

【建設工学研究所論文報告集第 60 号〔報告〕2018 年 11 月】

土砂災害の原因となった近年の降雨特性と 強雨による崩壊・土石流発生メカニズムについて

A Case Study for Mechanism of Debris Flows caused by Strong Heavy Rainfalls which often Appeared in these years

沖村 孝 植田 允教 鏡原 聖史
Takashi Okimura Mitsunori Ueda Satoshi Kagamihara

笠原 拓造 根本 信行
Takuzo Kasahara Nobuyuki Nemoto

1. はじめに

近年、時間雨量が 50 ミリを超える激しい雨が增加傾向にある。時間雨量 50 ミリは、気象庁で「非常に激しい雨」と定義され、「滝のように降る（ゴースと降り続く）」と形容される雨である。このように激しい雨が近年頻発している。図-1 は気象庁が発表したわが国における 50 ミリ/時の年間観測回数の変化である¹⁾。明らかに増加の傾向が読み取れ、図からは 10 年あたり 21.9 回増加していることが示されている¹⁾。一方、図-2 は、この時間雨量 50 ミリの増加がどの地方で多いかを示した結果である²⁾。これは図-1 の前半 10 年間と後半 10 年間の記録が、どの地方で多いかを示した結果である。これによると地方を問わず全国的に増加傾向にあるが、とくに沖縄、九州、四国地方では後半 10 年間の 2000 年代は 1980 年頃に比して 2.3~2.7 倍増加していること、近畿地方においても 2 倍に増加していることが示されている。この原因に関しては、観測地点の増加や観測精度の向上等が指摘されているが、これらの影響以上に地球温暖化の影響を受けていることが推定される。2018 年 5 月 13 日の NHK は、1980 年代の平均気温が 14.5℃であったのに対して、2010 年代のそれは 15.6℃であり約 1℃の増加になっており、これにより海面からの水蒸気量が増大することにより集中豪雨が頻発しやすくなっていると報じている³⁾。

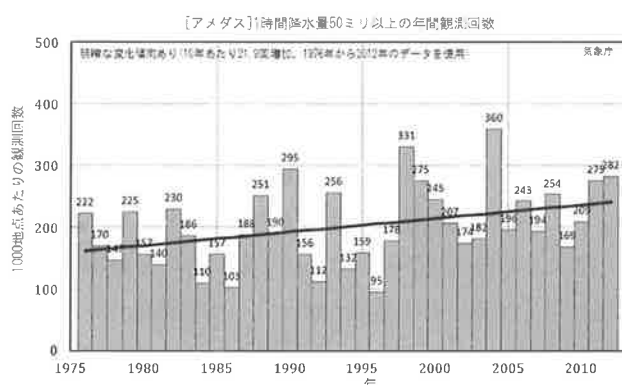


図-1 アメダスデータによる 1 時間降水量 50 ミリ以上の年間観測回数¹⁾

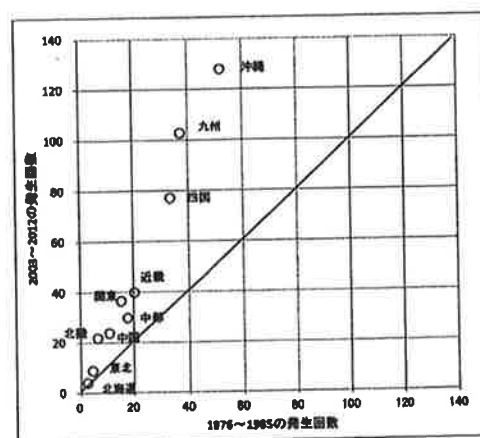


図-2 地域別時間雨量 50 ミリ以上の 10 年間平均発生回数²⁾

この集中豪雨の増大は、洪水の頻発のみならず土砂災害の頻発にも大きな影響を及ぼしている。本報では、2010年以降の顕著な土砂災害事例を引き起こした降雨の特徴を指摘し、この特徴によりどのような災害が頻発しているか、そのメカニズムはどのように考えられるかについて考察する。

2. 近年のわが国の土砂災害の代表的な事例とその時に観測された降雨特性

2.1 2010年 奄美大島豪雨災害

10月19日から20日に奄美大島は豪雨に見舞われ、住用地区では10月20日の日雨量は694ミリ、最大時間雨量は12時から14時にかけて130ミリ、131ミリと2時間継続した。この時のハイトグラフを図-3⁴⁾に示す。しかし、この住用から北東に約20km離れた名瀬では、日雨量は622ミリと、ほぼ同程度の値であったにもかかわらず、最大時間雨量は69.5ミリしか観測されていなかった。名瀬のハイトグラフを図-4⁴⁾に示す。この事実は、住用地区の豪雨は大きな降雨強度であったことに加えて、住用地区周辺に限られており局地性が顕著であったことを示している。

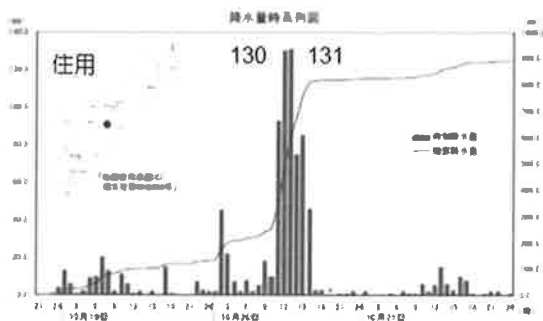


図-3 2010年奄美大島豪雨の住用地区のハイトグラフ⁴⁾

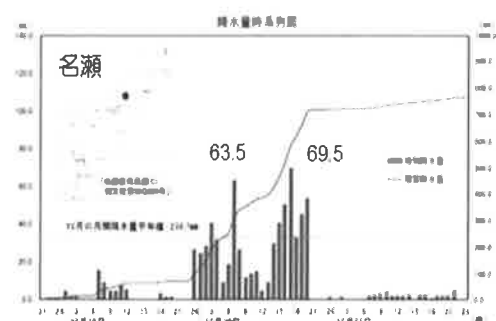


図-4 2010年奄美大島豪雨の名瀬地区のハイトグラフ⁴⁾

この豪雨により、土石流20か所、がけ崩れが32か所発生し、高齢者が3名亡くなった⁴⁾。崩壊はいずれも表層崩壊型で、植生はオキナワジイやカシであった。また、奄美大島では大規模にマツ枯れが進行している。翌年の2011年も豪雨に見舞われているが、その際には、前年の崩壊地で施工された復旧工の植生が再び剝奪される被害が生じていたことを、現地踏査により確認した。

2.2 2011年 紀伊半島災害

台風12号の影響を受けて、紀伊半島では8月31日から9月4日まで降雨が続き、奈良県上北山村では年間降水量の67%に相当する1,812ミリの降雨があった⁵⁾。しかし最大時間雨量は55ミリであった。この時の降雨量分布を図-5⁵⁾に、ハイトグラフを図-6⁵⁾に示す。図-5より、この降雨により多量の総降雨量を示す赤色系の分布は紀伊半島のほぼ東半分を占め、広域にわたって多量の雨が降ったことがわかる。しかし図-6では降雨強度は55ミリとそんなに多くなく、継続時間が長かったことが総降雨量を大きくしたと推定される。

和歌山県や奈良県では死者71名、行方不明14名の大きな被害⁶⁾が出現するとともに、深層崩壊によるせき止め湖が5か所で出現⁷⁾し、一時は決壊が心配される事態が発生した。この時の降雨パターンは、総降雨量は多いが、降雨強度は前年の奄美大島豪雨(図-3参照)と比較するとそんなに大きくない降雨であった。紀伊半島は毎年多量の降雨に見舞われているため、表層崩壊や土石流は、雨慣れのためか出現せず、多量の総降雨量に起因する深層崩壊が発生したと思われる。もし、この紀伊半島で前年に発生した奄美大島型の強雨が出現した場合、土石流型の崩壊が発生する可能性は否定しきれないと思われる。

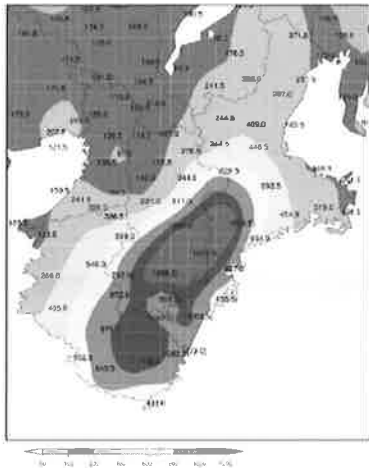


図-5 紀伊半島豪雨の総雨量図⁵⁾

上北山 2011年08月31日01時~2011年09月05日01時

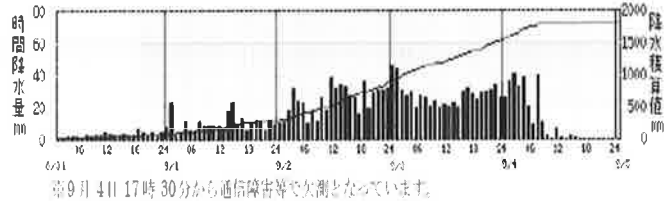


図-6 2011年台風12号による紀伊半島豪雨の
ハイエトグラフ(上北山)⁵⁾

2. 3 2012年九州北部豪雨

7月12日の豪雨による崩壊が阿蘇市の北～東側に位置する阿蘇外輪山の急斜面の谷壁斜面の遷急点付近から、砂礫と泥流の土石流が数多く発生した。一連の豪雨により死者30名、負傷者27名、全壊家屋3,298棟にも達する災害が発生した⁸⁾。この地域では約20年前の1990年7月2日も豪雨に見舞われている。これらの豪雨のハイエトグラフを図-7⁸⁾に示す。

両者ともに日雨量降雨は448ミリ、493ミリとほぼ同量であるが、時間雨量分布をみると1990年の降雨では最大値が67ミリであったのに対して、2012年では106ミリを記録し、80ミリ/時を超える強雨が4時間継続している。1990年ではこのような強雨は見られないことが大きな特徴である。

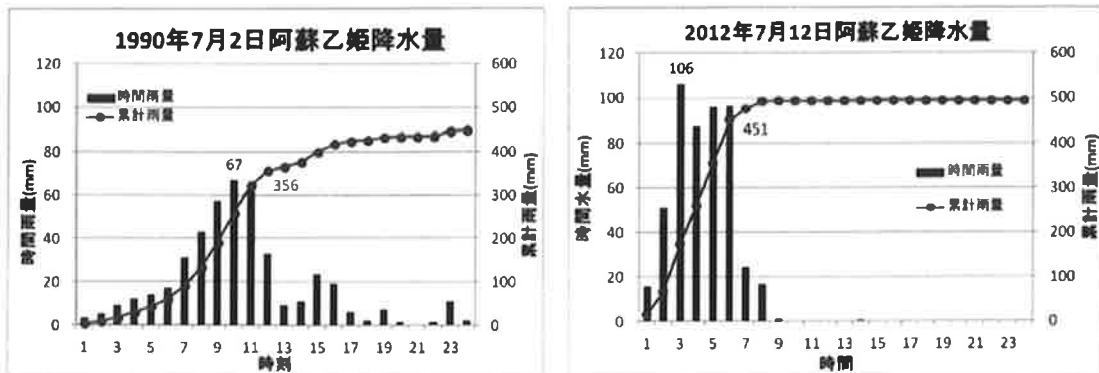


図-7 阿蘇における1990年と2012年九州北部豪雨のハイエトグラフ⁸⁾

このように強雨を伴って出現した降雨特性により発生した土石流(写真-1参照)は、大きな岩塊を伴って長距離・広範囲に流下・堆積し(写真-2参照)、大きな被害が発生した。



写真-1 出現した土石流（熊本県大津町立野地区）
右側は道路より発生している⁸⁾



写真-2 流出した巨石（矢ヶ部氏提供）

2. 4 2013年 山口・島根豪雨災害

2013年は各地で豪雨災害が頻発した。7月28日は山口県で100ミリ/時を記録、山口県と島根県境で300ミリ/日の豪雨があり、山口と島根で死者・行方不明5名の災害が発生した⁹⁾。8月9日には秋田・岩手豪雨があり、鹿角市で108.5ミリ/時、総降雨量400ミリ以上を記録した。仙北市では土石流が発生し6名が亡くなる惨事があった¹⁰⁾。両方の豪雨ともに「記録的大雨に関する警戒情報」が発令された。8月30日には「大雨特別警報」の運用が開始され、9月16日は台風18号により京都府、滋賀県、福井県に初めて大雨特別警報が発令、福知山市内で由良川が氾濫した¹¹⁾。10月15～16日には伊豆大島で台風26号による大雨が発生した（2.5に後述）。本報では、本節で山口・島根豪雨、2.5で伊豆大島豪雨の2事例を紹介する。

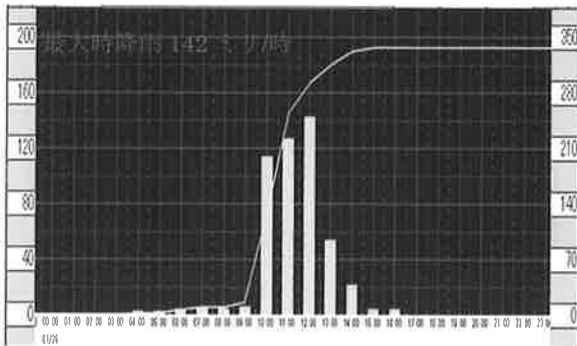


図-8 2013年山口豪雨のハイトグラフ
(JR西日本須佐駅)¹²⁾



写真-3 山頂地区から発生した土石流¹²⁾

図-8¹²⁾はJR西日本の須佐駅で観測された豪雨のハイトグラフを示したものである。最大時間雨量は142ミリ、100ミリ/時を超える雨が3時間継続し、強雨を伴った豪雨であったことがわかる。同駅では37年間の観測記録があるが、総降雨量、時間雨量ともに過去最大の値であった。この降雨により山腹斜面では尾根近くから土石流が発生（写真-3参照）、トンネル付近の土石流によりトンネル内に土砂が流入、堆積した。一方、河川では流量の増大により洪水が発生し、鉄道橋の桁の流失、橋脚の洗掘・転倒等の被害が発生した¹²⁾。今まで観測されることがなかった記録的な豪雨が出現したために、大きな災害となったことが推定された。

2. 5 2013 年 伊豆大島豪雨災害

図-9 は大島地区で観測されたハイエトグラフである。最大時間雨量 122.5 ミリ、3 時間連続雨量 335 ミリ、日雨量 824 ミリは、いずれも観測史上最大値であった¹³⁾。大島地区の特別警報の目安は 147 ミリ/3 時間であり、実観測雨量はこの値の 2.3 倍にも達していたが、大雨特別警報は 50 年に一度の降雨確率である 147 ミリ/3 時間が 10 か所以上で観測されることが条件であったため、伊豆大島では 10 か所に満たなかったので大雨特別警報は発令されなかった。当該地方は三原山の溶岩が基岩を形成し、その上に度重なる噴火によりローム層やスコリア層が分布しているが、これらの土層、特にスコリア層が飽和、崩壊し、土石流状で流下した。さらに後続した豪雨により崩壊した土砂が、崩壊地を洗い流すように流下したため、降雨停止後に撮影された写真-4 では、御神火スカイラインの路面は掃除されたようにきれいに洗い流されていた。このことは降雨停止後に一般に実施される現地踏査により得られる崩壊地形情報は、崩壊直後のそれとは異なる可能性があることを暗示している。本地区では土砂と流木が泥流状に流下したため、植生の樹皮が剥がされ、磨かれたきれいな樹木が流下し、市街地にある 3 か所の橋梁でせき止められて（写真-5 参照）、氾濫災害の原因となっていた。山腹斜面崩壊後にも継続する豪雨により、崩壊箇所では洗掘や後退性崩壊が発生し、結果的に崩壊面積が拡大した影響が大きくなるであろうことが印象として強く残っている。この豪雨による伊豆大島での被災は、死者 36 人、行方不明 3 人、重軽傷者 22 人にも達した¹⁴⁾。

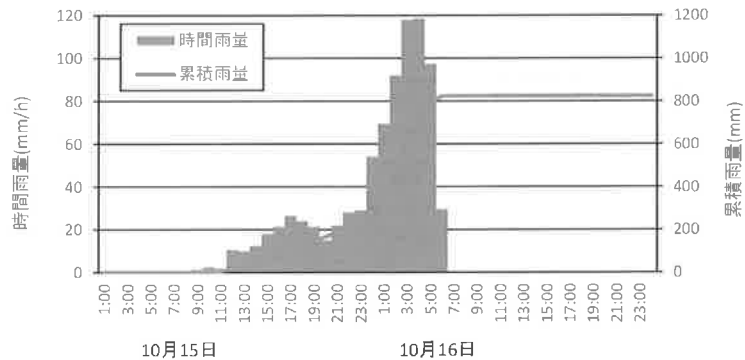


図-9 大島地区ハイエトグラフ¹³⁾



写真-4 直後の御神火スカイラインの様子
2013 年 11 月 3 日 国際航業株式会社撮影

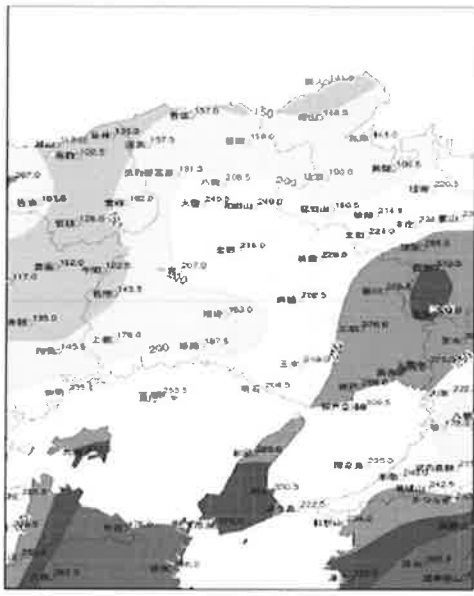


写真-5 伊豆大島元町地区の流木堆積箇所
国際航業株式会社撮影

2. 6 2014 年 北六甲豪雨

8 月 10 日に台風 11 号の影響を受けて、淡路島南部と六甲山系北部で集中豪雨があった。この時の雨量分布を図-10¹⁵⁾に、ハイエトグラフを図-11¹⁵⁾に示す。図-10¹⁵⁾からは淡路島南部と北六甲地域に大きな降雨があったことがわかる。

図-11¹⁵⁾は気象所管の観測所で観測された記録である。この豪雨では神戸空港で最大 64.5 ミリ/時が観測されたが、六甲砂防事務所観測の有馬川では、8月8日～12日で総降雨量 531 ミリ、8月10日に時間雨量 88.0 ミリを記録した(図-12¹⁶⁾参照)。このように地域的に大きく異なる局所的な豪雨であったことがわかる。この豪雨により崩壊面積 1,000m²以上の崩壊が 42 か所で発生した¹⁶⁾。六甲山系における従来の気象台観測の時間最大雨量は 1939 年 8 月 1 日の 87.7 ミリ、第 2 位が 1976 年 7 月 9 日の 75.8 ミリであったため、これらの記録を更新する強雨が出現した。しかし気象台の観測ではないため、気象台記録には残らない。この豪雨により、兵庫県内では全壊 2 棟、半壊 1 棟、一部損壊 139 棟の被害が出た¹⁷⁾。この時発生した土石流の一例を写真-6 に示す。山頂付近で発生した土石流は、途中の道路を破壊したが、下流に築造されていた砂防ダムにより抑止されたことがわかる。この時に発生した崩壊・土石流の詳細に関しては、4.3 に後述する。



8月8日11時～11日02時までのアメダス期間降水量

図-10 2014年北六甲豪雨の総降雨量図¹⁵⁾

アメダス時系列グラフ(降水量:8月9日03時～8月10日15時)

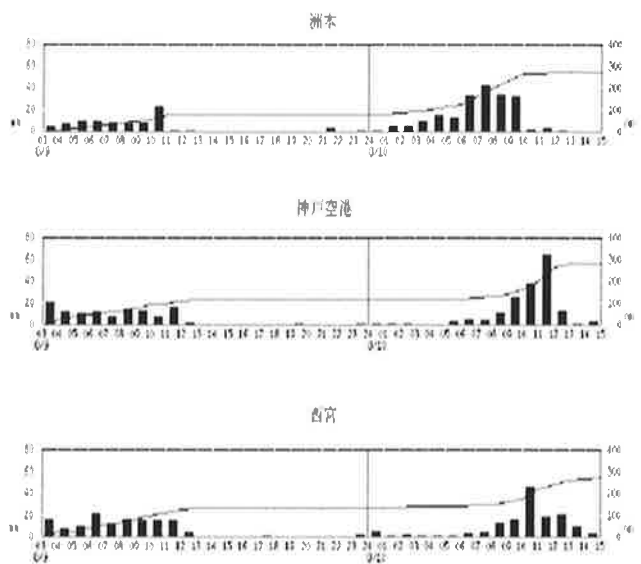


図-11 2014年北六甲豪雨のハイトグラフ¹⁵⁾

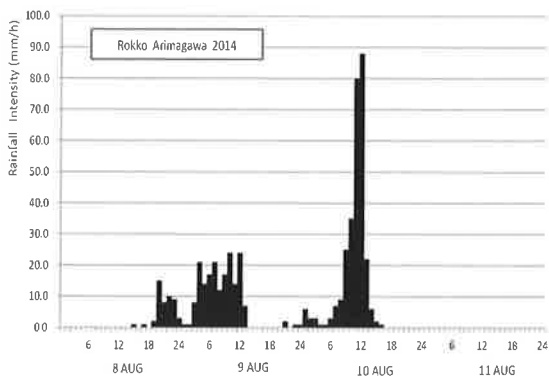


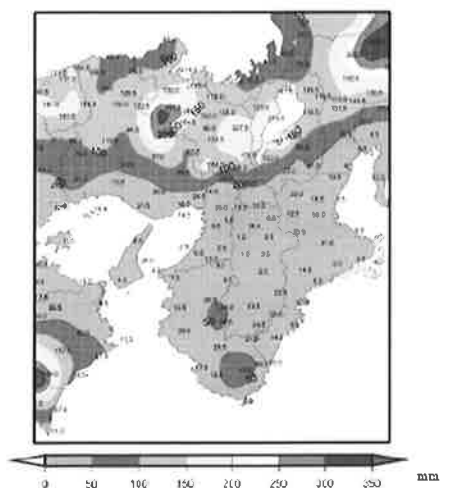
図-12 六甲有馬川で観測されたハイトグラフ¹⁶⁾



写真-6 発生した土石流の一例¹⁶⁾

2. 7 2014年 丹波豪雨

上述した北六甲豪雨から約1週間後の8月16日深夜から17日早朝にかけて丹波市市島町や福知山市を中心に豪雨があった。この時の雨量分布図を図-13¹⁸⁾に、ハイエトグラフを図-14¹⁸⁾に示す。図-13¹⁸⁾からは丹波市や福知山市を中心に限られた地域で強雨があったことがわかる。図-14¹⁸⁾では、市島町より約15km南の柏原町での記録では、最大時間雨量は43.5ミリであった。しかし、国土交通省による市島町竹田川の北岡本地区の観測結果は最大時間雨量91.0ミリを記録している(図-15¹⁹⁾)。このことは、今回の豪雨も局地性が強く、限られた地域に集中して強雨があったものと推察できる。この時の記録では、深夜2時の約55ミリ/時に続いて91ミリ/時を記録している¹⁹⁾。このように丹波でも、短時間に、空間的に限られた地域に強雨が集中的に降ったことが特徴である。この強雨により、丹波市内では1名が死亡、全壊家屋は18棟、大規模半壊が9棟、半壊が41棟に達する大きな被害が出現するとともに、土石流型の崩壊が104か所で発生し、これらからの流出土砂で小河川が氾濫し、多くの流出土砂が家屋の床下や田畑に堆積する災害が発生した²⁰⁾。写真-7は丹波市市島町前山地区で発生した土石流の様子である。多くの崩壊が、尾根付近から出現し、土石流となって下流に流れたことがわかる。



8月15日02時～17日24時までのアメダス期間降水量

図-13 2014年豪雨の総降雨量図¹⁸⁾

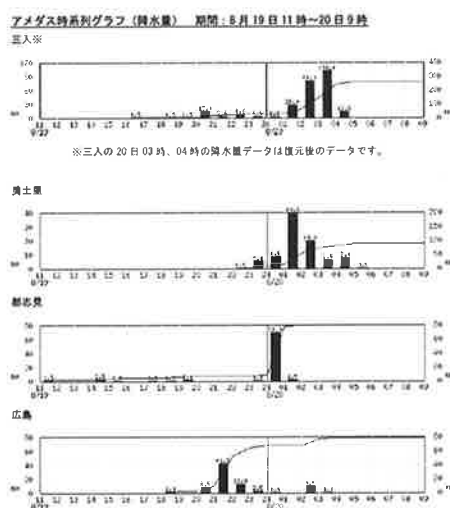


図-14 2014年丹波豪雨のハイエトグラフ¹⁸⁾

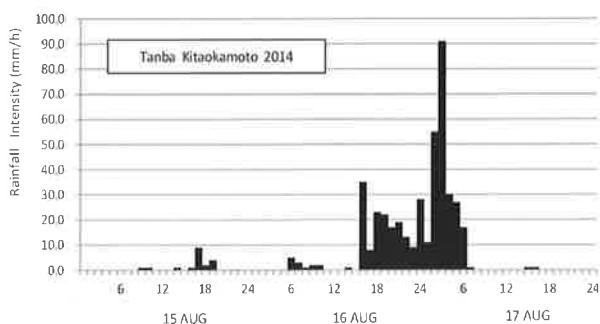


図-15 丹波市北岡本におけるハイエトグラフ¹⁹⁾



写真-7 丹波市市島町における土砂災害
(国際航業提供)

2. 8 2014年 広島豪雨

丹波豪雨からおよそ3日後の8月19日深夜から20日早朝にかけて、広島市北部の阿佐南区を中心に、強雨が短時間に局所的に集中して出現する特性を持った豪雨が現れ、死者74名、重傷者8名、軽傷者36名、全壊家屋133棟、半壊

家屋 122 棟に達する大きな災害が発生した²¹⁾。この時の雨量分布図を図-16²²⁾に、ハイトグラフを図-17²²⁾に示す。図-16²²⁾より雨量分布は局所的な分布であったことがわかる。この時の雨の降り方は、本地区では 2 時から 4 時の未明にかけて 81 ミリ/時と 101 ミリ/時の強雨が 2 時間連続して降ったことがわかる。これにより発生した土石流が山麓域に分布する住宅地を襲って大きな災害が発生した。この時に出現した土石流を、写真-8 に示す。ここでの土石流も尾根付近から発生して、下流に流れ、堆積していることが特徴的である。降雨は深夜であったため、限られた地域で多くの死者が出たことが大きな特徴であった。

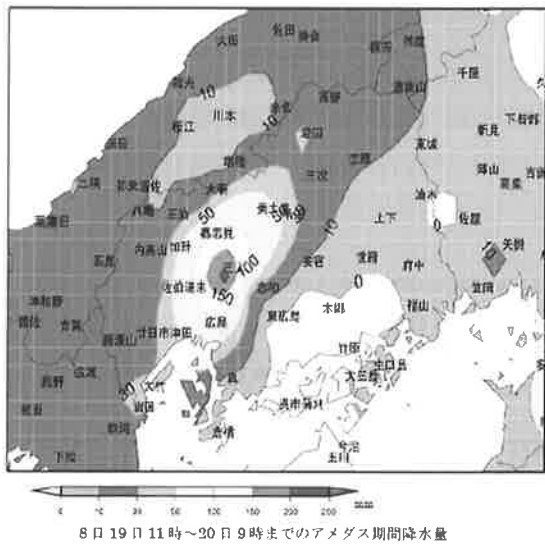


図 - 16 2014 年広島豪雨の総降雨量図²²⁾

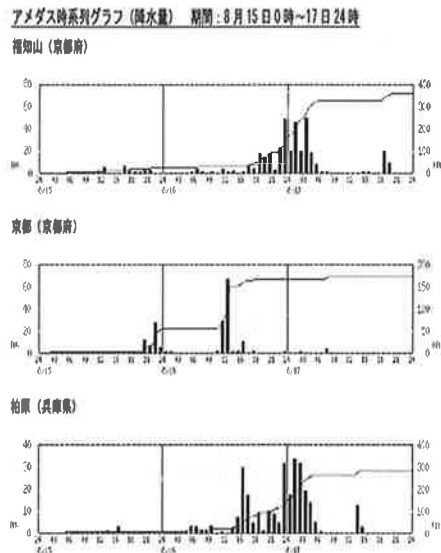


図 - 17 2014 年広島豪雨のハイトグラフ²²⁾



写真-8 広島市における土砂災害（左：安佐南区八木，右：安佐北区可部東）

国土地理院 平成 26 年(2014 年)8 月豪雨による被害状況に関する情報広島県の被災地域の斜め写真(8 月 20 日撮影) (<http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/h26-0816heavyrain-index.html>) より

2. 9 2017 年 九州北部豪雨

7 月 5 日、朝鮮半島から中国地方に伸びていた梅雨前線がゆっくり南下し、この前線に向かって暖かく湿った空気が流れ込み、大気の状態が不安定となった。このため福岡県筑後地方では猛烈な雨が降り続き、福岡管区気象台では初めて大雨特別警報を 17 時 51 分に発表した²³⁾。福岡県朝倉市では 15 時 23 分までの 1 時間に、これまでの極値を更新する 129.5 ミリを観測し、日降水量も極値を更新する 516.0 ミリを観測した²³⁾。この豪雨により、流木を伴った土石流が発生し、死者 33 名、行方不明者 5 名、全壊 238 戸、半壊 803 戸、一部損壊 39 戸にも達する大災害が発生した²⁴⁾。この時の雨量分布図を図-18²³⁾、ハイトグラフを図-19²³⁾示す。図-18²³⁾からは、朝倉市を中心に、300 ミリ以上の分布が

見られ、朝倉市では 560 ミリを超える豪雨があったことがわかる。一方、図-19²³⁾からは、正時で観測した時間雨量は 106 ミリであるが、任意の時間における最大時間雨量は上述したように 129.5 ミリであった。12 時から 13 時まで、更には 14 時から 16 時まででは 60 ミリ/時を超える降雨が集中していたことがわかる。この豪雨により土石流が多発し、流木を伴っていたため各所で氾濫し、広域にわたって土砂が流出した。写真-9 は、朝倉市赤谷川沿いで見られた崩壊である。斜面長が短かったため土石流までには至っていないが、遷急点を介して、上部の頂部斜面と下部の谷壁斜面の両方に崩壊が見られる。

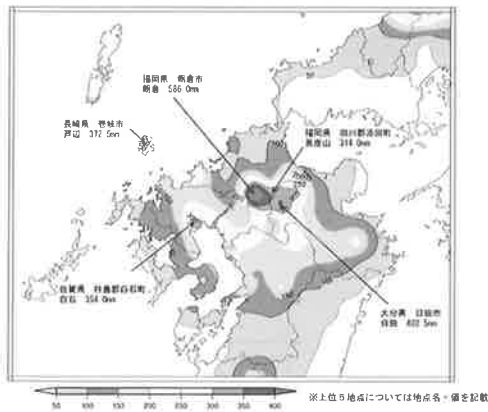


図-18 2017 年 7 月九州北部豪雨の総雨量分布図²³⁾

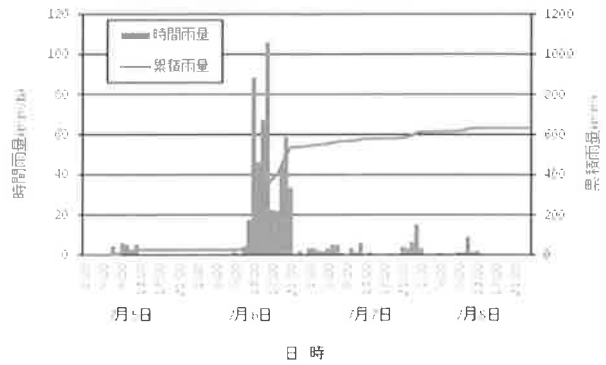


図-19 2017 年 7 月九州北部豪雨 (アメダス朝倉) のハイトグラフ²³⁾



写真-9 朝倉市赤谷川沿いで見られた遷急点を含む崩壊²⁵⁾

3. 近年の降雨タイプの違い

表-1 は六甲山系における 1938 年と 1967 年の災害発生時の降雨に加えて、前節 2. で紹介した土砂災害を伴った、近年の降雨記録をまとめたものである。この表では時間雨量 70 ミリ以上があった降雨を仮に「強雨タイプ」と分類し、時間雨量 30～70 ミリの降雨があった場合を「長雨（弱雨）タイプ」と称することとした。時間雨量 70 ミリを採択した背景は、六甲山系において 2014 年までは経験したことがなかった災害発生の原因となった時間雨量であったためである。ここで「本格的降雨」とは一連の降雨のなかで、強雨の場合は 70 ミリ/時が、弱雨の場合は 30 ミリ/時が最初に出現した時刻から最後に出現した時刻までの降雨を言い、その間の総降雨量を「本格的降雨の降水量」とし、この間の最大時間雨量を「本格的降雨の最大時間雨量」とした。「本格的降雨の平均時間雨量」は、「本格的降雨の降水量」をその「継続時間」で除した値とした。

表 - 1 強雨タイプの降雨と長雨（弱雨）タイプの豪雨の違い

降雨タイプ	発生年	観測場所	継続時間 (時間)	本格的降 雨の降水 量 (ミリ)	本格的降 雨の最大 時間雨量 (ミリ/時)	本格的降 雨の平均 時間雨量 (ミリ/時)
強雨	2010	奄美大島(住用)	5	498.5	128	99.7
(70 ミリ/時 以上)	2012	阿蘇(乙姫)	4	383.5	106	95.8
	2013	山口(須佐)	4	386.5	142	96.6
	2013	伊豆大島(大島)	5	497	122	99.4
	2014	神戸(有馬川)	2	168	88	84
	2014	丹波(北岡本)	1	91	91	91
	2014	広島(三入)	2	182	101	91
長雨	1938	神戸(気象台)	4	132.9	47.5	33.2
(30 ミリ/時 以上)	1967	神戸(気象台)	4	184.5	69	46.1
	2011	紀伊半島(上北山)	53	1,448	46	27.3

注) 本格的降雨とは、基準雨量(70 ミリ/時および30 ミリ/時)の最初の出現時刻から最後の出現時刻までの雨量を指す。

この表からは、土砂災害を起こした「本格的降雨の継続時間」は1~5時間で、例外は紀伊半島豪雨で53時間であった。このため、この時の降雨は継続時間が長い特徴を持った長雨のタイプであったことがわかる。加えて、この豪雨は本格的降水量も年間降水量の50%近くにも達する多量の雨が降った。このため雨水が地中深くに浸透し、その結果、深層崩壊が発生したものと推察できる。一方、強雨タイプの「本格的降雨の最大時間雨量」は、88ミリから142ミリまで多様であるが、いずれも2014年まで六甲山系では経験したことがなかった大きな時間雨量を示している。これが長雨タイプの最大時間雨量では、最大で1967年の神戸の69ミリであった。最大降雨強度が数時間継続するという土砂災害にとって危険な降雨条件は、「本格的降雨の平均時間雨量」である。強雨型では時間雨量88ミリ/時(神戸有馬川)を除くと、いずれも90ミリ/時以上で、やはり「今まで経験したことのない豪雨」であるとか、「遠方の視界が困難な豪雨」と表現されるような豪雨が継続していたことがわかる。このような降雨で継続時間が2時間以上降り続けると、最初に崩壊し、溪流に堆積した土は後続する強雨によって浸食され、かつ洗い流されることが推定され、結果的に土石流型の崩壊が数多く出現することになったのではないかと推察される。

4. 強雨時における土砂移動の現象

表-1では近年の豪雨による土砂災害が発生した降雨の特徴を示したが、どのような土砂移動により土砂災害が発生したかは明らかではない。前章の2.ではこれらの土砂災害の原因となった土砂移動形態を写真で示した。これらの写真では、土石流の土砂形態が出現していることが多く見られた(例えば、写真-1、写真-3、写真-6、写真-7および写真-8など)。この事実は、強雨時には上述したように土石流が発生しやすいことを暗示している可能性がある。

以下では、まず弱雨と判定した1938年や1967年に六甲山系で発生した土砂移動形態は、表層崩壊型の小規模崩壊であるという特徴を示し、次に、土石流に対しては、従来考えられている発生原因を紹介し、更に、強雨時に出現した土石流との違いを明らかにする。

4. 1 弱雨時に発生した土砂移動形態とそのメカニズム

ここでは、1967年で多発した弱雨による土砂移動発生形態とそれらの崩壊メカニズムについて説明する。

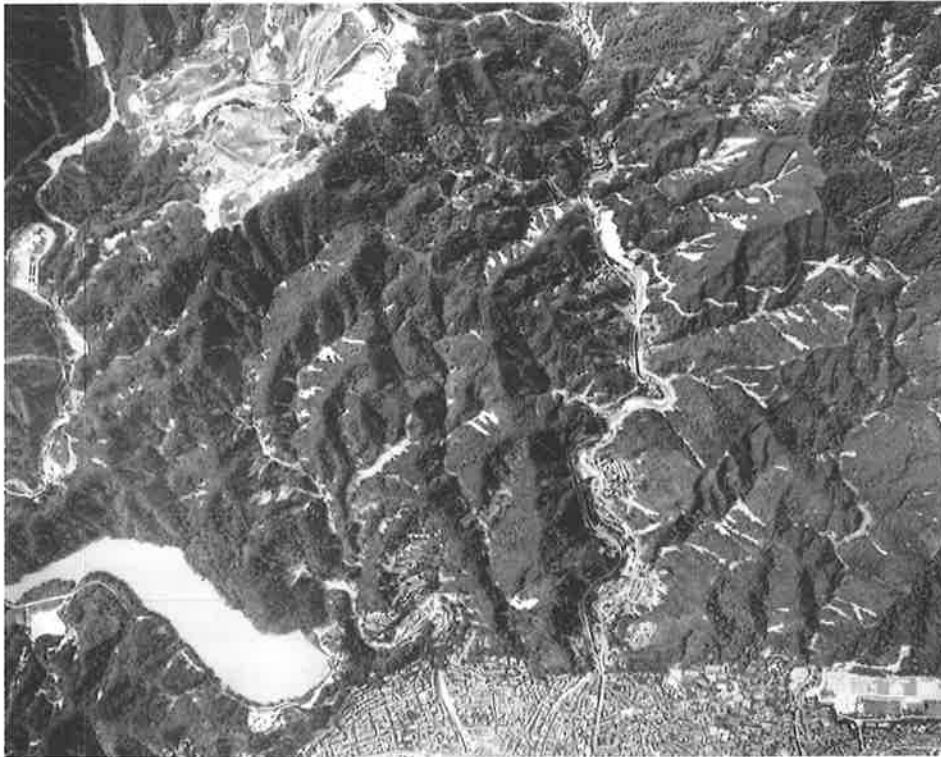


写真-10 1967年豪雨後の空写真 (RG-535-14の一部)

山腹斜面の明るい白地が崩壊地

六甲砂防事務所提供

写真-10は、豪雨直後に撮影された六甲山系に出現した崩壊を示したものである。この写真で白く映っている場所が崩壊場所である。既に紹介した強雨による土石流事例とは異なり、小規模な崩壊が山腹斜面（谷壁斜面）に多数点在していることがわかる。空中写真の実体視を通して、崩壊場所を縮尺1/10,000の地形図に移写した結果、総崩壊数は3,755か所であり、崩壊源の大きさは平均して長さ約14m、幅約9mの表層崩壊であったことが明らかになっている²⁶⁾。これより、1967年に出現した土砂移動形態は、土石流型ではなかったことが指摘される。

この表層崩壊型の崩壊メカニズムとしては、弱雨の降雨中では、弱雨強度より浸透能が大きいため、雨水は殆どすべて表土層内に浸透し、これが不透水層である基岩に達すると表土層内で雨水の貯留が始まり、地下水面が形成されるとともに、貯留水が下方に浸透・流下することが考えられる。降雨の継続により、表土層に供給される雨水の量が増え、図-20示すように、遷緩点付近では、動水勾配が小さくなるため浸透速度が遅くなることや、下流では左右岸からの浸透水を集めることにより浸透水面が上昇する。基岩と表土層の境界もしくは表土層内に推定される表層崩壊のすべり面では、浸透水位の上昇が有効応力の減少につながり、その結果、遷緩点付近で表層崩壊が発生すると考えられ、このメカニズムで崩壊が発生するものとして崩壊予想モデルも提案されてきた²⁷⁾。表層崩壊が発生することなく、表土層内の浸透水面が地表面に接すると、流速が大きくなり、このため土粒子が流されることによるパイピングが発生して、異なる原因で崩壊が出現するメカニズムも提案された²⁸⁾。これらはいずれも遷緩点付近で発生する現象であり、崩壊した土砂は土石流化することなく崖錐として斜面上、もしくは溪流内に堆積する。一方、頂部斜面近くの遷急点から下流側の谷壁斜面では、一般に、急傾斜であるため、弱雨では浸透水面の流下流速は大きくなり、遷急点直下の谷壁斜面での水位上昇はほとんどなく、また表土層厚も薄いため、崩壊はほとんど発生せず、土石流化しない。このような模式図を図-20に示した。

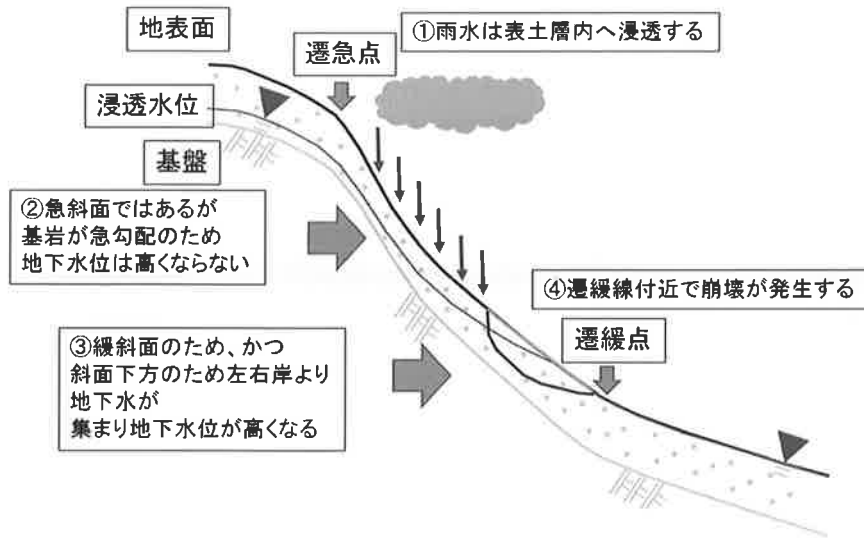


図-20 弱雨による崩壊イメージ

4. 2 従来考えられてきた土石流の発生メカニズム

土石流の発生は、従来、以下の原因で考えられてきた。溪流沿いの左右岸の谷壁斜面で豪雨時に小規模崩壊が発生すると、崩壊した土砂は、溪流内で堆積し、不安定土砂となる。降雨が継続すると溪流を流下する雨水は、この不安定土砂でダムアップされるが、不安定土砂であるためすぐに決壊する。この決壊により、ダムアップされていた渓流水は一気に堆積していた土砂と一緒に流下することになる。これが原因となって土石流が発生する。土石流は土砂を混入しているため、大きな密度の流れとなり、その浸食力は大きくなる。これが下流に流下することにより、雪だるま式に大きな土石流となる。このメカニズムを図-21の模式図で示した。

もう一つの考え方は、降雨により溪流の流量が増大すると、溪流の掃流力の増大により渓床に溜まっていた不安定堆積物（砂、礫、流木等）が流下を始め、これにより、流水は密度の大きな流れになり土石流が発生する。このメカニズムを図-22の模式図で示した。

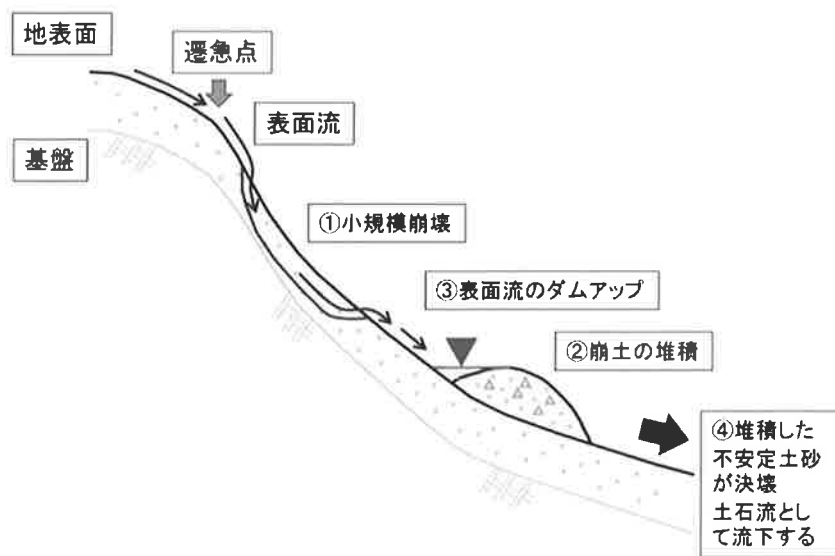


図-21 決壊起因型土石流の模式図

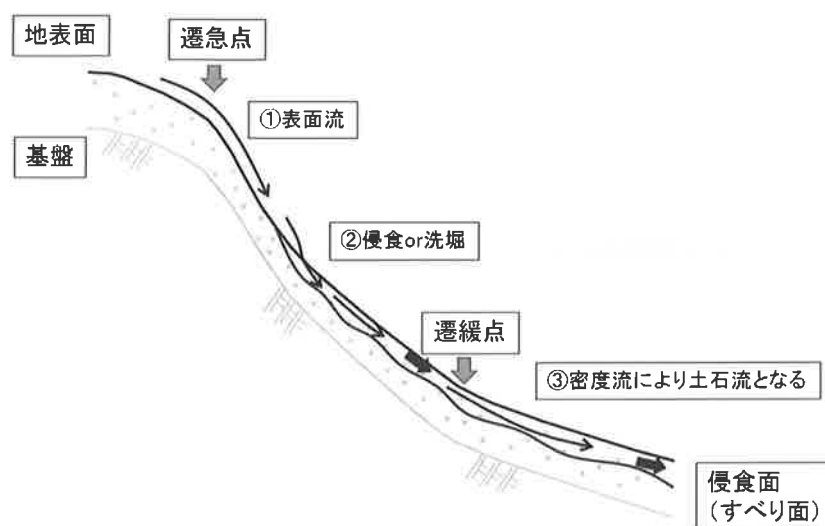


図-22 掃流型土石流の模式図

これら二つのメカニズムは、土石流発生原因を示したものであり、どこで土石流が発生するかに関しては言及していない。現状では、溪床の現地調査により不安定堆積物や、崩壊堆積物の分布を調査することにより土石流発生の可能性を調べてきた。本研究では最終的には数値地形モデルを用いて土石流発生の可能性を指摘することにあるため、土石流の発生可能性のある場所を明らかにすることであり、以下の考察を進めた。

4. 3 強雨により発生した土石流の位置

ここでは、強雨で出現した土石流はどのような場所、位置で発生していたのかについて考察する。強雨による土石流の発生の場については、既に、前章の2. で示した写真（例えば、写真-1、写真-3、写真-6、写真-7および写真-8など）から、その発生場所は、いずれも山頂部付近から出現している事例が多いことがわかる。この山頂部付近を詳しく見ると、頂部斜面から谷壁斜面に移行する遷急点付近から土石流が始まっていることが上述した写真からも明らかである。この遷急点の場所は、一般に「9合目」と呼ばれることが多いため、本報では強雨による土石流を「9合目土石流」と仮に呼ぶことにする。

鏡原ら²⁹⁾は、2014年の北六甲豪雨を対象に、この強雨によって発生した土砂移動箇所の傾斜を、崩壊と土石流ごとに求めた。この時の降雨は「2.6 2014年北六甲豪雨」で紹介したように、六甲山系では初めて時間雨量が88ミリと強雨型の降雨であった。この時発生した崩壊分布図より崩壊と土石流に分け、更にはそれぞれの崩壊傾斜角が求められた²⁹⁾。この結果を図-23示す²⁹⁾。崩壊と土石流を合わせた「全体」の分布では、30～35度の傾斜で最も多く発生しているが、次には40～45度で多く発生していることが特徴的である。六甲山系における過去の災害例では、昭和42年災害があるが、その際には、崩壊発生地では35～40度の傾斜角が最も多かったことが報告されている³⁰⁾。2014年の強雨による土砂移動では、この傾斜より急な傾斜で、崩壊や土石流が多く出現していたことがわかる。特に、傾斜角40～45度では、崩壊よりも土石流の出現数の方が多いことが特徴的である。この急傾斜の角度は4.1で述べたように遷急点付近の谷壁斜面であると思われる。現地調査からも遷急点付近では土石流の方が崩壊よりも発生しやすいことを示していた。これが9合目土石流と思われる。ところが、この9合目付近は、上流側ではすぐに頂部斜面に達するため、集水面積が小さく、大きな谷は発達しない。加えて、遷急点から下流側では急傾斜の谷壁斜面が続いているが、急傾斜面では、六甲山の場合、表土層が形成されにくく、崩壊や土石流が出現しにくい場所である。にもかかわらず、この付近で滑落崖が出現し易い理由としては、1)谷壁斜面のどこかで発生した崩壊や土石流が、後退性崩壊により遷急点にまで達し、そこで後退性崩壊が停止したため、結果的に遷急点付近に土石流滑落崖が現れたか、2)あるいは本報で着目している強雨という条件下で、何らかの水文条件が9合目付近で出現して、土石流発生の端緒となったのが考えられる。

本報では、後者 2)の原因を探るため、2014 年に六甲山系で発生した土石流の発生場所の現地踏査を実施した。その結果、9 合目土石流が発生した場所では、遷急点から上流側の頂部斜面で「谷頭凹地」が見られる場所で土石流が出現していたことがわかった。谷頭凹地は雨水が集水される条件ではあるが、上述したように集水面積は小さく、崩壊や土石流の原因とはならないと思われたが、念のため、この谷頭凹地の出口で、降雨中の流量の動態を次に把握することにした。

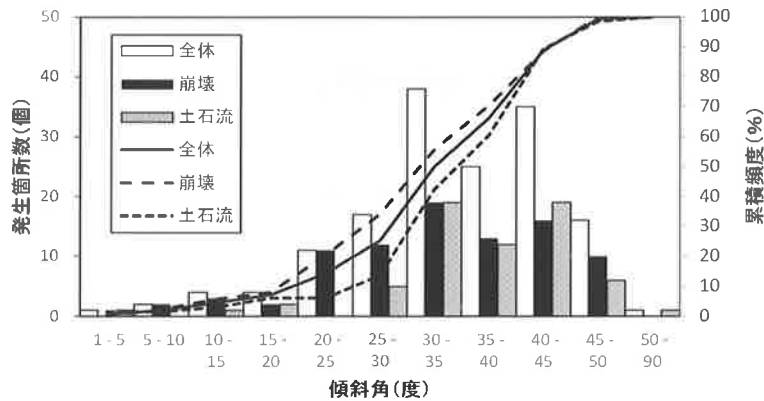


図-23 2014 年北六甲豪雨により出現した土砂移動と傾斜角²⁹⁾

5. 谷頭凹地の水文調査

9 合目付近の地形は、一般に図-24 に示すように、頂部斜面と谷壁斜面が存在し、その境界には遷急線が走っている。頂部斜面と谷壁斜面は小縮尺地形図では等高線が平行に近い平面斜面に見えるが、大縮尺地形図では、頂部斜面ではまだ谷まで発達していない浅い凹地が見られる場合がある。この凹地は谷壁斜面では 0 次谷に続く形状を示すが、頂部斜面では、溪流にまで発達していない、いわゆる「谷頭凹地」が見られる。傾斜は頂部斜面であるため緩く、六甲山系では 35 度以下である。このため浸食力が弱く、溪流にまで発達せず浅く、縦横断形状は緩やかな凹地として残っている地形である。9 合目土石流は、この谷頭凹地の下流側の溪流に沿って発生していることが多い。なかには、谷壁斜面のみならず頂部斜面の谷頭凹地までもが削剥されている場合も見られる(写真-9 参照)。これは谷頭凹地の崩壊土砂が、下流側の谷壁斜面の土石流を誘発したか、あるいは谷壁斜面の土石流の滑落崖が後退性崩壊等により谷頭凹地まで拡大した結果かは定かでない。2014 年に発生した谷頭凹地内の崩壊の状況を写真-11 に示す。写真には凹地内の風化残積土が崩壊し、やや深い谷となり、更に、この崩壊滑落崖から二次的に落ちた岩塊が凹地に堆積している。この場所において、降雨と流出がどのようなになっているか調査するため、谷頭凹地溪流でインターバルカメラを設置して、観察を行った。



写真-11 谷頭凹地 (撮影箇所は図-25)

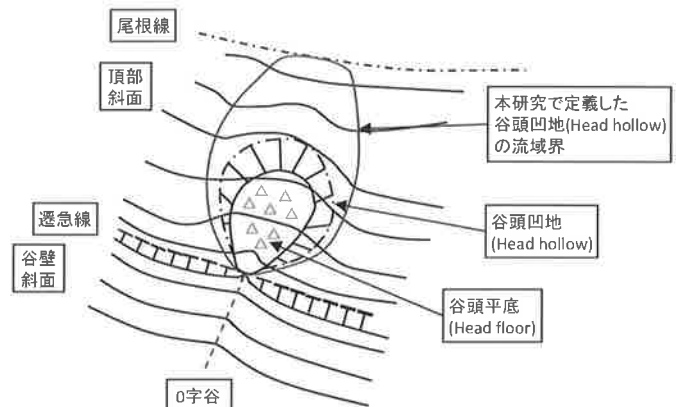


図-24 谷頭凹地模式図

5. 1 谷頭凹地における流出量の観測

前述したように、谷頭凹地の出口にインターバルカメラを設置して、溪流内の浸透水の挙動を観察した。設置位置を図-25 に示す。カメラ上流の集水面積は約 $0.008\text{km}^2(0.8\text{ha})$ であり、溪床の流下痕跡の状況から無降雨期には地表流はみられないが、降雨時には地表流が発生するものと推測される。観察は2016年9月から11月の約3か月間実施し、10秒間隔で溪床の状況を撮影した。インターバルカメラ設置状況を写真-12 に示す。観察期間中に総雨量 100mm を超す降水は9月18日～23日の台風第16号に伴う降雨が1回発生した。この時の降雨と地表流の状況を以下に整理する。

降雨と溪床の地表流の状況を図-26 に、インターバルカメラの映像を写真-13 に示す。地表流は、9月20日の12:45の降雨ピーク付近（前期降雨は約140ミリ）で出現した。その後、徐々に流量は増してゆき、降雨のピークから約2時間遅れの14:30頃に急増する。14:30頃から15:30頃が流量のピークで16:30頃にかけて緩やかに流量は減少する。16:30以降、地表流は減少傾向ではあるが、若干の流量を保ったまま次の日の14:00頃まで流れ続けた。

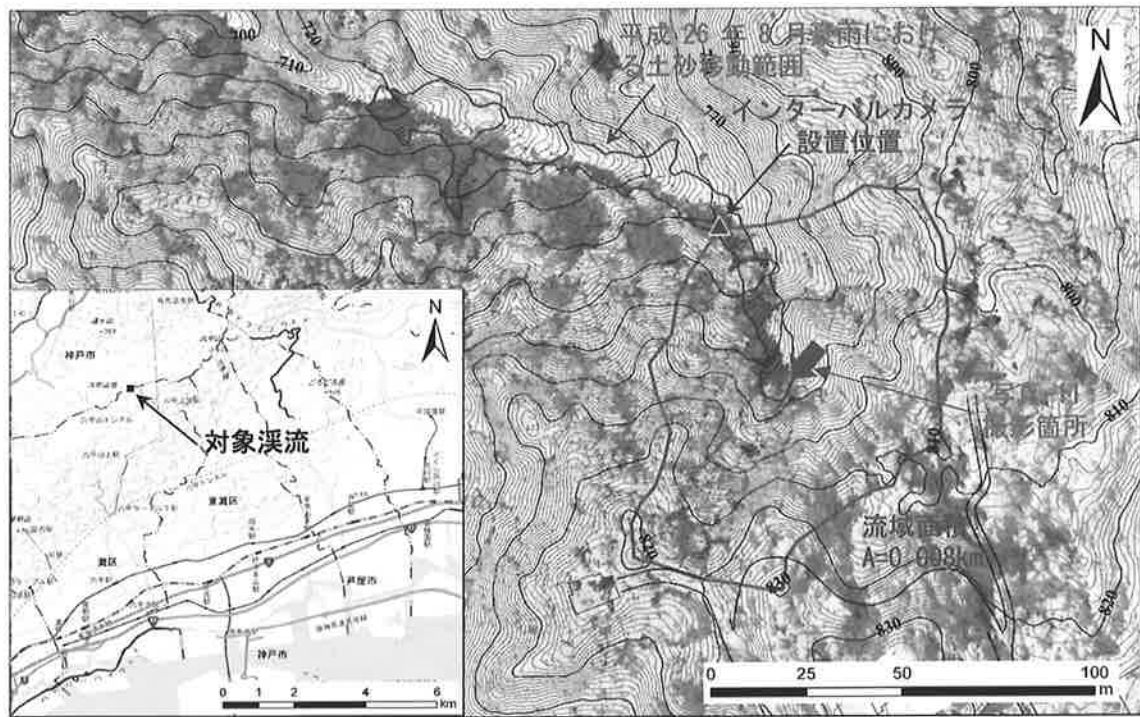


図-25 インターバルカメラ設置位置〔観測期間：2016.9.2～11.23〕
 (神戸市灘区六甲山町北六甲 (北緯 34.767869, 東経 135.239486))



写真-12 インターバルカメラ設置状況

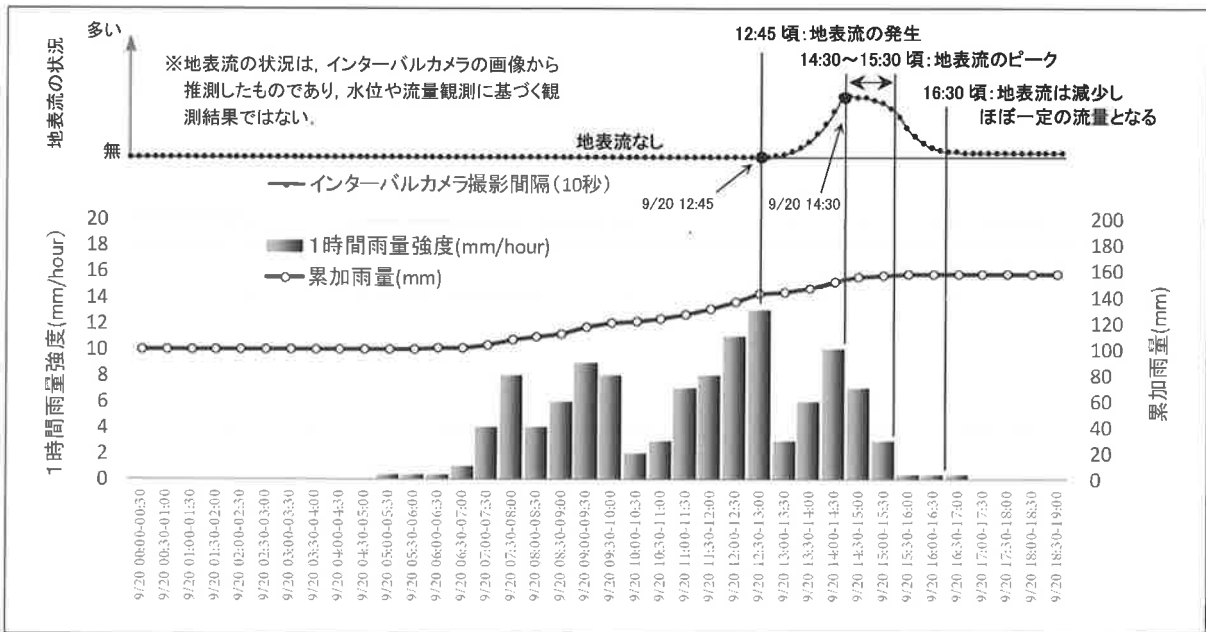


図-26 観測された流出状況と降雨状況

(2016年9月20日の降雨状況：気象庁解析雨量 1kmメッシュ No. 52351129)



画像-1 2016.9.20 7:00 頃
地表流は見られない(累加雨量約 100mm)



画像-2 2016.9.20 12:45 頃
地表流が発生する
(累加雨量約 140mm, 1 時間雨量 13mm[降雨ピーク])
この後、地表流は 14:30 頃にかけて増加してゆく



画像-3 2016.9.20 14:30 頃
地表流が急増する
(累加雨量約 150mm, 1 時間雨量 10mm)
増加した地表流の流量は 15:30 頃まで維持され、その後
徐々に減少する。雨は 16:30 頃に止むが、地表流は若干
の流量を保ったまま次の日の 14:00 頃まで維持される

写真-13 観測された地表流の状況 (インターバルカメラの撮影画像)

以上の観察より、谷頭凹地に浸透した雨水の挙動について考察すると下記のようなものである。

- ・降雨初期では雨水は山腹斜面へ浸透し涵養される
- ・今回の観察では、地表流が発生するまでの先行降雨は約 140 ミリであった
- ・山腹斜面に浸透した雨水は、表土層中を徐々に流下し、谷頭凹地の谷出口に集まり地表流となって渓床を流下するが、140 ミリまでは地表流は観察されなかった
- ・今回の観察では、12:00 から 13:00 の降雨のピークは、14:30 から 15:30 の地表流ピークとなって現れる (降雨ピークと地表流ピークのタイムラグは約 1.5~2.5 時間)
- ・山腹斜面の浸透水位が高い場合は、比較的短時間で地表流となる
- ・今回の観察では、14:00~14:30 の降雨ピークは、直後の 14:30-15:30 の地表流ピークに含まれると推測される (降雨ピークと地表流ピークの時間差は約 0~1 時間)

なお、上記の結果は総降水量約 160 ミリ、最大時間雨量 13 ミリ程度の 1 降雨の観測における考察であるため、今後、異なる降雨規模や降雨パターンの検証が必要と考えられる。

以上の観察結果より、降雨開始から 140 ミリ近くの降雨があっても流出は観察されないが、その後に降雨のピークがあると、1.5~2.5 時間のタイムラグで流出が発生し、その後の流出量はその後に観測される降雨の大きさを反映することが推定される。このタイムラグは、雨水が表土層内へ浸透する際の、不飽和状態での湿潤前線の降下と、基岩に達して不飽和から飽和状態への移行に要する時間と推定される。表流水が生じる強雨の場合では、地表流が生じることが考えられるため、湿潤前線の降下速度は大きくなり、雨水が基岩に達する時間が短縮される可能性があり、タイムラグは短くなる。このタイムラグの間、強雨が継続すると時間の短縮のみならず、浸透量が増大し、結果的に流出量も増大するものと思われる。このように谷頭凹地出口における流出が、急に増大することにより、遷急点下方の谷壁斜面で崩壊

もしくは土石流が発生する可能性が推定された。このような水文調査結果より、この流出水量の急増現象が、9合目土石流の一つの原因ではないかと想定された。この場合の模式図を図-27に示す。

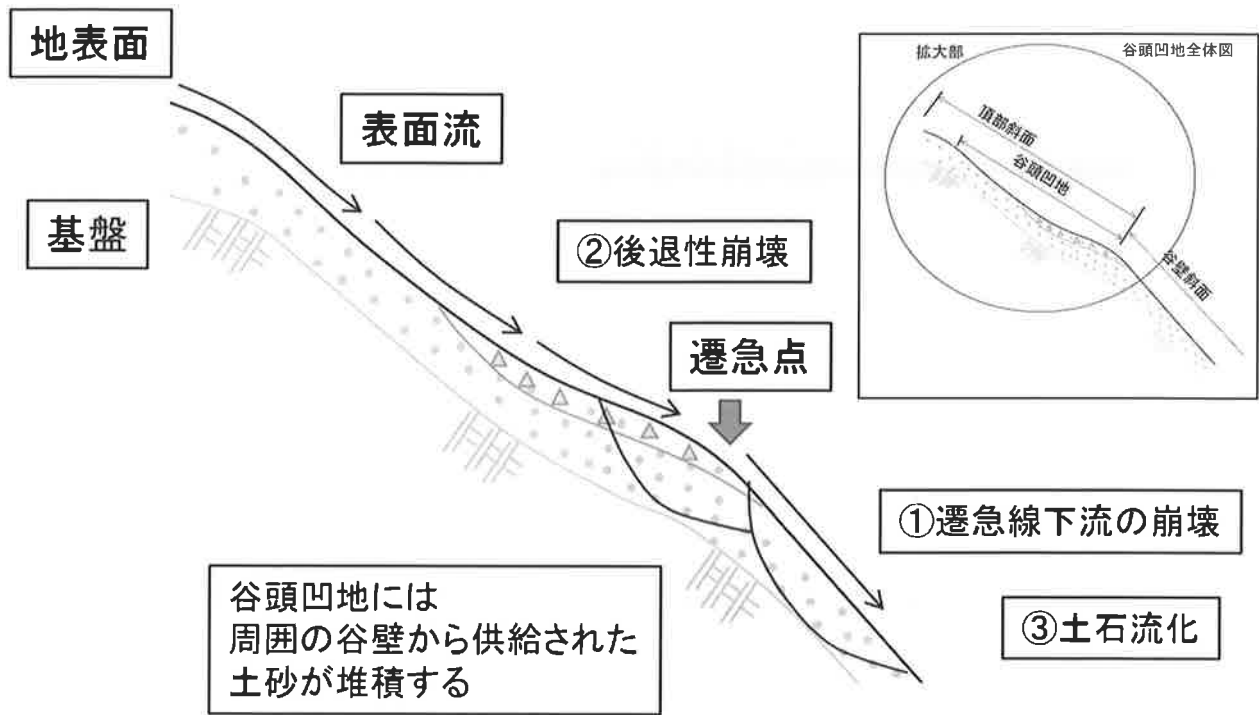


図-27 谷頭凹地における崩壊

図-27を使うと、強雨の場合には、谷頭凹地で涵養された雨水が流出する流量の急増により、(1)①遷急線下流の崩壊が出現し、この崩壊土砂が③流動化する場合と、(2)①に発生後に、②谷頭凹地内において後退性崩壊が出現し、それにより③になる場合、更には、(3)流量の急増によりまず②が出現し、その後に③となる場合も考えられる。その際、遷急点より下流は谷頭凹地からの出水により侵食される。写真-11の場合は、(2)と(3)のシナリオが考えられる。いずれにしても、強雨の場合に出現する9合目土石流では、遷急線上部の谷頭凹地の存在が無視できないと思われる。

なお、不飽和から飽和に至る過程で、一種のエネルギージャンプが発生し、その結果として、湿潤前線が基岩に到達した後、表土層内の水位が急増する現象は、土層模型実験でも確認された報告³¹⁾がなされているが、その影響が流出量の増大に結びつかどうかについては、今後の研究の成果に期待する。

以下では、流出量の急激な増大が、谷頭凹地の地形から説明できるかどうかについて考察を進め、強雨の場合の、土石流発生予測の可能性について考察する。

6. 谷頭凹地での流出量急増の地形的解釈

上述した現地水文観察より、谷頭凹地では急激な出水を観察することができた。この急激な増水の原因を明らかにし、土石流が発生する可能性の高い谷頭凹地を抽出するために、まず、谷頭凹地の候補地となる領域を絞り込むことにする。

谷頭凹地候補地の絞り込みのために、調査地を設定した。調査地は、2014年の強雨による9合目土石流が出現した場所を含む神戸市内の六甲山系の花崗岩地域とした。この場所を写真-14に示す。なお、本処理は、現在、兵庫県で作成されている兵庫県箇所別土砂災害危険度予測システム³⁰⁾(以下、リアルタイムモデル)において、山地の地形条件を10mメッシュで表現していることから、10mメッシュの標高モデルを用いて計算を行うこととした。以下では、メッシュで構成された10m四角形を「セル」と称する。

この地区を含む六甲山系の花崗岩地域では、既に、鳥居らによる谷頭凹地の絞り込み手法と結果が示されており³²⁾、

この手法を用いて、谷頭凹地の候補地となる流域の絞り込みを行った。鳥居らは、10mメッシュの標高モデルを用いて、図-28に示すように、1)水系の最上流端の流域面積が2,200~2,800 m²を持つ流域で、2)流域内の雨水の集まりやすさを表すためラプラシアンを用いて表現し、谷頭凹地内の谷型斜面の分布の割合をラプラシアン5以上（凹地形）が流域面積の29%以上を占める流域を選択し、さらに3)谷頭凹地の出口の谷型形状は、狭窄していること（ボトルネックとなっている）からやはりラプラシアンを用いて、出口の値が9以上となる領域を抽出し、谷頭凹地として定義した³²⁾。ここでラプラシアンは野上ら³³⁾によって提案されている式(1)で定義される。

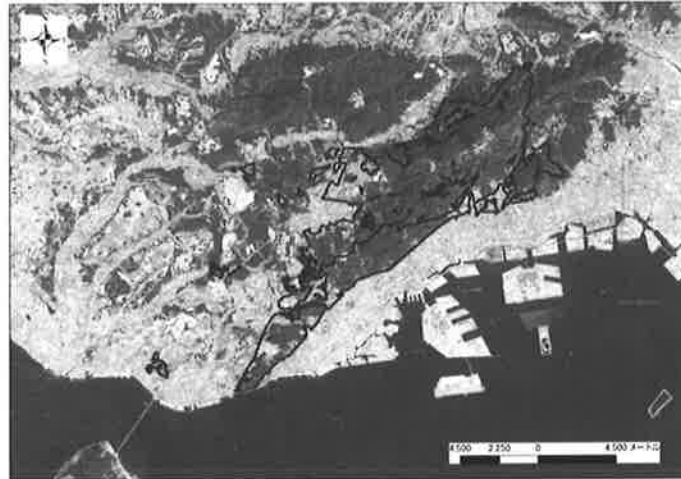


写真-14 数値地形モデルを用いた調査対象地域（赤枠）

$$LP = d^2x/dL^2 + d^2y/dL^2 \quad \text{式(1)}$$

それによると、六甲山系の花崗岩地域では、696箇所が谷型凹地候補地として抽出された。鳥居らの手法を用いて作成された谷頭凹地候補地を図-29に示す。谷頭凹地は尾根から遷急線までの頂部斜面に接する領域に出現しており（9合目土石流）、谷頭凹地出口は頂部斜面と谷壁斜面の境界を形成する遷急線付近に出現する。しかし図-29で明らかなように、この手法により求められる谷頭凹地候補地の数はまだまだ多く、将来、谷頭凹地を対象に、9合目土石流の危険度予測を行う際には、作業量が多くなり、大きな障害になると考えられる。

このため、次に、鳥居らの考え方を基に、更に土石流の発生する可能性の高い谷頭凹地の絞り込みを行った。検索対象となる谷頭凹地は9合目土石流の発生場となる谷頭凹地であり、その流域を抽出することが目的であると定め、谷頭凹地（流域界を含む）の集水面積は必ず尾根に接

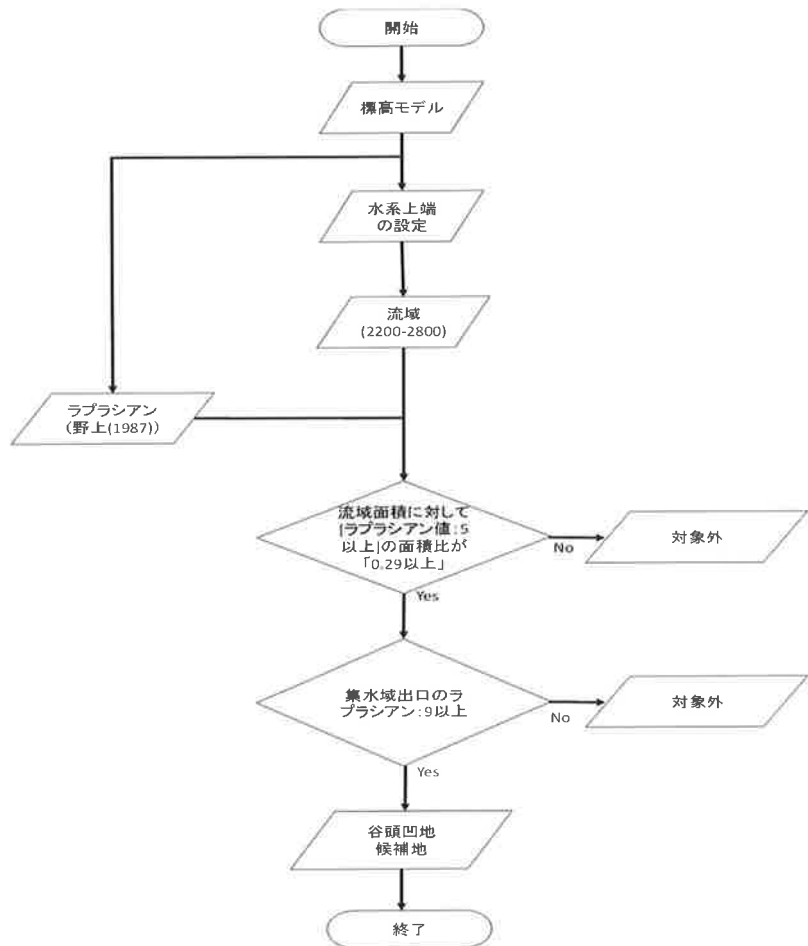


図-28 鳥居ら³²⁾に基づく谷頭凹地検索方法

していると考えた。このことから、リアルタイムモデルの地形区分のうち、頂部斜面の境界条件を抽出し、鳥居らの手法によって抽出された谷頭凹地候補のうち、頂部斜面と接している流域のみを対象にすることとし、頂部と接しない谷頭凹地候補については対象外とした。また、流域面積についても、2014年に発生した谷頭凹地の崩壊事例を基に2,400～3,000 m²に着目することに再設定した。これを本報で対象とする谷頭凹地と定め、急激な増水の原因を探ることとする。

谷頭凹地の急激な増水原因を明らかにするために、まず、斜面の安定に関わる集水機能に着目する。集水機能は、「集まってくる水の量」と「水の集まりやすさ」があると考えられる。「集まってくる水の量」は流域面積として考えられることができ、これは上述したように2014年に発生した崩壊事例を基に再設定を行っている。

集水機能のもう一方の要素である「水の集まりやすさ」を考慮するために、谷頭凹地候補地内の溪流に流入する累加集水セル数の変化を確認した。累加集水セル数とは、尾根から水を流したときに、各セルの傾斜方位を用いて、どれくらいのセルが溪流内のセルに集まってくるかを算出したものであり、溪流内のセルの集水面積を集まってくるセル数で表すことができる。谷頭凹地内の溪流での尾根から谷頭凹地出口までの累加集水セル数の変化をみることで、谷頭凹地のどの地点でどれくらいの集水機能を持っているかを把握することができ、谷頭凹地における水の集まり方を評価することができると考えた。

谷頭凹地の溪流線は、谷頭凹地、リアルタイムモデルから抽出した水系網の上端セル、標高モデル、標高モデルより作成した傾斜方位データと累加集水セル数データを用いて設定した。傾斜方位は、各セルの斜面における水の流出方向を表したもので、手法は、式(2)により中心セルに対して周囲8方向の斜面の傾斜角を算出し、最大傾斜角の方位（流出していく方向）を中心セルに入力することで作成した（図-30参照）。

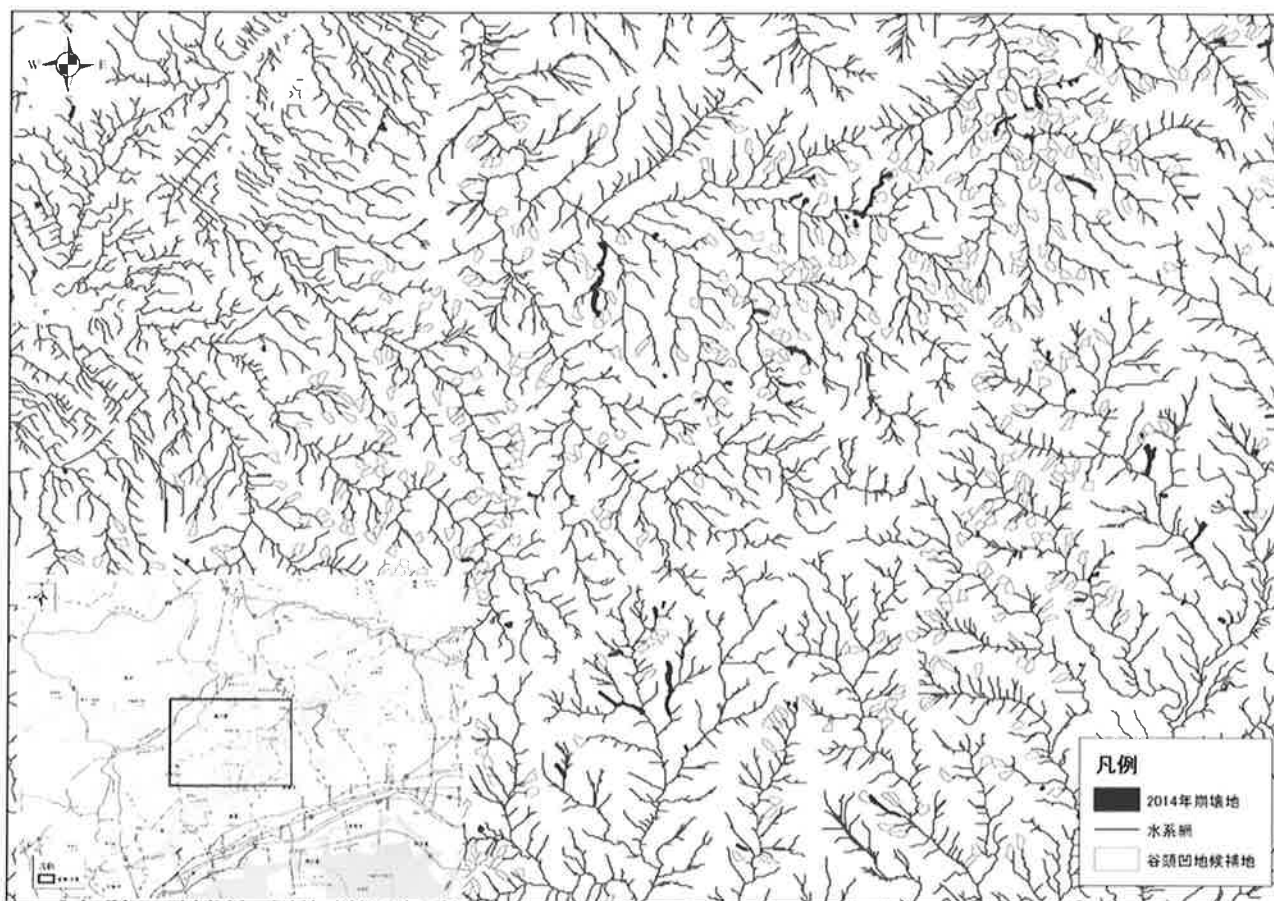


図-29 谷頭凹地候補地（鳥居ら³²⁾の手法により抽出）

$$\theta = dZ/dL * 100$$

式(2)

ここに、Zは標高(m)、Lはセル内の流下方向の溪流長(m)

①各セルの標高(Z)			②傾斜(θ)の算出(式(2))			③方位の定義			④方位の入力		
92	91	90	-20	-10	0	NW	N	NE			
92	90	89	-20		10	W		E		E	
94	93	90	-40	-30	0	SW	S	SE			

図-30 9セルを用いた傾斜方位の算出方法（最大傾斜方位は赤丸）

累加集水セル数データは、流出方位データを入力データにして、流出方位データから流線を作成し、各セルに集水してくるセル数をカウントしたものである（カウントした数が各地点の集水セル数となる）（図-31を参照）。

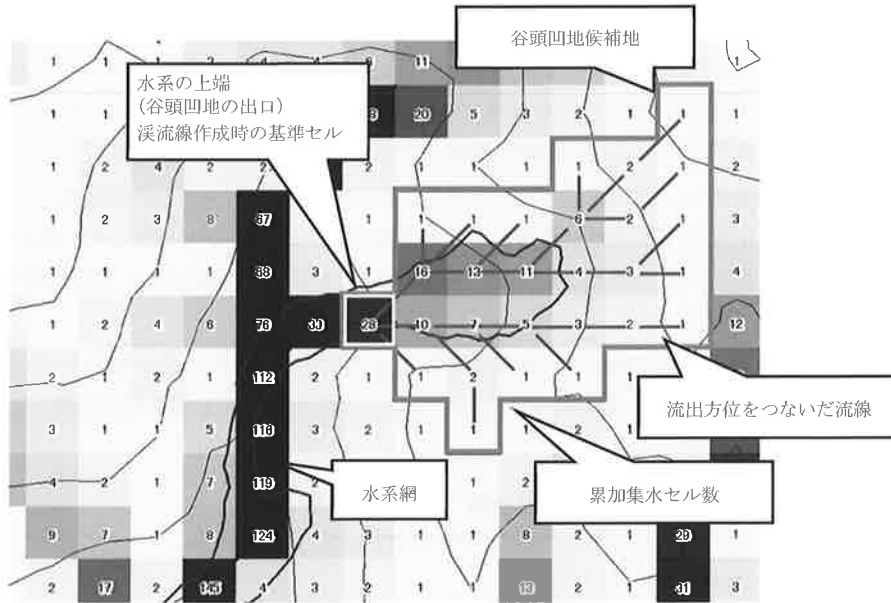


図-31 累加集水セル数と流線

谷頭凹地内の溪流線は、累加集水セル数の流線の中から選択した。選択方法は、水系網の上端から考えて、谷頭凹地内の周囲で累加集水セル数が最も大きいセルを溪流セルとして選択する。選択された溪流セルにおいて水系網の上端と同じ処理を行い、これ繰り返す。例えば、図-31における水系網の上端は「28」の地点であり、その上流で最も集水セル数が大きいセルは「16」、その上流は「13」と選択していく。もし、最大累加集水セル数が複数ある場合は、セルの最大傾斜方位での最大傾斜角の緩い方を選択する。例えば、図-31では「6」の隣に「2」が2セル存在するが傾斜の緩いセルが選択される。これを上流まで繰り返し行うことで溪流線を決定した（図-32）。

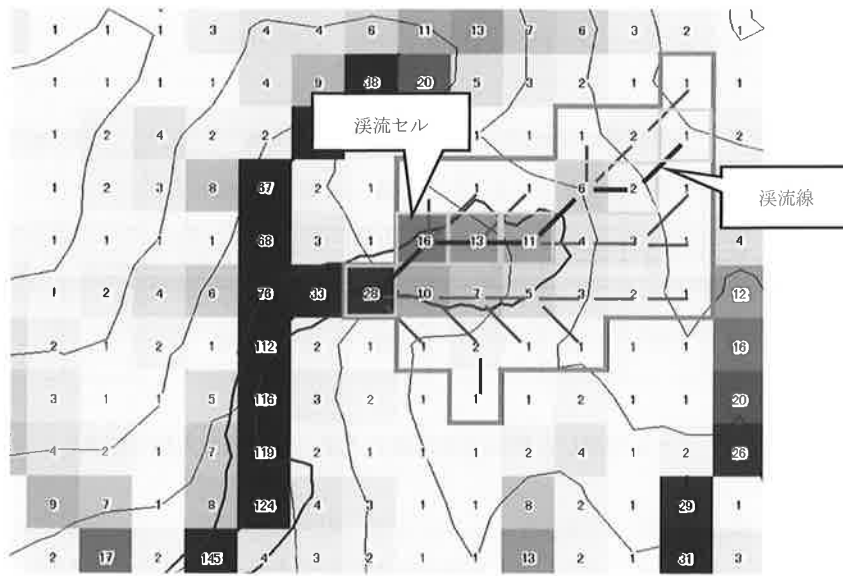


図-32 溪流線の設定と累加集水セル数

以上の処理により、作成された溪流線を用いて、尾根から下流へ向かって、溪流線上のセル中央点までの距離を求め、距離(L)は10メッシュ中心点で考えるため縦横方向は10m、斜め方向は14.142mとなる。谷頭凹地内の溪流上のセル中央点に集水するセル数を求め、これを縦軸に横軸には水系中央点までの距離を値ごとにプロットする。次にこのグラフの隣接地間の増加率を求め、同じ図にプロットする。増加率は対象セルとその上流側のセルの累加集水セル数を差分し、谷頭凹地出口より1セル下流の累加集水セル数との割合を求めることで算出した。累加集水セル数の増加率がピークを迎える地点が集水機能の高い地点であり、ピークを探すために谷頭凹地出口の下流で除した。結果を図-33に示す。

図 33 から、累加集水セル数の増加に伴って、増加率の変化から各地点でどれくらい増加したのかを把握することができ、崩壊が発生した谷頭凹地において、谷頭凹地の出口周辺で累加集水セル数の増加率が急激に上昇している地点(図33の丸地点)が存在していることが分かる。

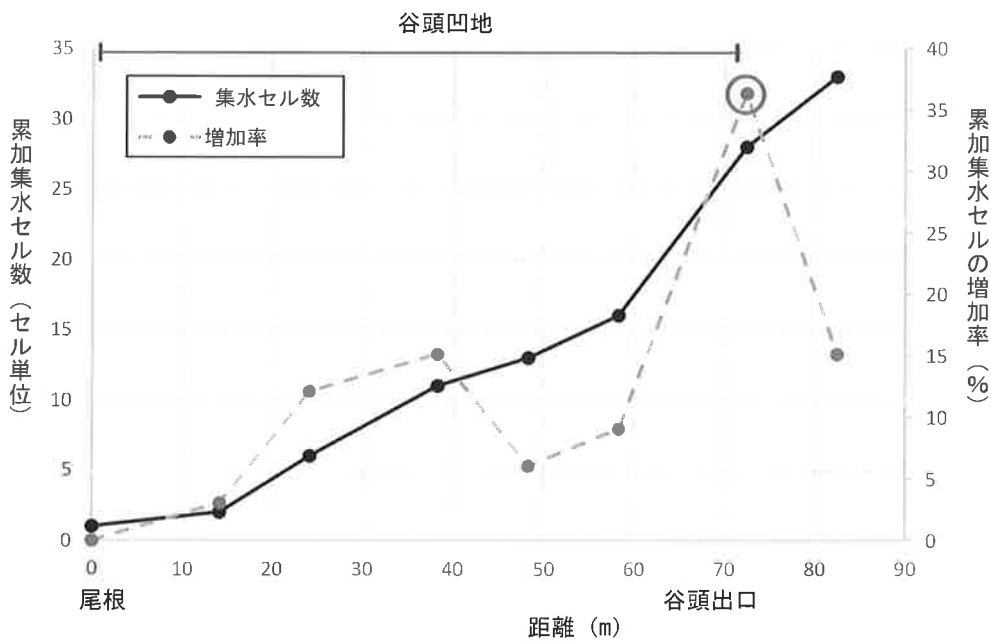


図-33 谷頭凹地における累加集水セル数と増加率の変化 (崩壊が発生した谷頭凹地)

しかし、この増加率は局所的な増分を見ているため、累加集水セル数によりどれくらい集水セル数が上昇した時に、増加率がピークを迎えているかを確認する必要がある。言い換えれば、谷頭凹地に浸透した雨が流下し、流量が急増する地点は何処にあり、急増する割合は集水面積の変化に置き換えるとどの程度の変化があるのか、また、それは崩壊・非崩壊によってどのように異なるのかを確認することである。

崩壊・非崩壊における累加集水セル数と増加率の関係を求めるために、横軸に累加集水セル数、縦軸に集水域面積増加率をプロットしたグラフを、崩壊発生地3箇所と非崩壊地3箇所の計6箇所の谷頭凹地候補地を対象に作成した。結果を図-34に示す。崩壊・非崩壊のグラフの変化をみると、崩壊が発生した谷頭凹地では累加集水セル数が22を超え、かつ増加率は16%以上の増加率を示していることがわかった。

筆者の一人は、かつて土層モデルに人工降雨を与えて、浸透状況をガラス壁面で観察するとともに、ガラス壁面に水位計を設置して浸透水位の測定を行ったことがあるが、人工降雨による湿潤前線は下降し、これが不透水層に達したとたんに、浸透水位は出現し、急激な上昇を示すことを体験した。この原因は明らかではないが、湿潤前線降下中は土層内での雨水は不飽和状態であるが、不透水層に達すると不飽和状態の表面張力はなくなり、重力水に移行する過程に由来するものではないかと想像していた。

この不飽和から飽和への移行が、谷頭凹地内で強雨により出現していたとすると、急激な出水は間隙水が重力水に変化し、動水勾配に従って流下、流出することが考えられる。この急激な出水の正しい原因は明らかではないが、もし、上述したプロセスが出現すると仮定すると、面積増加率に加えて、流量も増加する可能性があり、観測により確認された流出量の急増が妥当であることが追認できる可能性がある。

以上の考察より、谷頭凹地の地形形状によっては、出口で重力水の流出量の急増が出現する場合と、出現しない場合で土石流化する崩壊の発生・非発生が区分でき、そのためには、谷頭凹地に浸透水が涵養し、貯留する環境が必要であることが明らかになった。これより、9合目土石流の発生原因は、浸透水が急増することによるものではないかと推察された。

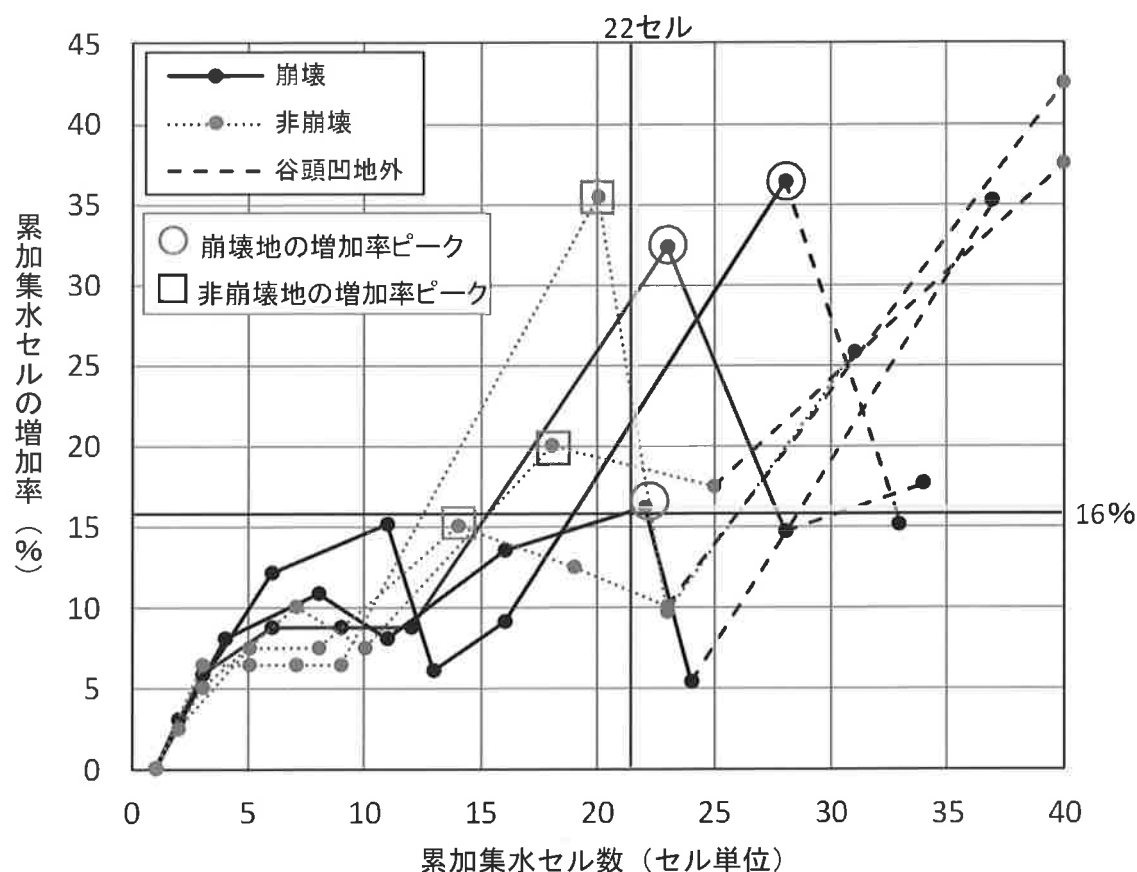


図-34 谷頭凹地における累加集水セル数と増加率の変化の関係

次に、谷頭凹地の堆積状況を示す傾斜角に着目する。谷頭凹地は5.に述べたように、緩傾斜となっており浸食力が弱いと考えられる。しかしながら、堆積している崩積土や谷頭凹地における風化土層データの取得は困難であるため、谷頭凹地の出口から尾根までの平均傾斜を求めた。横軸は距離（L）とし、縦軸に標高をプロットすることで、10mメッシュにおける断面形状を確認し、断面図から谷頭凹地の出口から尾根までの傾斜角（ θ ）を計測した。断面作成箇所は、2014年に崩壊が発生した谷頭凹地3箇所とその周辺の3箇所で行った。結果を図-35、36に示す。

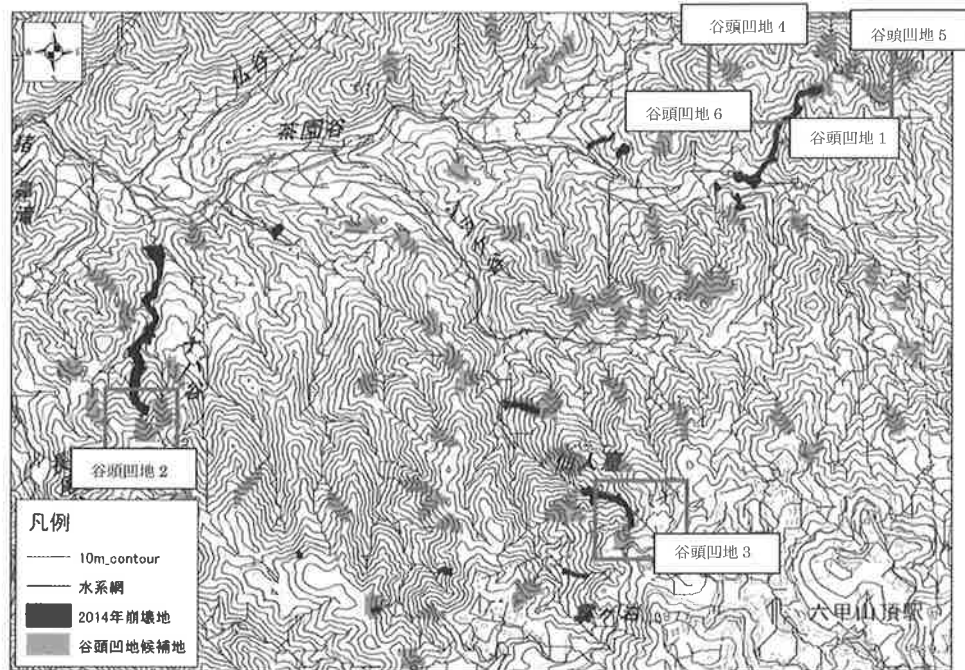


図-35 対象谷頭凹地位置図

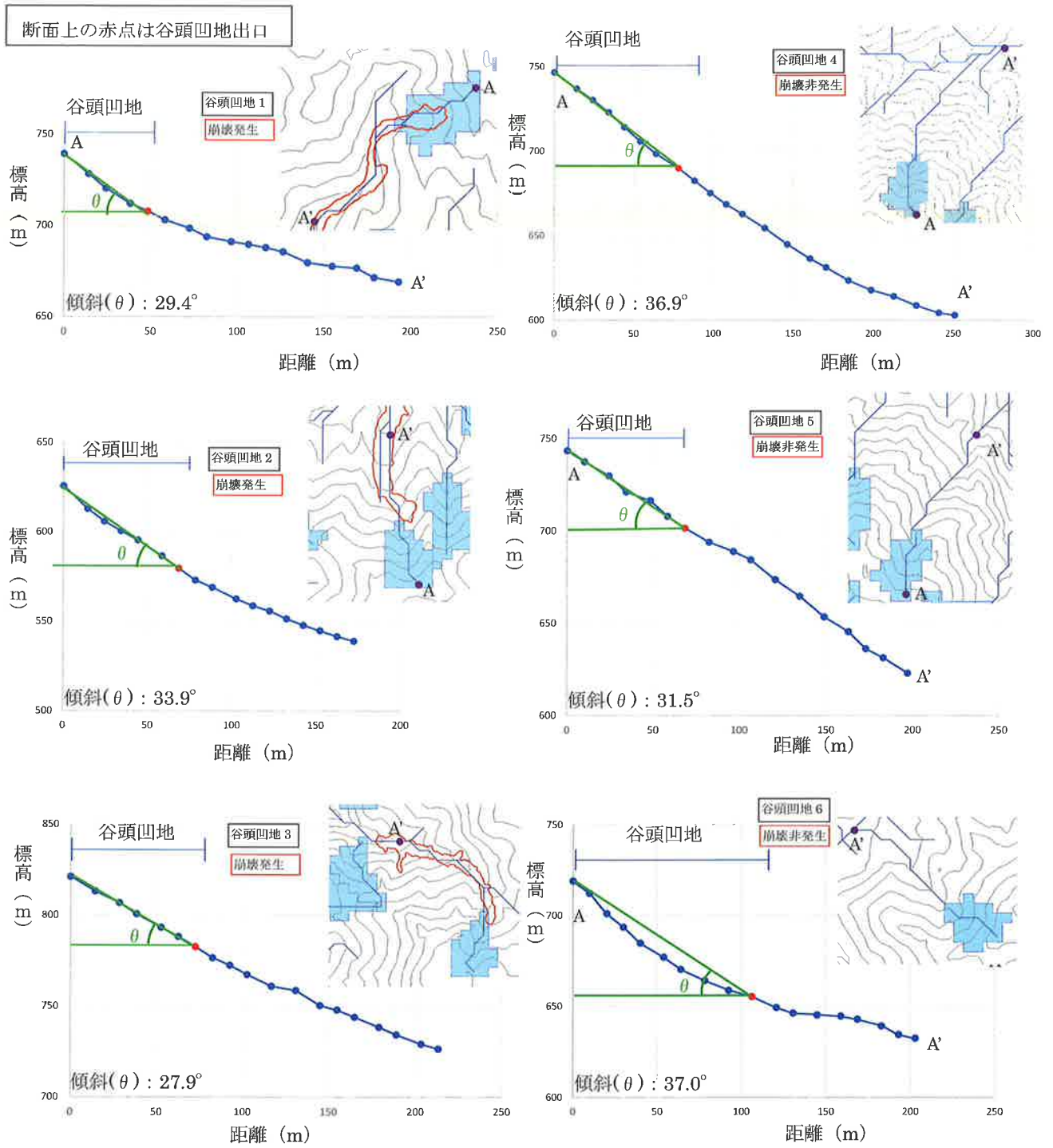


図-36 各谷頭凹地の地形断面図

谷頭凹地における傾斜角を比較すると、崩壊が発生した谷頭凹地は傾斜角が緩く 35° 以内に収まっていることが分かる。これは、崩壊が発生した谷頭凹地は傾斜が緩く、周囲から運搬された崩壊土や風化残積土が谷壁斜面と比較して厚く堆積している状況を反映しているものと考えられ、雨水が貯留しやすい条件場であると考えられる。一方、谷頭凹地内の傾斜が急峻な場合は不安定土砂の堆積が少ないことに加え、降雨時に浸透した水の流速も早くなると考えられ、谷頭凹地に涵養した水は貯留されず、直ちに流出していくと考えられる場であると推察される。

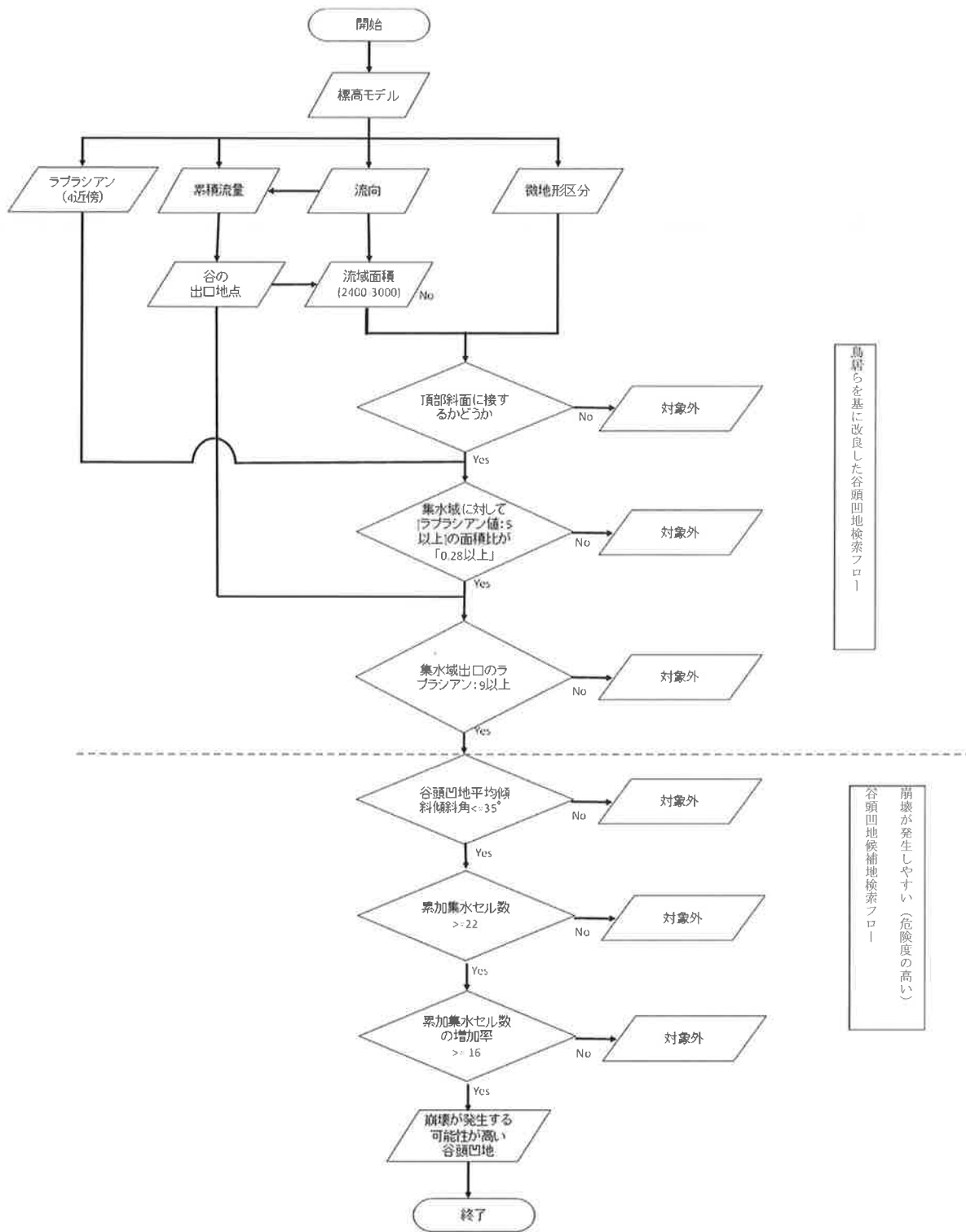


図-37 谷頭凹地検索フロー図

このような堆積条件場を表現することで、崩壊が発生する可能性の高い谷頭凹地に絞り込めるものと考えられる。危険度の高い谷頭凹地検索時においては谷頭凹地出口から尾根までの傾斜が 35° 以下の流域を検索することとした。

上述してきた傾斜角と水の集まりやすさより、強雨の場合の土石流の発生危険斜面は、貯水されやすい条件である傾斜角が緩いこと、かつ流出する流量が急増する（集水面積が急激に上昇する）谷頭凹地を有する場所を探せばよいことになる。

以下では、その検索方法について述べる。谷頭凹地における堆積状況を反映した傾斜角、水の集まりやすさである累加集水セル数及びその増加率を考慮して、これら3つのパラメータをand条件で絞り込むことで、崩壊が発生しやすい谷頭凹地の絞り込み方法を提案する。また、上記した絞り込み条件である1)9合目土石流を対象とするため、谷頭凹地が尾根に接するかどうかを判定する、2)より危険度の高い谷頭凹地に絞り込むために、2014年の発生事例を基にして、流域面積は2,400~3,000m²とすることの2点については、フローのはじめに組み込むことで、処理の簡便化を図った。フロー図を図-37に示し、抽出結果を図-38に示す。この結果より、検索された土石流出現の可能性が高い谷頭凹地は神戸市域の花崗岩領域において242箇所であった。この値は当初の696箇所の約1/3となった。これにより9合目崩壊や土石流は、頂部斜面に谷頭凹地があり、その地形条件が図-36に示す場であった場合には、9合目崩壊や土石流が発生しやすいと言えることが地形的な解釈から明らかになった。

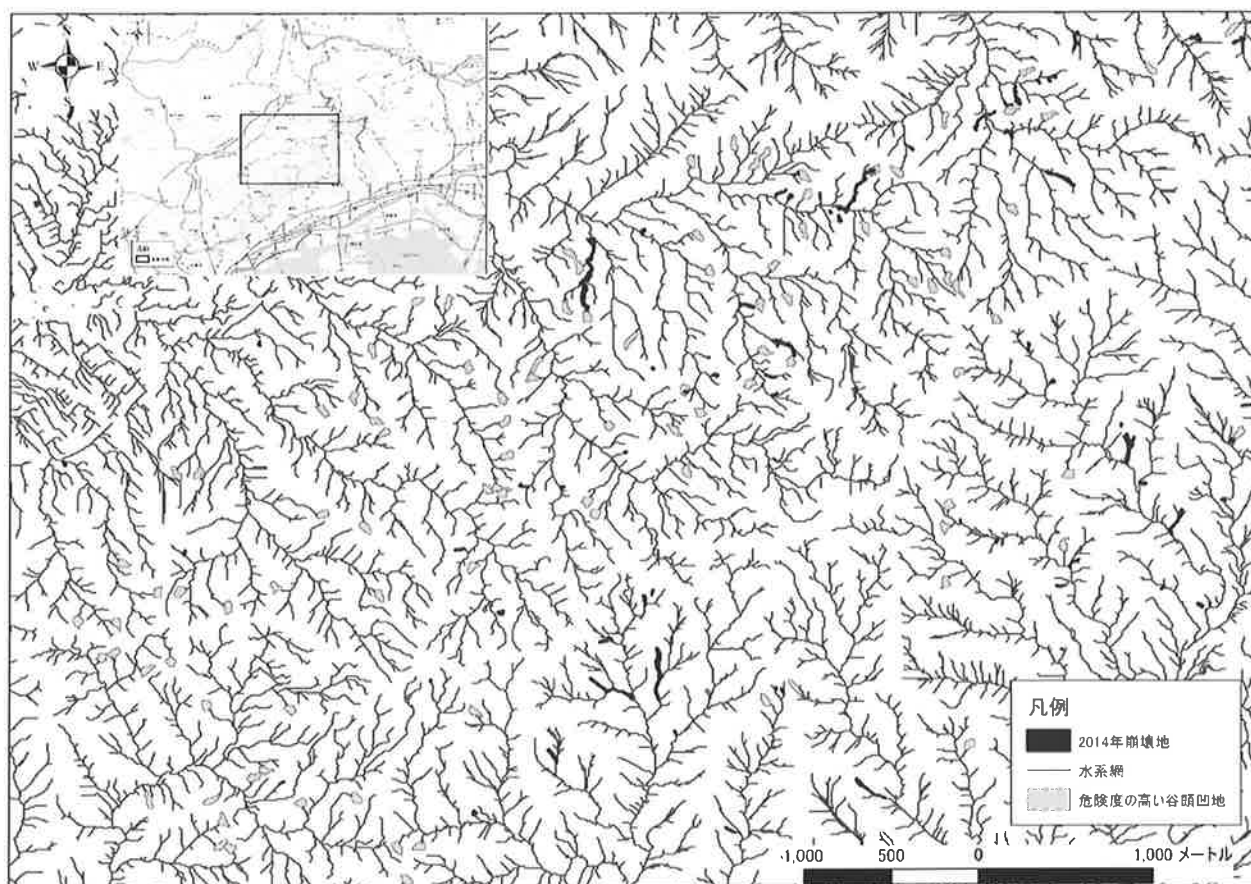


図-38 谷頭凹地の検索結果

7. 谷頭凹地とは関係ない場所での9合目崩壊の原因

しかし、もし頂部斜面付近で谷頭凹地がなかった場合には、9合目崩壊や土石流が発生しないであろうか。一般には強雨の条件を本報では考えているため、斜面には地表流が出現し、前述した従来の発生条件である決壊型土石流が発生する可能性がある。掃流型も考えられるが、これらの違いは、豪雨前の溪流の条件に左右されると思われる。

しかし、場合によっては、継続時間が1~3時間程度の短時間の強雨も見られる(例えば図-39の場合)。この場合では、谷頭凹地の浸透水は不飽和のまま、重力水に変化するかどうかは不明である。これは、先行降雨の有無によって不飽和度の大きさが異なると思われるが、ここでは浸透水は既に重力水状態になっているものとして考えたと仮定する。この条件下では、強雨の雨水は、直ちに浸透水面に達するものと仮定する。これは、リアルタイムモデル³⁴⁾での仮定と同じ条件であるため、強雨は直ちに浸透水となる条件で、試行的に計算を行った。この結果を図-40に示す。

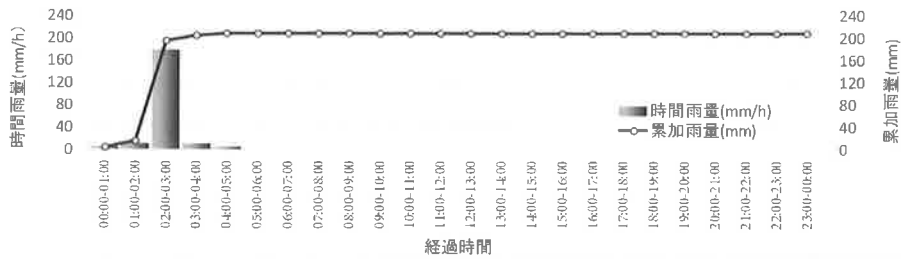


図-39 想定降雨（ゲリラ豪雨：時間雨量 180mm/h）のハイトグラフ

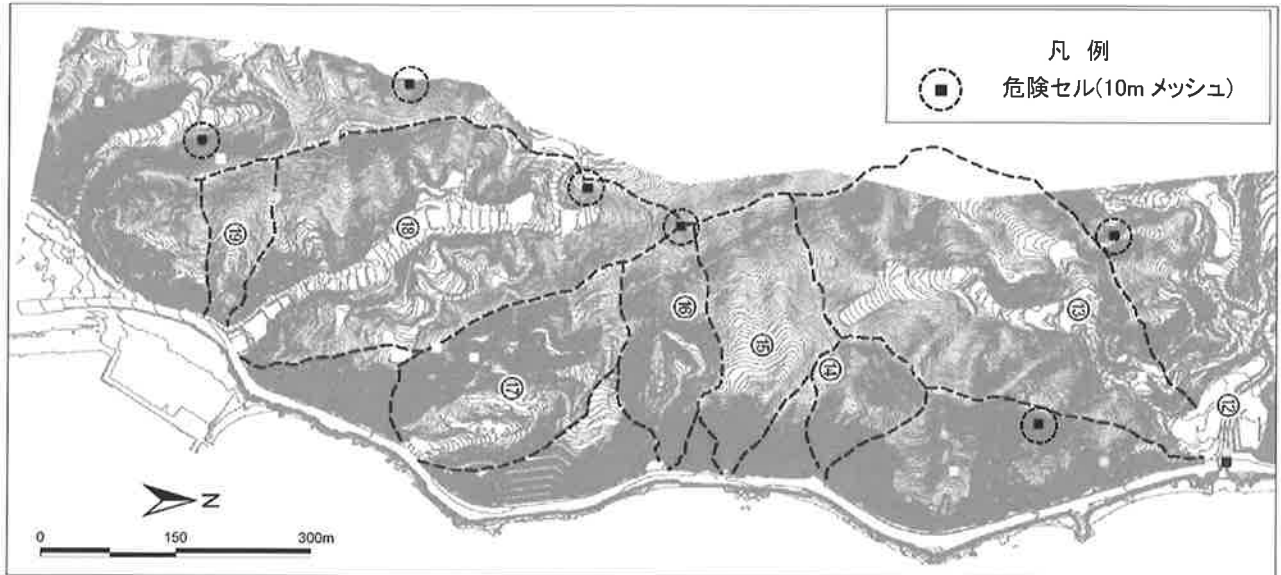


図-40 想定降雨による崩壊危険度評価〔ゲリラ豪雨：時間雨量 180mm/h による試算結果〕
（兵庫県淡路島（花崗岩地域）における試算）

この結果より、崩壊危険セルは遷急線下方で出現し、9 合目崩壊に近い現象が説明できる。しかし、この危険セルで示される崩壊が発生しても、これが直ちに土石流につながるかどうかは明らかでない。今後、土石流の発生に関しては、様々な方法の検討が望まれる。

以上の解釈より、強雨の場合には谷頭凹地があれば、その形状によっては流量の急増が現れる場合があり、強雨の場合では尾根近くから土石流となる可能性があることを指摘した。しかし、本報告では、地形条件のみであり土層の厚さや地盤条件、透水条件等に加えて、降雨特性条件も今後究明していく必要がある。

8. まとめ

本報告で検討した土石流発生の原因は、以下のとおりである。

○長雨（弱雨）型の場合

- 1) 常時、水が流れている小溪流は、基岩が露出し、左右岸には枯葉や小枝が堆積している。
- 2) 降雨強度が大きくない通常の降雨時には、雨水は露出している基岩の上を流下し、堆積物や左右岸の表土層の中を浸透し、流下している。
- 3) 降雨が継続すると、溪流流量が大きくなり、また浸透水位も大きくなり、左右岸の谷壁斜面では谷側に比して急傾斜のため浸透水による表層崩壊が発生する。

- 4)後続する降雨の強度が大きくない場合は、崩壊土砂が斜面の途中か、溪床に堆積したままで、降雨期間が終了する。
- 5)溪床に堆積した土砂は流量によっては土石流になることもある。
- 6)結果的に土石流と爪で引っ掻いたような表層崩壊が多発した崩壊となる。

○強雨型の場合

- 1)常時、水が流れていない小溪流は、枯葉や小枝や土砂が堆積し、基岩は見えない。
- 2)しかし、降雨強度が大きく浸透能を上回る場合には、表流水が発生する。
- 3)この時、堆積物の土砂や枯葉、小枝が流されるが、途中で小溪流の線形や基岩等の障害物で流速が落ちると堆積する。
- 4)小溪流を流れている水は、このような堆積物により一時的にダムアップする。しかしこのダムアップした水は、後続する強雨による大きな流量により破壊する。
- 5)破壊した渓流水は、水のみならず土砂等を含むため密度が大きくなり、下流の溪床の堆積物を巻き込みながら流下し、溪床や左右岸の斜面下端部を浸食する。
- 6)この浸食により、左右岸の谷壁斜面は不安定となり崩壊が発生することもある。
- 7)崩壊した土砂は溪床に堆積し、一時的な小さな天然ダムが出来上がり、これが決壊することにより、一時的に大きな流量が出現し、大きなエネルギーで溪床を浸食しながら流下する。
- 8)このようなプロセスが継続して下流側で起きるため、結果的に土石流となる。
- 9)後続する降雨により、土石流流下跡地を流下し、浸食がさらに発生し、流下土砂量が大きくなる。

○強雨型で上流に谷頭凹地がある場合

- 1)常時、水が流れていない小溪流は、枯葉や小枝や土砂が堆積し、基岩は見えない。
- 2)しかし、降雨強度が大きく浸透能を上回る場合には、表流水が発生する。
- 3)この時、堆積物の土砂や枯葉、小枝が流されるが、途中で小溪流の線形や基岩等の障害物で流速が落ちると堆積する。
- 4)一方、谷頭凹地では浸透と表流水が発生する。しかし、浸透水は表土層内で、不飽和条件のため一時的貯留される。
- 5)強雨が継続すると、表流水が増加するが、地形条件により谷頭凹地で一時的に急増する可能性がある。
- 6)また、継続する強雨により、表土層の不飽和条件が飽和条件の変わると、土中水の表面張力がなくなることにより、浸透自由水面は急に上昇し、流下を始める。
- 7)その結果、浸透水の流出も加わることになり、谷頭凹地出口の流量が急増する。
- 8)この急増する流量は、下方に続く谷壁斜面の0次谷に供給されることになり、浸食による土石流が出現する。この土石流は遷急線まで後退崩壊が続き、更には、遷急線を越えて谷頭凹地まで崩壊が拡大することも考えられる。
- 9)場合によっては、急増する流出水によって谷頭凹地内の0次谷が浸食され、それによる土砂が混入した流出水によって、下方の谷壁斜面の0次谷が浸食することも考えられる。
- 10)これらの原因により、事後調査では緩斜面と急斜面が連続した土石流跡が見られることになる。

強雨の場合の崩壊メカニズムのもう一つの考え方は、山腹に建設された登山道やドライブウェイに沿って表流水が流下し、これがある場所で一気に下流に流れ落ちることである。この場合は集水面積の大小にかかわらず、上流域から路面上を流下してきた水が集散的に山腹斜面に排水されると、そこから浸食作用が始まり土石流型の崩壊が下流で出現することになる。

これらはいずれも浸透して土塊がすべりにより崩壊する従来のメカニズムとは異なったメカニズムであり、崩壊危険場所をあらかじめ想定することのむずかしさを示していると考えられる。

参 考 文 献

- 1) 気象庁HP, https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html
- 2) 竹下清・齋藤源・高橋定雄：近年の降雨特性の分布，平成 25 年度水源地環境技術研究所所報，pp21-27，2013.
- 3) NHK：NHK スペシャル，2018.
- 4) 内閣府防災担当：鹿児島県奄美大島における大雨による災害の概要，
http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chousakai/saigaijihinan/3/pdf/shiryuu_1.pdf
- 5) 奈良地方気象台：平成 23 年台風第 12 号による大雨と強雨について，
https://www.jma-net.go.jp/nara/kishou/pdf_files/t1112_20110908.pdf
- 6) 消防庁応急対策室：平成 23 年台風 12 号による被害状況及び消防機関の活動状況等について，2017.
- 7) 近畿地方整備局：2011 年紀伊半島大水害 災害対応の記録，2014.
- 8) 安福規之：平成 24 年 7 月九州北部豪雨における地盤災害調査報告，九州建設技術フォーラム 2012，2012.
- 9) 内閣府：梅雨期における大雨等による被災状況について（第 9 報），2013.
- 10) 東北大学災害科学国際研究所緊急調査団：平成 25 年 8 月秋田・岩手土砂災害緊急調査報告（速報），2013.
- 11) 福知山市：平成 25 年台風 18 号災害の記録，2014..
- 12) JR 西日本提供
- 13) 気象庁 HP アメダスデータ，<http://www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html>
- 14) 総務省消防庁：平成 25 年台風 26 号による被災状況（第 37 報），2014.
- 15) 神戸地方気象台：平成 26 年台風第 11 号による大雨と暴風について，2014.
<https://www.jma-net.go.jp/kobe-c/knowledge/saigai/pdf/20140811kisyousokuhou.pdf>
- 16) 国土交通省六甲砂防事務所，<https://www.kkr.mlit.go.jp/rokko/disaster/history/h26/h26-index.php>
- 17) 兵庫県：平成 26 年 8 月豪雨災害の状況，
<https://web.pref.hyogo.lg.jp/nk21/documents/6gouusaigainozyoukyou.pdf>
- 18) 大阪管区気象台，<https://www.jma-net.go.jp/osaka/>
- 19) 国土交通省：川の防災情報，<http://www.river.go.jp/kawabou/ipAreaJump.do?gameid=01->
- 20) 兵庫県：平成 26 年 8 月 16 日からの大雨の被害状況等について，2014.
- 21) 土木学会中国支部：広島豪雨災害調査報告，<http://committees.jsce.or.jp/chugoku/node/103>
- 22) 広島地方気象台：平成 26 年 8 月 19 日から 20 日にかけての広島県の大雨について，
https://www.jma-net.go.jp/hiroshima/siryu/20140820_sokuhou.pdf
- 23) 福岡管区気象台，https://www.jma.go.jp/jma/press/1707/19a/20170719_sankou.pdf
- 24) 福岡県砂防協会：平成 29 年 7 月九州北部豪雨，福岡の砂防だより，2017.
- 25) 鏡原聖史・沖村 孝・荒木繁幸・寺岡克己・柴田佳久：平成 29 年 7 月九州北部豪雨による表層崩壊予防工施工箇所と周辺の崩壊状況について，第 67 回平成 30 年度砂防学会研究発表会概要集，pp. 603-604，2018.
- 26) 沖村孝：水系網分布と崩壊発生の研究—崩壊地形立地解析 I—，建設工学研究所報告，21，37-60，1979.
- 27) 沖村孝・市川龍平：数値地形モデルを用いた表層崩壊危険度の予測法，土木学会論文集，358，69-75，1985.
- 28) 田中茂：豪雨による砂質斜面の崩壊機構，新砂防，22，3-9，1956.
- 29) 鏡原聖史・植田允教・沖村孝：近年の豪雨による斜面崩壊の発生メカニズムに関する一考察，建設工学研究所論文報告集，第 57 号，37-56，2015.
- 30) 沖村孝・杉本博：統計的手法による自然斜面崩壊の研究，土木学会論文報告集，290，89-97，1979.
- 31) 田中茂：山地斜面の浸透に関する研究，建設工学研究所報告，4，105-128，1963.
- 32) 鳥居宣之・沖村孝・中川渉・原口勝則・鏡原聖史・村田貴幸・石田博彰：兵庫県箇所別土砂災害危険度予測システムの活用に向けた取り組み—六甲山系谷頭凹地における土砂移動メカニズムの推定—，平成 30 年砂防学会研究発表会概要集，2018.
- 33) 野上道男・杉浦芳夫：パソコンによる数理地理学演習，古今書院，pp39-46，1986.

- 34) 沖村孝・鳥居宣之・尾崎幸忠・南部光広・原口勝則：豪雨による土砂災害を対象としたリアルタイムハザードシステムの構築，新砂防，63-6，4-12，2011.

著 者

沖村 孝	所員，理学博士，地盤工学
植田 允教	RAPIDE 合同会社，空間情報学
鏡原 聖史	客員研究員，株式会社ダイヤコンサルタント，博士(工学)，地盤工学
笠原 拓造	国際航業株式会社，砂防工学
根本 信行	株式会社ダイヤコンサルタント，空間情報学