、この移動は、少なくともB支溪のつくる凹部では、土石流の形態をとっていたと考える。この大規模な流れの跡へも、74年には⑥のように著しい植生の回復がみられる。けれども77年11月土石流がとった流路の部分ではその回復は遅く、②のように、わずかながら砂礫の流れ込みがみられる。

以上、空中写真を判読した結果について述べてきたが、各支溪を流下する砂礫の量は未だ増加の傾向にあること、および人工的に築設した横断構造物への砂礫堆積が流路を変動させる一つの要因であることがわかった。かかる浅い流路しか発達しない地域では、横断構造物による流路の固定は非常に困難であって、構造物上流での堆積は容易に埋めつくすことのできない落差を河間地との間にもつ流路区間を選ばなければならない。また、人為的に流路を変動させ砂礫を分散堆積させることが構造物築造の目的であるならば、構造物上流への堆積により容易に消せるほどの落差しか河間地との間にもたない個所を選べば、少数の構造物でその目的が達成できよう。



図一 10 調査区間近傍での過去の流路状況

A : 1958年
B : 1967年
C : 1974年

おわりに

流域面積の40%をこえる特殊崩壊地からの砂礫生産が不断に繰り返され、十分な深さをもった流路が形成されることの少ない佐陀川源頭部における流路変動の実態について述べた。最初にふれたように、とくに77年11月B支溪で起った流路変動の一事例に重点をおいたものであるけれども、流路での砂礫堆積による周辺地との落差の消滅が流路の変動をもたらしていること、その堆積は流路安定を目的とした横断構造物の築造による勾配緩和によっても促進されていることがわかった。侵食の激しい流路の固定と異なって、わずかの勾配の緩和が流路内へ大量の砂礫を堆積させることとなるような流域では、流路がある程度の急勾配を安定的に維持しつづけることが流路の固定につながるであろう。

最後に、本研究をすすめるにあたり種々便宜をはかって戴いた倉吉営林署大山治山事業所の方々に心からの謝意を表したい。

参 考 文 献

- (1) 吉谷昭彦・松尾康史：大山火山の地質，大山隠岐国立公園大山地区学術調査報告，P.P.33～42，1973
- (2) 倉吉営林署：大山治山事業概要，1967
- (3) 町田 貞・松本栄次・石井孝行：足尾荒廢地における崖錐の形成プロセス；地理学評論，48—11，P.P.768～783，1975