

広島大学総合科学部紀要Ⅳ理系編, 第25巻, 103-116ページ, 1999年12月

崩壊発生場および崩壊土砂の流動化に与える地形的特性 —1988年広島県北西部土石流災害地における事例—

渡邊 哲也*・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研究講座

Topographic characteristics to cause landslides and fluidization of their materials

—From the debris flow disasters in the northwestern part of Hiroshima Prefecture in 1988—

Tetsuya WATANABE*, Masahiro KAIBORI **

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

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

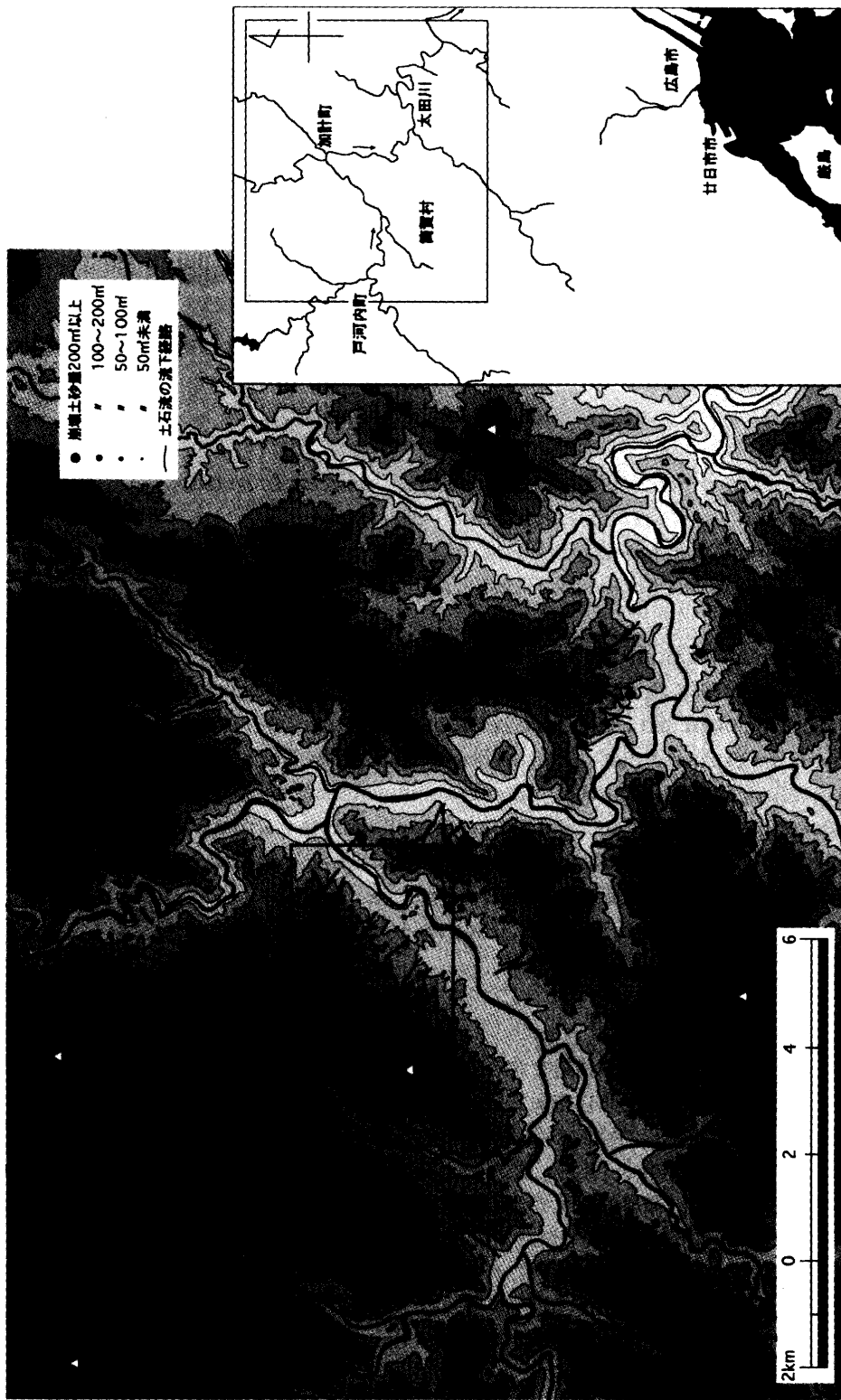
Abstract : A large number of debris flows occurred in the northwestern part of Hiroshima Prefecture on July 21st in 1988. On the basis of the survey data and the result of analysis on the type of valley in topographic maps and comparison between the contour lines in topographic maps and summit level maps, we explained that the landslides on concave landform occurred easily on steep and undissected valleys and the failures of side slope and waterside tended to occur on dissected valleys. Moreover the courses of debris flows agree well with those that we estimated by the topographic analysis. The method with the topographic analysis in this report could be utilized to make a hazard map for the prevention of debris flow disasters.

Key words : debris flow, dissection, landform, landslide, summit level, valley

はじめに

土石流は流下する過程で、不安定堆積物を巻き込んだり河床や溪岸を侵食することによって土砂量が増加し、その結果下流の生活空間に甚大な被害をもたらす。たとえば、広島県内でよく見られる花崗岩類は風化によりマサ化し、侵食を受けやすい地質であるため、豪雨によって崩壊や土石流が発生しやすい（たとえば、水山、1986）。また、土石流の源頭部崩壊は小さいものであっても、谷を流下しながら規模を増し、最終的な土砂量は崩壊土砂量の十数倍にも増大することもある（たとえば、武居有恒 1990）。土石流災害を防止する上で、崩壊が発生する可能性がある場所や土石流の流路を推定しておくことは重要であり、これは土石流危険度地図の作成にも結びつく。1988年に広島県北西部の加計町周辺で発生した土石流災害（以下、広島県北西部災害）について、すでに

1999年10月1日受付；1999年11月1日受理



※崩壊場所および崩壊土砂量のデータは広島大学砂防学研究室（未発表）の崩壊現況調査データによる

図1 1988年広島県北西部土石流災害の崩壊および土石流の発生場所

栃木ら（1989）がその概要を報告しているが、崩壊が発生した溪流とそうでない溪流における地形などの比較は十分に行われていない。渡邊（1998）および地頭菌・下川（1998）は、1997年鹿児島県出水市での土石流災害について、崩壊発生流域とその周辺流域での地形的特性を比較し、谷の未発達な溪流で崩壊発生の可能性が高いという谷の開析状況と崩壊との間に関連性を見出している。本論文は、このような関連性が広島県北西部災害においても成立するかどうかを、土石流につながる崩壊の発生を流域単位でなくもっと小さな単位で地形解析することにより、崩壊発生場の地形的特性と崩壊が流動化して土石流へと変化するための要因を明かにする目的で行った。

地形解析対象溪流の選定

土石流は、降雨の継続と短時間の強雨によって斜面に堆積している土砂が不安定化することによって起こり（武居有恒、1990）、土石流の原因となる崩壊も降雨による影響が大きい。1988年の広島県北西部災害でも累積雨量・時間雨量の多いところでこのような崩壊が集中している（栃木、1989）。また、山の南東斜面では、前線や台風へ向かう南東からの湿った空気が斜面にぶつかるために雨量が多くなりやすく、崩壊発生につながりやすい。広島県北西部災害の崩壊および土石流の発生場所を図1に示したが、正教山の南東斜面には崩壊が集中しており、崩壊が流動化しているものが多く見られた。そのことから、地形解析の対象溪流として、図2に示すように雨量がもっとも多くかつ雨量の影響が同程度と見られる正教山の南東斜面の11の溪流を選定した。またこの付近一帯の地質は白亜紀後期の花崗岩類で、対象溪流はすべて同一の地質と見なすことができる。なお11の溪流のうち6の溪流で崩壊および土石流が発生している。また、この論文で用いた崩壊場所および崩壊土砂量のデータは広島大学総合科学部砂防学研究室（未発表）の1988年広島県北西部土石流災害の崩壊現況調査データによるものである。

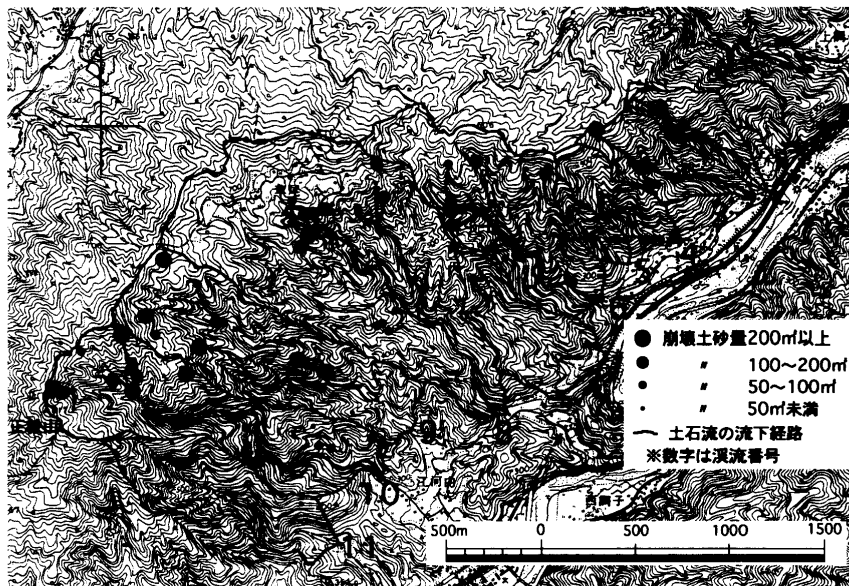


図2 対象流域付近の地形図と崩壊および土石流の発生場所

地形解析の方法

地形解析を行う上で用いた図面は、国土地理院発行2万5千分の1の地形図(1:25000 加計昭和60年(1985)発行)である。崩壊は主に谷地形で発生し、土石流も谷を流下している。そこで溪流の中で地図上で判別できる谷地形の部分を50m×50mの正方形メッシュで区分し、この正方形の1つを1単位とした。図3に示すように、対象流域に格子線によって正方形メッシュを掛ける方法は、流域全体について議論する場合には扱いやすいが、谷についての議論する場合にはメッシュごとに谷地形部の分布にばらつきがあり不適當である。それで本論文では、谷線が正方形メッシュの中心を通るようにメッシュを掛ける方法を用いて解析を行った。崩壊は30°以上の急斜面で発生しやすいが(安江、1986)、本論文で扱う対象溪流で発生した崩壊は20°以上の斜面で発生しているので、溪床勾配が20°以上でかつ2万5千分の1の地形図上で等高線が斜面上部方向に凹んでいる場所を谷地形と定義し、それより下流を解析の対象とした。

崩壊は正方形単位内の谷地形で発生しているもの(52箇所)、溪岸及び中腹斜面で発生しており崩壊方向が地形図上で谷地形を示していないもの(26箇所)、林道沿い直下の斜面で発生しているもの(10箇所)の3種類に区分することとした。崩壊発生および流動化に対する地形的要因について次の2種類の解析を行いそれぞれ検討した。

○解析1(地形図等高線による解析)

降水が集まりやすい谷地形について、溪床勾配ならびに溪床の横断方向の状況の2点につき地形の等高線による解析を行った。一般的に河床勾配10°未満の場所は土石流の堆積区間、15°以上が土石流の発生区間とされているが(矢野ら、1983)、溪床勾配については、10°未満、10°以上15°未満(以下、10~15°というように示す)、15~20°、20~25°、25~30°、30°以上の6段階に分類した。溪床の横断方向の状況については等高線の形状から判読し、谷地形を示す等高線の角度でA:0~45°、B:45~90°、C:90~135°、D:135~180°の4段階に分類し検討した(図4)。ここで、等

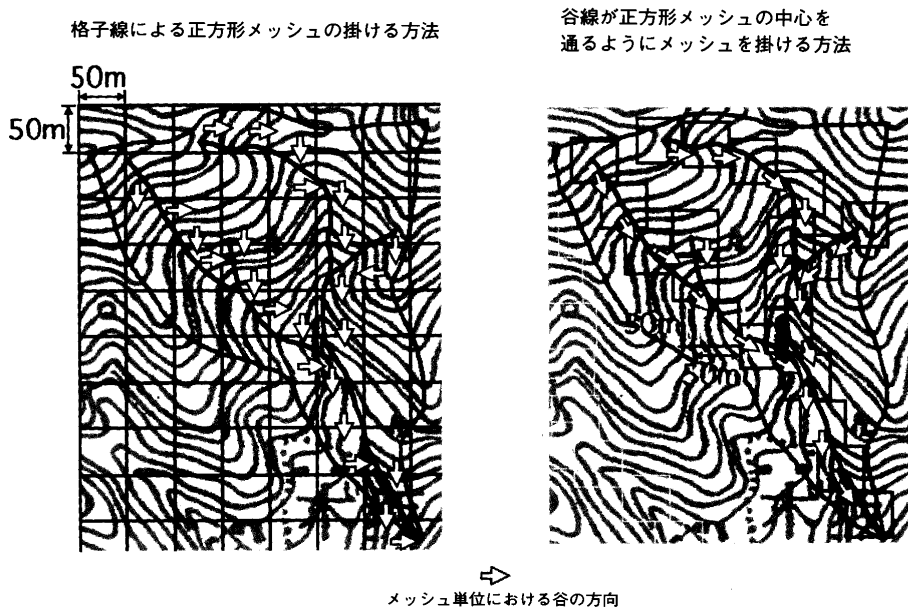


図3 正方形メッシュによる谷地形の区分

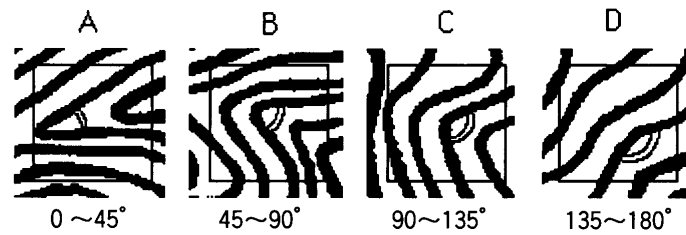


図4 地形図等高線による解析における等高線型の分類

高線の角度が小さいAは深い谷を、角度が大きくなるにつれてより浅い谷を示している。このようにして谷の形状を、溪床勾配に関しての6段階と溪床の横断方向の状況を示す等高線型に関する4段階との組み合わせにより、24通りに分類して解析を行った。

溪床勾配の急な場所ほど不安定で崩れやすく、また等高線型が急角度ほど谷部に水が集まりやすいと考えることにした。

○解析2（地形図接峰面図による解析）

接峰面図とは、地形図をある任意のメッシュで区切り、各メッシュの標高の最高点をプロットし、そのプロットをもとに新たに等高線を描くことによって表せる図である。接峰面図はその場所の侵食前地形を示しており、メッシュの大きさを大きくすることにより相対的により遠い過去の地形を推定することが可能である（竹田、1992）。本論文では200mメッシュで接峰面図を作成し、それを現在の地形図と比較して、現在の標高が接峰面図に対してどれくらい低くなったかを10m毎の標高低下量として求めた。接峰面図と現在の地形図を比較して、標高低下量が少ない部分は侵食の弱いところであり、逆にこれが大きいほど削剥を強く受けた場所と見ることができる。山地の斜面の侵食は、通常流水の掃流力による各個運搬時に行われるが、崩壊や土石流などでみられる集合運搬時による影響がより大きい。そのため、大きく低下している場所は土石流の経験のある確率が高い場所と考えられる。

解 析 結 果

対象流域の全単位の状況について、解析1および2の結果を表1-1および1-2にそれぞれ示した。

表1-1 解析1での溪床勾配と等高線型による24種類に占めるメッシュ正方形の各合計数（全単位数）分布

		溪床勾配 (°)						合計
		~10°	10~15°	15~20°	20~25°	25~30°	30° ~	
等高線型	A 0~45°	80.2 (7.3%)	55.4 (5.1)	54.8 (5.0)	9.7 (0.9)	0.8 (0.1)	0 (0.0)	200.9 (18.3)
	B 45~90°	22.8 (2.1)	40.8 (3.7)	74 (6.7)	118 (10.8)	87.4 (8.0)	66.6 (6.1)	409.6 (37.3)
	C 90~135°	3 (0.3)	3.2 (0.3)	12.5 (1.1)	26.7 (2.4)	53.3 (4.9)	152.2 (13.9)	250.9 (22.9)
	D 135~180°	3 (0.3)	5.2 (0.5)	4.7 (0.4)	11.4 (1.0)	21.8 (2.0)	189.5 (17.3)	235.6 (21.5)
合計		109 (9.9)	104.6 (9.5)	146 (13.3)	165.8 (15.1)	163.3 (14.9)	408.3 (37.2)	1097 (100.0)

※表中数字は単位数、()内は%

表1-2 解析2での標高低下量による12分類に占めるメッシュ正方形の各合計数(全単位数)分布

標高低下量 (m)	0	0~10	10~ 20	20~ 30	30~ 40	40~ 50	50~ 60	60~ 70	70~ 80	80~ 90	90~ 100	100~ 110
単位数 (%)	35 (3.2)	111 (10.1)	197 (18.0)	179 (16.3)	149 (13.6)	119 (10.8)	88 (8.0)	92 (8.4)	62 (5.7)	45 (4.1)	18 (1.6)	2 (0.2)

※表中数字は単位数、()内は%

表1-1の数字は単位数を示し、()内の数字は全単位数の総計1097に対する割合を%で表した。1つのメッシュ単位内に複数の谷が存在する場合は、1単位をさらに10等分し、それぞれの谷の集水域を考慮し、その割合からそれぞれ求め、分類した。溪床勾配が10°未満かつ等高線型Aから、溪床勾配30°以上かつ等高線型Dまでの表の対角線の範囲が比較的高い割合を示す傾向が見られる。表の左上は緩勾配で深い谷地形を示しており、谷の開析が進み土石流などの土砂移動現象が起こった結果形成された谷であると考えられる。表の右下は急勾配で浅い谷地形を示しており、崩壊が発生しやすいO次谷もこの区分に当てはまると考えられる。谷の開析が未発達であり溪流の上流部で多く見られる。

表1-2では全単位の平均標高低下量は36.3mであるが、標高低下のピークは10~30mのあたりに見られる。

考察1：崩壊発生について

土石流の原因となる崩壊の発生場所の地形的特性を明らかにするために広島県北西部災害における崩壊場所を、谷地形、溪岸および中腹斜面、および林道下の3種類に分けて、解析1および2に従い解析した結果を表2および表3にそれぞれ示した。

表2に示すように谷地形では、溪床勾配30°以上かつ等高線型CおよびDの場所で崩壊の8割以上が発生している。崩壊発生数の対象流域の全単位数に対する割合(表1-1の値で表2のそれぞれの値の百分率)で見ると、図5-1のように溪床勾配30°以上かつ等高線型Cで最も高い16%に達し、次に、30°以上かつ等高線型Dで次に高い9%を示した。したがって、これらの条件でもっとも崩壊が発生しやすいといえる。等高線型Cでもっとも高い値を示したのは、谷の集水能力の違いによるものと考えられる。溪床勾配25~30°ではそれぞれ5%程度までの値であり、20°未満の地形では崩壊発生は見られなかった。

溪岸または中腹斜面では、崩壊発生数の対象流域の全単位数に対する割合で見ると、図5-2のように等高線型AおよびBにおける崩壊が9割以上を占めている。これらの崩壊は土塊の脚部の侵食の影響が大きいと考えられ、溪床に水が集中しやすい地形で崩壊が発生しやすくなると考えられる。等高線型Aかつ溪床勾配10~20°および等高線型Bかつ20~30°の範囲でそれぞれ5%以上を越し、他の場所と比べて高くなっている。この崩壊26箇所のうち21箇所を上流側に谷地形崩壊の流動化が見られるので、流動化した土砂の溪岸侵食や斜面の脚部侵食が崩壊発生に大きく影響していると考えられる。

林道下では母数となる崩壊数が十分ではなく、ある一定の傾向が見いだせなかった。なお、崩壊1箇所当たりの平均的な崩壊土砂量は、谷地形では80.9m³、溪岸及び中腹斜面では94.9m³、林道下斜面では160.4m³となっており、林道下は他に比べて大規模な崩壊である。林道下は、林道上を流れる表面流の集中ならびに盛土による低密度で厚い土層の影響で崩壊の危険性が高いことが指摘されている(栃木・海堀, 1991)。表3には上記と同じ3種類の崩壊について、それぞれの崩壊数を

表2 解析1による崩壊の全単位数分布

		溪床勾配 (°)						合計	
		~10°	10~15°	15~20°	20~25°	25~30°	30° ~		
谷地形	等高線型	A	0	0	0	0	0	0	0
		0~45°	(0)	(0)	(0)	(0)	(0)	(0)	(0)
		B	0	0	0	0	5	1	6
		45~90°	(0)	(0)	(0)	(0)	(10)	(2)	(12)
		C	0	0	0	1	2	25	28
		90~135°	(0)	(0)	(0)	(2)	(4)	(48)	(54)
D	0	0	0	0	1	17	18		
135~180°	(0)	(0)	(0)	(0)	(2)	(33)	(35)		
合計		0	0	0	1	8	43	52	
		(0)	(0)	(0)	(2)	(15)	(83)	(100)	
溪岸および中腹斜面	等高線型	A	1	4	5	0	0	0	10
		0~45°	(4)	(15)	(19)	(0)	(0)	(0)	(39)
		B	0	1	1	6	6	0	14
		45~90°	(0)	(4)	(4)	(23)	(23)	(0)	(54)
		C	0	0	0	1	1	0	2
		90~135°	(0)	(0)	(0)	(4)	(4)	(0)	(8)
D	0	0	0	0	0	0	0		
135~180°	(0)	(0)	(0)	(0)	(0)	(0)	(0)		
合計		1	5	6	7	7	0	26	
		(4)	(19)	(23)	(27)	(27)	(0)	(100)	
林道下	等高線型	A	1	0	0	0	0	0	1
		0~45°	(10)	(0)	(0)	(0)	(0)	(0)	(10)
		B	0	1	0	1	0	0	2
		45~90°	(0)	(10)	(0)	(10)	(0)	(0)	(20)
		C	0	0	0	1	2	3	6
		90~135°	(0)	(0)	(0)	(10)	(20)	(30)	(60)
D	0	0	0	0	0	1	1		
135~180°	(0)	(0)	(0)	(0)	(0)	(10)	(10)		
合計		1	1	0	2	2	4	10	
		(10)	(10)	(0)	(20)	(20)	(40)	(100)	

※表中数字は崩壊数、()内は%

表3 解析2による崩壊の全単位数分布

		標高低下量 (m)											合計	
		0	0~10	10~20	20~30	30~40	40~50	50~60	60~70	70~80	80~90	90~100		100~110
崩壊場所	谷地形	3	11	14	12	5	3	2	2	0	0	0	0	52
		(6)	(21)	(27)	(23)	(10)	(6)	(4)	(4)	(0)	(0)	(0)	(0)	(59)
	溪岸および中腹斜面	0	2	3	2	4	5	6	3	1	0	0	0	26
	(0)	(8)	(12)	(8)	(15)	(19)	(23)	(12)	(4)	(0)	(0)	(0)	(30)	
	0	1	6	0	1	1	0	0	0	0	1	0	10	
	(0)	(10)	(60)	(0)	(10)	(10)	(0)	(0)	(0)	(0)	(10)	(0)	(11)	
合計		3	14	23	14	10	9	8	5	1	0	1	0	88
		(3)	(16)	(26)	(16)	(11)	(10)	(9)	(6)	(1)	(0)	(1)	(0)	(100)

※表中数字は崩壊箇所数、()内は%

標高低下の違いに応じて示した。

谷地形での崩壊は低下量0~30mで全体の7割を占めている。低下量大きい場所で崩壊の割合が小さいのは、強く侵食を受けて開析された谷では風化土が下流へ流されあまり残っていないためであると考えられる。谷地形では、崩壊によってより深い谷が形成され、谷が上流へと広がっていく過程で崩壊が起こると考えると、低下量が大きく谷の開析が進んだ地形では崩壊は起こりにくく、むしろ上流で発生した崩壊の土砂の通り道となっていると推察できる。

溪岸および中腹斜面では、谷地形の場合ほど顕著な傾向は見られないが、谷地形でのピークが0~30°であったのに対して、こちらは30~60°あたりになっている。谷の上流から下流に向かうに従って標高の低下量が大きくなるという傾向から、上流の谷地形での崩壊がそれより下流の溪岸およ

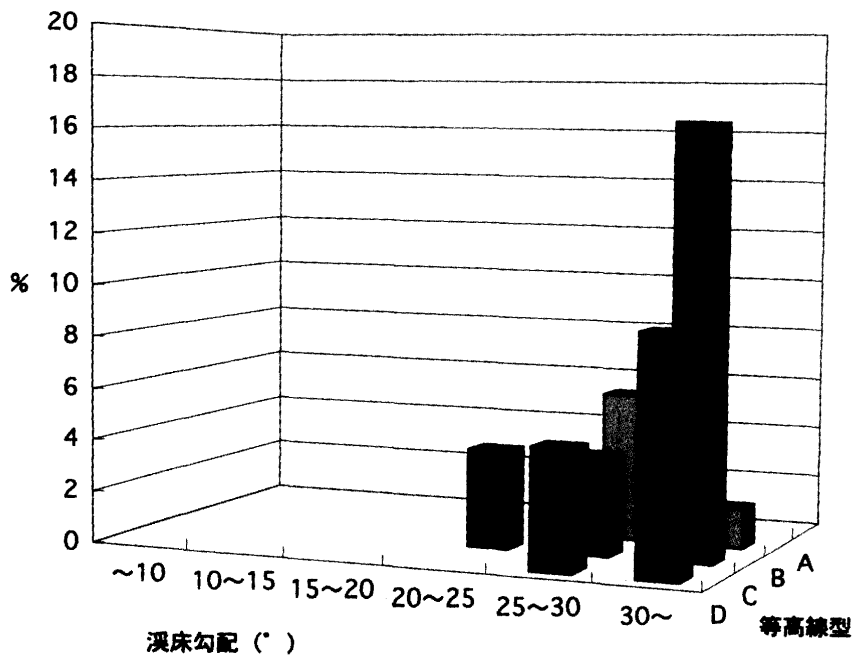


図5-1 解析1による谷地形での崩壊の発生割合 (%)
(崩壊発生数/全単位数)

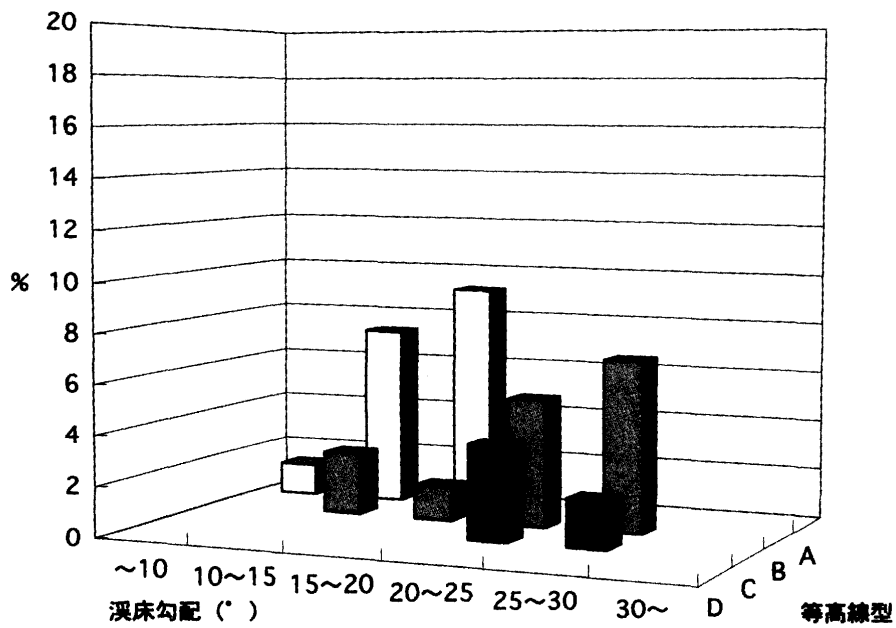


図5-2 解析1による溪岸および中復斜面での崩壊の発生割合 (%)
(崩壊発生数/全単位数)

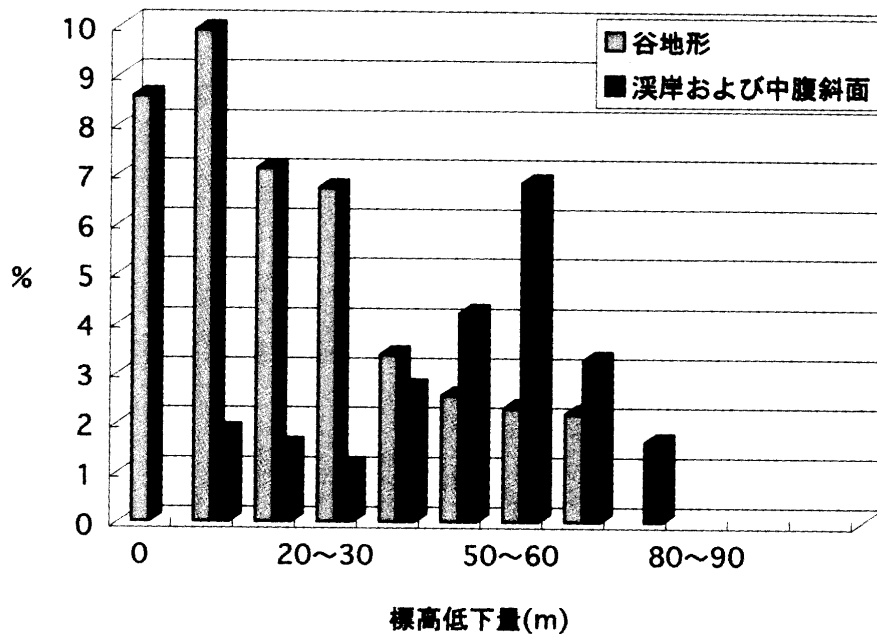


図6 解析2による崩壊の発生割合 (%)
(崩壊発生数/全単位数)

び中腹斜面での崩壊を誘因していると推察される。谷地形での崩壊場所の平均標高低下量は21.4m、溪岸および中腹斜面では41.2mであった。

谷地形と溪岸および中腹斜面について、崩壊発生頻度を対象流域の全単位数に対する割合（表1-2の値で表3のそれぞれの値を割った値の百分率）で見ると、図6のように両者は明らかに異なった傾向を示す。表3で見られる傾向と同じように、谷地形での崩壊は標高低下量の少ない場所で、溪岸および中腹斜面での崩壊は標高低下量の多い場所で発生する確率が高い。

林道下での崩壊は、低下量10~20mのところ集中しているが、これは林道の存在する場所が山の頂上付近の緩斜面の場所であるためと思われる。

考察2：崩壊の流動化について

11の対象溪流のうち6の溪流で土石流が発生している。その土石流の流下経路の地形的特徴を検討することによって、崩壊が流動化して土石流へと変わるための地形的要因を明らかにできる可能性がある。崩壊が流動化して発生した土石流は、溪岸や溪床を侵食して土砂量を増大したり、緩勾配の場所に不安定堆積物として土砂量の一部を堆積しつつ下流へと流れる。栃木ら（1989）によれば、崩壊土砂量に対する溪岸溪床侵食土砂量の割合が少なくとも1.2倍はあり、多いところ（溪流番号9）では10倍以上にもなっており、崩壊が土石流になり土砂量を拡大していく過程で、溪岸溪床の侵食は大きな役割を果たしていることがわかる。

そこで土石流の流下経路を地形的に解析し、どのような地形が崩壊の流動化をもたらす土石流へと拡大させるのかを検討するために解析1に従って異なる溪床勾配と等高線型に対する土石流の流

表4 解析1による土石流の流下経路の全単位数分布

		溪床勾配 (°)						合計
		~10°	10~15°	15~20°	20~25°	25~30°	30° ~	
等高線型	A 0~45°	44.8 (27)	28 (17)	23.6 (14)	1 (1)	1 (1)	0 (0)	98.4 (59)
	B 45~90°	5 (3)	12 (7)	12.8 (8)	13 (8)	6 (4)	7.7 (5)	56.5 (34)
	C 90~135°	0 (0)	0 (0)	0 (0)	2 (1)	4 (2)	2 (1)	8 (5)
	D 135~180°	0 (0)	0 (0)	0 (0)	1.2 (1)	0.6 (0)	1.3 (1)	3.1 (2)
合計		49.8 (30)	40 (24)	36.4 (22)	17.2 (10)	11.6 (7)	11 (7)	166 (100)

※表中数字は単位数、()内は%

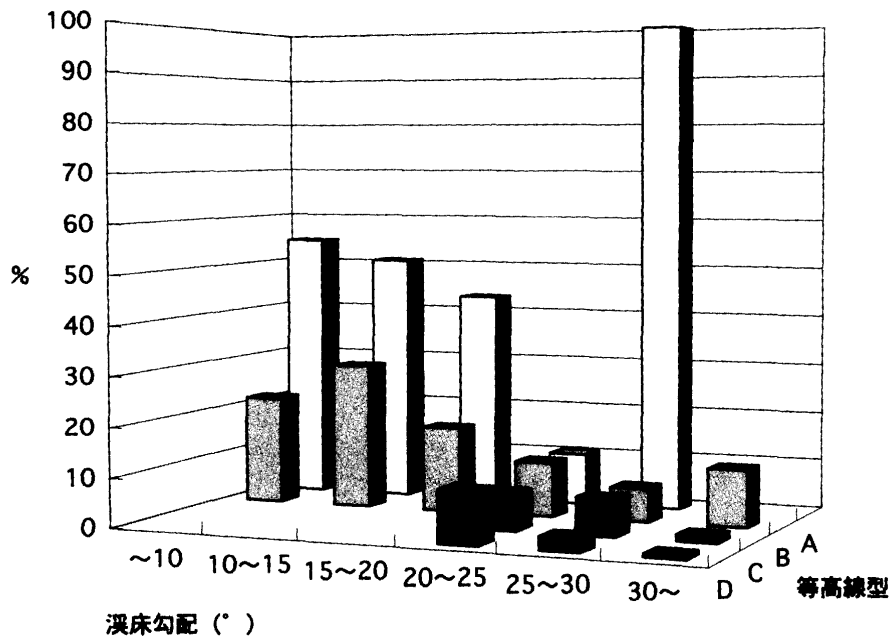


図7 解析1による土石流の流下割合 (%)
(土石流流下経路の単位数/全単位数)

下経路の単位数分布を表4に示した。

表から明らかなように、等高線型Aに全体の6割そして等高線型Bに3割強をが集中し、土石流の流下経路の大部分がこれらの等高線型で占められている。また図7のように土石流の経路について対象流域の全単位に対する割合(表1-1の値で表4のそれぞれの値を割った値の百分率)で見ると溪床勾配20°未満かつ等高線型Aで50%前後と高い値を示している。等高線型Aの場所は、(1)水が集まりやすくまた侵食を受け深い谷になっていることから、過去の土石流の流路となっていた、(2)そして、このような谷の溪床では流水が豊富であったり、岩盤が露出していたりして、土石流をくい止める力が弱かった、と考えられる。浅い谷の場合は、(1)過去の土砂移動が大きなく、(2)谷部にも植生があり、これが土砂の移動を妨げて崩壊土砂の流動性を弱めることができたので

はないか、と考えられる。

表5には、解析2より求めた標高の低下量と土石流の経路の関係を示した。比較的ばらついた傾向を示しているが、ピークは低下量70~90mに見られ、平均低下量も61.1mで、全単位の平均や崩壊の平均よりかなり高い値をとっている。図8に土石流の経路について対象流域の全単位に対する割合を示したが、70~80mで45%、80m以上で50%を越えており、標高低下量の大きいところ、つまり谷の開析が発達しているところは土石流の流下経路となりやすいことを示している。土石流の流下経路となりやすいということは、崩壊土砂が流動化し、さらに溪岸や溪床の侵食により土砂の拡大が起りやすいことを示しており、下流の生活空間への危険が高い。

上述のように、解析1からは等高線型Aを、解析2からは標高低下量70m以上を選んで、土石流が流下しやすい場所を推定した。メッシュ単位でこれらの条件に合う場所と、実際の土石流の流下経路を重ねて比較すると図9のようになる。土石流が発生した溪流番号2、3、6、8、9、10では、流下しやすい場所と実際に流下した場所とが重なっていると言える。崩壊および土石流が発生しなかった溪流のうち、溪流番号7および11については、流域の最高点が他と比べて低く山頂緩斜面部

表5 解析2による土石流の流下経路の全単位数分布

標高低下量 (m)	0	0~10	10~20	20~30	30~40	40~50	50~60	60~70	70~80	80~90	90~100	100~110	合計
単位数	0	0	9	14	13	22	13	19	28	34	12	1	165
(%)	(0)	(0)	(6)	(9)	(8)	(13)	(8)	(12)	(17)	(21)	(7)	(1)	(100)

※表中数字は単位数、()内は%

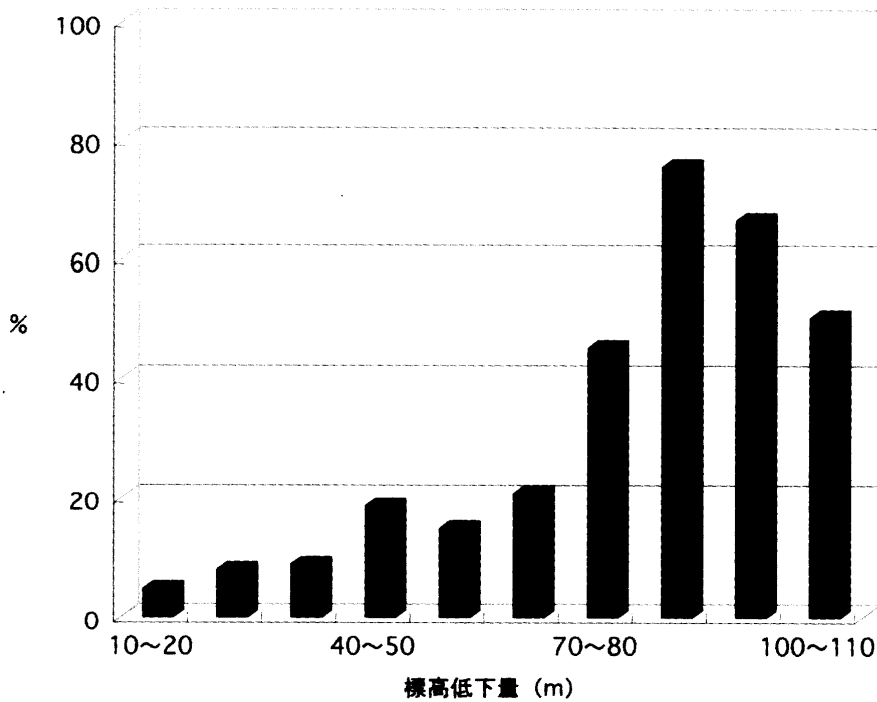


図8 解析2による土石流の流下割合 (%)
(土石流の流下経路の単位数/全単位数)

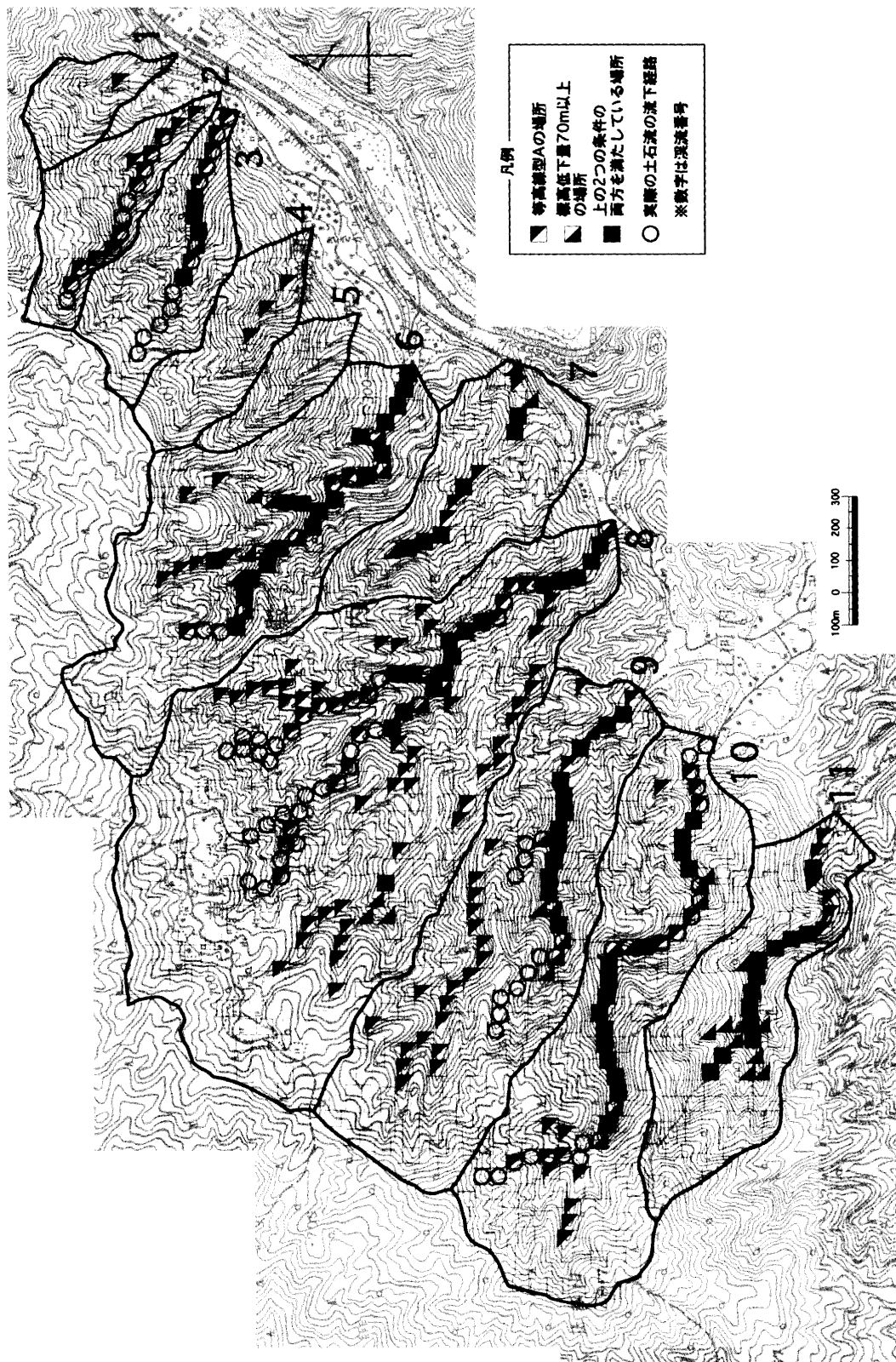


図9 実際の土石流の流下経路と予想流下経路

が集水域に存在しないので、降雨による地下水や表面流の状態が異なるなど地形的要因とは別の要因で崩壊に至らなかったと考えられる。しかし、崩壊土砂が流動化し土石流が発生しやすい場所を地形解析によって示すことができるので、土石流の発生場所の予測に役立てられると考える。

結 論

崩壊の発生について地形的な要因を検討した結果、崩壊場所には共通する地形的特徴が存在することが明らかとなった。まず谷地形における崩壊には、溪床勾配だけでなく谷の深さから推測される溪床の横断面の形状が関係することがわかった。対象流域内の崩壊の土砂量から考えて、全体の5割が谷地形で発生しており、さらにその8割が溪床勾配 30° 以上の場所で発生している。溪岸および中腹斜面崩壊では、崩壊脚部にあたる溪床の横断面の形状との間に関係が見られた。この崩壊は溪床における流水や土石流による侵食によって引き起こされていると考えられる。林道下崩壊では崩壊土砂量が他に比べて大きい。これには林道の影響が考えられ、林道の排水設備の適切化によって崩壊を回避することができると考えられる。本論文で対象とした溪流での土石流の特徴として、崩壊が流動化して土石流となり下流へ達するまでに、その規模が最初の土砂量の何倍にも拡大されていることがあげられる。この流動化および拡大を引き起こす地形的要因としては、開析が進んだ谷地形の存在があげられる。このような地形では水の集中によって土砂の流動性が増し、さらに深い谷の溪床や溪岸を侵食することによって流動化および土石流の拡大がもたらされると推察される。このような谷地形についての地形解析の結果から予想される土石流の流下経路と実際の土石流の流下経路を比較した結果、両者には良い一致が見られた。このことから、谷の形状の分析や現地地形図と接峰面図の比較による地形解析は、土石流の発生場所の予測に結びつけることが可能であり、土砂災害防止のためにも役立つものと結論できる。

謝 辞

本研究を行うにあたって、昭和63年の加計災害について広島大学総合科学部砂防学研究室に整理されている調査データを使わせていただきました。また、解析作業をする上で、研究室のみならず協力していただいたことに心からお礼申し上げます。

引 用 文 献

- 広島大学総合科学部砂防学研究室（未発表）：「1988年広島県北西部土石流災害崩壊現況調査データ」
- 地頭蘭隆・下川悦郎（1998）：1997年鹿児島県出水市針原川流域で発生した深層崩壊の水文学的検討、砂防学会誌、Vol.51、No.4、pp.21-26
- 水山高久（1986）：5.4.2土石流「斜面災害の予知と防災」白亜書房、pp.199-204
- 竹田泰雄（1992）：2.5.1崩壊発生に関与する地形的要因、「砂防学講座 第3巻 斜面の土砂移動現象」山海堂、pp.133-147
- 栃木省二（1989）：昭和63年度7月豪雨による土砂災害の調査研究、「1988年7月島根・広島豪雨災害の調査研究」、pp.38-52
- 栃木省二・海堀正博（1991）：豪雨による林道・作業道での崩壊とその特徴、SCIENCE REPORTS、

Vol.16、pp.1-18

栃木省二・海堀正博・鈴木 滋（1989）：昭和63年7月の広島県北西部土石流災害に関する研究、SCIENCE REPORTS、Vol.15、pp.67-84

矢野義男・釣谷義範・渡 正亮・瀬尾克美・池谷 浩（1983）：1.2.6土石流調査、「現場技術者のための砂防・地すべり防止急傾斜地崩壊防止工事ポケットブック」山海堂、pp.40-42

安江朝光（1986）：3.1崖くずれ「斜面災害の予知と防災」白亜書房、pp.43-51

渡邊哲也（1998）：土石流化した崩壊土砂の運動と物理的特性についての研究、広島大学総合科学部卒業論文