

三頭山における集中豪雨被害の緊急 調査と森林の成立条件の再検討

1 9 9 4 年

小 泉 武 栄

東京学芸大学地理学教室助教授

目 次

はじめに	(小泉武栄)	1
1. 奥多摩三頭山における崩壊地の分布とその規定条件	(酒井 啓)	5
2. 秋川源流域ブナ沢におけるシオジーサワグルミ林の		
(1) 分布・構造の規定要因	(赤松直子・青木賢人)	31
(2) 東京都西部、南秋川源流域における土砂移動過程	(島津 弘)	81
3. 1991年8月20日深夜の奥多摩地方における降水について	(青木賢人)	113
付録：三頭山の自然と台風禍		
—— 自然地理学からみた『都民の森』問題 ——	(小泉武栄)	127

はじめに

研究組織を代表して 小泉 武栄

1991年の8月20日、多摩川の支流・秋川の源流部にあたる三頭山では、台風12号の通過に伴う集中豪雨で至るところに崩壊が発生し、森林や「都民の森」施設、奥多摩周遊道路に大きな被害をもたらした。被害はブナ原生林内でとくに著しく、登山道が流失してしまったほか、山地斜面における崩壊と谷床における土石流の発生は、多数の樹木の流失と倒壊・破損をひき起こした。

筆者らはこれに先立つ、1984年から87年にかけての4年間、三頭山のブナ原生林内において、地形・地質と森林の立地との関係について調査を行い、結果を、とうきゅう環境浄化財団研究助成 No. 114としてまとめたが（小泉・鈴木・清水、1988）、今回の崩壊や土石流の発生を機に、森林の成立条件を考えなおす必要が出てきた。崩壊や土石流といったダイナミックな地形変動を考慮に入れながら、森林の立地をあらためて考察する必要が生じたということである。

筆者らが先の報告書をまとめた後、たとえば中村太士（1990）は、雑誌『生物科学』42巻2号に「地表変動と森林の成立についての一考察」という論文を掲載し、10³年に一回程度の頻度で起こる、崩壊や土石流などの山地斜面上や沢筋での地形変化が、森林の成立に重要な役割を果たしていることを論じた。また石川慎吾（1988、1991）は、『日本生態学会誌』に、扇状地上の河川に沿う河原の植物群落を、洪水の発生や河床の砂礫の粒度組成とからめて考察した研究を発表している。これらの研究は、森林とか河原の植物群落といったものの性格を、あらためて考え直す必要のあることをよく示している。

じつは筆者らが先の研究助成の報告書をまとめた後、三頭山のブナ沢では、筆者のゼミの赤松直子が卒業論文として、サワグルミ林とシオジ林の成立環境の調査に取り組んでおり、2,500分の1という大縮尺の地形図の上にサワグルミとシオジのそれぞれの分布をおとしていた。そして図にはさらに個々の樹木の樹高と胸高直径も記録されていた。

ところがタイミングよく、そこに土石流が発生したため、被害の状況を、土石流によって流されてしまった個体、損傷を受けた個体、被害を受けなかった個体というように、先に記録した個体の一本一本について詳しく知ることができた。このような事前のデータがあったという点では、今回のケースはもしかしたらわが国では初めてのケースかもしれない。同じような事例はあったとしてもきわめてまれであろう。

いずれにしても調査の実施中に、10³年に一回程度の地形変化が実際に起こるといふ、非常に珍しいケースに遭遇したわけで、その意味では大変幸運であった。おかげで、森林の成立条件の再検討が可能になったのである。

本調査においてはまず、三頭山の原生林内における崩壊・土石流の発生状況、森林の被害状況を緊

急調査した。そしてその上で崩壊地の発生条件と三頭山における森林の成立条件を再検討した。その視点は次のようである。

1. 崩壊地の分布は現地調査により、5,000分の1地形図上に表示する。崩壊地については形態や規模などに基づいてタイプ分けを行い、崩壊の発生を引き起こした地質条件や断層の有無、風化土層の厚さ、地下水の経路などについて調べる。それにより、三頭山の崩壊の特色について考察する。
2. ブナ沢、三頭沢において土石流によって破壊されたサワグルミ、シオジからなる溪畔林の調査を行い、事前の調査データと対照しつつ、溪畔林の成立条件について、地表変動を重視する立場から見直しを行う。
3. 今回、発生した土石流について、残された堆積物の分析から、土石の移動のメカニズムについて考察する。

なお現地調査にあたっては東京学芸大学自然地理ゼミの諸君を始め、たくさんの方々のご協力を得たが、とりまとめについてはそれぞれ次の各人が担当した。

1. 崩壊地について ……… 酒井 ^{さとる} 啓（東京学芸大学大学院）
2. 溪畔林について ……… 赤松直子（大田区立池雪小学校教諭）
青木 ^{たつと} 賢人（東京大学大学院）
3. 土石流について ……… 島津 弘（金沢大学文学部地理学教室助教授）

またこれらとは別に、台風の来襲したときの気象条件と降水分布についての分析が、付章として載せられている。これは青木が担当した。

末筆ながら本研究の遂行にあたり、研究費を助成してくださった財団法人とうきゅう環境浄化財団と、野外調査を手伝ってくださった多くの方々に御礼申しあげる。

キーワード

溪畔林、サワグルミ、シオジ、ブナ林、森林立地、河川地形、山地地形、地質との地形の関係、土石流、山地崩壊。

奥多摩三頭山における
崩壊地の分布とその規定条件

酒 井 啓
東京学芸大学大学院

目 次

第I章 はじめに	5
第II章 調査地域の概要	6
第1節 位置および地形の概要	6
第2節 地質の概要	7
第III章 調査方法および調査結果	8
第1節 調査方法	8
第2節 調査結果	8
第IV章 考 察	16
第1節 崩壊地分布と地形、地質との関係	16
第2節 崩壊地分布と崩壊地の傾斜角度および崩壊予備物質との関係	21
第3節 崩壊発生のメカニズム	25
第V章 おわりに	26
参考文献	27

第 I 章 はじめに

1991年8月20日、台風12号は奥多摩地方に集中豪雨をもたらし、特に秋川源流の数馬では20日だけで総雨量350mm、時間最大雨量80mmが記録された（都民の森資料、1991）。この豪雨は三頭山の原生林内に大規模な崩壊、土石流を発生させ、「都民の森」の施設にも大きな被害を与えた。

三頭山で発生したような山地斜面の崩壊現象は、日本の山地ではごく一般的にみられるものである。この現象は山地の侵食あるいは解体過程の一側面を示すものとして重要視され（守屋、1972）、古くから多数の研究が行われてきた。たとえば、崩壊地の分布とその規定要因に関しては、斜面の傾斜や水の分散・集中、谷密度あるいは地質との関係が議論されている（柏谷ほか、1976；川口ほか、1951；塚本、1973；奥田・横山、1977など）。柏谷ほか（1976）は、ある程度以上の傾斜がないと崩壊が発生しないことを指摘した。一方、川口ほか（1951）は傾斜が極めて大きくなると崩壊率はむしろ減少することを確認し、これはそのような急斜面では落石や表面侵食が崩壊以上に卓越し、軟弱土層が発達しえないためであると解釈している。また、塚本（1973）は、表層崩壊は表流水または浅い地下水によって誘発されるので谷型斜面で発生しやすいことを指摘し、奥田・横山（1977）は谷密度が大きい所ほど崩壊頻度が高いことを明らかにした。

やや論点の異なったものに田中（1962）の研究があり、崩壊発生地に近接する主谷の遷急点より上と下とで、崩壊地の分布およびその発生機構が異なることを指摘した。また田中（1994）は、崩壊が斜面全体の中で占める位置を検討し、遷急線に沿う風化物の初生的崩壊と崩壊堆積物の再移動の2種類の崩壊があることを明らかにした。

崩壊地分布の規定要因としての地質と風化土層については武居（1980）の概説があり、軟弱化した地層に沿ってすべり破壊が起こる特殊な地質条件の場合を除いて、崩壊しやすい条件は、風化の進行に伴って風化断面が土中深部へ移行することによって整って行くことが明らかになっている。また、風化物質が地質ごとにつくりだす斜面上の土層構造の形成過程についての研究（逢坂ほか、1992など）が行われている。しかし、そのような崩壊素因がある地域における崩壊地分布と関連づけて説明された研究も極めて少ない。そうした中で恩田（1989）は、岩石の風化抵抗性の違いが水文現象の違いをもたらす、そのことが崩壊発生の違いをもたらすことを指摘した。

本研究では、1991年8月の豪雨により三頭山に形成された崩壊地の分布とその規定条件について、山地斜面の発達という視点から地形、地質、風化土層の存在を吟味しつつ明らかにする。また、集中豪雨時の水の挙動と崩壊の発生メカニズムについても考察する。

第Ⅱ章 調査地域の概要

第1節 位置および地形の概要

三頭山 (1,528m) は、奥多摩西部の奥多摩湖南岸にそびえ、多摩川と相模川にはさまれた地域では最も標高が高く、大岳山・御前山に連なる奥多摩主脈の顕著な高まりとなっている。また、三頭山の東面は南秋川の最源流域となっている (図1)。

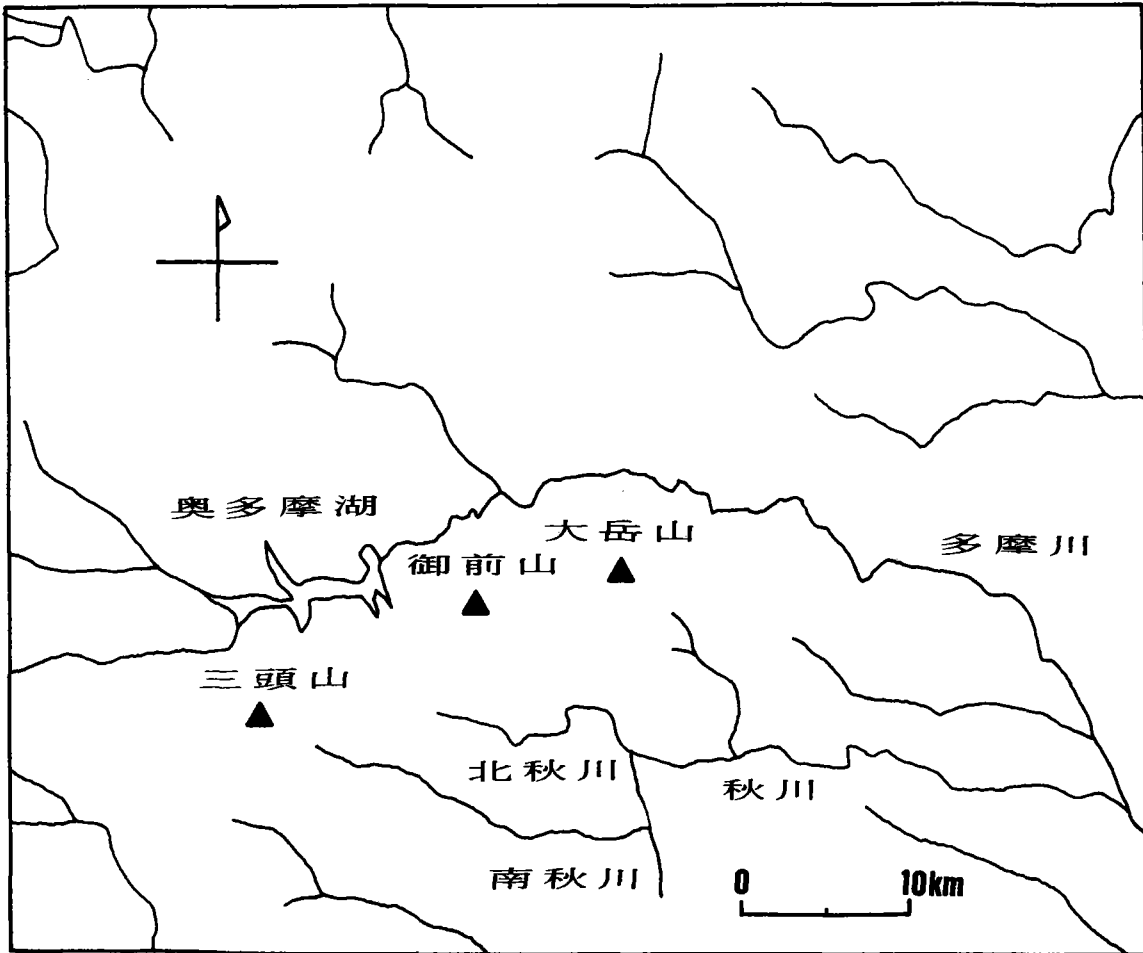


図1 調査地域周辺図

調査地域は、三頭山頂から発して東流する三頭本沢（南秋川の本流）の流域と、三頭山頂から800mほど南方の大沢ノ頭(1,482m)の東の肩に発して東流するブナ沢（日陰三頭ノ沢）の流域である。二つの沢は三頭大滝の直上で合流している。この滝の顕著な遷急点を境として、下方の流域では急速に侵食が進んで急傾斜の斜面（ $35^{\circ} \sim 50^{\circ}$ が卓越）となっており（小泉ほか、1988）、沢は南秋川流域ではめずらしく険悪なゴルジュと連続的な滝を形成している（宮内、1943）。一方、三頭大滝の上方の流域では緩傾斜（ $20^{\circ} \sim 35^{\circ}$ が卓越）の古い地形が残されている（小泉ほか、1988）。

ブナ沢流域の地形の特色としては、南北両斜面で谷の発達度合いが異なることをあげることができる。すなわち、南斜面（北向き斜面）で谷の発達が悪く、北斜面（南向き斜面）で谷の発達が密である。また、ブナ沢本流に沿って顕著な遷急線がみられ、三頭沢との出会い付近から最上流まで連続している。この遷急線は、前述の三頭大滝の遷急点とは不連続である。

一方、ブナ沢北隣の三頭沢流域の地形の特色としては、やはり本流に沿って顕著な遷急線が連続的にみられる。

第2節 地質の概要

三頭山は、中生代白亜紀に堆積したとされる小仏層群の分布域の北端に位置する。小仏層群の岩相は砂岩、硬砂岩、頁岩を主体とするが、三頭山付近では硬砂岩が卓越する。三頭山のすぐ北は五日市—川上線をはさんで秩父中生界地域に移行する（猪郷ほか、1980）。

三頭山頂と三頭大滝の間には、北西—南東方向にのびる石英閃緑岩の貫入岩体がある（猪郷ほか、1980）。

三頭本沢流域中部で北に分岐する谷（野鳥観察小屋が立地している）には顕著な破碎帯が分布し、そこに断層が観察できる。この谷のすぐ東隣の谷では、谷壁が全てマサ化しており、これほどマサ化した地域は三頭大滝上流の流域では他にはみられない。また、前述の野鳥観察小屋立地の谷の上流右岸の斜面上には径30～50cmほどの岩塊がみられ、最終氷河期に生産されたという説もある（小泉ほか、1988）。

第Ⅲ章 調査方法および調査結果

第1節 調査方法

崩壊地の分布の概要を把握するために、5,000分の1地形図を基図に、崩壊地分布図を作成した。また、崩壊地の分布と地質との関連をみるため、現地踏査により地質図を作成した。さらに、崩壊発生位置と遷急線の位置との関連をみるため、崩壊地に隣接する尾根の縦断面図を作成した。

一方、崩壊地の形態を把握するため、現地測量により崩壊地の縦断面図と横断面図を作成した。横断面図については、崩壊地を発生域と移動域とに分類し、その双方について作成した。

谷頭で形成された崩壊地については、崩壊発生の素因を把握するために崩壊予備物質の厚さを各崩壊発生域において計測し、崩壊地縦断面図から崩壊発生域、移動域双方の傾斜角度を求めた。

第2節 調査結果

(1) 崩壊地の分布

崩壊地は、三頭大滝より上流の三頭本沢、ブナ沢双方の流域に分布しているが(図2)、規模の大きいものはブナ沢に多い。ブナ沢では、三頭大滝直上の三頭本沢との合流点から200mほど上がった右岸側に、最初の規模の大きな崩壊地が現れる(以下、ここの崩壊地をA沢と仮称する。(写真1))。そしてその後も続けざまに巨大な崩壊地が3つ分布する。この辺りではブナ沢の河床そのものも深くえぐられている。

一方、左岸側には比較的規模の小さい崩壊地が3つ分布するだけである。

ブナ沢をさらにさかのぼると、三頭の大滝と大沢の頭の間点辺りから再び河床が深くえぐられ、その状態はおよそ300mにわたって続く。このえぐられた沢の左岸側にはH沢、I沢、K沢と仮称した崩壊地が分布する。右岸側にはL沢、J沢など規模の小さい崩壊地が現れる。これより先に崩壊地は分布しない。

三頭本沢では、河床が荒れて登山道は至るところで流失したものの、斜面崩壊はブナ沢に比べて比較的少なかった。大規模な崩壊は、大沢の頭の北川の2つの沢と、調査地域の北の限界にあたる、三頭本沢の左岸側の支流の1つの源頭部にみられるのみで、それ以外の崩壊地は全域に点在している。

その中でやや集中してみられるのは、三頭大滝から300mほどさかのぼった辺りの両岸の斜面と、三頭山東峰の南側と東側である。しかしいずれの場合も崩壊地の規模は比較的小さい。

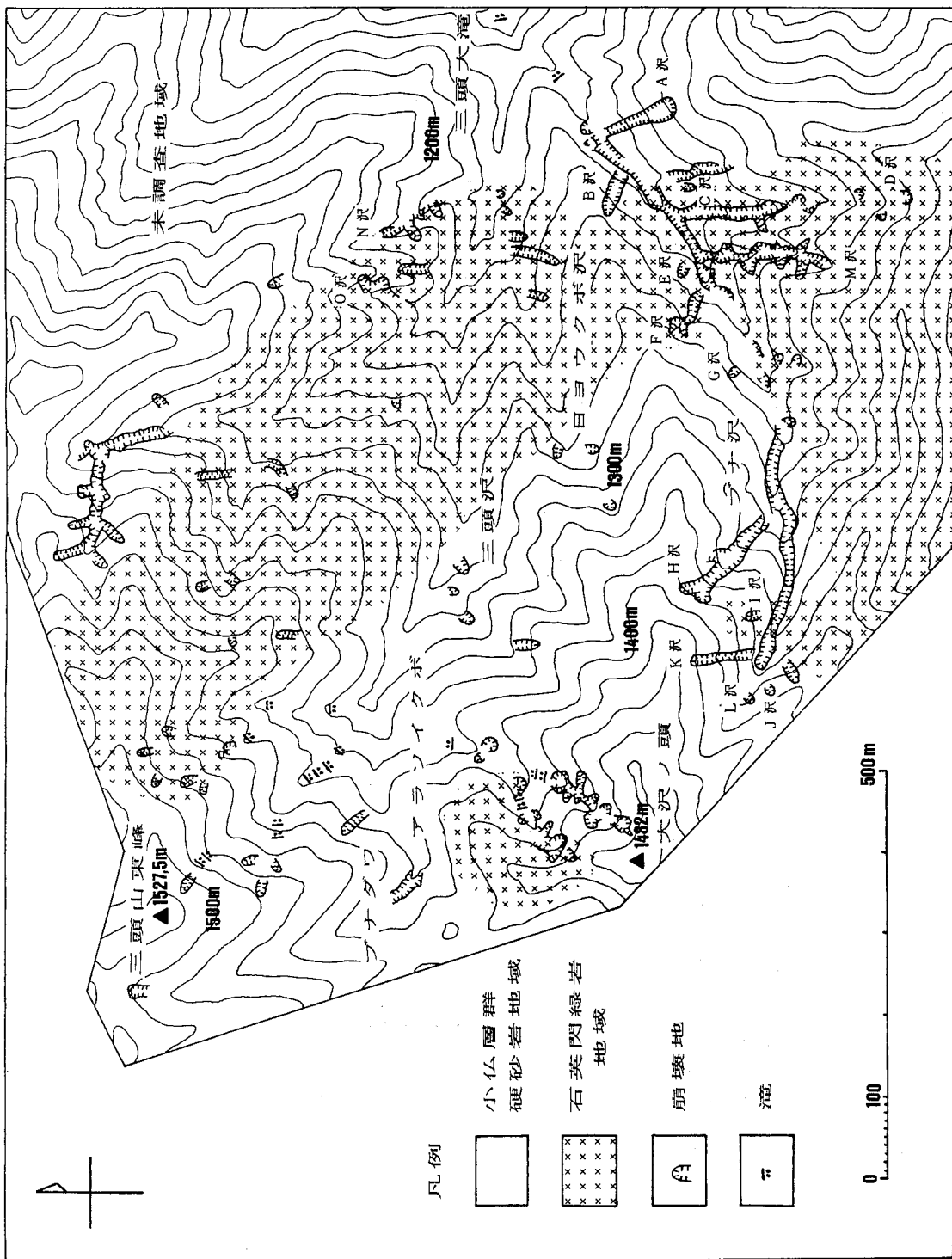


図2 崩壊地分布および地質および沢名称図

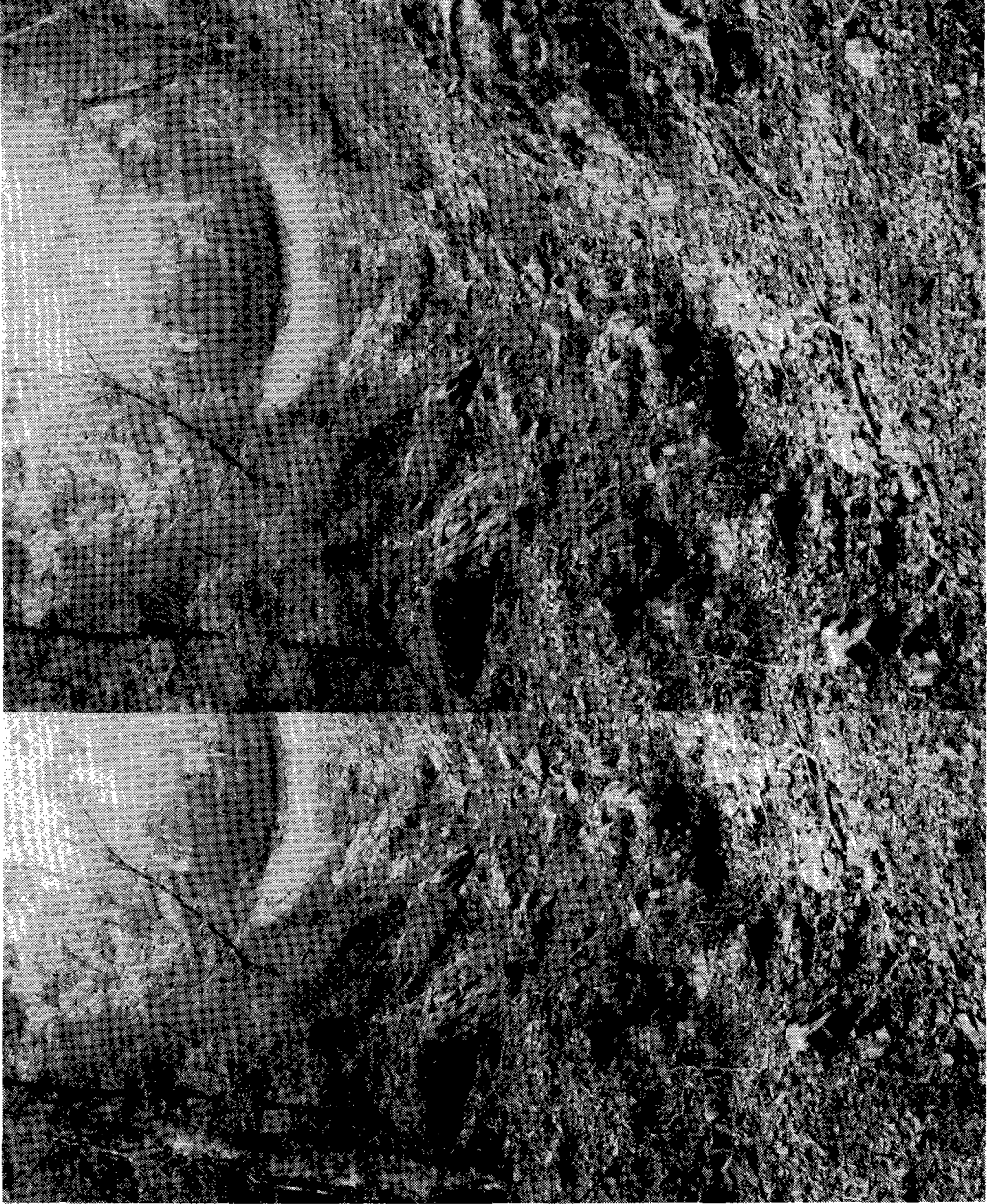


写真1 A沢に発生した崩壊地（立体写真）

(2) 崩壊地の形態分類

崩壊地は、それぞれ山腹がえぐられて土砂を供給する発生域と、土砂が谷底をえぐりながら移動する移動域に分けて考えることができる。本来ならば堆積域もあるはずだが、本沢の土石流となって流失し、存在しないので、ここでは上の2つを組み合わせで分類する。まず、発生域は横断形が平底型のもの、平面型であるものの2つに分けられる。また、移動域は横断形が弓型のもの、平底型のもの、V字型であるものの3つに分類できる(図3、4)。両者をまとめると、次のような分類が可能である。

タイプ①；発生域が小規模(長さ20m、幅10m程度)で、発生域、移動域の横断形がそれぞれ平底型、弓型であるもの。発生域では、基盤がかなり露出しているものと、全く露出していないもの(表層崩壊)とがある。移動域では、地表付近の土砂が少し流されている程度である。たとえば、C沢、E沢はこのタイプである。

タイプ②；発生域が大規模(長さ30~40m、幅20~30m程度)で、発生域および移動域の横断形がそれぞれ平底型、V字型であるもの。発生域では、基盤がかなり露出している。移動域では節理の密に入った基盤が露出しており、削剝を受けている。代表的なものは、A沢、F沢である。

タイプ③；発生域が大規模(長さ30~40m、幅20~40m程度)で、発生域、移動域の横断形がともに平底型であるもの。発生域において、基盤がかなり露出しているものと、いくらか露出しているものがある。移動域では、基盤がわずかに露出している。代表的なものは、B沢、H沢である。

タイプ④；発生域が小規模(長さ10m、幅10m程度)であり、発生域の横断形が平面型で、発生域と移動域の区別ができないもの。表層崩壊と、基盤そのものが削剝をうけた崩壊とがある。代表的なものは、D沢・M沢下流部の両岸に多数みられる。

タイプ⑤；発生域が大規模(長さ30~40m、幅30~40m程度)であり、発生域の横断形が平面型で、発生域と移動域の区別ができないもの。ほとんどの崩壊地で、崩壊地下部に基盤が露出しているが、一ヶ所では基盤が崩壊地全面に露出している。代表的なものは、D沢・M沢下流部の両岸にみられるもの、N沢、O沢である。

(a) 崩壊発生前の沢

(b) 崩壊発生後の沢

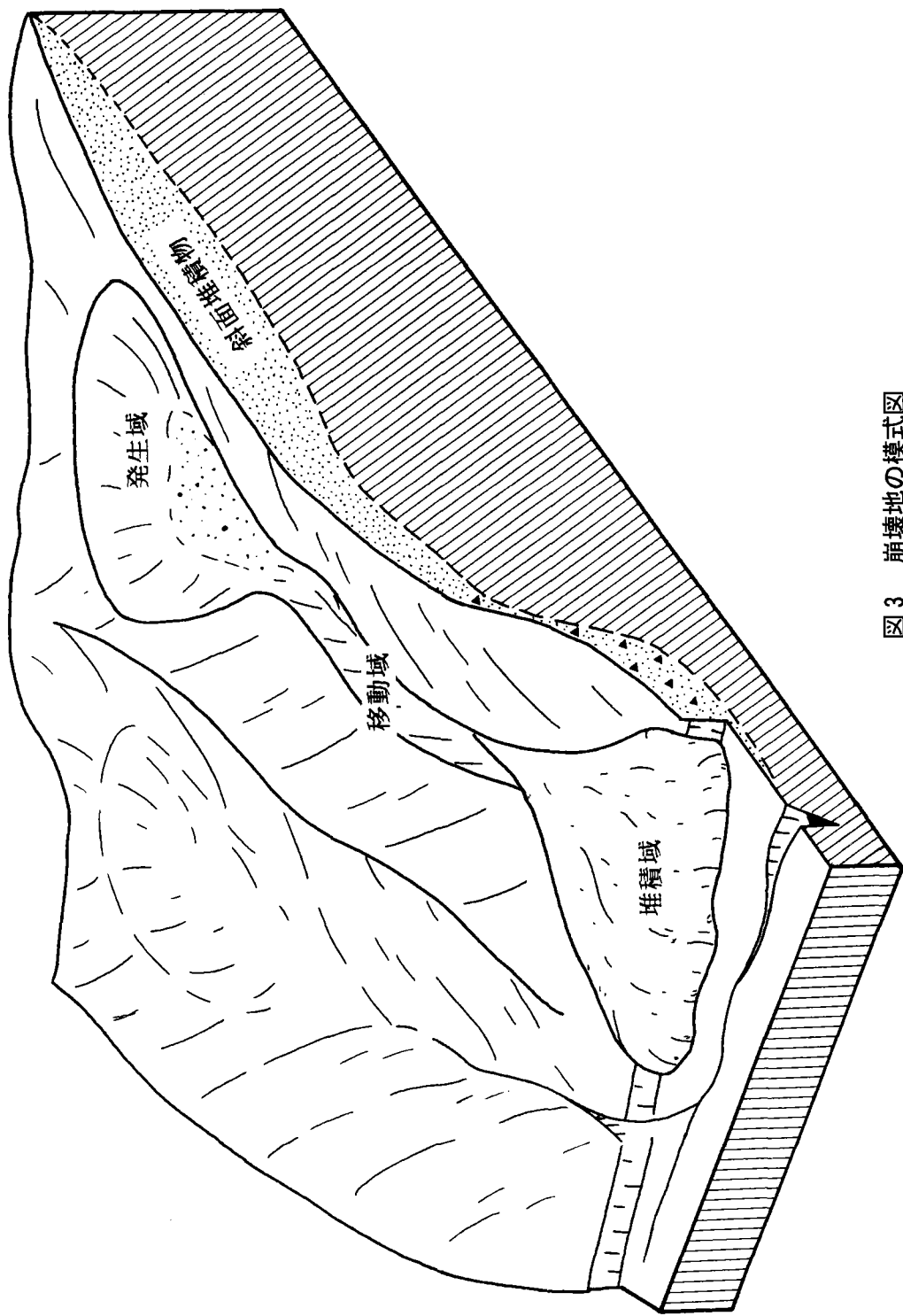
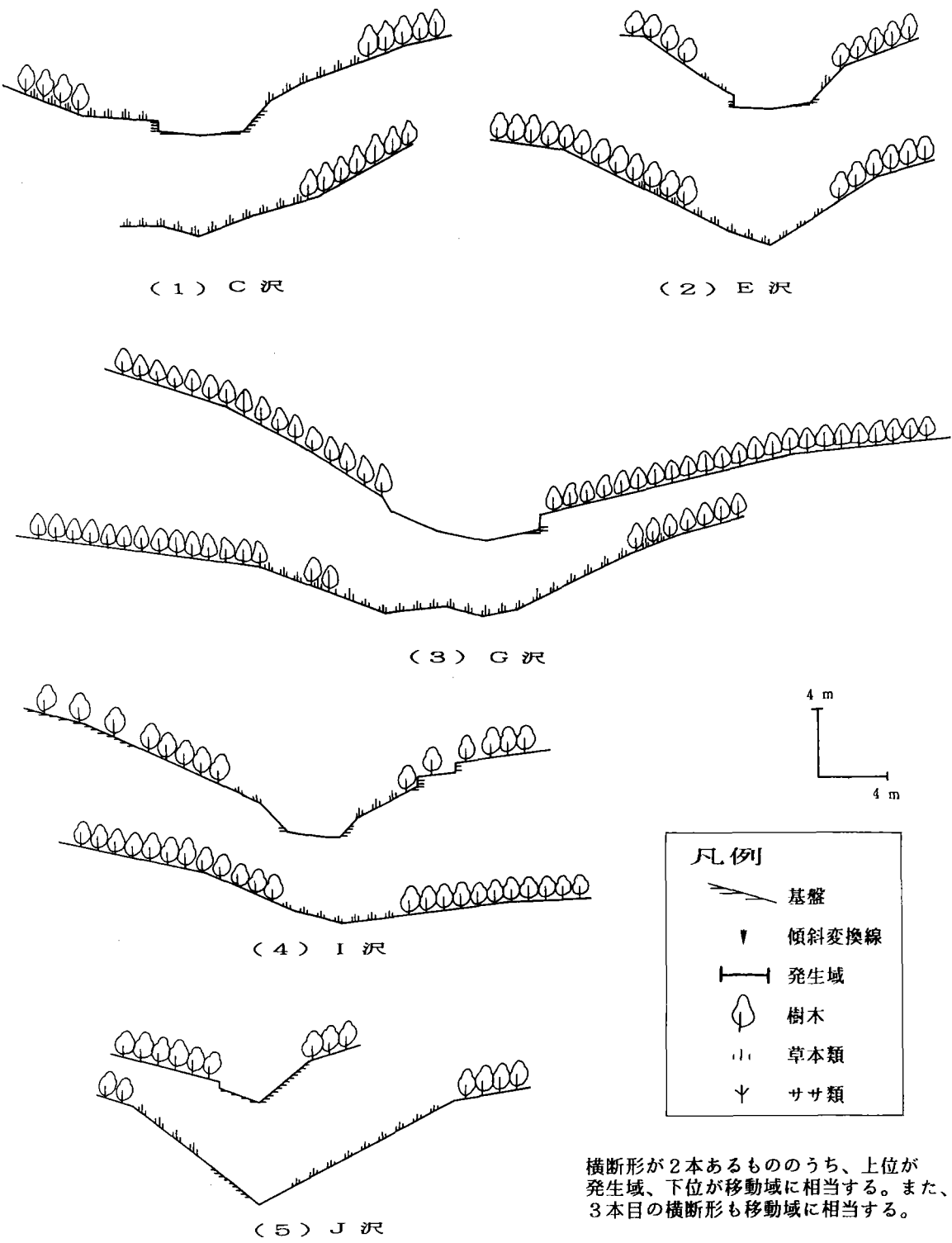
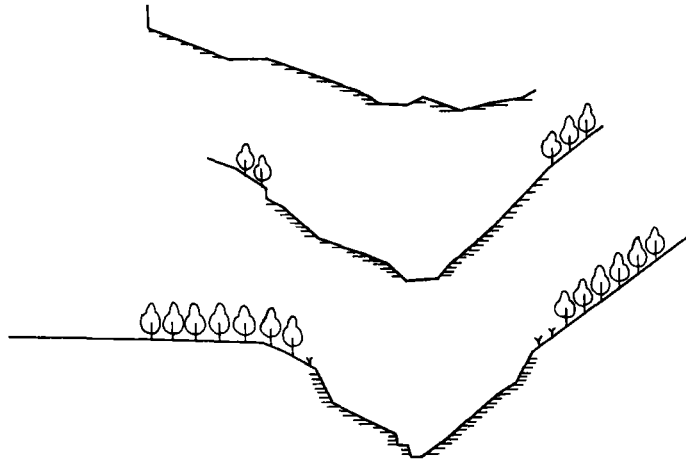


図3 崩壊地の模式図

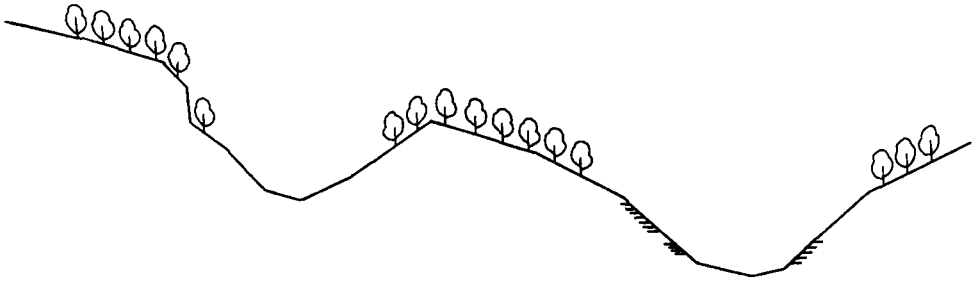


横断形が2本あるもののうち、上位が発生域、下位が移動域に相当する。また、3本目の横断形も移動域に相当する。

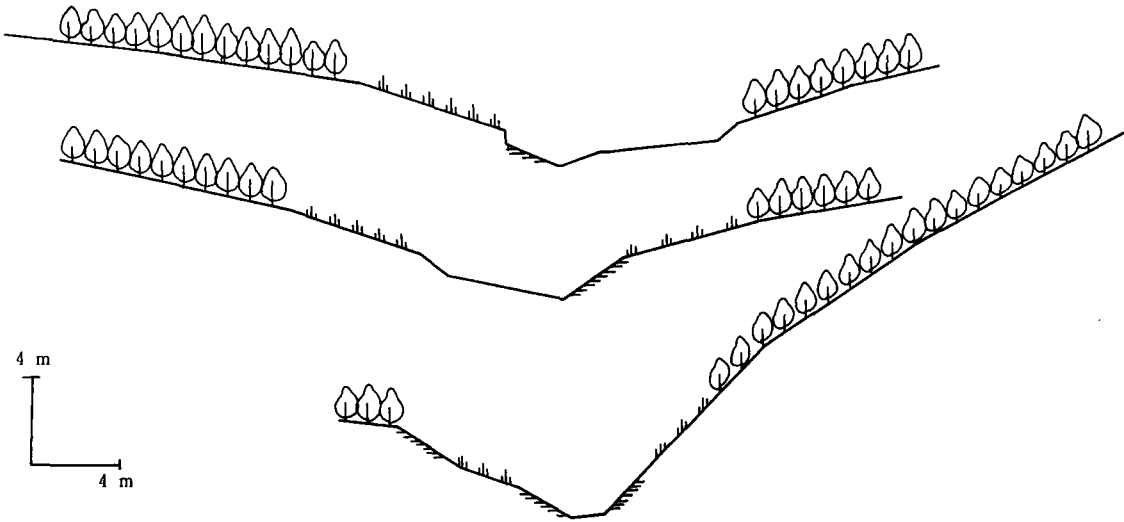
図4-1 タイプ①の崩壊地の横断形



(1) A 沢



(2) F 沢



(3) K 沢

図4-2 タイプ②の崩壊地の横断形

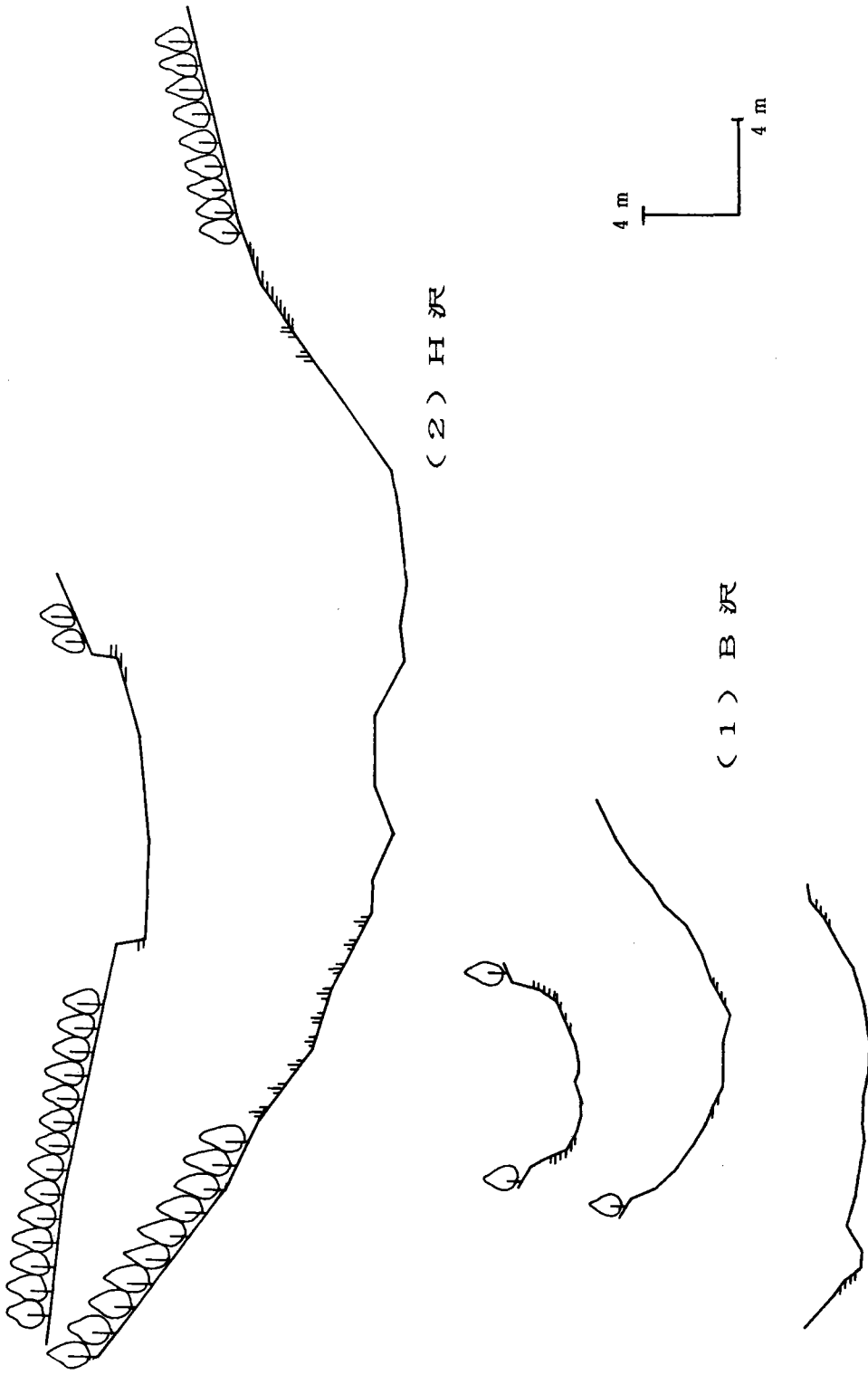


図 4-3 タイプ③の崩壊地の横断形

第Ⅳ章 考 察

第1節 崩壊地分布と地形、地質との関係

(1) 崩壊地の分布と地質

崩壊地の分布と地質との対応をみるために、現地調査により地質図を作成した(図2)。

三頭山の地質は、中生界小仏層群に属する硬砂岩と、それに貫入してきた石英閃緑岩の双方からなる。硬砂岩地域は、ブナ沢上部左岸から三頭沢上部および山頂部にかけての地域と、三頭大滝付近に広がっている。一方、石英閃緑岩地域は、ブナ沢左岸から三頭沢中部を通して三頭山東峰方面へ帯状にのびている。また、大沢の頭北方にも島状の飛び地をつくって分布している。

崩壊地は、一見すると石英閃緑岩地域に多そうに見えるが、硬砂岩地域にも点々と分布しており(図2)、地質の違いによる分布の明白な偏りはみられない。

(2) 崩壊地の分布と遷急線との対応

そこで次に地形条件と崩壊地分布との関連を探ることとし、まず遷急線と崩壊地分布との関連を調べた。遷急線というのは斜面を下ってきたときに突然急になる点(遷急点)を連ねた線で、三頭沢、ブナ沢双方の流域とも明瞭で連続的なものが一本みられる(図5)。その遷急線は、三頭沢、ブナ沢では谷床から数10m斜面上方に位置しているが、支谷に入り込んでいるものは波をうつようにもっと上方に位置している。

三頭沢・ブナ沢流域の崩壊地は、二箇所を除き全てが二種類の遷急線に沿って分布している(図5)。そのうち顕著な遷急線①は、両流域で最も明瞭で連続的であり、小泉ほか(1988)が羽田野(1974)に従い、後水期開析前線としたものである。遷急線①に沿ってはしばしば基盤が露出し、そこを起源としている土砂の移動が観察できる。遷急線①と河床との間は流域の斜面中で最も物質移動が盛んである。もう一つの遷急線②は、遷急線①よりも上方の斜面に分布し連続性はよくない。遷急線に沿っている崩壊地のほとんどは遷急線①沿いであり、遷急線②沿いの崩壊地は三頭本沢流域の南西部に分布が限られる。

また、崩壊地のほとんどは、遷急線①・②をまたぐ形で形成されており、一部の崩壊地のみ遷急線①・②の直下を深くえぐる形に生じている。

(3) 崩壊地の分布と地形の集水性

遷急線①・②に沿う崩壊地は、谷頭、谷底、平滑谷壁に分布するが、その大部分は支谷と一次谷の谷頭に生じている。谷頭と谷底は水が集中する場で、集中豪雨の際は水が集まり、表土が支持力を失って崩れたものと考えられる。

(4) 地質の弱線に沿う崩壊地

平滑な谷壁は水が集中しにくいから、本来ならば崩壊は生じにくいと考えられるが、D沢・M沢下

流部の両岸、N沢、O沢などでは崩壊が生じた。このような平滑谷壁に分布する崩壊地は、調べてみると必ず地質の弱線に沿っていることが分かる。すなわち、断層によって基盤が破碎されたり、風化層が厚く形成されたために生じたものである。また、谷頭で形成された崩壊地のうちA沢・F沢・K沢の三箇所は地質の弱線と重なっており、ここではとくに深いタイプの崩壊が生じた。

(5) 崩壊地の形態分類と立地場所との対応

谷頭で形成されている崩壊地と谷底で形成されている崩壊地は、地質の弱線（破碎帯）と重ならない場合、すべてタイプ①の形態を示す。ただし、谷頭で形成されている崩壊地で二箇所だけタイプ③の例外がある。

また、谷頭で形成されている崩壊地のうち地質の弱線（破碎帯）に沿うものの形態は、タイプ②である。

各タイプの崩壊地の分布をみると、平滑谷底で形成されている崩壊地の形態は、タイプ④、⑤である。

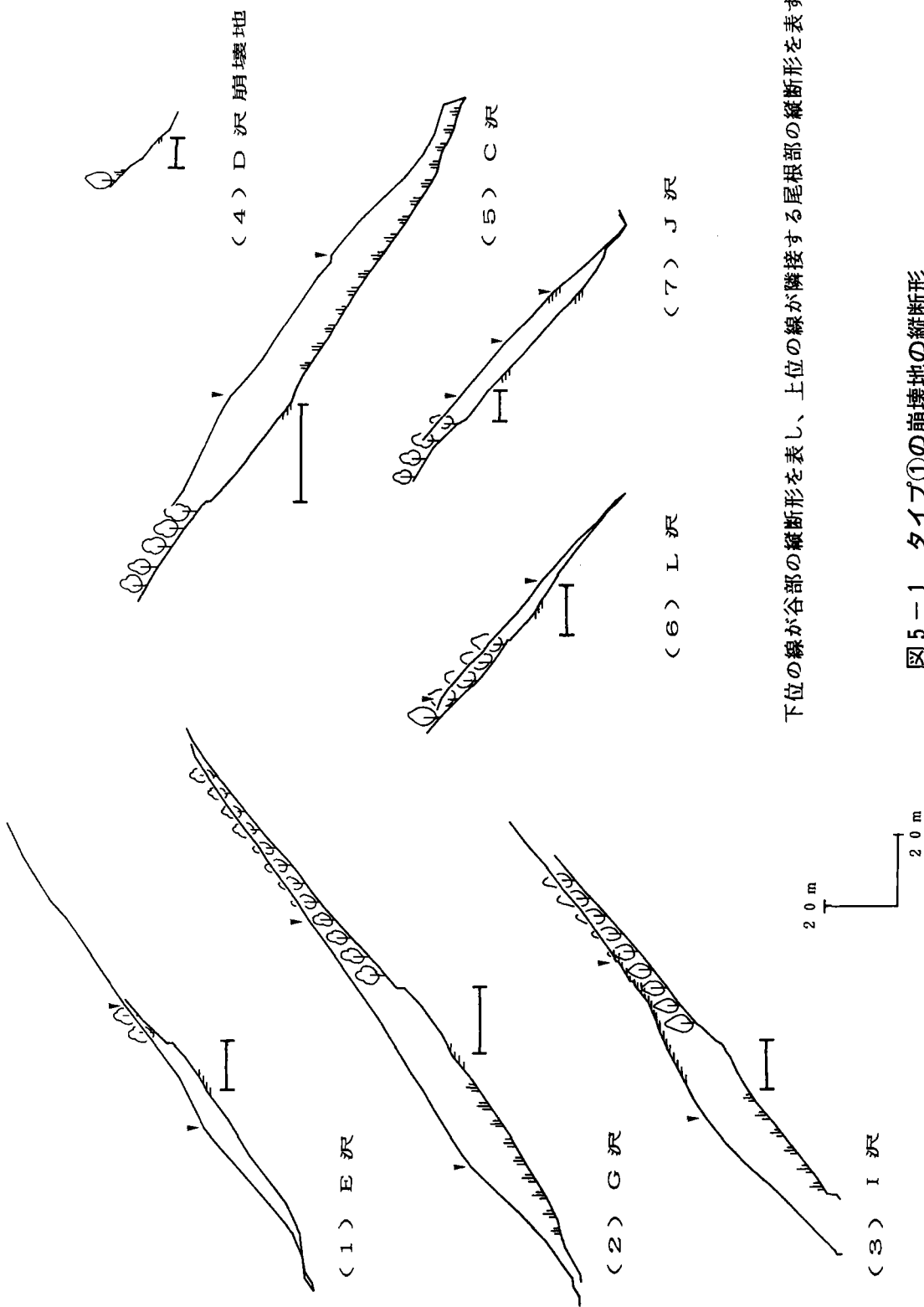
タイプ①は、三頭沢、ブナ沢流域で最も浅い開析谷の谷頭に分布している。また、タイプ②、③は、タイプ①よりは深く大きい開析谷で形成されている。ここで、地質の弱線は、谷頭で形成された崩壊地をタイプ②のように深く大きくしている。このため、崩壊地の形成を通して谷の発達を促すという、地形学的には重要な意味を持つと考えられる。

(6) 崩壊地分布に影響する因子の相対的強弱

これまでの考察から、今回の三頭山の崩壊地については、崩壊地分布に影響する因子の相対的強弱を考えてみると、まず地形条件が地質条件より重要である。また、地形因子の中では遷急線の位置が最も重要であり、これに谷頭・谷底といった地形上の位置が次ぐ。地質の弱線は崩壊地の規模や形態を決める上では重要だが、必要条件ではない。

(7) 崩壊地分布を規定する遷急線の斜面発達上の意義

崩壊地分布を規定する遷急線①・②は、斜面発達上どのような意義を持つのだろうか。小泉ほか（1988）の後氷期開析前線に相当する遷急線①は、谷部では崩壊を繰り返した結果しだいに上昇したものと考えれば、現時点での豪雨による侵食作用の上限を示すものだと考えられる。三頭大滝よりも上流部にみられるような、なだらかな斜面が、しだいに崩壊などの侵食によって失われていく、その前線が遷急線であるとも考えられるが、そうだとすれば、それより上の斜面は当面、崩壊を免れることになる。この点については他の地域との比較研究が必要だろう。



下位の線が谷部の縦断形を表し、上位の線が隣接する尾根部の縦断形を表す

図5-1 タイプ①の崩壊地の縦断形

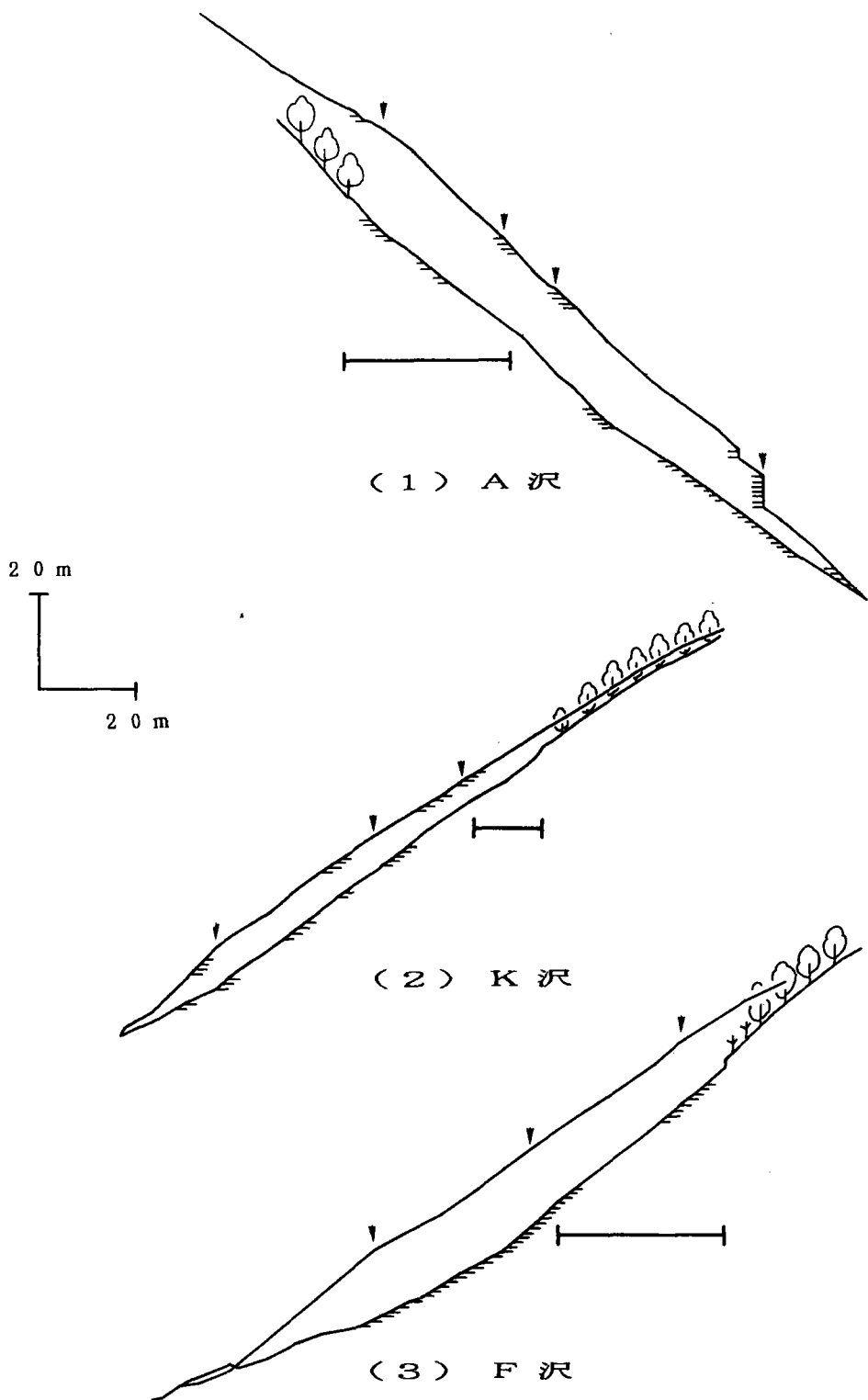


図5-2 タイプ②の崩壊地の縦断形

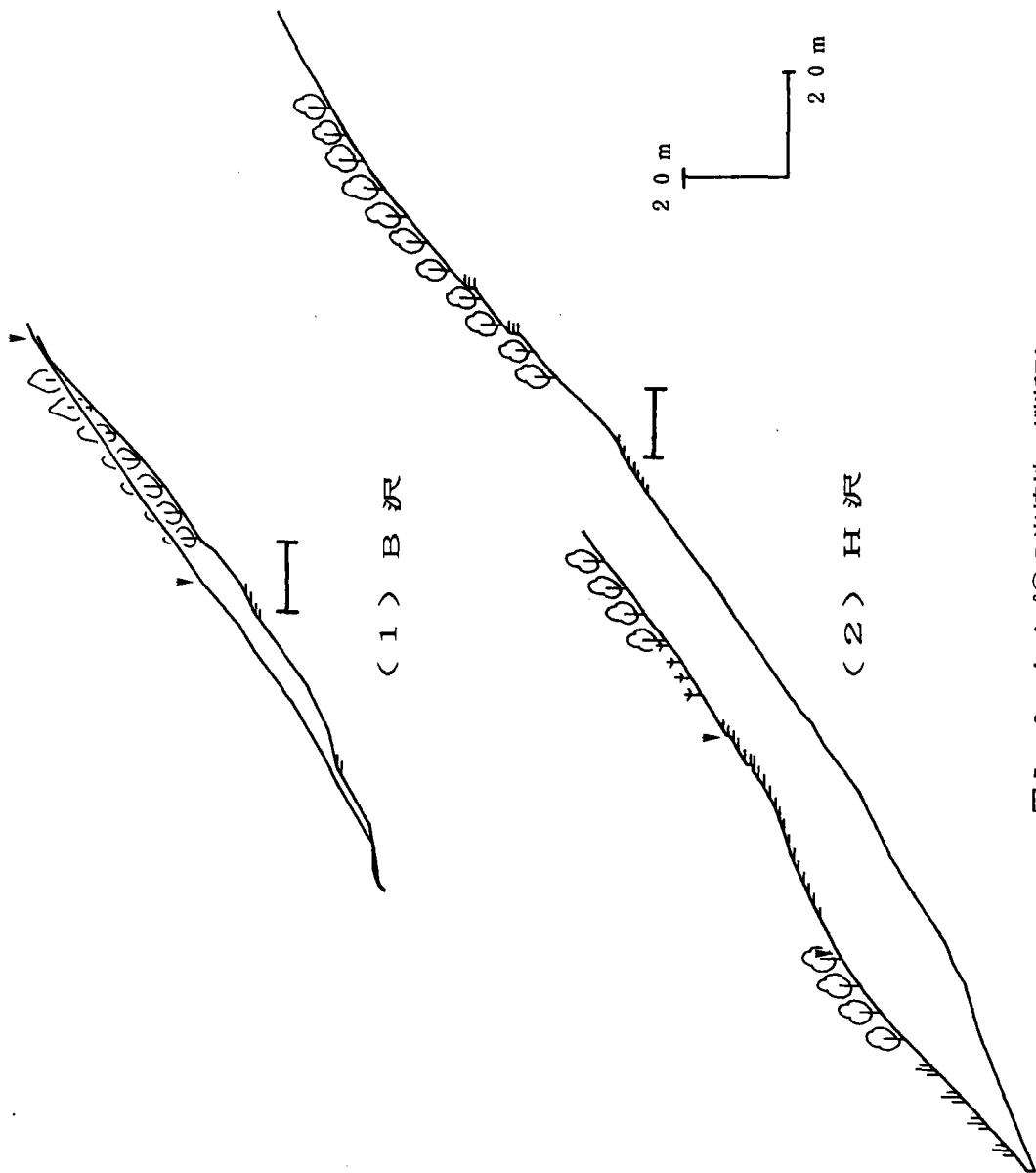


図 5 - 3 タイプ③の崩壊地の縦断形

第2節 崩壊地分布と崩壊地の傾斜角度および崩壊予備物質との関係

(1) 崩壊予備物質の厚さと崩壊地の傾斜角度との関係

次に、ブナ沢流域の谷頭・谷底で形成されたタイプ①～③の各崩壊地について、各地質ごとの崩壊発生域の崩壊予備物質の厚さと、発生域・移動域の縦断形傾斜角度を計測した(図6、表1)。また、谷頭部で崩壊が発生した谷に近接しているが、崩壊地が形成されていない谷についても、谷頭部において崩壊予備物質の厚さを計測した(表1)。

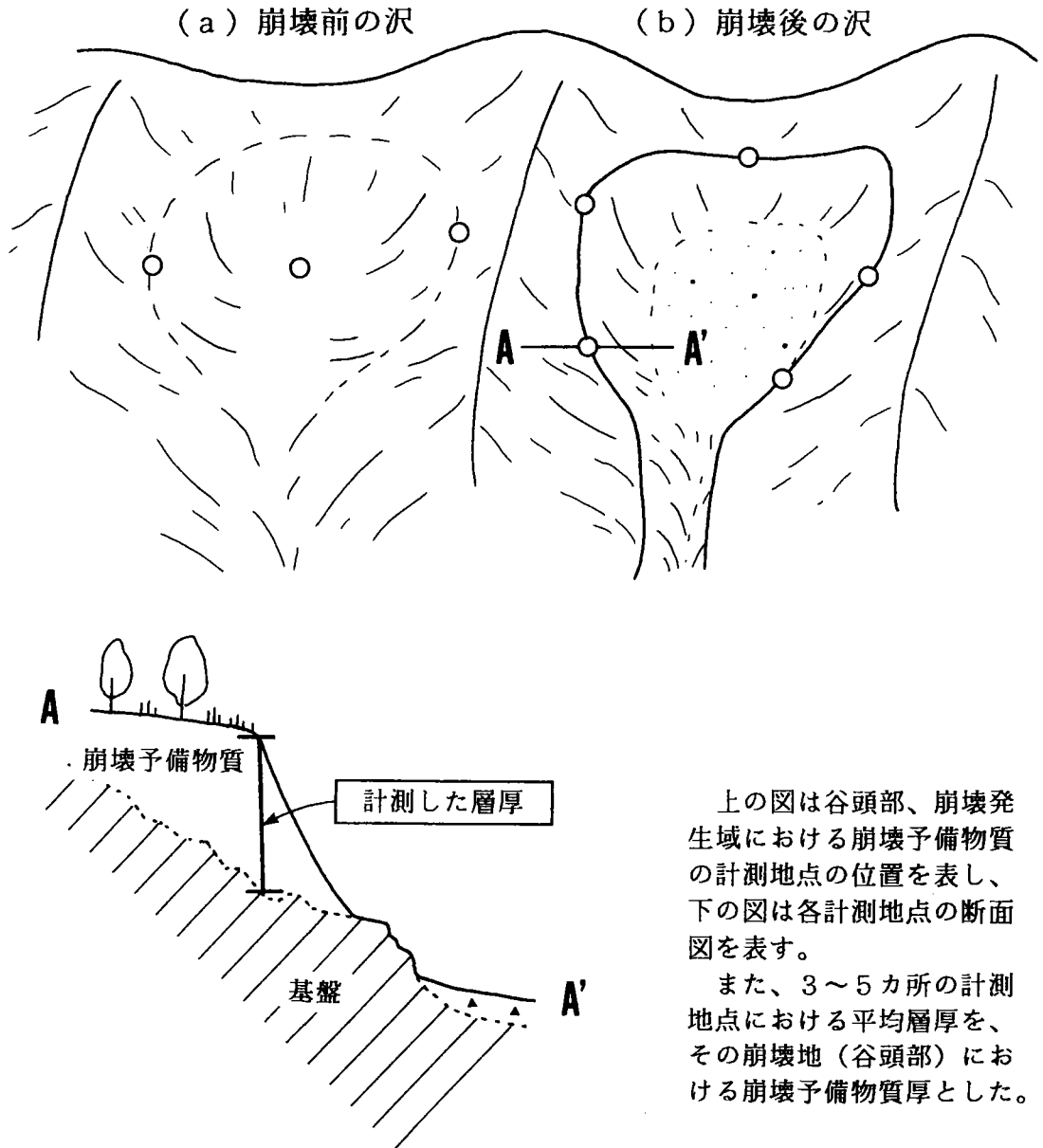


図6 崩壊予備物質厚計測地点の模式図

表1 崩壊予備物質の厚さと崩壊地の傾斜角度

		硬砂岩地域			石英閃緑岩地域		
		崩壊予備物質 の厚さ	傾斜角度		崩壊予備物質 の厚さ	傾斜角度	
			発生域	移動域		発生域	移動域
崩壊地の タイプ	①	91cm (G 谷) 72cm (J 谷) 30cm (L 谷)	39° 36° 41°	33° 40° 37°	(C 谷) 80cm (E 谷) (I 谷) 35cm (D 谷)	39° 39° 35° 42°	33° 33° 36°
	②	116cm(A 谷) 78cm (K 谷)	38° 36°	37° 34°	62cm (F 谷)	40°	27°
	③	100cm(B 谷) 110cm(H 谷)	34° 41°	36° 32°			
非崩壊谷			谷頭			谷頭	
		28cm (H 谷)	41°		27cm (F 谷)	40°	

崩壊予備物質とは、いずれ崩壊などを起こして除去される可能性のある物質、つまり基盤の上における風化土層のことをさす。

表1をみると、崩壊予備物質の厚さは、硬砂岩地域においてはタイプ①よりもタイプ②、③の方がやや厚くなるという傾向がみられるが、石英閃緑岩地域においては同様な傾向はみられない。

また、硬砂岩、石英閃緑岩両地域において、崩壊地が形成されていない谷の崩壊予備物質の厚さの方が、崩壊地の発生域のそれよりも圧倒的に小さい。遷急線①に沿う谷頭の約3割で今回崩壊が発生していないが、これは崩壊予備物質がごく薄かったためであろう。

硬砂岩地域においては、タイプ①よりもタイプ②の崩壊地の方が崩壊予備物質が厚い傾向がある。この傾向を生じた原因は、タイプ②の崩壊が発生している谷が地質の弱線に沿っているため、岩屑の生産が盛んであることにありと考えられる。

崩壊予備物質の厚さと、崩壊地の傾斜角度および非崩壊谷の谷頭部の傾斜角度との対応をみると(図7)、崩壊予備物質の厚さが30cm以上、発生域または谷頭部の角度が35°以上の値をともに満たさなければ崩壊は発生しないものと考えられる。このことは、今後プナ沢流域の支谷では、上述のよ

うな地形条件が発生するまで谷頭部では崩壊が起きないことを示唆するものである。すなわち、支谷が崩壊の免疫性（小出、1973）を獲得したものと考えられる。

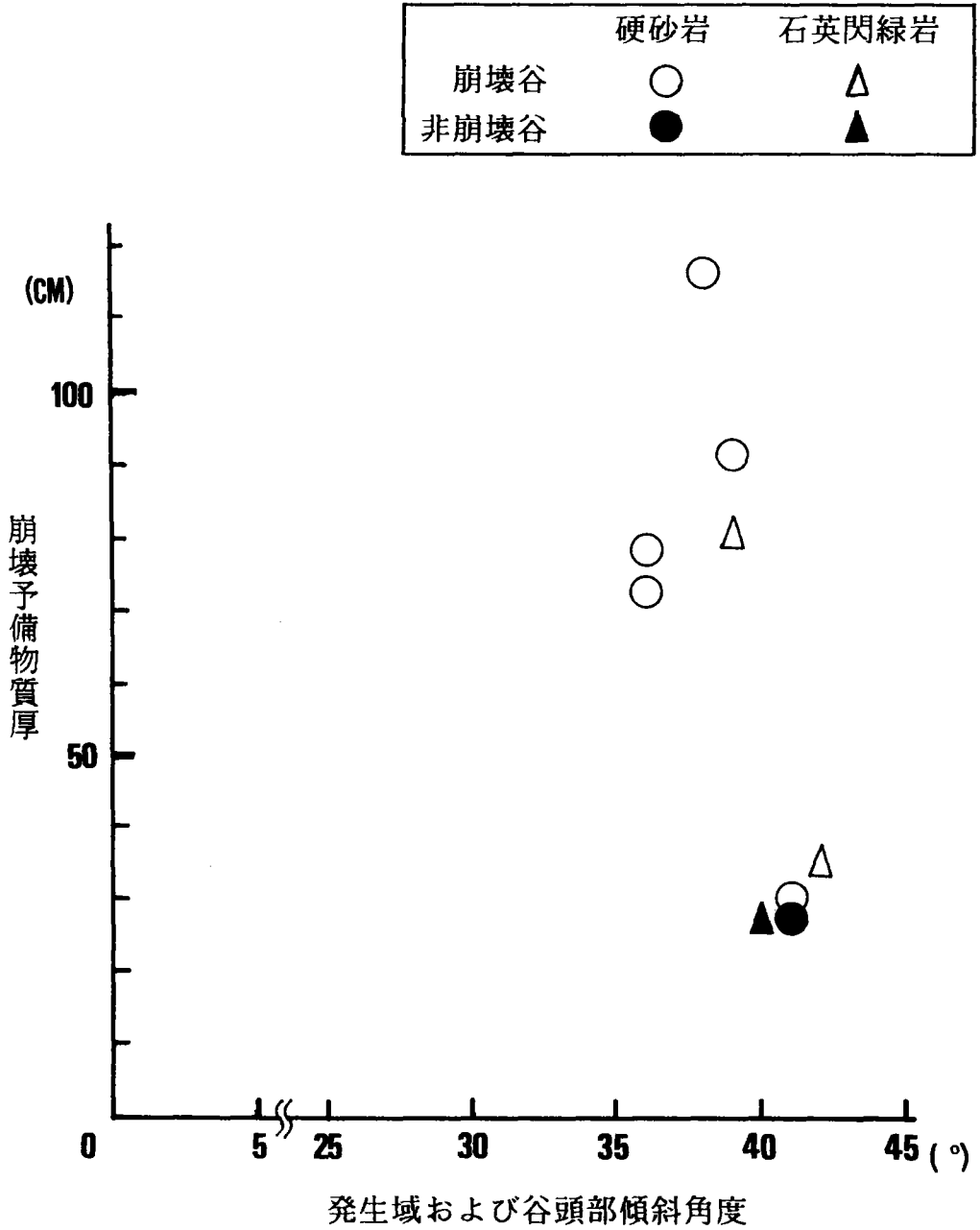


図7 崩壊予備物質厚 — 発生域（谷頭部）模式図

(2) 崩壊地の傾斜角度

崩壊地の発生域と移動域との間には（図8）、発生域角度が高いと移動域角度が低くなり、発生域角度が低いと移動域角度が高くなるという傾向がある。これは、斜面が崩壊する際の力学的条件が表れているものと考えられる。

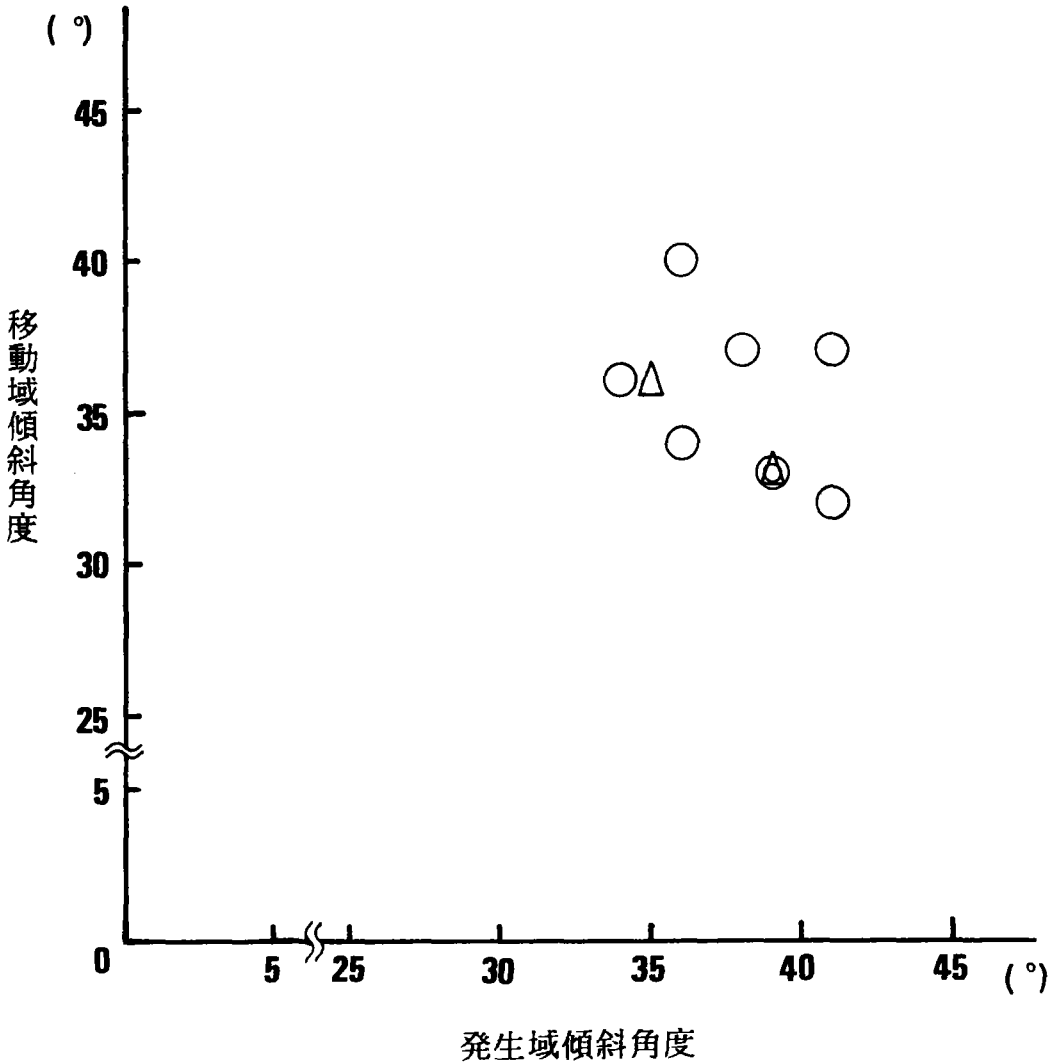


図8 発生域角度 — 移動域角度図

第3節 崩壊発生メカニズム

(1) 地質の違いによる崩壊地形態の相違

崩壊地の各タイプは、硬砂岩、石英閃緑岩双方の地域で分布していたが、タイプ④、⑤については、硬砂岩地域よりも石英閃緑岩地域の方が分布密度が高かった。しかし、本質的には地質の違いによる崩壊地形態の相違はなかった。そこで、地形条件の違いによる崩壊発生メカニズムの相違について述べる。

(2) 遷急線に沿う崩壊地

遷急線①・②に沿う崩壊地について、その生じたメカニズムを述べる。まず、崩壊地が遷急線に沿うのは、そこが斜面下方向への力の増加する部分であることによるものと考えられる。次に、崩壊地が谷頭・谷底など、水の集中する地形で生じるメカニズムについて、各タイプごとに述べる。

タイプ①では、発生域の基盤が露出していたり露出していなかったりする。また、発生域の上端でパイプ流の痕跡がみられない。従って、豪雨時に中間流（大雨の時に出現する表層土中の地下水流）の発生によって土の剪断抵抗力が低下して（小橋、1993）崩壊が発生したものと考えられる。

タイプ②では、発生域の基盤がかなり露出しており、移動域の基盤が露出して削剝を受けている。また、発生域の上端でパイプ流の痕跡がみられない。従って、豪雨時に破碎帯に沿う地下水流の急激な増加によって、土の剪断抵抗力が低下して崩壊が発生し、移動域の土砂も流出したものと考えられる。

タイプ③のうち、遷急線①に沿うH沢などでは、発生域で基盤がいくらか露出している。また、発生域の上端でパイプ流の痕跡がみられない。従って、豪雨時に中間流の発生によって土の剪断抵抗力が低下して崩壊が発生したものと考えられる。タイプ①よりも崩壊地の規模が大きいのは、谷の規模がより深く大きいために谷頭が大きく、水の集中度が高かったことによるものと考えられる。

タイプ④・⑤では、発生域で基盤がかなり露出しているが、発生域下部に基盤の露出が限られることもある。また、発生域の上端でパイプ流の痕跡がみられない。従って、豪雨時に中間流の発生によって、もともと低かった土の剪断抵抗力がさらに低下して崩壊が発生したものと考えられる。崩壊地の規模の差は、破碎領域の規模の差を反映したものであろう。

一方、ブナ沢のB沢合流点やや下方左岸の斜面堆積物上に、タイプ①～⑤のどれにも該当しない例外的な崩壊地が分布する。この崩壊地は、発生域の長さ、幅とも約3mと大変小さく、斜面堆積物上のごく局地的な遷急線に沿って生じている。従って、豪雨時に中間流の発生によって土の剪断抵抗力が低下して崩壊が発生したものと考えられる。

(3) 遷急線に沿わない崩壊地

遷急線に沿わないただ一箇所の崩壊地である、タイプ③のB沢では、移動域がブナ沢本流河床まで連続している。また、発生域の上端でパイプ流の痕跡がみられない。従って、ブナ沢本流での土石流発生によりB沢下流部の土砂が除去された結果、斜面の不安定化を招いて崩壊が発生したものと考えられる。

第V章 おわりに

本研究では、1991年8月の集中豪雨により奥多摩三頭山付近で多数形成された崩壊地の分布とその規定条件について考察し、次のような知見を得た。

崩壊地は硬砂岩地域、石英閃緑岩地域の双方に分布し、地質の違いによる分布の偏りはない。

崩壊地は一箇所を除き全てが遷急線に沿って分布し、その分布のほとんどが開析前線（羽田野、1974；小泉ほか、1988）を上昇させる形のものである。この開析前線沿いの崩壊地は、谷頭・谷底、平滑谷壁に分布している。谷頭・谷底に分布する崩壊地は、二箇所のみ地質の弱線に沿っている。平滑谷壁に分布する崩壊地は、全て地質の弱線に沿っている。

崩壊地は以上のような立地場所に対応して形態が異なる。これは形成プロセスの差の反映である。すなわち、谷頭・谷底に分布する崩壊地のうち地質の弱線に沿っていないものは、発生域、移動域の横断形がそれぞれ平底型、弓型である。また、谷頭・谷底に分布する崩壊地のうち地質の弱線に沿っているものは、発生域、移動域の横断形がそれぞれ平底型、V字型である。平滑谷壁に分布する崩壊地は、発生域、移動域の区別ができず、横断形が平面型である。また、地形因子の中では開析前線が最も重要であり、これに谷頭・谷底といった地形上の位置が次ぐ。地質の弱線は、崩壊地の規模や形態を決める上では重要だが、必要条件ではない。

また、谷頭崩壊発生要因として、崩壊予備物質の厚さと発生域角度がある。前者が30cm以上、後者が35°以上の値をとともに満たさないと崩壊はおきないものと考えられる。

1991年8月の台風により崩壊が発生したことにより、三頭山ブナ沢流域は崩壊の免疫性を得たものと考えられる。この免疫の有効期限については今後の課題である。

参 考 文 献

- 猪郷久義ほか編（1980）：日本地方地質誌関東地方（改訂版）．朝倉書店、493.
- 逢坂興宏・田中 毅・窪田順平・塚本良則（1992）：花崗岩斜面における土層構造の発達過程に関する研究．新砂防45、3～12.
- 奥田節雄・横山康二（1977）：水系分布と山くずれ．山くずれと地質・地形構造の関連性に関する研究（文部省科研費自然災害科学特別研究研究成果、A）、16～22.
- 恩田 裕一（1989）：土層の水貯留機能の水文特性および崩壊発生に及ぼす影響．地形10、13～26.
- 柏谷健二・平野昌繁・横山康二・奥田節雄（1976）：山腹崩壊と地形特性に関して．京大防災研年報19B、371～383.
- 小泉武栄・鈴木由告・清水長正（1988）：多摩川源流域の森林立地に関する地形・地質学的研究．(財)とうきゅう環境浄化財団研究助成、114.
- 小出 博（1973）：日本の国土．東大出版会、445～454.
- 田中 耕平（1994）：三重県松阪市阪内川源流部における斜面の構造と崩壊の関係．地形15、17～38.
- 田中 真吾（1962）：崩壊団地とその形成機構 — 西丹沢大又沢流域を例にして — ．地理評35、263～271.
- 塚本 良則（1973）：侵食谷の発達様式にかんする研究（Ⅲ）．新砂防26、14～29.
- 羽田野誠一（1974）：山地の地形分類の考え方と可能性．東北地理38、87～89.
- 宮内 俊雄（1943）：復刻版奥多摩．百水社、176.

秋川源流域ブナ沢における
シオジーサワグルミ林の分布・構造の規定要因

—— 地表攪乱と森林構造の関係について ——

赤松直子（東京都大田区立池雪小）

青木賢人（東京大学・大学院）

目 次

第1章 はじめに	31
第2章 調査地域の概要	33
第1節 三頭山の概要	34
第2節 ブナ沢の地形・地質	35
第3章 ブナ沢におけるシオジーサワグルミ林の分布	42
第1節 シオジーサワグルミ林の位置づけ	42
第2節 ブナ沢のシオジーサルグルミ林の分布状況	43
第4章 ブナ沢の地形変化の特徴とその規定要因	48
第1節 崩壊・土石流地形の分布	48
第2節 河床横断形の変化	50
第3節 供給された崩積物の粒度構成	52
第4節 地形変化の規定要因	54
第5章 シオジーサルグルミ林の被害状況とその規定要因	58
第1節 崩壊・土石流の発生に伴う被害状況分布	58
第2節 被害分布と地形変化の対応	62
第3節 被害分布の規定要因としての地質、地形条件	63
第6章 ブナ沢におけるシオジーサワグルミ林の立地条件	64
第1節 棲み分けの規定要因	64
第2節 シオジーサワグルミ林の更新	67
第3節 ブナ沢におけるシオジーサワグルミ林の林分構造の規定要因	69
第7章 おわりに	73
参考文献	75

第1章 はじめに

わが国では、従来、たとえばギャップ・ダイナミクス理論 (Nakashizuka and Numata, 1982 ; Hara, 1983など) のように、安定立地の森林である気候的極相林を対象とした研究から、森林の動態について述べられることが多かった。

一方、気候的極相林に対して定義される土地的極相林といわれる森林は土壌的極相林とも呼ばれ、気候的に期待される極相林とは異なり、地形・母岩・土壌などの土地的な条件によって制約されて成立する森林であるとされている (沼田編, 1988 ; 山中, 1990)。この土地的極相林の中に含まれる森林としては、尾根筋や岩塊地の針葉樹林、海岸林、石灰岩や蛇紋岩地の植生、あるいは溪畔林などが挙げられている (山中, 1990)。これらの土地的極相林は森林の更新過程や動態を議論する際には、「特殊な立地」であるとして、議論の対象とされないことも多い (例えば中静・山本, 1987など)。

石塚 (1977) は植生の立地に影響を与えている「地形条件」を整理し、斜面と小気候、地形と土壌、山頂現象、積雪・雪崩と植物群落、岩塊地・崖地の植生、河原と河辺林、湿原、海岸・砂丘の植生といった項目を挙げている。しかし、ここで挙げられている「地形条件」の多くは、小泉 (1992) が指摘するように風、積雪分布、土壌水分、気温・地温といった小気候に還元される性質のものであり、本質的な「地形」の範中には含まれないと考えられる。本来「地形」とは、岩石物質の移動の結果として生じた固体地球の表面形態であり (鈴木, 1981)、本質的に動的なものであるといえる。したがって、地形が植物の立地に及ぼす影響を考察する際には、地形を単に地表面の起伏としてとらえるだけでなく、地形形成作用をも考慮にいれた考察をする必要がある。同様に、「地質条件」の多くは、石灰岩や蛇紋岩などの、特殊な化学組成との関連について述べているにすぎず、岩石の持つ物性の一面だけを取り上げているといえる。一般の岩石 (例えば火成岩や水成岩など) もそれぞれの風化系列や崩壊の様式が異なることが指摘されており (小出, 1952)、植物の立地に影響を与えていることが予想される。

実際に森林は大小さまざまな環境変動を伴っているものである。近年、生態学分野では森林構造やその動態を決定する環境変動を総括的に表現するために、“攪乱”という概念に関する議論が展開されてきている (たとえば White and Pickett, 1985)。中でも、中村 (1990) は河川の地形変動と森林の成立の関係について論じており、森林の成立している地表面がいかなる地形発達のもとに形成されたかを明らかにする必要性について述べている。しかし、このような立場から森林動態について述べた研究は少ない。

現状では攪乱と森林との関係に関する多くの研究が攪乱の森林への影響や、森林の攪乱に対する対応に関する点に終始し、攪乱そのものに対する考察が進んでいない。これは、攪乱、特に外発的な作用による地表攪乱は本質的に物理的な作用であり、地形学、砂防学、あるいは土木工学といった分野

で扱われてきたためであると考えられる。しかし、これらの分野では森林の立地条件に対応するほどの微細なオーダーでの研究はあまり行われていないのが現状である。

森林の動態に「攪乱」が重要であるとの立場に立つ限り、「攪乱」が盛んな場所に立地する土地的極相林である溪畔林や崩壊地の植生は、「攪乱」と森林の関係を考察する上で格好な森林であり、安定立地に立地するが故に動きが緩慢である気候的極相林よりも鮮明に動態を把握することが可能となる。

そこで本研究では、地表攪乱の地質学・地形学的な性質を十分に把握・検討した上で、地表攪乱と森林の立地の動的関係を把握することを目的とした。対象とした森林は、攪乱の発生頻度が高く、森林との動的関係を把握しやすい土地的極相林の溪畔林とし、実際に攪乱の発生した林分を対象に現地調査を行った。

第2章 調査地域の概要

調査地域は1991年8月20日に台風12号に伴う集中豪雨によって崩壊・土石流が発生した東京都秋川源流域、三頭山「都民の森」内、ブナ沢に設定した(図1)。以下に三頭山周辺及び、ブナ沢の地質・地形条件と植生環境について記載する。

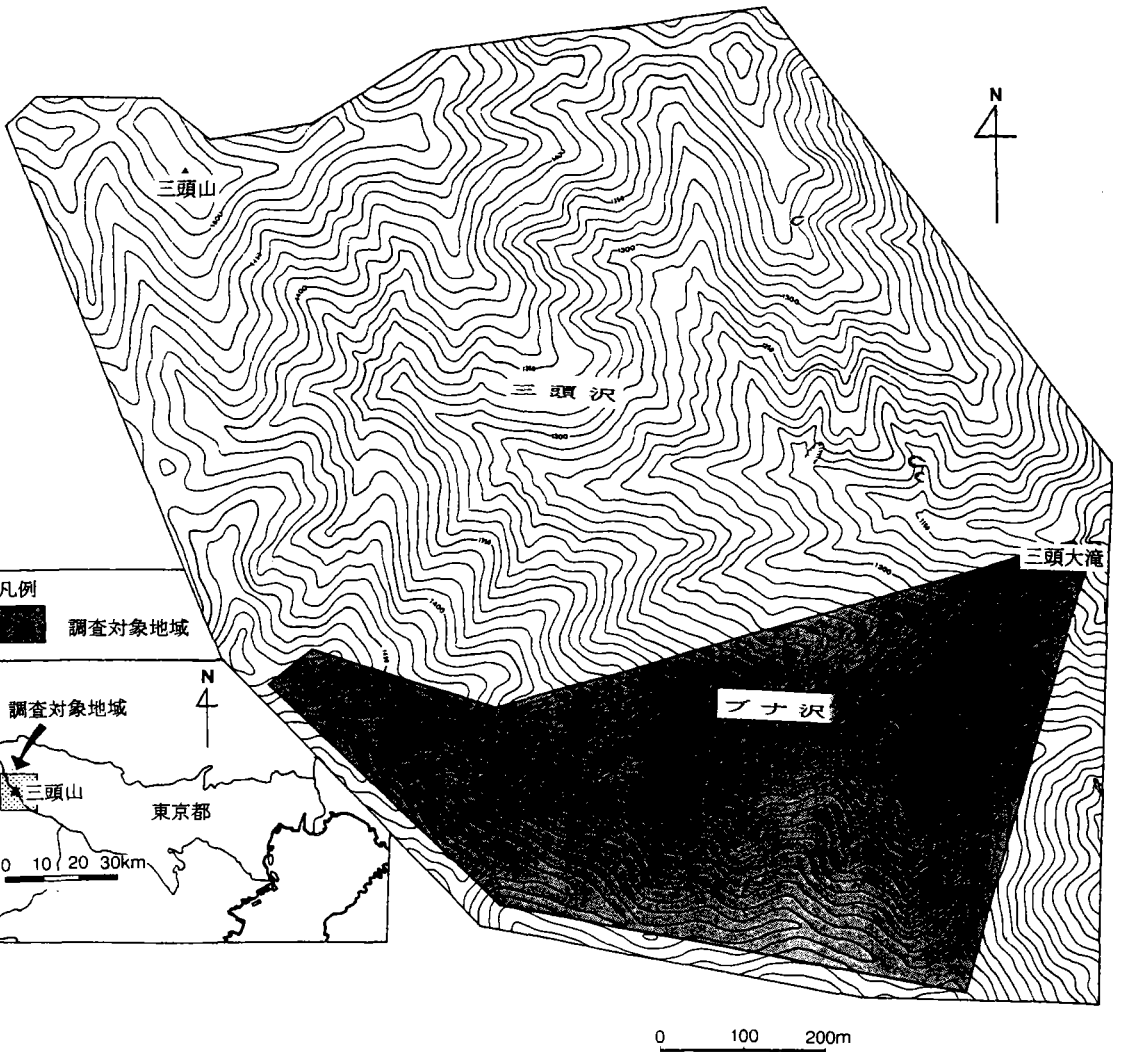


図1 調査対象地域

第1節 三頭山の概要

① 位置および気候

三頭山(1,527.5m)は、関東山地の南東部、東京都と山梨県の境界に位置し、相模川水系と多摩川水系の分水嶺となっている。このうち多摩川水系は、主稜線北西側の本流水系と南東側の秋川水系とに別れ、調査地域は、秋川水系、南秋川の源流域である(図1)。

調査地域の月平均気温および降水量は表1に示した。都民の森の気温資料から算出した年平均気温は10.3℃で、東京都心部と比較すると4~5℃程低い。また、奥多摩地方の年平均降水量は小河内のAMeDAS資料によれば、年によって1,000mmから2,000mmの間で変動があるが、平均して1,500mm程度とされている。

表1 調査地域の月平均気温および降水量

年・月	'90/12	'91/1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
平均気温(°C)	2.6	-2.3	0.3	2.9	9.7	13.2	18.4	20.7	19.8	18.1	12.4	7.4
月降水量(mm)	ND	ND	ND	ND	126	51	247	148	615*	512	505	111

都民の森(標高1,050m)の気象観測資料より作成。都民の森の欠測期間(8月20~25日)については西多摩建設事務所奥多摩出張所(標高1,005m)の資料を用いた。NDは資格なし。

② 地質および地形概況

基盤岩は中生代白亜紀に堆積した小仏層群の砂岩、頁岩および、それが変成作用を受けた硬砂岩が卓越し、山頂部と三頭大滝の間には石英閃緑岩が北西-南東方向に貫入している(猪郷ほか, 1980; 小泉ほか, 1988)。谷筋には土石流性の溪流堆積物、沖積錐性堆積物がみられる。また、調査地域の最下流部には南秋川流域における最大の遷急点である三頭大滝が形成されている。滝より下流の斜面は傾斜45~50°と急峻だが、上流では傾斜20~30°の比較的緩やかな斜面が見られる(小泉ほか, 1988)。南秋川はこの三頭大滝の直上で三頭沢、ブナ沢の二本の沢に分かれている(図1)。

③ 植生概況

三頭山は気候的にはブナ帯に属し、山腹斜面は主にブナ(*Fagus crenata*)やイヌブナ(*Fagus japonica*)がみられる。また谷筋では、高木層にサワグルミ(*Ptelocarya rhoifolia*)、シオジ(*Fraxinus platypoda*)が優占し、カツラ(*Cercidiphyllum japonicum*)、オオバアサガラ(*Petrostyrax hispida*)など、亜高木層にチドリノキ(*Acer carpinifolium*)等のカエデ類(*Acer* sp.)が混生する溪畔林が成立している。奥富ほか(1987)は、三頭山のブナ-イヌブナ林をブナ-ツクバネウツギ群集タイプ、ンガサモドキ亜群集、シオジ-サワグルミ林をシオジ-ミヤマクマワラビ群集に分類している。本研究では、溪畔林の優占種であるシオジとサワグルミを調査対象樹種とした。

第2節 ブナ沢の地形・地質

① ブナ沢の地質

調査地域の地質図には前述のように猪郷ほか(1980)、小泉ほか(1988)があり、詳細な調査が行われている。しかし、両研究とも対象としている地域が大きく、小流域を対象とする今回の調査の規模とは対応していない。そこで、現地における河床の基盤や溪岸の露岩をもとに、より詳細な基盤地質図を作成した(図2)。

調査地域の基盤岩は、中生層の砂岩・硬砂岩・頁岩および、それに貫入した石英閃緑岩からなっている。石英閃緑岩は変成度の低い砂岩のキャップロックを載せている。さらに、石英閃緑岩の基盤がマサ化している部分も観察された。石英閃緑岩の貫入は流路沿いで標高1,180m~1,320mの間にみられた。猪里ほか(1980)、小泉ほか(1988)と比較すると、水平距離で約300m上流側まで貫入していることが明らかとなった。また、石英閃緑岩の分布範囲の下流側(三頭大滝側)では硬砂岩が卓越し、上流側では頁岩が卓越している。

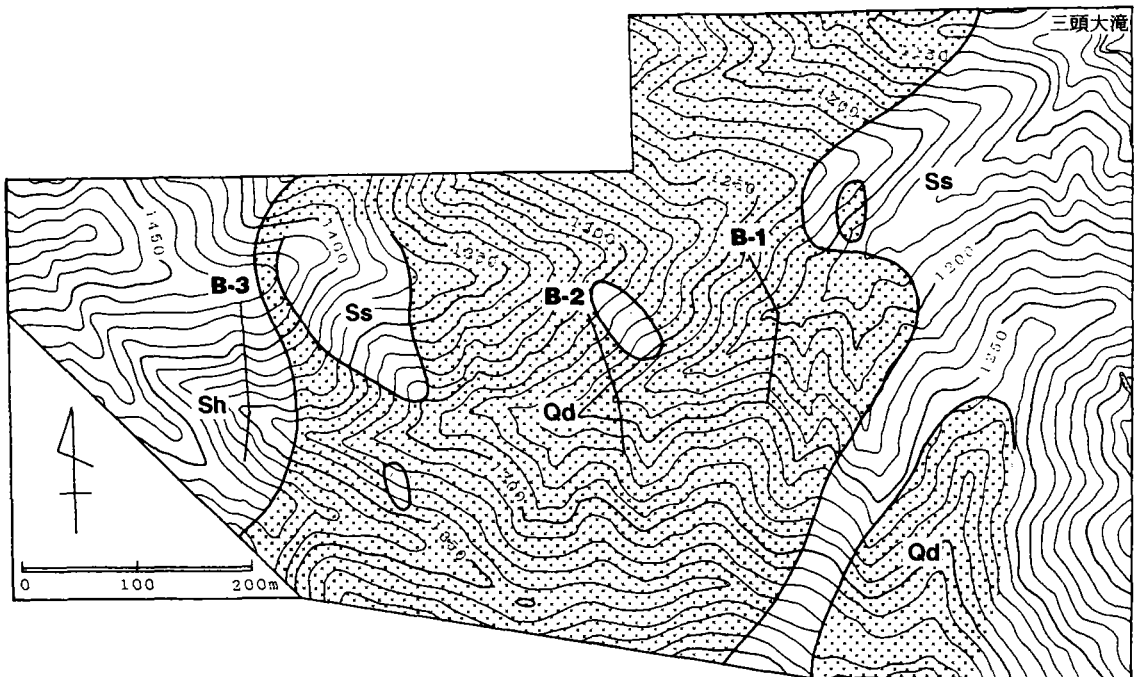


図2 ブナ沢流域の地質図および斜面横断面形測量の位置

図中のB-1~3は河床横断面形の測量地点を示す

- Qd : 石英閃緑岩の分布地域
- Sh : 頁岩の分布地域
- Ss : 砂岩・硬砂岩の分布地域

② ブナ沢の地形

1) 高度分散量から見たブナ沢流域

高度分散量はOhmori (1978) によって定義された地表面の起伏状態を表す指標で、単位区画の地表面高度の標準偏差であり、地表面の高度のばらつきの度合いを示している。すなわち、高度分散量は起伏量の1種ではあるが、面積加重の地表面の高度分布のちらばりの絶対的な大きさを表し、地表面の凹凸の度合い(地表面の粗度)の重要な1指標と見なすことができる(大森・相馬, 1983)。

この高度分散量とダムの堆砂量の相関関係を求めた大森(1975)では、高度分散量と侵食量とが非常に高い相関関係にあることが明らかになった。すなわち、高度分散量大きい(区画内における地殻表層物質の位置エネルギーの分散が大きい)地域では物質が移動しやすく、侵食されやすくなっているということである。

そこで、ブナ沢周辺の地形の特徴を示す指標の一つとして高度分散量を採用し、三頭山周辺の他の流域との比較を行った。

高度分散量の計測に必要な単位区画の設定に関しては、1/2.5万地形図を4倍に拡大した地図(1/1.25万、等高線間隔10m)に1cm(実長125m)間隔のメッシュをかけた。単位区画の大きさは交点を9個含む250m*250mとした。また、等高線の判読は5m単位まで行った。

計測対象とした流域は図3に示した、ブナ沢、三頭沢を含む三頭山西側の流域と、奥多摩湖側に流下する三頭山北側の流域である。

計測結果は図4に示した。ブナ沢を含む西側の流域は平均値は1,188.5mとなった。ランク別のモードはCランク(50.0%)にみられ、Aランクは出現しなかった。また、Bランクも谷底部にみられるのみで、山腹斜面は全体としてCランクが卓越した。一方、対照区とした北側の流域では平均値は1,628.1m、ランク別のモードはDランクにみられ(31.7%)、Eランクがこれに次いだ(29.3%)。また、埋積の進む谷底部でAランクが1地点見られ、レンジとしては広がっている。

両地域を比較すると、ブナ沢を含む流域は対象区とした北側の流域に比べ高度分散量が小さいことから、相対的に起伏や侵食量が小さく、現在の物質移動が比較的不活発な流域であることが示された。このことは、島津(本報告書)に示された、三頭山周辺の流域には現成ではない厚い堆積物が存在し、今回の土石流発生の際に再移動したとする指摘と矛盾しない。

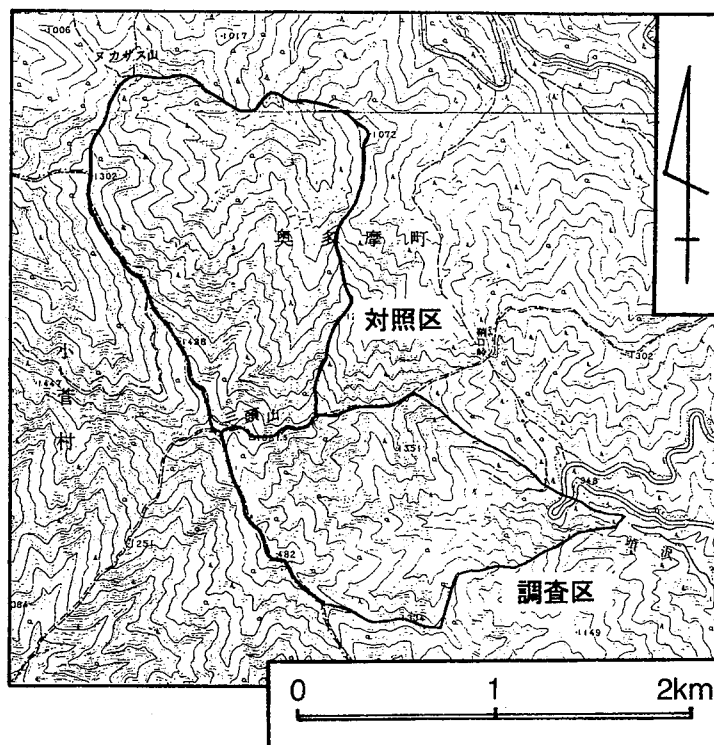


図3 高度分散量計測対象流域

南側の流域がブナ沢を含む流域、北側の流域が対照区

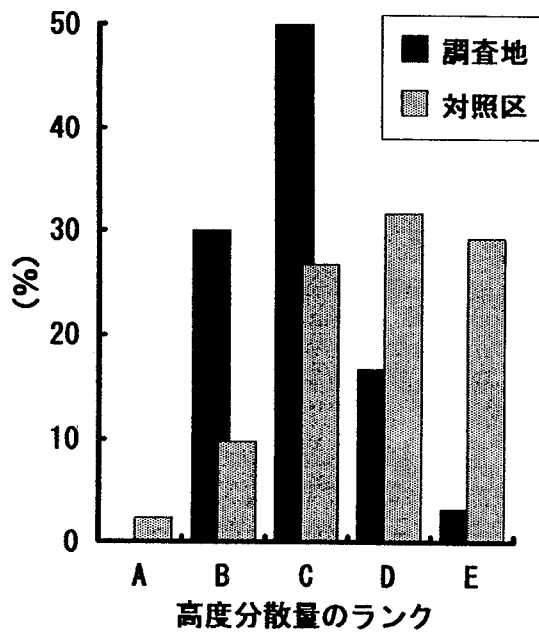


図4 高度分散量の計測結果

2) ブナ沢の河床縦断形

ブナ沢の河床勾配図を図5に示す(基図3,000分の1都民の森計画平面図)。全体的に緩やかな河床勾配を呈するが、5カ所の傾斜変換点が見られた。これらの傾斜変換点を下流側から①～⑤とし、河床勾配を計算した。その結果、三頭大滝から最上流部までの区間ごとの河床勾配はそれぞれ、 30.5° 、 10.5° 、 13.4° 、 17.5° 、 21.5° 、 33.5° となった。流域全体の平均河床勾配(18.0°)と比較すると、三頭大滝の直上と最上流部に急勾配な河床が見られ、中流部は緩やかな河床となっている事がわかる。このうち、傾斜変換点②は硬砂岩と石英閃緑岩の分布境界に相当し、傾斜変換点④は石英閃緑岩と頁岩の分布境界に相当している。

また、傾斜変換点③付近には湧水点が見られる。ブナ沢の流水は豊水期、渇水期を問わず、この湧水点から下流側で観察され、これより上流側では降雨直後に一部流水が見られるほかは、恒常流は観察されない。この湧水点では河床に基盤が露出し、河床堆積物と基盤の境界付近、および基盤中からの湧水が観察される。

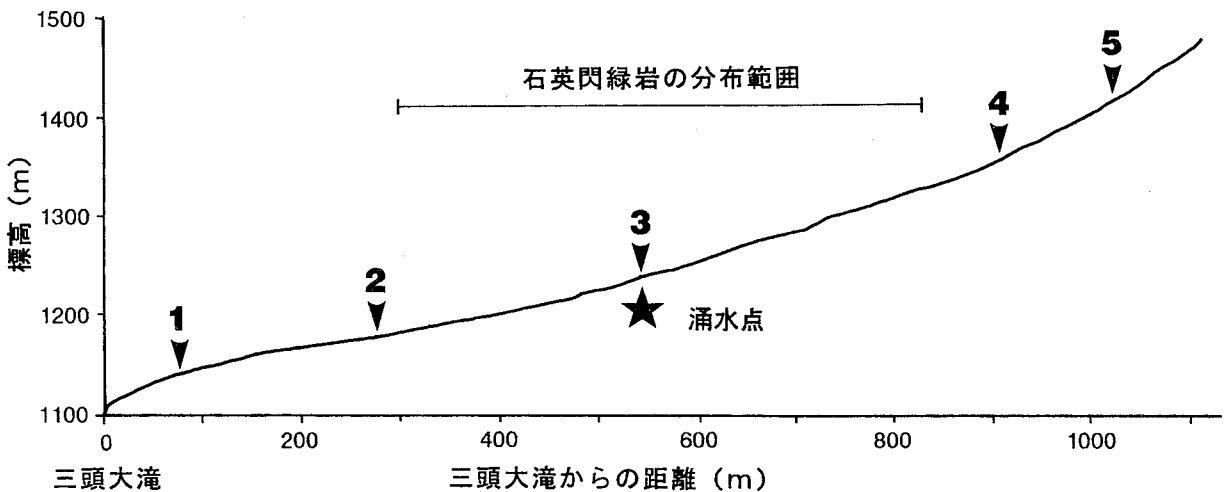


図5 ブナ沢の河床勾配 (1/3,000都民の森計画平面図より作成)

図中の番号は河床勾配の変換点を示す

3) ブナ沢の河床横断面形

図2に示した3地点で（下流部よりプロファイルB-1，B-2，B-3とする）それぞれ沢に直行するように調査を行なった河床横断面形を図6に示した。以下にそれぞれの地形的特徴を述べていく。

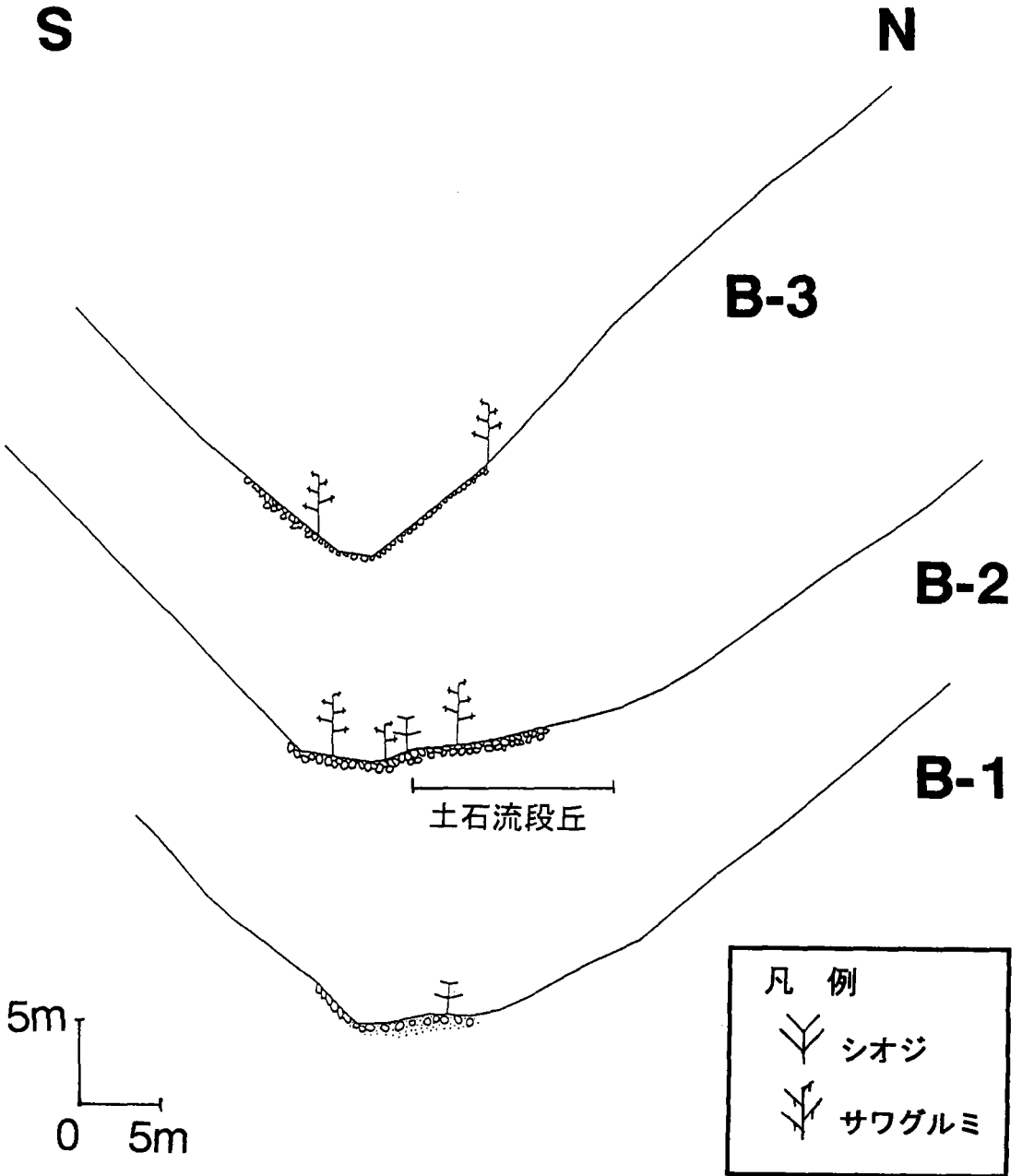


図6 地表攪乱発生以前のブナ沢の河床横断面形（現地調査により作成）

B-1は下流部に設定した調査ラインで、石英閃緑岩帯にあって恒常流が観察される。右岸の斜面の平均傾斜が約 39.2° 、左岸の斜面の平均傾斜は約 35.4° とやや緩やかな斜面を呈する。斜面形は緩やかで、山腹斜面と谷壁斜面上部との境界の遷急点は明瞭ではないが、遷緩点となっている谷底面と谷壁斜面下部との境界は明瞭である。谷底面の幅は約7.0mある。両側の斜面とも、比較的森林土壌が厚く堆積している。

B-2は中流部に設定した調査ラインで、石英閃緑岩帯にあり、恒常流は観察されない。右岸側の斜面の平均傾斜は約 45.3° であるのに対し、左岸側の平均傾斜は約 23.7° と非常に非対称な斜面形である。右岸の斜面は明瞭な傾斜変換点がみられないのに対し、左岸の斜面は、不明瞭ではあるが、山腹斜面と谷壁斜面上部との遷急点が認められる。また、左岸側では、谷壁斜面下部が非常に緩やかに谷底面へと続いているため、非常に広い(約8.0m)谷形を呈している。

B-3は上流部に設定した調査ラインで、前記した2本のプロファイルと異なり、ブナ沢最上流部の頁岩の分布範囲にあり、恒常流は観察されない。右岸の平均傾斜が 44.3° 、左岸の平均傾斜は 43.9° と両岸側ともに非常に急峻な斜面形を呈す。河床面の幅も4.4mと狭い。左岸側の斜面には山腹斜面と谷壁斜面上部との境界に遷急点がみられる。

また、小泉ほか(1988)による現地測量によると、ブナ沢下流部の三頭大滝直上の砂岩地帯の谷壁の勾配は $39^{\circ} \sim 47^{\circ}$ となっている。

以上をまとめると、石英閃緑岩の分布地域では谷壁が相対的に緩傾斜であり、谷底面が広がっているのに対し、硬砂岩や頁岩からなる地域では谷壁が急傾斜であるとともに、谷底面が狭くなっている。この地形の差は、小泉ほか(1988)によって基盤岩の侵食に対する抵抗性によって説明されている。堅硬な硬砂岩・頁岩からなる斜面では風化や侵食に抵抗して岩がちな山地斜面や崖をつくり易い。これに対し、石英閃緑岩は深層風化によってマサ化することが知られている。このため、石英閃緑岩が分布する範囲では厚いマサ層が雨水を浸透させ、表面侵食を防ぎ、全体の地形をなだらかなものにしたと考えられている。

4) ブナ沢の流路区分

以上に述べてきたように、ブナ沢の地形は基盤地質との関係から説明される。また、表流水の存在は物質移動に大きな影響を与えると考えられる。そこで、基盤地質および、河床勾配、恒常流の有無を指標にブナ沢の流域を5区間に区分した。以下に、区分した区間ごとに特徴を述べる。

区間1：ブナ沢の最下流部の区間。基盤地質は硬砂岩、砂岩からなっている。河床勾配が急な区間(区間1-A)と最も緩やかな区間(区間1-B)の異なる河床勾配を持つ。区間1-Aと1-Bの境界は、本節の2)で述べた河床の傾斜変換点の①に該当し、区間1の上流端は傾斜変換点②に該当する。区間1-Aは三頭大滝に近く、滝の後退の影響を受けるとともに、基盤地質が侵食に対する抵抗力の高い硬砂岩からなっているため、急峻になっていると考えられる。これに対し、区間1-Bは比較的変成度の低い砂岩からなり、三頭大滝の存在によって下刻の上昇が妨げられ、局地的な侵食基準点のような位置

となったために河床勾配が緩やかになったものと考えられる。河床面は区間1-Bでやや広がっているが、谷壁はいずれの区間でも急傾斜となっている。河床堆積物はきわめて薄く、基盤が露出する範囲が広い。小泉ほか(1988)に示された河床横断面形L1~3は区間1-Bで計測されたものである。また、区間3にみられるような堆積物によって構成される土石流段丘(後述)は観察されない。

区間2：基盤地質が石英閃緑岩からなり、恒常流がみられる区間。河床勾配は区間1-Bに次いで緩やかで、谷底面が広くなり、谷壁の傾斜も緩やかになる。プロフィールB-1は本区間で計測を行っている。河床堆積物は区間1に比べて厚くなる傾向を示すが、基盤岩が河床に露出する地点も観察された。土石流段丘は不連続に観察され、一部では現河床に収斂する様子が観察される。本区間の上流端は傾斜変換点③に該当し、ブナ沢の恒常流の源頭となる湧水点が観察される。

区間3：基盤地質が石英閃緑岩からなり、恒常流がみられない区間で、河川水は堆積物中を伏流している。河床勾配は区間2について緩やかな区間である。谷底面は広く、谷壁の勾配も緩やかになる。プロフィールB-2は本区間で計測を行った。河床堆積物はもっとも厚く、一時的な水流がみられる流路部でも基盤の露出は観察されなかった。流路部と谷壁斜面の間には、弱い層理構造をもち、淘汰の悪い、砂質のマトリクスを多く含む角~亜角礫(最大径2m程度)からなる堆積物によって構成される段丘状地形が連続的に観察される(図6、プロフィールB-2に示した)。この段丘は堆積物の層相や、表層部に巨礫が集中すること(町田, 1959)、土石流堤状の列状の岩塊の集積がみられることから、過去の大規模な土石流によって形成された土石流段丘と考えられる。本区間の上流端は、石英閃緑岩と頁岩の地質境界である。地質境界は河床の傾斜変換点④とは一致せず、地質境界部分が流路長で約100m下流側となった。また、本区間で合流する支流のうち1支流(支流4：図9)の流域は変成度の低い砂岩からなり、その分布範囲からキャップロックであると考えられる。

区間4：基盤地質が中生層頁岩からなり、恒常流はみられない区間。谷底面は狭くなり、河床勾配も急になる。プロフィールB-3は本区間で計測を行った。マトリクスの少ない頁岩の細礫(礫径2~3cm)から構成される河床堆積物は厚く、河床部に基盤岩が露出する地点はほとんど観察されない。しかし、谷壁斜面の傾斜は急になり、谷壁には多くの露岩が観察される。土石流段丘は区間の下流側半分(傾斜変換点④より下流側)で不連続に観察される。本区間の上流端は傾斜変換点⑤に該当する。

区間5：ブナ沢の最上流部で、傾斜変換点⑤より上流側が該当する。基盤地質は頁岩からなり、恒常流はみられない。流水跡もきわめて不明瞭である。河床勾配、谷壁の勾配は一段と急になり、地形的にはブナ沢の谷頭部に相当する区間である。

第3章 ブナ沢におけるシオジーサワグルミ林の分布

第1節 シオジーサワグルミ林の位置づけ

シオジ (*Fraxinus platypode*) とサワグルミ (*Pterocarya ryoifolia*) は、日本の冷温帯落葉広葉樹林帯の太平洋側に出現し、溪畔林の優占種となり森林を形成する樹種である (宮脇, 1967; 山中, 1979; 飯泉・菊池, 1980; 中西ほか, 1983など)。

シオジは、モクセイ科トネリコ属に属する日本固有種で、樹高20~25mになる落葉大喬木である。栃木県以西、四国、熊本県までの太平洋側のブナ帯に不連続分布する。成長は中庸で、耐陰性がある。また、湿潤で肥沃な土壌を好み、溪谷沿いや谷間に多く立地し、溪畔林として成立するが、その幅は狭く、大面積に成育するものではないとされている (林, 1966; 林業科学技術振興所, 1985)。

一方サワグルミは、クルミ科サワグルミ属に属する日本固有種で、樹高20~30mに達する落葉大喬木である。北海道渡島半島から本州、四国、熊本県までの冷温帯に分布し、成長は早い。山間の湿潤で肥沃な谷あい、谷沿いの緩斜面、川岸、平坦地に好んで成育し、根系は直根がなく、流水中にもよく成育するが、停滞水の場所では成育が困難である (本田, 1889; 林, 1966; 林業科学技術振興所, 1985)。

このシオジとサワグルミがの両方が認められるシオジーサワグルミ林は、日本海側のトチノキーサワグルミ林に対応する太平洋側における冷温帯の溪畔林であるとされている (たとえば、宮脇, 1967; 飯泉・菊池, 1980)。

これまでのシオジーサワグルミ林に関する研究は、主として植物社会学的に行なわれてきた。たとえば、関東地方のシオジーサワグルミ林は、サワグルミ群団 (宮脇ほか, 1964) のうち、ヤマタイミンガサーサワグルミ群集、イワボタンシオジ群集 (宮脇・奥田, 1988など)、ミヤクマワラビーシオジ群集 (鈴木, 1949など) にまとめられており、どの群集もシオジ、サワグルミを標徴種としている。

また、このような研究とは別に、シオジ、サワグルミの個々の種についてその立地環境を明らかにする植物生態学的な研究も行なわれてきた。

シオジの立地環境については、宮脇 (1967) は、シオジ林は溪谷沿いだけでなく沖積平坦地にもよく発達した森林を形成すると指摘する一方で、太平洋側のブナ帯では早くから人為的開発が進んだため、そのような平坦な自然環境が少なくなったとした。これに対し林業科学技術振興所 (1985) では、シオジの自生地は、古生層や中生層の水成岩地帯の肥沃な溪流沿いなどに多いとしている。また、林学の立場から二次林の林分構造や生長について林学の立場からを論じたもの (井上ほか, 1987) がある。これによると、シオジの実生の生長を促進させるには、上層を疎開させることが望ましいとされている。

一方、サワグルミの立地環境については、Kashimura et. al. (1965), Kikuchi (1968), Saito (1971; 1973) などにより明らかにされている。それらによると、サワグルミ林は、河岸段丘から斜面下部または谷底斜面に立地し、適度に移動するような砂質、礫質に富んだ十分に湿り気のある、排水のよい土壌に多く成立する。また、最近の研究では、サワグルミ林の成立や更新には、大小様々な地表攪乱が重要であることが明らかにされてきた。地表攪乱によって形成される裸地は、排水のよい土壌や、良好な日照条件を提供する機会が多いので、サワグルミの実生にとっては成立しやすい条件を提供するからであり（佐藤ほか, 1987; 広木, 1987; 佐藤, 1988, 赤松; 1991 MS.）、攪乱発生後、立地が安定した場合、サワグルミ林はトチノキの卓越する林や、ブナ林へと移行していくとされている（広木, 1994など）。これらの研究は主に日本海側のサワグルミ林で行なわれてきた。しかし、攪乱体制が異なると考えられる太平洋側の林分を対象とした具体的な研究は行われていない。

ところで、太平洋側の溪畔林の攪乱体制を含む立地環境を考察していくには、構成種の代表とされるシオジとサワグルミを比較検討し、包括的に考察する必要がある。しかし、このような立場から比較検討した研究はすくなく、光条件に対する両種の反応や伸長特性の差違を比較検討した木佐貫ほか（1992）や崎尾（1993）などがみられるだけである。

なお、調査地域としたブナ沢には登山道の整備等の人工改変以外手が加えられていない溪畔林が残され、シオジ・サワグルミ林が比較的まとまって残されている（奥富ほか, 1987）とされている。調査は本流沿いの個体を中心に行った。

第2節 ブナ沢のシオジ・サワグルミ林の分布状況

現地調査において樹高 1.5m 以上のすべてのシオジ、サワグルミについて樹高、胸高直径を計測し、1/3,000都民の森計画平面図（社団法人日本林業技術協会調整）を基図として分布図を作成した。なお、樹高が2.0m以下の個体については根元から0.5mの高さの直径を測った。この調査は崩壊・土石流発生以前の1991年8月6日までに完了した。

1) 全体的な分布傾向

シオジとサワグルミの個体は、調査対象地域最下流部の三頭大滝（標高1,120m）から上流側に向けて、標高1,420m付近まで連続的に見られる（図7）。下流部で個体数が多く、上流側で分布がやや疎になる。また、最上流部では両種とも分布せず、ミツバウツギ (*Staphylea bumalda*) やアブラチャン (*Parabenzoin praecox*) からなる低木林に移行する。樹種別では、下流側にシオジが多く、上流側にサワグルミが多く見られる。また、三頭大滝直上ではシオジがほぼ純林状をなすのに対し、標高1,270m付近ではサワグルミがほぼ純林状をなしている。両種の分布は漸移帯で接しているが、大枠として下流側のシオジと上流側のサワグルミに棲み分けているといえる。

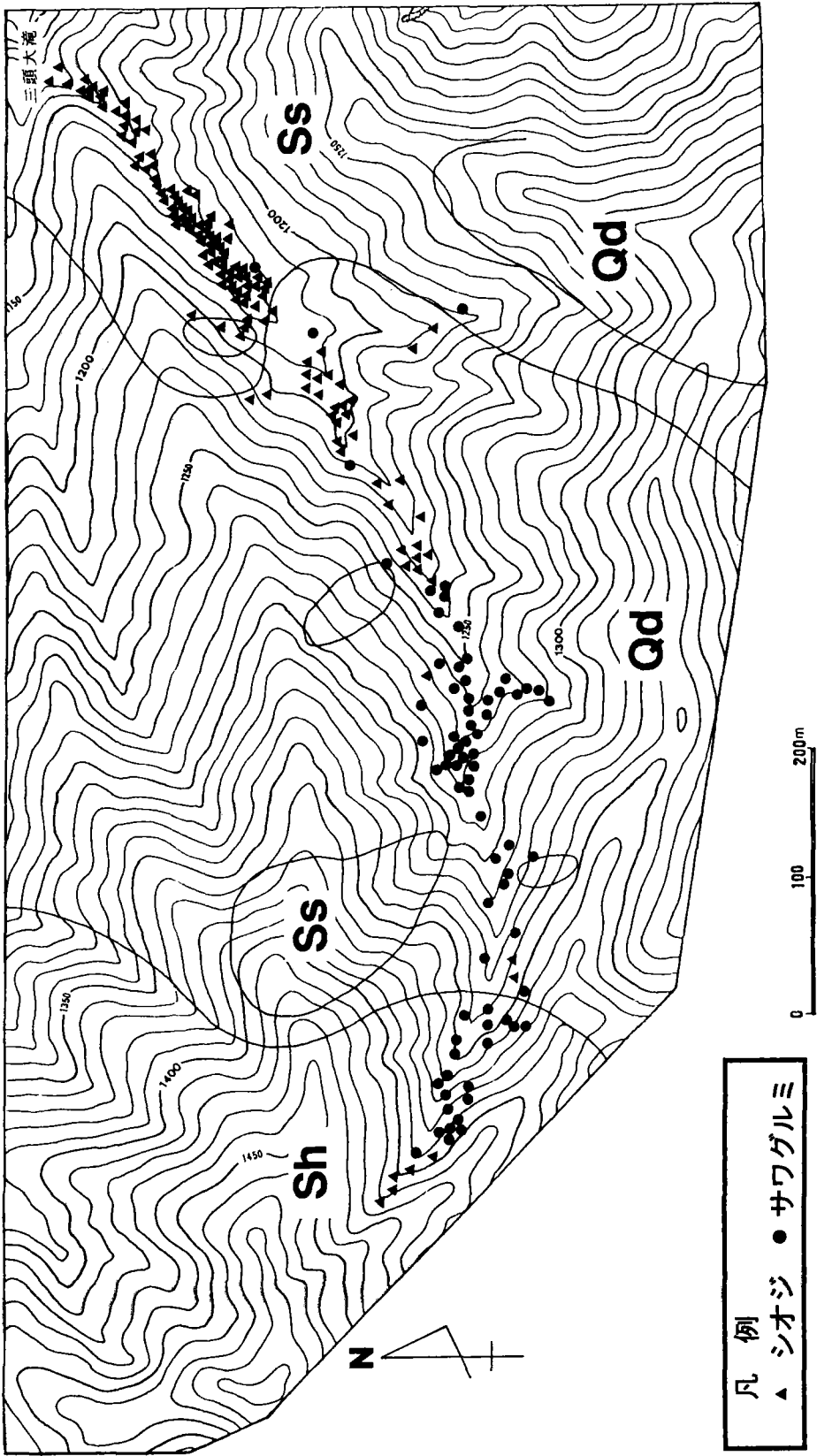


図7 ブナ沢におけるシオジ、サワグルミの分布（現地調査により作成）
 基盤地質の凡例は図2と同じ

図8は樹高を流路に投影したものである。点線がシオジを、実線がサワグルミを表している。両種の棲み分けの状況が明瞭に見られる。また、シオジの樹高構成とサワグルミの樹高構成とに構造の差異が認められる。UUUUUU

シオジが特に密に分布している三頭大滝から290m付近までは、低木から高木層までの各階層に個体が見られるが、サワグルミが密に分布する600m～700m付近では低木層が見られず、樹高のそろった高木層が発達している。

そこで、樹種の構成、樹高構成の変化に着目し、流域全体を5区間に区分した。なお各区間の樹高階層は林冠を構成する高木層（樹高18m以上）、第二層を構成する亜高木層（10m以上18m未満）、それ以下の低木層Ⅰ（4m以上10m未満）、低木層Ⅱ（1.5m以上4m未満）に分けた（表2）。

2) 区間別の分布傾向

区間1：シオジが卓越する区間。三頭大滝から流路沿いに290m上流までが該当する。サワグルミが1個体見られるが、ほぼシオジの純林状となっている。中でも低木層の構成比率が高く、シオジ全個体の60%（98本中60本）が樹高10m未満の低木であった。流路延長に対する個体密度は高く、34.0本/100mを示す。

区間2：両種が混生する区間。540m上流までの区間が該当する。総個体数の41のうち、サワグルミ8個体に対し、シオジが33個体を占めている。区間1に比べ低木層の比率が低く、総個体の17%を占めるにすぎない。また、両種とも樹高14m程度の第二層を構成する個体が多く見られた。流路延長に対する個体密度は16.4本/100mである。

区間3：サワグルミが卓越する区間。760m上流までの区間が該当する。総個体数42のうち、サワグルミが41個体を占め、ほぼサワグルミの純林状となっている。多くの個体が樹高16m以上に達し、低木層の発達が著しく悪い（総個体数42のうち、低木層は4個体のみ）。また、流路延長に対する個体密度は19.0本/100mである。

区間4：両種が混生する区間。1,010m上流までの区間が該当する。総個体数29のうち、サワグルミが22個体を占め、やや優占している。他の3区間に比べ、個体数は少ないが、高木層を中心とした森林が成立している。流路延長に対する個体密度は11.4本/100mである。

区間5：シオジ、サワグルミともに分布しない区間。ミツバウツギやアブラチャンなどの低木～亜高木からなる森林が成立している。

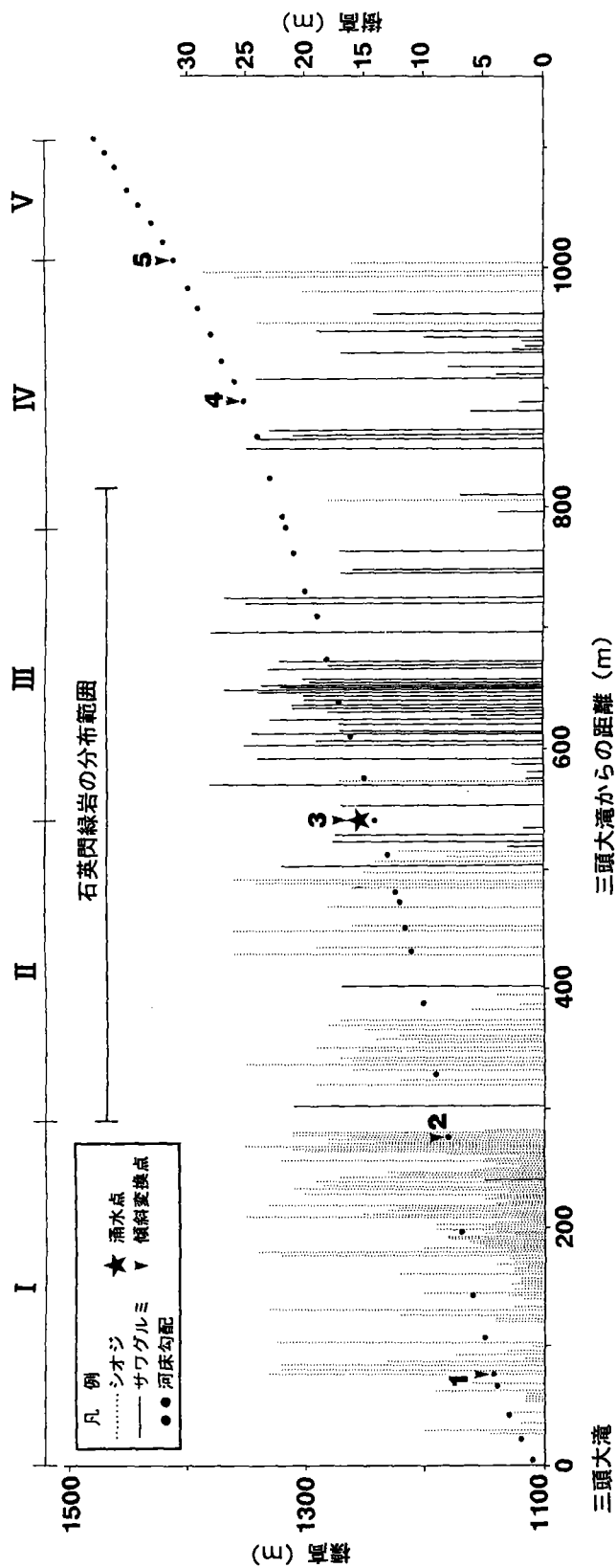


図8 ブナ沢のシオジ-サワグルミ林の樹高投影図 (現地調査により作成)

I~Vは樹種、樹高構造から区分した区間

表2 ブナ沢におけるシオジ—サワグルミ林の樹高構造

	区間 1		区間 2		区間 3		区間 4		合 計		
	シオジ	サワグルミ	シオジ	サワグルミ	シオジ	サワグルミ	シオジ	サワグルミ	シオジ	サワグルミ 全体	
高木層 (18m~)	2	0	1	2	0	3	1	5	7	4	8
亜高木層 (10~18m)	1	0	1	4	1	6	2	5	3	1	4
低木層 (I) (4~10m)	3	1	4	1	1	6	2	6	3	4	9
低木層 (II) (1.5~4m)	3	0	1	1	0	3	0	4	3	1	8
小 計	9	1	3	8	1	4	1	7	2	1	2
合 計	9	9	4	4	1	4	2	2	9	7	2
										1	3
										7	2
										2	1

第4章 ブナ沢の地形変化の特徴とその規定要因

1991年8月20日深夜の集中豪雨に伴う崩壊・土石流によって、ブナ沢流域でも大規模な地形変化が発生した。そこで本章では、地形変化について特徴の記載を行い、その規定要因について考察を行う。

第1節 崩壊・土石流地形の分布

多くの支流で谷頭崩壊が発生し、本流でも標高1,410m付近を起点とした土石流が発生した。

そこで、植物の生育に影響を与える斜面堆積物、河床堆積物の状態に着目して崩壊・土石流地形の分布を確認し、図9に示した。以下に、土砂を本流に供給した支流と、河床堆積物が移動、堆積した本流についてそれぞれ記載を行う（崩壊地形に関しては酒井、本報告書で詳しい調査が行われている）。なお、崩壊が発生し土砂を生産した範囲を「発生源」、土砂が通過した区間を「移動域」、堆積した範囲を「堆積域」とする（古谷、1986）。

支流域；支流における崩壊の形態は大きく3つのタイプに分類される。1つは支流6, 7にみられるタイプで、源頭部に明瞭な崩壊の発生源を持たない。また、移動域には堆積物がみられず、基盤まで侵食が及び、横断型はV字型を呈している。これをタイプ1とする。

もう1つは支流1, 2, 13などに見られるタイプで、源頭部に表層崩壊による明瞭な崩壊の発生源を持ち、移動域にも堆積物がみられる一方で、側方侵食による斜面堆積物の移動も行われ、横断型は浅いU字型を呈する。また、本流との合流部に沖積錘を形成していることから、多くの物質を本流に供給したと推定される。これをタイプ2とする。

支流8, 9, 12などは、源頭部に表層崩壊を起こし沖積錘も形成しているが、移動域は基盤に到達するV字型の横断型をしている。これは、両タイプの間中型と考えられる。これをタイプ3とする。

本流域：今回の土石流による河床堆積物の移動を巨視的にみた場合、調査地域内の流域は流域外に土砂を供給しているため、基本的には侵食域であると考えられる。しかし、より小さなオーダーで観察した場合、調査流域内においても侵食と堆積の傾向は不連続な変化を示している。そこで、河床堆積物の形態から流域を侵食域と堆積域とに区分した。この侵食-堆積傾向を第3章、第2節で設定した区間ごとに見ると、以下ようになる。

区間1：河床は狭く、強い侵食の傾向にある。区間1-Aでは基盤を下刻する侵食を行い、数mの基盤高度の低下が観察され、攪乱後の河床には堆積物は見られない。1-Bでは一部基盤を下刻しているが、きわめて薄い河床堆積物が観察される。

区間2：侵食と堆積が交互に現れる区間となっている。河床は広く堆積物の量も多くなるが、一部には基盤に到達する侵食がみられる地点もある。

区間3：基本的に河床は河床堆積物に広く覆われている。支流4の合流部では今回の土石流によ

っていったん堆積した河床堆積物が、二次的に下刻された区間が観察されるが、それ以外の区間では河床堆積物が厚くなっている。

区間4：基本的に侵食域である。基盤に到達する侵食が行われた地点は少ないが、河床堆積物の移動が観察された。特に地点aでは大規模な河床の崩壊があり、厚い河床堆積物を切っている。

区間5：今回の崩壊・土石流では特筆すべき地形変化は見られなかった。

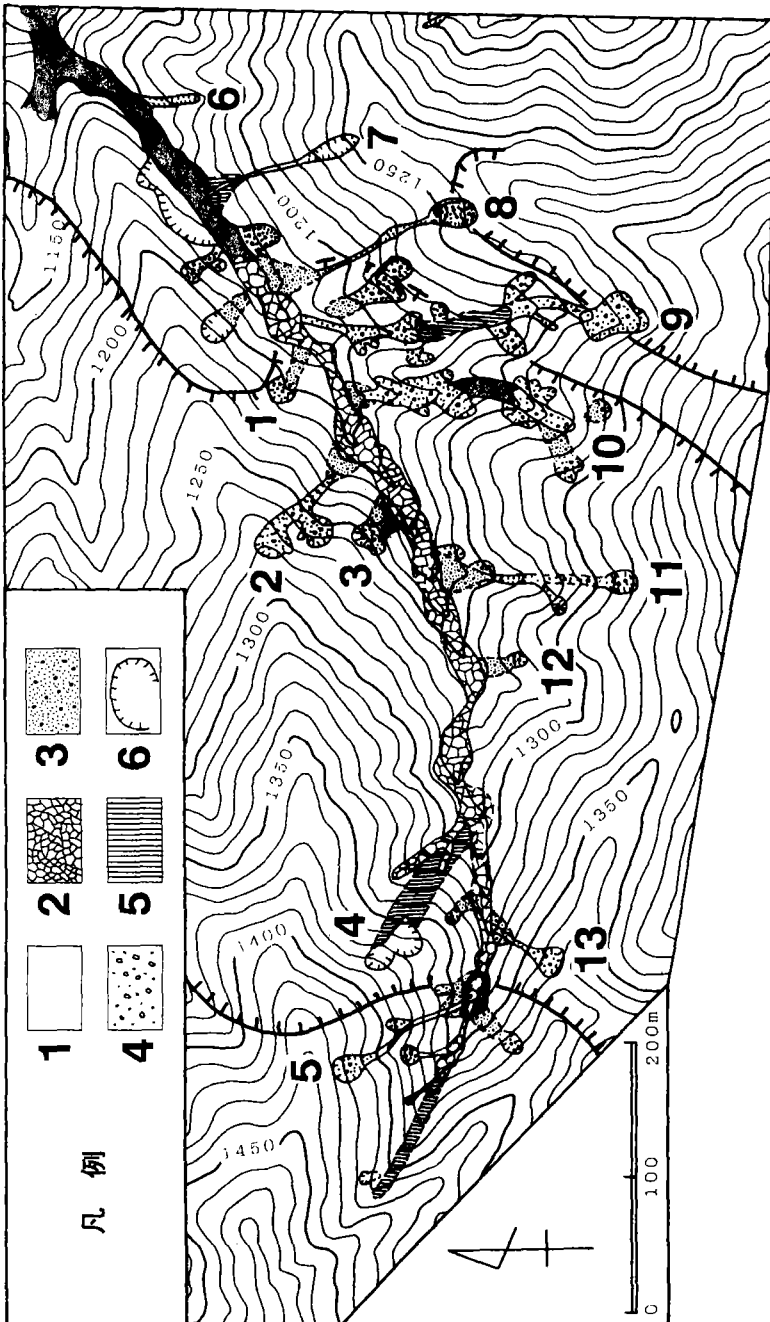


図9 ブナ沢崩壊地形分類図（現地調査により作成）

1. 基盤が露出した地点
2. 河床が今回移動した堆積物によって覆われている地点
3. 沖積錐
4. 崩積物で充填された崩壊地
5. シートウォッシュを受けた範囲
6. 滑落崖

第2節 河床横断形の変化

1) 河床横断形の再計測

地形変化の傾向を把握するため、今回測量したプロファイルB-1～3について、地表攪乱の発生後にはほぼ同位置にて河床横断形の再測量を行ない、両者のプロファイルを重ねたものを図10に示した。

プロファイルB-1：右岸側には新たな側方侵食を受けた基盤からなる壁が露出している。また左岸には新たに堆積された面が形成されており、土石流発生以前と比べ、最大2mの土砂が堆積している。河床面では斜面形が大きく変化しているが、谷壁斜面にはほとんど変化がみられなかった。またこのプロファイル上には樹高2mのシオジがあったが流出し、残存しない。

プロファイルB-2：右岸の斜面にはほとんど変化がみられなかったが、左岸側には比高にして約1mほどの土砂の堆積がみられる。また、このプロファイル上には、樹高17m、17.5m、5.5mのサワグルミと8mのシオジがあったが、樹高17.5mのサワグルミを除くすべての個体が流出していた。

プロファイルB-3をみると斜面形、河床面にはほとんど変化がみられない。わずかに河床面の表層物質が下流に運搬された様子がわかる程度である。なお、このプロファイルの位置は、図9の「シートウォッシュ」域にあてはまる。また、このプロファイル上には、樹高21.0m、24.0mのサワグルミがあったが、いずれも残存した。

さらにプロファイルB-3より50m程下流（地点a）で河床面が崩壊を起こしていたので、新たにこの地点のプロファイルを計測した（B-3'）。右岸の侵食壁は、6.6mの高さであり、頁岩の角礫に富み、弱い層理が認められる河床堆積物によって構成されている。また、河床に基盤岩の露出が観察されないことから、堆積物の層厚はこれ以上あるものと考えられる。

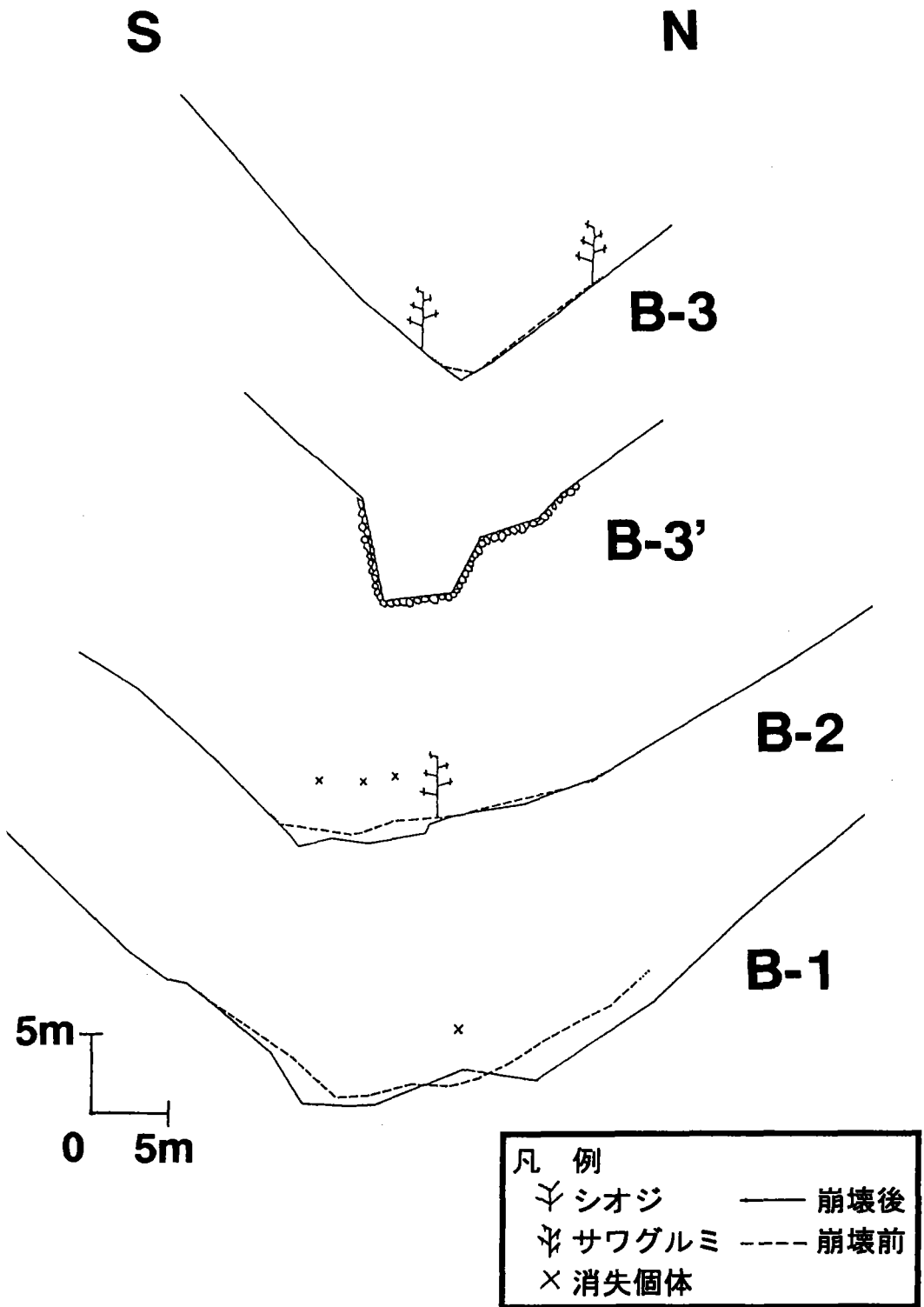


図10 地表攪乱前後の河床横断面形の比較

2) 樹皮の損傷による土石流通過断面の復元

土石流通過後も倒木せずに残存した個体は土石流の通過に伴い樹皮に損傷を受けている。このうち、樹皮が完全にはがれている高さは土石流のうち高密度の部分によって、部分的にはがれている高さは比較的密度の低い部分や礫の飛びはねなどで損傷を受けたものと考えられる。そこで、この損傷を受けている部分を高さから土石流の通過断面の復元を試みた(図11-1, 2)。それぞれ、区間2, 3の河床横断面形を示し、縦の実線は残存個体を示している。それぞれの河床横断面形で河床面が更新された範囲と残存個体の損傷の高さを用いて復元を行った。

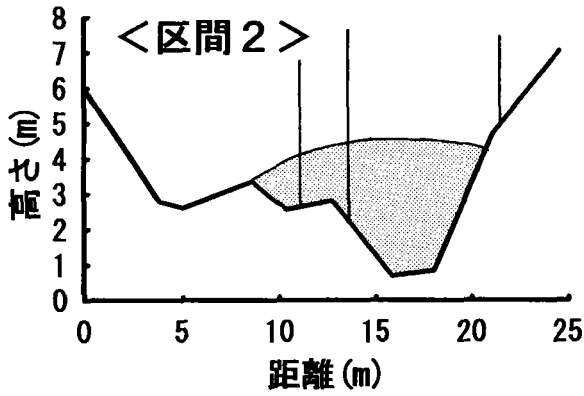
区間2と3の横断面形を比較すると、通過断面積が区間3では小さいのに対し、区間2ではかなり大きくなっていることが示されている。また、区間3では土石流の流心部付近にも残存個体が見られることから、根返りを起こすような河床の洗掘は発生していないことが示される。すなわち、河床面の更新は土石流発生以前にこの地点に存在していた河床堆積物の移動によって行われたものではなく、土石流によって上流側から運搬された新たな堆積物が付加される形で行われたといえる。したがって、現河床面下には旧河床面が埋積されていると考えられる。また、区間1, 4では流路中央部に残存個体がほとんどみられないため、復元が行えなかったが、流路脇に残存する個体の損傷を受けた比高から考えると、区間2, 3よりも大きな土石流通過断面を持っていたことが予想される。

第3節 供給された崩積物の粒度構成

前節までは、河床堆積物の空間的な移動状況について記載したが、本節では、本流に対して支谷および斜面から供給された崩積物の質的な状況について記載する。

今回の地形変化に際して、河床では侵食を受けたところと、新たな堆積面が形成されたところが見られた。しかし、同じ堆積域でも堆積物の構成にかなりの違いが生じているところがみられた。たとえば、区間1-Bにみられる堆積物は礫径30~70cmという大きさの、不揃いで淘汰されていない礫で構成され、その間はかなり細かいシルト質のマトリクスが充填している。一方、区間3にみられる堆積物は礫径40cm前後の比較的大きさの揃った礫と、礫径5cm以下の小礫とで構成され、砂質のマトリクスが充填している。

また、マトリクスの粒度構成について定量的に把握するために、ブナ沢河床に崩積物を供給した支流の内、8支流(石英閃緑岩, 砂岩・硬砂岩それぞれ4支流ずつ)について、供給された崩積物のマトリクスの粒度分析を行った(図12)。



網掛けの部分が土石流の通過断面積を示す
縦線は、断面の復元に用いた残存個体の位置

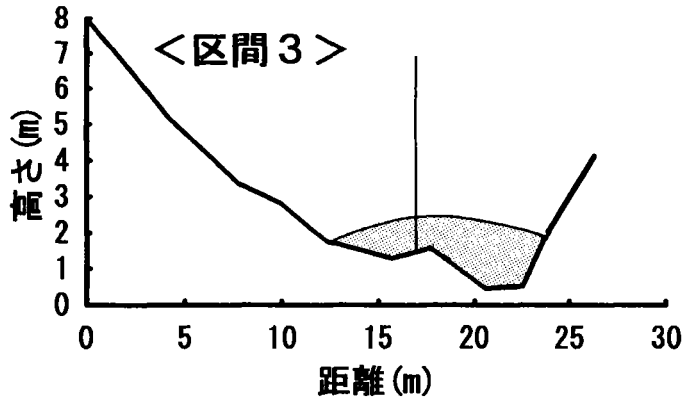


図11 土石流通過断面復元図

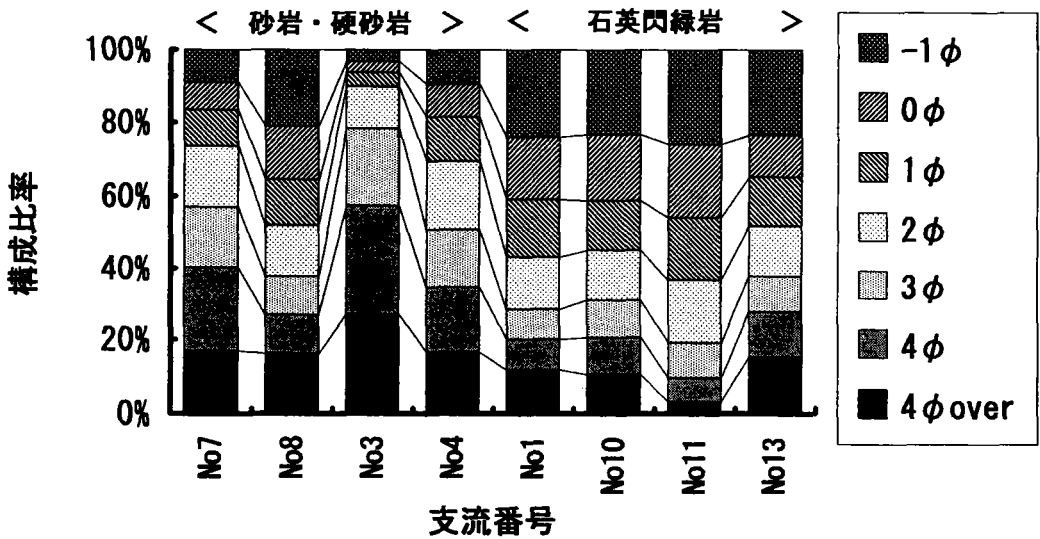


図12 マトリクスの粒度分析結果

その結果、前記の観察結果と同様に砂岩・硬砂岩地域を流域に持つ支流から供給された崩積物のマトリクスはシルト質であり、石英閃緑岩地帯の支流から供給された崩積物のマトリクスは相対的に砂質であることが示された。

このような堆積物の構成要素の違いは、土砂供給源の地質の違いに影響を受けている可能性が高い。小出（1937）は、花崗岩と中、古生層の堆積岩との風化形態の違いから土壌の性質の違いをのべている。すなわち岩石の機械的風化の産物の大きさを岩塊（人頭大以上）、大礫（人頭大～こぶし大）、礫（こぶし大～碁石大）、砂（碁石大～あわつぶ大）、粘土（あわつぶ以下）としたとき、

中生層の堆積岩は 〈基岩 → 礫 → 砂 → 粘土〉

と風化するが、

花崗岩は 〈基岩 → 岩塊 → 砂〉、あるいは〈基岩 → 砂〉

という過程をとるとしている。このため花崗岩土壌は、砂を多く含み、大きな孔隙が多く、含水率が少ない、すなわち水抜けのよい土壌になるが、中生層土壌は粘土を多く含むため、相対的には含水率が花崗岩土壌より大きいとしている。

このことをブナ沢の堆積物にあてはめて考えてみると、地形変化が起る前に区間1でみられたシルト質のマトリクスはこの地域の地質である中生層に大きく関係していると考えられる。また地形変化後の現在でも区間1-Bにみられるシルト質のマトリクスも同様と考えられる。これとは異なり、区間3でみられるマトリクスは砂質であることから、この地域の地質である花崗岩系の石英閃緑岩に大きく関係していると考えられる。また、区間4にみられる古い堆積物は中生層頁岩の礫が卓越しており、マトリクスが欠けている。このように、河床堆積物の構成の違いは、その地点に崩積物を供給する流域の地質に関係していると考えられる。なお、支流4の合流点付近では石英閃緑岩の分布範囲にあるがシルト質のマトリクスがかなりみられた。これは、支流4の流域が変成度の低い砂岩のキャップブロックからなっているためであると考えられる。

第4節 地形変化の規定要因

調査流域における今回の地形変化の最大の特徴は、流域の全域で一様な地形変化が発生したわけではなく、区間によって地形変化の状況が異なり、堆積が卓越する区間と侵食が卓越する区間とが存在することであるといえる。いわば、地形変化状況がヘテロ性を持つことが示されたといえる。本節では、この地形変化の差を規定した条件について考察を行う。

一般に崩壊・土石流の発生は風化土層の生成、河床堆積物の蓄積などの素因と降水強度などの誘引との関係で決定されると考えられている（池谷，1980）。また、その移動、堆積はさらに堆積場の条件が付加される。池谷・米沢谷（1977）、島津（1991）は堆積物の侵食・堆積の規定条件として河床勾配による送流力の変化を挙げている。また、東（1979）は堆積と洗掘は、岩屑供給量と流量の組合せによって多様に変化するとしている。さらに田畑・市ノ瀬（1972；1973）では溪床幅の変化から

堆積環境の変化を論じている。以上の研究に基づいて、本研究では土石流による堆積物の動態を規定する変数として、河床勾配、溪床幅、流量、岩屑供給量を取り上げる。

今回の土石流でも巨視的には全区間を通じて侵食域であるが、その内部構造は堆積域と侵食域とに細分され、その分布は不均質な状態を示している。そこで、上記の4変数について河床堆積物の状態との対応を考察する。

① 河床勾配：本調査地域は比較的緩やかな河床勾配をしている。この緩やかな河床勾配は、硬砂岩が侵食に抵抗して形成された三頭大滝によって下刻から免れた前輪廻の地形であると考えられており（小泉ほか，1988）、基盤地質によって規定された河床勾配であるということが出来る。

図3の河床勾配と堆積物との対応を見ると、勾配の比較的急な区間1と4が侵食域となり、緩やかな区間2と3が堆積傾向にあることから、およその対応がみられる。しかし細かくみると、もっとも河床勾配の緩やかな区間1-Bが顕著な侵食域であることや、ほぼ同一の河床勾配である区間2の中で堆積と侵食が交互に発生しているなど、一概に河床勾配のみによって規定されているとは考えにくい。

② 溪床幅：区間4で発生した土石流が区間3で一時的に堆積に転じることは、河床勾配が急激に減少するだけでなく、溪床幅が拡大することも影響していると考えられる。また、区間1が激しい侵食区間となっていることにも、溪床幅が急激にせばまるものが影響しているものと考えられる。

③ 流量：一般に河道に供給される水量は集水域の大きい下流ほど多く、侵食力も大きい。これは、区間1が激しい侵食域となっている点と一致する。また、厚い堆積物が存在する区間3では土石流の通過断面が小さく、表面流となっていた流量が小さかったことが考えられる。これは、土石流本体のうち、流水の多くが河床堆積物中に浸透し伏流したためと考えられる。これは、平時に恒常流が観察される区間2の土石流の通過断面が大きく、堆積物の全層が飽和状態に達し土石流化したと考えられることとも一致する。このことから、表面流の存在や、河床堆積物が飽和状態になるだけの流量が供給されるかどうかによって、侵食や堆積の傾向が規定されることが想定される。

④ 岩屑供給量：山地河川の河床堆積物は支流からの礫供給によって強い影響を受けることが知られている（島津，1990など）。本調査地域は最上流部に大きな崩壊源がなく、主な物質供給は支流から行われたと考えられる。

特に、タイプ2、タイプ3（本章，第1節）の支流では供給源での表層崩壊と、堆積域にみられる沖積錘の存在から多量の物質を本流に供給したことが推定される。このタイプの支流が合流する区間2、3では本流は堆積傾向にある。一方、タイプ1の支流は崩壊面積が小さく、沖積錘を形成しないことから物質供給量は小さかったことが推定さ

れる。このタイプの支流が合流する区間1、4は侵食域であり、支流の物質供給が本流の堆積物を規定するという考察と矛盾しない。

次に、これら支流のタイプが形成された要因について考察する。それぞれのタイプの支流の分布を見ると、タイプ1の支流は小仏層群硬砂岩、頁岩の領域に分布し、タイプ2、3の支流は石英閃緑岩の領域に分布している。この地質の違いが崩壊形態の違いを引き起こしていると考えられる。

石英閃緑岩は風化過程で深層風化を起こし、マサ化することが知られている（小出，1937；嶋，1961）。区間2でマサ化した石英閃緑岩が観察されていることから、本地域でも同様の風化過程が進行し、厚い表層土層が形成され、降水強度が高くなった際に水を十分に含んだ表層物質が浅い地滑りを起こし、浅く広い崩壊地形を形成したものと考えられる（小泉ほか，1988）。また花崗岩系の岩石は単位面積あたりの崩壊個数も多く、生産される崩壊物質の量も多くなることが知られている（藤田・黒田，1986）。また、Onda（1992）花崗岩系の岩石の分布地域において、マサ化の程度と崩壊・土石流の発生や斜面形の発達について考察した。これによると、マサ化が激しく、表層土層が厚く発達した地域では、マサ化の程度が低い地域と比べ、土層が飽和するために多くの降水量を必要とするため、崩壊・土石流が発生しにくくなることを報告している。

一方、小仏層群、特に硬砂岩は堅硬な地質であり、侵食に対する抵抗力が大きい。このため、傾斜が急で基盤の露出が多く、表層土層の発達が悪い斜面が形成されることが考えられる。また、谷地形の形成は断層線の存在に規定された断層線谷であることが多く、その崩壊地形は線的で、面積も狭くなる。このため生産される崩積物の量も少なくなるものと考えられる。

以上①～④を整理すると、本地域の侵食－堆積傾向は河床勾配・河床幅などの地形条件だけではなく、支流からの物質生産量などの地質条件や、供給される流量と河床堆積物の量などとの関係によって規定されていると考えられる。また、図13に地形変化の結果形成される河床の景観について模式図を示した。

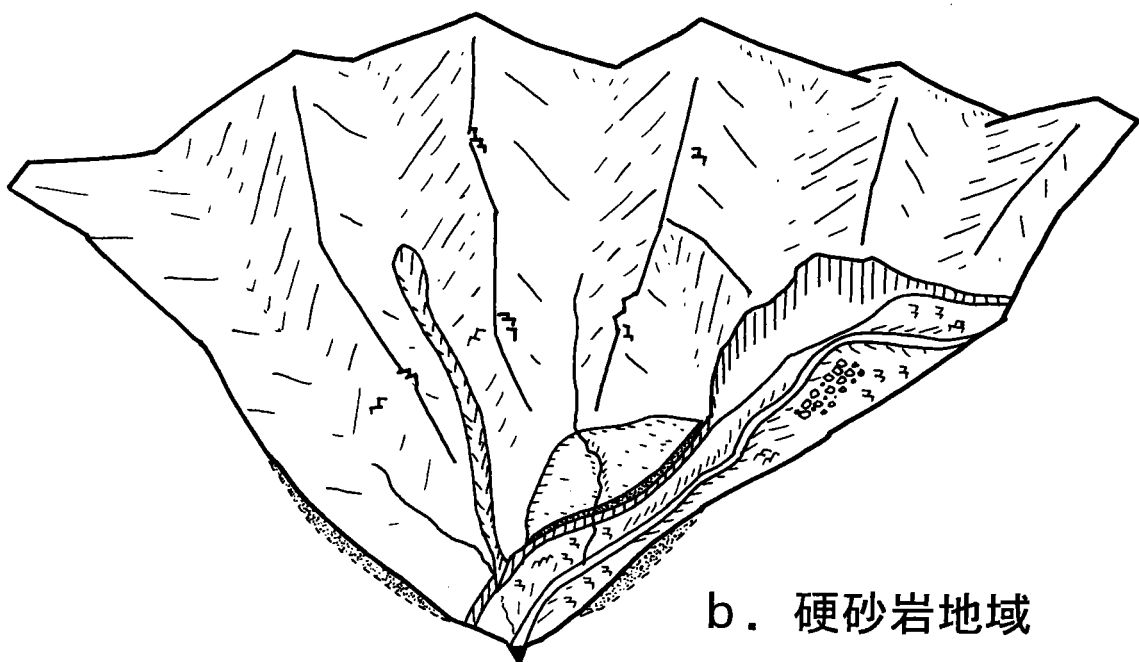
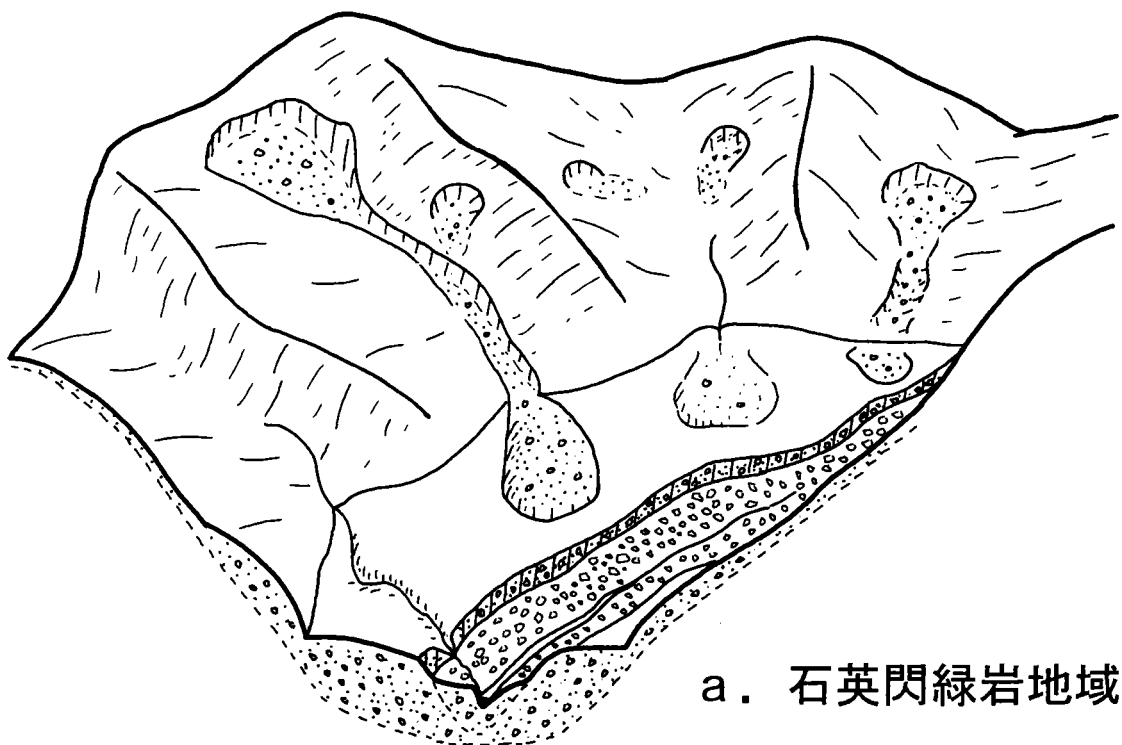


图13 基盤地質別河床景觀模式图

第5章 シオジーサワグルミ林の被害状況とその規定要因

第1節 崩壊・土石流の発生に伴う被害状況分布

集中豪雨のため発生した崩壊・土石流によって、ブナ沢の溪畔林の大部分がなんらかの影響を受けた。そこで今回の崩壊・土石流によるシオジーサワグルミ林の被害状況分布図の作成を行った。

前章で明らかにしたシオジ、サワグルミの全個体について、根系、樹皮、立地地点周辺の堆積物への影響から、被害状況を次の四段階に評価した。

- A) 地表攪乱の影響が見られない個体
- B) 表土が多少流された形跡があるが、ほとんど影響の見られない個体
- C) 根系、樹皮に損傷を受けた個体
- D) 倒木、または流出してしまった個体

この調査は、1991年10月中旬に行なった。

調査の結果明らかになったシオジーサワグルミ林の被害状況調査結果を図14、表3にまた被害状況分布図を図15に示した。なお、図15については、評価A、Bを同一記号で示し、高木層(18m以上)、亜高木層(10~18m)を図15-aに、低木層(1)(4~10m)、低木層(2)(1.5~4m)を図15-bに分けて示した。なお、三角はシオジ、丸はサワグルミを示し、丸や三角の大きさは、大きい順にそれぞれ高木層、亜高木層、低木層(1)、低木層(2)の個体を表している。

調査結果を、第3章で区分した5区間のうち、シオジーサワグルミ林が成立する区間I~IVについて以下に記す。

また、今回の攪乱による倒木は尾根筋ではほとんど見られず谷中に集中することから、倒木を発生された営力は風ではなく崩壊・土石流であると判断した。

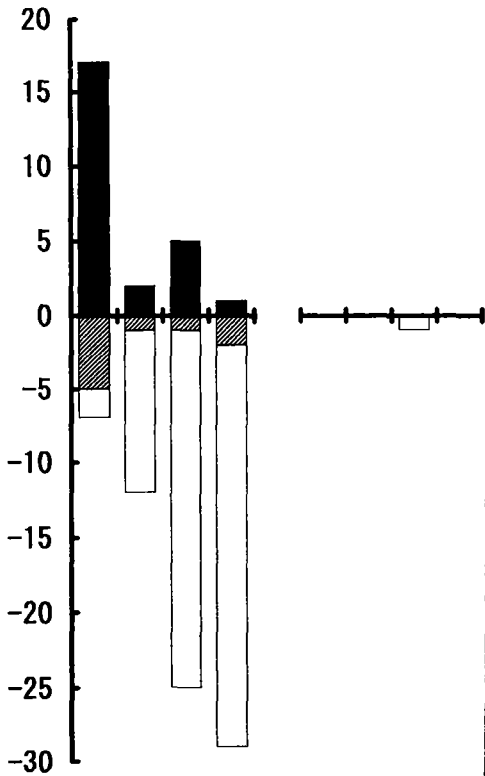
区間I：4区間中、最も林分の被害が大きい区間であり、被害前総本数の99本中、65本(66%)が評価Dとなり、評価A、Bとなったものは25本(25%)である。損傷は低木層(85%が評価D)だけでなく、高木層・亜高木層でも大きかった(34%が評価D)。

区間II：41本中、13本(32%)が評価Dとなり、23本(56%)が評価A、Bとなった。高木層・亜高木層の残存率は82%(34本中28本残存)と高いのに対し、低木層はすべての個体(7本)が評価Dとなった。

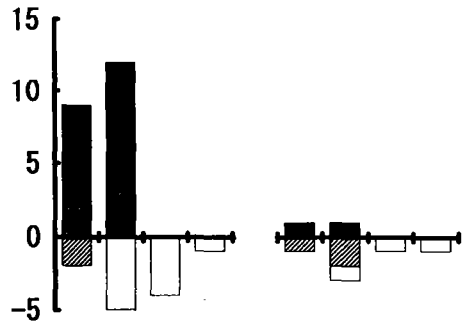
区間III：42本中、2本(10%)が評価Dとなり、26本(62%)が評価A、Bである。この区間は全体として残存率が高く(95%)、低木層に評価Dの個体がみられないことが大きな特徴である。

区間IV：29本中、3本(18%)が評価Dとなり、22本(76%)が評価A、Bである。この区間は土石流発生後も健全な個体(評価A、B)が多く、影響が少ない区間であったと考えられる。また、区間I、IIと同様に、低木層は比較的大きな被害(30%が評価D)を受けた。

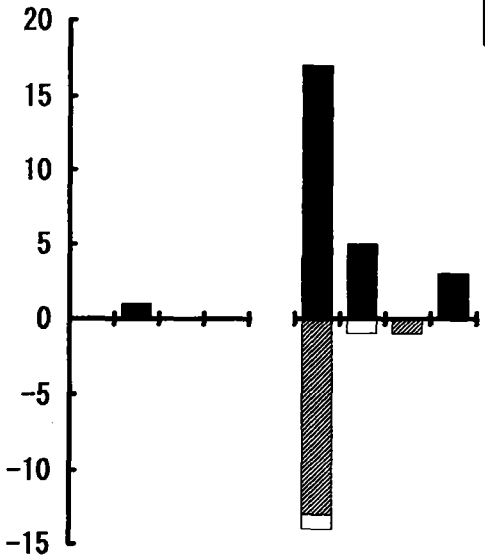
<区間Ⅰ>



<区間Ⅱ>



<区間Ⅲ>



<区間Ⅳ>

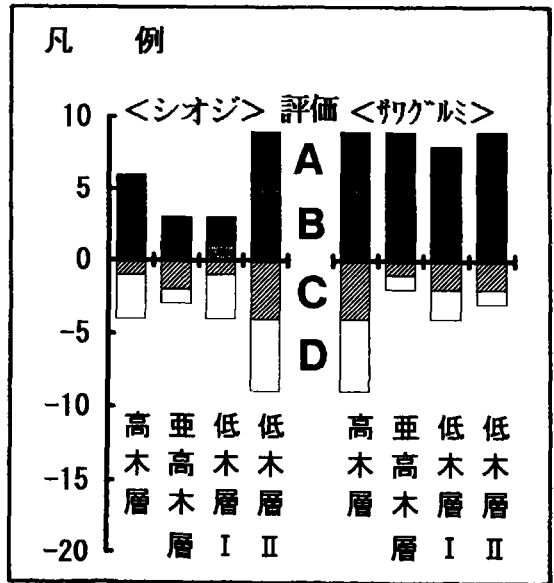
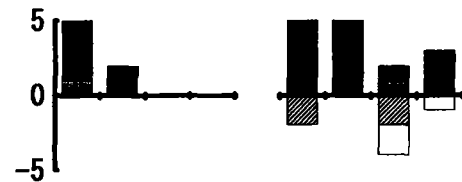


図14 地表攪乱によるシオジ、サワグルミの被害状況（現地調査により作成）

表3 地表攪乱によるシオジ、サワグルミの被害状況集計結果

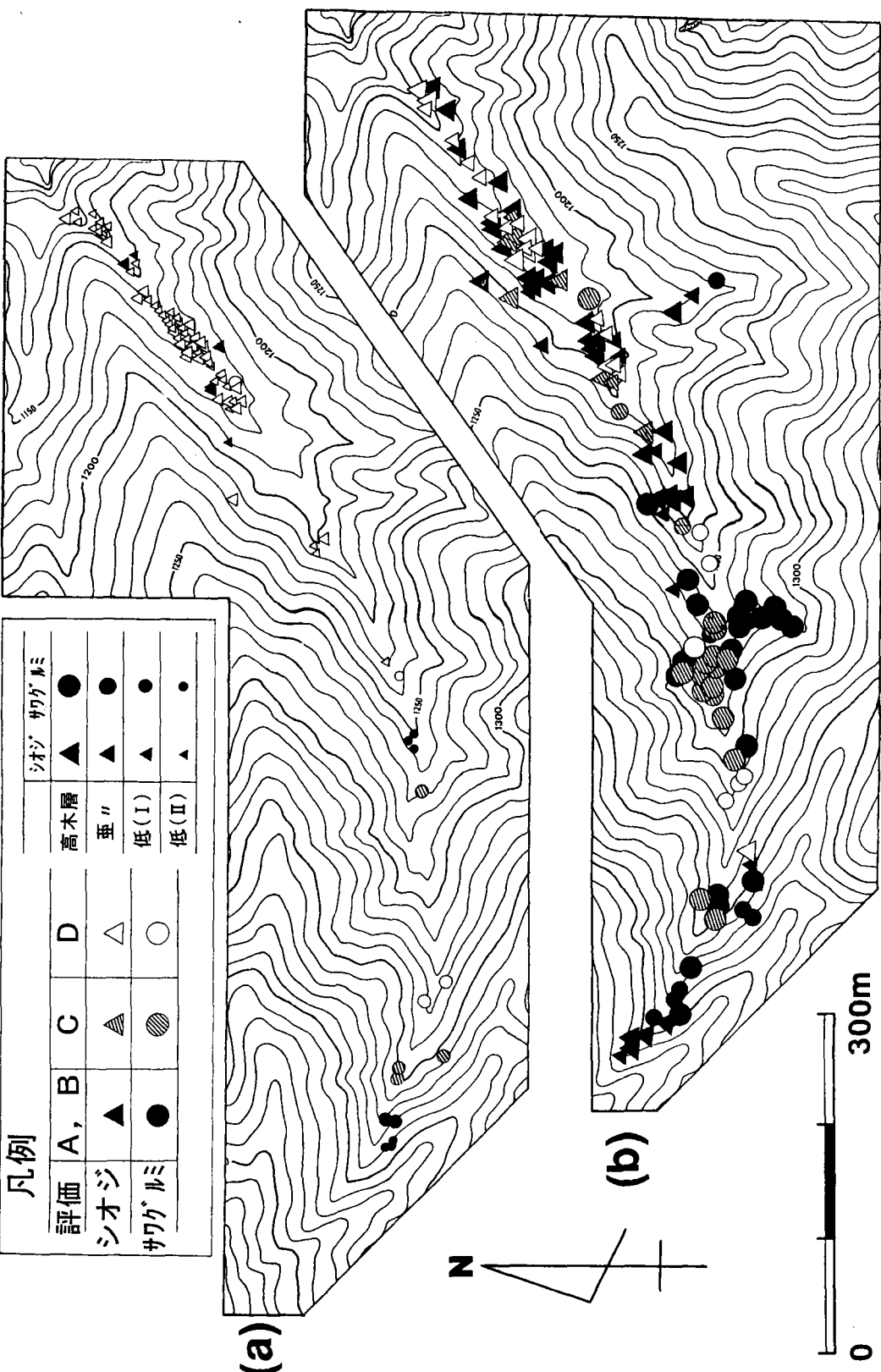
表中の分数は (そのランクに該当する個体数) / (その樹高階層に該当する個体数) を示す

区間I	樹高 ランク	高木層				亜高木層				低木層 (1)				低木層 (2)			
		A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D
シオジ (全98個体)	個体数	8/24	9/24	5/24	2/24	2/14	0/14	1/14	11/14	3/30	2/30	1/30	24/30	1/30	0/30	2/30	27/30
	(%)	33.3	37.5	20.8	8.3	14.3	0.0	7.1	78.6	10.0	6.7	3.3	80.0	3.3	0.0	6.7	90.0
サワグルミ (全1個体)	個体数	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/1	0/1	1/1	1/1	0/0	0/0	0/0	0/0
	(%)	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	100.0	-	-	-	-

区間II	樹高 ランク	高木層				亜高木層				低木層 (1)				低木層 (2)			
		A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D
シオジ (全33個体)	個体数	7/11	2/11	2/11	0/11	9/17	3/17	0/17	5/17	0/4	0/4	4/4	4/4	0/1	0/1	0/1	1/1
	(%)	63.7	18.2	18.2	0.0	52.9	17.6	0.0	29.4	0.0	0.0	100.0	100.0	0.0	0.0	0.0	100.0
サワグルミ (全8個体)	個体数	1/2	0/2	1/2	0/2	1/4	0/4	2/4	1/4	0/1	0/1	1/1	1/1	0/1	0/1	0/1	1/1
	(%)	50.0	0.0	50.0	0.0	25.0	0.0	50.0	25.0	0.0	0.0	100.0	100.0	0.0	0.0	0.0	100.0

区間III	樹高 ランク	高木層				亜高木層				低木層 (1)				低木層 (2)			
		A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D
シオジ (全1個体)	個体数	0/0	0/0	0/0	0/0	1/1	0/1	0/1	0/1	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
	(%)	-	-	-	-	100.0	0.0	0.0	0.0	-	-	-	-	-	-	-	-
サワグルミ (全41個体)	個体数	13/31	4/31	13/31	1/31	5/6	0/6	0/6	1/6	0/1	0/1	1/1	0/1	3/3	0/3	0/3	0/3
	(%)	41.9	12.9	41.9	3.2	83.3	0.0	0.0	16.7	0.0	0.0	100.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0

区間IV	樹高 ランク	高木層				亜高木層				低木層 (1)				低木層 (2)			
		A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D
シオジ (全7個体)	個体数	4/5	1/5	0/5	0/5	2/2	0/2	0/2	0/2	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
	(%)	80.0	20.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	-	-	-	-	-	-	-	-
サワグルミ (全22個体)	個体数	3/7	2/7	2/7	0/7	5/5	0/5	0/5	0/5	1/6	2/6	2/6	2/6	3/4	0/4	0/4	1/4
	(%)	42.9	28.6	28.6	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	16.7	33.3	33.3	33.3	75.0	0.0	0.0	25.0



凡例

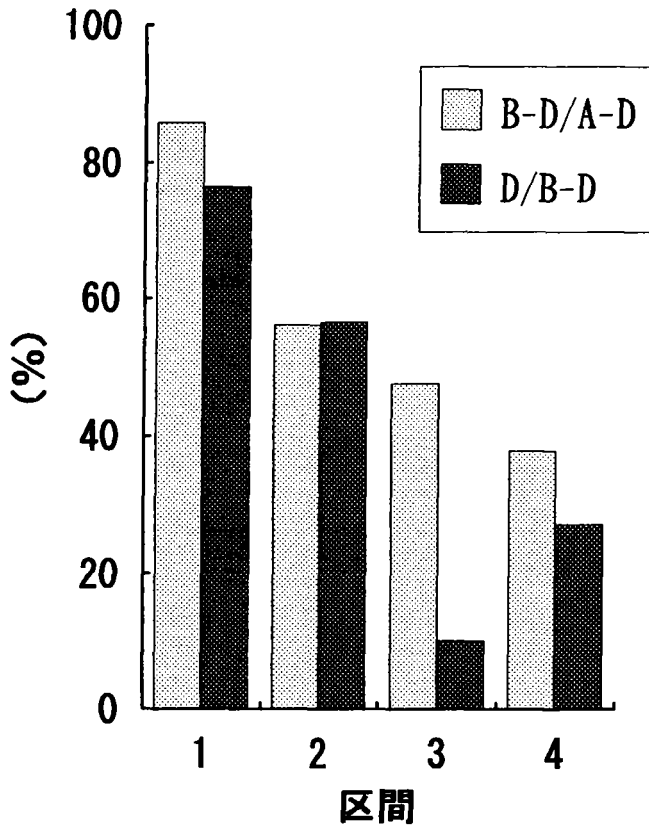
評価	A, B	C	D	シオジ	サグアルミ
シオジ	▲	▲	△	▲	●
サグアルミ	●	●	○	▲	●

(a) 低木層 I, 低木層 II
 (b) 高木層, 亜高木層

図15 地表攪乱によるシオジ-サグアルミ林の被害分布状況 (現地調査により作成)

第2節 被害分布と地形変化の対応

各区間を比較するため、図16に被害状況を比率で示した。まず、薄い網掛けで示した全個体数に占める被害個体の割合は、下流側ほど高くなっている。これは、土石流の流量が増加する下流側ほど、影響を及ぼす空間的な範囲が拡大することと対応していると考えられる。しかし、濃い網掛けで示した被害個体数に占める消失個体（評価D）の割合は、上記と異なり区間3で減少している。これは、区間3では多くの個体が損傷を受けたものの、残存しており、個々の地点に加えられた土石流の強度が、区間Ⅲでは小さかったことを表していると考えられる。このように、地形変化と同様に、森林の被害も一様ではなく、流域内でヘテロ性を持つことを示している。



薄い網掛けは総個体数に対する被害個体数の比を示し、
濃い網掛けは被害個体数に対する消失個体数の比を示す

図16 区間別の被害率の比較

つぎに、森林被害と地形変化の空間的な対応について検討を行った。

シオジーサワグルミ林の被害状況を河床堆積物の変動状況（図9）と対応させると、侵食域で被害が大きく、堆積域では比較的小さいことが指摘される。

特に激しい侵食を受けた区間1では、低木層だけでなく高木層の被害も大きくなっている。また、侵食と堆積が交互に発生した区間2では、堆積部の個体が残存したのに対し、侵食部の個体は多くが倒木、あるいは大きな影響を受けている。堆積域である区間3では被害も少なく、多くの個体が残存した。侵食域である区間4では、河床堆積物の崩壊地（地点a）付近で比較的多くの被害がみられ、侵食量の小さなシートウォッシュのみを受けた範囲では多くの個体が評価Aとなった。

全区間を通して概観すると、堆積域では残存状況が良いのに対し、侵食域全域で低木層が倒木し、河床が基盤に到達する侵食を受けた地点、溪岸崩壊が発生した地点では高木層も被害をうけている。すなわち、旧河床の被害程度が低いと考えられる堆積域では根茎が安定なため、流水の圧力に抵抗でき、低木層を含む多くの個体が残存するが、河床の洗掘などにより河床堆積物が更新される侵食域では、立地している地表面そのものが不安定となり、林分の抜本的な被害が発生するものと考えられる。このことから、溪畔林の被害は流域内で一様に生じているのではなく、河床変動の強度、特に侵食力の強度に応じて変化し、河床堆積物の変動と対応していることが指摘されよう。

第3節 被害分布の規定要因としての地質、地形条件

前節までの考察より、シオジーサワグルミ林の被害状況と直接に対応している条件は河床堆積物の侵食-堆積状況であることが明らかとなった。堆積域では個体が残存し、侵食域では影響が大きく、侵食力が大きな地点ほど被害が大きなものとなっていた。さらにこの侵食-堆積域は一様な分布を示さず、一定のパターン下で不均質な分布を示していた。

これらの堆積物の分布パターンを規定した要因は、主に河床勾配や溪床幅などの地形的条件と基盤地質の風化に対する性質によって規定される支流からの物質生産に求められた。

以上のことから、ブナ沢におけるシオジーサワグルミ林の被害状況を規定した要因は、地質、地形条件を媒介とした崩壊・土石流といった地形プロセスに求められると指摘できよう。

第6章 ブナ沢におけるシオジ・サワグルミ林の立地条件

森林の遷移にとって初期条件であると考えられる、崩壊・土石流によって形成された裸地的環境は空間的に量的、質的なヘテロ性を持ち（第4章）、それと対応する形で、溪畔林の被害もヘテロ性を持つことが示された（第5章）。一方で、崩壊・土石流の発生以前にブナ沢に成立していたシオジ・サワグルミ林は、平面的な棲み分けを行っているとともに、垂直的な構造にも差がみられた（第3章）。また、基盤地質や地形条件、森林の構造などの各要素は区間分けを行うことができ、それぞれの区間は空間的にほぼ対応している。それぞれ異なる要因から区分した区間がそれぞれ対応している事は、相互に因果関係がある事を示唆すると考えられる。そこで、本章ではその因果関係について考察する。

第1節 棲み分けの規定要因

1) 棲み分けと地質・地形条件の対応

第3章で示したように、ブナ沢流域のシオジとサワグルミは高木層に着目して区分を行うと、流域内で棲み分けが成立している。区間Ⅰではシオジが、区間Ⅲではサワグルミがそれぞれ純林状を呈し、区間Ⅱはその漸移帯となっている。また、それぞれの区間は地質・地形から区分した区間1~3とそれぞれ対応している。区間1（Ⅰ）と3（Ⅲ）について特徴をまとめると以下ようになる。

区間	優占種	基盤地質	堆積物の層厚	マトリクスの粒度
1（Ⅰ）	シオジ	硬砂岩・砂岩	薄い	シルト質
3（Ⅲ）	サワグルミ	石英閃緑岩	厚い	砂質

区間1は硬砂岩・砂岩からなることから河床勾配が急で、崩積物の供給量が少ないことから侵食的傾向になる。この地形変化が繰り返すことによって河床堆積物が薄い状態に維持される。また、基岩の風化の性質上、比較的細粒な物質が生産され、崩壊によって河床に供給される。これに対し区間3は石英閃緑岩からなることから河床勾配や斜面勾配が緩やかで、崩積物の供給も多く、河床は堆積傾向になるため、河床堆積物が厚くなる。また、砂質のマトリクスが供給されている。

2) シオジ・サワグルミの生理生態と棲み分けの規定要因

種の棲み分けと環境条件の関係を論じる際には、対象とする種の生理生態を検討する必要がある。本項ではシオジ・サワグルミの生理生態の差に着目し、棲み分けの規定要因の解明を試みる。

木佐貫ほか（1992）では、シオジ、サワグルミの両種を比較すると、サワグルミの方が初期成長がよく、攪乱によって形成された裸地に最初に進入する際に有利であることが指摘されている。また、シオジの方が耐陰性が高いため、サワグルミ林はシオジ林へ移行していくことも示唆されている。しかし、ブナ沢流域では、下流側に位置し攪乱頻度が高く、より裸地的環境になりやすいと考えられる区間1にシオジ林が成立し、攪乱頻度が低く、今回の攪乱でも高木層が維持された区間3にサワグル

ミが純林を形成している。また、サワグルミの高木の下層にシオジの稚樹層が成立する二段林も観察されない。このことから、ブナ沢流域においてシオジとサワグルミが棲み分けしている原因は種間競争とするよりも、成立している環境そのものが異なっていたと考えた方がよい。

植物の生育を規定する大きな条件として、気温条件、光条件、水分条件が挙げられる。このうち、気温条件は調査地域が狭い範囲であることから均質と見なせる。また、光条件は両種とも第一層まで到達していることから差はないものとみなした。そこで、今回は水分条件を中心に検討を行った。また、生育地の河床堆積物の厚さが大きく異なることから、両種の根茎の形態も影響を持つと考えられるので、この点についても検討を行った。

シオジの稚樹は乾燥に弱く、砂質の花崗岩質土壌では生育が悪いという実験結果が報告されている（生原ほか，1989）。また、根茎の酸素要求量も小さく、水分の滞留する嫌気的な環境下でも生育できることが本田（1892）に指摘されている。また、成木の根の形態は浅根性であり、非常に可塑性が高いとされている（苅住，1957）。これに対し、サワグルミは酸素要求量が大い好気性の根系で、流水中にもよく生育するが停滞水を好まず、通気性のよい豊かな土壌を好むことが報告されている（本多，1889；Kikuchi，1968；Saitoh，1971；林業科学技術振興所，1985など）。また、根の形態は直根は持たないものの深根性であるとされている（苅住，1957）。

つまり、シオジは基盤上に直接生育している様子が観察されていることから、河床堆積物が厚く堆積することは不要で、地下水面が高く堆積物が水分で飽和されるような排水性不良の泥湿地でも生育が可能である。また、稚樹が乾燥に弱いことから、乾期に地下水面が低くなる厚い河床堆積物が存在するところには定着が困難であると考えられる。これに対し、サワグルミは豊富な酸素を持つ滞留しない水分と、通気性に富み、根が十分に発達する事が可能となる一定以上の層厚を持つ河床堆積物が必要である。

シオジが優占する区間1（Ⅰ）は硬砂岩・砂岩からなり、河床堆積物は全くみられないか、きわめて薄く、シルト質なマトリクスによって充填されている。恒常流が観察されることから、堆積物中の地下水面は一年を通して高いと考えられる。また、マトリクスがシルト質であることから、土壌粒子間に水分が保持されやすく、比較的湿性の環境に保たれるとともに、堆積物中の通気性が悪くなると考えられる。これに対し、サワグルミが優占する区間3（Ⅲ）は石英閃緑岩からなり、河床堆積物が厚く、マサ土起源の砂質のマトリクスによって充填されている。恒常流は観察されないことから、降雨時など一時的に河床堆積物の表層部付近まで達することはあっても、地下水面は基本的に低いと考えられる。その一方で、区間3（Ⅲ）の末端部から一年を通して湧水が観察されることから、溪畔林の生育を阻害するほどの乾燥環境にあるとも考えられない。また、マトリクスがマサ土起源の砂質であることから、土壌粒子中の保水力が弱くシルト質の土壌と比べ乾湿の差が大きいとともに、堆積物中の通気性が確保されていると考えられる。さらに、河床堆積物が厚いことから、地下水面が比較的低い乾期には表層部が乾燥することも考えられ、区間3（Ⅲ）はシオジの稚樹の生育には適さない

区間であると考えられる。このためサワグルミの純林が部分的に成立しているものと考えられる。

次に、両種が混生する区間2, 4について多少の考察を行う。

区間2：シオジがやや優占する混生区間で、基盤地質は石英閃緑岩からなり、堆積と侵食が交互に発生する区間であり、恒常流が観察され、マトリクスは砂質である。恒常流が観察されることから、河床堆積物が薄い侵食部は通年地下水面は高く、水分に富んでいる。このため、シオジの稚樹の定着が阻害されることはなく、生育が可能になっているといえる。一方で、土石流段丘上や沖積錐など、堆積物の厚い地点は区間3と同様に表層部が乾燥しやすく、シオジの稚樹の定着が阻害されサワグルミが有利となり、区間全体としては混生しているものと考えられる。

区間4：サワグルミがやや優勢する混生区間で、頁岩からなり、恒常流は観察されず、河床堆積物は比較的厚くマトリクスに乏しい。このため、堆積物の通気性が確保されるとともに、湿性になりにくいことが考えられ、区間3に近い環境であると考えられる。しかし、区間4は最上流部に近いことから攪乱頻度が低い区間であると考えられ、地表攪乱発生以前にみられた林分構成は地史的な制約を受けている可能性が否定できない。

このような水分条件および、それを規定する河床堆積物に対する両種の嗜好性の違いの結果、硬砂岩・砂岩からなる区間では主にシオジ林が成立し、石英閃緑岩からなる区間では主にサワグルミ林が成立するものと考えられる。

3) ブナ沢流域で明瞭な棲み分け現象が起きる理由

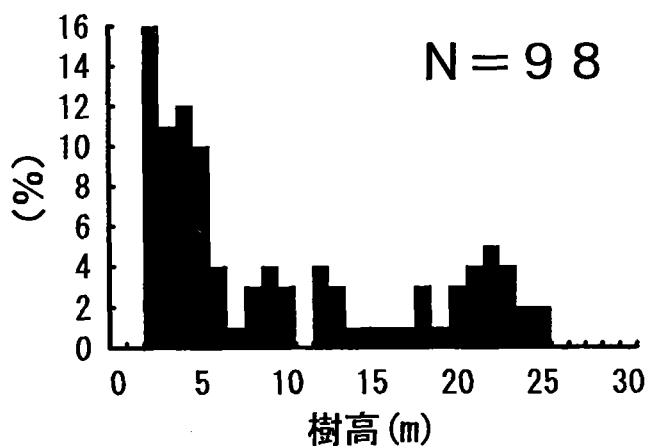
一般にシオジとサワグルミは極端な棲み分けを見せることなく、混生していることが多い。しかし、今回示したように、両種の環境に対する適応戦略は明らかに異なっているといえる。すなわち、両種が混成するのは両種が同様の環境に対応しているからではなく、両種が選択する環境を持つ範囲がきわめて狭い範囲でモザイク状に分布しているためであると考えられる。シオジ・サワグルミ林が成立する溪畔域はサイズや強度、営力が様々に異なる攪乱によって、非常に多様な環境が作り出されると考えられる。今回の崩壊・土石流の際にも流域内で発生した地形変化様式や供給された河床堆積物の質や量は区間によって異なり、ヘテロ性を持つことが示された。このような攪乱が強度や範囲を変えて発生することにより、より複雑なモザイク状態を形成するものと考えられる。

ブナ沢では、関東近辺でみられる他の流域（たとえば秩父山地；Sakio, 1993）とは異なり、シオジとサワグルミが比較的明瞭な棲み分けを構造を示している。これは、ブナ沢流域は硬砂岩と石英閃緑岩という性質の大きく異なる2種類の地質が接する流域であり、攪乱の結果作り出される地形環境や、堆積物の質や量に差が生じ、環境条件が明瞭なコントラストを持つことが挙げられる。また、流域の下流側に三頭大滝が存在することによって維持された前輪廻と考えられる緩やかな地形によって、物質の移動が他の流域と比べて緩慢であると考えられることも、地形変化の様式を単純化し、大規模な攪乱によって形成された初元的な環境が維持されやすくしている要因であると考えられる。

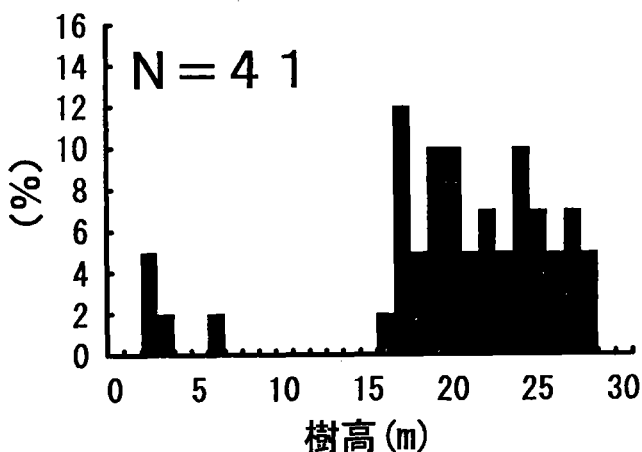
第2節 シオジーサワグルミ林の更新

ブナ沢に分布するシオジとサワグルミは分布範囲に差があるだけでなく、樹高構成にも差があることが認められた。本節では、両種の樹高構成の差を遷移過程の差と位置づけ、考察を試みた。

図17は区間Iと区間IIIの樹高別出現頻度を比較したものである。区間Iでは、稚樹が多く見られる。



(a) 区間I シオジ優占区間



(b) 区間III サワグルミ優占区間

図17 区間1および3の樹高別頻度分布

しかし、樹高階層を詳しく見ると、いわゆる逆J字型を示さず、シオジの樹高階層に複数のモードが見られる。このことから、単純に豊富な後継樹が、競争密度効果によって個体数を減らしていくというモデルで説明するより、複数の階層に一斉林が成立しているとした方が適切であると考えられる。これに対し、区間Ⅲでは稚樹がほとんど欠けている。高木層についてみると、樹高がほぼ一定にそろっていることから、一斉林として成立した林分であると考えられる。

これまでに同齢林の成立には、地表攪乱による裸地の形成が重要であることが指摘されている（たとえば佐藤，1988；1992；東，1979；中村，1990など）。この考えに基づき、一斉林の存在を地表攪乱による裸地の形成の証拠とみなすと、区間Ⅰでは地表攪乱が高頻度に発生していることが推定される。現実にこの流域では、1982年，83年に河床堆積物の流失が報告されている（東京都，1984）。

区間Ⅰは硬砂岩，砂岩の基盤からなることから、河床勾配や斜面傾斜が急で、侵食域となることから河床堆積物が薄い。また、風化に対する抵抗力が大きいことから、斜面堆積物の生成速度も小さい。その結果、少ない降水量によっても堆積物が十分に飽和することが可能で、動きやすくなることが考えられる。すなわち、閾値が低く、地表攪乱が発生しやすいことを示している。その一方で、1回の地表攪乱の際に動く物質量が少ないことから強度は低く、高頻度・低強度型の地表攪乱になると考えられる。また今回の地表攪乱では、低木層から高木層の全層にわたる大きな被害を受けた。これに対し、過去の相対的に小規模な攪乱時には強度が低いことから、低木層のみが被害を受け、新たに形成された裸地上に再び一斉林が成立したものと推定される。したがって、区間Ⅰで見られていた複数階層にわたる一斉林の発達は、低強度の攪乱が頻繁に反復することによって形成された裸地に、同齢林が成立することによって形成されたものと推定される。

これに対し、区間Ⅲでは、低木層が成立していないことから、現在の更新状況は順調であるとは考え難い。これは、石英閃緑岩からなる区間Ⅲの攪乱頻度が低く、裸地が形成されにくいいため、豊富な日光を必要とする（佐藤，1988；木佐貫，1992）サワグルミの稚樹の成長が阻害されているためと考えられる。

石英閃緑岩からなる区間Ⅲは河床勾配や斜面傾斜が緩やかで、マサ化を起こしていることから河床堆積物が厚く、斜面堆積物の生成速度も速い。このため、多少の雨では堆積物を飽和させることはできず、地形変化が発生しないと考えられる。すなわち閾値が高く、地表攪乱が発生しにくいことを示している（Onda，1992）。その一方で、地表攪乱が発生した場合には移動する物質が多く、大規模になることから強度は大きく、低頻度・高強度型の地表攪乱になると考えられる。今回の地表攪乱では、区間Ⅲでも草本や低木が被害を受け、裸地的な環境が生じた。また一部では枝折れなどによって上方疎開も行われたことから、サワグルミが更新する可能性がある。しかし、高木層は樹皮に傷を受けたり、根が洗脱されるなど、損傷を受けているものの、倒木、流失までにはいたっていない個体が多く見られる。したがって、区間Ⅲで見られた高木層に到達する一斉林の成立には、少なくとも今回程度かそれ以上の強度の攪乱が発生することが必要になるものと推定される。

第3節 ブナ沢におけるシオジ-サワグルミ林の林分構造の規定要因

以上の議論をまとめたものが図18, 19に示したモデル図とフローチャートである。シオジ林とサワグルミ林が典型的にみられる区間ⅠとⅢを例にモデル化を行った。以下にモデル図を順を追って説明していく。

今回発生した地表攪乱は区間4に達する大規模な攪乱であり、全区間で裸地的環境を作り出した。したがって、ブナ沢の環境や森林の更新の初期条件となる地表攪乱であったと位置づけられる(Stage. 1)。区間Ⅰではマトリクスがシルト質で厚層の薄い河床堆積物が形成されたのに対し、区間3では砂質で厚い河床堆積物が形成された。

その後、区間Ⅰに形成された裸地には、薄い堆積物と湿性環境に適応したシオジの実生が一斉に進出し、区間Ⅲに形成された裸地には厚い堆積物と乾性な環境に適応したサワグルミの実生が一斉に進入することが想定される(Stage. 2)。

シオジの分布する区間Ⅰについてみていくと(右側)、最初の攪乱後に進入した一斉林が成長した後も、耐陰性が強いシオジは下層に稚樹層が成立する可能性がある(Stage. 3)。しかし、区間Ⅰでは頻繁に低強度の攪乱が起こることから、いったん成立した低木層は攪乱を受け、再び裸地的環境が作り出される。高木層は強度が低いため被害を受けず残存すると考えられる(Stage. 4)。形成された裸地には再びシオジの一斉林が成立し、最初の攪乱時に成立した高木層との複層林を形成することになると考えられる(Stage. 5)。このStage. 4とStage. 5が反復することによって、区間Ⅰのシオジ林は何層もの一斉林から構成される複層林になっているものと考えられる。

一方、サワグルミの分布する区間Ⅲでは(左側)、いったん大規模な攪乱が発生した後は攪乱が繰り返されることなく安定すると考えられる。したがって、最初の攪乱以降、裸地的環境に置かれることはないといえる。また、サワグルミの稚樹は陽樹であり、耐陰性がないため、いったん高木層が成立してしまうとその後には進入することはできないと考えられる(Stage. 3)。このため、最初の攪乱時に成立した一斉林が安定した成長を行い、高木層に達するが、下層には後継樹が育たない林分構造がつけられると考えられる(Stage. 4)。

今回の攪乱以前にブナ沢でみられたシオジ-サワグルミ林はこのようなサイクルを経て形成されていたと考えられる(最下段)。このような森林は大規模な地表攪乱の発生によって、最初のStage. 1に戻り、再び同じサイクルをたどるものと考えられる。

今回程度の降水量は約100年に1回程度で再来すると考えられる(青木, 本報告書)ことから、今回程度の地表攪乱も約100年程度のサイクルで繰り返し発生していると考えられる。したがって、このモデル図で示したサイクルも100年から100数十年で1周し、繰り返されていると考えられる。サワグルミの樹齢が最高120年程度と考えられること(木佐貫, 1992)を考慮すると、ブナ沢における地表攪乱のサイクルとサワグルミの更新のサイクルはよい適合を示している。すなわち、同様の強度を持つ攪乱頻度が現在よりも低くなった(地表攪乱の再来期間が長くなった)場合、サワグルミの

寿命の間に一度も攪乱が発生しないことになり、実生の定着に必要な裸地的環境が提供されず、更新が不可能になると考えられる。また、同程度の強度の地表攪乱がより高度に発生した場合、河床が常に裸地的環境に置かれるため、サワグルミだけでなく、シオジも含め溪畔林の成立が困難になると考えられる。言い換えれば、ブナ沢で発生している地表攪乱の頻度を溪畔林が更新に利用しているということになる。

これまで、溪畔林の立地環境の条件として、光条件や水分条件、あるいは未発達な土壌の存在など、ある時間断面に観察された静的な条件ばかりが注目されていた。しかし、今後は地表攪乱という動的な条件を、時間軸上に展開して溪畔林の立地や更新過程を考察していく必要があるものとする。

大規模な地表攪乱による
 河畔林の壊滅的な被害

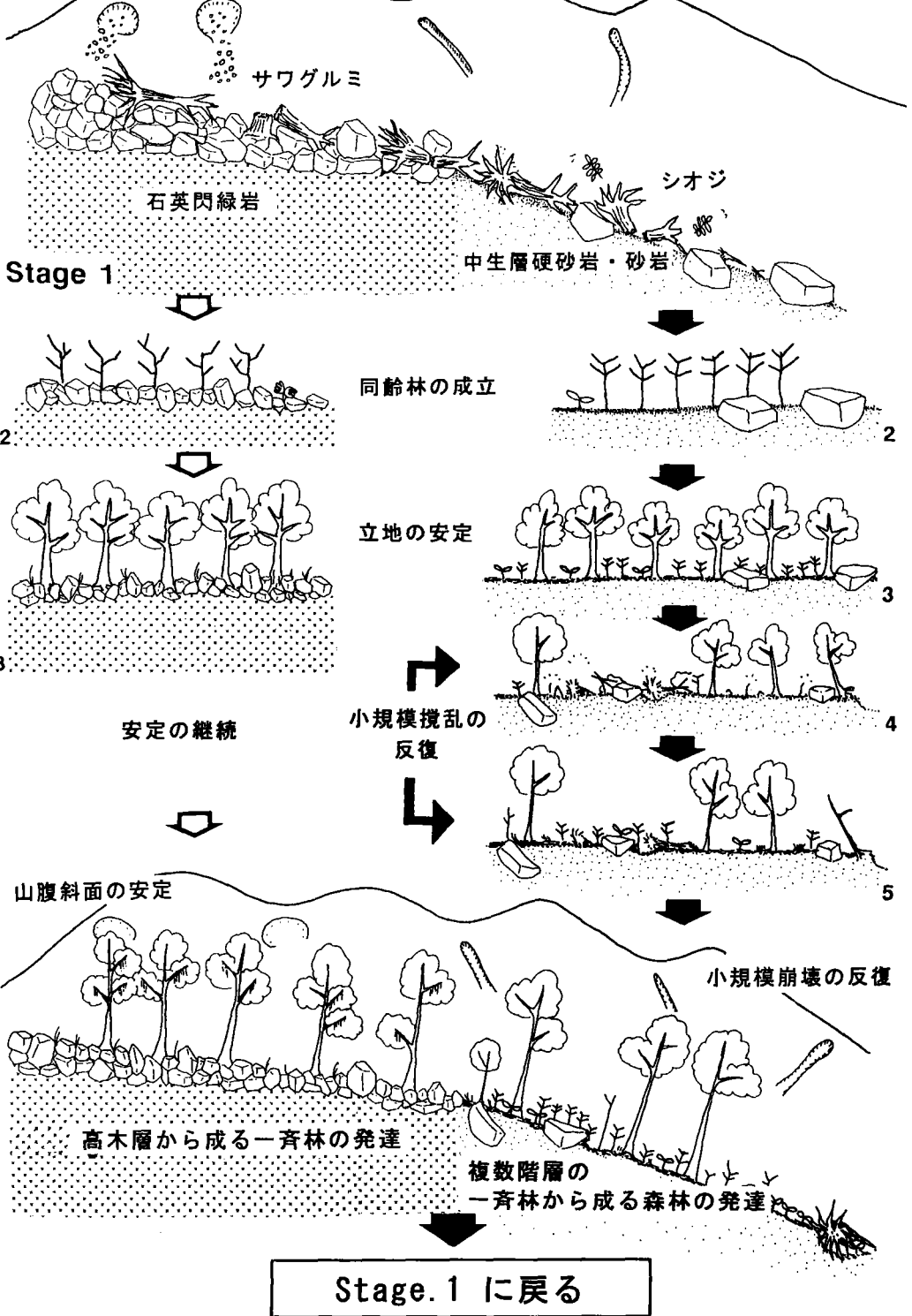


図18 ブナ沢におけるシオジ-サウグルミ林の成立過程のモデル (I) 模式図

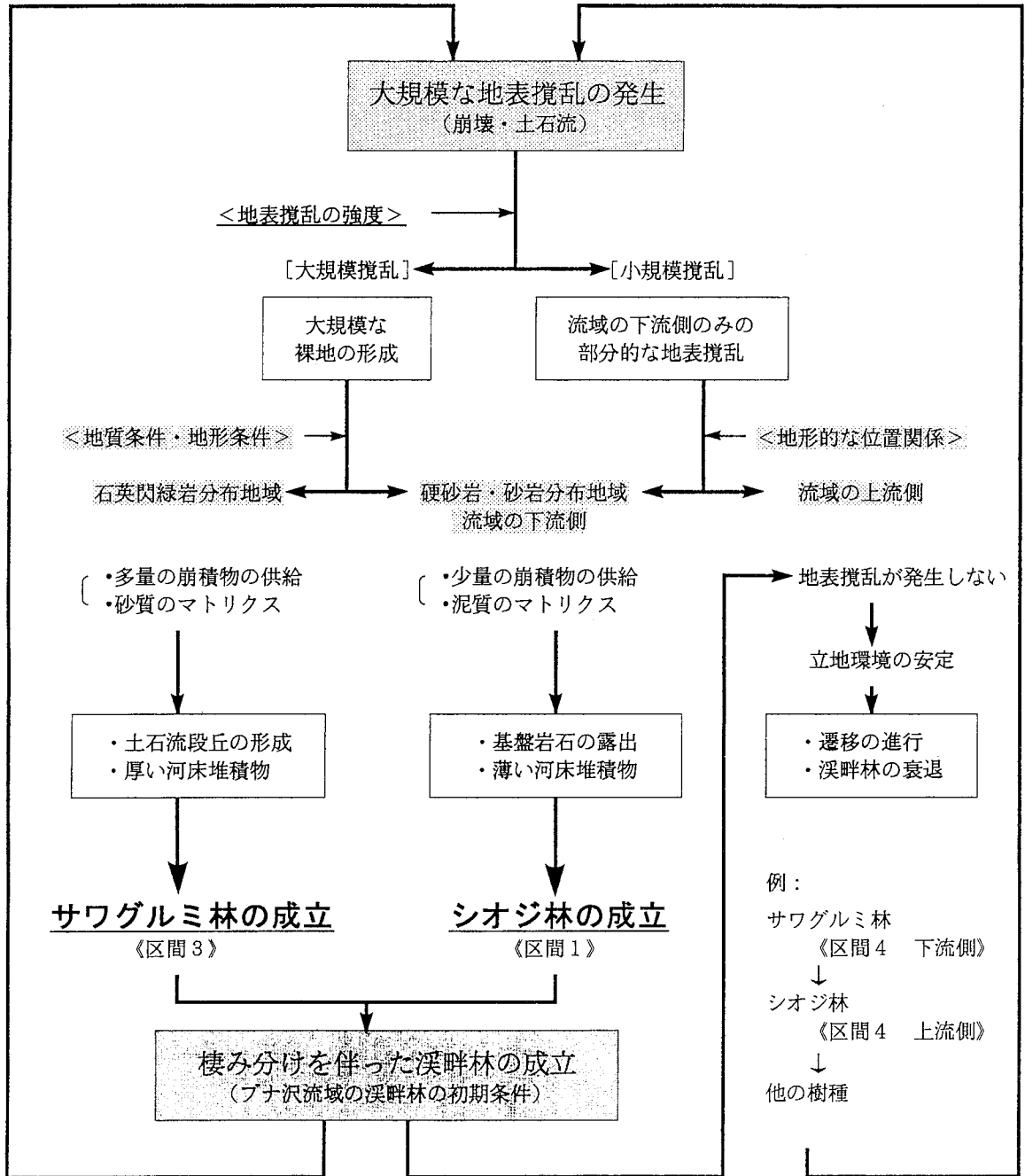


図19 ブナ沢におけるシオジーサワグルミ林の成立過程のモデル (II) フローチャート

第7章 おわりに

本研究では、東京都松原村「都民の森」内、三頭山ブナ沢流域において、溪畔域に発達するシオジーサワグルミ林の構造と更新の規定要因について考察を行った。

調査地域では1991年8月20日深夜に、台風12号の北上に伴う集中豪雨によって大規模な崩壊・土石流が発生した。この地表攪乱の発生を事例に地形変化の量的・質的な空間的変異を規定する要因について考察した（第4章）。さらに、地表攪乱に伴う溪畔林の被害状況について空間的変異を記載し、その規定要因について考察した（第5章）。これらの考察に基づいて、溪畔林の構造（棲み分け、樹高構造）や更新過程について地表攪乱との動的な関係に着目して考察を行った（第6章）のが本研究の骨子である。

地形変化（地表攪乱）による河床堆積物の堆積－侵食の空間的パターンは、基盤地質の風化の性質に大きく依存する地形条件（河床勾配、河床幅、斜面傾斜）や、生産される崩積物の量によって規定されていた。また、地表攪乱による溪畔林の被害は河床堆積物の堆積－侵食のパターンと大きな関係があり、地質・地形条件を遠因として規定されていることが示された。

これらの結果に基づいてシオジー、サワグルミの生理的対応を考慮すると、地表攪乱によって作り出された環境条件（水分条件や堆積物の層厚など）に対応して棲み分けしていると考えられた。また、樹高の構成が攪乱の頻度や強度の差によって規定されていることも明らかにされた。

したがって、今回の地表攪乱の発生以前にブナ沢でみられたシオジーサワグルミ林の分布や構造は、地表攪乱の性質（強度、頻度、河床堆積物の移動状況など）によって規定されていることになる。また、それぞれの種は地表攪乱の結果形成される裸地的環境を利用して更新を行っていることから、更新にとっても地表攪乱が一定の間隔で繰り返し発生する事が重要な役割を果たしている。

すなわち、これまで「土地的極相林」と呼ばれてきた、現在我々がみることができる溪畔林の姿や構造は、繰り返し発生し続ける地表攪乱による森林の破壊と、破壊されることによって形成される裸地的環境を利用して更新しようとする溪畔林との間に成り立っている、いわば「動的平衡」的な状態を示しており、本質的には動的な、一時的な姿であるということが出来る。地表攪乱の発生や性質が地質・地形条件によって規定され、こうした地表攪乱が森林の分布や立地を規定する以上、森林の立地を考察する上でも地質や地形の条件を動的に考察していく必要があるということになる。

本研究では一回の地表攪乱と溪畔林との関係について詳細な調査を行ったものの、樹齢解析や地形面の編年など、時間軸に関わる具体的なデータの収集はおこなっていない。今後は、今回の地表攪乱によって形成された裸地にシオジーサワグルミ林がどのように成立していくか、動態を長期にわたって観察していく必要がある。

以上の点をふまえて、今後も溪畔林の立地環境と地表攪乱の関係について明らかにするための研究

を深めていきたい。

最後に、終始ご指導を賜り、粗稿を校閲して頂いた小泉武栄先生（東京学芸大）、気象資料をご提供いただき、また調査に多大な便宜を図って下さった「都民の森」管理事務所の皆様方、貴重なご助言を頂いた池田明彦氏（品川区）、中新田育子氏（東京大・院）、増沢直氏（東京農工大・院）、大宮剛氏（日本大学明誠高校・非）、調査にご協力頂いた民宿たいら荘の岡部夫妻、清水俊文氏をはじめとする東京学芸大学自然地理ゼミの皆様にご感謝の意を表します。

この小論を調査のきっかけを与えて下さった元福生市郷土資料室の故鈴木由告先生に謹呈いたします。

なお、本論文は1991年度に東京学芸大学に提出した赤松の卒業論文に加筆修正したもので、その内容については1992年日本地理教育学会、1992年日本生態学会関東地区大会、1993年第40回日本生態学会（松江）、1994年第41回日本生態学会（福岡）および、XV International Botanical Congress（1993、横浜）において発表した。

参 考 文 献

- 青木賢人 (1994) : 1991年8月20日深夜の降水について, 本報告書.
- 赤松直子 (1991) : 白山山地櫛石沢におけるサワグルミの立地とその規定要因.
東京学芸大学教育学部臨地研究論文 (MS).
- 飯泉 茂・菊池多賀夫 (1980) : 『植物群落とその生活』. 生物学教育講座 8 卷, 東海大学出版,
200ページ.
- 池谷 浩 (1980) : 災害予測からみた誘因. 『地すべり・崩壊・土石流』, 武居有恒監修, 鹿島出
版会, 63-77.
- ・米沢谷誠悦 (1977) : 土石流危険区域設定に関する考察. 土木技術資料, 19 (12), 21-27.
- 石塚和雄 (1977) : 『植物生態学講座 1 群落の分布と環境』. 朝倉書店, 364ページ.
- 猪郷久義編 (1980) : 『日本地方地質誌関東地方』 (改訂版). 朝倉書店, 493ページ.
- 井上一彦・カダール=ソエトリスノ・生原喜久男・相馬芳憲・新井雅夫 (1987) : 天然広葉樹林の伐
採後に成立したシオジの林分構造と成長. 第98回日林論, 313-314.
- 大森博雄 (1975) : 山地の侵食量と起伏状態との関係. 地理予, 9, 307-308.
- ・相馬秀広 (1983) : 山地における地形分類と地形地形特性値. 地図, 21-3, 1-12.
- 奥富 清・奥田重俊・辻 誠治・星野義延 (1987) : 東京都現存植生図, 1987年度版. 東京都.
- 菊住 昇 (1957) : 樹木の根の形態と分布. 林業試験場研究報告, 94, 193ページ.
- 木佐貫博光・梶 幹男・鈴木和夫 (1992) : 秩父山地におけるシオジ林の林分構造と更新過程.
東大農学部演習林報告, 88, 15-32.
- 小泉武栄 (1992) : 地形学と生態学の接点. 地形, 13-4, 333-339.
- ・鈴木由告・清水長正 (1988) : 多摩川源流域の森林立地に関する地形、地質学的研究.
とうきゅう環境浄化財団研究助成, No.114.
- 小出 博 (1937) : 森林立地の地質学的岩石学的研究 第二報, 天竜川流域の三波川系結晶片岩と
スギ林業との関係. 東大農演習林報告, 24号, 1-78.
- (1952) : 『応用地質 岩石の風化と森林の立地』. 古今書院, 177ページ.
- 酒井 啓 (1994) : 奥多摩三頭山における崩壊地の分布とその規定条件. 本報告書.
- 崎尾 均 (1993) : シオジとサワグルミ稚樹の伸長特性. 日本生態学会誌, 43, 163-168.
- 佐藤 創 (1988) : 道南松前半島におけるサワグルミ林の構造と成立条件. 森林立地, XXX(1), 1-9.
- ・伊藤浩司・春木雅寛 (1987) : 北海道西南部におけるサワグルミ林の構造. 第98回日林論,
315-316.
- (1992) : サワグルミ林構成種の稚樹の更新特性. 日本生態学会誌, 42, 203-214.
- 嶋 宏 (1961) : 花崗岩地域の風化と地形. 辻村太郎先生古希記念地理学論文集, 201-214.

- 島津 弘 (1990) : 東北地方の山地河川における礫径変化に基づいた流路の区分. 地理学評論, 63, A-8, 487-507.
- (1991) : 山地河川の支流における礫径および河床形態の縦断変化と本流への礫変化. 地理学評論, 64A-8, 569-580.
- (1994) : 東京都西部, 南秋川源流域における土砂移動過程. 本報告書.
- 鈴木隆介 (1981) : 地形学の最終目標. 『地理学と地理教育-その背景と展望-』, 三野与吉先生喜寿記念会編, 古今書院, 117-129.
- 鈴木時夫 (1949) : 天竜川上流の温帯林植生に就いて. 技術研究 (東京営林局) (1), 77-91.
- 田畑茂清・市ノ瀬彦彦 (1972) : 溪床幅, 溪床勾配の変化が土石流堆積に及ぼす影響について. 新砂防, 85, p27.
- (1973) : 尾鷲土石流災害の要因について. 新砂防, 86, p23.
- 東京都労働経済局林務課 (1984) : 都民の森自然環境調査報告書, 88ページ.
- 中静 透・山本進一 (1987) : 自然攪乱と森林群集の安定性. 日本生態学会誌, 37, 19-30.
- 中西 哲・大場達之・武田義明・服部 保 (1983) : 『日本の植生図鑑』 <1> 森林. 保育社, 200ページ.
- 中村太士 (1990) : 地表変動と森林の成立に関する一考察. 生物科学, 42-2, 57-67.
- 沼田 真 (1988) : 『生態学辞典』. 築地書館, 287-290.
- 生原喜久雄・相場芳憲・井上一彦・カダール=ソエトリスノ (1989) : 北関東地方におけるシオジの更新に関する研究. 東京農工大学農学部演習林報告, 26, 9-49.
- 林 弥栄 (1966) : 『有用樹木図説 (材木編)』. 誠文堂新光社.
- 東 三郎 (1979) : 『地表変動論』. 北海道大学図書刊行会, 280ページ.
- 広木詔三 (1987) : 穂高岳右俣谷におけるトチノキとサワグルミの関係. 中西 哲博士追悼植物生態・分類論文集, 319-323.
- (1994) : 穂高岳左股谷におけるブナ林の崩壊とサワグルミの侵入. 飛騨自然史学会誌, 5, 5-11.
- 藤田 崇・黒田和男 (1986) : 斜面災害の発生し易い場所 (場所の予測) 2 地質的位置. 『斜面災害の予知と防災』, 高橋 博・大八木規夫・大滝俊夫・安江朝光編, 白亜書房, 29-36.
- 古谷尊彦 (1986) : 斜面災害の分類. 『斜面災害の予知と防災』, 高橋 博・大八木規夫・大滝俊夫・安江朝光編, 白亜書房, 29-36.
- 本多静六 (1889) : 『造林学各論 第二篇 瀾葉林木篇』. 早稲田農園.
- (1892) : 『造林学各論 第三篇 続瀾葉林木篇』. 三浦書店.
- 町田 洋 (1959) : 阿部川上流部の堆積段丘-荒廃山地にみられる急速な地形変化の一例-. 地理学

評論, 32, 520-531.

宮脇 昭 (1967) : 『原色現代科学大事典 3 植物』. 学習研究社, 535ページ.

-----・村上雄秀・村瀬伸義 (1964) : 丹沢山塊の植生. 丹沢大山学術調査研究書, 神奈川県,
53-102ページ.

-----・奥田重俊 (1988) : 『日本植生図譜 関東』. 至文堂, 417-419.

-----・----- (1990) : 『日本植物群落分布図』. 至文堂, 172-181.

山中二男 (1979) : 『日本の森林植生』. 築地書館, 223ページ.

----- (1990) : 『日本の森林植生 [補訂版]』. 築地書館, 223ページ.

林業科学技術振興所 (1985) : 『有用広葉樹の知識-育てかたと使いかた』. 59-61.

Hara, M (1983) : A study of regeneration process of a Japanese beech forest. *Ecological Review, Sendai*, 20, 115-129.

Kashimura, T., K. Ishizuka, K. Yoshioka, K. Sugawara, and K. Saito (1965) : Notes on the vegetation in and around Lake Usoriyama. *Ecol. Rev.*, 16, 153-162.

Kikuchi, T. (1968) : Forest communities along the Oirase Valley, Aomori Prefecture. *Ecol. Rev.* 17, 87-94.

Nakashizuka, T and Numata, M (1982) : Regeneration process of climax beech forests I. Structure of a beech forest with the undergrowth of Sasa. *Jap. J. Ecol.*, 32, 57-67.

Ohmori, H (1978) : Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 10, 31-85.

Onda, Y (1992) : Influence of water storage capacity in the regolith zone on hydrological characteristics, slope processes, and slope form. *Z. Geomorph. N. F.* 36, 165-178.

Saito, k. (1971) : Ecological approaches to the study of forest distribution in Mt. Hakkoda, Northeast Japan, with special reference to the soil condition. *Ecol. Rev.*, 17, 217-271.

----- (1973) : Relations between vegetation and soil of swamp forest Ecological Studies of hygrophilous vegetation in Northeast Japan (1). *Bull. of Yamagata Univ., Nat. Sci.* 8, 247-259.

Sakio, H (1993) : Coexistence of canopy species and natural disturbance in mountain riparian forest. XV International Botanical Congress abstracts, 299.

White, P.S. and Pickett, S.T.A. (1985) : Natural disturbance and patch dynamics : An introduction. 『The ecology of natural disturbance and patch dynamics』, Academic press, New York, 3-13.

2-2

東京都西部、南秋川源流域
における土砂移動過程

島 津 弘
金沢大学・文学部

目 次

I はじめに	81
II 調査地域の概要	82
III 急勾配河川における礫径および河床形態の縦断変化	83
IV 調査地域にみられる河床堆積物と河床形態	86
V 調査および結果	93
VI 1991年土石流の発生, 流下の過程	101
VII 溪床埋積堆積物の成因	105
VIII まとめと今後の課題	107
参考文献	108

I はじめに

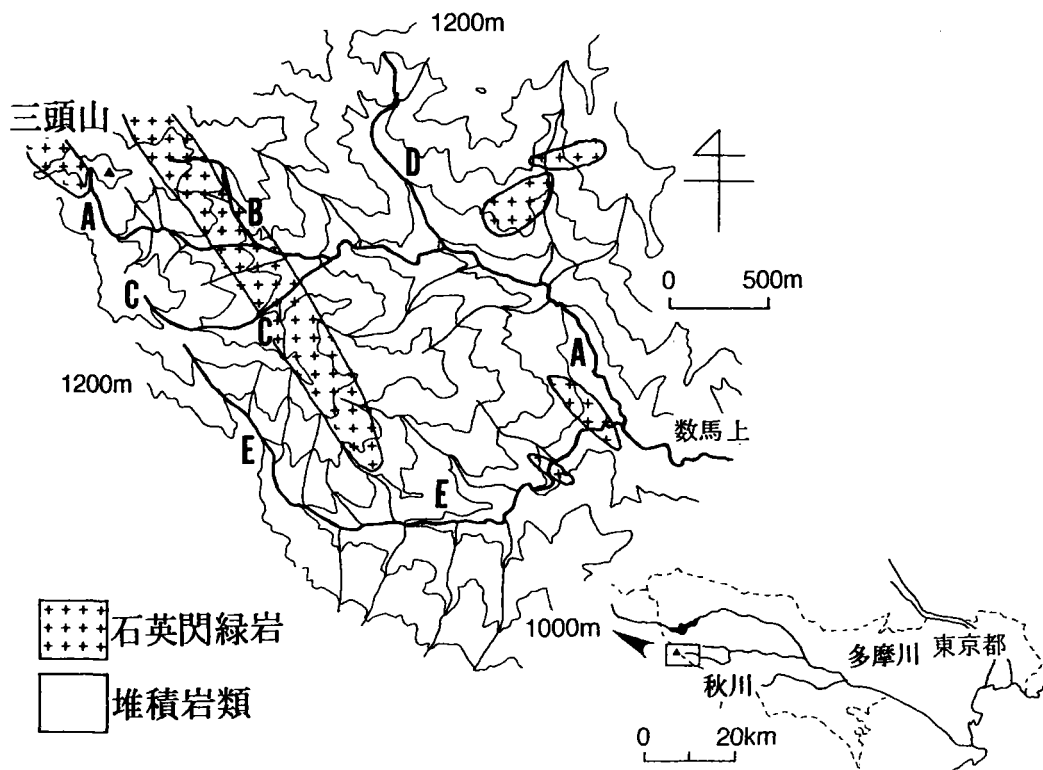
山地溪流における土砂の移動過程の研究は、さまざまな角度から行われてきた。特に、土石流に関する研究は数多くあり、発生、流動、停止のメカニズムの理論的研究（高橋，1977，高橋・吉田，1979）、土石流を直接観測することにより土石流の挙動を定量的に解明する研究（土石流研究グループ，1971）、土石流災害後の調査に基づく土石流の特性や発生場所の条件、土砂収支の研究（岡・桂島，1971，池谷・米沢谷，1977）、実際の溪流に指標となる礫を置き、土砂移動後の調査により土砂移動の様式と礫の移動距離、分布の関係を検討した研究（岩塚ほか，1964）を中心に行われてきた。しかし、河床の地形や堆積物の特性を記載した研究やその形成過程に注目した研究は少なかった。近年になって、支流からの土石流流入によって形成された河床の地形、堆積物の研究（Benda，1990）、河床堆積物の特性と河床の形態から急勾配の溪流における礫の移動様式を検討した研究（島津，1991，渡部・池田，1993）が行われるようになった。島津（1991）の成果は、どのような溪流においても堆積物の粒径と河床形態の下流方向への変化から、土砂の移動様式と移動過程が推定できるという利点があるが、土石流が発生した直後の河床の地形、堆積物の調査によって得られた知見ではないことから、実際に土石流が流下した溪流において検証する必要がある。また、土石流の発生原因の1つであり、土石流の発達に寄与する河床堆積物の特性や起源についての研究はほとんど行われておらず、河床堆積物の分布、特性、周辺の地形との関係の記載を行う必要がある。そこで本研究は、1991年8月20日に南秋川源流域で発生した土石流について、土石流流下後の河床形態、新旧の河床堆積物および流域内に分布する岩塊流などの特徴的な地形の相互関係を検討し、土砂移動過程、土石流の発生原因、流下物質の起源を明らかにすることを目的とした。

II 調査地域の概要

調査地域は、1991年8月20日の豪雨によって土石流が発生した、三頭山(1,528m)の南東側斜面に源流をもつ多摩川支流南秋川源流域である。東京都と山梨県の境に接し、東京都西多摩郡檜原村に属する。本研究では調査地域の下流端を河床高度670mの数馬上集落とした。流域は定高性をもつ1,000m~1,200mの稜線で囲まれているが、三頭山周辺のみがそこから突出している。北側は多摩川本流域、西および南側が相模川支流の鶴川流域に接している。

詳細な調査を行った溪流は第1図に示したA~Eの5つである。

調査地域の地質は、中生代白亜紀の小仏層群盆堀川層および小伏層に属する砂岩、泥岩など堆積岩類と三頭山付近に貫入した石英閃緑岩からなる(東京都労働経済局農林水産部林務課, 1984; 酒井, 1987; 小泉, 1988; 第1図)。このうち石英閃緑岩は部分的にマサ化しており、表層堆積物との境界がはっきりしない所もある。現在の谷の入り方は石英閃緑岩の分布とは関係なく、直行あるいは斜交している。



第1図 調査地域

地質分布については酒井(1987)を簡略化。A溪流上流域の閃緑岩の分布については小泉(1988)が詳細な地図を作成しているが、そのほかの地域についての同じ精度のデータがないため、ここでは酒井(1987)の地質図を採用した。

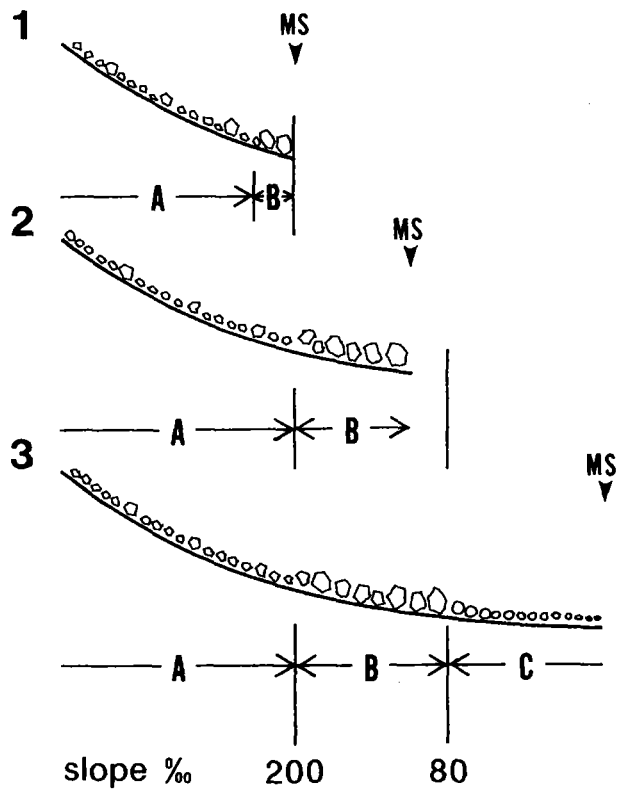
Ⅲ 急勾配河川における礫径および河床形態の縦断変化

調査溪流の地形、堆積物の記載を行う前に、島津（1991）、渡部・池田（1993）に基づき急勾配の河川における地形、堆積物、土砂移動様式の関係をもとめる。

島津（1991）は、急勾配の支流から本流へ供給される礫の粒径特性を明らかにすることを目的として、多摩川支流および山形県の朝日川支流において礫径、河床形態、河床勾配の関係を検討した。その結果、急勾配河川は礫径変化と河床形態の特徴により区間に分割でき、それぞれの区間は河床勾配と関係した3つのタイプに類型化できることを示した（第2図）。各タイプの境界となる河床勾配は、土石流に関する現地実験や過去の事例（岩塚ほか，1964；池谷・米沢谷，1977）あるいは理論、実験から求められた土石流の発生、流下、停止が生じる勾配（高橋，1977；高橋・吉田，1979）と一致していることが明らかになった。以上のことから、急勾配河川の区間が礫の移動様式の違いによって形成されたと考えた（島津，1991）。上流側にみられるA区間は、河床堆積物があまり見られないか、分布していても粒径が小さく、ナメや滝が連続して分布する。河床勾配は一般に200%以上で、土石流が発生・流下する区間である。A区間の下流側にみられるB区間は、土石流堆が連続して分布し、粒径がきわめて大きい。河床勾配は一般に200～80%で、土石流が堆積する区間である。一部の河川でみられるC区間は、土石流堆はみられず、角がとれた礫が分布し、砂礫堆がみられる場合もある。河床勾配は一般に80%以下で、土石流が到達しない区間である。下流端の河床勾配が80%より大きい支流にはC区間はみられない。

一方、渡部・池田（1993）は、関東地方北部の足尾山地を流下するきわめて急勾配の河川における調査に基づき、河川を区間に分割した（第3図）。最も上流に見られる上流堆積域は河床勾配が30度（580%）以上で、水が関与しないプロセス（乾燥岩屑流：渡部氏談）で運搬された礫の堆積によって形成されたもの、その下流側に連続する中流基盤露出域は河床勾配が30～20度（360%）で、岩盤が露出する区間、最も下流側にみられる下流堆積域は河床勾配が20度以下でロウブ状の地形や流水による侵食の跡のようなものがみられ、流水が関与したプロセスにより形成されたものとしている。

渡部・池田（1993）の中流基盤露出域と下流堆積域は、地形、堆積物の特徴からそれぞれ島津（1991）のA区間とB区間に相当すると考えられる。2つの区間の境界が200%より大きいのは、渡部・池田（1993）の調査溪流の下流端の河床勾配は200%よりも大きく、発生した土石流が河床勾配の緩い本流との合流点を先頭に堆積し、その影響が急勾配の領域までおよんだ第2図の1のタイプの溪流であるためと考えられる。最上流部にみられる上流堆積域は、水を含むことによって流動化し、下方へ流出するので、島津（1991）のA区間の一部と考えられる。以上のことから、急勾配の河川を区間に分割する場合、島津（1991）のA区間を渡部・池田（1993）の上流堆積域と中流基盤露出域に細分し、4つのタイプの区間に分割するのが妥当であろう（第4図）。



1 : 最低河床勾配が200%以上の河川

2 : 最低河床勾配が80~200%の河川

3 : 最低河床勾配が80%以下の河川

MS : 本流との合流点

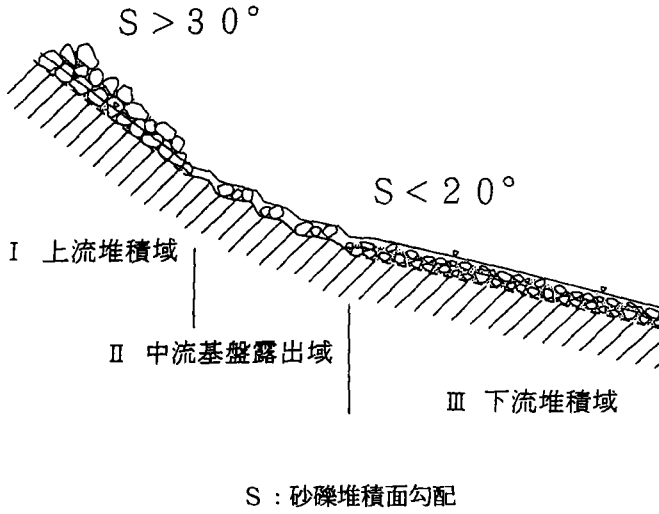
A : A区間, 土石流が発生、流動する区間

B : B区間, 土石流が堆積する区間

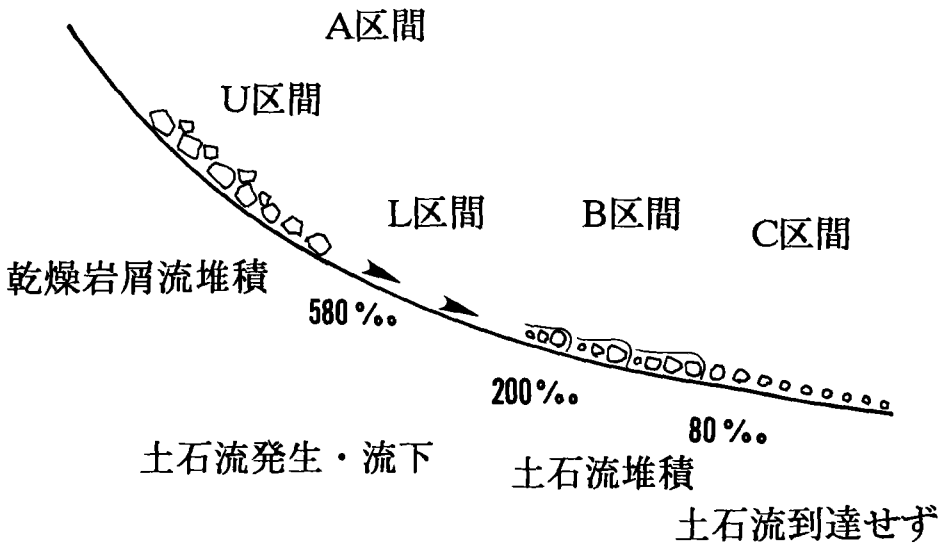
C : C区間, 掃流によってのみ礫が運搬される区間

第2図 急勾配河川における河床勾配と土砂移動様式の

関係を示す模式図 (島津, 1991による)



第3図 溪流のセグメント区分を示す模式図（渡部・池田，1993による）



U区間とL区間の境界の勾配は砂礫堆積面勾配。

そのほかの境界の勾配は河床勾配を示す。

第4図 急勾配河川の区間タイプ，勾配，土石移動様式の関係を示す模式図

IV 調査地域にみられる河床堆積物と河床形態

予備調査の段階で特徴的な河床形態、堆積物がみられた。そこでまず、それらについての記載を行う。

写真1は今回の土石流が流下した溪流でA溪流の支流である。この溪流を流下してきた土石流の一部は、都民の森の遊歩道に流入、停止し、写真1にみられるように大量の礫が堆積した。礫表面を詳しく観察してみると写真2のように表面は風化しているが、いくつか新鮮な断面が出ていることがわかった。このような礫を今回の土石流によって流れてきた礫と判断し、「新しい堆積物」と呼ぶことにする。一方、E溪流には上述のような礫の他にも表面が苔に覆われ、新鮮な断面がみられない礫が点在している(写真3)。また、表面が苔に覆われているが、溪流の流下方向に平行な削痕がみられる礫も存在する(写真4)。このような礫は、元々河床にあったが今回は移動せず、土石流流下の影響を受けたとしても礫の上を土石流が通過しただけであると考えた。これらの礫を「古い堆積物」と呼ぶことにする。新しい堆積物と古い堆積物の識別は容易である(写真5)。

河床の横断型は場所によって異なっており、おもに5つのタイプがみられた。1)水流はみられず、流路が刻まれていないか刻まれていてもきわめて浅い(写真6)。浅く流路が刻まれている谷底の一部には岩盤が露出している。2)水流はみられず、流路はほとんど刻まれていない。谷底には中径(以下同様)100cmまたはそれ以上の大きさの角礫が点在しており、高木が生えている。3)100cm程度の角礫を多数含む堆積物を刻んで現在の流路が形成されている(写真7)。一般に水流がみられる。流路の側壁は崩れたばかりの新鮮な断面となっている。堆積物上は一般に高木で覆われ、堆積物上面の礫には苔が付着している。4)水流のある流路底と谷底内の高木が生えている古い堆積物との間にはほとんど段差がない(写真5)。流路に岩盤が露出している部分と新しい堆積物に覆われた部分がある。5)砂を主体とするマトリクスをもつ成層した新しい堆積物を切って現在の流路が形成されている。この堆積物は溪畔の高木を埋積している(写真8)。小橋ほか(1983)に基づきこの堆積物を土砂流の堆積物と判断した。

河床の横断形状から1)、2)の区間を土石流が流下していない区間、3)のタイプの区間を土石流による侵食区間、4)のうち新しい堆積物が分布が顕著な区間と5)のタイプの区間を土石流、土砂流の堆積区間とした。また、2)の谷底にみられる堆積物および3)の側壁にみられる堆積物は100cmを越える角礫を多量に含むこと、シルト・粘土を比較的多く含むマトリクスをもつなど共通した特徴をもってのことから同様の堆積物であると判断した。本研究では、この堆積物を「溪床埋積堆積物」と呼ぶことにする。

谷壁斜面に特徴的な地形は崩壊地、礫で覆われた斜面、岩塊流である。新しい崩壊地は急峻な谷壁斜面に多数分布している(写真9)。また、礫で覆われた斜面の中には中径が30~50cm程度の角礫で

覆われた斜面と、100cmを越える岩塊が表面に分布する斜面がみられた。ここでは、100cmを越える岩塊が分布する斜面を「岩塊で覆われた斜面」と呼ぶことにする。岩塊流は100cm程度のマトリクスをもたない岩塊によって構成され、それらの礫が斜面方向に帯状に堆積している（写真10）。

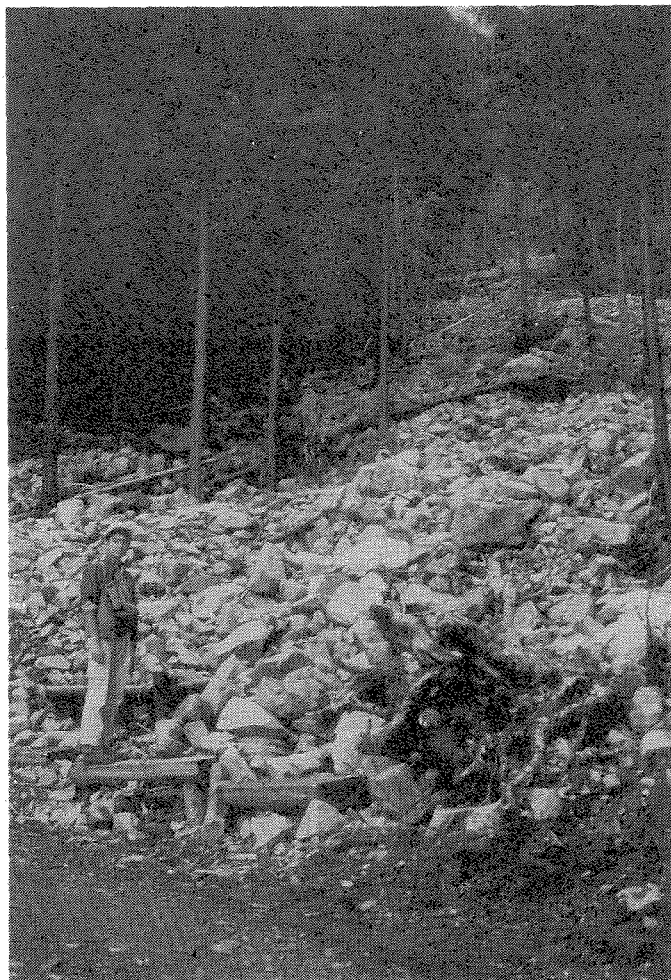


写真1 土石流堆積物（A渓流の支流）

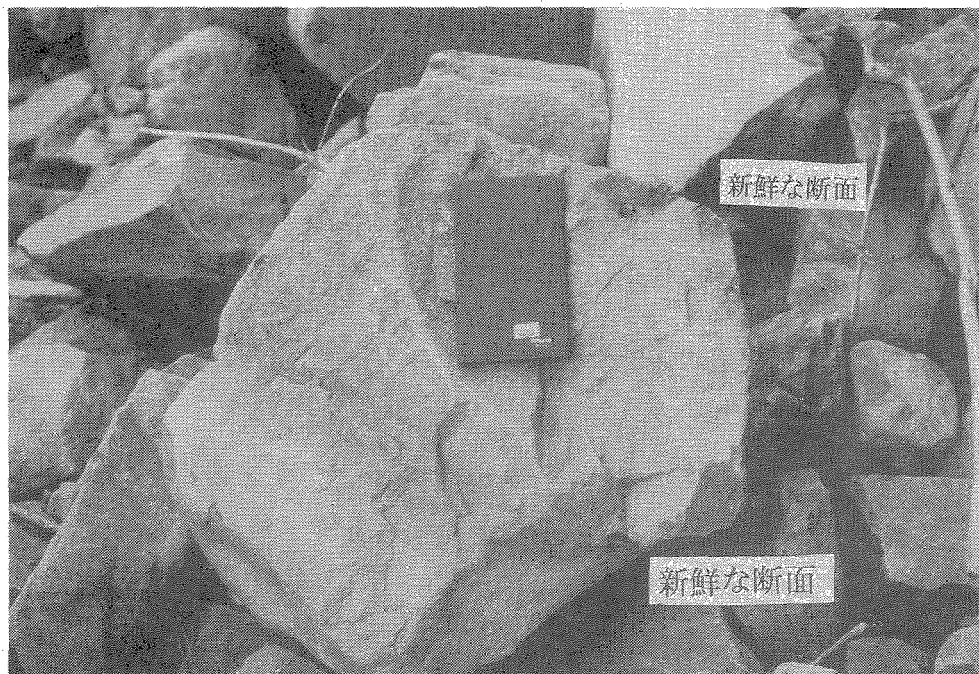


写真2 土石流によって移動した礫



写真3

土石流の影響が小さい
区間 (E 溪流)



写真4 苔に覆われ、削痕がみられる礫

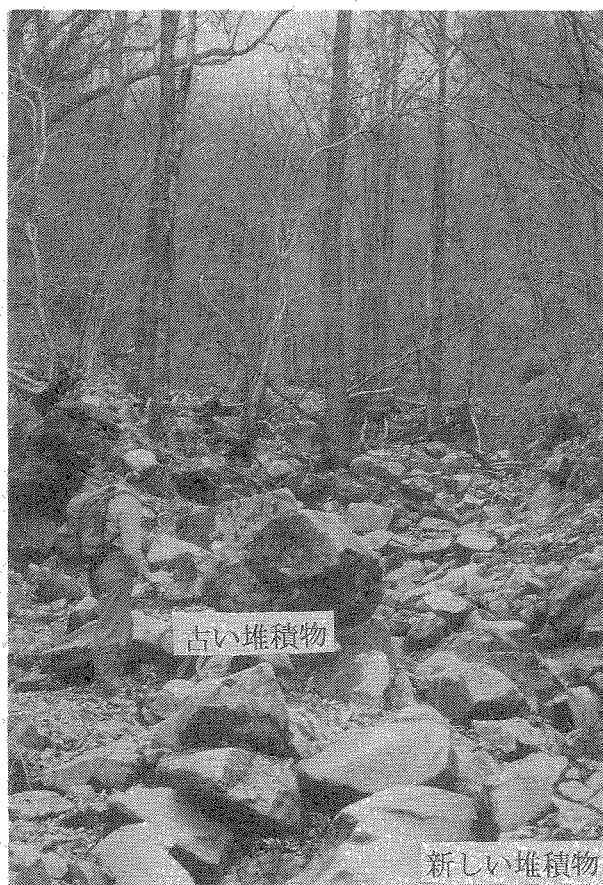


写真5

古い堆積物と新しい堆積物が
混在する区間 (A 溪流)

新しい堆積物



写真6 浅い溝 水流は見られない (A溪流)

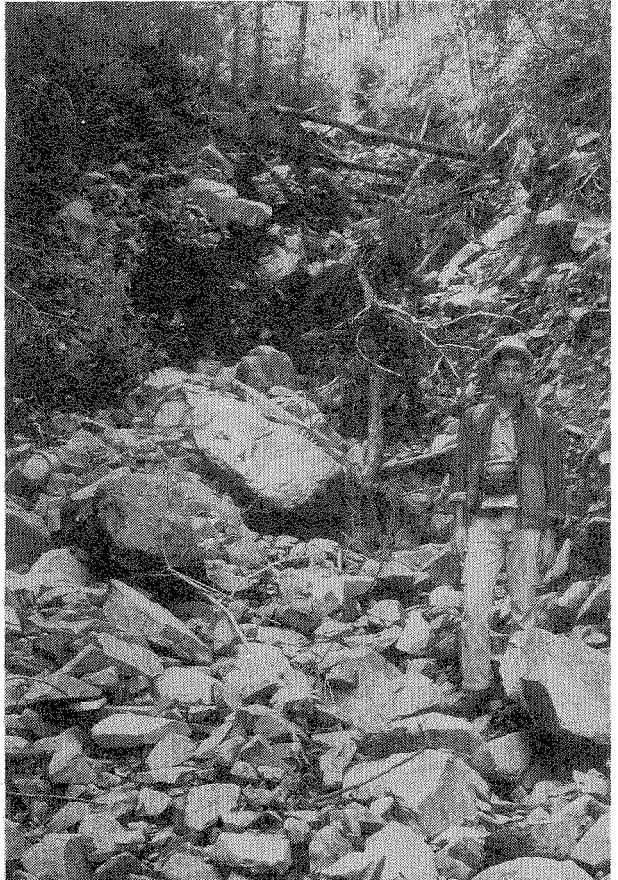


写真7
溪床埋積堆積物を刻む流路
(A溪流の支流)



写真 8

土砂流の堆積物 (A 溪流)

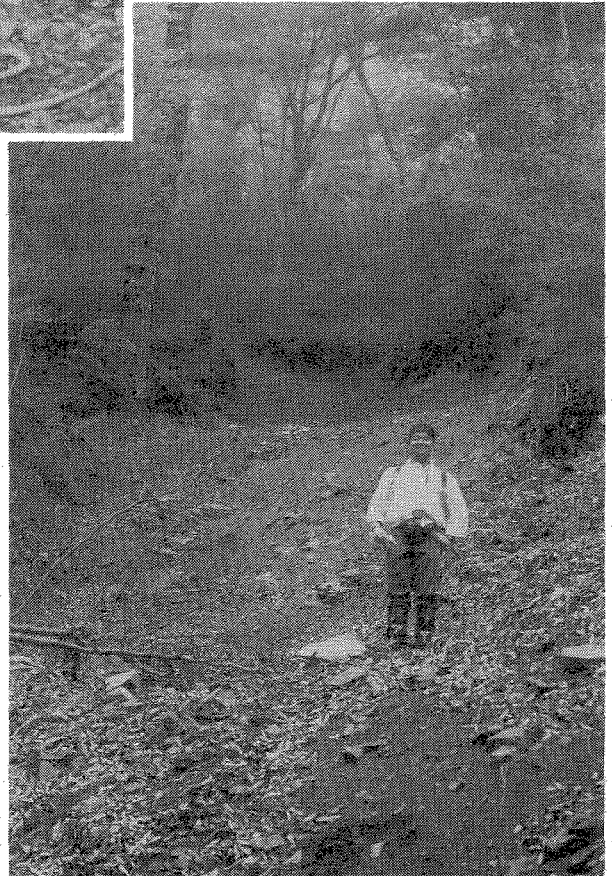


写真 9

溪岸崩壊 (C 溪流)



写真10 岩塊流 (B溪流)

V 調査および結果

1. 調査方法

堆積物、河床形態と礫の移動様式の関係についての従来の研究成果および予備調査の結果を踏まえて、次の調査を各溪流に沿って行った。20m流路区間ごとの最大粒径の計測（A溪流上流部およびC溪流は全区間における連続的な調査は行っていない）、河床に分布する古い堆積物の最大粒径の計測、土石流堆の分布および岩盤床・礫床の分布、溪岸崩壊地および今回発生した土石流による侵食域・堆積域の分布の調査を行い、溪流に沿った斜面堆積物の特徴を記載した。河床勾配は、25,000分の1地形図を読みとり精度0.1mmのデジタイザを用いて計測した溪流の距離-標高データから算出した200m区間の平均勾配である。

2. 調査結果

溪床埋積堆積物、侵食域・堆積域、岩塊流・岩塊で覆われた斜面の分布および最大粒径、河床形態、標高、勾配の下流方向への変化を溪流ごとに第5図a～dに示した。

i) A溪流

3ヶ所に滝あるいは滝が連続する区間がみられる。河床勾配は滝の部分を除いて、源流から1,200m地点付近まではほぼ一定で300%前後、それより下流側では漸減している。

最上流部の谷頭には浅い崩壊地があり（写真11）、そこから浅い溝が谷の中心を下流方向へ延びている（写真6）。この溝中には水流はみられない。標高1,420m、河床勾配270%の240m地点で溪床埋積堆積物が崩れている。それより下流側は侵食域となっており、溪床埋積堆積物を刻んで水流をともなった現在の流路が形成されている。標高1,100m、河床勾配250%の1,500m地点まで溪床埋積堆積物が分布する。侵食域の下限は溪床埋積堆積物の分布の下限と一致しているが、溪床埋積堆積物分布域のうち河床勾配が200%以下となる1,300m付近ではほとんど侵食は生じていない。侵食域における新しい河床堆積物の最大粒径は70cm程度で河床が岩盤床となっている所が多いが、ほとんど侵食が行われていない1,300m地点付近では100cmを越えており、土石流堆が分布する。この区間には100cm以上の岩塊で覆われた斜面がみられる。

1,500～2,200mの区間は三頭大滝など滝が連続する区間と、砂防堰堤がつくられている区間が連なっており、調査を行っていない。

2,200m地点より下流側には堆積域が分布している。この区間の最大粒径は一般に60cm～100cmで、河床勾配は100～200%である。このうち、およそ100%の部分に新しい土石流堆が形成されている。

河床勾配が80%前後の3,900m地点から下流では最大粒径が小さくなっており、一般に25cm～60cmである。礫の形状も変化し、角の部分に丸みが出てくる。この区間では明瞭な土石流堆はみられ

ず、土砂流の堆積物と考えられる砂を主体とするマトリクスをもつわずかに成層した堆積物が分布する（写真8）。

ii) B 溪流

最上流部における調査は行えなかったが、調査を行った範囲内では、A 溪流との合流点である下流端まで溪床埋積堆積物が連続して分布している。河床勾配は500m地点付近まで急減し、そこから下流端までおよそ300%で一定となっている。標高1,340m、河床勾配450%の200m地点付近から下流のほぼ全域が侵食域で、このうち下流側は岩盤床となっている。溪岸には小規模の崩壊地が多数分布するが、崩壊を起こした斜面表層の堆積物や崩壊堆積物中には大きな岩塊は含まれず、一般に50cm以下である。所々に100cm以上の岩塊で構成された岩塊流や岩塊で覆われた斜面が分布する。また、450m地点で合流する支流の谷底は立木で覆われた100cmを越す岩塊で構成されている。これは、三枝（1993）のタイプVの岩塊流に相当すると思われる。

iii) C 溪流

B 溪流と同様な特徴をもつ。最上流部からA 溪流との合流点付近である標高1,140m、河床勾配220%の950m地点まで溪床埋積堆積物が分布している。150m地点付近から下流に深さ50cm程度の浅い溝がみられる。標高1,330m、河床勾配380%の300m地点付近で溪床埋積堆積物が崩れており（写真12）、そこから下流側が侵食域となっている。侵食域の河床は一部で岩盤が露出しているのを除くと一般に60~70cmの新しい礫で覆われている。侵食域の下流端付近に土石流堆が分布する。全域で河床勾配は200%以上であるが、土石流堆が分布する区間の河床勾配が最も緩く、210~220%である。300~600mの区間の谷壁斜面の一部は50~80cmの苔の生えた岩塊に覆われている。

iv) D 溪流

400m~1,050m区間は都民の森開発および奥多摩周遊道路建設のため、人工河道となっている。標高約1,200mの50m地点に浅い谷頭崩壊地がみられる。斜面には薄い表土層がみられる。調査を行った50~400m区間の河床は岩盤床となっており、30cm以下の角礫および砂が部分的に堆積している（写真13）。溪床埋積堆積物は分布しない。この区間で河床勾配は450%から210%に急減する。A 溪流との合流点付近にわずかに土石流堆が分布しており、100cm前後の角礫が堆積している。200cmを越える岩塊が点在しているが表面はほとんど苔に覆われており土石流以前の古い堆積物と考えられる。50cm以下の角礫で覆われた斜面は分布するが、岩塊流や岩塊で覆われた斜面はみられなかった。

v) E 溪流

最上流部の300m地点までは120cm程度の溪床埋積堆積物が分布する広い谷底となっている。標高1,200m、河床勾配400%の300m地点で溪床埋積堆積物が崩れており、そこから侵食域となっている。その少し下流側の380m地点で左岸側の崩壊地から連続する深さ2.5m、幅3m程度の溝が合流する。この崩壊地は調査溪流の溪岸に数多く分布する他の崩壊地とは異なり、深さが1.5m程度以上と深く、崩壊堆積物中には80cm前後の岩塊を多く含む。基盤の浅い谷状の地形を埋める厚く粗粒な角礫

堆積物が崩壊したものである。480m地点で合流する支流は、合流点付近に大きな沖積錐を形成している。その堆積物中には80cm前後の礫が含まれている。侵食域および溪床埋積堆積物の分布は、標高1,050m、河床勾配320‰の740m地点付近まで続いている。侵食域の下流端付近は岩盤床となっているが、それ以外の侵食域は最大粒径が80cmの礫床となっている。この区間の谷壁斜面の一部は岩塊で覆われた斜面となっている。

750~1,200mの区間は岩盤床が連続し、所々に土石流堆が分布している。最大粒径は一般に70cm以下で、100cmを越す古い堆積物が点在している。河床勾配は740m地点付近で320‰から200‰まで急減し、そこから1,200m地点までは190‰前後でほぼ一定である。

1,200m~2,400mの区間には新旧の土石流堆が多数分布し、礫床となっている。最大礫径は70~80cmであるが、古い土石流堆の先頭部には100~200cmの礫が分布している。河床勾配は180‰から120‰へ変動しながら減少している。

2,400m地点より下流では、滝やナメが連続し河床勾配が180‰程度になっている部分と、75~100‰と緩く土石流堆が分布する部分が交互にあらわれ、3,050m地点でA溪流に合流する。最大粒径は滝の所で小さく50cm程度、土石流堆の所で大きく70cm以上となっている。この区間のうち河床勾配が緩くなっている部分には溪畔の立木を埋める成層した土砂流の堆積物がみられる。

この溪流に流入する支流の堆積物の最大粒径は一般に20~50cmである。一部の支流では合流点付近に古い沖積錐がみられるが、その堆積物中には70cm程度の礫が含まれる。



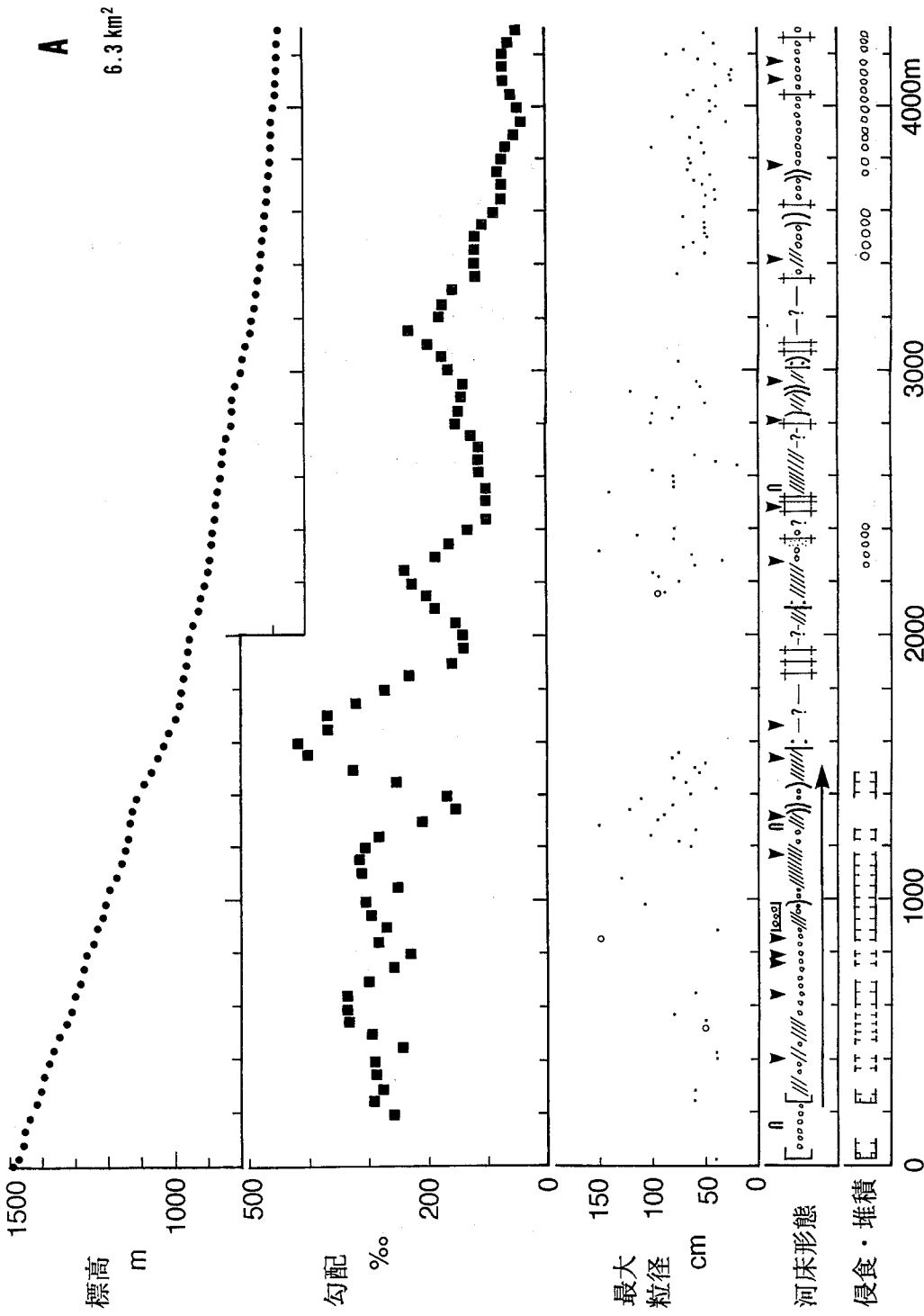
写真11 谷頭の浅い崩壊地 (A溪流)



写真12 溪床埋積堆積物の崩壊（C溪流）

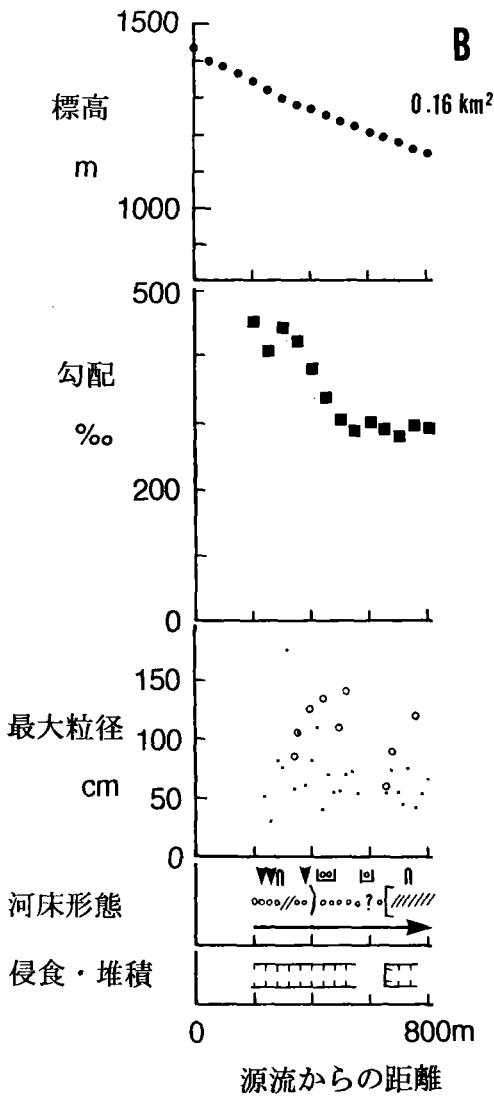


写真13
土石流が発生しなかった溪流
（D溪流）



凡例は、第5図bを参照。

第5図 a A 溪流における地形特性の下流方向への変化



凡例

最大粒径

○ 移動した礫 / 移動しなかった礫

河床形態

→ 溪床埋積堆積物分布域

▭ 岩塊流

▭ 岩塊で覆われた斜面

▽ 流入する支流

∩ 崩壊地

) 土石流堆

/// 岩盤床

○○ 礫床

\ 流木密集地

|: 滝

[谷頭崩壊地

⊥ 砂防ダム

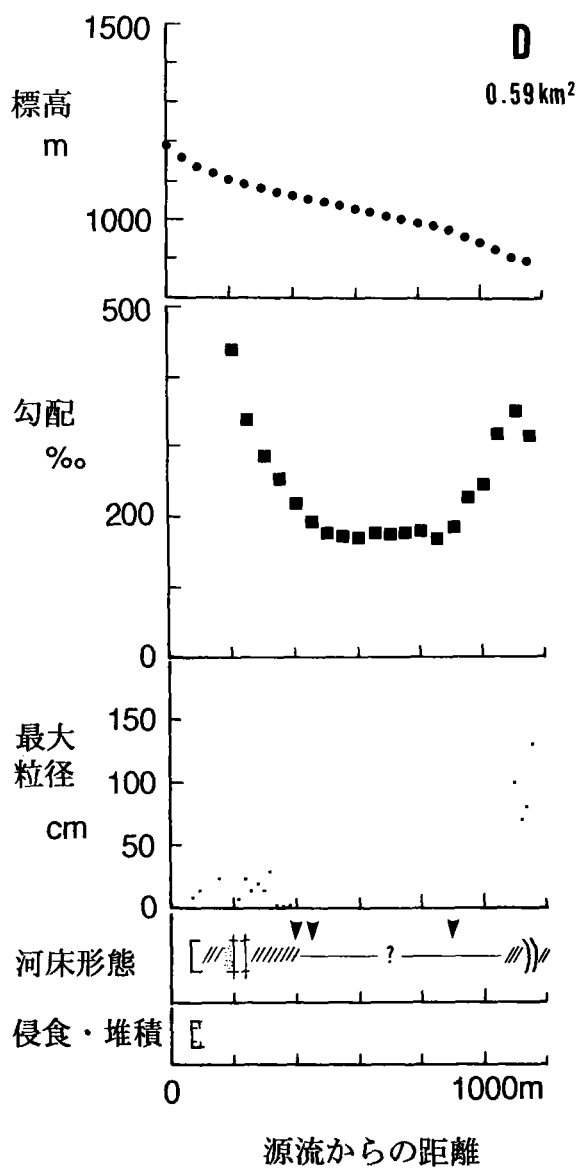
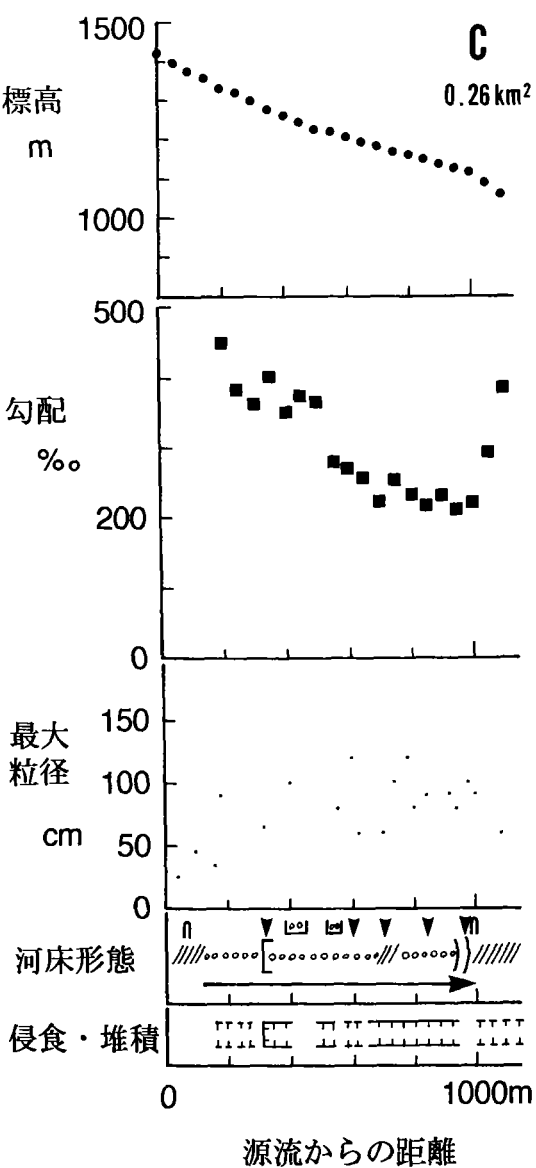
-?- 人工改変地・
調査不能地

侵食・堆積

▭ 侵食地域

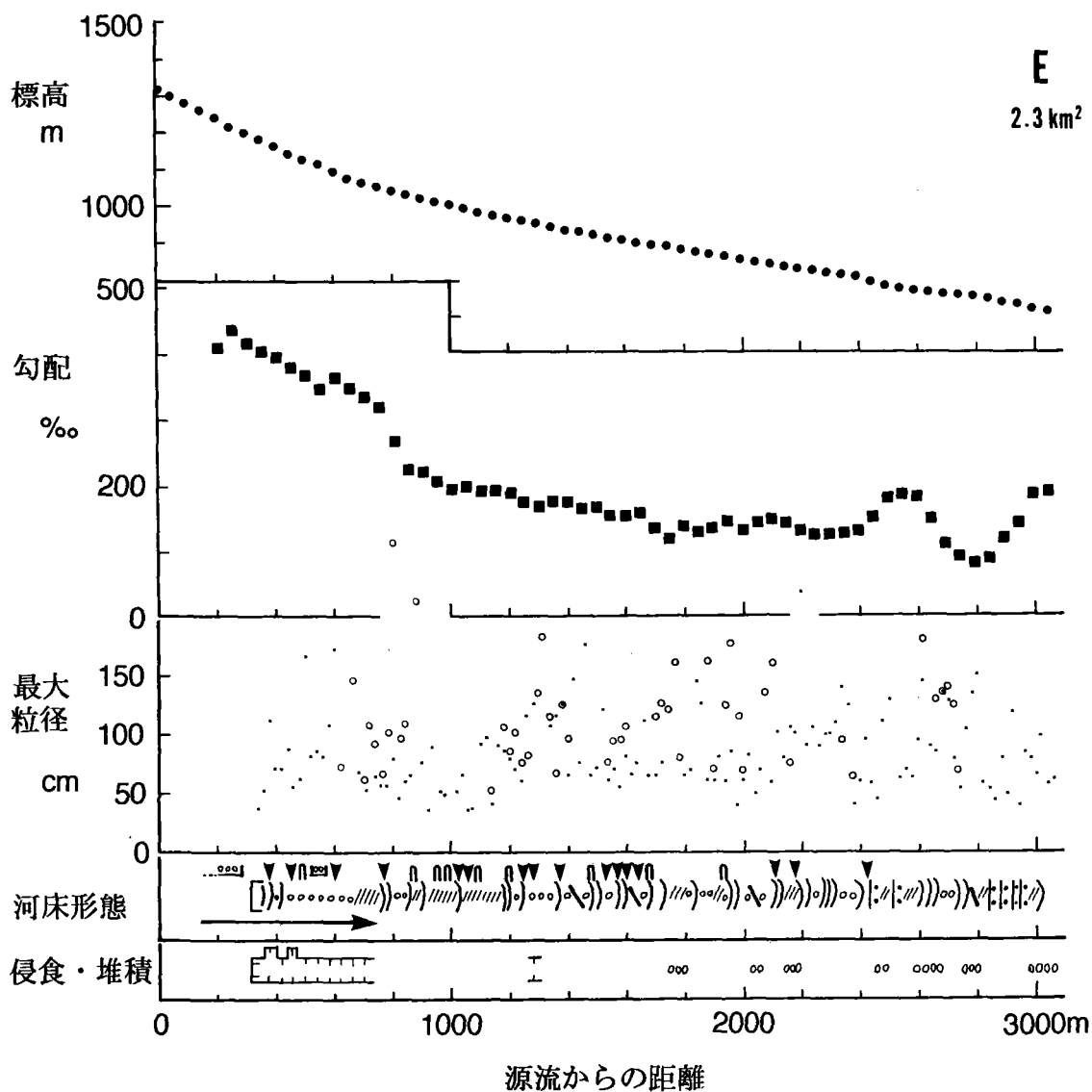
○○ 堆積地域

第5図b B溪流における地形特性の下流方向への変化



凡例は、第5図bを参照。

第5図c C溪流, D溪流における地形特性の下流方向への変化



凡例は、第5図bを参照。

第5図d E溪流における地形特性の下流方向への変化

VI 1991年土石流の発生、流下の過程

1. 勾配と河床形態、礫径分布の関係

今回の土石流によって新たに堆積した礫の粒径変化、形成された河床形態と溪床勾配の関係を整理し、土石流の流下過程について検討する。

A溪流では、土石流の発生地点と考えられる侵食域上流端の河床勾配は270%、河床埋積堆積物の侵食が生じているのは200%以上の区間である。侵食が生じている区間では、岩盤床となっている場合が多い。河床勾配が100%前後の部分に新しい土石流堆が分布し粗粒な礫が堆積している。また、およそ80%を境に土石流堆がみられなくなり、礫の形態も角がとれたものへと変化している。河床勾配がきわめて急で、220%を越えるB、C溪流では、土石流はそれぞれ450%、380%で発生し、ほぼ全域が侵食域となっている。また、河床は溪床埋積堆積物の層厚が薄いまは分布しないところで岩盤床となっている。D溪流の場合は調査を行ったほぼ全域で岩盤床となっており、河床勾配が200%以上である。E溪流では、400%の地点で発生、190%の地点付近まで岩盤床が連続している。そこからA溪流との合流点まで、滝の部分を除き新しい土石流堆が分布している。このように、今回の土石流流下によってもおよそ200%と80%が土石流の流動、河床形態における変化点となっており、200%以上の区間で土石流が発生・流下し、200~80%の区間で土石流堆をつくって堆積した。80%以下の区間には土砂流は流入したが、土石流は流入できなかった。以上の結果は、急勾配河川に認められる区間が土石流の発生・流下・堆積によって形成されたという島津(1991)の考えを支持している。

2. 土石流流下物質の起源

溪床埋積堆積物、堆積域の分布および詳細な調査を行っていない溪流について土石流が発生した溪流と発生しなかった溪流の分布を第6図に示した。溪床埋積堆積物はA溪流に沿って広く分布し、A溪流に合流するB、C溪流の全区間にも分布している。また、詳細な調査を行っていないが、A溪流の1,650m地点付近で合流する支流にも溪床埋積堆積物が分布していることが確認できた。この支流でも、A、B、C溪流と同様に土石流が発生した(写真1)。土石流の発生地点と考えられる侵食域の上流端はいずれの溪流の場合も写真12のように溪床埋積堆積物が崩れたものであった。一方、土石流が発生しなかったと考えられるD溪流には溪床埋積堆積物はみられなかった。

溪岸崩壊はいずれも小規模であり、表土層が崩壊を起こしたものが大部分であった。表土層中には、ほとんどの場合50cm程度以下の小さな礫しか含まれていない。また、調査溪流沿いには流入する支流の沖積錐がみられるものの、70cmを越える礫が含まれる沖積錐は少なかった。一方、新しい堆積物によって構成される土石流堆の中には70cmを越える粒径のものがかなり多く含まれており、100cmを越える礫も存在する。土石流が発生した溪流には100cmを越える粒径の礫を多く含む溪床埋積堆積物

が分布し、それらの堆積物が侵食されてできた崖は新鮮な断面をしている。また、溪床埋積堆積物の分布が狭いE溪流では、溪床埋積堆積物の分布が広く支流にも分布しているA溪流に比べ土石流流下の影響が小さく、土石流流下後の河床にも古い堆積物が多くみられる。

以上のことから、今回の土石流は斜面崩壊ではなく、溪床埋積堆積物の再移動によって引き起こされたと考えられる。さらに、移動した礫の大部分は、溪岸崩壊によって生産された礫やそれらの堆積物が再移動したものではなく、溪床埋積堆積物に起源をもつと考えられる。また、E溪流の場合は粗粒な角礫で構成される厚い斜面堆積物の崩壊も土石流の発生原因の1つと考えられる。E溪流沿いで土石流流下の影響が小さかったのは、E溪流およびその支流における溪床埋積堆積物の分布が狭く、土石流が十分に発達できなかったためと推定される。

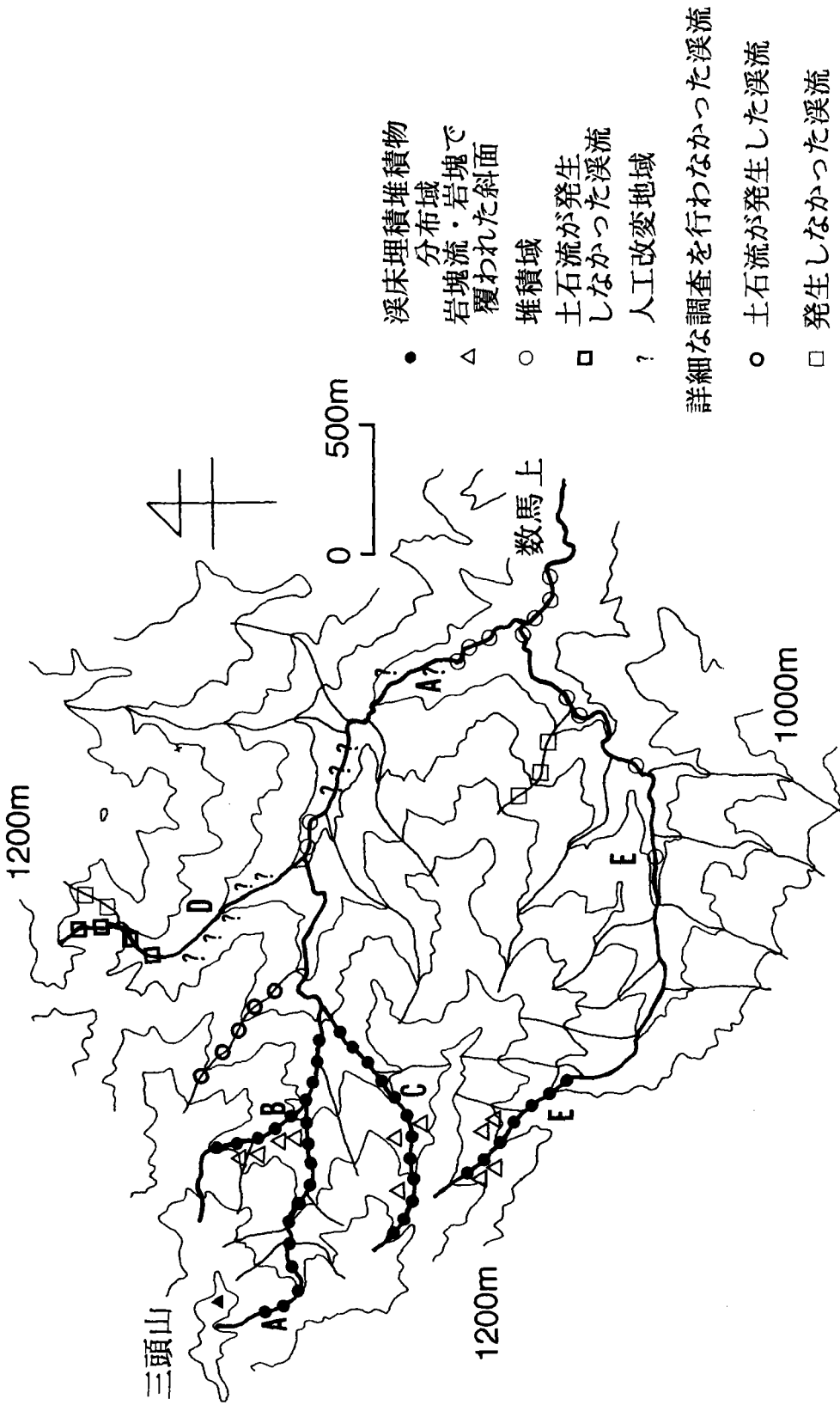
3. 1991年8月20日に発生した本地域の土砂移動

以上の検討から、調査地域における土砂移動過程は次のように考えられる。

河床勾配が200%以上の区間に分布する8月20日の豪雨により溪床埋積堆積物が大量の水を含み流動化し再移動を開始、土石流へと変化した。E溪流ではそれと前後して、厚く粗粒な角礫堆積物に覆われた斜面で崩壊が発生し、これも土石流となって流下した。河床勾配がおよそ200%以上の区間では溪床埋積堆積物を侵食し、土石流が発達した。侵食により一部の区間では河床に岩盤が露出することとなったが、溪床埋積堆積物が厚いところでは侵食が岩盤までおよばず、土石流流下後も礫床となった。

流下した土石流は河床勾配がおよそ200%以下の地域で堆積し、土石流堆を形成した。途中滝となっている急勾配の所では土石流は通過したため、土石流堆は形成されなかった。河床勾配が緩く、80%以下の区間には土石流は到達せず、土砂流となって流下した比較的砂分の多い砂礫が堆積し、河床の上昇が起り、層理をもつ堆積物が形成された。また、堆積した礫の粒径がその上流側に比べて急激に小さくなっているのは、礫の移動様式が異なるため、土石流によってのみ運搬が可能な粗粒な礫が到達できなかったからである。E溪流下流部の河床勾配が100%～80%の区間では、土石流堆と層理をもつ堆積物の両方が形成された。これはこの区間が2つの土砂移動様式の境界に位置しているためと考えられる。

以上のことを模式的に示したのが第7図である。

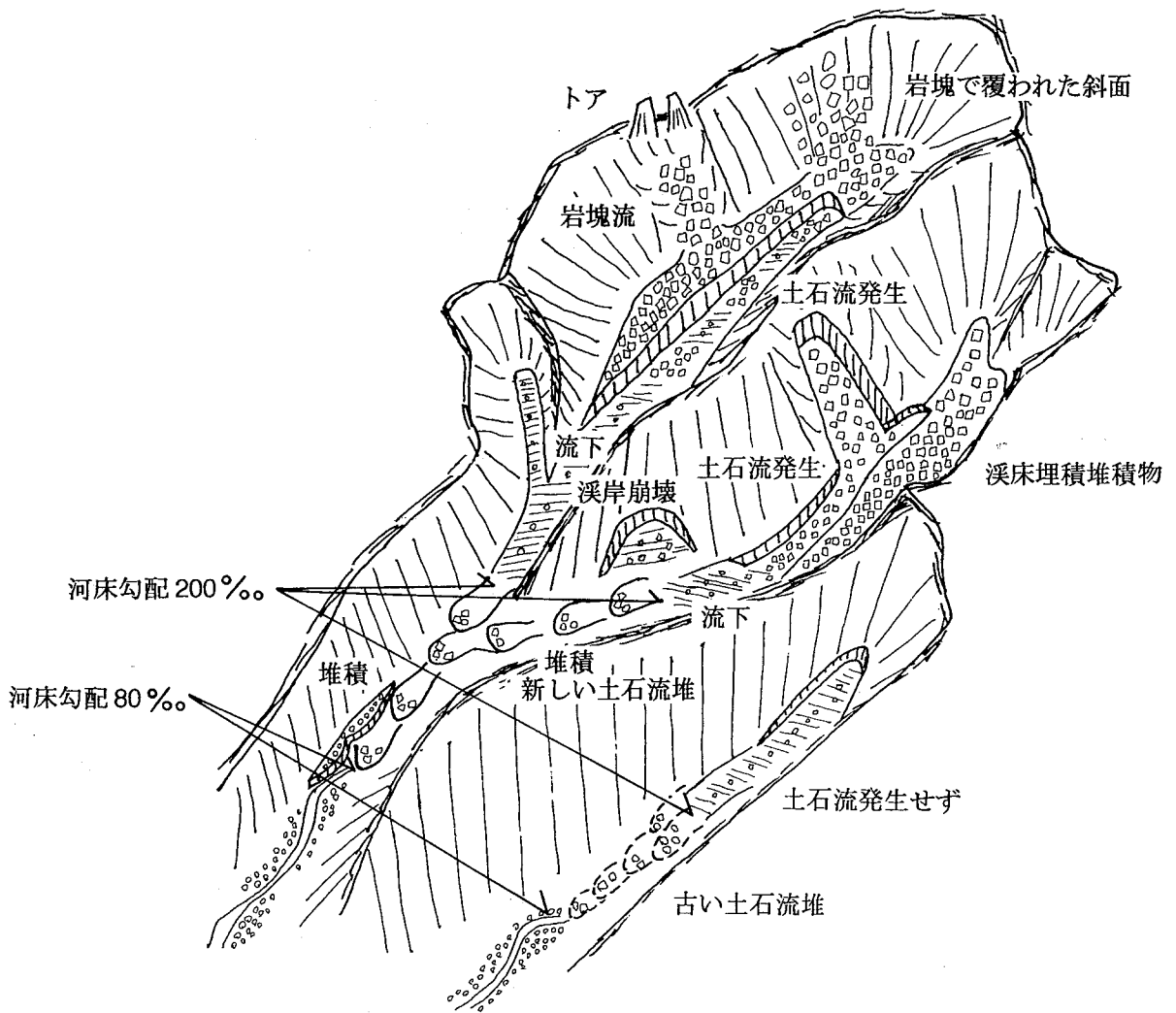


- 溪床埋積堆積物
分布域
- △ 岩塊流・岩塊で
覆われた斜面
- 堆積域
- 土石流が発生
しなかった溪流
- ？ 人工改変地域

詳細な調査を行わなかった溪流

- 土石流が発生した溪流
- 発生しなかった溪流

第6図 調査地域における堆積物の分布および土石流発生の有無



第7図 1991年8月20日に南秋川源流域で発生した
土砂移動の模式図

Ⅶ 溪床埋積堆積物の成因

1. 溪床埋積堆積物と斜面堆積物の関係

第6図には粗粒な岩塊で覆われる斜面、岩塊流の分布も示した。これらはB、C溪流のほかA溪流の上流部、E溪流の最上流部に分布するがD溪流沿いにはみられない。溪床埋積堆積物の分布との関係を見ていると、岩塊流などの分布は溪床埋積堆積物の分布範囲に含まれていることがわかる。しかし、これらの関係も場所によって少し異なっている。E溪流で見られる岩塊に覆われた斜面やB溪流で見られる岩塊流の表面は、溪床埋積堆積物の表面とスムーズにつながっている。一方、溪床埋積堆積物の分布範囲の下流端付近にあたるA溪流とB溪流の合流点には、現在の河床との比高が3～6mの角礫堆積物がみられ、この付近に分布するA溪流に沿った岩塊で覆われた斜面は、その末端部が現在の流路にわずかに切られている。

E溪流の下流部やA溪流とD溪流に挟まれた地域などには斜面表面あるいは基盤岩石の凹地に角礫が堆積しているのが観察される。これらの角礫の最大粒径は一般に30～50cm程度と小さく、岩塊流などを構成する礫とは大きさが異なっている。

2. 溪床埋積堆積物の成因の検討

荻谷・三枝(1993)、三枝(1993)は、谷を埋めて形成された岩塊流の成因について、度重なる崩壊によると述べている。溪床埋積堆積物の分布下限の河床勾配(この場合は堆積面勾配とほぼ等しい)は前述のようにおよそ220%で、渡部・池田(1993)が示した上流堆積域よりも勾配が緩い。また、溪床埋積堆積物の堆積範囲は450～220%で島津(1991)が示した土石流堆積域の上限の河床勾配よりもかなり大きい。溪床埋積堆積物が今回の土石流き発生源、供給源となったことからわかるように、溪床埋積堆積物が分布する勾配領域はそもそも土石流の発生・流下域に相当するといえる。このように礫の移動過程と河床勾配の関係から、溪床埋積堆積物は源流部で崩壊によって生産された礫が乾燥岩屑流あるいは土石流によって流下・堆積して形成されたものとは考えられない。

次に考えられるのは谷壁斜面の崩壊による形成である。溪床埋積堆積物は縦断方向に1,000m近くあるいはそれ以上の長さをもって連続的に分布している。その一方で、堆積物表面に凹凸はあるものの横断方向に比較的平坦で、谷壁斜面の凹部から扇状に広がっていたり、谷壁に向かって急傾斜しているといった特徴もみられない。むしろ谷の中央部分が盛り上がっていることがある。したがって、単に谷壁斜面における崩壊によって生産された崩壊物質が斜面基部に堆積して形成されたとは考えられない。

礫の粒径、地形的な連続性、分布の一致という点から考えると、谷壁斜面上に分布する岩塊流あるいは谷壁斜面上に分布する粗粒な岩塊を溪床埋積堆積物の起源と考えるのが最も妥当性がある。しか

し、谷底の横断形状を考慮に入れると、斜面側方からもたらされた礫が谷底で再移動する必要があり、そのプロセスが不明である。B溪流の谷壁斜面にある岩塊流の上端にはトア状の裸岩がみられる。トアの直下に新鮮な岩塊がみられないことから、ここからの礫生産は恒常的なものではないと考えられる。また、E溪流の最上流部に分布する岩塊で覆われた斜面の上端には裸岩はみられず、礫生産は現在行われていないと推定される。以上のことから、岩塊流あるいは岩塊で覆われた斜面における岩塊の生産は現在とは異なった環境下で、面的な侵食によって行われたと推定される。

調査を行った範囲では、溪床埋積堆積物、岩塊流、岩塊で覆われた斜面は標高 1,050m 以上の標高の高い地域にのみ分布している。このことは、最終氷期あるいはそれ以降の寒冷期に凍結破碎のような温度条件と関わるプロセスで礫が生産されたことを示唆している。

溪床埋積堆積物が過去の遺物であるとする、なぜ現在まで残存しているかということや侵食、排出されていく過程を明らかにしなければならないが、資料を持ち合わせていないので十分な議論はできない。ここでは、いくつかのポイントを挙げるのみにとどめておく。まず、A、B溪流の合流点付近にみられる現河床と比高をもつ堆積物の存在や、A溪流の溪床埋積堆積物分布域の下流端付近で斜面基部が切られていることは、溪床埋積堆積物が徐々に侵食、排出され、河床高度が低下したことを示唆していると考えられる。また、小泉（1988）はC溪流の流域内に位置する調査地の谷壁斜面に2本の遷急線が認められ、そのうち下位のは羽田野（1986）の後氷期開析前線に相当すると述べている。現在の谷底および溪床埋積堆積物の一部は下位の遷急線に囲まれている。以上のことは、現在みている溪床埋積堆積物の表面の一部、特に下流側は、過去に形成された谷埋め堆積物の原面ではない可能性を示唆している。

VIII まとめと今後の課題

1991年8月20日の豪雨により南秋川源流域で土石流が発生した。調査地域内の各溪流は土石流を発生させるのに十分な河床勾配をもっている。しかし、今回の豪雨後の観察による各溪流の河床の状態は異なっており、土石流が発生した溪流、発生はしたがその流下の影響が小さかったと考えられる溪流、土石流流下の跡がみられない溪流が存在した。そこで本研究では、河床堆積物、河床形態、河床勾配という3つの要素から土砂移動過程と土石流の発生原因、流下物質の起源について検討を行った。さらに、土石流流下物質の起源となった溪床埋積堆積物の成因について議論した。

その結果、調査地域内の一部の溪流に粒径が100cmを越える礫から構成された河床を埋積する堆積物が分布しており、この堆積物の存否および分布範囲の広狭が土石流流下の有無、影響の強弱と対応していることが明らかになった。

溪床埋積堆積物が分布する溪流では、河床勾配がおよそ200%以上の区間で溪床埋積堆積物の崩壊、侵食が発生し、土石流となって流下した。土石流は河床勾配がそれ以下の区間で堆積し、100cm程度の礫を多数含む土石流堆を形成した。一部は土砂流となってさらに緩勾配の区間まで流下し、成層し砂を主体とするマトリクスをもった堆積物を形成した。この堆積物がみられる区間の河床勾配はおよそ80%以下である。溪床埋積堆積物の分布が狭い溪流では、土石流流下の影響が少なく、土石流が通過したと考えられる区間にあっても、それ以前の堆積物が更新されずに河床に残留しているという特徴があり、土石流堆、土砂流の堆積物の分布範囲も狭い。一方、溪床埋積堆積物が分布しない溪流では、河床に蓄積していた細粒堆積物が移動しただけで顕著な土石流は発生しなかった。

今回の土石流の発生原因となった溪床埋積堆積物の成因に関する、いくつかの可能性について検討したが、十分な結論は得られなかった。ただし、溪床埋積堆積物の起源を岩塊流あるいは斜面上を覆う粗粒な岩塊とするのが妥当であると思われる。溪床埋積堆積物やこれらの斜面堆積物は広範囲に分布しているにも関わらず、現在礫の生産が活発に行われていると考えられる地域はみられない。したがって、これらの堆積物は現在と異なった環境下で形成された過去の遺物である可能性が高い。

土石流の発生原因としては、崩壊、地すべり、天然ダムの決壊、溪床堆積物の再移動などがある(小橋ほか、1983)。このなかで、発生周期が長いもので溪床堆積物の再移動が単独の原因であるものは少ないようである(中筋ほか、1977;小橋ほか、1983;奥西、1983)。しかし、山梨県の御坂山地で発生した土石流の例では、本研究の調査地域と同様に溪床堆積物を起源としている(岡・桂島、1971)。過去の特定の時代に形成され、現在でも残存している堆積物の場合は、本研究の調査地域のように一回の土石流によって溪床を埋積する堆積物の全量が排出されず、一般の土石流でみられる免疫性がないと予想される。したがって、その分布を調べ成因を明らかにすることは防災上も重要な課題である。また、過去に形成された堆積物が流出する過程を明らかにすることは、小口(1988)が明

らかにした、気候変化にともなった山地における開析斜面の発達および土砂流出の変化について土砂移動過程の点から検討を加えるためにも必要である。

今回の報告を行った溪流のうち土石流が発生しなかったものは1溪流のみであり、しかも人工改変によって失われた部分が多く十分な調査が行えたとはいえない。また、斜面地形、斜面堆積物の特性についての広範囲の記載を行うことが渓床埋積堆積物の成因を解明するためには必要である。今後も調査を継続することによって、礫の生産から流出までの過程を明らかにしたいと考えている。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、とうきゅう環境浄化財団からは援助をいただいた。また、現地調査にあたっては次の方々のご協力を得た。厚くお礼申し上げます。

青木賢人氏、安形 康氏、赤松直子氏、可児好宏氏、松本康裕氏。

参考文献

- 池谷 浩・米沢谷誠悦(1977)：土石流危険区域設定に関する考察—小豆島災害を例として—。土木技術資料, 19, 611—617.
- 岩塚守公・町田 洋・小池一之(1964)：富士山大沢にみられる砂礫移動の特性。水利科学, 36号, 52—70.
- 岡 重文・桂島 茂(1971)：昭和41年9月豪雨による足和田村土石流について—地形学による調査研究—。地質調査所月報, 22, 179—229.
- 奥西一夫(1983)：崩壊・土石流と地形。武居有恒監修『地すべり・崩壊・土石流』鹿島出版会, 231—262.
- 小口 高(1988)：松本盆地および周辺山地における最終氷期以降の地形発達史。第四紀研究, 27, 101—124.
- 荻谷愛彦・三枝 茂(1993)：山梨県北部, 小烏山周辺に分布する岩塊流の成因。季刊地理学, 45, 254—265.
- 小泉武栄(1988)：多摩川源流域の森林立地に関する地形・地質学的研究。とうきゅう環境浄化財団研究助成, No.114.
- 小橋澄治・中山政一・今村遼平(1983)：土砂移動現象の実態。武居有恒監修『地すべり・崩壊・土石流』鹿島出版会, 28—64.
- 三枝 茂(1993)：関東山地南部, 六本木峠～丸川峠の岩塊流。季刊地理学, 45, 266—268.
- 酒井 彰(1987)：1 : 50,000地質図幅「五日市」。地質調査所。
- 島津 弘(1991)：山地河川の支流における礫径および河床形態の縦断変化と本流への礫供給。地理学評論, 64A, 569—580.

- 高橋 保 (1977) : 土石流の発生と流動に関する研究. 京大防災研年報, 20号, B-2, 405-435.
- 高橋 保・吉田 等 (1979) : 土石流の停止・堆積機構に関する研究(1)-勾配の急変による堆積-.
京大防災研年報, 22号, B-2, 315-328.
- 東京都労働経済局農林水産部林務課 (1984) : 「都民の森」地質・地盤調査報告書. 33p.
- 土石流研究グループ (1971) : 土石流の総合的観測. 京大防災研年報, 14号, B, 691-705.
- 中筋章人・足立勝治・中山政一・清野雅雄・二宮寿男・大八木俊治 (1977) : 昭和50年仁淀川流域土
砂災害の実態と特性. 昭和52年度砂防学会研究発表会概要集, 56-57.
- 羽田野誠一 (1986) : 山地の地形分類の考え方と可能性. 東北地理, 38, 87-89.
- 渡部 真・池田 宏 (1993) : 足尾山地の溪流における砂礫の堆積面勾配の不連続的分布. 筑波大学
水理実験センター報告, 18号, 117-124.
- Benda, L. (1990) : The influence of debris flows on channels and valley floors in the
Oregon Coast Range, U. S. A. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, 457-466.

1991年8月20日深夜の
奥多摩地方における降水について

青木賢人

東京大学・大学院

目 次

1. はじめに	113
2. 8月20日の降水状況	114
3. 降水原因について	118
4. 降水の再来期間について	122
5. ま と め	126
参考文献	126

1. はじめに

1991年8月20日深夜、東京都檜原村の三頭山で大規模な斜面崩壊と土石流が発生した。本報告書ではこれらの地形変化について報告し、さらに、地形変化と植物生態との関係について論じた。

そこで本論では、報告書の作成に当たり基礎的なデータである、斜面崩壊・土石流発生の原因となった8月20日前後の集中豪雨について記載した上で、降水の再来期間について推定を行った。

2. 8月20日の降水状況

気象庁の観測データ、および、各機関が観測した雨量データに基づいて、当日の降水状況を記録する。

(1) 気象庁による観測データ

災害発生当日の各気象観測地点の日雨量および時間最大雨量の分布は図1および図2に示したとおりである。

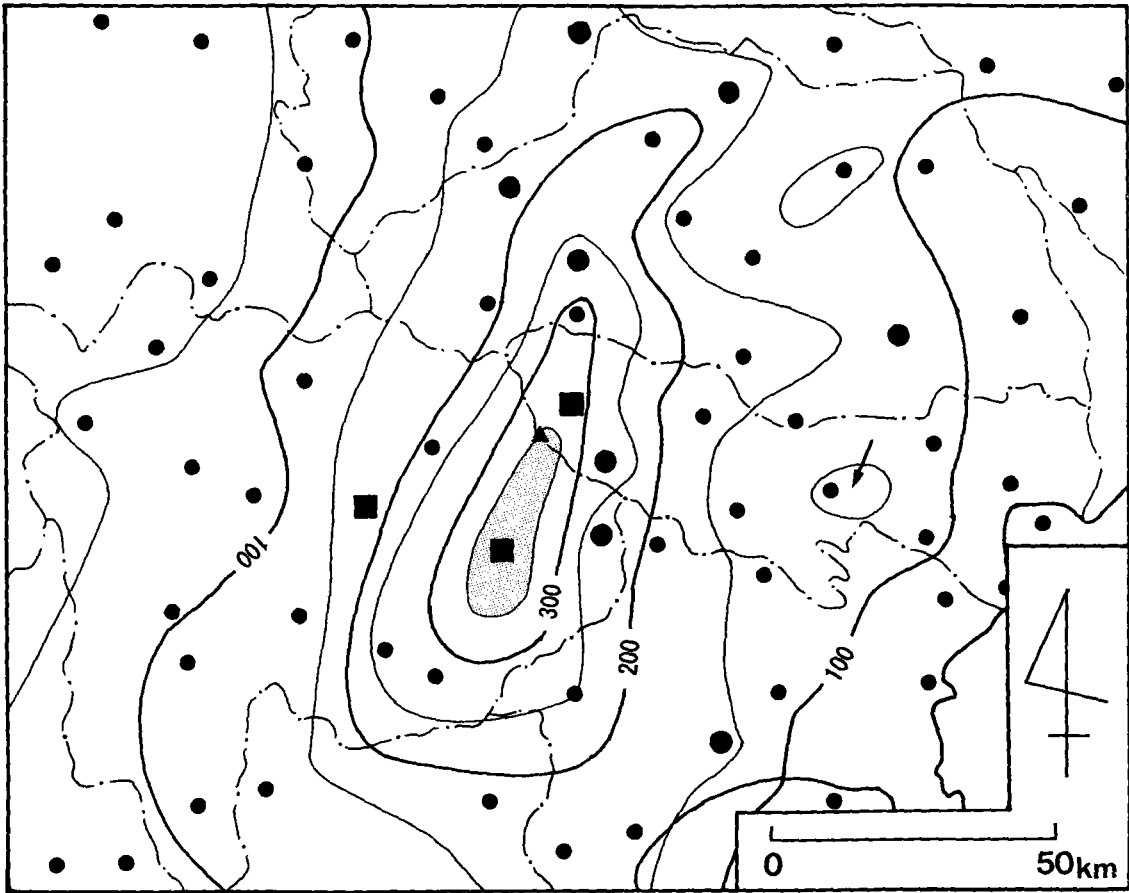


図1 日雨量分布

今回の降水が過去最高値を示した観測所は黒四角で、3位以内の値となった観測所は大きな黒丸で示した。

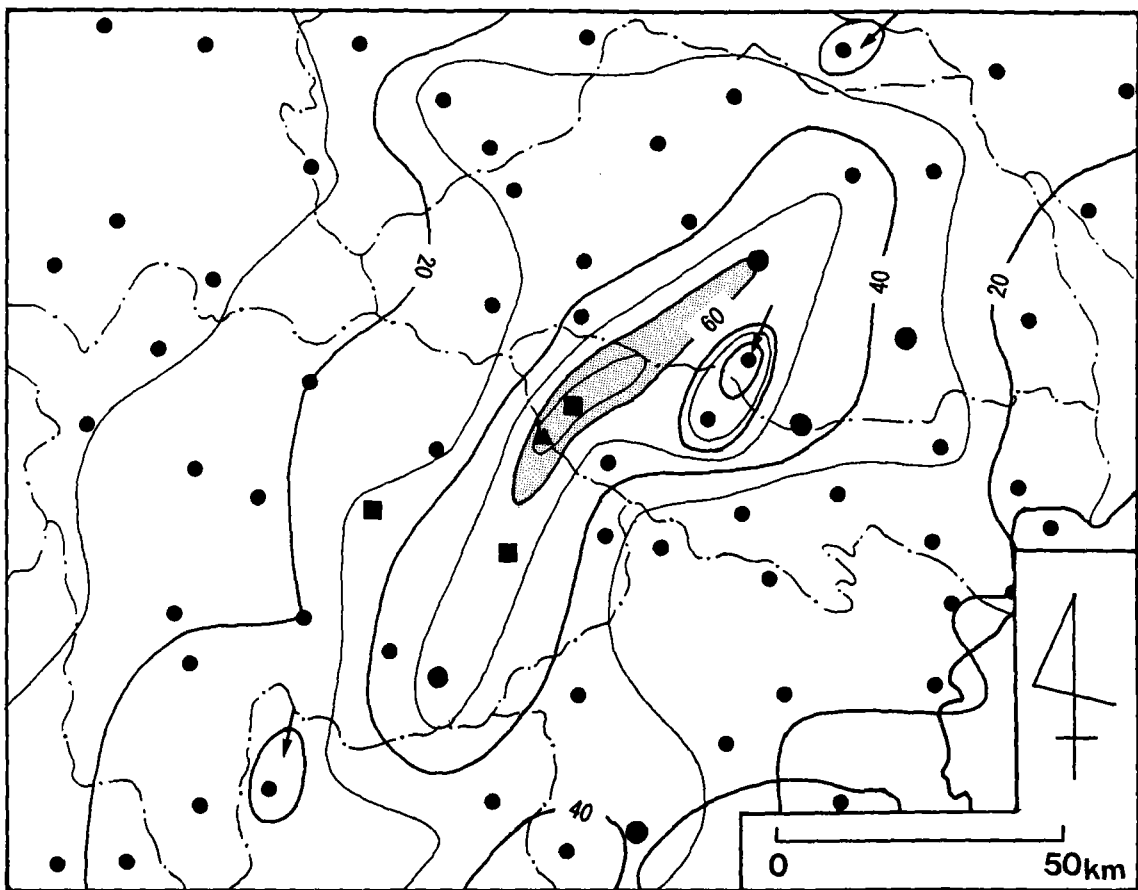


図2 時間最大雨量分布

凡例は図1と同じ

日雨量は8月20日の日雨量を用い、時間最大雨量は8月20日の最大値を用いた。ただし、21日まで降水が連続しており、20日の時間最大雨量を上回る値が観測されている場合には21日の時間最大雨量の値を用いている。このうち、三頭山に最も近い観測地点は北東6.5kmの地点にある小河内のAMeDASデータである。小河内の観測値は時間雨量では過去最高値(71mm)を示したが、日雨量(307mm)では、1966年9月(324mm)に次いで過去2位の記録である。また、極値を更新した観測地点については大きなドットで示してある。

降水量の空間的分布は、日雨量、時間最大雨量のいずれも南西-北東方向に降水量の最大値を示す軸がみられる。日雨量では大月付近に極値が見られ、時間最大雨量では小河内付近に極大値がみられる。また、多降水軸以外の観測地点では日雨量、時間雨量の極値を更新するほど大きな値を示す地点が少なくなっている。観測された値は山脈の配列や、海陸分布とは関わらず分布しており、広い範囲で降水がみられる。したがって、いわゆる地形性降水ではなく、一段大きなオーダーの降水であった

と判断される。また、三頭山付近は降水の主軸上にあり、日降水量、時間最大降水量のいずれもで、降水のもっとも多かった地域に当たっている。

降水範囲の時間経過に関しては、時間最大雨量を記録した時間が南西部ほど早く（山中，17：00；大月，21：00）、小河内の20日23：00を経て、北東部では遅くなっている（鳩山，21日01：00；久喜，21日02：00）。このことから、強い雨を降らせた雨雲が降水の主軸に沿う形で北上したものと解釈される。

(2) 三頭山で観測された降水状況

三頭山南東斜面に位置する「都民の森」では時間雨量の観測を行っている。しかし、崩壊・土石流発生以前の20日19：00において停電し、その後の雨量計測が不能となった。なお、宿直職員によると、その後激しい降雨で眠れないと報告されている。計測不能になる以前の降水に関しては表1および、表2に記した。

(3) 奥多摩周遊道路数馬ゲート前で観測された降水状況

都民の森の東南東約1.3kmの地点にある奥多摩周遊道路数馬ゲート前では、東京都建設局西多摩工事事務所奥多摩出張所によって、雨量の連続観測が行われている。「都民の森」が停電で観測を休止したため、ここが三頭山の災害現場に最も近い観測所となった。ここでは、日雨量（350mm）と時間雨量（80mm）のいずれもで小河内（AMeDAS）を上回る降水が観測された（表3）。以後、本文では災害発生当日の三頭山の降水量として、数馬ゲートの値を用いる。

表1 都民の森管理事務所雨量データ(1)

連続雨量	8/20	01:00~19:00	163mm	
24時間雨量	8/19	19:00~8/20	19:00	140mm
時間最大雨量	8/20	12:00~13:00	21mm	

(都民の森雨量データから作成)

表2 都民の森管理事務所雨量データ(2)

(時間雨量データ)

時間	8/19	8/20	時間	8/19	8/20
00~01	0	0	12~13	0	21
01~02	0	3	13~14	8	13
02~03	0	4	14~15	1	15
03~04	0	2	15~16	9	15
04~05	0	4	16~17	15	12
05~06	0	6	17~18	0	7
06~07	0	2	18~19	0	7
07~08	0.5	10	19~20	0	(以後欠損)
08~09	0	10	20~21	0	
09~10	0.5	8	21~22	2	
10~11	0	12	22~23	0	
11~12	0	12	23~24	1	
			合計	37	163

表3 奥多摩周遊道路数馬ゲート前雨量データ

連続雨量	8/18 20:00~8/21 14:00	163mm
1日雨量	8/20	350mm
時間最大雨量	8/20 21:40~22:40	80mm

(西多摩建設事務所奥多摩出張所雨量データから作成)

3. 降水原因について

災害発生当日の21:00の地上天気図を図3に示した。台風12号は種子島の南約150kmの地点(28.0N, 132.0E)に位置している。この時点で、1,000 hpaの等圧線は北九州・瀬戸内・紀伊半島を結ぶ線上にあり、関東付近は1,004~1,008 hpaの間に位置し、台風の直接的な勢力下には置かれていない。

20日09:00の天気図(図4)と比較すると、台風12号から本州付近に張り出した気圧の谷が強化されていることがわかる。また、21:00の850 hpa等高度面(図5)をみると、この気圧の谷に暖気がみられ、台風から気圧の谷に沿って湿舌が北上していることが示されている。

以上のことから、今回の集中豪雨は台風の北上に伴って形成された気圧の谷に沿って、南から暖かい空気が本州上空に流れ込んだため大気が不安定になり、局地的に強い雨雲が形成された結果であると解釈される。

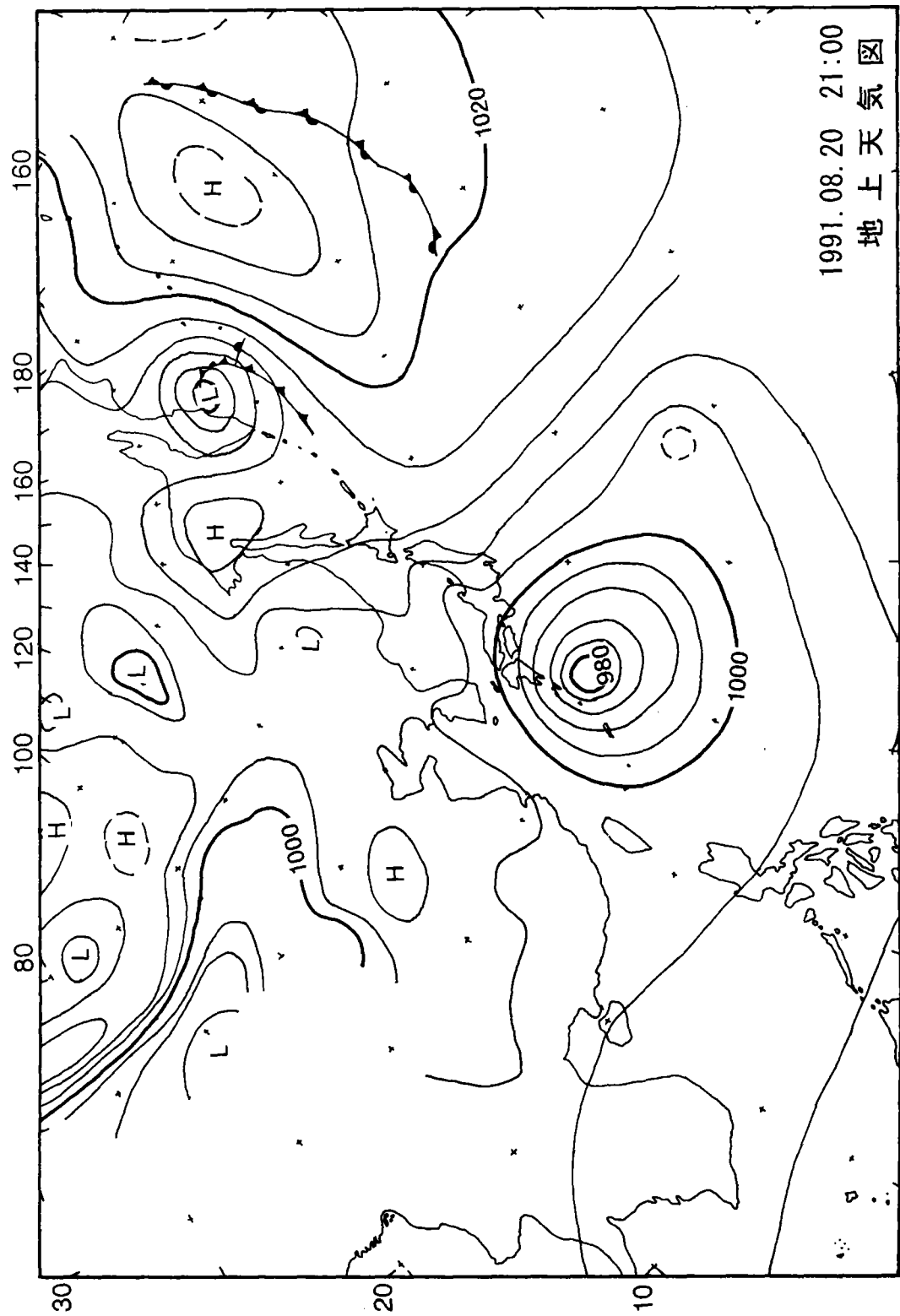


図3 1991年8月20日21:00の地上天気図

Hは高気圧、Lは低気圧を示す。

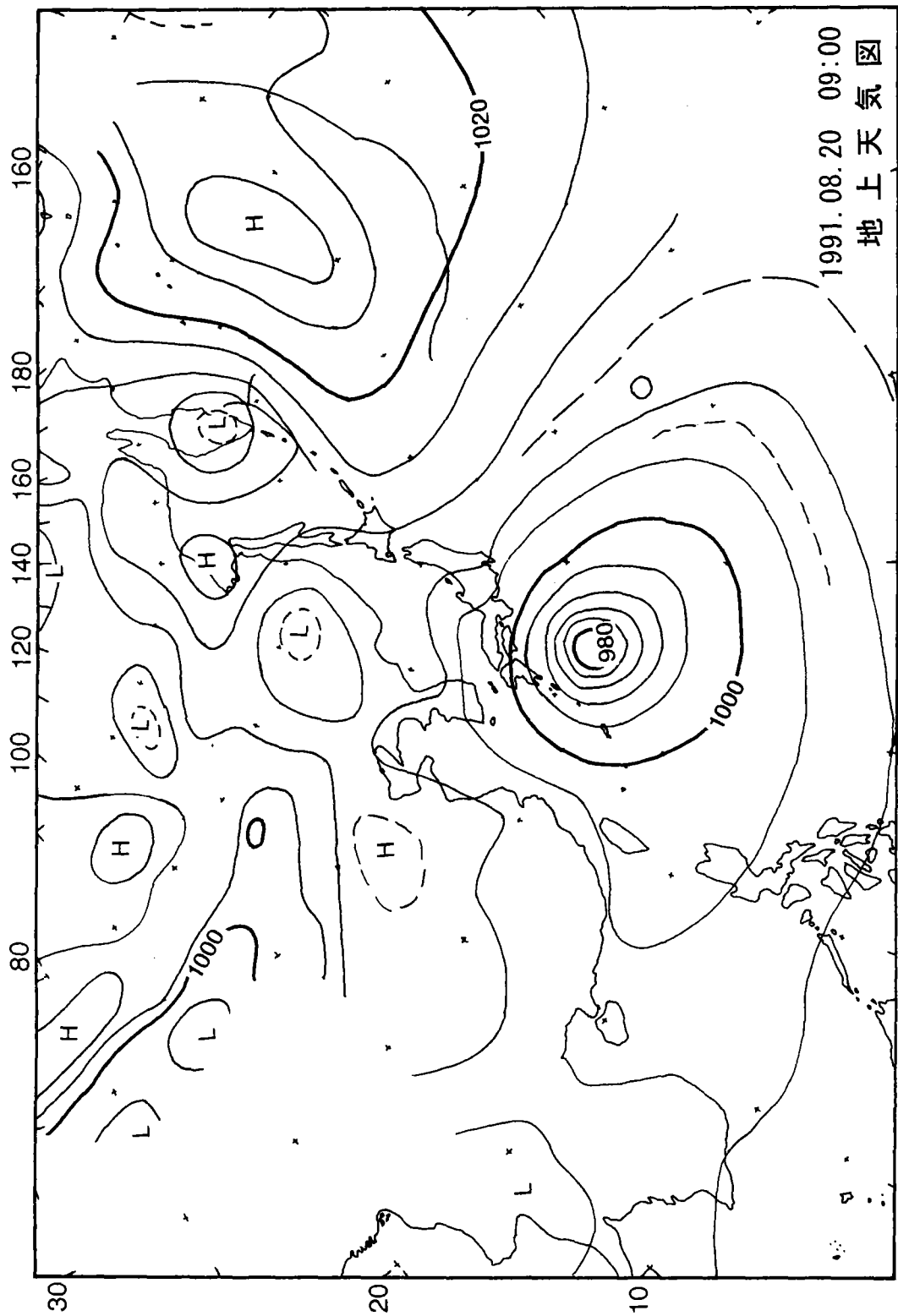


図4 1991年8月20日09:00の地上天気図

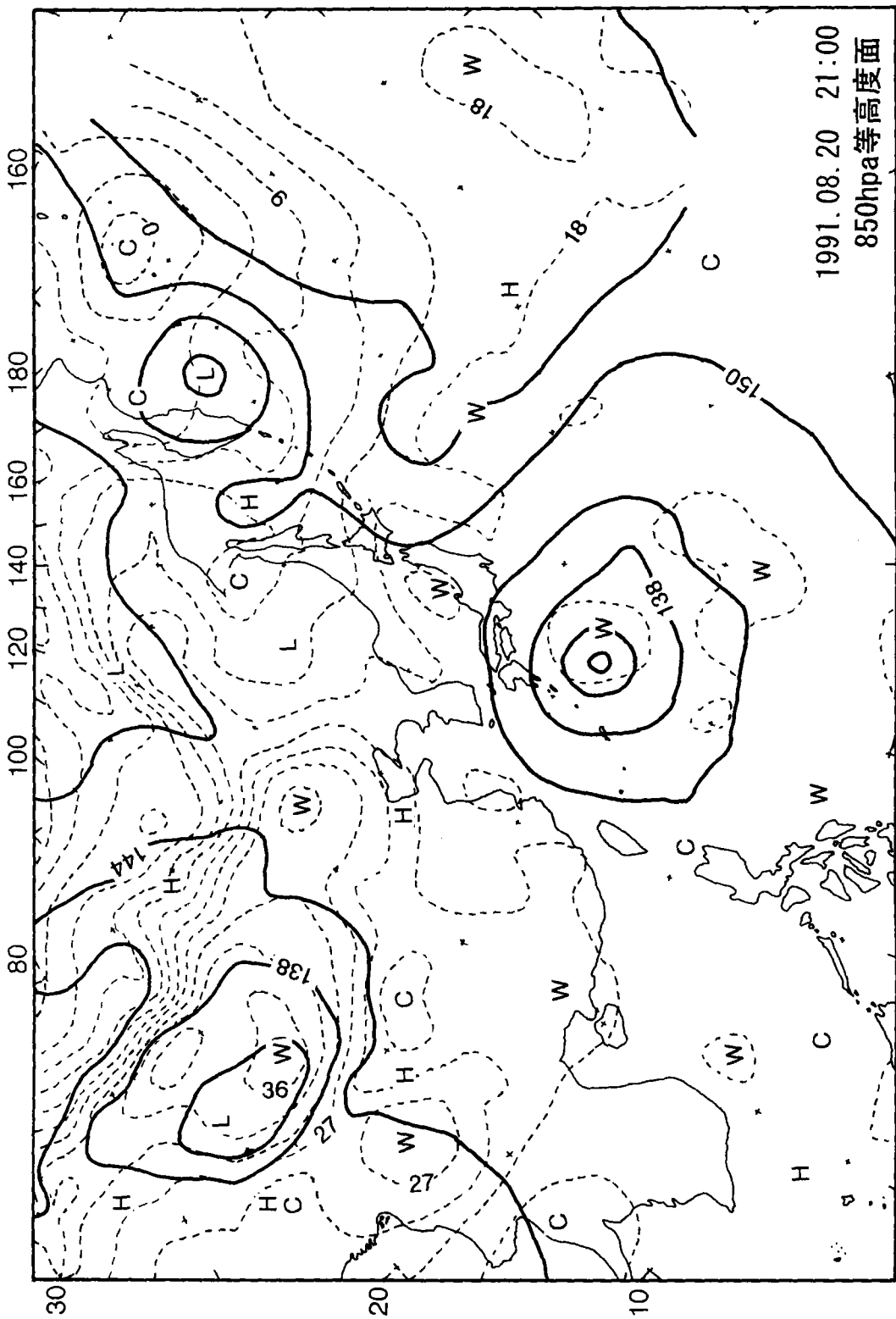


図5 1991年8月20日21:00の850hpa等高度面

実線は等圧面高度を表し、点線は気温を示す。Cは冷気を示し、Wは暖気を示す。

4. 降水の再来期間について

今回の災害は集中豪雨によって引き起こされた地形変化であるため、その再来間隔を推定するためには、降水そのものの再来間隔を求めることが必要となる。また、地形変化の規模を考える上で、降水の強度が重要となる。そこで、降水の強度別の再来間隔を求めることを試みた。

(1) 計算方法

ある水文学の再現期間（リターン・ピリオド）を求める方法はいくつか提案されている。また、気象庁の地上気象観測統計指針（1990）の中でも降水の再来間隔を求める方法が提示されている。しかし、気象庁の方法を含め、その多くはデータセットの期間を上回る超過確率についての信頼性が著しく低く、数100年オーダーの地形変化であったと推定される今回の事例には適さない。そこで、今回は計算方法として「岩井法」を採用した（春日屋，1986を参考にした）。

岩井法は、降水量の頻度分布が対数正規分布であるとの仮定を設定した上で、データセットから分布関数を求め、外挿して超過確率を演繹する方法である。岩井法は次式で求められる。

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{x}} \int_{-\infty}^{\zeta} e^{-t^2} dt$$

$$\zeta = a \log_{10} \frac{x+b}{x_0+b'} \quad (-b < x < \infty)$$

$$\log_{10}(x+b) = \log_{10}(x_0+b) + \frac{1}{a} \zeta$$

ここに、 a , b , x_0 : 定数

$$x_g : \log_{10} x_g = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \log_{10} x_i$$

$$b_s = \frac{x_1 x_s - x_g^2}{2x_g - (x_1 + x_s)}$$

$$b = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m b_s$$

$$\log_{10}(x_0+b) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \log_{10}(x_i + b)$$

$$\frac{1}{a} = \sqrt{\frac{2}{N-1} \sum_{i=1}^N \left(\log_{10} \frac{x_i + b}{x_0 + b}\right)^2} = \sqrt{\frac{2N}{N-1}} S_x$$

$$S_x = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \{\log_{10}(x_i + b)\}^2 - \{\log_{10}(x_0 + b)\}^2}$$

$$= \sqrt{Y^2 - \bar{Y}^2}$$

(2) データセット

推定の基準値となるデータセットには小河内の各年の日最大降水量と時間最大降水量を用いた。データセットは2種類用いた。データセット1の対象期間は小河内の全観測期間（1958年～1993年、計36年間）とした。このうち、1976年以降はAMeDASによる無人観測であり、これ以前は有人観測によるものである。この全データについては表4に示す。

また、データセットの中に、災害発生時のデータおよび、それ以後のデータについて含めないものをデータセット2とした。これは、災害発生時の時間最大雨量がこれまでの最大値であるため、この値を入れるかどうかで推定される母集団の分布形が大きく変わることが予想されるからである。データセット2の対象期間は1958年～1990年の33年間である。

表4 各年の日最大雨量と時間最大雨量

年	93	92	91	90	89	88	87	86	85	84	83	82	81	80
日最大雨量	94	81	307	257	186	87	69	148	105	87	211	287	226	44
時間最大雨量	22	45	71	44	39	34	19	47	46	53	53	45	54	11
年	79	78	77	76	75	74	73	72	71	70	69	68	67	66
日最大雨量	101	53	148	65	149	324	52	214	196	83	55	129	105	192
時間最大雨量	32	30	24	15	38	43	15	36	39	24	28	26	31	58
年	65	64	63	62	61	59	58	57						
日最大雨量	153	86	99	110	234	112	283	286						
時間最大雨量	35	17	31	21	37	21	46	49						

(気象庁資料より作成)

(3) 再来間隔

以上の計算方法およびデータセットに基づいて推定した再来間隔は表5、表6のように求められた。

表5 岩井法で推定した降水の再来期間と期待降水量

再来期間 (年)	期待降水量 (mm)			
	データセット1		データセット2	
	日降水量	時間降水量	日降水量	時間降水量
600	605.9	88.5	604.0	80.3
500	588.9	87.1	587.0	79.2
400	568.7	85.4	566.7	77.9
300	542.8	83.2	540.8	76.1
200	507.1	80.1	505.0	73.5
180	497.9	79.3	495.8	72.9
160	487.7	78.3	485.7	72.1
140	476.9	77.3	474.8	71.3
120	463.2	76.1	461.1	70.2
100	447.8	74.6	445.7	69.0
80	429.1	72.8	427.0	67.5
60	405.4	70.4	403.3	65.5
50	390.5	68.9	388.4	64.3
40	372.5	67.0	370.5	62.7
30	349.4	64.5	347.5	60.6
20	317.4	60.9	315.5	57.5
15	294.9	58.2	293.1	55.2
10	263.4	54.2	261.7	51.7

表6 1991年8月20日の降水の再来期間

	小河内		三頭山	
	日雨量：307mm	時間雨量：71mm	日雨量：350mm	時間雨量：80mm
データセット1	17～18年	61～68年	30～31年	190～210年
データセット2	18年	125～140年	31年	550～600年

なお、三頭山の値については、奥多摩周遊道路数馬ゲート前で観測された値を、小河内のデータセット1および2に代入して求めたものである。ただし、今回の集中豪雨で、降水の極にあったと考えられる三頭山と、小河内では降水の強度などに差があった可能性があることから、この三頭山の値は参考値として扱い、以下は小河内の値を用いて議論を進める。

計算の結果、日最大雨量についてはデータセット1、2に関わりなく、今回程度の降水量であれば再来期間18年程度と同じ値を示した。これは、今回の値が過去の最大値ではないため内挿によって求められているためである。また、日本気候図第二集（1972）でも、この地域の10年期待日降水量が300mm以上と示されていることから、この値もおおむね妥当なものと考えられる。

一方、時間雨量の再来間隔については、データセットによって2倍以上の大きな差が認められた。これは、災害発生時の時間雨量がこれまでの最大値であるため、データセットから推定される母集団の分布が大きく異なるためであると考えられる。そこで、時間雨量に関してはどちらのデータセットを採用するか検討する必要がある。今回の時間雨量は、これまでの観測値の中で最大である。さらに、2位～5位の観測値が50mm台であり、10mm以上の開きがある。このことから、今回の時間雨量は1991年以前に観測された降水とはオーダーとして異なることが推定される。したがって、今回の観測値を含めた形で母集団を推定すると、分布の裾を必要以上に重く見積もる可能性が生じる。そこで、時間雨量の再来間隔を推定するデータセットとしてデータセット2を採用し、今回程度の時間雨量の再来期間は100年～100数十年であるとする。

5. ま と め

以上の検討から、今回の降水の特徴は以下のようにまとめられる。今回の降水は台風の北上に伴い、関東付近に流入した湿舌によって大気が不安定になったために発生した集中豪雨であり、その影響範囲は南西-北東方向の主軸に沿った範囲で極大値を示している。小河内付近では時間最大雨量71mmを記録し過去最高となった。この降水について再来期間を岩井法を用いて推定すると、日雨量で10~20年周期、時間雨量では100~100数十年周期の降水であったと考えられる。

短期間の集中的な降水（時間雨量や3時間雨量など）の値が地形形成、特に崩壊の発生や土石流の発生などに大きな影響を与えることが知られている。このことを考えあわせると、今回発生した災害も、少なくとも100年程度の周期で繰り返し発生している可能性があることとなる。このことは、三頭山周辺の地形発達や、溪畔域に成立する森林について考察する際に重要な資料になると考える。

謝 辞

本文を執筆するに当たり、東京大学大学院博士課程の木村圭司氏には粗校の校閲をいただくとともに、貴重なご助言をいただいた。厚く御礼申し上げます。

参考文献

春日屋伸昌（1986）：『水文統計学概説』，鹿島出版会，p13-82.

気 象 庁（1972）：『日本気候図第2集』，地人書館，p79.

気 象 庁（1990）：『地上気象観測統計指針』

※ 図3~5は気象庁の印刷天気図を用いた。

付 録

三頭山の自然と台風禍
(1992年)

小 泉 武 栄

沢の中のシオジ、 サワグルミ林と土石流

今回の豪雨で沢筋に生えていたシオジとサワグルミがひどく痛めつけられたが、このことでひどく嘆く必要はない。これが自然の本来の姿だからである。自然というものはときには荒々しいものであり、そのことが次の自然をつくりだしていく。自然教育ではこのことを理解することも大事である。

氷河時代の

残した地形

三頭山には野鳥観察小屋のすぐそばなど何か所かで氷河時代にできた岩塊流を観察することができる。大きな岩が累々とした「岩の流れ」である。これはこのあたりが氷河時代には、現在の北アルプスの山頂部のような森林限界を越えるような位置にあったことを示している。過去の環境を示す貴重な記念物である。

『都民の森』に

何が必要か

このようにみてくると、『都民の森』に今何が必要かがはっきりしてくる。今必要なのは自然の歴史や仕組みについてきちんと解説で

きる解説員、アメリカ風にいえばレンジャーを置くことであろう。『都民の森』を生かすとしたら、私はこの方向しかないと思う。わが国では野外での自然教育にはまったく理解がなく、国立公園にすらレンジャーがほとんどいないという有様である。しかし今後国民の間からはこうした教育に対する要求が高まってくるであろう。それは地球環境問題や自然保護のことを考える上でまさに基礎になる知識だからである。

アメリカの国立公園にはレンジャーがのべ一万人もいるという。アメリカではないが、私自身、ドイツの国立公園で水文学者、気象学者、植物学者の三人についてもらって自然観察をしたことがある。その日はたいへん有意義な一日であった。

今、私が都にお願いしたいことは建物をつくることでなく、野外で自然の解説のできる専門家を何人か『都民の森』に採用してほしいということである。金はもちろんかかるが、将来の人材を育てるということを考えたら、けっして高いものでない。建物などの施設に金をかけるよりも安いし、はるかに意味のある使い方である。ぜひ一考していただきたい。またちようにいい機会だから書かせてもらうが、五日市町の横沢入の谷津田もぜひ残してほしいと思う。あれは東京に残されたおそらく最後の谷津田である。環境はすばらしく、東京人の心のふるさとなりうる条件を備えている。未来の東京をになう人材を育てる野

外教育の場として、ぜひ今のままで残してほしいと思う。難しいことを承知でお願いしたい。



大滝とそれを眺める橋

を利用することばかり考えていて、自然の長い歴史や複雑な仕組み、あるいは存在そのものに對する畏敬の念というものがまるで感じられない。都市公園的な利用を考えてしまっただというのも、もとはといえばそこに原因があるだろうが、このような利用は三頭山の自然の立場に立つて考えれば、きわめて不本意な利用のされ方であるに違いない。

三頭山の自然を今「利用する」としたら、私は本格的な自然教育の場とするのが一番だと考えている。何も我田引水をしているわけではない。現在の社会情勢からいってこれがもっとも有意義だといっているのである。この素晴らしい自然に對してはやはりそれなりの対応をするべきであろう。

三頭山の自然の

すばらしさ

都内ではもうまとまったブナ林はここと雲取山ぐらいにしか残っていない。それだけでももう貴重な存在であるが、しかしこれだけにとどまらず、もっと積極的に自然教育の場として「利用する」ことが三頭山にはふさわしい。三頭山には自然の歴史や仕組みを考えさせるのに格好のすばらしい自然が残されているのである。

まずブナ林から。結論からいうと、このブナ林は江戸時代後期の小永期と呼ばれる寒冷期に成立し、現在の気候にはあっていない

車椅子でも通れるようにと山腹を削り無理に拡張したためフェンスで山肌を覆う。大滝へ行く途中の一断面。

レリック(生きた化石)である可能性が強い。ブナ林は本来、日本海側の多雪湿潤地を本拠地とする森林である。だから現在の三頭山あたりの気候はどうやら乾燥し過ぎていられなく、ブナ林をよく観察すると、一抱えもある大きなブナは点々とあっても、後を継ぐべき中小のブナがほとんどみられない。したがって現在あるブナの大木が老齢化してすべて倒れてしまつたら、このブナの林は滅びてしまいかもしれない。こんな森林の移り変わりを考えさせれば、子どもたちも何か心に感じてくれるだろう。

地形・地質と森林の分布の関係を調べてみるのもおもしろい。三頭山では中生代の堆積岩である砂岩層の中に、石英閃緑岩が貫入してきている。二つの岩石のつくる地形ははっきりと異なっていて、そこに成立する森林も違っている。砂岩地域では尾根と谷がはっきりし、岩場が多い。このため尾根筋にはツガやミズナラ、中腹にブナ、谷にカエデ類やイヌブナといった樹種の分布がみられる。一方、石英閃緑岩地では起伏は小さく、のっぺりした斜面が卓越し、そこにはブナが多い。尾根にはモミが現れ、谷筋にはやはりカエデ類とイヌブナが分布する。

このような地形と森林の関係に気づかせることも、自然の理解のためには大切なことである。

う。そうすれば自然の負荷は減るだろうし、いなくなった動物も戻ってくるに違いない。この場合、必要なのは駐車場と食堂であるから、それを『都民の森』の代わりに、検原村の集落に近いどこかにつくりさえすれば、それでこと足りるはずである。検原村の村おこしということを考えにいれるなら、その方はるかにいいのではないか。

山につくつた都市公園

問題点 その2

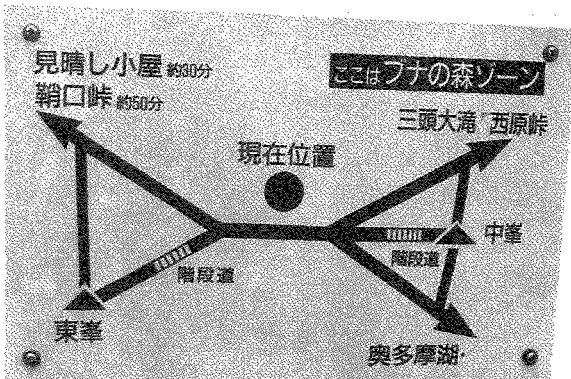
問題点の二つ目は『都民の森』が基本的には都市公園をつくるような発想でつくられているということである。フィールドアスレチックのための施設などはその代表的なものだし、野鳥観察小屋についても同じことがいえる。しかしこれらはどうみてもこの山にそぐわない。

そもそも『都民の森』の目的にレクリエーションが入っているということ自体が不思議である。なぜこんなものを目的にいれたのか。この山ではこうした施設は不用というよりはむしろ邪魔である。つくらない方がよかつたのである。

大滝への登山道を、山腹を削り、森を壊しながら、むりやり拡幅したのも同じ発想に立っているといえよう。じつは私も『都民の森』の建設中に自然破壊があまりにもひどいため、抗議した一人であるが、大滝への登山道を拡

幅する理由を聞いたところ、車椅子の人でも滝を見にいけるようにしたいというのが第一番目の理由で（現状はそうなっていないが）、滝のそばにトイレをつくるから、そのし尿の汲み取りに車が入る必要があるというのが二つ目の理由であった。

こういう理由だと表だって反対することは難しい。しかし私は今でも果たしてあれだけの反対を押し切って道路を広げる必要があったのか、疑問に思っている。大滝のそばに本当にトイレが必要だったのだろうか。都市公園をつくろうとしてあまりにも無理をしすぎ



東京都にのこされたブナ林は、三頭山と奥多摩町の日原川流域だけで、たいへん貴重なものです。ふつう、ブナ林床にはササの仲間が密生していますが、ここではたいへん少なく、学術的にも注目されています。

ブナ林の案内版には次のように書かれてある。「東京都にのこされたブナ林は、三頭山と奥多摩町の日原川流域だけで、たいへん貴重なものです。ふつう、ブナ林床にはササの仲間が密生していますが、ここではたいへん少なく、学術的にも注目されています。」

『都民の森』に

欠けているもの

たように思えてならない。今の利用状況を見ると、とくにその感を深くする。ここは変に手を加えない自然公園のままの方がよかつたのである。ブナの新緑、昆虫や野鳥の姿、秋の紅葉と実り。新鮮な空気と水。これ以上何が必要かというのだろうか。

私は『都民の森』に欠けているのは、自然に対する敬意だと思う。ここでは人間が自然

をよりどころにするし、人災説をとる方は、『都民の森』入り口の道路の決壊をもちだす。これでは議論がかみあうはずがない。議論を進めるにはそれぞれの場所ごとに原因をつめていくことが必要であろう。

いきなり結論になってしまうが、私なりに昨年の被害の原因を考えてみると、次のようである。

まずブナ沢、三頭沢の崩壊と土石流について。この二つの沢には過去に発生した土石流の堆積物が残されており、昨年程度の崩壊や土石流の発生が過去に何回も繰り返し発生してきたことがわかる。昨年の土石流では沢筋に生育するシオジが大きな被害を受けたが、この木はむしろ土石流によって荒れた沢を本来の生育地にしており、ときどき土石流が発生してくれないと生育の場を他の樹種に奪われてしまう運命にある。過去の土石流堆積物の上にもシオジの林ができていたが、これからみると何十年前か前と同じ程度の崩壊と土石流の発生したことがわかる。また十分調査をおこなっていないが、シオジの分布から百数十年前には昨年より規模の大きな土石流の発生した可能性が指摘できる。つまりこの二つの沢に関しては、自然そのものの変化の一過程として崩壊や土石流が発生したわけ、しいていえば天災である。遊歩道を埋めた土石の流下も同じである。

次に『都民の森』入り口の道路の決壊について。これはまぎれもなく、人災である。直

接の原因としては、過去に土石流の発生した形跡のある沢に大きな人工構築物をつくったということに尽きるが、排水口を小さくつくりすぎたことと、もともとあった沢に土砂を厚く盛って駐車場や道路をつくったということが被害を大きくしたと考える。詳しくは都の公式の被害原因調査報告を待ちたいが、私のみたところでは排水口が小さすぎたために、土石や流木で排水口がつまり、大量の水が溢れて道路を乗り越え、その下の軟弱な土砂を崩れさせたというプロセスが想定できる。

つまり『都民の森』入り口の決壊については、『都民の森』の建設そのものに責任を負わせることができるが、原生林の崩壊についてはそれはできないということである。私自身、『都民の森』の被災を聞いたとき、すぐにこれは人災だろうと感じたのであるが、残念ながら全域についてそうだとすることはできない状況である。したがって人災説に全面的に組することはできない。

ただ私自身は現在の形のまま『都民の森』を再開することには反対である。それは次のべるような理由があるからである。

『都民の森』の問題点

その1

『都民の森』の目的は『都民が自然に親しみ、森林・林業についての正しい理解と認識を深め、かつ適正な野外レクリエーションを通し

て、都民の健康の増進及び青少年の健全な育成を図ること』だそうである。せめて『自然の大切さを理解し、豊かな人間性を育てる』ぐらいのことは書いてもらいたかったところであるが、前回の記事(月刊『東京』四月号)で酒井さんも指摘しているように、『都民の森』の現状が、このあまり高くない目的にすらかなっていないと思う人はかなり多いのではないかと思う。

『都民の森』を訪れた人たちがどのように行動するのか、私は直接資料をもたないから、あくまで推測でものをいっているのだが、たくさんの訪問者の大部分は単にドライブの休憩地ないしは駐車場として『都民の森』を使っているのではないかと思う。大滝まで行く人ですら少ないようだし、肝心の森を見に行く人はもっと少ない。要するに本来の目的のために使われているというよりは、食事をした、土産物を買ったりする単なる観光施設になっってしまったのである。

一年間で30万人も客が来たそうだが、これはけっして手放して喜ぶべきことではないであろう。ブナの森にも野鳥にもそれだけ負荷がかかっているからである。都の役人が人数の多さを喜んでいたら、それは『都民の森』が観光施設であると誤認しているからにすぎない。

だからもし『都民の森』が今までとまったく同じように、単に駐車場として利用されるのなら、これはもう閉鎖した方がいいであろう。

自然・都市・人間の関係をみつめる 「都民の森」を考える

その②

三頭山の自然と台風禍

自然地理学からみた

「都民の森」問題

小泉武栄(東京学芸大学助教授・自然地理学)

曲がったブナの木に「どうして曲がったのか？」と案内版が下げられている。三頭山山頂近く。

三頭山の台風禍

昨年八月の台風12号に伴う集中豪雨で三頭山の自然は大きな被害を受けた。とくにブナ原生林の分布する三頭沢とブナ沢では、登山道がほとんど流失してしまったし、「都民の森」の関係でも入り口の駐車場に接する奥多摩周遊道路が100m余りに渡って決壊したほか、三頭の大滝への遊歩道の一部が大量の土石に埋没してしまおうといった大きな被害が出た。

こうした被害の原因について人災説、天災説の二つがあることは周知の通りだが、議論が十分煮詰まらないまま「都民の森」は先月、再開されてしまった。このままでは今後に悔いを残しかねない状況である。被害の原因と「都民の森」の今後のあり方について、十年近くこの森と地形・地質を調べてきた一研究者の立場から発言してみたい。

天災か人災か

天災か人災か、はたまた両者のミックスか。被害の原因についていろいろな意見がだされているが、議論はなかなかみあわないようである。なぜかといえば、両者が議論の際、根拠として持ち出す場所が違っているからである。天災説をとる側は原生林が崩れたこと