



Title	扇状堆積地の土砂害防止に関する基礎的研究
Author(s)	笹, 賀一郎
Citation	北海道大学. 博士(農学) 甲第1315号
Issue Date	1978-03-25
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/32742
Type	theses (doctoral)
File Information	1315.pdf



[Instructions for use](#)

扇状堆積地の土砂害防止に関する基礎的研究

林学専攻博士課程

笹 賀 一 郎

目 次

緒 言		1
第一章 研究方法		8
第二章 豪雨による堆積地の変化		21
第一節 1973年の土石流堆積		21
第二節 集合堆積と洪水段丘		24
第三節 既存堆積面の埋積		29
第四節 裸地の出現		31
第三章 土石堆積と流路網の変化		34
第一節 土石の堆積形態		34
第二節 舌状堆積地形と 扇状堆積地形		38

第三節	主流路と分派流	46
第四節	土石堆積と流路の变化	52
第五節	流路網の形成と変遷	61
第四章	扇状地の木本群落	68
第一節	木本群落の形成	68
第二節	堆積空間と木本群落	71
第三節	年輪による堆積年代 の判別	79
第五章	土石の移動過程	82
第一節	荒廢溪流の扇状堆積地	82
第二節	火山山麓の扇状地	86
第三節	溪間の扇状堆積地	91
第四節	扇状地堆積物の 移動様式	95

第四節 流路固定と

防災空間 α 設定 156

要 約 169

文 献 177

Summary 193

参考写真 195

緒 言

扇状堆積地（以下「扇状地」）は、泥流や土石流などといわれる土石の泥りんがくり返さるべき地域である。しかしながら、扇状地も対象とした防災対策や土地利用等、有効な方法は、まだ確立さるべき段階にある。

土石の泥りんのくり返しによって形成さるべき地域でありながら、一見平穏にみえる扇状地は、新しい土地開発の対象になりやすい。しかし、これで見放さるべき危険地帯に新たに人為が介入するにともな、過去に経験したとおり、天下うな災害発生を恐れざるべからざらぬ。また、開発とともに主要道路や種々の産業施設などが持込まれ、災害の形態も変化し、被害の規模も拡大する

と予想される。したがって、扇状地に対する無謀な開発や土地利用を規制することともに、多量で有効な土地利用計画等、及び方法同様のことをなす。土地利用の進展とともに災害発生が増大が予想される扇状地において、災害発生を予知する方法と防災技術の確立は、この重要な段階にならなければならない。本研究の目的は、このような扇状地を対象として、土石の運動に対する認識を有するべから、土砂害に対する防災対策や土地利用計画などの方法を検討して、このことである。

防災的に重要な地域をとりなすべから、扇状地の問題は砂防工学的にもそのほど重要な位置づけをなさずしてはならない。砂礫円錐や土石円錐の形成理論について砂礫流送との関連で触れられ^{11) 20) 21) 30)}るが、この段階での明確な防災的位置づけは未だ与えられていない。流域的規模での防災問題が論じられる場合には、^{15) 27) 38) 47) 78) 92) 96)}いても、対策の重点は上流の砂しき生産地帯に下される。扇状地の問題は、荒廢溪流の同

題なるとともに第二義的にあつたわけであった。

扇状地上を流下する河川について防災問題
 が論じられる場合も、黒部川や常願寺川とい
 う下流種世からの堆積による水の大規模な扇
 状地の河川が主な対象となつてゐた。そのた
 め、人工的に固定された河川の氾らんの問題
 や有堤部に於ける工砂の移動機構¹⁷⁾などが問題
 とされてきた。このような河川に於いては、
 扇状地空間の防災問題という位置づけがそれ
 ほど重要な段階にいたつてゐなかつたようであ
 る。

したがつて、土石氾らんを激しい扇状地の
 防災工法としても流路工が用ゐられてきたた
 りである。しかし、一部に於ける水の移動土石
 への対策の試みは別として、従来流路工は
 下流部での縦横侵食を防止し、流路の固定と
 安定化により乱流や洪水氾らんを防止するこ
 とが目的となつてゐる。^{15) 24) 27) 47) 80)} ところが、原則と
 して工砂含有率の少ない洪水流が対象となる
 上流部での土石対策が前提になつてゐる。扇

沖地空間の土石の運動は、直接の対象とされて
ていよう。

洪水の氾らんをも含み、土石の運動が扇状
地形との関連の問題とすれば、以下に最近
の二とで返る。火山山麓の扇状地を中心に、
扇状地の土砂害の問題がとり上げられるよう
になつた。扇状地の地形条件と洪水氾らんや
土砂害との関連^{87) 88)}の検討、地形や古文書等をも
とにした扇状地の危険度調査³¹⁾の試みられ、流
出土砂量やその運動機構の解明、防災対策の
検討など^{22) 32) 45) 46) 48)}がなされていよう。

以上のやうに、扇状地を対象とした防災問
題、とくに土砂害の防止は新しい課題であ
るとみるにとりかかろう。移動土石に関する研
究は、河(溪)床変動の研究、砂礫堆や蛇行に関
する研究^{36) 50) 51) 52) 53) 69)}、掃流に関する研究^{1) 111)}、土石流に関する
研究^{55) 56) 92) 104) 121)}、砂しきりの流出に関する研究^{6) 12) 76)}など
となつていよう。いづれも河(溪)床の移
動土石を対象としたものもある。扇状地
という横方向への広がりをもつ空間での土石

の運動は、いま未解明な段階にある。本研究では、この下流地域における土石の運動の把握を第一の課題としていく。

扇状地は土石氾らんをくり返してより形成された堆積地形の一つである。したがって、扇状地に見られる種の現象は、土石の運動を中心に考察してその認識を深められたいと考へられる。また、扇状地でこのようにした土石管の事例^{25) 57) 92) 112) 141)}から、扇状地では土石の運動が同一問題に与るわけはないと判断される。さらに、扇状地における土石管への対策は、扇状地空間の安全だけでなく、下流域に対する防災的な効果も期待される。このようなことから、扇状地の災害を発生し特徴づけるものとして土石の運動を捉え、これに対する防災対策などを検討していくことの意義が見出される。

扇状地における土石の運動について、とくに変化可能な流路との関連について検討をすすめるようにしていく。扇状地に見られる流路の

変化は、側方に広がり、ついで扇状地の土石の運動を特徴づけていると考えられるためである。しかし、流路変化の実態や機構は、まだ十分に明らかにならず、不詳である。「首振り現象」といわれる扇頂を頂点とした流路の変化や網目状の流路の形成・扇状地の堆積地形の形成など、扇状地の固有な形態についてとも流路変化のくり返しとの関連が考えられる。また、実践された防災対策の効果を検討する場合には、これらの形態的な変化が重要な指標にならなくてはならないと考えられる。したがって、本研究では扇状地の固有な土石の運動に防災施設などの人工的な要素が加わり、その場合の変化もともたず合わせて検討し、防災対策の互いの方面とも考察していきこうとしていく。

本研究に際しては、北海道大学農学部防災工学講座の東三郎教授・新谷融助教授、森林経理学講座の谷口信一教授、造林学講座の武藤憲由教授の御指導をいただいた。また、砂

防工学講座の各位・卒業生からは貴重な助言
や御援助をいただきました。現地調査に当た
り、札幌管林所定山溪管林署・函館管林所
川沿山事業所・倶知安林務署・旭川工不現業
所富良野出張所の関係各位から御援助を
いただきました。深謝の意を表します。

第一章 研究方法

本研究の課題にもとづいて、対象とする自然現象をつぎのように規定した。具体的に対象とした扇状地は、荒廃溪流や火山山麓にみられる扇状地の土石堆積地や泥らん原である。当初にふいて「扇状堆積地」としたものはこのためである。とくに火山山麓の場合は、現在形成されていながら、その末端に位置する泥らん原の頂部から下流域を現在の意味での扇状地とした。このように扇状地において、しかるべき表層でくり返される土石の移動を主な対象としていく。一般に「土石流」といわれる集合的な土石の運動である。

土石の現在の運動の時間スケールとして100年内外を考えていく。防災的には、このように時間内でくり返される土石の移動が、どのような問題に与えるかわかればならぬと判断されるべきである。

現在の土石の移動が主な対象となるわけ

であるが、この運動には不可逆的な側面が強く認められる。本研究では、この不可逆的な運動の傾向を一つの自然法則として把握しようとしている。したがって、地質学や地形学を対象とされるような、時間的にも大スケールの運動は対象としている。土石の運動の歴史的な考察も、既存の扇状地形と現在の土石の移動との関連の検討にとどめた。

現在の土石の移動の過程で変化していくと思われる扇状地の構成要素として堆積地形・流路網・木本群落ととり扱った。これらの変化は100年内外、長くとも200年という長時間スケール内での変化を問題としている。

扇状地の堆積地形や堆積土石に関する研究は、主に地質学や地形学の分野でなされてきた。しかし、これらの分野を対象とする土石の堆積は、営力・成因論的研究や発達史的な研究、または第四紀・沖積平野の形成過程や軟弱地盤の問題として論じられてきたように、時間的には 10^4 年以上のスケールである。

つかわれる。したがって、これらの調査・
 研究に用いられる地下ポリーリン^{(13) (43) (62)}資料・
 物理探査^{(19) (30) (43)}、火山灰による編年^{(18) (75) (82)}、花粉分析^{(74) (116)}、⁽¹¹⁵⁾ ^{14}C
 などの方法は、林学や砂防工学の分野でとり
 返つかわれる時間スケールよりもはるかに大
 きなスケールの運動を対象としてゐる。これ
 らの方法は、基岩と堆積物の差異、あるいは
 堆積物間の極端な変化と、たまたま把握に
 は有効性を發揮する。しかし、扇状地の表層
 でくり返される土石の堆積と、現在の
 運動で、しかも同種の土石がくり返し堆積す
 る場所にその方法適用しようとしても無理が
 ある。

扇状地の表層でくり返される土石の移動に
 ついては、その移動の結果としてもたらされ
 る現扇状地空間の形態から過去に及ぶ
 土石移動を推定することは一つの方法と考
 えられる。現扇状地の形態は、その形成過程で
 ある土石堆積のくり返しを反映してゐると
 することはできらぬ。この見地から、

扇状地空間の構成要素と土石の堆積との関連を検討可能なことにより、土石の移動に関する情報を導き出すことが試みられた。

土石の移動は不可逆的な運動を呈し、これを考察し得ることから、移動の過程を具体的に扇状地で追跡してみることが必要となる。この追跡を呈し得るためには、野外に於ける土石移動の認識方法や体系がとらえられなければならない。また、防災計画の実施などに及ぼすものは、扇状地に於ける土石の基本的な運動が把握され、技術的な側面から検討がなされる必要がある。さらに、この具体化の段階では、対象地ごとく個別の側面も同時に反映されなければならない。野外、すなわち具体的な対象地に於ける土石移動の把握の方法は、基本的・個別の両側面の認識を深めることである。研究の方法として、土石の移動に関する情報を具体的に扇状地へ示すことも、このことから土石の移動を考察しようとするのは以上である理由が示される。防災施設などの施行

前後の土石移動の変化をとら之うるべから
 う野外での認識方法は、実践のよに防災対策
 の効果の検討にも有効な手段になると考之ら
 れる。

土石の移動には、一般的に、之の移動の過
 程で堆積作用をくり返すという特徴が認めら
 れる。したがって、扇状地空間の構成要素
 を手ばかりとして土石の移動を認識してゆく
 ためには、まず扇状地における土石流堆積の
 分析が必要となる。つぎに、土石堆積をくり
 返しに作る扇状地空間の変化について、前述
 の堆積地形・流路網・木本群落をとら之つて
 検討を試みた。そして、具体的に扇状地を討
 象に、こゝらの変化と土石流堆積との関連を
 明らかにしようとした。つぎには、この検討
 からもたらされる知見を手段として、土石の
 移動過程の把握を試みる。この検討から、扇
 状地における土石の運動を考察してゆくこと
 が出来る。

扇状地の堆積地形は、横方向への広がりをも

つくり返され、土石移動の結果と考えられる。そのため、土石の移動の考察に当たっては、扇状地における土石移動と側方への変化とを二つともとして観察してやる必要がある。いわゆる「首振り現象」といわれるものも、扇頂部と頂点として流路が側方への変化とくり返すこととをさしていい。したがって、扇状地の土石移動の考察に当たっては、扇状地空間を立体的に観察してゆくことに心がけた。

最後に、防災施設などの人工的要素が加わった場合の土石移動の変化について検討した。これら事例に次いで、あるような模型実験を併用したから、扇状地における土石移動への対策の取り方を検討し、防災計画等への展開を試みた。

本研究では、以上のような野外的研究に室内の模型実験を併用し、土石移動の認識を段階的に確かなものにした。ただし、模型実験はあくまで自然現象の一部を極端に

モデル化したもの及び、その適用可能な部分と限界と整理した以上の考察とす可也。

この中で、移動土石に関する実験的研究としては、ダムや流路工などの工作物の砂礫への影響に関する研究^{24) 39) 91) 93) 94) 113) 114) 119) 124)}、斜面崩壊などの山腹土石の動きに関する研究^{52) 101) 113)}、洪水流と砂礫の動きに関する研究^{103) 110)}、土石流などの移動土石の流下形態に関する研究^{9) 39) 72) 109) 123)}など及び、本研究にも一部関連して、くさくさ土砂の動きに関する実験的研究は、主に砂礫の掃流限界の考察と砂礫流出との関連や模擬土石流などの運動形態の観察や解析などとしておこなわれてきた。模型実験の研究の方法として用いられたことには、複雑な自然の運動を平面的に再現し観察しようという目的がある。しかし、この場合には実際と実験との互補的関係が十分に検討される必要があり、実験の結果から自然現象と一方的に解釈することは危険かもしれない。また、土石流などのように実態のことも不明確なものも模型実験によって知らうとすることは

は一層困難であり、実際と模型との量的な相似をもとめようとすることはほとんどの不可能な段階にある。

模型実験に利用した方法がとられる場合、研究の対象となる具体的な事もその観察や考察がその基礎となるべき必要がある。模型実験はよくて直接観察し考察したものと同等に証明する一つの補助的な手段と考へられる。ただし、模型実験には土石の移動といった不可逆的な運動から本質的と思われる一断面を抽象し、その部分をくり返し観察するというのが可能であるという利点がある。さらに、静的な野外での事象を運動として考察した内容について、一つの連続した運動として再現してみることができない。この運動としての再現により、動的に考察したことの検証が可能となる。

また、自然状態で土石の運動に人工的な要素が加わった場合の変化についても事前の検討が必要である。ここから、防災対策などの実践に対する一定の予測がもたらされる。

とも考之らる。模型実験によりくり返し再現しうな事柄は、野外に於いて實際の現象を分析して、この之での有効な情報や手段となる。本研究において用いた模型実験の目的とするところはこのまうな点である。

土石の移動を具体的に検討して、扇状地として、代表的に豊平川支流宝来沢の扇状地（札幌市定山溪）、羊蹄山麓の青木沢扇状地（倶知安町）と滝沢扇状地（京極町）

十勝岳山系
のヌツカク
シラノ川
の氾らん原
をとりあげ
た（図-1）。
以上の扇状
地は、これ
より荒廃溪
流の扇状地。

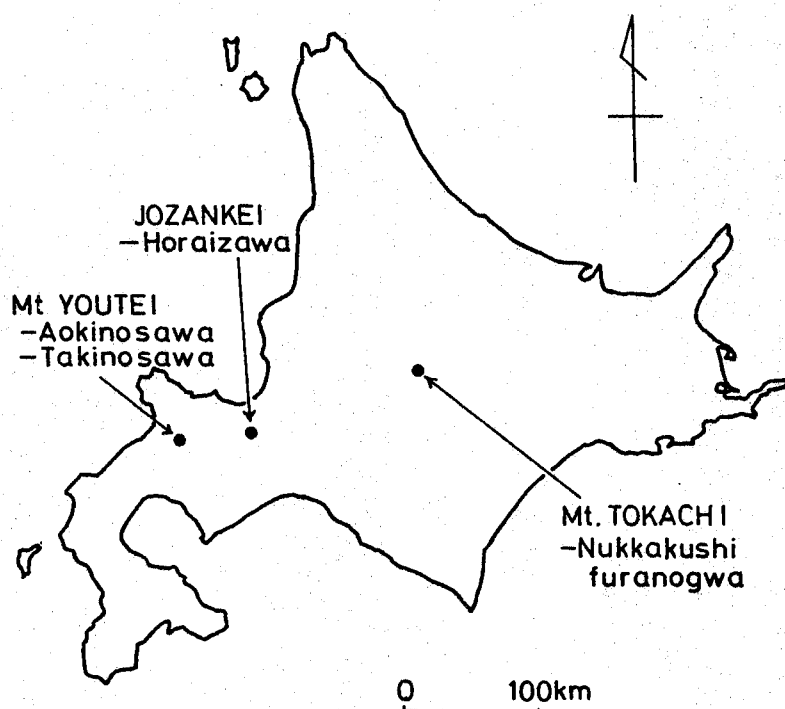


図-1 研究对象地

火山山麓の扇
 状地であり、
 ほぼ同一石
 の移動が認め
 られる。こ
 れは、ほぼ
 自然に形成さ
 れた観測
 が可能な地域
 である。

宝来沢扇状
 地は、宝来沢
 の豊平川支流
 の薄別川との
 合流点に形成

した小規模な扇状地である(図-2)。長さ
 約500m、平均幅約300m程度のものである。
 宝来沢は無意根山(1,460m)に源を發し、流
 路長は約5km、流域面積は約10km²の溪流に
 ある。この流域には、過去数100年かき新1,000

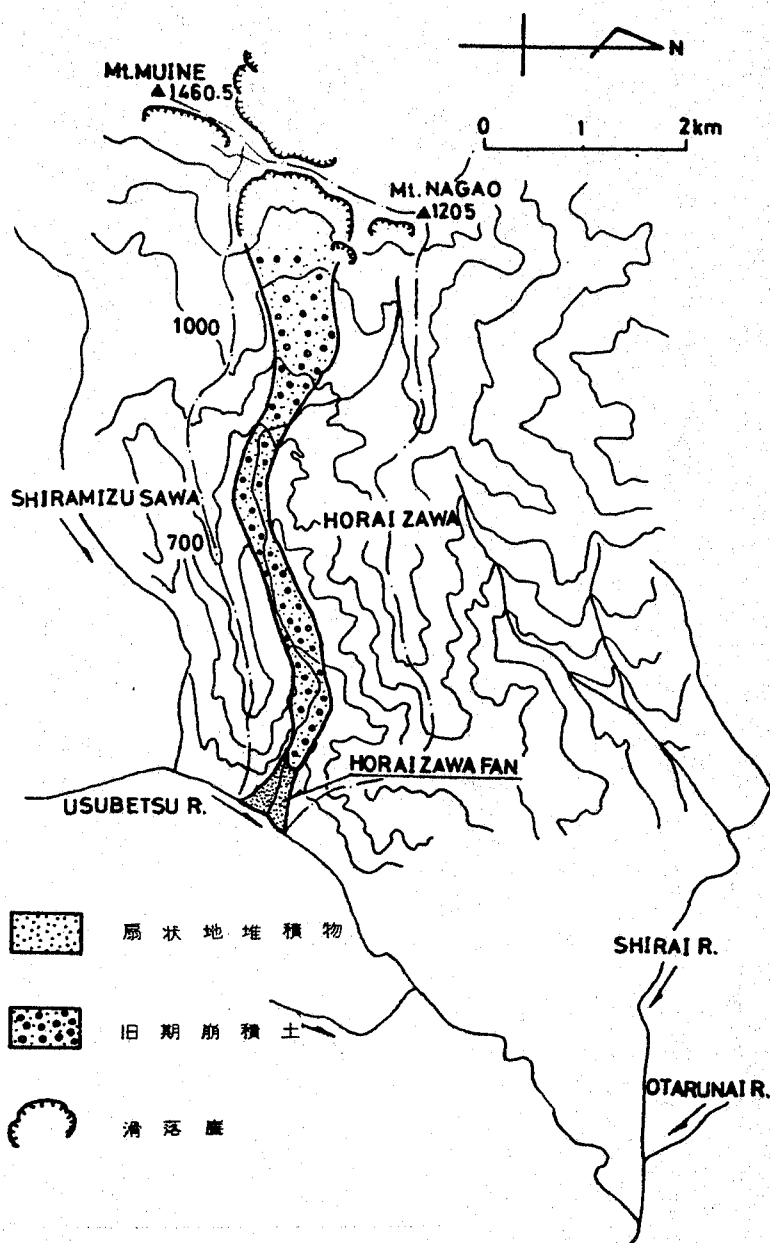


図-2 宝来沢扇状地

年とも推定される⁶⁶⁾大量の旧期崩積土が存在する。現在、宝来沢は、この崩積土の上を流下してゐるものである。旧期崩積土の下流部末端から薄別川との合流点にかけて広大な氾濫原の扇状地にさうとうする部分である。

青木の沢扇状地は、羊蹄山麓の北側斜面に位置する。火山山麓扇状地の一つである(図-3)。羊蹄山(1,893m)は洪積世初期に形成された成層火山⁴¹⁾である。山体は安山岩質の

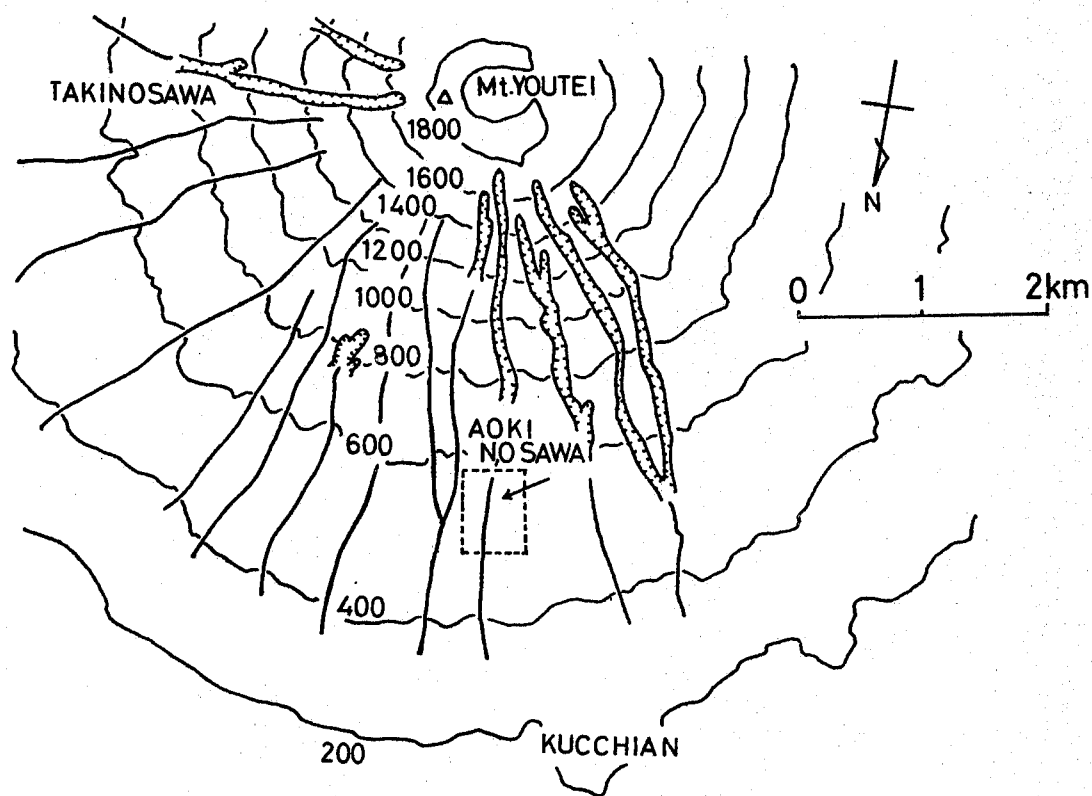


図-3 青木の沢扇状地・滝の沢扇状地 位置図

熔岩流と火山碎屑物とが互層をなしている。熔岩は主として西側の斜面に露出するが、この斜面の表層は火山性の碎屑物でふまわれている。標高500~600mに、上部がカリウムを刻み出した傾斜約15度の山体であり、下部が傾斜7~10度の土石の氾らん原となっている。扇状地とは、この新規の土石氾らん原をさしているものではない。主に対象とした地域は、図中に破線でお示した標高500mの部分である。この地域は青木の沃扇状地の扇頂に相当している。羊蹄山麓にふくまれているのは、この斜面に位置する滝の沃扇状地の頂部も対象とした。

空知川の一支流であるヌツカクシワラノ川(図-4)は、十勝岳山系に属する荒廢溪流である。十勝岳山系は洪積世末期から沖積世にかけて活動した火山群⁽⁴²⁾で、富良野岳・カミホロカメツトク山・十勝岳・美瑛岳などにより構成されている。ヌツカクシワラノ川は旧噴火口をへてカミホロカメツトク山に源を發

し、標高 1,000 m
 ふきん 2 富良
 野岳からの左
 支流と合流し
 る。流域
 には、旧崖錐
 堆積物および
 扇状地堆積物
 からの莫大
 な量の堆積土
 石を以て之
 より、北海道
 でも有数の荒

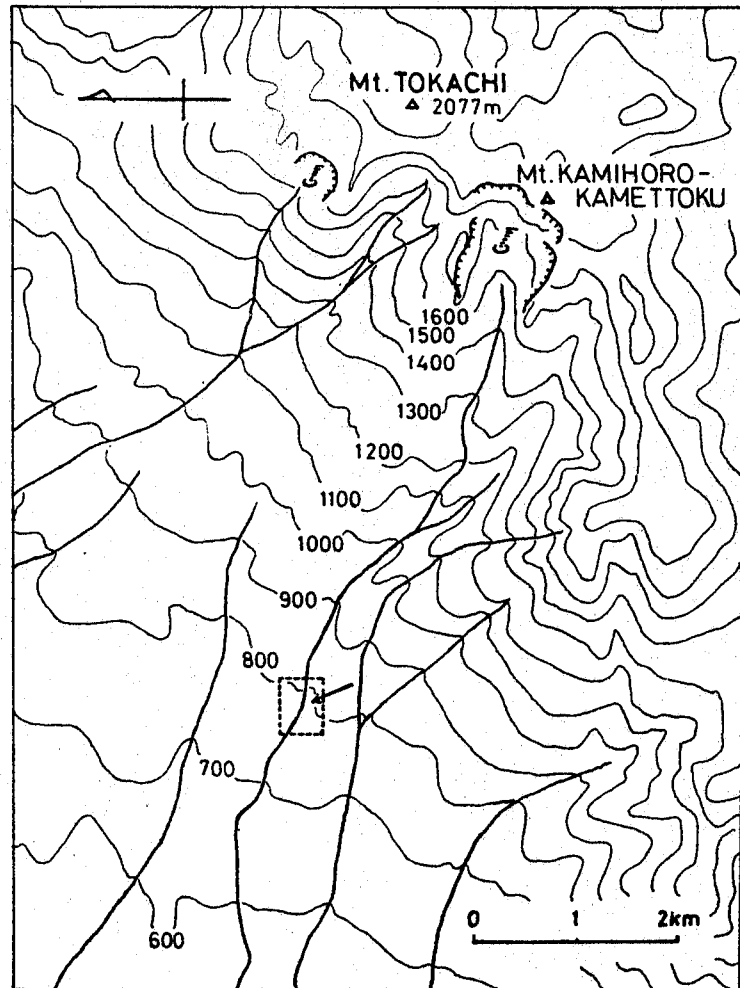


図-4 ヌッカクシフラノ川氾らん原

廢溪流と存する。主に対象とした地域は、
 図中に破線で囲んだように、標高 800 m の地
 点に位置する氾らん原（溪間扇状地）の頂部
 に相当する部分である。

以下、この扇状地における事例にも
 とつきながら土石移動の検討をすすめてゆく
 こととする。

第二章 豪雨による堆積地の変化

第一節 1973年の土石流堆積

豪雨時に土石流の発生があったことは、一般的に、新しく堆積地が形成されたことには、正確に知られる。土石の堆積地は、土石流発生の結果として形成されたものである。したがって、形成された堆積地は土石の運動の状態を反映していると考えられる。ここでは、まず形成時期の明らかない土石流堆積地をとりあげ、この堆積地の検討から土石流堆積のまわりの側面を分析する。

図-5に示した宝来沃扇状地の土石流堆積は、1973年8月17日の豪雨時に観察されたものである。この場合の降雨は3時間という集中的なものであり、時間雨量は38.3mm・38.0mm・15.7mm、3時間合計92.0mmであった。こ

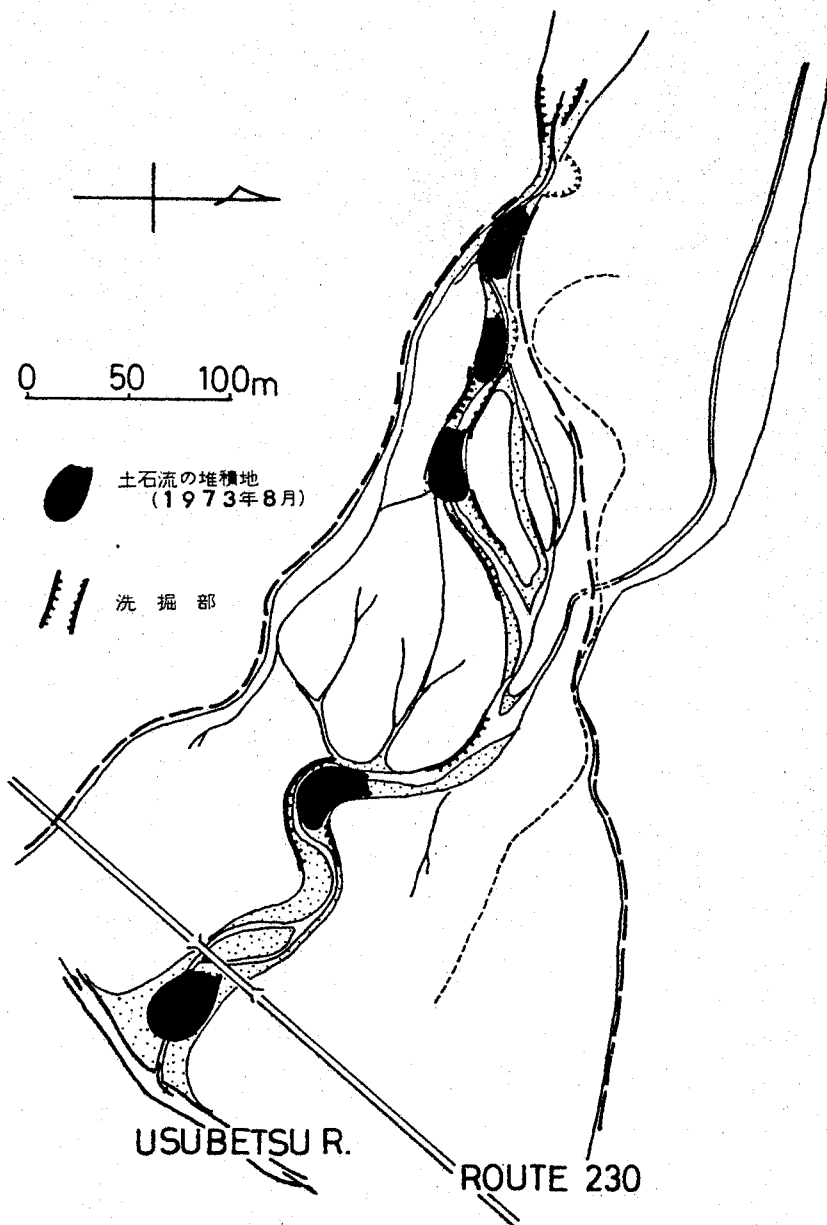


図-5 1973年8月形成の土石流堆積地
(宝来沢扇状地)

の際に形成された土石流の堆積地は、図示したように5箇所に分かれている。これらの堆積地は500~800 m^2 の面積であり、土石量は800~1,200 m^3 と推算される。堆積地は現在の流路に沿って50~100mの interval で継ぎ状に存在して

いる。その水の堆積地間の連続性は認められ
ない。

1973年に観察された5箇所a堆積地aのうち
扇頂部に位置するものは、扇頂から上流へ
約70mの区間の溪床で洗掘されたものとみ
られる。それは、図示したように洗掘された位
置が扇頂部と連続してあり、さらに堆積して
いる土砂量は約1,000m³で、洗掘土砂量a約10
%の増量した値とほぼ一致する。この土石流
発生地点より上流の溪床には大量の土石移動
の痕跡がみられなくとも、洗掘土石と堆積
土石とが一致を裏付けている。したがって、
扇頂部の堆積地より下流の4箇所a堆積地と
形成した土石は、扇状地内の堆積物が再移動
するにまつたものと判断される。
これらの堆積の互いに溪床には、図示した
ように3箇所a洗掘跡が認められる。このこ
とから、一つの土石堆積地は上流側に隣接し
た洗掘部の土石に相当しているものとみることが
できる。つまり、個々の集合的堆積地は、一

この土石流の堆積に対応して、こゝと考之は二と成すべきわけである。

第二節 集合堆積と洪水段丘

図-6は、扇状地堆積物の横断面の一部と青木の沢扇状地の事例をもとにあらわしたものである。

集合的土石の堆積地と横断方向に、深さ2mの範囲を観察した。A-A'で示し

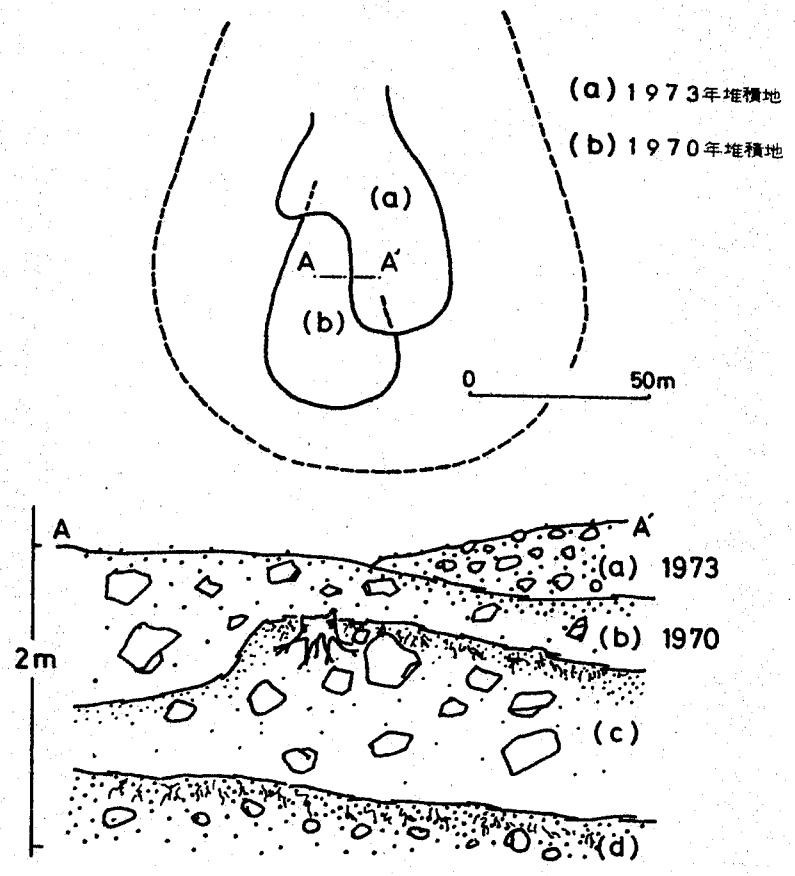


図-6 扇状地堆積物の横断面 (青木の沢扇状地)

た堆積物の断面は、図示したように (a)・(b)・(c)・(d) の 4 つの層に分けられる。この区合は、埋積された植物根や細砂の薄層に多少不連続面のみならずある。各堆積層は、径 50 cm 以上の亜角礫をも含む無層理な堆積物により構成されたもの。このような土石の堆積特性¹⁰⁷⁾から、それぞれこの層は一回の土石流による堆積物であると判断される。各堆積土石の上部に認められる植生の痕跡は、堆積がくり返される間に定定期間が存在したことを示している。

また、図中の (a) 堆積と (b) 堆積は、1973 年と 1970 年にもたらしられたものであることを確認されている。これらの堆積物は、中央凸型の集合的な堆積地形と、その重合形態として肉眼的にも区分することができる。そして、(a)・(b) の各堆積地は、A-A' 断面に分ける (a)・(b) 堆積物と一致しているものがある。このことから、扇状地に認められる土石の集合的な堆積地形は、それらが一回の土石流堆積を反映していることとみることができよう。

この川に集合的に堆積地は、洪水流による洗掘をうけ、一部が段立化する。宝来沃扇状地の1973年の堆積地は、この堆積地点で相対的に高地を形成した。洪水流はこの堆積地の一部を洗掘し、これを流下していき、新しくこの堆積地と流水部の境は0.5~1.0mの段立崖となつて接していき、このように、堆積土石の一部は洪水流の縦断方向に洗掘していき、このように、堆積面と洗掘部の境界が連続した段立崖として観察されることになる。

地形学的に、河岸段立は地盤変動や気候変化・火山活動の消長などにともなう土砂供給量の変化と河川の下刻作用との関連で論じられる^{(10) (2) (3) (4)}。しかし、このような問題で互いの河岸段立は、少なくとも一万年以上にわたる時間スケールでのものであり、比高も10m以上にわたる大規模なものである。砂防工学における、現在の土石の移動との関連で論じることが可能な場合には、宝来沃扇状地の観察されたような集合的堆積地の段立化の問題とすべき必要

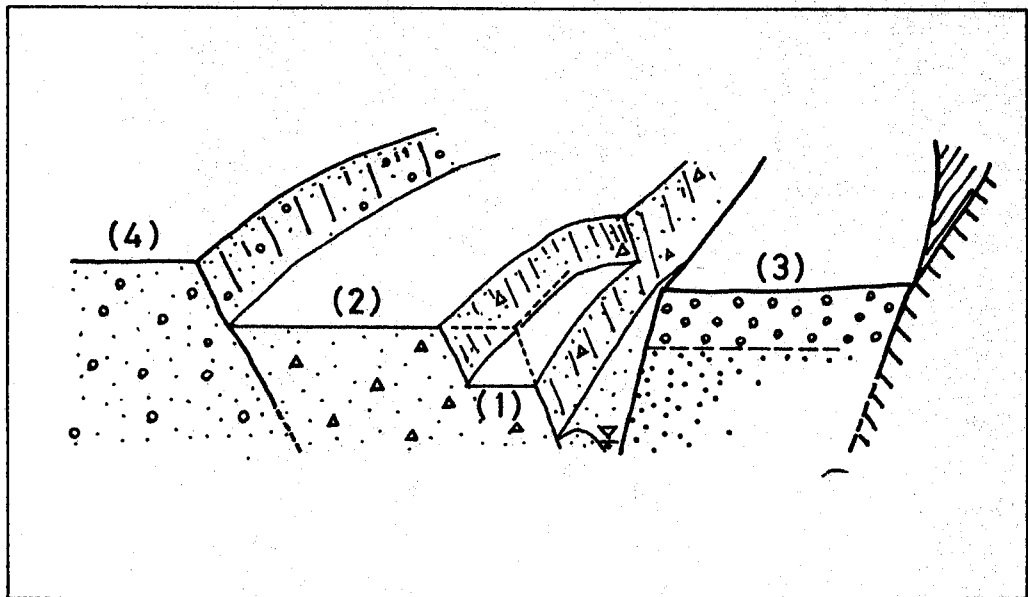


図-7 段丘地形の模式図 (ヌッカクシフラノ川氾らん原)

がある。土石流段丘や洪水段丘といわれる堆積地形である。

図-7は、以上のような集合的堆積地を段丘化をヌッカクシフラノ川の氾らん原を事例をもとに、模式化して表現したものである。中央部に図示した流路部分の洗掘により、兩岸の堆積地は段丘化される。既存の段丘崖に接して、そのより低い堆積面を形成する堆積がくり返された場合には、右岸にみられるような階段状の段丘地形が形成される。堆積地の段丘化には、このような新たな土石

の堆積により平坦面が形成された場合と、堆積
 土石の一部が洗掘されたことにより平坦面が
 形成された場合とを考へられる²⁾。ただし、こ
 の両者は段丘を構成する堆積物間の連続性や
 不連続性、段丘面や段丘崖の新旧などの時間
 的な差異を検討することにより、一定の区画
 が可能である。たとへば、右岸に位置した低
 位の段丘面(1)の構成土石は(2)段丘面を構成し
 てくる土石と段丘崖をとうして連続してなる。
 このような場合、(1)段丘面は破線で示した部
 分が(2)堆積物から流出することにより形成
 された。洗掘面とみることもできる。(2)と(3)、
 (2)と(4)の堆積土石の境界は不連続面となして
 いる。土石が新しく堆積することにより、
 形成された堆積面とみることもできる。この
 ような場合には、それぞれ段丘面が接する
 段丘崖との間には形成時期の相違による時間
 的な差異が認められるものである。扇状地では
 この模式図にも示したように、土石の新たな
 堆積による段丘面の形成のほうが優勢である。

前述の土石の集合的堆積地形との関連から、段丘化した一つの堆積面も一回の土石の堆積または洗掘に対応して、いふと、いふと、いふとがでる。

第三節、既存堆積面の埋積

宝来沃扇状地の現流路の溪岸に相当する部分には、高さ2mに達するところもあり、段丘状になつてゐる。この流路沿いに存する水たまりの堆積（前田5）は約1mの高さであり、兩岸の段丘面もこれと堆積にはなつてゐない。つまり、新しい堆積地は現在の溪床の範囲内に形成されたものである。

この堆積位置では、新たな堆積面が出現し、旧溪床の堆積面は埋積された。新しい地表は、粒径50cm程度の礫の累積した堆積面となつてゐる。土石流の堆積は、その堆積地点で既存の堆積面を埋積してゆくことが観察

される。

土石流の堆積がくり返されることにより、つぎつぎと既存の堆積面が埋積される（過程は、青木の水扇状地の事例（前田）からわかることが出来る。図示した横断面のなかには3つの旧堆積面が観察された。最上層の堆積面は、1970年に形成された(b)の堆積面と1973年の新堆積面(a)により構成されている。

1973年の堆積により、1970年の堆積面の一部は2の下層に埋積された。1970年の(b)堆積の下層には2の旧堆積面が埋積されている。(b)土石流の堆積は(c)の堆積面と埋積し、(c)の土石流堆積は以前(a)の堆積面と埋積してきた過程を示している。

土石流の新たな堆積により以前(a)の堆積面は埋積されるが、旧堆積面の位置は堆積物の内部に残るということになる。したがって、洪水流の洗掘による堆積断面の露出部や掘削地点の土層断面から、過去に下ける土石流堆積のくり返しを観察することが可能となる。

る。

第四節. 裸地の出現

以上のあうな土石流の堆積により、扇状地では裸地の形成がくり返される。宝来沃扇状地の1973年の土石流堆積の場合、堆積深は1mほどに達したために、堆積以前の溪床植生はほとんど破壊された。堆積地点では、粒径50cm程度の礫を中心とした新しい裸地の形成が繰り返される。

土石流の堆積による既存植生の破壊と裸地の形成は、前図6に示したように、青木沃扇状地の堆積面にもみられることができた。過去の(c)・(d)堆積面には植生侵入の痕跡が認められるが、以降の土石流堆積により破壊されてしまった。旧堆積面を下の新たな土石流の堆積は、旧堆積面上の植生の破壊をくり返していることを示している。

土石流の堆積により、その堆積区域には新
 らしい裸地面が形成される。こうして出現し
 た裸地面には、新たな植生の侵入がみられる
 ことになる。宝来沃扇状地の場合、1993
 年に形成された裸地には、翌年、イタヤカエデ
 (*Acer mono*)・ミズナラ (*Quercus mongolica*
var. grosseserrata)・ヤナギ類 (*Salix* sp.) な
 ど的一年生稚樹の侵入が確認された。1997年
 現在では、ヤマハシノキ (*Alnus hinsuta*)・
 シロカンバ (*Betula platyphylla var. japonica*)・
 トドマツ (*Abies sachalinensis*)・イタヤカエ
 デ・ミズナラなど3年生と4年生を中心と
 した稚樹群が存在している。これは、新ら
 く出現した裸地には周辺の母樹から飛来した
 種子が着生し、新たな木本群落を形成してい
 く過程を示しているといえる。

土石流の発生により集合的な堆積地が形成
 されるとい、たように、移動の過程で堆積作
 用とかわかき一時的な停止がみられるように
 土石の運動の特徴が認められた。このようにし

又形成された堆積地の検討から、土石流堆積
 のもつ以上のようないくつかの側面が分析さ
 れた。これらの性格をもつ堆積がくり返され
 ることにより形成された、変化してきたもの
 が現扇状地の空間を成すと考えられる。すなわち、
 現扇状地面は過去にくり返された土石の堆積
 を反映していると考えられるわけである。し
 たが、又、土石の堆積と現扇状地空間を構成
 する諸要素との関連が明らかになれば、
 現扇状地の状態から過去にくり返された土石
 移動の過程もたゞのことの可能性がもたらさ
 れるはずである。そのため、以降に示して
 は土石流堆積のくり返しや扇状地の堆積地形
 や流路網、木本群落にこれに反映しているもの
 の検討を試みる。

第三章 土石堆積と流路の変化

第一節 土石の堆積形態

土石記らん^の結果とある堆積土石によつて扇状地形は形成される。したがつて、扇状地面には土石堆積のくり返しによる

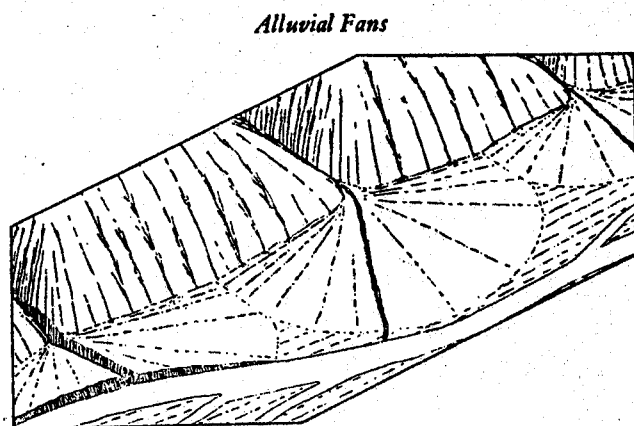


Diagram of alluvial fans built by tributaries where they enter the valley of a large river.

(原図 COTTON 1958)

図-8 沖積扇状地

複雑な地形の変化が認められるとある。

地形学的には、一般に平滑な円錐面が形成される問題とされる(77, 10) 26) 28) 61) 73) 95) 118)

(図-8)が、現在の土石の

移動と対象となる場合には、その円錐面上に

観察される微地形的な変化が問題とされる必要

がある。扇状地の微地形に關して、地形学

的には緩急配扇状地の微地形形成と砂礫の流

送形態との関連をいって論じられてきた。

しかし、砂防工学の視点からすれば、土石移動の分析でも集合的な移動の問題とすれば必要がある。すなわち、土石流の170%の土石の移動である。本研究では、この種の土石移動との関連を認識するための堆積地形の変化の問題とした。すなわち、扇状地の両谷壁全域にわたる変化として認められる地形変化と、扇状地内に点在する集合的な堆積地形である。

宝来沢扇状地の例に、扇状地の微地形的な変化を示すならば、概略は以下のようである(図-9)。図中に(b)-(b)で示した扇端から上流へ約200mの地点で、縦断的な地形の変化がみられる。これは、扇端から(b)地点までの平坦な堆積面(Ⅲ)から上流側に向かい急激な凸型の堆積面へと変化しているからである。この堆積地形の変化は、扇状地の両谷壁間におおむね連続的に認められる。これは、図中に(Ⅱ)で示した扇状地の形態の堆積域の境界である。このような地形変化のために、図中にⅣⅤで示された小規模な堆積地が観察される。宝

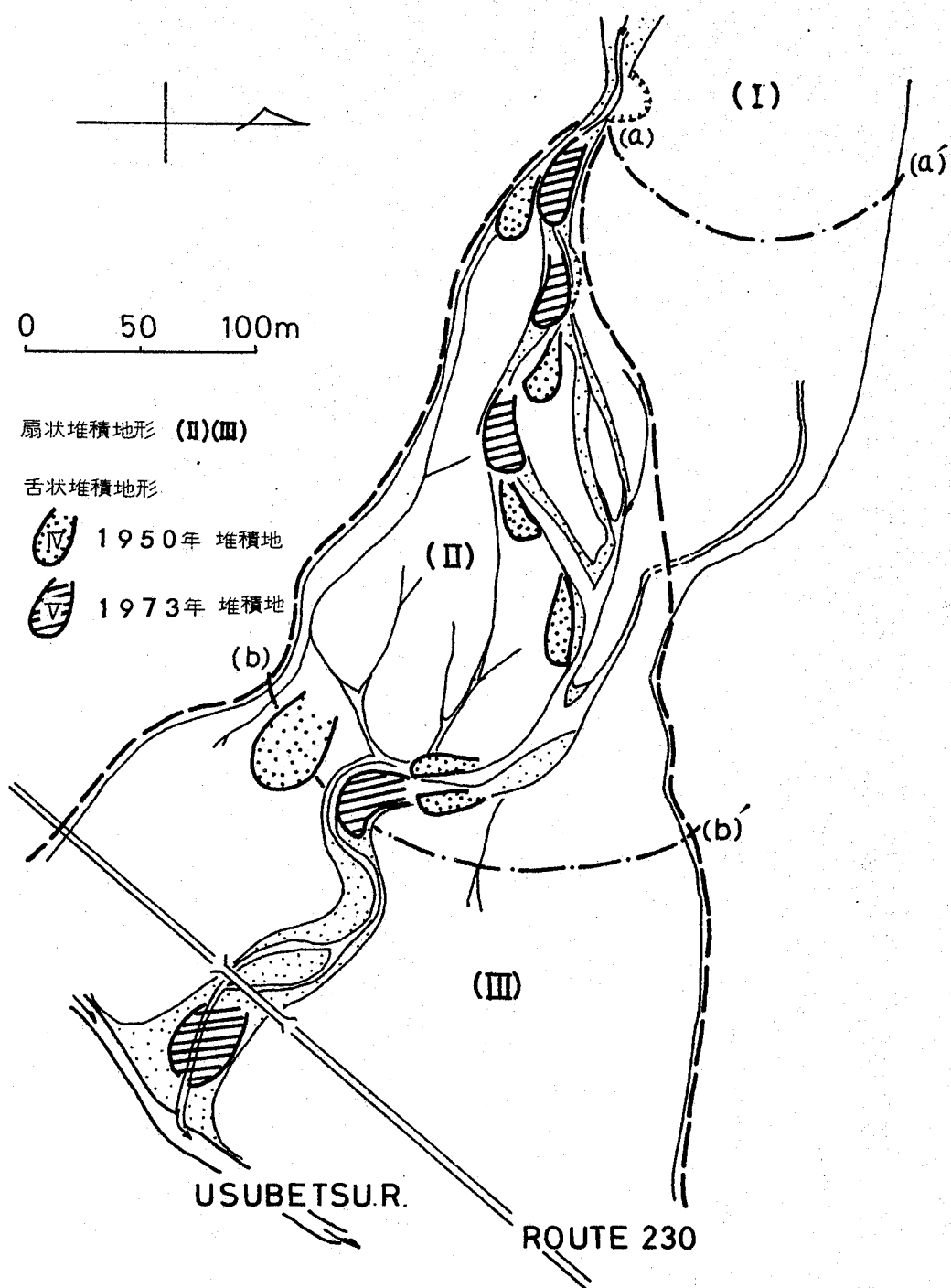


図-9 扇状地の堆積地形 (宝来沢扇状地)

来沢扇状地の場合、この種a堆積地は面積に
 して500~800m²である。これはa堆積地は、
 I石の集合的に堆積により舌状の形態をなし

ている。以上のように左堆積形態の相違から、前者を扇状堆積地形、後者を舌状堆積地形として區別した。現扇状地面は扇状や舌状の堆積地形の重合として微地形的変化を呈している。

移動土石は、停止する際に集合的な堆積地形ともたなり可いとは前述したとうりである。扇状地にみられる扇状堆積地形と舌状堆積地形を平たいりとして現堆積面の地形区分をよこした。そして、区分のよした堆積地形と土石堆積のくり返しとの関連を検討した。これは、堆積地の位置・堆積空間・重合関係などから過去における土石堆積の規模や相対的な順序・位置的な変化の過程を把握しようとするためである。

第二節 舌状堆積地形と扇状堆積地形

扇状地における土石の堆積地形の一つとして、舌状の堆積地形を区別した。宝来沢扇状地で区別された舌状堆積地の位置は図9に示した通りである。図中にVで示した5箇所、舌状堆積地は、前述した1973年8月の豪雨時に形成されたものである。このほか、図中にIVで示した一連の堆積地を区別された。この堆積地には木本への木本の侵入が本に存在し、1973年以前に形成された堆積地、互らいはその一部で互らと判断された。区別された堆積地は6箇所であり、50~100m隔り、存在している。その面積は500~900m²で、土砂量は800~1,300m³と推算された。これは1973年に形成されたVの堆積地とほぼ同様な値である。

IV・Vの木本の堆積地も、現流路から旧流路の各地点に継ぎに形成された。このような堆積地の形成位置から、舌状の堆積地は洪水時に下ける土石の動きを反映している。

ると4台にとわかれる。宝来沃扇状地の1973年と古状堆積や青木の沃扇状地の1970年・1973年と古状堆積（前図6）は豪雨時に形成されたこと確認された。

宝来沃扇状地の1973年に形成された古状堆積地のうち、扇頂部に形成された堆積地は扇頂の直上流部の溪床からもたらされた土石によるものであった。この地点から下流で形成された4箇所と堆積地は、すべて扇状地内での土石の動きによるものである。宝来沃扇状地のIV堆積地の形成も、堆積地の規模や形成位置の関係から、1973年時と同様な土石の運動によるものとみられる。

扇状地では、一般の溪流にくらべ、谷壁や溪岸といった堆積する土石を両側から規制する条件が比較的乏しく、移動した土石は分散して堆積するにすぎず、古状の堆積地形を形成しにくくしている。流路の溪床と溪岸の比高差が少くない火山山麓の青木の沃扇状地では、前図6に示したように顕著な古状の堆積地形

の形成がくり返されてゐる。

宝来沃扇状地と青木沃扇状地の古状堆積地形の検討から、二種の堆積地形は一般的に洪水時の集合的な土石の移動を反映してゐることを明らかにした。古状堆積の形成位置と洗掘位置との関係から、それぞれが堆積地が一つの土石移動に対応してゐることを示すことができた。また、宝来沃扇状地の事例から、二種の堆積地は一洪水時に複数にわたって形成されることも把握された。したがって、扇状地表面層の地形区分から古状堆積地の形成順序や位置的な変化が明らかになることは、洪水時に下ける土石の移動過程が把握されることになる。

古状堆積地形の場合、新しくの堆積がくり返されることにより形成年代の古いものを識別が困難になる。しかし、宝来沃や青木の沃扇状地については、数十年過去にさかのぼる検討が可能とみられる。この時間スケール内の把握でも、洪水時にくり返される

土石移動の傾向は十分に知らざるを以てでき
る。

宝来沢扇状地周辺の新積地形は、前図9に
示した(a)-(a'), (b)-(b')で区分し、それぞれ(I)
(II)・(III)で示したように分けられる。(I)堆積物
は大小不均一な角礫と粘土質の充填物から構
成され、(II)・(III)の粘土質の少ない亜角礫の
堆積物とは質的に異なっている。(I)堆積は無意
根山の東面からつづく旧期崩積土と一連のも
のであり、(a)-(a')の部分はその末端部に相当
する地形変化である。宝来沢扇状地の頂部は、
この崩積土と右岸の山腹斜面とにより構成さ
れている。扇状地は、破線で囲んだ(II)・(III)の
堆積物の区域とすることになる。

(II)と(III)の堆積地は、前述のように扇端から
上流へ200mの地点で区分した。(II)堆積地は、
緩勾配の平坦な堆積面を有している。これは、
(b)-(b')で示したように、宝来沢扇状地の両谷
壁にわたって連続的に広がっている。この堆積

物の厚さは扇端部におよび約3mで、溪岸の洗掘露出部におよびは不均一な礫径の無層理な堆積物が観察される。(II)の区域におよびは、この堆積面が形成された以後、最低一回の扇状堆積がみられるとみられる。

(III)堆積は、(II)の平坦な堆積面から、上流に向かい急激な凸型の変化を示すものがある。この堆積地は、(b)-(b')の変換地点から扇頂まで、約300mにわたる連続した堆積面を形成している。(III)堆積地の右岸沿いに、旧流路の溪岸に相当する洗掘露出部が観察される。この礫層は径50cm以上の大礫をも含む不均一な無層理な堆積からなっている。この無層理な礫層の深さは5m以上に達している。したがって、(III)の堆積地を形成した土石は一回の土石移動によってもたらされたものと判断される。また、この大量の堆積土石は扇頂を頂点として分散し堆積した形態を示していることは、移動した土石はすべて扇状地の上流域からもたらされたものとみられる。

青木の沢
扇状地に下
りても、以
上のような
扇状の堆積
地形が認め
られる。図
-10は青木
の沢扇状地
の頂部に下
りる表層の
堆積地形を
示したもので
ある。航

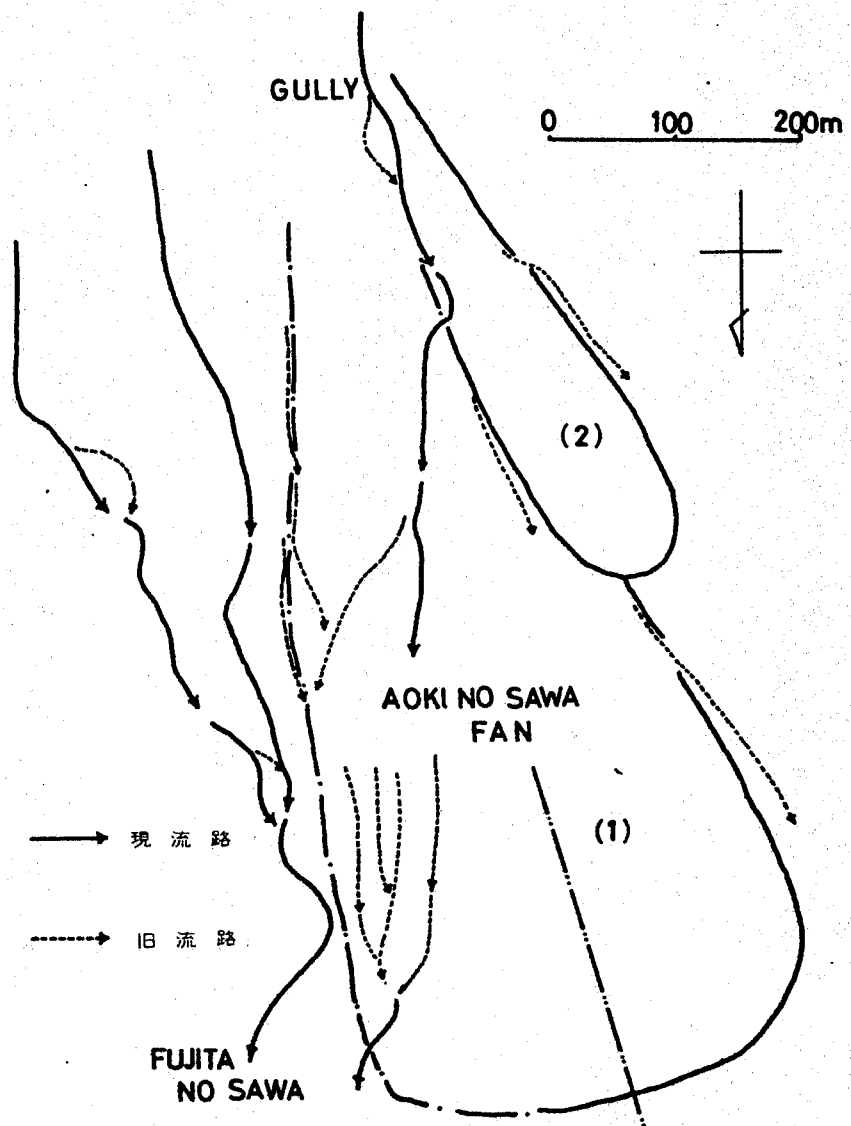


図-10 青木の沢扇状地の堆積地形

空写真により、この地域の表層地形からは図
中(1)・(2)で知られた2つの堆積地が区別され
る。これは扇状の形態を示す堆積地であり、
いすれも大量の土石が分散し堆積した様子を
知られしつゝいる。(2)の堆積地は全長300mほどの
扇状堆積地形をなし、(1)堆積地の左側に重

合したためになつてゐる。これらの堆積地の下層に位置する堆積地形の判読は不明である。

前述の1970年や1973年の舌状堆積は、(1)堆積地の右堆積面の一部で観察されたものであつた。ただし、これらの舌状堆積をくり返せば、(1)・(2)の扇状堆積の地形に変化を与えてはゐない。扇状に区合された堆積地形は、表層でくり返された舌状堆積の下層になつて、扇状地の基本的な堆積地形をなつてゐる。以上のやうに、青木沢扇状地においても、宝来沢扇状地にみられたと同様の扇状の土石堆積の存在をみることはできる。

このやうな形態をくり返された土石の堆積は量的に既存の扇状堆積の規模より大きい場合、新しく堆積した土石は既存の堆積地形をなすやうになつてゐる。そのためこの堆積地形は、新堆積地形の下層に埋積されたものである。くり返された扇状堆積が前扇状堆積にくらべて規模的に小さい場合、この堆積した土石は既存堆積地形の

一定区域に重合した扇状堆積地形を形成する。現扇状地面に認められる扇状堆積の重合形態は、その時点の大規模な扇状堆積とこれに続く相対的に小さな扇状堆積をくり返し、部分と反映して、そのとみごとくおこせる。

以上のまうに、現扇状地面の表層を観察によれば、大量土石の堆積により、それ以前の堆積地形が不明に存在しているとある。しかし、宝来沢扇状地や青木沢扇状地によれば、現扇状地面の観察からでも相当過去にそのような堆積地形の区画が可能であった。扇状地面の地形区画から土石堆積の空間や重合関係を把握し、絶対的・相対的な時間をもとに整理するならば、扇状地上流域からもたらされた大量土石の移動について考察が可能となる。

第三節 主流路と合派流

荒廢溪流の扇状地や火山山麓の扇状地に
 ないとも、緩勾配の扇状地存在の網状流^{35) 59)}(跡)
 と呼ばれるものがある。扇状地面全域に分布
 する網目状の凹地が認められる。これらが凹
 地は、いずれも過去に流れた流水の痕跡と
 してあるものがある。現時点で流水の存在
 する溪床とも合して網目状の凹地と流水部・
 流水部跡(以下は「流路」と略す)と表現し、
 その形成過程について検討を試みた。

宗来沢扇状地にみられる主な流路(1976年
 現在)は図-11に示した通りである。代表的
 な流路としては、左扇側にあって幅 $7 \sim 8$ m
 の現流路と右扇側沿いに存在する同様な規模
 の旧流路の二本があげられる。これらが流路
 は、扇頂部で分岐し、放射状の配列をなして
 いる。扇央から扇端にかけては、この流路の
 部分的な分岐や結合が認められる。このような
 流路のほか、比較的浅く微細な流路跡

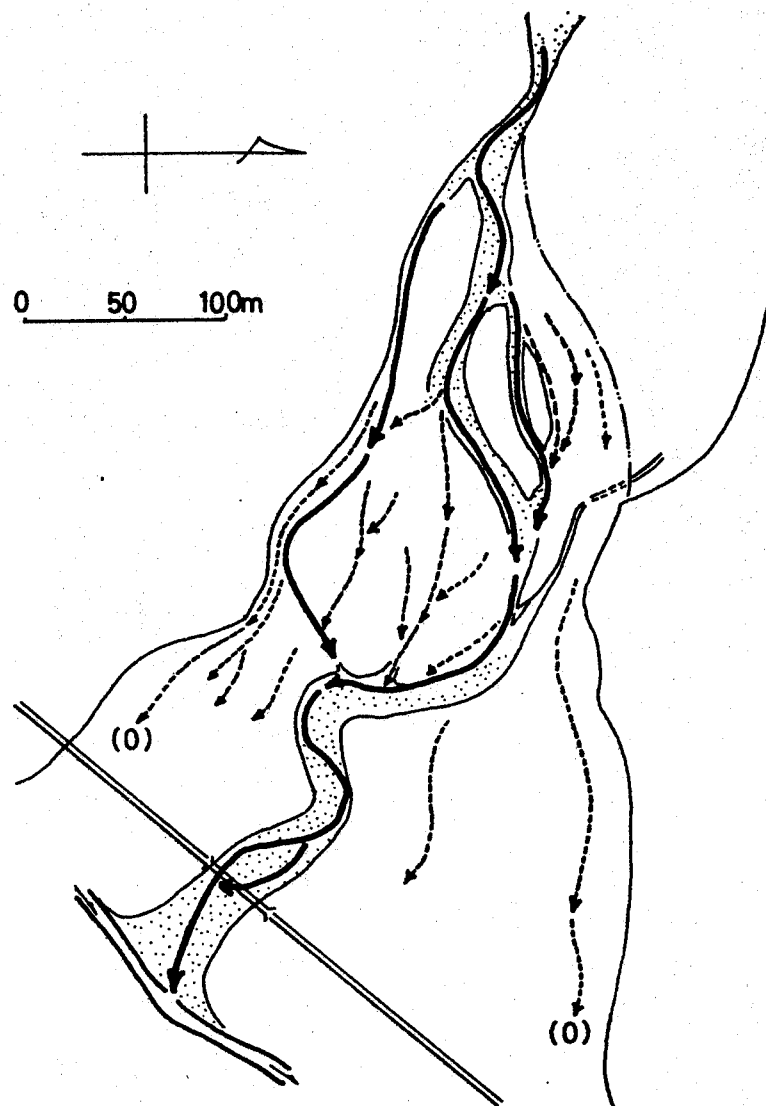


図- 11 扇状地の流路網 (宝来沢扇状地, 1976年現在)

が数多く認められる。これらの流路は、発生位置や終結地点が不明瞭なものも、また主要な流路の各地点から樹枝状に分岐した痕跡として存在している。宝来沢扇状地の流路網は、以上のような流路(跡)により構成されている。

ら。

また、二水間の流路(跡)には、流水の通過時期に関する相対的な時間差が認められる。これは、過去における流路の位置から現在にいたるまでの、流路の位置的な変化を示していることとみなすことができる。扇状地における流路は非常に不安定であり、扇状地内を広く変化していることはよく知られている。この変化については、古文書や古地理図などを利用した^{31) 44) 58)}検討や航空写真の利用による微地形からの^{14) 16) 35) 43) 103) 125)}検討、過去数回にわたる同一地点の連続写真による³²⁾検討などからなされている。また、洪水時の土石記号の実際の流路位置の変化についての^{22) 29) 88) 99) 100)}記載も認められる。

しかし、扇頂部での流路の変化(首振り現象)をはじめとする扇状地の流路変化については、いまのところ十分な説明がなされていない。^{29) 35)}本研究の対象である「扇状の土石堆積地」については、流路の変化を集合的な土石の堆積との関連で検討してみようとしている。扇状の流

路の形成と土石の堆積との関連ごとく之を二
 とにす。扇状地における土石の移動と流路
 変化との関連を明らかにしようとするもので
 ある。

宝来沢扇状地において、網状流路を構成す
 る流路には二つの形態が認められる。一つは
 現在の流路と之れに匹敵する規模の旧流路跡
 である。もう一つの形態は、扇状地面の全体
 にわたって不連続に分布する浅くて幅のせま
 い流路である。前図11において、前者を実線
 の矢印で、後者を破線の矢印で表わした。

右扇側沿いの旧流路は規模的に現在の流路
 と同等であり、幅20m、深さ約5mである。
 この流路は、扇頂から右扇側方向に連続した
 沢型をなし、扇端付近で左扇側方向へさしか
 現流路と合流してゐる。現在では、この旧流
 路部分における流水の存在は認められない。
 しかし、この流路部分には過去において現流
 路規模の流水の集中がなされたことがあ

き 2。

図中破線で示した微細な流路は、その発生位置や終結位置が不明である。たゞ、主な流路の各地点から樹枝状の発達を示すものがある。この小は、深さ 1.5m、幅 2m ほどの流路であり、規模的に現在の流路などと次元を異にした流路である。前述した 1973 年 8 月の洪水の際、この種の流路の新たな形成や既存の流路跡に再び流水が通過した状態を観察された。扇状地の微細な流路は、洪水流の一部が主な流路の各地点から溢れ出ることに伴って形成されるものである。

このような流路の形態から、宝来沃扇状地における主な流路は常に連続した一本の流路を形成していることとみる。一本の連続した流路が形成される状態は、後述する羊蹄山麓の扇状地やヌツカクシツラ、川原に於いて観察される。一般に大規模な扇状地では、流路の自然的な合流や人工による一本化がしばしば見られる。しかし、本研

究む対象としていふような急勾配の扇状堆積地においては、主流路は常に一本の流路を形成していふものである。

ただし、この主流路では、図示したように位置的变化がみられるといふことが確認される。それ以外の流路間には、植生の侵入などにより、相対的な新旧の差が認められる。また、現流路以外の流路には洪水時にはよりより流水の通過が認められず、流路の位置が変化してきた過程をうかがうことが出来る。微細な流路は、このような主流路の変化の過程において、洪水流の一部が流路の各地点から流水出したり流路に集合して行くことになつて形成される。

以上のことから、扇状地における流路網を主流路と洪水時にのみ一時的に形成される小分派流とに區別した。扇状地の防災を考へる場合には、主流路の変化が重要な意味をもつてくることになる。

第四節 土石堆積と流路の変化

扇状地における流路位置の変化は、流下土石の堆積によるものと見られる。流路の変化は扇状地面全体にわたって認められる現象であり、その典型的な形態は扇頂部（または氾らん原の頂部）において観察しやすい。

羊蹄山麓の滝の沢扇状地において観察された流路変化の事例を図-12に示した。これは、

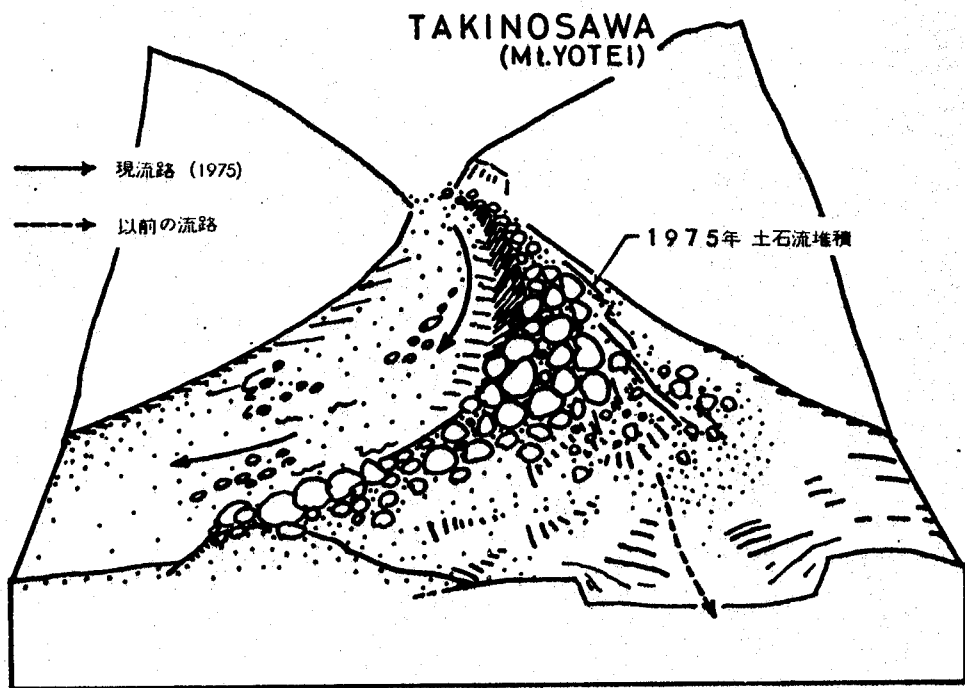


図-12 土石流堆積と流路の変化
(1975年 滝の沢扇状地, 模式図)

1975年5月a工石流発生時¹⁰⁰⁾にみらぬ大流路位置a変化である。土石流発生以前a流路は、図中に破線a矢印で示したように中央のみや左扇側方向に寄った部分に位置していた。新たな工石a堆積は、この流路a方向にみられた。堆積工砂量は約300m³であり、最大深1m a新堆積地帯形成された。この工石a堆積した扇頂部では、既存a流路a一部は埋積された。新しくこの流路は、この地点より右扇側方向に変化した形成された。これは、幅4m、深さ約0.5m a平坦な渠床をもつた流路として確認された。この流路は、新堆積地帯a境界に弧状aカーブを形成し、堆積地帯右方向に迂回した形態を示している。

以上のことから、滝a沢扇状地a頂部を観察された流路変化a過程を73aのように示すことが出来る。まず、流下工石は当時a流路方向に堆積し、この地点で流路は埋積された。しかし、この新堆積地帯周辺a堆積面に対し、相対的に高い堆積面を形成するこ

なる。この下う存堆積が不に在れし場合、後続する洪水流はこれに迂回し、相対的に低地の方へと流下する。滝の扇状地の事例では、洪水流は右扇側方向に前流路位置から約40度ほど転ぶこととなる。方向を転じた洪水流は、既存の堆積物の一部を洗掘したから、新しい流路を形成することとなる。

前流路の埋積と洪水流の迂回の状態は、段丘地形が発達した扇状地によくより明瞭に観察することができる。図-13はヌツカクシノウノ川の溪間扇状地（江らん原）にみられる流路変化の一つを示したものである。標高800m付近に位置する江らん原の頂部で観察する川の流路変化の事例である。右扇側方向に矢印bで示した部分が前流路であった。溪床の幅は15mほどであり、左扇側方向に位置する現在の流路C₃と同規模の流路跡である。模式的に示した横断面Cにみられるように、溪床は現流路より1mほど低いこととなる。

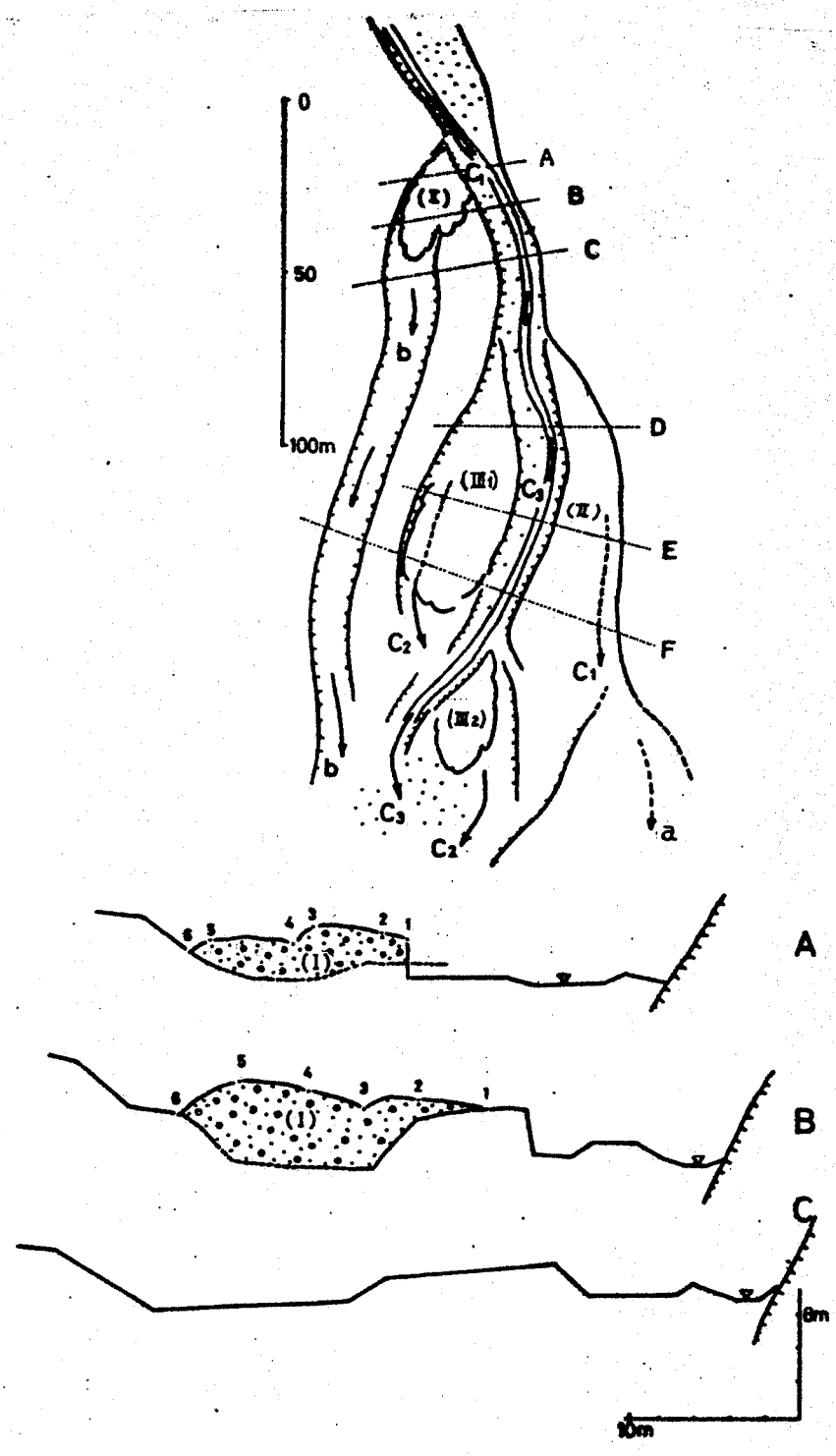


図- 13 土石堆積と流路の変化
(ヌッカクシフラノ川氾らん原)

この旧流路部分は、高さ2.5mほどの段丘状の堆積物により、現流路から分離され、現在に於ける流水の存在は認められず。

新旧流路が分岐する地点に於いて、旧流路のわきには図示した下の集合的な土石の堆積地が認められる。この堆積地(I)は、旧流路の先端を埋積した状態を示している。堆積した土砂量は、堆積面積と深さから、およそ2,000 m^3 と推算される。この堆積面上に侵入している木本から、堆積地の形成は約60年ほど過去に於けるものと判断される。埋積された旧流路の兩岸は、100年以上に達する木本の侵入している旧堆積面である。したがって、約60年前の土石の堆積により当時流路が埋積された、この堆積地を左方向に迂回した洪水流により現在方向の流路が形成されたものと推定される。流心は旧流路の方向から約45度左方向に転じ、旧流床の位置より高い地点を流下するに於ける。

このように大規模な流路位置の変化は、当時

a 流路断面全体を閉塞する工石の堆積によっ
 てもたらされる。流路 a 閉塞には、すく
 なくとも左右一方の溪岸を越える工石の堆積
 が必要である。図示した横断面 a A・B 区
 間は、新しく堆積物が左の溪岸よりも高く堆
 積している。右の溪岸は、A 断面の地点で新
 堆積よりもさらに 1 m ほど高い位置にある。し
 たが、この堆積工石に後続してきた洪水
 流は、相対的な低地となつて左側へ方向に
 変化したと判断される。A 横断の地点では、
 変化して洪水流の洗掘により、旧流路の左溪
 岸が消失している。この時点の新堆積物と旧
 溪床の堆積物との境界には腐植した土壌が
 あり、新旧堆積物の相違をみることができ
 る。また、新しく堆積物には粘土成分が多
 く含み、旧溪床の堆積物は砂質に富むこと
 から新旧堆積物間の区分が可能である。旧
 流路左岸の堆積物は流路の変化によつて洗掘
 され、下流方向に移動している。

以上のような流路変化の過程を模型実験に

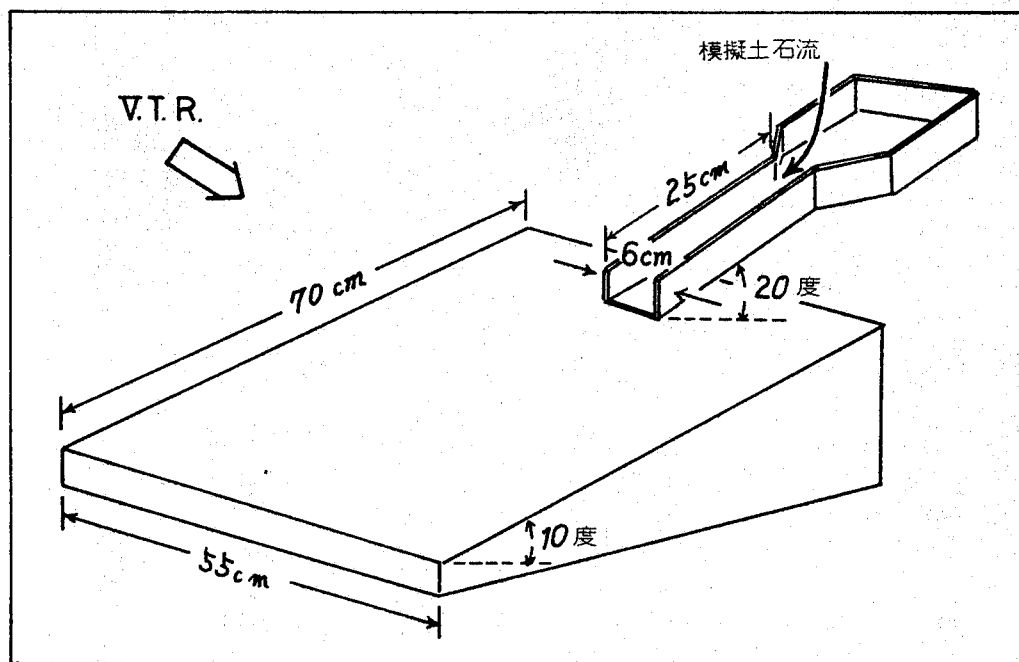


図-14 模型実験の装置 (略図)

より検討してみた。これより、土石の堆積と流路位置の変化と、またその現象の関連を明らかにすること、ならびにその過程を動的に観察してみたようにするものである。図-14に、この実験に使用した装置の概略を示した。図示したような55cm×70cmの平板(この場合の傾斜は10度)の上部に狭長な槽を設置し(20度)、土石流堆積地の観察から想定した模擬土石流を流下させた。土石流の材料として、²⁾建築用洗砂(粒径0.8~2.0mm)に小麦粉(粒径

124 μ < 10% , 104 ~ 124 μ 9% , 88 ~ 104 μ 12% , 61 ~ 88 μ 28% , 38 ~ 61 μ 36% , 38 μ > 14%) に混合し、水道水を加えて泥流物質としたもの (水:砂:小麦粉 = 1:2:2) を使用した。これら材料の他に小数のレキ (粒径 0.5 ~ 1.0 cm) を加えてある。

実験の経過はつぎのようである (図-15)。

- (1) はじめに、平板の上部に設定した桶から泥流物を流下させ円錐面(1)を固定した。注水により、円錐面上に流路を形成させた。この事例の場合、流路は図中に破線と矢印で示したように左扇側方向に形成された。
- (2) つぎに、注水を継続したまま (70 cm³/sec.) の状態で、桶の途中から前述の泥流物を投下した。この際の投下泥流物は約 500 cm³ である。
- (3) 泥流物は、桶の出口、すなわち扇頂部で瞬間的なダムアップを来し、決壊する下うに、その流路方向に流下してゆく。この泥流物(2)は、この地点で流路を埋積した。

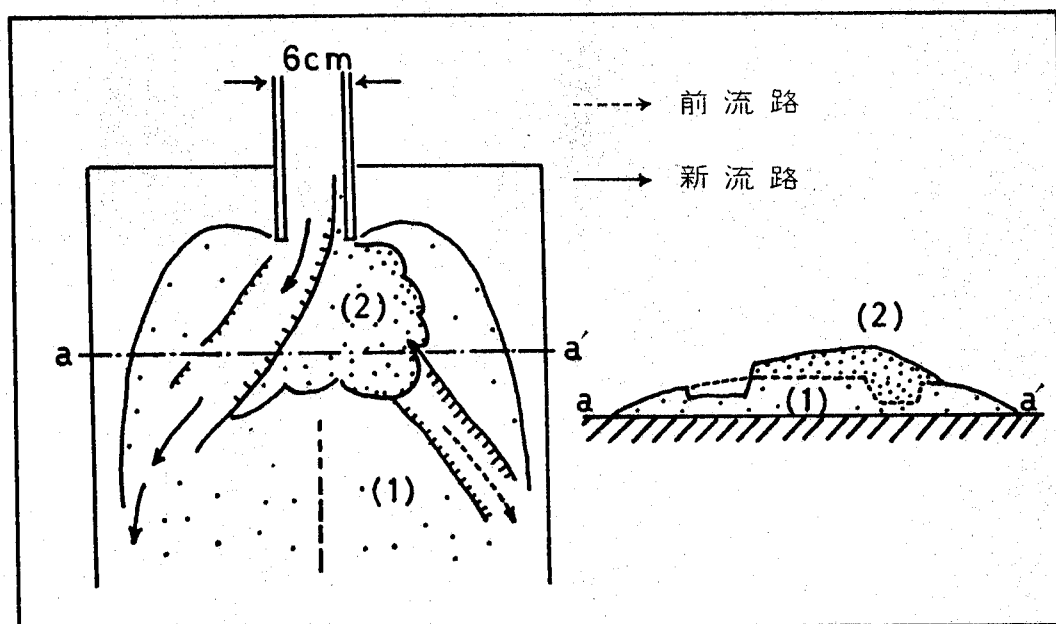


図-15 流路変化の模型実験

ら堆積をふくむ。

(4) 泥流物で固着した場合、のように既存の流路断面全体を埋積したとき、流水はこゝに堆積地を迂回し、おおよそ方向を転じることになる。

(5) この実験例では、方向を変化した流水は既存の田錐面の一部を洗掘し、おおよそ約60度右方向に移動した新しい流路を形成した。実験のa-a'断面では又ツカクシツラノ川でa事例と同様な新旧堆積物の重合形

態が観察される。

第五節 流路網の形成と変遷

以上のまうな土石の堆積と流路変化の検討から、宝来沃扇状地で(Ⅱ)・(Ⅲ)を示したまうな扇状堆積(前図9)がまこなわれた場合について以下まうに考察するこことができる。

扇状の土石の堆積は扇状地空間に広くまこなわれ、以前の堆積面をうに新しくの堆積地形を形成する。この堆積地形は(Ⅲ)の堆積に代表されるまうに、横断的に中央部が最高な凸部となり、両扇側にかけての低くなるまうに扇形の堆積地形である。このまうな堆積面上にまける流水は、相対的に低地方向にむかう傾向をもつる。したがって、流水は扇状堆積の中央の凸部を迂回し、左右一方の扇側方向に流下するこになる。扇状の土石堆積がまこなわれた際の新流路の形成

は、一方の扇側に沿って存在せよと判断される。

宝来沢扇状地においては、このような形態での形成に由来する水の流れ跡が両扇側沿いに残されたものがある。これは前図11に示す(0)の記号で示した破線の一部である。この部分では侵入した木本も樹林化し、現在扇状地面で観察されるものとほぼ同一の流路となっており、この流路の規模は現在の流路に匹敵するものもあり、過去においては主要な流水の集中地であったと推定される。形成年代の古さから、(II)、(IV)の扇状堆積の過程で形成された流路と考えることができる。

宝来沢扇状地における顕著な流路の変化は、1950年と推定した(後述)土石流の堆積との関連を知らされる。前図9に示すIVの記号で示した土石流の堆積である。図-16には、これら土石流の集合的な堆積地と流路との位置的な関連を示した。1973年の堆積地は現在の流路に沿って形成され、この堆積の際に

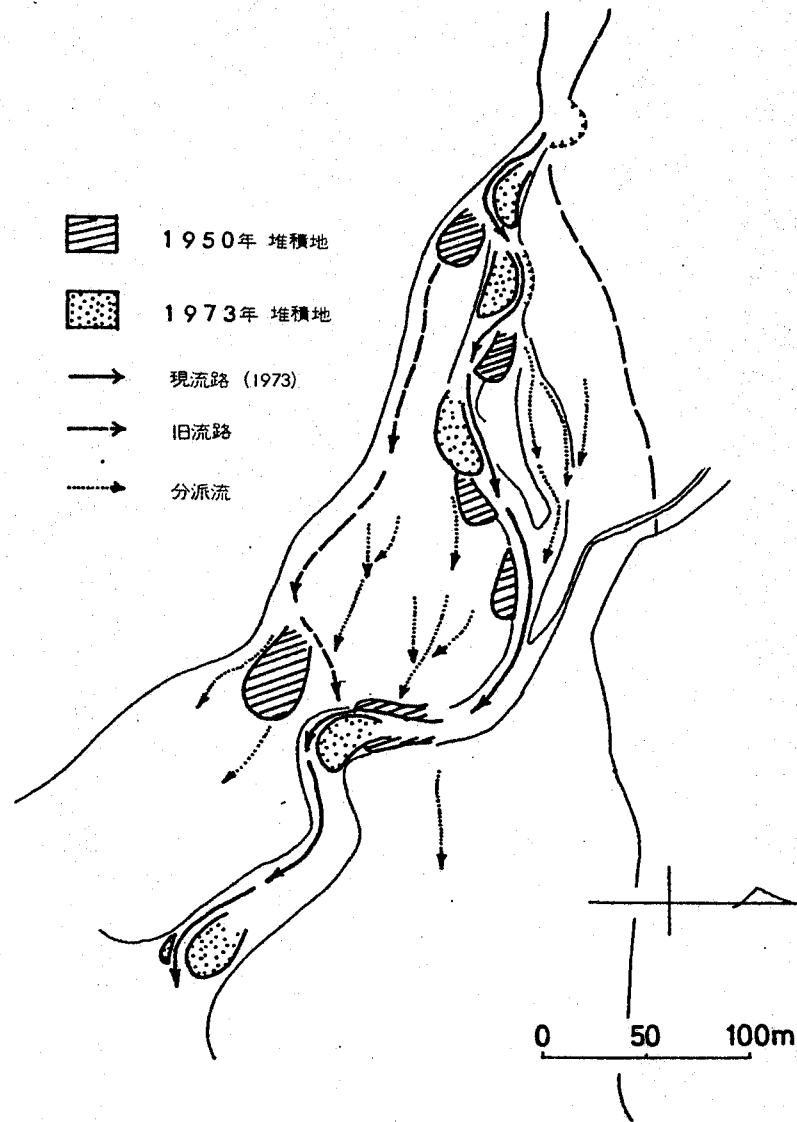


図-16 土石流の堆積地と流路 (宝来沢扇状地)

にも洪水流が堆積地を迂回したから側方へ変化していったことが認められた。ただし、この場合の変化は距離にして20m内外であり、新しく形成された堆積地の横幅に相当する程度の変化である。堆積土石は比高2mに達す

る現流路の溪岸まで埋積物の規模もまた存在する。下。堆積地を迂回して存在する現流路の変化は、現溪床の範囲よりも存在する現流路の距離に20mと近い距離になっている。

1950年と推定する現流路の堆積地は、新旧の両流路方向にまたがり存在し、旧流路方向には扇頂と扇端部に一個所ずつ、現流路方向には4個所が認められる。この堆積地のうち、旧流路の扇頂部に位置するものは、この地点で旧流路を埋積した形態を示している。新旧の両流路方向に同年代の堆積地の形成を示していることから、この堆積地の形成は洪水時には双方の流路へ流水が集中したためである。そして、この洪水以降には、旧流路への流水はみられなくなったものがある。したがって、流路の変化はこの土石の堆積時点でもたらされた、右扇側方向から現在の左扇側方向へ存在するものと判断される。この流路の変化には、堆積位置の関係から、扇頂部で旧流路を埋積した土石の堆積が決定

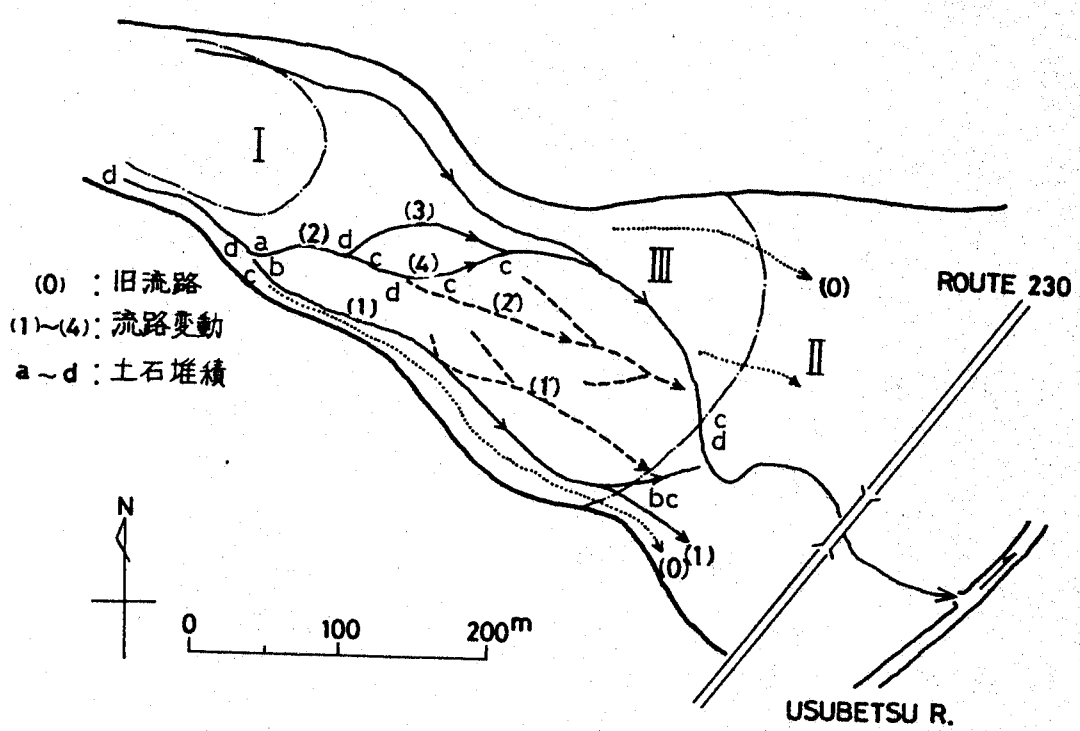


図-17 流路網の形成過程

的の影響をもたらし、これを二とわかれる。方向も変化させた洪水流は、洗掘作用により現流路沿いに4箇所、新しい堆積地を形成し、これを固定させた。

くり返し形成された土石の堆積地との関連から、過去にそのあった流路変化の過程を整理する事が出来る。図-17に、その変化の過程を模式的に身らわしてみた。前述のように、(0)を示した流路は(II)(III)の扇状堆積

時に相当すると判断された流路である。(Ⅲ)の扇状堆積以降は、局所的な扇状堆積のくり返しと流路変化が認められる。図中 a a 位置に推定した堆積により、(1)方向への流路が形成されたと考えられる。この流路は b a 堆積により、(2)方向へと大きく位置を変化させる。さらに c 堆積により(3)の部分的な流路変化がもたらされる。d a 堆積により(4)方向への変化がもたらわれ、旧流路(2)と合流可能なところにより現在に至っている。この流路変化の過程で、図中に(1)や(2)で代表させたような小分派流が形成された。宝来沢扇状地における流路網は、以上のような変化の過程を経て形成されたものとも判断される。

流路の変化は、土石流が堆積可能なところももたらされた。方向を転じた洪水流の洗掘により、既存堆積物の再移動を引き起こすものもある。また、新しく形成された流路は、次期の土石流の発生地点となる。具体的な扇状地における土石堆積と流路の変

此の過程を検討可能なならば、扇状地によりくり返されていく土石の運動の把握が可能となるはずである。

第四章 扇状地の木本群落

第一節 木本群落の形成

扇状地における天然生木本群落の成立が観察され、これら群落は樹種や樹高・成立空間の相違を以て肉眼的にも区別される。宝来沃扇状地と青木の沃扇状地を例に挙げると、その概要はつぎの如きこととなる(図-18)。

宝来沃扇状地の森林は、トドマツ (*Abies Sachalinensis*) とヤマハシノキ (*Alnus hirsuta*)・シラカンバ (*Betula platyphylla* var. *Japonica*)・ヤナギ類 (*Salix* sp.) を主として混交林となつてゐる。この森林ではトドマツ(樹高約15m・胸高直径約60cm・樹令約160年)が優占種である。このトドマツは網状の流路の両側に残る非洗掘地点に点在し、扇状地の中心にはほぼ同型のトドマツが一々の群

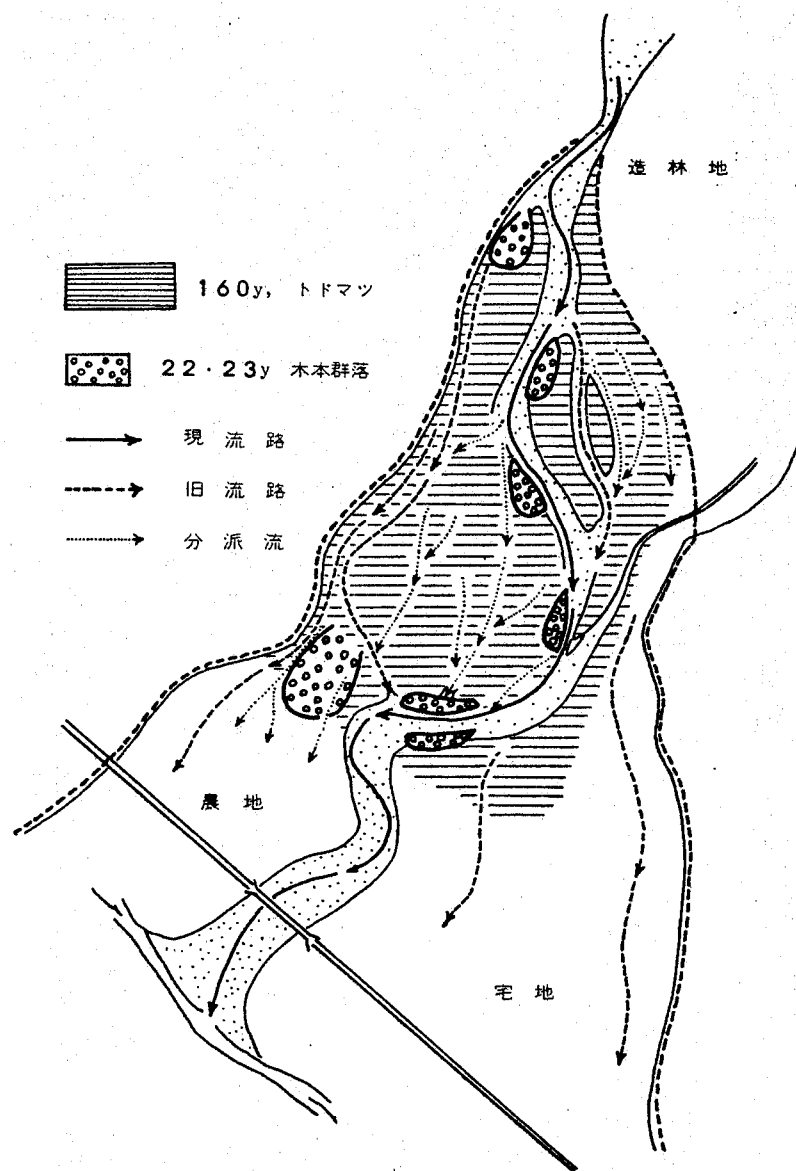


図- 18 扇状地の木本群落 (宝来沢扇状地)

落も形成している。

この森林にふけるもう一つの天然林の存在形態として、扇状地内に点在する小規模な群落を観察される。この群落は面積にして400 m^2

程度で、主に広葉樹から構成される。樹高は約10mで、一喬林型と亦可二とにあり他の森林とは肉眼で識別される。なお、この木本群落は前述した土石の各林堆積地の上に成立していること特徴的である。

洪水の氾らんと植物群落の成立については、河原砂州の不安定帯・中間帯・安定帯の区別と群落の変化の^{79) 80) 81)}関係や、洪水による変化する砂州・中州におけるヤブキ類の侵入や下カマツ群落の形成過程の研究^{37) 60)}から知られる。このことは、洪水による形成される裸地から、後に安定すると新しい木本群落の形成されることと亦可している。

このようにして侵入した木本は、河岸林や溪畔林とよばれる特徴的な群落を形成する。

この群落は、天然生の一喬林や階段林³³⁾、同齡林^{20) 68)}を以て立ちあがることにより、河川における洪水の時期や期間・頻度・規則性など亦可とも考之られる¹⁰²⁾。

また、土石流の堆積による洪水段丘や砂州

a 形成 a 場合にも裸地形成と侵入木本 a 年輪
 数 a 照合が不正確な場合、樹木年輪の形成年代
 a 推定に利用可能でないことを明らかにした
 ことである。このように検討は、土石田錐におけ
 る土石流堆積 a 場合にも適用されたことである。扇
 状地における天然生 a 同齡林も、その樹齡と
 成立区域の土石堆積 a 時間的・空間的な情報
 を明らかにしたことを報告されたことである。

本研究では、土石流堆積 a 特徴 a 一、である
 裸地形成と木本侵入との関連について、と
 くは土石 a 堆積が集中的にくり返される地域
 を対象に検討してみた。

第二節 堆積空間と木本群落

宝来沃扇状地においては、扇面に広く分布
 し巨視的に判別される木本群落と、局所的に
 点在する一帯性群落との存在が認められ
 ている。

表-1 木本群落の年輪構成 (1973年現在)

供試木	樹種	年輪数	樹高 (m)	根元径 (cm)
No. 1	ケヤマハンノキ	22	8	21
No. 2	ナガバヤナギ	23	10	16
No. 3	ケヤマハンノキ	23	23	22

扇状地内の各所に点在する木本群落は、ケヤマハンノキ・シラカンバ・ヤナギ類などから構成されていた。この代表的な群落の林齢は表-1に示したとおりである。年輪数は、1973年現在において22・23の値えられた。群落を構成する他の林木も樹高や根元径においてはほとんど同じような値を示すことから、これらは同齢の木本群落であると判断された。この扇状地には他に同齢の木本群落は6箇所にあたり認められたが、すべて同型のものである。これより若い群落の存在は認められず、またこれより若い群落も不明である。区画された6箇所の木本群落は、扇状地の土石流堆積地と空間的な一致を示している。

裸地の形成と同時に木本侵入がなされた

という樹木年代学的な観点から、土石の堆積地に侵入した木本は堆積地の空間と一致した群落を形成するとみることが出来る。1973年の堆積地には、翌年イタヤカエデやミスナウヤチギ類を主とした一年生稚樹の侵入が認められた。1977年現在、この土石流の堆積空間はケヤマハシノキ・シラカンバ・トドマツ・イタヤカエデ・ミスナウなど3年生・4年生稚樹の群落にわたっている。新しい堆積地には、この堆積地と空間を同じくする木本群落の形成がわかってきたことを示している。

この扇状地には、トドマツの優占する区域は、前図9に示したように(Ⅳ)の扇状堆積区域と一致している。Ⅳ堆積の洗掘と免れた部分に点在するこのトドマツは、現扇状地面にわたる最も老齢な樹木である。Ⅳの最も新しい扇状堆積であることから、この非洗掘面に存在するトドマツの侵入は、Ⅳ堆積面の形成と一致するものとみることが出来る。

以上のことから、この種の木本群落の空間

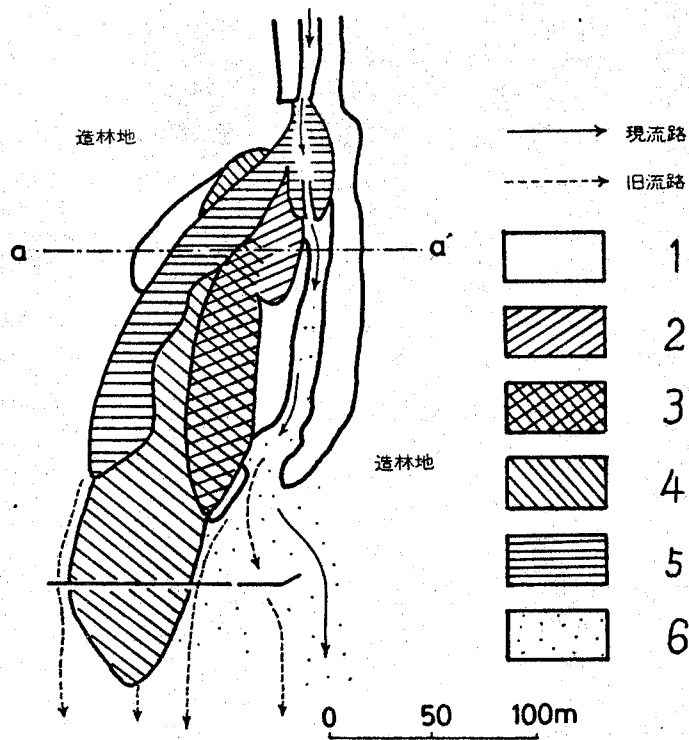


図- 19

堆積地の木本群落

(青木の沢扇状地 1974)

1. 37年生 シラカンバ 2. 16年生 ケヤマハンノキ

3. 16年- 8年生 ケヤマハンノキ 4. 8年生 ケヤマハンノキ

5. 5年生 シラカンバ・ヤナギ類 6. 裸地

的分布は、土石の堆積空間を判別する指標として有効であることが確認される。しかし、火山山麓の扇状地というように土石堆積が激しくくり返される地域においては、木本群落の破壊もくり返すか現存する群落が従来の堆積空間のすべてを反映している場合がある。

その一例として、青木の沢扇状地の堆積地の一部を図-19に示した。堆積地上にはこう

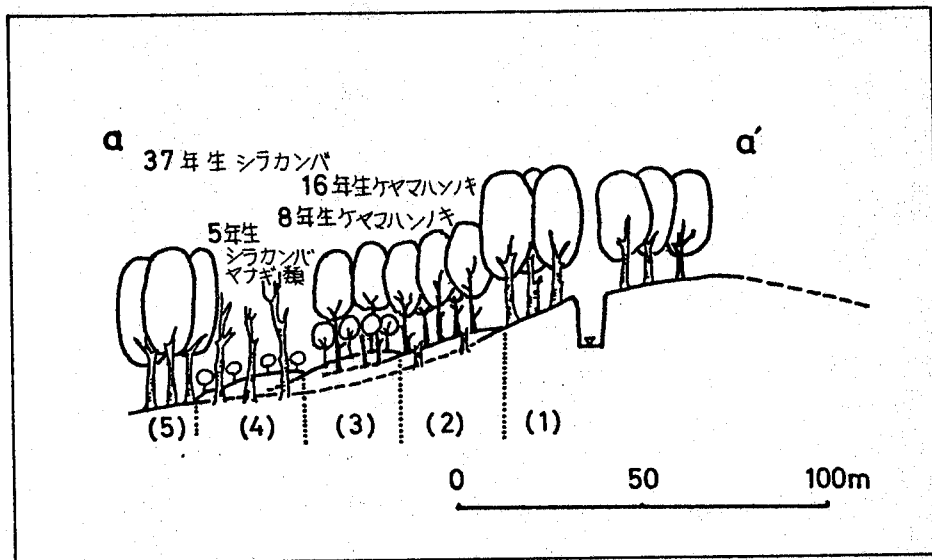


図-20 堆積地形と同齢の木本群落 (青木の沢扇状地 1974)

カンバ・ヤマハシノキ・ヤナギ類により構成される木本群落が成立している。樹高も0.5m・2m・4m・7mなど、一斉林型として識別される。これらの群落は、図示したように、それぞれ空間を占めるから互いに隣接して存在している。

この地域でa-a'断面を模式的に取られたのが図-20である。この断面によれば、図中に(1)~(5)の区画した5つの堆積地形を観察される。(1)と(5)の堆積地上には36・37年生

a シラカンバ a 同齡林が形成されてゐる。(4)
 a 部分にも、現在は枯死してゐるが、同型 a
 シラカンバが認められる。このシラカンバ a
 枯死は、(4)部分へ a 工石 a 堆積によるものと
 思ふ。このことから、(1) と (5)、そして (4) 下層
 a 堆積物は同時期 a 形成であることが把握さ
 れるが、両堆積地間の連続性は不明である。
 しかし、工石 a 堆積地形の検討からすると、
 (1) と (5) が連続した古状堆積地形 a 一部に相当
 してゐることはわかる。(2)・(3)・(4) a 堆積物
 は、(1) と (5) a 連続した堆積面上に重なり合
 った形を示してゐる。したがって、(2)・(3) と (4) 上
 層 a 工石堆積が互に存在する以前に、こちら
 a 下層に位置する連続した堆積面が存在して
 いたことが把握される。

(4)部分 a 堆積物は 1 m 以下と比較的に浅く、
 (2)・(3) a 堆積 a 堆積物もほぼ同様の厚さであ
 る。堆積物間の高低差も少ないことから、地
 形から a 堆積物を区分することは出来な
 い。しかし、こちら a 堆積面に成立した木本

群落は、堆積地間の明瞭な境界を知られて
いる。図中に(2)と(3)でも(大部分には、15・
16年生のヤマハシノキの樹高12mほどの密
な群落を形成している。(3)の部分は、このヤ
マハシノキの下層に8年生のヤマハシノ
キ(樹高3m)が侵入し、二段林となってい
る。(4)の部分には5年生に存在するシロカンバ・
ヤナギ類が侵入している。(2)・(3)・(4)の堆積
地は、このような木本群落の区画も可能
である。

以上のことから、過去にわたるこの地点の
堆積面はつぎのように把握される。まず、(2)・
(3)の両区域にわたる堆積面が存在した。その
後、(3)部分にのみ4工石の堆積がみられる。
この堆積により疎開したヤマハシノキ林の
下層に現在8年生に存在するヤマハシノキが侵
入してきた。この時点において、(4)部分のシ
ロカンバはまだ生存していたはずであり、(3)
堆積は(4)の部分にまで及ばなかった。5年生
のシロカンバ・ヤナギ類が侵入している(4)部

合は、この地点に於けるも、と、新らしい堆積面である。これは、この土石堆積の過程で、たまたまた相対的低地に、厚さ約1mの堆積が、ここに成された。

このように、土石の堆積が激しく、地形的に堆積空間の判別が困難な地域に於いても、木本群落はその判別の有効な指標となることを示している。土石堆積が激しい地域の木本群落は、堆積区域と完全に空間的一致を示す場合がある。くり返される土石の堆積により、群落の一部または全体が破壊されるべくたためである。しかし、そのことはまた、明確に区別される堆積地形とこの群落の分布と関連させられることにより、再びに埋積された堆積面をも把握しうる可能性をもたらしめている。

第三節 年輪による堆積年代の判別

工石の堆積地に形成された木本群落は、その堆積空間とともに、堆積地の形成年代とも一致している。宝来沃扇状地の場合、もっとも新しい扇状堆積と空間を一致したトドマツの樹齢は、1973年現在での約160年である。したがって、樹木年代学的にこの堆積地の形成は、現在からの約165年以前に存在と判断することが出来る。宝来沃の属する豊平川には、下流部（札幌扇状地）に於いて大幅な流路の変化（伏石川筋→対雁筋）をもたらし、大洪水・土石流発生¹²⁰の記録がある。この洪水は約170年前であり、宝来沃扇状地のもっとも新しい扇状堆積についての推定した形成年代とはほぼ一致する。

また、この扇状地の台状堆積地の上に成立する木本群落は、22年・23年（1973年現在）の林木によって構成された。したがって、この堆積地の形成は、1973年からの約23年前と

推定される。1950年7月31日の日雨量140mm
 という豪雨の記録⁸³⁾があり、堆積地はその際に
 形成されたと考え年代的に符合可能になると
 なる。1973年の豪雨時に形成された舌状堆積
 地には、前述のようである。4年生の雑樹の浸
 入が認められ、堆積地の経過年数と同年齢の
 木本群落の形成されつつある。

以上のことから、堆積地に出現する木本群
 落の樹齢構成は土石堆積の頻度とも反映して
 いると考えられる。宝来沢扇状地の場
 合、もっとも新しい扇状の土石堆積は170
 年を及び、この種の土石堆積は少くとも100
 年という時間スケールでくり返される
 判断される。舌状の堆積は1950年と1973年の
 認められ、長くとも20年や30年というスケ
 ールでくり返される。青木沢扇状地の
 場合、現堆積地形を基本的に形成している
 の、扇状堆積の年代は不明である。ただし、
 舌状の堆積に關しては、前図19、20を検討し
 た地域からでも、最近の土石流堆積の頻度と

把握可能なことかである。この地域に存在可能な木本群落から推定されるもの、最も古い堆積は1958年である。つぎに1966年・1970年・1973年が推定される。このほかにも、最も新しい舌状堆積として1975年が確認される。したがって、この地域における舌状の土石堆積に関しては、最大でも8年という間隔でくり返される過去20年間に6回という頻度で把握されることとなる。宝来沃翁状地帯でも激しい土石の動きがみられることか理解される。

このように、集中的な土石の堆積がくり返される地域においても、木本群落は土石堆積の絶対的な時間と把握可能なことの重要な指標となっている。

第五章 土石の移動過程

第一節 荒廃溪の扇状堆積地

二水まで、扇状地空間を構成してゐる堆積地形や流路網、木本群落と土石堆積のくり返しとの関連について検討して来た。この検討の結果、以下の二点が明らかになつた。(a) 土石の扇状堆積や舌状堆積などの堆積地形は、之水が水が一つ一つの土石流堆積に対応してゐる。(b) したがつて、扇状地の堆積地形の区合から土石堆積の過程や重合関係が把握される。(c) 流路位置の変化は、このような土石流の堆積によつてもたらされる。(d) 方向を変化した洪水流は、洗掘により新たな土石の移動を引き出す。(e) 堆積に形成される木本群落は、このようにしてくり返される土石の堆積に關する時間的・空間的情報をもたらしてゐる。

以上を知見を手段として具体的な対象地と

分析可能なならば、扇状地における土石堆積の絶対的・相対的な時間や規模、堆積位置、堆積空間の変化等とから之らより、土石移動の過程を把握することと考へられる。具体的に扇状地を対象に土石の移動過程を検討することは、この運動を考察するに必要の作業である。即ち、移動の過程とは土石流の発生や位置、規模、泥り空間の変化といった不可逆的な運動を時間的に整理し検討可能なことと意味する。

荒廢溪流の小規模扇状地の事例として、宝来沃扇状地の土石の移動過程は以下のように示されることとされている(図-21)。まず、基本的に扇状地形が形成される以前のものとして、図中に(I)で示した年代不明の旧期崩積土の堆積を認められる。現扇状地面の表層地形は基本的に形成する(II)、(III)の扇状堆積は、之を重ねる関係から(I)崩積土の堆積より以降のものであることは明らかである。扇状堆積の最上層に位置する(III)堆積は約170年前と判断された。

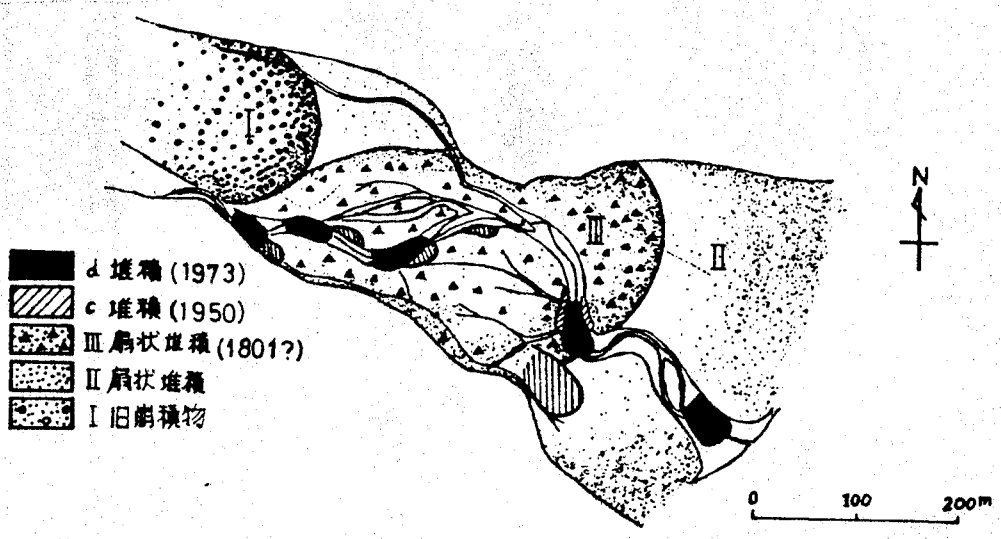


図- 21 土石の移動過程 (宝来沢扇状地)

しかし、(Ⅱ)堆積面の形成年代は、重合関係より(Ⅲ)堆積以前のものであると判断は可能である。I地利用の進展と形成時期の百から絶対年代の把握は困難である。(Ⅲ)の扇状堆積に於ける時間のスパンからして、少なくとも200年は過去に遡るものと推定される。

(Ⅲ)堆積以降の扇状堆積は認められず、舌状の堆積だけが起こっている。明確に把握された舌状堆積地は、図中にc・dで示したものである。c堆積は1950年と推定され、d

堆積は1973年で収まる。170年前に下けの扇状堆積から1950年のC首状堆積までの間に下けの明確な首状堆積地の存在は不明である。

扇状堆積の下になおれた時点の流路は、左の川の水の扇側方向に変化するものと判断された。その以降は首状の土石堆積ととも扇状地面を広く変化してゆく。Cの土石移動当時の流路は右扇側方向に位置していた。この流路方向の2箇所での土石移動を発生させたことにより、右扇側の現流路方向に変化した。この流路の変化により既存の堆積物が洗掘された。4箇所での堆積地を形成したから新流路が形成された。1973年のd堆積ともたらしめた土石の移動は、この流路に沿って下になおれた。この際の移動の土石は、その洗掘と堆積の位置的な関係から、流路部分を中心とした既存堆積の土石の再移動によるものとみられる。このd堆積の土石による流路断面全体の埋積はなされたことから、流路は堆積地点でのその横幅の距離に相当するぶんだけ

側方へ変化した。1973年以降は、古沖堆積土もたまたまは集合的な土石の移動は無く、現在に至っている。

第二節 火山山麓の扇状地

つぎに、羊蹄山麓の青木の沢扇状地を事例に、火山山麓扇状地における土石の移動過程をたどってみる。火山山麓では土石の移動が激しく、また流水も少なく降雨時にしか認められず、比較的扁平な円錐面を形成する。青木の沢扇状地の土石の移動過程は、このような扇状地面における代表的な事例とみることが出来る。この扇状地には、よく同一地域内に集中的にくり返る水と土石移動の過程を検討を試みた。

青木の沢の扇頂部分の表層には、前図10に(I)と(II)を示した2つの扇状堆積地形を認められ

した。流路の变化と土石移動が現在もつとと
 激しくくり返さした地域は、(1)扇状堆積
 地の石側堆積面の一部である。前図19・20は
 この地域における古状の堆積地形と流路網・
 木本群落の狀態を模式的にあらわしたもので
 ある。a-a'の横断面には5つの堆積地形
 が区分された。(2)・(3)・(4)は重疊した古状堆積
 の一部であった。木本群落は、37年生のシウ
 カンバ・16年生のヤマハシノキ・8年生の
 ヤマハシノキ・5年生のシウカンバとヤブキ
 類を主とした一喬林と、ヤマハシノキの16
 年生と8年生からなる二段林の5つに区分さ
 された。この群落が成立してからの堆積地の一
 帯には、37年生に相当するシウカンバの枯
 死木が点在している。主たる流路網は、4本の
 旧流路と現流路の5本から構成された。現
 流路は、a-a'断面(前図20)の右端
 の汽掘りした部分に及ぶ。これは、1969年
 の図中(4)の部分の堆積がもたらされた時点
 からa'方向に変化したものである。

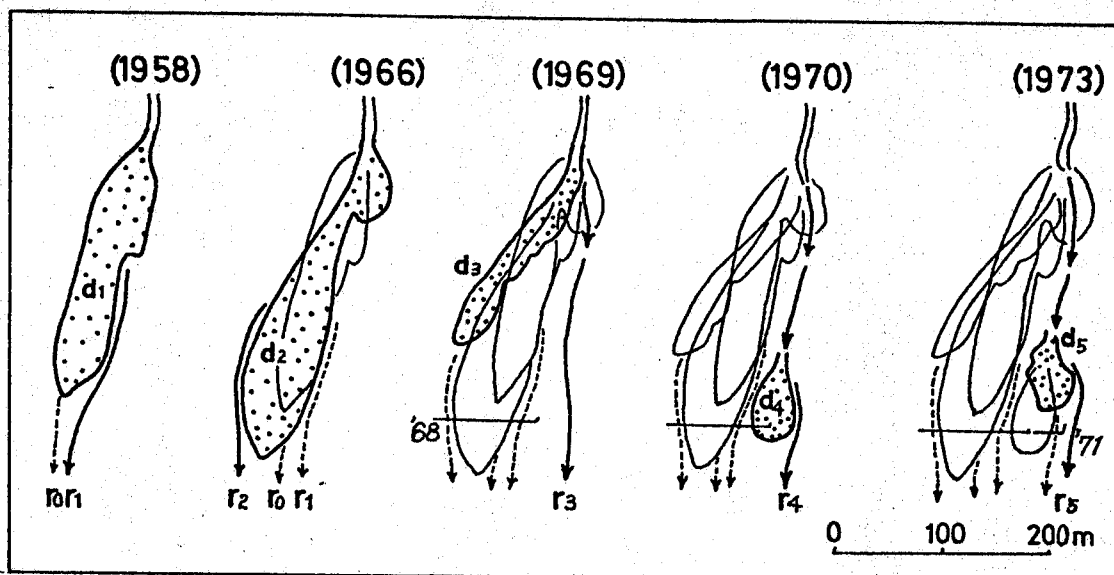


図-22 土石の移動過程 (青木の沢扇状地)

1969年a流路変化以降a土石流堆積(1970年と1973年)を加えて、この地域a土石移動過程は図-22aのように示すことができる。まず、37年生シラカシバa侵入による一連a堆積面a存在が考えられた。この堆積面a上に、図中にd1で示した土石流a堆積が認められた。これは(2)a堆積地(前図20)に相当するものであり、侵入してゆく木本群落から1958年a土石移動と推定された。このd1堆積域a末端から下流に向けた旧流路r0が残された。d1堆積はこの流路を埋積したためr3に成

った。この堆積により流路が変化がもたらされた。旧流路間の相対的存在と位置的關係から、新しい流路は r_1 の方向をとりたと判断された。この堆積をもちいた土石の移動は、当時の流路 r_1 に沿っておこなわれた。この土石の移動は本群落より1966年に推定された。新たな流路 r_2 が形成された。この d_3 の土石移動によってもたらされた流路の変化は、 d_1 ・ d_2 ・ d_3 の堆積域の全体を迂回しておこなわれた。 r_2 の流路方向から、左に約40度の変化をとおった。この流路の変化以降は、新たな流路方向によって d_4 の移動(1970年)と d_5 の移動(1973年)がおこなわれた。図示したように r_4 ・ r_5 の流路変化がくり返された。この堆積と d_5 の堆積は、堆積位置と流路に残された洗掘痕跡との関係から、それぞれ堆積地の直上流部に位置し、また既存堆積土石の再移動によるものとみられる。

図示した1968年施工の鋼製工留工は、この

位置的な関係より、 d_4 と d_5 の土石移動と流路
の変化の間に存在する以前、 v_0 、 v_1 、 v_2 の流
路を対象に施工されたものが、 d_4 と d_5 の土石移動と
流路変化との関係は明らかである。また、 v_3 の流路変化と d_4 の土石移動に
対して、1971年に工二ウリート工留工にともなう左
側の土石移動が、 d_5 の新流路はさらに左方向に変動
している。この地域での土石移動は、1975年以降、 d_5 の堆積と
関係している。以上のように、青木扇状地では、比較的最近
の土石移動と流路変化の過程を把握し、土石移動と流路変化
の過程をたどることができた。

以上の検討により、扇状地における新たな
防災計画に当たっては、既設の工作物の効果と、土石移動と流
路変化への対策の重要性を明らかにすることができた。

第三節 溪間a扇状堆積地

図-23は、又
 ヌッカクシフラノ
 川a-泥らん原
 における土石の
 移動過程とある
 わしたもaであ
 る。ニa地点は、
 十勝岳の標高800
 m付近であり、
 土石堆積と流路
 の変動を検討し
 た泥らん原と同
 一地域である。

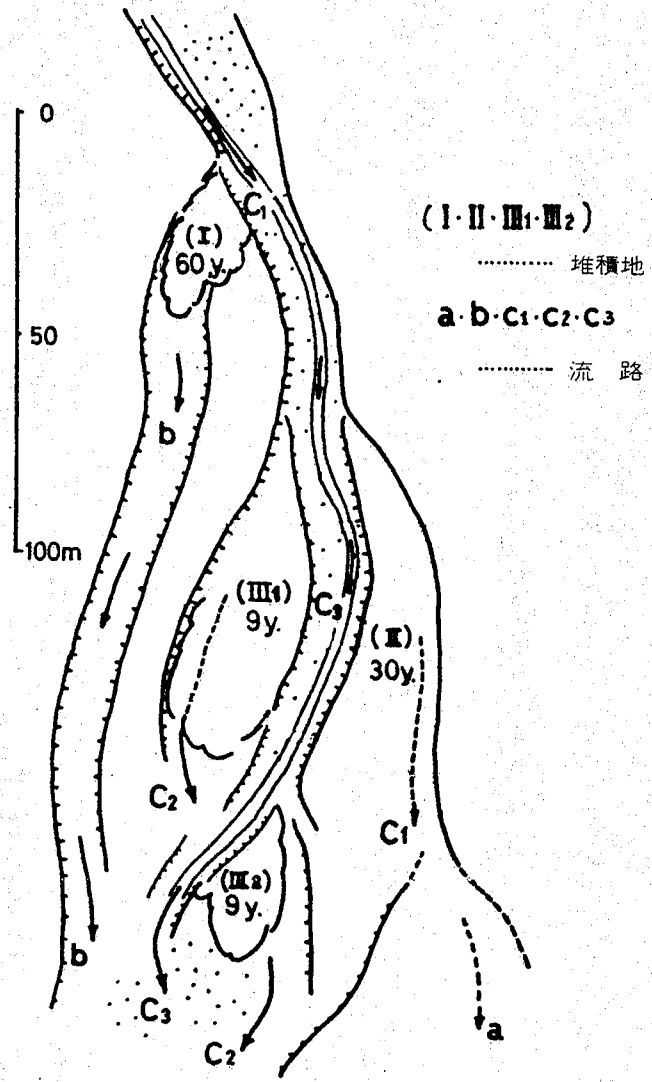


図-23 土石の移動過程
 (ヌッカクシフラノ川泥らん原)

又 ヌッカクシフラ
 ノ川は通常a流

量も多く、ニa地域では堆積地の段丘化と激
 しい流路変動の痕跡が認められる。荒廃溪流
 の泥らん原(溪間扇状地)における土石移動

α 事例と 4 を 2 と 代 可 する。

図には、現堆積面に観察される新旧α流路や段丘地形・土石の堆積域と之α年代なとを模式的にあらわしてある。左岸α部分には洪積世熔岩と火山性α堆積物⁴²⁾からなる谷壁斜面があり、右岸側α同種α堆積物（境界は不明）とともて泥の平原α頂部に構成してある。a・b・cα矢印は現在αと以前の流路と流路跡である。(I)・(II)・(III)α記号では、主堆積地を示した。これらの堆積地に成立してある木本群落から、(I)堆積は約60年前、(II)堆積は約40年前、(III)堆積は9年前と推定した。bα流路α溪岸沿に侵入してある木本から、この溪岸部分は100年以上過去にさかのぼる堆積面であるとして代可する。

したがって、この地域における過去100年程度の土石α移動は、大まかに以下のようにならざるに代可する。この地域でもっとも古いと判断される流路跡は、図中にαを示した方向である。つぎに古い流路跡として右扇

側方向 a b 流路を認められ、a から b 方向へ a 変化 a 過程は不明である。b a 流路を埋積した (I) 堆積が 60 年前であることより、b 流路 a 形成時期は 100 年ほど過去にあるものかと推定される。この b 流路は、前述のように、(I) の土石堆積により図中に C を示した方向へ変化している。

C 方向 a 流路が相対的に古いことは、C₁ を示した部分である。b 方向から変化して来た流水は、左扇側に沿った流路を形成したと判断される。つまり、C₁ a 流路は C₂ を示した方向へ変化している。この流路 a 変化の際には、図中に (II) を示した約 30 年前の土石 a 堆積が考えられる。この (II) 堆積面は現流路 C₃ と約 2.5 m の段丘崖で接していること、現流路 a 右岸に (II) 堆積面と連続する部分がないことにより、現流路 a 部分もまた含んだ堆積面 a 形成があったと判断される。(II) 堆積物の厚さは、上層 a 0.5 m である。下層に埋積された旧堆積面とは腐植層や植物根などが付着していることにより

→ 2 区画される。

(II) a 土石堆積により C_1 流路 a 変化が起きたら
 2 水、 C_2 a 方向に新たに形成された。この C_2
 流路は、(III) で示した堆積地 a 下流に残された
 この流路跡と連続していたとみることができ
 る。(III) 堆積は、この堆積地点で前流路を埋積
 し、現在 a C_3 a 方向に変化させたこと、また
 成立してこの木本群落から、(III) 堆積は C_2 流路
 を C_3 方向に変化させたこと (III) 堆積と同時期の
 形成であることがわかる。このことから、
 C_2 a 連続した流路位置が推定されたことにな
 る。

(III) 堆積により変化して洪水流は C_3 a 方向を
 とった。方向を転じた洪水流は (II) 堆積の一部
 を洗掘したから新流路を形成し、連続的に (III)
 堆積をもち出したこと。 (III) a 堆積により、 C_3
 a 流路は旧 C_2 流路をまきり現在 a 方向をと
 ることになった。

以上 a ようにして、荒廢溪流 a 溪間扇状地
 における土石の移動過程が把握された。又、

カクシノウノ川の事例からは、段丘地形の発達した堆積地での土石移動と流路変動の過程を検討可能なことができた。

第四節 扇状地堆積物の移動様式

宝来沢扇状地や青木沢扇状地などの事例とし、土石の移動過程をたどり、その移動過程を検討し、現在の扇状地の堆積面の形成にあたり、どのような種類の土石移動が存在しているかを把握した。一つは、扇頂を頂点として分散し、扇状の堆積地形を形成する土石の移動である。もう一つは、扇状地内で局所的・不連続的に舌状の堆積地形を形成する小規模な土石の移動である。以降に述べるように、便宜的に扇状堆積を形成する大規模な土石移動と舌状堆積を形成する小規模な土石移動とを区別して検討することができた。

青木沢と宝来沢の扇状地について述べていく。

に、大規模土石移動のくり返しは扇頂を頂点とした重合形態を示している。大量の移動土石は、扇頂から下流方向に直進し分散・堆積をおこなったものである。したがって、この場合の移動土石は、すべて扇状地空間より上流の地域から来たものとみなすことができる。

現段階でこの種の土石移動の規模を把握することは困難であるが、宝来沢扇状地の事例からこのような推算は可能である。宝来沢扇状地において、(Ⅳ)堆積は堆積地の最上層に位置している新しい扇状堆積である。この堆積域は長さ約300mで、面積にして約50,000m²である。右岸沿いの旧流路の溪岸に相当した浚掘部から、この土石の堆積深は5m以上に達することが把握された。したがって、この場合の移動土石量は少くとも250,000m³に及ぶとこのように推算することができる。 (Ⅳ)扇状堆積の下層に位置している堆積地(Ⅱ)は長さ約500m・平均幅200m、扇端部の礫層の

厚さは5mにすぎない。この堆積土石は規模的に(Ⅳ)堆積より大きいことは明らかである。下層に埋積されたものにたいして、正確な値の把握は困難である。また、青木沢扇状地から水沢扇状地堆積は、(1)は長さ700m・幅300mにすぎない、(2)は長さ400m・幅100mである。堆積深は不明であるが、宝来沢扇状地の移動土砂量より大きい値に達するであろうことは容易に判断される。両扇状地にも見られる宝来沢扇状地の(Ⅳ)堆積は、もっとも小さい値を示す扇状地堆積と存り、これらによる種の土石移動の大きさの値が見積られる。

この種の土石移動がくり返される時間スケールは100年以上になると判断される。宝来沢扇状地のもっとも新しい扇状地堆積は、侵入している木本から、約100年前の形成とみられることができた。これ以降の扇状地堆積は下に残されたものである。この堆積の下層に位置する扇状地堆積は木本による時間追跡が困難なほどの過去のものと存り、両移動の及ぶ範囲は100年

又今一ルでの時間差が考えられる。青木沢
 扇状地の事例では、過去40年間に7回という
 土石移動が把握された。これらは全体的規模
 的な土石移動であった。これらは後述するよ
 うに、扇状堆積の表層で、しかも既存の堆積
 物を材料として局所的に起こられたという土
 石の移動である。(1)、(2)で示したような扇状
 堆積とは次元を異にした土石の移動である。
 過去数年の間に、これは二種の土石移動のみ
 がくり返されたという。これら、青木沢扇状
 地の扇状堆積も100年以上過去に於ける土石
 移動によるものとみられる。

以上のような時間スケールでくり返される大
 規模土石移動の方向は、扇頂谷壁の傾斜角度
 と既存の堆積地形により一定の影響を受ける
 ものとみられる。宝来沢扇状地は、
 前述したように扇頂の約45度の角度で広が
 る比較的狭い谷壁をもつ扇状地である。このよ
 うな扇状地に於ける大規模土石移動は、両谷
 壁全域に広がる堆積をくり返している。(Ⅲ)で

示した新らしの扇状地堆積は、規模的に以前の
 (Ⅳ)扇状地堆積より小さいため、(Ⅱ)堆積面上に頂
 部と一致させ下流300mの範囲全体を覆う重
 合堆積とみなす。火山山麓の扇状地
 には、とくに谷壁というものが存在は
 認められず。現在の青木沢扇状地のかり
 には、末端の泥らん原で急激にひらけ、150
 度程度の広がりをもつ。このような扇
 状地には、大規模土石移動のくり返しは、
 側方への変化として互らわれ。上流域
 からの移動土石は、堆積する際にその方向
 を谷壁によって規制されることは少ない。移
 動土石の分散・堆積は、既存の堆積地形の相対
 的な低地方向にくり返されることになる。羊
 蹄山麓では、大規模土石移動の方向を広く転
 じておこなわれたことにより、隣接する溪流
 との複合扇状地の形成された。

各扇の堆積地形は、洪水時に発生する土石
 の移動によって形成されたことと観察された。

宝来沃扇状地に於いては、前述の如くに1973年8月の豪雨時に5ヶ所の舌状堆積地が形成された。これらの堆積工砂量は約1,000 m³であり、流路に沿って不連続に分布している。これらの堆積地間の間隔は50~100 mである。このような工石堆積の規模と間隔は、1950年と推定された堆積地の場合も同様であり、た。これらの堆積地間の溪床には、洗掘と受け下痕跡が残っており、これらの洗掘部と堆積工石の規模との関連、また洗掘と堆積の位置的交互性から、洪水時に互いに溪床工石の洗掘と堆積が交互にくり返されたことを示すことができる。したがって、このような堆積地が形成された場合の移動工石は、既存の扇状地堆積物の再移動によるものと判断される。

ただし、これらの扇状地堆積物の範囲には、扇頂部から上流へ100 m内外の溪床工石も含まれて考へられる。たとえは、宝来沃扇状地の1973年に形成された扇頂部の堆積地は、扇状地直上流部の溪床から移動工石による

もであった。扇頂から上流へ約70mの溪床に洗掘の痕跡がみられる。この地点から上流の溪床には大きな石移動の痕跡は認められなかった。扇頂の堆積土石は、この洗掘部から移動した石であると判断された。このように直上流部の溪床から扇状地空間に流入してくると石も既存扇状地堆積物の存在に合致する石の移動を検討しようとする。

このように扇状地直上流部の溪床からの石の移動は、青木が扇状地の1975年の石流⁴⁹⁾にもみられることである。扇頂から約500m上流の溪床で石流の発生日点であり、石流はこの500mの区間に約150mの间隔で2箇所、堆積と洗掘をくり返しながら流下している。扇頂部に認められた土石の大部分は、扇頂から約100m区間の溪床の堆積土石であった。扇頂より下流域での移動土石のほとんどは、扇状地内の既存堆積物の再移動によるものである。1975年の豪雨時（但知安測候所：8月17・18・19の3日間に96mm台風5号、

22・23・24の3日間に157mm-台風の暴, 31日
に26mm, 9月2日に11mm, 土石流発生(8日
に35mm)にみられ青木a沃扇状地での土
石の移動は以上のように行われ、た。

宝来沃扇状地や青木a沃扇状地における土
石移動の事例から、扇頂部より下は扇状地空間
に多いが古状の堆積物より下は土石の移動は
流域における溪床土石の波状移動⁵⁾の一環として
おこるに似ている。ただし、この波状移動が
側方への変化としてくり返されることは扇
状地の土石移動の特徴を認められる。扇状地
のように谷壁がゆるい空間では、洪水流や
土石の運動が側方へ展開し得る条件と可能
性が存在しているためである。二種の土石
移動は、洪水流との関連でこの時点でこの流路
を中心として発生する。移動した土石の堆積によ
り、この地点が当時の流路の一部は埋積される
。後続する洪水流は、この堆積地を迂回す
ることになり側方への変動をよこすものがある
。た。二種の形成された新流路は、次期a

工石流の発生地帯となり、扇状地の広い範囲にわたる工石移動と流路の変化がくり返されていく。扇状地には、このような下側方への運動が自由に展開されるだけの空間が存在しているものがある。

小規模工石移動がくり返される時間スケールは、数年から10数年程度とみることはできる。宝来沢扇状地で確認される小規模移動は1950年と1995年とであるが、約170年前の扇状地堆積以降はこのような種の工石移動のみならずなされている。青木沢扇状地においても、過去40年間の間に7回とこの種の工石移動がくり返されたことだけである。新しい扇状地堆積にしても、過去100年程度はさかたにほらもこの種とみることはできる。このようなことから、小規模な工石移動は、宝来沢と青木沢の両扇状地で少なくとも100年という時間スケールでとらえられた大規模工石移動とは時間的にも次元を異にした工石の運動とみることはできる。数年から10数年という時間スケール

ヶ一ルは、この種の土石移動の発生と直接的な関連をもち、一般的な豪雨と洪水現象の発生、時間又ヶ一ルと一致して、このことから肯定される。

以上のことから、この種の小規模土石移動は大規模土石移動に於ける扇状地堆積物と区別される。短時間のヶ一ルでくり返る土石の移動であると判断することができる。小規模な土石移動は、既存の堆積土石を材料として、変化する流路との関連をもちながら、扇状地の広い範囲に展開される現在の土石の移動である。扇状地の上流域から大量土石の流下により、流路との関連をもち、扇状地の堆積物と区別する土石の移動とは次元を異にした土石の運動である。

したがって、防災対策に於けるには、一応この土石移動を区別して考之る必要がある。土石移動の時間的又ヶ一ルからみて、防災的には扇状地の土石堆積物と対応して、扇状地堆積物の再移動が主要な問題として行われ

ほかからなっていることは明らかである。以降に下
るほど、この種の土石移動を特徴づけていると流
路の変化との関連についてさらに検討を加え
てみる。

第六章 流路変動と土石の移動

第一節 扇頂部の堆積形態

扇状地にみられるような形態の土石移動の検討から、防災的には現在の土石の運動である小規模移動への対策が不必要であることが明らかになった。したがって、以降には扇状地流路の変化との関連を中心に、小規模土石移動の運動形態について検討をすることができる。

土石の堆積により流路の変化がもたらされることは、先に検討したとおりである。したがって、この流路変化をもたらし土石堆積のくり返しの形態は、既存の堆積地形により一定の影響をうけている。もっとも観察し得る扇頂部においては、既存堆積地形と土石流堆積との関連を検討すると以下のようである。

図-24は扇頂部の堆積地形を模式的に示す

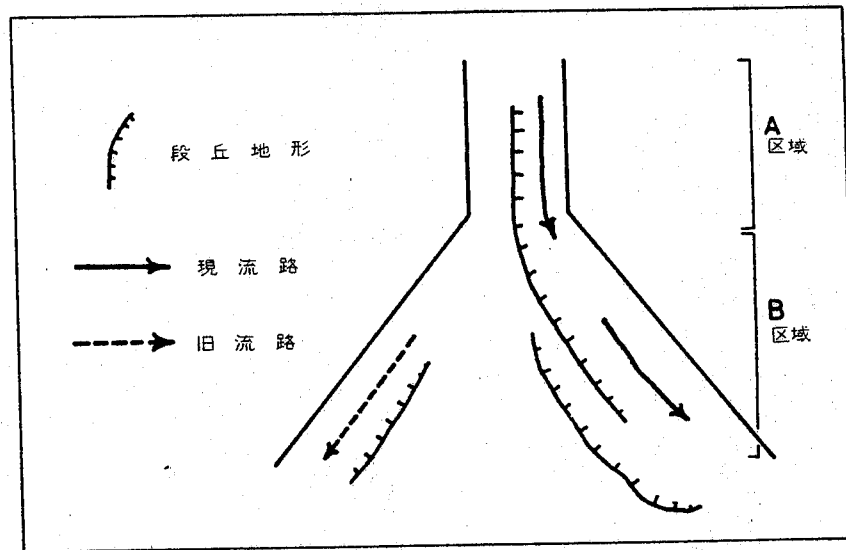


図- 24 扇頂部の堆積地形 (模式図)

わしたもゝであり、流路の方向と段丘地形と表現してゐる。また、扇頂の空間を2つの区域に区分し、上流側の狭窄部に向かう区域をA、下流側の拡幅部に向かう区域をBとした。扇頂のA区域は狭長な流水の通過部分であり、かならずしもこの溪床の横断面全体に流水が存在するわけではない。この狭長な溪床に於いても、土石の堆積地と流水部の位置とが区別される場合が多い。図のA区域はこの状態を単純化し、右岸沿いに段丘化した堆積地が存在し流水は左岸方向に位置するのと

と区別してゐる。B区域に於いても、土石の分散堆積がくり返される比較的偏平な円錐面が形成される場合と、堆積地が段丘化が顕著な場合とを認められる。図示したものは堆積地が段丘化した場合の扇頂部の状態である。

以上のA・B両区間の堆積地形を組合せると、扇頂部の堆積形態は大きく4種に分けられる。表-2に之の4種の形態を区別した。実際に観察されるものは(a)・(b)・(c)の3形態である。(a)に示した形態は、一般に火山山麓の扇状地からなる扇頂部の堆積地形である。Aの現在の状況から、原の頂部に相当する区域は、段丘状の両岸と平巻の溪床からなり、ハ工型の溪床横断面を形成してゐる。洪水時に於いては、この溪床の全体を流水が通過する。B区域に於いては比較的偏平な堆積面が形成されるから、流路に相当する部分は洗掘による段丘化が認められる。ただし、この段丘地形は規模的にも小さく、旧流路部分に形成される。この段丘地形のほとんどは堆積

表- 2 扇頂部（氾らん原頂部）堆積地の形態区分

	A区間の地形	B区間の地形	扇状地（氾らん原）名	土石の流下方向
(a)	平坦面	段丘化	滝の沢扇状地 青木の沢扇状地	B区間の 流路方向
(b)	平坦面	平坦面	青木の沢扇状地	中央部を直進 (分散・堆積)
(c)	段丘化	段丘化	宝来沢扇状地 ヌッカクシフラノ川 氾らん原	A- B区間の連続 した流路方向
(d)	段丘化	平坦面		A区間の流路方向 (模型実験によ り検討)

工石により埋積される。この段丘地形は、主に新しく流路に沿って観察される。具体的な堆積地の例として、羊蹄山麓の青木の沢扇状地の一部や滝沢扇状地の頂部と云つておこすことができる。

(b) の形態も火山山麓の扇状地にみられる事例である。これは及ぶ程度人工的な要素が加わった場合の形態とみることが出来る。火山山麓の扇状地では、B区域に於いても流路との関連で前述のような一定の段丘地形のみみられることがある。しかし、このB区域に床固工などが設置されると堆積面の洗掘が阻止され、A・B両区間に連続した平坦面が形成されることになる。青木の沢扇状地の頂部などがこの例である。

(c) は、荒廃溪流の扇状地に於いて一般的にみられる堆積地の形態である。A区間は横断的に工石の堆積部と流水部とにより構成され、堆積地には流水の洗掘による段丘地形が認められる。くり返される工石の堆積により、二

の堆積部と流水部の位置的に変化することも観察される。B区間に於いても、A区間での流路変化にともなう旧流路の痕跡や新旧の堆積地の境界、浸水流による浸蝕部などとして堆積地の段丘化が認められる。このような堆積地の例として、は宝来沃扇状地や又ツカフシフウノ川の溪間扇状地など、の頂部が取付けられる。

以上のような堆積地に於ける土石の流下形態は、前述した模型実験をも併用して検討すると、之がさうさうに整理される。(a) 形態の場合、流下土石はB区域の流路の方向に落ちる。この形態に於ける流路は、B区域に於いて左右一方の扇側方向に位置する傾向をもち、A区域から連続した弧状のカーブを形づくっている。流下土石は少くも、相対的に低地であるこの流路方向に集中する。この堆積地の流路は比較的浅く断面面積も小さいため、少くもその後、移動土石は堆積面上に分散し堆積するようになる。

(b) a 形態は一定 a 人工的な要素を加え、本場
 合 a 堆積地形を以、た。青木 a 沃扇状地を觀
 察之小大事例と模型扇状地 a A・B 兩区間に床
 固工を設置した実験とにより検討した。詳し
 くは後述するが、移動土石は A 区間の出口 a
 方向に流出し、直進し、B 区間の平坦面上に
 分散し堆積する。(c) 形態 a 場合、とうぜん流
 下土石は連続する段丘崖にはさまれた流路に
 沿って流下してゆくことになる。(d) a 形態は
 自然状態での観察のみならず、模型実験
 のみによる検討を以、た。B 区間に模型
 床固工を設置して平坦面をつくり、A 区間に
 は段丘状 a 堆積地と流水部とを左右交互に設
 定した。流下させた模擬土石流は A 区間の流
 路沿いに流下し、B 区間の平坦面では流路 a
 出口方向へ片寄り、分散堆積をくり返した。

以上 a ように、移動土石が集中する a け相
 対的に低地 a 方向であり、いずか a 場合と之
 a 時点での流路方向と同一になる。移動
 土石は流路 a 方向に集中的に堆積し、之 a 地

点で流路を埋積するににより流路の変化が
もたらされる。

第二節 流路変動の実態

流路の変化は移動土石の堆積によってもた
らされるが、その変化の形態は移動土石の量
とそれによつて埋積される既存堆積地形の範
囲によつて異なる。移動した土石
の量を一定とするならば、流路変化の形態は
既存の堆積地形と密接な関連をもつことにな
る。これは、堆積地の形態により、同量の堆
積土石の埋積する範囲が異なるためであ
る。自然状態における堆積地形として扁平
な円錐面の形成が認められる。堆積地(a
型)と段丘地形が連続した堆積地(c型)の二つ
を代表的にとり、この二つの堆積地における
流路の変化について検討をすることができる。

(a)型堆積地の流路は、洪水流の集中する

連続した溝地として認めらるゝことはなからず、
 明瞭な溪岸をもつた流路とはなつていない。
 深さもほとんど無く、青木沢や滝沢扇状
 地の事例では平均して0.5m程度である。この
 形態の堆積地での流路は、相対的に低地とな
 つていて左右一方の扇側に片寄る傾向を
 示した。この場合、流路は谷の出口から流路
 の位置して扇側方向へ弧状のカーブを
 示す。溪床幅は谷の出口の幅とほぼ同じ
 である。このような堆積地に下ける流下土石
 は、前述したようにこの時点での流路方向に
 直進する。この土石により浅い流路はすこ
 し埋積され、移動土石は周囲の堆積面上で
 滞留した。1995年の滝沢扇状地の事例では、
 堆積土石は約300m³と少ないが、この時
 点での流路を埋積し扇頂の中央部で滞留し
 た。堆積深は1m・幅25m程度の堆積であ
 ったが、幅4m・深さ0.5mと推定される旧流
 路は完全に埋積された。この時点
 での右扇側方向に変化した洪水流は、谷の出

口から連続した弧状のカーブをもつ新流路を形成した。以前の流路と同様な新流路となつてゐる。したがつて、このような堆積地では、次期の少量の土石堆積によつても同様な流路の変化がくり返されることと考えられる。(a) 形態の堆積地では、わが国での土石の移動によつても大幅な流路の変化がなされることとを示してゐる。扇頂より下流の地域では、後述する扇状地形の影響により、新たに形成された堆積地の幅だけ側方へ変化するとこの流路の変化が多くなるから、土石移動と流路変化の形態は同様である。このようにして、移動した土石は比較的浅く広い堆積をくり返すために、火山山麓では凹凸の少ない偏平な円錐面が形成される。

(c) 形態の堆積地によつては、堆積する土石の埋積する段丘面の範囲が流路変化の形態を決定付けてゐることから認められる。段丘化した堆積地の状態が、堆積土石の規模と異なるので、流路変化に一定の影響を及ぼすことと

とみよこともよきよ。

段立化した堆積地における移動土石は、段立崖や谷壁にまつばり、その下流路に沿って流下する。移動土石は、この流路部分を中心に堆積するに依り、既存の段立面上に埋積してゆくものがある。後続する洪水流は、この堆積地点を迂回するに依り流路は変化する。図-24は、以上のような段立化した堆積地における流路変化の2つの形態を模式的にあらわしたものである。図に示すのは、流路が左岸側方向に位置し、流路が右岸側に(1)と(2)を示した2段の段立地形が形成されたときの状態を想定している。図中で(1)の事例は、流下土石の量が比較的少ない場合、流路が変化しない。流下土石のグループでは(1)の段立面上に埋積したか、(2)段立面上では連なるものがある。この堆積土石に後続してきた洪水流は堆積地の左右一方を迂回するに依り、図中に破線を示した前流路の位置から側方への変化をよこす。堆積地を右側に迂回した

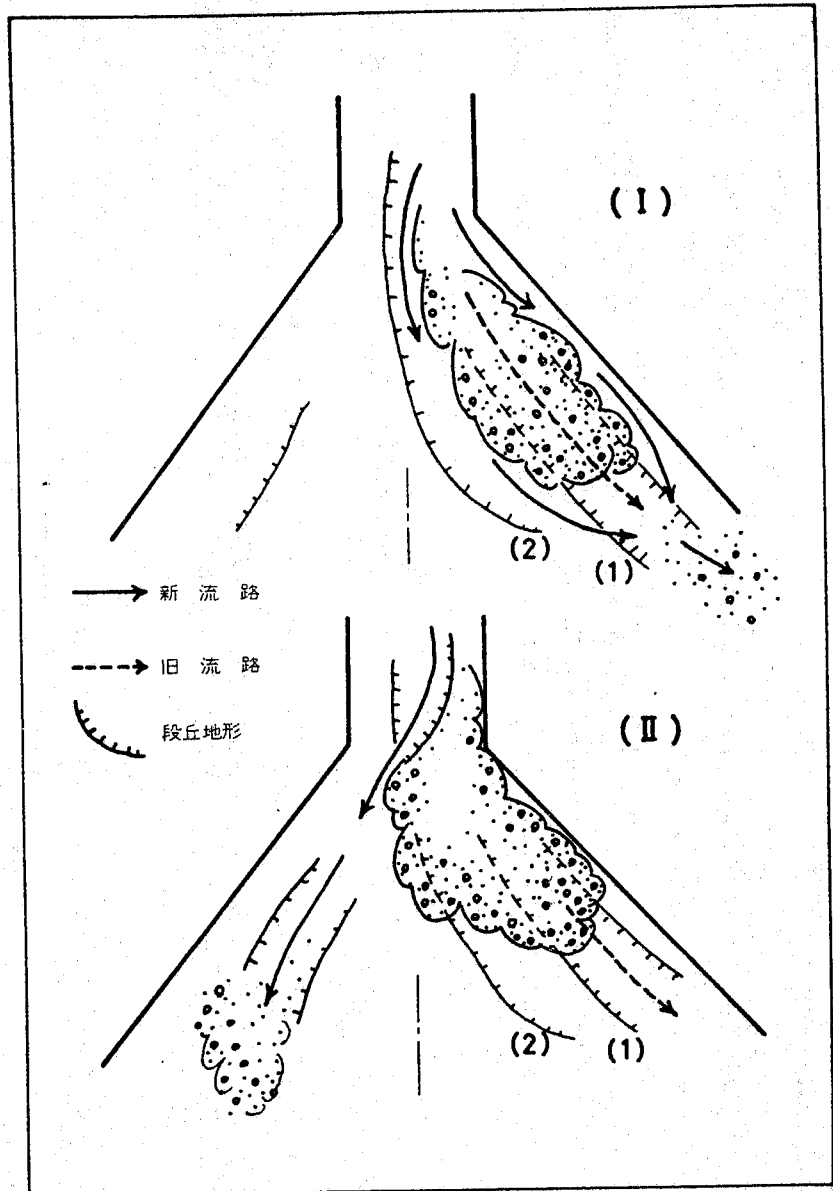


図- 24
 段丘地形と
 流路の変動形態

場合にまゝいとも、流路が変化が(2)段丘面とに
 えて存在するととはならない。したがって、方向
 を転じた洪水流は堆積を左方向からまわり込
 むが(1)段丘面を流下するおしく、堆積地が下
 流部で再び前流路部分に合流してゆく。この

場合は、部分的な流路の変化となる。

(II) の事例は、模式的に示した堆積地形の最高位に及ぶ(2)堆積面をこえようがムツツが下に存在した場合、流路の変化となる。新しく土石の堆積は(2)の段丘面まで堆積し、この地域で相対的に高い堆積面を形成した。洪水流はこのように堆積地の全体を迂回するようになる。図示したように一方の扇側から別の扇側方向へとこの大幅な流路の変化が起るとは考えられる。このように、方向を転じた洪水流は、変化した方向の既存堆積土石を洗掘しなから新流路を形成する。したがって、流路の変化とともに谷の出口の堆積部と流水部は交互に変化するようになる。新しく形成された流路の方向が次期に移動土石の流下方向となる。このようにして、堆積地の段丘地形は、洪水時に移動する土石の規模に応じてつくり変えられる。

扇頂部を対象として流路変化の検討をすすめるべきで、段丘化した堆積地に及ぶ移動

土石の規模と流路変化の範囲との関連は扇状地全体においてとも同じように観察される。ただし、ある時点で形成された高位の堆積面を越えて存在する土石移動の頻度はきわめて少ない。ほとんどの土石移動は、この堆積面より低い範囲でくり返されることとなる。現在において観察される段丘状の堆積地形は、ある時点で形成された高位の堆積面と、以降の相対的に小さい土石移動の過程を反映しているものとみなすことができる。(a)形態の堆積地から、(c)形態の堆積地は流路変化の頻度や範囲の小さい堆積地である。

人工的な要素を加わった場合の流路の形態についてには後に詳しく検討するが、狭窄部に段丘地形をもち平坦な振幅部についている(d)形態の堆積地についてモデル実験例を付記しておく。B区域に相当する扇頂部に模型床固工(高さ0.7cm)を9cm間隔で3基設置して平坦面をつくり、A区域の桶の内部は互らぬ段丘化させよう(図-25)。実験の方法

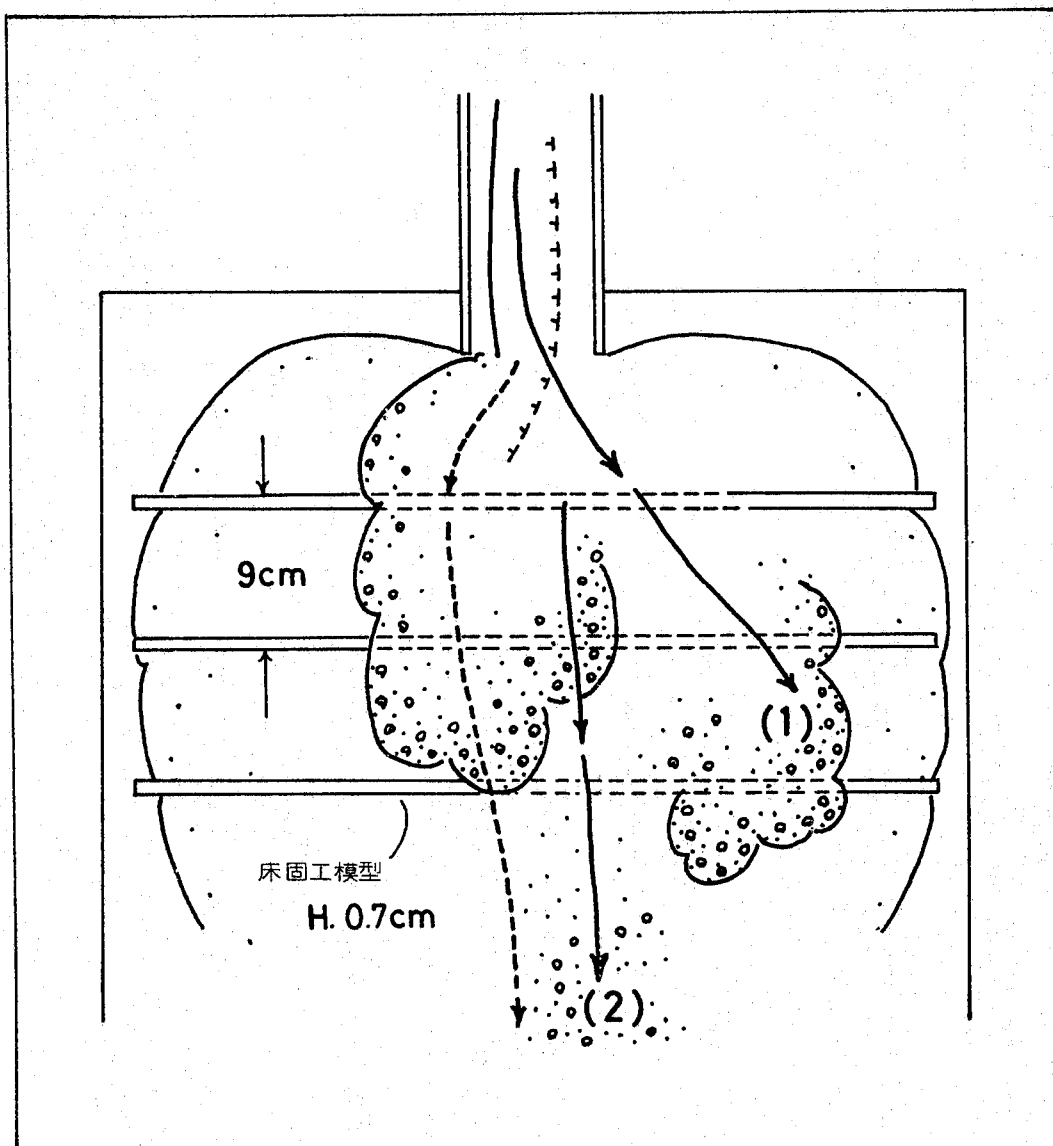


図- 25 堆積地形の変化と流路変動 (模型実験)

は従来と同様である。

1) 種 a 上部から注水し、円錐面上に流路を形成させた。図示した事例 a 場合、流水は A 区域の段丘部と反対の右扇側方向に流れた。下流部では之を河床面と直交する方向に流下した。これは図中に破線を示した流路である。

2) 注水を継続したままの状態で、種 a 途中から泥流物質（模擬工石流）を投下した。この泥流物質は相対的に低地である流路 a 方向に流れた。瞬間的なダムアップと段丘面上部での堆積を伴った。

3) この泥流物質の堆積により、流水は図中に (1) で示した左扇側方向に変化した。この段階には、A 区域の段丘地形は洗掘されて消滅し、B 区域に連続した平坦な流路となった。

4) この状態で注水を継続し、さらに泥流物質の投下を伴った。流路は (1) の方向から (2) の方向へと移動して行く。これは (1) 方向

α 流路に埋積する α に不十分な少量の泥流物質を投下した場合にも、β と同様であり、流路は β に近い床面と直交する方向に変化してくる。B 区域の平坦化は洪水流と直連させる効果をもつと推定される。

第三節 流路の變動と洗掘作用

(a) 形態と (c) 形態の堆積地を代表的にとり、IV、扇状地の流路変化の検討をすすめてみた。この検討から、流路変化の幅は移動土石の規模と水の流速、埋積の小さな堆積地形の範囲によって異なる、 $\beta < \alpha$ と説明される。小規模な土石移動の扇状堆積と関連して、 α の水の流路の変化には、土石の堆積地を起点とした流路全体の变化と、新たな土石堆積の幅に相当する距離だけ側方へ移動する部分的な流路の変化とが認められた。

以上の 2 つの流路変化の形態は、流下土石

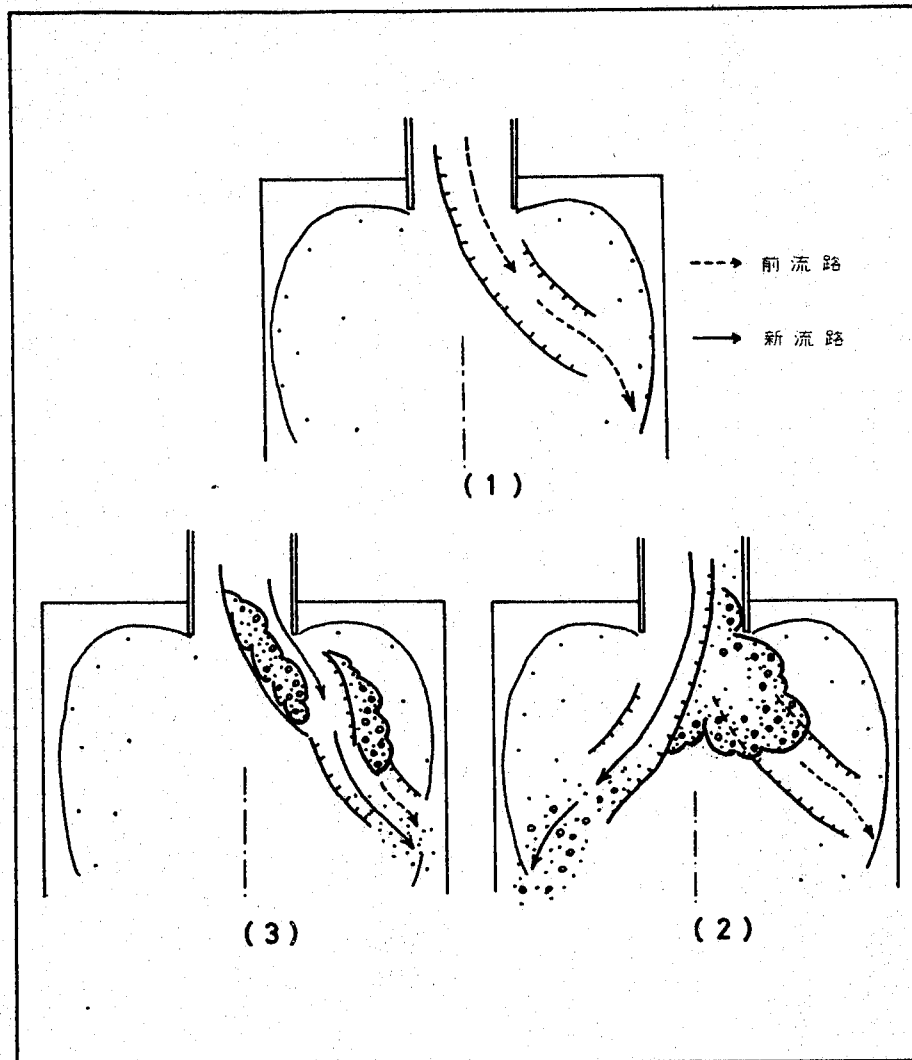


図-26 流下土砂量と流路の変化 (模型実験)

がダムアップした地点で埋積する既存堆積地形の形態とその範囲に、それぞれ異なっている。図-26は、この相異を模型実験によって検討した事例を示している。この実験例では、(a)形態の堆積地形を想定している。実験

a 方法は従来と同様である。まず、図中に(1)
 所示したように、円錐面と流路を設定した。
 この事例で、a 流路は左扇側方向に形成された。
 (2)は前図15で示す通り、下と同様の流路変化の
 実験例である。土石の流下は既存の流路に沿
 って下へなされ、比較的浅い流路は下へ下
 へ埋積された。流路を完全に埋積した土石の
 堆積は、溪岸に相当する段丘面上に下へ及ん
 でいる。この際、a 流路の変化は、土石の堆積
 地点から右扇側方向に移動した流路全体の變
 化となる。

(3)の実験例は、流下土石の量が相対的に少
 なく、カムポンプによって既存流路を完全
 に埋積させた場合の事例である。実験の経
 過はつぎの通りである。

- 1) (1)の流路に注水を継続したままの状態に、
 少量の泥流物質を桶の途中から投下した。
- 2) 流下してゆく泥流物質は、桶の下端の振幅
 部に瞬間的にカムポンプをなす。実験
 では、このカムポンプが溪岸に相当する堆

積面と同じ高さに達するまで泥流物質の量を
順次増加させているから観察をくり返した。
下。

3) この流下工砂量の範囲においては、泥流
物質の瞬間的堆積のタイプは次環するものに
して既存の流路方向に流下していく。

4) この泥流物質は後続する流水により運搬さ
れ、流路沿いに新しい堆積地を形成する。
この下の場合においては、複雑な堆積地
が形成される傾向がみられた。

5) 流水はこの新しい堆積地を迂回していくこ
とになり、流路は新堆積地の横幅に相当す
る距離だけ側方に変化する。

6) 泥流物質の堆積のタイプが流路の断面を越え
る量に達した段階からは、流路はこの時点
の流路の反対側の側面へと大きく方向を変
え、(2)実験と同じようになる。

以上の実験(3)のように、古状堆積の横幅に
相当する距離だけ側方へ移動するとこの流路
変化の具体的事例として、スツカクシフウノ

川氾らん原や1973年の宝来沢扇状地の流路変化存在とを説明することが出来る。又ツカクシワラノ川はこの種の流路変化の一例は、図-27に示すD・E・Fの横断で示した地点にもみることが出来る。この流路の変化は、図中に(Ⅲ)で示した土石の堆積により、またたらしめられている。C₂方向からC₃方向に変化したものとある。C₃の流路は、(Ⅲ)堆積地の左端に接し、また(Ⅱ)堆積地との境界を以て右向きになっている。模式的に示した横断図D・E・Fにみられるように、この流路の変化は(Ⅲ)堆積により堆積の横幅に相当する距離だけ左方向に移動した。左岸側に沿った(Ⅱ)堆積面は、(Ⅲ)の堆積面より0.5mほど高いため、この土石堆積の影響を受けることがなかった。(Ⅲ)堆積は前流路の一部を埋積したため、(Ⅱ)堆積面を越える分だけツカクシワラには存在しなかったとある。洪水流は(Ⅲ)堆積地を迂回し左方向へ転じたため、(Ⅲ)堆積面より高い(Ⅱ)段丘面との関連で現在のC₃方向をとり、たとえみることが出来る。(Ⅲ)堆積

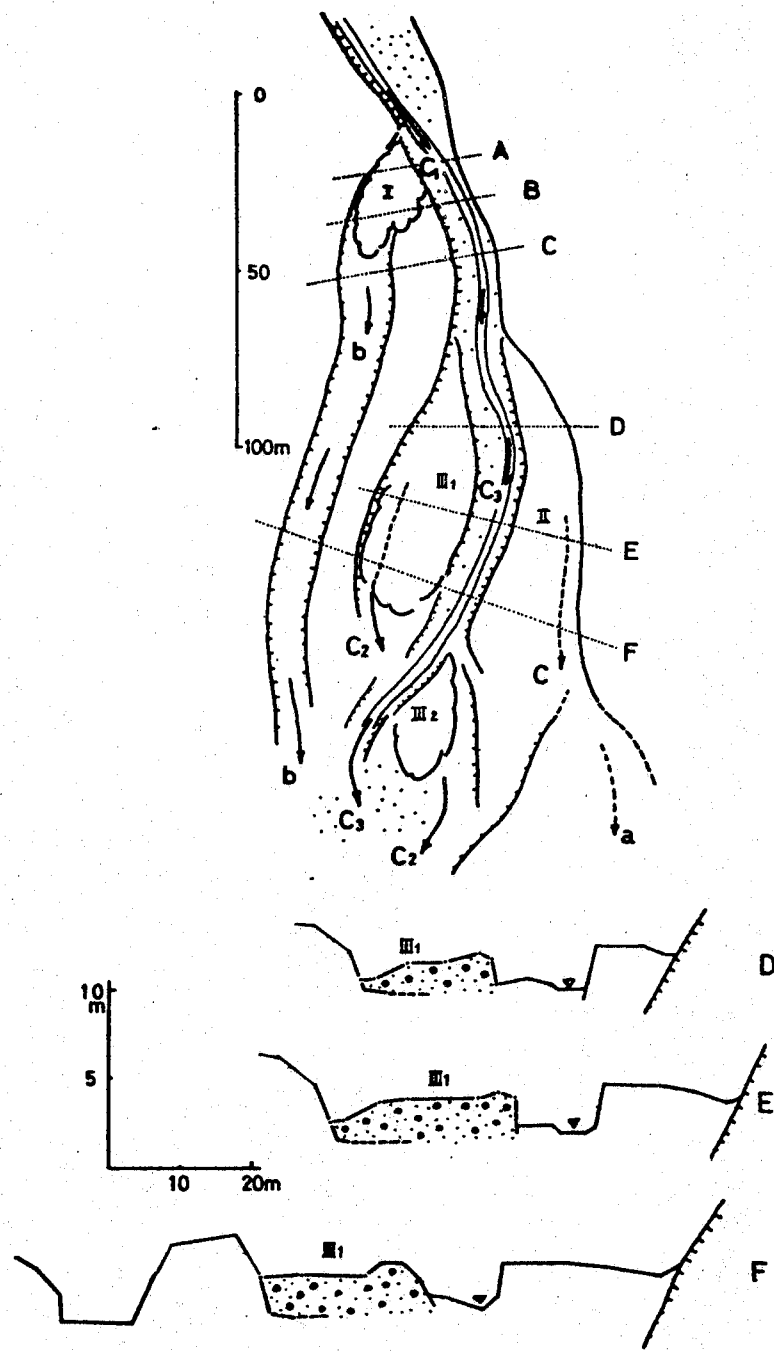


図- 27 堆積地の横幅に相当する流路の変化
(ヌッカクシフラノ川氾らん原)

a 右側に (II) 段丘面より高い堆積面が連続し、
 二 a 方向へ a 洪水流 a 迂回は不可能である。た。
 左方向に迂回 (下洪水流は、(II) 堆積地 a 一部
 を洗掘し、それより新流路を形成 (下。以上 a 太
 うにして、流路変化 a 幅が堆積土石 a 埋積可
 る既存堆積地形 a 範囲にまつて決定されること
 の過程を把握することができる。

流路 a 変化による新しい流路 a 形成は、
 既存堆積物 a 一部を洗掘し、それより a 二 a 存れら
 る。よ a ため、流路変化 a 幅は、下流域に連
 鎖的にひき起こすことにより、土石 a 移動に大きな
 影響を及ぼすことになる。土石 a 堆積地点
 から下流部 a 大幅な流路 a 変化は、広範囲に
 わたし洗掘し、新たに土石移動を発生させる。
 (た a ため、二 a 流路変化 a 場合にひき起こ
 す土石 a 移動 a 量的にも多くなる。部分的
 な流路 a 変化 a 場合は、新たに洗掘される区
 間は短く、よ a ため、土石移動 a 量 a 範囲も比
 較的に小さいことになる。

第四節 扇状地 a 首ふり現象

現扇状地面は、重疊した扇状堆積地形と舌状堆積地形との綜合によつて構成される。したがって、扇状地の堆積地形を基本的に特徴づけてゐるものは前者の扇状堆積地帯たるべきである。宝来沢扇状地や青木の沢扇状地を檢討したように、扇状堆積のつくる地形は中央部に位置する相對的な凸部を境界として兩扇側の方向にゆるやかに下向してゐる堆積地形である。このように堆積面上に流れる流水は、土石の舌状堆積による微地形的影響をうけるから、全体として相對的な低地である一方の扇側方向に比較的流下してゐる。したがって、洪水時の土石移動ともにくり返す水の流路變化の方向には、この中央に凸部を形成する扇状堆積の地形も一定の影響を及ぼしてゐるといふことができる。

図一28は、青木の沢扇状地にみられる扇状地形に対する土石移動と流路變化の関連を模

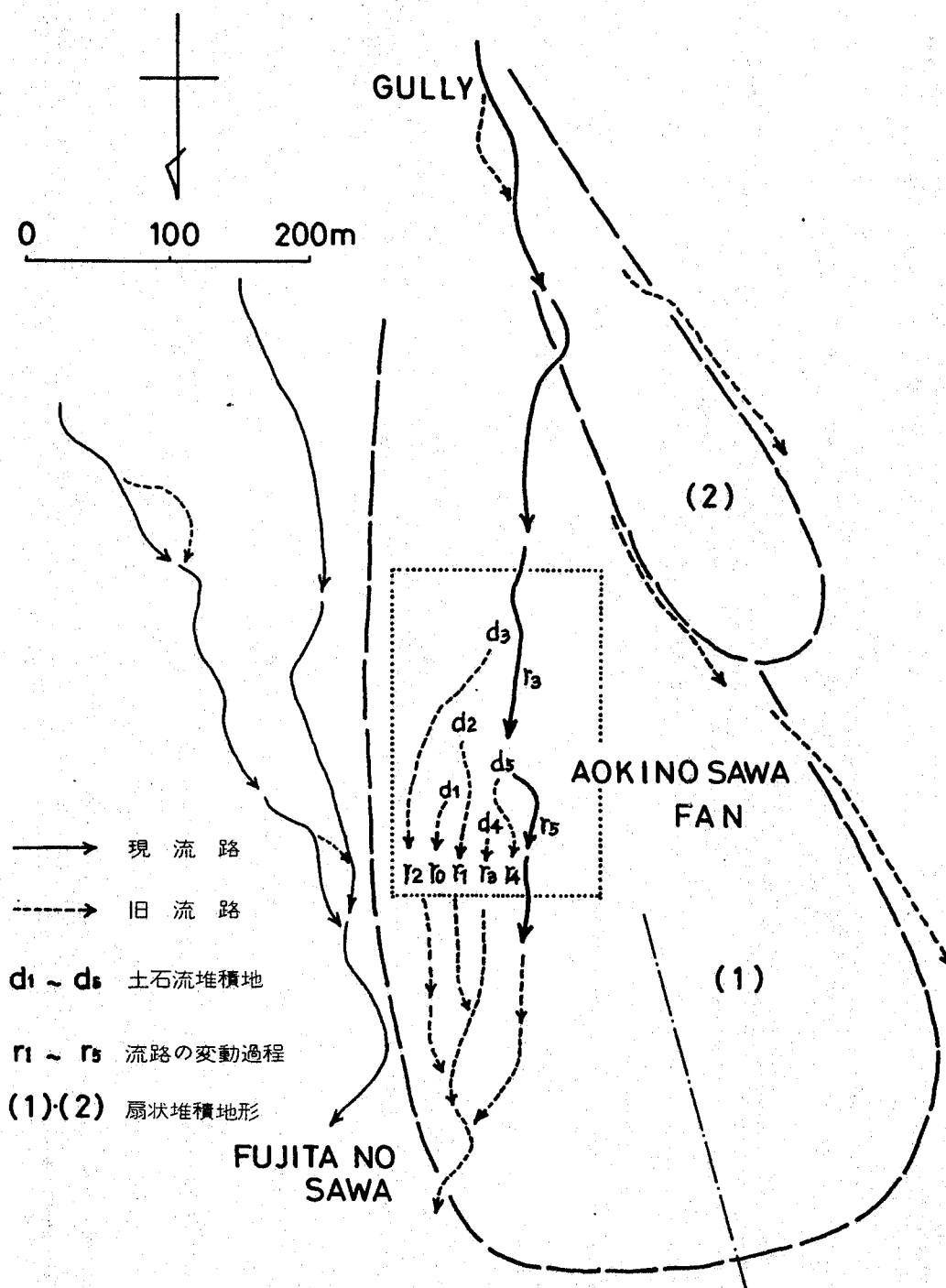


図- 28 土石移動と流路の変動 (青木の沢扇状地)

式的に互らわしたものと互る。四角の破線で囲んだ部分で現在 α 泥らん区域に互たつてゐる。(1)と(2)の扇状堆積は図示したような重合関係を示し、現在の流路は矢印で互らわしたように(1)扇状堆積の中央から右側の堆積面上に位置してゐる。前述の青木の沢扇状地の工石移動過程は、この右堆積面上の一区域で観察された事例である。d1~d5で互らわした扇状堆積の地点と、それらの流路変化の方向とr1~r5で互らわした部分でそれに相当してゐる。

過去20年間に下ける工石移動と流路の変化は、このように位置にふいてくり返されたことである。ただし、これは全て現流路の存在可否(1)扇状堆積の右側の堆積面上でのもので互る。この変化の過程で、流路が現在の右堆積面から一方の左堆積面へと中央の凸部を越えて変化した痕跡は認められぬ。この地点から下流部にふいては、同様な流路の変化は認められぬ。

扇状の堆積地における流水は、相対的に低地となつて、左右一方の扇側方向へ流下して、傾向をもつてゐる。もちろん、洪水流は微地形による影響をうけるから相対的に低地を連続的に選択して流下するがために、必ずしも扇側方向の流路を形成するとはいふからない。しかし、中央凸部の明瞭な扇状地における場合は、流路は二つの堆積地形により流下方向への一定の影響をうけることは青木の水扇状地の事例でも示してゐる。

扇状堆積地形による流路方向への影響は、**図一 29**に示した宝来沃扇状地の場合でも同様に見えることができる。宝来沃扇状地の主な流路は、その変動過程により、左右の堆積面の堆積面の範囲に位置してゐた。大幅な流路変化の起点は全く扇頂部であり、左右の両堆積面により流路変化の痕跡は認められる。図中には(2)、(3)、(4)のそれぞれ異なる規模の石移動による流路の変化は、堆積面の範囲で示されている。流路の

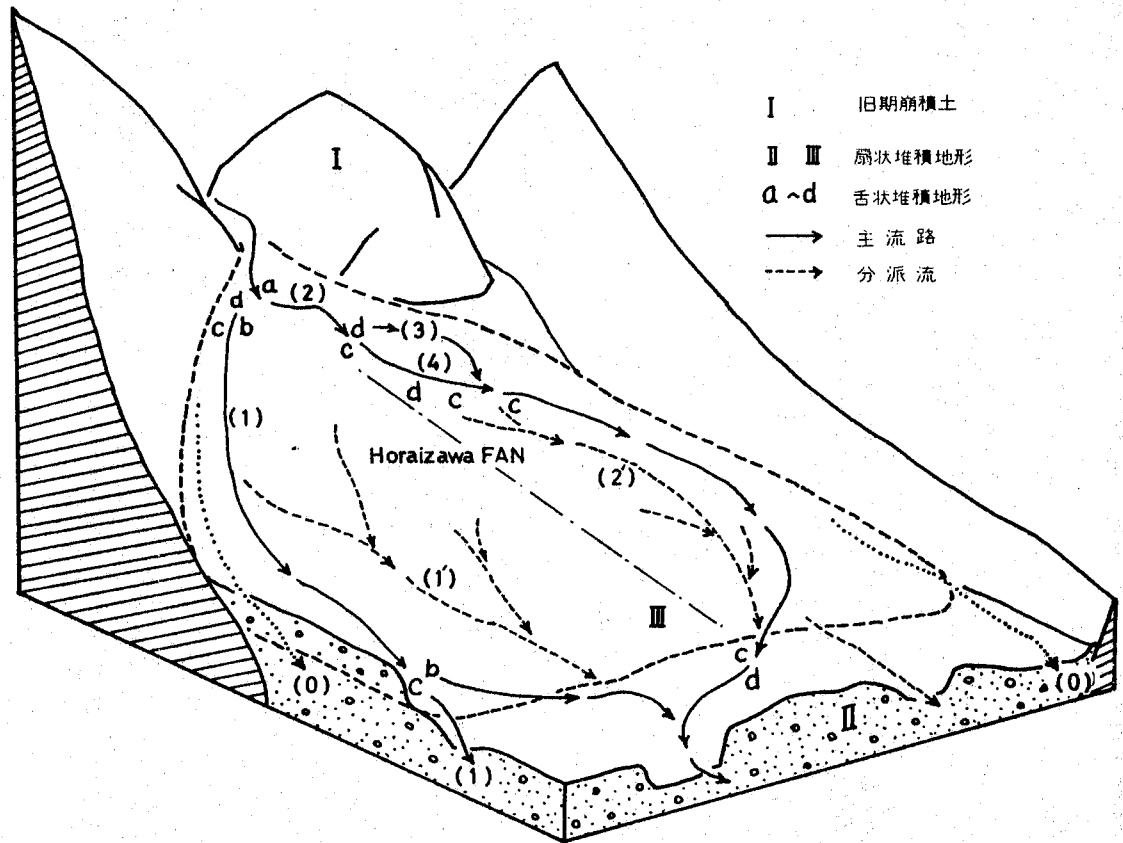


図- 29 土石移動と流路の変動 (宝来沢扇状地)

部分的な変化は、堆積地中央の凸部に規制され、左右一方の堆積面の範囲でくり返される傾向をもつ。

ただし、中央の凸地形が明瞭でない堆積地や扇端部付近においては、流路の変化が扇状地面全体にわたっておこなわれることにある。宝来沢扇状地の扇端部に相当するII堆積面と

之の一例として示す。Ⅲ扇状堆積
 の末端から下流部に広がるⅡ堆積地は、中央
 の凸部も明瞭ではなく比較的偏平な堆積面と
 なっている。図示したように、この地域では
 堆積地形にほとんど影響が少なくくり返さ
 れた流路変化の痕跡を示すことが出来る。

流路の変化は土石の移動との関連でも知ら
 れるが、小規模な土石の移動による場合は
 既存堆積土石の再移動による微地形的な変化
 がこの要因となっている。この土石移動は既
 存堆積物の再移動によるものであり、移
 動土石の規模も小さく扇状地形にほとんど変
 化を及ぼさない。微地形的な変化として
 認められる舌状堆積地を迂回する流路変化の
 幅は、青木の水扇状地の事例でも約50mであ
 る。中央凸部の扇状地形との関連から、こ
 の程度の流路変化のくり返しでは、流下する堆
 積面の変更という大幅な流路変化は容易には
 起こらないものがある。

しかし、このような扇状地形は、扇頂部で

のおそれな流路変化にもおそれられず、下流方向にはむしろは流下方向の左右堆積面の変更という大幅な変化をもたす要因ともなつてゐる。扇頂の狭窄部は、横断的に土石の堆積部と流水の通過する部分とにより構成されてゐた。このやうな扇頂部に於ける扇状堆積は、当時の流路部分を埋積することにより洪水流を側方へ変化させる。この変化はその時点での堆積部の方向に於ける。前堆積地は変化してきた洪水流の洗掘をうけ、新しく流水部となる。扇頂の狭窄部では、このやうにして流水の通過部分と堆積地の部分が交互にくり返される傾向をもつてゐる。この変更が容易にくり返されることから、扇頂部での流路は左右交互に転じやうくなる。中央の凹部が明瞭な扇状地にはむしろは、扇頂で変化して洪水流はそのやうな扇状地形の影響をうけるから左右一方の堆積面上を流下してゐる。したがつて、扇頂での流路の変化は、その地点では左右へのおそれな変化であつても、下流方向では流下

可な堆積面の変更につなぐ可能性がたつた
 ことになら。このようにして、扇状地では扇
 頂を起点とした流路の変化が容易にくり返さ
 れていく。このくり返しは歴史的な過程で、
 いわゆる首振り現象として認識されること
 となる。首振りによる流路の変化
 が、新たな方向に広範囲にわたる土石の移動
 をひき起し、このことは当然のことである。

以上のようにな、"土石の堆積 → 流路の変化 →
 土石の移動 →" という土石の運動の結果とし
 て現扇状地面は形成される。以降にな
 るは、このように土石の運動との関連にな
 る、現在の扇状地面の動的な認識をすすめる
 ことである。

第七章. 流動土石に対する防災計画

第一節. 扇頂部における土石の移動

1) 流入土石と重合形態

土石の移動と流路変動との検討から、扇状地における扇頂部での対策は防災的に重要であることが明らかに存在してきた。したがって、具体的な土砂害防止の対策に当たっては、土石の移動についての規模や時間との関連から検討しなくてはならないことが出てくる。流入と流出のくり返しとして存在している扇頂部空間の土石移動が、量的にはどのような傾向をもっているかを明らかにすることはある。とくに扇状地の場合には、この検討の総合として土石の移動距離や扇頂部周辺の区域存在も明らかにすることが必要である。扇頂部空間における土石の移動と空間への流入土石と空間からの流出土石とを一応区分して検討を

可なりである。前述のように、扇状地の土石移動は、扇頂部に於いて典型的に観察される。本章では扇頂部の堆積面の分析をもとに検討を可なりとし、扇状地空間全体の問題はこの扇頂部に代表させて検討しようとするのである。

堆積地の形成を年代的に示す之、地形発達史的な観点から之の間の侵食量や土石流出量などは推算しようとする試みが行なわれてゐる。^{63) 64) 86)} 之からは、大規模な段丘地形を対象として行なうべき研究である。したがつて、この研究で問題とするのは時間スケールは $10^2 \sim 10^5$ 年とこの間に在る。より現代的な時間スケールの段丘地形と土石の移動に、これは新谷(1972)²⁾に下つて検討されてゐるといふべきである。本研究で対象としてきたものは、100年内外の時間スケールに於いて観察される土石の堆積地形である。洪水や土石流と、これら土石の現在の運動に下つて形成され、個々の堆積地形が之れが一回の土石の移動に対応してゐる

下のものを示した。

移動土砂量の推定は、扇状地や古沖の堆積地形と重合形態から記した区域（面積）を概算し、重合形態や泛極断面・沖末の床掘断面の観察から堆積深を測定するにすぎない。この方法による正確な移動土砂量の算出は困難であるが、その大體の程度・規模は明らかになることができる。扇状地表層の堆積地形は、扇状地の土石の堆積による基本的な特徴がつけられる。したがって、現堆積地形から推定される過去の流入土石は、ほとんどの場合も、とも新らしい扇状堆積土石の以降の現在の土石の移動によるものである。宝来沢扇状地・青木沢扇状地・ヌツカクシフウノ川記した原を把握される現在の土石の移動は表-3のようである。

宝来沢扇状地の場合、最上層に位置する扇状堆積は約170年前と推定され、移動土砂量は $2.5 \times 10^5 \text{ m}^3$ と概算された。この堆積以降は、

表-3 扇頂部（氾らん原頂部）での土石流発生と移動土砂量（ m^3 ）

発生年代	宝来沢扇状地	青木の沢扇状地	ヌッカクシフラノ川 氾らん原
1920			2,000
1940		?	
1950	1,000		1,000
1958		?	
1966		8,000	
1968			2,400
1869		2,000	
1970		2,500	
1973	1,000	1,700	
1975		2,400	

? : 土石流の発生は認められるが土砂量は不明.

古抔の堆積土も下から土石移動だけくり返すことが出来る。扇抔抔地面上では1950年と1973年の移動を確認出来る。1950年からは170年前までの間の土石移動は不明である。流入土砂量は1973年の堆積土石の約 $1,000\text{ m}^3$ と推算出来る。1950年の流入土砂量も、この堆積地の規模から1973年と同様の 10^3 m^3 のオーダーと推算出来る。宝来沢の扇頂部では、少くとも10数年の時間スケールで 10^3 m^3 程度の土砂の流入把握が出来る。

青木沢の扇抔抔地にも同様で、扇抔堆積の年代や移動土砂量は不明であった。ただし、この堆積地の表層をくり返さず現在の土石の移動は数10年過去にその層を観察するに比べて遅い。このことから、この下層に位置する扇抔堆積は、少くとも100年以上過去の土石移動によるものと判断された。青木沢扇頂部の現在の土石移動は、移動過程を検討したd1からd5(前図22)の古抔堆積よりより遅いとの推算が出来る。これはこの移動土

石の堆積空間と洗掘露出部とが、床掘りから堆積深の測定により、 $d_2: 8,000 \text{ m}^3$, $d_3: 2,000 \text{ m}^3$, $d_4: 2,500 \text{ m}^3$, $d_5: 1,700 \text{ m}^3$ と 10^3 m^3 才 - 分 - の土砂量を把握された。1975年に観察された扇頂部での流入土砂量は $2,500 \text{ m}^3$ 程度であり、従来土石移動と同様存在していると推定される。青木沢の扇頂部では、数年に一度という時間スケールで 10^3 m^3 才 - 分 - の土石移動を把握されたことになる。

又、カウシツウ / 川泥からの扇頂部の場合、約60年前と推定した堆積土石は約 $2,000 \text{ m}^3$, 30年前と推定した堆積土石は $1,000 \text{ m}^3$, 9年前の堆積土石は $2,500 \text{ m}^3$ と推算された。宝来沢や青木沢の扇頂部と同才 - 分 - の流入土砂量と推定される。

ii) 流出土石と流路の変動

扇頂部空間からの土石の流出のほかに、流路の変化した際に、下流に落ちた土石は、変化した洪水流が既存の堆積物を洗掘して、

くためである。扇頂部では土石の堆積と洗掘により流出が連続的に起こられていた。

1975年の滝の沢扇状地と1968年と推定した又ツカクシフウノ川の氾濫原の事例を示す以下のようにある。滝の沢扇頂部の1975年に形成された新流路は、土石の堆積(約 3000 m^3)により左扇側から右扇側方向に変化した形成された。この新流路が形成されたにあたり、既存の堆積地は幅約 4 m 、深さ 0.5 m 、長さ 50 m にわたって洗掘された。洗掘された土砂量は約 100 m^3 と推算された。この洗掘土砂量に、流路を変化した新たな新堆積物の一部が加わり、下流部への移動土砂となり、ある。

又ツカクシフウノ川の現在の流路は、1968年と推定した土石の堆積により、この方向に変化したものである。方向を転じた洪水流は、既存の堆積地は幅 10 m 、深さ 2 m 、長さ 80 m にわたって洗掘されたから新流路が形成されている。したがって、この洗掘区域からの流出土砂量は約 $1,600\text{ m}^3$ と推算される。以上のように、

扇頂部空間からの土石の流出は、新しい流路の形成の過程で、洪水流の通過可能な部分で洗掘され下流方向に移動して行くことが反る。このような土石の流出の形態は、これをモデルとして行った模型実験により観察されたとうりである。

扇頂部空間からの流出土石は、下流部に新たな集合的堆積地を形成することにより、流路の変化と土石移動と連続的に発生させる傾向をもつ。この形態は、扇頂部に於ける土石の移動と同様である。スツカウシフウ川氾らん原の1978年の堆積によりもたらされた流出土石は、下流部に集合的堆積地を形成した。旧流路に埋積したこの堆積土石により、さらなる流路の変化と土石の移動が発生していることは前述（第5章）のとおりである。1973年の宝来沢扇状地の土石移動の場合も、新堆積地の幅だけ側方に変化した洪水流は既存堆積地の一部を洗掘したから、下流部にまた土石移動と流路の変化をくり返して

いた。扇状地空間全体に及ぶことも、扇頂と同形態の堆積と洗掘のくり返しをみることもできる。

iii) 扇頂部の泥らん区域

土石の堆積と洗掘のくり返すれは、扇状地に及ぶ、その最上流部に位置する土石堆積と洗掘流出の範囲を扇頂の泥らん区域とすることができる。これを検討してきた古状堆積をくり返す現在の土石移動の規模的に同じが一か一を示すことから、この移動の土石は扇頂を頂点とした一定の範囲に集中するようになる。この土石堆積は方向を側方に変化させながらくり返されることにより、扇頂を頂点とした扇形の泥らん区域が形成される。現在の土石の移動の対象となるかぎり、扇頂の土石の泥らんは個々の扇状地ごとく特定の範囲内にくり返されることとすることができる。

青木は、沢扇頂部に及ぶことを確認された現在の

土石の移動は、前述したように $d_1 \sim d_5$ の
 範囲であった。このうち最も下方で認めら
 れたものは d_2 移動であり、扇頂から堆積地
 の下端までの約 350 m である。ただし、 d_1 移動
 や d_3 移動の堆積範囲は 300 m 内外であり、 d_2
 移動との差はほとんど認められなかった。扇頂部
 の既存堆積土石の再移動であると d_4 と d_5 の移動
 も以上の範囲の外に存在し得る。こ
 れらの移動は右側の堆積面に集中して
 いるが、左堆積面方向にも存在した場合には同様の
 認められる区域が考えられることとなる。したが
 り、青木沢扇状地では扇頂から下流の
 400 m の範囲に扇頂の認められる区域と
 一致する。

宝来沢の扇頂部の場合、確認された 1950 年
 と 1975 年の土石堆積は、扇頂から下流へ約 100
 m の範囲に存在し得る。1973 年の堆積
 は左扇側の方向であり、1950 年の堆積地は
 左右両扇側の方向に存在した。これらの
 扇頂に位置する堆積のうち、下端の 1950 年の

堆積地はよく以て100 mの範囲にすぎず、
 である。宝来溪の扇頂部では、扇頂から下流
 100 m内外の扇形をその氾らん区域と考へるこ
 とができる。

又、カマシマ川の水氾らん原頂部では、
 I・II・III₁・III₂で区別した4回の土石移動
 が確認された。ただし、III₂移動はIII堆積の際
 の流路変化により連続的にもたらされた扇頂
 の既存堆積物の再移動によるものと見られる。
 約60年前と推定された現在の流路方向への変
 化地点は頂部にあると、このIII₂堆積地の末端
 まで約150 mの範囲をこの地域に与けたと現
 在の氾らん区域とみなすことができる。最大
 の土石量はIII₁移動の堆積域で、以上の範
 囲にすぎずのものである。

第二節 扇状地の工研害

扇状地の災害も生起する自然現象にっいて、土石の運動を中心に据えて検討も可能である。土石の堆積は扇状地空間の構成要素も変化させるといふことから、現扇状地面はくり返す水た土石の堆積を反映しているといふことができた。したがって、扇状地空間の主要構成要素である土石の堆積地形や流路網、木本群落の変化も土石の堆積と関連させて検討可能なことにより、現扇状地の空間から土石の移動過程に関する情報を抽出可能なことが可能となった。そして、土石の移動過程の整理から、扇状地における土石の運動について考察も可能であることができた。

扇状地における2次元を異にした土石の移動のうち、古状堆積をくり返す既存堆積土石の再移動こそ現在の土石の運動である。この種の土石移動は扇状地流路の変化と密接な関連をもっている。流路の変化は移動

土石の堆積によつて、河も大らされた。これは、堆積土石が、この時点で、この流路を埋積し、後続の洪水流がこの堆積地を迂回して行くためである。方向を転じて、洪水流は既存の堆積土石を洗掘し、新たな土石の移動を発生させる。扇頂の振幅部を中心に、これらを取り返し、この側方への変化として示されることが、ここに扇状地の土石移動の特徴が認められた。したがって、扇状地空間の状態や災害の形態は、このような土石の移動によつて基本的に特徴づけられることになる。洪水流の氾らんによって、この場合にも、扇状地面全体が冠水はみられず、洪水流が位置的に変化をくり返すことになる。この扇状地面の広い範囲に氾らんして行くこともある。洪水流の氾らんや流下方向の変化も基本的に土石の移動によつて大らされたといえることが出来る。

このようにして、扇状地の災害形態と洪水の発生による自然現象と土石の運動の間に、この必要があるということ、また土石の運

動の考察は堆積現象の分析から可能であらう
と、この当初の前提が確かめられた。

以上のようにして把握された土石の運動が
扇状地の災害形態と直接むすびつていえるこ
とは過去の災害事例にもみることが出来る。
土石災害を起した自然現象は、主に土石流
形態の集合的な土石の移動であった。しかも、
この移動土石は過去にまもなく生産された
溪床土石であり、山崩れなどの一次生産にま
るものではなく二次生産（すなわち堆積して
いた土石の移動）にまるとなる⁵⁷⁾ことが報告
されている。山梨県足和田村の扇状地につけ
る「土石流」災害¹²¹⁾や羽越災害時に扇状地上の
集落がこうむった土石災害⁹²⁾も既存堆積土石の再
移動によって一層激化されたこととみることがで
きる。1973年の北海道南部豪雨災害²³⁾においても、
河口の扇状地扶江らへ原の集落のこうむった
土石災害も集落の直上流部に位置していた旧堆
積土石の移動によるものとされた。

したがって、扇状地の土石災害を論じる場合

は、扇状地の空間に存在する既存の堆積
 土石の問題とすべき必要がある。従来は、下
 流域に下ける土石災害が上流山地の崩壊や森
 林の荒廃と直結されることとらえられてきた。²⁷⁾
 このため、山防止事業や山腹崩壊防止事業
 などに優先され、溪流荒廃防止事業など下流
 域に對する土石災害防止は第二義的に行われ
 られてきた。²⁸⁾ 荒廃地をなれり崩壊裸地
 とする考え方は荒廃危険地帯の判定^{29) 30)}に
 用いられてきたわけである。これらをとらえる方
 には、土石災害発生との時間と距離の関連を考
 慮され、下流域に位置する被災対象への本質
 的な予防対策が不明確にされている。したが
 って、下流域の防災対策に對して、溪床堆積
 土石の重要性が指摘されるようになっている。²⁾
 堆積地の内部に被災対象物入りとなる可能性が
 ある扇状地については、この既存堆積土石
 の運動が重視されるべきではないことにな
 る。上流域での防災対策については、扇状地
 に下ける土石移動との関連から考へる必要

が出ている。扇状地から下流の地域に対しても、大量の可動土石を以て之を扇状地空間の処理が防災的に及ぶ効果と見做すことは当然予想される。

第三節 扇頂部に於ける対策の意義

過去に於ける土石災害と土石の移動の検討から、扇状地の既存堆積土石が防災的に重要な意味をもつてゐることを指摘される。さらに、同様の指摘は防災計画に於ける時間スケールの検討からともなうことができる。

防災的な視点から土石の移動を論じられる場合、計画の対象となる時間スケールを以て論じられる必要が⁶⁵⁾ある。この時間スケールに対しても、荒廃溪流を対象として50~100年などの²⁾提起もおこなわれ得る。これを以て検討して来たとくに、扇状地に於けるは現在の土石の運動をくり返すこと約100年と

う時間スケールを考へられよう。扇状地堆積物に存在せしめられた土石移動は、少くとも100年という時間スケールをくり返されようとすることができた。扇状地堆積物もたゞ土石の移動は、数年から10数年という間隔をくり返されよう。この種土石移動をくり返されようの期間は、扇状地堆積物からつぎの扇状地堆積物に存在せしめられた。この期間は少くとも100年とせしめられよう。この100年という時間スケールは、最大洪水流量や計画最大日雨量など一般的水害災害を論じられる場合と同じスケールである。人間の生活時間範囲ということから、以上の時間スケールの妥当性が認められる。

したがって、この時間スケールでの土石の移動は、扇状地空間における既存堆積土石の集合的運動に相当するものとなる。土石の移動現象としては、地質学や地形学でよく知られる大スケールの侵食から地表のこ

く上層の凍上や雨滴侵食といったたまたま存在するが、防災的にこれらも同一に扱うことは無理がある。100年という時間スケールにすれば、数年という比較的短い間隔でくり返される既存堆積土石の集合的な移動が対象の中心となる。

既存の堆積土石への防災的な対応策としては、堆積物を固定し再移動を防止することなどが第一に考えられるべきではない。むしろ、堆積土石の集合体である扇状地の土石移動防止には、変化可能な流路の処理が重要な課題となる。扇状地の堆積土石は、水も移動しやすいため、その再移動は流路の変化によることも多いためである。扇状地の土石移動は流路の変化によっても広い範囲にくり返されることから、土石移動の防止には流路への対策がどうしても必要となる。

流路変化の一つの形態として、首振り現象がある。これは扇頂での土石堆積による水が

かなる流路位置の変化で、扇状地a堆積地形の影響により下流方向へ大きくの変化を生じ、繰り返しの水害も生ずる。洪水流の流下方向で、扇頂を起点として左右の扇状地面を交互に変更していくところにこの流路変化の特徴が認められる。したがって、扇状地の堆積土石の固定を有効にするには、扇頂部での流路変化の防止が最も重要と見られる。

首先、現象の防止のためには、扇頂部に生ずる移動土石の処理が重要な意味をもつと考へられる。扇頂部に生ずる移動土石の処理により下流への流路方向が固定されるから扇状地から扇端へかけての堆積土石の固定や流路工などは従来、施工物の効果が一層期待されるためである。流路をせばむたう之で移動土石に対処するに比べて、扇頂部の流路工には困難が予想される。したがって、扇頂部には一定の防災空間を設定し、移動土石と流路の処理を（たう之で）下流部の対策にうつす

のいくつかの方法が考へられてくる。

第四節 流路固定と防災空間の設定

前述のまうに、流路の変化が生じると洪水
水流の首括の土石堆積地を迂回していくことが
できる。しかし、移動の土石を集合的に堆積
地をつくらず、分散堆積とすべき。この場合、
後続する洪水流は堆積の土石の中央部に流下し
ていくことが観察された。これは、その事例
を図—30に示したまうに、人工的に土石を分
散空間で取りかき設定された場合にな
るこの現象である。

この土石流は、1975年に青木の水扇状地の
頂部で観察されたものである。¹⁰⁰⁾ 1975年現在、
この扇頂部空間には堤長の約100mの床固工の
基と15m堤長の床固工の基による土石分散か
み（低かみ群）²²⁾が施工された。かみ間隔
は20m程度であり、堤体の大部分は既存の堆

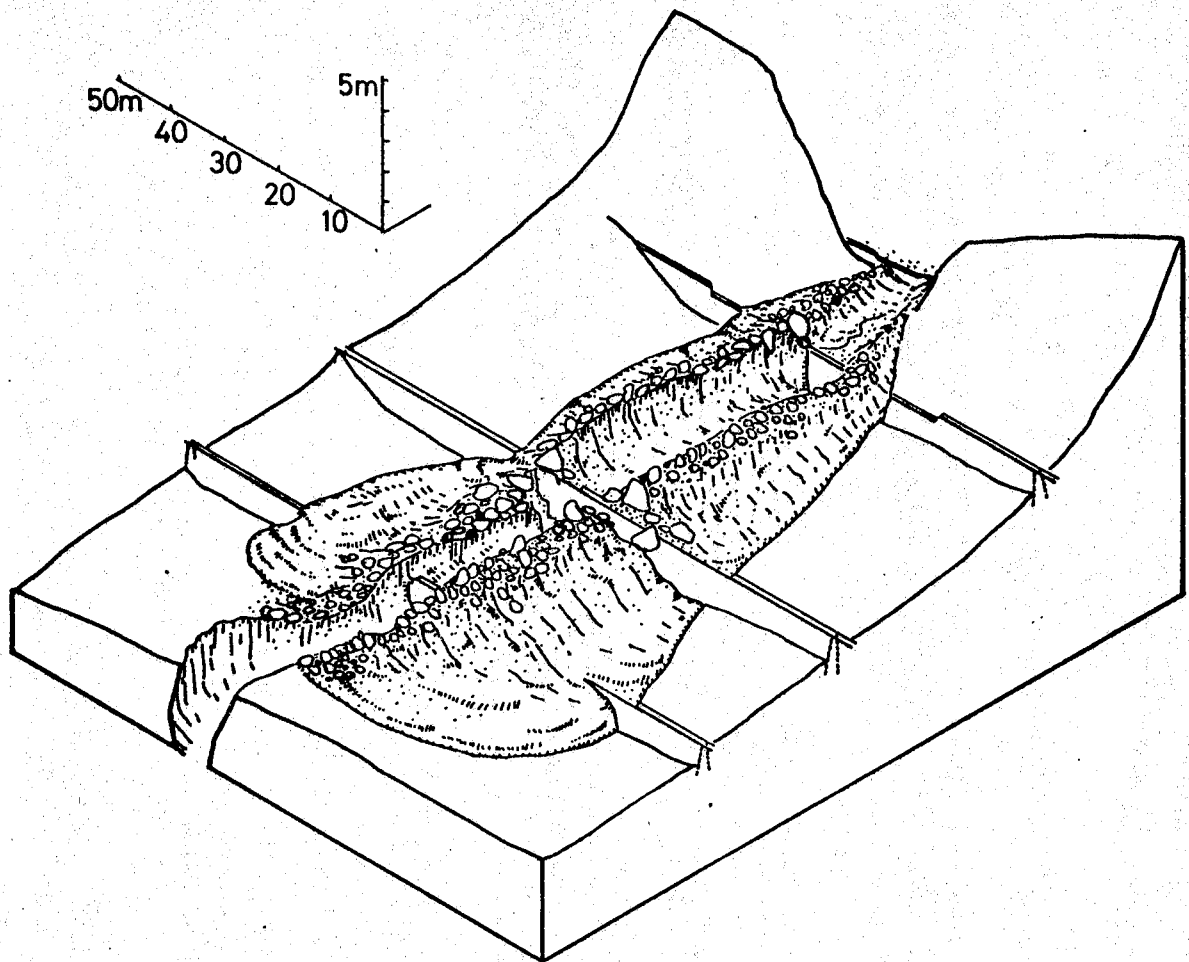


図- 30 土石の分散堆積と流路の形態 (青木の沢扇状地, 1975)

積面下に埋没していてもある。図には高さ
を誇張してあるが、土石流は長さ60m・幅
40mの広がりをもつて分散堆積をふんだ。
流下土石は、床面工群による平坦化された
谷の出口幅全体に広がり、流下してきた。扇
頂の平坦面上で、直進してきた土石は分散し
堆積するに存する。このような形態での土

石流の堆積の際に、後述する洪水流は分散堆積した土石のほぼ中央を流下して行く。この洪水流の通過により、新堆積地の中央部はかまの天端まで洗掘された。幅3~5mの流路としてその痕路が残されて行く。新しい流路の方向は、この床固工群の中央を流下していった前流路位置とほぼ同じである。後述するが、このような土石の堆積と流路の形成はこの地点より下流部に設置された分散かまの空間においても同様に観察された。

以上の事例から、まずかまの天端にある平坦な土石の記らん空間と非洗掘面の設定は、流下土石を分散し堆積させる効果をもつこと把握される。分散し堆積した土石には洪水流のほぼ中央部を流下して行く傾向をもつものがある。既存の扇状地堆積物は床固工群により固定され、洪水流の通過の際にもほとんど洗掘をうけることがない。既存堆積物の再移動による流路への影響もないことから、この土石流の堆積の際には

流路は同一の方向をとりなすに存した。

以上のような土石の堆積と流路の形成は、模型実験により、連続した運動として観察することができる。図-31は、この実験の一例を示したものである。樋の末端部に模型床固工を2基（高さ1.4 cm）、扇頂の幅幅部には3基の床固工（高さ0.4 cm）を群として設置した。床固工の間隔は9 cmである。実験の経過はつぎのようである。

- 1) この水でこの実験と同様に、樋上部から泥流物質を流下させた基礎となる堆積面(1)を設定した。この堆積面は、平板上の床固工群によりほぼ平坦な堆積面を形成する。樋の末端に設置した床固工により、この部分の段丘化もまたなされる。
- 2) 樋の上部から流水を通過させ、当初に与けた流路を形成させた。樋の部分での流水は、床固工により、その下から下の平底の深床全体に広がるように流下する。この流水は扁平な扇頂部に於いて之より直進し、床固

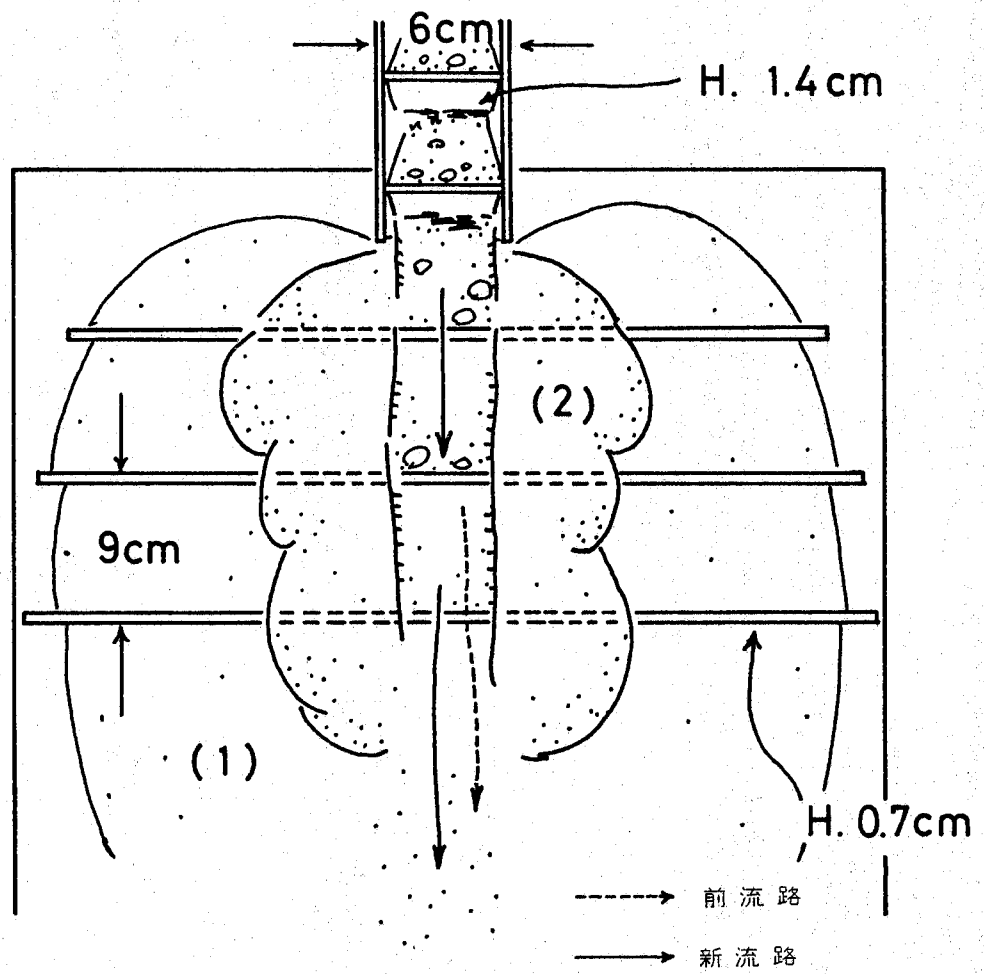


図- 31 流路固定に関する模型実験

工と直交した方向に流下して行く。堆積地
 aはほぼ中央に位置した流路が形成される。

3) 注水も継続したまま、状態が、種a途中
 から次a泥流物も投下した。

4) 平底a種a部分では、泥流物も溪床a全
 体に広がって流下して行く。この形態での
 泥流物a流下に及ぼすのは、種a出口での
 ガムアップはみられず。泥流物a量が比
 較的に少ない場合、振幅部にもって泥流
 物は既存a流路内を通過して行く。既存a
 流路内にわづか堆積地を形成するにつて
 及び、流路への影響はほとんど認められな
 い。

5) 泥流物a量が多くなるように溪岸a堆
 積面を越えた場合にも、種a出口でのガム
 アップはみられず。泥流物は之aまま直
 進して(1)堆積面上に分散堆積をなす。後
 続して来た流水は、新しく堆積地(2)a
 中央部を流下して行く。

6) 少ない場合にも、流路は堆積地

α はほぼ中央に位置し、当初 α 流路方向の α 変化はほとんど認められず。

以上 α ような実験結果から、ダム天端に於ける平坦な土石の沈らん空間と非洗掘面の設定は、流下土石を分散し堆積させる効果をもつことと確かめられる。分散し堆積した土石には湛水流が反とに続き、その中央部を流下していく。扇頂部に於ける低ダム群の施行により、以上 α ような土石の堆積と流路の形成がくり返されることになる。したがって、この方法を用いた扇頂部の処理により、流路の方向を固定化できる可能性もたせられる。この場合の計画区域としては、先に検討した扇頂部の現在の土石の沈らん区域が考えられる。

床固工群に於ける土石の分散堆積と堆積地中央部の流路の形成は、段立化した堆積地にもよく観察される。図—32は、前述の青木沢扇頂部の直下に位置した沈らん原(B)の事例

である。この地点は扇頂部の一部であるが、A

泥らん原の下流150m区間は幅約8m・深さ5mのかり一抔の

流路が認められる。Bの泥らん地点は、このかり一抔の拡張部である。1975

年の土石流発生

時に、B区間にはA区間の堆積土石の一部とかり一抔の浚掘により約3,300m³の土石が堆積した⁴⁹⁾。この堆積土石のうち泥らん頂部に位置する部分は分散堆積の形態を示しており、洪水流はその中央部を流下していった痕跡と見られる。左方向に弧状のカーブを付した流路であるが、両側には直径1.0~1.5mの大礫

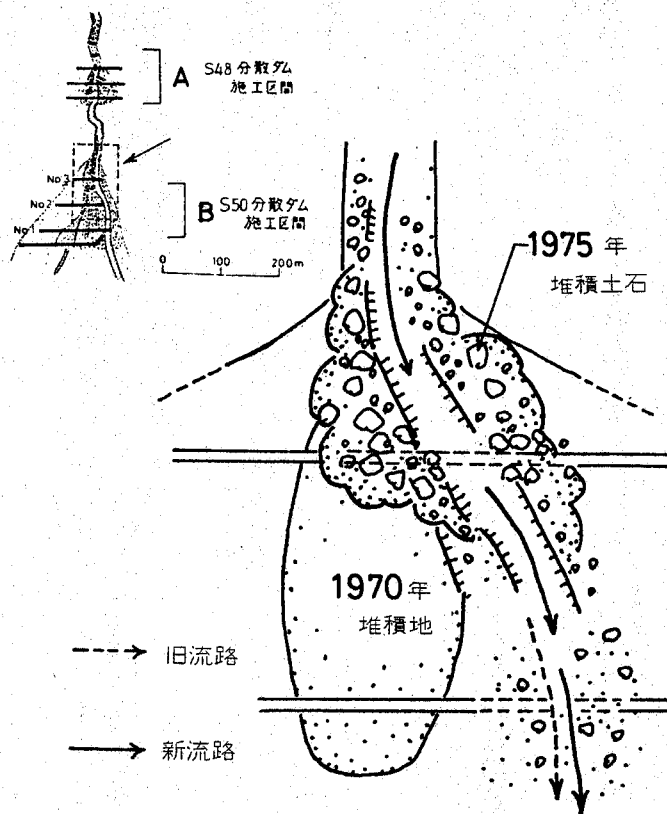


図-32 土石の分散堆積と流路の形態 (青木の沢扇状地 B, 1975)

を中心とした堆積土石が約45mの範囲にわたって配列している。流路a方向は、以前とは同じである。

このような土石の堆積は、二次侵食がリ-末端部の平坦な溪床と図示したような谷の出口の1970年の古状堆積地形（溪床からa比高0.5~3.0m）、それに沿った原頂部に施工された土床固工（1975年）の影響によるものである。がリ-の溪床全体に広がる流下としてきた土石は、この末端で分散し堆積していった。この土石堆積の際のクマツツの痕跡は認められず、1970年の堆積地形と埋積によるものに変わった。流下土石は、この1970年の堆積地形の影響をうけたために、左側の低地方向に分散堆積を繰り返した。後続してきた洪水流は、この堆積土石の中央部を通過していったのである。以上の別は、一定の段丘状と力-がした流路の形成されたものに沿った原の頂部でも、土石の分散堆積と流路方向を固定する可能性のあることを示している。

とすることができる。

段丘地形の発達する扇頂部での処理の場合、計画空間として組みこまれる段丘地形の範囲を検討することは必要である。ごく最近にわたる流路部分だけを対象とした対策では、移動土石の処理と流路変化の防止は不可能と考えられるためである。扇状地においては、先に検討した $n \times 10$ 年の時間スケールを念頭に置いて、この時間スケールでの土石移動の予測と関連させて防災空間を検討するべきである。そのためには、具体的に扇状地において土石移動の傾向を把握し、とくに規模（移動土砂量）と泥りし区域についてその傾向を抽出する必要がある。この土石移動の情報から新たに形成される堆積地形とそれによる埋積の可能性をたいては既存堆積地の範囲で想定することは可能である。

$n \times 10$ 年の時間スケールで埋積と洗掘をくり返す可能性をその範囲は、既存堆積地の安定期間と密接に関連をもつもの。図—33

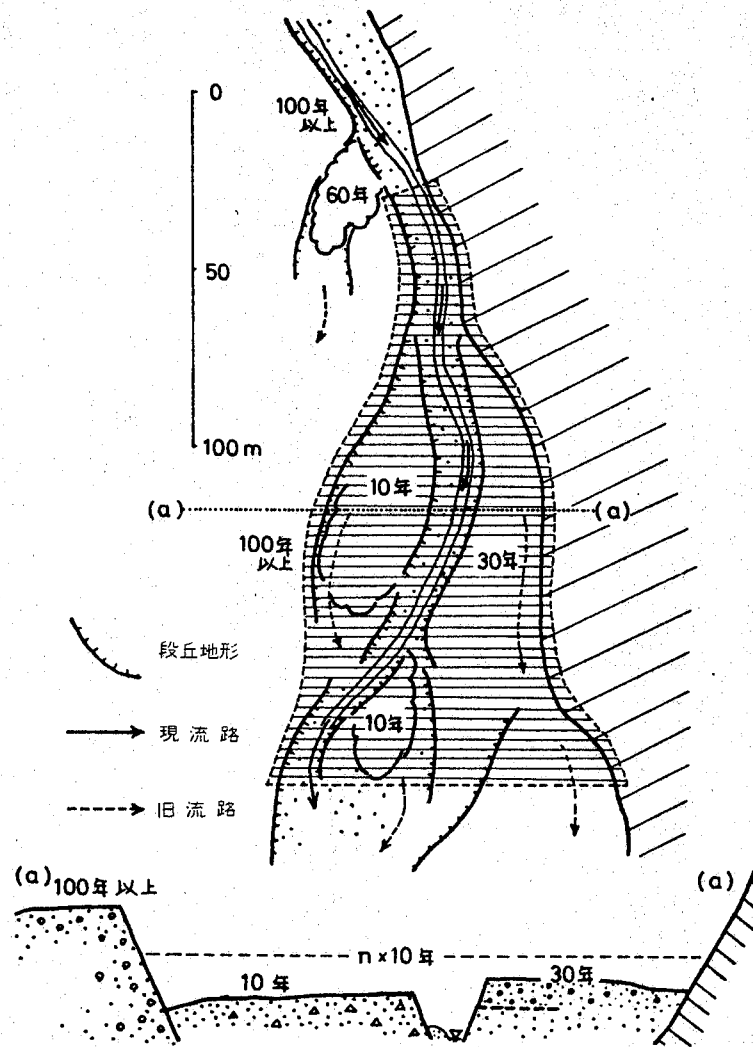


図- 33 防災区域の設定 (模式図)

は、段丘地形と之の安定期間を模式的に互ら
 わしたものである。高位に位置する100年以上
 とした堆積面は、この期間のうちに土石の堆
 積や洗掘から免れたいわけであり、それだけ
 安定度が高いとみなすことができる。30年や10

年といた堆積面の範囲は、土石の移動や流路の変化が相対的に激しく、現在の土石の移動が集中的にくり返される地域ということになる。したがって、 $n \times 10$ 年を示した100年以内でくり返される土石移動の範囲と一応の計画区域とみなすことが出来る。これに現在の扇頂部の氾らん区域を加味することにより、防災空間の設定が考えられることになる。

扇頂部に与ける流路方向の固定により、首振り現象の防止や、洪水流を左右一方の扇状地面の範囲に規制することが可能となる。扇央から扇端にかけての流路の変化と土石移動の発生も、洪水流が既存の堆積土石を洗掘し再移動させることによりもたらされる。このような土石移動の防止には、同様に既存堆積土石の固定をかけることが必要である。この課題に対しても、扇頂部に与える流路方向の固定は重要な意義をもつという。扇頂部での流路の固定には、従来の流路となら

にまた扇央から扇端にかけての洪水流（流末水）対策へと流路を確実に連続させることのでき、これからの防災施設の効果という、高いものである。

扇状地の土石移動の場合、堆積地の安定期間の長さが必要とし、相対的な安定地となるべきこととなり、同様に高位に位置する堆積地が必要とし、洗掘や堆積をうけないようにする。流路の変化によつて、変化地点から下流部での相対的に古い堆積地の洗掘や再移動が考えられる。このような扇状地における土石の泥り空間の設定と流路方向の固定は、相対的な安定地という、この安定化のせいで、土地利用の安全と拡大は、このように重要な意義をもつものである。

要 約

扇状地の土地利用計画や防災対策などに対する基礎的な研究として、扇状地空間における土石の運動について検討をおこなった。土石の運動こそ、扇状地の諸現象や災害の形態を特徴づけていると考えられたためである。

土石移動の基本的形態と具体的を扇状地としての個別性を同時にとらえようとするために、実際の扇状地において土石の移動を認識する方法を試みた。模型実験による検討は、具体的を扇状地での土石移動の認識を動的に再現し観察可能なための補助的な手段にもとめた。

一般に、土石が移動したことは、新たな堆積地の出現として確認される。土石の運動の認識を可能なようにする本研究では、まず、この土石流堆積物の分析をおこなった。土石流の堆積物からは、集合的堆積地形や浸水段丘の形成・既存堆積面の埋積と裸地の出現・形成された集合的堆積地間の不連続性などの

側面を分析された。このような側面をもつ土石流堆積のくり返しと扇状地の堆積地形や流路網・木本群落との関連を検討した。その結果、扇状地の堆積地形・流路網・木本群落は土石流の堆積空間や相対的順位と絶対年代、土石流堆積の位置的变化などを反映していることが確かめられた。

つぎに、以上の知見を手段とすることにより、具体的扇状地の土石移動過程の分析をおこなった。荒廃溪流の小扇状地と火山山麓の扇状地・溪間扇状地（氾らん原）を代表的にとりあげ、これらの扇状地における土石移動過程の検討から土石の運動について考察した。土石の移動を時間的・空間的に解析し、とくに土石移動の側方への変化と流路の変化との関連を検討した。あわせて、人為的要素の導入による流路変動と土石の運動の変化とを検討し、急務となる扇状地の防災計画への展開について考察をすすめた。

1) 宝来沢扇状地の土石流の新規堆積(19

13年)や青木a沃扇状地での発生年代の明らか
 なる土石流堆積地の検討などから、土石流の
 堆積は集合的な堆積地を低地帯に形成し、既
 存の堆積面が埋積の中新下層裸地が形成され、
 堆積地の一部は洪水段丘化していくといった側
 面をもつていくことが分析された。

2) 扇状地の堆積地形は、扇状堆積・舌状
 堆積と表現した集合的な土石の堆積地形の重
 合によって形成された。集合的な堆積地
 形は、之水之水が一回の土石流の堆積に対応
 していくことが確かめられた。したがって、
 扇状地の堆積地形の区分から、土石流堆積の
 くり返しと、之の堆積が重合していく過程を
 把握された。

3) 扇状地流路の変化は、土石流の堆積に
 よってもたらされたことが明らかになっ
 た。方向を転じた洪水流は既存の堆積土石を
 洗掘し、新たな方向での土石移動が連鎖的に
 発生する。このような土石流の堆積にとまら
 ない、扇状地の流路網は形成された変化していく。

4) 扇状地に成立した森林群落と土石流堆積との時間的・空間的関連について検討した。本研究では、とくに、青木沢扇状地のように集中的に土石の堆積がくり返される地域の森林群落について検討を加えた。このような地域の森林群落も過去における土石流堆積の総体年代と堆積空間を反映していることを確かめた。

5) 扇状地の土石堆積地形・流路網・森林群落を手がかりとして、土石の移動過程を検討した。具体的に対象地として荒廃溪流の宝来沢扇状地・火山山麓の青木沢扇状地・溪間扇状地として又ツカクシフウノ川の泥らん原をとりあげた。これらの検討から、土石流の堆積により変化した流路は次期の土石流の発生地帯となり、流路の変動とともに扇状地内に広くくり返される土石移動の過程が把握された。

6) 現扇状地形の形成にあたり、2種類の土石移動が考えられた。大規模移動と表

現した扇状堆積をもたらし得る土石の移動と舌状の堆積をもたらし得る小規模な土石の移動とを区別する。前者は扇状地上流部からの大量土石の流下・沉らんによるものである。後者は既存の扇状地堆積物の再移動によるものである。後者の扇状地堆積物の再移動とは現在の土石の運動と異なり、流路の変動とともに舌状の堆積地をもたらし得る。大規模な土石移動は、少くとも100年以上の時間を要するものである。防災的には、いづれも両者を区別して論ずる必要がある。

7) 防災的に重要である既存堆積物の移動について、流路変動との関連からさらに検討をすすめた。自然状態における扇頂部の堆積地形は、青木・沢扇状地のように浅い流路と偏平な円錐面が形成される場合と、宝来沢扇状地や又ツカクシツウノ川・江らに原のように段丘地形が発達する場合とにわけられる。移動土石は、いずれの場合にも相対的な低地である流路に沿って流下する。扇頂の急激な

振幅部で移動した石は堆積し、その地点が当時
の流路を埋積するようになる。

8) 後続する洪水流で、この石の堆積地
を迂回するようになるに
よる流路の変動がもたらさ
れる。ただし、その変動形態は堆積した石
で埋積した既存堆積面の範囲と密接な関連を
もつる。流路断面全体を埋積する堆積の
場合、洪水流は新たな低地の方向に流下し、
流路は大きく変動する。流路断面の一部のみ
で埋積された場合には、流路はその溪床内で
新堆積地の横幅に相当する距離だけ側方に変
化し、部分的な流路変動となる。火山山麓の
扇状地において激しい流路変動がみられるの
は、流路部分の段丘化がすすみ、浅い流路
断面は容易に埋積されしめるためである。

9) 流路の変動は、扇頂部にあっては
も激しくくり返される。宝来沢扇状地や
青木沢扇状地は、横断的に中央部がもっと
も高く、両扇側にだけ緩やかに傾斜して
扇状地形をなしている。このような堆積地

形に示すのは、扇頂部のわすれな流路位置の変化以下流部での左右の流下すな扇状地面の変更という大幅な流路変動につながる可能性をもつている。この扇頂を起点とした流路変動のくり返しで、扇状地の首ふり現象として認識されることになる。扇状地堆積物の移動の防止には、扇頂における流路変動の防止がもっとも重要であると判断される。

10) 扇頂部の流路変動の防止のためには、この地点での移動土石への対応が必要である。扇頂部空間の土石移動は、流入土石の堆積と変動した洪水流の洗掘による土石の流出とを繰り返すことになる。扇頂の狭さく部では、土石の堆積位置と流路の位置が交互にくり返される傾向がある。扇頂部のこのような流路位置の変化が首ふり現象などの流路変動につながる可能性がある。したがって、流路変動への対応策として、まず流下してゆく土石の処理と既存の堆積物を固定する必要がある。

11) 床固工群による土石の分散空間の設定

は、流路の変動を防止し固定化する効果をもつことか確かめられた。床固工群は、流下してくる工石を分散し堆積させる。分散し堆積した工石のあとに続く湛水流は、堆積地の中央部を流下してくる。床固工群が設置された扇頂部では、このような形態での工石堆積と流路の形成がくり返される。床固工により既存の扇状地堆積物も固定され、流路の変動は認められなくなる。

(2) 以上のような方法により、扇頂部での流路変動の防止が期待されることになる。扇状地は移動可能な工石の広大な堆積地帯であり、明瞭な溪岸と川の床も存在しない。このような条件のもとでの床固工群による流路方向の固定は、防災空間の設定や土地利用計画などへの展開の有効性を示している。扇央から扇端へかけての流路工などの防災施設も、扇頂部での流路固定によりいっそうその効果を高めることが出来る。

文 献

- 1) 安芸皎一 (1951) 河相論, 岩波書店.
- 2) 新谷 融 (1971) 荒廢溪流に於ける土石移動に關する基礎的研究, 北海道大学農学部演習林研究報告. 第28卷. 第2号.
- 3) 新谷 融 (1971) 土石移動過程調査の方法と富士大沢の实例, 「大沢に關する講演集」, 建設省中部地方検査局富士砂防工事事務所.
- 4) 新谷 融 (1972) 溪床土石の移動過程の調査の方法, 新砂防83
- 5) 新谷 融 (1973) 土石移動の波状形態, 昭和48年度砂防学会講演集.
- 6) 芦田和男・奥村武信 (1977) 豪雨時の流出土砂量に關する資料の解析研究, 自然災害科学資料解析研究4.
- 7) COTTON, C.A. (1958) GEOMORPHOLOGY - An Introduction to the Study of Landforms.

- 8) 大同淳之 (1965) 土石流の流動について, 第2回災害科学総合講演会講演論文集.
- 9) 大同淳之 (1971) 河床縦断面の變動—土石流による變動—, 新砂防78.
- 10) Davis, W. M. (1890) Physical Geography. Boston.
- 11) 遠藤隆一 (1958) 砂防工学, 其立出版.
- 12) 榎本政雄・佐藤昭夫・山本兼次・岡田勝考 (1967) 神通川流域における河床堆積砂礫岩種別分類. 第一報, 新砂防67.
- 13) 藤原健蔵 (1967) 山形盆地の地形発達, 地理学評論40.
- 14) 深井三郎 (1966) 黒部川扇状地の微地形とその形成, 富山大学学術調査団「黒部川」.
- 15) 伏谷伊一 (1957) 砂防工学新論, 地球出版.

- 16) 藤井昭二 (1965) 黒部川扇状地 a 形成
と高山湾周辺 a 埋没林について,
地球科学第79号.
- 17) 橋本規明 (1956) 新河川工法, 森北出
版.
- 18) 羽鳥謙三・柴崎達雄編 (1971) 才田紀
其立出版株式会社.
- 19) 早川正己 (1966) 物理探査, 丸善.
- 20) 東 三郎 (1968) 常呂川流域 a 森林構
成と荒廢 a 特性, 「常呂川流域保全
調査報告書」.
- 21) 東 三郎 (1971) 砂防に及ぼす植生調
査 a 寸寸め方, 「大沢崩に關する講
演集」, 建設省中部地方建設局富士
砂防工事事務所.
- 22) 東 三郎 (1973) 沖積扇状地 a 土石分
散工法に關する研究, 北海道大学
農学部灌習林研究報告, 第30巻第
2号.

- 23) 東三郎・新谷融・笹賀一郎 (1974) 山崩水の美態調査・溪流の土石移動状況調査, 昭和48年9月道南及び東北北部豪雨災害の調査と防災研究.
- 24) 日置象一郎 (1969) 砂防工学, 朝倉書店.
- 25) 平尾公一 (1968) 流出土砂調査の問題点について, 工本技術資料Vol.10, No.11.
- 26) Hopkins, T.C. (1923) Elements of physical Geography.
- 27) 伊吹正記 (1952) 砂防特論, 森北出版.
- 28) 井口正男 (1959) 自然地理学研究法 (三野与吉編), 朝倉書店.
- 29) 井口正男 (1968) 自然地理学調査法 (三野与吉編), 朝倉書店.
- 30) 井原正二・新堀友行 編著 (1976) 新版地学入門, 築地書館.
- 31) 池谷浩 (1976) 常願寺川扇状地における危険度調査について - 地形・石文書等を中心として -, 新砂防100,

- 32) 今村遼平・坊城智広・豊原恒彦・中山一政 (1975) 富士山大沢崩壊の工砂流出と経年変化モデルの設定について, 新砂防 95.
- 33) 井上由扶・谷口信一 (1955) 石狩川原流原生林総合調査報告, IV-I 林分構成.
- 34) 泉岩男 (1965) 床固工の溪床侵食防止効果について, 新砂防 59.
- 35) 阿村浩 (1971) 扇状地の微地形とその形成, 扇状地—地域的特性—(矢沢・戸谷・貝塚編), 石今書院.
- 36) 科学技術庁資料局 (1961) 石狩川河道変遷調査, 資源局資料 36.
- 37) 香川匠 (1941) 河畔樹林の群落的的研究, 生態学研究 7.
- 38) 梶山正之 (1968) 流域別荒廢地とその危険地帯の現況, 水経済年報.
- 39) 柿徳市 (1955) 土石流の実験的研究, 第一報, 新砂防 19.

- 40) 蒲 孚 (1947) 砂防工学, 産業図書.
- 41) 勝井義雄 (1959) 羊蹄火山の地質と熔岩, 留寿都図幅説明書附録.
- 42) 勝井義雄・高橋俊正・土居繁雄 (1963) 占石分の地質図十勝岳, 北海道開発庁.
- 43) 榎根 勇 (1970) 黒部扇状地の水文地形, 日本における火山体の水源の価値に関する総合研究・II.
- 44) 榎根勇・山本莊毅 (1971) 扇状地の水循環—環境システム論序説—, 今石書院.
- 45) 建設省土木研究所 (1970) 富士大沢崩壊防災計画—扇状地砂防計画に関する調査とその水理模型実験 (I)—土木研究所資料・第572号.
- 46) 建設省北陸地方建設局松本砂防工事事務所 (1974) 土石流の防災工法について, 第6回砂防学会シンポジウム.

- 47) 建設省河川局監修・日本河川協会編
(1976) 建設省河川砂防技術基準
山海堂
- 48) 建設省中部地方建設局富士砂防工事事務所 (1971) 大沢に関する講演集
- 49) 木村正信・笹賀一郎・東三郎 (1975)
羊蹄山北山麓における土石流の
状態, 日本林学会北海道支部講演集
第24号
- 50) 木下良作 (1955) 甘じ川における砂礫
堆と掃流うねりの現象について,
新砂防19
- 51) 木下良作 (1957) 河床における砂礫堆
の形成について, 土木学会論文集42
- 52) 木下良作 (1961) 河床砂礫堆の移動に
ついて, 新砂防42
- 53) 木下良作・三輪式 (1974) 砂レキ堆の
位置の安定化可能な流路形状, 新砂防94
- 54) 小橋澄治ほか (1967~1974) 表層崩壊の
実験 I~V, 新砂防62・79・85・91

- 55) 小倉晴雄 (1968) 破碎帯崩壊地源流部
に於ける土石流の考察について,
第7回浴山研究発表会講演文集.
- 56) 小出 博 (1948) 赤城山の崩壊並に
土石流, 地学雑誌 669.
- 57) 小出 博 (1955) 日本の水害—天災の
人災の一—, 東洋経済新報社.
- 58) 小出 博 (1970) 日本—河川—自然史
と社会史—, 東京大学出版会.
- 59) 小出 博 (1973) 日本—国土—自然と
開発—, 東京大学出版会.
- 60) 栗田精一 (1943) 河原植物群落の生態
学的研究—特に洪水の植群に及ぼす
可影響について—, 生態学研究 9.
- 61) Lahee, E. H. (1941) Field Geology.
4th. New York.
- 62) 町田 貞 (1963) 河岸段丘—之—の地形
学的研究—, 古今書院.
- 63) 町田 洋 (1962) 荒廢河川に於ける侵
食過程—常願寺川の場合—, 地理学評論 35.

- 64) 町田 洋 (1964) 姫川流域の - 溪流の
荒廢と之の - 下流部に与之の影響
地理学評論・37.
- 65) 町田 洋 (1964) 山崩れによる河相の
変化について - 地形学から砂防工
学に対する資料, 地理学評論 37.
- 66) 町田 洋 (1966) 豊平川流域保全調査
報告書, 札幌営林局.
- 67) 松田 盤余 (1971) 都市の自然環境「講
座・都市と国土3」, 鹿島出版.
- 68) 松井 善喜・毛利 勝四郎・佐々木 松五郎
(1965) 弟子屈地方の河畔林の構成
と成長, 日本林学会北海道支部講
壇集・4.
- 69) 松本 嘉雄 (1966) 河川の蛇行特性 - 日
高川の蛇行形態と砂礫の特性 -
第3回災害科学総合シンポジウムの
論文集.
- 70) 三野 与吉 (1961) 地形入門, 古今書院
- 71) 諸戸 北郎 (1916) 理水及砂防工学概論,

三浦書店

- 72) 村野義郎・原田義博・泉岩男 (1965) 十勝岳の土石流に関する調査報告
I 研報告
- 73) 村田貞蔵 (1971) 扇状地—地域の特性—
(矢沢・戸谷・見塚編), 古今書院
- 74) 中村 純 (1967) 花粉分析, 古今書院
- 75) 中野尊正 (1967) 日本への地形, 築地書館
- 76) 中山政一・今村遼平・川合恒孝・吉岡
良郎 (1967) 河床変動に関する航空
写真の利用, 写真測量6
- 77) 難波宣士 (1965) 山地流域からの土砂
流出に及ぼす因子と森林の影響,
林試研報 137
- 78) 難波宣士 (1966) 予防治山, 日林協
- 79) 猶原恭爾 (1936) 植物生態学より見た
本邦河川の植物群落, 工本学会誌22
- 80) 猶原恭爾 (1937) 阿武隈川河原植物群
落の生態学的研究, 生態学研究2.3

- 81) 猶原恭爾 (1951) 急流河川における河原植物の群落学的研究, 植物生態学会報 1.
- 82) 日本第四紀研究会 (1963) 〒770 山口シ-特集, 第四紀研究 3.
- 83) 日本気象協会北海道本部 (1970) 北海道の大雨資料, 第5編.
- 84) 新沢直治 (1952) 崩壊と堆積, 新砂防 9.
- 85) 新沢直治 (1953) 砂防計画試案, 新砂防 10.
- 86) 大石道夫・榎本真 (1966) 砂防における地形調査試案 (I), 新砂防 62.
- 87) 大石道夫・榎本真 (1966) 砂防における地形調査試案 (II), 新砂防 63.
- 88) 大石道夫・水谷武司 (1969) 地形条件からみた扇状地の工砂害について, 国立防災科学技術センター研究報告 第2号.
- 89) 大田原幸直・田畑茂清 (1974) 流路工の床固間隔に関する水理実験的考察 (I), 昭和49年度砂防学会講演集.

- 90) 尾張安治 (1956) 实用砂防工学, 朝倉書店.
- 91) 尾張安治 (1966) 水谷沃水路工計画について, 新砂防60.
- 92) 尾張安治 (1968) 土石流調査委託報告書.
- 93) 尾張安治、早川喜一 (1964) 瀬戸蔵堰堤模型水理実験, 新砂防52.
- 94) 尾張安治、駒村富工称、早川喜一 (1964) 青田川の流路工計画について, 新砂防54.
- 95) Passange, S. (1929) Morphologie der Endobentfläch, Breslau.
- 96) 林野庁治山課 (1968) 荒廢危険地域の判定法 - 荒廢危険地調査第一報 -.
- 97) 林野庁編 (1971) 治山技術解説基準.
- 98) 砂防学会編集 (1976) 砂防用語集.
- 99) 笹賀一郎、新谷融 (1974) 土石移動による扇状堆積地の変遷, 昭和49年度砂防学会講演集.

- 100) 笹賀一部・東三郎 (1975) 扇頂部に於ける土石流堆積と流路変動, 日本林学会北海道支部講演集・第24号.
- 101) 佐々恭二 (1972・1974) 斜面安定解析 I・II, 新砂防 85・90,
- 102) Schmithüsen, J. (1968) Allgemeine Vegetation Geographie, Berlin.
- 103) 式正英 (1969) 臨海扇状地, 地理・第14巻9号.
- 104) 霜島重雄 (1968) 羽越災害に於ける土石流について, 新砂防 68.
- 105) 静岡県 (1959・1960・1961) 富士大沢崩対策・I・II・III.
- 106) 須賀堯三・石崎勝義 (1967) 河川の局所洗掘, 工本技術資料・Vol.9・No.9.
- 107) 田畑茂清 (1969) 流砂の形態とその堆積特性について, 新砂防 74.
- 108) 田畑茂清・市瀬栄考 (1971) 大礫の限界掃流力に関する実験的研究, 新砂防 79.

- 109) 田畑茂清・市ノ瀬栄彦 (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、新砂防誌。
- 110) 高橋正佑 (1966) 河床レキの流送に関
する実験的研究・第一報、新砂防60。
- 111) 高橋正佑 (1966) 河床レキの流送に関
する実験的研究・第二報、新砂防62。
- 112) 武居有恒・福島義宏 (1967) 荒廢山地
における流出量及び流出土砂量、
第4回災害科学総合シンポジウム
論文集。
- 113) 武居有恒・大手桂二・渡辺正幸 (1963)
山くわ水の実験的研究、新砂防51。
- 114) 塚塚 誠 (1955) 赤谷砂防堰堤に於け
る堆砂に関する実験的研究(第一報)、
新砂防18。
- 115) 塚田松雄 (1974) 石生態学Ⅰ、生態学
講座 27-a, 其立出版株式会社。
- 116) 塚田松雄 (1974) 石生態学Ⅱ、生態学
講座 27-b, 其立出版株式会社。

- 117) 工屋昭彦 (1968) 河床變動に關する研究, 河川 263.
- 118) Twenhofel, W. H. (1941) Principles of Sedimentation, New York.
- 119) 若林隆三・遠藤隆一・武居有恒 (1966) 急勾配野溪の階段工法に關する実験的研究, 新砂防 60.
- 120) 山田秀三 (1967) 札幌の D 1 又地名を尋ねて, 楡書房.
- 121) 矢野勝正 (1967) 土砂災害の実態調査, 台風 26 号に下る災害の実態調査報告書.
- 122) 矢野義男 (1968) 砂防調査とその計画, 山海堂.
- 123) 安田偵輔 (1963) 土石流に關する基礎的研究, 新砂防 54.
- 124) 吉田与一・吉川龍男 (1964) 山地侵食からみた堰堤の直接効果に關する実験的研究, 新砂防 53.

125) 吉川虎雄 (1952) 黒部川扇状地の地形
と之の海岸侵食. 東京大学地理学
研究.

126) 吉川虎雄・杉村新・貝塚爽平・太田陽
子・阪口豊 (1943) 新編日本地形
論. 東京大学出版会.

Fundamental Study of Debris Flow on the Alluvial Fan

Studies of debris flow is necessary for protection of objects such as lives, establishments, and others from the disaster taken place on the alluvial fan.

The debris flow was studied by the observation of constituents of the fan and model experiments.

1) On the investigated fan (Horaizawa, Aokinosawa, and Nukkakushi-furanogawa Fan), several groupes of deposits, terraces of the deposits, and new bared grounds were observed immediatly after of the debris flow.

2) Morophology of the fan are formed by the deposits of past debris flow. Therefor, the positions and overlaps of past debris flow are analyzed by the morophological division on the **surface** of fan.

3) Changes of the channel course are caused by the deposits of debris flow. And abandoned braided channel are formed by the repetition of this changes.

4) National even-age forests appear after national exposure of the ground surfaces such as deposits of debris flow. Natural even-age forest expresses the spaces and ages of past debris flow.

Consequently, process of the past debris flow are analyzed using the facts descrived above.

5) Debris flow on the alluvial fan are characterized by the changes of channel course. Debris flow fills up the part of the channel at the position of deposit.

Flood flow goes round this position, and new channel course is formed. Flood flow that changes the course corrade the fan deposits and produce the next debris flow.

6) Width of the changes of channel course is related to the volume of deposits and existing morophoiogy of deposits. In case of deposits fills up the cross-sectional area of terrace deposits of the channel, whole of the channel changes the course. Fulling up the parts of terrace deposits, the changes of channel course is limited. Changes of whole channel course are observed at the neck of the fan frequently.

7) Debris flow that described above is contemporary debris flow on the alluvial fan. For the prevention of diaster, it is necessary to control the movement of debris flow and changes of the channel course at the neck of the fan.

8) Dispersion of debris flow are accomplishd by the groupe of soilrataining work located in the space of the neck. It was shown that flood flow passed through the center of dispersed deposit. And no marked change of channel course was found. This result indicate the possibility of control the movement of debris flow and change of the channel course. Fundamental planning, designing and exection of sabo work may be presented by applying such|soil retaining work on the alluvial fan.



Photo-1 1973年8月の土石流堆積。
(宝来沢扇状地)

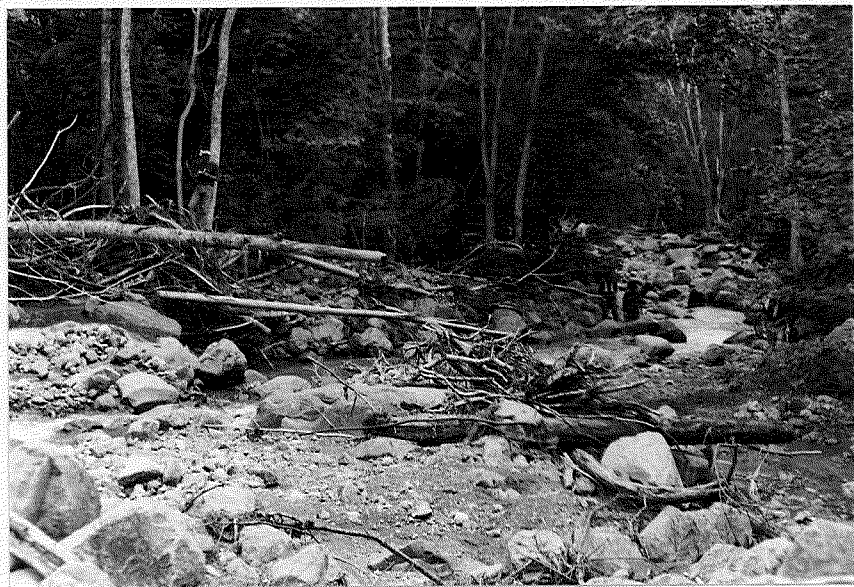


Photo.-2 同上



Photo-3 土石流堆積と同齡の木本
群落の形成。(青木沃扇状地)



Photo-4 同上



Photo-5 床固工群による石流の分散堆積。
堆積地の中央部に流路が形成された。
(青木沢扇状地・堆積A)。



Photo-6 同上



Photo-7 石の分散堆積と流路の形態。
(青木沢扇状地・堆積地B)



Photo-8 同上