

3. 山地災害発生機構

3.1 崩壊-土石流の発生機構

(1) 発生機構の検討対象溪流

発生機構の検討対象とした溪流は、地形・地質踏査を行った 14 溪流である。それらの土石流の発生域の崩壊源は、51 箇所である。

図 3.1.2～3.1.4 に崩壊-土石流平面図を示し、表 3.1.1 に調査溪流の諸元一覧を示す。

※国土交通省太田川河川事務所および朝日航洋株式会社提供の航空レーザー測量データ (H26) を基に作成

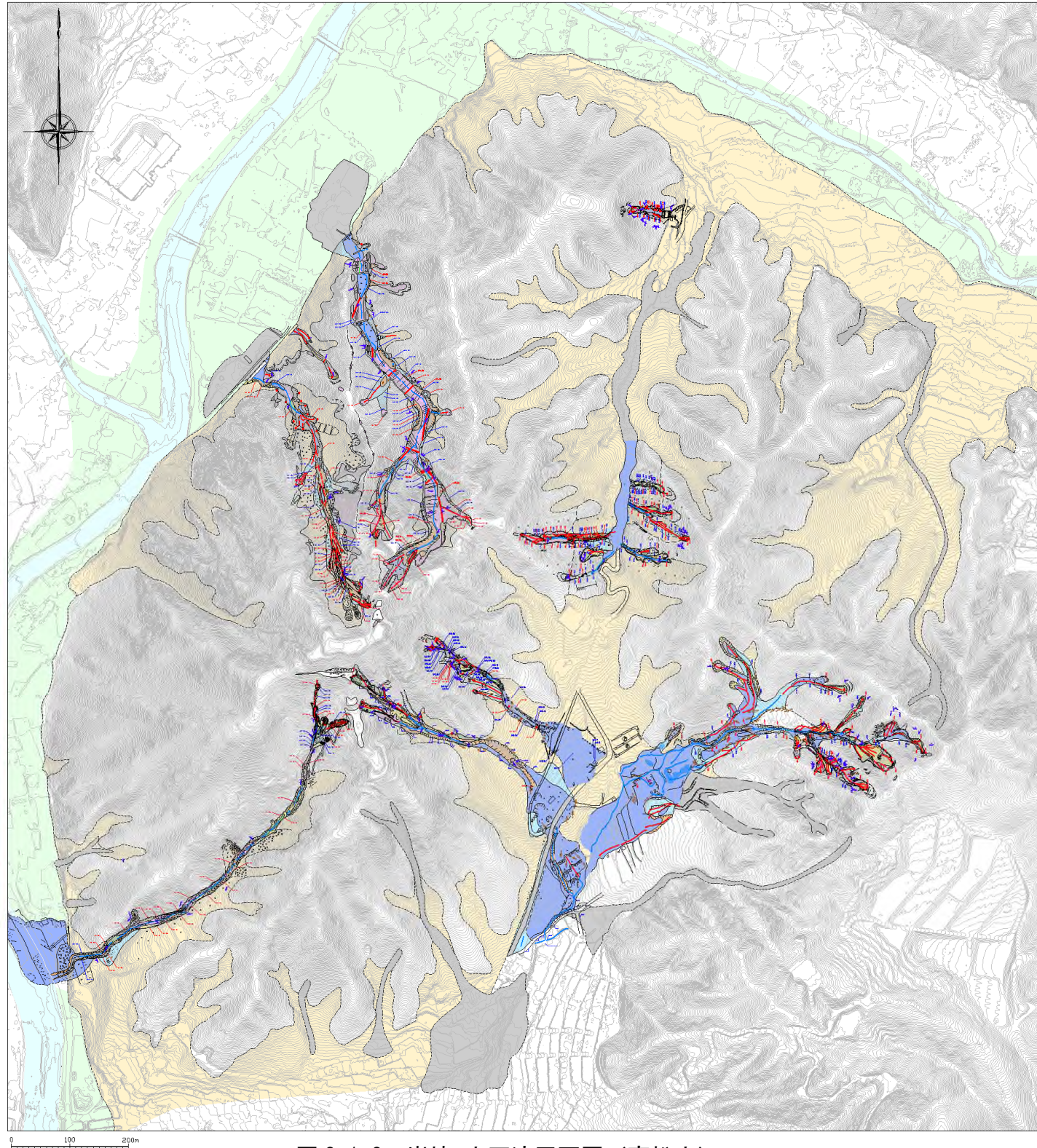


図 3.1.2 崩壊-土石流平面図 (高松山)

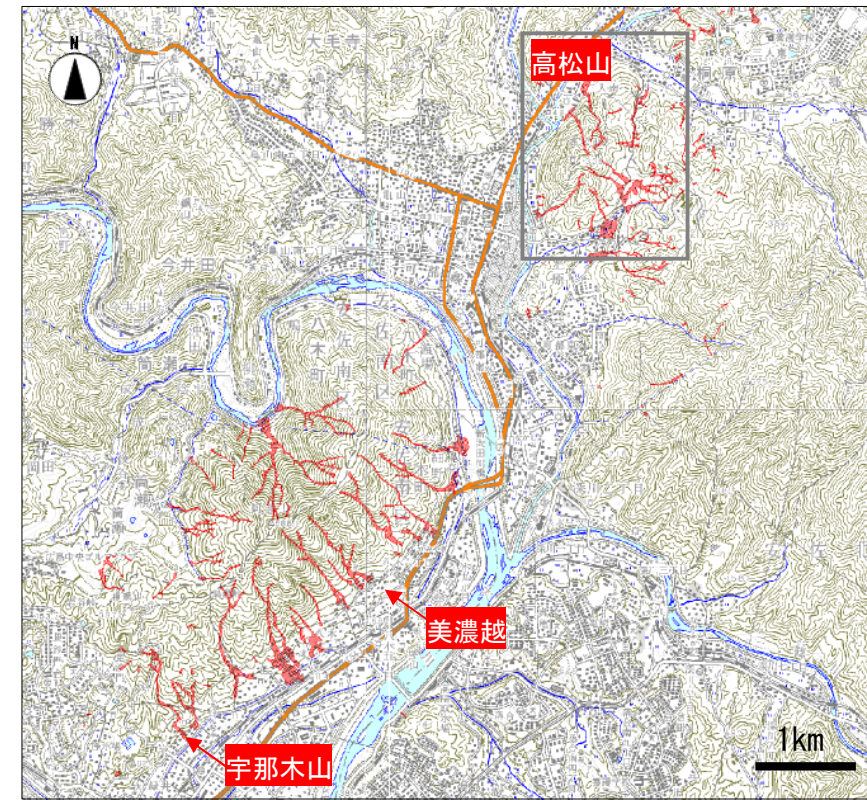


図 3.1.1 調査実施溪流の位置図

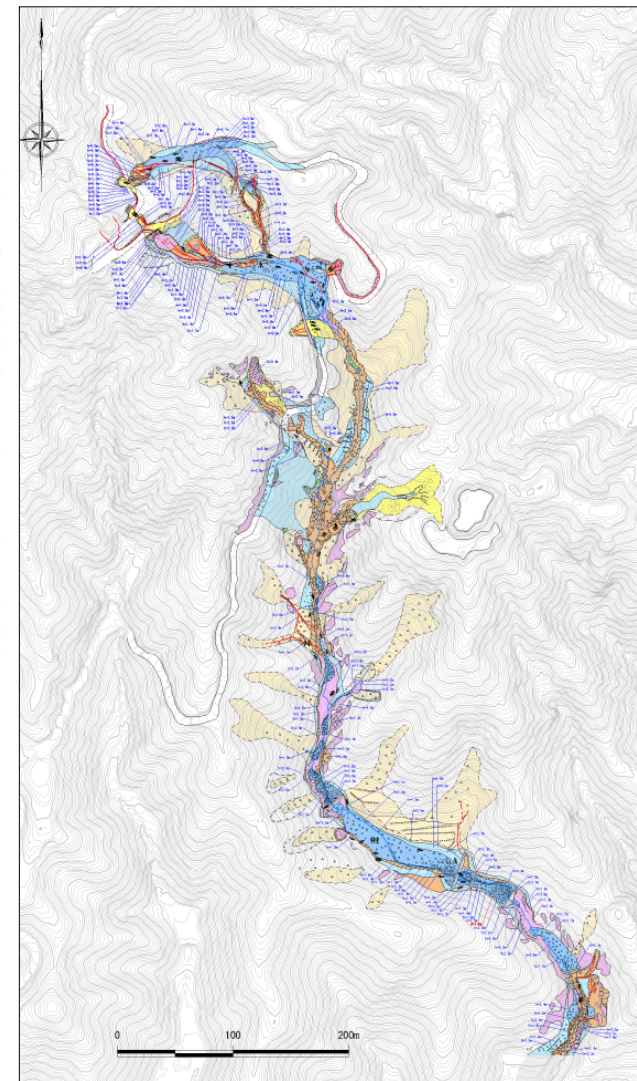
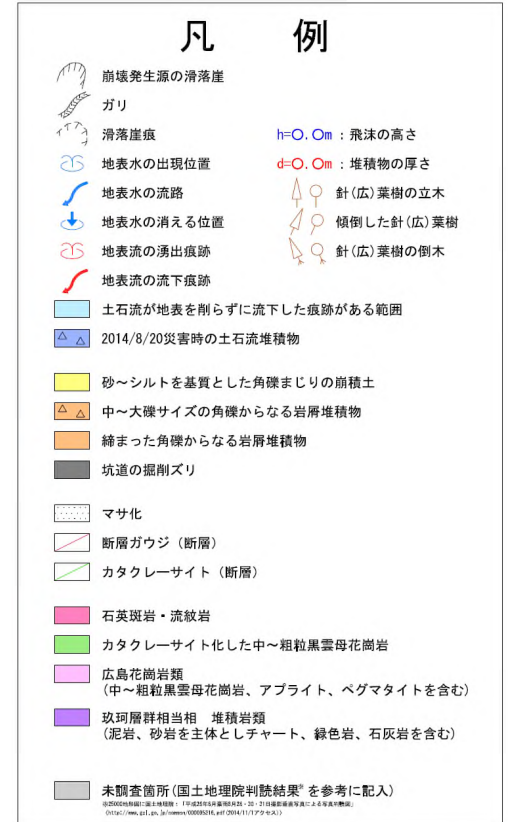


図 3.1.3 崩壊-土石流平面図 (宇那木)

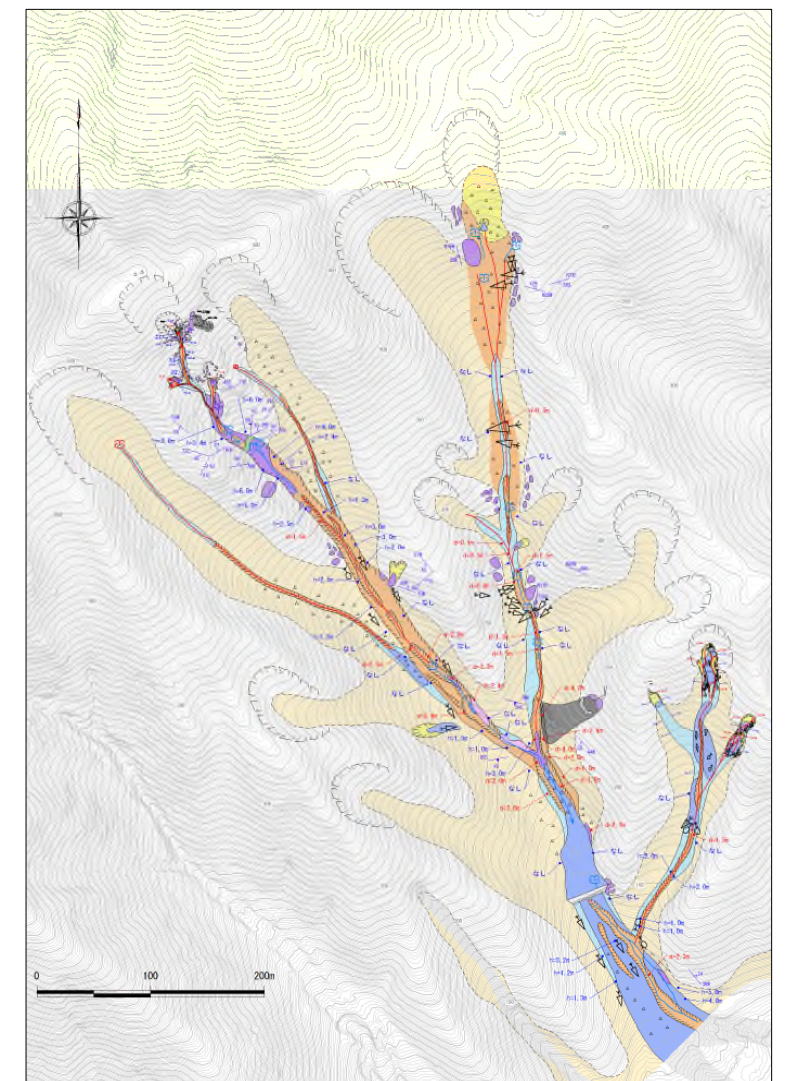


図 3.1.4 崩壊-土石流平面図 (美濃越)

表 3.1.1 に調査を行った溪流の諸元を一覧表としてまとめた。図 3.1.7～3.1.8 に崩壊源の特徴(溪岸崩壊や溪床崩壊を除く)を整理した。

表 3.1.1 調査溪流の諸元一覧表

地区名	溪流名	施設番号	流出崩土量 Vdf (m ³)※1	発生域								移送域		
				崩壊源※2	幅 W (m)	斜面長 L (m)	崩壊深 d (m)	滑落崖標高 TP (m)	推定崩土量 Vls (m ³)※3	崩壊の分類	崩壊面の 地質	高透水帯	パイプ	直下に地表 侵食なし※4
高松山	1号地	ホ-1-1	11,706	a	8.0	15.0	1.5	167.0	120	崩壊源	花崗岩/カタクレ-サイト	○		○
	2号地	ホ-1-2		a	7.0	16.0	1.4	188.0	105	崩壊源	花崗岩	○		
				b	8.0	13.0	1.2	214.0	83	崩壊源	花崗岩	○	○	○
				c	8.0	15.0	1.0	—	80	溪岸崩壊	カタクレ-サイト			
				d	7.0	12.0	3.2	—	179	溪床崩壊	岩屑堆積物			
	3号地	ホ-1-3		a	13.0	18.0	1.4	227.0	218	崩壊源	花崗岩	○		
				b	11.0	78.0	2.0	—	1,144	溪床崩壊	花崗岩		○	○
				c	9.0	45.0	1.5	—	405	溪岸崩壊	花崗岩			
	4号地	ホ-1-4		a	7.0	15.0	1.5	191.0	105	崩壊源	花崗岩/カタクレ-サイト	○		
				b	13.0	18.0	1.4	173.0	218	崩壊源	花崗岩/カタクレ-サイト	○		
	5号地	ホ-1-5		a	5.0	8.0	3.0	192.0	80	崩壊源	岩屑堆積物	○	○	
				b	6.0	7.0	0.8	190.0	22	崩壊源	花崗岩			
			c	9.0	10.0	1.5	175.0	90	崩壊源	崩積土(砂~粘性土)			○	
			d	9.0	5.0	1.2	—	36	溪岸崩壊	岩屑堆積物				
			e	9.0	10.0	3.0	—	180	溪床崩壊	岩屑堆積物	○	○		
	6号地	ホ-14,15	a-1	10.0	25.0	1.0	247.0	167	崩壊源	花崗岩(マサ)		○		
			a-2	7.0	5.0	0.4	221.0	9	溪床崩壊	岩屑堆積物		○		
			a-3	10.0	15.0	1.5	206.0	150	溪床崩壊	花崗岩	○			
			a-4	15.0	20.0	1.0	202.0	200	溪床崩壊	花崗岩(マサ)		○		
			b-1	30.0	60.0	2.0	240.0	2,400	崩壊源	花崗岩(マサ)		○		
			b-2	8.0	10.0	0.4	192.0	21	溪床崩壊	カタクレ-サイト	○			
			b-3	15.0	12.0	0.8	183.0	96	溪床崩壊	花崗岩	○	○		
			c-1	13.0	27.0	1.6	242.0	374	崩壊源	カタクレ-サイト	○			
			c-2	25.0	18.0	1.0	—	300	溪岸崩壊	花崗岩	○			
			d	8.0	16.0	1.6	223.0	137	崩壊源	カタクレ-サイト	○		○	
			e	10.0	12.0	1.2	225.0	96	崩壊源	カタクレ-サイト	○		○	
			f	10.0	15.0	1.0	200.0	100	崩壊源	花崗岩				
			g	10.0	10.0	0.6	202.0	40	崩壊源	花崗岩	○			
			h	10.0	13.0	1.0	185.0	87	崩壊源	崩積土(砂~粘性土)				
			a	6.5	9.5	1.6	207.0	66	崩壊源	花崗岩	○	○	○	
			b	10.0	12.0	1.0	228.0	80	崩壊源	花崗岩/カタクレ-サイト	○			
	7号地	ケ-7	c	25.0	20.0	4.0	235.0	1,333	(崩壊源)	花崗岩/カタクレ-サイト	○			
			d	10.0	8.0	1.4	260.0	75	崩壊源	花崗岩	○		○	
			e	8.0	20.0	1.4	260.0	149	崩壊源	花崗岩/カタクレ-サイト	○	○		
			a	14.0	27.0	0.5	283.5	126	崩壊源	花崗岩/カタクレ-サイト	○			
			b	9.0	15.0	0.5	315.0	45	崩壊源	カタクレ-サイト	○	○		
			c	5.0	5.0	1.0	277.0	17	溪岸崩壊	カタクレ-サイト				
			d	14.0	27.0	0.5	255.0	126	溪床崩壊	岩屑堆積物	○			
			e	7.0	5.0	1.0	225.0	23	溪岸崩壊	カタクレ-サイト	○	○		
	8号地	ケ-8	a	5.0	5.0	1.0	296.0	17	崩壊源	岩屑堆積物		○	○	
			b	5.0	8.0	3.4	267.0	91	溪床崩壊	岩屑堆積物				
			c	8.0	10.0	2.2	256.0	117	崩壊源	岩屑堆積物				
			d	10.0	20.0	1.0	276.0	133	崩壊源	花崗岩(マサ)	○			
			e	4.0	8.0	1.0	239.5	21	溪岸崩壊	花崗岩				
	9号地	ケ-4	a	16.0	27.0	1.0	104.0	288	崩壊源	カタクレ-サイト	○			
			b	14.0	19.0	1.3	115.0	231	崩壊源	花崗岩	○			
			c	13.0	23.0	0.8	133.0	159	崩壊源	カタクレ-サイト	○			
a			10.0	30.0	1.0	314.0	200	崩壊源	花崗岩	○	○			
b			10.0	30.0	0.6	315.0	120	崩壊源	花崗岩					
10号地	ホ-1-6	c	10.0	10.0	0.3	260.0	20	溪岸崩壊	花崗岩					
		d	10.0	25.0	0.8	245.0	133	崩壊源	花崗岩(マサ)	○	○			
		e	15.0	21.0	0.7	275.0	147	崩壊源	花崗岩(マサ)	○	○			
		f	6.0	6.0	0.3	149.0	7	崩壊源	花崗岩	○	○	○		
		g	9.5	14.0	12.0	—	1,064	溪岸崩壊	花崗岩					
		h	4.0	5.0	0.6	—	8	溪岸崩壊	花崗岩					
		i	6.4	7.0	0.5	157.0	15	崩壊源	花崗岩			○		
		j	7.5	15.0	1.2	156.0	90	崩壊源	花崗岩	○		○		
		a	8.0	10.0	0.7	317.0	37	崩壊源	花崗岩(マサ)		○	○		
		b	10.0	15.0	0.5	295.0	50	崩壊源	花崗岩	○	○	○		
美濃越	本流	八木	a	8.0	10.0	1.0	440.0	53	崩壊源	泥岩(ホルンフェルス)			○	
			b	9.0	12.0	1.0	455.0	72	崩壊源	泥岩(ホルンフェルス)	○	○	○	
			c	5.0	16.0	1.0	467.0	53	溪床崩壊	泥岩(ホルンフェルス)	○			
			d	5.0	13.0	1.8	483.0	78	崩壊源	岩屑堆積物	○			
			a	12.0	15.0	1.0	252.0	120	崩壊源	崩積土(砂~粘性土)		○	○	
			b	12.0	20.0	1.0	275.0	160	崩壊源	崩積土(砂~粘性土)		○		
			c	8.0	13.0	2.0	260.0	139	崩壊源	崩積土(砂~粘性土)		○	○	
			a-1	7.0	6.0	0.5	276.0	14	崩壊源	花崗岩(マサ)	○	○		
			a-2	7.0	10.0	0.5	270.0	23	崩壊源	花崗岩(マサ)				
			a-3 i	15.0	25.0	0.5	260.0	125	崩壊源	花崗岩				
			a-3 ii	15.0	25.0	0.5	235.0	125	崩壊源	岩屑堆積物				
宇那木山	本流	緑井	b-1	8.0	6.0	0.5	283.0	16	崩壊源	崩積土(砂~粘性土)		○		
			b-2	15.0	15.0	0.5	275.0	75	崩壊源	花崗岩(マサ)	○			
			c	7.0	18.0	0.7	220.0	59	崩壊源	花崗岩				

- ※1 差分図より計算
- ※2 地質踏査による分類
- ※3 幅×斜面長×2/3 で算出
- ※4 崩壊直下では地表を侵食せずに流下した形跡が認められる
- ※5 両岸の地質状況が異なるもの
(例：右岸が基盤岩、砂岩が岩屑堆積物等)

(2) 単成の崩壊-土石流のモデル

発生域の崩壊を引き金にした土石流発生形態は、異なる溪流でも類似性があり、図 3.1.5、図 3.1.6 に示すような単成の崩壊-土石流のモデルを想定することができる。

土石流は、(1) O字谷の源頭部の 100m³ 前後の小規模な崩壊源を発生域とし、その崩壊物が(2) 地表流がほとんど地表を侵食せずに流下し、(3)その後、発生源下流の谷地形を構成する岩層などが崩壊、侵食し、溪岸崩壊なども加わることで侵食地形が形成され、(4)さらに溪床の谷筋の中心に、後続流による洗掘によって深く切れ込んだガリ状地形を形成し、(5)下流に土石流堆積物が堆積した。

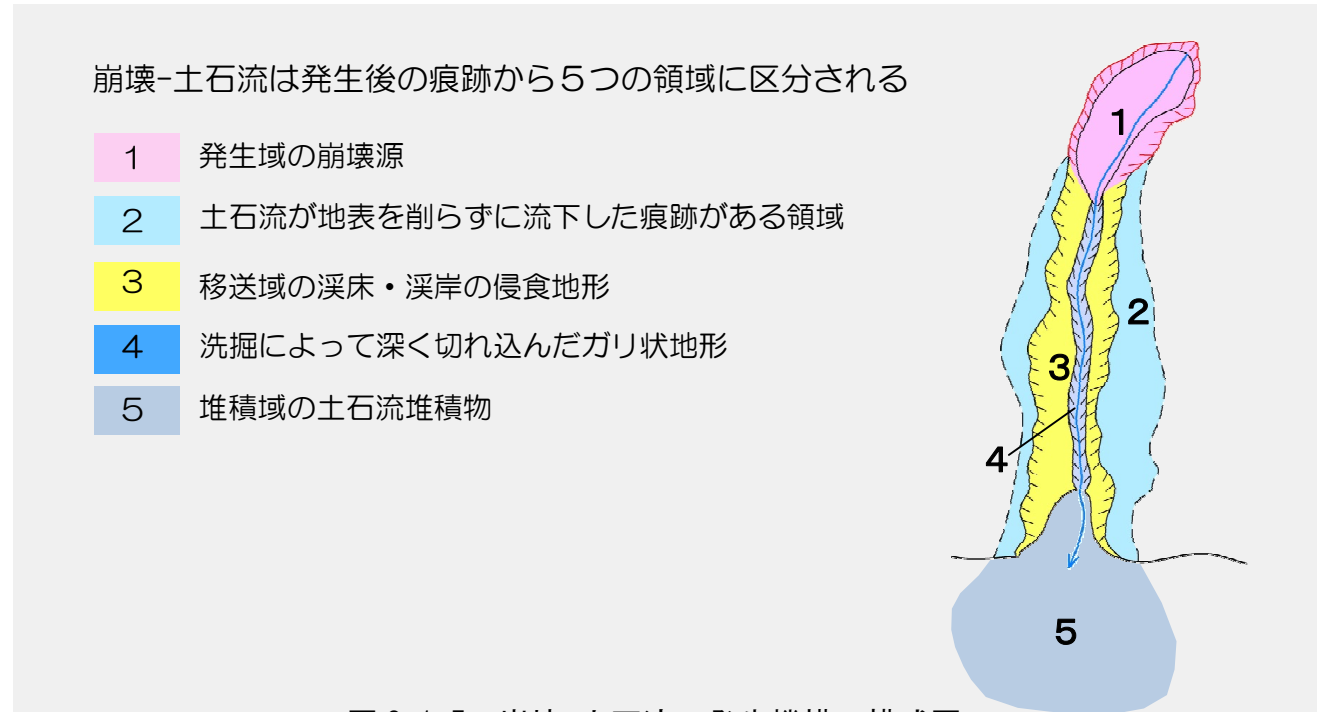


図 3.1.5 崩壊-土石流の発生機構 模式図

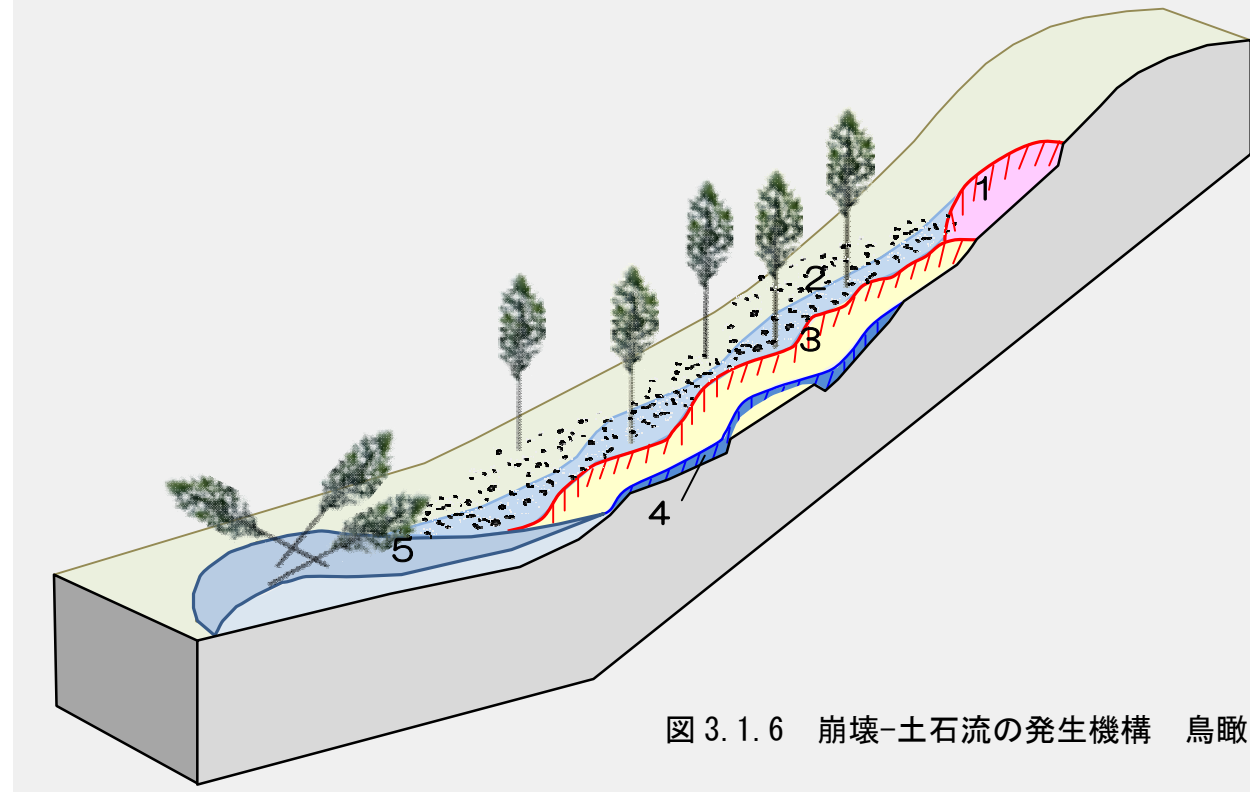


図 3.1.6 崩壊-土石流の発生機構 鳥瞰図

地形・地質踏査を行った 14 溪流の発生域崩壊源 51 箇所の規模について、平均値を表 3.1.2 に示し、崩壊土量と崩壊深の頻度分布を図 3.1.7 に示す。

崩壊深の平均値は 1.1m であり、崩壊土量 152.7(m³)である。例外的に規模が大きい 6b-1 (崩壊土量 2400 m³) を除いた崩壊土量は 107.7(m³)である。

表 3.1.2 崩壊源の規模の平均値

項目	崩壊源の平均値	崩壊源の平均値 (6b-1 を除く) ※
幅 (m)	10.0	9.6
斜面長 (m)	16.5	15.6
崩壊深 (m)	1.1	1.1
推定崩土量 (m ³)	152.7	107.7
滑落崖標高 (TP m)	243.6	243.6

※6b-1 は、崩壊深 2m 幅 30m 長さ 60m で崩土量が 2400 m³ と例外的に規模が大きい

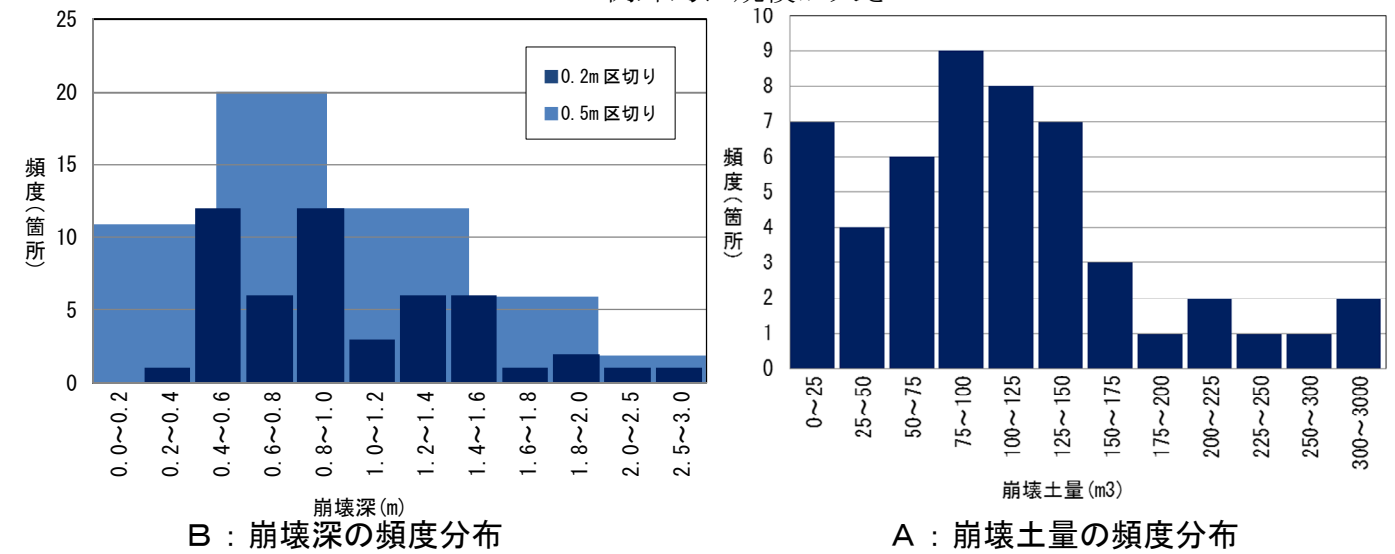


図 3.1.7 崩壊源の規模

崩壊源の崩壊面の地質は、基盤岩が 78% を占める。ただし、崩壊物質は基盤の上部を覆う岩屑堆積物や、表土なども含んでいる。

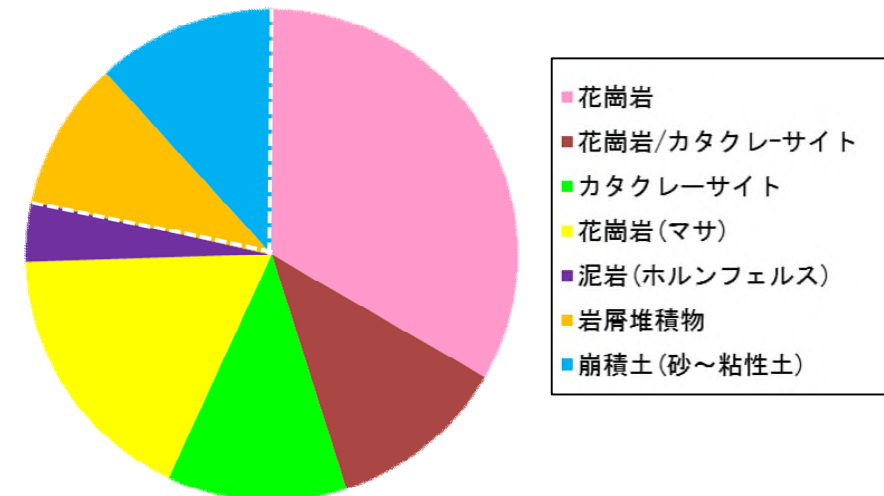
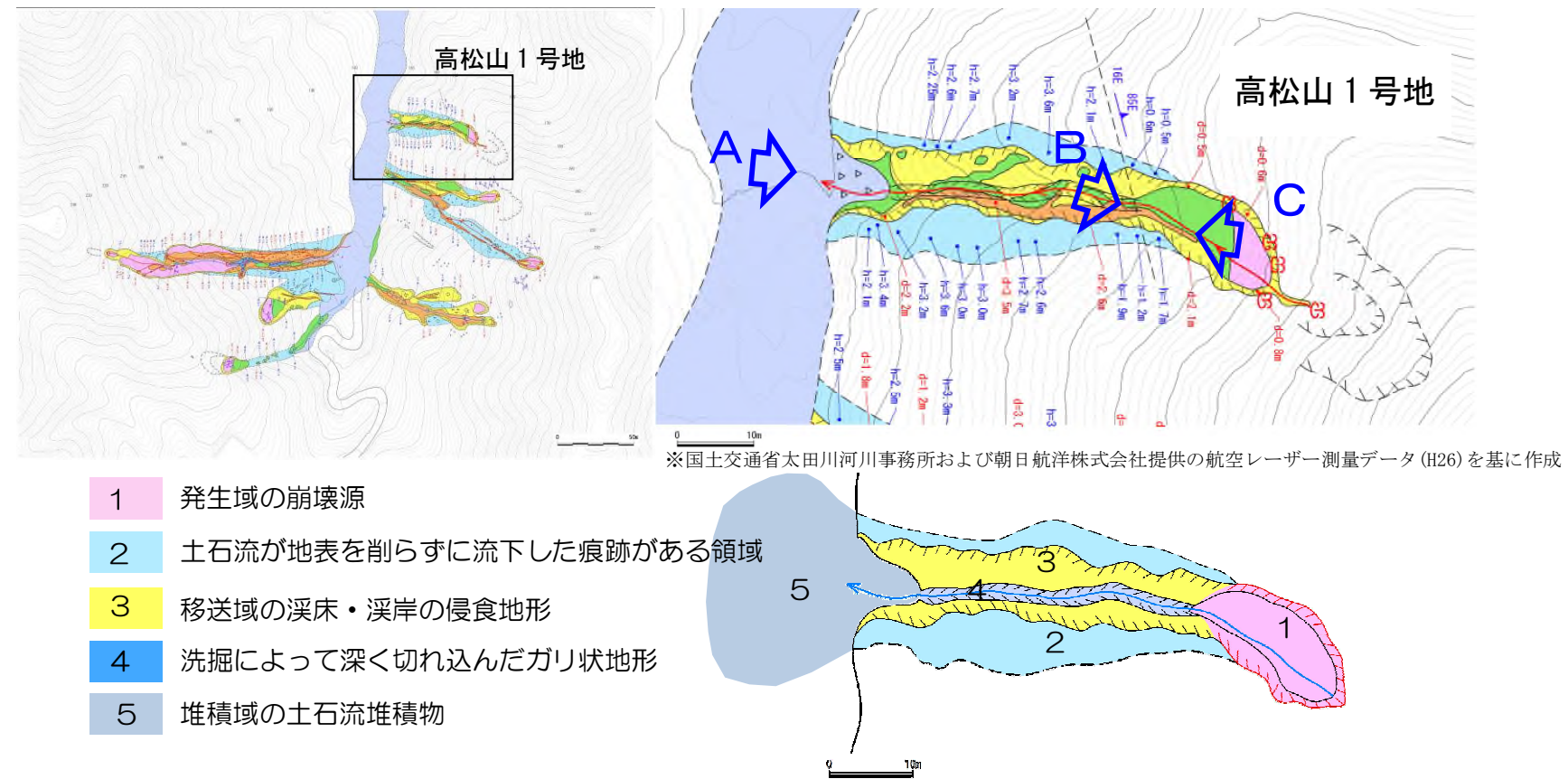


図 3.1.8 崩壊源の崩壊面の地質

高松山1号地(ホ-1-1)の土石流が発生した場合は、規模の小さな単調な沢地形であるため、比較的明瞭に地表の痕跡から以下の5つの領域に分けることができる。



- 1 発生域の崩壊源
- 2 土石流が地表を削らずに流下した痕跡がある領域
- 3 移送域の溪床・溪岸の侵食地形
- 4 洗掘によって深く切れ込んだガリ状地形
- 5 堆積域の土石流堆積物



図 3.1.9 高松山地区1号地(ホ-1-1) 1/4 全体

発生域の崩壊は、馬蹄形の滑落崖をもち、末端側でボトルネック状に狭まった逆しずく型の輪郭をしている。滑落崖には表層堆積物（表土、岩屑）からなる斜面の断面がみられ、表層堆積物下位の基盤までの断面が現れている。崩壊物が抜けた跡の「崩壊面」には開口割れ目に富んだゆるんだ岩盤が露出している。これらのことから、斜面の断面における崩壊面のレベルは、基盤の透水ゾーンであると思われる。

発生域上半部の崩壊面の地質は、花崗岩であり、下半部はカタクレーサイト化した花崗岩である。

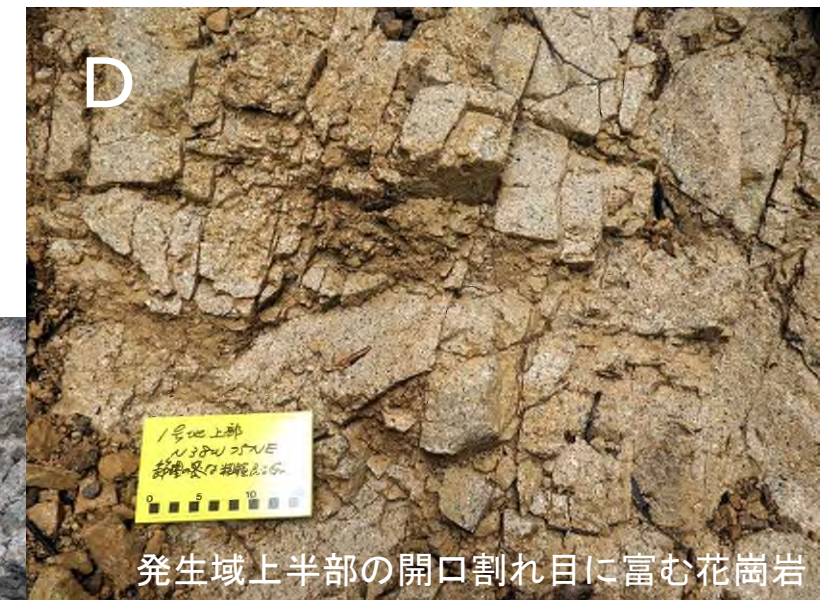
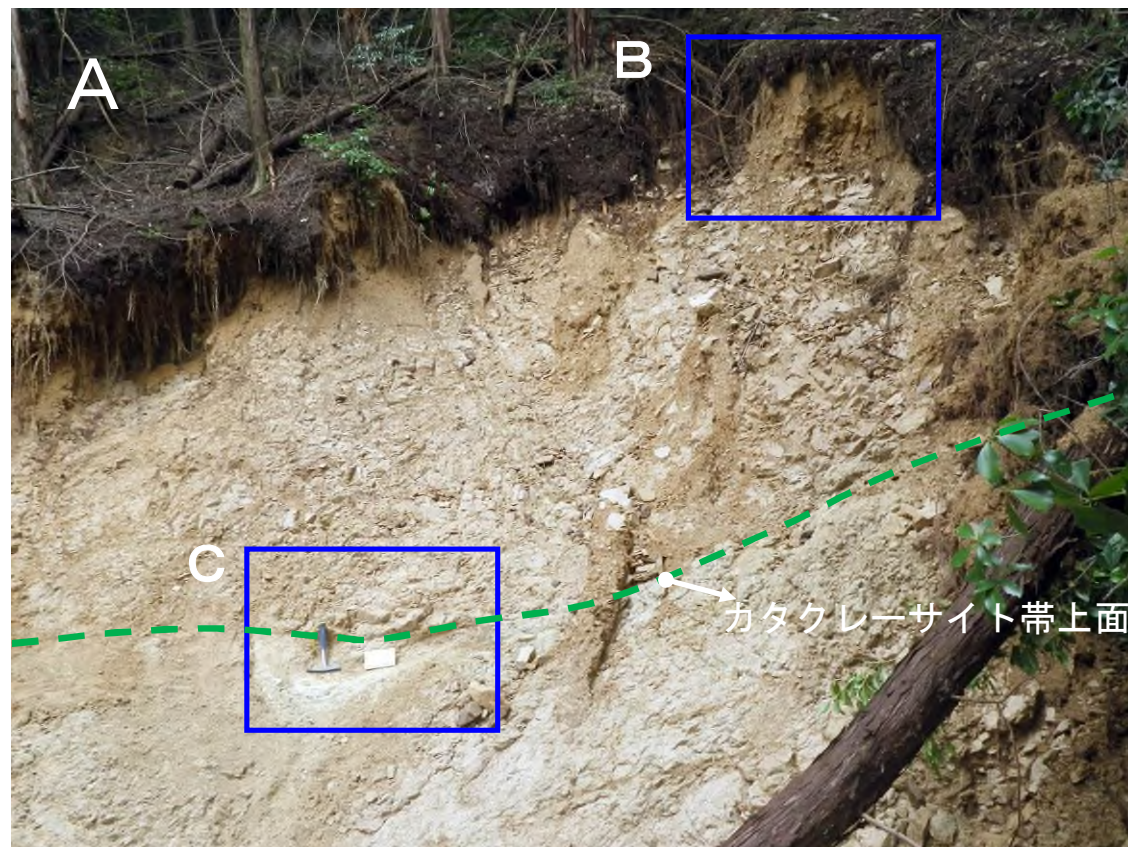
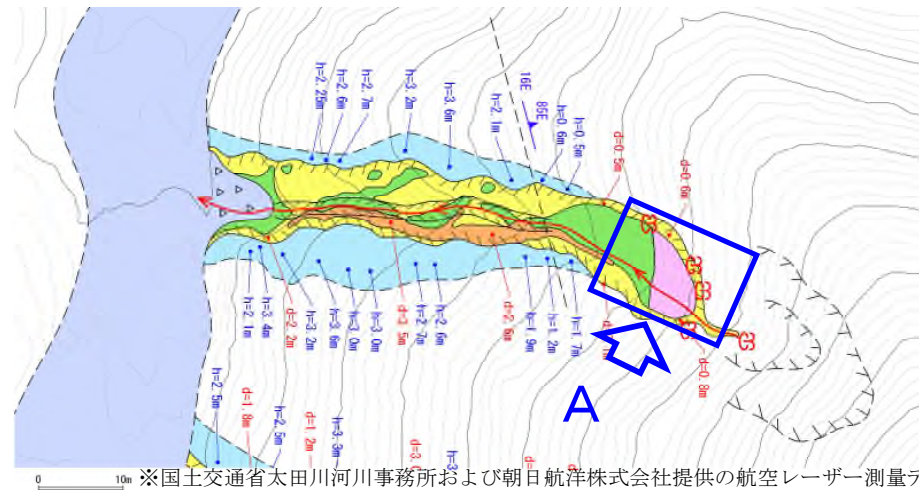
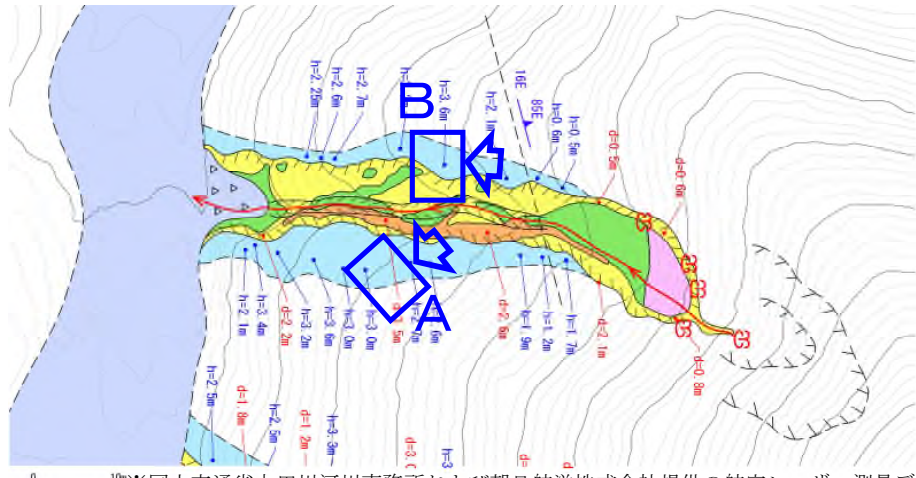


図 3.1.10 高松山地区 1 号地 (ホ-1-1) 2/4 発生域

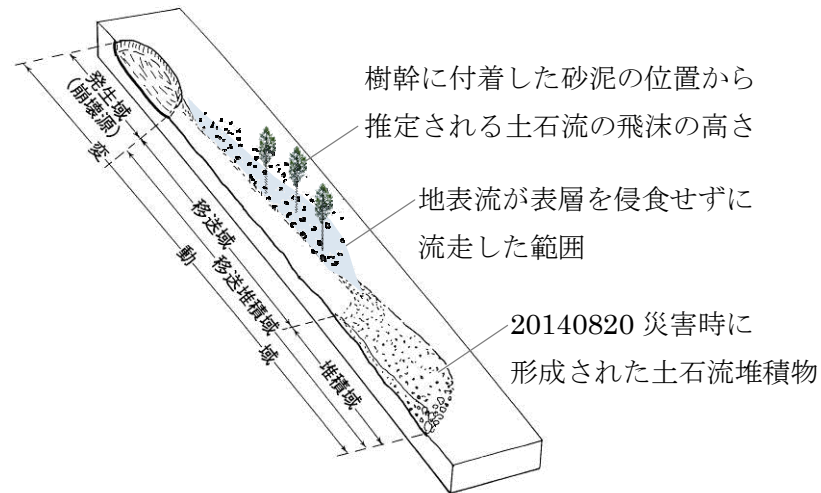
移送域の最も外側には、発生域の崩壊源から流下した土石流が、地表を削らずに流下した痕跡がある領域が分布している。そこでは、岩屑がまばらに地表を覆い、地表植生（下草の枝幹や根系など）が立木の幹に巻きついたり、立木への泥しぶき（飛沫）となったりしている。縁辺部では小規模な自然堤防も見られる。これらの痕跡が示す領域が始まる位置は、発生域の崩壊源の輪郭の幅が狭まる下部から末端付近である。



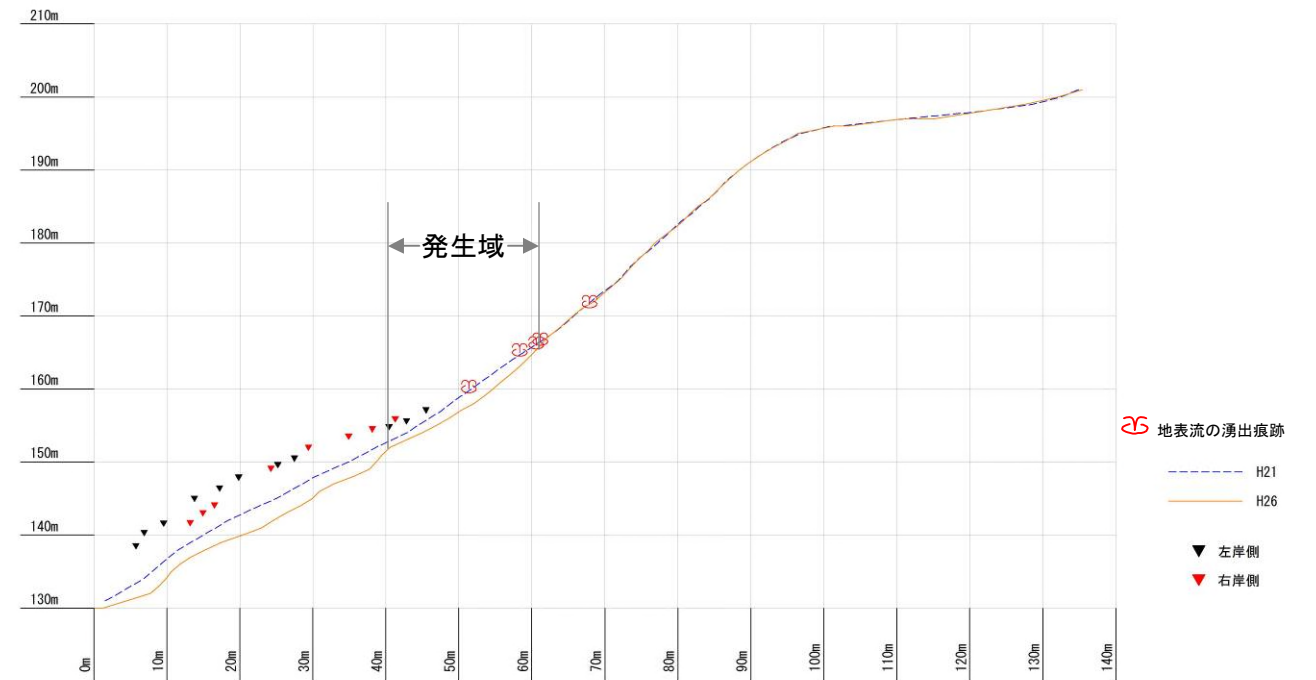
※国土交通省太田川河川事務所および朝日航洋株式会社提供の航空レーザー測量データ (H26) を基に作成



土石流が地表を侵食せずに流下した領域には、崩壊源からの岩屑や樹幹、根系が残存している。



土石流の空間構成における変動域の区分

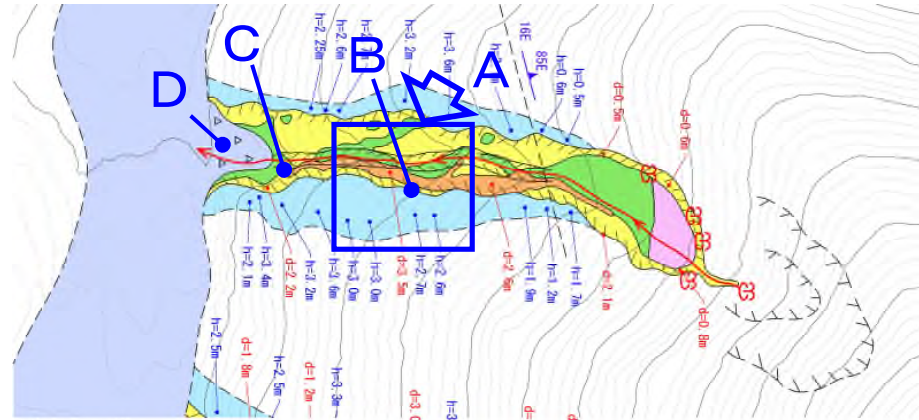


崩壊前後 (H21-H26) の地形と飛沫の関係

図 3.1.11 高松山地区 1号地 (ホ-1-1) 3/4 移送域

発生域から下流の移送域は、溪床の谷筋の中心に、後続流による洗掘によって深く切れ込んだガリ状地形が位置し、その外側に土石流の起源物質の主要な供給場となった侵食領域が谷沿いに形成されている。

侵食されて現れた巨礫を含む岩屑堆積物は、K-Ah（鬼界アカホヤ）テフラに覆われるため、約7300年前には堆積し山麓の緩傾斜地形をなしていたと思われる。



※国土交通省太田川河川事務所および朝日航洋株式会社提供の航空レーザー測量データ(H26)を基に作成

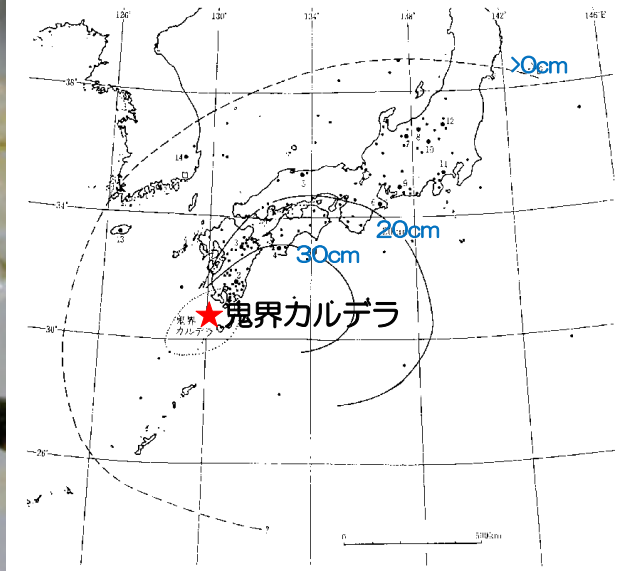
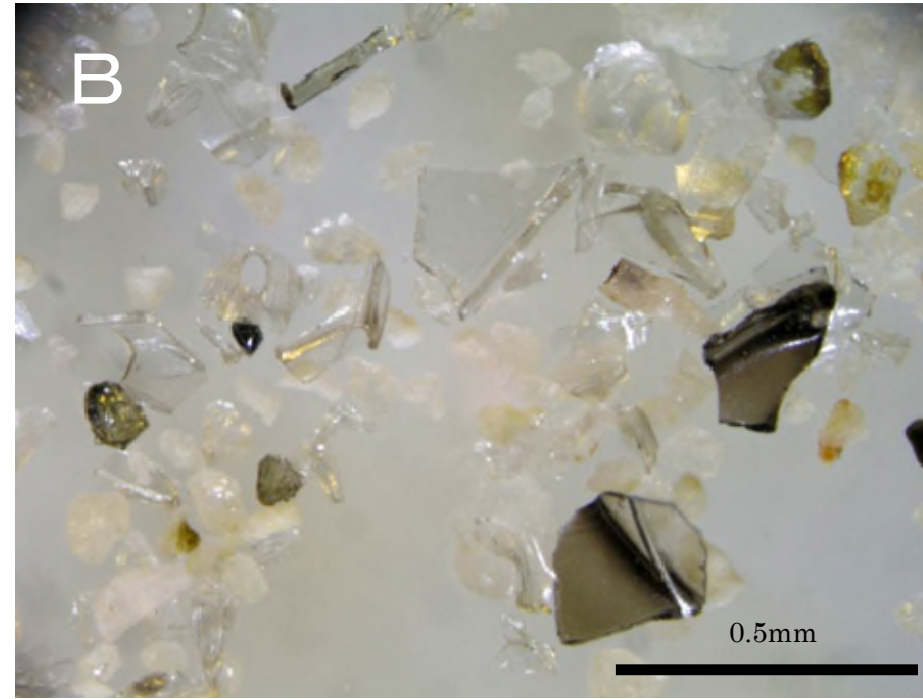


図 2.1-2 鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah) の等厚線図と主な産出地点。
 点線内は火山灰堆積物 (K-Ah) の分布範囲を示す。
 模式地 (大きな黒丸): 1. 赤水町堀切, 2. 霧島町水池, 3. 久住町一帯, 4. 鹿毛山小川, 5. 関ヶ原町
 丘, 6. 大台町高岡, 7. 立山町野崎夕張, 8. 砂高町大久保, 9. 作手町大野原, 10. 豊月町西成武, 11. 二
 宮町神切川新幹線下, 12. 尾崎ヶ原, 13. 西福池, 14. 古礼原。
 [Machida & Arai (1963) を改訂]

K-Ah（鬼界アカホヤ）テフラの噴出年代：約7300年前

◎町田 洋・新井房夫（2003）新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺。
 東京大学出版会、360p.

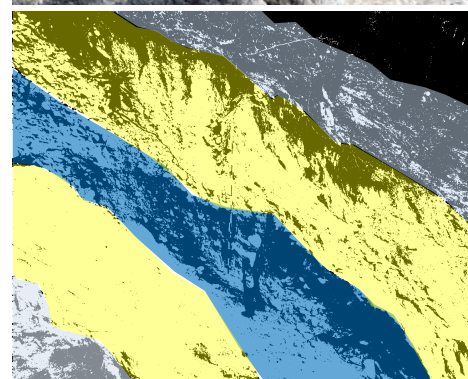
町田 洋・新井房夫（1978）南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ
 —アカホヤ火山灰。第四紀研究、17、143-163.



土石流の洗掘で露出した岩屑堆積物/基盤境界



8/20 災害で流下した土石流の層相。岩屑堆積物と類似。



- 発生域の崩壊源
- 土石流が地表を削らずに流下した痕跡がある領域
- 移送域の溪床・溪岸の侵食地形
- 洗掘によって深く切れ込んだガリ状地形

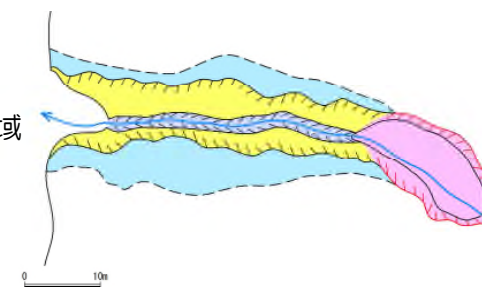


図 3.1.12 高松山地区1号地(ホ-1-1) 4/4 移送-堆積域

(3) 発生域崩壊源の特徴

発生域の崩壊源は、その多くが、斜面浅層部がボトルネックの形状で崩壊し（写真 3.1.1）、崩壊面には多くの場合、割れ目に富んだ基盤岩が露出している（写真 3.1.2）。さらに、崩壊物質は大量の水とともに水しぶきを上げながら土砂流として流下し幅広い流下域を作りながら流下した痕跡がみられる（写真 3.1.3）。

発生域崩壊源の地形的位置は、尾根近くの0次谷の一部であることから、大量の降雨を斜面地下に流入することができる水理特性を有し、その尾根地形から涵養された地下水は、集水面積は小さいものの集水地形の0次谷の一部の発生域の崩壊源から流出したものである。

尾根付近の大量の降雨が斜面に流入し、流出流量を上回って、貯留できる能力を超え、集水面積は小さいながら集水地形の0次谷の一部の狭い範囲において、上昇した地下水圧が開口割れ目や高透水帯を破壊し、溶け出すように流出したと推定される。

尾根付近には不飽和帯も存在するため、圧力が増加した斜面中の空気も寄与した可能性がある。

0次谷の背後には広い集水域を持たないが、発生域への水の経路としてはカタクレーサイトや断層などの水理地質構造の影響のほか、発生域周辺の山城等の存在にも留意が必要と考えられる。



写真 3.1.1-A 高松山12号地(ケ-3)の北東沢 崩壊源を上流から撮影
崩壊源は末端で狭まったボトルネック状で逆しずく型を呈する。



写真 3.1.1-B 高松山6号地(ホ-15) 崩壊源 a-5 を本流から撮影
斜面浅層部がボトルネック状に崩壊し、下流域で侵食が拡大。



写真 3.1.1-C 高松山7号地(ケ-7) 崩壊源 a を下流から撮影
ボトルネック状に崩壊し、崩壊源の輪郭が狭まる箇所から下方から流出。

写真 3.1.1 崩壊源のボトルネック状の逆しずく型の形状



写真 3.1.2-A 高松山 2 号地 (ホ-1-1) 崩壊源 b 崩壊源の状況
崩壊面には割れ目に富んだ花崗岩が露出、滑落崖にはその上位を岩屑堆積物、表土が覆う。



写真 3.1.2-C 高松山 6 号地 (ホ-15) 崩壊源滑落崖の状況
崩壊面には割れ目に富んだ花崗岩が露出、その上部を岩屑堆積物、表土が覆う。



写真 3.1.2-B 高松山 7 号地 (ケ-7) 崩壊源 b 崩壊源滑落崖の状況
滑落崖の断面には、表層堆積物の下位に岩屑~開口割れ目に富む緩んだ花崗岩が露出している。

写真 3.1.2 発生域崩壊源の崩壊面の地質

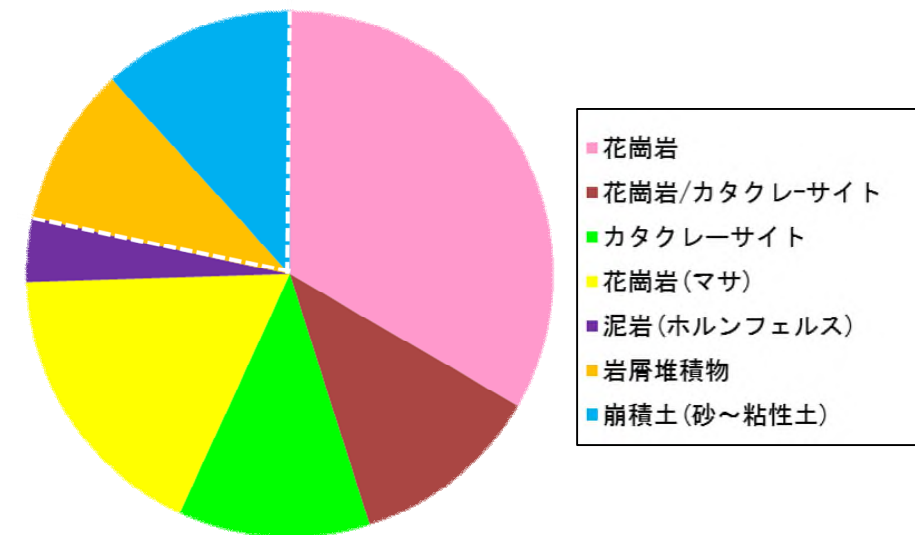


図 3.1.13 発生域の崩壊源の崩壊面の地質



写真 3.1.3-A 高松山 9 号地 (ケ-4) 崩壊源滑落崖の状況
地盤の浅層部が流出しているが、表土部は A 層とともに根系がちぎれずにオーバーハングしている。



写真 3.1.3-C 高松山 5 号地 (ホ-1-5) 地表を侵食せずに土石流が流れた領域の立木に付着した泥しぶき



写真 3.1.3-B 宇那木山 S46-1 谷止工下流左岸
表土層下位の砂層が流出し表土層が垂れ下がっている。

写真 3.1.3 発生域崩壊源で表層が「溶け出すように」流出する状況

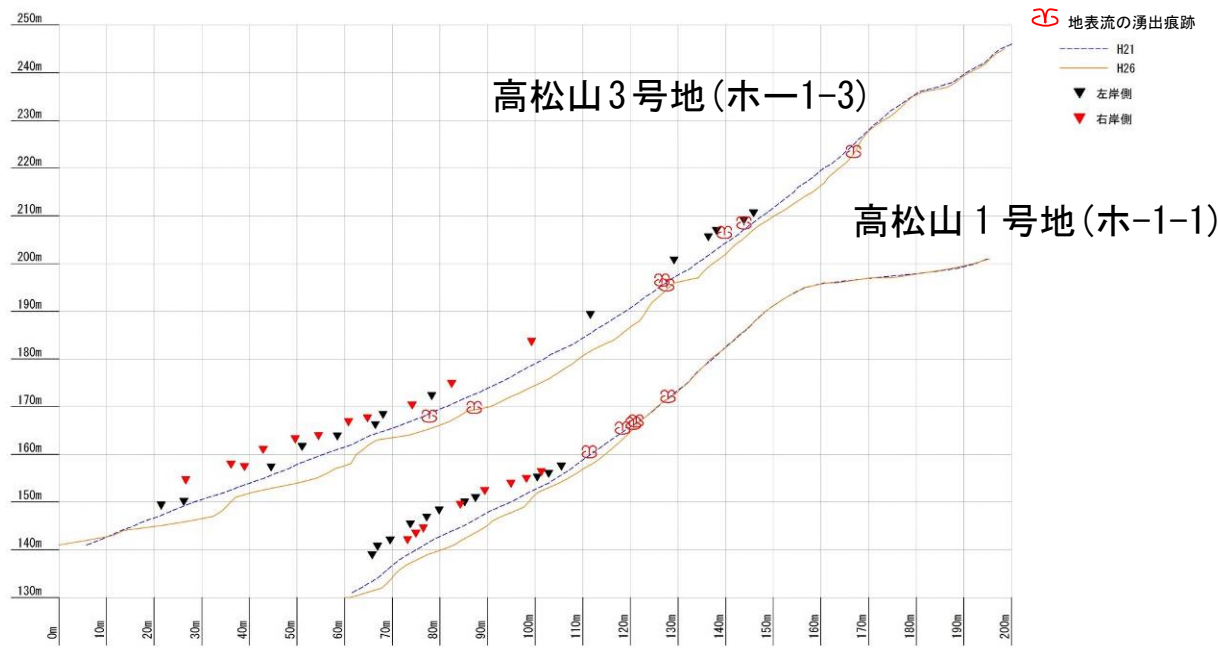


図 3.1.14 流下域の立木の幹に付着した泥しぶきの高さ

(4) 溪流における土石流の成長のタイプ

前述のように、今回の土石流では、土石流の引き金となった崩壊源の規模は小さいものが圧倒的に多い。しかし、溪流では、流下する過程で崩壊・侵食により移送域で侵食された岩屑堆積物が、土石流堆積物の主要な起源物質となりながら、土石流が成長し肥大化している。

図 3.1.5 に示す崩壊-土石流の発生機構をひとつの単元とすると、多くの土石流は、移送域で下流の新たな発生域を誘起し発生域が拡大したり、支流から崩壊-土石流が付加されて土石流が複合化したりするような複成の崩壊-土石流から構成されている。

このように溪流において土石流が複合し成長していくプロセスには、表 3.1.3 に示す二つのタイプに大別される。

① 並列タイプ

緩やかな丘陵性山地溪流では、移送域で支流が合流する溪流が多く、並列的に単成崩壊-土石流が流入・合流して土石流が成長する。

② 直列タイプ

急峻な山地溪流では、最上流の単成崩壊-土石流が、下流の溪床の浸食や溪岸崩壊を誘起し、直列的に土石流が肥大化する。侵食量が多く、流出土砂量は並列タイプと比較すると 1.5～2 倍程度となる。

ただし、二つのタイプの間には、直列タイプと並列タイプが複合した中間型の溪流もある。

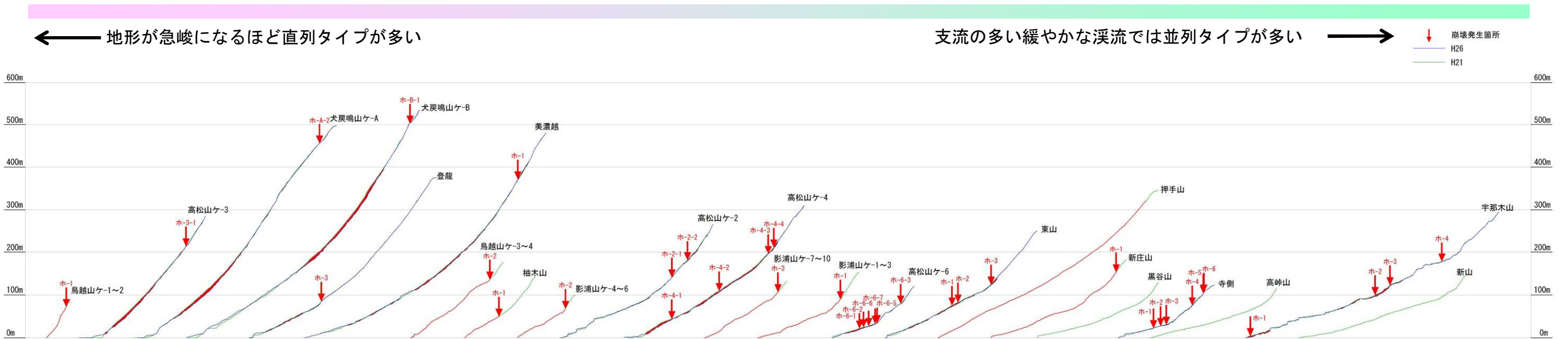
図 3.1.15 に各溪流の被災前地形 (H21LP) と被災後地形 (H26LP) を重ね合わせた溪床縦断面図を示す。地形が急峻になるほど直列タイプが多く、支流の多い緩やかな溪流では並列タイプが多い。

二つのタイプの代表例として、並列タイプの宇那木山 (図 3.1.16) と直列タイプの美濃越 (図 3.1.17) を示す。

表 3.1.3 溪流における土石流の成長タイプ

区分	並列タイプ	直列タイプ
模式図		
特徴	単成崩壊-土石流が溪流へ流入・合流して土石流が成長する。	最上流の単成崩壊-土石流が溪床侵食や溪岸崩壊を誘起し、土石流が肥大化する。
地形	緩やかな丘陵性山地	急峻な山地
規模	流入土砂量；1,000m ³ 前後×3～6箇所	流入土砂量；1,000m ³ 前後×1箇所
	流出土砂量；7,000～13,000m ³	流出土砂量；12,000～20,000m ³
例	高松山ヶ6、宇那木山	高松山ヶ3、美濃越、犬戻鳴山

*ただし、今回災害の降雨パターンである、先行降雨無し・短時間豪雨型の場合である。



※国土交通省太田川河川事務所および朝日航洋株式会社提供の航空レーザー測量データ (H21, H26) を基に作成

図 3.1.15 溪流縦断面図重ね合わせ図

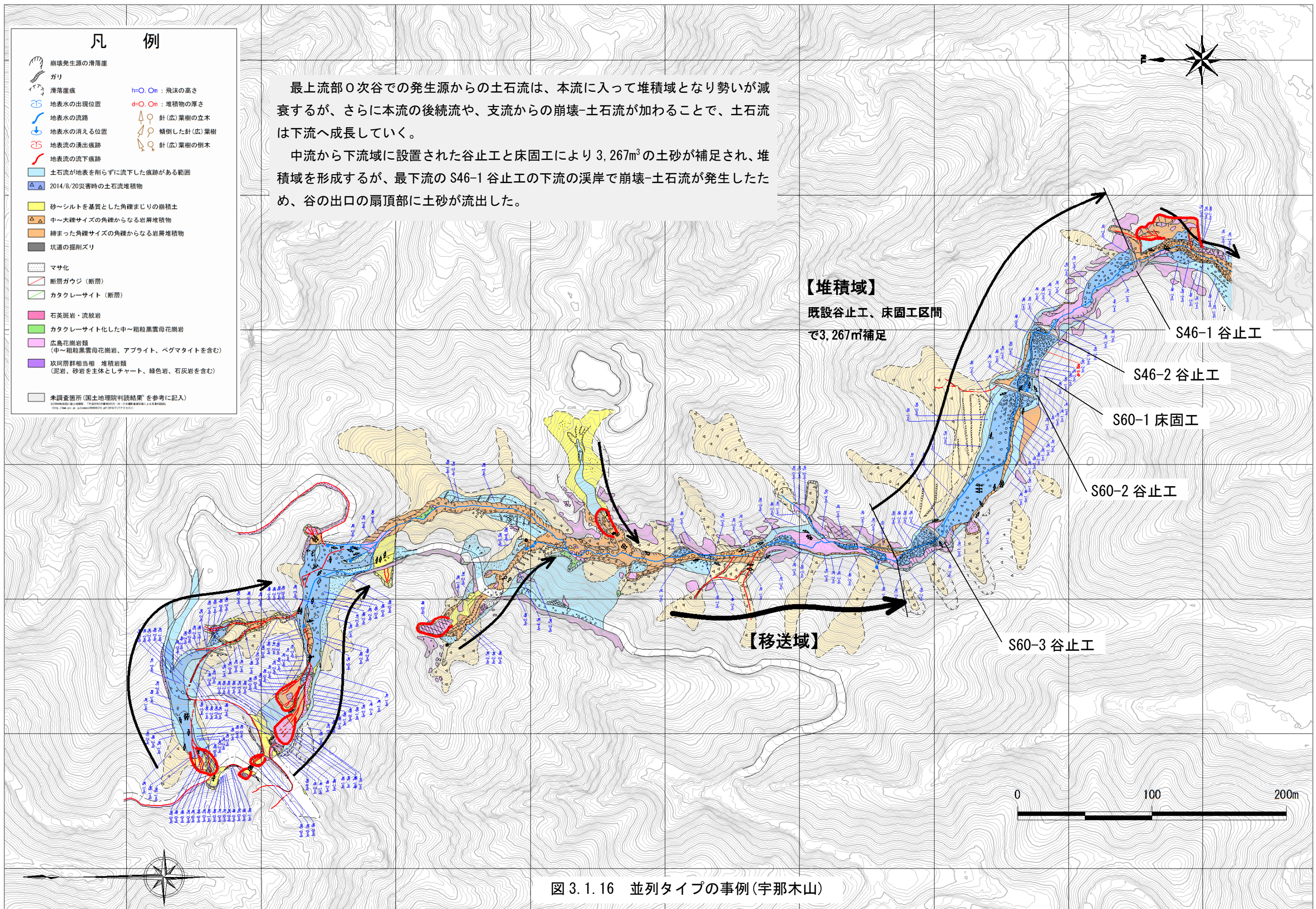


図 3.1.16 並列タイプの事例(宇那木山)

※国土交通省太田川河川事務所および朝日航洋株式会社提供の航空レーザー測量データ(H26)を基に作成

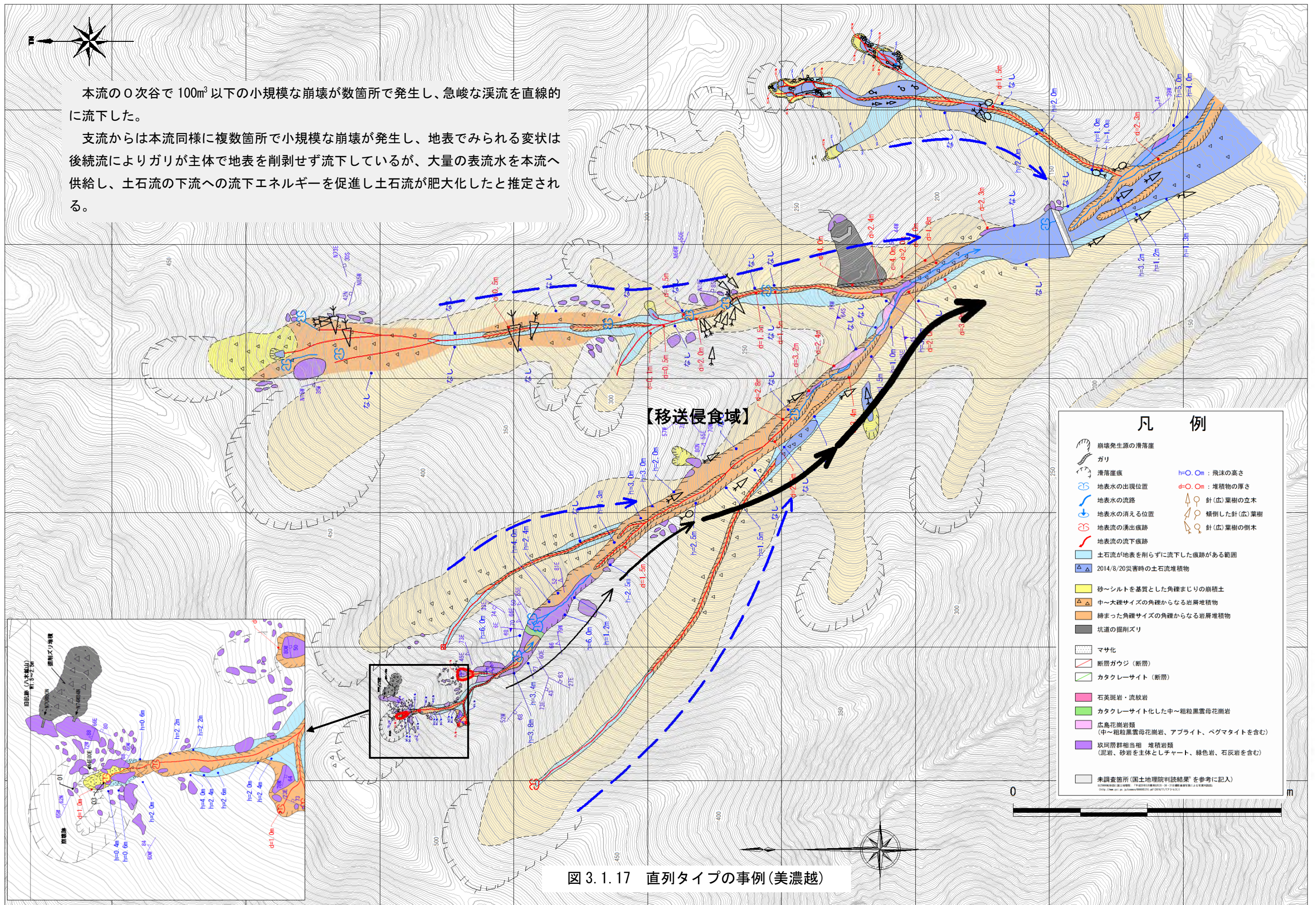


図 3.1.17 直列タイプの事例(美濃越)

※国土交通省太田川河川事務所および朝日航洋株式会社提供の航空レーザー測量データ(H26)を基に作成

(5) 規模が拡大しない土石流の特徴

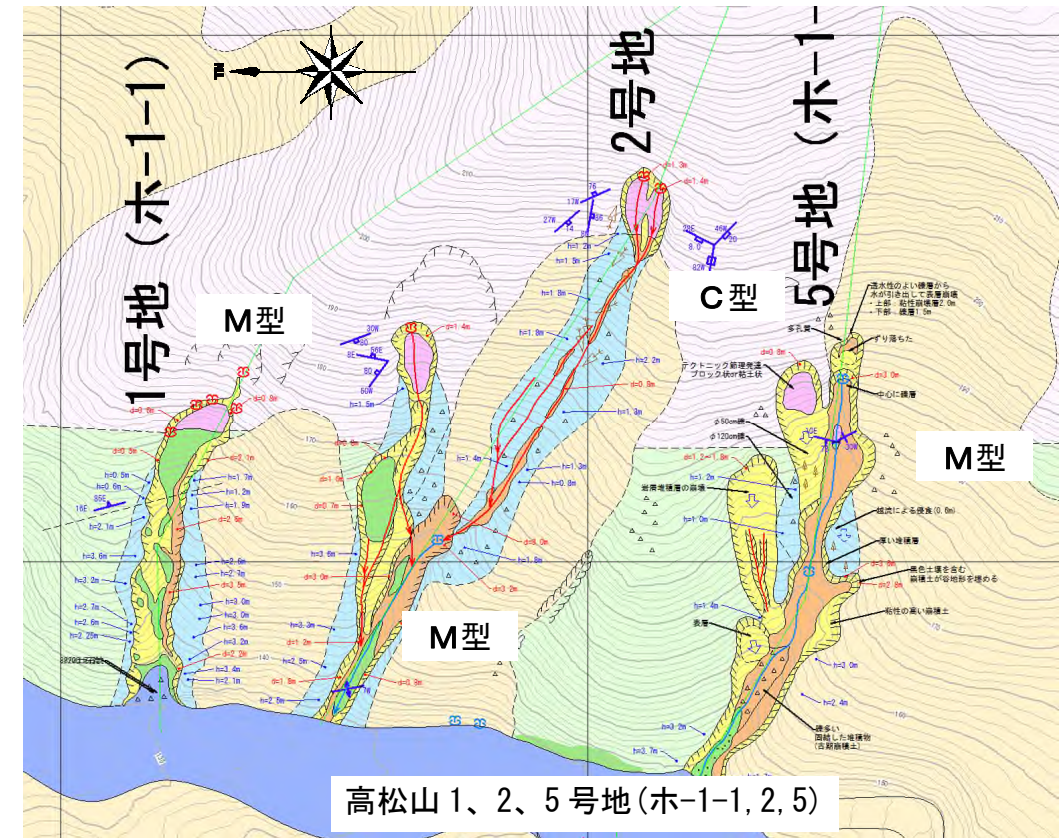
地形・地質踏査を実施した溪流には、0次谷で発生した単成崩壊-土石流が、下流で土石流の規模が拡大しない土石流がいくつかある。土石流化した溪流と土石流化していない溪流には次のような違いが見られた。

土石流が成長する溪流のうち、特に直列タイプのものには、土石流が発生する溪流の位置が、岩屑堆積物分布域の輪郭に沿った堆積物/基盤境界である場合が多く、土石流によって侵食された谷の横断面の形状は岩屑堆積物の側が切り立った左右非対称を呈する場合が多い(M型:溪流が岩屑堆積物の縁辺に位置)。

流下域で浸食が拡大する傾向は、基盤が浅く分布する発生域と類似した地盤条件が流下域に連続するM型のような場合であることが推定される。

一方、土石流が成長しないものは、土石流が発生した溪流の位置が、岩屑堆積物分布域の中心に沿った堆積物が最も厚い位置である場合が多い(C型:溪流が岩屑堆積物の中央に位置)。崩壊源から流出した土石流は地表を削らずに堆積物が地表を薄く覆い、後続流によるガリー浸食が発達するのみであることが多い。

このような違いは、発生場の予測や、対策を考える上で重要な発生特性であると思われる。



■ : 岩屑堆積物

M型 : 溪流が岩屑堆積物の縁辺に位置
C型 : 溪流が岩屑堆積物の中央に位置

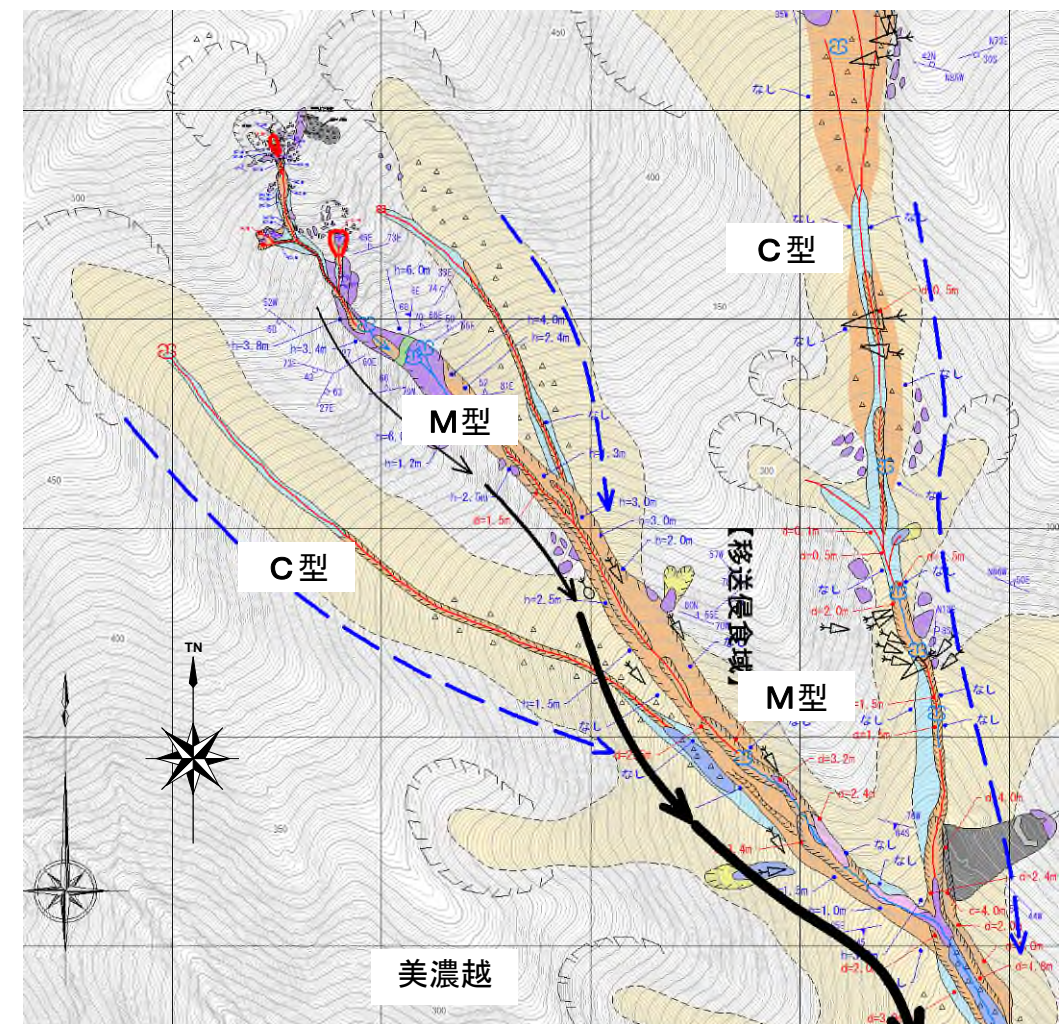
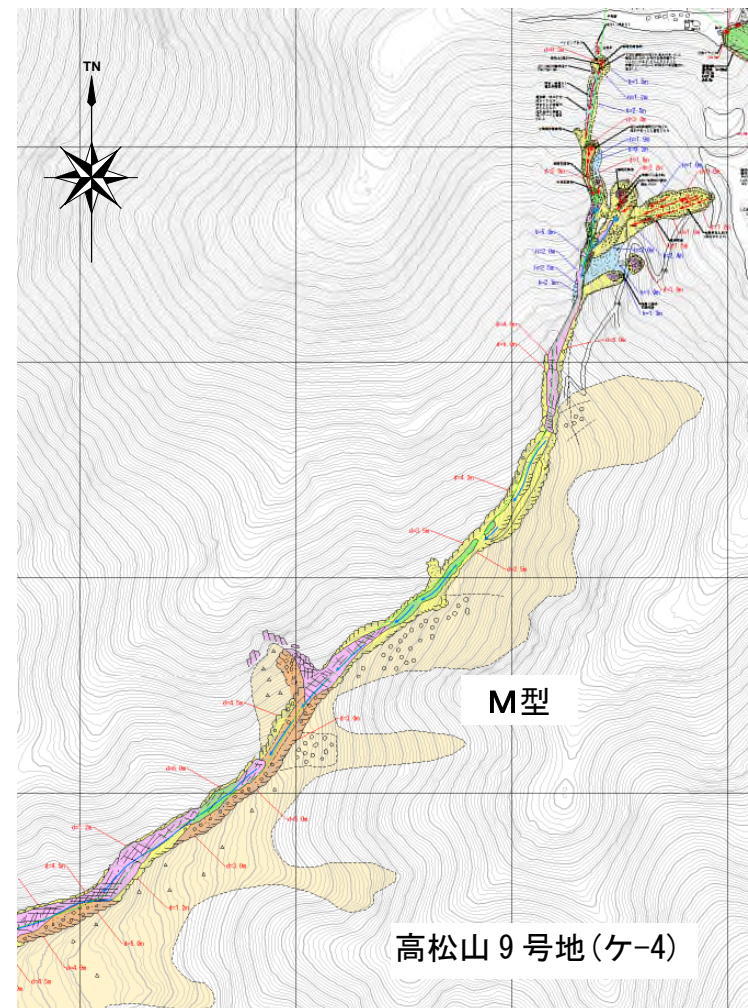
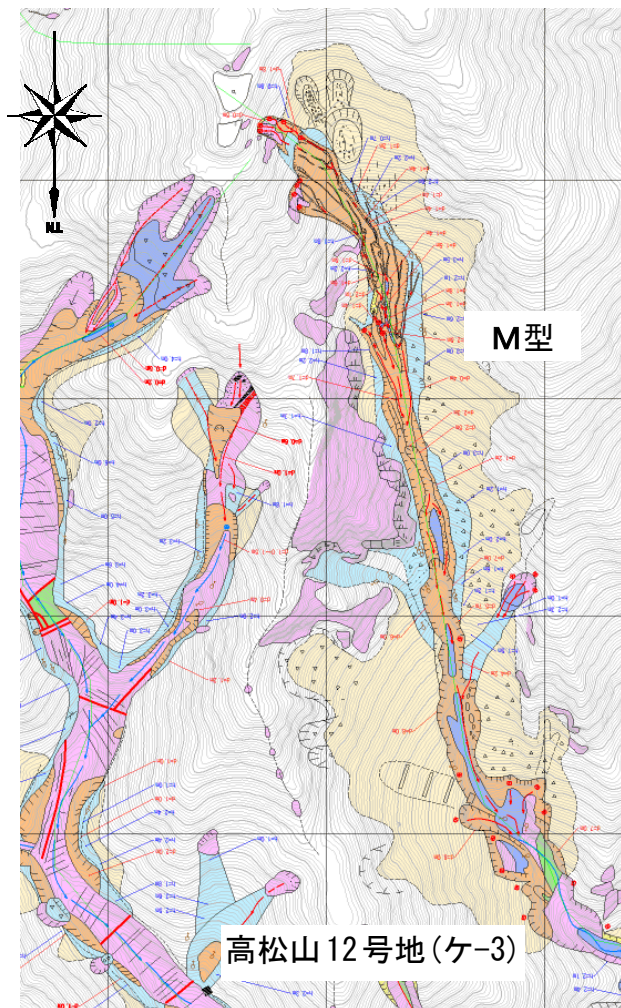


図 3.1.18 岩屑堆積物と溪流の位置関係

※国土交通省太田川河川事務所および朝日航洋株式会社提供の航空レーザー測量データ (H26) を基に作成



写真 3.1.4-A 高松山 2 号地(ホ-1-2) 移送域の状況
左岸側にはカタクレーサイト化した花崗岩、河床～右岸側には岩屑堆積物が分布



写真 3.1.4-C 高松山 9 号地(ケ-4) 移送域の状況
右岸側には花崗岩が、左岸側には岩屑堆積物が分布



写真 3.1.4-B 高松山 12 号地(ケ-3) 移送域の状況
右岸側には花崗岩が、左岸側には岩屑堆積物が厚く堆積



写真 3.1.4-D 高松山 3 号地(ホ-1-3)
右岸側には花崗岩が、左岸側には岩屑堆積物が分布

写真 3.1.4 溪流が岩屑堆積物の縁辺に位置 (M型)



写真 3.1.5-A 美濃越 支流発生域 C 崩壊源
 滑落崖高さ 2m。粘性土が露出。



写真 3.1.5-C 高松山 2 号地 (ホ-1-2) 崩壊源 b 崩壊源滑落崖の状況
 崩壊源末端のボトルネックになった位置(青矢印)では、表土層が浸食されずに残存。



写真 3.1.5-B 美濃越 支流発生域 C 崩壊源下方の流下域
 土砂が薄く堆積し、立木に土砂や根系、枝が引っかかっている。侵食は認められない。



写真 3.1.5-D 高松山 2 号地 (ホ-1-2) 崩壊源 b 流下域の状況
 立木が土砂や根系、枝を捕捉している。

写真 3.1.5 土石流が下流で成長しない事例 (C型)

3.2 崩壊-土石流のタイプと対策方針

3.1章で検討した崩壊-土石流の発生機構に基づき、今回の災害において発生した崩壊-土石流を、対策工を立案する観点から以下のように整理した。

(1) 単成崩壊-土石流

ほとんどの溪流の源頭部の0次谷で発生する土石流で、源頭部のみの崩壊土砂量は100～150 m³であり、1単元の流出土砂量は1,000 m³前後である。

対策方針としては、通常の間腹工（山腹基礎工、山腹緑化工）、治山ダム工で対応可能な規模である。

(2) 並列型（溪流での土石流の成長タイプ）

単成崩壊-土石流が溪流へ流入・合流して土石流が成長するタイプで、流入土砂量は

1,000 m³前後（3～6箇所が合流）で、流出土砂量は7,000～13,000 m³である。

対策方針としては、個々の単成崩壊-土石流に対して山腹工を実施すると共に、治山ダム工により流下域の溪床固定を図ることで流域全体を保全する。

(3) 直列型（溪流での土石流の成長タイプ）

最上流の単成崩壊-土石流が溪床侵食や溪岸崩壊を誘起し、土石流が肥大化するタイプで、上流での流入土砂量は1,000 m³前後であるが、流出土砂量は12,000～20,000 m³である。

対策は、流出土砂量、流体力・衝撃力が極めて大きいことから、溪流部において治山ダムを階段状に配置することが必要である。勾配が急であることから複数の施設を要し、事業規模は大きくなる。

表 3.2.1 単成崩壊-土石流の特徴・規模と対策方針

区分	単成崩壊-土石流
模式図	<p>1 源頭部が崩壊 ↓ 2 侵食を伴わない流出 ↓ 3 侵食を伴う流出 ↓ 4 溝状の侵食を伴う流出 ↓ 5 堆積若しくは流下</p> <p>*3が未発達で5が小規模なものもある</p>
特徴	崩壊→土石流の発生過程からみると一つの単元をなす単成崩壊-土石流が区分できる。
地形	0次谷と下流の谷地形
規模	源頭部のみの崩壊土砂量；100～150m ³ 1単元の流出土砂量；1,000m ³ 前後
対策方針	通常の間腹工（山腹基礎工、山腹緑化工）、治山ダム工で対応可能。
例	ほとんどの溪流源頭部の0次谷で発生。代表的な山腹崩壊地としては高松山1号、6号等。

表 3.2.2 溪流の土石流の成長タイプと対策方針

区分	並列タイプ	直列タイプ
模式図	<p>単成崩壊-土石流 溪流の侵食 溪流</p>	<p>単成崩壊-土石流 溪流の侵食 溪流</p>
特徴	単成崩壊-土石流が溪流へ流入・合流して土石流が成長する。	最上流の単成崩壊-土石流が溪流の縦横侵食を誘起し、土石流が肥大化する。
地形	緩やかな丘陵性山地	急峻な山地
規模	流入土砂量；1,000m ³ 前後×3～6箇所 流出土砂量；7,000～13,000m ³	流入土砂量；1,000m ³ 前後×1箇所 流出土砂量；12,000～20,000m ³
対策方針	個々の単成崩壊-土石流に対して山腹工等を実施すると共に、治山ダム工により流下域の溪床固定を図ることで流域全体を保全する。	流出土砂量、流体力・衝撃力が極めて大きいことから、溪流部において治山ダムを階段状配置することが必要。勾配が急であることから複数の施設を要し、事業規模は比較的大きくなることがある。
例	高松山ヶ6、宇那木山	高松山ヶ3、美濃越、犬戻鳴山

* 今回災害の降雨パターンである、先行雨量無し・短時間高強度集中型降雨の場合での区分である。

* 両タイプの中間的、複合的なタイプも存在する。

並列型と直列型の溪流での土石流の成長タイプは、地形条件を反映して、河床勾配の緩急によく表れている。図 3.2.1 は調査を行った全溪流のLPデータを用いて溪床縦断線である。土石流発生前後のH21データとH26データを重ね、崩壊発生箇所を投影した。図における溪流の配置は、縦断勾配が急なものを左に、緩やかなものを右にした。

並列型と直列型の溪床勾配の違いは、概ね20°付近を境界としている。

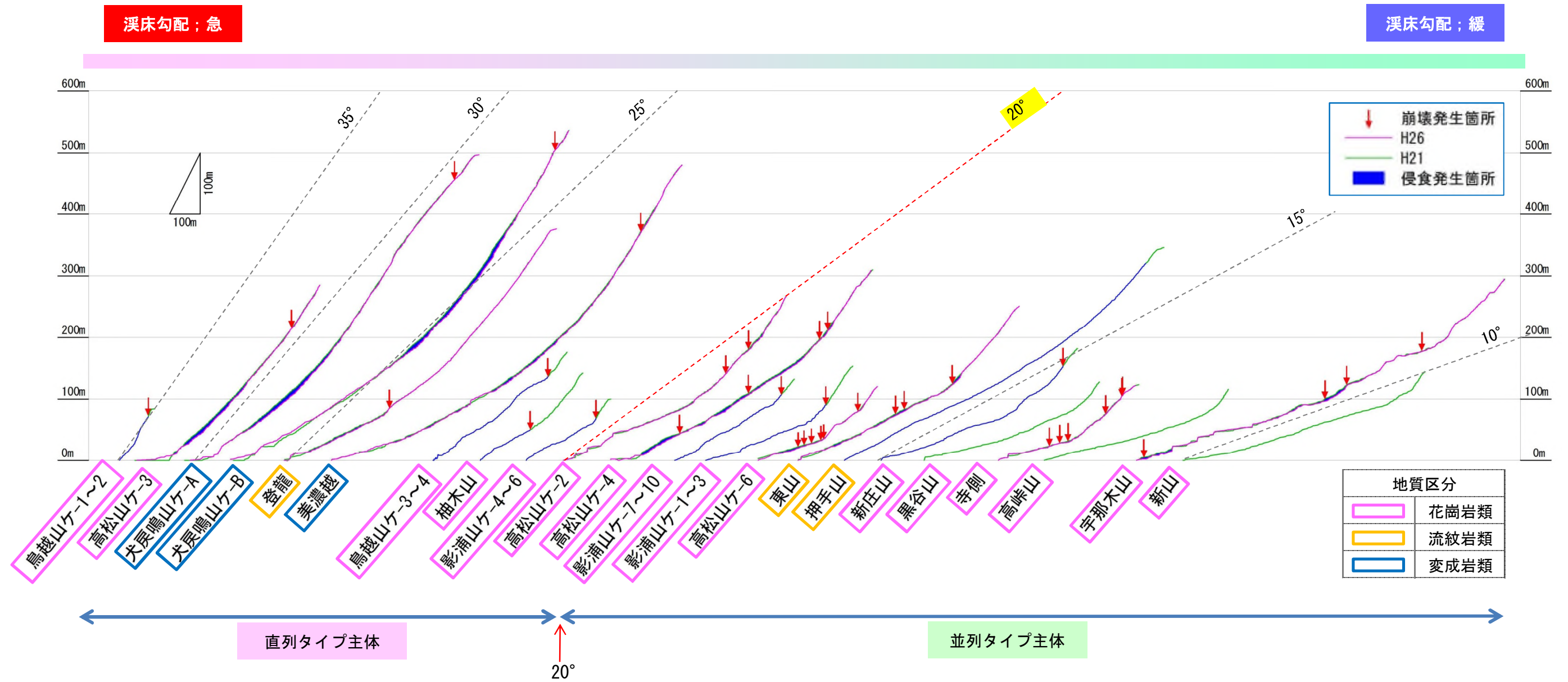


図 3.2.1 調査対象溪流の縦断線と複成崩壊—土石流の発生タイプ

※縦断図は国土交通省太田川河川事務所および朝日航洋株式会社提供の航空レーザー測量データ (H21, H26) を基に作成