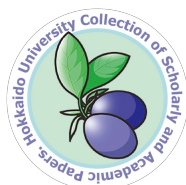




HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	溪流における砂防計画手法に関する研究
Author(s)	清水, 宏; SHIMIZU, Hiroshi
Citation	北海道大學農學部 演習林研究報告, 40(1), 101-195
Issue Date	1983-02
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/21080
Type	departmental bulletin paper
File Information	40(1)_P101-195.pdf



溪流における砂防計画手法に関する研究*

清 水 宏**

Study on the Method of Sabo Planning in Torrential River*

By

Hiroshi SHIMIZU**

目 次

緒 言	102
I. 研 究 方 法	104
1. 溪流砂防の問題点	104
2. 研 究 方 法	106
3. 研究対象流域	107
II. 荒廃溪流の実態	112
1. ヌッカクシフラノ川	112
2. 富 良 野 川	116
3. 小 武 川	116
4. 春 木 川	118
III. 堆積地の推移	120
1. 溪床堆積地の形成と溪畔林	120
1) 溪畔林と樹木年輪	120
2) 山梨の災害と溪畔林	123
3) 堆積地の年代	125
2. 堆積地の形成過程	130
1) 堆積地形成の基本型	130
2) 堆積現象と洗掘現象	130
3) 土石移動規模と堆積現象	131
3. 春木川の堆積地	134
1) 地 形 的 特 徴	134
2) 堆積地の推移	135
IV. 溪床土石の滞留現象	138
1. 溪床地形と土石の滞留	138
1) 溪床拡幅部と勾配	138
2) 堆積地の年代と滞留期間	138
3) 堆積空間と滞留期間の長さ	139

* 1982年8月31日受理 Received August 31, 1982.

** 国土防災技術株式会社技術本部

** Engineering and Project Division, Japan Conservation Engineers Co., Ltd.

2. 滞留現象の時間的解析	139
1) 土石移動規模・頻度と滞留期間	139
2) 堆積空間と限界滞留期間および土石移動規模	141
3) 滞留現象のモデル	142
V. 流域の砂防学的位置付け方法	143
1. 流域の地帯区分	143
1) 滞留現象と流域の特徴	143
2) 流過地帯と堆積地帯	144
2. 堆積土石の時系列分布	146
1) 土石移動年代と堆積土石量	146
2) 時系列モデルと流域の特徴	150
3. 流域特性	151
1) 累積土石量 (Q_{ax}) と比累積土石量 (Q_{ax}/l)	151
2) ポテンシャル曲線	153
3) 流域特性の指標	156
(i) ポテンシャル曲線の形態	156
(ii) 土石移動特性係数 (α)	157
(iii) 基準土石量 (Q_{a1}/l) と β	158
(iv) 累積土石量比 (Q_{a100}/Q_{a1})	159
VI. 流域特性の判別	160
1. 堆積土石と土石移動特性	160
1) 溪床堆積土石の砂防学的意義	160
2) 土石移動特性	163
2. 流域特性と調査方法	164
1) 荒廃溪流の特徴	164
2) 砂防調査方法への提言	165
VII. 砂防計画に関する基本構想	168
1. 防災計画の時間設定	168
2. 計画規模	170
3. 流域特性に応じた計画手法	171
1) ポテンシャル曲線と施設計画	171
2) 砂防施設の評価	172
3) 砂防計画の試案	176
結 言	179
摘 要	180
参 考 文 献	182
Summary	185
参 考 写 真	188
付 表	192

緒 言

近年における高度経済成長によって、人口・産業の都市集中化は促進され、都市周辺の沖積扇状地や山麓地域は急速に開発されてきた。また、総合開発・地域開発の名のもとに、もとも

と災害を受け易く利用に不適當であった地域も土地利用の対象となってきた。その結果、人間の生活と生産の場は土石災害発生危険地帯へと接近することになり、このため被害形態も従来の洪水・浸水等のいわゆる水害から土石災害へと変化してきた。すなわち、山崩れ、地すべり、土石流等の直撃を受ける危険性がますます増大し、同時に、土地利用の高度化により災害の影響は拡大し、被害額も増大し、土石災害は質量ともに変化してきた。

最近発生した主な土石災害には、1975年8月高知県仁淀川水系土石流災害³⁶⁾、1976年9月小豆島土石流災害^{35,40)}、徳島県穴吹川と那賀川の山崩れ・地すべり・土石流災害^{38,45)}、1979年8月岐阜県洞谷土石流災害^{16,85)}、1981年8月北海道日高地方崖崩れ・山崩れ・土石流災害、奥尻島崖崩れ・土石流災害、札幌市山崩れ・土石流災害等がある。これらの災害には、都市周辺中小河川の災害、もともと安全とみられていた地区の災害、谷出口扇状地のような土石流氾濫堆積の頻発する地域の災害等があり、災害発生地域に特徴がみられる。すなわち、これらの災害は国土が狭小であり居住可能空間が少ないことに由来し、特に都市周辺では、人間生活が山麓地域・溪間扇状地へとさかのぼってゆかざるを得ないという現状と災害発生との必然的な関係を物語っている。

開発と災害とは表裏一体の関係にあり、このため、防災技術が強く要請され、災害の予知予測技術のもとに防災的な土地利用方法が確立されなければならない。開発にともなう斜面の切り取り、地表の攪乱は災害を助長する要因でもあり、したがって、災害発生危険地帯に接近してゆくためには、当該地域の歴史的個性を知り、防災的な開発のあり方と具体的な保全計画が必要となる。

すなわち、防災技術とは、一つには土地の個性を明らかにし災害の危険性を明示し、防災的な土地利用方法を提示することであり、他には具体的な防災工事による危険の防止もしくは危険を軽減することである。

前者の場合は予防する立場であり、危険の予知予測が必要となる。たとえば、溪流においては、土石流出の危険を予知予測することであるが、その方法は、土石の移動現象を歴史的に解析し、歴史的に位置付け、土石移動現象からみた流域の特徴を知り、防災の方向を示すことである。後者の場合は、山崩れ・地すべり・土石流等の土石移動現象に対する直接的な働きかけであり、したがって、当該地域における土石移動現象の特徴に即した工法によって保全計画を組立てることである。そして、先に述べた防災的な土地利用との組合せによって防災上の技術的可能性を明らかにしてゆくことは、防災技術上の課題であると考ええる。

本論文は、溪床堆積地のもつ情報のうち堆積土石量と時間情報として樹木年輪による堆積地の形成年代および土石の移動する場としての溪床地形の特徴から、土石移動の特性と流域の特徴を歴史的に検討し、客観的な防災計画のあり方を明らかにしようとしたものである。

本研究に当たり、種々御指導頂いた北海道大学教授東三郎氏・同助教授新谷融氏、貴重な御意見を頂いた株式会社新洲柿徳市氏、国土防災技術株式会社申潤植氏、現地調査において種々

御援助頂いた建設省関東地方建設局富士川砂防工事事務所・北海道土木部砂防災害課・北海道旭川土木現業所・同富良野出張所・国土防災技術株式会社および北海道大学農学部砂防工学研究室の関係各位に対し深謝の意を表す。

I. 研究方法

1. 溪流砂防の問題点

砂防計画の基本的な考え方は、1951年に木村⁵¹⁾により「砂防計画樹立に対する構想」が発表され、土砂収支の量的表現が試みられた。また、1958年に柿⁴⁹⁾が流砂量を時系列として取り扱い、流域の特徴を「活動性河川」・「休眠性河川」とに分類し、砂防計画を流域の質的区分により展開する方向性が示された。しかし、現在、計画の基本とされる土砂収支の考え方の中で、両者の区分は不明瞭になってきた。

いわゆる木村構想⁴⁹⁾は、砂防計画の基本量として最大洪水流砂量と許容流砂量を取りあげ、砂防ダムの効果調節量を表現し、その後の調査・研究はこの影響を受け、量的な課題を中心に発展してきた。たとえば、土砂量に関する調査・研究として、地形・地質と山崩れに関する研究^{1,7,33,67,82,87,108,110)}、地形・地質と流出土砂量推定に関する研究^{9,65,69,70,71,107)}、流砂量推定に関する研究^{10,17,31,79,83,106)}、砂防ダム堆砂変動と流出土砂量に関する研究^{9,25,66,84)}、河床変動と流出土砂量に関する研究^{8,41,46)}等がある。

地形・地質と流出土砂量の関係は、砂防学的な土石流出現象と地形学的な侵食・運搬・堆積現象や地質学的な風化・侵食現象とを、基準となるべき時間尺度を不明確なまま量的に扱われてきている。そのうえ、山地で生産された土石は数10年から数100年の遅れをもって流出し、地形の変化する速度や地質上の風化速度と土石流出速度に決定的な差をもつとすれば、両者の関係を直線的に論ずること自体無理がある。また、水理論による流送土砂量の推定には、水と土石とは質的に異なり、移動現象に差異があるため、水理論はこれを克服するまでには至っていない。そして、降雨確率を砂防計画上の頻度としているものの、現実的には砂防計画へと適用するのは難しい。

このように、過去における調査・研究は、砂防計画対象とする現象の時間およびその尺度が不明確なうえ、量的説明を急ぐあまり、土石移動現象を短絡的に量に転換しようとしてきた。このことは、一方では土石流出現象に地域性があり、土砂生産・流出の質的側面を主張しながら^{44,58,80,100)}、計画的には画一化しようとする矛盾をみせている。

常願寺川では1858年に大嵩崩れが発生し⁶²⁾、そのため流域内においては土石移動が活発化したのであるが、それは時間経過とともに変化してきている。これは、安倍川^{61,63)}、姫川¹⁰⁴⁾等のいわゆる荒廃溪流に一般にみられる現象であり、土石移動現象が歴史的に変化していることを示す。そして、この変化してゆく過程が流域の質的特徴を意味するものであり、かつて、災害の免疫性⁵⁶⁾、土砂生産流出の連続性・周期性^{58,80,100)}等の議論の対象となったものである。

砂防計画は一般に溪流区間と扇状地において樹立され、溪流区間ではダムが、扇状地部では流路工とまれに遊砂地(土砂溜工)が計画される。そして、砂防計画の根幹をなす土砂収支上対象とされるのは溪流区間である。溪流区間は地形学的には土砂運搬区域とされ、砂防工学では、侵食も堆積も起らず、上流で生産された砂礫を流送する地帯であるといわれてきた^{15,106)}。そして、先に述べた流出土砂量の調査では、溪流区間が対象とされる例は少なかった。すなわち、砂防計画は従来調査の対象とならなかった溪流区間で組立てられることになり、溪流における土石移動形態・移動過程がわからないまま砂防工事の効果(たとえば調節機能)が論じられてきた。

近年、溪流区間において、溪床堆積物(堆積地)に関して量的・質的研究が実施されてきた。たとえば、流砂の形態と溪床堆積物との関係^{26,96)}、溪床堆積地の実態^{2,6,92)}、堆積量の推定方法³⁰⁾等の研究がある。また、樹木を時間情報とした堆積地の形成年代^{4,12,13)}があり、歴史(時間)的な研究としては、堆積地の推移^{30,88)}、土石移動過程³⁾、流出土石の時系列^{84,93)}等に関する研究がみられる。そして、これらの研究は、溪流区間における調査方法に一石を投じたものの、現時点ではその結果が砂防計画に反映される調査手法として確立されるまでには至っていない。

溪床にみられる堆積地は、図-1に示す土石供給要件・堆積要件・再移動要件の組合せの結果形成される。そして、各堆積地に侵入する樹木を時間情報とすれば、過去100年間を遡って土石移動の歴史を知ることが可能となる。このように、砂防上扱う土石移動現象は、時間概

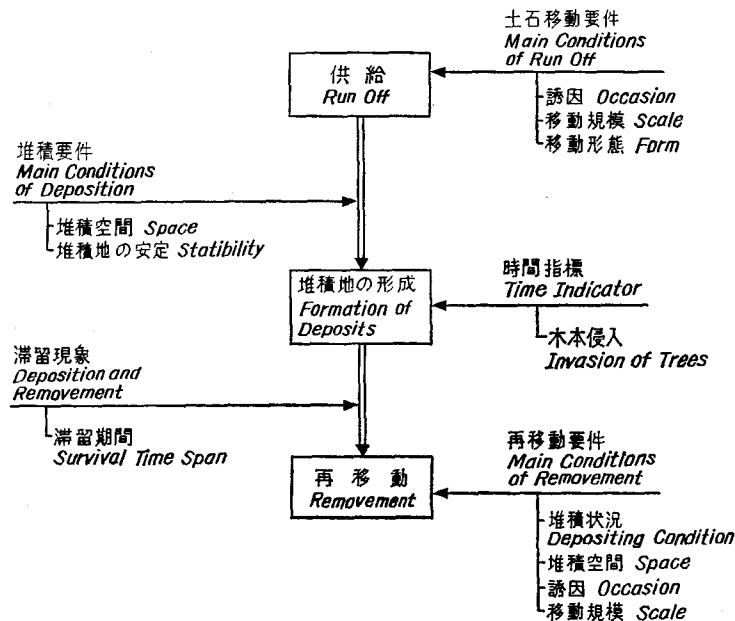


図-1 堆積地の形成過程

Fig. 1. Process of deposit formation

念を導入し、土石移動現象を時系列に従って論じ、流域の個性を歴史的に判別できる方向をもって調査・研究されなければならない。すなわち、時間を軸として土石移動現象を組立てることによって、具体的な現地調査手法および客観的な計画技術論へと展開される可能性が生じるのである。

2. 研究方法

砂防計画樹立のためには、溪流における土石移動現象を質・量ともに歴史的に位置付けることが必要であり、同時に防災手段の機能が土石移動特性の中で検討されなければならない。このためには、砂防学的な時間尺度を規定し、土石移動の歴史的変化と土石移動過程を推定する必要がある、これらの情報は前図-1に示した溪床堆積地から得られる。

土石の堆積により形成される地形としては、扇状地・河岸段丘・自然堤防・土石流段丘(堆積)・洪水段丘・砂礫堆・砂堆・砂州等^{55,77)}があげられる。これらのうち扇状地(溪間扇状地を除く)・河岸段丘はいわば地学的な時間で形成される地形^{42,60,64,77)}である。また、自然堤防は一般には地形学上平野部に形成される地形⁴²⁾として扱われているが、荒廃溪流では、小規模であるが一洪水で類似の現象がみられる。

土石流(堆積)段丘および洪水段丘は、常願寺川・安倍川にみられるように歴史的な大崩壊に起因する土石流出の結果形成されるもの^{61,62)}もあるが、一般的な荒廃溪流では数年から数10年に1回程度の頻度で形成される堆積地形である^{2,13,88,91,96)}。砂礫堆・砂州は下流河川で長大なものがみられる^{53,54)}が、荒廃溪流においては小規模なものが多数認められ、これらは一洪水で形成され、破壊され、消滅してゆく場合が多い。

このように、堆積により形成される地形には対応する時間スケールの異なるものが存在するが、砂防学上扱われる100~150年という時間で形成される堆積地形となると限られる。すなわち、一洪水で形成される自然堤防・土石流(堆積)段丘・洪水段丘・砂礫堆・砂堆等であり、位置的には溪流から扇状地にかけて分布する。また、これらの堆積地形は、地形学上対象となる堆積地形と異なり、その存続する時間は短かく、100~150年で消滅してゆくことになる。したがって、本研究では100~150年間で形成され消滅してゆく堆積地形を総称して溪床堆積地として扱う。

地すべり・山崩れ・土石流・洪水等により裸地が形成されると、そこに先駆植物が侵入し同齢林分を形成する^{3,32,59,99)}。そして、逆に樹木の年輪を利用することによって裸地形成年代を推定できる^{27,73,74,81)}。過去、樹木年輪を時間情報として裸地形成年代を推定したものとしては、溪流における堆積地形成年代の推定^{3,13,14,98)}、土石円錐の形成周期および砂礫州の形成周期の推定⁷⁵⁾、扇状地の土石移動過程の推定⁸⁸⁾、アテの形成と地すべり変動²²⁾、崩壊発生後の時間の推定⁸¹⁾等があげられる。

このように、樹木の年輪は時間情報として使用され、東²⁰⁾は生産的な時間単位で、侵食・堆積などの地形変化をみるために、指標植物の概念の導入が可能であるとし、新谷³⁾は樹木年

輪を時間情報として溪床堆積地の形成年代を推定し、土石移動過程をモデル化している。

砂防学的な時間情報として樹木年輪が利用可能であり、砂防計画が人間生活時間を対象とするとすればせいぜい100年であるが、他の時間指標、たとえば C^{14} (10^3 年以上)⁶⁰⁾、花粉分析 ($10^2 \sim 10^4$ 年)⁷²⁾ などと対比しても現実的であり、樹木は砂防学上の時間指標として利用し得るものであるといえる。

溪床堆積地は先に図-1で示したように、土石の供給要件と堆積要件によりその形態が判別され、供給要件は当該流域の地形・地質・降雨・崩壊(土石生産)などの結果を集約的に表わしているものである。すなわち、長い年月にわたる歴史的所産であるといえることができる。また、堆積地の形成と再移動してゆく過程は、堆積地形すなわち堆積空間により規制されながら、再移動要件によって規定されることから、堆積空間の分布は溪流における土石移動特性を推定する上で重要な意味をもっている。

すなわち、筆者は図-2に示したように堆積土石に量と時間を与え、溪流を形態の異なる堆積空間の分布(土石の堆積・移動する場)としてとらえ、土石の移動規模・頻度と堆積空間から溪床土石の滞留現象を解析し、さらに土石移動特性すなわち移動規模と頻度の歴史的分布を時間と量の組合せによって表現することから流域の特徴を表現することを試みた。また、砂防計画については、先に示した流域の時間的・空間的分析により土石移動の歴史的な変化の過程を推定することによって、流域に適合した客観的な砂防計画のあり方について考察した。

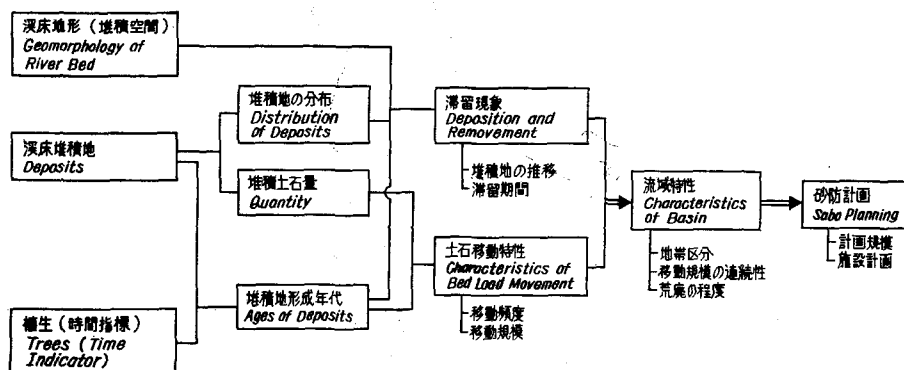


図-2 研究方法

Fig. 2. The method of study

3. 研究対象流域

研究対象流域は図-3に示したように、十勝岳山麓の空知川支流ヌッカクシフラノ川および富良野川、南アルプス東麓に位置する富士川水系釜無川支流小武川と同早川支流春木川の4溪流である。各溪流の地質的特徴は、前2者はいわゆる火山性荒廃溪流であり、小武川は花崗岩地帯の溪流に属し、春木川は白亜紀から新第三紀の地質が分布する溪流である。

なお、各溪流の調査時期は

ヌッカクシフラノ川: 1978 年
 富良野川: 1979 年
 小武川: 1980 年
 春木川: 1980 年

である。

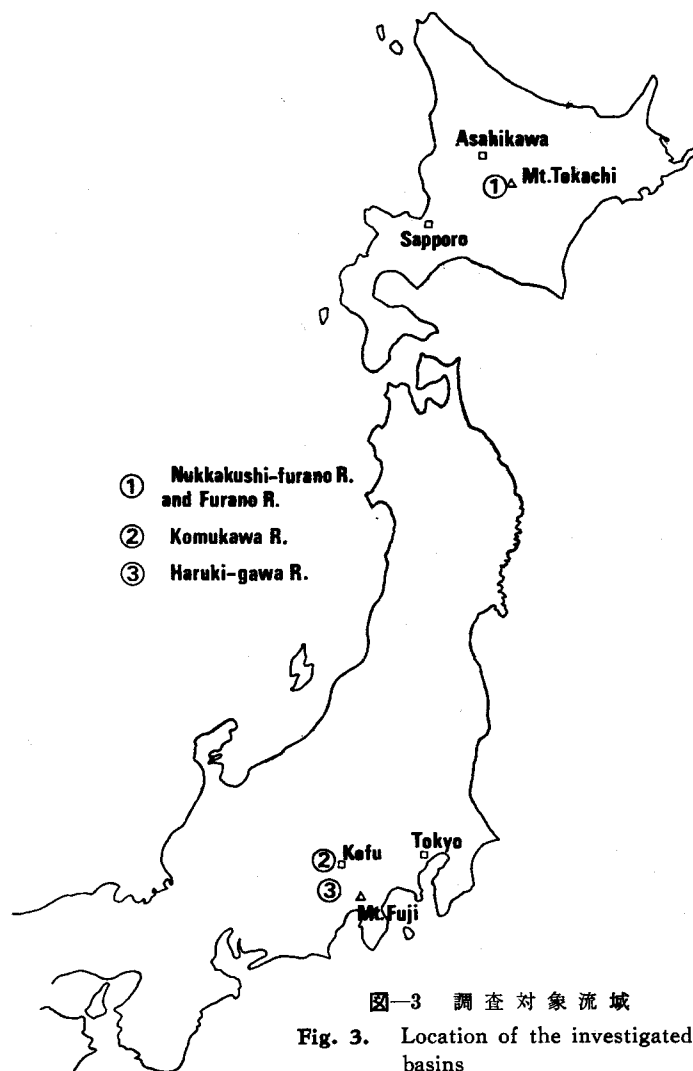
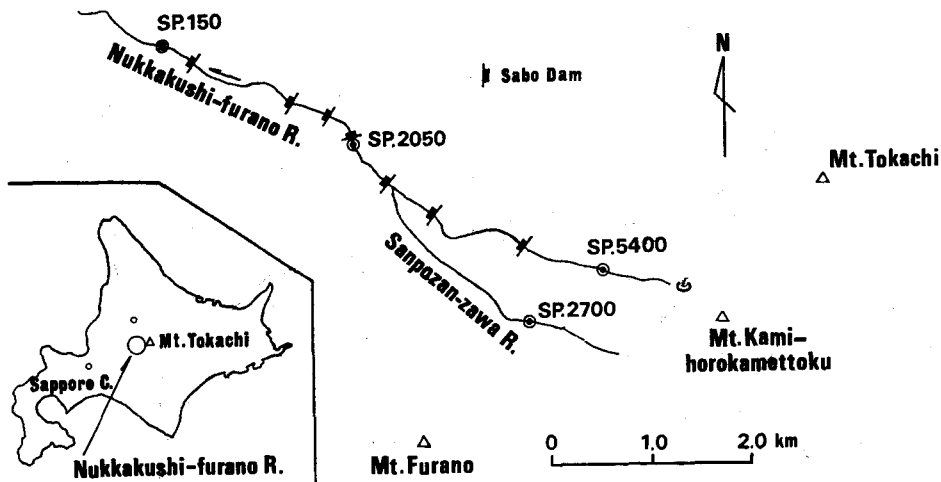


図-3 調査対象流域

Fig. 3. Location of the investigated basins

i) ヌッカクシフラノ川

ヌッカクシフラノ川は北海道中央部の十勝岳火山群のうち、上ホロカメットク山(1,887 m), 三峰山(1,850 m), 富良野岳(1,912 m)に囲まれた北海道有数の火山性荒廃溪流で、源流部の安政火口は現在活動中で、火口壁からの土石の生産には著しいものがみられる。調査区間は標高740 mより上流5.4 kmと三峰山沢2.7 kmの計8.1 kmである(図-4)。



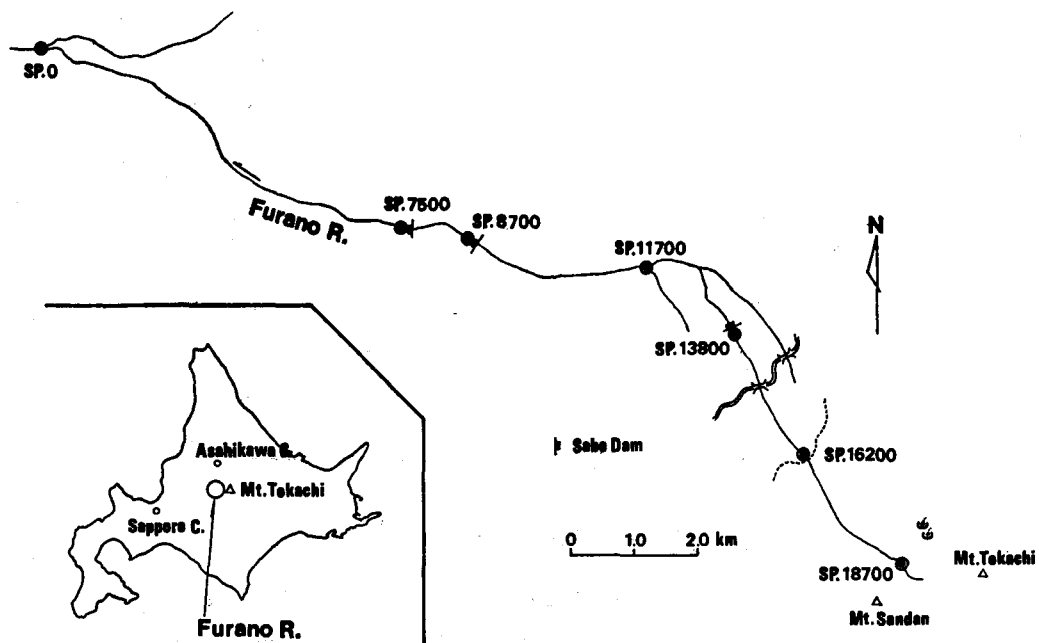
図—4 ムッククシフラノ川
 Fig. 4. Nukkakushi-furano River

地形的特徴は、本流では、流域面積：4.94 km²、溪床勾配は下流部 1/9.6 (10.4%)、上流部 1/8 (12.5%) と急勾配を呈し、支流の三峰山沢では、流域面積は 3.76 km²、溪床勾配は下流部で 1/8 (12.5%)～1/5 (20.0%)、上流部で 1/4 (25.0%) となっている。地質は、標高 700 m より下流では、尾根部に十勝岳溶結凝灰岩が分布し、溪流にそって扇状堆積物・河岸段丘堆積物が分布する。研究対象区間に当る標高 700 m より上流では、富良野岳凝灰集塊岩、上ホロカメットク山溶岩、三峰山溶岩等が主に分布している。なお、当流域では、昭和 42 年以来 7 基の砂防ダムが施工されている²⁸⁾。

ii) 富良野川

富良野川は十勝岳火山群のうち、三段山 (1,748 m)、十勝岳 (2,077 m) に囲まれ、調査区間はピリカフラノ川合流点より上流域で、流路長 20.0 km、流域面積 22.6 km² である (図-5)。富良野川の地形的特徴は標高 700 m (SP. 13,500 m) より下流は溪床幅 100～800 m で溪床勾配 1/40 (2.5%)～1/23 (4.3%) と緩勾配を呈し、兩岸は丘陵地形を呈している。中流部 (SP. 13,500～SP. 16,200) は溶岩台地に当り、富良野川はこれを下刻し溪床幅は一部 10～20 m の区間があるが、おおむね 30～60 m で、溪床勾配は 1/10 (10.0%) である。上流部 (SP. 16,200 より上流) は兩岸とも谷壁が迫り溪谷状となり、谷幅 10～20 m、溪床勾配 1/6.6 (15.0%) と急勾配となる。

富良野川の地質は、下流部には扇状堆積物・段丘堆積物と丘陵部に十勝岳溶結凝灰岩が分布し、中流部から上流には白金溶岩・カミホロカメットク山下部溶岩・馬の背凝灰集塊岩・前十勝岳溶岩・十勝岳溶岩の溶岩類が分布している。十勝岳は第四紀の洪積世～沖積世にかけての火山活動により形成され、火山活動は現在も継続している。近年の噴火記録として、安政 4 年 (1857 年)、明治 20 年 (1887 年) 頃、大正 15 年～昭和 3 年 (1926～1928 年) および昭和 37 年 (1962 年) が主にあげられる。



図—5 富良野川
Fig. 5. Furano River

大正15年の噴火に伴う泥流災害は北海道でも有数の災害であり、死者144名、罹災戸数396戸、耕地埋没流失871町歩におよぶ大災害であった。

なお、富良野川では現在3基の砂防ダムが施工されている²⁹⁾。

iii) 小武川

小武川は南アルプス中央部に位置し、燕頭山(2,104 m)、地藏ヶ岳(2,762 m)、観音岳(2,841 m)、薬師岳(2,780 m)、辻山(2,585 m)、千頭星山(2,139 m)、甘利山(1,672 m)等の山々に源を発し、北東に流下し武川村宮脇で釜無川に注ぐ流域面積44.6 km²の溪流である(図-6)。

小武川では1959年に大災害が発生しその時の流出土石量は約118万m³といわれ⁴⁷⁾、中流部は谷幅250 m前後で災害当時流出したと思われる5~6 mの大転石を混えた大量の堆積土石がみられる。

当流域の植生分布を垂直的にみると、下部より広葉樹林・コメツガ林・シラベ林となり、上流部は急峻な地形と高山地帯のためハイマツ林・岩礫地帯となっている。

小武川流域の中央部を糸魚川—静岡構造線が南北に縦断し、地質は花崗岩の分布する西部地域と御坂層群の分布する東部地域に大きく区分される。花崗岩地域は主に長石・黒雲母の巨晶を含む粗粒の角閃黒雲母花崗岩から成り、下流部を占める御坂層群(第三紀中新世)は頁岩・凝灰質頁岩・砂岩・礫岩からなる桃ノ木層、緑色安山質集塊岩・凝灰岩・安山岩・頁岩等からなる櫛形山層から構成されている⁴⁸⁾。

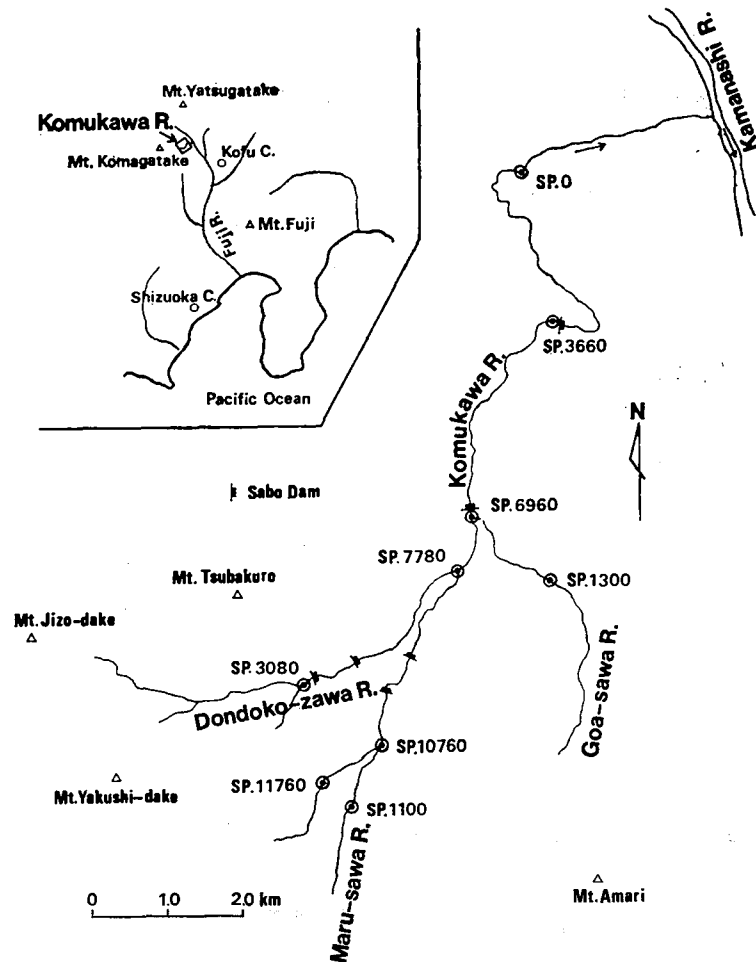


図-6 小武川

Fig. 6. Komukawa River

iv) 春木川

春木川は赤石山地の東南端に位置し、七面山 (1,982 m)、鷹取山 (1,036 m)、身延山 (1,153 m) に囲まれた流域面積 20.8 km^2 の流域で、早川町角瀬で富士川支流早川に合流している (図-7)。

春木川は急峻な山岳地形を示し、特に大春木沢では七面山の東側斜面には大崩壊があり、春木川最大の土石生産源となっており、タル沢からの流出土石量は、大春木沢よりはるかに少量である。

春木川周辺地域の地質は、西側から東に漸次新しい地層が帯状に配列し、西側より四万十帯の小仏層群 (白亜紀)・三倉層群 (古第三紀)・瀬戸川層群 (古第三紀) と富士川累層群 (新第三紀) が分布している。春木川流域は、左岸側には瀬戸川層群が分布し、岩相は粘板岩・千枚岩・砂岩粘板岩互層であり、粘板岩が優勢で全体的に節理・片理が発達し、小規模な破碎帯が多く、風化は比較的著しい。右岸側には新第三紀の富士川累層群が分布し、岩相は安山岩質火砕

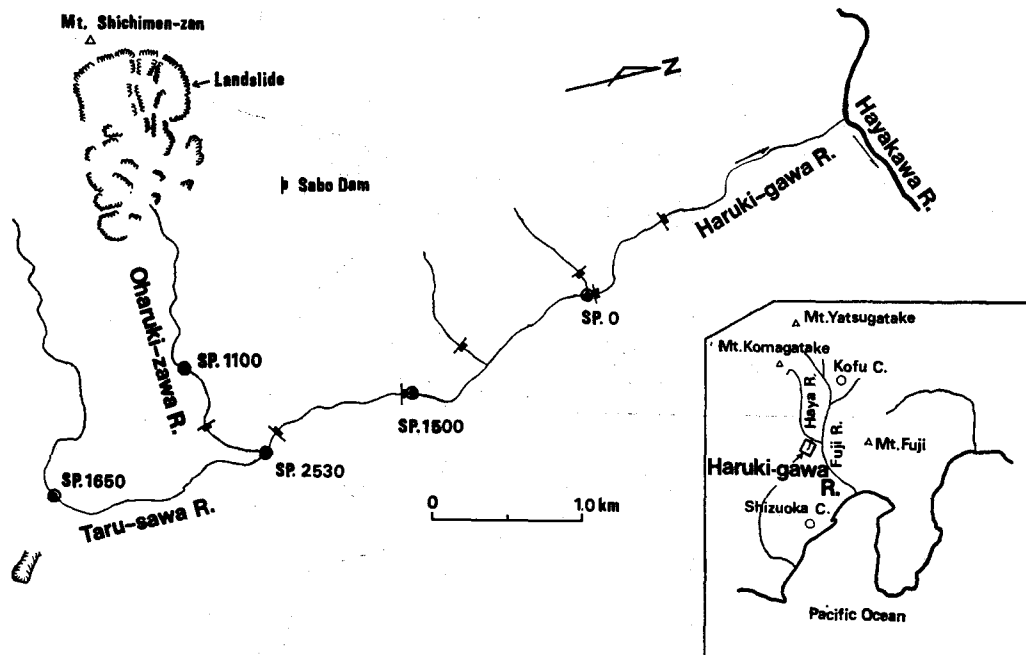


図-7 春木川
Fig. 7. Haruki-gawa River

岩類で主に安山岩質凝灰角礫岩である。瀬戸川層群と富士川累層群は糸魚川—静岡構造線によって切れ、春木川は、この構造線による断層谷である⁴⁹⁾。

II. 荒廃溪流の実態

1. ヌッカクシフラノ川

ヌッカクシフラノ川にみられる堆積地形成状況 (SP. 550~750 m) を図-8 に示した。堆積面上には天然生同齡林分が形成され、その樹齡から推定された堆積地形成年代を図中に数字で示した。堆積面上に植生のみられない0年堆積地は常水路にそって分布し、常水から離れるに従って古くなり、階段状堆積地では古い堆積地は常水路から遠く高く位置している。階段状堆積地は溪床の拡幅部にみられ、狭さく部では堆積地が認められないかまたは0年から2年程度の形成年代の新しい低位堆積地がみられるにすぎない。

堆積土石量を図-9 を基準として計測し、100 m 毎の分布を図-10 に示した。ヌッカクシフラノ川本流では、SP. 700 m 付近・SP. 1,400 m 付近・SP. 3,700~4,100 m・SP. 4,500 m 付近で堆積土石量が多く ($10,000 \text{ m}^3/100 \text{ m}$)、他の区間では少ない ($5,000 \text{ m}^3/100 \text{ m}$)。三峰山沢では本流に比較して量は少なく、SP. 500 m 付近と SP. 800~1,000 m の間で $5,000\sim70,000 \text{ m}^3/100 \text{ m}$ 、他の区間では $1,000\sim2,000 \text{ m}^3/100 \text{ m}$ である。

線格子法によってサンプリングした溪床表面礫径の平均は、全体的に 20 cm 前後である

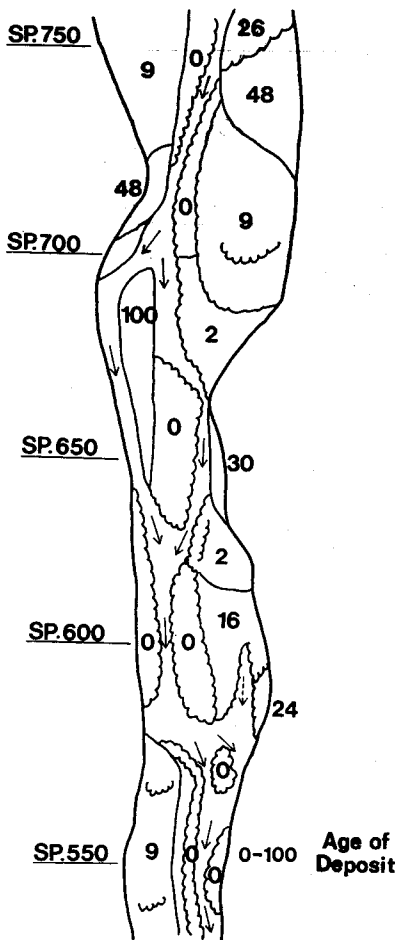


図-8 堆積地の分布 (ヌッカクシフラノ川)

Fig. 8. Distribution of deposits (Nukkakushi-furano R.)

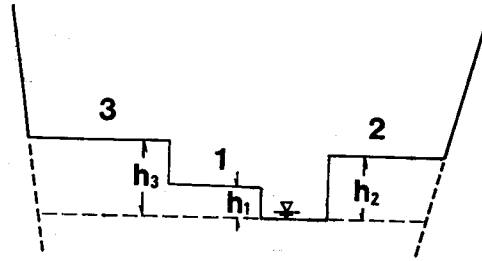


図-9 堆積深

Fig. 9. Depth of deposit

が, SP. 900 m 付近・SP. 2,500 m 付近・SP. 3,900 m 付近で 40 cm 以上となっている。また, 最大礫径は, 全区間を通じて 100 cm 前後のものが分布しているが, SP. 600 m・SP. 1,300 m・SP. 3,950~4,500 m で, 150 cm 以上の大径礫がみられる。

土石の堆積形態は, 階段状堆積地では堆積面上は平坦面を呈しているが, 近年形成されたとみられる堆積地では, 小規模な自然堤防状の堆積形状を示すものがみられる。また, 溪床が比較的広い場所では旧流路が閉塞され, 側方に新流路が形成されている場合がみられる。

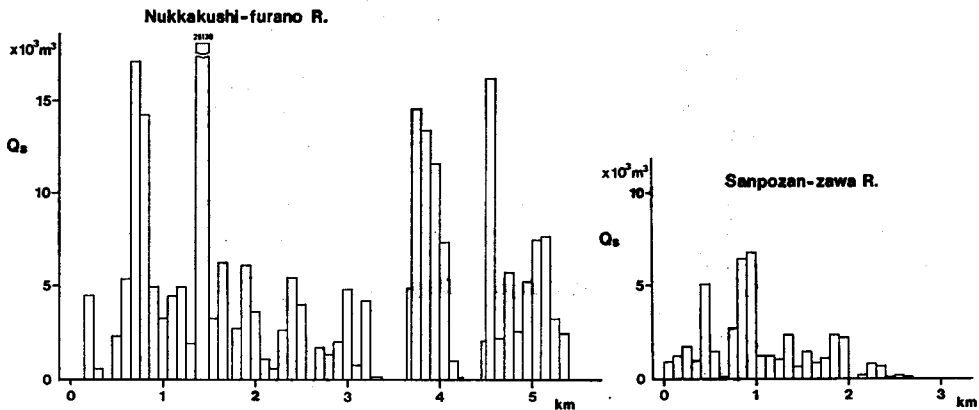
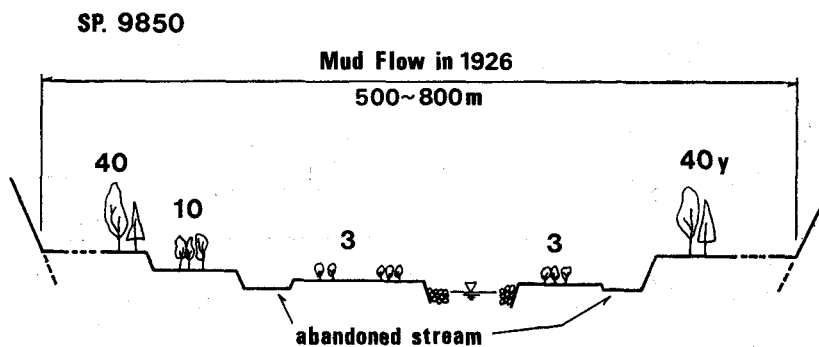


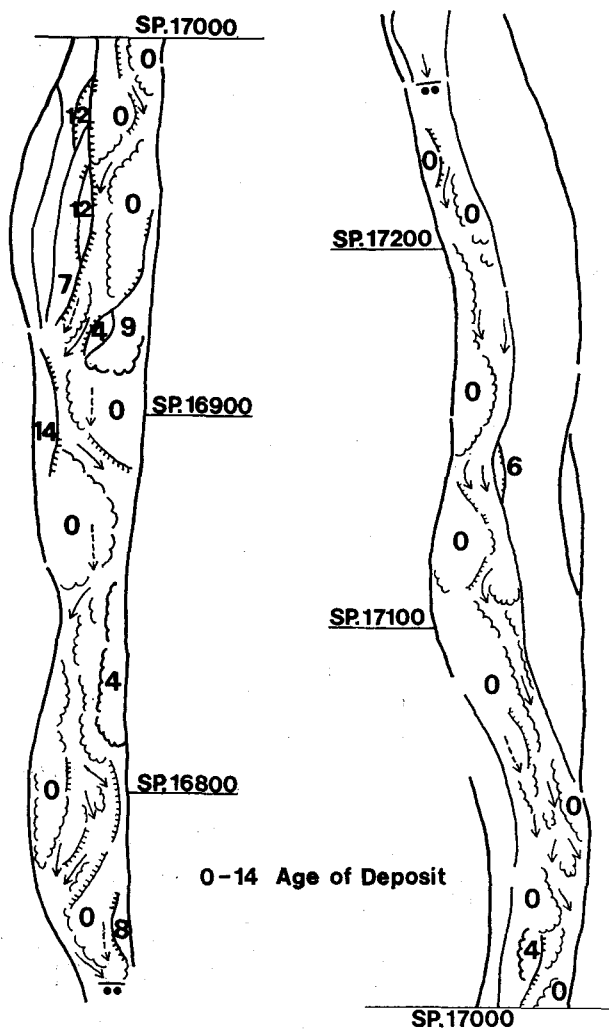
図-10 堆積土石量の分布 (ヌッカクシフラノ川)

Fig. 10. Distribution of quantity of sediments (Nukkakushi-furano R.)



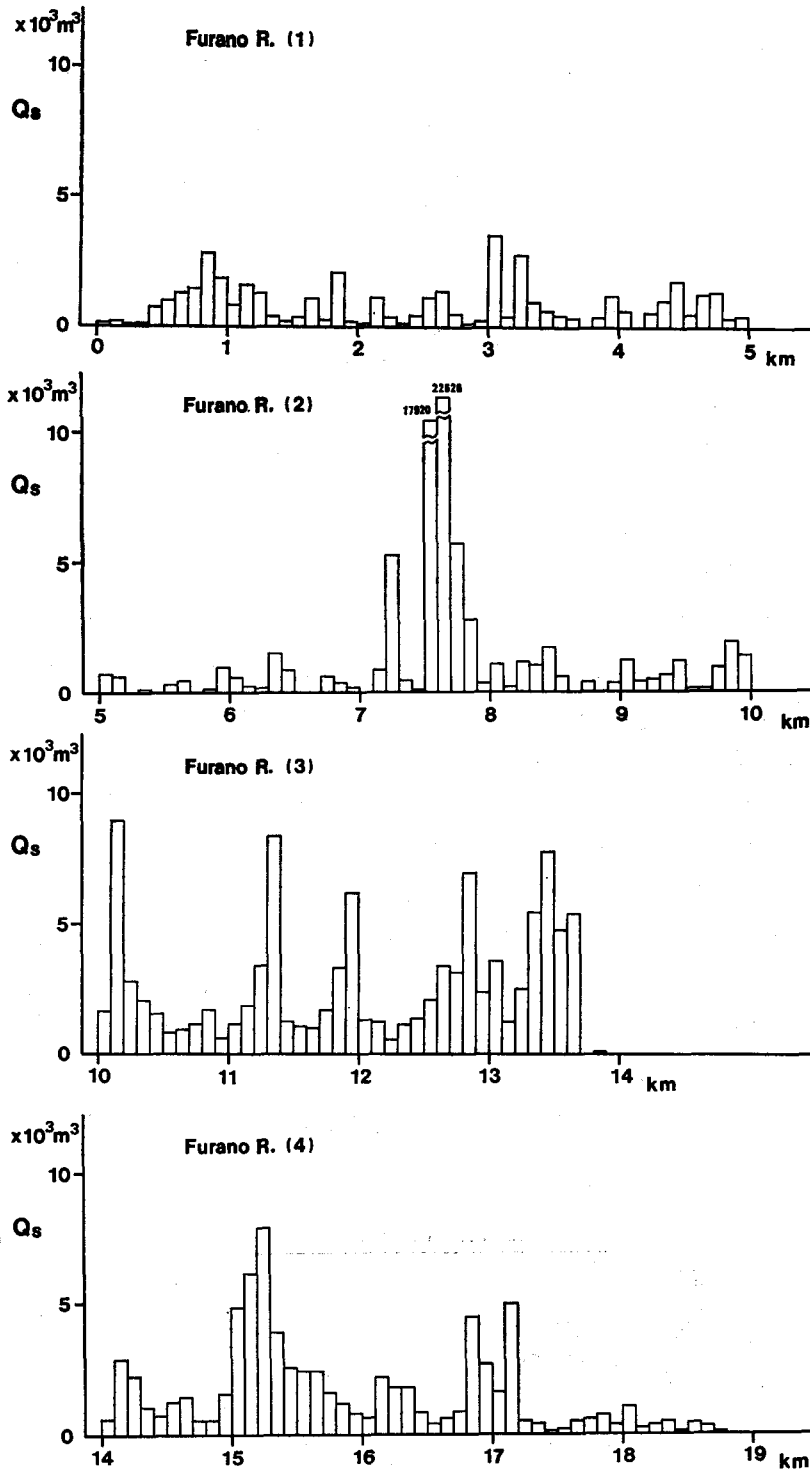
図—11 溪床横断面Ⅰ(富良野川)

Fig. 11. Cross section (Furano R.)



図—12 堆積地の分布 (富良野川)

Fig. 12. Distribution of deposits (Furano R.)



図一13 堆積土石量の分布 (富良野川)

Fig. 13. Distribution of quantity of sediments (Furano R.)

2. 富良野川

富良野川では1926年に十勝岳爆発にともなう泥流が発生し、泥流による堆積は主に SP. 13,840 m より下流でみられ、現在の流路は泥流堆積区域の中を蛇行している。泥流の規模は約 600 万 m^3 といわれ⁶⁸⁾、これは通常砂防で対象とする現象に比して非常に規模の大きな現象であることから、今回は泥流発生後の土石移動現象を対象とした。

SP. 8,700 m より下流では土石移動量は少なく、小規模な堆積地がみられ、SP. 8,700～11,700 m の間では溪床幅が 500～800 m と広くなり、図-11 に示すように旧流路が発達し、氾濫・堆積が著しいことを示す。SP. 11,700～14,850 m と SP. 17,200 m より上流では谷壁が迫り、溪床幅は狭くなり溪床堆積地は明確に区分される。SP. 14,900～15,500 m・SP. 16,750～17,150 m の間では溪床幅は比較的広く、たとえば、1981 年 7 月 11 日に発生した土石流にみられるように氾濫堆積の著しい区間である(図-12)。

堆積面上には天然生同齢林分がみられ、SP. 16,800～17,000 m の間に 70～80 年生の林分がみられる。そして、これより下流では大正泥流の影響を受け、40 年以内の林分が分布し、新しいものでは 3～5 年生の林分が多い。

ヌッカクシフラノ川と同様にして算出した堆積土石量の分布を図-13 に示した。堆積土石は、SP. 7,500～7,800 m・SP. 10,100～10,200 m・SP. 11,300～11,400 m・SP. 11,900～12,000 m・SP. 13,300～13,700 m・SP. 15,000～15,700 m・SP. 16,800～17,200 m の各区間で多く、その量は約 5,000 $m^3/100 m$ である。他の区間では 500～2,000 $m^3/100 m$ と土石量は少なく、SP. 7,200 m より下流と SP. 17,200 m より上流でこの傾向は特に強い。

礫径の分布をみると、平均粒径(線格子法)は、SP. 11,400 m より下流で約 10 cm、これより上流で 15 cm 程度であるが、SP. 13,500 m・SP. 14,800 m の地点では 30～40 cm となっている。最大礫径は、SP. 11,400 m より下流では一部で 200 cm の大径礫がみられるが、ほとんどが 50 cm 前後である。また、これより上流では、150～200 cm の転石が多い。

3. 小武川

小武川流域における土石の堆積特性は、1959 年災害時に堆積または洗掘を受けたものと、1959 年以前より現状を呈しているものの 2 者に大別され、量的には後者が著しく多い。また、

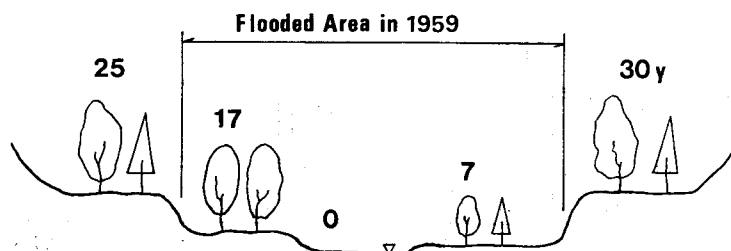
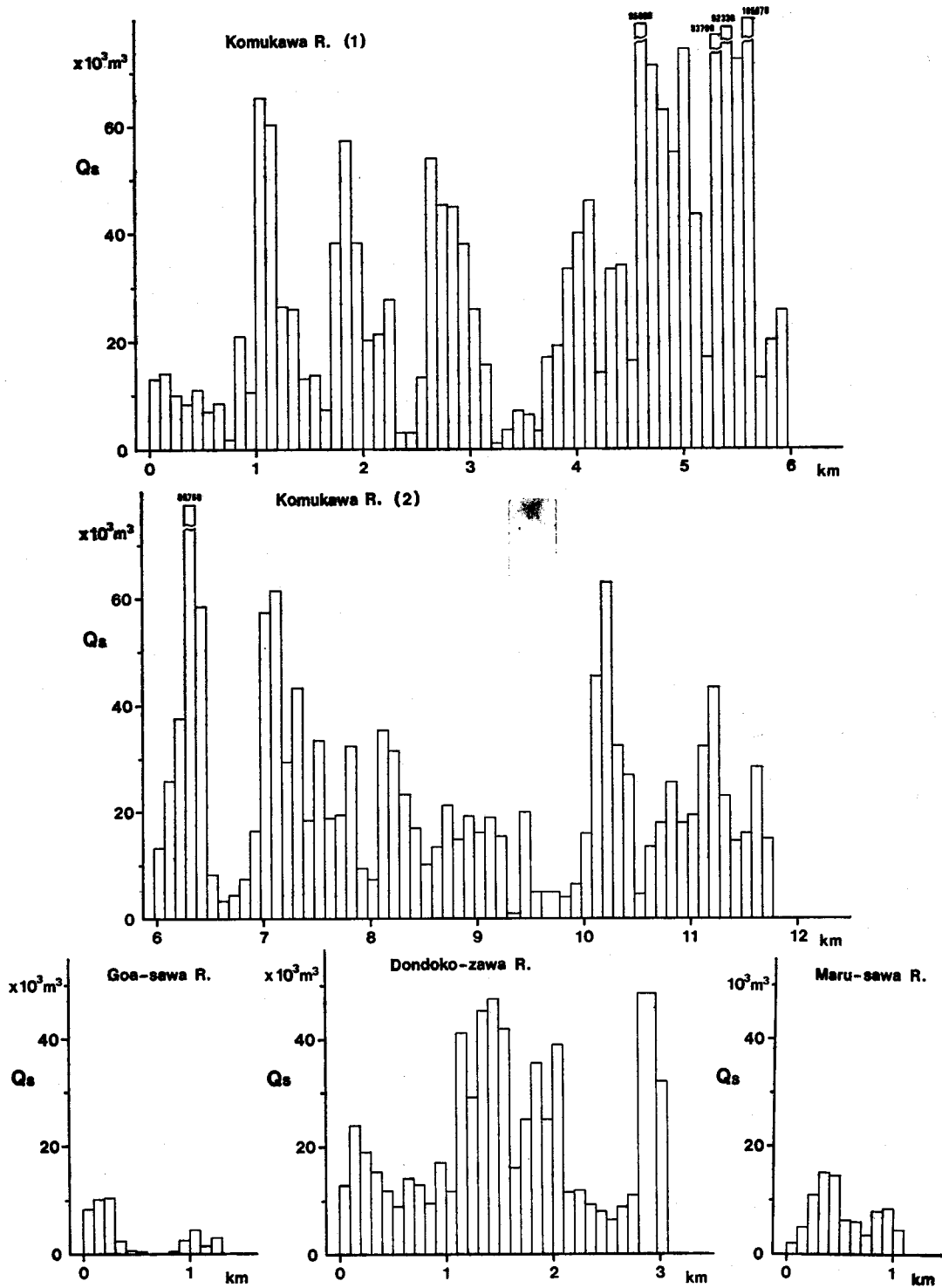


図-14 溪床横断面図(小武川)

Fig. 14. Cross section (Komukawa R.)



図—15 堆積土石量の分布 (小武川)

Fig. 15. Distribution of quantity of sediments (Komukawa R.)

1959年以降形成された堆積地は1959年に堆積した土石に規制され、流路近くに小規模なものが形成されている。堆積形態は一般には図-14に示すように階段状を呈す場合が多く、最上位の堆積地は、上面の植生は若いほとんど人工林ないし二次林で被われ、非常に古い堆積地であると推定される。

1959年災害時の土石氾濫原にみられる植生は、20年生のアカマツ・ヤナギ類・ヤシヤブ等の林分で、空中写真上でも他の地域と明確に区分される。これより若い植生は、17年生・15年生・5年生および3年生の出現頻度生が高く、各々堆積面上に同齡林分を形成している。

礫径の分布をみると、平均粒径（線格子法）は下流部では3~9 cm、SP. 3,660 mより上流ではSP. 3,760 m付近で13 cmとなり、上流に向って漸次大きくなり、SP. 8,680 mでは30 cmを越えている。また、ドンドコ沢では、本流合流点付近で40 cmであるが上流になるに従って平均粒径は大きくなり、SP. 2,200 m付近で60 cmとなる。最大礫径は、SP. 3,660 mより下流で200~400 cmであり、SP. 3,660~6,960 mの間では200~300 cmとなっている。SP. 6,960 mより上流では300~500 cmとなり上流になるに従って太くなる。また、ドンドコ沢では最大830 cmであるが全体的にバラツキが大きい。なお、礫の堆積状況は層状を呈するものではなく、大小の礫が入り混った堆積状況を示している。

小武川における堆積土石量の分布を図-15に示した。1959年災害以降の堆積土石量は、本流およびドンドコ沢で多いが、特に、SP. 4,600~5,700 mの間で多く最大10万 $\text{m}^3/100\text{m}$ である。また、堆積土石量が少ないのはゴア沢とマル沢で1万 $\text{m}^3/100\text{m}$ 前後である。そして、最近の堆積地は局所的に形成される傾向をもち、非常に小規模である。

4. 春 木 川

春木川における堆積地の分布を図-16に示した。本流ではダム堆砂面上は平坦面を形成し、堆砂影響範囲外では主に右岸側に高位堆積地が谷壁に密着して長く分布し、溪床中央部ではレンズ状の堆積地がとりに残されている。階段状堆積地はSP. 1,930~2,280 mの間にあり、3~5段の階段をなし、最高位のは水路面より17 mの高さを呈す（図-17）。

タル沢ではSP. 0~400 mの間では堆積地は形成されず、SP. 400 mより上流では溪床全面に低位堆積地が形成され、春木川の他の区間・支流に比べて網状水路の発達著しい。SP. 1,300 mより上流で一部階段状堆積地がみられ、比高は最大7.5 mである。

大春木沢ではSP. 450 mより下流は扇状地形を呈し、上流の犬崩壊地より供給される土石により大規模な堆積地を形成している。この上流SP. 800 mまでの間では堆積地が一面に形成され、SP. 0~450 m・SP. 600~800 mの間では3~4段の階段状堆積地がみられる（図-17）。SP. 1,050 mより上流は谷幅が20 m内外となり堆積地は形成されていない。

堆積地の比高は、下流扇状地部で最大15 m（図-17）、上流部で19 mとなっている。また、近年形成された0~2年生堆積地は溪床の中央部にレンズ状にとりに残され、その比高は5 m前後である。

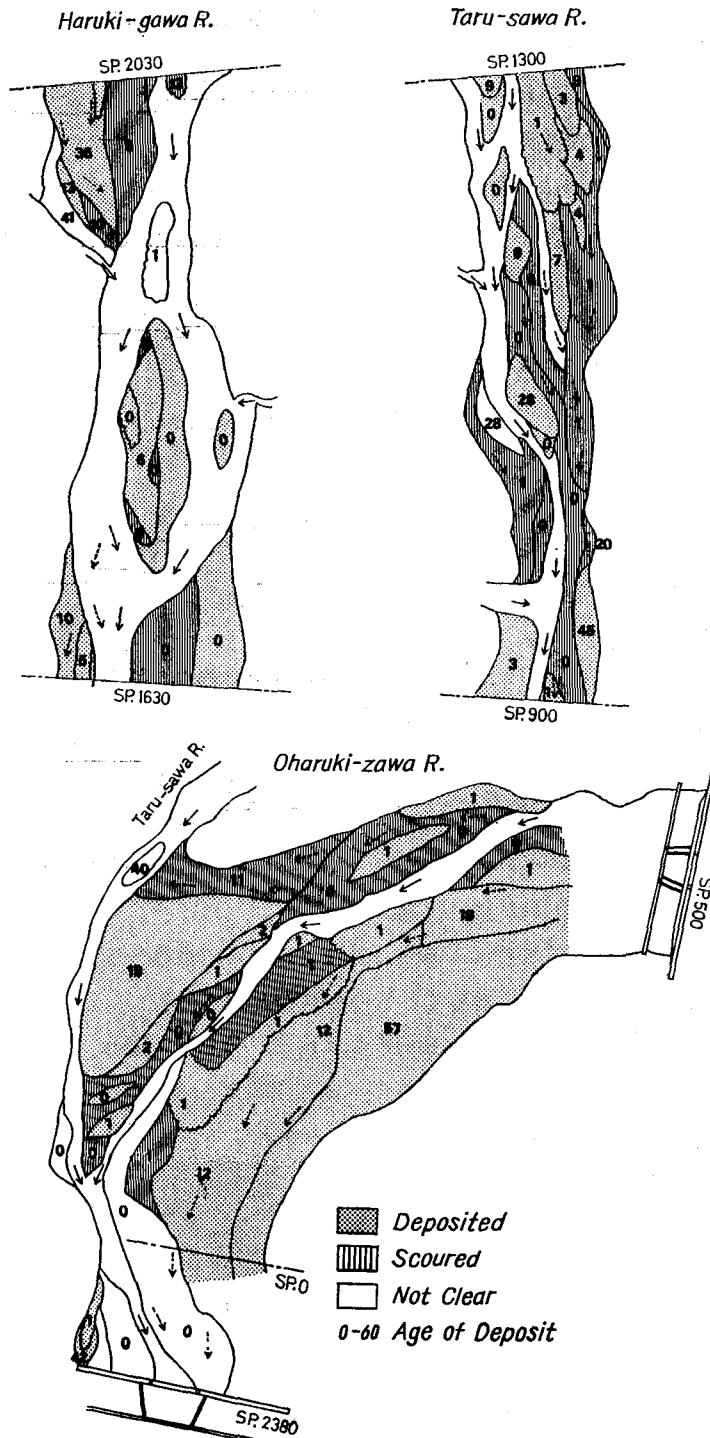


図-16 堆積地の分布 (春木川)

Fig. 16. Distribution of deposits (Haruki-gawa R.)

春木川でも他の溪流と同様に、比高の異なる堆積地がみられ、現流路または旧流路に近い低位堆積地では植生はみられず、逆に高位堆積地では樹高の高い天然生同齢林分を形成している。堆積面上の樹木は林分形成後の土石移動により樹幹に損傷を受けたもの、土石の堆積により樹幹の埋没したもの、再度洗掘され不定根が露出したもの等がみられる。そして、堆積面の洗掘が著しく部分的に裸地化した場所では周囲の林分より若い同齢林分が形成されている。

平均粒径（線格子法）は、春木川では一般に 30 cm 以下で、ダム堆砂面上で 7 cm 前後、ダム下流部で 20~30 cm と大きくなる。タル沢では SP. 200 m 付近と SP. 1,650 m より上流の狭さく部で比較的確径が大きく、大春木沢では他の区間・支流に比べて平均粒径は小さくなっている。最大礫径は、ダム下流部と狭さく部で大きくなる傾向を示し、大春木沢の場合、平均粒径と同様に他の区間・支流に比して小径である。礫の配列状態は混合状態で堆積したものは少なく、堆積崖にみられるほとんどの礫は層状構造を示し、春木川では、土石移動規模に無関係に層状に堆積することを特徴としている。

春木川における堆積土石量の分布を図-18 に示した。堆積土石量は、本流 SP. 2,000 m より上流と大春木沢で 10 万 $\text{m}^3/100 \text{ m}$ 以上と多く、本流下流部とタル沢では 2 万 $\text{m}^3/100 \text{ m}$ と少量である。また、タル沢 SP. 0~400 m の間・SP. 1,600 m より上流と大春木沢 SP. 900 m より上流では堆積土石量は極く少なく特徴的である。

III. 堆積地の推移

1. 溪床堆積地の形成と溪畔林

1) 溪畔林と樹木年輪

小武川および春木川流域の調査区間（標高 400~1,200 m）は、植生はほとんど伐採を受けた二次林でクリーミズナラ群落となっている。溪床内の植生は小武川では一部カラマツの造林地があるが、一般に河原や河畔にみられる先駆樹種すなわちヤナギ類、ハンノキ、ヤシヤブシ

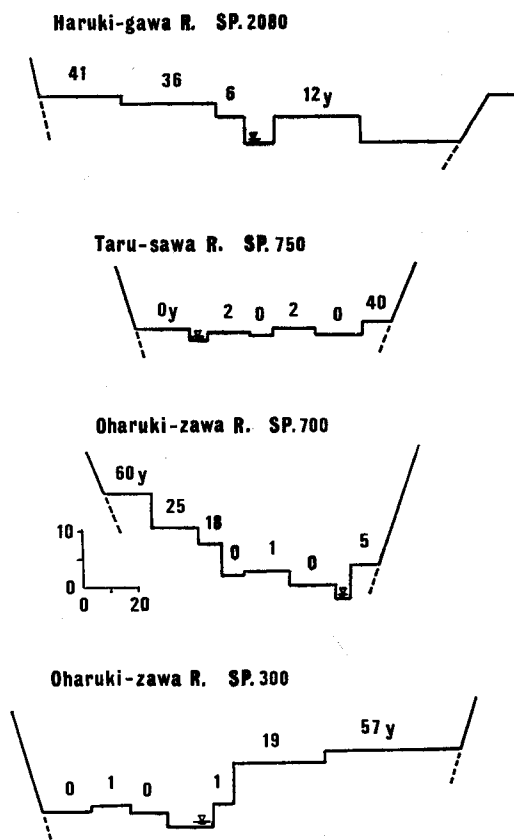
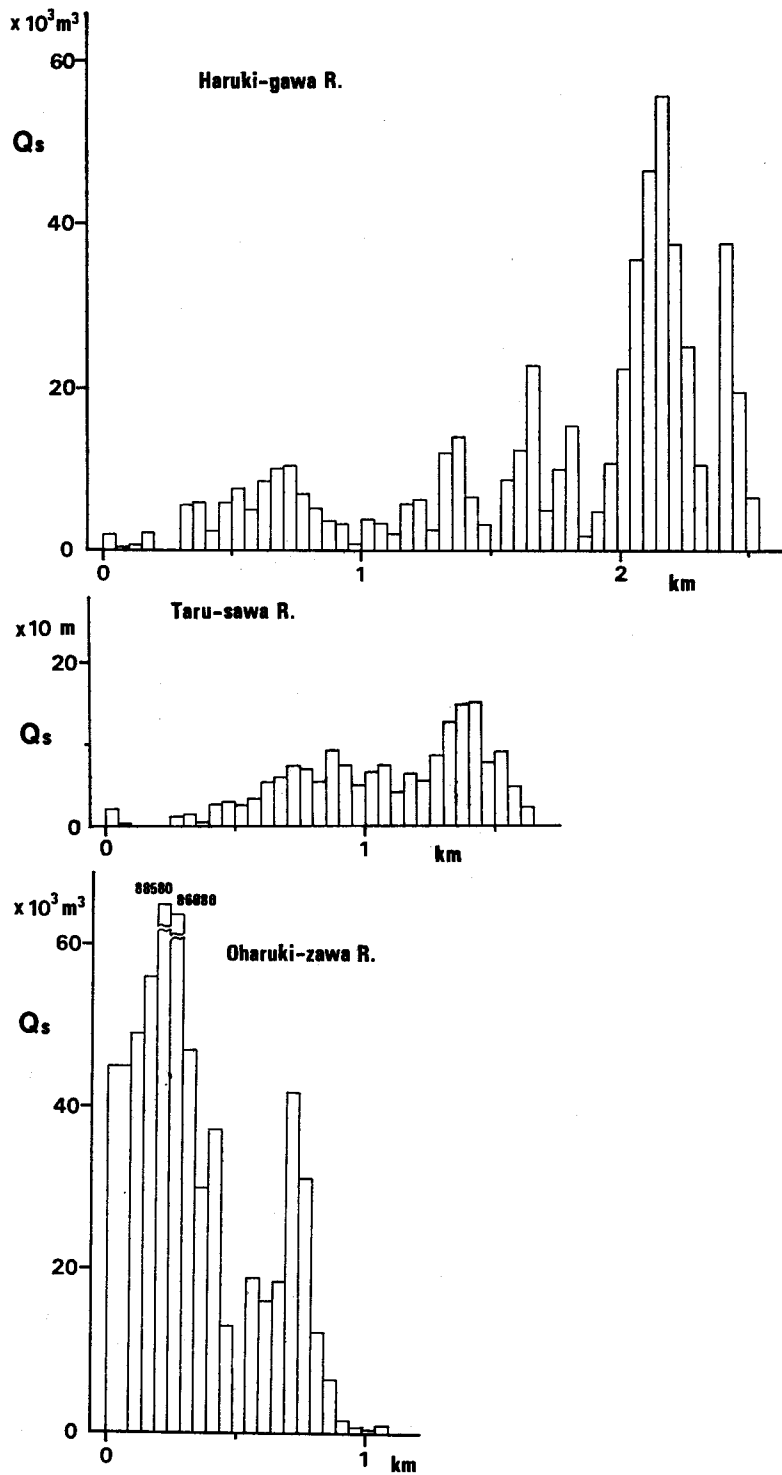


図-17 溪床横断面図（春木川）

Fig. 17. Cross section (Haruki-gawa R.).



図一18 堆積土石量の分布 (春木川)

Fig. 18. Distribution of quantity of sediments (Haruki-gawa R.)

の群落を形成している。

小武川・春木川両溪流とも比高の異なる種々の溪床堆積地が形成され、現流路に近い低位堆積地では植生はみられないが、その外側に位置する高位堆積地では林分が形成され、高位になるにしたがって、樹高も高くなる傾向を示している。そして、同一堆積面上では天然生同齡林分となっている場合が多い。しかし、小武川では溪床幅が70~380 mと広く、溪床内にカラマツの人工造林地があり、また、天然林も薪炭用材として利用されていることから、天然生同齡林分は1959年氾濫原と現流路付近に限られている。

小武川・春木川とも1980年に図-19に示す地点でそれぞれ73本・111本の供試木を採取した。そして、これらの供試木について、樹齡、樹幹の損傷、アテの形成・年輪の広狭・腐朽等の年輪異常、樹皮の巻込、不定根の年代を測定した。

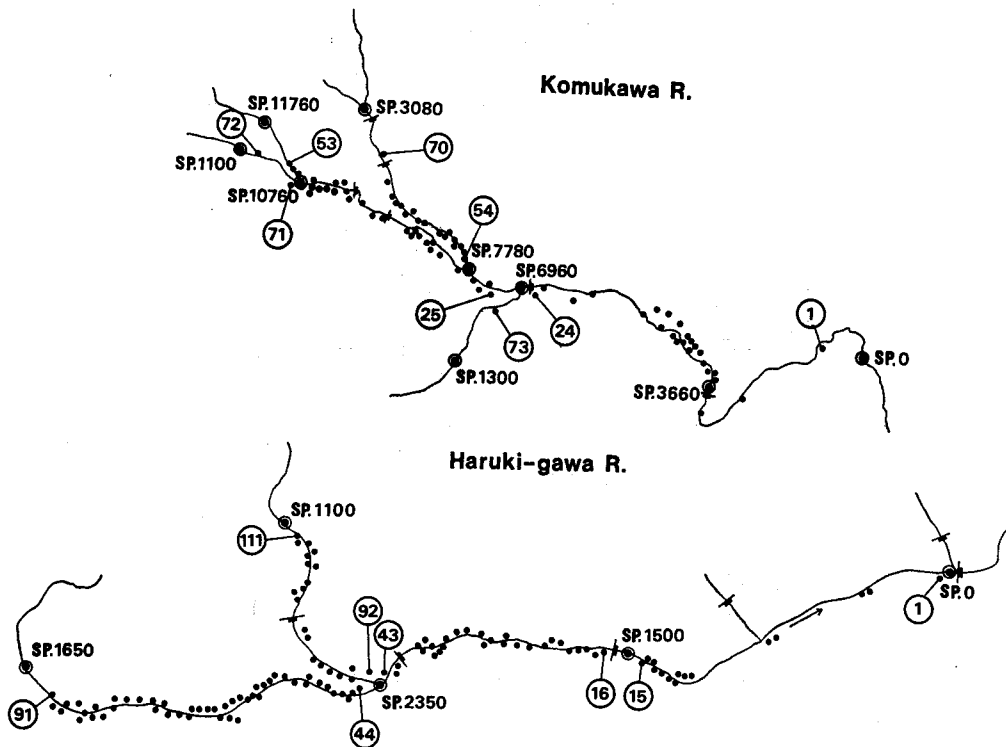


図-19 試料採取地点

Fig. 19. Location of sampling points

小武川では22年より若い林分を対象として供試木を採取し年輪解析を行った結果、供試木の樹齡の出現頻度が高いのは、6~8年、10~12年、16~19年である。年輪異常では、アテの形成・腐朽・年輪の広狭は14年より若い年輪にみられ、樹皮の巻き込みは1975年に4件観察される。また、不定根の形成は全くみられず、旧堆積地への土石のかぶりと洗掘はなかったものと推定される。

春木川では、供試木の樹齢は57年で、1年・3年・5年・7~8年・10年・12~13年・20年・28年・40~42年の出現頻度が高い。年輪異常では、アテの形成は少ないが、腐朽・年輪の広狭は多数みられ、ほとんどのものは19年より若い年輪である。樹皮の巻き込みは最近5年間で形成されたものが多く、不定根は試料としては少ないが、堆積地が洗掘され不定根が露出している地点は数多く認められた。このことは、旧堆積地への土石のかぶりと再度洗掘されることが多いことを示し、春木川は小武川に比べて土石移動頻度が高いことを物語っている。

2) 山梨の災害と溪畔林

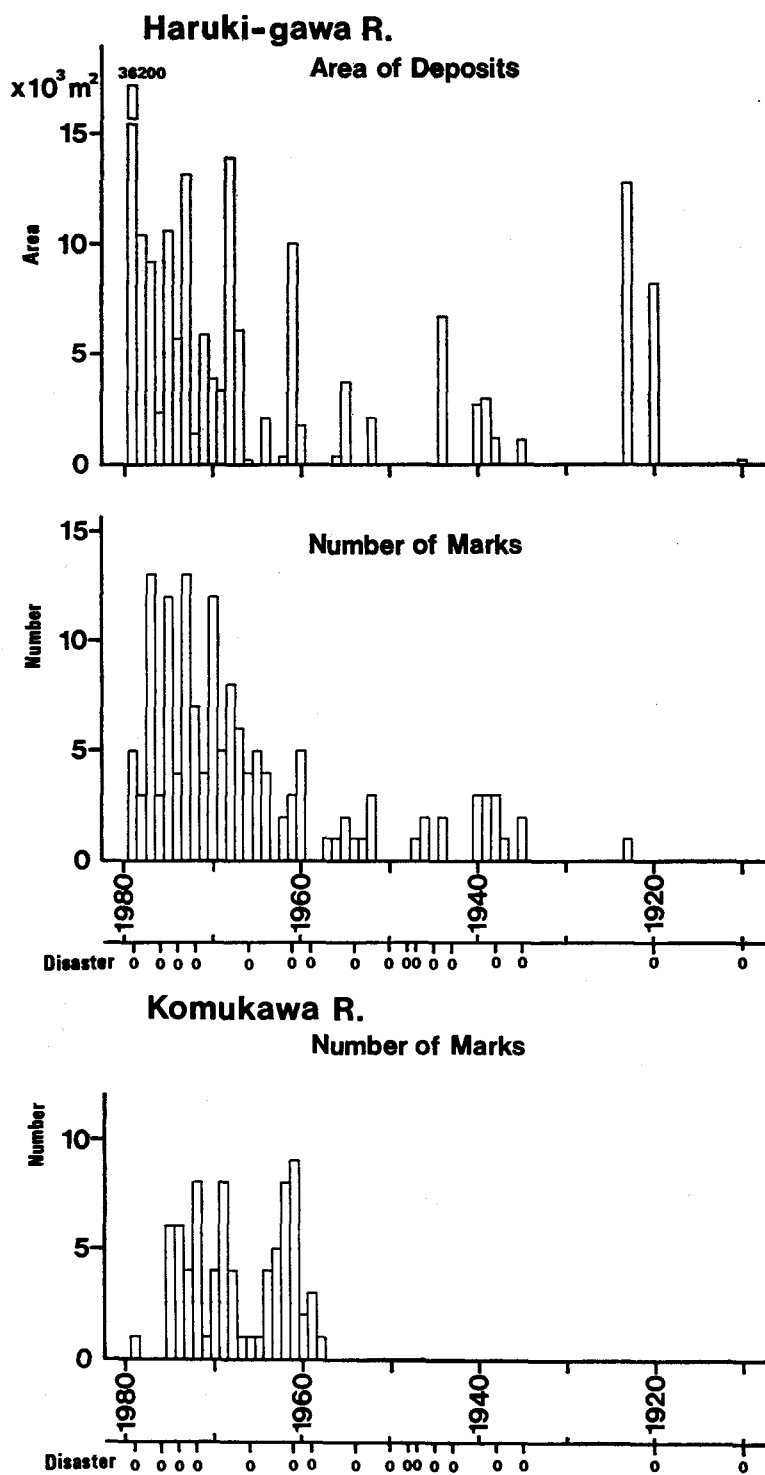
1900年以降、山梨県下で発生した主な災害は表-1のとおりである。これらの災害のうち特に被害の著しかったものは1910年全県下の災害である。近年では1959年釜無川災害、1966年足和田村土石流災害、1979年台風20号災害などがあげられる。

表-1 山梨県下の災害
Table 1. The disasters in Yamanashi prefecture

Year	Month	Day	Precipitation (mm)		note
			Total	daily maximum	
1904	Jul.	8-13	309	124	typhoon
1907	Aug.	22-28	327	132	typhoon
1910	Aug.	2-17	583	223	frontal precipitation
1920	Aug.	2-6	155	96	typhoon
1935	Sept.	21-26	420	186	frontal precipitation
1938	Jun.	28-30	260	130	frontal precipitation
1943	Aug.	4-5	133	131	frontal precipitation
1945	Oct.	3-5	308	245	frontal precipitation
1947	Sept.	13-15	310	214	typhoon
1948	Sept.	15-16	255	223	typhoon
1950	Aug.	2-7	160	111	frontal precipitation
1954	Sept.	17-18	110	66	typhoon
1959	Aug.	12-13	195	160	typhoon
1961	Jun.	23-29	338	182	frontal precipitation
1966	Sept.	21-25	179	66	typhoon
1974	Aug.	8	202	202	typhoon
1976	Sept.	7-14	577	297	typhoon
1979	Oct.	18-19	381	295	typhoon

災害痕跡(土石移動痕跡)の明らかな時間情報として樹齢・樹皮巻き込み、不定根をと、各々の痕跡数を合計し年代別痕跡出現度数としたものと山梨県下の災害発生年との対比を図-20に示した。小武川において、土石移動痕跡の出現頻度が高い時期と先に示した災害との対比は、

6~8年前痕跡: 1972年(昭和47年)災害



10～12 年前痕跡: 1966 年 (昭和 41 年) 災害

16～19 年前痕跡: 1959 年 (昭和 34 年) 災害

となる。また、植生侵入年代からみると、

1972～1974 年侵入: 1972 年 (昭和 47 年) 災害

1968～1969 年侵入: 1966 年 (昭和 41 年) 災害

1961～1962 年侵入: 1959 年 (昭和 34 年) 災害

となり、樹木侵入年代と災害発生時期には 1～2 年の差がみられる。春木川においても、1935 年以降発生した災害と樹木侵入年代とは 1～2 年の差をもって対比していると考えられる (図-20)。

一般に大災害の場合、土石流出規模は大きく、氾濫面積・土石堆積面積は大きくなる。図-20 において、樹木侵入年代別堆積面積は、1923 年・1944 年・1961 年・1968 年・1973 年で大きくなり、これらは 1920 年・1943 年・1959 年・1966 年等の災害記録とおおむね 2 年の差をもってよく一致する。

しかし、裸地の形成と樹木侵入年代とがよく一致することを考慮すると、先に示した時期以外にみられる樹木侵入年代も災害に至らない土石移動を記録しているものと考えられる。たとえば春木川 (図-20) では、1960 年以降毎年みられる樹木侵入年代から、土石移動の規模・移動地点の別はあるとしても、毎年のように土石移動があり堆積地が形成されていると考えられる。

3) 堆積地の年代

堆積面上の樹木を時間情報として堆積地形成年代を堆定する場合、樹木の侵入年代と土石移動年代 (堆積地形成年代) との間では 1 ないし 2 年の遅れがあるといわれ³⁾、小武川・春木川でもおおむね 2 年の遅れが認められた。土石移動現象には災害に至らない中小規模のものもあり、これらも相応の堆積地を形成し、樹木が侵入し同齢林分が形成される。各樹木侵入年代が 2 年の誤差で堆積地形成年代を示しているものとすれば、樹木侵入年代は堆積地形成の絶対年代ではないが、相対的な前後関係を示している。したがって、1～2 年の誤差はあるものの、樹木侵入年代をもって堆積地形成年代とした。

ヌッカクシフラノ川、富良野川、小武川および春木川における堆積地形成年代の分布を図-21～24 に示した。ヌッカクシフラノ川においては、1878 年に形成された堆積地は SP. 500～1,700 m, 3,600～5,200 m の間に分布し、1898～1918 年に形成されたものは、SP. 1,500～2,800 m の間に多く分布する。また、1928 年より新しい堆積地は流域全域に認められ、近年では毎年のように堆積地が形成されている。三峰山沢では 1878 年の古い堆積地は SP. 400～1,100 m の間で認められ、SP. 2,000 m より上流では 1976 年から 1978 年に形成された新しい堆積地だけがあり、古い堆積地が存在しないのが特徴的である (図-21)。

富良野川においては 1926 年 (大正 15 年) に泥流が発生し、SP. 16,200 m より下流ではこ

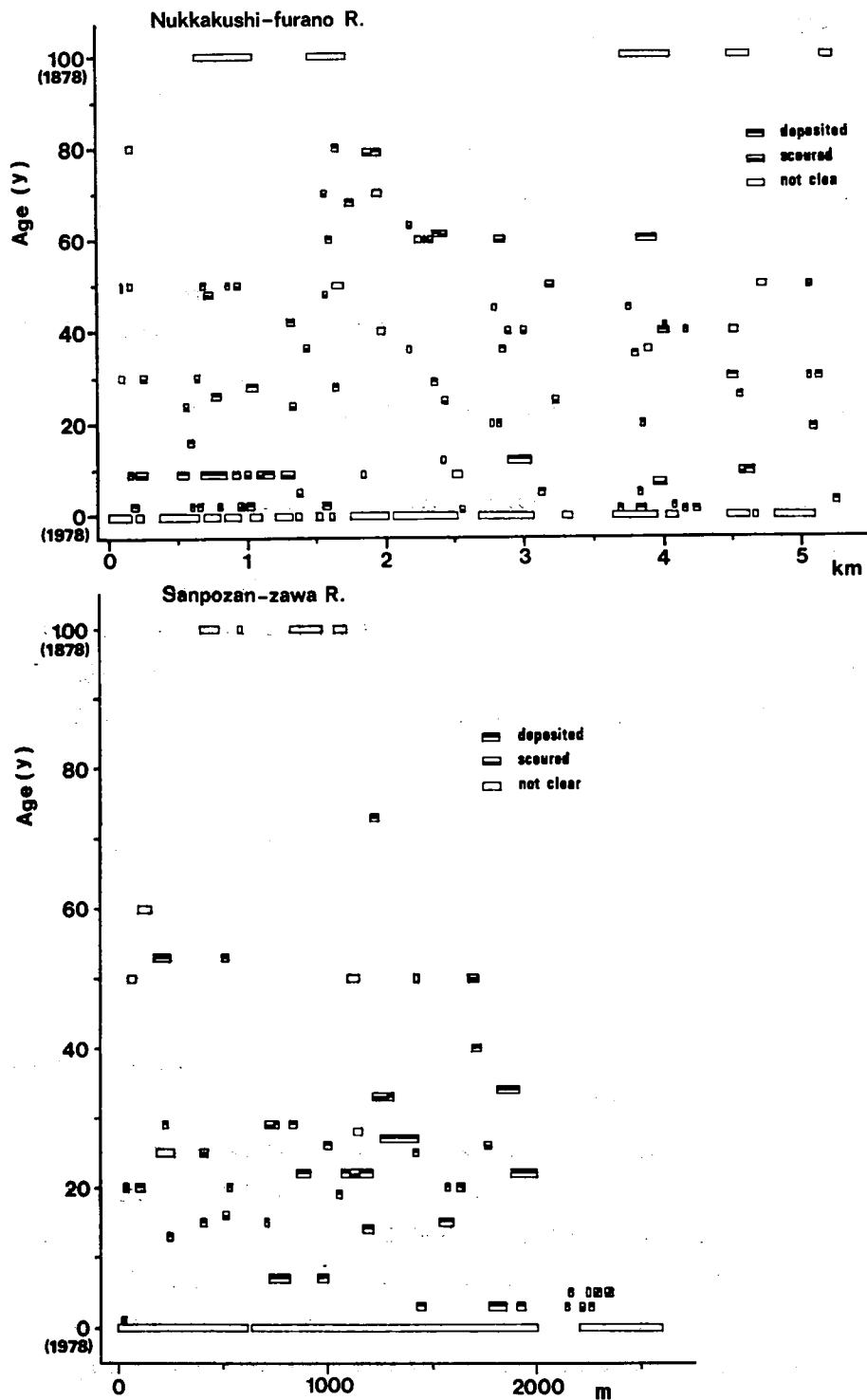


図-21 堆積地形成年代の分布 (ヌッカクシフラノ川)

Fig. 21. Ages of deposits (Nukkakushi-furano R.)

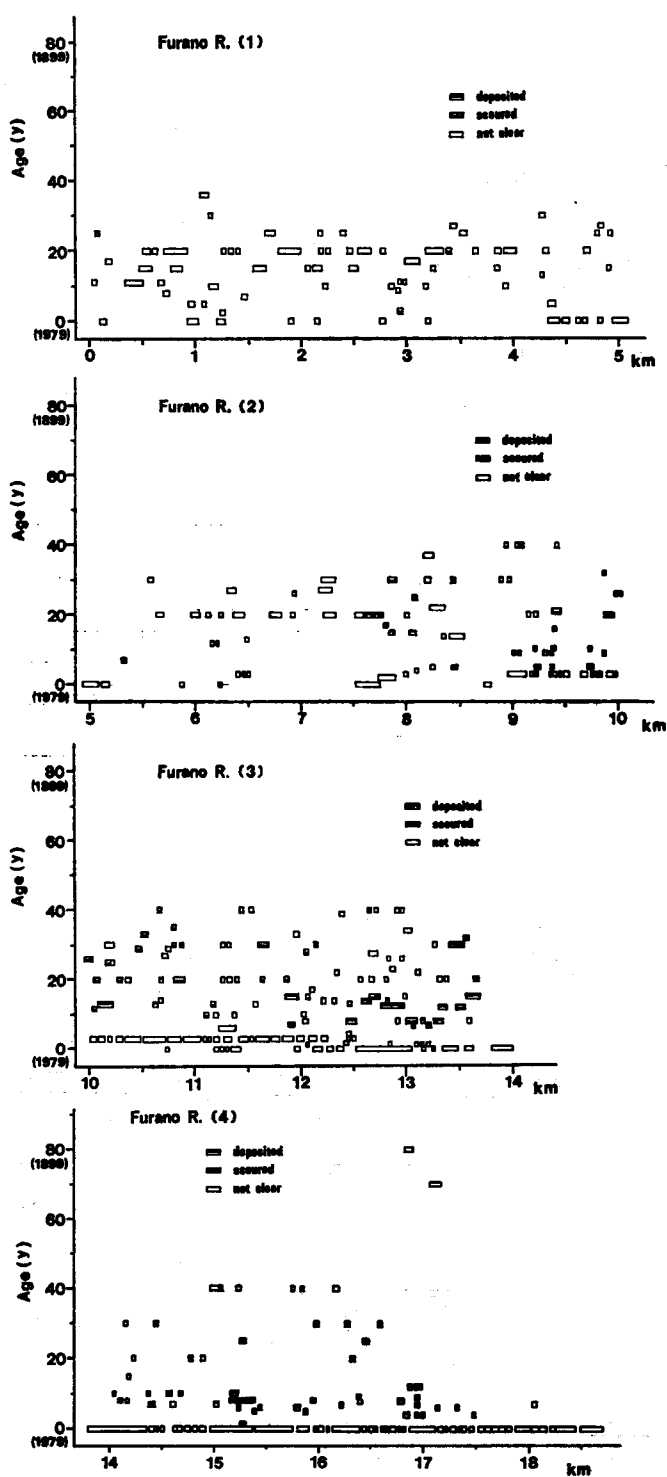


図-22 堆積地形成年代の分布 (富良野川)

Fig. 22. Ages of deposits (Furano R.)

の影響を受け、泥流流下範囲内には40年以上の樹林が形成されている。泥流以降の堆積地形成年代についてみると、SP. 0~8,000の間では1949年以後形成された堆積地がみられるが、最近(1974~1979年)形成された堆積地は少ない。SP. 8,000~16,200 mの間では1939~1979年の堆積地がみられ、特に、SP. 10,000~13,800 mの間で形成年代の頻度が高い。SP. 16,500 mより上流では、一部で1899年に形成された堆積地が残存するが、主に、1969年より新しい堆積地が分布し、SP. 17,200 mより上流では植生が安定するような堆積地は形成されていない(図-22)。

小武川では1959年に大規模な土石流出があり、その後、本流およびドンドコ沢では1960年から1980年の間に形成された堆積地が連続的に認められる。しかし、ゴア沢では堆積地形

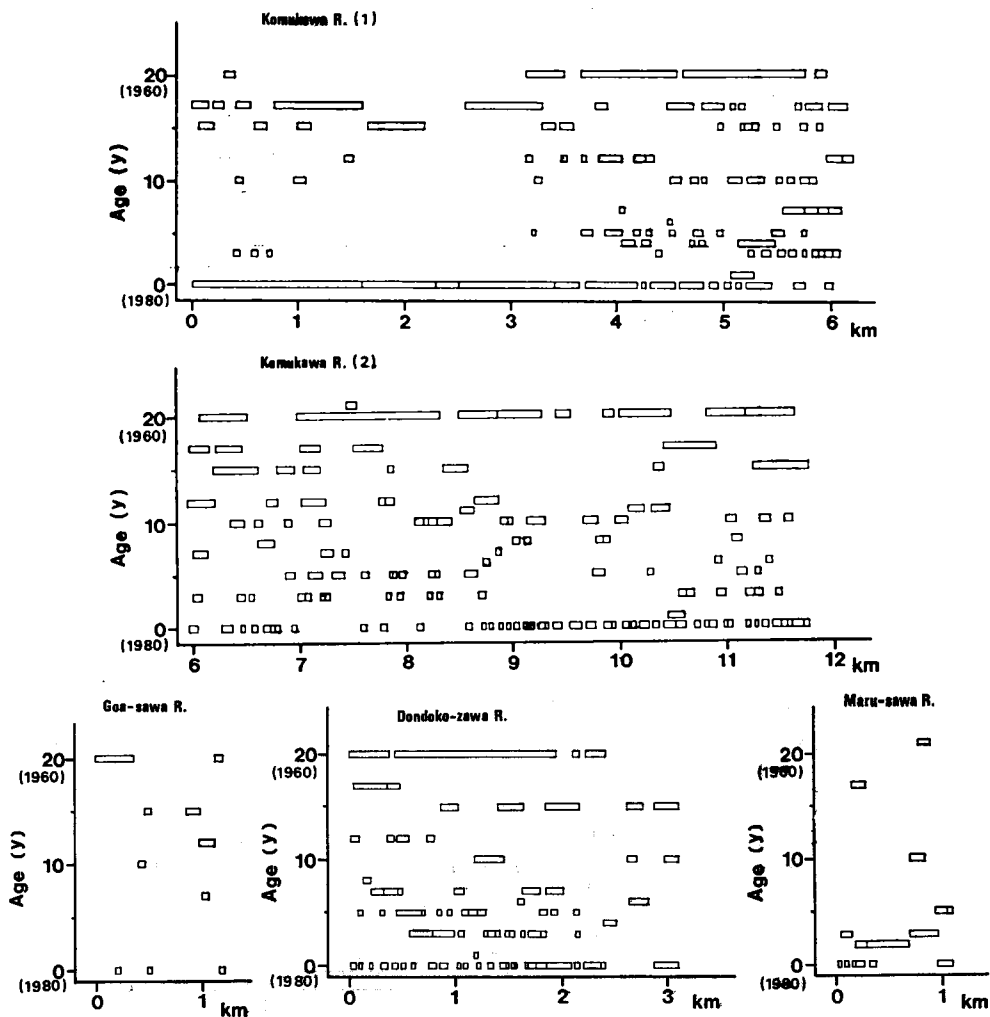


図-23 堆積地形成年代の分布(小武川)

Fig. 23. Ages of deposits (Komukawa R.)

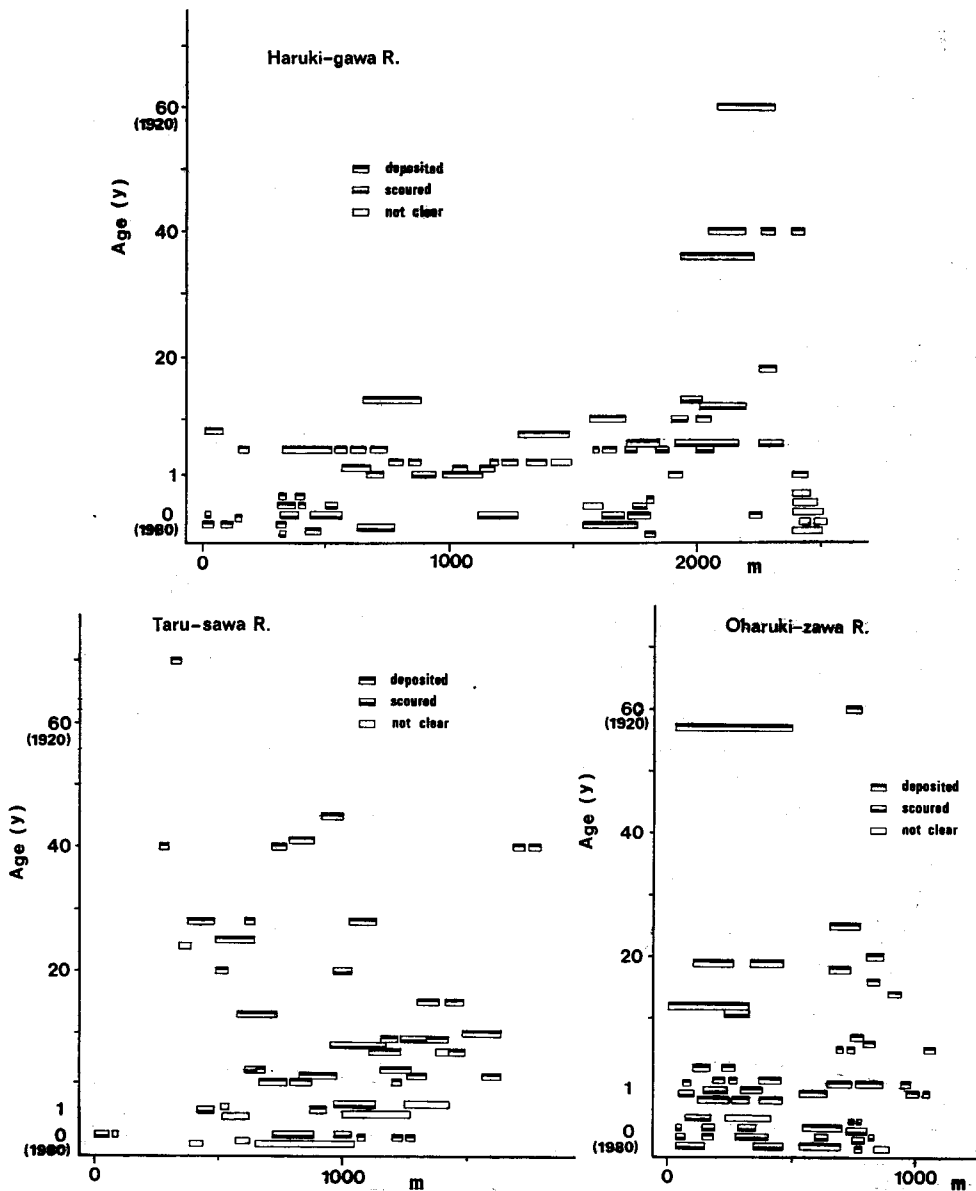


図-24 堆積地形成年代の分布 (春木川)

Fig. 24. Ages of deposits (Haruki-gawa R.)

成頻度は低く、1960年、1965年、1970年、1980年形成の堆積地が一部でみられるにすぎない。また、丸沢では古い堆積地は少ないが、1975～1980年に形成された堆積地が比較的多く認められる(図-23)。

春木川本流では、1920年、1940年に形成された古い堆積地はSP. 1,900～2,500 mの間で残存し、1967年より新しい堆積地はほぼ全区間でみられ、特に1970年、1973年、1974～1975年、1980年の堆積地が塊状に形成されている。タル沢では、1970年より古い堆積地は年代的

にも位置的にも散在し、1970年以降形成された堆積地は SP. 400~1,600 m の間に主に分布している。大春木沢では、SP. 500 m の上下流で堆積地形成年代に特徴をもつ。すなわち、SP. 500 m より上流では1958年以降1960年前後、1973年前後、1979年、1980年の堆積地が分布し、1958年以前では1920年の堆積地が一部でみられるにすぎない。SP. 500 m より下流では1923年、1961年、1968年に形成された堆積地が長区間にわたって残存し、その間の形成年代の堆積地はみられない。そして、1978~1980年のごく新しい堆積地は全区間に分布している(図-24)。

2. 堆積地の形成過程

1) 堆積地形成の基本型

溪床堆積地の形成には、上流から土石が供給され堆積して形成されるものと、もともと存在する堆積地が洗掘され変形し安定化することにより形成されるものがあり⁸⁹⁾、実地溪流においては、階段状堆積地は図-25のような過程を経て形成される。すなわち、堆積により形成される場合は、堆積地1が形成されているところに堆積地2が形成され、洗掘による場合は、堆積地1が部分的に洗掘され堆積地2が形成される場合である。

両者の差は、図-25において、堆積により形成される場合は堆積地1と2の礫の配列は不整合となり、洗掘の場合は堆積地1と2の礫の配列は整合性をもつ。したがって、堆積崖の礫の配列状態により堆積地の形成様式の判別が可能となる。

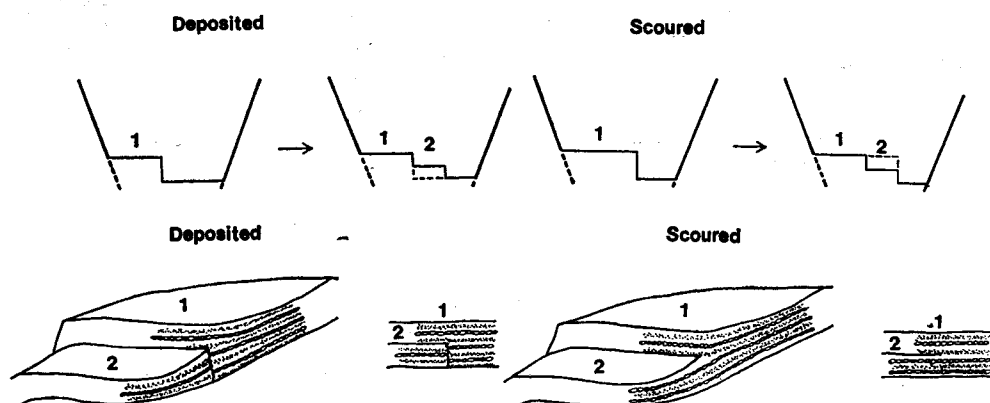


図-25 堆積地形成様式

Fig. 25. Types of deposit formation

これらは部分的に堆積・洗掘が起こる場合であるが、土石移動規模が前堆積地形成時の規模を上まわると、堆積の場合には図-25の堆積地1を完全に埋積してしまい、より高い位置に堆積地が形成される。また、洗掘の場合には、堆積地1は消滅することになり、実地溪流では、これらが複雑にからみ合い、堆積地の形態・分布に表現されている。

2) 堆積現象と洗掘現象

前節の手法により、ヌッカクシフラノ川、富良野川および春木川における堆積・洗掘の区

分を前図-21, 22, 24 に示した。ヌッカクシフラノ川では、1928 年以降では SP. 3,500 m より上流では堆積傾向を示し、これより下流で約 500 m 間隔で堆積と洗掘が交互に出現する傾向を示す。また、同一地点では、堆積または洗掘が常に連続することではなく、たとえば、SP. 1,000~1,600 m の間では、堆積と洗掘が時間的に交互に発生していることが明瞭にみられる。三峰山沢では全域的に堆積傾向を示しているが、時間的にも位置的にも不規則である。

富良野川では、SP. 7,500 m より下流で堆積地形成様式は不明であるが、これより上流では SP. 12,300 m までの間で洗掘傾向を示し、部分的に堆積傾向を示している。SP. 12,300 m より上流では、1969 年まで洗掘傾向で、1969 年以降、特に SP. 14,000 m より上流で堆積傾向が強くなっている。1920 年頃には、SP. 8,000 m 付近で堆積傾向を示すが、これより上流では洗掘傾向である。しかし、1969 年には、SP. 9,000~12,000 m の間で堆積・洗掘が交互にみられるが、これより上流では堆積が主となっている。

春木川本流においては、多くの堆積地は堆積により形成されているが、洗掘により形成された堆積地は、1968~1975 年の間は SP. 1,700~2,300 m 間にみられ、1980 年にはこの区間は堆積傾向を示している。SP. 1,700 m より下流では洗掘傾向がみられる。タル沢では、全体的に堆積傾向がみられるが、洗掘傾向を示す区間は、1970 年からの 10 年間で SP. 1,300 m から SP. 800 m へと移行してきている。大春木沢では 1979 年までは全域的に堆積傾向を示しているが、1980 年にはほとんどの区間で洗掘傾向へと転じている。

このように、堆積地は洗掘と堆積の両様式により形成され、堆積・洗掘は、同一地点であれば時間的に、同一時間であれば位置的に不規則であることが認められる。

3) 土石移動規模と堆積現象

土石移動規模の考え方は、一般には災害時の土石流出規模にみられるように、流出土石量で示される場合が多く、流域間での流出規模の比較は単位面積 (1 km^2) 当たり土石量に換算して行われている。また、新谷⁵⁾ は、移動に参加した土石量と移動距離の積をもって移動規模としている。

いわゆる荒廃溪流では様々な規模の土石移動があり、この結果は、各時点の渓床堆積地の状況と渓床地形により選択的に堆積地として痕跡を残している。たとえば、移動規模が極端に大きい場合の例として常願寺川における土石流堆積⁶²⁾、安倍川上流部の堆積段丘⁶³⁾ 等がある。しかし、これらは砂防学的な時間をはるかに上まわった現象であるといえる。

砂防学上対象とされる現象は、日常発生する現象から 100 年位の間に発生した現象ということができる。したがって筆者は、時間的な考え方を明確にする意味で、同一土石移動に参加した土石量、すなわち同一堆積年代の土石量の総和で移動規模を表現できると考えた。

なお、土石移動規模は土石流・掃流の移動形態によって異なりそうであるが、総移動土石量で表現すれば、形態上の区分は不必要となる。したがって、以下の議論では全て移動規模として論ずるものとし、過去 100 年以内に発生した現象の規模と堆積現象について、小規模な場

合として富良野川、大規模な場合として小武川の例をとりあげる。

(i) 富良野川

富良野川の上流部 (主に SP. 14,000 m より上流) において 1980 年 7 月 11 日に土石の流出があり、この時の降雨量 (上富良野) は 21 mm/day を記録し、降雨確率としては 3 年程度であった (土石の流出規模と降雨規模とは一致しないのが普通である)。

この土石流出時の堆積・洗掘量を図-26 に示した。SP. 17,500 m より上流では洗掘傾向であり、SP. 17,400~16,400 m の間で堆積と洗掘が繰り返され、SP. 16,400 m より下流で堆積傾向を示している。そして、特に堆積土石量が多いのは SP. 17,000 m 付近であり、全堆積土石量の約 70% を占めている。

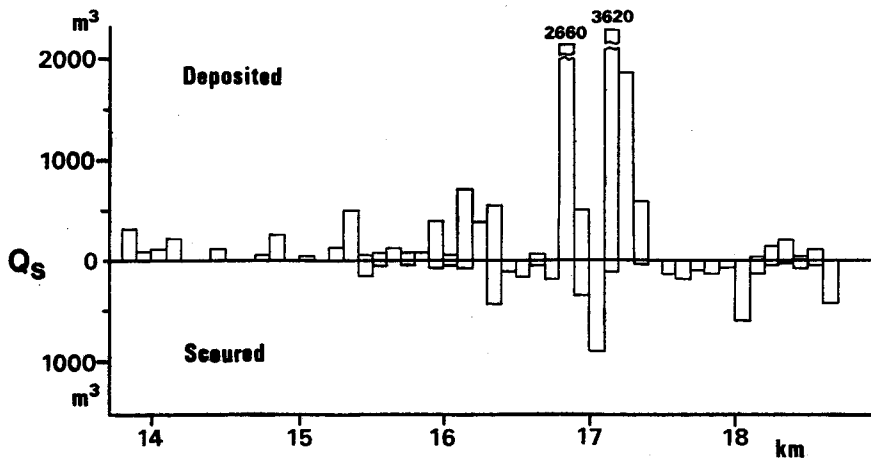


図-26 1980年8月の移動土石量

Fig. 26. Deposited or scoured quantity in Aug. 1980

SP. 17,000 m 付近の堆積・洗掘の詳細を図-27 に示した。1979 年調査により、SP. 16,750~17,250 m の間で 1965~1979 年に形成された堆積地が確認されていた。これらの堆積地は、1980 年 7 月土石移動時に、洗掘されたり、堆積面上への土石堆積をみたり、洪水氾濫の影響を受けたりしている。たとえば、SP. 16,800 m 付近と SP. 17,200 m 付近では新たに土石が堆積し、SP. 16,950~17,100 m の間では旧堆積地が洗掘されている。

旧堆積地のうち今回の土石移動の影響を受けた堆積地は、SP. 16,950 m 付近の 7 年生堆積地を除いて、9 年生 (1970 年形成) 以降に形成された堆積地である。すなわち、1980 年 7 月 11 日に発生した土石移動現象の規模は、9 年生堆積地を形成する土石移動規模を上まわり、12 年生堆積地が形成される規模より小規模の現象であろうと推定することができる。そして、12 年、14 年生堆積地への影響がみられなかったことは、古い堆積地ほど移動し難く残存する可能性が高いことを示している。

1975 年 8 月 23 日には 152 mm/day (上富良野) の降雨量があり²⁹⁾、降雨確率は 20 年程度に

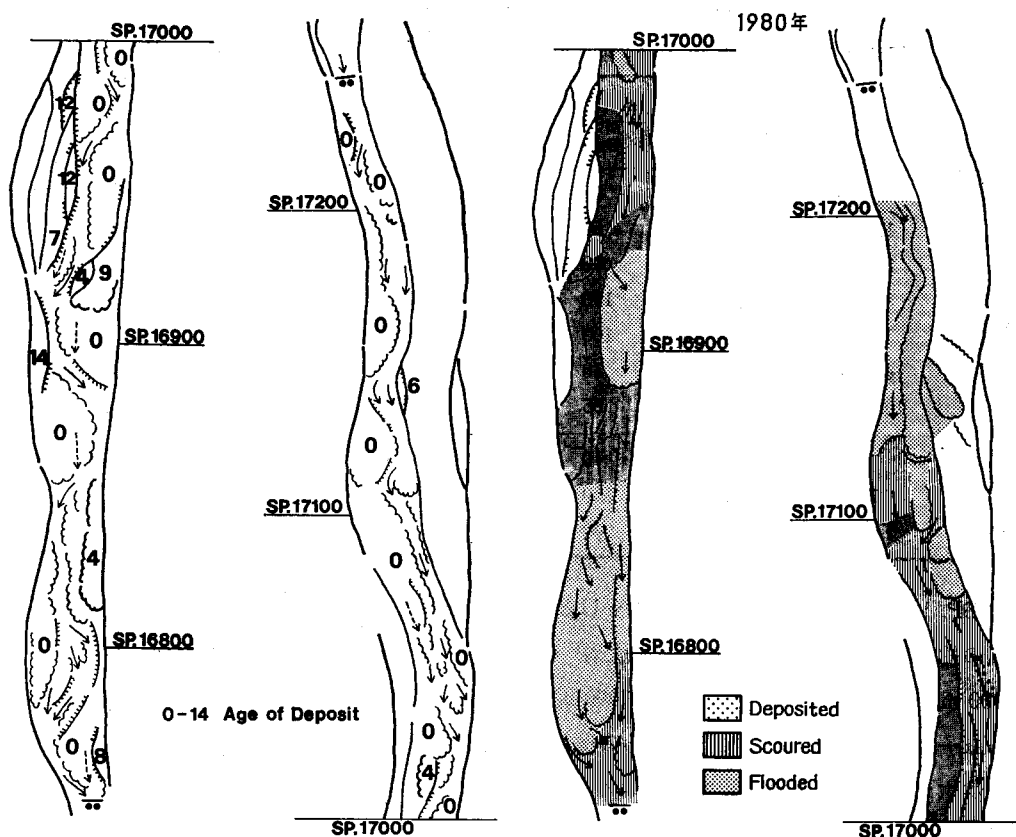


図-27 1980年8月の堆積地形成状況

Fig. 27. Deposits formation in Aug. 1980

相当し、1980年のそれに比べて規模は相当大きかった。しかし、8年および9年生堆積地が1975年時点で残存し、1980年に洗掘または上面に土石が堆積したことは、土石移動規模は1980年の方が大きかったことを示している。

(ii) 小武川

小武川では、1959年8月12～13日に366 mm (藪の湯) の降雨量があり、釜無川への流出土砂量が約120万 m^3 というきわめて大規模な土石移動があった⁴⁷⁾。その後現在まで土石移動は毎年認められるものの、その痕跡の範囲は1959年土石移動範囲内のごく一部を占めているにすぎない。

1959年災害時の土石移動は極めて大規模な現象であり、この時の土石移動範囲と溪床幅・溪床勾配を対比したものが表-2である。SP. 2,800～8,700 mでは溪床幅は100 m以上であり、ドンドコ沢でも150 m以上の区間が1 km以上続いている。

1959年災害時の洪水流下幅 (堆積地形成幅)⁴⁸⁾は場所により30～290 mと著しく変化をみせている。堆積地は幅広く形成されているが、溪床幅に比較して一般には狭く、たとえば、本流

表-2 溪床幅と1959年洪水流下幅(小武川)

Table 2. Width of river bed and flooded width in 1959 (Komukawa R.)

	SP. (m)	Slope	Width (m)		Width of Flood (1959)		note
			min.	max.	min.	max.	
Komukawa R.	0- 1,000	1/37	55	90	40	90	transportation zone
	1,000- 2,800	1/25	60	400	50	200	
	2,800- 3,900		90	200	50	110	
	3,900- 5,700	1/18	190	345	100	290	
	5,700- 8,700	1/14	100	390	70	160	transportation zone
	8,700-10,000	1/11	40	100	40	80	
	10,000-11,800	1/ 9	85	300	50	150	
Dondoko-zawa R.	0- 100	1/14	40	80	40	50	transportation zone
	100- 1,400	1/13	150	340	80	150	
	1,400- 3,000	1/10	40	130	30	100	transportation zone

では SP. 1,000~8,700 m, SP. 10,000~11,800 m, ドンドコ沢では SP. 100~1,400 m の間で溪床幅の約 1/2 が洪水流下幅(堆積地形成幅)である。一方、本流の SP. 0~1,000 m, SP. 8,700~10,000 m, ドンドコ沢の SP. 1,400~3,000 m の間では、溪床幅と洪水流下幅(堆積地形成幅)とはほぼ一致している。そして、これらの区間の溪床幅が 100 m 内外であり、本流の中・下流部では洪水が分流し流下幅が極端に大きくなっていることを考え合わせると、1959 年災害時の土石移動規模に対する堆積地形成の最大幅を約 100 m と考えることができる。このように、移動規模により洪水流下幅に限界があるとすれば、溪床幅が広くなれば洪水の及ばない区域ができ、富良野川においても、小規模ながら 1980 年に土石移動現象が 12 年・14 年生堆積地まで影響していないことによって裏付けられる。

3. 春木川の堆積地

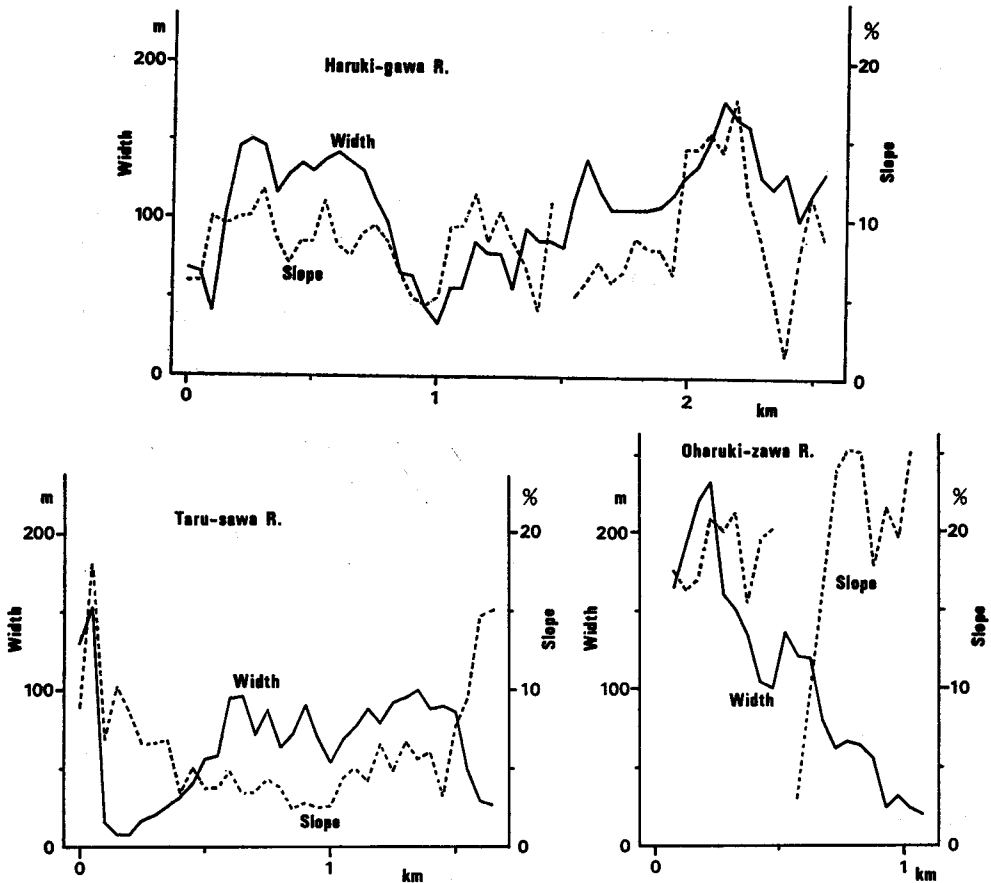
1) 地形的特徴

春木川における溪床幅と勾配の変化を図-28 に示した。溪床幅としては 100 年以内に形成された堆積地までの幅をとった。そして、平均的な地形的特徴を表-3, 4 に示した。

春木川ではダム堆砂面上の勾配は 1/20~1/14 と緩く、溪床幅は 100 m 以上である。ダム堆砂範囲外では勾配は 1/11 以上、溪床幅は 80 m 以下となっている。タル沢では中流部は溪床幅は 80 m, 勾配は 1/20 であり土石の堆積がみられるが、その上・下流は急勾配となり、溪床幅は 15 m と極端に狭くなっている。

大春木沢では、勾配は SP. 550~600 m の間は、ダム堆砂のため 1/10 であるが、この上・下流は約 1/5 の急勾配である。溪床幅は SP. 550 m より下流で扇状地形を呈し、120~230 m となり、SP. 700~850 m の間は 60 m, これより上流は 25 m 以下と極端に狭くなっている。

全体的にみると、溪床幅は春木川、タル沢中流部、大春木沢下流部で広く、溪床勾配は、



図—28 溪床幅と溪床勾配 (春木川)

Fig. 28. The width and slope of stream bed (Haruki-gawa R.)

春木川とタル沢で緩勾配を示し、大春木沢で約 1/5 の急勾配を呈している。

2) 堆積地の推移

堆積地の推移は、移動土石が堆積することによって堆積地が形成され、これがある期間残存し、その後堆積地が洗掘され変形してゆく過程である。そして、富良野川および小武川でみられたように、堆積地の形成・消滅(変形)の過程は、土石移動の規模と溪床地形および残存する堆積地の形態により異なる。

春木川においては、タル沢と大春木沢で堆積地の推移に差異が認められる。この差異は、土石流出規模と溪床地形(特に溪床幅)の両者の組合せによるものと考えられ、両者を対比しながら堆積地の推移について以下に述べる。

(i) タル沢

タル沢にみられる堆積地の比高の最大値は、16 年生(1964 年形成)堆積地の 7.5 m であり、10 年生以内の堆積地では 2~3 m である。そして、全体的な堆積土石量は少なく、同一時期に

表-3 溪床勾配の変化
Table 3. The slope of stream bed

	Section	Slope	note
Haruki-gawa R.	SP. 0 ~ SP. 850	0.09 (1/11.1)	Sedimentation of sabo dam
	SP. 850 ~ SP. 1,050	0.06 (1/16.7)	Sedimentation of sabo dam
	SP. 1,050 ~ SP. 1,450	0.09 (1/11.1)	
	SP. 1,550 ~ SP. 1,930	0.07 (1/14.3)	Sedimentation of sabo dam
	SP. 1,930 ~ SP. 2,230	0.15 (1/ 6.7)	
	SP. 2,380 ~ SP. 2,530	0.05 (1/20.0)	Sedimentation of sabo dam
Taru-sawa R.	SP. 200 ~ SP. 350	0.07 (1/14.3)	Transportation area
	SP. 400 ~ SP. 1,000	0.05 (1/20.0)	Deposition area
	SP. 1,050 ~ SP. 1,450	0.06 (1/16.7)	Deposition area
	SP. 1,600 ~ SP. 1,650	0.15 (1/ 6.7)	
Oharuki-gawa R.	SP. 50 ~ SP. 450	0.18 (1/ 5.5)	
	SP. 550 ~ SP. 600	0.10 (1/10.0)	Sedimentation of sabo dam
	SP. 700 ~ SP. 1,050	0.21 (1/ 4.8)	

表-4 溪床幅の変化
Table 4. The width of stream bed

	Section	Width (m)	note
Haruki-gawa R.	SP. 0	65	Sabo dam
	SP. 200 ~ SP. 700	120	Sedimentation of sabo dam
	SP. 1,000	30	Transportation area
	SP. 1,100 ~ SP. 1,530	80	
	SP. 1,530 ~ SP. 2,030	120	Sedimentation of sabo dam
	SP. 2,030 ~ SP. 2,280	150	
	SP. 2,380 ~ SP. 2,530	120	Sedimentation of sabo dam
Taru-sawa R.	SP. 100 ~ SP. 350	15	Transportation area
	SP. 550 ~ SP. 1,500	80	
	SP. 1,700	15	Transportation area
Oharuki-zawa R.	SP. 50	160	
	SP. 200	230	
	SP. 400 ~ SP. 600	120	Sabo dam
	SP. 700 ~ SP. 850	60	
	SP. 900 ~ SP. 1,050	25	

堆積した土石量も少ない。このことは、タル沢における土石移動規模が小さいことを示し、大春木沢の12年生堆積地の比高が約10mであることから、タル沢の土石移動規模が相対的に小さいことが類推される。

溪床幅は、堆積区間では80~100 mで土石移動規模に対して相対的に広く、溪床横断上に低い堆積地と新旧数条の流路がみられることから、下流部扇状地にみられるような流路変動をともなう堆積地が形成されていると推定される。たとえば、富良野川では、1980年7月の土石移動は12年生堆積地より新しい堆積地には何らかの影響を与えている。したがって、12年生堆積地に規制された移動現象であったといえる。しかし、タル沢では、洗掘または堆積により影響を受ける堆積地の年代に規則性はみられず、このため位置的に変動がみられる。

これらのことは、形成年代毎の堆積地の規模に大差がなく、土石移動規模に極端な差がないことから、土石移動規模が異なったとしても、堆積地の形成過程は、同一地点で堆積・洗掘を繰り返すというよりも、同一区間で土石の堆積位置・洗掘位置が変動するという形態をとる。そして、このために流路が変動することになり、移動規模に対して溪床幅が広い場合の堆積地推移の特徴であると考えられる。

(ii) 大春木沢

大春木沢のSP. 500 mより下流では、SP. 0~400 mに57年生堆積地があり、その後、SP. 100~200 mにあっては右岸に11年生・19年生の堆積地、左岸側に12年生堆積地が形成されている。そして、SP. 300~400 mの間にも19年生堆積地がみられ、これらの堆積地の内側には0~2年生の堆積地が多数形成されている。

1980年現在で、2年・1年・当年生堆積地が存在することから、57年・19年・12年(11年を含む)生の各堆積地が形成された後にも、その後連続して堆積地が形成されていたはずである。したがって、57年生堆積地が形成されてから19年生堆積地が形成されるまでの間に56~20年生の堆積地が形成されており、19年生堆積地が形成された時に、これらの堆積地は洗掘または埋積されてしまったものと考えられる。同様に、19年生堆積地形成後の新生堆積地は12年生(11年生)堆積地形成時に、12年生堆積地形成後の新生堆積地は1ないし2年生堆積地形成時に消滅したものと考えられる。また、SP. 100~300 m右岸側の19年生堆積地は、11年生堆積地形成時に洗掘され、現在の分布形になったと考えられる。

大春木沢の堆積地の比高は、57年生堆積地: 13~17 m, 19年生堆積地: 8~11 m, 12年生(11年生)堆積地: 7~10 m, 0~2年生堆積地: 1~4 mである。大春木沢の場合タル沢と異なり、このような高い堆積地に規制され、土石移動規模との関係をもちながら堆積地が形成・洗掘される。

たとえば、2回の大規模な土石移動があり、時間的に後のものが前のものより小規模であったと仮定すると、両土石移動の間に発生するより小規模な土石移動によって形成される堆積地は、後の土石移動により消滅し、存続期間が短いことを意味し、大規模な土石移動時に形成される堆積地は、存続期間が長いことを意味している。そして、大春木沢下流部は扇状地形を呈し、土石堆積の場として十分な空間を有するといえるが、土石の堆積・洗掘は、より高位の堆積地により制約されていると考えられる。つまり、移動規模の大小により、相対する堆積崖

が土石移動を規制していると考えられる。そして、ある溪流における堆積地の推移は、①土石移動規模（供給土石量）、②移動頻度、③堆積空間（溪床幅）により特徴付けられると考えられる。

IV. 溪床土石の滞留現象

1. 溪床地形と土石の滞留

1) 溪床拡幅部と勾配

溪床地形としては、平面的には直流部、曲流部、狭さく部、拡幅部があり、縦断的には勾配遷移点があげられ、空間的には土石の堆積・洗掘する場をあげることができる。過去、土石移動（主に堆積）現象と溪床地形との関係に関する研究としては、土石流の停止条件としての勾配変化と谷幅変化^{11,18,37,98,102}、堆積地の形成と谷幅曲線との対比³、拡幅部と堆積地の形成⁹²、砂防ダムの堆砂勾配⁶⁶、ダムによる川幅の拡大効果¹⁸、溪床拡幅部の低ダム群による土石のコントロール²¹等に見られるように、谷幅と勾配について論じられたものが多い。

春木川において堆積地の形成状況と溪床地形（溪床幅と勾配）についてみると、本流では全区間を通じて堆積地が形成され、特に地形上の特徴との対比はできない。タル沢では、SP. 100～200 mの狭さく部区間では堆積地はみられず、SP. 400～1,400 mの間では堆積地が形成され、溪床幅は80 m前後で溪床勾配は平均1/20の緩勾配を呈している。そして、溪床勾配1/14以上では1年および0年生堆積地は形成されず、この区間では溪床幅も狭くなっている。

大春木沢では、溪床勾配1/5以上でも堆積地は形成され、溪床幅は100 m以上である。そして、SP. 900 mより上流では堆積地は形成されず、溪床幅が25 m以下、溪床勾配が1/4以上となっており、溪床勾配の増加に比して溪床幅は極端に狭くなることからみれば、溪床幅の変化の方が堆積地形成に対する影響が強いと考えられる。

春木川では、SP. 2,000～2,300 mで溪床幅100 m以上に対して勾配は1/7以上であっても堆積地は形成され、大春木沢でも勾配1/5以上であるが、溪床幅100 m以上に対して大量の土石の堆積をみている。また、タル沢では、土石移動規模は小さいが、溪床幅20 m以上で堆積地を形成している。このように、土石が堆積するためには、溪床幅が広いこと、すなわち、堆積する場（堆積空間）の存在が必要条件と考えられる。

2) 堆積地の年代と滞留期間

調査対象である4溪流では毎年のように土石移動によって堆積地が形成され、堆積面上には天然生同齡林分が形成されている。堆積地の形成年代は樹木の侵入年代すなわち樹齢によって推定される。そして、この樹齢は当該堆積地が形成されて後の安定・残存期間を示している。

樹齢により推定された堆積地形成年代は1～2年の誤差を有するが、樹齢相互間の前後関係は正しいはずであり、樹齢をもって堆積地形成年代とした場合、その相対的な前後関係は正しくなる。たとえば、樹齢に5年の差があれば堆積地形成年代にも5年の差があると解釈さ

れる。

滞留期間とは厳密には土石が堆積してから再移動するまでの時間であるが、今後、何時再移動するかについての予測は、現時点では不可能であることから、ここでは堆積してから現在までの期間を滞留期間と定義した。そして、これは天然生同齢林分の樹齢で表わすことができるのである。

3) 堆積空間と滞留期間の長さ

流出する土石に対して溪床地形とくに溪床幅の働きを判別するとき、一般には、流動する土石が堆積することなく流下する区間を流過地帯、流動土石の多くが堆積する区間を堆積地帯としている。ある区間が堆積地帯であるためには、堆積する場としての堆積空間が必要である。そして、土石が堆積し安定する機会は溪床幅の広い区間で高くなり、溪床幅は堆積空間と同義となる。

堆積地帯において形成される堆積地は階段状を呈する場合が多く、このうち高位堆積地は安定度が高く、堆積土石が再移動するまでの期間すなわち滞留期間は長い。そして、現水路に近い低位堆積地は形成年代が若く、したがって滞留期間は短くなる。これも堆積空間としてみると、高位堆積地の堆積空間(溪床幅)は大きく(広く)、低位堆積地の堆積空間(対応する堆積幅)は小さく(狭く)なる。すなわち、堆積空間の大小と滞留期間の長短との関係には法則性がうかがえる。

たとえば、ヌッカクシフラノ川支流三峰山沢では、SP. 2,000~2,400 mの間では3年、SP. 2,400~2,600 mの間では0年の滞留期間が最長となり、これより上流は流過地帯、下流はいわゆる堆積地帯である。SP. 2,000~2,600 mの間の溪床幅は5~10 m、SP. 2,000 mより下流は15~25 mであり、滞留期間の長さは、溪床幅の広さによって異なっている。一般には、流過地帯・堆積地帯と大きく2分されるが、その中間的な地帯として、たとえば、滞留期間0年の堆積(流過)地帯、5年の堆積(流過)地帯、……、100年の堆積(流過)地帯という区分が可能と考えられ、これらの滞留期間は堆積空間に応じた土石移動規模の限界を示している。

このように、土石の滞留期間は堆積空間により限界をもち、流域の土石生産・流出条件によって異なる。たとえば、今村らの報告³⁹⁾にみられる限界貯留量と似ているが、堆積空間の大小が、その流域の土石移動規模に応じて滞留期間を規制し、土石移動過程に対して重要な役割を果たしていると考えられる。

2. 滞留現象の時間的解析

1) 土石移動規模・頻度と滞留期間

溪床に堆積可能な空間があるとき土石が供給されると堆積地が形成される。この堆積地は、次の土石移動時に一部が洗掘され、または全部が洗掘され消滅したり、また流出土石量が多ければ埋積され変形してゆく。いわゆる荒廃溪流では、土石移動規模が雑多であるため、堆積地の変形してゆく過程も雑多である。たとえば、ヌッカクシフラノ川、富良野川上流部、

春木川においてみられるように、種々の規模の土石移動があると、堆積地は典型的な階段状を呈してくる。また、春木川のように、ある程度大きな規模の土石移動が数年ないし10数年間隔で発生すると、堆積地形成年代は層状の分布形態を示し(前図-24)、その間の堆積地は消滅してしまう。

小武川においては、1959年の土石移動が極めて大規模であったために、その時形成された堆積地は、その後の土石移動によって洗掘されることなく残存している。このことは富良野川においても認められ、中・下流部の大正泥流流下区間では、その時形成された堆積地はその後洗掘されていない。このことは、大規模土石移動によって形成された堆積地は、その後の移動規模がこの現象の規模を上まわらないかぎり洗掘されず長時間残存するため、滞留期間が長くなることを意味するのであって、常願寺川・安倍川にみられる土石流堆積(堆積段丘)^{61,62)}がこの典型例である。

春木川に典型的にみられるように、種々の土石移動規模の現象が高頻度で発生する場合、堆積地の形成・消滅の頻度は高くなり、移動規模の分布に応じて滞留期間の異なる土石が分布することになる。そして、この典型的な例が階段状堆積地である。図-29に移動規模と堆積地の関係を模式的に示した。堆積地 D_3 が形成された後、堆積地 D_2 , D_1 を形成した土石移動規模 S_2 , S_1 があり、これらは D_3 が形成された時の規模 S_3 より小規模である。堆積地の形成時 T_3 , T_2 に差があれば、 $T_3 \sim T_2$ の間の S_2 より小さい規模により形成された堆積地は、 S_2 により消滅したことになり、 $T_2 \sim T_1$ 間、 $T_1 \sim T_0$ 間でも同様のことがいえる。このように、階段状堆積地では、より上位の滞留期間の長い堆積地を形成するような土石移動規模は、下位のそれより規模が大きく、滞留期間の長短が土石移動規模の大小を相対的に表現していると考えられる。

滞留期間は、移動規模と同時に移動頻度を示している。移動頻度には、① 全体的な堆積

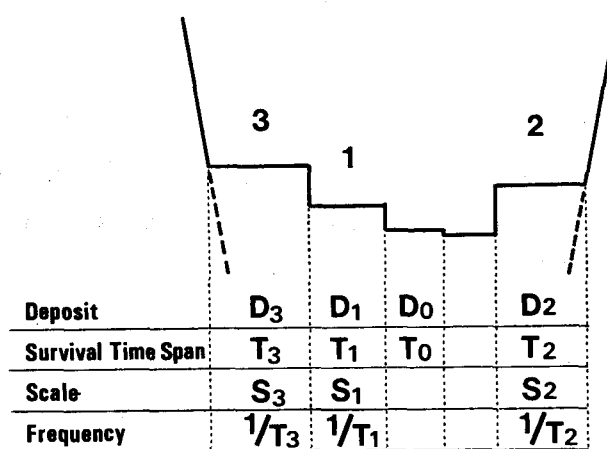


図-29 移動規模と堆積地との関係

Fig. 29. Relation between the scale of bed load movement and deposit

地の形成・消滅の頻度すなわち流域全体としてみた場合の土石移動の繰り返しの意味と②同一堆積地が形成され消滅されるまでの時間的な頻度すなわち同一規模の土石移動現象が起こるという確率的な意味の2者がある。

前者の場合、たとえば対象とした4溪流とも、移動規模、移動地点は別として、流域のどこかで毎年土石移動が繰り返されている。すなわち、流域全体的にみて移動頻度が高いといえることができる。

後者の場合、移動頻度は堆積土石の再移動の難易度として理解できる。すなわち、滞留期間は再移動しなかったという実績であり、この長短が再移動の難易度を示し、先に述べたように土石移動規模と相対して考えなければならない。したがって、滞留期間が長いということは、対応する堆積地を形成するような現象の生起確率は低く、移動規模は大きいと考えられ、滞留期間が短い場合は逆になる。そして、滞留期間の長短は相対的な生起確率を表わしていると考えられ、したがって、移動頻度は滞留期間 T の逆数 $1/T$ で表現することができる。

2) 堆積空間と限界滞留期間および土石移動規模

土石が堆積するためには堆積空間の存在が必要条件である。しかし、堆積空間の量的評価は当該溪流の土石移動特性に応じて決定されなければならない。たとえば、一般にいわれる狭さく部は流過地帯であり、流過地帯とはその溪流のあらゆる土石移動規模に対して堆積地を形成しないか、または、堆積地の寿命が極めて短い区間のことである。

一方、扇状地はあらゆる規模の移動土石が堆積可能な空間である。扇状地を大きな拡幅部とみなせば、拡幅部が大きいことは土石移動規模が相対的に小さいことになり、堆積地はタル沢にみられるように流路の変動をともなって形成される。

以上は両極端の場合であるが、通常、実地溪流では両者の中間的現象がみられる。すなわち、ヌッカクシフラノ川、富良野川、大春木沢にみられるように、種々な規模の土石移動現象は、固有の溪床幅の中で、より古い堆積地に規制されながら堆積・洗掘を繰り返している。つまり、前述のごとく、堆積地の推移は、①土石移動規模、②頻度、③堆積空間に規制されているのである。

たとえば、ヌッカクシフラノ川では SP. 4,200~4,460 m の間では堆積地は形成されていない(前図-21)。その直下流では滞留期間40年と1年の堆積地が「堆積」により形成されていることから、上流の流過地帯を40年前・1年前に「通過」した土石であろうと推定され、SP. 4,200~4,460 m の流過地帯では移動土石は堆積できないことを意味している。

同支流三峰山沢でも同様に、SP. 2,000 m より上流に滞留期間0~3年の堆積土石があり、下流側に滞留期間2年・22年・34年の堆積地があることから、SP. 2,000 m より上流では、溪床土石は長期間滞留できないことを示している。そして、滞留期間3年の堆積地があるため、この区間の滞留可能期間(限界滞留期間)は3~22年の間にあると推定できる。

富良野川において、SP. 16,200 m より上流では、三峰山沢と同様に考えると、限界滞留期

間は SP. 16,200~16,700 m の間で 30~40 年, SP. 16,700~17,100 m で 10~20 年, SP. 17,100 m より上流で 5~10 年と推定される。

以上の各溪流の各区分は堆積空間 (溪床幅) に差をもち、その堆積空間に応じて土石の滞留し得る期間すなわち限界滞留期間が異なっている。限界滞留期間 (T_c) は各溪流の土石移動規模・頻度と堆積空間によって決定される。たとえば、土石移動規模に対して堆積空間が適当な大きさであれば、大春木沢にみられるように滞留期間の長から短まで階段状堆積地として形成される。限界滞留期間 0 年の堆積空間は流過地帯であり、あらゆる土石移動規模に対して堆積地は形成されない。しかし、堆積空間 (溪床幅) がこれより大きく (広く) になると小規模な現象から堆積地が形成されるようになる。そして、滞留期間も長くなってくる。

滞留期間と土石移動規模とに対応がみられることから、堆積空間と限界滞留期間との関係は、ある堆積空間に対して、限界滞留期間に相当する土石移動規模以下では、そこで滞留現象が起こり、堆積地帯となる。逆に、その移動規模を超える現象に対しては、当該溪流の土石移動特性により判別されるものであり、堆積空間が同一規模であっても、流域によってその評価は異なってくる。

3) 滞留現象のモデル

溪床地形を堆積空間としてみた場合、堆積空間は土石移動規模によって判別される。判別の方法は、判別したい土石移動現象の規模を S_T , S_T に対して堆積地の形成される限界幅 (S_T に対する溪流の固有幅) を B_{cT} とし、現溪床幅を B とすれば、

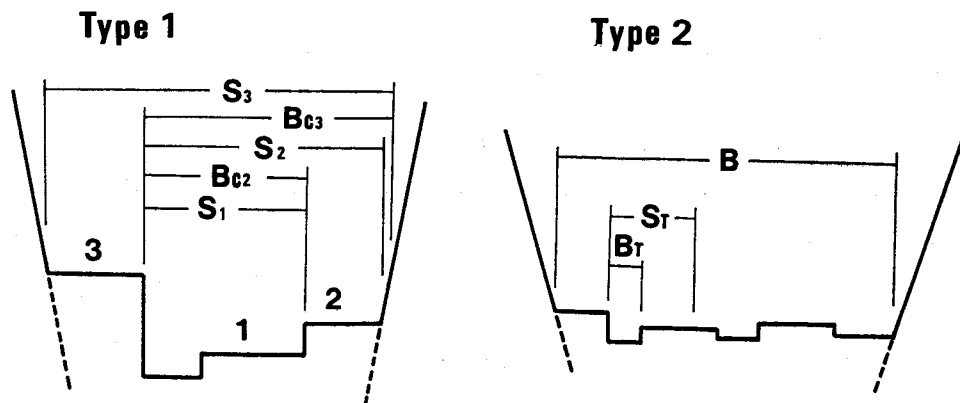
$B > B_{cT}$: 有効な堆積空間

$B \leq B_{cT}$: 土石移動規模 S_T に対する流過地帯

と判別できる。

図-30 に堆積空間と土石移動規模との関係を模式的に示した。Type 1 は溪床幅に対して相対的に土石移動規模が大きい場合である。 S_2 , S_1 はそれぞれ S_3 , S_2 より小規模な現象であり、 B_{c3} , B_{c2} は土石移動規模 S_3 , S_2 で堆積地を形成し始める限界幅、すなわち、堆積地 3, 堆積地 2 が形成されるための最小幅であり、これらの堆積地が安定するためには、それぞれ B_{c3} , B_{c2} 以上の堆積空間が必要と考えられる。実地溪流では、 B_{cT} を決定するのは非常に難しいが、現存する堆積地形が歴史的所産といえることから、堆積地の形成状況と時間の考えを入れた堆積地の推移から土石移動規模 (S_T) を推定することによって、 B_{cT} を判断することが可能となる。たとえば、ヌッカクシフラノ川では、10 年に 1 回の移動規模に対する限界幅は $B_{c10}=4$ m, 100 年では、 $B_{c100}=10$ m となり、富良野川では $B_{c10}=7$ m, $B_{c40}=20$ m, また、大春木沢では、 $B_{c10}=70$ m, $B_{c20}=100$ m となる。

図-30 の Type 2 は移動規模に対して溪床幅が十分に広い場合を模式的に示したものである。土石移動規模 S_T に対応する流下幅 B_T は溪床幅 B の範囲内で変動し、扇状地でみられるサイドステップ状の堆積地を形成する。この形態は、春木川支流タル沢で典型的に認められる



Type 1: 谷幅に対して相対的に土石移動規模が大きい場合。 $B_{c3}(B_{c2})$ は土石移動規模 $S_3(S_2)$ で堆積地を形成し始める限界幅。

The scale of bed load movement (S_r) is relatively large for the space of stream bed. $B_{c3}(B_{c2})$ is the critical width to $S_3(S_2)$, scale of bed load movement, in which the deposit begins to be formed.

Type 2: 移動規模に対して谷幅が十分に広い場合。移動規模 S_r に対応する流下幅 B_r で谷幅 B の間を変動する。

The space of stream bed (B) is extremely extensive for the scale of bed load movement (S_r).

The width B_r for S_r changes within the width B .

図—30 流下幅 B_r と土石移動規模 S_r との関係

Fig. 30. Relation between space of stream bed (B_r) and scale of bed load movement (S_r)

が、小武川では溪床幅は非常に広いが、1959年土石移動時に形成された堆積崖が谷壁と同様の働きをもち、その後の土石移動はこの堆積崖に規制され、Type 1と同様の堆積地形を呈していると考えられる。

このように、溪床土石の滞留現象は堆積空間と土石移動規模により規制されている。そして、堆積地の推移は土石移動規模の異なる様々な現象により起こり、堆積空間の移動規模に対する相対的な大小によって推移形態は異なる。つまり、この推移形態が土石移動過程を特徴付けているものと考えられる。

V. 流域の砂防学的的位置付け方法

1. 流域の地帯区分

1) 滞留現象と流域の特徴

土石流出の歴史は、土石移動の結果形成される溪床堆積地としてその痕跡をとどめている。すなわち、溪床堆積地は、堆積空間（溪床拡幅部）により規制され、土石流出の規模と頻度に応じて形成され、洗掘され変形してゆく。つまり、土石は水と異なり堆積一再移動し、この基本的現象は滞留現象である。そして、この滞留現象は移動規模・頻度と深い関係をもっていると考えられる。したがって、溪床堆積地の分布を時間的に解析することにより、流域における移動規模と頻度の歴史的経過を知ることが可能となる。

いわゆる荒廃溪流では土石移動頻度は高く、移動規模は数10年に1回という規模から数年に1回、および日常発生するような小規模な現象まで連続的に分布している。一方、安定した溪流では移動頻度は低く、ごく小規模な現象はあるが荒廃溪流にみられるような雑多な規模の土石移動はなく、ときには極めて大規模な現象が突発的に発生する例もみられ、移動規模に連続性はみられない。

以上の2者は極端な場合であるが、一般には荒廃溪流と安定溪流の中間的な溪流があり、これらの溪流の特徴は移動規模と頻度の組合せによって表現される。前章までに述べてきたように、規模と頻度は溪床堆積土石の量と滞留期間によって表わされていることから、土石移動にみられる流域の特徴は、滞留期間と土石量の関係によって判別することが可能となるのである。

2) 流過地帯と堆積地帯

荒廃溪流における流域区分は、砂礫生産区域・流過区域・砂礫堆積区域とされてきた^{15,106)}。流域の溪流区間は流過地帯として一率に扱われている。しかし、現実の溪流区間では溪床幅の変化にともなって、砂防的な時間(たとえば100年間)の中で堆積地が形成され、また再移動してゆくことが確かめられた^{3,91)}。

溪床地形は土石移動過程への働きかけの相異から、大きくは流過地帯、堆積地帯と区別されているが、これらの地形も土石移動規模によって働きかけ方が異なっている。すなわち、前章で述べたように、現溪床幅 B が土石移動規模 S_T に対して、堆積地が形成される限界幅 B_{cr} より大きければ($B > B_{cr}$)堆積地帯となり、逆に小さい場合($B < B_{cr}$)には流過地帯となるのである。

富良野川においてはSP. 16,200 mを境に上流と下流では、泥流の影響の有無が明白である。下流側(大正泥流の影響を受けた区域)では古い土石移動痕跡は一掃され、現在残されている痕跡は大正泥流以降のものである。一方上流側では泥流の影響はなく、したがって、過去の痕跡は全て残されているといえる。富良野川における堆積地形成年代(前図-22)を滞留期間の分布としてみると、SP. 16,200 mより上流は谷壁が迫りいわゆる溪流状を呈し、SP. 16,500 m付近に滞留期間20~30年の堆積地、SP. 17,000 m付近に同じく70~80年の堆積地がみられる。しかし、これより上流は0年の堆積地であって、滞留期間の長い堆積土石がみられないことから、大規模な現象に対しては流過地帯と判断され、また、1980年7月の土石移動時に土石で流積はなく、この程度の移動規模(9年生堆積地が洗掘され10年に1回程度の規模)に対する堆過地帯であるといえる。そして、上流区間は、ごく小規模な現象に対してのみ堆積地帯となると考えられる。

SP. 16,200~14,900 mの間には滞留期間40年の堆積地がみられ、大規模現象に対する堆積地帯と位置付けることができる。SP. 14,900~14,100 mの間には滞留期間30年以内の堆積地がみられ、現在堆積地が再移動してゆく傾向が認められることから、限界滞留期間(T_c)は30年前

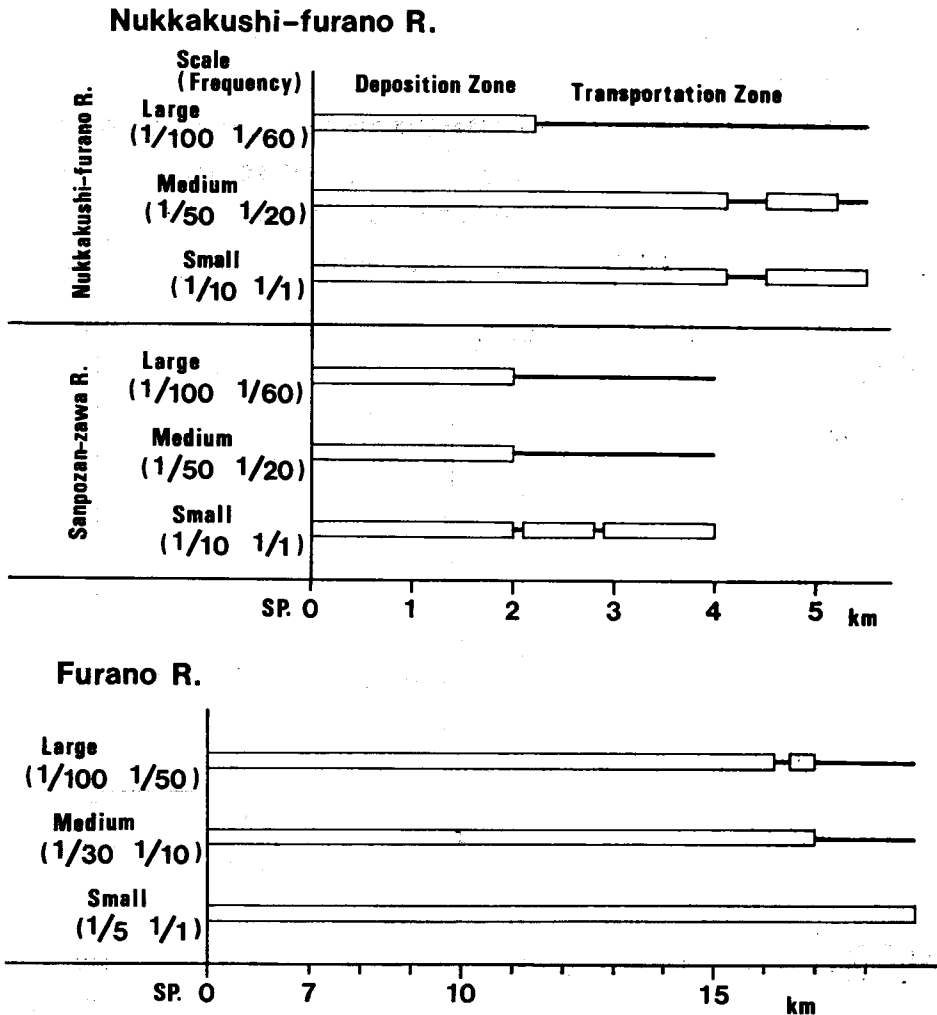


図-31 流過地帯と堆積地帯の区分

Fig. 31. Distribution of transportation zone and deposition zone

後と推定される。したがって、この間は大規模な土石移動に対しては流過地帯であり、中規模以下では堆積地帯であると判別される。これより下流は大規模な土石移動に対して堆積地帯となり、したがって富良野川における土石移動規模別にみた地帯区分は図-31のごとく表わされる。

ヌッカクシフラノ川においては、滞留期間の分布形態(前図-21)より、大規模移動の場合には SP. 2,200 m より上流は流過地帯となり、中・小規模の場合には SP. 4,200~4,500 m の間が流過地帯となるが他はほとんど堆積地帯とされる。三峰山沢では大~中規模土石移動に対しては SP. 2,000 m より上流は流過地帯、小規模の場合はほとんど堆積地帯となる。

春木川では、大春木沢・タル沢の上流部と、タル沢と大春木沢との合流点付近に土石移動規模に関係なく流過地帯がみられるが、他の区間は堆積地帯である。また小武川では、全区間にわたって大規模移動に対する堆積地帯である。

2. 堆積土石の時系列分布

1) 土石移動年代と堆積土石量

流域における土石移動の歴史には、種々の移動規模の繰りかえしを含んでいるものであり、その発生は位置的にも時間的にも一定していない。そして、土石移動規模が大きくなると堆積土石量も大きくなるはずであり、土石移動の結果形成される溪床堆積地の形成年代とその時の土石量は、土石移動時期と移動規模を表わし、この量の分布形態が流域の特性、流域の支流・

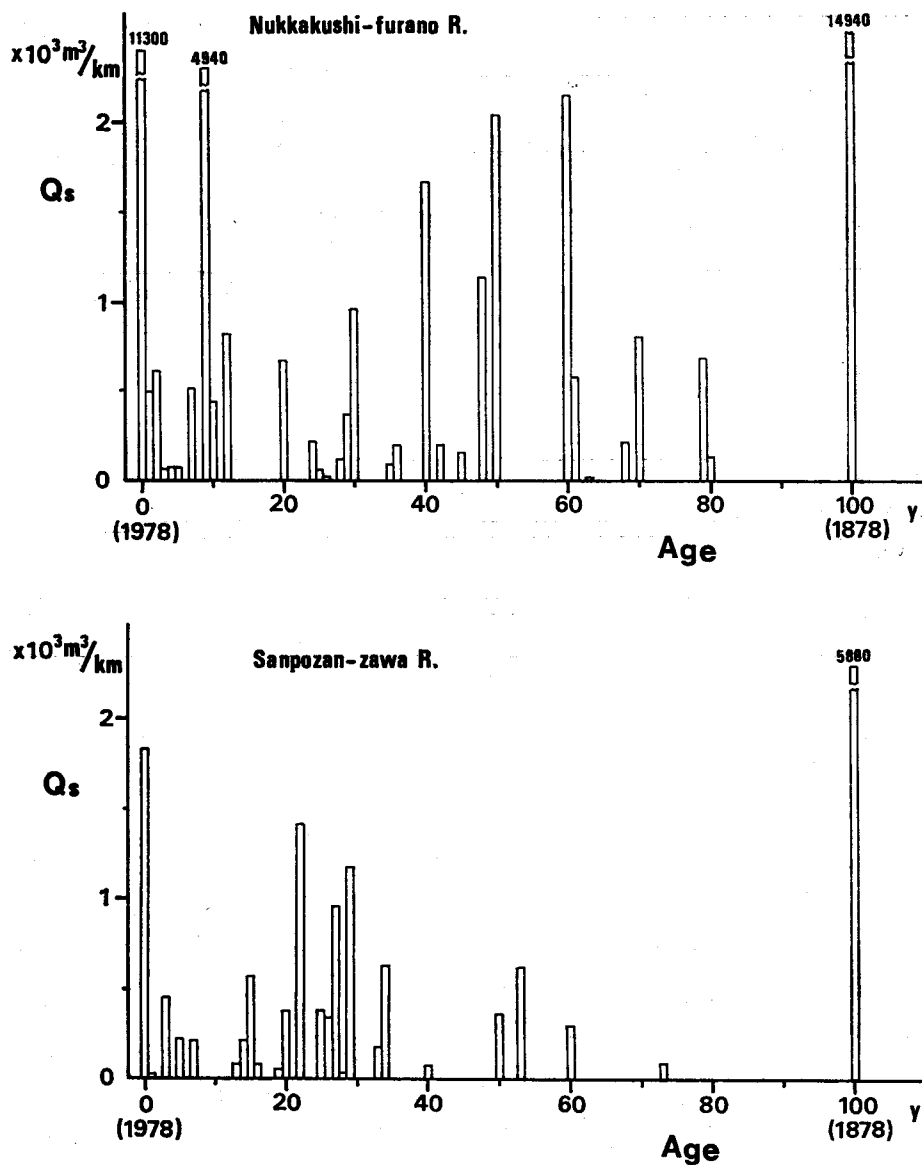
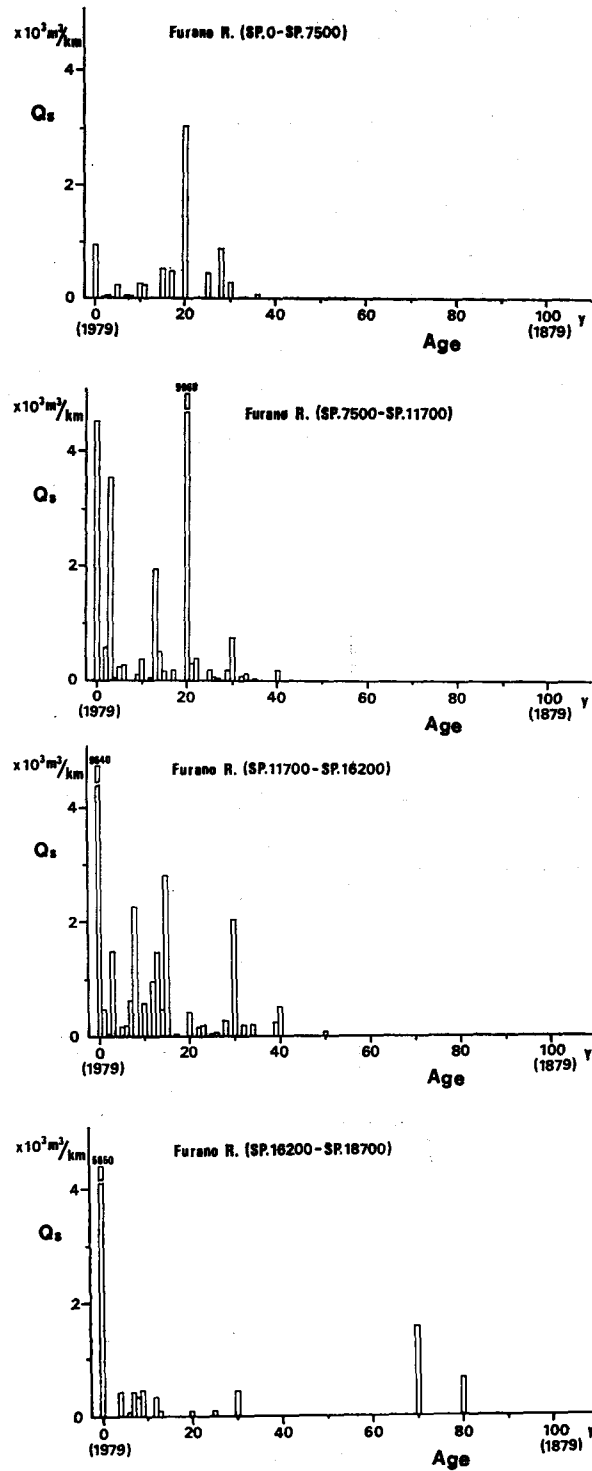


図-32 堆積土石時系列分布 (ヌッカクシフラノ川)

Fig. 32. Time series of quantity of sediments (Nukkakushi-furano R.)



図—33 堆積土石時系列分布 (富良野川)

Fig. 33. Time series of quantity of sediments (Furano R.)

区間毎の土石移動現象の特徴を歴史的に表現していると考えられる。

付表-A1~A4により各流域の支流・区間毎の移動年代別堆積土石量を図-32~35に示した。ヌッカシフラノ川(図-32)では、移動年代は0年から100年まで分布し、移動規模(堆積土石量)は0年, 10年, 40年, 50年, 60年および100年で多く、このうち0年と100年が特に多い。三峰山沢では60~100年前の堆積土石はみられないが、30年以内のものは連続的にみられる。堆積土石量は0年, 22年, 29年, 100年が多い。ヌッカシフラノ川本流と三峰山沢とは分布形態が異なり、同一流域内の支流間で土石移動時期・規模が異なっていることを示している。

富良野川の分布形態(図-33)は、SP. 7,500 mより下流, SP. 7,500~16,200 mの区間, SP. 16,200 mより上流の3区間に大別され、SP. 7,500~16,200 mの区間では40年以内の移動年代が連続して出現するが、他の区間では不連続である。また、堆積土石量は SP. 7,500~16,200 m

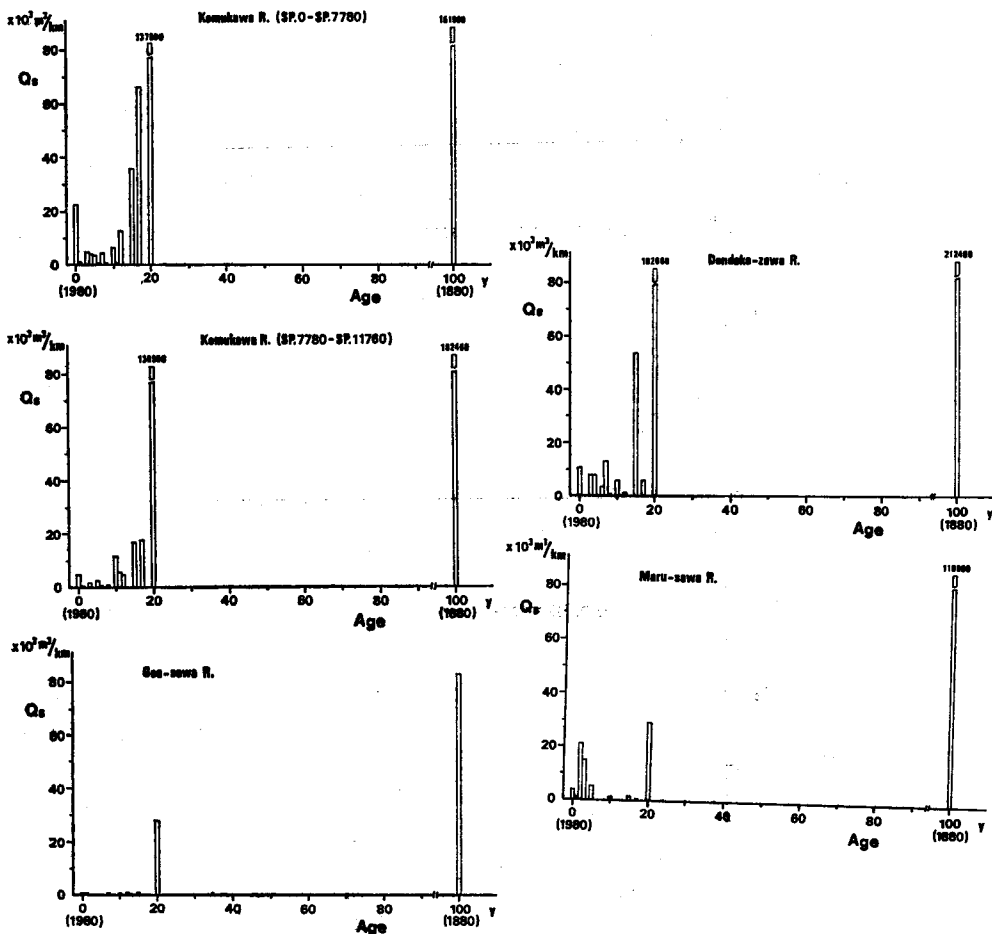
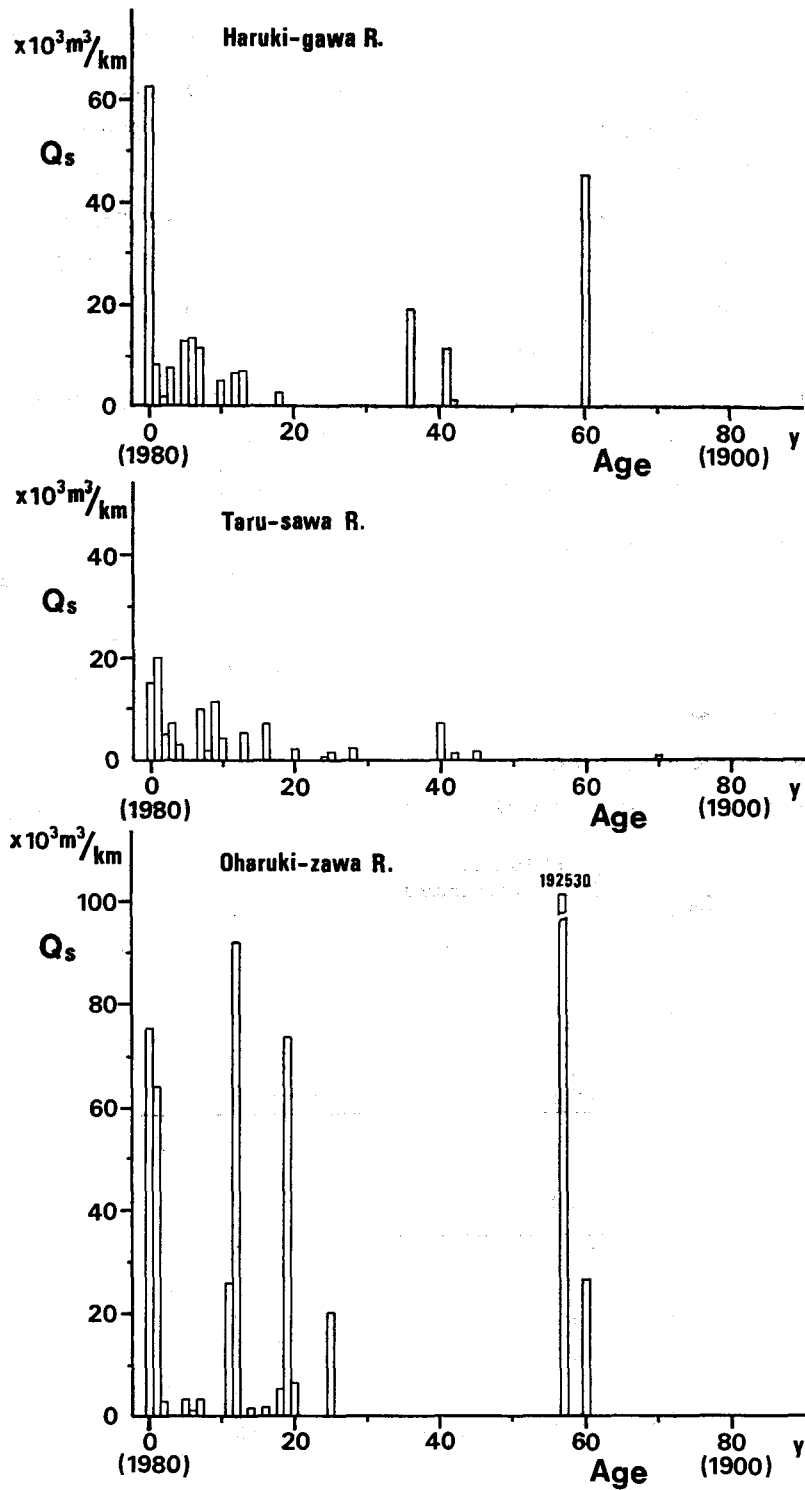


図-34 堆積土石時系列分布 (小武川)

Fig. 34. Time series of quantity of sediments (Komukawa R.)



図一35 堆積土石時系列分布 (春木川)

Fig. 35. Time series of quantity of sediments (Haruki-gawa R.)

の区間で多く、その上・下流の区間では比較的少なくなっている。SP. 7,500~16,200 mの間では、堆積土石量の多い移動年代が5~10年間隔で出現し、大規模移動時期と周期が明確になっている。区間毎に土石移動規模が時期的に異なっていることは、土石移動過程の中で、区間毎に移動特性が変化してゆくものと推定される。

小武川(図-34)では、移動年代20年前以降のものは本流(SP. 0~11,760 m)およびドンドコ沢で連続的にみられ、丸沢では5年以内のものが顕著であり、ゴア沢では20年前のもの以外はほとんど認められない。堆積土石量は20年前のものが極端に多く、全体的に移動年代の新しいもの程少量となり、20年前の移動規模がきわめて大規模であったことを示している。

春木川(図-35)では、各支流・区間で分布形態に明らかな差異がみられ、20年前以降に移動したものはいずれも連続するが、これより古いものの分布は、春木川本流では40年・60年前のもの、タル沢では25年と40年・70年前のものがあり、大春木沢では40年・60年前のものがみられる。堆積土石量は大春木沢では多量であるが、他の区間・支流では少なく大春木沢の1/15~1/10である。分布形態に特徴をもつのは大春木沢で、57年前の土石量は極端に多く、19年、12年、1年、0年前の土石量も他の移動年代に比して相対的に多い。したがって、これらの年代の移動規模は他の年代より明らかに大きいものと推定され、近年では10年間隔で比較的規模の大きい現象が発生している。

2) 時系列モデルと流域の特徴

荒廃溪流においては、種々の移動規模の現象がみられ、安定溪流では、土石移動規模は小

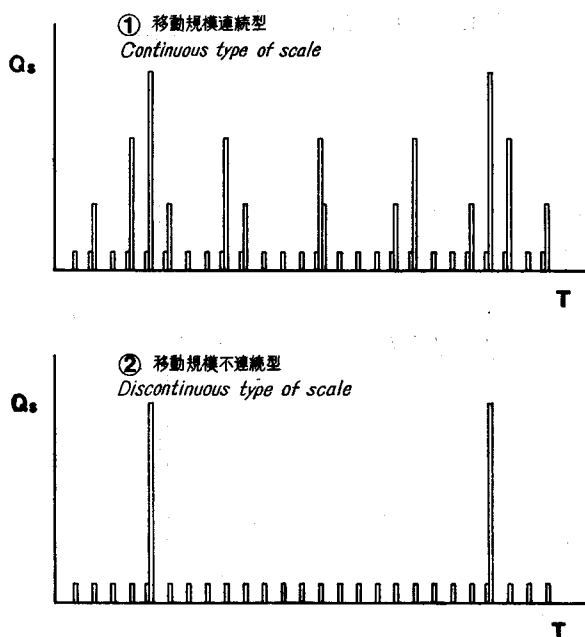


図-36 堆積土石時系列モデル

Fig. 36. Time series model of quantity of sediments

さくその頻度も低い。このことから、柿⁴⁴⁾は、活動性河川と休眠性河川に分類し、各々の特徴を「流砂量曲線」として表現した。この両河川は図-36のように土石移動年代とその時の土石移動規模(堆積土石量)により模式的に表現できる。活動性河川は、小～大規模まで雑多な規模が連続的に出現するもので、休眠性河川では、大～極大規模な現象と小規模な現象が存在し、中間的な規模の現象がみられない河川である。したがって、河川の質的特徴は、土石移動規模の出現形態にあるといえ、先の両極端の場合を「移動規模連続型溪流」と「移動規模不連続型溪流」と呼ぶことにした。

しかし、実地溪流では規模と頻度の分布は雑多であって、中間的な現象が流域毎に、支流毎に、また区間毎に存在することは前節で示したとおりである。いま、前出 図-32～35を土石移動規模の時系列とみると、これらは各溪流における過去の移動時期とその時の移動規模を表わしている。この4溪流を移動規模連続型と不連続型を基準として区分すると次のようになる。

ヌッカクシフラノ川では、本流・三峰山沢ともに連続型溪流、富良野川では、SP. 7,500 mより下流と SP. 16,200 mより上流は不連続型、その他の区間は連続型溪流と判別される。小武川では、100+ α 年前(100年以上前の非常に古いもの)から20年前までの間は不明であるが、20年前に突発的な土石移動が起こり、その後不連続型へと移行している。春木川では、本流とタル沢は不連続型に近い形態を示し、大春木沢は連続型溪流となり、それぞれ同一溪流の支流・区間によって土石移動特性の異なっていることが明らかである。

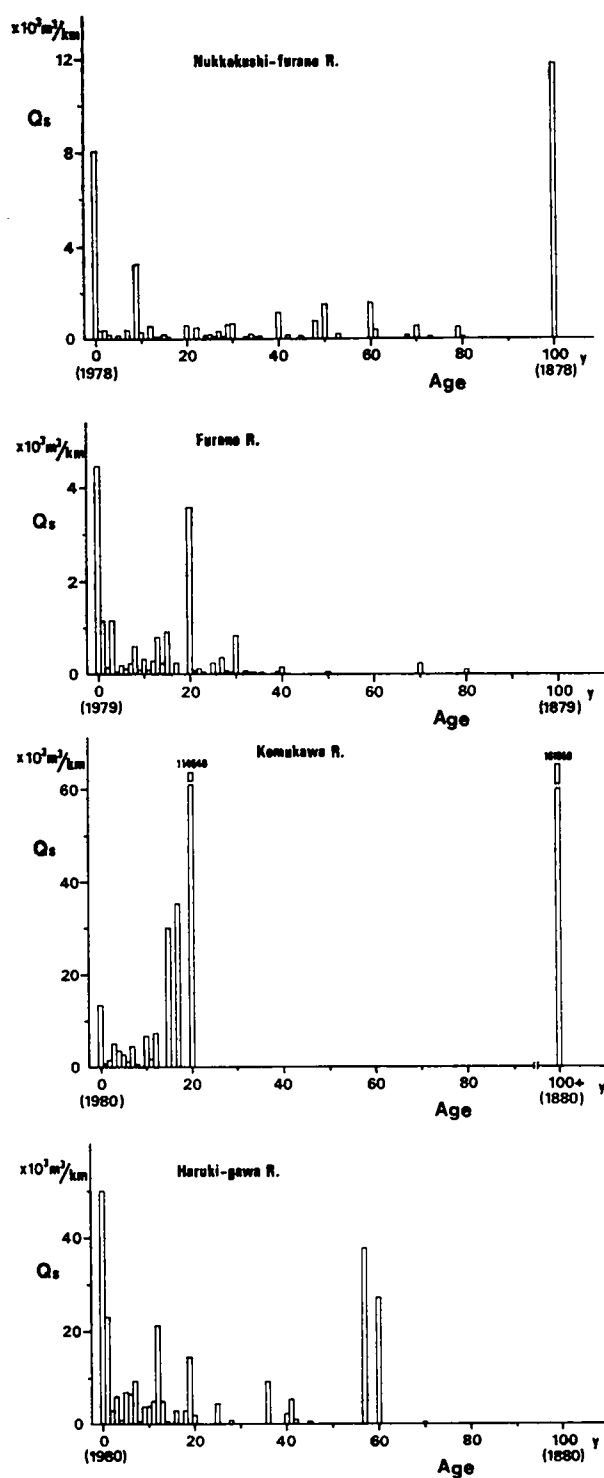
つぎに4溪流間で比較してみる。図-37において、土石量を移動規模とすると、小武川・春木川はヌッカクシフラノ川・富良野川の約10倍の移動規模であり、前2溪流の小規模現象が他の2溪流の大規模現象に匹敵している。土石移動規模連続型と不連続型の基準による区分は、富良野川・春木川は連続型溪流、小武川は不連続型溪流、そしてヌッカクシフラノ川は中間的溪流となる。このように、同じ荒廃溪流であっても移動土石量が異なり、移動形態もそれぞれ特徴をもっていると考えられる。

3. 流域特性

1) 累積土石量(Q_{ar})と比累積土石量(Q_{ar}/ℓ)

前節までに土石移動規模については、滞留期間の長い堆積土石は再移動し難いものとし、滞留期間 T を示している土石量をもって、 T に対応する土石移動規模として相対的に論じてきた。しかし、質的には十分使用し得るものの量的にはなお問題点を残している。

図-38において、滞留期間 T_3 を示す土石が堆積した当時の堆積状況を推定することは、現時点では不可能である。滞留期間 T_3 の土石は、 T_3 年前に同一土石移動により堆積したものであり、 $T_2 \cdot T_1$ の土石はその後移動した土石である。しかし、ある時点で土石が堆積した場合、その土石は非常に不安定であり、一般に同一洪水で水路部が形成され、数回の段波があれば同一洪水で階段状堆積地が形成される例もみられる。したがって、土石移動直後に図中の



図—37 堆積土石時系列分布 (流域間)

Fig. 37. Time series of quantity of sediments in the basins

$T_3 \cdot T_2 \cdot T_1$ に相当する堆積地が形成されたものと仮定し、 T_3 年前に移動し堆積した土石は、 T_3 以内の滞留期間を有する土石の総量、すなわち、

$$\begin{aligned}
 Q_{a3} &= \sum_{i=1}^3 Q_{si} \\
 &= Q_{s1} + Q_{s2} + Q_{s3}
 \end{aligned}$$

となり、この Q_{a3} を累積土石量とし、一般には滞留期間 T 年に相当する累積土石量 (Q_{aT}) は

$$Q_{aT} = \sum_{i=0}^T Q_{si}$$

で示される。

前述のように滞留期間 T は堆積土石の再移動の難易を示し、確率的な意味をもつことから、先の図-38において、滞留期間 T_3 の堆積地が移動するような現象が発生したとすると、 T_3 より移動し易い T_2 , T_1 の土石は同時に移動する可能性をもつ。したがって、 T_3 年累積土石量は、滞留期間 T_3 に相当する現象に対して移動する可能性のある総土石量で、現象の規模を表わしている。

なお流域間で対比する場合、流域の大きさが異なることから総量で直接比較することはできない。このため、累積土石量を対象とした流路長で除したもの、すなわち、単位長当りの累積土石量 (Q_{aT}/L) により対比が可能となり、これを「比累積土石量 (m^3/km)」とする。

ここで流域の形状比 (F) は、

$$F = \frac{A}{L^2}$$

$\therefore A$: 流域面積

L : 流域最大辺長 $\approx$ 河川長

で表わされ、日本では $F \approx 0.2$ となる¹⁰⁾。したがって、 A と L との関係は、

$$A \approx 0.2L^2$$

となり、一般にいわれる比流砂量 (Q_s/A) とは異なるが、比累積土石量は質的には比流砂量と同義であると考えらる。

2) ポテンシャル曲線

一般に砂防上扱われる溪流は荒廃溪流と呼ばれているが、荒廃の程度の表現方法には、質的な表現として鷲尾¹⁰⁹⁾ による川の荒さ、小出⁵⁶⁾ による山地災害の免疫性、柿⁴⁴⁾ による活動性・休眠性の区分があり、量的に表現したものとして、新谷⁵⁾・瀬尾⁹⁰⁾ の流域荒廃度がある。また

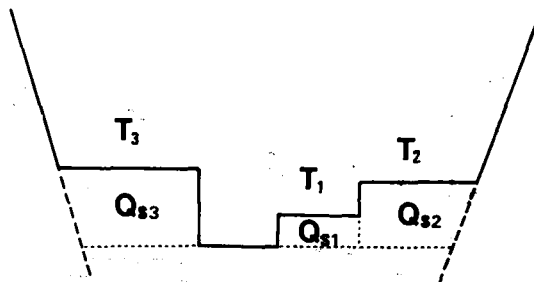


図-38 滞留期間と土石量

Fig. 38. Relation between quantity of sediments and survival time span (T)

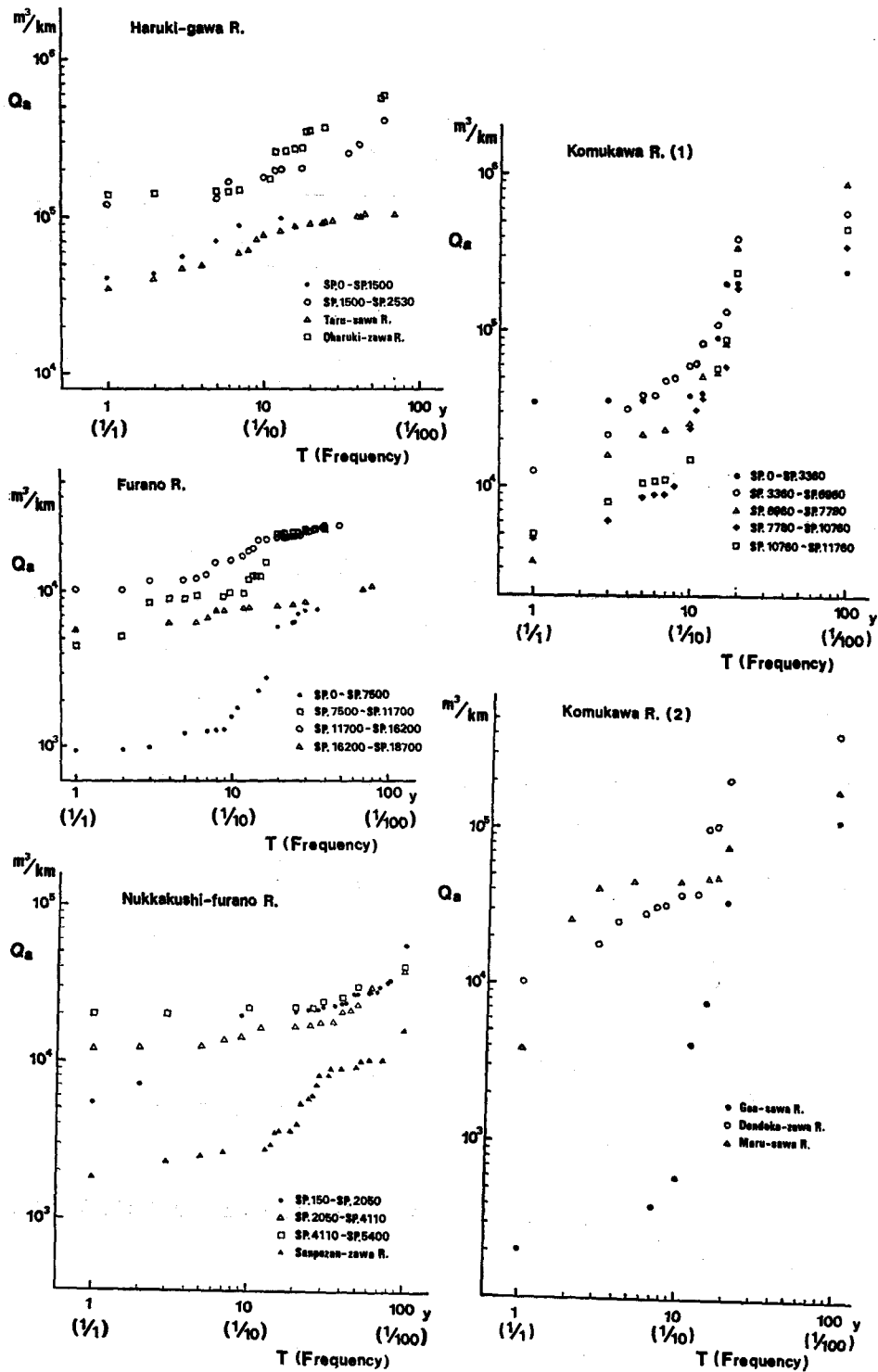


図-39 ポテンシャル曲線

Fig. 39. Potential curves of each section of the rivers

筆者⁹⁹⁾は荒廃度を歴史的に表現した。そして、一般には山腹崩壊地に着目され、崩壊面積(率)、崩壊箇所数(1km²当り)として表現される場合が多い。

このように、流域の荒廃度は、“崩壊地からの土石生産が著しい”または“溪流における土石移動が著しい”といわれるように、現時点における流域の状況によって判断されている。しかし、荒廃の程度は時間的に変化するものであって、流域の現状は時系列変化の一断面であることから、荒廃の程度は流域の特徴として歴史的に位置付けられなければならない。

滞留期間(T)と比累積土石量(Q_{ar}/ℓ)との関係を図-39, 40に示した。滞留期間 T は土石移動の難易を示し確率的な意味をもち、したがって、その逆数 $1/T$ は確率指標となる。そして、累積土石量 Q_{ar} は T に対する移動可能土石量であり、相対的な移動規模を表わし、両者の関係をポテンシャル曲線として表現した。

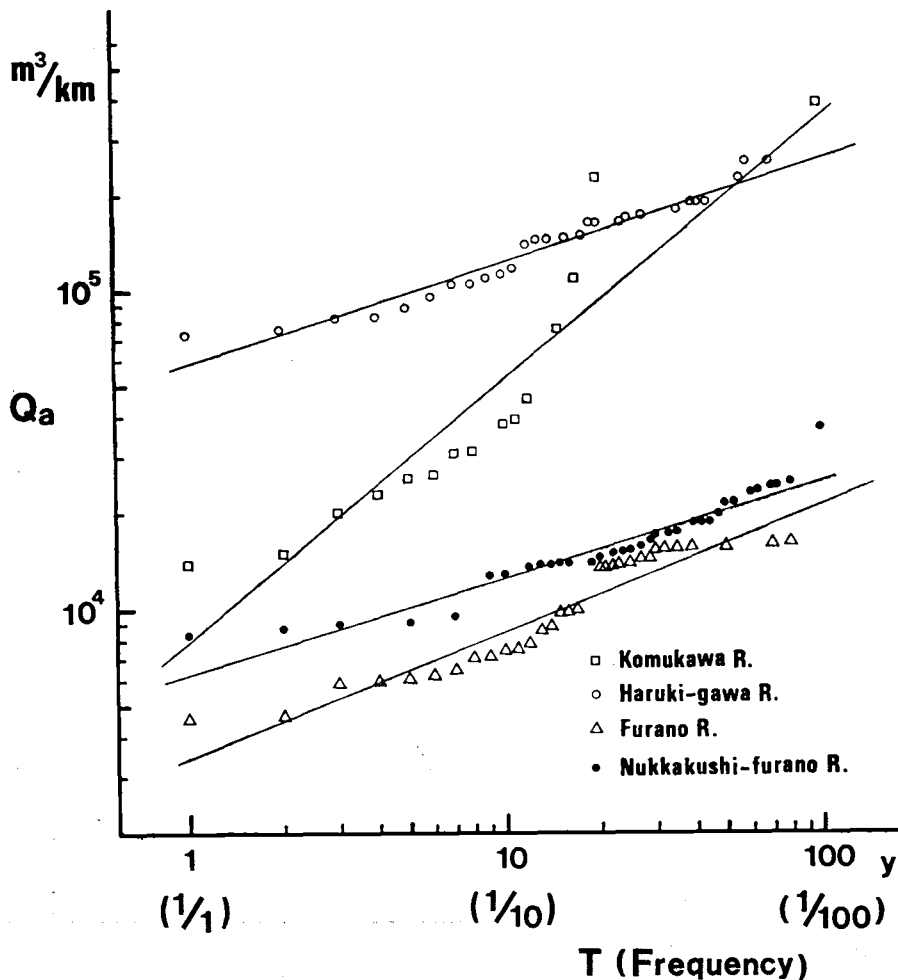


図-40 ポテンシャル曲線 (流域間)

Fig. 40. Potential curves of the rivers

ポテンシャル曲線は、土石移動規模と頻度について歴史的に表現したもので、その特徴として、曲線の形態、曲線の傾き、 $T=1$ の土石量(Q_{a1})、 $T=100$ と $T=1$ の土石量の比(Q_{a100}/Q_{a1})があげられる。そして、これらは荒廃の程度の現況と歴史的経過を示している。

3) 流域特性の指標

(i) ポテンシャル曲線の形態

ポテンシャル曲線にみられる形態上の特徴は図-41のごとく連続型と不連続型に大別され、各々の特徴は次のとおりである。

連続型： 急激な土石移動量の変化はなく、移動規模が時間的に連続していることを示し、移動規模連続型溪流を表現している。土石移動状態は漸次安定化に向かう傾向を示し、春木川支流タル沢・富良野川SP. 1,6200～18,700 mに典型的にみられる。

不連続型： 歴史上突発的な大規模な土石移動現象があったことを示し、現在の土石移動規模と過去の規模とが不連続であることを表わし、移動規模不連続型溪流を示す。小武川、ヌッカクシヌラノ川支流三峰山沢および富良野川SP. 0～7,500 mに典型的にみられる。

また、ポテンシャル曲線の部分的特徴は図-42のごとくモデル化され、その特徴は次のとおりである。

Type 1 復活型： ある時間間隔において同規模の現象が発生したときの曲線形態である。これは、 T_1 における現象とはほぼ同規模の現象が T_2 で発生したために、その間の痕跡が消滅し、一時的に荒廃度が高くなったこ

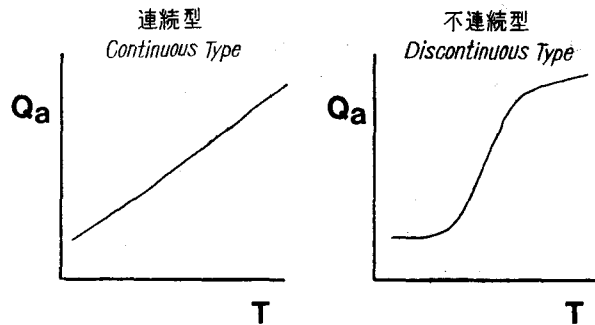


図-41 ポテンシャル曲線の連続型と不連続型

Fig. 41. Continuous and discontinuous type of potential curve

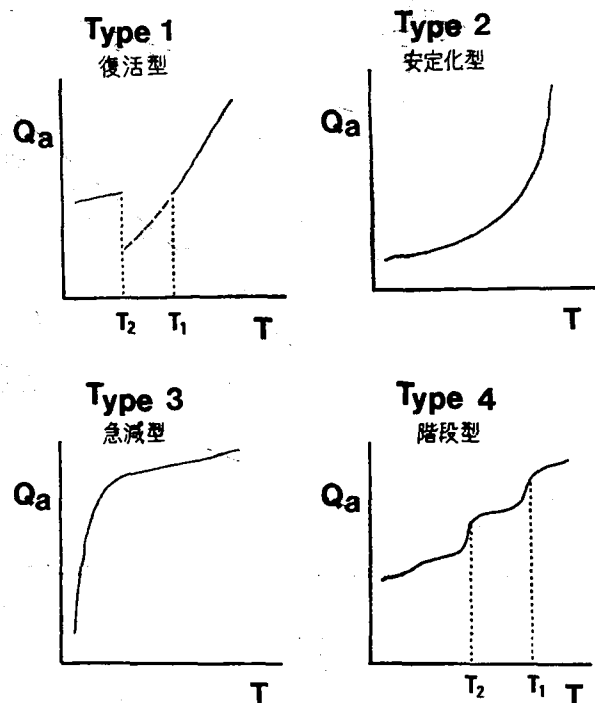


図-42 ポテンシャル曲線の形態

Fig. 42. Shape of potential curve

とを示す。たとえば、ヌッカクシフラノ川 SP. 4,110~5,400 m (3 年前~10 年前)、春木川支流大春木沢 (2 年前~5 年前) に典型的にみられる。そして、小武川における 20 年前の現象とより古い大規模な現象との関係も同様で、その時間は数 100 年であろう。

Type 2 安定化型： 土石移動現象が量的に一定値に近づいていることを示し、量の多少により荒廃状態にあるか安定状態に達したかが判別される。ヌッカクシフラノ川支流三峰山沢、富良野川 SP. 0~7,500 m、小武川に典型的にみられる。小武川支流ゴア沢では Q_{ar} が $150 \text{ m}^3/\text{km}$ であり、他の区間は $4,000 \text{ m}^3/\text{km}$ 以上であることから、小武川における安定状態がゴア沢であるとする、他の区間・支流は安定化の過程にあるといえる。また、流域の特徴として、安定化が急速に進む場合は図-41 の不連続型となり、量的に差が少なければ連続型に近くなる。

Type 3 急減型： 大規模な土石移動の直後にみられる形態である。小武川 SP. 6,960~7,780 m、ドンドコ沢で典型的にみられる。図-41 の不連続型の急激に下降する部分に当り、堆積土石が一時的に不安定化したことによって、その影響で連続的に土石移動現象が発生していることを示している。

Type 4 階段型： 土石移動の著しい、いわゆる荒廃溪流で一般的にみられる曲線型である。曲線部の凸部が大規模な移動を示し、 $T_1, T_2, \dots$ が移動時期を示している。この極端な例が不連続型あるいは Type 3 急減型である。また、曲線部の凸部は Type 1 復活型と同形態である。

(ii) 土石移動特性係数 (α)

ポテンシャル曲線はおおむね直線となり、滞留期間 (T) と比累積土石量 (Q_{ar}/ℓ) との関係は、

$$\log (Q_{ar}/\ell) = \alpha \log T + \beta$$

で表わされる。係数 α, β および β に対応する土石量 Q_{ar}/ℓ を求めると表-5, 6 となり、各直線の相関係数 (r) は最低 0.79 を示し、ほとんど 0.9 以上となっている。

ポテンシャル曲線は土石移動規模と頻度の分布、すなわち、土石移動特性を示すことから、直線の傾き α を「土石移動特性係数」とした。土石移動特性は、前節で述べたように移動規模の分布状態により移動規模連続型と不連続型に区分され、表-5, 6 より α との関係は、

$$\text{連続型: } \alpha = 0.13 \sim 0.52$$

$$\text{不連続型: } \alpha = 0.52 \sim 1.53$$

となる。

土石移動規模の連続型は α が小さくなるほど強くなり、 $\alpha=0.5$ 付近が連続型と不連続型の境界を示し、 $\alpha < 0.5$ で連続型、 $\alpha > 0.5$ で不連続型という土石移動特性区分が可能となる。

表—5 回帰式の α と β (区間毎)Table 5. α and β of regression equation of the sections

	Section	Regression equation $\log(Q_{aT}/\ell) = \alpha \log(T) + \beta$				note
		α	β	Q_{a1}/ℓ	r	
Nukkakushi-furano R.	SP. 150-2,550	0.415	3.76	5740	0.965	T^*
	SP. 2,050-4,110	0.240	3.97	9390	0.887	T
	SS. 4,110-5,400	0.129	4.25	17770	0.786	T
	Sanpozanazawa R.	0.530	3.05	1110	0.919	
Furano R.	SP. 0-7,500	0.718	2.66	450	0.882	
	SP. 7,500-11,700	0.519	3.57	3760	0.937	T
	SP. 11,700-16,200	0.302	3.92	8250	0.965	T
	SP. 16,200-18,700	0.152	3.71	5120	0.960	T
Komukawa R.	SP. 0-3,660	0.522	4.35	22420	0.789	T
	SP. 3,660-6,960	0.906	3.98	9510	0.942	T
	SP. 6,960-7,780	1.225	3.46	2910	0.952	T
	SP. 7,780-10,760	1.130	3.30	1970	0.912	T
	SP. 10,760-11,760	1.154	3.36	2290	0.916	T
	Goa-sawa R.	1.528	1.92	80	0.883	
	Dondoko-zawa R.	0.887	3.89	7740	0.964	T
	Maru-sawa R.	0.623	4.06	11390	0.893	T
Haruki-gawa R.	SP. 0-1,500	0.391	4.58	37710	0.975	T
	SS. 1,500-2,530	0.281	4.98	96120	0.941	T
	Tar-usawa R.	0.296	4.55	35190	0.980	T
	Oharuki-zawa R.	0.407	4.97	92850	0.904	T

 T^* : torrential.表—6 回帰式の α と β (流域間)Table 6. α and β of regression equation of the basins

Basin	Regression equation $\log(Q_{aT}/\ell) = \alpha \log(T) + \beta$				note
	α	β	Q_{a1}/ℓ	r	
Nukkakushi-furano R.	0.301	3.80	6350	0.954	T^*
Furano R.	0.401	3.54	3480	0.951	T^*
Komukawa R.	0.821	3.90	7930	0.928	T^*
Haruki-gawa R.	0.327	4.76	58130	0.975	T^*

 T^* : torrential.(iii) 基準土石量 (Q_{a1}/ℓ) と β

Q_{a1}/ℓ は現在移動している土石量を示していることから、これを「基準土石量」と呼び、この対数を β とする。表-5, 6 において、経験的な荒廃区間と安定区間における Q_{a1} および

β は,

$$\text{荒廃区間: } Q_{a1} = 1970 \sim 96120 \text{ m}^3/\text{km} \quad \beta = 3.30 \sim 4.98$$

$$\text{安定区間: } Q_{a1} = 80 \sim 1110 \text{ m}^3/\text{km} \quad \beta = 1.92 \sim 3.05$$

の値を示し、両者の境界は $Q_{a1} = 1500 \text{ m}^3/\text{km}$ 付近である。 Q_{a1} が大きいほど荒廃の程度は高く、逆に小さくなると安定した状態を示す。なお、 Q_{a1} と β は時間とともに変化する量である。

(iv) 累積土石量比 (Q_{a100}/Q_{a1})

柿⁽⁴⁾ は最大洪水流砂量と平年流砂量との比により、10 以下を活動性河川、10 以上を休眠性河川としている。ここで示される最大洪水流砂量と平年流砂量の考え方には、具体的な時間上の規定は示されていない。そこで筆者は、それぞれに対応した土石量として 100 年累積土石量 (Q_{a100}) と基準土石量 (Q_{a1}) を求め、両者の比を表-7, 8 に示した。土石移動規模の連続性との関係は、

表-7 Q_{a1} , Q_{a100} , Q_{a100}/Q_{a1} (区間毎)
Table 7. Q_{a1} , Q_{a100} , Q_{a100}/Q_{a1} of the sections

	Section	Measured			Calculated			note
		Q_{a1}/ℓ	Q_{a100}/ℓ	Q_{a100}/Q_{a1}	Q_{a1}/ℓ	Q_{a100}/ℓ	Q_{a100}/Q_{a1}	
Nukakushifurano R.	SP. 150-2,050	5510	58050	10.54	5740	38800	6.76	T^{**}
	SP. 2,050-4,110	12170	39380	3.24	9390	28420	3.03	T
	SP. 4,110-5,400	20470	43450	2.12	17770	32110	1.81	T
	Sanpozan-zawa R.	1850	16500	8.92	1110	12760	11.50	
Furano R.	SP. 0-7,500	940	—	—	450	12360	27.47	
	SP. 7,500-11,700	4530	*24780	5.47	3760	40980	10.90	* Q_{a40} , T
	SP. 11,700-16,200	10120	*25580	2.53	8250	33220	4.03	* Q_{a50} , T
	SP. 16,200-18,700	5650	*10660	1.89	5120	10310	2.01	* Q_{a80} , T
Komukawa R.	SP. 0-3,660	35240	*206420	5.86	22420	247650	11.05	* Q_{a20} , T
	SP. 3,660-6,960	15020	*390770	26.02	9510	618030	64.99	* Q_{a20} , T
	SP. 6,960-7,780	3330	*343590	103.18	2910	820620	282.00	* Q_{a20} , T
	SP. 7,780-10,760	4760	*183730	38.60	1970	359580	182.53	* Q_{a20} , T
	SP. 10,760-11,760	4890	*236280	48.32	2290	465570	203.31	* Q_{a20} , T
	Goa-sawa R.	210	*34620	164.86	80	95220	1190.25	* Q_{a20}
	Dondoko-zawa R.	10390	*211160	20.32	7740	460890	59.55	* Q_{a20} , T
	Maru-sawa R.	4850	*78720	16.23	11390	200990	17.65	* Q_{a20} , T
Harukigawa R.	SP. 0-1,500	40790			37710	227870	6.04	T
	SP. 1,500-2,530	115750	*389510	3.37	96120	349860	3.64	* Q_{a60} , T
	Taru-sawa R.	35270	*106530	3.02	35190	137810	3.92	* Q_{a70} , T
	Oharuki-zawa R.	139480	*595650	4.27	92850	606180	6.53	* Q_{a60} , T

T^{**} : torrential.

表-8 Q_{a1} , Q_{a100} , Q_{a100}/Q_{a1} (流域間)
 Tabl 8. Q_{a1} , Q_{a100} , Q_{a100}/Q_{a1} of the basins

Basin	Measured			Calculated			note
	Q_{a1}/ℓ	Q_{a100}/ℓ	Q_{a100}/Q_{a1}	Q_{a1}/ℓ	Q_{a100}/ℓ	Q_{a100}/Q_{a1}	
Nukkakushi-furano R.	8420	36730	4.36	6350	25400	4.00	T^{**}
Furano R.	4580	*16140	3.52	3480	22080	6.34	* Q_{a80} , T
Komukawa R.	13800	*225790	16.36	7930	347410	43.81	* Q_{a20} , T
Haruki-gawa R.	72870	*254990	3.50	58130	262360	4.51	* Q_{a70} , T

T^{**} : torrential.

連続型: 実測 $Q_{a100}/Q_{a1} = 1.9 \sim 10.5$

計算 $Q_{a100}/Q_{a1} = 1.8 \sim 10.9$

不連続型: 実測 $Q_{a100}/Q_{a1} = 5.9 \sim 164.9$

計算 $Q_{a100}/Q_{a1} = 11.1 \sim 1190.3$

となる。

土石移動規模が明らかに連続している場合, Q_{a100}/Q_{a1} は 2.0~11.0 の値を示し, 不連続型では大きくなり最大のものは小武川で 1,000 以上の値である。先に述べたように, Q_{a1} は時間とともに変化することから, Q_{a100} を一定としても, Q_{a100}/Q_{a1} は時間とともに変化する (たとえば, 小武川では 1959 年より Q_{a1} の値は急激に減少し, これにともなって, Q_{a100}/Q_{a1} は増大してきている)。

累積土石量比 (Q_{a100}/Q_{a1}) が大きくなると不連続型溪流となり, 逆に小さくなると連続型溪流となり, その境界は $Q_{a100}/Q_{a1} = 10.0$ 付近である。なお, この値は時間とともに変化することから, ポテンシャル曲線の形態と合せて, 時間経過の中で流域の特徴を判別しなければならない。

以上の指標により得られた各流域の流域特性を表-9 に示した。

VI. 流域特性の判別

1. 堆積土石と土石移動特性

1) 溪床堆積土石の砂防学的意義

溪床堆積土石に関する研究としては, 堆積物の礫径と堆積状態による土石移動形態の分類^{94,96)}, 堆積と地形との関係^{6,92)}, 堆積砂礫の岩質別分類⁶⁹⁾, 堆積土石量の推定方法³⁶⁾, 堆積段丘の形成^{6,61)} 等がある。また, 溪流における土石の堆積現象を時間的に研究したものとしては, 砂礫円錐の形成年代⁷⁵⁾, 土石の堆積とその年代の推定^{2,13)}, 堆積地形成年代と土石移動過程に関する研究⁴⁾ 等があげられる。

表-9 ポテンシャル曲線により判別された流域特性

Table 9. Characteristics of the basins distinguished by the potential curve

	ヌッカクシフラノ川	富良野川	小武川	春木川	流域間の対比
ポテンシャル曲線の形態	三峰山沢では不連続型を示し、他は連続型を示している。 SP. 2,050 m より下流は最近8年間で急激に不連続型に向う傾向を示している。	SP. 7,500 m より上流は連続型、下流は不連続型と判別される。 SP. 11,700 m より上流は連続性が強く、量的に変化のない土石移動が継続している。 SP. 7,500~11,700 mの間は、近年(2~3年間)不連続型へ移行する傾向を示す。	全区間とも不連続型と判別される。 丸沢・ドンドコ沢では最近2~3年間に規模の大きい土石移動がある。 他の区間・支流は土石移動量が一定し安定化してきている。	全区間とも連続型と判別される。 大春木沢では近年同程度の規模の土石移動が続く。 SP. 1,500~2,530 m と大春木沢、SP. 0~1,500 m とタル沢でそれぞれ類似した形態を示す。	小武川は不連続型、他は連続型と判別される。 春木川・ヌッカクシフラノ川は連続性が高い。 富良野川は小武川ほど規模に差はないが不連続型に近い。 春木川・ヌッカクシフラノ川で5~10年周期で階段型を示す。
土石移動特性係数	三峰山沢は不連続型、他は連続型と判別される。 本流は上流から下流に向って連続性は低くなる。	SP. 11,700 m より下流は不連続型、上流は連続型と判別される。 SP. 16,200 m より上流が最も連続性が高く、下流にゆくに従ってその程度は低くなる。	全区間・支流とも不連続型と判別される。 ドンドコ沢・丸沢は比較的連続性は高く、本流では下流部の連続性が高い。	各区間・支流とも連続型と判別される。 大春木沢は他の区間・支流に比べて連続性が低い。	小武川は不連続型、他は連続型と判別される。 連続性は小武川、富良野川、春木川、ヌッカクシフラノの順に高くなる。
基準土石量 (Q_{a1})	Q_{a1} は三峰山沢で2,000 m^3/km 、本流では5,500 m^3/km 以上でSP. 4,110 mより上流では20,000 m^3/km となり下流部の約4倍である。 本流では上流から下流へと漸次少なくなっている。 土石移動過程に位置的な不連続性がみられる。	Q_{a1} はSP. 7,500 mより下流で1,000 m^3/km 、上流で5,000~10,000 m^3/km となっている。 SP. 11,700~16,200 m間で最も多い。 SP. 16,200 mより上流は少ないが下流では漸次減少し、SP. 7,500 mより下流では約1/10となる。	Q_{a1} はゴア沢で210 m^3/km 、他の区間・支流で3,000 m^3/km 以上を示しゴア沢の15倍以上である。 ゴア沢を安定状態にあるとすれば、他の区間・支流は荒廃状態にあるといえる。	Q_{a1} は、SP. 0~1,500 m とタル沢で40,000 m^3/km 、SP. 1,500~2,530 m と大春木沢で110,000~130,000 m^3/km である。 SP. 1,500~2,530 mの間は大春木沢からの流出土石の影響が強い。	Q_{a1} を荒廃の程度の指標とすれば現在、春木川が最も荒廃しておりその程度は、小武川、ヌッカクシフラノ川、富良野川の順になる。
累積土石量比 (Q_{a100}/Q_{a1})	三峰山沢は不連続型であり、本流は連続型である。 本流では上流から下流へと連続性は低くなり、SP. 2,050 mより下流では不連続型に近くなる。	SP. 11,700 mより下流は不連続型、上流は連続型と判別される。 連続性は上流から下流へと低くなる。	全区間・支流とも不連続型と判別される。 SP. 0~3,660 mとドンドコ沢、丸沢で比較的連続性が高い。	全区間・支流とも連続型と判別される。	小武川は不連続型、他の溪流は連続型と判別される。 連続性は、富良野川、春木川、ヌッカクシフラノ川の順に高くなる。
流域特性	本流は連続型溪流、三峰山沢は不連続型溪流である。 Q_{a1} は上流から下流へと漸次減少し、荒廃の程度は下流ほど低くなる。 本流の連続性は下流ほど低くなりSP. 2,050 mより下流では最近8年間で不連続型へと近づいている。 SP. 2,050 mで滞留現象があり、移動過程が不連続となっている。	SP. 7,500 mより上流は連続型溪流、下流は不連続型溪流である。 SP. 11,700 mより上流で土石移動が活発であり、特にSP. 11,700~16,200 mで荒廃の程度が高い。 SP. 7,500 mより上流で滞留現象が著しく、これより下流で安定化し、したがって、この地点で土石移動過程は不連続となる。	不連続型溪流と判別される。 潜在的に大規模な土石移動が発生する可能性をもつ溪流である。 ゴア沢を安定した状態にあるとすれば、他の区間・支流は荒廃状態にある。 ドンドコ沢・丸沢は比較的 Q_{a1} が多いが、下流まで流出していない。	連続型溪流と判別される。 大春木沢は比較的突発的な土石移動がある可能性をもつ。 現在、下流へ流出する土石量は主に大春木沢からのものである。 大春木沢では $Q_{a1}=130,000 m^3/km$ 程度の土石移動が、2~3年に1回発生している。	

以上の各研究にみられるように、溪床堆積土石から得られる情報は、土石量・時間・移動形態と堆積の場の条件であり、図-43に示すように、歴史的にみれば過去の痕跡が現在に濃縮・集積されていると考えられる。すなわち、堆積土石は過去の土石移動の結果を示し、したがって、現存する堆積土石を質的に分類し、その上に量的情報をのせ、さらに堆積地をとりまく情報を加え、堆積土石の意味付けをしなければならない。

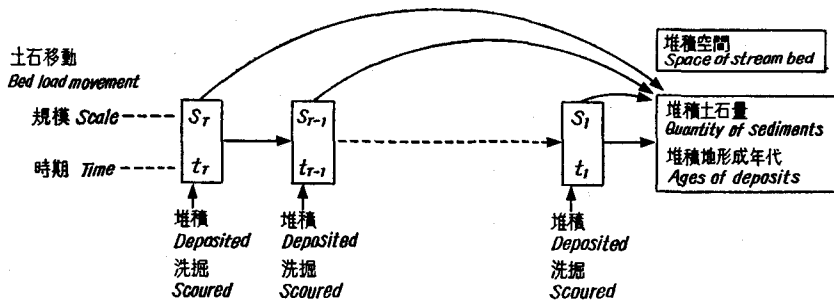


図-43 堆積土石と移動情報

Fig. 43. Informations of bed load movement

流域の支流・区間毎に堆積する土石の量的分布は、対象とする土石が質的に同一でなければ、その分布から得られた各支流・区間の特徴はなんら意味をもたないことになってしまう。たとえば、小武川では1959年に堆積した土石量とそれ以降堆積した土石量とは、各々の土石が堆積したときの現象すなわち移動規模が異なることから、質的に同一土石量として扱うことはできない。また、災害時の流出土石量を対比する場合が多いが、災害発生時の規模と頻度が同一でないかぎり、量的比較は意味をなさない。

このように、堆積土石を扱う上では、基準となる尺度を設けなければならない。砂防計画上の時間100年に対応する堆積土石を判定する場合、流域に散在する土石を、その計画規模に入る土石と入らない土石とに選別しなければならないが、これは一般には行われていない。そして、土石量を流域間あるいは地質区分、地形区分間で比較し議論するのであれば、その基準をより一層明確にしなければならない。

さて、溪床堆積土石は、量と同時に再移動の難易という質的側面をもっている。これは、第V章までに述べてきたように、堆積面上の植生を指標として滞留期間により表わされる。すなわち、滞留期間の長い土石は再移動し難く、短い土石は再移動し易い。

このように、堆積土石は移動に対して異なる難易度を持ち、これが流域に散在しているため、同一難易度すなわち滞留期間を尺度として分類されるならば、その分布形は意味をなしてくる。つまり、砂防計画対象とする土石量は、滞留期間を尺度とし計上することが可能となる。ここで、滞留期間 T 年は必ずしも真の T 年確率ではないが、相対的な生起確率を示していることから、たとえば計画時間を100年または80年としたとき、滞留期間100年または80年を目安とし、計画対象土石とすればよい。

堆積土石を砂防計画に反映させるためには量の推定が必要であり、滞留期間の考え方を導入すれば平面的な範囲は確立する。次に深度を推定しなければならないが、深さ方向にも再移動(洗掘)の難易があるとすれば、先の滞留期間に合わせて深度を決定しなければならない。しかし、深度の推定は現実的には不可能である。

砂防計画上の各種の土石量は絶対量とはいえない。たとえば、溪床堆積土石が不安定と推定され、量的に計上されたとしても、その土石量が災害時に流出するか否かは不明である。そして、滞留期間を基準として土石量を推定したとしても同様である。すなわち、砂防計画上の量的表現は相対的な規模として理解され、絶対量ではないと考えざるをえない。したがって、算出される土石量は相対的な流出規模を表現し得るもので、土石移動現象を説明できるものであればよいことになり、いわば、深さ方向の基準を最低河床とし、その上部の土石量を計上すれば砂防計画上是十分対応できるものと考えられる。

このように、堆積土石は質的情報と量的情報をもっており、この両者により、前章までに示した流域内の土石移動現象の特徴・歴史を知ることができ、これらを支流間・各流域間で同一基準によって比較することが可能となる。そして、砂防計画のための流域の個性を知り、計画の規模、優先順位等の基本的な考え方を得るためには、溪床堆積土石は非常に重要な位置にあるものといえる。

2) 土石移動特性

土石の生産と流出に関する研究としては、一般的な関連因子として地形・地質・植生・気象・水理水文および崩壊等を取りあげ、これらと流出土砂量との関係に関するものが非常に多い。たとえば、村野⁶⁷⁾は土石流出の素因として地形・地質・土壌をあげ、誘因としての降雨・地震・人為が土石生産流出を支配する因子であるとしている。建設省河川砂防技術基準(案)⁷⁶⁾では、流出土砂量を土石流区域と掃流区域とに分類し、各々について花崗岩地帯、火山噴出物地帯、第三紀層地帯、破碎帯地帯およびその他の地帯に区分し流出土砂量を想定している。また、災害調査例では流出土砂量が規模の指標となり、地形・地質と山地崩壊との関係が論じられ、流域の特徴として地形・地質別に集計され、流域間で対比される場合が多かった。

これらの議論には時間尺度と時間に関する明確な基準はみられない。そして、土石の生産と流出が位置的に離れ、時間的に遅れがあることから、両者の間にみられる土石移動現象(過程)の検討なくして、両者を一連の現象として扱おうとしている。

土石の生産と移動現象とには、その発生頻度、移動規模に差がある。たとえば、常願寺川では1858年に大鷲崩れ⁶²⁾が発生したのであるが、砂防上対象としているのはその後日常的に発生している現象である。大鷲崩れは頻度も規模も地学的な時間に匹敵する現象であろうが、現在みられる土石移動現象は、大鷲崩れに起因し長期間継続し、安定化に向う一連の現象である。

春木川の場合は、大春木沢の最上流部に大規模な崩壊地があり、崩壊後の土石移動現象が継続的に発生しており、土石移動量(規模)に差はあるとしても、常願寺川と質的には類似し

た溪流であると考えられる。そして、安倍川における大谷崩れと土石移動現象との関係も同様に位置付けることができる。

ムッカクシフラノ川および富良野川は最上流部の爆裂火口に土石生産源をもち、土石生産条件は前述の各溪流と異なり、移動土石量も異なるが、土石移動現象は継続し質的には類似している。小武川は、1959年以降急速に安定化しており、突発的な現象が発生したことは春木川・安倍川と同様であるが、その後の土石移動現象が異なり、溪流の質が他溪流と相異している。

常願寺川、ムッカクシフラノ川、富良野川が火山噴出物地帯であり、春木川、安倍川が破碎地帯、そして小武川が花崗岩地帯であることから、土石の生産および移動現象を地質的に画一化できないことがわかる。つまり、流域の質的差は土石移動現象にみられるのであって、砂防上土石の生産・移動現象を扱う場合、両者を規模と頻度により区分しなければならないことを意味している。

たとえば、大久保⁸⁴⁾は過去の災害の時系列的な検討を行ない、堆積量(流出量)の意味を分類することが重要であるとしている。すなわち、理想的には土石生産状況はそれ自身時系列として歴史的に扱い、土石移動(流出)現象も時間を軸として、移動規模と頻度の時系列現象として取り扱う必要がある。そしてその結果、流域における土石の生産・移動現象を一連の流れとして解釈することが可能となる。

2. 流域特性と調査方法

1) 荒廃溪流の特徴

一般に、砂防上扱われる溪流は荒廃溪流と呼ばれ、現在の荒廃状況と荒廃の歴史的変化によって特徴づけられる。荒廃しているという状態は、土石移動量が多いこととその頻度が高いことであり、ポテンシャル曲線に示される基準土石量(Q_{a1} , 平年的な移動土石量)と10年間程度の平均的な移動頻度により判別が可能である。

歴史的な荒廃状況の変化は、災害の免疫性⁵⁶⁾、土石生産・流出の連続性・周期性^{58,80,100)}として議論されてきたが、時間的・空間的に混同がみられる。すなわち、土石移動の連続・不連続は、①時系列中の移動規模の連続性、②移動過程中的位置的な不連続性に区分され論じられなければならない。

移動規模の連続性は、前章で示した流域特性の指標、とくに、ポテンシャル曲線の形態、土石移動特性係数(α)、累積土石量比(Q_{a100}/Q_{a1})により連続型溪流(ムッカクシフラノ川、富良野川、春木川)と不連続型溪流(小武川)に大別される。また、ムッカクシフラノ川では、本流は連続型、支流三峰山沢は不連続型、富良野川ではSP.7,500 mより下流と上流ではそれぞれ不連続型、連続型となり、同一流域で支流・区間毎に特徴をもっている。

移動規模の連続性は災害の周期性と対比される場合がある。すなわち、同一規模の現象の再発する周期である。たとえば、ポテンシャル曲線を移動頻度と規模の関係でみると、大春木

沢(前図-39)では移動規模 $Q_a=150,000 \text{ m}^3/\text{km}$ の現象が2~3年周期で発生している。しかし、これより規模の大きな現象が何時発生するかという推定は難しい。また、小武川では1959年に釜無川への流出土砂量170万 m^3 という大規模現象の発生をみているが、同規模の現象の再発時期を予測することは不可能である。ポテンシャル曲線は、突発的な現象が発生する可能性を質的に表現しているものであり、予知の可能性を示している。

次に、土石は水と異なり堆積し、時間的に遅れ、他の土石移動時に異なる規模により再移動する。すなわち、滞留現象がみられることから、土石移動は位置的な不連続性を示す。たとえば、ヌッカクシフラノ川のポテンシャル曲線(前図-39)は、その形態と量ともに区間毎に変化している。特に、最近9年間で曲線の形態と量に変化があり、この期間に土石移動現象が変化し、下流では移動規模が小規模化し、他の区間に比して安定化してきている。そして、同様な現象は富良野川 SP. 7,500 m より下流でみられる。

新谷³⁾は、土石移動過程の特徴を交互型、前進型、後退型、一律型と分類し、土石移動地点が時間とともに変化しているとしている。このことは堆積地形成年代(前図-21~24)とポテンシャル曲線によって示され、堆積地形成年代が不規則であることは、土石移動時期・位置が不連続であることを表わし、ポテンシャル曲線の形態・累積土石量ともに各区間で異なっていることは、土石移動現象(頻度・規模)が各区間で不連続であることを示している。

2) 砂防調査方法への提言

現在実施されている砂防調査は、生産土砂調査と流送土砂調査に大別され⁷⁶⁾、生産土砂調査は崩壊地調査と溪流調査およびダムへの流入土砂量調査等である。また、流送土砂調査には、河床変動調査、掃流砂量・浮流砂量の調査および河床材料調査等があげられる。これらの砂防調査は上流山地の崩壊現象と下流部の土砂流出現象を主として展開され、土石の生産と流出を結ぶ溪流の区間は、流砂公式を主とした実験的方法により埋められてきた。そして、一部では砂防計画土石の生産・流出の時系列としての取り扱いが提唱され⁸⁴⁾、河道の各地点での土石移動の特性が主張されている²³⁾ものの、溪流調査の方法は一般的な砂防調査の中で置き去りにされてきた感がある。

土石移動現象の時間的調査・解析については、新沢⁷⁵⁾により新旧砂礫円錐の形成年代の差により土石生産の周期を推定できることが提唱され、東¹⁹⁾により時間情報としての指標植物の防災的意義がとりまとめられ、新谷³⁾、笹⁸⁸⁾により実地溪流、扇状地において実証的に応用されてきている。しかし、時間を導入した砂防調査方法はいまだ実用するまでには至っていない。

砂防計画上の時間を100年間とすると、砂防調査での時間は150年が限度であり、河床変動調査、流出土砂量調査にみられるように、調査の時間単位(尺度)は1年である。すなわち、1年単位の土石の量および質を150年間積み上げ、砂防計画上の時間100年を歴史的に位置付ける作業が砂防調査である。

砂防調査上の時間尺度1年というのは、地学的な時間に比べ非常に精度の高いものである。したがって、砂防計画時間100年に相当する調査は、流域に散在する崩壊土石、堆積土石(溪床、ダム、扇状地)等について1年の尺度で判別可能な精度のものでなければならない。

東²⁰⁾は、物理的なスケールとして時間(年)と空間との関係を砂防計画平面図でそれぞれ10,000年・1/1,000、砂防ダム構造図で1,000年・1/100としており、これから推定すれば砂防調査の場合は、時間:1年、1/100~1/200、結果のとりまとめは150~200年、1/1,000程度が妥当であろう。

従来の砂防調査では堆積土石量のみを扱ってきた。しかし、量の他に時間を与えると、溪床土石のもつ情報量は飛躍的に増大することは前述のとおりである。以下に、筆者の提案する具体的な調査方法および結果の表示方法を図-44に示す。

- ① 植生調査: 堆積面上には天然生同齡林分が形成され、場合によっては2層以上の同齡林分を形成する。各同齡林分の代表木(一般には最も古いもの)について、樹齡、アテ・年輪の広狭・腐朽等の年輪異常、樹皮巻き込み年代を調査する。また、横侵食による傾倒木からの上伸枝、土石のかぶりによる萌芽・不定根の年輪を調査解析し、その結果を供試木採取位置図、年輪解析結果一覧表にとりまとめる。
- ② 堆積地調査: 溪床堆積地については、堆積位置、形状および土石量を調査する。堆積形状は簡易測量により平面形状・横断形状を明らかにし、横断測量の間隔は100mを基準とし、同時に堆積地の平面形・横断形のスケッチによりこの間を補う。堆積土石量の算出は堆積面積×堆積深とするのが便利であり、集計は100m間隔を基準とする。なお、堆積深は最低河床より上の堆積厚とする。堆積位置と平面形状の調査結果は縮尺1/2,000以上の地形図に記載し、横断形状は1/100~1/200とする。
- ③ 構成礫調査: 礫径と礫の配列状態を調査する。礫径調査は、特殊な場合は掘削土について行うが、一般には表面粒径・最大礫径について、溪床・堆積面上・堆積崖において、500m間隔を基準に実測する。礫の配列状態は層状を示すものとそれ以外のものがあり、隣接する堆積地間で礫の配列の整合性を各堆積地について調査する。なお、表面粒径は線格子法によりサンプリングするのが便利であり、礫径によりサンプリング間隔を調節し、礫の長軸・中軸・短軸を計測する。調査結果は平均粒径、最大礫径等についてその分布を図示する。
- ④ 溪床地形調査: 特に溪床幅の変化を調査するもので、堆積形状(横断形状)の調査と同時に実施し、堆積面上の樹木との関係上、溪床幅の分布を図示する。
- ⑤ 堆積地形成年代と滞留期間: 堆積面上の樹木の年輪数をもって堆積地形成年代とし、各堆積地の形成年代を推定し、横軸に距離(位置)、縦軸に年代をとり各堆積地をプロットする(堆積地形成年代区分図)。滞留期間は堆積地が形成されてから現在までの時間であり、したがって、樹齡が滞留期間となり、堆積地形成年代の分布は滞留期間の分布を

示す。

- ⑥ 堆積地形成様式： 堆積礫の配列状態，不定根の発生状況により，堆積地の形成様式を堆積によるものと洗掘によるものに区分し，堆積地分布図と堆積地形成年代分布図の中で区分する。
- ⑦ 堆積空間： 溪床地形のうち土石の堆積可能な空間を堆積空間とし，溪床幅の変化で示す（溪床幅分布図）。なお，図示する場合滞留期間との関係を明瞭にしておく。
- ⑧ 堆積土石量の分布： 堆積土石量の分布を横軸に距離，縦軸に土石量を取り，100 m 間隔を標準として図示する（堆積土石量分布図）。この場合，堆積地形成年代別（たとえば50年，100年以内等）に区分し図示することも可能である。
- ⑨ 堆積地の分布： 堆積地の平面的分布を図示する（堆積地分布図）。この場合堆積地形成年代と堆積地の形成様式を区分する。なお，縮尺は1/2,000以上が便利である。
- ⑩ 累積土石量： 堆積地形成年代の分布，堆積地の分布，堆積空間の分布および堆積土石量・粒径の分布により，流域を特徴的な区間に分割し，各区間（支流）毎に，堆積地形成年代にしたがって，堆積土石量を取りまとめ累積土石量を算出する（堆積土石量一覧表）。
- ⑪ 堆積土石時系列分布： 流域の特性区間（支流）毎に，横軸に堆積地形成年代，縦軸に堆積土石量を取り図示する（堆積土石時系列分布図）。
- ⑫ ポテンシャル曲線： 流域の特性区間（支流）毎に，横軸に滞留期間（ T ， $1/T$ ），縦軸に比累積土石量（ $Q_{ar}/\ell \cdot \text{m}^3/\text{km}$ ）を取り図示し（ポテンシャル曲線），曲線の形態を区分し，土石移動特性係数，基準土石量およびその対数，累積土石量比を算出し一覧表とする（ α ， β ， Q_{a1} ， Q_{a100}/Q_{a1} ）。
- ⑬ 滞留現象： 堆積地形成年代と堆積地形成様式，堆積空間から土石移動規模と堆積・再移動との関係すなわち滞留現象を推定する。また，堆積地形成年代（滞留期間）の分布と堆積空間から限界滞留期間とその位置的特徴を推定し，流域の地帯区分を行なう（地帯区分図）。
- ⑭ 流域特性の判別： 堆積地形成年代，堆積土石時系列分布，ポテンシャル曲線，地帯区分から流域特性を判別する。すなわち，支流・区間毎および全流域について，土石移動規模の歴史的变化（連続性），土石移動過程等を一覧表（流域特性表）にとりまとめ，土石移動からみた流域特性の歴史的变化と現況を時間軸上で位置付け，砂防学的に判断する。

VII. 砂防計画に関する基本構想

1. 防災計画の時間設定

砂防計画上の土砂量には，生産土砂量，河道調節量，最大洪水流砂量，平年流送土砂量，許容流砂量，ダムによる調節量等がある。これらの各量についての時間の考え方，すなわち確率的な定義は不明確である。たとえば，砂防計画は100年に1回発生する土石移動現象を対象

として樹立される。そして、過去に先の各土砂量は 100 年に 1 回の現象としながら、地形・地質との関係から推定され、確率的な意味は降雨量の超過確率があてられてきた。

前章で述べたように、大鷲崩れ(常願寺川)⁶²⁾、大谷崩れ(安倍川)⁶¹⁾、大春木沢の崩壊地(春木川)⁶⁰⁾等の大崩壊は地学的な時間の現象であり、その後の土石流出現象は、量的に変動しながら漸次小規模化してゆき、その変化の過程は溪流固有の特徴である。すなわち、土石移動現象は時間とともに質的に、量的に変化しているのであって、砂防学上対象とする時間内での土石移動現象の変化を地形・地質によって説明するのは難しい。これは、両者の時間尺度が異なることに起因し、砂防学上扱う崩壊現象や土石移動現象の時間を長くても 200 年としても、この時間は地形学上表現される地形要素を変化させ、地質学的な風化現象の変化をみるまでには至らないはずである。

降雨確率を時間指標とする場合、100 年に 1 回の計画洪水流量と同様に 100 年に 1 回の洪水流量として扱っている。しかし、渓床堆積土石には移動の難易という質的側面があり、確率降雨量による時間的な考え方には、降雨(洪水)と土石移動現象が 1 対 1 で発生するということに矛盾をもっていると考えられる。たとえば、富良野川では 1975 年に約 20 年確率雨量で洗掘されなかった堆積土石が、1980 年には 3 年確率雨量で洗掘されていた。また、小武川では、1959 年の大規模な土石移動後約 10 年間で移動規模は漸次小さくなり、この原因を降雨規模が小さくなったとは考えられず、土石の不安定の度合いが漸減したとみるべきである。

土石災害防止の立場は、土石の動きと社会生活すなわち生産活動との接点にあり、砂防学は土石移動現象の歴史性を、過去から将来に向けて時間的・空間的に展開してゆかねばならない。そして、土石移動現象は、位置的に不連続であり、規模の連続性が流域の特徴を表わしていることから、土石移動現象については、時間的に場所的に基準を設けた上での議論でなければならない。つまり、移動規模と頻度の分布として、時間の概念を明確にした上でなければ、議論は空転してしまう。

土石の移動現象にみられる最大の特徴は滞留現象である。すなわち、移動土石は堆積空間の条件により滞留し、再移動するまでの間、固有の滞留期間をもっている。滞留期間の長短は、再移動の難易を示し確率的な意味をもつ。すなわち、土石移動現象を確率的に表現するためには、土石の動き易さ(滞留期間)を評価する必要がある。たとえば、堆積土石が移動し易い状態にあれば、小規模洪水で土石が移動し、逆に移動し難い状態にあれば、大規模洪水でもその土石が移動するとは限らない。

いま、土石側の動き易さの確率指標を $1/T_1$ とし、洪水側のそれを $1/T_2$ とすると、両者の重なる確率指標は $1/(T_1 \times T_2)$ となる。そして、現時点で $1/(T_1 \times T_2) = 1/100$ いわゆる 100 年確率に相当する土石移動現象を推定することは非常に難しいといえる。

第 IV 章で述べたように、滞留期間 T は土石移動の難易度を示し、確率的な意味をもっている。砂防計画が土石移動現象を対象として組み立てられることからすれば、対象とする土石

によって計画対象規模が設定されるのが望ましい。すなわち、先の滞留期間の逆数 $1/T$ を確率指標とすることができる。

2. 計画規模

砂防計画規模の決定は、基本的には1951年の木村構想⁵¹⁾が踏襲され、降雨確率により決定される場合と、災害発生の実態から既往最大の流出土砂量をもって計画規模とする二つの考え方があつた。後者の場合、災害時の降雨規模を確率におきかえることから、最大洪水流砂量の場合と同義である。

このように、現在まで土石移動現象は、その頻度、規模ともに降雨現象と対応するものとされ、砂防計画規模が決定されてきた。しかし、先に述べたように、土石移動現象と降雨現象とは直接的に結びつかないことから、計画規模の決定は、堆積土石の確率的な要件すなわち堆積土石の再移動の難易度による必要がある。

ポテンシャル曲線は、渓床堆積土石の堆積年代と土石量によって、滞留期間 (T) と比累積土石量 (Q_{ar}/ℓ) との関係を示し、

- i) 滞留期間は相対的な土石移動の難易を表わし、その逆数は移動頻度を表わす。
- ii) 累積土石量は移動規模を表現する。
- iii) 移動頻度と規模が時系列化されている。
- iv) 曲線の形態は流域の質的量的特徴を表わす。
- v) 流域の荒廃状況とその歴史的変化を表現する。

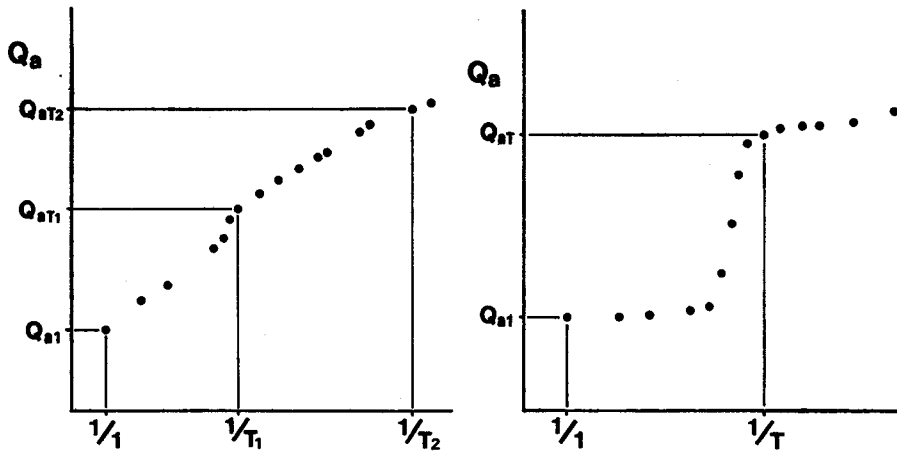
等の特徴をもっている。

滞留期間 T は土石移動の難易度を示すことから、将来に向かってみると、その逆数 $1/T$ は確率的な意味をもち、比累積土石量 Q_{ar}/ℓ は、 $1/T$ 年の頻度に対応して移動する可能性のある土石量 (規模) となる。

図-45に示したように、ポテンシャル曲線の特徴すなわち移動規模連続型と不連続型によって砂防計画への応用性は異なる。

土石移動規模連続型の場合 (ヌッカクシフラノ川、富良野川、春木川)、 $1/100$ 年の現象を計画対象規模としたとしても、他の移動規模の現象も連続性をもつことから、河道滞留量、ダム調節量、許容流砂量についても一連の現象としなければならない。すなわち、ある流域において、災害発生の実績と保全上の重要度から、計画規模は最大と最小とが決定される。たとえば、図において計画対象頻度は $1/T_1 \sim 1/T_2$ となり、計画規模は Q_{ar1} から Q_{ar2} までの全ての規模が対象となり、許容流砂量の考え方は、 Q_{ar1} 以下の規模の現象となり、 $Q_{ar1} \sim Q_{ar2}$ 間の現象を Q_{ar1} 以下の現象に導くことが防災工事の目的となる。

移動規模不連続型 (小武川) の場合、移動頻度 $1/T_1$ に相当する現象は突発的な現象であり、日常発生している現象は、土石移動量が一定値に近づいた安定した状態を示している。したがって、一般には $1/T_1$ に相当する移動規模 Q_{ar1} をもって計画規模とする。しかし、この現



図—45 ポテンシャル曲線と計画対象規模

Fig. 45. The scale of sabo planning to the type of potential curve

象が再度発生する時期の予測は不可能であり、防災工事の緊急性については、社会条件（たとえば保全上の重要性）などの因子によって決定されなければならない。なお、現在の土石移動状況すなわち基準土石量 (Q_{a1}) が多量で災害発生の危険性が高い場合には、現在頻発する土石移動規模を計画対象とする必要がある、この例としては、常願寺川、姫川等があげられる。

3. 流域性に応じた計画手法

1) ポテンシャル曲線と施設計画

砂防ダムの効果としては、主に、

- i 流下土砂礫の貯留
- ii 流下土砂礫の調節
- iii 溪床勾配の緩和
- iv 生産土砂の抑制
- v 山脚固定

等があげられている^{15,97)}。また、東²¹⁾はダムを群(3基以上)として設置することを提案し、次のような効果をあげている。

- i 流水の運動をさまたげることなく非侵食面を維持することができる。
- ii 氾濫土砂を抑止し、土砂流出の調節空間を確保することができる。
- iii 砂れき層に築設することができる。したがって、既存のダム堆砂面に手を加え、さらに安定させることができる。
- iv 堅固なダムサイトを必要としない。したがって、地すべり地帯、火山山麓の扇状地、沖積層においても施工することができる。
- v 保全対象に近い下流側から施工するほうが効果的であり、したがって長期計画をたて具体的に実行しやすい。

vi その他

平尾²⁴⁾は、砂防ダムの効果として、流出土砂の量・質・流出形態を災害が減少するように改良することとし、荻原⁷⁸⁾は、堆積物の移動防止の必要と溪床の下方侵食防止を主張している。すなわち、砂防ダムに期待する効果は、計画対象とする土石に対して、主に溪床堆積土石の再移動防止(固定)と移動土石の質的・量的変化(調節)の2者に限られる。

これを模式的に示したものが図-46である。計画規模は前節で述べたように、最小規模(Q_{aT1})から最大規模(Q_{aT2})の間の現象である。したがって、砂防計画は、ポテンシャル曲線上の P_1 から P_2 までの各点を Q_{aT1} 未満の規模にすること、すなわち、 P_2 を P'_2 まで下げることであり、有害な大規模土石移動現象を災害の発生しない小規模な土石移動現象に分解することである。また、他の方法としては、曲線上の P_1 の発生頻度 $1/T_1$ を $1/T_2$ 以下の頻度に変質させること、すなわち、 P_1 を P'_1 にすることである。つまり、前者は流出土石の調節であり、後者は不安定土石の固定である。そして、一般には両者を組合わせて防災効果を期待することになる。

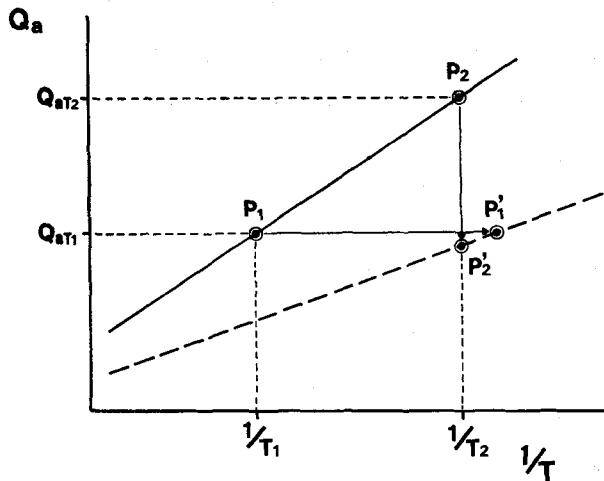


図-46 ポテンシャル曲線と砂防計画の考え方

Fig. 46. Deformation of potential curve by sabo planning

2) 砂防施設の評価

防災上対象となる現象が決定すると、この現象に対して最も効率のよい防災施設が計画されなければならない。すなわち、防災施設は対象となる流域の特徴、土石移動特性に合わせて計画され、施設の位置と規模、構造、数量が決定される。そして、これらは堆積土石の固定と流出土石を滞留させ、大規模な移動現象を災害の発生しない小規模移動現象へと変化させる技術的な可能性をもって決定される必要がある。

溪床堆積土石の固定は、時間的にみれば、滞留期間を人為的に延長し、堆積土石を計画対象から除くことであり、ダムの規模のいかんにかかわらず絶対的な評価が可能である。しか

し、移動土石の調節については、多くの議論があり、たとえば、ダムの貯砂量に対する割合で表現したもの⁷⁵⁾、洪水勾配と平衡勾配との差で示したもの^{76,109)}、堆積空間(ダム間面積×堆積深)で示したもの^{21,54)}等があげられる。

もともと調節とは人為的な効果を表わす用語であり、たとえば、河道調節という用法は成り立たない。河道調節とは溪流にみられる純自然現象、すなわち滞留現象だからである。そして、滞留現象は移動規模と堆積空間の形態により特徴付けられている。堆積空間の形態とその分布は、流域固有の動かし難い特徴であることから、砂防計画にこの堆積空間を有効に利用し、移動土石を処理することが肝要である。また、大規模な移動土石を小規模な現象に分断し、質的に変化させる技術的可能性としては、従来一般に計画されている単独ダムでは不可能であり、有効な間隔をもつ連続的な横工の群的配置によらなければならない。

従来、ダムはその機能により、床固工、落差工、調節ダム等のように呼ばれてきたが、本論ではダム機能は土石移動特性との関連上評価されるという立場から、全てを横工として扱う。そして、施設計画とは横工の有効な幅と間隔および高さにより、堆積土石の再移動防止(固定)と移動土石の調節を計ることと考える。

i 計画位置 (区間)

砂防計画は、土石生産源(山腹工事)、溪流区間(溪間工事)および扇状地帯(流路工、遊砂地)を対象として立てられているが、溪流区間ではダムサイトの有無により、ダム位置が選定されてきた。これは、土石移動現象へのダムの働きかけを目的とした計画位置というよりも、ダム築造が目的化されて選ばれた位置である。

土石移動現象は滞留現象を特徴とし、流域固有の堆積空間がこれを規制している。したがって、防災施設により土石移動現象の量的・質的变化を期待するのであれば、土石の滞留現象を促進し規制できる空間を人為的に造る必要がある。つまり、現況の堆積空間を合理的に利用することが最も有利であり、堆積空間としては、計画対象となる現象の最大規模に対応する滞留現象のみられる空間が必要であるが、少なくとも最小規模に対する空間以上の堆積空間が必要である。したがって、計画対象となる区間は「地帯区分図(前図-31)」により決定することができる。なお、この区間は計画対象土石の多い区間に当り、移動土石の調節と同時に堆積土石の固定が可能である。

ii 計画幅

砂防計画の基本は、計画対象となる堆積土石の再移動を抑止し、流下する土石に対しては、一時的に滞留させ、頻度を高くし、小規模化して再移動させるという積極的な方法でなければならない。施設を設置することにより、新たな河道いわば人工河道が形成され、この人工河道上で発生する現象は滞留現象であり、旧河道における滞留現象の実績により評価される。

いま、計画対象規模 S_T に対する滞留現象の限界幅を B_{cr} とすれば、施設により新たに形成される堆積空間(溪床幅) B は、

$B > B_{cr}$: 調節効果あり

$B \leq B_{cr}$: 調節効果なし

と評価される。

計画規模の最大を頻度 1/100 年に相当するものとし、最小を 1/20 年に相当するものとしたとき、図-47 において、計画対象土石は滞留期間 100 年以内のものである。したがって、横工による堆積土石の抑止効果は、100 年以内の滞留期間を有する土石に対し、移動頻度を 1/100 年以下にすることであり、横工計画幅は滞留期間 100 年の土石の堆積幅が最小幅となる。そして、この幅は移動頻度 1/100 年に対して滞留現象のみられる溪床幅（堆積空間）であり、調節効果が期待できる溪床幅である。また最小規模より小さい規模の現象に対しては、移動してゆく空間、たとえば、頻度 1/20 年の現象（図-47 の最小計画規模）に対して堆積地の形成されない限界幅 B_{c20} に相当する流路幅をもって、放水路のような空間とすることができる。

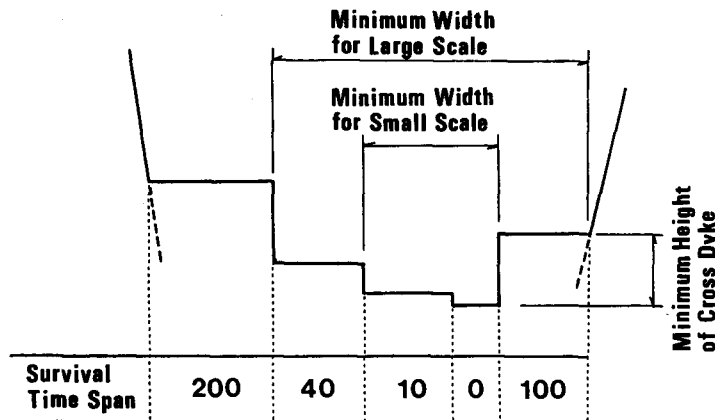


図-47 滞留期間と計画幅、計画高

Fig. 47. Width of channel and height of dyke to survival time span

すなわち、最大計画規模 Q_{ar2} が固定され、かつ、滞留現象のみられる幅以上の計画幅を必要とし、最小規模 Q_{ar1} 以下が移動する場を安全な土石移動空間とすればよい。そして、計画高は最大規模に相当する堆積高をもって最小高とする。なお、この方法は下流部遊砂空間・流路工幅の決定にも適用可能である。

iii 計画間隔

現在の砂防計画は土砂収支上数量的に扱われ、単独ダムの効果が論じられる場合が多く、ダム間のつながりは考慮されていない。これは土砂収支の考え方の基本が、単独ダムの効果を積上げることによって成り立っているためであり、一般に大ダムであることが、その効果が大きいとされ、ダムサイトの有無により計画位置が限定されていることから、ダム間隔は問題とされていない。

計画上ダム間隔が配慮されているのは、下流部流路工にみられる連続的な床固工であり、流路工幅の1.5~2.0倍、または、現溪床勾配 $(1/n)$ の分母 n の1.5~2.0倍 $(1.5n \sim 2.0n)$ 等の方法³⁴⁾ がみられる。また、東²¹⁾ はダムを群として設置し、その間隔は40~50 mが適当であるとしている。

横工が群として有機的に土石移動現象に働きかけるためには、土石移動過程、すなわち、種々の規模と頻度の組合せによって流下してゆく過程との関連から、横工は配置される必要がある。砂防計画上対象とする規模は、ポテンシャル曲線によって最大規模と最小規模が設定され、砂防計画は両者の間のあらゆる現象に対して、最小規模以下の規模に導くことを目的としている。土石移動規模の大小は、堆積地の形状に現われ、図-48に模式的に示したように、一般には砂礫堆と同様に考えることができ、規模を堆積長で表わすことができる。したがって、

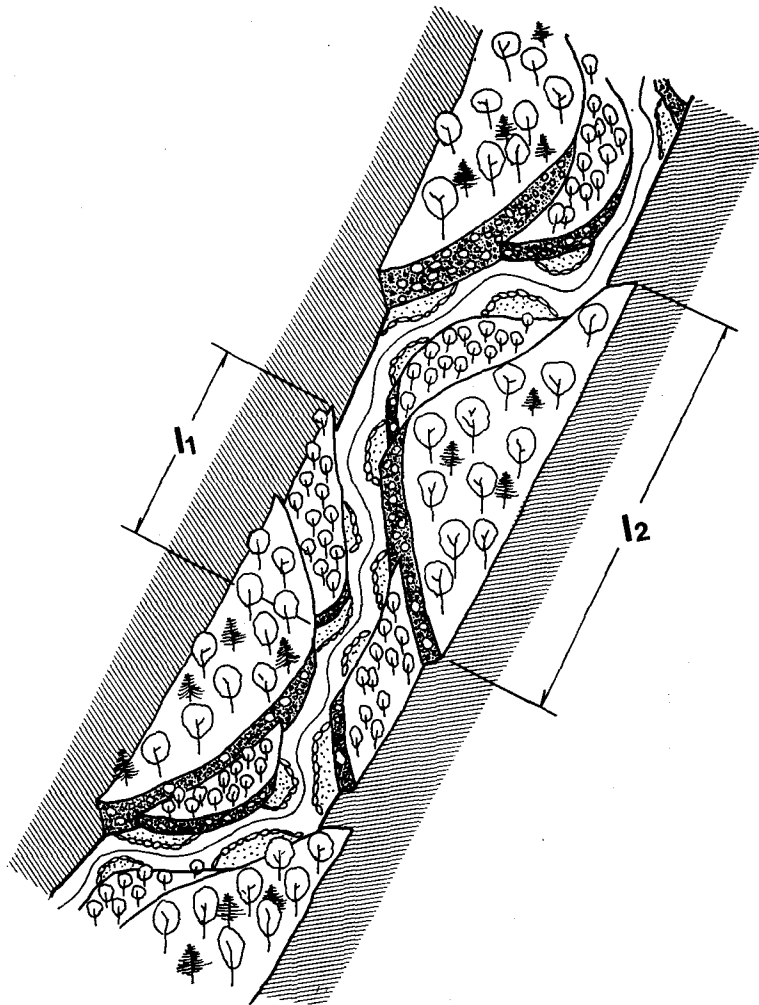


図-48 堆積地の長さ
 Fig. 48. Length of deposit

土石移動規模を質的に小規模化させるという意味は、先の図において、計画規模の下限を堆積長 l_1 に相当する規模とすれば、移動規模 l_1, l_2 を横工群により分断し、 l_1 以下にすることといえる。

これは、計画間隔を l_2 以上にすれば、上・下の横工間に l_1, l_2 に相当する現象が発生することになり、横工はその間で発生する移動規模を規制する効果をもたないことになる。また、計画間隔を l_1 以下にすれば、 l_1 以上の土石移動規模は分断される。つまり、計画間隔は $1/T_{\min}$ 規模に相当する堆積長 l_T の $1/2 \sim 2/3$ を目安とすればよい。

たとえば、大春木沢において滞留期間0~2年の堆積地を対象としたとき、表-10のごとく堆積長が算出され、したがって、計画間隔は $80 \text{ m} \times (1/2 \sim 2/3) = 40 \sim 50 \text{ m}$ とすればよい。

このように、土石移動特性より計画対象とする現象が決定すれば、この現象をいかに人為的にコントロールするかという方法は、滞留現象すなわち堆積空間と移動規模との関

表-10 大春木沢における堆積地の長さ
Table 10. Length of the deposits in Oharukizawa R.

Survival time span (year)	N	l (m)	l (m)
0	16	1390	86.9
1	11	800	77.3
2	2	140	70.0
Total	29	2330	80.3

係から、必然的に横工群へと導かれる。そして、現在施工されている単独ダム間で、土石移動特性によって横工の配置を計画すれば、移動する土石を人為的に制御するという技術的可能性が生じてくる。

3) 砂防計画の試案

現在の砂防計画は、計画基準点より上流において有害な土砂を量的に処理(扞止・調節)しようとするもので、計画流出土砂を砂防施設により、許容流砂量以下へと導く計画である。そして、計画は生産土砂抑制計画、流出土砂抑制計画、流出土砂調節計画に分類され、施設としてはダム工、床固工、護岸工、流路工、山腹工等の諸施設があり、その機能と計画との関係は、

生産土砂抑制： 山腹工，ダム工，床固工，護岸工，流路工

流出土砂抑制： ダム工，砂溜工

流出土砂調節： ダム工，床固工

とされ⁷⁶⁾、計画上量的に許容流砂量以下の土砂量が流出することになっている。

しかし、土砂収支は数字上は可能であっても、歴史的にみられる土石流出の過程で、土砂収支のつじつまを合わせることが可能か否かという根本的な問題を残している。現実的には前節までに述べてきたように、砂防計画の基本であるはずの生産土砂量の推定も不完全であり、河道における調節量、ダムの効果も歴史的な試練を受けていない現状では、真の効果を判定するまでには至っていない。

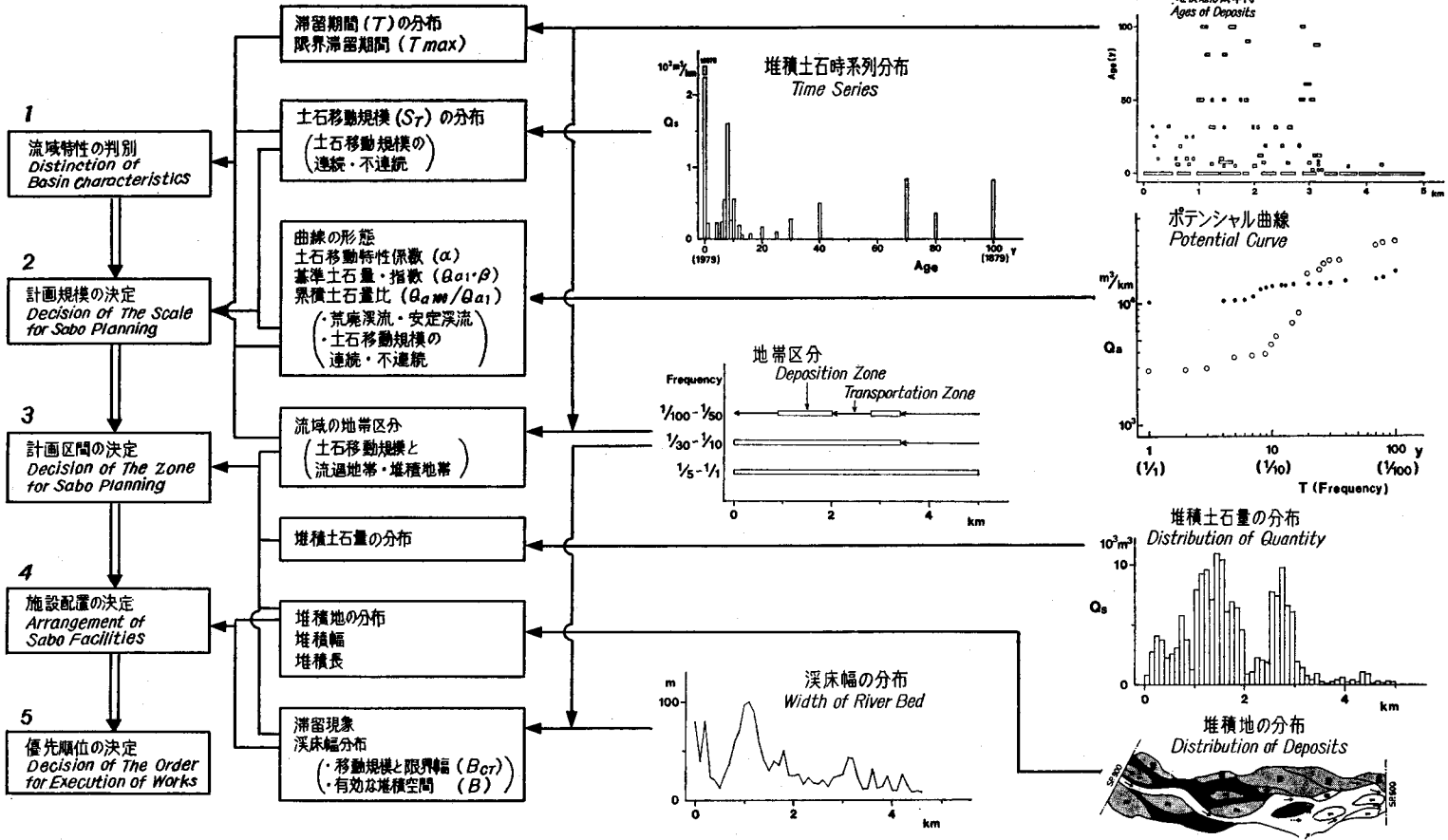
防災計画は、一つには防災的な土地利用への提言であり、他には防災技術の限界を示した

上での土地利用の確保である。土砂収支の考え方は、工事完成後は計画規模に対しては、完全に防災が可能であることを示している。しかし、土砂量の推定が困難である以上、防災計画を土砂収支に頼ることは非常に危険である。したがって、対象とする流域の質的要素を加味して、保全計画を質と量の両面から樹立してゆく方法が必要となり、流域の質的・量的判断が可能であることは前節までに述べたとおりである。

砂防計画は土石移動現象からみた流域の特徴によって基本的方向が決定され、詳細な施設の配置計画は土石移動特性によらなければならない。そして、土石移動特性は、溪床地形すなわち堆積空間の形態と分布により特徴付けられている。したがって、施工計画は、堆積空間の有効な利用であり、人為的な空間の造成であるといえることができる。つまり、移動する土石を滞留させる空間を確保することであり、溪流・扇状地の別なく、この空間を防災空間として利用可能となる。そして、客観的な防災計画は、客観的な流域認識によって初めて樹立可能となり、具体的な計画方法を図-49に示した。

- ① 流域特性の判別： 対象とする流域の特徴によって砂防計画を位置付ける。実地流域においては、移動規模連続型溪流と不連続型溪流の2形態ならびに両者の中間的な溪流に区分する。そして、流域特性の歴史的位置付けは、堆積地形成年代分布図、堆積土石時系列分布図、ポテンシャル曲線図により行う。
- ② 計画規模の決定： 計画規模は過去の災害の発生状況とポテンシャル曲線図により上限と下限を決定する。そして、土石移動特性の歴史的位置付けから、移動規模連続型と不連続型に区分し、前者では一般的に計画規模の上・下限を決定する。後者では突発的な現象を対象とする場合が多いが、基本土石量の多少により、現状が荒廃状態にあればこれを含めて計画規模を決定する。計画規模が決定すれば、ポテンシャル曲線図によって対象土石量が決まり、これは、歴史的な経過の中での相対的な規模を示している。
- ③ 計画区間の決定： 砂防計画は、土石生産源と溪流区間、扇状地で樹立される。そして、堆積土石量分布図、ポテンシャル曲線図(支流・区間毎)により、土石の生産状況、移動状況を検討し、工事の可能性、期待される効果によって、重点的に計画される地区を決定する。

溪流区間では、堆積土石の固定と移動土石の調節が計画される。したがって、施設計画区間は、堆積土石量分布図と地帯区分図、堆積地の分布、堆積空間の分布状況から、堆積土石量の多い区間であり、かつ、計画規模に対して滞留現象の生じる限界幅以上の有効な堆積空間と評価される区間を対象とする。溪流区間で有効な堆積空間の選定ができない場合は、扇状地帯に人為的に堆積空間を造成する必要がある、この規模は、扇状地帯の堆積地の分布状況、移動規模と堆積空間との関係によって決定される。
- ④ 施設配置方式の決定： 横工の配置は移動する土石に対し有効な堆積空間となり、かつ、災害の発生しない移動規模に変化させる計画幅、計画間隔により決定する。まず、移動



図—49 砂防計画の手法
Fig. 49. The flow of sabo planning

土石の調節・滞留現象を促進するためには、先に示した計画区間であれば可能である。次に、移動土石を小規模化させることは、計画対象となる最小から最大規模の間の移動規模を最小規模以下の現象に分断することである。すなわち、最小規模に対応する土石移動の単位（堆積長）より短い間隔で横工を配置する必要がある、平均堆積長の $1/2 \sim 2/3$ を目安とする。以上により、堆積空間の分布と堆積地形成状況から、横工は群として有機的な連携のもとに配置される。

- ⑤ 優先順位：流域は堆積地形成年代分布図、堆積土石量分布図、地帯区分図、堆積地の分布、堆積空間の分布により、特徴的な支流・区間に分割され、各々の支流・区間で土石移動特性が異なっている。したがって、支流・区間別ポテンシャル曲線図、堆積土石時系列分布図から土石移動過程を推定し、保全対象の分布により防災上効果の高い区間から優先順位を決定する。

結 言

災害は自然と人間との係わりがあって始めて発生するもので、開発が奥地に向かって進展するに従ってその機会は多くなる。とくに、近年の建設技術・土木技術の発達は土石災害の発生し易い地域への接近を容易にした反面、防災に対する要求が高まり、土地利用の確保・生産防災技術の確立が急がれている。

防災の立場は、現象の予知・予測に基づく災害予防の立場であり、防災的な自然認識によって初めてその可能性がでてくる。すなわち、防災計画は自然現象つまり土石移動現象に応じて力の維持のために、組み立てられる必要がある。

かつて、砂防計画樹立に当って時間情報の導入、流域の質的側面の表現方法が問題とされてきたが、具体的に砂防計画へと展開する方法は確立されていない。また、砂防計画は土砂収支の考え方のように量的に表現されているものの、流域の特徴に適合した客観的な手法には至っていない。

本論文では、時間情報として樹木の年輪を利用し、土石の移動する場としての溪床地形を堆積空間と考え、堆積土石量と堆積地の形成年代および堆積空間との関係から、滞留現象、流域特性および具体的な砂防計画方法について考察した。

すなわち、溪床に堆積する土石は種々の長さの滞留期間をもち、滞留期間の長短は再移動の難易を表わし、確率的な意味を示している。そして、土石が堆積してから再移動してゆく過程を滞留現象とし、これは①土石移動規模、②移動頻度、③堆積空間により特徴づけられると考えた。そして、堆積地の形成年代と堆積土石量との関係は土石移動規模の歴史的（時系列）分布を示し、滞留期間と累積土石量との関係は土石移動頻度と規模との関係を表わし、これをポテンシャル曲線とした。その結果、ポテンシャル曲線の形態、土石移動特性係数、基準土石量、累積土石量比等により、流域は「土石移動規模連続型」と「土石移動規模不連続型」に

大きく区分され、中間的なものも含めて、流域特性の判別が可能となった。

以上の方法によって、防災上の基本とされる流域の個性を歴史的に判別することができ、防災上対象とすべき現象(規模)とそれを処理できる空間(堆積空間)の分布から、具体的な防災計画の樹立が可能となった。つまり、流域特性の判別→計画規模の決定→計画区間の決定→施設配置の決定→優先順位の決定の各段階をふまえて、流域の土石移動特性をもとに移動土石をコントロールするという技術的可能性をもって、客観的な防災計画を樹立することが可能となった。そして、流域の特性に適合した土地利用方法、開発のあり方へと展開してゆくための流域認識の方法を明らかにすることができた。

摘 要

砂防計画は、一般に100年に1回発生する程度の土石移動現象を対象としてたてられる。このような土石移動現象は、歴史的に継続する現象の中で最大規模として位置付けられ、実地溪流に形成されている溪床堆積地の形成年代と土石量により解析が可能となる。筆者は、溪床堆積地の形成位置と堆積面上の植生、堆積土石量、堆積地の形態および堆積位置の地形的特徴により、土石移動時期、堆積地の推移、土石移動規模・頻度とそれらの位置的分布・歴史的变化を考察した。その結果、土石移動特性と流域の特徴から客観的な砂防計画樹立のための方向づけが可能となった。結果は次のとおりである。

1. 荒廃溪流の実態

1) 荒廃溪流では土石は流出過程で堆積し、溪床堆積地を形成する。堆積地は溪床の拡幅部に形成され、場所によっては階段状を呈している。堆積面上には天然生同齡林分が形成され、樹齡は1~2年の誤差で堆積地形成年代を示している。

2) 植生のみられない堆積地は常水路にそって低位置に分布し、階段状堆積地では、古い堆積地は常水路から高く遠く位置している。

3) 階段状堆積地の形成過程は、堆積による場合と洗掘による場合の2者があり、両者は堆積崖にみられる礫の配列状態の整合性により判別される。

4) 堆積土石量は最低河床より上にあるものを対象として算出した。その量の分布は流域によって異なり、同一流域では、支流・区間毎に異なっている。

2. 滞留現象

1) ある時、溪床に形成された堆積地は、その後の土石移動によって変形してゆくが、変形様式は土石移動規模によって異なる。そして、大規模な土石移動により形成された堆積地は存続期間が長く、小規模の場合は存続期間は短い。この存続期間を滞留期間という。

2) 土石が堆積するためには相応の堆積空間が必要であり、堆積空間は土石移動規模に応じて流過地帯と堆積地帯に区分され、堆積地は①土石移動規模、②移動頻度、③堆積空間によって異なった推移形態をとる。

3) 堆積空間により、そこに滞留し得る期間(限界滞留期間)が決まる。そして、流過地帯はあらゆる移動規模に対して堆積空間と認められない区間で、堆積空間が大きくなるに従って小規模な移動現象から滞留現象が生じる。

4) 堆積空間が土石移動規模に対して極端に大きい場合は、土石は溪床幅の範囲内で変動し、扇状地でみられるようなサイドステップ状堆積地を形成する。

5) 堆積地の推移は、移動規模の異なる様々な現象と、堆積空間の相対的な大小により、その過程が異なり、このことが土石移動過程を特徴づけている。

3. 流域特性

1) 土石移動現象を時系列として扱い、歴史的に動的に流域の特性を表現することによって、流域の荒廃状況、流出土石の連続性、周期性、活動性、休眠性等の質的側面が説明可能となる。

2) 滞留現象は堆積空間により規制され、限界滞留期間をもつ。この分布は流域における土石移動過程を示し、たとえば、ある区間で限界滞留期間より大きい規模の土石移動現象が発生すれば、その区間は流過地帯となり、小さければ堆積地帯となる。そして、流過地帯、堆積地帯は、歴史的な土石移動規模の分布状況により移動規模別に地帯区分される。

3) 移動年代別堆積土石量の分布は土石移動規模の時系列分布を表わし、同一流域であれば支流・区間毎の土石流出特性を知ることができ、流域間でみれば、土石移動規模の分布形態すなわち連続型・不連続型の区分により、判別・対比できる。

4) 滞留期間(T)と比累積土石量(Q_{at}/ℓ)の関係をポテンシャル曲線と呼び、①曲線の形態、②土石移動特性係数(α)、③基準土石量(Q_{a1}/ℓ)とその対数(β)、④累積土石量比(Q_{a100}/Q_{a1})により、土石移動特性と流域の特徴を歴史的に知ることができ、流域間、支流間、流域の各区間で対比できる。

5) ポテンシャル曲線の形態は、①連続型、②不連続型、③復活型、④安定化型、⑤急減型、⑥階段型に分類され、大きくは①、②により移動規模連続型と移動規模不連続型に区分される。

6) 土石移動特性係数(α)と累積土石量比(Q_{a100}/Q_{a1})は流域特性を示し、 $\alpha < 0.5$ 、 $Q_{a100}/Q_{a1} < 10$ で移動規模連続型溪流、 $\alpha > 0.5$ 、 $Q_{a100}/Q_{a1} > 10$ で不連続型溪流となる。

7) 基準土石量(Q_{a1}/ℓ)は、平年の移動土石量を示し、この量の大小は現在流域が荒廃状態にあるか否かを示している。なお、以上に示した流域特性を表わす指標は、歴史的に変化している。

4. 防災計画

1) 防災の基本は、土地の個性を明らかにし、災害の危険性を提示し、防災的な土地利用方法と具体的な防災方法を提案することである。このためには、土石移動現象を歴史的に解析し、流域の特徴を歴史的に位置付ける必要があり、具体的な手法としては、「ポテンシャル曲

線」と「堆積土石の時系列分布」により、過去における土石移動の規模と範囲を明らかにし、流域の特徴を予知することである。

2) 砂防計画樹立に当って計画規模は、土石移動規模の歴史的分布の中から適正に決定されなければならない。すなわち、移動規模連続型溪流と移動規模不連続型溪流の場合では基準が異なる。また、生起確率の考え方は、堆積土石の再移動の難易、すなわち、滞留期間 (T) の長短によりその逆数 ($1/T$) をもって決定できる。

3) ポテンシャル曲線は確率的な土石移動規模の分布を表わし、確率的な砂防計画のための基礎となり、災害の発生する最小計画規模より最大計画規模の間の土石移動現象とすべてを計画対象とすることができる。そして、最大計画規模は一般には100年に1回発生する規模として、滞留期間 $T=100$ 年の累積土石量 Q_{a100} をもって計画規模とすればよい。

4) 横工の計画は、堆積土石の再移動抑止と新たに形成された人工的堆積空間により、移動する土石が滞留する場をつくり、災害に至らない移動規模に分解させることを目的として樹立する。このためには、従来の単独ダムでは不可能であり、有効な幅・間隔をもつ連続的な横工の群によらなければならない。そして、横工の計画幅は最大計画規模相当以上の幅を必要とし、計画間隔は最小計画規模に相当する堆積地の長さの $1/2 \sim 2/3$ を目安とすればよい。

5) 砂防計画のための溪流調査・解析方法は、従来実施されてきた堆積土石量の他に、時間情報を導入し、時間的な考え方を入れた方法でなければならない。とくに、砂防計画が100年間を対象としていることから、砂防調査では時間尺度を1年とし、1年単位の精度で溪床土石を量的に質的に調査し、100~150年間積み上げ、砂防計画上の100年を歴史的に位置付けることが必要である。

以上の方法によって、溪流における土石移動特性が判別され、溪流の地形的特徴である堆積空間を有効に利用し、土石移動特性に即した移動土石のコントロールの技術的可能性が生まれ、客観的な防災計画の樹立が可能となる。

参 考 文 献

- 1) 秋谷孝一 (1978): 生産土砂量について. 新砂防, 107.
- 2) 新谷 融 (1968): 荒廃溪流における土石移動の痕跡. 新砂防, 69.
- 3) 新谷 融 (1971): 荒廃溪流における土石移動に関する基礎的研究. 北大農演報, 28-2.
- 4) 新谷 融 (1972): 溪床土石の移動過程調査の方法. 新砂防, 83.
- 5) 新谷 融 (1974): 流域の荒廃度とその表現方法. 日林北支講, 23.
- 6) 新谷 融・清水 宏・佐々木智徳 (1967): 荒廃溪流における段丘形成の一例—空知川支流ヌッカクシフラノ川—. 日林北支講, 16.
- 7) 青木義光 (1977): 近年の斜面崩壊にともなう土砂災害の調査結果. 土木技術資料, 19-7.
- 8) 浅田 宏 (1973): 山地河川の流砂に関する2・3の考察. 新砂防, 89.
- 9) 芦田和男編 (1976): ダム堆砂文献資料集成. 河鍋書店.
- 10) 芦田和男・高橋 保・水山高久 (1978): 山地河川の掃流砂量に関する研究. 新砂防, 107.
- 11) 馬場仁志・東 三郎・新谷 融 (1979): 溪流拡幅部における流水の分散現象に関する実験的研究. 日

林北支講, 28.

- 12) BEATY, C. B. (1970): Age and estimated rate of accumulation of an alluvial fan, White Mountains, California. U.S.A., A.J.S., Vol. 268.
- 13) 藤井昭二・武沢 正・沢田豊明 (1970): 河岸段丘と年輪. 新砂防, 77.
- 14) 藤井昭二・武沢 正・沢田豊明 (1971): 河岸段丘と年輪 (続). 新砂防, 81.
- 15) 遠藤隆一 (1958): 砂防工学. 共立出版.
- 16) 岐阜県土木部砂防課 (1980): 洞谷土石流災害調査報告書.
- 17) 羽田野誠一・土屋義人・田村 潤・武居有恒 (1967): 討論 生産土砂量と流砂量について. 新砂防, 62.
- 18) 原 文夫 (1979): 川幅および勾配の変化が土石移動と堆積に与える影響. 第18回治山研究会論文集. 治山研究会.
- 19) 東 三郎 (1967): 地表変動と指標植物. 水利科学, 56.
- 20) 東 三郎 (1979): 地表変動論. 北大図書刊行会.
- 21) 東 三郎 (研究代表者) (1980): 低ダム群工法の原理と効用に関する実証的研究. 文部省科学研究費試験研究 (2). 研究報告書.
- 22) 東 三郎・村井延雄・新谷 融・藤原晃一郎 (1967): 地すべりに関する樹木年代学的考察. 新砂防, 64.
- 23) 平尾公一 (1969): 砂防調査のまとめ方. 土木技術資料, 11-5.
- 24) 平尾公一 (1970): 砂防計画 その1 土砂の生産及び移動. 土木技術資料, 12-4.
- 25) 平尾公一・泉 岩夫 (1969): 堆砂面の変動記録による流砂量の推定法. 新砂防, 76.
- 26) 平尾公一・田畑茂清 (1971): 土石流調査—その重要性和調査方法—. 土木技術資料, 13-5.
- 27) 平尾経信 (1941): 洪水後の河原の植生. 日林誌, 23.
- 28) 北海道旭川土木現業所 (1979): ヌッカクシフラノ川砂防工事のうち基本計画調査報告書.
- 29) 北海道旭川土木現業所 (1980): 富良野川砂防工事のうち基本計画調査報告書.
- 30) HOOKE, R. L. (1967): Process on arid-region alluvial fans. Jour. Geology, Vol. 75.
- 31) 星 道宣・浅利賢雄 (1963): 常願寺川における流砂量の検討. 新砂防, 50.
- 32) 堀川芳雄・横川広美 (1954): 大山礫崖の植物群落. 植物生態学会報, 3.
- 33) 市瀬由自 (1957): 山崩れの地形学的考察—多摩川流域の場合—. 資源研い報, 45.
- 34) 池谷 浩 (1977): 砂防流路工の計画と実際. 全日本建設技術協会.
- 35) 池谷 浩 (1977): 昭和51年9月台風17号豪雨による小豆島土石流災害に関する一考察. 新砂防, 103.
- 36) 池谷 浩 (1980): 土石流発生に関係する渓床堆積物. 土木技術資料, 22-3.
- 37) 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, 19-12.
- 38) 今城 久 (1976): 災害地徳島を視て. 治山, Vol. 23, No. 4.
- 39) 今村遼平・坊城智広・豊原恒彦・中山政一 (1975): 富士山大沢崩れの土砂流出とその経年変化モデルの設定について (I). 新砂防, 95.
- 40) 井上千良 (1976): 小豆島の山地災害. 治山, Vol. 23, No. 4.
- 41) 石崎勝義・岡沢邦明 (1968): 河床形状観測による河川流砂量の推定法. 土木技術資料, 10-6.
- 42) 籠瀬良明 (1975): 自然堤防—河岸平野の事例研究—. 古今書院.
- 43) 柿 徳市 (1958): 流砂量と砂防計画について. 新砂防, 31.
- 44) 柿 徳市 (1961): 砂防計画論.
- 45) 建設省土木研究所砂防部 (1977): 台風17号による土砂災害. 土木技術資, 19-1.
- 46) 料建設省河川砂防部砂防課・土木研究所 (1976): 荒廃溪流の河床変動に関する研究. 第28回建設省技術研究発表会.
- 47) 建設省関東地方建設局 (1960): 昭和34年度砂防調査報告書.
- 48) 建設省関東地方建設局富士川砂防工事事務局 (1980): 小武川流域渓床堆積土砂特性調査報告書.
- 49) 建設省関東地方建設局富士川砂防工事事務局 (1981): 春木川上流ダム計画設計業務報告書.
- 50) 木越邦彦 (1978): 年代を測る. 中央公論社.
- 51) 木村弘太郎 (1951): 砂防計画樹立に対する構想. 河川, 昭和26年5月号.
- 52) 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実態. 日林北支講, 24.

- 53) 木下良作 (1959): 河川砂礫堆の移動性について (1) 直線河道の例. 新砂防, 34.
- 54) 木下良作 (1961): 河川砂礫堆の移動性について (2) 曲線改修河道の例, (3) 自然河道の例. 新砂防, 42.
- 55) 小橋澄治・中山政一・今村遼平・池谷 浩・平野昌繁・古谷尊彦・奥西一夫 (1980): 地すべり・崩壊・土石流. 鹿島出版会.
- 56) 小出 博 (1954): 日本の水害—天災か人災か—. 東洋経済新報社.
- 57) 駒村富士弥 (1968): 第6回森林保全懇話会シンポジウム. 日林誌, 50.
- 58) 黒田和男 (1968): 土砂生産流出の連続性と周期性について. 新砂防, 68.
- 59) 栗田精一 (1943): 河原植物群落の生態学的研究 (第一報) —特に洪水が植群に及ぼす影響に就て—. 生態学研究, 9.
- 60) 日下雅義 (1973): 平野の地形環境. 古今書院.
- 61) 町田 洋 (1959): 安倍川上流部の堆積段丘—荒廃地にみられる急速な地形変化の一例—. 地理評, 32.
- 62) 町田 洋 (1962): 荒廃河川における侵食過程—常願寺川の場合—. 地理評, 35.
- 63) 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—. 地理評, 37.
- 64) 町田 真 (1963): 河岸段丘—その地形学的研究—. 古今書院.
- 65) 三輪 潔 (1969): 河床変動と集水区域内の荒廃地状況との関係. 土木学会誌, 54-2.
- 66) 村野義郎 (1962): 砂防ダム堆砂面の縦断形について. 新砂防, 47.
- 67) 村野義郎 (1962): 山地における土砂石の生産に関する研究. 土研報告, 114.
- 68) 村野義郎 (1965): 十勝岳の土石流について. 新砂防, 59.
- 69) 村野義郎・深田守作 (1955): 身馴川河床堆積砂礫の岩質別分類 (流出土砂量推定の一方法). 新砂防, 18.
- 70) 村野義郎・泉 岩男 (1962): 三重県町屋川の流出土砂量について—一流出土砂量の一算定方法—. 新砂防, 45.
- 71) 村野義郎・高野雄介 (1961): 鳥取県日野川流域の砂礫流出率. 新砂防, 41.
- 72) 中村 純 (1973): 花粉分析. 古今書院.
- 73) 瀧原恭爾 (1951): 急流河川に於ける河原植群の群落学的研究. 植物生態学会報, 1.
- 74) 新沢直治 (1952): 崩壊と堆積. 新砂防, 9.
- 75) 新沢直治 (1953): 砂防計画試案. 新砂防, 10.
- 76) 日本河川協会編 (1976): 建設省河川砂防技術基準 (案) 調査編・計画編. 山海堂.
- 77) 西村嘉助編 (1969): 自然地理学 II. 朝倉書店.
- 78) 荻原貞夫 (1967): 水害と治山. 水利科学研究所.
- 79) 奥村武信 (1978): 砂防計画における流出土砂量. 新砂防, 107.
- 80) 大石道夫 (1968): 土砂生産流出の連続性と周期性について. 新砂防, 68.
- 81) 大石道夫・榎本 真 (1966): 砂防における地形調査試案 (II). 新砂防, 62.
- 82) 大石道夫・皆川 真 (1962): 崩壊地調査のあり方. 新砂防, 43.
- 83) 大久保駿 (1970): 流出土砂量について—従来の研究の紹介—. 土木技術資料, 12-7.
- 84) 大久保駿 (1971): 流出土砂量の時系列変化についての一考察. 土木技術資料, 13-5.
- 85) 大久保駿 (1979): 岐阜上宝村洞谷の土石流災害について. 砂防と治水, 27.
- 86) 大久保駿・大田原幸亘・板垣 治・岡本正男・白石一夫 (1976): 台風5号・6号による高知・徳島の土砂災害. 土木技術資料, 18-1.
- 87) 大村 寛・高橋敏男 (1976): 地形解析による山崩れの研究 (II). 新砂防, 100.
- 88) 笹賀一郎 (1979): 扇状堆積地の土砂害防止に関する基礎的研究. 北大農演報, 36-2.
- 89) 笹賀一郎 (1980): 十勝岳溪流における土石流段丘の堆積・洗掘区分と土石移動. 昭和55年度砂防学会研究発表会概要集.
- 90) 瀬尾克美 (1977): わかりやすい砂防事業への努力. 新砂防, 102.
- 91) 清水 宏 (1970): 溪流における土石の堆積と堆積土石の再移動について. 北大修論.
- 92) 清水 宏 (1970): 荒廃溪流における地形要素と土石の堆積. 新砂防, 76.
- 93) 清水 宏 (1982): 溪床堆積土石の滞留期間と流域の土石移動特性について. 新砂防, 122.

- 94) 清水 宏 (1982): 線格子法による河床礫の分布特性の解析. 新砂防, 122.
- 95) 須賀堯三 (1976): 河川の蛇行現象と河道計画. 土木技術資料, 18-1.
- 96) 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.
- 97) 田畑茂清 (1970): 砂防計画 その2 砂防工作物の機能. 土木技術資料, 12-5.
- 98) 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およぼす影響について. 新砂防, 85.
- 99) 高橋啓二・梨本 真 (1980): 土石流堆積によるカラマツ・シラベ林の植生変化. 日林誌, 62.
- 100) 高村舜介 (1968): 土砂生産流出の連続性と周期性について. 新砂防, 68.
- 101) 高山茂美 (1974): 河川地形. 共立出版.
- 102) 上坂利幸 (1971): 境川土石流発生のをとを見て. 新砂防, 80.
- 103) 打萩珠男 (1970): 砂防計画について. 新砂防, 77.
- 104) 山崎卓郎 (1967): 浦川の土石流とその防災工法. 新砂防, 64.
- 105) 矢野義男 (1973): 山地防災工学. 山海堂.
- 106) 矢野義男編 (1971): 水災害の科学. 技報堂.
- 107) 矢野義男・村野義郎 (1966): 討論, 土砂流出について. 新砂防, 62.
- 108) 横田知昭 (1965): 崩壊調査資料の地質別集計に基づく一考察. 新砂防, 57.
- 109) 鷲尾鯉龍 (1951): 荒廃河川処理の一例としての常願寺川改修計画. 新砂防, 6.
- 110) 渡辺武夫 (1968): 山地の斜面形と崩壊発生地点の関連について. 日林誌, 50.

Summary

Recent development of industry and urbanization in the interior of mountainous area increases the possibility of occurrence of natural disasters, such as flood, landslide and debris flow. Therefore, it is necessary to construct the Sabo facilities for protecting life, properties and others from natural disasters in wide areas of Japan.

To make the Sabo planning, we must clarify the scale, the frequency and the channel characteristics of bed load movement in each basin.

Considering deposit formation in river bed after movement, the distribution, the scale, the quantities, the arrangement of deposits, the ages of trees which stood on the deposits and the shapes of river bed were investigated. The ages and changes of deposits and the chronological progress of bed load movement in each basin were analyzed. As a result, it became possible to make the Sabo planning by studying the channel characteristics of bed load movement in each basin.

The results are as follows:

1) In torrential rivers, the debris flow forms and deforms the deposits (Fig. 16). The deposits are formed like stairs mainly at wide areas of the river bed. Natural even-aged forests are formed on the surface of deposits. The higher the surface of the deposit, the older the age of the forest. The tree's annual rings indicate the time of deposit's formation (Fig. 21-24).

2) Deposits are formed by two factors of deposition and scouring, and are divided into two types by the state of arrangement of the deposits materials (Fig. 25). Measuring the yearly quantities of deposit by tree annual rings, the basins, the branches and the sections are characterized by the distribution of the quantities.

3) In torrential rivers, the bed load materials are transported by various scales of movement and form the deposits which show many different conditions of the past movements.

The deposits, which are formed by the large scale movement, can remain for a long time, while those formed by medium or small scale movement can not exist longer. The time span when the deposit can remain in situ was named as "survival time span" of deposit, that is the time span in which the deposit has been remained at the same place unremoved and can be confirmed by the age of the deposit. This survival time span corresponds to the extent of bed load movement,

4) According to the width of river bed and the scale of bed load movement, the channel can be divided into two zones of deposition and transportation, so that, the deposit shows different processes of changing the shape which depends on the scale and frequency of the movement and channel space. The maximum time span for the space where deposit can remain, is determined by the maximum scale of movement.

5) In the transportation zone, where the space is small, any deposits can not be formed for all scales, while the deposit is formed in small scale as the space become larger. In case the space is extremely extensive for the scale, the deposit changes within the space, like side step phenomenon which usually occurs in alluvial fan. The change of the deposit is determined by the various scales of movement and by the extent of space of channel bed. And this is one of the most remarkable principles in the process of bed load movement, which was named as "retardation of bed load movement" (Fig. 30). The space of channel bed regulates retardation. According to the relation of space and scale, the channel is divided into transportation area and deposition area in each scale (Fig. 31).

6) The potential curve represents the relation between the survival time span, T in year, as the x coordinate axis and the accumulated quantity through T years per km, Q_{ax}/ℓ , as the y coordinate (Fig. 39 and 40). The potential curve equation is expressed as follows;

$$\log(Q_{ax}/\ell) = \alpha \log(T) + \beta$$

$$\beta = \log(Q_{a1})$$

The shape of the potential curve has two types, mainly, continuous type and discontinuous type (Fig. 41).

7) The coefficient α and the ratio of accumulated quantity of 100 years (Q_{a100}) to that of 1 year (Q_{a1}), Q_{a100}/Q_{a1} , represent the degree of continuity of the scale. In case of $\alpha < 0.5$ and $Q_{a100}/Q_{a1} < 10$, the basin is continuous type in scale and in case of $\alpha > 0.5$ and $Q_{a100}/Q_{a1} > 10$, the basin is discontinuous type in scale (Table 5-8). The standard quantity of 1 year, Q_{a1} , represents an index which shows the stage of basin desolation (Table 5 and 6). It is considered that these indicators are effective indices for comparing different basins in their characteristics of bed load movement.

8) To make the Sabo planning, it is necessary to analyze the actual conditions of bed load movement by the time informations and to express the characteristics of the basin. It becomes clear that the characteristics of basin are expressed by the quantity of sediment and the potential curve in time series.

9) The planning scale of movement should be determined properly by the distribution of the movement scale in chronological sequences. The survival time span (T) in the potential curve means the return period of movement and the curve shows the relation between the frequency and the scale of movement, so that, the planning scale can be decided by the curve arbitrarily. In torrential rivers, the maximum scale for planning generally intends to be the

biggest scale of movement that occurs during 100 years, therefore, it is sufficient to take the maximum scale for the survival time span in 100 years. And the minimum scale is for the one that will follow small yearly disasters. So, the all scales for planning are determined between the minimum and maximum scale (Fig. 45).

10) The cross dykes are planned for the purpose of preventing the removal of the deposits, making the wide channel space for deposition and decomposing the large scale movement into small scales free of disasters. So, the width and the height of cross dykes must be standardized by the width and the height of the deposits for maximum scale for the planning. The intervals of cross dykes must be standardized by $1/2$ or $2/3$ length of the deposits which have been formed for the minimum scale of bed load movement (Fig. 48);

11) From the facts discribed above, it is considered that the Sabo planning should be made according to chronological analysis of bed load movement and it will become possible, as objective technic, to control debris flows.



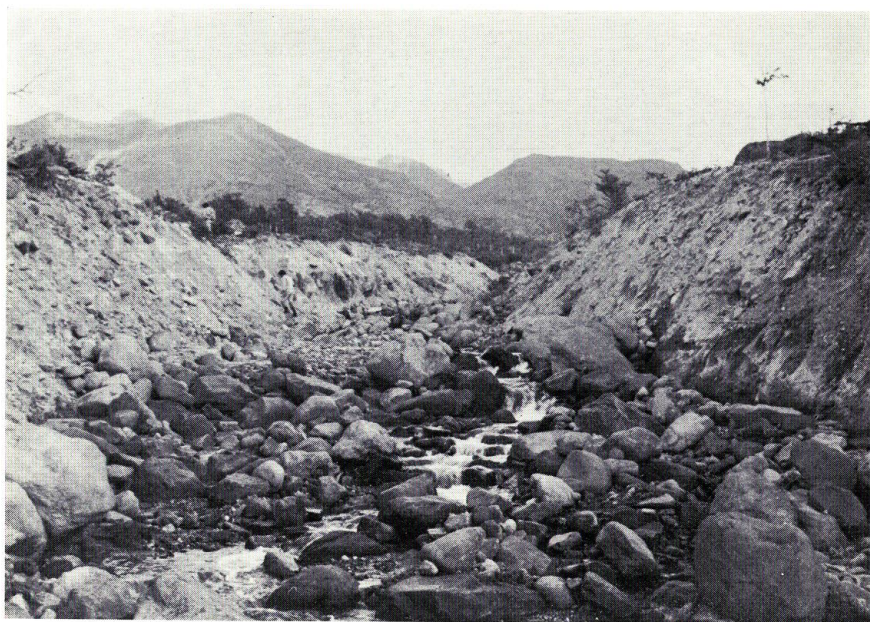
写真—1 SP. 3,800 m 付近の堆積状況 (ヌッカクシフラノ川)

Photo 1. The deposit at SP. 3,800 m of Nukkakushi-furano R.



写真—2 SP. 5,100 m 付近の堆積状況 (ヌッカクシフラノ川)

Photo 2. The deposit at SP. 5,100 m of Nukkakushi-furano R.



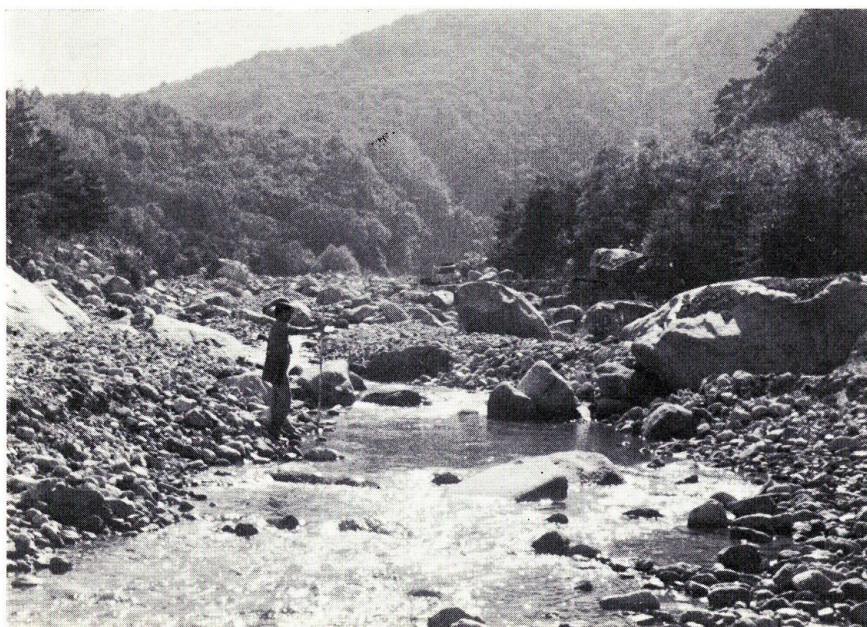
写真—3 SP. 14,400 m 付近の堆積状況 (富良野川)
左岸側に 10 年生堆積地がみられる

Photo 3. The deposit at SP. 14,400 m of Furano R.



写真—4 SP. 17,000 m 付近の 1980 年 7 月土石移動時の堆積状況 (富良野川)

Photo 4. The deposit at SP. 17,000 m by the bed load movement in Jul. 1980 of Furano R.



写真—5 SP. 2,600 m 付近の堆積状況
左岸側の堆積地は1959年災害時に形成されたものである(小武川)
Photo 5. The deposit at SP. 2,600 m of Komukawa R.



写真—6 ドンドコ沢 SP. 900 m 付近の堆積状況
堆積地は階段状を呈している(小武川)
Photo 6. The deposit at SP. 900 m in Dondoko-zawa R. of Komukawa R.



写真-7 SP. 1,800 m 付近の堆積状況
溪床中央部に 5~6 年生堆積地がレンズ状にとり残されている (春木川)
Photo 7. The deposit at SP. 1,800 m of Haruki-gawa R.



写真-8 大春木沢下流部の堆積状況
堆積地は階段状を呈し、左右岸に 12 年生堆積地、
中央部に 0 年の堆積地がみられる (春木川)
Photo 8. The deposit at SP. 150~300 m in Oharuki-zawa R. of Haruki-gawa R.

付表—A1 ヌッカクシフラノ川における堆積土石量

Table A 1. Quantity of sediments in Nukkakushi-furano R.

192

北海道大学農学部演習林研究報告 第40巻 第1号

Age	SP. 150-SP. 2050 (L=1.90 km)			SP. 2050-SP. 4110 (L=2.06 km)			SP. 4110-SP. 5400 (L=1.29 km)			Sanpozan-zawa R. (L=2.7 km)			Total (L=7.95 km)		
	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L
0	10310	10310	5430	23060	23060	11190	25950	25950	20120	4950	4950	1830	64270	64270	8080
1	160	10470	5510	2020	25080	12170	460	26410	20470	50	5000	1850	2690	66960	8420
2	3090	13560	7140	200	25280	12270							3290	70250	8840
3							340	26750	20730	1220	6220	2300	1560	71810	9030
5				400	25680	12470				600	6820	2530	1000	72810	9160
7				2740	28420	13800				570	7390	2740	3310	76120	9570
9	24150	37710	19870	1800	30220	14670							25950	102070	12840
10							2370	29120	22570				2370	104440	13140
12				4440	34660	16830							4440	108880	13700
13										210	7600	2810	210	109090	13720
14										560	8160	3020	560	109650	13790
15										1530	9690	3590	1530	111180	13980
16										220	9910	3670	220	111400	14010
19										150	10060	3730	150	111550	14030
20	2670	40380	21250	600	35260	17120	330	29450	22820	1030	11090	4110	4630	116180	14610
22										3820	14910	5520	3820	120000	15090
24	1170	41550	21870										1170	121170	15240
25				330	35590	17280				1030	15940	5900	1360	122530	15410
26							130	29580	22930	930	16870	6250	1060	123590	15550
27										2580	19450	7200	2580	126170	15870
28	630	42180	22200							90	19540	7240	720	126890	15960
29				1990	37580	18240				3020	22560	8360	5010	131900	16590
30	2000	44180	23250				3180	32760	25400				5180	137080	17240
33										470	23030	8530	470	137550	17300
34										1700	24730	9160	1700	139250	17190
35				460	38060	18480							480	139730	17580
36	550	44730	23540	530	38590	18730							1080	140810	17710
40	1020	45750	24080	6050	44640	21670	1970	34730	26920	200	24930	9230	9240	150050	18870
42	1090	46840	24650												
45				240	44880	21790	610	35340	27400				1090	151140	19010
48	6140	52980	27880										850	151990	19120
50	380	53360	28080	4390	49270	23920	6230	41570	32220				6140	158130	19890
53										990	25920	9600	11990	170120	21400
60	1330	54690	28780	10300	59570	28920				1690	27610	10230	1690	171810	21610
61				3110	62680	30430				810	28420	10530	12440	184250	23180
63				30	62710	30440							3110	187360	23570
68	1170	55860	29400										30	187390	23570
70	4370	60230	31700										1170	188560	23720
73													4370	192930	24270
79	3750	63980	33670							240	28660	10610	240	193170	24300
80	780	64760	34080										3750	196920	24770
100	45530	110290	58050	10410	81120	39380	14480	56050	43450	15880	44540	16500	780	197700	24870
													94300	292000	36730

付表-A2 富良川における堆積土石量

Table A2. Quantity of sediments in Furano R.

Age	SP. 0-SP. 7500 (L=7.5 km)			SP. 7500-SP. 11700 (L=4.2 km)			SP. 11700-SP. 16200 (L=4.5 km)			SP. 16200-SP. 18700 (L=2.5 km)			Total (L=18.7 km)		
	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L
0	7030	7030	940	19030	19030	4530	43390	43390	9640	14120	14120	5650	83570	83570	4470
1							2160	45550	10120				2160	85730	4580
2	100	7130	950	2420	21450	5110	180	45730	10160				2700	88430	4730
3	190	7320	980	14860	36310	8650	6700	52430	11650				21750	110180	5890
4				160	36470	8680				1040	15160	6060	1200	111380	5960
5	1660	8980	1200	1010	37480	8920	770	53200	11820				3440	114820	6140
6				1140	38620	9200	930	54130	12030	190	15350	6140	2260	117080	6260
7	240	9220	1230				2780	56910	12650	1070	16420	6570	4090	121170	6480
8	310	9530	1270				10170	67080	14910	840	17260	6900	11320	132490	7090
9	70	9600	1280	430	39050	9300				1170	18430	7370	1670	134160	7170
10	1910	11510	1530	1620	40670	9680	2610	69690	15490				6140	140300	7500
11	1770	13280	1770										1770	142070	7600
12				190	40860	9730	4300	73990	16440	840	19270	7710	5330	147400	7880
13				8150	49010	11670	6580	80570	17900	240	19510	7800	14970	162370	8680
14				2080	51090	12160	2110	82680	18370				4190	166560	8910
15	3860	17140	2290	660	51750	12320	12580	95260	21170				17100	183660	9820
16				20	51770	12330							20	183680	9820
17	3650	20790	2770	750	52520	12500	30	95290	21180				4430	188110	10060
20	22750	43540	5810	41840	94360	22470	1890	97180	21600	240	19750	7900	66720	254830	13630
21				1240	95600	22760							1240	256070	13690
22				1730	97330	23170	670	97850	21740				2400	258470	13820
23							880	98730	21940				880	259350	13870
25	3290	46830	6240	780	98110	23360	160	98890	21980	250	20000	8000	4480	263830	14110
26	60	46890	6250	280	98390	23430	250	99140	22030				590	264420	14140
27	6550	53440	7130	130	98520	23460							6680	271100	14500
28							1240	100380	22310				1240	272340	14560
29				750	99270	23640							750	273090	14600
30	2090	55530	7400	3180	102450	24390	9200	109580	24350	1090	21090	8440	15560	288650	15440
32				310	102760	24470	880	110460	24550				1190	289840	15500
33				530	103290	24590							530	290370	15530
34							900	111360	24750				900	291270	15580
35				50	103340	24600							50	291320	15580
36	500	56030											500	291820	15610
39							1080	112440	24990				1080	292900	15660
40				730	104070	24780	2290	114740	25500				3020	295920	15820
50							360	115100	25580				360	296280	15840
70										3920	25010	10000	3920	300200	16050
80										1640	26650	10660	1640	301840	16140

渓流における砂防計画手法に関する研究 (清水)

付表-A3 小武川における堆積土石量

Table A3. Quantity of sediments in Komukawa R.

Age	SP. 0-SP. 3660 (L=3.66 km)			SP. 3660-SP. 6960 (L=3.30 km)			SP. 6960-SP. 7780 (L=0.82 km)		
	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L
0	128970	128970	35240	41730	41730	12650	2730	2730	3330
1				7830	49560	15020			
2									
3	3070	132040	36080	22090	71150	21710	10320	13050	15910
4				30920	102570	31080			
5	200	132240	36130	23740	126310	38280	4600	17650	21520
6				2500	128810	39030			
7				31620	160430	48620	1460	19110	23300
8				5180	165610	50180			
10	9710	141950	38780	37700	203310	61610	1620	20730	25280
11				3760	207070	62750			
12	7260	149210	40770	68520	275590	83510	20370	41100	50120
15	183800	333010	90990	88570	364160	110350	3230	44330	54060
17	413170	746180	203870	78270	442430	134070	23440	67770	82650
20	9320	755500	206420	847110	1289540	390770	213970	281740	343590
100+*	136040	891540	243590	611020	1900560	575930	435320	717060	874460

Age	SP. 7780-SP. 10760 (L=2.98 km)			SP. 10760-SP. 11760 (L=1.00 km)			Goa-sawa R. (L=1.30 km)		
	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L
0	13830	13830	4640	4890	4890	4890	190	190	150
1	340	14170	4760				80	270	210
2									
3	3720	17890	6000	3070	7960	7960			
4									
5	7530	25420	8530	2390	10350	10350			
6	810	26230	8800	350	10700	10700			
7	490	26720	8970	440	11140	11140	250	520	400
8	3300	30020	10070						
10	41450	71470	23980	4040	15180	15180	260	780	600
11	22530	94000	31540						
12	18810	112810	37860				4730	5510	4240
15	26160	138970	46630	40280	55460	55460	3360	8870	6820
17	39010	177980	59720	30620	86080	86080			
20	369540	547520	183730	150200	236280	236280	36140	45010	34620
100+*	509090	1056610	354570	217100	453380	453380	107320	152330	117180

Age	Dondoko-zowa R. (L=3.08 km)			Maru-sawa R. (L=1.10 km)			Total (L=17.24 km)		
	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L
0	32000	32000	10390	4270	4270	3880	228610	228610	13260
1				1070	5340	4850	9320	237930	13800
2				23180	28520	25930	23180	261110	15150
3	23950	55950	18170	16610	45130	41030	82830	343940	19950
4	23760	79710	25880				54680	398620	23120
5				5790	50920	46290	44250	442870	25690
6	10470	90180	29280				14130	457000	26510
7	39310	129490	42040				73570	530570	30780
8	800	130290	42300				9280	539850	31310
10	17330	147620	47930	1240	52160	47420	113350	653200	37890
11							26290	679490	39410
12	3570	151190	49090				123260	802750	46560
15	165490	316680	102820	1560	53720	48840	512450	1315200	76290
17	17500	334180	108500	630	54350	49410	602640	1917840	111240
20	316180	650360	211160	32240	86590	78720	1974700	3892540	225790
100+*	654310	1304670	423590	121880	208470	189520	2792080	6684620	387740

* 100+: Above 100 years.

付表-A4 春木川における堆積土石量

Table A4. Quantity of sediments in Haruki-gawa R.

Age	SP. 0-SP. 1500 (L=1.50 km)			SP. 1500-SP. 2530 (L=1.00 km)			Taru-sawa R. (L=1.65 km)			Oharuki-zawa R. (L=1.01 km)			Total (L=5.16 km)		
	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L	Q_s (m ³)	Q_a (m ³)	Q_a/L
0	47300	47300	31530	109020	109020	109020	25110	25110	15220	76180	76180	75430	257610	257610	49920
1	13880	61180	40790	6730	115750	115750	33090	58200	35270	64690	140870	139480	118390	376000	72870
2	4490	65670	43780				8140	66340	40210	2810	143680	142260	15440	391440	75860
3	19070	84740	56490				11980	78320	47470				31050	422490	81880
4							3390	81710	49520				3390	425880	82530
5	21150	105890	70590	11000	126750	126750				3190	146870	145420	35340	461220	89380
6				33290	160040	160000				1040	147910	146450	34330	495550	96040
7	28360	134250	89500				16580	98290	59570	3200	151110	149620	48140	543690	105370
8							3110	101400	61450				3110	546800	105970
9							18740	120140	72810				18740	565540	109600
10				12170	172210	172210	7240	127380	77200				19410	584950	113360
11										26000	177110	175360	26000	610950	118400
12				16470	188680	188680				93090	270200	267530	109560	720510	139630
13	14590	148840	99230	2170	190850	190850	8620	136000	82420				25380	745890	144550
14										1610	271810	269120	1610	747500	144860
16							11500	147500	89390	1810	273620	270910	13310	760810	147440
18				6420	197270	197270				5480	279100	276340	11900	772710	149750
19										74520	353620	350120	74520	847230	164190
20							3520	151020	91520	6340	359960	356400	9860	857090	166100
24							590	151610	91830				590	857680	166220
25							2590	154200	93450	20350	380310	376540	22940	880620	170660
28							3810	158010	95760				3810	884430	171400
36				47820	245090	245090							47820	932250	180670
40							11520	169530	102740				11520	943770	182900
41				28580	273670	273670							28580	972350	188400
42				2630	276300	276300	2240	171770	104100				4870	977220	189380
45							2720	174490	105750				2720	979940	189910
57										194460	574770	569080	194460	1174400	227600
60				113210	389510	389510				26840	601610	595650	140050	1314450	254740
70							1280	175770	106530				1280	1315730	254990

溪流における砂防計画手法に関する研究 (清水)