

博士論文

大規模地震後の降雨により発生した土砂移動の特徴  
と土砂災害発生リスクに関する研究

Study on sediment transport characteristics and risk of landslide occurrence due to rainfall after  
a major earthquake

2025年3月

後根 裕樹

山口大学大学院創成科学研究科

## 目 次

### 第 1 章 序論

1.1 研究の背景	1
1.1.1 地震後に発生する降雨による土砂災害について	2
1.1.2 地震後の土砂災害警戒情報の暫定運用について	7
1.1.2.1 土砂災害警戒情報の考え方	7
1.1.2.2 土砂災害発生基準線 (CL) の設定方法について	10
1.1.2.3 地震後の土砂災害警戒情報の運用状況について	12
1.1.3 地震後の降雨により発生する地すべりについて	14
1.2 研究の目的	14
1.3 研究の構成	15

### 第 2 章 地震後の降雨により発生した土砂移動の事例分析

2.1 諸言	19
2.2 地震後の降雨により発生した土砂移動の特徴	19
2.3 土砂移動発生エリアと地震動等との関係	21
2.4 土砂移動発生時の降雨量の特徴	23
2.5 地震影響のメカニズムについて	25
2.5.1 地震動による地盤強度・地盤剛性の低下	25
2.5.2 地震時に発生した亀裂による影響	26
2.5.3 地震時の崩壊土砂流出による影響	28
2.6 まとめ	30

### 第 3 章 平成 16 年新潟県中越地震後に発生した地すべりの分布特性について

3.1 緒言	34
3.2 調査範囲の概要	34
3.3 調査手法	36
3.3.1 解析データ	36
3.3.2 地すべりの広域的な時空間分布の調査	36
3.3.3 地震後の地すべり多発エリアの詳細調査	38
3.3.3.1 地震動等と地すべりの分布特性の関係	38
3.3.3.2 地すべり発生直前の降雨量, 面積の関係	38
3.4 検討結果	39
3.4.1 地すべりの広域的な時空間分布	39
3.4.2 地震後の地すべり多発エリアの詳細調査	41

3.4.2.1	地震動等と地すべりの分布特性の関係	41
3.4.2.2	地すべり発生直前の降雨量，面積の関係	45
3.5	考察	47
3.6	まとめ	49

#### 第4章 大規模地震がその後の降雨による土砂災害に及ぼす影響分析

4.1	緒言	52
4.2	分析手法	52
4.2.1	調査対象地震・解析単位	52
4.2.2	使用データ	54
4.2.3	解析範囲	57
4.2.4	解析手法	59
4.2.4.1	地震前後の土砂災害発生率の調査	61
4.2.4.2	地震後の降雨数や降雨の多発時期に関する調査	61
4.3	検討結果	62
4.3.1	地震前後の土砂災害発生率の調査結果	62
4.3.2	地震後の降雨数や降雨の多発時期に関する調査結果	66
4.3.2.1	年間の降雨数の特徴	66
4.3.2.2	降雨数の時系列図	67
4.4	考察	70
4.5	まとめ	75

#### 第5章 熊本地震後の降雨による土砂移動発生の影響要因等に関する分析

5.1	緒言	78
5.2	熊本地震後の捕捉率や既存の地震時崩壊予測式の適応性に関する分析	78
5.2.1	解析範囲と対象イベント	78
5.2.2	使用データ	78
5.2.3	解析手法	80
5.2.3.1	熊本地震前後の捕捉率・空振り率の調査	80
5.2.3.2	既存の地震時崩壊予測式の適応性に関する調査	82
5.2.4	検討結果	83
5.2.4.1	熊本地震前後の捕捉率の調査結果	83
5.2.4.2	既存の地震時崩壊予測式の適応性に関する調査結果	86
5.2.5	考察	88
5.2.6	まとめ	88
5.3	熊本地震後の土砂移動発生への影響因子と相対的な寄与度に関する分析	90

5.3.1	解析範囲と対象イベント	90
5.3.2	分析内容	92
5.3.2.1	土砂移動の面積率と各要因の関係性分析	92
5.3.2.2	判別分析	94
5.3.3	検討結果	96
5.3.3.1	土砂移動の面積率と各要因の関係性分析結果	96
5.3.3.2	判別分析結果	97
5.3.4	考察	99
5.3.5	まとめ	101

## 第6章 本研究のまとめ

6.1	諸言	103
6.2	まとめ	103
6.3	今後の課題・将来の展望	106
	謝辞	109

# 第1章 序論

## 1.1 研究の背景

我が国は、世界でも有数の土砂災害の多い国として知られている。これは、我が国の国土の7割以上が山地・丘陵からなり、急峻な地形、脆弱な地質を有し、かつ豪雨、地震等の自然災害に見舞われやすい自然条件であることが密接に関係している。

国土交通省<sup>1)</sup>によると、我が国における土砂災害の年間平均発生件数（S57～R4）は1099件であり、直近10年間（H25～R4）の発生件数は1466件とさらに多くなっている（図1.1-1）。この要因として、地球温暖化等の環境変動に伴う降水量・降雨数の増加や地震活動の活発化が考えられる。

さらに近年、豪雨や地震等の自然現象が短期間に立て続けに発生することで、より甚大な被害をもたらす複合災害<sup>2)</sup>が懸念されている。豪雨や地震による強い揺れは、それぞれ単独で土砂災害を引き起こすものであり、これまでの数多くの研究・報告事例により、それぞれの自然現象により発生する土砂災害の特徴やリスクが明らかになってきている。しかしながら、今後は、これらの自然現象の頻発化・激甚化に伴い、双方の影響が重なることで引き起こされる土砂災害についても、研究を進めていき、特徴やリスクを解明する必要がある。

このような背景から、本論では、地震と降雨による複合災害の1つとして挙げられる地震後の降雨により発生する土砂移動の特徴やそれに伴う土砂災害の発生リスクを研究テーマとした。

以下、研究内容の詳細を述べる。

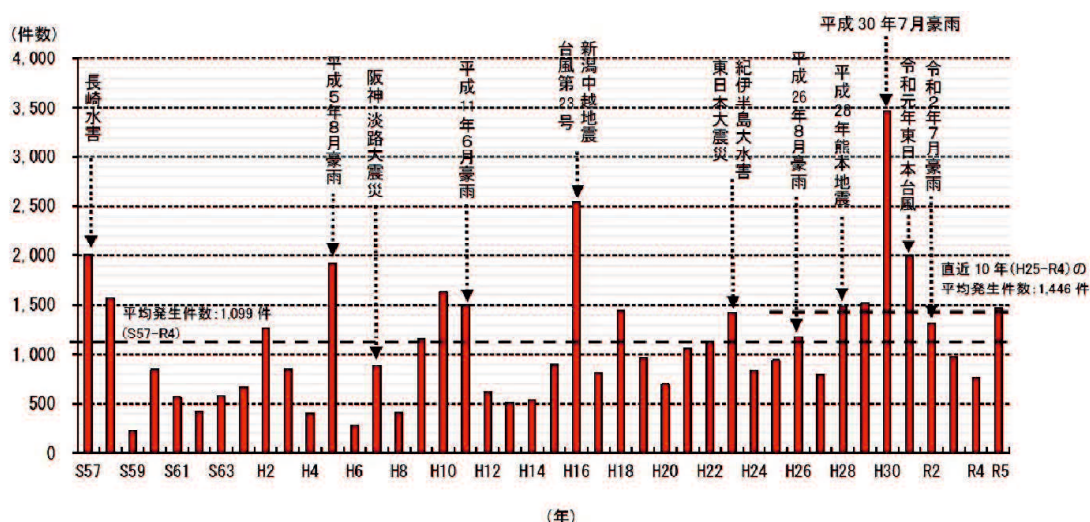


図1.1-1 土砂災害発生件数の推移（S57～R5）<sup>1)</sup>より転載

### 1.1.1 地震後に発生する降雨による土砂災害について

一般に地震後は、地盤の緩みなどの影響によって、地震前より降雨による斜面崩壊や土石流等の土砂移動が発生しやすくなると考えられている。例えば、大正12年(1923年)関東地震では、地震時に土砂災害が多発し、その14日後の台風による豪雨によっても土砂災害が多発したとされる。特に神奈川県伊勢原市大山では、この豪雨により発生した土石流によって140戸が押し流されたことが報告されている(図1.1.1-1, 表1.1.1-1)<sup>3)</sup>。

富田ら<sup>4)</sup>は、平成7年(1995年)兵庫県南部地震にて地震時に崩壊した斜面がその4~6か月後の降雨により、繰り返し崩壊範囲が拡大し、崩壊の拡大は地震前に発生した崩壊よりも少ない降雨で発生したことを指摘した。松本ら<sup>5)</sup>は、平成9年(1997年)鹿児島県北西部地震における2度の地震とその間の降雨によって山地・崖地に多数の斜面崩壊が発生し、特に花こう岩地域における斜面崩壊の発生が顕著であったことを報告した。宮崎ら<sup>6)</sup>は、平成12年(2000年)神津島近海地震において、地震より6~7日後の豪雨により崩壊の拡大や新規崩壊が多発したことが報告し、その要因として地震時の地盤の緩みがあった可能性をあげている。

村上ら<sup>7)</sup>は、平成20年(2008)岩手宮城内陸地震時に斜面崩壊が多発した盤井川流域、一ノ迫流域を対象に、地震直後と地震後3か月後に取得された航空写真判読を行った結果、地震後3か月の間に地震時の崩壊の拡大や新規崩壊が確認され、新規崩壊については、傾斜35度以上の第三紀安山岩の斜面で特に多かったこと、現地調査から確認された斜面上の亀裂の存在が弱面となり、地震後の崩壊を引き起こした可能性などを指摘した。

木下ら<sup>8)</sup>は、平成23年(2011年)東北地方太平洋地震発生から9か月までの間に、茨城県北部の花崗岩地域にて本震やその後の降雨・余震等により多くの斜面崩壊が発生したことを報告し、地震直後に発生した崩壊と、その後発生した崩壊の方位頻度分布はほぼ同じ傾向を示し、本震により不安定化した斜面がその後の余震や降雨により崩壊に至った可能性などを指摘した。

平成28年熊本地震では、阿蘇地域にて地震時に土石流、斜面崩壊等の土砂災害が多発したが、その約2か月後の梅雨前線に伴う豪雨によっても、同様の地域にて地震時の崩壊の拡大、新規崩壊、土石流が多発したことが報告されている<sup>9)~10)</sup>(図1.1.1-2)。熊本県の発表によると、熊本地震後の豪雨により発生した土砂災害により、22棟の住宅への被害、5名の死者がもたらされた<sup>10)</sup>。

最近の事例であり、現時点での情報は少ないが、令和6年能登半島地震から約9か月後、能登地方では、台風に伴う記録的な豪雨により土砂移動が多発し、地震による復興途上であった被災地に再び甚大な被害を及ぼした<sup>11)</sup>。

海外での報告事例として、Marc ら<sup>12)</sup>は、国内外で発生した4つの地震（1993年パプアニューギニア地震、1999年集集大地震、平成16年新潟県中越地震、平成20年岩手宮城内陸地震）を対象として、地震発生後の降雨による崩壊土砂量の経時変化を調査した結果、1999年に台湾で発生した集集地震は、地震後の降雨による崩壊土砂量の増加が特に大きく、地震前の状態に回復するのに $3.8 \pm 0.9$ 年かかったことを報告している。掘田ら<sup>13)</sup>も、台湾溪頭地区における集集地震前後の崩壊記録と降雨記録をもとに、降雨と崩壊発生の関係を分析した結果、2001年7月（地震後1年10カ月）の台風までは、地震の影響を伴い、地震前より少ない降雨量で崩壊が発生した可能性を報告している。

以上のことから、地震後の降雨による土砂移動について、国内外で発生した地震による事例が確認され、それに伴う土砂災害により甚大な被害をもたらされた事例も報告されている。したがって、このような地震後の降雨による土砂災害の特徴や発生リスク等を検討することは、地震とその後の降雨による被害を軽減するうえで重要であると考えられる。

しかしながら、このような地震後の降雨による土砂災害を対象とした研究事例は少なく、発生場等の特徴が十分に明らかになっていない。また、過去の報告事例は、Marc ら<sup>12)</sup>の事例を除くと、個々の地震を取り扱った事例が主体であり、複数の地震の事例を対象とした分析により、共通的な特徴を明らかにすることも課題としてあげられる。

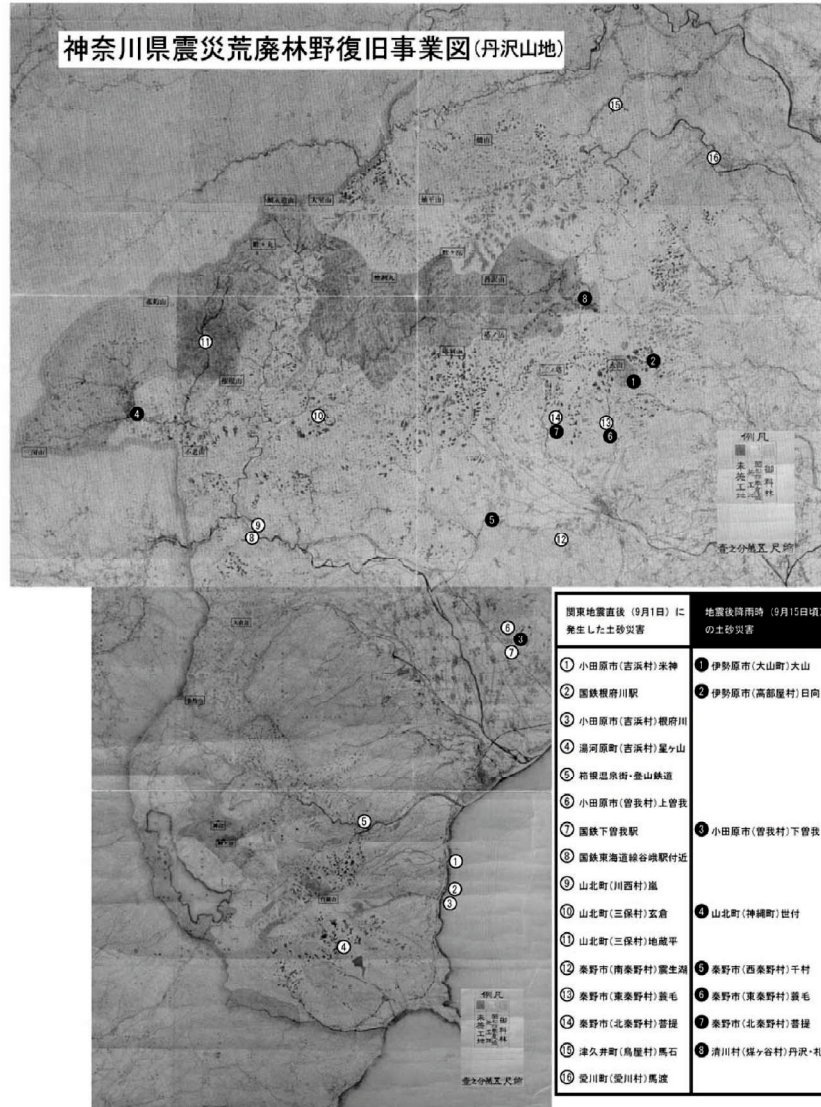


図 1. 1. 1-1 関東地震による神奈川西部の土砂災害<sup>3)</sup>より転載

図中の白丸が地震直後(9月1日)の土砂災害位置を示し、黒丸がその約2週間後(9月15日ごろ)の豪雨による土砂災害位置を示す。



表 1.1.1-1 関東地震と地震後の降雨によって発生した土砂災害<sup>3)</sup>より転載

各災害の番号は、図1.1.1-1の図中の番号に対応する。

関東地震直後(9月1日)に発生した土砂災害		地震後降雨時(9月15日頃)の土砂災害	
① 小田原市(片浦村)米神	石橋山の麓の蜜柑畑が地すべりを起こし、土石流となって流下した。人家21戸埋没、死者62人。	① 伊勢原市(大山町)大山	地震時に崩壊が多発した。9月15日の豪雨で、大規模な土石流が発生し、雨降神社の門前町の民家68戸170余棟を一気に押し流した。死者1名のみ。
② 国鉄根府川駅	根府川駅背後の斜面が地すべりを起こし、駅舎と停車中の列車、海中に墜落。直後に津波襲来し、死者200名。	② 伊勢原市(高部屋村)日向	地震時に崩壊が多発した。9月15日の豪雨で、大規模な土石流が発生し、浄免願寺・石雲寺・霊山寺などが大破。民家7.8戸流出。死者4名。
③ 小田原市(片浦村)根府川	白糸川上流の日陰・大洞窟地区の山体(100万 <sup>m</sup> <sup>3</sup> )が大崩壊し、白糸川を岩屑なだれが流下した。人家64戸埋没、死者408名。山津波と津波の挟み撃ちに合い、遊泳中の児童20名死亡。		
④ 湯河原町(吉浜村)星ヶ山	星ヶ山南斜面が崩壊し、土石流となり、新崎川(鍛冶屋川)を塞ぎ止め、3000 <sup>m</sup> <sup>2</sup> の天然ダムを形成した。決壊は免れ、その後の土砂流入で埋積されている。		
⑤ 箱根温泉街登山鉄道	早川・須雲川沿いの温泉街、至る所で崩壊した。旅館・人家8軒以上埋没、死者48人。国道(東海道)、登山鉄道交通途絶。		
⑥ 小田原市(曾我村)上曾我	笠土寺の墓地、1万 <sup>m</sup> <sup>2</sup> の範囲が地すべりを起こし、下方の民家3戸埋没、死者13名。		
⑦ 国鉄下曾我駅	下曾我駅は水田に3mほど盛土して建設されていた。軟弱地盤のため、駅舎は破壊され、駅構内は崩壊して陥没した。田水が線路を覆った。	③ 小田原市(曾我村)下曾我	曾我谷津剣沢上流で崩壊し、天然ダムを形成した。9月15日の豪雨で土砂が流出し国鉄線路を埋没した。
⑧ 国鉄東海道線谷峨駅付近	地震動が収まってから、斜面上部から崩壊し酒匂川を閉塞した。土石流となって鉄道の第3号と4号隧道の間を通過、酒匂川を堰き止めた。18時頃、天然ダムは決壊した。		
⑨ 山北町(川西村)嵐	酒匂川に面した段丘崖付近の人家が地すべりで30m移動した。少年が赤松にしがみついて、酒匂川の対岸まで300mも流されたが、助かる。		
⑩ 山北町(三保村)玄倉	玄倉集落南の斜面で300万 <sup>m</sup> <sup>3</sup> の地すべり性崩壊を起こし、土砂が玄倉川まで流出した。人家は対岸の台地にあり、被害はほとんどなかった。	④ 山北町(神縄町)世付	世付川上流の葦沢で地震時の崩壊により天然ダム形成。9月15日の豪雨で決壊し、世付地区の水口の90%水没、つり橋2、3本流出した。人的被害なし。
⑪ 山北町(三保村)地藏平	5000 <sup>m</sup> <sup>2</sup> の斜面崩壊、通行中の巡査と村民2名圧死、三保ダム完成で現在は集落全戸移転、集落はなくなる。		
⑫ 秦野市(南秦野村)震生湖	関東ローム層がスランプ状の崩壊を起こし、天然ダムを形成した。決壊せずに現存し、市民公園となる。	⑤ 秦野市(西秦野村)千村	地震時に崩壊が多発した。9月15日に土石流が発生したが、下流部に人家がなく、被害はほとんどなかった。
⑬ 秦野市(東秦野村)蓑毛	地震で水無川上流で無数の崩壊(面積40ha以上)発生し、谷間に多量の土砂が堆積した。	⑥ 秦野市(東秦野村)蓑毛	地震時に崩壊が多発した。9月15日に3回の土石流が発生した。3回目の土石流で家屋15数戸が流出した。
⑭ 秦野市(北秦野村)菩提	地震で葛葉川上流で崩壊が多発し、谷間に多量の土砂が堆積した。	⑦ 秦野市(北秦野村)菩提	地震時に崩壊が多発した。9月15日23時に土石流が発生し、菩提28戸、羽根2戸流出した。菩提地区で5.5ha、羽根地区で2haの田畑が埋没・流出した。
⑮ 津久井町(鳥屋村)馬石	串川右岸側の斜面が地すべり性崩壊(50万 <sup>m</sup> <sup>3</sup> )を起こし、天然ダムを形成した。埋没人家5戸・水没5戸、死者16名。上流500mまで水没したが、閉塞土砂を取り除いたため、二次災害は免れた。	⑧ 清川村(煤ヶ谷村)丹沢・札掛	地震時に崩壊が多発した。9月15日の豪雨で、大規模な崩壊が発生し、土石流が札掛集落を襲った。39戸中32戸が埋没・流出した。避難していたため、人的被害なし。
⑯ 愛川町(愛川村)馬渡	中津川右岸の斜面1万 <sup>m</sup> <sup>2</sup> が崩壊した。家屋5戸が埋没し、死者15名。		

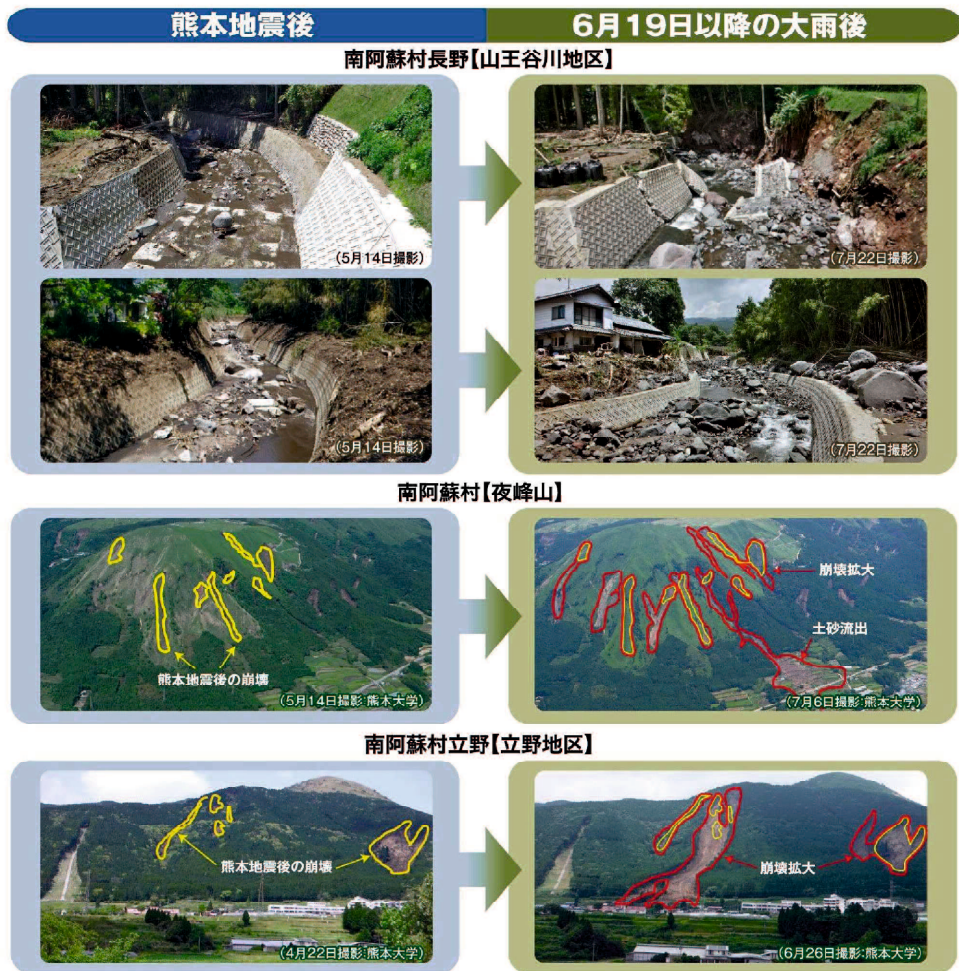


図 1. 1. 1-2 熊本地震後の豪雨による斜面崩壊の拡大 10)より転載

## 1.1.2 地震後の土砂災害警戒情報の暫定運用について

気象庁によると、降雨による土砂災害の危険性が高まった際に発表する土砂災害警戒情報は、地震後に揺れが大きかった市町村を対象として、通常より低い降雨基準で暫定的に運用する措置がとられている。これは、地震後の降雨による土砂災害から被害を軽減するにあたり重要な防災情報と考えられる。

そこで、ここでは、現状の土砂災害警戒情報の基本的な考え方、発表の指標とする基準の仕組みと地震後の運用状況の概要、課題について述べる。

### 1.1.2.1 土砂災害警戒情報の考え方

土砂災害警戒情報とは、降雨による土砂災害の危険性が高まったときに、市町村長が避難指示などを発令する際の判断や住民の自主避難の判断を支援する指標となる情報であり、都道府県と気象庁が共同で発表されるものである<sup>14)</sup>。なお、土砂災害警戒情報の対象となる土砂災害は、「土石流」および「集中的に発生するがけ崩れ」であり、これらの土砂災害に比べ技術的に予測が困難とされる深層崩壊、山体の崩壊、地すべり等は含まれない<sup>14)</sup>。

図 1.1.2-1 に土砂災害警戒情報の発表の仕組み<sup>15)</sup>を示す。土砂災害警戒情報では、60 分間積算雨量（短期指標）、土壌雨量指数（長期指標）の 2 つの指標を用いて、土砂災害の発生の危険性の高まりを監視している。

2 つの降雨指標の状態を 1 時間毎にグラフにプロットし繋いだ線をスネークラインといい、土砂災害警戒情報発表の基準となるラインを土砂災害発生基準線（CL：クリティカルライン、以下、CL）という。

スネークラインが CL を超えるかどうかを 3 次メッシュ（約 1km 四方）毎に監視し、2 時間以内に CL を超過する見込みがある場合には、今後の気象情報を勘案し、土砂災害警戒情報を発表する。

さらに気象庁では、3 次メッシュ（約 1km 四方）毎のスネークラインの推移に応じて土砂災害の危険性の高まりを地図上で 5 段階に色分けした情報を提供している<sup>14)</sup>。この情報は、常時 10 分毎に更新しており、土砂災害警戒情報や大雨警報（土砂災害等）が発表されたときに、どこで土砂災害の危険度が高まっているかを把握することができる（表 1.1.2-1、図 1.1.2-2）。

土砂災害警戒情報は、平成 17 年 9 月 1 日の鹿児島県にて初めて運用が開始され、平成 20 年 3 月に全国展開が完了した<sup>16)</sup>。その後、最新の降雨データや土砂災害データなどの情報をもとに、各都道府県にて基準の見直しを行いながら、運用されている<sup>例</sup>えは<sup>17)</sup>。

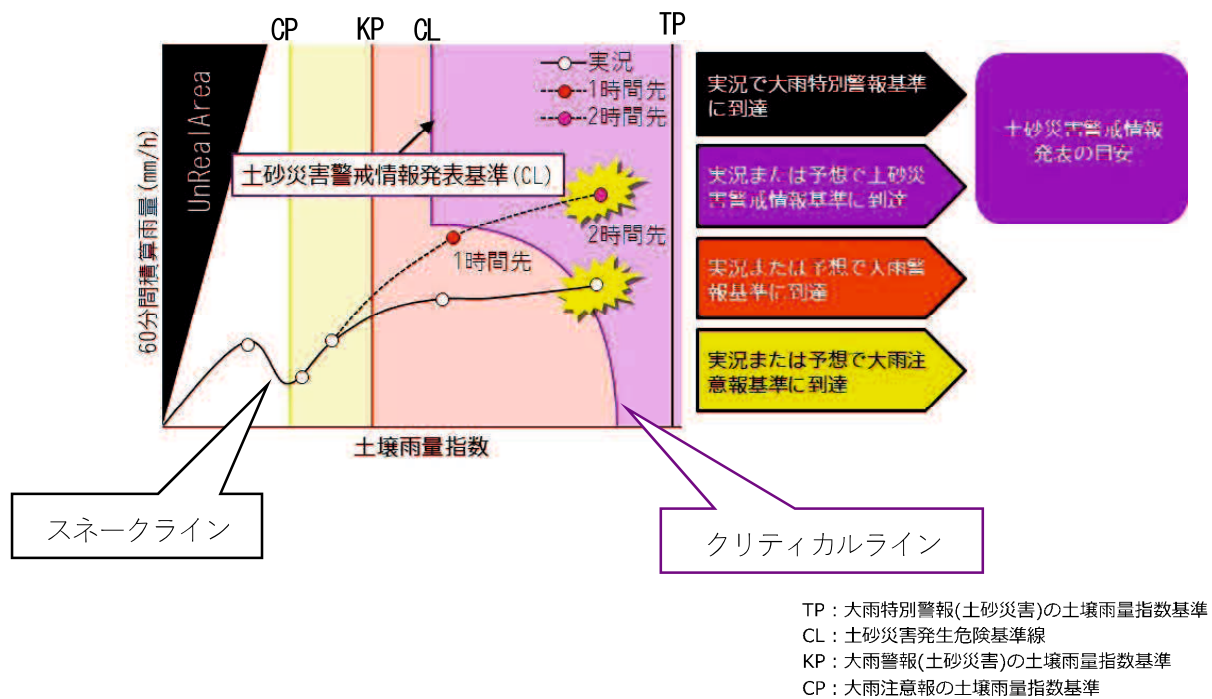


図 1.1.2-1 土砂災害警戒情報（大雨警報（土砂災害）の危険度分布）の判定の仕組み 15)より転載

表 1.1.2-1 大雨警報（土砂災害）の危険度分布のランク 14より転載

色が持つ意味	状況	住民等の行動の例※1	内閣府のガイドラインで発令の目安とされる避難情報	相当する警戒レベル
<b>災害切迫</b> 大雨特別警報（土砂災害）の指標に用いる基準に実況が到達	命に危険が及ぶ土砂災害が切迫。土砂災害がすでに発生している可能性が高い状況。	(立退き避難がかえって危険な場合) <b>命の危険 直ちに身の安全を確保！</b>	<b>緊急安全確保</b> ※2	<b>5相当</b>
<警戒レベル4までに必ず避難！>				
<b>危険</b> 2時間先までに土砂災害が青森の基準に到達する予想	命に危険が及ぶ土砂災害がいつ発生してもおかしくない状況。	土砂災害警戒区域等の外へ避難する。	<b>避難指示</b>	<b>4相当</b>
<b>警戒</b> 2時間先までの警戒基準に到達する予想	土砂災害への警戒が必要な状況。	高齢者等は土砂災害警戒区域等の外へ避難する。 高齢者等以外の方も、普段の行動を見合わせ始めたり、避難の準備をしたり、自ら避難の判断をする。	<b>高齢者等避難</b>	<b>3相当</b>
<b>注意</b> 2時間先までに注意報基準に到達する予想	土砂災害への注意が必要な状況。	ハザードマップ等により避難行動を確認する。今後の情報や周囲の状況、雨の降り方に留意する。	—	<b>2相当</b>
今後の情報等に留意	—	今後の情報や周囲の状況、雨の降り方に留意する。	—	—

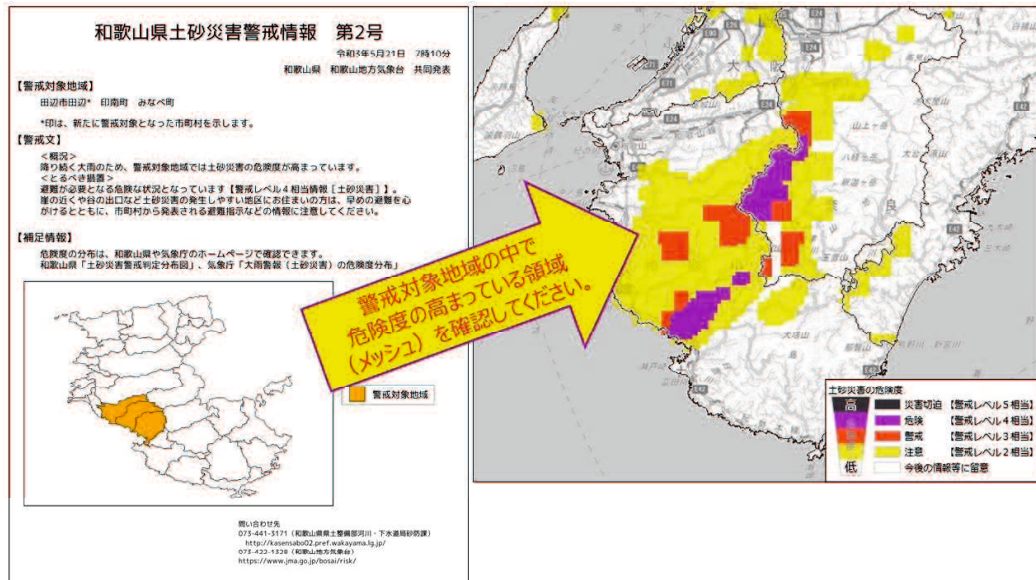


図 1.1.2-2 土砂キキクル（大雨警報（土砂災害）の危険度分布）の分布図 14より転載

### 1.1.2.2 土砂災害発生基準線 (CL) の設定方法について

土砂災害警戒情報発表の基準となる CL の設定方法は、現時点では以下の通り<sup>18)</sup>となっている。

CL の設定は、各エリアの過去の土砂災害や降雨に関する資料をベースとして、非発生降雨（過去に土砂災害が発生しなかったときの降雨）を用いて設定した安全領域と、過去の土砂災害の発生状況や避難勧告等の実態などを総合的に勘案して設定する。

このうち、安全領域の特定にあたっては、RBFN と呼ばれる降雨指標を用いて非発生降雨データに基づく曲面（以下、応答曲面という）を設定する。RBFN (Radial Basis Function Network) とは、機械学習の一種である階層型ニューラルネットワークであり、現在の CL の設定に用いられている解析手法である<sup>18)</sup>。

RBFN を用いた CL の設定では、長期間の非発生降雨の頻度分布に基づく応答局面をもとに作成する（図 1.1.2-3）。応答曲面は、X 軸、Y 軸をそれぞれ土壌雨量指数、60 分間積算雨量とする平面上の任意の点の降雨量がどの程度の確率で発現するかを現すものである。Z 軸を RBFN 出力値といい、RBFN 値を 0.1 間隔で抽出した線は RBFN 出力値線という。RBFN 値は、非発生降雨の密度の大小を示し、RBFN 値が大きいほど頻度が多く、RBFN 値が小さいほうが頻度の少ない降雨を示す。すなわち、RBFN 値が小さい降雨のほうが降雨規模の大きく、土砂災害の危険性が高い降雨であることを示している。

CL の設定では、1km メッシュ毎に作成された応答曲面から 0.1~0.9 の等 RBFN 出力値線を抽出し、それぞれ抽出した線が実際の現象と矛盾しないように形に若干の修正を加え、そこからさらに、それぞれの等 RBFN 出力値線を CL として設定した場合の災害捕捉率、CL 超過頻度などを評価し、最も妥当と判断される等 RBFN 出力値線を最終的な CL として設定する。

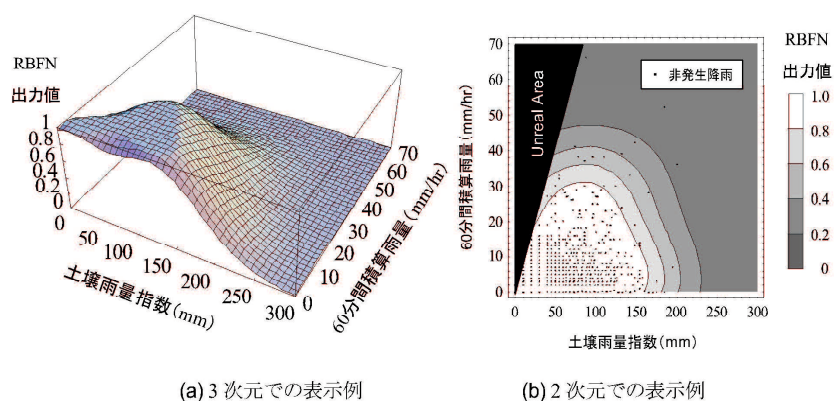
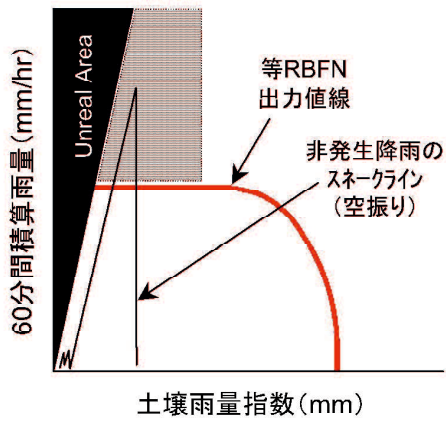
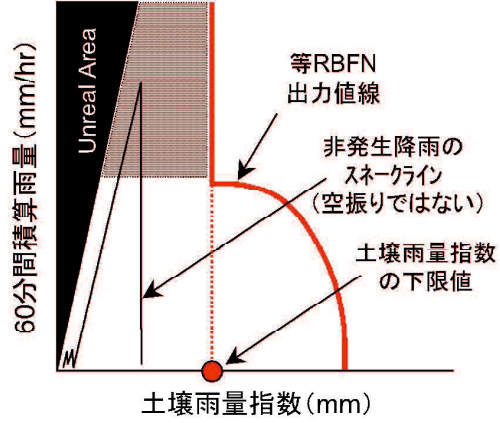


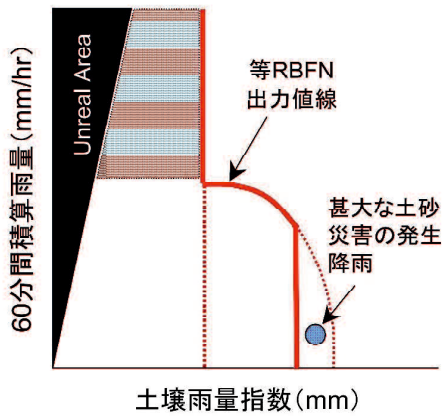
図 1.1.2-3 RBFN による応答曲面の設定例<sup>18)</sup>より転載



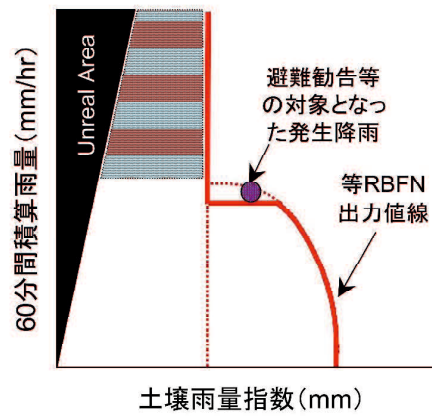
(a) 土壤雨量指数の下限値の設定前



(b) 土壤雨量指数の下限値の設定後



(a) 土壤雨量指数の補正



(b) 60分間積算雨量の補正

図 1.1.2-4 等 RBFN 出力値線に基づく CL ラインの設定例 18)より転載

### 1.1.2.3 地震後の土砂災害警戒情報の運用状況について

既に述べたように、土砂災害警戒情報では、地震後に揺れの大きかった地域を対象として、平常時における CL 基準値を暫定的に引き下げる措置がとられている。以下では、それぞれ平常時の CL 基準値を通常 CL、地震後に一時的に引き下げられた CL を暫定 CL と呼び、詳細を述べる。

図 1.1.2-5 と図 1.1.2-6 に暫定 CL の運用例を示す。暫定 CL は現在、震度 5 強と震度 6 弱以上を経験したエリアにおいて、通常 CL の 8 割と 7 割に引き下げた基準が用いられる<sup>19)</sup>。暫定 CL は、二次細分区域と呼ばれる気象警報・注意報の発表に用いられる区域単位で適応される<sup>20)</sup>。なお、二次細分区域は、原則として市町村（東京特別区は区）単位であるが、一部市町村を分割して設定されている場合もある。

暫定 CL は、通常 CL よりもグラフ中のより原点側（内側）に位置することから、通常よりも小さい規模の降雨で土砂災害警戒情報が発表されることになる。なお、暫定 CL を再び元の通常 CL に引き上げるにあたっては、少なくとも地震後に 1 出水期（6～10 月）における土砂災害の発生状況を踏まえ、引き上げの検討を行っている<sup>21)</sup>。

地震後に暫定 CL が適応されることで、地震の緩み等の影響によって地震前より少ない降雨で発生する土砂災害に対しても危険性を周知する効果が期待される。一方、暫定 CL が適応されることにより、通常 CL よりも空振りの頻度が多くなった報告も確認される<sup>21)~22)</sup>。空振りとは、土砂災害警戒情報が発表されたものの、発表期間中に、土砂災害警戒情報の対象である現象（「土石流」および「集中的に発生するがけ崩れ」）による土砂災害が発生しなかったことを示す。

暫定 CL が通常 CL よりも空振りが多くなる要因として、引き下げの割合が大きすぎる可能性や、広範囲あるいは長期にわたる運用による影響が考えられ、精度向上が課題と考えられる。

暫定 CL の精度向上にあたっては、地震がその後の降雨による土砂災害に及ぼす影響の多寡や、影響が生じるエリア、影響期間等、地震後の降雨による土砂災害発生リスクに関して、より定量的な分析を行うことが重要と考えられる。



## ■ 暫定基準設定のイメージ

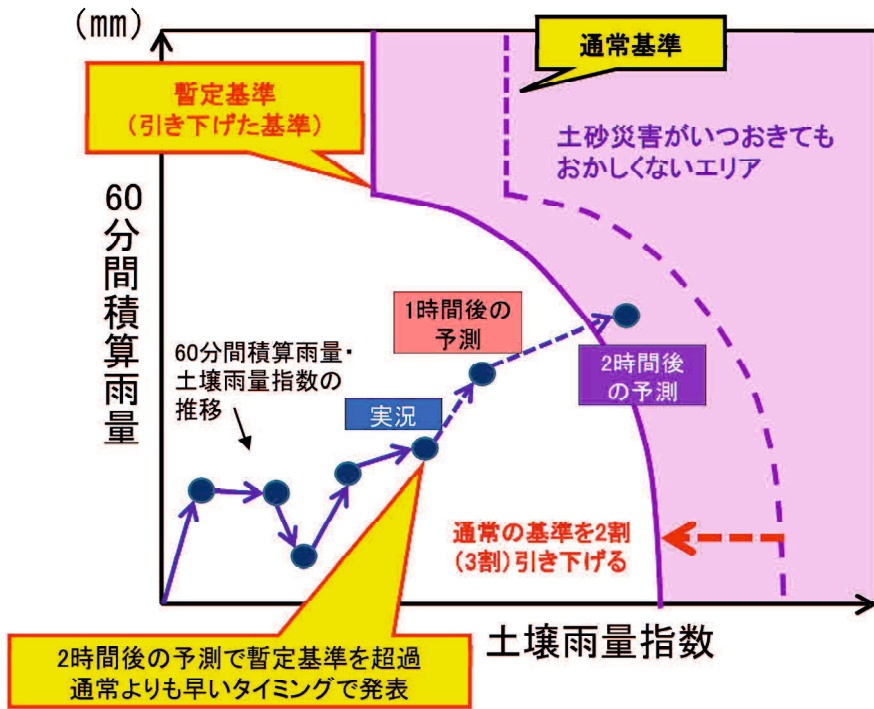


図 1.1.2-5 暫定基準の概念図 19)より転載

通常基準を暫定的に変更する市町

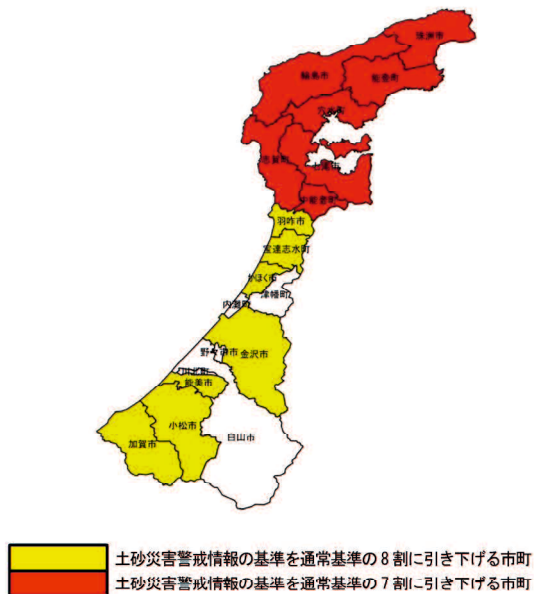


図 1.1.2-6 暫定基準の運用例 (能登半島地震の事例) 20)より転載

### 1.1.3 地震後の降雨により発生する地すべりについて

1.1.2 節で述べたように、土砂災害警戒情報は、土石流や集中的に発生するがけ崩れが対象であり、地すべりは対象外となっている。1.1.1 節にて述べた地震後の降雨による土砂災害の事例は、崩壊や土石流が主体であり、地震後の降雨により発生した地すべりについては報告事例が確認されなかった。このことから、地すべりに関しては、現状、地震後の降雨による発生リスクや特徴が特に明らかになっていない。

地すべりに関しても、他の土砂移動現象と同様、地震時に発生には至らなくても不安定化することで、その後の降雨で地すべりが発生しやすくなる可能性も考えられる。そのため、地すべりに関しても地震後の降雨による発生リスクの有無や特徴を明らかにする必要がある。

## 1.2 研究の目的

地震後の降雨により発生する土砂災害については、過去、国内で発生した地震を対象とした報告事例があり、一部では多大な被害をもたらしている。したがって、地震後の降雨による土砂災害の特徴や発生リスクを明らかにすることは、地震とその後の降雨による被害を軽減するうえで重要である。

しかし、現状、地震後の降雨により発生する土砂災害に関する研究事例は少なく、過去に報告される事例は、個々の地震を対象とした事例が主体である。したがって、複数の地震を対象とした事例を対象とした分析が必要である。また、地すべりに関しては、地震後の降雨により発生した研究・報告事例が確認されず、地震後の降雨により発生するリスクや特徴が十分明らかになっていない。

土砂災害警戒情報では、地震後に暫定 CL を適応する措置がとられているが、空振りの増加による精度低下の要因の1つとなっている報告もあり、精度向上が課題である。暫定 CL の精度向上にあたっては、地震がその後の降雨による土砂災害に及ぼす影響の多寡や、影響が生じるエリア、影響期間、条件など、地震後の降雨による土砂災害発生リスクに関してより定量的な分析が重要と考えられる。

そこで本研究では、地震後の降雨により発生する土砂災害に関する特徴と地震がその後の降雨による土砂災害発生に及ぼすリスクを解明することを目的とする。

なお、本研究では、日本列島にて最大震度 6 強以上を記録した地震を大規模地震として取り扱い、主な研究対象とした。この理由として、既往の報告事例より揺れが大きかった地震ほどその後の降雨による土砂移動発生に及ぼした影響も大きいと考えられたこと、最大震度が大きい地震は、それ未満の震度エリアも推計震度に網羅されるため、震度階ごとの影響検討を行うことで、大規模地震に相当しない最大震度 6 弱未満であった地震の影響についても包括して評価できると考えたためである。

### 1.3 研究の構成

本論文は、6章から構成され、各章の構成は以下のとおりである。

#### (1) 第1章

地震後の降雨により発生する土砂災害に関する既往研究、および地震後における土砂災害警戒情報の運用状況等を概説し、本研究の目的を述べた。

#### (2) 第2章

地震後の降雨により発生した土砂災害に関する論文や報文などの文献資料を整理のうえ、その発生エリアや発生時期、発生時の降雨量に関する特徴等について整理を行った。

#### (3) 第3章

地震後の降雨による地すべりの発生リスクや特徴を明らかにするため、全国的に地すべりの発生数が多く、平成16年(2004年)新潟県中越地震時に地すべりが多発した新潟県中越地方を対象として、地震前後に発生した地すべりの分布特性を調査した。さらに、地震後に地すべりが多発した地域を対象に、地すべりと地震動等(推計震度、最大加速度、震央・震源断層からの距離)との関係や、経時的な発生数の推移、地震前後に発生した地すべりの発生面積や発生直前の降雨量の違いについても調査した。

#### (4) 第4章

土砂災害警戒情報の暫定CLの精度向上に資する知見を得ることを目的として、2000年から2019年にかけて、最大震度6強以上(気象庁)を記録した12の地震を対象とした網羅的分析を行った。具体的には、地震前後に発生した土砂災害データや降雨数を降雨規模別、震度階別に整理するとともに、降雨により発生した土砂災害(がけ崩れ、土石流)の発生率を地震前と地震後(1年目、2年目)で比較した。

さらに、その結果をもとに地震がその後の降雨による土砂災害発生に及ぼした影響の有無やその影響期間について、各地震後の降雨数や降雨規模、降雨の多発時期等の観点から考察を行った。

#### (5) 第5章

熊本地震の約2か月後のH28年6月豪雨によって土砂災害が多発した阿蘇地域を対象として、土砂移動の特徴やリスクを把握するための分析を行った。具体的には、熊本地震前後の平成24年7月豪雨と平成28年6月豪雨に発生した土砂移動を対象とし

て通常 CL や暫定 CL における捕捉率や空振り率を調査した。また、熊本地震時と H28 年 6 月豪雨時に発生した土砂移動を対象として、発生場や発生要因等の特徴を明らかにするため、既往の地震時崩壊予測式の適応性の検証や判別分析を実施した。

(6) 第 6 章

第 5 章までの研究結果もとに、地震が今後の課題、将来の展望について述べた。

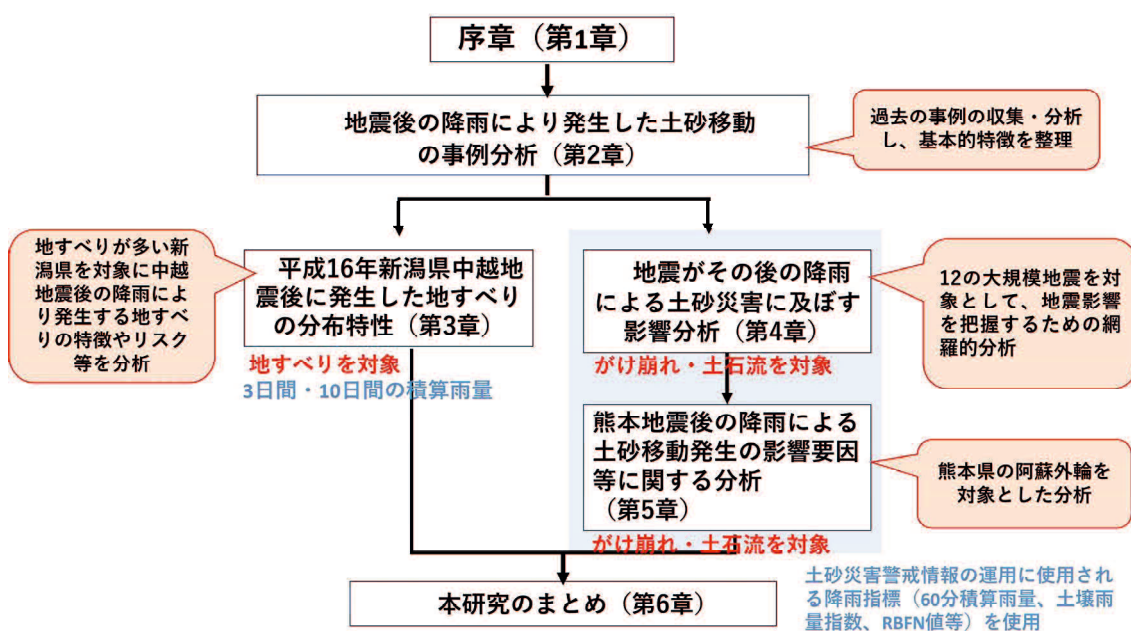


図 1.3-1 本論文の構成

## 参考文献

- 1) 国土交通省 (2024) : 報道発表資料 令和 5 年は過去平均を上回る土砂災害が発生～令和 5 年の土砂災害発表件数を公表～, [https://www.mlit.go.jp/report/press/sabo02\\_hh\\_000143.html](https://www.mlit.go.jp/report/press/sabo02_hh_000143.html), 参照2024-09-04
- 2) 内閣府 (2021) : 防災・減災, 国土強靱化新時代の実現のための提言 事前防災・複合災害ワーキンググループ提言, [https://www.bousai.go.jp/kaigirep/teigen/pdf/teigen\\_05.pdf](https://www.bousai.go.jp/kaigirep/teigen/pdf/teigen_05.pdf), pp. 1-18, 参照 2024-09-04
- 3) 内閣府 (2008) : 災害教訓の継承に関する専門調査会報告書 第 3 章 地変と津波, [https://www.bousai.go.jp/kyoiku/kyokun/kyoukunnokeishou/rep/1923\\_kanto\\_daishinsai/pdf/1923-kantoDAISHINSAI-1\\_06\\_chap3.pdf](https://www.bousai.go.jp/kyoiku/kyokun/kyoukunnokeishou/rep/1923_kanto_daishinsai/pdf/1923-kantoDAISHINSAI-1_06_chap3.pdf), pp.50-100, 参照 2024-09-04
- 4) 富田陽子・桜井亘・中庸充(1996) : 六甲山系における地震後の降雨による崩壊地の拡大について, 新砂防, Vol.48, No.6, pp.15-21
- 5) 松本舞恵・下川悦郎・地頭菌隆 (1998) : 1997 年鹿児島県北西部地震による花崗岩斜面の崩壊の特徴, 鹿大演研報, No.26, pp.9-21
- 6) 宮崎裕子・千木良雅弘・黒川潮 (2005) : 2000 年新島・神津島近海地震とその後の降雨による崩壊発生の地質・地形的要因について 流紋岩質溶岩と火砕物からなる斜面の崩壊の例, 地形, vol.26, No.3, pp.205-224
- 7) 村上旦・大丸裕武・江坂文寿(2013) : 2008 年岩手・宮城内陸地震後に発生した 2 次的な斜面崩壊の地形・地質的特徴, 森林総合研究所研究報告, vol.12, No.1 (No.426), pp.23-40
- 8) 木下祐介・八反地剛・八木勇治・江崎隼輝・奥村大輔(2014) : 東北地方太平洋沖地震とそれ以降の降雨による斜面崩壊 : 茨城県北部の花崗岩山地における事例, 地形, vol.35, No. 1, pp.25-39
- 9) 石川 芳治・赤澤 史顕・植 弘隆・大野 宏之・小山内 信智・海堀 正博・久保田 哲也・古賀 省三・権田 豊・坂島 俊彦・地頭菌 隆・清水 収・武士 俊也・樽角 晃・鳥田 英司・中濃 耕司・西 真佐人・野呂 智之・平川 泰之・平松 晋也・藤田 正治・松尾 新二郎・山田 孝 (2016) : 平成 28 年熊本地震後の降雨による二次土砂移動と二次土砂災害, 砂防学会誌, vol.69, No.4, pp.25-36
- 10) 熊本県 (2016) : 平成 28 年熊本地震 土砂災害の被災状況について【被害概要版】地震後の大雨被害, <https://www.pref.kumamoto.jp/uploaded/attachment/24487.pdf>, 参照2023-08-22
- 11) 日経クロステック (2024) : 能登豪雨で斜面崩壊が拡大, 24 年 1 月の地震が招いた複合災害, <https://xtech.nikkei.com/atcl/nxt/column/18/00142/02032/>, 参照2024-10-05
- 12) O.Marc, N.Hovius, P.Meunier, T.Uchida and S.Hayashi (2015) : Transient changes of landslide rates after earthquakes : GEOLOGY, Vol.43, No.10, p.883–886

- 13) 堀田紀文・康 恰慧・執印 康裕・魏 聰輝・張 振生・陳 信雄・鈴木 雅一 (2005) : 集集地震後の降雨で発生した崩壊に対する地震の影響について 台湾大学溪頭実験林における長期林道補修記録を用いた検討, 砂防学会誌, vol.58, No.1, pp.3-13
- 14) 気象庁 (2024) : 土砂災害警戒情報・土砂キキクル (大雨警報 (土砂災害) の危険度分布), <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/knownbosai/doshakeikai.html>, 参照2024-10-05
- 15) 東京都 : 東京都土砂災害危険度情報解説, <https://d-keikai.metro.tokyo.lg.jp/help/guide/alert.html#anchor4>, 参照 2025-01-10
- 16) 国土交通省 気象庁 (2013) : 土砂災害への警戒の呼びかけに関する検討会 第1回資料5, 土砂災害に関わる情報のこれまでの経緯, [https://www.mlit.go.jp/river/sabo/yobikake/01/120725\\_shiryo5.pdf](https://www.mlit.go.jp/river/sabo/yobikake/01/120725_shiryo5.pdf), pp.1-23, 参照2023-05-28
- 17) 気象庁 福岡管区气象台 (2022) : 福岡県土砂災害警戒情報の発表基準の変更について, [https://www.data.jma.go.jp/fukuoka/gyomu/osirase/20220524\\_doshakeikijun.pdf](https://www.data.jma.go.jp/fukuoka/gyomu/osirase/20220524_doshakeikijun.pdf), 参照 2023-05-28
- 18) 国土交通省水管理・国土保全局砂防部・気象庁大気海洋部・国土交通省国土技術政策総合研究所 (2023) : 土砂災害警戒情報の基準設定及び検証の考え方, [https://www.mlit.go.jp/river/shishin\\_guideline/sabo/dsk\\_kizyun\\_kensho\\_r0503.pdf](https://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/sabo/dsk_kizyun_kensho_r0503.pdf), 参照 2023-05-28
- 19) 気象庁 (2024) : 「令和6年能登半島地震」に伴う土砂災害警戒情報発表基準の暫定的な運用について, <https://www.mlit.go.jp/report/press/content/001716279.pdf>, 参照2024-01-06
- 20) 石川県 金沢气象台 (2024) : 令和6年能登半島地震に伴う土砂災害警戒情報発表基準の暫定的な運用について, [https://www.data.jma.go.jp/kanazawa/data/news/20240101zant\\_ei\\_dosya.pdf](https://www.data.jma.go.jp/kanazawa/data/news/20240101zant_ei_dosya.pdf), 参照 2024-01-06
- 21) 西内卓也・伊倉万里・高橋和樹・小林正直・竹下航・岸本裕輝 (2024) : 大規模地震後の土砂災害警戒情報発表基準の引き下げに関わる検討, 令和6年砂防学会研究発表概要集, pp.243-244
- 22) 中島奈桜・瀧口茂隆 (2024) : 地震後の土砂災害警戒情報暫定基準の運用方法の検証, 令和6年砂防学会研究発表概要集, pp.245-246

## 第2章 地震後の降雨により発生した土砂移動の事例分析

### 2.1 諸言

1章で述べた通り、地震後の降雨により発生した土砂移動やそれに伴う土砂災害について、複数の報告事例が確認されている。しかし、複数の報告事例をもとに地震後の降雨により発生した土砂移動の特徴を総説的にとりまとめた事例は、ほとんど確認されない。

地震後の降雨にて発生する土砂災害を研究するにあたっては、地震エリアや地震の規模、地震後の降雨量などの複数の諸条件を完全にコントロールした実験等によりデータ収集を行うことは困難である。そのため、地震後に発生した土砂移動の事例をできる限り収集・整理し、共通して認められる特徴を明らかにすることも重要であると考えられる。

そこで本章では、比較的データが多く残る1900年代以降に発生した国内外での地震を対象として、地震後の降雨により多発した土砂移動や土砂災害の事例、それらの研究事例を収集・整理し、土砂移動の発生形態や発生エリアの特徴、発生時の降雨量や地震発生からみた土砂移動の発生時期、地震影響の具体的なメカニズム等の特徴を整理した結果を述べる。

### 2.2 地震後の降雨により発生した土砂移動の特徴

表2.2-1に地震後の降雨により土砂移動が発生した事例を一覧に示す。確認された事例は計9事例であり、1事例は国外の事例にあたる。

この表によると、対象となる地震のマグニチュード6.4～9.0の範囲にあり、9事例中6事例はマグニチュード7以上である。地震のタイプは、内陸型が5事例、海溝型が3事例、群発地震が1事例である。

土砂移動が発生したエリアの地質は、おおまかに花崗岩類、堆積岩類、火山岩類の3タイプに区分される。土砂移動の形態は、地震時に発生した崩壊の拡大、新規崩壊、土石流が主体である。地震後の降雨により発生した地すべりや深層崩壊、山体崩壊を取り扱った事例は確認できなかった。

報告される土砂移動の発生時期は、地震発生後から数日～数か月以内のものが多く、地震後の経年的に発生した土砂移動を取り扱う報告事例は芸予地震と集集地震の2事例と少ない。

土砂移動発生の直接的な誘因として、9事例中4事例は、地震後の台風や梅雨前線に伴う豪雨をあげている。このうち、関東地震、新島・神津島近海地震、熊本地震では地震後より数日～2か月半以内に発生した1度の降雨イベントにて土砂移動が多発

表 2-2.1 地震後の降雨により発生した土砂移動の事例

地震名	主な発生エリア	地震日からみた発生時期	誘因となった主要な降雨イベント	主な地質	報告される土砂移動の形態	発生数	主な被害	主な引用文献	備考
関東地震 1923.9.1 Mw7.9 (海溝型)	神奈川県伊勢原市 大山付近	地震後から約2週間後	台風	第四紀火山岩 新第三紀堆積岩	土石流、崩壊	-	人家140戸被災 死者1名	1)	
兵庫県南部地震 1995.1.17 Mj7.3 (内陸型)	兵庫県神戸市灘区	地震後から約半年間	-	花崗岩	地震時の崩壊拡大 新たな斜面崩壊	1000件以上	-	2) ~3)	
鹿児島県北西部地震 1997.3.26 Mj6.6 1997.5.13 Mj6.4 (内陸型)	鹿児島県北西部 紫尾山山系	地震後から約5か月間	-	花崗岩	地震時の崩壊拡大 新たな斜面崩壊	106件	-	4)	
新島・神津島近海地震 2000.7.1 Mj6.4 (群発地震)	東京都神津島	地震後から8日間	台風	第四紀火山岩	地震時の崩壊拡大 新たな斜面崩壊	183件	-	5)	
芸予地震 2001.3.24 Mj6.7 (海溝型)	広島県呉市	地震後から2年8か月	-	花崗岩	斜面崩壊	49件	-	6)	
岩手宮城内陸地震 2008.6.14 Mj7.2 (内陸型)	岩手県一関市 盤井川流域 宮城県栗原市一の迫流域	地震後から約3か月間	-	第三紀後期～ 第四紀火山岩 新第三紀堆積岩	地震時の崩壊拡大 新たな斜面崩壊	-	-	7) ~8)	
東北地方太平洋沖地震 2011.3.11 Mw9.0 (海溝型)	茨城県北部	地震後から約9か月間	-	花崗岩	斜面崩壊	75件	-	9)	
熊本地震（本震） 2016.4.16 Mw7.3 (内陸型)	熊本県阿蘇地域周辺	地震後から約2か月半間	梅雨前線	第四紀火山岩	地震時の崩壊拡大 新たな斜面崩壊 土石流	682件	民家22棟被災 死者5名	10) ~11)	崩壊件数、面積は阿蘇カルデラ西部区域のみ
集集地震 1999.9.21 Mw7.7 (内陸型)	台湾 溪頭地区	地震後から約2年6か月	毎年の台風	新第三紀堆積岩	斜面崩壊	52件	-	12)	



したことが報告される。それ以外の事例については、地震後にあった複数回の降雨により土砂移動が発生したものと推察されている。

各事例にて報告された土砂移動の発生数は49件～1000件以上と幅広い。具体的な被害として、関東地震では地震より2週間後の豪雨により発生した土石流で民家140戸の被災と1名の死者があり、熊本地震では、地震より約2か月後の梅雨前線に伴う豪雨による土砂災害により22棟の被災と5名の死者があったことが報告される。

土砂移動の発生数に関しては、事例によりばらつきが大きく、集計期間や集計手法に違いが大きく影響している可能性がある。しかし、兵庫県南部地震と熊本地震については、他の事例に比べて発生件数がかなり多く、地震後の降雨による土砂移動が特に多い事例であった可能性がある。また、関東地震についても、具体的な発生件数は不明であるが、報告される被害が最も甚大である点から、地震後の降雨による土砂移動もかなり多かった可能性がある。

### 2.3 土砂移動発生エリアと地震動等との関係

地震後の降雨で土砂移動が発生したエリアの特徴について、主に地震動等との関係性を調査するため、地震後の降雨による土砂移動発生エリアと震央距離や地震動との位置関係を整理した。表2.3-1と図2.3-1にその結果を示す。

この図と表によると、地震後の降雨による土砂移動発生エリアの多くが最大加速度400Gal以上、震度6弱以上を記録したエリアにあり、地震時の揺れが比較的大きかったエリアに相当する。また、震央からの距離に着目すると、東北太平洋沖地震の事例を除くと、震央から概ね40km以内に位置する。集集地震については、台湾の震度階級に基づき震度6と表記した。台湾の震度階級は日本とほぼ同じであるが、震度7という階級が設定されていないことから、日本の震度7にあたる揺れの大きさであった可能性も考えられる<sup>13)</sup>。

ハスバートル<sup>14)</sup>によると、過去の4つの内陸地震時に発生した地すべりの分布と地震動との関係を調査し、全ての地すべりは震央から39km以内、震度5強以上の分布域で発生し、93%以上の地すべりは最大加速度500Gal以上の分布域内で発生したことを報告した。

図2.3-1に示す地震後の降雨で土砂移動が発生したエリアは、ハスバートルの結果に概ね近い傾向を示す。このことは、地震後の降雨により発生する土砂移動も、地震時に発生する地すべりと同様に、地震動により揺れの影響が大きかったエリアの中で多く発生する傾向にある可能性を示唆している。

表 2.3-1 地震動とその後の降雨による土砂移動発生エリアとの関係

地震	土砂移動の主な発生地区	震央からの距離(km)	最大加速度 (Gal)	震度
鹿児島県西部地震	鹿児島県北西部 紫尾山	2.7	500	5強
関東地震	神奈川県伊勢原市 大山	10	不明	6強
熊本地震	熊本県阿蘇市 阿蘇地域	38	458	6弱
集集地震	台湾 溪頭地区	24.5	450	VI
岩手宮城内陸地震	岩手県一関市 盤井川流域	2	1441	6強
岩手宮城内陸地震	岩手県栗原市 一の迫流域	25	812	6弱
兵庫県南部地震	兵庫県神戸市 灘区	28.5	891	7
東北太平洋沖地震	茨城県北部	305	671	6弱
神津島近海地震	神津島	8.5	162	5弱

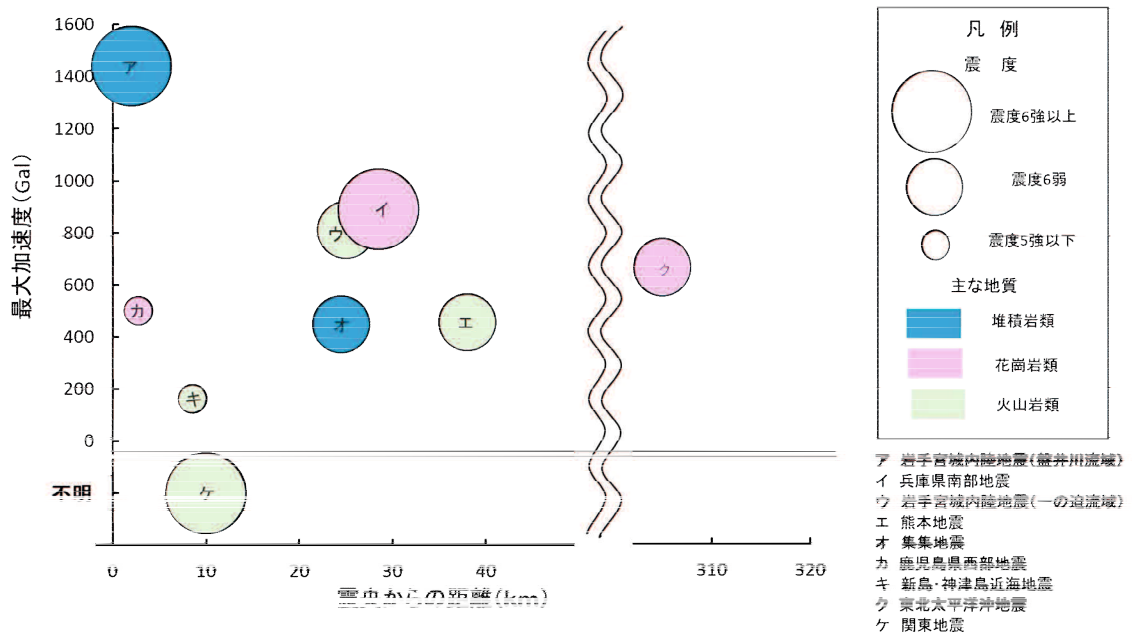


図 2.3-1 地震動とその後の降雨による土砂移動発生エリアとの関係 (グラフ)

最大加速度・震度は、鹿児島県北西部地震(河野ら<sup>15)</sup>、兵庫県南部地震と関東地震は気象庁資料<sup>16)17)</sup>を参考とした。それ以外の地震はQuiQuake(地震動マップ即時推定システム)<sup>18)</sup>により、土砂移動発生エリア周辺の最大値をとった。地震の震央位置は、気象庁資料<sup>19)</sup>に基づき、土砂移動発生エリアの中央部付近との距離関係を計測した。

集集地震の震央位置と最大加速度、震度は、岩楯ら<sup>20)</sup>と日本地震学会<sup>13)</sup>を参考とした。

## 2.4 土砂災害発生時の降雨量の特徴

地震後の降雨により発生する土砂移動は、地震前よりも少ない降雨量で発生したことが複数の収集資料により報告されている。ここでは、地震後に発生した土砂移動発生時の降雨量を比較検討した3つの地震の事例（1995年兵庫県南部地震、2016年熊本地震、1999年集集地震）の結果を引用し、その特徴を整理した結果を示す。

富田ら<sup>20)</sup>によると、平成7年兵庫県南部地震から約4～6か月後に認められた崩壊の拡大について、地震前の崩壊発生時の降雨指標と比較・分析した結果、地震前の3～5割程度少ない値であったと報告した。

渡邊ら<sup>20)</sup>は、阿蘇地方における平成28年熊本地震前後の土砂移動時の降雨量について、複数の降雨指標を基に比較・分析した結果、地震直後（2016年4月）は地震前の1～3割程度であり、約2か月後（2016年6月）は地震前の3～8割程度であると報告した。

堀田ら<sup>12)</sup>は、台湾大学溪頭実験林内において、1999年集集地震の前後で発生した崩壊を対象として、発生時の連続雨量や発生件数などを比較し、地震による影響を検討した。その結果、地震後から約5か月後に発生した崩壊（2000年2月）は地震影響があったのに対し、地震から2年以上経過し発生した崩壊（2002年5月）では既に地震の影響が顕著ではなかったと考察した。堀田ら<sup>12)</sup>の事例では、地震前と比較した降雨指標の割合について具体的に言及していないが、参考までに論文中の崩壊発生時の連続雨量の表をもとに、地震1か月前（1999年8月）と地震後に発生した崩壊の連続雨量の割合を求めると、2000年2月の崩壊は地震前の4～6割程度であるが、2002年5月の崩壊は10割以上となり、地震前の崩壊発生時の降雨量と差が小さくなっている。

表2.4-1と図2.4-1に各事例にて報告される地震発生からみた土砂移動の発生時期と地震前と比較した発生時の降雨指標の割合を整理した。このグラフでは、横軸に地震発生からその後の降雨による土砂移動発生までの経過日数、縦軸に地震前に対する土砂移動発生時の降雨指標の割合で示される。

各事例は、それぞれ分析手法や地震規模、土砂移動の特徴等が異なるため、直接的に比較できない点に留意する必要がある。しかし、いずれのケースにおいても、地震発生から半年以内の直近に発生した土砂移動において、発生時の降雨指標が地震前に比べて小さく、地震による影響を伴っていた可能性が考えられる。また、図中に示される発生時の降雨指標の割合の推移に着目すると、地震の影響は地震直後が特に大きく、その後は時間の経過に伴って影響が不明瞭、すなわち小さくなる可能性が示唆される。

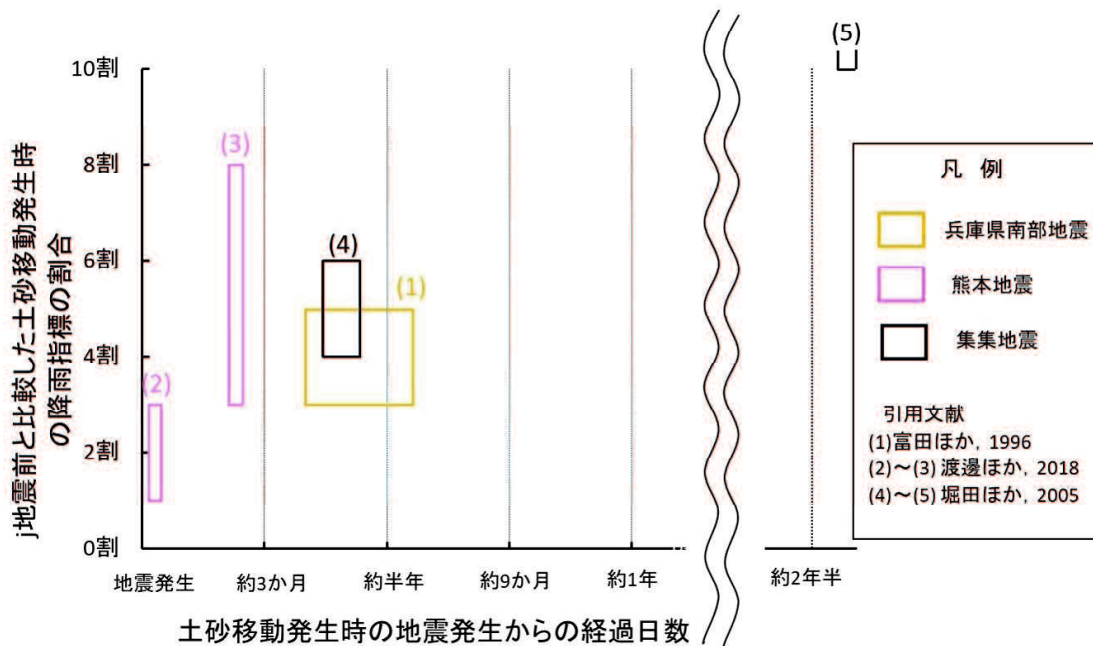


図 2.4-1 地震発生から土砂移動発生時までの経過日数と地震前の土砂移動発生時の降雨指標との割合 ②、⑫、⑳の結果を引用

表 2.4-1 地震前後の土砂移動発生時の降雨指標の比較事例 ②、⑫、⑳の結果を引用

左欄に示される (1) ~ (5) の番号は、図 2.4-1 の (1) ~ (5) に対応する。

地震名	地震後に発生した土砂移動			概要	主な引用
	土砂移動発生エリア	発生日時	地震からの経過日数		
(1) 兵庫県南部地震 1995.1.17 M7.2	六甲山系 鶴甲地区(震度7)	1995.5.12~7/20	約4~6か月後	地震後に複数回の崩壊拡大があった鶴甲地区を対象に崩壊拡大時の降雨指標値(時間・積算雨量、タンク貯留量、実効雨量)を地震前後で比較すると、いずれも地震前に比べ3~5割少ない値で発生がみられた。	富田ほか <sup>②</sup>
(2) 熊本地震 2016.4.16 M7.3	阿蘇外輪(震度6弱~6強)	2016.4.21 (地震直後の豪雨)	5日後	地震前後で土砂移動が発生した時の降雨指標(実効雨量、土壌雨量指数、連続雨量、時間雨量)を比較した結果、地震前に比べ1~3割少ない値で発生がみられた。	渡邊ほか <sup>⑳</sup>
(3) 熊本地震 2016.4.16 M7.3	阿蘇外輪(震度6弱~6強)	2016.6.19~6.29 (梅雨前線の豪雨)	約2か月~2か月半後	(2)と同様の手法で比較した結果、地震前に比べ3~8割少ない値で発生がみられた。	
(4) 集集地震 1999.9.21 M7.6	台湾大学 溪頭実験林(震度6)	2000.2月	約4~5か月後	地震前後で発生した崩壊のうち、比較的少ない降雨量で発生した崩壊イベント(論文では日雨量265mm以下を指標としている)を対象として、1、3、5、7日間の最大連続雨量を比較し、地震後のほうが少ない降雨で発生し、地震の影響が大きく現れていることを指摘した。 ※地震前と比較した雨量指標の割合は、論文に示されるデータをもとに本レポートで算出したもの(4割~6割程度)。	堀田ほか <sup>⑫</sup>
(5) 集集地震 1999.9.21 M7.6	台湾大学 溪頭実験林(震度6)	2002.5月	約2年8か月~9か月後	(4)と同様の手法で比較した結果、地震の影響は顕著ではないことを指摘した。 ※地震前と比較した雨量指標の割合は、論文をもとに本レポートで算出したもの(10割以上)。	

## 2.5 地震影響のメカニズムについて

文献資料の収集・整理の結果、地震がその後の降雨による土砂移動に及ぼす影響の具体的なメカニズムとして、①地盤強度・地盤剛性の低下、②地震時の亀裂、③地震時の崩壊、④地震時の崩壊土砂の流出、の可能性が考えられた。

以下では、収集文献をもとに、それぞれの概要を述べる。

### 2.5.1 地震動による地盤強度・地盤剛性の低下

地震がその後の降雨により発生した土砂移動に及ぼす影響として、地震動により地盤強度や地盤剛性の低下が生じることで、その後の降雨により土砂移動が発生しやすくなる可能性が考えられる。

鳥居ら<sup>22)</sup>は、平成7年兵庫県南部地震後の降雨により多発した斜面崩壊に地震動が与えた影響を実験的に検討するため、崩壊地で採取したまさ土にわずかに石こうを添加した不攪乱試料を模擬的に再構成した実験を行い、繰返し載荷過程を地震動の影響、水浸過程を降雨の影響と見立て、それぞれの過程を経た供試体に対する圧密排水(CD)試験から得られたピーク強度を比較した。その結果、繰返し載荷を行った試料の強度は、繰返し載荷・水浸過程のない試料よりも18%低下し、さらに繰返し載荷後に浸水過程を行った試料の強度は44%低下したことを報告した。この結果から、地震後の降雨時が最も地盤の強度が低下した状態にあると推察した。

高橋ら<sup>23)</sup>は、地震発生からの経過時間が斜面の安定性に及ぼす影響を明らかにするため、北海道胆振東部地震時に発生した崩壊地にて採取した不攪乱供試体を用いた室内試験を行った。室内試験は、加速度試験により供試体のせん断面に0.85G、2.2G、3.0Gの加速度を与えた後、所定期間(1, 3, 9か月)屋外に埋設した供試体に対し、一面せん断試験をそれぞれ行い、粘着力 $c$ 、内部摩擦角 $\phi$ を測定した。その結果、各供試体では、内部摩擦角 $\phi$ に大きな変化は確認されなかったが、粘着力 $c$ に関しては、加震直後の供試体では、加震しなかった検体に比べて低下が確認され、与えた加速度が大きかった供試体のほうが、その低下幅が大きい特徴が確認された。また、2.2G、3.0Gの加速度を与えた供試体では、3か月経過した時点で加速度を与える前の80%程度まで粘着力 $c$ が回復し、加速度を与えることで低下した土質強度は、時間経過とともに回復する傾向が確認された。

また、地震学の分野において、地震後に地盤剛性が低下する可能性が報告されている。澤崎<sup>24)</sup>は、地震後には地盤内の地震波速度(例えばS波速度)の低下が生じ、その要因として強震動により浅層地盤の損傷することで地盤剛性が低下した可能性を挙げている。澤崎<sup>24)</sup>によると地震波速度の低下は、強震動が終息した後もすぐには元に戻らず、地震直後から時間経過の対数に比例しながら数か月から数年かけて回復する

としている。この理由については明確ではないが、強震動による地盤内部のひずみや過剰間隙水圧に伴う地盤剛性の低下は、いったん地震動が収まれば急速に回復するが、地震動により生じた地盤内の亀裂については、完全に元に戻るのに時間を要するため、このことが、地震波速度が完全に回復に至るまでに時間を要する原因の1つとなっている可能性が考えられる。

このような事例から、地震により強振動を経験したエリアでは、地盤強度や地盤剛性が低下し、これにより生じた地盤の緩みが要因となって、地震前より少ない降雨で土砂移動が発生しやすくなる可能性が考えられる。

一方地盤強度と地盤剛性の低下は、地震発生の経過とともに回復する可能性が示唆されていることから、このような現象が土砂災害発生に及ぼす影響も、時間の経過とともに小さくなると考えられる。

### 2.5.2 地震時に発生した亀裂による影響

地震の発生に伴い発生する斜面上の亀裂が、その後の降雨による土砂移動発生に影響を与えた可能性が報告されている。

石川ほか<sup>10)</sup>では、熊本地震時に多数の亀裂が発生し、その後の降雨時に、斜面上部の亀裂付近を頂部とした崩壊があったことを報告した。

平松ら<sup>25)</sup>は、兵庫県南部地震により形成された斜面の亀裂を対象とした数値シミュレーションを実施した結果、斜面上の亀裂が下流部斜面の地下水を上昇させ、その結果、斜面の安全率を低下させる可能性があることを指摘した。

これらの報告から、地震時に発生した亀裂の存在が斜面の安定性や地下水流動の変化を及ぼし、その後の土砂移動発生に影響を与えた可能性が考えられる。

図 2.5-1 に熊本地震にて大規模な崩壊が多発した立野地区での亀裂判読結果<sup>26)</sup>を示す。

この判読図では、地震時に発生した亀裂は、その形態により複数のタイプに区分されている。そのうち、遷急線より下部にある谷落ち亀裂については、地震後の降雨により崩壊に至ったことが報告されているが、尾根部や緩斜面に発生した山落ち亀裂や陥没帯は、崩壊の要因とはならず、亀裂の形態や亀裂の分布箇所により崩壊へつながる危険性が異なる可能性が指摘されている(図 2.5-2)<sup>26)</sup>。

熊本地震時に阿蘇地域で発生した亀裂を対象として地盤伸縮計を用いたモニタリングを行った結果、崩壊につながるような大きな変動は確認されなかったことも報告されている<sup>26)</sup>。このような結果についても、地震時に斜面上に発生する亀裂が、必ずしも崩壊につながるわけではないことを示唆している。

以上のことから、地震時に発生した亀裂が斜面に与える影響は、亀裂の発生位置や

形態に応じた危険性を着目した検討が必要になると考えられる。



写真 2.5-1 熊本地震時に発生した亀裂

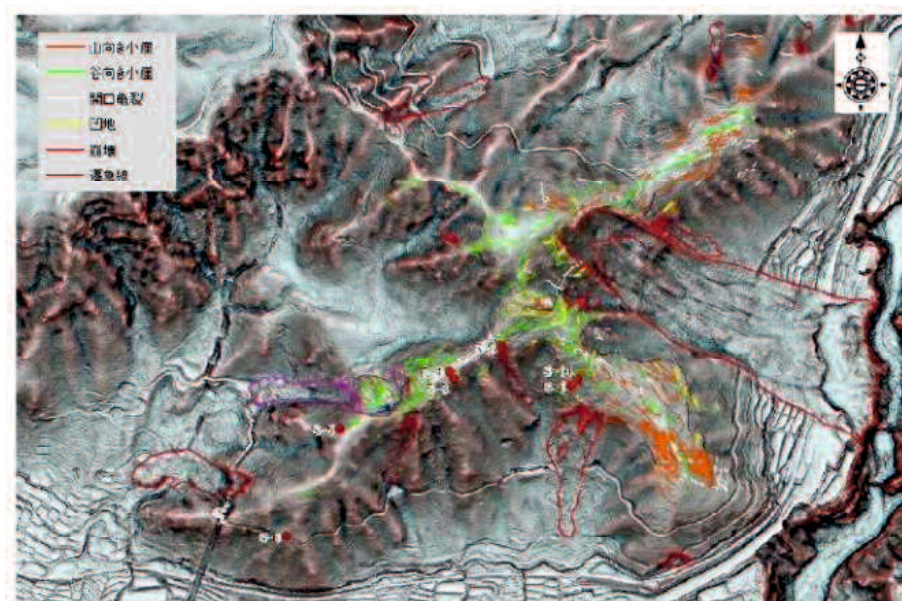


図 2.5-1 立野地区における亀裂判読結果<sup>26)</sup>より転載

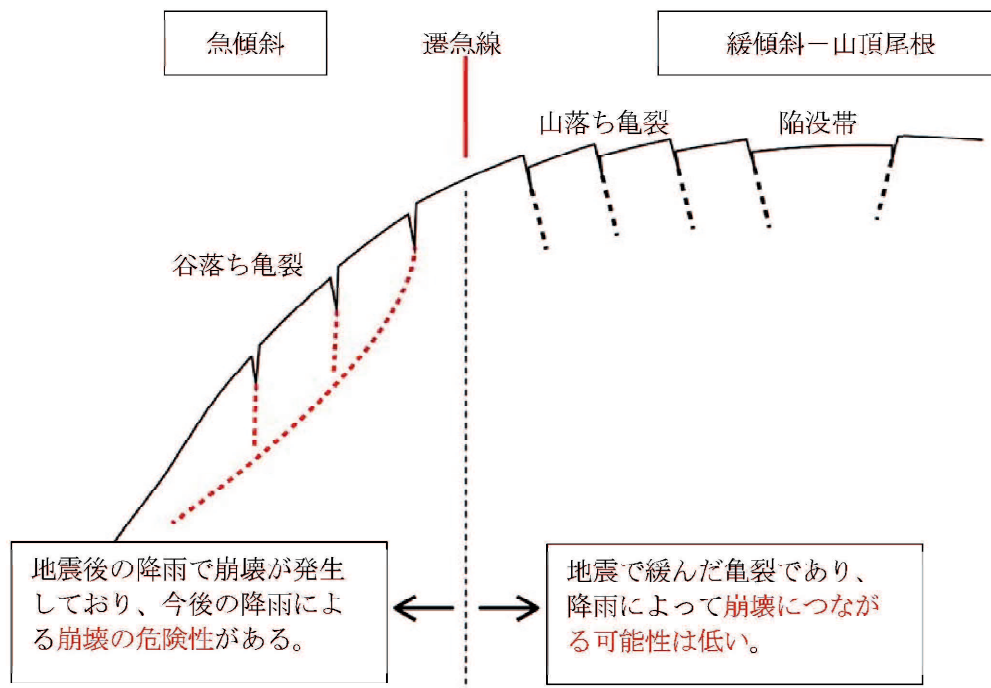


図 2.5-2 崩壊リスクのある亀裂<sup>26)</sup>より転載

### 2.5.3 地震時の崩壊土砂流出による影響

地震時の崩壊等により堆積した土砂が、その後の豪雨による土石流や土砂流により流出する影響が長期的に継続することが報告されている。例えば、1984年の長野県西部地震では多くの斜面崩壊が発生し、地震後には震源域より下流のダムへの流入土砂量が少なくとも7年間にわたり増加したことが報告されている<sup>27)</sup>。

大正12年(1923年)関東地震では、地震から約2週間後の豪雨により土石流が多発したが、この要因として、地震時に発生した無数の亀裂と崩壊によって大量の土砂が上流部の溪流に堆積したため、少ない降雨でも土石流が発生しやすくなったことが報告されている<sup>1)</sup>。また、それ以降も10年くらいにわたり、降雨のたびに崩壊や土石流が以前より多発したとされている。

鈴木ら<sup>28)</sup>は、2009年7月に土石流による被害があった山口県防府市を対象として、地形解析、現地踏査、土石流堆積物中の木片炭化物を用いた放射性炭素年代から過去の土石流の発生イベントとその年代を調査し、地域に残る災害記録との比較検討を行った。その結果、防府地域における土石流の発生間隔は約60～300年の幅があり、1707

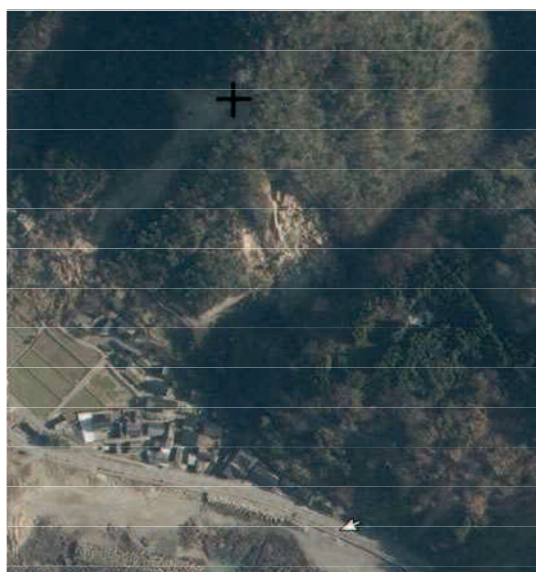


年宝永地震直後の土石流の発生間隔が特に短くなっていることを明らかにした。鈴木らは、その理由として宝永地震時に発生した崩落土砂が、その後の豪雨で土石流として流下した可能性をあげており、地震が土石流の発生源を供給する役割にある可能性を指摘した。

令和6年能登半島地震では、地震より約9か月後の記録的な豪雨により、約1900箇所において土砂流出があったことが報告されている<sup>29)</sup>。この地震で特に被害の大きかった石川県珠洲市二江町では、地震時の崩壊により谷出口付近に堆積した土砂がその後の豪雨により土石流となって流出し、下流の家屋を押し流した様子が航空写真より確認される(写真2.5-2)。

このような報告事例から、地震時の崩壊により発生した堆積土砂がその後の降雨による土石流や土砂流の発生に影響を及ぼす可能性が考えられる。また各事例から、崩壊土砂流による影響は少なくとも数年単位で継続し、亀裂や地盤強度や地盤剛性等の低下に比べて、影響が長く続く可能性が考えられる。

2024/1/2撮影



2024/9/24撮影



写真2.5-2 令和6年能登半島地震後の豪雨により発生した土石流の事例<sup>30)</sup>功肇

## 2.6 まとめ

本章では、地震後の降雨により発生した土砂移動を対象とした収集資料をもとに、土砂移動の特徴等の分析検討を行った。主要な結果は以下のとおりであった。

- (1) 地震後の降雨により発生した土砂移動の発生形態として、主に地震時に発生した崩壊の拡大や、新規崩壊、土石流が確認された。
- (2) 土砂移動の発生時期として、地震より半年以内に発生した土砂移動の報告例が多い。土砂移動の直接的な誘因は、地震後の台風や梅雨前線による豪雨が確認され、地震直後の降雨イベントで土砂移動が多発した事例と、地震後の複数回の降雨により土砂移動が発生したと推察される事例が確認された。
- (3) 土砂移動の発生エリアは、地質的にみると花こう岩、堆積岩、火山岩エリアに区分される。地震動との関係からみると、震央から 40km 以内、地震時に震度 6 弱以上、最大加速度 400Gal 以上を記録した範囲にあるケースが多く、地震時と同様、揺れの大きかったエリアで発生しやすい傾向が示唆される。
- (4) 地震後の降雨により発生した土砂移動は、地震後から約半年間にかけて地震前の 1~8 割程度の降雨規模で発生する可能性があり、その影響は時間の経過とともに小さくなる可能性が示唆される。
- (5) 地震がその後の土砂移動発生に及ぼす影響の要因として、地震動による地盤剛性や土質強度の低下、地震時に発生した亀裂の影響、地震時の崩壊土砂がその後の土砂量出や土石流等の発生源となることが考えられる。

## 参考文献

- 1) 内閣府 (2008) : 災害教訓の継承に関する専門調査会報告書 第3章 地変と津波, [https://www.bousai.go.jp/kyoiku/kyokun/kyoukunnokeishou/rep/1923\\_kanto\\_daishinsai/pdf/1923-kantoDAISHINSAI-1\\_06\\_chap3.pdf](https://www.bousai.go.jp/kyoiku/kyokun/kyoukunnokeishou/rep/1923_kanto_daishinsai/pdf/1923-kantoDAISHINSAI-1_06_chap3.pdf), 参照 2024-09-04
- 2) 富田陽子・桜井亘・中庸充(1996) : 六甲山系における地震後の降雨による崩壊地の拡大について, 新砂防, Vol.48, No.6, pp.15-21
- 3) 六甲山の災害展 : 阪神・淡路大震災と砂防事業, <https://rokkosan-saigaiten.jp/wp/wp-content/uploads/2024/09/6fd924cd6fe5095f394b449d7714252b.pdf>, 参照2024-09-04
- 4) 松本舞恵・下川悦郎・地頭菌隆 (1998) : 1997 年鹿児島県北西部地震による花崗岩斜面の崩壊の特徴, 鹿大演研報, No.26, pp.9-21
- 5) 宮崎裕子・千木良雅弘・黒川潮 (2005) : 2000 年新島・神津島近海地震とその後の降雨による崩壊発生の地質・地形的要因について 流紋岩質溶岩と火砕物からなる斜面の崩壊の例, 地形, vol.26, No.3, pp.205-224
- 6) 森脇武夫・山田良子 (2004) : 呉市における降雨による斜面災害の特徴と降雨特性の関係, 土木学会第 59 回次学術口論会, pp.259-260
- 7) 村上旦・大丸裕武・江坂文寿(2013) : 2008 年岩手・宮城内陸地震後に発生した 2 次的な斜面崩壊の地形・地質的特徴, 森林総合研究所研究報告, vol.12, No.1 (No.426), pp.23-40.
- 8) 村上旦・大丸裕武・金子守男(2017) : 2008 年岩手・宮城内陸地震後の降雨により崩壊が発生した山地斜面の地形的特徴, vol.54, 日本地すべり学会誌, No. 1, pp.3-12
- 9) 木下祐介・八反地剛・八木勇治・江崎隼輝・奥村大輔(2014) : 東北地方太平洋沖地震とそれ以降の降雨による斜面崩壊 : 茨城県北部の花崗岩山地における事例, 地形, vol.35, No.1, pp.25-39
- 10) 石川 芳治・赤澤 史顕・植 弘隆・大野 宏之・小山内 信智・海堀 正博・久保田 哲也・古賀 省三・権田 豊・坂島 俊彦・地頭菌 隆・清水 収・武士 俊也・樽角 晃・鳥田 英司・中濃 耕司・西 真佐人・野呂 智之・平川 泰之・平松 晋也・藤田 正治・松尾 新二郎・山田 孝 (2016) : 平成 28 年熊本地震後の降雨による二次土砂移動と二次土砂災害, 砂防学会誌, vol.69, No.4, pp.25-36
- 11) 木村誇・坂井直樹・水谷佑・村松広久・田中義郎・高野正範・近藤雅信 (2017) : 平成 28 年熊本地震による崩壊・亀裂形成とその後の降雨による崩壊発生箇所との関係, H29 年度砂防学会研究発表会概要集, pp678-679
- 12) 堀田紀文・康 恰慧・執印 康裕・魏 聰輝・張 振生・陳 信雄・鈴木 雅一(2005) : 集集地震後の降雨で発生した崩壊に対する地震の影響について 台湾大学溪頭実験林における長期林道補修記録を用いた検討, 砂防学会誌, vol.58, No.1, pp.3-13
- 13) 日本地震学会 (2000) : 日本地震学会広報誌なぬふる, pp.1-8

- 14) ハスバートル・石井靖雄・丸山清輝・鈴木聡樹・寺田秀樹・中村明(2011)：最近の逆断層地震により発生した地すべりの分布と規模の特徴，地すべり学会誌，vol.48, No.1, pp.23-38
- 15) 河野健二・吉原進・岩永昇二（1997）：鹿児島県北西部地方地震（1997）の被害について，第24回地震工学研究発表会講演論文集，pp.1117-1120
- 16) 気象庁：阪神大震災から20年特設サイト，気象庁ホームページ，[https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/1995\\_01\\_17\\_hyogonambu/index.html](https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/1995_01_17_hyogonambu/index.html)，参照2021-8-13
- 17) 気象庁：「関東大震災から100年」特設サイト，気象庁ホームページ，[https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/1923\\_09\\_01\\_kantoujishin/data.html](https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/1923_09_01_kantoujishin/data.html)，参照2024-10-1
- 18) 産業総合技術研究所(2021)：QuiQuakeー地震動マップ即時推定システムー，<https://gbank.gsj.jp/QuiQuake/>。参照2021-7-30
- 19) 気象庁：各種データ資料，気象庁ホームページ，<http://www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html>，参照2021-8-13
- 20) 岩楯倣広・吉嶺充俊（2000）：台湾集集め地震土木構造物の被害と特徴，総合都市研究，No.7 2, pp.77-115
- 21) 渡邊輝嗣・桂真也・林真一郎・梅谷涼太・齋藤はるか・野呂智之・村田郁央(2018)：平成28年熊本地震前後の阿蘇地域における土砂移動現象発生の各種降雨指標値の比較，土木学会西部支部第9回土砂災害に関するシンポジウム論文集，pp.151-156
- 22) 鳥居宣之・沖村孝・加藤正司(2007)：地震後の降雨による斜面崩壊発生機構に関する実験的検討，土木学会論文集C，vol.63, No.1, pp.140-149
- 23) 高橋和樹・平松晋也（2022）：大規模地震後の経過時間が崩壊発生限界雨量に及ぼす影響，令和4年度砂防学会研究発表会概要集，pp.37-38
- 24) 澤崎郁（2017）：大地震に伴う地下構造変化とその回復過程について，地震，Vol.70, No.2, pp.57-79
- 25) 平松晋也・水山高久・石川芳治・小山内信智：地震により斜面上に形成された亀裂が土砂生産危険度に及ぼす影響（1999），日本地すべり学会誌（地すべり），Vol.36, No.2, p.3-12
- 26) 熊本県(2020)：立野地区亀裂対策検討委員会報告書について，熊本県ホームページ，<https://www.pref.kumamoto.jp/soshiki/93/1875.html>，参照2021-11-15
- 27) 内田太郎・丹波諭・蒲原潤一（2014）：大規模土砂生産後の土砂流出，土木技術資料，vol.56, No.10, pp.24-27
- 28) 鈴木素之・坂口和之・猪原京子（2015）：山口県防府市における土石流の特徴と土砂災害発表年表，公益社団法人地盤工学会中国史部論文報告集，地盤と建設，Vol.33, No.1, pp.105-113
- 29) 防災科学研究所 水・土砂防災研究部門（2024）：令和6年9月能登半島豪雨による土砂流出推定範囲 -石川県能登半島北部-，[https://mizu.bosai.go.jp/key/2024Noto\\_2](https://mizu.bosai.go.jp/key/2024Noto_2)，参照2024-12-13

- 30) 国土地理院 (2024) : 令和6年(2024年)能登半島地震に関する情報, [https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/20240101\\_noto\\_earthquake.html](https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/20240101_noto_earthquake.html), 参照 2024-11-10

## 第3章 平成16年新潟県中越地震後に発生した地すべりの分布特性について

### 3.1 諸言

1章と2章にて述べたように、既往の報告事例では、地震後の降雨により発生した土砂移動形態は、地震時の崩壊の拡大や新規崩壊、土石流が主体であった。地すべりについては地震後の降雨により発生した報告事例が確認できず、崩壊や土石流に比べ地震後の降雨による発生リスク等が明らかになっていない。

平成16年(2004年)新潟県中越地震では、地すべり地形が多数存在するエリア付近にて地震時に多数の地すべりが再滑動し、多大な被害を及ぼしたことが報告されている<sup>1)</sup>。その後、再滑動した地すべりを対象に、地震後から2冬季間の変動状況が調査した結果、顕著な変動がなかったとされている<sup>2)</sup>。しかしながら、地震後の地すべりの発生分布や経時的な発生数の推移については明らかにされていない。地すべりに関しても他の土砂移動と同様、地震時に発生には至らなくても地震時に不安定化し、その後の降雨により地すべりが発生しやすくなり、地すべりの発生数が増加する可能性も考えられる。

そこで本章では、平成16年(2004年)新潟県中越地震(以下、中越地震という)を対象に、地震発生前の約4年間と発生後の12年間における地すべりの時空間分布データから、地震後に発生した地すべりの分布特性を調査した。さらに、地震後に地すべりが多発した地域を対象に、地すべりと地震動等(推計震度、最大加速度、震央・震源断層からの距離)との関係や、経時的な発生数の推移、地震前後に発生した地すべりの発生面積や発生直前の降雨量の違いを調査した。また、融雪による地すべりが多い地域であることも踏まえ、積雪深と地すべり発生との関係についても調査した。

さらに、これらの結果を踏まえ、地震後に発生する地すべりの特徴やリスク性に関する考察を行った。

### 3.2 調査範囲の概要

ハスバートルほか<sup>3)</sup>によると、中越地震時に発生した地すべりの約97%は震度6弱以上の範囲で発生したとされている。一方、地震後に発生した地すべりと震度との関係は明らかになっておらず、地震時に震度6弱未満を記録した地域でも、その後地すべりが多発した可能性も考えられる。そこで、調査範囲は新潟県中越地方のうち、中越地震時に震度階級が1ランク低い震度5強以上を記録した範囲とした(図3.2-1)。

調査範囲の地形は、主に標高200~500mからなる複数の丘陵とその間に発達する盆地から構成される。各丘陵には多数の地すべり地形<sup>4)</sup>が分布する。調査範囲の地質

は、主に新第三紀から第四紀の堆積岩類や火山岩類で構成される<sup>5)</sup>。また、NE-SWの走向をもつ褶曲構造が発達する<sup>6)</sup>。山地・丘陵と盆地の境界付近には複数の活断層があり、概ねNE-SW方向の走向をなす<sup>7)</sup>。活断層は、山地・丘陵側を隆起させる逆断層であることが指摘されている<sup>8)</sup>。

調査範囲では、2001年以降に3つの地震が発生している(表3.2-1)。中越地震後に発生した平成19年(2007年)新潟県中越沖地震(以下、中越沖地震という)、平成23年(2011年)長野県北部地震(以下、長野県北部地震という)についても、調査結果で述べることから、ここでは中越地震を含む3つの地震の概要を述べる。3つの地震の震源の深さはいずれも8~17km<sup>9)</sup>と浅く、逆断層の運動様式をもつ内陸地震<sup>10-12)</sup>である。中越地震は内陸部の川口付近に震央が位置する。一方、中越沖地震は出雲崎付近より約6km北西側の上中越沖、長野県北部地震は長野県との県境付近に震央が位置する。中越地震では、調査範囲内の沿岸部を除いた丘陵内の広い範囲で、震度5強~7が観測された<sup>11)</sup>。中越沖地震では中越地方の柏崎沿岸部を中心に震度5強~6強が観測され、長野県北部地震では栄~津南周辺で震度6強が観測された<sup>12)</sup>。

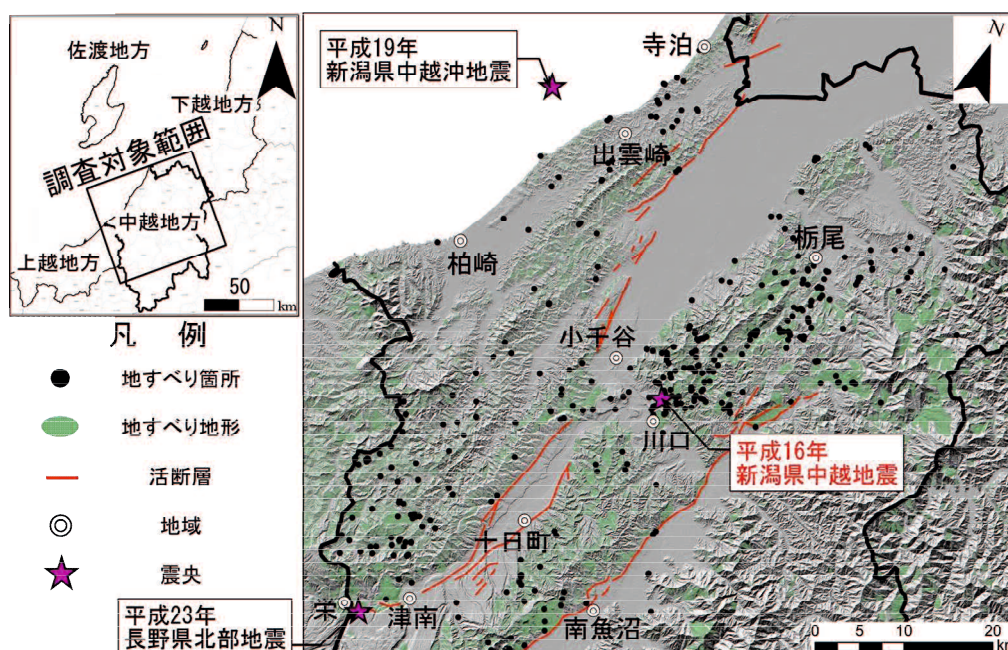


図3.2-1 調査対象範囲

地形図は国土数値情報10mDEMを基に作成した。

表 3.2-1 地震の諸元<sup>9)~12)</sup>より作成

地震名	発生日	Mj	深さ	運動様式	最大震度
平成16年新潟県中越地震	2004年10月23日	6.8	13km	逆断層	7
平成19年新潟県中越沖地震	2007年7月16日	6.8	17km	逆断層	6強
平成23年長野県北部地震	2011年3月12日	6.7	8km	逆断層	6強

### 3.3 調査手法

#### 3.3.1 解析データ

解析データは、2001年1月1日～2016年12月31日までに新潟県から国土交通省へ報告された「地すべり災害」のデータから、災害報告における地すべりの長さや幅、位置座標を使用した。地すべりの長さや幅の数値から発生面積を算出し、位置座標をもとにGIS上に点データとして整理した(図3.2-1)。

なお、解析に用いた地すべりのデータは、人命や家屋・インフラに被害を与えなかったものも含まれ、住民等からの通報や調査により明らかになったものが対象となっている。発生現象としては、地すべり等防止法の対象となる現象が「地すべり災害」として整理されている。現象の学術的な定義については、発生時の状況を把握したものではないことから困難な面があるが、災害発生後の写真や報告資料などから、次のように判断し調査対象とする地すべりを選定した。

発生面積100 m<sup>2</sup>以下のデータについては、ごく小規模な崩壊現象と判断し対象外とした。残るデータについては、およそ移動層厚の3～10 m以上の土砂移動現象が全体の約6割以上を占めた。一方、4割近くは移動層厚3m未満の小規模な土砂移動現象とみられ、この中には崩壊に近い土砂移動現象も含まれると判断された。調査対象とした地すべりは401事例であった。

これらは、山崎<sup>13)</sup>による崩壊性地すべりもしくは地すべり(狭義)に概ね該当する。また、大八木ほか<sup>14)</sup>による中越地震で発生した斜面変動の5分類では、10 m以上の層厚を持ったものをDd(深層の変形変動)、1～10 mの層厚のものをSd(浅層の変形変動)と定義しており、ほとんどはSdもしくはDdに該当する。

#### 3.3.2 地すべりの広域的な時空間分布の調査

調査では、対象期間をそれぞれ地震前、地震時、地震後Ⅰ～Ⅲに5区分し(表3.3.2-1)、各期間で発生した地すべり分布図を作成した。地震時の期間については、地震の翌日以降も地すべりの報告事例が多く確認されたことから、余震によって発生した地すべ



表 3.3.2-1 各期間の諸元

期間名	対象期間		地すべり データ数	
地震前	2001年1月1日-2004年10月22日	約3年11か月	101	
地震時	2004年10月23日-2004年12月31日	約2ヶ月	120	
地震後	I	2005年1月1日-2008年12月31日	4年間	74
	II	2009年1月1日-2012年12月31日	4年間	80
	III	2013年1月1日-2016年12月31日	4年間	26

りや、本震によって発生したが発見が遅れた地すべりもあった可能性を考慮し、地震発生日から2004年12月31日までの約2か月と設定した。各期間の分布図を比較し、地震後に地すべりが多発した地域を抽出した。

地すべり発生箇所の分布図は、地すべり多発エリアを把握しやすくするため、カーネル密度推定法による解析結果を重ね合わせて表示した。

図 3.3.2-1 にカーネル密度推定法の概念図を示す。カーネル密度推定法は、有限の標本データの点分布から母集団の分布を外挿処理で補完する手法であり、なめらかな密度分布面を表現する特長を持つ。この推定手法は、GIS の普及以後に多用されるようになった空間分析手法の一つである。今回は、各期間で地すべりが多発したエリアを概略的に比較するため、本推定手法を解析に用いた。

カーネル密度推定法による解析結果から、相対的に密度が高い範囲（以下、ホットスポットと呼ぶ）を暖色で表示した。ホットスポットの大きさや形状は、設定する探索半径に左右される。本調査では、地すべりの発生分布が多い地域をおおまかに把握するため、探索半径を3kmとした。また、ここでは暖色で示された範囲のうち、2件以上の地すべりを包含する範囲をホットスポットとして、各期間での分布を比較した。

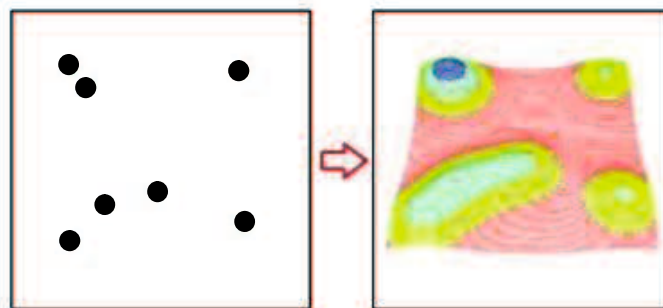


図 3.3.2-1 カーネル密度推定法の概念図 15)の一部引用

### 3.3.3 地震後の地すべり多発エリアの詳細調査

前節の調査をもとに抽出した中越地震後の地すべり多発エリアを対象として、さらに以下に示す検討を行った。

#### 3.3.3.1 地震動等と地すべりの分布特性の関係

ここでは、中越地震時の推計震度、最大加速度、震央・震源断層からの距離に基づいて対象地域をエリア区分し、地震時と地震後の地すべり発生の多寡との関連性を調査した。

最大加速度と推計震度については、地震動マップ即時推定システム (Quake Map)<sup>16)</sup>を使用した。本システムは、防災科学技術研究所の地震観測記録をベースとして、平均S波速度 (Vs30 マップ)<sup>17)</sup>から地盤の揺れやすさを考慮して250 m メッシュの詳細な地震動分布を作成するものであり、本章ではホームページからダウンロードできるGeo-TiffデータをGISに重ねあわせて使用した。

なお、Quake Mapのホームページは2023年3月末をもって停止し、QuakeMapのシステム自体は、(株)構造計画研究所のウェブサイトを引き継がれたが、2023年3月以前の地震動データについては、現在は取得できなくなっている。そのため、解析に使用したGeo-Tiffデータは、残念ながら現在は取得することができない(2025年2月時点)。

震央からの距離は気象庁が公表している震央位置から5 km 毎にエリア区分した。震源断層は東京大学地震研究所<sup>18)</sup>による震源モデルを使用し、震源断層上端の地表投影位置からの平面距離をもとに5 km 毎にエリア区分した。

各エリアでは、地すべりの発生数を地震前、地震時、地震後Ⅰ～Ⅲの5期間毎に集計し、それぞれの期間に発生した地すべりの総数に対する割合と各エリアの単位面積当たりの発生件数(以下、発生密度という)を比較した。さらに発生数の推移を累積頻度分布により表示し、エリア区分毎の地すべり発生の特徴を調査した。

#### 3.3.3.2 地すべり発生直前の降雨量、面積の関係

調査期間中に発生した地すべりと、降雨量および積雪深の関係は、時系列でグラフに示し、その関係性を調査した。また、このうち降雨期に発生した地すべりを対象として、地震前と地震後で発生に関与したと考えられる降雨量の違いを考察するため、発生直前の降雨量を調査した。降雨量・積雪深のデータは、対象地域に最も近いアメダス観測所の日雨量と日積雪深<sup>19)</sup>を用いた。グラフには、地すべりを降雨期(6～11月)、積雪期(12～1月)、融雪期(2～5月)の発生時期別に区分して示し、あわせて

降雨量と日積雪深の推移を示した。降雨量については、地すべりが土砂災害警戒情報の適応外であることを考慮し、CLの設定に用いられる土壌雨量指数や60分間積算雨量よりも、ある一定期間の積算降雨のほうが地すべり滑動との関連性が深いと考えた。そこで、グラフには調査期間中の降雨量の推移を大まかに確認するために、対象地域に最も近いアメダス観測所の日雨量をもとに、10日間積算雨量（以下、10日間雨量という）を表示した。

降雨期の地すべり発生直前の降雨量については、短期・長期的な積算雨量と地すべり発生との関係を検討するため、各地すべり発生日を含むそれ以前の3日間積算雨量（以下、3日間雨量という）と10日間雨量をそれぞれ整理した。そして、降雨期の地すべりの3・10日間雨量と発生面積との関係をグラフに示し、地震前、地震時、地震後で比較した。積雪期、融雪期に発生した地すべりについては、発生要因として積雪や融雪による影響が大きかった可能性があるため、発生直前の降雨量は調査せず、発生数と発生面積のみを集計した。

また、降雨期、積雪期、融雪期に発生した地すべりの発生面積（長さ×幅の積）を地震前、地震時、地震後Ⅰ～Ⅲに分けて比較した。

### 3.4 検討結果

#### 3.4.1 地すべりの広域的な時空間分布

図3.4.1-1に調査地域の地すべりの時空間分布を示す。

この図によると、地震前（図3.4.1-1a）は栃尾や出雲崎、津南北部周辺において地すべりの発生が多い。栃尾と出雲崎付近で発生した地すべりの多くは、平成16年新潟福島豪雨（2004年7月13～18日）にて発生したものである。

地震時（図3.4.1-1b）は中越地震の発生に伴い地すべりが多発した。このうち、91件が地震当日、残り29件の地すべりが2004年10月24日～11月13日までに報告され、11月14日～12月31日にかけては報告がなかった。地すべりの多くは震央周辺で発生し、川口付近に広くホットスポットが認められるほか、この次に広いホットスポットが栃尾南部で認められる。

地震後Ⅰ（図3.4.1-1c）は、地震前および地震時と比べると、地すべりの分布がばらばらついている。しかし、津南北部や川口より北東付近では地すべりが狭い範囲に多発し、ホットスポットが認められる。柏崎より東側の丘陵地に沿っては、中越沖地震に伴い発生した複数の地すべり（図3.4.1-1c 赤色丸印）が分布する。これらの地すべりは中越沖地震の推計震度分布<sup>16)</sup>と比較すると、多くが震度5強～6強の範囲にあるが、図3.4.1-1bに示した中越地震に伴う地すべりと比べて発生数は少ない。

地震後Ⅱ（図3.4.1-1d）は、津南北部、南魚沼西部及び小千谷から栃尾にかけて地

すべりの発生が多く認められ、ホットスポットが複数認められる。津南北部には、長野県北部地震に伴う複数の地すべり（図 3.4.1-1d 赤色丸印）が認められる。これらの地すべりは、いずれも長野県北部地震の震央に近い範囲に分布がみられ、多くは震度 5 強～6 弱の範囲に位置する<sup>16)</sup>。南魚沼西部、栃尾周辺の地すべりは、主に平成 23

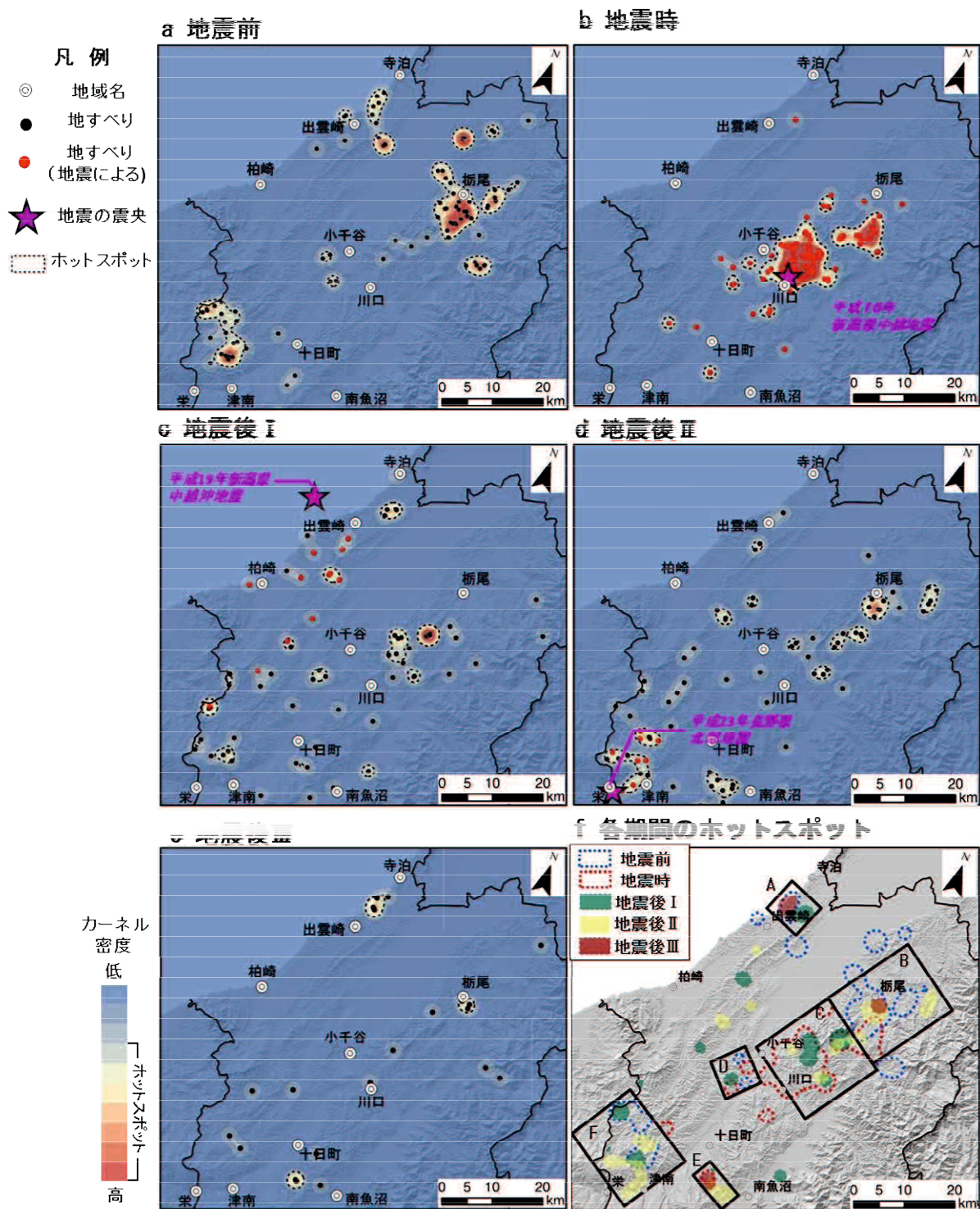


図 3.4.1-1 各期間の地すべりの分布図 (a～e) と各期間のホットスポットの分布図 (f)

年新潟福島豪雨（2011年7月30日）に伴って発生したものである。

地震後Ⅲ（図3.4.1-1e）は全体に地すべりの発生数が少ない。栃尾周辺，出雲崎の北東部，南魚沼の西部において，それぞれ小さいホットスポットが認められる。

図3.4.1-1fに，5期間のホットスポットを重ね合わせて示す。図中のA～Fは，異なる期間のホットスポットが重なりあっているか，近接して分布する地域を示す。このうち，地域Cには，地震前のホットスポットは分布しない。一方，地震後のホットスポットは多く分布する。また，地震時のホットスポットが多く分布するため，中越地震時に地すべりが多発した後も地すべりの発生が続いたように見える。

地域Eも地域Cと同様，地震前のホットスポットは分布せず地震後のホットスポットが多い。ただし，地域Cに比べて，地震後Ⅰのホットスポットは極めて少なく，地震後Ⅱ～Ⅲのホットスポットが多い。そのため，中越地震から地すべりの発生が多くなる時期まで時間的な隔りがある。

地域C，E以外の4つの地域（A，B，D，F）においては中越地震後のホットスポットは多く認められるが，地震前のホットスポットも比較的多く分布する。ホットスポットの分布からは，これら4つの地域は地域C，Eに比べると，中越地震前後で地すべりの発生に大きな変化がないように見える。

### 3.4.2 地震後の地すべり多発エリアの詳細調査

中越地震後に地すべりが多発した6つの地域（図3.4.1-1f）のうち，中越地震後に地すべりの発生数が増加した地域Cを対象として，以下の詳細調査を行った。

#### 3.4.2.1 地震動等と地すべりの分布特性の関係

図3.4.2-1に地域C内の地すべり発生箇所と最大加速度，推計震度，震央からの距離，震源断層からの距離との関係を示す。地域Cは，川口より北東側の丘陵地に位置する約17km×17kmの範囲である。地域C内の多くは最大加速度500Gal以上，震度6弱以上を示し，概ね震央から15km，震源断層の上盤側の範囲に含まれる（図3.4.2-1 a～d）。

地すべりは，朝日山，金倉山の南側にかけて特に多く認められる。また，鋸山の南部では対象期間中に11件の地すべりが狭い範囲で発生している（図3.4.2-1 青矢印）。

表3.4.2-1左に地域Cにおける各期間での地すべり発生数を示す。地震前に発生した地すべりは4件と少なかったが，地震時には地すべりが81件発生した。地震後Ⅰには17件，地震後Ⅱには11件，地震後Ⅲには2件の地すべりが発生した。地震前と地震後の地すべり発生数を比較すると，地震後Ⅰ，Ⅱでは地震前よりそれぞれ4.3倍と2.8倍程度も発生数が多くなっている。一方，地震後Ⅲは地震前より少なくなっ

いる。

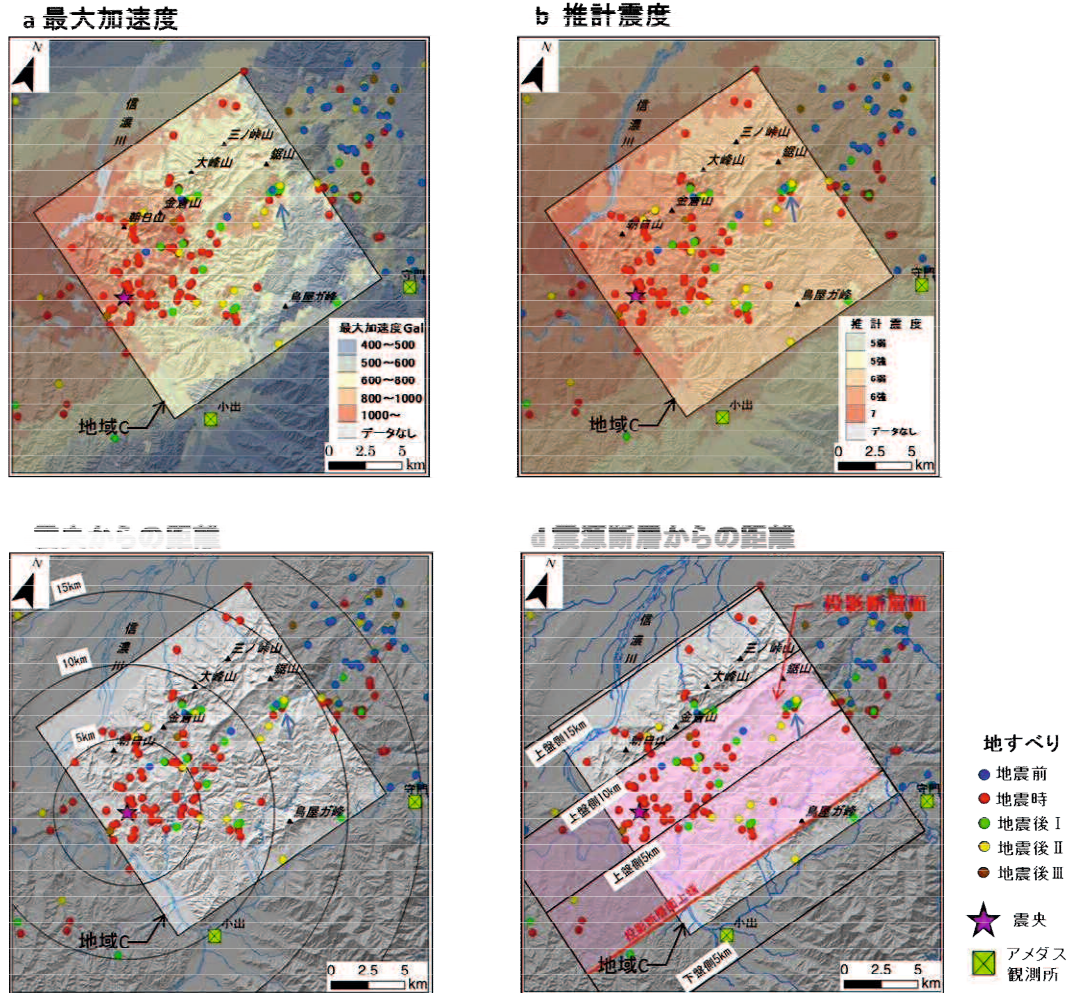


図 3.4.2-1 地域C内の地すべり発生箇所と地震動との関係

表 3.4.2-1 各エリアでの地すべり発生数 (地域C)

期 間	地域C 地すべり 発生数	最大加速度 (以上～未満)					推計震度				震央からの距離 (以上～未満)				震源断層からの距離 (以上～未満)			
		400～800 Gal	800～800 Gal	800～1000 Gal	1000 Gal～	データなし	5強	6弱	6強	7	5km未満	5～10km	10～15km	15km～	下盤5km	上盤5km未満	上盤5～10km	上盤10～15km
地震前	4	0	0	3	1	0	0	4	0	1	2	1	0	0	0	0	3	1
地震時	81	2	19	39	21	0	12	66	3	50	22	6	3	0	9	57	15	
地震後 I	17	2	5	10	0	0	6	11	0	2	8	7	0	1	3	11	2	
地震後 II	11	1	3	6	1	0	4	7	0	2	5	4	0	1	3	5	2	
地震後 III	2	0	0	1	1	0	0	2	0	1	1	0	0	0	0	2	0	
地震後 I～III 合計	30	3	8	17	2	0	10	20	0	5	14	11	0	2	6	18	4	

表 3.4.2-1 右には、最大加速度、推計震度、震央からの距離、震源断層からの距離 別にエリア区分した場合の地すべり発生数を示す。図 3.4.2-2 は、各期間の発生数に対するエリア別の発生数の割合を示し、図 3.4.2-3 は各エリアの発生密度(件/km)を示す。最大加速度、推計震度、震源断層からの距離別にみた場合、地震時と地震後で地すべりの発生数が最も多かったエリアは同じであった。それぞれ 800~1000 Gal エリア、震度 6 強エリア、上盤側 5~10km エリアが最も多く、各期間の発生数に対し地震時は 48~81%、地震後は 57~67%の割合を示す(図 3.4.2-2a, b, d)。また、これらのエリアの発生密度をみると、地震時、地震後ともに比較的大きく、地震時は 0.68~0.73 件/km<sup>2</sup>、地震後は 0.21~0.31 件/km<sup>2</sup>を示す(図 3.4.2-3a, b, d)。800~1000Gal エリアに関しては、地震時の発生密度は 1000 Gal 以上のエリアよりやや小さいが、地震後の発生密度は最も大きかった。また、震度 6 強エリア、上盤側 5~10 km エリアは、地震時、地震後ともに発生密度が最も大きいエリアに相当する。

震央からの距離別にみた場合は、地震時と地震後で、地すべり発生数の多いエリアが異なっていた。地震時は震央から 0~5km エリアで地すべり発生数が最も多く、地すべり発生数の割合は 62%を示す(図 3.4.2-2c)。0~5km エリアは発生密度も最も大きく、0.93 件/km<sup>2</sup>を示す(図 3.4.2-3c)。地震後の地すべり発生数は、震央から 5~10km エリア、それに次いで震央から 10~15km エリアで多く、発生数の割合はそれぞれ 47%と 37%を示す(図 3.4.2-2c)。地震後の発生密度もこの 2 エリアで大きく、0.12~0.15 件/km<sup>2</sup>を示す(図 3.4.2-3c)。

図 3.4.2-4 に各エリアの累積頻度分布を示す。一部のエリアを除き、中越地震時に地すべりの発生数が急増し、その後は発生数が緩やかに増加している。中越地震後に発生した中越沖地震、長野県北部地震時では、地域 C 内での推計震度はそれぞれ震度 5 弱と震度 4 程度と比較的小さく<sup>16)</sup>、地震当日に地すべりの発生はみられなかった。また、これらの地震前後で、各エリアの地すべりの発生傾向に大きな変化みられない。

地震時と地震後ともに地すべりの発生数が多かった 800~1000Gal エリア、震度 6 強エリア、上盤側 5~10km エリアでは、地震後の地すべりの増加傾向も類似している。3 エリアでは地震後から 2011 年 7 月末にかけて、地すべり発生数の増加が認められ、地震より約 8 か月後の 2005 年 6 月末に発生数が急増した特徴が共通して認められる(図 3.4.2-4a, b, d)。なお、2005 年 6 月末に発生した地すべりの多くは、鋸山の南東部周辺(図 3.4.2-1 青矢印)で発生したものであった。

震央からの距離別にみた場合は、震央から 5~10km エリアにおいて、地震後から 2012 年 5 月まで地すべり発生数の経時的な増加が顕著である。一方、2005 年 6 月末に地すべりが多発した特徴は、震央から 10~15km エリアで最も多く認められた(図 3.4.2-4c)。

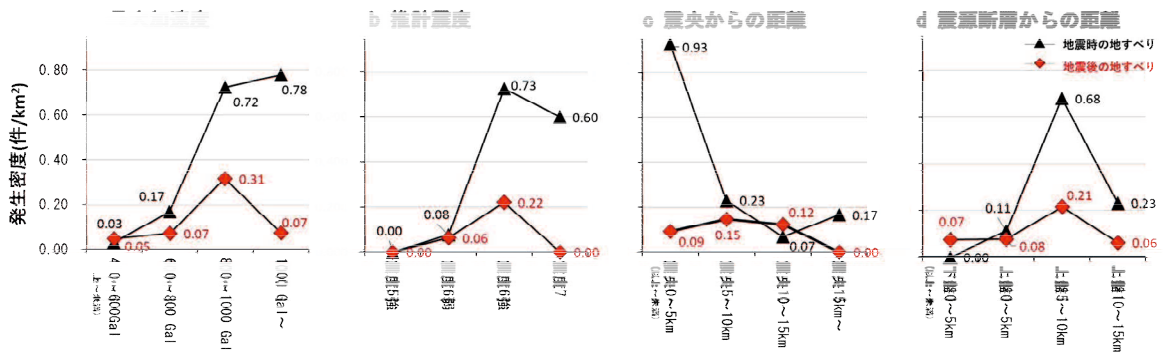


図 3.4.2-2 各エリアでの地すべり発生数の割合 (地域C)

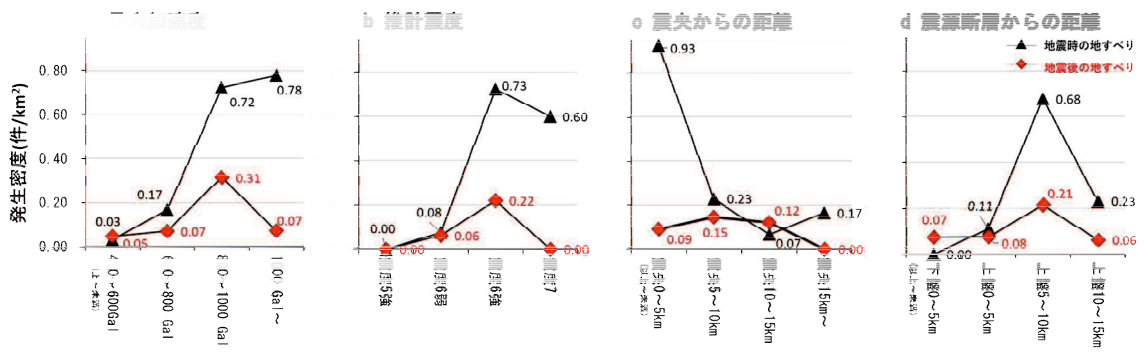


図 3.4.2-3 各エリアでの地すべりの発生密度 (地域C)

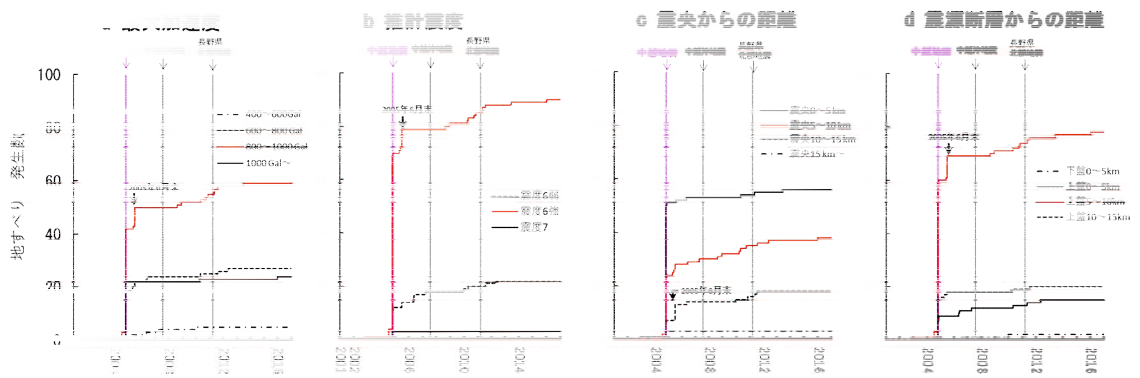


図 3.4.2-4 各エリアでの地すべりの累積頻度分布 (地域C)

赤線のグラフは、それぞれ地震後の地すべり発生数が最も多かったエリアを示す。



### 3.4.2.2 地すべり発生直前の降雨量、面積の関係

地域 C で地震前に発生した地すべりは、降雨期は 4 件で、積雪期、融雪期は 0 件（報告なし）であった。一方、地震後に発生した地すべりは、降雨期 15 件、積雪期 3 件、融雪期 12 件であった。

図 3.4.2-5 に、調査期間中に地域 C で発生した地すべりの時期と 10 日間雨量、日積雪深を示す。また、図 3.4.2-6a, b には、地震前後の降雨期に発生した地すべりについて、発生面積と 3・10 日間雨量との関係を示した。3・10 日間雨量は、周辺にあるアメダス観測所のうち、地すべりの発生が特に多い朝日山、金倉山方面に近い小出観測所（図 3.4.2-1）のデータを用いた。降雨期の地すべりは発生順に番号を付し、2 日以内に発生したものは同じ番号を付した（No.1～8）。図 3.4.2-6a, b には地震時に発生した地すべりについても発生面積と 3・10 日間雨量との関係を示した。積雪期、融雪期に発生した地すべりについては、図 3.4.2-6c に発生面積のみを示した。

図 3.4.2-5 に示す 10 日間雨量の変動をみると、複数の大きなピークが認められる。このうち、積雪期に認められるピークは、主に降雪に伴うものと推定し除外すると、特に大きなピークが降雨期の 5 か所で認められる（グラフ中[1]～[5]）。

地震前に発生した降雨期の地すべり No.1～2 は、[1], [2]のピーク時に概ね対応し発生している。このうち、No.1 は、断続的に降り続いた長雨の時期（[1]の時期）に発生し、No.2 は、平成 16 年新潟福島豪雨時（[2]の時期）に発生した。[1], [2]のピークは、10 日間雨量 280 mm と 520 mm を示す。地震後の降雨期に認められた 3 か所のピーク（グラフ中[3]～[5]）についても、地震前に地すべりが発生した[1], [2]のピーク時と同等以上の 10 日間雨量（ $\geq 280$  mm）を示す。

このうち、No.3 と No.7 の地すべりは梅雨前線に伴う豪雨時（[3]の時期）と平成 23 年新潟福島豪雨時（[5]の時期）にそれぞれ発生した。一方、No.4, 5, 6, 8 の地すべりは、これらのピーク時に発生していない。また、日積雪深の推移をみると、地震後は地震前よりも最大積雪深の多い年が多く認められるが、積雪期・融雪期に発生した地すべりは必ずしもこれらの年に発生していない。地震後の 2005 年 4 月～2013 年 6 月にかけて、29 件の地すべりが発生し、このうち 2007 年～2010 年にかけては、降雨期に 10 日間雨量 280mm を超えるピークが認められず、最大積雪深についても地震前に比べて少ない年が多いが、9 件の地すべりが発生した。一方、No.8 の地すべりが発生した 2013 年 6 月以降は、降雨期に地すべりの発生は確認されず、2016 年 1 月に発生した積雪期の地すべり 1 件のみとなっている。

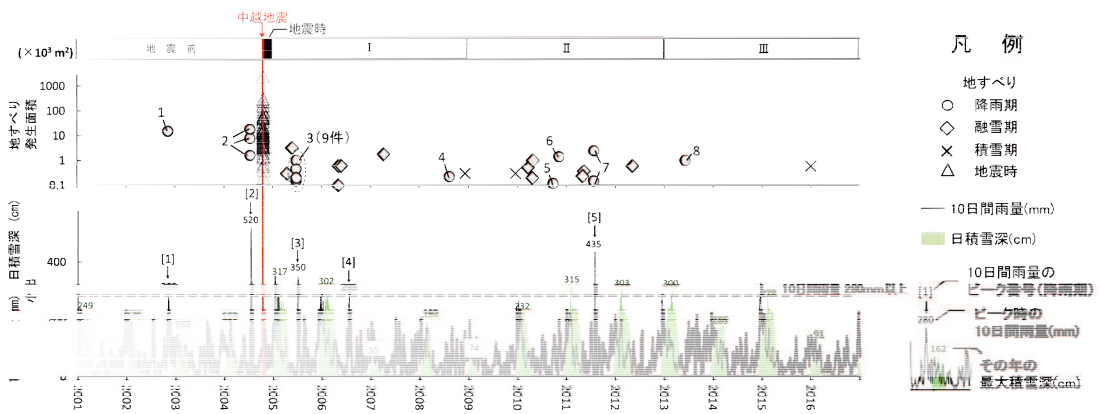


図 3.4.2-5 2001～2016 年における地すべりと 10 日間雨量, 日積雪深の時系列 (地域 C)

図 3.4.2-6a, b によると, 地震前後に発生した降雨期の地すべりの 3 日間雨量は, 地震前の 4 件 (No.1～2) が 86～281mm の範囲であったのに対し, 地震後の 15 件 (No.3～8) は 1～388 mm の範囲であった. 10 日間雨量では, 地震前の 4 件 (No.1～2) が 249～511 mm, 地震後の 15 件 (No.3～8) は 62～435 mm の範囲を示す (図 3.4.2-6b). それぞれ地震前後の最小値を比較すると, いずれも地震後のほうが小さく, 地震後に発生した 4 件 (No.4, 5, 6, 8) は, 3・10 日間雨量ともに地震前の最小値 (No.1) よりも小さい特徴が認められる. この 4 件の地すべりは 3 日間雨量では 1～62 mm, 10 日間雨量では 62～146mm の範囲にあり, 平均するとそれぞれ 41mm と 83mm になる. 地震前の地すべりの 3・10 日間雨量の最小値 (No.1) は, 86mm と 249mm であるため, 4 件の地すべりは 3 日間雨量では 24～85mm, 10 日間雨量では 103～187mm 小さい. また, 4 件の地すべりの 3・10 日間雨量の平均値について, No.1 の 3・10 日間雨量に対する割合を算出するとおよそ 0.66 と 0.45 と見積もられる.

地すべりの発生面積の分布をみると, 地震後の降雨期に発生した地すべりは, 降雨量の多寡にかかわらず, 地震前, 地震時に発生した地すべりに比べて発生面積が小さい傾向にある (図 3.4.2-6a, b). 積雪期, 融雪期の地すべりはすべて地震後に発生しているため, 地震前後での発生面積を比較することができない. 積雪期, 融雪期の地すべり発生面積の範囲は, 概ね地震後の降雨期に発生したものの範囲に近い値を示す (図 3.4.2-6c). 地震時の地すべりの発生面積は  $0.2\sim 2500\times 10^3\text{m}^2$  の範囲にあり, 全体の約 70 % は  $5\times 10^3\text{m}^2$  以上を示す. 一方, 地震後は  $0.1\sim 3.2\times 10^3\text{m}^2$  の範囲にあり, 全体の約 77 % は  $1\times 10^3\text{m}^2$  未満である. 地震前の地すべりは 4 件と少ないが, 発生面積は  $1.6\sim 18\times 10^3\text{m}^2$  の範囲にあり, 4 件中 3 件は  $5\times 10^3\text{m}^2$  以上であった.

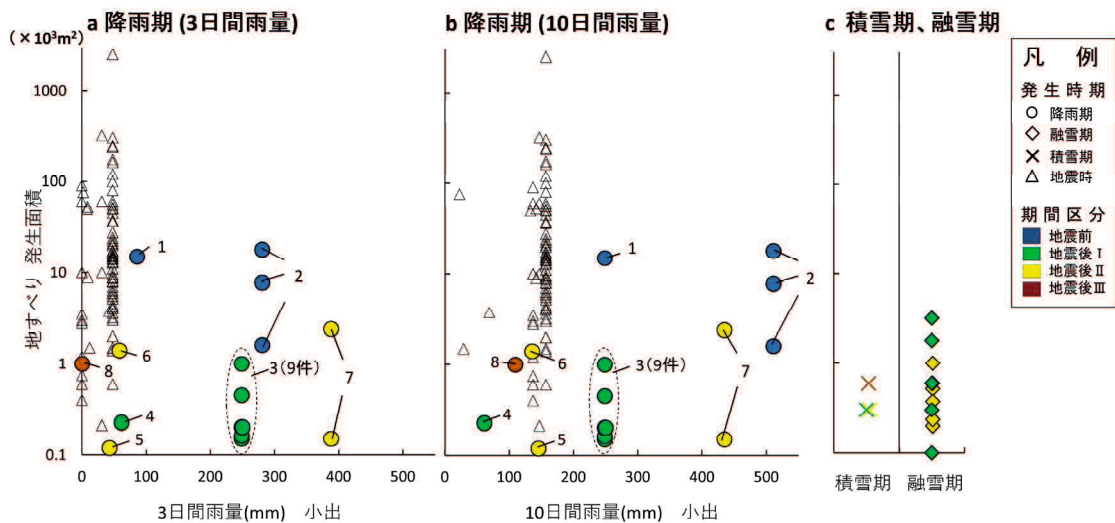


図 3.4.2-6 地すべりの発生面積と 3・10 日間雨量との関係 (地域 C)

### 3.5 考察

ハスパートルほか<sup>3)</sup>は、中越地震時に発生した地すべりの約 97%が震度 6 弱以上、100%が最大加速度 500 Gal 以上で発生し、さらに震源断層の下盤側よりも上盤側で地すべりが多く発生したことを述べた。本調査での地すべりデータや最大加速度・推計震度分布図などはハスパートルの事例とは異なるが、地域 C における地震時の地すべり多発エリアは、ハスパートルほか<sup>2)</sup>の結果と整合する (図 3.2.4-1)。また、地域 C 内は、最大加速度、推計震度で区分されたエリア別にみると、800~1000 Gal エリア、震度 6 強エリアにおいて、地震時、地震後ともに地すべりの発生数が最も多く、発生密度も大きかった (図 3.4.2-2a, b, 図 3.4.2-3a, b)。これらのエリアでは、地震後の地すべりの増加傾向も類似し、地震後から 2011 年 7 月末にかけての発生数の増加が特に顕著であった (図 3.4.2-4a, b)。これらのことは、中越地震時に揺れが大きく、地すべりが多発したエリアの中で、地震後も地すべりが多く発生したことを示唆している。

地域 C 内を震源断層からの距離で区分した場合は、上盤側 5~10 km エリアにおいて 800~1000 Gal エリア、震度 6 強エリアと類似した特徴が認められ、地震時の揺れの強さとある程度の関連性があった可能性がある (図 3.4.2-2d~図 3.4.2-3d)。地域 C 内を震央からの距離別に区分した場合は、地震時の地すべりは震央から 0~5 km エリアで最も多かったが、地震後はそれより震央距離が大きい 5~10 km, 10~15 km エリアでの発生数が多かった (図 3.4.2-2c)。図 3.4.2-1a, b, c を比較すると、震央から 5 km 以上離れたエリアでも、局所的には最大加速度・推計震度が大きくなっている。例えば、2005 年 6 月末に地すべりが多発した鋸山の南部周辺 (図 3.4.2-1 青矢印位

置) は、震央から 10~15 km エリアに位置するが、最大加速度・推計震度は周囲より大きくなっている。このように、震央から相対的に離れたエリアであっても、局所的に地震時の揺れが大きかった可能性がある。

地域 C では、地震後に 10 日間雨量・最大積雪深が地震前に比べて少なかった年にも地すべりの発生がみられた。また、降雨期に発生した地すべりは、地震後に発生した 15 件中 4 件 (No.4, 5, 6, 8) が地震前に発生した地すべり (No.1~2) よりも 3・10 日間雨量が小さかった。具体的には、地震前の最小値の 3・10 日間雨量 (No.1) は、4 件の地すべりは地震前の最小値の 3・10 日間雨量 (No.1) に比べ、3 日間雨量では 24~85mm, 10 日間雨量では 103~187mm 小さい。また、4 件の地すべりの 3・10 日間雨量の平均値は、No.1 の 3・10 日間雨量に対して 0.66 と 0.45 程度の割合であった。(図 3.4.2-5, 図 3.4.2-6a, b)。これらの特徴は、地震後は地震前よりも融雪や降雨による影響が小さい場合でも地すべりが発生した可能性を示唆している。

以上の特徴から、地域 C で認められた中越地震後の地すべりの発生に、中越地震の影響があった可能性が考えられる。具体的には、地震時の強い揺れによって不安定化した斜面が、地震後に地すべりとして滑動した可能性が考えられる。しかし、地震後に発生した地すべりの発生面積は、地震前、地震時に発生した地すべりに比べ、かなり小さい傾向を示した(図 3.2.4-6)。そのため、地震後も不安定化した状態で残った斜面は、全般に小規模であり、その発生形態も崩壊に近い土砂移動現象が多く含まれていたことが推察される。

地震時に発生面積  $5 \times 10^3 \text{ m}^2$  以上の地すべりが多発したが、地震後 I~III の 12 年間においては、そのような規模の地すべりの発生が確認されていない。このことから、比較的大きな規模の地すべりの多くは中越地震時に滑動して安定化したため、その後は、地すべり滑動が認められなくなった可能性が考えられる。最大加速度 1000Gal 以上のエリア、震度 7 エリア、震央から 0~5 km エリアでは、地震時の発生密度は大きい地震後の発生密度はかなり小さくなっている(図 3.4.2-3a, b, c)。このような特徴も中越地震時に滑動した地すべりの多くが安定化した可能性を示唆している。

中越地震後に発生した中越沖地震、長野県北部地震については、少なくとも地域 C 内では地震当日に地すべりが発生せず、その前後の地すべりの発生状況をみても、斜面に大きな影響は及ぼさなかったと考えられる(図 3.4.2-5)。また、地域 C で地震後に発生した地すべりは、地震後 I~II にかけて多く、地震後 III は少なかった。この理由として、地震後 III は大きな降雨が確認されなかったことが一因として考えられる(図 3.4.2-5)。また、2005 年 4 月~2013 年 6 月とその後の地すべりの発生傾向を比較すると、地震発生からの経過とともに、地震による影響が少なくなり、概ね安定化に向かった可能性も考えられる。

### 3.6 まとめ

中越地震後に発生した地すべりの分布特性を明らかにすることを目的に、中越地方で2001～2016年に発生した地すべりの時空間分布を調査した。主要な結果は以下の通りであった。

- (1) 川口北東部にある約17km×17kmの地域では、中越地震時に地すべりが多発し、地震後に地すべりの発生数が地震前と比べて増加した特徴がみられた。
- (2) この地域で地震後に発生した地すべりは、中越地震の最大加速度が800～1000 Gal、震度6強と揺れが大きく、地震時に地すべりが多発したエリアに多く分布する傾向が見られた。震源断層から上盤側5～10kmにおいても、地震後に地すべりが多く分布する傾向がみられた。
- (3) この地域内の降雨期に発生した地すべりについて、3・10日間雨量を地震前後で比較すると、地震後に発生した15件中4件は、地震前に発生した地すべりに比べて3・10日間雨量がともに少なかった。具体的には、地震前に発生した地すべりの最小値に比べ、3日間雨量では24～85mm、10日間雨量では103～187mm小さく、地震後の4件の地すべりの3・10日間雨量の平均値は、地震前に発生した地すべり最小値に対して0.66と0.45程度の割合であった。
- (4) この地域内の地震時に発生した地すべりの発生面積は、全体の70%が $5 \times 10^3 \text{ m}^2$ 以上であったのに対し、地震後は77%が $1 \times 10^3 \text{ m}^2$ 未満とかなり小さかった。この理由として、比較的大きな規模の地すべりの多くは新潟県中越地震時に滑動して安定化したため、その後は、地すべり滑動が認められなくなった可能性が考えられる。

本章の調査対象期間は16年間であり、中越地震前の対象期間は4年間と特に短かった。今後はより長期的な地すべりデータを収集し、地震前後の地すべりの発生傾向を調査する必要がある。また、ホットスポットの分布の特徴を述べるにとどまった川口北東部以外の5地域についても、今後は詳細な特徴を調査していく必要がある。さらに、他の地震を対象に、同様の視点から調査を行っていくことも重要と考えている。

## 参考文献

- 1) 森脇寛・佐々木良宜(2009)：平成16年新潟県中越地震における地すべり地形斜面の再滑動の実態と移動・堆積特性，日本地すべり学会，Vol.45，No.5，pp.367-375
- 2) 花岡正明・丸山清輝・鈴木滋・村中亮太・山口真司・山本悟・木下篤彦・野沢英之介(2007)：中越地震で滑動した地すべり地における地震後の挙動，第46回度地すべり学会研究発表会概要集，pp.101-104
- 3) ハスバートル・石井靖雄・丸山清輝・鈴木聡樹・寺田秀樹・中村明(2011)：最近の逆断層地震により発生した地すべりの分布と規模の特徴，地すべり学会誌，vol.48，No.1，pp.23-38
- 4) 防災科学技術研究所(2017)：地すべり地形分布図，地すべり地形分布図デジタルアーカイブ，[https://dil-opac.bosai.go.jp/publication/nied\\_tech\\_note/landslidemap/gis.html](https://dil-opac.bosai.go.jp/publication/nied_tech_note/landslidemap/gis.html)，参照 2017-12-15
- 5) 産業技術総合研究所(2004)：20万分の1数値地質図幅集「北陸，中部および近畿」，CD-ROM.
- 6) 町田洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄(2006)：日本の地形5，東京大学出版会，pp.126-139
- 7) 地震調査研究推進本部(2018)：新潟県の地震活動の特徴，地震調査研究推進本部ホームページ，[http://www.jishin.go.jp/regional\\_seismicity/rs\\_chubu/p15\\_niigata/](http://www.jishin.go.jp/regional_seismicity/rs_chubu/p15_niigata/)，参照 2018-10-04
- 8) 200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ(2000)：200万分の1日本列島活断層図一過去数十万年間の断層活動の特徴一，活断層研究，No.19，pp.3-12
- 9) 気象庁(2018)：震度データベース検索，気象庁ホームページ，<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/>，参照 2018-4-28
- 10) 地震調査研究推進本部(2004)：2004年10月23日新潟県中越地震の評価，[https://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct\\_niigata/](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_niigata/)，参照 2018-10-04
- 11) 地震調査研究推進本部(2007)：平成19年(2007年)新潟県中越沖地震の評価，[https://www.jishin.go.jp/main/chousa/07jul\\_chuetsu\\_oki/index.htm](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/07jul_chuetsu_oki/index.htm)，参照 2018-10-04
- 12) 地震調査研究推進本部(2011)：2011年3月12日長野県・新潟県県境付近の地震の評価，地震調査研究推進本部ホームページ，[https://www.jishin.go.jp/main/chousa/11mar\\_nagano/index.htm](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/11mar_nagano/index.htm)，参照 2018-10-04
- 13) 山崎孝成(2008)：地形・地質からみた地震地すべり：中山間地における地震斜面災害—2004年新潟県中越地震報告(II)—地盤工学編一，日本地すべり学会，pp.177-192
- 14) 大八木則夫・内山庄一郎・井口隆(2008)：2004年新潟県中越地震による斜面変動分布図の解説，防災科学技術研究所研究資料集，第317集，p37
- 15) 空間情報クラブ編集部：カーネル密度とは，<https://club.informatix.co.jp/?p=1176>，参照 2024-10-21
- 16) 産業技術総合研究所(2018)：QuiQuake—地震動マップ即時推定システム—，<https://gbank.gsj.jp/QuiQuake/>，参照 2018-04-28

- 17) 松岡昌志・山本直孝(2009) : 250m メッシュ Vs30 と強震記録に基づく地震動マップの即時推定システム (QuiQuake), 地域安全学会梗概集, No.25, pp.107-108
- 18) 東京大学地震研究所(2005) : 2004 年新潟県中越地震—強震動と震源過程—, 東京大学地震研究所ホームページ, <http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/chuetsu/chuetsu2.html>, 参照 2018-04-28
- 19) 気象庁(2018) : 各種データ資料, 気象庁ホームページ, <http://www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html>, 参照 2018-04-28

## 第4章 地震がその後の降雨による土砂災害発生に及ぼす影響分析

### 4.1 諸言

気象庁によると、土砂災害警戒情報では、地震後に震度5強、震度6弱以上を記録した地域を対象に基準雨量（Critical Line, 以下、CL という）を暫定的に引き下げる処置（以下、暫定 CL という）がとられ、それぞれ通常の CL 基準の8割と7割が適応される（詳細は1.1.2節）。

暫定 CL を適応することで、地震後に通常より少ない降雨で発生する土砂災害を捕捉し、地震による二次被害を軽減する効果が期待される一方、通常 CL からの大幅な引き下げや、広範囲かつ長期にわたる暫定 CL の運用等が空振りの増加を招き、土砂災害警戒情報の精度低下の要因となっている可能性も指摘されている<sup>1)</sup>。

暫定 CL の精度向上にあたっては、地震がその後の降雨による土砂災害に及ぼす影響の多寡や影響が生じるエリア、影響期間等に関する定量的な分析を行い、地震後の降雨による土砂災害発生リスクを把握することが重要と考えられる。

また、過去の地震後の降雨により発生した土砂移動に関する報告・研究事例は、個々の地震を扱ったものが大部分であった。地震がその後の降雨による土砂災害に及ぼす影響を把握するためには、複数の地震を対象とした網羅的な分析により全体的な傾向を把握することが重要と考えられる。

本章では、近年、最大震度6強以上（気象庁）を記録した12の地震を対象として、地震前後にて発生した土砂災害と降雨データをもとに、降雨により発生した土砂災害の発生頻度を震度階級エリア別、および、土砂災害警戒情報の運用に用いられているRBFN値を降雨規模別に集計し、それぞれの特徴を地震前と地震後（1年目、2年目）で比較した。さらに、その結果をもとに地震がその後の降雨による土砂災害発生に及ぼした影響の有無やその影響期間に関する考察を行った。

### 4.2 分析手法

#### 4.2.1 調査対象地震・解析単位

本章では、解析データが収集可能であった1996～2019年にかけて発生した最大震度6強以上（気象庁観測）を記録した12の地震を解析対象とした（表4.2-1、図4.2-1）。

各地震の解析単位は、現況の土砂災害警戒情報の基準にあわせ、3次メッシュ単（約1km四方；以下メッシュという）とした。



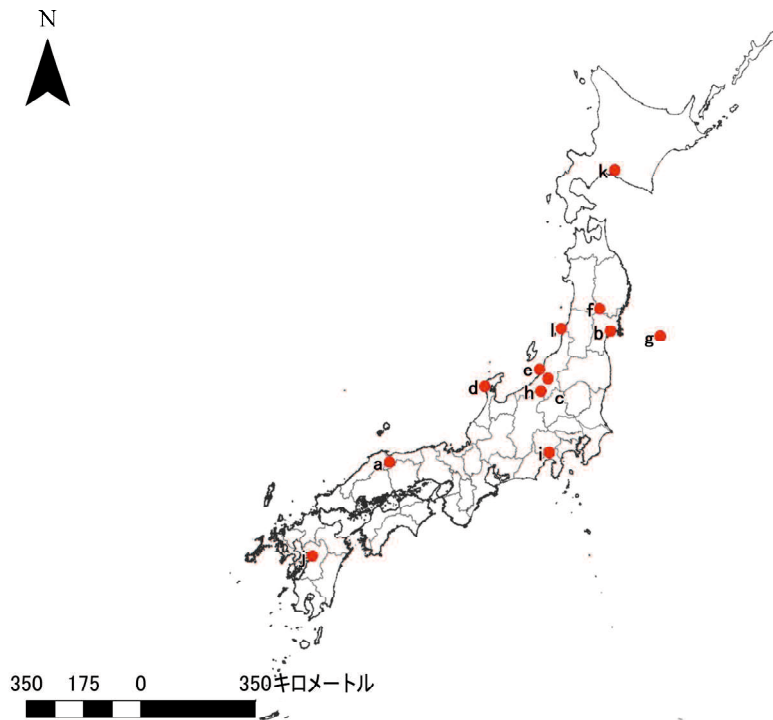


図 4.2.1-1 解析対象地震の分布

赤丸は各地震の震央位置を示す。赤丸沿いのアルファベットは表 4.2.1-1 の左欄に対応する。

表 4.2.1-1 解析対象地震の諸元

	地震名	日付	震央地名	緯度	経度	深さ	M	最大震度	発生機構
a	鳥取県西部地震	2000/10/6	鳥取県西部	35° 16.4' N	133° 20.9' E	9 km	7.3	震度 6 強	左横ずれ断層
b	宮城県北部地震	2003/7/26	宮城県中部	38° 24.3' N	141° 10.2' E	12 km	6.4	震度 6 強	スラブ内地震 (逆断層)
c	新潟県中越地震	2004/10/23	新潟県中越地方	37° 17.5' N	138° 52.0' E	13 km	6.8	震度 7	逆断層
d	能登半島沖地震	2007/3/25	能登半島沖	37° 13.2' N	136° 41.1' E	11 km	6.9	震度 6 強	逆断層
e	新潟県中越沖地震	2007/7/16	新潟県上中越沖	37° 33.4' N	138° 36.5' E	17 km	6.8	震度 6 強	逆断層
f	岩手宮城内陸地震	2008/6/14	岩手県内陸南部	39° 01.7' N	140° 52.8' E	8 km	7.2	震度 6 強	逆断層
g	東北太平洋沖地震	2011/3/11	三陸沖	38° 06.2' N	142° 51.6' E	24 km	9.0	震度 7	海溝型
h	長野県北部地震	2011/3/12	長野県北部	36° 59.1' N	138° 35.8' E	8 km	6.7	震度 6 強	逆断層
i	静岡県東部地震	2011/3/15	静岡県東部	35° 18.5' N	138° 42.8' E	14 km	6.4	震度 6 強	左横ずれ断層
j	熊本地震	2016/4/16	熊本県熊本地方	32° 45.2' N	130° 45.7' E	12 km	7.3	震度 7	右横ずれ断層
k	北海道胆振東部地震	2018/9/6	胆振地方中東部	42° 41.4' N	142° 00.4' E	37 km	6.7	震度 7	逆断層
l	山形県沖地震	2019/6/18	山形県沖	38° 36.4' N	139° 28.7' E	14 km	6.7	震度 6 強	逆断層

## 4.2.2 使用データ

各地震の地震動データは、3章と同様、QuakeMap<sup>2)</sup>のホームページよりダウンロード可能であった推計震度分布を採用し、ファイル形式はGEO-TIFFファイル(計測震度、座標等の情報が格納されたイメージファイル)のものを使用した。なお、QuakeMapの概要は、3.3.3節にて述べたため、ここでは割愛する。

降雨データは、土砂災害警戒情報発表の判断指標に用いられるデータとして、気象庁による土壌雨量指数と60分積算雨量データを採用し、それぞれ1kmメッシュ単位のものを使用した。

災害データについては、以下に示すデータを使用した。

### (1) 都道府県からの災害報告データ

災害データは、1996年4月～2021年10月31日にかけて各都道府県から国土交通省へ報告された「土石流」、「がけ崩れ」データを用いた。これらの災害報告データは、住民等からの通報や、巡視、調査等により明らかになったもの等が対象となっており、人命や家屋・インフラに被害を与えなかったものも含まれる。データ中には、災害の発生日時や位置、被害状況、誘因となった異常気象名などが整理されている。本研究では、誘因となった異常気象名が融雪、地震であったデータは除外し、降雨により発生したデータを解析対象とした。本稿ではこれらのデータの中から発生日時と位置に関する情報を解析に用いた。

### (2) 関連文献等による土砂災害・土砂移動データ ※熊本地震のみ

熊本地震については、地震後の約2か月後のH28年6月豪雨(2016年6月19日～6月29日)にかけて、阿蘇外輪地域において多数の二次災害が発生したことが複数の文献報告されており<sup>例え3)</sup>、その中には、県からの災害報告データ中になく土砂災害も多く確認された。

また、阿蘇地域にて取得されたレーザプロファイラデータ(以下、LPデータという)による熊本地震直後と2016年6月豪雨後の崩壊の判読結果を比較した結果、H28年6月豪雨では、地震時の崩壊の拡大や新規崩壊、土石流等の土砂移動が多数あったことが確認された。

そこで、熊本地震については、地震後1年目のH28年6月豪雨時に発生した災害データを上記の関連文献やLPの判読結果による土砂移動データを追加し、それぞれ災害データの質が異なることを勘案し、2ケースにわけて解析を行い、特徴をみた。

#### 1) 関連文献により災害データを追加したケース(ケース1)

H28年6月豪雨時に発生した災害データについて、関連文献<sup>3)-4)</sup>により確認された阿蘇外輪の土砂災害データを追加した(図4.2.2-1a)。

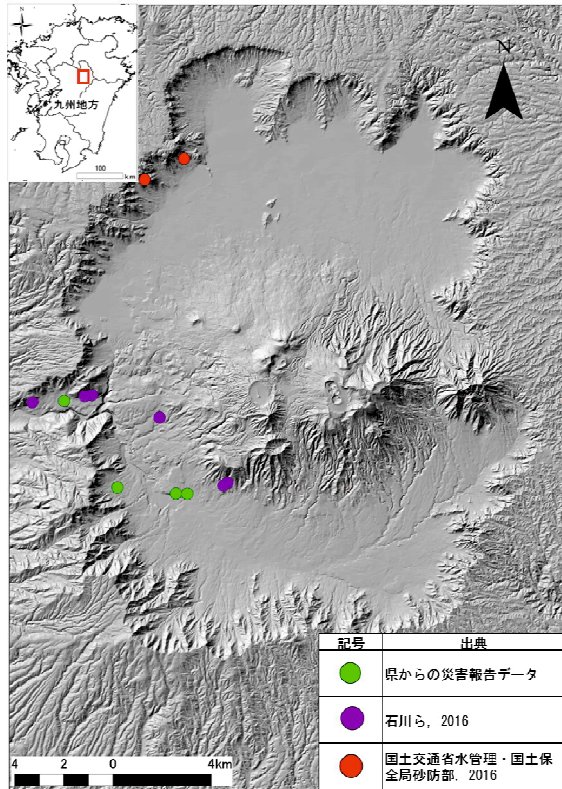
## 2) LPデータにより災害データを追加したケース(ケース2)

阿蘇地域において①2016年4月～6月末と②2016年9月～2016年1月に取得されたLPデータに基づく判読結果を基に、災害データを追加し解析を行った(図4.2.2-1b)。

具体的には、図4.2.2-1に示される①の時期のLPによる判読結果を2016年熊本地震時に発生した崩壊や土石流、②の時期のLPによる判読結果を地震後のH28年6月豪雨に伴う崩壊の拡大や、新規崩壊、土石流などを含むデータとして、2つの判読結果に基づく崩壊ポリゴンデータの差分をとり、差分をとったポリゴンデータが含まれる3次メッシュでは、H28年6月豪雨時に土砂移動が発生したとみなし、解析を行った(図4.2.2-2)。

なお、熊本地震以外にも、岩手宮城内陸地震<sup>5)</sup>と東北太平洋沖地震<sup>6)</sup>についても地震後の降雨により崩壊の拡大や新規崩壊が発生した報告例が確認されている。しかし、いずれも崩壊が発生した降雨イベントは明確に特定されておらず、少なくとも熊本地震の事例のように地震後の豪雨により災害を引き起こしたほどの規模ではなかったと推察された。また、残り9地震については地震後の降雨により土砂災害が多発したとされる文献を確認することができなかった。以上のことから、本章での解析では、熊本地震以外の地震は、関連文献等を基にした災害データの追加は行わず、都道府県からの災害報告データのみを使用した。

(a) 関連文献による追加ケース



(b) LP データによる追加ケース

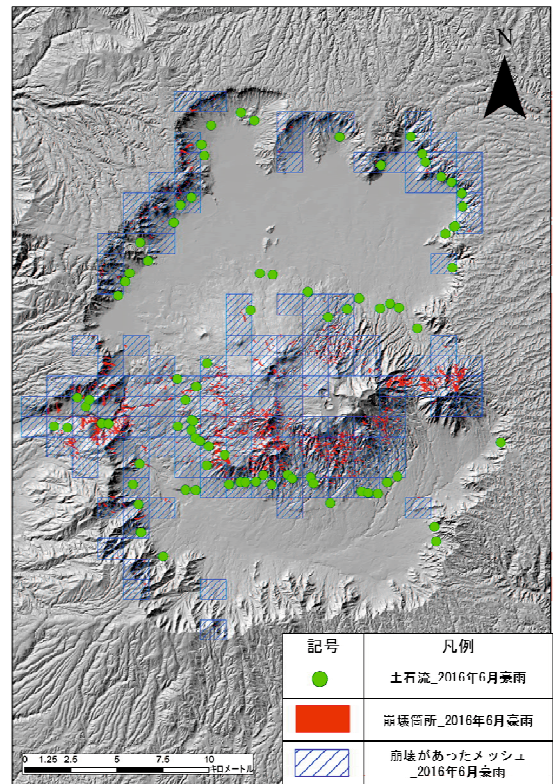


図 4.2.2-1 阿蘇地域における H28 年 6 月豪雨時の土砂災害箇所

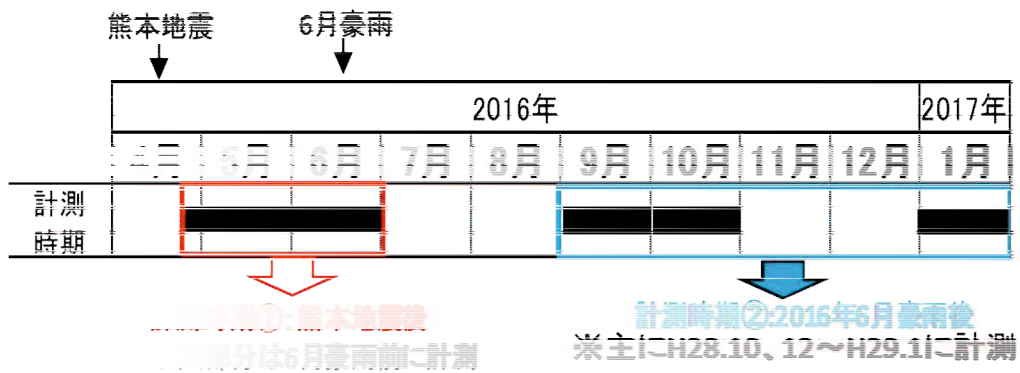


図 4.2.2-2 阿蘇地域における LP データの取得時期

### 4.2.3 解析範囲

解析範囲の設定にあたり、まず各地震の推計震度分布（250m メッシュ）とその周辺の3次メッシュデータを重ね合わせ、各メッシュ内にある推計震度の値の最大値を各メッシュの震度として割り当てた。そして、その中から震度4以上となるメッシュを各地震における解析対象範囲とした（図4.2.3-1）。これは、気象庁震度階級関連解説表7より、震度5弱以上のエリアでは地震時に落石やがけ崩れ等の発生が懸念されている点を参考とし、それよりも震度が1ランク低いエリアまでを対象としたことを参考としたことによる（表4.2.3-1）。また、解析範囲はできる限り土砂災害が発生する可能性があるメッシュだけを解析対象とするため、海域や水域、平地などにかかるメッシュは除外した。

表4.2.3-2左欄に各地震の解析対象メッシュ数を震度階別（震度6弱以上、震度5強、震度4・5弱エリア）に示す。また、表4.2.3-2右欄には、各震度階エリアにおける土砂災害発生リスクを大まかに確認するため、各震度階エリアにおいて、国土数値情報7による土砂災害危険箇所を含んだメッシュ数とエリア内に占められる割合を整理した。これによると、宮城県北部地震と北海道胆振東部地震については、各震度階エリアにおける土砂災害危険箇所を含むメッシュ数が全体の約3%~45%と少なくなっている。しかし、それ以外の地震については、おおよそ59%~96%の範囲にあり、各地震で極端に大きな差は認められない。このことから、各地震の解析範囲では、この2地震を除き、土砂災害が発生しうるリスクに極端に大きな差がないものと推察した。

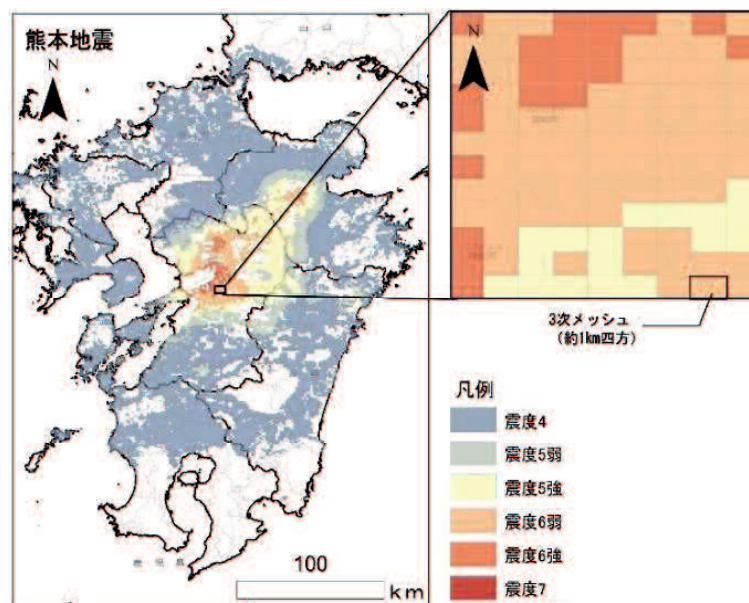


図4.2.3-1 各地震の解析エリアの例

表 4.2.3-1 気象庁震度階級関連解説表（斜面の状況）<sup>7)</sup>を基に作成

震度階級	斜面等の状況
5弱	落石やがけ崩れが発生することがある。
5強	
6弱	がけ崩れや地すべりが発生することがある。
6強	がけ崩れが多発し、大規模な地すべりや山体の崩壊が発生することがある。
7	

※ 大規模な地すべりや山体の崩壊等が発生した場合、地形等によっては天然ダムが形成されることがある。また、大量の崩壊土砂が土石流化することもある。

表 4.2.3-2 解析対象メッシュと土砂災害危険箇所<sup>8)</sup>が含まれるメッシュの割合

解析対象地震	震度エリア	メッシュ数	土砂災害危険箇所を含むメッシュ	各震度エリアに占められる割合(%)	解析対象地震	震度エリア	メッシュ数	土砂災害危険箇所を含むメッシュ	各震度エリアに占められる割合(%)
鳥取県西部地震	震度4・5	19849	17301	87.2%	東北太平洋沖地震	震度4・5	39733	28558	71.9%
	震度5弱	1182	1029	87.1%		震度5弱	10707	7017	65.5%
	震度6弱以上	687	600	87.3%		震度6弱以上	10940	6439	58.9%
宮城県北部地震	震度4・5	11946	4502	37.7%	長野県北部地震	震度4・5	4108	3608	87.8%
	震度5弱	661	260	39.3%		震度5弱	369	336	91.1%
	震度6弱以上	728	20	2.7%		震度6弱以上	97	93	95.9%
新潟県中越地震	震度4・5	7937	5939	74.8%	静岡県東部地震	震度4・5	3547	3191	90.0%
	震度5弱	1263	1089	86.2%		震度5弱	180	128	71.1%
	震度6弱以上	1115	982	88.1%		震度6弱以上	184	142	77.2%
能登半島沖地震	震度4・5	5495	4545	82.7%	熊本地震	震度4・5	20160	17271	85.7%
	震度5弱	696	576	82.8%		震度5弱	1944	1572	80.9%
	震度6弱以上	841	638	75.9%		震度6弱以上	1223	974	79.6%
新潟県中越沖地震	震度4・5	8479	7127	84.1%	北海道胆振東部地震	震度4・5	7948	3387	42.6%
	震度5弱	809	703	86.9%		震度5弱	693	253	36.5%
	震度6弱以上	427	340	79.6%		震度6弱以上	796	362	45.5%
岩手宮城内陸地震	震度4・5	17583	11946	67.9%	山形県沖地震	震度4・5	10946	7244	66.2%
	震度5弱	1095	661	60.4%		震度5弱	171	143	83.6%
	震度6弱以上	1214	728	60.0%		震度6弱以上	13	12	92.3%

#### 4.2.4 解析手法

解析では、地震前後における降雨による土砂災害の発生頻度や、地震後 2 年間における降雨数、降雨が特に多かった時期などの特徴を、各地震の震度階級エリア別・降雨規模別に比較するため、各地震の前後に発生した降雨数を集計し、そのうち土砂災害が発生した降雨（以下、発生降雨という）の数とそれ以外の降雨（以下、非発生降雨）を以下の手順により分類した。

まず、降雨を集計するにあたり、1つの降雨とは、前後に 24 時間雨量の無降雨期間があるひとまとまりの降雨（以下、一連降雨という）と定義した（図 4.2.4-1）<sup>9)</sup>。

降雨数は、それぞれのメッシュ内にて発生した一連降雨のすべてをカウントした。発生降雨は、各メッシュ内における降雨期間と災害データの発生日時を照らし合わせ、一連降雨中に土砂災害が 1 件以上発生したと判断した降雨をカウントし、それ以外を非発生降雨とした。

降雨の集計期間は、地震前については 1996 年 4 月～各地震の発生日前日までとした。地震後は、現行の暫定 CL が地震後に少なくとも 1 出水期経過後の土砂災害発生状況をみて引き上げ検討がなされていることを踏まえ、それより長い期間を解析対象とするため、各地震の発生日翌日から 2 年間までとした。

上記の手順により集計した発生降雨数と非発生降雨は、そこからさらに、各メッシュで割り当てた 3 ランクの震度階級別（6 弱以上、震度 5 強、震度 4・5 弱）に区分するとともに、それぞれの降雨の RBFN 値に基づき 3 ランクの降雨規模別に区分することで、計 9 カテゴリーに分類した。

RBFN 値については 1.1.2 節にて説明したが、本章の解析において、降雨規模を判断する重要な指標としたため、ここでは改めて詳細を述べる。

RBFN (Radial Basis Function Network) とは、機械学習の一種である階層型ニューラルネットワークであり、現在の CL の設定に用いられている解析手法である<sup>10)</sup>。

具体的には、各メッシュの降雨データを基に図 4.2.4-3 に示す RBFN 応答局面（以下、Surface データという）をメッシュ毎に作成し、水平方向に切り出して非線形の CL を作成して、CL の対象とする災害を捕捉可能となるよう非線形の CL を選定する。Surface データは、土壌雨量指数と 60 分間積算雨量をそれぞれ X 軸・Y 軸の値としており、この 2 軸の値より求められる Surface 上の点の高さ (Z 値) が RBFN 値となる。RBFN 値は、各メッシュ位置における降雨の発生頻度を表し、その値は 0～1 (0 : 発生頻度低, 1 : 発生頻度高) の範囲を示す。すなわち、RBFN 値が小さいほど降雨規模が大きく、反対に RBFN 値が大きいほど小さい降雨規模であることを示している。

RBFN 値により、前述した 2 つの降雨指標を 1 軸化でき、かつ、降雨特性の異なる地域間の降雨規模を比較しうる降雨指標として用いることができる。

本章では、解析対象とする地震エリアによって、降雨特性が異なることや土砂災害警戒情報の CL 設定の指標となっている点等を勘案し、RBFN 値を降雨規模の指標として用いた。具体的には、各降雨の RBFN 値のうち、災害が発生しなかった降雨は、一連降雨中に記録した RBFN 値の最小値を採用した。

発生降雨では、一連降雨中において災害が発生した時刻より以前の RBFN 値の最小値を採用したが、災害の発生時刻まで正確に分からないケースでは、一連降雨中に記録した RBFN 値の最小値を採用した。RBFN 値は、0.0 以上～0.3 未満 (降雨規模大)、0.3 以上～0.6 未満 (降雨規模中)、0.6 以上～0.99 (降雨規模小) の 3 ランクに区分した。RBFN 値の最小値が 0.99 より大きい降雨は小規模かつ膨大な降雨数となるため、解析対象外とした。

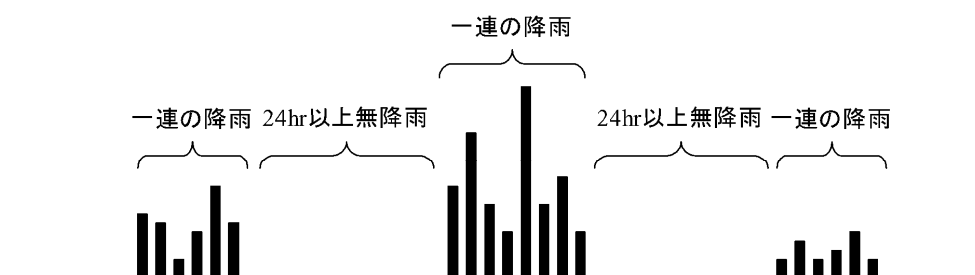


図 4. 2. 4-2 一連降雨の定義<sup>9)</sup>より転載

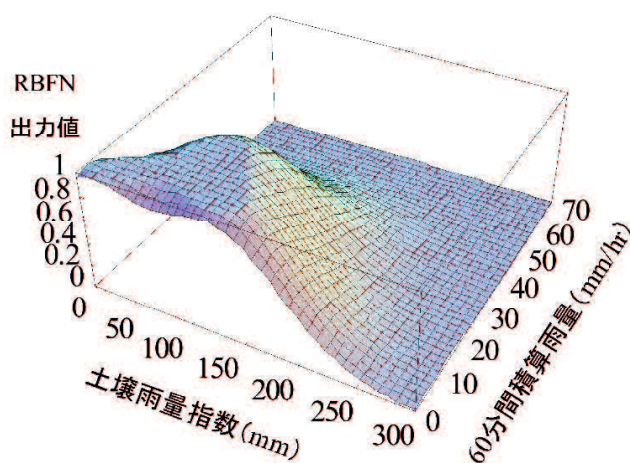


図 4. 2. 4-3 RBFN 応答局面<sup>9)</sup>より転載



上記の集計結果をもとに、本研究では各震度エリアにおける地震前後の降雨状況、降雨による土砂災害の発生状況について、以下に示される特徴を調査した。

#### 4.2.4.1 地震前後の土砂災害発生率の調査

各地震の前後で集計された発生降雨数と非発生降雨数をもとに、降雨による土砂災害発生率（＝発生降雨数 / （非発生降雨数＋発生降雨数）×100；以下、発生率という）を地震前後で算出した。そして、発生率をカテゴリ別に一覧表に示すとともに、グラフに示すことで、地震前後で発生率がどのように変化したかを震度階級別・降雨規模別に調査した。

すなわち、この調査により、図4.2.4-4の概念図のように、各地震の地震前後での発生率を各震度エリア・降雨規模別に比較することで、どの震度エリア・降雨規模で地震による影響が生じたか定量的に評価することができると考えた。

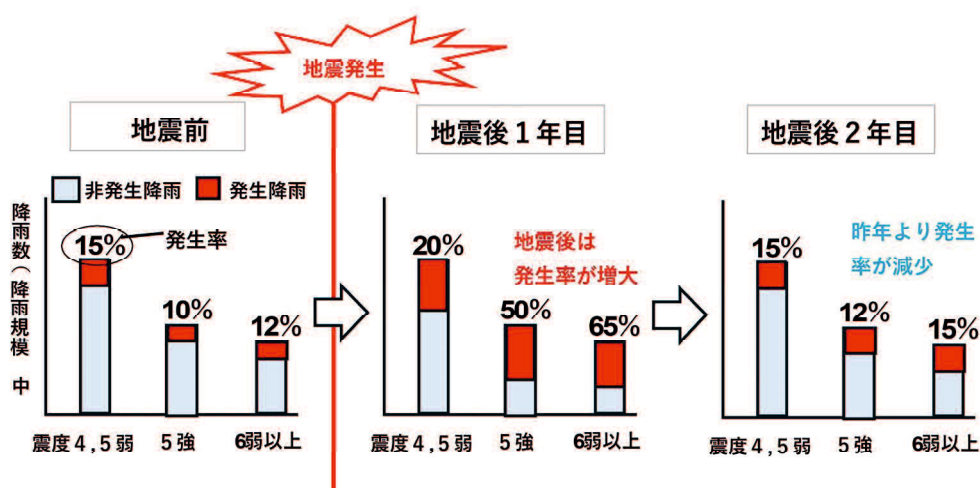


図4.2.4-4 地震前後の発生率の調査イメージ

#### 4.2.4.2 地震後の降雨数や降雨の多発時期に関する調査

この調査は、各地震がその後の降雨による土砂災害に及ぼした影響の大きさを考察する基礎資料として、各地震後の降雨特性を把握することを目的に実施した。具体的には、各地震のカテゴリ別に集計した降雨数（発生降雨＋非発生降雨）を1年目、2年目に分けてグラフに示し、地震後の降雨数の多寡や降雨規模の特徴を大まかに確認した。

また、各地震のカテゴリ別に集計した降雨数（発生降雨＋非発生降雨）と発生降雨数を約1か月単位の時系列順に整理を行い、ヒートマップに図示することで、各地震

において、地震後に降雨が特に多かった時期、その降雨規模の特徴、降雨による土砂災害が多発した時期を震度階級別に調査した。

なお、この調査では、解析対象エリアの範囲が地震によって異なることを考慮し、各震度階級にて集計した降雨数をそれぞれの震度エリアのメッシュ数（表 4.2.3-2 参照）で割り、1メッシュ当たりの降雨数とした値を使用した。

## 4.3 検討結果

### 4.3.1 地震前後の土砂災害発生率の調査結果

表 4.3.1-1 に各地震における発生率の算出結果を示す。また、図 4.3.1-1 に地震後に地震前より発生率が増加した 9 地震を対象に、地震前からの発生率の増減を震度エリア・降雨規模別の 1 年目と 2 年目にわけてグラフに示す。表 4.3.1-1 では、地震前後にて算出した発生率が震度エリア・降雨規模別に示されており、地震後 1 年目、2 年目の発生率が地震前よりも増加したカテゴリは暖色で示している。

これによると、12 地震中 9 地震は、地震後 1 年間、2 年間のいずれかのカテゴリで地震前から発生率の増加が認められる。一方、残り 3 地震（鳥取県西部地震、宮城県北部地震、北海道胆振東部地震）は、地震前と比較した発生率の増加は、いずれのカテゴリにおいても認められない。なお、宮城県北部地震と北海道胆振東部地震では、地震後 2 年間において降雨による土砂災害の報告がなく、地震後の発生率はすべてのカテゴリで 0%となっている。

地震後に地震前よりも発生率が増加した 9 地震のうち、熊本地震については、地震後 1 年目において、多くのカテゴリで地震前より発生率が増加しており、中～大規模の降雨における地震前からの発生率の増加は、他の地震に比べて特に大きくなっている。具体的には、ケース 1 では、震度 6 弱以上エリアにおいて、中～大規模の降雨での地震前からの発生率の増加が、他の地震に比べ 1 桁程度が大きいほか、震度 5 強、震度 6 弱以上エリアのみに着目すると、震度 5 強よりも震度 6 弱以上のほうが発生率の増加が大きい関係性がある（図 4.3.1-1 緑矢印）。

さらに、ケース 2 では、地震後 1 年目において、すべての震度エリア・降雨規模で地震前より発生率の増加がみられ、その値もケース 1 よりさらに大きくなっている。また、中～大規模の降雨において、震度階が大きいエリアのほうが値の大きい正の相関性が認められる（図 4.3.1-1 青矢印）。

熊本地震後 2 年目についても、震度 4・5 弱と震度 5 弱エリアにおける大規模の降雨にて、地震前からの発生率の増加がかなり大きくなっているが、それ以外のカテゴリでは、1 年目より小さくなっている。また、ケース 2 では、地震後 1 年目に確認された震度階との正の相関性も地震後 2 年目には認められなくなっている。

新潟県中越地震においても、地震後1年目に多くのカテゴリで地震前より発生率が増加しており、中～小規模の降雨では、震度階が大きいエリアほど発生率の増加が大きくなる正の相関性が認められる。しかし、熊本地震に比べると、その値は1桁程度小さく、その関係性は明瞭とは言い難い(図4.3.1-1 赤矢印)。

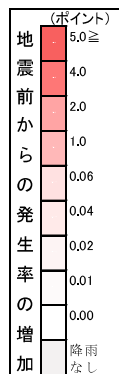
東北地方太平洋沖地震、長野県北部地震、静岡県東部地震、山形県沖地震、能登半島沖地震、岩手・宮城内陸地震、新潟県中越沖地震についても地震後1年目において、発生率が地震前より増加した傾向にあるが、全体に震度5強、震度6弱以上のエリアよりも震度4・5弱のエリアのほうが発生率の増加がかなり大きくなっているほか、新潟県中越沖地震、能登半島沖地震と岩手・宮城内陸地震では、地震後1年目よりも2年目のほうが発生率の増加が大きい傾向にある。

以上のことから、各地震による地震後の発生率の増加は、熊本地震だけがその他の地震とは大きく異なる傾向を示す。

表 4.3.1-1 地震前後の発生率

対象地震	降雨規模	震度4、震度5弱			震度5強			震度6弱以上		
		地震前	地震後		地震前	地震後		地震前	地震後	
			1年目	2年目		1年目	2年目		1年目	2年目
鳥取県西部地震	大	0.09%	0.00%	0.00%	0.00%	#DIV/0!	#DIV/0!	0.00%	#DIV/0!	#DIV/0!
	中	0.13%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	#DIV/0!
	小	0.03%	0.01%	0.00%	0.01%	0.00%	0.00%	0.01%	0.00%	0.00%
宮城県北部地震	大	0.09%	0.00%	0.00%	0.00%	#DIV/0!	#DIV/0!	0.00%	#DIV/0!	#DIV/0!
	中	0.12%	0.00%	0.00%	0.39%	#DIV/0!	#DIV/0!	0.00%	#DIV/0!	#DIV/0!
	小	0.03%	0.00%	0.00%	0.09%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
新潟県中越地震	大	0.00%	0.00%	0.00%	0.22%	0.00%	0.00%	3.08%	#DIV/0!	#DIV/0!
	中	0.25%	0.25%	0.00%	0.39%	0.43%	0.00%	0.36%	0.47%	0.00%
	小	0.01%	0.03%	0.05%	0.00%	0.04%	0.00%	0.03%	0.09%	0.00%
能登半島沖地震	大	0.04%	#DIV/0!	4.71%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	#DIV/0!	0.00%
	中	0.09%	0.00%	0.55%	0.47%	0.00%	0.00%	0.14%	0.00%	0.00%
	小	0.04%	0.06%	0.08%	0.07%	0.00%	0.00%	0.03%	0.00%	0.00%
新潟県中越沖地震	大	0.35%	0.00%	0.00%	0.38%	#DIV/0!	#DIV/0!	0.00%	#DIV/0!	#DIV/0!
	中	0.22%	0.00%	0.50%	1.49%	0.00%	0.00%	0.25%	0.00%	#DIV/0!
	小	0.02%	0.01%	0.02%	0.02%	0.00%	0.00%	0.03%	0.00%	0.00%
岩手・宮城内陸地震	大	0.05%	0.00%	#DIV/0!	0.00%	#DIV/0!	#DIV/0!	0.00%	#DIV/0!	#DIV/0!
	中	0.06%	0.00%	0.32%	0.00%	0.00%	0.00%	0.12%	#DIV/0!	#DIV/0!
	小	0.03%	0.03%	0.10%	0.01%	0.00%	0.00%	0.01%	0.00%	0.00%
東北地方太平洋沖地震	大	0.12%	1.19%	2.44%	0.02%	0.00%	0.00%	0.11%	0.00%	0.00%
	中	0.15%	0.49%	0.15%	0.09%	0.07%	0.00%	0.09%	0.04%	0.00%
	小	0.04%	0.05%	0.05%	0.03%	0.01%	0.03%	0.04%	0.02%	0.01%
長野県北部地震	大	0.42%	5.40%	#DIV/0!	0.00%	4.88%	#DIV/0!	0.00%	#DIV/0!	#DIV/0!
	中	0.26%	0.94%	0.00%	0.08%	0.00%	#DIV/0!	0.00%	0.00%	#DIV/0!
	小	0.01%	0.08%	0.00%	0.01%	0.17%	0.00%	0.02%	0.00%	0.00%
静岡県東部地震	大	0.16%	0.52%	0.00%	0.16%	0.88%	#DIV/0!	0.00%	0.00%	#DIV/0!
	中	0.32%	0.86%	0.12%	0.40%	0.00%	0.00%	0.20%	0.00%	0.00%
	小	0.10%	0.20%	0.11%	0.10%	0.15%	0.00%	0.02%	0.00%	0.15%
熊本地震(ケース1)	大	0.20%	3.10%	12.57%	0.32%	0.81%	13.33%	0.58%	3.04%	0.00%
	中	0.29%	0.99%	0.80%	0.33%	1.00%	0.26%	0.41%	1.56%	0.48%
	小	0.08%	0.20%	0.08%	0.09%	0.13%	0.10%	0.09%	0.00%	0.10%
熊本地震(ケース2)	大	0.20%	3.38%	12.57%	0.32%	12.13%	13.33%	0.58%	4.72%	0.00%
	中	0.29%	0.99%	0.80%	0.33%	3.86%	0.26%	0.41%	5.06%	0.48%
	小	0.08%	0.20%	0.08%	0.09%	0.65%	0.10%	0.09%	0.93%	0.10%
北海道胆振東部地震	大	0.00%	0.00%	0.00%	0.36%	0.00%	#DIV/0!	0.00%	#DIV/0!	#DIV/0!
	中	0.06%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.07%	#DIV/0!	0.00%
	小	0.01%	0.00%	0.00%	0.01%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%	0.00%
山形県沖地震	大	0.38%	2.41%	0.00%	0.00%	#DIV/0!	#DIV/0!	0.00%	#DIV/0!	#DIV/0!
	中	0.29%	0.98%	0.75%	0.43%	#DIV/0!	0.00%	0.00%	#DIV/0!	#DIV/0!
	小	0.03%	0.04%	0.11%	0.08%	0.00%	0.24%	0.00%	0.00%	0.00%

各降雨規模のRBFN値  
 大：0.0~0.3  
 中：0.3~0.6  
 小：0.6~0.99



(a) 地震後1年目

(b) 地震後2年目

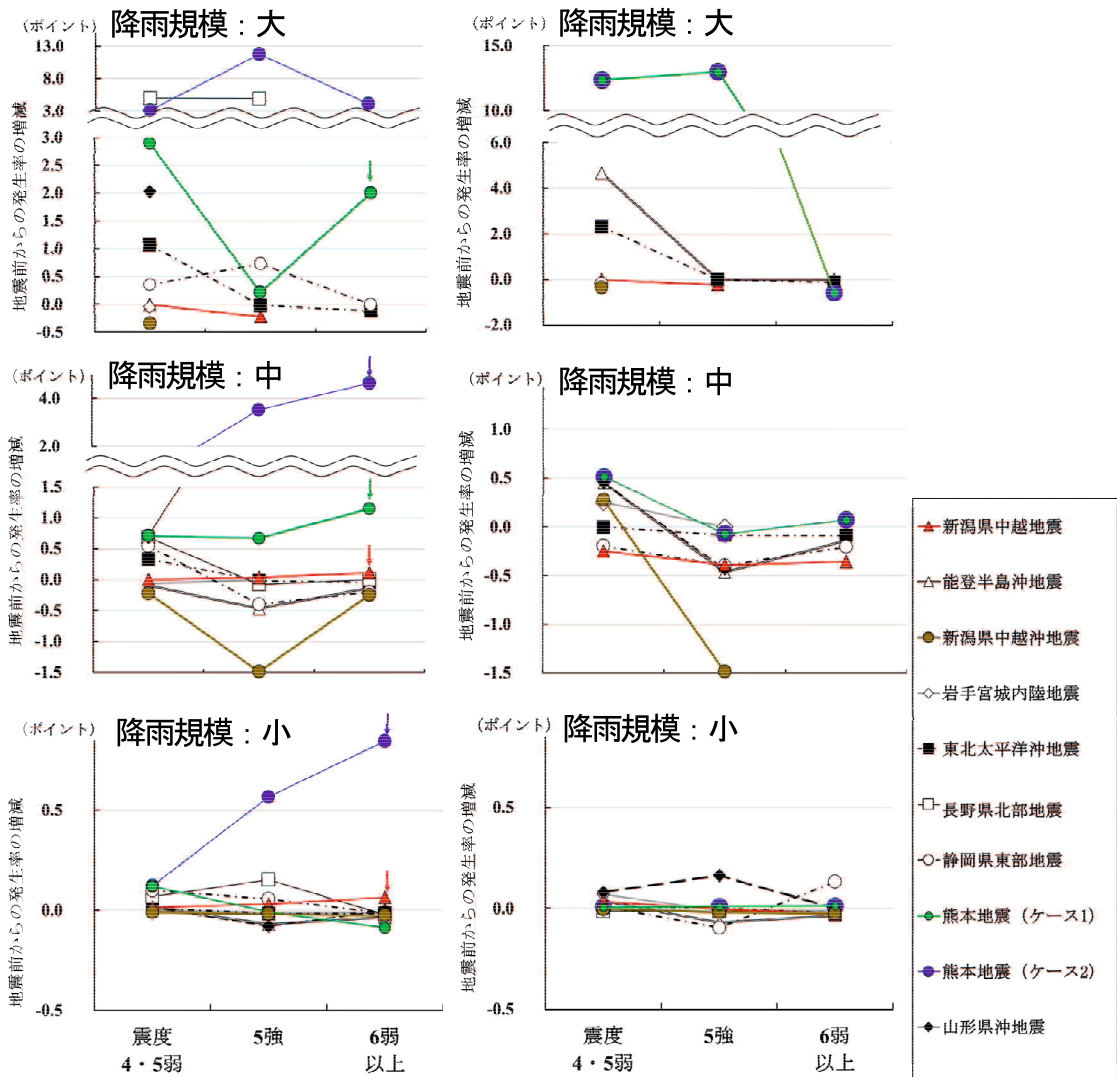


図 4.3.1-1 地震前と比較した地震後の発生率の増減 (a) 地震後1年目 (b) 地震後2年目

## 4.3.2 地震後の降雨数や降雨の多発時期に関する調査結果

### 4.3.2.1 年間の降雨数の特徴

図4.3.2-1に各地震の地震後1年目, 2年目における1メッシュあたりの降雨数を震度階級・降雨規模別に示す。

この図によると, 12地震中6地震(新潟県中越地震, 能登半島沖地震, 東北地方太平洋沖地震, 長野県北部地震, 静岡県東部地震, 熊本地震)では, すべての震度エリアで平均と同等か, それ以上を示すカテゴリが多く確認され, 特に地震後1年目には, 震度5強以上のエリアにおいて, RBFN値0.3~0.6, 0.0~0.3を示す中~大規模の降雨の発生数が相対的に多い傾向にある(図中のアのグループ)。

鳥取県西部地震, 山形県沖地震は, 震度4エリアでは, 平均と同等かそれ以上を示すカテゴリがあるが, 震度5強, 震度6弱以上のエリアでは, 1年目, 2年目ともにすべてのカテゴリで平均を下回り, 全般に降雨数が少ない傾向にある(図中のイのグループ)。

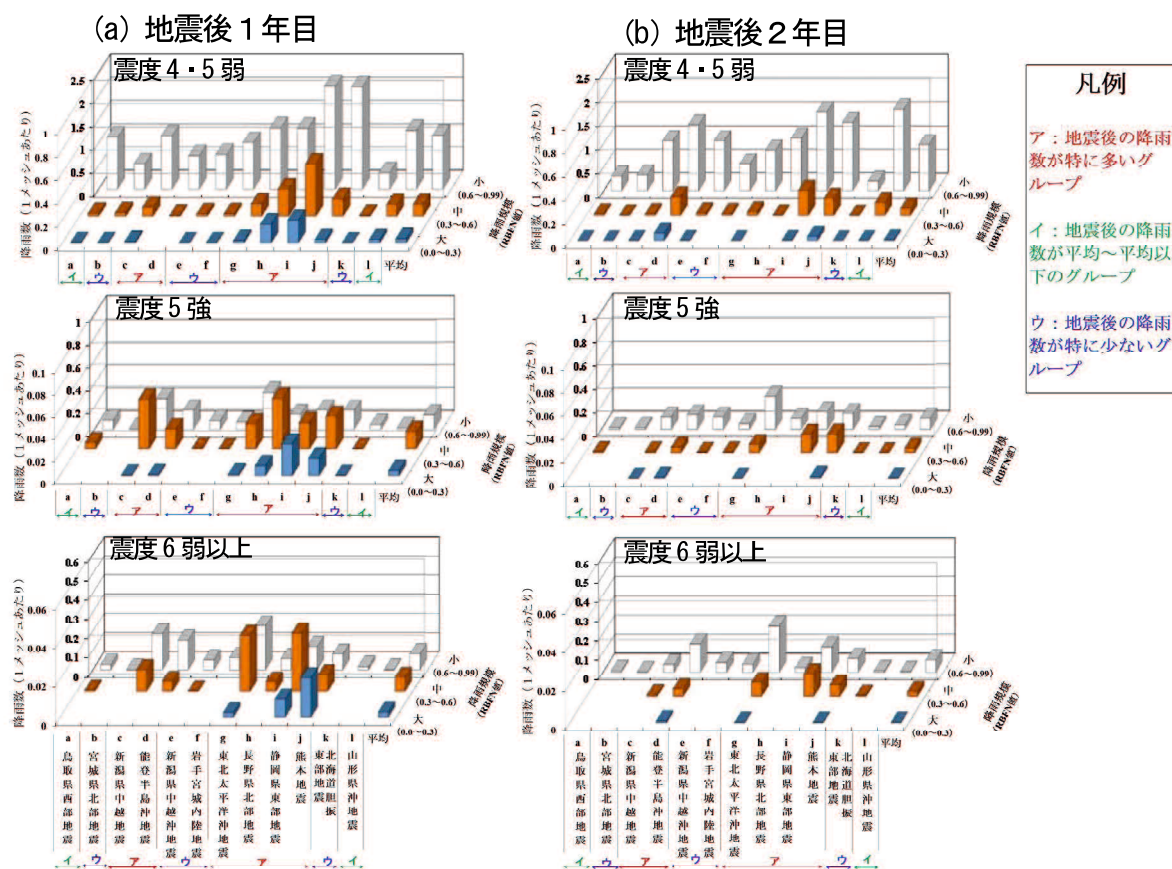


図4.3.2-1 地震前と比較した地震後の発生率の増減 (a) 地震後1年目 (b) 地震後2年目

残り4地震（宮城県北部地震，岩手・宮城内陸地震，新潟県中越沖地震，北海道胆振東部地震）は，すべての震度エリアにおいて，1年目，2年目ともに平均を下回っているため，地震後2年間の降雨数は全般に少なく，かつ中～大規模の降雨もほとんど発生しなかったことがうかがえる（図中のウのグループ）。

#### 4.3.2.2 降雨数の時系列図

図4.3.2-2に地震後2年間に発生した降雨数（発生降雨＋非発生降雨）と発生降雨数の時系列図を示す。この図では，各地震の地震後2年間における降雨数と発生降雨が多かった時期を地震発生から約1か月の期間にわけて，青と橙の濃薄で示しており，着色が濃い期間ほど地震後に降雨数が多かったこと，発生降雨数が多かったことをそれぞれ示す。また，地震後1年目のうち，最も降雨数が多かった期間は太枠で囲んだ。熊本地震は，ケース1とケース2で降雨数と発生降雨が多かった時期の傾向が変わらないため，ここではケース2を代表して示す。

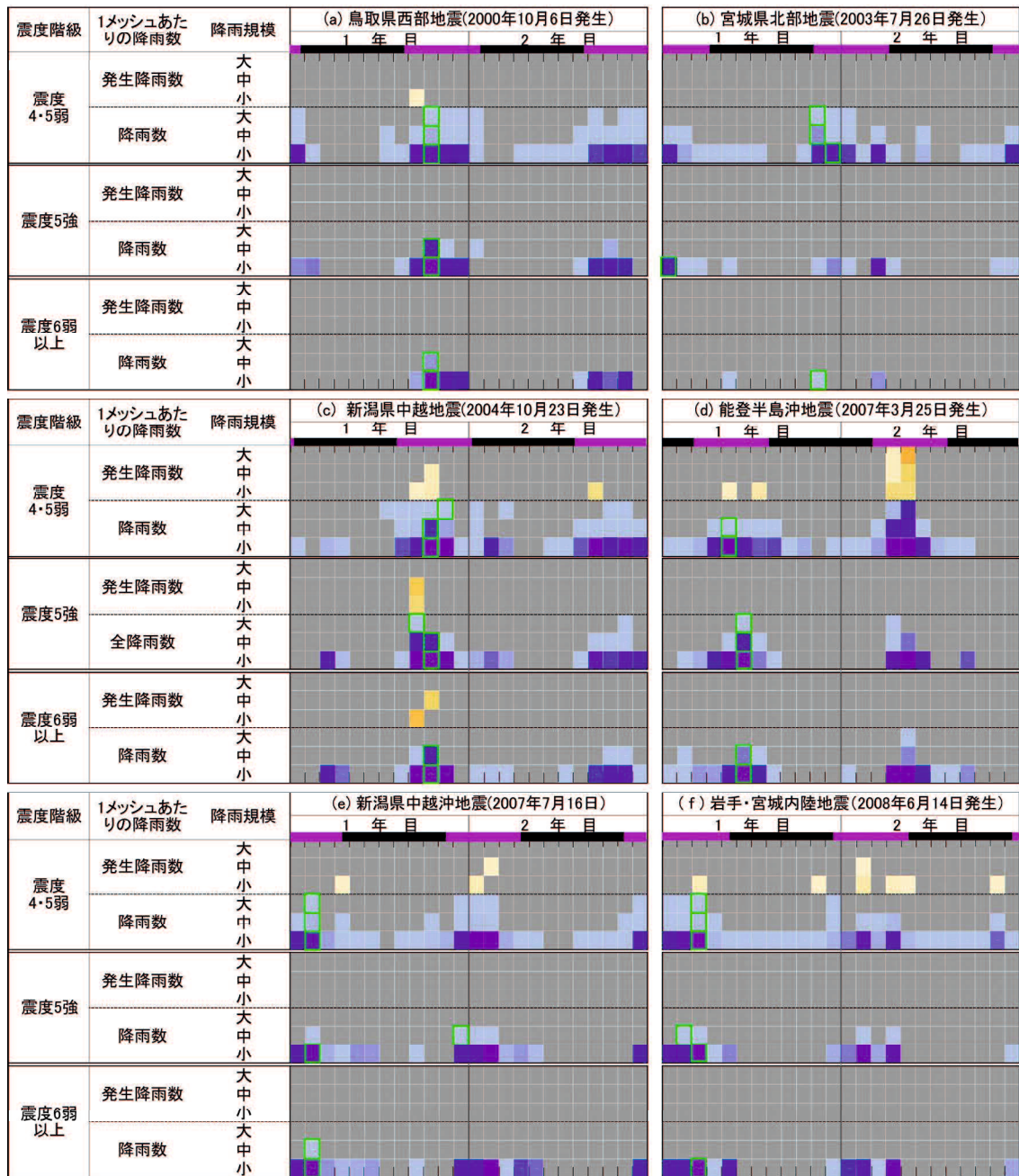
この図によると，地震後の降雨数の分布は，地震の発生月が出水期（6月～10月），非出水期（11月～5月）かどうかにより傾向が異なる。ここでは，各地震の特徴について，地震が発生した月ごとに，特に地震後1年目に着目してみると，熊本地震（図4.3.2-2j）では，2016年4月に地震が発生し，その約2か月後の降雨数・発生降雨数が相対的に多くなっており，他の対象地震に比べ，地震発生から降雨が多くなる時期が比較的短く，その降雨数も多い傾向にある。

鳥取県西部地震と新潟県中越地震（図4.3.2-2a, c）は，10月に発生し，地震後の約7か月間は，主に非出水期であるため降雨数自体が非常に少ないが，地震後約8～10か月後の出水期に降雨数が多くなり，発生降雨数もやや多くなっている。

宮城県北部地震，新潟県中越沖地震，岩手・宮城内陸地震，北海道胆振東部地震，山形県沖地震（図4.3.2-2b, e, f, l, k）では，出水期の中に地震が発生し，宮城県北部地震を除くと全体に地震直後から4か月以内の降雨数が多くなっている。この間，新潟県中越沖地震・岩手宮城内陸地震，山形県沖地震は発生降雨がみられるが，震度4・5弱エリアに限られている。

能登半島沖地震，東北地方太平洋沖地震，長野県北部地震，静岡県東部地震（図4.3.2-2d, g, h, i）は3月に発生し，地震後約5～7か月後にかけた出水期に降雨数が特に多くなっている。また，能登半島沖地震を除くと，この時期に発生降雨も多くなっている傾向にある。

地震後2年目は，多くの地震で1年目よりも降雨数・発生降雨数が少なくなっているように見える。例外として，能登半島沖地震については，地震後1年よりも2年目の方が出水期に降雨数が多く，発生降雨も多くなっているが，震度4・5弱エリアに限



各降雨規模のRBFN値  
大:0.0~0.3  
中:0.3~0.6  
小:0.6~0.99

凡 例

【地震後の経過(グラフ上の横軸)】

出水期(6月~10月) 非出水期(11月~5月)

地震発生から経過日数(1目盛りが30日単位)

※1年目、2年目の最後の目盛りのみ35日単位

【降雨数(1メッシュあたり) グラフ内の着色】

発生降雨数(×10<sup>2</sup>回/1メッシュあたり)

降雨なし 0.01 0.05 0.1 0.2 0.4 0.6 0.8 1 1.5 2

降雨数(回/1メッシュあたり)

降雨なし 0.01 0.025 0.05 0.075 0.1 0.2 0.25 0.3 0.4 0.5

1年目に最も降雨数  
が多かった時期

図 4.3.2-2 地震後2年間における1メッシュあたりの降雨数と発生降雨数の時系列図(1/2)



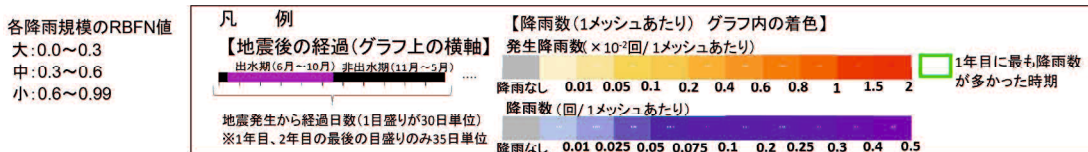
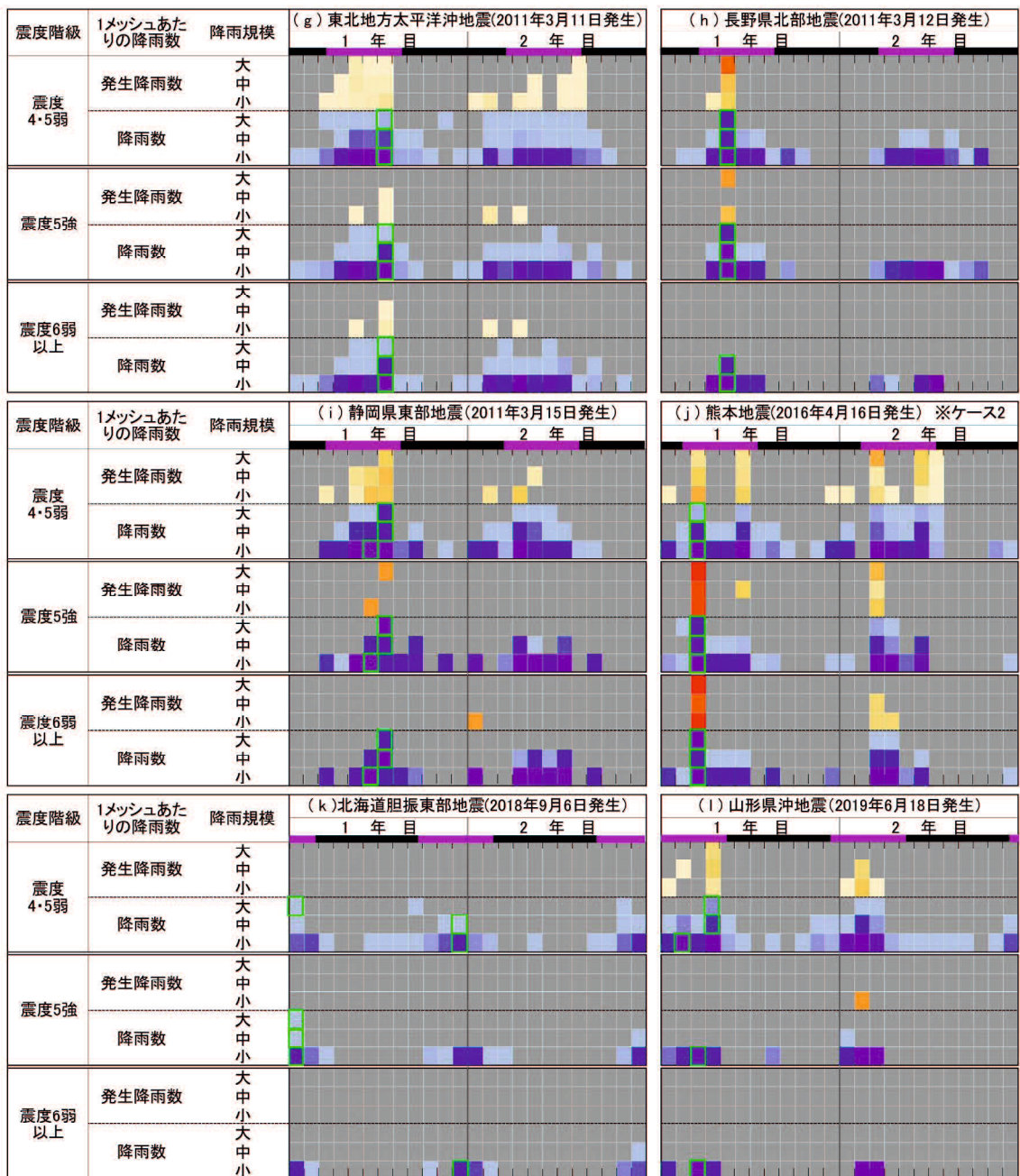


図 4.3.2-2 地震後2年間における1メッシュあたりの降雨数と発生降雨数の時系列図(2/2)

られる (図 4.3.2-2d).

#### 4.4 考察

現状、土砂災害警戒情報の CL は発生降雨が極めて少なく、土砂災害が発生していない非発生降雨がほとんどを占める不均衡データを基に設定しているという課題を抱えている<sup>4)</sup>。本研究においても、各地震における地震前後の発生率は多くのカテゴリで1%未満を示し(表 4.3.1-1)、2つのデータ数は偏りがかなり大きくなっている。このような不均衡データをもとに期間、範囲を限定し解析したため、あらゆる分類の素因箇所が発生した災害データが十分得られているわけではないが、震度分布データと土砂災害発生両方のデータが存在する期間における実績として、熊本地震では、地震後1年目のケース1において、中～大規模の降雨での地震前からの発生率の増加が、他の地震より大きい傾向にあり、特に震度6強エリアは、他の地震より1桁程度大きかったほか、震度5強よりも揺れの大きかった震度6強のほうがその値が大きいという、他の地震では確認できなかった関係性が認められた。また、ケース2では、中～大規模の降雨において震度階が大きいエリアのほうが、地震前からの発生率の増加が大きい正の相関性が明瞭に認められた。

このような特徴から、熊本地震は、地震後1年目において、地震がその後の降雨による土砂災害発生に及ぼした影響が大きかったことが示唆される。

その他8地震(新潟県中越地震、新潟県中越沖地震、能登半島沖地震、岩手・宮城内陸地震、東北地方太平洋沖地震、長野県北部地震、静岡県東部地震、山形県沖地震)についても、地震前よりも発生率が増加する傾向にあったが、熊本地震に比べて値は小さい傾向にあった。また、新潟県中越地震を除くと全体に揺れが大きかった震度5強、震度6弱以上よりも揺れが小さかった震度4・5弱エリアのほうが、発生率が増加した傾向にあり、熊本地震に比べると、地震時の震度と地震後の発生率の増加との関係性に矛盾があった(表 4.3.1-1, 図 4.3.1-1)。

このような特徴から、震度4・5弱エリアにおける発生率の増加の要因として、地震の影響よりもそれ以外の要因が関与した可能性のほうが高いと考えられる。すなわち、震度4・5弱エリアは、全般に震度5強以上のエリアに比べ範囲がかなり広がったため、同じ震度4・5弱エリア内でも地形・地質等の条件の違いが多く、かつ地震前後での降雨の多発エリアにも違いがあり、震度5強、震度6弱以上よりも、地震前後における条件が一致しなかったことが影響した可能性が考えられる。

以上の点から、これら8地震は、熊本地震に比べ地震がその後の降雨による土砂災害発生に及ぼした影響が明確ではないと考えられる。

残る3地震（鳥取県西部地震，宮城県北部地震，北海道胆振東部地震）では，地震前からの発生率の増加は確認されず，地震がその後の降雨による土砂災害発生に及ぼした影響は示唆されない結果となった。

熊本地震を除く11地震にて地震の影響が明確に確認されなかった理由として，災害報告データの質が影響した可能性も考えられる．具体的には，災害報告がされていない未知の土砂移動が実際には多数あった可能性や，異なる時期・地域にて発生した災害データを同じ水準で評価することが本質的に難しい点があげられる。

しかし，解析では主に都道府県の災害報告データを用い，データの均質性に配慮した点や，4.2.2節で述べたように，熊本地震を除く11地震では，関連文献の確認結果から，熊本地震の事例ほど地震後に降雨による土砂移動が多発した報告が確認されず，解析結果との間に矛盾がない点を踏まえると，災害報告データの質が解析結果に及ぼした影響は小さいと判断している。

以上のことから，熊本地震を除いた11地震については，地震がその後の降雨による土砂災害発生に及ぼした影響は，少なくとも熊本地震に比べると小さかった可能性が高い．この理由については，各地震の地震波特性や地形地質の条件，地震により生じた斜面上の亀裂の多寡など，さまざまな要因が関与すると考えられるものの，ここでは，既往文献に示される地震前後の地盤剛性の変化に関する知見と，本研究にて集計した地震後の降雨数や地震後の降雨の多発時期などの特徴を踏まえ，その要因を次のように考察した。

Sawazaki et al.<sup>10)</sup>によると，熊本地震にて大きな揺れを記録した周辺8地点の地震観測点を対象として地震前後のS波速度の変化を観測した結果，地震時にはほとんど

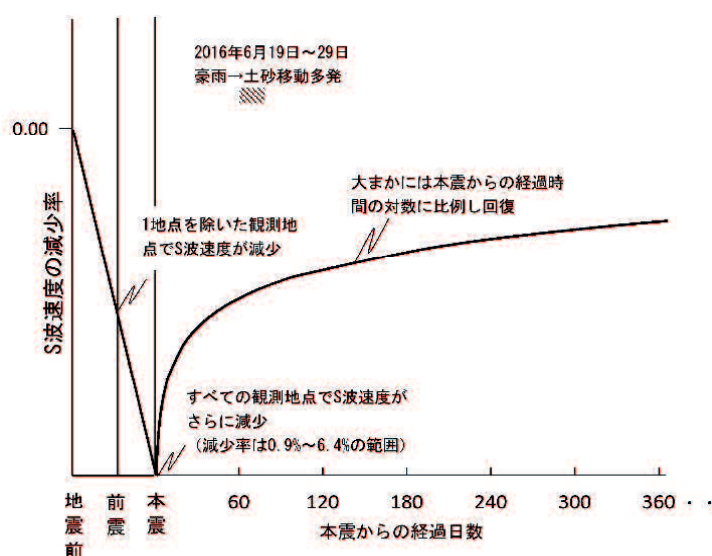


図 4.4.1-1 S波速度減少率の回復過程の模式図（熊本地震）

Sawazaki et al.<sup>10)</sup>を基に作成した。

の観測地点で S 波速度が低下したが、地震後は図 4.4.1-1 に示す模式図のように経過時間の対数に比例しながら 1 年以上かけて回復したことを報告している。

澤崎<sup>12)</sup>によると、S 波速度低下の要因は、浅層地盤の損傷による地盤剛性の低下を挙げている。また、その影響は概ね数 100m より浅い領域で発生し、浅部ほど強震動による速度低下が生じやすいと考えられている。

このことから、地震時に揺れが特に大きかったエリアの地盤浅部では、地盤剛性の低下の可能性が考えられる。また、図 4.4.1-1 の模式図に基づくと、地盤が元の状態に戻るには時間を要するものの、地震直後より経過時間の対数に比例しながら急速に回復することから、地震直後における影響は大きい、その後は時間の経過とともに急速に小さくなることになる。

図 4.4.1-2 に各地震の地震後 1 年目にて最も降雨数が多かった期間と、その期間における 1 メッシュあたりの降雨数、および 1 年目における地震前からの発生率の増加との関係をグラフに整理した。

この図では、地震時に特に揺れが大きく、地盤剛性の低下があった可能性の高いエリアと、その影響が大きかった期間として震度 5 強、震度 6 弱以上エリアのうち地震後 1 年目のデータを示した。グラフでは、横軸に地震後 1 年目における地震前からの発生率の増減、縦軸に地震後 1 年目に最も降雨数が多かった期間をプロットし、円の大きさは、それぞれ横軸の期間における 1 メッシュあたり降雨数の多寡を示す。

熊本地震は、非出水期の 4 月に発生し、図 4.4.1-2 によると、地震後より 2~3 か月後の出水期に入った時期の降雨数が最も多く、地震前からの発生率の増加は、他の地震よりも大きい傾向にある。また、熊本地震は他の対象地震よりも地震発生から豪雨を経験するまでの期間が比較的短く、その期間中の降雨数・降雨規模も大きい特徴がある（図 4.4.1-2 の j-1, j-2 : 赤色のグループ）。これらの点から、他の対象地震よりも降雨による影響に加え、地盤剛性の低下による影響も大きく受け、地震前よりも土砂災害が多発した可能性が考えられる。

能登半島沖地震、東北太平洋沖地震、長野県北部地震、静岡県東部地震）は非出水期にあたる 3 月、新潟県中越地震は出水期の終わり頃の 10 月にそれぞれ発生し、降雨数が最も多くなる時期は地震から約 3 か月~10 か月後であるが、地震前からの発生率の増加はほとんどみられなかった（図 4.4.1-2 の c, d, g, h, i : グラフ中の緑色のグループ）。例外として、長野県北部地震と静岡県東部地震は、震度 5 強エリアにおける大規模の降雨において、地震前からの発生率の増加がやや大きい、それ以外のカテゴリでは地震前からの発生率の増加は確認されていない点から、地震の影響よりも降雨規模が特に大きかったことが要因であった可能性がある。以上のことから、これら

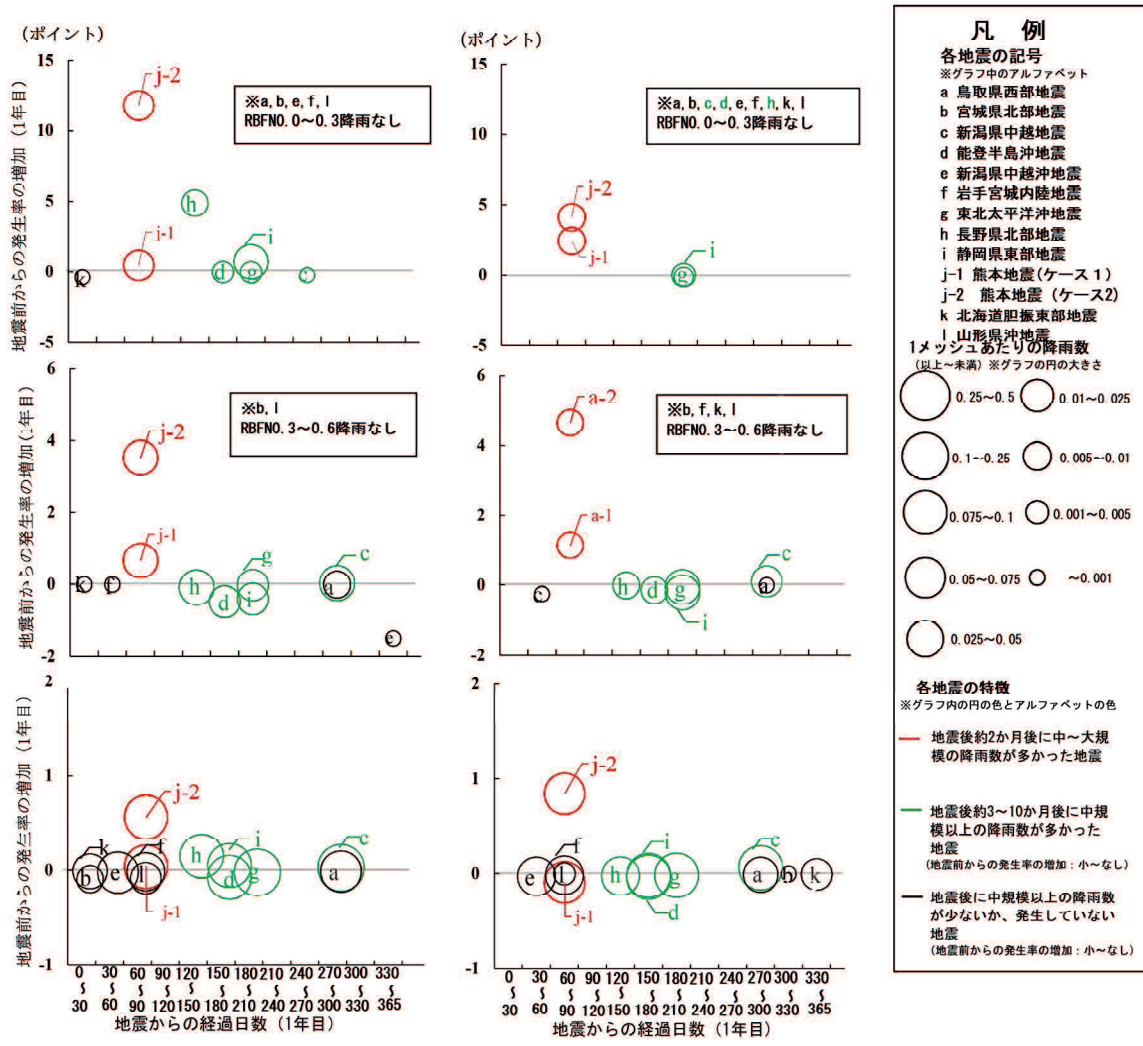


図 4.4.1-2 地震後1年目におけるもっとも降雨数が多かった期間とその1メッシュあたりの降雨数、および地震前からの発生率の増加との関係

の5地震は、熊本地震よりも地震後の豪雨の時期が少なくとも1か月以上遅く、その間に地震により低下した地盤剛性の回復が進んだため、熊本地震よりも地震の影響を受けなかった可能性がある。

残りの6地震(鳥取県西部地震、宮城県北部地震、岩手・宮城内陸地震、新潟県中越沖地震、山形県沖地震、北海道胆振東部地震)は、出水期(6月~10月)に発生し、地震直後~3ヶ月以内と早い時期に小規模な降雨が比較的多く発生した地震もみられるが、中規模以上の降雨は、かなり少ないか、発生していない(図4.4.1-2のa, b, e,

f, k, l: グラフ中の黒色の地震). 図 4.3.2-1 によると, これらの地震は, 対象期間である 2 年間を通し 1 メッシュ当たりの降雨数が平均を下回り, 中～大規模となる降雨数については, 降雨数が全般に少なく, 比較的規模の大きい豪雨もほとんど発生しなかったことから, 地震の影響が顕著に現れなかった可能性がある. また, 宮城県北部地震と北海道胆振東部地震については, 各震度階エリアにおける土砂災害危険箇所を含むメッシュ数が少なく, 土砂災害発生リスクが元々小さかったことも地震前後にて発生率が増加しなかった要因となった可能性がある (表 4.2.3-2).

表 4.4.1-1 と表 4.4.1-2 に, 地震の影響が最も大きかったとみられる熊本地震を対象として, 熊本地震 1 年目における震度 5 強以上のエリアを対象として, 地震前からの発生率の増加と地震前に対する発生倍率 (地震後 1 年目の発生率 / 地震前の発生率) をケース 1, ケース 2 にわけて整理した.

表 4.4.1-1 地震前からの発生率の増加 (熊本地震 1 年目: 震度 5 強以上エリア)

発生率の増加 = 地震後 1 年目の発生率 - 地震前の発生率 より算出した.

ケース	降雨規模小 RBFN値0.6～0.99	降雨規模中 RBFN値0.3～0.6	降雨規模大 RBFN値0.0～0.3	最大
ケース①	0～0.13	1～1.56	0.81～3.04	3.04
ケース②	0.65～0.93	3.86～5.06	4.72～12.13	12.13

表 4.4.1-2 地震前に対する発生倍率 (熊本地震 1 年目: 震度 5 強以上エリア)

発生倍率 = 地震後 1 年目の発生率 / 地震前の発生率 より算出した.

ケース	降雨規模小 RBFN値0.6～0.99	降雨規模中 RBFN値0.3～0.6	降雨規模大 RBFN値0.0～0.3	最大
ケース①	0～1.51倍	3.03～3.81倍	2.49～5.21倍	5.21倍
ケース②	7.57～10.61倍	11.69～12.39倍	8.08～37.33倍	37.33倍

これらの表によると、熊本地震 1 年目では、地震前よりも最大で約 3~12 ポイント程度、発生率が増加し、発生倍率では、地震前より最大約 5 倍~約 37 倍程度も発生率の増加が認められる。

一方、表 4.4.1-1 に示す地震前からの発生率の増加を降雨規模別にみた場合、小規模降雨では 1 ポイントを下回り、中~大規模降雨よりも 1 桁以上も値が小さい。このことから、地震がその後の降雨による土砂災害発生に及ぼす影響は、主に中規模以上の降雨にて顕在化しやすく、土砂災害発生のリスクが高まる可能性が考えられる。

#### 4.5 まとめ

本章では、近年において最大震度 6 強以上（気象庁）を記録した 12 の大規模地震を対象として、地震前後に発生した土砂災害や降雨数の整理結果をもとに、地震がその後の降雨による土砂災害発生に及ぼした影響について網羅的な検討を行った。その主要な検討結果は以下の通りであった。

- (1) 熊本地震では、地震後 1 年目において、中~大規模の降雨における地震前からの発生率の増加が他の地震より大きく、震度 6 強エリアは、その値が他の地震より 1 桁程度大きかったほか、レーザープロファイラによる土砂移動データを追加したケースでは、中~大規模の降雨において震度階が大きいエリアのほうが値の大きい正の相関性が確認される等の特徴があった。  
このような特徴から、熊本地震では地震後 1 年目において、地震が降雨による土砂災害発生に及ぼした影響が特に大きかったと考えられる。
- (2) 熊本地震を除いた 9 地震においても地震前からの発生率の増加が確認されたが、熊本地震に比べるとその値は小さい傾向にあったほか、全体的に揺れが小さかった震度 4・5 弱エリアでの増加が主体であり、熊本地震よりも地震時の震度と地震後の発生率の増加との関係性に矛盾がみられた。残りの 3 地震では、地震前と比較した発生率の増加も確認されなかった。このような特徴から、熊本地震を除いた 11 地震については、地震がその後の降雨による土砂災害発生に及ぼした影響は、少なくとも熊本地震に比べると小さかった可能性が高い。
- (3) 熊本地震が他の地震よりも地震影響が大きかった理由として、地震後に豪雨を経験するまでの期間が他の地震に比べ短かったため、降雨による影響に加え、地震直後の地盤剛性の低下を大きく受けた可能性がある。一方、それ以外の地震では、熊本地震よりも地震後にまとまった降雨を経験した時期が遅かったため地震直後の地盤剛性の影響を大きく受けなかったこと、あるいは地震後 2 年間における降雨数が少なく、中規模以上の豪雨も少なかったことが主な要因となり、地震前からの発生率の増加がほとんど確認されなかった可能性が考えられる。

(4) 熊本地震1年目における震度5強以上のエリアでは、地震前よりも最大約3~12ポイント程度（地震前の約5倍~37倍）も発生率が増加した。一方、発生率の増加を降雨規模別にみた場合、小規模降雨での地震前からの発生率の増加は1ポイントを下回り、中~大規模降雨により値が1桁以上小さかった。この特徴から、地震がその後の降雨による土砂災害発生に及ぼす影響は、中規模以上の降雨にて顕在化しやすい可能性が考えられる。

以上の点から、地震がその後の降雨による土砂災害に及ぼす影響は、大まかには大規模地震発生から比較的早いタイミングに中規模以上の降雨を多く経験することで顕在化しやすく、その影響は、熊本地震の事例に基づくと、少なくとも地震発生より約2~3か月内は継続する可能性がある。また、そのように考えると、出水期や出水期の直前に発生した地震では、地震直後に豪雨を経験する可能性が高いため、特に留意が必要になる。

今後は、このような考察をより正確に検証するために、地形・地質条件の要因も踏まえた分析が必要であると考えている。すなわち、震度階級によるエリア区分に加え、地形・地質の条件によりエリアをさらに細かく区分し、その後の降雨による土砂災害の発生状況等を降雨規模別に比較・分析する必要がある。そのためには、あらゆる地形・地質条件における箇所で発生した災害データをより多く蓄積していくことが重要な課題となる。

また、本稿のような、降雨特性の異なる地域間において降雨による土砂災害の発生状況を比較・分析するケースでは、CL設定に使用されるRBFN値が有効な降雨指標となると考えられ、今後も同種の分析を行っていくうえでの有効な降雨指標として、活用の幅を広げていきたいと考えている。



## 参考文献

- 1) 中島奈桜・瀧口茂隆 (2024) : 地震後の土砂災害警戒情報暫定基準の運用方法の検証, 令和6年砂防学会研究発表概要集, pp.245-246
- 2) 産業技術総合研究所(2018) : QuiQuake -地震動マップ即時推定システム-, <https://gbank.gsj.jp/QuiQuake/>, 参照 2021-10-11
- 3) 石川 芳治・赤澤 史顕・植 弘隆・大野 宏之・小山内 信智・海堀 正博・久保田 哲也・古賀 省三・権田 豊・坂島 俊彦・地頭藪 隆・清水 収・武士 俊也・樽角 晃・鳥田 英司・中濃 耕司・西 真佐人・野呂 智之・平川 泰之・平松 晋也・藤田 正治・松尾 新二郎・山田 孝 (2016) : 平成28年熊本地震後の降雨による二次土砂移動と二次土砂災害, 砂防学会誌, vol.69, No.4, pp.25-36
- 4) 国土交通省水管理・国土保全局砂防部 (2016) : 平成28年熊本地震による土砂災害の概要 平成28年9月14日時点, [https://www.mlit.go.jp/river/sabo/ji\\_rei/h28dosha/160914\\_gaiyou\\_sokuhou.pdf](https://www.mlit.go.jp/river/sabo/ji_rei/h28dosha/160914_gaiyou_sokuhou.pdf)
- 5) 木下祐介・八反地剛・八木勇治 (2014) : 東北地方太平洋沖地震とそれ以降の降雨による斜面崩壊 : 茨城県北部の花崗岩産地における事例, 地形, Vol.35, No.1, p.25-39
- 6) 村上亘・大丸裕武・江坂文寿(2013) : 2008年岩手・宮城内陸地震後に発生した2次的な斜面崩壊の地形・地質的特徴, 森林総合研究所研究報告, Vol.12, No.1(No.426), p.23-40
- 7) 気象庁 (2009) : 気象庁震度階級関連解説表, <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/shindo/kaisetsu.html>, 参照 2023-02-09
- 8) 国土交通省 (2010) : 国土数値情報ダウンロードサービス, <https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/>, 参照 2021-11-15
- 9) 国土交通省水管理・国土保全局砂防部・気象庁大気海洋部・国土交通省国土技術政策総合研究所 (2023) : 土砂災害警戒情報の基準設定及び検証の考え方, [https://www.mlit.go.jp/river/shishin\\_guideline/sabo/dsk\\_kizyun\\_kensho\\_r0503.pdf](https://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/sabo/dsk_kizyun_kensho_r0503.pdf), 参照 2023-05-28
- 10) 倉本和正・鉄賀博己・東博和・荒川雅生・中山弘隆・古川浩平(2001) : RBF ネットワークを用いた非線形がけ崩れ発生限界雨量線の設定に関する研究, 土木学会論文集, No.672, p.117-132
- 11) Kaoru Sawazaki, Tatsuhiko Saito, and Katsuhiko Shiomi(2018) : Shallow Temporal Changes in S Wave Velocity and Polarization Anisotropy Associated with the 2016 Kumamoto Earthquake Sequence, Japan, Journal of Geophysical Research :Solid Earth, No.123, Vol.11, pp.9899-9913, Doi:10.1029/2018JB016261
- 12) 澤崎郁 (2017) : 大地震に伴う地下構造変化とその回復過程について, 地震, Vol.70, No.2, p.57-79

## 第5章 熊本地震後の降雨による土砂移動の影響要因等に関する分析

### 5.1 諸言

4章では、最大震度6強以上（気象庁）を記録した12の地震を対象として、地震がその後の降雨による土砂災害発生に及ぼした影響の有無や影響期間に関する検討を行った。その結果、熊本地震では他の地震よりも地震影響が大きかった可能性が確認された。

そこで本章では、熊本地震に焦点をあて、地震の影響に関するさらに詳細な特徴を把握するための分析を行った。

本章では、熊本地震前の平成24年7月豪雨（九州北部豪雨）、熊本地震時、その後の熊本地震より約2か月後の豪雨（以下、H28年6月豪雨という）によりそれぞれ土砂災害が多発した阿蘇地域を解析範囲とした。

解析では、地震の影響に伴うCLの予測精度の低下や暫定CLを適応した場合の効果等を定量的に把握するため、熊本地震前後の平成24年7月豪雨と平成28年6月豪雨に発生した土砂移動を対象として、通常CLと暫定CLの捕捉率や空振り率を調査した。また、地震後の降雨による土砂移動の地形的特徴や発生要因を調べるため、既存の地震時の崩壊予測式の適応性に関する検証や判別分析を行った。

以下では、それぞれの分析結果を報告する。

### 5.2 熊本地震後の捕捉率や既存の地震時崩壊予測式の適応性に関する分析

#### 5.2.1 解析範囲と対象イベント

解析範囲は、阿蘇地域のうち、熊本地震時とその約2か月のH28年6月豪雨にて土砂移動が多発した図5.2.1-1の範囲を解析対象とした（図5.2.1-1）。

図5.2.1-2に阿蘇地域における過去の主な災害を示す<sup>1)</sup>。阿蘇地域では、熊本地震以前にも、昭和28年（1953年）熊本大水害、平成2年（1990年）豪雨災害、H24年（2012年）九州北部災害にて、土砂災害による甚大な被害があったことが報告されている<sup>2)</sup>。

本解析では、H24年7月豪雨（九州北部豪雨）、熊本地震時、H28年6月豪雨の3つのイベントを分析対象とした。

#### 5.2.2 使用データ

土砂移動データは、2012年7月豪雨については、熊本県からの災害報告データよりかけ崩れ、土石流を使用した。熊本地震時についてはLPにより判読された土砂移動データを使用した。

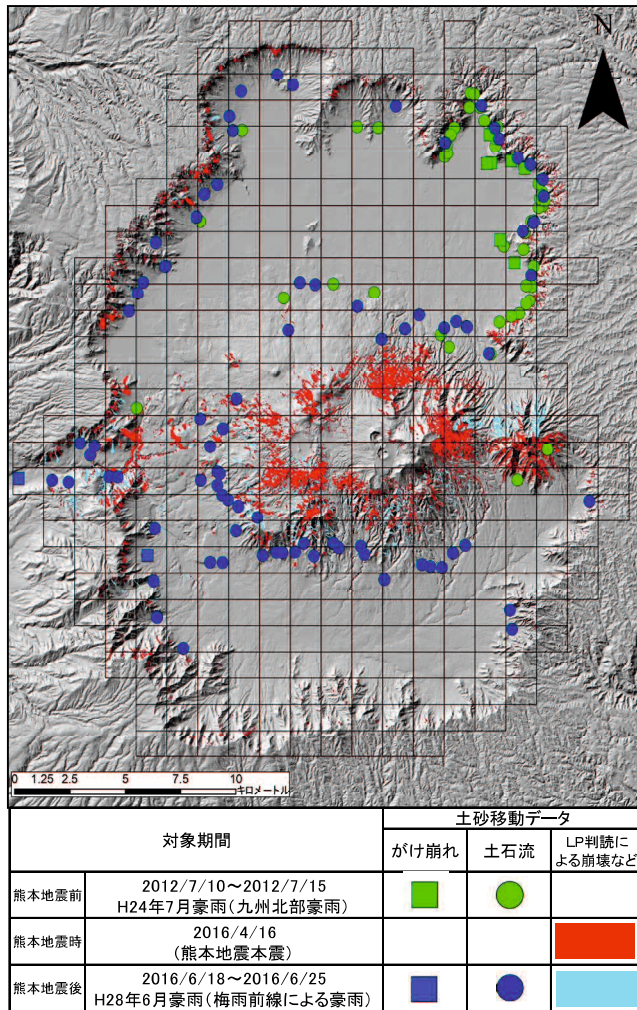


図 5.2.1-1 解析対象エリアと土砂移動データ



図 5.2.1-2 阿蘇地域における過去の豪雨災害 ①より抜粋

H28年6月豪雨に関しては、熊本県からの災害報告データに加え、レーザープロファイラデータ(以下、LPデータという)により判読された土砂移動データも使用した。災害報告データとLPデータによる土砂移動データは、4章の解析にて使用したデータと同じものである。各データの詳細は、4.2.2節にてすでに述べたため、ここでは割愛する。

推計震度と最大加速度は Quakemap<sup>2)</sup>を用い、QuakQuake のホームページで公開されていた GEO-TIFF データのうち、2016年4月16日発生した熊本地震の本震時のデータを使用した。Quakemap についての説明についても、3.3.3.1 節にて詳細を述べたため、ここでは割愛する。

地形データは、熊本地震前に取得された地震前に計測された 1mDEM を GIS の内挿処理にて 10m メッシュ単位に変換したデータを用いた。降雨指標は、4章と同様、土砂災害警戒情報の発表の指標として使用される、気象庁による土壌雨量指数と 60分積算雨量(1km メッシュ単位)のデータを用いた。

## 5.2.3 解析手法

### 5.2.3.1 熊本地震前後の捕捉率・空振り率の調査

地震の影響に伴う CL の予測精度の低下や暫定 CL を適応した場合の効果を定量的に把握するため、熊本地震前後の平成 24 年 7 月豪雨と平成 28 年 6 月豪雨に発生した土砂移動を対象として、通常 CL と暫定 CL の捕捉率や空振り率を調査した。

具体的には、H24 年 7 月豪雨と H28 年 6 月豪雨により発生した土砂移動を対象として、それぞれの降雨期間中の各メッシュでの実況雨量から、スネークラインをメッシュ毎に作成した。スネークラインは、甚大な被害が報告された各イベントの豪雨期間を参考として<sup>3)~4)</sup>、H24 年 7 月豪雨は 2012 年 7 月 10 日~15 日まで、H28 年 6 月 18 日~25 日までの期間までの一連降雨を作成した。

各メッシュ内にて発生した土砂移動の発生時刻との比較から、図 5.2.2-1 に示される(1)~(4)のどのタイミングで発生したかを確認し、通常 CL、暫定 CL (7 割)、暫定 CL (8 割)の 3 ケースでの捕捉率と空振り率を算出し、H24 年 7 月豪雨と H28 年 6 月豪雨で結果を比較した。なお、暫定 CL は、熊本地震後に実際に運用された基準<sup>5)</sup>(震度 6 弱以上と震度 5 強を記録した市町村にてそれぞれ通常 CL に対する 7 割、8 割を適応)に基づくものである。

一般に捕捉率・空振り率の検証は、土砂災害警戒情報の発表単位や複数の発表単位でまとめた領域で整理される場合もある<sup>6)</sup>が、ここでは、阿蘇地域における局所的な範囲の中での捕捉率・空振り率の特徴を詳細に把握することを目的としたため、解析単位を 1km メッシュ単位として(図 5.2.1-1)、次の定義に従い算出した。

$$\text{捕捉率 (\%)} = \frac{\text{スネークラインで CL 超過後に土砂移動が発生したメッシュ数}}{\text{土砂移動が発生したメッシュ数}} \times 100$$

$$\text{空振り率 (\%)} = \frac{\text{スネークラインで CL を超過したが土砂移動が発生しなかったメッシュ数}}{\text{スネークラインで CL を超過したメッシュ数}} \times 100$$

本分析における捕捉率と空振り率の定義

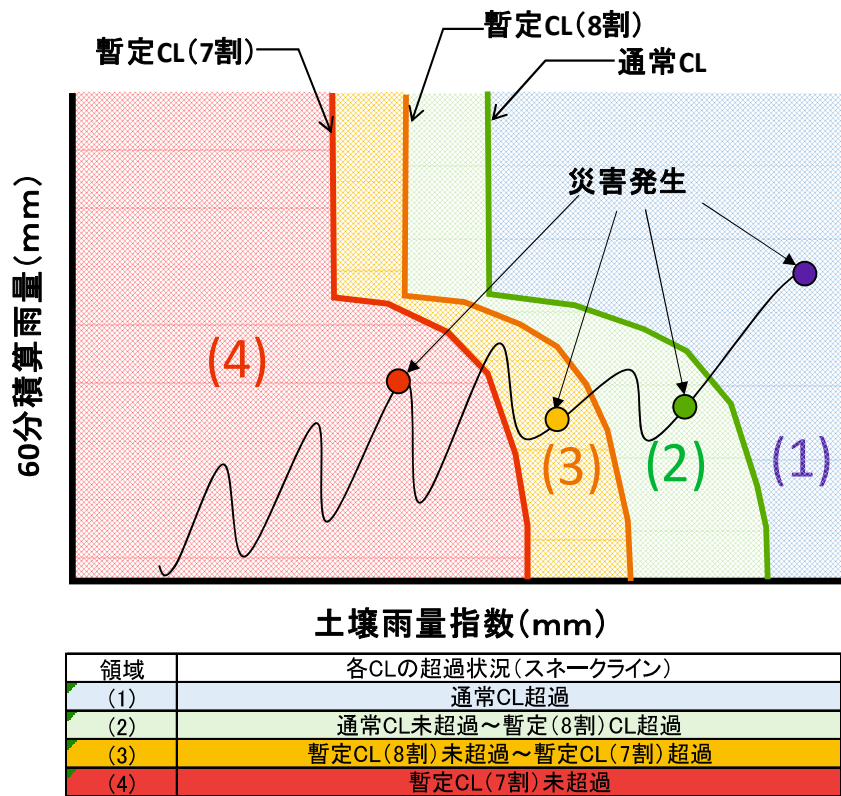


図 5.2.2-1 スネークラインによる超過判定領域の区分

なお、H28年6月豪雨におけるLPデータより抽出した土砂移動データは、詳細発生時刻は把握されておらず、一連の降雨期間中のどの時間帯で土砂移動が発生したかどうかまでは正確に判断がつかない。そのため、これらの土砂移動データでは、CL超過との関係性は厳密にはわからないものの、ここでは、各メッシュにおいて、一連降雨期間中にスネークラインがもっとも原点から離れた時間帯、すなわち、各メッシ

ユにて最も降雨規模が大きくなったタイミングを災害発生時刻と推定し、集計した。

H28年6月豪雨時については、熊本地震時の推計震度分布によりエリアを震度エリア毎の捕捉率・空振り率についても算出した。震度エリアの区分にあたっては、まず3次メッシュに熊本地震時の推計震度(250mメッシュ)を重ね合わせ、その後、各3次メッシュに含まれる推計震度のメッシュの最大値を割り当て、震度6弱エリア、震度5強エリア、震度5弱エリアの3エリアに区分した。

### 5.2.3.2 既存の地震時崩壊予測式の適応性に関する調査

熊本地震時とH28年6月豪雨時に発生した土砂移動について、地形的特徴や地震動との関係性を比較するため、地震に起因する斜面崩壊の危険度を評価する内田ら<sup>7)</sup>の経験式(以下、六甲式という)を用いた比較検討を行った。

六甲式は、平成7年(1995年)兵庫県南部地震における崩壊実績をもとに判別分析より作成された経験式である。この経験式は、傾斜量・平均曲率・最大加速度を変数とした以下で示される式である。

$$F=0.075I-8.9c+0.0056a-3.2$$

I: 傾斜量(°) c: 平均曲率 a: 最大加速度(cm/s<sup>2</sup>)

地震時の崩壊予測式<sup>内田ら7)より引用</sup>

六甲式により得られる値(以下、F値という)が正の値を示す場合、地震時に崩壊が発生し、負の値を示す場合は崩壊が発生しないとそれぞれ予測される<sup>7)</sup>。六甲式は、過去に発生した地震で発生した崩壊を対象とした検証を重ねることで、地震時に崩壊する恐れのある斜面を抽出できる手法として概ねの有効性が示されており<sup>7)8)</sup>、近年、この六甲式を改良した式<sup>9)</sup>が、地震発生直後の地盤災害を推計するシステムに活用されている<sup>10)</sup>。

本章では、六甲式より解析範囲の各メッシュ内におけるF値を算出し、熊本震時とH28年6月豪雨時の土砂移動の発生率%(土砂移動発生メッシュ数/土砂移動発生メッシュ数+土砂移動の非発生メッシュ)×100をF値のカテゴリ別に算出し、比較を行った。すなわち、地震時の崩壊危険度を予測するために活用される六甲式が地震後の降雨により発生する土砂移動にも適応可能であれば、地震後の降雨による土砂移動発生箇所を予測するための有効な指標になると考えた。

F値の算出にあたり、DEMデータより作成した傾斜量、曲率をメッシュ毎に抽出

し、最大加速度は QuakeMap<sup>2)</sup>の 250m メッシュの値 (2016.4.16 熊本地震の本震のもの) から 3 次メッシュ内の最大値を採用した。

一般に F 値は、10m 単位で算出したものが検討に用いられる<sup>7)</sup>が、本分析では土砂災害警戒情報における解析単元に合わせた場合にも適応性があるかどうかを確認するため、10m メッシュ単位で F 値を算出した後、3 次メッシュ単位で平均化した値を代表値とし、分析を行った。

## 5.2.4 検討結果

### 5.2.4.1 熊本地震前後の捕捉率の調査結果

図 5.2.4-1 に熊本地震前後における捕捉率の集計結果を示す。図 5.2.4-1a によると、H24 年 7 月豪雨時のケースでは、通常 CL での捕捉率は 94%以上、暫定 CL (8 割) と暫定 CL (7 割) では 100%を示し、各ケースにおける捕捉率に大きな差は認められない。一方、H28 年 6 月豪雨時のケースでは、通常 CL での捕捉率は 66%程度を示し、H24 年 7 月豪雨時より低くなっている。

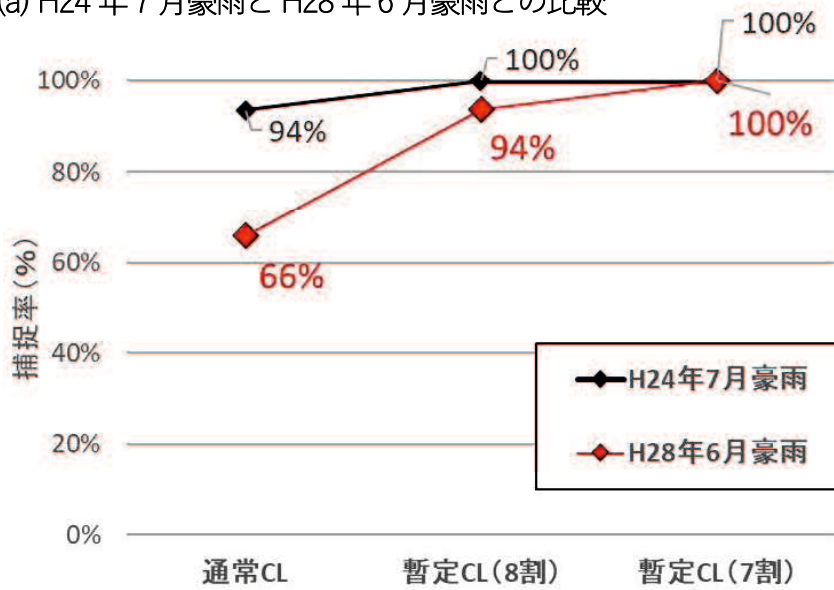
図 5.2.4-1b より、H28 年 6 月豪雨時の捕捉率を震度エリア別にみると、震度が大きかったエリアほど通常 CL での捕捉率が低くなっており、震度 5 弱エリア、震度 5 強エリア、震度 6 弱エリアの順に捕捉率がそれぞれ 100%、74%、43%と、震度ランクが上がるごとに 26~31%も低下した。

図 5.2.4-1b より、H28 年 6 月豪雨時における捕捉率を各 CL のケース別にみると、震度 5 弱エリアでは、すべての CL のケースで捕捉率 100%を示し、差が認められない。震度 5 強と震度 6 弱エリアでは、暫定 CL (8 割) の捕捉率が 94%と 83%を示し、通常 CL に比べると、それぞれ 30%と 40%程度も向上している。またすべての震度エリアでは、暫定 CL (7 割) では、捕捉率が 100%となっている。

図 5.2.4-2a により熊本地震前後における空振り率の集計結果を示す。空振り率は、H24 年 7 月豪雨では、すべてのケースで 90%以上を示し、H28 年 6 月豪雨時では 46%~64%を示す。2012 年 7 月豪雨における空振り率が H28 年 6 月豪雨時に比べ多い理由として、土砂移動が発生したエリアが解析範囲の北東付近に限られるのに対し、H28 年 6 月豪雨時では解析範囲のより広範囲で土砂移動が発生したことによっている。

図 5.2.4-2b により、H28 年 6 月豪雨時における空振り率の震度エリア別にみると、震度 5 強、震度 6 弱エリアでは、暫定 CL (8 割、7 割) での空振り率が、通常 CL より 3~5%と 13~18%上昇し、震度 5 弱エリアでは、48~52%上昇が確認された。

(a) H24年7月豪雨とH28年6月豪雨との比較



(b) H28年6月豪雨の震度エリア別

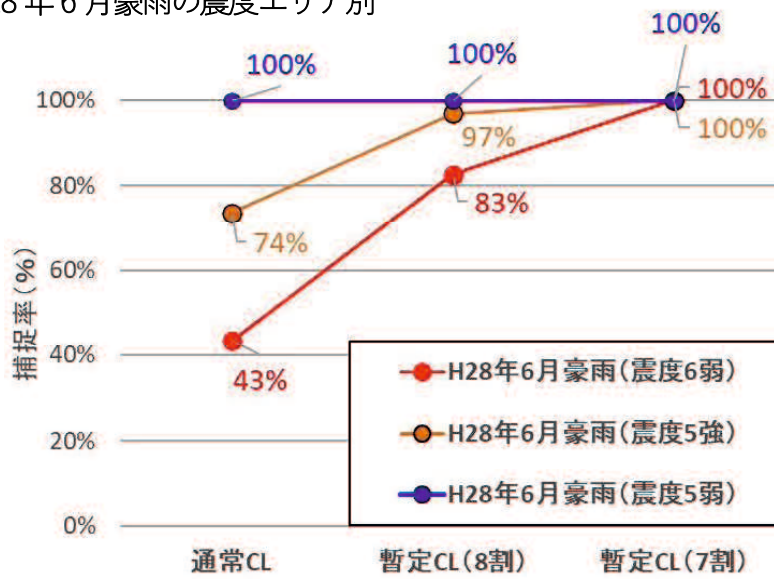
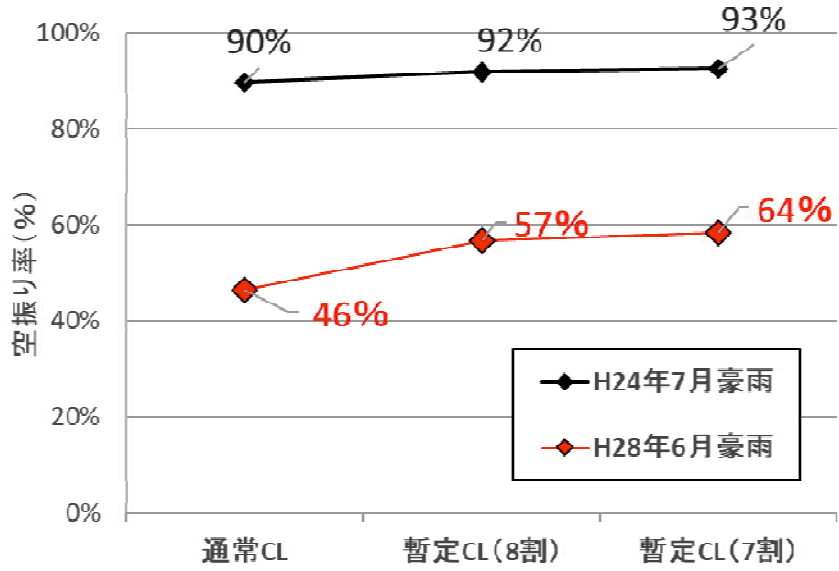


図5.2.4-1 各ケースにおける土砂移動の捕捉率



(a) H24年7月豪雨とH28年6月豪雨との比較



(b) H28年6月豪雨の震度エリア別

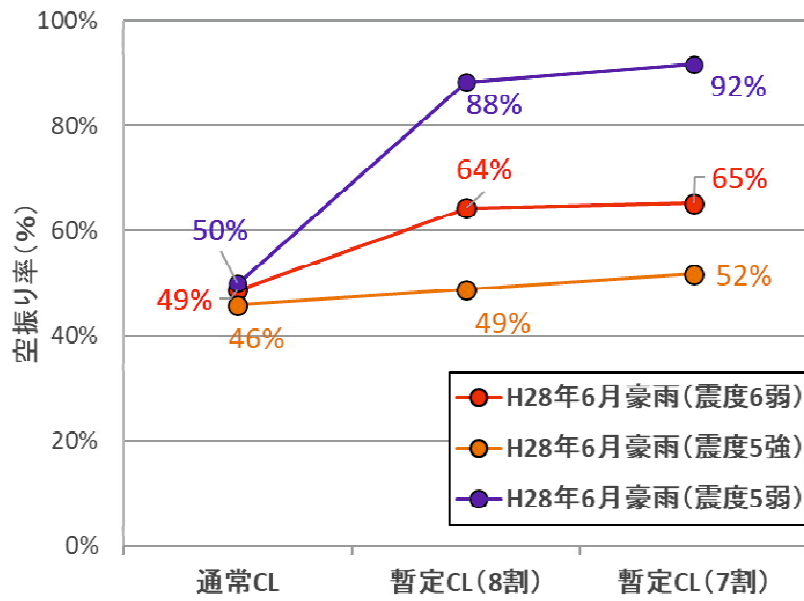


図 5.2.4-2 各ケースにおける土砂移動の空振り率

#### 5.2.4.2 既存の地震時崩壊予測式の適応性に関する調査結果

図 5.2.4-3 に解析範囲における F 値の分布を示す。

この図によると F 値は、解析範囲の西縁（図中 A）や中央部付近よりやや東側付近のエリア（図中 B）にて特に高くなっている。このうち、図中 A の範囲は、阿蘇カルデラ壁に、阿蘇中央火口丘より東側にあたり、傾斜量が大きい地域に概ね対応する。

図 5.2.4-4 に熊本地震時と H28 年 6 月豪雨における土砂移動発生メッシュと F 値との関係を示す。この図によると、熊本地震時では、大きいメッシュほど土砂移動の発生率が右肩上がりに高くなる関係性が認められる。

H28 年 6 月豪雨時では、F 値の各カテゴリにおける発生率%は、熊本地震時に比べると、全体に低くなっているものの、熊本地震時と同様、F 値が大きいメッシュのほうが発生率の高い傾向が認められる。

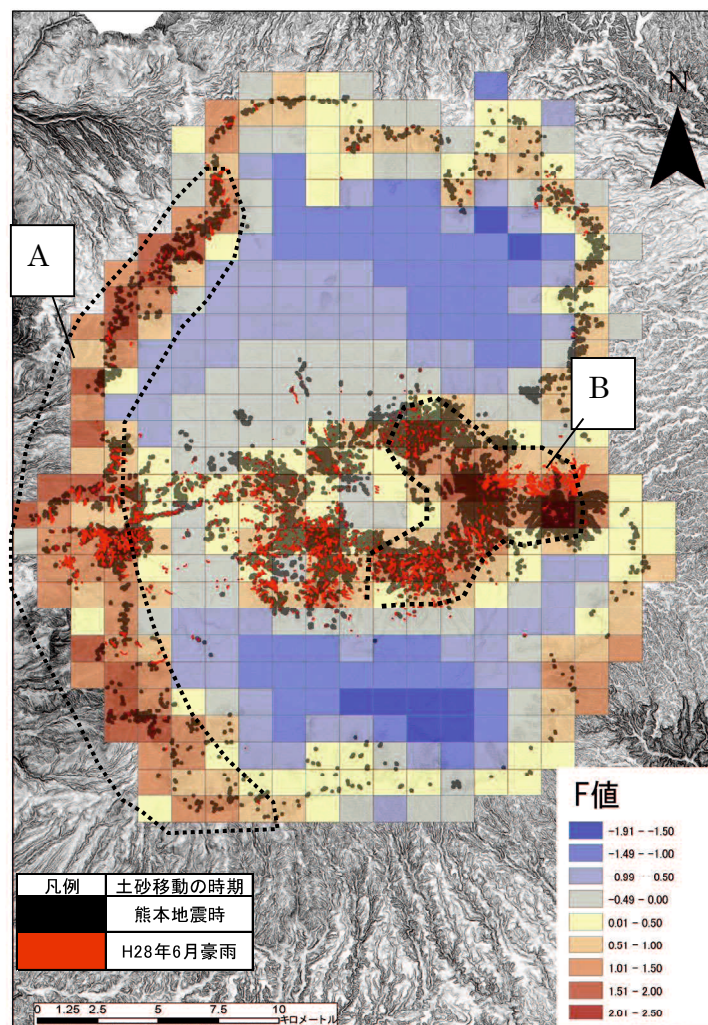
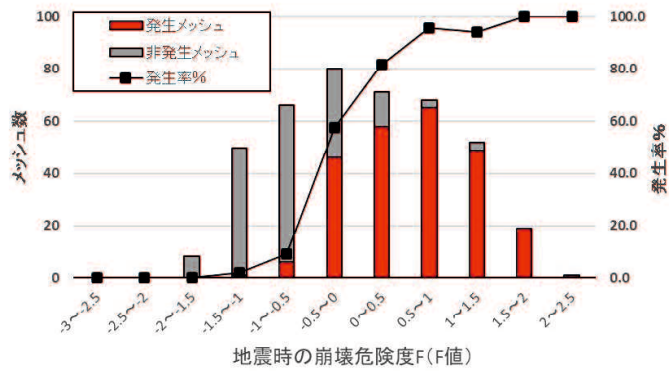
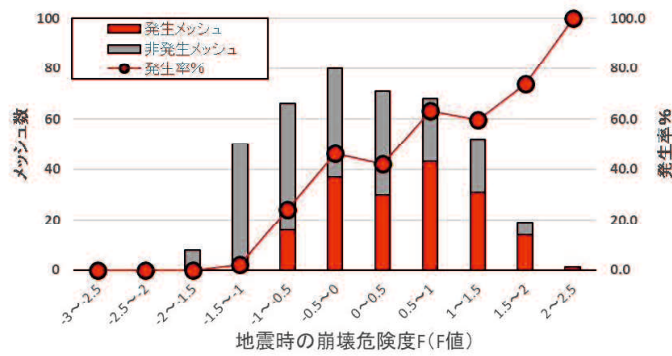


図 5.2.4-3 解析エリアの F 値の分布

(a) 熊本地震時



(b) H28年6月豪雨時



(c) 熊本地震時とH28年6月豪雨時の比較

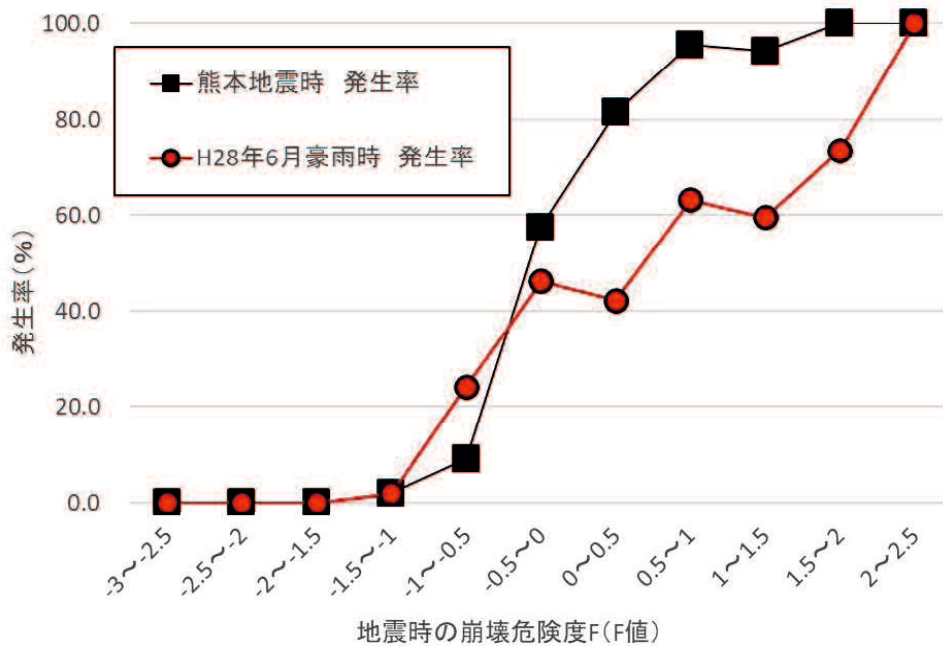


図5.2.4-4 各ケースにおける発生率の比較

### 5.2.5 考察

#### (1) 熊本地震前後の捕捉率の調査結果について

熊本地震より約2か月後のH28年6月豪雨では、地震前のH24年7月豪雨における通常CLの捕捉率より28%小さく、熊本地震時に震度が大きかったエリアほど通常CLの捕捉率が26~31%も小さくなる結果が得られた。これは、熊本地震時に震度が大きいエリアのほうが、地震の影響が大きかったことを反映したものと推察される。

各震度エリアにおける通常CLの捕捉率は、震度5強、震度6弱ではそれぞれ74%、43%、震度5弱エリアでは100%であった。このことから、震度5弱エリアでは、暫定CLを適応する必要性がなく、地震による影響がなかったことが示唆される。

H28年6月豪雨における暫定CLの捕捉率は、8割で94%、7割で100%を示し、暫定CLの引き下げの割合に関しては、捕捉率の面から、概ねの妥当性が確認される結果となった。一方、H28年6月豪雨での空振り率は、震度6弱エリアと震度5強エリアにて5~6割程度であり、精度向上の余地があることが確認された。

既に述べたように、この検証では、土砂移動の発生時刻が未知のデータが含まれている。これらのデータは、各メッシュにて降雨規模が最大となる時間帯を発生時刻と推定している。そのため、より正確な検証を行うため、すべての土砂移動データにおいて、発生時刻が既知のものを使用した検証を行うことが課題となる。

#### (2) 既存の地震時崩壊予測式の適応性に関する調査

H28年6月豪雨にて発生した土砂移動は、F値の増加とともに発生率が大きくなり、熊本地震時の土砂移動と危険度Fとの関係性に近い傾向が確認された。

このことから、地震後の降雨により発生する土砂移動についても、地震時に発生する土砂移動と発生場の特徴に共通性があると推察される。

H28年6月豪雨にて発生した土砂移動は、各カテゴリの発生率%が熊本地震時の発生率%に比べ、低い傾向にあった。この理由として、H28年6月豪雨にて発生した土砂移動に関しては、土砂移動発生に降雨の影響も大きく関与したことから、経験式との関係性が不明瞭となった可能性が考えられる。

この解析により、六甲式が、地震後の降雨による土砂移動発生の予測にも適応可能である可能性が示唆された。今後は、他の地震による事例も含め、検証を重ねることが課題となる。

### 5.2.6 まとめ

本節では、熊本地震後のH28年6月豪雨時に発生した土砂移動を対象として、通常CL、暫定CLによる捕捉率・空振り率の検証や、六甲式の適応性に関する分析を行った。その主要な結果は以下の通りであった。

- (1) 熊本地震より約2月後のH28年6月豪雨では、地震前のH24年7月豪雨よりも通常CLでの捕捉率が28%小さく、震度階別にみると、熊本地震時に震度が大きかったエリアほど通常CLでの捕捉率が小さくなることが確認された。これは、震度が大きいエリアほど、地震の影響が大きく、その影響が捕捉率の低下として反映されたものと考えられる。各震度エリアでの通常CLの捕捉率は、震度5強、震度6弱では74%と43%であったのに対し、震度5弱エリアでは100%であった。このことは、震度5弱エリアにおいて、地震の影響がなかったことを示唆している。
- (2) H28年6月豪雨にて暫定CLを用いた場合は、通常CLよりも捕捉率が大幅に向上し、通常の7割の基準では、すべてのケースで捕捉率100%を示した。このことから、暫定CLの引き下げの割合は、捕捉率の面では、概ねの妥当性が確認された。一方、空振り率は、震度6弱エリアと震度5強エリアにて5~6割程度にとどまり、精度向上の余地があることが確認された。
- (3) H28年6月豪雨の土砂移動は、六甲式によるF値の高いエリアでの発生率%が高く、熊本地震時の土砂移動と同様、地震動の影響が大きいエリアにて発生した可能性が考えられる。このことから、地震後の降雨による土砂災害への影響も地震時の影響評価の適用や応用が可能である可能性が示唆された。

## 5.3 熊本地震後の土砂移動発生への影響因子と相対的な寄与度に関する分析

### 5.3.1 解析範囲と対象イベント

本節では、解析範囲を 5.2 節と同様、阿蘇地域を対象とし、熊本地震時、H28 年 6 月豪雨の 2 つのイベントを検討の対象とした。本節では解析の最小単位を 10m メッシュとし、土砂移動データは、5.2 節で用いた LP データの判読結果を基にされた土砂移動データを用いた。

阿蘇外輪の東側のエリア(図 5.3.1-1 の黒点線の範囲)付近は、熊本地震前の H24 年 7 月豪雨時に土砂移動が多発したエリアであり<sup>11)</sup>、LP データの判読結果を基にされた土砂移動データの中にも、熊本地震前に発生した崩壊跡がわずかに判読されている可能性が考えられた。そのため、10m メッシュ単位での詳細な解析にあたっては、解析精度をあげるため、この範囲を解析範囲から除外した。

本節では、地質エリアによる土砂移動発生への傾向も比較するため、解析範囲を地質によりエリア区分した。地質区分は、阿蘇火山地質(5 万分の 1)<sup>12)</sup>に基づき、地層・岩盤の種類、地質年代を踏まえ、図 5.3.1-1 に示す 6 区分に分類した。このうち、熊本地震時に土砂移動が多発した 5 つの火山性の地質を解析対象とし、土砂移動の発生が少なかった崖錐・扇状地・段丘堆積物は解析から除外した。

以下では、検討にあたっての基礎情報として、文献資料より各地質エリアにて熊本地震時に発生した崩壊形態を整理した結果を参考までに述べる(表 5.3.1-1)。

熊本地震時に発生した斜面崩壊は、「テフラ斜面の崩壊」と「岩盤からなる急崖の崩壊」に大別される<sup>13)</sup>。「テフラ斜面の崩壊」は、主にテフラ層が厚く堆積する緩斜面にて発生した崩壊であり、崩壊に関与したすべり面は、テフラ層中にある軽石層や風化した火山灰層、黒ボク層など、複数のタイプがあることが報告されている<sup>13)</sup>。これらは、阿蘇中央火口丘付近の降下火山灰、軽石・スコリア等、溶岩・火砕岩エリアのうち、上位にテフラ層が厚く堆積した丘陵地で発生した崩壊に概ね該当する<sup>13)</sup>。

「岩盤からなる急崖の崩壊」は阿蘇カルデラ壁、谷壁斜面の急傾斜にて発生した崩壊とされる。阿蘇カルデラ壁の崩壊は、さまざまな規模の落石や岩屑なだれ<sup>14)</sup>、深層崩壊<sup>6)</sup>であったとされ、先阿蘇火山岩類と Aso1-4 エリアで発生した崩壊に概ね該当する。

谷壁斜面の急傾斜にて発生した崩壊は、落石・トッシング・岩盤崩壊等<sup>14)</sup>であったとされ、溶岩・火砕岩エリアのうち、白川・黒川合流部など河道の左右岸で発生した崩壊に該当する<sup>14)</sup>。

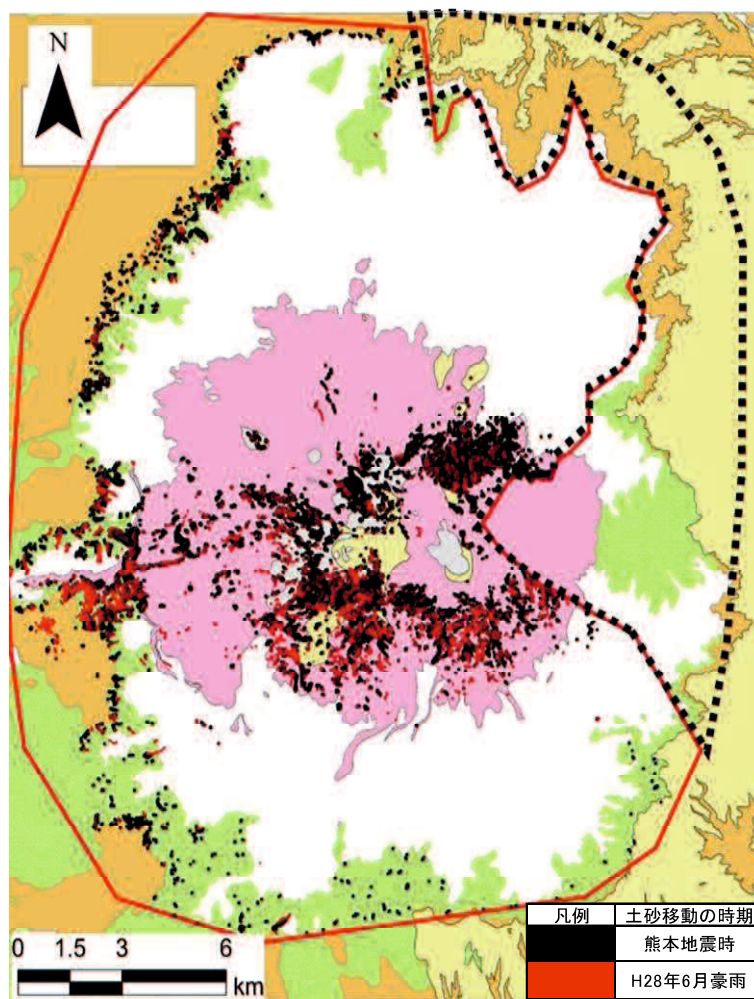


図 5. 3. 1-1 解析範囲と地質区分<sup>11)</sup>に基づき作成

表 5. 3. 1-1 地質区分と熊本地震時の崩壊形態の関係<sup>13)~14)</sup>に基づき作成

地質名	凡例	主な分布位置	熊本地震時の崩壊形態		代表箇所
降下火山灰	■	中央火口丘	テフラ斜面での崩壊	表層崩壊、地すべり性崩壊、土石流	高野台地区など
火山灰・軽石等	■				
溶岩・火砕岩	■				
Aso1-4	■	阿蘇外輪	谷壁斜面の崩壊	落石・トップリング岩盤崩壊	白川・黒川合流部付近の両岸など
先阿蘇火山岩類	■		阿蘇カルデラ壁の崩壊	落石・岩屑なだれ、深層崩壊、トップリング	立野地区

## 5.3.2 分析内容

### 5.3.2.1 土砂移動の面積率と各要因の関係性分析

本節では、熊本地震時及びH28年6月豪雨時に発生した土砂移動箇所と土砂移動発生に関する各要因との関係性を分析した。

土砂移動発生に関する各要因には、5.2.4.2節にて解析に使用した六甲式に用いられている変数を参考として、傾斜量と最大加速度を用いたほか、降雨指標として、土壌雨量指数、60分積算雨量を使用した。

図5.3.2-1に分析内容の概念図を示す。熊本地震時とH28年6月豪雨時に発生した土石流および新規・拡大した土砂移動の面積率（(崩壊箇所面積+崩壊土砂の堆積域の面積)÷エリア面積×100）を傾斜量、最大加速度のカテゴリ別に集計し、その傾向を確認した。H28年6月豪雨時に発生した土砂移動発生箇所では、降雨指標との関係性についても確認した。

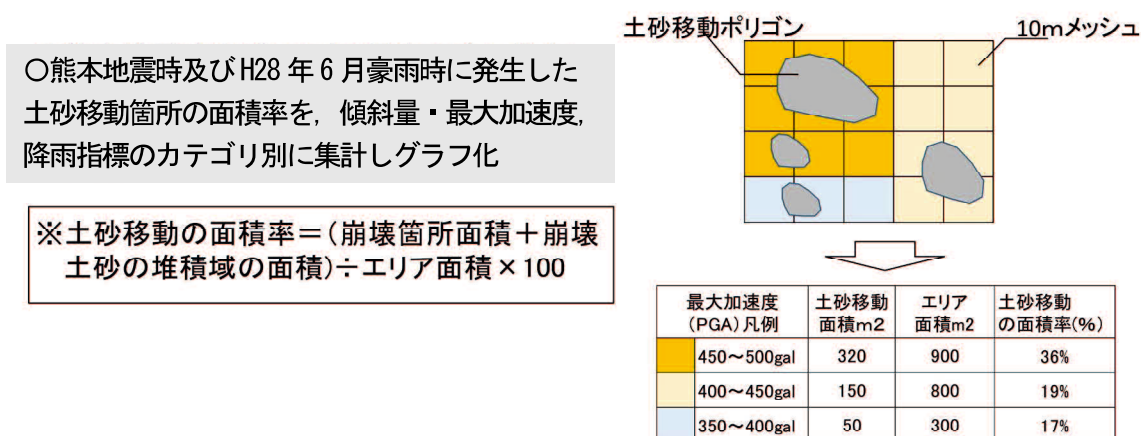


図5.3.2-1 土砂移動面積率の集計の概念図

この解析にあたり、事前に各要因のデータの特徴を確認した。図5.3.2-2a, bと図5.3.2-3a, bに各要因のデータのヒストグラムを示す。それぞれのデータの内容および特徴は以下のとおりである。

傾斜量は、地震前に計測された1mDEMをGISの内挿処理にて10mメッシュ単位に変換したデータを用いた。図5.3.2-2aのヒストグラムに示すように、30°未満の傾斜量データが全データの7割以上を占め、全体的には傾斜の緩やかな地形が多い傾向にある。また傾斜量が大きくなるほどデータ数が徐々に少なくなり、40~45°以上から



全体に占める割合は著しく少なくなる傾向にある。

最大加速度は、3章や4章、5.2節における解析と同様、QuakQuake<sup>2)</sup>のホームページで公開されていたGEO-TIFFデータ(2016.4.16熊本地震の本震)を使用した。解析範囲の最大加速度は145~510Galの範囲にあり、その平均はおよそ390Gal程度であった。図5.3.2-2bのヒストグラムに示すように、350~400Galのデータが特に多く、全データの4割程度を占める。

降雨指標は、気象庁による土壌雨量指数と60分積算雨量(1kmメッシュ単位)のデータからH28年6月1日~6月30日までの最大値を採用した。

土壌雨量指数は185~310mmの範囲にあり、その平均は250mm程度であった。図5.3.2-3aのヒストグラムに示すように、210~240mmから270~300mmにかけて

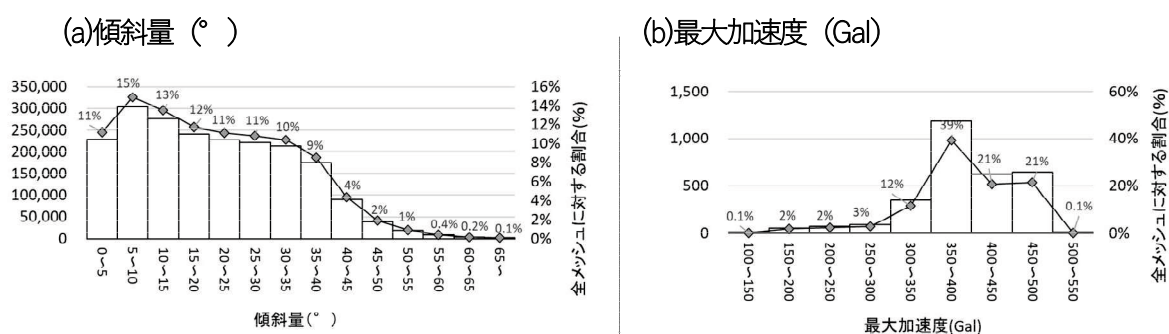


図5.3.2-2 傾斜量・最大加速度のヒストグラム

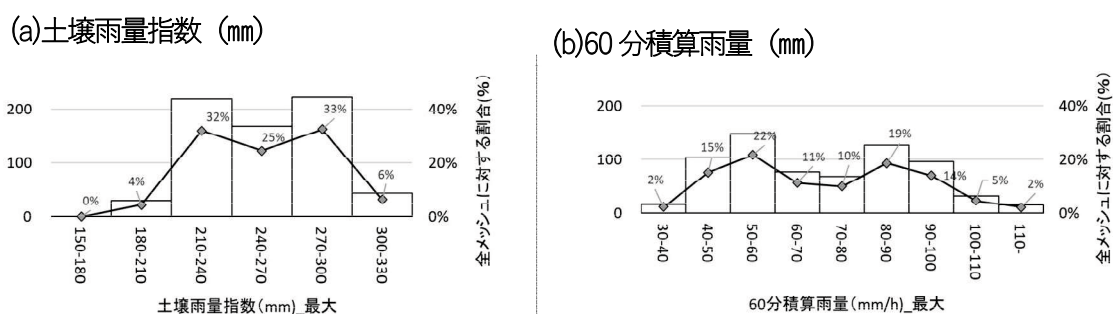


図5.3.2-3 土壌雨量指数・60分積算雨量のヒストグラム

のデータ数が特に多く、全データの9割程度を占める。60分積算雨量は34~110mm/hの範囲にあり、その平均は70mm/h程度であった。図5.3.2-3bのヒストグラムによると、60分積算雨量はおよそ50~60mm/hと80~90mm/hでのデータが多く、2つのピークをもった二峰性の分布を示している。

### 5.3.2.2 判別分析

熊本地震時とH28年6月降雨による土砂移動の発生・非発生について、傾斜量、最大加速度、降雨指標を要因とした判別分析を行い、それぞれの期間における土砂移動発生に寄与した要因を地質別に検討した。

分析では、解析単位である10mメッシュで少しでも土砂移動範囲がかかっている範囲を土砂移動の発生メッシュとし、それ以外を土砂移動の非発生メッシュとした(図5.3.2-4)。解析に使用した全メッシュ数は2,044,301メッシュであり、このうち、熊本地震時とH28年6月豪雨時の発生メッシュはそれぞれ83,114(全メッシュの約4.1%)と15,424(約0.75%)メッシュであった。

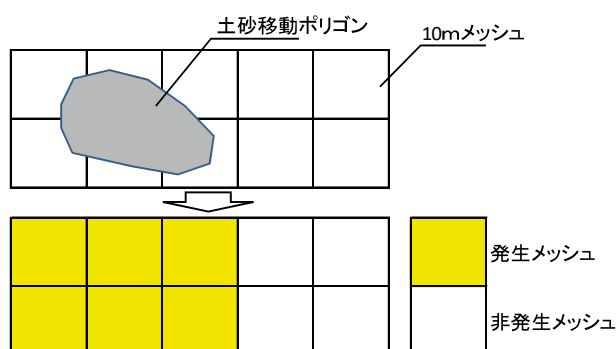


図5.3.2-4 発生・非発生メッシュの概念図

図5.3.2-5に判別分析の概念図を示す。判別分析とは、各要因の散布図から、目的変数を2つのグループにできる限りうまく分離するための線形判別式を算出する分析手法を示す。また、線形判別式より得られる判別係数を標準化された正準判別関数係数(以下、「係数」と表記)といい、係数が大きい要因ほど、2つのグループを分離するための寄与度が大きいことを示す。

本解析では、線形判別式により分離する2つのグループを、土砂移動の発生メッシュと非発生メッシュとした。また、目的変数、すなわち各要因は、5.3.2.1節と同様、傾斜量、最大加速度を採用したほか、降雨指標として、土壌雨量指数、60分積算雨量

をもとに算出した各メッシュでのH28年6月のRBFN値の最小値を採用した。なお、判別分析にあたり、RBFN値の最小値は解析の便宜上、降雨規模が大きいほど値が大きくなるように正負を逆転させた値を解析に用いた。

判別分析は、表5.3.2-1に示されるケースを実施した。すなわち、熊本地震時の土砂移動については、傾斜量、最大加速度を検討対象として分析したケース（ケース1）を行ったほか、H28年6月豪雨時の土砂移動は、傾斜量、最大加速度を対象とした分析（ケース2）に加え、傾斜量、最大加速度、地震後の降雨指標を対象としたケース（ケース3）を分析した。

分析にあたっては統計解析ソフト（SPSS）を使用し、各要因の代入は、ステップワイズ法を用いた。ステップワイズ法は、1つずつ要因を削除したりしながら最適な項目の組み合わせを検索する手法であり、土砂移動発生との関連性が極めて低い項目は除外する目的で使用した。

各ケースの判別分析結果より得られた係数の大小より土砂移動に対する各要因の寄与を評価した。判別分析結果の妥当性の確認にあたっては、発生メッシュは非発生メッシュに対してデータ数が少なく、発生メッシュ数と非発生メッシュ数の不均衡が著しく、全体のデータに対する発生と非発生を統合した正答率では適切に判断できない可能性があるため、各ケースでの非発生メッシュ、発生メッシュの各々の正答率を算出した（表5.3.2-2）。

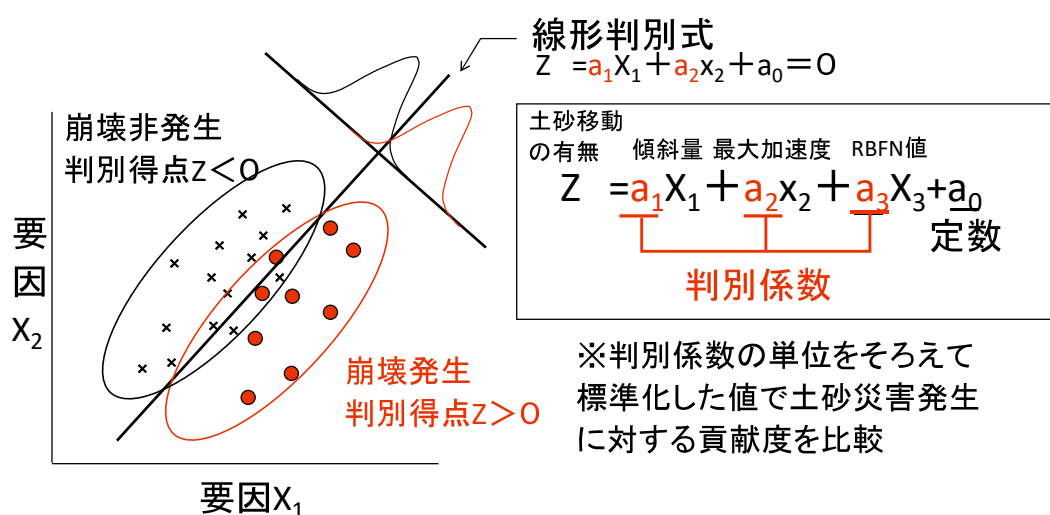


図5.3.2-5 判別分析の概念図

表 5.3.2-1 判別分析の実施ケース  
 ※RBFN 値の解析の便宜上、正負を逆転した値を用いた。

要因	単位	メッシュ単位	熊本地震時の 土砂移動	H28年6月豪雨 の土砂移動		
			ケース1	ケース2	ケース3	
地形的要因	傾斜量	度	10m	●	●	●
地震動の影響	最大加速度	Gal	250m	●	●	●
降雨の影響	RBFN値 (H28年6月の最小値※)	-	1km			●

表 5.3.2-2 判別分析の正答率の算出

		判別分析結果による予測		
		非発生メッシュ	発生メッシュ	
実際の 土砂移動	非発生メッシュ	①	②	□ : 正判別
	発生メッシュ	③	④	■ : 誤判別

$$\text{非発生メッシュの正答率} = \frac{\text{①}}{\text{①} + \text{②}}$$

$$\text{発生メッシュの正答率} = \frac{\text{④}}{\text{③} + \text{④}}$$

### 5.3.3 検討結果

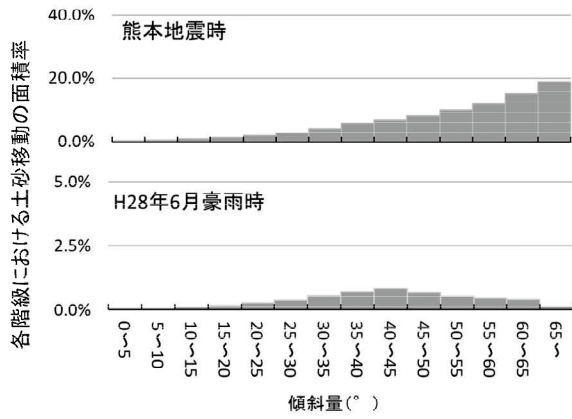
#### 5.3.3.1 土砂移動の面積率と各要因の関係性分析結果

図 5.3.3-1ab に傾斜量・最大加速度と土砂移動の面積率との関係を示す。この図では、熊本地震時は、傾斜量が大きくなるほど土砂移動の面積率が大きくなる正の相関性が確認される。一方、H28年6月豪雨時については40~45°までは熊本地震時と同様の傾向にあるが、それより急勾配の範囲では、土砂移動面積率が減少する傾向となっている(図 5.3.3-1a)。

最大加速度については、傾斜量に比べ土砂移動の面積率との相関性が明確ではないが、熊本地震時は350~400Gal から400~450Gal, H28年6月豪雨時は350~400Gal から450~500Gal にかけてエリアでの土砂移動の面積率の頻度が大きい。300~350Gal 以下のエリアは、全体に占めるエリア面積が20%未満と少ないものの、いずれも土砂移動の面積率はほとんど認められない(図 5.3.3-1b)。

図 5.3.3-2ab に、H28年6月豪雨時に発生した土砂移動の面積率と降雨指標(土壌雨量指数, 60分積算雨量)との関係を示す。この図では降雨指標(土壌雨量指数, 60分積算雨量)が大きいほどH28年6月豪雨時に発生した土砂移動の面積率が大きくなる正の相関となっている。

(a)傾斜量と土砂移動の面積率との関係



(b)最大加速度と土砂移動の面積率との関係

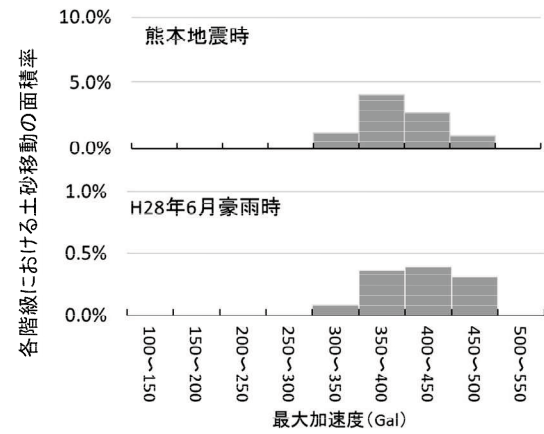
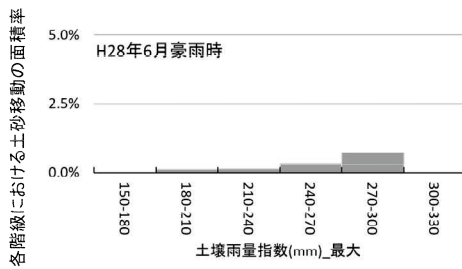


図 5.3.3-1 各ケースにおける土砂移動発生率の比較 (傾斜量・最大加速度)

(a)土壌雨量指数と土砂移動の面積率との関係



(b)60分積算雨量と土砂移動の面積率との関係

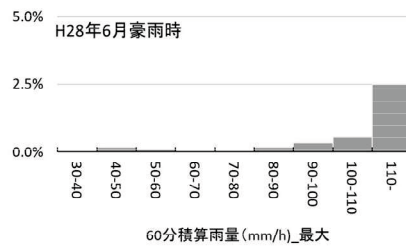


図 5.3.3-2 各ケースにおける土砂移動発生率の比較 (土壌雨量指数・60分積算雨量)

### 5.3.3.2 判別分析結果

図 5.3.3-3 に各ケースにおける判別分析結果を地質別に示す。また、表 5.3.3-1 に判別分析結果の各係数の値を一覧に示す。

図 5.3.3-3 下側の発生メッシュ、非発生メッシュの正答率に着目すると、いずれの地質・ケースにおいても 60~80%程度と比較的良好な正答率となった。

各ケースの係数分布（図5.3.3-3 上側）に着目すると、いずれのケース・地質においても傾斜量の係数が全般に大きい傾向となっている。ただし、H28年6月豪雨時を対象としたケース2とケース3では、熊本地震時を対象としたケース1よりも、傾斜量の係数が小さいという特徴がある（ただし、Aso1-4を除く）。

最大加速度の係数は、地質により傾向が異なっている。火山灰・軽石等とAso1-4の結果では、他の地質よりも最大加速度の係数が0に近いか負の値を示す特徴があった。しかし、それ以外では、いずれのケースも正の値を示していた。

H28年6月豪雨時のみを対象としたケース3に着目すると、RBFN値の係数についても、最大加速度と同様、地質によって傾向が異なっている。

全エリアでは、RBFN値が最大加速度よりも係数が大きく、発生メッシュの正答率がケース2に比べ5%程度増加している。地質別にみると、先阿蘇火砕岩類と降下火山灰は、降雨指標の係数が最も大きく、特に降下火山灰では、発生メッシュ、非発生メッシュともに正答率が3~10%程度増加している。一方、溶岩・火砕岩、Aso1-4では、RBFN値の係数は小さく、ケース2と比較した正答率の向上も小さいか、ほぼ確認されなかった。

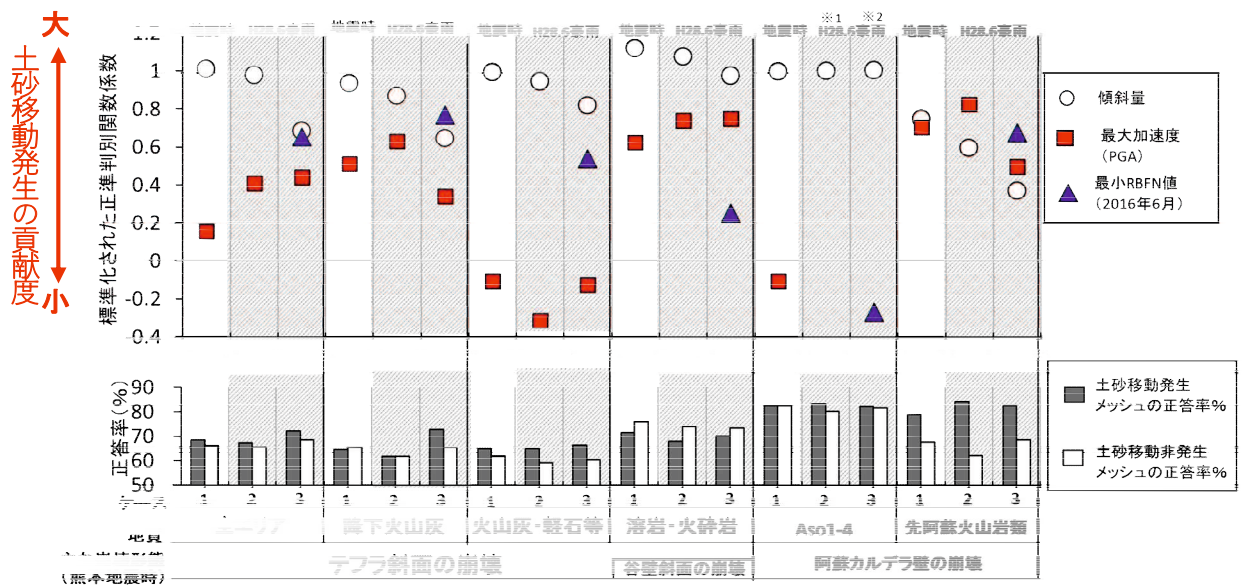


図5.3.3-3 各地質の判別分析結果による各要因の係数（上図）と判別分析の正答率（下図）

※1,2 グラフにない項目は、ステップワイズ法により寄与がないものとして削除されたことを示す。

表 5.3.3-1 各地質の判別分析結果による各要因の係数と判別分析の正答率

斜線の項目は、ステップワイス法により寄与がないものとして削除されたことを示す。

各要因	全エリア			降下火山灰			火山灰・軽石等			溶岩・火砕岩			Aso1~4			先阿蘇火山岩類			
	熊本地震	H28年6月豪雨		熊本地震	H28年6月豪雨		熊本地震	H28年6月豪雨		熊本地震	H28年6月豪雨		熊本地震	H28年6月豪雨		熊本地震	H28年6月豪雨		
傾斜量	1.01	0.98	0.68	0.94	0.87	0.65	0.99	0.95	0.82	1.12	1.08	0.97	0.99	1.00	1.00	0.75	0.59	0.37	
最大加速度	0.16	0.41	0.44	0.51	0.63	0.34	-0.11	-0.31	-0.13	0.62	0.74	0.75	-0.11	/	/	0.70	0.83	0.50	
RBFN値 (H28年6月最小)		0.65			0.77			0.53			0.25			-0.27				0.68	
正答率	土砂移動発生メッシュ	68.4	67.3	72.037	64.60	62.10	72.81	64.70	64.90	66.56	71.50	67.90	70.17	82.60	83.40	82.35	79.00	84.10	82.63
	土砂移動非発生メッシュ	66.2	65.7	68.341	65.30	62.00	65.43	62.00	59.20	60.43	76.20	73.70	73.15	82.50	80.40	81.74	67.60	62.20	68.52

### 5.3.4 考察

判別分析結果によると、熊本地震時・H28年6月豪雨時ともに傾斜量の係数が大きい傾向にあり、いずれも土砂移動発生に対する寄与は全体に大きかったと考えられる。傾斜量と土砂移動の面積率との関係については、H28年6月豪雨時の土砂移動は、40～45°にて土砂移動の面積率がピークとなり、熊本地震時より傾斜が緩いエリアでの土砂移動発生が中心である傾向にあった。このような特徴がみられた理由として、地震と降雨による誘因の違いにより土砂移動多発エリアの傾斜量の傾向に違いが生じたこと、あるいは、既に熊本地震時に傾斜量が大きいエリアにて高密度で土砂移動が多発したため、崩壊しうる斜面数が減少したことから、その後のH28年6月降雨では、相対的に土砂移動の発生が少なくなったことが考えられる。

また、熊本地震時を対象としたケース1よりH28年6月豪雨時を対象としたケース2の方がやや傾斜量の係数が小さい傾向が確認された。これは、前述の2つの理由のいずれか、あるいはその両方の理由が関連し、H28年6月豪雨時の土砂移動発生に対する傾斜量の寄与がやや小さくなった可能性が考えられる。

Aso1-4は他の地質と異なり、ケース別の判別分析結果において傾斜量の係数にほとんど変化がみられなかった。この理由を考察するため、傾斜量と土砂移動の面積率との関係を地質別に確認した結果、Aso1-4では他の地質より全般に傾斜量の大きいエリアでの土砂移動が多く、熊本地震・H28年6月豪雨時ともに40～45°以上の急傾斜での土砂移動発生が中心であったことが確認された(図 5.3.4-1)。これは、調査地内のAso1-4の分布が阿蘇外輪にあることを踏まえると、熊本地震・H28年6月豪雨ともにAso1-4ではカルデラ壁の急崖における土砂移動が主体であり、土砂移動発生に対し傾斜量が大きく寄与する地形状況であったため、判別分析結果のケースによらず、傾斜量の係数が概ね一定であったと考えられる。

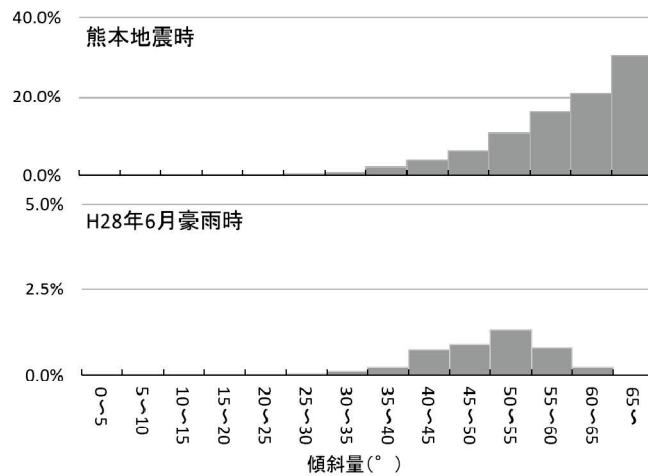


図 5.3.4-1 傾斜量と土砂移動の面積率との関係(Aso1-4)

最大加速度は、熊本地震時・H28年6月豪雨時ともに350Gal以上にて土砂移動の面積率が大きく、判別分析結果によると、火山灰・軽石等とAso1-4の結果を除くと係数は正の値を示す特徴がみられた。そのため、H28年6月降雨についても、火山灰・軽石等とAso1-4以外のエリアでは、熊本地震時と同様、最大加速度が大きかったエリアのほうが、土砂移動は発生しやすかった可能性が示唆される。

土壌雨量指数、60分積算雨量は、H28年6月豪雨時における土砂移動の面積率との間に正の相関性にある。また、判別分析結果(ケース3)をみると、全体にRBFN値の係数が最大加速度を上回っており、先阿蘇火砕岩類と降下火山灰では、降雨指標の係数が最も大きくなっている。このような特徴から、H28年6月降雨時では、全般にその後の降雨が土砂移動発生に大きく寄与したと考えられる。

表5.3.3-1より、全エリアのケース3を代表して、各要因の係数をみると、傾斜量、降雨指標(RBFN値)、最大加速度の順に大きい。最大加速度の係数は、3つの要因の中では最も小さいが、最大加速度とRBFN値の係数0.44と0.65を単純比較すると、最大加速度は、H28年6月豪雨時での土砂移動発生に降雨規模の2/3程度も寄与した可能性がある。

また、溶岩・火砕岩での判別分析結果(ケース3)では、最大加速度の係数が、RBFN値の係数の3倍も大きく、最大加速度の影響が土砂移動にかなり大きく寄与した可能性がある。一方、火山灰軽石等ではすべてのケースで最大加速度が負の値となり、Aso1-4ではケース1とケース3において、それぞれ最大加速度と降雨指標が負の値を示す。係数が負の値を示すことは、土砂移動が発生しない方向に寄与したことになり、



実態にあっていない。この理由についてはデータの精度上の影響が考えられるが、地質特性が反映された可能性も考えられる。

以上の特徴から、最大加速度が H28 年 6 月豪雨の土砂移動発生に及ぼした影響は、地質により、ばらつきがあると推定される。

#### 5.3.4 まとめ

本節では、阿蘇外輪地域において熊本地震時と H28 年 6 月豪雨時に発生した土砂移動を対象として、傾斜量、最大加速度、降雨指標データを用いた土砂移動の発生・非発生の判別分析により、土砂移動発生に対する各要因の相対的な寄与度について検討した。主要な結果は以下のとおりである。

- (1) 熊本地震時・H28 年 6 月豪雨時ともに傾斜量の係数が大きく、いずれも土砂移動発生に対する寄与は全体的に大きかったと考えられる。
- (2) 土壌雨量指数、60 分積算雨量は、H28 年 6 月豪雨時に発生した土砂移動の面積率との間に正の相関性があり、判別分析によると、各ケースにおける RBFN 値の係数は全般に大きかった。このことから、H28 年 6 月豪雨時の土砂移動に対する降雨の寄与は大きかったと考えられる。
- (3) 最大加速度は、熊本地震時・H28 年 6 月豪雨時ともに 350Gal 以上での土砂移動の面積率が大きく、係数は火山灰・軽石等と Aso1-4 を除き正の値を示す特徴から、全体に土砂移動発生に影響を及ぼした可能性がある。その影響は、係数の比較から降雨指標 (RBFN 値) の 2/3 程度であったと見積もられ、地質によってもばらつきがあると推察された。

本節では、10m メッシュ単位での分析を行ったが、実際に 10m 単位でのデータを使用した傾斜量に対し、最大加速度、降雨指標はそれぞれ 250m と 1km のメッシュを用い、傾斜量に比べると粗い解像度のデータを 10m メッシュ内に一律に割り当てせざるをえなかった。このため、土砂災害発生への寄与をより詳細に検討するためには、より解像度が高いデータによる解析を行うことが課題として考えられる。

また、判別分析の結果において、係数の分布傾向に違いが認められた地質区分については、具体的に各地質の特性によって異なる崩壊形態の違いとどのように関連しているかどうかは、十分な考察ができていない。このため、今後は、他の地震事例も踏まえ、解像度の揃ったデータに基づいて、より多種類のデータ解析の蓄積・検証を行っていくことも重要と考えている。

## 参考文献

- 1) 国土交通省 九州地方整備局阿蘇砂防事務所：阿蘇地域での主な災害，阿蘇砂防事務所ホームページ，<https://www.qsr.mlit.go.jp/asosabo/sabo/saigai.html>，参照2024-10-10
- 2) 産業総合技術研究所：QuiQuakeー地震動マップ即時推定システムー，<https://gbank.gsj.jp/QuiQuake/>，参照2021-07-30
- 3) 気象庁：平成 24 年 7 月九州北部豪雨，気象庁ホームページ，<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2012/20120711/20120711.html>，参照2021-03-01
- 4) 気象庁：梅雨前線による大雨，気象庁ホームページ，<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/2016/20160705/20160705.html>，参照日 2021-03-01
- 5) 国土交通省 水管理・国土保全局砂防部 気象庁：平成 28 年 4 月 16 日 1 時 25 分頃の熊本県熊本地方の地震に伴う土砂災害警戒情報発表基準の暫定的な運用について，<https://www.mlit.go.jp/common/001127915pdf>，参照2021-03-01
- 6) 国土交通省水管理・国土保全局砂防部・気象庁大気海洋部・国土交通省国土技術政策総合研究所（2023）：土砂災害警戒情報の基準設定及び検証の考え方，[https://www.mlit.go.jp/river/shishin\\_guideline/sabo/dsk\\_kizyun\\_kensho\\_r0503.pdf](https://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/sabo/dsk_kizyun_kensho_r0503.pdf)，参照 2023-05-28
- 7) 内田太郎・片岡正次郎・岩男忠明・松尾修・寺田秀樹・中野泰雄・杉浦信男・小山内信智(2004)：地震による斜面崩壊危険度評価手法に関する研究，国総研資料 第 204 号，pp.1-91
- 8) 小山内 信智・内田 太郎・野呂 智之・山本 悟・小野田 敏・高山 陶子・戸村 健太郎（2007）：既往崩壊事例から作成した地震時斜面崩壊発生危険度評価手法の新潟県中越地震への適用，砂防学会誌，Vol.59，No.6，pp.60-65
- 9) 神谷泉・乙井康成・中埜貴元・小荒井衛（2012）：地震による斜面崩壊危険度評価判別式「六甲式」の改良と実時間運用，写真測量とリモートセンシング，No.51，No.6，pp.381-386
- 10) 国土地理院（2019）：大地震の地盤災害の推計を“すぐ”に“だし”ます ～国土地理院 スグダス（SGDAS）システムの運用開始～，<https://www.gsi.go.jp/kenkyukanri/kenkyukanri61004.html>
- 11) 久保田哲也・地頭蘭隆・清水収・平川泰之・本田健・飯島康夫・泉山寛明・海堀正博・北原 哲郎・小林 浩・松本 俊雄・松尾 新二郎・松澤 真・宮縁 育夫・長野 英次・中濃 耕司・奥山 悠木・島田 徹・篠原 慶規・杉原 成満・武澤 永純・田中 信・内田 太郎(2012)：平成 24 年 7 月九州北部豪雨による阿蘇地域の土砂災害，砂防学会誌，vol.65，No.4，pp.50-61
- 12) 小野晃司，渡辺一徳（1985）：火山地質図 No.4 「阿蘇火山地質図」，地質調査所
- 13) 佐藤達樹，千木良雅弘，松四雄騎（2017）：2016 年熊本地震により発生した阿蘇カルデラ西部における斜面崩壊の地形・地質的特徴，京都大学防災研究所年報 第 60 号 B，pp.431-452
- 14) 北園芳人，笠間清伸，矢ヶ部秀美(2016)：平成 28 年熊本地震における土砂崩壊，第 8 回土砂災害に関するシンポジウム論文集，pp.49-54

## 第6章 本研究のまとめ

### 6.1 諸言

本研究では、地震後の降雨により発生する土砂移動の特徴や土砂災害発生リスクに関する研究を行った。

このうち、1章では、研究の背景や目的について述べた。2章では、既往文献資料の収集結果をもとに、地震後の降雨により発生した土砂移動の発生形態や被害規模、発生場の特徴の分析結果や地震影響のメカニズム等に関する整理結果を述べた。

3章では、新潟県中越地震後に発生した地すべりの分布特性を分析し、地震後の降雨による発生リスクについて検討を行った。

4章では、国内にて発生した12の地震を対象とした網羅的分析により、地震がその後の降雨による土砂災害に及ぼした影響の有無や影響期間等に関する検討を行った。

5章では、4章の分析結果より特に地震の影響が大きかった熊本地震について、熊本地震より約2か月後の豪雨にて土砂移動が多発した阿蘇地域を対象として複数の分析を行った。

本章では、各章の分析・検討結果をもとに、地震後の土砂移動の特徴や土砂災害の発生リスクを整理するとともに、今後の課題や展望を述べる。

### 6.2 まとめ

#### (1) 地震後の降雨による土砂移動の特徴

- ① 既往文献の収集・整理結果によると、地震後の降雨により発生する土砂移動の発生形態は、主に地震時の崩壊の拡大、新規崩壊、土石流であった。また、地震後の降雨により発生する土砂移動は、地震の影響により、地震前よりも少ない降雨で土砂移動が発生し、既往の研究事例によると、地震後半年間は、地震前の1～8割の降雨規模で発生する。地震の影響の具体的要因として、地震時に発生した亀裂、地震動による強度低下や地盤剛性の低下、地震時の崩壊土砂の流出の3つが考えられる。このうち、地震動による地盤剛性や強度低下による影響は、地震発生から時間経過とともに小さくなると考えられる(2章)。
- ② 既往の報告資料の整理の結果、地震後の降雨により土砂移動が多発したエリアでの主要な地質を確認した結果、花こう岩、堆積岩、火山岩エリアに区分された(2章)。また、各章における分析結果によると、地震時に揺れが大きかったエリアのほうが、その後の降雨による土砂移動も発生しやすい傾向にある。具体的に、各章での分析結果をまとめると、少なくとも震央から40km以内、地震時に震度5強以上、最大加速度350Gal以上を記録した範囲は、地震後の降雨

により土砂移動が多発しやすいエリアに該当すると考えられる（表6.2-1）。また、このような特徴は、既往研究により報告される地震時の地すべりの発生場の特徴とも類似するものである<sup>1)</sup>。

### 6.2-1 地震後の降雨による土砂移動エリアと地震動等との関係

検討項目	地震後の降雨による土砂移動(本研究)			地震時の地すべり(参考)
	崩壊、土石流など 2章 既往報告の分析	崩壊、土石流など 5章 熊本地震;阿蘇地方	地すべり 3章 新潟県中越地震;地域Cエリア	
推計震度	9事例中7事例は震度6弱以上	通常CLの捕捉率は、震度5強エリアで74%、震度6弱以上エリアで43%	67%の地すべりは震度6強で発生	93%以上の地すべりは震度5強以上で発生
最大加速度	9事例中6事例は400Gal以上	350Gal以上の土砂移動面積率が大きい	57%の地すべりは800~1000Galで発生	93%以上の地すべりは500Gal以上の分布域で
震央からの距離	9事例中8事例は40km以内	-	100%の地すべりは15km以内で発生	100%の地すべりは39km以内で発生
震源断層からの距離	-	-	70%の地すべりは上盤70%で発生	87%の地すべりは上盤側で発生

- ③ 新潟県中越地震後に発生した地すべりの分析結果によると、地すべりについても、地震後の降雨により発生しやすくなる可能性が考えられる。新潟県中越地震後に発生した地すべりは、中越地震の最大加速度が800~1000Gal、震度6強と揺れが大きく、地震時に地すべりが多発したエリアに多く分布する傾向ににあった。また、このエリアでの地すべり発生直前の3・10日間雨量を地震前後で比較すると、地震後は地震前の最小値に比べ、3日間雨量で24~85mm、10日間雨量で103~187mm少なかった(3章)。
- ④ 新潟県中越地震後に地すべりが多発したエリアでは、地震後の地すべりの発生面積が、 $0.1\sim 3.2\times 10^3\text{m}^2$ の範囲にあり、地震前や地震時に発生した地すべりの発生面積に比べて小さい特徴が得られた。この理由として、比較的大きな規模の地すべりの多くは新潟県中越地震時に滑動して安定化したため、地震後は、大規模な地すべり滑動が認められなくなった可能性が考えられる(3章)。
- ⑤ 熊本県阿蘇地方において、熊本地震時とその約2か月後のH28年6月豪雨にて発生した土砂移動は、六甲式<sup>2)</sup>より得られるF値と概ねの関係性が認められ、地震時の土砂移動だけでなく地震後の降雨による土砂移動についても、六甲式の適応性が示唆された。また、判別分析結果によると、熊本地震時と熊本地震より約2か月後のH28年6月豪雨ではいずれも土砂移動発生に傾斜量が大きく寄与したことが確認された。このような特徴から、地震後の降雨により発生する土砂移動は、地震時に発生する土砂移動と、発生場の地形的特徴が類似する可能性が考えられる(5章)。

- ⑥ 判別分析結果によると、熊本地震時だけでなく、その約 2 か月後の H28 年 6 月豪雨時の土砂移動発生にも、地震時における最大加速度が寄与したと考えられる。最大加速度の影響は、判別分析結果の係数の比較に基づくと、降雨影響の 2/3 程度の大きさであったと推察され、地質によってもばらつきがあると推察された。

(2) 地震後の降雨による土砂災害の発生リスク

- ① 既往文献の収集・整理の結果、地震後の降雨による土砂移動による主な被害事例として、大正 12 年 (1923 年) 関東地震と平成 28 年 (2016 年) 熊本地震があげられる。大正 12 年 (1923 年) 関東地震では地震より 2 週間後の豪雨により発生した土石流により、人家 140 戸の被災と 1 名の死者がもたらされた。また、熊本地震では、地震より 2 か月後の豪雨にて 22 練の被災と 5 名の死者があったと報告されている (1 章~2 章)。
- ② 地震時に揺れの大きかったエリアでは、地震後の降雨による土砂移動も発生しやすくなり、土砂災害の発生リスクも高くなると考えられる。阿蘇地方にて熊本地震より約 2 か月後の豪雨で発生した土砂移動での検証事例では、地震時の震度が高かったエリアほど、捕捉率が 26~31%も低下し、地震の影響より土砂災害警戒情報の予測精度が大幅に低下する可能性が確認された。一方、暫定 CL を適応した場合は、捕捉率は 8 割で 83%~100%、7 割にてすべての震度エリアにて 100%となり、現行の暫定 CL の引き下げの割合は、捕捉率の面で、概ねの妥当性が確認された (5 章)。
- ③ 12 の地震を対象とした分析結果によると、熊本地震は地震後 1 年目において、他の地震より地震後の降雨による土砂移動に及ぼした影響が大きかったと推察され、地震時に震度 5 強以上を記録したエリアでは、地震前より最大で 12 ポイント (地震前の発生率に対し最大約 37 倍) も発生率が増加する結果が得られた (5 章)。
- ④ 地震前からの発生率の増加を降雨規模別にみると、小規模降雨では、地震前からの発生率の増加が、中~大規模降雨によりも 1 桁以上小さかった。このことから、地震後の降雨による土砂災害は、中規模降雨 (RBFN 値 0.3~0.6) 以上で発生リスクが高まる可能性が考えられた。この特徴から、暫定 CL の適応にあたっては、割合に応じて各メッシュの通常 CL を一律に引き下げるだけでなく、引き下げ位置を中規模程度の降雨までを捕捉できる範囲にとどめることで、地震後に CL を必要以上に原点側に移動させることを抑制し、暫定 CL の空振り低減につながる可能性も考えられる (5 章)。

- ⑤ 熊本地震では、地震後に豪雨を経験するまでの期間が他の地震に比べ短かったため、地震直後の地盤剛性の低下を受け、地震の影響が顕在化した可能性がある。また、このように考えると、地震後の降雨による土砂災害発生リスクは、大まかには地震発生から早いタイミングに中規模以上の降雨を多く経験することで大きくなると考えられ、熊本地震の事例に基づくと、少なくとも地震発生より約2~3か月内は留意が必要である。そのため、出水期や出水期の直前に発生した地震では、地震直後に豪雨を経験する可能性が高いため、特に警戒する必要がある。一方、このような地震後の時間経過とともに地震の影響が小さくなる特徴は、暫定 CL の長期的な運用を避けるために資する情報になると考えられ、今後より詳細な分析により特徴を把握する必要がある (4章)。

### 6.3 今後の課題・将来の展望

#### (1) スクリーニング手法の確立

地震後の降雨により発生する土砂移動による二次災害を防止・軽減や暫定 CL の適応範囲をよりの確にするため、地震発生後、降雨により土砂移動が発生するリスクが高いエリアを、地震発生時に速やかにかつ精度よく抽出する手法を確立することが課題としてあげられる。

本研究の分析結果に基づくと、地震時に強い揺れを経験したエリアは、その後の降雨により土砂移動が発生するリスクが高いエリアとして考えられるが、より高い精度で発生エリアを予測するためのスクリーニング手法を確立することが重要である。

具体的には、本稿にて検討した地震後の降雨により発生した土砂移動を対象とした既存の地震時崩壊予測式の適応性について、他の地震後の降雨により発生した土砂移動に対して適応性を確認するとともに、その結果も踏まえ、地震後の降雨による土砂移動を対象とした予測式を開発することが考えられる。

地震直後の航空写真やレーザープロファイラの解析により、亀裂の分布範囲や崩壊土砂の堆積範囲の分布等を把握のうえ、その後の豪雨による危険エリアを設定する方向性も考えられる。

#### (2) より多くの災害データを踏まえた影響分析

4章の分析では、主に降雨データや災害報告データを基にした分析により、地震がその後の降雨による土砂移動に及ぼす影響は、大まかには地震発生から早いタイミングに中規模以上の降雨を多く経験することで顕在化しやすい可能性等を指摘した。

今後は、このような考察をより正確に検証するために、地形・地質条件の要因も踏まえた分析が必要であると考えている。すなわち、震度階級によるエリア区分に加え、

地形・地質の条件によりエリアをさらに細かく区分し、その後の降雨による土砂災害の発生状況等を降雨規模別に比較・分析する必要がある。そのためには、あらゆる地形・地質条件における箇所が発生した災害データをより多く蓄積していくことが重要な課題となる。

### (3) 地震影響を確認するための調査・観測

現地での調査・観測等の観点から、その後の土砂移動に及ぼす影響期間や影響の多寡を把握することも重要と考えられる。

具体的には、地震時に発生した亀裂に対しては、発生形状の観察や動態観測が考えられる。地震後の地盤剛性・強度低下に対しては、現地での地震波速度の観測や、各土質・岩盤検体に室内分析等が考えられる。

また、土砂堆積による影響は、複数時期のレーザープロファイラによる差分解析を実施し、地震直後からその後の土砂移動の流出状況の変遷やその期間中の降雨イベントとの比較等を行う方向性が考えられる。

## 参考文献

- 1) ハスバートル・石井靖雄・丸山清輝・鈴木聡樹・寺田秀樹・中村明(2011)：最近の逆断層地震により発生した地すべりの分布と規模の特徴, 地すべり学会誌, vol.48, No.1, pp.23-38
- 2) 内田太郎・片岡正次郎・岩男忠明・松尾修・寺田秀樹・中野泰雄・杉浦信男・小山内信智(2004)：地震による斜面崩壊危険度評価手法に関する研究, 国総研資料 第204号, pp.1-91



## 謝 辞

本論文は筆者が山口大学大学院創成科学研究科で令和3年4月から令和7年3月にかけての研究内容と、平成28年4月～平成31年3月に国立研究開発法人土木研究所土砂管理研究グループ地すべりチームに交流研究員として在籍させていただいた期間の研究成果、令和3年度の国土交通省近畿地方整備局紀伊山系砂防事務所からの受託業務成果の一部をとりまとめたものです。

社会人の博士後期課程の学生として、学業と仕事を両立することは想像以上に難しく、自身の見通しの甘さや未熟さを痛感して深く反省するとともに、論文執筆や学業生活を通して多くの人に多大なる御指導や御協力を賜りましたことを、ここ記し、謝意を表します。

4年間の学業生活を通し、山口大学工学部の鈴木素之教授には、終始、懇切丁寧なご指導をいただきました。コロナ禍におけるオンラインでのミーティングにより、終始、的確な助言を賜りました。また、なかなか研究が進まない著者に対し、最後まで粘り強くご指導いただきまして、本論文をまとめることができました。心より御礼申し上げます。

国立研究開発法人土木研究所の石井靖雄上席研究員（現（一財）砂防・地すべり技術センター斜面保全部部長）、西井稜子研究員（現 新潟大学准教授）、藤平大上席研究員（現 富士砂防事務所長）、櫻本智美研究員は、交流研究員として出向させていただいた3年間、数多くのご指導いただきました。石井部長、西井准教授には、3章の論文の元となった研究や論文の執筆を通して、懇切丁寧にご指導と的確なアドバイスを数多くいただきました。また、地震後の降雨による土砂災害をテーマとした研究に携わる機会を得たのも両氏のおかげであり、深く感謝いたします。

国土交通省国土技術政策総合研究所土砂災害研究部土砂災害研究室の中谷洋明室長（現（一財）砂防・地すべり技術センター研究開発部長兼企画部長）、木下篤彦主任研究官（現 日光砂防事務所長）、瀧口茂隆主任研究官（現 土砂災害研究室室長）、砂防研究室の坂井祐介主任研究官（現 阿蘇砂防事務所長）には、業務における解析や業務成果の論文執筆にあたり、親切丁寧な御指導をいただき、技術的な助言を数多くいただきました。また、中谷部長、木下所長には、本論文の公聴会にもオンラインにてご参加いただき、貴重なご意見と励ましの言葉をいただきました。

国土交通省近畿地方整備局大規模土砂災害対策技術センターの小杉恵課長（現 国土交通省近畿地方整備局河川部河川計画課長）、北本楽技官（現 国土交通省水管理・国土保全局砂防部砂防計画課企画係長）には、4章・5章の論文の基となった業務を通し、親切丁寧な御指導をいただきました。

紀伊山系砂防事務所には論文の基となるデータを数多く提供いただきました。また、現在、同事務所の所長となられております竹下航所長には、業務成果の一部を本論文へ活用すること

にご承諾いただきました。竹下所長には、土木研究所地すべりチームに主任研究員として在籍されていた際にも多くの面で御指導をいただきました。この場をお借りして深く感謝申し上げます。

株式会社エイト日本技術開発には、土木研究所への出向、山口大学大学院博士後期課程への進学のお機会を与えていただき、金声漢社長、森敦本部長、田口由明事業部長、藤原康正副事業部長、沼知之部門長、橋尾宣弘東北支社長には、種々の面で支援していただきましたことを心より感謝申し上げます。

海原荘一氏には、博士後期課程への進学を悩んでいる段階から相談に乗っていただき、大学進学後はデータ提供、解析手法、論文執筆等、研究を進めるうえで非常に数多くの面で懇切丁寧なご指導、仕事面でも数多くのフォローをいただきました。この手厚い支援がなければ、本論文をとりまとめることは到底できませんでした。心より厚く御礼申し上げます。

竹本大昭氏には、業務の履行、論文執筆にあたり、的確なご指導をいただき、土砂災害警戒情報に関する数多くの知識を与えて頂きました。また、九州支社防災保全事業部の古賀大陸部長、池田学副部長、前原恒佑氏、花木勇太氏には、学業と仕事を上手く両立できていない場面で数多く助けていただきました。深く御礼申し上げます。

予備審査会・本審査会におきましては、副査として審査していただいた山口大学工学部の中田幸男教授、中島伸一郎教授、吉本憲正准教授、森 啓年准教授には、数多くの的確なアドバイスとご指摘をいただきまして、本論文の改善の大きなきっかけとなりましたことを深く感謝いたします。

軸屋雄太助教、王丸祐佳氏、植田翼氏をはじめとする鈴木素之研究室のメンバーの方々には、公聴会開催にあたっての準備を行っていただき、多くの面で支援を図っていただきました。心より感謝申し上げます。

ここに記して、以上の方々に改めて深く謝意を表します。

令和7年3月

後根 裕樹