

広島大学総合科学部紀要 理系編, 第28巻, 49 - 60 ページ, 2002年12月

## 土石流の流動を抑制した自然的要因についての考察

古澤 英生\*・海堀 正博\*\*

\* 広島大学大学院生物圏科学研究科

\*\* 広島大学総合科学部自然環境科学講座

### Consideration of the natural factors in which the flow behavior of debris flows could be controlled

Hideo FURUSAWA\* and Masahiro KAIBORI\*\*

*\*Graduate School of Biosphere Sciences, Hiroshima University,  
Higashi-Hiroshima 739-8521, Japan*

*\*\*Department of Natural Environmental Sciences, Faculty of Integrated Arts and Sciences,  
Hiroshima University, Higashi-Hiroshima 739-8521, Japan*

**Abstract:** It is very important for the disaster prevention to analyze the factors which influenced on the fluidity of debris flow. We investigated such factors in debris flows occurred around Higashi-Hiroshima in 1999. We adopted equivalent coefficient of friction and dynamic coefficient of friction to evaluate the fluidity of the debris flows. As the result of consideration with obtained data, the following things were elucidated: (1) Debris flow which occurred in the torrent with larger catchment area tends to have large fluidity. (2) In case of each torrent, as debris flow moved downwards, dynamic coefficient of friction became smaller. (3) Debris flows tended to lose their fluidity at the places where there were trees, agricultural ponds and tortuosity of the channel etc. (4) The proportion of area occupied by trees is more suitable than the number density of trees as factors influenced on the fluidity of the debris flow. When the proportion of area occupied by trees would become greater than some per mills, debris flows at such site could be controlled by the trees.

**KeyWords:** coefficient of friction, debris flow, fluidity

#### 1 . はじめに

1999年に広島で発生した豪雨による土砂災害は、流動性の高い土砂移動によるものが多かった(海堀・梅木、2000)。流動性が高くなると、土砂が広範囲に氾濫するため、その被害も大きくなりやすい。そのため、流動性を高める因子を決定することは防災上、非常に重要なことである。しかし、流動性を高める因子とともに流動性を減じる因子を見出すことは、流動性の高い現象から人命・財産を守るための防災対策を立てる上でより重要なことといえる。

本研究では、土砂移動の流動性を高める要因だけでなく、流動を抑制する要因についても検討することにした。その際、自然的要因として流路や氾濫域の樹林の状況とともにため池や水田などの土地

利用まで含めた地表特性などを検討の対象とした。

## 2. 1999年に東広島周辺で発生した土砂移動現象の概要

広島県では、1999年6月29日の広島市・呉市周辺の集中豪雨に続いて、同年9月15日には台風16号による集中豪雨により東広島周辺において土砂移動現象が多発した(図1)。前者においては32名の(うち24名が土砂災害による)死者・行方不明者を出す大災害となった(海堀ほか、1999)。しかし、東広島では土石流の一部が居住エリアまで流出し、家屋の一部損壊や浸水、田畑や道路に損傷を与えたものの人的な被害は発生しなかった。

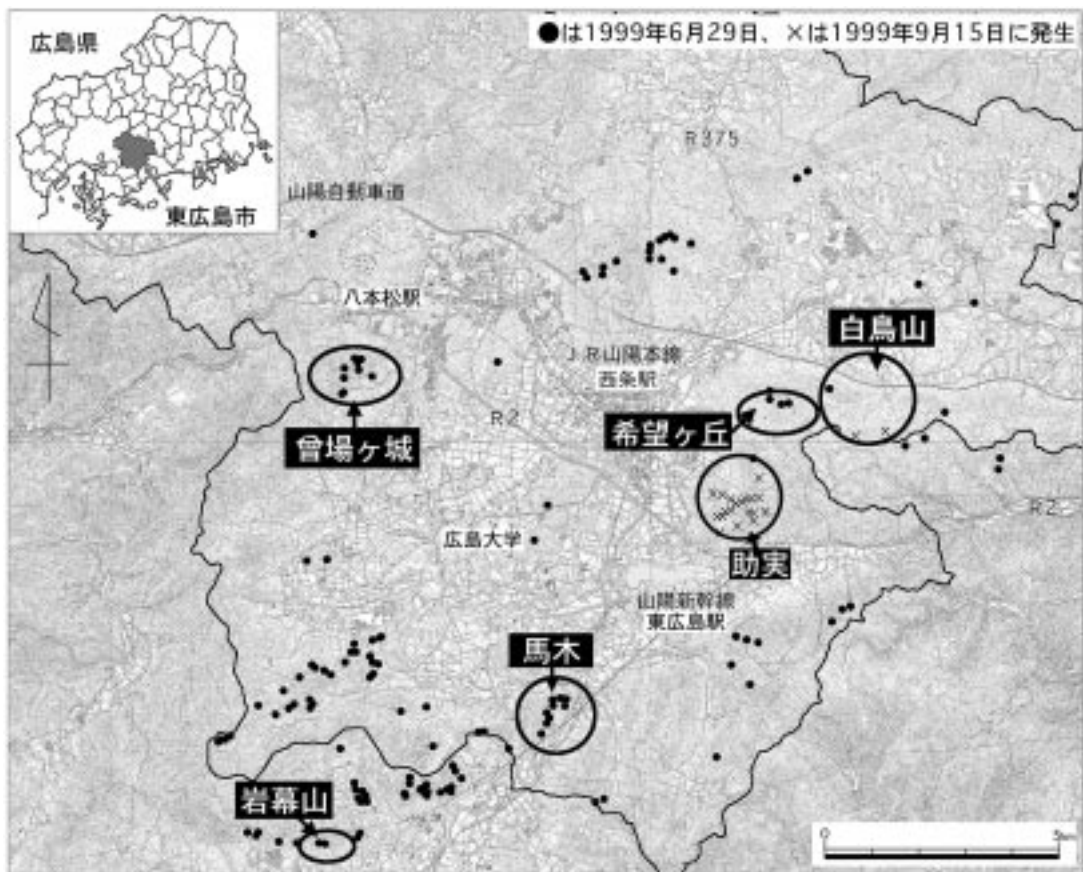


図1 東広島周辺における土砂移動現象の分布(広島大学総合科学部砂防学研究室作成)

広島県には土砂移動の素因が存在しているところが多く、東広島もその一つの地域である。中国山地は標高1000m前後の高位面(脊梁面)、標高約400~500mの中位面(吉備高原面)、標高200m以下の低位面(瀬戸内面)の3段の平坦面で分けられる(楠見・鷹村、1979)が、東広島の崩壊源頭部は中位面にあたる標高に集中している(梅木、2001)。過去の土砂移動現象においても崩壊源頭部が中位面で多く存在していたことが報告されている(例えば栃木・海堀、1989)。地質について見ると、東広島周辺には広島花崗岩が広く分布している。この花崗岩は非常に風化が進んでいて、

マサ化しており、風化残積土や崩積土の状態で表層を覆っているところが多い。また、溪流のところどころには過去の土石流堆積物が認められるなど、これまでも土砂移動が発生していたことがわかる。

誘因となった降雨については非常に局地的で、しかも短時間の集中的な強雨により引き起こされたものであった(例えば牛山ほか、1999)。東広島周辺でも強雨の分布域と土砂移動の発生した地域は重なっていた。その降雨状況について見てみると、1999年6月には長雨により十分な先行降雨があり、実効雨量(半減期72時間)140～160mmのところ、1時間雨量40～50mm/hr以上の雨が加わったことがきっかけで、東広島周辺の広範囲にわたって土砂移動が起こった。また、同年9月には土石流発生4時間前から雨が降り始め、実効雨量80～100mmのところ、1時間雨量70～90mm/hrの雨が加わり、東広島市西条町助実地区松賀山及び龍王山周辺と東広島市高屋町白鳥山周辺で土砂移動が集中的に発生した(桑田・海堀、2001)。

崩壊地や流路の溪岸では水の浸み出しや噴き出しが見られるところがあった。無降雨時にも水が湧き出しているところもあるため、豪雨時にはさらに湧水量が増加し、崩壊の誘因になったものと考えられる。

### 3. 土砂収支に関する現地調査

#### 3-1. 土砂収支に関する調査項目およびその方法

東広島周辺で発生した土砂移動についてその実態を定量的に把握するために、土石流の発生した溪流を中心として土砂収支調査を行った。調査溪流を選ぶにあたっては、復旧工事等が実施されておらず、土砂移動発生当時の状態が残されているものを中心とした。その結果、10溪流について土砂収支調査を行うことにした。調査の項目および方法は以下のとおりである。

- 1) 崩壊土砂量 崩壊の平均長、平均幅、平均深を掛け合わせたものを崩壊土砂量とした。計測にあたっては2mの測量用赤白ポールを用いたが、計測が困難な場所においては目視により計測した。
- 2) 溪岸・溪床侵食土砂量 侵食長、侵食幅、侵食深を掛け合わせたものを溪岸・溪床侵食土砂量とした。計測には2mの測量用赤白ポールを用いたが、侵食長が長距離におよぶ場合は目測によった。また、各測定にあたっては、流路の方向や河床勾配が変わる地点を区切りとして区間を設定し、区間ごとに行った。侵食深がはっきりと特定できない場合には侵食土砂量に幅をもたせて算出した。
- 3) 不安定土砂量 不安定土砂量は氾濫域に流出するまでに流路に堆積した土砂量のこととし、堆積長、堆積幅、堆積深を掛け合わせた値とした。堆積深は、堆積している土石流の粒径や堆積物の侵食断面形状から推定した。
- 4) 崩壊・溪床の勾配および方向 クリノメーターを利用して計測した。
- 5) 流域面積 流域の基準点を谷の出口付近として、1/2,500の地形図を利用して求めた。

#### 3-2. 土砂収支調査の結果と考察

土砂収支調査の結果を表1に示す。総生産土砂量は総崩壊土砂量と総溪岸・溪床侵食土砂量の和である。土砂移動の開始地点である崩壊源頭部の規模は、幅5～14m、長さ8～18m、深さ0.6～1.5m、勾配29～33°であり、総崩壊土砂量は100～740m<sup>3</sup>であった。崩壊面には岩盤が露出しているものとマサ土の土層が残っているものがあった。土石流はこれらの崩壊を引き金に発生した可能性が

高い。総渓岸・溪床侵食土砂量は800～3,200m<sup>3</sup>であり、総崩壊土砂量の約5～16倍に達していたことから、崩壊土砂が土石流となって流下するとき、溪岸・溪床の土層を侵食し、その土砂を巻き込み、土石流の規模を増大させていたことがわかる。

調査した土石流については、流域面積が0.005～0.135km<sup>2</sup>の範囲で、総生産土砂量が900～3,940m<sup>3</sup>、谷の出口より下流に流出した土砂量が310～2,240m<sup>3</sup>と推定できる。溪流によっては、谷出口に到達するまでに、流路において堆積している場合があるため、総生産土砂量と流出土砂量に大きな差が生じているものもあった。東広島周辺の土砂移動の中には、田畑や居住エリアまで達したのものもあったが、土砂収支調査を実施した溪流については、馬木Cを除いていずれも樹林やため池で停止していた。

表1 東広島周辺の土砂収支調査の結果

	土石流発生日	氾濫域までの流域面積(km <sup>2</sup> )	地質	崩壊箇所数	総生産土砂量(m <sup>3</sup> )	総崩壊土砂量(m <sup>3</sup> )	総渓岸・溪床侵食土砂量(m <sup>3</sup> )	総不安定土砂量(m <sup>3</sup> )
馬木A	1999.6.29	0.008	花崗岩	1	1,090～1,180	130	960～1,050	20
馬木B	1999.6.29	0.021	花崗岩	3	900～1,000	100	800～900	590
馬木C	1999.6.29	0.026	花崗岩	4	2,050～2,300	320	1,730～1,980	60
曾場ヶ城D	1999.6.29	0.043	花崗岩	4	2,200～2,650	150	2,050～2,500	1,200
助実F	1999.9.15	0.080	花崗岩	13	3,740～3,940	740	3,000～3,200	1,700
助実H	1999.9.15	0.013	花崗岩	2	1,440～1,550	200	1,240～1,350	90
助実I	1999.9.15	0.005	花崗岩	1	1,270～1,370	120	1,150～1,250	30
助実K	1999.9.15	0.054	花崗岩	3	1,770～2,020	200	1,570～1,820	760
助実L	1999.9.15	0.135	花崗岩	2	1,430～1,860	240	1,270～1,700	80
助実M	1999.9.15	0.077	花崗岩	1	1,220～1,420	120	1,100～1,300	700

#### 4. 土石流の運動特性に関する検討

##### 4-1. 東広島周辺で発生した土石流の等価摩擦係数を用いた検討

土砂移動の流動性を評価する指標として「そりモデル」を用いた(武居、1990)。そりモデルにおいては崩壊土砂内部での相対運動は考えずに、その運動に影響を及ぼすものとして重力と、土塊と斜面との間の滑り摩擦だけを考え、質点(ここでは移動土塊の重心と考える)の移動として取り扱う。停止位置と崩壊源頭部の標高差をH、停止位置と崩壊源頭部の水平距離をLとしたとき、 $H/L = \tan$  を等価摩擦係数と呼ぶ。この値が小さいほど土砂移動として流動性が高く、より下流まで流出したことを示し、逆に大きいほど流動性は低いことを表す。通常、移動土塊の重心を見出すことは容易ではなく、概念上の重心の移動により求められるH/Lと、土砂移動の開始点の最上部と土砂移動の終点である堆積場の最下流部との関係から求められるH/Lの間には大きな差がないものと考えて、後者の計測方法がよく用いられている(Körner、1980)。

等価摩擦係数を算出するのに必要な土砂移動を開始した最高標高と土砂移動の停止した最低標高については、高度計により計測した。また、土砂移動の水平距離については、1/2,500の地形図から求めた。

1999年に東広島周辺で発生した土石流についてこの等価摩擦係数を算出した結果、 $\tan$  が0.161～0.451の範囲であることがわかった。流動性の大小は土石流が氾濫域に至るまでに、どれだけの水を集めることができたかによって影響を受けるものと考えられる。そこで、等価摩擦係数と氾濫域までの流域面積との関係で比較したものを図2及び表2に示す。流域面積が増加するに従って、等価摩

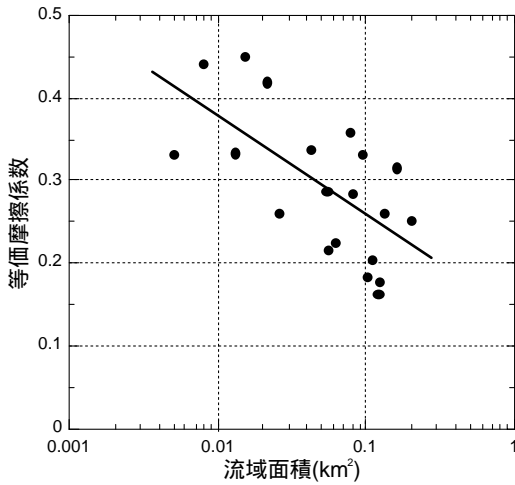


図2 流域面積と等価摩擦係数の関係

表2 各溪流の流域面積・等価摩擦係数・土石流の停止場所

	氾濫域までの 流域面積 (km <sup>2</sup> )	等価摩擦係数	土石流の停止場所
馬木A	0.008	0.442	樹林
馬木B	0.021	0.419	樹林
馬木C	0.026	0.261	*
曾場ヶ城A	0.160	0.315	ため池
曾場ヶ城D	0.043	0.338	樹林
助実A	0.062	0.224	田畑
助実B	0.122	0.176	田畑
助実F	0.080	0.284	樹林
助実H	0.013	0.333	ため池
助実I	0.005	0.331	ため池
助実K	0.054	0.287	ため池
助実L	0.135	0.233	樹林
助実M	0.077	0.357	樹林
岩幕山 西	0.056	0.215	*
岩幕山 東	0.015	0.451	堰堤
希望ヶ丘西	0.110	0.205	*
希望ヶ丘東	0.200	0.251	堰堤
白鳥神社	0.121	0.161	樹林およびため池
白鳥工場	0.094	0.331	樹林(竹林)
桧山	0.103	0.182	*

\*土石流の停止位置が不明瞭

摩擦係数が小さくなっていることがわかる。また、図2における東広島周辺の土砂移動のうち、直線より右上側に分布するものは相対的に流動性が小さく、左下側に分布するものは相対的に流動性が大きかったと考えられる。なお、図中の分布が中程から右上側にプロットされたものは、停止場所が堰堤、樹林内、ため池のものであり、左下側にプロットされたものは水田や民家近くまで流れ込んだものであった。このことから、東広島での土砂災害が小さかったのは谷出口から居住エリアまでの距離が土石流の流動を失わせるのに十分であったことや樹林やため池が存在することで土石流の流動を抑制する効果が発揮されたためであると考えられる。

図2の傾向は、先述したように流域面積が大きいほど土石流の流動に使うことのできる水量(および土量)が多く集まる、という考え方を支持するものとなっている。このような傾向は個々の溪流で見たととき、それぞれの地点を通過する土石流の流動性の大小を評価する場合にも適用できると考え、流動中の動摩擦係数の変化を次に調べることにした。

#### 4-2. 動摩擦係数による検討方法

動摩擦係数の概念図について図3に示す。個々の溪流における流路の任意の点での流速 $v$ の推定が可能なとき、その地点の土石流が持つエネルギーを表す総水頭は位置水頭 $z$ に速度水頭 $v^2/(2g)$ を加えたものと考えられる。流路間での総水頭の差を流路間の水平距離 $l$ で除したものを流動中の動摩擦係数として求めることにした(奥田・水山、1985)。

流速については、土石流の流路の痕跡から推定した。推定にあたっては、現地調査によって土石流の流路屈曲部において流路幅、兩岸の流路痕跡の差などをメジャー、クリノメーターを用いて測定し、土石流のその地点における平均流速を求めた。算出に用いた推定式は、以下に示す土石流対策技術指針(案)(建設省、2000)に示されているものである。

$$\Delta h = 2bv^2/(rg)$$

ここで、 $\Delta h$ ：兩岸の流路痕跡の差 (m)

$b$ ：流路幅 (m)

$v$ ：流速 (m/s)

$r$ ：水路中央の曲率半径 (m)

$g$ ：重力加速度 (m/s<sup>2</sup>)

流速推定が可能な任意の点における標高については高度計により計測した。また、その点までの集水面積および流路間の水平距離については、1/2,500 地形図から求めた。

これらを用いて、流速の推定が2箇所以上で可能であった10渓流について、動摩擦係数により土石流の流動性の変化をしてみることにした。

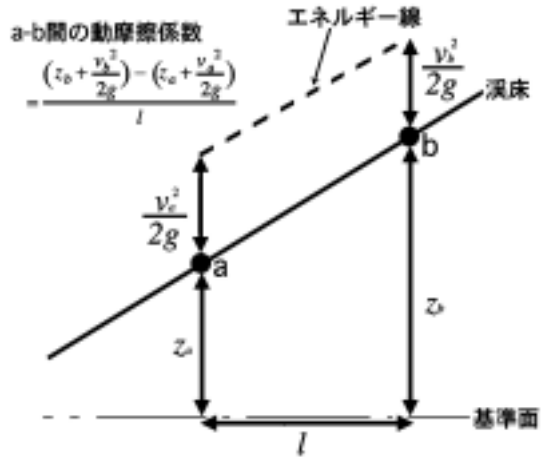


図3 動摩擦係数の概念図

4-3. 個々の渓流における土石流の流動性の変化に関する結果と考察

個々の渓流ごとに表した動摩擦係数の変化を図4に示す。全体の傾向としては、崩壊直後は集水面積も小さく動摩擦係数は大きいですが、谷の合流などにより集水面積が大きくなるに従って、動摩擦係数は小さくなる傾向にあることがわかる。これは、集水面積の増加にともない土石流に加わる水量が増加し、土石流の流動性が高まることを意味するものと考えられる。すなわち、谷の合流点のように集水面積が増加し、供給される水量が増加するようなポイントでは流動性が大きくなるのがわかる。

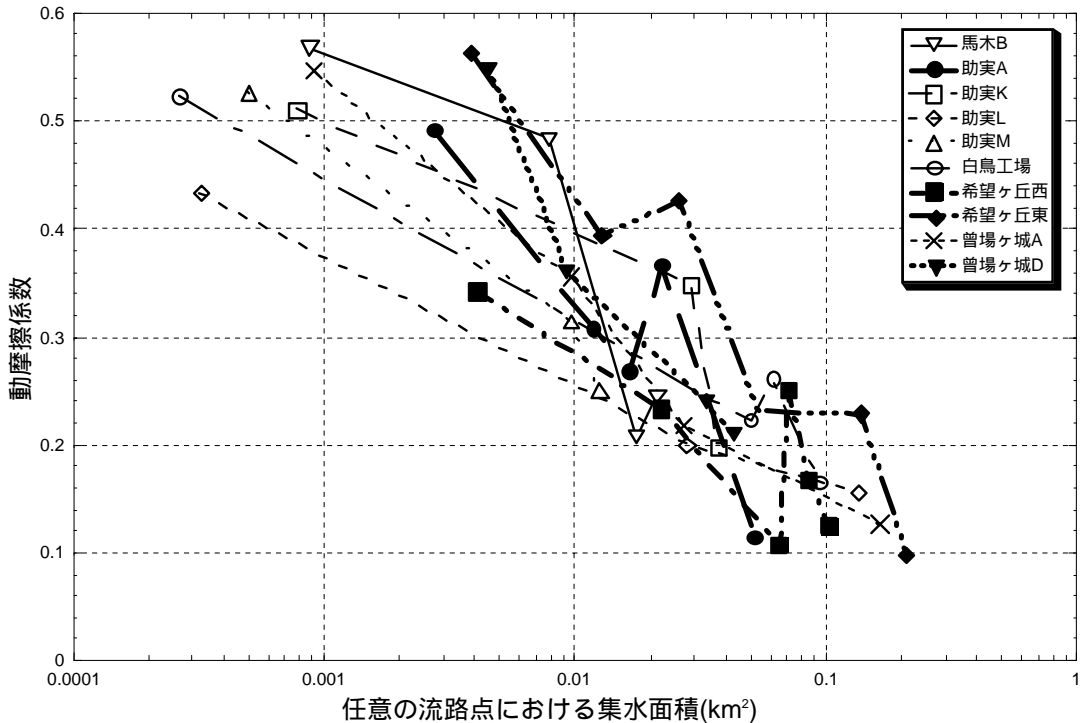


図4 個々の渓流における集水面積と動摩擦係数の関係

しかし、馬木 B・希望ヶ丘西・希望ヶ丘東・白鳥工場・助実 A の一部の区間については集水面積が増加しても動摩擦係数が減少しない結果も得られた。そのような場合には摩擦抵抗を大きくする(流動性を減少させる)要因があったと考えられる。例えば、重力にもとづく土石流の駆動力が勾配が緩くなることで一時的に減少し、流動が抑制され、動摩擦係数が上昇することもある。また、流路に屈曲が存在することで流動の抑制につながったものなどである。土石流の氾濫域より上流側で、最も近い流速推定箇所から土石流の停止位置までの動摩擦係数に着目すると、樹林やため池で停止したものは、水田まで流出したものより大きな値を示していた。これは、ため池が土石流の流動性を奪う効果があることや樹林に土石流の流動を抑制する効果があるためであると考えられる。

## 5. 土石流の流動を抑制した樹林に関する現地調査

### 5-1. 樹林の毎木調査の方法

土石流氾濫域での樹林の状況によって土石流などの土砂移動に対する抑制効果に差が存在するのかどうかを検討するために、氾濫域での毎木調査を実施した。

毎木調査のプロットとしては一区画の大きさを10m×10mで設定した。調査の時点で氾濫域に見られる樹林は土砂移動が発生する前から、そこに存在していたと仮定して、土砂移動の停止に何らかの影響を与えたものと判断し、原則として土砂の堆積場の直下流部で毎木調査を実施した。また比較のために、堆積場の左岸側横もしくは右岸側横でも実施し、一溪流につき2プロット調べることにした。ただし、復旧工事等で土石流発生時には存在していたはずの堆積場の直下流部に樹林がなくなっている場合は、左岸と右岸の両岸、もしくはどちらか一方で実施した。

調査項目は胸高直径、樹高である。胸高直径の測定にはメジャーを用い、樹高は赤白ポールを利用した。調査の実施にあたっては、計測担当者と記録担当者の組み合わせでデータを収集した。

### 5-2. 植生調査の結果と考察

馬木 A、馬木 B、助実 A、助実 F、助実 L、助実 M、曾場ヶ城 D、希望ヶ丘西の8つの土石流氾濫域での植生調査の結果を表3に示す。樹木面積占有率とは調査プロット内の胸高断面積の合計を調査プロット面積100m<sup>2</sup>で除したものである。なお、このデータのまとめにあたり、立ち枯れ木は土砂移動に対して抵抗体として働かなかったものと考えて除外した。

調査の結果、100m<sup>2</sup>内に占める立木本数は89～670本、樹木面積占有率は1.64～4.13%の範囲であった。氾濫域で2プロット調査を実施したところについては、馬木 A と助実 M で大きな違いが見られた。馬木 A については左岸側が胸高直径11～20cmのスギ林が存在し、細木が直下流部より少ないために総本数が少なかった。助実 M は、氾濫域の直下流部での調査結果が、この流路の植生を代表するものと言えるが、氾濫域左岸側の調査場所は他の谷の合流部分でもあったことから、目的の流路の植生を代表するものと言えない可能性がある。従来実施された土石流危険渓流の扇状地および土石流氾濫域での植生調査(例えば桜井ほか、1998)と比較すると、東広島周辺の樹林は、アカマツから広葉樹への遷移段階ということもあり胸高直径の小さな樹木が非常に密な状態である、ということが出来る。

従来の研究によると、土砂移動に対して樹林が堆積促進効果を発揮できるのは、水理模型実験などから樹木面積占有率が10%以上といった結果(水山ほか、1989)や立木間距離Lと巨礫の最大粒径Dの関係に着目してL/D=2～5になった場合に緩衝効果を発揮するという結果(水山ほか、1990)などが報告されている。しかし、今回の調査により樹木面積占有率が数%という小さな値で

表3 植生調査の結果

調査地	調査区画 位置	立木本数 (本/100m <sup>2</sup> )	平均胸高 直 径 (cm)	平均樹高 (m)	樹木面積 占有率(%)
馬木A	堆積直下 左岸側	240	4.67	3.4	4.13
		89	3.20	4.1	3.36
馬木B	堆積直下 左岸側	241	3.94	4.0	3.55
		243	3.92	3.9	3.95
助実A	左岸側	670	1.01	1.9	1.64
助実F	堆積直下 右岸側	281	2.94	2.9	2.00
		402	2.19	2.9	2.19
助実L	左岸側 右岸側	303	2.03	2.3	2.36
		233	2.58	3.3	2.29
助実M	堆積直下 左岸側	272	2.33	2.3	4.11
		196	1.92	2.7	1.65
曾場ヶ城D	堆積直下 左岸側	209	3.26	3.0	3.71
		259	2.97	2.8	3.20
希望ヶ丘西	右岸側	238	2.19	3.2	1.82

も土石流は1.5～2.5m厚さで堆積していることが確認された。先述した水理模型実験は、流木の影響を考慮していない。現地調査においては、立木は巨礫よりもむしろ流木と絡み合っている状態であり、そこに土砂が捕捉され堆積が促進されている状況がほとんどであった(写真1)。流木は土砂災害を拡大させるものとして位置づけられている(例えば石川ほか、1989)が、今回のように土砂の堆積促進に大きく貢献する場合のあることもわかる。



写真1 樹林内の土石流の堆積状況

樹林が土石流の流動を抑制する効果については、流速を推定できる最下流部から停止位置までの動摩擦係数の大きさと、氾濫域での樹林の形態とを比較することにより、検討を行った。求めた動摩擦係数と、その最下流部までの集水面積の関係を図5に示す。樹林内で土石流が停止した渓流は右下がりの1本の直線付近に分布する傾向を示したが、助実Aと希望ヶ丘西はこれより小さな値を示した。水田まで流出した助実Aの場合は立木本数は670本と非常に多いが、樹木面積占有率は1.64%と非常に小さい(表3)。図6は、各調査プロットでの樹木の胸高直径別の本数および胸高断面積の分布について表したものである。棒グラフが胸高直径の範囲における本数・胸高断面積の総和で

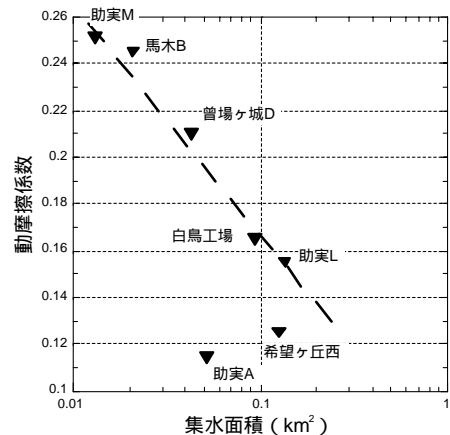


図5 集水面積と動摩擦係数の関係



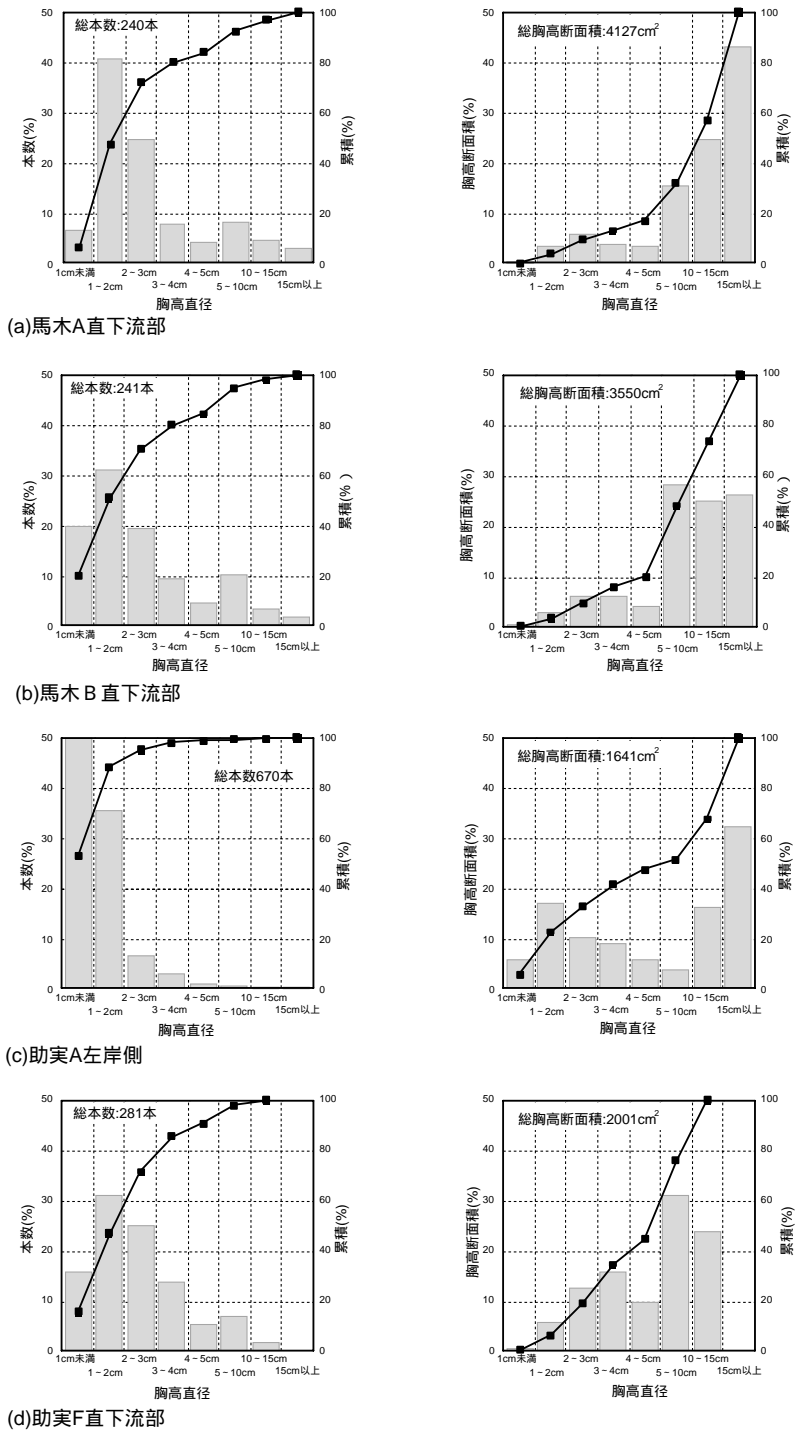
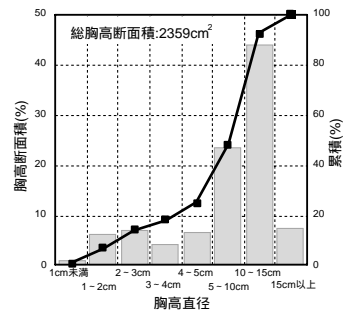
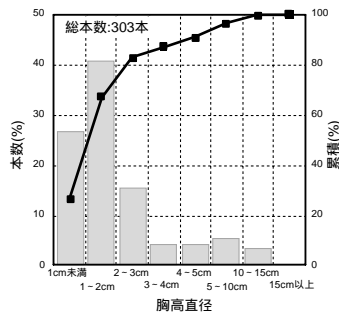
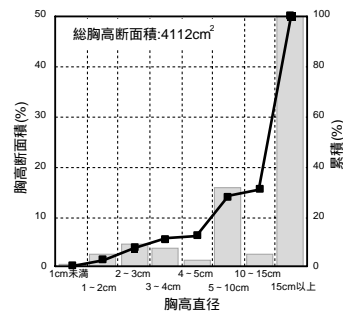
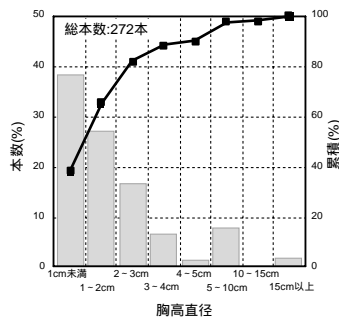


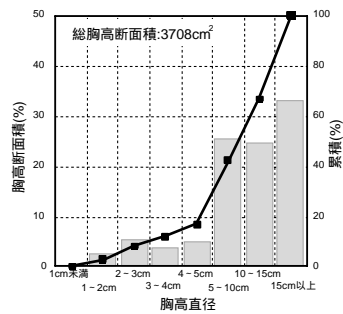
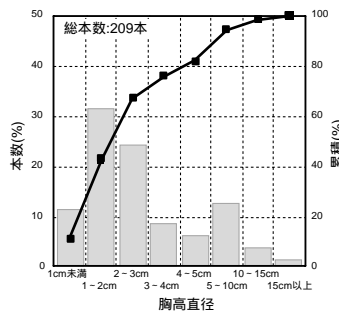
図 6-1 各調査プロットにおける樹木の胸高直径別の本数分布（左図）および胸高断面面積分布（右図）（その 1）



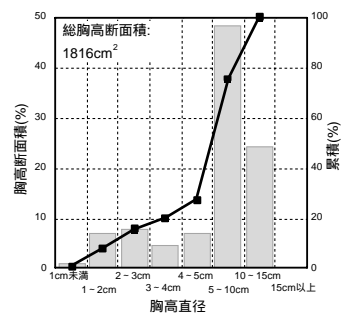
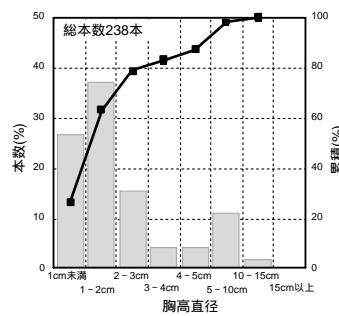
(e) 助実L左岸側



(f) 助実M直下流部



(g) 曾場ヶ城D直下流部



(h) 希望ヶ丘西右岸側

図6-2 各調査プロットにおける樹木の胸高直径別の本数分布(左図)および胸高断面面積分布(右図)(その2)

あり、折れ線がその累積を表している。等価摩擦係数の低かった助実 A は胸高直径が 5cm 未満のものが大半を占めている状況が他のプロットより顕著に表れており、胸高断面積の合計は小さい値となっている。胸高直径の小さな樹木が数多く存在しているだけでは、流動を抑制する効果は小さいと考えられ、助実 A の場合も樹林によって流動を抑制することができずに田畑まで流出・氾濫したもののと思われる。希望ヶ丘西の場合、樹林の形態については土石流が樹林により停止したものと大きな差はないが、動摩擦係数が小さい値を示している。これは、土石流としての停止場所が不明瞭であるため、泥流となってさらに下流まで流れ出た地点を停止位置にしたために、動摩擦係数が小さな値を示す結果になったものと考えられる。

図 7 に、樹木面積占有率と、氾濫域における動摩擦係数の関係を示す。ただし、助実 M の氾濫域左岸側調査区は今回発生した土石流の流路を代表する植生ではなかったものと考えて、考察から除外することにした。この図を見ると、樹木面積占有率が大きくなるにつれて、発揮される抵抗が大きくなることから、土石流の運動から求められる動摩擦係数の変化によりわかる。図に示されている関係が樹木面積占有率がさらに大きい場合にも成り立つかどうかは今回の調査結果だけでは明確ではないが、樹木面積占有率が最も効果的に働く値を今後明らかにしていきたいと考えている。

以上のように、土石流の流動を抑制する効果は樹木面積占有率が数%という小さな値でも期待できるが、胸高直径の小さな細木だけを多く含むような樹林では流動の抑制効果は小さいことが確かめられた。

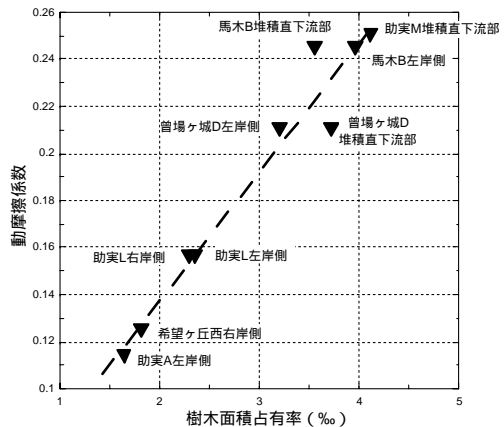


図 7 樹木面積占有率と動摩擦係数の関係

## 6 . 結 論

1999年の豪雨により東広島周辺で発生した土石流の流動性に影響する要因について検討を行った。その結果、以下のことが明らかになった。

- 1) 東広島周辺で発生した土砂移動（多くのものは土石流であった）の等価摩擦係数は、0.161 ~ 0.451の範囲であった。また、流域面積が大きくなるにしたがって、等価摩擦係数は減少する傾向が見られた。
- 2) ため池や樹林で停止した土石流は、田畑や民家近くまで流出・氾濫した土石流の等価摩擦係数より大きい値のものが多かった。すなわち、ため池や樹林には土石流の流動を抑制する効果が認められる。
- 3) 個々の渓流において、土石流が流下するにつれ、それぞれの点を基準として集水エリアを考えたとき、その集水面積が増加するとともに土石流の運動痕跡から求められた動摩擦係数が小さくなっていく。ただし、勾配や屈曲などの地形的影響により、局所的に動摩擦係数が大きくなる場合もあった。
- 4) 氾濫域において、樹木面積占有率が増加すれば、流動を抑制する効果は大きくなる。また、樹木面積占有率が数%という小さな値でも土石流の流動を抑制する効果が認められた。しかし、樹林の本数が多くても、樹木の胸高断面積の総和が小さければ、流動性を減じる効果は小さい。

## 謝 辞

本研究を進めるにあたり広島大学総合科学部砂防学研究室の皆様には現地調査に協力していただいた。ここに記して感謝の意を表します。

## 引用文献

- 石川芳治・水山高久・福澤誠(1989): 土石流に伴う流木の発生および流下機構、新砂防 Vol.42 No.3、p.4-10
- 海堀正博・石川芳治・牛山素行・久保田哲也・平松晋也・藤田正治・三好岩生・山下祐一(1999): 1999年6月29日広島土砂災害に関する緊急調査報告(速報)、新砂防 Vol.52 No.3、p.34-43
- 海堀正博・梅木健一(2000): 防災の観点から見た土砂移動現象の氾濫・堆積場に関する二、三の考察、平成12年度砂防学会研究発表会概要集、p.56-57
- 建設省砂防部砂防課(2000): 土石流対策技術指針(案)、p.19-20
- Körner, H.J. (1980): Model Conception for the Rock Slide and Avalanche Movement, INTERNATIONAL SYMPOSIUM INTERPRAEVENT 1980, BAD ISCHL, BAND2, p.15-55
- 楠見久・鷹村権(1979): 『広島県地学のガイド』コロナ社、p.1-4
- 桑田志保・海堀正博(2001): 降雨観測データの土石流発生予測への適用-広島県における最近の事例を使って-、広島大学総合科学部紀要、理系編、Vol.27、p.66-67
- 水山高久・井良沢道也・福本晃久(1990): 樹林帯の土石流制御効果に関する水理模型実験報告書、土木研究所資料第2837号、p.66-67
- 水山高久・中野陽子・鈴木浩之(1989): 樹林の土砂流出制御効果に関する実験、新砂防 Vol.42 No.1、p.34-36
- 奥田節夫・水山高幸(1985): 土砂堆積範囲の調査事例にもとづく土砂到達範囲の予測、『扇状地の土砂災害(芦田和男編著)』古今書院、p.187-188
- 桜井亘・南哲行・小山内信智・正野光範(1998): 樹林帯の崩土流下に対する減勢効果、平成10年度砂防学会研究発表会概要集、p.272-273
- 武居有恒(1990): 『砂防学』、山海堂、p.56-57
- 栃木省二・海堀正博(1989): 昭和63年7月の広島県北西部土石流災害に関する調査研究(その1)、平成元年度砂防学会研究発表会概要集、p.1-4
- 梅木健一(2001): 土石流化する崩壊の発生メカニズムとその流動特性、広島大学大学院生物圏科学研究科修士論文、p.41-42
- 牛山素行・里深好文・海堀正博(1999): 1999年6月29日に広島市周辺で発生した豪雨災害の特徴、自然災害科学、Vol.18、No.2、p.165-175